

УДК 552.311:553.061.2:553.07(477) «611»

№ держреєстрації 0107U000380

Інд №

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
НАЦІОНАЛЬНИЙ ГІРНИЧИЙ УНІВЕРСИТЕТ  
(НГУ)

49600, м.Дніпропетровськ, пр.К.Маркса, 19;  
тел./факс (0562) 47-39-09, телекс 143457 «AGAT SU»,  
E-mail: HomenkoO@nmu.org.ua

ЗАТВЕРДЖУЮ:

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

\_\_\_\_\_ О.С. Бешта

«\_\_\_» грудня 2008 р.

ЗВІТ  
ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ

ВИЗНАЧЕННЯ МЕТАЛОГЕНІЧНОЇ СПЕЦІАЛІЗАЦІЇ  
ТА ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ РОЗПОВСЮДЖЕННЯ  
КАРБОНАТ-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА В ДОКЕМБРІЇ  
тема ГП-400  
(заключний)

Начальник НДЧ,  
канд.техн.наук, доц.

О.Є. Хоменко

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

С.Є. Поповченко

2008

Рукопис закінчено 15 грудня 2008 р.

Результати цієї роботи розглянуті Вченою Радою НГУ,

Протокол № 8 від 16 грудня 2008 р.

## СПИСОК АВТОРІВ

ГП-400

Керівник теми – керівник Центру аналітико-технологічних досліджень (ЦАТД) НГУ, провідний науковий співр., к.г.-м.н., ст.наук.співр.	С.Е.Поповченко (Введення, Заключення; всі розділи)
Ст.наук.співр.ЦАТД	М.К.Журавльов (розділ 2)
Ст.наук.співр.ЦАТД	Л.О.Охримчук (розділ 5)
Фахівець I категорії ЦАТД	Є.С.Перков (розділ 1)
Старший викладач кафедри мінералогії і петрографії	О.В.Сливна (Підрозділ 3.2)

У підготовці матеріалів до складення звіту, графічних додатків, технічному та програмному забезпеченні проведення НДР, наборі та компоновці розділів звіту, їх редагуванні та ін.. приймали участь співробітники Іванютін С.М., Камков Р.Б., Гомля О.Є. та студентка гр. ІС-04.

Нормоконтроль

Л.О.Савостенко



## РЕФЕРАТ

Звіт про НДР: 245 с., 118 мал., 13 табл., 5 додатків, 97 джерел.

Об'єктом дослідження є силікатно-карбонатні породи Українського щита.

Ціль роботи - установити типоморфні ознаки силікатно-карбонатних порід магматичного генезису, закономірності їхнього поширення й розміщення в геологічних структурах докембрія, виявити їх металогенічну спеціалізацію й розробити основні принципи для їхньої класифікації.

У результаті проведених досліджень установлено, що силікатно-карбонатні породи, що асоціюють із ультрабазитами, мають магматичне походження й повинні ставитися до генетичного класу карбонатитів. На геохімічному рівні всі вони характеризуються наявністю апатит-рідкісноземельної і тантал-ніобієвою металогенічною спеціалізацією. Магматичний генезис силікатно-карбонатних порід підтверджується наявністю розплавних включень у мікрозернах апатиту, топологічними особливостями макротекстур і мікроструктур, характером взаємин із вміщуваними їх ультрабазитами й геохімічними особливостями. У результаті впливу метаморфізму прямі ознаки їхнього магматичного походження за рахунок перекристалізації, скарнування й мігматизації силікатно-карбонатних порід знищені, а на деяких масивах ультраосновні породи перетворені в ендербіти, амфіболіти й піроксенові кристалосланці.

На підставі отриманих даних розроблена модель формування карбонат-ультрабазитових масивів, виділені критерії, по яких вони можуть відрізнятися від схожих метаморфогенно-осадових товщ. Запропоновано виділяти два класи карбонатитів які асоціюють із ультрабазитами лужного й нормального ряду.

МАГМАТИЗМ, КАЛЬЦИФІРИ, СИЛІКАТНО-КАРБОНАТНІ ПОРОДИ,  
МЕТАМОРФІЗМ, РЕЧОВИННИЙ СКЛАД, МЕТАЛОГЕНІЯ.

## ЗМІСТ

Вступ.....	7
...	
1 Поширення на Українському щиті силікатно-карбонатних порід в асоціації з ультрабазитами.....	11
1.1 Риси геологічної будови Чернігівського масиву.....	18
1.1.1 Петрографічні особливості й взаємовідношення порід.....	21
1.1.2 Основні мінеральні асоціації.....	31
1.1.3 Корисна мінералізація.....	50
.....	52
1.2 Риси геологічної будови Малотерсянського масиву.....	54
1.2.1 Петрографічні особливості й взаємовідношення порід.....	57
1.2.2 Основні мінеральні асоціації.....	60
1.2.3 Корисна мінералізація.....	61
.....	61
1.3 Прояви силікатно-карбонатних порід Горіхово-Павлоградської і Криворізької шовних зон.....	65
1.3.1 Взаємовідношення силікатно-карбонатних і вміщуючих порід на Гурівській ділянці Криворізької шовної зони.....	68
1.3.1.1 Основні мінеральні асоціації і корисна мінералізація.....	70
1.3.2 Взаємовідношення силікатно-карбонатних та вміщуючих порід на Васильківській ділянці Горіхово-Павлоградської шовної зони.....	74
1.4 Риси геологічної будови Лукашівського, Сабарівського масивів.....	75
.....	77
1.4.1 Петрографічні особливості й взаємовідношення порід.....	79
1.4.2 Основні мінеральні.....	81
.....	84
1.4.1 Петрографічні особливості й взаємовідношення порід.....	84
1.4.2 Основні мінеральні.....	84

асоціації.....			
1.4.3	Корисна	мінералізація	85
.....			86
1.5	Риси геологічної будови Заваллівського і Хащеватського масивів.....		86
1.5.1	Петрографічні особливості й взаємовідношення порід.....		94
1.5.2	Основні мінеральні асоціації.....		95
1.5.3	Корисна мінералізація.....		97
1.6	Риси геологічної будови Капітанівського, Липовеньківського і		98
Чемерпільського масивів.....			100
1.6.1	Риси геологічної будови Капітанівського масиву.....		102
1.6.2	Петрографічні особливості і взаємовідношення порід .....		103
1.6.3	Основні мінеральні асоціації.....		
1.6.4	Корисна мінералізація.....		105
2		Методика	
досліджень.....			105
2.1	Методика польових досліджень.....		
2.1.1	Методика топомінералогічних досліджень.....		132
2.2	Камеральні дослідження.....		144
2.2.1	Обробка	геохімічних	
даних.....			163
3	Речовинний склад силікатно-карбонатних порід і взаємовідношення з		168
ультрабазитами.....			175
3.1	Петрографічні різновиди й типоморфні макроознаки, зіставлення з		175
кальцифірами гнейсових комплексів.....			
3.2	Особливості внутрішньої будови силікатно-карбонатних порід і		192
взаємини			3 196
ультрабазитами.....			
3.3	Геохімічні особливості і типоморфні асоціації мікроелементів.....		200
3.4	Вплив тектоно-метаморфічних процесів на перетворення		201

кальцифірів.....	203
3.5 Супутня рудна мінералізація карбонат-ультрабазитових масивів.....	204
4 Модель формування силікатно-карбонатних порід в ультрабазитах.....	205
4.1 Модель магматичного походження силікатно-карбонатних порід.....	208
4.2 Модель формування хромітового зруденіння в карбонат-ультрабазитових масивах Побужжя.....	210
4.3 Формаційно-генетична приналежність досліджених ультрабазитів...	213
5 Класифікаційні ознаки карбонат-ультрабазитових масивів Українського щита.....	222
..	223
5.1 Структурно-геологічні ознаки	229
.....	
5.2 Ознаки по складу й будові.....	239
5.3 Ознаки по геохімічних особливостях.....	242
5.4 Зв'язок з проявами корисної мінералізації.....	
5.5 Основи класифікації карбонат-ультрабазитових масивів.....	
Висновки.....	
..	245
Перелік посилань.....	
Додаток А Геологічна карта домезозойських утворень Центральноукраїнської і Донбаської серії Масштаб 1:500000....	
Додаток Б Каталог проявів силікатно-карбонатних порід Українського щита.....	
Додаток В Результати обробки геохімічних даних.....	
Додаток Г Витяг з протоколу засідання Ради з наукового напрямку "Технології прогнозування, пошуку та розвідки корисних копалин".....	

Додаток

Д

Рецензія.....

Додаток Є Витяг з протоколу засідання Вченої Ради Дніпропетровського відділення Українського державного геологорозвідувального інституту про впровадження результатів досліджень по НДР ГП-400.....

## ВСТУП

Документальною основою постановки теми ГП-400 послужив наказ Міністерства освіти й науки України від 27.10.2006 р. №732, а також наказ по НГУ від 20.12.2006 р. №337. На підставі вище згаданих наказів строки виконання теми були встановлені з 02.01.2007р. по 31.12.2008 р.

Проведені дослідження спрямовані на рішення фундаментальних завдань в області петрології, магматизма й рудоутворення. Об'єктом дослідження є силікатно-карбонатні породи які тісно асоціюють із ультрабазитовими масивами Українського щита. В областях розвитку високотемпературного метаморфізму через конвергентність ознаки дотепер існують серйозні проблеми у визначенні їхньої

генетичної приналежності. Вони можуть мати первинне осадове походження, але в результаті впливу процесів метаморфізму й ультраметаморфізму розкристалізовуватись, піддаватися скарнуванню, заміщатися силікатними мінералами, здобуваючи вигляд повнокристалічних порід.

З іншої сторони вони можуть мати первинне магматичне походження й відноситися до карбонатитів. Процесами високотемпературного метаморфізму ознаки магматичного походження будуть нівелюватися за рахунок перекристалізації речовини й взаємодії карбонатів з різними силікатними мінералами. Також, як і по осадових карбонатних товщах, у них можуть розвиватися процеси скарнування, перевідкладення речовини й т.п., що приводить до формування порід, схожих з метаморфізованими осадовими утвореннями.

Актуальність виділення саме магматичних карбонатних порід продиктована різко різною в порівнянні з осадовими металогенним навантаженням. З магматичними карбонатними породами, які виділяються в окрему групу карбонатитів, зв'язана ціла гама корисних копалин насамперед, рідких земель, апатиту, танталу, ніобію, благородних металів, поліметалів і заліза, деяких дорогоцінних каменів, вермикулітів, силікатно-нікелевих руд, флюориту, а по окремих відомостях алмазів і навіть вольфраму, молібдену й олова. З осадовими ж карбонатними породами в найкращому разі сполучені деякі родовища марганцю, графіту й дрібні родовища скарнового типу.

В останнє десятиліття дану проблему розпізнавання карбонатитів інтенсивно намагаються вирішувати в Росії, Китаї й інших закордонних країнах, особливо при дослідженні алмазоносності Африканського континенту. Багато російських дослідників уже зараз прийшли до висновку про необхідність перегляду відношення до неklasичних карбонатитів й істотному розширенні класу карбонатитів як генетичної групи.

Актуальність даної проблематики не менш гостро стоїть й в Україні. На сьогоднішній день тільки один Чернігівський масив визнається карбонатитовим. Всі інші силікатно-карбонатні породи продовжують наполегливо й беззастережно

відносити до осадових архейських утворень незважаючи на спроби деяких дослідників порушити питання про їхнє магматичне походження. При цьому, ігноруються факти їхньої тісної асоціації з ультраосновними породами, одноманітність і сталість прояву текстур, структур, мінерального складу на багатьох масивах Побужжя, Приазов'я, Кривого Рогу й Горіхово-Павлоградської зони.

З огляду на сформоване в Україні стереотипне відношення більшості дослідників і геологів до проблеми карбонатитового магматизма метою дійсного дослідження з'явилося виявити можливі ознаки подібності й відмінності з високометаморфічними осадовими товщами й визначити ознаки, які свідчать про їхню приналежність до магматичних формацій. Для цього на першому етапі дослідження була зібрана в максимально доступному обсязі інформація з фондової й опублікованої літератури, на підставі якої після проведеного аналізу складений каталог потенційних проявів карбонат-ультрабазитового магматизма на Українському щиті. Також у перший рік були проведені польові дослідження в доступні до детального геологічного картуванню об'єктах, розкритих кар'єрами, у природних оголеннях або свердловинами.

У проміжному звіті "Установлення типоморфних особливостей силікатно-карбонатних порід магматичного генезису" в 2007 році основна увага була приділена детальному опису ділянок з потенційним розвитком карбонат-ультрабазитового магматизма. По ньому в заключному звіті після проведеного аналізу в першому розділі висвітлені основні риси будови вивчених масивів з виділенням особливостей їхньої первинної будови, що існують нині мінеральних асоціацій і металлогенічного навантаження. У другому розділі освітлені питання методики проведених досліджень.

Третій розділ присвячений викладу основних результатів проведених досліджень по фактичному зібраному матеріалі. Насамперед у ньому приділена увага макроскопічним ознакам і відмінностям по фізичних властивостях (магнітній сприйнятливості й питомій вазі) між кальцифірами гнейсових й ультрабазитових комплексів. Детально охарактеризована внутрішня будова силікатно-карбонатних

порід й її взаимовідношення з ультрабазитами. Зокрема, виділені типоморфні гранобластичні й панідіоморфнозернисті мікроструктури кальцифірів й ультрабазитів, розкристалізовані зони загартування, келефітові мікроструктури олівінів, характерні для кімберлітових карбонатитів і т.п. За геохімічними даними проведено зіставлення по розподілу мікроелементів у силікатно-карбонатних породах й ультрабазитах різних формацій, що дозволило віднести їх до єдиного інтрузивного комплексу альпінотипних і сублужних ультрабазитових формацій. Також розглянуті питання метасоматичного перетворення силікатно-карбонатних порід й їх мігматизації, металлогенічні особливості всіх вивчених масивів.

Четвертий розділ присвячений теоретичним питанням силікатно-карбонатного магматизма. У ньому за експериментальними даними відбиті умови зародження й розшарування магми на силікатну й карбонатну складові й запропонована модель формування хромітоносних масивів. Теоретичне узагальнення дозволило показати, що існування силікатно-карбонатної магми можливо тільки в умовах великого вмісту в ній летучих компонентів (більше 20%), що є потужним джерелом рудо генеруючих процесів при формуванні таких магм у земній корі.

У заключному п'ятому розділі виділені ознаки, які можна використати як критерії для виділення карбонат-ультрабазитових масивів магматичного походження. По розходженнях, що намітилися, у складі й будові масивів запропоновані варіанти для розробки їхньої класифікації. Зроблено основний висновок: на Українському щиті існують два класи карбонатитів, пов'язаних з формуванням лужно-ультраосновного й ультраосновного магматизма нормального ряду, які володіють трохи різним металогенічним навантаженням при загальній тенденції до наявності апатит-рідкісноземельної і тантал-ніобієвої мінералізації.

Автори звіту дану роботу присвячують на згадку ідейному натхненникові й соратникові, який раптово пішов з життя, професорові Харківського національного університету, доктору геолого-мінералогічних наук Володимиру Миколайовичу Воєводіну.



# 1 ПОШИРЕННЯ НА УКРАЇНСЬКОМУ ЩИТІ СИЛКАТНО-КАРБОНАТНИХ ПОРІД В АСОЦІАЦІЇ З УЛЬТРАБАЗИТАМИ

У складі практично всіх структурно-формаційних комплексів Українського щита зустрічаються карбонатні породи, які розрізняються по речовинному складу, будові, умовам залягання й взаимовідношенню з породами, що вміщують. Частина з них тісно асоціює із залізисто-кремністими формаціями докембрію або сформовані в результаті низькотемпературного метасоматозу або диафторезу по ультраосновних породах, інша частина має пологозалягаюче пластове відносно витримане залягання,

найчастіше слабо метаморфизована (наприклад ділянка Радомишль) з ознаками витриманої шаруватості по нашаруванню. І ті, і інші мають досить виразні ознаки генетичного походження у зв'язку із чим нами не розглядаються.

Зовсім інакше питання генезису й металогенії виглядають стосовно силікатно-карбонатних порід (кальцифірів), які асоціюють із базит-ультрабазитовими комплексами й поширені серед високометаморфизованих супракрystalльних порід. Відсутність однаковості в найменуванні різних різновидів таких силікатно-карбонатних порід обумовлено дискусійністю проблеми їхнього генезису, що негативно позначається на оцінці рудоносності деяких карбонатних комплексів, кореляції й ув'язуванню просторово роз'єднаних карбонатних утворень й істотно впливає на металогенічні побудови.

На сьогоднішній день на Українському щиті до магматичних утворень таких порід беззастережно відносять тільки Чернігівський масив, де чітко виявлена рідкометальна металогенічна спеціалізація. Інші масиви, такі, наприклад, як Лукашевський, Сабаровський, Капітановський, через відсутність подібної яскраво вираженої спеціалізації намагаються прив'язати до будь-якого іншого, але тільки не до магматичного генезису. У розгорнутій нами дискусії в журналі "Вітчизняна геологія" такі провідні дослідники карбонатитів, як С.Г.Кривдик, Ю.А. Багдасаров після наведених нами аргументів готові визнати навіть їхню магматичну природу, але тільки не відносити до генетичного класу карбонатитів.

Вивчені нами силікатно-карбонатні породи в асоціації з базит-ультрабазитовими комплексами поширені практично у всіх мегаблоках Українського щита в тектонічно активних долгоживучих зонах. Як правило, вони тяжіють до окраїн мегаблоків або поширені безпосередньо в шовних зонах, якими є Голованівська, Горіхово-Павлоградська й, частково, Криворізька, а також на східній окраїні Приазовського блоку й Волині, де інтенсивно виявлений магматизм ультраосновного й лужного складів. Складності у визначенні генетичної належності таких карбонатних порід полягають в істотному перетворенні їхньої первинної структури під впливом високоградієнтного метаморфізму не нижче епідот-амфіболітової фації, але

особливо при верхніх шаблях амфіболітової фації, де широко поширені процеси гранітизації, що нівелюють ознаки первинного походження порід. У зв'язку із цим породи як осадового, так і магматичного генезису можуть здобувати після впливу метаморфізму ознаки подібності в будові й мінеральному складі. Таким чином, виділяється мінімум 3 групи порід, які в умовах високоградієнтного метаморфізму можуть здобувати подібні ознаки:

- скарновані первинно-осадові карбонатні породи (властиво кальцифіри);
- скарновані низькотемпературні метасоматичні або магматичні карбонатні породи;
- власне карбонатити магматичного й метасоматичного походження.

Перша генетична група первинно-осадова, що включає різні вапняки, мергелі й доломіти, зустрічається тільки в областях осадко-накопичення з відносно спокійною тектонічною обстановкою, де первинноосадкові породи не зазнали істотних діагенетичних, а тим більше метаморфічних (вище зеленосланцевої фації) перетворень. Типовою особливістю їхнього поширення є тісна асоціація з іншими осадовими породами, які не втратили явних ознак осадового походження, згідне з ними залягання й характерні для осадових товщ особливості перешарування й повторювання через певні ритми різного порядку. Мінеральний склад карбонатних порід витриманий по всьому простяганню таких товщ і повторюється в різних частинах при формуванні смугастості за рахунок мікросхаруватості. Внутрішня будова карбонатних порід виражається в перевазі дрібнозернистих і тонкозернистих структур, масивних з елементами полосчатих і неяснополосчатих текстур, можливою наявністю органічних залишків. Прикладами таких товщ в Україні можуть служити карбонатні відкладення Донбасу, Причорноморської западини й Криму, а тому через явність і незаперечність ознак осадового походження нами в межах проведених досліджень не розглядаються.

Трохи інакше виглядають можливості їхньої генетичної діагностики при накладанні тектонічних процесів, синхронних з магматизмом і метаморфізмом. У результаті подібних впливів відбувається перекристалізація карбонатних порід, їх

метасоматичне перевідкладення з формуванням січних карбонатних жил, реакційних взаємодій з породами, що вміщують, що приводить до формування скарнів або подібних їм порід. Безпосередньо карбонатні товщі можуть у різному ступені перекристалізовуватись, здобуваючи різнозернисті структури, у тому числі й крупнокристалічні. Особливо значні перетворення спостерігаються в областях розвитку метаморфізму високих фацій, що приводить до майже повного нівелювання ознак внутрішньої будови, типового для осадових порід. Особливо це проявляється з появою таких силікатних мінералів як диопсид, эгирин, епідот, які в подібних обстановках уважаються в більшості випадків типоморфними мінералами скарнового процесу. Саме подібні ситуаційні обстановки і є предметом численних дискусій, найчастіше умоглядних і слабо аргументованих, у яких приводяться ті самі факти на користь протилежних точок зору. Через традиційні погляди, що сформувалися, про первиноосадкове походження таких мінеральних асоціацій з накладеним скануванням у карбонатних породах багато проявів карбонатитів приймаються до сьогоднішнього дня з погляду осадового генезису [1].

Прикладом цього можуть служити особисті дослідження автора звіту й цього розділу в межах Маломурунського масиву. На південній окраїні названого масиву в оточенні грубозернистих эгиринітів було оконтурено тіло овальної форми розміром приблизно 1,2x0,7 км середньозернистих доломіт-кальцитових порід, що містять, як й у лейцитових сиєнітах, брукитову мінералізацію з ідіоморфними зернами від 3 до 12 %. Незважаючи на наявність поблизу 5 тіл бонстонітових карбонатитів, генетична природа яких ні в кого не викликала сумніву, названі доломіт-кальцитові породи приймалися за осадові породи, а відкрита автором поліметалева мінералізація зі змістом свинцю від 3 до 42% однозначно була прийнята за телетермальну мінералізацію. Висловлені на той час міркування про скарнове походження поліметалевої мінералізації й за аналогією із закордонними родовищами про карбонатитову природу не знайшли підтримки. Надалі через 15 років їх карбонатитова природа була доведена й більше того завдяки наявності карбонатитів Сосновської ГРЕ було відкрито значне по масштабам родовище алмазів. У зв'язку з

вище висловленими міркуваннями проведені дослідження спрямовані саме на з'ясування ознак розходження карбонатних порід магматичного й первинного осадового походження і їх металогенічної спеціалізації у високометаморфізованих комплексах докембрію.

Друга група кальцифірів і мармурів, розповсюджена серед високометаморфізованих порід докембрію, представляє найбільші труднощі у виявленні ознак їхнього генезису. Неможливість визначення ознак первинного походження, які практично повністю затушовані процесами метаморфізму, без тонких досліджень речовинного складу й внутрішньої будови не дозволяють вирішувати подібні питання. У даній групі нас цікавлять карбонатні мармуроподібні агрегати з розсіяними зернами гранату, піроксену, амфіболу, епідоту, апатиту, хлориту, магнетиту, піриту, пірротину, халькопіриту, сфалериту й ін., що вважаються виниклими метасоматично по вапняку в процесі скарнування або метаморфічних перетворень. У таких середньо- або грубозернистих мармуроподібних агрегатах нерідко по компромісних поверхнях устанавлюється синхронна кристалізація перерахованих мінералів з карбонатами. Отже, ці мінерали росли не метасоматично в карбонатній породі, а властиві їй споконвічно. Мармуроподібні карбонатні тіла виглядають згодними або січними стосовно порід, що вміщують, у тому числі - вапняки, вони утворюють поклади, дайки, штоки, розгалуджені жили й жилки. Останні досить нагадують гідротермальні карбонатні жили, але характеризуються високотемпературними парагенезисами. Представляється правильним відносити ці мармуроподібні тіла до так названих некласичних карбонатитів і карбонатит-пегматитів, а не до скарнованих вапняків. Мармурозовані вапняки не є рідкістю на скарнових об'єктах, важливо відрізнити явища заповнення порожнин, впровадження й оплавлення від метасоматичних і перекристалізаційних процесів.

На багатьох уральських "скарнових" родовищах залишилися невпізнаними карбонатитові тіла внаслідок традиційних поглядів на скарни як на метасоматичні гірські породи, при цьому явища метасоматозу в карбонатних тілах не розглядалися на основі точних морфологічних ознак. Спеціальний розгляд онтогенезу мінералів

скарнових родовищ, зразки яких прикрашають вітрини всіх великих музеїв Росії, виявило парадоксальну ситуацію. У багатьох (особливо крупно- або гигантозернистих) скарнових агрегатах установлюються ознаки кристалізації в порожнинах (симетричний геометричний відбір, прояви сили ваги, дроблення й овивання ранніх агрегатів пізніми, багаторазове повторення подібних мінеральних агрегатів, і т.п. ; [2]).

Дотепер некласичні карбонатити, тобто не приналежні ультраосновним лужним комплексам, обходяться увагою геологів. Існує переконання, що некласичні карбонатити не утворюють великих тіл й, тим більше, не утворюють великих родовищ корисних копалин [3]. Це переконання необхідно переглянути. Так, найбільші уральські нікелеві родовища в корах вивітрювання (В. Уфалей і Липовське) є карстовими утвореннями на нікеленосних карбонатитах, а великі золотонсні розсипи в районі В. Санарки в Челябінській області перебувають у карстових утвореннях на карбонатитах. Частина жил з демантоїдами на уральських родовищах належить карбонатитам. Найбільші родовища рубіну й шляхетної шпінелі теж представлені карбонатитами [4]. Карбонатитам належить Слюдянське флогопітове й Малобистрінське лазуритове родовище в південно-західне Прибайкалля [5].

Не впізнаними залишилися вольфрамоносні (шеєлітові) карбонатити родовища Схід-2 у Примор'ї й на родовищі Тирниауз на Кавказі. Уральські розсипи алмазів, напевно, ще довго будуть чекати визначення своєї приналежності до карбонатитів [1].

Таким чином, карбонатні породи серед глибоко метаморфізованих комплексів у більшості випадків приймалися й приймаються дотепер багатьма дослідниками за первинно осадові утворення. На противагу їм третя генетична група магматичних карбонатних порід визнається тільки з позиції класичних карбонатитів, а саме при наявності в них проявів рідкоземельних елементів і тісною асоціацією з лужними інтрузивними породами й лужним метасоматозом. З позиції класичних карбонатитів в Україні розглядається тільки один Чернігівський масив. Інші масиви карбонатних порід незважаючи на багато спірних фактів і думки рядових дослідників відносять

винятково до осадових, що продиктовано надмірним захопленням і переважаючим напрямком у науковій думці з 60-х по кінець 80-х років гіпотезами масштабного залізо-кремністого осадконакопичення в докембрії, що по'язують з різкою зміною режиму планетарного розвитку Землі.

Яскравим прикладом такого однобічного підходу може служити залізисто-кремніста кальцифір-метабазит-гнейсова формація. Райони поширення розглянутої формації присвячені до найбільше тектонічно активних зон УЩ, які характеризуються широким розвитком доживучих глибинних розламів і високих фацій метаморфізму порід. Так, дана формація виявлена тільки в Білоцерківсько-Одеській (Голованівській), Горіхово-Павлоградській, Центрально-Приазовській і Західно-Інгулецької шовних зонах. Характеризується відсутністю вірогідно встановлених базальних утворень у низах розрізів, перевагою тут амфіболітів, розсланцьованих ультрабазитів, плагіоклаз-піроксенових кристалічних сланців, графітвміщуючих високоглиноземістих гнейсів, відсутністю ознак седиментогенної ритмічності й упорядкованості.

У надрудній частині розрізів переважають амфіболіти, кристаллосланці основного складу й метабазити, які в більшості випадків перекриваються зі стратиграфічною незгодою різними по складу гнейсами. Кальцифіри й залізисто-кремністі породи поширені без виразних стратиграфічних ув'язувань, перемежуються з амфіболітами й основними кристалічними сланцями переважно в середніх частинах розрізів товщі, де мають переривчасто-лінійне поширення й групуються в окремі обрії, які можна простежити до декількох кілометрів, витягнутих уздовж великих розламів або тектонічних границь трогових структур. При цьому потужність товщі ультрабазитів, кальцифірів, залізисто-кремністих порід і карбонат-магнетитових багатих руд не перевищує 0,8-1,2 км, а звичайно становить близько 100-400 м, що цілком порівняно з потужністю хромітоносних масивів Побужжя.

Поширення залізисто-кремністої кальцифір-метабазит-гнейсової формації просторово збігається з областями локалізації силікатно-карбонатних порід, у тому

числі й Чернігівського карбонатного комплексу. Просторовий зв'язок і геоструктурне положення розглянутих комплексів дозволяє припустити близькість їхніх генетичних умов формування. Крупно- і середньозерниста будова карбонат-магнетитових руд із закономірним збільшенням змісту магнетиту в центральних частинах рудних лінз у невитриманих по латералі шарів, поступові переходи залізистих кварцитів в амфіболіти й ультрабазити, перевага меланократових і лейкократових різновидів кальцифірів гранобластової або повнокристалічної будови дозволяють провести аналогію з вивченими хромітвміщуючими силікатно-карбонатними породами.

Подібність проявляється в перевазі неяснополосчатих і п'ятнисто-вкраплених текстур, у поширенні однакових акцесорних мінералів таких, як апатит, сфен, циркон, ільменіт, шпінель, бадделіт, графіт. Кальцифіри розглянутих об'єктів представлені доломіт-кальцитовими різновидами, мають трохи підвищені вмісти нікелю, кобальту, хрому, фосфору, титану, марганцю. Магнетит залізисто-кремністої кальцифір-метабазит-гнейсової формації представлений відносно крупними зернами (0,1-2мм) та ідіоморфною, ізометричною або овальною формою з ознаками кристалографічного огранювання, зрідка подовженими різновидами, що утворилися в результаті деформації. Для магнетитів характерні структури розпаду твердих розчинів зі шпінеллю, ульвошпінеллю й набагато рідше з ільменітом. По структурах розпаду твердих розчинів і згідно [6] переважної мікротвердості (550-600кг/мм<sup>2</sup>) дані магнетити відповідають умовам утворення на магматичному етапі й більш докладно вивчалися нами в габброїдних породах Східного схилу Уралу. Почасти по ряду властивостей магнетити розглянутої формації відповідають магнетитам Ковдорського родовища, що є загальновизнаним представником некласичних карбонатитів.

У зв'язку з можливістю формування подібних силікатно-карбонатних порід на другому етапі дослідження нами були сформульовані наступні завдання:



- виділити на різних блоках і площах Українського щита масиви, що містять силікатно-карбонатні породи, які мають ознаки первинного магматичного формування;

- виділити ознаки подібності й відмінності по геологічній позиції й речовинному складі силікатно-карбонатних порід і порівняти їх із Чернігівським масивом;

- узагальнити металлогенічну спеціалізацію досліджених масивів;

- проаналізувати ознаки подібності й відмінності в геологічній позиції й текстурно-структурних особливостях силікатно-карбонатних порід вивчених масивів і кальцифірів залізисто-кремністої кальцифір-метабазит-гнейсової формації;

Провести експериментальні дослідження з моделювання процесів магматичного й метаморфічного утворення й перетворення силікатно-карбонатних порід і рудної мінералізації;

- зіставити фактичний матеріал з експериментальними даними й оцінити ймовірності магматичного, метаморфічного або комбінованого способу формування сучасного вигляду силікатно-карбонатних порід;

- визначити можливі типоморфні ознаки для масивів ультрабазитов із силікатно-карбонатними породами й розробити онови для їхньої класифікації по металлогенічній спеціалізації.

## 1.1 Риси геологічної будови Чернігівського масиву

Чернігівський масив віднесений до однойменної зони розламу північно-східного простирання (СВ 30-35 ), що являє собою серію крутопадаючих зближених розривів растяжіння, виконаних утвореннями карбонатитівового комплексу. По серії поперечних, діагональних і поздовжніх розривів Чернігівський масив розбитий на окремі більш дрібні блоки, зміщені на відстані до 100 м, а, можливо, і більше. Свердловинами розкриті вміщуючі незмінені гранітоїди під карбонатитами, що дозволяє припустити тектонічний контакт між цими породами й насування (на схід) карбонатитів на породи рами. З найбільш "молодими" тектонічними порушеннями в

межах масиву зв'язується розвиток фенітизації віднесеної до зон мілонітизації й катаклазу [Додаток А].

Магматичні й метасоматичні утворення карбонатитів комплексів залягають суб-згідно, або згідно серед високометаморфізованих (гранулітова фація) порід західно-приазовської серії архею, які складають антиклінальну складку.

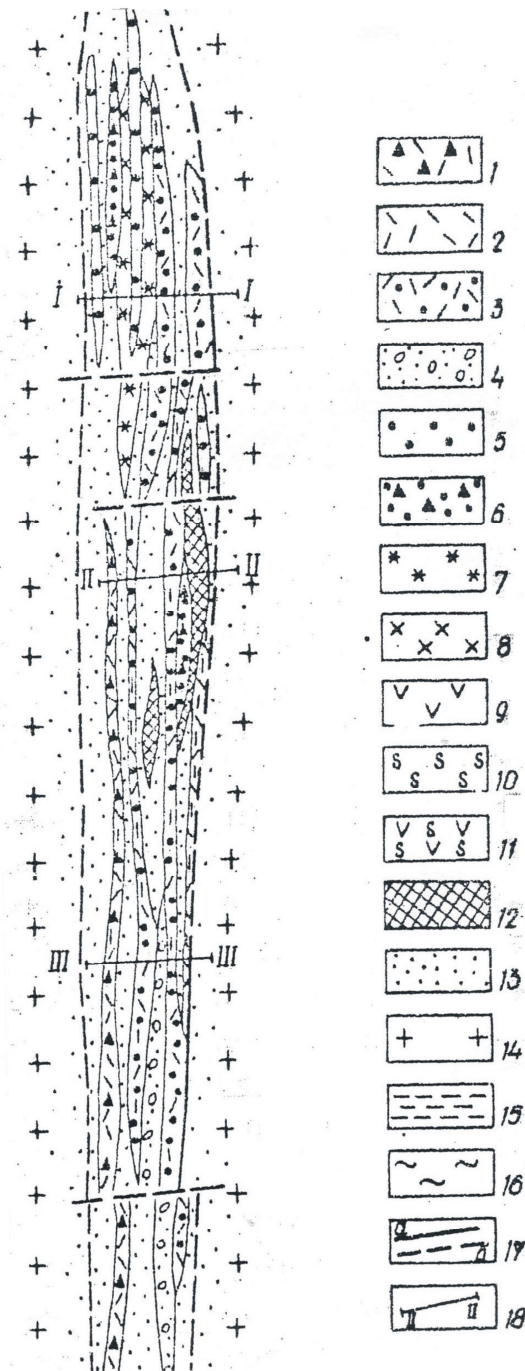
У Східному й Центральнопіазовському районах Приазовського мегаблоку УЩ карбонатні породи розвинені досить широко. Вони зустрічаються як у природних оголеннях (ріки Берда, Темрюк, Каратюк, балки Вали-Тарама, Полкова, Глибока й ін.), так і у керні численних свердловин, особливо в межах Маріупольського рудного поля і в інших місцях [Додаток А].

Породи властиво карбонатитів комплексів встановлені на відносно обмеженій ділянці (близько 20 км) Чернігівського розламу, простеженого від Конкського розламу на півночі в південному напрямку на відстані 30 км (мал.1.1).

У карбонатитів комплексі найпоширеніші породи серії лужних сиенітів і карбонатитів. Їм підлеглі нефелінові сиеніти й лужні піроксеніти. Інші породи (олівініти, перидотити, ійоліт-мельтейгіти) спостерігаються у вигляді або включеннях у карбонатитах, або малопотужних тілах, що спорадично зустрічаються.

Вміщуючі породи масиву представлені в різному ступені мігматизованими й гранітизованими гнейсами, амфіболітами, піроксен-плагіоклазовими кристалічними сланцями основного складу, а також вапняно-силікатними кристаллосланцями й чарнокитами. Спорадично відзначаються малопотужні шари високоглиноземістих гнейсів (поширені піроксенвміщуючих, біотитових, амфіболових й інших гнейсів) і залізистих кварцитів.

Гнейсово-мігматитова товща інтенсивно зім'ята в круті складки другого й більше високого порядків, часто ізоклінальних, з розмахом крил від декількох метрів до декількох кілометрів як із крутим, так і пологим падіннями (від 10-20° до 80-85°) переважно на схід і північний схід у межах східних крил і на захід і південний захід у межах західних. У цілому ступінь ультраметаморфізму в антиклінальних складках вище, ніж у синклінальних.



1 - кімберлітові карбонатити; 2 - біфорсити доломітові; 3 - біфорсити доломіт-кальцитові; 4 - альвікіти; 5 - сьовіти; 6 - еруптивні карбонатитові брекчії; 7 - канадіти; 8 - ійоліти; 9 - олівініти; 10 - глімерити; 11 - слюдяні перидотити; 12 - лужні піроксеніти; 13 - феніти та лужні сіеніти; 14 - вміщуючі породи (мігматити, гнейси, граніти, кристалічні сланці, амфіболіти); 15 - породи осадового чохла; 16 - кора вивітрювання; 17 - основні диз'юктивні порушення: а-встановлені, б-імовірні; 18 - лінії розрізів.

Малюнок 1.1 – Схема геологічної будови Чернігівського масива [7]

### 1.1.1 Петрографічні особливості й взаємовідношення порід

До складу Чернігівського комплексу входять комагматичні утворення: лужні ультрабазити, силікатно-карбонатні породи (властиво карбонатити), нефелінові сієніти, породи сієніт-нордмаркіт-твейтозитового ряду й ін. Олівініти, перідотити, ййолітмельтейгіти спостерігаються у вигляді включень у карбонатитах або малопотужних поодиноких тілах карбонатитівих кімберлітів й есекситів. До чернігівського комплексу також відносяться лужні істотно натрієві метасоматити (феніти). Останні утворюють екзоконтактовий ореол (до 100 м) у породах рами й поширені так само усередині масиву, де заміщають останці порід, що вміщують.

Лужні гипербазити є одними з найбільш характерних порід масиву. Вони представлені гетерогенною групою порід, серед яких тільки лужні піроксеніти мають самостійне значення й утворилися раніше інших порід комплексу. Послідовність утворення порід у межах цієї групи наступна [7]:

1) лужні піроксеніти, які утворюють дайкоподібні тіла потужністю до 60 м. Їхній мінеральний склад (%): клінопіроксен (егиринового миналу - 9-20%) - 60-100, магнетит - 2-15; ільменіт - 1-15, амфібол до 5; біотит - до 5, кальцит - до 5, апатит - до 5, сфен - до 5. Акцесорні мінерали - циркон, ортит, графіт, сульфід.

2) сегрегаційні або жильні (?) утворення - твейтозити, генетично пов'язані із сієнітовою серією. Їхній мінеральний склад (%): клінопіроксен (егиринового миналу - до 25%) - 70-80, апатит - 10, 25, пертит і кварц - до 5, а також амфібол, біотит, кальцит. Акцесорні мінерали - ортит, сфен, пірохлор - гатчетоліт, магнетит, сульфід, циркон і барит.

3) сегрегаційні включення в карбонатитах, які утворювалися разом з ними. Їхній склад залежить від типу карбонатитів.

Серед включень установлені клінопіроксен-амфібол-біотитові ультрабазити, флого-пітові гліммерсіти, перідотити, олівініти.

Поряд із включеннями перерахованих порід групи лужних гіпербазитів у карбонати-тах спостерігаються включення ійолітмельтейгітів (частіше мельтейгітів). Останні відомі тільки як ксеноліти в карбонатитах. Їхній мінеральний склад (%): клінопіроксен (эгиринового миналу 14-22%) - 40-70, нефелін - 25-50, кальцит - до 20, гортоноліт до 16, амфібол - до 15, біотит - до 5, апатит - до 5. Акцесорні мінерали - циркон, гатчетоліт, ніобієвий рутил.

Згідно [7] піроксеніти залягають як у лежачому, так і висячому боці карбонатитів, перемежаються з ними, спостерігаються так само на продовженні карбонатитів як по їхньому повстанню, так і по падінню, зустрічаються серед лужних сієнітів.

Тіла піроксенітів мають потужність від 1-2 см до 60 м і більше, а при чергуванні їх з карбонатитами спостерігається їх рівність.

Малопотужні тіла піроксенітів серед карбонатитів і сієнітів мають більш-менш чіткі контакти з породами, що вміщають, що не виключає припущення про одночасність їхнього утворення.

Піроксеніти в карбонатитівому комплексі мають обмежене поширення і утворюють поодинокі крутопадаючі дайкоподібні тіла. Також спостерігаються у вигляді автолітових включень у карбонатитах і сієнітах. Макроскопічно піроксеніти представлені як дрібно-, так і середньо-крупнозернистими масивними породами темно-сірого майже чорного кольору із зеленуватим відтінком. У шліфах вони характеризуються гіпідіоморфнозернистою структурою з елементами пойкилітової і у змінених різновидах гранобластової з елементами лепідобластової.

Породообразуючі моноклінні піроксени эгирин-діопсид, эгирин-саліт становлять до 90% обсягу піроксенітів, мають таблитчату, ізометричну й неправильну форму зерен. Інтерстиції піроксенового агрегату виконуються другорядними, вторинними й акцесорними мінералами. В інтерстиціях звичайно спостерігаються альбіт і карбонат. Кількість цих мінералів залежить від ступеня

зміни піроксенітів і місця їхньої локалізації. Зокрема, у включеннях піроксенітів серед сиенітів кількість альбіту становить 20-30%. У піроксенітах на контакті з карбонатитами збільшується зміст карбонату й біотиту, спостерігається амфіболітизація піроксену (по піроксену розвивається зелений, блакитнувато-зелений амфібол). У цьому випадку піроксеніти видозмінюються в плагіоклаз-амфіболові, плагіоклаз-біотитові, плагіоклаз-амфібол-біотитові породи, у яких піроксен присутній у вигляді реліктових зерен неправильної форми. Спостерігаються також меланократові породи з карбонат-піроксеновим, біотит-піроксен-карбонат-амфіболовим складами.

Акцесорні мінерали в піроксенітах: магнетит, ільменіт, апатит, сфен, циркон, сульфіди. Іноді в піроксенітах є присутнім велика кількість (15-20%) сфену й апатиту. У таких випадках сфен представлений кутастими, неправильними зернами, які виконують ксеноморфні інтерстиції інших мінералів піроксенітів. Апатит спостерігається у вигляді поодиноких зерен округлої форми, іноді у вигляді гніздовидних і прожилкових скупчень.

Флогопітові олівініти спостерігалися тільки у вигляді включень або невеликих лінз у карбонатитах. У їхній склад входять приблизно в рівних кількостях флогопіт (до 50%) і олівін (10-30%). Другорядні мінерали представлені карбонатом (до 30%). Акцесорні мінерали: магнетит (до 5%), апатит (до 5%). Олівіни серпентинізовані й у деяких випадках сильно амфіболізовані й карбонатизовані.

Лужні ультрабазити просторово тісно асоціюють із піроксенітами й карбонатитами. В основному вони віднесені до карбонатитів у вигляді включень потужністю до перших метрів. Згідно [7] вони розглядаються в якості інтенсивно карбонатизованих останців ультрабазитів з утворенням апатит-олівінових карбонатитів. По своєму мінеральному складу це породи ійоліт-мельтейгітової серії. Вони представлені ійолітами, мельтейгітами, якупірангітами, нефелінітами.

Ійоліти являють собою темно-сірі майже чорні із зеленим відтінком дрібно-середньозернисті масивні породи. Головними мінералами є эгиринвміщуючий піроксен і нефелін (до 50-55%). Другорядні мінерали: олівін, амфібол, біотит,

флогопіт. Акцесорні: магнетит, апатит. Як правило, йоліти піддані карбонатизації, альбітизації, піроксен заміщується зеленувато-блакитнуватим амфіболом, вторинними продуктами заміщається нефелін. Альбіт утворює зернисті агрегати в основному навколо нефеліну. Кальцит заміщає всі мінерали аж до утворення апатит-олівінових карбонатитів [7] і як результат карбонатизації розвивається амфіболова порода з нефеліном.

Мельтейгіти зустрічаються в тісній асоціації з карбонатитами у вигляді включень останців серед них, а також у вигляді подібних включень у карбонатизованих піроксенітах. Макроскопічно це темно-сірі із зеленуватим відтінком, дрібнозернисті, масивні породи. По складу мельтейгіти відрізняються від йолітів меншим вмістом нефеліну й збільшенням кількості амфіболу. До складу входять: нефелін до 25%, амфібол 40-60%, эгирин-діопсид 10-15% й акцесорні: магнетит, сфен, апатит. Вторинні зміни полягають в амфіболітизації, біотитизації, карбонатизації породи.

Якупірангіти — це темно-сірі до чорних, середньо-, іноді крупнозернисті масивні породи. У складі цих порід переважає эгирин-авгіт (до 90%), присутні амфібол, флогопіт, іноді альбіт. Акцесорні мінерали: магнетит, сфен, апатит.

Олівінові нефелініти — зеленувато-сірі, дрібнозернисті породи, які спостерігаються у вигляді малопотужних включень у карбонатитах. У даних породах нефелін спостерігається у вигляді відносно великих, ізометричних зерен свіжого вигляду, проміжки між якими займає олівін. Більш пізніми мінералами є амфібол і флогопіт. Формування нефелінітів пояснюється процесами нефелінітизації ультраосновних порід [7].

Феніти й сиєніти згідно [7] являють собою метасоматичні утворення, що сформувалися в результаті калій-натрієвого й кальцій-магній-залізного метасоматозу порід гнейсо-мигматитового комплексу. Метасоматичні процеси охоплюють значний проміжок часу, передують утворенню карбонатитів і розвиваються в різних по складу породах, що й обумовило широку розмаїтість фенітів. По геологічним умовам залягання, структурно-тектурним особливостям і

речовинному складу група фенітів-сиенітів розділяється на наступні основні різновиди [7]: кварцові, кварцвміщуючі сиеніти, безкварцові лужні сиеніти, нефелінові сиеніти. У цих породах польові шпати представлені ортоклазом, мікроклін-пертитом, пертитом, мікропертитом, альбітом, альбіт-олігоклазом.

Безкварцові сиеніти представляють саму велику групу порід і користуються самим широким поширенням у межах комплексу. Вони являють собою темно-сірі, сірі, рожево-сірі різнозернисті (від дрібно- до крупнозернистих) масивні породи. По складу темноколірні сиеніти підрозділяються на біотитові, амфіболові, піроксенові різновиди й найчастіше — на породи складного складу (біотит-амфібол-піроксенові й т.п.). У шліфах спостерігаються різні структури сиенітів: гомео- і гетеробластова (порфіровидна), гранобластова, лепідогранобластова з елементами мозаїчної, зубчастої, мирмекитової, симплектитової, зірчастої, мікроклінпертитової, пойкилобластової структур. Складаються з: польових шпатів 75-85%, темноколірних піроксенів, амфіболів, біотиту 20-25% і включають акцесорні мінерали, такі як магнетит, сфен, циркон, апатит, гатчеттоліт, ортит, колумбіт. У породах олігоклаз представлений ізометричними близькими до таблитчатих зерен. Олігоклаз заміщається альбітом по периферії або дрібних агрегатах. Мікроклін рідко спостерігається у вигляді інсидуалізованих зерен, звичайно його відокремлення неправильної форми, у тому числі антипертитові включення перебувають усередині плагіоклазу. Відособлені зерна мікроклін-пертиту мають близьку до таблитчатої форму. Мікроклін й альбіт корродують зерна темноколірних мінералів, розвиваючись як уздовж, так і вхрест витягнутості зерен.

Піроксен представлений егірин-авгітом з неправильно подовженою формою. Амфібол — звичайна рогова обманка бурувато-зеленого кольору заміщає піроксен й утворює із піроксеном симплектитові зрощення. Біотит коричневий, розвивається разом з амфіболом, утворює симплектитові зрощення з амфіболом і піроксеном.

Кварцові й кварцвміщуючі сиеніти мають досить широке поширення й, в основному, обрамляють поля сиенітів. Контакти цих сиенітів з породами, що вміщують, нечіткі, переходи поступові. Макроскопічно ці сиеніти ясно-сірого,



рожево-сірого кольору, по структурно-текстурних особливостях серед них виділяються крупнозернисті (пегматоїдні) і дрібнозернисті (гранітоїдні) різновиди. Під мікроскопом дрібнозернисті сиєніти характеризуються гранобластовою, гранітною структурою й складаються з альбіту, мікроклін-пертиту, кварцу й незначної кількості темноколірних (до 15%). Кількість кварцу варіює в досить широких межах, від одиничних зерен до 15-25 %. Форма кварцових зерен неправильна, неправильно подовжена, іноді округла. Зерна кварцу найчастіше мають мозаїчне вгасання, часто оконтурюються агрегатом зерен піроксену. Альбіт заміщає мікроклін, представлений зернами з табличатою і неправильною формою.

Пегматоїдні різності кварцових сиєнітів відрізняються великими виділеннями (до 3-4 см) польових шпатів, переважно альбіту, мікроклін-пертиту. Поряд із цим спостерігаються гніздовидні виділення кварцу, у яких іноді спостерігаються конвертообразні кристали сфену розміром 1,5-2 см. Темноколірні мінерали (амфібол, біотит, флогопіт) або відсутні, або концентруються в приконтактних частинах зі звичайними сиєнітами. Пегматоїдні сиєніти переважно асоціюють із тілами карбонатитів, розвиваючись на їхньому продовженні, або залягають серед звичайних сиєнітів. Їхня потужність коливається від декількох сантиметрів до декількох метрів, іноді до 15-30 м.

Нефелінові сиєніти утворюють складчасте тіло тільки в північно-західній частині комплексу. Макроскопічно вони являють собою світло-сірі, рожеві дрібно-, середньозернисті, масивні, або неясно-полосчаті породи. У їхній склад входять (%): мікроклін-пертит (30-45), альбіт (25-50), нефелін (до 35-40), темноколірні мінерали - в основному біотит, а також піроксен, лужний амфібол (10-40). Поширення нефеліну спостерігається від поодиноких зерен до їхніх агрегатних скупчень. Для нефеліну характерно також нерівномірний розподіл. Акцесорні мінерали: магнетит, циркон, апатит, пірохлор. Вторинні зміни - канкринізація, цеолітизація нефеліну, альбітизація й карбонатизація.

Карбонатити поєднують групу найпоширеніших порід комплексу, до якої віднесені істотно карбонатні утворення, де карбонати (кальцит, доломіт) становлять

не менш 50%. Карбонатити утворюють крутопадаючі дайкоподібні тіла, лінзи, лінзоподібні тіла й штокверкові зони, просторово чергуються з породами комплексу. Простягання карбонатитових тіл збігається із простяганням загальної лінійної структури Чернігівського масиву, їх потужності варіюють від перших до декількох десятків метрів - звичайно 50-60, рідше до 100 м. Згідно [7] карбонатити є одними з найбільш пізніх утворень. Контакти з породами, що вміщують, звичайно чіткі, різкі й, як правило, супроводжуються малопотужними (0,1-1,5 см) реакційними каймами біотиту, амфіболу, піроксену (подібні кайми оточують включення силікатних порід у карбонатитах). У деяких випадках у приконтактовій частині тіл карбонатитів паралельно їхньому контакту простежуються їхні тонкозернисті різниці потужністю 0,5-1,5 см (зони загартування).

По текстурно-структурних особливостях виділяється два типи карбонатитів: 1) однорідних з рівномірним розподілом силікатів і порівняно невеликою кількістю включень інших порід - це звичайно середньо-крупнозернисті лейкократові й мезократові різниці з масивними або неяснополосчастими текстурами; 2) брекчієєсидні мезо- і меланократові карбонатити (еруптивні брекчії), які містять значну кількість включень порід, що вміщують, і родинних ультрабазитів.

Характерна риса карбонатитів Чернігівського масиву - наявність у них включень родинних кумулятивних ультрабазитів, склад силікатів яких (олівін, піроксен, біотит, фло-гопіт) ідентичний складу однойменних силікатів як породообразуючих мінералів карбонатитів. Олівінові карбонатити неодмінно містять включення олівінітів, перидотитів, а біотит-амфіболові й клінопіроксенові карбонатити - включення з подібним складом ультра-базитов і т.п.. У той же час склад включень і склад силікатів карбонатитів не залежать від складу бічних порід, що вміщують. Згідно [8] виділяється чотири головних типи карбонатитів: севіті, альвікіті, бекфорсити й кімберлітові карбонатити.

Севіті вважаються найбільш ранніми кальцитовими карбонатитами з піроксеном, біотитом й амфіболом. Ці силікати зустрічаються спільно або порізно. Виділяються наступні різновиди: 1) клінопіроксенові (з біотитом й амфіболом),

клінопіроксен-біотитові (з амфіболом); 2) амфібол-біотитові, біотит-амфіболов; 3) біотитові карбонатити. У севітах спостерігається досить високий зміст апатиту, що звичайно становить 5-7%, що іноді досягає 15 і навіть - 25%. Сегрегаційні скупчення апатиту округлої слоєвидної форми рідкі. Найчастіше апатит виділяється у вигляді великих (до 1-3 мм і більше) округлих ("оплавлених") або овальних зерен з нерідко збереженими гранями призми й піраміди, відносно рідко зустрічаються ідіоморфні кристали. Акцесорні й рудні мінерали представлені пірохлор-гатчетолітом, колумбітом (рідко), цирконом, сфеном, монацитом, ортитом, магнетитом і сульфідами.

Севіти зустрічаються практично на всьому протязі масиву, але в цілому підлеглі другим різновидам карбонатитів, займаючи біля чверті їхньої площі. У севітах головним породоутворюючим мінералом є кальцит (70-80%), який утворює ізометричні гранобластові зерна, у які занурені силікати й апатит. Неправильні й ідіоморфні зерна силікатів розподілені в севітах рівномірно або утворюють сегрегаційні включення ультраосновного складу. У середньому зміст силікатів у севітах вище, ніж в альвікітах і бефорситах і складає 10-20%. Зустрічаються рідкі невеликі ділянки лейкократових мармуроподібних севітів.

У севітах клінопіроксен представлений егірин-ферросалітом, є найбільш раннім мінералом, що нерідко, особливо в севітових еруптивних брекчіях, заміщається амфіболом і біотитом. Поряд із цим у масивних севітах спостерігаються рівноважні взаємини ам-фіболу й біотиту з піроксеном. Кальцит вважається ксеноформним і більш пізнім мінералом, але поряд із цим у силікатах і апатиті зустрічаються й дрібні включення ідіоморфної подовжено-таблитчатої форми.

Альвекіти також як і севіти відносяться до карбонатитів з кальцитовим складом. Вони відрізняються: 1) наявністю олівіну; 2) більш магнезіальним складом силікатів; 3) більш високим змістом (до 6%) магнезіального компонента в кальцитах; 4) магнетит, що є присутнім у севітах як акцесорний мінерал, в альвікітах стає породообразуючим, асоціює з ільменітом і містить екссолуційні вrostки останнього. Контакти між севітами й альвікітами чіткі, без яких-небудь переходів. Альвікіти

поширені незначно й становлять близько 15% площі всіх карбонатитів комплексу й спостерігаються переважно в південній частині масиву.

Силікати альвікітів представлені олівіном, диопсидом або эгирин-диопсидом, амфіболом, флогопітом (або тетраферріфлогопітом). Характерні акцесорні й рудні мінерали: апатит, магнетит, циркон, ільменіт (у тому числі пікроільменіт), сульфід, у рідких випадках - анатаз, колумбіт, монацит і пірохлор-гатчеттоліт.

Зміст силікатів й їхнє співвідношення варіюють у широких межах, але звичайно переважають лейкократові (до 10% силікатів) апатитові різновиди альвікітів. Меланократові олівін-флогопітові різновиди альвікітов близькі до кімберлітових карбонатитів.

Силікати в альвікітах виділяються у вигляді ідіоморфних, "оплавлених" або кістякових, неправильних зерен. У більшості випадків взаємини між мінералами визначаються як рівноважні. Поряд із цим спостерігаються реакційні кайомки клінопіроксену навколо олівіну, у той же час заміщення олівіну й піроксену флогопітом не зустрічалися.

Бефорсити й фоскорити є доломітовими й кальцит-доломітовими найбільш складнодиференційованими різновидами комплексу. Їхній склад визначається кількісним співвідношенням шести головних мінералів доломіту, кальциту, апатиту, магнетиту, олівіну й флогопіту й варіює від майже мономінеральних карбонатних порід до силікатно-карбонатних порід, що містять більше 30% олівіну й флогопіту. Серед карбонатних різностей спостерігаються як істотно доломітові, так й істотно кальцитові з домішкою доломіту, силікатів, апатиту, магнетиту. Поряд зі змінним змістом карбонатів і силікатів значно варіює зміст апатиту й магнетиту. Вони зустрічаються як у вигляді поодиноких зерен, так й у вигляді агрегатних скупчень неправильної або глобулевидної форми. Серед бефорситів іноді зустрічаються також ділянки карбонатитів істотно апатитового, апатит-магнетитового, олівін-apatитового й флогопіт-apatитового складу потужністю до декількох метрів, які згідно [8] названі фоскоритами. Також їх ще називають "породами рудного комплексу" камофоритами й нельсонітами.

Акцесорні мінерали бефорситів представлені колумбітом, церієвим фергусонітом, пірохлором (гатчеттолітом), бадделеїтом, цирконом, монацитом, анхілітом, карбоцеріанітом, шпінелями, сульфідами, а також магнетитом й апатитом, зміст яких досягає значень породообразуючих мінералів.

Бефорсити відрізняються найбільш характерними для них середньо- і крупнозернистими структурами, причому найбільш крупнозернисті (до 2-3 см) - істотно доломітові різновиди. Текстури бефорситів - масивні, або неоднорідні, плямисті з наявністю характерних тільки для них кумулятивних включень олівініт-гліммеритового складу. Подібні включення відсутні в севітах і зрідка зустрічаються в альвікітах. Серед включень (як вважається - ксенолітів) у бефорситах спостерігаються також мельтейгіти, олівініт-мельтейгіти, горнблендіти, слюдяні перидотити.

Структурні відносини силікатів, апатиту й карбонатів у бефорситах аналогічні описаним вище в севітах й альвікітах. Структурні взаємини головних породообразуючих мінералів бефорситів - кальциту й доломіту полягають у наступному:

1. Переважному карбонату характерний більш чітко виражений ідіоморфізм.
2. Для кальциту характерні пертитовидні екссолуційні вrostки доломіту.

На підставі цього робиться висновок, що значна частина доломіту бефорситів утворилась у результаті процесу розпаду первинного високомагнезіального кальциту при зниженні температури [8].

Кімберлітові карбонатити є проміжними по складу між карбонатитами й кімберлітами. Це брекчійовидні або масивні флогопіт-олівін-кальцитові породи, які на відміну від інших різностей карбонатитів комплексу містять відносно мало карбонатів (25-50%).

Кімберлітові карбонатити залягають у вигляді вертикальних даєк потужністю до 10 м, мають обмежене поширення тільки в південній частині масиву. Контакти їх із вмещаючими породами (фенітами, сиєнітами) різкі й супроводжуються реакційними біотитовими каймами. Для них характерні сингенетичні сегрегаційні включення

флогоїтових що олівін містять гліммерити, уламкові зерна олівіну й флогопіту, а також ксеноліти ійоліт-мельтейгітів, бефорситів, фенітів, альвікітів і севітів. Найчастіше зустрічаються нерідко кутуваті включення автолітів доломітових бефорситів. Кількісне співвідношення включень і цементу в цих карбонатитах не витримано й звичайно переважає останній. У зв'язку із цим фарбування породи варіює від ясно-сірого кольору до темно-сірого із зеленуватим відтінком, характерним для включень силікатних порід. Текстура цих порід брекчієвидна або масивна, місцями флюїдальна.

Мінеральний склад кімберлітових карбонатитів (%): кальцит - 25-50, олівін (серпентинізований) - 25-40, флогопіт - 15-30, апатит - 5-12, магнетит - 2-5. Акцесорні: мінерали - циркон, бадделеїт, шпінель.

Крім чотирьох головних типів карбонатитов згідно [8] виділяються ще ринггіти, які рідко зустрічаються і являють собою силікатно-карбонатні породи проміжного складу між сиєнітами-твейтозитами й карбонатитами. У Чернігівському масиві ринггіти звичайно спостерігаються у вигляді малопотужних жиліподібних виділень у сиєніт-твейтозитах. У рідких випадках спостерігаються порівняно потужні (до 30 м по керну) ділянки ринггітів, що чергуються із твейтозитами.

Ринггіти це сіро-рожеві, масивні, плямисті, місцями брекчийовидні з порфіровидною структурою породи. Мінеральний склад (%): кальцит 15-40, эгирин-саліт — 20-60, микро-клин-пертит+альбіт до 35, апатит — 7-35, іноді кварц — до 5. Характерний акцесорний мінерал - ортит. Кальцит з аллотриоморфнозернистою структурою складає основну (цементуючу) масу, у якій занурені окремі як неправильної форми, так і гіпідіоморфні зерна силікатів й їхні агрегатні скупчення. Апатит у ринггітах подібно апатитам з карбонатитів має овальну форму, у той час як у сиєніт-твейтозитах він звичайно представлений ідіоморфними кристалами, включеними в клінопіроксенітах і польових шпатах. У той же час як у ринггітах, так й у твейтозитах зустрічається незвичайний апатит з високим змістом рідких земель (до 8%  $TR_2O_3$ ) і наявністю структур розпаду твер-дого розчину бритоліту.

### 1.1.2 Основні мінеральні асоціації

До породообразуючих мінералів відносяться карбонати, олівіни, піроксени, амфіболи, слюди, польові шпати, нефелін, кварц.

К а р б о н а т и т и представлені по мінеральному складу трьома різновидами: власно кальцитовими, доломіт-кальцитовими й доломітовими. Основними породообразуючими мінералами карбонатитів є кальцит і доломіт, зрідка зустрічаються анкерит і параанкерит.

У першій групі переважає кальцит, що спостерігається як зовсім чистий, так і насичений дрібними включеннями переважно рудних мінералів. Серед включень відзначається апатит, пірохлор-гатчеттоліт. У деяких випадках кальцит містить включення анкериту призматичного вигляду й у вигляді тонких пластинок. У самому анкериті присутні мікровиділення монациту й бастнезиту.

Доломіт кількісно уступає кальциту й утримується в кількості до 5-10% кальцитових, до 10-50% у доломіт-кальцитових й до 80% - у доломітових карбонатитах. Доломіт спостерігається або у вигляді індивідуалізованих зерен, або являє собою пластинчасті пертитові виділення в кальциті, кайомки заміщення останнього. Доломіт часто містить тонкий домішок гематиту й офарблюється в червонуватий колір, відповідаючи по складу залістому доломіту. Звичайно доломіт має склад і властивості, що відповідають майже чистому доломіту з домішкою Fe - 1-2%. В окремих зразках доломіт по складу є параанкеритом зі змістом Fe до 5,9 %. У таблиці 1.1 наведені хімічні аналізи карбонатів.

Карбонати характеризуються підвищеним вмістом рідких земель із різко церієвим складом завдяки наявності в них найтонших (менш 0,01 мм) включень монациту. Церій і тантал у сумі дають більше 70% сумарного складу рідких земель.

О л і в і н и. Мінерали групи олівіну є характерними породообразуючими мінералами карбонатитів. Олівіни зустрічаються у всіх різновидах карбонатитів, крім біотитової. У крайових зонах карбонатитових тіл їхня кількість звичайно невелика

(до 10%), місцями вони розвинені в приконтактних зонах. Це одна з особливостей олівінів - його зміст коливається в широких межах. Іншою специфічною особливістю олівінів є їх змінний склад. Згідно [9] склад олівінів коливається від форстериту зі змістом 2% фаялітової молекули (Fa) до залізного гортоноліту зі змістом 30% форстеритової молекули (Fo), змінюючись по складу від  $Fo_{98}Fa_2$  до  $Fo_{30}Fa_{70}$  (табл. 1.2). У таблицях 1.3, 1.4 наведені результати хімічних і спектральних аналізів олівінів з різних порід (у тому числі й карбонатитів) Чернігівського карбонатитового комплексу. На підставі петрографічних і мінерало-гічних досліджень [9] встановлено, що зміна хімічного складу олівінів залежить насамперед від якісного мінерального складу породи, що вміщає, і практично не залежить від кількісного співвідношення в ній мінералів. По хімічному складу олівінів і по асоціаціях співіснуючих з ними мінералів згідно [9] виділяється чотири групи олівінвміщуючих порід: 1) олівініти, гліммеріти, бейфорситові карбонатити й фоскорити; 2) слюдяні перідотити й альвікітові карбонатити; 3) кімберлітові карбонатити; 4) олівінові мельтейгіти й олівініт-мельтейгіти.



Таблиця 1.1 – Хімічний склад карбонатів із карбонатитів (%) [4]

Компонент	Севіти			Альвікіти			Бефорсити					Кімберлітовий карбонатит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
CaO	49,80	51,90	50,97	51,30	50,37	40,30	45,40	28,40	29,43	51,25	28,62	51,00
SrO	2,96	-	2,21	0,93	1,47	-	6,82	2,62	0,69	1,25	-	1,68
BaO*	-	-	(0,05)	-	-	-	(0,03)	0,03	-	(0,04)	-	(0,01)
MgO	0,80	1,32	0,05	2,35	2,03	8,72	1,77	16,88	20,23	2,82	17,49	2,47
MnO	0,59	0,63	1,08	0,37	0,40	0,70	1,21	1,49	0,48	0,46	0,96	0,40
FeO	2,30	1,51	2,16	0,57	1,44	-	1,44	4,32	2,45	0,72	5,76	0,86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,68	0,19	0,22	0,97	4,20***	Сліди	0,18	0,48	Сліди	0,20	0,28
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	(0,02)	-	(0,1)	(0,01)	-	-	0,66	0,10	0,04	(0,05)	0,30	(0,03)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **	0,18	0,00	Сліди	Сліди	Сліди	-	0,03	0,03	Сліди	Сліди	Сліди	0,26
Na <sub>2</sub> O	-	0,02	0,08	0,15	0,11	-	0,14	0,06	0,02	0,05	0,05	Сліди
K <sub>2</sub> O	-	0,00	0,00	0,09	0,00	-	0,00	0,00	0,00	-	0,00	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,04	0,01	-	-	-	0,01	Сліди	0,04	Сліди	0,38	-
H <sub>2</sub> O	0,06	-	0,08	0,16	0,06	-	0,08	0,12	0,10	0,12	0,02	0,12
CO <sub>2</sub>	42,87	43,54	42,94	43,94	41,70	42,65	42,29	45,76	46,55	43,47	45,76	43,06
SiO <sub>2</sub>	-	0,12	-	0,06	0,22	-	-	-	-	-	-	-
Нерозчинний залишок	-	-	0,08	-	-	2,20	0,18	0,20	0,08	0,06	0,46	-
Сума	99,58	99,76	99,85	100,14	98,71	99,05	100,03	100,07	100,31	100,24	100,00	100,13

## Продовження таблиці 1.1

Мінальний склад (%)												
CaCO <sub>3</sub>	90,9	92,9	92,9	92,1	90,3	72	84,6	49,0	48,7	90,2	49,1	90,2
SrCO <sub>3</sub>	2,9	-	2,2	0,9	1,4	-	6,9	2,4	0,7	1,2	-	1,6
MgCO <sub>3</sub>	2,0	3,3	0,10	5,7	5,1	21,7	4,6	40,5	46,6	6,9	41,7	6,1
FeCO <sub>3</sub>	3,3	2,9	3,3	0,8	2,6	5,3	2,1	6,0	3,3	1,0	7,9	1,5
MnCO <sub>3</sub>	0,9	0,9	1,5	0,5	0,6	1,0	1,8	2,0	0,7	0,7	1,3	0,6

Примітки: к а л ь ц и т и: 1- з лейкократового амфібол-біотит-піроксенового севіту із залістим парагенезисом, скв. 572, глиб. 134,3-135,3 м; 2 - з лейкократового амфібол-біотитового севіту, скв. 291, глиб. 255 м; 3 - з мезократового амфібол-біотитового севіту, скв. 964, глиб. 335,5-336,5, 5 м; 4 - з олівін-диопсид-тетраферрифлогопітового альвікіта з магнезальним парагенезисом, скв. 969, глиб. 453,6-454,6 м; 5 - з олівін-піроксен-флогопітового альвікіта з найбільш залістим (із проаналізованих) парагенезисом, скв. 971, глиб. 285,5-291,0 м;

6 - крупнозернистий (фракція 1-2 мм) з пертитовидними екссолуційними вrostками доломіту з лейкократового доломіт-кальцитового бефорсита, скв. 971, глиб. 242,5-244,0 м; к а л ь ц и т и і д о л о м і т и: 7,8 - оптично гомогенні з доломіт-кальцитового бефорсита з рідкоземельними акцесорними мінералами: у бефорситі олівін підвищеної залістості (Fa<sub>35-53</sub>). скв. 968, глиб. 168,0-169,5 м; 9,10 - оптично гомогенні з істотно доломітового лейкократового бефорситу з найбільш магнезальним парагенезисом, скв. 298, глиб. 245,7-246,4 м; 11 - найбільш важкий концентрат (3,00-3,06 г/см<sup>3</sup>) залістий доломіт з доломітового бефорситу із залістим олівіном (Fa<sub>57</sub>). скв. 290, глиб. 223,2-224,0 м; 12 - кальцит з кімберлітового карбонатиту, скв. 298, глиб. 252,0-254,0 м.

Аналізи виконані в хімічній лабораторії ІГФМ АН УРСР Р.Л.Левіною. Вміст стронцію визначений рентгенфлюоресцентним аналізом А.К.Чебуркіним і А.В.Руденко і методом ізотопного розведення (7 й 8) Е.Н.Бартницьким.

\* У дужках дані кількісні спектральні визначення барію й церію, які в суму компонентів не включені.

\*\* В "Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>" входять також й інші полуторні оксиди (TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> та ін.

\*\*\* Залізо загальне.

