

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

Навчально-науковий інститут

Інститут геології

На правах рукопису

Касьяненко Катерина Олегівна

УДК 55(477)+552.42+552.43

ПЕТРОЛОГІЯ ЧАРНОКІТОЇДІВ ЛІТИНСЬКОЇ СТРУКТУРИ

Спеціальність 04.00.08 – петрологія

Дисертація

на здобуття наукового ступеня

кандидата геологічних наук

Науковий керівник:

академік НАНУ, доктор геологічних наук,

професор

Пономаренко Олександр Миколайович

Київ – 2016

ЗМІСТ

ВСТУП	6
РОЗДІЛ 1. ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕНЬ ТА ПРОБЛЕМИ ГЕНЕЗИСУ ЧАРНОКІТОЇДІВ ПОДІЛЬСЬКОГО БЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	11
РОЗДІЛ 2. ФАКТИЧНИЙ МАТЕРІАЛ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ	19
РОЗДІЛ 3. ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГО-ТЕКТОНІЧНОЇ БУДОВИ ПОДІЛЬСЬКОГО БЛОКУ ДНІСТРОВСЬКО-БУЗЬКОГО МЕГАБЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА	21
3. 1. Особливості геолого-тектонічної будови Подільського блоку Українського щита.....	21
3. 2. Геодинамічний режим Літинської куполоподібної структури.....	29
3. 3. Висновки.....	39
РОЗДІЛ 4. ПЕТРОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ТА ГОЛОВНІ ПОРОДОУТВОРЮВАЛЬНІ МІНЕРАЛИ ЧАРНОКІТОЇДІВ ЛІТИНСЬКОЇ СТРУКТУРИ	41
4.1. Двопіроксенові ендербіти.....	41
4. 2. Гіперстенові ендербіти	54
4. 3. Чарнокіти.....	55
4. 4. Вінніцити.....	56
4. 5. Висновки	59
РОЗДІЛ 5. ПЕТРОХІМІЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТА ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ЧАРНОКІТОЇДІВ ЛІТИНСЬКОЇ СТРУКТУРИ	61
5. 1 Петрохімічні характеристики та геохімічні особливості порід центральної частини Літинської структури (Літинський кар'єр).....	62
5. 2. Петрохімічні характеристики та геохімічні особливості чарнокітоїдів краєвої частини Літинської структури (Малинівський кар'єр).....	79
5. 3. Петрохімічні характеристики та геохімічні особливості порід обрамлення.....	89
5. 4. Петрохімічні характеристики та геохімічні особливості метаморфічних порід.....	94

5. 5. Реконструкція фізико-хімічних умов.....	101
5. 6. Висновки.....	106
РОЗДІЛ 6. U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr ІЗОТОПНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ЧАРНОКІТОЇДІВ ЛІТИНСЬКОЇ СТРУКТУРИ.....	107
6.1. Ізотопний вік і склад цирконів з ендербітів Літинського кар'єру	109
6. 2. Ізотопний вік і склад цирконів з ендербітів Малинівського кар'єру.....	115
6.3. Результати Rb-Sr ізотопних досліджень апатитів із ендербітів Літинської структури.....	117
6. 4. Висновки	117
ВИСНОВКИ.....	118
СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ	120
ДОДАТКИ.....	134

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

ІГМР – Інститут геохімії мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка
НАН України

УЩ – Український щит

РМ – примітивна мантія

DM – деплетована (збіднена) мантія

РЗЕ – рідкісноземельні елементи

ТТГ – тоналіт - тронд'єміт - гранодіоритова серія

Р – тиск

Т – температура

КПШ – калієві польові шпати

зр. – зразок

в. п. п. – втрати при пропіканні

ppm – $\text{мкг/г} = \text{г/г} = 10^{-6} \text{ г/г}$

СРК – структурно-речовинні комплекси

ТФ – тектоно фація

Символи мінералів

Ab – альбіт

Alm – альмандин

An – анортит

Ann - аніт

Ap – апатит

Bt – біотит

Gr – гранат

Gs - grosуляр

Di – діопсид

Ilm – ільменіт

Fsp – калієвий польовий шпат

Mt – магнетит

oPx – ортопіроксен

cPx – клінопіроксен

Pl – плагіоклаз

Pu – піроп

Qu – кварц

Or – ортоклаз

Hyp – гіперстен

Phl – флогопіт

Петрохімічні коефіцієнти

$al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$, ваг.% – глиноземистість породи

$Fe\# = (FeO + Fe_2O_3 / FeO + Fe_2O_3 + MgO) * 100$, ваг.% – залізистість породи

ВСТУП

Актуальність теми. На Українському щиті виділяються ізометричні структури різних форм і розмірів, які розглядаються як можливий механізм розростання континентальної кори. Однією з таких структур у Верхньому Побужжі є Літинська структура, породи якої представлені чарнокітоїдами та піроксеновими кристалосланцями, що відслонюються в кар'єрах м. Літин і с. Малинівка. Ці породи утворені по найбільш древніх породах західної частини Дністровсько-Бузького мегаблоку віком до 3,8 млрд років. Актуальність теми дисертації обумовлена необхідністю мінералого-геохімічних та ізотопних досліджень порід Літинської структури, всебічне вивчення яких дасть змогу простежити еволюцію найдавніших утворень Українського щита в ході послідовних геологічних процесів.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами.

Дисертаційні дослідження виконувались в рамках науково-дослідних робіт відділу геохімії ізотопів і мас-спектрометрії за держбюджетною темою Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України ім. М.П.Семененка «Хроностратиграфія та геодинаміка мегаблоків Українського щита» (2013-2017pp), держ. реєстраційний № 0112 U 006807.

Мета і завдання дослідження.

Метою досліджень було визначення геологічних умов залягання і петрологічних особливостей та умов формування чарнокітоїдів Літинською структури. У процесі роботи вирішувались такі завдання: 1) узагальнення та аналіз геологічної інформації про структурно-тектонічні особливості, будову та склад Літинської куполоподібної

структури; 2) детальне вивчення речовинного складу чарнокітоїдів, їхніх головних породоутворювальних та акцесорних мінералів; 3) визначення фізико-хімічних умов формування чарнокітоїдів і оточуючих Літинську структуру гранітоїдів бердичівського комплексу, за допомогою мінеральних термобарометрів; 4) дослідження геохімічних особливостей чарнокітоїдів з використанням сучасних аналітичних методів.

Об'єкт дослідження – чарнокітоїди Літинської структури, розкриті переважно кар'єрами в м. Літин і с. Малинівка, та їхні породоутворюючі та акцесорні мінерали.

Предмет дослідження – петрологія чарнокітоїдів Літинської структури.

Методи дослідження: 1) польові геологічні – відбирались проби чарнокітоїдів і кристалосланців переважно із Літинського і Малинівського кар'єрів Літинської структури; 2) мінералого-петрографічні – оптична та електронна мікроскопія, електронно-мікрозондовий аналіз, мікроструктурні дослідження, мінеральна 3) геохімічні – XRF та ICP MS; 4) ізотопні – мас-спектрометричні методи визначення віку цирконів і монацитів; 4) математична обробка отриманих аналітичних результатів та побудова діаграм для петрогенетичних висновків.

Аналітичні дослідження виконувались в лабораторіях Інституту геохімії, мінералогії і рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України та ННІ «Інститут геології» Київського національного університету ім. Т.Г.Шевченка.

Наукова новизна одержаних результатів:

1. Доведено, що Літинська структура – це виступ древнього фундаменту палеорейського віку серед більш молодих порід бердичівського комплексу, перетвореного накладеними процесами в мезоеоархеї.

2. Встановлено, що чарнокітоїди із Літинського та Малинівського кар'єрів характеризуються різними трендами еволюції: боуенівський тренд характерний для чарнокітоїдів Літинського кар'єру, феннерівський – характерний для чарнокітоїдів Малинівського кар'єру.

3. Ізотопними методами підтверджено коровий характер ендербітів з Літинського кар'єру та коровий з привнесенням мантийної речовини в породи субстрату ендербітів з Малинівського кар'єру.

Науково-практичне значення одержаних результатів. Виконані дослідження значною мірою розширюють існуючі уявлення про генезис та вік чарнокітоїдів гранулітового комплексу Побужжя, вказують на особливості та умови формування архейської кори. Можна вважати, що завдяки отриманому мезоархейському віку цирконів з чарнокітоїдів Малинівського кар'єру, вирішена проблема існування чарнокітоїдів мезоархейського віку, із виділенням літинського комплексу в Хроностратиграфічній схемі Українського щита.

Особистий внесок здобувача. Результати мінералого-геохімічних, петрографічних досліджень чарнокітоїдів в Літинському і особливо, в Малинівському кар'єрах, наведені в дисертації, отримані здобувачем самостійно. Дисертанту належить також збір та узагальнення опублікованих та фондowych матеріалів по чарнокітоїдам Побужжя. Більшість статей і тез за темою дисертації написані дисертантом самостійно [32, 33, 36, 129]. В публікаціях у співавторстві з О.М. Пономаренком [87, 34, 35, 37, 38, 39], І.М. Лісною [39, 58, 60, 63] мінералогічні, геохімічні і петрографічні дослідження проведені безпосередньо дисертантом. У роботах [78, 77, 37] за участю автора виконані мінералого-

петрографічні дослідження та мікрозондові аналізи, у [78] автором розраховані Р-Т параметри для порід Літинської куполоподібної структури.

Апробація результатів дисертації. Головні результати досліджень доповідалися на конференціях «Сучасні проблеми геологічних наук» (Київ, 2013), «Гранитоиды: условия формирования и рудоносность» (Київ, 2013), «П'ята Всеукраїнська наукова конференція молодих вчених до 95-річчя НАН України (Київ, 2013), «Роль вищих навчальних закладів у розвитку геології» (Київ, 2014), 5-th International students geological conference (Будапешт, 2014), Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6-1,6 млрд років) Євразійського континента» (Київ, 2014), «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии» (м. Санкт-Петербург), «Сучасна геологічна наука і практика в дослідженнях студентів і молодих фахівців» (м. Кривий ріг, 2015), наукових читаннях імені академіка Євгена Лазаренка «Мінералогія: сьогодення і майбуття» (Львів-Чинадієво, 2014), геохімічному семінарі Ради молодих учених (Київ, 2015).

Публікації. За матеріалами дисертації опубліковано 7 статей, у тому числі 5 статей у наукових фахових виданнях України, 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 9 доповідей.

Структура дисертації. Дисертація складається із вступу, 6 розділів, висновків та списку використаних джерел, які викладені на 136 сторінках друкованого тексту. Дисертація містить 50 рисунків, 17 таблиць, 3 додатків та 136 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 академіка Національної академії наук України О.М. Пономаренка, якому автор щиро вдячна за допомогу у вирішенні наукових проблем, організаційних та методичних питань, за вагомі консультації та практичну допомогу. Окремо автор висловлює подяку І.М. Лісній та Л.М. Степанюку за конструктивну критику та дискусії, що сприяли науковому становленню автора протягом своєї наукової діяльності. А також всім співробітникам відділу геохімії ізотопів та мас-спектрометрії ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України за підтримку та прекрасну робочу атмосферу. Автор також висловлює подяку за численні консультації, поради, практичну допомогу співробітникам ІГМР ім. М.П. Семененка НАН України Кривдіку С.Г., Вишневському О.А., Осьмачко Л.С., Заяць О.В., Самчуку А.І., Ренкас Г.В., Кушніру С.В., Кучерині М.М., Гурненко А.І., Павленко О.Й., співробітникам ННІ «Інститут геології» Шнюкову С.Є., Митрохину О.В., Павлову Г.Г., Синицину В.О., Андрееву О.В.

РОЗДІЛ 1

ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕНЬ ТА ПРОБЛЕМИ ГЕНЕЗИСУ ЧАРНОКІТОЇДІВ ПОДІЛЬСЬКОГО БЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Багаточисленні геологічні та петрографічні дослідження південно-західної частини Українського щита, де розташовується Літинська структура, починаються з 30-х років позаминулого століття. Зустрічаються в роботах Віленського, Варшавського, Новоросійського і Київського університетів, зокрема в роботах Є. Єйхвельда [121], М. Барбот де Марні [2, 3], Р.А.Пренделя [90]. Але всі ці роботи мали описовий характер та історичне значення.

Більш детальні геолого-петрографічні дослідження західної частини Українського щита починаються з робіт К.М. Феофілактова [113].

А.Е. Лагоріо, вперше, в межах України, описав гіперстенові граніти Волині [56]. У роботах [100, 105, 106] на рівні розвитку методів петрографічного і хімічного досліджень того часу, наводиться петрографічна і хімічна характеристики граніто-гнейсів, гранітів, і діоритів Подолії. Пропонується перше розчленування гранітів Волині і Подолії на сірі (древні) і розові (більш молоді).

Лише з 20-х років минулого століття, завдяки дослідженням А.В. Красовського, В.І. Лучицького, М.І. Безбородька, А.М. Козловської, П.І. Лебедєва, Л.Г. Ткачука були встановлені основні типи порід та сформовано перші генетичні та стратиграфічні уявлення щодо цих порід.

Роботи А.В. Красовського вміщують головним чином опис відслонень. Автором встановлюється розвиток гнейсо-гранітів, гнейсів, кристалічних вапняків, кварцитів, і сланців, які він відносить до древніх первинно-осадових відслонень, і магматичних порід – гранітів, гіперстенових гранітів, граніто-гнейсів, амфіболітів, що є більш

молодими утвореннями, за думкою автора [50].

Проблема чарнокітів здавна цікавила геологів, особливо після виходу у світ праць Т. Холланда. У 1892 році англійський геолог Холланд, оглядаючи калькутське кладовище, зацікавився оригінальним пам'ятником на могилі засновника міста – Джоба Чарнока. Він звернув увагу на гірську породу, з якої був виготовлений пам'ятник. Геолога вразило незвичайне поєднання мінералів: димчастого кварцу і темно-коричневого піроксену. Повернувшись до Англії, вчений вивчив під мікроскопом тонкий зріз каменю і остаточно переконався, що до його рук потрапила якась нова гірська порода. В 1900 році він опублікував першу наукову статтю про чарнокіти. В якій детально описав чарнокітові масиви: їх геологічне положення і речовинний склад. Головними породоутворювальними мінералами чарнокіту, по Холланду, були: мікроклін-пертит (54%), кварц (40%), гіперстен (3%), у невеликій кількості могли бути присутні біотит, гранат, магнетит і апатит. Холланд вважав, що чарнокіти, так само як і граніти, утворились при кристалізації розплавленої магми, що піднімалась із земних надр. Після Холланда десятки геологів у всьому світі стали відкривати чарнокітові масиви. В Україні гіперстенові граніти Волині були описані О.Є. Лагоріо наприкінці ХХІ ст.

Більше 40 років вивченням Українського щита займався В.І. Луцицький [69]. Він вперше вказав на розвиток чарнокітової серії на Побужжі і виділив в ній кислі чарнокіти – гіперстенові граніти, «основні типи» – норити і «ультраосновні типи» – піроксеніти. Чарнокіти Побужжя В.І. Луцицький називає антипертитовими чарнокітами, на відмінну від багатих калієвим польовим шпатом чарнокітів Індії і вважає їх результатом контактово-метаморфічних процесів взаємодії магми із вапняками і мергелястими породами.

Поняття чарнокітової формації на Побужжі з'явилося за часів П.І. Лебедєва [57], який виділив в ній чарнокіти, габро-норитові і норитові породи, граніти, карбонатно-силікатні утворення.

Дослідження порід чарнокітової серії річки Південний Буг привели М.І

Безбордька [5, 6, 8, 7] до висновку, що вони суттєво відрізняються від чарнокітів Індії. В цих породах Na_2O суттєво переважав над K_2O . Виходячи з цього, він запропонував називати «чарнокітову серію» В.І. Лучицького – «бугітовою серією». В залежності від глибини утворення та кислотності, автор поділив породи на катабугіти (основні), мезобугіти (середні) і епібугіти або чарнокіти (кислі). Ультраосновні різновиди чарнокітів були названі собаровітами. В цілому, М.І. Безбородько вважав породи «бугітової серії» продуктами диференціації магми, яка асимілювала товщу метаморфізованих осадових порід, головним чином піроксен-плагіоклазових гнейсів.

М.Г. Равич також звернув увагу на суттєво плагіоклазовий склад чарнокітів Побужжя. По аналогії з ендербітами Антарктиди назвав їх ендербітами, відмічаючи, що «розділення гіперстенових гранітоїдів на ендербітову та чарнокітову гілки, має принципове значення, так як ці гілки відрізняються одна від одної не лише мінеральним складом а й залізистістю кольорових мінералів, і положенням в єдиному специфічному ряді гранітизованих порід» [91, 92].

Л.Г. Ткачук [108, 109, 110] розглядав чарнокіти Побужжя під назвою чарнокітова серія, що об'єднувала граніти, чарнокіти, чарнокітові діорити, габро-норити, піроксеніти, перидотити, олівініти. Як чарнокіти він описує дві групи порід: 1) чарнокітову серію піроксен-плагіоклазових гнейсів Побужжя, віднесену до метаморфічного комплексу, і 2) подільський чарнокіт-норитовий комплекс. Автор вказує на те, що серед порід чарнокіт-норитового комплексу можна виділити: а) перидотити, піроксеніти з пов'язаними з ними горнблендитами; б) габро-норити, габро-амфіболіти, амфіболіти; в) гіперстенові і гіперстен-біотитові граніти, діорити і норити (бугіти); г) біотит-роговообманкові гранодіорити і діорити (собіди); д) гранато-біотитові граніти і мігматити; е) розові апліто-пегматоїдні граніти та їх мігматити.

М.П. Семененко виділяє чарнокіт-монцонітову серію р. Південний Буг і відносить її до древнього бузького магматичного комплексу. На його думку, до цього комплексу належать більш ранні, ніж чарнокіти, metabaziti, перидотити і амфіболіти, що розвиваються по берегах річок Південний Буг і Синюха, і більш пізні, ніж

чарнокіти, чудново-бердичівські кордієрит-гранатові граніти, плагіоклазові граніти р. Дніпро і гранодіорити с. Звенигородки.

В результаті вивчення чарнокітів Побужжя Половінкіна і Налівкіна [74, 84, 86, 85] встановили, що породи включені до чарнокітової серії (формації), які відповідають основним та ультраосновним чарнокітам Холланда, являють собою піроксен-плагіоклазові гнейси, габроїди і гіпербазити, більш древні, ніж чарнокіти, і не утворюють з ними єдиної формації.

Найбільший внесок у дослідження чарнокітоїдів України зробив І.Б. Щербаков [119]. Він виділив гайворонський комплекс, чарнокіти якого є найдревнішими породами УЩ. Автор, вважає, що ендербіти – це древні магматичні породи, які утворились за рахунок неодноразового метаморфізму порід андезит-дацитового складу. Чарнокітоїди Літинської структури він відносив до магматичних порід корового походження.

