

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Навчально-науковий інститут

Інститут геології

На правах рукопису

Вишневська Євгенія Олександрівна

УДК 55(477)+551.22+552.3

**ПЕТРОЛОГІЯ ДАЙКОВИХ ПОРІД
БОБРИНЕЦЬКОГО ПОЯСУ
(ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)**

Спеціальність 04.00.08 – петрологія

Дисертація

на здобуття наукового ступеня

кандидата геологічних наук

Науковий керівник:

доктор геологічних наук, професор

Митрохин Олександр Валерійович

Київ – 2016

ЗМІСТ

ВСТУП.....	6
РОЗДІЛ 1 ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ ДАЙКОВИХ ПОРІД ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКУ.....	11
1.1. Висновки.....	28
РОЗДІЛ 2 ФАКТИЧНИЙ МАТЕРІАЛ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ.....	29
РОЗДІЛ 3 ГЕОЛОГІЧНА ПОЗИЦІЯ ДАЙКОВИХ ПОРІД ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКУ.....	32
3.1. Загальні риси геологічної будови Інгульського мегаблоку.....	32
3.1.1. Стратиграфія.....	32
3.1.2. Магматичні та ультраметаморфічні утворення.....	40
3.1.3. Тектоніка.....	45
3.2. Особливості розповсюдження, локалізації та геологічних умов залягання базит-гіпербазитових дайок БДП.....	48
3.3. Висновки.....	56
РОЗДІЛ 4 ДОЛЕРИТ-ДІАБАЗОВА ФОРМАЦІЯ БОБРИНЕЦЬКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСУ.....	57
4.1. Мінералого-петрографічна характеристика долерит-діабазової формації.....	57
4.1.1. Олівінові долерити.....	57
4.1.2. Олівінові габро-долерити.....	65
4.1.3. Діабазити та габро-діабазити.....	82
4.2. Геохімічні особливості долерит-діабазової формації.....	85
4.3. Висновки.....	91
РОЗДІЛ 5 УЛЬТРАМАФІТ-ЛАМПРОФІРОВА АСОЦІАЦІЯ БОБРИНЕЦЬКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСУ.....	93
5.1 Мінералого-петрографічна характеристика ультрамафіт-лампрофірової асоціації.....	93

5.1.1. Сублужні ультрамафіти.....	93
5.1.2. Камптоніти.....	102
5.1.3. Сублужні діабазы.....	110
5.2. Геохімічні особливості ультра ультрамафіт-лампрофірової асоціації.....	112
5.3. Висновки.....	117
РОЗДІЛ 6 ПЕТРОГЕНЕЗИС ДАЙКОВИХ ПОРІД БОБРИНЕЦЬКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСУ.....	119
6.1. Речовинний склад материнських магм та умови магмогенерації....	119
6.2. Фізико-хімічні особливості кристалізації магм на кінцевому рівні вкорінення.....	128
6.3. Геотектонічні умови, які обумовили розвиток дайкового магматизму в регіоні.....	136
ВИСНОВКИ.....	139
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	144
ДОДАТКИ.....	159

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

БДП – Бобринецький дайковий пояс

ДДФ – Долерит-діабазова дайкова формація

ІМБ – Інгульський мегаблок

КНП – Корсунь-Новомиргородський плутон

НДП – Новоукраїнське дайкове поле

НУМ – Новоукраїнський масив

РДП – Розанівське дайкове поле

СМДП – Суботсько-Мошоринський дайковий пояс

ТДП – Тарасівське дайкове поле

УЛА – Ультрамафіт-лампрофірова асоціація

УЩ – Український щит

Символи мінералів:

Ab – альбіт	Krst - керсутит
Act – актиноліт	Lc – лейцит
An – анортит	La - ларніт
Anc – анкерит	Mc - мусковіт
Ap – апатит	Mnc - монацит
Aug – авгіт	Mt – магнетит
Amf – амфібол	Nf - нефелін
Bd – бадделеїт	Ol – олівін
Bi – біотит	Or - ортоклаз
Cal – кальцит	Ortit - ортіт
Carb – карбонати	Orx – ортопіроксен
Chl – хлорит	Pig – піжоніт
Cor – корунд	Pl – плагіоклаз
Cpx – клінопіроксен	Py - пірит
Di – діопсид	Px – піроксен
En – енстатит	Qu – кварц
Fa – фаяліт	Sd – сульфід
Fo – форстерит	SM – вторинні мінерали
Fs – феросиліт	Sph - сфен
Fsp – калішпат	RM – рудні мінерали
Hem – гематит	TiMt – титаномagnetит
Hd – геденбергіт	Tlc - тальк
Hu – гіперстен	Usp – ульвошпінель
Ilm – ільменіт	Wo – воластоніт
	Zr – циркон

ВСТУП

Актуальність теми. Протяжні рої базит-гіпербазитових дайок інтродують кристалічний фундамент усіх докембрійських платформ, маркуючи ділянки та епохи тектоно-магматичної активізації, з якими просторово та генетично пов'язане різноманітне зруденіння. З'ясування геологічної позиції, формаційної приналежності та петрогенетичних особливостей формування таких дайок є важливим інструментом для реконструкції магматичних процесів та геотектонічних подій в докембрії. Дайки базит-гіпербазитового складу широко розповсюджені на території Інгульського мегаблоку (ІМБ) Українського щита (УЩ). Порівняно з іншими регіонами УЩ, їх геологічна вивченість є набагато гіршою. Найгірше вивчені дайки південної частини ІМБ, які належать до Бобринецького дайкового поясу (БДП). Недостатня відслоненість кристалічного фундаменту, неможливість визначення вікових взаємовідносин між просторово розмежованими дайковими тілами, неоднозначність співвідношень дайок з іншими магматичними комплексами суттєво ускладнюють завдання геологічного розчленування та кореляції дайкових утворень ІМБ, що негативно впливає на розробку дієвих прогнозно-пошукових критеріїв для виявлення U, Th, TR, Au, Ni, Cr, Ti, V, P зруденіння, розвиненого у регіоні. Саме тому, неабиякого значення набувають петрологічні та геохімічні дослідження дайкових порід ІМБ.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами та темами. Дисертаційні дослідження виконувалися в рамках науково-дослідних робіт кафедри мінералогії, геохімії та петрографії за держбюджетною темою ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка «Створення геологічного депозитарію північно-західної та центральної частин Українського щита» ТЗ НДР № 14 БП 049-02.

Мета і задачі дослідження. Метою досліджень було з'ясування петрогенетичних умов формування дайкових порід БДП, визначення їх формаційної приналежності та металогенічної спеціалізації, а також

розробка мінералого-петрографічних і геохімічних критеріїв кореляції та розчленування дайкових утворень ІМБ УЩ. При цьому вирішувалися такі завдання: 1) уточнення геологічної позиції базит-гіпербазитових дайок БДП; 2) вивчення петрографічних особливостей дайкових порід; 3) вивчення типоморфних особливостей породоутворюючих мінералів з дайкових порід; 4) вивчення особливостей хімічного складу дайкових порід; 5) з'ясування формаційної приналежності та металогенічної спеціалізації дайкових порід; 6) визначення речовинного складу материнських магм та умов магмогенерації; 7) з'ясування фізико-хімічних умов кристалізації магм; 8) уточнення геотектонічних умов, що обумовили дайковий магматизм в регіоні.

Об'єкт дослідження – дайкові породи Бобринецького дайкового поясу ІМБ УЩ.

Предмет дослідження – мінералого-петрографічні та геохімічні особливості дайкових порід Бобринецького дайкового поясу, їх формаційна приналежність, металогенічна спеціалізація та петрогенетичні умови формування.

Методи дослідження: 1) польові геологічні – документація та опробування керну дайкових порід БДП; 2) мінералого-петрографічні – оптична та електронна мікроскопія, електронно-мікрозондовий аналіз, мікроструктурні дослідження, генераційний та парагенетичний аналізи, мінеральна геотермобарометрія; 3) геохімічні – «мокра» хімія, XRF та ICP-MS аналізи, розрахункові і графічні методи визначення складу материнських розплавів та умов магмогенерації.

Наукова новизна одержаних результатів.

1. Дістали подальшого розвитку ідеї про наявність в межах ІМБ УЩ кількох петрографічних асоціацій дайкових порід. Виявлено, що численні прояви базит-гіпербазитового дайкового магматизму ІМБ належать до двох магматичних серій – толейтової та сублужної. З'ясовано, що зазначеним серіям відповідають дві принципово різні петрографічні асоціації дайкових порід,

походження яких пов'язане з двома самостійними етапами магматизму не пов'язаними між собою спільним процесом магматичної еволюції.

2. Вперше обґрунтована приналежність дайок олівінових долеритів та габро-долеритів БДП до долерит-діабазової формації, що є докембрійським палеоаналогом континентальної плато-базальтової формації фанерозою. Доведено, що представники зазначеної формації є похідними толеїт-базальтових магм, які мали помірно-деплетовані мантийні джерела магмогенерації та зазнали незначної контамінації коровою речовиною. З'ясовано, що кінцева кристалізація таких магм відбувалася на гіпабісальному рівні за умов низької фугітивності кисню та температурі ліквідусу близько 1200°C. Зроблено висновок про потенційну Cu-Ni металоґенічну спеціалізацію долерит-діабазової формації ІМБ.

3. Вперше виділяється ультрамафіт-лампрофірова асоціація дайкових порід, представники якої виявлені на північно-західному фланзі БДП, а також в інших районах ІМБ. Доведено, що ця асоціація є похідною сублужних базит-гіпербазитових магм з мантийним джерелом генерації, яке відрізнялося від толеїтового глибиною та ступенем плавлення. З'ясовано, що кінцева кристалізація таких магм відбувалася у гіпабісальних умовах за вищих значень фугітивності кисню, порівняно з визначеними для толеїтів. Зроблено висновок про Ti-V металоґенічну спеціалізацію ультрамафіт-лампрофірової асоціації.

Практичне значення одержаних результатів. Мінералого-петрографічні та геохімічні особливості базит-гіпербазитових дайок БДП можуть бути використані для вирішення задач кореляції та розчленування дайкових утворень Інгульського мегаблоку при проведенні регіональних геолого-зйомочних робіт, а також для розробки прогностно-пошукових критеріїв для виявлення Cu-Ni та Ti-V зруденіння.

Особистий внесок здобувача. Окремі публікації за темою дисертації надруковано у співавторстві з Митрохином О.В., Шумлянським Л.В., Михальченком І.І., Гаценко В.О. та Омельченко А.М. У роботах [11, 57] автору належать аналіз попередніх досліджень та публікацій, петрографічна

характеристика об'єкту дослідження та участь у формулюванні висновків. У роботах [9, 13, 58, 59, 60, 63, 113] за участю автора виконані мінералого-петрографічні дослідження, зроблені мікрозондові аналізи та сформульовані висновки. У роботах [10, 12, 14] автору належать формулювання мети, вибір об'єкту дослідження, також виконано збір опублікованих в науковій літературі хімічних аналізів, підготовка аналітичного матеріалу, петрохімічні розрахунки та формулювання висновків. У роботах [61, 62] за участю автора уточнена геологічна позиція досліджуваних порід та зроблені мікрозондові аналізи.

Апробація результатів дисертації. Результати проведених досліджень доповідались на V Всеукраїнській науковій конференції-школі «Сучасні проблеми геологічних наук» (Київ, 2013), П'ятій Всеукраїнській науковій конференції молодих вчених до 95-річчя Національної академії наук України (Київ, 2013), на VIII наукових читаннях ім. академіка Євгена Лазаренка, присвячених 150-річчю заснування кафедри мінералогії у Львівському університеті «Мінералогія: сьогодення і майбуття» (Львів, 2014), Міжнародній науковій конференції до 70-річчя геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка «Роль вищих навчальних закладів у розвитку геології» (Київ, 2014), Міжнародній науковій конференції, присвяченій 90-річчю академіка НАН України М.П. Щербака «Геохронология и геодинамика раннего докембрия (3,6–1,6 млрд.л.) Евразийского континента» (Київ, 2014), XXV молодіжній конференції, присвяченій 100-річчю члена-кореспондента АН СРСР К.О. Кратца «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии» (Санкт-Петербург, 2014).

Публікації. За матеріалами дисертації опубліковано 7 статей, у тому числі 5 статей у наукових фахових виданнях України та інших держав, з яких 1 стаття у науковому виданні України, яке включене до міжнародних наукометричних баз та 1 стаття в іноземному періодичному науковому виданні. За результатами участі у наукових конференціях опубліковано тези 7 доповідей.

Структура дисертації. Дисертація складається з вступу, 6 розділів, висновків, списку використаних джерел та додатків, які викладені на 220 сторінках друкованого тексту. Робота містить 46 малюнків, 12 таблиць, 28 додатків та 129 найменувань у списку літератури.

Дисертаційну роботу виконано на кафедрі мінералогії, геохімії та петрографії ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка під науковим керівництвом доктора геологічних наук професора Митрохина О.В., якому автор щиро вдячна за допомогу у вирішенні наукових проблем, методичних та організаційних питань, за вагомі консультації та практичну допомогу. Автор висловлює також подяку за численні консультації, поради, практичну допомогу співробітникам ННІ «Інститут геології» Шнюкову С.Є., Грінченку В.Ф., Павлову Г.Г., Синицину В.О., Андреєву О.В., Загородньому В.В., Хлонь О.А., Митрохіній Т.В., Омельченко А.М., Квасниці І.В., Білан О.В., Бубновій О.Г., Морозенко В.Р., Оконішніковій Н.В., Бартошу О.М.; співробітникам ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України Шумлянському Л.В., Михальченку І.І., Гаценко В.О.; співробітникам КП «Кіровгеологія» Фальковичу О.Л., Шафранській Н.В., Вишневському І.В. Ніколаєнку М.А., Кир'янову М.М., Іванову Б.Н.; співробітнику УкрДГРІ Ковтуну О.В.

РОЗДІЛ 1

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФІЧНА ВИВЧЕНІСТЬ ДАЙКОВИХ ПОРІД ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКУ

Напевно, перші свідчення про дайкові породи ІМБ містяться у роботі В.Є. Тарасенко [76], в якій описане відоме відслонення діабазового порфіриту с. Мала Смілянка, приурочене до східної межі Корсунь-Новомиргородського плутону [40, 43]. Пізніше про це відслонення згадує Б.Л. Лічков [50]. Мікроскопічний опис порфіриту с. Мала Смілянка та його хімічний аналіз наведені в роботі Ткачука [79].

В монографії «Український кристалічний масив» [83] окремий розділ, написаний І.С. Усенко, присвячений ефузивно-дайковим утворенням. Посилаючись на попередніх дослідників, І.С. Усенко пише про базальтові дайки Інгуло-Інгулецького вододілу, відслонення яких виявлені Л.Г. Ткачуком в околицях сс. Чечеліївка, Ново-Петрово та Христофорівка, а також Ю.Ір. Половінкіною в районі с. Мар'янівка. Зокрема, згадуються дайки олівінових базальтів, які перетинають чорнокварцовий граніт (напевно новоукраїнський), що є складовою частиною коростенського комплексу. Цікавою є також згадка про дайку базальту з бурою роговою обманкою, знайдену Ткачуком біля с. Малинівка по р. Верблюжка [80].

Про дайки діабазів в басейні рр. Інгул та Інгулець згадують Ю.Ір. Половинкіна, М.П. Семененко та І.С. Усенко [40, 41, 71, 72, 74, 84].

Л.Г. Ткачук [81] публікує статтю «Нові дані про ефузивні породи Кіровоградської області Української РСР» за результатами вивчення дайкових утворень основного складу, виявлених ще у 1938 р. В статті подано мінералого-петрографічну характеристику «базальтових порід», що залягають у вигляді дайок північно-західного та північно-східного (субширотного) простягання серед більш давніх гранітоїдів. Стислий мікроскопічний опис супроводжується кількома хімічними аналізами на головні петрогенні компоненти. З'ясовано, що досліджувані дайкові породи мають велику

петрохімічну схожість з інтрузивними утвореннями коростенського комплексу, а також базальтами р. Горинь (Волинь), р. Мокрої Волновахи (Донбас) та діабазами с. Ісачок. Всі ці породи суттєво відрізняються від більш давніх магматичних утворень різким переважанням FeO та CaO над MgO.

В.М. Васько [8] описує мало вивчені дайкові породи басейну р. Інгул, які представлені головним чином діабазами. Діабазы виявлені на лівому березі р. Сухоклеї в 100 м від гирла, на лівому березі р. Інгул, на північ від с. Петрово, та в гирлі б. Бережинки (остання дайкова порода описана в роботі Л.Г.Ткачука [81]. За результатами польових досліджень дайки діабазів мають північно-західне (близьке до широтного - 290° - 300°) простягання та майже вертикальне падіння. Також наведені результати мінералого-петрографічних досліджень та хімічних аналізів виявлених діабазів, які на думку автора за складом дуже схожі з діабазами, відомими в інших районах Українського щита (в Приазов'ї, по р. Базавлук). Наголошуючи на тому, що при визначенні віку дайково-ефузивних порід необхідно враховувати не лише їх структурні, але й петрохімічні властивості, автор аналізує петрохімічні особливості, які для описаних дайок виявляються в підвищеному вмісті окисів заліза у порівнянні з окисами магнію та кальцію. Спираючись на отримані результати науковець висуває припущення, що дайкові породи басейну р.Інгул генетично пов'язані з магматизмом коростенського комплексу.

У 1965-1970 роках були проведені геологозйомочні роботи масштаба 1:50 000 в південно-східному енде-, екзоконтакті Новоукраїнського масиву [129]. Шварц Г.А. та колектив авторів звіту відмічають, що дайкові породи в районі робіт не мають широкого розповсюдження і представлені діабазами та лампрофірами. Діабазы є найбільш розповсюдженими дайковими породами. Серія дайок закартована в районі с.с. Тимофіївка, Ведомівка, Новопавлівка (свердловини 7268, 7370, 7385, 7469). З невеликими перервами вони прослідковуються на протязі 17 км, утворюючи серію кулісо - розташованих інтрузивних тіл. Всього встановлено чотири дайки діабазів. Більшість дайок було виділено за даними магнітної зйомки, так як вони чітко картується у

вигляді вузьких лінійних аномалій, інтенсивністю до 100-200 гам. Дайка в районі с. Ново-Петрівка (свердловина 7370) в магнітному полі не виділяється, так як розташована в потужній зоні північно-західного розлому, де вона сильно мілонітизована та катаклазована. Простягання дайок північно-західного напрямку $290-320^\circ$. Потужність дайок 15-25 м, і судячи з характеру контакту (кут з віссю керну $70-90^\circ$ по свердловині 7469), мають полого залягання. Протяжність окремих дайок різна і коливається від 1,7 км до 5,5 км. Контакти з порфіробластовими чарнокітами Новоукраїнського масиву дуже чіткі, різкі. По свердловині 7469 встановлена зона загартування шириною до 1-2 см. За хімізмом виявлені діабазы (було зроблено хімічні аналізи діабазів із свердловин 7370, 7469) відповідають типовим середнім діабазам. Дві малопотужні дайки діабазів (0,3 і 1,4 м) встановлені в свердловині 5093 геологами партії 46 Кіровської експедиції в західній частині території, південніше с. Софіївка.

На початку 1970-х років була проведена геологічна зйомка 1:50 000 масштабу, в результаті якої були зустрінуті дві дайки діабазів в межах Восіятського гранітного масиву на правому і лівому березі річки Громокля [118]. Вони простежені по простяганням на декілька метрів, потужність їх складає 2-3 м. В магнітному та гравітаційному полі ці дайки не фіксуються. Дайки тяжіють до потужного розлому північно-західного простягання (340°) та розташовані в його висячому боці. Залягання дайок згідне із смугастістю гранітів, серед яких вони залягають (кут падіння 85° на південний захід). Крамських Є.П. та співавтори звіту віднесли дайки діабазів до середнього протерозою.

За результатами тематичних досліджень регіональних структур Кіровоградського блоку Г.І. Каляєв та О.М. Комаров [33] виділяють Бобринецько-Андріївський дайковий пояс, який простежується у вигляді смуги, яка звужується на протязі 150 км від Новобузького розлому на південному сході до Корсунь-Новомиргородського плутону на північному заході. Ширина Бобринецько-Андріївського дайкового пояса варіює від 5 до 35 км. Він продовжується далеко на схід – у район Кривого Рогу і далі на схід від нього, де

знову з'являються багаточисленні дайки субширотного простягання. Серед дайкових порід виділяються діабазы, габро-діабазы, олівінові діабазы та діабазові порфірити. Взаємовідношення дайкового поясу з Кіровоградською зоною розломів неоднозначні. Якщо в межах Новобузького розлому спостерігаються зміщення зон мілонітизації та метасоматозу по дайках діабазів у північно-західному напрямку, то в Кіровоградській зоні розломів зміщення меридіональних зон мілонітизації і катаклазу, а також зон метасоматитів не зустрічається. Однак в поодиноких випадках дайки діабазів, які перетинають їх, катаклязовані. Вони відмічені поблизу с.с. Грушка та Федорівка по р. Інгул. В них спостерігаються накладені процеси діафторезу, а по тріщинах розвивається карбонат з сульфідами і вторинний кварц. Біля с. Семикосівка у межах східного відгалуження Софіївсько-Компаніївського розлому дайка діабазу, пересічена зоною дроблення субмеридіонального простягання, перетворена на альбіт-епідот-хлоритову породу з реліктовою діабазовою структурою. Епідот і хлорит утворилися по піроксену, а альбіт заміщує основний плагіоклаз.

Мігута А.К. та Литвин М.А. в протерозойських породах центральної частини УЩ на південному сході від Корсунь-Новомиргородського плутону відмічають розвиток декількох типів дайок: більш ранні лужні лампрофіри і сієніт-порфіри, які сформувалися, вочевидь, до появи в районі альбітизації, пов'язану з зонами регіональних розломів, та пізні постальбітитові долерити і діабазы [53]. При чому лужні лампрофіри і сієніт-порфіри на думку авторів статті тісно пов'язані з інтрузіями Корсунь-Новомиргородського плутону та в більшості схожі на протерозойські дайки Приазов'я, що дає можливість припустити генетичну спорідненість між лужними інтрузивними утвореннями центральної та східної частин УЩ. В області розвитку метасоматитів широко проявлені дайки діабазів, діабазових порфіритів, долеритів, які групуються в полоси субширотного простягання. Дайки долеритів та діабазів мають значну протяжність, потужність до 8-10 м та орієнтовані в північно-західному напрямку з падінням на північний схід. За мінералого-петрографічною характеристикою та їх хімічним складом долерити та діабазы виявляють більш

стабільний склад та структури, тому автори їх віднесли до більш пізніх утворень.

Якщо прийняти до уваги, що деякі дослідники [87] вважають, що Інгуло-Інгулецька частина відомого Девладівського розлому складена переважно основними породами - олівіновими діабазами, то можливо передбачити, що вони схожі за своїми петрологічними особливостями на олівінові діабазу у північному Саксаганському районі Кривбаса, виявлені Криворізькою геологорозвідувальною експедицією при проведенні параметричного буріння. Західніше рудника ім. Леніна у свердловині № 19929 в інтервалі 626,9-678,7 метрів в сланцях гданцівської світи була вскрита дайка основних порід [26]. Було виділено два різновиди порід: діабазовий порфірит та олівіновий діабаз. У верхній частині розріза вскриті олівінові діабазу (потужністю 36,1 м) темно-сірого забарвлення та рівномірно середньозернистої будови, у нижній – діабазові порфірити (потужністю 15,7 м), які мають світло-сіре забарвлення та тонкозернисту, афанітову будову, чим різко відрізняються від олівінових діабазів. Контакти з вміщувачими сланцями польовошпат-кварц-біотитового складу (іноді з гранатом та амфіболом) гданцевської світи тектонічні. Аналогічний контакт встановлено між олівіновими діабазами та діабазовими порфіритами. Серед катаклазованих порід контактів спостерігаються ксеноліти частково змінених вторинними процесами сланців. Відмічають, що на контакті з олівіновими діабазами в діабазових порфіритах також були знайдені впайки уламків гранат-польовошпат-кварц-біотитових сланців. Наявність чужих ксенолітів на контактах магматичних порід свідчить про те, що до вкорінення олівінових діабазів діабазові порфірити контактували зі сланцями гданцівської світи. Додатково на це може вказувати і більш інтенсивна тріщинуватість діабазових порфіритів. Тріщини, що січуть порфірити за напрямком, перпендикулярним до контактів, переважають, та утворилися вони, мабуть, на певному етапі – з початком нової магматичної фази, з якою і було пов'язано вкорінення олівінових діабазів. За хімізмом ці породи відповідають середньому складу олівінових діабазів за Р. Делі. Це нормально-лужні, помірно-

глиноземисті мезократові породи. Знижений вміст Fe_2O_3 та збільшений FeO в діабазових порфіритах Саксаганського району свідчить, що олівінові діабазид містять трохи меншу кількість заліза, пов'язаного з магнетитом, в той час як в порфіритах це залізо в більший ступені пов'язане з силікатами. В прямій залежності від магнетитового заліза знаходяться і петрофізичні властивості порід. В діабазових порфіритах плагіоклази характеризуються більш високим вмістом анортитової молекули, що відображується в підвищеному вмісті CaO і ступені основності породи. Це підтверджує уявлення про більш пізню кристалізацію олівінових діабазів. В цьому випадку характер розподілу і концентрація малих елементів кожного магматичного осередка будуть різні. Причому в діабазових порфіритах, внаслідок геохімічної диференціації і, можливо, часткової асиміляції вміщуючих порід при вкоріненні розплавленої маси в сланці гданцевської світи, вміст V, Pb, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Sn, Ba дещо підвищений.

Аналізом закономірностей просторового орієнтування дайок у південно-східній частині УЩ та на Канадському щиті займалася А.К. Ахметшина [1]. У межах досліджуваної частини УЩ науковцем було розглянуто 2000 дайок, з яких 700 безпосередньо зафіксовані у відслоненнях та свердловинах (наявність більшості з них підтверджена даними магніторозвідки), 1300 дайок встановлено за магнітним полем. Для Канадського щита аналіз було зроблено на основі геологічних карт Канади масштабу 1:5000 000, виданих геологічною службою Канади у 1968 р. Були побудовані рози-діаграми простягань дайок, після порівняння яких дослідники зробили висновки, що на обох щитах найбільш поширені дайки північно-західного напрямку ($320^\circ - 330^\circ$, $305^\circ - 310^\circ$), які збігаються з зонами глибинних розломів; для дайок основного складу характерні північно-західні й меридіональні напрямки. Отже, визначається спільність у просторовому розподілі дайок на Українському та Канадському щитах, що мабуть, на думку автора статті, свідчить про єдині планетарні закономірності утворення зон розтягання земної кори.

Крутиховська З.А. із колективом співавторів [46, 47] встановили загальні закономірності розповсюдження дайкових комплексів УЩ, головні з яких: 1) нерівномірне розповсюдження порід дайкового комплексу в межах УЩ пов'язано з відповідними етапами тектоно-магматичної активізації кожного блоку та залежить від стійкості вміщуючих порід різного складу до тиску; 2) для УЩ чітко виділяються три переважних напрямки поясів дайок - північно-західний, субмеридіональний та субширотний; 3) північно-західний напрямок з азимутами 300° та 320° є переважними; 4) Посилаючись на дослідження А.К.Ахметшиної [1], науковці приходять до висновку про зв'язок простягання дайок з планетарною тріщинуватістю - при вкоріненні в стабілізаційну земну кору дайки вибірково використали планетарну тріщинуватість, яка обумовлена ротаційним режимом Землі та існувала до моменту їх вкорінення (це підтверджується даними про близький вік дайок північно-західного простягання (азимут 320°) Українського і Канадського щитів).

В 1977-1979 роках були проведені загальні пошуки алмазів в межах Знам'янсько-Устинівського дайкового поля [116]. Підставою для постановки робіт було виявлення при проведенні гелогейомочних та пошукових робіт малопотужних (до 2,5 м) дайок ультраосновних та основних порід ефузивного вигляду підвищеної лужності, в тому числі трьох тіл слюдистих пікритових порфіритів в районі м. Кіровоград, трьох тіл пікритових порфіритів та двох тіл складу пікробазальтів та пірит-габро-піроксенітів в 25 км на схід від м. Кіровоград. В межах Знам'янсько-Устинівського дайкового поля було зафіксовано біля 200 дайок, більшість з яких комплексно вивчені – проведено мінералого-петрографічні та мінералого-геохімічні дослідження, виявлено характер лужності та мгnezіальності порід, виявлені особливості акцесорної та рудної мінералізації, визначено вік K-Ar методом (1300-1900 млн. р., в середньому 1600 млн. р.).

В 1979-1984 роках Сухінін А.Н. разом з колективом авторів в своєму звіті, в якому викладені результати науково-дослідних та геолого-прогнозних робіт [120], виділяє доальбітитовий (нижньопротерозойського віку) та

післяальбітитовий (верхньопротерозойського віку) дайкові комплекси, які на сьогоднішній день відносяться відповідно до палеопротерозойського та мезопротерозойського дайкових комплексів [24, 25]. Доальбітитовий *Северинський дайковий комплекс* представлений діабазами, діабазовими порфіритами та лампрофірами. Потужність дайок коливається від декількох сантиметрів до перших метрів. В тектоно-метасоматичних зонах вони, зазвичай, брекчіювані, катаклазовані, мікроклінізовані, окварцовані, хлоритизовані, епідотизовані та альбітизовані. При інтенсивній альбітизації по дайкам основних порід утворюються альбітити. За цими ознаками змінені дайки основних порід віднесені до нижнього протерозою. Післяальбітитовий *Долинський дайковий комплекс* представлений діабазами, діабазовими та пікритовими порфіритами та лампрофірами. В структурному відношенні вони приурочені, в основному, до північно-західних (Партизанська, Андріївсько-Лозоватська) та субширотних (Суботсько-Мошоринська) зон розломів. Потужність дайок від перших метрів до 200 метрів. Контакти з вміщуючими породами різкі та прямі з зонами загартування потужністю 2-5 см. Післяальбітитові дайки основних порід перетинають всі докембрійські утворення, в тому числі коростенського комплексу та альбітитів. Ізотопний вік їх по породі калій-аргоновим методом складає 1140-1370 млн. років. Але на сьогоднішній день питання щодо виділення цих дайкових комплексів все ще залишається суперечним.

У статті [22] наведені результати вивчення дайкових порід на ділянці Суботсько-Мошоринської зони розломів, яка розташована в межах південно-східного екзоконтакту Корсунь-Новомиргородського плутону. Дайкові породи на дослідженій ділянці займають січне положення по відношенню до товщі, яка складена біотитовими гнейсами, мігматитами та тілами гранітів і має субмеридіональне простягання. Контакти дайок із вміщуючими породами, зазвичай, різкі, лінійні; іноді в дайках зустрічаються уламки вміщуючих порід. Потужності дайок коливаються від декількох сантиметрів до десятків метрів. Відмічаються дайки, які січуть розвинені в мігматитах та гранітах натрієві

метасоматити. Автори виділяють два різновиди дайкових порід: діабазы та пікритові порфірити. Розглядаючи матеріали про визначення ізотопного віку дайкових порід Суботсько-Мошоринської зони розломів калій-ароновим методом дослідники виділили серед основних дайкових порід три вікові групи:

- 1) з віком, близьким до 1700 млн. років;
- 2) з віком в інтервалі 1260-1445 млн. років;
- 3) з віком в інтервалі 1125-1215 млн. років.

Оскільки основні породи, зазвичай інтенсивно змінені, можна передбачити, що основні породи з віком 1260-1445 млн. років утворилися раніше (біля 1700 млн. років) та були омолоджені під впливом накладених процесів, які призвели до загублення аргону. Основні дайкові породи з віком 1700 млн. років, хоча і є січними по відношенню до зон розповсюдження натрієвих метасоматитів, були утворені в одному з ними часовому інтервалі – 1700-1900 млн. років, скоріш за все, на думку авторів статті, у зв'язку з проявленням процесів протоактивізації широко розвинутих в цей час на території Українського щита та інших щитів. Це також підтверджують визначення віку вкрапленості радіоактивних акцесоріїв (зустрічаються в натрієвих метасоматитах та генетично з ними пов'язані), які дають цифри, наближені до 1800 млн. років.

При складанні геолого-прогнозої карти масштабу 1:200 000 по центральній частині Кіровоградського блоку [119] було систематизовано геолого-геофізичні матеріали, які накопичувалися впродовж другої половини 70-х років XX сторіччя. При описі дайкових порід в межах цієї площі вони відмічають, що останні утворюють протяжні пояси – Бобринецький північно-західного простягання з падінням північний схід та субширотний Суботсько-Мошоринський з падінням на південь. Крім того, окремі дайки розповсюджені по всій території. Дайкові породи є найбільш молодими утвореннями, які січуть породи метаморфічної товщі, гранітоїди кіровоградсько-житомирського та чарнокитового комплексів, основні та кислі породи коростенського комплексу. Представлені вони діабазами, габро-діабазами, діабазовими порфіритами,

пiкритовими порфiритами, слюдистими пiкритами, сiєнiт-порфiрами, мiнетами, еруптивними брекчiями та ортофiрами. В задачу виробникiв не входила детальна характеристика дайкових порiд, але вони вiдмiтили протерозойський мегацикл дайкоутворення в межах 1840-1200 млн.р.(вiк визначений калiй-аргоновим методом) i зробили узагальнюючий мiнералого-петрографiчний опис цих порiд. З'ясовано, що дiабази, дiабазовi порфiрити, габро-дiабази утворюють круто падаючi дайки пiвнiчно-захiдного та субширотного простягання потужнiстю вiд декiлькох сантиметрiв до 20 м, габро-дiабази до 80 м, з рiзкими прямолiнiйними контактами з вмiщуючими породами, з зонами загартування бiля контактiв шириною вiд 3 до 10 см в найбільш крупних тiлах. Вiдмiчений випадок, коли дайка дiабаза пересiкає дайку пiкритового порфiрита. Дайки дiабазiв, габро-дiабазiв, дiабазових порфiритов часто є дометасоматичними утвореннями. В зонах натрiєвого метасоматозу вони характеризуються пiдвищеною катаклазованiстю, часто брекчiйованi, мiкроклiнiзованi, хлоритизованi, епiдотизованi, альбiтизованi. В процесi iнтенсивної альбiтизацiї по дiабазах утворюються хлорит-актинолiт-епiдотовi, епiдот-хлоритовi, хлоритовi альбiтити з релiктовою структурою дiабазiв. В багатьох випадках вiдмiчається також сiчне положення незмiнених дайок по вiдношенню до натрових метасоматитiв. Вочевидь, мало мiсце декiлька фаз дайкоутворення. За хiмiзмом описанi дiабази вiдповiдають дiабазу, олiвiновому дiабазу i долериту по Делi (хiмiчнi аналізи було зроблено по пробах, якi вiдiбранi iз свердловин № 1631, 1634, 1638, 1641, пробурених пiд час геологозйомочних робiт масштаба 1:50 000 проведених Труцько Ф.В. [128]). Загальна залiзистiсть дiабазiв, яка вирахована за результатами їх силiкатних аналізiв, змiнюється в межах 50-69 %, нижче залiзистостi основних порiд Корсунь-Новомиргородського плутону (залiзистiсть габро-норитiв плутону 71-77 %).

Автори монографiї [73] вважають, що заключнi фази середньо-протерозойської магматичної дiяльностi вираженi в проявi дайкової дiабазової формацiї (можна вiднести до другого етапу формування дайкових формацiй) в центральній частини УЩ - в межах пiвденного обрамлення Корсунь-

Новомиргородського плутону. Територію розвитку дайкових порід цієї ділянки дослідники виділили в Інгульське дайкове поле. Тут в басейнах р.р. Інгул та Чорний Ташлик широко розвинені дайкові породи, вік яких визначений калій – аргоновим методом, коливається від 1600 до 1800 млн. років. Ці породи синхронні утворенням коростенського комплексу та приурочені до розломів, які виникли в період вкорінення Корсунь-Новомиргородського плутону. Дайкові породи Інгульського поля представлені переважно олівіновими діабазами, рідше діабазовими порфіритами, діабазами і лампрофірами. Дайки звичайно простежуються як пояси розмірами до десятка кілометрів, простягання яких північно-західне $290 - 315^\circ$; падіння дайок вертикальне. Потужність їх від декількох десятків сантиметрів до 40 м. Такого ж віку дайкові породи вскриті свердловинами в районі м.м. Новоукраїнка та Кіровоград, у с.с. Новоул'янівка та Петрівка, де вони також представлені олівіновими діабазами та звичайними діабазами. В центральній частині УЩ дослідники відмічають, що у вигляді поодиноких дайок у межах Інгульського середньопротерозойського дайкового поля зустрінуті дайкові породи пізньопротерозойського віку. На північ від м. Кіровоград вони виділяють Верхньоінгульське дайкове поле, де свердловинами вскриті діабазы ізотопного віку 1300 млн. років. На південний схід від м. Новоукраїнка в басейні р. Чорний Ташлик вскриті діабазы віком 1280 млн. років, які обмежуються Верхньоташликським дайковим полем. До порід цієї групи відносять діабазы та олівінові діабазы р. Інгул та Саксагань віком 1460 – 1140 млн. років, які складають Південно-Криворізьке дайкове поле. Дайкові поля, на думку авторів, часто контролюють розміщення руд, тому значення їх як носителів зруденіння або як структурного фактора, який визначає розміщення рудної мінералізації, велике.

За даними [2] на території УЩ дайкові породи досить широко, але нерівномірно розповсюджені. Вони розміщуються у вигляді поясів, які приурочені до крупних розломів глибинного залягання та заповнюють «оперяючі» їх тріщини. Займаючи відповідне положення в історії розвитку

щита, вони фіксують етапи тектоно-магматичних циклів. Дослідники виділяють в історії геологічного розвитку Українського щита сім етапів формування дайкових формацій. Три з них з'явилися до повної консолідації Українського щита в періоди активізації стабілізованих його ділянок. На думку авторів статті формування дайкових порід діабазової формації р.р. Інгул та Чорний Ташлик віком 1800-1710 млн. років (Інгульське дайкове поле) відноситься до третього етапу формування дайкових формацій та пов'язано з заключними фазами верхньопротерозойського магматизму. А дайкові формації більш молодшого віку формувалися в умовах повної його консолідації.

Можливість розчленування та кореляції дайкових утворень УЩ за допомогою комплексного палеомагнітного та радіоізотопного їх вивчення довели в своїй статті Н.П. Михайлова з колективом співавторів [64]. Науковці висвітили результати палеомагнітного вивчення більше 300 дайкових тіл (1800 штуфів), які вскриті відслоненнями та свердловинами, а також для деяких з них отримані суміщені палеомагнітні та ізотопні дані (K-Ar методом по породі). За результатами дослідження автори роблять висновок, що палеомагнітні дані практично підтверджують геологічні матеріали і вказують на багатоетапність гіпабісального магматизму УЩ. Разом з тим вони свідчать про більш складну хронологічну історію магматичних подій і дають реальну можливість розчленовувати несинхронні події, особливо, якщо продукти їх представлені породами одного петрографічного типу. Дослідники підкреслюють, що поки що кореляція дайкових утворень за допомогою комплексного палеомагнітного та радіоізотопного їх вивчення можлива лише в межах окремих блоків УЩ.

Крюченко В.А. [48], аналізуючи геолого-геофізичні дані по центральній частині УЩ приходить до висновку, що розвиток дайкового комплексу району підпорядковується певним закономірностям, серед яких найперше слід відмітити чітко виражене групування дайок у декілька потужних та протяжних поясів – всього намічається біля 13 поясів, в тому числі 9 крупних. Максимальний розвиток дайкового комплексу приурочений до південно-східної частини Кіровоградського блоку і охоплює південну половину

Новоукраїнського масиву гранітоїдів, майже весь Інгульський синклінорій та більшу частину Олександрійсько-Долинського підняття. Потужність (ширина) виділених поясів тріщинуватості та дайкоутворення змінюється від 3-4 км до 15-17 км, а їх протяжність – від 30-45 км до 80-100 км. Найбільш значимі серед них по протяжності, потужності та насиченості дайками є Суботсько-Мошоринський пояс, Новгородський і Нерубаєвсько-Лозоватський. Основними напрямками простягання дайкових поясів є два широтних – 270° та 280° (Суботсько-Мошоринський пояс) та два північно-західних – 300° і 315° (Новгородський, Нерубаєвсько-Лозоватський). Вузли перетину поясів характеризуються складною будовою і взаємовідношенням дайок різних напрямків – «пригніченням» дайок одного простягання дайками іншого, їх розривами та зсувами. При цьому в ряді випадків намічається більш активна роль субширотних зон тріщинуватості та дайкоутворення по відношенню до північно-західних. Все це, на думку науковця, а також данні визначення віку порід дайкового комплексу району калій-аргоновим методом [98], який охоплює широкий інтервал часу (від 1840 до 1175 млн. р.р.), говорить про довгий період прояву процесів протоактивізації в центральній частині щита, не однократному оновленні тріщинуватості та вкоріненні дайок основного складу. Також важливою закономірністю розвитку дайкового комплексу району є встановлене затухання інтенсивності дайкоутворення в західному напрямку. Усі виділені дайкові пояси обриваються в межах центрального геоантиклінального підняття по лінії, яка має складну конфігурацію.

У публікаціях [88, 89] наведено дослідження речовинного складу кімберлітів Лелеківської та Щорсівської ділянок Кіровоградського блоку Українського щита та виявлених в них ксенолітів. За результатами петрографічних, мінералогічних та геохімічних досліджень кімберліти було віднесено до гіпабісальної фації і встановлена їх приналежність до слюдяного типу. Автори дійшли висновку, що за особливостями мінерального складу, а також за вмістом петрогенних та малих елементів вони суттєво відрізняються від типових кімберлітів і мають схожість із слюдяними кімберлітами інших

регіонів та із флогопіт-олівіновими лампроїтами. За результатами мінералого-петрографічного та петрохімічного вивчення авторами публікації встановлено, що ксеноліти глибинних порід в більшості представлені середньо- та крупнозернистими дунітами та хромшпінелевими перидотитами, на відміну від глиноземистих піроксенітів, глімеритів і еклогітоподібних порід, що зустрічаються значно рідше. Вони сильно серпентинізовані, карбонатизовані та отальковані. Їх вміст в означених кімберлітах високий, може досягати 30-50 %. Виявлені ксеноліти глибинних порід відносяться до магнезіальної серії.

Новітніми дослідженнями дайкових порід Українського щита на початку XXI ст. займаються Шаталов М.М., Кривдик С.Г., Цимбал С.Н., Калашнік Г.А., Михальченко І.І., Іванов Б.Н..

Згідно уявленням Шаталова [111, 112] на Інгульському мегаблоці УЩ дайкові породи групуються в три пояси: субширотний Суботсько-Мошоринський та розташовані південніше пояси північно-західного простягання Бобринецький та Розанівський.

У звіті [117], складовою частиною якого є [31], викладена основна концепція корінної алмазоносності, дана характеристика виявлення пошукових ознак і критеріїв розвитку в районі ультраосновного лужного магматизму. Зроблено порівняльний аналіз великих кімберлітових трубок світу і можливих аналогів їх у центральній частині Українського щита. Обґрунтовано оптимальний прогнозно-пошуковий комплекс при проведенні робіт на базі вивчення методичних прийомів дослідження об'єктів за рубежом. У межах площі робіт виділені перспективні ділянки і проведене параметричне і ревізійно-завірочне буріння. На підставі розробки геолого-пошукової моделі рудного поля істотно уточнені основні пошукові ознаки і критерії алмазоносності району. В межах прогнозних робіт були проведені геофізичні, мінералого-петрографічні дослідження ультраосновних та основних порід, дослідження речовинного складу корінних кімберлітів (лампроїтів) і їхніх продуктів вивітрювання на матеріалі малооб'ємних мінералогічних (чи шліхових) проб, мікрозондові визначення хімічного складу мінералів-

супутників алмазів - піропів, пікроільменітів, хромшпінелей, хромдіопсидів, вивчення технологічних проб. В роботі [31] виконана оцінка перспектив алмазоносності Кіровоградського рудного району шляхом використання систем розломів, виділених за даними гравітаційного та магнітного полів.

Узагальнюючи попередні наукові дослідження і результати спеціалізованих геологорозвідувальних робіт, Щербаков І.Б. наголошує на тому, що Інгульський район – один з найбільш насичених дайками районів УЩ [99]. Найбільша кількість їх та різноманітніші дайки виявлені в районі м.Кіровоград. Відомо також досить потужне Устинівсько-Знам'янське дайкове поле (яке входить до складу Суботсько-Мошоринського дайкового поясу), витягнуте в субмеридіональному напрямку майже на 100 км.

В монографії [15] розглянуто стан вивченості території України на діаманти та перспективи відкриття їх корінних родовищ. Характеризуючи виділені різнорангові алмазоперспективні об'єкти автори монографії звертають увагу на широко розповсюджені в південному обрамленні Корсунь-Новомиргородського плутону дайки, які утворюють так зване Знам'янсько-Устинівське дайкове поле. В його межах відомо більше 200 дайок потужністю від 1-5 м до 10-15 м, а іноді до 30 м і протяжністю від десятків метрів до 45 км. Дайки мають субширотно, північно-західне, зрідка північно-східне простягання, згідно з основними зонами розломів. Біля 90 % дайок складені породами основного складу (діабазы, габро-діабазы) та 10 % приходить на інші різновиди – лужні габроїди (камptonіти), ультрабазити (пiкрити, кімберліти) і лампрофіри. Вони віднесені до мезо-неопротерозойського дайкового комплексу.

До Знам'янсько-Устинівського дайкового поля також відносяться зустрінуті в кар'єрах Знам'янського (відслонення діабазів у с. Суботці) та Компаніївського (відслонення діабазів біля с. Обертасове) районів дайки діабазів [17]. Відслонення діабазів у с. Суботці знаходиться на лівому березі р. Аджамка, на південній околиці с. Суботці у великому (800x250 м) діючому кар'єрі Знам'янського щебзаводу. В південній його частині серед тріщинуватих

мігматитів відмічається шість дайок діабазів потужністю 0,2-0,3 м. Діабази чорні, зеленувато-чорні, тонкозернисті, масивні, з діабазовою текстурою, відносяться до мезопротерозойського дайкового комплексу. Простягання їх $250-300^\circ$. Діабази тріщинуваті, епідотизовані, гематитизовані, хлоритизовані, в них зустрічаються ксеноліти метасоматично змінених мігматитів. Контакти з вміщуючими породами чіткі, різкі. Дайки приурочені до Суботсько-Мошоринської субширотної зони розломів, а просторово належать Знам'янському дайковому полю [17].

Відслонення діабазів біля с.Обертасове знаходиться на правому борту Куликової Балки, в гирлі урвища Аннівка, в 1,0 км на захід від с. Обертасове в кар'єрі розміром 150x200 м. Серед трахітоїдних гранітів новоукраїнського комплексу палеопротерозойського віку в зоні шириною 60 м спостерігаються 4 дайки діабазів потужністю від 0,1 до 6,5 м. Простягання дайок 320° . Контакти з гранітами чіткі, з зонами (3-5 см) глинок тертя. Діабази зеленувато-чорні, дрібно-зернисті, масивні, щільні, з характерною кулястою та концентрично-шкаралупуватою окремістю. У східній частині відслонення серед зарослого схилу чітко виділяється ще одна дайка вивітрилих (каолінізованих, біотитизованих) діабазів потужністю 1,5-2,0 м, простягання якої $280-290^\circ$. Дайки діабазів розташовані в межах Устинівського дайкового поля [17].

Цымбал, Кривдик та ін. [91] продовжили вивчення дайкових порід Знам'янсько-Устинівського дайкового поля. Проведені авторами дослідження показали, що дайки представлені породами нормального, сублужного та лужного рядів гіпабасальної та субвулканічної фації. Більш детально вони зупинилися на вивченні порід сублужного складу та встановили, що серед них найбільш широкого розвитку набувають габроїди, складені олівіном, титанавгітом, керсутитом, титанистим біотитом, плагіоклазом, калішпатом, ільменітом, магнетитом та іншими мінералами. За допомогою мікрозондового аналізу було вивчено хімічний склад вище вказаних мінералів та U-Pb методом визначено вік виявлених в деяких дайках сублужних габроїдів акцесорних цирконів (біля 2050 млн. р.). Дослідники прийшли до висновку, що сублужні

габроїди сформувалися раніше, ніж відомі в межах Знам'янсько-Устинівського дайкового поля Лелеківський та Щорсівський прояви кімберлітів дайкової фації, вік яких біля 1800 млн. р.

У публікаціях [30, 29, 65] встановлено структурно-мінералогічні та хімічні характеристики діабазів, що складають дайкове тіло, яке знаходиться в межах зонально побудованого ореолу апогранітних лужних натрових метасоматитів і вихідних гранітів Новоукраїнського масиву. Отримані в результаті досліджень закономірності, на думку авторів, свідчать про наявність метасоматичного перетворення дайок основного складу, що визначаються в межах метасоматичних тіл, складених альбітитами Новоукраїнського масиву. Відносний вік вивченого дайкового комплексу дослідники обмежують віком формування Новоукраїнського масиву (близько 2,0 млрд. р.) та утворенням ураноносних альбітитів (близько 1,8 млрд. р.). Вони вважають, що досліджені дайки основного складу відносяться до визначеного Сухиніним О.М. доальбітитового Северинівського дайкового комплексу.

У монографії «Кировоградский рудный район» [35] значну увагу приділено глибинній будові Кіровоградського рудного району, геодинамічним та глибинним фізико-хімічним процесам формування, металогенічній еволюції, геологічній будові та умовам локалізації родовищ корисних копалин, а також запропоновані геолого-геофізичні критерії їх пошуків. Узагальнено мінералого-петрографічні, геохімічні, петрохімічні та геохронологічні дослідження кімберлітів Кіровоградського блоку Українського щита та виявлених в них ксенолітів.

Богданова С.В. із колективом авторів [106] вивчили вік, розповсюдженість та орієнтацію у просторі мафічних дайок, що пов'язані з анортозит-рапаківі-гранітними плутонами, в межах трьох корових блоків (Волинського, Інгульського та Приазовського). Вони вважають, що формування цих дайок було пов'язано із конвергентною тектонікою та колізійною орогенією, які пов'язані із колізією Волго-Сарматського та Феноскандинавського сегментів

Східно-Європейської платформи, що супроводжується наступним обертанням новоутвореного континентального блоку.

Шумлянський Л.В. та ін.. [113] вважають, що формування дайкових порід Інгульського мегаблоку УЩ було пов'язано з анорогенними внутрішньоплитними процесами, обумовленими формуванням мантийних плюмів.

1.1. Висновки

Аналізуючи науково-дослідні та спеціалізовані геологорозвідувальні вище згадані роботи, можна зробити висновок про те, що не так багато дослідників приділяли увагу вивченню дайкових порід ІМБ УЩ. Більшість опублікованих робіт обмежується дослідженнями дайок якогось одного петрографічного типу або району. Можна відмітити, що мафічним дайкам Суботсько – Мошоринського дайкового поясу приділялося більше уваги з боку дослідників, ніж аналогічним породам Бобринецького та Розанівського дайкових поясів. При цьому головна увага приділяється особливостям їх просторового розповсюдження, умовам залягання, тектонічній позиції, палеомагнітним характеристикам. Мінералого-петрографічні особливості та хімічний склад дайок розглядаються доволі побіжно. Питання ж петрогенезису, які охоплюють речовинний склад материнських магм та умови магмогенерації, фізико-хімічні особливості кристалізації магм, а також геотектонічні умови, які обумовили розвиток дайкового магматизму в регіоні, на сучасному рівні постали лише у дослідженнях останніх років [106, 113], у тому числі виконаних за участю автора [60, 61, 63, 113].

РОЗДІЛ 2

ФАКТИЧНИЙ МАТЕРІАЛ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Основу дисертації складають результати досліджень, виконані автором протягом 2012-2015 рр. під час навчання в аспірантурі. Фактичним матеріалом послуговувала колекція зразків керну дайкових порід в кількості 69 зразків із 44 свердловин. Вона включала: 1) зразки основних гіпабісальних дайкових порід, які відносяться до Розанівського дайкового поля БДП та були розкриті глибокими свердловинами у 2008р., пробуреними експедицією № 37 КП «Кіровгеологія» в районі с. Розанівка Новобузького району Миколаївської області в межах спеціалізованих геологорозвідувальних робіт; 2) зразки основних та ультраосновних гіпабісальних дайкових порід, які відносяться до Новоукраїнського дайкового поля БДП та були розкриті глибокими свердловинами у 80-90 роках минулого століття, пробуреними експедицією № 46 КП «Кіровгеологія» в районі населених пунктів Новоукраїнка, Сотницька Балка та Кам'яний міст Новоукраїнського району Кіровоградської області в межах спеціалізованих геологорозвідувальних робіт; 3) зразки основних дайкових порід, які відносяться до Тарасівського дайкового поля БДП та були розкриті глибокими свердловинами у 2010р., пробуреними експедицією № 46 КП «Кіровгеологія» в районі с. Тарасівка Маловисківського району Кіровоградської області в межах спеціалізованих геологорозвідувальних робіт.

Польові геологічні дослідження було зосереджено на систематичному опробуванні керну дайкових порід та контактів останніх з вміщуючими породами для подальшого з'ясування умов їх залягання та співвідношення з іншими магматичними комплексами.

Мінералого-петрографічні дослідження включали вивчення структурно-текстурних особливостей та мінерального складу дайкових порід, а також типоморфних особливостей породоутворюючих мінералів методами оптичної та растрової електронної мікроскопії. У процесі досліджень автором вивчено понад 72 прозорих шліфа, а також 15 прозоро-полірованих шліфів.

Мікроскопічні дослідження виконані в Інституті Геології Київського національного університету імені Тараса Шевченка та в ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України. Для попереднього вивчення прозоро-полірувальних шліфів у прохідному та відбитому світлі використані поляризаційні мікроскопи «Полам РП-1» та «Nikon eclipse LV100Pol», які мають приставки для мінераграфічних досліджень. Кількісний мінеральний склад досліджуваних порід визначався лінійним методом на інтеграційному столику Андіна. Хімічний склад породоутворюючих мінералів вивчався на растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі PEMMA-202 з енергодисперсійним рентгенівським спектрометром «Link systems». За участю автора виконано 1571 мікрозондових аналізів мінералів.

Для визначення фізико-хімічних умов кристалізації дайкових порід застосовано *методи мінеральної геотермобарометрії*.

Геохімічні дослідження були спрямовані на вивчення особливостей хімічного складу дайкових порід, визначення їх ізотопного віку, а також складу материнських розплавів та джерел магмогенерації. Хімічний склад дайкових порід досліджувався із застосуванням методів «мокрої» хімії, рентген-флуоресцентного (XRF) та ICP-MS методів аналізу. Хімічні аналізи дайкових порід БДП на головні петрогенні компоненти виконані в лабораторії Інституту Геології Талінського технологічного університету на XRF спектрометрі S4 Pioneer Spectrometer (Bruker AXS GmbH, Germany), який має рентгенівську трубку з родієвим анодом, який забезпечує напругу 3 кВ. В якості препаратів, які аналізуються, використані скляні диски, виготовлені шляхом сплавлення бората Li з подрібненими пробами (Claisse instrument). Мікроелементний склад дайкових порід вивчався в тій же лабораторії із застосуванням ICP-MS аналізу на аналітичному обладнанні Thermo Scientific quadrupole X-Series 2. Вміст мікроелементів визначався в розчинах, виготовлених шляхом розчинення 250 міліграм подрібненого зразка в азотній, плавиковій, соляній та борній кислотах в мікрохвильовій печі Anton Paar MW3000. Аналітичні дані з ізотопії Nd та Sr в дайкових породах БДП отримані в лабораторії Шведського Природничого

Музею (Стокгольм, Швеція). Концентрації Nd та Sm визначені методом ізотопного розчинення з використанням змішаного ^{150}Nd – ^{147}Sm трасера. Ізотопний склад Nd та Sr вимірювався на мас-спектрометрі TRITON в статичному режимі. Дані для Nd були відкореговані на фракціонування $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$, оцінка погрішностей для $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ складає $< 0,5\%$. Ізотопний склад Sr вивчався без застосування трасера та аналітичні дані нормалізувалися на $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$. Концентрації Sr та Rb визначалися ICP-MS методом.

РОЗДІЛ 3

ГЕОЛОГІЧНА ПОЗИЦІЯ ДАЙКОВИХ ПОРІД ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКУ

3.1. Загальні риси геологічної будови Інгульського мегаблоку.

Інгульський мегаблок розташований в центральній частині Українського щита. Більшість досліджених дайкових порід складають потужні дайкові пояси північно-західного та субширотного напрямків в центральній та південній частині Інгульського мегаблоку [111, 112].

Загальні риси геологічної будови Інгульського мегаблоку висвітлені в наступних працях [3, 4, 16, 18, 19, 20, 21, 23, 24, 25, 27, 32, 33, 35, 36, 38, 39, 40, 42, 49, 54, 67, 77, 78, 82, 85, 86, 90, 92, 99, 104, 105, 106, 111, 112, 128, 129].

3.1.1. Стратиграфія.

В будові Інгульського мегаблоку виділяють кристалічну основу складену докембрійськими метаморфічними та магматичними породами, і осадовий чохол, потужність якого не перевищує 100-200 м.

Стратифіковані утворення на території ІМБ представлені мезозойською (MZ) та кайнозойською (KZ) ератемою, палеопротерозойською (PR₁) ератемою та архейською (AR) еонотемою (рис. 3.1).

Архейську еонотему складають утворення палеоархею (Азово-Дністровій (AR₁)) та мезоархею (Дніпровій (AR₂)).

Палеоархейська ератема представлена метаморфізованими в умовах гранулітової фації метаморфізму тиврівською (AR_{1tv}) та зеленолевадівською (AR_{1zl}) товщами дністровсько-бузької серії (AR_{1db}). Породи дністровсько-бузької серії мають незначне розповсюдження і виявлені лише на південному заході ІМБ. Тиврівська товща спостерігається у вигляді останців і ксенолітів в ендербітах і плагіогранітах гайворонського і ташлицького комплексів.

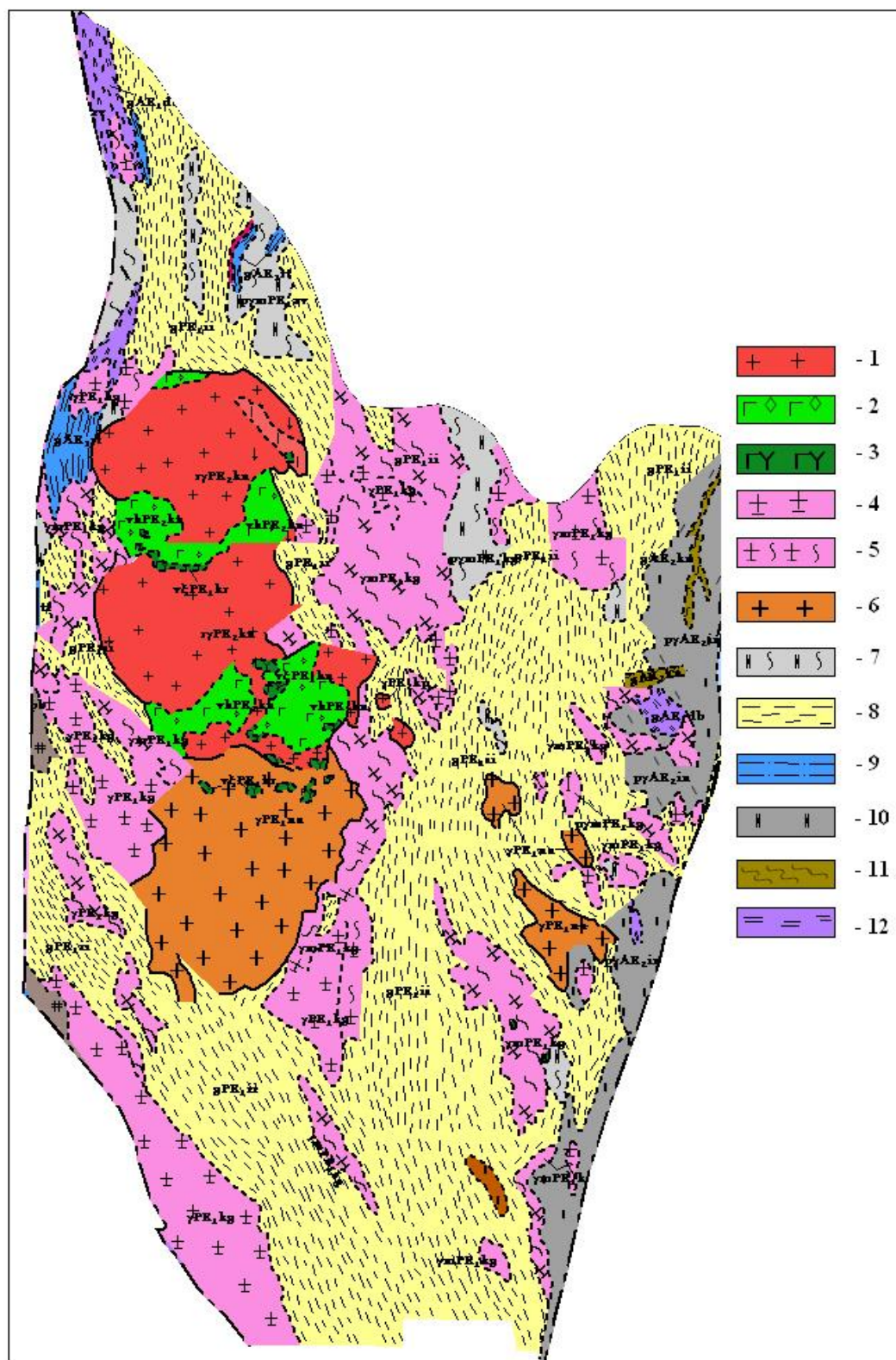


Рис. 3.1. Схематична геологічна карта Інгульського мегаблоку Українського щита (за даними [23, 27]). Умовні позначення: 1, 2 - корсунь-новомиргородський комплекс PR_2kp : габро, габро-норити, габро-анортозити, монзоніти, анортозити, граніти порфіровидні біотитові, граніти рапаківі і рапаківіподібні біотит-роговообманкові, граніти контаміновані, кварцові сієніти, апліт-пегматоїдні граніти; 3 – корсунь-новомиргородські габро-сієніти PR_1kp ; 4, 5, 7 - кіровоградський комплекс PR_1kg : мігматити, порфіровидні граніти, апліт-пегматоїдні граніти, пегматити, рідкіснометалеві пегматити; 6 - новоукраїнський комплекс PR_1nu : габро, габро-норити, монзоніти, граніти гранат-піроксен-біотитові, порфіробластові, граніти гранат-біотитові, порфіробластові; 8 - інгуло-інгулецька серія PR_{1ii} : гнейси та кристалосланці піроксен-біотитові, амфібол-біотитові, магнетит-піроксен-біотитові, гранат-піроксен-біотитові, гнейси біотитові, гранат-біотитові, силіманіт-кордієрит-гранат-біотитові, подекуди графітовміщуючі, будини гнейсів та кристалосланців піроксенових, з прошарками лептитових гнейсів, гнейси біотитові, двослюдяні, гранат-біотитові, кордієрит-силіманіт-біотитові, часто графітвміщуючі, з лінзами діопсидових та амфібол-діопсидових кристалосланців; 9 – метаморфізовані осадові та вулканогенно-осадові товщі росинсько-тікицької серії AR_{3rt} ; 10 – інгулецький комплекс AR_{2ip} : плагіограніти, плагіомігматити, мігматити діоритового складу; 11 – конкська серія AR_{2kp} : амфіболіти, гнейси амфібол-біотитові; 12 – дністровсько-бузька серія (нерозчленовані утворення) AR_{1db} : кристалосланці двопіроксенові, амфібол-піроксенові, гнейси гранат-біотитові, часто з графітом, амфіболіти, кальцифіри.