Таблиця 1.2 – Парагенетичні асоціації олівину Чернігівського карбонатитового комплексу та межі коливання його оптичних характеристик і складу [6]

Олівін вміщуючі породи комплексу	Мінерали, Асоціюючи з олівіном	Межі коливань				
		оптичних властивостей			складу	
		Ng	Np	-2V	Fo	Fa
Флого- пітові оліві- ніти і гліммерити	Флогопіт	1,730-1,787	1,689-1,744	66-68	43-71	29-57
	кальцит					
	доломіт					
	апатит магнетит					
Карбо- натити бефор- ситові	бадделеїт	1,717-1,781	1,681-1,736	70-92	78-47	22-53
	церієвий					
	фергюсоніт, колумбіт, графіт (рідко)					
Фоскорити Слюдяні перидо- тити	Клінопі- роксен, флогопіт, еденіт,	1,751-1,787	1,710-1,743	75-88	61-44	39-56
		1,750-1,810	1,708-1,766	(67)*	32-62	38-68
Карбона- тити, аль- вікітові	кальцит, апатит, магнетит, ільменіт, циркон	1,710-1,810	1,665-1,761	68-94	34-85	15-66
Гортоно- літові мельтейгіти	Піроксен, нефелін, амфібол, біотит, графіт	-	1,760-1,768	(68)	31-34	66-69
Олівініт- мельтей- гіти	Олівін, нефелін, амфібол, графіт	1,774-1,787	1,732-1,744	(77)	43-48	52-57
Кімберлі- тові кар- бонатити	Кальцит, флогопіт, магнетит	1,686-1,726	1,651-?	-	-	72-92
	кальцит, флогопіт, амфібол	1,742	1,700	-	65	35

\* Звичайними цифрами наводяться обмірені кути на федоровському столику, у дужках - з виправленням на показник переломлення мінералу

Таблиця 1.3 - Хімічний склад олівинів Чернігівського карбонатитового комплексу (в ваг,%) [6]

Олівіни	Номера зразків			
	398/968	33/571	389/968	389/968 <sup>a</sup>
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	35,17	33,92	35,66	34,41
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,07	0,10	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,36	0,14	0,21	0,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,64	0,45	0,79	0,56
FeO	31,77	43,20	30,82	39,14
MnO	2,02	3,14	2,91	3,08
MgO	28,75	18,84	28,97	21,80
CaO	0,07	0,28	0,07	0,14
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,12	0,04	0,04
K <sub>2</sub> O	0,08	сл.	0,04	сл.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,01	0,09	0,04
H <sub>2</sub> O	0,00	0,04	0,04	0,12
П.п.п.	0,34	0,22	0,39	0,02
Сума	100,45	100,43	100,13	99,68
Ng	1,734-1,771	1,782-1,787	1,747-1,752	1,769-1,781
Np	1,692-1,726	1,737-1,743	1,708-1,710	1,727-1,736
Ng	1,731-1,787	1,751-1,787	1,743-1,781	
Np	1,689-1,744	1,710-1,743	1,702-1,736	
-2V*	66-88	75-88	70-88	
Щільність	3,49	3,62	3,40	4,10

Продовження таблиці 1.3

Олівіни	Номера зразків			
	860/971	797/299	1058/270	865/971
	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	37,32	38,17	37,00	33,25
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,10	0,09	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	0,11	0,24	0,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,41	0,98	1,43	1,60
FeO	25,40	19,30	27,36	48,10
MnO	1,48	0,76	0,73	1,18
MgO	34,10	40,42	33,09	15,16
CaO	0,14	0,14	сл.	0,21
Na <sub>2</sub> O	0,24	0,03	0,04	0,20
K <sub>2</sub> O	сл.	сл.	0,04	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,09	0,07	не опр.
H <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,06	0,16
П.п.п.	0,07	0,33	0,30	0,24
Сума	100,41	100,45	100,45	100,48
Ng	1,727-1,747	1,718	1,740	1,791-1,810
Np	1,687-1,701	1,676	1,701	1,746-1,761
Ng	1,722-1,766	?-1,718	1,723-1,740	-
Np	1,685-?	1,670-1,676	1,682-1,701	-
-2V*	76-92	90-94 (91)	90(84)	77 (70)
Щільність	3,45	3,31	3,43	4,03

Продовження таблиці 1.3

Олівіни	Номера зразків			
	140/290	120/290	113/290	1024/969
	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	33,12	32,45	33,54	36,33
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,05	0,12	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,12	сл.	0,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,89	1,91	0,11	0,12
FeO	45,50	49,27	41,76	29,18
MnO	2,18	3,02	3,70	1,34
MgO	16,43	13,22	19,76	31,56
CaO	сл.	0,07	0,47	0,07
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,04	0,06	0,02
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,14	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,02	не визн.	0,02
H <sub>2</sub> O	0,04	0,01	0,20	0,08
П.п.п.	0,28	0,09	0,24	0,37
Сума	99,69	100,36	100,10	99,68
Ng	-	-	1,774-1,787	1,742
Np	1,750-1,752	1,768	1,732-1,744	1,700
Ng	1,750-?	-	-	1,742
Np	1,708-1,752	1,760-1,768	-	1,700
-2V*	74(65)	76-79 (68)	84 (77)	-

Щільність	3,93	4,17	-	3,48
-----------	------	------	---	------

\* Звичайними цифрами наводяться обмірені кути на федоровському столику, а поруч які дужках — з поправкою на різницю показників переломлення мінералу (Nm) і оптичних сегментів ( N = 1,647).

1 - гіаллосидерит із флогопітового олівініта, включеного в бефорситовому кар-бонатиті; 2 - гордоноліт з фоскорита, що залягає серед бефорситових карбонатитів, проаналізована "важка" фракція олівіну; 3,4 - олівіні (гіаллосидерити) з бефорситового карбонатита: монофракція олівіну розділена додатково у важких рідинах з питомими вагами 3,69-3,74 й 3,80-3,93, отримані концентрати окремо хімічно проаналізовані; 5 - гіаллосидерит з дайки бефорситового карбонатиту, що залягає серед фенітів; 6-8 - олівіні з альвікітових карбонатитів; 9 - гортоноліт зі слюдяного перидотиту, включеного в бефорситовому карбонатиті; 10 - "кістяковий" гортоноліт з мельтейгіту; 11 - гортоноліт з аденіт-нефелін-гортонолітової породи (олівініт-мельтейгіту); 12 - гіаллосидерит із брекчієвидного (кімберлітового) флогопіт-амфіболового карбонатита.

Згідно результатів хімічних і спектральних аналізів елементів-домішок в олівінах істотне значення має MnO<sub>2</sub>, зміст якого коливається від 0,73 до 3,7 ваг % і збільшується з підвищенням їх залізистості.

Напівкількісним спектральним аналізом в олівінах установлені в незначних кількостях Ni, Co, Cr, Zn, Nb й інші елементи (табл. 1.4). Характерним є досить низьке й навіть повна відсутність хрому в олівінах і наявність підвищеного вмісту (0,1 %) цинку в деяких його пробах.

**П і р о к с е н и.** Піроксени є породообразуючими мінералами практично всіх порід Чернігівського масиву. У карбонатитах вони зустрічаються звичайно в невеликих кількостях (1-5%), переважно в крайових зонах. Піроксени найбільш характерні для реакційних кайомок у приконтактних зонах карбонатитів, а також в кайомках включень силікатних порід. По складу піроксени відповідають егірин-диопсиду та диопсиду (табл. 1.5).

У карбонатитах піроксени спостерігаються у вигляді короткопризматичних, шостува-тих, грубоскелетних кристалів у зрощенні з амфіболами й слюдами або (найчастіше ) у вигляді окремих відокремлень, названих порфіробластами, з пойкилобластовими включеннями мінералів, у тому числі кальциту, апатиту й пірохлору (зміст у піроксені від 0,001 до 0,12%, у середньому 0,05%). Піроксени спостерігаються також у вигляді включень в амфіболітах і слюдах. У

меланократових різновидах карбонатитів відзначаються симплектитові зрощення піроксену й біотиту. В олівінвміщуючих карбонатитах піроксен розвивається в зрощуванні з олівіном, утворюючи довкола нього келефітові кайомки, і у вигляді незалежних включень й окремих агрегатів. Піроксени звичайно значно заміщені амфіболом і біотитом.

Таблиця 1.4 – Елементи-домішки в олівінах Чернігівського карбонатитового комплексу по даним напівкількісного спектрального аналізу (в  $10^{-4}\%$ ) [9]

Номера зразків	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Nb	Cu	Zn	Sc	Ba
398/968	20000	80	60	10	6	<10	20	20	1	-	10	<100
33/571	30000	3	30	<10	6	-	10- 20	20	2	-	3	<100
389/968	20000	5	50	<10	8	10	10	-	1	-	-	-
389/968 <sup>a</sup>	25000	2	40	20	10	-	10	<10	1	-	-	-
860/971	8000	3	60	<10	3	<10	10	-	1	-	-	<100
797/299	3000	-	40	20	1	<10	<10	1	1	1000	3	<100
1058/270	6000	-	60	10- 20	3	<10	<10	10	1	600	-	<100
140/290	20000	200	60	20	8	<10	<10	30	1	400	3	<100
120/290	20000	50	60	<10	8	<10	<10	10	1	1000	-	<100
113/290	20000	3	-	<10	6	-	<10	10	1	600	3	<100
1024/969	15000	5	60	10	3	<10	<10	10	1	1000	1	<100

А м ф і б о л и. Амфіболи широко поширені в породах масиву. У залежності від складу вміщуючих карбонатитів й їхнього положення в розрізах вони представлені роговими обманками близькими до гастингситів, рихтеритів і катафоритів (табл.1.6). Склад суми лугів K+Na у формульних одиницях амфіболів змінюється в межах 1,10-



1,67. У піроксенвміщуючих, як вважається ранніх карбонатитах, амфіболи мають проміжні значення цього показника - 1,18-1,321 і змінну залізистість від 44 до 66%. У безпіроксенових карбонатитах амфіболи представлені в основному високоглиноземістою роговою обманкою, близькою до гастингситу (табл. 1.6). Глиноземістість і залізистість амфіболу є залежними від положення карбонатитів у геологічному розрізі. Так, у карбонатитах контактуючих із кварцвміщуючими сиєнітами, це гастингсїти, у карбонатитах серед нефелінових сиєнітів це вже сублужні амфіболи. У власне амфіболових карбонатитах поширені гастингсїти підвищеної лужності незалежно від характеру порід, що вміщують.

Таблиця 1.5 – Хімічний склад (в ваг %) оптичні властивості піроксенів карбонатитів [7]

Компоненти	Егирин-диопсид, скв. 652 л гл.286 м	Эгирин-саліт, скв. 294 гл. 200 м	Диопсид скв.299 гл.281 м	Эгирин-саліт скв.572 гл. 135 м
SiO <sub>2</sub>	52,21	50,72	53,81	51,50
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,13	0,14	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,18	1,34	0,34	1,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,76	9,71	1,76	7,06
FeO	2,93	8,64	3,46	9,50
MnO	0,10	0,84	0,24	0,56
MgO	16,28	7,80	15,56	8,67
CaO	24,48	17,30	23,38	18,34
Na <sub>2</sub> O	0,50	2,86	0,84	2,90
K <sub>2</sub> O	0,11	0,12	0,04	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	1,04	0,10	0,05	іє.
П.п.п.	-	0,22	0,73	0,32
SrO	0,245			
BaO	0,14			

Сума	100,43	99,78	100,37	100,28
Nm	16,79	-	-	-
Ng	1,700	1,734-1,745	1,705	1,733- 1,736
Np	1,670	1,702	1,674	1,702-1,705
Ng- Np	0,030	0,031	0,031	0,031
2V	-	77-81	58	62
c Ng	-	63	37-39	47

Таблиця 1.6 – Хімічний склад (в ваг %) и оптичні властивості амфіболів в карбонатитах [7]

Компоненти	Катофорит скв. 689л	Гастингсит-катофорит скв.689л гл.228 м	Гастингсит-катофорит скв.669л гл.290 м	Рихтеріт скв.652л гл.648 м	Гастингсит скв.572, гл.135 м	Гастингсит скв.969
SiO <sub>2</sub>	50,00	50,36	51,20	51,24	45,32	48,45
TiO <sub>2</sub>	0,17	0,69	0,71	0,12	0,34	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40	3,52	4,00	1,32	6,72	6,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,13	5,00	4,46	0,17	5,54	3,92
FeO	7,90	7,18	6,86	1,29	14,11	5,22
MnO	0,20	0,11	0,09	0,09	0,21	0,26
MgO	18,74	14,56	14,73	22,10	11,84	18,28
CaO	11,35	9,22	8,87	14,12	8,82	9,48
SrO		0,17	0,13	0,211		
Ba		0,011	0,01	0,067		
Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,12	4,70	4,02	9,27	3,82	4,50
K <sub>2</sub> O	0,90	1,82	1,17	0,11	1,19	0,81
H <sub>2</sub> O	0,50	1,76	2,98		0,08	0,10
F	1,25	-			0,26	1,40

п.п.п.					1,67	1,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>						0,10
Сума	99,66	99,80	99,23	100,11	99,92	100,72
ΔF	0,53	-	-	-	0,11	0,11
Сума без ΔF	99,13	-	-	-	99,81	100,61
Ng		1,674	1,676	1,630	1,678-1,685	1,646
Nm		1,669	1,670	1,628	-	-
Np		1,661	1,660	1,624	1,657-1,665	1,624
C:Ng		33°	30°	18°	16°	23°

Флогопіт-амфіболові карбонатити мають витримані будову й склад. Амфібол зі складом близьким до гастенгситу в них розподілений рівномірно й утворює краплевидні або короткопризматичні кристали розміром 0,52 мм із округлими обрисами. У меланократових кайомках і слюдитах кристали амфіболу досягають до 2-3 см у довжину, не містять включень.

Лужний амфібол-рихтерит зустрічається в доломітвміщуючих карбонатитах.

С л ю д и. Слюди є характерними мінералами порід Чернігівського масиву й зустрічаються у всіх різновидах. Вміст слюд у карбонатних породах змінюється в межах від 1,8 до 50%, в окремих меланократових ділянках досягає 60-70%. У карбонатитах спостерігається спільне знаходження біотиту й флогопіту в різних співвідношеннях. В олівін- і доломітвміщуючих карбонатитах переважає флогопіт.

Склад слюд у різних породах масиву характеризується широкими варіаціями змістів окислів Al, Mg й Fe (табл. 1.7, 1.8). Слюди із сіенітів і слюдитів характеризуються досить високою залізистістю (0,43-0,54). Слюди кальцитових карбонатитів відрізняються трохи меншою залізистістю, її варіацією й порівняно високою глиноземістю. Поряд із цим у карбонатитах серед нефелінових сіенітів поширені слюди з високою залізистістю (f=58-68) і відносяться до лепідомеланів.

Д р у г о р я д н і і а к ц е с о р н і м і н е р а л и. У складі карбонатитів беруть участь численні мінерали, зміст яких звичайно не виходить за межі визначення їх у

якості акцесорних, але деякі з них (у першу чергу, апатит) є породообразуючими й можуть розглядатися як другорядні [7].

Апатит. Є одним з характерних мінералів карбонатитів. У них він зустрічається практично повсюдно й має нерівномірний розподіл. У карбонатитах апатит сієніт обумовлений досить своєрідними каплеподібними або сфероїдальними (вважається оплавленими) зернами. Тільки в рідких випадках його кристали мають ледь помітні обриси призматичного вигляду. Більшість зерен апатиту (60%) мають розмір 1-3 мм, близько 20% до 1 мм і близько 20% більше 3 мм. При цьому для крупних зерен апатиту характерне менше поширення включень. Субмікроскопічні включення в апатиті не діагностовані, і як вважається, їхня присутність визначає його колір й особливості складу.

Таблиця 1.7 – Хімічний склад біотитів (в ваг %) [2]

Компоне нти	В луж- ному сієніт, скв.964, гл.200м	В нефеліно- вому сієніт скв. 597,гл.145м	В кальцито- во му карбонатит і скв.572, гл.134,3м	В слюдитах, скв.652л гл.356м	В ксеноліті ультрабазитів в карбонатиті, скв.256,гл.266,5
SiO <sub>2</sub>	36,34	37,18	37,74	35,0	39,69
TiO <sub>2</sub>	4,25	1,08	0,62	2,25	4,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,37	14,30	12,13	16,03	10,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,09	2,99	2,07	3,22	1,80
FeO	18,63	16,41	17,00	1,00	11,09
MnO	0,07	0,16	0,06	0,18	0,20
MgO	10,87	14,65	15,80	10,43	18,03
CaO	0,36	0,21	0,20	0,80	0,00
BaO	0,56	0,20	0,05	-	-
Na <sub>2</sub> O	0,25	0,46	0,36	0,20	1,00
K <sub>2</sub> O	9,40	8,96	9,29	8,80	8,82

H <sub>2</sub> O	0,08	-	0,24	2,28	0,12
F-O= F <sub>2</sub>	0,10	1,40	1,20	0,44	1,40
П.п.п.	2,69	2,44	3,50		3,27
Сума	100,06	99,81	99,95	100,67	99,7
f	0,54	0,43	0,40	0,44	0,29

Колір апатиту найрізноманітніший : сірий, зелений, салатово-зелений, густо-зелений, розувато-сірий, безбарвний медово-жовтий, червоний та ін. Усього налічується до 13 кольорів і відтінків. По властивостях і складу ці різновиди апатиту не відрізняються й лише жовтий і червоний апатит має трохи підвищену кількість рідких земель. Коричневий колір апатиту обумовлений достатком дрібних включень бритоліту, часто ортитизованого, не діагностованного червонясто-бурого мінералу й бастнезиту. Червоний апатит найбільш характерний для доломітизованих різностей карбонатитів, у карбонатизованих піроксенітах – густозелений. Під мікроскопом апатит безбарвний, у різному ступені тріщинуватий і по оптичних властивостях (NO=1640-1.649, Ne=1,634-1,637), хімічному складу ставиться до фтору-apatиту з незначною домішкою Cl, OH і CO<sub>3</sub>.

Апатит – первинний магматичний мінерал. У силікатних породах апатит кристалізується раніше силікатів. У карбонатитах апатит в основному є мінералом більш пізнім, чим силікати, але більш раннім, чим карбонати. У рідких випадках в апатиті спостерігаються більш ранні дрібні ідіоморфні подовжено-пластинчасті кристали кальциту. У фоскоритах встановлено 2 генерації апатиту – більш рання, чим олівін, і більш пізня.

У всіх різновидах апатиту постійно відзначається підвищений вміст стронцію, рідких земель й у меншому ступені – барію, що досить типово для карбонатитових комплексів. Звичайний вміст рідких земель не перевищує 2%, однак у жильних карбонатитах і навколишніх їх сиенитах по західному ендоконтакту карбонатитового комплексу відзначені сургучно-червоні апатити з вмістом TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до 8,1%, SiO<sub>2</sub> – до 3,3% і зниженою кількістю P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Магнетит. Є присутнім у всіх різновидах карбонатитів Чернігівського масиву, але в різних кількостях. У біотитових і флогопіт-амфіболових різновидах він утворює рідкі зерна з розміром 1-2 мм, у піроксенових – зустрічається частіше, але в кількості менш 5% і лише у флогопіт-олівінових карбонатитах його вміст складає 5-15% (у середньому близько 10%). Найбільш витриманий його вміст у лейкократових карбонатитах й іноді різко зростає тільки в піроксенітах, де він бере участь у піроксен-ільменіт-сфеновій асоціації мінералів. У карбонатитах магнетит асоціює з олівіном і вміст його в ділянках порід багатих олівіном завжди вище, ніж у безолівінових. У них магнетит представлений двома морфологічними різновидами – великими й неправильними відокремленнями (уважаються пойкилобластами) і пильовидними аллотріоморфними зернами, сконцентрованими в мікропрожилках серед карбонатів. Великі виділення з ізометричною формою, розміром до 1-1,5 см у поперечнику розсіяні в карбонатитах і звичайно обростають із периферії флогопітом. Виділення бувають як монокристалічні, так й агрегатнозернисті. У центрі ці виділення чисті від включень, але зате периферична зона їх кавернозна й у її межах спостерігається взаимозрощування магнетиту з іншими мінералами.

Таблиця 1.8 – Хімічний склад флогопітів (в ваг %) [7]

Компоненти	В лужному ультрабазиті скв.290, гл.142,3м	В кальцитовому карбонатиті, скв.299, гл.282м	В кальцитовому карбонатиті, скв.971, гл.286м	В доломітовому карбонатиті, скв.965л гл.566м	В доломіт-кальцитовому карбонатиті скв.290, гл.258м
SiO <sub>2</sub>	39,50	41,62	38,90	40,53	39,47
TiO <sub>2</sub>	0,65	0,57	2,72	0,15	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,92	11,51	11,47	13,49	13,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,51	0,92	1,89	1,53	2,29
FeO	7,49	4,31	13,25	4,03	4,90

MnO	0,19	0,06	0,05	0,6	0,14
MgO	22,59	26,17	17,76	24,60	23,94
CaO	0,23	Сл.	0,07	0,56	0,35
Na <sub>2</sub> O	0,94	0,83	0,94	0,94	2,00
K <sub>2</sub> O	9,17	9,36	9,22	8,72	7,36
H <sub>2</sub> O	0,24	0,18	0,16	0,08	0,02
F-O= F <sub>2</sub>	1,54	1,75	1,70	2,30	2,00
П.п.п.	3,37	3,30	2,49	3,10	3,71
Сума	99,69	100,06	100,01	99,12	99,11
F	0,19	0,10	0,32	0,11	0,14

Другий морфологічний різновид магнетиту представлений безформними агрегатами зерен, які як би просочують карбонатну масу породи, проникаючи між зернами породообразуючих мінералів або по тріщинах у зернах кальциту, апатиту, флогопіту й ін.

У всіх різновидах бекфорситів відзначається підвищений вміст магнетиту, а в різновидах, що наближаються до фоскоритів, він досягає 20%. Серед фоскоритів відзначаються магнетит-апатитові, апатит-магнетитові й істотно магнетитові різновиди. У цьому випадку магнетит має округлу, неправильну, кістякову, іноді ідіоморфну форму зерен з максимальним розміром до 5-7 мм. Відзначаються симплектитоподібні зрощення магнетиту з кальцитом, доломітом й олівіном, що пояснюється одночасною кристалізацією цих мінералів. Для магнетиту характерні ексклюзійні вrostки шпінелі (плеонаста й іноді ганіту). Вміст титану в магнетитах невеликий й рідко досягає 2%.

Шпінель. Зустрічається відносно рідко у вигляді поодиноких неправильної форми зерен яскраво-зеленого кольору. У помітних кількостях спостерігається тільки в доломіт-олівінових карбонатитах, де розмір зерен не перевищує 0,1-0,54 мм.

Льменіт. Є розповсюдженим мінералом у породах комплексу, але найбільш характерний для ультрабазитів і доломітвміщуючих карбонатитів. У карбонатитах

Його вміст становить десяти частки відсотка. Звичайно він зустрічається у вигляді дрібних кристалів (0,25-0,1 мм), у крупнозернистих карбонатитах утворює кристали розміром до 2-2,5 см.

За результатами хімічних аналізів виділяється звичайний ільменіт зі змістом 1-2,4% окису ніобію й ніобієвий ільменіт ( $\text{Nb}_2\text{O}_5$ -11,45 %). Вміст ніобію в ільменіті обумовлений вrostками й включеннями в ньому колумбіту.

Сфен. У карбонатитах зустрічається в незначних кількостях у вигляді дрібних розсіяних зерен, або кайомок навколо ільменіту.

Фергюсоніт. Є присутнім майже у всіх карбонатитах, характеризується відносно нерівномірним розподілом. У біотитових карбонатитах фергюсоніт ієніт відсутній, в амфіболових карбонатитах зустрічається у вигляді поодиноких зерен і тільки в лейкократових флогопіт-олівінових карбонатитах його вміст підвищується.

Утворює ксеноморфні пойкилобласти в асоціації із флогопітом, кальцитом і агне-титом. У карбонатитах поширена рентгеноаморфний різновид Се-фергюсоніту. Для порід, що містять фергюсоніт, характерна наявність легких лантановідів – різкий Се максимум при відносно високому вмісті Nb, Sm, Yb й у деяких зразках – Y.

Мінерали групи пірохлору. З мінералів цієї групи найбільше значення мають пірохлор і гатчетоліт, причому останній – другий по поширеності ієніт після фергюсоніту. Загальною особливістю цих мінералів є підвищений вміст в них урану.

У ранніх карбонатитах є присутнім гатчетоліт з високим вмістом танталу. Його зерна розміром 0,05-0,3 мм (рідко до 1 мм) мають округлу форму, округлені октаедричні кристали часто утворюють гніздовидні зрощення. Рідкі землі в гатчетоліті мають істотно церієвий склад. У ньому часто спостерігаються пластинчасті включення колумбіту. Сам гатчетоліт у карбонатитах звичайно перебуває усередині зерен кальциту (у лужних сиєнітах – у польових шпатах, слюдах). Карбонатити з гатчетолітом переважно пофарбовані в рожевий колір.

У карбонатитах зустрічається пірохлор з високим вмістом урану, але з меншим, чим у гатчетоліті, вмістом танталу. Відрізняється пірохлор коричневим



фарбуванням. По розміру й формі він подібний з гатчеттолітом. В основному зерна пірохлору укладені усередині зерен силікатів – у піроксенах, рідше слюдах й олівіні.

Колумбіт. Карбонатити відрізняються досить високим вмістом колумбіту, особливо в доломітизованих різностях. Розвинений колумбіт у вигляді індивідуальних кристалів і скупчень агрегатів зерен, у вигляді плівок і пластинчастих включень, що виникли при колумбітизації гатчеттоліту й пірохлору. Спостерігаються дрібні включення й пластинки колумбіту в магнетиті й ільменіті. Кристали колумбіту мають, як правило, товстотаблитчатий, призматичний й ізометричний вигляд, зрідка представлені двійниками й зростками.

Циркон, бадделеїт. Циркон зустрічається у вигляді неухважної вкрапленості в біотитових і флогопіт-амфіболових карбонатитах. Тільки в лейкократових флогопіт-олівінових карбонатитах він рідкий. Для циркону типові кристали короткопризматичного, біпірамідального габітусу розміром 0,05-1,5 мм, рідко до 10 мм. Часті зростки зерен, ланцюжки з окремих зерен, дрібні скупчення кристалів циркону на контактах карбонатних й апатит-карбонатних прожилків у силікатних породах.

Циркон заміщає по периферії бадделеїт, у якому встановлені расплавні включення, іноді спостерігаються часткові (іноді повні) псевдоморфози циркону по бадделеїту. У бадделеїті встановлені первинні (расплавні) включення карбонатного складу, плавлення яких наступало при нагріванні близько 750-860° С. Поряд із цим авторами в бадделеїті діагностуються включення апатиту з неправильною, закругленою формою призматичних кристалів з характерним «прилипанням» подібно затверділому карбонатитовому розплаву [10].

Піротин. Із всіх сульфідів піротин найбільш широко розповсюджений у карбонатах і зустрічається майже повсюдно в кількості менш 1%. Він утворює дрібні (менш 5мм) безформні виділення, часто у вигляді кайомки розвивається по магнетиту або по тріщинах (у тому числі й по спайності) у силікатах.

Монацит. Установлений у всіх ділянках доломітизації карбонатитів у вигляді дрібних зерен неправильної, ізометричної й призматичної форми. Також він

розвивається у вигляді кайомок навколо кристалів апатиту, іноді олівіну й слюди. Розмір зерен не перевищує 0,5 мм і переважно становить 0,01-0,2 мм. У монациті вміщується 67,6-74,3 мас %  $\text{TR}_2\text{O}_3$ . Особливістю даного монациту є низький вміст радіоактивних домішок. У ділянках доломітизації апатит поступово розчиняється й заміщається монацитом, де його зміст досягає 1-5%.

Молібденіт. Досить часто зустрічається в пізніх карбонатитах, де спостерігається його чітка приуроченість до зон доломітизації. Розподіл досить невитриманий, зустрічається спорадично в невеликій кількості у вигляді пластинок, гніздовидних агрегатних відокремлень і переважно концентрується в прожилках доломіту. Розмір кристалів до 3 мм.

Пірит. Зустрічається у всіх типах порід, характерний для ділянок доломітизації карбонатитів, де є присутнім у вигляді розсіяної вкрапленості.

Целестин. Установлений в апатит-олівінових карбонатитах у вигляді поодиноких дрібних (частки мм, іноді до 1-2 мм) подовжено-призматичних кристалів.

Дізаналіт. Установлений в поодиноких випадках у вигляді окремих дрібних (0,5 мм) кубічних кристалів у карбонатитах з уламками ійолітів. Він тісно асоціює з магнетитом і зростається з ним.

Бастнезіт. Спостерігається в крупнокристалічних кальцитових жилах у вигляді дрібних (1-5 мм) зерен неправильної форми.

Графіт. Є присутнім практично у всіх різновидах карбонатитів, але розподілений нерівномірно й звичайно важко встановлюється через винятково дрібні розміри пластинчастих зерен із чітким ідіоморфізмом. Пластинки графіту розсіяні у вигляді включень у кальциті, піроксені, флогопіті, зрідка зустрічаються агрегатні скупчення розміром до 2 мм у поперечнику.

Ешніт. Установлений в амфібол-піроксен-кальцитових карбонатитах у вигляді зплещено-призматичних кристалів довжиною до 0,1-0,3 мм, іноді 0,7 мм.

Сфалерит і галеніт. У вигляді рідких поодиноких зерен і дрібних агрегатних скупчень розміром до 1-2 мм зустрічаються в доломітизованих карбонатитах.

### 1.1.3 Корисна мінералізація

Чернігівський карбонатитовий комплекс характеризується підвищеними вмістами типоморфних для карбонатитових і лужних комплексів рідких і малих петрогенних елементів – Р, Nb, Ta, Zr, TRCe, Sr, Ba й ін. Крім того, нерідко відзначаються підвищений вмісту Мо. У лужних й сублужних ультрабазитах комплексу спостерігається незвичайне для гіпербазитів нормального ряду сполучення таких двох протилежних груп елементів-домішок, як Cr, Ni й Co, з одного боку, і Nb, Ta, TRCe, Zr, Sr, Ba – з іншого.

Ф о с ф о р є одним з найбільш важливих (у практичному відношенні) елементів комплексу. Цей елемент концентрується тільки в апатиті, що розповсюджений у всіх різновидах порід комплексу в якості акцесорного або породоутворюючого мінералу. З карбонатитами пов'язані істотно апатитові, силікатно-apatитові й апатит-магнетитові фосфорити, у яких середній зміст становить близько 10%. Апатит, крім фосфору, становить практичний інтерес у зв'язку з підвищеним вмістом у ньому рідких земель істотно церієвого складу й стронцію.

Н і о б і й і т а н т а л є характерними елементами, але не обов'язковими, елементами карбонатитових і лужних комплексів. Ніобій розповсюджений нерівномірно, але взагалі його вміст зростає від більш ранніх до більш пізніх дифференціатів – від піроксенитів до карбонатитів. Ніобати утворюють власні мінерали (пірохлор-гатчеттоліт, колумбіт), розсіяні в породоутворюючих й інших акцесорних мінералах. Більшу ізоморфну ємність відносно ніобію мають амфіболи, частково флогопіти, сфен, ільменіт. Цим пояснюється відсутність або незначний розвиток мінералів ніобатів в багатих відзначеними мінералами породах комплексу.

Ц и р к о н і й розподілений у карбонатитах комплексу нерівномірно. Найбільш ви-сокі вмісти встановлені в севітах (до 0,3%) і в альвікітах (до 0,1%), а найбільш низькі – у бекфорситах. У севітах й альвікітах є присутнім тільки циркон, а в

бефорситах – переважно бадделеїт. Основна маса Zr зосереджена в цих мінералах, частина розсіяна в породоутворюючих мінералах, головним чином в амфіболах і клінопироксенах. Вміст Zr й інших елементів-домішок у породах комплексу не корелюється. Ізоморфна ємність у відношенні Zr найбільш висока в амфіболах. У клінопироксенах, слюдах з макровключеннями циркону вмісту Zr завжди низький.

Рідкоземельні елементи й іттрий характеризуються складом переважно Ce+La+Nd, сума яких становить близько 90% загальної суми TR+Y. У породах Чернігівського комплексу як і взагалі в породах карбонатитових асоціацій і кімберлітах склад рідких земель істотно церієвий. Церій є переважним елементом і його вміст становить близько 50% суми TR<sub>Ce</sub> а  $\Sigma Ce \approx \Sigma (La+Nd)$ . У порівнянні з іншими породами найбільш високі концентрації Ce й TR спостерігаються в карбонатитах, особливо в бефорситах.

Рідкі землі утворюють власні мінерали (монацит, фергюсонит, ортит, анніліт, ешиніт й ін.), або ізоморфно входять у кальцієві породоутворюючі мінерали (апатит, кальцит, доломіт і сфен).

Вміст рідких земель й іттрия в породах комплексу в загальному не корелюється зі вмістом яких-небудь рідких або петрогенних елементів, у тому числі й з фосфором. Тільки в карбонатитах спостерігається позитивна кореляція між TR й Sr.

Стронцій поряд з Nb й TR<sub>Ce</sub> є характерним елементом порід Чернігівського комплексу. Найбільш високі вмісти його фіксуються в доломіт-кальцитових бефорситах. Власні мінерали стронцію звичайно відсутні й основна маса елемента розсіюється в породообразуючих карбонатах й в апатиті. Спостерігається кореляція вмістів Sr з кількістю кальциту в породах, відрізняється позитивна кореляція вмістів Sr й TR.

Залізо в підвищених концентраціях пов'язане з фосфоритами, апатит-магнетитовими породами й бефорситами. У бефорситах відзначаються підвищені (до 20%) вмісту грубозернистого легко збагачуваного магнетиту, у них же зустрічаються сегрегації (до 0,5 м по керну) істотно магнетитового складу (до 80% магнетиту).

Х р о м, н і к е л ь і к о б а л ь т у карбонатитах утримуються у вкрай незначних кількостях, за винятком їх меланократових різновидів. Максимальні вмісти Cr (0,05%), Ni (0,03%) і Co (0,007%) спостерігаються в лужних піроксенітах. Власних мінералів цих елементів не встановлено, вони ізоморфно входять у магнетит, силікати й, можливо, у сульфіди.

В а н а д і й і т и т а н у підвищених і витриманих вмістах спостерігаються насамперед у лужних піроксенітах, а також у меланократових альвікітах і севітах. У лужних піроксенітах максимальні вмісти Ti й V становлять 5,3% й 0,06% відповідно.

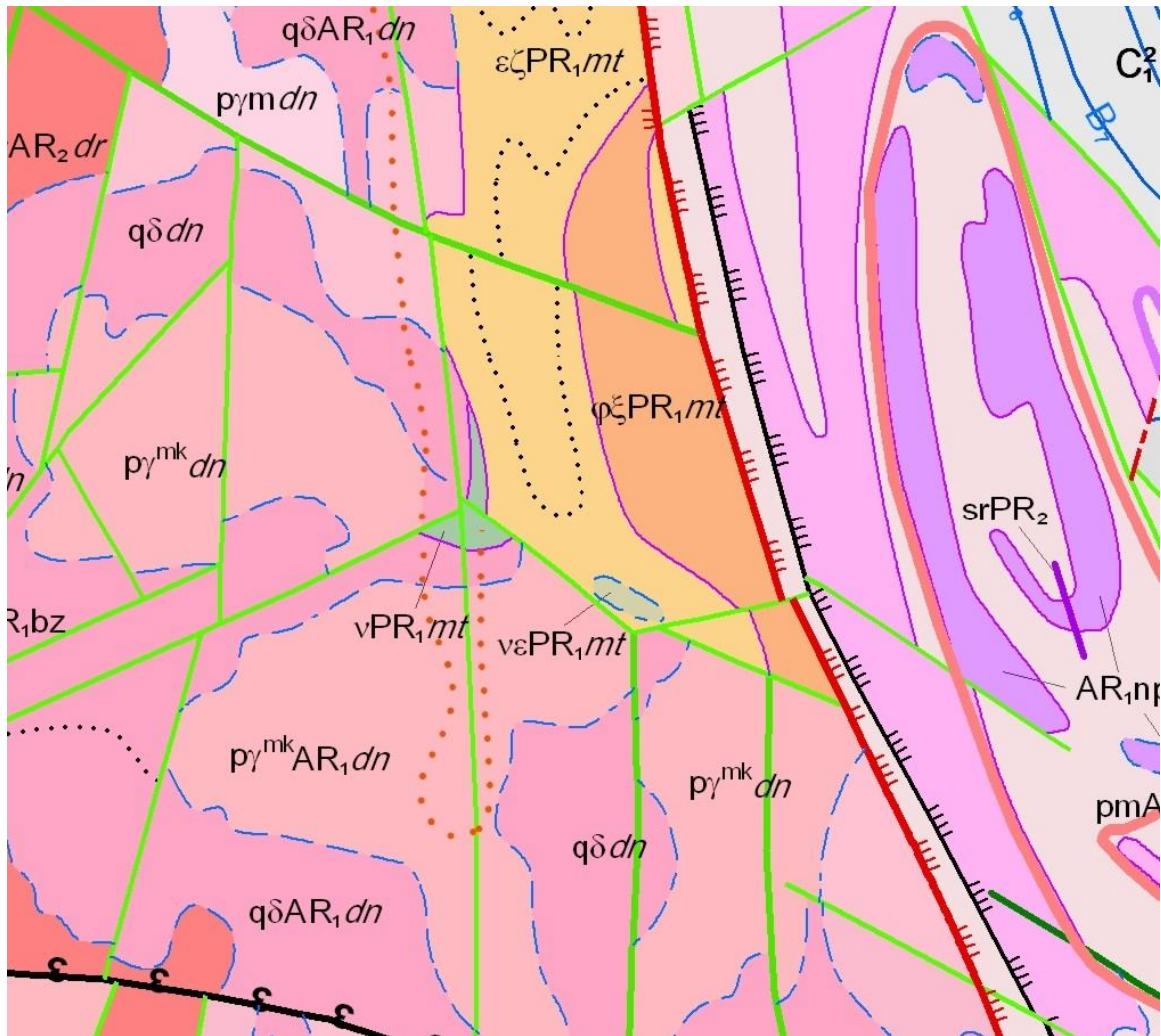
Титан концентрується головним чином в ільменіті, сфені, титаномagnetиті й, у меншій мері, розсіяний у силікатах – біотиті (до 4,25% Ti<sub>2</sub>) і амфіболі (до 2,0% Ti<sub>2</sub>). Ванадій не утворює власних мінералів і входить ізоморфно в силікати (клінопіроксен, до 0,02%), магнетит (до 0,2%), ільменіт (до 0,02%).

М о л і б д е н не типовий для порід карбонатитових комплексів, але в породах Чернігівського комплексу втримується Мо часто в кілька разів, а іноді й на порядок вище кларку (до 0,06%, іноді 0,2-0,3%).

Молибден сконцентрований у молибденіті, підвищені вмісти зустрічаються майже у всіх різновидах порід комплексу. Молибденова мінералізація найбільш характерна для сиєнітів.

## 1.2 Риси геологічної будови Малотерсянського масива

Географічно Малотерсянський масив перебуває на північному сході Дніпропетровської області. У геотектонічному відношенні Малотерсянський масив перебуває в північно-східній частині Середньодпридніпровського мегаблоку, у зоні зчленування із ДДВ і приурочений до вузла перетинання субмеридіонального Горіхово-Павлоградського глибинного розламу й північно-східної Зайцевської регіональної тектонічної зони (мал. 1.2).



Малюнок 1.2 — Схематична геологічна карта Малотерсянського лужного масиву

Малотерсянський масив [11] залягає серед нижньоархейських гранітоїдів, амфіболітів і діопсидових гнейсів дніпропетровського комплексу, його східною границею є Горіхово-Павлоградський розлам, який зрізує його східну частину. Масив являє собою штокообразне складної форми інтрузивне тіло субмеридіонального простягання, площею близько 42 км<sup>2</sup> із крутим нахилом до сходу.

У плані має довжину по довгій осі 12 км при максимальній ширині 3,5 км. У розрізі масив являє собою асиметричний лакколіт з вертикальною потужністю по

розрахунковим геофізичним даним близько 5 км й обмежений крутими зовнішніми контактами. За геофізичним даними західний контакт масиву має субвертикальне падіння до глибини 2 км, що потім змінюється на більш полого східне й зчленовується на глибині 5,5 км із зоною Горіхово-Павлоградського розламу.

Зовнішні контури масиву як інтрузивні так і тектонічні із переважним північно-східним і північно-західним простяганням які визначали форму масиву під час впровадження інтрузії. Інтрузивний контакт порядку  $40-60^\circ$ , ускладнений тектонічними порушеннями й накладеними метасоматичними процесами.

У зоні Орехово-Павлоградського розламу спостерігається інтенсивний катаклаз і милонітизація порід масиву. Характер східного контакту – майже прямолінійний, з незначними кулісобразними зсувами по більше пізніх січних порушеннях північно-західного й субширотного простягань. У такий спосіб спостерігається зонально-полукільцева внутрішня будова масиву.

Характерними є розвиток зон катаклаза уздовж західного контакту масиву з породами архейського гнейсо-плагіогранітового комплексу, а на сході зони катаклаза розвинені уздовж контакту із залізо-кременистими породами Горіхово-Павлоградської шовної зони.

### 1.2.1 Петрографічні особливості й взаємовідношення порід

Малотерсянський масив являє собою складно диференційований, можливо розшарований, інтрузив зонально-кільцевої будови. Масив складається із трьох зон: зовнішня – складена габро й габро-діабазами, проміжна – складена лужними сиєнітами, центральна частина - складена фойяїтами.

Основні породи першої зони мають габро-діабазову структуру й сублужний склад. Складаються з рожево-коричневого в шліфі титаністого й низькозалізного авгіту, що заміщається роговою обманкою, плагіоклазом, часто є присутнім олівін. Ільменіт і магнетит у сумі становлять до 10 %, апатиту не більше 1%. По хімічному складу габро-діабази відповідають лужному базальту (табл. 1.9) [12].

Таблиця 1.9 – Хімічний склад порід Малотерсянського масиву

Оксиди	Мезократовий габбро-діабаз	Олівін-вміщуючий ендоконтактний сиєніт	Трахітоїдний сиєніт центральної частини масива	Фойяїт, середнє значення
SiO <sub>2</sub>	46,11	57,83	59,82	54,71
TiO <sub>2</sub>	2,48	1,57	0,82	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,81	15,33	17,15	24,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,23	2,83	1,92	1,52
FeO	7,48	6,07	5,10	2,70
MnO	0,13	0,28	0,22	0,12
MgO	4,56	1,43	0,70	0,49
CaO	11,32	2,67	1,76	1,54
Na <sub>2</sub> O	3,90	6,34	6,67	8,26
K <sub>2</sub> O	1,00	3,75	4,70	6,33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,42	0,16	0,11
CO <sub>2</sub>	0,36	0,53	0,45	1,17
H <sub>2</sub> O	0,25	0,09	0,01	0,01
П.п.п.	1,54	0,62	0,45	1,17
Сума	100,30	99,61	99,93	99,63
F	70	87	91	90
Fo	30	32	27	36

Лужні сиєніти – бесплагіоклазові й безкварцеві породи. Первинні піроксени представлені егірин-ферросалітом, амфібол – катафорит-ріхтерітом, катафоритом, еденіт-катафоритом або кальцієвим рибекітом. Накладена егеринізація з лужним амфіболом, біотитом, альбітом, карбонатом, нерешітчастим мікрокліном. У сиєнітах ендоконтакта встановлені марганцевистий фаяліт і високий вміст апатиту.

Нефелінові сиєніти – фойяїти, середньо- і грубозернисті, часто трахітоїдні із прослоями й жилками карбонатитоподібних порід. Піроксен-егірин-ферросаліт, амфібол – типу катафорита й адезита. Лужний польовий шпат у трахітоїдних різновидах утворює структуру магматичної листоватості. Представлений мезопертитовим ортоклаз-пертитом. Вміст нефеліна досягає 40 %. Акцесорні мінерали фойяїт і вільменіт, сфен, флюорит.



В егирин-альбітових метасоматитах акцесорні мінерали циркон, пірохлор-гатчетоліт, бастнезит, ортит, торит.

Потужність ореола фенітів по плагіогранітам досягає 1000 м. Феніти складені такими мінералами: лужним польовим шпатом, альбітом, егиринвміщуючим ферросалітом, рихтерітом. В екзоконтактовому ореолі зустрічаються карбонатні жили, що не супроводжуються фенітизацією [13].

Для фенітів характерні мінливість текстурних і структурних особливостей і нерівномірність мінерального складу. У складі фенітів зберігаються релікти мінералів гранітоїдів поряд з новоствореними в різних співвідношеннях. У фенітах новоствореними мінералами є лужний амфібол-рибекіт і піроксен-егирин й іноді є присутнім флюорит у вигляді тонких (2-5 мм) прожилково-вкраплених утворень або ділянок з неправильною формою.

Гранітоїди західного контакту інтенсивно фенітизовані прорвані дайками пікрітів, лампрофірів, мікрофайїтів, фойяїт-порфіррів, сиєніт пегматитів. У фенітах інтенсивно розвинені альбіт-егеринові метасоматити.

У центральній частині масиву жильне тіло карбонатитоподібних порід північ-північно-західного простягання перетинає нефелінові сиєніти. В екзоконтактній зоні масиву карбонатитоподібні породи разом з іншими жильними й дайковими породами утворюють дайковий пояс, витягнутий у субмеридіональному напрямку, що віднесений до Терсянського розламу.

Жили карбонатитоподібних порід потужністю 0,5- і 0,9 м чорного кольору з характерною брекчіїввидною текстурою, мікроскопічно структура породи порфіробластова. Порфіробласти піроксену й магнетиту з розміром до 0,5-1 см перебувають в основній мілкокристалічній масі складеній магнетитом до 20%, флогопітом до 10%, серпентином, волластонітом, апатитом. В основній масі карбонатитоподібної породи спостерігаються дрібнозернисті агрегатні скупчення карбонату й кліноцоїзиту. Карбонат становить близько 25% обсягу породи. Разом з карбонатом виділяються рідкі подовжено-призматичні зерна волластоніта. Вміст

клинцоїзита досягає 10%. Піроксен складає 15% обсягу породи й представлений геденбергітом, що інтенсивно заміщається серпентином.

Карбонатитоподібні породи складаються на 50% і більше з кальциту, крім кальциту в цих породах установлені лужний амфібол, піроксен, серпентин, флогопіт, волластоніт, магнетит, апатит. Апатит і магнетит є постійно, що зустрічаються мінералами, як акцесорними, так і породоутворюючими.

У північній частині масиву встановлене ройове скупчення п'яти тіл карбонатитоподібних порід, які витягнуті в північно-західному напрямку й віднесені до вузла перетинання субмеридіональної зони Горіхово-Павлоградського глибинного розламу й північно-східної зони Зайцевського регіонального розламу. Падіння тіл круте від 50-70 ° до вертикального, видимі їхні потужності коливаються від 0,5-0,7 до 9 м. Контакти жильних тіл з породами, що вміщують, у більшості випадків різкі й супроводжуються малопотужними (до 1 см) екзоконтактовими реакційними кайомками. В ендоконтактовій частині тіл іноді спостерігаються тонкозернисті зони загартування потужністю до 1 см.

У породах, що вміщують, навколо тіл карбонатитоподібних порід спостерігаються значні гідротермальні зміни, які виражаються в їх карбонатизації, епідотизації, мікроклінізації, альбітизації.

По текстурно-структурних особливостях серед всіх карбонатитоподібних порід виділені: 1) середньо-грубозернисті лейкократові масивні; 2) бречієвидні мезо- і меланократові дрібно- і середньозернисті породи зі значною кількістю включень порід, що вміщують [13].

### 1.2.2 Основні мінеральні асоціації

Карбонатитоподібні породи є найбільш пізніми утвореннями масиву. Вони утворюють жильні тіла, розташовані як за межами масиву, так й усередині нього в лужних сиєнітах. Жильна фація лужних порід представлена мікрофойяїтами й фойяїт-порфірами.

Карбонатитоподібні породи масиву мають істотно кальцієвий склад. Зіставлення хімічних аналізів порід Малотерсянського масиву й карбонатитів Чернігівського комплексу свідчить про їхню подібність. На петрохімічних діаграмах середні склади цих порід збігаються.

По текстурно-структурних особливостях, будові, складу карбонатів, типу силікатів, складу акцесорних мінералів карбонатитоподібні породи Малотерсянського масиву зіставляються із севітами й альвікітами Чернігівського масиву.

Акцесорні мінерали в карбонатитоподібних породах представлені ільменорутилом, рутилом, бастнезитом, синхезитом, пірохлором, сфеном, цирконом, турмаліном, флюоритом, молібденітом, піритом, сфалеритом, гранатом.

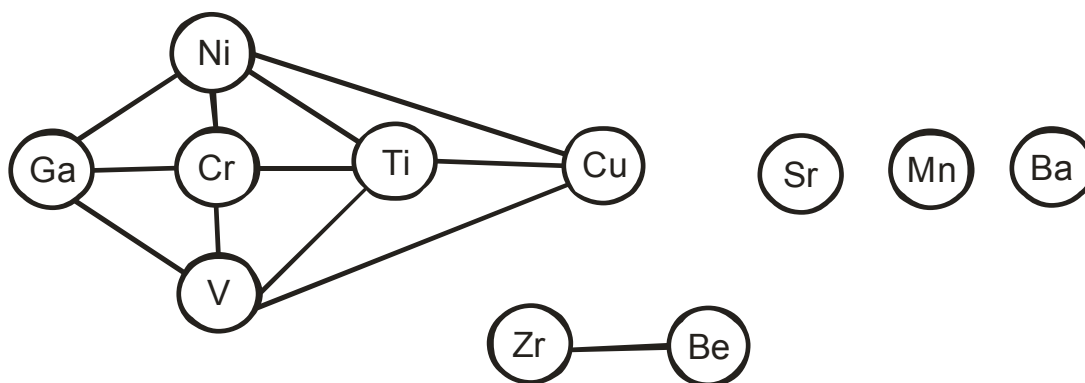
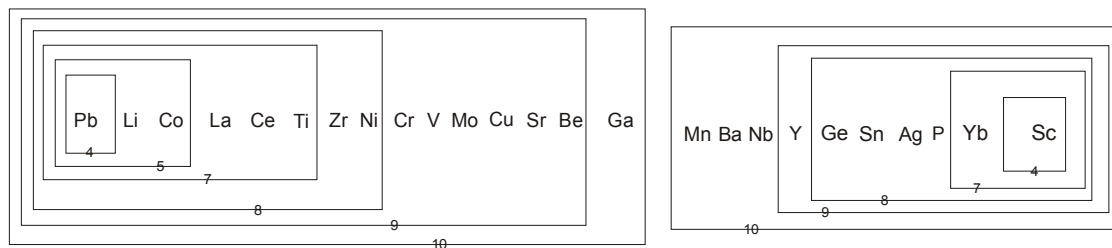
Примітним є геохімічні особливості карбонатитоподібних порід (мал. 1.3) які полягають у сильній позитивній їхній спеціалізації на рідкі елементи (Nb, Zr, Be) позитивної спеціалізації на фосфор, сильної позитивної спеціалізації на рідкоземельні елементи (La, Ce, Y, Yb й Se, а також Ba й Sr).

Поряд із цим сильна позитивна й позитивна спеціалізація цих порід на Co, Cu, Mo і сильно негативна й негативна спеціалізація на V, Ni й Ga указує на їхнє генетичне споріднення з лужними й нефеліновими сиєнітами Чернігівського масиву. Відмінністю Малотерсянського масиву є менша залізистість породоутворюючих мінералів.

Локально розвинена пірохлор-циркон-апатитова-флюорит-ільменітова мінеральна асоціація яка є рудоносною.

<b>Ba</b>	<b>Co</b>	<b>Nb</b>	<b>La</b>	<b>Zr</b>	<b>Mn</b>	<b>Sn</b>	<b>Ge</b>	<b>Be</b>	<b>Sc</b>	<b>Ge</b>	<b>Cu</b>	<b>Ti</b>	<b>Yb</b>	<b>Sr</b>	<b>Mo</b>	<b>Y</b>	<b>P</b>
96.70	44.00	30.60	10.50	8.05	7.37	6.33	6.00	5.00	3.10	2.95	2.60	2.41	2.00	1.93	1.75	1.70	1.70

<b>Li</b>	<b>Ag</b>	<b>Pb</b>	<b>Cr</b>	<b>Ga</b>	<b>Ni</b>	<b>V</b>
1.36	1.22	1.12	0.65	0.55	0.41	0.06



Малюнок 1.3 – Геохімічні особливості карбонатитоподібних порід Малотерсянського масиву [11]

Апатит у сильно катаклязованих сиєнітах перебуває в асоціації з альбітом і біотитом у карбонатних прожилках, а також у вигляді мономінеральних грубозернистих жил потужністю 10-15 см. У мілонітах апатит перебуває в зрощенні з кальцитом, флюоритом, біотитом, піроксеном.

### 1.2.3 Корисна мінералізація

У Малотерсянському масиві найбільш значима по масштабах апатитова мінералізація, у меншій мері тантал-ніобієва. Апатитова мінералізація спостерігається в мінералізованих зонах мілонітизації, пов'язаних з додатковими дрібними тектонічними порушеннями Горіхово-Павлоградського глибинного розламу. Апатит масиву представлений фторапатитом з підвищеним вмістом рідких земель і стронцію. Склад лантаноїдів істотно церієвий, але в цілому є характерним для апатиту лужних порід. По своїх властивостях апатит близький до апатиту з фенітів Чернігівського масиву, пов'язаний з накладеними процесами фосфоргалоїдів у зонах деформації.

Середній вміст  $P_2O_5$  у найпоширеніших породах масиву становить (мас.частки %): у лужних сиєнітах 0,15; у нефелінових сиєнітах 0,09. Максимальні концентрації фосфору й фтору спостерігаються в карбонатних жилах (з апатитом, бастнезитом, флюоритом), а також у кроссит-крокидолітових агрегатах зон олушення східного контакту масиву, де відзначаються вмісти від 1,0-8,1%  $P_2O_5$  і до 34,1% [12].

Тантал-ніобієве й цирконієве зруднення зв'язано, головним чином, з лужними сиєнітами, сиєніт-пегматитами, фенітами й, у меншій мері, - з нефеліновими сиєнітами. Найбільш високі вмісти рідких металів пов'язані з ділянками фенітизації в межах контакту масиву з Горіхово-Павлоградським розламом. Тут вміст танталу й ніобію досягає 0,034% відповідно при вмісті двоокису цирконію 1,58%. Зруднення вкраплене пірохлор-цирконове; (вміст пірохлору досягає 6,43 кг/т, циркону – 7,62кг/т, флюориту – 8,37 кг/т). У межах масиву поширена кора вивітрювання потужністю до 25-40 м, у якій вмісту танталу до 0,15%, ніобію 0,3 – 0,4%. Повсюдно в асоціації з танталом і ніобієм відзначаються висококонтрасні ореоли церієвих рідких земель зі вмістом до 0,65% [12].

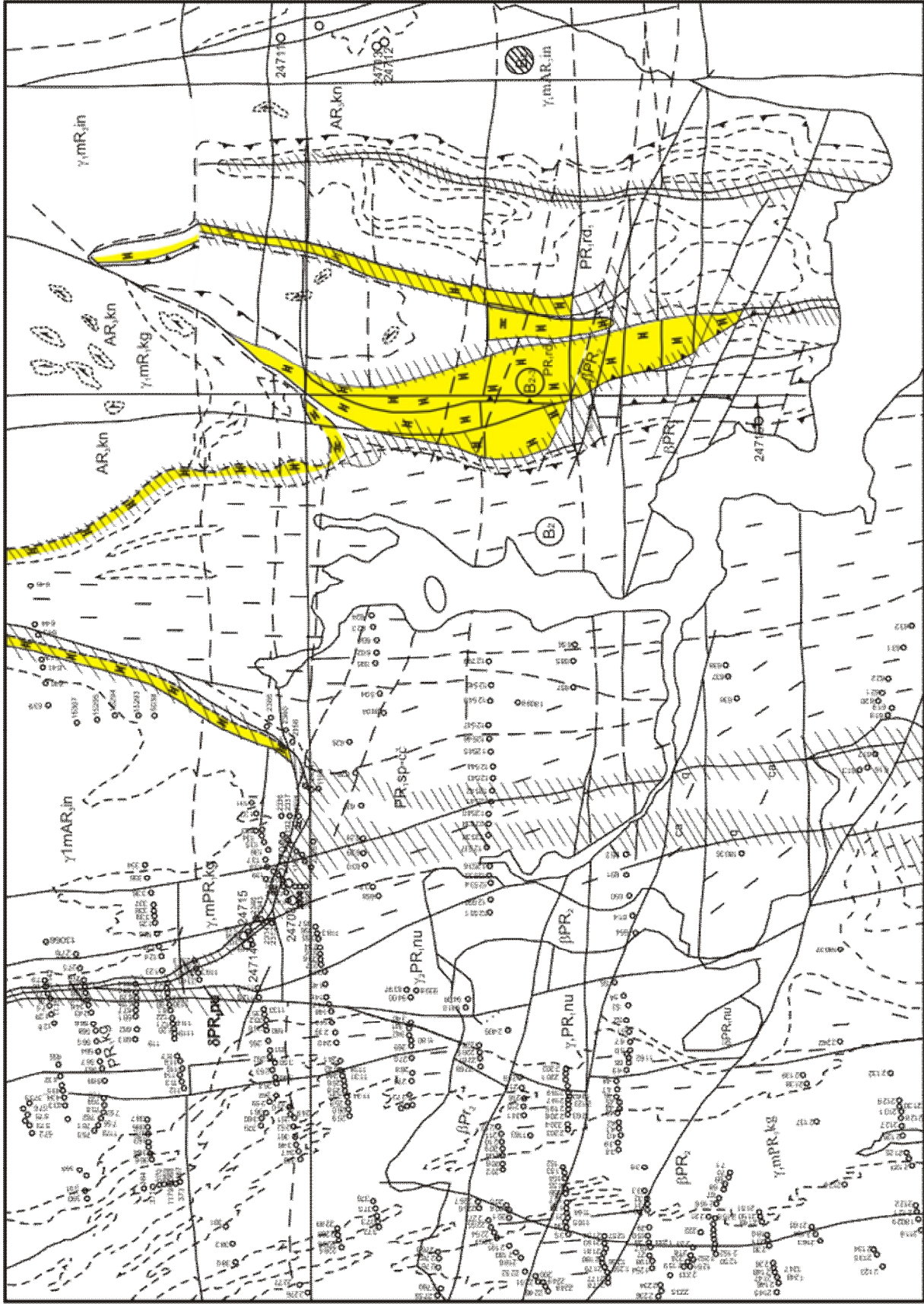
1.3 Прояви силікатно-карбонатних порід Горіхово-Павлоградської і Криворізької шовних зон.

### 1.3.1 Взаємовідношення силікатно-карбонатних і вміщуючи порід на Гурівській ділянці Криворізької шовної зони

Гурівська ділянка розташована на південно-заході Дніпропетровської області. Геотектонічно входить в Інгуло-Інгулецький район у структурному відношенні займає проміжне положення між Інгулецько-Криворізькою шовною зоною й Інгульським мегаблоком УЩ (мал. 1.4, 1.5). Згідно [14, 15] силікатно-карбонатні породи ділянки мають подовжено-втягнуту форму й контролюються Інгулецьким глибинним розламом скидового типу. Карбонатні породи в цьому районі спостерігаються в складі родионівської свити інгуло-інгулецької серії палеопротерозоя. Прояви цих порід простежені в межах Гурівської, Гейківської, Родионівської й Казанковської ділянок. Утворення родионівської свити складають крайові частини майже всіх грабен-синклінальних структур, рідше ядра антикліналей і представлені кварцитами, кристалічними сланцями й амфіболітами.

Характерними породами карбонатної частини розрізу родионівської свити є мрамори, офікальцити, кальцифіри, диопсидіти, амфіболіти.

Маркуючими породами верхньої підсвити родионівської свити є карбонатні породи, сланці й гнейси (залежно від ступеня метаморфізму) слюдисто-графітові й графіт-біотитові. Карбонатні породи найбільше широко поширені в південній частині Інгулецько-Криворізької блоково-складчастої зони, де вони складають крила синкліналей. У Петровському кар'єрі, що перебуває в крайовій зоні Гурівської ділянки карбонатні породи залягають серед залізистих кварцитів у вигляді прослоїв до 1-го метра й містять диопсид й іноді форстерит.



Малюнок 1.4 – Карбонатні породи родіонівської свити на Гурівській ділянці

ЕРА		ПЕРІОД		вік (млн. р.)		МІСЦЕВІ СТРАТЕГРАФІЧНІ ПІДРОЗДІЛИ	
ПАЛЕОЗОЙСЬКИЙ	ТРИАСОВИЙ	245		ar	Гідротермально-метасоматичні утворення арплітазація (ar)		
ПАЛЕОЗОЙСЬКА	ПЕРМСЬКИЙ						
ПРОТЕРОЗОЙ	ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ	1700	Дайковий комплекс	$\beta PR_3$ $\nu\beta PR_3$	діабізи ( $\beta$ ) габро-діабізи ( $\nu\beta$ )	$\beta PR_3$	Діабізи
		2000	Кіровоградський ультраметаморфний комплекс (PR, kg)	$\rho m, \gamma$ $\gamma_2, m$ $sk$ $gr$	Граніти аплітоїдні, пегматити ( $\rho m, \gamma$ ); граніти плагіоклаз-мікроклінові рівномірностерні ( $\rho m, \gamma$ ); скарни та скарнові породи ( $sk$ ); грейзени ( $gr$ ); граніти і мігматити мікроклін-плагіоклазові порфіробластичні ( $\gamma_2, m$ ); граніти і мігматити (полімігматити) плагіоклаз-мікроклінові ( $\gamma_2, m$ )	$\rho m$ $\gamma_2, m$	Граніти аплітоїдні, апліт-пегматитові ( $\rho m, \gamma$ ); граніти і мігматити мікроклін-плагіоклазові ( $\gamma_2, m$ )
			Новоукраїнський інтрузивний комплекс (PR, ni)	$\gamma_1^+$ $\gamma_2^+$ $\nu$	Граніти мікроклін-плагіоклазові, інколи з роговою обманкою, порфіробластичні ( $\gamma_1^+$ ); граніти мікроклін-плагіоклазові ( $\gamma_2^+$ ); альбіти (a); гранодіорити біотитові і біотит-роговообманкові ( $\nu$ ); діорити біотит-роговообманкові; габро амфіболові ( $\nu$ )	$\gamma_1^+$ $\gamma_2^+$ $\nu$	
		2100	Чечелівська світа	$PR, \delta\delta$ $PR, sp$	Гнейси біотитові, гранат-біотитові		
		2300	Родіонівська світа	$PR, rd_1$ $PR, rd_2$	Верхня підсвіта (амфіболітова фашія - B <sub>1</sub> ), Кальцифіри, офікальцити, гнейси графітові, біотит-графітові, біотитові з графітом Верхня підсвіта (епідот-амфіболітова фашія - B <sub>2</sub> ), Мармури доломитові і кальцитові, скарноїди, сланці графітові Нижня підсвіта (епідот-амфіболітова фашія B <sub>3</sub> ), Кварцити, кварцито-псковики, сланці графітові; в нижній частині - сланці андалузит-біотит-графітові	$PR, rd_2$	Сланці графіт-біотитові, графіт-серецит-біотитові, графіт-хлорит-двоскладні; малопотужні прошарки кварцитів Саксаганська світа Кварцити карбонат-магнетитові, магнетитові, гематит-магнетитові, актиноліт-біотит-магнетитові; сланці хлоритові, хлорит біотитові Скелюватська світа Сланці тальк-хлорит-амфіболові, тальк-хлоритові, карбонат-хлоритові; внизу сланці кварц-серецитові, графіт-мусковіт-біотитові (філіти); метасковикові аркозові, метаконгломерати Новокриворізька світа Амфіболіти актинолітові, роговообманкові; прошарки метатуфопісковиків метатуфолервалітів; кварцити і кварцитопісковики мусковітові
2600							
АРХЕЙ	НЕОАЗХЕЙ	2900	Інгулецький ультраметаморфний комплекс (Ar <sub>1</sub> in)	$p_1, m$ $p_2, \delta, m$	Плагіограніти і плагіомігматити біотитові, інколи з амфіболом ( $p_1, m$ ); плагіомігматити гранодіоритового складу, часто з амфіболом ( $p_2, \delta, m$ )	$p_1, m$	Плагіограніти і плагіомігматити біотитові, інколи з роговою обманкою
		3000	Конкська серія (Амфіболітова фашія)	$AR, kn$	Амфіболіти, гнейси біотитові, амфібол-біотитові, кварцити силікат-магнетитові	$AR, kn$	Амфіболіти роговообманкові, гнейси роговообманково-біотитові
		3200					

**Метаконгломерати (а), метасковикові (б), металеверліти (в)**

**Сланці серицитові (а), хлорит-біотитові (б), графітові (в), актинолітові (г)**

**Гнейси біотитові (а), гранат-біотитові (б), амфіболітові і біотит-амфіболітові (в), біотит-проксові (г), графітові і біотит-графітові (д)**

**Амфіболіти (а), габро (б)**

**Мармури (а), кальцифіри, офікальцити (б)**

**Кварцити (а), кварцити залісті та джеспіліти (б)**

**Гранодіорити біотитові (а), амфібол-біотитові (б); діорити біотит-роговообманкові (в)**

**Граніти аплітоїдні, пегматити (а); граніти плагіоклаз-мікроклінові рівномірностерні (б), мікроклін-плагіоклазові порфіробластичні (в); граніти і мігматити плагіоклаз-мікроклінові (полімігматити) (г); плагіограніти і плагіомігматити біотитові, біотит амфіболові (д)**

**Метасоматично (гідротермально) змінені породи**

Арплітазація - низькотемпературний телетермальний лордес (опал, халцедон, кварц, хлорит, серецит, пірит, сфалерит, галеніт)

Магнезіальне скарнування в карбонатних породах та алюмо-силікатних породах з утворенням діопсиду, флогопіту, скаполіту, плагіоклазу, мікрокліну, кварцу, сфену, ільменіту, сульфідів, молібденіту

Грейзенація - розвиток складястих мінералів, кварц з утворенням турмаліну, касітериту, молібденіту

Лужний метасоматоз - утворення альбітиту, мікроклін-альбітових порід

Локальний лужний метасоматоз переважно в залізистих кварцитах з утворенням лужних амфіболові

q, m, su Характерні асоціації гідротермально-метасоматичних мінералів для конкретних метасоматитів

Граніці гідротермально-метасоматично змінених порід

**Геологічні граніці**

Граніці різновікових підрозділів: достовірні (а), ймовірні (б)

Граніці фашіальні в межах світ, комплексів

**Розривні порушення**

Розломи: достовірні (а), ймовірні (б)

Розломи: головні (а), другорядні (б)

Насуви

Скиди

Лінії геологічних розривів

● 2708 Свердловини і їх номери

**Тектоніти прирозломні та зон зім'яття**

**Тектонічні брекчі**

**Катаклазити**

**Тектоніти нерозчленовані**

**Фашії регіонального метасоматозу**

в метаморфних породах:

B<sub>1</sub> - амфіболітова, B<sub>2</sub> - епідот-амфіболітова, B<sub>3</sub> - зеленосланцева

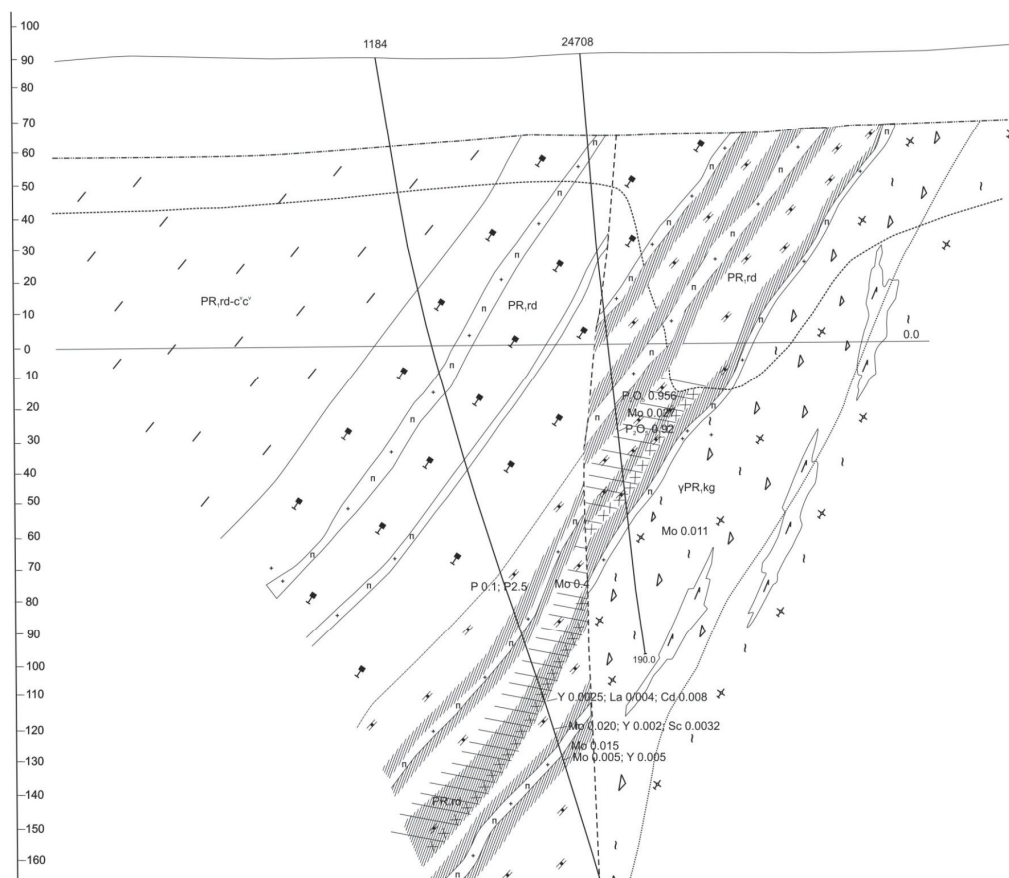
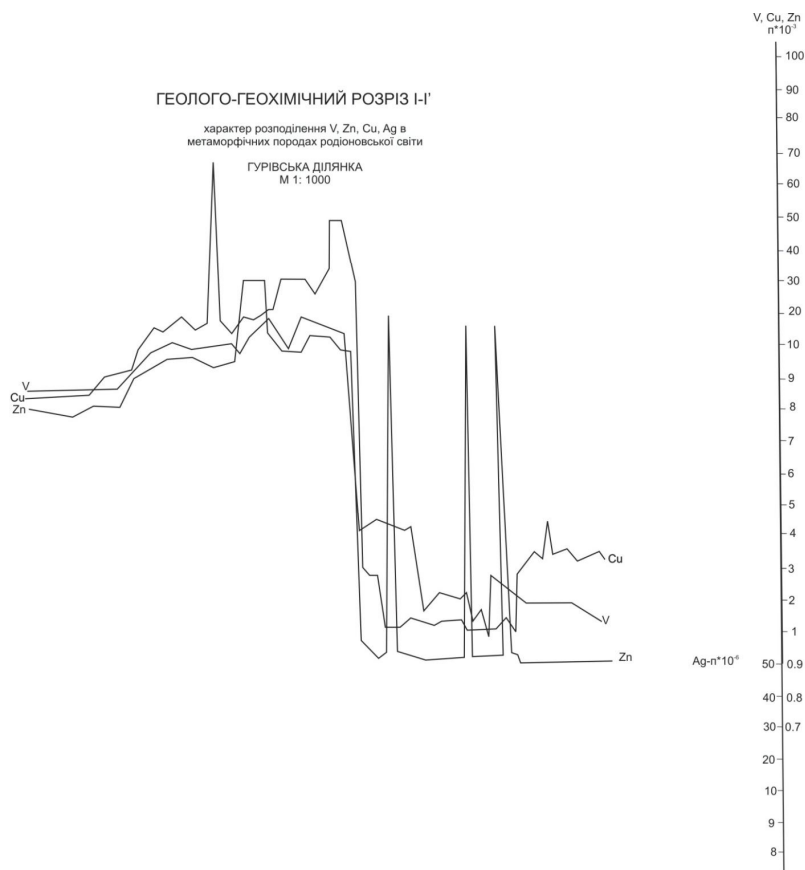
в ультраметаморфних породах:

B<sub>1</sub> - амфіболітова

Граніці фашій регіонального метасоматозу

Додаток до малюнка 1.4. Умовні позначення





Малюнок 1.5 – Розріз по силікатно-карбонатним породам Гурівської ділянки родіоновської світи. Умовні позначення див. на малюнку 1.4

На перетинанні з казанківською зоною розламів спостерігаються порівняно потужні (до 10 м.) тіла кальцифіров і мармурів, які асоціюють із диопсидитами, графіт-біотитовими гнейсами. У цих карбонатних породах відзначається підвищений вміст апатитової й рідкометальної мінералізації. Кальцифіри складаються (%): кальциту - до 90, доломіт - до 30, форстерит - до 20, серпентин (по форстериту) - до 20, диопсид - до 10, флогопіт - до 5, апатит - до 15. У їхньому складі зустрічаються також кліногуміт, графіт, сульфід.