С.Г. Кривдік та ін. [51] вважають, що архейські ендербіти Українського щита є реститовими породами, які утворились після вилучення гранітних розплавів на ранішньому етапі амфіболітової (граніти) або на початку гранулітової (чарнокіти) фації метаморфізму. Протерозойські ендербіти вважають інтрузивними породами (реоморфічні або анатектичні), які могли утворитись за рахунок архейських ендербітів. Субстрат, з якого формувались ендербіти був гетерогенним.

І.М. Лісна [59] для чарнокітоїдів Побужжя виділила дві вікових групи: архейські та протерозойські. Встановлений вік 3,0-2,8 млрд років, визначений по цирконам із чарнокітоїдів гайворонського комплексу, розглядається нею, як мінімальний вік архейських гранітоїдів, обумовлений гранулітовим метаморфізмом.

У роботах [7, 8, 109] переважають уявлення про метасоматичну природу чарнокітоїдів.

Була запропонована схема утворення чарнокітоїдів шляхом метасоматичної переробки двопіроксен-плагіоклазових кристалосланців з послідовною зміною зон кристалосланців через антипертитові чарнокіти до чарнокітів [74], а також

гранітизацію вулканогенних порід основного складу [112].

Т.Е. Плоткіна детально вивчала гранулітовий комплекс Середнього Побужжя і дійшла до висновку, що ендербіто-гнейси – це розсланцьовані в процесі регіонального метаморфізму гранулітової фації андезитові і тоналітові породи, які утворилися в результаті фракційної кристалізації базальтової магми на стадії ранньопланетарного розвитку Землі, і можливо є залишками первинної континентальної кори.

На думку В.П. Кирилюка, А.А. Сиворонова і Б.І. Малюка [95]. первинно-осадова речовина, яка послугувала зародженню чарнокіт-гранулітових комплексів, мала космічне походження і утворилась в результаті конденсації протопланетної хмари.

О.І. Слензак вважав, що чарнокітові породи утворились в твердому стані, за рахунок основних і ультраосновних порід.

Побутує думка [46], що древня ендербітова кора має бімодальний склад.

Існує думка про можливість утворення ендербітів в умовах гранулітового метаморфізму вулканітів андезитового і дацитового складу [119].

Як бачимо, існує багато різних думок щодо генезису чарнокітоїдів, але всі вони зводяться до таких точок зору:

1. Т. Холланд, коли вперше описав чарнокітову серію, розглядав чарнокіти як магматичні породи, утворені в результаті диференціації і кристалізації магми. Він виділив мадраську чарнокітову серію, як генетично єдиний ряд гіперстенвміщуючих вивержених порід, які варіюють від ультраосновних (піроксеніти) і основних (норити) до кислих (граніти і чарнокіти). Холланд відмічав їх локалізацію у вигляді крупних масивів з апофізами і з ксенолітами вміщуючих порід. Також він звернув увагу на незвичайні для магматичних порід риси цієї серії: гранулітові структури, часто наявність гранату, лінійність в орієнтуванні мінералів і чергування шарів різного складу. Він вважав такі ознаки проявом магматизму в умовах деформації при високих температурах і тисках. Точки зору магматичного походження чарнокітів також дотримувались наступні вчені: В.Є. Тарасенко, П.І. Лебедєв, Ю.Г. Дубяга, В.І. Лучицький, М.П. Семененко. До чарнокітової серії вчені включали породи від

ультраосновних до кислих порід, вважаючи, що вони впливали на вміщуючі породи, утворюючи додаткові різновиди. Чарнокіти, не магматичного походження, є результат метаморфізму різних за своєю первинною природою утворень. До специфічних ознак чарнокітів, які вказують на седиментогенну природу вихідної дометаморфічної речовини, відносяться: залягання їх у вигляді малопотужних пластів, шарів, горизонтів, що перешаровуються з типовими парапорадами, ритмічна і коса шаруватість.

2. В результаті досліджень чарнокітів Побужжя Ю.Ір. Половінкіна і Є.Б. Налівкіна прийшли до висновку, що чарнокіти – продукт метасоматичної гранітизації основних і ультраосновних порід (мафітів), які є більш древніми архейськими утвореннями ніж чарнокіти. Мафіти утворились у фазу прогресивного регіонального метаморфізму, а чарнокіти – у фазу регресивного метаморфізму. Основними ознаками цього типу є: 1) відсутність чітко обмежених тіл; 2) залягання у вигляді «плям» розпливчастих зон неправильної форми; 3) розвиток плямистих ділянок, де гнейсоподібність співпадає з аналогічним напрямком вміщуючих товщ; 4) поступові переходи до вміщуючих порід; 5) розвиток мікрокліну в чарнокітах у вигляді більш пізніх утворень (міжгранулярні форми, реакційні кайми з плагіоклазом, пертити заміщення).

3. Чарнокіти, які виникли в результаті часткового або повного плавлення субстрату при ультраметаморфізмі проходять магматичну стадію формування породи. Одним з найбільш вагомих аргументів анатектичної природи чарнокітоїдів, є залягання їх у вигляді січних апофізів, що відходять від згідно залягаючих безкореневих лінз або пластових тіл того ж складу. Зароджений в результаті часткового або повного плавлення розплав часто не має достатньої кількості енергії, щоб подолати опір тиску вміщуючих порід. Розплав не здатний до переміщення, залишається на місці, зберігаючи форму залягання вихідної породи. Лише відкриття локальних тріщин сприяє переміщенню розплаву.

Різноманітність складу чарнокітоїдів, стала причиною появи багатьох місцевих назв. В результаті, для відзначення всієї сукупності порід такого різного складу був запропонований загальний термін «чарнокітоїди».

В основу класифікації чарнокітоїдів, із запропонованих в різний час схем, покладений їх модальний мінеральний склад. На трикутнику модального складу КПШ-Пл-Кв в залежності від співвідношення плагіоклазу, калієвого польового шпату і кварцу (не більше 50%) виділяють три групи чарнокітоїдів: переважно калійшпатові, двопольовошпатові і переважно плагіоклазові. Кожне поле має свою відповідну назву.

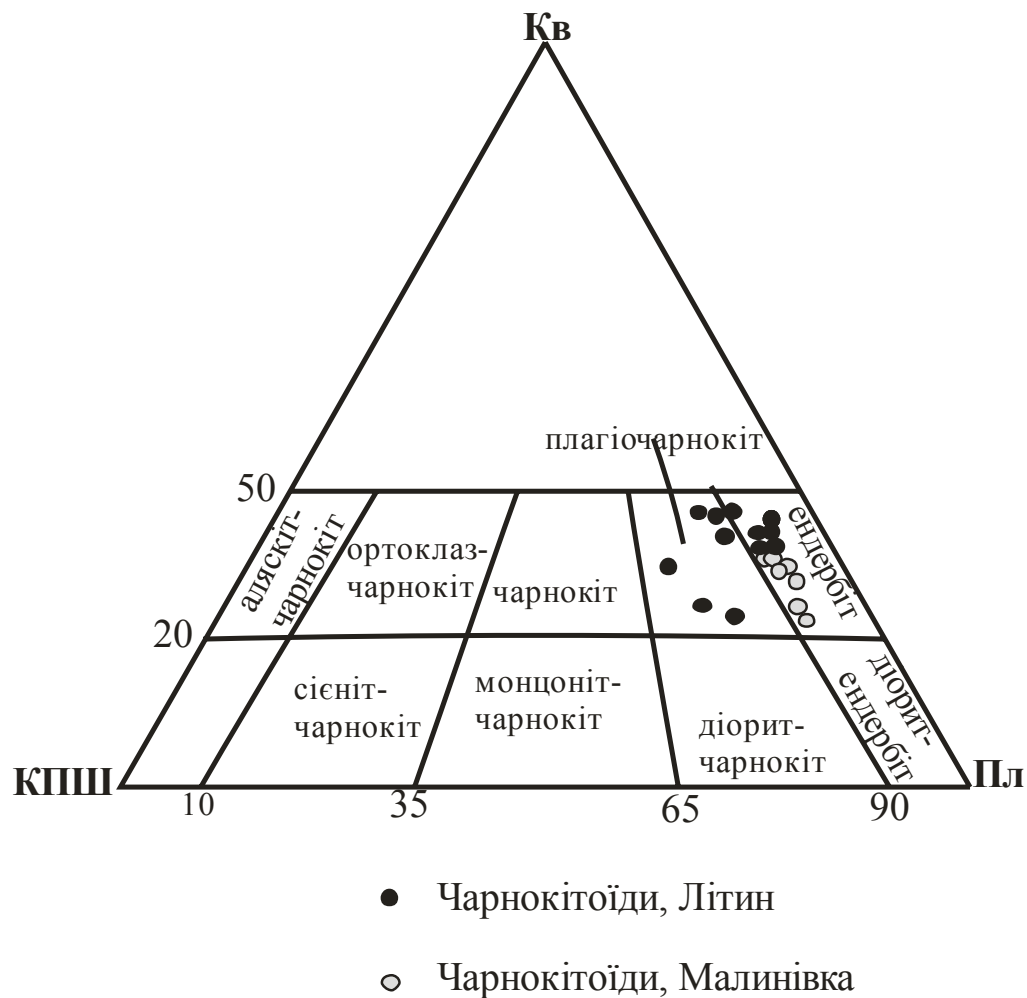


Рис. 1.1. Класифікаційна схема чарнокітоїдів по І.Б. Щербакову [120].

Нанесені точки – аналізи мінерального складу порід, які вивчались автором.

У своїй роботі ми скористались номенклатурним трикутником для чарнокітоїдів, запропонованим І.Б. Щербаковим [120]. Фігуративні точки досліджуваних зразків чарнокітоїдів Літинської структури попадають в поле плагіочарнокітів та ендербітів. Тому далі в роботі, під терміном чарнокітоїди ми будемо розуміти плагіочарнокітові та ендербітові їх відміни.

РОЗДІЛ 2

ФАКТИЧНИЙ МАТЕРІАЛ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Фактичною основою роботи стали матеріали, зібрані автором в 2013-2015 рр. в період навчання в аспірантурі та роботи у відділі геохімії ізотопів і мас-спектрометрії ІГМР НАН України. Також використовувались матеріали та колекції зразків Л.М. Степанюка та І.М. Лісної.

Польові дослідження з відбором проб і зразків виконувались у Літинському та Малинівському кар'єрах Літинської структури. Під час польових спостережень головну роль приділено вивченню характеру контактів між чарнокітоїдами та ксенолітами кристалосланців.

Під час опробування порід витримувались вимоги методичних рекомендацій щодо відбору проб. Для отримання уніфікованої і представницької характеристики досліджуваного петротипу відбиралась ціла низка звичайних зразків з корінних відслонень.

Мінералого-петрографічні дослідження проводились з метою визначення структурно-текстурних особливостей та мінерального складу гірських порід, а також виявлення типоморфних ознак головних породоутворюючих мінералів. У процесі досліджень автором вивчено понад 65 прозорих шліфи та 4 аншліфи. Мікроскопічні дослідження виконані в Інституті геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України. Для попереднього вивчення прозоро-полірувальних шліфів у прохідному та відбитому світлі використані поляризаційні мікроскопи «Nikon eclipse LV100Pol». Хімічний склад породоутворюючих мінералів вивчався на растровому

електронному мікроскопі JSM-6700F з енерго-дисперсійною системою для мікроаналізатора JED-2003 («JEOL», Японія).

Розрахунок P-T параметрів метаморфізму проводився з використанням методів мінеральної геотермобарометрії (GPT.xls, Mica-bio-Ti_T.xls).

Геохімічні дослідження були спрямовані на вивчення хімічного складу чарнокітоїдів. Вміст петрогенних елементів визначався в хімічній лабораторії ІГМР НАНУ, за допомогою класичного хімічного аналізу (аналітики А.І. Самчук, Г.В. Ренкас, О.П. Красюк). Вміст мікроелементів виконано методом ICP-MS, аналітик О.Г. Антоненко, підготовка проб здійснювалась Т.І. Макаренко. Визначення вмісту мікроелементів у породах виконано рентген-флуоресцентним аналізом (XRF) в лабораторії ННІ «Інститут геології» Київського національного університету імені Тараса Шевченка (КНУТШ), аналітик О.В. Андрєєв. Всі отримані аналітичні результати опрацьовані з використанням методів математичної обробки геохімічних даних.

Ізотопно-геохімічні дослідження виконувались в ІГМР НАНУ. Монацит та циркон продатовані класичним уран-свинцевим ізотопним методом [114, 136]. Ізотопні дослідження свинцю та урану виконані на 8 колекторному мас-спектрометрі MI 1201 AT в мультиколекторному статичному режимі, оператор О.Б. Висоцький, О.В. Зюльцле. Математична обробка експериментальних даних здійснювалась в програмі Pb Dat і ISOPLOT [101,102]. Похибки визначення віку наведені за величиною 2σ . В якості стандарту зразку для перевірки метрологічних характеристик методу використано стандарт циркону ІГМР-1.

Обробка петрохімічних даних проводилась на персональному комп'ютері з використанням пакету програм для ОС Windows Vista. Для моделювання петрохімічних даних була застосована програма GCDkit 3.00.

РОЗДІЛ 3

ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГО–ТЕКТОНІЧНОЇ БУДОВИ ПОДІЛЬСЬКОГО БЛОКУ УКРАЇНСЬКОГО ШИТА

3. 1. Особливості геолого-тектонічної будови Подільського блоку Українського щита

Дністровсько-Бузький мегаблок у складі УЩ є частиною крупного палеопротерозойського протократону Волго-Сарматії (рис. 3.1.1).

Дністровсько-Бузький мегаблок розташовується у західній частині УЩ. Геологічна будова цієї частини УЩ висвітлена у працях М.І. Безбородька, Я.М. Белєвцева, Н.Т. Безпалько, Н.Т. Вадімова, М.В. Венідіктова, П.С. Веремєєва, Г.Г. Виноградова, О.П. Гінтова, М.М. Доброхотова, Р.М. Довганя, А.С. Дранника, К.Ю. Єсипчука, В.М. Загнідка, В.В. Закруткіна, В.В. Зюльцле, М.М. Івантішина, Г.І. Каляєва, В.П. Кирилюка, В.М. Клочкова, Є.М. Лазько, І.Л. Личака, В.І. Лучицького, Ю.Ір. Половінкіної, О.М. Пономаренка, В.А. Рябенка, М.П. Семененка, А.О. Сіворонова, Р.І. Сіроштана, Т.А. Скажинської, В.М. Скобелєва, Л.Г. Ткачука, А.Я. Хатунцевої, І.С. Усенка, М.П. Щербака, І.Б. Щербакова, І.І. Шоцького, Ю.Ю. Юрка, Б.Г. Яковлєва, М.Г. Яценка, Л.М. Степанюка.

Дністровсько-Бузький мегаблок УЩ – це типова грануліто-гнейсова область, до складу якої входять найбільш високометаморфізовані породи УЩ. Основним структурним елементом мегаблоку є Подільський блок, який займає межиріччя рр.. Тетерів та Південний Буг і складається з більш дрібних блоків другого порядку: Бердичівського, Хмельницького, Гайсинського, Гайворонського (рис. 3.1.2).

Подільський блок розглядається як «брахіантиклінальне підняття», виділене В.А. Рябенком в ранзі самостійної структурної одиниці, що простежується за характером гравітаційного та магнітного полів.



Рис. 3.1.1. Положення Українського щита в межах Східно-Європейського кратону (за даними [67, 122]).

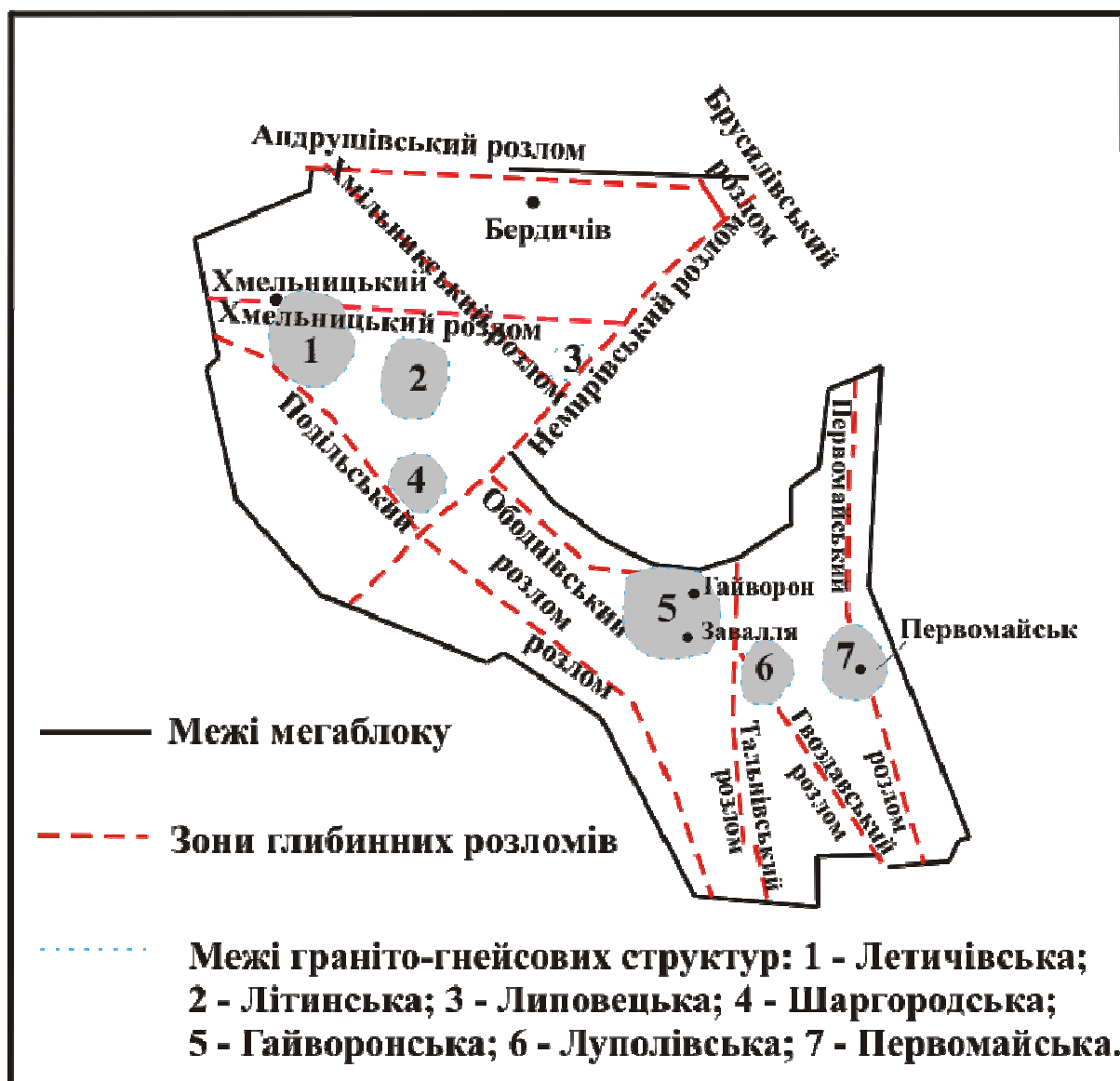


Рис. 3.1.2. Схема основних структурних елементів Дністровсько-Бузького мегаблоку.