Основну частину тиврівської товщі, яка найпоширеніша в межах Бандурівської і Новогригорівської купольних структур, а також в зоні південно-західного екзоконтакту Новоукраїнського масиву, складають плагіогнейси біотит-гіперстенові (місцями з гранатом) з малопотужними (від десятків см до перших метрів) проверстками кристалосланців двопіроксен-

плагіоклазових, амфібол-піроксенових, гнейсів, амфіболітів і кальцифірів. Потужність тиврівської товщі більше 600 м [24]. Вік значної частини дністровсько-бузької серії є палеоархейським і навіть еоархейським. Про це свідчать значення ізотопного віку 3650-3400 млн. р. [4], які було отримано за цирконом з ультраметаморфічних ендербітів гайворонського комплексу, розвиненого по породах серії. Зеленолевадівську товщу виділено до деякої міри умовно, в основному спираючись на стратиграфічні співвідношення та геофізичні дані, у зв'язку з дуже незначною кількістю фактичного матеріалу. Товща складена плагіогнейсами біотитовими з перемінним вмістом гранату, серед яких простежується велика кількість різнопотужних жил аплітоїдних та апліто-пегматоїдних гранітів. Метаморфічні утворення серії заміщуються ендербітами та плагіогранітами гайворонського й ташлицького комплексів і разом з ними гранітизуються гранітами побузького комплексу [24]. За даними [27] дністровсько-бузьку серію в межах ІМБ взагалі представлено як нерозчленовану.

Мезоархейська ератема представлена конкською серією (?) нерозчленованою (AR_2kn). Метаморфізовані вулканогенно-осадові породи, які умовно віднесені до конкської серії і виявлені лише на сході ІМБ, переважно представлені амфіболітами та амфібол-біотитовими гнейсами [27, 25]. Вони зустрічаються у вигляді ксенолітів розміром від десятків до 100 м в амфібол-біотитових, двослюдяних гранітах Долинського масиву і Криничувацького куполу, в окремих випадках – в асоціації з плагіогранітоїдами інгулецького комплексу [25, 128].

Палеопротерозойська ератема (Криворожій) (PR_1^1) представлена потужною товщею найбільш древніх з супракрустальних утворень кристалічного фундаменту ІМБ порід інгуло-інгулецької серії (PR_1^1ii), які метаморфізовані в умовах від епідот-амфіболітової та амфіболітової до гранулітової фацій. [86]. Згідно [27] у межах ІМБ виділяють декілька структурно-формаційних підзон (із заходу на схід): Братську, Кіровоградську, Приінгульську, Західно-Інгулецьку. Братська – просторово збігається із

Братським синклінірієм, Кіровоградська – з Центральним осьовим підняттям, Приінгульська – із Приінгульським синклінірієм, Західно-Інгулецька – із Інгулецько-Криворізькою шовною зоною. Для кожної з підзон характерний свій тип геологічного розрізу.

Братська підзона характеризується двома світами (знизу вверх): – кам'яно-костоватською і росяхівською ($PR_1^1 r\check{s}\check{c}$). Верхню частину розрізу Кіровоградської, Приінгульської та Західно-Інгулецької підзон представлено (зверху вниз) – чечеліївською ($PR_1^1 \check{c}\check{c}$) (віковий аналог росяхівської ($PR_1^1 r\check{s}\check{c}$)), спасівською ($PR_1^1 sp$) (віковий аналог кам'яно-костоватської ($PR_1^1 kk$)) і родіонівською ($PR_1^1 rd$) світами, а нижню частину розрізу, яку встановлено тільки в Західно-Інгулецькій підзоні, представлено (зверху вниз): артемівською (PR_1^1) та зеленоріченською (PR_1^1) світами [27].

Утворення кам'яно-костоватської світи ($PR_1^1 kk$) на поверхні ерозійного зрізу виходять у зонах розломів та у ядрах антиклінальних структур. Світа залягає незгідно на гранітизованих утвореннях дністровсько-бузької серії та перекривається росяхівською світою [24]. Породи кам'яно-костоватської світи складають два типи розрізу. Перший складений піроксен-біотитовими, піроксен-гранат-біотитовими, амфібол-піроксен-біотитовими плагіогнейсами і кристалосланцями з підлеглими прошарками гнейсів гранат-, графіт-біотитових. Породи метаморфізовані в умовах гранулітової фації [27]. Потужність розрізу більше 225 м, а в обрамленні Бандурівського куполу вона досягає 400-500 м [129]. Другий тип розрізу складений переважно амфіболітами, плагіогнейсами та кристалосланцями біотит-амфіболовими, амфібол-діопсидовими, кумінгтоніт-біотит-роговообманковими, графіт-біотитовими і графіт-діопсидовими, які метаморфізовані в умовах амфіболітової фації метаморфізму. Потужні (до 40 м) пачки амфіболітів належать до нижньої частини розрізу. Загальна потужність кам'яно-костоватської світи ($PR_1^1 kk$) за даними геологічних робіт відповідає 750 м [24].

Рошаківська світа ($PR_1^1 r\check{s}\check{c}$) згідно залягає на піроксенових плагіогнейсах кам'яно-костоватської світи ($PR_1^1 kk$) [129] і складає центральні частини синклінальних структур, а також спостерігаються у вигляді вузьких смуг, клинів та лінз у зонах тектонічних порушень [24]. Породи світи представлені переважно гранат-біотитовими і гранат-кордієрит-біотитовими гнейсами з поодинокими прошарками гнейсів діопсидових, гіперстенових і двопіроксенових. Вони часто інтенсивно мігматизовані.

Рошаківську світу ($PR_1^1 r\check{s}\check{c}$) ділять на дві підсвіти: нижню, де переважають гнейси і плагіогнейси з підвищеною глиноземистістю, та верхню, де різко переважають біотитові гнейси.

Нижню підсвіту ($PR_1^1 r\check{s}\check{c}_1$) складено гранат-біотитовими, кордієрит-біотитовими, гранат-кордієрит-біотитовими, біотитовими гнейсами і плагіогнейсами, що перешаровуються між, серед яких відмічаються малопотужні (від десятків см до декількох м) прошарки плагіогнейсів гіперстен-біотитових, гранат-кордієрит-піроксен-біотитових, діопсидових. Потужність підсвіти до 400 м [24].

Верхня підсвіта ($PR_1^1 r\check{s}\check{c}_2$) представлена в основному плагіогнейсами біотитовими (на окремих ділянках з графітом) з проверстками гранат-біотитових. У низах іноді спостерігаються рідкі малопотужні прошарки плагіогнейсів амфібол-біотитових та “будини” і лінзи кристалосланців і плагіогнейсів діопсидових, амфібол-діопсидових. Потужність підсвіти біля 500 м [24].

Ізотопний вік утворення за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ циркону з гнейсу біотитового північно-західного замикання Братської синкліналі – 2750 млн. р., з гнейсу гіперстенового (там же) – 2720, 2570 млн. р [5].

Чечеліївська світа ($PR_1^1 \check{c}\check{c}$) є віковим аналогом рошаківської світи ($PR_1^1 r\check{s}\check{c}$). Вона згідно залягає на спасівській світі ($PR_1^1 sp$) і ділиться на дві підсвіти – нижню та верхню.

Нижня підсвіта ($PR_1^1 \check{c}\check{c}_1$) найпоширеніша серед утворень гнейсової товщі західного крила Приінгульського синклінорію. Вона представлена гранат-

біотитовими, біотитовими, графіт-біотитовими, рідше кордієрит-біотитовими, силіманіт-кордієрит-біотитовими гнейсами з прошарками, лінзами клінопіроксенових гнейсів. Нижня частина розрізу підсвіти ускладнена зоною глибинного Кіровоградського розлому, тому біотитові гнейси, що є її головною складовою, значною мірою катаклазовані, мілонітизовані та діафторовані. У верхній частині розрізу підсвіти поряд з біотитовими гнейсами широко розвинуті біотитові гранатвмісні, гранат-біотитові гнейси. Загальна потужність нижньої підсвіти становить 3100 м [25, 27].

Верхня підсвіта відрізняється від нижньої підсвіти наявністю, поряд із глиноземистими, високоглиноземистими гнейсами амфіболвмісних (роговообманково-біотитових, кумінгтоніт-біотитових) гнейсів. Як і в нижній підсвіті, зустрічаються прошарки клінопіроксенових гнейсів. Потужність шарів різних за складом гнейсів коливається від 10 до 180 м [25].

За результатами уран-свинцевого ізотопного дослідження вік кластогенних різновидів цирконів чечеліївської світи ($PR_1^1\check{c}\check{c}_1$) оцінюється в 2450-2670 млн. р. Отримані дати вважаються нижньою межею інгуло-інгулецької серії [19].

Спасівська світа (PR_1^1sp) є віковим аналогом кам'яно-костоватської світи (PR_1^1kk). Вона майже всюди залягає згідно на родіонівській світі (PR_1^1rd) і розчленована на дві підсвіти: нижню та верхню [25, 27].

У складі нижньої підсвіти переважають магнетитвмісні гіперстен-біотитові гнейси з прошарками біотитових, гранат-гіперстен-біотитових, графіт-амфібол-біотитових гнейсів, а також гіперстенових, двопіроксенових кристалосланців. Потужність нижньої підсвіти не менше 750 м [25].

Верхня підсвіта представлена гіперстен-біотитовими гнейсами з прошарками гранат-гіперстен-біотитових, гранат-біотитових, біотитових гнейсів, гіперстенових, двопіроксенових кристалосланців, зрідка амфіболітів. Потужність верхньої підсвіти - 900 м [25].

В Кіровоградській підзоні у складі світи переважають гнейси біотит-амфіболові, амфібол-біотитові, амфіболові, біотитові, графіт-біотитові з

малопотужними (0,1-0,5 м) лінзоподібними проверстками плагіогнейсів діопсидових, а в нижній частині світи – актиноліт-діопсид-плагіоклазових скарноподібних порід [24].

Загальна потужність спасівської світи (PR_1^{1sp}) сягає 1500 м [25].

Родіонівську (PR_1^{1rd}) світу складено кварцитами і метапісковиками, сланцями і гнейсами графіт-біотитовими, гранат-біотитовими, мармурами, кальцифірами, параамфіболітами з рідкісними прошарками і лінзами залізистих кварцитів. Потужність світи коливається від 550 до 1500 м [27]. Вона перекривається тонкозернистими біотитовими гнейсами спасівської світи (PR_1^{1sp}) і чітко розділяється на дві підсвіти [24].

Нижня підсвіта представлена переважно плагіогнейсами біотитовими, іноді з лусочками графіту, з малопотужними (2-3 м) проверстками плагіогнейсів кордієрит-біотитових та кристалосланців амфібол-діопсидових і діопсидових потужністю 0,1-0,4 м. Потужність нижньої підсвіти більше 120 м [24].

Верхню підсвіту складено переважно амфіболітами, амфіболовими і біотит-амфіболовими кристалосланцями з численими проверстками різної потужності (в середньому 5-10 м) плагіогнейсів графіт-біотитових та лінзами (0,2-0,6 м) амфібол-діопсидових, діопсидових кристалосланців і скарноподібних порід. Потужність верхньої підсвіти наближається до 245 м [24].

Артемівська світа представлена гранат-біотитовими і біотитовими гнейсами, піроксен-плагіоклазовими кристалосланцями, піроксен- і амфібол-магнетитовими кварцитами, кумінгтонітовими й амфібол-діопсидовими сланцями, а також лептитоподібними гнейсами. Потужність світи досягає 1,1 км).

Зеленоріченська світа представлена амфіболітами, амфіболовими, амфібол-біотитовими та гранат-біотитовими гнейсами, польовошпатовими кварцитами. Потужність світи коливається від 200 до 800 м.

Мезозойську (MZ) та кайнозойську ератему (KZ) складають відклади осадового чохла, які залягають горизонтально та майже повністю перекривають глибокометаморфізовані утворення докембрійського фундаменту. На значній території південної частини Інгульського мегаблоку під четвертинними відкладами відразу залягають породи кристалічного фундаменту. Породи осадового чохла слабо відслонюються по схилах долин річок та балок, на відміну від кристалічних порід [24, 25].

3.1.2. Магматичні та ультраметаморфічні утворення.

Найбільш давніми ультраметаморфічними утвореннями є автохтонні гранітоїди ташлицького комплексу палеоархею (AR_1ts), які поширені в районах Бандурівського і Новогригорівського граніто-гнейсових куполів, серед гранат-біотитових плагіогранітів тетіївського комплексу (AR_3tt), у вигляді останців розміром 0,6х0,2-1,5х0,4 км серед лейкократових апліто-пегматоїдних гранітів кіровоградського комплексу і в поодиноких випадках вони зустрічаються в центральних ділянках антиклінальних структур серед плагіогнейсів кам'яно-костоватської світи (PR_1^1kk) Братського синклінорію. Контакти з усіма вказаними породами різкі, іноді – тектонічні. Породи комплексу представлені переважно ендербітами, а також плагіогранітами та плагіомігматитами амфібол (піроксен)-біотитовими [24]. Щербаков І.Б. [99], який разом з Бухаревим С.В. в 1991 р. запропонували виділити цей комплекс, як аналог гайворонського комплексу палеоархею, вважав, що валідність його в сучасному стратиграфічному положенні не забезпечена фактичним матеріалом. Тому, посилаючись на геологічні, геофізичні, петрологічні та геохронологічні дослідження ендербітів та чарнокитоїдів ташлицького комплексу [49, 82, 92, 129], Щербаков І.Б. пропонує підняти його в стратиграфічній схемі на рівень інгуло-інгулецької серії (PR_1^1ii).

Ультраметаморфічні утворення мезоархею представлені автохтонними плагіогранітоїдами інгулецького комплексу (AR_2in), а саме плагіогранітами,

плагіомігматитами, мігматитами діоритового складу. Вони зустрічаються у вигляді останців неправильної форми розміром від кількох десятків квадратних метрів до кількох квадратних кілометрів (максимально 6 км²) серед гранітів й мігматитів кіровоградського комплексу, рідше в окремих підняттях серед гнейсів інгуло-інгулецької серії (PR₁¹ⁱⁱ). Найбільші за розмірами (від 0,5 до 6,0 км²) останці складені мігматитами діоритового складу закартовані в північно-східній ендоконтактовій зоні Бобринецького масиву, в ендоконтактових зонах невеликих гранітних масивів кіровоградського комплексу (PR₁^{1kq}), в північній частині Боковянського масиву. Останці плагіогранітів розміром до перших десятків метрів виявлено окремими свердловинами і відслоненнями біля с. Суботці [25]. Плагіогранітоїди інгулецького комплексу, віковий інтервал утворення яких коливається від 2810 до 3074 млн. р [23], найбільше розповсюджені в межах Інгулецько-Криворізької підзони.

Ультраметаморфічні утворення неоархею представлені автохтонними гранітоїдами тетіївського комплексу (AR_{3tt}), який розповсюджений в південно-західній частині ІМБ. Тіла гранітоїдів асоціюють з породами ташлицького комплексу. Контакти їх з уміщуючими породами тектонічні, а на ділянках, де тектонічні порушення відсутні, контакти з плагіогнейсами різкі, а з гранітоїдами кіровоградського комплексу нечіткі, поступові. Представлені породи плагіогранітами і плагіомігматитами біотитовими, гранат-біотитовими та апліт-пегматоїдними гранітами. В плагіогранітах та плагіомігматитах зустрічається значна кількість жил аплітоїдних та апліто-пегматоїдних гранітів кіровоградського комплексу [24].

Ультраметаморфічні утворення палеопротерозою представлені автохтонними гранітоїдами кіровоградського комплексу (PR₁^{1kq}), які на території ІМБ утворюють декілька великих конкордантних масивів площею від десятків до сотень км² (Долинський, Кіровоградський, Бобринецький, Митрофанівський, Кандаурівський, Лелеківський та ін.), а також ряд більш дрібніших тіл в Приінгульському синклінорії. Породи комплексу складені

гранат-біотитовими, біотитовими, часто порфіроподібними та трахітоїдними двопольовошпатовими гранітами, апліт-пегматоїдними гранітами, аплітами та пегматитами [24, 25, 27]. За даними сучасних петрологічних досліджень [39] значна частина кіровоградських гранітів є високотемпературними (висока амфіболітові фація) і належать до алохтонних утворень (центральна частина гранітоїдів Кіровоградського, Митрофанівського, Долинського масивів). Вік гранітів кіровоградського комплексу за даними [27] становить близько 2000 млн р. За результатами уран-свинцевого ізотопного дослідження циркону вік утворення гранітів Кіровоградського масиву становить 2065 ± 20 млн. р., а Бобринецького масиву – 2025 ± 10 млн. р. [16]. Утворення гранітоїдів кіровоградського комплексу (PR_1^{1kq}) відповідають віковому інтервалу – 2065-2025 млн. р. [19]. Вознесенський комплекс, який на даний час розглядається у складі кіровоградського комплексу, а раніше було виділено [3, 85] як окремий комплекс, на думку Щербакова І.Б. [99] все ж таки треба розглядати окремо. До складу комплексу входять Вознесенський, Синюхинський та ряд дрібних масивів в районі Липняжського купола, розташованих в Братському синклінорії. Від кіровоградських гранітів вони відрізняються наявністю ксенолітів гранулітової фації, більшою глибинністю, більш високою залізистістю та петрофізичними властивостями. Вік гранітів по монациту коливається в межах від 2100-1900 млн. р [18].

Найбільш давніми алохтонними плутонічними породами вважаються утворення палеоархейського сабарівського комплексу (AR_1sb). Породи комплексу розкриті однією свердловиною Г.О. Шварцем [129] і трьома свердловинами Е. Крамских [24], у межах Новогригорівського купола, де вони виявлені у вигляді пластових тіл потужністю до 25 м серед двопіроксенових кристалосланців тиврівської товщі і пегматоїдних гранітів кіровоградського комплексу. Вони представлені перидотитами, іноді амфіболізованими піроксенітами.

Більшість алохтонних магматичних порід утворилася впродовж палеопротерозою.

Утворення райпільського комплексу (PR_1^{1rp}) представлені піроксенітами, перидотитами і їх зміненими різновидами (актинолітитами, тальк-тремоліт-флогопітовими, тремоліт-актиноліт-біотитовими, серпентин-флогопіт-актинолітовими породами), горнблендитами та основними породами (норитами, габро-норитами), які зазнали біотитизації, амфіболітизації, інколи і гранітизації. Основні породи переважають у складі комплексу. Тіла, які залягають серед гранітоїдів, перетнуті малопотужними (0,1-5,0 м) жилами гранітів аплітоїдних, апліто-пегматоїдних і дрібнозернистих біотитових кіровоградського комплексу (PR_1^{1kq}) [24, 25, 129].

Новоукраїнський комплекс (PR_1^{1nu}) представлено великим багатофазним Новоукраїнським масивом (близько 3,5 тис. км²) і розташованими поруч дрібнішими масивами (Чигиринський, Боковянський, Верблюжський, Олійниковський, Софіївський). До новоукраїнського комплексу входять основні (габро, габро-норіти), гібридні (габро-монцоніти, монцоніти, кварцові монцоніти, сієніти, кварцові сієніти) та кислі (граніти гранат-біотит-гіперстенові порфіробластові, граніти гранат-біотитові порфіробластові) різновиди магматичних порід [23, 24, 25, 27]. Жильна фаза представлена дрібнозернистими біотитовими, аплітами, пегматитами і кварцовими сієнітами. За даними сучасних петрологічних досліджень [39] більшість масивів Новоукраїнського комплексу складена кіровоградськими гранітами, а серед складних масивів (Чигиринський), які містять в собі і кіровоградські і новоукраїнські граніти, виявлені ксеноліти ендербітів. Контакти з гнейсами та мігматитами інгуло-інгулецької серії (PR_1^{1ii}) чіткі, в основному тектонічні, а з гранітоїдами кіровоградського комплексу (PR_1^{1kq}) як поступові [129], так і різкі [24]. Вік гранітів знаходиться в межах 2030-2000 млн. р., тобто вони формувалися майже одночасно з гранітами кіровоградського комплексу, однак за рахунок глибинної, нижньокорової магми [27]. Вік гранітоїдів новоукраїнського комплексу коливається від 2038 до 2025 млн. р [19].

Корсунь-Новомиргородський комплекс (PR_1^{2kn}) представлений одноіменним Корсунь-Новомиргородським плутоном та в його складі

Руськополянським масивом [99]. За уявленнями Митрохина О.В. [54, 55], до складу Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківі-гранітного комплексу, крім однойменного багатофазного плутону, повинні входити невеликі сателітні гранітоїдні масиви в його західному та східному облямуванні, дайки сублужних діабазів та плагіопорфіритів, які розповсюджені в породах «рами» на схід та південь від Корсунь-Новомиргородського плутону, а також контактово-термальні та метасоматичні утворення всередині та навколо плутону. Загальна площа Корсунь-Новомиргородського плутону за даними [99] приблизно 6000 км². За розрахунками [54] площа останнього складає 5513 км². Гранітоїди займають 76 % від площі плутону, причому найбільшим розповсюдженням користуються овоїдні рапаківі. На частку анортозитів, габро-анортозитів та лейкократових габроїдів припадає не менше 15 %. Мезократові габроїди, разом з різко підпорядкованими їм меланократовими габроїдами та ультрамафітами, займають біля 6 % від загальної площі плутону. Характерною особливістю Корсунь-Новомиргородського плутону є значний розвиток гібридних монцонітоїдних порід – монцонітів, монцодіоритів, монцоноритів, монцогабро та сієнітів, на частку яких приходить більше 3 % від загальної площі плутону [54]. Контакти Корсунь-Новомиргородського плутону з вміщуючими породами переважно тектонічні з зонами катаклазу, мілонітизації, лужного метасоматозу, епідотизації та окварцування [40, 42]. Віковий інтервал утворення порід корсунь-новомиргородського комплексу (PR_1^{2kn}) коливається від 1750 до 1720 млн. р. [19].

Дуже різноманітні в Інгульському мегаблоці дайкові породи, серед яких виділяються як палеопротерозойські, так і мезопротерозойські. Палеопротерозойський дайковий комплекс ультраосновних-основних порід (за даними [120] северинський дайковий комплекс), мезопротерозойський дайковий комплекс ультраосновних і основних порід (за даними [120] долинський дайковий комплекс). Герцинська активізація (?) (C_3-P_1) проявлена в утворенні порід середнього складу Рівненського штоку [24, 25, 120].

3.1.3. Тектоніка.

За сучасними уявленнями [51, 102, 103, 104, 105, 106, 109] ІМБ у складі УЩ є частиною крупного палеопротерозойського протократону Волго-Сарматії, який разом з Феноскандійським коровим сегментом складає Східно-Європейський кратон («Балтика») (Рис. 3.2). Згідно з чинною Кореляційною хроностратиграфічною схемою раннього докембрію Українського щита [27] Інгільський мегаблок знаходиться в центральній частині Українського щита, та за даними багатьох дослідників має антиклінорну будову [32, 33, 99] (Рис. 3.3). Центральну осьову зону меридіонального простягання ІМБ утворюють два крупних плутона: Корсунь-Новомиргородський аортозит-рапаківі-гранітної формації на півночі та Новоукраїнський масив порфіроподібних гранітів на півдні, які на заході обмежуються Братським синклінорієм, а на сході – Інгільським синклінорієм [32, 33, 99].

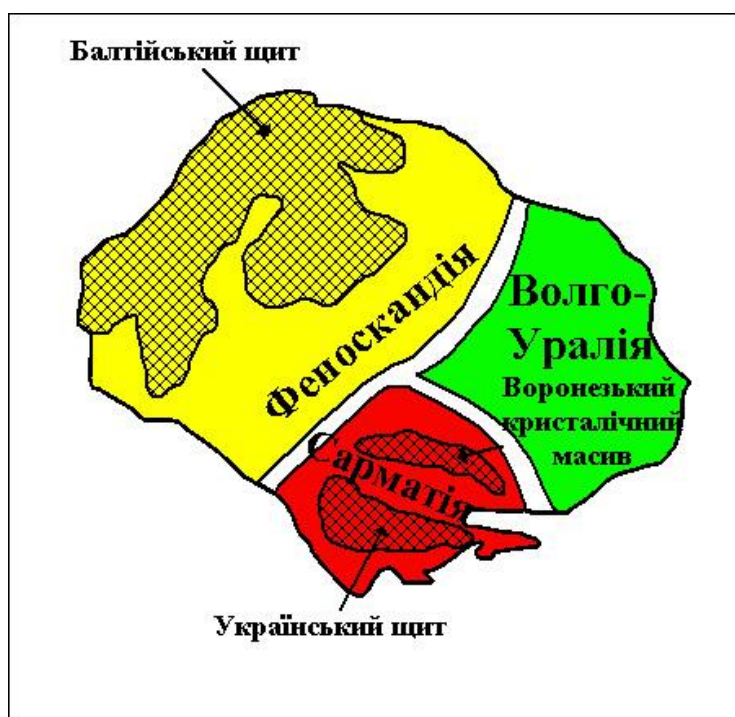


Рис. 3.2. Положення Українського щита в межах Східно-Європейського кратону (за даними [51, 106]).

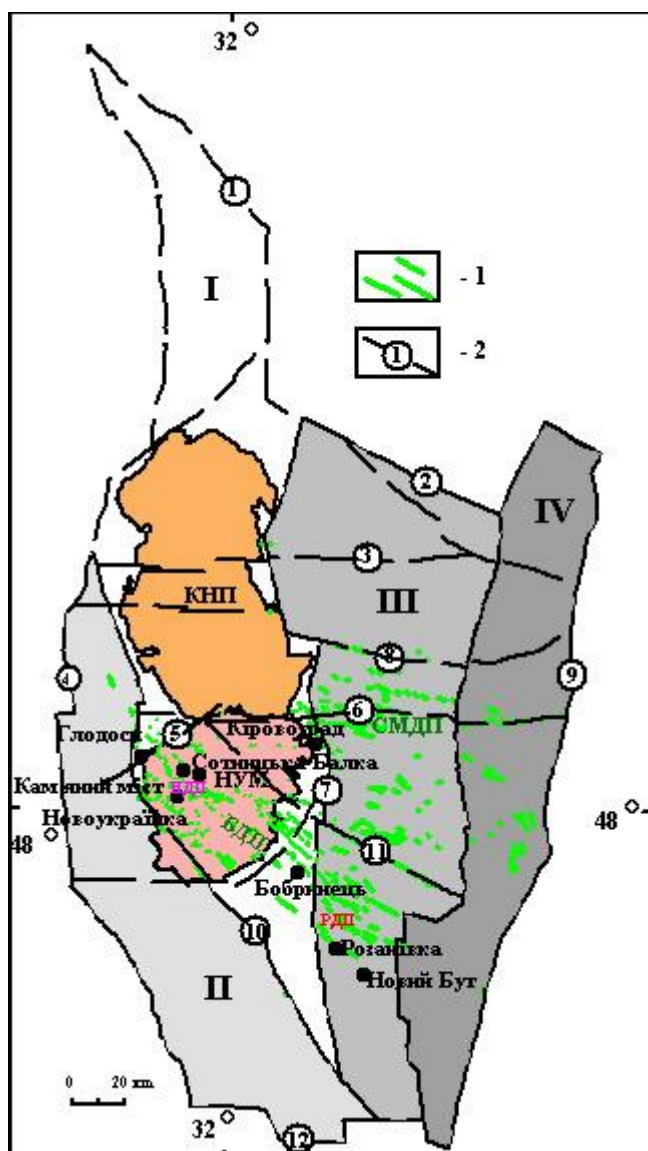


Рис. 3.3 Схема антикліноної будови Інгульського мегаблока Українського щита (за даними КП «Кіровгеологія» [116 - 117, 121 - 128] з доповненнями автора). Тектонічні блоки другого порядку: **I** – Центральне вісьове підняття з Корсунь-Новомиргородським та Новоукраїнським плутонами; **II** – Братський синклінорій, **III** – Приінгульський синклінорій, **IV** – Західно-Інгулецька зона. **НУМ** - Новоукраїнський плутон (PR_{1nu}). **КНП** – Корсунь-Новомиргородський плутон (PR_{1kn}). 1 – Рої базитових дайок: **СМДП** – Суботсько-Мошоринський дайковий пояс, **БДП** – Бобринецький дайковий пояс. 2 – Глубинні разломи та їх назви (1 – Козелецько-Яготинський, 2 – Золотонський, 3 – Лукашевсько-Тимошевський, 4 – Первомайський, 5 –

Глодоський, 6 – Суботсько-Мошоринський, 7 – Кіровоградський, 8 – Західно-Інгулецький, 9 – Криворізько-Кременчуцький, 10 – Центральний, 11 – Долинський, 12 – Південно-Таврійський. **РДП** – Розанівське дайкове поле, **НДП** – Новоукраїнське дайкове поле.

На заході ІМБ відмежовується від Росинсько-Тікицького та Дністровсько-Бузького мегаблоків Голованівською шовною зоною, яка обмежується Первомайським та Ядлово-Трактемирівським глибинними розломами. Східна межа Інгульського мегаблоку із Середньопридніпровським мегаблоком проводиться по Інгулецько-Криворізькій шовній зоні, яка розташована між Західно-Інгулецьким та Криворізько-Кременчуцьким глибинними розломами [27]. Деякі дослідники обмежують ІМБ на заході Тальнівською зоною розломів [21, 20, 35], а на сході - Криворізько-Кременчуцькою, обґрунтовуючи це особливостями геодинамічного розвитку та металогенії центральної частини Українського щита. Мичаком С.В. [66] виконано геодинамічну інтерпретацію польових тектонофізичних досліджень, відповідно до якої ранньодокембрійський фундамент центральної частини Українського щита був побудований з двох мікроплит – Західної та Східної. В археї вони були відокремлені одна від одної на значну відстань і розвивалися самостійно, а на початку раннього протерозою зійшлися воедино. Зближення мікроплит супроводжувалося правими зрушеннями вздовж розломів та сильним стисненням. В результаті крайові частини мікроплит утворили Голованівську та Інгулецько-Криворізьку шовні зони.

За геофізичними даними потужність земної кори у межах ІМБ коливається від 35 до 45 км. Помітно диференційована західна частина мегаблоку має граніт-діоритовий склад кори при збільшеній потужності діоритового шару, а східна частина – більш гранітний, причому в її південній частині базальтовий шар майже цілком зникає. Передбачається, що це пов'язано з розтягненням кори на стадії платформеної активізації і укорінення Новоукраїнської та Корсунь-Новомиргородської інтрузій [27].

Структуру Кіровоградського мегаблоку в загальних рисах визначили як симетричну щодо Центрального осьового підняття, складеного Корсунь-Новомиргородським та Новоукраїнським масивами [77].

У сучасній структурі це підняття, як і прогнуті частини, що з ним межують, ускладнені повздовжніми східчастими розломами і мають блок-антиклінорну та блок-синклінорну природу. Усього в структурі мегаблока може бути уособлено, крім Центрального підняття, дві синклінорні зони (блоки) – Інгульська на сході та Ташлицька на заході, а також два крайових підняття (блоки) – Західноінгулецьке на сході та Вознесенське на заході. Кожна з цих структур має складну внутрішню складчасту будову з дещо змінним, але загалом північно-західним простяганням, та, ймовірно, помітною західною вергентністю, що відображена в асиметрії мегаблока щодо Центрального підняття та у більшій ширині східних зон. Мегаблок розбитий численними різноорієнтованими розломами, зокрема широтними Лукашівським, Суботсько-Мошоринським та Бобринецьким, меридіональними Кіровоградським та Західноінгулецьким, а також Звенигородсько-Братським, Лелеківським та Новоукраїнським розломами північно-західного простягання [78].

3.2. Особливості розповсюдження, локалізації та геологічних умов залягання базит-гіпербазитових дайок БДП.

Бобринецький дайковий пояс (БДП) знаходиться в південній частині ІМБ і простягається в північно-західному напрямку на відстань більше 100 км вздовж лінії населених пунктів Новий Буг – Бобринець – Новоукраїнка – Глодоси, розташованих на території Миколаївської та Кіровоградської областей України.

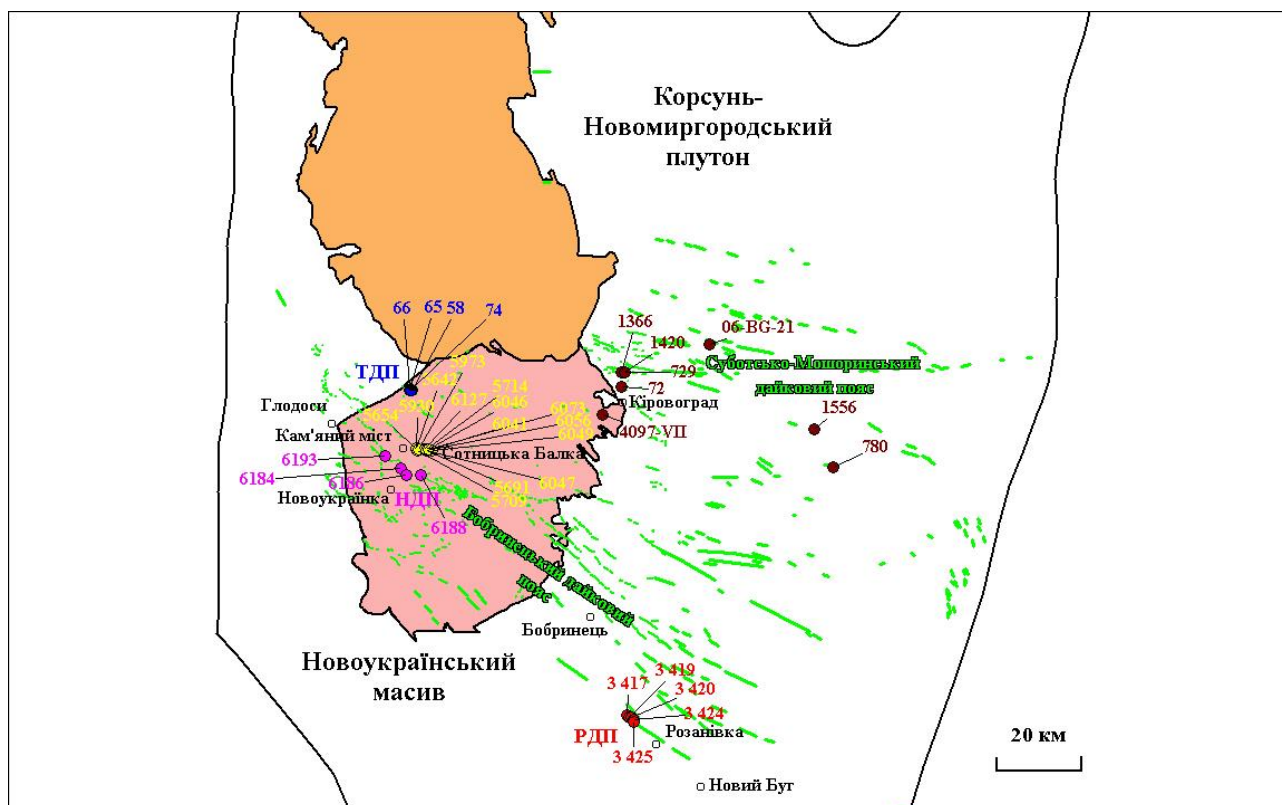


Рис. 3.4. Схема локалізації базит-гіпербазитових дайок Інгульського мегаблоку (за даними КП «Кіровгеологія» [116 - 117, 121-128] з доповненнями автора). Умовні позначення: **РДП** – Розанівське дайкове поле, **НДП** – Новоукраїнське дайкове поле, **ТДП** – Тарасівське дайкове поле.

Численні дайки потужністю від 1-5 до 25-30 м фіксуються в магнітному полі контрастними лінійними аномаліями, витягнутими в північно-західному напрямку [46], які простежуються від Приінгульського синклінорію, через Бобринецький та Новоукраїнський гранітоїдні масиви і майже до західної межі ІМБ. Розповсюдження та орієнтація дайок контролюються Долинським та Центральним глибинними розломами. З'ясовано, що в розподілі дайок спостерігається неоднорідність: на окремих ділянках БДП вони концентруються в дайкові поля, найбільш крупними серед яких є вперше

виділені Розанівське та Новоукраїнське. Також вперше виділено Тарасівське дайкове поле, розташоване північніше від північно-західного флангу БДП.

1. *Розанівське дайкове поле (РДП)* складає південно-східну частину Бобринецького дайкового поясу. Мафічні дайки цього поля трасують розривні порушення Вільнянської зони розломів північно-західного простягання, які перетинають контакт Бобринецького гранітоїдного масиву з гнейсами Приінгульської синкліналі. Вміщуючими породами для них є гнейси чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії (PR_{1ii}) та гранітоїди кіровоградського комплексу (PR_{1kg}). У зв'язку з відсутністю природних відслонень, петрографії РДП до останнього часу приділялося замало уваги. В 2008 році дайки, які відносяться до РДП, були розкриті глибокими свердловинами № 3417, 3419, 3420, 3424, 3425, пробуреними експедицією № 37 КП «Кіровгеологія» в районі с. Розанівка Новобузького району Миколаївської області України в межах спеціалізованих геологорозвідувальних робіт [121, 122]. Виконані мінералого-петрографічні дослідження показали, що серед вивчених зразків переважають основні гіпабісальні породи нормального ряду лужності із сімейства долеритів [11, 57, 58, 59]. В залежності від ступеня постмагматичних змін серед них розрізняють як кайнотипні, так і палеотипні різновиди. Доречі, досі нема однозначності у використанні термінів «діабаз» та «долерит». За рекомендацією «Петрографічного кодексу України» [70] вони вважаються синонімами. Але автор дисертації, посиляючись на авторитетну монографію [28], долеритами іменує кайнотипні дайкові породи основного складу, а діабазами – палеотипні.

Основну увагу було приділено вивченню кайнотипних різновидів, представлених *олівіновими долеритами*. Палеотипні різновиди представлені *діабазами*.

2. *Новоукраїнське дайкове поле (НДП)*. складає північно-західну частину Бобринецького дайкового поясу. На денній поверхні дайки цього поля майже не відслонюються. За даними буріння вміщуючими породами для них є гнейси чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії (PR_{1iii}), а також гранітоїди

кіровоградського (PR_{1kg}) та новоукраїнського (PR_{1nu}) комплексів. Вони були розкриті глибокими свердловинами у 80-90 роках минулого століття, пробуреними експедицією № 46 КП «Кіровгеологія» в районі населених пунктів Новоукраїнка, Сотницька Балка та Кам'яний міст Новоукраїнського району Кіровоградської області в межах спеціалізованих геологорозвідувальних робіт [124-127]. Виконані мінералого-петрографічні дослідження показали, що вивчені зразки представлені: 1) основними гіпабісальними породами нормального ряду лужності із родини долеритів (кайнотипними *олівіновими долеритами*, виявленими в керні свердловин № 6197, 6201, *олівіновими габро-долеритами* - в керні свердловин № 6183, 6184 (гл. 160-179), 6186, 6188, 6193 (гл. 220-249), палеотипними *діабазами* - в керні свердловин № 6135, 6155, 6193 (гл. 211-220) та *габро-діабазами* - в керні свердловин № 5814, 6179, 6184 (гл. 179-187)); 2) гіпабісальними сублужними ультрамафітами в різній мірі змінених низькотемпературними постмагматичними процесами, виявлених в керні свердловин № 5642, 5691, 5709, 5714, 5930, 5973, 6041, 6046, 6047, 6049, 6056, 6073, 6127, 6164; 3) основними гіпабісальними лампрофіровими породами сублужного ряду (*камptonітами*) також в різній степені змінених постмагматичними процесами, виявленими в керні свердловин № 5654, 5781, 5828, 5997, 6063, 6190; 4) *сублужними діабазами*, виявленими в керні свердловин № 6178, 6179, 6198. Кайнотипні олівінові долерити, яким було приділено основну увагу при вивченні зразків, петрографічно схожі з розанівськими [60, 63].

3. *Тарасівське дайкове поле (ТДП)* знаходиться в північно-західній частині Новоукраїнського гранітоїдного масиву дещо північніше БДП. Базитові дайки ТДП мають північно-західне простягання і характеризуються січним положенням по відношенню до розривних порушень Глодоської зони розломів північно-східного простягання. Вони простежуються у вигляді крутопадаючих та субгоризонтальних тіл потужністю від десятків сантиметрів до перших десятків метрів. Одна з цих дайок, перетнута свердловиною 74ф в інтервалі буріння 538-553,2 м, що відповідає інтервалу глибин -298 - -315 м за

абсолютними відмітками, має субширотне простягання з північним падінням під кутом 50-60° [9]. Більшість із них має зональну будову з поступовим переходом від тонкозернистих відмін біля контактів до крупнозернистих порфіроподібних – в центральних частинах дайок. Вміщуючими породами для дайок ТДП є граніти новоукраїнського (PR_{1nu}) комплексу. Характер контактів з гранітами прямолінійний, іноді звивистий, з дрібнозернистими афіровими зонами загартування в бокових частинах дайок [29]. На денній поверхні дайки ніде не відслонюються. В 2010 році вони були розкриті глибокими свердловинами № 74ф, 55д, 56д, 58д, 65д, 66д, пробуреними експедицією № 46 КП «Кіровогеологія» в районі с. Тарасівка Маловисківського району Кіровоградської області в межах спеціалізованих геологорозвідувальних робіт. Короткий петрографічний опис діабазів та аподіабазових метасоматитів ТДП наведено в публікації [30]. Вивчення керна матеріалу свердловин показало, що досліджувані зразки із свердловини № 74ф (гл. 538,0-554,9), представлені *габро-діабазами* та *діабазами* (в авторських публікаціях [9, 13] вони ідентифіковані як долерити), відносяться до гіпабісальних магматичних порід основного складу нормального ряду лужності із родини долеритів, в різній мірі змінених низькотемпературними постмагматичними процесами. А зразки із свердловин № 74ф (гл. 371,9-372,7), 55д, 56д, 58д, 65д, 66д представлені *сублужними діабазами* (в авторській публікації [13] вони ідентифіковані як діабazi – палеотипні різновиди долеритів).

За результатами авторських досліджень дайкові породи БДП поділяються на дві петрографічні асоціації – *долерит-діабазову* та *ультрамафіт-лампрофірову*, детальна мінералого-петрографічна та геохімічна характеристика яких наведена у 4 та 5 розділах дисертації відповідно. Аналізуючи просторове розміщення дайок долерит-діабазової формації, можна зробити висновок про те, що вони розвинені в межах всього БДП, і виявлені як на Розанівському, так і на Новоукраїнському дайковому полях. Дайки та сили ультрамафіт-лампрофірової асоціації ідентифіковані на НДП у безпосередній близькості від представників долерит-діабазової формації. Нижня вікова межа

формування дайок БДП звичайно визначається за їх перетинанням гранітоїдів новоукраїнського комплексу. U-Pb ізотопний вік цирконів з останніх складає близько 2,03-2,04 млрд. р. [19], хоча за геологічними даними вони формувалися дещо пізніше. Верхня вікова межа для дайок БДП досі ще не визначена, що пояснюється відсутністю даних ізотопного датування. До речі, дайкових порід базит-гіпербазитового складу ДДФ та УЛА, які б перетинали Корсунь-Новомиргородський плутон, U-Pb ізотопний вік цирконів з порід якого складає близько 1,76-1,74 млрд. р. [93], дотепер не виявлено. Тому можна обмежити вік формування дайкових порід БДП часовим проміжком 2,04-1,76 млрд. р. ($\approx$ 2,0-1,8 млрд. р.). У цьому часовому інтервалі також відбувалися процеси лужного натрового метасоматозу, локальні прояви якого виявлені автором в окремих зразках ультрамафітів [62], і з якими пов'язано формування ураноносних альбітитів [16, 30, 65, 69]. В межах Суботсько-Мошоринського субширотного дайкового поясу ІМБ в районі м. Кіровоград та в 50 км на схід від останнього були виявлені та досліджені [115], а також додатково петрографічно та геохронологічно вивчені [91] сублужні габроїди гіпабісальної та субвулканічної фацій, які прийняті автором дисертації аналогами представників УЛА. U-Pb ізотопний вік цирконів сублужних габроїдів складає близько 2,05 млрд. р., що вказує на більш древній вік формування останніх у порівнянні з виявленими в цьому районі Лелеківського та Щорсівського проявів кімберлітів [91, 117] і наближається до віку формування новоукраїнського комплексу. Вік кімберлітів визначений Rb-Sr ізохронним методом по породі та флогопіту із основної маси [100] складає 1770 млрд. р. В кар'єрі поблизу с. Суботці були виявлені та описані діабазы [17], які в публікації [106] визначені як олівінові долерити. U-Pb ізотопний вік цирконів з останніх, визначений [109], складає 1,767 млрд. р. Враховуючи досить інтенсивний вплив на сублужні габроїди (за результатами хімічного аналізу сублужних габроїдів втрати при прожарюванні складають 2-13 %) та на олівінові долерити низькотемпературних постмагматичних процесів сумнівним є походження проаналізованих цирконів. Можна припустити, що вік формування дайкових порід ДДФ буде наближеним віку утворення долеритів

пругівського комплексу Волинського мегаблоку УЩ, долерити та габро-долерити якого є аналогами дайкових порід ДДФ [44, 45]. U-Pb ізотопний вік цирконів з долеритів пругівського комплексу складає 1777 [44, 45, 114]. Таким чином питання про вікові співвідношення дайкових порід ДДФ, УЛА, а також лужних натрових альбітитів, в тому числі ураноносних, залишається відкритим до моменту отримання даних прецизійного датування вище означених дайкових утворень БДП.

В ході дисертаційних досліджень також було проаналізовано особливості хімічного складу та характер локалізації базитових дайок Інгульського мегаблоку Українського щита [6, 10, 12, 14, 34]. Виконані петрохімічні перерахунки показали за методикою [52], що неметаморфізовані базитові дайки Центральної та Південної частин ІМБ УЩ, подібно аналогічним утворенням Волинського мегаблоку (ВМБ) УЩ [94, 95, 96], представлені двома петрогенетичними серіями толейтовою та сублужною. Встановлено, що близькі за основністю породні представники цих петрогенетичних серій суттєво відрізняються один від одного за цілим рядом геохімічних параметрів: сумарної лужності, залізо-магнієвому відношенню, вмісту та розподілу мікроелементів. Загальною закономірністю є більш «еволюціонувавший» склад дайкових порід сублужної серії, у порівнянні з толейтовою. Виявлені особливості хімізму в подальшому можна використовувати в якості індикаторних ознак при розчленуванні та кореляції дайкових утворень УЩ. Стосовно геологічної позиції дайок двох виокремлених серій попередньо намічається тенденція до спрямованої зміни толейт-базальтового дайкового магматизму – сублужним у напрямку анортозит-рапаківігранітних інтрузій Корсунь-Новомиргородського плутону. Така ж тенденція [7] раніш була виявлена для базитових дайок, що асоціюють з Коростенським плутоном на Волинському мегаблоці УЩ. Принагідно можна відмітити, що практично для усіх добре вивчених плутонів анортозит-рапаківігранітної формації встановлюється як просторовий, так і віковий зв'язок з роями базитових дайок [56, 68]. Геологічний вік дайкових утворень ІМБ встановлюється лише для окремих представників сублужної

серії. Так, в дайці сублужного плагіопорфіриту, що розтинає мігматити кіровоградського комплексу в кар'єрі с. Мала Смілянка біля східної межі Корсунь-Новомиргородського плутону, О. Митрохином описані ксеноліти анортозитів корсунь-новомиргородського комплексу. Декілька дайок монцодіоритів та монцонітів також виявлені в анортозитах кар'єру с. В'язівка на західному фланзі Корсунь-Новомиргородського плутону [54, 55]. Проте, геологічні співвідношення таких дайок з гранітоїдами корсунь-новомиргородського комплексу досі не з'ясовано. По аналогії з краще дослідженим Коростенським плутоном, можна припустити, що серед сублужних базитових дайок ІМБ є такі, що передували формуванню гранітів рапаківі, а також і постгранітні.

3.3. Висновки.

Базит-гіпербазитові дайки ІМБ, аналогічно дайковим утворенням ВМБ, відносяться до двох петрогенетичних серій – толейтової та сублужної. Виявлені особливості хімізму дайкових порід ІМБ в подальшому можна використовувати в якості індикаторних ознак при розчленуванні та кореляції дайкових утворень УЩ.

В межах БДП ІМБ вперше виділено Розанівське та Новоукраїнське дайкові поля, які складено олівіновими долеритами та габро-долеритами долерит-діабазової формації та сублужними ультрамафітами, камптонітами ультрамафіт-лампрофірової асоціації, які відповідають зазначеним серіям. Вміщуючими породами для них є гнейси чечеліївської світи інгуло-інгулецької серії (PR_{1ii}), а також гранітоїди кіровоградського (PR_{1kg}) та новоукраїнського (PR_{1nu}) комплексів.

Аналіз просторового розповсюдження окремих представників виділених серій дозволяє зробити попередні висновки стосовно їх геологічної позиції у структурі ІМБ. Встановлена тенденція до направленого змінення толейт-базальтового дайкового магматизму – сублужним у напрямку до плутонів анортозит-рапаківігранітних інтрузій Корсунь-Новомиргородського плутону.

Вік формування дайкових порід БДП можна обмежити часовим проміжком 2,04-1,76 млрд. р. ($\approx$ 2,0-1,8 млрд. р.).

РОЗДІЛ 4

ДОЛЕРИТ-ДІАБАЗОВА ФОРМАЦІЯ БОБРИНЕЦЬКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСУ

4.1. Мінералого-петрографічна характеристика долерит-діабазової формації

4.1.1. Олівінові долерити є одними з найбільш розповсюджених петрографічних представників серед дайкових утворень долерит-діабазової формації. В межах Бобринецького дайкового поясу чисельні дайки кайнотипних олівінових долеритів присутні як на Розанівському, так і на Новоукраїнському дайкових полях. На площі Розанівського дайкового поля вони виявлені у свердловинах 3417 (гл. 45,3 м), 3419 (гл. 210,3 м, 210,9 м, 212,5 м), 3420 (гл. 83,0 м, 87,2 м, 89,7 м, 205,8 м) та 3424 (гл. 287,4 м). На площі Новоукраїнського дайкового поля олівінові долерити присутні у свердловинах 6197 (гл. 84-95 м, 107-117 м) та 6201 (гл. 344-357 м) (див. рис. 3.3.). В межах ТДП, встановлені дайки діабазів, що є палеотипними аналогами олівінових долеритів (див. рис. 3.3.).

Макроскопічно олівінові долерити – це темно-сірі до чорних породи з дрібнокристалічною афіровою структурою [11, 57, 60]. Лише деякі зразки свердловини 3420, пробуреної в межах РДП, мають олігофірову структуру. Остання характеризується присутністю поодиноких порфірових вкраплеників плагіоклазу таблитчастої форми, розміром 5-10 мм, які різко виділяються на фоні дрібнозернистої основної маси. У зразку 3420-205,8 вкрапленіки водяно-прозорого плагіоклазу виявляють нечітку орієнтацію під кутом 20° до осі керну (рис. 4.1, а). Своєрідна дрібнотакситова текстура зразків 3417-45,3, 3420-87,2, 3420-89,7 визначається наявністю однорідно розсіяних в об'ємі породи світлих ділянок, розміром 5-10 мм (рис. 4.1, б). Останні розділені більш темними «перегородками», збагаченими мафічними мінералами, зокрема – олівіном та рудними. В деяких зразках керну свердловин 3419 та 3424 долерити розбиті

тонкими тріщинами, виповненими глинкою тертя, сульфідами та карбонатами. Кольоровий індекс М, який складається із суми мафічних силікатів та Fe-Ti оксидно-рудних мінералів, змінюється у діапазоні від 39 до 50 %, що дозволяє віднести олівінові долерити до мезократових відмін ($M=35-65\%$).

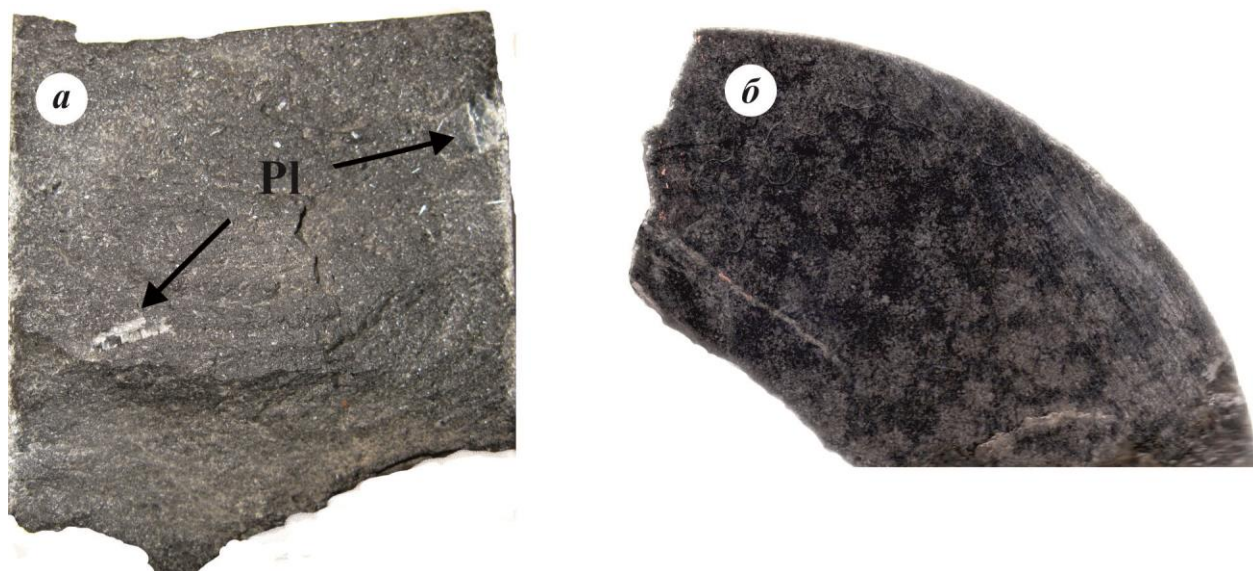


Рис. 4.1. Макроскопічні структурно-текстурні особливості олівінових долеритів РДП: *а* – олігофірова структура олівінового долериту з порфіровими вкрапленнями плагіоклазу на фоні дрібнозернистої основної маси, св. 3420 гл. 205,8 м, *б* – дрібнотакситова текстура олівінового долериту, св. 3417 гл. 45,3 м.

Під поляризаційним мікроскопом олівінові долерити виявляють повнокристалічну офітову структуру, яка характеризується різким ідіоморфізмом плагіоклазу по відношенню до піроксену. Елементи пойкилофітової структури в зразках 3417-45,3 та 3420-89,7 визначаються наявністю порівняно крупних ксеноморфних зерен піроксену з дрібними пойкилітовими включеннями плагіоклазу (рис. 4.2, *а*). В більшості вивчених зразків на фоні дрібнозернистої загальної маси виділяються таблитчасті мікровкрапленики плагіоклазу (фенокристи) розміром 1-3 мм (рис. 4.2, *в*). Але тільки в деяких з них вміст таких вкраплеників досягає 5%, що надає породі

мікропорфірової структури. Більш звичайні олігофірова та серійно-порфірова мікроструктури (рис. 4.1, б, г). Остання визначається наявністю поступових переходів між розмірами вкраплеників та плагіоклазом в загальній масі.

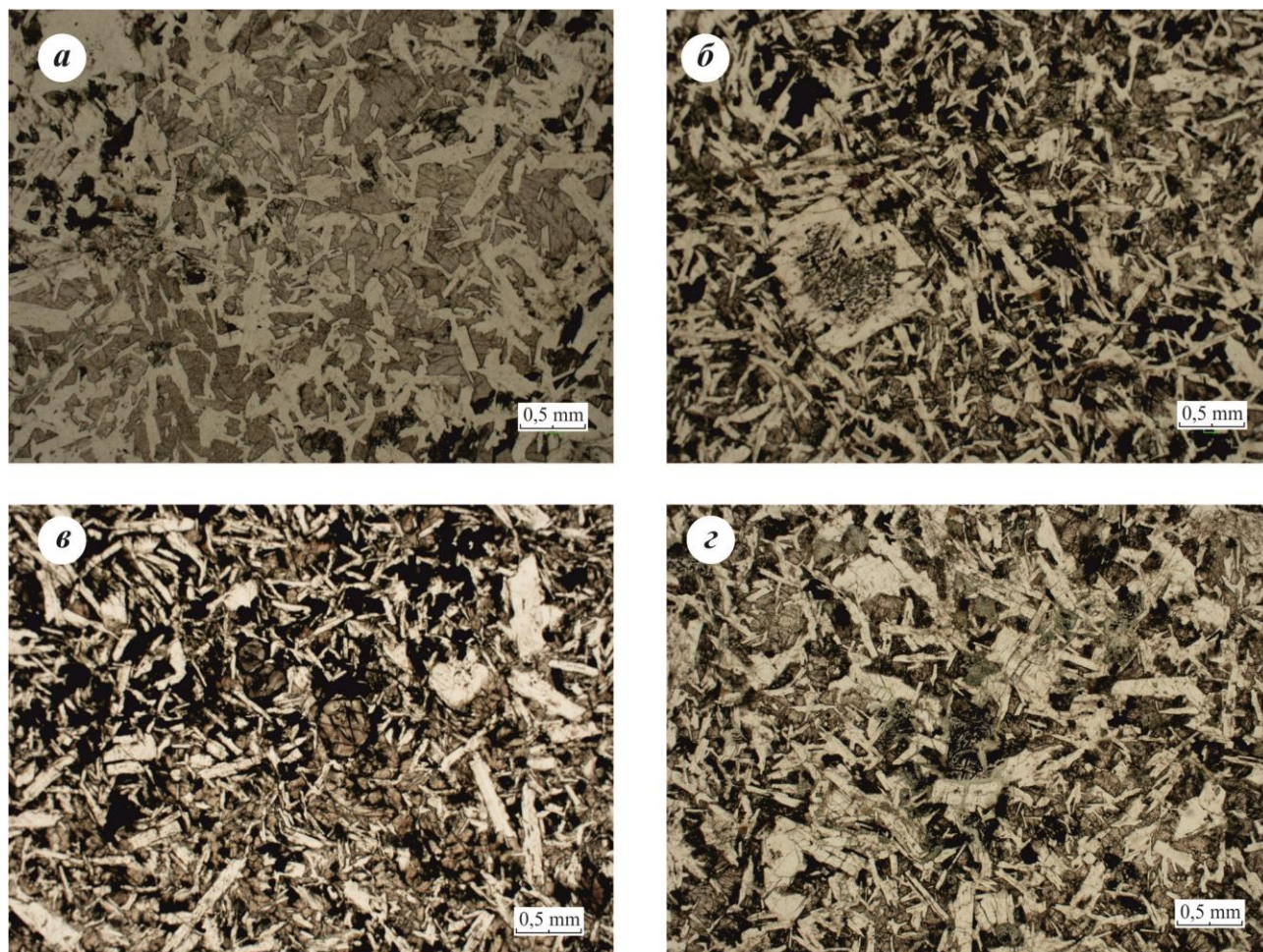


Рис. 4.2. Петрографічні особливості олівінових долеритів БДП. Фото шліфів під поляризаційним мікроскопом із вимкненим аналізатором: а – пойкилоофітова структура олівінового долерита, св. 3417 гл. 45,3 м, б – олігофірова структура олівінового долерита з фенокристом плагіоклазу в дрібнозернистій офітовій основній масі, св. 3419 гл. 212,5 м, в – мікрофенокристи плагіоклазу та олівину нечітко виокремлюються на фоні дрібнозернистої основної маси олівінового долериту, св. 3420 гл. 205,8 м, г – серійно-порфірова структура олівінового долериту, в центрі – тальк-магнетитова псевдоморфоза по олівіну, св. 3424 гл. 287,4 м.

Головні породоутворюючі мінерали олівінових долеритів – основний плагіоклаз та клінопіроксен. Другорядні та акцесорні – олівін, ільменіт, титаномagnetит, піротин, апатит. Серед вторинних незначно розвинені преніт, тальк, магнетит. У невеликих кількостях можуть бути присутніми кварц, калішпат та біотит.

Плагіоклаз кількісно переважає над усіма іншими мінералами. В окремих зразках його вміст може досягати 60 % (таб. 4.1). Загальну масу складають безладно орієнтовані лейстоподібні кристали плагіоклазу, довжиною 0,6-1 мм. Під мікроскопом у прохідному світлі вони по більшості чисті, не заміщені вторинними мінералами. Лише місцями спостерігається незначна пренітизація. В схрещених ніколях плагіоклази виявляють полісинтетичне двійникування. Мікрозондовим аналізом встановлено, що основність плагіоклазів загальної маси коливається в діапазоні An_{41-67} , виявляючи звичайну для плагіоклазів магматичних порід пряму зональність. Найбільш розповсюдженими є лабрадори An_{51-63} (рис. 4.3, б; 4.4). Фенокристи ж плагіоклазу мають таблитчасту форму та розміри 2-3 мм. Їх склад змінюється від бітовніту An_{70-83} – у високотемпературних ядрах вкраплеників, до лабрадору An_{51-62} – у зовнішніх оболонках (рис. 4.3, а; 4.4).

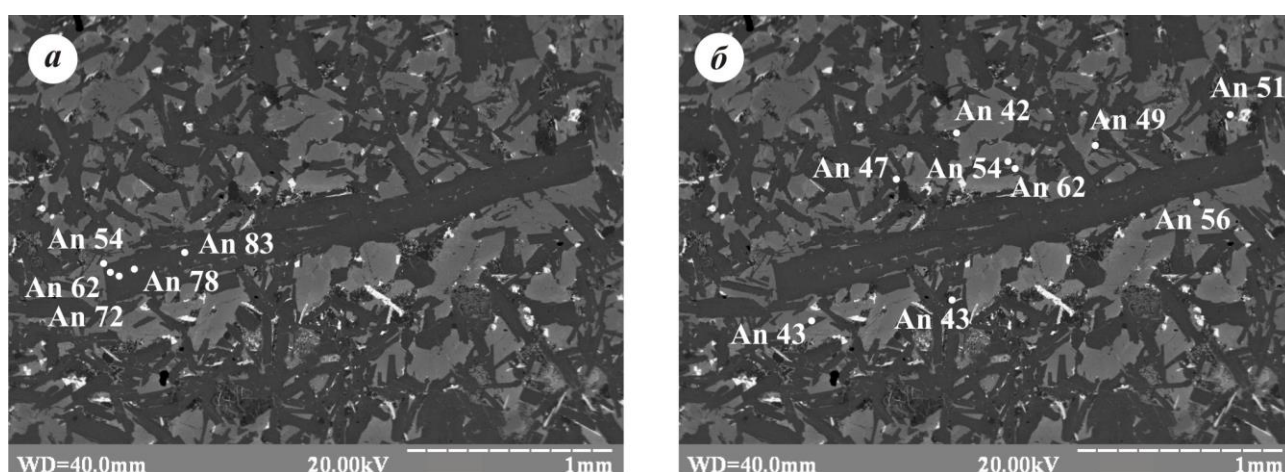


Рис. 4.3. Зональність плагіоклазів з олівінових долеритів БДП: а – зональність вкрапленика плагіоклазу, б – зональність плагіоклазів основної маси. Зразки керну із св. 3420 гл. 205,8 м, зображення під растровим

електронним мікроскопом, режим Сотро (вихідні аналітичні дані наведені в додатках А, Б).