Породи родионівської свити метаморфізовані в широкому діапазоні фацій регіонального метаморфізму [16, 17] від епідот-амфіболітової до гранулітової, у результаті чого в північній частині району спостерігаються кристаллосланці й гнейси силіманіт-біотитові й піроксенові з кальцифірами (амфіболітова й гранулітова фація), у південній - переважають сланці андалузит-слюдяні й актинолітові з мармурами (епідот-амфіболітова фація). Крім того, у північній частині району утворення родионівської свити ділянками інтенсивно гранітизовані.

#### 1.3.1.1 Основні мінеральні асоціації й корисна мінералізація

Карбонати асоціюють із магнетитом, утворюючи практично бімінеральні агрегати з деякою часткою вмісту диопсида й амфіболу. Карбонати представлені кальцитом, у без-залізистих різностях є присутнім і доломіт [17].

Крім асоціації карбонатних і графітвміщуючих порід, приблизно на контакті мармурів і кальцифірів із гранітоїдами кіровоградського комплексу спостерігається утворення зональних магнезіальних скарнів, що нерідко несуть апатит-молибденітову й колчедано-поліметалеву мінералізацію [18, 19].

Серед комплексу силікатно-карбонатних порід найпоширенішими породами за даними польових геологів є мармур, офікальцити, кальцифіри й диопсидіти.

М а р м у р и - ясно-сірі, масивні, дрібно- до грубозернистих породи з наявністю смуг потужністю 0,5 - 1,5 см, збагачених графітом, хлоритом, флогопітом. Породоутворюючі мінерали представлені доломітом, кальцитом, силікатами

(диопсид, форстерит, актиноліт, серпентин, хлорит, флогопіт). Акцесорні й рудні мінерали представлені апатитом, піритом.

Доломіт у мрамурі є переважним мінералом з неправильною формою зерен звичайно із прямолінійними обрисами з характерним полісинтетичним двійникуванням.

Кальцит представлений двома генераціями: ранньої, як вважається первинноосадової, і пізньої - метаморфічної. Для зерен першої генерації характерні прямолінійні обриси з полісинтетичним двійникуванням, для зерен другої генерації - неправильна форма, тісна асоціація з форстеритом і серпентином.

Диопсид відрізняється різнозернистою і невитриманою формою виділення - від дрібних неправильних зерен до великих (від 1 см і більше) табличтатої форми відокремлень із характерною пойкилобластовою структурою (із включеннями кальциту).

Форстерит зустрічається рідко, звичайно у вигляді реліктових зерен у серпентині.

Актиноліт заміщає диопсид, має стовпчасту, призматичну форму зерен.

Серпентин, хлорит, флогопіт - вторинні мінерали породи.

Апатит спостерігається у вигляді коротких призм із пилюватими включеннями ймовірно графіту.

О ф і к а л ь ц и т и, або мрамури з підвищеним вмістом кременевої кислоти?? й зниженим доломіту. Мають із мрамурами однаковий мінеральний склад. У складі офікальцитів із силікатів переважає серпентин, з карбонатів - кальцит. Офікальцити відрізняються дрібноплямистою текстурою, обумовленою наявністю агрегатних скупчень серпентину розміром до 10 -15 мм.

К а л ь ц и ф и р и є домінуючими породами серед карбонатних. По складу вони аналогічні мрамурам, офікальцитам, за винятком того, що в них зустрічаються кварц, польові шпати, волластоніт. Поряд із цим у них зростає кількісний вміст силікатів і кальциту стосовно доломіту.

Д и о п с и д і т и поряд із кварцовими піщаниками на диопсидовому і кварц-диопсидовому цементі тісно пов'язані з карбонатними породами й утворюють лінзи й прослої від декількох сантиметрів до 10 м. Це масивні породи із край неравномірнoзернистою структурою з розміром від часток міліметра до 7 - 10 см. Під мікроскопом їх структура grano- гетеробластова, нерідко пойкилобластова - у зернах диопсида спостерігаються включення ізометричних зерен кварцу й неправильних кальциту. У складі диопсидитів відзначається плагіоклаз (№ 35), що утворює невеликі мозаїчної структури скупчення, корродуючи диопсид. З акцесорних мінералів присутні "оплавлений" циркон і сфен. По плагіоклазі й диопсиду розвивається мікроклін. Поява польових шпатів, сфену в диопсидитах пояснюється процесами гранітизації, що в остаточному підсумку приводить до утворення своєрідних порід, названих акеритами.

Поряд з "звичайними" диопсидитами в складі родионівської свити спостерігається інший тип диопсидитів, які утворюють січні тіла потужністю від перших сантиметрів до перших метрів. У цих диопсидитах замість окатаних зерен кварцу спостерігаються його ідіоморфні кристали і їхні агрегатні скупчення. Дані диопсидит часто утворюють облямівки кварцових і пегматитових жил, що січуть карбонатні породи. Як правило ці диопсидити сильно змінені - мусковитизовані, скаполітизовані, містять молібденіт, берилл, бериллийвміщуючий везувіан.

А м ф і б о л і т и просторово й генетично тісно пов'язані з диопсидитами й карбо-натними породами, мають склад: актиноліт або актинолітова рогова обманка (40 - 63%), олігоклаз - андезин (35 - 40%), мікроклін до 30%, кварц (5 - 12%). Характерною рисою амфіболітів є майже повна відсутність у них магнетиту, ільменіту, титаномангнетиту поряд зі вмістом сфену, що перевищує в 3 - 4 рази його вмісту в ортоамфіболітах.

Виявлені перспективні колчедано-поліметалеві, рідкометальні, уранові й фосфатні прояви на Гурівській, Родионівсько-Михайлівській і Мар'янівській ділянках, у будові яких немаловажну роль грають карбонатні породи.

У карбонатних породах у порівнянні з їх що вміщують відзначаються підвищені вмісти V, W, Ga, Ge, Se, P, Ba [12].

В результаті проведених польових робіт в 2005 році, в межах Гурівської ділянки, був виявлений прояв рідкісноземельних металів (ітрієвої групи). В одній свердловині виявлено два рудних інтервали (50,6-56,1; 61,0-62,0) з вмістом  $\Sigma TR$  від 0,11 до 0,57 %. Вміст  $P_2O_5$  в інтервалі 61,0-62,0 коливається від 1,33 до 2,23 %. В іншій один рудний інтервал з вмістом  $\Sigma TR$  – 0,18 %, а вміст  $P_2O_5$  в інт. 58,5-60; 71,8-79,0 коливається від 1,17 – до 7,96 %.

Вміст  $\Sigma TR$  коливається від 0,1 до 0,57 %. Потужність рудної зони 17,7м. Вміст  $P_2O_5$  змінюється від 1-4 до 10 % на потужність 18,5 м [12].

Із приведеного матеріалу випливає, що карбонатно-силікатні породи Гурівської ділянки присвячені до зони глибинних розламів, розвиненій на окраїні протоплатформи, мають крутопадаюче залягання, овально-втягнуту й дайкоподібну форму, перетворені під дією високотемпературного метаморфізму й асоціюють із породами основного-ультраосновного складу [19].

Останні перетворені в різні амфіболіти, актиноліти й кристалічні сланці. У розглянутих комплексах спостерігаються підвищені вмісти Se, P, Ba, W, V, Ga й Ge, зафіксовано два рудопроявлення рідкоземельних елементів, поліметалеві, уранові й апатитові, що безпосередньо залягають серед доломітових силікатно-карбонатних порід, які деякі дослідники відносять до магнезійних скарнів [16]. Також деякими польовими геологами висловлюється точка зору про магматичну природу даних карбонатно-ультрабазитових комплексів, відповідно до якої магнезійні скарни є аналогами бейфорситів і кімберлітових карбонатитов.

### 1.3.2 Взаємовідношення силікатно-карбонатних і вміщуючих порід на Васильківській ділянці Горіхово-Павлоградської шовної зони

Про наявність карбонатитів у межах Горіхово-Павлоградської шовної зони вперше було заявлено в 1961 році. При вивченні Ново-Данилівської магнітної

аномалії, що розташована неподалік від м. Орехов Запорізької області, серед вулканогенно-осадових утворень Г.В.Жуков [20] описав породу незвичайного складу для залізисто-кременистих формацій. Ця порода складена, в основному, карбонатом і магнетитом, у невеликій кількості в ній спостерігаються амфібол, клінопіроксен, серпентин і слюда.

Васильківське рудопроявлення залізистих кварцитів знаходиться в північно-східній частині Дніпропетровської області, пов'язане з кальцифір-метабазит-гнейсовою залізисто-кременистою формацією вулканогенно-осадового типу. Розташовано у північно-східній частині Горіхово-Павлоградської шовної зони і залягає на гранітизованих породах західно-приазовської серії серед амфіболітів, різноманітних гнейсів і кристалічних сланців [21]. У межах північної частини Горіхово-Павлоградської шовної зони крім Васильківського рудопроявлення залізистих кварцитів виділений ще ряд рудопроявлень кальцифір-метабазит-гнейсової формації: Дебальцівське, Павловське й Преображенське.

Описувані товщі локалізовані в приразломних трюгах, які облікають виступи архейського фундаменту, мають флексуроподібні й брахисинформні структури, довжиною до 12 км при потужності в перші сотні метрів і погруженістю до 1,5 км. Від порід Придніпровського й Приазовського блоків відділені Горіхово-Павлоградським й Азово-Павлоградським глибинними розламами. Вся товща порід, що складає Горіхово-Павлоградську зону, досить чітко розділяється на дві частини: метабазитову й гнейсову. Кальцифір-метабазит-гнейсова формація Горіхово-Павлоградської шовної зони корелюється з формаціями гранулітових комплексів Голованівської шовної зони, південно-східної частини Білоцерківського мегаблока з породами дністровсько-бугської і бугської серій [19].

Результати досліджень геологічного розрізу Горіхово-Павлоградської зони свідчать насамперед про провідну роль у його будові порід основного магматизма з ультраосновними дифференціатами. Більш широка розмаїтість порід розрізу пояснюється поліметаморфічними перетвореннями. В амфіболітах цієї фації

відмічається парагенезис мінералів - основний плагіоклаз + гіперстен + диопсид + бура рогова обманка.

По ряду досліджень парагенезису рівноваги мінералів і компонентів гранатів встановлено, що породи описуваних ділянок перетворені в гранулітовій фації метаморфізму. Також, ці породи цілком порівнянні з евлизитами й магнетитовими кварцитами Північно-Західного Приазов'я, які за літературними даними також утворилися при високотемпературному (гранулітова фація) метаморфізмі залізистих мафітів у відбудовних умовах.

Карбонатні породи складають прослої потужністю до перших метрів серед залізо-кременистих порід і амфіболітів. Породи мають мезократовий вигляд, текстуру від полосчатої до масивної, складені кальцитом, магнетитом, амфіболом, диопсидом і серпентинітом. Зерна кальциту неправильної форми мають розмір 1,5-3 мм і заміщають всі мінерали породи, що дозволяє вважати його найбільш пізнім мінералом. У кальцифірах карбонат представлений кальцитом і є головним породоутворюючим мінералом породи з вмістом не менш 65-75% її обсягу. Магнетит спостерігається у вигляді окремих корродованих зерен до 1 мм у діаметрі, який по периферії заміщається карбонатом, а також амфіболом, по тріщинам – зеленувато-жовтим серпентиновидним мінералом у вигляді подовжених вrostків [22].

Клінопіроксен представлений диопсидом, заміщується ймовірно антигоритом. Спостерігається також розвиток по диопсиду тонколуסקатого біотиту.

Амфібол по оптичних властивостях належить до актинолітового ряду. Магнетит і силікати групуються в тонких смужках або прошарках і відносяться до реліктових мінералів вихідної породи. Акцесорними в кальцифірах є сфен, бадделеїт, шпінель. Кальцит згідно [20] є результатом карбонатного метасоматозу, що приблизно розвивався по магнетит-диопсидовим кварцитам характерним для Ново-Данилівської магнітної аномалії.

У безпосередньому контакті з нею перебувають серпентинізовані перидотити й амфіболіти. Г.В.Жуков [20] відносить цю породу до метасоматичних карбонатитів.

#### 1.4 Риси геологічної будови Лукашівського й Сабарівського масивів

Лукашевський масив знаходиться поблизу м. Вінниці. Геотектонічно розташований у межах Дністровсько-Бугського мегаблоку у верхньому плині р. Південний Буг й являє собою складнобудовану брахисинклиналь. Масив складений метаморфізованими мігматизованими гіперстеновими, диопсидовими роговообманково-двопіроксеновими кристаллосланцями загальною потужністю до 750 м, з обр'ями кальцифірів потужністю 160 -200 м, гнейсами й скарнами тивровської і березнинської товщ, інтрузіями метаультрабазитів Сабарівського комплексу, а також ендербітів і чарнокитів Литинського комплексу (мал. 1.6).

Тіла кальцифірів залягають в останцях кристалічних сланців серед міжкупольного простору ендербітів. У плані, за рахунок обрамлення ендербітів карбонатні породи мають подовжено-втягнуту вигнуту форму північно-західного простягання, круте падіння тіл, поступовий контакт із кристалічними сланцями, що вміщують [23, 24].

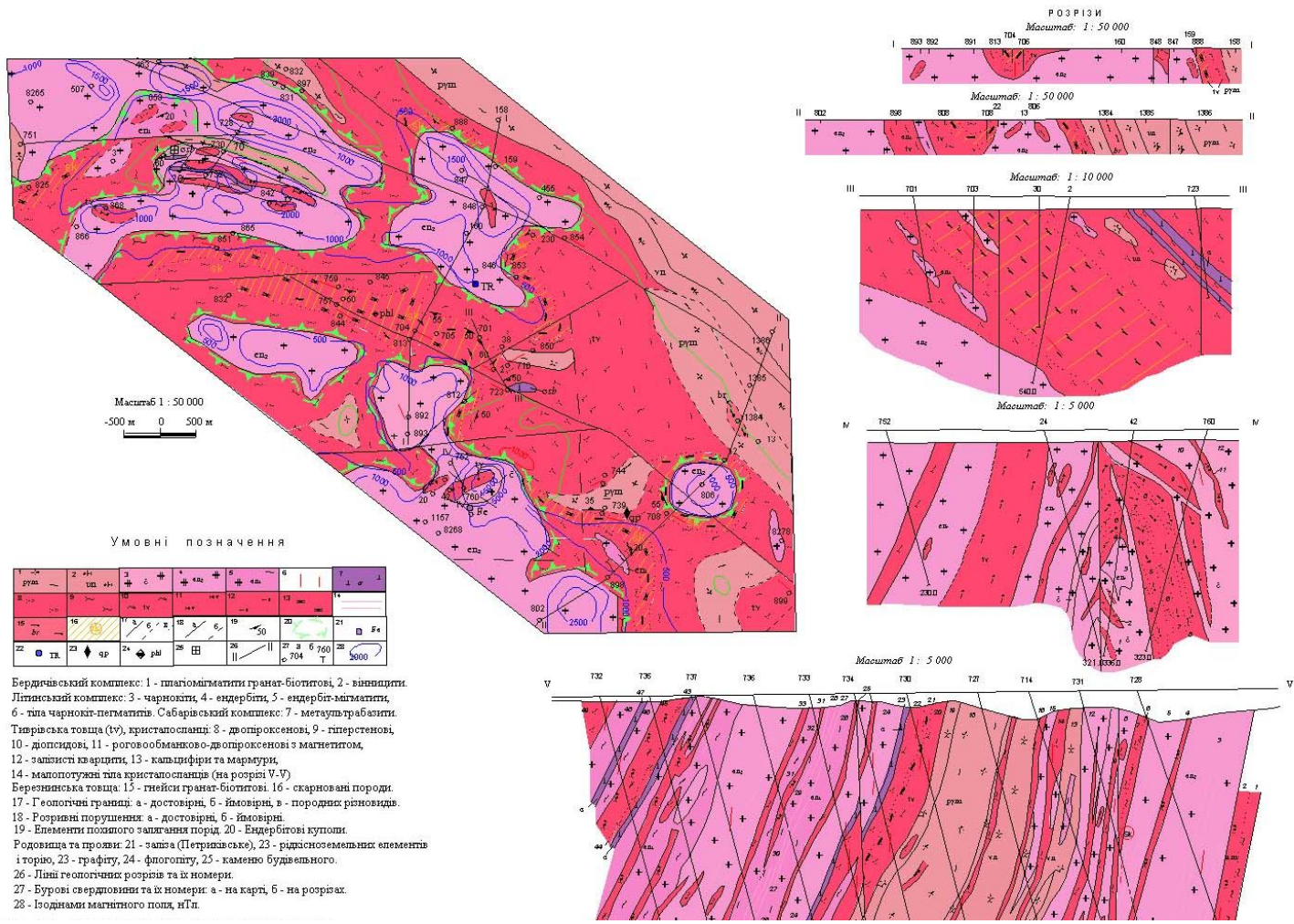
Сабарівський масив знаходиться на околицях м.Вінниця, у межах Дністровсько-Бугського мегаблоку й представлений породами однойменного Сабарівського інтрузивного комплексу, складеного дуже метаморфізованими габброїдами й ультраосновними породами які складають переважно невеликі тіла у вигляді останців серед кристаллосланців і масивів гранітоїдів різного віку. Описуваний масив утворює антиклінальну складку.

Біля північно-східного периклінального замикання антиклінальної складки метаультрабазити розкриті кар'єром. Вони разом із кристалічними сланцями у вигляді ксенолітів розміром біля перших десятків метрів залягають серед чарнокитів (мал. 1.7).

Ультраосновні породи [23, 24] представлені переслоюваними між собою верлітами, гарцбургітами, лерцолітами, ортопіроксенітами, вебстеритами, шпінель-флогопітовими і двупіроксеновими кристалічними сланцями. Вище чарнокитів

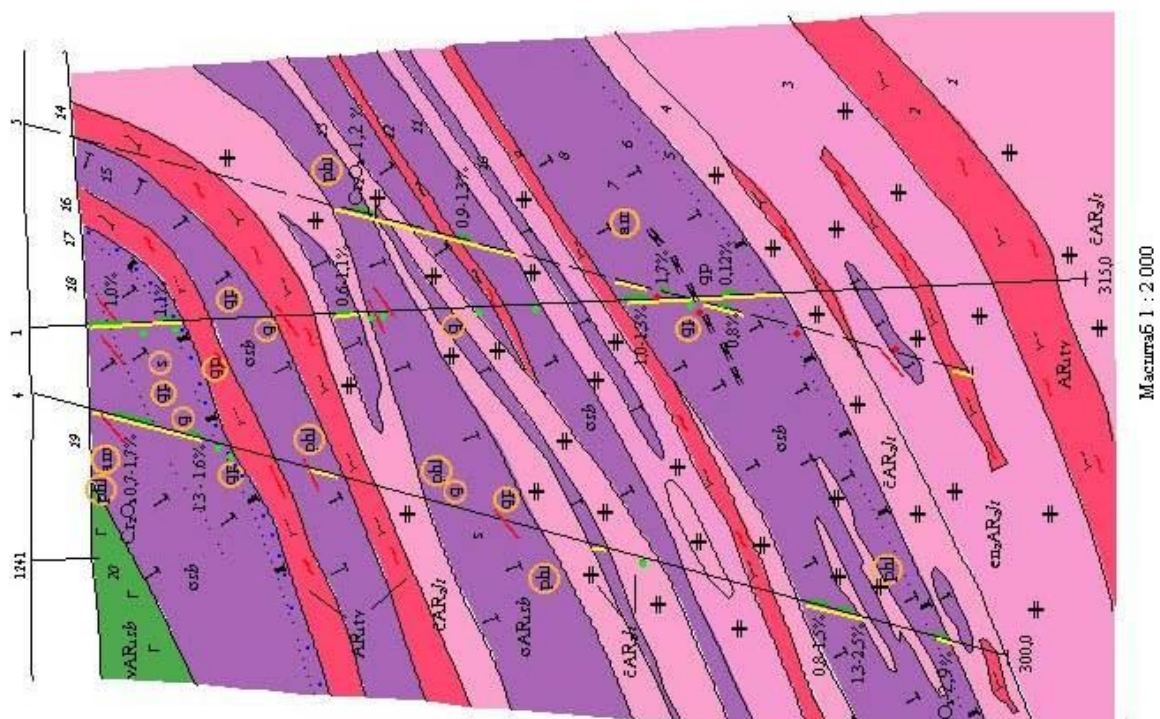


серед останців ультрабазитів залягає пачка гіперстенових і диопсидових кристалосланців із шарами кальцифірів потужністю до 20-30 м.

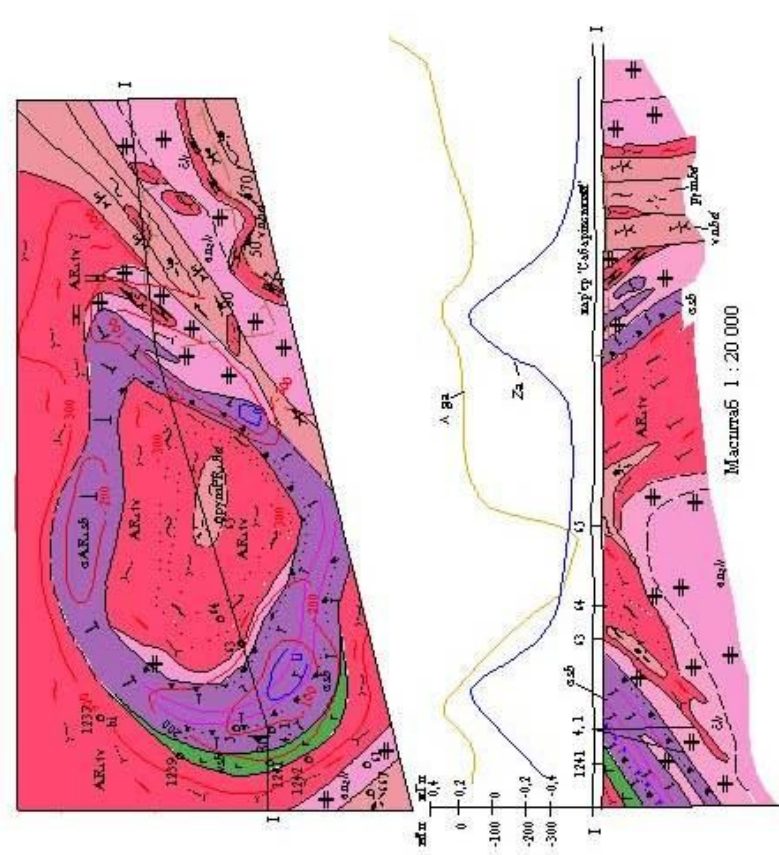


Малюнок 1.6 – Геологічна карта Лукашівського масиву





Масштаб 1 : 2 000



Масштаб 1 : 20 000

Умовні позначення

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
[Red box]	[Green box]	[Purple box]	[Pink box]	[Light purple box]	[Light pink box]	[Light blue box]	[Light green box]	[Light yellow box]	[Light orange box]	[Light red box]	[Light purple box]

Твердісна товща (ARuIV) : кристалосланці гіперстеневі (1), допелєзові (2), кальцифіри (3), малополужні горючки кристалосланці (4). Сабарівський комплекс (ARuIVs) : метавезити (5), метавезити (6), метабазити (7). Літневський комплекс (ARuIVl) : еквербіти (8), чарокити (9), чарокит-пелітати (10). Бердівський комплекс (ARuIVb) : зинкити (11), плагіокліни гранат-біотитові (12). Милитиалі (13), метасоматичні зливання породак: гр - графітсизалі, s - сульфідсизалі, ан - амфіболісизалі, о - озардіоказалі, рлі - флогопітсизалі (14). Геологічні границі: а) достовірні, б) ймовірні, в) порядкових різном. Елементи записані (16). Профілі значення - А, За, і, За (17), ізоніші магнітного поля - мГл (18), горючки магнітних порід (19). Сферозити і комери: а) на карті, б) на розрізі (20). Номера шарів на розрізі (21). Інтервали з підвищеною концентрацією хрому (22). Місця вибору проб на хім. аналіз і **квартз** (23). Знахідки ішпелі в протомолочак: а) зеленої, б) червоно-чорної (24).

Малюнок 1.7 – Розріз Сабарівського масиву по профілю 8

#### 1.4.1 Петрографічні особливості й взаємовідношення порід

Особливий інтерес на Лукашівському масиві викликають апатитоносні магнезійні скарни серед різних кристалічних сланців. У будові Лукашівського масиву виділено 3 горизонти підкарбонатний, карбонатний і надкарбонатний. Нижче карбонатного обрію залягають переважно мігматизовані гіперстенові кристалосланці.

Серед силікатно-карбонатних порід Лукашівського масиву виділяються наступні різновиди: 1) серпентинові 2) флогопіт-серпентинові брекчієвидноплямисті, середньозернисті; 3) оливін-піроксен-флогопіт-серпентинові масивні з елементами петельчатості, середньозернисті; 4) флогопіт-піроксеніві масивні, рідше полосаті, середньокрупнозернисті; 5) флогопітові полосчато-плямисті, середньозернисті.

Карбонати представлені, головним чином, кальцитом, з підлеглим доломітом, за винятком малопотужних прослів майже не вміщуючих силікатів, де доломіт переважає [23, 24].

У верхньому карбонатному обрії спостерігається часте чергування серпентинових і флогопіт-серпентинових різновидів з рідкими реліктами піроксену й оливіну, а до кінця обрію з'являються не змінені оливін, піроксен, гумит і нефелін. Потужність прослоїв поступово збільшується з 0,5 до 20 м. У міру наближення до кальцифірів у кристалічних сланцях з'являється диопсид, магнетит, і наприкінці сфен, збільшується залізистість диопсида та інших піроксенів, а залізистість гіперстенов залишається майже незмінною.

Найпоширенішим силікатним мінералом є серпентинізований оливін, потім диопсид і волластоніт.

Всі різновиди карбонатних порід Лукашівського масиву характеризуються близькими текстурно-структурними особливостями й тому границі між ними нечіткі, звичайно умовні. Виключення представляють прослої нефелінвміщуючих порід з

характерною грубозернистою структурою й плямистою текстурою за рахунок нерівномірного розподілу флогопіта, а так само породи із брекчиевидною будовою.

У Сабарівському масиві виділяється два типи карбонатних порід. Перший тип: карбонатні породи для яких характерна тонка полосчатість, обумовлена чергуванням темних плагіоклаз-піроксенових і світлих кальцит-кварц-волластонітових смуг з утворенням флогопіт-нефелін-карбонатної асоціації. При нефелінізації піроксенових порід розвивається інтергранулярний нефелін з типовим реакційним альбіт-олігоклазом на стиках зерен нефеліна й піроксену. Спостерігаються дві генерації кальциту: звичайний з розміром зерен 0,1-1мм, ідіоморфний, і новостворений, котрий розвивається по волластоніту.

Другий тип: жильні, масивні кальцифіри. Відзначається однаковий як й у полосчатих набір породоутворюючих мінералів. Для жильних порід характерним є приконтатові зміни й зміст включень силікатного матеріалу у вигляді реліктів зі складчастою будовою. Обидва типи силікатно-карбонатних порід залягають серед полосчатих ультрабазитів однойменного комплексу.

Відзначається високий рівень зміни базит-ультрабазитів. Метаперидотити, як правило, флогопітізовані, серпентинізовані, фельдшпатизовані, біотитизовані, окварцьовані. На контакті із чарнокітами фельдшпатизація піроксенітів підсилюється до появи піроксен-полевошпатових порід, відзначається поява сульфідів і графіту.

У відсотковому відношенні карбонатні породи містять: олівін (15-20%), клінопіроксен (30-35%), темно-зелену шпінель (7-8%), графіт (1-2%) і сульфіди (до 3%). У кальцифірах на контакті з піроксенітами з'являється гранат альмандинового ряду.

Велика розмаїтість порід Сабарівського масиву ультрабазитів свідчить про можливе первинне розшарування.

У розрізах ультрабазитів зустрічаються перидотити й дуніти. Диопсидові породи в асоціації з кальцифірами ставляться до ультраосновних як їх метасоматично перетворені аналоги. Однак, у ряді випадків, вони відрізняються

підвищеним вмістом волластоніту, скаполіту, сфену, апатиту й низьким змістом (і навіть повною відсутністю) Cr, Ni й Co [23, 24, 25].

#### 1.4.2. Основні мінеральні асоціації

На Лукашівському масиві по наявності породообразуючих мінералів у карбонатних породах виділяються наступні: серпентинітові, що складаються із серпентину, кальциту, доломіту, піроксену, олівіну ± амфіболу з повсюдно зустрічаючимися акцесорними мінералами, такими як сфен, ільменіт і сульфіді; флогопіт-серпентинітів, що складаються із серпентину, кальциту, доломіту, флогопита, олівіну, рогової обманки, у якій повсюдно поширені в якості акцесорних сфен, ільменіт, рутил і різні сульфіді; олівін-піроксен-флогопіт-серпентинітові, що складаються із серпентину, кальциту, доломіту, піроксену, олівіну, флогопита з акцесорними монацит, сфен, ільменіт, рутил і різні сульфіді; флогопіт-піроксенові, що складаються з піроксену, кальциту, доломіту, флогопита, рогової обманки з акцесорними сфен, ільменіт, рутил і сульфіді; флогопітові (слюдити), що складаються із флогопита, кальциту, доломіту, піроксену, амфіболу, апатиту з акцесорними циркон, бадделеит, сфен, ільменіт, рутил і сульфіді.

Сабарівський масив характеризується двома типами силікатно-карбонатних порід, що залягають серед ультрабазитов - це тонкополосчасті, у т.ч. жильні, силікатно-карбонатні породи й масивні кальцифіри. Тонкополосчасті карбонатні породи по складу відповідають скарноїдам, у яких тонка полосчатість обумовлена чергуванням темних (плагіоклаз-піроксенових) і світлих (кальцит-кварц-волластонітових смуг). Склад їх наступний (%): волластоніт - 10-70 (звичайно втримується у світлих смугах); клінопіроксен (салит, ферросаліт) у світлих смугах - 10-15, у темних - до 40; скаполіт (до 40 у світлих, до 5 у темних смугах); основний плагіоклаз (№60) приурочений до темних, плагіоклаз-піроксенових смуг (до 60). Кальцит присутній найчастіше у світлих смугах, до 30%, у темних - не більше 5%.

Масивні силікатно-карбонатні породи представлені мармурами й кальцифірами. Мармури мають кальцитовий і доломіт-кальцитовий склад. Кальцифіри представлені олівін-піроксен-кальцитовим складом. Поблизу контактів з основними породами з'являється гранат (до 15-20%).

Для обох типів порід графіт і різні сульфіди присутні на рівні акцесорних мінералів, а акцесорна шпінель характерна тільки для масивних кальцифірів. Зрідка зміст графіту досягає 2%.

Таким чином, всі різновиди порід характеризуються наявністю наскрізних акцесорних мінералів таких як сфен, ільменіт, рутил, сульфіди, а для слюдитів зустрічається бадделеїт і циркон.

#### 1.4.3. Корисна мінералізація

Із силікатно-карбонатними породами Лукашівського масиву пов'язані слабконтрастні аномалії бора, барію, фосфору й більше контрастні - стронцію, що є типовим для подібних утворень будь-якого генезису. Зміст таких мікроелементів як Ва, Sn, Ti, Nb у мармурах і кальцифірах майже на порядок нижче в порівнянні з карбонатитами [1, 23, 24].

У межах ділянки виділяються родовища заліза й рудопроявлення рідкоземельних елементів, торія, графіту й флогопіта.

Родовище заліза Петриківське, розташовано в південно-східній частині масиву, у вигляді витягнутого овального тіла, представленого магнетитовими кристаллосланцями тивровської товщі, обрамленими чарнокитами й ендербітами литинського комплексу. Прояви графіту пов'язані з контактом кальцифірів і плагіомигматит-гранат-біотитових порід бердичівського комплексу в південно-східній частині масиву. Прояви флогопіту пов'язані з кальцифірами, що залягають серед гиперстенових кристаллосланців тивровської товщі в центральній частині масиву.

Прояв рідкоземельних елементів і торія відзначено в північно-східній частині масиву в ендербітах литинського комплексу. Мінералізація сконцентрована в одному з виступів ендербітів, обрамленими скарнованими гіперстеновими кристалосланцями тивровської товщі.

Прояв рідкоземельних елементів і торія відзначено в північно-східній частині масиву в ендербітах литинського комплексу. Мінералізація сконцентрована в одному з виступів ендербітів, обрамлених скарнованими гіперстеновими кристалосланцями тивровської товщі. Аналогічні Лукашевському масиву але значно менш вивчені, Дубовецький і Бендерівський масиви, у яких також установлені всі перераховані рудні типи корисної мінералізації.

На Сабарівському масиві виявлене однойменне родовище рідкоземельних елементів й іттрию. Вкраплена цирконієва (3,4 кг/т) і монацитова (4,2 кг/т) мінералізація тяжіє до контакту пегматоїдних гранітів і чарнокітів, а також поширена в їхній корі вивітрювання.

Так само, як і на жовтневому масиві, у центральній частині розвиваються мариуполіти, які тут мають місцеву назву вінницити. Їхнє утворення зв'язують із процесами фенітизації. Для карбонатитів масиву характерно підвищений вміст Се, що постійно зустрічається у вигляді домішки в кальциті й доломіті [12].

Таким чином, між силікатно-карбонатними породами Лукашівського й Сабарівського масивів при багатьох загальних рисах будови спостерігаються деякі відмінності, які полягають насамперед у мінеральному складі й текстурно-структурних особливостях. Так, у Лукашівському масиві в кальцифірах переважає серпентин-флогопітова асоціація з реліктами олівіну, і тільки у верхній частині карбонатного горизонту з'являється майже незмінений олівін з піроксеном. У Сабарівському масиві в карбонатних породах переважно поширена олівін-піроксенова асоціація. Так само, у Сабарівському масиві зустрінуті мармуроподібні породи кальцитового й кальцит-доломітового складу. Макроскопічно в карбонатних породах Лукашівського масиву переважають брекчієвидне, полосчато-плямисте й рідше масивно-полосчаті текстури в сполученні із середньо-грубозернистою, рідше



петельчатою, структурою. Карбонатні породи Сабарівського масиву характеризуються відносно витриманою масивною текстурою й грубозернистою структурою. Зміна з масивної текстури на полосчату й мілко-скритозернисту структуру встановлено в приконтактних ділянках з породами, що вміщують, а на контакті з піроксенітами в карбонатах з'являється середньо-грубозернистий гранат. Подібністю обох масивів є супутня рідкоземельна мінералізація, що локалізується в Сабарівському масиві серед кальцифірів у метапіроксенітах, а на Лукашівському масиві в гіперстенових кристаличних сланцях.

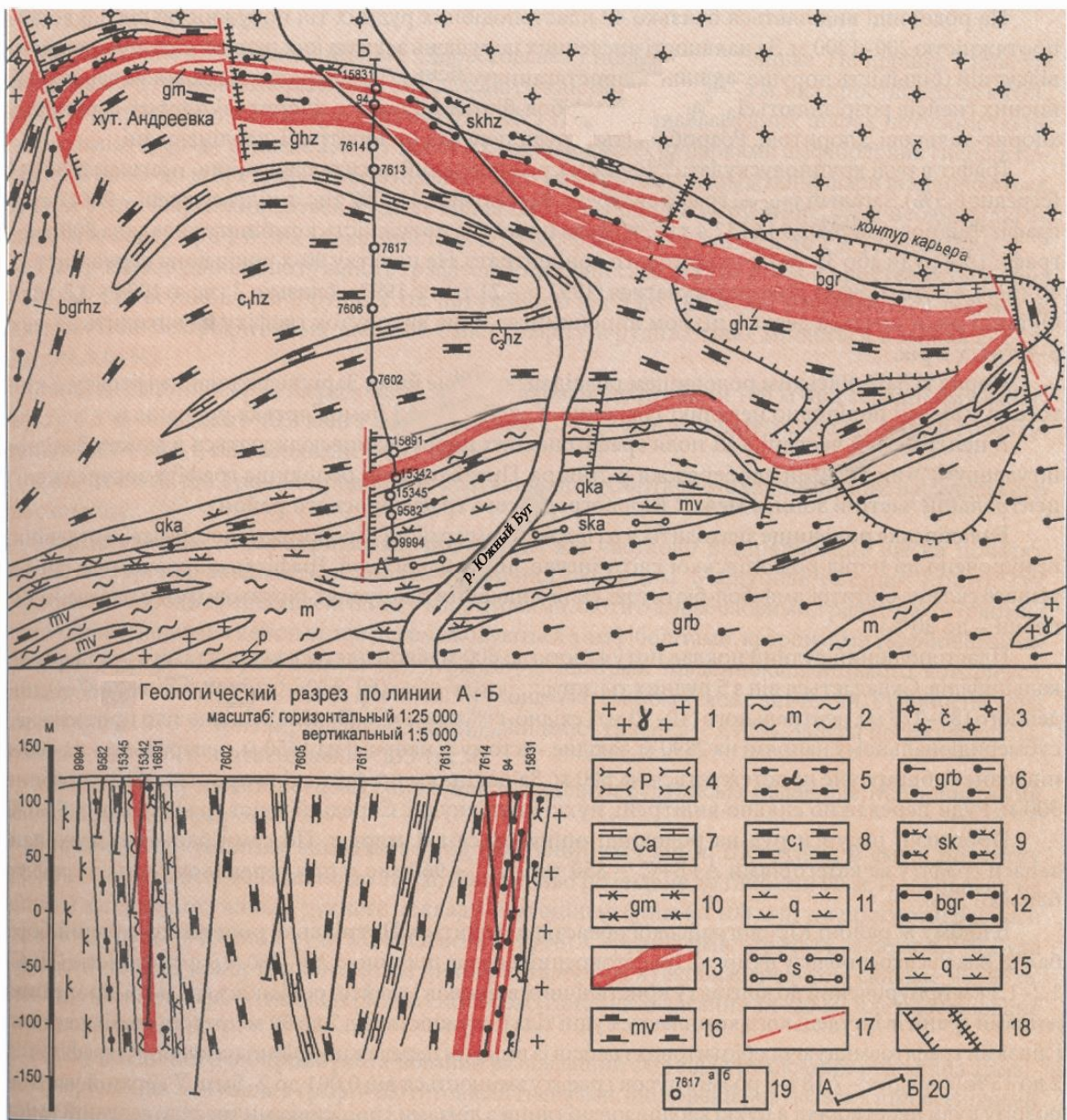
### 1.5 Риси геологічної будови Заваллівського й Хащеватського масивів

Описуваний Заваллівський масив розташований на заході Кіровоградської області в південно-західній частині УЩ і входить до складу верхньої Побузької гілки Білоцерківсько-Одеської структурної зони грануліто-гнейсового Дністровсько-Бугського мегаблоку. У будові блоку беруть участь великі складчасті структури кристаличного фундаменту Бандурівський і Первомайсько-Голованівській антиклинорії, які розділені Синицинським синклинорієм. Заваллівський масив й однойменне родовище графіту перебуває в зоні переходу Бандурівського антиклинорія й Синицинського синклинорія [26]. Силікатно-карбонатні породи вхідні до складу масиву представлені хащевато-заваллівською свитою бугської серії неоархея.

Заваллівське родовище графіту віднесено до синклінальної складки другого порядку, ускладненою серією розламів різного напрямку, у ядрі якої знаходяться силікатно-карбонатні породи (мал. 1.8).

Породами родовища, що вміщують є чарнокіти, мігматити, гнейси й ендербіти Дністровсько-Бугської серії, що утворилися в результаті процесів гранітизації порід основного складу. На флангах Заваллівського родовища встановлено кілька невеликих масивів базит-ультрабазитів, які ставляться до порід габбро-перидотит-дунітової формації, аналогічних Середньому Побужжю [26].

Хащеватський масив силікатно-карбонатних порід відноситься до однойменного прояву метаультрабазитів в оголеннях на лівому і правому берегах р. Південний Буг у Середньому Побужжі, що входить у Заваллівський рудний район [27]. Географічно ділянка перебуває в південній частині с. Хащевате на заході Кіровоградської області в межах Білоцерківсько-Одеської зони розламів і відноситься до хащеватсько-заваллівської свити бугської серії.



1 - граніти бузького комплексу; 2 – мігматити; 3 – чарнокіти; 4 – гнейси піроксенові; 5 – гнейси амфіболові; 6 – гнейси гранат-біотитові дністровсько-бугської серії; 7-13 – хащеватсько-

заваллівська свита (hz); 7 – сланці карбонатні; 8 – кальцифіри, мрамори; 9 – скарноїди; 10 – кварцити залісті; 11 – кварцити безрудні; 12 – гнейси біотит-гранатові; 13 – гнейси біотит-графітові (руда); 14-15 – кошаро-олександівська свита (ка): 14 – гнейси силіманітові; 15 – кварцити безрудні; 16 – амфіболіти і габро-амфіболіти; 17 – розлами; 18 – границі ділянок; 19 – скважини: а – на карті; б – на розрізі; 20 – лінії розрізу.

### Малюнок 1.8— Схематична геологічна карта й розріз Заваллівського масиву

Породи, що вміщують, зокрема метаультрабазити, представлені чарнокітами, рідше з реліктами серпентинітів амфіболітами й амфіболовими гнейсами, іноді кордиерит-силіманітовими, біотитовими, гранат-біотитовими й графітовими гнейсами, гранітоїдами й мігматитами. Метаультрабазити спостерігаються у вигляді великої субширотної смуги з нерівними обрисами, пережимами й раздувами, а також у вигляді невеликих лінзоподібних тіл-сателітів субсогласних із границями основної смуги широтного й північно-східного простягання. Карбонатні породи залягають серед серпентинітів, мають із ними нечіткі часто звивисті границі.

#### 1.5.1 Петрографічні особливості й взаємовідношення порід

Для рудних зон Заваллівського родовища графіту характерно просторове сполучення із гнейсами в зонах тектонічного обрамлення "ядра синкліналі". У північній рудоносній зоні нижньої підсвіти хащевато-заваллівської свиті виділено 4-и групи порід з перевагою перших трьох: 1) гнейси різного речовинного складу, 2) кварцити, 3) скарноїди, 4) карбонатні породи [26],. Скарноїди в продуктивній товщі утворюють шари й лінзоподібні тіла потужністю від 1 -2 до 30 - 60 м з майже вертикальним заляганням. Скарноїди ортопіроксен-гранат-кварцевого складу, на контакті з кальцифірами утворюють зони діопсидізації збагачені піроксеном, а на контакті із гнейсами - кварцити й кварцитовидні породи збагачені гранатом.

Карбонатні породи в межах Північної рудоносної зони представлені кальцифірами, що складаються з кальциту, у меншій мірі доломіту,

серпентинизованого олівину й невеликої кількості шпінелі. Лінзоподібні тіла кальцифірів, потужністю до 10 м, з максимальною довжиною 400 м, становлять не більше 1% загальної площі зони.

Південна рудоносна зона на східному фланзі з'єднується з північною, а замок синкліналі зрізаний розламом. На цій ділянці зони, уздовж контакту з карбонатними породами, простежується досить витримана смуга мігматитів, потужністю в середньому 25 м. До складу цієї зони входять в основному гнейси, серед яких зустрічаються пластообразні тіла габбро-амфіболітів.

Ядро можливої Заваллівської синклінальної структури складено карбонатними породами, які поєднуються в наступні групи: 1) кальцифіри й офікальцити які розвиваються по них, 2) доломітові й кальцит-доломітові мармури, 3) слюдиисто-карбонатні сланці. Породи цих груп просторово й генетично взаємопов'язані, спостерігаються їхні поступові переходи. Кальцифіри найбільше розповсюджені в "ядрі синкліналі", де їхня потужність досягає 1500–1800м. Мармури й сланці утворюють малопотужні прослої від декількох сантиметрів до 1м. Тільки в центральній частині структури свердловинами розкрита згідна із загальним простяганням і падінням кальцифірів подовжено-лінзоподібний поклад мармуру, потужністю від 75 до 100 м.

Кальцифіри світло-сірі з мілкоплямистими виділеннями меланократових мінералів, звичайно полосчатої текстури, обумовленої наявністю меланократових смуг потужністю від перших мм до 50 см. Структура кальцифірів середньозерниста, під мікроскопом гранобластова й пойкилітова, зерна силікатів утворюють включення в карбонатах. Мінеральний склад, в %: кальцит – 30-70, доломіт – до 20, форстерит – 5-35, серпентин – 5-30, диопсид – 1-10, флогопіт – 1-10.

При переході до мармурів у кальцифірі збільшується вміст доломіту при зменшенні інших породоутворюючих мінералів. Разом із цим порода стає більш грубозернистою.

Мармури – світло-сірі грубозернисті масивні породи із гранобластовою мікроструктурою. Мінеральний склад, в %: доломит – 80-100, кальцит до 10, флогопіт – 3-5. З акцесорних мінералів зустрічаються шпінель й апатит.

Серед кальцифірів зустрічаються різновиди, збагачені флогопітом. Із збільшенням його вмісту кальцифіри через перехідні їх сланцюваті й слюдисті різниці змінюються слюдисто-карбонатними сланцями. Сланці темно-сірі, мілкокристалічні, тонкополосчаті породи, які складаються з кальциту й флогопіту.

У кальцифірах присутні лінзоподібні прослої і включення всілякої форми, які складені середньо- грубозернистим диопсидитом. Потужність подібних утворень не перевищує 1м. У диопсидитах часто спостерігається дрібна вкрапленість пірротину, іноді чешуєк графіту. Контакти між диопсидитами і вміщуючими кальцифірами різкі, з характерним збагаченням кальцифірів у приконтактних зонах форстеритом і серпентином.

Хащеватський масив складений ультрабазитами у вигляді смуги, серед якої серпен-тиніти, серпентинізовані й амфіболітизовані піроксеніти, розповсюджені у вигляді реліктів. Карбонатні породи у вигляді лінійно-втягнутого тіла потужністю перші десятки метрів залягають серед серпентинітів з нечіткими часто звивистими границями [27].

Карбонатні породи в межах Хащеватського масиву представлені різними карбонатами. Кальцит (5-100%) розвинений переважно в кальцифірах, у мармурах майже відсутній. Кальцит містить значну домішку магнезитової (до 7%), сидеритової (до 3 %) і родохрозитової (до 2 %) молекул [12]. Відрізняється від доломіту меншою прозорістю, іноді утворює виділення із флогопітом і магнетитом.

Доломіт (5-100%) в основному втримується в мармурах. У кальцифірах його вміст залежить від складу силікатної домішки. У диопсидових кальцифірах доломіту більше, у форстеритових або шпінельвміщуючих різностях його набагато менше, а якщо вміст некарбонатних мінералів у сумі або окремо перевищує 40%, доломіт і зовсім відсутній. Доломіт відрізняється підвищеною залізистістю й марганцовистістю [28].

Форстерит звичайно серпентинізований у тому або іншому ступені, з залістистістю не більше 12% (найчастіше 10%), є породоутворюючим мінералом карбонатних порід і його вміст досягає 40-50%.

Диопсид зустрічається винятково в кальцифірах, де утворює мономінеральні смуги, плями, іноді гнізда які мають ізометричну форму. У таких відокремленнях присутній графіт, вміст якого доходить до 15%. Флогопіт є частим мінералом у кальцифірах, зрідка є присутнім у мармурах. Його вміст рідко досягає 5-10%. Шпінель зустрічається в невеликих кількостях (до 3 %).

Крім перерахованих, у карбонатних породах спостерігаються такі мінерали як гранат піроп-альмадинового ряду, магнетит, піротин, пірит, розсіяні чешуйки графіту.

### 1.5.2 Основні мінеральні асоціації

У межах описуваних масивів всі карбонатні породи - мармури, кальцифіри й скарноїди віднесені до хащевато-заваллівської свити бугської серії. Для цих двох масивів характерні однакові мінеральні асоціації силікатно-карбонатних порід. Найпоширенішою асоціацією є кальцит-доломіт-олівінова й у меншій мірі розвинена кальцит-доломіт-диопсид-форстеритова й доломіт-кальцит-флогопітова мінеральні асоціації. Для скарнових утворень характерна ортопіроксен-кальцит-гранат-кварцева асоціація.

Розповсюджені акцесорні мінерали представлені апатитом, сфеном, шпінеллю, рудні - графітом, магнетитом, піритом.

### 1.5.3 Корисна мінералізація

Хащевато-Заваллівська свита в цілому є продуктивною на залізо, марганець і графіт. У межах Хащеватсько-Заваллівської ділянки розробляється унікальне

родовище графітових руд віднесене до гранат-біотитових гнейсів нижніх свит бугської серії.

Хащеватське родовище залізо-марганцевих руд локалізується в нижніх частинах кори вивітрювання кальцифірів і скарноїдів на всій площі Хащеватської синклінали зі вмістом Mn до 45%, Fe до 58% [12, 28] Рудоносними на РЗЭ є кори вивітрювання метасоматитів і скарноїдів, віднесені до дресвяно-щебнистої зони й представлені черчит-рабдофанітовою асоціацією. У корі вивітрювання скарноїдів установлений підвищений фон Au.

Особливістю силікатно-карбонатних порід Хащевато-Заваллівської свити є велика асоціація із графіт-біотитовими, гранат-біотитовими, пироксен-біотитовими гнейсами й залізистими кварцитами, що перемежуються з пироксенвміщуючими гнейсами й кристалічними сланцями, і більша потужність карбонатних порід більше 1000 м з досить витриманими текстурно-структурними особливостями. У межах цих масивів установлені промислові поклади залізних і марганцевих руд, а також рідкоземельних елементів.

## 1.6 Риси геологічної будови Капітанівського, Липовеньківського й Чемерпільського масивів

Капітанівський, Липовеньківські й інші масиви в адміністративному відношенні розташовані в Голованівському районі в західній частині Кіровоградської області. Геотектонічно масиви входять у Побузький рудний район, що розташований у центральній частині Голованівської шовної зони, що відноситься до південно-східної частини Дністровсько-Бугського ме-габлоку. Кристалічний фундамент у межах району складений архейськими метаморфітами дністровсько-бугської і бугської серій з комплексами основних й ультраосновних порід (капітанівський і деренюхінський), ультраметаморфічними гранітоїдами гайворонського комплексу архейського віку. Масиви перебувають на відстані близько 5 км один від одного. До складу Липовеньківських масивів входять наступні Західно-



Липовеньківський, Шкільний, Східно-Липовеньківський, Північно-Липовеньківський, Пушковський, Південно-Липовеньківський. До складу Капітановського масиву входять: Північно-Капітанівський, Центрально-Капітанівський, Південно-Капітанівський і Заводський. Всі масиви мають подовжено-втягнуту форму переважно в північно-західному напрямку (рмал. 1.9 ) і тісно сполучені з великими глибинними розламами [29, 30].

Найбільш великі Західно-Липовеньківський і Капітанівський масиви ультрабазитів мають довжину близько 800 м при ширині до 350 м й 1700 м при ширині близько 250 м відповідно. З усіх боків масиви обрамлені амфіболітами й піроксеновими кристалічними сланцями. Породами, що вміщують, є апліт-пегматоїдні граніти й гнейси бугської серії верхнього архею, які безпосередньо контактують із масивом. Обидва інтрузивних масива вміщують хромітове зруднення й відносяться до гіпербазитової формації, складені аподунітовими й апоперидотитовими серпентинітами, серпентинізованими перидотитами й дунітами, піроксенітами й, рідко, габбро-амфіболітами. Тіла ультрабазитів піддавалися метасоматичній переробці, метаморфізму в умовах гранулітової й амфіболітової фацій і діафторезу. У результаті впливу останнього всі породи масивів у різному ступені серпентинізовані [29, 31].

Залягання порід, що вміщують, моноклінальне, круте під кутами 60-80<sup>0</sup>. Розповсюджені глибинні розривні порушення, площини яких ускладнені малоамплітудними зсувами. На всій площі Чемерпільської структури породи часто катаклазовані, мілонітизовані, роздроблені. Для структури характерні потужні лінійні кори вивітрювання в зонах тектонічних порушень.

### 1.6.1 Риса геологічної будови Капітанівського масиву

Капітанівський масив знаходиться на південно-західному крилі Голованівської шовної зони Дністровсько-Бугського мегаблоку [29]. Являє собою єдине інтрузивне тіло довжиною близько 5 км північно-західного простягання при максимальній

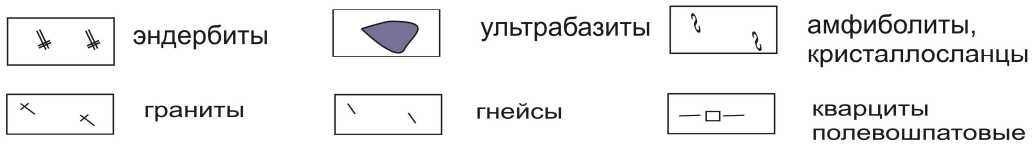
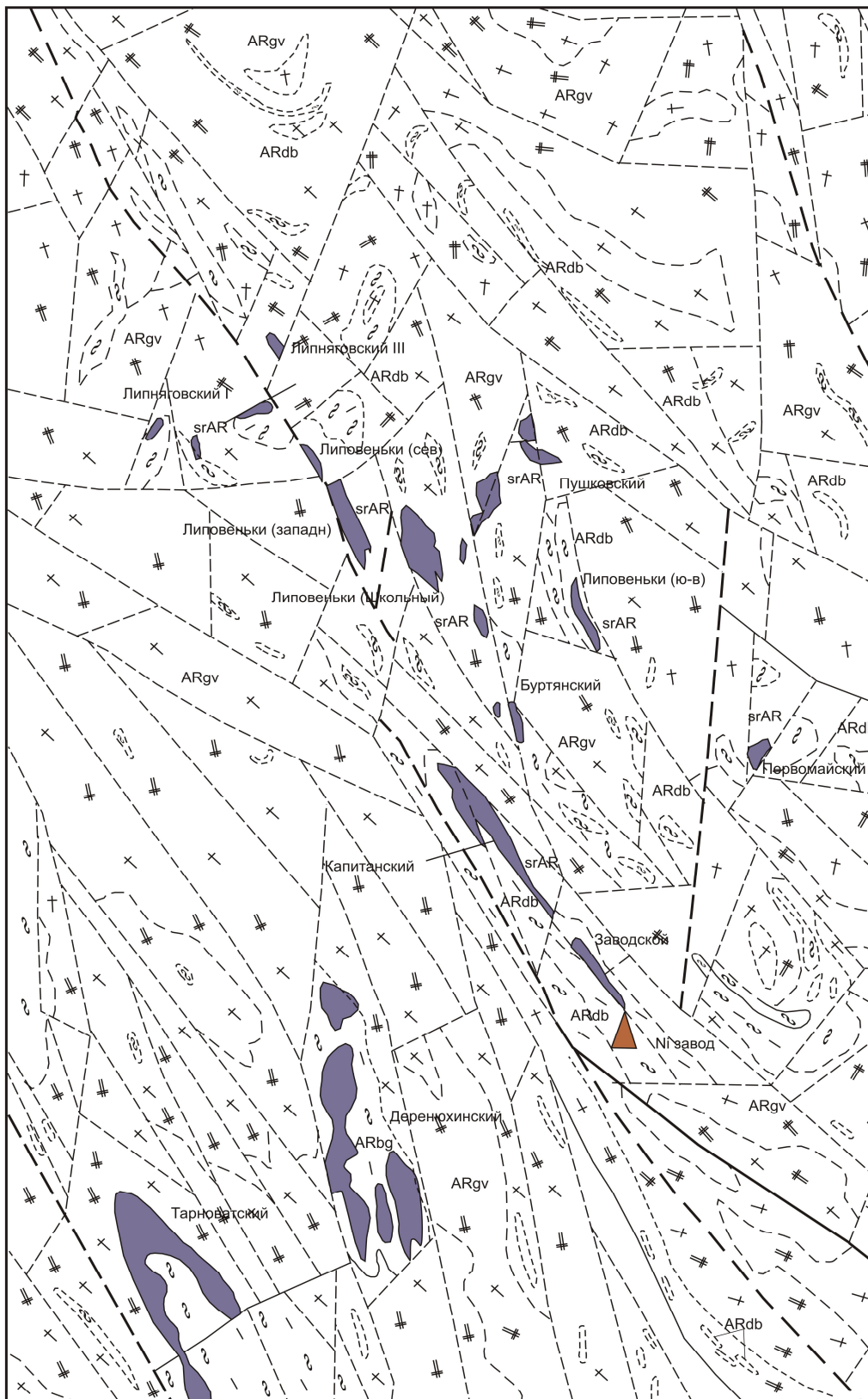


ширині до 250 м, умовно розділений на чотири частини. У будові масиву найпоширенішими є ультраосновні породи, серпентиніти й силікатно-карбонатні породи, в обрамленні граніти, плагіограніти різні по складу гнейси, чарнокіти (мал. 1.10).

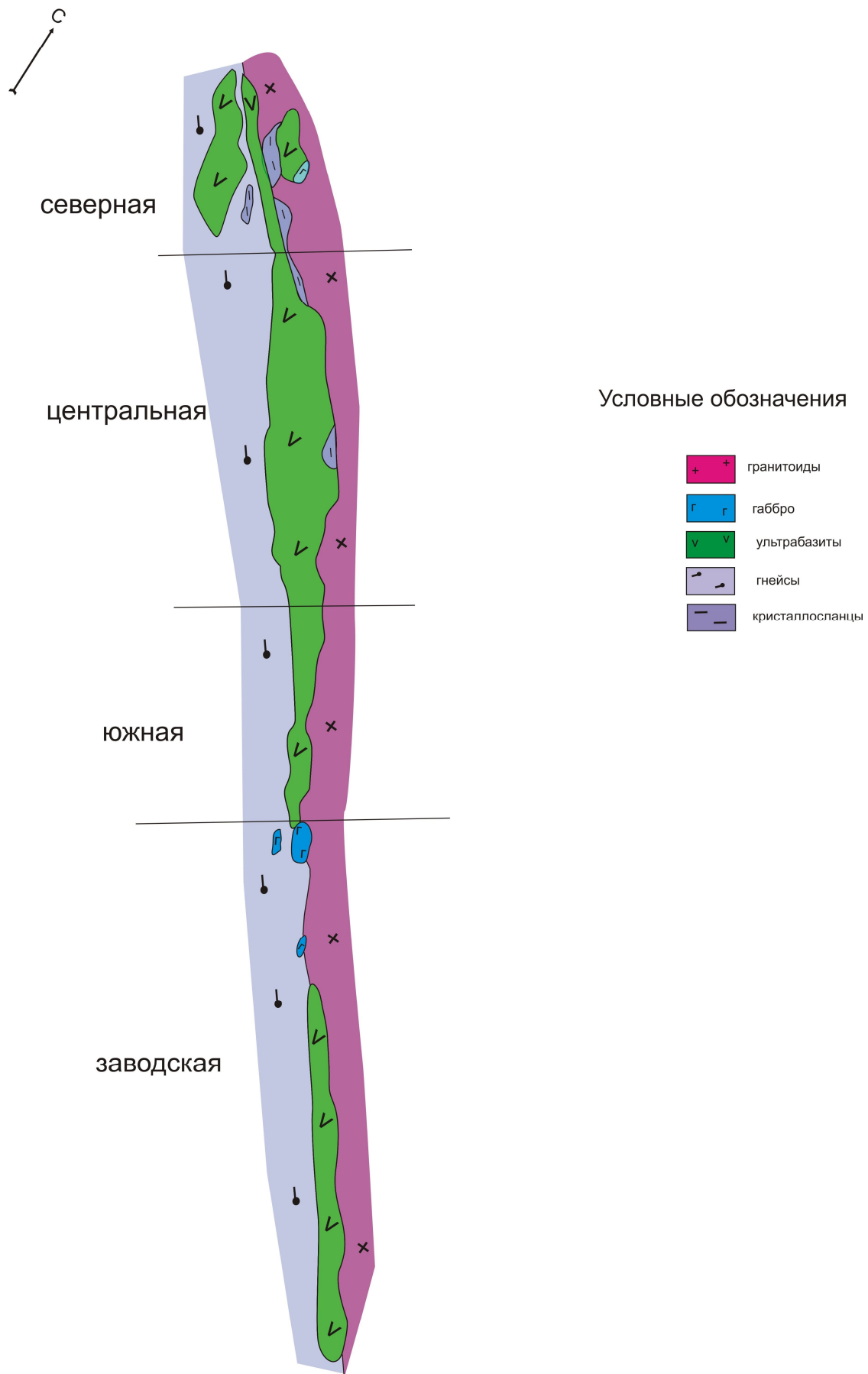
#### 1.6.2 Петрографічні особливості й взаємовідношення порід

На Капітанівському масиві силікатно-карбонатні породи мають широке розповсюдження. Максимальне їхнє поширення зафіксоване в південній частині на глибині більше 200 м, де по обсягу вони займають більше 60% масиву (мал. 1.11). Вони розвинені по всьому розрізі й спостерігаються від мікрополосчатих проявів до потужних шароподібних тел. У східній частині масиву силікатно-карбонатні породи утворюють великі тіла так званих кальцифірів, які складені доломітом, кальцитом, олівіном, клінопіроксеном і часто скарновані. Потужність карбонатних пачок - від 0,5-1 м до 100-150 м і довжиною до 1 км. Особливістю силікатно-карбонатних порід Капітанівського масиву є те, що вони залягають серед ультрабазитів у вигляді окремих тіл не зв'язаних між собою.

У серпентинітах неодноразово зустрічаються плямисті гніздовидні відокремлення силікатно-карбонатних порід діаметром до 10 см і більше [29, 32].



Малюнок 1.9 - Схема розташування ультрабазитових масивів Побузького рудного поля

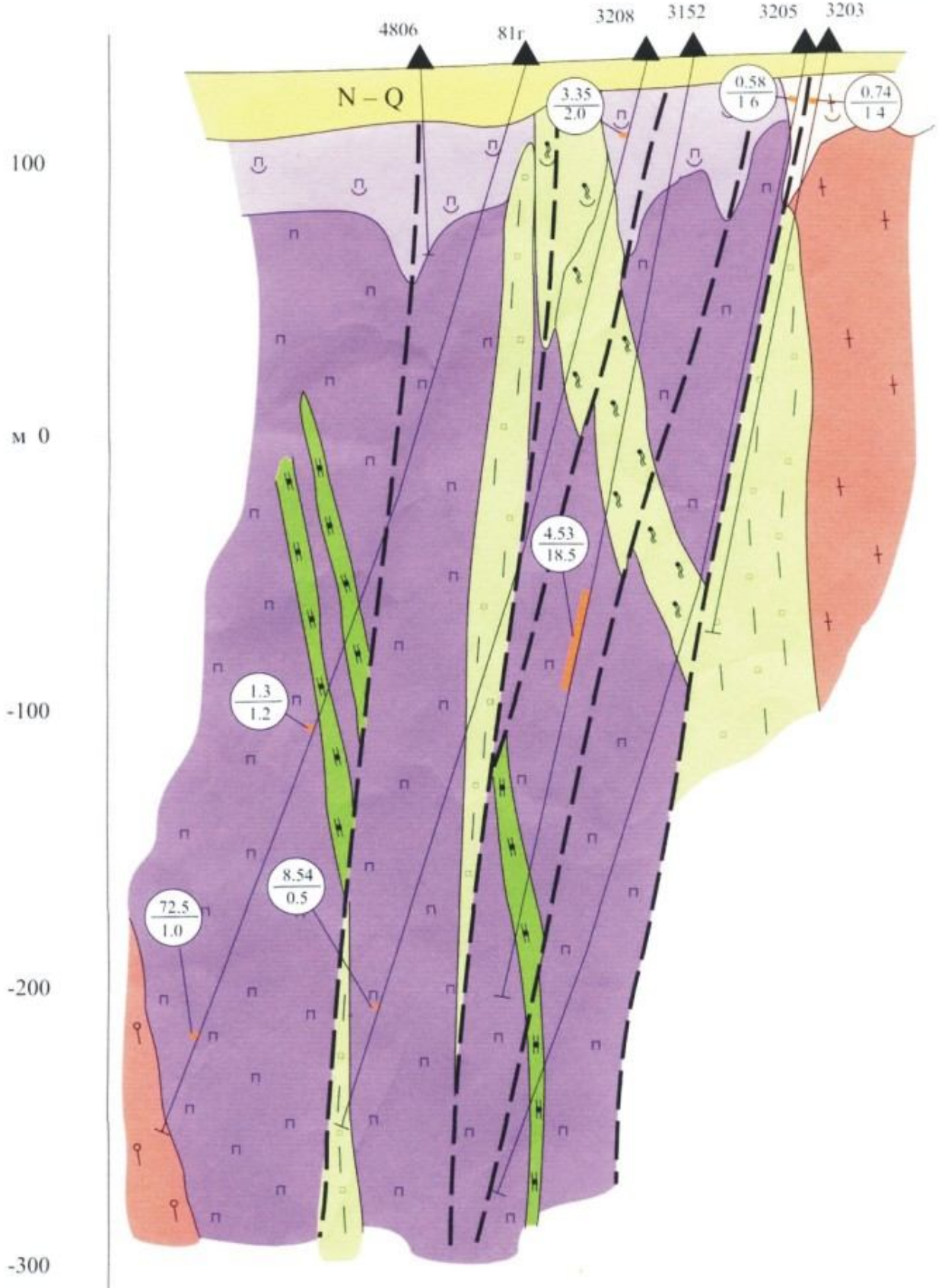


Малюнок 1.10 — Геологічна карта Капітанівського масиву

Силікатно-карбонатні породи зафіксовані одиничними свердловинами в центральній частині на Східно-Липовеньківському масиві при пошуках нікелевих і хромітових руд, а в східній частині на Західно-Липовеньківському масиві розкриті кар'єром при розробці хромітових руд (мал.1.12).

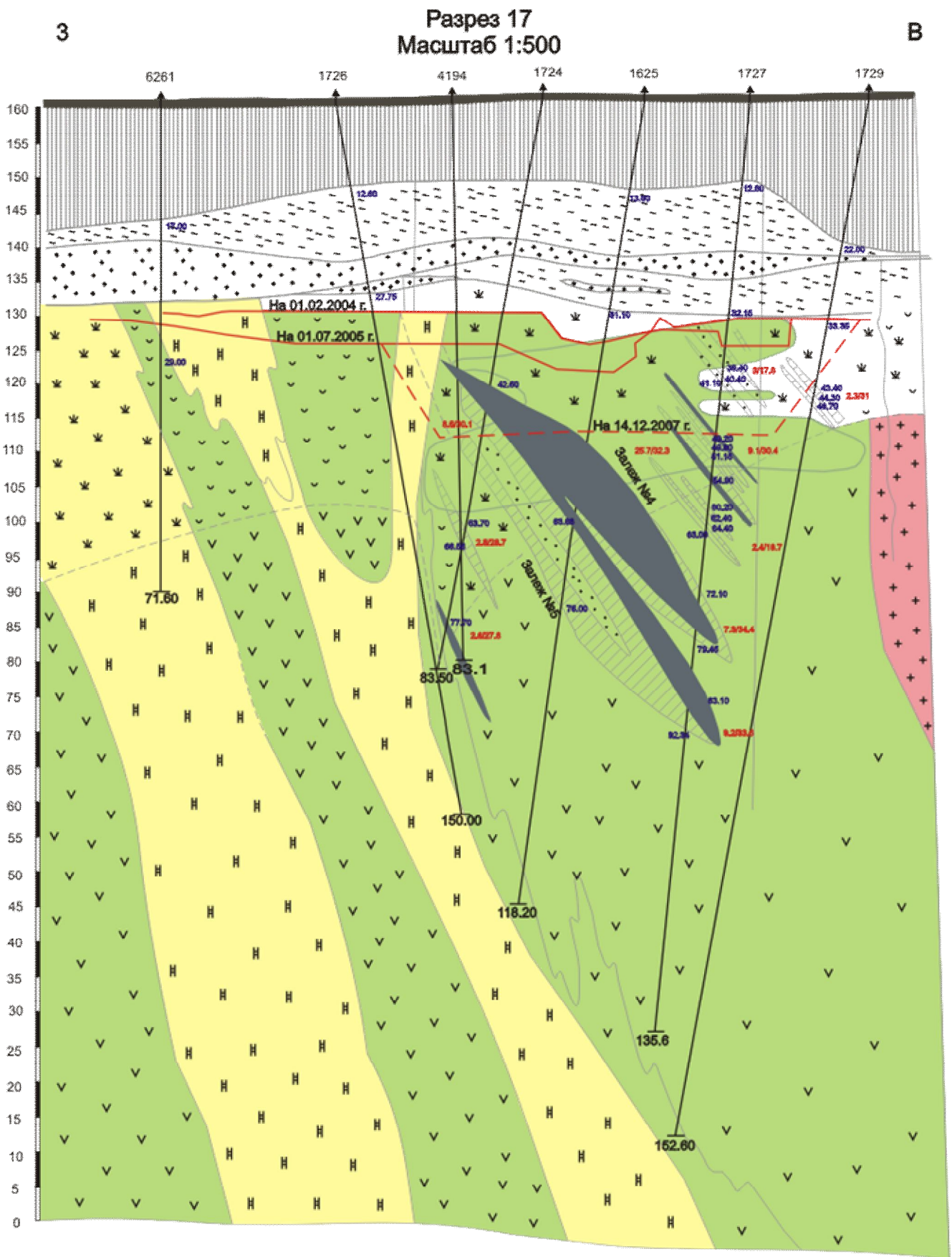
Тектонічно найбільш істотний вплив на Липовеньківський масив зробили розлами субширотного, північно-західного й перпендикулярного до нього північно-східного простирання. Уздовж субширотних розламів у результаті розвитку процесів ультраметаморфізму спостерігається формування порід кислого складу з поступовими переходами від амфіболітів до сірих гнейсів. Тіла серпентинітів, амфіболіти, піроксенові кристалічні сланці й гнейси розглядають як метаморфічні утворення, а власно серпентиніти як релікти архейських масивів [13, 29].

