

Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Навчально-науковий інститут «Інститут Геології»

На правах рукопису

НИКАНОРОВА ЮЛІЯ ЄВГЕНІВНА

УДК 551.1/.4+550.4

**ГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ТА РЕЧОВИННІ
ОСОБЛИВОСТІ ОРЕОЛІВ ФЕНІТИЗАЦІЇ**
*(на прикладі лінійного Чернігівського карбонатитового масиву
Українського щита та його аналогів)*

Спеціальність 04.00.01 – загальна та регіональна геологія

Дисертація
на здобуття наукового ступеня
кандидата геологічних наук

Науковий керівник:
доктор геологічних наук, доцент
Шнюков Сергій Євгенович

Київ – 2015

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ	5
ВСТУП	6
Розділ 1. ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ КАРБОНАТИТОВИХ МАСИВІВ ТА ЇХ ФЕНІТОВИХ ОРЕОЛІВ. ВИБІР ОБ’ЄКТІВ ДОСЛІДЖЕННЯ	14
1.1. Історія дослідження карбонатитових масивів та їх фенітових ореолів.....	14
1.2. Вибір об’єктів дослідження.....	25
Розділ 2. МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ	27
Розділ 3. ГЕОЛОГІЧНА ПОЗИЦІЯ ЧЕРНІГІВСЬКОГО ТА ІНШИХ ДОСЛІДЖЕНИХ КАРБОНАТИТОВИХ МАСИВІВ ЛІНІЙНОГО І ЦЕНТРАЛЬНОГО СТРУКТУРНО- МОРФОЛОГІЧНИХ ТИПІВ ТА МОРФОЛОГІЯ ЇХ ФЕНІТОВИХ ОРЕОЛІВ	30
3.1. Карбонатитові масиви лінійного типу.....	32
3.1.1. Чернігівський карбонатитовий масив.....	32
3.1.2. Дубравинський карбонатитовий масив.....	38
3.1.3. Пенченгінський карбонатитовий масив.....	43
3.1.4. Деякі інші карбонатитові масиви лінійного типу.....	45
3.2. Карбонатитові масиви центрального типу.....	48
3.3. Короткі висновки.....	60
Розділ 4. МІНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ФЕНІТОВИХ ОРЕОЛІВ ЧЕРНІГІВСЬКОГО ТА ІНШИХ ДОСЛІДЖЕНИХ КАРБОНАТИТОВИХ МАСИВІВ ЛІНІЙНОГО СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГІЧНОГО ТИПУ	62
4.1. Чернігівський карбонатитовий масив.....	62
4.2. Дубравинський карбонатитовий масив	68

	3
4.3. Пенченгінський карбонатитовий масив.....	72
4.4. Короткі висновки.....	78
Розділ 5. ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ФЕНІТОВИХ ОРЕОЛІВ ЧЕРНІГІВСЬКОГО ТА ІНШИХ ДОСЛІДЖЕНИХ КАРБОНАТИТОВИХ МАСИВІВ ЛІНІЙНОГО І ЦЕНТРАЛЬНОГО СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГІЧНИХ ТИПІВ.....	80
5.1. Чернігівський карбонатитовий масив.....	80
5.2. Дубравинський карбонатитовий масив	84
5.3. Пенченгінський карбонатитовий масив.....	86
5.4. Карбонатитовий масив Альньо.....	88
5.5. Короткі висновки.....	91
Розділ 6. ЧЕРНІГІВСЬКИЙ КАРБОНАТИТОВИЙ МАСИВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА У ЗІСТАВЛЕННІ З ТИПОВИМИ КАРБОНАТИТОВИМИ МАСИВАМИ ЛІНІЙНОГО І ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПІВ.....	93
6.1. Зіставлення Чернігівського карбонатитового масиву з типовими масивами лінійного типу (на прикладі Дубравинського та Пенченгінського).....	93
6.2. Зіставлення Чернігівського карбонатитового масиву з типовими масивами центрального типу на прикладі Альньо (Швеція)	97
6.3. Короткі висновки.....	103
Розділ 7. АКЦЕСОРНІ МІНЕРАЛИ ФЕНІТІВ ЧЕРНІГІВСЬКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАСИВУ ЯК ІНДИКАТОРИ ЗОНАЛЬНОСТІ ЙОГО ФЕНІТОВОГО ОРЕОЛУ.....	104
7.1. Циркон.....	105
7.2. Апатит та сфен.....	106
7.3. Короткі висновки.....	108

Розділ 8. ПРОГНОЗНО-ПОШУКОВЕ ЗНАЧЕННЯ ОДЕРЖАНИХ	
РЕЗУЛЬТАТІВ.....	109
ВИСНОВКИ.....	113
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	116

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

УЩ – Український щит.

БЩ – Балтійський щит.

ВКМ – Воронежський кристалічний масив.

ЧКМ – Чернігівський карбонатитовий масив.

ПКМ – Пенченгінський карбонатитовий масив.

ДКМ – Дубравинський карбонатитовий масив.

РФА (XRF) – рентгено-флюоресцентний аналіз гірських порід та мінералів на головні та домішкові елементи.

LREE – легкі рідкісноземельні елементи.

HREE – важкі рідкісноземельні елементи.

Символи мінералів

Ab – альбіт

An – анортит

Ap – апатит

Amf – амфібол

Bt – біотит

Сb – карбонат

Сс – кальцит

Срх – клінопіроксен

Mk – мікроклін

Phl – флогопіт

Pl – плагіоклаз

Qu – кварц

Ric – рихтерит

Sph – сфен

Zrn – циркон

ВСТУП

Актуальність теми. У світі відомо сотні карбонатитових комплексів, які зустрічаються на всіх континентах. З ними пов'язані найкрупніші родовища флогопіту та вермикуліту, фосфору, ніобію, танталу, цирконію, рідкісних земель, міді, флюориту, заліза та деяких інших корисних компонентів. В умовах існуючої у світі тенденції до зростання видобутку і використання рідкісних металів для потреб виробництва сучасної техніки та розвитку нових технологій на сьогоднішній день набуває все більшої актуальності пошук та розвідка родовищ рідкісних та супутніх елементів. Більш того, поступове виснаження запасів давно відомих та легко доступних родовищ визначає потребу у: розширенні пошуків, спрямованих на виявлення нових потенційних проявів; підвищенні ефективності комплексу прогнозно-пошукових процедур, зокрема в умовах закритих територій; оптимізації підходів до видобутку сировини із вже менш доступних джерел.

При пошуках родовищ, пов'язаних із карбонатитовими масивами, у складі комплексу прогнозно-пошукових критеріїв існує потреба більш широкого використання ореолів фенітизації (метасоматичної переробки вміщуючих порід), які завжди супроводжують карбонатитові комплекси та за площею розвинення можуть перевищувати ареали поширення власне тіл карбонатитів та супутніх їм порід. Загалом проблема полягає в тому, що ідентифікація приналежності метасоматичних змін до фенітового типу переважно здійснюється за допомогою петрографічних засобів, що на практиці часто призводить до дискусійності висновків. Саме тому комплексне залучення даних щодо структурно-геологічних та композиційних особливостей фенітових ореолів дозволить значно збільшити розміри пошукової мішені. Не останню роль у вирішенні цієї проблеми можуть відігравати геохімічні методи, які до того ж дозволяють підвищити як технологічність комплексу прогнозно-пошукових процедур, так і достовірність висновків. Очевидною перевагою їх застосування є можливість однозначної фіксації пов'язаних з фенітовими

ореолами геохімічних аномалій, які вказують на наявність карбонатитових масивів, навіть за умови використання розрідженої та нерегулярної мережі точок спостереження (відслонень, свердловин) у межах закритих територій, до яких належить й більша частина Українського щита.

Більшість класичних карбонатитових родовищ характеризуються хорошою відслоненістю, що дало можливість виявити їх, не приділяючи значної уваги дослідженню фенітових ореолів, які, до того ж, самі по собі не викликали особливого практичного інтересу дослідників через відсутність у них перспективних родовищ або значних рудопроявів. У силу цього на сьогоднішній день ступінь вивченості фенітових ореолів різко поступається власне породам карбонатитових масивів (карбонатитам та асоціюючим з ними лужним та лужно-ультраосновним породам). Так, на фоні досить повної петрографічної охарактеризованості ореолів фенітизації, існуючі дані щодо хімічного складу останніх характеризуються недостатньою повнотою, що інколи пов'язано також з використанням для їх одержання застарілих аналітичних методів.

Актуальність даної роботи зумовлена необхідністю виявлення важливого у пошуковому відношенні комплексу засобів ідентифікації метасоматично змінених порід фенітового типу, що буде сприяти підвищенню ефективності прогнозно-пошукових робіт, особливо для комплексів лінійного структурно-морфологічного типу.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дослідження виконувались у період 2010-2015 рр. у рамках держбюджетних науково-дослідних тем геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка: «Створення прототипу Геологічного Депозитарію території України та принципів засад його ефективного використання в якості державного надбання» (№ ДР 0111U006458) (2011-2013); «Створення геологічного депозитарію північно-західної та центральної частин Українського щита» (№ ДР 0114U003477) (2014-2015).

Мета. Встановлення структурно-морфологічних особливостей фенітових

ореолів лінійних карбонатитових масивів та закономірностей зміни речовинного складу вміщуючих (вихідних) порід різноманітного складу у процесі фенітизації, а також розробка рекомендацій щодо вдосконалення існуючого комплексу критеріїв прогнозування і пошуків карбонатитових масивів та підвищення його ефективності.

Задачі. Для досягнення поставленої мети вирішувались наступні задачі:

- вибір об'єктів дослідження – типових карбонатитових комплексів лінійного структурно-морфологічного типу; підбір існуючих даних щодо комплексів центрального типу (як об'єктів порівняння);

- дослідження геолого-структурної позиції обраних об'єктів (карбонатитових масивів лінійного та центрального структурно-морфологічних типів), їх фенітових ореолів, а також морфології та речовинного складу останніх;

- виокремлення та детальне мінералого-петрографічне дослідження типових породних різновидів, які характеризують ступені перетворення провідних та контрастних за складом типів вихідних порід досліджених лінійних карбонатитових масивів;

- дослідження поведінки всіх петрогенних та широкої гама мікроелементів у процесі фенітизації порід рами досліджуваних карбонатитових масивів лінійного та центрального типів за власними та літературними даними, відповідно;

- зіставлення виявлених закономірностей зміни мінеральних асоціацій та поведінки хімічних елементів у процесі формування фенітових ореолів лінійних карбонатитових масивів між собою та з подібними утвореннями масивів центрального структурно-морфологічного типу;

- дослідження розподілу елементів-домішок у найбільш розповсюджених акцесорних мінералах з порід фенітових ореолів, які характеризують різні ступені перетворення провідних та контрастних за складом типів вихідних порід;

- розробка засобів, які можуть забезпечити підвищення ефективності

прогнозно-пошукових робіт, спрямованих на відкриття нових карбонатитових комплексів у межах закритих територій, до яких належить більша частина Українського щита.

Об'єкт дослідження. Карбонатитові масиви лінійного структурно-морфологічного типу та їх фенітові ореоли.

Предмет дослідження. Структурно-морфологічні, мінералого-петрографічні, геохімічні та мінерало-геохімічні особливості фенітових ореолів карбонатитових масивів лінійного типу – Чернігівського (Український щит), Дубравинського (Воронезький кристалічний масив) та Пенченгінського (Єнісейський кряж), а також масивів центрального типу як об'єктів порівняння.

Обґрунтованість і достовірність наукових положень, висновків і рекомендацій забезпечуються значним обсягом використаного у роботі фактичного матеріалу, з якого сформовано комплексний геологічно-геохімічний банк даних: геологічні матеріали – карти, схеми, розрізи та плани ділянок, документація керну бурових свердловин; репрезентативна колекція зразків (~1000), петрографічних шліфів (~600), геохімічних (~600) та мінералогічних (60) проб; результати мінералогічного вивчення найбільш типових мінералогічних проб (55); результати аналітичних досліджень – кількісного визначення концентрацій всіх петрогенних (~180 аналізів) та широкої гами мікроелементів (~350 аналізів) у гірських породах, а також індикаторних елементів-домішок у наскрізних акцесорних мінералах (апатит, сфен, циркон), вилучених з досліджених мінералогічних проб (~120 аналізів).

Методи досліджень. До складу застосованого комплексу входили наступні методи: (1) геологічні та структурно-геологічні – аналіз різномасштабних карт, схем, розрізів, планів родовищ та їх ділянок, а також систематизація та аналіз наявної документації керну бурових свердловин; (2) петрографічні – макроскопічне (зразки) та мікроскопічне (прозорі шліфи та аншліфи) дослідження, в тому числі підтвердження діагностики породоутворюючих мінералів з використанням електронно-зондового мікроаналізу; (3) мінералогічні – дослідження найбільш типових мінералогічних проб,

діагностика та вилучення з них зразків акцесорних мінералів для аналітичного дослідження; (4) аналітичні – визначення вмісту всіх петрогенних та широкого переліку мікроелементів у пробах гірських порід за допомогою методів титриметричного (“мокра хімія”) та рентгено-флюоресцентного (енерго- та хвильоводисперсійний варіанти) аналізу, а також індикаторних елементів-домішок у зразках апатиту, сфену та циркону (енергодисперсійний рентгено-флюоресцентний метод).

Наукова новизна.

1. Встановлено, що фенітові ореоли лінійних карбонатитових масивів, на відміну від масивів центрального структурно-морфологічного типу, зазвичай характеризуються вираженою морфологічною асиметрією.

2. Підтверджено факт композиційної конвергенції (зближення мінерального та хімічного складів) контрастних за складом вихідних порід у процесі фенітизації на породному та мінеральному рівнях.

3. На породному та мінеральному рівнях виявлено геохімічну зональність фенітових ореолів, розвинених по контрастним за складом вихідним породам.

4. Підтверджено можливість встановлення приналежності метасоматичних змін до фенітового типу та ідентифікації типів вихідних порід за даними про розподіл елементів-домішок у найбільш розповсюджених акцесорних мінералах.

5. Вперше запропоновано мультиплікативний геохімічний показник зональності, спільний для досліджених лінійних карбонатитових масивів, який дозволяє уточнити положення зовнішньої границі фенітового ореолу та оцінити ступінь перетворення вміщуючих порід. Подібні коефіцієнти, за умови їх подальшого вдосконалення, можна розглядати як засіб підвищення ефективності прогнозно-пошукових робіт.

Практичне значення отриманих результатів.

Запропонований у роботі комплексний підхід дослідження фенітових ореолів з урахуванням структурно-морфологічних, мінералого-петрографічних,

геохімічних та мінерало-геохімічних особливостей (асиметрія фенітових ореолів, конвергенція композицій, розподіл елементів-домішок у найбільш розповсюджених акцесорних мінералах, запропонований показник зональності ореолів) спрямований, у першу чергу, на підвищення ефективності геолого-пошукових робіт за рахунок збільшення розмірів пошукової мішені і більш достовірної ідентифікації фенітової природи метасоматичних проявів в умовах закритих територій, до яких належить більша частина Українського щита. Такий ефект, у разі його досягнення, повинен призвести до оптимізації собівартості геолого-розвідувальних робіт.

Положення, які захищаються.

1. Фенітові ореоли лінійних карбонатитових масивів, на відміну від масивів центрального структурно-морфологічного типу, зазвичай характеризуються нерівномірною потужністю (аж до фрагментарності проявлення) та морфологічною асиметрією, яка найкраще виражена у випадку пологого падіння порід комплексу.

2. Еволюція контрастних за складом вихідних порід спрямована до композиційної конвергенції, яка, очевидно, контролюється складом фенітизуючого флюїду.

3. Геохімічна зональність фенітових ореолів впевнено простежується на породному та мінеральному рівнях (акцесорні мінерали), що дозволяє: встановити приналежність метасоматитів до фенітової групи, ідентифікувати типи вихідних порід, оцінити ступінь їх перетворення та підвищити ефективність прогнозно-пошукових робіт за рахунок збільшення розмірів пошукової мішені.

Особистий внесок. Головні теоретичні положення та практичні результати досліджень отримано автором особисто під керівництвом наукового керівника д. геол. н. С.Є. Шнюкова. У опублікованих зі співавторами наукових працях автору належать: участь у формулюванні мети роботи, постановка задач дослідження [59, 96, 98, 112, 130]; обробка та інтерпретація аналітичних даних [59, 86, 96, 98, 112]; проведення основної частини мінерало-петрографічних

досліджень [96, 98, 112]; проведення петрографічної та геохімічної типізації утворень фенітових ореолів за ступенем метасоматичного перетворення [96, 98, 112]; пошук репрезентативних даних (літературні джерела) щодо зональності та елементної композиції фенітових ореолів об'єктів порівняння – масивів центрального типу [59, 130]; зіставлення морфологічних [59, 130] та речовинних [59] особливостей ореолів фенітизації карбонатитових масивів контрастних структурно-морфологічних типів – лінійного та центрального; участь у дослідженні геохімічних особливостей акцесорних мінералів (циркон, апатит, сфен) із зональних фенітових ореолів масивів лінійного типу [130].

Апробація. Положення дисертаційної роботи доповідались на таких наукових конференціях (у тому числі міжнародних та за кордоном): науковій конференції «Теоретические вопросы и практика исследования метасоматических пород и руд» інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення імені Н.П. Семененка НАНУ (Київ, березень 2012 р.); X Міжнародній науковій конференції «Моніторинг геологічних процесів та екологічного стану середовища» геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (Київ, жовтень 2012 р.); 4-й Міжнародній студентській геологічній конференції (Брно, Чеська Республіка, квітень 2013 р.); Всеросійській молодіжній науковій конференції «Уральская минералогическая школа – 2013» (Єкатеринбург, Росія, вересень 2013 р.); 5-й Міжнародній студентській геологічній конференції (Будапешт, Угорщина, квітень 2014 р.); XII Міжнародній науково-практичній конференції «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, Росія, квітень 2015 р.); Міжнародній науковій конференції «Природничі музеї та їх роль в освіті і науці» (Київ, ННІ «Інститут геології», жовтень 2015 р.).

Публікації. За темою дисертації опубліковано 6 статей у фахових наукових виданнях, з яких 5 – у вітчизняних та 1 – у зарубіжному. Опубліковано 8 тез та матеріалів виступів на наукових конференціях.

Структура та об'єм роботи. Дисертаційна робота складається із вступу, 8 розділів, висновків та списку використаних джерел загальним обсягом 136

сторінок друкованого тексту. Робота супроводжується 32 рисунками, 6 таблицями. Список літератури містить 176 найменувань.

Дисертаційна робота виконана на кафедрі мінералогії, геохімії та петрографії Навчально-наукового інституту «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка під керівництвом завідувача кафедри, доктора геологічних наук, доцента С.Є. Шнюкова, якому висловлюється велика подяка за наданий для роботи фактичний матеріал, сприяння та постійну допомогу на всіх етапах проведення досліджень. Автор також щиро вдячний співробітникам кафедри мінералогії, геохімії та петрографії: кандидату геологічних наук, доценту І.І. Лазаревій за постійну увагу та допомогу у виконанні роботи; доктору геологічних наук, професору О.В. Митрохину за консультативну допомогу у проведенні петрографічних досліджень; кандидату геолого-мінералогічних наук, старшому науковому співробітнику, доценту О.В. Андрєєву за виконання значного об'єму аналітичних робіт.

РОЗДІЛ I

ІСТОРИЯ ДОСЛІДЖЕННЯ КАРБОНАТИТОВИХ МАСИВІВ ТА ЇХ ФЕНІТОВИХ ОРЕОЛІВ. ВИБІР ОБ'ЄКТІВ ДОСЛІДЖЕННЯ

1.1 Історія дослідження карбонатитових масивів та їх фенітових ореолів

Дослідження лужних порід і карбонатитів триває уже більше ста років. Карбонатитові масиви являють собою своєрідну групу утворень ендегенного походження, які, особливо в останні десятиріччя, привертають увагу вже не лише як відносно рідкісні породи, генезис яких є предметом постійних дискусій, а як окремий генетичний тип промислових родовищ. Так, з карбонатитами та породами, що з ними асоціюють, пов'язані великі родовища флогопіту та вермикуліту, заліза, фосфору, ніобію, танталу, цирконію, рідкісних земель, міді, флюориту. Крім того, можливим є вилучення з деяких родовищ бариту та стронціаніту. В умовах зони гіпергенезу по карбонатитам розвивається кора вивітрювання, вміст корисних компонентів (апатиту, пірохлору, бастнезиту тощо) в якій зазвичай у кілька разів вище у порівнянні з корінними породами.

Термін «карбонатит» введено норвезьким петрографом Бреггером у 1921 р. у роботі по області Фен (Норвегія). Проте перше детальне дослідження цих порід належить Хьогбому, який у 1895 р., вивчаючи дайки вивержених порід зі значним вмістом карбонатних мінералів на острові Альньо (Швеція), висунув ідею кристалізації карбонатів з розплаву разом з силікатними мінералами [114]. Таким чином, у початковий період дослідження карбонатитових масивів (з 1895 р. до 20-х рр. ХХ ст.) було опубліковано ряд робіт (Бреггера, Хьогбома та ін. [114]), присвячених вивченню утворень області Фен та Альньо, в яких підтримується ідея магматичної природи карбонатів. Але вже у 1924 р. це було піддано критиці Боуеном, який на основі дослідження району Фен та аналізу зібраних колекцій прийшов до висновку, що дані карбонатні породи зобов'язані своїм походженням процесу метасоматичного заміщення [114]. Саме з цього

часу розпочалася досить тривала дискусія про походження лужних порід та карбонатитів. Отримані протягом наступних десятиліть мінералого-петрографічні та геохімічні дані, з одного боку, сприяли уточненню питань формування масивів карбонатитів та лужних порід, з іншого – навпаки, викликали ще більшу дискусію серед прихильників магматичного та метасоматичного генезису цих утворень. Питання механізму формування карбонатитів в тій чи іншій мірі розглядалися Ю.А. Багдасаровим, Л.С. Єгоровим, А.Г. Жабіним, Ю.Л. Капустіним, А.В. Лапіним, Л.К. Пожарицькою, В.С. Самойловим, Є.А. Чернишовою, Є.М. Епштейном, Соколовим та ін. [6, 8-10, 12, 17, 18, 42-44, 53-55, 108, 143].

Сучасні границі терміну «карбонатит» були закладені у 1982 р. А.І. Гінзбургом, який зазначив, що необхідними та достатніми умовами віднесення карбонатних порід до карбонатитів являється: генетичний зв'язок їх з породами лужного складу та мантіїне джерело речовини [12]. В.С. Самойлов додав [108] ще такі ознаки, як: особливості мінерального складу (зі значною роллю у ньому карбонатів) та рідкісноелементна специфіка. Таким чином, під карбонатитами розуміють рідкіснометальні ендегенні карбонатні гірські породи, які складені більш, ніж на 50% карбонатами, пов'язані з комплексами лужних порід та мають мантіїну природу [108]. Карбонатні мінерали представлені: кальцитом, доломітом, анкеритом, рідше – сидеритом, магнезитом, сидероплезитом тощо; інші: піроксеном, амфіболом, слюдами (біотит, флогопіт, вермикуліт), олівіном, апатитом, магнетитом, лужним польовим шпатом, сфеном, рідкіснометалевими мінералами (пірохлором, баделеїтом, бастнезитом, цирконом тощо). Геохімічні особливості карбонатитів проявлені у збагаченості їх фосфором, ніобієм, цирконієм, стронцієм, рідкісними землями, барієм, ванадієм, танталом, залізом, титаном [108].

У світі відомо сотні карбонатитових масивів, які зустрічаються на всіх континентах. Деякі дослідники [122] об'єднують їх у ряд провінцій (рис. 1.1).

Перші карбонатитові комплекси були відкриті на початку ХХ ст. і до 50-х рр. вважалися надзвичайно рідкісними ендегенними утвореннями.

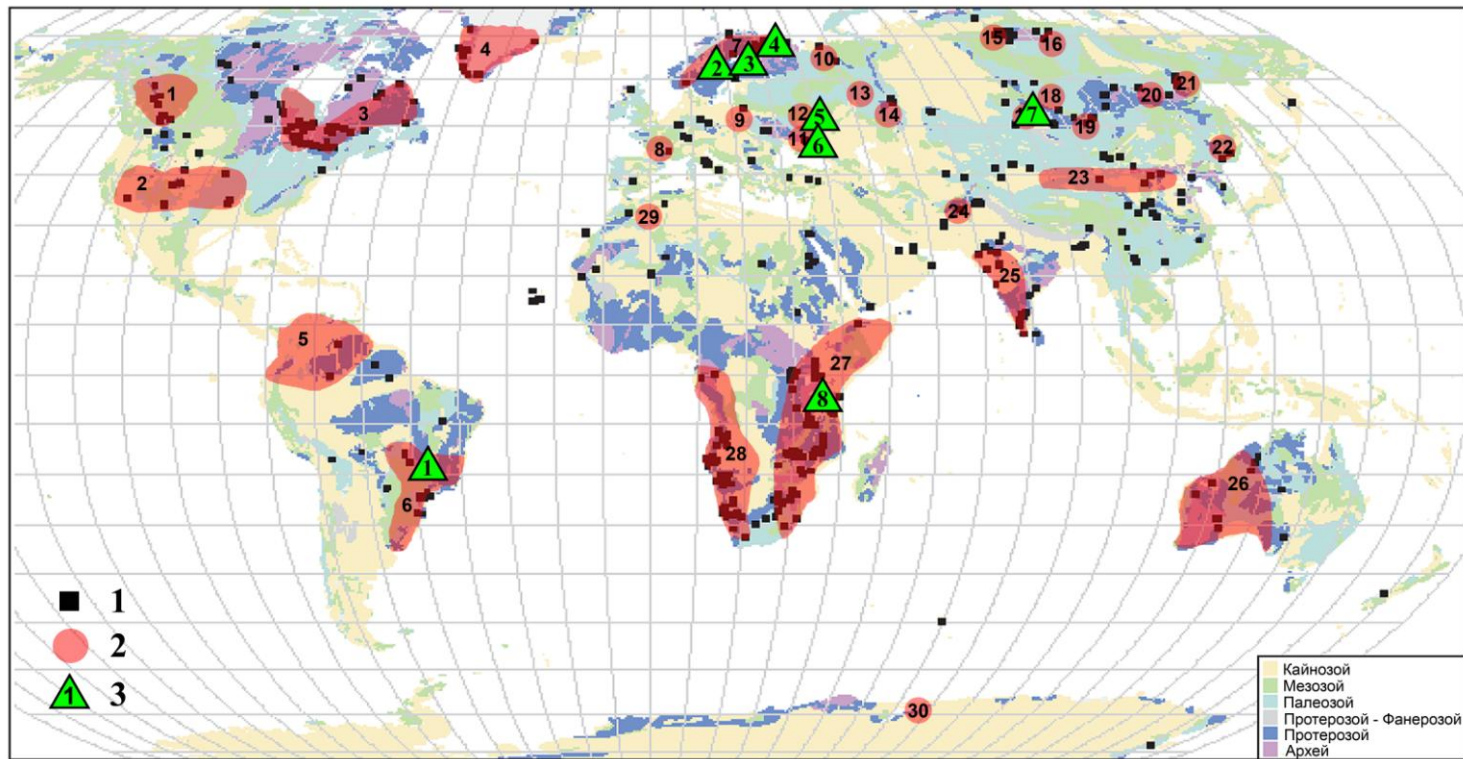


Рис. 1.1. Поширення карбонатитових масивів у світі (за [176] з доповненням за [122]). Умовні позначення: 1 – карбонатитові масиви за [176]; 2 – провінції масивів ультраосновних лужних порід з карбонатитами та головні родовища за [122]: 1 – Західно-Канадська; 2 – Південних та Південно-Західних штатів США (Маунтін-Пасс, Магнет-Ков); 3 – Східно-Канадська (Сент-Оноре, Ока, Мартісон); 4

– Гренландська (Моцвельд, Сарфаток); 5 – Північно-Бразильська (Сейс-Лагос); 6 – Східно-Бразильська (Араша, Тапіра, Анітаполіс); 7 – Скандинавсько-Кольська (Хібіни, Ковдор, Соклі); 8 – Рейнська; 9 – Польська; 10 – Тіманська; 11 – Українська; 12 – Воронежська; 13 – Ільмено-Вишневогірська; 14 – Кокчетавська; 15 – Маймеча-Котуйська (Гулі, Маган); 16 – Уджинська (Томтор); 17 – Єнісейська; 18 – Таймурино-Чадобецька (Чуктукон); 19 – Східно-Саянська (Біла Зима, Велика Тагна); 20 – Алданська (Арбарастах); 21 – Сетте-Дабанська (Горноозерське); 22 – Приморська; 23 – Китайська (Баянь-Обо); 24 – Афганістанська (Ханнешин); 25 – Індійська (Амба-Донгар); 26 – Західно-Австралійська (Маунт-Вельд); 27 – Східно-Африканська (Палабора, Луеше, Мбея, Мріма); 28 – Західно-Африканська; 29 – Північно-Африканська та островів Зеленого мису; 30 – Ламбертська; 3 – карбонатитові масиви – об’єкти дослідження даної роботи (1 – Араша, Бразилія; 2 – Альньо, Швеція; 3 – Сілін’ярві, Фінляндія; 4 – Турій мис, Кольський пів-в, Росія; 5 – Дубравинський, Росія; 6 – Чернігівський, Україна; 7 – Пенченгінський, Росія; 8 – Нгуала, Танзанія).

Проте у другій половині ХХ ст. численні масиви порід цього типу були виявлені у Африці, Північній та Південній Америці, на півночі Європи, у Північному та Східному Сибіру та в Індії. Багато з них містять родовища та рудопрояви флогопіту, апатиту, залізних або мідних руд та рідкісних металів (Nb, REE, Zr, Ta), а десятки карбонатитових масивів, розвіданих у Африці, Європі та Америці, взагалі були оцінені як найбільші за масштабами родовища пірохлорових, апатитових, магнетитових та флогопітових руд.

Значний внесок у вивчення будови, складу та особливостей формування утворень виявлених масивів було зроблено рядом вітчизняних та зарубіжних дослідників (А.І. Гінзбург, Є.М. Епштейн, Л.С. Бородін, О.О. Кухаренко, Ю.А. Багдасаров, Л.С. Єгоров, Л.К. Пожарицька, Ю.Л. Капустін, В.С. Самойлов, А.О. Фролов, В.В. Врублевський, А.О. Малишев, В.Л. Бочаров, С.Г. Кривдік, О.М. Римська-Корсакова, І.Л. Недосєкова, А.Г. Жабін, В.Я. Левін, Б.М. Роненсон, О.А. Белоусова, С.В. Прибавкін, Л.М. Когарко, Г. фон Еккерман, Т. Дінс, В.К. Бреггер, М.С. Гарсон, Дж. Гітінс, О.Ф. Таттл, К. Белл, А.Р. Вуллі, Д. Кемпе, М.Дж. ЛеБас, Б.А. К'ярсгаард, В.Дж. Лі, П.Дж. Віллі, Д.Л. Гамільтон, А.Дж. Ірвінг та багато інших), що відображено у їх численних публікаціях [2, 3, 5-18, 20-25, 29, 30, 34, 36-38, 40-44, 46-58, 60, 62-72, 75-81, 84, 87-92, 97, 103-111, 114, 118-122, 124, 126-129, 131-133, 136-155, 157, 158, 161-176]. Узагальненням існуючої інформації по карбонатитовим масивам став ряд робіт [3, 22, 36, 41, 42, 54, 65, 77, 104, 108, 109, 114, 118, 122, 132, 133, 138, 143, 149, 162, 175, 176].

У перерахованих роботах наводяться результати широкого спектру досліджень, які включали: вивчення структурно-тектонічних особливостей розташування виявлених карбонатитових масивів; виділення та типізацію породних різновидів; дослідження їх просторово-часових співвідношень; вивчення речовинного складу порід та мінералів; визначення ізотопного віку масивів; оцінка РТ-умов формування; ізотопно-геохімічні дослідження. На основі значного об'єму отриманого матеріалу було зроблено висновки щодо генезису досліджуваних порід, джерела їх речовини, а також рудоносності.

Карбонатитові масиви лінійного структурно-морфологічного типу

Об'єктами дослідження у даній роботі є карбонатитові масиви лінійного структурно-морфологічного типу та їх фенітові ореоли. Лінійні карбонатитові масиви не являються широко розповсюдженими утвореннями. У 1979 р. Ю.А. Багдасаров, аналізуючи своєрідні карбонатитові прояви України, Уралу та інших областей, висунув припущення про існування нової субформації карбонатитів «лінійного або лінійно-тріщинного типу», які відрізняються від класичних комплексів центрального типу за багатьма параметрами [9]. Дещо пізніше Л.К. Пожарицька висловила думку, що ці прояви являються прикладами самостійного формаційного типу, а не субформацією [12]. Таке розмежування було підтримано багатьма дослідниками (Є.Б. Глеваський, С.Г. Кривдік, В.С. Самойлов, І.Ф. Шраменко, А.В. Лапін, В.Я. Левін, Б.М. Роненсон, В.Н. Собаченко, А.Г. Гундобін та ін.), які довели справедливість цього припущення у своїх публікаціях [36, 75, 76, 108, 111, 132].

Активний період вивчення лінійних карбонатитових масивів припав на 80 – 90-ті рр. ХХ ст. Було досліджено головні особливості виділених карбонатитів та встановлено, що деякі з них являються характерними для класичних центральних (кільцевих) комплексів, а інші властиві виключно карбонатитам лінійно-тріщинних зон [9, 11]. Охарактеризовано структурно-тектонічну приуроченість лінійних масивів, вікові особливості їх утворень, морфологію тіл, супутні породи, речовинний склад, а також умови утворення комплексів [2, 5, 7, 9, 11, 14, 15, 18, 21, 22, 36-38, 46-48, 57, 58, 60, 62, 65, 75-78, 99, 105-108, 110, 111, 119, 126, 128, 129, 132, 133, 142, 162, 170].

Водночас деякі дослідники (зокрема Л.С. Єгоров [43, 44]) категорично не погодилися з таким виокремленням лінійних карбонатитових масивів у окремий формаційний тип (або субформацію) та, більш того, віднесли подібні утворення (на прикладі Чернігівського масиву Приазов'я, Пенченгінського масиву Єнісейського кряжу, масиву Сілін'ярві у Фінляндії) до «псевдокарбонатитів» – порід седиментогенно-метасоматичного походження

[44]. Проте широкої підтримки така радикальна точка зору не знайшла і, на думку автора, була досить аргументовано спростована Ю.А. Багдасаровим [12].

Існує думка і про те, що лінійні масиви являють собою глибинне продовження класичних масивів центрального типу, яке залишилось у результаті тривалого процесу ерозії поверхні [9, 65, 106, 122]. Звичайно, така обставина робить недоцільним виділення лінійних карбонатитів у окремий формаційний підрозділ. Однак, на думку автора, враховуючи суттєві відмінності за багатьма параметрами лінійних масивів від класичних центральних, прийнятним є виокремлення двох відповідних структурно-морфологічних типів.

На сьогодні до числа карбонатитових масивів лінійного структурно-морфологічного типу відносять: Чернігівський (Приазов'я), Дубравинський (район Курської магнітної аномалії – КМА), Пенченгінський (Єнісейський кряж), Ільмено-Вишневогірський (Урал), Сілін'ярві (Фінляндія) та декілька інших [122].

Чернігівський масив

Утворення Чернігівського карбонатитового масиву вперше були виявлені у 1961-1964 рр. Н.І. Лебєдєвим [36]. До початку 80-х рр. ХХ ст. під назвою «Чернігівський масив» розуміли в основному одну Новополтавську ділянку карбонатитів, по якій головним чином і робились висновки про структурні особливості. У 1979-1980 рр. [106] глибинним геологічним картуванням виробничого геологічного об'єднання (ВГО) «Донбасгеологія» в осьовій частині Лозоватської антикліналі, на південь та південний захід від Новополтавської ділянки, було встановлено нові прояви порід карбонатитового комплексу: Бегім-Чокракський, Просторівський та Чернігово-Токмачанський. Серед порід було виділено власне карбонатити, піроксеніти, твейтозити, лужні сієніти, нордмаркіти та феніти [106]. Комплексне дослідження геологічної

позиції проявів дозволило сформувати більш повне уявлення про структуру карбонатитового масиву [36, 57, 79, 106, 120].

Породи Чернігівського масиву та метасоматичні утворення супутнього їм фенітового ореолу вивчались Ю.Л. Капустіним, Е.М. Лапицьким, С.І. Кирикилицею, Є.Я. Марченко, І.І. Ніконовим, А.І. Чашкою, Є.Б. Глеваським, С.Г. Кривдіком, І.Ф. Шраменко, В.А. Стадником, С.Є. Шнюковим, В.М. Загнітко та багатьма іншими геологами [36-38, 47, 49-52, 56, 57, 60, 62, 64-72, 78-81, 84, 99, 106-108, 119-121, 126-129, 131, 132]. Деяким з них належать спеціальні монографії [36, 65, 132]. У роботі [36] висвітлено особливості структурного положення, будови, речовинного складу, петрогенезису порід та головні риси рудоносності Чернігівського масиву. На основі петрографічних, мінералогічних та геохімічних даних наводяться розроблені авторами принципи класифікації та номенклатури лужних порід та карбонатитів Чернігівського масиву. Охарактеризована зональність фенітового ореолу. У більш пізніх монографіях Чернігівський масив розглядається наряду з іншими лужними утвореннями Українського щита (УЩ), зокрема на предмет формаційної приналежності [65], а також наводяться узагальнені геохімічні дані по карбонатитах та їх породоутворюючих і акцесорних мінералах [132].

Особливості фенітизації вміщуючих порід навколо карбонатитових тіл Чернігівського масиву досліджували С.Г. Кривдік [36, 37, 65, 68, 71], Ю.Л. Капустін [56], С.Є. Шнюков [126, 128, 129, 131], Л.К. Пожарицька та Р.В. Вількович [99]. С.Г. Кривдіком було виділено чотири стадії фенітизації [36] за прикладом подібних, описаних раніше для фенітів масивів Балтійського щита (БЩ) [109, 141]. Ю.Л. Капустін умовно виділив три основні зони фенітів (зовнішню, середню та внутрішню), описавши особливості мінерального складу порід цих зон та зміну хімічного складу у процесі фенітизації [56]. С.Є. Шнюков на основі геологічних та петрографічних даних та у відповідності до складу головних типів вихідних порід (граніти, гнейси, амфіболіти, метаультрабазити) виділив ряди фенітизації останніх, ранжуючи їх за ступенем перетворення від слабо- та сильнофенітизованих до фенітів [126], а також

охарактеризував особливості поведінки петрогенних та мікроелементів у процесі формування фенітового ореолу.

Дубравинський масив

Перші відомості про наявність лужних ультраосновних порід у докембрії району КМА (в межах Стойленського залізорудного родовища) були отримані при проведенні глибинного геологічного картування Обоянською геолого-геофізичною експедицією у кінці 50-х – на початку 60-х років [22]. І.Н. Биков та А.В. Корнєв провели мінералого-петрографічне дослідження розкритих першими свердловинами лужних піроксенітів та зробили припущення про наявність карбонатитів [22]. Виявлені при подальшій розвідці прояви апатитових руд викликали підвищений інтерес до вивчення цих утворень.

Найбільш інтенсивний період дослідження Дубравинського масиву припав на 80-90-ті рр. ХХ ст. Було видано роботи [5, 14, 18, 21, 58, 110] з питань геології, петрохімії, мінералогії, типізації апатитових руд. Опубліковані результати базувались на дослідженні численного матеріалу, отриманого за рахунок планомірного буріння. Переважна доля результатів цього періоду висвітлена у монографії В.Л. Бочарова та С.М. Фролова [22].

Більш пізні дослідження (з 2000 року) були присвячені переважно питанням рудоносності та генезису утворень Дубравинського масиву, про що йде мова в ряді опублікованих у цей період робіт [20, 23-25, 40, 124].

При вивченні структурно-морфологічних особливостей Дубравинського масиву виникли деякі питання, пов'язані з встановленням його формаційної приналежності. Було зроблено висновки, що масив має риси подібності як і з класичними кільцевими – центрального типу, так і з відносно менш поширеними лінійними масивами. Однак проведені дослідження геохімічних особливостей, геологічного положення та ізотопного віку карбонатитів [5, 14] обґрунтували можливість віднесення Дубравинського масиву до числа представників лінійних масивів. У кількох роботах [11, 21, 22] проводиться

порівняння утворень Дубравинського масиву з подібними лінійними масивами на Балтійському (Сілін'ярві) та Українському (Чернігівський) щитах.

Пенченгінський масив

Вперше карбонатитоподібні породи в межах Єнісейського кряжу були виявлені при проведенні крупномасштабної геологічної зйомки в Ангаро-Пітському межиріччі у 1972-1974 рр. Відкритий таким чином масив В.Ю. Забродін та А.О. Малишев [48] назвали Пенченгінським за назвою річки Велика Пенченга. Тіла порід масиву були розкриті гірськими виробками та свердловинами, завдяки чому було досліджено геологічну будову території, встановлено структурно-тектонічну позицію та можливі межі поширення утворень масиву. У результаті до 1975 р. за отриманими даними було зроблено попереднє припущення про етапи його формування і виявлено специфічні особливості – лінійний характер тіл карбонатитів та петрографічний склад [48], відмінний від вже досліджуваних раніше карбонатитів центрального типу [114].