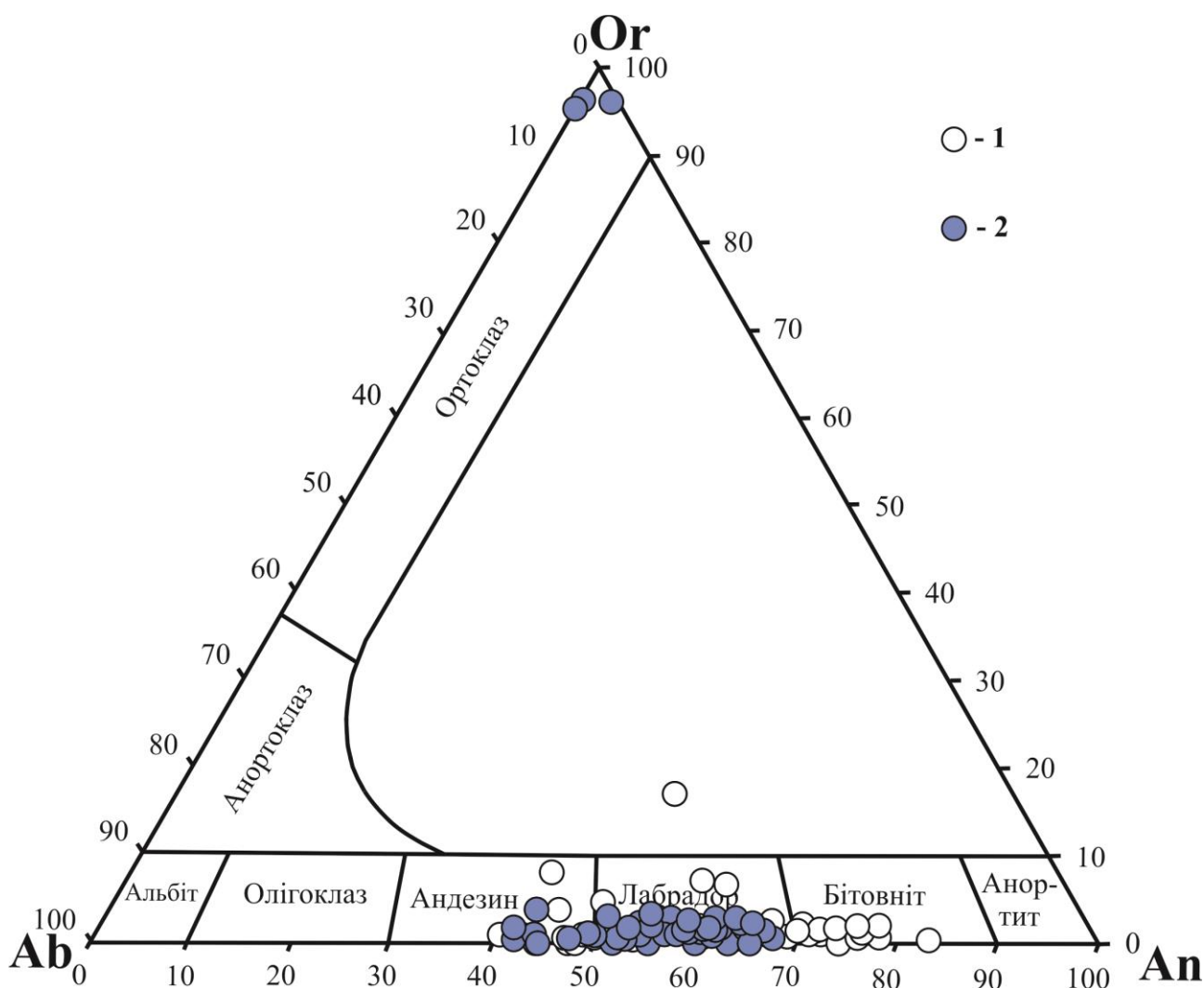


Рис. 4.4. Хімічний склад плагіоклазів з олівінових долеритів БДП на класифікаційній діаграмі Ab-An-Or: 1 – вкрапленики, 2 - загальна маса. Зразки керну із св. 3417 гл. 45,3 м, 3419 гл. 212,5 м, 3420 гл. 205,8 м, 3424 гл. 287,4 м. (вихідні аналітичні дані наведені в додатках А, Б).

Таблиця 4.1. Мінеральний склад олівінових долеритів БДП.

Свердловина (глибина, м)	3417 (45,3)	3419 (112,5)	3420 (205,8)	3424 (287,4)
S, мм ²	380	348	375	436
<i>Вміст мінералів, %</i>				
Плагіоклаз	60,3	54,3	49,3	49,3
Піроксен	25,3	22,1	16,3	17,0
Олівін	7,1	7,2	11,7	6,4
Fe-Ti оксидорудні мінерали	2,1	4,9	8,8	2,8
Інші	5,3	11,5	13,9	24,5

Піроксен домінує серед мафічних мінералів, при цьому вміст його коливається від 16 до 25 % (див. таб. 4.1). Він представлений лише моноклінним різновидом. Ксеноморфні зерна піроксену звичайно виповнюють інтерстиції між лейстами плагіоклазу. Під мікроскопом в одному ніколі вони мають ледь помітний коричнюватий відтінок. У схрещених ніколях деякі зерна виявляють просте двійникування. Зображення під електронним мікроскопом демонструють внутрішню неоднорідність більшості піроксенових зерен. Мікрозондом встановлені помітні варіації їх хімічного складу від піжоніту $Wo_{8-15}En_{53-67}$ до субкальцієвого авгіту $Wo_{16-21}En_{48-59}$ та авгіту $Wo_{28-38}En_{37-54}$. (рис. 4.5). При цьому, в одних випадках спостерігається концентрична зональність піроксенових зерен з високотемпературним піжонітовим ядром та авгітовою периферією, в інших – несиметричне змінення складу вздовж певного напрямку в досліджуваному індивіді, що зумовлює несиметричну секторіальну зональність зерен.

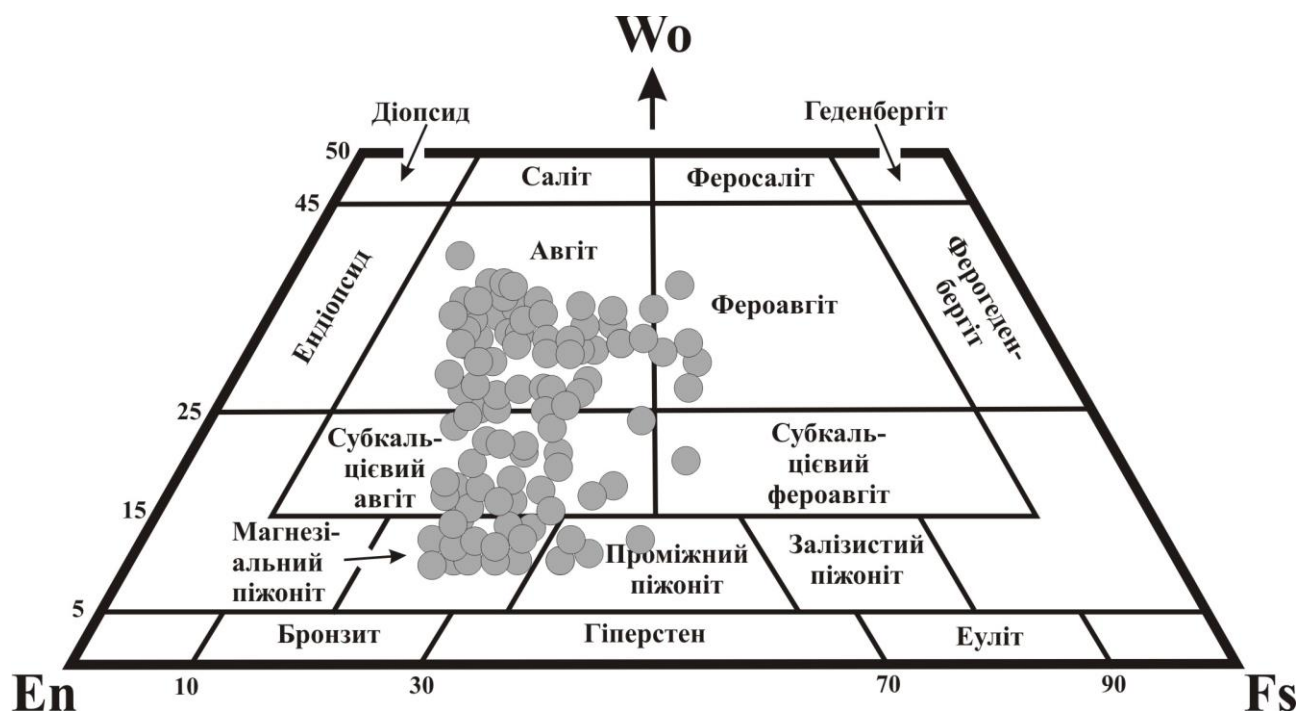


Рис. 4.5. Хімічний склад піроксенів з олівінових долеритів БДП. Зразки керну із св. 3417 гл. 45,3 м, 3419 гл. 212,5 м, 3420 гл. 205,8 м, 3424 гл. 287,4 м. Класифікаційні поля проведені відповідно до (Poldervaart, Hess, 1995) (вихідні аналітичні дані наведені в додатках В, Г).

Олівін розподіляється в олівінових долеритах досить неоднорідно. Вміст його зрідка перевищує 10% (див. таб. 4.1). По відношенню до піроксену олівін проявляє ідіоморфізм, утворюючи включення в ньому. Звичайні короткопризматичні та ізометричні зерна, розміром від 0,1 до 0,5 мм. Більш крупні з них мають характерні форми розрізів у вигляді витягнутих шестикутників, а також ромбів, частково корошованих. В деяких шліфах (3424-287,4) спостерігається заміщення олівіну магнетит-тальковим агрегатом (див. рис. 4.2, з). Під електронним мікроскопом свіжі зерна олівіну виявляють як концентричну, так і несиметричну зональність, змінюючи склад від хризоліту Fo_{70-76} в високотемпературних ядрах до гортоноліту Fo_{40-47} на периферії (рис. 4.6).

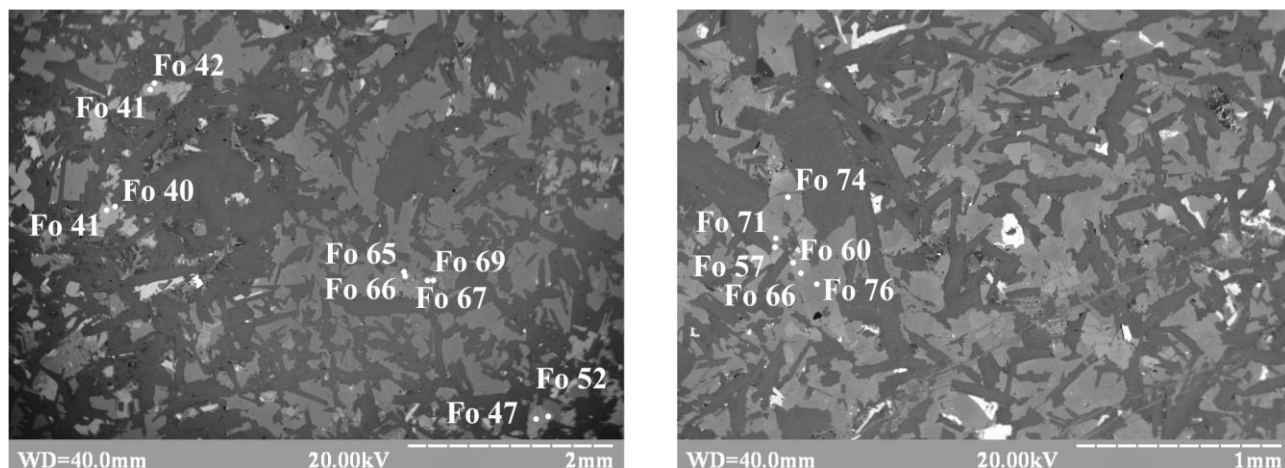


Рис. 4.6. Зональність олівінів з олівінових долеритів БДП. Зразки керну із св. 3417 гл. 45,3 м, 3419 гл. 212,5 м, зображення під растровим електронним мікроскопом, режим Сотро (вихідні аналітичні дані наведені в додатку Д).

Ільменіт найбільш звичайний рудний мінерал досліджуваних олівінових долеритів. Навіть в одному й тому ж зразку він може утворювати як правильні кристали пластинчатого габітусу, так і скелетні зерна (рис. 4.7). Розміри індивідуальних кристалів ільменіту не перевищують 0,1-0,2 мм. Мікрозондовим аналізом встановлений наступний склад ільменітів в олівінових долеритах Pm_{84-95} Hem_{4-13} Ru_{1-2} (вихідні аналітичні дані наведені в додатку Е). Їх характерною особливістю є помірний вміст гематитового міналу та низький – гейкілітового (<1%).

Титаномagnetит другий за розповсюдженістю рудний мінерал в олівінових долеритах. Для нього характерні зерна неправильної форми, а також дрібні кубічні кристали з частково кородованими гранями. Місцями титаномagnetит формує тонкі переривчасті нарости на ільменіті. Під електронним мікроскопом титаномagnetит демонструє тонку пластинчасту або ґраткову мікроструктуру з ексклюційними ламелями ільменіту (рис. 4.7). Хімічний склад досліджених титаномagnetитів характеризується наступним співвідношенням магнетитового та ульвошпинелевого міналів Mt_{60-80} Usp_{20-40} (вихідні аналітичні дані наведені в додатку Ж).

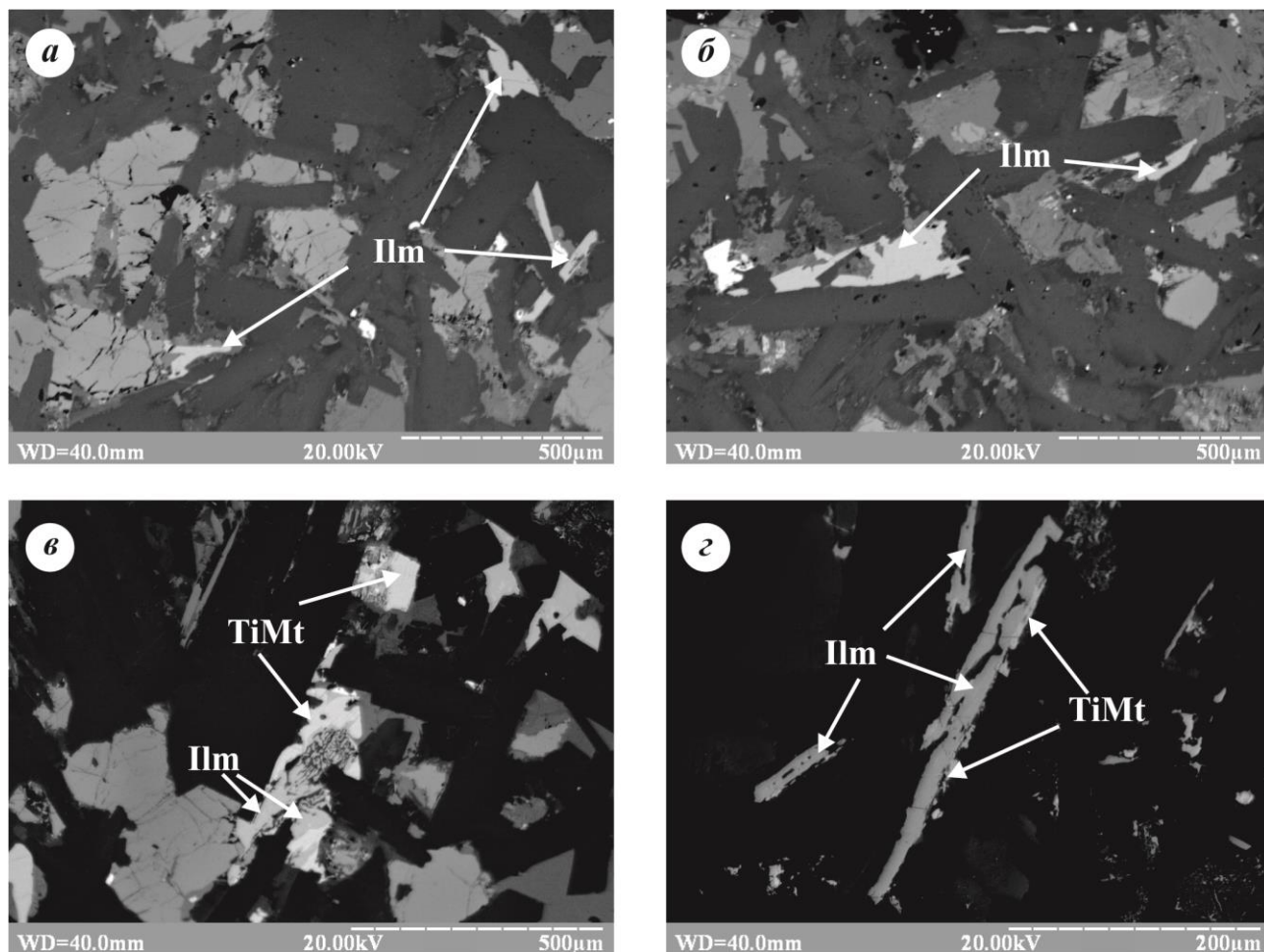


Рис. 4.7. Морфологія кристалів ільменіту та титаномagnetиту з олівінових долеритів БДП: а, б - кристали ільменіту пластинчастого габітус, зразок керну із св. 3417 гл. 45,3 м, в - ламелярна структура титаномagnetиту, зразок керну із св. 3417 гл. 45,3 м, г – тонкі переривчасті нарости титаномagnetиту на зерні ільменіту скелетної форми, зразок керну із св. 3420 гл. 205,8 м, зображення під растровим електронним мікроскопом, режим Contro.

4.1.2. Олівінові габро-долерити дещо менш розповсюджені, порівняно з вищеописаними олівіновими долеритами. В межах Бобринецького дайкового поясу дайки кайнотипних олівінових габро-долеритів наразі виявлені лише на площі Новоукраїнського дайкового поля. Зокрема, їх розкрили свердловини 6183 (гл. 121-131 м), 6184 (гл. 160-179 м), 6186 (гл. 30-59 м), 6188 (гл. 276-286 м, 354-363 м) та 6193 (гл. 220-249 м) (див. рис. 3.3.). На площі

Тарасівського дайкового поля присутні дайки габро-діабазів, які є палеотипними аналогами олівінових габро-долеритів (див. рис. 3.3.).

Макроскопічно олівінові габро-долерити зазвичай забарвлені у світло-сірі тони, але спостерігаються також зразки з більш світлими ділянками (св. 6184 – 179), що пов'язано з розвитком низькотемпературних постмагматичних процесів. Від олівінових долеритів вони відрізняються краще проявленою кристалічністю. Зокрема, для них характерна явнокристалічна рівномірно-середньозерниста структура, яка на окремих ділянках керну переходить у крупнозернисту. В деяких зразках (св. 6186-46, 6184-171, 6183 - 121) спостерігаються нерівномірно розподілені більш крупні (до 10 мм) порфірові вкрапленики плагіоклазу таблитчастої форми. Однак більшість об'єму породи складають безладно орієнтовані довго-призматичні зерна плагіоклазів, розміром від 1 до 5 мм, що надає породі характерної офітової структури. Інтерстиції плагіоклазу виповнені мафічними мінералами, а саме ксеноморфними зернами піроксену та більш ідіоморфними зернами олівіну, при чому останні мають досить нерівномірне розповсюдження в породі. Найбільш розповсюджені олівінові габро-долерити мезократового складу з коливанням кольорового індексу у діапазоні від 35 до 59 %. Але на відміну від олівінових долеритів в поодиноких випадках (св. 6184, гл. 175-179 м) зустрічаються і лейкократові відміни олівінових габро-долеритів ($M < 35\%$).

Під мікроскопом габро-долерити завжди характеризуються типовою гіпідіоморфнозернистою офітовою структурою з елементами пойкилітової мікроструктури, яка виражена присутністю дрібних голчастих кристалів апатиту в більш крупних зернах плагіоклазів (рис. 4.8). Практично завжди в інтерстиціях плагіоклазів наявні мікрографічні зростки кварцу з калішпатом, які асоціюють з плагіоклазом кислого складу, що надає породі елементів гранофірової мікроструктури.

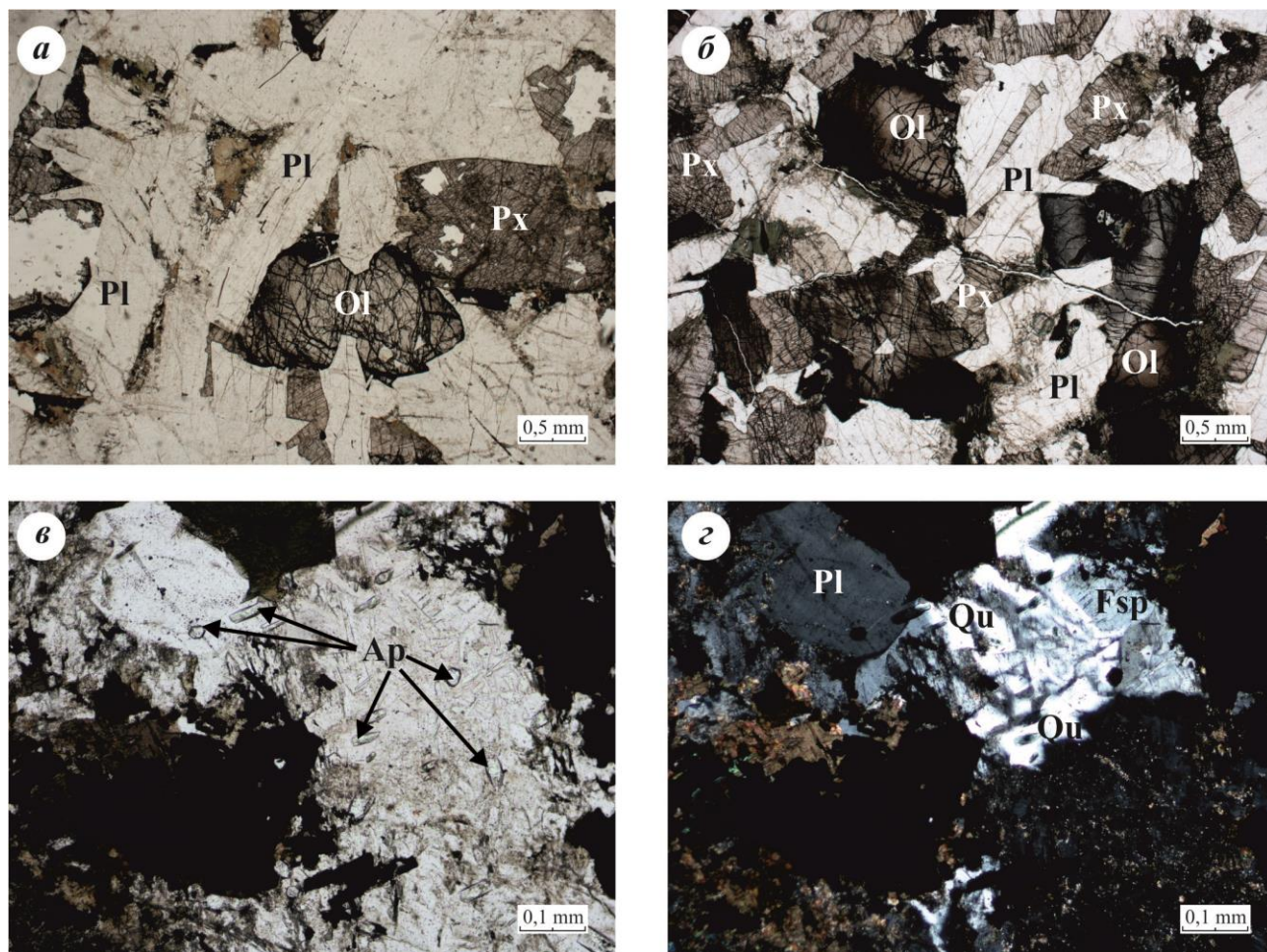


Рис. 4.8. Петрографічні особливості олівінових габро-долеритів БДП. Фото шліфів під поляризаційним мікроскопом із вимкненим аналізатором: а, б – гіпідіоморфнозерниста офітова структура олівінового габро-долерита, св. 6184 гл. 171-179 м, 6186 гл. 30-46 м, в – елементи пойкилітової мікроструктури, св. 6186 гл. 30-46 м, г – елементи гранофірової мікроструктури, св. 6186 гл. 30-46 м (в схрещених ніколях).

Головними породоутворюючими мінералами олівінових габро-долеритів є основний плагіоклаз, клінопіроксен та олівін. Найбільш звичайними другорядними мінералами є ільменіт та титаномagnetит. Інші рудні мінерали – піротин, пірит, халькопірит та сфалерит присутні у акцесорних кількостях. Характерними акцесорними мінералами досліджуваних габро-долеритів є апатит, циркон та баделеїт. В окремих зразках також виявлений монацит. Практично завжди спостерігається незначна кількість кварц-калішпатових

гранофірових агрегатів, які звичайно супроводжуються альбітом. Спорадично зустрічається реакційний біотит. По первинно-магматичним мінералам у незначних кількостях можуть розвиватися вторинні амфіболи, гідрослюди, хлорит, тальк, магнетит, кальцит, барит та анкерит.

Плагіоклаз, кількість якого коливається від 41 до 68 %, має значну перевагу над іншими мінералами з габро-долеритів (таб. 4.2).

Таблиця 4.2. Мінеральний склад олівінових габро-долеритів БДП.

Свердловина (глибина, м)	6184 (171- 1479)	6184 (175- 179)	6186 (30- 46)	6188 (354- 363)	6193 (220- 249)
S, мм ²	336	380	413	493	487
<i>Вміст мінералів, %</i>					
Плагіоклаз	61,9	67,6	41,2	64,7	57,5
Піроксен	12,2	9,5	19,4	10,8	15,0
Олівін	14,0	7,4	11,9	8,1	13,1
Fe-Ti оксидорудні мінерали	3,0	3,4	8,0	4,5	2,9
Гранофір	2,1	2,4	7,3	1,0	<0,1
Інші	6,9	9,7	12,4	11,0	10,9

Безладно орієнтовані лейстоподібні кристали плагіоклазу мають довжину від 0,6-1 до 2-6 мм за довгою віссю. Під поляризаційним мікроскопом без аналізатора вони майже чисті, але місцями спостерігається незначна пренітизація та пелітизація. В схрещених ніколях спостерігається характерне для них полісинтетичне двійникування. Мікрозондовим аналізом встановлено, що основність плагіоклазів коливається в діапазоні An_{32-75} , виявляючи звичайну для плагіоклазів магматичних порід пряму зональність (рис. 4.9). При цьому склад ядерних частин плагіоклазів змінюється в діапазоні An_{55-70} , в окремих

випадках до An_{75} . За допомогою мікрозонду було виявлено поодинокі ксеноморфні зерна альбіту в асоціації з гранофіром, але зростків з кварцем, на відміну від калішпату, він не дає. На межі гранофіру з основним плагіоклазом периферійні частини останнього розкислюються до альбіт-олігоклазу, олігоклазу An_{16-27} .

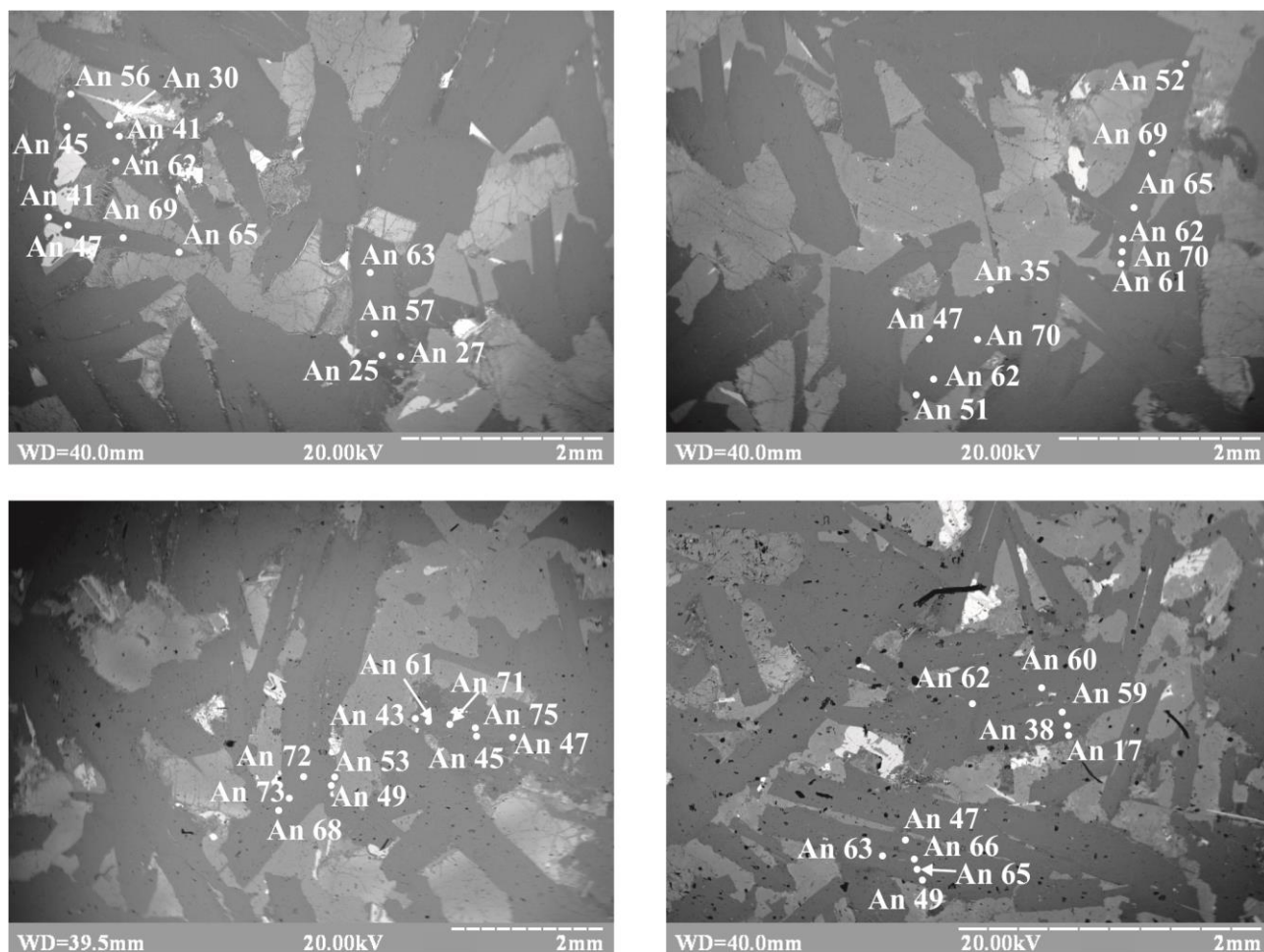


Рис. 4.9. Зональність плагіоклазів з олівінових габро-долеритів БДП. Зразки керну із св. 6184 гл. 171-179 м, 6186 гл. 46-59 м, 6193 гл. 220-249 м, зображення під растровим електронним мікроскопом, режим Сотро (вихідні аналітичні дані наведені в додатку 3).

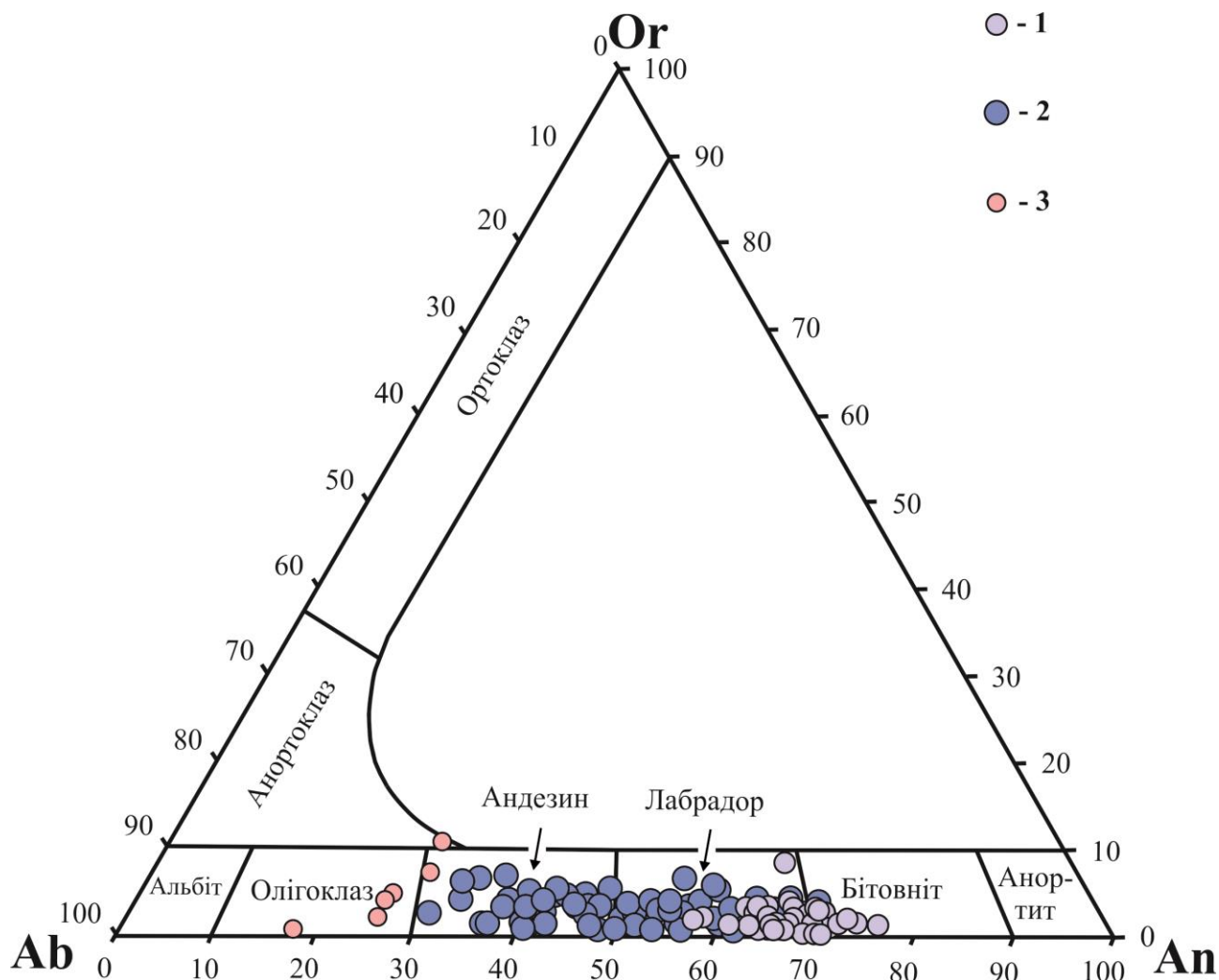


Рис. 4.10. Хімічний склад плагіоклазів з олівінових габро-долеритів БДП на класифікаційній діаграмі Ab-An-Or: 1 – ядерні частини плагіоклазів, 2 – зовнішні частини плагіоклазів, 3 – периферійні розкислені зони плагіоклазів. Зразки керну із св. 6184 гл. 171-179 м, 6184 гл. 175-179 м, 6186 гл. 46-59 м, 6188 гл. 354-363 м, 6193 гл. 220-249 м (вихідні аналітичні дані наведені в додатку 3).

Піроксен зазвичай домінує серед мафічних мінералів з олівінових габро-долеритів, але його кількість, у порівнянні з олівіновими долеритами, значно менша і навіть в деяких зразках стає меншою за вміст олівіну (див. таб. 4.2). Він представлений переважно моноклінними різновидами, ксеноморфні зерна якого звичайно виповнюють інтерстиції між лейстами плагіоклазу. Під поляризаційним мікроскопом в прохідному світлі вони мають ледь помітний коричнюватий відтінок. На відміну від піроксенів з олівінових долеритів, деякі зерна піроксену в габро-долеритах характеризуються простим двійникуванням, яке розрізняється у схрещених ніколях. Крім того, в окремих зернах піроксену з зразків 6184-171, 6186-46,0, 6193-220,0 під поляризаційним мікроскопом спостерігалася своєрідна ламелярна мікроструктура, яка звичайно виникає при розпаді твердих розчинів (рис. 4.11). Але, дослідження під електронним мікроскопом не виявили суттєвої різниці у хімізмі піроксенової «матриці» та «ламелей». Лише в зразку 6193-220,0 було діагностоване одиничне зерно ортопіроксену, але приналежність його до «ламелей» не є достовірною (рис. 4.11). Мікрозондом встановлені помітні варіації хімічного складу клінопіроксенів з досліджуваних габро-долеритів, які в цілому є аналогічними виявленим в олівінових долеритах. Зокрема, склад піроксенів в габро-долеритах змінюється від піжоніту $Wo_{6-15}En_{46-57}$ до субкальцієвого авгіту $Wo_{15-25}En_{28-54}$ та авгіту $Wo_{25-42}En_{26-52}$, виявляючи при цьому специфічну зональність зерен, характерну також для вище згаданих олівінових долеритів (рис. 4.12). Місцями піроксен заміщений анкеритом (рис. 4.13) та біотитом.

Олівін з габро-долеритів вкрай неоднорідно розподілений і його вміст коливається в межах від 7 до 14 % (див. таб. 4.2). По відношенню до клінопіроксенів олівін проявляє ідіоморфізм, утворюючи включення в останньому. Він звичайно утворює короткопризматичні та ізометричні зерна, але на відміну від олівінів з олівінових долеритів сягає більших розмірів від 0,1 до 0,5-4 мм. Більш крупні з них мають також характерні форми розрізів у вигляді витягнутих шестикутників, а також ромбів, частково корошованих. Навколо окремих зерен олівінів спостерігаються оторочки рудного мінералу

(див. рис. 4.8). Під поляризаційним мікроскопом у прохідному світлі олівін проявляє зональність, яка характеризується появою буруватого забарвлення в крайовій частині зерен (див. рис. 4.8). В деяких зразках спостерігається заміщення олівину тальк-амфібол-магнетитовим агрегатом (6184-171-179 м) (рис. 4.13).

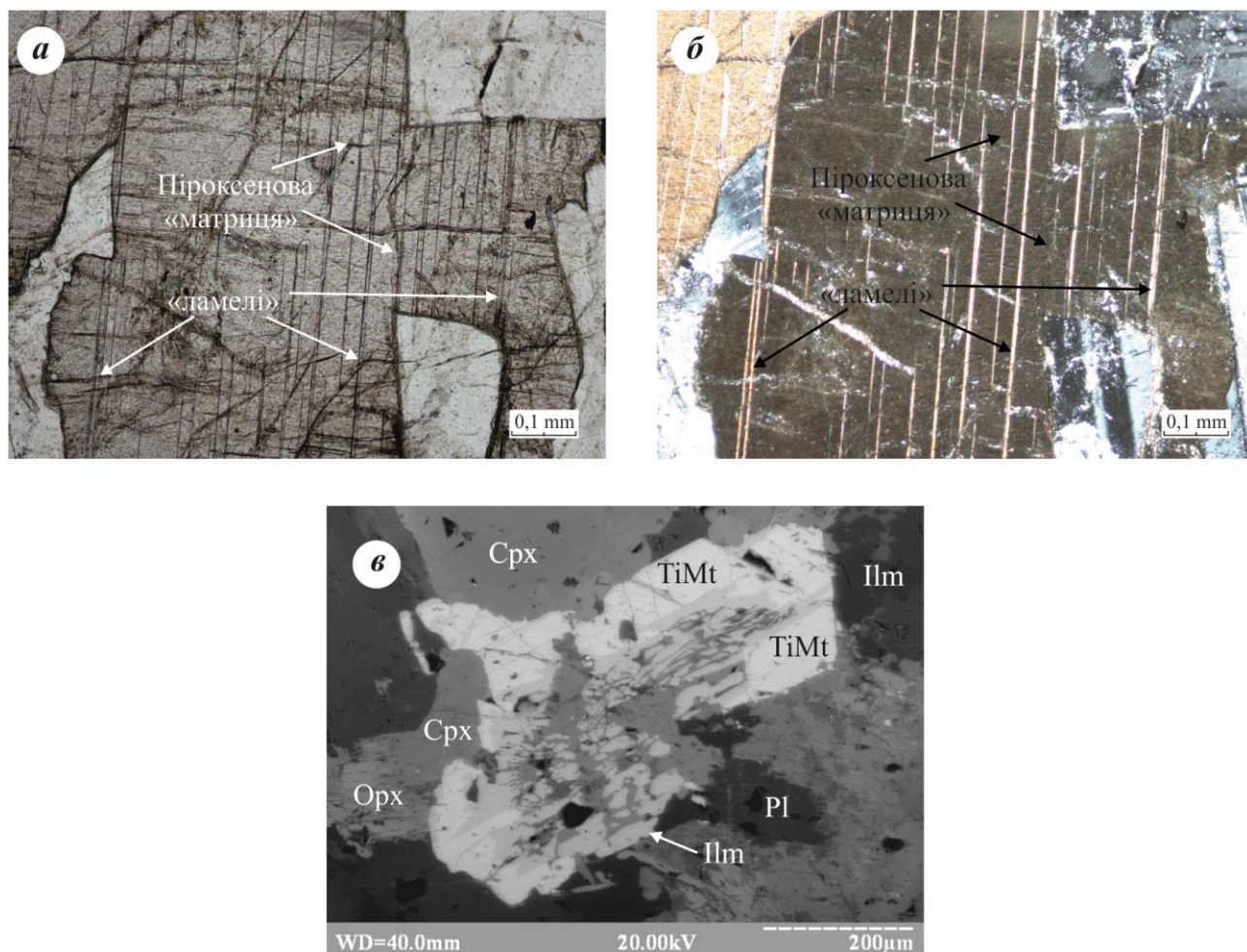


Рис. 4.11. Ламелярна мікроструктура піроксенів олівінових габро-долеритів БДП: Фото шліфа під поляризаційним мікроскопом у прохідному (а) світлі та у схрещених ніколях (б), зразки керну із св. 6184 гл. 171-179 м. Зображення під растровим електронним мікроскопом (в), режим Сотро, зразки керну із св. 6193 гл. 220-249 м,

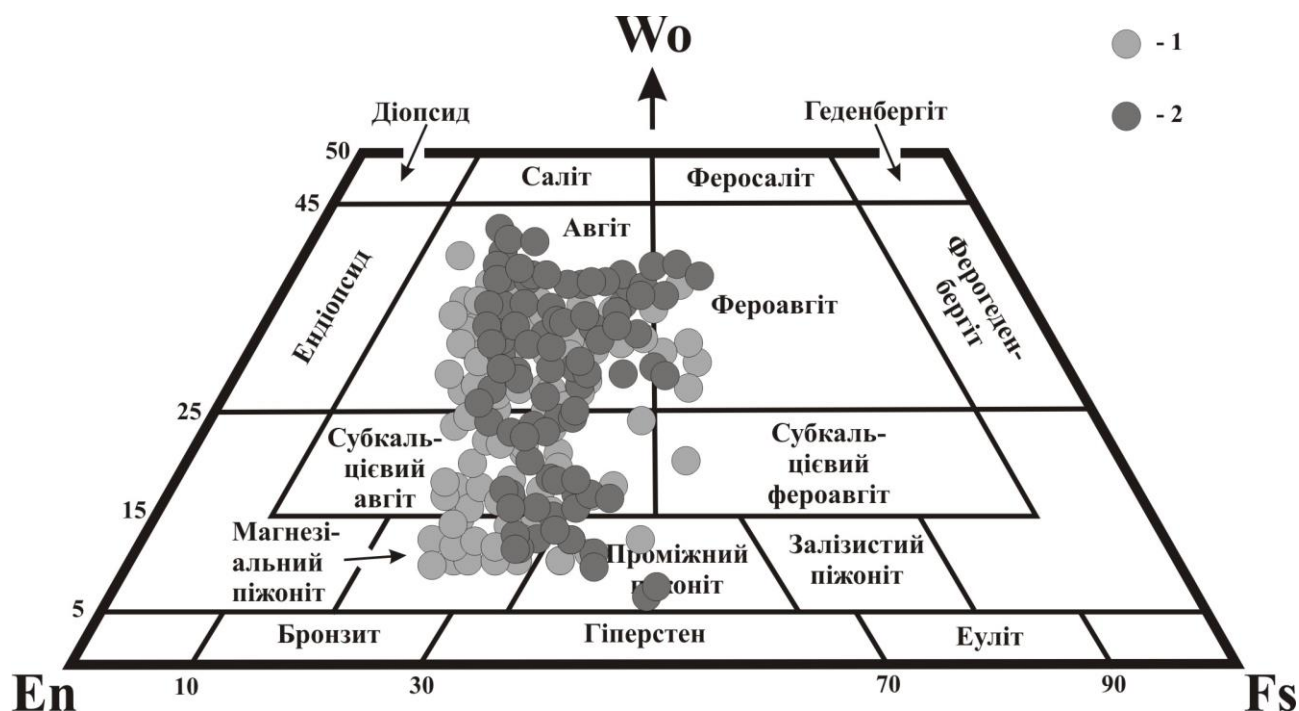


Рис. 4.12. Хімічний склад піроксенів з долеритів БДП: 1 – олівінових долеритів (Зразки керну із св. 3417 гл. 45,3 м, 3419 гл. 212,5 м, 3420 гл. 205,8 м, 3424 гл. 287,4 м), 2 – олівінових габро-долеритів (Зразки керну із св. 6184 гл. 171-179 м, 6184 гл. 175-179 м, 6186 гл. 46-59 м, 6188 гл. 354-363 м, 6193 гл. 220-249 м). Класифікаційні поля проведені відповідно до (Poldervaart, Hess, 1995) (вихідні аналітичні дані наведені в додатках В, Г, И, І).

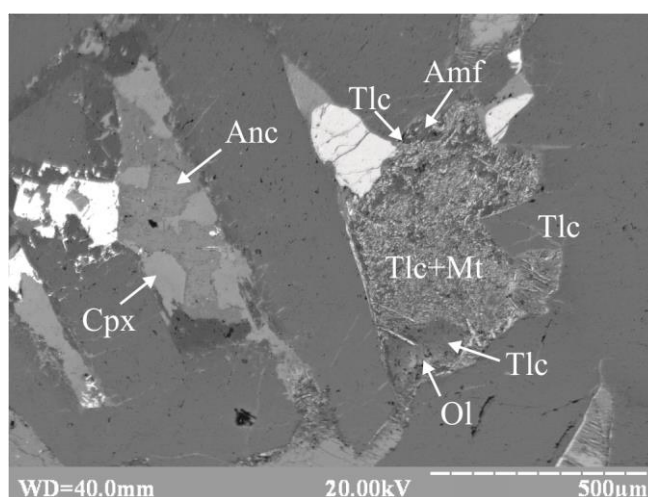


Рис 4.13. Вторинні зміни в габро-долеритах БДП: розвиток анкериту (Anc) по піроксену та розвиток тальк-магнетит-амфіболової псевдоморфози

(Tlc+Mt+Amf) по олівіну. Зразок із св. 6184 гл. 171-179 м, зображення під растровим електронним мікроскопом, режим Сетро.

Під електронним мікроскопом свіжі зерна олівіну виявляють аналогічну олівінам з олівінових долеритів зональність, змінюючи склад від хризоліту Fo₇₃₋₇₉ в високотемпературних ядрах до феригортоноліту Fo₂₄₋₂₉ на периферії. (рис. 4.14).

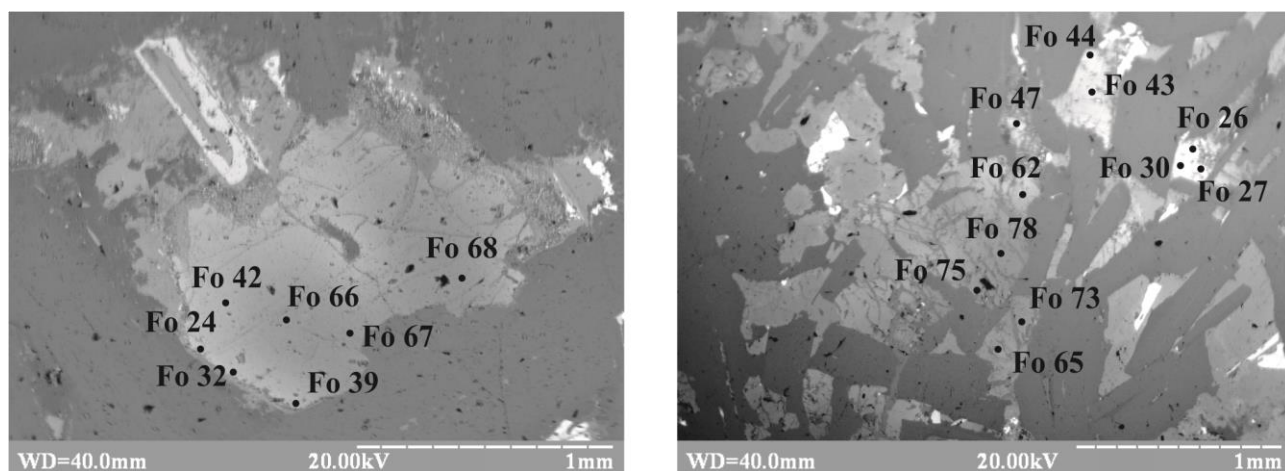


Рис. 4.14. Зональність олівінів з олівінових габро-долеритів БДП. Зразки керну із св. 6186 гл. 46-59 м, 6193 гл. 220-249 м (вихідні аналітичні дані наведені в додатку К), зображення під растровим електронним мікроскопом, режим Сетро.

Ільменіт – домінуючий рудний мінерал олівінових габро-долеритів. В усіх досліджених зразках розрізняються щонайменше дві генерації ільменіту – первинно-магматична та новоутворена ексолюційна. Первинний ільменіт утворює більш-менш правильні кристали пластинчастого габітусу розміром від 0,1-0,2 до 1 мм, а також скелетні форми (рис. 4.15). Їх характерною особливістю є наявність мікроскопічних пластинчастих включень рудного мінералу, ймовірно – гематиту, орієнтованих в площині (0001). Хімічний склад

індивідуальних кристалів ільменіту змінюється у наступних межах Ilm_{84-94} Hem_{3-14} Ru_{1-3} (вихідні аналітичні дані наведені в додатку Л).

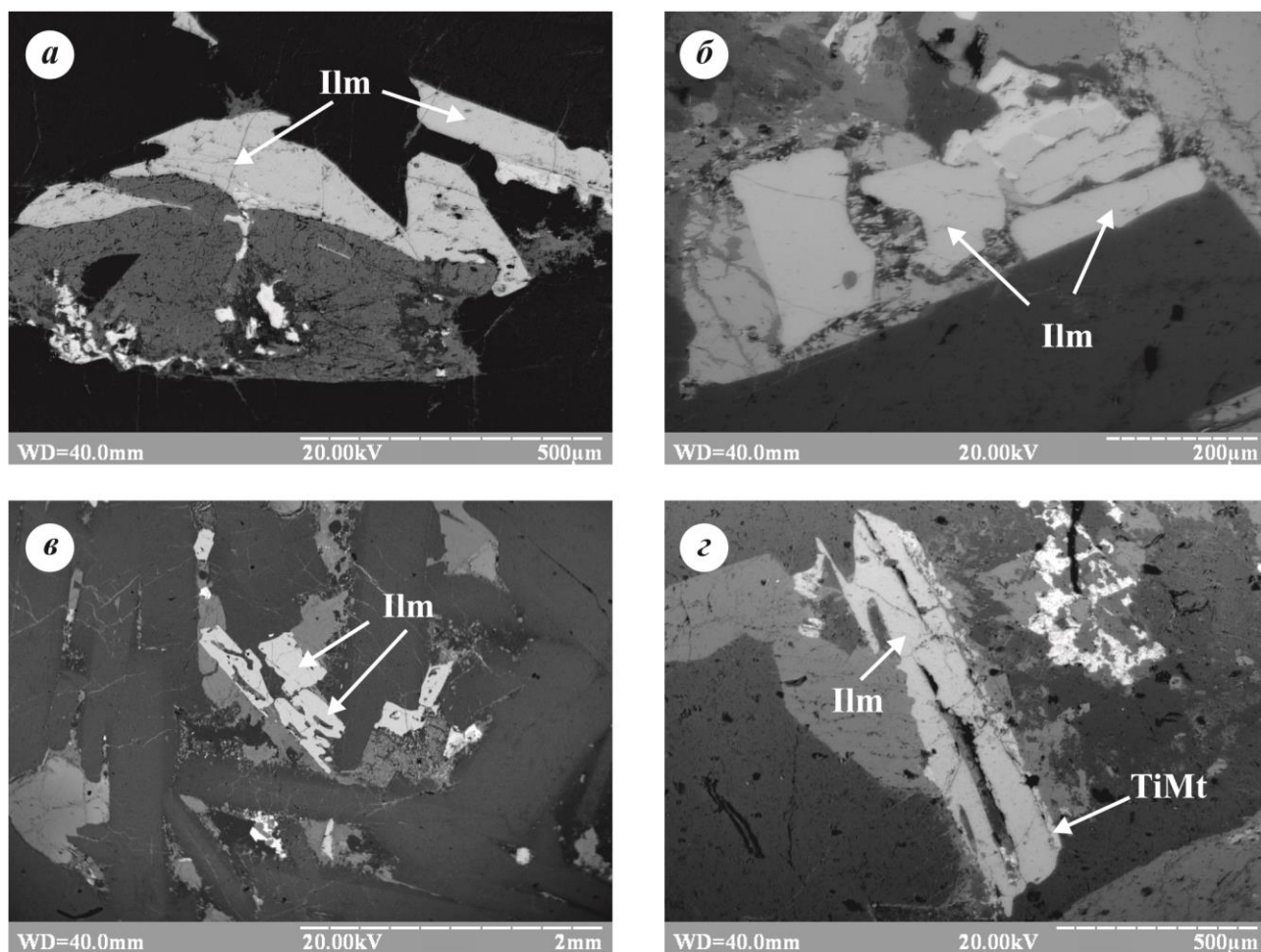


Рис. 4.15. Морфологія первинного ільменіту з олівінових габро-долеритів БДП: а, б – кристали ільменіту пластинчастого габітусу, зразки керну із св. 6184 гл. 171-179 м, 6186 гл. 46-59 м, в, г – кристали ільменіту скелетної форми, зразки керну із св. 6184 гл. 175-179 м, 6188 гл. 354-363 м, зображення під растровим електронним мікроскопом, режим Сотро.

В деяких зернах проявлена нечітка зональність, яка супроводжується зростанням вмісту гематитової складової від крайової частини зерна (Hem_{3-5}) до центральної (Hem_{8-11}) (рис. 4.16).

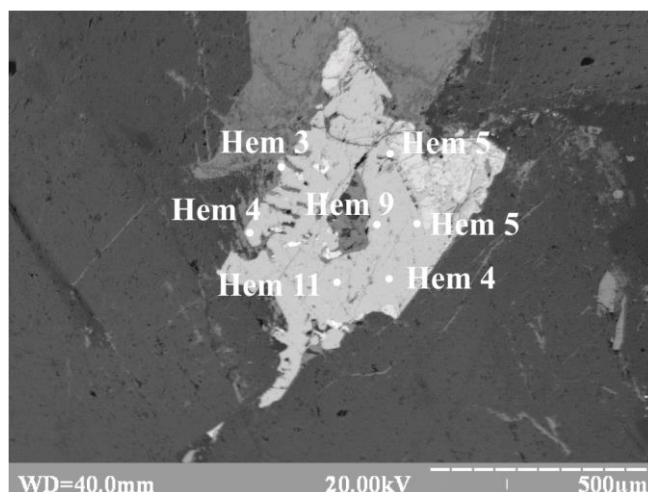


Рис. 4.16. Зональність ільменіту з олівінових габро-долеритів БДП. Зразок керну із св. 6184 гл. 171-179 м, (вихідні аналітичні дані наведені в додатку Л), зображення під растровим електронним мікроскопом, режим Conto.

Крім ідіоморфних кристалів та скелетних форм, ільменіт також утворює закономірно-орієнтовані пластинчасті включення в титаномagnetиті, які надають останньому характерної ламелярної або ґратчастої мікροструктури. Зазвичай їм приписують ексклюційне походження, тобто пізньо- або й постмагматичну кристалізацію в результаті розпаду первинно-гомогенного твердого розчину ульвошпінелі та магнетиту (рис. 4.17). Хімізм новоутвореного ільменіту характеризується наступним складом $\text{Hem}_{76-96} \text{Ru}_{1-3}$ (вихідні аналітичні дані наведені в додатку Л).

Титаномagnetит дещо поступається за розповсюдженістю ільменіту. Для нього характерні зерна неправильної форми, а також дрібні кубічні кристали з частково кородованими гранями. Місцями неправильні зерна титаномagnetиту явно нарастають на більш ідіоморфні кристали ільменіту (рис. 4.18). У відбитому світлі під поляризаційним мікроскопом, а також під електронним мікроскопом у титаномagnetиті спостерігаються типові ексклюційні мікροструктури різного масштабу. Мікроскопічні включення ільменіту мають форму крапель, а також дуже тонких або навпаки грубих

пластин (ламелей), закономірно-орієнтованих вздовж певних кристалографічних напрямків у магнетитовій матриці (рис. 4.18). У залежності

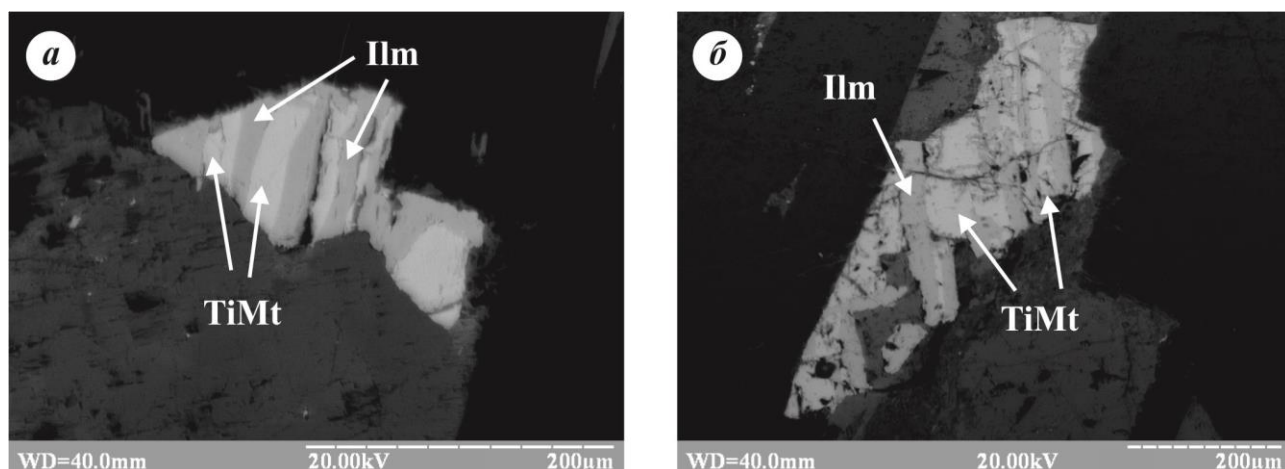


Рис. 4.17. Морфологія новоутвореного ільменіту з олівінових габро-долеритів БДП. Зразки керну із св. 6184 гл. 171-179 м, 6186 гл. 46-59 м, 6188 гл. 354-363 м, зображення під растровим електронним мікроскопом, режим *Сompo*.

від орієнтації перетину кількість систем ільменітових ламелей може змінюватись від однієї до трьох (рис. 4.18). Таким чином ексклюційна структура може проявлятися у пластинчастій або гратчастій будові титаномagnetиту. Для хімічного складу титаномagnetитів з габро-долеритів властиві наступні варіації вмісту магнетитового та ульвошпинелевого мінералів $Mt_{50-70} Usp_{20-50}$ (вихідні аналітичні дані наведені в додатку М).

Гранофір у вигляді мікрографічних вrostків кварцу в калієвому польовому шпаті присутній практично у всіх досліджених зразках олівінових габро-долеритів. Разом з мафічними та акцесорними мінералами він виповнює інтерстиції поміж лейст плагіоклазів, що добре помітно під поляризаційним мікроскопом (рис. 4.19). Гострокутні та неправильної форми вrostки кварцу досить чітко розрізняються у порівняно крупних, частково пелітизованих зернах калійового польового шпату і складають майже 50 % від останного.

Кількість гранофіру в породі коливається від 1 до 7,3 %, але в окремих зразках (див. таб. 4.2) вміст його не досягає навіть 1 %. На відміну від олівінових габродолеритів наявність гранофіру в олівінових долеритах досить складно діагностувати, зважаючи на дрібнозернистість останніх.

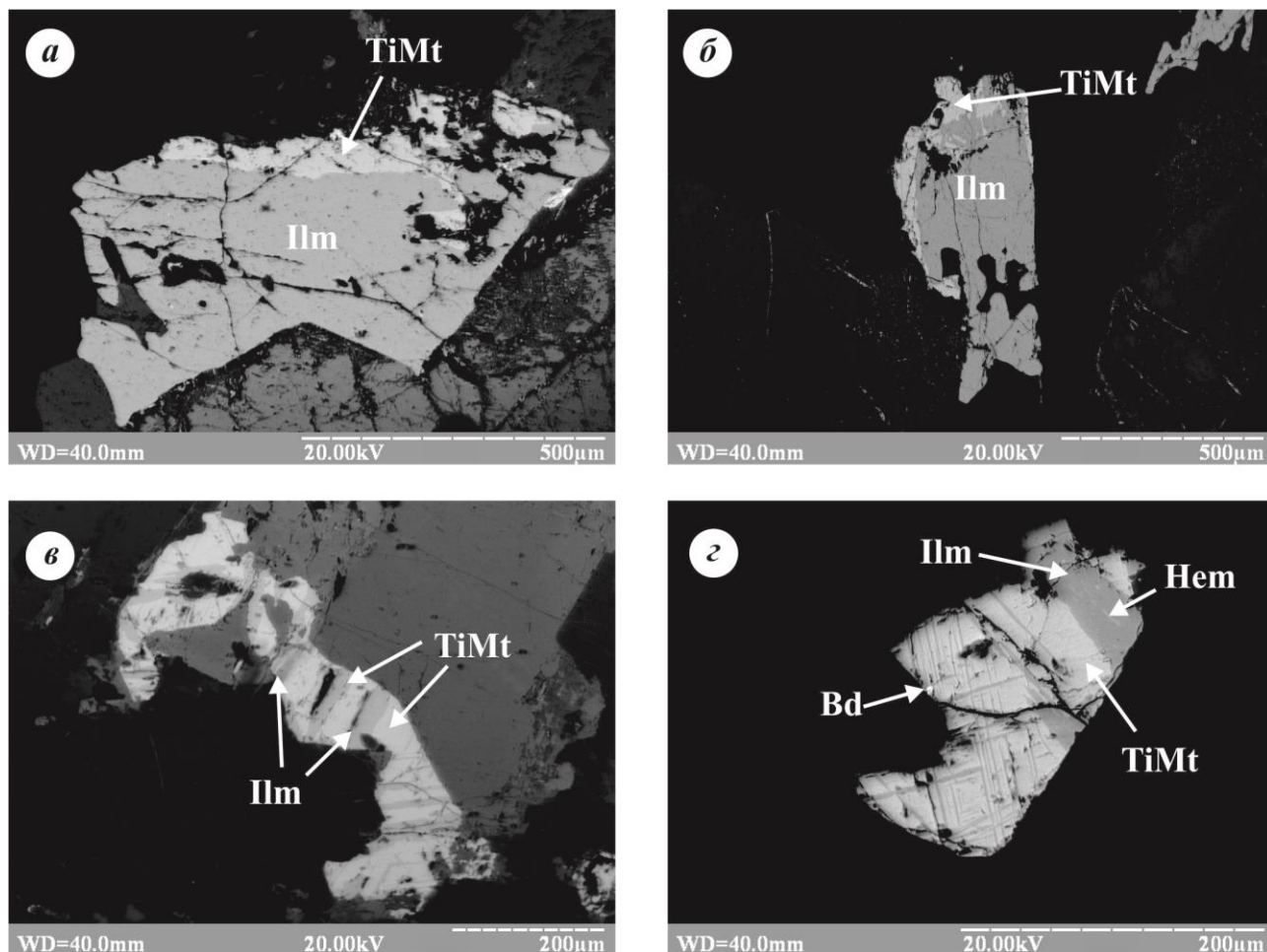


Рис. 4.18. Морфологія кристалів титаномagnetиту з олівінових габродолеритів БДП: а, б - тонкі переривчасті нарости титаномagnetиту на ільменіті, зразки керну із св. 6186 гл. 46-59 м, 6184 гл. 175-179 м, в, г – ламелярна структура титаномagnetиту, зразки керну із св. 6188 гл. 354-363 м, 6186 гл. 46-59 м, зображення під растровим електронним мікроскопом, режим Conto.

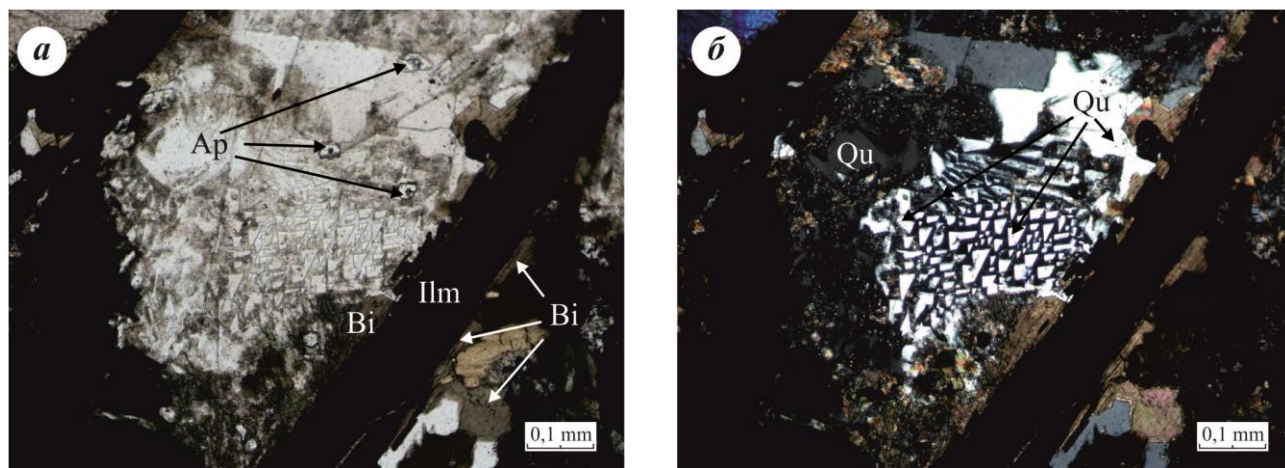


Рис. 4.19. Гранофірова асоціація в олівінових габро-долеритах БДП. Фото шліфів під поляризаційним мікроскопом: а – у прохідному світлі, б – у схрещених ніколях, зразки керну із св. 6186 гл. 30-46 м.