Чемерпільський масив в адміністративному відношенні розташований у західній частині Кіровоградської області. Масив відноситься до Тальновської зони розламів, має складну будову обумовлене сполученням елементарних структур, які сформувалися під впливом складчастих, розривних, чешуйчато-подвигових і вихрових порушень (мал.1.13). Вміщуючі біотитові плагіограніти й плагіомігатити в смузі обрамлення масиву містять релікти порід базит-ультрабазитового комплексу. Потужні пачки характерних порід простежуються по простяганню на сотні метрів й у межах структури утворюють кілька ускладнених складчастих структур більше високого порядку. Породи масиву складають шари, прошари, лінзи, пачки різної потужності - від перших сантиметрів до декількох десятків метрів. У центральній частині Чемерпільської структури до гіпербазитового комплексу відносяться серпентиніти, силікатно-карбонатні породи, піроксеніти, амфіболіти (метагаббро)

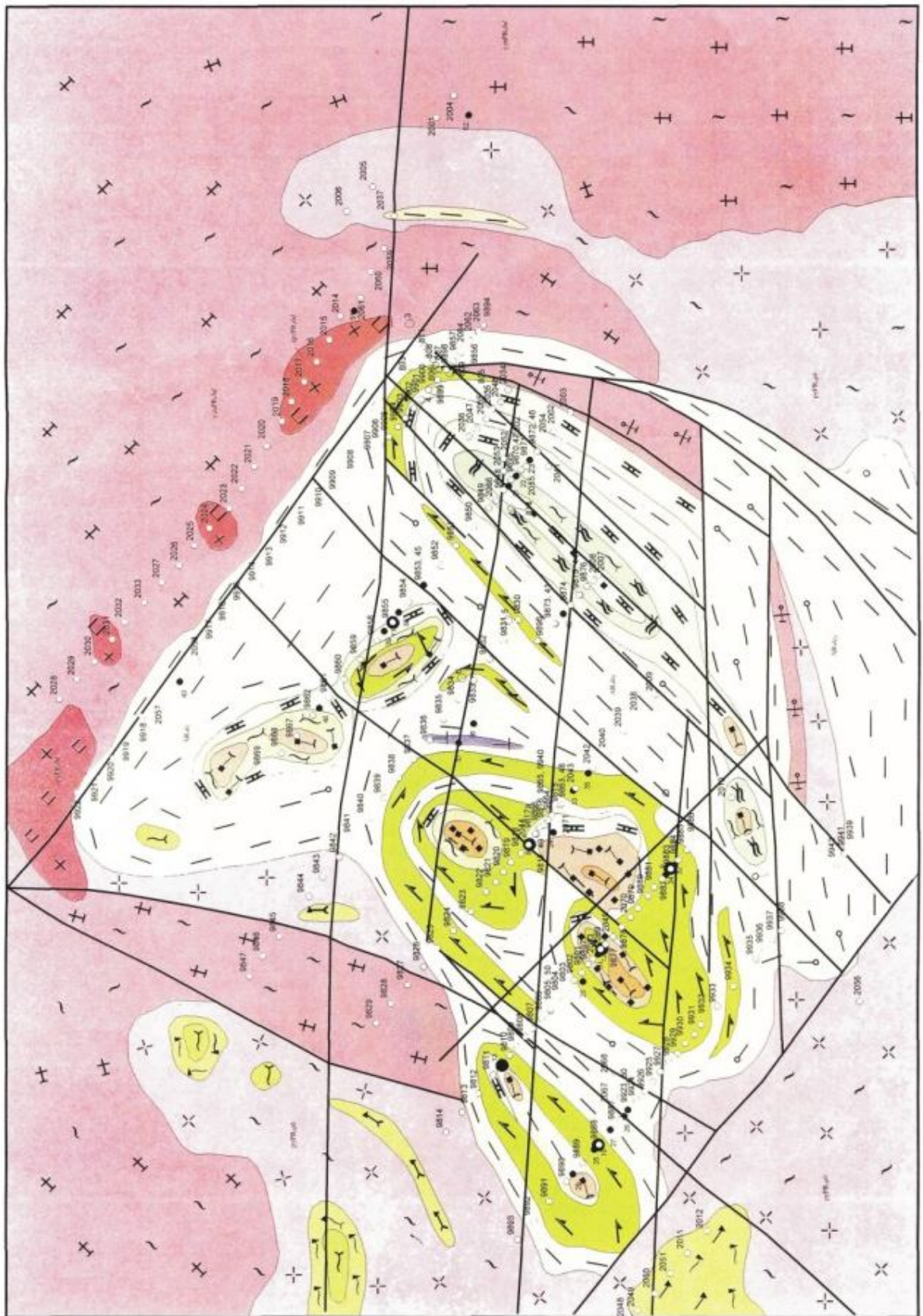


Малюнок 1.11 - Розріз по профілю 19 центральної частини Капітанівського хромітоносного масиву





Малюнок 1.12 – Розріз по профілю 17 Західно-Липовеньківського хромітоносного масиву метаяльтрабазитів, вміщуючих силікатно-карбонатні породи



Малюнок 1.13 - Схематична геологічна карта Чемерпільського масиву



Силікатно-карбонатні породи завжди мають одноманітний зовнішній вигляд габброїдів з досить витриманими фарбуванням і структурою. Макроскопічно вони представляють собою звичайно мілкокристалічні досить однорідні масивні утворення сірого кольору із зеленуватим відтінком. Залежно від складу вони ясно-сірі або темно-сірі. Утворюються своєрідні хромітита на основі силікатно-карбонатної породи зі вмістом хроміту до 30-40 % їхнього обсягу. Карбонат є породоутворюючим мінералом у повному їхньому обсязі.

У приконтартових зонах з ультрабазитами, хромітитами, можливо в тектонічних зонах розсланцювання, проявляється їх полосчатість, обумовлена виділенням або обособленням в окремі слойки силікатів і карбонатів. Силікатно-карбонатні породи часто вміщують включення-фрагменти серпентинітів, рідше інших ультрабазитів, звичайно лінзовидноокруглої форми розміром до 10 см. У зв'язку із цим вони здобувають атакситову будову, мають плямистий вигляд.

На мікрорівні силікатно-карбонатні породи відрізняються надзвичайно одноманітною будовою й 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, рідше піроксенів, з яких переважає диопсид. Без видимого зв'язку із вторинними змінами зустрічається флогопіт.

Співвідношення вмісту карбонатної складової з кількістю олівіну коливається в широких межах (звичайно від 2:1 до 1:1). Олівін у карбонатних відокремленнях містить суттєву кількість Mn, Ni, Co й іноді Na, Ca, Nb [28, 13].

Спостерігаються поступові взаємопереходи між аподунітовими серпентинітами й карбонатними породами. У серпентинітах часто зустрічаються одиничні включення інтерсер-тального карбонату, що є породоутворюючим у потужних товщах силікатно-карбонатних порід.

На контакті силікатно-карбонатних порід і 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. У хромітатах карбонати можуть бути породоутворюючими тільки в приконтактової зоні. На видаленні від контакту зустрічаються лише поодинокі зерна карбонату, а міжгранулярні простори багатих вкраплених хромітових руд виповнюються, як правило, тільки серпентином. Поряд із цим спостерігається полосчате збагачення хромітом силікатно-карбонатних порід. У даних хромітатах карбонат є породоутворюючим мінералом у повному їхньому обсязі. На Західно-Липовеньківському масиві в таких хромітатах поряд із хромпікатитом широко розповсюджений хроммагнетит із вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  18-24 %, а в окремих рудних тілах відзначається перевага титанвміщуючого магнетиту над хромітом. Мікроаналізом у карбонатах зафіксовані підвищені вмісти церію, концентрації якого в окремих зернах досягають 0,2 % [12].

До скарнів відносять крупнокристалічні мономінеральні породи з диопсидовим складом, і ортопіроксенові породи, що складаються з тою або іншою кількістю граната. Скарни характеризуються полосатою будовою із чергуванням темносірих із зеленуватим відтінком смуг ортопіроксенового складу й світло-сірих кварцових смуг. Потужність смуг коливається від декількох мм до 1-2 і більше см. Візуально в них визначається червонясто-бурий гранат [33, 34].

### 1.6.3 Основні мінеральні асоціації

Типоморфними мінералами силікатно-карбонатних порід масивів є: кальцит, доломіт, олівін, ортопіроксени, клінопіроксени, амфіболи, шпінеліди.

У силікатно-карбонатних породах масивів по наявності й поширенню породоутворюючих мінералів виділяються три основні мінеральні асоціації: кальцит-доломіт-олівін-піроксенова (ромбічний); кальцит-доломіт-олівінова; кальцит-олівін-диопсидова асоціація й специфічна рудна асоціація кальцит-доломіт-хромшпінелідова, що слабо виявлена на Чемерпільському масиві.

Силікатно-карбонатні породи характеризуються постійною присутністю акцесорних мінералів, в основному, хроміту, іноді шпінелі, досить рідко хроміту разом зі шпінеллю й апатитом.

Звертає на себе увагу послідовність формування мінеральних асоціацій у золоторудних тілах [12]:

1.Оксидна, що включає хромшпінеліди, ільменіт (лейкоксенізований) і пірротин-1 (деформований, ділянками перекристалізований). Хромшпінеліди містять від 13 до 28% Cr, 21-54% Fe й іноді Zn (до перших %); вони представлені магнезіохромітом, хромітом і хромовим герцинітом.

2.Арсенідно-сульфоарсенідна: нікелін+герсдорфіт (який заміщається пентландитом)+Co-Ni леллінгіт (який заміщається арсенопіритом)+маухерит+графіт.

3.Благороднометально-сульфідна: пірротин-Iі + пірит + халькопірит + сфалерит + кубаніт + Co-Ni арсенопірит + електрум + самородне срібло й золото. Неясне положення асоціації пірит+виоларит і миллерита, як і галеніту із включеннями вісмутвміщуючого мінерала.

#### 1.6.4 Корисна мінералізація

Капітанівський масив включає Капітанське комплексне родовище латеритних Fe-Co-Ni руд, хромітів, золота, срібла й платиноїдів [30, 32, 33, 35].

Особливість руд Капітанського родовища - радіоактивність, обумовлена висококонтраст-ними (до 0,3%) вмістами торію. У карбонатах відзначаються підвищені вмісти церію, концентрації якого в окремих зернах досягають 0,2 %.

У Капітанському й Липовеньківському родовищах благороднометальна мінералізація віднесена до порід мафіт-ультрамафітового складу із хромітовими рудами й гіпергенним нікелем [36]. Продуктивний розріз представлений серпентинізованими перидотитами, метагабброїдами (амфіболітами), метаспіроксенітами, що чергуються з кальцифірами, у полі гранітизованих гнейсів.

Контакти між породами звичайно будиновані, а самі вони перетворені в слюдити, горнблендити, плагіоклазити, а також скарни. Диопсидові скарни утворюють інфільтраційні тіла в серпентинітах на контакті з амфіболітами, а гранатові (з високим спессартиновим міналом) - контактово-реакційні тіла між кальцифірами й гнейсами.

Особливість рудної мінералізації - відсутність тріщинно-жильного виповнювання при досить нерівномірній її вкрапленості, обумовленої інтерстиційним характером виділення рудних мінералів, що рідко утворюють гніздовидні сегрегації.

Головна відмінність порід Чемерпільського масиву від Липовеньківського й Капітанівського масивів полягає лише у відсутності багатого хромітового зруденіння в межах Че-мерпільського масиву. У породах останнього іноді зустрічається незначна вкрапленість зерен шпінелідів (хроміту, зеленої шпінелі). Іншою особливістю цих порід є широке поширення в їхньому складі безбарвного амфіболу двох генерацій. До першого відносяться таблитчато зернисті агрегати амфіболу, якими складені окремі смуги в силікатно-карбонатних породах поряд із клінопіроксеновими, а також його зерна у взаємозростанні з олівіном і клінопіроксеном й у вигляді включень у цих мінералах. Іншої генерації амфібол характеризується подовжено-призматичним (шестоватим) габітусом. Кристали останнього виконують зонки перекристалізації по напрямку расланцювання порід і мають односпрямовану з ним орієнтування. По своїх оптичних властивостях цей амфібол відповідає амфіболам актиноліт-тремолоїтового ряду.

Силікатно-карбонатні породи Східного й Західного Липовеньківського масивів являються ідентичними як по набору породоутворюючих мінералів, так і за умовою залягання в породах, що вміщують.

Масиви ідентичні по наявності корисної мінералізації хромшпінелідів у силікатно-карбонатних породах, з різницею лише в меншому обсязі карбонатних порід на Липовеньківському масиві.

У карбонатних відокремленнях установлений підвищений вміст Mn, Ni, Co, Na, Ca, Nb, а також аномально високий вміст церію [12, 34, 36].



## 2 МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ

Для рішення поставлених перед дослідженням завдань і досягнення основної мети - установити типоморфні ознаки силікатно-карбонатних порід магматичного генезису, закономірності їхнього поширення й розміщення в геологічних структурах докембрію, установити їх металогенічну спеціалізацію й розробити основні принципи їхньої класифікації. У відповідність із поставленою метою основна увага була зосереджена на ультраосновних масивах, що містять карбонатні або силікатно-карбонатні породи, поширення яких відомо в Приазовському геоблоці, Горіхово-Павлоградській, Криворізькій й Голованівській шовних зонах, Середньому й Верхньому Побужжі. При виборі конкретних об'єктів немаловажну роль зіграв фактор наявності й доступності до різного роду опублікованого й фондового геологічних матеріалів, розкриття порід досліджуваного комплексу кар'єрами або річковими долинами, наявність керна свердловин і дублікатів проб для виконання детальних мінералого-петрографічних досліджень і вивчення геохімії малих елементів. У зв'язку із цим основними об'єктами НДР були обрані в Приазовському блоці Чернігівський й Октябрьський масиви, які багатьма дослідниками відносяться до карбонатитів, для порівняння з ними в якості високометаморфізованих силікатно-карбонатних товщ метаосадочного походження утворення темрюкської свити, в Горіхово-Павлоградській шовній зоні Малотерсянський масив і Васильківська ділянка, у межах якого поширені силікатно-карбонатні товщі в асоціації з амфіболітами й основними кристалічними сланцями, у Голованівській шовній зоні в середнє й Верхнє Побужжя - Капітанівський, Липовеньківський, Чемерпільський, Заваллівський, Хащеватський, Сабарівський, Лукашівський і Дубовецький масиви, що мають невизначене генетичне походження, а також у Криворізькій шовній зоні - Гурівська ділянка з ознаками карбонатитового походження розповсюджених тут силікатно-карбонатних порід. По всіх перерахованих об'єктах проведені польові дослідження, зібрані фондові й кам'яні матеріали, які оброблені в камеральних

умовах і при необхідності додатково вивчені за допомогою лабораторно-аналітичних методів.

## 2.1 Методика польових досліджень

Всі польові дослідження проводилися на першому етапі приблизно за однаковою схемою. Перед виїздом на кожен об'єкт максимально вивчалася опублікована по ньому література, аналізувалося геотектонічне положення об'єкта, умови локалізації силікатно-карбонатних порід, їхній зв'язок з магматичними породами, типи й характер метасоматичних змін як у самих масивах, так і за їхніми межами. При виїзді на об'єкт насамперед проводилися консультації із провідними геологами місцевих експедицій або гірничодобувних підприємств, з'ясовувалася їхня точка зору на структуру, будову масиву й генезис силікатно-карбонатних порід, поширення корисної мінералізації або її прояву. Дослідження безпосередньо на масиві здійснювалось із застосуванням геологічних маршрутів по оголеннях (мал. 2.1), на кар'єрах (мал. 2.2 і 2.3) і по керну свердловин (мал.2.4).

Проведення геологічних маршрутів виконувалося відповідно до виробничої інструкції й методичних вказівок для цього виду робіт. При цьому особлива увага приділялася місцю розташування силікатно-карбонатних порід, їхнім контактам з товщами, що вміщують, впливу тектонічних і метасоматичних процесів на ступінь і форму їхнього перетворення й перетворення порід, що вміщують, вимірялися їхні елементи залягання контактів, детально вивчалися взаємини, переходи й мінеральний склад. По всіх різновидах відбиралися зразки, виконувалися замальовки й фотографування найцікавіших ділянок. Особлива увага приділялася впливу тектонічних процесів на зміну мінерального складу порід у зонах гранітизації й дислокаційного з, наявності ксенолітів або автолітів силікатно-карбонатних порід у серпентинітах або серпентинітів у силікатно-карбонатних породах.

Дослідження, проведені на кар'єрах, дозволили найбільшою мірою одержати інформацію по взаємовідношенню силікатно-карбонатних й їхніх порід, що

вміщують, у тому числі ультрабазитів, послідовності їхнього перетворення під впливом дислокаційного метаморфізму й гранітизації, їхньому положенню в геологічному розрізі. У порівнянні з геологічними маршрутами, дослідження на кар'єрах дозволили провести більш детальне картування структурних елементів і закономірностей зміни мінерального складу, створити об'ємне уявлення про просторове поширення силікатно-карбонатних й їхніх порід, що вміщують, які входять до складу масиву. Однак найбільш повне уявлення про площинне поширення й локальне взаємовідношення порід окремих масивів дозволило одержати в комбінації з описаними методами ще й вивчення керн структурних свердловин. При необхідності проводилося детальне топомінералогічне картування окремих товщ.

### 2.1.1 Методика топомінералогічних досліджень

Топомінералогія - не тільки найважливіший напрямок у сучасній мінералогії, але й принципова теоретико-методологічна концепція, об'єктивну основу якої становить мінерал в органічній єдності із включаючим його геологічним середовищем, мінерал як компонент геологічного середовища.

Відносно ультрабазитів особливо плідними виявилися топомінералогічні дослідження масивів Полярного Уралу. Тут вони досить оголені, на них не розвиваються потужні кори вивітрювання, мають середній ступінь серпентинізації, близький до 50%, у зв'язку із чим у них добре збереглися первинні мінерали. В результаті цих досліджень визначилися наступні масові картовані ознаки: дунітова складова в дуніт-гарцбургітовій асоціації порід, ступінь серпентинізації порід, склад олівину, склад хромшпинелідів [37]. При мінералогічному картуванні ультрабазитових масивів Полярного Уралу однозначно визначилася їх об'ємна концентрична зональність. Виявлена концентрична зональність масивів, розрахунок Р-Т умов мінералоутворення дозволили запропонувати нову модель становлення



альпінотипних ультрабазитів. У результаті топомінералогічних досліджень проведена прогнозна оцінка хромітоносності ультрабазитів.

Для вивчення закономірності розподілу порід і мінералів у межах масиву залежно від детальності досліджень намічаються перетинання для відбору представницької колекції зразків. Остання повинна відбивати всі різновиди порід масиву або окремої товщі, характер взаємопереходу між всіма мінералогічними різновидами. При мікроскопічному вивченні порід визначається їх точний або наближений (візуальний) склад. Виділяються основні різновиди порід по вмісту головних або другорядних мінералів. Мікроскопічні дослідження можуть бути доповнені визначенням мінеральних складів порід обчислених за допомогою нормативних перерахувань їхніх силікатних аналізів. Результати визначень мінерального складу порід, їхніх комплексів виносяться на плани й розрізи.

Вивчення ступеня серпентинізації ультрабазитів оцінюється за допомогою термічного аналізу за методикою, викладеною в роботі [7]. Для ультрабазитів Полярного Уралу вона визначалася як сума вторинних мінералів. Точність оцінки становила  $\pm 1$  абс.%. Крім того, термічний аналіз дозволяє діагностувати й визначати співвідношення серпентинів (антигорит/лизардит+хризотил). У результаті мінералогічного картування ступеня серпентинізації виявляється загальна тенденція до їхніх низькотемпературних змін по всьому обсягу, з певною зональністю або сполученою з певними тектонічними порушеннями. Поряд із цим великий інтерес представляє визначення закономірностей поширення того або іншого мінералу вторинних змін. Так, вважається, що антигорит є індикатором прогресивного етапу метаморфізму зеленосланцевої фації.

Склад олівіну може бути визначений за допомогою двох методів - іммерсійного й методу Федорова. Достоїнство іммерсійного методу - можливість більш точного визначення показників переломлення олівіну в будь-якому зразку, у тому числі й без шліфа.

Метод Федорова менш точний і вимагає виготовлення шліфів порід, для зразків з незначним вмістом олівіну може виникнути необхідність повторних їхніх виготовлень.

Мінералогічне картування Ng олівіну виявляє принципову подібність або мінливості цієї ознаки в межах окремого масиву або при зіставленні різних масивів. На кожному масиві виявляються ділянки зі зниженими значеннями Ng й Fa, присвячені до смуг виходів порід певного складу комплексу. Для експрес-визначення складу породоутворюючих олівінів цілком прийнятний метод Федорова. Цим методом досить упевнено можна розрізнити олівіни зі змістом Fa компонента до 10,96 % - позитивні значення 2V до 90 , і зі змістом 19,55-28,72% - негативні значення 2V від 87 до 83 . Для попередньої оцінки закономірностей поширення олівінів по їхньому складу можна рекомендувати застосування методу Федорова. Незначні зміни складу олівінів варто додатково вивчати за допомогою іммерсійного методу.

## 2.2 Камеральні дослідження

Насамперед включали детальний аналіз текстурно-структурної особливості і мінерального складу на макро- і мікрорівні. Для цього використовувались петрографічний і мінераграфічний методи досліджень. Петрографічні дослідження насамперед були спрямовані на детальне вивчення послідовності мінералоутворення в метаморфічних породах, тектонітах, метасоматитах і рудних утвореннях. Особлива увага приділялася пошуку розплавних і твердих включень, первинномагматичних структур і послідовності їхніх перетворень у різних динамометаморфічних умовах, визначенню типоморфних парагенетичних мінеральних асоціацій силікатно-карбонатних й їхніх порід, що вміщують. При цьому, для виявлення в подібних утвореннях розходжень або, навпаки, подібності в різних по типоморфним мінеральним асоціаціям утворенням використовувалися кількісні виміри оптичних властивостей за допомогою столика Федорова й іммерсійного методу. Наявність

ознак впливу тектонічних напруг дозволяла виділяти ділянки для проведення в шліфах й аншліфах мікроструктурного аналізу. Найбільш придатними для цих цілей виявилися орієнтовані зразки, відібрані в геологічних маршрутах і на кар'єрах.

Вимір оптичних властивостей на столику Федорова проводився за загальноприйнятою методикою. Вивчалися карбонати, піроксени й олівіни із застосуванням п'ятиосного столика. Минаючи графічні побудови визначалися кристалооптичні константи мінералів, які на відміну від необхідних стереографічних побудов при роботі на 4-х осному столику оперативно уточнювалися. У цьому випадку результати визначень відрізнялись високою точністю, достатньої для виявлення навіть незначних змін хімічного складу мінералів, що вивчалися. При вивченні карбонатів й їх складу визначався в основному по координатах полюса спайності й двійниковій осі з використанням діаграми Заварницького. Контрольні й уточнюючі визначення виконувалися на основі вимірів максимального симетричного вгасання альбітових двійників й інших розрізів, а також величини  $2V$ . Для піроксенів вимірялися кути вгасання, величини  $2V$ . Точність визначень хімізму даних мінералів по діаграмам складу-властивості залежить від наявності в шліфах їхніх перетинів, придатних для вимірів кристалооптичних констант.

Макротекстури й мікроструктури вивчалися з використанням методу аналогії й зіставлення як із класичними структурами магматичних порід, так і з осадковими, метаморфічними, скарновими утвореннями й при зіставленні силікатно-карбонатних порід між різними масивами. Всі досліджувані текстури й структури фотографувалися, що дозволяло більш коректно ідентифікувати й зіставляти їхні морфологічні особливості.

### 2.2.1 Обробка геохімічних даних

Отримані дані за результатами спектрального аналізу мають деяку специфіку, що виражається в досить великих по кількості масивах, характеризуючими вивчені ділянки або окремі товщі, і відносно різкими коливаннями абсолютних значень, що обумовлено як нерівномірним розподілом аналізованих мікроелементів, так і погрішностями самого аналізу. У силу згаданої специфіки в системі обробки геохімічних даних поряд зі стандартними методами використовувалися деякі додаткові прийоми, які успішно були вже апробовані в практиці геохімічних пошуків. Особлива увага приділялася розробці обґрунтованих методичних прийомів, які в наслідок увійшли в загальну методику дослідження й виділення геохімічних критеріїв, що потрібно для досягнення основної мети дослідження.

Відповідно обробка геохімічних даних по платиноїдам включала такі блоки: угруповання проб у вибірки за породним критерієм; нормировка проб вибірок за рівнем аномальності; розрахунок матстатистичних показників і фонових значень по елементах; розрахунок коефіцієнтів нагромадження й концентрацій; нормування фонових і середніх аномальних значень по хондритовому стандарту 31 або кларку розповсюдження елементів у земній корі по Виноградову; розрахунок коефіцієнтів відношення між рідкими й некогерентними елементами; розрахунок процентного співвідношення елементів для винесення їхніх пропорцій на тривимірні діаграми.

Угруповання проб у вибірки вироблялися первісно й у першу чергу по належності проби до тієї або іншої групи порід і ступеня тектонічного перетворення. По можливості кількість проб в одній вибірці не повинна була опускатися менше 25. Якщо перебували групи з меншим числом проб у вибірці, то вони, як правило, поєднувалися з якою-небудь близькою по речовинному складу вибіркою. У випадку великих вибірок (більше 300 проб) вони навпаки дробилися по якій-небудь додатковій ознаці.

Нормування проб за рівнем аномальності проводилася за стандартною методикою. Спочатку розраховувалося середнє значення у вибірці по кожному елементу, виділялися аномальні значення (концентрація елемента більше значення середнє + три стандартних відхилення) всі аномальні значення замінялися на

гранично припустимі (середнє + три стандартних відхилення) і вже за цими значеннями проводилися розрахунки математистичних показників. Серед останніх проводився розрахунок коефіцієнтів кореляції, стандартне відхилення, дисперсія, середнє арифметичне й геометричне, однорідність вибірки. За фонове значення приймалися дані по середньому арифметичному в однорідних вибірках і середнє геометричне в неоднорідні.

Коефіцієнти концентрації ( $K_k$ ) розраховувалися як відношення максимального вмісту елемента до фонового вмісту. Коефіцієнт нагромадження ( $K_n$ ) розраховувався як відношення між середнім арифметичним в аномальних вибірках до фонового значення. Для вивчення ступеня близькості окремих товщ у різних масивах використовувались відносини фонових концентрацій між окремими елементами як за абсолютним значенням, так і нормованих до хондритовому стандарту 31 або кларку по Виноградову [38].





Малюнок 2.1 – Вивчення Октябрського масиву м.н.с. ЦАТД НГУ Э.С. Перковим по відслоненням в Східному Приазов'ї



Малюнок 2.2 – Вивчення силікатно-карбонатних порід в кар'єрі Заваллівського масиву



Малюнок 2.3 – Вивчення силікатно-карбонатних порід в кар'єрі Сабарівського масиву



Малюнок 2.4 – Вивчення силікатно-карбонатних порід по керну скважин у Волновахській геологорозвідувальній експедиції

## З РЕЧОВИННИЙ СКЛАД СИЛІКАТНО-КАРБОНАТНИХ ПОРІД І ВЗАИМОВІДНОШЕННЯ З УЛЬТРАБАЗИТАМИ

Вивчені нами карбонат-ультрабазитові масиви загалом характеризується відносно стійким і витриманим речовинним складом незалежно від району їхнього поширення. По карбонатній складовій виділяються властиво кальцитові, доломіт-кальцитові й доломітові різниці, по головним породообразуючим мінералам — піроксен-карбонатні, олівін-піроксен-карбонатні, олівін-карбонатні й флогопит (біотит)-олівін-карбонатні. На Чернігівському масиві виділяються додатково власне біотит-карбонатні різновиди, які відносять до метасоматичних утворень [7]. У зв'язку з тим, що на Українському щиті до карбонатитового генезису з розповсюдженими силікатно-карбонатними породами в помітному обсязі (на відміну від Жовтневого масиву) відносять тільки Чернігівський комплекс карбонатно-ультраосновних порід спробуємо нижче провести зіставлення з ним і з кальцифірами гнейсових комплексів вивчених і виділених нами масивів з передбачуваним магматичним генезисом.

### 3.1 Петрографічні різновиди й типоморфные макроознаки, сопоставлення з кальцифірами гнейсових комплексів

Характерною рисою вивчених комплексів є тісна асоціація силікатно-карбонатних порід з ультраосновними породами. Співвідношення їхніх обсягів на різних масивах коливається в широких межах. Так, у Чернігівському комплексі ультраосновні породи типу олівінітів, гліммеритів, слюдяних перидотитів і лужних піроксенитів (останні переважають) становлять не більше 10%. Олівініти у вигляді автолітів найпоширеніші серед карбонатитів. Істотний обсяг при цьому займають фініти, які розвинені по сиєнітам і вміщуючих породах рами. Власне силікатно-карбонатні породи, включаючи кімберлітові карбонатити, становлять близько 65% обсягу масиву.

Малотерсянський лаколітоподібний масив розміром близько 12x3,5 км представлений базит-ультрабазитовими породами типу габро й сиєнітів, з дайкоподібними тілами олівінітів, пікритів, лампрофітів і властиво карбонатитоподібних порід, які переважно поширені за межами масиву. Стосовно всього масиву дайковий комплекс по обсягу становить не більше 1%. Серед дайкового комплексу карбонатитоподібні породи займають не більше 5% ((5 тіл потужністю від 0,5-0,7 м до 9 м), а ультраосновні й близькі до них не більше 25%. Інша частина порід дайкового комплексу представлена різними сиєнітами й метасоматитами. В екзоконтактової зоні на видаленні до 1 км від масиву широко поширені фенітизовані ділянками гранітоїди.

В Горіхово-Павлоградській шовній зоні силікатно-карбонатні породи вивчені в межах Ново-Данилівської магнітної аномалії й на Василівській ділянці в межах Тавричеської магнітної аномалії. Силікатно-карбонатні породи зустрічаються в розмірно однакових геологічних умовах. Вони залягають у вигляді пластових тіл невеликої потужності (0,5-6,0м) у дуже розсланцьованій товщі амфіболіт-серпентинового (перидотитового) складу, що чергуються з піроксеновими й плагіоклаз-амфіболовими кристалічними сланцями й темноколірними піроксенвміщуючими гнейсами. Потужність даної товщі становить від 30 до 120 м, рідше більше метрів. На обох ділянках відзначається фенітизація порід, що вміщують, у т.ч. і залізистих кварцитів, з утворенням у них эгирина, диопсида, фтороапатита. По обсягу карбонатні породи в базит-ультрабазитовій товщі займають не більше 2-3%, властиво ультраосновні (перидотит, серпентиніти, актиноліти, амфіболіти й піроксен-амфіболові кристалічні сланці) до 60%. Інші породи представлені гнейсами й фенітизованими породами.

Лукашевський, як і Дубовецький і Бендеровський масиви, являють собою декілько лінійно-витягнутих тіл в глибокометаморфізованій товщі. Силікатно-карбонатні породи потужністю близько 250-320 м залягають у товщі ендербітів, інтенсивно мігматизованих гіперстенових кристалічних сланців метагарцбургітів (ультрабазитова товща) і містять тіла сиєнітів і сиєніт-пегматитів. Обсяг силікатно-



карбонатних порід у межах ендербітової товщі становить близько 70% і тільки 20% по обсягу займають власне ультрабазити, перетворені метаморфічними процесами в ендербіти й гіперстенові кристалічні сланці, близько 10% сиєніти. Безпосередньо в самих силікатно-карбонатних породах спостерігаються у вигляді автолітових включень перидотитові серпентиніти. У бічних породах рами, як й в ендербітах, спостерігаються фрагменти фенітизації й розвиток метасоматичних темно-сірих істотно польовошпатових гнейсів.

У Сабарівському масиві, представленому овально-втягнутою структурою у вигляді лополітоподібного тіла розміром 2x1 км, силікатно-карбонатні породи поширені як серед товщі ультрабазитів, так і у вищезалягаючої товщі серед гіперстенових і диопсидових кристалічних сланців. Товща ультрабазитів має потужність більше 250 м. У центральній частині масиву спостерігається розвиток потужної товщі вінніцитів, які по вигляду й складу близькі до маріуполітів Жовтневого масиву. У вміщуючих породах відмічаються процеси фелітизації з утворенням плагіоклазитів. Силікатно-карбонатні породи усередині ультрабазитової товщі мають потужність близько 5 м, у перекриваючій товщі до 15 м. Стосовно до ультрабазитів по обсягу становлять близько 10%.

Заваллівський масив, як і розташований поруч Хащеватський, являють собою подовжені ізометрично-втягнуті штокообразні тіла площею близько 10 км<sup>2</sup> (приміром 4x2,5 км). На відміну від попередніх вони характеризуються кращим розвитком практично однорідних по складу й будові силікатно-карбонатних порід, які по обсягу складають близько 90% масиву. На флангах масивів (по периферії) розповсюджені ультрабазити перидотит-дунітової формації й ендербіти. Серед ультрабазитів виділяються власне серпентиніти, можливо аподунітові, серпентинізовані й амфіболізовані піроксеніти, амфіболіти й амфіболові гнейси. Власне серед ультрабазитів даних масивів в 1932 році вперше в Побужжі були виявлені прояви хромітових руд. У крайових частинах обох масивів спостерігається розвиток графітової мінералізації серед біотитових гнейсів, а за їхніми межами відзначається наявність силіманітових гнейсів, плагіоклазитів темно-сірого кольору

й безрудних кварцитів. Всі вони мають ознаки метасоматичного походження й у віддаленому наближенні нагадують процеси фенітизації, що підтверджується переважно натрієвою спрямованістю перетворень.

Капітанівський і група Липовеньківських масивів (Західно-Липовеньківський, Східно-Липовеньківський, Північно-Липовеньківський) розташовані в одній зоні глибинних розламів і представлена хромітоносними ультрабазитами дуніт-перидотитової формації. Капітанівський і Північно-Липовеньківський масиви лінійно-витягнуті в північ-північно-західному напрямку, мають довжину до 2,5 км і потужність від 50 до 250 м. Інші Липовеньківські масиви мають овально-витягнуту форму при потужності близько 150-300 м і довжиною близько 1 км. Всі масиви характеризуються наявністю у їхньому складі силікатно-карбонатних порід, які розвиваються переважно в лежачому боці усередині ультрабазитів і зрідка по периферії. По обсягу вони займають від 3-5% (на Східно-Липовеньківському) до 40-60% у південній частині Капітанівського масиву. На Західно-Липовеньківському, почасти Капітанівському, масивах, установлені дайки сублужних порід з підвищеним вмістом рідкоземельних елементів і торія. Вміщуючі породи, особливо в лежачому боці, піддані інтенсивній фельдшпатизації потужністю від 50 до 200 м, у межах якої породи перетворені в темно-сірі безкварцові плагіоклазити й гнейси. По окремих зонах розвивається лужний метасоматоз з силліманітовою і кордиеритовою мінералізацією. Усередині масивів серед ультрабазитів розвиваються еулізити - породи гранат-кварц-плагіоклазового складу.

Чемерпольський масив являє собою близьке до ізометричної форми штокоподібне тіло в значній мірі перетворене процесами ультраметаморфізму. Приналежність до ультрабазитових комплексів установлюється тільки по окремих частинах і блокам. Ультрабазити представлені серпентинітами, амфіболітами й метапіроксенітами. Силікатно-карбонатні породи поширені усередині ультрабазитів, де становлять по обсягу не більше 15%, а також поширені серед мігматизованої товщі з реліктами амфіболітів, де їхній обсяг зростає до 65-70%. Серед вміщуючих порід широко розвинені процеси фельдшпатизації з утворенням темно-сірих

плагіоклазитів андезин-олігоклазового складу, а також зони лужного метасоматозу із силліманітом і кордиєритом.

Охарактеризовані вище особливості співвідношення силікатно-карбонатних порід й ультрабазитов залежно від форми тіл вивчених масивів відбиті в таблиці 3.1, (Додаток Б).

Залежно від вмісту темноколірних мінералів і доломіту силікатно-карбонатні породи розділяються по фарбуванню на лейкократові, мезократові й меланократові різновиди.

Лейкократові різновиди складаються переважно з кальциту, містять від 5 до 20% силікатних мінералів і доломіту від 0 до 10%. Серед них переважають дрібнізернисті й середньозернисті різновиди (мал. 3.1 й 3.2) з рівномірним розподілом по всьому обсязі включень силікатних мінералів гіпідіоморфної мікроструктури. Як правило, у цих різновидах силікатно-карбонатних порід магнітна сприйнятливість змінюється в широких межах від 50 до 500 одиниць СГСЕ при відносно витриманій підвищеній щільності (2,81-2,88 г/см<sup>3</sup>). Сильно манітні різності мають питому вагу 2,89-2,92 г/ см<sup>3</sup>, що цілком з'ясовно присутністю розсіяні вкрапленности магнетиту до 10%. Разом з тим, у всіх різновидах систематично спостерігається у вигляді розсіяної вкрапленности присутність від поодиноких до 3-4% апатита, магнетита, хроммагнетита і феррохромпікотита.

Лейкократові силікатно-карбонатні породи спостерігаються також у грубополосчатих різновидах, які найпоширеніші в Сабаровському і Лукашевському масивах. У них лейкократові слойки утворені за рахунок перекристалізації, мають, як правило, середньо- і грубозернисту будову, містять від поодиноких зерен до 5% силікатні мінерали й у них відсутня яка-небудь рудна мінералізація. По зовнішньому топологічному малюнку текстури дані різновиди нагадують зони мігматизації (фельдшпатизації) по основних породах (мал.3.3 й 3.4). Магнітна сприйнятливість таких різновидів в 62% проб досить низька (до 70 одиниць СГСЕ), а питома вага закономірно знижується в порівнянні з масивними різновидами з 2,92 до 2,74г/ см<sup>3</sup>.

Таблиця 3.1 – Основні параметри вивчених карбонат-ультрабазитових масивів Українського щита

№ п/п	Назва масиву	Форма масиву	Розмір масиву, м	Потужність силікатно-карбонатних порід	Об'єм ультрабазитів, %	Об'єм силікатно-карбонатних порід, %	Наявність лужних порід	Наявність процесів фенітизації і фельдшпатизації
1	Чернігівський масив	подовжено-витагнута	12000x1000	до 100	30	15	лужні нефіліни лужні піроксеніти, ійоліти мельтейгіти якупирангіти нефелініти твейтозити	альбітизація, слюдизація, нефілінізація
2	Малотерсянський масив	штоковидно-витагнута	12000x4500	до 10 м	10	5	лужні сиеніти	альбітизація, егиринізація
3	Гурівська ділянка	подовжено-витагнута	20000x2500	до 50 м	15	85	-	альбітизація, мікроклінізація
4	Васильківська ділянка	флексурна	12000x300	до 10 м	30	10	лужний піроксен-диопсид-егирин	егиринізація, диопсидізація
5	Лукашівська ділянка	брахисинклинальна	25000x10000	до 200 м	20	15	наявність флогопіт-серпен-тин-олівін, піроксен-гумит-нефелінової породи	нефілінізація
6	Сабарівська ділянка	інтрузивний шток	5000x7000	до 30 м	95	5	нефелін-диопсид-карбонатні породи	нефелінізація
7	Заваллівський масив	куполови-дно синкліналь	10000x4000	до 1800 м	20	50	-	фельдшпатизація
8	Хашеватський масив	подовжено-витагнута	-	до 10 м	40	60	-	-
9	Капітанівський масив	подовжено-витагнута	5000x500	до 150 м	80 40	20центр. част. 60 півден. част.	Альбіт-ортоклазові апліти і пегматити	фельдшпатизація
10	Чемерпільський масив	овальна	2000x5000	до 50 м	60	40	-	фельдшпатизація
11	ЗахідноЛиповеньківський масив	подовжено-витагнута	1700x550	до 50 м	70	30	Альбіт-ортоклазові апліти і пегматити	фельдшпатизація

Лейкократові силікатно-карбонатні породи в основній масі метасоматично перевідкладені, мають не тільки масивну текстуру й середньо-грубозернисту структуру, але мають плямисту, прожилкову, натічну (овоїдну) текстуру (мал. 3.5-3.8). Силікатні мінерали в них зосереджені переважно в гніздах або в округлих останцях (овоїдах) вихідної силікатно-карбонатної породи. Метасоматично перевідкладені силікатно-карбонатні породи характеризуються в 71% пробах досить низькою магнітною сприйнятливістю й середніми ближче до низьких показниками питомої ваги ( $\rho = 2,76-2,68 \text{ г/ см}^3$ ). Сильно магнітні породи відсутні. З рудної мінералізації в них розповсюджений апатит і гніздовидні виділення графіту, зрідка виявляється молібденіт.

Мезократові різновиди силікатно-карбонатних порід найбільше розповсюджені і у всіх вивчених масивах становлять від 45% до 70%. Представлені доломіт-кальцитовими різностями переважно середньозернистої будови зі вмістом силікатних мінералів від 15% до 35%. У різному ступені містять вкрапленість магнетиту, хромпікотиту, рідше шпінелі й апатиту (у сумі від 4 до 15%). На Капітанівському і Липовеньківському масивах у них локалізуються прожилки й жили, іноді шліри, хроміту (мал. 3.9) потужністю від перших сантиметрів до 1,2 м, у шлірах до 2,5 м. Характеризуються широким діапазоном магнітної сприйнятливості: 22% до 100 одиниць СГСЕ, 33% від 100 до 1000 одиниць СГСЕ, 22% — 1000-5000 одиниць СГСЕ й 23% більше 5000 одиниць СГСЕ. При цьому слабомагнітні й дуже магнітні мають найбільшу щільність (близько  $3,01 \text{ г/ см}^3$ ), у той час як у середньомагнітних й особливо в сильномагнітних вона опускається до значень  $2,71 \text{ г/см}^3$  й  $2,45 \text{ г/ см}^3$ . В основній масі мають масивну або плямисту за рахунок перекристалізованих гнізд карбонату (кальциту) текстуру (мал. 3.9), іноді з нечітковираженою лінійністю за рахунок орієнтування силікатних мінералів (мал.3.10). Можливо більша частина сильномагнітних різностей є перекристалізованими або метасоматичними породами.

Полосчаті мезократові силікатно-карбонатні породи зустрічаються у двох позиціях: мезократові слойки чергуються з лейкократовими (останні утворюються за рахунок пошарової перекристалізації) і мезократові слойки які утворюються за рахунок перекристалізації меланократових різновидів. На перекристалізацію освітлених слойків в обох випадках указує порушення рівноважних взаємин мінералів. Так, у перекристалізованих слойках карбонат корродує зерна силікатів, карбонатним матеріалом заповнюються дрібні тріщинки, хроміт і магнетит у перекристалізованих слойках практично відсутній і концентрує поблизу границі розділу в більш меланократових слойках, а серед них з'являються новостворені ідіоморфні зерна апатиту, іноді сульфідів. Магнітна сприйнятливність у полосчатих різновидах мезократових порід змінюється в широкому діапазоні від середньої 200-500 одиниць СГСЕ (60%) до 1000 одиниць СГСЕ й більше (40%), а щільність знижується в міру наростання ступеня намагніченості від 2,83 до 2,65 г/см<sup>3</sup>.

Меланократові різновиди силікатно-карбонатних порід на різних масивах мають поширення від 10% до 35% і характеризуються підвищеним вмістом доломіту (від 30 до 70%), іноді залізистого, присутністю у вигляді окремих мінералів сидериту, родохрозиту, рідко брейнериту. Кальцит також містить до 7% домішки магнезитової складової і близько 3% сидеритової і родохрозитової.

У даній групі переважають дрібнозернисті й середньозернисті різновиди (мал. 3.10, 3.11), темно-сірий доломіт. Вміст силікатних мінералів коливається від 10% до 40%. Переважають породи із середньою (50%) і сильною (1000-1500 одиниць СГСЕ) намагніченістю (33%) при середній щільності 2,85 г/см<sup>3</sup>. У слабомагнітних різновидах (до 100 одиниць СГСЕ) відзначається підвищена щільність 3,1 г/см<sup>3</sup> при незначному вмісті (близько 15%) темноколірних мінералів. Дане цілком пояснюється досить щільним упакуванням карбонатних мінералів, що характерно тільки для карбонатних порід магматичного генезису. Серед рудних мінералів, які утворюють іноді сидеронитову мікроструктуру, у вигляді розсіяної вкрапленості спостерігається магнетит, хром-магнетит, хромпикотит, апатит (нами зустрінутий до 8%), ільменіт, можливо брукіт, зрідкі циркон. У меланократових породах часто

спостерігаються гнізда розміром 1-6 см і прожилки до 0,5 см світло-сірого кольору з перекристалізованим карбонатом. Силікатні мінерали в них відсутні, що можливо вказує на місцеву перекристалізацію по типу утворення альпійських жил.

У меланократових різновидах полосчатої і плямистої текстури до 60% розповсюджені слабомагнітні силікатно-карбонатні породи, які характеризуються зниженою щільністю (2,59 г/см<sup>3</sup>). Падіння щільності породи можливо обумовлено разуцільнюватістю структури породи й виносом рудних мінералів при пошаровій перекристалізації. Разом з тим, у середньо- і сильномагнітних різностях щільність порід зберігається на рівні 2,94-3,0г/см<sup>3</sup>. Вони, як правило, характеризуються нечітко вираженою полосчатістю й плямистістю, що можна віднести до початкових фаз метаморфічного перетворення вихідних силікатно-карбонатних порід. У освітлених зонках порушуються рівноважні відносини між карбонатними й силікатними мінералами з тенденцією виносу рудних мінералів від лейкократових до меланократових слойок. Так само, як й у породах з масивною текстурою, є присутнім розсіяна вкрапленість магнетиту, ільменіту, апатиту. Хромвміщуючі мінерали практично відсутні, а на границях переходу до лейкократових слойок спостерігається виділення знову утворених зерен магнетиту й сфену ідіоморфної або близької до неї форми. Описані вище особливості зміни фізичних властивостей силікатно-карбонатних порід відбиті в таблиці 3.2.

Взаємини ультрабазитів і силікатно-карбонатних порід досить складне. Переважно поширені чіткі рівні контакти з різкою границею розділу, на якій часто виділяється темна кайомка 1-3 мм (мал. 3.12, 3.13). Такі контакти характерні не тільки для великих тіл або жил, але й для різноветвящих жил силікатно-карбонатних порід в ультрабазитах і навпаки жильного матеріалу ультрабазитів у силікатно-карбонатних породах (мал. 3.14, 3.15). За формою розрізняються прямолінійні жили з відносно витриманою потужністю, вигнуті і ветвящі жили зі змінною потужністю, глухі виклинцювані жили, які не простежуються далі по напрямку виклинцювання.

На всіх вивчених масивах відзначається присутність округлих (можливо оплавлених) автолітових включень ультрабазитів у силікатно-карбонатних породах (мал. 3.16), у меншому ступені навпаки - округлі включення силікатно-карбонатних порід в ультрабазитах (мал. 3.17). В останньому випадку карбонатний матеріал часто зберігається в реліктах, а автолітове включення майже цілком заміщається грубозернистим диопсидом. Подібні диопсиди крупно- і гігантозернистої (до 5-8 см) структури нерідко спостерігаються й на контакті масивних ультрабазитів і силікатно-карбонатних порід потужністю 0,5-2,2 м. На Чернігівському й Чемерпольському масивах переважно в автолітах розвивається біотит (мал. 3.18, 3.19), на Західно-Липовеньковському - флогопіт.

На відміну від описаних взаємин зони метасоматичного перевідкладення силікатно-карбонатних порід характеризуються "очищенням" від силікатних і рудних мінералів, а кальциту від доломітової молекули, мають поступові розпливчасті взаємопереходи (мал. 3.20, 3.21). На відміну від них секретійні жили представлені практично чистим кальцитом, часто січуть метасоматичну полосчатість і мають чіткі різкі контакти із силікатно-карбонатними породами (мал.3.22) і ультрабазитами. Більш детально питання перетворення силікатно-карбонатних порід під впливом тектоно-метаморфічних факторів будуть розглянуті в п.3.4.



Таким чином, вивчені масиви характеризуються значним ступенем метаморфічного перетворення як самостійно ультрабазитов, перетворених у гиперстен-диопсидові кристалічні сланці, чарнокіти або ендербіти, так і силікатно-карбонатних порід. По збережених контурах розповсюдження карбонат-ультрабазитових комплексів вихідні магматичні масиви мали переважно жильну або лінійно-втягнуту форми, локалізуючись у межах лінії розриву глибинних розламів, значно рідше у вигляді овально-втягнутих або близьких до ізометричних тіл, локалізуючись у вигляді штоків, лакколітів і лопполітів. По складу й будові найменш змінені метаморфічними процесами силікатно-карбонатні породи відповідають бефорситам, кімберлітовим карбонатитам і карбонатитоїдам. Характеризуються

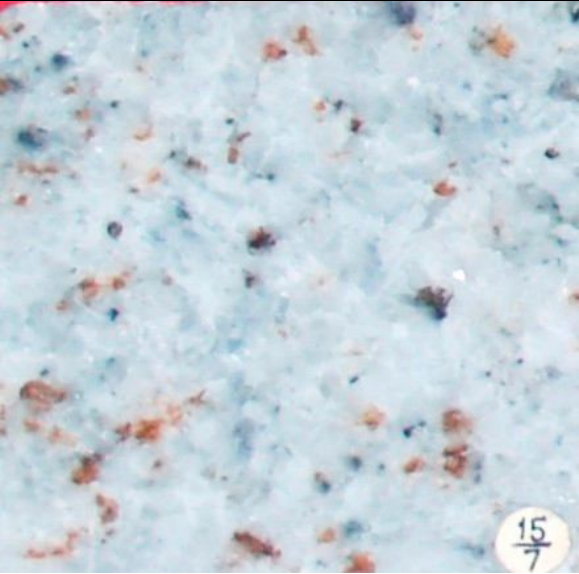
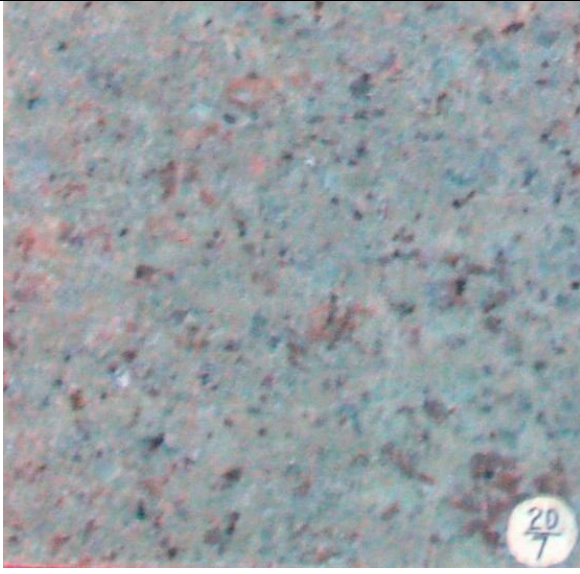

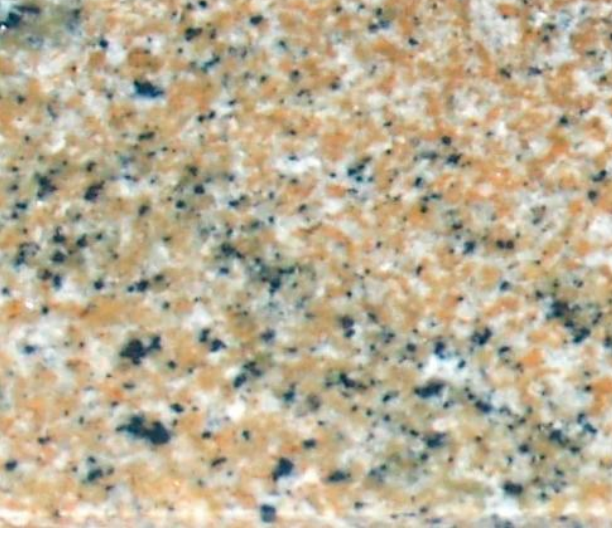


трохи підвищеною щільністю, середньою й сильною залишковою намагніченістю, переважно рівновістними різкими контактами з ультрабазитами.

На відміну від високометаморфізованих силікатно-карбонатних порід осадового генезису намітилися ознаки відмінності по зовнішньому вигляду й характеру взаємовідношення силікатних і карбонатних порід.

Незважаючи на високотемпературні умови метаморфізму (амфіболітова й гранулітова фації) в умовах відсутності динамічних навантажень і тектонічних рухів карбонатні товщі осадового походження досить чітко зберігають свої генетичні ознаки, які виражаються в збереженні ритмічності або косій шаруватості (мал.3.23 й 3,24) з нерівномірною перекристалізацією речовини, відносно рівномірним розподілом силікатних мінералів з перевагою ксеноморфних зерен (мал.3.25 й 3.26) або чітко виявленою полосчатістю (мал. 3.27 й 3.28).


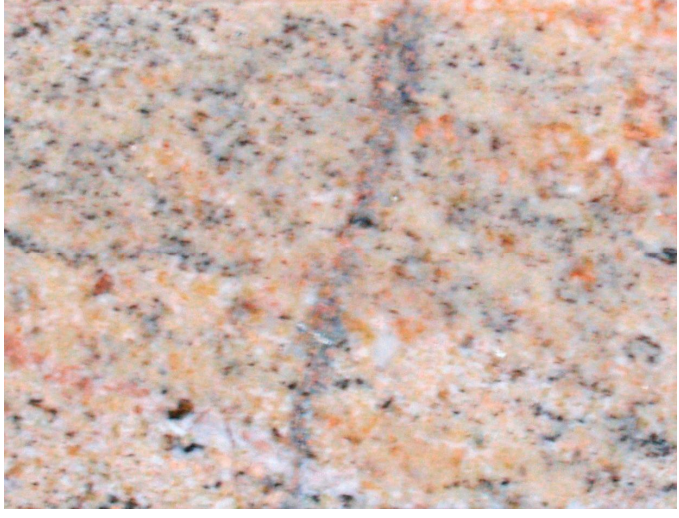
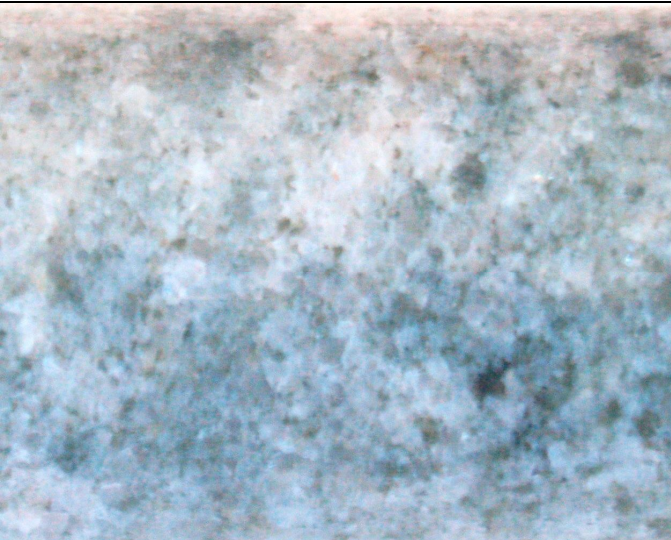

	
<p>Малюнок 3.23 – Неяснополосчата текстура в кальцифірі, обумовлена первинною ритмічністю опадонакопичення (Приазов'я, ділянка Садовий)</p>	<p>Малюнок 3.24 – Ознаки косої шаруватості, обумовленою перекристалізацією й мономінеральними виділеннями в слойках (Приазов'я, темрюкська свита, Маріупольське родовище)</p>

	
<p>Малюнок 3.25 – Кальцифір вкрапленої текстури із ксеноморфними зернами силікатів (Приазов'я, темрюкська свита, Маріупольське родовище)</p>	<p>Малюнок 3.26 – Кальцифір плямисто-вкрапленої текстури (Приазов'я, темрюкська свита, Маріупольське родовище)</p>
	
<p>Малюнок 3.27 – Полосчата текстура кальцифіра осадового генезису (Приазов'я, темрюкська свита, Маріупольське родовище)</p>	<p>Малюнок 3.28 – Неяснополосчата текстура кальцифіра (Ц.Приазов'я, темрюкська свита, ділянка Сачки)</p>

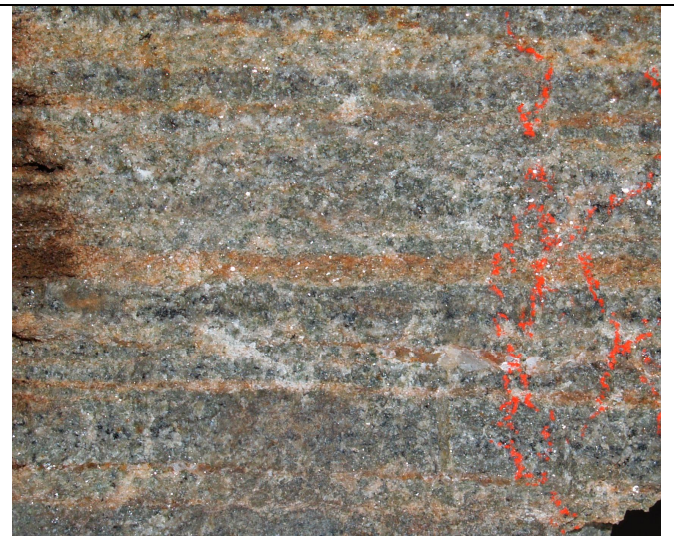
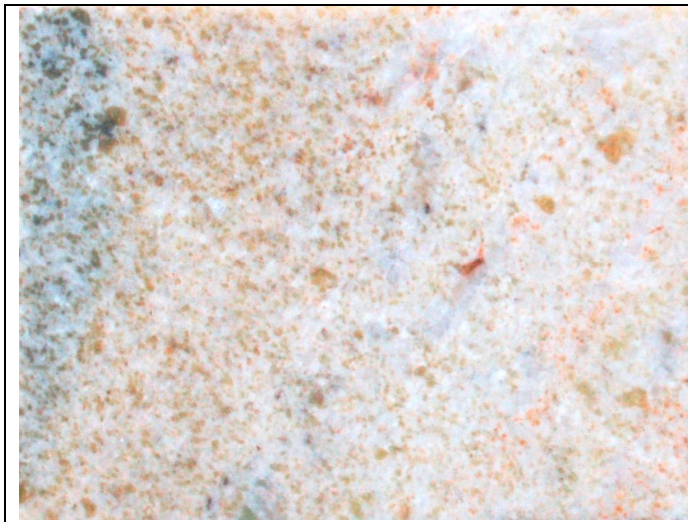
Кальцифіри осадового генезису характеризуються в цілому дрібнозернистою будовою й перевідкладенням у прожилках темноколірних мінералів (мал.3.29 й



3.30). Для більше повної характеристики різновиду наведені на малюнках 3.31 – 3.34.

	
<p>Малюнок 3.29 – Кальцифір з перевідкладеними в прожилках силікатами (Приазов'я, темрюкська свита, ділянка Калантаївка)</p>	<p>Малюнок 3.30 – Кальцифір з виділеними по прожилкам силікатними мінералами (Приазов'я, темрюкська свита Темрюкська ділянка)</p>
	
<p>Малюнок 3.31 – Кальцифір плямистої текстури з рівномірновкрапленням розподілом силікатних мінералів (Приазов'я, темрюкська свита, Калантаївська ділянка)</p>	<p>Малюнок 3.32 – Кальцифір полосчатої текстури з рівномірновкрапленням розподілом силікатних мінералів (Приазов'я, темрюкська свита, Калантаївська ділянка)</p>





Малюнок 3.33 – Кальцифір полосчато-плямистої текстури з рівномірновкрапленим розподілом силікатних мінералів (Приазов'я, темрюкська свита, ділянка Бірюча)

Малюнок 3.34 – Кальцифір полосчато-слоїстої текстури (Верхнє Побужжя, ділянка Радомишль)

Зовсім іншими текстурно-структурними особливостями характеризуються силікатно-карбонатні породи приблизно магматичного генезису. Насамперед вони характеризуються рівномірністю текстурного малюнка, що нагадують габброїдні текстури, і рівноважним знаходженням карбонатних і силікатних мінералів при мілко-середньокристалічній зернистості структур, які проявлені однаково на Капітанівському, Ліповеньківському, Заваллівському, Чемерпільському й інших масивах (мал.3.35 – 3.36).

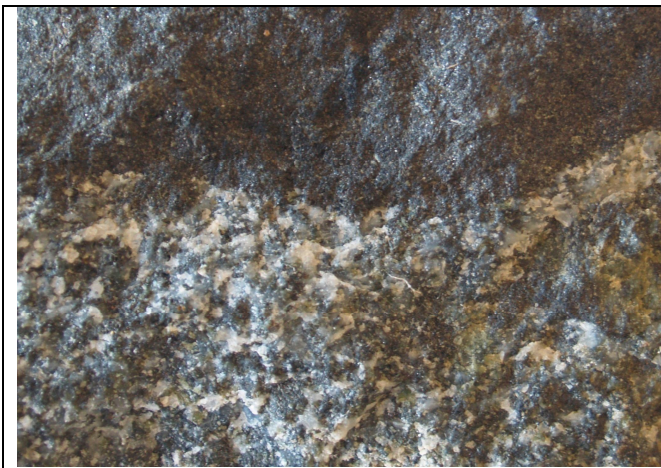


Малюнок 3.35 – Кальцифір масивної текстури, мезократовий, середньозернистий (Капітанівський масив, скв.3568, ствол 2, гл.242,3м)

Малюнок 3.36 – Кальцифір масивної текстури, мезократовий, середньозернистий (Чемерпільський масив, скв.11, гл.124,2м)

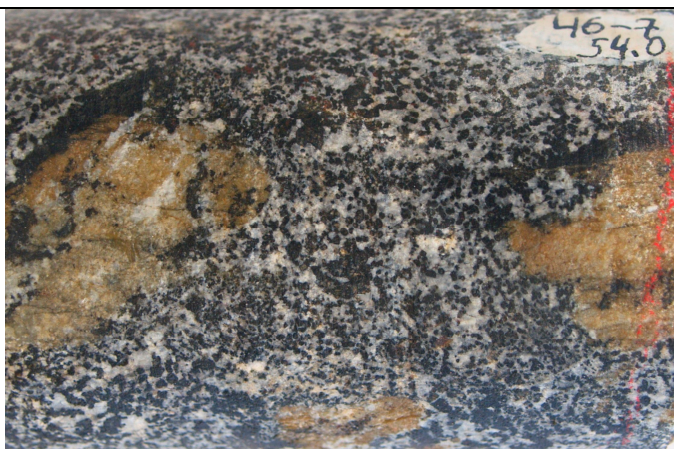


Контакти з ультрабазитами (серпентинітами й перидотитами) завжди різкі, виразні, відповідають у більшій мері інтрузивним контактам, а не метасоматичним або седиментаційним (мал.3.37 – 3.38). Як правило, карбонатні породи містять округлі включення ультрабазитів, а останні у свою чергу такі ж включення карбонатних порід, які можна класифікувати як автоліти. На контактах таких автолітів спостерігаються зони загартування потужністю 1-4 мм, по яких розвиваються реакційні кайомки з темноколірних мінералів (мал.3.39 - 3.40). Останні іноді поширені й на контактах силікатних і карбонатних порід і можливо утворилися в результаті дифузії.



Малюнок 3.37 – Контакт кальцифіра з серпентинітом, Чемерпільський масив, скв.44, гл. 121.6м

Малюнок 3.38 – Контакт кальцифіра з серпентинізованим перидотитом, Капітанівський масив, скв.3560, гл. 342,3 м



Малюнок 3.39 – Включення автолітів

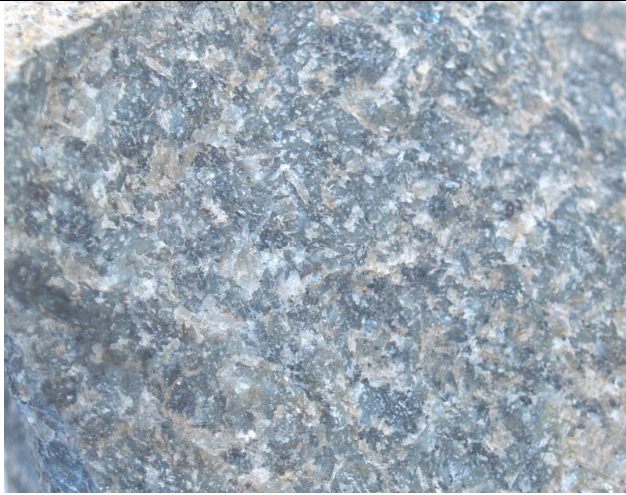
Малюнок 3.40 – Включення автоліта

серпентиніта в кальцифірі, Чемер-пільський масив, скв.46, гл.54,0м	кальцифіра в серпентиніті, скв.3548 ствол 1, гл.148,7м
--	--

Більше поширені серед порід з масивною й неяснополосчатою текстурою мезократові силікатно-карбонатні породи зі вмістом 40-60% карбонатів і силікатів (близько 50%). Меланократові силікатно-карбонатні породи переважно мають масивну або неясноплямисту текстуру, містять до 70-80% силікатних мінералів і темно-сірий карбонат. На різних масивах поширені неоднаково. У найбільшій кількості зустрінуті на Капітанівському масиві (до 25-30%), незначно поширені на Чемерпільському масиві (до 10%) і практично відсутні (до 2-3%) на Сабарівському масиві.

Лейкократові силікатно-карбонатні породи зрідка мають масивну текстуру (мал.3.41), а переважно зустрічаються у вигляді полосчатих і плямисто-полосчатих порід (мал.3.42 й 3.43). Зрідка зустрінуті флюїдальні текстури (мал.3.44), природа формування яких може бути як метасоматична, так і магматична (або за рахунок пластичного плину). Кількість лейкократових силікатно-карбонатних порід коливається від 20 до 40% і закономірно збільшується зі збільшенням ступеня дислоцированості масивів або їхньої тектонічної переробки. Досить виразне відокремлення карбонатних і силікатних слойків, що формують полосчаті текстури, нагадують процеси пошарової гранітизації метабазитів (мал.3.45 й 3.46). На можливий вплив процесів пошарового розсланцювання й міжплоскісних зрушень у силікатно-карбонатних породах указують лінзовидно-полосчаті текстури (мал.3.47), які по морфологічних ознаках ідентичні лінзовидно-полосчатим текстурам у тіньових мігматитах, де в лінзах і прошарках зберігаються релікти меланократових порід (мал.3.48).

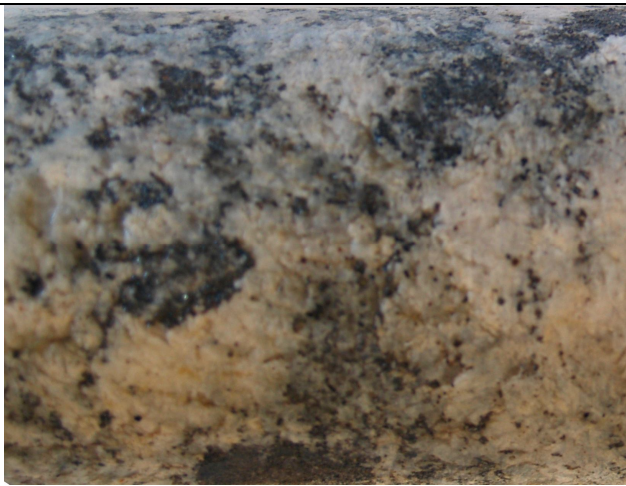




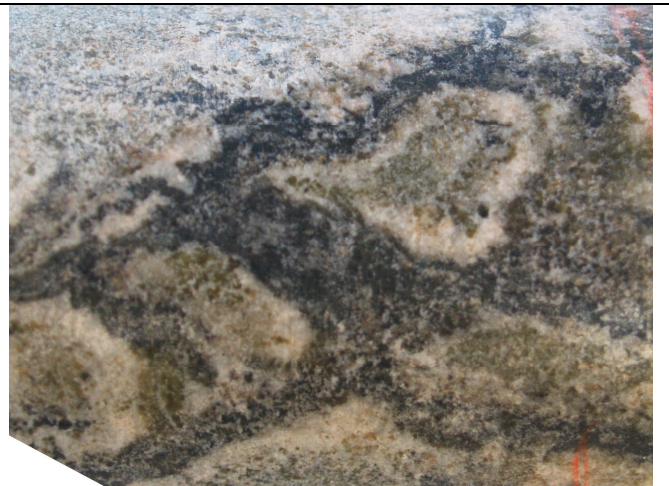
Малюнок 3.41 – Масивна текстура лейкократового кальцифіра, Чемерпільський масив, скв.23, гл.50,0м



Малюнок 3.42 – Полосчата текстура лейкократових кальцифірів, Чемерпільський масив, скв.8, гл.249,0м



Малюнок 3.43 – Плямисто-полосчата текстура лейкократового кальцифіра, Чернігівський масив, скв.708, гл.134,6м



Малюнок 3.44 – Флюїдальна текстура лейкократового кальцифіра, Чернігівський масив, скв.708, гл. 113,0м





Малюнок 3.45 – Полосчат текстура кальцифіра, Чемерпільський масив, скв.11, гл.27,5 м



Малюнок 3.46 – Грубополосчатая текстура кальцифіра, Чемерпільський масив, скв.8, гл.213,5м



Малюнок 3.47 – Лінзовидно-полосчата текстура кальцифіра по типу «очкових» гнейсів, темнокольорові слойки представлені наложеним серпентинітом, Чемерпільський масив, скв.8, гл.249,6



Малюнок 3.48 – Лінзовидно-полосчата текстура с ксенолітами амфіболіта в мігматиті, який є вміщуючим відносно до кальцифірів темрюкської світи, Приазов'я, обнаженіє 120/4

Таким чином, спостережувані явища пошарової гранітизації, що вміщують кальцифіри ультраосновних й основних порід також поширюються й на карбонатні



породи. У результаті впливу цих процесів відбувається структурна перебудова, що виражається в лейкократизації й формуванні полосчатости порід за рахунок поділу рів. Результати у вигляді діаграм представлені на малюнку 3.49. У цілому, силікатно-карбонатні породи мають більший розкид значень магнітної сприйнятливості, з яких виділяється 3 основних діапазони й 2 допоміжних зі значеннями: 0 - 50 од. СИ, 100 - 500 од. СИ, 1000 - 5000 од. СИ (основні), 50 - 100 од. СИ й 500 - 1000 од. СИ.

По цьому показнику карбонатні породи осадового генезису ділянок Радомишль (Верхнє Побужжя) і Темрюк (Приазов'я) однозначно характеризуються досить низькими значеннями магнітної сприйнятливості, що може бути виділено як попередній критерій для їхнього розбраковування. Однак, звертає увагу перевага силікатно-карбонатних порід (55,2%) з низькою магнітною сприйнятливістю в класичному карбонатитовому комплексі Чернігівського масиву (Новополтавське родовище). Почасти це пояснюється перевагою в досліджуваних зразках метасоматично перевідкладених карбонатних порід. В інших масивах окремі секретійні й метасоматичні жили також мають досить низькі значення магнітної сприйнятливості, що було нами встановлене по 18 зразках.