Протягом наступних десяти років інтенсивно продовжувалися дослідження порід Пенченгінського масиву. За цей період було зібрано і вивчено значну кількість матеріалу. А.А. Малишевим, В.В. Плошко і А.В. Лапіним було уточнено особливості геологічної будови зони поширення карбонатитів і їх тектонічну позицію; детальніше вивчено петрографічні та мінералогічні особливості порід масиву [75]. Приділялася значна увага визначенню як валового хімічного складу карбонатитів, так і окремо хімічного складу породоутворюючих та акцесорних, зокрема рідкіснометалевих, мінералів. За допомогою мінералів-термобарометрів попередньо визначено РТ-умови утворення (температурний діапазон 450 – 570°C) [75]. А.В. Лапін та ін. [75] відмітили, що відносна однорідність мінерального складу карбонатитів може бути пов'язана з відсутністю проявів стадійності у їх формуванні, що відрізняє їх від карбонатитових комплексів центрального типу. Таким чином, до 90-х рр. ХХ ст. було отримано основний обсяг інформації стосовно мінералогічних,

петрографічних та, деякою мірою, геохімічних характеристик карбонатитів Пенченгінського масиву.

У наступні роки (і до сьогодні) головний акцент у дослідженнях перейшов на вікові та генетичні особливості порід. Такі дослідники як В.В. Врублевський, Б.Г. Покровський, Д.З. Журавльов, Г.Н. Антошин та інші [29; 34] присвятили увагу вирішенню питань віку та утворення карбонатитів Пенченгінського масиву, а також встановленню природи речовини цих порід.

Неоднозначно вирішеним залишилося питання походження карбонатитів, відповідь на яке давали двома досить аргументованими гіпотезами, одна з яких відстоювала утворення порід у результаті гідротермально-метасоматичних процесів, а інша – кристалізації мантійної карбонатитової магми. Прибічниками першої виступили: А.В. Лапін, Г.С. Плюсін [74; 105]; Ю.А. Багдасаров [11]; В.С. Самойлов [108]. Другу гіпотезу обґрунтовували В.В. Врублевський, Б.Г. Покровський та деякі інші дослідники [29, 105, 111].

Феніти

Феніти – екзоконтактові лужні метасоматити, утворення яких зазвичай супроводжує формування карбонатитових масивів.

Термін «феніт» було введено у 1921 році Бреггером, який так назвав дрібнозернисті егіринові та амфіболові «лужні сіеніти», що утворилися в результаті екзоконтактового перетворення гранітоїдів поблизу лужного масиву Фен у Норвегії. Після робіт Бреггера та Еккермана [41, 109] стало відомим, що описані породи супроводжують становлення подібних інтрузивних комплексів, утворюючи широкі ореоли екзоконтактового перетворення вміщуючих інтрузії порід. Такі перетворення полягають у десилікації та привнесенні лугів, що веде до утворення безкварцевих сіенітоподібних порід – фенітів. До введення терміну та у більш пізніх роботах подібні утворення називались «лужними сіенітами», «лестиваритами», «умптекитами» [109]. Така невизначеність була значною мірою обумовлена слабкою вивченістю цих контакто-

метасоматичних утворень, в результаті чого багато дослідників розглядали їх як інтрузивні породи. Проте проведені до 50-х рр. ХХ ст. дослідження дозволили встановити метасоматичний генезис порід, які поширені у периферійній зоні багатьох лужних (в тому числі з карбонатитами) масивів [109].

У наявній геологічній літературі існують деякі розбіжності у трактуванні терміну «фенітизація». Більшість дослідників використовують це поняття у його початковому значенні (застосованому Бреггером), яке зазначене і в геологічному словнику [31]: «Фенітизація – процес метасоматичного перетворення гранітів, гнейсів, пісковиків та інших гірських порід «гранітоїдного» складу в екзоконтактових зонах інтрузій лужних порід». При цьому вважається [109] недоцільним застосування цього терміну до метасоматитів, які розвиваються по основним або карбонатним вміщуючим породам. Водночас деякі дослідники [3] вважають таку трактовку незручною, оскільки процесами лужного метасоматозу можуть бути охоплені не лише гранітоїди, а й амфіболіти, метадіабази, вміщуючі карбонатні породи тощо. І тут навпаки – недоцільним є застосування нових термінів, бо, незважаючи на різnorідний склад продуктів перетворення, причини метасоматичних змін порід рами є подібними [3]. Автор підтримує останню точку зору, оскільки обмеження сфери дії терміну тільки продуктами перетворення гранітоїдів є не зовсім вдалим. Формуючи термінологію роботи, автор керувався наступним: (1) під впливом фенітизуючих розчинів (флюїдів) відбуваються зміни мінерального складу та хімічної композиції не тільки алюмосилікатних, але й карбонатних порід (зміни композиції мармурів простежені автором для Пенченгінського масиву); (2) композиційні зміни в будь-якому випадку спрямовані на досягнення рівноваги з фенітизуючим флюїдом, тобто всі продукти метасоматозу є наслідками одного і того ж процесу; (3) в літературі в подібних випадках, наприклад, для процесу грейзенізації [135], використовується складний та довгий термін «перетворення карбонатних порід в умовах грейзенізації алюмосилікатних порід», який вимагає використання такого його «фенітового» аналога – «перетворення мармурів в умовах

фенітизації алюмосилікатних порід». Враховуючи сказане та приймаючи головуючу роль композиції метасоматичного флюїду у формуванні продуктів метасоматозу, у даній роботі і пропонується застосування терміну «феніт» до екзоконтактових лужних метасоматитів, що розвиваються за рахунок різноманітних за складом вміщуючих порід (кислих, середніх, основних, карбонатних).

1.2 Вибір об'єктів дослідження

Враховуючи описані вище досягнення у дослідженні порід різних карбонатитових масивів світу, зокрема лінійного типу, можна зробити висновок про їх досить комплексну вивченість. Проте, зважаючи на підвищений інтерес до лужних та лужно-ультраосновних (карбонатитових) масивів у зв'язку з їх потенційною рудоносністю на широкий перелік корисних компонентів (рідкіснометалева, рідкісноземельна сировина, фосфор тощо), переважна доля досліджень була спрямована власне на породи масивів, які можуть нести рудне навантаження. При цьому набір існуючих даних щодо структурно-морфологічних особливостей та речовинного складу екзоконтактових ореолів лужних метасоматичних порід (фенітових ореолів), незважаючи на їх широкий розвиток, який за масштабами та інтенсивністю не поступається процесам формування порід самих масивів, характеризується значно меншою повнотою. По-перше, причиною цього стало те, що більшості класичних родовищ цього типу властива добра відслоненість, що і дало можливість виявити їх, не залучаючи до комплексу пошукових критеріїв фенітові ореоли. По-друге, та обставина, що серед фенітів досі не було виявлено значних перспективних проявів корисних копалин, сприяла пониженому інтересу геологів до вивчення фенітових ореолів.

Однак беручи до уваги той факт, що давно відомі родовища поступово вичерпуються і виникає необхідність пошуку нових подібних масивів та проявів, що можуть знаходитись на значній глибині, існуючі дані щодо

композиційного складу фенітових ореолів потребують суттєвого доповнення через їх відсутність, неповноту або якщо їх отримано з використанням застарілих методів.

Головними об'єктами дослідження у даній роботі є карбонатитові масиви лінійного структурно-морфологічного типу та їх фенітові ореоли. У якості об'єктів порівняння залучені дані по деяких класичних масивах центрального типу.

Вибір об'єктів здійснювався за наступними критеріями:

1. Типовість.
2. Охарактеризованість морфології фенітових ореолів.
3. Охарактеризованість фенітових ореолів репрезентативними зразками та відповідними аналітичними даними.
4. Зіставність існуючих даних.

Виходячи з перерахованих критеріїв, у якості об'єктів дослідження та об'єктів порівняння були обрані дві групи масивів:

1) типові карбонатитові масиви лінійного та центрального типу, які максимально відповідають переліченим критеріям: Чернігівський масив (наявність власних даних щодо морфології та речовинного складу фенітових ореолів); Дубравинський та Пенченгінський (наявність власних комплементарних даних); Альньо (наявність майже комплементарних літературних даних);

2) типові карбонатитові масиви, що відповідають тільки критеріям 1, 2 та 4 (Сілін'ярві, Аракса, Нгуала, масиви Тур'єго мису).

Друга група об'єктів використовувалась лише для характеристики морфологічних особливостей фенітових ореолів через недостатність у літературних джерелах комплементарних даних щодо композиції порід. Загалом комплексна інтерпретація даних для такої сукупності масивів проводилася вперше.

РОЗДІЛ 2

МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ

Комплекс методів, використаних для вивчення обраних карбонатитових масивів, визначався метою роботи, яка полягала у дослідженні головних особливостей формування фенітових ореолів типових представників карбонатитових масивів лінійного структурно-морфологічного типу та порівнянні з масивами центрального типу.

Обов'язковою умовою досягнення поставленої мети була наявність комплексних комплементарних та репрезентативних даних щодо морфології та речовинного складу фенітових ореолів карбонатитових масивів обох структурно-морфологічних типів. Враховуючи дуже обмежений в кількісному та якісному відношенні об'єм подібної інформації, в якості еталонних об'єктів, для яких комплекс даних був найповнішим, було обрано три карбонатитові масиви лінійного типу – Чернігівський, Дубравинський, Пенченгінський, та масив центрального типу Альньо (див. розділ 1.2).

Використаний у роботі фактичний матеріал був представлений:

- численними геологічними матеріалами – різномасштабними картами, схемами, розрізами та планами ділянок, документацією керну бурових свердловин родовищ, що досліджувались, а також геоблоків, які їх вміщують;
- репрезентативною та детально документованою колекцією зразків (~1000), петрографічних шліфів (~600), геохімічних (~600) та мінералогічних (60) проб, яка характеризує основні породні різновиди як вміщуючих порід, так і розвинутих по ним фенітів, а також карбонатитів та інших складових досліджених масивів (створена переважно шляхом цілеспрямованого опробування більш ніж 12 тис. пог. м керну свердловин, пробурених при розвідці родовищ Чернігівського, Дубравинського та Пенченгінського масивів);
- результатами мінералогічного вивчення найбільш типових мінералогічних проб (55);

– результатами аналітичних досліджень, а саме: кількісного визначення концентрацій всіх петрогенних (~180 аналізів) та широкої гама мікроелементів (~350 аналізів) в гірських породах; а також індикаторних елементів-домішок в наскрізних акцесорних мінералах (апатит, сфен, циркон), вилучених з досліджених мінералогічних проб (~120 аналізів).

Частина геологічних матеріалів, яка комплементарна колекції зразків, шліфів та проб, а також сама колекція та значна частина супроводжуючих її аналітичних даних породного та мінерального рівнів надані науковим керівником – завідувачем кафедри мінералогії, геохімії та петрографії, доктором геологічних наук С.Є. Шнюковим. Автором ці вихідні матеріали були проаналізовані, узагальнені та доповнені як за рахунок власних петрографічних та додаткових аналітичних досліджень, так і шляхом аналізу та узагальнення численних публікацій, що призвело до формування комплексного геологічно-геохімічного банку даних. Він містить інформацію щодо геологічної позиції, складу та будови досліджених карбонатитових масивів лінійного типу, морфології, внутрішньої будови та умов залягання їх фенітових ореолів (метасоматичних геологічних тіл), а також речовинного складу останніх у порівнянні з аналогічними даними щодо типових карбонатитових масивів центрального структурно-морфологічного типу. Саме цей банк даних, подібно до сформованих для інших об'єктів як частин регіональних геологічних депозитаріїв [86, 113], і було використано в наукових побудовах даної роботи для обґрунтування її результатів, висновків та положень, що захищаються.

Слід зауважити, що з вибором еталонного об'єкту для комплексів центрального типу виникли деякі труднощі, які пов'язані з тим, що переважна більшість досліджень була спрямована на власне карбонатити та магматичні утворення, що з ними асоціюють (лужні, лужно-ультраосновні) [3, 22, 36, 42, 65, 104, 108, 114, 118, 122, 132, 138, 143, 162, 175]. При цьому значно меншим ступенем вивченості характеризуються ореоли фенітизації. Зокрема це стосується геохімічних даних, які у наявних роботах [19, 26, 37, 41, 56, 109, 119, 136, 139, 147, 151, 154, 155, 161, 165, 172, 174] або зовсім відсутні, або мають

недостатню повноту. Крім того, в більшості робіт (особливо до 80-х рр ХХ ст.) аналітичні дані одержані застарілими методами. Таким чином, у процесі огляду відповідних літературних джерел виявилось, що лише дані по комплексу Альньо [152, 153, 157, 158] слід вважати такими, які наближаються до вимог, продиктованих метою роботи. Вони одержані за допомогою сучасних прецизійних методів, хоча за набором елементів, на жаль, лише частково відповідають даним автора по фенітах лінійних масивів.

Комплекс застосованих у роботі методів дослідження включав наступні:

– геологічні та структурно-геологічні: аналіз різномасштабних карт, схем, розрізів та планів родовищ і їх ділянок, що досліджувались, а також геоблоків, які їх вміщують; систематизація та аналіз наявної документації керну бурових свердловин, штучних та природних відслонень, її узгодження з колекцією зразків (проб) та вибір з них найбільш типових для подальшого вивчення;

– петрографічні – макроскопічне (зразки) та мікроскопічне (прозорі шліфи та аншліфи) дослідження, в тому числі підтвердження діагностики породоутворюючих мінералів з використанням електронно-зондового мікроаналізу;

– мінералогічні – дослідження найбільш типових мінералогічних проб, діагностика та вилучення з них зразків акцесорних мінералів для аналітичного дослідження;

– аналітичні – визначення вмісту всіх петрогенних та широкого переліку мікроелементів (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{total}}$ ($\text{FeO}^{\text{total}}$), MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , S , Cl , Zr , Sr , Ba , Rb , Y , La , Ce , Nd , Nb , Th , Ga , Pb , Zn , Cu) у пробах гірських порід за допомогою методів титриметричного (“мокра хімія”) та рентгено-флюоресцентного (енерго- та хвильоводисперсійний варіанти) аналізу, а також індикаторних елементів-домішок у зразках апатиту, сфену та циркону (енергодисперсійний рентгено-флюоресцентний метод). Аналітичні дослідження виконані переважно в лабораторіях КНУ імені Тараса Шевченка та ІГМР (ІГФМ) НАН України.

РОЗДІЛ 3

ГЕОЛОГІЧНА ПОЗИЦІЯ ЧЕРНІГІВСЬКОГО ТА ІНШИХ ДОСЛІДЖЕНИХ КАРБОНАТИТОВИХ МАСИВІВ ЛІНІЙНОГО І ЦЕНТРАЛЬНОГО СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГІЧНИХ ТИПІВ ТА МОРФОЛОГІЯ ЇХ ФЕНІТОВИХ ОРЕОЛІВ

У світі відомо більше 300 карбонатитових масивів, розподілених у 30 провінціях, які концентруються на всіх материках (див. розділ 1, рис. 1.1) [122]. Карбонатитові масиви виявлені у межах крайових частин платформ, зон зчленування платформ та консолідованих складчастих областей, наскрізноструктурних розломів, серединних масивів. Однак вони не розвинуті по всій довжині розломних структур, а приурочені до ділянок максимального розтягу, що виникають на певному етапі еволюції регіону та забезпечують розкриття глибинного магматичного осередку. Так, локалізація карбонатитових масивів зазвичай контролюється системою вертикальних, циліндричних, конічних, трубчастих та лінійних тріщинних структур, які концентруються навколо одного або кількох центрів [122, 143]. У випадку відносно молодих кайнозойських та мезозойських карбонатитових провінцій досить чітко спостерігається приуроченість до активних рифтів (Рейнська та Східно-Африканська активні рифтові зони, а також аналогічний магматизм Індії, Гренландії та Канади). Мезозойські масиви, наприклад, Східно-Бразильської провінції групуються вздовж субмеридіонального лінеаменту Сан-Франциску, що також виник у ході активного рифтогенезу. Більш складною є розшифровка геотектонічної позиції давніших масивів. Вважають, що палеозойські лужно-ультраосновні масиви Карело-Кольської провінції, Швеції, Фінляндії та Норвегії, наприклад, приурочені до крупного наскрізноструктурного розлому, який через Рейнський грабен зчленовується з Середземноморським міжматериковим рифтовим поясом [122].

Загалом у історії розвитку Землі найбільш інтенсивні прояви активного рифтогенного мантійного магматизму фіксуються у епохи другої половини

раннього протерозою, рифею, венду-кембрію, девону, пермі-тріасу. Меншою мірою магматизм проявлений у ордовіку – силурі, пізній юрі – ранній крейді, неоген-четвертинному періоді. З цими переломними епохами пов'язані крупні планетарні тектонічні перебудови на границях тектоно-магматичних циклів [122]. При цьому датування карбонатитів було проведене лише приблизно для половини відомих карбонатитових масивів світу, головним чином К-Аг методом [143]. Однак, незважаючи на той факт, що за цим методом оцінки віку вірогідно вказують лише нижню вікову межу карбонатитової активності, відомо, що одержані дати розподіляються на групи, які відповідають головним тектонічним подіям. Середньопротерозойська група відповідає гудзонській (Північна Америка) та свекокарельській (Європа) складчастості. Пізньопротерозойська група – гренвільській складчастості (Аппалачі). Більш пізня група утворень з віковим інтервалом у 750-500 млн р. зіставляється з каледонською складчастістю. А початок значного етапу карбонатитової активності близько 200 млн р тому пов'язують з розпадом Пангеї [143]. Отже, поступове зростання числа карбонатитових проявів з часом є безсумнівним та означає, що умови, необхідні для карбонатитоутворення, були закладені вже у пізньому археї та поступово набували широкого розвитку [143].

За структурно-морфологічними особливостями з-поміж карбонатитових масивів виділяють [7, 9, 11, 12, 15, 36, 66,77, 108, 111, 122] два типи: центральний та лінійний, причому до представників останнього відносять дуже незначну їх кількість. Головними відмінностями карбонатитових масивів лінійного типу є [7, 9, 12, 108]: (1) локалізація у зонах трансрегіональних глибинних розломів у консолідованих ділянках земної кори; (2) більша глибинність формування (переважно абісальний, а не приповерхневий та гіпабісальний рівні); (3) лінійна морфологія тіл як карбонатитів, так і споріднених з ними силікатних порід; (4) неповна (ультрабазити – лужно-ультраосновні – лужні серії – карбонатити), а «скорочена» асоціація порід – наприклад, лужні ультраосновні породи або присутні у значно меншому об'ємі

(Чернігівський масив, Український щит [36, 126, 128, 129]), або значно менш різноманітні (Дубравинський масив, Воронезький кристалічний масив [22, 40]), або взагалі відсутні (Пенченгінський масив, Єнісейський кряж [29, 75]); (5) неповний набір мінеральних типів карбонатитів та відсутність чіткої послідовності їх формування, характерних для комплексів центрального типу [108] (ранні безрудні кальцитові – рудоносні кальцитові – доломіт-кальцитові – доломітові, анкеритові, сидеритові); (6) більш широкий прояв метасоматичних процесів у формуванні як саме карбонатитів, так і супутніх їм силікатних порід. Спільною характерною ознакою карбонатитових масивів як лінійного, так і центрального структурно-морфологічних типів є наявність екзоконтактових ореолів метасоматичного перетворення вміщуючих порід – фенітових ореолів. Проте морфологічні особливості ореолів масивів кожного з двох типів дещо відрізняються, що розглядатиметься далі.

3.1 Карбонатитові масиви лінійного типу

Нижче розглянуто геологічну позицію обраних для дослідження масивів лінійного типу (Чернігівського, Дубравинського, Пенченгінського, Сілін'ярві), а також головні структурно-морфологічні особливості їх фенітових ореолів.

3.1.1 Чернігівський карбонатитовий масив

Чернігівський карбонатитовий масив (ЧКМ) розташований у межах Приазовського мегаблоку Українського щита (рис. 3.1).

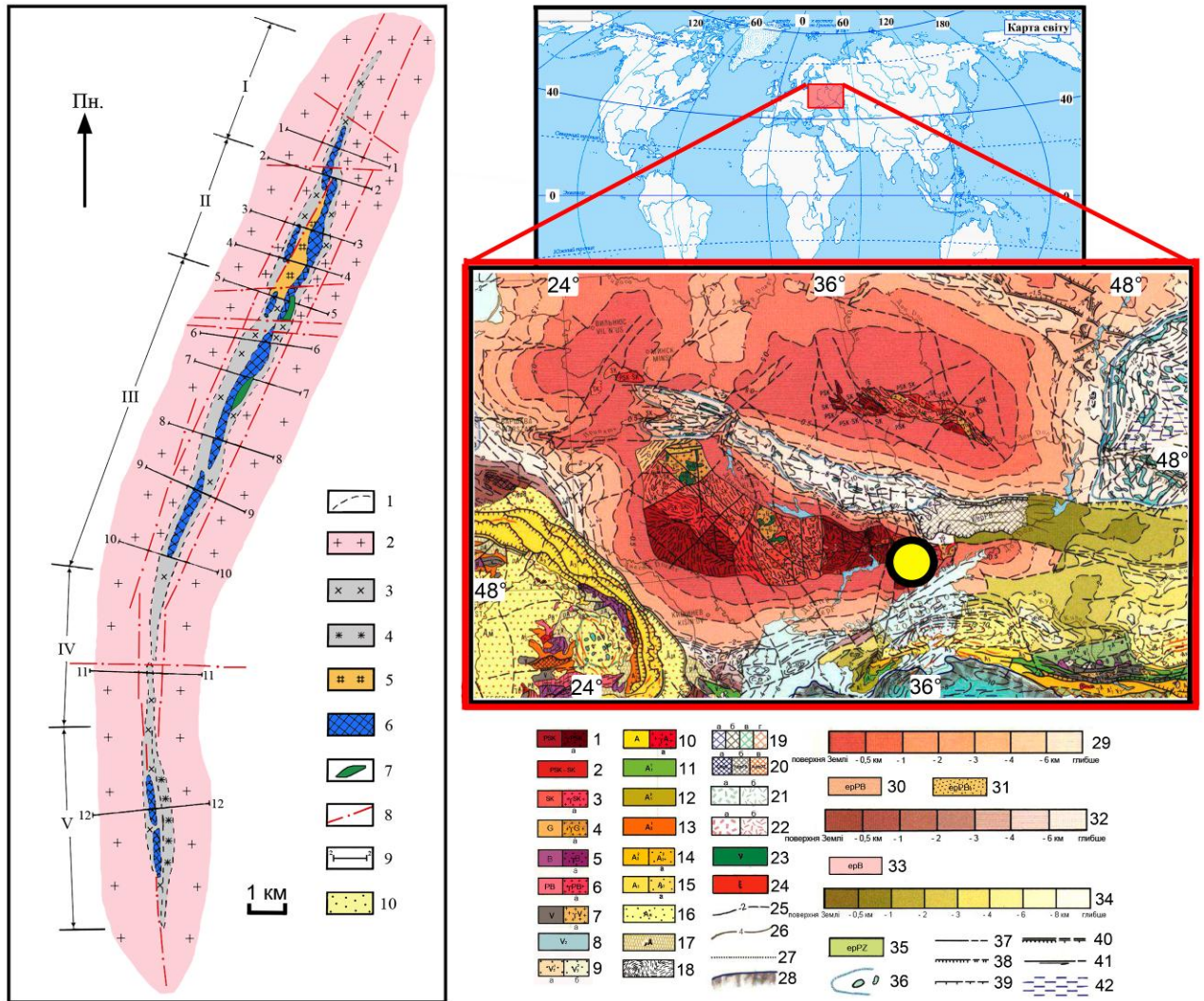


Рис. 3.1. Геологічна позиція Чернігівського карбонатитового масиву.

Тектонічна карта-врізка (фрагмент тектонічної карти Європи та суміжних областей [115]). Докаледонські складчасті комплекси: 1 – досвекофено-карельські (давніші 2600 млн р), включаючи масиви, слабо перероблені у свекофено-карельську епоху, 1а – гранітоїди; 2 – досвекофено-карельські з сильною свекофено-карельською переробкою; 3 – свекофено-карельські (2600-1750 млн р), 3а – гранітоїди; 4 – готські (1750-1200 млн р), 4а – гранітоїди; 5 – байкальські (кадомські), 5а – гранітоїди; 6 – нерозчленовані докембрійські, переважно добайкальські, 6а – гранітоїди. Вариські складчасті комплекси: 7 – нерозчленовані, 7а – гранітоїди; 8 – деформовані у кінці карбону – на початку мезозою; 9 – вариська моласа (а – деформована у кінці карбону – на початку пермі, місцями недеформована (C₂₋₃ – P₁); б – пізня (C₂–T), місцями деформована у пермі, тріасі). Альпійські складчасті комплекси: 10 – нерозчленовані, 10а – гранітоїди (MZ-KZ); 11 – деформовані у тріасі – ранній та середній юрі; 12 – деформовані у кінці юри – на початку крейди; 13 – деформовані у крейді та палеоцені; 14 – деформовані в еоцені – на початку та середині олігоцену, 14а – моласа;

Продовження підпису до рисунку 3.1.

15 – деформовані у кінці олігоцену – неогені – четвертинному періоді, 15а – моласа; 16 – недеформована альпійська моласа; 17 – післякладчасті комплекси на альпійській складчастій основі. 18 – простягання у метаморфічних комплексах. 19 – чохла, деформовані у каледонську (а), вариську (б), пізньовариську-ранньокімерійську (в) та альпійську (г) епохи. 20 – деформовані комплекси внутрішньоплатформених прогинів Свентокшиських гір (а), Великого Донбасу (б) та Антиатласу (в). 21 – трапи, вулканіти рифтових зон та ін., включаючи зони розвитку гіпабісальних пластових інтрузій, а – докайнозойські, б – кайнозойські. 22 – субсеквентні вулканіти (базальт-андезит-ліпаритова асоціація), а – докайнозойські, б – пізньотретинні – четвертинні. 23 – інтрузії основних порід. 24 – лужні інтрузії. 25 – ізогіпси поверхні фундаменту в межах плит (км). 26 – ізолінії потужності осадків. 27 – умовні границі. 28 – тектонічний уступ в межах континентальної ступені. Чохли плит давніх платформ з добайкальським фундаментом: 29 – глибини залягання поверхні фундаменту; 30 – нерозчленовані; 31 – найдавніші комплекси чохла (іютній та ін.). Чохли плит з байкальським фундаментом: 32 – глибини залягання поверхні фундаменту; 33 – нерозчленовані. Чохли плит з палеозойським та частково більш давнім фундаментом: 34 – глибини залягання поверхні фундаменту; 35 – нерозчленовані. 36 – границі областей розвитку соляної тектоніки, соляні антикліналі та куполи. 37 – розломи та зони розломів. 38 – шар'яжі та пологі насуви. 39 – скиди на бортах крупних грабенів. 40 – флексури та флексурно-розломні зони. 41 – зсуви. 42 – області з корою океанічного та субокеанічного типу та область з відсутністю граніто-гнейсового шару у Прикаспійській западині.

Жовтий кружок з чорним контуром – положення Чернігівського масиву на Українському щиті.

Схема масиву [126]: 1 – границі геологічних тіл; 2 – вміщуючі породи; 3 – фенітизовані вміщуючі породи та сієніт-феніти; 4 – діафторит-феніти; 5 – нефелінові сієніти; 6 – карбонатити; 7 – меланократові породи (піроксеніти); 8 – розривні порушення; 9 – лінії геологічних розрізів та їх номери; 10 – кора вивітрювання.

Приазовський мегаблок є крайньою південно-східною частиною щита. Із заходу і сходу він обмежений розломними зонами – Оріхово-Павлоградською та Грузько-Єланчикською, відповідно. На півночі він межує з Дніпровсько-Донецькою западиною, під яку занурюється по системі субмеридіональних розломів. Південною межею вважається регіональний розлом, що розділяє Азовський вал та систему Північно-Азовських прогинів [134].

У структурі Приазовського мегаблоку зазвичай виділяють 3 головних структурних елементи, які розділені розривними порушеннями підкидового типу: Західно-Приазовський блок I порядку, Центрально-Приазовська міжблокова структура, Східно-Приазовський блок I порядку. Західно-Приазовський блок обмежений із заходу Азово-Павлоградським розломом, зі сходу – Центрально-Приазовським; Східно-Приазовський блок відмежовується від Центрально-Приазовської міжблокової структури Малоянiсольським розломом [61]. Головні розломи Приазовського мегаблоку (Західно-Приазовський, Сорокинський, Малоянiсольський, Кальміуський, Єланчикський, Чернігівський тощо) мають північно-західне і північно-східне простягання; субширотне простягання мають Конксько-Зачатівська, Волновахська та Бердянська розломні зони [134].

Утворення Чернігівського карбонатитового масиву приурочені до Чернігівської зони розломів субмеридіонального простягання (з півдня, від р. Бегім-Чокрак, на північ, до широтного Конкського розлому) [134].

Чернігівська тектонічна зона складена двома лінзовидними блоками: Новополтавський розташований у північній її частині, Бегім-Чокракський – у південній [65]. За даними бурових свердловин та інтерпретації геофізичних матеріалів встановлено, що напрямок південної зони співпадає з простяганням порід лозоватської світи та продовжується далі на південь до узбережжя Азовського моря (м. Приморськ). На всій протяжності вона розбита поперечними розломами на окремі блоки [106]. Чернігівська зона являє собою серію субмеридіональних розривів розтягу, до яких приурочені дайкоподібні тіла карбонатитового комплексу. Закладення розломної зони (згідно ізотопного віку порід Чернігівського масиву) відбувалось у ранньому протерозої, після чого вона ще неодноразово зазнавала активізації, на що вказує наявність ділянок сильної тріщинуватості, катаклазу та брекчіювання порід [106]. У альпійську фазу складчастості у північній частині (Новополтавська ділянка) утворився грабен, так звана Чернігівська депресія, який виповнений крейдовими, палеогеновими, неогеновими та четвертинними відкладами

загальною потужністю до 110 м. У межах південних проявів порід масиву розвинуті лише четвертинні відклади потужністю 5-14 м [106].

На сьогоднішній день Чернігівський масив прийнято відносити до лінійного структурно-морфологічного типу [36, 65, 108, 126, 128, 129, 132]. При цьому існує така точка зору [36, 106], що він є глибинним продовженням класичного масиву центрального типу, верхня частина якого, представлена більш потужними тілами карбонатитів, була зруйнована ерозією протягом тривалого часу. Аналогію тут проводять з морфологією кімберлітових трубок, які з глибиною переходять у дайкоподібні тіла. Для карбонатитових масивів такий перехід припускають на глибині 10-15 км від палеоповерхні, тому не дивно, що дайко- та жиліподібні тіла ЧКМ із сучасним ерозійним зрізом у 10-17 км вважають кореневою частиною зруйнованого ерозією масиву центрального типу [36]. А значну протяжність у субмеридіональному напрямку пояснюють, з цієї точки зору, приуроченістю до Чернігівської тектонічної зони.

Величина ерозійного зрізу південної (Бегім-Чокракської) ділянки порід карбонатитового масиву відносно більша, оскільки вони залягають у припіднятому блоці фундаменту і перекриті лише четвертинними відкладами, а північна (Новополтавська) ділянка – у опущеному блоці (грабені) під крейдовими осадками. Крім того, породи карбонатитового масиву південної ділянки мають значно менші потужності [106].

Максимальна ширина Чернігівського масиву спостерігається у північній частині і сягає 1 км (рис. 3.1, ділянка II), поступово зменшуючись у північному та південному напрямках (рис. 3.1, ділянка I, III). Породи масиву та феніти залягають субзгідно відносно крил антиклінальної структури. У межах ділянок I і II тектонічна зона перетинає північну частину антикліналі, і падіння тіл співпадає із західним падінням крила складки (приблизно 60°) (рис. 3.2, розрізи 1-4). На ділянці III тектонічна зона через осьову частину структури переходить на її південний схід, де падіння тіл масиву змінюється від вертикального до східного (рис. 3.2, розрізи 5-10). Перехідна зона (рис. 3.1, ділянка IV; рис. 3.2, розріз 11) між північною та південною частинами, як зазначалось вище,

складена лише вузькою (перші десятки метрів) смугою дещо відмінних за складом фенітів [126, 128]. Припускається, що формування цієї зони відбувалося в умовах тектонічного режиму стиснення [129].

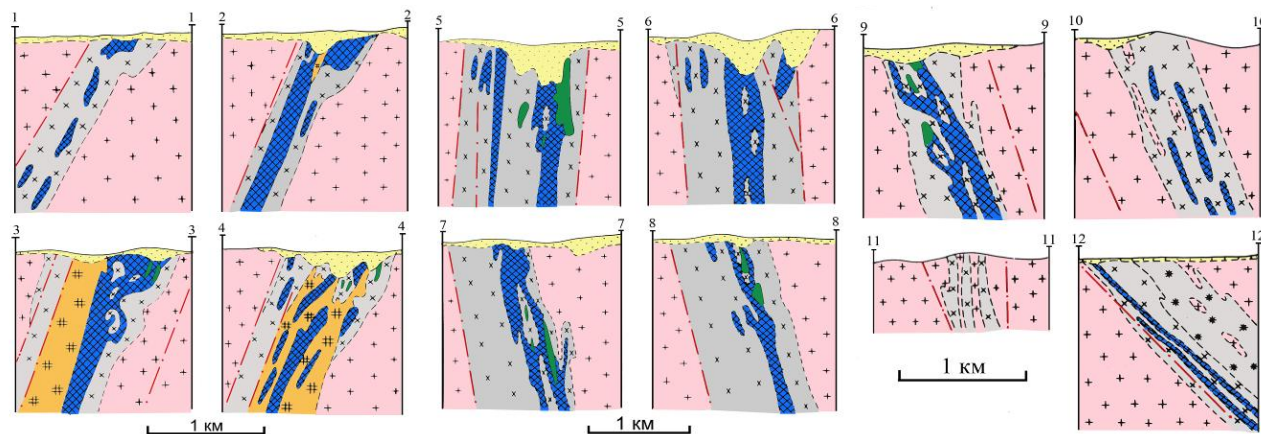


Рис. 3.2. Схематичні геологічні розрізи через Чернігівський карбонатитовий масив [126]. Умовні позначення дивись до схеми масиву на рис. 3.1.

У межах південної частини масиву також спостерігається субзгідне до вмщуючих товщ залягання утворень ЧКМ. Тут відмічається досить полого (до 45°) східне падіння малопотужних тіл карбонатитів (рис. 3.1, ділянка V; рис. 3.2, розріз 12) [126].

Ізотопний вік утворень Чернігівського масиву, встановлений U-Pb методом по цирконам з карбонатитів, складає $\sim 2,09 \pm 0,015$ млрд р [35].

У відповідності з існуючими на сьогоднішній день даними [36, 65, 102, 126, 132] вмщуючі породи Чернігівського масиву представлені мігматизованими метаморфітами (амфіболітова та гранулітова фації) західноприазовської серії архею (2,6 – 2,7 млрд р [36]): амфіболітами, піроксен-амфіболовими кристалосланцями, плагіо- та двопольовошпатовими гнейсами. Загалом переважають піроксен-амфібол-біотитові та амфібол-біотитові гнейси, а амфіболіти та кристалосланці утворюють малопотужні пачки. У жильній фазі мігматитів – граніт-апліти та апліто-пегматоїдні граніти.

Згідно [36, 65, 67] у Чернігівському карбонатитовому масиві найбільш поширеними породами є карбонатити та лужносієнітові утворення. У

підпорядкованій кількості поширені нефелінові сієніти та лужні піроксеніти. Інші породи, зокрема йоліт-мельтейгіти, спостерігаються у вигляді включень у карбонатитах. Форма тіл порід масиву переважно дайко- та жилоподібна. До найдавніших утворень відносять [36, 65] піроксеніти та йоліт-мельтейгіти; більш молодими породами є сієніти та карбонатити.

Рудна спеціалізація Чернігівського масиву апатит-рідкіснометалева [36, 80, 102], і карбонатити, перш за все, розглядаються як комплексні руди. При цьому рідкіснометалева мінералізація досить нерівномірна: більш багате зруденіння приурочене до північної частини масиву; карбонатити, розташовані південніше, зазвичай збіднені Nb, проте мають порівняно високий вміст апатиту [102].

Породи масиву оточені екзоконтактовим ореолом лужних метасоматитів – фенітів. Максимальні потужності ореолу фенітизації сягають перших сотень метрів та типові для центральної частини масиву [126]. У північному та південному напрямках вони поступово знижуються до 100-50 м і менше. На півночі та півдні зони, де загальна її потужність складає 100-200 м, утворення масиву представлені лише фенітами, жильними сієнітами, нордмаркітами [37]. Потужність екзоконтактового ореолу у межах південної Бегім-Чокракської ділянки значно менша і сягає 10-20 м [106]. Загалом потужність ореолу фенітизації Чернігівського масиву невитримана у плані аж до фрагментарності розвитку, що спостерігається у розрізах (рис. 3.2). Крім того, у розрізі простежується асиметрія зі зростанням потужності у висячому боці тіл, особливо у випадку пологого падіння (рис. 3.2, розріз 12).

3.1.2 Дубравинський карбонатитовий масив

Дубравинський карбонатитовий масив (ДКМ) (район Курської магнітної аномалії (КМА), Росія) розташований у межах докембрійського мегаблоку КМА (Воронезький кристалічний масив – ВКМ), у південно-східній його частині між Тім-Ястребовською та Волотовською грабен-синкліналями (рис. 3.3).

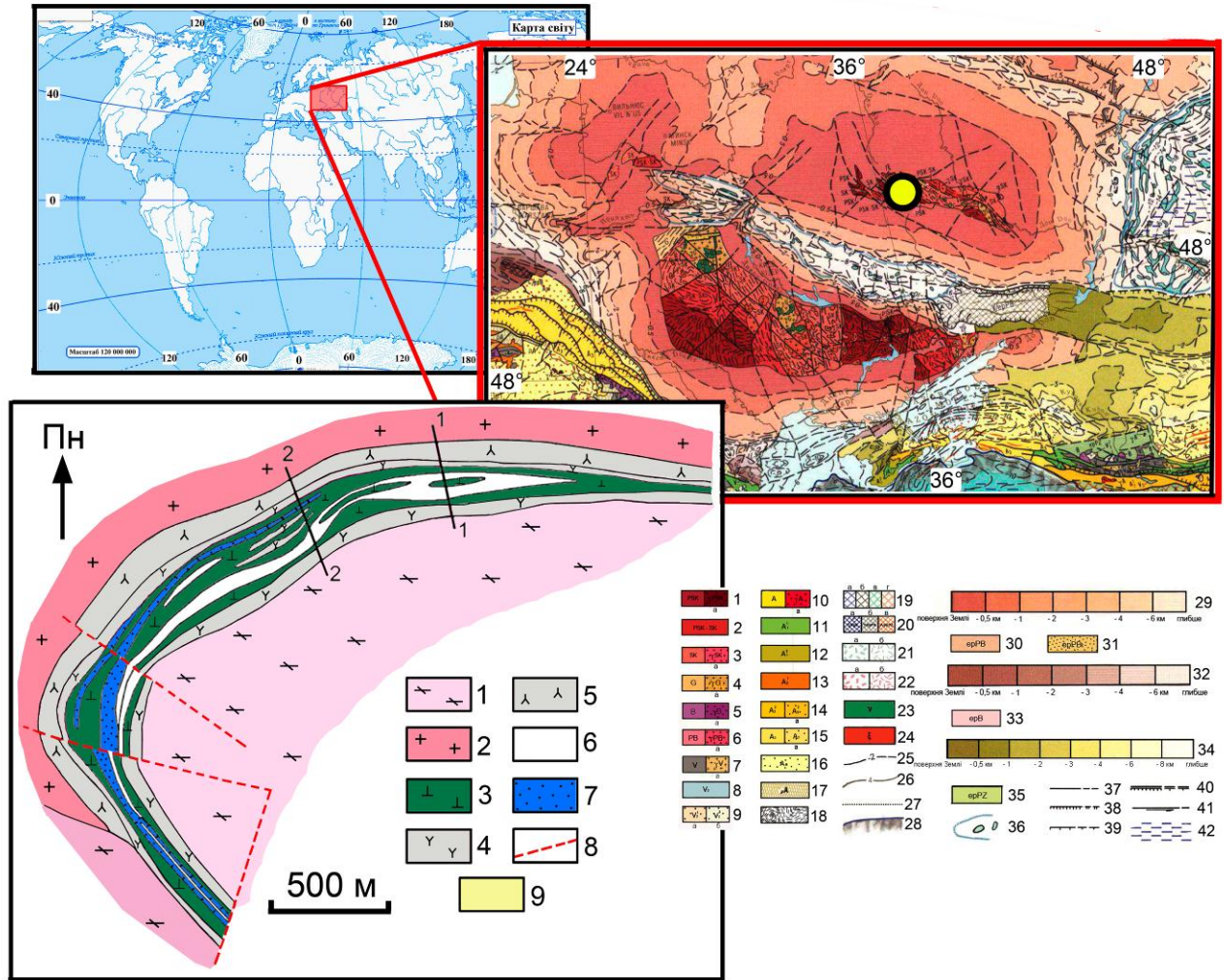


Рис. 3.3. Геологічна позиція Дубравинського карбонатитового масиву.

Тектонічна карта-врізка (фрагмент тектонічної карти Європи та суміжних областей [115]) – умовні позначення див. до рис. 3.1.

Жовтий кружок з чорним контуром – положення Дубравинського масиву на Воронежському кристалічному масиві.