В Бердичівському блоці виділяється Бердичівська брахіантикліналь, складена гранат-біотитовими мігматитами, бердичівськими гранітами, серед яких у вигляді ксенолітів знаходяться гранат-біотитові, гранат-біотит-кордієритові гнейси,

гіперстенові кристалосланці та іноді кальцифіри березнинської товщі. Розмір крил Бердичівської брахіантикліналі 8-10 км. Кути падіння змінюються від 45° до 75° . До ядра брахіскладки приурочені бердичівські граніти. Крила складки складені ускладнені лінійними складками другого порядку із Пн.-Зх. простяганням порід. На Пн. брахіантикліналь обмежена Андрушівським розломом.

Породи березнинської товщі багатьма дослідниками розглядаються, як найбільш древні архейські утворення Дністровсько-Бузького мегаблоку. Протилежна точка зору, що древнішими є двопіроксенові кристалосланці і гнейси архейської тиврівської товщі. Самарій-неодимовий вік їх дорівнює 2200-2470 млн років. Ізохронний Rb-Sr вік цих порід – 2300 млн р [102].

В *Хмельницькому блоці* до структур 1-го порядку відноситься Меджибозька антикліналь, яка виділена за даними інтерпретації геофізичних і геолого-структурних матеріалів. Охоплює с.с. Меджибож, Голосково, Лисогірку. Ядро її складене ендербітами. На крилах знаходяться бердичівські граніти і мігматити. Вісь структури має північно-східний напрямок довжиною 30 км при ширині 23-25 км та круте падіння. Породи характеризуються досить високою намагніченістю, яка характерна для більш древніх порід [53]. Такі породи, мають глибокий ерозійний зріз і виходять на денну поверхню. Це основні кристалосланці і гнейси тиврівської товщі, гранітизовані до ендербітів і чарнокітів, що складають західне крило гранулітової дуги.

Гайворонський блок одними дослідниками віднесений до Подільського геоблоку, іншими – до південної частини Одесько-Білоцерківської зони чи до Росинсько-Тікицького мегаблоку. Основним структурним елементом Гайворонського блока є Хашувато-Заваллівський синклінорій, який обмежений: на півночі – Гайворонською, а на півдні Заваллівською зонами розломів. У східній частині Хашувато-Заваллівського блока знаходиться Бандурівський виступ, де він примикає до південної частини зони Тальнівського глибинного розлому. Максимум сили тяжіння в Бандурівському виступі

локалізований у вигляді позитивної аномалії правильної субізометричної форми, розміром в поперечнику 20-25 км. У будові цієї структури беруть участь ендербіто-гнейси із останцями ортопіроксенових гнейсів і двопіроксенових кристалосланців, а також метаморфізовані основні та ультраосновні породи.

Чарнокітоїди цієї ділянки відрізняються гнейсоподібністю, мають виражену смугастість, обумовлену чергуванням лейкократових та меланократових смуг. Вік цирконів із ендербітів Гайворонського блока, більше 3,0 млрд. років, а вік ядер, в окремих зернах, циркону досягає 3780 млн. р.

Вінницький блок розташований в пд.-зх. частині Подільського блоку і розглядається, як брахіантиклінальне підняття, протяжністю 120 км і шириною 50-70 км. З усіх сторін блок обмежений розломами: з Пн. і Пн.-сх. Хмельницьким і Хмільникським, із сходу Морозівським, з Пд.-зх. Подільським.

Основним структурним елементом Вінницького блоку є Гніванська синкліналь першого порядку. Синкліналь занурюється з пн.-зх. на пд.-сх. під кутом 15-20°. Вважається, що чарнокітоїди Вінницького блока приурочені до антиклінальних частин, а гранітоїди бердичівського комплексу – до міжкупольних частин. Синкліналь ускладнена Літинською, Липовецькою, Шаргородською куполовидними структурами [93].

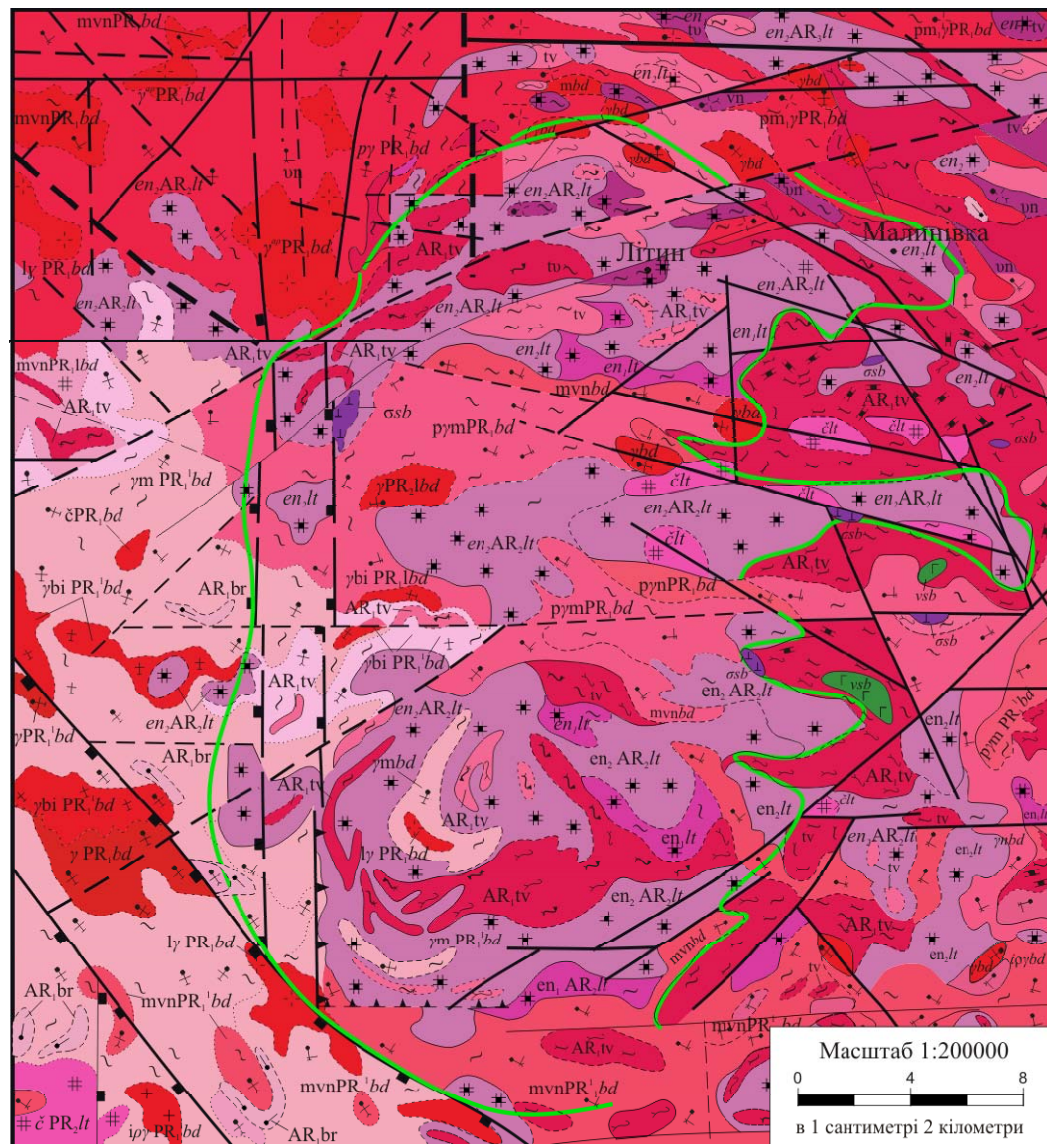
Специфічні куполоподібні структури докембрію плагіограніт-мігматитового і тоналіт-мігматитового складу давно відомі на УЩ. В Подільському блоці Дністровсько-Бузького мегаблоку УЩ, такі структури віднесені до структур глибинного типу складчастості. Структури були виявлені при аналізі геофізичних полів, і добре проявляються при дешифруванні космічних знімків [53].

Такі куполоподібні шкаралупоподібні, концентричні структури, складені метаморфічними породами і гранітними масами у ядрах, тісно асоціюють з вулканогенними товщами архею і описані на різних щитах світу.

В результаті аеромагнітної зйомки і аналізів профілів ГСЗ, на УЩ виділено 6

магнітних аномалій, однією з яких є Вінницька. Принципову роль в утворені тут магнітної аномалії грає глибинне джерело.

Тектонічна будова Літинської структури детально висвітлена на картах та пояснювальних записках до карт аркушів М-35-XXIII (Бердичів) [21], М-35-XXII (Староконстянтинів) [20], М-35-XXVIII (Бар) [19], М-35-XXIX (Вінниця) [18] (рис.3.1.3).



Умовні позначення

Березиська товща AR,br гнейси гранат-біотитові		Сабарівський інтрузивний комплекс AR,sh метаабро (v) метаультрабази (σ)		Бердичівський ультраметаморфічний комплекс PR,bd вініцити (mvn) гранат-біотитові граніти (γ) і мігматити (γm) мігматит-біотитові граніти (pm, γ)	
Тиврівська товща AR,tv бітит піроксенові кристалосланці двопіроксенові кристалосланці гранат ортопіроксенові кристалосланці піроксенові не розчисловані кристалосланці кальцифіри		Літинський комплекс AR,lt чарнокіти (ε) сендербіти масивні (en)		біотитові граніти (γbi) лейкократові граніти (ly) граніт-гегматодні граніти (ipy)	
Розривні порушення: головні достовірні ймовірні другорядні достовірні ймовірні		Геологічні границі: — - достовірні; - - - - ймовірні; ... - фаціальні Морфологічні різновиди підкиди скиди		границя Літинського чарнокіт-сендербітового куполу	

Рис. 3.1.3. Геологічна схема Літинської структури (за даними [18, 19, 20,21])

В.А. Рябенко [93, 94] тектонічну будову вивченої території розглядав як «сооружение, состоящее из двух структурных этажей». Архейські породи нижнього структурного поверху складають особливі форми дислокацій – крупні куполоподібні структурні підняття з круглими, овальними чи неправильними обрисами в плані і розділені тектонічними порушеннями.

Літинська куполоподібна структура знаходиться в центральній частині синкліналі і в свою чергу ускладнена складками більш дрібних порядків. Лінійна складчастість концентрично огортає купол. Центральна частина складена ендербітами та двопіроксеновими кристалосланцями. Подібна до Літинського куполу Шаргородська структура, яка також складена чарнокітоїдами. Ядро Липовецької структури представлено рожевими апліто-пегматоїдними гранітами. В міжкупольних ділянках розвинуті супракрустальні породи дністровсько-бузької серії, бердичівські граніти, вінницити, чарнокіти.

В полі сили тяжіння Літинський купол фіксується Вінницьким гравітаційним максимумом овальної форми, слабо витягнутої в Пн.-зх. напрямку розміром 30*50 км. В межах вивченої території він локалізований в Городищенському максимумі розміром 12*18 км, епіцентр якого фіксується в районі с. Городище. В залишковому полі сили тяжіння купольна будова підкреслюється рядом лінійних дугоподібних аномалій.

В магнітному полі блок приурочений до так званої Літинської аномальної області, північній частині якої, відповідає знакоперемінне магнітне поле. Найбільш крупний максимум розташований в Пд.-Зх. частині листа М-35-XXIII-93-В. Обрамляється рядом лінійних дугоподібних аномалій, осі яких концентрично оточують його. Найбільш магнітними є магнетитвміщуючі грануліти і амфібол-піроксенові кристалосланці.

Збагачення кристалосланців магнетитом, ймовірно пов'язане з процесами амфіболітизації і біотитизації гіперстенових гранулітів у зв'язку з мезоархейською чарнокітизацією, температурні умови якої були дещо знижені, а флюїдний режим відрізняється збагаченістю водним та лужним (калієвим) компонентами від умов

метаморфізму і гранітизації палеоархейського етапу. Гіперстен заміщувався водовміщуючими мінералами, а вивільнена частина заліза кристалізувалась у вигляді магнетиту.

Природа накопичення магнетиту в гранулітах до кінця не з'ясована.

Літинський блок – площа розвитку найменш перетворених в палеопротерозої чарнокітоїдів неоархею, частина яких (ендербіти, мігматити), ймовірно, є реоморфічними палеоархейськими утвореннями. Його площа 1313 км². Літинський блок розділяється на 2 блоки II-порядку Лукашівський та Іванівський. З півдня блок обмежений широтною Вінницькою, а із сходу Хмільницькою тектонічними зонами.

Поверхня кори вивітрювання витримана на гіпсометричному рівні 245 м. При цьому відмічається більш високий рівень Лукашівського блоку (280м). В цілому верхня площина блоку дещо нахилена на Пд. і Пд-Сх. Межа між Лукашівським і Іванівським блоками II-порядку спостерігається по лінії перепаду рівнів кори вивітрювання, до якої приурочене сучасне русло р. Пд. Буг. На карті четвертинних відкладів, як і на геоморфологічній, легко помітити чітку приуроченість русел сучасних річок Згар, Згарьок, Ровець до границь блоків. Кожному із блоків відповідають свої геоморфологічні та літофаціальні особливості покрівельного комплексу порід.

Серед ендербів зустрічаються залишки, можливого, субстрату – кристалічні сланці основного складу, тиврівської товщі дністровсько-бузької серії, а також інтрузії основного складу, що за петрохімічним складом відповідають толейтовим базальтам і андезитами.

3.2. Геодинамічний режим Літинської куполоподібної структури

Дністровсько-Бузький мегаблок є однією з найдревніших структур в межах УЩ, що була консолідованою в ранньому докембрії жорстким ядром типу «серединного масиву» чи древньо-архейською глибою (Бузько-Подільською жорсткою глибою). Вона була задіяна в декілька етапів і змінена ними як в крайових так і в центральних частинах. В результаті чого Бузько-Подільська жорстка глиба, нагадує собою різновікове конгломератоподібне тіло, ускладнене субкільцевими куполоподібними структурами II порядку (Літинська, Липовецька, Шаргородська). Ці структури добре прослідковуються за характером гравітаційного та магнітного полів [21, 53, 93].

Куполоподібні структури в поперечнику досягають 10-30 км . Вони складені чарнокітоїдами та піроксен-плагіоклазовими гнейсами. Пегматоїдні граніти і вінницити займають тут підпорядковане значення. Вони утворюють пластоподібні тіла і малопотужні жили. Крила куполів ускладнені лінійними складками третього і більш вищих порядків.

Лінійні структури II порядку складені метасоматично зміненими гранітами, мігматитами, аплітами, а також матаморфогенними породами. В них фіксуються дрібні складки і структури будинаж [21, 53, 93].

Становлення міжкупольних синкліналей і купольних утворень трактується неоднозначно: 1) Вони розвивались одночасно і генетично тісно пов'язані. Разом міжкупольні синкліналі і купольні утворення утворюють комплексні структури. Залягаючи у синкліналях метаморфогенні породи (гнейси, сланці, амфіболіти) зустрічаються серед гранітів і мігматитів куполів у вигляді ксенолітів і останців. В останніх спостерігається реліктова текстура незгідна з текстурами гранітоїдів. 2) Лінійні структури II порядку сформувались на другому етапі розвитку території, що супроводжувалось гранітизацією та метаморфізмом куполоподібних утворень, початкових стадій розвитку земної кори. 3) Формування більшості куполів пов'язано із

середнім етапом розвитку Бузько-Подільської жорсткої глиби, пов'язаною з гранітизацією субстрату і розлінзуванням утворених тіл. 4) Три етапи гранулітового метаморфізму палеоархейських порід (3,2, 2,8, і 2,0 млрд років), які супроводжувались складчастістю, розвитком купольних структур, селективним плавленням порід нижнього структурного поверху з формуванням чарнокітоїдів гайворонського (2,84 млрд років) і бердичівського комплексів (2,08 млрд років). В період 2,1-1,96 млрд років – орогенез, що супроводжувався гранітизацією і калієвим метасоматозом з формуванням гранітоїдів бердичівського, подільського та інших комплексів. 5) Чарнокітоїди куполів – магматичні корового зародження [93, 53, 102, 119].

З пізніми деформаціями пов'язано формування зон катаклазу, мілонітизації, сколювання, які розділяють Бузько-Подільську глибу на окремі блоки. В [93] виділяється 6 основних комплексів і груп складчастих структур, що відображають головні моменти в історії розвитку древньої глиби. Кожна наступна генетична група складок формувалась на фоні закономірного розвитку структури, в цілому як продовження процесу, що почався в попередній фазі складчастості.

В роботі [21] у північній частині Дністровсько-Бузького мегаблоку виділено структурно-речовинні комплекси (СРК) «первісної консолідації земної кори» і «колізійний». У складі першого СРК виділяються дві формації – палеоархейська грануліт-базитова (березнинська, тиврівська товщі), і неоархейська ендербіт-плагіомігматитова (літинський ультраметаморфічний комплекс). У складі ендербіт-плагіомігматитової виділяється палеопротерозойська плагіограніт-мігматитова і граніт-мігматитова (бердичівський комплекс), мезопротерозойська гранітова (хмільникський комплекс), а також дайкова формації. Зони переходу між породами формацій до гранулітових утворень субзгідні, реакційні з розвитком проміжних утворень – гранодіоритів (собітів) і вінницитів [21]. СРК первинної консолідації літосфери в сучасному зрізі досліджуваного фрагмента УЩ, представлений у вигляді геологічних тіл різних розмірів (від декількох до перших десятків кілометрів), лінзовидних, субкільцевих і неправильної форми, які нерівномірно розподілені по площі. Вони

відповідають «фемічним» магнітним блокам з круто падаючими обмеженнями та потовщеною корою, які прослідковуються на великі глибини [21, 53, 93]. Для субкільцевих тіл характерне полого падіння крил, частіше під кутами $20-30^{\circ}$. Колізійний СРК також виражається у вигляді геологічних тіл різних розмірів, субкільцевих, неправильних, але в основному лінзовидних і лінійних форм, які заповнюють більшу частину досліджуваного фрагменту УЩ. Для лінзовидно-лінійних тіл характерне круте падіння смугастості, більше 60° . Такі утворення, в більшості випадків, тяжіють до немагнітних «сіалічних» блоків, також зустрічаються в межах регіональних магнітних аномалій (РМА). Літинська куполоподібна структура сформувалась, головним чином, СРК первісної консолідації земної кори, породи обрамлення – «колізійним».