Біотит зустрічається в габро-долеритах спорадично, але так як і акцесорні мінерали тяжіє до ділянок розповсюдження гранофірів, утворюючи реакційні кайми навколо рудних мінералів (див. рис. 4.19). Лусочки біотиту плеохроюють у коричнево-жовтих тонах, але деякі з них набувають зеленуватого кольору, що пов'язано з розвитком низькотемпературних постмагматичних процесів, а саме хлоритизації.

Акцесорні мінерали в досліджених зразках габро-долеритів формують достатньо витриману парагенетичну асоціацію, представлену апатитом, цирконом та бадделейтом. Їх виявлення та всебічне дослідження є вкрай важливим для подальшого ізотопного датування. Звичайно перелічені акцесорні мінерали просторово асоціюють з гранофіром, що може свідчити про їх пізньо-магматичне походження.

Апатит зустрічається частіше за інші акцесорні мінерали. Він впевнено діагностується і під поляризаційним, і під електронним мікроскопом. Апатит звичайно кристалізується у вигляді дрібних довгопризматичних та голчастих кристалів. Останні утворюють мікропайкілітові включення в більш крупних зернах плагіоклазів, які межують з гранофіром (див. рис. 4.8, 4.19). Також

майже ідіоморфні кристали апатиту можуть проривати інші породоутворюючі мінерали (рис. 4.20) та розташовуватися поміж лейстами плагіоклазу разом з темноколірними мінералами та кварцем. Розмір кристалів апатиту коливається від 0,02 до 0,16 мм. У зразку із св. 6188 гл. 354 м мікрозондовим аналізом виявлено 2 зерна *монациту* видовженно-призматичної форми розміром до 0,01 мм, які утворюють мікроскопічні включення в кристалах апатиту (рис. 4.20).

Циркон поширений менш ніж апатит. Мікроскопічний розмір виокремлень, 1-20 мкм по повздовжній вісі, та мізерні концентрації не дозволяють діагностувати циркон під поляризаційним мікроскопом, але при застосуванні мікрозондового аналізатора він впевнено розпізнається під електронним мікроскопом. Звичайно циркон зустрічається у вигляді спорадичних включень у мінералах, що складають гранофіровий агрегат та в біотиті. Помічено, що ідіоморфні довго-призматичні кристали циркону, як правило включені у кварц (рис. 4.20). Натомість, у калієвому польовому шпаті, включення циркону можуть мати як ідіоморфну, так і неправильну форму.

Баделеїт дещо поступається за поширеністю циркону. Як і у випадку з цирконом, діагностика баделеїту не можлива без застосування мікрозонду. Його сплюснені зерна, розміром 3-20 мкм, також тяжіють до гранофіру. Але, при цьому баделеїт зустрічається у вигляді включень у калішпаті та темноколірних мінералах і зовсім не утворює включень у кварці. Крім того, подекуди трапляються наростання мікрокристалів баделеїту на ільменіт та титаномagnetит поза межами гранофірових агрегатів (див. рис. 4.18, 4.20).

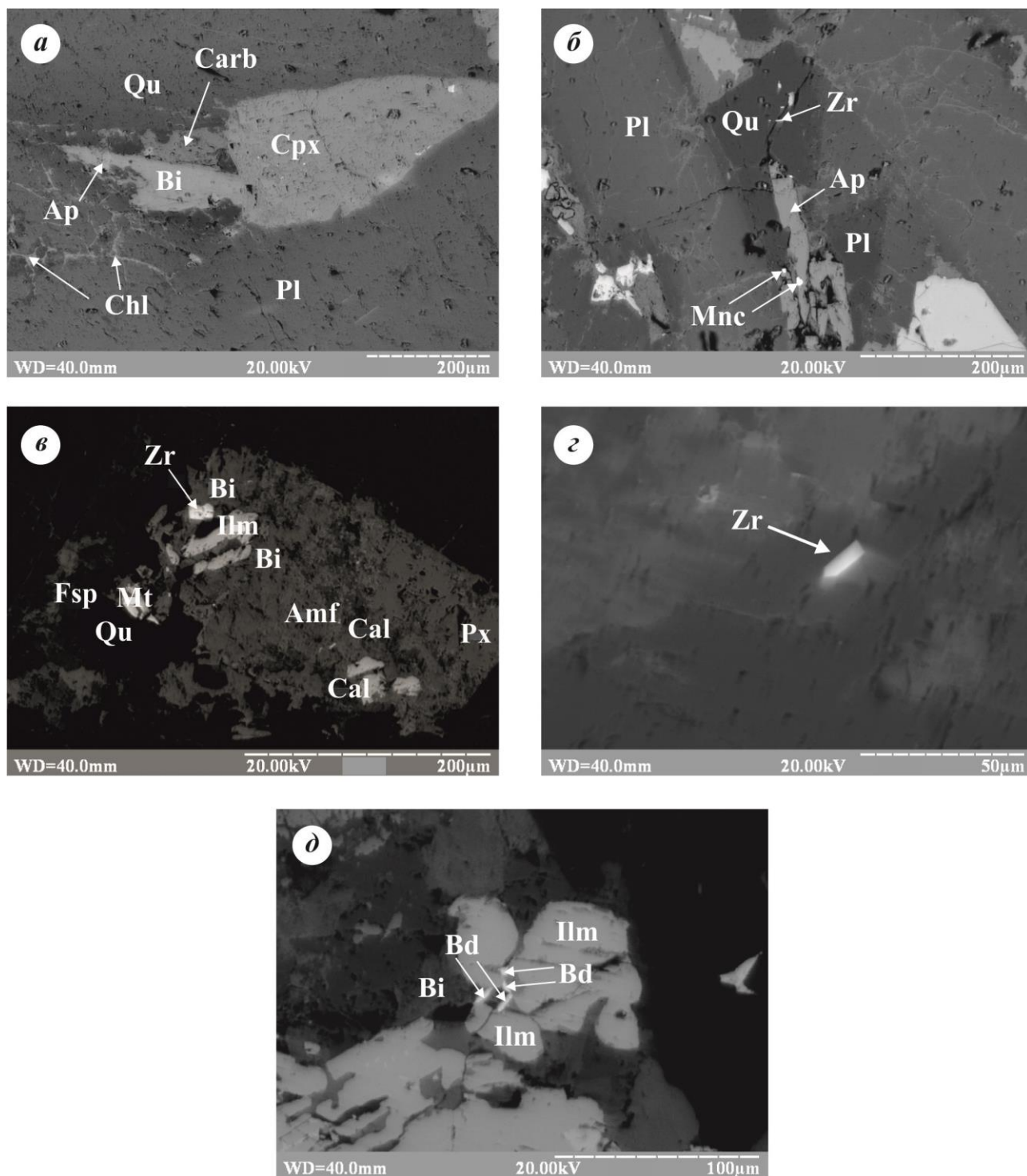


Рис. 4.20. Акцесорні мінерали з олівінових габро-долеритів БДП: а – включення ідіоморфного кристалу апатиту в біотиті, зразок керну із св. 6186 гл. 46-59 м, б – мікроскопічні включення видовженно-призматичних зерен монациту в кристалах апатиту та ідіоморфні довго-призматичні кристали циркону, включені у кварц, зразок керну із св. 6188 гл. 354-363 м, в – мікроскопічні включення зерен циркону в біотиті, зразок керну із св. 6188

гл. 354-363 м, ε – ідіоморфний кристал циркону, зразок керну із св. 6186 гл. 46-59 м, δ - наростання мікрокристалів баделейту на ільменіт та титаномagnetит, зразок керну із св. 6193 гл. 220-249 м, зображення під растровим електронним мікроскопом, режим Сопро.

4.1.3. Діабази та габро-діабази є палеотипними аналогами вище розглянутих петрографічних різновидів. В цілому вони менш розповсюджені, порівняно з іншими представниками ДДФ, і сама їх поява імовірно пов'язана з локальними процесами навколотріщинних низькотемпературних постмагматичних змін. В межах Бобринецького дайкового поясу дайки палеотипних діабазів присутні як на Розанівському, так і на Новоукраїнському дайкових полях на відміну від габро-діабазів, які виявлені лише в межах останнього. На площі Розанівського дайкового поля діабази встановлені в керні свердловин № 3419 (гл. 284,5 м, 284,7 м, 284,9 м), № 3420 (гл. 205,7 м), № 3425 (гл. 82,7 м, 105,0 м, 288,0 м, 288,3 м). На площі Новоукраїнського дайкового поля діабази присутні у свердловинах №6135 (гл. 586-598 м), № 6155 (гл. 163-186 м) та № 6193 (гл. 211-220 м), а габро-діабази – у свердловинах № 5814 (гл. 366-379 м), № 6179 (гл. 119-165 м), № 6184 (гл. 179-187 м) (див. рис. 3.3.). В складі Тарасівського дайкового поля також спостерігаємо наявність діабазів та габро-діабазів, які розкрила св. № 74ф (гл. 538,0-554,9 м) (див. рис. 3.3.).

Макроскопічно діабази та габро-діабази на відміну від вище описаних кайнотипних аналогів набувають зеленуватого відтінку: сіро-зеленого, темно-зеленого до чорного. Породоутворюючим мінералам, які діагностуються в зразках, притаманний тьмянний блиск, особливо це помітно на лейстах плагіоклазів, що пов'язано з розвитком постмагматичних низькотемпературних процесів. Завдяки останнім інтенсивно змінені вище згадані дайкові породи досить крихкі і легко розбиваються геологічним молотком. Окремі зразки діабазів перетнуті тонкими прожилками, виповненими корочками та нальотами кальциту, разом з якими спостерігаються нерівномірно розподілені вкраплення зерен сульфідів, найчастіше піриту.

Під поляризаційним мікроскопом усі досліджувані зразки відрізняються значним розвитком низькотемпературних постмагматичних змін. Під дією останніх плагіоклаз заміщується серицитом, пренітом та цоїзитом. По піроксенах розвиваються актиноліт, гідрослюди, хлорит та епідот, а по олівіну – тальк, магнетит та актиноліт. Титаномagnetит заміщується сфеном та хлоритом. Ільменіт подекуди зачеплений лейкоксенізацією. Незалежно від ступеня постамагматичних змін діабазу та габро-діабазу виявляють реліктову офітову структуру. Різною мірою розвинені структури псевдоморфного заміщення, які свідчать про сталість об'єму під час постмагматичних перетворень (рис. 4.21).

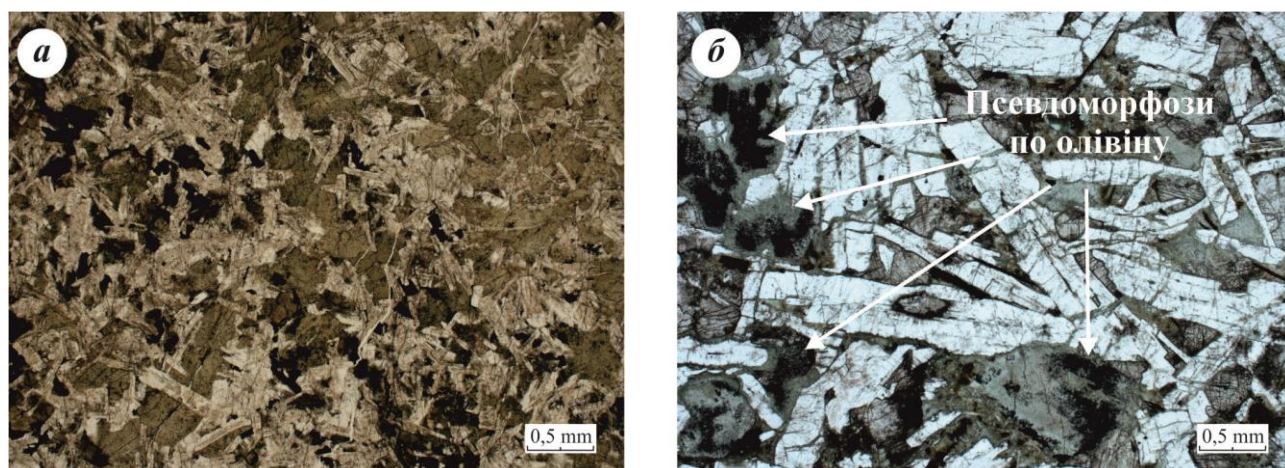


Рис. 4.21. Петрографічні особливості діабазів та габро-діабазів БДП. Фото шліфів під поляризаційним мікроскопом із вимкненим аналізатором: а – повнокристалічна офітова структура діабазу, св. 3425 гл. 105 м, б – структура псевдоморфного заміщення габро-діабазу, св. 74ф гл. 538,0-554,9 м.

Помірна зміненість постмагматичними процесами габро-діабазів ТДП дозволила їх більш детально вивчити. В авторських публікаціях [9, 13] вони ідентифіковані як долерити. За результатами мінералого-петрографічних досліджень, було встановлено, що вище вказані дайкові породи є палеотипними аналогами олівінових габро-долеритів НДП. Їх індикаторними

характеристиками є позбавлена вкраплеників офітова структура, високоосновні лабрадор-бітовнітові плагіоклази, співіснуючі низько- і висококальцієві клінопіроксени, передбачувана за псевдоморфозами присутність магнезіальних олівінів, титаномagnetит-ільменітовий парагенезис Fe-Ti оксидно-рудних мінералів (*Вибіркові мікрозондові аналізи плагіоклазів, клінопіроксенів, ільменітів та титаномagnetитів габро-діабазів ТДП представлені в додадках Н, О, П, Р, С*). Характерними акцесорними мінералами вивчених габро-діабазів є циркон і баделейт, потенційно придатні для подальшого U-Pb ізотопного датування. Для габро-діабазів найбільш характерні вторинні мінерали, що розвиваються за рахунок первинних мафічних мінералів – променисті амфіболи, біотит, Fe-Mg гідрослюди, тальк, magnetит та пірит. У крайовій частині більшість піроксенових зерен псевдоморфно заміщуються агрегатом променистих амфіболів, серед яких діагностовано актиноліт та кумінгтоніт. На межі з плагіоклазом звичайним є також розвиток мікролускуватих скупчень Fe-Mg гідрослюд. Такий же гідрослюдистий агрегат виповнює чисельні тріщини у плагіоклазах. Власне олівін у жодному з досліджуваних зразків габро-діабазів не виявлений. Але звичайними є специфічні скупчення вторинних мінералів – тальку, кумінгтоніту, акиноліту, magnetиту та сульфідів заліза, які мають своєрідну петельчасту структуру і являють собою повні псевдоморфози по олівіну (рис. 4.22).

Також серед вторинних мінералів спостерігається розвиток преніту, альбіту та кварцу. Плагіоклаз місцями в незначній мірі пренітизований. Мікрозондовим аналізом встановлено, що на ділянках постмагматичних змін, в асоціації з кварцом та іншими вторинними мінералами, зустрічається альбіт An_{9-10} (*вихідні аналітичні дані наведені в додатку Н*).

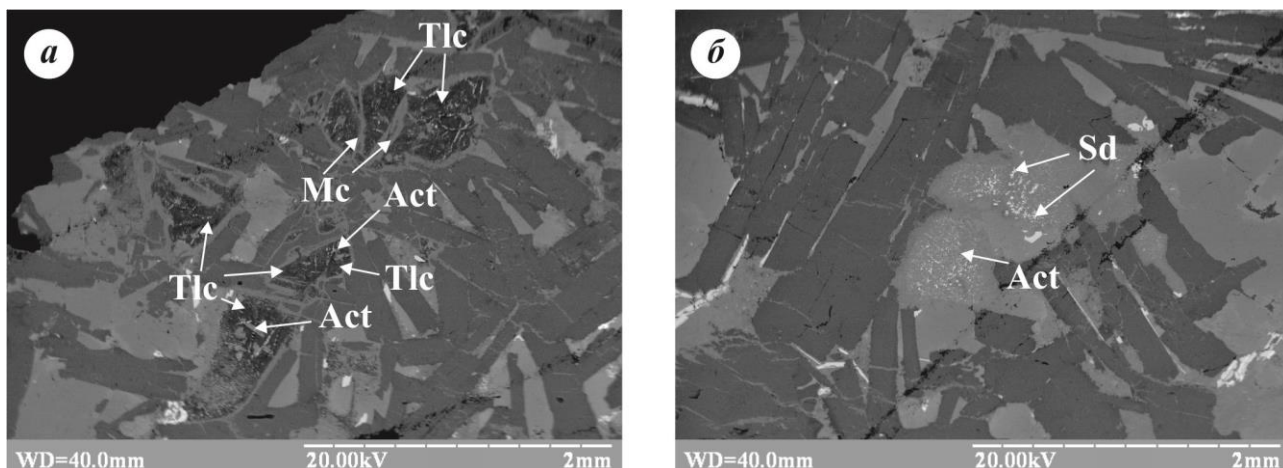


Рис. 4.22. *Розвиток тальк-магнетит-амфіболової псевдоморфози (Tlc+Mt+Amf) по олівіну в габро-долеритах ТДП. Зразки керну із св. 74 гл. 538,0-554,9 м, зображення під растровим електронним мікроскопом, режим Compo.*

4.2. Геохімічні особливості долерит-діабазової формації

Геохімічні особливості долеритів ДДФ ілюструються таб. 4.3 та рис. 4.23, 4.24 [60]. Вміст SiO_2 змінюється в діапазоні 47-49%. Це основні породи нормального ряду лужності з сумарним вмістом ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} \sim 3\%$). Вміст $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO}^*+\text{MgO}$ (0,75-0,95), FeO^*/MgO (1,76-1,95) и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,20-0,24) в них відповідають помірно-глиноземистим різновидам толейтової натрової серії. За своїми геохімічними характеристиками долерити ДДФ БДП помітно відрізняються від базитових дайок центральної частини ІМБ, які належать до сублужної серії і представлені переважно палеотипними різновидами. Найближчими геохімічними аналогами долеритів ДДФ БДП є кайнотипні базитові дайки прутівського комплексу, які розповсюджені на території Волинського мегаблоку УІЩ. Прутівський комплекс ($\text{PR}_{1\text{pr}}$) вважається одним з найбільш типових представників долерит-діабазової (прототрапової) формації УІЩ. Найменш диференційовані долеритові дайки цього комплексу відносяться

до толейтової серії та по вмісту більшості головних петрогенних компонентів схожі з дайковими породами ДДФ. Індекси фракціонування $Mg/(Mg+Fe)$ в них також практично співпадають: 0,50-0,54 – для прутівського комплексу та 0,49-0,52 – для РДП.

Що стосується мікроелементів, то у порівнянні з близькими за основністю петрографічними різновидами прутівського комплексу, долерити ДДФ дещо збіднені Ni (37-38 г/т). Концентрації же інших сумісних мікроелементів - V (180-200 г/т), Cr (100-110 г/т), Co (50-60 г/т) наближені до

Таблиця 4.3. Результати рентген-флюоресцентних та ICP-MS аналізів долеритів РДП.

Зразок	3417-45,3	3419-212,5	3420-205,8	3424-287,4	3425-105,0
SiO₂	48,04	48,64	48,22	47,61	48,91
TiO₂	1,18	1,21	1,12	1,18	1,40
Al₂O₃	16,60	16,33	16,02	15,66	19,41
Fe₂O₃	12,36	13,59	14,33	15,26	12,14
MnO	0,31	0,19	0,19	0,19	0,23
MgO	6,31	6,29	7,17	7,06	8,77
CaO	11,05	9,80	9,69	9,23	2,80
Na₂O	2,48	2,56	2,41	2,46	1,76
K₂O	0,51	0,52	0,57	0,55	3,44
P₂O₅	0,17	0,20	0,18	0,19	0,18
SO₃	0,19	-	-	-	0,19
ВПП	0,02	1,22	0,66	1,32	6,3
Сума	99,20	100,55	100,57	100,70	99,24
Li	11,32	-	-	-	90,70
Be	0,76	0,528	0,422	0,532	0,95
Sc	32,93	36,95	34,32	35,08	11,10
V	188,85	199	183,2	192	204,06
Cr	100,71	113,6	105	110,2	98,36
Co	61,04	52,71	50,17	51,09	53,63
Ni	37,50	38,65	37,52	37,52	37,27
Cu	27,57	28,83	27,2	26,62	29,84
Zn	100,77	120,5	101,4	105,9	105,40
Ga	16,35	19,58	18,57	18,98	19,05
Ge	-	1,961	1,893	2,267	-

Зразок	3417-45,3	3419-212,5	3420-205,8	3424-287,4	3425-105,0
As	0,94	-	-	-	0,38
Rb	12,30	12,13	17,97	23,08	182,43
Sr	300,48	287,1	276,7	279,6	186,58
Y	25,12	24,96	20,68	21,98	17,73
Zr	-	84,51	76,36	83,06	-
Nb	5,66	5,197	4,887	5,111	6,47
Mo	1,03	0,874	0,806	0,86	0,70
Ag	0,07	-	-	-	0,12
Cd	0,10	0,226	0,243	0,305	0,25
In	0,08	0,093	0,085	0,116	0,08
Sn	-	1,031	3,13	1,139	-
Cs	0,52	0,811	1,337	2,066	2,48
Ba	228,59	200,2	184,3	182,6	506,04
La	11,25	9,737	8,65	8,877	7,88
Ce	24,08	22,72	20,18	21,03	18,81
Pr	3,35	3,094	2,731	2,899	2,65
Nd	15,06	13,97	12,49	13,21	12,07
Sm	3,78	3,561	3,122	3,274	3,07
Eu	1,36	1,274	1,134	1,164	1,27
Gd	4,36	3,765	3,195	3,443	3,55
Tb	0,70	0,641	0,557	0,583	0,58
Dy	4,58	4,004	3,454	3,636	3,70
Ho	0,95	0,853	0,712	0,763	0,77
Er	2,75	2,368	2	2,132	2,19
Tm	0,40	0,35	0,306	0,325	0,32
Yb	2,57	2,347	2,05	2,183	2,07
Lu	0,39	0,38	0,327	0,35	0,31
Hf	-	2,292	1,993	2,208	-
Ta	-	0,509	0,666	0,469	-
W	-	0,482	0,4	0,614	-
Tl	0,13	-	-	-	2,09
Pb	1,80	1,8448	1,6651	1,7102	2,32
Th	0,94	0,86	0,74	0,861	0,83
U	35,28	0,28	0,229	0,25	0,32

характерних для прутівського комплексу. Разом з цим, в долеритах ДДФ БДП помітно менше K_2O та TiO_2 , а також багатьох несумісних мікроелементів: Zr, Hf, U, Th, Y, TR.

Хондрит-нормовані графіки розподілу рідкісноземельних елементів в долеритах РДП (рис. 4.23) відносяться до слабо-диференційованого «толеїтового» типу. Сумарний вміст рідкісних земель ΣTR_n в 24-30 разів перевищує хондритові, характерними є незначне збагачення легкими лантаноїдами по відношенню до важких $La/Yb_n=2,8-3$, а також практична відсутність європіївх аномалій $Eu/Eu^*=0,97-1,04$. Ініціальні відношення ізотопів неодиму $\epsilon Nd_{1800}=+0,7-0,9$ та ізотопів стронцію $^{87}Sr/^{86}Sr=0,70274-0,70381$ (таб. 4.4) в долеритах РДП подібні встановленим в дайках прутівського комплексу. Вони свідчать про помірно-деплетоване джерело магмогенерації. Модельний Sm-Nd вік магматичного джерела обмежується цифрами $T_{DM}=2,37-2,41$ млрд. р. та $T_{CHUR}=1,64-1,67$ млрд. р.

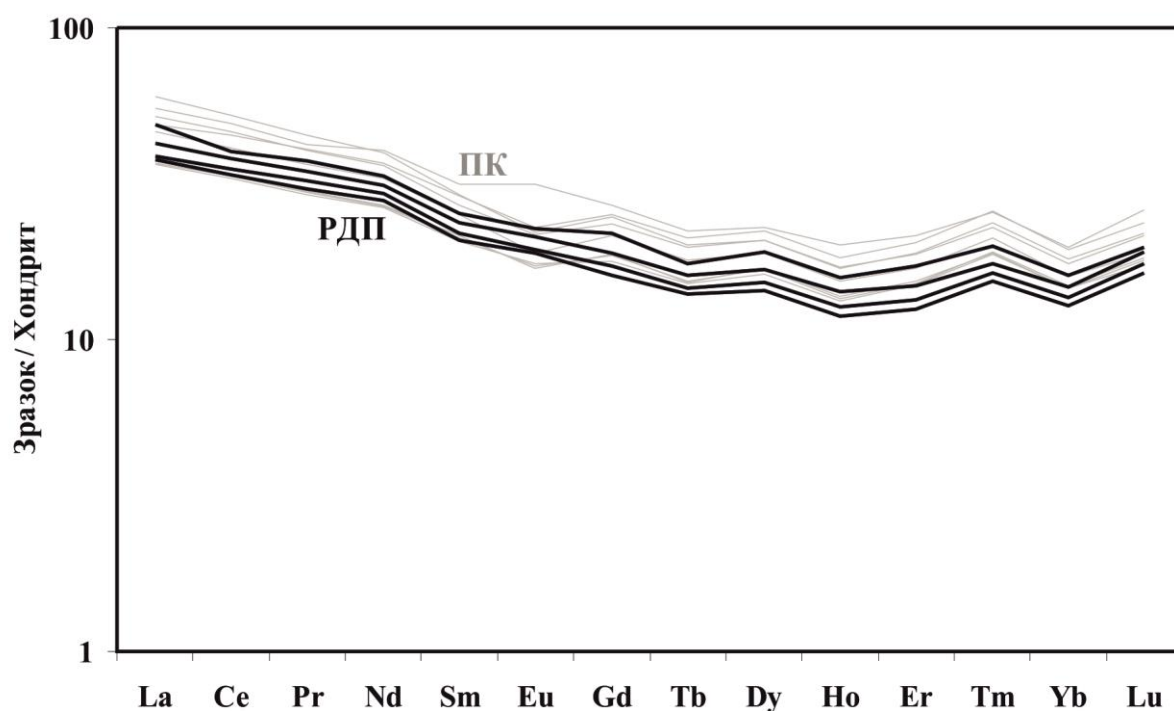


Рис. 4.23. Розподіл рідкісноземельних елементів в долеритах РДП, нормоване до хондриту. Для порівняння також показано розподіл РЗЕ в долеритах прутівського комплексу (ПК) Волинського мегаблоку Українського щита. Supplemental data for Chondrite / Edited by E.Anders and N.Grevess / <http://earthref.org/GERM>

У порівнянні із середнім складом примітивної мантії, дайкові породи РДП значно збіднені сумісними мікроелементами (за виключенням V), та збагачені всіма без винятку несумісними мікроелементами. Спайдер-діаграми нормовані на склад примітивної мантії (рис. 4.24), демонструють збагачення крупно-іонними елементами (КІРЕ) по відношенню до високо-зарядних (ВЗЕ) з виразними від'ємними аномаліями Th та Nb. Їх також відрізняє відсутність від'ємних аномалій Sr, P, Ti, які характерні для долеритів прутівського комплексу.

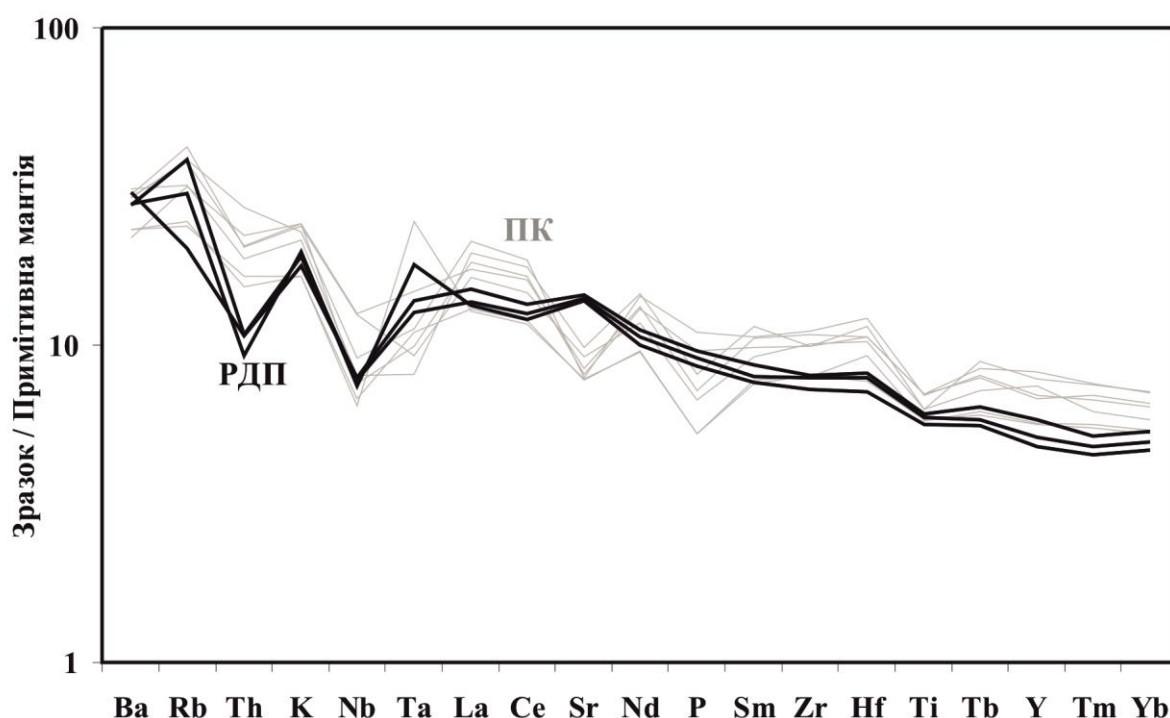


Рис. 4.24. Розподіл несумісних мікроелементів в долеритах РДП, нормоване на примітивну мантію. Для порівняння також показано розподіл несумісних мікроелементів в долеритах прутівського комплексу (ПК) Волинського мегаблоку Українського щита. Supplemental data for Primitive Mantle / Edited by W.McDonough / <http://earthref.org/GERM>

Таблиця 4.4. Ізотопний склад стронцію та ніодиму в долеритах РДП.

Зразок	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(1800)}$	ϵNd_{1800}
3417-45,3	3,78	15,06	0,1518	$0,512148 \pm 8$	0,510351	0,8
3419-212,5	3,63	14,18	0,1548	$0,512176 \pm 4$	0,510343	0,7
3424-287,4	3,35	13,20	0,1535	$0,512172 \pm 4$	0,510355	0,9

Зразок	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(1800)}$	ϵSr_{1800}
3417-45,3	12,3	300,5	0,1184	$0,706872 \pm 11$	0,70381	19
3419-212,5	23,1	279,6	0,2391	$0,708927 \pm 17$	0,70274	3
3424-287,4	12,1	287,1	0,1219	$0,706677 \pm 16$	0,70352	14

4.3. Висновки.

Загальними мінералого-петрографічними особливостями олівінових долеритів є такі: 1) кайнотипність, тобто збереженість первинних структур та мінерального складу, які властиві основним дайковим породам нормального ряду лужності; 2) дрібнокристалічні афірові або мікропорфірові структури з мономінеральним плагіоклазовим або олівін-плагіоклазовим парагенезисом вкраплеників; 3) мезократовий склад; 4) висока, але варіабельна основність плагіоклазу як у вкраплениках – An_{51-83} , так і в основній масі – An_{41-67} ; 5) сумісне знаходження низькокальцієвих клінопіроксенів з помірно- та висококальцієвими: піжонітів $Wo_{8-15}En_{53-67}$ з субкальцієвими авгітами $Wo_{16-21}En_{48-59}$ та авгітами $Wo_{28-38}En_{37-54}$; 6) підвищена, але варіабельна магнезіальність піроксенів та олівінів Fo_{40-76} ; 7) титаномagnetит-ільменітовий парагенезис Fe-Ti оксидно-рудних мінералів; 8) помірно-окиснений склад ільменіту $Ilm_{84-95}Hem_{4-13}$; 9) високий вміст ульвошпінелевого міналу у титаномagnetиті $Mt_{60-80}Usp_{20-40}$ та звичайний розвиток в ньому ексклюзійних мікроструктур.

За своїми геохімічними характеристиками долерити ДДФ помітно відрізняються від базитових дайок центральної частини ІМБ, які належать до сублужної серії і представлені переважно палеотипними різновидами. Найближчими геохімічними аналогами долеритів ДДФ є кайнотипні базитові дайки прутівського комплексу, які розповсюджені на території Волинського мегаблоку УЩ. Прутівський комплекс (PR1pr) вважається одним з найбільш типових представників долерит-діабазової (трапової) формації УЩ. Найменш диференційовані долеритові дайки цього комплексу відносяться до толейтової серії та за вмістом більшості головних петрогенних компонентів схожі з дайковими породами ДДФ.

Судячи про умови залягання та петрографічні особливості, описані дайки долеритів ДДФ є підвідними каналами вулканічних апаратів тріщинного типу, маркуючи древню провінцію трапового магматизму південно-західної частини ІМБ УЩ. Вікові та генетичні взаємовідношення долерит-діабазової формації

ІМБ з інтрузивними утвореннями прутівського комплексу (PR_{1pr}) потребує подальшого вивчення. Практичне значення долерит-діабазової формації БДП визначається потенційною Cu-Ni металогенічною спеціалізацією багатьох відомих долерит-діабазових комплексів.

РОЗДІЛ 5

УЛЬТРАМАФІТ-ЛАМПРОФІРОВА АСОЦІАЦІЯ БОБРИНЕЦЬКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСУ

5.1. Мінералого-петрографічна характеристика ультрамафіт-лампрофірової асоціації.

5.1.1. Сублужні ультрамафіти. Вивчення шліфів ультрамафічних дайок ультрамафіт-лампрофірової асоціації (УЛА) дозволило виділити серед них два різновиди: 1) ультрамафіти помірно змінені постмагматичними процесами, які зберегли реліктові мінеральні парагенезиси, а також реліктову мікроструктуру магматичних порід; 2) ультрамафіти, сильно змінені постмагматичними процесами. Палеотипні ультрамафіти УЛА різко відрізняються від сусідніх кайнотипних представників долерит-діабазової формації.

Зразки *ультрамафітів, помірно змінені постмагматичними процесами*, були виявлені в керні свердловин 6041 (гл. 407-413), 6047 (гл. 450-461), 6049 (гл. 412-421) та 6127 (гл. 67-75) (див. рис. 3.3). В авторській публікації [61, 62] вони ідентифіковані як сублужні пікрити. Макроскопічно – це темні зеленувато-сірі дрібнозернисті породи масивної будови, які зовні нагадують діабазу. Але на відміну від останніх, вони мають ультрамафічний склад, тобто більш ніж на 90% складені мафічними мінералами (таб. 5.1).

Основна маса породи складена агрегатом видовженно-призматичних або голчастих кристалів зеленого амфіболу, розміром від 0,1-0,5 мм до 1-1,5 мм. На їх фоні також можна відрізнити стовпчасті зерна темно-коричневого піроксену, розміром 0,2-1,5 мм. Спостерігаються поодинокі дрібні вкраплення сульфідів. Мікроскопічними дослідженнями встановлено, що не дивлячись на значні постмагматичні перетворення ультрамафіти зберігають реліктові мікропорфірові та мікролітові структури (рис. 5.1).

Таблиця 5.1. Мінеральний склад ультрамафітів УЛА.

Свердловина (глибина, м)	6041 (407-413)	6047 (450-461)	6049 (412-421)	6127-1 (67-75)	6127-2 (67-75)
S, mm ²	296	380	267	367	236
<i>Вміст мінералів, %</i>					
Піроксен	5,6	8,2	3,0	10,4	7,6
Актиноліт	40,2	23,4	41,2	31,1	41,5
Біотит	38,9	25,8	37,1	36,8	30,9
Fe-Ti ок- сидорудні мінерали	11,0	16,8	13,5	9,5	9,8
Альбіт	0,2	15,3	1,5	5,4	1,7
Інші	4,1	10,5	3,7	6,8	8,5

Первинно-магматичний мінеральний парагенезис представлений фенокристами клінопіроксена та флогопіта, а також керсутита, ільменіта, титаномагнетита та апатита.

Клінопіроксен присутній в зразках ультрамафітів із свердловин 6041, 6047, 6049 та 6127. Його кількісний вміст, 3-10 %, можливо занижений в 1,5-2 рази, внаслідок часткової амфіболізації, а також механічного випадіння частини зерен у процесі виготовлення шліфів. Звичайно клінопіроксен кристалізується у вигляді ідіоморфних фенокристів стовпчастого габітусу, розміром від 0,3*1 до 0,5*2 мм. Зустрічаються також менш правильні фрагментовані зерна. Обидва частково заміщені волокнистим агрегатом безбарвного актиноліту, який просочено тонкодисперсною вкрапленістю сфену. В прохідному світлі клінопіроксен має характерне рожевувато-коричнєве забарвлення, плеохроїзм не помітний. В схрещених ніколях колір інтерференції до синього другого порядку, Ng-Np=0,020, кут згасання cNg=44°. В розрізах перпендикулярних [001] спостерігається зональне згасання. Мікрозондовим аналізом встановлено, що клінопіроксени у вивчених зразках ультрамафітів характеризуються досить витриманим складом – це саліти $Wo_{45-48}En_{35-40}Fs_{14-19}$. (рис. 5.2). Вони відрізняються більш високою вапнистістю, у порівнянні з клінопіроксенами із дайкових порід долерит-діабазової формації. При цьому, точки складів

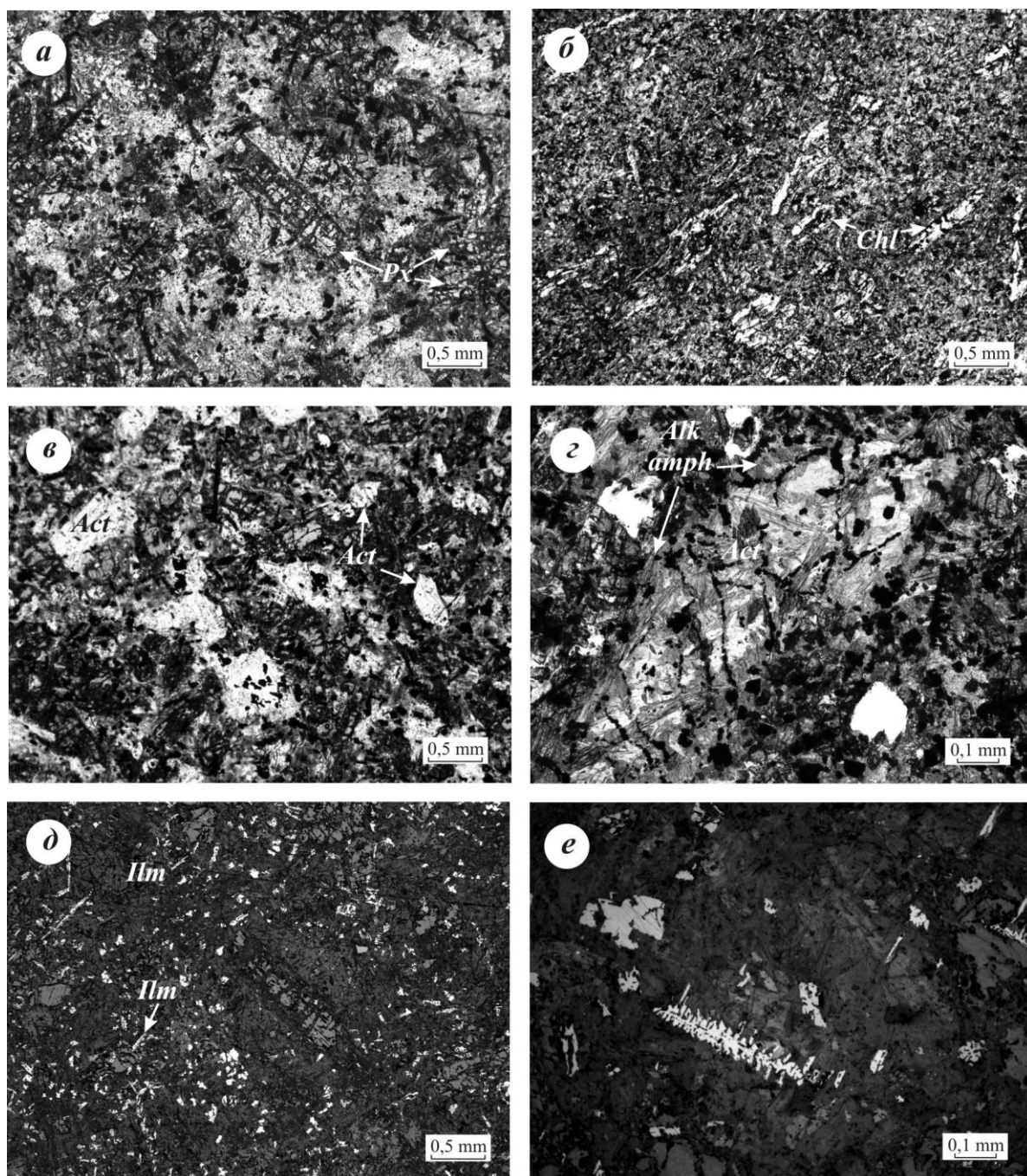


Рис. 5.1. Петрографічні особливості ультрамафітів НДП. Реліктова мікропорфірова структура: а – довгопризматичні фенокристи клінопіроксену в біотит-амфіболовій масі ультрамафіту, св. 6127, гл. 67-75 м; б – псевдоморфози хлориту, що імовірно розвиваються по фенокристам Fe-Mg слюди, підкреслюють флюїдальну текстуру ультрамафіта, св. 6046, гл. 349-363 м; в – псевдоморфози актиноліту по фенокристам невпізнаного мафічного мінералу, св. 6127, гл. 67-75 м; г – лужний амфібол, який кристалізується у крайовій частині актинолітових псевдоморфоз, св. 6049, гл. 412-421 м. д-е –

Реліктова мікролітова структура основної маси ультрамафіту розпізнається завдяки численним скелетним мікрокристалам ільменіту, св. 6127, гл. 67-75 м. Фото шліфів під поляризаційним мікроскопом: а-г – прохідний.

салітів концентруються за межами трендів, встановлених для клінопіроксенів із порід толеїтової серії. Дещо незвичним, як для саліту, є високий вміст TiO_2 (2-5 %) та Al_2O_3 (5-7 %) з максимальними значеннями в центральній частині зерен та мінімальними – по периферії (вихідні аналітичні дані наведені в додатку Т). Можна відмітити, що висока титанистість клінопіроксенів є індикаторною ознакою магматичних порід підвищеної лужності.

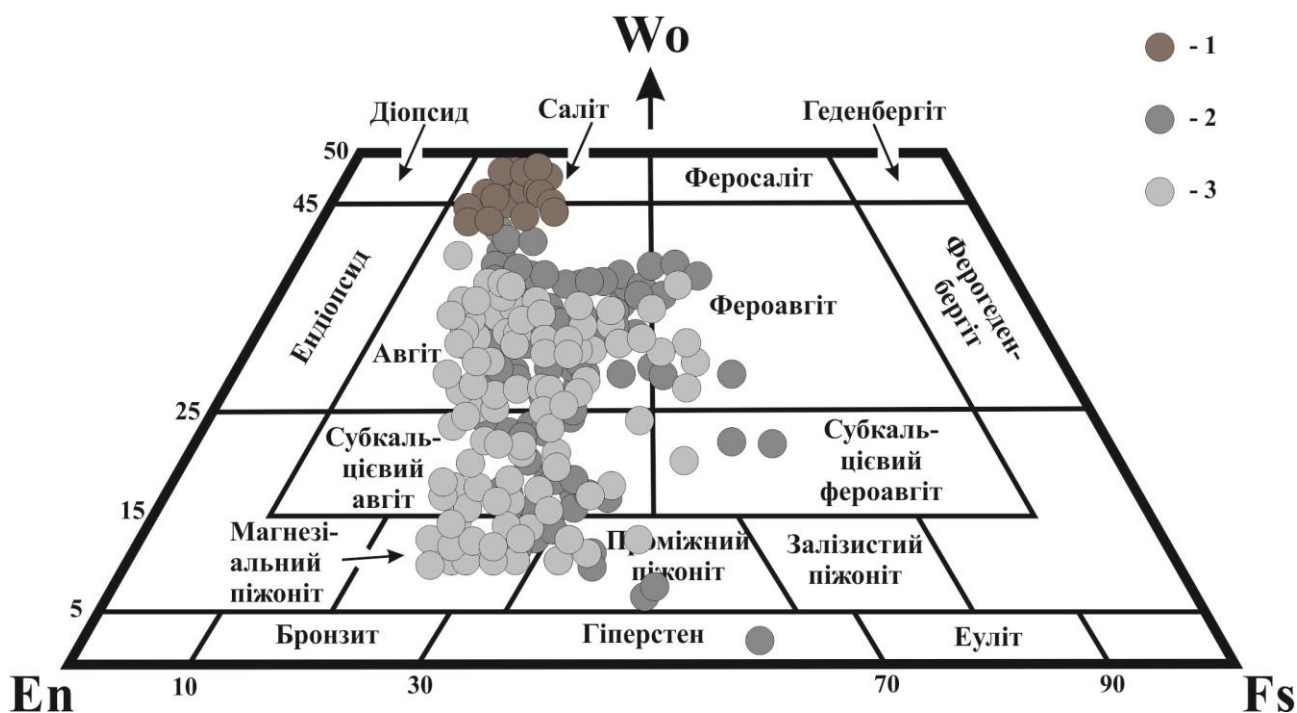


Рис. 5.2. Хімічний склад піроксенів із дайкових порід БДП: 1 – піроксени із ультрамафітів Новоукраїнського дайкового поля; 2, 3 – піроксени із дайкових порід долерит-діабазової формації (2 – Новоукраїнське дайкове поле, 3 – Розанівське дайкове поле). Класифікаційні поля проведені відповідно до (Poldervaart, Hess, 1995) (вихідні аналітичні дані наведені в додатках В, Г, И, І, Т).

На приналежність ультрамафітів НДП до сублужної серії також вказує присутність в них *флогопіту*. Перекристалізовані фенокристи флогопіту присутні у зразках ультрамафітів із свердловин 6041, 6047, 6049. Таблитчасті виділення хлориту, які спостерігаються в інтенсивно зміненому ультрамафіті із свердловини 6046 та які надають йому бластопорфірову структуру, вочевидь, також є псевдоморфозами по флогопіту. Вміст флогопітових фенокристів у всіх перелічених випадках не перевищує 10 %. Їх первинна таблитчаста форма звичайно в тій чи іншій мірі спотворені деформаціями, які супроводжуються частковою перекристалізацією фенокристів та утворенням по них бластопорфірових агрегатів флогопіту. Судячи з величини таких агрегатів, розмір вихідних вкраплеників флогопіту міг досягати 1-1,5 мм. У той же час розмір новоутворених індивідів флогопіту, які складають агрегат, складає всього 0,1-0,5 мм. Тонка сітка прожилків, складених дрібнокристалічним агрегатом оксидів заліза, яка звичайно спостерігається в центрі бластопорфірових скупчень, вочевидь, свідчить про порушення первинного хімічного складу фенокристів флогопіту. На це може також вказувати виділення новоутвореного лужного амфіболу та сфену у безпосередній близькості від флогопітових агрегатів, яке можна побачити в окремих зразках. Під мікроскопом у прохідному світлі флогопіт забарвлений в блідий зеленуватий колір, що відрізняє його від Fe-Mg слюд, що розвинені в основній масі ультрамафітів. Мікрозондів аналіз показав, що хімічний склад флогопіту із бластопорфірових агрегатів зразка 6049 характеризується помірною залізистістю ($X_{\text{Fe}}=0,26-0,28$, $X_{\text{Mg}}=0,72-0,74$) та низькою титаністістю.

Первинний *олівін* в жодному з вивчених зразків ультрамафітів НДП не встановлений. Однак, у багатьох шліфах присутні своєрідні сплутано-волокнисті агрегати актиноліту, які псевдоморфно заміщають фенокристи якогось мафічного мінералу. Ідіоморфна коротко-призматична форма таких псевдоморфоз, з добре помітними шестикутними перетинами, досить характерна для порфірових вкраплеників олівіну. Мікроскопічна вкрапленість оксидів та сульфідів заліза, яка неоднорідно розподіляється в об'ємі

псевдоморфоз, надає їм вигляд петельчастої мікроструктури, що властива олівінам. Необхідно відмітити, що заміщення олівіну актинолітом, являє собою досить незвичайне явище. Як відомо, магнезіальні олівіни, характерні для багатьох ультрамафічних порід, під дією насичених кремнеземом гідротермальних розчинів, в більшості випадків заміщуються водними силікатами магнію – серпентином та тальком. Для заміщення же олівіна актинолітом, окрім привнесення води та кремнезему, як мінімум необхідний значний привнос СаО. Або заміщався кальцієвий представник групи олівіну – монтичеліт. Безумовно, не можна виключити розвиток актиноліту по Са-Mg-Fe піроксенам або амфіболам. Однак, морфологія актинолітових псевдоморфоз помітно відрізняється від присутніх у шліфах клінопіроксенів та керсутитів. Крім того, досить часто актинолітові псевдоморфози асоціюють із слабо зміненим клінопіроксеном і навіть утворюють в ньому ідіоморфні включення.

Основна маса ультрамафітів складена дрібнокристалічним лепідонематобластовим агрегатом новоутворених променистих амфіболів та Fe-Mg слюд. До новоутворених мінералів вочевидь також відносяться спорадично розсіяні в основній тканині виділення альбіту, хлориту, сфену, кальциту, піриту та магнетиту. Не дивлячись на сильну перекристалізацію, в окремих зразках ультрамафітів НДП основна маса може зберігати реліктову мікролітову структуру з первинно-магматичними мікролітами керсутиту, ільменіту, титаномagnetиту, хромшпінеліду та апатиту. Мікрозондовим аналізом також виявлені акцесорні концентрації піротину, халькопіриту, пентландиту, циркону, баделейту та монациту. Вміст останніх трьох мінералів, а також апатиту в декілька раз перевищують спостерігаємі в породах долерит-діабазової формації.

Керсутит спостерігається лише в двох зразках ультрамафітів із свердловини 6127. Не дивлячись на мізерний вміст (менше 1 %), сама його присутність ще раз доводить підвищену лужність ультрамафітів НДП. Керсутит кристалізується в основній масі ультрамафітів у вигляді довгопризматичних мікролітів, розміром від 0,05*0,5 до 0,1*0,7 мм, а також формує

монокристалічні оболонки навколо фенокристів клінопіроксену. Часто індивіди керсутиту самі оточені вінцевими оболонками безколірного актиноліту. В шліфах при вимкненому аналізаторі керсутит забарвлений та плеохроює в звичайних для цього амфіболу червоно-коричневих відтінках. В схрещених ніколях він має високе двозаломлення $N_g - N_p = 0,028$ та косе згасання з кутами $cN_g = 10-12^\circ$. Згідно даним мікрозондового аналізу вивчені керсутити відрізняються помірною титанистістю, високою глиноземистістю та зниженою лужністю ($X_{Mg} = 0,48-0,60$, 5-7% TiO_2) (вихідні аналітичні дані наведені в додатку У). При цьому вони характеризуються підвищеною залізистістю (рис. 5.3), займаючи на класифікаційній діаграмі проміжне положення між полями керсутиту та ферокерсутиту.

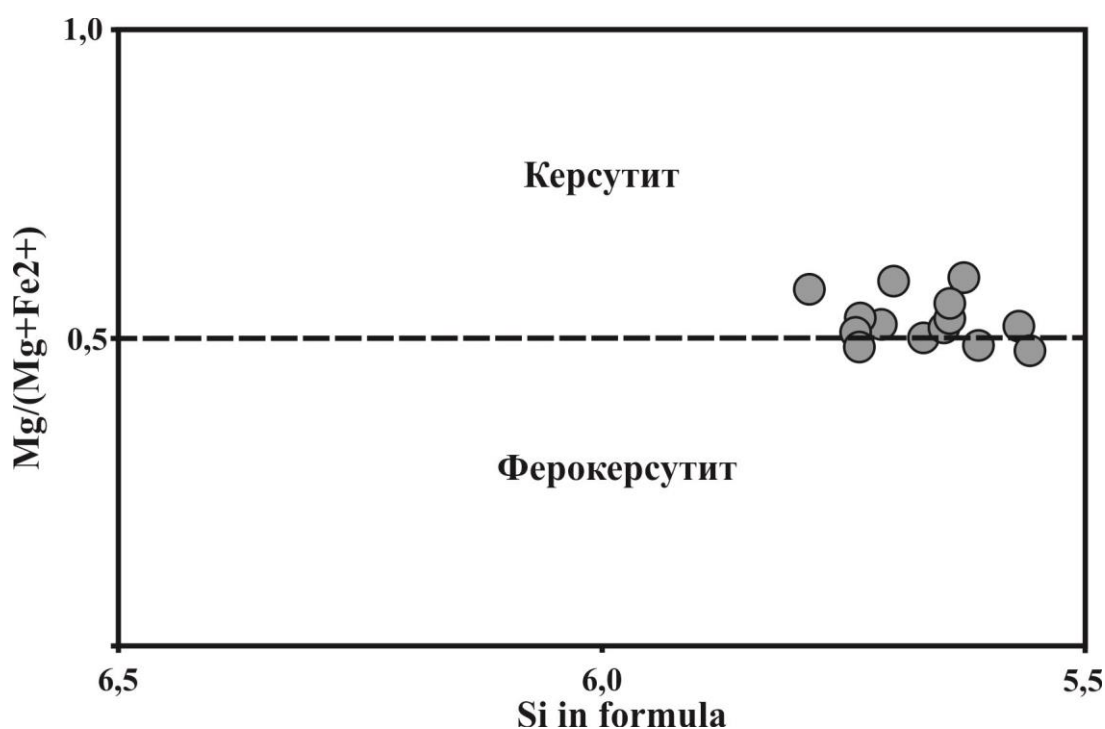


Рис. 5.3. Хімічний склад керсутитових амфіболів із ультрамафітів Новоукраїнського дайкового поля. Зразки керну із св. 6127 гл. 67–75 м (вихідні аналітичні дані наведені в додатку У).

Ільменіт помітно переважає серед рудних мінералів ультрамафітів НДП. В багатьох зразках його вміст досягає 10 % і вище. Але мікроскопічні розміри

зерен 0,1-0,4 мм дещо знижують промислову цінність цього мінералу. Своєрідна скелетна форма кристалів ільменіту, вочевидь, вказує на швидку кристалізацію, обумовлену явищами переохолодження розплаву, яка властива магматичним утворенням ефузивної та субвулканічної фацій. При чому, ця своєрідна «мікролітова» морфологія ільменіту дозволяє ідентифікувати субвулканічні дайкові породи навіть в найбільш змінених зразках. Мікрозондовим аналізом встановлений наступний склад вивчених ільменітів $\text{Pm}_{81-88}\text{Hem}_{8-16}\text{Ru}_{3-4}$ (вихідні аналітичні дані наведені в додатку Ф). Їх характерною особливістю є високий вміст гематитового мінералу та низький – гейкілітового (<1%).

Титаномagnetит - другий за розповсюдженням рудний мінерал ультрамафітів НДП. Він кристалізується в основній масі ультрамафітів, утворюючи ідіоморфні кристали, а також скелетні мікроліти розміром 0,1-0,2 мм. Для них характерна відносно однорідна внутрішня будова без помітних структур розпаду. При цьому хімічний склад вивчених титаномagnetитів характеризується досить високим вмістом ульвошпінелевого мінералу – 25-57 % ($\text{Mt}_{43-74}\text{Usp}_{25-57}$) (вихідні аналітичні дані наведені в додатку Х). Окрім титаномagnetиту також виявлений хром-залізистий шпінелід, який потребує додаткового вивчення.

Anatit – найбільш характерний акцесорний мінерал ультрамафітів НДП. Його голчасті мікроліти, розміром 0,005*(0,1-0,2) мм, неоднорідно розподілені в основній масі породи у вигляді багаточисельних мікроскопічних включень в інших мінералах. При цьому вони явно тяжіють до скупчень альбіту та новоутворених Fe-Mg слюд.

Променисті амфіболи актинолітового ряду є домінуючими новоутвореними мінералами в основній масі більшості зразків ультрамафітів НДП. За своїми кристалооптичними характеристиками вони в цілому подібні до актиноліту, який заміщує вище описані фенокристи мафічних мінералів. В прохідному світлі актиноліт основної маси безбарвний або має блідо-зелений відтінок. Звичайними формами його виділень є довго-призматичні до голчастих

кристалів, які зібрані в паралельно- та сплутано-волокнисті агрегати. Досить часто вони мають ознаки механічних деформацій, що проявляються у вигині та розщепленні кристалів. В мікрозондових аналізах актинолітів звичайними є незначні домішки Al_2O_3 , Na_2O , K_2O та TiO_2 .

В зразках ультрамафітів із свердловин 6047 та 6049 сумісно з актинолітом виявлені також *Na-Ca амфіболи рихтеритового ряду*. Від актиноліту вони відрізняються забарвленням в одному ніколі, а також цілим рядом інших кристалооптичних характеристик. Під мікроскопом в прохідному світлі рихтерит плеохроює від світло-синього по N_r до майже безбарвного по N_g . В деяких забарвлених кристалах спостерігається зональність – від світло-синьої в центрі до безбарвної на периферії. В схрещених ніколях рихтерит має помітну дисперсію вісей індикатрис. В деяких кристалах спостерігаються полісинтетичні двійники. Подовження може бути як позитивним, так і негативним, згасання косе під кутом 15° . Судячи з характеру виділень, кристалізація рихтериту відбувалася пізніше актиноліту. Сама ж його присутність є свідченням процесів лужного натрового метасоматозу, накладеного на ультрамафіти НДП.

Новоутворені Fe-Mg слюди, які ровинені в основній масі ультрамафітів, представлені біотитом. Як правило, їх кількісний вміст поступається вмісту променистих амфіболів. На відміну від фенокристів флогопіту, біотит має більш насичене забарвлення в одному ніколі з помітним плеохроїзмом в жовтувато-коричневих або зеленувато-коричневих тонах. Деяка неоднорідність забарвлення пов'язана або з наявністю плеохроїчних оболонок навколо мікровключень акцесоріїв, або з частковим заміщенням гідрослюдами та хлоритом. Звичайною формою виділення новоутвореного біотиту є дрібно лускуваті агрегати, які розвинені в проміжках між волокнами амфібола, а також виповнюють тріщини в фенокристаллах піроксену. Окрім них, в асоціації з альбітом кристалізуються мікроскопічні пластинчасті індивіди зеленувато-коричневої слюди з насиченим плеохроїзмом.

Альбіт в зразках ультрамафітів, помірно-змінених постмагматичними процесами, спостерігається в обмеженій кількості. Його поодинокі ксеноморфні зерна насичені великою кількістю мікрровключень амфіболів, Fe-Mg слюд, сфену, рудних мінералів та апатиту. За даними мікрозондового аналізу, хімічний склад альбіту із зразка 6127п-67,0, відповідає $Ab_{89-93}Or_{1-2}An_{6-9}$. В зразку ультрамафіту 6049-412,0 альбіт більш натровий $Ab_{93-97}Or_{2-5}An_{1-2}$, що співпадає з присутністю в цій породі лужного амфіболу.

Зразки *ультрамафітів з найбільш значними постмагматичними змінами* встановлені в керні свердловин 5642 (гл. 538-543 м), 5691 (гл. 453-466 м), 5709 (гл. 454-466 м), 5714 (гл. 485-495 м), 5930 (гл. 507-523 м), 5973 (гл. 511-519 м), 6046 (гл. 349-363 м), 6056 (гл. 230-248 м), 6073 (гл. 329-341 м), 6164 (гл. 335-349 м) (див. рис. 3.3.). Ці породи практично втратили первинний мінеральний склад, хоча подекуди можуть зберігати реліктові порфірові та мікролітові мікроструктури. Новоутворені актиноліт та біотит формують лепідонематобластову структуру основної тканини. В зразках ультрамафітів із свердловин 6056, 6073 та 6164 помітно більше, ніж у всіх інших розвивається альбітизація. Окрім основної тканини, дрібнокристалічний альбіт та актиноліт місцями виповнюють тонкі лінійні тріщини, які перетинають керн. А в ультрамафіті із свердловини 6056 сумісно з альбітом та актинолітом присутній лужний амфібол, подібний рихтериту, описаному в зразках із свердловин 6047 та 6049. Ільменіт в процесі постмагматичних змін поступається сфену. При цьому досить характерні своєрідні псевдоморфози сфену, які зберігають первинну форму скелетних кристалів ільменіту.

5.1.2. Камптоніти виявлено лише серед дайкових порід Новоукраїнського дайкового поля БДП. Вони спостерігаються у свердловинах № 5654 (гл. 472-485 м), 5781 (гл. 76-102 м), 5828 (гл. 40-66 м), 5997 (гл. 67-78 м), 6063 (гл. 54-75 м), 6190 (гл. 333-351 м) (див. рис. 3.3).

Макроскопічно – це породи дрібно-середньозернистої структури масивної будови. На фоні темно-сірої основної маси виділяються досить рівномірно розподілені світло-рожеві кристали піроксенів неправильної

таблитчастої форми розміром 3-5 мм. Камтоніти різною мірою змінені низькотемпературними постмагматичними процесами, що виражається в зміні кольору породи від темно-сірого до чорного, а також деякі зразки (св. 5781, 5997) перетнуті тріщинами, на стінках яких спостерігаються нальоти карбонатів та корочки гідроокислів заліза.

Більш детально вивчено шліфи найменш змінених низькотемпературними постмагматичними процесами камптонітів із св. 6190 (гл. 333-351 м). Під поляризаційним мікроскопом вони виявляють повнокристалічну дрібнозернисту структуру основної маси породи, на фоні якої розрізняються порфірові вкрапленіки клінопіроксену, амфіболу та вірогідно апоолівінових псевдоморфоз. Більш звичайна серійно-порфірова мікроструктура, яка визначається наявністю поступових переходів між розмірами вкраплеників і клінопіроксену та амфіболу в загальній масі (рис. 5.4). Також спостерігаються елементи пойкилітової мікроструктури, яка виражена присутністю дрібних голчастих кристалів апатиту в більш крупних зернах плагіоклазів. Камтоніти різною мірою змінені низькотемпературними постмагматичними процесами, але первинна структура породи залишається незмінною. Мікротріщинки в породі виповнені кальцитом. Головні породоутворюючі мінерали камптонітів – клінопіроксен (45 %), середній плагіоклаз (35 %), амфібол (10 %) та ільменіт (до 10 %). Другорядні та акцесорні – апатит (>1 %), біотит, рутил, ортит, титаномagnetит, бадделеїт, халькопірит, сфалерит, пірит, піротин. Серед вторинних мінералів розвинені актиноліт, хлорит, кальцит, гідрослюда, сфен, пірит, магнетит.