Схема масиву [40 з доповненнями]: 1 – вміщуючі гнейси; 2 – граніти; 3 – лужні піроксеніти; 4, 5 – феніти (4 – апогнейсові, 5 – апогранітні); 6 – апатит-карбонатно-силкатні породи; 7 – карбонатити; 8 – розривні порушення; 9 – осадовий чохол. 1-1 та 2-2 – лінії геологічних розрізів.

За геолого-геофізичними даними масив приурочений до вузла перетину зон крупних глибинних розломів (Брестсько-Хоперського та Олексіївсько-Воронєцького) північно-західного (вздовж Волотовської грабен-синкліналі) та субмеридіонального простягань [58]. Головне розривне порушення, з яким

пов'язані утворення масиву, супроводжується серією дрібніших розломів північно-східного та субширотного напрямків, що суттєво ускладнює загальну тектонічну ситуацію [21]. Дубравинська зона карбонатитів, разом з аналогічними, але менш потужними, зонами цього регіону, обрамляє ранньопротерозойську Волотовську грабен-синкліналь з північного заходу. Враховуючи таке розташування, утворення лінійно-тріщинних зон тут відносять [58] до заключного найбільш інтенсивного ранньопротерозойського тектоно-магматичного циклу розвитку мегаблоку КМА. Знаменується цикл широко проявленим багатофазним калієвим гранітоїдним магматизмом (атаманський комплекс). Кулісоподібне розташування тріщинних зон з крутим падінням контактів у бік Волотовської структури дає підстави пов'язувати їх утворення з її інтенсивним зануренням [58].

На сьогоднішній день досі існують сумніви щодо однозначного віднесення Дубравинського масиву до одного з двох структурно-морфологічних типів – центрального або лінійного. У плані він характеризується дугоподібною (серповидною) формою, що деякі дослідники [40] розглядають як рису подібності з класичними карбонатитовими комплексами центрального типу. Однак його лінійно видовжена форма (навіть і у вигляді дуги) та особливості морфології, які не мають чіткої схожості з класичними штокоподібними масивами центрального типу, дозволяють розглядати Дубравинський масив як лінійний.

Протяжність масиву складає приблизно 7 км, ширина – 500-600 м у плані [21, 58]. У північній частині дуги породи круто (75-80°) падають у бік Волотовської структури. Західна частина дуги дещо виположується (до 50-60°) у тому ж напрямку [22, 58]. На півдні масив обмежений поперечним розривним порушенням, вздовж якого зміщений на 150 м у східному напрямку [21]. Форма тіл, якими складений масив, та оточуючих його фенітів – пласто-, лінзо- та жиллоподібна.

Ізотопний вік порід масиву визначений K-Ar методом по біотиту (з карбонатитів та піроксенітів) і відповідає нижньому протерозою – за різними

оцінками від 1,76 до 2,05 млрд р [14, 40].

Вміщуючі породи представлені архейськими граніто-гнейсами обоянської серії (AR_{1ob}), які, в свою чергу, прорвані сублужними гранітами атаманівського комплексу (AR_{2a}) [124, 125].

Власне породи Дубравинського масиву включають лужні піроксеніти, карбонатно-силікатні метасоматити, сієніти та карбонатити. У складі переважають лужні піроксеніти, які сконцентровані у лежачому та висячому боках крутопадаючого у південно-східному напрямку інтрузивного тіла [21]. Найбільша потужність масиву та повнота набору петрографічних різновидів порід спостерігається у місці «перегину» дуги, де простягання порід змінюється від субширотного до субмеридіонального. Поперечний розріз масиву у місці переходу в цілому відображає смугасте чергування тіл лужних піроксенітів та карбонатитів, орієнтованих згідно напрямку головного глибинного розлому. Дрібні жили лужних сієнітів та гранітів пов'язані з розривними порушеннями різного напрямку. Хоча більш крупні сієнітові інтрузії розташовані згідно з інтрузіями піроксенітів і карбонатитів та їх загальним крутим нахилом. Зустрічаються численні ксеноліти апогнейсових фенітів у всіх інтрузивних складових масиву [22, 58]. Карбонатити складають переривчасті жило- та лінзоподібні тіла змінної потужності – від кількох метрів до 90-120 м у центральній частині масиву [21]. Протяжність варіює від 500 м до 4 км з поступовим вклинюванням на флангах зони [58]. В.Л. Бочаров та С.М. Фролов [22] на основі петрографічного матеріалу та за даними побудованих профільних розрізів встановили взаємовідношення між породними різновидами масиву, виділивши кілька послідовних інтрузивних фаз: лужно-ультрамафітову, представлену лужними піроксенітами; карбонатитову, протягом якої сформувались власне карбонатити (кальцитові, рідше доломіт-кальцитові) та апатитові руди; граносієнітову (дайки та жили сієнітів).

Рудна спеціалізація Дубравинського масиву – апатит-магнетитова. В утвореннях цього масиву розвідане родовище апатитових руд. З урахуванням різного вмісту корисного компоненту в апатитвміщуючих мінеральних парагенезисах виділено кілька типів апатитоносних порід та руд [20, 22-25, 40, 124].

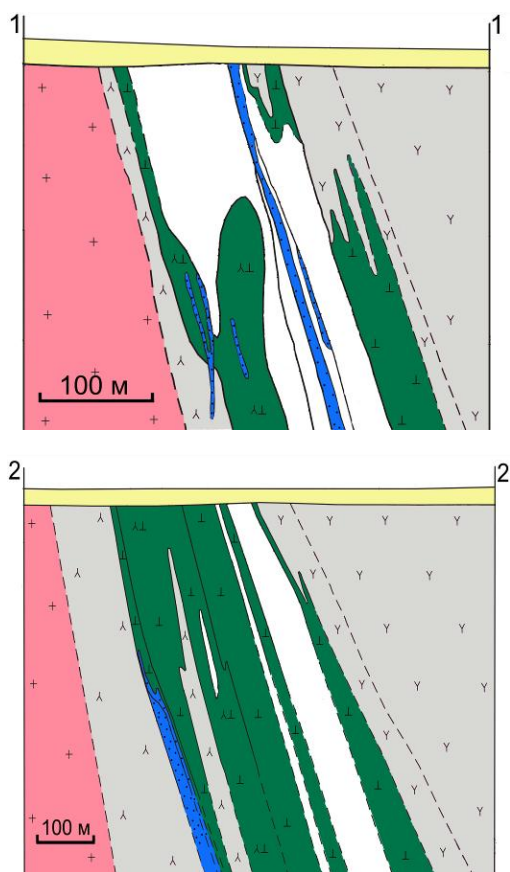


Рис. 3.4. Схематичні геологічні розрізи через Дубравинський карбонатитовий масив. Умовні позначення дивись до схеми масиву на рис. 3.3.

По вміщуючим граніто-гнейсам розвивається ореол фенітизації змінної потужності, яка варіює від 80 м до 200 м. Така невтриманість потужності ореолу спостерігається як у плані, так і у розрізі (рис. 3.4). Причому в останньому випадку асиметрія (зі зростанням потужності) найкраще виражена у висячому боці тіл. Місцями дрібні тіла фенітів зустрічаються і всередині масиву (можливо, фенітизовані ксеноліти вміщуючих порід). Припускалося також [21], що і ядерна частина серповидної структури складена фенітами, а максимальні потужності ореолу тут сягають 1,5 км. Фенітизація гранітів та гнейсів (мігматитів) відбувається на їх контакті з лужними піроксенітами. Приконтактова зона фенітів по вміщуючим гнейсам супроводжує також просторово поєднані малопотужні тіла лужних піроксенітів і карбонатитів, які складають продовження головної інтрузії у місці вклинювання південної частини масиву [22]. Найбільший ореол апогнейсових фенітів представлений у верхньому контакті інтрузії на північному фланзі Дубравинського масиву, складеному переважно лужними піроксенітами.

3.1.3 Пенченгінський карбонатитовий масив

Пенченгінський карбонатитовий масив належить до типових представників лінійного структурно-морфологічного типу. Його утворення розташовані в межиріччі Пенченги (ліва притока р. Великий Піт) і Татарки (права притока р. Ангара) (Красноярський край, Росія); у південно-східній частині Центрально-Ангарського терейну Єнісейського кряжу, західніше Татарського гранітоїдного масиву (рис. 3.5) [28, 100, 123]. Породи масиву приурочені до лінійної субмеридіональної зони Татарського глибинного розлому та простежуються на відстань до 25 км по простяганню при ширині розвитку 2-6 км [29, 48, 75].

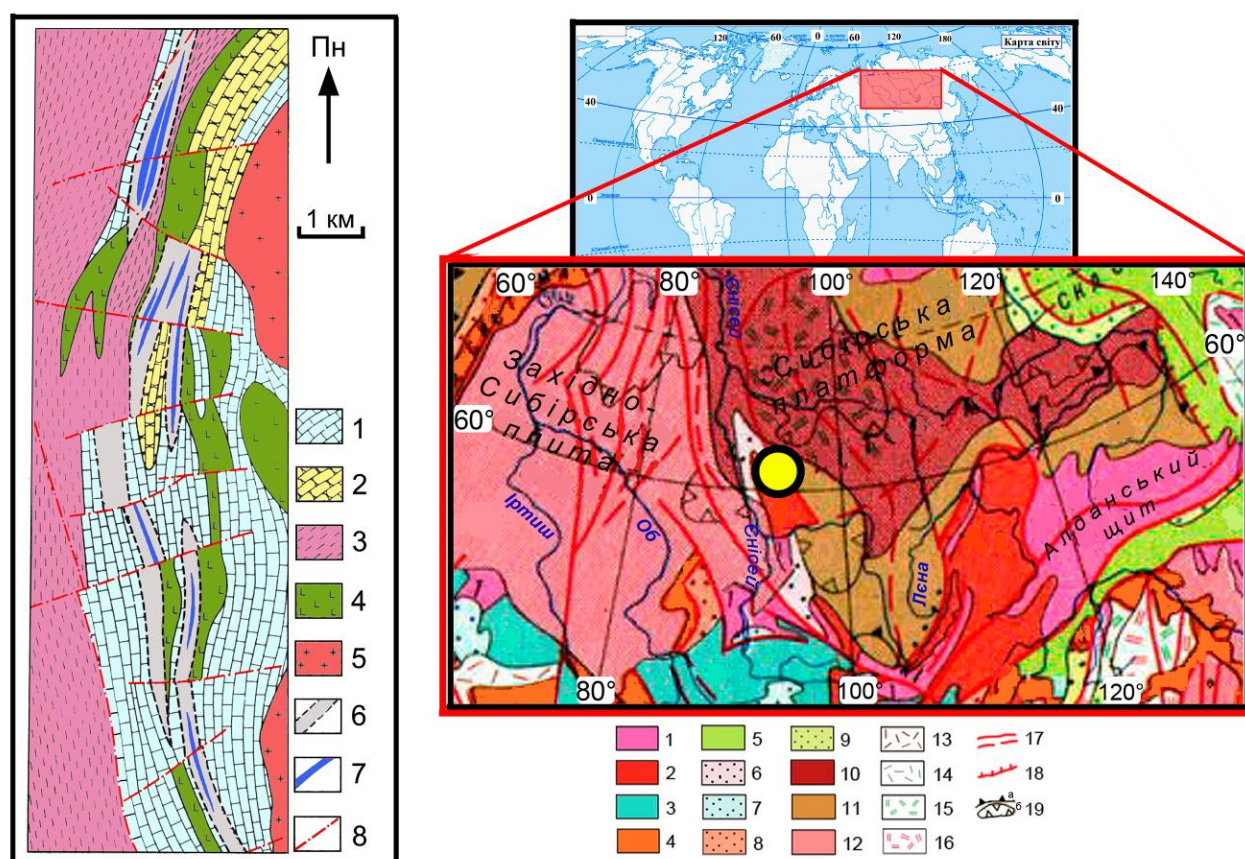


Рис. 3.5. Геологічна позиція Пенченгінського карбонатитового масиву.

Тектонічна карта-врізка (фрагмент тектонічної карти Азії [1]): 1 – виступи ранньодокембрійського кристалічного фундаменту; 2 – виступи півньодокембрійського метаморфічного фундаменту;

Продовження підпису до рисунку 3.5.

3-5 – складчасті комплекси (3 – ранньо- та середньо палеозойські; 4 – пізньопалеозойські; 5 – пізньомезозойські); 6-9 – передові та міжгірські прогини (6 – пізньопротерозойські; 7 – середньопалеозойські; 8 – пізньопалеозойські; 9 – пізньомезозойські); 10-12 – платформний чохол (10 – фанерозойський, місцями включає верхній палеозой; 11 – палеозойський; 12 – мезозойсько-кайнозойський, місцями включає середній та верхній палеозой); 13-14 – вулканізм орогенний (13 – середньо- та пізньопалеозойський; 14 – мезозойсько-кайнозойський); 15-16 – вулканізм платформний (трапи та лужні базальти) (15 – мезозойський; 16 – кайнозойський); 17 – розломи, передбачувані розломи; 18 – насуви та шар'язі; 19 – контури крупних підняття (а) та западин (б) у межах плит.

Жовтий кружок з чорним контуром – положення Пенченгінського масиву на Єнісейському кряжі.

Схема масиву [75]: 1-5 – вміщуючі породи (1 – мармури, 2 – кварцитовидні пісковики, 3 – слюдяні сланці; 4 – амфіболіти, 5 – граніти); 6 – лужні метасоматити (феніти); 7 – карбонатити; 8 – розривні порушення.

Вік карбонатитів Пенченгінського масиву, визначений K-Ar методом по флогопіту, складає 640-660 млн р [27, 75]. Встановлений Sm-Nd ізохронний вік, розрахований за складами мінералів – пірохлору, апатиту, амфіболу і валової проби, становить 672 ± 93 млн р [29].

Вміщуючі породи в зоні розлому представлені середньопротерозойськими метаморфітами пенченгінської (кальцитові мармури з прошарками доломітових мармурів) та кординської (кварц-серицитові та кварц-мусковіт-біотитові сланці) світ, а також згідними пластовими тілами верхньопротерозойських метабазитів (амфіболітів) [29, 75].

Власне породи масиву представлені карбонатитами, переважно доломітовими, які залягають субзгідно до вміщуючих товщ у вигляді серій крутопадаючих (у східному напрямку) тіл різноманітної морфології, протяжністю до 2,5 км при потужності до 120-150 м. Стадійність у формуванні карбонатитів, яка характерна для комплексів центрального типу, у Пенченгінському масиві не проявлена. Лужні та лужно-ультраосновні силікатні породи не виявлені, що також є особливою рисою масиву. Серед карбонатитів є

[29, 48, 75] малопотужні дайки камптонітів, які однак, на відміну від карбонатитів, належать до більш давніх утворень (Sm-Nd модельний вік – 1,11 млрд р [29]). Структурами, що контролюють розміщення карбонатитових тіл, слугують порожнини розшарування або на границях літологічно неоднорідних горизонтів вміщуючих метаморфізованих порід, або вздовж контактів метагаброїдів [29].

Характерною для порід Пенченгінського масиву є апатит-рідкіснометалева рудна спеціалізація та її досить високий промисловий потенціал (з 2001 року розроблялося Татарське родовище Nb) [93, 101].

Супроводжуються карбонатити потужним екзоконтактовим ореолом лужних метасоматитів (фенітів), що розвиваються по різних за складом вміщуючим породам (як силікатним, так і карбонатним) [29, 48, 75]. У плані на даному рівні ерозійного зрізу потужність фенітового ореолу можна вважати витриманою (до 200 м), але недоступність розрізів та очевидні проблем з картуванням зовнішньої границі фенітового ореолу примушують вважати цей висновок умовним.

3.1.4 Деякі інші карбонатитові масиви лінійного типу

Окрім розглянутих вище масивів, у світі відомо ще кілька представників лінійного структурно-морфологічного типу: Сілін'ярві у Фінляндії [156, 162]; Лонні у Канаді [142]; Сангу-Ікола у Танзанії [114; 143]; Ільмено-Вишневогірський на Уралі, Росія [76, 77, 122] та деякі інші [122]. Однак можливість розглянути структурно-морфологічні особливості цих масивів та, зокрема, їх фенітових ореолів, значно обмежується браком комплементарної інформації. Нижче наведено лише деякі загальні відомості про них.

Масив **Сілін'ярві** (Фінляндія) розташований у межах Балтійського щита (рис. 3.6).

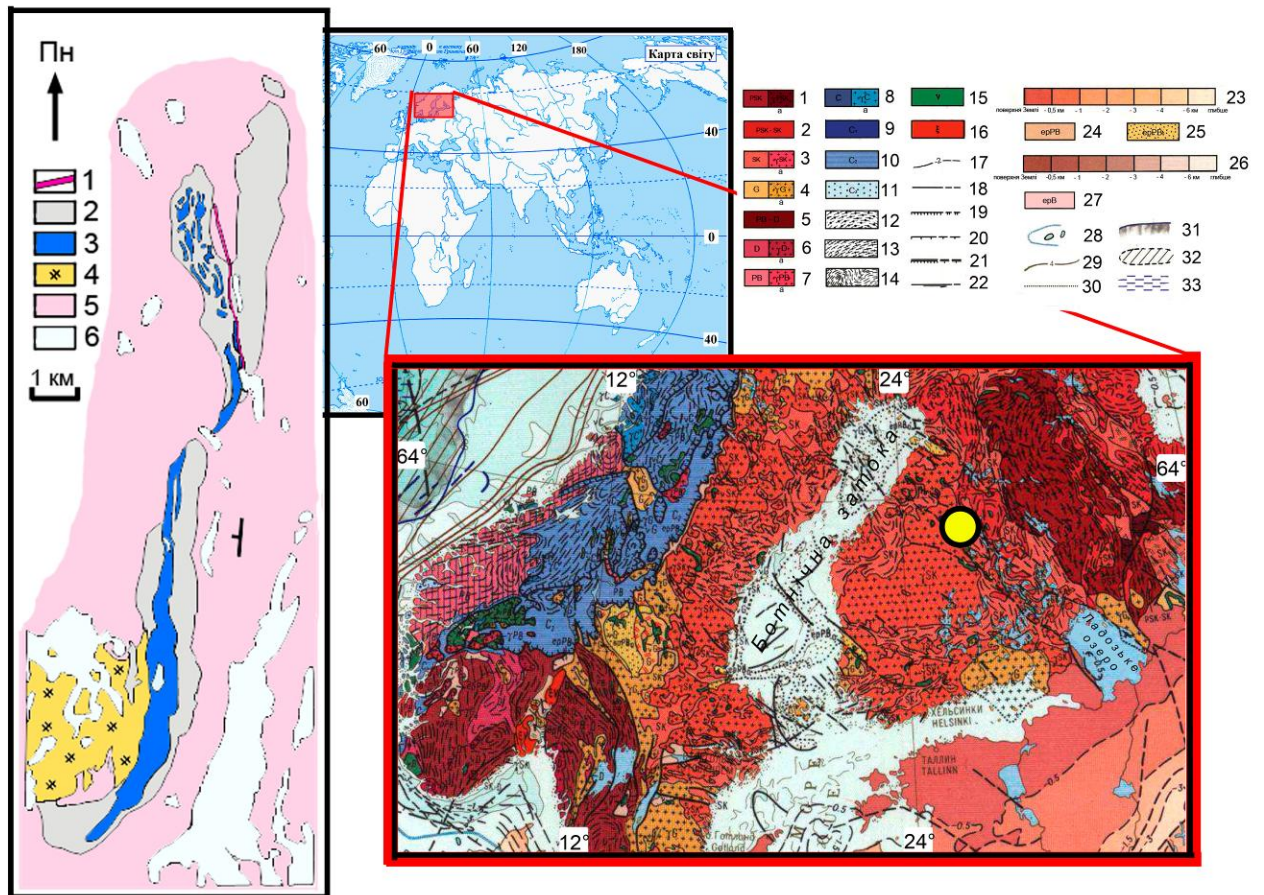


Рис. 3.6. Геологічна позиція карбонатитового масиву Сілін'ярві.

Тектонічна карта-врізка (фрагмент тектонічної карти Європи та суміжних областей

[115]). Докаледонські складчасті комплекси: 1 – досвекофено-карельські (давніше 2600 млн р), включаючи масиви, слабо перероблені у свекофено-карельську епоху, 1а – гранітоїди; 2 – досвекофено-карельські із сильною свекофено-карельською переробкою; 3 – свекофено-карельські (2600-1750 млн р), 3а – гранітоїди; 4 – готські (1750-1200 млн р), 4а – гранітоїди; 5 – додальсландські, перероблені у дальсландську епоху; 6 – дальсландські (1200-800 млн р), 6а – гранітоїди; 7 – нерозчленовані докембрійські, переважно добайкальські, 7а – гранітоїди. Каледонські складчасті комплекси: 8 – нерозчленовані, 8а – гранітоїди; 9 – деформовані у кембрії-ордовіку; 10 – деформовані на рубежі силуру та девону; 11 – каледонська (девонська) моласа, включаючи вулканіти. Метаморфізм: 12 – гранулітової фації; 13 – гранітизація та мігматизація; 14 – простягання у метаморфічних комплексах. 15 – інтрузії основних порід; 16 – лужні інтрузії. 17 – ізогіпси поверхні фундаменту (км). Тектонічні структури: 18 – розломи та зони розломів; 19 – шар'язі та пологі насуви; 20 – скиди на бортах крупних грабенів; 21 – флексури та флексурно-розломні зони; 22 – зсуви. Чохли плит давніх платформ з добайкальським фундаментом: 23 – глибини залягання поверхні фундаменту; 24 – нерозчленовані; 25 – найдавніші комплекси чохла (іотній та ін.).

Продовження підпису до рисунку 3.6.

Чохли плит з байкальським фундаментом: 26 – глибини залягання поверхні фундаменту; 27 – нерозчленовані. 28 – границі областей розвитку соляної тектоніки, соляні антиклінали та куполи. 29 – ізолінії потужності осадків. 30 – умовні границі. 31 – тектонічний уступ у межах континентальної ступені. 32 – занурені блоки з корою материкового типу. 33 – області з корою океанічного та субокеанічного типу.

Жовтий кружок з чорним контуром – положення масиву Сілін'ярві на Балтійському щиті.

Схема масиву [162]: 1 – меласієнітові дайки; 2 – феніти; 3 – карбонатити; 4 – кварцові діорити; 5 – вміщуючі породи; 6 – озера.

Приурочений до північної частини глибинного розлому, що простягається від Ладозького озера до центра Ботнічної затоки. Вміщуючі породи представлені докембрійськими граніто-гнейсами, власне породи масиву – карбонатитами та меласієнітовими дайками. Сілін'ярві належить до найдавніших карбонатитових масивів – вік формування його утворень складає 2609 ± 6 млн. р. (U-Pb метод по циркону) [156]. Масив має рудну спеціалізацію на фосфор [45]. З 1979 року родовище розробляється відкритим способом. Породи масиву залягають субвертикально у вигляді дайкоподібних тіл із західним падінням під кутом 70-90°. Фенітовий ореол розвивається по вміщуючим граніто-гнейсам та має невитриману потужність до фрагментарного проявлення. Вважається [162], що в результаті глибинних умов становлення та структурно-морфологічних особливостей масиву навколо нього не сформувався потужний фенітовий ореол, а лише вузька зона фенітів, які не утворюють суцільну смугу, а мають переривчасте поширення вздовж контакту з вміщуючими породами.

Подібну асиметричність фенітового ореолу можна простежити і у таких лінійних масивах як Лонні (Канада) [142, 170] та Ільмено-Вишневогірський (Урал, Росія) [138].

Підсумовуючи сказане, головними структурно-морфологічними рисами лінійних карбонатитових масивів слід назвати значну їх видовженість, при

незначній потужності та переважно дайко-, жило-, пластоподібну форму тіл, орієнтованих вздовж осі масиву, що співпадає з напрямком контролюючої його розташування розломної зони. При цьому особливості тектонічних умов формування лінійних масивів загалом та специфічність будови кожного з них зокрема зумовлює певну неоднорідність розвитку їх фенітових ореолів.

3.2 Карбонатитові масиви центрального типу

Як зазначалося у розділі 1.2, у якості об'єктів порівняння обрано деякі представники масивів центрального структурно-морфологічного типу з різних карбонатитових провінцій світу (рис. 1.1). Нижче наводиться їх геологічна характеристика.

Альньо

Карбонатитовий масив Альньо – класичний приклад масивів центрального типу, один з його найбільших за розміром представників (радіус складає близько 2,5 км). Розташований у північній частині острова Альньо, поблизу північно-східного узбережжя Швеції (рис. 3.7).

Приурочений до рифтової зони Свекофенського сегменту Балтійського щита. Масив характеризується кільцевою структурою, формування якої пов'язують з опусканням кальдери колишнього вулкану у неглибоку блюдцеподібну магматичну камеру [140].

Сучасні оцінки віку формування масиву Альньо – 584 ± 13 млн. р. (Pb-Pb ізохрона за валовим складом порід – карбонатитів та лужних силікатних утворень) [173].

Породи масиву проривають докембрійські (палеопротерозойські, 1,92 – 1,85 млрд. р. [144]) породи фундаменту Балтійського щита, які представлені мігматизованими орто- та парагнейсами відносно сталого мінерального складу:

кварц + мікроклін + плагіоклаз (олігоклаз) + біотит ± хлорит ± мусковіт;
акцесорні: циркон ± апатит ± сфен [158].

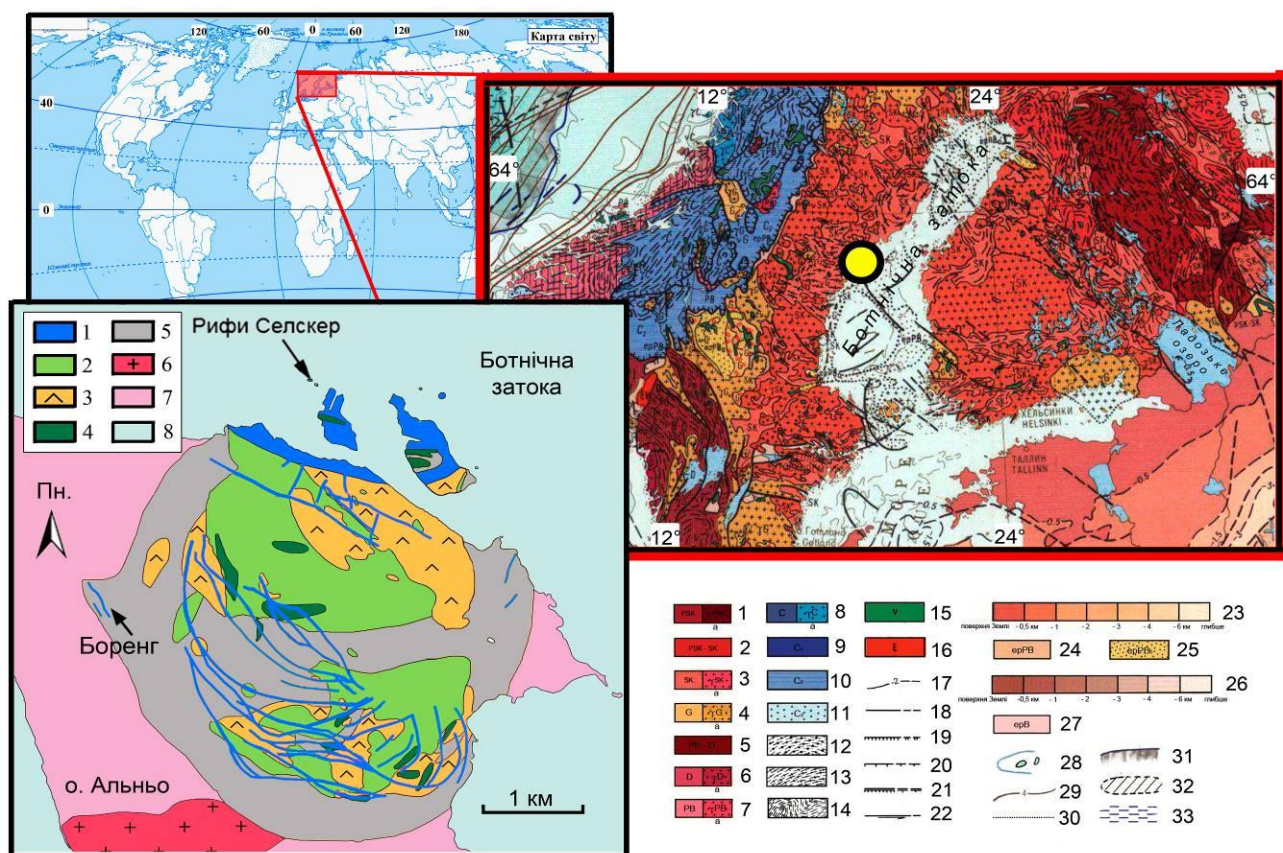


Рис. 3.7. Геологічна позиція карбонатитового масиву Альньо.

Тектонічна карта-врізка (фрагмент тектонічної карти Європи та суміжних областей [115]) – умовні позначення дивись до рисунку 3.6.

Жовтий кружок з чорним контуром – положення масиву Альньо на Балтійському щіті.

Схема масиву [140]: 1 – карбонатити; 2 – йоліти; 3 – нефелінові сієніти; 4 – піроксеніти; 5 – феніти; 6 – граніти; 7 – мігматити; 8 – Ботнічна затока.

Складений Альньо тілами карбонатитів та силікатних порід, що з ними асоціюють, форма яких представлена штоками, кільцевими дайками, пластовими інтрузіями та численними маленькими тілами різної морфології [157, 158]. У межах масиву виділяють три центри магматичної активності: головний комплекс порід острова Альньо (плутонічні лужні породи, карбонатити); прояв на ділянці Боренг – західна межа головного комплексу (карбонатити); інтрузія Сьорокер, розташована на материк північніше острова

Альньо (мелітіові плутонічні породи, карбонатити). Крім цього, поблизу північної та північно-західної межі масиву виявлено уламки карбонатитової брекчії з фрагментами мелілітитів та автолітів [153]. Головна інтрузія Альньо складена чотирма серіями магматичних порід [158, 173] (у порядку формування): піроксенітами – йоліт-мельтейгіт-уртитами – нефеліновими сієнітами – карбонатитами. Породи йолітової серії територіально домінують, представлені переважно мельтейгітами та йолітами; уртити більш рідкісні та зустрічаються переважно у вигляді розсіяних прошарків або грубозернистих ділянок в йолітах та мельтейгітах. Нефелінові сієніти перетинають породи йолітової серії. Дайки мелітіових порід представлені альньоїтами та кімберлітовими альньоїтами і поширені у межах головної частини масиву. Формування останніх відбувалось після головної інтрузивної фази йолітів, нефелінових сієнітів та карбонатитів. Плутонічні мелітіові породи присутні також і на материковій частині комплексу (інтрузія Сьорокер), де вони виявлені у деяких відслоненнях та численних валунах [173]. Власне карбонатити головної інтрузії масиву Альньо [164] представлені переважно кальцитовими різновидами (сьовітами) з незначною кількістю доломітових. Вважається, що карбонатити формувались у декілька етапів. Хоча і не встановлено, чи є в межах масиву різні генерації кальцитових карбонатитів, відомо, що невеликі дайки (шириною менше 50 см) доломітових різновидів являються більш пізніми – перетинають тіла сьовітів. Останні складають великий шток, з центром у районі островів, розташованих північніше від головного комплексу, та численні кільцеві дайки різного розміру (з шириною від декількох десятків метрів до декількох сантиметрів), які проривають йоліти, піроксеніти, нефелінові сієніти [164].

Масив має рідкісноземельну рудну спеціалізацію [164, 173].

Вміщуючі породи інтенсивно фенітизовані. Потужність фенітового ореолу складає не менше 500-600 м, хоча магнітометричні дані свідчать, що ореол фенітизації у північно-східній частині масиву (інтрузія Сьорокер) та на заході (ділянка Боренг) значно вужчий [152].

Карбонатити Тур'єго мису

Турій мис розташований на північному узбережжі Кандалакшської затоки Білого моря (південь Кольського півострова). Лужний ультраосновний карбонатитовий комплекс Тур'єго мису представлений кількома масивами – інтрузіями та дайками і жилами, які з ними асоціюють [138] (рис. 3.8). На території мису відомо шість масивів загальною площею близько 42 км², найкрупніший з яких – Центральний масив (площа приблизно 20 км²) [122].

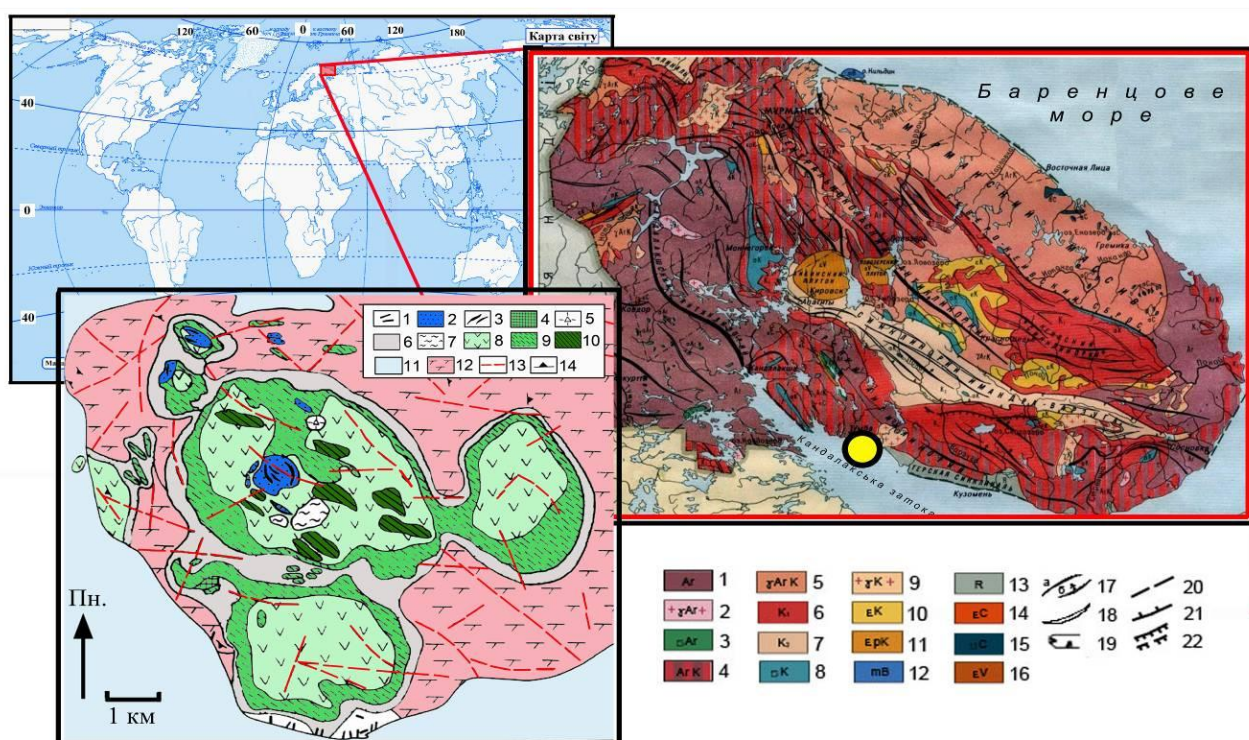


Рис. 3.8. Геологічна позиція карбонатитових масивів Тур'єго мису.

Тектонічна карта-врізка Кольського пів-а [116]. Области архейської складчастості: 1 – нерозчленовані (Біломорська серія, гранулітові формації); 2 – гранітоїди та гнейси; 3 – основні та ультраосновні інтрузії. Области карельської складчастості: 4 – архейські складчасті споруди, перероблені карельською складчастістю; 5 – докарельські гранітоїди у перероблених масивах; 6 – нижній структурний поверх карельської складчастості (тундрові, кейвські та інші серії); 7 – верхній структурний поверх карельської складчастості (імандроварзугська, печенегська серії); 8 – карельські основні та ультраосновні інтрузії; 9 – карельські гранітоїди; 10 – карельські лужні інтрузії;

Продовження підпису до рисунку 3.8.

11 – посткарельські анорогенні габро-лужні інтрузії. Області байкальської складчастості: 12 – нерозчленована міогеосинклінальна зона (о. Кільдін); 13 – платформний чохол слабкодислокований; 14 – каледонські анорогенні лужні та ультраосновні інтрузії; 15 – каледонські основні інтрузії; 16 – герцинські анорогенні лужні інтрузії. Тектонічні структури: 17 – антикліналі та антиклінорії (а – прямі, б – похилі); 18 – синкліналі; 19 – границі тектонічних западин; 20 – передбачувані диз’юнктивні порушення, тип яких не встановлено; 21 – головні скиди та підкиди; 22 – круті насуви (встановлені та передбачувані).

Жовтий кружок з чорним контуром – положення масивів Тур’єго мису на Кольському пів-і.

Схема масиву [138]: 1 – олівінові меланефелініти, меланефелініти, нефелініти і мелілігити; 2 – карбонатити; 3 – фоскорити; 4 – олівін-мельтейгітові порфіри; 5 – еруптивна брекчія; 6 – феніти; 7 – гранат-діопсидові везувіаніти та діопсид-гастингситові скарни; 8 – мелілітові породи; 9 – йоліт-мельтейгіти; 10 – піроксеніти та нефелінові піроксеніти; 11 – Біле море; 12 – вміщуючі породи; 13 – розломи; 14 – падіння та простягання шаруватості.

У тектонічному відношенні масиви Тур’єго мису приурочені до північного борту Кандалакшського грабену захід-північно-західного простягання на ділянці його перетину з широтною системою розломів поблизу його зчленування з північно-західною зоною порушень [122].

На сучасному рівні ерозійного зрізу обриси окремих масивів наближені до ізометричних або еліпсоподібних [41, 122, 138]. Форма найбільшого Центрального масиву – воронкоподібна з крутими контактами [122]. За геофізичними даними встановлено, що на глибині близько 1-1,5 км розрізнені масиви зливаються у єдине інтрузивне тіло [41].

Вік порід масивів палеозойський та за різними оцінками становить: 355-360 млн р (K-Ar метод по нефеліну та слюдам) [3]; $373,1 \pm 5,6$ млн р (Rb-Sr ізохрона по біотиту, калієвому польовому шпату, апатиту, гранату з мельтейгітів та йолітів, а також за валовим складом цих порід) [138].

Вміщуючі породи представлені: гнейсами (біломорська серія нижнього архею); порфіровидними гранодіоритами (Умбінський масив), що широко

розвинуті у західній частині мису; пісковиками (нижній протерозой), поширеними у південній прибережній частині мису [122].

Інтрузії комплексу мають складну зональну будову. Крайові частини Центрального масиву складені породами йюліт-мельтейгітової серії, внутрішні – тур'яїтами (нефелін-меллітовими породами), піроксенітами, рідше – олівінітами (зустрічаються у вигляді реліктів та невеликих блоків). У центрі – карбонатитове ядро, навколо якого групуються тіла камафоритів. Менші тіла лужних порід Тур'єго мису або являються апофізами Центрального масиву, або є його сателітами. Дайковий комплекс лужних порід включає численні тіла нефелінітів, альньоїтів, мончикітів та інших типів порід [3, 122]. Вік формування різних утворень зменшується в порядку: олівініти, піроксеніти → мельтейгіти, йюліти, йюліт-уртити → тур'яїти → камафорити, карбонатити → дайкові породи [138]. Кора вивітрювання на масивах Тур'єго мису на карбонатитах відсутня (вірогідно, змита), представлена лише малопотужною зоною дезінтеграції на тур'яїтах та йюлітах [3].

Рудна спеціалізація масиву представлена апатит-магнетитовими рудами з флогопітом, форстеритом, діюпсидом, кальцитом та баделеїтом або тетраферріфлогопітом, кальцитом, ільменітом, цирконом та гатчетолітом [3, 122].

Екзоконтактовий ореол лужних метасоматитів (фенітовий ореол) розвивається за рахунок усіх вміщуючих масиви порід: гнейсів, гранодіоритів та пісковиків. Найбільш інтенсивно процес перетворення проявлений серед пісковиків та гранодіоритів, для яких виділено відповідні серії фенітів: апопісковикову та апогранодіоритову. Загалом фенітовий ореол, не враховуючи локальну асиметрію, що може бути пов'язана з більш інтенсивним проявом фенітизації у місцях підвищеної тріщинуватості вміщуючих порід, має ізометричні обриси, а потужність його становить 200-500 м [41].

Нгуала

Карбонатитовий масив центрального типу Нгуала розташований у Африці (південно-західна частина Танзанії) на краю Східно-Африканської рифтової долини у межах протерозойського Убендійського рухомого поясу та приурочений до розломної зони в межах останнього (рис. 3.9) [143].