В межах Літинської куполоподібної структури фіксується [21, 93] лінійна складчастість третього і більш високих порядків, орієнтована паралельно і перпендикулярно контурам структури, концентрично оточуючи її. Ширина складок досягає 0,7 км. Їх крила мають круте $60-65^{\circ}$ падіння. Занурення шарнірів непостійне. Спостерігаються чіткі перегини їх осей у вертикальній та горизонтальній площинах. Всі ці структури складені дрібними складками течії та волочіння.

Досліджуваний фрагмент кристалічного фундаменту (біля м.м. Літин, Іванів, с.с. Малинівка, Стрижавка Вінницької обл.) представлений як пересічна зона в'язких різнонаправлених розломів [68, 79, 96, 97]. Це виражено в наявності тут дислокаційних структур декількох генерацій. Відповідно [21, 27, 93] фрагмент вивчення біля смт Літин знаходиться у північній частині Літинського куполу, у 5 км південніше від контакту з лінійною структурою північно-західного простягання; по [21] – утворення колізійного СРК.

Для цієї частини Літинського куполу дислокаційні утворення генерації-1 представлені структурами розлінзування та будинаж. Вони субвертикального падіння, субмеридіального простягання (азимут простягання (Аз. Пр.) – $0-30^{\circ}$) з пологою мінеральною лінійністю орієнтованою на північ ($20^{\circ}-40^{\circ}$). Сланцюватий матрикс і лінзи

речовинно відповідають в різній мірі розлінованим ендербітам, будини – гнейсам. Ширина лінзовидних зон коливается від перших десятків сантиметрів до декількох метрів. Будова будин неоднорідна – смугаста, що обумовлено їх різним мінеральним складом. Простягання смугастості різне – північно-східне і північно-західне.

Структури генерації 2 виражені смугастістю північно-західного простягання субвертикального падіння з круто занурюючою на північний-захід мінеральною лінійністю (60° - 70°). Смугастість обумовлена різним мінеральним складом і розміром чарнокітоїдів (рис 3.2.1).



Рис. 3.2.1. Дислокаційні структури – смугастість північно-західного простягання (генерація 2) і сланцюватість північно-східного простягання (генерація 3) в чарнокітоїдах Літинської куполоподібної структури. Площина горизонтальна.

Структури генерації-3 представлені сланцюватістю північно-східного простягання, субвертикальним падінням з мінеральною лінійністю, що полого занурюється на північний-схід ($20-40^0$). Така сланцюватість обумовлена однаковим розміщенням і видовженням, головним чином агрегатів біотиту, кварцу, гранату. Площини новоутворених структур розташовуються на відстані один від одного 1,0-2,0 до 10 см. В цих площинах має місце переорієнтація та зміщення з формуванням хвостів зсуву більш ранніх утворень. Найбільш чітко це проявляється для польових шпатів. Речовино ці утворення відповідають вінницитам.

Структури генерації-4 мають сланцюватість субвертикального падіння із субвертикальною мінеральною лінійністю. Сланцюватість даної генерації обумовлена шліроподібним та однонаправленим розміщенням видовжених зерен червоного польового шпату, що досягає розмірів до 2 см. Такі шліри розкидані по породі і знаходяться на відстані см – десятки см один від одного. В залежності від субстрату шліри мають варіації простягання. Речовино ці утворення відповідають гранітам.

Фрагмент вивчення біля с. Малинівка відповідно до [27, 21, 93] розташований у північно-східній частині Літинської структури в 1 км від контакту з лінійною структурою північно-західного простягання; по [21] – утворення колізійного СРК. Тут нами виявлено три генерації структур, подібні першим трьом генераціям, що зустрічались на ділянці дослідження біля смт Літин. Речовинний склад дислокаційних утворень тут більш лейкократовий.

На всіх досліджуваних ділянках виявлені крихкі розломи, по [68] – структури генерації-5. Вони розвинуті відповідно регматичної сітки чи згідно накладаються на структури попередніх генерацій. Нами ці структури не вивчались, так як детально вивчені попередниками [16, 21, 68].

На мікрорівні у всіх виділених генераціях структур проявлені деформаційні утворення, такі як мікросмугастість вторинного розсланцювання і сланцюватість. Для утворень, наприклад, другої генерації мікросмугастість в шліфах виражена нерівномірним за складом та розміром зерен, смугастим розподілом по площі

породоутворюючих мінералів. Сланцюватість виражена односистемною орієнтацією та видовженістю всіх мінералів та їх агрегатів. При цьому спостерігаються сліди перекристалізації і заміщення. У шліфах заміщення виражене зональною, неоднорідною будовою більшості мінералів. Подібна зональність проявлена майже у всіх мінералах. Для плагіоклазів, особливо для кпш, вона виражена у вигляді зонок асинхронного згасання. Часто двійникові індивіди виклинюються до периферії зерен. При цьому всі зерна плагіоклазів і більшість гранатів несуть сліди обертання.

В межах досліджуваної ділянки кристалічного фундаменту розвинуті метаморфогенно-дислокаційні утворення чотирьох генерацій. Це структури розлінзування, смугастість вторинного розсланцювання і гранітизації (порфіробластез), сланцюватість та ін. На мікрорівні крім відмічених вторинних утворень, спостерігаються структури заміщення і перекристалізації. Структури (вторинного розсланцювання, розлінзування) кожного наступного етапу в різній мірі затушовують структури кожного попереднього етапу, розвиваються за рахунок їх речовини. Таким чином з кожним етапом формувались породні новоутворення. Такі утворення різних генерацій відрізняються між собою ступеню метаморфізму, інтенсивністю речовинно-структурних перетворень, будовою, просторовою орієнтацією. Структури, які складають генерації високоупорядковані, односистемні, сформовані різко диференційованою речовиною. Всі вище перераховані факти свідчать про те, що всі породні різновиди геологічних тіл, що відповідають в об'ємі Літинській структурі і її обрамленню, були багатократно задіяні зсувною течією. Просторова орієнтація таких здвигів відображена в розміщенні площин а:в досліджуваних структур, Р-Т параметри процесів відповідають умовам, при яких відбувалися перерозподіл та перекристалізація речовини. Контрастність розвитку досліджуваних структур в межах досліджуваного фрагменту УЩ, а також напівавтономність проявлення в середині лінз, пластин, вказує на те, що породи досліджуваного фрагменту деформувалися як суцільне тіло частково. Тому на всіх геологічних і геофізичних картах [21, 53] зображені субкільцеві та лінійні тіла. Перші з них відповідають СРК первинної консолідації літосфери чи

куполоподібним структурам [93], що були сформовані грануліт-базитовою і ендербіт-плагіомігматитовою формаціями (чи супракрустальними утвореннями дністровсько-бузької серії (березнинська і тиврівська товщі)) і ультраметаморфічними гранітоїдами (чарнокітами, ендербітами) літинського комплексу. Лінійні структури відповідають колізійним СРК (сформовані палеопротерозойськими плагіограніт-мігматитовою і граніт-мігматитовою (бердичівський комплекс), мезопротерозойською гранітовою (хмільницький комплекс) формаціями. Останні утворення, крім лінійних тіл, формують серповидні розділення в межах кристалічного фундаменту, що відокремлюють «древні глиби» - субкільцеві структури. Тому субкільцеві структури займають позицію реліктових тіл, первинна форма і розміри яких важко піддаються реставрації. По [80, 96, 97] поєднання лінійних і субкільцевих геологічних тіл є універсальною формою організації геологічного середовища і інтерпретується як деформаційні структури зсуву, кочення і скручування. Такі форми тіл створюються не механічним згинанням, а дифузійним перерозподілом речовини більш древніх утворень (на атомно-молекулярному рівні) в полях напруги зсувових деформацій і деформацій розтягнення. На мезо- і макрорівнях – шляхом подовження чи скорочення, переміщення і прокручування їх частин. В межах досліджуваної території, лінійні структури, що складають СРК, мають північно-західне і північно-східне простягання. Їх компоненти на мезорівні, описані нами вище як смугасті і сланцюваті генерації 2, 3, 4 (кар'єри біля с. Малинівка, Стрижавка). Подібні структури ідентифіковані нами і для Літинського куполу. Їх подібність обумовлена фактично однаковим просторовим розміщенням, кількістю генерацій структур і їх взаємовідношенням. Субкільцеві тіла (купола, глиби) і лінійні складові досліджуваного фрагменту кристалічного фундаменту, формувались в аналогічних полях напруги в декілька етапів, і не можуть бути різновіковими.

Різниця петро-структурних особливостей між субкільцевими і лінійними структурами обумовлена різною ступінню перетворень (тектонофаціальними (ТФ) характеристиками) кристалічного фундаменту по якому вони утворились, на час формування структур, головними чином, генерацій-2, 3, 4. Ми акцентуємо увагу на

дислокаційних утвореннях генерації-2 і -3 тому що, саме вони формують основний структурний малюнок досліджуваної території, розвиваючись по більш древньому фундаменту, будучи слабо задіяними перетвореннями етапу 4. При цьому для кожної генерації структур, виділяється в різних відношеннях, майже весь діапазон ТФ.

Різниця в ТФ субкільцевих і лінійних структур тягне за собою і інші відмінності, а саме:

А) добра збереженість, для перших мезо- і мікроструктур генерації-1 і наявність віку 3,1 млрд років; відповідно погана збереженість таких утворень інших та відсутність порід віком 2,8 млрд. років.

Б) Р-Т умови становлення породних асоціацій для лінійних структур вищі ніж для субкільцевих.

В) рівень гранітизації. Для лінійних структур він вище, в порівнянні з субкільцевими.

Г) ступінь структурної зрілості кори. В лінійних складових вона вища відносно субкільцевих.

В цілому всі описані петро-структурні відмінності досліджуваних фрагментів вказують на те що, формуючись одночасно, перші з них є менше зміненими частинами фундаменту, другі – більше зміненими. Подібний парагенезис може бути реалізованими лише при проявленні у відповідних частинах фундаменту, в один і той же часовий проміжок, різних геодинамічних умов. Такі відмінності можуть бути обумовлені різними факторами: неоднорідністю субстрату, швидкістю деформацій, інтенсивністю деформацій. Із всього сказаного слідує, що, лінійні структури були сформованими при переважанні тектонічних сил зсуво-здавлювання, субкільцеві – зсуво-розтягнення (рис. 3.2.2).

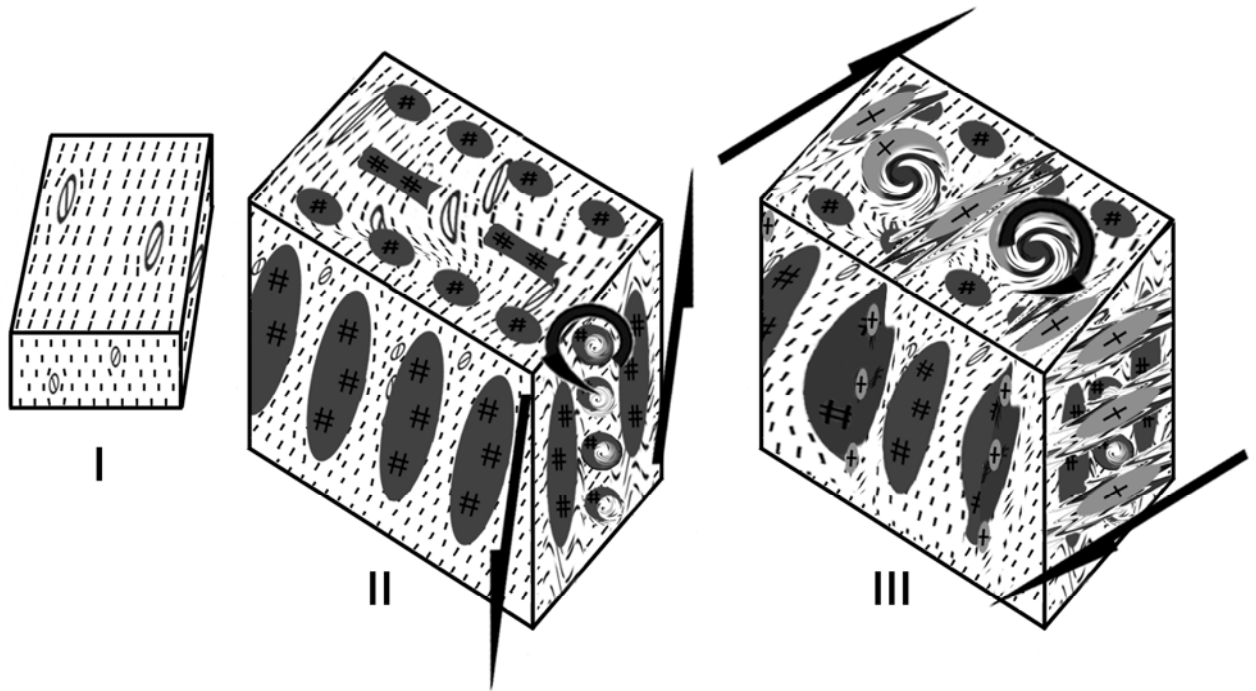


Рис. 3.2.2. Генералізовані блок-діаграми з елементами геодинаміки на перших три етапи формування Літинської структури і комплексів її обрамлення. I – на час 3,2 млрд років; II – 2,8 млрд років, III – 2,0 млрд років. Прямі стрілки – напрямлення зміщень при дії сил зсуву-стиснення; округлі – зсуву-розтягнення (обертання). Розміщення крапу, геологічних тіл, напрямлення зміщень відповідає і реставровано відповідно просторової орієнтації дислокаційних структур. Сірі геологічні тіла II етапу – обмежене зображення породних новоутворень сформованих при трансформації зсуву на 2,8 млрд, відповідають чарнокітам. Світло-сірі етапу III – те ж саме, вік 2,0 млрд років, відповідають гранатвмісним гранітам.

Тобто, досліджувані докембрійські макроструктури є закономірною асоціацією, динамопарою чи складовою дислокаційної системи обертального зсуву. Зміщення мезоструктур генерації-1 лінійних складових системи, свідчать проте що на 2 етапі зсувних перетворень, був задіяний весь об'єм геологічного середовища, що відповідає даній структурі. Незміщення мезоструктур генерації-1-4 субкільцевих складових Літинської системи відносно таких для лінійних складових, при зсуві, може бути

наслідком того, що в обертанні були задіяні лише крайові, серпоподібні частини даних складових. Завдяки цьому, внутрішні їх частини не піддавалися тектонічним трансформаціям і зберегли більш основний склад і древній вік. Серпоподібні частини, відносно центральних, субкільцевих структур, представлені більш лейкократовими і відносно молодими гранітоїдами лінійних складових системи. Таких гранітоїдів, як відмічалось раніше, відомо декілька генерацій. Їх склад, від центра до краю субкільцевих структур, змінюється від ендербіто-гнейсів, віком 3,61 млрд років, чарнокітоїдів віком 2,8 млрд років, до гранат-піроксенових гранітів 1,9 млрд років. Тобто, дана дислокаційна структура формувалась в декілька імпульсів при Т-Р умовах становлення гранітоїдів. Головним механізмом формування яких була компенсаційна перекристалізація

3.3. Висновки

Гранітоїди бердичівського комплексу і породи березнинської товщі переважають в Бердичівському блоці, а чарнокітоїди і метаморфічні породи тиврівської товщі – у Вінницькому, Хмельницькому і Гайворонському блоках.

Дислокаційні структури західної частини Дністровсько-Бузького мегаблоку УЩ відповідають дислокаційній системі обертального зсуву. Така система інтерпретована по закономірному розміщенні, морфології і внутрішній будові геологічних тіл, що її складають, речовинно представлених гнейсами і гранітоїдами декількох генерацій.

Становлення даної дислокаційної структури проходило в декілька імпульсів. Лінійні складові системи є відносно інтенсивно зміненими фрагментами кристалічного фундаменту, сформованими при зсувних трансформаціях. Їх можна ідентифікувати, як вторинні монокліналі, композитні тривимірні лініменти, осьові частини зсувних

систем.

Субкільцеві складові зсувних систем є слабо зміненими фрагментами фундаменту, що сформувалися при роз'єднанні внаслідок дії зсувних напруг в супроводі з обертанням їх краєвих сегментів.

Вони мають обриси серединних і вихрових масивів. Кожний імпульс зсуву-обернення, як для лінійних так і для краєвих сегментів кільцевих структур, супроводжувався утворенням нових породних тіл

РОЗДІЛ 4

ПЕТРОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ТА ГОЛОВНІ ПОРОДОУТВОРЮВАЛЬНІ МІНЕРАЛИ ЧАРНОКІТОЇДІВ ЛІТИНСЬКОЇ СТРУКТУРИ

Серед чарнокітоїдів Літинської структури виділяються двопіроксенові ендербіти, ендербіти з одним піроксеном – гіперстеном. Ці породи розкриті Літинським і Малинівським кар'єрами які знаходяться на відстані близько 7 км. У Літинському кар'єрі, крайова його частина складена гнейсоподібними ендербітами з двома піроксенами, які ближче до центру змінюються масивними ендербітами з одним піроксеном – гіперстеном. Зміна порід вказує на наростання гранітизації до центру структури. Чарнокітоїди Літинської структури обрамляються, як правило, вінницитами, гранат-біотитовими гнейсами, мігматитами і бердичівськими гранітами. Субстратом для чарнокітоїдів Літинської куполоподібної структури, ймовірно, були палеоархейські ендербіто-гнейси гайворонського комплексу, виходи яких спостерігаються північніше смт Завалля, в кар'єрах Козачий Яр і Одеський.

4.1. Двопіроксенові ендербіти

Двопіроксенові ендербіти зустрічаються, переважно в крайових частинах Літинського та в Малинівському кар'єрах. Зовні це злегка гнейсовидні середньо-крупнокристалічні породи зеленувато-сірого кольору. Під мікроскопом виявляють гетерогранобластову структуру (рис. 4.1.1). Мінеральний склад, %: плагіоклаз – 56-60,

кварц – 30-35, ортопіроксен (Орх) – 8-10, клінопіроксен (Срх) – 3-5, біотит (Bt) – 2-3, КПШ – 1, апатит+циркон+рудний мінерал – 1.