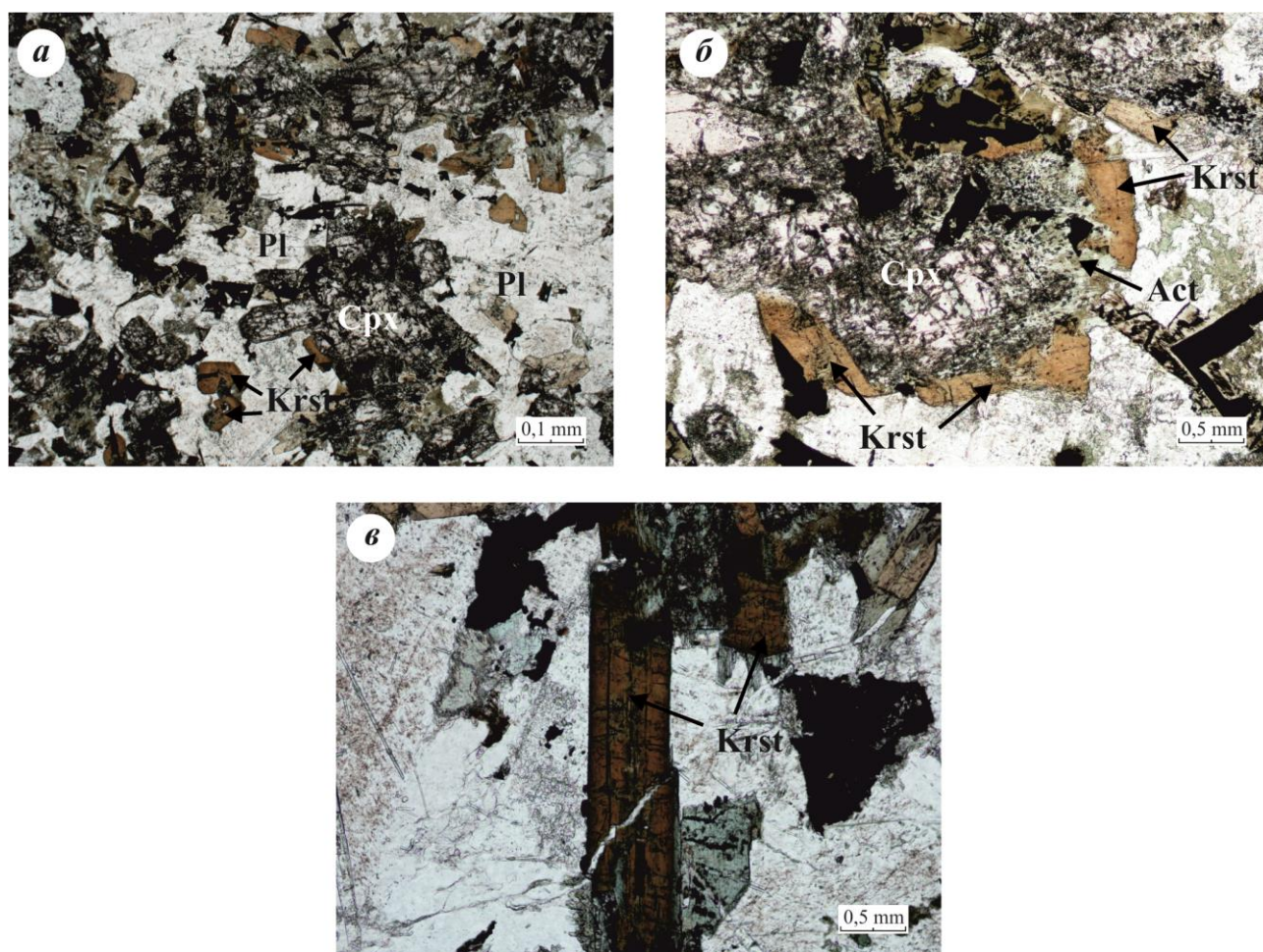


Рис. 5.4. Петрографічні особливості камптонітів НДП. Фото шліфів під поляризаційним мікроскопом у прохідному світлі: а - серійно-порфірова мікроструктура камптоніту, б – вінцеві оболонки керсутиту навколо клінопіроксену, заміщення крайових частин останнього актинолітом, в - порфірові вкрапленіки керсутиту. Зразки керну із св. 6190 гл. 333–351 м.

Піроксен кількісно переважає над усіма іншими мінералами. Він представлений лише моноклінним різновидом. Піроксен утворює фенокристичного, призматичного габітусу розміром за довгою віссю від 1,2 до 2,5 мм. Довжина безладно орієнтованих кристалів останнього в загальній масі камптонітів складає 0,3-0,8 мм за довгою віссю. Під поляризаційним мікроскопом в одному ніколі піроксен має світло-коричневий відтінок. Навколо його зерен спостерігаються оторочки керсутиту з характерною амфіболовою спайністю, а також часткове заміщення хлоритом. В поперечних перетинах

кристалів явно виражена піроксенова спайність в двох взаємно перпендикулярних напрямках. Мікрозондовим аналізом встановлено, що клінопіроксени з досліджуваних камптонітів в цілому є аналогічними виявленим в ультрамафітах і характеризується незначними варіаціями хімічного складу від авгіту $Wo_{30-44}En_{38-44}$ до саліту $Wo_{45-48}En_{34-40}$ (рис. 5.5). Вони також, як і ультрамафіти, відрізняються більш високою вапнистістю, у порівнянні з клінопіроксенами із дайкових порід долерит-діабазової формації. Вміст титану TiO_2 (1,8-3,2 %) в клінопіроксенах камптонітів характерний для магматичних порід підвищеної лужності, але дещо менший, ніж в салітах ультрамафітів.

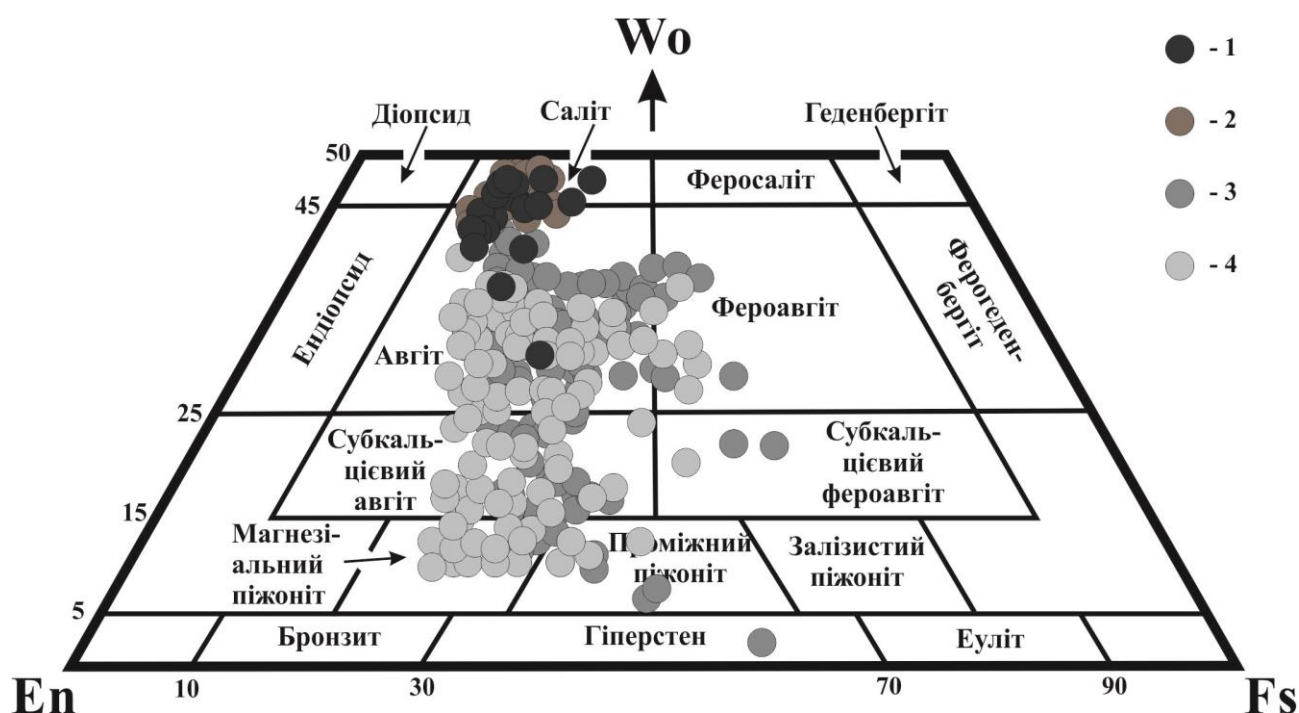


Рис. 5.5. Хімічний склад піроксенів із дайкових порід БДП: 1 - піроксени із камптонітів Новоукраїнського дайкового поля, 2 – піроксени із ультрамафітів Новоукраїнського дайкового поля; 3, 4 – піроксени із дайкових порід долерит-діабазової формації (2 – Новоукраїнське дайкове поле, 3 – Розанівське дайкове поле). Класифікаційні поля проведені відповідно до (Poldervaart, Hess, 1995) (вихідні аналітичні дані наведені в додатках В, Г, И, І, Т, Ц).

Плагіоклаз, представлений андезином, утворює таблитчасті кристали розміром 0,2-1,4 мм. Під поляризаційним мікроскопом як у прохідному світлі, так і в схрещених ніколях помітно, що ядра зерен плагіоклазу частково пелітизовані (заміщені гідрослюдою), в той час як крайові більш кислі їх частини, переважно, чисті, не заміщені вторинними мінералами, що свідчить про наявність прямої магматичної зональності зерен. При цьому в окремих зернах крайові частини насичені дрібними кристаліками апатиту. У схрещених ніколях андезини мають слабо проявлене полісинтетичне двійникування. Мікрозондовим аналізом встановлено, що основність плагіоклазів коливається в діапазоні An_{31-37} , при чому периферійні частини зерен розкислюються до олігоклазу An_{15-29} , альбіт-олігоклазу An_{10-14} і до альбіту An_{8-9} (рис. 5.6).

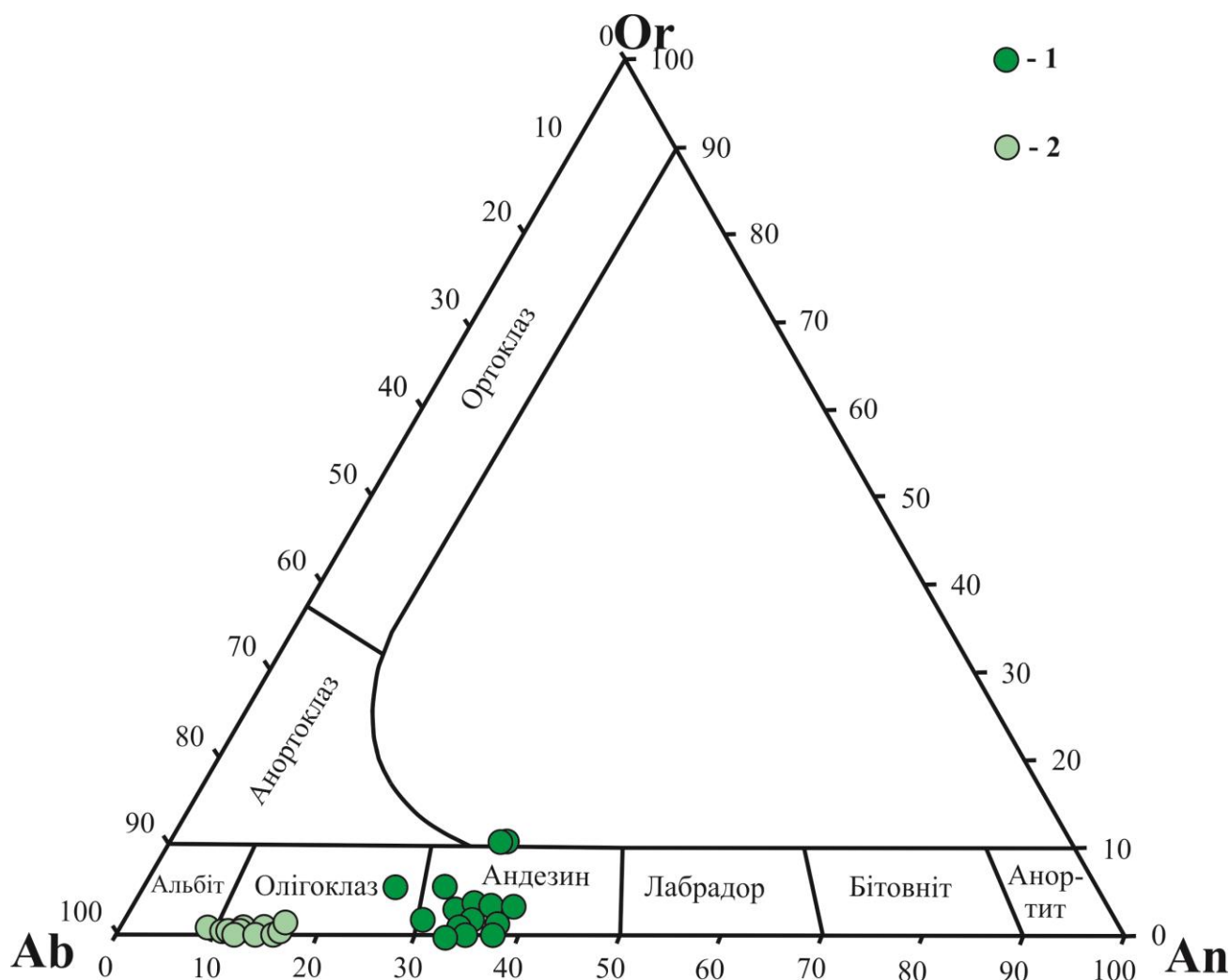


Рис. 5.6. Хімічний склад плагіоклазів із камптонітів БДП на класифікаційній діаграмі Ab-An-Or: 1 – ядерні частини плагіоклазів, 2 –

периферійні розкислені зони плагіоклазів. Зразки керну із св. 6190 гл. 333–351 м (вихідні аналітичні дані наведені в додатку Ч).

Амфібол представлений в породі високотитаністою роговою обманкою – керсутитом, який в більшості випадків утворює облямівки навколо клінопіроксену. Але разом з цим він зустрічається також і у вигляді поодиноких кристалів короткостовпчастого габітусу розміром 0,3-0,7 мм по довгій вісі (рис. 5.4). Під поляризаційним мікроскопом в прохідному світлі керсутит плеохроює в світло-жовто – червоно-коричневих відтінках. Крайові частини зерен частково заміщуються жовто-зеленим актинолітом. Згідно даним мікрозондового аналізу вивчені керсутити аналогічно керсутитам із ультрамафітів відрізняються помірною титаністістю, високою глиноземистістю, зниженою лужністю та підвищеною залізистістю (*вихідні аналітичні дані наведені в додатку III*). Вміст титану TiO_2 (біля 5 %) в керсутитах камптонітів характерний для магматичних порід підвищеної лужності, але дещо менший, ніж в керсутитах ультрамафітів TiO_2 (5-7 %).

Власне *олівін* у жодному з досліджуваних зразків камптонітів не виявлений. Але звичайними є специфічні скупчення вторинних мінералів – актиноліту, піриту та магнетиту, які мають своєрідну петельчасту структуру і являють собою повні псевдоморфози по олівіну. Їх вміст зрідка перевищує 10 %.

Рудні мінерали, переважно ільменіт, досить рівномірно розподілені по всьому об'єму породи (рис. 5.4). Ільменіт найчастіше зустрічається у вигляді сплюснених скелетних кристалів розміром до 0,5 мм по довгій осі. Зрідка спостерігаються кристали пластинчастого габітусу. Крім скелетних форм та ідіоморфних кристалів, ільменіт також утворює закономірно-орієнтовані пластинчасті включення в титаномagnetиті, які надають останньому характерної ламелярної або ґратчастої мікроструктури (рис. 5.7). Хімічний склад ільменіту змінюється у таких межах $\text{Im}_{74-91} \text{Fe}_{4-19} \text{Ru}_{2-3}$ (*вихідні аналітичні дані наведені в додатку III*).

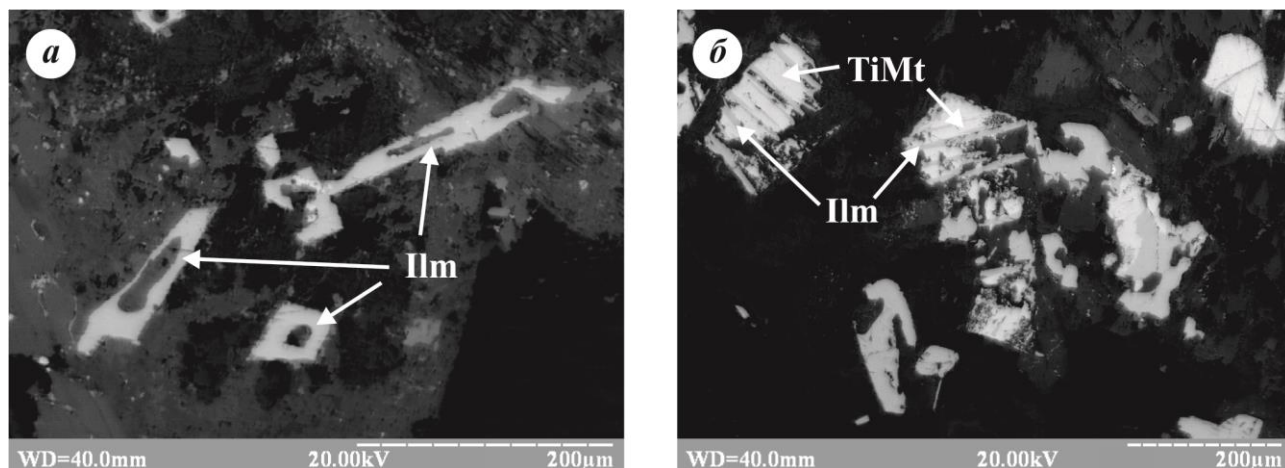


Рис. 5.7. Морфологія кристалів ільменіту та титаномagnetиту із камптонітів НДП: а - кристали ільменіту скелетної форми, б - ламелярна структура титаномagnetиту, зразок керну із св. 6190 гл. 333–351 м, зображення під растровим електронним мікроскопом, режим Contro.

Титаномagnetит другий за розповсюдженістю рудний мінерал у дослідженому камптоніті. Його вміст не перевищує 1 %. Він утворює зерна неправильної, а також кубічної форми з частково кородованими гранями. Місцями титаномagnetит формує тонкі переривчасті нарости на ільменіті (рис. 5.7). Для хімічного складу титаномagnetитів з камптонітів властиві наступні варіації вмісту magnetитового та ульвошпинелевого мінералів $Mt_{38-71}Usp_{24-60}$ (вихідні аналітичні дані наведені в додатку Ю).

Вміст халькопіриту, сфалериту, піротину та піриту є близьким до вмісту титаномagnetиту. Відмічаються як первинні ідіоморфні кристали сульфідів заліза, так і вторинні мікрозернисті агрегати, приурочені до апоолівінових псевдоморфоз.

Біотит, вміст якого в породі не більше 1 %, утворює пластинчасті кристали розміром до 0,8 мм. Під поляризаційним мікроскопом в прохідному світлі біотит плеохроює від світло-жовтого до темно-коричневого кольору. В кристалах останнього спостерігаються включення дрібних голочок рутилу.

Голчасті кристали апатиту у вигляді пойкилітових включень утворюють декілька генерацій: більш крупні розміром до 0,3 мм асоціюють з керсутитом та плагіоклазом, а більш дрібніші розміром до 0,1 мм – з кислими плагіоклазами в периферійних частинах зерен.

Ортит та баделеїт в камптоніті були виявлені під час електронно-мікроскопічного дослідження. Ортит спостерігається у вигляді зростків з ільменітом в асоціації з титаномagnetитом, піритом халькопіритом та біотитом (рис. 5.8). Сплюснені видовжені кристали баделеїту розміром 0,011-0,025 мм присутні у вигляді поодиноких включень в роговій обманці, біотиті та кальциті (рис. 5.8).

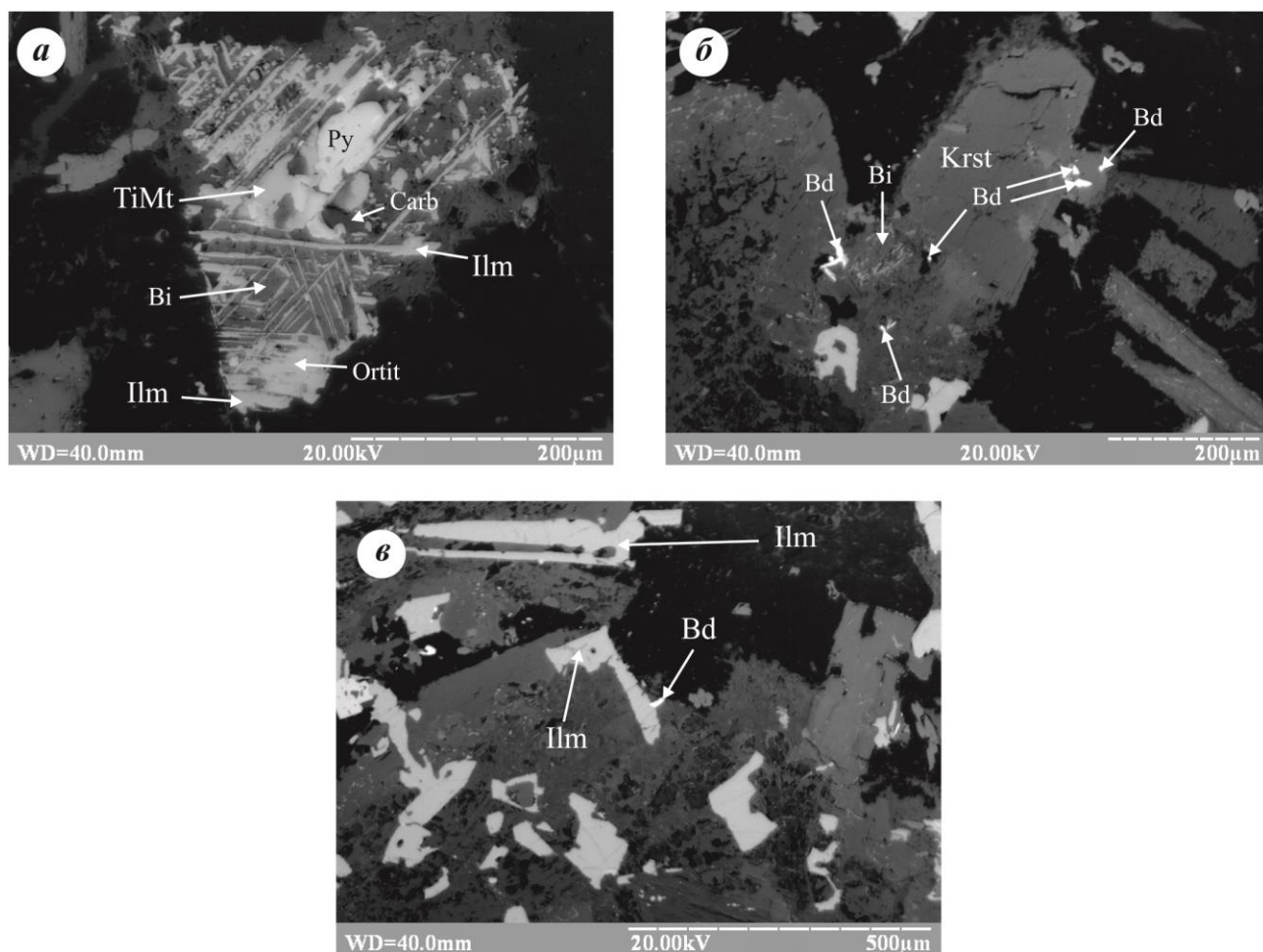


Рис. 5.8. Акцесорні мінерали із камптонітів НДП: а – зростки ортиту з ільменітом в асоціації з титаномagnetитом, піритом, халькопіритом та біотитом, б, в – поодинокі включення баделеїту в роговій обманці та біотиті,

зразок керну із св. 6190 гл. 333–351 м, зображення під растровим електронним мікроскопом, режим Сотро.

5.1.3. Сублужні діабазы складають значну частину Тарасівського дайкового поля БДП. Вони виявлені в керні свердловин №74 (гл. 371,9-372,7 м), №65д (гл. 126,5 м), 66д (гл. 175,4-175,8 м), 58д (гл. 447,6 м, 494,4-494,6 м), 56д (гл. 121,3-121,4 м), 55д (гл. 82,0 м). Ці породи мають незначне поширення в Новоукраїнському дайковому полі БДП, де виявлені в керні свердловин 6178 (гл. 85-95 м), 6179 (гл. 195-215 м), 6198 (гл. 322-330 м) (див. рис. 3.3.). В авторській публікації [13] вони ідентифіковані як діабазы – палеотипні різновиди долеритів.

Макроскопічно – це породи темно-сірого, темно-зеленого до чорного кольору переважно дрібнозернистої афірової структури, від слабо до сильно тріщинуватих. Тріщини орієнтовані в різних напрямках від 10° до 90° до осі керну та виповнені глиною тертя, сульфідами та карбонатами.

Під поляризаційним мікроскопом в сублужних діабазях спостерігається значний розвиток низькотемпературних постмагматичних процесів, інтенсивність яких в окремих випадках досить сильна, майже до повного змінення плагіоклазів (66д, гл. 175,4-175,8 м). Але найбільш звичайним є повне заміщення піроксену – променистими амфіболами, в тому числі рихтеритом, карбонатами, хлоритом, альбітом, а також часткове або повне заміщення скла хлоритом, яке в результаті набуває бурувато-зеленого кольору. Незалежно від характеру та інтенсивності змінень сублужні діабазы зберігають реліктову офітову структуру, а в деяких випадках і деякі з первинних мінералів. У зразках 58д, 65д спостерігається мікропорфірова структура з діабазовою основною масою, при цьому фенокристи представлені плагіоклазом та ільменітом, основна маса – плагіоклазом, карбонатом, ільменітом, сфеном та гідроокислами заліза. Зразки 55д, 66д характеризуються мікропорфіровою структурою з мікрокристалічною варіолітовою основною масою, яка характерна для зон закалки дайок. Від представників долерит-діабазової формації сублужні діабазы

відрізняються більш дрібнозернистими структурами та зникненням первинного піроксену.

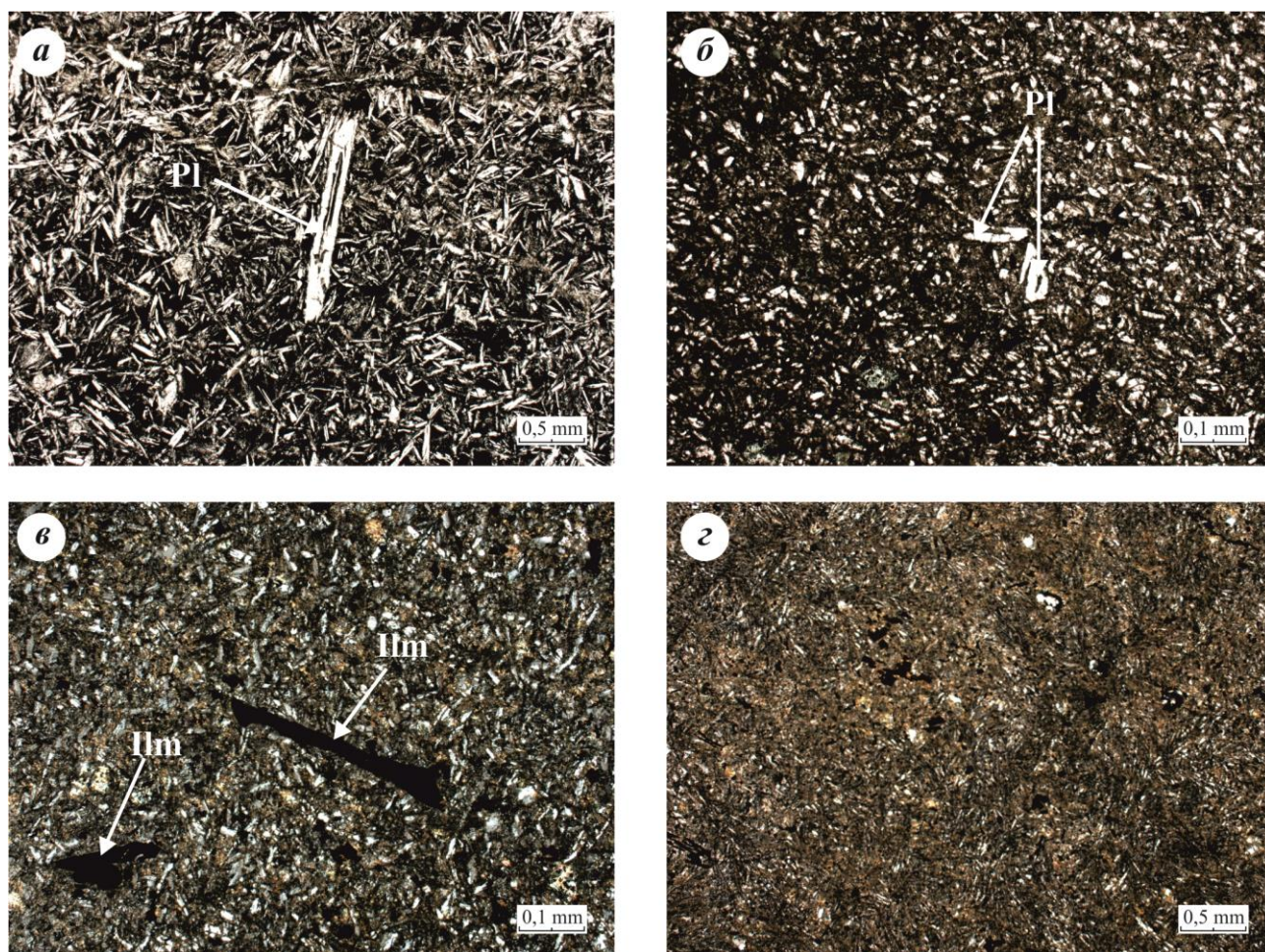


Рис. 5.9. Петрографічні особливості сублужних діабазів ТДП та НДП. Фото шліфів під поляризаційним мікроскопом із вимкненим аналізатором: а, б, в – мікропорфірова структура з діабазовою основною масою, фенокристи представлені плагіоклазом та ільменітом, св. 6198 гл. 322-330 м, 65д гл. 126,5 м, г – мікропорфіровою структурою з мікрокристалічною варіолітовою основною масою, св. 66д гл. 175,4 – 175,8 м.

5.2 Геохімічні особливості ультрамафіт-лампрофірової асоціації.

Валовий хімічний склад найменш змінених зразків ультрамафітів НДП відповідає ультраосновним породам з вмістом SiO_2 39,6-40,6% (таб. 5.2).

Таблиця 5.2. Хімічні аналізи ультрамафітів НДП.

Зразок	6047 (450-461)	6049 (412-421)	6127-1 (67-75)	6127-2 (67-75)	6046 (349-363)
SiO_2	39,55	40,14	40,56	39,92	38,79
TiO_2	4,05	6,04	6,24	3,48	4,96
Al_2O_3	10,65	6,38	7,47	9,56	8,45
Fe_2O_3	12,83	9,88	4,22	3,62	13,03
FeO	4,9	5,43	12,08	12,24	3,72
MnO	0,19	0,19	0,21	0,2	0,2
MgO	13,04	16,95	15,7	16,16	15,42
CaO	6,83	5,56	6,41	7,28	6,2
Na_2O	1,45	0,6	0,83	0,42	0,6
K_2O	3	4,2	2,41	2,4	2,4
P_2O_5	0,31	0,24	0,21	0,29	0,2
S	0,08	0,02	0,26	0,16	0,02
$\text{H}_2\text{O-}$	0,36	1,19	0,72	0,23	1,76
ВПП	3,11	2,92	3,11	3,69	4,14
Сума	100,35	99,74	100,43	99,65	99,89

Примітка: зразки 6047, 6049, 6127-1, 6127-2 представляють ультрамафіти, помірно змінені постмагматичними процесами, зразок 6046 - інтенсивно змінений постмагматичними процесами.

На відміну від типових представників гіпабісальних ультраосновних порід нормального ряду – пікритів, вони характеризуються підвищеною лужністю (2,8-4,8%) з помітною перевагою K_2O над Na_2O . При цьому всі аналізи ультрамафітів НДП певною мірою недосичені кремнеземом, перерахунок на CIPW-норми дає від 19 до 36% нормативного олівіну. Але лише в двох зразках 6047 та 6049 розраховується нормативний нефелін. Щоправда,

його низький вміст, 1-2%, а також низький коефіцієнт агпаїтності, $(K+Na)/Al=0,53-0,87$, не дозволяють навіть ці породи віднести до лужної серії. Слід відмітити, що первинні співвідношення $SiO_2/(K_2O+Na_2O)$, $(K+Na)/Al$ та K_2O/Na_2O навіть в найменш змінених зразках ультрамафітів НДП, вочевидь, спотворені постмагматичними змінами, що фіксуються в високих значеннях втрат при прожарюванні (2,9-3,7%). Також у всіх вивчених зразках ультрамафітів встановлений високий вміст Al_2O_3 (6,4-10,7%) та TiO_2 (5-6%). Враховуючи малу геохімічну «рухомість» алюмінію та титану, можна очікувати, що на їх первинні концентрації не вплинули низькотемпературні постмагматичні процеси. Можна відмітити, що для «нормальних» пікритів такі високі глиноземистість та титанистість не характерні, але звичайні в сублужних ультрамафітах, наприклад в слюдяних пікритах та кімберлітах. Таким чином, висновок про приналежність порід, що вивчаються, до сублужної серії підтверджується і петрохімічними даними. Ультрамафіти НДП характеризуються помірно високою магнезіальністю. Вміст MgO в найменш змінених зразках складає 13-17% та співставляється з сумарним вмістом FeO та Fe_2O_3 , але помітно перевищує CaO . Індекс фракціонування $Mg/(Mg+Fe)$, який коливається в діапазоні 0,60-0,69, відображає помірну магнезіальність головних мафічних мінералів – піроксенів, амфіболів та слюд. Ці цифри дещо вищі, ніж в дайкових породах долерит-діабазової формації ІМБ. Індекс фракціонування в останніх складає всього 0,49-0,52. Високий рівень окисленості заліза в зразках ультрамафітов 6047 та 6049 без сумніву зв'язана з специфікою постмагматичних процесів лужного метасоматозу. Саме в таких зразках окрім звичайного альбіту діагностовані Na-Ca амфіболи рихтеритового ряду.

Щодо мікроелементів, то ультрамафіти НДП також демонструють своєрідність свого складу (таб. 5.3). Майже всі сумісні елементи, Cr, Ni, Co, в них характеризуються проміжними концентраціями, притаманними для ультраосновних та основних порід. Єдиним виключенням є V, вміст якого в ультрамафітах НДП помітно вище кларкових для ультраосновних та основних порід. На відміну від Ti, сконцентрованого головним чином в ільменіті та в

менших кількостях в титаномagnetиті, основним концентратором V є титаномagnetит. Величини Ti/V-відношень, що змінюються в діапазоні 72-73, наближені до цифр, характерних для континентальних базальтів сублужної серії і суттєво відрізняються від значень притаманних континентальним толейтам. Так, в дайкових породах долерит-діабазової формації ІМБ, для яких доведена приналежність до толейтової серії, Ti/V відношення не перевищує 37-38.

Таблиця 5.3. Результати ICP-MS аналізу ультрамафітів НДП

Зразок	6127-1	6127-2	Зразок	6127-1	6127-2
Cr	791,1	868	Nd	34,8	32,9
Sc	24	23	Sm	7,08	7,01
V	412	379	Eu	2,13	2,02
Co	93,2	94,1	Gd	6,15	5,98
Ni	724	814	Tb	0,88	0,81
Cu	181,4	169,8	Dy	4,46	4,02
Zn	49	42	Ho	0,78	0,72
Ga	18,6	17,4	Er	1,95	1,88
Rb	78,1	85,1	Tm	0,25	0,22
Sr	290,2	179,8	Yb	1,50	1,43
Y	19,6	17,7	Lu	0,20	0,19
Zr	217,4	211,0	Hf	5,9	5,8
Nb	37,9	36,6	Ta	2,4	2,6
Mo	1,4	1,3	W	1,1	<0,5
Sn	3	2	Hg	0,23	0,04
Cs	1,1	1,2	Tl	0,5	0,5
Ba	394	364	Pb	5,9	5,3
La	27,8	25,6	Th	3,9	4,0
Ce	60,9	57,9	U	0,9	0,9
Pr	8,27	7,69			

Досить специфічною є також поведінка несумісних елементів. Хондрит-нормовані графіки демонструють помітне фракціонування рідкісноземельних елементів (РЗЕ) в ультрамафітах НДП (рис. 5.10). Сумарний вміст РЗЕ в 59-62 рази перевищують хондритові, при цьому спостерігається інтенсивне

збагачення легкими лантаноїдами відносно важких $La/Yb_n=12-13$, а також слабка від'ємна європейська аномалія $Eu/Eu^*=0,90-0,93$. Це відрізняє їх від слабо диференційованих спайдер-діаграм, які притаманні дайковим породам долерит-діабазової формації ІМБ.

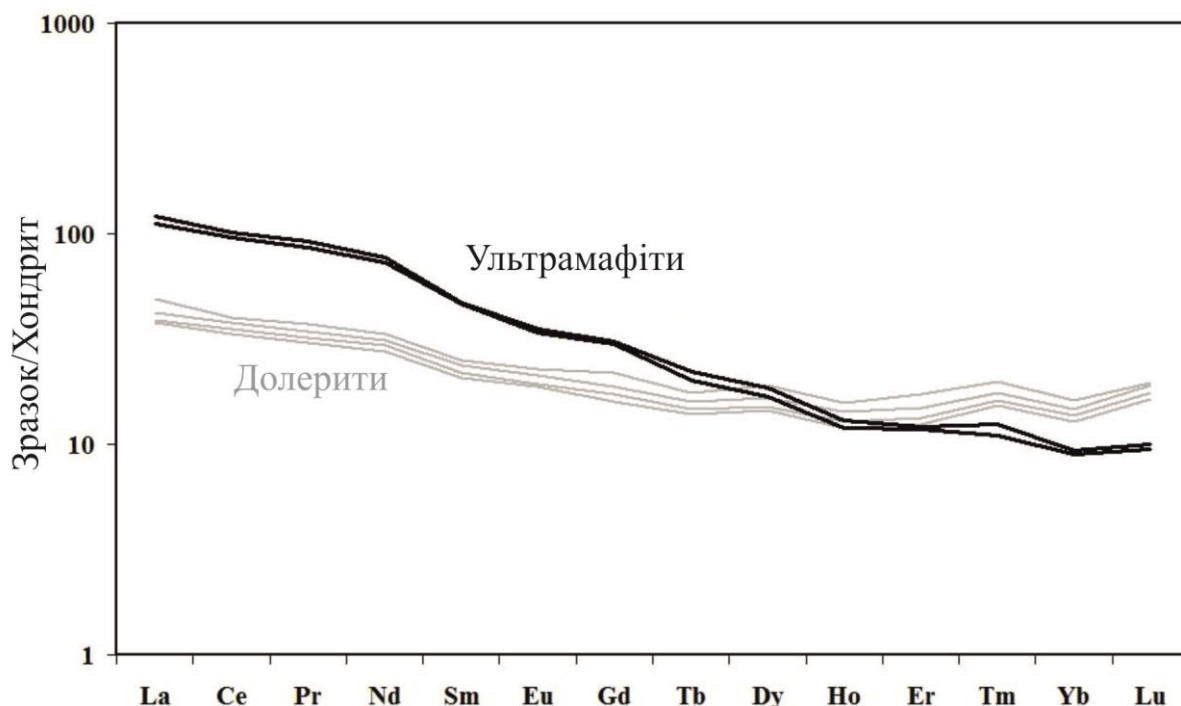


Рис. 5.10. Розподіл рідкісноземельних елементів в ультрамафітах НДП, нормоване до хондриту. Для порівняння також показано розподіл РЗЕ в долеритах РДП, що відносяться до долерит-діабазової формації ІМБ. Supplemental data for Chondrite / Edited by E.Anders and N.Grevess / <http://earthref.org/GERM>

Не дивлячись на більш «примітивні» значення індексу фракціонування $Mg/(Mg+Fe)$, ультрамафіти НДП, у порівнянні з представниками долерит-діабазової формації, збагачені практично всіма несумісними елементами, за винятком важких лантаноїдів та стронцію. Їх спайдер-діаграми, нормовані на склад примітивної мантиї, показують збагачення крупнойонними елементами відносно до високозарядних з виразними мінімумами в області Ba, Th, Sr, P та максимумом в області Ti (рис. 5.11). Особливості конфігурації графіків РЗЕ,

отриманих для ультрамафітів та представників долерит-діабазової формації ІМБ (взаємний перетин спайдер-діаграм, несумісність окремих мінімумів та максимумів, а також відсутність загальної тенденції в накопиченні мікроелементів з різним рівнем «несумісності») практично виключає можливість єдиного процесу магматичної еволюції для цих порід. Тобто ультрамафіти та олівінові долерити БДП, вочевидь, мали різні магматичні джерела і процеси їх фракціонування проходили незалежно.

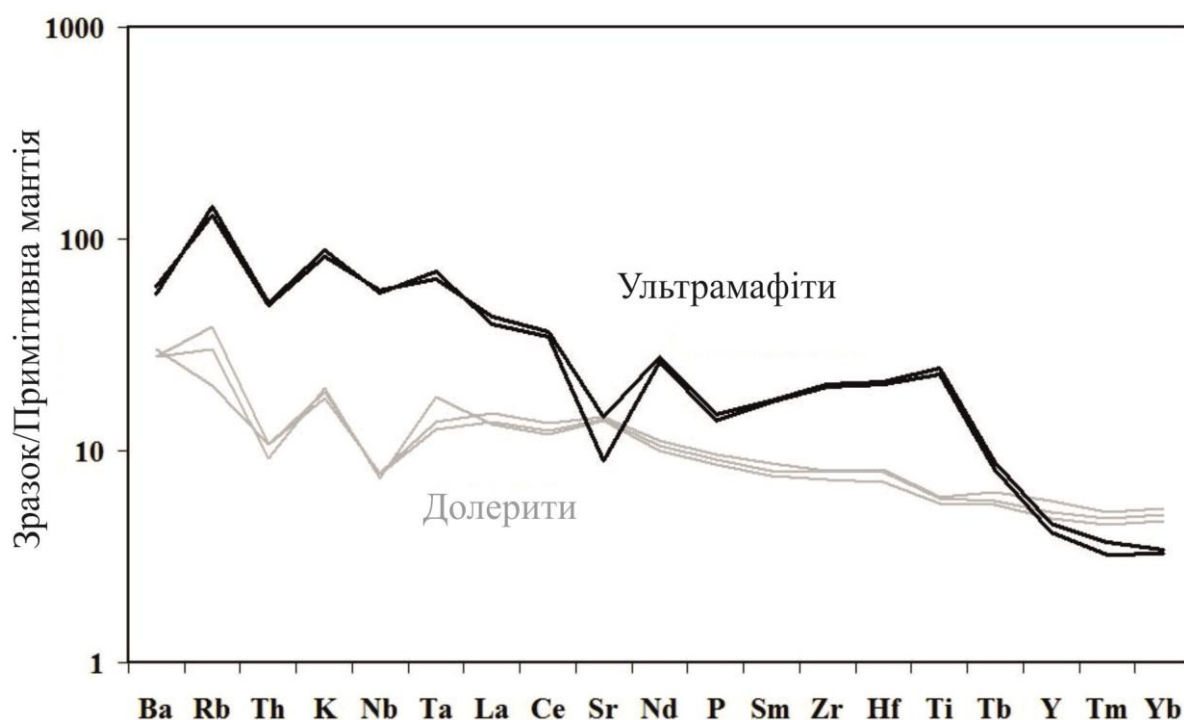


Рис. 5.11. Розподіл несумісних мікроелементів в ультрамафітах НДП, нормороване на примітивну мантію. Для порівняння також показано розподіл несумісних мікроелементів в долеритах РДП, що відносяться до долерит-діабазової формації ІМБ. Supplemental data for Primitive Mantle / Edited by W.McDonough / <http://earthref.org/GERM>.

5.3. Висновки.

Виконані дослідження дозволяють виділити серед базит-гіпербазитових дайок, що інтродують кристалічний фундамент ІМБ УЩ, особливу групу сублужних ультрамафічних дайок. Сумісно з більш численними дайками олівінових долеритів та діабазів вони утворюють НДП, що локалізовано в південно-західній частині однойменного гранітоїдного масиву в північно-західній частині БДП. За своїми мінералого-петрографічними та геохімічними особливостями сублужні ультрамафіти НДП суттєво відрізняються від інших дайкових утворень БДП, які представлені, переважно, породами долерит-діабазової формації. Для визначення формаційної приналежності ультрамафітів НДП особливо важливим є виявлення причин незвичайно високої лужності цих порід. Отримані результати дозволяють з впевненістю говорити, що високий вміст K_2O та Na_2O у вивчених зразках ультрамафітів лише частково пояснюються постмагматичними процесами лужного метасоматозу, локальні прояви якого виявлені в окремих зразках ультрамафітів. Характерний для сублужних магм реліктовий парагенезис мафічних та акцесорних мінералів (Ті-саліт, флогопіт, керсутит, ільменіт, титаномagnetит, апатит, циркон, баделеїт, монацит), а також ціла низка перелічених вище геохімічних характеристик свідчить про первинну підвищену лужність ультрамафітів. Принципова важливість віднесення вивчених ультрамафічних дайок до сублужної магматичної серії полягає в тому, що ця особливість чітко відрізняє ультрамафіти НДП від дайок долерит-діабазової формації ІМБ, які відносяться до толейтової серії. Приналежність до сублужної серії і петрографічна специфічність ультрамафітів НДП, яка визначається останньою, дозволяє ідентифікувати їх як представників окремого формаційного типу (відповідно – окремого інтрузивного комплексу), який принципово відрізняється від дайкових утворень долерит-діабазової формації та не пов'язаного з ними єдиним процесом магматичної еволюції. У зв'язку з цим виникає питання про наявність петрографічних аналогів вивчених ультрамафітів за межами БДП.

Можна припустити, що такими є сублужні ультрабазитові дайки, які розкриті буровими свердловинами в центральній частині ІМБ в межах Суботсько-Мошоринського дайкового поясу. Відкритим залишається питання про можливий зв'язок ультрамафітів з мафічними дайковими породами підвищеної лужності (сублужними діабазами та камптонітами), відомими як на площі БДП, так і за його межами. Додаткової уваги потребує з'ясування рудоносності ультрамафітів НДП та можливість їхніх плутонічних диференційованих аналогів. Реліктові мікроструктурні особливості ультрамафітів НДП свідчать про швидку кристалізацію ультраосновного розплаву насиченого MgO , FeO та TiO_2 , на гіпабісальному або навіть субвулканічному рівні глибинності. Відомо, що такі умови не сприятливі для формування магматогенних родовищ Fe-Ti оксидорудних мінералів. Однак, виявлена Ti-V металогенічна спеціалізація ультрамафічних дайок може мати певне промислове значення за умов гравітаційного фракціонування ільменіту та титаномagnetиту у найбільших інтрузивних тілах.

РОЗДІЛ 6

ПЕТРОГЕНЕЗИС

ДАЙКОВИХ ПОРІД БОБРИНЕЦЬКОГО ДАЙКОВОГО ПОЯСУ

Наявний фактичний матеріал дає змогу вирішити цілу низку проблемних питань, що стосуються петрогенезису дайкових утворень Бобринецького поясу. Найбільш важливими серед них є: 1) речовинний склад материнських магм та умови магмогенерації; 2) фізико-хімічні особливості кристалізації магм на кінцевому рівні вкорінення; 3) геотектонічні умови, які обумовили розвиток дайкового магматизму в регіоні.

6.1. Речовинний склад материнських магм та умови магмогенерації

Визначення речовинного складу материнських магм інтрузивних утворень завжди пов'язане з цілою низкою складнощів. На відміну від вулканічних, гіпабісальні та плутонічні породи формуються під впливом більш різноманітних та тривалих процесів магматичної еволюції – гравітаційного та кристалізаційного фракціонування, контамінації, асиміляції, гібридизму тощо. Тому хімічний склад більшості представників інтрузивних порід не відповідає первинному складу їх материнських магм. Досліджуючи такі породи, петрологи намагаються виявити ті їх відміни, які, за геологічними, мінералого-петрографічними та геохімічними ознаками, найменш підлягають переліченим факторам магматичної еволюції. У цьому відношенні дайкові утворення вважаються сприятливим об'єктом для подібних досліджень [37].

Разом з тим, слід зазначити, що далеко не всі досліджувані у даній роботі дайкові породи однаковою мірою підходять для з'ясування складу їх материнських магм. З метою мінімалізації впливу постмагматичних процесів, для подальших петрогенетичних побудов були відібрані кайнотипні представники дайкових порід БДП. У разі відсутності таких, як у випадку ультрамафіт-лампрофірової асоціації, використовувалися найменш змінені

породи. Підбираючи необхідні зразки, ми надавали перевагу найменшим дайковим тілам, породи яких характеризуються дрібно- та мікрокристалічними афіровими структурами, що свідчать про дуже швидку кристалізацію магми за відсутності явищ фракціонування на кінцевому рівні вкорінення. На думку автора, режим швидкої кристалізації унеможливорює повну асиміляцію магмою матеріалу оточуючих порід, але не виключає можливі ефекти контамінації магми ксенолітами оточуючих порід, без повного їх переплавлення. Відсутність такої контамінації на рівні вкорінення дайок контролювалася під час мікроскопічного дослідження зразків. Вірогідність глибинної диференціації у проміжних магматичних камерах, хоча й не виключалася повною мірою, але суттєво зменшувалася використанням зразків з афіровими структурами позбавленими інтрателуричних порфірових вкраплень.

Серед досліджених утворень *долерит-діабазової формації* БДП усім переліченим вище критеріям найкраще відповідають кайнотипні олівінові долерити Розанівського дайкового поля. Усі необхідні данні про їх петрографічні особливості та речовинний склад наведені у розділі 4. Вірогідний хімічний склад материнської магми ДДФ, розрахований як середній склад олівінових долеритів РДП ілюструється таблицею 6.1. Слід зазначити, що сам факт приналежності долеритів РДП до гіпабісальних представників долерит-діабазової (прототрапової) формації накладає певні обмеження на склад та походження їх первинних магм. На сусідньому з Українським щитом Воронезькому кристалічному масиві, а також на Балтійському щиті, збереглися покривні вулканічні фації цього формаційного типу [97]. Це типові континентальні плато-базальти, повністю аналогічні фанерозойським трапам. Вони належать до толейтової серії та сформовані за рахунок деплетованих мантийних джерел магмогенерації. Більшість дослідників відносить їх до проявів внутрішньо-плитного магматизму, ініційованого розвитком мантийних плюмів [113]. Наявні дані по ізотопії Sr та Nd в долеритах РДП дійсно вказують на помірно-деплетоване мантийне джерело магмогенерації [60].

Таблиця 6.1. Розрахунок хімічного складу магми та фізико-хімічних параметрів її існування.

Зразок	3417- 45,3	3419- 212,5	3420- 205,8	3424- 287,4	3425- 105,0
	Вагові %				
SiO₂	48,04	48,64	48,22	47,61	48,91
TiO₂	1,18	1,21	1,12	1,18	1,40
Al₂O₃	16,60	16,33	16,02	15,66	19,41
Fe₂O₃	12,36	13,59	14,33	15,26	12,14
MnO	0,31	0,19	0,19	0,19	0,23
MgO	6,31	6,29	7,17	7,06	8,77
CaO	11,05	9,80	9,69	9,23	2,80
Na₂O	2,48	2,56	2,41	2,46	1,76
K₂O	0,51	0,52	0,57	0,55	3,44
P₂O₅	0,17	0,20	0,18	0,19	0,18
SO₃	0,19	-	-	-	0,19
ВПП	0,02	1,22	0,66	1,32	0,06
Сума	99,20	100,55	100,57	100,70	99,24

Зразок	3417- 45,3	3419- 212,5	3420- 205,8	3424- 287,4
Норматив- ний мінерал	Вагові % норм			
Qu	-	-	-	-
Pl	54,10	54,21	52,32	51,89
Or	3,07	3,13	3,43	3,37
Di	17,23	13,40	13,15	12,29
Hu	12,26	16,99	15,01	14,51
Ol	8,47	7,45	11,42	12,96
Ilm	2,30	2,34	2,17	2,30
Mt	1,83	2,02	2,10	2,26
Ap	0,39	0,46	0,42	0,44
Сума	99,99	100,00	100,02	100,02

Зразок	3417- 45,3	3419- 212,5	3420- 205,8	3424- 287,4
Розрахункова густина розплаву, г/см³	2,71	2,71	2,72	2,73
Розрахункова в'язкість сухого розплаву, Па*с	0,22	0,22	0,21	0,20
Розрахункова в'язкість водовміщуючого розплаву, Па*с	0,21	0,22	0,20	0,19
Оцінка ліквідусної температури, °C	1232	1221	1234	1240
Оцінка вмісту H₂O, ваг. %	0,33	0,36	0,31	0,30

Примітка: Розрахунки виконані з використанням програми забезпечення Exel – таблиць модифікованих (This program was written by Kurt Hollocher, Geology Department, Union College, Schenectady, NY, 12308, hollochk@union.edu)

Додаткову інформацію про особливості магмогенерації ДДФ дають дані про розподіл мікроелементів. Так, конфігурація спектрів РЗЕ, зокрема малі значення відношення La/Yb , свідчать про відносно високий ступінь плавлення мантійного субстрату ($>30\%$) та відсутність гранату у реститі. Імовірно, гранат був первісно відсутній у тих мантійних породах, що підлягали плавленню. Таким чином, глибину магмогенерації можна обмежити фаціальною областю існування шпінелевих перидотитів ($P=9\text{-}25$ кБар), тобто не глибше 87,5 км. Додаткові обмеження надають геофізичні дані [35], згідно з якими поверхня Мохо в районі розвитку дайок БДП залягає на глибині 35-42 км (рис. 6.1). Цікаво відмітити, що ксеноліти мантійних порід (шпінелевих перидотитів), які виявлені [88] у кімберлітах Інгульського мегаблоку, відрізняються помітно вищими значеннями ϵNd , порівняно з долеритами РДП [113]. З одного боку, це може свідчити про природну неоднорідність верхньої мантії під Інгульським мегаблоком. Хоча, не виключається й можливий вплив нижньокорової контамінації материнських магм ДДФ, про що буде сказано далі. Слід зазначити, що пропонуваній нами толейт-базальтовий склад материнської магми ДДФ своєю помірною магнезіальністю та невисоким вмістом сумісних мікроелементів відрізняється від найбільш типових недиференційованих мантійних розплавів – сучасних базальтів СОХ, виплавлених з деплетованого мантійного джерела з підвищеним ступенем плавлення. Найбільш вірогідним поясненням цього є диференціація материнських магм ДДФ у проміжних магматичних камерах з фракціонуванням магнезіального олівіну та Fe-Ti оксидних мінералів. Наявність таких камер на середньо - та нижньокоровому рівні, тобто на глибинах 10-35 км не виключається за геофізичними [35] та петрологічними даними.



Рис. 6.1. Положення Розанівського дайкового поля на гіпсометричній карті мантийно-корової границі (М) в центральній частині УЩ. Схема складена на основі матеріалів [35, 75] з доповненнями автора. Умовні позначення: 1 – профілі і геотраверси (Гт.) ГСЗ; 2 – ізолінії глибин розділу М (км); 3 – границя УЩ; 4 – контури прогинів розділу М; 5 – мантийні розломи північно-східного простягання: Г - Г', Д - Д', Е - Е'; 6 – Корсунь – Новомиргородський плутон; РДП – Розанівське дайкове поле.

Зокрема, ліквідусний парагенезис інтрателуричних мікропорфірових вкраплеників, виявлений в зоні «загартування» однієї з долеритових дайок РДП (св. 3419, гл. 220,1 м), був представлений плагіоклазом, олівіном та рудним мінералом (рис. 6.2).

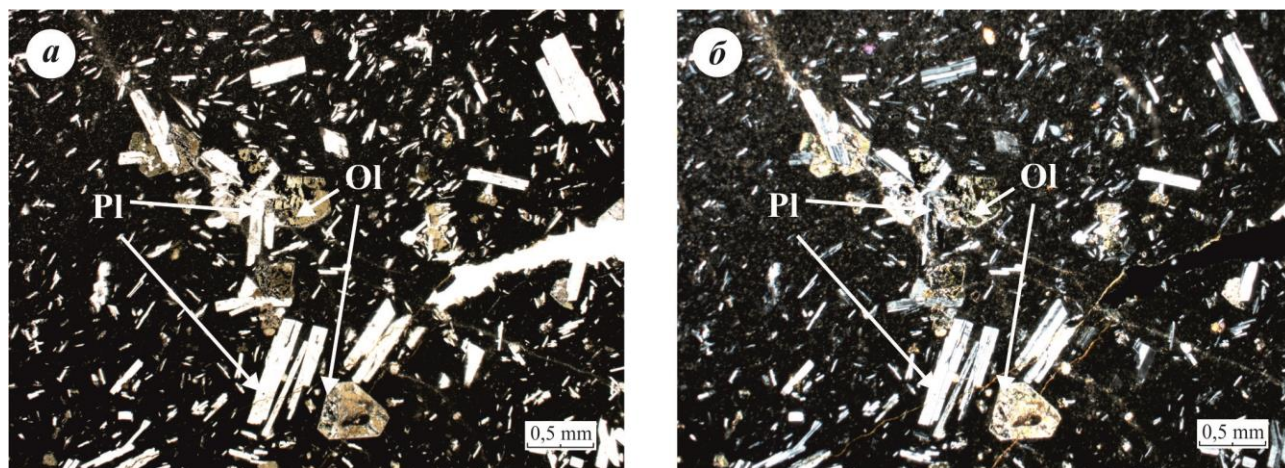


Рис. 6.2. Ліквідусний парагенезис інтрателуричних мікропорфірових вкраплеників, виявлений в зоні «загартування» однієї з долеритових дайок РДП. Фото шліфа олівінового долериту під поляризаційним мікроскопом (св. 3419, гл. 220,1 м): а – у прохідному світлі, б – із схрещеними ніколями.

Вірогідно, глибинним фракціонуванням обумовлена й виявлена в долеритах РДП зональність плагіоклазів та олівінів, які практично завжди мають більш високотемпературні ядра, що напевно утворилися на інтрателуричній стадії кристалізації магми. Показовою є відсутність європейських аномалій в долеритах РДП, яку можна пояснити, якщо припустити незначну проявленність, або й відсутність, ефекту глибинного фракціонування ліквідусного плагіоклазу у проміжних камерах. Таке припущення є цілком імовірним з врахуванням того, що макровкрапленики у порфірових відмінах долеритів представлені виключно плагіоклазом. Оскільки, питома вага інтрателуричних вкраплень плагіоклазу (2,70-2,72), наближувалася до питомої ваги комплементарного базальтового розплаву – 2,71 (див. табл. 6.1), це унеможливило процес гравітаційного фракціонування. Тривалість знаходження материнських магм ДДФ у проміжних магматичних камерах, яка витікає з виявлених свідчень глибинної диференціації, є сприятливою умовою для процесів взаємодії розплаву з оточуючими породами. Контамінованість магм ДДФ коровим матеріалом,

непрямим свідченням якої є згадана вище відмінність значень ϵNd в долеритах РДП та у вірогідному джерелі їх магмогенерації (верхньомантійних шпінелевих перидотитах), додатково підтверджується й іншими геохімічними даними. Зокрема, на класифікаційній діаграмі Ba/Nb-Zr/Nb представники ДДФ займають проміжне положення між типово мантійними (MORB, EM) та нижньокоровими джерелами магмогенерації (рис. 6.3). Коровою контамінацією пояснюються й негативні ніобієві аномалії, які виявлені в усіх досліджених зразках долеритів РДП. Зауважимо, що мова йде про контамінацію саме нижньокоровим матеріалом, бо верхньокорова контамінація призвела би до помітного зменшення основності магм, чого насправді немає.

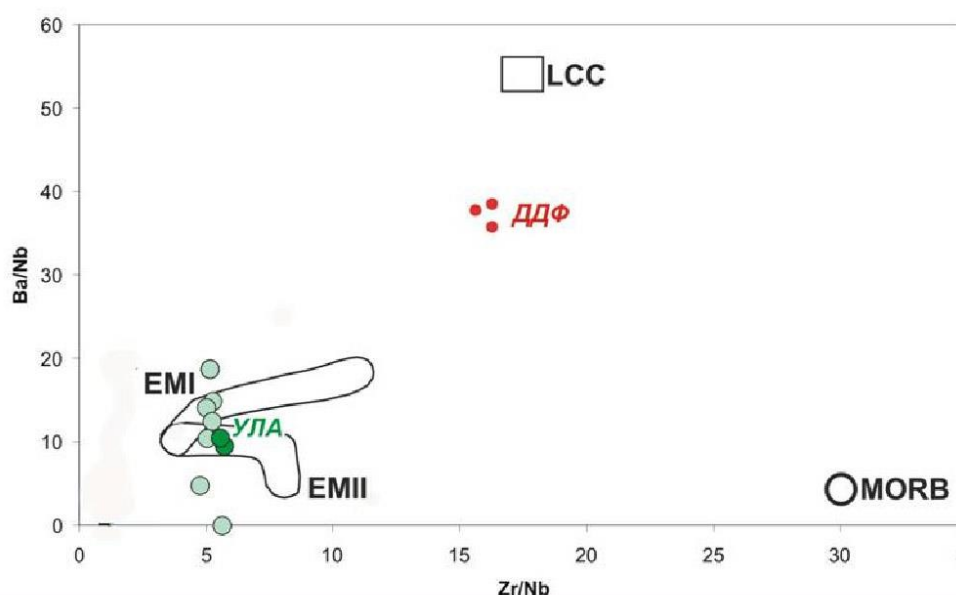


Рис. 6.3. Джерела магмогенерації дайкових порід ДДФ та УЛА Інгульського мегаблоку: **ДДФ** – долерит-діабазова формація, **УЛА** – ультрамафіт-лампрофірова асоціація, **MORB** – базальти серединно-океанічних хребтів, **LCC** – нижня континентальна кора, **ЕМ I** – I тип збагаченої мантії, **ЕМ II** – II тип збагаченої мантії. Для побудови діаграм крім авторських даних використані матеріали публікації [113].

Дослідження материнських магм *ультрамафіт-лампрофірової асоціації* БДП ускладнюється цілою низкою обставин. По перше, усі наявні зразки ультрамафітів та лампрофірів певною мірою зазнали постмагматичних змін – амфіболізації, альбітизації, ослюдненню. Тому слід очікувати, що хімічний склад навіть найменш змінених зразків є так чи інакше спотвореним. Особливо це повинно стосуватися найбільш несумісних елементів Cs, Rb, K, Ba, Sr, U, Th, Pb. По друге, найменш змінені зразки ультрамафітів, які довелося застосовувати для петрогенетичних побудов, характеризуються мікропорфіровою будовою, що не виключає можливої кумуляції фенокристів мафічних мінералів. І нарешті, для ультрамафітів БДП відсутні дані про ізотопний склад Sr та Nd, тому автор вимушений був скористатися ізотопними даними [106] з сублужних дайкових порід Суботсько-Мошоринського поясу, які вважає петрографічними аналогами УЛА. Досить неочікуваним виявилось, що ініціальні відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70323-0,70326$ та $\epsilon\text{Nd}_{1800}=+1,2$ в сублужних діабазях та лампрофірах Суботсько-Мошоринського поясу є майже тотожними виявленим для долерит-діабазової формації БДП (рис. 6.4). Такі значення вказують на помірно-деплетоване мантийне джерело магмогенерації, хоча більш очікуваним як для сублужних магм був би «збагачений» мантийний субстрат. На останній вказує класифікаційна діаграма Ba/Nb-Zr/Nb, на яку винесені представники УЛА як з Суботсько-Мошоринського, так і з досліджуваного автором Бобринецького дайкового поясу (див. рис. 6.3). Принципові відмінності в умовах магмогенерації дайкових порід ДДФ та УЛА демонструє й інша класифікаційна діаграма La/Yb-Dy/Yb (рис. 6.5). Згідно з останньою, материнські магми УЛА мали виплавлятися на більшій глибині, але за умов меншого ступеня плавлення, порівняно з ДДФ. Остаточне з'ясування походження материнської магми сублужних ультрамафітів та лампрофірів БДП потребує додаткових досліджень їх ізотопного складу.