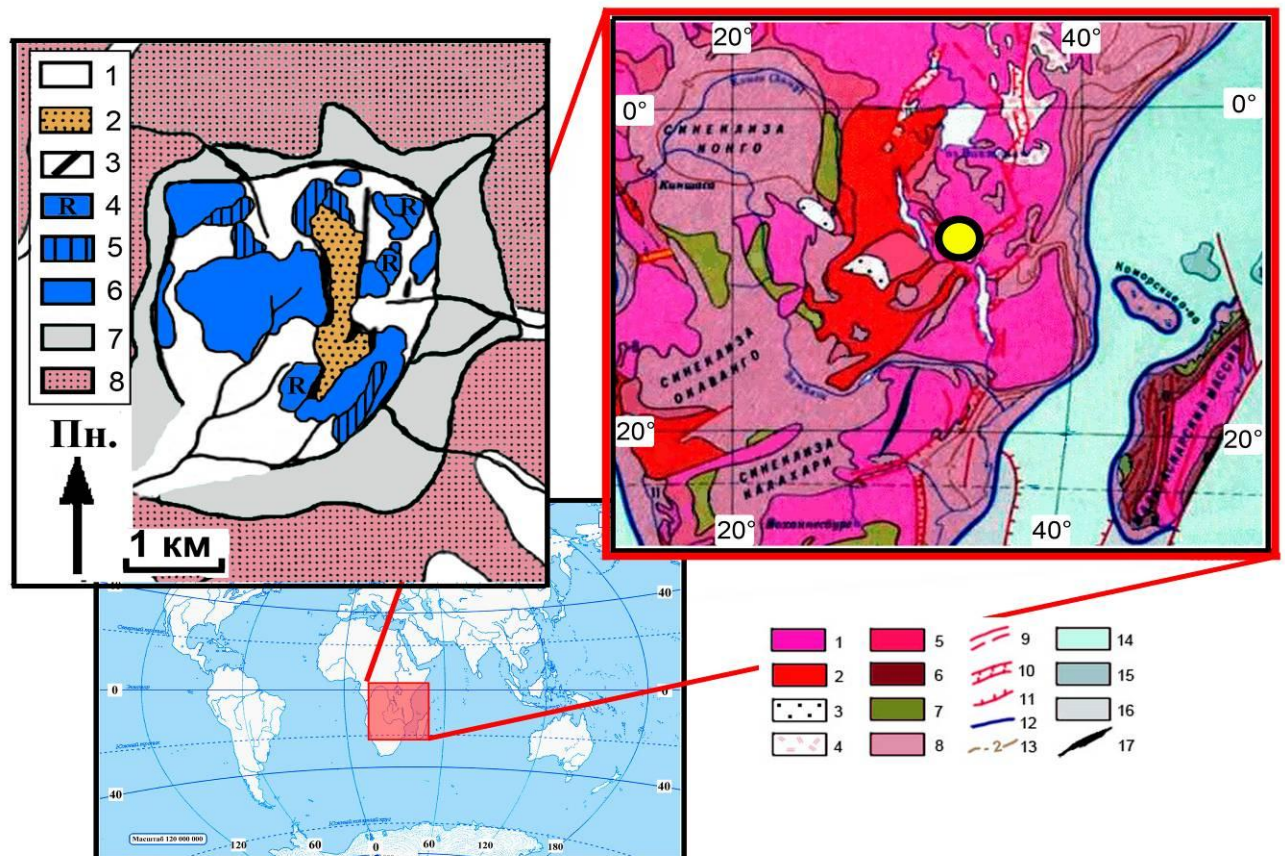


Рис. 3.9. Геологічна позиція карбонатитового масиву Нгуала.

Тектонічна карта-врізка (фрагмент тектонічної карти Африки [4]): 1 – виступи ранньодокембрійського кристалічного фундаменту; 2 – виступи півньодокембрійського метаморфічного фундаменту; 3 – півньопротерозойські передові та міжгірські прогини; 4 – кайнозойський платформний вулканізм; 5-8 – платформний чохол (5 – протерозойський; 6 – фанерозойський; 7 – палеозойський; 8 – мезозойсько-кайнозойський, місцями включає середній та верхній палеозой); 9 – розломи, передбачувані розломи; 10 – грабени; 11 – насуви та шар'язі; 12 – верхній уступ континентального схилу; 13 – ізогіпси поверхні фундаменту (км); 14 – мезозойсько-кайнозойська океанічна кора; 15 – підводні підняття різноманітного генезису; 16 – мікроконтиненти; 17 – Велика Дайка.

Продовження підпису до рисунку 3.9.

Жовтий кружок з чорним контуром – положення масиву Нгуала на карті Африки.

Схема масиву [143]: 1 – залишкові ґрунти; 2 – латеритова кора; 3 – зони, збагачені апатитом та магнетитом; 4 – ферокарбонатити; 5 – магнезіюкарбонатити; 6 – сьовіти; 7 – зона фенітів; 8 – метаріоліти-дацити.

Масив Нгуала має овальну у плані форму (видовжений з півночі на південь), діаметр по довгій осі становить близько 4 км. Форма тіл масиву штоко(пробко)-подібна [143].

Протерозойський вік порід масиву Нгуала (1040 ± 40 млн р), визначений К-Аг методом по біотиту ще у 60-х рр. ХХ ст. [143], пізніше було підтверджено [143] Sm-Nd, Rb-Sr та U-Pb методами.

Вміщуючі породи представлені докембрійськими (протерозойськими) кислими вулканітами (ріоліт-дацитами) [143].

На відміну від переважної більшості класичних карбонатитових масивів центрального типу, масив Нгуала складений лише карбонатитами кількох різних за складом відмін, а саме: сьовітами, магнезіюкарбонатитами, ферокарбонатитами. Лужні породи, в тому числі основні та ультраосновні, не виявлені. Карбонатитові тіла мають зональне розташування. Ядро масиву складене сьовітами (найбільш розповсюджені породи) та оточене послідовно більш магнезійовими і залізистими типами. Існує певна стадійність формування карбонатитів (у порядку зменшення об'єму та віку): сьовіти (у напрямку до межі інтрузії з вміщуючими породами стають менш масивними та перетинаються сіткою жил більш пізніх коричнюватих вивітрених магнезіюкарбонатитів); магнезіюкарбонатити та ферокарбонатити (переважно поширені у північно- та південно-західній частині масиву у вигляді окремих великих видовжених лінз). Карбонатити різних стадій січуться темноколірними дайками та жилами шириною до 20 см, які складені кальцитом, біотитом, піроксеном та/або амфіболом [143].

Мінералізація масиву фосфор-рідкісноземельно-рідкіснометалева. Зокрема об'єм запасів та високу рентабельність видобутку рідкісноземельної сировини було оцінено в останні декілька років [143, 171].

Масив оточений відносно симетричним фенітовим ореолом, потужність якого варіює від 500 м до 1 км. На межі феніти/карбонатити присутня зона брекчіювання. Феніти суттєво калієві, складені калієвим польовим шпатом та флогопітом [143].

Араша

Араша (Барейро) – один з карбонатитових масивів лужної провінції Алто Паранаїба у Південній Америці (Бразилія, штати Мінас-Жерайс та Гояс). Усі лужні та карбонатитові тіла регіону Алто Паранаїба, включаючи масив Араша, розташовані вздовж зони глибинних розломів північно-західного простягання, що приурочені до периферії кратону Сан Франциско (між базальтами басейну Парана та кратоном Сан Франциско) (рис. 3.10) [149].

Форма масиву циліндрична («пробкоподібна»), у плані – наближена до округлої. Діаметр складає близько 4,5 км [149].

Породи масиву Араша за кількома оцінками мають вік: 91 млн р. [149]; від $81,9 \pm 3,4$ млн р до $84,8 \pm 12,9$ млн р (апатити з карбонатитів та глімеритів, трековий метод) [145].

Вміщуючі породи представлені протерозойськими кварцитами та сланцями комплексу Араша [145, 149]. На контакті з інтрузією домінують кварцити, формуючи кільце потужністю від 100 до 600 м. Слюдяні сланці з підпорядкованою кількістю кварцитів поширені навколо останніх [149].

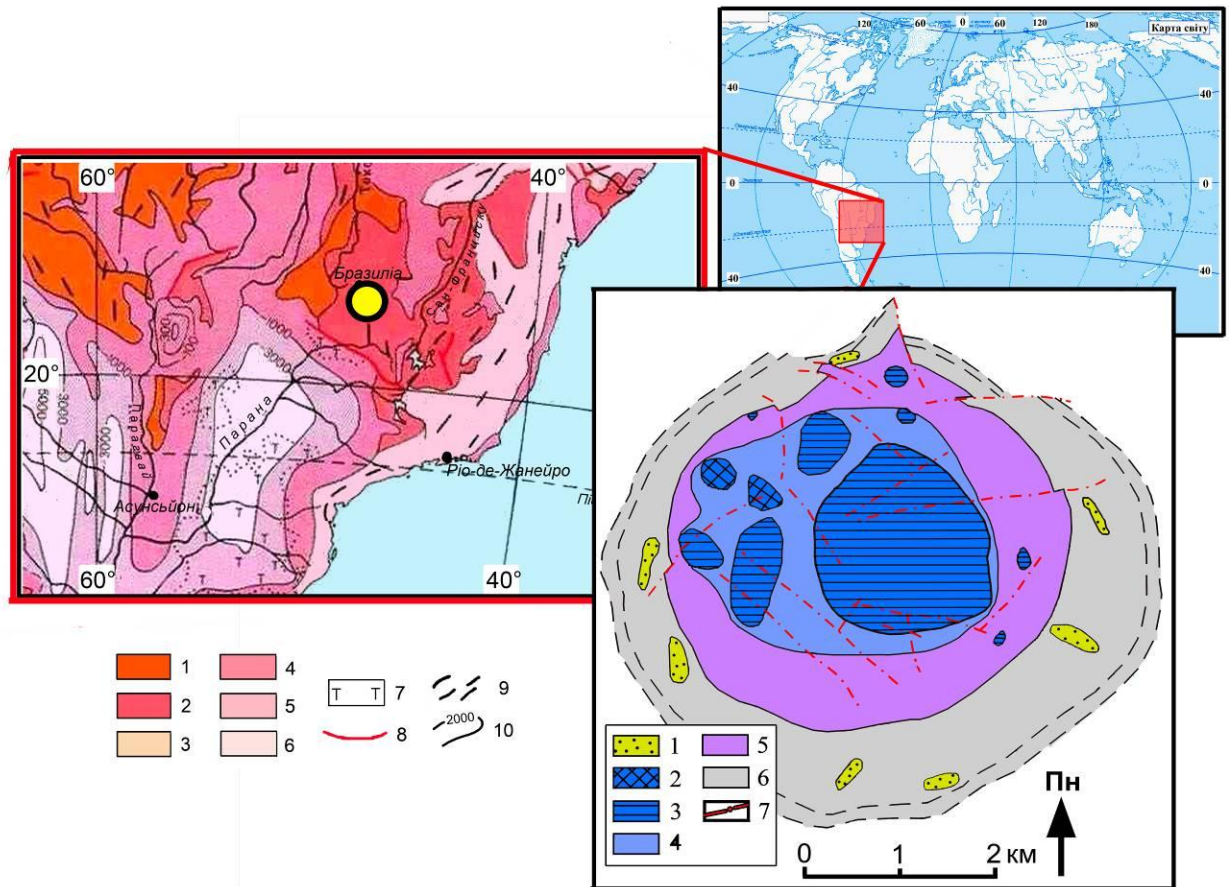


Рис. 3.10. Геологічна позиція карбонатитового масиву Араша.

Тектонічна карта-врізка (фрагмент тектонічної карти Південної Америки [117]): 1 – області архейської та ранньопротерозойської складчастості (2000 млн р); 2 – області півньопротерозойської, включаючи бразильську, складчастості (до 550-500 млн р); 3 – області тектоно-магматичної активізації у півньому протерозої – ранньому палеозої; 4-6 – фанерозойський платформний чохол (4 – до 1000 м; 5 – до 3000 м; 6 – більше 3000 м); 7 – трапові утворення на платформі; 8 – розломи; 9 – лінії простягання структур; 10 – ізолінії глибин залягання поверхні фундаменту (метри).

Жовтий кружок з чорним контуром – положення масиву Араша на карті Південної Америки.

Схема масиву [149]: 1 – силексити; 2 – сьовіти; 3 – бєфорсити з підпорядкованою кількістю глімеритів; 4 – бєфорсити / глімерити; 5 – глімерити з підпорядкованою кількістю бєфорситів; 6 – фєнігізовані вміщуючі кварцити, сланці; 7 – розривні порушення.

Складений масив переважно карбонатитами. У центральній частині масиву розташоване тіло сильно брекчійованих доломітових карбонатитів, яке має округлі обриси та діаметр близько 2 км, та асоціюючі з карбонатитами фоскорити. Кільце порід між центральним доломітовим ядром та периферією

масиву складене переважно карбонатитами з підпорядкованою кількістю піроксенітів та глімеритів. Останні часто брекчійовані та пронизані карбонатитами (дайки бефорситів та сьовітів). Глімерити можуть містити релікти олівіну та діопсиду, а у деяких зразках флогопіт та серпентин утворюють псевдоморфози по олівіну. Незмінених піроксенітів та перидотитів не виявлено, однак відмічалася наявність лімбургітів та якупірангітів [145, 149]. За петрографічними даними встановлено, що переважаючим типом карбонатитів є бефорсити, середньо-грубозернисті [146]. Доломіт – головний мінерал, кальцит та анкерит – у підпорядкованій кількості. Типові сьовіти розташовані у північно-західній частині масиву, але вони складають вузькі дайки у вміщуючих породах та глімеритах [149]. Наявність брекчієвидних структур у тілі порід масиву підтверджує, що вкорінення карбонатитового матеріалу відбувалось у декілька послідовних етапів [149].

Більша територія масиву вкрита латеритовою корою вивітрювання, середня потужність якої становить 150 м, а у зоні головного розлому (на південний схід від центру масиву) сягає 300 м [145]. Формування такої потужної кори головним чином пояснюють [149]: постійною дією хімічного вивітрювання; пенепленізацією, що почалася у третинний період; теплим гумідним тропічним кліматом; тривалим часом впливу перерахованих агентів. Родовища, які розробляються на даний момент у межах масиву Араша, являють собою відкриті виробки, а зруденіння пов'язане саме з корою вивітрювання. Важливі рудні запаси підраховано для ніобію [166]. Серед інших видів мінералізації, вторинного значення, виявлено: барит, REE, вермикуліт, магнетит, нікель, боксити та флюорит [149, 150]. У північно-західній частині масиву відслонюються апатит-баритові породи, які розроблялися з видобутком фосфатів. Одне невелике відслонення кальцит-доломітових карбонатитів відоме вздовж північної межі масиву [145, 146].

Екзоконтактовий ореол метасоматично перетворених порід (фенітовий ореол) займає досить значні площі. Так, сліди фенітизації спостерігаються в середньому на відстані 1,5 км від контактів вміщуючих порід з інтрузією, при

максимальній потужності (2,5 км) у південно-західній частині [146]. Однак, незважаючи на значну потужність фенітового ореолу, метасоматичне перетворення порід не є інтенсивним, принаймні на даному рівні ерозійного зрізу. Фенітизовані кварцити характеризуються перекристалізацією кварцу різної інтенсивності. Фенітизовані сланці втрачають свою вихідну структуру, однак серед новоутворених мінералів у них присутній лише лужний польовий шпат, який розподілений паралельно до сланцюватості порід та у тріщинах, що їх січуть. Отже, якщо порівнювати з масивом Альньо, фенітизація у масиві Араша розглядається як початкова. Окремі зони фенітів, як це було зроблено для Альньо (породи фенітового ореолу низького, середнього, високого ступенів перетворення та контактів феніти [157, 158]), тут не можуть бути виділені [149]. Виключення лише становлять «феніти контактної зони» [157], у якій вміщуючі кварцити інтенсивно пронизані тріщинами, заповненими натрієвим амфіболом (арфведсонітом), кальцитом, лужним польовим шпатом, натрієвим піроксеном, апатитом та кварцом [149].

Отже, карбонатитові масиви центрального типу зазвичай характеризуються округлою або еліпсоподібною формою у плані. Деякі з них можуть представляти систему кількох зближених округлих масивів або супроводжуватись дрібними масивами-сателітами та апофізами, що досить широко розповсюджено (Турій мис [3, 41, 122], Альньо [152], Ковдор [122] та ін. [3]). При цьому для деяких масивів вони можуть бути мало досліджені або ще не всі виявлені. З такими ускладненнями будови інтрузій масивів центрального типу може бути пов'язана деяка локальна асиметричність фенітових ореолів. Однак такі окремі випадки загалом не порушують ізометричну форму ореолу фенітизації.

Щодо морфології контактів масивів з вміщуючими породами, дослідники дотримуються однієї думки, що лужно-ультраосновні інтрузії являють собою крутопадаючі трубкоподібні тіла, кореневі частини яких сягають мантиї. Контактні зони більшості масивів досліджені порівняно слабо і до цього ж

розкриті свердловинами лише на найбільш досліджених з них. Однак наявні дані буріння підтверджують висновки (попередньо зроблені і за геофізичними даними), що, принаймні до глибини 1 км, суттєвих змін у геологічній будові масивів не відбувається [3].

3.3 Короткі висновки

Наявність екзоконтактових ореолів метасоматичного перетворення вміщуючих порід (фенітових ореолів) – характерна ознака карбонатитових масивів як лінійного, так і центрального структурно-морфологічних типів. Однак морфологічні особливості ореолів масивів кожного з типів дещо відрізняються. У сучасному ерозійному зрізі обриси карбонатитових масивів центрального типу у плані, при усій складності контуру їх контактів з вміщуючими породами, наближені до ізометричних. Потужність їх фенітових ореолів є досить витриманою. Для порід, якими складені масиви, у більшості випадків характерне зонально-кільцеве розташування, а падіння тіл лужних порід та карбонатитів визначається як близьке до вертикального.

На відміну від масивів центрального типу, лінійні карбонатитові масиви характеризуються значною видовженістю, при незначній їх потужності, та складені дайками, жилами, пластоподібними тілами, які орієнтовані вздовж осі масиву.

Аналіз та порівняння структурно-морфологічних особливостей фенітових ореолів карбонатитових масивів лінійного та центрального типів дозволяє сформулювати положення про те, що фенітові ореоли лінійних карбонатитових масивів, на відміну від масивів центрального структурно-морфологічного типу, зазвичай характеризуються нерівномірною потужністю (аж до фрагментарності проявлення) та морфологічною асиметрією, яка найкраще виражена у випадку пологого падіння порід комплексу [130].

Однак, на сьогоднішній день стан вивченості фенітових ореолів має недостатній рівень, порівняно з власне породами масивів, що пов'язано з

деякими проблемами. По-перше, це недоступність розрізів через закритість розвідувальної інформації для потенційних родовищ, або взагалі їх відсутність. По-друге, це ненадійність картування зовнішньої границі фенітових ореолів. Вирішення першої проблеми можливо забезпечити лише доступом до матеріалів розвідки родовищ. Принципове вирішення другої проблеми може полягати у використанні комплексу методів, в якому помітне місце займають геохімічні дослідження породного та мінерального рівнів. Це додатково підкреслює актуальність результатів дослідження, які наведені у наступних розділах.

РОЗДІЛ 4

МІНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ФЕНІТОВИХ ОРЕОЛІВ ЧЕРНІГІВСЬКОГО ТА ІНШИХ ДОСЛІДЖЕНИХ КАРБОНАТИТОВИХ МАСИВІВ ЛІНІЙНОГО СТРУКТУРНО- МОРФОЛОГІЧНОГО ТИПУ

Головні породні різновиди, якими складені досліджувані лінійні карбонатитові масиви (ЧКМ, ДКМ, ПКМ) у загальних рисах згадані у розділі 3. Петрографічні особливості як власне інтрузивних порід, так і утворень фенітових ореолів досліджувались досить детально та наведені у численних публікаціях попередників [3, 20-22, 25, 29, 36-42, 46-48, 54, 56-58, 60, 62, 63, 65-71, 75-77, 82, 87, 88, 90, 99, 104, 107, 109, 110, 111, 114, 119, 122, 124, 128, 129, 133, 134, 137-139, 142, 145-149, 153, 155, 157, 158, 162-164, 167, 169, 172-175]. Однак, враховуючи мету даної роботи, яка передбачає комплексне дослідження речовинного складу фенітових ореолів лінійних карбонатитових масивів та їх подальше порівняння, даний розділ присвячений розгляду мінералого-петрографічних особливостей процесу формування фенітів Чернігівського, Дубравинського та Пенченгінського масивів. Слід зазначити, що спостережені автором особливості зміни мінерального складу вихідних порід у процесі фенітизації [32, 94-96, 98, 112, 113, 159, 160] узгоджуються з наявними даними інших авторів [22, 36, 37, 40, 56, 75, 128, 129].

4.1 Чернігівський карбонатитовий масив

Породи рами Чернігівського масиву представлені мігматизованими породами західноприазовської серії архею. Субстрат мігматитів складений амфіболітами, піроксен-амфіболовими кристалосланцями, плагіо- та двопольовошпатовими гнейсами; жильна фаза – граніт-аплітами та апліто-пегматоїдними гранітами (див. розділ 3.1.1). Таким чином, утворення

фенітового ореолу формуються по вихідних породах кислого, середнього та основного складу.

Кислі породи

Незмінені породи кислого складу представлені граніт-аплітами, апліто-пегматоїдними гранітами, а також плагіоклаз-калішпатовими гнейсами. Гранітоїди жильної фази мігматитів (рис. 4.1 а) характеризуються масивною текстурою; аплітовою, пегматоїдною або нерівномірнозернистою (середньо-дрібнозернистою, середньо-крупнозернистою) структурою. Породоутворюючі мінерали гранітоїдів представлені: калієвим польовим шпатом (мікроклін) (35-65 %), плагіоклазом (олігоклаз) (10-20 %), кварцом (15-45 %). У вигляді поодиноких дрібних лусок може бути присутня (до 1 %) слюда (біотит та/або світла слюда). Плагіоклаз-калішпатові гнейси мають смугасту, сланцювату текстури. Структури: гетеробластова; гранобластова, лепідогранобластова. Мінеральний склад: плагіоклаз (олігоклаз) (55-75 %), калієвий польовий шпат (мікроклін) (5-20 %), кварц (5-15 %); клінопіроксен (до 5 %); амфібол (рогова обманка) (до 15 %); біотит (до 10 %). Акцесорні та рудні мінерали обох породних різновидів представлені: апатитом, цирконом, монацитом, сфеном, магнетитом, гематитом, лімонітом, ільменітом, лейкоксеном, сульфідами [129].

При поступовому переході від вихідних гранітоїдів до фенітизованих спостерігаються деякі перетворення мінерального складу при фактичному збереженні структурно-текстурних особливостей породи. Відбувається зменшення кількості кварцу та реліктового плагіоклазу. Посилюється альбітизація мікрокліну, присутні окремі зерна альбіту. З'являються дрібні поодинокі зерна клінопіроксену (егірін-авгіт, егірін-саліт [36]), місцями оточені скупченнями зерен кварцу. Останній має блокове згасання. Спорадично відмічається ксеноморфний карбонат. **Фенітизовані** різновиди гранітоїдів (рис. 4.1 с) характеризуються наступним складом: мікроклін (50-75 %), плагіоклаз (реліктовий олігоклаз – до 10 %; альбіт – 5 %), кварц (10-30 %),

слюда (до 3 %), піроксен (до 3 %), кальцит; апатит, циркон, монацит, сфен;
рудні.

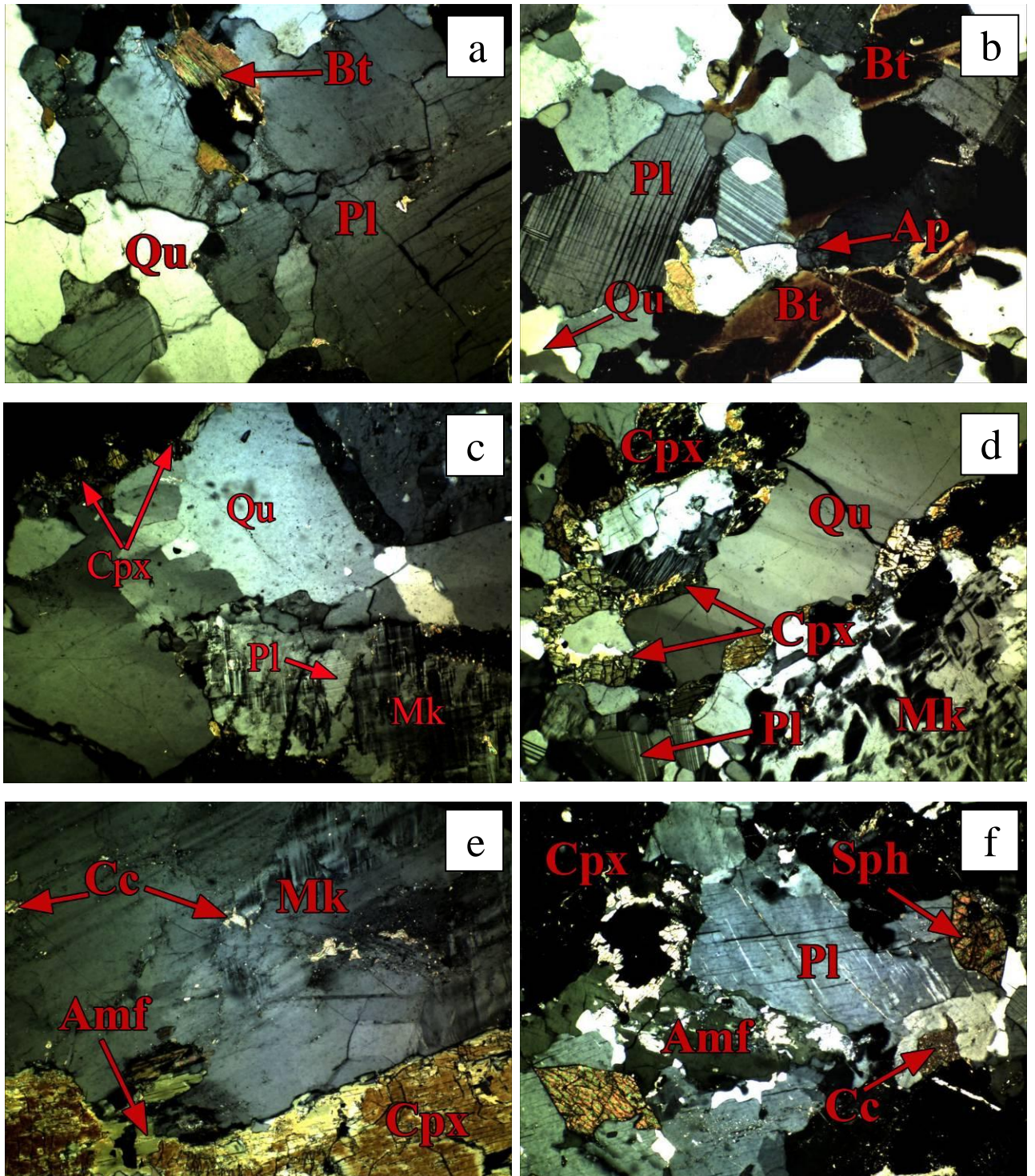


Рис. 4.1. Мікрофотографії шліфів, що ілюструють фенітизацію вміщуючих гранітів (а, с, е) та гнейсів (b, d, f) Чернігівського масиву (а, b – незмінені, с, d – фенітизовані, е, f – феніти). Прохідне світло; з аналізатором; довжина довгої сторони знімку 2 мм.

Подальше зростання ступеня фенітизації вміщуючих гранітоїдів призводить до формування апогранітних фенітів. Утворення цих порід супроводжується зростанням вмісту мікрокліну, який суттєво домінує над плагіоклазом. Зерна його інтенсивно пертитизовані та оточені альбітовою каймою по краях. Вміст кварцу надалі зменшується, іноді до повного зникнення. Майже зникає і реліктовий олігоклаз. З'являється блакитнувато-зелений амфібол, який по краях заміщує зерна клінопіроксену. Склад акцесорних мінералів змінюється у напрямку суттєвого підвищення вмісту апатиту та сфену; зникає монацит [129]. Таким чином, **апогранітні феніти** (рис. 4.1 е) складені: мікрокліном (75-95 %), клінопіроксеном (егірин-саліт або егірин-авгіт [36]) (1-10 %), альбітом (1-5 %), біотитом (1-3 %), кальцитом (< 1 %), акцесорними (апатит, циркон, сфен); рудними (магнетит, гематит, лімоніт, ільменіт, сфалерит, молібденіт, пірит) [129]. Можуть бути присутні реліктові олігоклаз (0-5 %) та кварц (0-8 %).

Середні породи

Вміщуючі породи середнього складу представлені піроксен-амфібол-біотитовими, амфібол-біотитовими та біотитовими плагіогнейсами (рис. 4.1 б) [126]. Останні характеризуються смугастою, сланцюватою текстурою. Мають порфірбластову, гетеробластову; нематогранобластову, нематолепідогранобластову, лепідогранобластову структури. Середній мінеральний склад цих порід наступний: плагіоклаз (55-85 %), кварц (5-30 %), калієвий польовий шпат (0-5 %), амфібол (5-15 %), біотит (5-15 %), клінопіроксен (0-5 %), кальцит (0-2 %), апатит, сфен, циркон, рудні (магнетит, сульфіді). Плагіоклаз представлений олігоклазом (№ 10-30), калішпат – мікроклін-пертитом, амфібол – роговою обманкою.

Фенітизація порід середнього складу фіксується рядом перетворень у мінеральному складі. Спостерігається розкислення плагіоклазу до появи альбіту – зерна реліктового олігоклазу тріщинуваті та мають зональну будову з серцитизованою ядерною частиною та чистими краями більш кислого складу.

Поступово зростає вміст мікрокліну та інтенсивність його пертитизації. Рогова обманка місцями заміщується хлоритом, біотитом. Зменшується вміст реліктового біотиту, а також кварцу, зерна якого часто оточені новоутвореним клінопіроксеном (егірин-авгітом). При цьому структурно-текстурні особливості у фенітизованих гнейсах часто зберігаються від вихідних порід. Склад **фенітизованих гнейсів** (рис. 4.1 d) представлений наступним набором мінералів: плагіоклаз (реліктовий олігоклаз – 25-55 %; новоутворений альбіт – 5-15 %), мікроклін (5-35 %), кварц (0-15 %), реліктова рогова обманка (0-5 %), біотит (1-5 %), піроксен (5-10 %), кальцит, хлорит, апатит (1-2 %), сфен (1-2 %), циркон, рудні.

Подальші метасоматичні перетворення призводять до майже повного зникнення реліктових мінералів та структурно-текстурних особливостей вихідних гнейсів. Зростає вміст новоутвореного альбіту, клінопіроксену, кальциту. З'являється блідий блакитнуватий (рихтерит) або темніший синьо-зелений лужний амфібол, який заміщує по краях і тріщинах піроксен, або формує окремі зерна. У наборі акцесорних та рудних мінералів зміни супроводжуються підвищенням вмісту апатиту (утворює поодинокі ізометричні зерна або їх гнізда), сфену, магнетиту та сульфідів; з'являється пірохлоргатчетоліт. Таким чином, **апогнейсові феніти** (рис. 4.1 f) складені: альбітом (50-70%), мікрокліном (10-25%), реліктовим плагіоклазом (0-5%), біотитом (5-10%), лужним клінопіроксеном (10-15%), лужним амфіболом (5-10%), кальцитом (1-5%), апатитом (1-5%), сфеном (1-3%), цирконом, пірохлоргатчетолітом, рудними мінералами (магнетит, сульфіди) (до 3%).

Основні породи

Вміщуючі основні породи Чернігівського масиву, представлені амфіболітами та кристалічними сланцями, поширені більш обмежено, ніж гнейси та граніти. Процес фенітизації вихідних порід основного складу простежено по амфіболітам, незмінні різновиди яких характеризуються наступним складом: амфібол (рогова обманка) (35-45 %), плагіоклаз (35-50 %),

біотит (5-10 %), клінопіроксен (0-25 %), апатит, рудний. Первинний плагіоклаз представлений андезином, в деяких зернах якого проявлена сосюритизація.

Фенітизація амфіболітів супроводжується пониженням основності плагіоклазу, що виражається у появі зональності в зернах останнього, де ядерні частини представлені реліктовим (часто сосюритизованим) андезином, а краї мають більш кислий склад (олігоклаз-альбітовий). Утворюється більш густо забарвлений, на відміну від світло-зеленого у вихідних породах, клінопіроксен. Рогова обманка заміщується блідим блакитно-зеленкуватим амфіболом. З'являється мікроклін, поодинокі – кальцит. **Фенітизовані амфіболіти** складені: плагіоклазом (реліктовий зональний андезин – 35-45 %; новоутворений альбіт-олігоклаз – 5-10 %), мікрокліном (5-10 %), роговою обманкою (30-35 % – разом з новоутвореним амфіболом), клінопіроксеном (10-30 %), біотитом (5-10 %), карбонатом, акцесорними (apatит, циркон), рудним (магнетит).

Посилення інтенсивності фенітизації відображається у: значному зменшенні вмісту реліктового плагіоклазу та рогової обманки, місцями до повного зникнення; підвищенні вмісту новоутворених польових шпатів (альбіту та мікроклін-пертиту), клінопіроксену (егірин-авгіту). З'являється темний зеленкувато-синій амфібол, що по краях та тріщинах заміщує піроксен або утворює окремі зерна. Набір акцесорних та рудних мінералів поповнюється сфеном, пірохлор-гатчетолітом та сульфідами; підвищується вміст апатиту та магнетиту. Текстура апоамфіболітових фенітів масивна або плямиста (скупчення темноколірних мінералів). Структури: гетеробластова, лепідонематогранобластова. Склад **апоамфіболітових фенітів** наступний: альбіт (25-40 %), мікроклін-пертит (15-20 %), егірин-авгіт (10-30 %), амфібол (10-40 %), реліктовий олігоклаз (0-10 %), реліктова рогова обманка (0-10 %), біотит (10-20 %), кальцит, акцесорні (сфен (2-5 %), апатит (1-3 %), циркон, пірохлор), рудні (магнетит, сульфіди) (2-5 %).

4.2 Дубравинський карбонатитовий масив

Вміщуючі породи Дубравинського масиву представлені двома відмінними за композицією різновидами: кислими (граніти) та середніми (гнейси – субстрат мігматитів). Через брак у наявному наборі фактичного матеріалу зразків незмінених вміщуючих гранітів та гнейсів, відомості про їх склад запозичено з літературних джерел [22, 40].

Кислі породи

Незмінені граніти характеризуються наступним мінеральним складом: мікроклін (30-40 %), плагіоклаз (20-30 %), кварц (20-40 %); біотит (10-20 %). У процесі фенітизації цих порід спостерігається зміна мінеральних парагенезисів, виражена у поступовому зменшенні вмісту кварцу, реліктового плагіоклазу, біотиту, значному зростанні вмісту калієвого польового шпату (мікрокліну), появі альбіту, карбонату, лужних піроксенів та амфіболів. Кварц, утворюючи лінзовидні скупчення між зернами польових шпатів, стає більш ксеноморфний, із затокоподібними краями зерен, має хвилясте згасання. Біотит майже повністю зникає вже у фенітизованих різновидах гранітів (рис. 4.2 а). Новоутворений альбіт у вигляді пертитів проростає зерна мікрокліну або утворює кайми по краях останнього. У незначній кількості (до 5 %) з'являється лужний клінопіроксен у вигляді поодиноких короткопризматичних або голчастих зерен. З'являються поодинокі нерівні або ромбовидні зерна сфену.

З подальшим зростанням інтенсивності метасоматичного перетворення кислі вихідні породи перетворюються на апогранітні феніти (рис. 4.2 б). В них повністю зникає реліктовий біотит та плагіоклаз, майже повністю – кварц. Серед польових шпатів суттєво домінує мікроклін, хоча вміст альбіту також дещо зростає. Окрім посилення пертитизації мікрокліну, альбіт присутній у породі й у вигляді агрегату дрібних зерен. Зростає вміст новоутвореного лужного клінопіроксену, який місцями по краях оточує кварц, та спостерігається його заміщення лужним амфіболом. Карбонат утворює

ксеноморфні виділення у проміжках між іншими мінералами. Серед акцесорних підвищується вміст сфену та апатиту, зерна яких тяжіють до лужних темноколірних мінералів. **Апогранітні феніти** мають наступний мінеральний склад: мікроклін (70-85 %), альбіт (10-15 %), егірин/егірин-авгіт ± арфведсоніт (5-15 %), карбонат (кальцит) (1-3 %), сфен, апатит; реліктові – кварц.

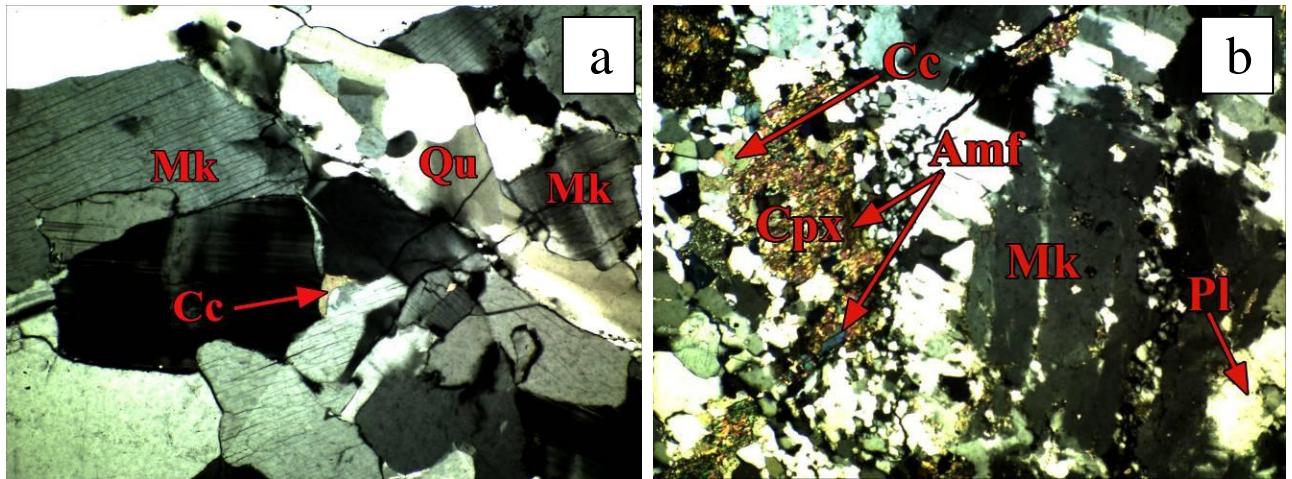


Рис. 4.2. Мікрофотографії шліфів фенітизованого граніту (а) та апогранітного феніту (б). Прохідне світло; з аналізатором; довжина довгої сторони знімку 2 мм.

Середні породи

Вихідні гнейси характеризуються гетеробластовою нематогранобластовою структурою. Складені польовими шпатами (переважно середнім плагіоклазом An_{10-30} , меншою мірою – мікрокліном), кварцом, біотитом. Може бути присутній клінопіроксен. Рудні та акцесорні: магнетит, циркон, апатит, сфен [22, 40].

Перетворення гнейсів у зоні фенітизації супроводжується поступовими змінами у мінеральному складі, що проявлені у: зменшенні вмісту кварцу, розкисленні первинного плагіоклазу (олігоклазу) та появі альбіту, зростанні вмісту мікрокліну, появі лужних піроксенів (егірин-авгіту, егірину [40]) та лужного амфіболу (арфведсоніту), підвищенні вмісту сфену, апатиту, рудних мінералів (рис. 4.3 а). У фенітизованих гнейсах часто зберігаються вихідні текстурно-структурні особливості та релікти первинних мінералів. Реліктова

смугаста текстура виражена наявністю прошарків, складених темноколірними мінералами. Реліктовий ксеноморфний кварц (з блоковим згасанням) оточують тріщинуваті короткопризматичні зерна новоутвореного піроксену. Подекуди останній заміщується лужним амфіболом. Склад **фенітизованих гнейсів** наступний: плагіоклаз (реліктовий олігоклаз + альбіт) (60%), мікроклін (5%), кварц (20%), піроксен (10-12%), амфібол (до 5%), апатит, сфен, рудний.

Зростання інтенсивності метасоматичної переробки відображається у майже повному зникненні кварцу, реліктового олігоклазу, біотиту. Вміст мікрокліну надалі зростає, посилюється його альбітизація. Окрім пертитів, альбіт присутній і у вигляді окремих нерівних кутастих або близьких до ізометричних зерен. Підвищується вміст і лужних піроксенів (егірин-авгіту, егірину [40]), лужного амфіболу (арфведсоніту), акцесорних сфену, апатиту та сульфідів. Спорадично зустрічаються ксеноморфні виділення кальциту між зернами інших мінералів. Реліктова смугастість виражена рідко та нечітко. Структура порід переважно нематогранобластова. **Апогнейсові феніти** складені такими мінералами, як: мікроклін (55-85 %), альбіт (5-15 %), егірин/егірин-авгіт ± арфведсоніт (5-30 %), кальцит (1-5 %), апатит (1 %), біотит, реліктовий кварц, сфен, рудні (магнетит, сульфіди) (рис. 4.3 b).

На відміну від екзоконтактових фенітів, які іноді можуть зберігати реліктові мінерали або фрагменти текстури гнейсів, феніти, що зустрічаються у вигляді ксенолітів у породах масиву, повністю втрачають ознаки вихідних порід. Часто вони являють собою більш крупнозернисті породи з масивною, плямистою або брекчієвидною [40] текстурою. У складі суттєво переважає мікроклін, менше альбіту (до 5 %) та відсутній реліктовий кварц.