### 3.2 Особливості внутрішньої будови силікатно-карбонатних порід й їхні взаємовідносини з ультрабазитами

Силікатно-карбонатні породи в асоціації з ультрабазитами на відміну від споріднених їм утворень у гнейсових товщах з переважними ознаками первинно-осадового походження характеризуються досить широкою розмаїтістю мікроструктурних особливостей. Переважна більшість порід мають ознаки перекристаллізації перерозподілу провідних породоутворюючих мінералів, перерозподіл темноколірних і рудних мінералів, біметасоматичного й інфільтраційного метасоматичного перетворення. Останні два процеси, які мають локальне розповсюдження, сприймаються багатьма дослідниками як доказ формування магнезіальних скарнів флогопіт-олівін-піроксенового складу по мраморам. Однак, великі площі й досить великі обсяги розповсюдження таких порід з повторюваними особливостями взаємин мінералів і мікроструктур ставлять під сумнів настільки категоричне твердження.

При всій розмаїтості будови й мікроструктур у всіх досліджених комплексах переважає гранобластова (мал.3.50, 3.51), а в найменш перекристаллізованих типова для мафітів (лерцолітів, дунітів, бронзитів, діалагітів й ін.) панідіоморфнозерниста структура (мал. 3.52, 3.53). Останні більше поширені в так званих автолітах силікатно-карбонатних порід серед аподунітових або апопіроксенітових серпентинітів. Морфологічно вони практично ідентичні структурам вміщуючих їх піроксенітів і перидотитів (мал.3.54, 3.55). Трохи рідше зберігаються сходні з ними псевдонодулярні структури з гіпідіоморфними зернами карбонатів, олівіну й хроміту або сидеритові структури з розвитком у межзерновому просторі магнетиту або хроміту (мал.3.56, 3.57). У всіх масивах досить поширені пойкилітові включення шпінелі в карбонаті, рідше в олівіні (мал.3.58, 3.59). Як у кимберлітових карбонатитах, розповсюджених на інших докембрійських щитах миру, зустрічаються келіфітові облямівки навколо зерен олівіну (мал.3.60, 3.61).

Разом з тим, перераховані різновиди мікроструктур є реліктовими й зберігаються тільки в окремих фрагментах масивів. В основній масі ідіоморфізм мінералів і рівноважні взаємини переважають тільки в силікатно-карбонатних породах Чернігівського масиву (мал.3.62, 3.63). На інших силікатно-карбонатні породи характеризуються кращим поширенням перекристалізованих карбонатів. Цьому сприяли в чималому ступені тектонічні напруги, які фіксуються по згинанню поліситетичних двійників карбонатів (мал.3.64) або зламу спайності в піроксенів (мал.3.65), розвитку грануляції по краях зерен у карбонатах (мал.3.66) або їхньому дробленню і растиранню (мал.3.67). У сполученні з високотемпературним впливом метаморфізму в зонках зниженого тиску відбувається часткова дисоціація карбонатів, у першу чергу доломіту, з перекристалізацією всіх карбонатів переважно кальцитового складу (як найбільш стійкого в порівнянні з доломітом) і силікатів, які заповнюють місця дисоційованого карбонату, формуючи в такий спосіб полосчатість породи (мал.3.68). При цьому в силікатних слойках піроксени, олівіни й слюди мають чітко виражену лінійність, що виникає через краще орієнтування зерен силікатів (нематобластова мікроструктура). Між слойками силікатів формується переважно кальцит гранобластової мікроструктури. У зонках підвищеного тиску також відбувається повна перекристалізація карбонату із кращим утворенням кальциту й практично повним виносом силікатних мінералів (мал.3.69). Останні зрідка присутні в якості пойкилітових включень (мал.3.70) або у вигляді сильно кородованих карбонатом реліктових зерен (мал.3.71). На ділянках мігматизації силікатно-карбонатних порід відбувається практично повний винос силікатних мінералів з утворенням полосчатої текстури, обумовленої чергуванням лейкократових чисто кальцитових слойків і сірих або темносірих слойків кальцит-доломітового складу. У таких ділянках карбонати мають середньо- і грубозернисту повнокристалічну структури з розвитком окремих порфіробластичних зерен до 7 мм, що містить включення дрібних зерен більш раннього карбонату (мал.3.72). Багато дослідників такі породи класифікують як мрамур незважаючи на їхнє знаходження усередині ультрабазитового масиву.

Разом з тим, контакти силікатно-карбонатних порід й ультрабазитів (особливо піроксенітів) іноді зберігаються досить різкі й у них спостерігаються, особливо в автолітах, раскристалізовані зонки загартування, які представлені дрібнозернистим піроксеном гранобластової структури (мал.3.73). Однак у більшості випадків такі контакти супроводжуються формуванням за рахунок дифузійного метасоматозу крупно- і гігантозернистих практично мономінеральних диопсидитів нацело позбавлених рудних й акцесорних мінералів і твердофазних включень (мал.3.74). На всіх масивах диопсид характеризується дуже витриманим складом з досить постійними значеннями  $Z:Ng = 38-40^\circ$  і  $2V = +54-58^\circ$ . Потужність зон диопсидізації варіює від перших десятків сантиметрів до 1,5-2 метрів. Сталість складу диопсидиту, стерильність і крупнозернистість дає підставу віднести його утворення до метаморфічного процесу, що протікав тривалий час у відносно спокійних умовах при перекристалізації основної?? маси силікатно-карбонатних порід.

Підтвердженням цьому може служити наявність новоствореного диопсида, іноді з альмандином, у зонках підвищеної проникності силікатно-карбонатних порід (мал.3.75), формування якого пов'язане з інфільтраційним метасоматозом, синхронно, що розвивається разом з перекристалізацією карбонатів під час метаморфізму (мал.3.76). Необхідно відзначити, що диопсидізація переважно розвивається на контакті силікатно-карбонатних порід з метадунітами, метаперидотитами й іншими олівінвміщуючими породами. Контакти з піроксенітами, як правило, супроводжуються або зонами загартування, або розвитком бластокатаклазитів з інтенсивним виділенням рудної мінералізації (мал.3.77, 3.78). Остання інтенсивно розвивається як у міжзерновому просторі силікатно-карбонатних порід і піроксенітів, так і по січнім тріщинкам. При розвитку в таких зонках карбонатизації піроксеніта, що відбувається за рахунок перевідкладення кальциту із силікатно-карбонатних порід, іноді спостерігається утворення поряд з диопсидом і граната альмандинового ряду (мал.3.79) .

Описані вище особливості внутрішньої будови силікатно-карбонатних порід і характер контактів їх з ультрабазитами дозволяють зробити попередні висновки.

1. Силікатно-карбонатні породи на реліктових ділянках зберігають мікроструктурні ознаки, які по морфологічних особливостях відповідають структурам ультраосновних магматичних порід типу дунітів, верлітів, бронзитів, діаллагітів і т. п.

2. На контактах між силікатно-карбонатними породами й ультрабазитами (особливо з піроксенітами або в автолітах) спостерігаються раскристалізовані зони закалки.

3. Під впливом високотемпературного метаморфізму більша частина силікатно-карбонатних порід випробувала перекристалізацію із кращим розвитком новоствореного кальциту й виносом силікатних мінералів у зв'язку із чим втратила ознаки первинних магматичних мікроструктур, а в зонах мігматизації придбала структуру кальцитових і доломіт-кальцитових мармурів з типовою для мігматитів ритмічною полосчатістю й реліктовими останцями ксенолітів силікатно-карбонатних порід.

4. На контакті силікатно-карбонатних порід з метаперидотитами й метадунітами повсюдно спостерігається формування за рахунок дифузійного метасоматозу диопсидитів, які варто відносити до скарноїдів. Аналогічні утворення формувалися синхронно с метаморфізмом у результаті впливу інфільтраційного метасоматозу уздовж зон підвищеної проникності в силікатно-карбонатних породах.

5. Під впливом тектонічних процесів як в ультрабазитах, так й у силікатно-карбонатних породах спостерігається розвиток зон катаклаза, мілонітизації, грануляції, які іноді супроводжуються формуванням накладеної рудної мінералізації, а в більшості випадків перевідкладенням силікатів у зонках підвищеної проникності й повною перекристалізацією карбонатів.

6. Процеси карбонатизації ультрабазитів мають локальне поширення й супроводжуються скарнуванням з утворенням диопсида й граната альмандинового складу, типового для метаморфічних, а не скарнових процесів.

Проведені дослідження мікроструктурних особливостей силікатно-карбонатних порід тільки побічно вказали на ознаки їхнього магматичного походження. У зв'язку

із цим пильну увагу було приділено пошуку прямих ознак, а саме наявності расплавних включень і характер твердофазних включень безпосередньо в карбонатах. Пошук проводився безпосередньо по породах, які по мікроструктурних особливостях у найменшому ступені були піддані процесам перекристалізації й перерозподілу мінералів і відповідали по морфологічних ознаках структурам ультраосновних порід.

У результаті такого пошуку встановлено, що у всіх вивчених масивах у якості твердофазних включень повсюдно поширені апатит, циркон, сфен і монацит. При цьому, кожен з мінералів має як протогенетичне, так і сингенетичне з карбонатом походження при перевазі останніх. Мікровключення апатиту зустрічаються у вигляді правильних голчастих кристалів, у вигляді подовжених призматичних й овальних кристалів, які відносяться до сингенетичних утворень, і вкрай рідко у вигляді овальновитягнутих зерен ближче до неправильної форми зі звивистими границями (мал.3.80-3.83). Останній ставиться до протогенетичних включень і саме в ньому нами виявлені расплавні включення (мал.3.84-3.87), що підтверджують магматичне походження карбонату. Крім того, деякі голчасті включення апатиту, які на думку багатьох дослідників свідчать про раскристалізацію його з високотемпературного магматичного вогнища, виявлені на Чернігівському, Сабарівському, Хащеватському, Капітанівському, Чемерпільському масивах й в офікальцитах Василівської й Гурівської ділянок (мал.3.88). На останній також установлюються його протогенетичні різниці, але без расплавних включень (мал.3.89). Сфен, циркон і монацит виявлені у вигляді округлих й овальних мікровключень, які віднесені нами до сингенетичних утворень (мал. 3.90-3.92). На Капітанівському масиві в карбонатиті також установлені вкрай що рідко зустрічаються високотемпературні флюїдні включення (мал. 3.93).

Таким чином, знахідки расплавних включень в апатитах різних масивів ряду з тонкоігольчатими формами виділень є безпосередньо прямим доказом магматичного походження силікатно-карбонатних порід вивчених комплексів.

### 3.3 Геохімічні особливості й типоморфні асоціації мікроелементів

Петрохімічний склад силікатно-карбонатних порід змінюється в широких межах і безпосередньо залежить від змісту в них силікатних мінералів. Так склад кремнезему в них може змінюватися від 1,2 до 43,0%, оксиду титану від 0,04 до 1,5, а в окремих ільменіт або сфенсвміщуючих різностях до 8%, оксиду алюмінію від 1,5 до 20,5 %, оксиду тривалентного заліза від 0,1 до 3,5 % при відсутності домішки магнетиту або іншої рудної мінералізації, що містить залізо, і т.п. Спроби провести співставлення або класифікацію по числових характеристиках А, М, З, F, FM, О, С<sub>1</sub> також не дають задовільних результатів, тому що залежать від коливання хімічного складу досліджуваної породи. Безперспективність одержання корисної інформації по хімічному складу силікатно-карбонатних порід спонукала звернутися до геохімії малих елементів. Однак й у цьому напрямку досліджень виникають певні складності через високу міграційну здатність мікроелементів при перекристалізації порід під впливом метаморфічних і метасоматичних процесів. Через це зіставлення абсолютних значень губить логічний зміст.

Пошук можливості використання геохімічних даних для зіставлення силікатно-карбонатних порід дозволив виділити деякі абстрактні показники, які можливо використати для рішення подібних завдань. Серед них найбільш інформативні виявилися коефіцієнти парної кореляції, на підставі яких по тісноті зв'язків виділяються геохімічні асоціації, коефіцієнти нагромадження й концентрації, які відбивають потенційну металогенічну спеціалізацію, і відносини фонових значень геохімічно родинних і некогерентних елементів, а для деяких пар й їхніх коефіцієнтів нагромадження.

Принципи виділення геохімічних асоціацій за коефіцієнтами парної кореляції були розглянуті в другому розділі. У теоретичній основі інтерпретації подібних геохімічних асоціацій покладені наступні аксиомні поняття, отримані імперичним шляхом:

1. Однотипна порода магматичного або осадового походження характеризується певним набором мікроелементів, що відбивають її склад й умови утворення. Між цими елементами встановлюються позитивні кореляційні зв'язки, які умовно поєднуються в породну асоціацію.

2. При впливі на однотипну породу процесів діагенезу, низкотемпературного метаморфізму (типу пропилітизації й т.п.), автометасоматоза в інтрузивних комплексах відбувається посилення позитивних зв'язків між мікроелементами породної асоціації внаслідок їхньої локальної міграції й перерозподілу усередині товщі.

3. Збільшення інтенсивності перетворюючих процесів приводить до встановлення позитивних кореляційних зв'язків між літофільними елементами, які умовно нами віднесені до елементів гранітної асоціації (Li, Be, Ga, Sn, Mo , іноді Pb, La й інші).

4. Локальні зони підвищеної проникності, з якими зв'язаний привніс-винос мікроелементів, відбиваються появою позитивного кореляційного зв'язку в Y, Yb, Nb, які нами умовно віднесені до елементів сколово-трещинної асоціації.

5. Прояви позитивних зв'язків рудогенних елементів з однієї з перерахованих асоціацій указує на їхнє джерело й умови концентрування. Так, зв'язок з елементами породної асоціації дозволяє розглядати джерелом рудогенних елементів саму рудовміщуючу товщу, а зв'язок із гранітною асоціацією свідчить про їх привніс із гранітизуючими розчинами. При наявності зв'язку рудогенних елементів зі сколово-трещинною асоціацією дозволяє розглядати їх привніс або міграцію тільки по зонах підвищеної проникності. Злиття елементів різних асоціацій дозволяє оцінювати умови їхнього концентрування й визначати джерела рудної речовини.

6. У міру посилення проникності досліджуваної товщі спостерігається злиття елементів породної й гранітної асоціації, які в напівзакритих системах мають протилежні тренди міграції. Об'єднання елементів всіх трьох асоціацій свідчить про високу проникність товщі й тенденції до виносу всіх елементів. У таких випадках рудна мінералізація може локалізуватися на ділянках, де спостерігається розрив



позитивних зв'язків між елементами породної, гранітної й сколово-трещинної асоціацій.

7. Процеси гранитизації до мігматизації товщі приводять до появи позитивних зв'язків між елементами з різною геохімічною спеціалізацією всіх асоціацій, у тому числі й рудогенних. Збільшення кількості мікроелементів, проявляючих тенденцію до встановлення позитивних кореляційних зв'язків між собою, свідчить на збільшення ступеня перетворення досліджуваної товщі.

8. При наявності умов для рудоутворення незалежно від ступеня перетворення товщі відбувається виділення рудогенної асоціації, що може включати елементи основних трьох асоціацій. Останні вказують на джерело й умови міграції рудогенних елементів.

Виходячи з наведених вище основних принципів інтерпретації кореляційних зв'язків мікроелементів, по силікатно-карбонатних породах частини вивчених нами масивів були побудовані геохімічні асоціації (мал.3.94-3.99), які показали, що всі карбонатні породи глибоко перетворені, істотно перекристалізовані й випробували в значній мірі вплив гранитизуючих процесів. По характеру взаємозв'язків мікроелементів вони відповідають мігматизованим комплексам, які нами вивчалися раніше на Українському щиті.

Із проаналізованих масивів у меншому ступені піддається перетворенням Дубовецький і Лукашівський масиви (3.94, 3.95). У них виділяються по три асоціації. На Дубовецькому масиві елементи породної асоціації пов'язані з литофільними й елементами сколово-трещинної асоціації, що підтверджує їх високий ступінь перетворення. Разом з тим, молібден і бериллій через кобальт, почасти нікель і цирконій, пов'язані з породною асоціацією, але утворюють між собою дуже високу ( $K_k$  більше 0,9) зв'язок, що є підставою їхнього виділення в окрему рудну асоціацію й указує на можливу металогенічну спеціалізацію всього масиву. Олово, фосфор, почасти цинк, утворюють третю асоціацію, до якої, можливо, примикає й германій, а свинець скандій і барій примикають до елементів сколовотрещинної асоціації. Подібний розподіл мікроелементів дозволяє виділити потенційну спрямованість

масиву по бериллій-молибденітової, олово-фосфорної, свинцево-цинкової й барій-скандієвої спеціалізації.

Силікатно-карбонатні породи Лукашівського масиву характеризуються входженням у породну асоціацію таких характерних для ультрабазитів елементів, як нікель, кобальт, мідь, хром, скандій, ванадій, які в певній мері пов'язані з елементами сколово-тріщинної асоціації. Разом з тим, зв'язки з елементами гранітної асоціації відсутні, що можливо свідчить про менший ступінь перетворення в порівнянні з Дубовецьким масивом. Друга геохімічна асоціація включає молібден, германій, цинк і через фосфор тісно пов'язані із церієм і ланталом. Її походження, очевидно, обумовлено вихідною металлогенічною спеціалізацією на лантаноїди й фосфор, можливо на молібден, цинк, свинець й олово, які обособлено виділяються в окрему третю асоціацію з нестійким зв'язком. Таким чином, як і на Дубовецькому масиві, виділяється молібден-олово-свинцево-цинкова металлогенічна спеціалізація з яскраво вираженою фосфорно-рідкоземельною спрямованістю.

Силікатно-карбонатні породи Капітанівського масиву по ступеню перетворення займають проміжне значення. У них уже відсутні ознаки взаємозв'язку елементів породної асоціації й, більше того, вони примикають до різних груп (мал. 3.96). Так, кобальт досить тісно взаємозалежний з елементами сколово-тріщинної асоціації, куди входить і срібло, почасти олово й вольфрам. Нікель пов'язаний з галієм, титаном, і миш'яком і через титан і скандій з перерахованими вище елементами. Друга асоціація являє собою суміш елементів гранітної й рудної асоціацій. Її основу становлять літій, бериллій, уран, сурма, лантал, церій і гафній. До неї також примикає золото й хром. Останні два в силікатно-карбонатних породах є перевідкладеними або зовсім привнесеними з навколишніх ультрабазитів і гранітоїдів. Таким чином, силікатно-карбонатні породи Капітанівського масиву, як у цілому й сам масив, характеризуються відносно високою проникністю, значним ступенем перетворення й металлогенічною спеціалізацією на рідкі землі, уран, сурму, золото, срібло, хром, можливо з і вольфрам.

Силікатно-карбонатні породи Чемерпільського масиву виділяються тісними зв'язками елементів породної асоціації із гранітоїдними (мал. 3.97). Так нікель, хром, ванадій, мідь пов'язані з берилієм, галієм, цинком, а через кобальт з літієм, вольфрамом і золотом. При цьому, кобальт проявляє пряму кореляцію з вольфрамом. З литофільними елементами також зв'язані рідкоземельні елементи й цирконій. Обособлено виділяється високий позитивний зв'язок між свинцем й оловом, які виділяються в окрему рудну асоціацію. Таким чином, силікатно-карбонатні породи Чемерпільського масиву відчували в значній мірі вплив гранітизації, суттєво перероблені з тенденцією до виносу всіх мікроелементів. У цілому, масив має тенденцію до металлогенічної спеціалізації на рідкі землі, золото, молібден, вольфрам, кобальт, з певною часткою ймовірності на свинець, цинк, олово, берилій.

Силікатно-карбонатні породи Заваллівського (мал.3.98) і Сабарівського (мал.3.99) масивів характеризуються повним злиттям в одну велику асоціацію елементів всіх груп. Подібна геохімічна характеристика спостерігається в мігматизованих комплексах порід основного-ультраосновного складу, у яких уже губиться металлогенічна спрямованість товщі. На цій підставі силікатно-карбонатні породи даних масивів, як і самі масиви, нами віднесені до найбільше глибоко перероблених товщ у результаті накладених ультраметаморфічних процесів. Проведені розрахунки фонових концентрацій мікроелементів (табл.3.3, Додаток В) за даними спектрального аналізу показали, що в цілому силікатно-карбонатні породи всіх масивів мають зниженими в порівнянні із кларком ультраосновних порід по А.П.Виноградову [38]. Разом з тим, на всіх масивах у силікатно-карбонатних породах зафіксований трохи підвищений вміст свинцю, почасти, крім Лукашівського масиву, церію (у порівнянні із кларком основних порід). Крім того, Дубовецький масив характеризується трохи підвищеними вмістами галію, ніобію, олова й стронцію, Лукашівський — ніобію й барію, Капітанівський — берилія, молібдену, літію й іттрию, Чемерпільський — скандію, вольфраму, барію, берилію, молібдену, олова, літію й цирконію, Сабарівський — германію й берилію, Заваллівський — фосфору, барію, берилію, літію й стронцію. З наведеного переліку елементів з

підвищеним фоновим вмістом видно, що більшість із них належить литофільній групі й цілком закономірно могли бути привнесені в процесі метаморфізму й гранітизації, що попередньо було визначено по геохімічних асоціаціях і не суперечить подібній до інтерпретації кореляційних взаємин між мікроелементами.

Проведені розрахунки коефіцієнтів нагромадження й коефіцієнтів концентрацій за стандартною методикою не дозволили виявити яких-небудь нових стійких тенденцій або закономірностей. Геохімічні асоціації, виділені на основі зазначених коефіцієнтів, у цілому по якісному складу повторюють кореляційні асоціації. По них також виділяються наскрізні елементи такі, як фосфор, іттрий, іттербій, барій, скандій, цинк, мідь, і, як правило, такі литофільні елементи як берилій, олово, літій, молібден, цирконій, галій. З рідкісноземельних (не по всіх масивах є дані) додатково присутні лантал і церій. Зв'язок силікатно-карбонатних порід з ультрабазитовими комплексами почасти підтверджується присутністю в таких асоціаціях хрому, кобальту й, рідше, нікелю. Крім того, на Капітанівському і Чемерпільському, Східно-Липовеньківському, Шкільному масивах виділяється геохімічна спеціалізація по золоту, вольфраму й миш'яку, на Дубовецькому, Західно-Липовеньківському, і Хащеватському — по марганцю. Однак, отримані в цілому дані, оброблені за стандартною методикою без прив'язки до геохімічної спеціалізації по якому-небудь конкретному досліджуваному елементу, бажанолі інформативності не дали. У зв'язку із цим нами додатково вивчалися відносини різних пар елементів (табл. 3.4) і спектри розподілу їхніх фонових концентрацій (мал. 3.100).

Графіки останніх віддалено вказують на приналежність досліджених масивів і розповсюджених у них силікатно-карбонатних порід до ультрамафітвміщуючих асоціацій лужно-ультраосновної і перехідної до них альпінотипної формаціям [39, 40]. При цьому Капітанівський масив більше тяжіє до альпінотипних формацій, а Лукашівський до лужно-ультраосновних. Всі масиви проявляють схожу тенденцію до розподілу елементів в області спектра від міді до лантала, що вказує на їх деяку генетичну близькість. В області літофільних елементів спостерігаються також подібні тенденції, а рівень висоти спектра відбиває ступінь гранітизації масивів. Так,

у порядку ступеня зростання впливу цьому процесу піддаються Лукашівський, Дубовецький масиви, потім Капітанівський і Чемерпільський, а в найбільшій мері перероблені Сабарівський і Заваллівський масиви. Зокрема, низьке положення спектральної кривої Сабарівського масиву можливо обумовлено спостережуваними в ньому серед силікатно-карбонатних порід ультраметаморфічними процесами.

Подібна тенденція можливо також відбивається по помітному збільшенню берил-лій-молібденових відносин (табл.3.4) у тому ж порядку. Аналіз відносин елементів згідно Ю.В. Меньшагіна зі співавторами [41] дає підставу віднести їх до формації високомагнезійальних альпінотипних гіпербазитів, а також зокрема відзначити деяку подібність розподілу мікроелементів у вивчених силікатно-карбонатних породах з дунітами, олівінітами й ксенолітами в гіпербазитах. Поряд з іншими особливостями співвідношень елементів отримані відносно витримані значення в парах титан/ванадій, титан/цирконій, титан/скандій, хром/ванадій, почасти ванадій/літій згідно О.М.Глазунову й іншим [40, 42] можуть свідчити про формування даних масивів з первинно ультраосновної магми великих глибин так званого внутрішньоплинного магматизма, пов'язаного з епохами активізації.

Таким чином, отримані геохімічні дані підтверджують спорідненість силікатно-карбонатних порід із вміщуючими їх ультрабазитами, що дозволяє віднести їх до єдиного комплексу магматичних утворень субплатформених геодинамічних обстановок з ультраосновних магм глибинного закладення, а також указують на високий ступінь метаморфічних перетворень які привели до зміни балансу мікроелементів із загальною тенденцією до виносу породних елементів і привносу литофільних.

### 3.4 Вплив тектоно-метаморфічних процесів на перетворення кальцифірів

У попередніх підрозділах частково вже розглядалися питання перетворення силікатно-карбонатних порід під впливом процесів ультраметаморфізму й гранітизації. Спробуємо впорядкувати всі спостережувані типи змін даних порід

незалежно від первинної магматичної або осадової природи. Для процесів скарнування, метаморфічного перетворення і перекристалізації, метасоматичного заміщення або перевідкладення абсолютно байдужа їхня первинна природа. При дотриманні необхідних умов дані процеси будуть протікати при рівних умовах однаково незалежно від того, є карбонати магматичними або осадовчо-метаморфічними.

У підрозділі 3.1 уже відзначалися ознаки відмінності між ними. Тут же хотілося ще відзначити, що для залізистих кварцитів карбонатної фації, метаморфізованих в умовах епідот-амфіболітової фації й вище, що виникають силікатно-карбонатні породи характеризуються виразною полосчатістю, обумовленою чітким орієнтуванням силікатних мінералів. Так звана лінійність силікатних мінералів орієнтована уздовж шаруватості. У гранулітових фаціях замість амфіболів по карбонатним породам розвиваються піроксени (переважно гіперстін і рідше диопсид), які зберігають ознаки лінійності уздовж шаруватості породи. Карбонат-магнетитові руди кальцифір-метабазит-гнейсової формації, які відносяться деякими дослідниками до магнезіальних скарнів, через неоднозначність трактування генезису нами тут не розглядаються як об'єкт для порівняння. Більше того, багато ознак указують також на магматичну природу даних утворень із наступної їх метаморфогенно-метасоматичної переробки й двома залізистими формаціями, що мають у карбонатних породах магматичну природу, а в ультраосновних - метасоматичну.

Основними процесами перетворення силікатно-карбонатних порід є: 1) перекристалізація з розвитком гранобластових структур у результаті росту мінералів; 2) скарнування порід з утворенням різних скарноїдів; 3) пошарова метасоматична перекристалізація порід з формуванням полосчатих текстур; 4) мігматизація силікатно-карбонатних порід; 5) метасоматичне перевідкладення карбонатів; 6) секретійне перевідкладення карбонатів; 7) вуглецевий метасоматоз товщ, що вміщують.

1) Перекристалізація силікатно-карбонатних порід відбувається під впливом тем-пературного впливу метаморфізму амфіболітової і гранулітової фацій. По топологічному малюнку мікроструктурних особливостей вони дуже близькі магматичним породам ультраосновного складу. Однак відрізняються від останніх характером границь між карбонатом і силікатами, наявністю в карбонатах пойкилітових включень останніх і більш ранніх карбонатів, як правило, з більшим вмістом доломітової молекули або частково диссоційованих його зерен. Деякі лейкократові різниці характеризуються підвищеним вмістом магнетиту (іноді до 10-12 %), що можливо, утворюється в результаті дисоціації сидериту і його розпаду з утворенням магнетиту й кальциту. У таких породах, як правило, карбонати інтенсивно корродують силікати, а магнетит присутній у вигляді округлих гранобластових зерен усередині карбонату на відміну від сидеритової структури у випадках його магматичного походження. Дані процеси розвинені відносно локально.

2) Процеси скарнування мають локальне поширення, якщо дотримуватись класичних понять і визначення скарнів. Вони виражаються в розвитку диопсидових мономінеральних скарнів, іноді із крупно- і гігантозернистої структури, на контакті ультрабазитів і карбонатних порід. Як правило, зони скарнування мають від 0,5 до 2-3 м. Значно рідше поширені гранатвміщуючі різновиди зі скаполітом, іноді волластонітом, епідотом, пирротином або магнетитом. Гранат належить класичному для скарнів гроссуляр-андрадитовому ряду на відміну від еулізітів гіперстен-гранат-кварц-плагіоклазового складу, які деякі дослідники також відносять до скарнів. У них гранат представлений альмандином з незначною домішкою пиропової молекули. Гранат альмандин-пиропового ряду зустрічається вкрай рідко і його структурне положення поки не визначене. Відносити однорідні по складу потужні товщі силікатно-карбонатних порід олівін-піроксен-карбонатного складу до магнезіальних скарнів по мікростурних ознаках і взаємовідношенню з породами, що вміщують, у нас немає підстав. До того навіть окремі знахідки розплавних включень в апатиті, замкнених у зерна карбонатів й олівіну, свідчать про нескарнову природу.

3) Пошарова метасоматична перекристалізація силікатно-карбонатних порід є найбільш широко розповсюдженим процесом їх найімовірніше синметаморфічного перетворення. Широке поширення даного процесу сприяло, очевидно, формуванню уявлень про їх скарнову природу, тому що ознаки метасоматичного перерозподілу мінералів у них проявляються досить чітко. Розглядаєми́й процес віддалено нагадує розвиток пошарового посвітління в однорідних metabазитових товщах за рахунок відокремлення в окремі слойки темноколірних мінералів, розкислення плагіоклазу й відокремлення кварц-олігоклазових слойків. У силікатно-карбонатних породах також спостерігається відокремлення силікатних мінералів в окремі слойки. При цьому, ромбічний піроксен заміщається діопсидом орієнтування зерен якого переважно розвинене уздовж напрямку полосчатості. Карбонат також перекристалізовує з тенденцією очищення кальциту від доломітової й родохрозитової складової. Олівін у порівнянні з неперетвореними породами, різко губить нікель із 0,5-1 % до 0,02-0,08 %, інтенсивно заміщається серпентином і потім хлоритом. Діопсид також хлоритизується, але в більшості випадків представлений більше свіжими, чим олівін, зернами. У карбонатних слойках й, особливо, на контакті із силікатними, спостерігається його грануляція й рідше катаклаз. Слойки силікатних мінералів не витримані по потужності, швидко виклинцьовуються знову, утворюючи з карбонатними слойками відносно поступові переходи.

Виділення силікатних і карбонатних слойков має відносно умовний характер. Як правило, у силікатних слойках присутній карбонат від 3-5 % до 20-25%. При цьому, силікати корродують більше ранній карбонат, а його перевідкладені зерна з маншим показником двопреломлення заповнюють міжзерновий простір між силікатами з ознаками корозії їхніх границь.

4) Мігматизація силікатно-карбонатних порід є по суті більше інтенсивним проявом процесів метасоматичної перекристалізації з появою структур плинину й практично повним виносом силікатних мінералів і доломітової молекули з карбонатів. У лінзоподібних останцях зберігаються релікти силікатно-карбонатних порід попередньої групи, діопсидових скарноїдів, піроксенітів і меланократових



кальцифірів. В ендоконтакті останців розвивається реакційна облямівка, що складається з піроксену або олівіну з рудними мінералами. По зовнішньому вигляду ділянки мігматизації силікатно-карбонатних порід нагадують блоки з розвитком тіньових мігматитів у метабазитовій товщі. Іноді в них послойно розвивається скаполіт або волластоніт. На мігматизованих ділянках кількість силікатів різко скорочується до 5-8 %, вони корродуються карбонатами й мають чітке орієнтування по напрямку полосчатості. Лейкократові й мезократові шари складені кальцитовими й доломіт-кальцитовими різностями.

5) Метасоматичне перевідкладення силікатно-карбонатних порід більше розвинено на масивах, де поширені лужні ультрабазити й нефелінові сиеніти. Силікатно-карбонатні породи утворюють метасоматичні шароподібні або дайкоподібні жили, або як на Чернігівському масиві, ділянки метасоматично перевідкладених порід біотит-карбонатного складу. Менш поширені процеси флогопітизації з повним метасоматичним перевідкладенням карбонатів на масивах Побузького рудного поля. У зонах пошарового метасоматичного перевідкладення й мігматизації спостерігаються більш пізні січні зони метасоматичного перевідкладення карбонатів з відносно різкими границями поширення метасоматичних жил.

6) Секреційно перевідкладені карбонатні жили зустрічаються досить часто й утворюються по типу альпійських жил у післяметаморфічний етап. Представлені, в основному, середньо- і грубозернистим кальцитом, іноді з ідіоморфними кристалами, чіткими різкими контактами, де спостерігається інтенсивний розвиток хлоритизації, рідше оталькування із дзеркалами сковзання. Довжина таких жил 2-5 м, іноді до 10 м (зі спостережуваних у кар'єрах), потужність не перевищує 0,5-0,7 м і в середньому коливається від 15 до 25см. Найпоширеніші секреційні прожилки кальциту, потужністю 1-3 мм, що розвиваються в тріщинках відриву.

7) Зони вуглецевого метасоматозу широко розвинені навколо всіх масивів й їх раз-виток пов'язано швидше за все з дисоціацією карбонатів при впливі на них ендогених процесів. Зони вуглецевого метасоматозу супроводжуються в багатьох

ділянках розвитком карбонатизації, графітизації, силікатизації масиви, вміщуючи масиви порід кристалічного фундаменту. Іноді вони супроводжуються розвитком полосчатих метасоматитів силікатно-карбонатного складу. Такі зони, як правило, легко виявляються по наявності вуглекислотних флюїдних включень у кварці й польових шпатах.

Таким чином, всі силікатно-карбонатні породи під час метаморфізму пізнали, можливо, багаторазові метасоматичні перетворення із втратою ознак первинного походження. У зв'язку із цим виділити комплекси порід магматичного генезису в дометаморфічних карбонат-ультрабазитових масивах є вкрай складним, що ускладнюється розвитком плутогенно-гидротермальних процесів під час їхнього формування на певних рівнях у земній корі.

### 3.5 Супутня рудна мінералізація карбонат-ультрабазитових масивів

Узагальнення по поширенню корисної мінералізації розглянутих карбонат-ультрабазитових масивів пов'язано з певними труднощами через слабку їхню геологічну вивченість або існуючого раніше так званого "мономінерального" підходу до їхнього вивчення. Так, масиви Побузького рудного поля оцінювалися в межах кір вивітрювання на силікатний нікель і тільки окремі свердловини на хроміти. Заваллівський масив вивчався з акцентом на графітове зруденіння, що переважно локалізується в гнейсах на контакті з карбонатними породами, і в результаті поза полем зору залишилися самі карбонатні породи й сполучені з ними в південній частині породи ультрабазитового комплексу. На Сабарівському масиві в центральній частині на бутовий камінь здавна розробляються лужні породи й вінніцити, аналоги маріуполітам, з якими на Жовтневому масиві сполучене рідкісно-метально-цирконієве зруденіння. На Васильківській ділянці Горіхово-Павлоградської шовної зони детальні пошуки проводилися на залізні руди й за межами уваги залишилися зони лужного метасоматозу, у яких за результатами наших досліджень на інтервал до - 0,5 м виявлені вмісти ніобію до 2% і танталу до 0,5%. У результаті такого

підходу багато проб не були проаналізовані навіть спектральним напівкількісним аналізом. Високий ступінь переробки деяких масивів ультраметаморфічними процесами найімовірніше приводив до разубожіння первинних концентрацій, що спостерігається навіть по хромітовій мінералізації в Побузькому рудному полі. Виявленню супутньої мінералізації не сприяла також різна спектральна чутливість окремих лабораторій.

По наведених міркуваннях представляється досить доречним розглянути рудоносність карбонат-ультрабазитових комплексів не тільки з позиції вже відкритих родовищ і рудопроявлень, але й з обліком потенційної металоносності навіть на рівні мінералізації непромислового значення або факту її прояву.

Із цих позицій звертає увагу присутність ознак наявності апатит-рідкісноземельної мінералізації у всіх досліджених масивах. Крім широко відомих родовищ і рудопроявлень цього типу на Чернігівському, Малотерсянському, Жовтневому масивах, необхідно відзначити їхню наявність у Криворізькій шовній зоні (Желтянка й Желтореченське, ознаки на Гурівському), на Лукашівському, Дубовецькому і Сабарівському масивах. Власно апатитовий прояв відомий серед кальцифірів Трояновського масиву із середнім вмістом  $P_2O_5$  близько 7 %. На рівні окремих геохімічних аномалій апатит-рідкісноземельна мінералізація зафіксована у всіх масивах гіпербазитової формації Побузького рудного району в корах вивітрювання на Хащеватському і Заваллівському масивах, на Васильківській ділянці Горіхово-Павлоградської шовної зони. Її прояви переважно локалізуються в зонах фе-нітизації або фельдшпатизації, які переважно розвиваються по гнейсах, що вміщає масиви, значно рідше безпосередньо серед силікатно-карбонатних порід або зон карбонатного метасоматозу. При цьому намітилася тенденція до зниження інтенсивності прояву апатит-рідкісноземельної мінералізації при збільшенні ступеня переробки масивів процесами метаморфізму. Подібна обставина дозволяє віднести апатит-рідкісноземельну мінералізацію до дометаморфічного етапу й на підставі просторового зв'язку з розглянутими масивами і їхнє генетичне споріднення.

До наступних по поширенню на всіх досліджених масивах варто віднести графітову мінералізацію. Її прояви зафіксовані у всіх масивах, де поширені карбонатні й силікатно-карбонатні породи. Навіть на Жовтневому масиві графіт у вигляді гнізд до 1 см виявлений нами в карбонатних жилах. На інших він переважно локалізується у вигляді розсіяної вкрапленості на контакті силікатно-карбонатних порід із гнейсами, фельдшпатоїдами або іншими породами кислого складу. Зустрічається в кількості від одиничних рідковкраплених лусочок до 1-3 %, рідко в окремих лінійних зонах до 5 %, а на Заваллівському масиві утворює взагалі унікальне по масштабах графітове родовище.

Графітова мінералізація також відома й серед високометаморфізованих комплексів у первинноосадових карбонатних товщах, які найпоширеніші в Приазовському блоці. Серед карбонатних порід Темрюкської свити відомі навіть рудопроявлення графіту. Звертає увагу тенденція до підвищення інтенсивності графітової мінералізації з підвищенням ступеня метаморфічної й переробки вміщуючих порід, які одночасно з метаморфізмом випробовували різні тектоничні перетворення, що виразилися в катаклазі й мілонітизації. Дана обставина дозволяє віднести графітову мінералізацію до метаморфогенного генезису, не пов'язану з етапом формування вивчених масивів.

На відміну від графітової тантал-ніобієва й цирконієва мінералізація, іноді з гафнієм і скандієм просторово тяжіє до карбонат-ультрабазитових масивів і нерозривно пов'язана із зонами лужного метасоматозу й почасти рідкісноземельною мінералізацією. Їхні родовища й рудопроявлення відомі на Чернігівському, Малотерсянському, Жовтневому в Приазов'я, Сабарівському, Лукашівському, Дубовецькому масивах у Верхньому Побужжі, у межах Криворізької шовної зони на Жевтореченському родовищі, у районі Желтяки й Гурівського масиву, у Середньому Побужжі в межах Лепнянського рудного поля (північно-західна частина Побузького рудного поля). На рівні мінералізації тантал і ніобій зафіксований у корі вивітрювання Хащеватського масиву, на Західному, Східно-Липовеньківському й інших масивах, а максимальний вміст цирконію досягає 0,8%, у карбонатних

секреційних жилках і прожилках потужністю до 5 см на Заваллівському масиві, а найбільш високої концентрації ніобію до 2% і тантала до 0,5% у зонах пошарового метасоматозу поблизу контакту із силікатно-карбонатними породами на Васильківській ділянці Горіхово-Павлоградської шовної зони. Тут з такими метасоматитами практично повсюдно спостерігаються підвищені до 0,3% вмісту цирконію й до 2% олова. Аномально підвищені концентрації олова спостерігаються також і на ряді інших вище перерахованих масивах.

Крім олова, на масивах Середнього Побужжя й Криворізької шовної зони (район Желтянської ділянки й Гурівського масиву) спостерігаються слабо вивчені прояви вольфрамової мінералізації, дуже часто сполученої з молібденітом. Вольфрам присутній у вигляді шееліту й тісно сполучений з поширенням силікатно-карбонатних порід. Так, на Капітанівському масиві вміст трьохокису вольфраму досягає 0,05%, а в протолочках устанавлюється до 135 знаків шееліту. На інших масивах Побузького рудного поля періодично фіксуються вмісти вольфраму на рівні 0,01-0,1%, а в плотиковій частині аллювія р. Мокра Деренюха до 100 і більше знаків шееліту на шліхову пробу вагою 30-60 кг. На Східно-Липовеньківському масиві при виконанні детальної розвідки в межах кір вивітрювання нами в 15 пробах устанавлені хімічним аналізом концентрації вольфраму від 0,06 до 0,4%. За даними В.В.Кислюка на Чемерпільському масиві промислові концентрації вольфраму виявлені як у корах вивітрювання, так й у корінних породах серед золотоносних метасоматитів.

Непрямі ознаки вольфрамоносності по алювіальних відкладеннях устанавлюються також у районі Сабарівського, Хащеватського й Кумарівського масивів. Окремі "крапкові" прояви вольфраму в корінних породах й у відкладеннях полтавської свити відомі також і у Приазов'ї.

На згаданих масивах і ділянках вольфрамова мінералізація досить часто супроводжується аномальними концентраціями молібдену. У Побузькому рудному полі відомо 1 рудопроявлення й 10 пунктів мінералізації молібдену зі вмістами від 0,01 до 0,1%. На Західно-Липовеньківському масиві в слюдитах біотит-

флогопітового складу, розвинених по ультрабазитам й в обрамляючих їх плагіоклазитах. Потужність молібденвміщуючих інтервалів коливається від 0,1 до 7,6 м [43]. Прояви молібденітової мінералізації також відомі на Чернігівському й Жовтневому масивах у Приазов'ї.

Практично на всіх масивах поряд з розповсюдженим повсюдно акцесорним монацитом і ортитом виявляються в окремих зонах їхні підвищені скупчення, що сприяє формуванню уран-торієвих рудопроявлень і власно родовищ. Найпоширеніша подібна мінералізація серед силікатно-карбонатних порід й їхнього обрамлення в Побузькому рудному полі й Криворізькій шовній зоні, але її прояви різної контрастності від геохімічних аномалій до рудопроявлень виявлені на всіх розглянутих масивах у Середньому й Верхньому Побужжі, Горіхово-Павлоградській шовній зоні й Приазов'ї.

Всі розглянуті після графітової типи корисної мінералізації пов'язані із зонами метасоматичної переробки силікатно-карбонатних порід, ультрабазитів й їхніх порід кристалічного фундаменту, що вміщують, (гнейси, плагіоклазити й т.п.). Вони мають ознаки аутометасоматичного пізніше магматичного, плутогенно-гідротермального й метаморфогенного походження. За часом утворення більшість з них сформувалося до піка метаморфізму й у його прогресивну стадію з деяким перерозподілом на корисній мінералізації на регресивному етапі. На Чернігівському й Жовтневому масивах корисна мінералізація формувалася після піка метаморфізму й у найменшому ступені була піддана процесам постмагматичного перерозподілу.

Особливої уваги заслуговує хромітова мінералізація карбонат-ультрабазитових комплексів Середнього Побужжя, де відомі десятки рудопроявлень і шість родовищ, оцінених по категорії 32 і 31+32 до глибини 250-500 м. Хромітове зруденіння локалізується серед ультрабазитів й, почасти, у силікатно-карбонатних породах. Представлено пластовими й лінзоподібними рудними тілами шлірової будови потужністю від перших десятків сантиметрів до 25 м і довжиною від 30 до 150 м. Рудні тіла тяжіють до лежачого блоку масивів, де переважно розповсюджені й силікатно-карбонатні породи. Складені переважно хромпікотитом, що містить  $Cr_2O_3$

від 42 % до 48 %, і алюмохромітом з вмістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 52 %. У силікатно-карбонатних породах переважає залізистий хромпікотит і хроммагнетит. В останньому зміст  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  від 18 до 22 %. Як домішки в хромітових тілах дуже часто є присутнім зелена шпінель і магнетит, зміст яких коливається й доходить до 2 - 6 %. Зрідка хромітові тіла містять циркон і шееліт. Вміст останнього в деяких гравітаційних концентратах Побузького феронікелевого комбіната, одержуваних з руд Західно-Липовеньківського масиву, досягає 2,5 %.

Як домішки в хромітових рудах присутні платиноїди, сума яких у середньому становить близько 0,2 %. Провідна роль із платиноїдів належить рутенію, вміст якого в хромітовому концентраті становить від 3 до 25 г/т. У вивчених нами раніше за допомогою електронного мікроскопа з мікрозондовим аналізом у корінних рудах Південно-Капітанівського й Західно-Липовеньківського масивів [44] установлені лаурит, руарсит, ірарсит, спериліт, у меншому ступені по поширенню андуоїт, іридосмін, самородна й залізиста платина, ізоферроплатина, неіндиференціровані по складу родійвміщуючі, рутеній-родій-іридієві арсенідні, палладій-сульфоарсенідні фази й самородні сплави, палладисте й самородне золото, у хромітових концентратах теллуриди золота.

Із сульфідних мінералів у хромітових рудах установлені герсдорфіт, пентландит, маухерит, нікелін, тучекіт. На підставі підвищеного вмісту в хромітових рудах летючих компонентів, іншим особливостям мінерального складу, положенню й будові рудних тіл зруднення віднесено до пізньомагматичного генезису.

Крім масивів Побузького рудного поля хромітова мінералізація і її ознаки встановлені у вивчених нами Заваллівському і Чемерпільському масивах. На останньому також виявлені промислові концентрації платини, котра тісно асоціює із золоторудною мінералізацією, як усередині масиву, так і за його межами. Іридій, рутеній, почасти осмій і палладій також спостерігаються серед зон лужного метасоматозу у фельдшпатизованих гнейсах, плагіоклазитах за межами вивчених у Середньому Побужжі масивів. Їх аномальні й навіть промислові концентрації зафіксовані на Заваллівському, всіх Капітанівських, Липовеньківських масивах.

Однак у промисловому відношенні особливої уваги заслуговує золоторудна мінералізація. Родовища золота відомі на Північно-Капітанівському й Південно-Капітанівському масивах, де вони локалізуються на виклинцьовуванні тіл ультрабазитів серед плагіоклазитів і гнейсів у межах тріщин, що оперяють, більш глибинних розламів. Представлені кварцовою й сульфідно-кварцовою рудною формацією з незначною домішкою срібла. Вміст золота на рівні 3-10 г/т, максимальне 65 г/т. Усередині масивів золоте зруднення зустрічається рідше й віднесено, в основному, до зон брекчіювання або окварцювання по ультрабазитам, або до порід гранат-гіперстен-кварц-плагіоклазового складу (еулізітам), розвинених у вигляді пластових тіл усередині ультрабазитів. В останніх зруднення локалізується в зонах розвитку сульфідної мінералізації штокверного типу й представлено золото-срібною формацією. У більшості рудних перетинань переважає срібло, що також може утворювати самостійні без золота скупчення зі вмістом до 100 г/т і вище.

Золота мінералізація також встановлена й у межах Західно-Липовеньківського, Східно-Липовеньківського, Шкільного масивів серед зон фельдшпатизації й усередині масивів. Установлені вмісти золота коливаються від 0,2 до 5,8 г/т. По зонах фельдшпатизації простежується на видаленні від Шкільного й Західно-Липовеньківського масиву до 700 м. На Чемерпільському масиві вона часто асоціює з вольфрамовою мінералізацією й локалізується приблизно в тих же умовах, що й на Капітанівському масиві. Ознаки золотоносності встановлені також на Заваллівському, Хащеватському, Сабарівському масивах.

У Криворізькій шовній зоні прояви золоторудної мінералізації відомі на Жевтореченській, Желтянській ділянках і поблизу Гурівського масиву. Однак крім просторової її близькості до ділянок розповсюдження лінійно витягнутих у субмеридіональному напрямку силікатно-карбонатних порід прямих ознак генетичного зв'язку не встановлюється.

На Василівській ділянці Горіхово-Павлоградської шовної зони серед послідовно метасоматично змінених амфіболітів і сірих гнейсів нами також зафіксовано наявність золоторудної мінералізації, підтвердженої пробірним аналізом, зі вмістом



золота від 0,5 до 54г/т. При цьому відношення золота до срібла становлять від 5:1 до 22:1, що свідчить про високотемпературні умови формування мінералізації. З нерудної мінералізації слід зазначити широкий розвиток біотит-флогопітової мінералізації, що зустрічається на всіх вивчених масивах. З ними на Заваллівському і Хащеватському сполучені зони з підвищеним вмістом золота. Розвиток слюдитизації спостерігається як по силікатно-карбонатних породах, так і по ультрабазитам. На Чернігівському масиві переважає біотитизація силікатно-карбонатних порід, у Середньому Побужжі флогопітизація серпентинітів й, почасти, силікатно-карбонатних порід. При утворенні кор вивітрювання по зонах слюдитизації розвивається вермикуліт, родовища якого відомі як у Побужському рудному полі, так й у Приазов'ї. При короутворенні по зонах фенітизації й фельдшпатизації формуються каолінові кори вивітрювання, з яких можна одержувати високоякісний каолін зі змістом  $Al_2O_3$  36-39% і білизною від 80 до 95 %. Відомі й споруджувані в Україні гірничозбагачувальні комбінати як мінерально-сировинну базу використовують саме ці ділянки.



Малюнок 3.1 – Лейкократова силікатно-карбонатна порода мілко-середньозернистої структури. Чемерпільський масив, скважина 11, глибина 51,2 м.



Малюнок 3.2 – Лейкократовий карбонатит біотит-олівін-кальцитового складу середньозернистої структури, Чернігівський масив, скважина 814, глибина 435,2 м



Малюнок 3.3 – Лейкократова силікатно-карбонатна порода гнейсовиднополосчатої структури. Заваллівський кар'єр, зразок 100/15.



Малюнок 3.4 – Лейкократова силікатно-карбонатна порода полосчатої текстури з елементами гнейсовидності. Сабарівський кар'єр, зразок 102/21.





Малюнок 3.5 – Плямиста текстура карбонатита Чернігівського масива, скважина 816, глибина 501,2 м, зразок 816/11.



Малюнок 3.6 – Прожилково-плямисто-полосчата текстура силікатно-карбонатних порід Сабарівського масива, зразок 102/7.



Малюнок 3.7 – Овоїдна текстура силікатно-карбонатних порід



Малюнок 3.8 – Овоїдно-плямиста текстура силікатно-карбонатних порід



Гурівського масиву. Скважина 708, гл. 113м, Чернігівського масива. 814/325



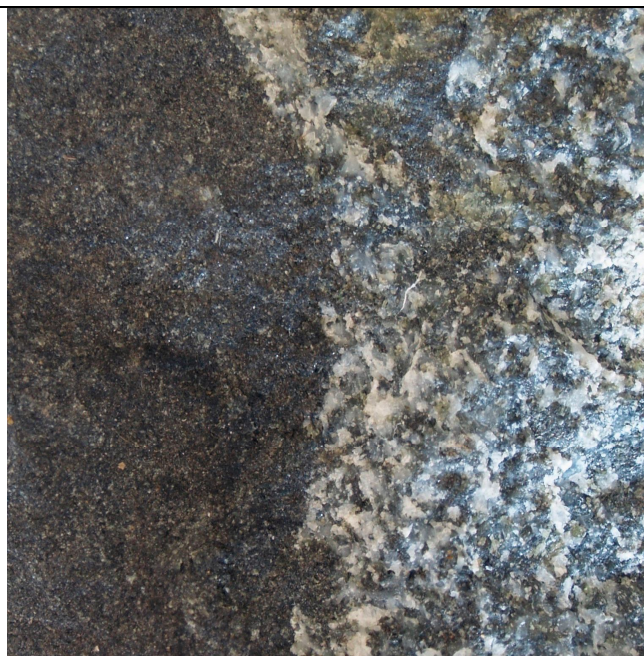
Малюнок 3.9 – Масивно-плямиста текстура в силікатно-карбонатних породах на Чернігівському масиві. Скважина 814, глибина 436,0 м.



Малюнок 3.10 – Мезократовий кальцифір масивної текстури зі слабо вираженою лінійністю темнокольорових мінералів. Капітанівський масив, скважина 3568, ствол 2, глибина 242,3 м.



Малюнок 3.11 – Меланократовий кальцифір масивної текстури. Капітанівський масив, скважина 3568, ствол 1, глибина 152,1 м



Малюнок 3.12 – Рівна границя контакту між мезократовим кальцифіром і серпентинітом. Чемерпільський масив, скважина 44, глибина 118,0 м





Малюнок 3.13 – Характер контакту кальцифіра з ультраосновною породою на Чернігівському масиві. Скважина 814, глибина 316 м.



Малюнок 3.14 – Жила кальцифіра яка розвітвляється в серпентиніті з характерною темною окаймкою на границі. Чемерпільський масив, скважина 44, глибина 119,2м.



Малюнок 3.15 – Жила серпентиніта з автолітовим мілким включенням в кальцифірі з темною кайкою на



Малюнок 3.16 – Округлі автолітові включення серпентиніта в кальцифірі з кайомкою на границі.



границі в автоліті. Капітанівський масив, скважина 3568, глибина 139,8 м.

Чемерпільський масив, скважина 46, глибина 52,2м.



Малюнок 3.17 – Автолітове включення кальцифіра в серпентиніті. Чемерпільський масив, скважина 8, глибина 226,0 м

Малюнок 3.18 – Розвиток біотитизації на контактї автолітового включення кальцифіра в серпентиніті на Чернігівському масиві. Скважина 810, глибина 320,5 м.



Малюнок 3.19 – Розвиток діопсиду і

Малюнок 3.20 – Винос силікатних



гранату в автолітовому включенні серпентиніуа. Хащеватський масив, зразок 101/24.

мінералів при перекристалізації кальцифіра. Чемерпільський масив, скважина 23, глибина 53,2 м

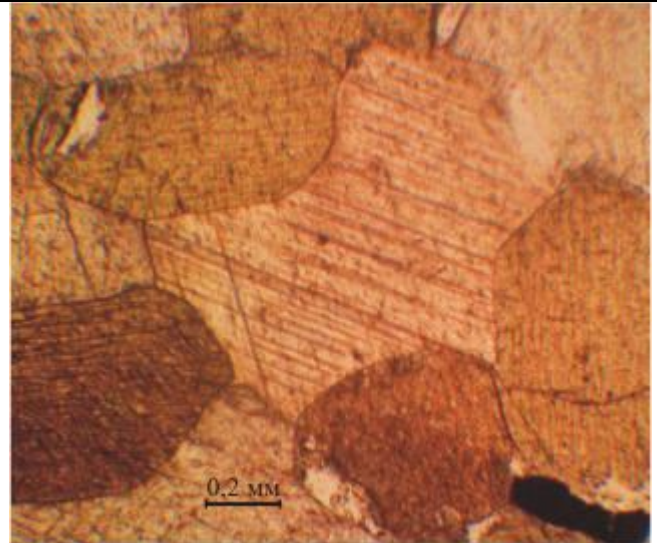
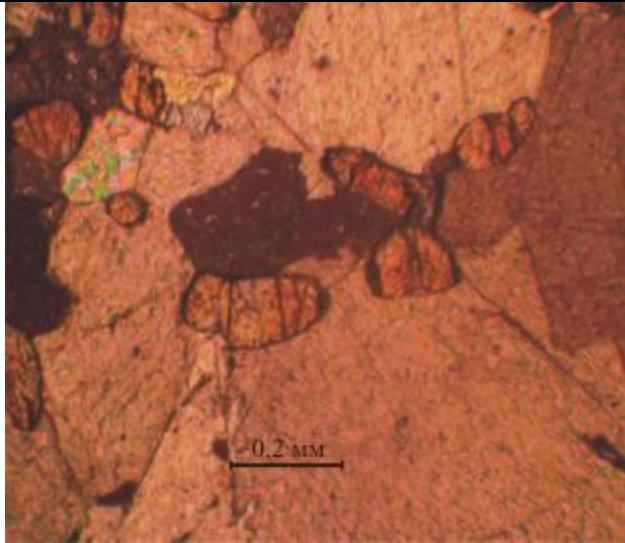


Малюнок 3.21 – Заміщення доломітових кальцифірів (більш темні полоси увигляді реліктів) на практично мономінеральний кальцитовий. Сабарівський масив, зразок 102/46.



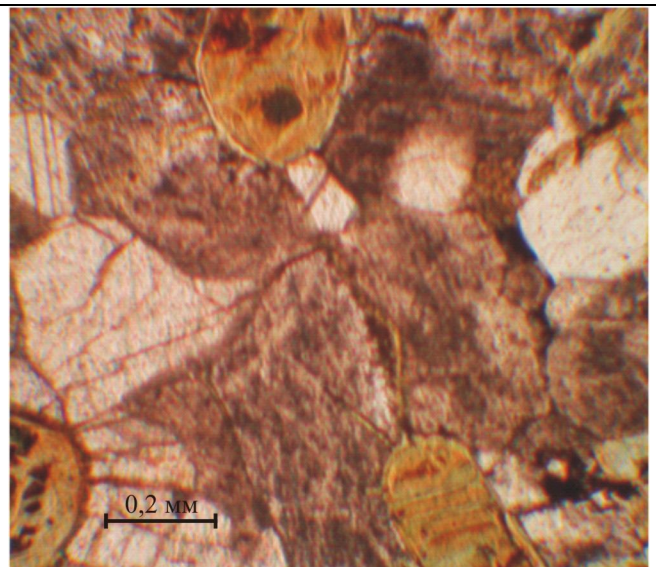
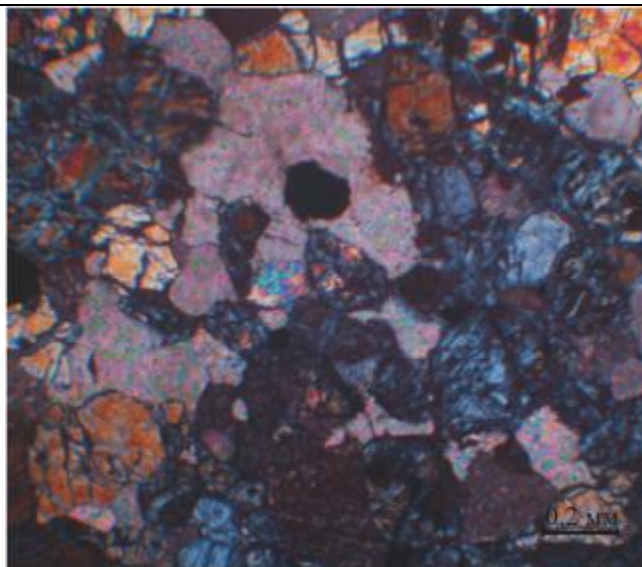


Малюнок 3.22 – Характер контакту перевідкладеної жири карбоната з кальцифіром на Чернігівському масиві. Сквaziна 814, глибина 436,1м.



Малюнок 3.50 – Гранобластова структура кальцифра олівін-кальцитового складу з рівноваговим взаємовідношенням мінералів. Рудні мінерали утворюють сидеронітову мікроструктуру. Границі між всіма мінералами рівноважні без ознак корозії. Сабарівський масив, зразок і шліф 102/10.

Малюнок 3.52 – Панідіоморфнозерниста структура кальцифра піроксен-кальцитового складу з находженням в міжзерновому просторі рудного мінерала. Границі між всіма мінералами рівноважні без ознак корозії. Черніговський масив, сквaziна 814, глибина 335,80м, шліф 814/2.

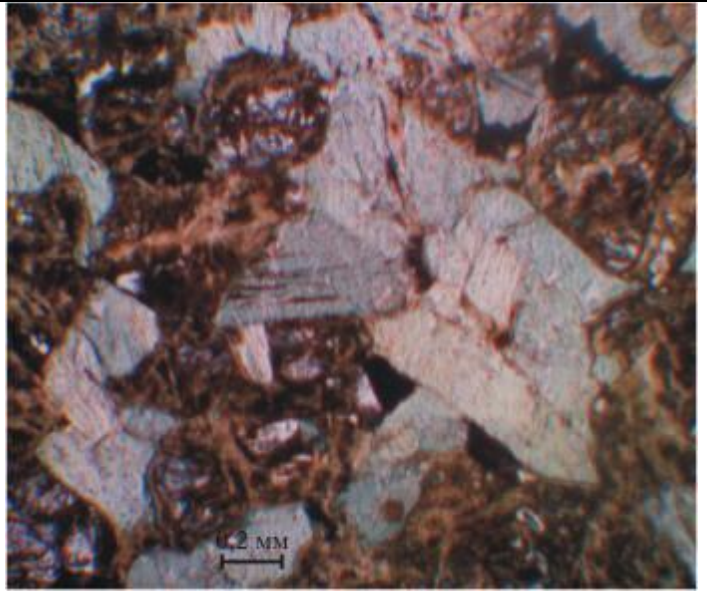
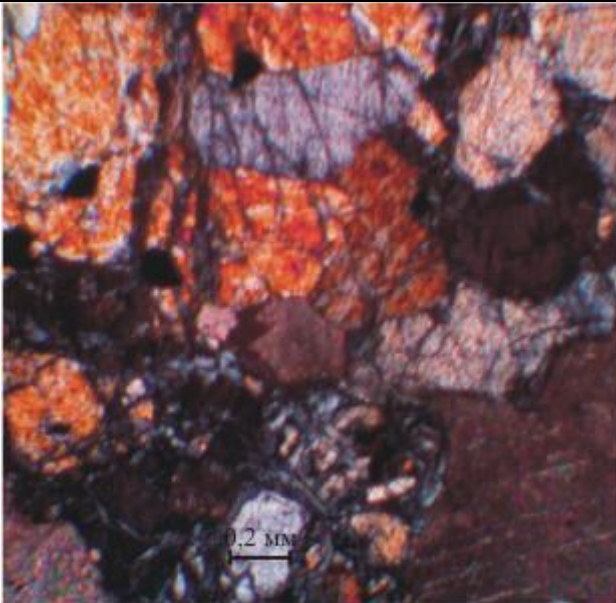


Малюнок 3.51 – Гранобластова структура кальцифра олівін-піроксен-кальцитового складу. Чемерпільський масив, сквaziна 49, глибина 104,0 м, шліф 49/20, схрещенні ніколі. ???

Малюнок 3.53 – Панідіоморфнозерниста структура кальцифра олівін-кальцит-доломітового складу з розвитком сквозних мікротріщинок в карбонаті і серпентинізованому олівіні. Між олівіном

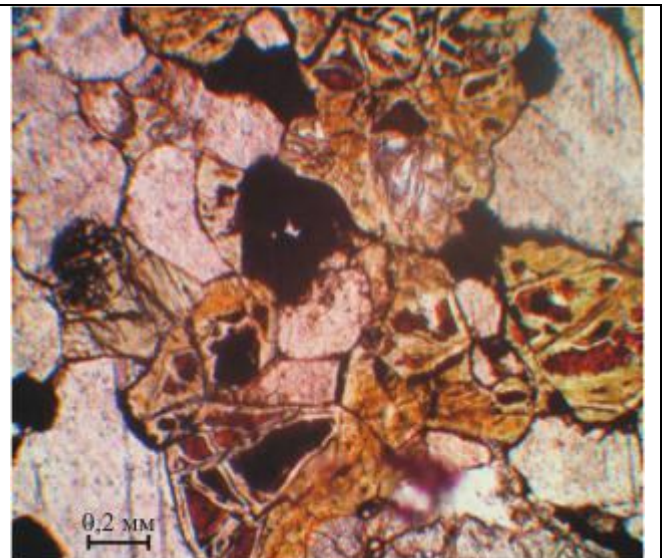
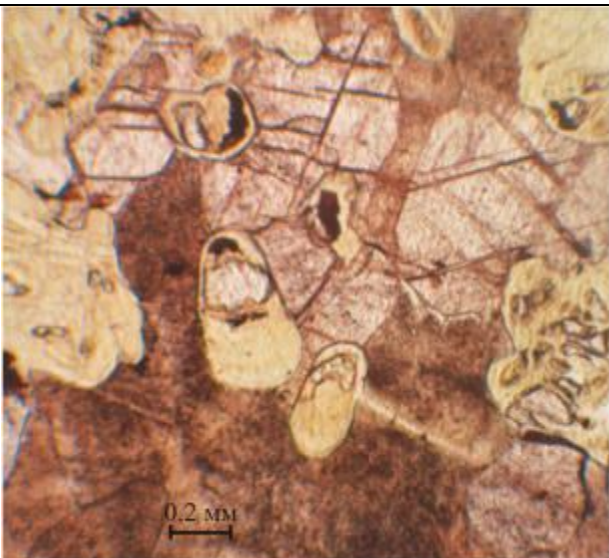


та карбонатами зберігаються рівноважні відносини. Капітанівський масив, скважина 3568, ствол 1, глибина 163,5 м, шліф 3568-1/10.



Малюнок 3.54 – Панідіоморфнозерниста мікроструктура карбонатованого піроксеніта. Чемерпільський масив, скважина 8, глибина 221,1 м, шліф 8/37, ніколі схрещені.

Малюнок 3.55 – Панідіоморфнозерниста структура піроксеніта з фрагментами сидеронітової за рахунок виділення рудних мінералів в міжзерновому просторі силікатів. Капітанівський масив, скважина 3568, ствол 2, глибина 242,3 м, шліф 3568-2/14.



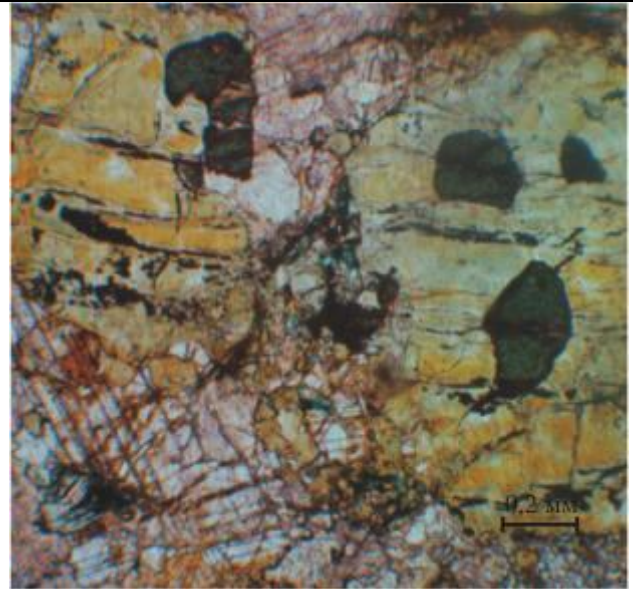
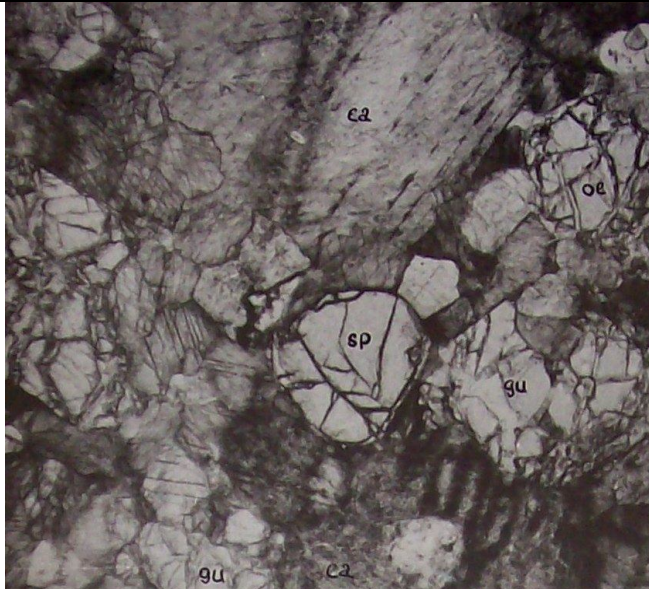
Малюнок 3.56 – Гіпідіоморфна мікроструктура карбоната та овальні псевдонодулярні виділення олівіна дуже серпентинізованого с рівноважними границями між зернами.

Малюнок 3.57 – Сидеронітова мікроструктура хроміта в кальцифірі олівін-доломіт-кальцитового складу гранобластової структури. Капітанівський масив, скважина 3568,



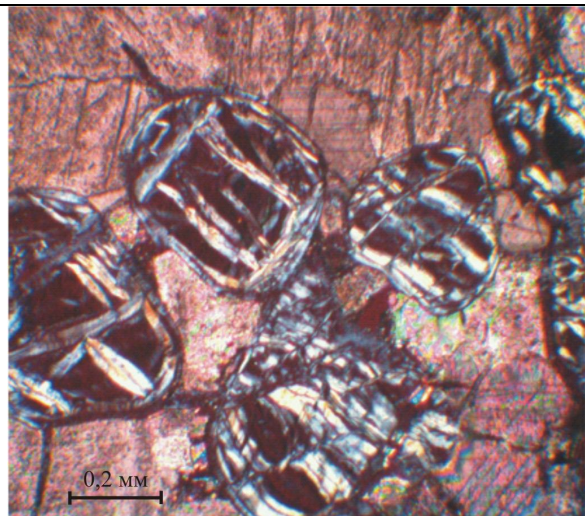
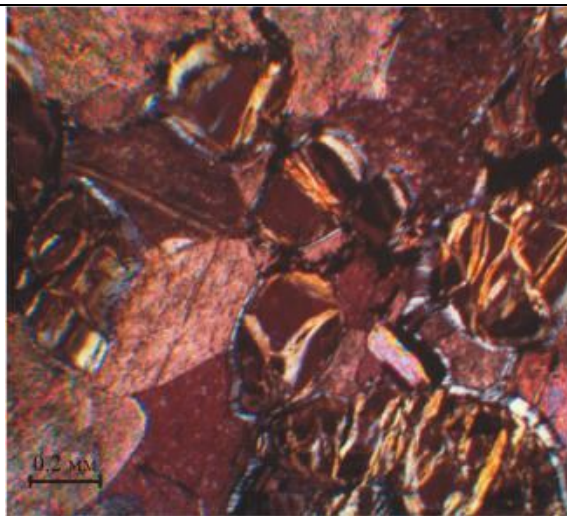
В міжзерновому просторі и по спайності карбоната, в серпентинізованих зернах олівіна виділення рудного мінерала. Заваллівський масив, зразок і шліф 100/28.

ствол 1, шліф 3568-1/14.



Малюнок 3.58 – Включення округлої шпінелі в кальцифірі олівін-гумміт-кальцитового складу. sp – шпінель, ol – олівін, gu - гумміт, са – кальцит. Лукашівський масив, скважина 26, глибина 196 м, Ув. 45х.