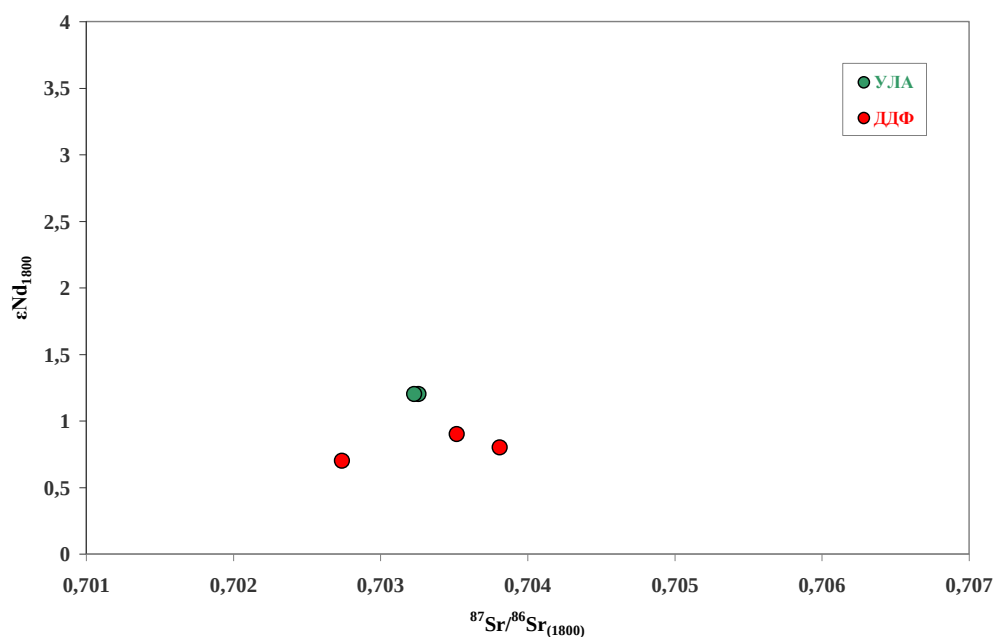


Рис. 6.4. Ініціальні співвідношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{1800}$ та ϵNd_{1800} в сублужних діабазях УЛА (ультрамафіт-лампрофірової асоціації) Суботсько-Мошоринського дайкового поясу та долеритів ДДФ (долерит-діабазової формації) Бобринецького дайкового поясу Інгульського мегаблоку Українського щита. Для побудови діаграм крім авторських даних використані матеріали публікації [113].

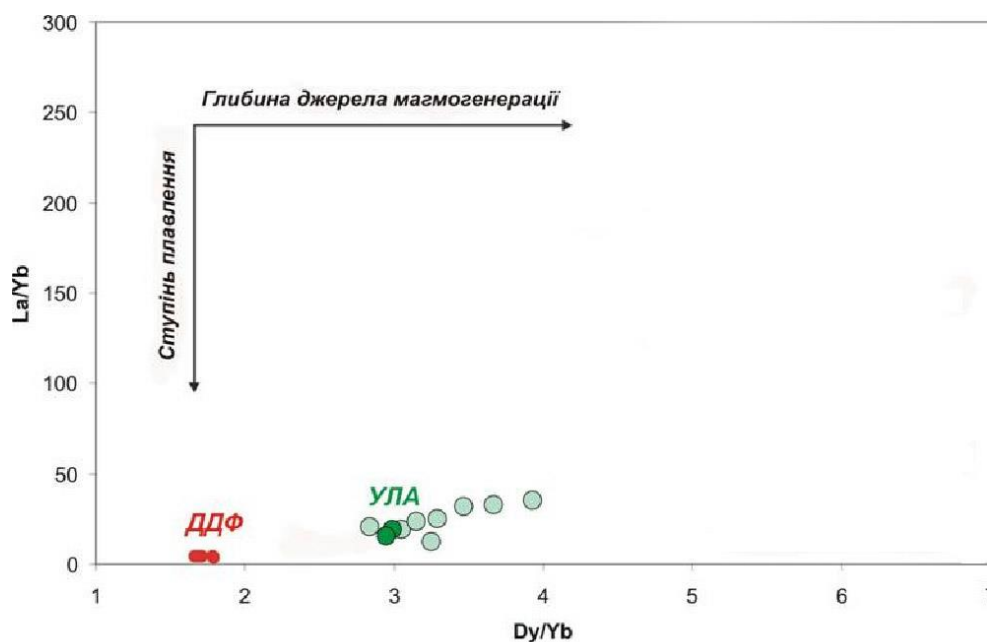


Рис. 6.5. Умови магмогенерації розплавів ДДФ та УЛА: **ДДФ** – долерит-діабазова формація, **УЛА** – ультрамафіт-лампрофірова асоціація. Для побудови діаграм крім авторських даних використані матеріали публікації [113].

6.2. Фізико-хімічні особливості кристалізації магм на кінцевому рівні вкорінення

Наявний фактичний матеріал дозволяє оцінити фізико-хімічні особливості кристалізації магм, які мали місце на кінцевому рівні вкорінення дайкових утворень Бобринецького дайкового поясу. Геологічні умови залягання у вигляді дрібних дайкових тіл, дрібнокристалічні офітові структури, наявність приховано-кристалічних зон загартування, усі ці факти свідчать про гіпабісальний або й субвулканічний рівень вкорінення окремих дайкових тіл. Різні автори обмежують нижню границю формування гіпабісальних інтрузій значеннями від 1-1,5 до 2-3 км. Таким чином, літостатичний тиск під час кристалізації долеритів ДДФ не перевищував 1 кБар, а скоріше був набагато меншим. Виходячи з цього усі подальші розрахунки температур кристалізації та фугітивності кисню доречно обмежити діапазоном тиску від 1 Бар до 1 кБар.

Для оцінки ліквідусної температури кристалізації олівіну з дайкових порід *долерит-діабазової формації* БДП застосована виявлена експериментально [110] залежність цієї температури від відношення MgO/FeO у материнській магмі (рис. 6.6).

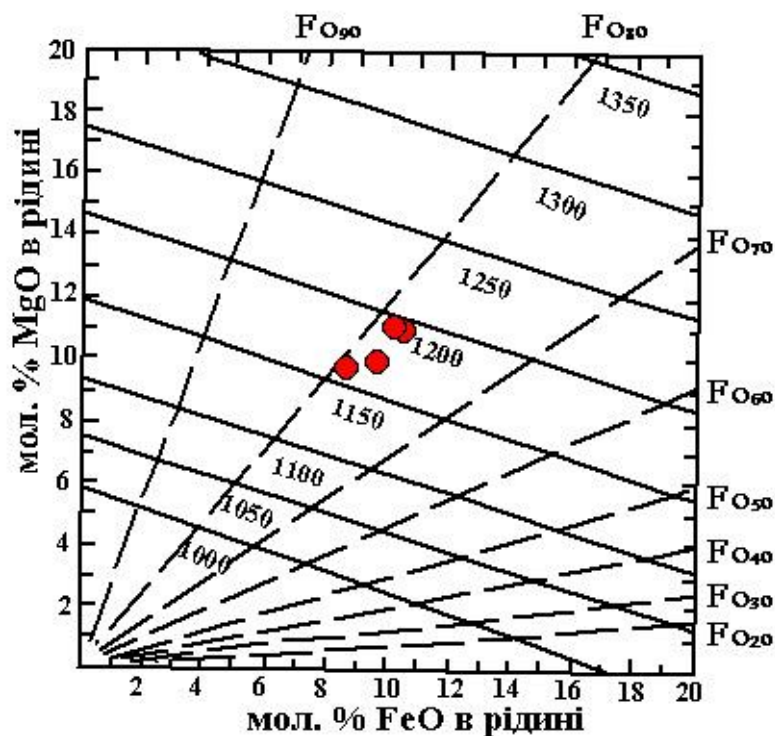


Рис. 6.6. Оцінка ліквідусної температури кристалізації олівіну з долеритів РДП. Графік залежності температури ліквідусу ($^{\circ}\text{C}$) та хімічного складу олівіну (Fo) від MgO/FeO відношення в розплаві запозичений з публікації [110].

На діаграму винесені чотири точки, які відповідають складу найбільш представницьких зразків долеритів РДП. Отримані значення температури лежать у діапазоні $1150\text{--}1200^{\circ}\text{C}$. Ця ж діаграма дає можливість оцінити й вірогідний склад ліквідусного олівіну ($\text{Fo}_{76\text{--}79}$), який виявився близьким до визначеного мікрозондовим аналізом в високотемпературних ядрах олівінів з долеритів РДП ($\text{Fo}_{70\text{--}76}$). Це вказує на рівноважність досліджуваних олівінів з материнським розплавом, підтверджуючи загальну обґрунтованість отриманих значень ліквідусної температури. Незначна похибка у розрахунках може бути обумовлена: 1) недооцінкою впливу тиску – використана діаграма побудована для $P=1$ Бар; 2) недооцінкою вмісту FeO у материнському розплаві через

використання не аналітичних, а розрахункових концентрацій за результатами визначення сумарного заліза рентген-флуоресцентним аналізом. Збільшення літостатичного тиску у загальному випадку призводить до зростання ліквідусних температур. Недооцінка ж вмісту FeO в розплаві більш впливає не на отримані значення температур, а на оцінку складу ліквідусного олівину у бік завищення його магнезійності. Спроба оцінити ліквідус материнської магми ДДФ за її кременекислотністю, відповідно до емпіричної залежності $t = (-18,33 \cdot \text{SiO}_2) + 2130$ (див. табл. 6.1), дає дещо вищі значення температури 1220-1240°C, порівняно з олівіновим ліквідусом. Для оцінки солідусної температури материнських магм ДДФ застосовано графічну версію двопіроксенового термометра [108], побудовану для тиску 1 Бар (рис. 6.7). Як видно з зображення, переважна більшість точок складу піроксенів з долеритів РДП концентрується вздовж коноди (червона лінія, яка маркує одну з сторін малого трикутника, зафарбованого рожевим), що сполучається з ізолінією 1100°C, в двох точках, відповідних рівновазі низько-кальцієвих піроксенів (піжонітів) з високо-кальцієвими (авгітами). Незначна кількість точок піжонітового складу, яка відхиляється від згаданої коноди 1100°C вліво в область дещо вищих температур ~1120-1130°C, не має відповідних їм рівноважних пар авгітового складу і тому не може застосовуватись для визначення температур. Отримане значення рівноважної температури 1100°C повинне відповідати встановленню рівноваги між співіснуючими низько- та високо-кальцієвими піроксенами. Імовірно, що мова тут йде не про солідусну температуру, а про температуру співіснування піроксенів з розплавом. На наступне перерівноваження досліджуваних піроксенів вказує наявність точок розсіяних вздовж коноди 1100°C, в області між найменш кальцієвими піжонітами та найбільш кальцієвими авгітами. Зазначимо, що частина точок відхиляється вправо від коноди 1100°C в область більш низьких температур. Саме вони дають уявлення про імовірні температури солідусу піроксенових пар. Так, якщо побудувати додаткову коноду (зелена лінія) від точки, відповідної найменш кальцієвому піжоніту, у напрямку паралельному до сторони рівноважного малого

трикутника 1000°C (зафарбований зеленим) то в області висококальцієвих піроксенів на неї попаде один з трьох найбільш кальцієвих авгітів. Показово, що обидві згадані точки розташовані в тотожних областях інтерполяції між ізолініями 1100°C та 1000°C, попередньо визначаючи температуру солідусу у 1020-1030°C. Для уточнення отриманих значень температур було застосовано сучасну цифрову версію двопіроксенового термометра [101], адаптовану під комп'ютерну програму QUILF. Ця програма дозволяє не лише визначати температури кристалізації співіснуючих піроксенових пар, а й оцінювати ступінь їх рівноважності. Додатково надається можливість враховувати вплив тиску на отримані значення температур. Результати отримані для співіснуючих піроксенів з долеритів РДП (зразок 3417-45) наведені у таблиці 6.2.

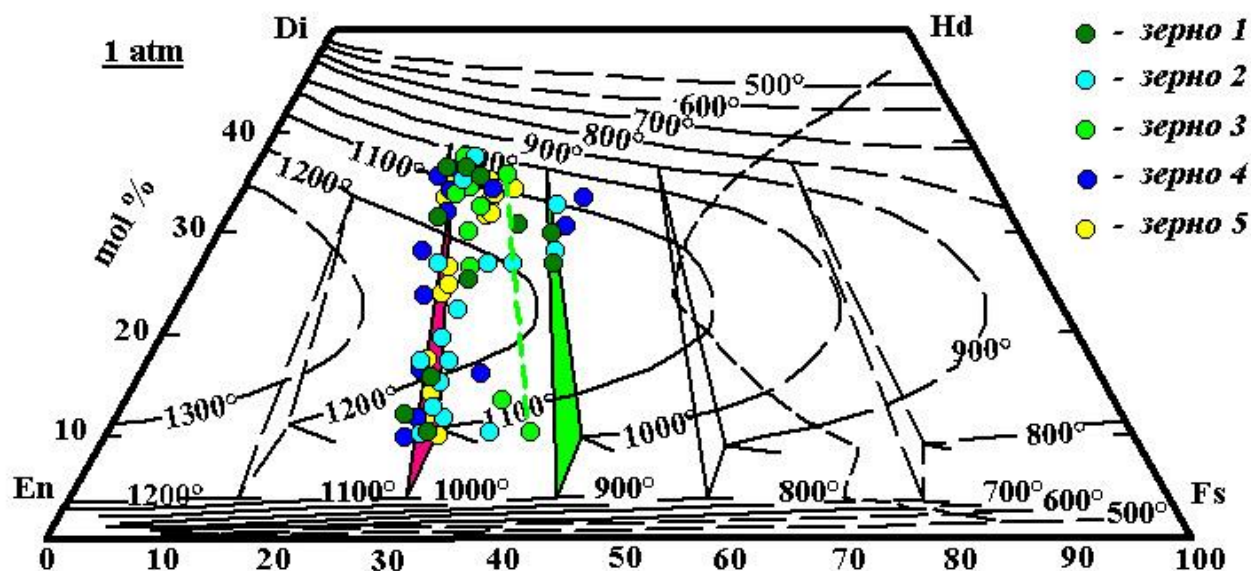


Рис. 6.7. Оцінка температур кристалізації піроксенів з долеритів РДП. Графічна версія двопіроксенового термометра запозичена з публікації [108]. Для розрахунку температур використана вибірка мікрозондових аналізів, яка включала 67 авторських аналізів, виконаних для 5 зерен піроксену з зразка олівінового долериту 3417-45. Розрахунок проекцій точок складу піроксенів виконаний за спрощеною схемою: $En = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe + Ca)$, $Fs = 100 \cdot Fe / (Mg + Fe + Ca)$, $Wo = 100 \cdot Ca / (Mg + Fe + Ca)$.

Таблиця 6.2. Розрахунок рівноважних температур кристалізації піроксенів з долеритів ДДФ виконаний за допомогою комп'ютерої програми QUILF

Зерно	Найменування піроксену	Точка виміру	XEn	XWo	Температура (Т, °C)	
					1 Бар	1 кБар
1	Піжоніт	21a	0,618	0,109	1043±58	1043±56
	Авгіт	14a	0,470	0,365		
2	Піжоніт	81	0,566	0,107	973±78	973±76
	Авгіт	69	0,442	0,377		
3	Піжоніт	86	0,528	0,108	991±68	991±66
	Авгіт	90	0,421	0,361		
4	Піжоніт	103	0,639	0,102	1050±59	1051±57
	Авгіт	92	0,482	0,361		
5	Піжоніт	111	0,609	0,106	1046±66	1047±64
	Авгіт	113	0,472	0,350		

Примітка: З огляду на можливі похибки у розрахунках Al^{vi} та Fe^{3+} за результатами мікрозондового визначення Al_2O_3 та FeO^* енергодисперсійним спектрометром, розрахунок мольних часток XEn та XWo виконаний за спрощеною схемою: $XEn = Mg / (Mg + Fe + Ca)$, $XWo = Ca / (Mg + Fe + Ca)$.

Для розрахунків застосовані вимірювання складу піроксенів у 5 індивідуальних зернах (див. рис. 6.7). Для кожного зерна аналізу співіснуючих піроксенів підбиралися наступним чином: 1) спершу підбирався аналіз піжоніту з найменшим вмістом Ca (XWo); 2) від точки обраного піжоніту на рис. 6.7 проводилася лінія паралельна до піжоніт-авгітової коноди найближчого малого трикутника (рожевого чи зеленого); 3) на проведеній лінії або у безпосередній близькості від неї підбиралася точка авгіту з найбільшим вмістом Ca (XWo). Таким чином, для кожного з п'яти зерен підібрані по дві точки виміру, які повинні найкраще задовольняти умовам фізико-хімічної рівноваги між співіснуючими піжонітом та авгітом. Як видно з таблиці 6.2 значення солідусних температур для тиску 1 Бар коливаються у діапазоні 991-1050°C, середнє значення – 1020°C. Вплив тиску на отримані температури в обраному

інтервалі 1 Бар – 1 кБар є нехтовно малим, порівняно з похибкою двопіроксенового термометра $\pm 50^\circ\text{C}$, заявленою його авторами [108]. Невизначеність отриманих значень температури, яка коливається у діапазоні $\pm(57-78)$, є кількісною мірою ступеня рівноважності отриманих температур, відповідно до експериментально визначених закономірностей розподілу Ca, Mg, Fe між співіснуючими піроксенами в залежності від температури та тиску. Фактично, обраний нами термометр дає можливість оцінити температуру рівноважного співіснування для кожної піроксенової пари трьома незалежними методами: 1) t_{Wo} – за співвідношенням $X_{\text{Wo}}^{\text{pig}}$ та $X_{\text{Wo}}^{\text{aug}}$; 2) t_{En} – за співвідношенням $X_{\text{En}}^{\text{pig}}$ та $X_{\text{En}}^{\text{aug}}$; 3) t_{Fs} – за співвідношенням $X_{\text{Fs}}^{\text{pig}}$ та $X_{\text{Fs}}^{\text{aug}}$. Тотожність температур t_{Wo} , t_{En} , t_{Fs} свідчить про рівноважність досліджуваної піроксенової пари. Якщо ж температури t_{Wo} , t_{En} , t_{Fs} не сходяться то різниця між найбільшим та найменшим значеннями є мірою ступеня їх нерівноважності. У нашому випадку ступінь нерівноважності, $\pm(57-78)$, можна вважати незначною, порівняно з загальною похибкою обчислення температури даним геотермометром $\pm 50^\circ\text{C}$.

Крім піроксенового термометра, для визначення солідусних температур, ми застосували ільменіт-магнетитовий геотермометр, який додатково дозволяє оцінити й фугітивність кисню у системі. Для цього була використана цифрова версія ільменіт-магнетитового геотермометра [101], адаптована під комп'ютерну програму QUILF. Результати отримані для співіснуючих ільменітів та титаномagnetитів з долеритів РДП (зразок 3417-45) наведені у таблиці 6.3. Як і очікувалося, розраховані температури, $684-738^\circ\text{C}$, виявилися помітно нижчими, порівняно з отриманими для піроксенів. Імовірно, ці значення характеризують температуру субсолідусного перерівноваження ільменіту та титаномagnetиту, на яке вказують спостережувані у аншліфах мікроструктури розпаду. Значення $f(\text{O}_2)$ свідчать про доволі низьку фугітивність кисню під час субсолідусного перерівноваження та розпаду ільменіту та титаномagnetиту. Для розрахункового інтервалу тиску 1 Бар – 1 кБар фугітивність кисню $f(\text{O}_2)=-16-17$ була трохи вищою фаяліт-

магнетитового буфера $DFMQ=0,160-0,495$. Якщо, припустити, що первинно гомогенні титаномagnetити на магматичній стадії кристалізації мали більш високі значення NTi , то фугітивність кисню у магмі була дещо меншою за отримані значення – на рівні фаяліт-магнетитового буфера або й нижче.

Таблиця 6.3. Розрахунок температур рівноваги та фугітивності кисню для ільменіт-магнетитового парагенезису з долеритів ДДФ.

Зразок	Особливості мікроструктури	Мінерали	X_{Hem}	NTi	Температура (Т, °C)	Фугітивність (fO_2)	$DFMQ$ 1 бар	$DFMQ$ 1 кбар
3417-45	Без видимих структур розпаду	Ilm45	0,0712		738	-16	0,495	0,393
		Ti-Mt 57		0,2829				
		Ilm46	0,0567		684	-17	0,267	0,160
		Ti-Mt 58		0,2245				

Визначення температур кристалізації дайкових порід *ультрамафіт-лампрофірової асоціації* БДП ускладнюється постмагматичними змінами, розвиток яких не дозволяє всебічно дослідити первинні мінеральні парагенезиси. Фактично, лише ільменіт та титаномagnetит в найменш змінених зразках не підлягають постмагматичним перетворенням і дають можливість оцінити температури свого субсолідусного перерівноваження та фугітивність кисню. Результати розрахунків, які виконані для найменш зміненого зразку камптоніту 6190 за допомогою комп'ютерної програми QUILF, наведені у таблиці 6.4. Розраховані значення температури, 808-919°C, є помітно вищими, порівняно з отриманими для ільменіт-магнетитової пари у долеритах РДП. Фугітивність кисню $f(O_2)=-11-14$, яка визначена за складом ільменітів та титаномagnetитів з камптонітів, також є помітно вищою $DFMQ=0,340-1,607$. Ще вищими є температури субсолідусної рівноваги (893-1032°C) та

фугітивність кисню $f(\text{O}_2)=-10-12$, які отримані для ільменіт-магнетитових пар з ультрамафтів (зразок 6127-67).

Таблиця 6.4. Розрахунок температур рівноваги та фугітивності кисню для ільменіт-магнетитового парагенезису з камптонітів УЛА.

Зразок	Особливості мікроструктури	Мінерали	X _{Hem}	N _{Ti}	Температура (T, °C)	Фугітивність (fO ₂)	DFMQ 1 бар	DFMQ 1 кбар
6190-333	Без видимих структур розпаду	Ilm85	0,0895		874	-13	0,300	0,208
		Ti-Mt 133		0,4801				
		Ilm86	0,0674		821	-14	-0,132	-0,228
		Ti-Mt 134		0,4931				
		Ilm89	0,1039		854	-13	0,704	0,610
		Ti-Mt 135		0,3998				
	Зі структурами розпаду	Ilm96	0,1978		913	-11	1,520	1,430
		Ti-Mt 141		0,3405				
		Ilm97	0,1311		890	-12	0,982	0,891
		Ti-Mt 142		0,3943				
		Ilm98	0,0798		808	-14	0,340	0,243
		Ti-Mt 145		0,4019				
		Ilm99	0,1383		919	-11	0,939	0,850
		Ti-Mt 146		0,4252				
		Ilm102	0,1644		852	-12	1,607	1,514
		Ti-Mt 125		0,2825				
		Ilm103	0,1215		875	-12	0,912	0,820
		Ti-Mt 126		0,3909				
		Ilm105	0,1109		819	-13	1,051	0,955
		Ti-Mt 127		0,3160				

Таблиця 6.5. Розрахунок температур рівноваги та фугітивності кисню для ільменіт-магнетитового парагенезису з ультрамафітів УЛА.

Зразок	Особливості мікроструктури	Мінерали	X _{Hem}	N _{Ti}	Температура (Т, °C)	Фугітивність (fO ₂)	DFM Q 1 бар	DFMQ 1 кбар
6127-67	Без видимих структур розпаду	Ilm33	0,1286		1032	-10	0,468	0,385
		Ti-Mt 48		0,5722				
		Ilm33	0,1286		893	-12	0,929	0,838
		Ti-Mt 49		0,4050				
		Ilm37	0,1372		989	-11	0,677	0,591
		Ti-Mt 67		0,5143				
		Ilm37	0,1372		992	-10	0,668	0,583
		Ti-Mt 68		0,5175				

6.3. Геотектонічні умови, які обумовили розвиток дайкового магматизму в регіоні.

Існуючі точки зору стосовно геотектонічних умов формування базит-гіпербазитових дайок Інгульського мегаблоку УЩ можна звести до двох гіпотез, більш менш обґрунтованих наявним фактичним матеріалом та узгоджених з сучасними уявленнями про докембрійський дайковий магматизм.

Перша гіпотеза, яка запропонована Богдановою С.В. [106], припускає, що передумови для регіонального розтягу та дайкового магматизму в регіоні були створені конвергентною тектонікою, головним чинником якої була колізійна орогенія, обумовлена косим зіткненням двох крупних корових сегментів Східно-Європейської платформи – Волго-Сарматії та Феноскандії, яке розпочалося 1,83-1,81 млрд. р. н. Вважається, що наступне обертання

Волго-Сарматії супроводжувалося постколізійним «колапсом» потовщеної літосфери новоутвореного орогену, деламінацією (відслоєнням) мантиї та інтенсивною магмогенерацією 1,80-1,74 млрд. р. н. Згідно з такими уявленнями [106] в цей час внутрішня частина Східно-Європейської платформи перебувала під впливом інтенсивного дроблення та магматизму, наслідком чого було формування плутонів анортозит-рапаківігранітної формації та чисельних роїв базит-гіпербазитових дайок. Слід зазначити, що як для конвергентних умов загалом, так і для колізійних процесів окремо, характерним є утворення значних об'ємів магматичних порід вапнисто-лужної серії. Однак, на території Українського щита представники вапнисто-лужної серії з віком 1,83-1,74 млрд. р. наразі невідомі. Зокрема, дослідження [10, 12, 14], які виконані за участю автора дисертації, наочно продемонстрували їх відсутність серед дайкових порід Інгульського та Волинського мегаблоків УЩ. Переважна більшість досліджуваних базит-гіперазитових дайок ІМБ та ВМБ представлені толейтовою та сублужною серіями.

Друга гіпотеза, яку пропонує Шумлянський Л.В. [113], на думку автора більш обґрунтована наявним фактичним матеріалом та краще узгоджується з результатами даних дисертаційних досліджень. Згідно з нею, формування дайкових порід Інгульського мегаблоку УЩ було пов'язано з анорогенними внутрішньо-плитними процесами, обумовленими формуванням мантийних плюмів. Мантийно-плюмова модель передбачає підняття великих мас гарячого мантийного матеріалу, які досягнувши основи літосфери, спричинюють її розтягання та піднімання, що часто призводить до рифтогенезу. Всі ці фактори обумовлюють плавлення як самого плюму, так і, можливо, літосферного матеріалу. Зазвичай з мантийними плюмами пов'язують утворення LIP (large igneous provinces) – Великих Магматичних Провінцій континентальних плато-базальтів. Зауважимо, що дайкові породи долерит-діабазової формації, які виявлені та всебічно досліджені автором дисертації в межах Бобринецького дайкового поясу, є гіпабісальними палеоаналогами континентальної плато-базальтової формації фанерозою. В минулому дайкові утворення ДДФ являли

собою живлячі канали для нині еродованих вулканічних товщ. Приймаючи до уваги той факт, що розповсюдженість дайкових порід ДДФ, сформованих у часовому інтервалі 1,81-1,76 млрд. р., не обмежується Інгульським мегаблоком, можна припустити, що у палеопротерозої уся центральна та північно-західна частина УЩ являла собою одну з Великих Магматичних Провінцій (LIP). Крім толеїтів ДДФ, до цієї LIP належать досліджувані автором прояви сублужної ультрамафіт-лампрофірової асоціації (УЛА), а також Коростенський і Корсунь-Новомирогородський анортозит-рапаківігранітні плутони та чисельні рої сублужних базитових дайок в їх найближчому оточенні. Значна просторова розповсюдженість магматитів мантійного походження, їх геохімічні особливості, які свідчать про мантійне джерело певною мірою збагачене несумісними елементами, а також значні варіації складу мантійних розплавів, сформованих на різних глибинах та з різним ступенем плавлення – усе це вказує на мантійно-плюмову природу процесів магмогенерації. Додатковим підтвердженням цієї точки зору є також дослідження [107], які продемонстрували, що метасоматична активність, яка мала місце на території ІМБ 1,81 млрд. р. н., також спровокована мантійним плюмом.

ВИСНОВКИ

У дисертації викладено результати вивчення розповсюдження, характеру локалізації, умов залягання, мінералого-петрографічних та геохімічних особливостей мафічних дайок Бобринецького дайкового поясу Інгульського мегаблоку Українського щита, на основі яких визначено мінералого-петрографічні критерії кореляції та розчленування проявів дайкового магматизму в регіоні, а також з'ясовано їхні петрогенетичні особливості, формаційну приналежність та металогенічну спеціалізацію. Основні висновки за результатами виконаних досліджень такі:

1. Численні прояви базит-гіпербазитового дайкового магматизму у Центральній та Південній частинах ІМБ УЩ представлені двома магматичними серіями – толейтовою та сублужною. Дві петрографічні асоціації дайкових порід, які відповідають зазначеним серіям, принципово відрізняються одна від одної своєю геологічною позицією, мінералого-петрографічними особливостями, геохімічними характеристиками та металогенічною спеціалізацією. Їх походження пов'язане з двома самостійними етапами магматизму, які не були пов'язаними між собою спільним процесом магматичної еволюції.

Виконані дослідження показали, що серед базит-гіпербазитових дайок Центральної та Південної частин ІМБ УЩ, подібно аналогічним утворенням Волинського мегаблоку (ВМБ) УЩ, представлені двома петрогенетичними серіями толейтовою та сублужною. Визначено, що близькі за основністю породні представники цих петрогенетичних серій суттєво відрізняються один від одного за цілою низкою геохімічних параметрів: сумарної лужності, залізо-магнієвого відношення, вмісту та розподілу мікроелементів. Загальною закономірністю є більш «еволюціонувавший» склад дайкових порід сублужної серії у порівнянні з толейтовою. Виявлені особливості хімізму в подальшому можна використовувати в якості індикаторних ознак при розчленуванні та кореляції дайкових утворень УЩ. Стосовно геологічної позиції дайок двох

виокремлених серій попередньо намічається тенденція до спрямованої зміни толеїт-базальтового дайкового магматизму – сублужним у напрямку анортозит-рапаківігранітних інтрузій Корсунь-Новомиргородського плутону. Така ж тенденція раніш була виявлена для базитових дайок, що асоціюють з Коростенським плутоном на Волинському мегаблоці УЩ.

2. *Неметаморфізовані дайки олівінових долеритів та габро-долеритів Бобринецького дайкового поясу (БДП) ідентифікуються як гіпабісальні представники долерит-діабазової формації докембрію, що є палеоаналогом континентальної плато-базальтової формації фанерозою. Вони є похідними толеїт-базальтових магм, які мали помірно-деплетовані мантийні джерела магмогенерації та зазнали незначної контамінації коровою речовиною. Кінцева кристалізація таких магм відбувалася на гіпабісальних глибинах за умов низької фугітивності кисню та температурою ліквідусу $\sim 1200^{\circ}\text{C}$. Практичне значення долерит-діабазової формації БДП визначається потенційною Cu-Ni металогенічною спеціалізацією багатьох відомих долерит-діабазових комплексів.*

На підставі аналізу мінералого-петрографічних особливостей та речовинного складу кайнотипних олівінових долеритів Розанівського дайкового поля БДП, що є гіпабісальними представниками долерит-діабазової (прототрапової) формації, вперше з'ясовано, що останні є похідними толеїт-базальтових магм, які мали помірно-деплетовані мантийні джерела магмогенерації та зазнали незначної контамінації коровою речовиною. Наявні дані з ізотопії Sr та Nd в долеритах РДП дійсно вказують на помірно-деплетоване мантийне джерело магмогенерації. Вірогідний хімічний склад материнської магми ДДФ розраховано автором як середній склад олівінових долеритів РДП. Результати геохімічних досліджень та наявність геофізичних даних свідчать про те, що глибину магмогенерації можна обмежити фаціальною областю існування шпінелевих перидотитів ($P=9\text{-}25$ кБар), але не глибше 42 км. Визначений толеїт-базальтовий склад материнської магми ДДФ за своєю помірною магнезійністю та невисоким вмістом сумісних

мікроелементів відрізняється від найбільш типових недиференційованих мантийних розплавів – сучасних базальтів СОХ, виплавлених з деплетованого мантийного джерела за умов підвищеного ступеня плавлення. Найбільш вірогідним поясненням цього є диференціація материнських магм ДДФ у проміжних магматичних камерах з фракціонуванням магнезійного олівіну та Fe-Ti оксидних мінералів. Тривалість перебування материнських магм ДДФ у проміжних магматичних камерах, про яку свідчать виявлені ознаки їх глибинної диференціації, є сприятливою умовою для процесів взаємодії розплаву з оточуючими породами. Контамінованість магм ДДФ нижньокоровим матеріалом, непрямым свідченням якої є відмінність значень ϵNd в долеритах РДП та у вірогідному джерелі їх магмогенерації (верхньомантийних шпінелевих перидотитах), додатково підтверджується й іншими геохімічними даними. Зокрема, на класифікаційній діаграмі Ba/Nb-Zr/Nb представники ДДФ займають проміжне положення між типово мантийними (MORB, EM) та нижньокоровими джерелами магмогенерації (див. рис. 6.3). Коровою контамінацією пояснюються й негативні ніобієві аномалії, які виявлені в усіх досліджених зразках долеритів РДП.

З'ясовано, що кінцева кристалізація толеїт-базальтових магм відбувалася в гіпабісальних умовах за низької фугітивності кисню. Ліквідусна температура кристалізації олівіну з дайкових порід долерит-діабазової формації БДП розраховується у діапазоні 1150-1200°C. Спроба оцінити ліквідус материнської магми ДДФ за її кремeneкислотністю, відповідно до емпіричної залежності $t = (-18,33 \cdot \text{SiO}_2) + 2130$, дає дещо вищі значення температури 1220-1240°C порівняно з олівіновим ліквідусом. Солідусна температура материнських магм ДДФ, визначена з використанням графічної версії двопіроксенового термометра, відповідає 1020-1030°C. А за сучасною цифровою версією двопіроксенового термометра значення солідусних температур коливаються у діапазоні 991-1050°C, середнє значення – 1020°C. Значення температури, 684-738°C, які були розраховані за допомогою цифрової версії ільменіт-магнетитового геотермометра і виявилися помітно нижчими, порівняно з отриманими для

піроксенів, ймовірно характеризують температуру субсолідусного перерівноваження ільменіту та титаномagnetиту, на яке вказують спостережувані у аншліфах мікроструктури розпаду. Розраховані значення $f(\text{O}_2)$ свідчать про доволі низьку фугітивність кисню під час субсолідусного перерівноваження та розпаду ільменіту та титаномagnetиту. Для прийнятого інтервалу тиску в 1 Бар – 1 кБар фугітивність кисню $f(\text{O}_2) = -16-17$ була трохи вищою від фаяліт-magnetитового буфера $\text{DFMQ} = 0,160-0,495$. Якщо припустити, що первинно гомогенні титаномagnetити на магматичній стадії кристалізації мали більш високі значення NTi , то фугітивність кисню у магмі була дещо нижчою за отримані значення – на рівні фаяліт-magnetитового буфера або й нижче.

3. *Інтенсивно змінені постмагматичними процесами ультрамафіти та лампрофіри, які виявлені на північно-західному фланзі БДП, доцільно об'єднати у окрему петрографічну асоціацію, що належить до сублужної магматичної серії. Дайки та сили ультрамафіт-лампрофірової асоціації є похідними сублужних базит-гіпербазитових магм з мантийним джерелом генерації, що відрізнялося від толейтового глибиною та/або ступенем плавлення. Остаточна кристалізація таких магм відбувалася у гіпобісальних умовах. Виявлена Ti-V металогенічна спеціалізація сублужної ультрамафіт-лампрофірової асоціації може мати певне промислове значення за умов гравітаційного фракціонування ільменіту та титаномagnetиту у найбільших інтрузивних тілах.*

Аналізуючи мінералого-петрографічні особливості та особливості речовинного складу інтенсивно змінених постмагматичними процесами ультрамафітів та лампрофірів, вперше з'ясовано, що дайки та сили ультрамафіт-лампрофірової асоціації є похідними сублужних базит-гіпербазитових магм з мантийним джерелом генерації, що відрізняється від толейтового глибиною та ступенем плавлення. У випадку ультрамафіт-лампрофірової асоціації для петрогенетичних побудов використовувалися найменш змінені зразки ультрамафітів, які характеризуються мікропорфіровою

будовою, що нажаль не виключає можливої кумуляції фенокристів мафічних мінералів. Для ультрамафітів БДП відсутні дані про ізотопний склад Sr та Nd, тому для порівняння з долеритами ДДФ використано ізотопні дані з сублужних дайкових порід Суботсько-Мошоринського поясу, які прийнято петрографічними аналогами УЛА. За результатами петрогенетичних побудов було з'ясовано, що принципові відмінності умов магмогенерації дайкових порід ДДФ та УЛА полягають в тому, що материнські магми УЛА мали виплавлятися на більшій глибині, але за умов меншого ступеня плавлення, порівняно з ДДФ. Остаточне з'ясування походження материнської магми сублужних ультрамафітів та лампрофірів БДП потребує додаткових досліджень їх ізотопного складу.

Остаточна кристалізація сублужних базит-гіпербазитових магм відбувалася у гіпабісальних умовах. Розраховані значення температури, 808-919°C, які отримані для ільменіт-магнетитових пар із найменш зміненого зразку камптоніту, є помітно вищими, порівняно з отриманими для ільменіт-магнетитової пари у долеритах РДП. Фугітивність кисню $f(\text{O}_2) = -11-14$, яка визначена за складом ільменітів та титаномангнетитів з камптонітів, також є помітно вищою $\text{DFMQ} = 0,340-1,607$. Ще вищими є температури субсолідусної рівноваги (893-1032°C) та фугітивність кисню $f(\text{O}_2) = -10-12$, які отримані для ільменіт-магнетитових пар із сублужних ультрамафітів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

Опубліковані матеріали

1. Ахметшина А.К. Аналіз закономірностей просторового орієнтування дайок на Українському та Канадському щитах / А.К. Ахметшина // ДАН УРСР. - серія Б, 1. - 1975. - С. 3-5.
2. Бернадская Л.Г., Котловская Ф.И., Шаталов Н.Н. Изотопный возраст дайковых формаций Украинского щита / Л.Г. Бернадская, Ф.И. Котловская, Н.Н. Шаталов // Геохим. и рудо образ. – 1985. - № 13. – С. 54-63.
3. Белевцев Я.Н., Сухинин А.Н. Некоторые минеральные, геохимические и генетические особенности гранитоидов центральной части Украинского щита / Я.Н. Белевцев, А.Н. Сухинин // Геол. журнал. – 1974. – 34, №1. – С. 16-33.
4. Бибикова Е.В. Древнейшие породы Земли / Е.В. Бибикова // Мин. журнал. – 2004. – Т. 26, № 3. – С. 13-20. - ISSN 0204-3548.
5. Белевцев Я.М. Про стратиграфію та структуру Центральної частини Українського щита / Я.М. Белевцев, П.М. Рудницький, О.М. Сухинін [та ін.] // Геол. журнал. – 1971. – № 31, Вип. 2. – С. 114-129.
6. Бугаенко В.Н., Бернадская Л.Г., Бутурлинов Н.В., Каталог химических анализов платформенных дайковых и вулканогенных пород Украины / В.Н. Бугаенко, Л.Г. Бернадская, Н.В. Бутурлинов // – К.: Наук. думка. – 1988. – 156 с.
7. Бухарев В.П. Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита / В.П. Бухарев // - К.: Наук.думка, 1992. – 152 с.
8. Васько В.М. Дайкові породи басейну р.Інгулу / В.М. Васько // Вісник Київського університету – 1962. - № 5. – Геологія та географія. – Вип. 1 – с. 47-52.

9. Вишневська Є.О. Мінералого-петрографічні особливості долериту Апрельського родовища (Інгульський мегаблок Українського щита) / Є.О. Вишневська, І.І. Михальченко, О.В. Митрохин // Наук. вісник НГУ. – Геологія. - Дніпропетровськ, 2015. - № 2 (146). - С. 31-38. - ISSN 2071-2227.

10. Вишневская Евгения Геологическая позиция и петрохимическая типизация базитовых даек Ингульского мегаблока Украинского щита / Евгения Вишневская, Алла Омельченко // Modern science, scientific journal. - Geology. - Prague, 2015. – № 3 - С. 114-121. - ISSN 2336-498X.

11. Вишневская Е.А. Петрографическая характеристика долеритов Розановского дайкового поля (Ингульский мегаблок Украинского щита) [Електронний ресурс] / Е.А. Вишневская, А.В. Митрохин, В.В. Загородний // Сучасні проблеми геологічних наук: Матеріали V Всеукраїнської наукової конференції-школи 15-19 квіт. 2013 р.: тез. доп. - Київ, 15-19 квіт. 2013 р. - С. 1-4. – 1 електрон. опт. диск (CD-ROM); 12 см. Систем. вимоги: Pentium; 32 Mb RAM; Windows 95, 98, 2000, XP; MS Word 97-2000.

12. Вишневська Є.О. Геологічна позиція та петрохімічна типізація базитових дайок Інгульського мегаблоку Українського щита / Є.О. Вишневська, О.В. Митрохин, А.М. Омельченко // П'ята Всеукраїнська наукова конференція молодих вчених до 95-річчя Національної академії наук України. - Інститут геологічних наук НАН України. - Київ, 2013. - С. 24-25.

13. Вишневская Е.А. Петрографические особенности долеритов Тарасовского дайкового поля (Ингульский мегаблок Украинского щита) / Е.А. Вишневская, А.В. Митрохин // Роль вищих навчальних закладів у розвитку геології: матеріали міжнародної наукової конференції до 70-річчя геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка. - Київ, 2014. - С. 18-20. - 1 електрон. опт. диск (CD-ROM); 12 см. Систем. вимоги: Pentium; 32 Mb RAM; Windows 95, 98, 2000, XP; MS Word 97-2000.

14. Вишневская Е.А. Геохимическая типизация базитовых даек Ингульского и Волынского мегаблоков Украинского щита / [Е.А. Вишневская [та ін.]. // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии:

XXV Молодежная конференция, посвященная 100-летию члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца. - Институт геологии и геохронологии докембрия РАН. - Санкт-Петербург, 2014. - С. 36-40.

15. Гейко Ю.В. Перспективы коренной алмазности Украины / Ю.В. Гейко, Д.С. Гурский, Л.И. Лыков, В.С. Металиди // – Киев – Львов. – Издательство «Центр Европы».- 2006. – 200 с. - ISBN 966-7022-55-2.

16. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / [ответств. ред. Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль] – К.: Наук. думка, 1995. – 396 с. - ISBN 5-12-003632-5.

17. Геологічні пам'ятки України: в 4 т. / [за ред. В.І. Калініна, Д.С. Гурського]. – Київ. – 2007. – Т. II. - С. 212, С. 223. – ISBN 978-966-7896-43-0.

18. Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита / [Н.П. Щербак и др]. – К.: Наукова думка, 1989. – 144 с.

19. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой / [Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко, И. М. Лесная и др.] – К.: НВП «Видавництво «Наукова думка» НАН України», 2008. – 240 с. - ISBN 978-966-00-0885-6.

20. Гинтов О.Б. Геодинамическое развитие Ингульского мегаблока Украинского щита по геолого-геофизическим и тектонофизическим данным. I. / О.Б. Гинтов, С.В. Мычак // Геофиз. журнал. - 2011.- Т. 33, № 3. - С. 102-118.

21. Глевасский Е.Б., Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинского щита // Мин. журнал. - 2000. – Т. 22, № 2/3. - С. 77-91.

22. Гречишников Н.П., Коржнева Е.П., Крамар О.А., Щербак Д.Н. О возрасте дайковых пород Субботско-Мошоринской зоны разломов / Н.П. Гречишников, Е.П. Коржнева, О.А. Крамар, Д.Н. Щербак // Геол. журнал. – 1980. – № 5. – С. 139-143.

23. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-36-XXXIV (Жовті води) L-36-IV (Кривий Ріг) з пояснювальною запискою / [В.В. Захаров [та ін.] – К.:

Міністерство екології та природних ресурсів, ДГС, КП “Південукргеологія”, 2001. – 101 с.

24. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200000. Центральнотураїнська серія. Аркуш М-36-XXXII (Новотураїнка) з пояснювальною запискою / [В.М. Клочков [та ін.]. – К.: Міністерство екології та природних ресурсів, Департамент геології та використання надр, УкрДГРІ, 2001. – 119 с.

25. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200000. Центральнотураїнська серія. Аркуш М-36-XXXIII (Кіровоград) з пояснювальною запискою / [О.М. Нечасенко [та ін.] – К.: Міністерство екології та природних ресурсів, ДГС, ДП “Центргеологія”. - 2007. – 103 с.

26. Ефименко Н.Г. О многофазном строении оливиновых диабазов северного Саксаганского района Кривбасса / Н.Г. Ефименко, В.В. Решетняк, Н.М. Сазонова // Геол. журнал. – 1985. – Т. 45, № 3. – С. 47 – 53.

27. Єсипчук К.Ю. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Тураїнського щита (пояснювальна записка) / К.Ю. Єсипчук, О.Б. Бобров, Л.М. Степанюк, М.П. Щербак – К.: УкрДГРІ, 2004. – 30 с.

28. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы / АН СССР – Москва – 1955. – 479 с.

29. Иванов Б.Н. О взаимоотношении даек диабазов с натриевыми щелочными метасоматитами на примере Апрельского месторождения (Западная часть Новоконстантиновского урановорудного узла) / Б.Н. Иванов, И.И. Михальченко, В.Р. Морозенко, И.И. Аширова // Тези доповідей Наукової конференції «Теоретичні питання і практика дослідження метасоматичних порід і руд (до 70-річчя Віктора Степановича Монахова), 14-16 березня 2012 року», м.Київ, - К. – 2012, ІГМР імені Н.П.Семененка НАН України.

30. Иванов Б.Н. Речовинне перетворення дайок діабазу в ореолі апогранітних лужних натрієвих метасоматитів / Б.Н. Иванов, І.І. Михальченко, В.О. Синицин, В.В. Загородній // Доповіді НАН України. - 2013.- № 9 – С. 122-128. – ISSN 1025-6415.

31. Калашник Г.А. Оцінка перспектив алмазонасності Кіровоградського рудного району шляхом використання систем розломів фундаменту (за геолого-геофізичними даними): автореф. дис. ... канд. геол. наук: 04.00.22 / Калашник Ганна Анатолівна; Нац. гірнич. ун-т Мін. освіти і науки України (м.Дніпропетровськ). - Дніпропетровськ, 2004. – 20 с.

32. Каляєв Г.І. Розривні структури Кіровоградського блока (Центральна частина Українського щита) / Г.І. Каляєв, О.М. Комаров // Геол. журнал. - 1971. - Т. 31, № 3. - С. 11-20.

33. Каляєв Г.І. Структура Кіровоградського блока / Г.І. Каляєв, О.М. Комаров // Доповіді Академії наук Української РСР. – Серія Б. - Геологія, геофізика, хімія та біологія. - 1969. - № 5. – С. 393-397.

34. Каталог химических анализов платформенных дайковых и вулканогенных пород Украины / [В.Н. Бугаенко [и др.] // – К.: Наук. думка, 1988. – 156 с.

35. Кировоградский рудный район. Глубинное строение. Тектонофизический анализ. Месторождения рудных полезных ископаемых. / [под ред. акад. НАН Украины В.И. Старостенко, чл.-корр. НАН Украины О.Б. Гинтов]. - К.: «ПРАСТЫЙ ЛУДЫ», 2013. – 500 с. - ISBN 978-966-97193-1-7.

36. Кирьянов Н.Н. Кимберлиты Кировоградского геоблока Украинского щита / [Кирьянов Н.Н. и др.] // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита: Тези доп. Всеукр. міжвід. Наради. – К., 1988. –С. 96-98.

37. Кокс К.Г. Интерпретация изверженных горных пород / К.Г. Кокс, Дж.Д. Белл, Р.Ж. Панкхерст // Москва: «Недра», 1982. – 414 с.

38. Комплексна металогенічна карта України масштабу 1:500 000 та пояснювальна записка до неї / [під ред.. С.В. Гошовського] – Київ, УкрДГРІ, 2003. – 336 с.

39. Коновал Н.М. Петрологія гранітоїдів Кіровоградського та Новоукраїнського комплексів (центральна частина Українського щита): автореф. дис. ... канд. геол. наук: 04.00.08 / Коновал Наталія Михайлівна; Ін-т

геохім., мінерал. та рудоутв. ім. М.П. Семененка НАН України. - К., 2012. – 20 с.

40. Кононов Ю.В. Габрові масиви Українського щита / Ю.В. Кононов - К.: Наук.думка, 1966.-99 с.

41. Кононов Ю.В. Габрові породи району с.Павлівка в басейні р. Інгулу / Ю.В. Кононов, І.М. Етінгоф // ДАНУ, 1960. - 3.

42. Кононов Ю.В. Метасоматиты центральной части Украинского щита / Ю.В. Кононов – К.: Наук. думка, 1969. – 160 с.

43. Кононов Ю.В. Про вікові співвідношення жильних порід Смілянського масиву / Ю.В. Кононов, В.К. Рябчук // Докл.АН УРСР. - 1963. - № 8.

44. Костенко М.М. Прутівський інтрузивний базитовий комплекс Волинського мегаблоку Українського щита. Стаття 1. Склад, обсяг, геологія / М.М. Костенко // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – 2009. – № 3-4. – С. 82-96.

45. Костенко М.М. Прутівський інтрузивний базитовий комплекс Волинського мегаблоку Українського щита. Стаття 2. Особливості речовинного складу і формаційна належність / М.М. Костенко // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – 2010. – № 1-2. – С. 53-69.

46. Крутиховская З.А. Закономерности распределения дайковых комплексов Украинского щита / З.А. Крутиховская [и др.]. - Геофиз.сборник. – 1976. – Вып. 74. – С. 61-74.

47. Крутиховская З.А. Дайковые пояса. Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита / З.А. Крутиховская, И.К. Пашкевич, И.М. Силина // - К.: Наук.думка, 1982. – С. 83-93.

48. Крюченко В.А. Проявление процессов протоактивизации в центральной части Украинского щита, по геолого-геофизическим данным / В.А. Крюченко // Геол. журн. – 1989. – Т. 49, № 2. –С. 23-29.

49. Крюченко В.А. Геологическое истолкование результатов комплексной интерпретации геофизических данных по профилю ГЗС Бабанка-Пятихатки / В.А. Крюченко // Геол. журнал. – 1981. – Т. 41, № 4. – С. 51-61.

50. Личков Б.Л. Отчет о работах в 1925 году / Б.Л. Личков // Изв. Геол. ком., 1926 - 45.
51. Лубнина Н. В., Богданова С. В., Шумлянський Л. В. Восточно-Европейский кратон в палеопротерозое: новые палеомагнитные определения по магматическим комплексам Украинского щита / Н.В. Лубнина, С.В. Богданова, Л.В. Шумлянський // Геофизика. – 2009 - № 5. – С. 56-64.
52. Магматические горные породы: в 6 т. / [О.А. Богатиков [и др.]. - М.: Наука, 1987. - Т.6: Эволюция магматизма в истории Земли. – 348 с.
53. Мигута А.К., Литвин М.А. Щелочные дайки центральной части Украинского щита / А.К. Мигута, М.А. Литвин // БМОИП, отд. геологии. - Т. XLIX (3). – 1974. – С. 49-55.
54. Митрохин О.В. Анартозит-рапаківі-гранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад, та умови формування): дис....д-ра геол. наук: 04.00.01 / Митрохин Олександр Валерійович; Київський нац. ун-т. ім. Т. Шевченка. - К., 2011. – 346 с.
55. Митрохин О.В. Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування): автореф. дис.... д-ра. геол. наук: 04.00.01 / Митрохин Олександр Валерійович; Київський нац. ун-т. ім. Т. Шевченка. - К., 2011. – 36 с.
56. Митрохин О.В. Петрографічний склад комплексів анортозит-рапаківігранітної формації / О.В. Митрохин // Вісн. Київ. ун-ту. - Геологія. – 2008. - Вип.45. – С. 62-66.
57. Митрохин О. Мінералого-петрографічні особливості долеритів Розанівського дайкового поля (південна частина Інгульського мегаблока Українського щита) / О. Митрохин, Є. Вишневська // Вісник Київ. нац. ун-ту ім. Т. Шевченка. – Геологія. – 2014 - № 1(64). - С. 18-21. - ISSN 1728-3817, ISSN 1728-2713.
58. Митрохин О. Хімізм породоутворювальних мінералів як індикаторна ознака для геологічного розчленування й кореляції інтрузивно-магматичних утворень Українського щита / О. Митрохин Т. Митрохина,

Є. Вишневська, О. Кірієнко // Мінералогія: сьогодення і майбуття: матеріали VIII наукових читань ім. академіка Євгена Лазаренка, присвячено 150-річчю заснування кафедри мінералогії у Львівському університеті. – Львів. – 2014. - С. 113-115.

59. Митрохин О. Хімізм породоутворювальних мінералів як індикаторна ознака під час геологічного розчленування й кореляції інтрузивних утворень Українського щита / О. Митрохин, Т. Митрохина, Є. Вишневська, О. Кірієнко, О. Петренко, О. Андрєєв // Мін. збірник. - 2015. - № 65.- Вип. 1. - С. 76–83. - ISSN 2078-6220.

60. Митрохин А.В. Петрография, геохимия и формационная принадлежность долеритов Бобринецкого дайкового пояса (Ингульский мегаблок Украинского щита) / А.В. Митрохин, Л.В. Шумлянский, Е.А. Вишневская // Мін. журнал. – Петрологія. – 2015. - Т. 37, № 1. - С. 56-68. - ISSN 0204-3548.

61. Митрохин А. Геологическая позиция и вещественный состав пикритов Новоукраинского дайкового поля (Ингульский мегаблок Украинского щита) / А. Митрохин, Е. Вишневская, В. Гаценко, И. Михальченко // Вісник Київ. нац. ун-ту ім. Т. Шевченка. – Геологія. - № 4(67). – 2014. - С. 33-37. - ISSN 1728-3817, ISSN 1728-2713.

62. Митрохин А.В. Дайки субщелочных пикритов западной части Ингульского мегаблока Украинского щита / А.В. Митрохин, Е.А. Вишневская, В.А. Гаценко // Роль вищих навчальних закладів у розвитку геології: матеріали міжнародної наукової конференції до 70-річчя геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка. - Київ, 2014. - С. 58-59. - 1 електрон. опт. диск (CD-ROM); 12 см. Систем. вимоги: Pentium; 32 Mb RAM; Windows 95, 98, 2000, XP; MS Word 97-2000.

63. Митрохин А.В. Долерит-диабазовая (трапповая) формация Ингульского мегаблока Украинского щита / А.В. Митрохин, Е.А. Вишневская, Л.В. Шумлянский // Геохронология и геодинамика раннего докембрия (3,6–1,6 млрд.л.) Евразийского континента: збірник тез Міжнародної наукової

конференції, присвяченої 90-річчю академіка НАН України М.П. Щербака. – К., 2014. – С. 82-83.

64. Михайлова Н.П. Возможности расчленения и корреляции дайковых образований Украинского щита / Н.П. Михайлова, А.Я. Карзанова, Ф.И. Котловская // Геол. журнал. – 1985. – Т. 45 - № 6 – С. 38-45.

65. Михальченко І.І., Синицин В.О. Актнолітова фація апобазитових лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів / І.І. Михальченко, В.О. Синицин // Геохім. та рудоутв. – 2012. – Вип. 31-32. - ISSN 2224-6487.

66. Мичак С.В. Етапи деформації центральної частини Інгульського мегаблоку Українського щита за тектонофізичними даними: автореф. дис....канд. геол. наук: 04.00.22 / Мичак Сергій Володимирович; Ін-т геофізики ім. С.І. Суботіна НАН України. - К., 2012. – 20 с.

67. Никольский А.П. О расчленении гранитоидов складчатого докембрия Украинского щита / А.П. Никольский, А.К. Прусс // Геол. журнал. - 1971. – Т. 31, № 4. –С. 131-145.

68. Омельченко А.Н. Субщелочные долерит-диабазовые комплексы в обрамлении плутонов рапакиви Восточно-Европейской платформы / А.Н. Омельченко, А.В. Митрохин // Геология и геоэкология: исследования молодых. – Материалы XIX конференции молодых ученых, посвященной памяти К.О.Кратца. 24-28 ноября 2008г. – Апатиты, 2008. –С. 103-105.

69. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород / Б.И. Омеляненко // Москва, «Недра» - 1978. – 216 с.

70. Петрографічний кодекс України / [відп. ред. І.Б. Щербаков, уклад. Р.Я. Белєвцев [та ін.]. – К., 1999. – 81 с. – ISBN 966-02-1204-6.

71. Половинкина Ю.Ир. Базальт с р.Ингульца / Ю.Ир. Половинкина // Зап. Минер. общ. -1930. – Ч. LIX. - Вип.2.

72. Половинкина Ю.Ир. К петрологии средней части Ингуло-Ингулецкого Водораздела. / Ю.Ир. Половинки // – Тр. ЦНИГРИ, 1936. - 73.

73. Савченко Н.А., Бернадская Л.Г., Бутурлинов Н.В. и др. Дайковые породы Украинского щита / [Н.А. Савченко [и др.] // Палеовулканизм Украины. – К.: Наук.думка. – 1984. – С. 17-91.
74. Семененко Н.П. Структура кристаллического массива Среднего Приднепровья / Н.П. Семененко // Из-во АН УССР. - К., 1949.
75. Соллогуб В.Б. Литосфера Украины / В.Б. Соллогуб // К.: Наук. думка. - 1986. – 184 с.
76. Тарасенко В.Е. Об изверженных породах юго-восточной части Киевской губернии / В.Е. Тарасенко // Уч. зап. Юрьевск. ун-та. – 1916. - 10.
77. Тектоніка Українського щита / [Г.І. Каляєв, [та ін.]. – К.: Наук. думка. - 1972. – 300 с.
78. Тектонічна карта України масштабу 1:1 000 000 та пояснювальна записка до неї / [під ред. Д.С. Гурського, С.С. Круглова]. – К: УкрДГРІ. - 2007. – 190 с.
79. Ткачук Л.Г. Докембрійські кристалічні породи та їх петрогенетичні взаємовідношення в районі водозборів рр. Тясміна та Вільшанкі / Л.Г. Ткачук // Тр. Ін-ту геології АН УРСР. – 1934. - 5, 2.
80. Ткачук Л.Г. Базальты Кировоградской области Украинской ССР / Л.Г. Ткачук // Научн. Зап. Льв. политехн. ин-та. – Сб. нефт. ф-та. – 1949. – Вып XI. - № 3. – С. 135.
81. Ткачук Л.Г. Нові дані про ефузивні породи Кіровоградської області Української РСР / Л.Г. Ткачук // Геол. журнал. – 1950. – Т. 10. – № 2. – С. 3-8.
82. Толстой М.И. Возрастное положение гранитоидных комплексов юго-восточной части Украинского щита / М.И. Толстой [и др.] // Геол. журнал – 1991. - № 4. – С. 40-46.
83. Усенко І.С. Ефузивно-дайковий комплекс. Український кристалічний масив (геолого-петрологічний опис) / І.С. Усенко // – К., 1947. – С. 269-283.
84. Усенко І.С. Про стратиграфію Українського кристалічного щита / І.С. Усенко // Геол. журнал. - 1955. - Т. 15. № 4.

85. Усенко І.С. Геосинклінальні гранітоїди Українського щита / І.С. Усенко [та ін.] // Геол. журнал. – 1973. – 33, № 1. – С.3-13.
86. Ксенко І.С. Метаморфізм Українського щита / І.С. Усенко, І.Б. Щербаков, Р.І. Сироштан // – К.: Наук. думка. - 1982. – 308 с.
87. Федюшин С.Е. Новые данные о возможном продолжении Девладовской зоны разломов на запад от Криворожской полосы / С.Е. Федюшин, М.И. Веригин, С.И. Жилкинский // Геол. журнал. – 1974. – Т. 34. - № 1. – С. 115-118.
88. Цымбал С.Н. Ксенолиты глубинных пород из кимберлитов Кировоградского блока (Украинский щит) / С.Н. Цымбал, С.Г. Кривдик // Мин. журнал. -1999. – Т. 21. - № 2-3. –С.97-111. - ISSN 0204-3548.
89. Цымбал С.Н. Вещественный состав кимберлитов Кировоградского блока (Украинский щит) / С.Н. Цымбал, С.Г. Кривдик, Н.Н. Кирьянов, О.Ф. Макивчук // Мин. журнал. -1999. – Т. 21. - № 2-3. – С. 22-38. - ISSN 0204-3548.
90. Цымбал С.Н. Состав верхней мантии под Украинским щитом. Геологія та магматизм докембрію Українського щита / С.Н. Цымбал // К.: Наук. думка. - 2000. –С. 215-218.
91. Цымбал С.Н. Состав и возраст субщелочных габброидов дайкового комплекса центральной части Кировоградского мегаблока Украинского щита / С.Н. Цымбал [и др.] // Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма: Материалы XXVIII Международной конференции (Москва, 9-16 сентября 2011 г.). – Минск: Право и экономика, 2011. – С. 190-192.
92. Шварц Г.А. Геологическое строение и состав гнейсовой толщи Братского синклинория / Г.А. Шварц, А.А. Пятаде // Геол. журнал – 1980.- Т. 40, № 5. – С. 20-28.
93. Шумлянський Л.В. U-Pb по цирконах ізотопний вік порід Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківігранітного плутону /

Л.В. Шумлянський [та ін.] // Геолог України. – 2008. – № 1-2. – С. 77-85. - ISSN 1727-835X.

94. Шумлянський Л.В. Геологічне положення і особливості речовинного складу мезопротерозойської траппової асоціації Северо-Західного блоку Українського щита / Л.В. Шумлянський, О.В. Зинченко, В.Г. Молявко // Мін. журнал. - 2002. – Т. 24. - №1. – С. 53-63. - ISSN 0204-3548.

95. Шумлянський Л.В. Вік та речовинний склад йотунітів Білокоровицького дайкового поясу / Л.В. Шумлянський, М.Д. Мазур // Геолог України. – 2010. – № 1-2. – С. 70-78. - ISSN 1727-835X.

96. Шумлянський Л.В. Петрологія долеритів Томашгородської групи дайок (Український щит) / Л.В. Шумлянський // Мін. журнал. – 2008. – Т. 30. – № 2. – С. 17-35. - ISSN 0204-3548.

97. Шуркин К.А. Магматические формации раннего докембрия территории СССР: в 3 т. / К.А. Шуркин, Ф.П. Митрофанов // – М.: Недра. - 1980. – Т. 3: Орогенный и субплатформенный магматизм раннего докембрия. – 266 с.

98. Щербак Н.П. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Н.П. Щербак [и др.] // К.: Наук. думка. – 1978. – 224 с.

99. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита / И.Б. Щербаков // Львов: ЗУКЦ. - 2005. – 366 с. - ISBN 966-8445-15-5.

100. Юткина Е.В. Изотопно-геохимическая специализация мантийного источника кимберлитов Кировоградского комплекса (Украинский щит) / Е.В. Юткина [и др.] // Докл. РАН. – 2005. – 402. - № 1. – С. 87-91.

101. Andersen D.J. QUILF: a PASCAL program to asses equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz / D.J. Andersen, D.H. Lindsley, P.M. Davidson // Computers and Geosciences. – 1993. – 19. – P. 1333-1350.

102. Bleeker W., Ernst R.E., Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: the key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2,6 Ga / In: Hanski E., Mertanen S, Rämö T., Vuollo J. (Eds), Dyke Swarms – Time Markers of Crustal Evolution. // Taylor @ Francis, Leiden the Netherlands, 2006. -

P. 3-26.

103. Ernst R.E. Global record of 1600-700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents / Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X. // *Precambrian Research*, 2008 – 160 - P. 159-178.

104. Bogdanova S., Gorbatshev R., Grad M., Janik T., Guterch A., Kozlovskaya E., Motusa G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L. EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton // *European Lithosphere Dynamics* / Eds. D.G. Gee, R.A. Stephenson/ - London: Geol. Society, Memoirs, 32, 2006. P. 599-627.

105. Bogdanova S., Pashkevich I.K., Gorbatshev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Paleoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // *Tectonophysics*. – 1996. – 268. – P. 1-21.

106. Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M., Lubnina N.V., Nilsson K.M., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., Shumlyanskyy L.V., Starostenko V.I. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna) // *Lithos*. – 2013. – P. 1-21.

107. Cuney M., Emetz A., Mercadier J., Mykchaylov V., Shunko V. & Yuslenko A.: Uranium deposits associated with Na-metasomatism from central Ukraine: a review of some of the major deposits and genetic constraints. *Ore Geology Reviews* 44 – 2012. – P. 82–106.

108. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // *American Mineralogist*. – 1983. – 68. – P. 477-493.

109. Lubnina N., Bogdanova S., Shumlyanskyy L. The collision between Volgo-Sarmatia and Fennoscandia at ca. 1.76 Ga: new palaeomagnetic data from the Ukrainian Shield: Geophysical research Abstracts, 11, abstract EGU2009-13229.

110. Roeder P.L., Emslie R.F. Olivine-Liquid Equilibrium // *Contr. Mineral. and Petrol.* - 1970. - Vol.29. -P. 275-289.

111. Shatalov N.N., Shatalov A.N. Mafic dyke swarms of the East-European platform // Geol. Journ. – 2001. - № 3. – P. 41-45.