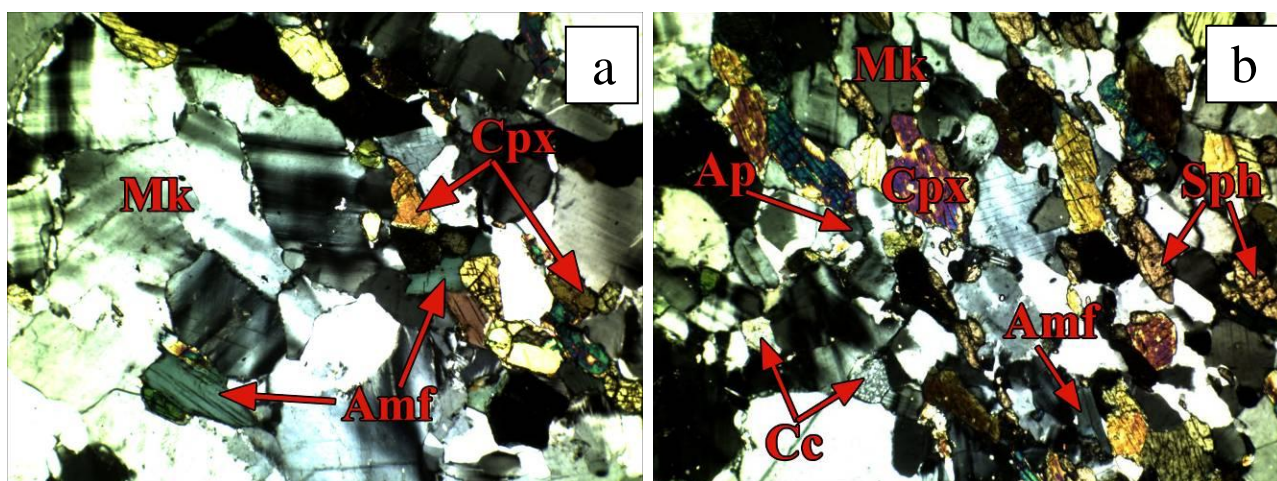


Рис. 4.3. Мікрофотографії шліфів фенгізованого гнейсу (а) та апогнейсового фенгіту (б). Прохідне світло; з аналізатором; довжина довгої сторони знімку 2 мм.

Метасоматичне перетворення піроксенітів масиву

Окрім описаної вище фенгізації вміщуючих порід рами – гнейсів та гранітів, зафіксовано також метасоматичне перетворення (фенгізація?) піроксенітів масиву, утворення яких передувало карбонатитам. Встановлено [22], що цей процес відбувається пізніше фенгізації порід рами Дубравинського масиву та супроводжує формування дайко- і жиліподібних тіл карбонатитів, які пронизують піроксеніти.

Вихідні лужні піроксеніти Дубравинського масиву складені піроксеном (80-90 %) та біотитом (10-20 %). Характеризуються масивною текстурою; нерівномірнотзернистою, дрібно-середньотзернистою структурою. Піроксен представлений егірін-авгітом, егірін-салітом [22], зерна якого мають призматичну форму. Біотит заміщує піроксен по краях та тріщинах або утворює окремі поодинокі луски з включеннями сфену та апатиту. У вигляді дрібних окремих ксеноморфних виділень присутній кальцит. Акцесорні представлені сфеном (скупчення дрібних зерен у біотиті, або по краях його лусок), апатитом (поодинокі видовжені зерна); рудні [22] – магнетитом, ільменітом. Метасоматичне перетворення піроксенітів супроводжується підвищенням лужності породоутворюючого піроксену, тріщинуваті зерна якого характеризується слабо вираженою зональністю. По краях місцями

спостерігається заміщення слюдою, вміст якої поступово зростає. Новоутворені слюди, на відміну від реліктового біотиту, представлені тетраферрібіотитом і тетраферріфлогопітом та утворюють скупчення видовжених лусок. Підвищується вміст акцесорних мінералів – сфену та апатиту. З'являються ксеноморфні виділення сульфідів, які разом з кальцитом тяжіють до скупчень тетраслюди.

Подальше зростання ступеня перетворення піроксенітів призводить до формування меланократових порід апатит-карбонатно-силікатного складу. До новоутвореного парагенезису мінералів додаються лужний амфібол (рихтерит та арфведсоніт), гранат (шорломіт) та мікроклін, рідко – альбіт. Суттєво зростає вміст слюди, апатиту та сфену. Мінерали у породі розподілені нерівномірно, чим зумовлені плямиста, брекчієвидна та смугаста текстури породи. Присутні реліктові ділянки, складені піроксеном, зерна якого мають зональну будову та містять численні включення слюди, карбонату, сфену, апатиту та сульфідів. По краях піроксен місцями заміщується лужним амфіболом. Новоутворені ділянки представлені лінзовидними скупченнями (слюда + мікроклін + карбонат ± сфен ± апатит ± гранат ± сульфід) або смугами. Структури цих порід гетеробластова, порфіробластова, лепідонематобластова, гранонематобластова/нематогранобластова. Складені меланократові **апопіроксенітові метасоматити** у різних співвідношеннях наступними мінералами: лужний піроксен (5-50%), слюда (5-70%), мікроклін (0-25%), альбіт (0-15%), лужний амфібол (0-30%), шорломіт (0-20%), апатит (3-30%), сфен (2-30%), магнетит (0-10%), сульфід, кальцит.

4.3 Пенченгінський карбонатитовий масив

В результаті петрографічного вивчення зразків керну Пенченгінського карбонатитового масиву досліджено головні особливості мінерального складу вміщуючих силікатних (кварц-слюдяні сланці, амфіболіти) і карбонатних (кальцитові та доломітові мармури) порід. Виділено два ряди метасоматитів –

фенітів, які формуються по цим породам. Простежено зміну мінеральних парагенезисів у процесі метасоматичного перетворення: від майже незмінених порід рами до фенітів.

Силікатні породи

Серед **вихідних порід** силікатного складу петрографічно досліджено кварц-біотитові сланці та амфіболіти.

Кварц-біотитові сланці (рис. 4.4 а) характеризуються сланцюватою, місцями смугастою (обумовлена наявністю прошарків, насичених біотитом та рудним мінералом) текстурою; гомео- або гетеробластовою, лепідогранобластовою структурою. Головні породоутворюючі мінерали: кварц (50-65 %), біотит (20-35 %); акцесорні: апатит, циркон; рудні: піротин (може сягати 3 %), магнетит; вторинні: кальцит (від одиничних зерен до 10 %). Кварц утворює нерівні або близькі до ізометричних зерна розміром 0,1 мм і менше, які мають хвилясте згасання. Біотит поширений у вигляді нерівних або прямокутних видовжених зерен (довжина становить 0,1-0,4 мм). Розподілений у породі переважно рівномірно, але місцями утворює прошарки. Апатит зустрічається поодинокі у вигляді дрібних (менше 0,1 мм) округлих або видовжених зерен. Циркон присутній спорадично. Рудні мінерали – у вигляді скупчень дрібних зерен або ксеноморфних утворень розташовані поруч з біотитом та в проміжках між іншими мінералами.

Амфіболітам притаманна масивна текстура; гомео- або гетеробластова, гранонематобластова структура. Головні породоутворюючі мінерали: рогова обманка (60-65 %), кварц (до 10 %), плагіоклаз (№10-30) (до 20 %); акцесорні: циркон; рудні: магнетит; вторинні: хлорит. Рогова обманка представлена нерівними або видовженими призматичними зернами, довжиною до 0,2 мм. Місцями по краях хлоритизована. Кварц утворює близькі до ізометричних зерна розміром в середньому ~ 0,1 мм. Плагіоклаз – ізометричні або нерівні зерна без полісинтетичних двійників. Магнетит – ксеноморфні виділення або скупчення дрібних зерен.

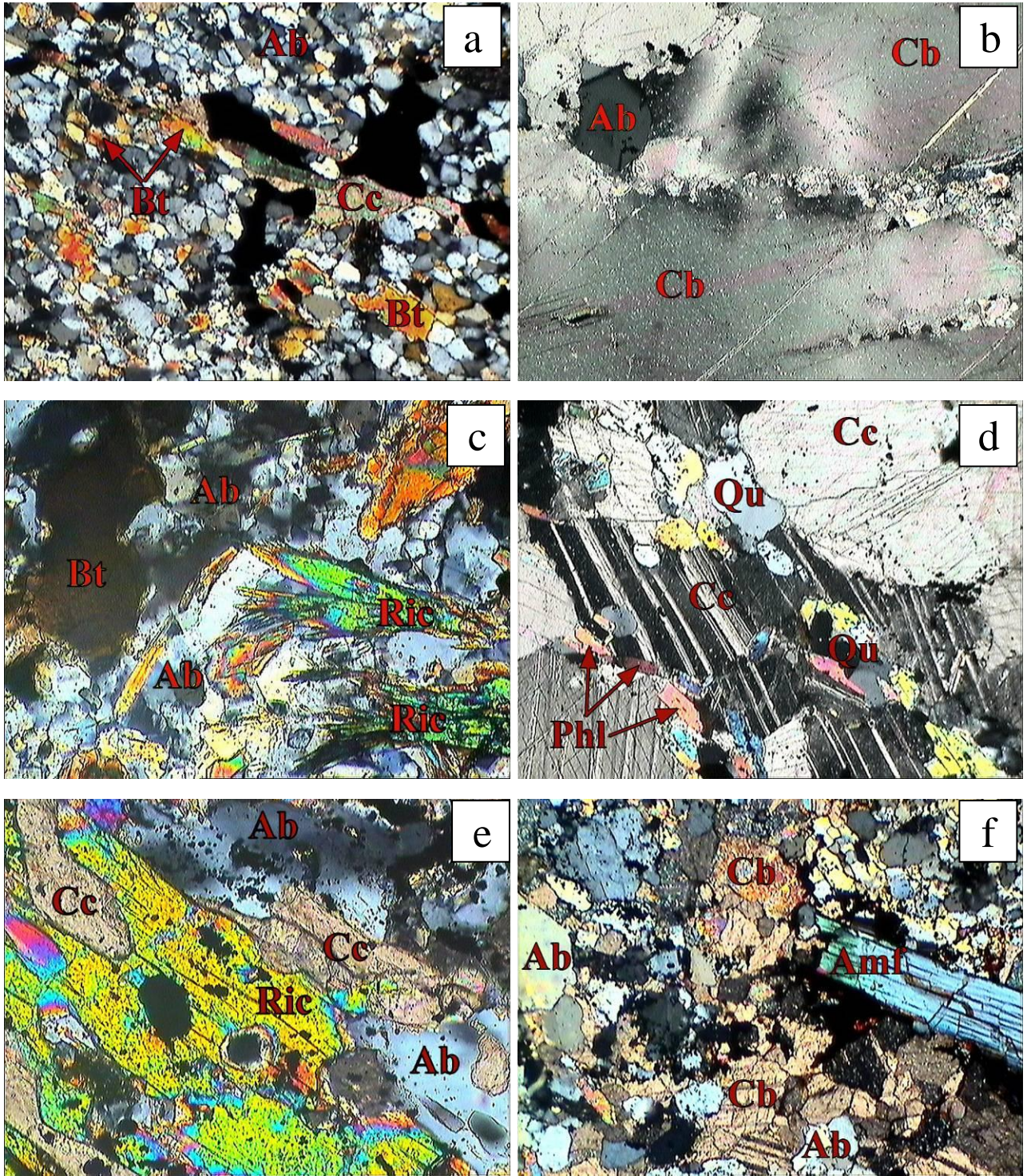


Рис. 4.4. Мікрофотографії шліфів, що ілюструють фенітизацію вміщуючих кристалосланців (а, с, е) та мармурів (b, d, f) Пенченгінського масиву (а, b – незмінені, с, d – фенітизовані, е, f – феніти). Прохідне світло; з аналізатором; довжина довгої сторони знімку ~2 мм (а, b, d, f) та ~1 мм (с, е).

У процесі фенітизації вихідних порід спостерігається зміна структурно-текстурних особливостей та поступова заміна реліктових парагенезисів

новоутвореними. Мікроскопічно більш детально було досліджено особливості такого перетворення у сланцях.

Слабко фенітизовані кварц-біотитові сланці характеризуються переважно гетеробластовою, нематолепідогранобластовою структурою та мають наступний склад: кварц (45-55 %), біотит (до 15 %), лужний амфібол (рихтерит) (15 %), кальцит (5-10 %), альбіт (5-10 %), рудні мінерали (піротин, магнетит – разом до 5 %), акцесорні (циркон, апатит) [75]. Зерна реліктового кварцу мають затокоподібні краї та хвилясте згасання. Біотит представлений нерівними видовженими зернами з помітними слідами розкладання по краях. Новоутворений рихтерит поширений у вигляді нерівних короткопризматичних перетинів або сноповидних (вінікоподібних) утворень (рис. 4.4 с). Довжина в середньому становить 0,4 мм. Кальцит представлений поодинокими нерівними або округлими зернами, розміром 0,3-0,1 мм і менше, в інтерстиціях між іншими мінералами.

Зі зростанням ступеню фенітизації порід зростає вміст альбіту, кальциту та амфіболу. Місцями спостерігаються лінзи та прошарки, збагачені кальцитом (у вигляді нерівних кутастих або таблитчастих зерен з полісинтетичними двійниками), у яких також іноді присутні мозаїчні скупчення альбіту та поодинокі вузькі видовжені (0,3-0,7 мм) луски біотиту. По тріщинам та в інтерстиціях – дрібнозернистий агрегат рудних мінералів.

Сильно фенітизовані сланці (або **апосланцеві феніти**) являють собою альбіт-амфіболові породи зі значним вмістом кальциту (рис. 4.4 е). Текстура цих порід масивна або смугаста (виражена наявністю прошарків, збагачених амфіболом та карбонатом). Структура гетеробластова, нематогранобластова або гранонематобластова. Породи складені: лужним амфіболом (30-35 %), кальцитом (40-45 %), альбітом (до 15 %), біотитом (0-5 %). Спостерігається зростання вмісту рудних та акцесорних: піротину (до 5 %), апатиту. Спорадично присутній реліктовий циркон. Лужний амфібол, представлений рихтеритом або арфведсонітом, поширений у вигляді нерівних видовжених призматичних зерен або ромбовидних перетинів, довжиною 0,5-2 мм. Може

мати пойкилобластову будову (включення округлих зерен кальциту та альбіту, дрібнозернистий агрегат рудного мінералу). Альбіт утворює нерівні зерна з кутастими або затокоподібними краями, які мають хвилясте згасання. Зустрічаються пойкилобласти, які містять дрібні включення зерен амфіболу і кальциту. Кальцит заповнює інтерстиції або тріщини. Біотит місцями спостерігається у вигляді поодиноких реліктових залишків.

У процесі фенітизації амфіболітів, як і при перетворенні кварц-біотитових сланців, спостерігається подібна ситуація: зникають такі реліктові мінерали як кварц і рогова обманка. А новоутворений парагенезис представлений альбітом, флогопітом, лужним амфіболом (арфведсонітом), кальцитом, титаномагнетитом [75].

Безпосередньо в зоні контакту вміщуючих порід з карбонатами спостерігаються **флогопітові та амфібол-флогопітові породи (метасоматити)**. Іноді утворюють прошарки та лінзи у приконтактних частинах доломітових карбонатитів [75].

Флогопітові метасоматити на 75-90 % складені флогопітом. Крім останнього, присутній темний зеленкувато-блакитний лужний амфібол (арфведсоніт [75]) (5-10 %), карбонат (10-15 %), апатит (до 5 %). В акцесорних кількостях представлені пірохлор та піротин. Текстура порід смугаста (чергування смуг переважно флогопітового складу зі смугами, більш насиченими амфіболом), лінзовидна (лінзи складені карбонатом та апатитом). Структура як гомео-, так і гетеробластова, лепідобластова або нематолепідобластова.

Амфібол-флогопітові метасоматити складені флогопітом, лужним амфіболом – арфведсонітом (разом 60-80 %, зазвичай флогопіт переважає), карбонатом (10-20 %), апатитом (до 15 %), піротином (до 5 %). В акцесорних кількостях зустрічаються пірохлор, циркон, ільменіт [75]. Місцями карбонат заповнює прожилки або утворює лінзовидні скупчення (у приконтактних з карбонатами частинах). Текстура порід смугаста (прошарки, насичені

видовженим орієнтованим амфіболом та/або карбонатом) та лінзовидна. Структура переважно гетеробластова, нематолепідобластова.

Флогопіт у вищеописаних породах переважно представлений прямокутними широкими або видовженими лусками з нерівними краями. Ширина коливається в межах 0,1-2 мм, довжина – 0,3-2 мм. Луски тріщинуваті, деформовані (мають хвилясте згасання). Містять дрібні включення амфіболу, апатиту, пірохлору (навколо останнього утворюються реакційні кайми). Подекуди заміщує амфібол. Лужний амфібол представлений арвфедсонітом. Поширений у вигляді видовжених (до 0,6 мм) або короткопризматичних (в середньому 0,2 мм) зерен та ромбовидних перетинів. Карбонат (кальцит, доломіт) представлений нерівними або близькими до ізометричних зернами, які розташовані поодинокі, у вигляді скупчень (лінз) або виповнюють прожилки. Апатит – округлі або нерівні кутасті зерна розміром 0,1-0,5 мм, які утворюють скупчення поруч з карбонатом.

Карбонатні породи

Вихідні породи карбонатного складу представлені переважно кальцитовими мармурами (рис. 4.4 б) з прошарками доломітових. Текстура порід масивна; структура гетеробластова, гранобластова. Мінеральний склад: кальцит та (або) доломіт (90-95 %), кварц (5-10 %); акцесорні: апатит, циркон; рудні: піротин. Карбонати представлені великими тріщинуватими таблитчастими зернами, розміром 2-8 мм, що мають хвилясте згасання. Тріщини та проміжки між ними заповнені дрібнозернистим агрегатом карбонату. Іноді містять включення кварцу та піротину. Кварц поширений у вигляді поодиноких ізометричних зерен (розмір 0,1-0,3 мм) з хвилястим згасанням або їх скупчень у проміжках між зернами карбонату.

При фенітизації вихідних мармурів характерною є поява лужних амфіболів, альбіту, флогопіту та утворення вторинного кальциту. У **слабко фенітизованих** породах зменшується вміст первинних кальциту та доломіту (до 75-80 %), а новоутвореного лужного амфіболу поступово зростає (5-10 %).

На початкових стадіях перетворення мармурів амфібол представлений майже безбарвним або блідо-зеленим рихтеритом. Набір акцесоріїв залишається сталим.

Подальша метасоматична переробка мармурів характеризуються збільшенням вмісту силікатних мінералів (рис. 4.4 d). Лужний амфібол з підвищенням ступеню фенітизації представлений, окрім світло-жовто-зеленого рихтериту, більш насиченим синювато-зеленим арфведсонітом. Рихтерит являє собою видовжені призматичні тріщинуваті зерна (довжина іноді сягає 3 мм) з включеннями карбонату та рудного мінералу; тріщини заповнені дрібнозернистим агрегатом кальциту. Арфведсоніт поширений у вигляді нерівних короткопризматичних зерен або ромбовидних перетинів. Флогопіт представлений поодинокими нерівними або прямокутними видовженими лусками з включеннями рудного мінералу. Альбіт утворює близькі до ізометричних зерна. Кварц у найбільш фенітизованих мармурах майже зникає. Серед акцесорних підвищується вміст апатиту, з'являються сфен, ільменорутил, пірохлор [75]. Зростає вміст сульфідів. Текстура змінених мармурів масивна, іноді може спостерігатися смугастість, яка виражена у наявності тонких прошарків, насичених орієнтованим амфіболом. Структура гетеробластова; лепідогранобластова або нематогранобластова.

Таким чином, новоутворені **апокарбонатні феніти** (рис. 4.4 f) характеризуються наступним мінеральним складом: кальцит і доломіт (50-70 %), альбіт (15-25 %), лужний амфібол (10-15 %), флогопіт (до 5 %), кварц (0-5 %); рудні: піротин (до 5 %); акцесорні: апатит, циркон, сфен, ільменорутил, пірохлор.

4.4 Короткі висновки

Перетворення мінерального складу контрастних типів вихідних порід у процесі формування фенітових ореолів у трьох досліджених лінійних карбонатитових масивах має принципово подібний характер. Процес

фенітизації фіксується поступовим зникненням реліктових мінералів (основних та середніх плагіоклазів, клінопіроксенів, рогової обманки, кварцу), формуванням подібного для всіх масивів парагенезису новоутворених мінералів (лужні клінопіроксени, лужні амфіболи, альбіт, мікроклін), підвищенням вмісту або появою таких акцесорних та рудних мінералів як апатит, сфен, пірохлор-гатчетоліт, магнетит, сульфідни та деяких інших. Подібною є загальна тенденція процесу перетворення, що виражається у конвергенції мінеральних композицій новоутворених фенітів. Водночас для кожного масиву можна виділити і ряд характерних відмінностей. Більш детально зіставлення виявлених особливостей проводиться у розділі 6.1.

РОЗДІЛ 5

ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ФЕНІТОВИХ ОРЕОЛІВ ЧЕРНІГІВСЬКОГО ТА ІНШИХ ДОСЛІДЖЕНИХ КАРБОНАТИТОВИХ МАСИВІВ ЛІНІЙНОГО І ЦЕНТРАЛЬНОГО СТРУКТУРНО- МОРФОЛОГІЧНИХ ТИПІВ

Геохімічні особливості карбонатитових масивів обох структурно-морфологічних типів різною мірою досліджувались багатьма вченими [5-7, 11, 13, 15, 16, 18, 19, 22-24, 26, 29, 30, 36, 41, 42, 49-53, 63-65, 68-69, 72, 75, 77, 78, 80, 81, 89-93, 103, 105, 108, 109, 126-129, 131, 132, 136, 137, 142, 143, 147-151, 154, 157, 158, 161, 162, 165-167, 170, 174, 175]. Проте, як зазначалось у розділі 1.2, основний акцент робився на вивчення власне порід масивів, які потенційно несуть рудне навантаження, а значно менша увага приділялась супроводжуваним масиви екзоконтактовим ореолам фенітів. З цієї причини дані речовинного складу фенітових ореолів (зокрема хімічного) мають недостатню повноту.

У попередньому розділі розглядалися петрографічні особливості процесу фенітизації виділених контрастних типів вихідних порід рами Чернігівського, Дубравинського та Пенченгінського карбонатитових масивів лінійного структурно-морфологічного типу. У даному розділі наводяться результати дослідження характеру поведінки всіх петрогенних та широкої гама мікроелементів при фенітизації виділених типів порід рами названих масивів, а також обраного об'єкту порівняння – масиву центрального типу Альньо.

5.1 Чернігівський карбонатитовий масив

За особливостями розподілу лугів та кремнезему серед вміщуючих порід Чернігівського карбонатитового масиву чітко виділяються контрастні типи: основні, середні та кислі, а також простежуються відповідні ряди їх метасоматичного перетворення – фенітизації (рис. 5.1).

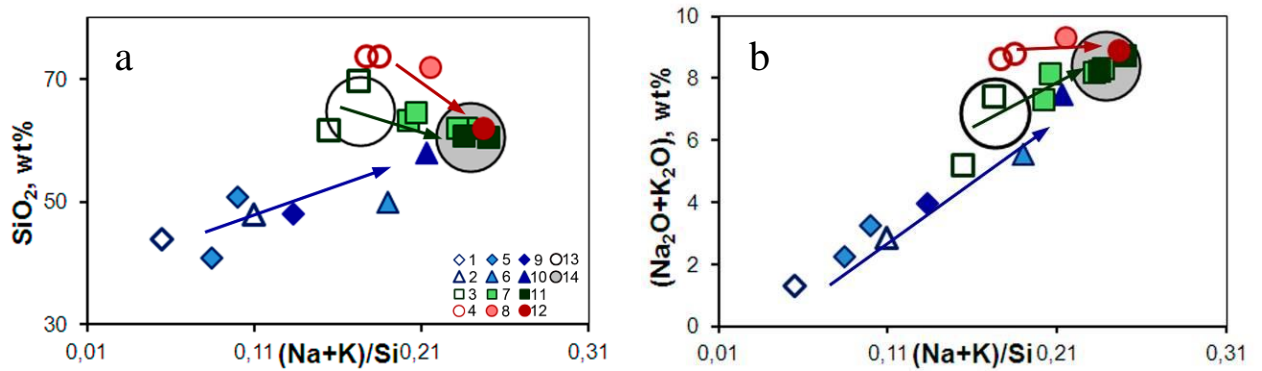


Рис. 5.1. Поведінка кремнезему (а) та лугів (б) у процесі фенітизації вміщуючих порід Чернігівського масиву. Умовні позначення: 1-4 – незмінені, 5-8 – фенітизовані (1, 5 – кристалосланці; 2, 6 – амфіболіти; 3, 7 – гнейси; 4, 8 – граніт-апліти); 9-12 – феніти (9 – апокристалосланцеві, 10 – апоамфіболітові, 11 – апогнейсові, 12 – апогранітні).

13, 14 [за даними 126] – середній склад незмінених вміщуючих порід (13) та розвинутих по ним фенітів (14), розрахований з урахуванням співвідношень головних типів вміщуючих порід та фенітів (метаультрабазити(?) : амфіболіти : плагіогнейси піроксенвміщуючі : плагіоклаз-калішпатові гнейси піроксенвміщуючі : граніт-апліти/апліто-пегматоїдні граніти = 2 : 8 : 30 : 30 : 30; апометаультрабазитові(?) піроксеніт-феніти : апоамфіболітові меланосієніт-феніти : апоплагіогнейсові сієніт-феніти : апогнейсові сієніт-феніти : апогранітні сієніт-феніти : суттєво піроксенові жили та тіла серед фенітів = 2 : 30 : 29 : 30 : 1) Стрілки вказують напрямок фенітизації порід.

Проведене дослідження поведінки петрогенних та мікроелементів при фенітизації вихідних порід у виділених рядах дає можливість виділити групи елементів з різним характером поведінки: перерозподіл, привнесення, винос (табл. 5.1).

Таблиця 5.1

Групи елементів з різною поведінкою (Чернігівський масив)

Перерозподіл	Привнесення	Винос
Si*, Al*, Ti*, Ca**, Mg**, Fe**, Mn**, K*, Zr*, Mo**, Pb**, Cu**, Cr*	Na, P, La, Ce, Sr, Ba, Nb, Zn	V(?)

Примітка. Для усереднених даних складу вміщуючих порід та фенітів (див. пункти 13, 14 умовних позначень до рис. 5.1): * – елементи виносу; ** – елементи привнесення.

Типовими елементами перерозподілу між контрастними вміщуючими породами є кремнезем (рис. 5.1 а), алюміній (рис. 5.2 а), залізо (рис. 5.2 б), кальцій (рис. 5.2 с), магній (рис. 5.2 d), калій (рис. 5.3 б). Стабільним привнесенням у процесі фенітизації всіх типів порід характеризуються натрій (рис. 5.3 а), стронцій (рис. 5.3 с), легкі лантаноїди (рис. 5.3 d), барій, фосфор, ніобій. Отримані дані добре узгоджуються з такими у попередніх дослідників [36, 37, 126, 128, 129].

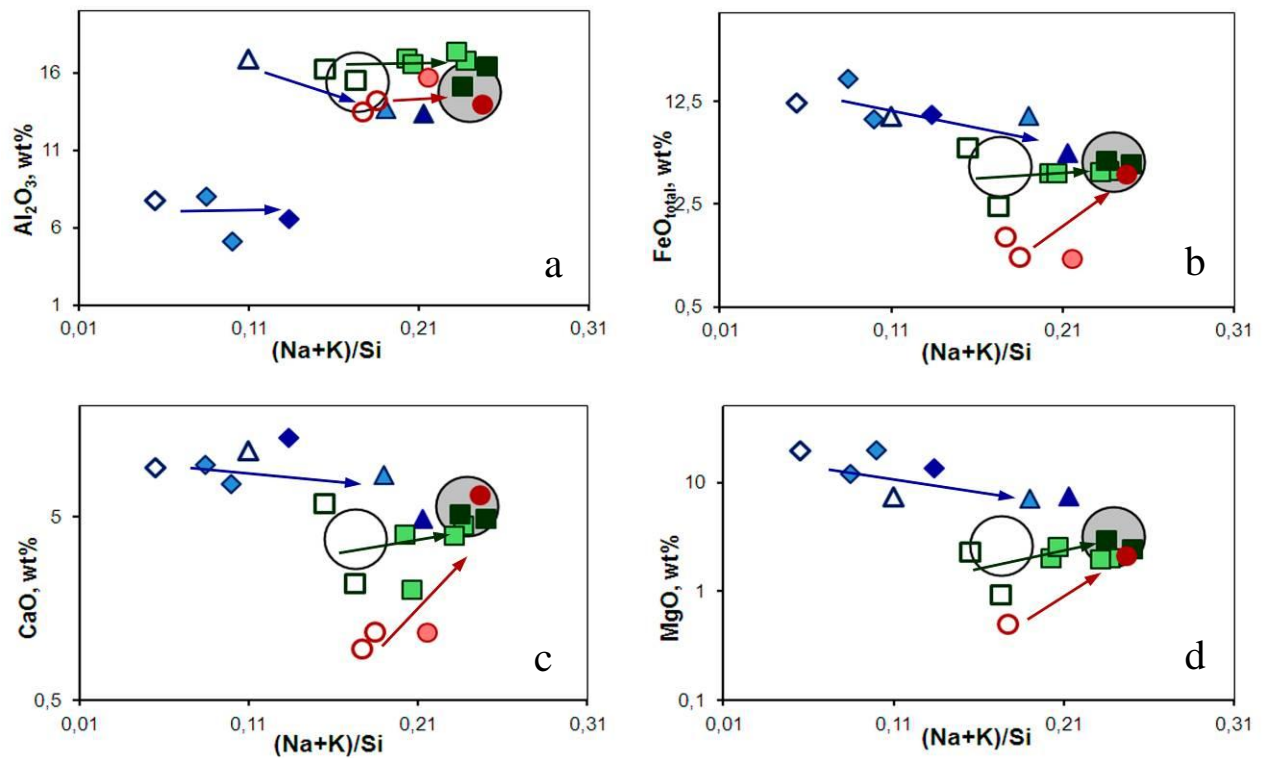


Рис. 5.2. Поведінка алюмінію (а), сумарного заліза (б), кальцію (с) та магнію (d) у процесі фенітизації вміщуючих порід Чернігівського масиву. Умовні позначення див. на рис. 5.1.

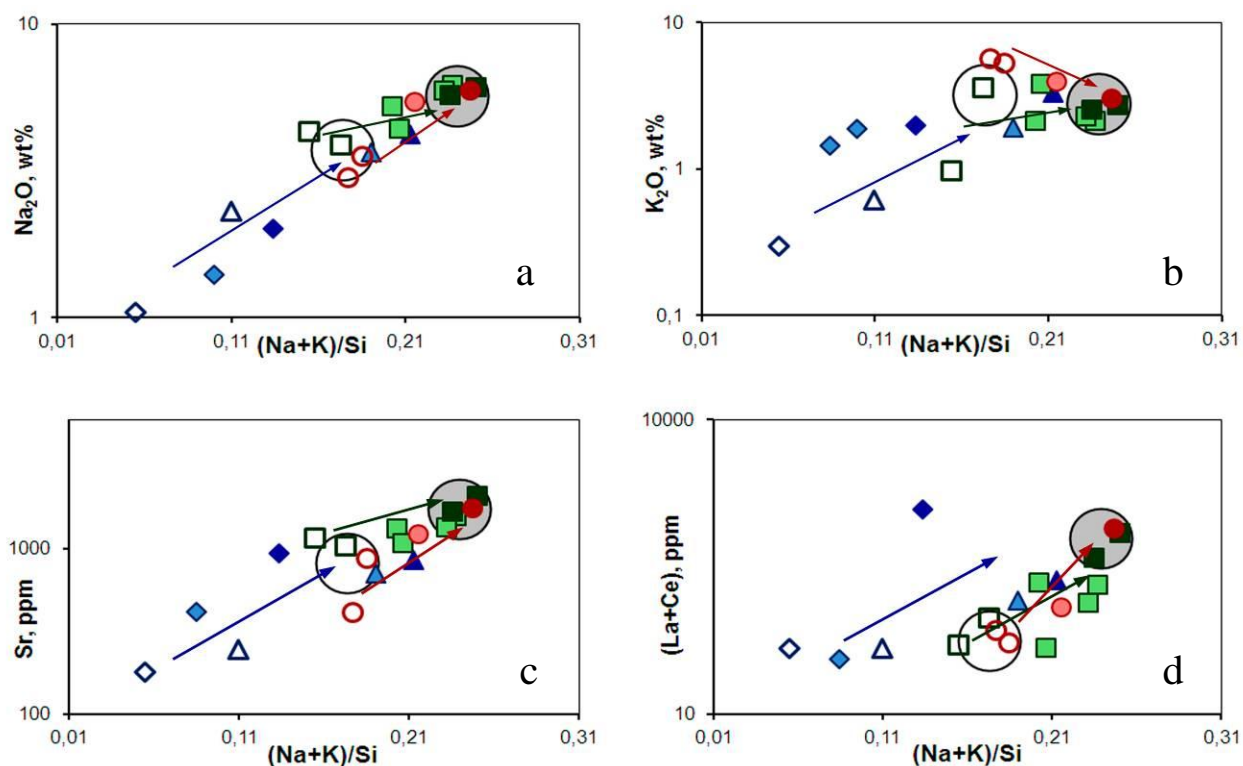


Рис. 5.3. Поведінка натрію (а), калію (b), стронцію (c) та суми лантану і церію (d) у процесі фенітизації вмішуючих порід Чернігівського масиву. Умовні позначення див. на рис. 5.1.

Головною тенденцією процесу фенітизації контрастних порід рами Чернігівського масиву, що простежується у міру підвищення ступеня перетворення для всіх досліджених петрогенних та мікроелементів, є закономірне зближення композицій новоутворених фенітів – їх конвергенція. Це додатково підтверджує наведені у розділі 4 петрографічні дані.

Слід зазначити, що встановлена конвергенція композицій контрастних за складом вихідних порід у перспективі може бути використана для оцінки ідеалізованої композиції фенітів максимального ступеня перетворення, рівноважної щодо фенітизуючого флюїду. Це, в свою чергу, може надати додаткові можливості типізації виявлених карбонатитових масивів за рудним навантаженням та джерелом речовини [85].

5.2 Дубравинський карбонатитовий масив

У Дубравинському карбонатитовому масиві, подібно до того, що простежено для Чернігівського, серед вміщуючих порід виділяються два типи: кислі та середні (рис. 5.4), загальна тенденція перетворення яких також полягає у зближенні композицій.

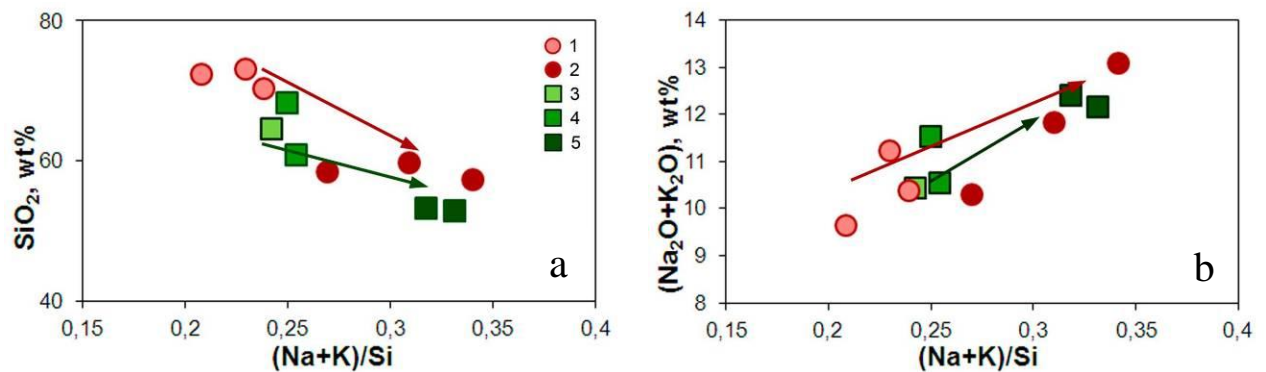


Рис. 5.4. Поведінка кремнезему (а) та лугів (б) у процесі фенітизації вміщуючих порід Дубравинського масиву. Умовні позначення: 1, 3 – слабо фенітизовані вміщуючі (1 – граніти, 3 – гнейси); 4 – фенітизовані гнейси; 2, 5 – феніти (2 – апограніти; 5 – апогнейсові). Стрілки вказують напрямок фенітизації порід.

За особливостями поведінки у процесі фенітизації петрогенні та мікроелементи розподіляються між трьома групами: перерозподілу, привнесення та виносу (табл. 5.2).

Таблиця 5.2

Групи елементів з різною поведінкою (Дубравинський масив)

Перерозподіл	Привнесення	Винос
Na, Fe, Mn, Zr, Cr, Cu, Rb, Nb, Th, Ga	Ca, Mg, P, K, La, Ce, Sr, Ba, Zn, Mo, Ti	Si, Pb, Al

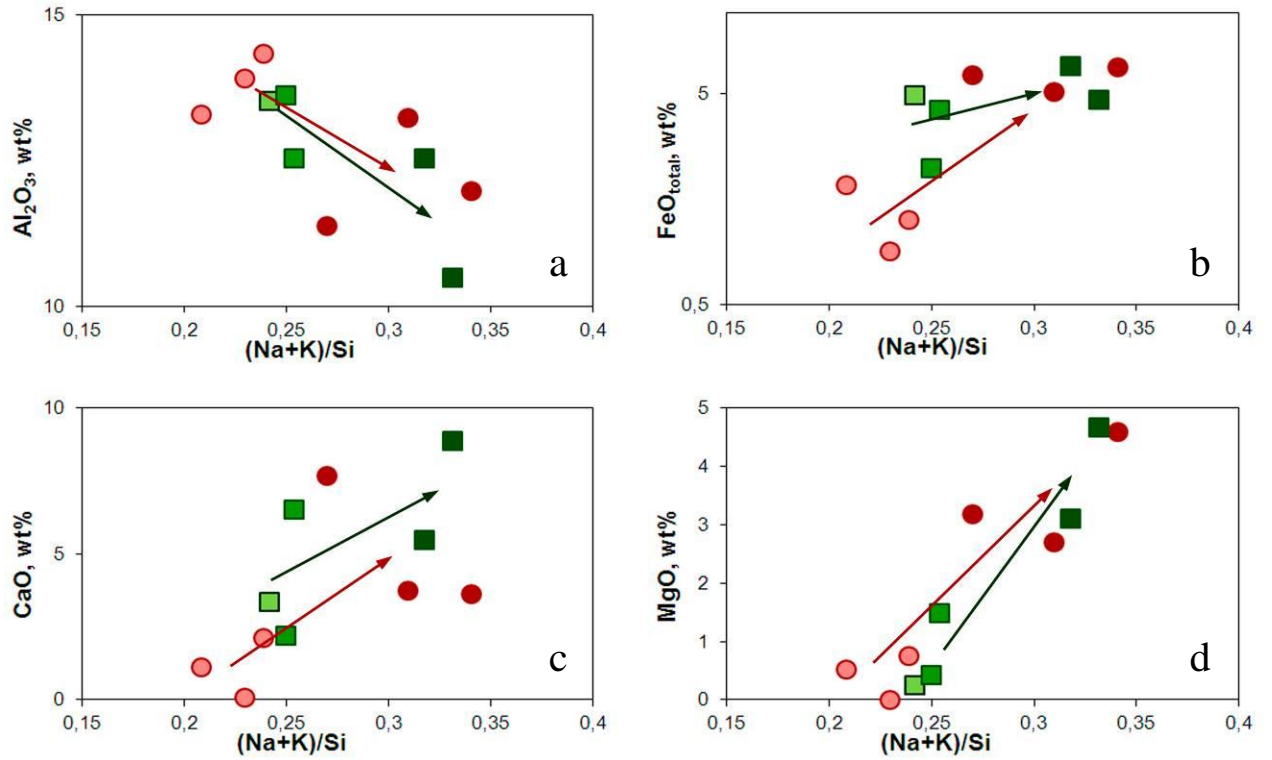


Рис. 5.5. Поведінка алюмінію (а), сумарного заліза (б), кальцію (с) та магнію (д) у процесі фенітизації вміщуючих порід Дубравинського масиву. Умовні позначення див. на рис. 5.4.

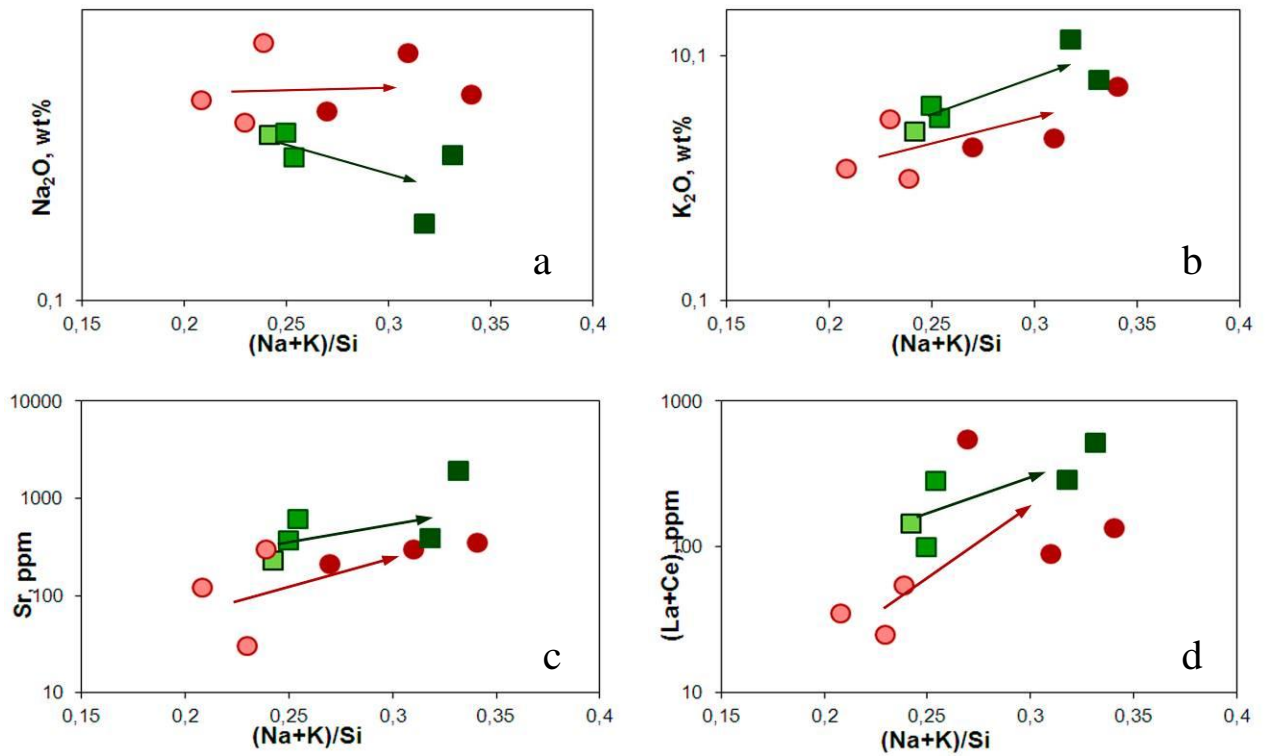


Рис. 5.6. Поведінка натрію (а), калію (б), стронцію (с) та суми лантану і церію (д) у процесі фенітизації вміщуючих порід Дубравинського масиву. Умовні позначення див. на рис. 5.4.