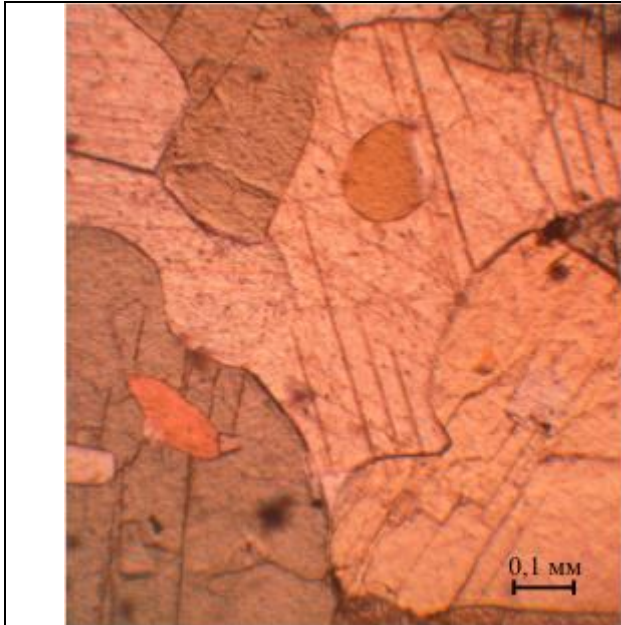
Малюнок 3.59 – Включення зеленої шпінелі в серпентинізованому олівіні і на їх границі з гіпідіоморфними зернами карбоната. Олівін і карбонат розбитий густою сіткою тріщинок, в якхх спостерігаються відкладення рудних мінералів. Капітанівський масив, скважина 3568, ствол 1, глибина 131,3 м, шліф 3568-1/10.



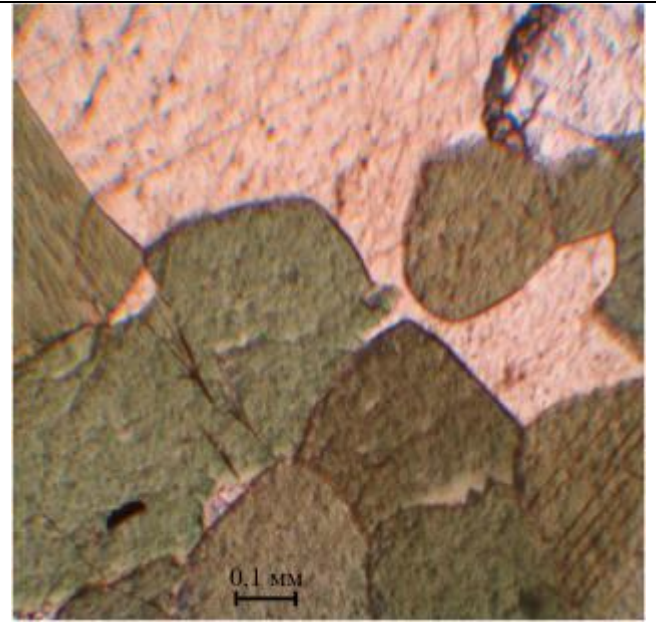
Малюнок 3.60 – Серпетинізований олівін з келефітовими кайомками в

Малюнок 3.61 - – Серпетинізований олівін з келефітовими кайомками в

<p>кальцифірі доломіт-кальцитового складу панідіоморфнозернистої мікроструктури з новоутвореними призматичними кристалліками діопсида. Капітанівський масив, скважина 3568, глибина 180,0 м, шліф 3568-2/4, ніколі схрещені.</p>	<p>кальцифірі доломіт-кальцитового складу панідіоморфнозернистої мікроструктури. Хащеватський масив, зразок 101/3, шліф 101/3, ніколі схрещені.</p>
--	---

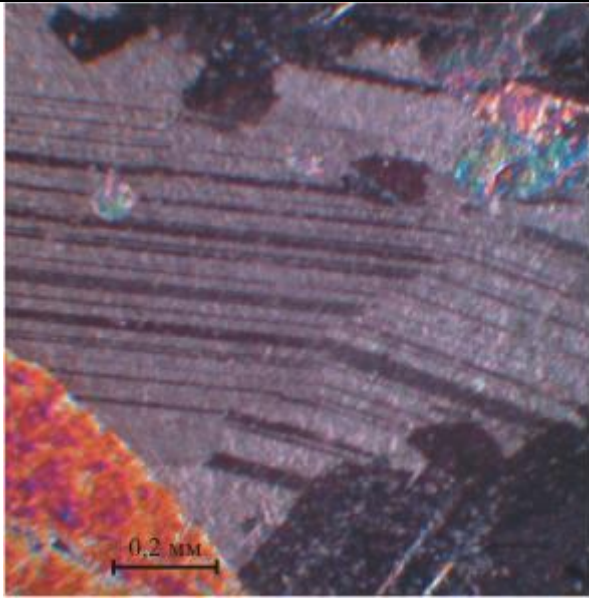


Малюнок 3.62 – Рівноважні відношення між силікатними мінералами і карбонатом на Чернігівському масиві з включеннями біотита. Скважина 810, Шліф 810/500,2.

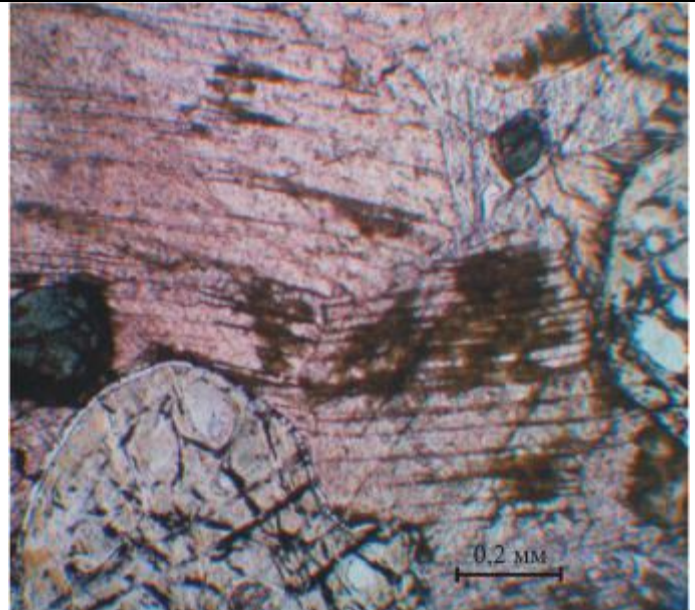


Малюнок 3.63 – Панідіоморфнозерниста структура карбонатита з рівноважними взаємовідношеннями між силікатними і карбонатними мінералами. Чернігівський масив, скважина 815, глибина 503,5 м. Шліф 815/500.

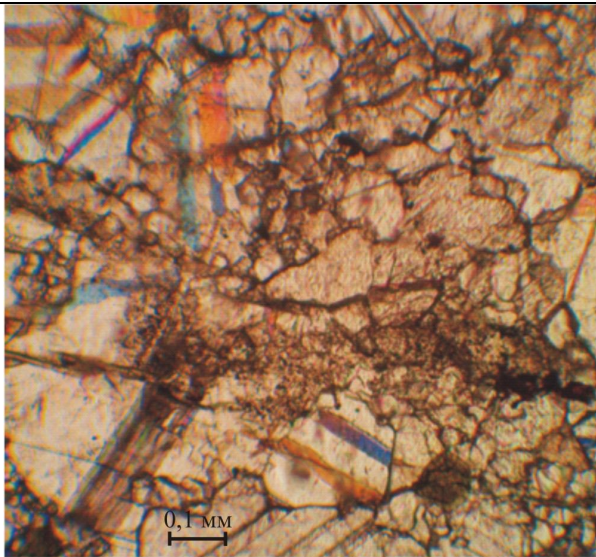




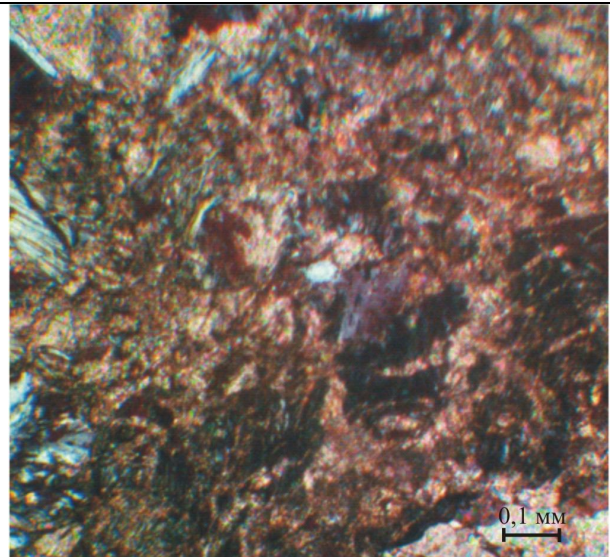
Малюнок 3.64 – Чемерпільський масив, скважина 49, глибина 93,6 м, шліф 49/17, ніколі схрещенні. Деформовані полісинтетичні двійники кальцита



Малюнок 3.65 – Деформовані зерна піроксена в карбонатованому піроксеніті з включеннями зеленої шпінелі округлої форми в піроксені і карбонаті. Чемерпільський масив, скважина 8, глибина 221,8м, шліф 8/38.

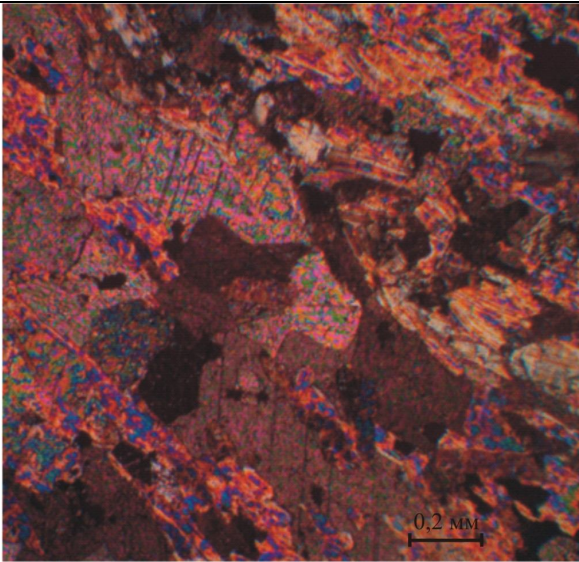


Малюнок 3.66 – Розвиток грануляції по зернам карбоната в кальцифірі олівін-кальцитового складу, по якому розвиваються карбонатні бластомілоніти. Чемерпільський масив, скважина 49, глибина 104,0 м, шліф 49/104,0.

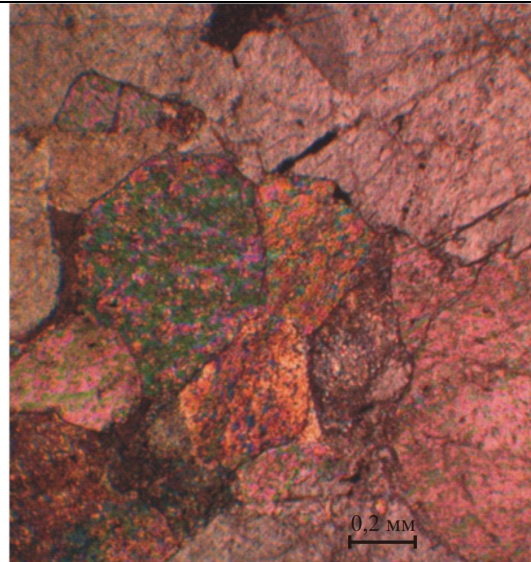


Малюнок 3.67 – Розвиток мілонітації в силікатно-карбонатній породі з втратою ознак первинних морфоструктурних особливостей. Капітанівський масив, скважина 3568, ствол 1, шліф 3568-1/5, ніколі схрещенні.

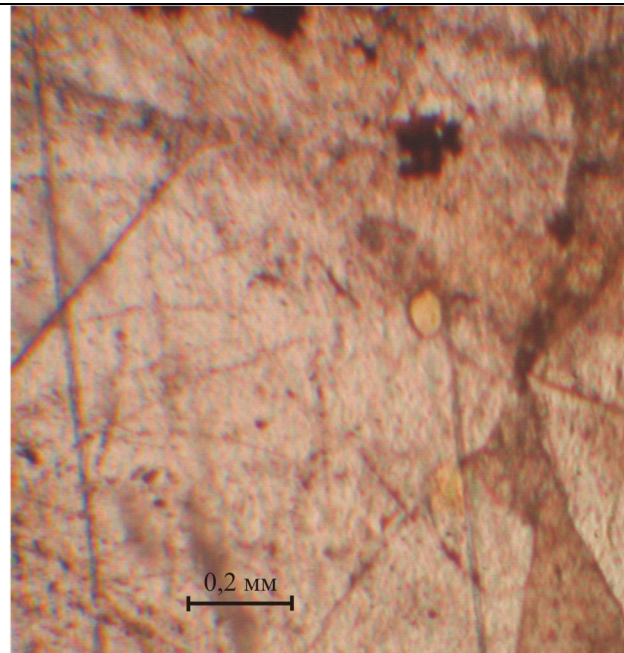




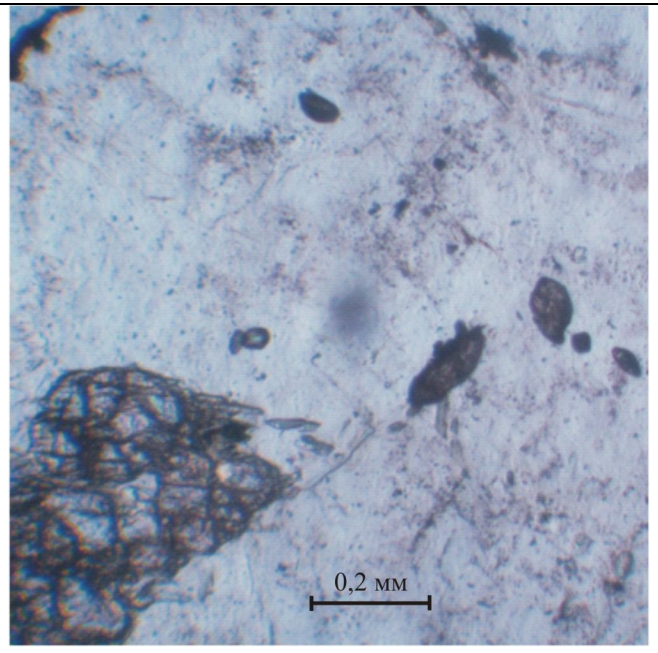
Малюнок 3.68 – Розвиток полосчатості за рахунок перекристалізації силікатів і утворення діопсида, орієнтованого уздовж зонк підвищеної проникненості в кальцифірі олівін-кальцитового складу, карбонат практично нацело перекристалізований і також має подовження зерен, согласно з діопсидом. Чемерпільський масив, скважина 8, глибина 223,4 м, шліф 8-40/223,4, ніколі схрещенні.



Малюнок 3.69 – Повністю перекристалізований кальцифір гранобластової структури, яка не містить практично силікатних мінералів, але з виділенням по тріщинкам спайності рудних мінералів. Чемерпільський масив, скважина 46, глибина 93,6 м, шліф 46/16, ніколі схрещенні.



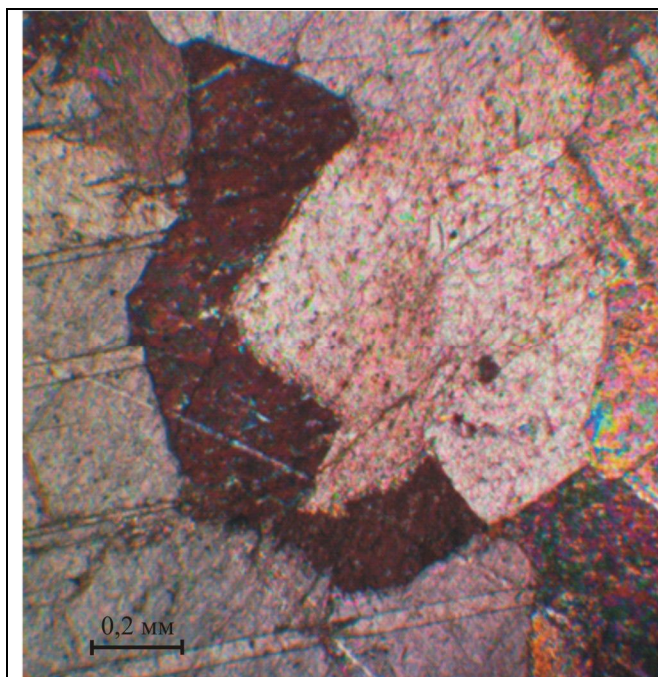
Малюнок 3.70 – Пойкілітові включення серпентинізованого олівіна в кальцитовому мрамурі Заваллівського масива. Зразок 100/28, шліф 100/28.



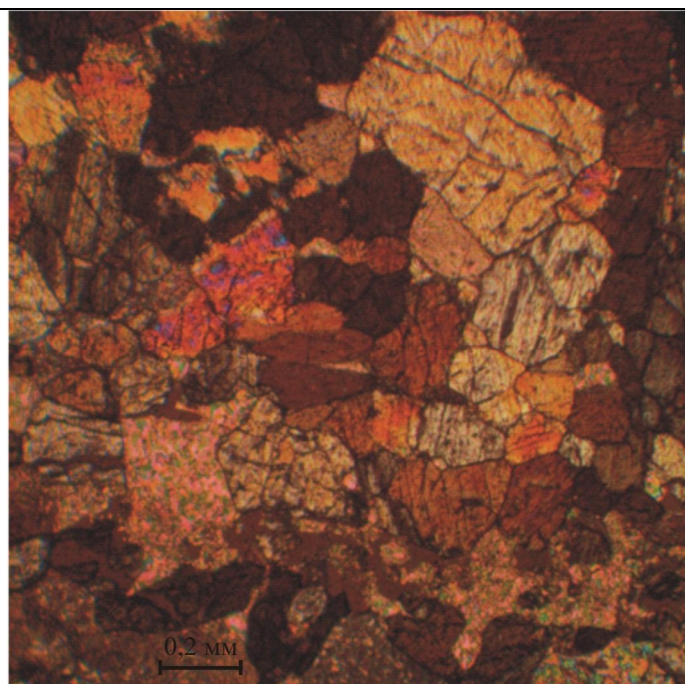
Малюнок 3.71 – Релікти серпентинізованого олівіна в кальцитовому кальцифірі з овальними зернами циркона в карбонаті.



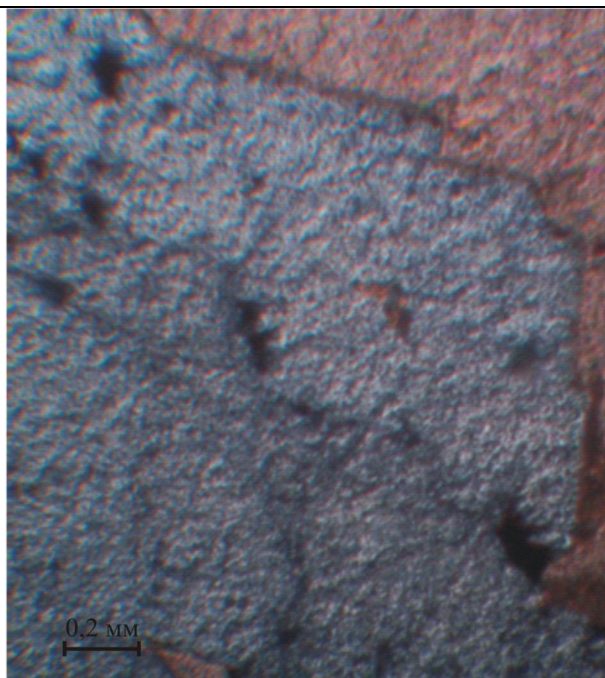
Чемерпільський масив, скважина 46,  
глибина 54,0м, шліф 46/7.



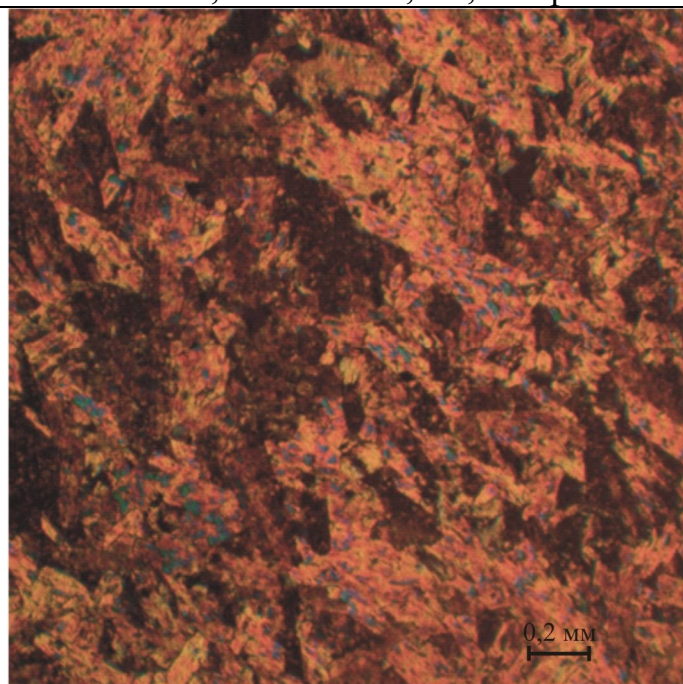
Малюнок 3.72 – Включення більш раннього карбоната в метазерні і в міжзерновому просторі пізнього карбоната. Чемерпільський масив, скважина 46, глибина 84,0м, шліф 46/15.



Малюнок 3.73 – Раскристалізована зона закали між піроксенітом та силікатно-карбонатною породою, яка відбивається в утворенні на контакті тонкої полоски, яка складається з тонкозернистого піроксеніта. Чемер-пільський масив, скважина 46, глибина 36,7 м, шліф 46/4.



Малюнок 3.74 – Розвиток

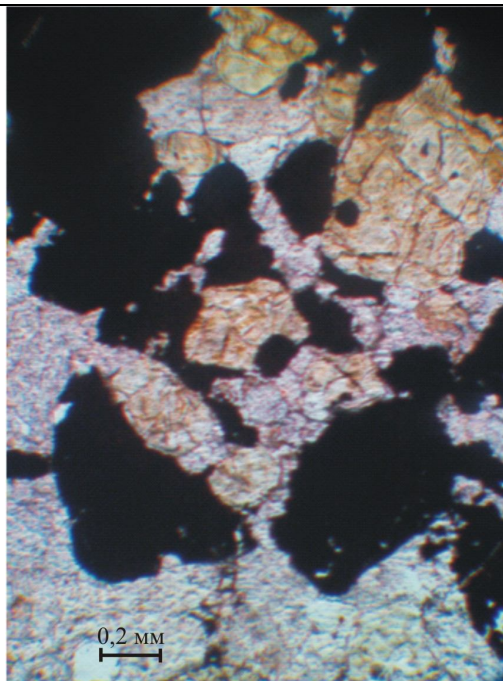


Малюнок 3.75 – Метасоматичний розвиток



метакристалук піроксена по карбонату з рідкими пойкилітовими включеннями карбоната, по якому він розвивається. Чемерпільський масив, скважина 49, глибина 93,6 м, шліф 49/17.

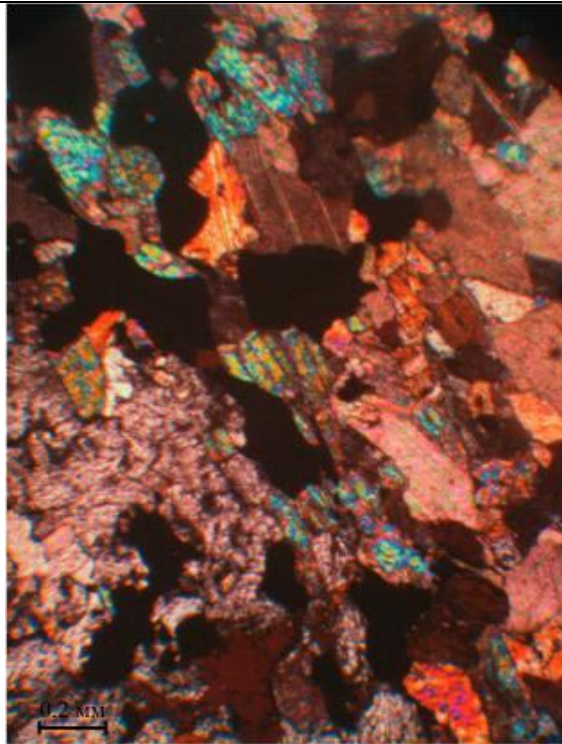
диопсида по силікатно-карбонатній породі. Чемерпільський масив, скважина 8, глибина 239,0 м, шліф 8/51, схрещенні ніколі.



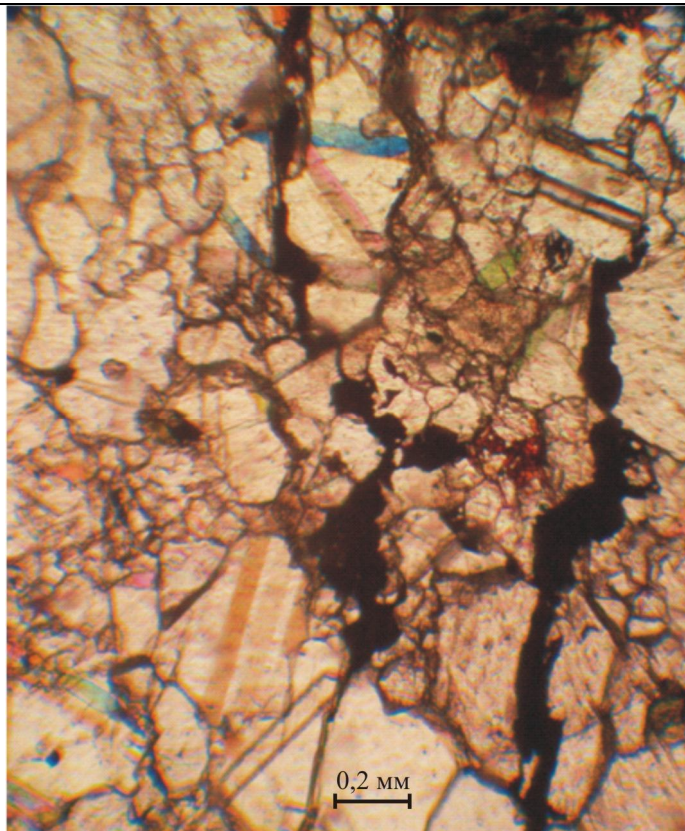
Малюнок 3.76 – Розвиток диопсидізації по силікатно-карбонатній породі з перекристалізацією карбоната. Чемерпільський масив, скважина 8, глибина 218,5 м, шліф 8/29, схрещенні ніколі.

Малюнок 3.77 – Зруденілий кальцифір накладеною хромітовою мінералізацією. Капітанівський масив, скважина 3568, ствол 2, глибина 187,3 м, шліф 3568-2/5

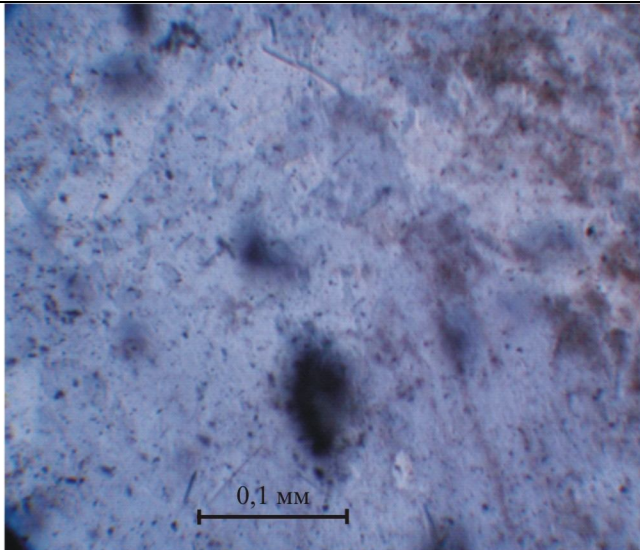




Малюнок 3.78 – Розвиток зруденіння на контактї піроксеніту і силікатно-карбонатної породи. Чемерпільський масив, скважина 8, глибина 188,0 м, шліф 8/4, схрещені ніколі.



Малюнок 3.79 – Розвитк рудної мінералізації по тріщинках катаклазу і мілонітизації в кальцифірі. Чемерпільський масив, скважина 49, глибина 104,6 м, шліф 49/21.



Малюнок 3.80 – Ігольчаті кристалики апатиту в карбонаті. Гуровський масив, скважина 708, глибина 109,3 м, шліф 708/109,3.

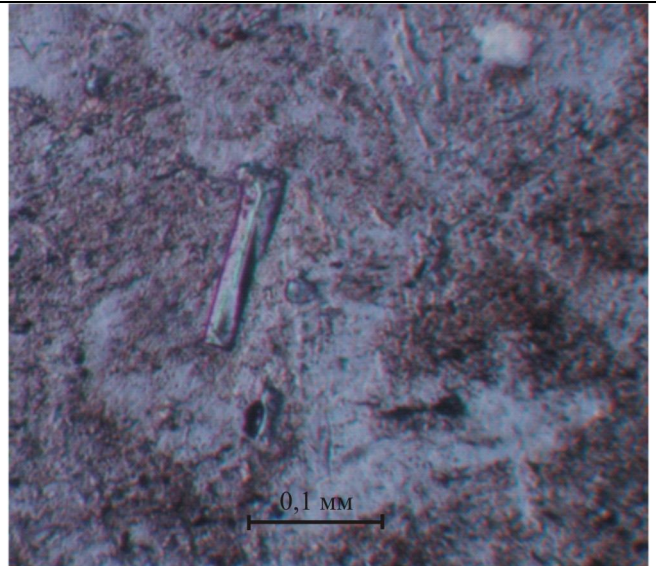
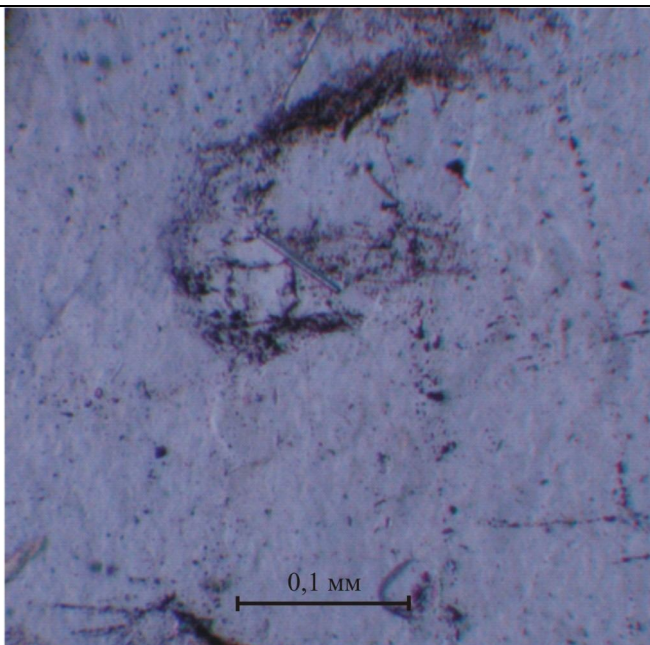
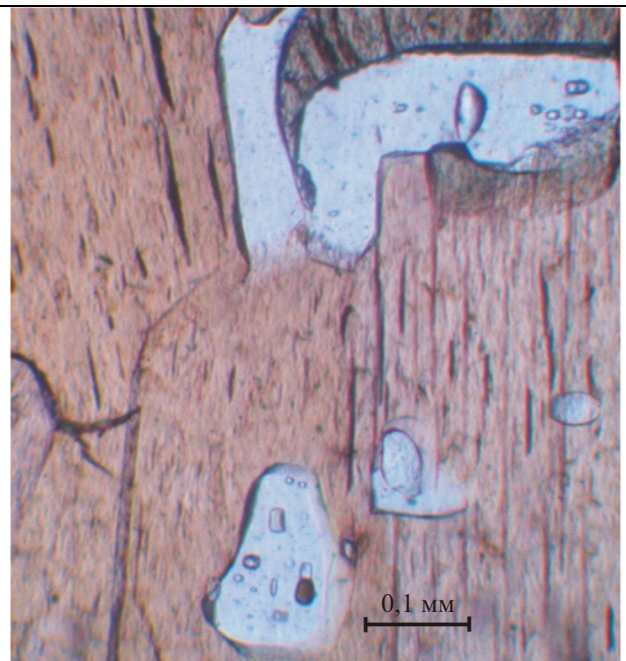


Рисунок 3.81 – Призматичний апатит в карбонаты. Гурівський масив, скважина 708, глибина 109,3 м, шліф 708/109,3.

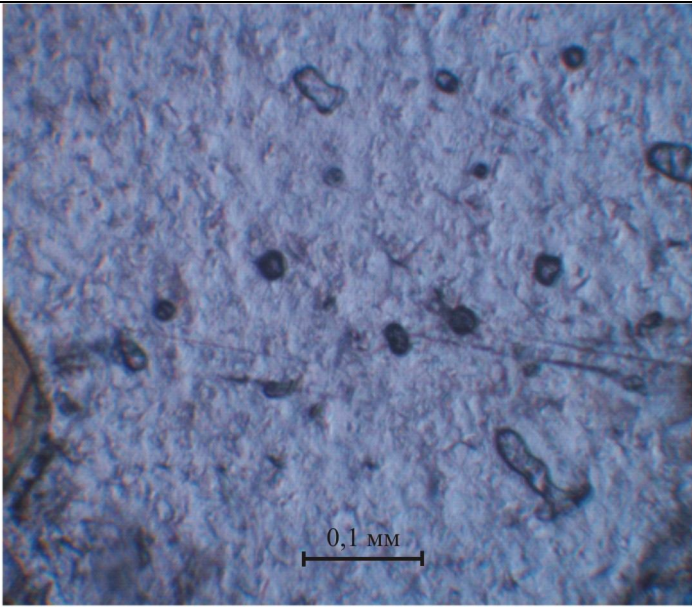


Малюнок 3.82 – Ігольчате і невірне протогенетичне включення апатита в зерні карбонату. Чернігівський масив, скважина 813, глибина 213,3 м, шліф 813/213,3.

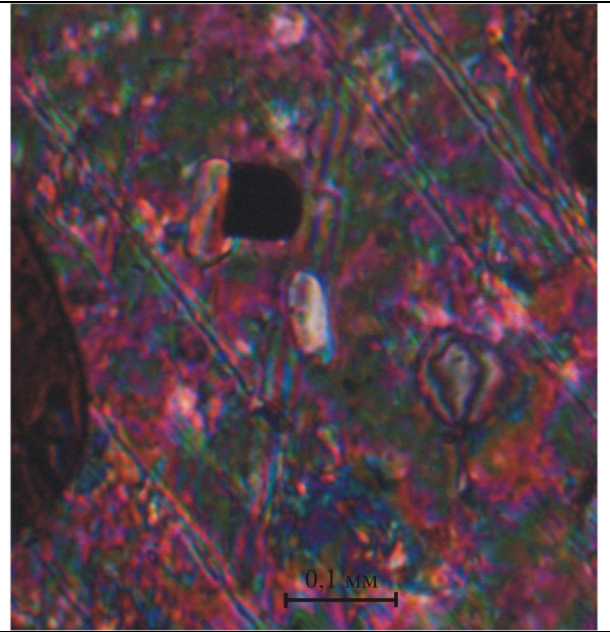


Малюнок 3.83 – Расплавні включення в апатиті з реліктами вулканічного скла. Чернігівський масив, скважина 810, глибина 322,5 м, шліф 810/322,5.

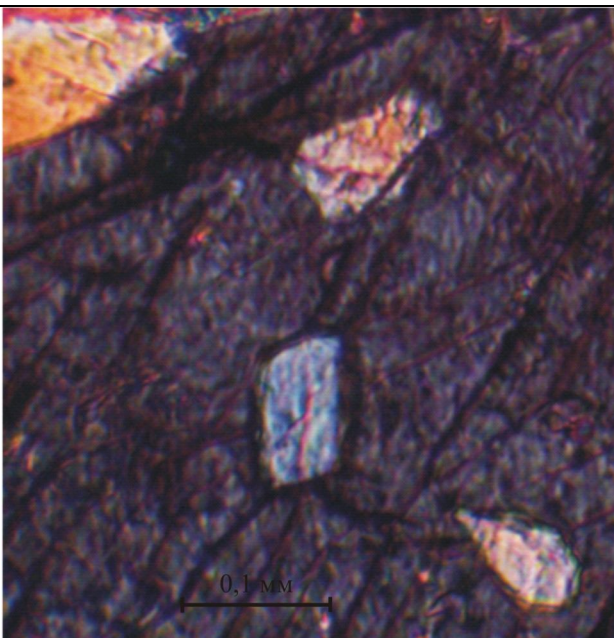




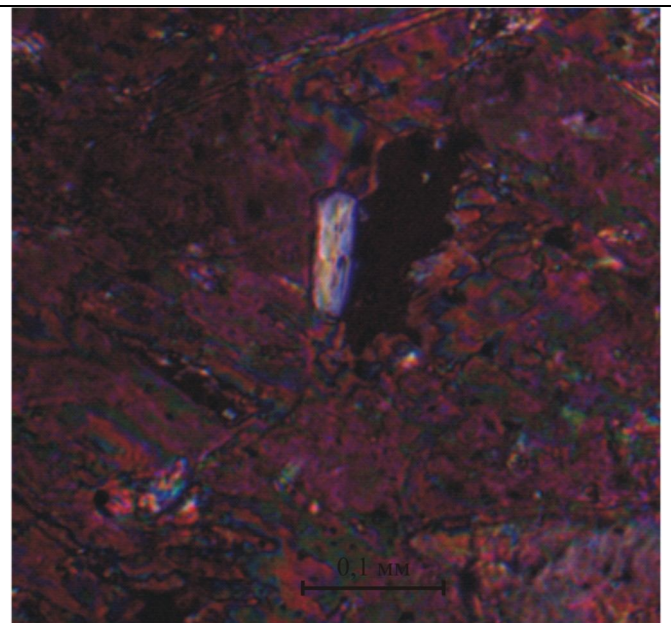
Малюнок 3.84 – Расплавні включення у великому зерні апа-титу. Чернігівський масив, скважина 813, глибина 213,3м, шліф 813/213,3.



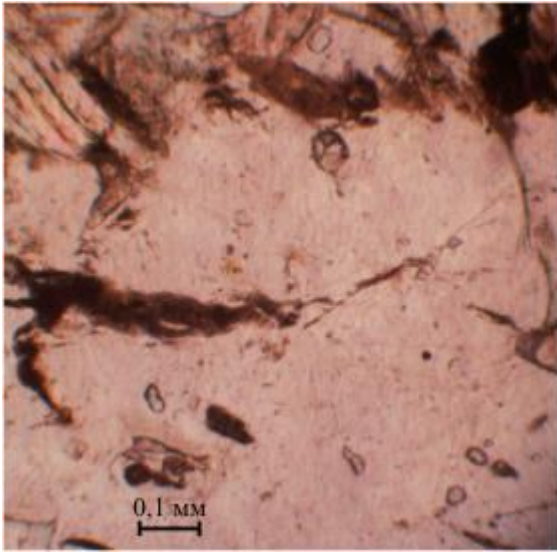
Малюнок 3.85 – Апатит з расплавним включенням в карбонаті. Чемерпільський масив, скважина 8, глибина 207,8 м, шліф 8/24, ніколі схрещені.



Малюнок 3.86 – Апатит у карбонаті з расплавним включенням. Чемерпільський масив, скважина 8, глибина 251,0 м, шліф 8/56, ніколі схрещені.



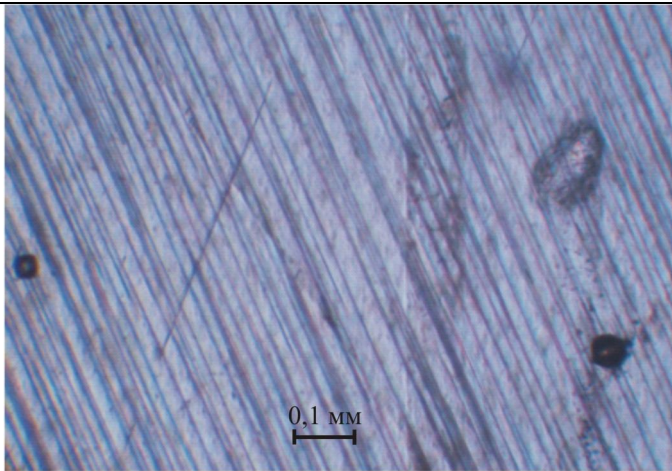
Малюнок 3.87 – Апатит в карбонаті з расплавним включенням. Чемерпільський масив, скважина 8, глибина 251,0 м, шліф 8/56, ніколі схрещені.



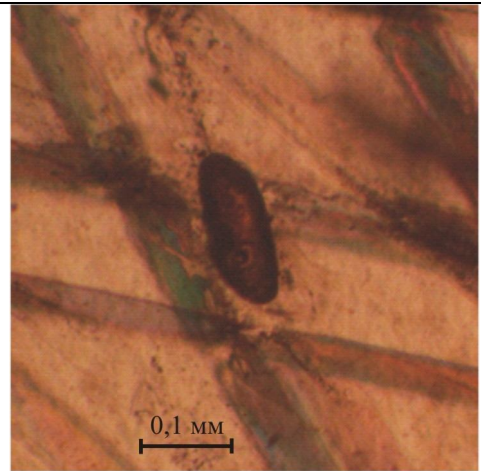
Малюнок 3.88 – Протогенетичні включення апатита в карбонаті. Гурівський масив, скважина 708, глибина 113,0 м.



Малюнок 3.89 – Крупні зерна апатита в карбонаті з розплавними включеннями. Гурівський масив, скважина 708, глибина 126,9 м.

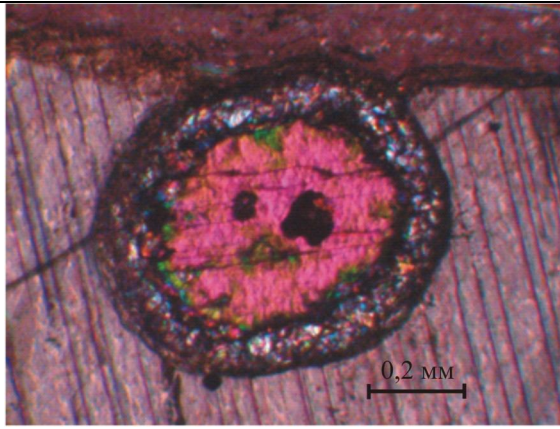


Малюнок 3.90 – Сингенетичні включення сфену в карбонаті. Заваллівський масив, шліф 100/3.

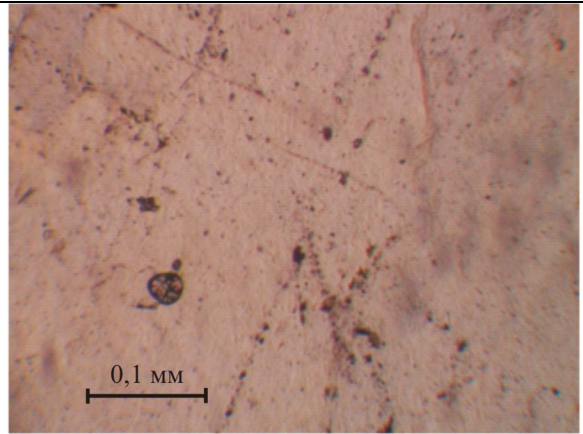


Малюнок 3.91 – Овальне включення циркону в карбонаті з розплавними включеннями. Сабарівський масив, шліф 102/5

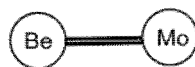
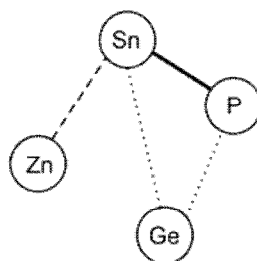
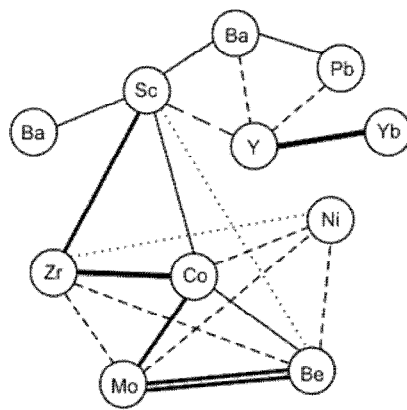




Малюнок 3.92 – Включення монациту в карбонаті. Сабарівський масив, шліф 102/1, ніколі схрешені.

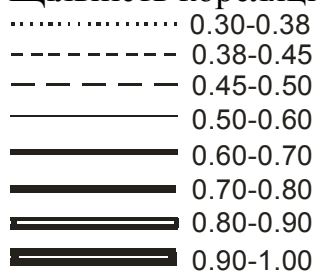


Малюнок 3.93 – Високотемпературні флюїдні включення і включення циркону. Капітанівський масив, скважина 3568, ствол 2, глибина 260,6, шліф 3568-2/25.

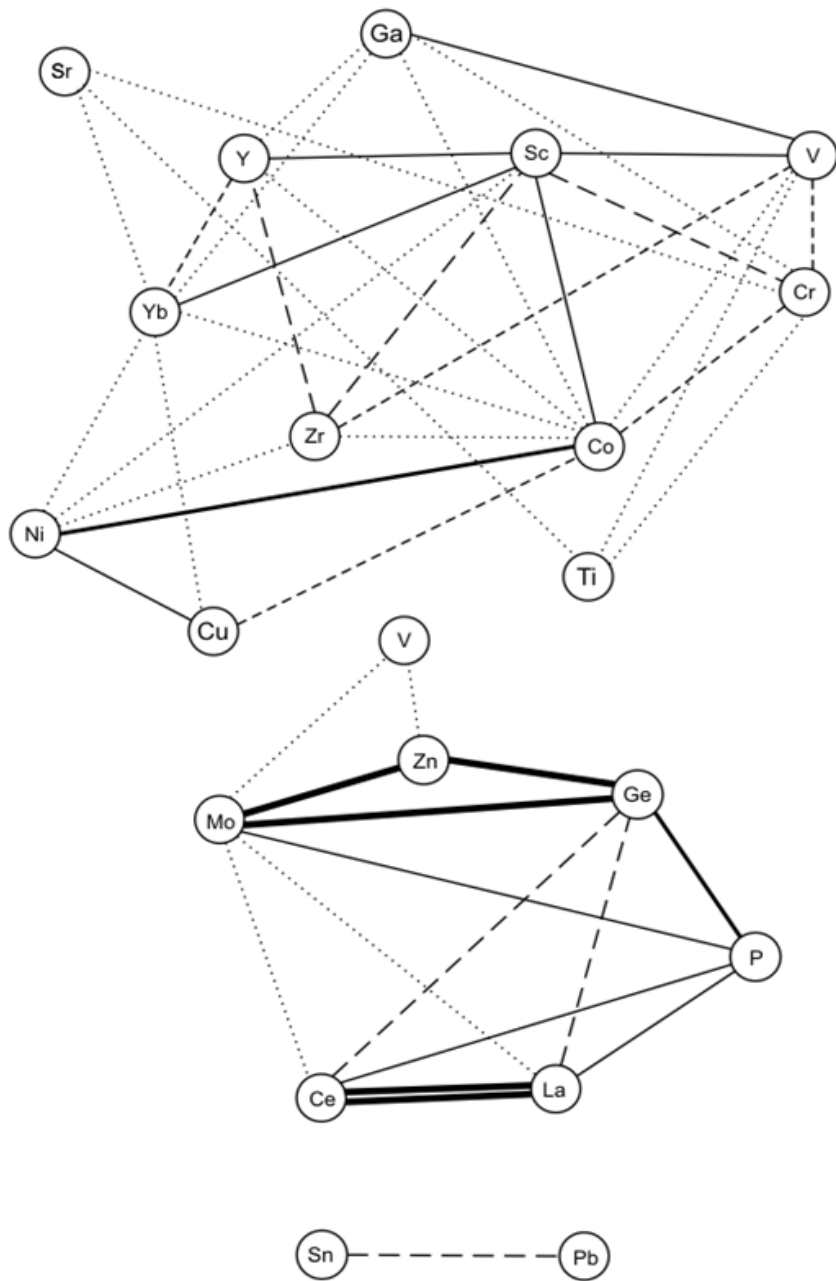


Малюнок 3.94 – Геохімічні асоціації мікроелементів в силікатно-карбонатних породах Дубовецького масиву

Щільність кореляційного зв'язку

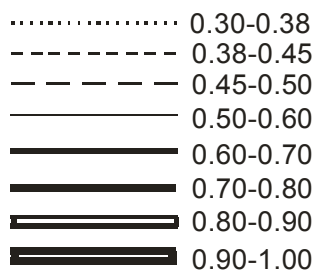


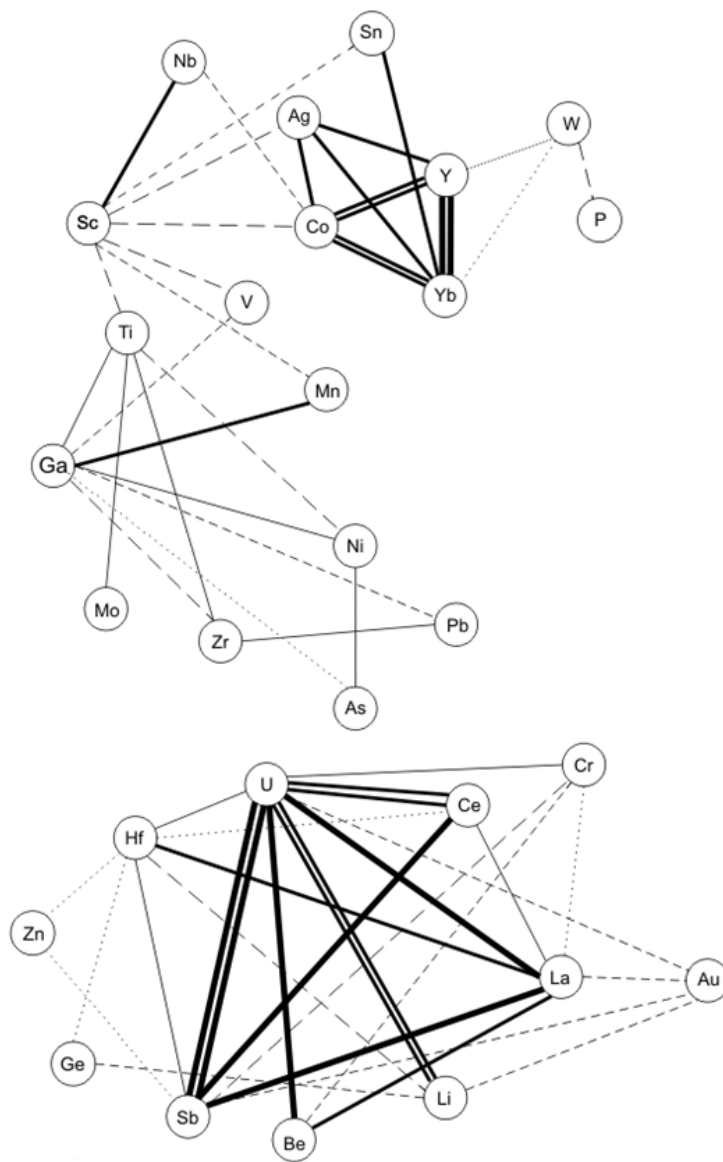




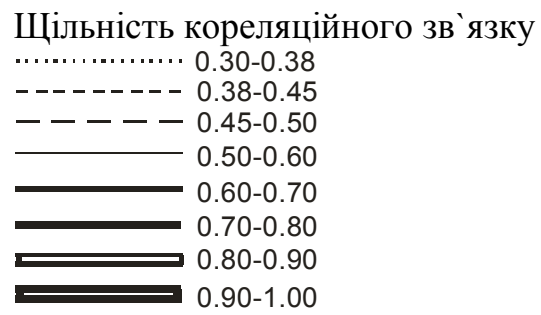
Малюнок 3.95 – Геохімічні асоціації мікроелементів в силікатно-карбонатних породах Лукашівського масиву

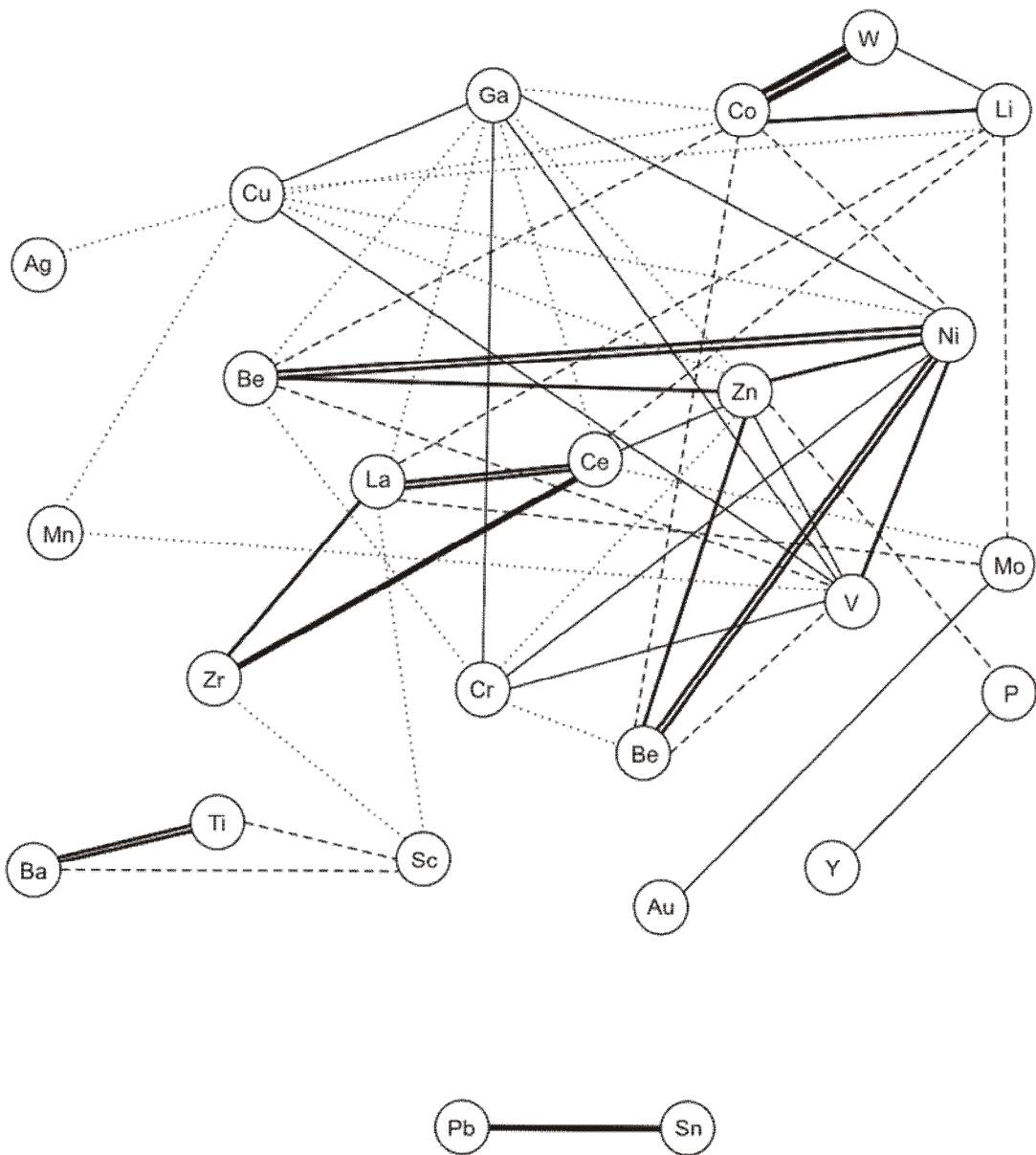
Щільність кореляційного зв'язку





Малюнок 3.96 – Геохімічні асоціації мікроелементів в силікатно-карбонатних породах Капітанівського масиву

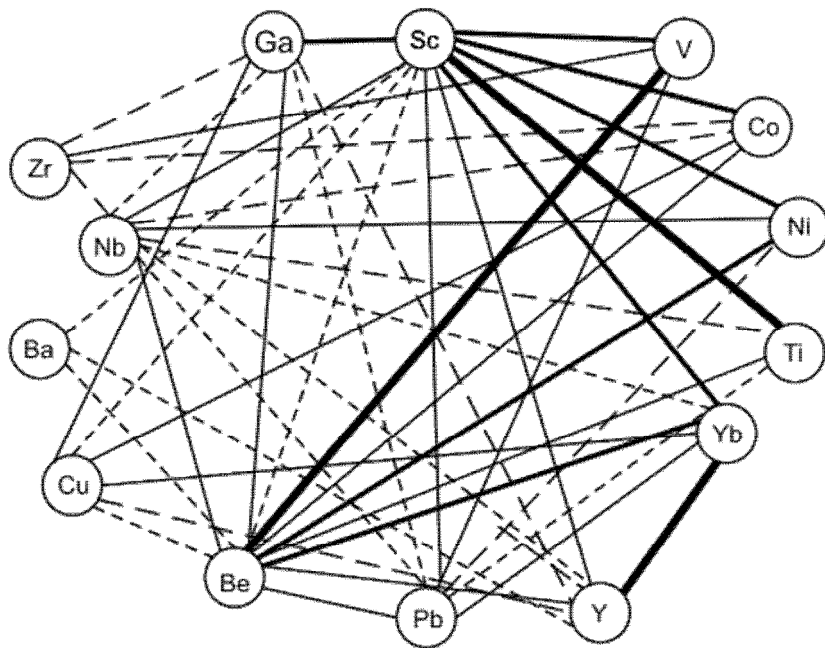




Малюнок 3.97 – Геохімічні асоціації мікроелементів в силікатно-карбонатних породах Чемерпільського масиву

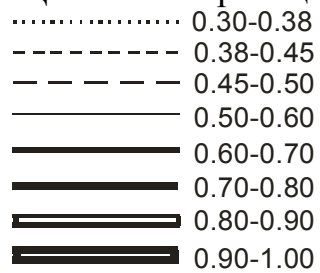
Щільність кореляційного зв'язку

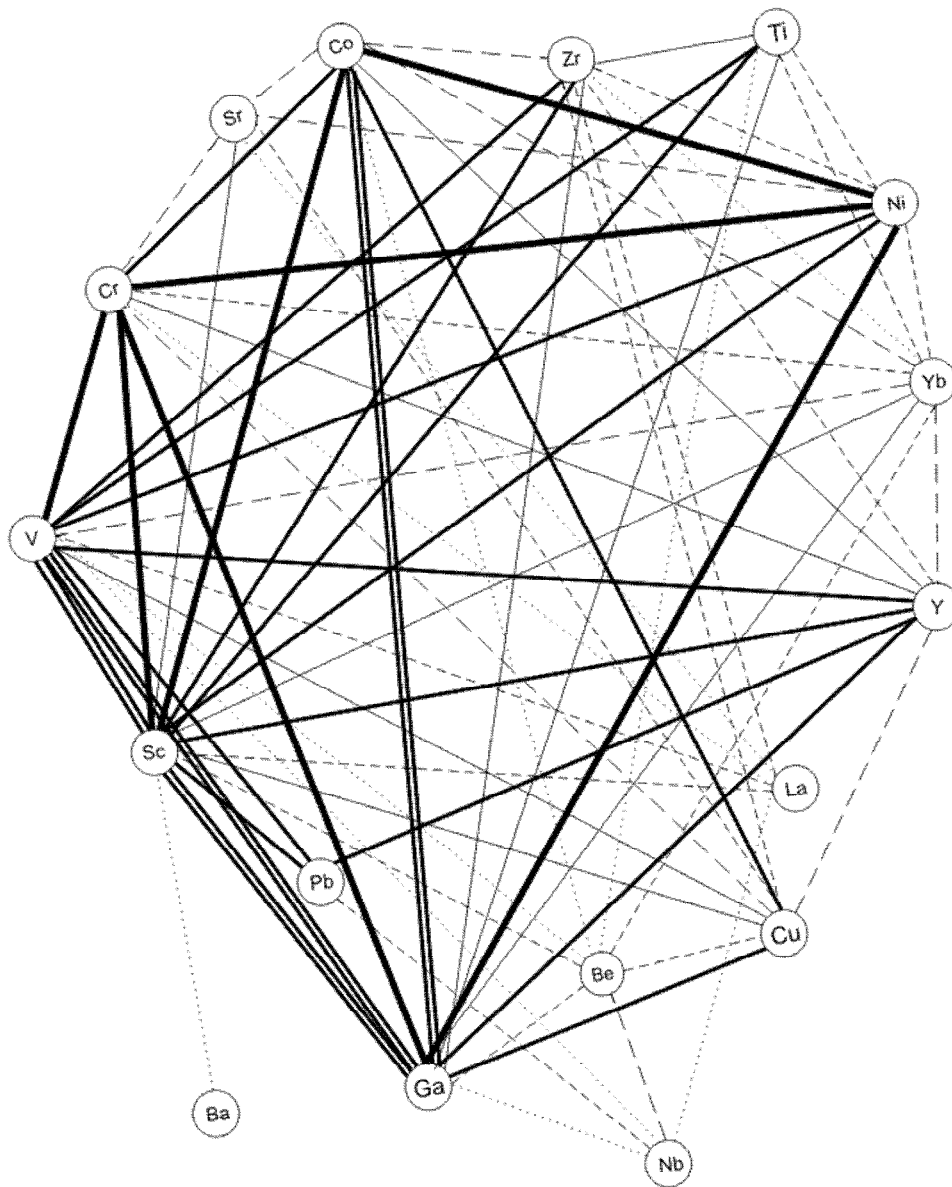
- ..... 0.30-0.38
- 0.38-0.45
- 0.45-0.50
- 0.50-0.60
- 0.60-0.70
- 0.70-0.80
- ===== 0.80-0.90
- ===== 0.90-1.00



Малюнок 3.98 – Геохімічні асоціації мікроелементів в силікатно-карбонатних породах Заваллівського масиву

Щільність кореляційного зв'язку





Малюнок 3.99 – Геохімічні асоціації мікроелементів в силікатно-карбонатних породах Сабарівського масиву

Щільність кореляційного зв'язку

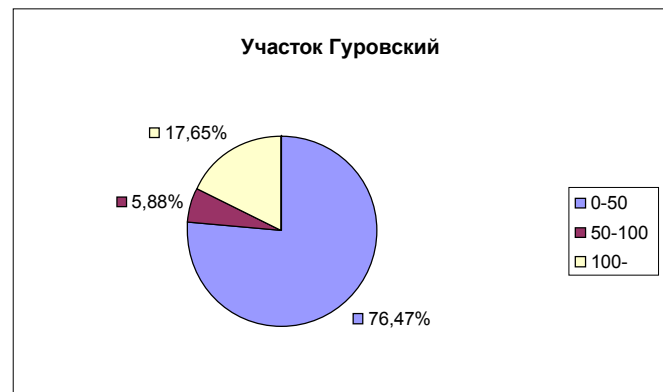
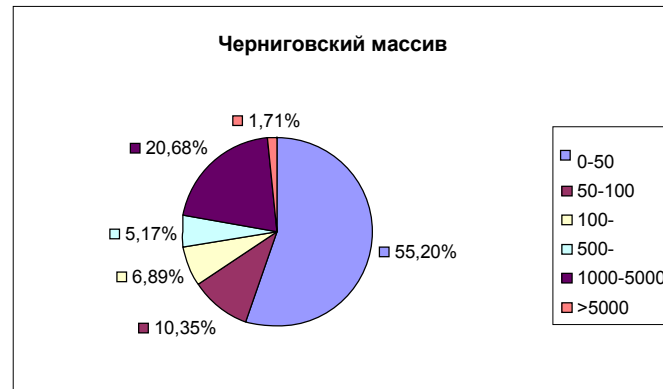
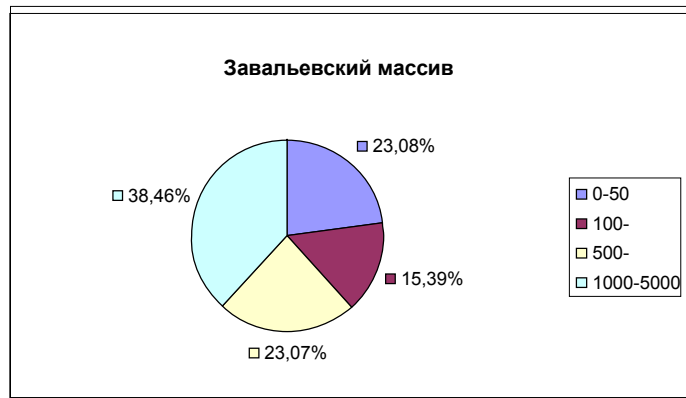
.....	0.30-0.38
-----	0.38-0.45
-----	0.45-0.50
-----	0.50-0.60
=====	0.60-0.70
=====	0.70-0.80
=====	0.80-0.90
=====	0.90-1.00

Таблиця 3.2 - Зміна щільності силікатно-карбонатних порід залежно від текстурно-структурних особливостей і складу

№ п/п	Залишкова намаг- ніченість порід,оди- ниць СГСЕ	Лейкократові						Мезократові				Меланократові			
		масивні		полосчаті плямисті		жильні, метасоматично перевідкладені		масивні		жильні, метасоматично перевідкладені		масивні		полосчаті плямисті	
		%	ρ	%	ρ	%	ρ	%	ρ	%	ρ	%	ρ	%	ρ
1	0 – 100	40	2,84	63	2,92	72	2,74	22	2,99	-	-	17	3,1	60	2,59
2	100 – 1000	35	2,88	12	2,74	28	2,94	33	2,71	60	2,83	50	2,83	26	2,98
3	1000 – 5000	20	2,81	25	2,77	-	-	22	2,45	40	2,65	33	2,85	14	2,94
4	> 5000	5	2,90	-	-	-	-	23	2,96	-	-	-	-	-	-







Малюнок 3.49 – Магнітна сприйнятливості силікатно-карбонатних порід

Таблиця 3.3 — Фонові значення мікроелементів по силікатно-карбонатним породам

елементи масив	Sc	P	Pb	Ga	Nb	W	Ge	Ba	Be	Mo	Sn	Li	Cu	Y	La	Ce	Yb	Zn	Ni	Zr	Co	Sr	Cr	V	Mn	Ti
Капітанівський	0.23	0.31	0.47	0.04	-	0.02	0.02	0.02	0.13	0.14	0.06	0.18	0.55	2.27	0.03	0.85	0.06	0.07	2.53	1.80	0.02	-	0.13	0.24	0.13	6.58
Дубовецький	0.20	4.98	0.38	0.27	0.78	-	0.08	0.23	0.07	0.07	0.10	-	0.52	0.4	1.60	1.53	0.08	3.19	1.40	1.33	0.32	6.19	1.33	2.10	49.1	-
Чемерпільський	0.57	1.71	0.31	0.12	-	0.16	-	37.8	0.27	0.31	0.09	0.78	0.48	1.11	1.53	1.74	-	0.86	0.23	7.34	0.13	-	0.57	0.38	0.53	26.4
Лукашівський	0.04	0.65	0.65	0.11	0.48	-	0.05	1.29	0.08	0.02	0.03	-	0.56	0.15	0.67	0.04	0.02	1.00	0.55	1.51	0.08	-	-	-	-	-
Сабарівський	0.04	0.29	0.62	0.11	-	-	0.48	-	1.12	0.07	0.02	0.03	-	-	0.15	0.67	0.04	0.02	0.91	0.54	1.46	-	0.08	-	-	-
Заваллівський	0.12	42.7	0.44	0.15	-	-	-	0.64	5.29	0.08	-	0.12	1.00	-	0.70	5.54	0.07	2.78	0.33	2.15	0.19	8.95	1.22	0.34	202.2	9.94

Таблиця 3.4 — Відношення мікроелементів по силікатно-карбонатним породам

елементи масив	Sr/Ba	Ce/La	Zr/Ce	Y/Zr	La/Sc	Sc/P	P/Be	Be/Mo	Ni/Co	Ti/V	Cr/Co	Ti/Zr	Cr/V	V/Li	Ti/Sc
Капітанівський	-	28.33	2.11	1.26	0.13	0.74	2.33	0.96	126.45	27.47	6.44	3.66	0.54	1.3	28.6
Дубовецький	309.51	0.95	0.87	0.30	7.89	0.04	71.18	0.93	4.34	-	4.13	-	0.63		
Чемерпільський	-	1.14	4.21	0.15	2.68	0.33	6.35	0.87	1.78	69.47	4.52	3.60	1.5	0.78	46.3
Лукашівський	-	0.07	33.61	0.10	16.31	0.06	8.52	3.18	6.46	-	-	-			
Сабарівський	-	4.58	0.80	-	3.69	0.14	0.26	16.28	0.62	-	0.06	-			82.8
Заваллівський	14.05	7.92	0.39	-	5.91	0.00	8.06	62.77	1.74	29.36	6.50	4.62	3.5	2.8	

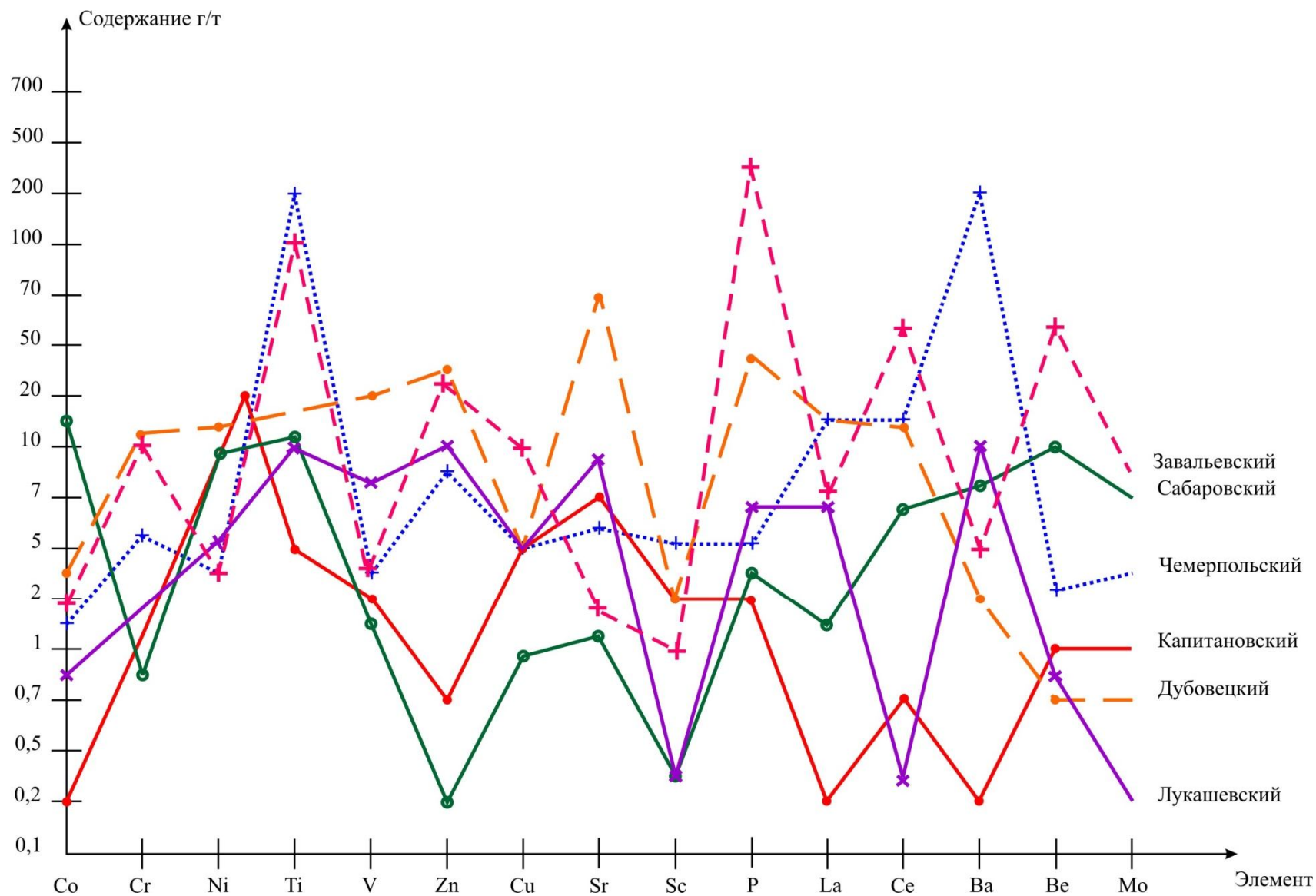


Рисунок 3.100 – Спектры распределения рассеянных элементов в силикатно-карбонатных породах по массивам: 1 – Капитановский, 2 – Дубовецкий, 3 – Чемерпольский, 4 – Лукашевский, 5 – Сабаровский, 6 - Завальевский

## 4 МОДЕЛЬ ФОРМУВАННЯ СИЛКАТНО-КАРБОНАТНИХ ПОРІД В УЛЬТРАБАЗИТАХ

### 4.1 Модель магматичного походження силікатно-карбонатних порід

Петрогенезис і геохімічна еволюція базит-гіпербазитових комплексів докембрію Українського щита за станом на 1984 р. самим детальним чином проаналізовані в монографії А.Б.Фоміна [45]. Протягом останніх років на підставі нових геологічних і експериментальних даних коло питань петрогенезиса цих комплексів трохи звузилось, але вони продовжують залишатися найбільш складними в сучасній петрології.