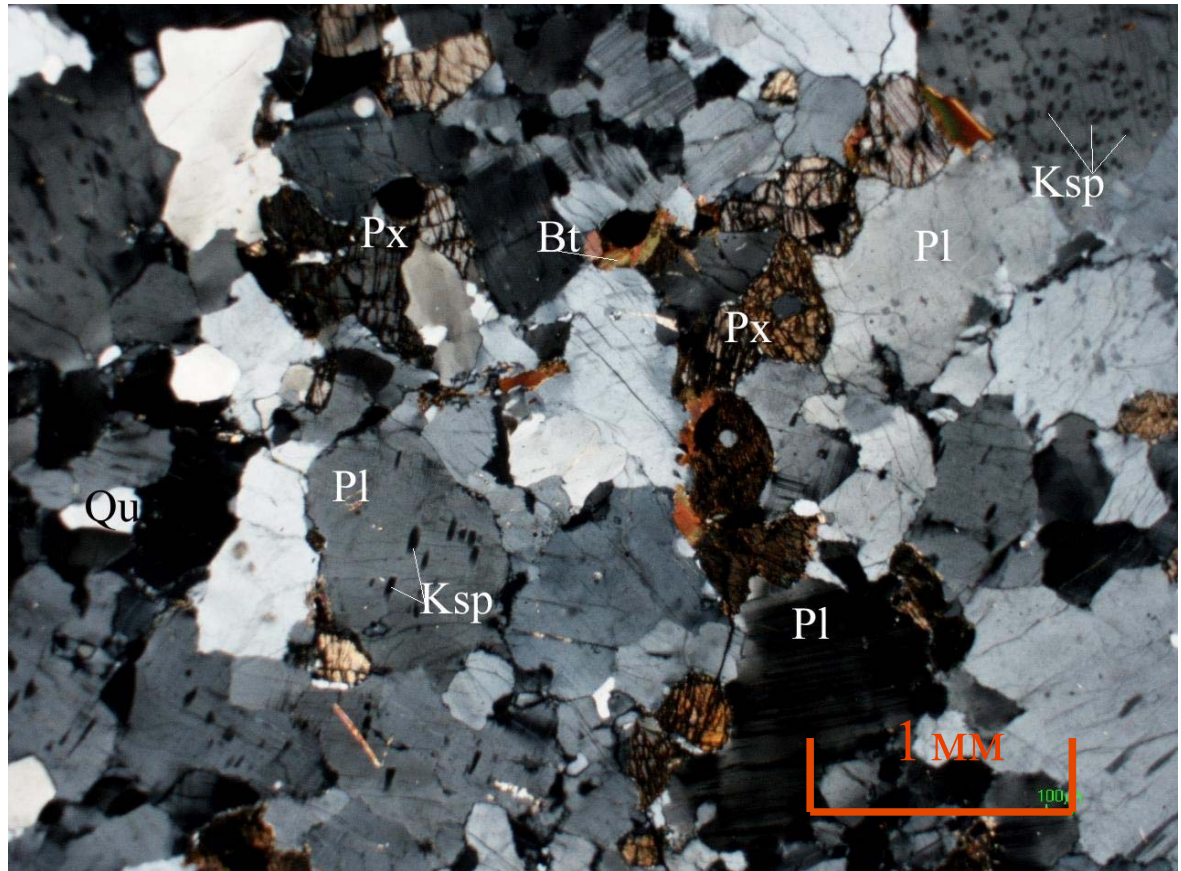


Рис. 4.1.1. Мікроструктурні особливості та головні породоутворювальні мінерали ендербітів з Малинівського кар'єру. Зображення під поляризаційним мікроскопом, зр. М-35, в схрещених Ніколях.

Плагіоклаз кількісно переважає в породі. Утворює великі зерна таблитчастої форми. Розмір зерен від 0,5 мм до 3,5 мм. Виділяються дві генерації плагіоклазу. Одні зерна мають паралельно-прожилкові, антипертитові проростання КПШ. Іншим зернам притаманні антипертитові вrostки КПШ прямокутної ізометричної форми, які за хімічним складом відповідають ортоклазовому міналу, Or_{93-97} (рис. 4.1.2, рис. 4.1.4).

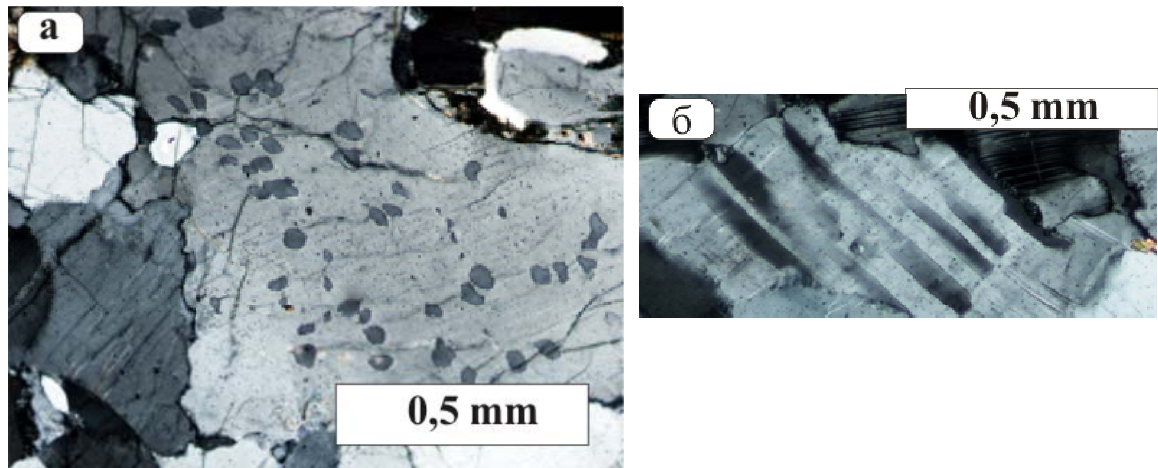


Рис. 4.1.2. Морфологія антипертитових проростань в польових шпатах із двопіроксенового ендербіту. а – ізометричні, квадратні антипертитові вrostки КПШ в плагіоклазі; б – паралельно-прожилкові проростання КПШ у плагіоклазі. Літинський кар'єр.

Показник заломлення плагіоклазів $n=1.53-1.54$. Спостерігається спайність в одному або двох напрямках. Мікрозондовим аналізом встановлено, що основність плагіоклазів змінюється від олігоклазу до андезину An_{24-35} . Переважає олігоклаз (тал. 4.1.1., рис. 4.1.3)

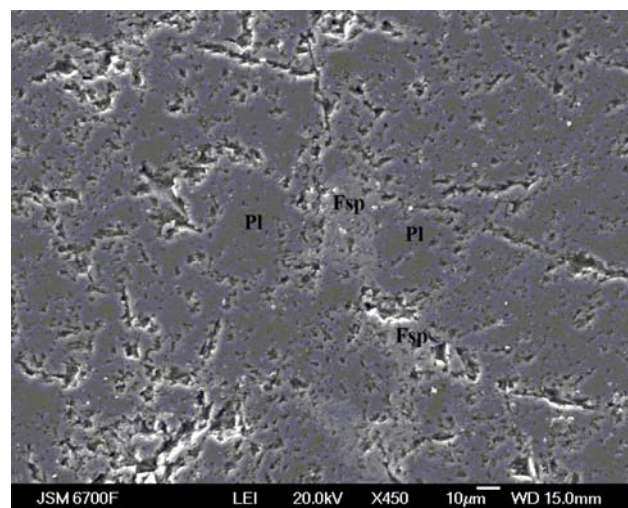


Рис. 4.1.3. Електронно-мікроскопічне зображення Pl та Fsp в ендербіті з Літинського кар'єру, зр. Л-31.

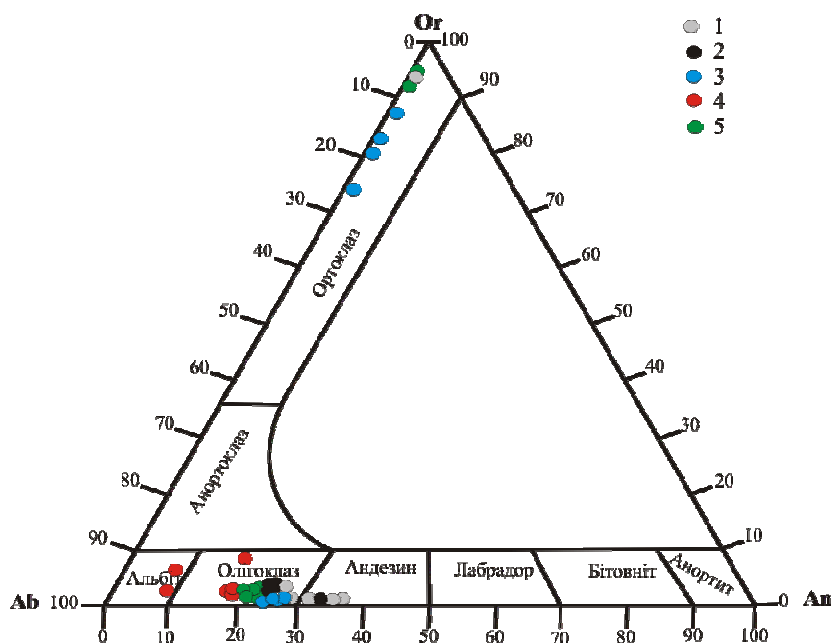


Рис. 4.1.4. Діаграма складу польових шпатів з чарнокітоїдів Літинської структури. 1, 3 – ендербіти з одним піроксеном; 2 – ендербіти з двома піроксенами; 4 – породи обрамлення (вінницити), Літинський кар'єр; 5 – чарнокітоїди з одним піроксеном Малинівський кар'єр.

Кварц. Для всіх різновидів чарнокітоїдів характерний кварц блакитного забарвлення.



Рис. 4.1.5. Зображення блакитного кварцу в ендербіті з Літинського кар'єру.

Таблиця 4.1.1. Результати мікрозондового аналізу польових шпатів із чарнокітоїдів Літинської структури.

№п.п	1					2				
№ зр.	Л-31					Л-15				
Точка	83	84	88	89	87	173	185	186	190	191
SiO ₂	59,89	59,46	58,88	59,64	64,37	59,62	58,91	61,29	64,45	58,58
Al ₂ O ₃	24,95	25,23	24,51	25,03	19,49	24,97	25,75	23,83	22,80	25,28
CaO	6,04	5,56	5,92	6,08	0,04	5,57	6,46	5,69	4,42	5,64
Na ₂ O	8,59	9,26	8,82	8,90	0,69	9,31	8,55	8,94	7,17	10,10
K ₂ O	0,36	0,24	0,57	0,23	14,69	0,13	0,17	0,10	0,71	0,26
Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню										
Si	2,67	2,66	2,65	2,67	2,95	2,67	2,64	2,73	2,84	2,63
Al	1,31	1,33	1,30	1,32	1,05	1,32	1,36	1,25	1,18	1,34
Ca	0,29	0,27	0,29	0,29	0,00	0,27	0,31	0,27	0,21	0,27
Na	0,74	0,80	0,77	0,77	0,06	0,81	0,74	0,77	0,61	0,88
K	0,02	0,01	0,03	0,01	0,86	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01
Мінали, мол.%										
Or	1,95	1,26	3,01	1,22	93,14	0,69	0,91	0,54	4,63	1,28
Ab	70,61	74,14	70,75	71,71	6,65	74,64	69,90	73,58	71,13	75,44
An	27,44	24,60	26,24	27,07	0,21	24,68	29,19	25,88	24,23	23,28
№ зр.	8М - 13									
Точка	200	129	131	132	133	134	139	140	141	151
SiO ₂	59,93	60,24	64,54	63,77	59,51	64,57	64,44	63,89	59,93	60,21
Al ₂ O ₃	25,02	24,74	19,76	19,67	25,15	19,54	20,00	19,48	24,87	24,54
CaO	5,23	5,06	0,08	0,02	5,16	0,00	0,00	0,00	4,85	5,11
Na ₂ O	9,28	9,28	0,46	0,78	9,83	0,81	0,92	0,78	9,98	9,30
K ₂ O	0,36	0,66	14,64	15,36	0,33	14,49	13,87	15,24	0,35	0,29
Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню										
Si	2,68	2,69	2,96	2,94	2,66	2,96	2,95	2,94	2,68	2,69
Al	1,32	1,30	1,07	1,07	1,33	1,06	1,08	1,06	1,31	1,29
Ca	0,25	0,24	0,00	0,00	0,25	0,00	0,00	0,00	0,23	0,24
Na	0,80	0,80	0,04	0,07	0,85	0,07	0,08	0,07	0,86	0,81
K	0,02	0,04	0,86	0,90	0,02	0,85	0,81	0,90	0,02	0,02
Мінали, мол.%										
Or	1,91	3,47	95,03	92,74	1,68	92,17	90,84	92,78	1,79	1,55
Ab	74,80	74,18	4,54	7,16	76,21	7,83	9,16	7,22	77,42	75,52
An	23,29	22,35	0,44	0,10	22,11	0,00	0,00	0,00	20,79	22,93

Л-31, Л-15 – ендербіти, Літинський кар'єр, 8М-13 – ендербіт Малинівський кар'єр.

Кварц ксеноморфний, прозорий, представлений зернами неправильної форми. Розмір – від 0,3 до 1,5 мм. Зерна, в більшості випадків, мають хвилясте згасання. Мілкоагрегатний кварц спостерігається у вигляді тонких прожилків і розсікає окремі зерна кварцу і плагіоклазу.

Ортопіроксен (Орх) домінує над клінопіроксеном (Срх). Найбільш поширеним є Орх гіперстенового складу $Wo_{1-2} En_{59-62} Fs_{39-40}$ з низьким вмістом Al_2O_3 (0,2-0,7 %) (рис. 4.1.6).

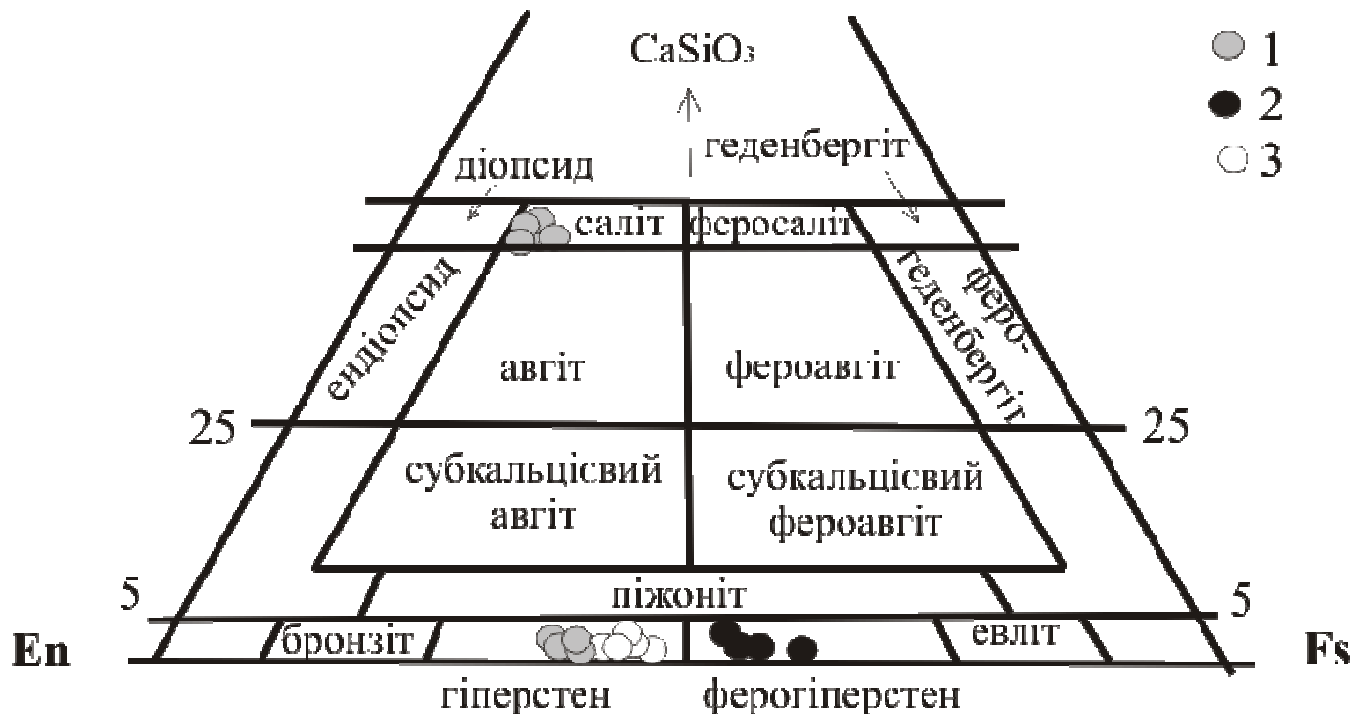


Рис. 4.1.6. Діаграма складу піроксенів з чарнокітоїдів Літинської куполоподібної структури. 1 – піроксени з двопіроксенових ендербітів Літинського кар'єру; 2 – ортопіроксен з ендербіту Малинівського кар'єру; 3 – ортопіроксен з віннициту Літинського кар'єру.

Зерна гіперстену розміром 0,3-0,4 мм, безбарвні, призматичні, іноді таблитчасті, зустрічаються як у вигляді поодиноких кристалів, так і у зростках (рис. 4.1.7). Характерний слабкий плеохроїзм від блідо-зеленого по N_g до рожевого по N_p . Зерна злегка тріщинуваті. Двозаломлення $N_g - N_p = 0,15$. Згасання, паралельне спайності. Залізистість варіює в межах 38-40%. Срх представлений одиничними зернами. Безбарвний, має косе згасання з кутом 40° . Характеризується підвищеним вмістом СаО (21-22%), характерним для саліту. Вміст Al_2O_3 коливається від 0,2 до 0,9 %, Залізистість варіює в межах 20-23 %.

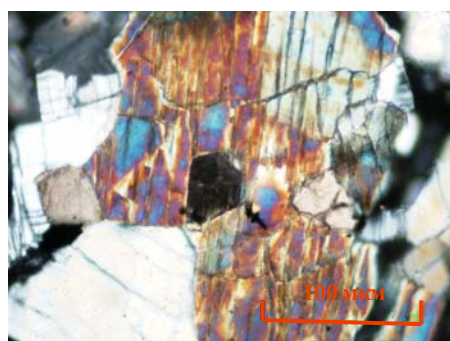
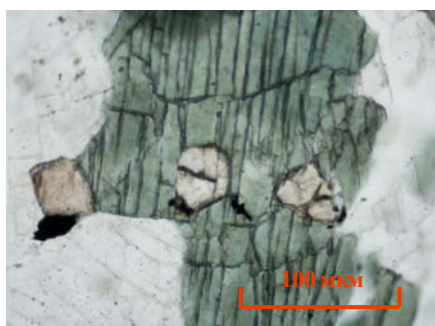
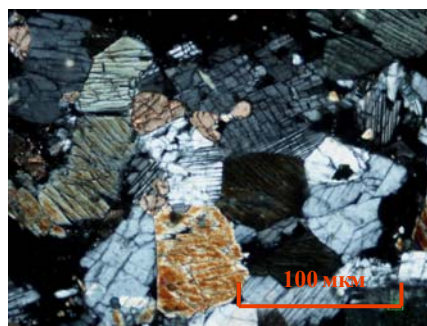
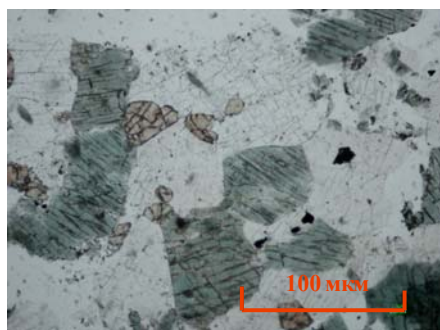


Рис. 4.1.7. Мікроструктурні особливості двопіроксенових ендербітів Літинської структури. Скупчення піроксенів в двупіроксеновому ендербіті Літинської структури. Ліворуч зображення в одному ніколі, праворуч – у двох ніколях.