Характерними рисами Дубравинського масиву при перетворенні вихідних порід є: перерозподіл таких елементів як натрій (рис. 5.6 а), залізо (рис. 5.5 b), ніобій та деяких ін.; привнесення кальцію (рис. 5.5 с), магнію (рис. 5.5 d), калію (рис. 5.6 b), фосфору, стронцію (рис. 5.6 с), барію, легких рідкісних земель (рис. 5.6 d) тощо; винос кремнезему (рис. 5.4 а), алюмінію (рис. 5.5 а), свинцю.

5.3 Пенченгінський карбонатитовий масив

Як зазначалось у попередніх розділах, характерною рисою Пенченгінського масиву є присутність у складі порід рами не лише силікатних, а і карбонатних різновидів, що знаходить своє відображення у складі продуктів фенітизації. Ця особливість чітко ілюструється розподілом кремнезему та лугів (рис. 5.7), за чим також простежуються відповідні ряди метасоматичного перетворення названих вміщуючих порід.

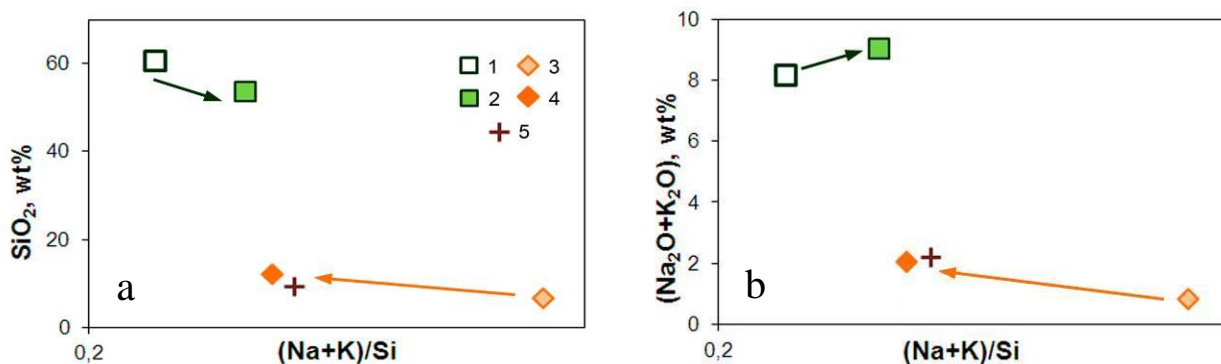


Рис. 5.7. Поведінка кремнезему (а) та лугів (б) у процесі фенітизації вміщуючих порід Пенченгінського масиву. Умовні позначення: 1, 2 – кристалосланці (1 – незмінні, 2 – фенітизовані); 3, 4 – мармури (3 – незмінні, 4 – фенітизовані); 5 – карбонатити. Для всіх типів порід приведені усереднені значення. Стрілки вказують напрямок фенітизації порід.

Аналіз особливостей поведінки хімічних елементів у процесі формування ореолу фенітизації, подібно до двох описаних вище масивів, дозволяє виділити групи перерозподілу, привнесення та виносу (табл. 5.3).

Групи елементів з різною поведінкою (Пенченгінський масив)

Перерозподіл	Привнесення	Винос
Si, Al, Ca, Mn, Ba, Zn, Cu, Zr, Ga	Na, Fe, Mg, P, La, Ce, Sr, Nb	K, Ti

Найбільш суттєво у процесі фенітизації спостерігається перерозподіл кремнезему – винесення його з силікатних порід та привнесення у карбонатні (рис. 5.7 а). До групи перерозподілу потрапляють і такі петрогенні елементи, як алюміній (рис. 5.8 а) та кальцій (рис. 5.8 с). Помітна чітка тенденція до збагачення фенітів натрієм (рис. 5.9 а), залізом (рис. 5.8 б), магнієм (рис. 5.8 d), а також фосфором, легкими лантаноїдами (рис. 5.9 d), ніобієм та стронцієм (рис. 5.9 с), що підтверджується формуванням у фенітизованих породах та фенітах нових акцесорних фаз (див. розділ 4). Такий елемент як калій потрапляє до групи виносу (рис. 5.9 б).

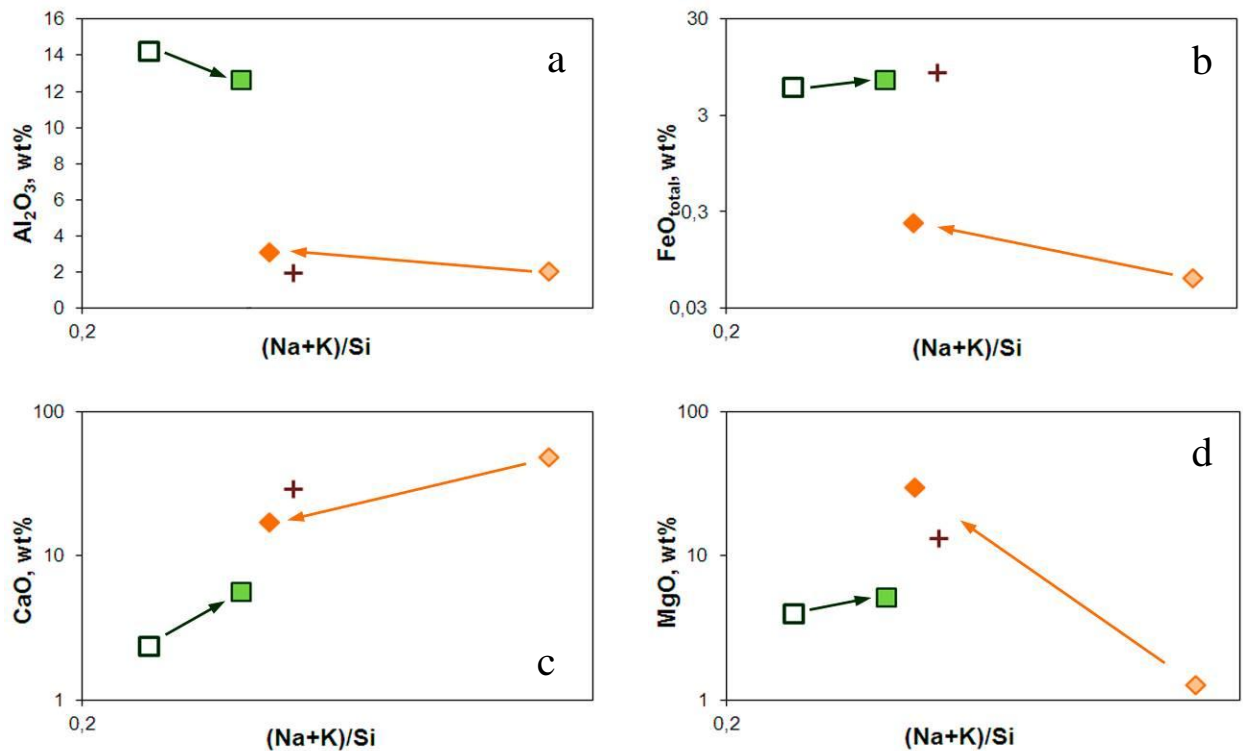


Рис. 5.8. Поведінка алюмінію (а), сумарного заліза (б), кальцію (с) та магнію (d) у процесі фенітизації вміщуючих порід Пенченгінського масиву. Умовні позначення див. на рис. 5.7.

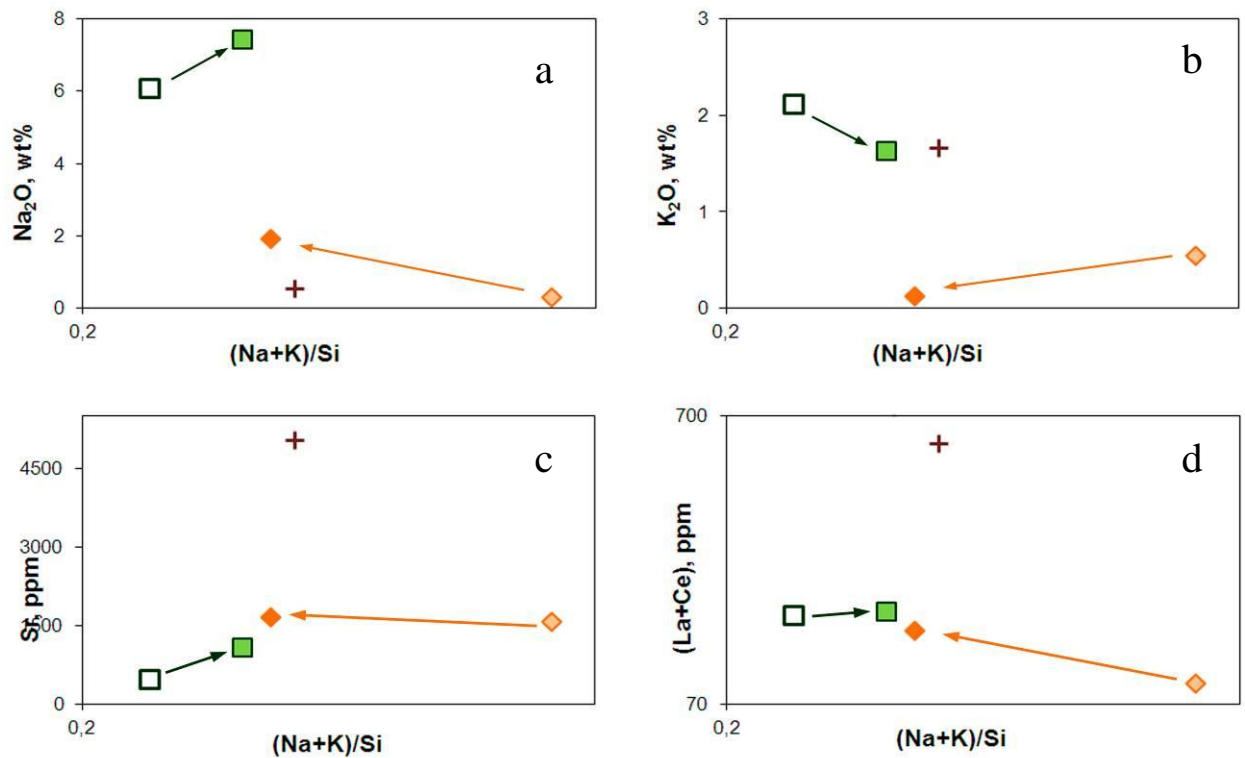


Рис. 5.9. Поведінка натрію (а), калію (б), стронцію (с) та суми лантану і церію (д) у процесі фенітизації вміщуючих порід Пенченгінського масиву. Умовні позначення див. на рис. 5.7.

Спираючись на простежені петрографічні особливості, а також характер поведінки хімічних елементів у процесі формування фенітового ореолу Пенченгінського масиву, можна відмітити тенденцію до зближення складів новоутворених апосилікатних фенітів, з одного боку, та апокарбонатних фенітів, з іншого. Однак, враховуючи контрастність вмісту кремнезему у вихідних породах (силікатних та карбонатних), це явище проявлене менш чітко, ніж у двох попередньо описаних масивах (рис. 5.1 а; рис. 5.4 а; рис. 5.7 а).

5.4 Карбонатитовий масив Альньо

Вихідні дані хімічного складу вміщуючих, фенітизованих порід та фенітів для масиву Альньо були запозичені з літературних джерел [157, 158]. Причиною для вибору саме цього масиву стало те, що серед численних, розглянутих автором, літературних джерел по фенітовим ореолам інших масивів центрального типу тільки дані для Альньо слід вважати такими, які

наближуються до вимог, що диктує мета роботи. Вони одержані за допомогою сучасних прецизійних методів [158], хоча, на жаль, за набором елементів лише частково відповідають даним автора по фенітам ЧКМ, ДКМ та ПКМ. Детальна мінералого-петрографічна характеристика утворень фенітового ореолу, для яких проведено аналіз даних хімічного складу, висвітлена у відповідних літературних джерелах [157, 158].

Вміщуючі породи масиву Альньо представлені одним різновидом – гнейсами відносно сталого складу (див. розділ 3.2). В результаті цього за особливостями розподілу кремнезему (рис. 5.10 а) та лугів (рис. 5.10 б) у породах рами масиву чітко простежується лише один ряд метасоматичного перетворення.

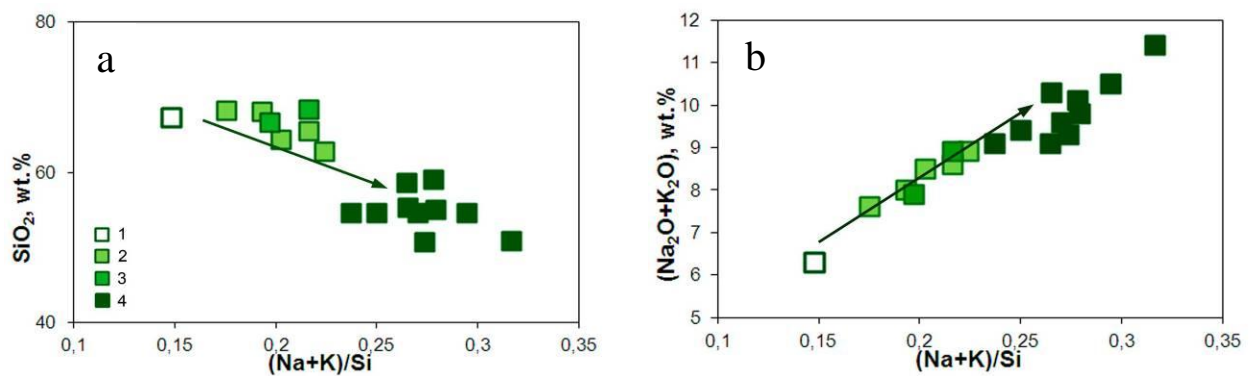


Рис. 5.10. Поведінка кремнезему (а) та лугів (б) у процесі фенітизації вміщуючих порід масиву Альньо. Умовні позначення: 1 – незмінені гнейси; 2 – слабо фенітизовані гнейси; 3 – фенітизовані гнейси; 4 – апогнейсові феніти. Стрілки вказують напрямок фенітизації порід.

Особливості зміни хімічного складу вихідних гнейсів у процесі фенітизації зумовлені характером поведінки головних петрогенних та мікроелементів, що виражається їх перерозподілом, привнесенням та виносом (табл. 5.4).

Таблиця 5.4

Групи елементів з різною поведінкою (масив Альньо)

Перерозподіл(?)	Привнесення	Винос
Fe, Mg, Na, Ti, Rb	Ca, K, P, Mn, Sr, Ba, LREE	Si, Al(?), HREE

Характерною рисою хімізму процесу фенітизації є помітний винос таких петрогенних компонентів як кремнезем (рис. 5.10 а) та алюміній (рис. 5.11 а). Суттєве підвищення сумарного вмісту лугів (рис. 5.10 b) переважно зумовлене привнесенням калію (рис. 5.12 b). При цьому поведінка натрію характеризується перерозподілом (рис. 5.12 а), а його вміст у апогнейсових фенітах по відношенню до незмінених вихідних порід помітно варіює. До групи перерозподілу потрапляють і такі елементи як залізо (рис. 5.11 b) та магній (рис. 5.11 d). Стійке привнесення відмічається для кальцію (рис. 5.11 c), стронцію (рис. 5.12 c), барію (рис. 5.12 d), фосфору та легких рідкісних земель.

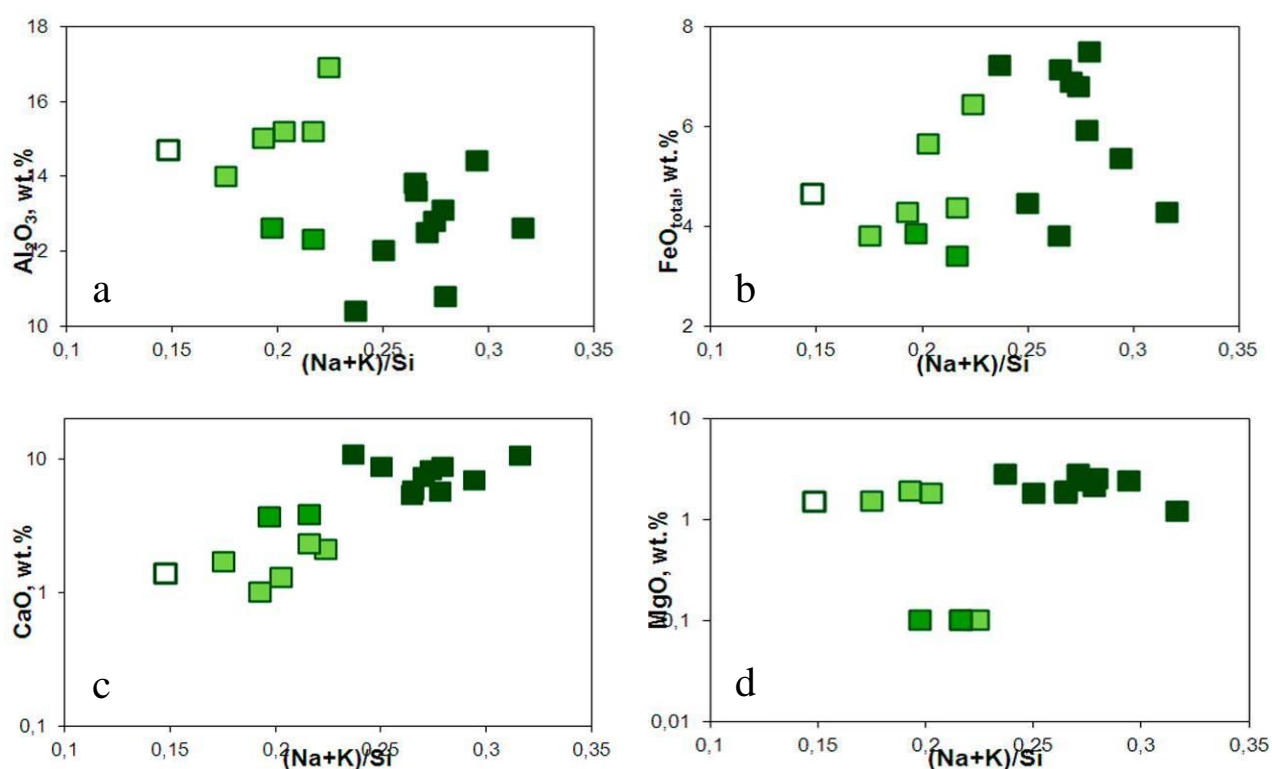


Рис. 5.11. Поведінка алюмінію (а), сумарного заліза (b), кальцію (c) та магнію (d) у процесі фенітизації вміщуючих порід масиву Альньо. Умовні позначення див. на рис. 5.10.

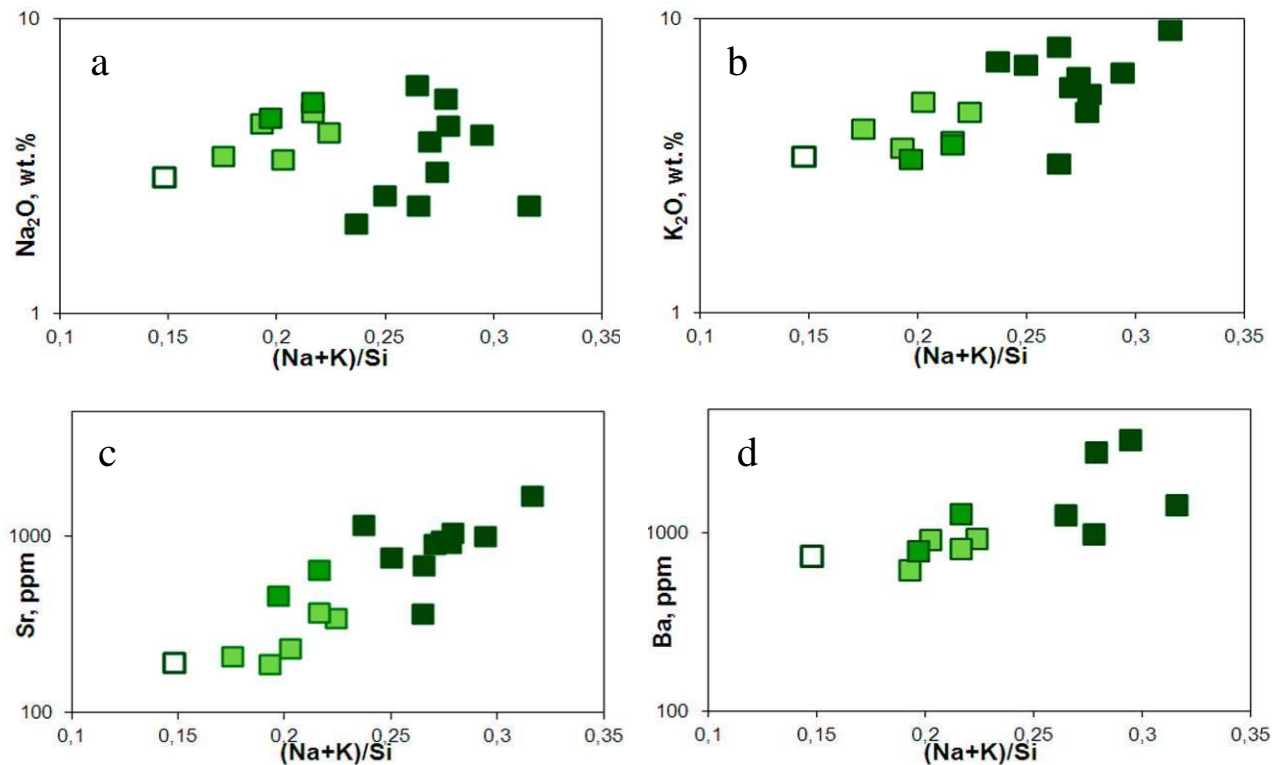


Рис. 5.12. Поведінка натрію (а), калію (b), стронцію (c) та барію (d) у процесі фенітизації вміщуючих порід масиву Альньо. Умовні позначення див. на рис. 5.10.

5.5 Короткі висновки

Таким чином, встановлені закономірності поведінки хімічних елементів у процесі фенітизації різноманітних за складом порід рами досліджених масивів відображають особливості процесу метасоматичного перетворення. Так, за розподілом кремнезему та лугів серед вміщуючих порід масивів виділяються контрастні типи (основні, середні та кислі для Чернігівського масиву; середні та кислі для Дубравинського; карбонатні та середні силікатні для Пенченгінського; середні для Альньо) і відповідні ряди їх перетворення. При цьому головна тенденція процесу фенітизації виділених контрастних типів порід полягає у закономірному зближенні композицій новоутворених фенітів – їх конвергенції, що підтверджує петрографічні дані (див. розділ 4). Більш детальне порівняння геохімічних особливостей фенітових ореолів лінійних масивів між собою та лінійного Чернігівського масиву з центральним масивом Альньо наведено у розділі 6.

Слід зазначити, що виявлені у досліджених масивах закономірності поведінки хімічних елементів у процесі фенітизації, які відображені у композиції в різному ступені фенітизованих вміщуючих порід та власне фенітів, досить актуально залучати при проведенні прогностно-пошукових робіт, оскільки вони дозволять уточнити попередні петрографічні висновки, що часто бувають дискусійними та, відповідно, значно збільшити розміри пошукової мішені. Спроба реалізації зазначеного наводиться у розділі 8.

РОЗДІЛ 6

ЧЕРНІГІВСЬКИЙ КАРБОНАТИТОВИЙ МАСИВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА У ЗІСТАВЛЕННІ З ТИПОВИМИ КАРБОНАТИТОВИМИ МАСИВАМИ ЛІНІЙНОГО І ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПІВ

Зіставлення особливостей будови та складу різних карбонатитових масивів значною мірою вже проводилось, що наведено у ряді публікацій [3, 11, 54, 66, 80, 108, 114, 122, 138, 142, 143, 149, 175]. Зокрема Чернігівський карбонатитовий масив порівнювався з Дубравинським [11], Ільмено-Вишневогірським [66], Сілін'ярві [80]. Однак акцент переважно робився на власне породи масивів (лужні, лужно-ультраосновні і карбонатити) та потенційно рудоносні тіла, а значно меншою мірою на феніти.

У даному розділі проводиться зіставлення головних особливостей геологічної позиції, речовинного складу і закономірностей формування ореолів фенітизації досліджених карбонатитових масивів лінійного структурно-морфологічного типу між собою [32, 94-96, 98, 112, 159, 160] та лінійного Чернігівського масиву з типовим масивом центрального типу – Альньо [59].

6.1 Зіставлення Чернігівського карбонатитового масиву з типовими масивами лінійного типу на прикладі Пенченгінського та Дубравинського

Чернігівський, Пенченгінський та Дубравинський карбонатитові масиви є представниками лінійного структурно-морфологічного типу [14, 22, 29, 36, 40, 48, 65, 75, 110, 111, 126, 128, 129, 132]. Усі вони розташовані в межах консолідованих ділянок земної кори, приурочені до зон глибинних розломів і залягають у вигляді серій крутопадаючих тіл різної морфології. На відміну від ЧКМ і ПКМ, лінійно витягнутих в плані (рис. 3.1 і рис. 3.5), ДКМ має серпоподібну форму (рис. 3.3), в чому деякі дослідники вбачають подібність із класичними карбонатитовим комплексом центрального типу [40].

Сучасні оцінки віку формування утворень Чернігівського й Дубравинського масивів дуже близькі – $\sim 2,09 \pm 0,015$ млрд років (U-Pb ізохрона по цирконах [35]) і 1,99–2,19 млрд. років (^{207}Pb - ^{206}Pb метод за сфенами і цирконами [14]), відповідно. Більш пізній час формування встановлено для утворень Пенченгінського масиву – $0,672 \pm 0,093$ (Sm-Nd метод, ізохрона карбонатитів, розрахована за складом пірохлору, апатиту, амфіболу та валової проби [29]).

Дещо відмінною є рудна спеціалізація масивів: однотипна апатит-рідкіснометалева в ЧКМ і ПКМ; апатит-магнетитова в ДКМ.

Потужні екзоконтактові фенітові ореоли розвиваються по різним вихідним породам, представленим: ЧКМ – мігматизованими архейськими метаморфітами (амфіболіти, гнейси і сланці), жильними граніт-аплітами та апліто-пегматоїдними гранітами; ДКМ – мігматизованими архейськими плагіоклаз-калішпатовими гнейсами, гранітоїдами; ПКМ – протерозойськими породами силікатного (кварц-серицитові, кварц-мусковіт-біотитові сланці й амфіболіти) та карбонатного (кальцитові й доломітові мармури) складу. Найбільш контрастною відміною є присутність мрамурів у складі рами Пенченгінського масиву, що значною мірою впливає на характер продуктів фенітизації.

У всіх вивчених масивах процес формування фенітових ореолів по вищезгаданім контрастним типам вихідних порід супроводжується подібними перетвореннями, а головним напрямком зміни їх складу є конвергенція мінеральних композицій [32, 94-96, 98, 112, 159, 160]. У ЧКМ процес фенітизації вихідних порід полягає в повному зникненні кварцу і майже повному рогової обманки й середніх плагіоклазів, підвищенні вмісту егіринового міналу в клінопіроксені, появі новоутворених: альбіту, мікрокліну, лужних піроксенів (егірин-авгіт, егірин-саліт), лужних амфіболів (рихтерит, еденіт, гастингсит) і карбонатів. Новоутворена асоціація акцесоріїв: сфен, апатит, ортит і магнетит. У ДКМ фенітизація вихідних порід супроводжується: зникненням реліктових кварцу, олігоклазу; підвищенням вмісту егіринового міналу в клінопіроксені; значним підвищенням вмісту мікрокліну; появою

альбіту, лужного піроксену (егірин-авгіту, егірину), лужного амфіболу (арфведсоніту) і кальциту. Відзначається суттєве зростання вмісту таких акцесорних мінералів, як апатит, магнетит і сфен (особливо в апопіроксенітових фенітах), а також поява гранату (шорломіту). У ПКМ перетворення як силікатних, так і карбонатних вміщуючих порід у феніти полягає у зникненні реліктового парагенезису (слюда + кварц + олігоклаз у кристалосланцях; андезин + кварц + рогова обманка в амфіболітах) і появи новоутвореного: лужні амфіболи (арфведсоніт, рихтерит), флогопіт, кальцит. Асоціація акцесорних мінералів змінюється в напрямку підвищення вмісту апатиту й піротину, а також появи пірохлору, сфену, титаномагнетиту й ільменіту (в апосилікатних фенітах) або ільменорутилу (в апокарбонатних фенітах) [75].

Таким чином, загалом процес фенітизації вихідних порід у всіх вивчених масивах досить схожий, однак спостерігається й ряд відмінностей: у фенітах ПКМ відсутні лужні піроксени, у фенітах ЧКМ вони представлені егірин-авгітом, егірин-салітом, а в ДКМ – егірин-авгітом, егірином [40]; лужні амфіболи ПКМ представлені арфведсонітом, рихтеритом, у ЧКМ – рихтеритом, еденітом, гастингситом, у ДКМ – арфведсонітом; серед польових шпатів у фенітах ДКМ суттєво переважає мікроклін, на відміну від альбітвмісних фенітів ПКМ і ЧКМ; у фенітах ДКМ присутній гранат (шорломіт), відсутній пірохлор-гатчеттоліт.

Встановлені закономірності поведінки хімічних елементів в процесі фенітизації різноманітних за складом вихідних порід рами масивів відображають особливості процесу метасоматичного перетворення. Так, за особливостями розподілу лугів та кремнезему серед порід обох масивів виділяються контрастні типи, що відповідають карбонатним та силікатним для Пенченгінського (рис. 5.7), основним, середнім та кислим для Чернігівського масиву (рис. 5.1), середнім та кислим для Дубравинського (рис. 5.4), а також простежуються відповідні ряди їх перетворення [32, 94-96, 98, 112, 159, 160]. З

підвищенням ступеня фенітизації вихідних порід спостерігається закономірне зближення композицій новоутворених фенітів, що узгоджується з петрографічними даними.

Вивчення поведінки петрогенних і мікроелементів у процесі фенітизації вихідних порід досліджуваних карбонатитових масивів дозволяє виявити для кожного з них групи елементів, поведінка яких характеризується в процесі перетворення: перерозподілом, привнесенням або виносом (табл. 6.1).

Таблиця 6.1

Групи елементів з різною поведінкою (карбонатитові масиви лінійного типу)

	Перерозподіл	Привнесення	Винос
Чернігівський	Si, Al, Ti, Ca, Mg, Fe, Mn, K, Zr, Mo, Pb, Cu, Cr	Na, P, La, Ce, Sr, Ba, Nb, Zn	V(?)
Дубравинський	Na, Fe, Mn, Zr, Cr, Cu, Rb, Nb, Th, Ga	Ca, Mg, P, K, La, Ce, Sr, Ba, Zn, Mo, Ti	Si, Pb, Al
Пенченгінський	Si, Al, Ca, Mn, Ba, Zn, Cu, Zr, Ga	Na, Fe, Mg, P, La, Ce, Sr, Nb	K, Ti

Перші дві групи для досліджених масивів багато в чому подібні. Однак існуючі відмінності у складі усіх трьох груп (найбільш помітні для групи виносу) відображають специфічні особливості геохімічної спеціалізації масивів. В першу чергу, це стосується кремнезему, який є типовим елементом групи перерозподілу у Чернігівському та Пенченгінському масивах, та групи виносу у Дубравинському. По-друге, поведінка натрію у перших двох масивах характеризується вираженим привнесенням (рис. 5.3 та рис. 5.9, відповідно), калію – перерозподілом (ЧКМ) або виносом (ПКМ) (рис. 5.3 та рис. 5.9, відповідно); натомість у третьому навпаки: натрію – перерозподілом, а калію – чітким привнесенням (рис. 5.6). По-третє, спостерігаються і деякі відмінності у поведінці мікроелементів, зокрема тих, що є типовими для карбонатитових масивів. Так, різна картина поведінки відмічена для ніобію – у Дубравинському масиві (що являється його головною характерною рисою та підтверджується

особливостями акцесорної мінералізації – відсутністю власних мінеральних фаз) спостерігається лише порівняно незначне привнесення цього елемента у фенітизовані гранітоїди з тенденцією виносу його з апогнейсових фенітів. Для двох інших масивів ніобій є типовим елементом групи привнесення. До останньої у ЧКМ та ДКМ чітко потрапляє барій, на відміну від його поведінки у породах ореолу ПКМ, вираженої у перерозподілі.

6.2 Зіставлення Чернігівського карбонатитового масиву з типовими комплексами центрального типу на прикладі Альньо (Швеція)

Геологічна характеристика

Більш детально геологічні особливості масивів Чернігівського та Альньо, а також їх фенітових ореолів розглянуті у розділі 3. Нижче узагальнено проводиться їх порівняння.

Карбонатитовий масив Альньо – класичний приклад масивів центрального типу, один з його найбільших за розміром представників (радіус масиву складає близько 2,5 км). Розташований у північній частині острова Альньо, поблизу північно-східного узбережжя Швеції. Приурочений до рифтової зони Свекофенського сегменту Балтійського щита. Масив характеризується кільцевою структурою, формування якої пов'язують з опусканням кальдери колишнього вулкану у неглибоку блюдцеподібну магматичну камеру [140]. Форма порід масиву представлена штоками, кільцевими дайками, пластовими інтрузіями та численними маленькими тілами різної морфології [157, 158]. У межах Альньо виділяють три центри магматичної активності: головний комплекс одноіменного острова (плутонічні лужні породи, карбонатити); прояв на ділянці Боренг – західна межа головного комплексу (карбонатити); інтрузія Сьорокер, розташована на материк північніше острова Альньо (мелітіові плутонічні породи, карбонатити). Крім цього, поблизу північної та північно-західної межі комплексу виявлено уламки карбонатитової брекчії з фрагментами мелілітитів та автолітів [153].

Чернігівський карбонатитовий масив є типовим представником лінійного структурно-морфологічного типу. Розташований у південно-західній частині Приазовського мегаблоку Українського щита, приурочений до зони глибинних розломів субмеридіонального простягання та має лінійно витягнуту форму у плані. Породи масиву утворюють серію крутопадаючих тіл різноманітної морфології, які залягають субзгідно до вміщуючих товщ та мають досить великі лінійні розміри (простежені по простяганню на 25-30 км при максимальній ширині комплексу ~1 км). У структурі ЧКМ виокремлюються два блоки (більший за розміром північний – Новополтавський та південний – Бегім-Чокракський), які у свою чергу розбиті на ряд менших блоків сіткою поперечних та діагональних розломів більш високих порядків [36, 37, 65, 126, 128, 129].

Головна інтрузія масиву Альньо складена чотирма серіями магматичних порід [158, 173] (у порядку формування): піроксенітами, йоліт-мельтейгіт-уртитами – нефеліновими сієнітами – карбонатитами. Породи йолітової серії (переважно мельтейгіти та йоліти) територіально домінують. Нефелінові сієніти перетинають породи йолітової серії [173]. Карбонатити представлені переважно кальцитовими різновидами (сьовітами) з незначною кількістю доломітових. Сьовіти в межах масиву складають великий шток, який розсічений невеликими дайками (шириною менше 50 см) доломітових карбонатитів.

Серед порід Чернігівського масиву, окрім власне карбонатитів, виділяють нефелінові сієніти, лужні піроксеніти, йоліти та мельтейгіти, які порівнюють з подібними утвореннями комплексів центрального типу [36, 65]. Однак, на відміну від останніх, перераховані ультраосновні породи мають досить обмежене поширення (лужні піроксеніти) або взагалі виявлені лише у вигляді включень у карбонатитах (йоліт-мельтейгіти). Карбонатити Чернігівського масиву [36] представлені кількома різновидами, що відрізняються за набором породоутворюючих мінералів: сьовіти (кальцитові з амфіболом, клінопіроксеном та біотитом у різних співвідношеннях); альвікіти (кальцитові з

флогопітом, олівіном, діопсидом/егірін-діопсидом, амфіболом); бефорсити – домінуючий різновид (кальцит-доломітові та суттєво доломітові з олівіном та флогопітом).

Сучасні оцінки віку формування масиву Альньо – 584 ± 13 млн р (Pb-Pb ізохрона за валовим складом порід – карбонатитів та лужних силікатних утворень) [173]. Його породи проривають докембрійські (палеопротерозойські, 1,92 – 1,85 млрд р. [144]) утворення фундаменту Балтійського щита, які представлені мігматизованими орто- та парагнейсами відносно сталого мінерального складу: кварц + мікроклін + плагіоклаз (олігоклаз) + біотит ± хлорит ± мусковіт; акцесорні: циркон ± апатит ± сфен; співвідношення між мафічними та салічними мінералами порід рами змінні [158]. Вміщуючі породи інтенсивно фенітизовані. Потужність ореолу складає не менше 500-600 м [152].

Сучасні оцінки віку формування утворень Чернігівського масиву складають $\sim 2,09 \pm 0,015$ млрд р [35]. Породи рами масиву представлені більшою, ніж у Альньо, кількістю різновидів – в різному ступені мігматизованими архейськими (2,6 – 2,7 млрд р [36]) метаморфітами: амфіболітами, піроксен-амфіболовими кристалосланцями, плагіо- та плагіоклаз-калішпатовими гнейсами піроксен-амфібол-біотитового, амфібол-біотитового та біотитового складу, а також граніт-аплітами та апліто-пегматоїдними гранітами жильної фази мігматитів. Потужний (перші сотні метрів) екзоконтактовий ореол лужних метасоматитів (фенітів), формується по всім перерахованим різновидам [126, 129].

Мінералого-петрографічні особливості фенітів

У даній роботі проведено петрографічне дослідження фенітизованих порід лише Чернігівського карбонатитового масиву (див. розділ 4). Дані для масиву Альньо використано з літературних джерел [152, 153, 157, 158].

Як зазначалось вище, вміщуючі породи масиву Альньо представлені мігматизованими гнейсами досить сталого складу (кварц + мікроклін + плагіоклаз (олігоклаз) + біотит ± хлорит ± мусковіт; акцесорні: циркон ± апатит

± сфен). За особливостями зміни їх структури та мінерального складу у процесі фенітизації новоутворені породи ранжуються за ступенем перетворення від слабо- та середньо- до сильно змінених. Процес метасоматичного перетворення супроводжується заміщенням кварцу, польових шпатів, біотиту та хлориту лужними піроксеном та амфіболом, новою генерацією польових шпатів, кальцитом, сфеном, флюоритом, апатитом. Новоутворені амфіболи у фенітах Альньо представлені рихтеритом, катофоритом, арфведсонітом, екерманітом. Склад піроксенів варіює між діопсидом, егірин-авгітом та егірином. У сильно фенітизованих породах (апогнейсових фенітах) первинні мінерали повністю зникають. Головними складовими є: егірин-авгіт та лужний польовий шпат (альбіт + мікроклін-пертит або альбіт + ортоклаз) з підпорядкованою кількістю лужного амфіболу, кальциту, сфену, флюориту та апатиту [157, 158]. На деяких ділянках масиву спостерігається дещо відмінна від описаних порід вузька зона фенітизації (так звані контактні феніти), що прилягає до великих дайок сьовітів та, очевидно, сформувалася під їх впливом [158]. Мінералогія таких контактних утворень значно відрізняється від більш розповсюджених різновидів фенітів. Головними породоутворюючими мінералами є ортоклаз ± альбіт та піроксен (егірин-авгіт (егірин-саліт) ± егірин), а другорядними: кальцит, меланіт, ± рихтерит, ± флогопіт, ± сфен, ± флюорит, ± апатит, ± нефелін, ± воластоніт [157, 158].