У своїй роботі А.Б.Фомін виділяє 3 підходи до класифікації гіпербазитів: петрологічний, тектонічний і геохімічний, справедливо підкреслюючи думку А.В. Пейве й Р.Г. Колмана про те, що частина численних протиріч, що існують у питаннях петрогенезиса офіолітів, знайшла своє рішення в рамках теорії тектоніки плит. А.Б.Фомін вважає, що формування кожного базит-гіпербазитового комплексу пов'язане з певним геотектонічним режимом океанічного, перехідного й континентального етапів розвитку земної кори, а тому при їхній класифікації необхідно дотримуватися структурно-тектонічного підходу й обов'язково використовувати особливості їхнього хімічного складу, які відбивають зв'язок базит-гіпербазитових комплексів з мантією речовиною, процесами магнегенератії й тектонічними умовами їхнього формування.

Іншим аспектом роботи А.Б.Фоміна є аналіз експериментальних моделей генератії ультраосновних розплавів у верхній мантії, які на його думку реально існують, тому що в багатьох районах виявлені докембрійські й фанерозойські коматіїти. Останні являють собою продукти кристалізації високотемпературних розплавів і тому всі моделі їхнього генезису припускають високі температури генератії ульт-раосновних розплавів - від 1400-1500 С до 1900 С при глибинах формування понад 120 км.

У роботах А.Б.Фоміна [45,46] силікатно-карбонатні породи з олівін-доломітовим складом й утримуючі акцесорний (і навіть на рівні багатого вкрапленого зруденіння) хроміт, іноді шпінель, відносилися до кальцифірів. Уперше про можливу магматичну природу цих порід висловив свою думку Ю.І. Смирнов в 1986р. [43]. В одній з основних робіт А.Г. Булаха й В.В. Іванникова із проблем мінералогії й петрології карбонатитів [47] подібні породи відносилися до магматичних з великою обережністю. Але, проте, вони не виключалися з будови масивів лужних ультрабазитів і враховувалися при визначенні моделі їхнього формування. Головні висновки даної роботи полягають у наступному:

1. По колишньому існують дві альтернативні гіпотези генезису карбонатитів: гіпотеза їхнього інтрузивного утворення й гіпотеза їх гідротермально-метасоматичного походження. Карбонатити що вивчалися є гідротермально-метасоматичними. Проаналізовано мінеральні рівноваги в різних системах за участю кальциту, доломіту, серпентину, тальку й  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ . Одна з асоціацій форстерит + кальцит і доломіт, як уважають автори, не відзначені в карбонатитах, але по побудованій діаграмі парагенезисів мінералів припустимі. Згадується, що в ряді регіонів описані "інтрузивні" доломітові й анкеритові карбонатити й підкреслюється, що лише в одиничних експериментах отримані "доломітові" карбонатні рідини.

2. Карбонатити в масивах лужно-ультраосновної формації утворюються в ході єдиного петрогенетичного процесу, що поєднує дві зазначені вище альтернативні схеми виникнення цих порід - інтрузивного й метасоматичного. Причини переваги то перших, то других явищ у формуванні карбонатитів треба шукати в розходженнях тектонічної позиції карбонатитоносних масивів на древніх платформах і щитах, з одного боку, і в зонах сучасних рифтів - з іншого, і, як наслідок, у розходженнях особливостей глибинного петрогенезиса й флюїдного режиму карбонатитоутворення.

3. Лужно-ультраосновні масиви формуються уздовж лінеаментів, приурочених до крайових частин платформ, серединним масивам, сучасним скрізьструктурним рифтогенним зонам розламів. Формування кожного з регіональних поясів лужно-



ультраосновних карбонатитових масивів відбувається в геологічно тривалий період у тектонічних зонах, що багаторазово піддавалися активізації. Нерідко в тому самому поясі більш древні масиви лужно-ультраосновної формації є більш глибинними, а близповерхневі, що тектонічно тяжіють до сучасних рифтових систем - більш молодими. У таких поясах більш древні (і більш глибинні) масиви трасують у сучасному ерозійному зрізі кореневі частини тих систем регіональних глибинних розламів, які в більш високих рівнях земної кори з'являються у вигляді рифтогенних структур материків. Відзначені особливості тектонічного розвитку скрізьструктурних зон розламів, до яких віднесені карбонатитові масиви, визначають, по-перше, розходження у фокальних глибинах плавлення в них піроліта й різницю в проміжних рівнях диференціації цих виплавів, по-друге, приуроченість до однієї й тій ж тектонічній зоні масивів різного петрографічного типу, по-третє, можливість існування поліхронних масивів, у сучасному ерозійному зрізі яких можуть бути представлені породами різних фацій глибинності, що відповідають різним етапам магматизма.

4. Існують дві гіпотези про природу родоначальних стосовно лужно-ультраосновної формації розплавів - або базальтоїдної магми, або високоспеціалізована лужно-ультраосновна магма, яка генерується при плавленні речовини глибинних підкіркових обривів екліптового або перидотитового складу. Автори дотримуються другої гіпотези. Породи лужно-ультраосновної формації, на їхню думку, представляють разом з кімберлітами один природний ряд порід, що виникають на різних рівнях еволюції однотипних по складу й походженню глибинних ультраосновних розплавів. Початковим членом цього ряду є кімберліти; кінцевим - лужні платформні інтрузії нефелінових сиєнітів; петрографічно складні й багатофазні інтрузиви лужно-ультраосновної формації служать як би сполучною ланкою між тими й іншими.

По проблемі генезису карбонатитов, кімберлітів і лампроїтів В.Н.Анфілогов зі співавторами [48] висловив думку, що це своєрідні сімейства магматичних порід, склад яких варіює в широких межах, не утворюючи закономірних серій. На їхню

думку в кожному конкретному прояві вони являють собою асоціації порід, зв'язаних єдиним магматичним вогнищем, причому кожне вогнище може мати індивідуальний склад асоціації. Всі вони, безсумнівно, є породами, що зародилися на великій глибині. У процесі утворення вихідних розплавів цих порід відбувається виділення більших обсягів  $\text{CO}_2$ , що супроводжуються флюїдизацією речовини, і його перенос до поверхні здійснюється у формі газово-розплавних і газово-твердих сумішей.

Кімберлітовий магматизм розвивається винятково на древніх платформах і віднесений до найдавніших мегаблоків (архонів) фундаменту. Ю.М.Фомін, Ф.П.Мельников [49] запропонували своє пояснення впливу архонів на внутримантіїні процеси, які привели в остаточному підсумку до утворення кімберлітових магматичних вогнищ. При цьому вони виходили із загальновідомого положення, що перекристалізація мантіїних порід, що найбільше активно протікає в самих верхніх об'рях верхньої мантії, які відносяться до шпінель-піроксенової і шпінель-пиропової фацій, супроводжується виділенням теплової енергії, розуплотненням її, що дуже важливо, збільшенням обсягу мантіїної речовини. Тим часом неможливість вільного виходу магми, що утворюється, на денну поверхню через велику потужність архона (40 км) могла привести до її змушеного нагромадження й це разом із процесом збільшення обсягу мантіїної речовини сприяє утворенню мантіїно-корових структур (МКС). З урахуванням тиску в підставі кори до 7 ГПа для утворення МКС необхідне зусилля порядку 10 ГПа, але такий же тиск повинні випробовувати й нижчележачі шари мантії. Цей "надлишковий" тиск досягаючи підосви найбільш глибинної зони верхньої мантії, що відноситься до так званої алмаз-пиропової фації, що залягає на глибинах 150-190 км від денної поверхні, збільшує існуючий тут тиск із 45 Гпа до 55 ГПа. При тиску >50 Гпа відбуваються зміни речовини на атомному рівні, результатом чого може бути виділення великої кількості енергії й, отже, утворення магматичних вогнищ. Кімберлітовий магматизм тісно пов'язаний із процесом становлення земної кори, і проявляється він тільки в тих її місцях, де завершився процес стабілізації якогось

небудь мегаблока, що характеризується найбільш древнім (2-2,5 млрд. років) закладенням і найбільшою потужністю (40 км).

Вільний прорив до денної поверхні магматитів, що виплавляються у вогнищах неглибокого (до 50-80 км) закладення від денної поверхні, можливий лише при малопотужній корі (до 25 км).

Усі вище наведені закономірності формування кімберлітів і карбонатитів знаходять своє відбиття в структурному положенні, будові карбонатитвміщуючих масивів Українського щита. Насамперед, названі масиви відносяться до глибинних розламів супровідних шовних зон - Голованівської й Горіхово-Павлоградської на границі мегаблоків Українського щита [45]. Е.Б.Глеваський і Г.И.Каляев [50] з позицій концепції тектоніки плит визначили геодинамічні обстановки в межах цих структур. У будові Українського щита традиційно виділяється п'ять мегаблоків: Волино-Подільський, Білоцерківсько-Одеський, Кіровоградський, Придніпровський і Приазовський. Вони йдуть коріннями у верхню мантію, а сугури їх обмежуючі, можливо досягають астеносферного шару. У західній частині щита виділяється аккреційна островодужная система, що складається із трьох мегаблоків - Волино-Подільського, Білоцерківсько-Одеського й Кіровоградського. Голованівсько-Ядлово-Трактомировську смугу можна розглядати як сугуру.

Горіхово-Павлоградська сугура поєднує Придніпровський і Приазовський мегаблоки, які розвивалися в археї автономно. Про це свідчать різкі розходження в будові не тільки протерозойських, але й архейських структурних поверхів мегаблоків. Конфігурація сугурної зони - зчленування її ланок під кутами близько 120 - може служити непрямим підтвердженням у трактуванні рифтогенної природи, принаймні, однієї із границь об'єднаних мегаблоків. Пластини й луски метаморфізованих базит-ультрабазитів, характерні для Горіхово-Павлоградської смуги, можливо фіксують релікти кори палеоокеана, що розділяє мікроконтиненти. Моделлю зіткнення пояснюються й відмінні риси будови східної смуги Придніпровського мегаблока, що граничить із сугурною зоною.

До Голованівської шовної зони віднесені породи базит-ультрабазитової асоціації, які є результатом різного ступеня плавлення в різній мері деплетованої мантії [51]. Вік найбільш древніх ультрабазитів Побужжя оцінюється рівнем 2700 й 2300 млн. років [52]. У межах Українського щита відомо більше 30 масивів лужних порід протерозойського часу з віком 1,7-2,1 млрд. років [53]. С.Г.Кривдик [53] підкреслює, що лужні породи УЩ, у тому числі й Чернігівський карбонатитовий масив, які сформувалися в розламних зонах областей розтягання (рифтах або локальних розламах розколу докембрійського фундаменту) характеризуються специфічним набором (сполученням) високих концентрацій як некорегентних (Ti, Nb, Zr, TR), так і когерентних елементів (Cr, Ni). Така геохімічна спеціалізація властива раннім дифференціатам лужно-ультраосновних формацій, кімберлітам і високотитаністим лампроїтам. А це у свою чергу дозволяє порівнювати їх з магматитами внутріплитних (рифтогенних) областей зі значною глибиною генерації вихідних розплавів.

І.Б.Щербаков [51] робить висновок, що характер мантійного магматизма крім очевидної ролі розривної тектоніки грубо корелюється з потужністю земної кори, що у середньому по всіх щитах становить 43 км. Голованівська й Горіхово-Павлоградська шовні зони характеризуються виходами найбільш древніх порід і найбільш потужною корою більше 50 км.

Таким чином, петрохімічні особливості й структурне положення ультрабазитів Середнього Побужжя дозволяють вважати їхніми похідними ультраосновної магми із глибокофокусним їх генеруванням. У зв'язку з наявністю в будові масивів ультрабазитів хромітвміщуючих карбонатитів для визначення умов їхнього утворення цілком прийнятні перераховані вище моделі генерації кімберлитових і карбонатитових розплавів. Масиви ультрабазитів Середнього Побужжя сформувалися на рубежі архею й протерозою, що по визначенню В.Е.Хайна [54] є одним з найважливіших в історії Землі. У цей час, починаючи з 2,8 - 2,7 млрд. років, проявляються характерні для раннього протерозою такі процеси як кратонізація, перевага калієвих гранітоїдів, поява лужних порід, рифтинг,

трапповий магматизм. Платформні комплекси основних й ультраосновних лужних порід незмінно супроводжуються карбонатитами. В.Е.Хаін вважає, що епіархейська континентальна кора стала досить твердою й тендітною, щоб у ній утворилися глибокі розлами й тріщини. Кращим свідченням цього є утворення Великої дайки Зімбабве (2,5 млрд. років). Існують рої основних дайок цього ж віку, які широко поширені в межах Канадського й Балтійського щитів, блоку Пилгарн у Західній Австралії й на деяких інших еократонах. Поряд з ними розвинені розшаровані мафіт-ультрамафітові інтрузії й покриви вулканітів того ж складу й мантийного походження. Весь цей магматизм на думку В.Е.Хаїна свідчить про підвищений тепловий потік на початку раннього протерозою, підйомі поверхні астеносфери, про утворення місцями її виступів, які можна інтерпретувати слідом за канадськими авторами як мантийні плюми.

В.Н. Анфілогов зі співавторами [48] вважають карбонатити, кімберліти й лампроїти своєрідними сімействами магматичних порід, склад яких варіює в широких межах не утворюючи закономірних серій. На їхню думку в кожному конкретному прояві вони являють собою асоціацію порід, зв'язаних єдиним магматичним вогнищем, причому кожне вогнище може мати індивідуальний склад асоціації. Всі вони безсумнівно є породами, що зародилися на великій глибині. Вони вважають, що загальним для цих порід є лужний склад мінеральних парагенезисів, широкий розвиток процесів гібридизма й насиченість ксеногенним матеріалом представленим ксенолітами порід, що вміщують, і ксенолітами глибинних порід і мінералів. У результаті утворення карбонатитових, кімберлитових і лампроїтових розплавів відбувається виділення більших обсягів  $\text{CO}_2$ , що супроводжуються флюїдизацією речовини і його перенос до поверхні здійснюється у формі газОВО-газово-розплавлених і газОВО-твердих сумішей з утворенням диатрем і туффзитів.

Всі перераховані особливості названих порід у тому або іншому ступені відбиті в будові й складі вивчених нами силікатно-карбонатних порід ультрабазитових масивів, які, таким чином, можна вважати своєрідними карбонатитами. На території УЩ подібні породи зустрінуті й детально вивчені тільки в межах Чернігівського

лужного масиву [53, 55, 56, 57, 58]. Тут карбонатити віднесені до разломної зони й представлені серією зближених субпаралельних вертикальних або крутопадаючих тіл потужністю від декількох см до 50 м і більше серед порід комплексу. При цьому в окремих інтервалах відзначається досить часте чергування карбонатитів й їхніх порід, що вміщують. Найдавнішими утвореннями Чернігівського карбонатитового комплексу є лужні гіпербазити-піроксеніти, флогопітові олівініти, гліммерити й слюдяні перидотити, а також ійоцит-мельтійгіти. Перидотити й піроксеніти (клінопіроксеніти з диопсидовим складом) зустрічаються у вигляді включень в олівівміщуючих доломітових і доломіт-кальцитових карбонатитах (бефорситах).

На думку авторів утворення комагматических серій Чернігівського карбонатитового комплексу відбулося в результаті еволюції базальтової магми при проходженні через неї мантійних луго-вуглекислих флюїдів, які звичайно виявляються при вивченні включень у мінералах карбонатитів. Ці ж флюїди викликали фенітизацію порід, що вміщують. Температури кристалізації карбонатитів Чернігівського масиву, розраховані по ізотопним геотермометрам, становлять 974-510° про (карбонат-магнетитовий) і 1050-548 ° (кальцит-графітовий) [58]. Автори вважають, що вони характеризують ранній магматичний і постмагматический (перекристалізаційний) етапи формування порід. По доломіт-кальцитовому геобаротермометру карбонатити Чернігівського масиву кристалізувалися при досить високому тиску (300 - 600 МПа), що відповідає глибинам 10 - 20 км.

У будові Чернігівського масиву беруть участь зруптивні севітові брекції й кімберлітові карбонатити, тобто простежується еволюція родоначальної магми від становлення ультрабазитів, зародження карбонатитового розплаву до утворення диатрем.

Якщо проводити паралель із Чернігівським масивом, то напрошується висновок про деяку їхню подібність по ряду загальних ознак. Насамперед, вони присвячені до зон глибинних розламів і характеризуються лінійною формою. По-друге, у будові масивів беруть участь олівівміщуючі бефорсити. Відмінності, що намітилися,



полягають у характері спеціалізації цих масивів, що визначається лужним ухилом розвитку Чернігівського споконвічно гіпербазитового масиву. У будові масивів Середнього Побужжя відсутній експлозивний рівень магматизма й не виявлений значною мірою лужний метасоматоз, що може бути пояснене тим, що в його будові спостерігається коренева частина магматичної колони й тим, що він сформувався в умовах більш закритої тектонічної зони. Разом з тим, Лукашівський і Дубовецький масиви за цією ознакою знаходять практично повну аналогію із Чернігівським масивом.

У відповідності з поглядами А.А.Маракушева [59] лужні породи в автохтонному заляганні є своєрідними "мігматитами по ультраосновних породах", розвиваючись у ході магматичного заміщення. Із глибиною подібне заміщення здобуває усе більше флюїдний і низькотемпературний характер, що приводить до відщиплення карбонатитів і формуванню лампроїтів і кімберлітів. Генерація лужних магм у ході магматичного заміщення завжди супроводжується дуже інтенсивним впливом як на перидотити, що заміщаються, так і на породи, що вміщують, які перетворюються у феніти, що й спостерігається на Чернігівському й деяких інших масивах.

Перидотити й олівініти в ході магматичного заміщення піддаються інтенсивній піроксенізації, зерна істотно діопсидового піроксену вихідних порід перекристалізуються, укрупнюються, здобувають діопсидовий або егірин-діопсидовий склад. При подальшому розвитку процесів магматичного заміщення утворюються нефелінвміщуючі породи. Виходячи з деякої аналогії будови й складу Чернігівського й масивів Побужжя, можна скористатися встановленими закономірностями утворення й класифікації карбонатитів Приазов'я Є.Б.Глеваським і С.Г. Кривдиком [55]. У будові Чернігівського масиву ними в порядку встановленої або передбачуваної послідовності формування виділяються головні типи карбонатитів: севіти, альвекіти??, бефорсити й кімберлітові карбонатити, а також ультрабазити когенетичних включень у карбонатитах і ??родинні бефорситам фоскорити. По своєму складі бефорсити й кімберлітові карбонатити найбільш близькі до карбонатитів Капітанівського масиву.

Бефорсити - найбільше складно диференційовані різновиди карбонатитів Чернігівського масиву. Їхній склад визначається співвідношенням шести головних мінералів - доломіту, кальциту, апатиту, магнетиту, олівіну, флогопіту - і варіює від майже анхімінеральних карбонатних до силікатно-карбонатних порід, що містять більше 30 % олівіну й флогопіту. Олівін спостерігається у вигляді одиничних рівномірно розподілених зерен і скупчень (два-три, рідко більше зерен). Відзначаються їх великі й дрібні "кістякові" зерна, що зрослись із карбонатами або магнетитом (на Капітанівському масиві спостерігалися кістякові кристали хромшпінелідів, що зрослись із карбонатом і диопсидом), а також дрібних і середніх розмірів ідіоморфні витягнуто-таблитчаті злегка округлені ("оплавлені") зерна, включені в карбонатах або апатиті. Склад олівінів у бефорситах коливається від  $Fe_{22}$  до  $Fe_{58}$ , при цьому більше залізисті олівіни в цілому характерні для більше залізистих парагенезисів; магнезіальність олівіну росте зі збільшенням кількості магнетиту.

Флогопіт - один з найбільш ранніх мінералів, він кристалізувався раніше карбонатів й одночасно або навіть раніше олівіну. Як і на Капітанівському, спостерігаються включення флогопіта в олівіні.

Магнетит утримується в кількості 20 %. Форма зерен магнетиту округла, неправильна, кістякова, рідше ідіоморфна. Відзначаються симплектитоподібні зрощення магнетиту з карбонатами й олівіном, що свідчать про одночасну кристалізацію цих мінералів. Для магнетиту характерні екссолуційні вrostки шпінелі із імовірним складом плеонаста, рідше типу ганіта.

Головні породоутворюючі мінерали бефорситів - кальцит і доломіт характеризуються своєрідними структурними відносинами. В істотно доломітових бефорситах кальцит виконує інтерстиції більших зерен доломіту, а в істотно кальцитових бефорситах співвідношення їх зворотні - проміжки між зернами грубозернистого кальциту заповнені дрібнозернистим доломітом, однак спостерігаються і його включення в доломіті. Автори відзначають, що доломіт у шліфах виглядає найчастіше більш раннім. На підставі аналізу літературних даних і спостережень взаємовідношення головних типів карбонатитів, вони роблять

висновок про те, що експериментально обґрунтована зміна складів карбонатних виплавок зі збільшенням тиску - кальцитові, доломітові, анкеритові, сидеритові карбонатити - принципово подібна спостережуваної в Чернігівському комплексі й визначає послідовне збільшення глибини магм, що відповідають фазам сеїтів, альвекитів і бефорситів.

Кімберлітові карбонатити мають брекчієвидну будову, що визначає їхнє неоднорідне фарбування: включення й ксеноліти силікатних порід і мінералів сіро-зелений або темно-зелені, карбонатний цемент білий або ясно-сірий. У їхній склад входять (2): кальцит 25-50; серпентинізований магнезіальний олівін (8-25 % Fa, найчастіше 17-18 %) або псевдоморфози серпентину по олівіні 25-40; флогопіт 15-30, апатит 5-12, магнетит 2-5.

У протолочках зустрінуті блідо-зелений діопсид і зелений амфібол. Ак-цесорні мінерали представлені цирконом, бадделеїтом і темно-зеленою шпінеллю типу плеонаста (іноді в підвищених кількостях).

Кальцит кімберлітових карбонатитів має ізометрично зернисту ("гранобластову") структуру й цим відрізняється від кальциту карбонатитових кімберлітів з подовжено-пластинчастою, лейстовидною, мікролітовою будовою. Олівін виділяється у вигляді овальної або неправильної форми зерен, зустрічаються його рідкі дрібні ідіоморфні кристали.

Гіпербазити Чернігівського карбонатитового комплексу зустрічаються тільки у вигляді включень у карбонатитах. Розміри включень непостійні й звичайно не перевищують декількох сантиметрів, досягаючи в рідких випадках одного - двох або навіть декількох метрів. Форма дрібних включень найчастіше округла. У гіпербазитах зустрічається ксеноморфний карбонат стосовно силікатів, у зернах олівінів, клінопіроксенів й амфіболів спостерігаються його дрібні ідіоморфні включення. Аналогічним є й те, що карбонати (до 20 %) ультрабазитів рівноважні стосовно силікатів, оскільки їхня присутність не викликає характерних для накладеної карбонатизації перетворень олівінів і клінопіроксенів - серпентинізації, альбітизації, біютизації й ін.

Ґрунтуючись на теоретичних положеннях петрогенезиса, розроблених А.А.Маракушевим [59], ми вправі стверджувати про те, що в проміжному магматичному вогнищі вихідний розплав ультрабазитів масиву перетерпів такі процеси диференціації, як флюїдномагматичну взаємодію, рідинну несмесимість (ліквацію) і початкову кристалізацію. Характер процесів флюїдно-магматичної взаємодії й ліквації в розплавах визначається термодинамічними умовами, у яких вони протікають і від вмісту в них летучих компонентів. Про флюїдний режим вихідної магми масиву можна судити по непрямим ознакам таким, як його будова й склад порід. У будові масиву істотну роль грають магматичні силікатно-карбонатні породи й серпентиніти. Гідротермальні-метасоматичні процеси не грають істотної ролі в зміні порід масиву. У складі ультрабазитів мінерали, що містять летучі компоненти, за винятком карбонатів, не мають широкого поширення. Все це з урахуванням літературних даних дає підставу вважати вихідну магму сухою з високим вмістом вуглекислоти. У розплаві газова складова містила й інші летучі компоненти, але в підлеглий кількості, про що свідчать досить високий вміст сірки й миш'яку (0,22-0,39 ваг. %),  $P_2O_5$  (більше 0,02-0,03 ваг. %) в ультрабазитах [60].

Л.Л. Перчук [61] на підставі аналізу складу флюїдних включень із природних алмазів показав, що склад мантийних газів істотно відрізняється від корових насамперед більше високими відносинами  $H_2/H_2O$  й  $CO/CO_2$ . Їм виділені дві групи флюїдних включень мантийної природи: 1)  $H_2O-N_2-CO-CH_4-C_2H_2-C_2H_6-C_2H_8$ ; 2)  $CO_2-N_2-CO-CH_4-C_2H_2-C_2H_6-C_2H_8$ . Склад флюїдів другої групи знаходить своє відбиття в мінеральних парагенезисах порід Капітанівського масиву.

У роботі Ю. А. Колясникова [62] показано, що безпосередньо у вогнищі базальтової магми молекулярної води бути не може, не говорячи вже про сам верхнемантийний субстрат. Базальтовий температурний мінімум при температурі близько 1200 С може визначатися реакціями деіонізації протонів й утворення молекулярного водню (більше 400 ккал/моль), тоді як андезитовий - нагромадженням у відносно закритій системі проміжних вогнищ гідроксильних груп, що відокремлюються в процесі полімеризації (потенційна вода, що входить до

складу амфіболів) при вільній дифузії із системи протонів. Власне вода в еволюції андезито-базальтових магм утворюється лише з удаленням її компонентів з вогнища за межі 700 С, де екзотермічна водогенерація обумовлює формування, як правило, потужної гідротермально-метасоматичної системи. Вода з'являється й у самому магматичному вогнищі при його охолодженні нижче 700 С и в подальшій еволюції системи вона забезпечує постмагматичні автометасоматичні перетворення порід. Результатом подібних перетворень порід є повсюдна серпентинизація масивів.

Тиском визначається вміст вуглекислоти в магматичному розплаві. Експериментальні дослідження показали, що розчинність вуглецевого газу в магмах, залишаючись у цілому більш низкою, чим розчинність води, сильно зростає зі збільшенням тиску й температури [55]. У мантійних розплавах до глибини 80 км розчинність вуглекислоти становить менш 5 %, а на глибинах більше 80 км досягає 40 % (у вагових кількостях). На підставі цього прийнято вважати, що карбонатитова й кімберлітова магми можуть виплавлятися на глибинах більше 80 км. Певний інтерес представляють установлені головні особливості флюїдного режиму процесів генерування й кристалізації карбонатитових магм на прикладі Чернігівського масиву карбонатитів УЩ [55]. До цих особливостей відносяться: утворення карбонатитового розплаву обумовлено існуванням зв'язаного  $\text{CO}_2$  у надрах Землі: при запереченні існування зв'язаного або вільного  $\text{CO}_2$  у подкорових глибинах генезис карбонатитів не можна пояснити ні гідротермально-метасоматичною, ні інтрузивно-магматичною гіпотезами; флюїдна складова розплавів мала відбудовний характер; карбонатитові розплави, як й інші мантійні магми генерувалися в сухих умовах; летучі компоненти були розчинені в розплавах і виносилися у зв'язаній (аніонній) формі, відділення їх у газову фазу відбувалося у приповерхніх умовах.

Б.В.Олейніков зі співавторами [63] вважають, що на ранній стадії еволюції магматичної системи провідним параметром, що визначає склад мінеральних парагенезисів поряд з Р-Т умовами, є фугитивність кисню. Вона контролює поведження петрогенних і рудних елементів у силікатному розплаві, визначаючи передумови реалізації його рудогенеруючих можливостей. На їхню думку

металізація силікатної речовини полегшує екстракцію окремих рудоутворюючих елементів, які при сприятливому флюїдному режимі що розвиваються флюїдномагматичних систем можуть брати участь у формуванні рудних родовищ. Тривалий вплив флюїдів, що транспортують у своєму складі відновлені гази (водень, вуглеводні й інші з'єднання), на магматичний розплав повинне обумовити зниження окисного потенціалу флюїдно-магматичної системи, що приводить до формування металевих і карбідних фаз, а також богатих магнієм і кальцієм силікатів й алюмосилікатів. При низькій активності кисню нижче поля стійкості  $\text{SiO}_2$  у металізованій частині розплаву можливе існування тільки простих оксидів металів. При наступному невеликому підвищенні окисного потенціалу в області, що прилягає до буфера  $\text{SiO}_2$  - Si починають виникати силікатні мінерали. На підставі цього передбачається, що шпинеліди є продуктами ранньомагматичного окислювання, що передують субліквідусного силікатоутворенню.

Інша сторона впливу флюїдів на розплави стосується, власне кажучи, протилежного ефекту розчинення в них флюїдних компонентів, що супроводжується значним зниженням температури їхньої кристалізації й зміною складу евтектик, що сильно впливає на напрямок кристалізаційної диференціації. У результаті в них розвивається рідинна несмесимість (ліквация). У цьому випадку набуває чинності ефект фракціонування компонентів між рідкими фазами. Одна з них обособлюється у вигляді рідкої емульсії, краплі, шлірів в іншій фазі, що утворюють їхню матрицю, що містить. Цей тип магматичного розщеплення наочно виражений у метеоритах і гірських породах їх хондритовими, варіолітовими, сферолітовими й кульовими текстурами. Інша форма прояву рідинної несмесимості розшарування розплавів, відокремлення їх у вигляді шарів, нерідко знаходяться в ритмічному переслоюванні [59].

Із проявом рідинної несмесимості в магматичних системах пов'язується відділення флюїдних магм, що відбувається тим ефективніше, чим вище флюїдний тиск. Це добре видно на прикладі карбонатитів по експериментальним даним І.Фростона й Д. Гамільтона, згідно яким відщиплення карбонатитових розплавів від



фельдшпатоїдних силікатних магм обумовлено флюїдним впливом при помірному (70 МПа) і високому (300-700 МПа) тисках  $\text{CO}_2$  [33]. До теперішнього часу відомі численні приклади визнання за процесами ліквідації масштабних проявів петрогенезиса на підставі вивчення природних об'єктів. При цьому доводиться не тільки відокремлення карбонатних розплавів, але й ліквідаційне силікатно-карбонатне розщеплення з нагромадженням летючих в одній зі співіснуючих флюїдизованих рідин. Все частіше називається генетичний зв'язок карбонатитів не тільки з лужними ультрабазитами.

Роль рідинної несмесимості в утворенні кальцитових карбонатитів Маломурунського масиву доведена Л.П. Паніною і Л.М.Усольцевою [64] на підставі вивчення включень із піроксену й монтичелліта меліт - монтичеліт - піроксен - олівінових порід. У своїй роботі вони роблять висновок про те, що вихідні карбонатні розплави відокремилися від материнської високомагнезійної малоглиноземистої збагаченої лугами й кальцієм силікатної магми при 1280-1260°C внаслідок рідинної карбонатно-силікатної несмесимості. На їхню думку підйом материнської магми із глибинного джерела, очевидно, був повільним і супроводжувався нагромадженням летючих компонентів у сольовому розплаві, що рівноважно співіснує із силікатною рідиною. У зв'язку з утворенням і ростом магморозривних тріщин спостерігалось роз'єднання силікатного й карбонатного розплавів і переміщення останнього (як малов'язкого й дуже рухливого) в апікальні й приконтантові зони.

У Південній Намібії вивчалось співвідношення між карбонатитами й монтичеллітовими пікритами [65]. У цьому випадку слюдисто - олівін - карбонатні пікрити прориваються лінзами й пластовими тілами монтичелітових пікритів. Всі ці породи пересічені послідовно тілами, що утворились, флогопіт-карбонатних пікритів, дайками карбонатитів. Флогопіт - карбонатні пікрити трактуються як продукти вихідних близьких до примітивного (родоначальним) магмам, що утворилися при частковому плавленні в полі стійкості доломіту на глибині 100-110 км при 1100-1250°C. При фракціонуванні з них олівіну сформувалися багаті

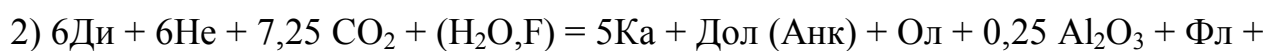
летючими слюдисто-олівін-карбонатні пікрити. Частина цієї магми потім інтродуала, а інша частина випробувала втрату летючих й окислювання на шляху до поверхні, сформувавши в підсумку монтичелітові пікрити. Пізні карбонатити відносяться до похідних залишкових розплавів, що виникли при майже повній раскристалізації магми, подібної флогопіт-карбонатним пікритам й, що відокремилися в результаті фільтр-пресингу.

Переміщення магми, обумовлене фільтр-пресингом, полягає в наступному [66]. Якщо магми (кислі й мафічні) кристалізуються на глибині 10 км, вони розширюються шляхом вторинного "скипання". При цьому створений газом тиск як би виштовхує розплав з області кристалізації. Уважають, що даний процес обумовлений газом фільтр-пресингу сприяє кристалізаційній диференціації магм й одним з наслідків цього явища називається прояв тонких шароподібних тіл примітивної магми. Як видно, процес типу пресингу поширюється й на більш глибокі рівні кристалізації магм багатих летючими компонентами. Щось подібне спостерігається при кімберлітовому магматизмі [49]. Перекристалізація мантійних порід, що найбільше активно протікає в самих верхніх об'рях верхньої мантії, які відносяться до шпінель-піроксенової і шпінель-піропової фацій (мал.3.30.), супроводжується виділенням теплової енергії, розуцільнення й, що дуже важливо, збільшенням обсягу мантійної речовини. У зв'язку із цим утворюються мантійно-корові структури. Вільний прорив до денної поверхні магматитів цих структур безсумнівно багатих летючими компонентами можливий лише в зонах глибинних розламів. У цих умовах можуть протікати не тільки процеси, обумовлені газом фільтр-пресингу, але створюватися додаткові умови для розщіплення розплаву на дві рідини, що не змішуються. Відомо, що при вижиманні магми, у частинах прилягаючих безпосередньо до стінок каналу або тріщини, рух відбувається в нерівнозначних умовах. Ці умови можуть привести до виникнення в магмі "потоків" з різною швидкістю переміщення. Відбувається утворення своєрідних площин розділу з пониженим тиском. Ці зони, природно, служать місцем високих концентрацій і наступної потім віддачі летючих компонентів.

На прикладі Чернігівського масиву підтверджується теоретично й експериментально обґрунтована зміна складів карбонатитових виплавів зі збільшенням тиску - кальцитові, доломітові, анкеритові, сидеритові карбонатити. Ця послідовність обумовлена тим, що ріст розчинності  $\text{CO}_2$  у мантійних магмах із глибиною визначає послідовний зв'язок вуглекислоти з Ca, Mg й Fe. Відповідно з моменту початку формування доломітових розплавів, коли весь Ca витрачений на карбонати, кальцієві силікати в карбонатитах поступаються місцем магнезіально-залізистим (олівінам, слюдам). У кінцевому результаті інтенсивна глибинна карбонатизація мантійних розплавів повинна привести до появи вільного кремнезему, що фіксується при кристалізації карбонатитів у приповерхніх умовах у вигляді кварцу, а в глибинних - у вигляді високобаричних модифікацій, наприклад у вигляді коеситу (установлений у кімберлітах). Є.Б. Глеваський і С.Г. Кривдик називають передбачувані схематичні реакції карбонатизації мантійних лужно-ультраосновних розплавів нефелінового (мельтейгітового) складу й послідовність генерування карбонатитових і комагматичних лужних магм стосовно до Чернігівського масиву. Дві реакції для бефорситового вогнища магмоутворення з високої розчинністю  $\text{CO}_2$  цілком прийнятні для пояснення мінеральних асоціацій карбонатитів і процесів окварцювання порід карбонат-ультрабазитових масивів:



нефелініт                      бефорсит              лужний ліпарит



нефелініт    бефорсит доломіт-кальцитовий



лужний трахилипарит                      фенитизуючий флюїд

де Ди- диопсидовий клінопіроксенит, Не - нефелін, Ка - кальцит, Дол - доломіт, Анк - анкерит, Фл - флогопит, ЛПШ - лужний польовий шпат, Ол - олівін.

Вихідні мінерали названих реакцій, за винятком гіпотетичного нефеліну цілком замінного полевошпатом мінералом, реально існували при формуванні Капітанівського й подібних йому масивів. Якщо врахувати, що в будові беруть

участь полевошпатові породи, а також жильні утворення слюдитів і кварцю, спостерігаються процеси окварцювання, то й права частина рівнянь відповідає мінеральним асоціаціям масиву. Відповідно напрошується висновок про магматичну карбонатитову природу силікатно-карбонатних порід, що вивчалися.

А.Г. Булах і В.В. Іванников [47] виконали термодинамічний аналіз систем карбонатитоутворення. У цій проблемі, на їхню думку, найбільш важким виявляється питання про фізико-хімічну природу первинно-розплавних систем карбонатитоутворення в масивах лужно-ультраосновної формації щитів і древніх платформ, оскільки в таких масивах явища епігенетичної зміни карбонатитів стерли всі ознаки первинного складу й будови порід, позбавляючи фактичної основи будь-які термодинамічні вишукування в цій області. Тому, як вони вважають, всі параметри, що розраховують для флюїдно-гідротермальних систем, їхнього фізико-хімічного стану можуть характеризувати у відомій мірі й стан карбонатитових розплавів, рівноважних які відщеплюються від них луго-карбонатними флюїдами й гідротермами. У зв'язку із цим, на наш погляд, можуть становити певний інтерес висновки з аналізу мінеральних рівноваг у різних системах, виконані А.Г. Булахом і В.В. Іванниковим.

За модельну основу для термодинамічного (розрахунково-термохімічного) аналізу умов утворення карбонатних парагенезисів за участю  $\text{CO}_2$  й  $\text{H}_2\text{O}$  названі автори прийняли систему  $\text{Ca} - \text{Mg} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . З аналізу системи за участю доломіту,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  вони зробили висновок, що в ній тільки частина теоретично, що визначилися асоціацій, має місце в природних умовах, об'єднаних однією нонваріантною крапкою, що враховує рівноваги в присутності кальциту, доломіту, форстериту, диопсиду, тремоліту.

Авторами проаналізована приватна серія асоціацій, об'єднаних нонваріантною крапкою:

- |  |  |
|--|--|
| 1) $\text{Fo} + \text{Di} + \text{Tr}$ (31); | 6) $\text{Di} + \text{Ka} + \text{Do}$ (38);     |
| 2) $\text{Fo} + \text{Di} + \text{Ka}$ (31); | 7) $\text{Tr} + \text{Ka} + \text{Do}$ (33);     |
| 3) $\text{Fo} + \text{Tr} + \text{Ka}$ (32); | 8) $\text{Fo} + \text{Tr} + \text{Do}$ (33, 38); |

- 4) Ди + Тр + Ка (32, 33);                      9) Ди + Тр + До (38).  
5) Фо + Ка + До (31, 32);

Із цих асоціацій підкреслені ті, які спостерігаються в силікатно-карбонатних породах вивчених масивів Побужжя. На думку А.Г. Булаха й В.В. Іванникова із цих дев'яти асоціацій перша відповідає силікатним метасоматитам - продуктам зміни гипербазитів; асоціації 2,3,4 - деякі з різновидів кальцитових карбонатитів: асоціації 5, 6, 7 - трьом (реальним і гіпотетичним) різновидам кальцит-доломітових карбонатитів; в асоціаціях 8,9 є присутнім тільки один карбонат-доломіт. З дев'яти три асоціації (5, 8,9) не відзначені у вивчавшихся ними карбонатитах, хоча відповідно до побудованої діаграми, вони на їхню думку припустимі. Це припущення пояснюється з позицій прийнятої системи розрахунків і побудов тим, що фігуративні крапки реальних хімічних складів карбонатитів лягають у трикутнику Са - Mg - SiO<sub>2</sub> лівіше Ди - До й вище конноди Фо - Ка. Таким чином, асоціація Фо + Ка + До в силікатно-карбонатних породах вивчених масивів і реальна, і обґрунтовується термодинамічним аналізом як карбонатитова.

#### 4.2 Модель формування хромітового зруденіння в карбонат-ультрабазитових масивах Побужжя

Відповідно до вищевикладеного, у тому числі й фактичному матеріалі, представленим у розділі 3, найбільш прийнятна модель формування хромітових руд, запропонована для комплексу Хизлевуд Ривер, Тасманія [73]. У даному мафіт-ультрамафітовому комплексі спостерігається три різних типи хромітових проявів. Перший тип хромітитів представляє дуже тонкі шліри, що містять збагачену хромом шпінель й укладену в первинних богатих олівіном кумулятах. Другий тип хромітитів залягає в більше товстих шлірах, що містять глиноземисту шпінель й укладений як міжшаровий комплекс у кумулятних дунітах і перидотитах. Третій тип хромітитів - більш масивні скупчення, що залягають як нерівномірні прожилки, лінзи й шари. Третій тип хромітитів просторово пов'язаний з дайками габро, які інтродують дуніт-

гарцбургіт-ортопіроксенові циклічні комплекси й чергуються з ними (силлы?) або укладений у ксенолітвміщуючих габброноритах. Ці типи хромітитів вважаються обложеними безпосередньо з первинної магми й можуть відбивати періоди "підпитування" магмою. Третій тип хромітитів був сформований у результаті змішання ультрамафітової магми зі збагаченими летючими інтеркумулятними розплавами, що робили гібридні магми, що містять хроміт тільки як рідинну фазу. На малюнку 4.1[68?] наведена схема, що ілюструє концептуальну модель для генезису третього типу хромітитів, відповідно до якої виділяється 3 стадії (А, У и С).

А. Утворення мантийного плюма. Збагачені летючими компонентами інтеркумулятні розчини рухаються уздовж розламів і захоплюють фрагменти гарцбургітового кумулятного шару. Більша швидкість плинуну приводить до подальшого розшарування вихідного розплаву. Турбулентні змішання між виниклими розплавами створюють ксенолітвміщуючу, насичену хромітом гібридну магму. У зв'язку із присутністю в надлишку летючих відбувається швидка хромітова нуклеація, що приводить до формування каймистих хромітів.

Б. Загасання мантийного плюма. Спад мантийного струменя приводить до формування ксенолітвміщуючого, збагаченого хромітом шару гібридної магми, що перебуває приблизно на виході каналу. Гравітаційне осідання й/або латеральне переміщення від виходу магматичного каналу може пояснити спостережуване сортування по розмірах ксенолітів і відділення грубозернистих ксенолітів і набагато більше тонкозернистих хромітів в окремих шарах. Слідом за первісним "спалахом" хромітового осідання, гібридна магма кристалізується за схемою - ортопіроксен клінопіроксен плагіоклаз, роблячи габброноритову матрицю, що вміщає. Часті, невеликі пульсації габброїдного розплаву з первісного каналу приводять до розвитку тонкої полосчатості.

В. Поновлення активізації магматичних процесів. Чергування щодо спокійних періодів відкладення олівін-хроміт-піроксенових компонентів (на додаток до шарів гарцбургітових кумулятов) з більш бурхливими періодами, пов'язаними із



впровадженням порових флюїдів, приводить до циклічного повторення хроміт-габброноритових смуг.

Ця модель пояснює не тільки умови утворення хромітових руд, але й петрогенезис вміщуючих їх ультрабазитів, будова Капітанівських і Липовеньківських масивів Побужжя. У складі руд нами встановлено кілька різновидів хромітів, які поєднуються у два типи - істотно магнезіального й залізистого складів. Виділяється два типи карбонатитів із включеннями або магнезіального, або залізистого олівіну. На підставі цього можна затверджувати, що при формуванні масиву відповідно до обговорюваної моделі було не менш двох циклів активізації магматичних процесів. Спочатку у зв'язку із зародженням глибокофокусного магматичного вогнища й подальшим розвитком всіх стадій так званого мантійного плюма, або, іншими словами мантійного діапіра, сформувалася серія порід з петрохімічною спеціалізацією ультрамагбазитов по Н.Д.Соболеву. До найбільш характерних порід першого циклу можна віднести дуніти, шпінелеві перидотити й карбонатити з магнезіальним олівіном. У цей час сформувалися найбільш магнезіальні хроміти. У ряді магматичних порід даного циклу відсутні основні породи габброноритового складу. Роль гібридної магми в цьому випадку на нашу думку грав карбонатитовий розплав. Цьому припущенню не суперечить описаний у стадії А моделі процес зародження подібного розплаву, що підтверджується спостереженнями характеру взаємин карбонатитів з аподунітовими серпентинітами, а також складу включень у карбонатитах.

Поновлення активізації магматичних процесів відбувалося на більш високому гіпсометричному рівні й у цей час сформувалися породи з петрохімічної спеціалізацією ультрафербазитів й ультраальбазитів по Н.Д.Соболеву. Магматична перекристалізація порід (магмометасоматоз по С.А.Гурульову), що не заперечується під час першого циклу, досягає найбільш високого рівня. Характерними породами другого циклу поряд з перидотитами стають клінопіроксеніти, із залишкових розплавів кристалізуються породи основного складу. У цей час утворюються залізисті хроміти. Спостерігається кристалізація розплавів за схемою ортопіроксен

клінопіроксен плагіоклаз із утворенням габброноритової матриці, що вміщає, хромітового зруденіння (розділ 3.3.1). Карбонатити другого циклу містять залізистий олівін, у них зустрічаються фрагменти клінопіроксенітів. У зв'язку із присутністю в надлишку летючих компонентів на контакті клінопіроксенітів і карбонатитів відповідно до розглянутої моделі відбувається швидка хромітова нуклеація, що приводить до формування каймистих хромітів.

Модель утворення хромітових руд пояснює також полосчата будова Капітанівського масиву в результаті частих невеликих пульсацій залишкових розплавів з первісного вогнища, а також поновленням активізації магматичних процесів.

І, нарешті, у даній моделі ми знаходимо пояснення важливих у петрологічному відношенні умов утворення так званих ксенолітів у магматичних породах, які по суті є автолітами, фрагментами порід більш ранньої кристалізації диференційованих комплексів. У цьому випадку пояснюється механізм утворення включень фрагментів перидотитів у габброноритах. Подібної природи включення спостерігаються в кімберлітах. У Закарпатті гіпабісальні лейкократові кварцові діорит-порфірити містять тільки включення фрагментів меланократових діорит-порфіритів, але не ксенолітів, як це було прийнято вважати до детальних досліджень акцесорних мінералів островодужної міоценової андезитової формації [68]. При уважному вивченні керн свердловин Капітанівського родовища не був зафіксований хоча б один випадок наявності в карбонатитах дійсних ксенолітів. Включення в карбонатитах були представлені тільки фрагментами аподунитових й апоперидотитових серпентинітів. Включення фрагментів ультрабазитів є характерними й для карбонатитів Чернігівського масиву.

#### 4.3 Формаційно-генетична приналежність досліджених ультрабазитів

З'ясування факторів первинно-магматичної металлогенічної спеціалізації ультрабазитів, подвергнутих в різному ступені регіональному й дислокаційному

метаморфізму, пов'язане з певними труднощами через зміну вмістів і співвідношень рудогенних елементів під впливом метаморфічних процесів. Для виявлення формаційно-генетичної приналежності й потенційної рудоносності базит-ультрабазитових комплексів широко використовуються вивчення розподілу в них рідкісноземельних елементів, особливо легкої групи, які відносно інертні при впливі метаморфізму гранулітової й амфіболітової фацій [69]. Також залучаються дані по співвідношенню некогерентних розсіяних елементів, серед яких переважніше використовуються Rb, Ba, Sr, рідше K.

Разом з тим по сукупності параметрів намітилися істотні розходження між ультрабазитами типово коровими й мантійними [70]. За цим критерієм розрізняють п'ять типів: 1 - розшаровані інтрузії; 2 - альпінотипні ультрамафіти; 3 - мантіїні діапіри; 4 - концентрично-зональні ультрамафічні масиви; 5 - лужно-ультраосновні асоціації платформ. Отримані дані по вивченим карбонат-ультрабазитовим масивам дозволяють провести аналіз по приналежності до перерахованих типів.

По наведеним О.К.Івановим параметрам [70] Побузька група гіпербазитових масивів тяжіє ближче до формації мантіїних діапірів. Так, він сформувався в крайовій частині консолідованої архейської платформи поблизу зони спрединга, що умовно можливо віднести до складчастої області. Плитовидна форма, розмір і склад комплексу, серед якого присутні гранат-гіперстен-кварцеві породи високобаричні гранатові парагенезиси, можливі аналоги або похідні гранатових лерцолітів, практично повна відсутність габброїдів, тонкі шари піроксенітів, що перемежуються з перидотитами, відповідають саме третій групі - мантіїним діапірам. Поява клінопіроксенітів і силікатно-карбонатних порід, що нагадують карбонатити, у віддаленому наближенні ріднить їх з п'ятою групою лужно-ультраосновних асоціацій. По залізистості дуніти масивів Побузького рудного поля не перевищують значення показника для мантіїних діапірів (до 9,0 %), у той час як показник для дунітів масивів Верхнього Побужжя більше відповідають лужно-ультраосновним платформним асоціаціям, Заваллівський, Хащеватський і Чемерпільський - альпінотипним ультрамафітам (до 11 %), а Горіхово-

Павлоградської і Криворізької шовних зон - островодужним областям (9,7-15,2 %). Аналогічна відповідність спостерігається й по вмісту фаялітового мінерала в олівіні.

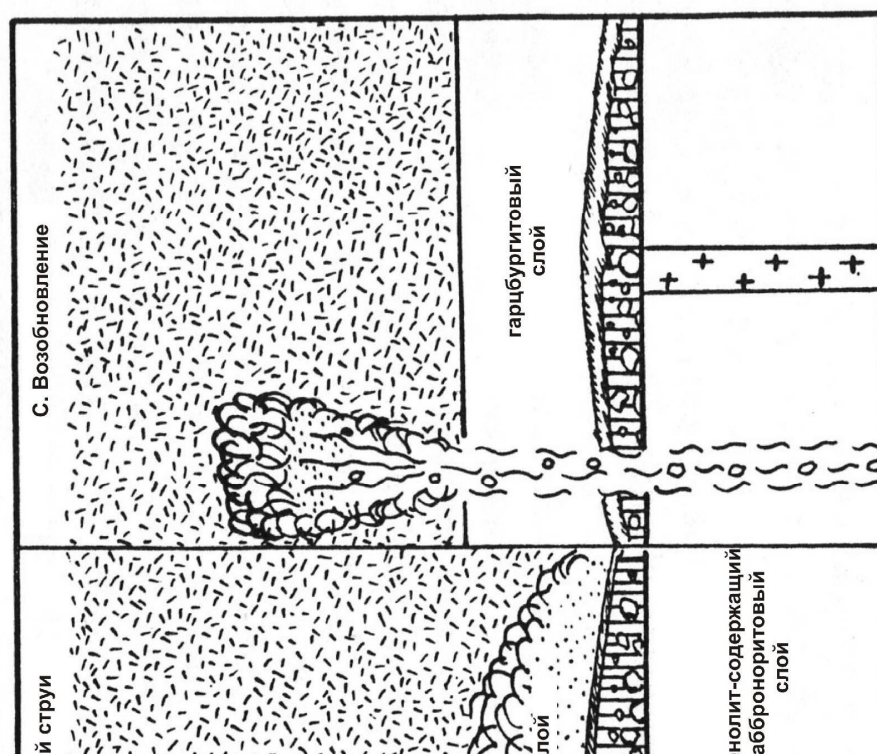
По ізоморфізму, вмісту  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  й  $\text{TiO}_2$  хромшпінеліди масивів Побузького рудного поля тяжіють до лужно-ультраосновних платформних асоціацій, але також мають ознаки альпінотипних ультрамафітів і мантійних діапірів.

За формою хромітових тіл й їхньої потужності, майже повній відсутності горнблендитів, ультрабазити масивів Середнього Побужжя відповідають 5-й групі, а по відсутності магнетитових тіл - 3-й. На жаль, по елементному й мінеральному складу платиноїдів для 3-й групи відомості відсутні. Досліджений їхній мінеральний склад на Південно-Капітанівському і Західно-Липовеньківському масивах дозволяє провести аналогію з альпінотипними ультрабазитами (наявність Ir, Os, Ru) і платформними лужно-ультраосновними асоціаціями (Pt, Ir, Os). Разом з тим, різка перевага Ru серед рідких платиноїдів, наявність істотних концентрацій палладія при яскраво вираженій перевазі в рядових пробах над ним Pt, широкий спектр мінералів платиноїдів й їхніх природних сплавів (у т.ч. палладисте золото) дозволяють висловити припущення про типоморфність подібної платинометальної мінералізації для мантійних діапірів ультрабазитів або спадкуванні її частково від них і придбанні додаткової (по наявності 3-х генерацій платиноїдів) у результаті карбонатитоутворення.

Наведені міркування по аналізу параметрів дозволяють віднести карбонат-ультрабазитові масиви Середнього Побужжя до перехідних типів від мантійних діапірів складчастих зон до лужно-ультраосновних асоціацій платформ із деяким успадкуванням ознак альпінотипних ультрабазитів, що можливо обумовлено своєрідністю архей-нижньопротерозойської обстановки в крайових (рифтогенних) областях протоплатформ і становленням масивів у дві стадії. При цьому, перша стадія (переважна) відповідає умовам формування мантійних діапірів, друга (підлегла) - перетворенню мантійних діапірів з розвитком прототипів карбонатитової магми без чітко виражених процесів лужного метасоматозу, що виражається у фенітизації порід, що вміщують. Разом з тим, присутність до 0,1 %

церію серед силікатно-карбонатних порід і наявність у корах вивітрювання рудопроявлень рідкісноземельних елементів, а в корінних породах наявності її мінералого-геохімічних ознак наближає їх до спорідненості з карбонатитовими розплавами. У цьому зв'язку одиничні знахідки підвищених концентрацій у корах вивітрювання РЗЕ легкої групи вказують на можливість формування при екзогенних процесах їх властиво промислових родовищ.

З іншого боку, віднесення карбонат-ультрабазитових масивів до формації мантийних діапирів зобов'язує вказати ще на один потенційний металогенічний аспект. Присутність у даній формації гранатвміщуючих порід (типу гранатових лерцолітів), наявність у первинномагматичному гранаті від піропової складової до власне піропу є прямою ознакою потенційної алмазносності подібних ультрабазитів. Розвиток їх у Середньому Побужжі у формі штоків і плит, наявність гранатвміщуючих різностей, що по колірних характеристиках і спектрах поглинання відносяться до алмазид-піропового ряду вказує на перспективність пошуків алмазів у районі, особливо в межах ділянок їх найбільш купчастого прояву.



езиса хромітитів по Реск D.C., Кеаус R.R.





## 5 КЛАСИФІКАЦІЙНІ ОЗНАКИ КАРБОНАТ-УЛЬТРАБАЗИТОВИХ МАСИВІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Відомі у світі знахідки ефузивних карбонатитів, у тому числі магнетитових, рідкіснометальних (наприклад вулкан Керимаси в Танзанії [71]) не залишають сумнівів в існуванні карбонатних розплавів як самостійних магм. У зв'язку з перевагою в докембрії ультраосновного-основного магматизма мало, як представляється, більш широке майданне поширення на древніх протоплатформах і рифтових зонах. Численні експериментальні дані [72, 73] однозначно підтверджують можливість зародження доломітових розплавів з перидотитової магми при її насиченості  $32$  і тиску більше  $5-7$  Гпа.

Відносно силікатно-карбонатних порід УЩ, що асоціюють із ультрабазитами, багатьма дослідниками також висловлювалася думка про їхню магматичну природу. Так, Ю.И. Смирнов [43] наводив докази карбонатитової природи силікатно-карбонатних порід Капітанівського масиву й аналогічним йому масивах у Побузькому рудному районі, М.И.Веригін, А.С.Кисельов, В.Н.Трощенко, Л.Г.Хагуройко й інші [74] розглядали кальцифіри родіонівської свити Криворізької шовної зони в якості карбонатитів, Гейко В.Д. зі співавторами [75] привели факти, що підтверджують аналогію Дубовецького, Лукашівського й інших масивів Верхнього Побужжя із Чернігівським, Т.Э.Плоткина [76] довела первинно магматичну природу що вміщують кальцифіри ендербіто-гнейсових порід Хащевато-Заваллівського блоку. Те ж відноситься до Трояновського, Сабарівського й ряду інших масивів, у яких незважаючи на наявність апатит-рідкісноземельної мінералізації на рівні рудопроявлень роль карбонатних порід зводиться до сприятливого середовища для їхнього осадження, а самі вони розглядаються як первинно-осадові утворення незважаючи на ідентичність відношення ізотопів стронцію й близькі відношення ізотопів вуглецю й кисню з типовими карбонатитами і кімберлітовими масивами.

У зв'язку з вищевикладеним автори проведеного дослідження виділені й вивчені силікатно-карбонатні породи ультрабазитових комплексів відносять до магматичних утворень і із цих позицій у заключному розділі спробували виділити основні ознаки для їхнього розпізнавання. З наведеного в попередніх розділах матеріалу до провідних ознак варто віднести структурно-геологічні, склад і будову силікатно-карбонатних порід й асоціюючих із ними ультрабазитів, мінералого-геохімічні особливості й зв'язок із проявами корисної мінералізації. При цьому необхідно враховувати вплив метаморфізму на характер перетворення карбонат-ультрабазитових масивів й їхній сучасний вигляд на даному рівні ерозійного зрізу земної кори.

### 5.1 Структурно-геологічні ознаки

Відповідно до розглянутого в розділі 4 моделі формування силікатно-карбонатної магми необхідною умовою є глибокофокусність зародження магматичного вогнища, що відповідає подкоровому рівню на глибинах 150-250 км, і насиченість магми <sup>32</sup>. Дана умова припускає нерозривний зв'язок місця розташування карбонат-ультрабазитових масивів із зонами глибинних розламів, які переважно формуються на окраїнах щитів, на стику окремих великих мегаблоків, які на Укра-їнському щиті багато дослідників називають шовними зонами, і в постметаморфічний період зони рифтогенеза. У зв'язку із цим поширення карбонат-ультрабазитового магматизма обмежується саме такими геоструктурними елементами й пов'язаними з ними областями. Для прикладу можна вказати, що Жовтневий, Петрово-Гнутовський масиви сформувалися на східній окраїні Українського щита Приазовського блоку точно також, як і Маломурунський масив на західній окраїні Алданського щита, Чернігівський на протоплатформі поблизу Горіхово-Павлоградської шовної зони, а Малотерсянський і Василівський безпосередньо в межах названої шовної зони.

Силікатно-карбонатні товщі родионівської свити поширені паралельно Криворізькій шовній зоні в субмеридіональному напрямку, розташовуючись у східній частині на окраїні протоплатформи Кіровоградського блоку. Карбонат-ультрабазитові масиви Середнього й Верхнього Побужжя сформовані в межах Голованівської шовної зони й у її східній частині також на протоплатформі серед її зон розламів, що оперяють, (Тальновська зона й інші). Окремі групи силікатно-карбонатних порід відомі й на захід Голованівської зони на окраїні Кіровоградського блоку.

Таким чином, всі силікатно-карбонатні породи магматичного походження можуть бути сформовані тільки в довгоживучих тектонічних зонах глибокого підкорового рівня закладення, їх сувора приуроченість до зон крутопадаючих розламів різного порядку.

Другою основною ознакою є тісна асоціація силікатно-карбонатних порід з ультрабазитами лужного або нормального ряду, наявність зон фенітизації для перших і фельдшпатизації вміщуючих масиви порід рами для других, наявність у межах масивів лужних порід, у тому числі нефелінових сиєнітів для перших і мікроклинових (ортоклазових) аплітів, гранітів і пегматитів для других. При визначенні контурів масивів необхідно враховувати вплив метаморфічних процесів на їхнє перетворення. Так, в областях високоградієтного з амфіболовою і гранулітовою фаціями у сформовані до піка метаморфізму масивах у результаті гранітизації й мігматизації ультраосновні породи можуть бути представлені різними амфіболітами, кристалічними сланцями, сірими гнейсами й ендербітами з реліктами серпентинітових тіл. Лужні породи також перетворюють у різні мікроклинові різновиди глиноземистих гнейсів або плагіоклазитів. При цьому обсяги силікатно-карбонатних порід у складі комплексу можуть коливатися в широких межах від перших відсотків до 90-95 %, також бути піддані різним перетворенням, серед яких найбільше широко поширені мігматизація й пошарова перекристалізація зі скарнуванням.

Третьою ознакою, що має значимість у меншому ступені, чим перші два, є форма тіл або шарів силікатно-карбонатних порід. Однозначно інтерпретуються як магматичні утворення січні дайки й штоки. Відносно дискусійними є лакколито- і лаполітоподібні тіла силікатно-карбонатних порід. Однак найбільш дискусійними є овално-витягнуті й пластові тіла. Перші, овално-витягнуті тіла, пояснюють складчастістю саме силікатно-карбонатних порід при моноклінальному заляганні їхніх порід, що вміщують, або негативними депресіями при опадонакопиченні, що при переслоюванні їх з ультрабазитами й крутопадаючими границями поширення представляється малоімовірним. Для пластових або дайкоподібних тіл на відміну від осадових товщ характерна подовжено-лінзоподібна форма з постійними виклинцюваннями або раздувами потужності уздовж тектонічних розламів або на їхньому перетинанні при відносно витриманому складі. Довжина таких дайкоподібних тіл може досягати десятка кілометрів з повторенням особливостей внутрішньої будови, хімічного й мінерального складу.

## 5.2 Ознаки по складу й будові

Силікатно-карбонатні породи, як було показано в розділі 3, характеризуються відносно витриманими мінеральними парагенезисами незалежно від площі їхнього поширення. Найменш перетвореним метаморфізмом породи відповідають севитам, бефорситам і кімберлітовим карбонатитам. Як правило, незачеплені метасоматозом (у т.ч. й автометасоматозом) породи представлені олівін-піроксен-карбонатними різновидами із широким коливанням по кількості силікатів - від перших відсотків до 50-80 %. Досить рідко зустрічаються карбонатні породи, що практично не містять силікатних мінералів, які відносяться до кальцитових або доломітових мармурів. Зміст доломіту також коливається в широких межах від перших до 70-80 %.

При всій розмаїтості мінерального складу в якості визначальної ознаки необхідно виділити наявність повнокристалічних силікатно-карбонатних порід з масивними текстурами, які переважно поширені в центральних частинах їхніх тіл

незалежно від вмісту силікатів і доломіту. Поширення масивних текстур повинне ще супроводжуватися на мікрорівні наявністю панідіоморфнозернистих і топологічно схожих гранобластових структур. Серед таких ділянок порід у карбонатах повинні бути присутні на рівні акцесоріїв або протогенетичних і сингенетичних твердих мінеральних включень апатит, циркон, монацит, зелена шпінель, не завжди ортит, ільменіт, рутил. При цьому найбільш важливою ознакою є наявність розплавних включень в апатиті. Іноді подібні мінеральні включення спостерігаються також й в олівіні. Також характерним є пойкилітове включення зеленої шпінелі в олівіні.

Одним з непрямих ознак, що також необхідно використати для розпізнавання силікатно-карбонатних порід магматичного походження, є нодулярна будова зерен олівіну з келіфітовими облямітками, які мають рівноважні взаємини з карбонатами такого ж округлого або близького до них будови, у більше рідких випадках з ознаками ідіоморфізму зерен карбонатів. Наявність у таких ділянках рудних мінералів гіпідіоморфної, нодулярної або сидеронітової мікроструктури також відноситься до непрямих ознак.

Одними з основних ознак є характер взаємини силікатно-карбонатних порід з ультрабазитами й породами, що вміщують, рами. На магматичне походження силікатно-карбонатних порід указують різкі січні контакти із гнейсами, рівні чіткі, іноді звивисті й ветвящі контакти з ультрабазитами, які іноді супроводжуються зонами загартування й розпізнаються тільки на мікрорівні. До них також відноситься наявність в ультрабазитах різноорієнтованих жил, прожилків силікатно-карбонатних порід з рівними різкими контактами, які часто виклинцюються й не простежуються по простяганню. Найбільш важливою ознакою є наявність автолітових включень силікатно-карбонатних порід у серпентинітах розміром від перших сантиметрів до декількох метрів і навпаки автолітових включень і різноорієнтованих жил ультрабазитів у силікатно-карбонатних породах з характерними, іноді, оплавленими границями, що представляють собою зони загартування й реакційні облямівки. На Капітанівських і Липовеньківських масивах у якості автолітових включень у силікатно-карбонатних породах спостерігаються у

вигляді шлірів і гнізд хромітові руди масивної й густовкрапленої у серпентиніті текстури. На окремих ділянках у силікатно-карбонатних породах хроміт, хроммагнетит і магнетит є породоутворюючими мінералами зівзмістом їх у породі 20-40 %, в окремих випадках до 80%, маючи при цьому з карбонатами рівноважні взаємини.

### 5.3 Ознаки по геохімічних особливостях

Одним з визначальних ознак магматичного, а не осадового походження силікатно-карбонатних порід є підвищені концентрації нікелю в олівінах від 0,1 до 1,0 % і церію в окремих зернах карбонатів від 0,01 до 0,2 %. Серед первинно осадових високометаморфізованих карбонатних або мергелістих відкладень нами за літературними даними й на практиці в межах Українського й Алданського щитів, східного схилу Уралу не було зустрінuto інформації про такі високі вмісти названих елементів включаючи навіть магнезіальні скарни.

Другою геохімічною ознакою є підвищене в порівнянні із кларком ультраосновних порід фоновий вміст таких елементів як барій, стронцій (барій-стронцієві карбонатити Маломурунського масиву), скандію, іттрию, бериллію, вольфраму, цирконію, іноді літію, олова, германія, галію й ніобію. Звертає увагу також близькі до ультрабазитів глибинного закладення відносини титан/ванадій, титан/цирконій, титан/скандій, хром/ванадій, почасти ванадій/літій, які очевидно, обумовлені генетичним спорідненням силікатно-карбонатних порід й ультрабазитів. Дане підтверджується й близькістю характеру кривих спектрів розподілу мікроелементів у цих породах. Звертає увагу як використання геохімічної ознаки відношення ізотопів ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ). По цьому показнику силікатно-карбонатні породи вивчених масивів характеризуються відносно вузьким діапазоном від 0,7029 до 0,7082, а відносини стабільних ізотопів вуглецю й кисню карбонатів близькі по показниках карбонатам й алмазам деяких кімберлітових трубок миру і карбонатитів. Однак існуючі суперечливі думки по визначеннях цих показників по Українському

щиті очевидно обумовлені ігноруванням процесів метаморфічного перетворення силікатно-карбонатних порід у зв'язку із чим у даний час не можуть використовуватися для доказу генетичного походження і як визначальна ознака для їхнього розбраковування.

#### 5.4 Зв'язок із проявами корисної мінералізації

Одним з основних ознак в "класичному" трактуванні приналежності силікатно-карбонатних порід до генетичного класу карбонатитів є наявність рідкісноземельних мінералів й їх рудопроявлень. Разом з тим, у петрографічному й тлумачному словнику геологічних термінів дане роз'яснення, що ця особливість є специфічною для складу карбонатитів, але не обов'язковою. Подібне тлумачення дає нам підстави розглядати вивчені масиви не з позиції наявності рудопроявлень даного типу, а на рівні їх потенційної геохімічної спеціалізації. Із цих позицій, як було показано в розділі 3, на всіх вивчених масивах проявляється тенденція по геохімічній спеціалізації на поширення рідких земель легкої групи, а на деяких відомі рудопрояви й навіть родовища (Хашчеватське, Сабарівське, Желтянське, Желтореченське й інші). Повсюдно рідкісноземельна мінералізація, у тому числі й на рівні аномалій, тісно асоціює з апатитовою, трохи рідше з тантал-ніобієвою мінералізацією, що є типоморфною особливістю для рудних формацій карбонатитів і може використовуватися як непряму ознаку для їхнього виділення в дану генетичну групу.

Не менш характерним є зв'язок рідкісноземельної мінералізації із цирконієвою й скандієвою. Однак рудопроявлення останнього відомі переважно в кальцифірах і породах, що вміщують, Криворізької шовної зони, а цирконій у масивах Приазовського блоку й Горіхово-Павлоградської шовної зони. В інших масивах циркон виявлений повсюдно, але в більшості випадків на рівні тільки акцесорної мінералізації.



Певний типоморфізм розглянутих масивів із силікатно-карбонатними породами виявляється й у поширенні шеелітової мінералізації. В Алапаєвському рудному районі Уралу відомі навіть шеелітові родовища серед ультрабазитів. У зв'язку із цим цілком природно представляється й наявність подібної мінералізації в карбонат-ультрабазитових масивах Українського щита, що може мати як магматичне, але більш імовірно, накладене плутогенно-гідротермальне або метаморфогенно-гідротермальне походження. При цьому необхідно помітити, що підвищеною вольфрамоносністю володіють переважно масиви, які не містять нефелінових сиєнітів. Такі масиви поширені в Середньому Побужжі й Криворізькій шовній зоні. В останній серед силікатно-карбонатних порід відомі також рудопроявлення свинцю й цинку, які є типовою рудною формацією для карбонатитів. Ознаки свинцево-цинкової мінералізації також виявлені й на Лукашівському масиві, почасти Капітанівському і Західно-Липовеньківському. Для останніх більш характерно утворення цинковміщуючих хромшпінелідів.