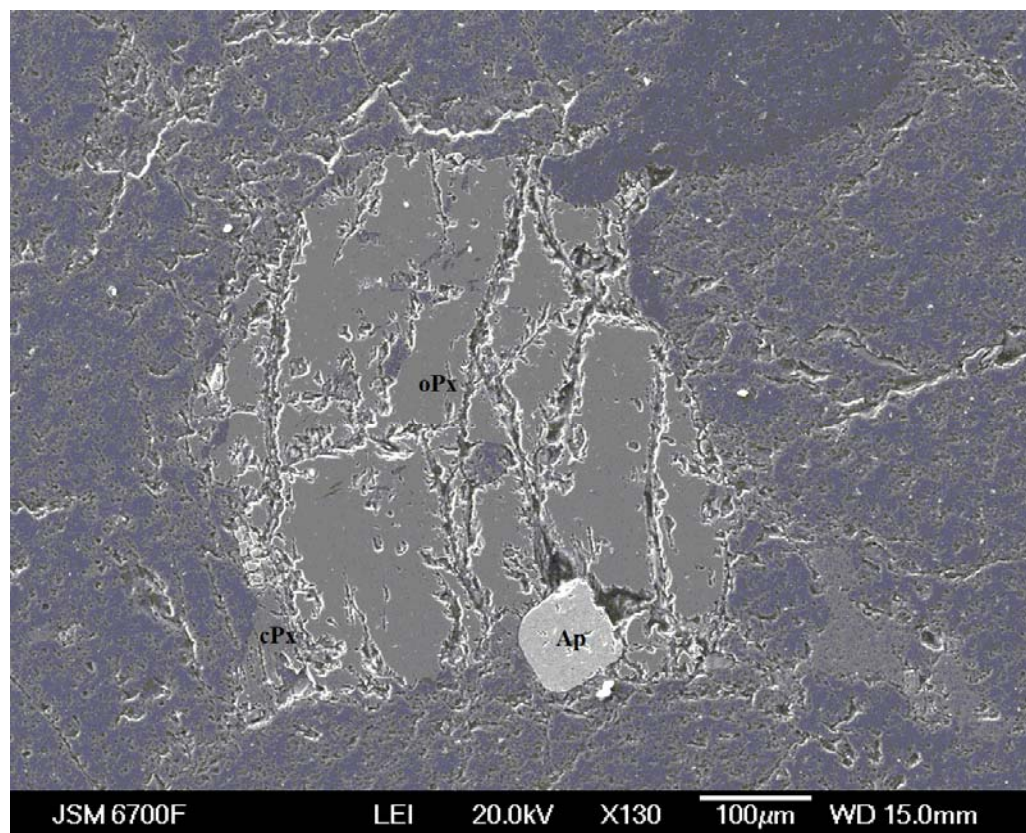


Рис. 4.1.8. Електронно-мікроскопічне зображення скупчень мінералів: *oPx*, *cPx*, *Ap*.

Біотит описаний у роботах [51, 59]. З колекції автора вперше зроблені мікрозондові аналізи для біотитів з Літинської структури. Біотит по породі розподілений нерівномірно, часто розвивається по тріщинах в гранаті, утворюючи лусочки розміром в декілька десятих мм. Має червонувато-коричневий колір. Представлений анніт-сидерофіллітовим рядом. Залізистість біотиту коливається в межах 54-57%. Зміна залізистості і глиноземистості показана на діаграмі, $Fe/(Fe+Mg) - Al(Si+Al+Fe^*+Mg)$ (табл. 4.1.2, рис. 4.1.9), яка дозволяє проаналізувати зміну складу біотитів із чарнокітоїдів Літинської структури. Біотити з чарнокітоїдів Літинської структури характеризуються невисокими значеннями глиноземистості, які не відрізняються в обох кар'єрах і $al^*=17-18\%$. На діаграмі чітко видно що залізистість

біотитів з чарнокітоїдів Малинівського кар'єру дещо вища. Вміст TiO_2 4-6%. Таким чином, ми бачимо, що при сталій глиноземистості біотиту, збільшується його залізистість від центру структури до периферії.

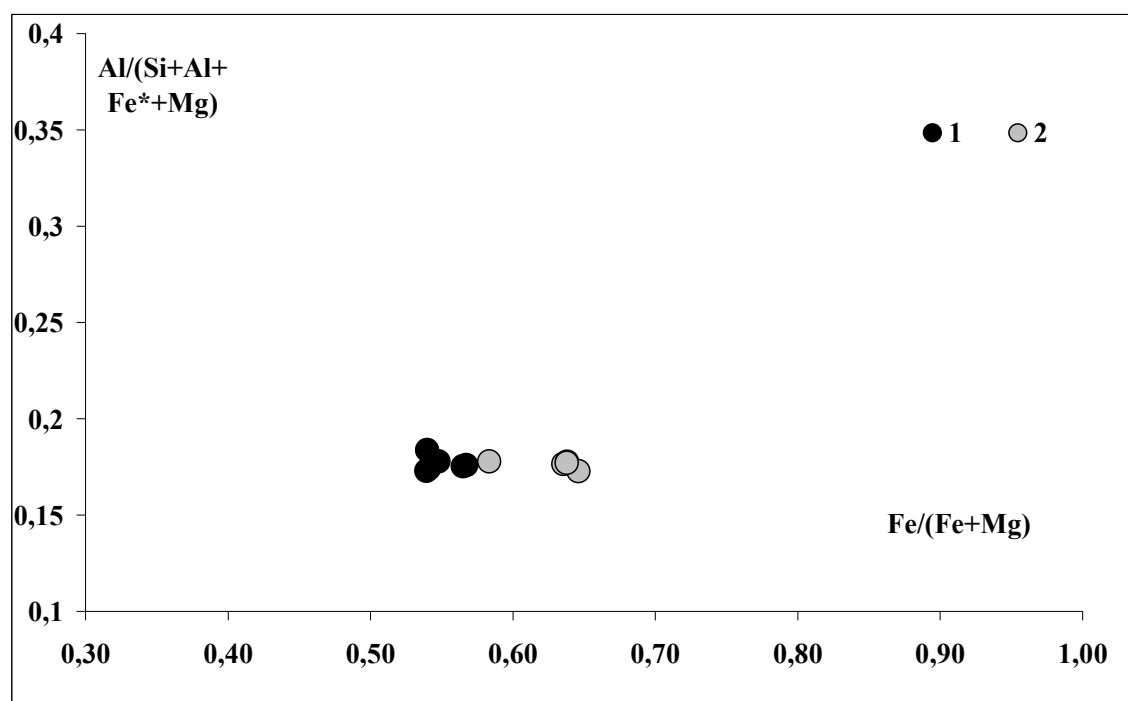


Рис. 4.1.9. Діаграма $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) - \text{Al}/(\text{Si}+\text{Al}+\text{Fe}^*+\text{Mg})$, де $\text{Fe}^* = \sum \text{Fe}$ (в ат. %) для Bt із чарнокітоїдів (1) Літинського кар'єру та (2) – Малинівського кар'єру.

По відношенню $\text{Si}/\text{Al} - (\text{Mg}+\text{Fe})/\text{Al}$, біотити з чарнокітоїдів обох кар'єрів потрапляють в поле підвищеної лужності. Отже біотит з чарнокітоїдів Літинської структури належить до титанистих, помірно глиноземистих різновидів, що характерно для гранулітової фації.

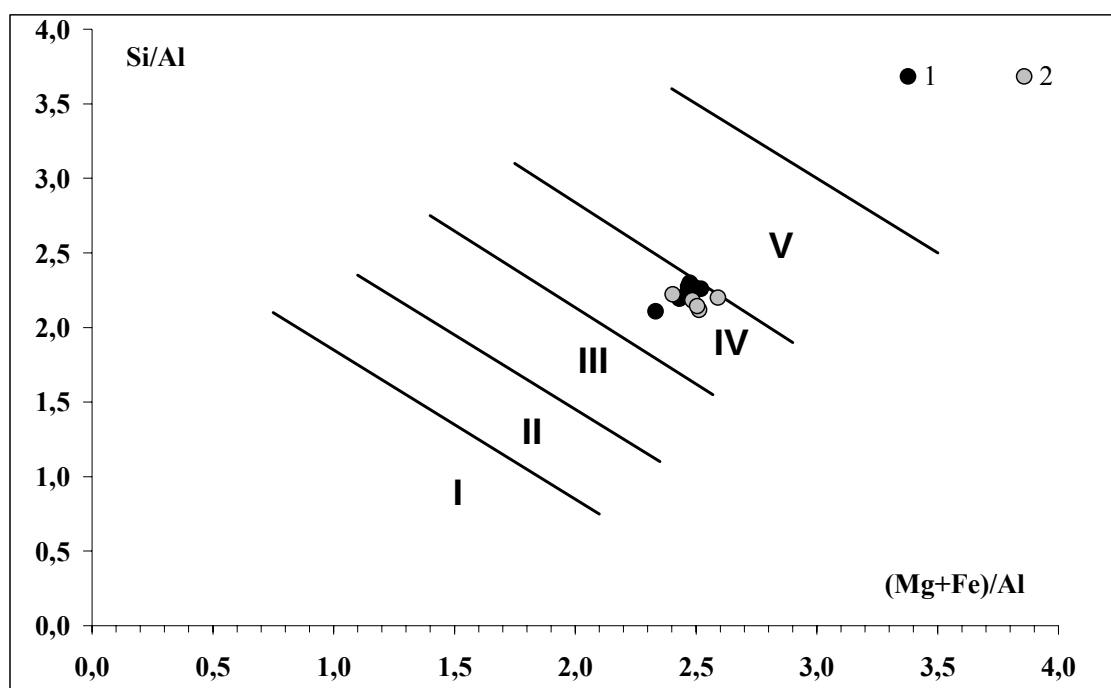


Рис. 4.1.10. Діаграма $\text{Mg}+\text{Fe}/\text{Al} - \text{Si}/\text{Al}$ (в ат. %) для *Bt* із чарнокітоїдів (1) Літинського кар'єру та (2) – Малинівського кар'єру. I, II – високоглиноземисті, низьколужні, III – нормальної лужності, IV – підвищеної лужності, V – низькоглиноземисті підвищеної лужності і лужні недосичені кремнеземом лужні породи.

Таблиця 4.1.2. Результати мікрозондового аналізу біотитів із чарнокітоїдів Літинської структури.

№ зр.	Л-23								8М-13					
Точка	3	4	5	21	22	23	24	31	136	137	138	157	164	166
SiO ₂	39,61	38,9	38,79	39,03	39,34	39,09	39,31	39,23	39,23	38,12	38,64	39,9	38,42	39,46
TiO ₂	6,09	5,5	6,29	5,85	5,68	5,57	6,61	5,32	5,3	5,79	5,66	5,12	5,97	5,02
Al ₂ O ₃	15,22	16,3	15,16	15,5	15,53	15,74	15,27	15,63	15,88	15,9	15,52	15,86	15,84	15,91
FeO	15,22	16,3	15,16	15,5	15,53	15,74	15,27	15,63	17,08	17,36	17,69	15,14	17,23	17,04
MgO	14,76	15,36	15,45	14,49	14,62	15,19	15,18	15,22	12,63	12,69	12,5	13,94	12,61	13,17
K ₂ O	9,8	9,78	9,84	10,09	9,81	9,9	9,51	10,01	9,46	9,68	9,97	9,73	9,54	9,25
$f=Fe^*/(Fe^*+Mg)*100$	55	54	54	57	56	55	54	54	64	64	65	58	64	63
SiO ₂	3,05	2,99	2,99	3,02	3,04	3,01	3,02	3,03	3,05	2,99	3,03	3,08	3,00	3,06
TiO ₂	0,36	0,32	0,37	0,34	0,33	0,33	0,39	0,31	0,31	0,34	0,34	0,30	0,35	0,30
Al ₂ O ₃	1,38	1,48	1,38	1,41	1,41	1,43	1,38	1,42	1,46	1,47	1,43	1,44	1,46	1,46
FeO	0,91	0,90	0,91	0,95	0,95	0,92	0,89	0,92	1,11	1,14	1,16	0,98	1,13	1,11
K ₂ O	0,96	0,96	0,97	1,00	0,97	0,97	0,93	0,99	0,94	0,97	1,00	0,96	0,95	0,92

Чарнокітоїди з яких аналізувались біотити: Л-23 гранат-ортопироксеновий ендербіт, Літинський кар'єр, 8М-13 – ендербіт, Малинівський кар'єр.

Акцесорні мінерали представлені апатитом, цирконом, монацитом та рудними мінералами (рис 4.1.11).

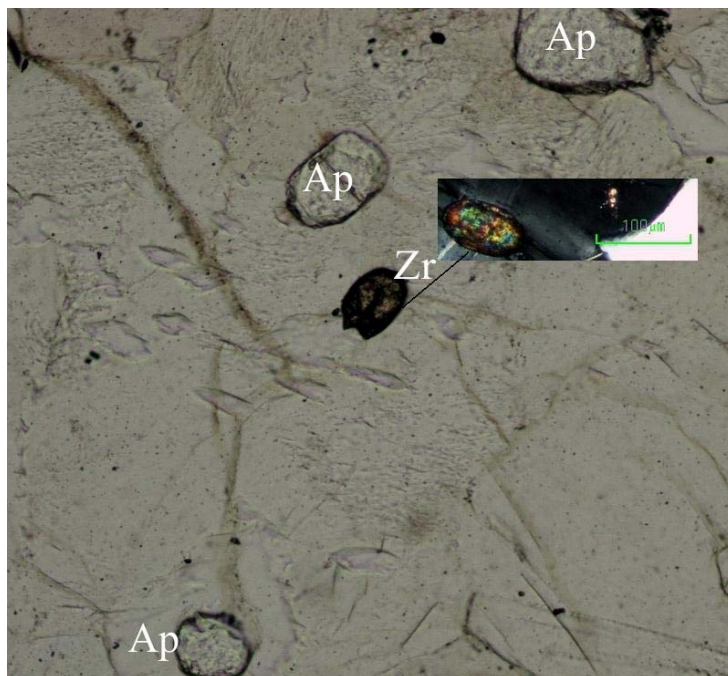


Рис. 4.1.11. Акцесорні мінерали з ендербітів Літинської структури, зр М-35, в одному ніколі. Ap – апатит, Zr – циркон.

Одним із найбільш поширених акцесорних мінералів всіх чарнокітоїдів є циркон, тому його опису ми приділили значну увагу

В Літинському кар'єрі, так як і в кар'єрах Козачий яр і Одеський присутні циркони двох генерацій: ранній, представлений видовжено-призматичними цирконами та пізній “дорогоцінний” Для гнейсовидних ендербітів Літина з двома піроксенами, циркони ранньої генерації подібні до цирконів із ендербітів кар'єрів Козачий яр та Одеський. Але переважають циркони сірого, рожевого кольорів, циркони коричневого кольору зберігаються лише у вигляді одиничних тіньових ядер у сірих цирконах. Аналіз зональності цирконів ранньої генерації на гоніометрі ГД-1, показав, що в процесі їх росту спостерігається перерва. Ядра у досліджуваних кристалах відрізняються від циркона-“хазяїна” більш темним кольором і більшою тріщинуватістю. Для них

характерний високий вміст гафнію і урану, які зменшуються в сірих та рожевих цирконах. В ендербітах, які мають більш масивну текстуру переважають світло сірі та рожеві циркони. Видовжено-призматичні із згладженими вершинами з коефіцієнтом подовження 2-3, рідше до 5. Від сірих до рожевих цирконів вміст урану зменшується від 870 ppm в коричневих до 600 ppm в сірих і до 500-390 ppm в рожевих. В такому ж напрямку зменшується вміст гафнію від 2,0 до 1,2 в рожевих цирконах і до 1,0 і 0,84 в рожевих “дорогоцінних” цирконах. Але, на відмінну від двопіроксенових ендербітів, в ендербітах з одним піроксеном з’являються циркони з однаковим вмістом гафнію в ядерних частинах і в оболонках і навіть більший вміст гафнію і урану в оболонках, що вказує на розкислення породи. Таким чином прослідковується зміння морфології та геохімічних особливостей цирконів від ступеню перетворення породи.

Apatit – майже у всіх ендербітах Літинського і Малинівського кар’єрів дуже подібний, прозорий, безколірний, з матовим блиском. Частіше в породах він передроблений. Уламки мають сильний скляний блиск. Форма частіше округлена і дуже рідко короткостовбчата. Розмір зерен 0,15-0,3 мм.

В кристалосланцях кількість апатиту часто збільшується. Апатити представлені зернами без чітких форм, округлими, а іноді видовженими. Вміст РЗЕ в апатитах із ендербітів не більше 1%, максимальна кількість РЗЕ характерна для гранодіоритів. Апатит – комплексний по відношенню РЗЕ і на його склад впливають як хімічний склад породи, так і РТ-умови утворення порід і особливо парагенезис мінералів, селективних по відношенню до РЗЕ. В Подільському блоці прослідковується тенденція збагачення легкими РЗЕ апатитів від порід північної частини блока до ендербітів Побужжя.

Монацит з’являється в породах за збільшенням в них калію. В Літинському кар’єрі його немає в двопіроксенових ендербітах, але з’являється в незначній кількості вже в антипертитових ендербітах з одним піроксеном. Монацит знаходиться у вигляді зерен неправильної форми або у вигляді прозорих, округлених дрібних зерен (0,05-0,08мм) жовтуватого, жовтувато-бежевого кольору з жирним блиском. В

плагіочарнокітах кількість монациту зростає. Він набирає розміри до 0,2-0,3мм. Але колір залишається жовтуватим з жирним блиском. В ендербітах Малинівського кар'єру в плагіочарнокіті монацит відрізняється від монациту Літинського кар'єру яскравого, помаранчевого до коричневого кольору. Монацит крупний (0,1-0,3мм), передроблений.

4. 2. Гіперстенові ендербіти

Ці породи складають основну частину Літинського та Малинівського кар'єрів. Утворюються в результаті перетворення двопіроксенових ендербітів з посиленням процесів гранітизації під впливом гарячих магматичних розчинів. Це типові ендербіти, подібні описаним Тіллі на Землі Ендербі. Зазвичай, породи масивні середньо-крупнокристалічні сірого, зеленувато-сірого кольору з гранобластовою структурою. Мінеральний склад, %: плагіоклаз – 55, кварц – 31, ортопіроксен – 10, КПШ – 2, біотит – 2, гранат – 3-4, циркон, апатит, рудний, ± 1 .