112. Shatalov N.N. Dyke of the Ukrainian Shield / N.N. Shatalov, A.N. Shatalov // Геол. журнал. – 2002. – № 3. – С. 56-61.

113. Shumlyansky Leonid The ca. 1.8 Ga mantle plume related magmatism of the central part of the Ukrainian shield / Leonid Shumlyansky, Oleksandr Mitrokhin, Kjell Billstrom, Richard Ernst, Eugenia Vishnevskaya, Stepan Tsymbal, Michel Cuney and Alvar Soesoo // GFF, 2015. – Vol. XX. – No. X. – P. 1-17.

114. Shumlyansky L., Billström K., Hawkesworth C., Elming S.-Å., 2012. U–Pb age and Hf isotope compositions of zircons from the north-western region of the Ukrainian shield: mantle melting in response to post-collision extension. Terra Nova 24, 373–379.

Фондові матеріали.

115. Воробей А.И. и др. Отчет о результатах общих поисков алмазов на Знаменско-Устиновском дайковом поле в центральной части Украинского щита за 1977-1979 гг. – 1979. - Фонды ДП “Центрукргеология”.

116. Иванов Б.Н. и др. Отчёт о результатах специализированных геологоразведочных работ / Смолино, 2007. – Фонды КП “Кіровгеологія”.

117. Калашнік Г.Н. Отчёт о результатах специализированных геологоразведочных работ / Кіровоград, 2005. – Фонды КП “Кіровгеологія”.

118. Крамских Е.П. и др. Отчет о государственной геологической съемке масштаба 1:50 000 листов L-36-3-Г; L-36-4-В, Г; L-36-16-Б; L-36-17-А, В; (УССР, Побужье) / Одесса, 1974. - Фонды КП “Кіровгеологія”.

119. Кузьмин А.В., Крюченко В.А. Составление геолого-прогнозной карты масштаба 1:200 000 по центральной части Кировоградского блока / Кіровоград, 1982. – Фонды КП “Кіровгеологія”.

120. Маківчук О.Ф. и др. Отчёт о результатах специализированных геологоразведочных работ / Смолино, 1984. – Фонды КП “Кіровгеологія”.

121. Ніколаєнко М.А. Отчёт о результатах специализированных геологоразведочных работ / Кировоград, 2007. – Фонды КП “Кіровгеологія”.

122. Ніколаєнко М.А. Отчёт о результатах специализированных геологоразведочных работ / Кировоград, 2013. – Фонды КП “Кіровгеологія”.

123. Смирнов Г.В. и др. Отчёт о результатах специализированных геологоразведочных работ / Кировоград, 2010. – Фонды КП “Кіровгеологія”.

124. Сыродоев Н.Ф. и др. Отчёт о результатах специализированных геологоразведочных работ / Первомайск, 1986. – Фонды КП “Кіровгеологія”.

125. Сыродоев Н.Ф. и др. Отчёт о результатах специализированных геологоразведочных работ / Первомайск, 1982. – Фонды КП “Кіровгеологія”.

Инв. №№

126. Сыродоев Н.Ф. и др. Отчёт о результатах специализированных геологоразведочных работ / Первомайск, 1982. – Фонды КП “Кіровгеологія”.

127. Сыродоев Н.Ф. и др. Отчёт о результатах специализированных геологоразведочных работ / Первомайск, 1985. – Фонды КП “Кіровгеологія”.

128. Труцько Ф.В. и др. Геологическая карта масштаба 1:50 000 территории планшетов М-36-138-А, В и Г. Отчёт геологосъёмочной партии № 12 Южно-Украинской геологической экспедиции за 1968-1971 гг. – 1971. – Фонды ДП «Центрукргеология».

129. Шварц Г.А. и др. Геологическое строение верховьев рек Корабельной, Каменно-Костоватой, Мертвовода и Чёрного Ташлыка (листы М-36-135 В, Г, М-36-136 В, Г). Отчёт о геологосъёмочных работах масштаба 1:50 000, проведённых в 1965-1970 гг. / Одесса, 1970. – Фонды КП “Кіровгеологія”.

Вибіркові мікрозондові аналізи фенокристів плагіоклазу із долеритів РДП.

Зразок	3417-45,3		3419-212,5		3424-287,4	
Аналіз	5*	7	7*	9	11*	15
<i>Вміст, ваг. %</i>						
SiO₂	49,64	52,61	50,35	54,85	50,01	55,98
Al₂O₃	30,76	29,66	30,9	27,88	32,13	28,42
FeO*	1,88	0,59	0,48	0,6	0,41	0,71
CaO	15,17	12,59	15,1	10,8	14,1	8,72
Na₂O	2,32	4,43	3,04	5,67	3,21	6,1
K₂O	0,22	0,12	0,13	0,21	0,15	0,07
<i>Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню</i>						
K	0,013	0,007	0,008	0,012	0,009	0,004
Na	0,207	0,391	0,269	0,498	0,284	0,531
Ca	0,748	0,613	0,740	0,524	0,689	0,42
Si	2,284	2,391	2,302	2,483	2,28	2,515
Al	1,668	1,589	1,666	1,488	1,726	1,504
Fe	0,072	0,022	0,018	0,023	0,016	0,027
Сума	4,992	5,013	5,003	5,028	5,004	5,001
<i>Мінали, мол. %</i>						
Or	1,3	0,7	0,8	1,2	0,9	0,4
Ab	21,4	38,7	26,5	48,2	28,9	55,6
An	77,3	60,6	72,8	50,7	70,2	44

Примітка: в нумерації зразків даної таблиці, а також у всіх наступних таблицях, відображені номер свердловини та глибина відбору; зірочкою в даній таблиці відмічені аналізи ядерних частин вкраплеників.

Зразок	3420-205,8											
Аналіз	1*	4	6*	10	26*	27	28	29	30	32	33*	36
<i>Вміст, ваг. %</i>												
SiO₂	49,57	56,18	49,46	56,23	49,41	49,27	50,24	51,85	54,13	54,32	49,78	54,59
Al₂O₃	31,68	26,83	31,45	27,14	31,97	31,99	30,81	29,72	27,84	28,23	31,27	27,57
FeO*	0,52	0,61	0,44	0,82	0,35	0,33	0,57	0,68	0,81	0,74	0,51	0,9
CaO	15,57	9,25	15,8	9,92	16,36	15,83	15,04	13,21	11,57	11,26	15,62	10,8
Na₂O	2,67	6,91	2,67	5,76	1,83	2,43	3,12	4,3	5,45	5,37	2,66	5,93
K₂O	-	0,21	0,17	0,13	0,07	0,14	0,22	0,24	0,2	0,09	0,16	0,2
<i>Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню</i>												
K	-	0,012	0,01	0,008	0,004	0,008	0,013	0,014	0,011	0,005	0,009	0,011
Na	0,237	0,605	0,237	0,503	0,162	0,216	0,277	0,381	0,48	0,472	0,236	0,522
Ca	0,763	0,448	0,776	0,479	0,801	0,776	0,738	0,646	0,564	0,547	0,766	0,526
Si	2,268	2,539	2,267	2,535	2,259	2,255	2,301	2,366	2,461	2,462	2,28	2,48
Al	1,708	1,429	1,699	1,442	1,723	1,726	1,663	1,599	1,492	1,508	1,688	1,476
Fe	0,02	0,023	0,017	0,031	0,013	0,013	0,022	0,026	0,031	0,028	0,02	0,034
Сума	4,996	5,056	5,006	4,998	4,962	4,994	5,014	5,032	5,039	5,022	4,999	5,049
<i>Мінали, мол. %</i>												
Or	-	1,1	1	0,8	0,4	0,8	1,3	1,3	1,0	0,5	0,9	1
Ab	23,7	56,8	23,2	50,8	16,8	21,6	26,9	36,6	45,5	46,1	23,3	49,3
An	76,3	42,1	75,9	48,4	82,8	77,6	71,8	62,1	53,5	53,4	75,8	49,7

***Примітка:** зірочкою відмічені аналізи ядерних частин вкраплеників.*

Додаток Б

Вибіркові мікрозондові аналізи мікролітів плагіоклазу із долеритів РДП.

Зразок	3417-45,3				3419-212,5				3424-287,4			
Аналіз	8*	9	10*	11	16*	17	18*	19	29*	30	33*	34
<i>Вміст, ваг. %</i>												
SiO ₂	51,06	51,71	53,11	55,49	54,29	55,43	51,53	53,16	55,77	55,29	51,84	52,91
Al ₂ O ₃	30,19	29,84	28,9	27,79	27,9	27,21	29,57	28,8	28,32	27,81	30,86	29,68
FeO*	1,07	0,64	0,73	0,7	0,91	0,92	1,05	0,98	0,88	1,28	1,01	1,22
CaO	13,33	13,07	11,95	10,18	11,47	9,68	13,34	12,15	8,35	8,65	12,04	10,69
Na ₂ O	4,09	4,43	4,96	5,37	5,28	6,75	4,37	4,7	6,05	6,8	3,84	5,29
K ₂ O	0,26	0,31	0,36	0,47	0,150	-	0,130	0,21	0,62	0,17	0,41	0,21
<i>Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню</i>												
K	0,015	0,018	0,021	0,027	0,009	-	0,008	0,012	0,036	0,01	0,024	0,012
Na	0,363	0,392	0,438	0,47	0,465	0,593	0,388	0,415	0,528	0,597	0,339	0,466
Ca	0,654	0,639	0,583	0,493	0,558	0,470	0,654	0,593	0,403	0,42	0,586	0,52
Si	2,337	2,361	2,417	2,506	2,465	2,510	2,358	2,42	2,513	2,502	2,357	2,405
Al	1,628	1,606	1,55	1,48	1,493	1,453	1,595	1,545	1,504	1,483	1,654	1,59
Fe	0,041	0,024	0,028	0,026	0,035	0,035	0,040	0,037	0,033	0,048	0,039	0,046
Сума	5,038	5,04	5,037	5,002	5,025	5,061	5,043	5,022	5,017	5,06	4,999	5,039
<i>Мінали, мол. %</i>												
Or	1,5	1,7	2	2,7	0,9	-	0,8	1,2	3,7	1	2,5	1,2
Ab	35,2	37,4	42	47,5	45,1	55,8	37	40,7	54,6	58,1	35,7	46,7
An	63,4	60,9	56	49,8	54,1	44,2	62,3	58,1	41,7	40,9	61,7	52,1

Примітка: зірочкою відмічені аналізи ядерних частин мікролітів.

Зразок	3420-205,8										
Аналіз	39*	40	41	42	43	45	46	47	49	63*	64
<i>Вміст, ваг. %</i>											
SiO₂	55,18	57,17	55,1	57,58	53,79	55,6	54,65	54,17	52,13	50,88	53,85
Al₂O₃	27,67	26,05	27,27	26,05	28,16	27,1	27,46	28,47	29,35	30,09	28,16
FeO*	0,63	0,85	0,93	0,82	0,73	1,13	1,36	0,76	0,6	0,55	0,8
CaO	10,59	8,97	10,27	8,95	11,95	10,55	10,42	11,24	13,31	14,5	11,42
Na₂O	5,75	6,81	6,26	6,41	4,98	5,42	5,88	5,18	4,36	3,89	5,64
K₂O	0,18	0,15	0,17	0,19	0,39	0,19	0,23	0,18	0,25	0,09	0,12
<i>Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню</i>											
K	0,01	0,009	0,01	0,011	0,022	0,011	0,013	0,01	0,015	0,006	0,007
Na	0,504	0,596	0,551	0,559	0,439	0,475	0,518	0,455	0,386	0,345	0,497
Ca	0,513	0,433	0,499	0,431	0,582	0,512	0,507	0,546	0,651	0,711	0,556
Si	2,496	2,578	2,499	2,59	2,447	2,517	2,484	2,456	2,379	2,329	2,449
Al	1,475	1,384	1,458	1,381	1,51	1,446	1,471	1,521	1,579	1,623	1,509
Fe	0,024	0,032	0,035	0,031	0,028	0,043	0,052	0,029	0,023	0,021	0,03
Сума	5,022	5,032	5,052	5,003	5,028	5,004	5,045	5,017	5,033	5,035	5,048
<i>Мінали, мол. %</i>											
Or	1	0,9	0,9	1,1	2,1	1,1	1,3	1,0	1,4	0,6	0,7
Ab	49,1	57,4	52,0	55,8	42,1	47,6	49,9	45,0	36,7	32,5	46,9
An	50	41,7	47,1	43,1	55,8	51,3	48,8	54,0	61,9	66,9	52,5

***Примітка:** зірочкою відмічені аналізи ядерних частин мікролітів.*

Додаток В

Вибіркові мікрозондові аналізи висококальцієвих клінопіроксенів із долеритів РДП.

Зразок	3417-45,3												
Мінерал	Авгіти												
Аналіз	14а	19а	20а	23а	69	90	92	94	96	99	113	115	118
<i>Вміст, ваг. %</i>													
SiO ₂	49,77	51,01	49,47	50,54	50,23	49,3	50,1	51,16	49,96	48,46	50,35	49,74	50,88
TiO ₂	0,74	0,31	0,79	0,57	0,72	0,92	0,72	0,37	0,57	1,04	0,43	0,78	0,56
Al ₂ O ₃	3,68	2,98	2,83	3,78	3,68	3,39	4,47	2,98	3,8	3,19	3,47	3,15	3,4
FeO	10,5	14,74	18,55	11,12	11,03	13,52	9,82	11,36	13,09	17,94	11,08	14,3	13,08
MnO	0,07	0,22	0,25	0,1	0,29	0,19	0,12	0,28	0,02	0,35	0,24	0,16	0,28
MgO	16,86	17,96	14,75	15,84	15,57	14,91	17,02	19,26	15,4	12,74	16,88	14,97	18,42
CaO	18,23	12,78	13,37	17,94	18,49	17,76	17,73	14,44	17	16,28	17,41	16,9	13,37
Na ₂ O	0,14	-	-	0,12	-	-	0,02	0,15	0,16	-	0,14	-	-
<i>Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню</i>													
Na	0,01	-	-	0,009	-	-	0,001	0,011	0,012	-	0,01	-	-
Ca	0,729	0,511	0,547	0,716	0,74	0,719	0,704	0,572	0,684	0,671	0,696	0,684	0,532
Mg	0,938	0,999	0,839	0,88	0,867	0,84	0,94	1,062	0,862	0,731	0,938	0,843	1,02
Mn	0,002	0,007	0,008	0,003	0,009	0,006	0,004	0,009	0,001	0,011	0,008	0,005	0,009
Fe	0,328	0,46	0,592	0,347	0,345	0,428	0,304	0,351	0,411	0,578	0,345	0,452	0,406
Ti	0,021	0,009	0,023	0,016	0,02	0,026	0,02	0,01	0,016	0,03	0,012	0,022	0,016
Al	0,162	0,131	0,128	0,166	0,162	0,151	0,195	0,13	0,168	0,145	0,152	0,14	0,149
Si	1,857	1,904	1,888	1,884	1,877	1,864	1,857	1,893	1,876	1,866	1,878	1,88	1,89
Сума	4,047	4,021	4,025	4,021	4,02	4,034	4,025	4,038	4,03	4,032	4,039	4,026	4,022
<i>Мінали, мол. %</i>													
Wo	36,5	25,8	27,5	36,8	37,7	36,1	36,1	28,7	34,9	33,7	35,0	34,5	27
En	16,5	50,5	42,2	45,2	18,1	21,8	48,2	53,3	44	36,7	17,8	42,5	51,9
Fs	47,0	23,6	30,2	18	44,2	42,1	15,8	18,1	21	29,6	47,2	23	21,1

Зразок	3419-212,5				3420-205,8					3424-287,4					
Мінерал	Авгіти														
Аналіз	29	36	44	45	88	92	99	103	104	36	38	41	44	53	
Вміст, ваг. %															
SiO ₂	51,04	49,58	49,8	49,89	49,28	48,37	48,74	49,43	50,65	50,15	50,23	49,51	49,73	49,86	
TiO ₂	0,58	1,22	0,71	0,53	0,69	0,77	0,68	0,39	0,55	0,59	0,59	0,73	0,58	0,65	
Al ₂ O ₃	3,81	3,82	3,04	3,26	3,36	2,84	2,82	3,75	2,49	4,79	4,38	3	4,8	2,86	
FeO	11,54	15,49	18,61	18,55	18,11	21,74	20,56	22,78	22,42	8,54	10,24	19,53	10,37	18,5	
MnO	0,11	0,23	0,19	0,26	0,23	0,35	0,26	0,56	0,46	0,01	0,13	0,5	0,19	0,26	
MgO	15,93	14,23	13,58	12,33	12,29	11,42	9,65	10,72	10,06	16,2	17,36	11,73	16,27	15,36	
CaO	16,95	15,43	14,07	15,19	16,04	14,52	17,3	12,37	13,38	19,47	16,84	15,01	17,98	12,51	
Na ₂ O	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-	0,25	0,24	-	0,07	-	
Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню															
Na	0,003	-	-	-	-	-	-	-	-	0,018	0,017	-	0,005	-	
Ca	0,675	0,625	0,576	0,623	0,659	0,606	0,723	0,514	0,555	0,772	0,669	0,62	0,717	0,51	
Mg	0,883	0,802	0,773	0,704	0,703	0,663	0,561	0,619	0,581	0,894	0,959	0,674	0,903	0,871	
Mn	0,004	0,007	0,006	0,009	0,007	0,011	0,009	0,018	0,015	-	0,004	0,016	0,006	0,008	
Fe	0,359	0,49	0,594	0,594	0,581	0,708	0,671	0,738	0,726	0,264	0,317	0,629	0,323	0,589	
Ti	0,016	0,035	0,02	0,015	0,02	0,022	0,02	0,011	0,016	0,016	0,016	0,021	0,016	0,019	
Al	0,167	0,17	0,137	0,147	0,152	0,131	0,13	0,171	0,113	0,209	0,191	0,136	0,211	0,128	
Si	1,898	1,875	1,902	1,91	1,891	1,885	1,901	1,915	1,961	1,857	1,861	1,907	1,851	1,897	
Сума	4,005	4,004	4,008	4,002	4,013	4,026	4,015	3,986	3,967	4,03	4,034	4,003	4,032	4,022	
Мінали, мол. %															
Wo	35,1	32,5	29,6	32,3	33,8	30,5	36,8	27,2	29,6	40,0	34,3	32,0	36,8	25,8	
En	46,0	41,7	39,7	36,5	36,1	33,4	28,6	32,8	31,0	46,3	49,2	34,8	46,3	44,0	
Fs	18,9	25,8	30,8	31,2	30,2	36,2	34,6	40,0	39,5	13,7	16,5	33,3	16,9	30,2	

Вибіркові мікрозондові аналізи низькокальцієвих клінопіроксенів із долеритів РДП.

Зразок	3417-45,3									
Мінерал	Піжоніти									
Аналіз	18a	21a	73	77	81	85	86	102	103	111
<i>Вміст, ваг. %</i>										
SiO ₂	52,3	52,4	51,85	51,32	50,36	50,74	50,34	52,13	52,5	52
TiO ₂	0,17	0,18	0,16	0,28	0,26	0,45	0,51	0,34	0,25	0,34
Al ₂ O ₃	1,72	2,05	1,94	1,97	2,36	2,17	1,8	2,22	1,94	2,05
FeO	15,9	17,21	17	17,91	20,79	20	22,67	16,31	16,59	17,94
MnO	0,26	0,37	0,34	0,38	0,35	0,49	0,46	0,3	0,26	0,37
MgO	23,11	22,35	21,97	21,83	20,51	19,19	18,83	22,43	23,29	21,95
CaO	6,4	5,45	6,7	6,16	5,37	6,9	5,36	6,2	5,14	5,35
Na ₂ O	0,14	-	0,04	0,14	-	0,06	0,03	0,08	0,03	-
<i>Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню</i>										
Na	0,01	-	0,003	0,01	-	0,005	0,002	0,006	0,002	-
Ca	0,253	0,216	0,266	0,246	0,217	0,279	0,218	0,245	0,203	0,212
Mg	1,269	1,23	1,214	1,212	1,152	1,078	1,067	1,233	1,277	1,213
Mn	0,008	0,012	0,011	0,012	0,011	0,016	0,015	0,009	0,008	0,012
Fe	0,49	0,531	0,527	0,558	0,655	0,63	0,721	0,503	0,51	0,556
Ti	0,005	0,005	0,004	0,008	0,007	0,013	0,015	0,01	0,007	0,01
Al	0,075	0,089	0,085	0,086	0,105	0,096	0,081	0,097	0,084	0,09
Si	1,927	1,934	1,922	1,911	1,897	1,912	1,914	1,922	1,931	1,927
Сума	4,037	4,017	4,032	4,043	4,044	4,029	4,033	4,025	4,022	4,02
<i>Мінали, мол. %</i>										
Wo	12,5	10,9	13,2	12,1	10,7	13,9	10,8	12,3	10,2	10,6
En	62,8	27,3	60,2	59,8	56,6	53,8	52,8	62	63,9	60,9
Fs	24,7	61,8	26,7	28,1	32,7	32,3	36,4	25,7	25,9	28,5

Зразок	3419-212,5					3420-205,8			3424-287,4
Мінерал	Піжоніти								
Аналіз	31	35	39	40	42	100	101	102	46
Вміст, ваг. %									
SiO ₂	50,66	51,1	52,68	52,19	50,77	50,56	51,55	49,49	50,45
TiO ₂	0,58	0,5	0,46	0,14	0,25	0,48	0,17	0,95	0,41
Al ₂ O ₃	2,7	2,6	1,9	1,93	2,21	2,38	1,94	2,64	2,82
FeO	19,48	19,89	15,95	19,15	23,13	20,71	22,62	25,48	19,51
MnO	0,33	0,27	0,31	0,31	0,48	0,33	0,6	0,76	0,26
MgO	18,79	20,43	24,41	22,05	18,54	19,56	17,16	15,06	20,8
CaO	7,35	5,2	4,07	4,23	4,57	5,98	5,96	5,61	5,73
Na ₂ O	0,1	-	0,22	-	0,05	-	-	-	0,02
Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню									
Na	0,007	-	0,015	-	0,004	-	-	-	0,001
Ca	0,296	0,208	0,16	0,168	0,186	0,241	0,242	0,232	0,23
Mg	1,054	1,139	1,331	1,22	1,049	1,099	0,97	0,866	1,161
Mn	0,011	0,009	0,01	0,01	0,015	0,011	0,019	0,025	0,008
Fe	0,613	0,622	0,488	0,594	0,734	0,653	0,717	0,822	0,611
Ti	0,016	0,014	0,013	0,004	0,007	0,014	0,005	0,028	0,011
Al	0,12	0,115	0,082	0,084	0,099	0,106	0,087	0,12	0,125
Si	1,905	1,911	1,928	1,937	1,926	1,905	1,955	1,91	1,889
Сума	4,022	4,018	4,027	4,017	4,02	4,029	3,995	4,003	4,036
Мінали, мол. %									
Wo	15,0	10,5	8,0	8,4	9,4	12,0	12,4	11,9	11,4
En	53,4	57,6	66,9	61,2	52,9	54,8	49,8	44,5	57,8
Fs	31,6	31,9	25,0	30,3	37,8	33,1	37,8	43,5	30,8

Зразок	3417-45,3								
Мінерал	Субкальцієві авгіти								
Аналіз	16a	67	70	74	75	78	93	98	105
<i>Вміст, ваг. %</i>									
SiO ₂	51,67	49,94	51,54	51,37	51,34	51,41	51,08	50,33	51,81
TiO ₂	0,24	0,61	0,5	0,46	0,4	0,49	0,66	0,51	0,27
Al ₂ O ₃	2,54	2,75	2,65	2,61	2,65	2,83	3,34	2,68	2,99
FeO	15,82	15,44	15,16	16,43	16,2	14,81	12,92	18,43	14,76
MnO	0,29	0,27	0,38	0,32	0,33	0,24	0,23	0,32	0,4
MgO	21,26	19,51	19,89	20,88	20,14	21,19	19,73	19,34	21,37
CaO	8,16	11,48	9,89	7,79	8,86	8,85	12,05	8,14	8,39
Na ₂ O	0,02	-	-	0,13	0,08	0,17	-	0,25	-
<i>Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню</i>									
Na	0,001	-	-	0,009	0,006	0,012	-	0,018	-
Ca	0,324	0,461	0,393	0,31	0,353	0,35	0,477	0,328	0,331
Mg	1,173	1,089	1,1	1,155	1,116	1,167	1,087	1,083	1,174
Mn	0,009	0,009	0,012	0,01	0,01	0,008	0,007	0,01	0,012
Fe	0,49	0,484	0,47	0,51	0,504	0,458	0,399	0,579	0,455
Ti	0,007	0,017	0,014	0,013	0,011	0,014	0,018	0,014	0,008
Al	0,111	0,122	0,116	0,114	0,116	0,123	0,146	0,119	0,13
Si	1,912	1,871	1,912	1,907	1,909	1,9	1,887	1,892	1,909
Сума	4,027	4,053	4,017	4,028	4,025	4,032	4,021	4,043	4,019
<i>Мінали, мол. %</i>									
Wo	16,2	22,6	19,9	15,6	17,8	17,7	24,2	16,4	16,8
En	58,8	53,3	55,7	58,2	56,3	58,9	55,2	54,2	59,5
Fs	25	24,1	24,4	26,2	25,9	23,5	20,6	29,5	23,7

Зразок	3419-212,5					3420-205,8					3424-287,4				
Мінерал	Субкальційові авгіти														
Аналіз	33	34	38	41	89	90	95	96	98	45	47	48	51	54	
Вміст, ваг. %															
SiO ₂	50,62	50,13	50,45	49,79	50,3	49,73	49,73	49,97	49,01	51,11	51,86	50,89	52,07	52,31	
TiO ₂	0,47	0,57	0,55	0,58	0,58	0,7	0,72	0,9	0,67	0,54	0,33	0,61	0,18	0,04	
Al ₂ O ₃	3,19	3,62	2,96	2,68	2,39	2,72	3,06	2,96	2,77	2,93	2,9	2,89	2,3	2,95	
FeO	17,83	17,54	18,46	21,74	21,35	19,33	18,36	19,52	22,65	17,57	16,04	16,42	15,09	24	
MnO	0,4	0,15	0,48	0,42	0,38	0,26	0,46	0,28	0,36	0,26	0,39	0,34	0,3	0,55	
MgO	19,66	18,11	18,13	16,78	17,31	16,57	16,45	16,38	13,19	19,55	19,88	18,25	21,23	11,46	
CaO	7,83	9,87	8,97	8,03	7,69	10,7	11,22	9,99	11,35	8,01	8,6	10,46	8,67	8,64	
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03	-	0,15	0,15	0,05	
Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню															
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,002	-	0,011	0,011	0,004	
Ca	0,313	0,397	0,362	0,328	0,313	0,436	0,456	0,406	0,471	0,32	0,342	0,419	0,343	0,354	
Mg	1,095	1,013	1,017	0,954	0,98	0,939	0,93	0,926	0,761	1,087	1,098	1,018	1,169	0,654	
Mn	0,013	0,005	0,015	0,014	0,012	0,008	0,015	0,009	0,012	0,008	0,012	0,011	0,009	0,018	
Fe	0,557	0,55	0,581	0,693	0,678	0,614	0,582	0,619	0,733	0,548	0,497	0,514	0,466	0,768	
Ti	0,013	0,016	0,016	0,017	0,017	0,02	0,021	0,026	0,02	0,015	0,009	0,017	0,005	0,001	
Al	0,141	0,16	0,131	0,121	0,107	0,122	0,137	0,132	0,127	0,129	0,126	0,127	0,1	0,133	
Si	1,892	1,881	1,899	1,899	1,911	1,89	1,886	1,895	1,897	1,906	1,922	1,904	1,923	2,001	
Сума	4,024	4,022	4,021	4,026	4,018	4,029	4,027	4,013	4,021	4,015	4,006	4,021	4,026	3,933	
Мінали, мол. %															
Wo	15,8	20,2	18,3	16,5	15,8	21,8	23,0	20,7	23,8	16,3	17,5	21,4	17,3	19,7	
En	55,4	51,6	51,5	48,0	49,4	47,0	46,9	47,2	38,5	55,4	56,3	51,9	58,8	36,5	
Fs	28,8	28,2	30,2	35,5	34,8	31,1	30,1	32,0	37,7	28,3	26,1	26,8	23,9	43,8	

Вибіркові мікрозондові аналізи олівінів із долеритів РДП.

Зразок	3417-45,3									
Аналіз	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
<i>Вміст, ваг. %</i>										
SiO₂	36,17	36,31	36,26	36,66	33,96	34,74	33,59	34,57	34,12	34,53
FeO*	30,31	30,65	29,03	27,69	43,81	40,29	46,99	46,72	46,48	45,85
MnO	0,29	0,26	0,44	0,28	0,39	0,29	0,71	0,57	0,58	0,57
MgO	33,12	32,54	34,07	35,21	21,7	24,52	18,56	17,98	18,58	18,88
CaO	0,1	0,24	0,2	0,17	0,14	0,16	0,16	0,17	0,23	0,17
<i>Формульні коефіцієнти на 4 атоми кисню</i>										
Mg	1,34	1,318	1,371	1,406	0,942	1,043	0,82	0,79	0,817	0,826
Fe	0,688	0,696	0,655	0,62	1,067	0,962	1,165	1,152	1,147	1,126
Mn	0,007	0,006	0,01	0,006	0,01	0,007	0,018	0,014	0,015	0,014
Ca	0,003	0,007	0,006	0,005	0,004	0,005	0,005	0,005	0,007	0,005
Si	0,981	0,986	0,979	0,982	0,989	0,992	0,996	1,019	1,007	1,014
Сума	3,019	3,013	3,021	3,019	3,012	3,009	3,004	2,98	2,993	2,985
<i>Мінали, мол. %</i>										
Fo	65,8	65,0	67,1	69,0	46,6	51,7	40,8	40,3	41,1	41,9
Fa	34,1	34,6	32,6	30,7	53,2	48,0	58,9	59,5	58,5	57,8
La	0,1	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,4	0,3

Зразок	3419-212,5					
Аналіз	48	49	50	54	55	56
<i>Вміст, ваг. %</i>						
SiO₂	37,37	36,17	35,92	37,09	37,1	35,52
FeO*	22,25	29,65	34,38	24,06	26,41	36,59
MnO	0,17	0,33	0,25	0,4	0,25	0,32
MgO	40,05	33,58	29,14	38,32	36,07	27,37
CaO	0,16	0,27	0,32	0,13	0,17	0,21
<i>Формульні коефіцієнти на 4 атоми кисню</i>						
Mg	1,557	1,355	1,202	1,504	1,430	1,142
Fe	0,485	0,671	0,795	0,530	0,587	0,856
Mn	0,004	0,008	0,006	0,009	0,006	0,008
Ca	0,005	0,008	0,009	0,004	0,005	0,006
Si	0,975	0,979	0,994	0,977	0,986	0,994
Сума	3,026	3,021	3,006	3,024	3,014	3,006
<i>Мінали, мол. %</i>						
Fo	75,9	66,4	59,7	73,5	70,5	56,8
Fa	23,8	33,3	39,8	26,3	29,2	42,9
La	0,2	0,4	0,4	0,2	0,2	0,3

Вибіркові мікрозондові аналізи ільменітів із долеритів РДП.

Зразок	3417-45,3												
Аналіз	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	55	56
<i>Вміст, ваг. %</i>													
TiO₂	48	49,54	46	46,1	48,71	47,58	50,35	47,65	48,96	48,65	49,59	46,09	50,25
FeO	50,95	48,85	52,19	51,07	49,77	51,16	47,9	50,62	49,5	49,9	49,37	52,55	48,95
MnO	0,57	0,56	0,66	0,52	0,64	0,53	0,81	0,59	0,74	0,55	0,47	0,13	0,39
MgO	0,01	0,34	0,17	0,83	0,22	0,05	0,26	0,25	0,16	-	0,06	0,13	-
<i>Формульні коефіцієнти на 3 атоми кисню</i>													
Fe²⁺	0,901	0,918	0,854	0,832	0,902	0,890	0,931	0,885	0,912	0,919	0,932	0,869	0,950
Mn	0,013	0,012	0,014	0,012	0,014	0,012	0,018	0,013	0,016	0,012	0,010	0,003	0,008
Mg	0,000	0,013	0,007	0,032	0,009	0,002	0,010	0,010	0,006	-	0,002	0,005	-
Ti	0,912	0,943	0,875	0,877	0,926	0,905	0,959	0,907	0,932	0,929	0,944	0,879	0,956
Fe³⁺	0,175	0,115	0,250	0,247	0,149	0,192	0,083	0,186	0,135	0,141	0,112	0,245	0,086
<i>Мінали, мол. %</i>													
Ilm	90,0	91,8	85,4	83,3	90,3	89,1	93,1	88,5	91,1	91,8	93,2	87,0	94,9
Hem	8,7	5,7	12,5	12,4	7,5	9,6	4,1	9,3	6,7	7,0	5,6	12,2	4,3
Gk	0,0	1,3	0,7	3,2	0,9	0,2	1,0	1,0	0,6	0,0	0,2	0,5	0,0
Py	1,3	1,2	1,4	1,2	1,4	1,2	1,8	1,3	1,6	1,2	1,0	0,3	0,8

Зразок	3420-205,8				
Аналіз	105	106	107	108	109
<i>Вміст, ваг. %</i>					
TiO₂	42,14	40,81	38,53	42,9	37,9
FeO	47,92	50,46	54,46	49,96	43,22
MnO	3,29	3,06	2,77	2,68	2,67
MgO	0,99	0,87	0,25	0,37	3,9
<i>Формульні коефіцієнти на 3 атоми кисню</i>					
Fe²⁺	0,720	0,699	0,678	0,769	0,562
Mn	0,074	0,067	0,060	0,059	0,062
Mg	0,039	0,034	0,010	0,014	0,160
Ti	0,834	0,800	0,751	0,840	0,784
Fe³⁺	0,334	0,400	0,500	0,318	0,432
<i>Мінали, мол. %</i>					
Ilm	72,0	69,9	67,9	76,8	56,2
Hem	16,7	20,0	25,0	15,9	21,6
Gk	3,9	3,4	1,0	1,4	16,0
Py	7,4	6,7	6,0	5,9	6,2

Вибіркові мікрозондові аналізи титаномagnetитів із долеритів РДП.

Зразок	3417-45,3						3420-205,8			
Аналіз	57	58	59	60	61	62	110	111	112	113
<i>Вміст, ваг. %</i>										
TiO₂	10,25	8,09	14,49	13,69	12,9	14,13	11,37	21,13	7,75	12,71
FeO	88,25	89,95	83,88	84,77	84,94	83,08	84,51	76,08	88,18	76,72
MnO	0,13	-	-	-	0,15	0,09	0,55	1,46	0,33	0,65
MgO	0,07	-	-	-	0,01	0,53	0,82	-	0,6	3,91
<i>Формульні коефіцієнти на 4 атоми кисню</i>										
Fe²⁺	1,2732	1,2233	1,4033	1,3821	1,3536	1,3641	1,2537	1,5449	1,1745	1,1201
Mn	0,0041	-	-	-	0,0050	0,0025	0,0174	0,0458	0,0105	0,0210
Mg	0,0041	-	-	-	0,0008	0,0289	0,0456	-	0,0330	0,2183
Ti	0,2831	0,2249	0,4033	0,3804	0,3595	0,3938	0,3167	0,5907	0,2164	0,3577
Fe³⁺	1,4354	1,5519	1,1934	1,2375	1,2811	1,2107	1,3665	0,8187	1,5657	1,2830
<i>Мінали, мол. %</i>										
Usp	27,9	22,5	40,3	38,1	35,7	37,9	28,8	58,1	19,6	24,1
Mt	71,9	77,5	0,6	61,9	64,2	60,7	68,9	41,9	78,8	64,9

Вибіркові мікрозондові аналізи плагіоклазів із габро-долеритів НДП.

Зразок	6184-171											
Аналіз	1*	5	6	8	10	11	12	13	15	16*	18	19 ^к
<i>Вміст, ваг. %</i>												
SiO₂	50,59	50,98	55,08	56,85	51,03	56,85	58,26	54,31	52,54	51,11	51,98	58,52
Al₂O₃	31,71	30,96	28,45	27,22	30,84	26,37	26	28,78	30,19	31,3	29,65	26,56
FeO*	0,42	0,98	0,5	0,97	0,32	0,85	1,09	0,46	0,88	0,41	0,62	0,69
CaO	13,76	13,14	9,76	8,31	13,18	8,79	6,4	9,77	11,33	12,82	12,49	5,43
Na₂O	3,3	3,77	5,67	6,29	4,19	6,9	7,9	6,02	4,93	3,9	4,93	7,03
K₂O	0,23	0,19	0,55	0,36	0,44	0,24	0,35	0,67	0,13	0,46	0,33	1,77
<i>Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню</i>												
K	0,013	0,011	0,031	0,021	0,026	0,014	0,020	0,039	0,008	0,027	0,019	0,101
Na	0,291	0,333	0,496	0,549	0,371	0,604	0,688	0,529	0,434	0,344	0,436	0,611
Ca	0,671	0,642	0,472	0,400	0,644	0,425	0,308	0,474	0,551	0,625	0,611	0,261
Si	2,304	2,326	2,487	2,557	2,329	2,566	2,616	2,460	2,386	2,327	2,373	2,625
Al	1,702	1,664	1,514	1,443	1,659	1,402	1,376	1,537	1,616	1,680	1,595	1,404
Fe	0,016	0,037	0,019	0,036	0,012	0,032	0,041	0,017	0,033	0,016	0,024	0,026
Сума	4,997	5,013	5,019	5,006	5,041	5,043	5,049	5,056	5,028	5,019	5,058	5,028
<i>Мінали, мол. %</i>												
Or	1,3	1,1	3,1	2,2	2,5	1,3	2,0	3,7	0,8	2,7	1,8	10,4
An	68,8	65,1	47,2	41,2	61,9	40,7	30,3	45,5	55,5	62,8	57,3	26,8
Ab	29,8	33,8	49,6	56,6	35,6	57,9	67,7	50,8	43,7	34,5	40,9	62,8

Примітка: зірочкою відмічені аналізи ядерних частин зерен плагіоклазів, літерою к – периферійні розкислені зони плагіоклазів.

Зразок	6184-171											
Аналіз	20^к	21	22	24	25	26	28	36*	37	39	40	41
<i>Вміст, ваг. %</i>												
SiO₂	59,59	51,01	50,87	50,58	50,68	52,25	51,01	50,05	52,52	53,53	54,98	57,35
Al₂O₃	25,79	31,28	31,55	32,05	31,15	30,3	31,28	31,9	30,25	28,27	28,35	26,4
FeO*	0,58	0,54	0,48	0,79	1,4	0,6	0,54	0,55	0,49	2,64	1,26	0,74
CaO	5,23	13,68	13,04	12,12	13,44	12,34	13,68	14,14	12,39	10,02	9,27	7,48
Na₂O	8,03	3,12	3,67	3,19	3,02	4,21	3,12	3,18	3,85	5,21	5,32	6,85
K₂O	0,78	0,37	0,4	1,28	0,32	0,31	0,37	0,18	0,5	0,33	0,82	1,17
<i>Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню</i>												
K	0,045	0,021	0,023	0,075	0,019	0,018	0,021	0,010	0,029	0,019	0,047	0,067
Na	0,695	0,275	0,324	0,282	0,267	0,371	0,275	0,281	0,339	0,461	0,467	0,599
Ca	0,250	0,667	0,636	0,592	0,658	0,601	0,667	0,691	0,602	0,490	0,450	0,361
Si	2,661	2,323	2,316	2,307	2,315	2,374	2,323	2,284	2,384	2,444	2,489	2,586
Al	1,357	1,679	1,693	1,723	1,677	1,623	1,679	1,716	1,618	1,521	1,512	1,403
Fe	0,022	0,021	0,018	0,030	0,054	0,023	0,021	0,021	0,019	0,101	0,048	0,028
Сума	5,030	4,986	5,010	5,009	4,990	5,010	4,986	5,003	4,991	5,036	5,013	5,044
<i>Мінали, мол. %</i>												
Or	4,5	2,2	2,3	7,9	2,0	1,8	2,2	1,0	3,0	2,0	4,9	6,5
An	25,3	69,3	64,7	62,4	69,7	60,7	69,3	70,4	62,1	50,5	46,7	35,2
Ab	70,2	28,6	33,0	29,7	28,3	37,5	28,6	28,6	34,9	47,5	48,4	58,3

Примітка: зірочкою відмічені аналізи ядерних частин зерен плагіоклазів, літерою к – периферійні розкислені зони плагіоклазів.

Зразок	6184-175						6188-354					
Аналіз	25 ^к	26	27*	28*	39	42	5 ^к	8*	15	16	20	24*
<i>Вміст, ваг. %</i>												
SiO₂	57,54	57,84	50,68	50,49	56,46	54,94	59,37	51,03	56,02	54,06	54,21	50,98
Al₂O₃	24,43	24,92	31,82	31,72	27,19	28,45	24,99	30,92	27,03	27,38	29,06	31,53
FeO*	1,56	1,28	0,45	0,53	0,6	0,63	0,63	0,4	0,93	3,04	0,57	0,5
CaO	6,43	7,3	13,12	13,69	8,58	10,33	5,38	14,2	8,08	9,58	11,13	13,55
Na₂O	8,53	7,44	3,63	3,37	6,79	5,38	8,77	3,25	7,29	5,67	4,8	3,26
K₂O	1,51	1,22	0,29	0,19	0,37	0,28	0,85	0,2	0,65	0,27	0,23	0,17
<i>Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню</i>												
K	0,088	0,071	0,017	0,011	0,021	0,016	0,049	0,011	0,038	0,016	0,013	0,010
Na	0,753	0,653	0,321	0,298	0,594	0,471	0,763	0,287	0,640	0,503	0,420	0,287
Ca	0,314	0,354	0,640	0,668	0,414	0,500	0,259	0,693	0,392	0,469	0,539	0,660
Si	2,620	2,620	2,307	2,301	2,545	2,481	2,665	2,325	2,536	2,471	2,450	2,319
Al	1,311	1,330	1,707	1,704	1,444	1,514	1,322	1,661	1,442	1,475	1,548	1,690
Fe	0,059	0,048	0,017	0,020	0,023	0,024	0,024	0,015	0,035	0,116	0,021	0,019
Сума	5,145	5,076	5,009	5,002	5,041	5,006	5,082	4,992	5,083	5,050	4,991	4,985
<i>Мінали, мол. %</i>												
Or	7,6	6,6	1,7	1,1	2,0	1,6	4,6	1,1	3,6	1,6	1,3	1,0
An	27,2	32,8	65,4	68,4	40,2	50,7	24,2	69,9	36,6	47,5	55,5	69,0
Ab	65,2	60,6	32,8	30,5	57,7	47,7	71,2	29,0	59,8	50,9	43,2	30,0

Примітка: зірочкою відмічені аналізи ядерних частин зерен плагіоклазів, літерою к – периферійні розкислені зони плагіоклазів.

Зразок	6186-46										
Аналіз	1*	2*	4	7	8	9*	11*	12	13	14	15
<i>Вміст, ваг. %</i>											
SiO₂	50,2	49,98	49,8	55,52	55,08	50,06	50	52,73	56,55	56,19	54,89
Al₂O₃	31,44	31,7	31,06	26,84	28,3	31,6	31,72	29,58	27,28	27,01	27,69
FeO*	0,6	0,45	0,3	2,64	0,66	0,42	0,35	0,37	0,58	0,98	1,14
CaO	13,99	14,7	15,3	9,97	10,11	14,59	15,13	12,75	8,8	9,23	9,95
Na₂O	3,22	2,9	3,14	4,83	5,44	3,06	2,6	4,14	5,93	5,96	6,02
K₂O	0,55	0,28	0,35	0,2	0,42	0,27	0,19	0,44	0,87	0,63	0,31
<i>Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню</i>											
K	0,032	0,016	0,020	0,011	0,024	0,016	0,011	0,026	0,050	0,036	0,018
Na	0,286	0,257	0,279	0,425	0,477	0,271	0,230	0,365	0,518	0,522	0,529
Ca	0,685	0,719	0,751	0,485	0,489	0,714	0,740	0,621	0,425	0,447	0,483
Si	2,295	2,283	2,286	2,521	2,488	2,287	2,283	2,397	2,548	2,539	2,490
Al	1,695	1,707	1,678	1,436	1,507	1,701	1,707	1,584	1,449	1,439	1,480
Fe	0,023	0,017	0,012	0,100	0,025	0,016	0,013	0,014	0,022	0,037	0,043
Сума	5,016	4,999	5,026	4,978	5,010	5,005	4,984	5,007	5,012	5,020	5,043
<i>Мінали, мол. %</i>											
Or	3,2	1,6	1,9	1,2	2,4	1,6	1,1	2,6	5,0	3,6	1,7
An	68,3	72,5	71,5	52,7	49,4	71,3	75,4	61,4	42,8	44,5	46,9
Ab	28,5	25,9	26,6	46,1	48,2	27,1	23,4	36,1	52,2	51,9	51,4

***Примітка:** зірочкою відмічені аналізи ядерних частин зерен плагіоклазів.*

Зразок	6193-220									
Аналіз	11	12	13	14	15^к	16	17	18	19	20
<i>Вміст, ваг. %</i>										
SiO₂	52,15	51,52	51,25	57,91	62,51	51,15	50,74	51,68	54,21	54,83
Al₂O₃	30,61	30,71	30,62	26,68	23,56	31,03	31,47	30,46	28,47	28,07
FeO*	0,36	0,66	0,56	0,54	0,13	0,37	0,5	0,78	0,92	0,7
CaO	12,55	12,49	12,57	7,76	3,67	13,53	13,03	13,13	10,29	9,99
Na₂O	4,09	4,34	4,66	6,48	9,92	3,68	3,99	3,76	5,81	5,79
K₂O	0,25	0,28	0,34	0,63	0,21	0,24	0,27	0,19	0,3	0,62
<i>Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню</i>										
K	0,015	0,016	0,020	0,036	0,012	0,014	0,016	0,011	0,017	0,036
Na	0,360	0,383	0,412	0,564	0,853	0,325	0,353	0,332	0,511	0,508
Ca	0,610	0,609	0,615	0,373	0,174	0,660	0,636	0,640	0,500	0,485
Si	2,367	2,347	2,339	2,596	2,771	2,329	2,313	2,353	2,459	2,484
Al	1,637	1,648	1,647	1,410	1,231	1,665	1,690	1,634	1,522	1,499
Fe	0,014	0,025	0,021	0,020	0,005	0,014	0,019	0,030	0,035	0,026
Сума	5,003	5,028	5,054	4,999	5,046	5,007	5,027	5,000	5,044	5,038
<i>Мінали, мол. %</i>										
Or	1,5	1,6	1,9	3,7	1,2	1,4	1,6	1,1	1,7	3,5
An	61,9	60,4	58,7	38,3	16,7	66,1	63,3	65,1	48,6	47,1
Ab	36,5	38,0	39,4	58,0	82,1	32,5	35,1	33,8	49,7	49,4

***Примітка:** літерою к відмічені периферійні розкислені зони плагіоклазів.*

Додаток И

Вибіркові мікрозондові аналізи висококальцієвих клінопіроксенів із габро-долеритів НДП.

Зразок	6184-171								6184-175				
Мінерал	Авгіти												
Аналіз	88	93	97	98	125	130	136	158	46	52	55	56	60
Вміст, ваг. %													
SiO ₂	49,29	49,93	47,57	49,62	48,72	48,88	48,21	49,45	49,26	48,29	49,41	48,89	47,35
TiO ₂	1,02	0,86	0,68	0,78	0,57	0,98	1,13	0,78	0,83	0,69	0,94	1,02	0,75
Al ₂ O ₃	3,87	3,05	2,33	3,03	2,48	2,6	4,06	2,6	3,63	2,52	3,59	3,5	1,68
FeO	11,29	12,49	19,47	15,05	18,85	16,31	10,59	18,24	12,35	18,25	12,19	13,13	19,52
MnO	0,1	0,28	0,35	0,36	-	-	-	-	0,31	0,44	0,16	0,27	0,35
MgO	15,62	16,31	15,27	16,06	11,82	15,27	14,9	16,26	14,99	15,02	16,25	17,27	10,73
CaO	18,81	16,99	14,34	15	17,55	15,96	21,12	12,68	18,51	14,57	17,45	15,94	19,5
Na ₂ O	-	0,09	-	0,1	-	-	-	-	0,13	0,23	-	-	-
Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню													
Na	-	0,007	-	0,007	-	-	-	-	0,01	0,017	-	-	-
Ca	0,756	0,683	0,595	0,607	0,729	0,652	0,854	0,517	0,748	0,601	0,702	0,642	0,823
Mg	0,874	0,913	0,881	0,905	0,683	0,868	0,838	0,922	0,843	0,862	0,909	0,968	0,63
Mn	0,003	0,009	0,011	0,012	-	-	-	-	0,01	0,014	0,005	0,009	0,012
Fe	0,354	0,392	0,63	0,476	0,611	0,52	0,334	0,58	0,39	0,587	0,383	0,413	0,643
Ti	0,029	0,024	0,02	0,022	0,017	0,028	0,032	0,022	0,024	0,02	0,027	0,029	0,022
Al	0,171	0,135	0,107	0,135	0,113	0,117	0,18	0,117	0,161	0,114	0,159	0,155	0,078
Si	1,849	1,874	1,841	1,875	1,888	1,864	1,819	1,881	1,858	1,858	1,855	1,839	1,864
Сума	4,036	4,037	4,085	4,039	4,041	4,049	4,057	4,039	4,044	4,073	4,04	4,055	4,072
Мінали, мол. %													
Wo	38,0	34,2	28,1	30,4	36,0	32,0	42,2	25,6	37,6	29,1	35,1	31,6	39,0
En	44,0	45,7	41,6	45,3	33,8	42,5	41,4	45,7	42,3	41,8	45,5	47,6	29,9
Fs	18,0	20,1	30,3	24,4	30,2	25,5	16,5	28,7	20,1	29,1	19,4	20,8	31,1

Зразок	6186-46				6188-354					6193-220				
Мінерал	Авгіти													
Аналіз	80	84	95	102	59	60	63	64	82	72	73	89	92	94
Вміст, ваг. %														
SiO ₂	48,37	48,02	49,51	49,88	48,57	49,21	50,61	49,77	48,16	48,73	48,38	48,37	47,99	47,75
TiO ₂	1,07	0,57	1,12	0,74	0,56	0,82	0,28	0,75	0,63	0,93	1,15	0,86	0,74	0,94
Al ₂ O ₃	3	2,25	3,06	2,35	1,85	2,38	2,57	3,07	2,75	3,63	3,36	4,11	3,46	2,93
FeO	16,64	20,26	13,4	17,28	18,99	15,9	14,59	14,45	18,74	13,84	14,98	12,13	18,75	20,92
MnO	0,26	0,42	0,18	0,38	0,31	0,19	0,23	0,21	0,51	0,12	0,18	0,25	0,34	0,33
MgO	14,23	9,68	15,21	16,21	10,58	15,59	18,69	17,27	11,98	14,4	14,28	14,75	12,75	13,28
CaO	16,44	18,79	17,46	13,17	19,14	15,92	12,86	14,43	17,24	18,35	17,52	19,39	15,97	13,84
Na ₂ O	-	-	0,06	-	-	-	0,16	0,05	-	-	0,14	0,13	-	-
Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню														
Na	-	-	0,005	-	-	-	0,012	0,004	-	-	0,011	0,01	-	-
Ca	0,675	0,791	0,706	0,536	0,801	0,649	0,515	0,581	0,717	0,746	0,716	0,786	0,661	0,576
Mg	0,813	0,567	0,856	0,917	0,616	0,885	1,042	0,968	0,693	0,815	0,812	0,832	0,734	0,769
Mn	0,009	0,014	0,006	0,012	0,01	0,006	0,007	0,007	0,017	0,004	0,006	0,008	0,011	0,011
Fe	0,533	0,666	0,423	0,548	0,62	0,506	0,457	0,454	0,608	0,439	0,478	0,384	0,606	0,68
Ti	0,031	0,017	0,032	0,021	0,016	0,024	0,008	0,021	0,018	0,026	0,033	0,025	0,022	0,028
Al	0,135	0,104	0,136	0,105	0,085	0,107	0,113	0,136	0,126	0,162	0,151	0,183	0,157	0,134
Si	1,853	1,886	1,869	1,893	1,896	1,873	1,893	1,871	1,869	1,85	1,845	1,83	1,854	1,854
Сума	4,049	4,045	4,033	4,032	4,044	4,05	4,047	4,042	4,048	4,042	4,052	4,058	4,045	4,052
Мінали, мол. %														
Wo	33,3	38,8	35,5	26,6	39,1	31,7	25,5	28,9	35,2	37,2	35,6	39,1	32,9	28,3
En	40,0	27,8	43,0	45,6	30,1	43,3	51,6	48,2	34,1	40,7	40,4	41,4	36,5	37,8
Fs	26,7	33,4	21,5	27,8	30,8	25,0	23,0	22,9	30,7	22,1	24,1	19,5	30,7	33,9

Додаток І

Вибіркові мікрозондові аналізи низькокальцієвих клінопіроксенів із габро-долеритів НДП.

Зразок	6184-171				6184-175	6186-46		6188-354			6193-220
Мінерал	Піжоніти										
Аналіз	108	145	146	149	50	90	92	68	69	78	83
Вміст, ваг. %											
SiO ₂	50,36	49,88	49,76	50,23	48,95	50,24	50,42	50,39	50,75	49,8	49,92
TiO ₂	0,28	0,42	0,63	0,76	1,12	0,49	0,62	0,57	0,35	0,47	0,51
Al ₂ O ₃	1,44	1,66	1,95	2,53	2,22	1,84	1,9	2,49	1,99	2,03	3,01
FeO	28,98	24,42	25,3	21,75	20,91	21,11	20,62	20,99	19,62	21,89	19,77
MnO	-	-	-	-	0,45	0,43	0,36	0,33	0,44	0,35	0,26
MgO	15,61	17,9	17,22	17,91	17,55	20,17	19,89	17,99	19,71	18,18	20,18
CaO	3,33	5,72	5,14	6,81	8,79	5,7	6,19	7,23	7,15	7,28	6,35
Na ₂ O	-	-	-	-	-	0,03	-	-	-	-	-
Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню											
Na	-	-	-	-	-	0,002	-	-	-	-	-
Ca	0,138	0,235	0,212	0,277	0,36	0,231	0,25	0,293	0,288	0,297	0,256
Mg	0,902	1,023	0,986	1,012	1	1,137	1,119	1,016	1,106	1,033	1,131
Mn	-	-	-	-	0,014	0,014	0,012	0,011	0,014	0,011	0,008
Fe	0,94	0,783	0,812	0,69	0,668	0,667	0,651	0,665	0,618	0,698	0,622
Ti	0,008	0,012	0,018	0,022	0,032	0,014	0,018	0,016	0,01	0,014	0,014
Al	0,066	0,075	0,088	0,113	0,1	0,082	0,084	0,111	0,088	0,091	0,133
Si	1,952	1,912	1,911	1,904	1,871	1,9	1,903	1,908	1,911	1,898	1,877
Сума	4,006	4,04	4,027	4,018	4,045	4,047	4,037	4,02	4,035	4,042	4,041
Мінали, мол. %											
Wo	7,0	11,5	10,5	14,0	17,6	11,3	12,3	14,8	14,2	14,6	12,7
En	45,6	50,1	49,1	51,1	49,0	55,5	55,1	51,2	54,6	50,7	56,1
Fs	47,5	38,4	40,4	34,9	33,4	33,2	32,6	34,1	31,2	34,8	31,2

Зразок	6184-171						6184-175	6186-46			
Мінерал	Субкальцієві авгіти										
Аналіз	101	104	118	129	134	156	51	89	91	99	105
Вміст, ваг. %											
SiO ₂	49,1	50,61	46,34	50,54	49,57	49,73	49,27	50,05	50,12	49,65	49,75
TiO ₂	0,77	0,6	0,95	0,41	0,88	0,51	0,73	0,87	0,78	0,92	0,76
Al ₂ O ₃	3,15	2,01	5,67	2,6	5,13	2,09	2,03	2,65	2,45	2,28	2,9
FeO	20,76	19,32	26,99	15,83	20,61	23	22,42	17,51	18,52	20,52	16,93
MnO	-	-	-	-	-	-	0,58	0,34	0,46	0,31	0,34
MgO	17,42	19,22	10,32	18,86	13	17,19	18,56	17,39	17,86	18,77	18,09
CaO	8,8	8,23	9,72	11,76	10,8	7,48	6,4	11,18	9,81	7,55	11,23
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню											
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,359	0,332	0,41	0,472	0,44	0,307	0,262	0,452	0,397	0,307	0,454
Mg	0,988	1,079	0,605	1,053	0,737	0,981	1,057	0,979	1,006	1,061	1,016
Mn	-	-	-	-	-	-	0,019	0,011	0,015	0,01	0,011
Fe	0,661	0,609	0,888	0,496	0,656	0,736	0,717	0,553	0,585	0,651	0,533
Ti	0,022	0,017	0,028	0,011	0,025	0,015	0,021	0,025	0,022	0,026	0,022
Al	0,141	0,089	0,263	0,115	0,23	0,094	0,091	0,118	0,109	0,102	0,129
Si	1,868	1,906	1,823	1,892	1,886	1,903	1,883	1,889	1,894	1,883	1,875
Сума	4,039	4,032	4,017	4,039	3,974	4,036	4,05	4,027	4,028	4,04	4,04
Мінали, мол. %											
Wo	17,9	16,4	21,5	23,4	24,0	15,2	12,7	22,7	19,8	15,1	22,5
En	49,2	53,4	31,8	52,1	40,2	48,5	51,4	49,1	50,2	52,3	50,4
Fs	32,9	30,1	46,7	24,5	35,8	36,4	35,8	28,3	30,0	32,6	27,0

Зразок	6188-354					6193-220						
Мінерал	Субкальцієві авгіти											
Аналіз	62	66	67	70	74	71	75	82	84	85	87	
Вміст, ваг. %												
SiO ₂	48,71	50,35	50,23	50,66	49,65	49,38	49,11	48,66	49,81	48,69	49,54	
TiO ₂	0,61	0,46	0,5	0,47	0,8	0,81	0,73	0,75	0,71	0,94	1,03	
Al ₂ O ₃	2,88	2,39	1,99	1,94	2,02	2,87	3,38	3,18	2,67	4,45	3,4	
FeO	16,71	15,91	18,59	19,7	18,74	18,03	21,28	19,27	19,38	18,68	17,26	
MnO	0,32	0,23	0,31	0,44	0,41	0,23	0,49	0,37	0,38	0,36	0,3	
MgO	18,57	18,5	19,65	19,06	17,06	16,83	16,44	18,2	19,44	14,98	17,63	
CaO	12,2	12,15	8,73	7,73	11,33	11,74	8,57	9,56	7,61	11,58	10,84	
Na ₂ O	-	-	0,01	-	-	0,11	-	-	-	0,31	-	
Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню												
Na	-	-	0,001	-	-	0,008	-	-	-	0,023	-	
Ca	0,495	0,489	0,353	0,312	0,462	0,478	0,35	0,389	0,308	0,472	0,438	
Mg	1,048	1,036	1,104	1,072	0,968	0,952	0,936	1,031	1,093	0,85	0,99	
Mn	0,01	0,007	0,01	0,014	0,013	0,007	0,016	0,012	0,012	0,012	0,01	
Fe	0,529	0,5	0,586	0,622	0,596	0,572	0,679	0,612	0,611	0,595	0,544	
Ti	0,017	0,013	0,014	0,013	0,023	0,023	0,021	0,021	0,02	0,027	0,029	
Al	0,128	0,106	0,088	0,086	0,091	0,128	0,152	0,142	0,119	0,199	0,151	
Si	1,845	1,892	1,893	1,912	1,889	1,874	1,875	1,849	1,879	1,853	1,867	
Сума	4,072	4,043	4,049	4,031	4,042	4,042	4,029	4,056	4,042	4,031	4,029	
Мінали, мол. %												
Wo	23,8	24,1	17,2	15,4	22,7	23,8	17,7	19,0	15,2	24,5	22,1	
En	50,3	51,0	53,8	53,1	47,5	47,4	47,2	50,4	54,0	44,1	49,9	
Fs	25,9	25,0	29,0	31,5	29,9	28,8	35,1	30,5	30,8	31,5	28,0	

Вибіркові мікрозондові аналізи олівінів із габро-долеритів НДП.

Зразок	6186-46						
Аналіз	27	29	30	31	33	34	35
<i>Вміст, ваг. %</i>							
SiO₂	36,36	36,97	36,76	31,73	30,28	29,53	30,56
FeO*	30,09	28,85	28,36	47,63	53,91	58,32	50,81
MnO	0,27	0,33	0,46	0,47	0,78	0,9	0,7
MgO	33,09	33,59	34,06	19,65	14,77	10,7	17,66
CaO	0,2	0,26	0,36	0,52	0,26	0,55	0,27
<i>Формульні коефіцієнти на 4 атоми кисню</i>							
Mg	1,336	1,347	1,365	0,877	0,685	0,510	0,805
Fe	0,682	0,649	0,638	1,193	1,402	1,559	1,299
Mn	0,006	0,008	0,010	0,012	0,021	0,024	0,018
Ca	0,006	0,007	0,010	0,017	0,009	0,019	0,009
Si	0,985	0,994	0,988	0,950	0,942	0,944	0,934
Сума	3,015	3,005	3,011	3,049	3,059	3,056	3,065
<i>Мінали, мол. %</i>							
Fo	65,8	67,0	67,5	41,8	32,4	24,1	37,8
Fa	33,9	32,7	32,0	57,4	67,2	75,0	61,8
La	0,3	0,3	0,5	0,8	0,4	0,9	0,4

Зразок	6193-220										
Аналіз	35	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
<i>Вміст, ваг. %</i>											
SiO₂	38,4	37,65	37,03	37,74	36,7	34,56	34,51	33,78	31,1	31,69	31,8
FeO*	19,62	23,96	30,38	22,58	32,12	42,72	41,57	45,29	56,36	54,94	53,92
MnO	0,35	0,52	0,18	0,35	0,35	0,54	0,44	0,55	1,15	1,06	0,8
MgO	41,26	37,61	32,24	38,98	30,5	21,87	23,33	20,03	11,38	11,97	13,01
CaO	0,37	0,25	0,18	0,34	0,33	0,31	0,15	0,34	0	0,34	0,48
<i>Формульні коефіцієнти на 4 атоми кисню</i>											
Mg	1,583	1,474	1,300	1,518	1,242	0,943	1,000	0,877	0,533	0,556	0,600
Fe	0,422	0,527	0,687	0,493	0,734	1,034	1,000	1,113	1,481	1,431	1,395
Mn	0,008	0,012	0,004	0,008	0,008	0,013	0,011	0,014	0,031	0,028	0,021
Ca	0,010	0,007	0,005	0,010	0,010	0,010	0,005	0,011	0,000	0,011	0,016
Si	0,988	0,990	1,002	0,986	1,003	1,000	0,992	0,993	0,977	0,987	0,984
Сума	3,011	3,010	2,998	3,015	2,997	3,000	3,008	3,008	3,022	3,013	3,016
<i>Мінали, мол. %</i>											
Fo	78,3	73,0	65,1	74,8	62,3	47,2	49,6	43,5	26,1	27,4	29,5
Fa	21,3	26,7	34,6	24,7	37,2	52,4	50,1	55,9	73,9	72,0	69,7
La	0,5	0,3	0,3	0,5	0,5	0,5	0,2	0,5	0,0	0,5	0,8

Вибіркові мікрозондові аналізи ільменітів із габро-долеритів НДП.