У Чернігівському карбонатитовому масиві в процесі фенітизації контрастних порід рами (кислих, середніх та основних) спостерігається поступова зміна парагенезисів, що (як і у випадку Альньо) дозволяє виділити слабо- та сильно фенітизовані відміни. Процес перетворення вміщуючих порід полягає у зникненні таких реліктових мінералів як кварц, плагіоклази (An_{10-30}), рогова обманка, підвищенні вмісту егіринового міналу клінопіроксенів та появи новоутвореної мінеральної асоціації: альбіт, мікроклін, лужні піроксени, амфіболи, флогопіт, кальцит, апатит, сфен тощо. При цьому процес фенітизації кислих, середніх та основних порід відбувається з дещо різною інтенсивністю. Так, у продуктах перетворення гранітоїдів можуть спостерігатися залишки

реліктового кварцу, а вміст новоутвореного мікрокліну значно перевищує вміст альбіту, що не характерно для апогнейсових та апоамфіболітових фенітів. Перетворення амфіболітів відбувається найменш інтенсивно – у фенітах може зберігатися до 10% реліктової рогової обманки та плагіоклазу. Загалом новоутворені феніти Чернігівського масиву мають наступний склад:

- апогранітні феніти (об.%): мікроклін-пертит (75-95), егірин-саліт або егірин-авгіт (1-10), альбіт (1-5), біотит (1), кальцит (<1), реліктовий олігоклаз (0-5), реліктовий кварц (0-8), апатит, циркон, сфен, рудні мінерали (магнетит, гематит, лімоніт, ільменіт, сфалерит, молібденіт, пірит);
- апогнейсові феніти (об.%): альбіт (50-70), мікроклін (10-25), біотит (5-10), егірин-саліт або егірин-авгіт (10-15), рихтерит або гастингсит (5-10), кальцит (1-5), апатит (1-5), сфен (1-2), реліктовий олігоклаз (0-5), рудні мінерали (магнетит, сульфіди) (до 3), циркон;
- апоамфіболітові феніти (об.%): мікроклін (15-20), альбіт (25-40), реліктовий олігоклаз (до 10), біотит (10-20), егірин та егірин-авгіт (15), реліктова рогова обманка (0-10), сфен (2-5), апатит (3), рудні мінерали (магнетит, сульфіди) (2), циркон, кальцит.

Дані щодо зміни мінеральних асоціацій в процесі фенітизації вміщуючих порід ЧКМ добре узгоджуються з одержаними раніше [36, 37, 126, 128, 129].

Таким чином, незважаючи на різноманітність вихідних порід Чернігівського масиву, які представлені більш широким набором відмін (кислі, середні, основні), ніж у масиві Альньо (середні), склад новоутворених фенітів в ореолах обох масивів подібний між собою [59]. Характеризується таким набором мінералів: польові шпати (мікроклін, ортоклаз, альбіт), лужні піроксени (егірин-авгіт, егірин-саліт, егірин), амфіболи, кальцит, сфен, апатит. Головні відмінності мінерального складу полягають у тому, що у фенітах Чернігівського масиву відсутній (або зустрічається рідко) ортоклаз, відсутній чистий егірин, амфіболи представлені переважно рихтеритом, гастингситом; серед акцесорних: відсутній флюорит, присутні рудні мінерали.

Геохімічні особливості фенітів

В обох масивах утворення фенітів супроводжується закономірним зростанням співвідношення $(Na+K)/Si$ на фоні помітного виносу кремнезему з вміщуючих порід масиву Альньо (рис. 5.10) та його перерозподілу у породах ЧКМ (рис. 5.1). Зважаючи на те, що вміщуючі породи масиву Альньо більш одноманітні та представлені виключно гнейсами, на відповідному графіку (рис. 5.10) чітко виділяється лише один ряд метасоматичного перетворення. Натомість у випадку Чернігівського масиву з підвищенням ступеня фенітизації контрастних типів вміщуючих порід (основні, середні, кислі) спостерігається закономірне зближення композицій новоутворених фенітів (рис. 5.1).

За особливостями поведінки у процесі фенітизації вихідних порід карбонатитових масивів Альньо та Чернігівського петрогенні та мікроелементи розподіляються між трьома групами: перерозподілу, привнесення та виносу (табл. 6.2).

Таблиця 6.2

Групи елементів з різною поведінкою

	Перерозподіл	Привнесення	Винос
Чернігівський	Si, Al, Ti, Ca, Mg, Fe, Mn, K, Zr, Mo, Pb, Cu, Cr	Na, P, La, Ce, Sr, Ba, Nb, Zn	V(?)
Альньо	Fe, Mg, Na, Ti, Rb	Ca, K, P, Mn, Sr, Ba, LREE	Si, Al(?), HREE

Набір елементів груп привнесення та меншою мірою перерозподілу досить подібний для обох масивів. Так, типовими елементами привнесення, що характерно для карбонатитових масивів загалом, є: P, Sr, Ba, LREE. Водночас присутні деякі відмінності у геохімічній спеціалізації: у ЧКМ кремнезем входить до групи перерозподілу (за рахунок виносу з кислих порід та привнесення у основні), у масиві Альньо Si виноситься з вміщуючих гнейсів; у ЧКМ натрій чітко потрапляє до групи привнесення, калій – до групи перерозподілу, для Альньо картина протилежна.

6.3 Короткі висновки

Таким чином, проведене порівняння структурно-морфологічних та речовинних особливостей лінійних карбонатитових масивів між собою та лінійного Чернігівського з центральним масивом Альньо дає можливість зробити наступні висновки:

- особливості зміни мінеральних асоціацій при фенітизації вихідних порід подібні в кожному з досліджених масивів (ЧКМ, ПКМ, ДКМ та Альньо) та полягають у: зникненні реліктових мінералів (кварцу, середніх плагіоклазів, рогової обманки); підвищенні вмісту егіринового міналу в клінопіроксенах; появі новоутвореного парагенезису: альбіт, мікроклін, лужні піроксени та амфіболи, флогопіт, кальцит; підвищенні вмісту апатиту (аж до рудних концентрацій) та сфену; в цілому близький набір акцесоріїв;
- основні риси поведінки петрогенних та мікроелементів у процесі фенітизації вихідних порід рами масивів Чернігівського, Дубравинського, Пенченгінського та Альньо дозволяють виділити групи елементів з різним типом поведінки (перерозподіл, привнесення, винос), які відображають відмінності в геохімічній спеціалізації масивів та знаходять своє відображення у мінеральній композиції новоутворених фенітів;
- у трьох досліджених лінійних масивах основним напрямком зміни контрастних типів вихідних порід у ході фенітизації є конвергенція мінеральних і хімічних композицій новоутворених фенітів, що підтверджується як для петрогенних, так і для мікроелементів.

Слід додати, що у довершення до проведеного у даному розділі порівняння у розділі 8 даної роботи наводиться спроба сформулювати геохімічні показники зональності фенітових ореолів: одного для масивів лінійного типу (на прикладі Чернігівського, Дубравинського та Пенченгінського); іншого для лінійного Чернігівського та центрального Альньо.

РОЗДІЛ 7

АКЦЕСОРНІ МІНЕРАЛИ ФЕНІТІВ ЧЕРНІГІВСЬКОГО КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСУ ЯК ІНДИКАТОРИ ЗОНАЛЬНОСТІ ЙОГО ФЕНІТОВОГО ОРЕОЛУ

У розділі 5 було розглянуто особливості хімічного складу утворень фенітових ореолів лінійних карбонатитових масивів (Чернігівського, Дубравинського та Пенченгінського), що дало можливість простежити геохімічну зональність породного рівня та оцінити ступінь перетворення вміщуючих порід. У даному розділі наведено результати дослідження розподілу елементів-домішок у найбільш розповсюджених акцесорних мінералах (циркон, апатит, сфен) з порід фенітового ореолу, які характеризують різні ступені перетворення провідних та контрастних за складом типів вихідних порід [33, 74, 83, 130, 131].

Враховуючи вкрай обмежений у кількісному та якісному відношенні об'єм наявної інформації, зокрема щодо складу акцесорних мінералів з порід фенітових ореолів, розподіл елементів-домішок в акцесорних мінералах (циркон, апатит, сфен) у повному об'ємі представлено для Чернігівського карбонатитового масиву. Однак по апатиту деякі дані наведено і для порід Пенченгінського масиву.

У ряді робіт [73, 126, 127, 131] було проаналізовано геохімічну інформативність домішкового складу найбільш розповсюджених акцесорних мінералів та запропоновано індикаторні пари ізоморфних елементів-домішок (Hf–Y для цирконів, Sr–Y для апатитів та сфенів), що найбільш доцільно використовувати для геохімічної класифікації цирконів, апатитів та сфенів з провідних типів ендегенних порід та руд.

7.1 Циркон

Циркон є одним з найбільш розповсюджених акцесорних мінералів ендогенних гірських порід різноманітного складу, зокрема метасоматитів різних типів. Застосування запропонованої [126, 127, 131] індикаторної пари (Hf–Y) ілюструє особливості домішкового складу цирконів, дозволяючи диференціювати їх на окремі групи, що відповідають вмщуючим циркони породам (рис. 7.1). Це дає можливість чітко відрізнити феніти (принаймні Чернігівського карбонатитового масиву) від деяких інших метасоматичних утворень з типових районів їх локалізації у межах Українського щита, зокрема від ураноносних альбітитів і метасоматитів, подібних до розвинених у межах Суцано-Пержанської зони (СПЗ). Виявлені особливості можна розглядати у якості потенційно надійного мінерало-геохімічного критерію відмінності метасоматитів різної формаційної належності та рудної спеціалізації [73, 74, 126, 127, 131].

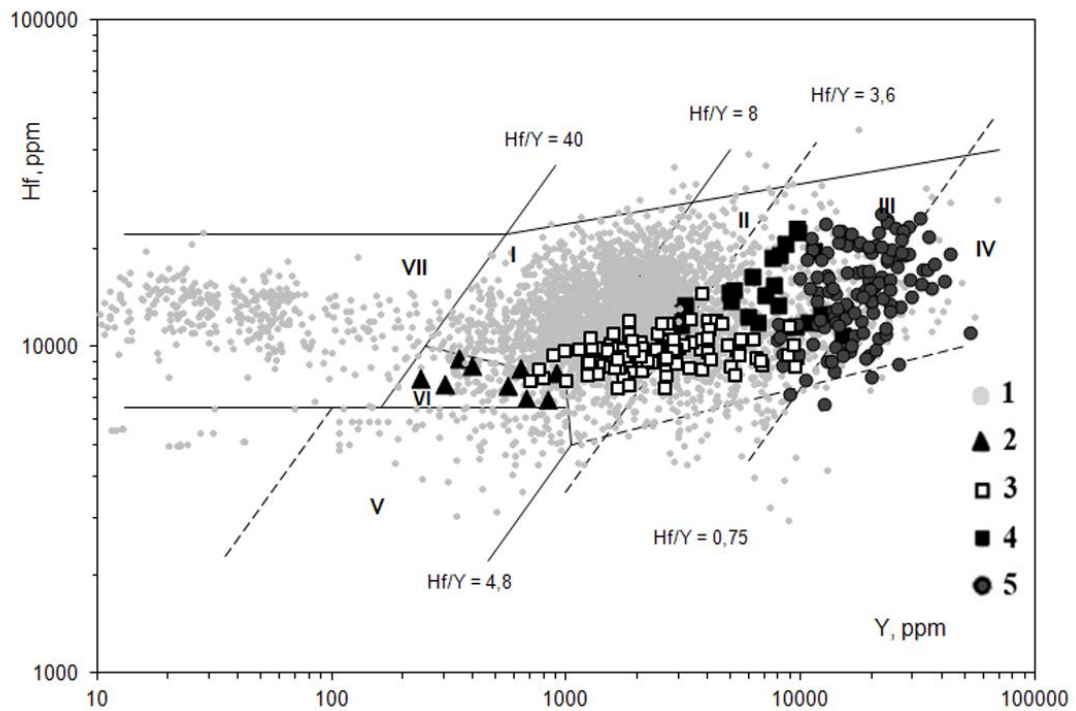


Рис. 7.1. Зіставлення домішкового складу акцесорних цирконів з метасоматитів різної формаційної приналежності і вмщуючих їх порід (Шнюков, 2003; Лазарева, 2006).

Продовження підпису до рисунку 7.1.

1 – репрезентативні композиції цирконів з різноманітних магматичних і метаморфічних утворень; 2 – циркони з типових фенітів ЧКМ; 3 – циркони з гранітоїдів Коростенського плутону; 4 – циркони з альбігітів центральної частини УЩ; 5 – циркони з метасоматитів СПЗ. Римськими цифрами на дискримінантній діаграмі Hf–Y вказані поля складу цирконів з: I – ультраосновних, основних і безкварцевих середніх порід; II – кварцвміщуючих порід середнього і помірно кремнекислого складу; III – гранітів підвищеної кремнекислотності та їх гідротермально змінених різновидів; IV – грейзенів; V – карбонатитів; VI – лужних порід, фенітів і карбонатитів деяких типів; VII – кімберлітів.

7.2 Апатит та сфен

Варіації складу акцесорних апатиту (ЧКМ, ПКМ) та сфену (ЧКМ) з вміщуючих порід та порід фенітового ореолу добре ілюструються за запропонованою [126, 127, 131] індикаторною парою Sr–Y (провідні елементи-домішки цих мінералів) (рис. 7.2). Як для апатиту, так і для сфену з контрастних за складом вихідних порід та порід фенітових ореолів спостерігається геохімічна зональність мінерального рівня, виражена у поступовій зміні мікроелементного складу їх новоутворених різновидів згідно зон метасоматичної колонки. Існуючі дискримінантні діаграми [126, 127, 131] дозволяють ідентифікувати типи контрастних за складом вихідних порід та оцінити ступінь їх перетворення. При цьому чітко спостерігається конвергенція композицій новоутворених акцесорних апатитів та сфенів [130, 131].

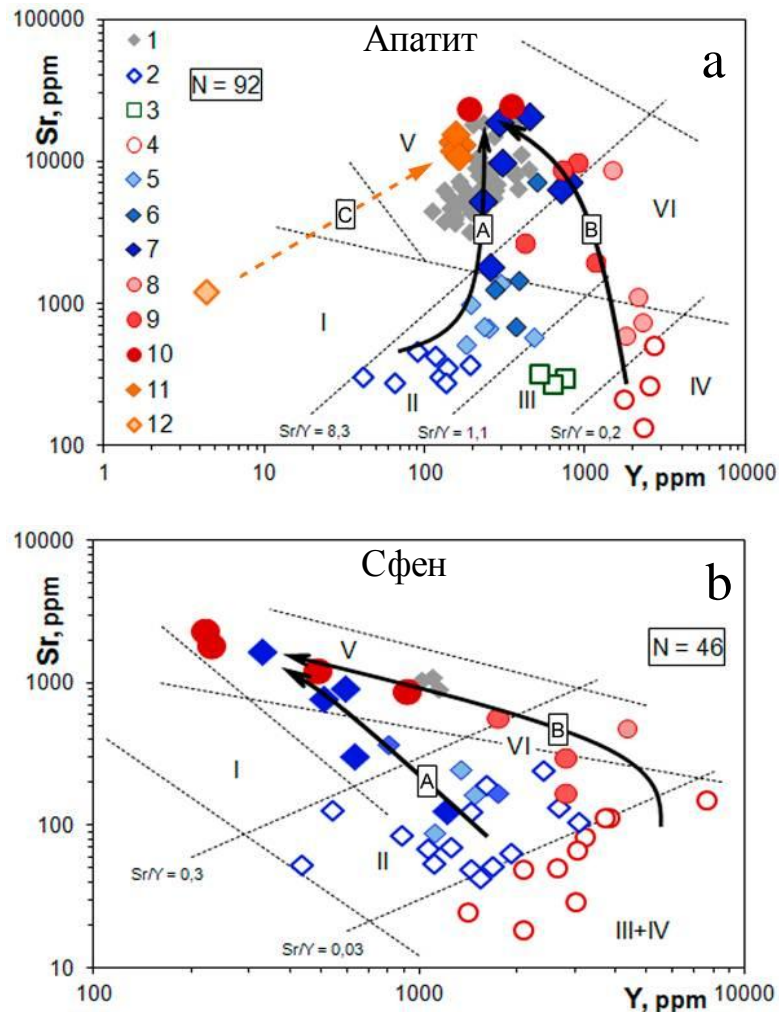


Рис. 7.2. Варіації складу акцесорних апатитів (а) та сфенів (б) у зональному фенітовому ореолі Пенченгінського та Чернігівського масивів (N – кількість зразків) [130, 131]. 1 – карбонатити ЧКМ; 2-4 – породи вміщуючої ЧКМ гнейсово-мігматитової товщі “базитового” (амфіболіти, кристалосланці, піроксенвміщуючі гнейси) (2) і “гранітоїдного” (біютитові гнейси і апліто-пегматоїдні граніти, 3 і 4, відповідно) складу; 5-10 – продукти їх метасоматичного перетворення (5-7 – слабо-, сильнофенітизовані “базити” і апобазитові феніти; 8-10 – слабо-, сильнофенітизовані “гранітоїди” і апогранітоїдні феніти, відповідно). Стрілки – напрямок зміни складу мінералів в апобазитовій (A) і апогранітоїдній (B) метасоматичних колонках ЧКМ та передбачуваний напрямок зміни в апокарбонатній ПКМ (C); 11 і 12 – склад апатитів з карбонатитів та мармурів ПКМ, відповідно. Римськими цифрами на дискримінантній діаграмі Sr–Y позначено статистично обґрунтовані поля складу апатитів з: I – метаморфічних карбонатних і силікатно-карбонатних порід; II – порід вапняно-лужного ряду ультраосновного, основного і середнього складу; III – те ж, помірно кремнекислі; IV – гранітів підвищеної кремнекислотності; V – карбонатитів, лужних порід і асоціюючих з ними метасоматитів (а також лерцолітів мантійних ксенолітів); VI – лужних метасоматитів (включаючи феніти).

7.3 Короткі висновки

Таким чином, встановлені закономірності розподілу елементів-домішок у акцесорних цирконах з утворень фенітового ореолу Чернігівського карбонатитового масиву можуть розглядатися у якості критерію для віднесення досліджуваних метасоматитів до фенітової групи. Особливості розподілу елементів-домішок у апатитах та сфенах з порід фенітових ореолів дозволяють ідентифікувати типи контрастних за складом вихідних порід, оцінити ступінь їх перетворення, а також чітко ілюструють конвергенцію композицій новоутворених акцесорних мінералів. Одержані результати підтверджують доцільність використання даних мікроелементного складу найбільш розповсюджених акцесорних мінералів фенітових ореолів у складі комплексу прогнозно-пошукових критеріїв, що дає можливість: уточнення їх морфології, встановлення та картування зональності, оптимізації номенклатури фенітів, а також дозволяє більш однозначно ідентифікувати пов'язані з фенітовими ореолами геохімічні аномалії, які вказують на наявність карбонатитових масивів. Саме тому в подальшому одним з перспективних напрямків можна вважати дослідження найбільш розповсюджених мінералів-концентраторів рідкісних елементів (перш за все, апатиту) із зональних фенітових ореолів інших, подібних до Чернігівського, масивів.

РОЗДІЛ 8

ПРОГНОЗНО-ПОШУКОВЕ ЗНАЧЕННЯ ОДЕРЖАНИХ РЕЗУЛЬТАТІВ

Промислове значення пов'язаної з карбонатитовими масивами корисної сировини, зокрема рідкіснометалевої (Nb, Ta, Zr, REE тощо), на сьогодні має тенденцію до зростання, що зумовлює необхідність розширення мінерально-сировинної бази. Досягнення цього можливе за рахунок дослідження так званих «закритих» регіонів з перспективою виявлення глибоко залягаючих рудоносних об'єктів. При цьому до складу комплексу прогнозно-пошукових критеріїв, з метою його вдосконалення, доцільно залучати обширні ореоли метасоматичного перетворення порід рами карбонатитових масивів – фенітові ореоли. Незважаючи на те, що у фенітах не виявлено значних промислових запасів зазначеної сировини, дані про їх структурно-морфологічні та композиційні особливості можуть виступати у якості потенційно важливого пошукового критерію. Зокрема, пов'язані з ореолами фенітизації геохімічні аномалії можуть досить надійно вказувати на наявність карбонатитових масивів, що особливо важливо у межах закритих територій, до яких належить і Український щит.

Проведене у даній роботі (див. розділ 5) дослідження особливостей хімічного складу утворень фенітових ореолів, а також поведінки петрогенних та мікроелементів у процесі їх формування по вихідним породам вивчених масивів лінійного (Чернігівський, Дубравинський, Пенченгінський) та центрального (Альньо) структурно-морфологічних типів дозволило виділити групи елементів з різною поведінкою у процесі фенітизації, яка характеризується: привнесенням, виносом та перерозподілом (таблиці 5.1-5.4) [32, 59, 94-96, 98, 112, 159, 160].

Зіставлення простежених особливостей розподілу хімічних елементів у породах перерахованих карбонатитових масивів та подібність набору елементів груп привнесення дозволило запропонувати мультиплікативні геохімічні показники зональності ореолів фенітизації [32, 59, 94-96, 98, 112, 159, 160]:

- спільний для масивів лінійного типу: $K_{univ1} = La \times Ce \times Sr$;
- спільний для лінійного Чернігівського масиву та центрального масиву Альнью: $K_{univ2} = Sr \times Ba$.

Обидва запропоновані показники: (1) об'єктивно відображають зростання рівня перетворення вміщуючих порід; (2) дозволяють прослідкувати зміну концентрацій головних корисних компонентів (Nb, P, LREE) у процесі фенітизації вміщуючих порід (рисунки 8.1-8.3); та, як наслідок, (3) значно розширюють розміри пошукової мішені, які фіксуються прямими петрографічними дослідженнями, що сприяє підвищенню ефективності прогнозно-пошукових робіт.

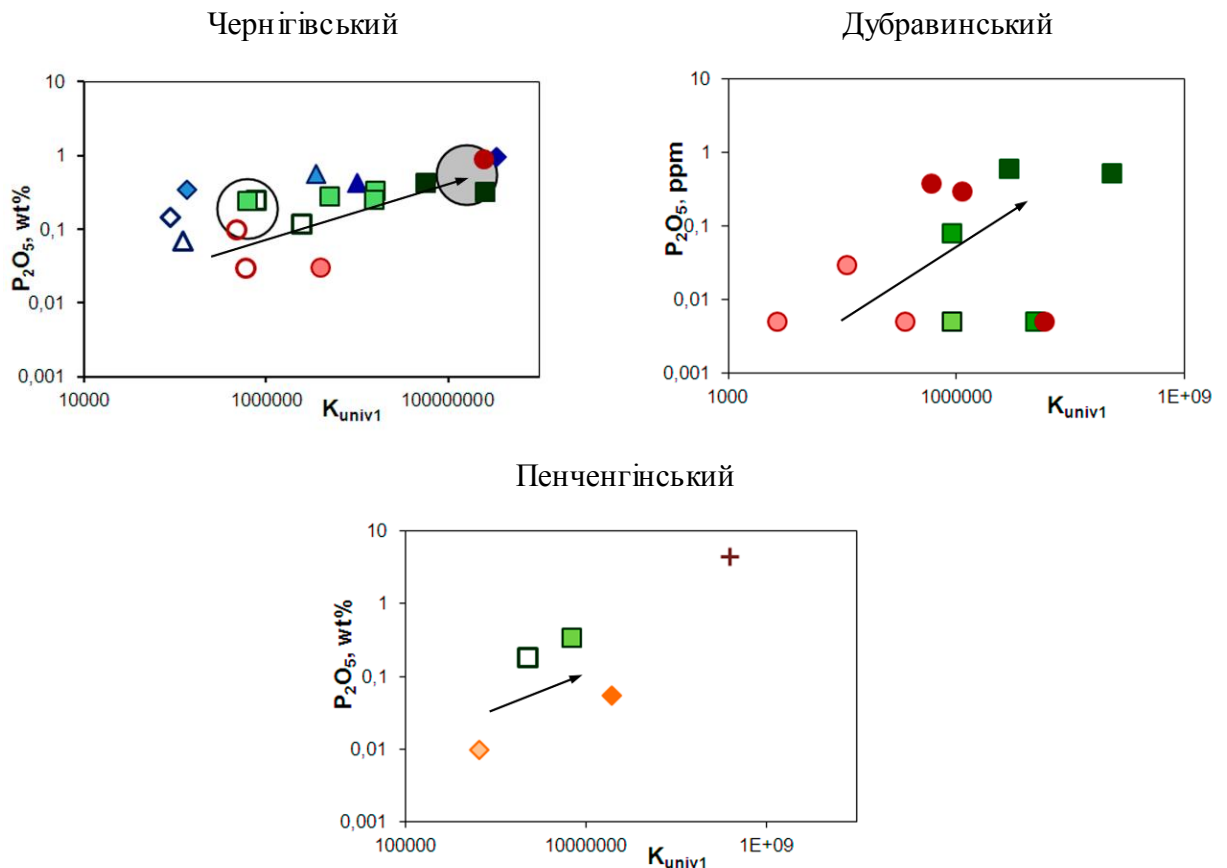


Рис. 8.1. Поведінка P_2O_5 в залежності від геохімічного показника зональності фенітових ореолів Чернігівського, Дубравинського та Пенченгінського масивів. Умовні позначення див. на рис. 5.1, 5.4 та 5.7, відповідно.

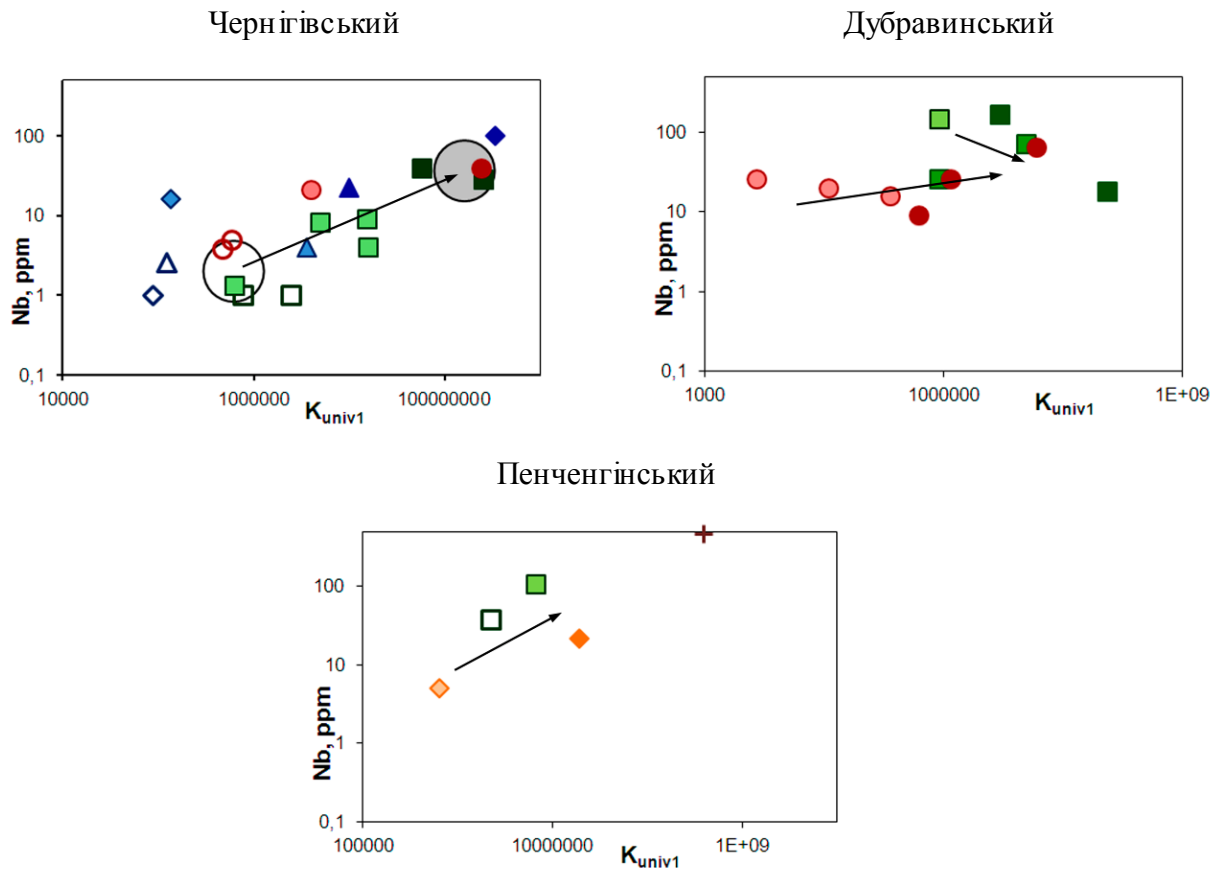


Рис. 8.2. Поведінка Nb в залежності від геохімічного показника зональності фенітових ореолів Чернігівського, Дубравинського та Пенченгінського масивів. Умовні позначення див. на рис. 5.1, 5.4 та 5.7, відповідно.

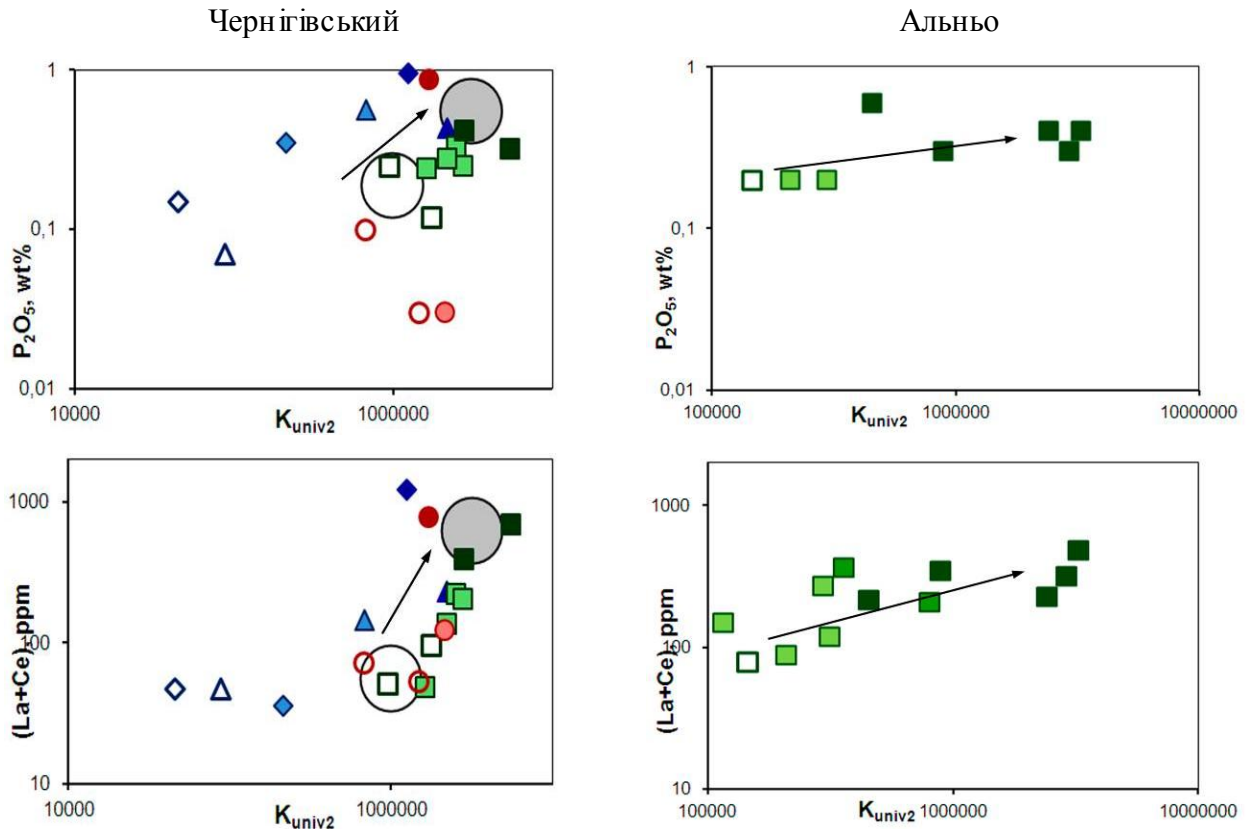


Рис. 8.3. Поведінка P_2O_5 та LREE в залежності від геохімічного показника зональності фенітових ореолів масивів Чернігівського та Альньо. Умовні позначення див. на рис. 5.1 та 5.10.

Як видно на графіках, значення показників закономірно зростає на декілька порядків з підвищенням ступеня фенітизації.

Звичайно, ефективність запропонованих показників можна підвищити, якщо ввести до їх складу рудні елементи. Але загалом можливість формування більш досконаліх показників, зокрема, спільних для масивів обох структурно-морфологічних типів, зараз обмежується відсутністю комплементарних для всіх вивчених масивів репрезентативних геохімічних даних. За наявності останніх було б можливим сформувані показники та коефіцієнти, які б дозволили не лише ідентифікувати фенітовий тип метасоматитів, а і диференціювати масиви лінійного та центрального типів при виконанні прогнозно-пошукових робіт. Зазначена обставина зумовлює актуальність подальших досліджень.

ВИСНОВКИ

Робота була присвячена комплексному дослідженню морфології, речовинного складу та геохімії процесу утворення фенітових ореолів карбонатитових масивів лінійного структурно-морфологічного типу, а також порівнянню їх з фенітовими ореолами карбонатитових масивів центрального типу.

Отримані автором результати проведеного дослідження можуть бути зведені у наступні висновки:

1. Фенітові ореоли карбонатитових масивів двох відмінних структурно-морфологічних типів, лінійного та центрального, характеризуються різною морфологією, що пов'язано з особливостями будови масивів та їх тектонічної позиції. Так, на відміну від переважно ізометричних фенітових ореолів, що оточують масиви центрального типу, ореоли лінійних масивів зазвичай характеризуються нерівномірною потужністю (аж до фрагментарності проявлення) та морфологічною асиметрією, яка найкраще виражена у випадку пологого падіння порід комплексу.

2. Простежені закономірності зміни речовинного складу типових породних різновидів, які характеризують ступені перетворення провідних та контрастних за складом вихідних порід досліджених лінійних карбонатитових масивів (Чернігівського, Дубравинського, Пенченгінського), та особливості зміни домішкового складу найбільш розповсюджених акцесорних мінералів (апатиту, сфену) з порід фенітових ореолів названих масивів підтверджують факт композиційної конвергенції контрастних вихідних порід у процесі фенітизації на породному та мінеральному рівнях, відповідно. Така конвергенція у перспективі може бути використана для оцінки ідеалізованої композиції фенітів максимального ступеня перетворення, рівноважної щодо фенітизуючого флюїду, що, в свою чергу, може надати додаткові можливості типізації карбонатитових масивів за рудним навантаженням та джерелом речовини.

3. Геохімічна зональність фенітових ореолів, розвинених по контрастним за складом вихідним породам, простежується на породному та мінеральному (акцесорні мінерали) рівнях. Так, за особливостями розподілу у породах кремнезему та сумарного вмісту лугів серед вихідних порід рами досліджених масивів виділяються контрастні типи (основні, середні та кислі для Чернігівського масиву; середні та кислі для Дубравинського; карбонатні та силікатні для Пенченгінського; середні для Альньо) та відповідні ряди їх фенітизації, в яких добре простежується ступінь інтенсивності метасоматичного перетворення. Подібна картина встановлюється і за закономірностями розподілу елементів-домішок у найбільш розповсюджених акцесорних мінералах (апатит, сфен), що також дає змогу ідентифікувати типи вихідних порід рами карбонатитових масивів та прослідкувати геохімічну зональність фенітового ореолу. Крім того, за особливостями варіації домішкового складу акцесорних цирконів з порід зональних фенітових ореолів з використанням існуючих дискримінантних діаграм можливим є встановлення приналежності метасоматичних змін до фенітового типу.

4. Встановлені закономірності поведінки петрогенних і мікроелементів у процесі фенітизації різноманітних за складом порід рами лінійних Чернігівського, Дубравинського та Пенченгінського масивів, а також масиву центрального типу Альньо відображають особливості процесу метасоматичного перетворення вміщуючих порід та відмінності в геохімічній спеціалізації масивів. Для кожного масиву можливе виділення груп елементів з різним типом поведінки: перерозподіл, привнесення, винос. Подібність набору елементів груп привнесення дозволяє запропонувати мультиплікативні геохімічні показники зональності ореолів фенітизації

– спільний для масивів лінійного типу: $K_{univ1} = La \times Ce \times Sr$;

– спільний для масивів Чернігівського та Альньо: $K_{univ2} = Sr \times Ba$.

Запропоновані показники: (1) об'єктивно відображають зростання рівня перетворення вміщуючих порід та дозволяють уточнити положення зовнішньої границі фенітового ореолу; (2) дозволяють прослідкувати зміну концентрацій

головних корисних компонентів (Nb, P, LREE) у процесі фенітизації порід рами карбонатитових масивів; (3) можуть сприяти більш точній ідентифікації фенітового типу метасоматичних перетворень; (4) як наслідок вищезазначеного – сприяють підвищенню ефективності прогнозно-пошукових робіт за рахунок збільшення розмірів пошукової мішені за межі, які фіксуються прямими петрографічними дослідженнями.

Таким чином, запропонований у роботі комплексний підхід до вивчення структурно-морфологічних особливостей фенітових ореолів лінійних карбонатитових масивів та закономірностей зміни речовинного складу вміщуючих (вихідних) порід різноманітного складу у процесі їх фенітизації може розглядатися, у першу чергу, в якості рекомендацій щодо вдосконалення ефективності існуючого комплексу критеріїв прогнозування та пошуків карбонатитових масивів. Остання теза є особливо важливою для спрощення технології та, як наслідок, зменшення собівартості геолого-пошукових робіт в умовах закритих територій, до яких належить більша частина Українського щита.