Плагіоклаз представлений великими таблитчастими зернами з антипертитовими вrostками КПШ і неявно вираженим полісинтетичним двійникуванням. Зерна плагіоклазу частково серицитизовані. Мікрозондовим аналізом встановлено, що основність плагіоклазів в Літинському кар'єрі коливається від олігоклазу до андезину, An_{23-32} . У Малинівському кар'єрі хімічний склад плагіоклазів відповідає олігоклазу An_{20-22} . Антипертитові вrostки представлені ортоклазовим міналом Or_{90-95} .

Ортопіроксен утворює призматичні зерна з помітним чітким плеохроїзмом. Має склад $Wo_{0,6-2} En_{38-45} Fs_{40-55}$ в Літинському кар'єрі, і $Wo_{0,3-0,7} En_{54-58} Fs_{40-43}$ в Малинівському кар'єрі. Між зернами плагіоклазу, кварцу і гіперстену розвинені вузькі смужки дрібнозернистого кварцу. Біотит більш характерний для калішпатизованих ендербітів. У типових ендербітах біотит розвивається по краях зерен піроксенів у вигляді поодиноких лусочок червонувато-бурого кольору розміром до 0,05 мм.

4. 3. Чарнокіти

Чарнокітоїди представлені породами від ендербітів через чарнокіти і монцоніти до калішпатових порід типу біркремітів.

Чарнокіти детально описані в роботах [59, 102, 110, 119]. Чарнокіти є кінцевим продуктом неоархейського етапу гранітизації. Вони сформувались при суттєвій активності калію в умовах гранулітової фації метаморфізму. На відмінну від ендербітів, чітко приурочених до купольних структур, чарнокіти розміщуються в міжкупольному просторі. В межах куполів, розвиваються в зонах розтягнення. Чарнокіти в досліджуваному районі не мають широкого розвитку. Їх утворення пов'язують з перетворенням ендербітів під дією рожевих апліт-пегматоїдних гранітів. Слід відмітити, що чарнокіти на відмінну від ендербітів, зустрічаються локально. Спостерігаються поступові переходи ендербітів у чарнокіти протяжністю 1-2 м. Макроскопічно розрізнити їх дуже важко, через однакове зелено-сіре забарвлення мікрокліну і плагіоклазу.

Частіше за все серед ендербітів зустрічаються окремі тіла пегматитчарнокітів, потужністю до 3 м. Складені вони, %: калішпат-пертит – 60-80, плагіоклаз – 10-15, кварц – 20-25, гіперстеном – 5-8. Акцесорні мінерали представлені апатитом, цирконом, магнетитом.

В чарнокітах на відмінну від ендербітів, збільшується вміст SiO_2 (до 70%) K_2O (до 3%), збільшується відношення $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, різко підвищується концентрація цинку, свинцю, молібдену, барію, фосфору, рідкоземельних елементів.

Плагіоклаз вміщує антипертитові вrostки мікрокліну від 1-2 до 20-30% об'єму зерна. Калішпат представлений нерешітчастим мікрокліном з пертитовими вrostками. Склад та оптичні властивості піроксенів у всіх різновидах досліджуваних порід сильно не відрізняються. Мінерали мають короткопризматичну і призматичну форму, забарвлені у зелений колір, інколи ідіоморфні по відношенню до польових шпатів. Амфібол присутній у діафторованих різновидах, представлений буро-зеленою роговою обманкою, що розвивається по піроксену.

4. 4.Вінницити

Породи, у більшості випадків, обрамлюють куполоподібну структуру. Вони є проміжними породами між чарнокітоїдами і бердичівський гранітами. Типові вінницити – це, з одного боку, чарнокітоїди з гранатом, з іншого – бердичівські граніти з гіперстеном [82]. Нами вивчались вінницити, що відслонюються в південній стінці Літинського кар'єру. Протяжність такого відслонення близько 10м. Макроскопічно це масивні крупно-середньозернисті породи, частково катаклазовані. На окремих ділянках вміст гранату в цих породах досягає 45% (рис. 4.4.1). Вінницити – масивні або смугасті породи з неоднорідною дрібно-крупнокристалічною структурою. На окремих ділянках в породах проявлені елементи катакластичних структур. Мінеральний склад, %: плагіоклаз – 25-30, кварц – 15-25, КПШ – до 15, гранат – 15-20, Орх – до 15, біотит – 5, акцесорні: апатит, монацит, циркон, рудні мінерали.



Рис. 4.4.1. Зображення віннициту.

Плагіоклаз ідіоморфний, представлений таблитчатими зернами з антипертитовою будовою, розміром від 0,2 до 1 мм. Хімічний склад плагіоклазів відповідає альбіту An_8 і олігоклазу An_{16-25} (табл. 4.4.1). Кварц – гіпідіоморфнозернистий, великі зерна розпадаються на більш дрібні, розміром до декількох сотих мм. Згасання мозаїчне, блочне.

Таблиця 4.4.1. Результати мікрозондового аналізу польових шпатів із вінницитів Літинського кар'єру.

№ зр.	Л-8						
Точка	26	27	28	29	30	32	42
SiO ₂	60,49	60,42	60,15	59,15	62,03	59,36	62,48
Al ₂ O ₃	24,59	24,28	24,73	26,32	24,13	25,58	23,81
CaO	4,39	4,53	5,05	3,69	1,93	5,61	1,76
Na ₂ O	10,09	10,2	9,67	8,88	10,83	9,08	10,35
K ₂ O	0,41	0,43	0,26	1,78	0,52	0,28	1,18
Формульні коефіцієнти на 8 атомів кисню							
Si	2,70	2,70	2,69	2,65	2,76	2,65	2,78
Al	1,29	1,28	1,30	1,39	1,26	1,35	1,25
Ca	0,21	0,22	0,24	0,18	0,09	0,27	0,08
Na	0,87	0,88	0,84	0,77	0,93	0,79	0,89
K	0,02	0,02	0,01	0,10	0,03	0,02	0,07
Мінали, мол.%							
Or	2,11	2,18	1,35	9,69	2,80	1,49	6,42
Ab	78,92	78,54	76,55	73,45	88,49	73,44	85,54
An	18,97	19,28	22,09	16,87	8,71	25,07	8,04

Кварц – гіпідіоморфнозернистий, великі зерна розпадаються на більш дрібні, розміром до декількох сотих мм. Згасання мозаїчне, блочне.

Гранат ідіоморфний, зерна ізометричної форми, розміром від 0,5 до 1,5 мм. За мінальним складом гранат відповідає альмандину (66-70) з вмістом піропового міналу 24-27%, grosularового 1-3%. Частка андрадитового міналу становить 0,2-3%, а спесартинового не досягає і 1% (0,1-0,7%). Залізистість гранату 71-73%. Часто гранат заміщує гіперстен.

Біотит по породі розподілений нерівномірно, часто розвивається по тріщинах в гранаті, утворюючи лусочки розміром в декілька десятих мм. Має червонувато-коричневий колір. Представлений анніт-сидерофіллітовим рядом. Вміст TiO₂ 4-6%. Залізистість біотиту коливається в межах 45-50%.

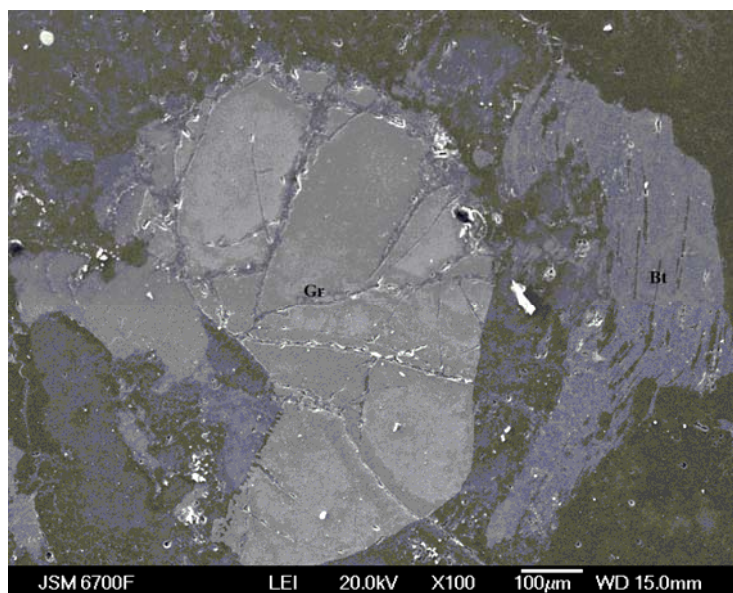


Рис. 4.4.2. Електронно-мікроскопічне зображення гранату з біотитом з віннициту (Зр. Л-8, Літинський кар'єр).

Гіперстен безбарвний, таблитчатий, іноді неправильної форми. Плеохроює в блідо-рожевих тонах. Серед акцесорних мінералів найбільш поширені рудні мінерали. Відповідно до мінерального складу вони відповідають піриту і пентландиту. Їх вміст іноді досягає до 3%. У більшості випадків вони утворюють скупчення у вигляді рудного порошку. У тектонічно змінених зразках разом з іншими мінералами утворюють мілкодисперсну ізотропну суміш у вигляді смуг хвилястої форми.

4.5. Висновки

Макроскопічно породи з центральної та краєвої частини Літинської структури майже не відрізняються. В Малинівському кар'єрі чарнокітоїдам притаманні гнейсуваті текстури, а в Літинському від гнейсуватих до масивних. В обох кар'єрах переважають

гіперстенові ендербіти, присутні також двопіроксенові ендербіти, ксеноліти амфібол-двопіроксенових кристалосланців.

Під мікроскопом породи виявляють гетерогранобластові структури. Але вони відрізняються за основністю плагіоклазів, залізистістю гіперстенів. В Літинському кар'єрі плагіоклази більш основні, а гіперстени більш магнезійальні.

В Літинському кар'єрі спостерігається тенденція розкислення порід від краєвих частин кар'єру до центру, що характерно для купольних структур. Це може вказувати на посилення процесів гранітизації в Літинській структурі.

Всі досліджувані зразки складені антипертитовим плагіоклазом, та майже не містять окремих зерен КПШ.

Двопіроксенові ендербіти представлені піроксенами салітового та гіперстенового складу. В деяких зразках піроксен високозалізистий належить до ферогіперстенів.

У вінницитах з Літинського кар'єру гранат має альмандиновий склад.

Усі ендербіти Літинської структури мають у своєму складі високотитанистий біотит (до 6,2%), що характерно для гранулітової фації метаморфізму.

Акцесорними мінералами для усіх чарнокітоїдів є апатит, циркон, монацит, ільменіт.

РОЗДІЛ 5

ПЕТРОХІМІЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТА ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ЧАРНОКІТОЇДІВ ЛІТИНСЬКОЇ СТРУКТУРИ

У роботі [15] за мінералого-петрографічними ознаками серед чарнокітоїдів Літинської структури виділено ендербіт-мігматити, ендербіти, чарноендербіти та чарнокіти. Ізотопний вік перших двох петротипів визначено $2,8 \pm 0,1$ млрд років, двох останніх $2,0 \pm 0,1$ млрд років [104]. У роботі [14] коротко описано кожний петротип та проведено порівняння ендербітоїдів Західної та Центральної частини УЩ.

Нами серед порід Літинської структури були виділені двопіроксенові ендербіти, гіперстенові ендербіти (типові ендербіти) та плагіочарнокіти. Плагіочарнокіти, на відміну від ендербітів, зустрічаються локально і макроскопічно важко діагностуються через зеленувато-сірий колір мікрокліну і плагіоклазу. Проте в шліфах і за результатами хімічних аналізів ці породи відрізняються. Типові ж чарнокіти зустрічаються не часто, у вигляді малопотужних тіл в основному в межах Малинівського кар'єру.

Ендербіти та плагіочарнокіти є найбільш поширеними породами Літинської структури. Причому в крайових частинах структури знаходяться гнейсоподібні ендербіти з двома піроксенами, які ближче до центру змінюються масивними ендербітами з одним піроксеном. В масивних ендербітах в незначних кількостях, присутній біотит, а КПШ – лише у вигляді антипертитових вrostків серед крупних зерен плагіоклазу. В плагіочарнокітах вміст біотиту збільшується до 5-7%, а КПШ утворює поодинокі зерна. В проаналізованих нами пробах спостерігається майже непереривний ряд складу від 61 до 71% SiO_2 .

Фактично всі різновиди чарнокітоїдів містять численні включення (ксеноліти), в основному, лінзовидних форм, різноманітних розмірів, від декількох сантиметрів, до перших кілометрів. Вони розміщені згідно текстурованим неоднорідностям і обмеженням тіл гранітоїдів. Речовинно включення представлені, переважно, біотит і гіперстен-гранатовими плагіогнейсами, ендербітами, а також піроксеновими, амфібол-двопіроксеновими кристалосланцями.

В Літинському кар'єрі, в південній його стінці, розкриті гранат-біотит-гіперстенові граніти бердичівського комплексу – вінницити, які є перехідною зоною між породами бердичівського та літинського комплексів.

5. 1. Петрохімічні характеристики та геохімічні особливості порід Літинської структури (Літинський кар'єр)

Чарнокітоїди центральної частини Літинської структури розкриті Літинським кар'єром та численними відслоненнями по річці Згар нами вивчались породи Літинського кар'єру. Зовні це переважно масивні породи з блакитним кварцом подекуди гнейсуваті (рис. 5.1.1). Породи складені антипертитовим плагіоклазом, кварцом, гіперстеном чи гіперстеном+діопсидом, червоно-бурым біотитом, КПШ до 10%, в акцесорних кількостях присутні апатит, циркон, монацит, а також рудні мінерали: ільменіт, магнетит, пірит, піротин, халькопірит. В ендербітах в різних частинах кар'єру зустрічаються ксеноліти плагіогнейсів та біотит-двопіроксенових кристалосланців.



Рис. 5.1.1. Загальний вигляд ендербітів з Літинського кар'єру.

На номенклатурному трикутнику, запропонованому І.Б. Щербаковим [120], ці породи займають поля плагіочарнокітів та ендербітів. Представлені вони двопіроксеновими ендербітами та ендербітами.

Двопіроксенові ендербіти складають, переважно, крайові частини Літинського кар'єру. Ззовні це злегка гнейсоподібні середньо-крупнокристалічні породи зелено-сірого кольору.

Під мікроскопом виявляють гетерогранобластову структуру. Мінеральний склад, %: плагіоклаз – 56-60, кварц – 30-35, ортопіроксен (Орх) – 8-10, клінопіроксен (Срх) – 3-5, біотит (Вт) – 2-3, КПШ-1, апатит + циркон + рудний мінерал-1.

На класифікаційній діаграмі в координатах $\text{SiO}_2\text{--}(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ фігуративні точки двопіроксенових ендербітів попадають в поля гранодіоритів, гранітів та низьколуужних гранітів (рис. 5.1.2).

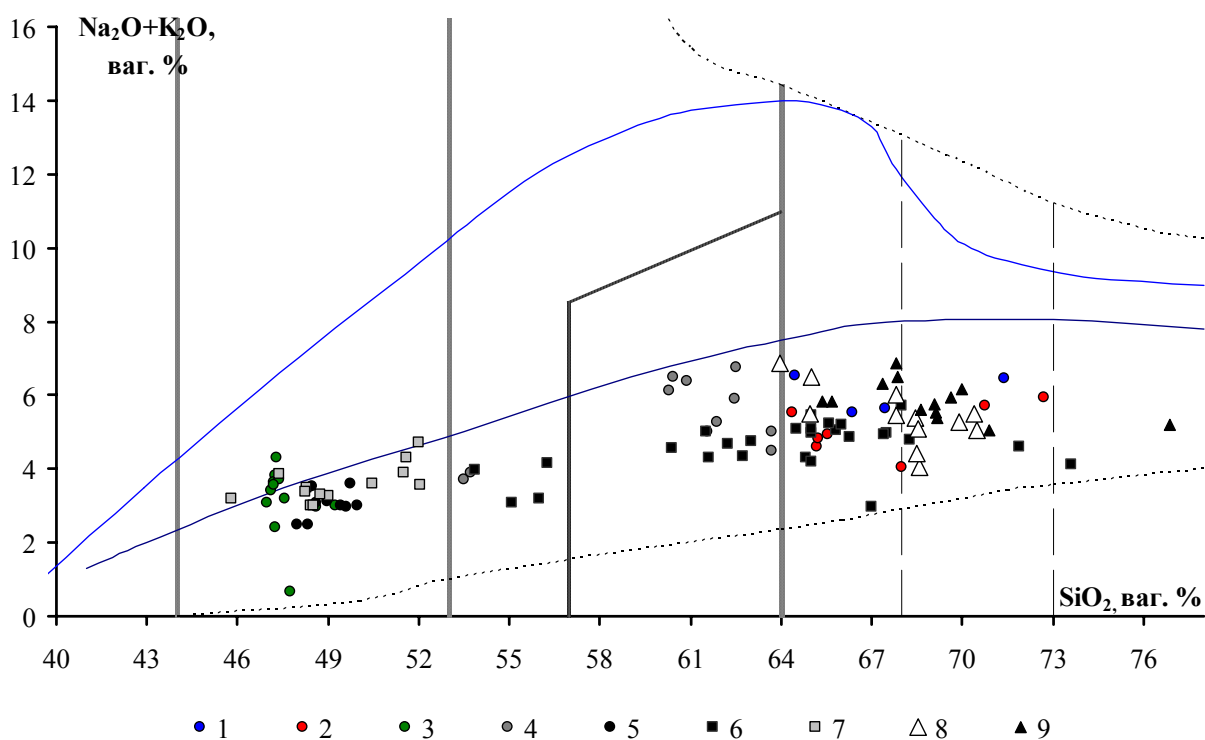


Рис. 5.1.2. Діаграма $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ для чарнокітоїдів і кристалосланців Літинської структури. 1 – ендербіти з одним піроксеном, Малинівка; 2 – ендербіти з одним піроксеном, Літин; 3 – кристалосланці, Малинівка; 4 – породи обрамлення (вінницити); 5 – кристалосланці, Літин; 6 – ендербіто-гнейси, Хащевато-Завалля; 7 – кристалосланці Хащевато-Завалля; 8 – двопіроксенові ендербіти, Літин; 9 – двопіроксенові ендербіти, Малинівка.

Сумарний вміст лугів складає 4-6,9 %. При цьому натрій завжди помітно переважає над калієм. Відношення $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в двопіроксенових ендербітах досить стабільне до 3,8. По відношенню суми лугів до кремнезему ендербіти належать до кислих порід нормального ряду лужності (SiO_2 – 64-67,60%, $\text{Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ – 5-6,9%).

Це низькокалієві породи (рис. 5.1.3), фігуративні точки яких попадають в поле толейтової серії (низько-калієвої), перенасичені глиноземом al' – 1,8-3, із середньою залізистістю, ($\text{Fe}\#$ - 59,9-66,7) (табл. 5.1.1).