Зразок	6184-171								
Аналіз	171	172	173	174	175	176	177	178	179
<i>Вміст, ваг. %</i>									
TiO₂	44,58	49,86	49,51	50,67	50,61	50,9	49,97	48,43	49,16
FeO	53,81	48,25	48,69	47,54	47,27	47,7	47,7	49,71	48,96
MnO	1,14	1,07	0,95	1,05	0,99	0,91	1,15	0,88	1,39
MgO	-	0,05	0,01	0,08	-	-	0,06	-	-
<i>Формульні коефіцієнти на 3 атоми кисню</i>									
Fe²⁺	0,819	0,929	0,925	0,943	0,949	0,948	0,933	0,907	0,906
Mn	0,025	0,023	0,021	0,023	0,022	0,020	0,025	0,019	0,029
Mg	-	0,002	0,000	0,003	-	-	0,002	-	-
Ti	0,844	0,952	0,946	0,966	0,970	0,970	0,958	0,925	0,935
Fe³⁺	0,313	0,094	0,109	0,065	0,059	0,062	0,083	0,149	0,129
<i>Мінали, мол. %</i>									
Ilm	81,9	92,8	92,5	94,2	94,9	94,9	93,2	90,7	90,6
Hem	15,6	4,7	5,4	3,3	3,0	3,1	4,1	7,5	6,5
Gk	0,0	0,2	0,0	0,3	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
Py	2,5	2,3	2,1	2,3	2,2	2,0	2,5	1,9	2,9

Зразок	6184-171							
Аналіз	182	183	184	185	186	187	188	189
<i>Вміст, ваг. %</i>								
TiO₂	50,38	48,02	50,6	50,73	46,54	49,91	49,78	47,91
FeO	48,03	49,88	47,61	46,95	51,21	48,46	48,79	50
MnO	0,93	0,76	1,2	0,86	0,81	0,69	0,77	0,98
MgO	-	-	-	-	-	0,1	-	-
<i>Формульні коефіцієнти на 3 атоми кисню</i>								
Fe²⁺	0,942	0,902	0,941	0,957	0,874	0,934	0,931	0,896
Mn	0,020	0,017	0,026	0,019	0,017	0,015	0,017	0,021
Mg	-	-	-	-	-	0,004	-	-
Ti	0,962	0,921	0,965	0,976	0,892	0,953	0,949	0,916
Fe³⁺	0,077	0,161	0,068	0,048	0,217	0,094	0,103	0,166
<i>Мінали, мол. %</i>								
Ilm	94,2	90,3	94,0	95,7	87,4	93,4	93,2	89,5
Hem	3,8	8,0	3,4	2,4	10,8	4,7	5,2	8,3
Gk	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
Py	2,0	1,7	2,6	1,9	1,7	1,5	1,7	2,1

Зразок	6184-171					6184-175					
Аналіз	166	167	168	169	170	63	64	65	67	68	69
<i>Вміст, ваг. %</i>											
TiO₂	46,77	50,12	48,02	50,45	50,61	48,8	49,25	47,75	48,39	49,37	49,52
FeO	51,87	48,24	50,48	47,38	47,06	49,8	47,92	50,37	48,29	48,54	47,96
MnO	0,95	1	0,91	1,17	1,1	0,95	1,02	0,82	1,28	1,1	1,45
MgO	-	-	-	0,21	-	-	0,25	0,16	-	-	-
<i>Формульні коефіцієнти на 3 атоми кисню</i>											
Fe²⁺	0,868	0,934	0,892	0,930	0,948	0,909	0,914	0,887	0,908	0,921	0,915
Mn	0,020	0,022	0,019	0,025	0,024	0,020	0,022	0,017	0,027	0,024	0,031
Mg	-	-	-	0,008	-	-	0,010	0,006	-	-	-
Ti	0,886	0,956	0,914	0,963	0,972	0,927	0,946	0,910	0,935	0,944	0,948
Fe³⁺	0,225	0,089	0,175	0,074	0,056	0,143	0,109	0,180	0,129	0,112	0,106
<i>Мінали, мол. %</i>											
Ilm	86,7	93,4	89,3	93,0	94,8	90,8	91,4	88,7	90,8	92,1	91,6
Hem	11,3	4,4	8,7	3,7	2,8	7,2	5,4	9,0	6,5	5,6	5,3
Gk	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	1,0	0,6	0,0	0,0	0,0
Py	2,0	2,2	1,9	2,5	2,4	2,0	2,2	1,7	2,7	2,4	3,1

Зразок	6186-46														
Аналіз	41	42	43	47	48	49	113	114	115	116	117	118	119	120	121
<i>Вміст, ваг. %</i>															
TiO₂	49,32	49,22	48,76	40,68	40,12	42,23	46,83	48,29	46,15	42,53	47,52	45,52	45,61	48,62	42,5
FeO	46,63	46,95	46,55	56,3	55,34	53,33	49,9	49,67	49,84	54,85	50,09	52,29	52,15	49,01	54,96
MnO	0,59	0,5	0,6	0,07	0,16	0,25	0,6	0,57	0,67	0,08	0,14	0,35	0,13	0,14	0,21
MgO	0,91	0,62	0,84	0,19	0,55	0,67	0,47	-	0,69	-	-	-	-	0,3	0,12
<i>Формульні коефіцієнти на 3 атоми кисню</i>															
Fe²⁺	0,906	0,920	0,903	0,775	0,756	0,786	0,867	0,914	0,852	0,819	0,917	0,867	0,876	0,920	0,805
Mn	0,013	0,011	0,013	0,002	0,004	0,006	0,014	0,013	0,014	0,002	0,003	0,008	0,003	0,003	0,005
Mg	0,034	0,024	0,032	0,007	0,021	0,025	0,018	-	0,026	-	-	-	-	0,012	0,005
Ti	0,952	0,954	0,948	0,784	0,779	0,819	0,901	0,927	0,891	0,821	0,920	0,875	0,879	0,936	0,817
Fe³⁺	0,094	0,092	0,103	0,432	0,439	0,364	0,200	0,146	0,217	0,358	0,161	0,250	0,242	0,129	0,369
<i>Мінали, мол. %</i>															
Ilm	90,6	92,0	90,3	77,5	75,5	78,7	86,8	91,4	85,1	81,9	91,7	86,7	87,6	92,1	80,6
Hem	4,7	4,6	5,2	21,6	22,0	18,2	10,0	7,3	10,8	17,9	8,0	12,5	12,1	6,5	18,4
Gk	3,4	2,4	3,2	0,7	2,1	2,5	1,8	0,0	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2	0,5
Py	1,3	1,1	1,3	0,2	0,4	0,6	1,4	1,3	1,4	0,2	0,3	0,8	0,3	0,3	0,5

Зразок	6188-354										
Аналіз	86	87	88	89	92	93	94	95	96	101	102
<i>Вміст, ваг. %</i>											
TiO₂	48,61	48,23	47,59	47,36	48,14	48,3	47,22	45,83	47,03	49,16	48,86
FeO	49,32	49,83	48,7	49,66	48,78	48,47	50,31	50,67	49,77	48,07	48,7
MnO	0,7	0,64	0,75	1,06	1,08	1,06	0,64	1,01	0,74	1,02	0,91
MgO	0,09	0,15	0,39	0,22	0,16	0,31	-	-	0,14	0,13	-
<i>Формульні коефіцієнти на 3 атоми кисню</i>											
Fe²⁺	0,913	0,901	0,890	0,873	0,898	0,899	0,894	0,865	0,883	0,916	0,920
Mn	0,016	0,014	0,017	0,023	0,023	0,022	0,014	0,022	0,016	0,023	0,020
Mg	0,003	0,006	0,015	0,009	0,006	0,012	-	-	0,006	0,005	-
Ti	0,931	0,922	0,921	0,909	0,927	0,929	0,909	0,887	0,909	0,945	0,940
Fe³⁺	0,138	0,158	0,158	0,186	0,146	0,138	0,183	0,225	0,186	0,112	0,121
<i>Мінали, мол. %</i>											
Ilm	91,3	90,2	89,0	87,5	89,8	89,7	89,5	86,5	88,5	91,7	92,0
Hem	6,9	7,9	7,9	9,3	7,3	6,9	9,2	11,3	9,3	5,6	6,0
Gk	0,3	0,6	1,5	0,9	0,6	1,2	0,0	0,0	0,6	0,5	0,0
Py	1,6	1,4	1,7	2,3	2,3	2,2	1,4	2,2	1,6	2,3	2,0

Зразок	6193-220													
Аналіз	56	59	61	97	98	99	100	101	102	103	110	113	114	115
Вміст, ваг. %														
TiO ₂	48,65	47,24	49,46	48,79	49,23	46,82	45,24	44,84	48,55	47,05	46,93	44,96	45,14	43,31
FeO	47,52	48,78	46,19	48,28	48,43	49	52,77	52,11	48,28	50,8	50,58	51,36	52,67	54,09
MnO	0,12	0,24	0,33	0,39	0,52	0,49	0,46	0,72	0,63	0,62	0,48	0,63	0,5	0,4
MgO	0,73	0,64	0,88	0,22	-	0,95	0,17	0,37	0,07	0,05	0,05	0,08	0,03	0,13
Формульні коефіцієнти на 3 атоми кисню														
Fe ²⁺	0,910	0,890	0,921	0,926	0,941	0,855	0,848	0,830	0,924	0,885	0,892	0,860	0,856	0,821
Mn	0,003	0,005	0,007	0,009	0,011	0,011	0,010	0,015	0,014	0,014	0,011	0,013	0,011	0,008
Mg	0,028	0,024	0,034	0,009	-	0,037	0,007	0,014	0,003	0,002	0,002	0,003	0,001	0,005
Ti	0,944	0,917	0,962	0,944	0,950	0,903	0,864	0,860	0,942	0,902	0,904	0,874	0,866	0,832
Fe ³⁺	0,115	0,163	0,077	0,112	0,097	0,194	0,272	0,280	0,118	0,197	0,192	0,250	0,267	0,334
Мінали, мол. %														
Ilm	91,1	88,9	92,1	92,6	94,0	85,5	84,8	83,0	92,5	88,6	89,2	85,9	85,5	82,0
Hem	5,7	8,2	3,8	5,6	4,9	9,7	13,6	14,0	5,9	9,9	9,6	12,5	13,3	16,7
Gk	2,8	2,4	3,4	0,9	0,0	3,7	0,7	1,4	0,3	0,2	0,2	0,3	0,1	0,5
Py	0,3	0,5	0,7	0,9	1,1	1,1	1,0	1,5	1,4	1,4	1,1	1,3	1,1	0,8

Вибіркові мікрозондові аналізи титаномагнетитів із габро-долеритів НДП.

Зразок	6184-171							
Аналіз	190	191	192	193	194	195	196	197
<i>Вміст, ваг. %</i>								
TiO₂	8,55	6,79	7,22	10,96	12,8	9,67	13,43	10,15
FeO	91,03	92,48	92,24	88,46	87,01	89,96	86,17	89,62
MnO	-	-	-	0,14	-	-	0,15	0,16
MgO	-	-	-	-	-	0,12	-	-
<i>Формульні коефіцієнти на 4 атоми кисню</i>								
Fe²⁺	1,2336	1,1872	1,1974	1,2962	1,3492	1,2587	1,3655	1,2720
Mn	-	-	-	0,0041	-	-	0,0042	0,0049
Mg	-	-	-	-	-	0,0065	-	-
Ti	0,2336	0,1856	0,1974	0,3003	0,3509	0,2636	0,3681	0,2769
Fe³⁺	1,5327	1,6272	1,6051	1,3993	1,2998	1,4712	1,2622	1,4462
<i>Мінали, мол. %</i>								
Usp	23,4	18,6	19,7	29,9	35,1	26,1	36,7	27,5
Mt	76,6	81,4	80,3	70,1	64,9	73,6	63,3	72,5

Зразок	6184-171								
Аналіз	201	202	203	204	206	207	208	209	211
<i>Вміст, ваг. %</i>									
TiO₂	11,75	11,8	16,63	12,59	14,62	11,67	15,11	12,5	16,97
FeO	88,11	87,98	83,05	86,82	85,29	88,29	82,71	86,48	81,47
MnO	0,14	0,04	0,32	-	0,02	-	0,03	-	0,18
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Формульні коефіцієнти на 4 атоми кисню</i>									
Fe²⁺	1,3180	1,3198	1,4486	1,3463	1,4014	1,3186	1,4210	1,3436	1,4689
Mn	0,0042	0,0017	0,0095	-	0,0009	-	0,0009	-	0,0052
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	0,3205	0,3231	0,4564	0,3463	0,4005	0,3186	0,4236	0,3453	0,4724
Fe³⁺	1,3573	1,3555	1,0856	1,3073	1,1973	1,3628	1,1546	1,3110	1,0535
<i>Мінали, мол. %</i>									
Usp	31,9	32,2	45,4	34,6	40,1	31,9	42,3	34,5	47,1
Mt	68,1	67,8	54,6	65,4	59,9	68,1	57,7	65,5	52,9

Зразок	6184-175						6186-46		
Аналіз	76	77	78	80	81	82	44	45	46
<i>Вміст, ваг. %</i>									
TiO₂	11,34	9,01	10,94	11,14	8,55	10,75	11,52	12,3	9,66
FeO	87,2	88,35	87,47	86,71	89,33	87,13	83,59	82,7	83,93
MnO	0,1	0,17	0,07	0,21	0,12	0,15	-	-	-
MgO	0,02	-	-	0,16	0,03	0,05	0,47	0,8	0,66
<i>Формульні коефіцієнти на 4 атоми кисню</i>									
Fe²⁺	1,3099	1,2446	1,3006	1,2920	1,2315	1,2928	1,3012	1,3022	1,2418
Mn	0,0033	0,0057	0,0025	0,0066	0,0040	0,0049	-	-	-
Mg	0,0008	-	-	0,0091	0,0016	0,0025	0,0266	0,0452	0,0377
Ti	0,3140	0,2520	0,3031	0,3093	0,2371	0,2986	0,3278	0,3491	0,2779
Fe³⁺	1,3720	1,4977	1,3939	1,3830	1,5258	1,4012	1,3444	1,3036	1,4426
<i>Мінали, мол. %</i>									
Usp	31,2	25,0	30,2	30,2	23,5	29,6	31,4	32,6	25,9
Mt	68,7	75,0	69,8	69,3	76,4	70,3	67,2	65,1	72,2

Зразок	6186-46											
Аналіз	50	51	52	123	124	125	126	127	128	129	130	131
<i>Вміст, ваг. %</i>												
TiO₂	11,26	11,53	15,92	11,86	13,36	10,55	9,69	11,33	11,33	10,7	13,21	12,58
FeO	84,22	83,08	78,62	85,83	85,04	86,73	87,28	85,43	85,43	75,53	83,09	76,22
MnO	-	0,13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0,56	0,9	1,04	0,19	-	-	0,02	0,4	0,4	-	0,22	1,57
<i>Формульні коефіцієнти на 4 атоми кисню</i>												
Fe²⁺	1,2871	1,2720	1,3945	1,3180	1,3717	1,2958	1,2716	1,2935	1,2935	1,3407	1,3610	1,2845
Mn	-	0,0042	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0,0315	0,0507	0,0587	0,0108	-	-	0,0008	0,0224	0,0224	-	0,0127	0,0929
Ti	0,3186	0,3269	0,4532	0,3305	0,3717	0,2958	0,2724	0,3176	0,3176	0,3390	0,3736	0,3756
Fe³⁺	1,3628	1,3463	1,0935	1,3407	1,2565	1,4084	1,4551	1,3665	1,3665	1,3203	1,2527	1,2470
<i>Мінали, мол. %</i>												
Usp	30,3	30,0	42,4	32,5	37,2	29,6	27,2	30,6	30,6	33,9	36,7	32,9
Mt	68,1	67,5	54,7	67,0	62,8	70,4	72,8	68,3	68,3	66,1	62,6	62,4

Зразок	6188-354											6193-220
Аналіз	103	105	106	112	113	120	121	123	124	127	128	63
<i>Вміст, ваг. %</i>												
TiO₂	12,63	13,22	10,13	14,24	12,59	12,89	13,26	12,26	13,88	14,52	12,64	11,89
FeO	82,22	81,96	84,61	81,54	82,27	83,97	79,04	82,92	81,88	81,64	84,33	86,79
MnO	0,18	0,02	-	0,36	0,15	0,03	0,11	0,34	-	0,04	0,11	-
MgO	0,27	0,6	0,33	0,47	0,47	-	0,61	0,38	0,28	0,43	0,63	0,16
<i>Формульні коефіцієнти на 4 атоми кисню</i>												
Fe²⁺	1,3421	1,3409	1,2706	1,3622	1,3258	1,3615	1,3507	1,3182	1,3812	1,3845	1,3160	1,3204
Mn	0,0059	0,0008	-	0,0119	0,0050	0,0008	0,0034	0,0109	-	0,0017	0,0034	-
Mg	0,0151	0,0338	0,0189	0,0264	0,0269	-	0,0356	0,0209	0,0153	0,0239	0,0344	0,0092
Ti	0,3614	0,3755	0,2895	0,4022	0,3594	0,3641	0,3880	0,3483	0,3947	0,4101	0,3521	0,3279
Fe³⁺	1,2754	1,2489	1,4211	1,1973	1,2830	1,2735	1,2223	1,3017	1,2088	1,1799	1,2942	1,3426
<i>Мінали, мол. %</i>												
Usp	35,2	35,8	28,0	38,5	34,4	36,3	36,9	33,5	38,7	39,8	33,4	32,4
Mt	64,0	62,5	71,1	60,2	64,3	63,7	61,3	65,5	60,5	59,0	64,9	67,2

Зразок	6193-220												
Аналіз	65	67	116	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126
Вміст, ваг. %													
TiO₂	12,73	12,95	11,67	11,24	15,83	11	12,11	12,12	8,9	10,76	10,57	14,64	11,59
FeO	85,57	85,64	85,9	86,24	81,75	85,82	86,22	85,82	88,77	87,14	87,05	82,93	85,17
MnO	-	-	-	0,04	0,04	0,16	-	-	-	0,06	-	0,08	-
MgO	0,47	-	0,25	0,05	0,08	0,53	-	-	0,43	-	-	0,03	0,25
Формульні коефіцієнти на 4 атоми кисню													
Fe²⁺	1,3250	1,3577	1,3109	1,3116	1,4364	1,2728	1,3379	1,3397	1,2240	1,2995	1,2966	1,4049	1,3101
Mn	-	-	-	0,0017	0,0017	0,0050	-	-	-	0,0017	-	0,0026	-
Mg	0,0260	-	0,0141	0,0025	0,0043	0,0289	-	-	0,0235	-	-	0,0017	0,0141
Ti	0,3510	0,3594	0,3250	0,3141	0,4442	0,3067	0,3362	0,3381	0,2459	0,2995	0,2950	0,4109	0,3259
Fe³⁺	1,2980	1,2830	1,3500	1,3702	1,1133	1,3866	1,3259	1,3222	1,5065	1,3993	1,4084	1,1799	1,3500
Мінали, мол. %													
Usp	33,8	35,9	31,8	31,3	44,1	29,0	33,6	33,8	23,4	29,9	29,5	40,9	31,9
Mt	64,9	64,1	67,5	68,6	55,7	69,5	66,4	66,2	75,4	70,1	70,5	59,0	67,4

Додаток Н

Вибіркові мікрозондові аналізи плагіоклазів із габро-діабазів ТДП.

Зразок	74-538,0						74-550,5						
Аналіз	2*	6	7	12*	17	19	1	4	5*	6	8	29	30
<i>Вміст, ваг. %</i>													
SiO₂	50,28	54,53	57,98	49,89	52,45	55,95	50,25	58,28	51,41	52,14	55,76	63,97	64,18
Al₂O₃	31,29	28,26	26,25	31,35	29,61	27,33	31,47	25,82	30,65	30,18	27,58	22,35	22,47
FeO*	0,20	0,48	0,50	0,25	0,64	0,65	0,49	0,69	0,31	0,62	0,57	1,87	0,21
CaO	15,07	11,40	8,17	15,18	12,43	9,98	14,17	7,43	14,13	12,99	9,32	1,73	2,18
Na₂O	2,98	4,75	6,76	3,08	4,54	6,00	3,32	6,74	3,28	3,60	5,64	9,97	10,83
K₂O	0,18	0,58	0,33	0,24	0,32	0,08	0,30	1,05	0,21	0,49	1,12	0,11	0,12
<i>Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню</i>													
K	0,010	0,034	0,019	0,014	0,019	0,004	0,018	0,060	0,012	0,028	0,065	0,006	0,007
Na	0,264	0,417	0,588	0,273	0,401	0,525	0,294	0,587	0,289	0,318	0,494	0,856	0,927
Ca	0,737	0,553	0,393	0,744	0,607	0,483	0,694	0,358	0,689	0,633	0,452	0,082	0,103
Si	2,296	2,470	2,601	2,283	2,388	2,524	2,295	2,620	2,341	2,372	2,521	2,834	2,834
Al	1,684	1,509	1,388	1,691	1,589	1,453	1,694	1,368	1,645	1,618	1,470	1,167	1,169
Fe	0,008	0,018	0,019	0,010	0,024	0,024	0,019	0,026	0,012	0,024	0,021	0,069	0,008
Сума	4,999	5,001	5,008	5,015	5,028	5,013	5,014	5,019	4,988	4,993	5,023	5,014	5,048
<i>Мінали, мол. %</i>													
Or	1,0	3,4	1,9	1,4	1,9	0,4	1,8	6,0	1,2	2,9	6,4	0,6	0,7
Ab	26,1	41,5	58,8	26,5	39,0	51,9	29,2	58,4	29,2	32,5	48,9	8,7	9,9
An	72,9	55,1	39,3	72,2	59,1	47,7	69,0	35,6	69,6	64,7	44,7	90,7	89,4

Примітка: зірочкою відмічені аналізи ядерних частин зерен плагіоклазів.

Додаток О

Вибіркові мікрозондові аналізи висококальцієвих клінопіроксенів із габро-діабазів ТДП.

Зразок	74-538,0						74-550,5						
Мінерал	Авгіти												
Аналіз	32	38	41	50	51	55	31	35	39	55	67	68	72
Вміст, ваг. %													
SiO ₂	50,71	50,99	48,49	50,77	50,46	48,46	49,10	50,16	49,96	48,75	49,58	51,17	49,97
TiO ₂	0,59	0,56	0,80	0,54	0,51	1,08	1,05	0,70	0,94	0,57	1,17	0,65	0,93
Al ₂ O ₃	3,67	2,62	2,52	3,60	2,45	2,93	3,86	3,04	3,84	2,38	3,26	2,96	3,31
FeO	10,71	14,16	21,56	9,28	13,99	18,13	11,39	15,99	12,48	20,61	14,38	17,78	16,28
MnO	0,10	0,24	0,31	0,22	0,36	0,16	0,36	0,30	0,09	0,27	0,13	0,16	0,33
MgO	17,97	18,16	9,89	16,45	19,18	12,69	15,56	17,09	15,91	11,43	14,24	12,82	15,85
CaO	16,26	13,23	16,43	19,07	12,97	16,54	18,66	12,72	16,77	15,99	17,24	14,47	13,24
Na ₂ O	0,00	0,02	0,00	0,07	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню													
Na	0,000	0,001	0,000	0,005	0,005	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005
Ca	0,645	0,529	0,689	0,758	0,519	0,683	0,751	0,513	0,673	0,667	0,699	0,588	0,535
Mg	0,992	1,010	0,577	0,910	1,068	0,729	0,872	0,958	0,887	0,663	0,803	0,725	0,892
Mn	0,003	0,008	0,010	0,007	0,011	0,005	0,012	0,009	0,003	0,009	0,004	0,005	0,011
Fe	0,332	0,442	0,706	0,288	0,437	0,585	0,358	0,503	0,391	0,671	0,455	0,564	0,514
Ti	0,016	0,016	0,024	0,015	0,014	0,031	0,030	0,020	0,027	0,017	0,033	0,018	0,026
Al	0,160	0,115	0,116	0,157	0,108	0,133	0,171	0,135	0,170	0,109	0,146	0,132	0,147
Si	1,878	1,903	1,898	1,884	1,885	1,868	1,845	1,887	1,870	1,897	1,877	1,941	1,886
Сума	4,026	4,024	4,020	4,024	4,047	4,034	4,040	4,025	4,021	4,033	4,017	3,973	4,016
Мінали, мол. %													
Wo	32,7	26,6	34,8	38,6	25,5	34,1	37,7	25,9	34,4	33,2	35,6	31,2	27,4
En	17,0	22,6	36,1	15,0	22,0	29,5	43,8	48,3	45,4	33,0	40,9	38,5	45,7
Fs	50,3	50,8	29,1	46,4	52,5	36,4	18,6	25,8	20,2	33,8	23,4	30,2	26,9

Додаток П

Вибіркові мікрозондові аналізи низькокальцієвих клінопіроксенів із габро-діабазів ТДП.

Зразок	74-550,5										
Мінерал	Піжоніти			Субкальцієві авгіти							
Аналіз	45	53	62	34	36	42	50	52	61	73	77
<i>Вміст, ваг. %</i>											
SiO ₂	50,78	50,42	52,20	50,99	51,09	49,44	50,71	50,17	50,15	50,72	50,77
TiO ₂	0,35	0,48	0,28	0,54	0,46	0,47	0,62	0,77	1,01	0,53	0,64
Al ₂ O ₃	2,18	2,22	2,13	1,86	2,09	2,36	2,87	3,24	3,02	3,15	2,67
FeO	19,84	20,60	17,64	17,71	18,04	23,65	15,64	15,65	17,50	17,62	19,05
MnO	0,49	0,60	0,44	0,33	0,41	0,62	0,53	0,34	0,23	0,22	0,11
MgO	19,65	19,49	21,33	20,07	19,60	15,33	18,96	18,33	16,24	18,61	17,29
CaO	6,62	6,18	5,98	8,50	8,31	8,09	10,66	11,50	11,63	8,99	9,46
Na ₂ O	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,22	0,15	0,00
<i>Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню</i>											
Na	0,007	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,016	0,011	0,000
Ca	0,267	0,250	0,237	0,341	0,334	0,334	0,427	0,461	0,471	0,361	0,382
Mg	1,102	1,097	1,178	1,121	1,095	0,881	1,056	1,023	0,914	1,039	0,972
Mn	0,016	0,019	0,014	0,011	0,013	0,020	0,017	0,011	0,007	0,007	0,004
Fe	0,625	0,650	0,547	0,555	0,565	0,763	0,489	0,490	0,553	0,552	0,601
Ti	0,010	0,014	0,008	0,015	0,013	0,014	0,018	0,022	0,029	0,015	0,018
Al	0,097	0,099	0,093	0,082	0,092	0,107	0,126	0,143	0,134	0,139	0,119
Si	1,911	1,904	1,934	1,910	1,914	1,906	1,894	1,878	1,894	1,899	1,914
Сума	4,035	4,033	4,012	4,035	4,026	4,027	4,027	4,028	4,018	4,023	4,010
<i>Мінали, мол. %</i>											
Wo	13,3	12,4	12,0	16,8	16,6	16,7	21,5	23,2	24,2	18,4	19,5
En	54,8	54,4	59,6	55,3	54,6	44,1	53,1	51,5	47,0	53,0	49,6
Fs	31,9	33,2	28,4	27,9	28,8	39,2	25,4	25,2	28,8	28,5	30,9

Вибіркові мікрозондові аналізи ільменітів із габро-діабазів ТДП.

Зразок	74-538,0							74-550,5				
Аналіз	59	60	64	65	66	69	70	113	114	115	116	117
<i>Вміст, ваг. %</i>												
TiO₂	49,73	50,08	50,81	50,39	49,84	50,47	49,22	46,21	47,97	46,68	46,82	46,88
FeO	47,72	47,5	47,24	47,56	47,71	46,76	48,36	51,31	50,34	51,24	51,03	51,16
MnO	1,75	1,48	1,42	1,57	1,41	1,21	1,34	1,23	1,17	1,24	1,28	1,42
MgO	-	0,03	-	-	-	0,33	-	0,27	-	0,04	-	-
<i>Формульні коефіцієнти на 3 атоми кисню</i>												
Fe²⁺	0,912	0,927	0,936	0,924	0,924	0,927	0,914	0,843	0,886	0,855	0,867	0,860
Mn	0,037	0,032	0,031	0,034	0,031	0,026	0,028	0,026	0,025	0,027	0,027	0,030
Mg	-	0,001	-	-	-	0,013	-	0,011	-	0,002	-	-
Ti	0,950	0,958	0,968	0,960	0,954	0,966	0,943	0,879	0,911	0,888	0,892	0,890
Fe³⁺	0,100	0,083	0,065	0,083	0,092	0,068	0,115	0,242	0,178	0,228	0,214	0,220
<i>Мінали, мол. %</i>												
Ilm	91,2	92,6	93,7	92,5	92,4	92,7	91,4	84,3	88,6	85,7	86,6	86,0
Hem	5,0	4,1	3,3	4,1	4,6	3,4	5,7	12,1	8,9	11,4	10,7	11,0
Gk	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	1,1	0,0	0,2	0,0	0,0
Py	3,7	3,2	3,1	3,4	3,1	2,6	2,8	2,6	2,5	2,7	2,7	3,0

Вибіркові мікрозондові аналізи титаномagnetитів із габро-діабазів ТДП.

Зразок	74-538,0								74-550,5				
Аналіз	71	72	73	74	76	77	78	80	136	137	138	139	140
<i>Вміст, ваг. %</i>													
TiO₂	16,53	15,11	15,06	14,79	14,35	11,79	13,52	11,38	17,42	12,69	14,68	15,98	15,51
FeO	82,17	83,69	79,87	84,06	84,7	87,31	84,38	87,24	77,90	85,96	83,70	83,44	80,73
MnO	0,38	0,27	0,22	0,39	0,33	0,27	0,23	0,11	0,10	0,37	0,18	0,02	0,21
MgO	-	0,02	-	0,03	-	-	0,32	-	-	-	0,08	-	0,62
<i>Формульні коефіцієнти на 4 атоми кисню</i>													
Fe²⁺	1,4443	1,4084	1,4276	1,3945	1,3854	1,3158	1,3519	1,3116	1,4981	1,3384	1,3969	1,4414	1,3934
Mn	0,0121	0,0085	0,0069	0,0119	0,0102	0,0083	0,0068	0,0033	0,0035	0,0117	0,0060	0,0009	0,0069
Mg	-	0,0009	-	0,0017			0,0177	-	-	-	0,0043	-	0,0344
Ti	0,4581	0,4178	0,4345	0,4081	0,3956	0,3241	0,3747	0,3149	0,5016	0,3501	0,4072	0,4405	0,4363
Fe³⁺	1,0856	1,1643	1,1311	1,1838	1,2088	1,3518	1,2489	1,3702	0,9968	1,2998	1,1857	1,1173	1,1291
<i>Мінали, мол. %</i>													
Usp	45,4	41,5	43,3	40,4	39,2	32,1	36,4	31,4	50,1	34,6	40,3	44,1	41,7
Mt	54,6	58,5	56,7	59,5	60,8	67,9	62,7	68,6	49,9	65,4	59,5	55,9	56,6

Вибіркові мікрозондові аналізи піроксенів із ультрамафітів НДП.

Зразок	6049-412						6127-67					6127п-67			
Аналіз	13*	15	17*	18	20*	21	1*	3	10*	16	22	19*	23	26*	28
<i>Вміст, ваг. %</i>															
SiO₂	45,11	46,27	43,33	45,12	42,97	45,17	44,79	47,09	43,16	45,82	45,51	45,60	45,83	45,43	45,64
TiO₂	3,23	1,93	5,23	2,74	5,40	3,39	4,32	2,20	4,62	2,88	2,68	3,25	2,85	3,28	2,16
Al₂O₃	5,77	5,31	6,96	5,83	6,82	5,93	6,06	5,85	7,59	6,33	6,59	5,48	5,51	5,77	5,77
FeO	10,52	11,75	9,97	11,07	9,89	10,71	8,89	9,75	9,38	10,13	10,15	9,47	9,57	8,84	10,05
MnO	0,14	0,18	0,05	0,20	0,14	0,17	0,15	0,21	0,21	0,17	0,05	-	0,20	0,15	0,07
MgO	12,56	12,39	12,06	12,77	11,89	11,94	13,11	12,51	12,77	12,42	12,44	13,39	13,22	13,24	13,12
CaO	22,67	22,04	22,41	22,27	22,72	22,68	22,44	22,30	21,99	22,18	22,18	22,78	22,82	23,23	22,96
Na₂O	-	0,13	-	-	0,18	-	0,24	0,09	0,28	0,07	0,40	0,04	-	0,07	0,23
<i>Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню</i>															
Na	-	0,010	-	-	0,013	-	0,018	0,007	0,021	0,005	0,030	0,003	-	0,005	0,017
Ca	0,927	0,902	0,916	0,912	0,932	0,928	0,912	0,903	0,897	0,902	0,903	0,926	0,928	0,944	0,937
Mg	0,715	0,706	0,686	0,727	0,678	0,680	0,741	0,705	0,725	0,703	0,705	0,758	0,748	0,749	0,745
Mn	0,005	0,006	0,002	0,006	0,005	0,006	0,005	0,007	0,007	0,005	0,002	-	0,006	0,005	0,002
Fe	0,336	0,375	0,318	0,354	0,317	0,342	0,282	0,308	0,299	0,321	0,323	0,301	0,304	0,280	0,320
Ti	0,093	0,056	0,150	0,079	0,155	0,097	0,123	0,062	0,132	0,082	0,077	0,093	0,081	0,094	0,062
Al	0,260	0,239	0,313	0,263	0,308	0,267	0,271	0,261	0,340	0,283	0,295	0,245	0,246	0,258	0,259
Si	1,722	1,768	1,654	1,724	1,645	1,725	1,699	1,779	1,643	1,739	1,729	1,731	1,740	1,723	1,738
Сума	4,058	4,062	4,039	4,065	4,053	4,045	4,051	4,032	4,064	4,040	4,064	4,057	4,053	4,058	4,080
<i>Мінали, мол. %</i>															
Wo	46,7	45,3	47,7	45,6	48,2	47,4	47,0	47,0	46,5	46,7	46,7	46,6	46,7	47,7	46,8
En	36,1	35,5	35,7	36,4	35,1	34,8	38,2	36,7	37,6	36,4	36,5	38,2	37,7	37,9	37,2
Fs	17,2	19,2	16,6	18,0	16,7	17,8	14,8	16,4	15,9	16,9	16,8	15,2	15,6	14,4	16,1

Примітка: зірочкою відмічені аналізи ядерних частин зерен.

Вибіркові мікрозондові аналізи керсутитових амфіболів із ультрамафітів НДП.

Зразок	6127п-67												
Аналіз	1	2	4	5	6	7	9	10	11	12	13	15	16
<i>Вміст, ваг %</i>													
SiO₂	38,41	38,58	38,1	39,06	37,46	38,35	37,91	37,44	38,53	37,99	38,29	37,82	36,89
TiO₂	5,66	5,16	6,87	6,03	6,86	5,02	6,34	6,3	5,99	6,71	5,5	5,28	6,11
Al₂O₃	12,56	12,88	12,64	11,49	12,95	13,1	12,45	13,67	12,75	13,39	12,54	13,28	13,19
FeO	17,26	17,27	16,44	17,38	18,88	19,09	17,92	19,68	18,98	17,87	19,76	18,3	19,41
MnO	0,12	0,09	0	0,24	0,22	0,14	0,07	0,32	0,14	0,07	0,34	0,07	0,07
MgO	10,12	10,63	10,82	10,66	8,68	9,15	10,05	8,31	8,88	9,16	8,58	9,64	8,7
CaO	13,27	12,74	12,25	12,72	12,74	12,52	12,4	11,51	12,58	12,64	12,77	12,84	13,07
Na₂O	1,38	1,7	1,83	1,5	1,16	1,49	1,8	1,27	1,19	0,97	1,09	1,76	1,35
K₂O	1,22	0,95	1,05	0,93	1,06	1,14	1,07	1,49	0,95	1,21	1,11	1,01	1,2
<i>Формульні коефіцієнти на 23 атоми кисню</i>													
Si	5,733	5,699	5,626	5,786	5,610	5,711	5,640	5,568	5,738	5,646	5,734	5,640	5,557
Al iv	2,210	2,242	2,200	2,006	2,286	2,289	2,183	2,396	2,238	2,345	2,213	2,334	2,342
Al vi	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,635	0,573	0,763	0,672	0,773	0,562	0,709	0,705	0,671	0,750	0,620	0,592	0,692
Fe³⁺	0,177	0,515	0,425	0,436	0,319	0,511	0,442	0,740	0,405	0,329	0,453	0,398	0,314
Fe²⁺	1,978	1,619	1,605	1,717	2,046	1,867	1,787	1,708	1,959	1,892	2,021	1,884	2,131
Mn	0,015	0,011	0,000	0,030	0,028	0,018	0,009	0,040	0,018	0,009	0,043	0,009	0,009
Mg	2,252	2,341	2,382	2,354	1,938	2,031	2,229	1,842	1,971	2,029	1,915	2,143	1,954
Ca	2,122	2,016	1,938	2,019	2,044	1,998	1,977	1,834	2,007	2,013	2,049	2,051	2,110
Na	0,399	0,487	0,524	0,431	0,337	0,430	0,519	0,366	0,344	0,279	0,316	0,509	0,394
K	0,232	0,179	0,198	0,176	0,203	0,217	0,203	0,283	0,180	0,229	0,212	0,192	0,231
Сума	17,754	17,682	17,660	17,625	17,584	17,645	17,699	17,483	17,531	17,521	17,577	17,752	17,735
Mg/(Mg+Fe²⁺)	0,53	0,59	0,60	0,58	0,49	0,52	0,55	0,52	0,50	0,52	0,49	0,53	0,48

Вибіркові мікрозондові аналізи ільменітів із ультрамафітів НДП.

Зразок	6127-67										
Аналіз	23	24	25	33	37	39	40	42	44	45	46
<i>Вміст, ваг %</i>											
TiO₂	48,22	47,31	46,2	45,9	45,48	45,29	46,17	48,15	46,65	47,77	44,45
Al₂O₃	0,16	0,14	-	0,22	-	0,09	0,05	-	0,07	0,23	-
FeO	49	50,38	51,1	51,25	52,18	52,23	51,59	49,65	51,05	49,42	53,55
MnO	1,68	1,6	1,83	1,7	1,7	1,63	1,61	1,63	1,62	1,66	1,46
MgO	0,19	-	0,17	0,27	-	0,28	-	-	0,09	0,13	-
<i>Формульні коефіцієнти на 3 атоми кисню</i>											
Fe²⁺	0,875	0,867	0,830	0,822	0,829	0,811	0,838	0,880	0,848	0,867	0,809
Mn	0,036	0,034	0,039	0,036	0,036	0,034	0,034	0,035	0,035	0,036	0,031
Mg	0,007	-	0,007	0,011	-	0,010	-	-	0,003	0,005	-
Ti	0,917	0,898	0,876	0,868	0,863	0,855	0,876	0,915	0,884	0,908	0,842
Fe³⁺	0,161	0,197	0,247	0,256	0,272	0,286	0,250	0,169	0,228	0,178	0,318
Al	0,005	0,004	-	0,007	-	0,003	0,002	-	0,002	0,007	-
<i>Мінали, мол. %</i>											
Ilm	87,7	86,8	83,0	82,5	82,8	81,2	84,0	88,0	84,8	87,0	81,0
Hem	8,0	9,9	12,4	12,8	13,6	14,3	12,5	8,5	11,4	8,9	15,9
Gk	0,7	-	0,7	1,1	0,0	1,0	-	-	0,3	0,5	-
Py	3,6	3,4	3,9	3,6	3,6	3,4	3,4	3,5	3,5	3,6	3,1

Вибіркові мікрозондові аналізи титаномагнетитів із ультрамафітів НДП.

Зразок	6127-67													
Аналіз	48	49	50	51	52	53	58	67	68	70	71	72	73	77
<i>Вміст, ваг %</i>														
TiO₂	20,65	14,67	17,31	13,58	19,61	18,36	15,18	18,45	18,58	9,67	16,45	17,73	18,5	19,59
Al₂O₃	-	0,01	0,24	0,19	0,07	0,02	0,15	0,21	0,11	0,15	-	0,11	0,44	0,01
FeO	78,07	83,56	80,97	85,26	79,19	80,02	83,4	79,46	79,72	88,44	81,92	80,79	78,66	79,04
MnO	0,7	0,35	0,42	0,22	0,39	0,55	0,22	0,41	0,42	0,11	0,55	0,59	0,32	0,51
MgO	-	0,34	0,24	-	-	0,3	-	0,17	-	0,49	0,32	-	0,7	0,04
<i>Формульні коефіцієнти на 4 атоми кисню</i>														
Fe²⁺	1,548	1,373	1,452	1,367	1,534	1,471	1,413	1,5244	1,5355	1,235	1,418	1,471	1,462	1,521
Mn	0,022	0,011	0,013	0,007	0,012	0,018	0,007	0,0124	0,0133	0,003	0,017	0,018	0,010	0,016
Mg	-	0,019	0,013	-	-	0,017	-	0,0089	-	0,027	0,017	-	0,039	0,003
Ti	0,572	0,405	0,478	0,374	0,543	0,508	0,420	0,5067	0,5098	0,266	0,454	0,491	0,512	0,544
Fe³⁺	0,857	1,191	1,033	1,243	0,908	0,987	1,153	0,9015	0,8952	1,462	1,094	1,015	0,958	0,916
Al	-	0,001	0,010	0,008	0,003	0,001	0,007	0,0089	0,0044	0,007	-	0,005	0,019	0,001
<i>Мінали, мол. %</i>														
Usp	56,7	39,2	47,1	37,4	54,2	49,4	42,0	50,6	51,4	25,2	44,0	48,7	49,5	53,8
Mt	43,3	59,9	52,3	62,6	45,8	49,7	58,0	48,9	48,6	73,5	55,1	51,3	48,5	46,1

Вибіркові мікрозондові аналізи піроксенів із камптонітів НДП.

Зразок	6190-333														
Аналіз	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
<i>Вміст, ваг. %</i>															
SiO₂	48,04	49,32	48,3	46,06	49,28	45,8	45,73	44,95	46,68	49,28	51,15	48,71	48,74	46,31	45,87
TiO₂	1,21	1,07	1,14	1,84	1,13	2,65	3,15	2,98	2,67	1,2	0,36	1,39	1,5	2,35	2,45
Al₂O₃	4,78	4,81	4,94	6,18	5,13	6,15	5,97	6,07	5,5	3,18	3,9	3,72	3,95	5,6	5,57
FeO	9,9	11,5	10,36	10,48	11,36	9,74	9,13	9,41	8,83	9,41	15,37	10,89	9,26	9,42	9,77
MnO	0,22	0,18	0,14	0,23	-	0,02	-	0,31	0,25	0,12	0,12	0,1	0,1	0,09	0,01
MgO	14,11	15,11	13,52	13,44	13,73	13,26	13,7	13,81	13,63	15,36	14,8	12,08	14,73	13,34	13,72
CaO	21,56	17,67	21,49	21,77	19,3	22,1	22,16	22,19	22,41	21,43	14,15	23,11	21,71	22,64	22,48
Na₂O	0,19	0,35	0,1	-	0,07	0,3	0,16	0,28	0,04	0,01	0,15	-	-	0,25	0,12
<i>Формульні коефіцієнти на 6 атомів кисню</i>															
Na	0,014	0,025	0,007	-	0,005	0,022	0,012	0,021	0,003	0,001	0,011	-	-	0,018	0,009
Ca	0,871	0,709	0,868	0,885	0,775	0,897	0,898	0,904	0,906	0,862	0,568	0,94	0,873	0,919	0,914
Mg	0,793	0,843	0,76	0,76	0,767	0,749	0,772	0,782	0,767	0,86	0,827	0,684	0,825	0,753	0,776
Mn	0,007	0,006	0,005	0,007	-	0,001	-	0,01	0,008	0,004	0,004	0,003	0,003	0,003	-
Fe	0,312	0,36	0,327	0,333	0,356	0,309	0,289	0,299	0,279	0,295	0,482	0,346	0,291	0,298	0,31
Ti	0,034	0,03	0,032	0,052	0,032	0,076	0,089	0,085	0,076	0,034	0,01	0,04	0,042	0,067	0,07
Al	0,212	0,212	0,219	0,276	0,227	0,275	0,266	0,272	0,244	0,141	0,172	0,167	0,175	0,25	0,249
Si	1,811	1,846	1,822	1,748	1,848	1,735	1,729	1,708	1,761	1,85	1,918	1,849	1,83	1,754	1,741
Сума	4,054	4,031	4,04	4,061	4,01	4,064	4,055	4,081	4,044	4,047	3,992	4,029	4,039	4,062	4,069
<i>Мінали, мол. %</i>															
Wo	43,9	37,0	44,3	44,6	40,8	45,9	45,8	45,3	46,2	42,7	30,2	47,6	43,8	46,6	45,7
En	40,0	44,0	38,8	38,3	40,4	38,3	39,4	39,2	39,1	42,6	44,0	34,7	41,4	38,2	38,8
Fs	16,1	19,1	16,9	17,1	18,8	15,8	14,8	15,5	14,6	14,8	25,8	17,7	14,8	15,3	15,5

Додаток Ч

Вибіркові мікрозондові аналізи плагіоклазів із камптонітів НДП.

Зразок	6190-333											
Аналіз	70 ^к	71 ^к	75*	76*	79*	80*	81*	151 ^к	152 ^к	153 ^к	154 ^к	158 ^к
<i>Вміст, ваг. %</i>												
SiO₂	59,2	57,78	58,34	58,14	58,48	57,49	58,52	65,78	65,58	67,47	66,38	66,57
Al₂O₃	25,91	26,67	27,14	27	26,72	26,78	26,67	20,02	19,03	20,46	20,85	20,67
FeO*	0,24	0,49	0,28	0,49	0,51	0,98	0,48	1,36	2,15	0,07	0,3	0,17
CaO	4,29	6,31	6,86	6,77	7,31	6,85	6,44	2,89	3,36	1,68	2,21	2,04
Na₂O	6,92	7,68	7,27	7,43	6,9	7,13	7,28	9,7	9,59	10,12	10,08	10,39
K₂O	3,43	1,07	0,12	0,16	0,08	0,76	0,61	0,24	0,29	0,19	0,18	0,17
<i>Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню</i>												
K	0,197	0,062	0,007	0,009	0,004	0,044	0,035	0,013	0,017	0,011	0,010	0,009
Na	0,604	0,669	0,629	0,644	0,597	0,622	0,631	0,832	0,828	0,858	0,858	0,884
Ca	0,207	0,304	0,328	0,324	0,350	0,330	0,308	0,137	0,160	0,079	0,104	0,096
Si	2,662	2,597	2,602	2,599	2,611	2,586	2,616	2,912	2,920	2,951	2,916	2,923
Al	1,373	1,413	1,427	1,422	1,406	1,419	1,405	1,044	0,998	1,055	1,079	1,070
Fe	0,009	0,018	0,010	0,018	0,019	0,037	0,018	0,050	0,080	0,003	0,011	0,006
Сума	5,052	5,063	5,003	5,016	4,987	5,038	5,013	4,988	5,003	4,957	4,978	4,988
<i>Мінали, мол. %</i>												
Or	19,5	6,0	0,7	0,9	0,4	4,4	3,6	1,3	1,7	1,2	1,0	0,9
An	20,5	29,4	34,0	33,2	36,8	33,1	31,6	14,0	15,9	8,3	10,7	9,7
Ab	59,9	64,6	65,2	65,9	62,8	62,4	64,8	84,7	82,4	90,5	88,3	89,4

Примітка: зірочкою відмічені аналізи ядерних частин зерен плагіоклазів, літерою к – периферійні розкислені зони плагіоклазів.

Додаток III

Вибіркові мікрозондові аналізи керсутитових амфіболів із камптонітів НДП.

Зразок	6190-333												
Аналіз	1	2	4	5	6	7	9	10	11	12	13	15	16
<i>Вміст, ваг %</i>													
SiO ₂	41,22	42,13	40,64	40,54	40,94	41,83	40,98	41,77	40,23	40,1	40,97	41,73	41,39
TiO ₂	5,08	5,04	4,56	4,66	5,01	4,69	4,93	4,75	4,92	5,17	5,06	4,62	4,99
Al ₂ O ₃	10,96	11,19	12,3	11,88	11,69	11,33	11,68	11,89	12,82	12,69	12,31	12,05	11,04
FeO	14,49	13,99	14,37	15,34	14,47	13,87	14,75	14,28	15,09	15,36	14,96	14,63	16,8
MnO	0,27	0,09	-	0,39	0,1	0,28	0,14	-	0,19	0,13	0,15	0,25	0,26
MgO	12,37	12,61	12,99	12,34	12,24	13,29	12,15	12,56	12,54	11,76	12,37	12,42	10,44
CaO	12,7	12,5	12,4	12,69	12,72	12,13	12,53	12,24	11,65	12,43	11,64	11,91	11,95
Na ₂ O	1,57	1,19	1,39	0,85	1,56	1,42	1,34	1,25	1,33	1,11	1,34	1,21	1,82
K ₂ O	1,34	1,27	1,36	1,32	1,26	1,18	1,49	1,26	1,26	1,25	1,2	1,18	1,31
<i>Формульні коефіцієнти на 23 атоми кисню</i>													
Si	6,038	6,107	5,874	5,882	5,985	6,018	5,984	6,032	5,778	5,829	5,894	6,003	6,115
Al iv	1,892	1,893	2,095	2,031	2,014	1,921	2,010	1,968	2,170	2,171	2,087	1,997	1,885
Al vi	0,000	0,019	-	-	-	-	-	0,056	-	0,003	-	0,046	0,038
Ti	0,560	0,550	0,496	0,509	0,551	0,508	0,542	0,516	0,532	0,565	0,548	0,500	0,555
Fe ³⁺	0,229	0,324	0,686	0,759	0,251	0,675	0,360	0,511	1,024	0,621	0,847	0,726	0,186
Fe ²⁺	1,546	1,372	1,051	1,102	1,518	0,993	1,442	1,214	0,788	1,246	0,953	1,034	1,889
Mn	0,034	0,011	-	0,048	0,012	0,034	0,017	-	0,023	0,016	0,018	0,030	0,033
Mg	2,701	2,725	2,799	2,669	2,668	2,850	2,645	2,704	2,685	2,548	2,653	2,664	2,299
Ca	1,993	1,941	1,920	1,973	1,992	1,870	1,960	1,894	1,793	1,936	1,794	1,836	1,892
Na	0,446	0,334	0,390	0,239	0,442	0,396	0,379	0,350	0,370	0,313	0,374	0,337	0,521
K	0,250	0,235	0,251	0,244	0,235	0,217	0,278	0,232	0,231	0,232	0,220	0,217	0,247
Сума	17,690	17,511	17,560	17,456	17,670	17,482	17,617	17,476	17,394	17,481	17,388	17,390	17,660
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0,636	0,665	0,727	0,708	0,637	0,742	0,647	0,690	0,773	0,672	0,736	0,720	0,549

Вибіркові мікрозондові аналізи ільменітів із камптонітів НДП.

Зразок	6190-333									
Аналіз	85	86	89	96	97	98	99	102	103	105
<i>Вміст, ваг. %</i>										
TiO₂	47,17	48,16	45,52	41,66	44,75	46,86	43,13	43,31	45,67	45,96
FeO	48,95	47,44	46,71	53,63	48,62	45,81	45,39	51,76	50,30	50,04
MnO	1,02	1,39	1,24	1,41	1,44	1,13	1,12	1,10	1,13	1,15
MgO	0,43	0,40	1,38	0,49	1,29	1,40	2,64	0,78	0,55	0,24
<i>Формульні коефіцієнти на 3 атоми кисню</i>										
Fe²⁺	0,870	0,887	0,814	0,753	0,786	0,840	0,734	0,782	0,834	0,854
Mn	0,022	0,030	0,028	0,031	0,032	0,025	0,025	0,024	0,024	0,025
Mg	0,016	0,016	0,054	0,019	0,050	0,055	0,105	0,030	0,021	0,010
Ti	0,911	0,933	0,896	0,802	0,869	0,920	0,862	0,836	0,879	0,889
Fe³⁺	0,180	0,135	0,208	0,395	0,264	0,161	0,275	0,329	0,242	0,222
<i>Мінали, мол. %</i>										
Ilm	87,1	88,7	81,4	75,3	78,7	84,0	73,3	78,2	83,4	85,4
Hem	9,0	6,7	10,4	19,8	13,2	8,0	13,7	16,4	12,1	11,1
Gk	1,6	1,6	5,4	1,9	5,0	5,5	10,5	3,0	2,1	1,0
Py	2,2	3,0	2,8	3,1	3,2	2,5	2,5	2,4	2,4	2,5

Вибіркові мікрозондові аналізи титаномагнетитів із камптонітів НДП.

Зразок	6190-333									
Аналіз	125	126	127	133	134	135	141	142	145	146
<i>Вміст, ваг. %</i>										
TiO₂	10,00	13,86	11,23	16,99	17,39	13,95	12,08	13,96	14,18	14,67
FeO	83,94	81,63	83,36	78,79	78,89	77,00	83,66	82,09	79,90	75,88
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,22	0,10	0,07
MgO	1,44	0,87	1,36	0,78	0,33	2,57	0,66	0,36	1,36	2,20
<i>Формульні коефіцієнти на 4 атоми кисню</i>										
Fe²⁺	1,204	1,344	1,242	1,437	1,474	1,252	1,304	1,367	1,321	1,295
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,007	0,003	0,003
Mg	0,080	0,048	0,075	0,044	0,018	0,146	0,037	0,020	0,077	0,127
Ti	0,282	0,391	0,316	0,480	0,493	0,400	0,341	0,395	0,402	0,426
Fe³⁺	1,434	1,217	1,367	1,039	1,013	1,201	1,318	1,211	1,197	1,151
<i>Мінали, мол. %</i>										
Usp	24,2	36,7	27,8	45,9	48,4	32,7	32,2	38,2	36,3	36,1
Mt	71,7	60,9	68,4	52,0	50,7	60,0	65,9	60,7	59,9	57,6

Розрахунок температур рівноваги та фугітивності кисню для ільменіт-магнетитового парагенезису з долеритів, габро-долеритів та габро-діабазів ДДФ.

Зразок	Особливості мікроструктури	Мінерали	X _{Hem}	N _{Ti}	Температура (T, °C)	Фугітивність (fO ₂)	DFMQ 1 бар	DFMQ 1 кбар
3420-205	Без видимих структур розпаду	Ilm105	0,1664		977	-8	3,047	2,961
		Ti-Mt 111		0,5903				
		Ilm107	0,2497		916	-10	2,265	2,176
		Ti-Mt 113		0,3580				
		Ilm108	0,1606		791	-12	2,546	2,448
		Ti-Mt 112		0,2165				
		Ilm109	0,2161		870	-11	2,385	2,293
		Ti-Mt 110		0,3170				

Зразок	Особливості мікроструктури	Мінерали	X _{Hem}	NTi	Температура (T, °C)	Фугитивність (fO ₂)	DFMQ 1 бар	DFMQ 1 кбар
6184-171	Без видимих структур розпаду	Ilm171	0,1565		834	-12	1,644	1,550
		Ti-Mt 195		0,2638				
		Ilm172	0,0487		708	-17	-0,426	-0,531
		Ti-Mt 196		0,3682				
		Ilm173	0,0547		697	-17	0,021	-0,084
		Ti-Mt 197		0,2768				
		Ilm183	0,0796		818	-14	0,282	0,186
		Ti-Mt 208		0,4232				
		Ilm182	0,0389		664	-19	-0,842	-0,951
		Ti-Mt 209		0,3451				
		Ilm184	0,0353		681	-19	-1,247	-1,355
		Ti-Mt 211		0,4624				
	Зі структурами розпаду	Ilm185	0,0236		583	-23	-1,958	-2,075
		Ti-Mt 193		0,3003				
		Ilm186	0,1084		834	-13	0,906	0,812
		Ti-Mt 194		0,3505				
		Ilm188	0,0510		659	-18	0,148	0,039
		Ti-Mt 192		0,1973				
		Ilm187	0,0473		645	-19	0,027	-0,084
		Ti-Mt 191		0,1858				
		Ilm189	0,0841		740	-15	0,964	0,863
		Ti-Mt 190		0,2336				
		Ilm174	0,0338		637	-20	-1,117	-1,229
		Ti-Mt 201		0,3208				
		Ilm175	0,0295		631	-21	-1,540	-1,652
		Ti-Mt 206		0,4006				

Зразок	Особливості мікроструктури	Мінерали	X _{Hem}	NTi	Температура (T, °C)	Фугитивність (fO ₂)	DFMQ 1 бар	DFMQ 1 кбар
6184-171	Зі структурами розпаду	Ilm176	0,0302		620	-21	-1,379	-1,492
		Ti-Mt 207		0,3187				
		Ilm177	0,0430		713	-18	-0,832	-0,936
		Ti-Mt 203		0,4562				
		Ilm178	0,0749		762	-15	0,459	0,358
		Ti-Mt 202		0,3227				
		Ilm179	0,0652		749	-16	0,160	0,059
		Ti-Mt 204		0,3461				

Зразок	Особливості мікроструктури	Мінерали	X _{Hem}	NTi	Температура (T, °C)	Фугитивність (fO ₂)	DFMQ 1 бар	DFMQ 1 кбар
6184-175	Без видимих структур розпаду	Ilm63	0,0727		748	-15	0,481	0,380
		Ti-Mt 82		0,2988				
		Ilm64	0,0546		683	-17	0,142	0,035
		Ti-Mt 81		0,2373				
		Ilm65	0,0905		785	-14	0,796	0,698
		Ti-Mt 80		0,3091				
	Зі структурами розпаду	Ilm67	0,0652		737	-16	0,248	0,145
		Ti-Mt 76		0,3136				
		Ilm68	0,0559		692	-17	0,142	0,036
		Ti-Mt 77		0,2515				
		Ilm69	0,0521		698	-17	-0,146	-0,252
		Ti-Mt 78		0,3031				

Зразок	Особливості мікроструктури	Мінерали	X _{Hem}	N _{Ti}	Температура (T, °C)	Фугитивність (fO ₂)	DFMQ 1 бар	DFMQ 1 кбар
6186-46	Без видимих структур розпаду	Ilm41	0,0483		694	-18	-0,356	-0,462
		Ti-Mt 44		0,3279				
		Ilm42	0,0464		694	-18	-0,481	-0,587
		Ti-Mt 45		0,3486				
		Ilm43	0,0520		690	-17	-0,083	-0,190
		Ti-Mt 46		0,2778				
		Ilm113	0,0988		813	-14	0,823	0,727
		Ti-Mt 129		0,3390				
		Ilm114	0,0729		779	-15	0,274	0,176
		Ti-Mt 130		0,3737				
		Ilm115	0,1099		850	-13	0,844	0,750
		Ti-Mt 131		0,3757				
	Зі структурами розпаду	Ilm47	0,2158		909	-11	1,665	1,575
		Ti-Mt 50		0,3186				
		Ilm48	0,2205		917	-11	1,646	1,557
		Ti-Mt 51		0,3268				
		Ilm49	0,1812		988	-10	1,076	0,990
		Ti-Mt 52		0,4531				
		Ilm116	0,1791		885	-11	1,536	1,444
		Ti-Mt 127		0,3173				
		Ilm117	0,0807		771	-15	0,595	0,495
		Ti-Mt 128		0,3173				
		Ilm118	0,1252		812	-13	1,367	1,271
		Ti-Mt 126		0,2722				
		Ilm119	0,1208		820	-13	1,230	1,134
		Ti-Mt 125		0,2958				

Зразок	Особливості мікроструктури	Мінерали	X _{Hem}	NTi	Температура (T, °C)	Фугитивність (fO ₂)	DFMQ 1 бар	DFMQ 1 кбар
6186-46	Зі структурами розпаду	Ilm120	0,0639		755	-16	0,063	-0,038
		Ti-Mt 124		0,3713				
		Ilm121	0,1834		897	-11	1,503	1,412
		Ti-Mt 123		0,3304				

Зразок	Особливості мікроструктури	Мінерали	X _{Hem}	NTi	Температура (T, °C)	Фугитивність (fO ₂)	DFMQ 1 бар	DFMQ 1 кбар
6188-354	Без видимих структур розпаду	Ilm86	0,0690		761	-15	0,242	0,142
		Ti-Mt 128		0,3518				
		Ilm87	0,0784		809	-14	0,293	0,196
		Ti-Mt 127		0,4101				
		Ilm88	0,0792		803	-14	0,348	0,251
		Ti-Mt 124		0,3947				
		Ilm89	0,0911		805	-14	0,682	0,585
		Ti-Mt 123		0,3483				
		Ilm101	0,0548		730	-17	-0,220	0,323
		Ti-Mt 105		0,3756				
		Ilm102	0,0608		743	-16	0,000	-0,102
		Ti-Mt 103		0,3615				

Зразок	Особливості мікроструктури	Мінерали	X _{Hem}	NTi	Температура (T, °C)	Фугитивність (fO ₂)	DFMQ 1 бар	DFMQ 1 кбар
6188-354	Зі структурами розпаду	Ilm92	0,0735		774	-15	0,326	0,227
		Ti-Mt 113		0,3591				
		Ilm93	0,0713		787	-15	0,168	0,069
		Ti-Mt 112		0,4020				
		Ilm94	0,0910		812	-14	0,634	0,538
		Ti-Mt 120		0,3638				
		Ilm95	0,1128		861	-13	0,837	0,744
		Ti-Mt 121		0,3881				
		Ilm96	0,0911		777	-14	0,872	0,773
		Ti-Mt 106		0,2898				

Зразок	Особливості мікроструктури	Мінерали	X _{Hem}	NTi	Температура (T, °C)	Фугитивність (fO ₂)	DFMQ 1 бар	DFMQ 1 кбар
6193-220	Без видимих структур розпаду	Ilm56	0,0561		726	-17	-0,121	-0,224
		Ti-Mt 65		0,3509				
		Ilm61	0,0391		661	-19	-0,801	-0,911
		Ti-Mt 63		0,3281				
		Ilm97	0,0559		720	-17	-0,093	-0,196
		Ti-Mt 120		0,3364				
		Ilm98	0,0503		704	-17	-0,299	-0,404
		Ti-Mt 121		0,3380				
		Ilm99	0,0974		765	-14	1,142	1,042
		Ti-Mt 122		0,2461				

Зразок	Особливості мікроструктури	Мінерали	X _{Hem}	N _{Ti}	Температура (T, °C)	Фугитивність (fO ₂)	DFMQ 1 бар	DFMQ 1 кбар
6193-220	Зі структурами розпаду	Ilm59	0,0830		795	-14	0,514	0,417
		Ti-Mt 67		0,3591				
		Ilm100	0,1365		839	-13	1,354	1,259
		Ti-Mt 123		0,2996				
		Ilm101	0,1405		840	-12	1,401	1,307
		Ti-Mt 124		0,2953				
		Ilm102	0,0581		753	-16	-0,192	-0,293
		Ti-Mt 125		0,4104				
		Ilm103	0,0982		805	-14	0,858	0,761
		Ti-Mt 126		0,3256				
		Ilm110	0,0959		802	-14	0,827	0,730
		Ti-Mt 116		0,3251				
		Ilm113	0,1265		837	-13	1,214	1,120
		Ti-Mt 117		0,3143				
		Ilm114	0,1347		928	-11	0,857	0,769
		Ti-Mt 118		0,4441				
		Ilm115	0,1685		870	-12	1,528	1,436
		Ti-Mt 119		0,3065				

Зразок	Особливості мікроструктури	Мінерали	X _{Hem}	N _{Ti}	Температура (T, °C)	Фугитивність (fO ₂)	DFMQ 1 бар	DFMQ 1 кбар
74-538	Без видимих структур розпаду	Ilm59	0,0507		716	-17	-0,363	-0,467
		Ti-Mt 78		0,3747				
		Ilm60	0,0427		671	-18	-0,583	-0,691
		Ti-Mt 80		0,3146				
		Ilm64	0,0317		642	-20	-1,370	-1,482
		Ti-Mt 76		0,3953				
		Ilm65	0,0406		666	-19	-0,710	-0,819
		Ti-Mt 77		0,3239				
	Зі структурами розпаду	Ilm66	0,0460		718	-17	-0,663	-0,767
		Ti-Mt 73		0,4339				
		Ilm66	0,0460		710	-17	-0,614	-0,719
		Ti-Mt 74		0,4079				
		Ilm69	0,0340		659	-19	-1,246	-1,356
		Ti-Mt 72		0,4177				
		Ilm70	0,0581		773	-16	-0,294	-0,393
		Ti-Mt 71		0,4577				

Зразок	Особливості мікроструктури	Мінерали	X _{Hem}	N _{Ti}	Температура (Т, °С)	Фугитивність (fO ₂)	DFMQ 1 бар	DFMQ 1 кбар
74-550,5	Зі структурами розпаду	Ilm113	0,1214		953	-11	0,594	0,507
		Ti-Mt 136		0,5017				
		Ilm114	0,0886		801	-14	0,636	0,539
		Ti-Mt 137		0,3502				
		Ilm115	0,1120		871	-12	0,772	0,679
		Ti-Mt 138		0,4073				
		Ilm116	0,1083		883	-12	0,651	0,559
		Ti-Mt 140		0,4359				
		Ilm117	0,1102		889	-12	0,658	0,567
		Ti-Mt 139		0,4406				