На думку автора, актуальним завданням подальших досліджень може бути розробка критеріїв розбраковки геохімічних аномалій за приналежністю до одного з двох структурно-морфологічних типів карбонатитових масивів – лінійного чи центрального. Вирішення цього завдання можливе за наявності для фенітових ореолів масивів обох типів геохімічних даних, комплементарних за набором елементів та репрезентативних як на породному, так і на мінеральному рівнях.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Азия : Тектоническая карта масштаба 1:60000000 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: – http://www.mining-enc.ru/images/azija_tektonicheskaja_karta_resize.jpg
2. Алтухов Е. Н. О закономерностях размещения карбонатитов / Е. Н. Алтухов, Е. А. Похвиснена // Доклады АН СССР. – 1988. – Т. 298. – № 3. – С. 684-687.
3. Афанасьев Б. В. Минеральные ресурсы щёлконо-ультраосновных массивов Кольского полуострова / Б. В. Афанасьев. – СПб. : Изд-во «Роза ветров», 2011. – 224 с.
4. Африка : Тектоническая карта масштаба 1:40000000 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: – <http://www.mapsmaps.ru/wp-content/uploads/2011/02/01africamapgeo843.gif>
5. Багдасаров Ю. А. Геохимические особенности апатитовой минерализации Дубравинского месторождения карбонатитов / Ю. А. Багдасаров // Доклады АН СССР. – 1985. – Т. 280. – № 2. – С. 479-483.
6. Багдасаров Ю. А. Геохимические особенности карбонатитов и сопровождающих их силикатных пород щелочно-карбонатитового массива Томтор (Вост. Прианбарье, Якутия) / Ю. А. Багдасаров // Геохимия. – 1997. – № 1. – С. 10-20.
7. Багдасаров Ю. А. Главнейшие геохимические особенности карбонатитов линейно-трещинного формационного типа / Ю. А. Багдасаров, С. М. Ляпунов // Доклады АН СССР. – 1988. – Т. 298. – № 3. – С. 702-706.
8. Багдасаров Ю. А. К вопросу о рациональной систематике пород "карбонатитового семейства" / Ю. А. Багдасаров // Отечественная геология. – 2008. – № 1. – С. 87-93.
9. Багдасаров Ю. А. Линейно-трещинные тела карбонатитов – новая субформация ультраосновных-щелочных карбонатитовых комплексов /

- Ю. А. Багдасаров // Доклады АН СССР. – 1979. – Т. 248. – № 2. – С. 412-415.
10. Багдасаров Ю. А. О «новом типе» карбонатитоподобных пород и границах термина «карбонатит» / Ю. А. Багдасаров // Отечественная геология. – 2006. – № 1. – С. 83-85.
 11. Багдасаров Ю. А. О главных петро- и геохимических особенностях карбонатитов линейного типа и условиях их образования / Ю. А. Багдасаров // Геохимия. – 1990. – № 8. – С. 1108-1119.
 12. Багдасаров Ю. А. О полиформационности карбонатитов и объеме термина «карбонатит» / Ю. А. Багдасаров // ЗВМО. – 1992. – № 2. – С. 110-116.
 13. Багдасаров Ю. А. О принципиальной возможности выделения критериев прогнозирования и оценки рудоносности карбонатитовых массивов / Ю. А. Багдасаров // Разведка и охрана недр. – 2007. – № 4. – С. 16-22.
 14. Багдасаров Ю. А. Особенности геологического положения и радиологический возраст нового проявления карбонатитов в районе КМА / Ю. А. Багдасаров, С. Н. Вороновский, Л. В. Овчинникова // Доклады АН СССР. – 1985. – Т. 282. – № 2. – С. 404-408.
 15. Багдасаров Ю. А. Особенности распределения примесного урана в зоне линейно-трещинных тел карбонатитов / Ю. А. Багдасаров, Л. А. Березина // Доклады АН СССР. – 1981. – Т. 259. – № 6. – С. 1470-1474.
 16. Багдасаров Ю. А. Редкометальный рудный потенциал магматических и гидротермально-метасоматических карбонатитов / Ю. А. Багдасаров // Геология рудных месторождений. – 1994. – Т. 36. – № 4. – С. 326-335.
 17. Багдасаров Ю. А. Сравнительная характеристика и вопросы генезиса крупнейших фосфорно-редкометальных карбонатитовых месторождений мира / Ю. А. Багдасаров // Геология рудных месторождений. – 2005. – Т. 47. – № 1. – С. 70-79.
 18. Багдасаров Ю. А. Условия образования и источник вещества карбонатитов Дубравинского проявления по данным изотопии серы, кислорода и

- углерода / Ю. А. Багдасаров, Е. Д. Сынгаевский // Доклады АН СССР. – 1989. – Т. 304. – № 4. – С. 956-960.
19. Бардина Н. Ю. Фениты: систематика, условия формирования и значения для корового магмообразования / Н. Ю. Бардина // ЗВМО. – 1994. – Ч. 123. – № 6. – С. 1-19.
 20. Бочаров В. Л. Апатит-магнетит-силикатные руды Дубравинского карбонатитового месторождения КМА / В. Л. Бочаров // Вестник ВГУ. – Сер. геол. – 2008. – № 1. – С. 94-103.
 21. Бочаров В. Л. Апатитоносность карбонатитового комплекса КМА / В. Л. Бочаров, В. В. Багдасарова, В. И. Белых // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1986. – № 9. – С. 81-88.
 22. Бочаров В. Л. Апатитоносные карбонатиты КМА / В. Л. Бочаров, С. М. Фролов. – Воронеж : Изд-во МП «Петровский сквер», 1992. – 123 с.
 23. Бочаров В. Л. Апатитоносные карбонатиты КМА и особенности распределения в них редких элементов / В. Л. Бочаров // Вестник ВГУ. – Сер. геол. – 2007. – № 2. – С. 140-151.
 24. Бочаров В. Л. Геохимия апатит-магнетитовых руд в щелочно-карбонатитовом комплексе КМА / В. Л. Бочаров // Тезисы докладов – мат-лы Международной конференции «Геохимия магматических пород. Школа “Щелочной магматизм Земли”». – Москва. – 2000. – С. 29-30.
 25. Бочаров В. Л. Петролого-генетическая модель докембрийских карбонатитов КМА / В. Л. Бочаров // Тезисы докладов – мат-лы Международной конференции «Геохимия магматических пород. Школа “Щелочной магматизм Земли”». – Москва, 2000. – С. 30-31.
 26. Бурцева М. В. Первые данные изучения флюидных включений в фенитах щелочно-основного карбонатитового комплекса Амба Донгар, Индия. [Электронный ресурс] / М. В. Бурцева, А. Г. Дорошокевич. – Режим доступа: – <http://www.minsoc.ru/viewreports.php?cid=163&rid=613>
 27. Верниковская И. В. Щелочные комплексы Татарско-Ишимбинской зоны Енисейского кряжа: новые данные о возрасте // Тезисы докладов – мат-лы

- Международной Научной Студенческой Конференции «Студент и Научно-Технический прогресс»: Геология (Новосибирск, 11-15 апреля 2009). – Новосибирск : НГУ, 2009. – С. 51–52.
28. Верниковский В. А. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа / В. А. Верниковский, А. Е. Верниковская // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 1. – С. 35-52.
 29. Вещественный состав и возраст Пенченгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский кряж / В. В. Врублевский, Б. Г. Покровский, Д. З. Журавлев, Г. Н. Антошин // Петрология. – 2003. – Т. 11. – № 2. – С. 145-163.
 30. Владыкин Н. В. Формационные типы карбонатитов, их геохимия и генезис. [Электронный ресурс] / Н. В. Владыкин. – Режим доступа: – <http://geo.web.ru/conf/alkaline/2006/index01.html>
 31. Геологический словарь: в 2-х томах / [ред. К. Н. Паффенгольца и др.] – М. : Недра, 1978. – Т. 2 (Н–Я). – 456 с.
 32. Геохимические особенности формирования метасоматических ореолов Пенченгинского (Енисейский кряж) и Черниговского (Украинский щит) карбонатитовых массивов линейного структурно-морфологического типа / С. Е. Шнюков, И. И. Лазарева, Ю. Е. Никанорова, В. Р. Морозенко // Тезисы докладов – Материалы научной конф. «Теоретические вопросы и практика исследования метасоматических пород и руд» (Киев, 14-16 марта 2012 г.). – К. : ИГМР, 2012. – С. 93-94.
 33. Геохимическое моделирование магматических и магматогенно-гидротермальных систем как основа интерпретационной составляющей геологических депозитариев / И. И. Лазарева, С. Е. Шнюков, С. П. Савенок [и др.] // Тези доповідей – Матеріали Х міжнар. наук. конф. «Моніторинг геологічних процесів та екологічного стану середовища» (Київ, 17-20 жовтня 2012 р.). – К. : ВГЛ “Обрії”, 2012. – С. 240-243.
 34. Геохронология и магматические источники щелочных пород и карбонатитов Южного Заангарья, Енисейский кряж / В. В. Врублевский,

- А. М. Сазонов, И. Ф. Гертнер [и др.] // Изв. Томского политехнического ун-та. Геология и полезные ископаемые. – 2012. – Т. 320. – № 1. – С. 63-70.
35. Геохронология крупных геологических событий в Приазовском блоке УЩ. / Н. П. Щербак, В. Н. Загнитко, Г. В. Артеменко, Е. Н. Бартницкий // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Т. 21. – С. 112-129.
36. Глевасский Е. Б. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья / Е. Б. Глевасский, С. Г. Кривдик. – К. : Наук. думка. – 1981. – 228 с.
37. Глевасский Е. Б. Фениты Черниговского карбонатитового комплекса (Приазовье) / Е. Б. Глевасский, С. Г. Кривдик // Геол. журнал. – 1978. – Т. 38. – № 4. – С. 77-89.
38. Глевасский Е. Б. Щелочные сиениты, твейтозиты и нордмаркиты Черниговского карбонатитового массива / Е. Б. Глевасский, С. Г. Кривдик // Геол. журнал. – 1980. – Т. 40. – № 6. – С. 83-93.
39. Донской А. Н. Специализация щелочных массивов протерозойского возраста / А. Н. Донской // Зб. наук. праць ІГНС НАН та МНС України "Геохімія та екологія". – 2008. – Вип. 16. – С. 98-109.
40. Дунаев В. А. Геологическое строение и особенности генезиса Дубравинского массива щелочных пород и карбонатитов (КМА) / В. А. Дунаев // Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2006. – № 5. – С. 31-35.
41. Евдокимов М. Д. Фениты Турьинского щелочного комплекса Кольского полуострова / М. Д. Евдокимов. – Л. : Изд-во Ленинградского ун-та. – 1982. – 248 с.
42. Егоров Л. С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймечакотуйского комплекса Полярной Сибири) / Л. С. Егоров. – Л. : Недра. – 1991. – 260 с.
43. Егоров Л. С. О генетической определенности понятия «карбонатит» / Л. С. Егоров // ЗВМО. – 1990. – Вып. 1. – С. 134-146.
44. Егоров Л. С. Проблема полиформационности карбонатитов и псевдокарбонатиты / Л. С. Егоров // ЗВМО. – 1990. – Вып. 3. – С. 99-109.

45. Еремин Н. И. Апатитовое месторождение Сиилинъярви, Финляндия [Электронный ресурс] / Н. И. Еремин. – Режим доступа: – http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1172887&uri=glava_1.htm
46. Жабин А. Г. О новом типе карбонатитовых проявлений в связи со щелочным комплексом Вишневых-Ильменских гор на Урале / А. Г. Жабин // Доклады АН СССР. – 1959. – Т. 128. – № 5. – С. 1020-1022.
47. Жуков Г. В. Об открытии фосфатной минерализации в Западном Приазовье / Г. В. Жуков, В. А. Вархотов, И. И. Сахацкий // Геол. журн. – 1973. – Т. 33. – № 5. – С. 144-146.
48. Забродин В. Ю. Новый комплекс щелочных-основных пород и карбонатов в Енисейском кряже / В. Ю. Забродин, А. А. Малышев // Доклады АН СССР. – 1975. – Т. 223. – № 5. – С. 1223-1226.
49. Загнитко В. Н. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита / В. Н. Загнитко, И. П. Луговая. – Киев : Наукова думка, 1989. – 316 с.
50. Загнитко В. Н. Изотопная геохимия щелочных пород и карбонатитов Украины [Электронный ресурс] / В. Н. Загнитко, С. Г. Кривдик. – Режим доступа: – <http://geo.web.ru/conf/alkaline/2002/>
51. Загнитко В. Н. Изотопно-геохимические доказательства участия корового материала в образовании некоторых пород щелочно-ультраосновной формации Украинского щита [Электронный ресурс] / В. Н. Загнитко, С. Г. Кривдик, А. В. Дубина. – Режим доступа: – <http://geo.web.ru/conf/alkaline/2006/index12.html>
52. Загнитко В. Н. Фации глубинности и геохимические характеристики карбонатитов Украины [Электронный ресурс] / В. Н. Загнитко, С. Г. Кривдик. – Режим доступа: – <http://geo.web.ru/conf/alkaline/2007/22.pdf>
53. Изотопный состав стронция в карбонатитах СССР / В. С. Самойлов, Г. С. Плюсина, Г. П. Сандимирова, Е. А. Чернышева // Доклады АН СССР. – 1978. – Т. 238. – № 6. – С. 1451-1454.

54. Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов / Ю. Л. Капустин. – М. : Наука, 1971. – 287 с.
55. Капустин Ю. Л. О происхождении карбонатитов / Ю. Л. Капустин // ЗВМО. – 1976. – Вып. 3. – С. 329-343.
56. Капустин Ю. Л. Особенности фенитизации вокруг тел карбонатитов / Ю. Л. Капустин // Изв. АН УССР. Сер. геол. – 1982. – № 9. – С. 48-60.
57. Карбонатитовая зона Украинского щита / Ю. Л. Капустин, Э. М. Лапицкий, В. Т. Погребной [и др.] // Советская геология. – 1977. – № 9. – С. 80-92.
58. Карбонатитовая рудная зона в Воронежском кристаллическом массиве / Л. Т. Жирова, В. П. Дмитриев, Ю. Н. Ермаков, С. В. Котельников // Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1986. – № 11. – С. 40-47.
59. Карбонатитові комплекси центрального та лінійного структурно-морфологічних типів: зіставлення фенітових ореолів на прикладі масивів Альньо (Швеція) та Чернігівського (Україна) / С. Є. Шнюков, І. І. Лазарева, Ю. Є. Никанорова, О. В. Ковтун // Мінеральні ресурси України. – 2015. – Вип. 1. – С. 20-26.
60. Карбонатиты северо-западного Приазовья / Э. М. Лапицкий, Е. Н. Качанов, М. В. Миткеев, А. И. Никонов // Геол. журнал. – 1974. – Т. 34. – № 2. – С. 144-145.
61. Карта разломно-блоковой тектоники Украинского щита масштаба 1:1000000 / Ред. Г. И. Каляев. – Киев : Мингео УССР, 1984.
62. Кирикилиця С. І. Виділення української апатитоносної провінції лужних порід і карбонатитів / С. І. Кирикилиця, Є. Я. Марченко, Г. Г. Коньков // Доповіді АН УССР. Сер. Б. – 1977. – № 1. – С. 14-17.
63. Ковдорский щелочно-ультраосновной карбонатитовый массив: новые петрологические и геохимические характеристики пород / Е. Г. Балаганская, А. Верхульст, Д. Демафф, Р. П. Лиферович // Тезисы докладов – мат-лы Международной конференции «Геохимия

магматических пород. Школа “Щелочной магматизм Земли”» / Москва, 2000. – С. 20-21.

64. Кривдик С. Г. Зависимость геохимических и минералогических особенностей щелочно-ультраосновных комплексов Украинского щита от глубины эрозионного среза [Электронный ресурс] / С. Г. Кривдик, А. В. Дубина. – Режим доступа: – http://alkaline2008.narod.ru/abs/Kryvdik_2
65. Кривдик С. Г. Петрология щелочных пород Украинского щита / С. Г. Кривдик, В. И. Ткачук. – К. : Наук. думка, 1990. – 406 с.
66. Кривдик С. Г. Сопоставление линейно-вытянутых Черниговского (Украинский щит) и Ильмено-Вишневогорского (Урал) щелочно-карбонатитовых комплексов [Электронный ресурс] / С. Г. Кривдик. – Режим доступа: – <http://geo.web.ru/conf/alkaline/2006/index06.html>
67. Кривдик С. Г. Щелочной магматизм Приазовья / С. Г. Кривдик, Н. В. Безсмолова, А. В. Дубина // Наукові праці УкрНДМІ НАН України. – 2009. – № 5 (частина II). – С. 158-166.
68. Кривдик С. Г. Щелочные метасоматиты Приазовского и Ингульского мегаблоков Украинского щита (геология, петрография, геохимия) / С. Г. Кривдик, В. Г. Моргун // III Міжнарод. наук.-техн. конф. "Гірнична геологія, геомеханіка і маркшейдерія" : Зб. наук. праць. – Донецьк, 2011. – № 9. – Ч. 2. – С. 216–238.
69. Кривдік С. Г. Лужний магматизм Українського щита: геохімічні та петрогенетичні аспекти / С. Г. Кривдік // Мінерал. журнал. – 2000. – Т. 22. – № 2/3. – С. 48-56.
70. Кривдік С. Г. Особливості лужного магматизму Українського щита / С. Г. Кривдік // Мінерал. журнал. – 2005. – Т. 27. – № 3. – С. 41-49.
71. Кривдік С. Г. Типи лужних метасоматитів Українського щита та фації їх глибинності / С. Г. Кривдік, В. Г. Моргун, О. В. Дубина // Геохімія та рудоутворення. – 2012. – Вип. 31-32. – С. 4-11.
72. Кривдік С. Г. Типохімізм мінералів лужно-ультраосновних комплексів Українського щита як індикатор глибинності їх формування /

- С. Г. Кривдік, О. В. Дубина // Мінерал. журнал. – 2006. – Т. 28. – № 1. – С. 73-83.
73. Лазарева І. І. Геохімія процесів формування метасоматитів Суцано-Пержанської зони та їх найбільш розповсюджених акцесорних мінералів (Український щит) : Автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук. : спец. 04.00.02 – «геохімія» / ІГМР НАН України // І. І. Лазарева. – Київ, 2006. – 21 с.
74. Лазарева І. І. До питання про можливість визначення стадійності формування акцесорних мінералів магматогенно-гідротермальних утворень засобами геохімічного моделювання / І. І. Лазарева, С. Є. Шнюков, О. А. Хлонь // Записки Українського мінералогічного товариства. – 2008. – Т. 5. – С. 105-114.
75. Лапин А. В. Карбонатиты зоны Татарского глубинного разлома на Енисейском кряже / А. В. Лапин, В. В. Плошко, А. А. Малышев // Геология рудных месторождений. – 1987. – № 1. – С. 30-45.
76. Левин В. Я. Карбонатиты щелочной провинции Ильменских-Вишневых гор на Урале / В. Я. Левин, Б. М. Роненсон, И. А. Левина // Доклады АН СССР. – 1978. – Т. 240. – № 4. – С. 930-933.
77. Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор (формации нефелиновых сиенитов Урала) / В. Я. Левин. – М. : Наука, 1974. – 222 с.
78. Лугова І. П. Відношення O^{18}/O^{16} і C^{13}/C^{12} в карбонатитах Чернігівської зони і проблема їх генезису / І. П. Лугова, С. Г. Кривдік, В. М. Загнітко // Доклады АН УССР. Сер. Б. – 1978. – № 1. – С. 21-24.
79. Марченко Є. Я. Геологічні моделі утворення Новополтавського фосфатно-рідкіснометалевого і Азовського рідкіснометалевого ендегенних родовищ (Український щит) / Є. Я. Марченко // Зб. наук. пр. Укр. держ. геологорозв. ін-ту. – 2006. – № 3. – С. 38-44.
80. Матвийчук М. В. Геохимия карбонатитов Балтийского и Украинского щитов / М. В. Матвийчук // Геология, полезные ископаемые и геоэкология Северо-Запада России : Материалы XVII молодежной научной

конференции, посвященной памяти К. О. Кратца. – Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2006. – С. 155-157.

81. Матвійчук М. В. Геохімія рідкіснометалевого рудоутворення в докембрійських лужних породах та карбонатитах Приазовського блоку Українського щита : Автореф. дис. на здобуття наук. ступеню канд. геол. наук : спец. 04.00.02 – «геохімія» / ІГМР ім. М. П. Семененка НАН України // М. В. Матвійчук. – Київ, 2002. – 19 с.
82. Металлогения магматических комплексов внутриплитовых геодинамических обстановок / [Ю. А. Багдасаров, Г. С. Гусев, А. В. Гуцин и др.] ; под ред. Н. В. Межеловского. – М. : ГЕОС. – 2001. – 640 с.
83. Микроэлементный состав сквозных акцессорных минералов как критерий формационной принадлежности, зональности и этапов формирования / С. Е. Шнюков, И. И. Лазарева, В. Р. Морозенко, Ю. Е. Никанорова // Тезисы докладов – Материалы научной конф. «Теоретические вопросы и практика исследования метасоматических пород и руд» (Киев, 14-16 марта 2012 г.) – К. : ИГМР, 2012. – С. 90-93.
84. Минералогия Приазовья / [Лазаренко Е. К., Лавриненко Л. Ф., Бучинская Н. И. и др.]. – К. : Наукова думка, 1981. – 432 с.
85. Минералого-геохимические особенности нефелиновых пород Украинского щита / В. Ю. Осипенко, Ю. Е. Никанорова, С. Е. Шнюков, И. И. Лазарева // Тезисы докладов – XII Международная научно-практическая конференция «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, 08-10 апреля 2015 г.). – Москва, 2015 г. – Т. 1. – С. 240.
86. Модель формирования вулканических и вулканогенно-осадочных образований острова Десепшен (Западная Антарктида): исходные данные для моделирования / С. Е. Шнюков, И. И. Лазарева, Е. А. Хлонь [и др.] // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2013. – № 1. – С. 44-65.

87. Моралев В. М. О первой находке карбонатитов в Индии / В. М. Моралев, А. А. Эльянов // Геология месторождений редких элементов. – 1972. – Вып. 35. – С. 142-146.
88. Москалева В. Н. Закономерности размещения и эволюция щелочного магматизма на территории Балтийского щита / В. Н. Москалева, М. П. Орлова // Регион. геология и металлогения. – 1994. – № 3. – С. 21-29.
89. Недосекова И. Л. Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Урал, Россия): геохимические и изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf данные / И. Л. Недосекова // Литосфера. – 2012. – № 5. – С. 77-95.
90. Недосекова И. Л. Карбонатиты Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса: геология, вещественный состав, возраст, геохимия, источники вещества [Электронный ресурс] / И. Л. Недосекова, С. В. Прибавкин. – Режим доступа: – <http://web.ru/conf/alkaline/2006/index11.html>
91. Недосекова И. Л. Карбонатиты Ильмено-Вишневогорского комплекса: геохимические и генетические особенности, роль силикатно-карбонатной несмесимости и флюидно-гидротермальных процессов в карбонатитообразовании / И. Л. Недосекова, С. В. Прибавкин // Ежегодник-2008 : Тр. ИГГ УрО РАН. – 2009. – Вып. 156. – С. 166–175.
92. Недосекова И. Л. Новые данные по карбонатитам Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Южный Урал, Россия) / И. Л. Недосекова // Геология рудных месторождений. – 2007. – Т. 49. – № 2. – С. 146-164.
93. Неопротерозойское анорогенное магматическое событие на Енисейском кряже: новые геохимические и изотопно-геохронологические данные / А. Е. Верниковская, В. А. Верниковская, Е. Б. Сальников [и др.] // Доклады РАН. – 2005. – Т. 403. – № 5. – С. 656-660.
94. Никанорова Ю. Е. Геохимические особенности метасоматической зональности линейных карбонатитовых комплексов Украинского щита, Енисейского кряжа и Воронежского кристаллического массива /

- Ю. Е. Никанорова, С. Е. Шнюков, И. И. Лазарева // Тезисы докладов – «Уральская минералогическая школа-2013», посвященная минералогии, петрографии и геохимии метасоматических процессов : Сборник статей студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля (Екатеринбург, 25-27 сентября 2013 г.). – Екатеринбург : Изд. ИГГ УрО РАН, 2013. – С. 94-99.
95. Никанорова Ю. Є. Карбонатитові комплекси лінійного типу як важлива складова регіональних геологічних депозитаріїв: особливості метасоматичної зональності (на прикладі масивів Українського, Воронежського щитів та Єнісейського кряжу) / Ю. Є. Никанорова, С. Є. Шнюков, І. І. Лазарева // Тези доповідей – Природничі музеї та їх роль в освіті і науці : Матеріали Міжнародної наукової конференції (Київ, 27-30 жовтня 2015 р.). – Київ, 2015. – Ч. 1. – С. 85-87.
96. Никанорова Ю. Е. Особенности формирования метасоматических ореолов линейных карбонатитовых комплексов Украинского щита, Енисейского кряжа и Воронежского кристаллического массива / Ю. Е. Никанорова, В. Ю. Осипенко // Modern Science. – 2015. – Вып. 1. – С. 133-141.
97. Орлова М. П. Тектоническая позиция и морфоструктура Ковдорского щелочно-ультраосновного массива (Кольский полуостров) / М. П. Орлова, В. М. Рыжкова // Региональная геология и металлогения. – 2008. – № 36. – С. 19-27.
98. Подібність та відмінності ореолів фенітизації Пенченгінського та Чернігівського карбонатитових масивів / С. Є. Шнюков, І. І. Лазарева, Ю. Є. Никанорова, В. Р. Морозенко // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2014. – Вып. 4. – С. 28-33.
99. Пожарицкая Л. К. Особенности состава силикатных пород Черниговской зоны (Приазовье) / Л. К. Пожарицкая, Р. В. Вилькович // Геохимия. – 1983. – № 7. – С. 1013-1023.
100. Постельников Е. С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии / Е. С. Постельников // АН СССР, Ордена трудового

- красного знамени геол. ин-т : Труды. – М. : Наука. – 1980. – Вып. 341. – С. 62-65.
101. Природные ресурсы Красноярского края : специализированное информационно-аналитическое издание [Электронный ресурс] // Красноярск : РИА "ТВ-Фактор", 2009. – Режим доступа: – <http://nrkr.ru/#2009>
102. Прогнозирование рудопроявлений редких элементов Украинского щита / [Е. М. Шеремет, С. Н. Стрекозов, С. Г. Кривдик и др.]. – Донецк : «Вебер» (Донецкое отделение), 2007. – 220 с.
103. Расс И. Т. Изотопная Sr-Nd систематика пород Вишневогорского карбонатит-фенит-миаскитового комплекса [Электронный ресурс] / И. Т. Расс, К. Н. Шатагин. – Режим доступа: – <http://alkaline2008.narod.ru/abs/Rass.htm>
104. Римская-Корсакова О. М. Геология месторождений Ковдорского массива / О. М. Римская-Корсакова, Н. И. Краснова ; под ред. Г. Ф. Анастасенко. – СПб. : Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2002. – 146 с.
105. Рубидий-стронциевый возраст приразломных щелочных метасоматитов и гранитов Татарско-Пенченгинской зоны (Енисейский кряж) / В. Н. Собаченко, Г. С. Плюсин, Г. П. Сандимирова, Ю. А. Пахольченко // Доклады АН СССР. – 1986. – Т. 287. – № 5. – С. 1220-1224.
106. Русаков Н. Ф. К вопросу о структуре Черниговского массива карбонатитов (Приазовье) / Н. Ф. Русаков, Г. Л. Кравченко // Геол. журнал. – 1986. – Т. 46. – № 4. – С. 112-118.
107. Русаков Н. Ф. Об открытии нового проявления карбонатитов в Западном Приазовье / Н. Ф. Русаков, А. И. Лапчук, А. Н. Сеница // Геол. журнал. – 1980. – Т. 40. – № 2. – С. 151-153.
108. Самойлов В. С. Геохимия карбонатитов / В. С. Самойлов. – М. : Наука, 1984. – 192 с.
109. Сергеев А. С. Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород / А. С. Сергеев. – Л. : Изд-во Ленинградского ун-та, 1967. – 164 с.

110. Слюдистые мелакарбонатиты района КМА / Ю. А. Багдасаров, В. И. Белых, М. В. Скосырева, Е. В. Власова // Доклады АН СССР. – 1984. – Т. 278. – № 6. – С. 1457-1461.
111. Собаченко В. Н. Формационный тип приразломных щелочных карбонатно-силикатных метасоматитов и связанных с ними карбонатитов / В. Н. Собаченко, А. Г. Гундобин // Геология и геофизика. – 1993. – № 5. – С. 113-120.
112. Співставлення геологічної позиції, складу та геохімічних особливостей Дубравинського (Воронезький щит) і Чернігівського (Український щит) карбонатитових масивів / С. Є. Шнюков, І. І. Лазарева, Ю. Є. Никанорова, В. Р. Морозенко // Геолого-мінералогічний вісник Криворізького національного університету. – 2014. – Вип. 1-2 (31-32). – С. 70-78.
113. Створення прототипу геологічного депозитарію території України та принципів засад його ефективного використання в якості державного надбання : звіт про НДР (заключний) / Київський національний університет імені Тараса Шевченка (КНУ) ; кер. С. Є. Шнюков ; викон. : І. І. Лазарева [та ін.]. – К., 2013. – 170 с. – № ДР 0111U006458 (№11 БФ 049-01П).
114. Таттл О. Карбонатиты / О. Таттл, Дж. Гиттинс. – М. : Мир. – 1969. – 488 с. – Пер. с англ. Р. И. Волкова, Г. Н. Мухитдинова, Н. Ф. Челищева; под ред. Л. С. Бородина.
115. Тектоническая карта Европы и смежных областей. Масштаб 1:10000000 / Ред. Хаин В. Е., Леонов Ю. Г. – Изд. Государственного управления геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1979 г. – 1 лист.
116. Тектоническая карта Кольского полуострова. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: – <http://www.shvedirina.ru/geologicheskaya-karta-kolskogo-poluostrova>
117. Тектоническая карта Южной Америки [Электронный ресурс]. – Режим доступа: – <http://iv-g.livejournal.com/171672.html>.

118. Терновой В. И. Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые / В. И. Терновой. – Л. : Изд-во Ленинградского ун-та. – 1977. – 168 с.
119. Типы карбонатитов, фенитов, альбититов и ультрабазитов Черниговской зоны Западного Приазовья / Е. Б. Глевасский, В. К. Осадчий, В. А. Стадник [и др.] // Геохимия и рудообразование. – 1976. – Вып. 5. – С. 75-80.
120. Усенко О. В. Этапы формирования докембрийского карбонатитового комплекса Приазовья / О. В. Усенко // Доповіді НАН України. – 2003. – № 6. – С. 115-122.
121. Условия формирования карбонатитов Черниговского массива (Приазовье, Украина) / И. Д. Рябчиков, Л. Н. Когарко, С. Г. Кривдик, Т. Нтафлос // Геология рудных месторождений. – 2008. – Т. 50. – № 6. – С. 483-493.
122. Фролов А. А. Карбонатитовые месторождения России / А. А. Фролов, А. В. Толстов, С. В. Белов. – Москва : НИИ – Природа, 2003. – 494 с.
123. Хераскова Т. Н. Новые данные о строении Енисейского кряжа / Т. Н. Хераскова // Геотектоника. – 1999. – № 1. – С. 15-27.
124. Чернышов Н. М. Апатитовые руды в докембрийских карбонатитах Курской магнитной аномалии / Н. М. Чернышов, В. Л. Бочаров // Литосфера. – 2012. – № 6. – С. 112–118.
125. Чернышов Н. М. Платиноносные и золото-платиноносные формации Воронежского кристаллического массива при различных геодинамических режимах формирования докембрийской литосферы [Электронный ресурс] / Н. М. Чернышов, М. Н. Чернышова // Литосфера. – 2012. – № 1. – С. 122–146. – Режим доступа: – http://www.lithosphere.igg.uran.ru/pdf/16819004_2012_1/16819004_2012_1_122-146.pdf
126. Шнюков С. Е. Апатиты, цирконы и сфены из околокарбонатитовых фенитов и щелочных метасоматитов зон диафтореза Украинского щита как петрогенетические и геохимические индикаторы : Автореф. дис. на соискание уч. степени канд. геол.-минерал. наук. : спец. 04.00.20 – «минералогия» / Киевский ордена Ленина и ордена Октябрьской

- революции государственный университет им. Т. Шевченко // С. Е. Шнюков. – Львов, 1988. – 25 с.
127. Шнюков С. Е. Геохимия элементов-примесей в наиболее распространенных акцессорных минералах : Автореф. дис. на соискание уч. степени д-ра геол. наук : спец. 04.00.02 – “геохимия” / ИГМР им. Н. П. Семеново НАН Украины // С. Е. Шнюков. – Киев, 2003. – 35 с.
128. Шнюков С. Е. Десилицированные породы Черниговской зоны / С. Е. Шнюков, Р. Н. Щербина // Доклады АН УССР. Сер. Б. – 1984. – №. 2. – С. 28-30.
129. Шнюков С. Е. Особенности процесса фенитизации Черниговского карбонатитового комплекса Западного Приазовья / С. Е. Шнюков // Геол. журнал. – 1983. – Т. 43. – № 4. – С. 52-61.
130. Шнюков С. Є. Фенітові ореоли лінійних карбонатитових масивів: мінерало-геохімічні критерії ідентифікації та встановлення геологічної будови / С. Є. Шнюков, І. І. Лазарева, Ю. Є. Никанорова // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2015. – Вип. 1. – С. 26-31.
131. Шнюков С. Е. Элементы-примеси ассоциирующих цирконов, апатитов и сфенов как критерий формационной принадлежности и зональности метасоматитов / С. Е. Шнюков, И. И. Лазарева // Геол. журнал. – 2003. – № 2. – С. 107-112.
132. Шраменко И. Ф. Геохимия карбонатитов Украинского щита / И. Ф. Шраменко, В. А. Стадник, В. К. Осадчий. – К. : Наук. думка, 1992. – 228 с.
133. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала / В. Я. Левин, Б. М. Роненсон, В. С. Самков [и др.]. – Екатеринбург : Уралгеолком, 1997. – 274 с.
134. Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита / И. Б. Щербаков. – Львов : ЗУКЦ, 2005. – 366 с.
135. Щербань И. П. Рудоносные околожильные метасоматиты / И. П. Щербань. – К. : «Лыбидь», 1996. – 352 с.

136. Al Ani T. Rare earth elements and their mineral phases in Jammi carbonatite veins and fenites on the south side of Sokli carbonatite complex, NE Finland [Электронный ресурс] / Т. Al Ani, О. Sarapää. – Режим доступа: – http://arkisto.gtk.fi/m19/4723/m19_4723_2009_34.pdf
137. Alkaline rocks and carbonatites of Amba Dongar and adjacent areas, Deccan Igneous Province. Gujarat, India: Geology, petrography and petrochemistry / L. G. Gwalani, N. M. S. Rock, W. J. Chang [et al.] // *Mineralogy and Petrology*. – 1993. – № 47. – P. 219-253.
138. Alkaline rocks and carbonatites of the world. Part 2 – Former USSR / L. N. Kogarko, V. A. Kononova, M. P. Orlova, A. R. Woolley. – London : Chapman & Hall, 1995. – 226 p.
139. Andersen T. Carbonatite-related contact metasomatism in the Fen complex, Norway: effects and petrogenetic implications / Т. Andersen // *Mineralogical Magazine*. – 1989. – Vol. 53. – № 372. – P. 395-414.
140. Andersson M. Carbonatite ring-complexes explained by caldera-style volcanism / М Andersson, А. Malehmir, V. R. Troll [et al.] // *Scientific Reports*. – 2013. – № 3. – С. 1-9.
141. Brögger W. C. Die eruptivgesteine des Kristianiagebietes IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen / W. C. Brögger // *Skr. Nor. Vidensk. Akad. i Oslo. Mat. - Naturvitensk. Kl.* – 1921. – №. 9. – 408 p.
142. Carbonatites, nepheline syenites, kimberlites and related rocks; in British Columbia / Edited by J. Pell. – Province of British Columbia : Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Mineral Resources Division, Geological Survey Branch, 1994. – Bull. 88. – Chapter 2-3. – 44 p.
143. Carbonatites: genesis and evolution / Edition by K. Bell – London : Unwin Hyman, 1989. – 630 p.
144. Dyke Swarms - Time Markers of Crustal Evolution [Электронный ресурс] / E. Hanski, S. Mertanen, T. Rämö, J. Vuollo. – London : Taylor & Francis Group, 2006. – Режим доступа: – <http://www.abebooks.com/servlet/BookDetailsPL?bi=1289729789&searchurl=a>

n% 3Dhanski% 2520e% 2520mertanen% 2520s% 2520ramo% 2520t% 2520vuollo
% 2520jouni

145. Eby G. N. Geology and geochronology of carbonatites and associated alkaline rocks peripheral to the Parana Basin, Brazil-Paraguay / G. N. Eby, A. N. Mariano // Journal of South American Earth Sciences. – 1992. – Vol. 6. – № 3. – PP. 207-216.
146. Gomes C. B. Carbonatite complexes from Brazil: A review / C. B. Gomes, E. Ruberti, L. Morbidelli // Journal of South American Earth Sciences. – 1990. – Vol. 3. – № 1. – PP. 51-63.
147. Heikki V. The petrography, mineralogy and chemistry of the fenites of the Sokli carbonatite intrusion, Finland / V. Heikki, A. R. Woolley // Geological Survey of Finland, 1976. – Bull. 280. – 88 p.
148. Heikki V. The petrography, mineralogy and petrochemistry of the Sokli carbonatite massif, northern Finland / V. Heikki // Geological Survey of Finland, 1980. – Bull. 313. – 126 p.
149. Isaa Filho A. Carbonatitic complexes of Brazil: Geology / A. Isaa Filho, P. R. A. Lima, O. M. Souza. – Sao Paulo, Brazil : CBMM, Department of Geology, 1984. – 44 p.
150. Isaa Filho A. Some aspects of the mineralogy of CBMM niobium deposit and mining and pyrochlore ore processing – Araxá, MG – Brazil [Электронный ресурс] / A. Isaa Filho, Riffel B. F., de Faria Souza C. A. – 2001. – 15 p. – Режим доступа: – <http://www.cbmm.com.br/Repositorio/Media/site/internas/operations/minerologyaspectsniobiumdeposit.pdf?>
151. Jabeen N. Mineralogy and geochemistry of Koga syenites, carbonatites and fenites buner, NW Pakistan : Thesis for the degree of master of philosophy / National centre of excellence of geology // N. Jabeen. – 1992. – 166 p.
152. Kresten P. A magnetometric survey of the Alnö Complex / P. Kresten // Geol. Fören. Stockh. Förh. – 1976. – Vol. 98. – P. 361-362.

153. Kresten P. The Alnö complex: tectonics of dyke emplacement / P. Kresten // Oslo. – Lithos. – 1980. – № 13. – P. 153-158.
154. Kresten P. The chemistry of fenitization: examples from Fen, Norway / P. Kresten // Chemical Geology. – 1988. – № 68. – P. 329-349.
155. Le Bas M. J. Fenites associated with carbonatites / M. J. Le Bas // Canadian Mineralogist. – 2008. – V. 46. – P. 915–932.
156. Lehtinen M. The Precambrian geology of Finland: key to the evolution of the Fennoscandian Shield / M. Lehtinen, P. A. Nurmi, O. T. Rämö. – Amsterdam: Elsevier B.V., 2005. – 737 p.
157. Morogan V. Fenitization at the Alnö carbonatite complex, Sweden; distribution, mineralogy and genesis / V. Morogan, A. R. Woolley // Contrib Mineral Petrol. – 1988. – № 100. – P. 169–182.
158. Morogan V. Mass transfer and REE mobility during fenitization at Alnö, Sweden / V. Morogan // Contrib Mineral Petrol. – 1989. – № 103. – P. 25–34.
159. Nykanorova Yu. Fenitization processes in Chernigovka (Ukrainian Shield), Dubravinka (Voronezh Massif) and Penchenga (Yenisey Range) linear carbonatite massifs: similarities and differences / Yu. Nykanorova, S. Shnyukov, I. Lazareva // 5th International Students Geological Conference : Acta Mineralogica-Petrographica, abstract series (Budapest, Hungary April 24-27, 2014). – Budapest : University of Szeged, 2014. – Vol. 8. – 98 p.
160. Nykanorova Yu. Metasomatic zonation geochemical features of linear carbonatite complexes (at the example of Penchenga massif, Yenisei Range, and Chernigovka massif, Ukrainian Shield) // 4th International Students Geological Conference : Conference Proceedings (Brno, Czech Republic, April 19-21, 2013). – Brno : Masarykova univerzita, 2013. – PP. 116-117.
161. Pearson J. M. Mineralogy and geochemistry of fenitized alkaline ultrabasic sills of the Gifford creek complex, Gascoyne province, western Australia / J. M. Pearson, W. R. Taylor // The Canadian mineralogist. – 1996. – Vol. 34. – P. 201-219.

162. Puustinen K. Geology of the Siilinjarvi carbonatite complex, Eastern Finland / K. Puustinen // Geological Survey of Finland. Otaniemi, 1971. – Bull. 249. – 44 p.
163. Rock N. M. S. Alkaline rocks and carbonatites of Amba Dongar and adjacent areas, Deccan Alkaline Province, Gujarat, India. 2. Complexly zoned clinopyroxene phenocrysts / N. M. S. Rock, L. G. Gwalani, B. J. Griffin // Mineralogy and petrology. – 1994. – Vol. 51. – P. 113-135.
164. Roopnarain Sh. Petrogenesis of Carbonatites in the Alnö Complex, Central Sweden : Thesis for the degree of master of philosophy / Sustainable Development Uppsala University Department of Earth Sciences // Sh. Roopnarain. – Villavägen, 2013. – 100 p.
165. Rubie D. C. The Role of Speciation in Alkaline Igneous Fluids During Fenite Metasomatism / D. C. Rubie, W. D. Gunter // Contrib Mineral Petrol. – 1983. – № 82. – P. 165–175.
166. Souza Paraiso Fo O. Mining, Ore Preparation and Niobium-based Materials Production at Araxá, Brazil [Электронный ресурс] / O. de Souza Paraiso Fo, R. de Fuccio Jr., E. W. Betz // High Temperature Materials and Processes. – 1993. – Vol. 11. – Issue 1-4. – PP. 119-138. – Режим доступа: – <https://books.google.com.ua/books?id=3dd2Q7YT5nUC&pg=PA152&lpg=PA152&dq=mining+ore+preparation+and+niobium-based&source=bl&ots=sW4OUlsInu&sig=lkFYwbZwoJrniQUovi2QEhXtTg8&hl=uk&sa=X&ved=0ahUKEwjW0oGKlcjAhWDliwKHQGBAVcQ6AEINDAE#v=onepage&q=mining%20ore%20preparation%20and%20niobium-based&f=false>
167. Srivastava R. K. Petrology, geochemistry and genesis of rift-related carbonatites of Ambadungar, India / R. K. Srivastava // Mineralogy and petrology. – 1997. – Vol. 61. – P. 47-66.
168. Srivastava R. K. Tectonic setting of Indian Carbonatites [Электронный ресурс] / R. K. Srivastava, R. P. Hall // Magmatism in relation to diverse Tectonic settings / by R. Chandra, R. K. Srivastava : Rotterdam, 1996. – P. 135-155. –

- Режим доступа: –
http://books.google.com.ua/books?id=dyXdjciUxRwC&printsec=frontcover&hl=ru&source=gbs_ge_summary_r&cad=0#v=onepage&q&f=false
169. The Fen carbonatite complex, Ulefoss, South Norway [Электронный ресурс]. – Режим доступа: –
http://www.reeminerals.no/images/Marketing/Om_oss/geologirapporter/R1%20-%2021st%20North%20-%20Fen%20Carbonatite%20complex%20-%20Summary%20of%20historic%20work%20and%20data%2013.5.11.pdf
170. Tribe N. L. Mineral Resource evaluation report on the Lonnie rare earth elements property. Manson Greek – Germanson landing area / N. L. Tribe, P. Eng. – Northern B.C. – 2011.
171. Van Straaten P. Geological outline of Tanzania (carbonatites) [Электронный ресурс] / P. van Straaten // Rocks for crops. Agrominerals of sub-Saharan Africa. – Режим доступа: – http://www.uoguelph.ca/~geology/rocks_for_crops/
172. Viladkar S. G. The fenitized aureole of the Newania carbonatite, Rajasthan / S. G. Viladkar // Geological Magazine. – 1980. – Vol. 117. – № 3. – P. 285-292.
173. Vuorinen J. H. The Alnö alkaline and carbonatitic complex, east central Sweden – a petrogenetic study : Doctoral thesis / University of Stockholm // J. H. Vuorinen. – Stockholm, 2005. – 130 pp.
174. Woolley A. R. A discussion of carbonatite evolution and nomenclature, and the generation of sodic and potassic fenites / A. R. Woolley // Mineralogical magazine. – 1982. – Vol. 46. – PP. 13-17.
175. Woolley A. R. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Part 3: Africa [Электронный ресурс] / A. R. Woolley. – London : The Geological Society , 2001. – 384 p. – Режим доступа: –
https://books.google.com.ua/books?id=K48ZMBWtoi4C&printsec=frontcover&hl=ru&source=gbs_ge_summary_r&cad=0#v=onepage&q&f=false
176. Woolley A. R. Carbonatite occurrences of the world: map and database [Электронный ресурс] / A. R. Woolley, B. A. Kjarsgaard // Geological Survey of Canada, 2008. – Open file 5796, 1 CD-ROM + 1 map.