Як відмітну особливість карбонат-ультрабазитових масивів Середнього Побужжя необхідно відзначити поширення в них хромітового зруденіння, у тому числі й промислового значенні, а також наявність золоторудної й платинометальної мінералізації, у чому вони проявляють аналогію з карбонатитами Маломурунського масиву західної частини Алданського щита. При цьому необхідно відзначити перевагу рідких платиноїдів (Ru, Ir, Os, Rh) стосовно платини й палладія, а в зонах золотого зруднення його істотну (в 5-20 разів) перевагу над сріблом. Співвідношення останніх різко міняються тільки в зонах з перевідкладеною, найімовірніше, метаморфогенно-гідротермальною мінералізацією. Аналогічні золото-срібні відносини нами спостерігалися й на Василівській ділянці Горіхово-Павлоградської шовної зони.

На закінчення хотілося б відзначити, що у всіх карбонат-ультрабазитових масивах у різній мері відзначається розвиток флогопітової і біотитової мінералізації, по якій у корах вивітрювання формуються родовища за аналогією з Ковдорським масивом Балтійського щита, родовища вермикуліту, а також відзначається розвиток

магнетитової мінералізації від акцесорної вкрапленості до 10-15%. У цьому плані родовища карбонатної луго-земельно-залізистої формації, розповсюджені в Середньому Побужжі й просторово сполучені з вивченими масивами, можливо також відносяться до карбонатитового генезису.

Дані по складу стабільних ізотопів вуглецю, кисню й стронцію зовсім не суперечать даній точці зору. Навпаки, сполучення багатих карбонат-магнетитових руд з рідкісноземельною мінералізацією за відсутності типових залізистих кварцитів, наприклад на Слюсарівському родовищі, більше свідчить про їхній магматичний генезис і знаходять аналогію на Ковдорському родовищі Балтійського щита й деяких інших родовищ Швеції. Сполучення ж карбонат-магнетитових руд із залізистими кварцитами піроксен-магнетитового складу цілком з'ясовно їхнім формуванням метасоматичним шляхом по ультрабазитам.

Останнє добре відомо в таратагинській свиті архею на Уралі, на ряді родовищ в Африці (родовище Фумані й ін.). Подібні плавні метасоматичні переходи ультрабазитів у силікатно-магнетитові кварцити по розвідницьких канавах нами детально досліджувалися на Таринахському й Імаликському родовищах у західній частині Алданського щита. У зв'язку із цим представляється цілком природним сонаходження, наприклад на Молдовському родовищі, масивних карбонат-магнетитових руд магматичного походження й силікатно-магнетитових залізистих кварцитів, що утворюються під впливом динамотермального метаморфізму високих фацій метасоматичним шляхом.

## 5.5 Основи для класифікації карбонат-ультрабазитових масивів

Проведене дослідження дозволило нам переконатися в явній недооцінці розповсюдження карбонатитового магматизма на Українському щиті. Карбонатитові магми, як частково було показано в розділі 4, можуть існувати тільки в присутності великої кількості летючих, стабілізуючі карбонатні розплави навіть при низькому загальному тиску, що дозволяє формувати не тільки плутонічні, але й ефузивні

фації. Наявність великої кількості летючих у магмі (20% і більше) при становленні магми в земній корі сприяє при дегазації великому розвитку метасоматичних процесів як у породах, що вміщують, так і безпосередньо усередині інтрузивного тіла. У зв'язку із цим карбонатитова магма є потенційним досить потужним джерелом рудо генеруючих процесів, а глибинний характер вогнищ її зародження сприяє виносу з мантиї рідких, рідкісноземельних і благороднометальних елементів. Великий розвиток карбонатитового магматизма в різних його проявах на багатьох рудопроявленнях і родовищах дозволяє відмовитися від пошуків зв'язку корисної мінералізації з гіпотетичними гранітними батолітами й подібним родом кислими інтрузіями, які, як приклад на Східному схилі Уралу, у більшості випадків (до 90 %) є непродуктивними у відношенні рудогенеза.

З огляду на потенційні можливості карбонатитового магматизма для рудоутворення в заключному підрозділі представляється доцільним висловити міркування по можливих варіантах класифікації карбонат-ультрабазитових масивів. Виходячи з різних геодинамічних режимів їхнього формування представляється логічним їх розділити на два класи - платформні й умовно геосинклінальні. Перші характеризуються наявністю лужних ультрабазитів і нефелінових сиєнітів або аналогічним їм породам, другі тісно сполучені з магнезіальними ультрабазитами нормального ряду.

Кожний з виділених класів має сенс розділити по об'ємному співвідношенню силікатно-карбонатних порід, ультрабазитів і полевошпатових порід, для першого класу нефелінових сиєнітів й їм подібних порід, для другого - ортоклаз-мікроклінових пегматитів, аплітів й їм подібним до інтрузивних утворень, що січуть, що згідно залягають у масивах або їхній відсутності. Наступним кроком у класифікації доцільно, очевидно, увести групування за формою масивів ізометричні або овально-ізометричні й лінійні дайкоподібні.

Остаточним підрозділом у класифікації представляється доцільним увести їх ранжировку по металлогенічному навантаженню, що залежить від глибини формування магматичного вогнища. Так, по даним деяких дослідників магнетитові

карбонатити є найменш глибинними. Перевищення із глибиною певних значень тиску магнетит, як мінерал групи шпінелі, стає нестійкий через перевищення енергії зв'язку в кристалічних решітках і замість нього утворюються магнезіальні шпінелі й хроміти. Однак найбільш глибинними є алмазовміщуючі карбонатити із гранатом і зеленою шпінеллю, а найменш глибинні титанвміщуючі різновиди, які іноді несуть поліметалеву мінералізацію. У зв'язку із цим можливо доцільно ввести чотири підрозділи карбонат-ультрабазитових масивів - алмазоносні, хромітоносні, магнетитвміщуючі, титанвміщуючі.

Пропоновані варіанти для класифікації безсумнівно є орієнтовними. Для розробки подібної класифікації карбонатитів необхідно провести більше детальні неупереджені дослідження із всіх їхніх проявів на Українському щиті, яких виявилось значно більше, ніж на початку розробки даної тематики. На даному етапі представляється досить важливим знайти підтримку у визнанні існування хоча б двох класів карбонатитів ультрабазит-лужного ряду з домінуючою апатит-рідкісноземельно-цирконієвою мінералізацією й карбонатитів з ультрабазитами нормального ряду, з якими асоціюють хромітова, магнетитова, скандієва, уран-торієва, поліметалева й благороднометальна мінералізація.

## ВИСНОВКИ

Проведені дослідження дозволили встановити ознаки магматичного походження силікатно-карбонатних порід у багатьох районах Українського щита, що дозволяє змінити уявлення про карбонатитовий магматизм докембрія у бік його більш широкого поширення. У Приазовському блоці карбонатитові масиви, у тому числі й серед переважно лужних (Жовтневий й інші), сформувалися пізніше піка прогресивного метаморфізму, що забезпечило схоронність ознак магматичного походження. На іншій частині Українського щита розвиток карбонатитового магматизма відбувався синхронно з метаморфізмом прогресивної стадії або до нього. У результаті його впливу більша частина ультрабазитів, що входять до складу масивів, перетворилися в різні піроксенові й амфіболові кристалічні сланці, амфіболіти, чарнокіти й ендербіти, що містять тільки невеликі тіла й лінзи серпентинітів. Безпосередньо силікатні породи піддалися перекристалізації, скануванню й навіть мігматизації, що привело й у базальтоїдних утвореннях, до практично повного знищення ознак їхньої первинної природи, зміни геохімічних характеристик і металогенії.

Магматична природа силікатно-карбонатних порід установлюється в реліктових найменш перетворених метаморфізмом ділянках по наявності розплавних включень в апатитах серед порід, що володіють рівноважними взаєминами між силікатами й карбонатами й по топологічному малюнку, що відповідають панідіоморфнозернистим мікроструктурам, аналогічних перидотитам і піроксенітам. До ознак, що вказують на магматичне походження, також відноситься келефітова будова олівіну, псевдонодулярна будова силікатно-карбонатних порід, сидеронітові мікроструктури виділення рудних мінералів, зони загартування між піроксенітами й силікатно-карбонатними породами, автолітові включення силікатно-карбонатних порід в ультрабазитах і навпаки з розвитком також зон загартування до 2-3 мм, різкий інтрузивний характер контактів, присутність вітвячихся, іноді

виклинцьовуючихся жил силікатно-карбонатних порід в ультрабазитах з різкими контактами й т.п.

Всі карбонат-ультрабазитові масиви розташовані в межах довгоживучих тектонічних глибокого закладення й розташовані безпосередньо в зонах розламів. Мають дайковидну, лінзоподібну, овально-витагнуту або штоковидну форму, що у великому ступені свідчить про їх магматичне, а не осадове походження. На продовженні лінійно витагнутих тіл у межах головного розламу, по якому впроваджувалася магма, і його розламам, що оперяють, і тріщинам, або як правило, спостерігається розвиток фенітизації, фельдшпатизації порід рами з формуванням різної корисної мінералізації, в одних випадках рідкіснокоземельної а в інших благороднометальної. Дані особливості також можуть свідчити про магматичну природу подібних карбонат-ультрабазитових масивів.

На геохімічному рівні в олівінах силікатно-карбонатних порід магматичного походження спостерігається підвищення концентрацій нікелю (0,1-1,0 %), не характерне для глибокометаморфізованих осадових товщ. Теж відноситься й до поширення апатит-рідкіснометальної і тантал-ніобієвої мінералізації, виявленої від геохімічного рівня до рудопроявлень і родовищ на всіх вивчених масивах, яка є одним з типоморфних ознак карбонатитів. Висока рудоносність карбонат-ультрабазитових комплексів обумовлених формуванням силікатно-карбонатних розплавів, які припускають високу насиченість перидотитової магми летючими компонентами до 20% і більше. При становленні таких масивів у верхніх шарах земної кори за рахунок дегазації відбувається інтенсивний розвиток метасоматичних процесів, у тому числі й вуглецево-лужний метасоматоз, що є потужним рудогенеруючим фактором. Більшість відомих рудопроявлень рідких земель, танталу, ніобію, цирконію, благородних металів й інших пов'язано саме з такими зонами метасоматичного перетворення. Недооцінка ролі й поширення карбонатитового магматизма тільки стримує цілеспрямований розвиток геологічних робіт.

На підставі виділених ознак карбонатитового магматизма зроблене припущення, що лужноземельна карбонат-магнетитова залізіста формація Українського щита, представниками якої є Слюсарівське, Володарське й деякі інші родовища, за аналогією з Ковдорським родовищем Балтійського щита також відносяться до карбонатитів. При цьому, показники відносин стабільних ізотопів не суперечать даним висновкам. Ґрунтуючись на отриманих результатах зроблений висновок про те, що на Українському щиті поширено два рівноцінних класи карбонатитів, перший "класичний" пов'язаний з поширенням лужних ультрабазитів, супроводжуваних нефеліновими сиєнітами, лампрофірами й подібними їм породами, другий "некласичний" пов'язаний з ультрабазитами нормального ряду, що супроводжуються гранітоїдами ортоклаз-мікроклінового складу й зонами фельдшпатизації порід, що вміщують.



## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Попов В.А. Карбонатиты как класс магматических горных пород// Уральская летняя минералогическая школа – Екатеринбург. – 2007. – С. 12-15.
2. Попова В. И., Попов В. А. О скарнах выполнения полостей // Магматизм и метаморфизм ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. – С. – 125–138.
3. Фролов А. А., Толстов А. В., Белов С. В. Карбонатитовые месторождения России. – М.: НИИ. –Природа, 2003. – 494 с.
4. Пожарицкая Л. К., Самойлов В. С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. – М.: Наука, 1972. – 267 с.
5. Попов В. А. К реинтерпретации тел карбонатных горных пород на юго-западном побережье озера Байкал. Уральский минералогический сборник № 9. Миасс, УрО РАН, 1999. – С. 102–108.
6. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Типы формаций/ Плаксенко Н.А., Горьковец В.Я., Ярощук М.И. и др. – Киев: Наук. Думка, 1988. – 192 с.
7. Детальная разведка Новополтавского апатитового месторождения. Отчет о результатах работ, проведенных в 1982-1991 г.г. с подсчетом запасов на 01.07.1991 г./Э.М.Лапицкий, Л.В.Дорожкина, В.Н.Никитина и др. //Белозерская ГРЭ, Михайловка, Запорожской обл. кн.1. – 1991. – 532 с.
8. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. К.: Наук. думка . – 1990. – 408 с.
9. Кривдик С.Г. Оливины Черниговского карбонатитового комплекса (Западное Приазовье)//Тез.докл. республиканского симпозиума: Минералогические критерии поисков редких и цветных металлов в пределах Украинского щита.–, г.Днепропетровск, май 1997. – К.: Наук.думка. – 1977. – С.61-75.

10. Возняк Д.К., Квасница В.Н., Крочук В.М. Включения затвердевших расплавов в бадделеите из карбонатитов Приазовья // Докл. АН СССР.–1981.–Т.259, №4.–С.952-955.

11. Отчет о результатах работ по крупномасштабному глубинному геологическому картированию листов М-36-132-В-б, Г-а, в/В.Н.Киньшаков, В.А.Шпыльчак, М.Ф. Анискович и др. Том I. – 1985. – 314 с.

12. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Том 1. Металлические полезные ископаемые / Гурский Д.С., Есипчук К.Е., и др. Киев – Львов. Изд-во «Центр Европы». 2005 г. – 785 с.

13. Петрология украинского щита. Щербаков И.Б. /Львов ЗУКЦ: 2005 г. – 364с.

14. Державна геологічна карта України. Центральнoукраїнська серія. М 1:200000 аркуш М-36-XXXIV (Жовті води).

15. Державна геологічна карта України. Центральнoукраїнська серія. М 1:200000 аркуш L-36-IV (Кривий Ріг) . – 2002 р.

16. Отчет о результатах геологического доизучения площадей масштаба 1:200 000 (ГДП- 200) листов М-36-XXXIV, L-36-IV, проведенных в 1991-98 г.г. Книга 1, текст /В.В.Захаров, А.В.Мартынюк, Ю.М.Веклич и др.//Фонды КП «Южукргеология». – Кривой Рог, Криворожская КГП, 1998. – 425 с.

17. Семененко Н.П., Ладиева В.Д., Бордунов И.Н., и др.. Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Киев. Наук.думка. 1978 г. Т.1 – 328 с. Т.2 – 367 с.

18. Щербак Д.М. Геохімічні цикли залізнакопичення у докембрії Українського щита // Мінерал.журн . –2002 р. 24 №4. – С.64-69.

19. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Типы формаций / Плаксенко Н.А., Горьковец В.Я., Ярощук М.А. и др. – Киев: Наук. Думка, 1988. – 192 с.

20. Жуков Г.В. О карбонатном метасоматозе в породах Орехово-Павлоградской полосы магнитных аномалий / Докл. АН УССР. – 1961.– сер.Б, №3. – С.368-370.

21. Отчет о результатах геологической съемки масштаба 1:50000, проведенной на территории планшетов L-36-24-В и Г (южная часть Орехово-Павлоградской

структурно-фациальной зоны), выполненная Васильковским отрядом в 1972-1974 гг/ В.Ф.Киктенко, Панасюк И.С., Н.Н.Токаренко и др.- Днепропетровск, Фонда КП «Южукргеология». – 1974. – Т.1. – 268 с.

22. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Прогнозная оценка железорудных месторождений. Веригин М.И., Етапко Ю.М., Орлов В.П., и др. Киев: Наук. думка. 1990 г. –192 с.

23. Державна геологічна карта України. Центральноукраїнська серія. Масштаб 1:200 000. Аркуш М-35-XXIX (Вінниця). –2005 р.

24. Геологічна будова та корисні копалини вододілу річок Південний Буг і Дністер / Звіт про проведення геологічного довивчення масштабу 1:200 000 території аркуша М-35-XXIX (Вінниця). К.: Міністерство охорони навколишнього природного середовища України, Північне державне регіональне геологічне підприємство "Північгеологія", Правобережна Геологічна експедиція, 2004.

25. Царовский І.Д., Гейко В.Д. Нефелінізація порід докембрійського фундаменту в районі м. Вінниця (Верхнє Побужжя)/Доповіді АН УРСР.–серія Б.–№11.–1982.–С.29-32 .

26. Отчет о детальной разведке Завальевского месторождения графита в Гайворонском районе Кировоградской области УССР за 1971-1982 г.г. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1982 г., Том I (текст). – Киев. –1982. – 252 с.

27. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита/ Под ред.Н.П.Щербака. – К.: Наук.думка, 1989. – 316 с.

28. Шнюков Е.Ф., Кулиш Е.А., Орловский Г.В., и др.. Марганцевые руды Украины //Геол. журн. 1992 г. №5 . –С.58-68.

29. Корниенко П.К., и др.. Поиски силикатного никеля в площадных корах выветривания в Побужском рудном районе – Геологический отчет.– Правобережная ГРЭ ГПП Севукргеология. – Фурсы, 1996.

30. Фомин А.Б., Каневский А.Я./ Платина и платиноиды в ультраосновных породах Среднего Побужья. Киев: Препринт ИГФМ. 1974 г . –50 с.

31. Нечаев С.В. Архейская океаническая кора как первоисточник рудогенных элементов и эволюция золоторудной минерализации в зеленокаменных комплексах Украинского щита // Минерал. журн. 1999 г. 21. №4. 106-115 с.

32. Лепігов Г.Д., Василенко А.П. Капітанівське родовище нікелевих і хромітових руд// Мінеральні ресурси України. – 1996. –№ 4. – С. 36 – 42.

33. Каневский А.Я. Молибденовое рудопроявление в Липовеньковском гипербазитовом массиве на Среднем Побужье// Геол. журн. 1971 г. 31. №2. – С.117-118.

34. Золотоносні скарни Капітанівського рудного поля (Дністровсько-Бузький район Українського щита)/В.О.Сьомка, С.М.Бондаренко, В.М.Павлюк та ін.//Мінер.журнал.–2006.–29. – №3.–С.94-107.

35. Каневский А.Я. Хромитовые руды Украины// Мінер.ресурси України. 1996 р. №3. . –С.12-13.

36. Войновський А.С., Лепігов Г.Д. Перспективи пошуків рідкіснометальних родовищ в корах вивітрювання Українського щита// Рідкісні метали України - погляд у майбутнє. Київ: ІГН НАНУ. 2001 р. –С.25-27.

37. Жуков Г.В., Вархотов В.А., Сахацкий И.И. Об открытии фосфатной минерализации в Западном Приазовье // Геол. журн.–1973.–Т.33, Вып.5.–С.144-146.

38. Краткий справочник по геохимии /Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Поваренніх А.С., Прохоров В.Г. – М.: Недра, 1977. –184 с.

39. Москалева В.Н., Колбанцев Л.Р. Геохимические особенности ультрамафитов разнотипных магматических ассоциаций //Геохимические типы и рудоносность базит-гипербазитов гранулит-гнейсовых комплексов зеленокаменных поясов, офиолитов. –иркутск, институт геохимии СО АН СССР, 1990. – С.34-39.

40. Глазунов О.М. Геохимия и рудоносность габброидов и гипербазитов. – Новосибирск: Наука, 1981. – 192 с.

41. Геохимические типы ультраосновных пород Кобинско-Удинской зоны главного Саянского разлома/ Ю,В,Меньшагин, А.П.Секерин, Г.В.Богданов, Т.И.Медведева// Геохимические типы и рудоносность базит-гипербазитов гранулит-

гнейсовых комплексов зеленокаменных поясов, офиолитов. –Иркутск, институт геохимии СО АН СССР, 1990. – С.75-79.

42. Глазунов О.М., Видиадарен К.Г. Геолхимия ультрамафитов и базитов зеленокаменного пояса Нагихалли в Ю.Индии// Геохимические типы и рудоносность базит-гипербазитов гранулит-гнейсовых комплексов зеленокаменных поясов, офиолитов. –Иркутск, институт геохимии СО АН СССР, 1990. – С.92-96.

43. Корниенко П.К. Поиски силикатного никеля в площадных корах выветривания в Побужском рудном районе 1989-94 гг. — Геологический отчет.: Правобережная ГРЭ ГТП «Севукргеология».— с. Фурсы, 1996 .—236 с.].

44. 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.

45. Фомин А.Б. Геохимия гипербазитов Украинского щита. – К.:Наук.думка, 1984. – 232с.

46.Фомин А.Б. Геохимия ультрабазитов юго-западной части Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1979. – 228 с.

47. Булах А. Г., Иванников В.В. Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов. – Л.: ЛГУ, 1984. –244 с.

48. Проблемы генезиса карбонатитов, кимберлитов и лампроитов /АнфилоговВ.Н., Кораблев Г.Г., Кораблева А.Г. и др.// Урал. Минерал. сб. – 1999 . – № 9 . –С.124- 137.

49. Фомин Ю. Мельников Ф.П. Связь кимберлитового магматизма с мегаблоками древних платформ// Вест. Моск. Ун-та. – 2000. – № 3. – С. 56 - 58.

50. Глевасский Е.Б, Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинского щита// Минерал.журн. – 2000. – № 2/3. – Т.22. – С.77-91.

51. Щербаков И.Б. Эволюция магматизма Украинского щита //Минерал. журн. – 2000. –№ 2. – Т. 22. – С.36-47.

52. Степанюк Л.М. Кристаллогенезис и возраст циркона из пород мартит-ультрамафи-товой ассоциации Среднего Побужья// Минерал. журн. – 1996. –№ 4. – С.10-19.
53. Кривдік С.Г. Лужний магматизм Українського щита: геохімічні та петрогенетичні аспекти// Мінер. журн. – 2000. – № 2-3. – С. 48 - 56.
54. Хаин В.Е. Проблемы тектоники раннего докембрия// Вестник Моск.ун-та. Сер. Геология. – 2000. – № 4. – С. 13 - 24.
55. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. – К: Наук. думка, 1981. – 228 с.
- 56/52. Карбонатиты Северо-Западного Приазовья / Лапицкий Э. Качанов Е.Н., Миткеев М.В. и др. // Геол. журнал. – 1974. – Т.34. – В.2. – С.144 - 145.
57. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Ультраосновные и щелочные породы докембрийского карбонатитового комплекса Приазовья //Геол. журнал. – 1977. – №6. – С.95-100.
58. Кривдик С.Г., Загнитко В.Н., Луговая И.П. Изотопный состав минералов в карбонатитах Черниговского массива (Приазовье) как индикатор условий их кристаллизации// Минер. журн. – 1997. – № 6. – С. 28 - 42.
59. Маракушев А.А. Петрогенезис. – М.: Недра, 1988. –293 с.
60. Фомин А.Б., Каневский А.Я. Платина и палладий в ультраосновных породах Среднего Побужья. – К.: Наук. думка, 1974. –50 с.
61. Перчук Л.Л. Флюиды в нижней коре и верхней мантии Земли//Вест. Моск. Ун-та. – 2000. – № 4. – С. 13 - 24.
62. Гурвич Л.В., Хачкурузов Г.А. Термодинамические свойства индивидуальных веществ. – М.: АН СССР, 1962. – 162 с.
63. Петролого-геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматических систем /Б.В.Олейников, К.Н.Никишов, В.В.Ковальский и др. – Якутск: СО АН СССР, 1985. –200 с.

64. Панина Л.П., Усольцева Л.М. Роль жидкостной несмесимости в образовании кальцитовых карбонатитов Маломурунского массива (Алдан)// Геология и геофизика. – 2000. – №5. – Т. 41. –С. 655 - 670.

65. Kurszlaukis, Franz L., Brey Cs. P. The Blue Hills intrusive complex in southern Namibia - relationships between carbonatites and monticellite picrites// Chem. Geol. – 1999. – N 1-2. – P.1 -18.

66. Sisson T. W., Bacon C. R. Gas-driven filter pressing in magmas// Geology. – 1999. – N 7. – P.613-619.

67. Peck D. C., Keays R. R. Geology, Geochemistry and Origin of Platinum - Group Element - Chromitite Occurrences in the Heazewood River Complex. Tasmania// Economic Geology. – 1990. – V. 85. – P. 765 - 793.

68. Шукайло Л.Г. Состав микровключений в апатитах из неогеновых гипабиссальных интрузий Закарпатья//Минерал. сборник. – Львов: Вища школа, 1979. – №33. – В.2. – С.53-59.

69. Суханов М.К. Распределение редкоземельных элементов - индикатор формационной принадлежности и потенциальной рудоносности докембрийских анортозитов автономного типа // Геодинамические условия формирования, геохимические аспекты генезиса базитов и гипербазитов. – Иркутск, 1990. –С.174-176.

70. Иванов О.К. Критерии различия мантийных и коровых ультрамафитов // Геодинамические условия формирования, геохимические аспекты генезиса базитов и гипербазитов. –Иркутск, 1990. –С. 70-74.

71. Купцова А.В., Петров С.В. Редкометальная минерализация карбонатитового вулкана Керимаси (Восточно-африканский рифт, С.Танзания)//Геология, полезные ископаемые и геоэкология Северо-Запада России. – Санкт-Петербург, 2007. –С.96-99.

72. Происхождение низкокальциевых кимберлитовых магм. Рябчиков И.Д., Гирнис А.В. (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер.,35 Россия). Геол. и геофиз. 2005. 46, №12, С. 1223-1233, 5 ил., табл.1, Библ.64, Рус.: рез.англ.



73. Фоновые отношения при плавлении алмазообразующих карбонат-силикат-сульфидных систем. Шушканов А.В., Литвин Ю.А. (Московский государственный университет им.Ломоносова, 119899, Москва, Воробьевы горы, Россия). Геол. и геофиз. 2005. 46, №12, С. 1335-1344, 6 ил., табл.2, Библ.19, Рус.: рез.англ.

74. О геологической съемке масштаба 1:50000 в пределах листов L-36-18-Б, L-36-18-Г в 1974-1978 годах/ Курлов Н.С. и др.—Кривой Рог, 1978.—346 с.

75. Гейко В.Д. и др. Отчет о результатах глубинного геологического картирования м-ба 1:200 000 территории листа М-35-XXIX (Винница) и групповой геологической съемки м-ба 1:50 000 листов М-35-105,106. – 1982. – К.: Геоінформ.

76. Плоткина Т.Э. Реконструкция первичного состава эндербито-гнейсов Хащеватско-Завальевского блока//Геологический журнал, 1994.—№1.— С.97-102.

77. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. К.: Наук.думка.—1981.—226 с.

78. Кривдик С.Г. Лужний магматизма Українського щита: геохімічні та петрогенетичні аспекти. Минер. журнал.—2000.—22, №2/3.—С 48-56.

79. Апатитова мінералізація Малотерсянського масиву докембрію Українського щита /Г.К.Єременко, Є.Я.Марченко, О.Д.Тимошенко та ін.//Доповіді АН УРСР.—Серія Б.—№11.—1982.—С.12-17.

80. Тимошенко О.Д. Структура Малотерсянського щелочного масива //Геология и рудоносность юга Украины (Дн-ск) .—1975.—№7.—С.20-24.

81. Тимошенко О.Д., Киньшаков В.Н., Шпильчак В.А. Габброиды Малотерсянського масива.—М.:1987.—12. —Деп. В ВИНТИ 09.12.87 №8586 В-87.

82. Изучение геохимических факторов распространения оруденения драгоценных металлов в глубинных разломах Украинского Щита: Отчет о НИР/НГУ/; Руководитель С.Е.Поповченко.—№ ГР 0101U001794. – Днепропетровск, 2002. – 271 с.

83. Кузьменко В.И. Петрово-Гнутовское месторождение паразита (УССР) //Сов. геология.—1946.—№12.—С.49-61.

84. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Формационная классификация щелочных пород Украинского щита //Тез.докл.VII Всесоюз. петрогр. Совещ. .–Новосибирск, 1986.–С.86-87.

85. Марченко Е.Я., Кононов Г.Г., Васенко В.И. О карбонатной природе Петрово-Гнутовский флюоритово-карбонатной дайки Приазовья //Докл. АН УССР, сер.Б. – 1980. –№1. – С.24-27.

86. Загнитко В.Н., Луговая О.П. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита: монография /Под.ред. Н.П.Щербака.–К.:Наук.думка, 1989.–316 с.

87. Поповченко С.Е., Шукайло Л.Г. Особенности геохимии пород Орехово-Павлоградской структурно-формационной зоны как результат возможного высокоуглеродистого метасоматоза /Науковий вісник НГУ.–2005.–№7.–С.44-48.

88. О генезисе апатитового оруденения в кальцифирах района с.Троянка (Украинский щит)/В.М.Робул, Г.Г.Гребнева, Н.К. Выходцев и др.//Металлогения докембрия и метаморфогенного рудообразования: Ч.II, тез. докл. XII Всесоюзного совещ., май 1990, г. Киев.–К.:1999.–С.208-210.

89. Царовский И.Д., Брацлавский П.Ф. Нефелиновые породы Днестровско-Бугского района.–К.: Наук.думка.–1980.–46 с. (Препр./ АН УССР, ИГФМ).

90. Державна геологічна карта України масштабу 1:200000, Центрально-українська серія. аркуш L-37- VII (Бердянськ). Пояснювальна записка: К.: Державна геологічна служба, КП „Південукргеологія”, Приазовська КГП.– 2004.–138 с.

91. Воеводин В.Н., Поповченко С.Е., Шукайло Л.Г. Новый тип карбонатитов. Отечественная геология.–2005.–№1.–С.60-63.

92. Самородне золото і платина Чемерпільського рудопрояву (Український щит)/В.С.Металіді, В.В.Кислюк, В.М.Павлюкта ін. //Мінер.журнал. –1999 .–№5/6.– С.11-18.

93. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Генезис железных руд /Я.Н.Белевцев, В.М.Кравченко, Д.А.Кривдик и др. Отв.ред. Кравченко В.М., Кулик Д.А. .–К.: Наук.думка, 1991.–216 с.

94. Стеценко М.Е., Стеценко Н.С. Ультрабазиты Украинского щита: массивы и проявления /АН Украины, Ин-т геохимии и физики минералов.–К.: Наук.думка.–1992–296 с.

95. Державна геологічна карта України масштабу 1:200000 аркуша М-35-XXIX (Вінниця). Пояснювальна записка.–Київ.–2006.–182 с.

96. Кривдик С.Г. Лужний магматизма Українського щита: геохімічні та петрогенетичні аспекти. Минер. журнал.–2000.–22, №2/3.–С 48-56.

97. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Формационная принадлежность щелочных метасоматитов Березовой Гати (Житомирская обл. УССР) //Докл АН УССР, сер. Б.–1987.–№1.–С.13-16.

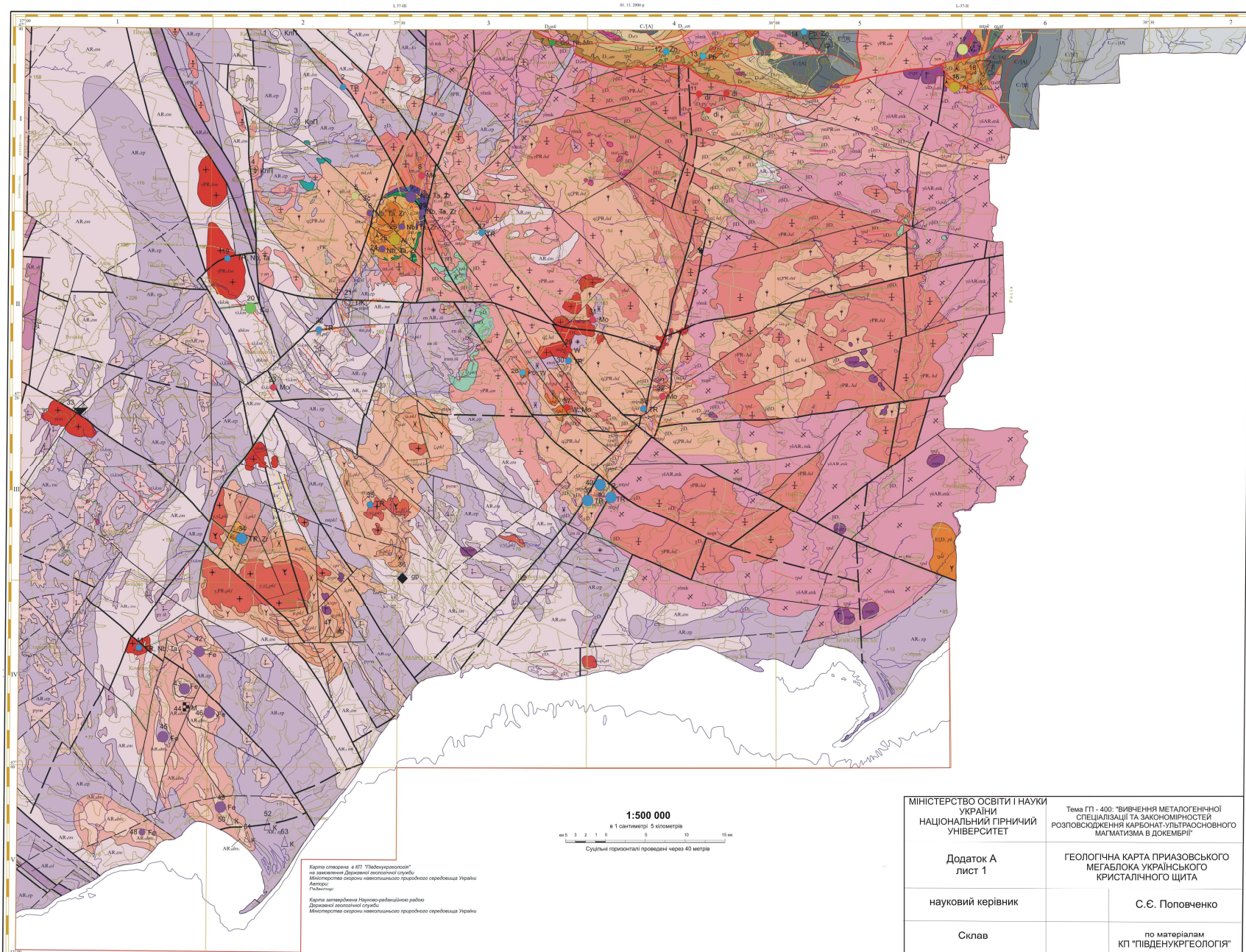
ДЕРЖАВНА ГЕОЛОГІЧНА КАРТА УКРАЇНИ

Масштаб 1:500 000

ГЕОЛОГІЧНА КАРТА ДОМЕЗОЗОЙСЬКИХ УТВОРЕНЬ

Центральоукраїнська і Донбаська серії

L-37-II (Донецьк), L-37-III (Львівський), L-37-IV (Маріуполь), L-37-IX (Тагайро)



**КАТАЛОГ**  
**проявів силікатно-карбонатних порід Українського щита**

№ п/п	Найменування проявів, літературні джерела	Геолого-структурні позиції проявів	Особливості геологічної будови складу	Природа силікатно-карбонатних порід
<b>І. Приазовський мегаблок Українського щита і Орехово-Павлоградська шовняна зона</b>				
1	Чернігівське [ 7, 8, 77, 78 і др.]	Чернігівський масив (Західне Приазов'є) щелочно-ультраосновної формации в зоні одноіменного розлому	Лінійно-вытянутий карбонатний комплекс, серія субпаралельних дайкообразних тел щелочних порід і карбонатитов, інтенсивна екзоконтактна фенітизація вмещаючих гранітоїдів і метабазитів	Карбонатити [8, 77]
2	Малотерсянський масив [8, 79, 80, 81]	Масив вытянут в меридіональному напрямленні согласно Орехово-Павлоградського глибокого розлому, с котрим зв'язують його образование, вдоль последнего прослежены более мелкие тела щелочных сиенитов	Лополитообразной формы концентрически-зональний масив габбро-диабазов, щелочных и нефелиновых сиенитов (файялитов), файялит-порфіров, фенитов. В фенитах и реже в интрузивных породах развиваются трещинные силикатно-карбонатные и существенно-карбонатные породы неясного генезиса	Силикатно-карбонатные породы жильного характера неясного генезиса предположительно к карбонатитам [8, 82, 83]
3	Октябрьський масив [8]	Масив щелочных пород локализован среди граносиенитов	Карбонатные образования в основном приурочены к зонам расланцевания, катаклаза основных-ультраосновных пород на контакте с сиенитами. Существенно карбонатные по составу образования слагают жилы и прожилки.	Предположительно карбонатитовая [8, 79]

			<p>Подобные образования среди щелочных пород кроме кальцита имеют в составе пироклор, флюорит, апатит. В карбонатных жилах и прожилках среди сиенитов в небольших количествах присутствуют также сфен, магнетит, ильменит.</p> <p>Карбонатные образования обогащены стронцием, иттрием, ниобием, цирконием.</p>	
4	Хлебодаровское [8, 84]	Карбонатитовые жилы в Хлебодаровском карьере (в 2 км западнее Октябрьского массива), в котором вскрываются породы чарнокитовой серии	<p>Кальцитовые жилы повсеместны, но наиболее часты в юго-западной стенке нижнего уступа карьера и северо-западной стенки верхнего уступа. Мощность жил обычно 5-10 см, в раздувах до 50 см. Вдоль экзоконтактов жил развивается интенсивное ошелачивание чарнокитов мощностью до 2 м. Фенитизация гранитоидов вдоль жил, высокое содержание в жилах стронция (1-3%), повышенное редких земель, и наличие в них апатита, пироклора и монацита, позволяют рассматривать их как жильные карбонатиты</p>	Предположительно карбонатитовые жилы [8]
5	Петрово-Гнутовское [8, 83, 85, 86]	Флюорит-карбонатная дайка в граносиенитах Кальмиусского массива	<p>Крутопадающая дайка – карбонатитовая жила по селективно цериевому составу редких земель флюорита и карбоната, фенитовому типу изменения вмещающих пород (что не свойственно обычным флюоритовым жилам)</p>	Предположительно карбонатитовая жила [85, 86]
6	Проявления Васиновского участка в пределах Орехово-Павлоградской шовной зоны [20, 21, 82, 87]	Проявления находятся в зоне Орехово-Павлоградского глубинного разлома в составе пород новопавловского базит-ультрабазитового комплекса нижнего архея	<p>Силикатно-карбонатные породы в виде пластообразных тел находятся в полосчатой толще меланократовых бластотектонитов. Для них характерно тонкополосчатое строение с чередованием полос кальцитового и микроклин-диопсидового состава [88].</p> <p>Согласно [89] магнетито-карбонатная порода встречена в толще чередующихся амфиболитов и железистых кварцитов. В непосредственном контакте</p>	Согласно [88] силикатно-карбонатные породы являются парапорадами. Высказывается мнение об их карбонатитовой метасоматической

			с ней находятся не только амфиболиты, но и серпентинизированные перидотиты	природе [20, 87]
7	Могила Куксунгур [90]	Приазовье, геологический памятник №28. Куксунгурская моноклираль является приразломной восточного фрагмента Орехово-Павлоградской шовной зоны	В составе дибровской свиты (PR <sub>1</sub> db) участвуют мраморы флогопит-диопсидовые амфиболосодержащие с составом (%): карбонат 40-80, диопсид 0-25, флогопит 0-20, мусковит 0-3, оливин 0-20, плагиоклаз 0-10, кварц до 5, шпинель до 5, микроклин до 1; акцессорные: рутил, циркон, апатит, сфен, магнетит, графит, гранат	-«-
8	Сачкинско-Троицкое и Темрюкское м-ния графита [90]	Приазовье, западное крыло Берестовской синклинали	В составе темрюкской свиты (AR <sub>3</sub> tm) центрально приазовской серии. Кальцифиры, мраморы не исследованы, представлены в коллекции музея КП „Южургеология” образцами 8-78, 8-91, 18-25, 8-255, 8-256, 8-257, 8-258, 8-259	Согласно [88] силикатно-карбонатные пророды являются парапорадами. Высказывается мнение об их карбонатитовой метасоматической природе [20, 87]
9	Мариупольское	Приазовье, Мариупольское месторождение железа	Согласно [8] в ядре Центрально-Приазовской синклинали ранее выделялась сачкинская свита с подсвитами богдановской и демьяновской. В составе богдановской подсвиты кальцифиры чередуются с мраморами и диопсидо-плагиоклазовыми сланцами. В составе демьяновской подсвиты – меланократовые гнейсы, пироксено-магнетитовые кварциты и кальцифиры. Мрамор-кальцифир представлен в коллекции музея «Южургеология» образцом 3-7.	Природа карбонатных пород не установлена
10	Садовый участок	Участок расположен на южном окончании Южно-Сорокинско-	Садовая толща палеопротерозоя вскрыта буровыми скважинами. В ее составе выделяются две пачки –	Природа силикатно-



		го золото-редкометалльного рудного поля, приуроченного к зоне регионального разлома	нижняя метатергенная и верхняя – графит-карбонатная	карбонатных по пород не установлена
11	Першотравневое	Приазовье	Кальцифиры, не исследованы, представлены в коллекции музея КП „Южукргеология” образцами 8-19, 8-26, 18-25, 8-262, 8-263	-«-
12	Кременивское	Приазовье	Кальцифир, не исследован, представлен в коллекции музея КП „Южукргеология” образцом 8-100	-«-
<b>II Среднеприднепровский мегаблок УЩ и Криворожско-Кременчугская шовная зона</b>				
13	Славгородское	Зона Девладовского глубинного разлома	В составе гнейсов славгородской толщи (AR <sub>1</sub> Sl) характерными являются интенсивно гранитизированные амфиболиты, вероятнее всего протовулканиды основного и среднего состава. При доизучении толщи в 2006 г. впервые буровой скважиной вскрыто пластообразное тело кальцифиров неясного генезиса	Природа не установлена
14	Казанковское	Криворожско-Кременчугская шовная зона	Кальцифиры родионовской свиты (PR <sub>1</sub> ) не исследованы, представлены в коллекции музея КП „Южукргеология” образцом 01-04	Природа не установлена
15	Родионовское	-«-	Мраморы доломит-кальцитовые с тремолитом, скарнированные карбонатные породы с карбонат-диопсидовым составом родионовской свиты (PR <sub>1</sub> ), не исследованы, представлены в коллекции музея КП „Южукргеология” образцами 01-12, 01-13, 01-45	
16	Гейковское	Экспедицией №57 КП «Кировгеология» СКВ. 23 (Гейковский участок) в 15-20 км к западу от г.Кривой Рог вскрыты жильные силикатно-карбонатные породы в составе родионовской свиты (PR <sub>1</sub> ),	Породы родионовской свиты в пределах Западно Ингулецкой СФЗ представлены мраморами, кальцифирами, офикальцитами, гнейсами и сланцами в том числе амфибол-биотитовыми и графит-биотитовыми, кварцитами, метапесчаниками	Природа силикатно-карбонатных пород однозначно не установлена. Они считаются осадочными

		которые залегают на породах ингулецкого комплекса (AR <sub>3</sub> )		образованиями
<b>III Среднее Побужье</b>				
17	Капитановский массив [91, 34]	Массив ультрабазитов вытянут в субмеридиональном направлении согласно Капитановской тектонической зоны на протяжении 4,6 км при ширине от 40-50 до 300 м	Дайкообразный массив с полосчатым чередованием в основном серпентинитов и силикатно-карбонатных пород, как те, так и другие хромитоносны, подчиненное значение имеют пироксениты, габбро	Природа силикатно-карбонатных пород дискуссионна, высказываются предположения об их магматической природе [34], а также и метасоматической [92]
18	Чемерпольский массив [92/93]	Ультрабазиты массива наблюдаются в виде реститов в пределах Чемерпольской структуры со сложным тектоническим строением, которое отражает сочетание пликативных, дизъюнктивных, чешуйчато-сдвиговых и вихревых нарушений	Чемерпольская структура имеет пестрое строение, из породы бугской серии представлены плагиогнейсами, кристаллосланцами, амфиболитами, распространены силикатно-карбонатные породы, так называемые кальцифиры. Породы слагают пласты, слои, линзы, пачки разной мощности – от первых сантиметров до нескольких десятков метров	Природа силикатно-карбонатных пород однозначно не установлена. Они относятся к метасоматическим силикат- и карбонат-магнетитовым рудам гранулитовых комплексов УЩ (побужский тип) [94]
19	Молдовское	Карбонат-магнетитовые руды	Субсогласные крутопадающие линзовидные залежи	

	месторождение железа [93]	сосредоточены в ядре флексуроподобной структуры	железных руд приурочены к переходам метаморфических пород рудоносной формации к мигматитам, контактам и проницаемым зонам среди кальцифиров и железистых кварцитов и участкам их переслаивания	-«-
20	Хащеватое [94]	Реститы породы осадочно-вулканогенной толщи в поле развития чарнокитов и мигматитов – Белоцерковско-Одесская зона, Хащевато-завальевская блок-антиклинорная структура	Серпентиниты, кальцифиры с включениями серпентинитов, пироксениты	Природа кальцифиров не установлена
21	Трояновское [88]	Приурочено к структуре сложного мозаичного строения, сложенной кристаллосланцами основного состава с прослоями пироксен-магнетитовых кварцитов, метагабброидов и пластообразных тел кальцифиров	Пластообразные тела кальцифиров мощностью от 1-15 до 100 м содержат апатит. Расплавные включения в кристаллах апатита гомогенизируются при $T > 1000^{\circ}\text{C}$	Генезис кальцифиров окончательно не установлен, они считают метасоматическим и породами по габброидам [94]
<b>IV Днестровско-Бугский район</b>				
22	Сабаровский участок [95]	Реститы основных и ультраосновных пород сабаровского интрузивного комплекса среди мигматитов	Кальцифиры в виде пластообразных тел мощностью до 4,5 м наблюдаются в разрезах с полосчатым чередованием пород основного и ультраосновного состава	Природа кальцифиров не установлена, отмечается наличие в них графита, хрома и никеля
23	Проскуровское [78, 89]	Проскуровский массив (Приднестровье) щелочно-ультраосновной формации,	Близкий к изометрической форме слабовытянутый массив с элементами кольцевой структуры ийолит-мельтейгитов, полевошпатовых ийолитов,	Предположительно карбонатитовые апатит-кальцито-

		периферия (юго-западное крыло) Хмельницкого блока, на пересечении северо-западной Подольской зоны с Зиньковским разломом северо-восточного простирания	нефелиновых сиенитов с интенсивной фенитизацией вмещающих гранитоидов, в составе массива изредка апатит-кальцитовые (карбонатиты) и апатит-кальцит-пироксеновые породы (твейтозиты, рингиты)	вые жилы [78, 84]
24	Фениты Березовой Гати как фениты невоскрытого карбонатитового комплекса [78, 97]	Тело щелочных метасоматитов с крутым (до вертикального залеганием мощностью от 20-30 м (в ЮВ части)) до 150 м (в СЗ части) в гнейсово-мигматитовой толще кировоградско-житомирского комплекса	Крутопадающее тело северо-западного простирания фенитов, эгириновых альбититов, реже микроклинитов и цеолитизированных фенитов. Считается одним из линз невоскрытого линейно-вытянутого карбонатитового комплекса. В фенитах IV стадии увеличивается количество щелочных амфибролитов, апатита и кальцита. Наряду с прожилковым наблюдается сингенетичный процессу фенитизации кальцит – в интерстициях между минералами и в виде включений в последних	Собственно карбонатиты предполагаются на невоскрытом уровне по наличию зоны фенитизации. Фениты IV стадии содержат прожилки кальцита и включения последнего в виде включений

## Результати обробки геохімічних даних

## Чемерпільський масив (амфіболіти)

	Sc	P	Au	Pb	As	Ga	W	Bi	Ba	Be	Mo	Sn	Li	Cu	Cd	Ag	Y	La	Ce	Zn	Ni	Zr	Co	Sr	V	Mn		
<b>середнє арифметичне</b>	0,76	3,33	0,15	1,54	3,32	1,24	0,33	0,15	2,45	0,21	0,14	0,43	1,18	2,67	1,99	1,26	1,84	1,35	4,29	3,46	4,05	2,17	3,20	2,64	3,85	3,45	<b>Фонові виборки</b>	
<b>стандартне відхилення</b>	0,14	1,89	0,17	0,91	2,48	0,58	0,28	0,13	1,90	0,14	0,10	0,40	1,35	1,88	1,62	0,60	0,87	0,74	2,39	2,51	2,32	1,96	2,16	2,16	2,41	2,16		
<b>середнє геометричне</b>	0,74	2,70	0,09	1,31	2,31	1,05	0,23	0,11	1,67	0,18	0,11	0,28	0,71	2,17	1,40	1,05	1,57	1,22	3,41	2,62	3,30	1,39	2,52	1,79	2,96	2,72		
<b>середнє арифметичне</b>	2,02	15	0,87	6,05	15	3	3,20	1,33	15	6,80	0,56	2,54	5,20	8,20	8,88	3,64	5	5	15	15	15	7	15	18,36	15	15	<b>Аномальні виборки</b>	
<b>максимальне значення</b>	3	15	2	15	15	3	7	2	15	15	1	5	7	15	15	7	5	5	15	15	15	7	15	99	15	15		
<b>коефіцієнт накопичення (Кн)</b>	2,7	4,5	9,6	4,6	4,5	2,4	13,7	12,2	6,1	38,4	5,1	9,1	7,3	3,8	6,3	3,5	2,7	3,7	3,5	4,3	3,7	3,2	4,7	10,3	3,9	4,3		
<b>коефіцієнт концентрації (Кк)</b>	4,0	5,6	22,0	11,5	6,5	2,8	30,0	18,3	9,0	84,6	9,1	17,8	9,9	6,9	10,7	6,7	3,2	4,1	4,4	5,7	4,5	5,1	6,0	55,3	5,1	5,5		

кількість проб	266
----------------	-----

Чемерпільський масив (ультрабазити)

	Au	Ta	Tl	As	Ga	Nb	Hf	Ge	In	Bi	Ba	Mo	Sn	Cd	Ce	Yb	Zn	Ni	Zr	Co	Cr	Sb	Sr	
<b>середнє арифметичне</b>	0,19	1,68	3,63	0,48	1,71	0,24	0,34	0,16	0,09	1,52	2,81	7,65	4,83	10,28	3,60	61,88	35,06	0,88	0,50	2,50	0,18	31,56	6,44	<b>Фонові виборки</b>
<b>стандартне відхилення</b>	0,10	0,68	2,09	1,00	4,75	0,26	0,42	0,12	0,03	0,69	1,37	3,56	2,20	4,32	1,29	25,62	13,97	0,37	0,79	0,00	0,10	19,99	4,35	
<b>середнє геометричне</b>	0,14	1,55	3,04	0,27	0,10	0,17	0,24	0,13	0,08	1,06	2,49	4,43	3,29	8,47	3,35	49,37	30,82	0,83	0,32	2,50	0,17	28,49	5,74	
<b>середнє арифметичне</b>	0,52	38	10	30	62,5	4,5	9	1,83	0,5	3	18	15	10	15,48	18,33	162,5	100	5	33,33	5	28,33	650	316,7	<b>Аномальні виборки</b>
<b>максимальне значення</b>	0,7	40	10	30	100	7	10	2	0,7	3	30	15	10	20	30	200	100	5	50	5	50	1000	500	
<b>коефіцієнт накопичення (Кн)</b>	3,64	24,45	2,75	62,36	653,11	26,40	38,20	13,58	6,06	1,98	7,23	1,96	2,07	1,83	5,47	3,29	2,85	5,70	105,27	2	167,12	22,81	55,13	
<b>коефіцієнт концентрації</b>	4,90	25,74	3,29	112,7	1045	41,07	42,45	14,82	8,48	2,84	12,05	3,39	3,04	2,36	8,96	4,05	3,24	6,02	157,91	2	294,92	35,10	87,06	





















Чемерпільський масив (силікатно-карбонатні породи)

	Sc	P	Pb	Ga	W	Ba	Be	Mo	Sn	Li	Cu	Ag	La	Ce	Zn	Ni	Zr	Cr	Sr	V	Ti		
середнє арифметичне	0,59	0,48	0,41	0,15	0,17	20,77	0,05	0,07	0,10	0,75	0,54	0,60	1,62	1,5	1,07	0,41	7,29	0,68	3,5	0,11	11,46	фонова виборка	
стандартне відхилення	0,16	0,17	0,32	0,11	0,11	7,31	0,01	0,03	0,07	0	0,30	0,2	0,8	0	1,08	0,92	2,32	0,52	0	0,09	3,54		
середнє геометричне	0,57	0,45	0,29	0,12	0,16	37,80	0,27	0,31	0,04	0,75	0,46	0,57	1,45	1,5	0,83	0,22	6,91	0,55	3,5	0,38	26,4		
середнє арифметичне	2	30	2,28	0,55	4,50	61,54	1,50	0,46	0,76	1,75	1,67	2	5,13	3,17	3,33	2,5	15,32	4,93	7	0,53	53,3	аномальна виборка	
максимальне значення	2	30	10	1	10	100	1,50	2	1,50	3	3	3	7	5	5	3	20	10	7	0,7	150		
коефіцієнт накопичення (Кн)	3,37	62,38	7,79	4,58	27,93	1,63	29,01	1,48	18,97	2,33	3,60	3,51	3,54	2,11	4,03	11,3	2,22	8,98	2	1,4	2,02		
коефіцієнт концентрації (Кк)	3,52	66,13	34,23	8,29	62,06	2,65	5,56	6,45	37,50	4	6,46	5,26	4,83	3,33	6,04	13,56	2,89	18,22	2	1,84	5,68		
кількість проб	295																						

## ВИТЯГ З ПРОТОКОЛУ №2

засідання Ради за науковим напрямком «Технології прогнозування, пошуку та розвідки корисних копалин»

м. Дніпропетровськ

8 грудня 2008 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, доцент Рузіна, 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., кандидат геолого-мінералогічних наук, доцент Довбніч М.Ю.

**1. СЛУХАЛИ:** повідомлення наукового керівника теми ГП-400 «Вивчення металогенічної спеціалізації та закономірностей розповсюдження карбонат-ультраосновного магматизму в докембрії», провідного наукового співробітника Поповченка С.Є. У доповіді повідомлено про основні наукові та практичні результати виконаних досліджень у 2008р.

**УХВАЛИЛИ:**

1. Робота по держбюджетній темі виконана в повному обсязі згідно з календарним планом та технічним завданням на 2008 р.
2. Науково-технічний рівень НДР відповідає сучасному рівню світових розробок.
3. Робота актуальна, має фундаментальний характер і комплексний підхід.
4. Наукові результати:
  - 4.1. Більшість масивів Українського щита карбонат-ультрабазитового складу мають давнє, можливо дометаморфічне первинно-магматичне походження і являються похідними розшарування збагаченої CO<sub>2</sub> ультраосновної магми на силікатну й карбонатну складову або похідними кімберлітової магми. Магматичне походження силікатно-карбонатних порід в ультрабазитах встановлюється по структурним взаємовідношенням, геохімії та розплавним включенням в апатитах.
  - 4.2. Ряд масивів в Приазов'ї - Чернігівський, Малотерсянський, Жовтневий утворилися пізніше піка метаморфізму, тому зберегли явні ознаки магматичного генезису.

4.3. Дометаморфічні карбонатити мають доломіт-кальцитовий або кальцит-доломітовий склад і відповідають більшою мірою бефорситам і кімберлітовим карбонатитам.

4.4. За формою тіл найбільш розповсюджені лінійно-витягнуті тіла у формі дайок, рідше у формі овально-подовжених штоків, дуже рідко у вигляді лакколів і лополів. Останні два найбільшою мірою піддані процесам мігматизації в результаті якої, як і по метабазітам, у карбонатній складовій утворюються тіньові мігматити із практично повною перекристалізацією, а по ультраосновних породах - гіперстенові кристаллосланці, амфіболіти, чарнокіти, ендербіти. Від ультраосновних порід зберігаються у вигляді реліктів невеликі тіла серпентинітів — аподунітових, апоперидотитових, апопіроксенітових.

4.5. Всі масиви мають ознаки фенітизації або фельдшпатизації гнейсів та інших вміщуючих порід. У результаті дії ультраметаморфічних процесів вони видозмінюються в різні гнейси або бескварцеві плагіоклазити, які при короутворенні служать сприятливими породами для формування високоякісного первинного каоліну з білизною 84-95% і дисперсністю 75-82% і більше.

4.6. Ставлення інтрузивних масивів відбувалося в умовах розтягання земної кори, на що вказує опущеність блоків з карбонат-ультрабазитовими тілами й ореолами фенітизації або фельдшпатизації.

4.7. При розшаруванні магми на силікатну й карбонатну складову в силікатній утворився надлишок  $\text{SiO}_2$  й  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , що призвело до формування еулізитів, насичених розплавленими включеннями й апатитом та лужних метасоматитів із силіманітом.

4.8. На відміну від високометаморфізованих осадових товщ в силікатно-карбонатних породах магматичного походження поширені псевдогабброїдні структури, автоліти порід ультраосновного складу, розплавні включення в апатиті. Вони також визначаються підвищеними коефіцієнтами накопичення й концентрації по фосфору, лантану, церію, іттербію, іттрию, цирконію, марганцю, позитивними істотними зв'язками елементів групи лантановідів з елементами породної асоціації, до яких відносяться Ni, Cr, ванадій, наявністю автолівів ультрабазитів серед силікатно-карбонатних порід з зонками загартування розкристалізованих у шари піроксенітового складу, різкі інтрузивні контакти між ними, відсутність рівноважних контактів між силікатними й карбонатними мінералами й нерівномірнотзернистий характер розподілу силікатних мінералів, пошаровий або плямистий розподіл їх у породі.

4.9. Визначена металогенічна спеціалізація карбонат-ультрабазитових масивів докембрію, яка характеризується як класичною для карбонатитів корисною мінералізацією — рідкі землі, тантал, ніобій, циркон, апатит (Чернігівський, Малотерсянський, Жовтневий, Лукашевський, Дубовецький масиви), магнетит (Молдовський), вермікуліт (Західно-Липовеньківський) флюорит (Петрово-Гнутовське), барит (Сабарівський), а також некласичною — хромітовою та золото-платиноїдною (Капітанівський, Липовеньківський, Пушковський, Лукашевський, Чемерпільський), вольфрамовою та титановою

(Чемерпільський, Капітанівський, Східно-Ліповеньківській), зрідка молібденовою з берилієм (Дуовецький) та алмазозною.

За матеріалами досліджень асистентом кафедри «Мінералогія та петрографія» Сливною Оленою Василівною та старшим викладачем кафедри «Загальної та структурної геології» Камковим Романом Борисовичем готуються до захисту в 2009 році кандидатські дисертації.

#### 5. Практичне значення роботи:

Розроблені класифікаційні ознаки для потенційно магматичних утворень карбонат-ультрабазитових комплексів дозволяють в практичній діяльності геологів звернути увагу на їх потенційні металогенічні можливості, а не відноситися, як до неперспективних ділянок. Особливо це стосується зон лужного метасоматозу с силіманітовою мінералізацією у вміщуючих гнейсах, де нами встановлені перспективні аномалії на дорогоцінні метали, у тому числі аномалії паладію, рутенію та іридію, і зони фельдшпатизації кристалевих сланців та гнейсів, де зафіксовано рудоутворення танталу та ніобію, графіту, вольфраму, титаномагнетиту, інколи молібденіту. По таким метасоматично зміненим породам за рахунок хімічного вивітрювання навколо карбонат-ультрабазитових масивів утворюються родовища високоякісного первинного каоліну.

Результати роботи впроваджені в Правобережній ГЕ, Дніпропетровському відділенні УкрДГРІ та КП «Південукргеологія».

#### 6. Цінність результатів для навчально-наукової роботи :

При виконанні польових досліджень студенти НГУ з спеціальності «Геологія» та «Геофізика» залучалися для проходження виробничих практик. По отриманим ними матеріалам були виконані реальні курсові та дипломні роботи. Розроблені теоретичні питання геології та геохімії родовищ дорогоцінних металів використовуються в курсах лекцій з таких дисциплін, як «Геологія родовищ корисних копалин», «Геохімія», «Промислові типи корисних копалин». Робота аналітичної апаратури демонструється студентам при проходженні курсу «Лабораторні методи вивчення корисних копалин».

7. Виконавці: штатні – Поповченко С.Є., Охримчук Л.О., Журавльов М.К. (0,5 ст.), Іванютін С.М., Перков Є.С., сумісники – Камков Р.Б. та Сливна О.В. (робота над дисертацією, без оплати), студенти - Поповченко А.В. (з 01.04.2008р по 31.12.2008 р.)

8. Опубліковано 5 наукових робіт, одержано 3 патенти.

9. У звіті немає авторських свідоцтв та звісток, що мають державну таємницю. Результати можуть бути опубліковані у відкритій печаті.

10. Результати можуть бути використані в галузі металогенічних досліджень.

11. Заключний звіт по темі ГП-400 затвердити.

Голова Ради  
В.Ф.

Приходченко

Секретар

Рузіна М.В.

## РЕЦЕНЗИЯ

## Заключительного отчета по НИР ГП-400

## «Определение металлогенической специализации и закономерностей распространения карбонат-ультраосновного магматизма в докембрии»

На рецензию представлен отчет, состоящий из пяти глав, Введения, Заключения, списка из 97 использованных источников и 5-ти приложений.

Во Введении сформулированы цель и задачи проводимых исследований, показана и обоснована их актуальность и необходимость их проведения в условиях Украинского щита. Затронутое направление является наименее изученной проблемой и представляет собой весьма сложные, но важные как теоретические, так и практические вопросы, которые несомненно дополняют многие представления о магматизме, рудообразовании и металлогении Украинского щита. Весьма важными представляются данные о природе магматизма щита, имеющими значение при постановке задач по решению проблемы неотектоники УЩ.

Первая глава посвящена краткому обзору по распространению карбонат-ультрабазитового магматизма на Украинском щите. В ней приведены данные по геотектонической позиции и условиям залегания массивов, охарактеризованы основные разновидности слагающих их пород и минеральные ассоциации силикатно-карбонатных пород, по-возможности приведены данные по геохимии. Особое внимание уделено характеру акцессорной минерализации, наличию проявлений и месторождений полезных ископаемых, пространственно и генетически связанных с рассматриваемыми массивами. Характеризуемые массивы сопровождаются демонстрационными схематическими картами и разрезами, что помогает воспринимать лучше излагаемый материал и комментарии авторов.

Во втором разделе изложена методика полевых, камеральных и лабораторно-аналитических исследований, а в третьем представлены результаты исследований. В нем авторам удалось достаточно убедительно проиллюстрировать макроскопические отличия кальцифиров гнейсовых комплексов, относимых к метаосадочным толщам, и ассоциирующих с ультрабазитами, которые, по мнению авторов, относятся к магматическим формациям. Детально рассмотренные особенности внутреннего строения и взаимоотношения силикатно-карбонатных пород с ультрабазитами, продемонстрированные на фотографиях, убеждают в правомерности их отнесения к первично магматическим комплексам. Заслуживает внимания вывод авторов о значительном изменении структуры пород под влиянием метаморфических процессов, и даже мигматизации, в том числе и кальцифиров, из-за чего магматическое строение можно наблюдать только в отдельных реликтовых частях. Весьма важным является установленный факт существования зон закалки в автолитах, что также может подтверждать магматический генезис при сохранении в них соответствующих микроструктур. Наиболее убедительными аргументами магматического происхождения являются находки расплавных включений в

апатитах, представляющих в свою очередь микровключения в карбонатах, а также келефитовые микроструктуры оливинов при их полном равновесном взаимоотношении с карбонатом, их псевдонодулярное строение и сидеронитовая микроструктура рудной минерализации.

В этом плане проведения авторами обработка геохимических данных менее информативна в отношении генезиса. Однако авторам удалось показать геохимическое родство силикатно-карбонатных и ассоциирующих с ними ультрабазитов, а также по выбранным ими критериям выделить на геохимическом уровне металлогеническую специализацию, отразить степень метаморфического преобразования, что согласуется с минералого-петрографическими наблюдениями. По соотношению некоторых микроэлементов и характеру их распределения авторы относят изученные комплексы к субплатформенным фациям глубокофокусного ультрабазитового магматизма с чем отчасти также можно согласиться.

Определенный интерес представляет полученные данные по процессам преобразования силикатно-карбонатных пород. Описанная их последовательность характеризует направленность изменения от магматических к метаморфическим, которая выражается появлением линейной ориентировки силикатных минералов на начальных этапах и полного их выносом на заключительных в зонах мигматизации. Вместе с тем, к сожалению не указываются в объемном выражении масштабы выделенных преобразования, что несколько затрудняет оценить их значение. Особенно это касается продуктивных для рудообразования зон развития углеродистого метасоматоза.

Заключительный подраздел посвящен анализу распространения полезной минерализации, где приведены как литературные, так и полученные авторами новые данные. Весьма интересным представляется установленный факт наличия на всех изученных массивах проявлений апатит-редкоземельной минерализации или ее признаков. Совмещенность ее проявлений с другими редкими элементами, такими как тантал, ниобий, цирконий и другими косвенно подтверждает принадлежность массивов к карбонатитовым комплексам. Весьма оригинальной представляется высказанная авторами идея о генетической связи с подобными комплексами вольфрамовой, молибденовой, благороднометальной и хромитовой минерализации. Однако доказательств высказанной идеи авторы не приводят, а только констатируют наличие пространственной связи.

В четвертой главе авторами приводится модель формирования силикатно-карбонатных расплавов и хромитового оруденения. Предложенная модель обосновывается установленными фактами и экспериментальными исследованиями, заимствованным из литературных данных. Согласно этой модели авторы обосновывают глубинный (подкорový) источник магмы первичного перидотитового состава, на что ранее они указывали по геохимическим данным. Возможность расслоения на силикатную и карбонатную составляющую они усматривают в насыщении магмы летучими компонентами, в частности и  $\text{CO}_2$ , которые по объему должны составлять не менее 20%. Если такая модель отвечает реальности, то становится ясно, что при формировании подобных комплексов в верхних слоях земной коры за счет дегазации магмы будут широко развиваться



метасоматические процессы. В том числе и углеродистый метасоматоз, следы воздействия которого авторами установлены во вмещающих породах. Данные процессы являются мощными рудогенерирующими факторами, что позволяет объяснить распространение вблизи массивов столь разнообразной рудной минерализации. В связи с этим представляется вполне обоснованным вывод авторов о пересмотре рудообразующей роли карбонат-ультрабазитового магматизма на Украинском щите.

В заключительном пятом разделе авторы попытались выделить признаки, которые по их мнению свидетельствуют о магматическом генезисе силикатно-карбонатных пород. Признаки основываются на результатах, изложенных в разделе 3, а также на некоторых общих соображениях и переинтерпретации опубликованных материалов. С отдельными моментами такой интерпретации весьма затруднительно согласиться. В частности, данное касается предположительного отнесения к карбонатитам щелочноземельной карбонат-магнетитовой формации, проявленной на Слюсаревском и Молдовском месторождениях.

В целом же работа выполнена на достаточно высоком профессиональном уровне. Полученные в ней выводы несомненно найдут свое дальнейшее развитие в теоретической и практической геологии, а приведенные в рецензии соображения позволяют рекомендовать принять отчет с оценкой «хорошо» и одобрить дальнейшее развитие НИР.

Зав. сектором исследований фанерозоя  
ДВ УкрДГРИ, кандидат геолого-минералогических наук

В.Л. Стефанский

## ВИТЯГ З ПРОТОКОЛУ

засідання Вченої Ради ДВ УкрДГРІ

“24” листопада 2008 р.

№ 9/2008

м. Дніпропетровськ

**Присутні члени ВР:** Васюк Б.М., Ісаков Л.В., Хохлов М.Т., Данильченко І.Є., Антонов В.М., Курочкіна Н.Г., Вікторов Г. М., Яговдік О.В., Липчук Л.В., Рубан С.А., Ізмайлов С.Г., Білокопитова Н.А., Просенко С.О.

**ПОРЯДОК ДЕННИЙ:**

II Про впровадження результатів досліджень по темі ГП-400 «Определение металлогенической специализации и закономерностей распространения карбонат-ультраосновного магматизма в докембрии» у наукових роботах ДВ УкрДГРІ

**СЛУХАЛИ** виступ завідувача Центром аналітико-технологічних досліджень Національного гірського університету, кандидата геолого-мінералогічних наук, старшого наукового співробітника Поповченка Сергія Євгеновича про результати виконаних досліджень по темі ГП-400 «Определение металлогенической специализации и закономерностей распространения карбонат-ультраосновного магматизма в докембрии».

У роботі зроблений висновок про те, що докембрійські карбонат-ультрабазитові масиви присвячені до тектонічно активних шовних зон глибинного залягання (Голованівська, Оріхово-Павлоградська, Криворізька, східна частина Приазовського блоку), сформувалися до піка прогресивного метаморфізму й мають магматичний генезис, на що вказує ряд структурно-текстурних ознак взаємин з ультрабазитами й расплаві мікротрахованні в апатиті карбонатів. Під впливом високотемпературного метаморфізму відбувалася мігматизація карбонатних порід з виносом мікроелементів і перекристалізацією мінералів, внаслідок чого вони втратили ознаки магматичних порід. На мінералого-геохімічному рівні всі вивчені масиви мають рідкоземельну, апатитову, титанову, цирконієву, тантал-ніобієву, графітову мінералізацію, а з деякими з них зв'язаний розвиток хромітового, магнетитового, золотого, платинометального й олово-вольфрамового зруденіння. У роботі запропоновані критерії відмінності силікатно-карбонатних порід магматичного й осадового походження.

**Питання задали:** к.г.-м.н. В.Л.Стефанский, к.г.-м.н. Л.В. Ісаков та ін..

На них було дано аргументовані відповіді, зокрема про те, що вивчені масиви формувалися з родоначальної перидотитової магми на значних глибинах. Розшарування магми на силікатну й карбонатну складову відбувалося в проміжних осередках по мірі підйому магми до поверхні земної кори. По первинних структурах, що збереглися в реліктах, силікатно-карбонатні породи відповідають бефорситам, севітам і кімберлітовим карбонатитам. Розповсюджена в них корисна мінералізація має переважно пізньомагматичний і плутогенно-гідротермальний генезис. При прогресивному метаморфізмі разом з перетворенням структури масивів відбувався перерозподіл рудної мінералізації в одних випадках з її розсіюванням, у других випадках навпаки з підвищенням концентрацій або з утворенням самостійних нових тіл метаморфогенного генезису. Глибинне закладення магматичного осередку сприяло створенню сприятливих умов для алмазоутворення, у зв'язку з чим області розвитку докембрійського карбонат-ультрабазитового магматизму є перспективними для пошуків алмазів. Вище означене підтверджується відкриттям у подібних геодинамічних обставинах ряду родовищ алмазів на півдні Сибірської платформи й у Західній частині Алданського щита.

**Ухвалили:**

- Схвалити та прийняти до впровадження результати досліджень по темі ГП-400 «Определение металлогенической специализации и закономерностей распространения карбонат-ультраосновного магматизма в докембрии»

Голова Вченої Ради

Б. М. Васюк

Вчений секретар

І. Є. Данильченко