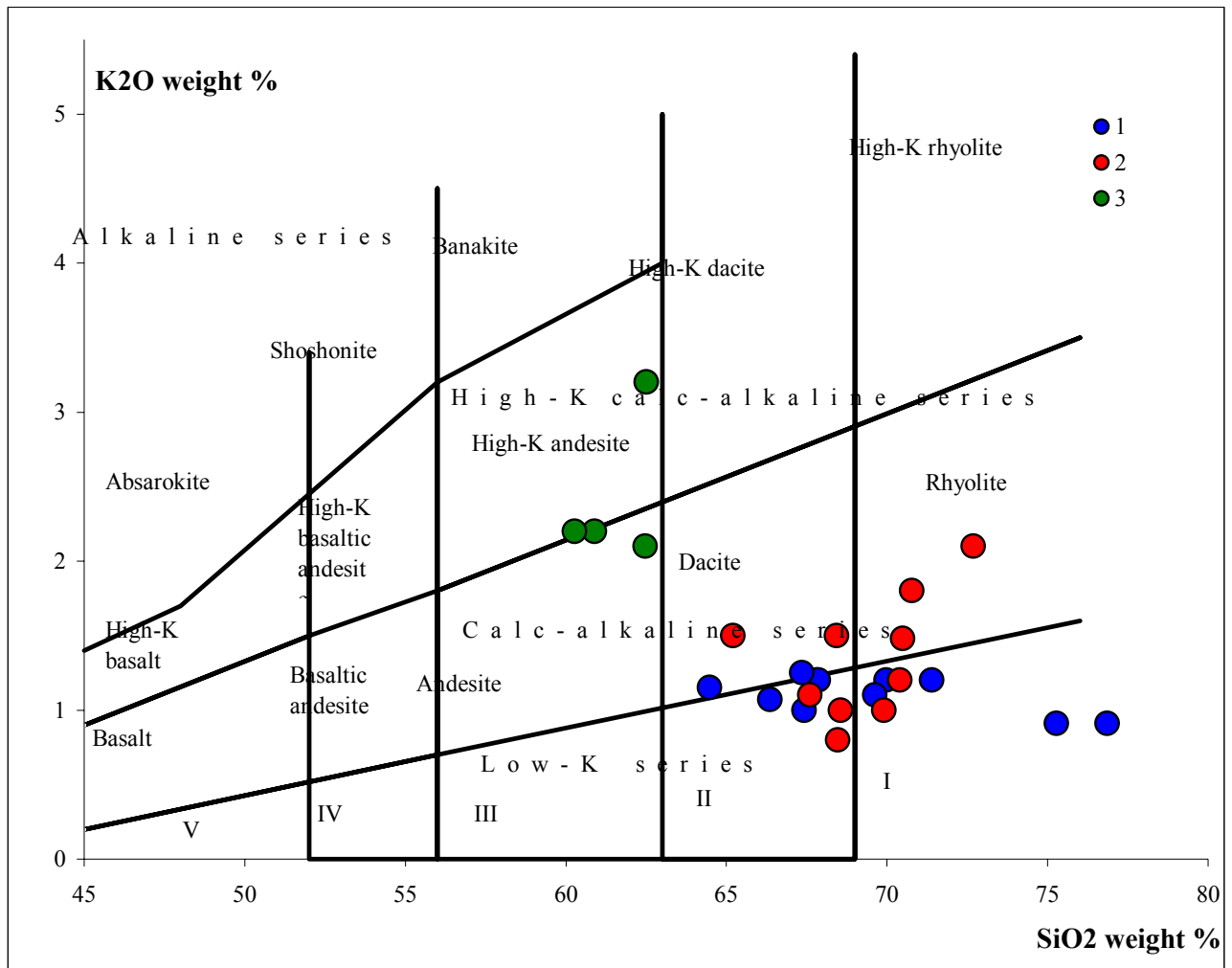


Рис. 5.1.3. Діаграма $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ для чарнокітоїдів Літинської структури. 1 – чарнокітоїди з Літинського кар'єру, 2 – чарнокітоїди з Малинівського кар'єру, 3 – вінницити з Літинського кар'єру. I – низькокалієві ріоліти, II – низькокалієві дацити, III – низькокалієві андезити, IV – низько-калієві базальтові андезити, V – низькокалієві базальти.

На діаграмі **AFM** (рис. 5.1.4) точки складу двопіроксенових ендербітів з Літинського кар'єру, знаходяться в полі вапнисто-лужної серії.

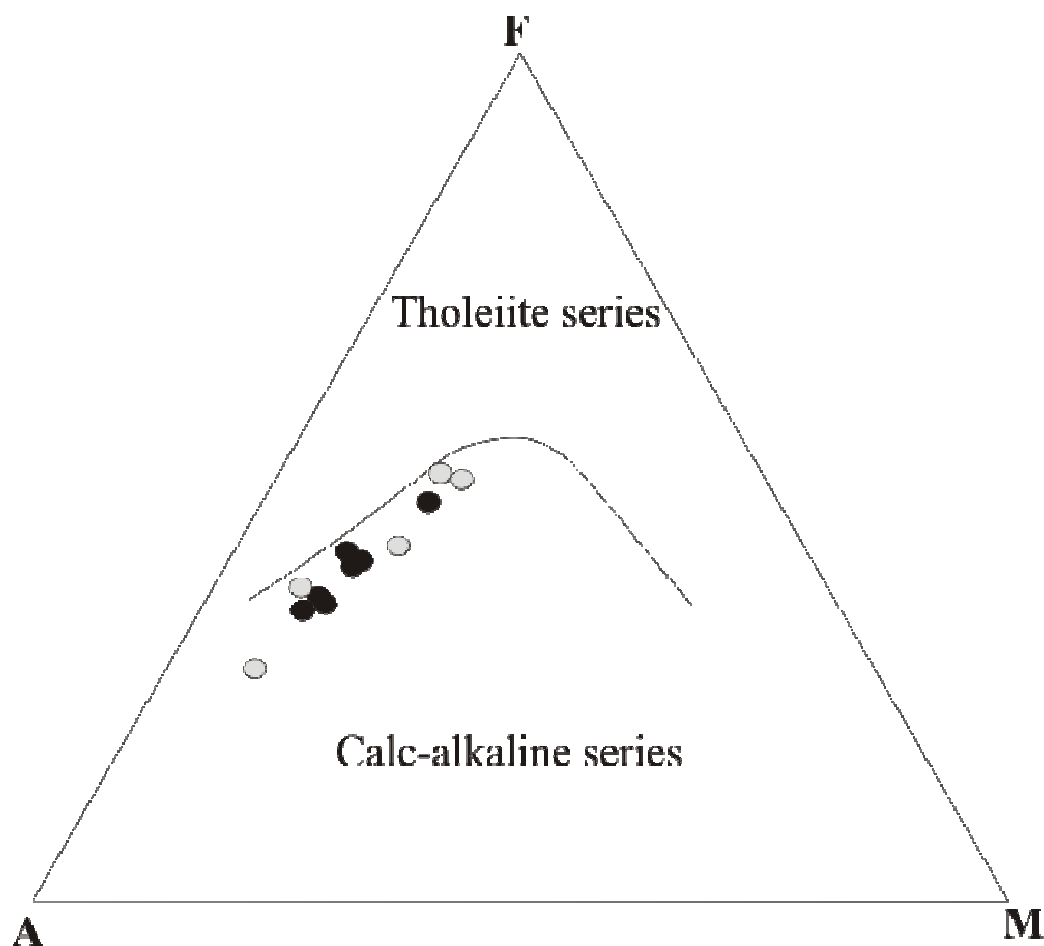


Рис. 5.1.4. Діаграма AFM для чарнокітоїдів з Літинського кар'єру. $A=Na_2O+K_2O$; $F=FeO$; $M=MgO$. Чорні круги – гіперстенові ендербіти, Літинський кар'єр; сірі круги – двопіроксенові ендербіти.

На класифікаційній діаграмі **Ab-An-Or** двопіроксенові ендербіти Літинської структури розміщуються, в полі тоналітів і гранодіоритів (рис. 5.1.5).

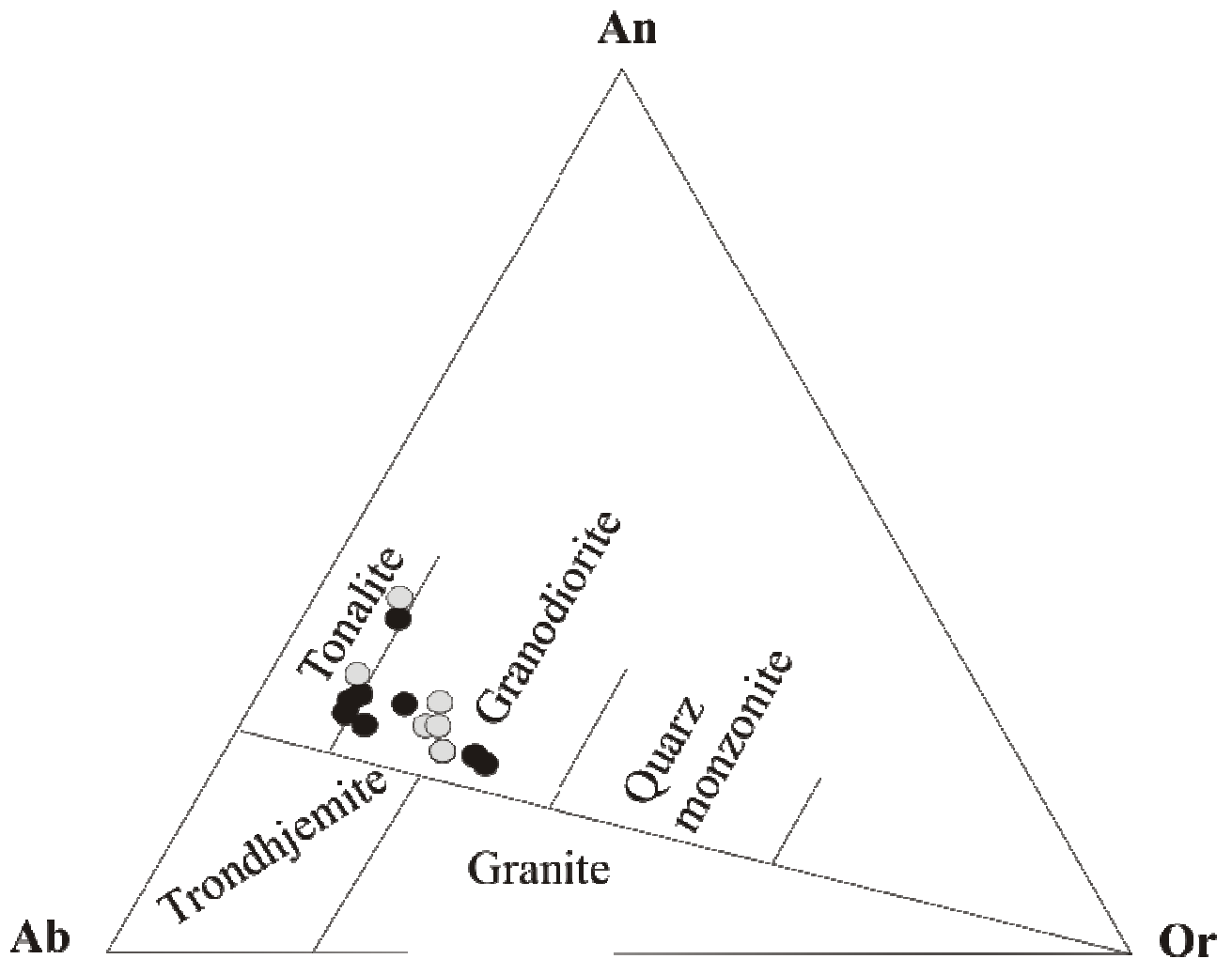


Рис. 5.1.5. Діаграма Ab–An–Or для ендербітів та плагіочарнокітів з Літинського кар'єру. Сірі круги – двопіроксенові ендербіти, чорні круги – гіперстенові ендербіти.

Згідно з розрахованим нормативним складом мінералів (CIPW) в двопіроксенових ендербітах з центральної частини структури спостерігається майже однакова кількість кварцу – 21-30%, ортоклазу 5-7 %, діопсиду – 1-4%, гіперстену – 3-1% (додаток А).

Таблиця 5.1.1. Хімічний склад чарнокітоїдів Літинської структури (Літинський кар'єр).

П.П.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Окисли, %	Л-5	Л-3	Л-11	Л-29	Л-30-2	Л-30-1	Л-26-1	Л-26-2	Л-28-1
SiO ₂	70,41	68,47	72,69	69,90	64,38	64,96	67,99	68,60	67,79
TiO ₂	0,26	0,45	0,23	0,33	0,71	0,71	0,50	0,50	0,71
Al ₂ O ₃	13,94	13,03	13,49	13,94	15,93	15,08	14,03	13,43	14,29
Fe ₂ O ₃	0,80	0,16	0,67	0,40	0,86	0,86	1,15	3,31	1,01
FeO	2,74	5,32	1,94	3,17	5,24	4,94	7,76	2,27	4,17
MnO	0,08	0,08	0,05	0,04	0,07	0,04	0,09	0,06	0,07
MgO	1,09	1,87	0,86	1,21	2,24	2,28	1,92	1,92	1,36
CaO	3,69	4,49	2,99	4,34	4,37	4,37	4,37	4,37	3,81
Na ₂ O	4,30	3,60	3,84	4,29	4,54	4,49	3,20	3,20	3,96
K ₂ O	1,20	0,80	2,10	1,00	1,00	1,00	0,84	0,84	1,50
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,07	0,03	0,10	0,12	0,06	0,00	0,12
CO ₂	He визн.	He визн.	He визн.	He визн.	He визн.	He визн.	He визн.	He визн.	He визн.
H ₂ O-					0,40	0,47	0,12	0,11	0,09
В.П.П.	0,62	1,03	0,36	0,81	0,20	0,20	0,51	0,92	0,61
Сума	99,60	99,69	99,60	99,61	100,04	99,52	99,57	99,59	99,52
K ₂ O+Na ₂ O	5,50	4,40	5,94	5,29	5,54	5,49	4,04	4,04	5,46
Na ₂ O/K ₂ O	3,58	4,50	1,83	4,29	4,54	4,49	3,81	3,81	2,64
al'	3,01	1,77	3,89	2,92	1,91	1,87	1,79	1,79	2,19
Fe#	59,98	72,54	56,58	66,72	73,1	65,4	75,4	75,2	70,2

Л-5, Л-3, Л-29, Л-30-1, Л-30-2 – двопіроксенові ендербіти з Літинського кар'єру; Л-11, Л-26-1, Л-26-2, Л-28-1 – гіперстенові ендербіти з Літинського кар'єру.

На спайдер діаграмі виділяються негативні аномалії Nb, Ce, Nd, Sm, Y, та позитивні аномалії Ba, La, Sr, Eu, причому концентрація Ba в рази більша ніж в примітивній мантії (рис. 5.1.6).

Двопіроксенові ендербіти характеризуються низьким вмістом РЗЕ (Σ РЗЕ = 57-61 ppm). У них спостерігається низький вміст Rb (12-33 ppm), Th (0-0,5 ppm), високий вміст Sr (578-611 ppm). Концентрація високозарядних елементів: Y (7-10 ppm), Nb (1-2 ppm), Yb (0,3-0,4 ppm). Концентрація Ni (77–89 ppm) (табл. 5.1.2). Досліджувані зразки збагачені легкими РЗЕ та збіднені важкими РЗЕ. Графіки розподілу РЗЕ значно диференційовані - $(La/Yb)_n = 10,4-43,4$ (рис. 5.1.7). Виділяється позитивна, чітко проявлена, європейська аномалія $Eu/Eu^* = 1,83-2,86$.

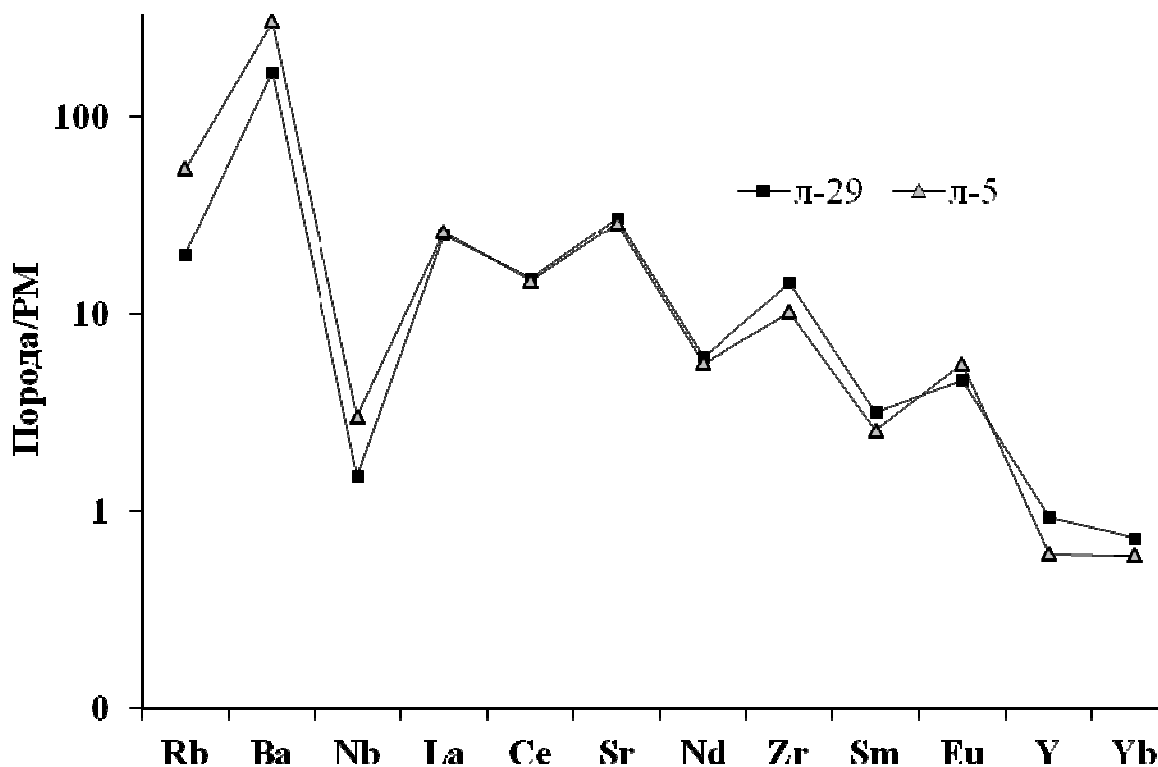


Рис. 5.1.6. Мультиелементні діаграми для двопіроксенових ендербітів з Літинського кар'єру. Нормовано на примітивну мантію.

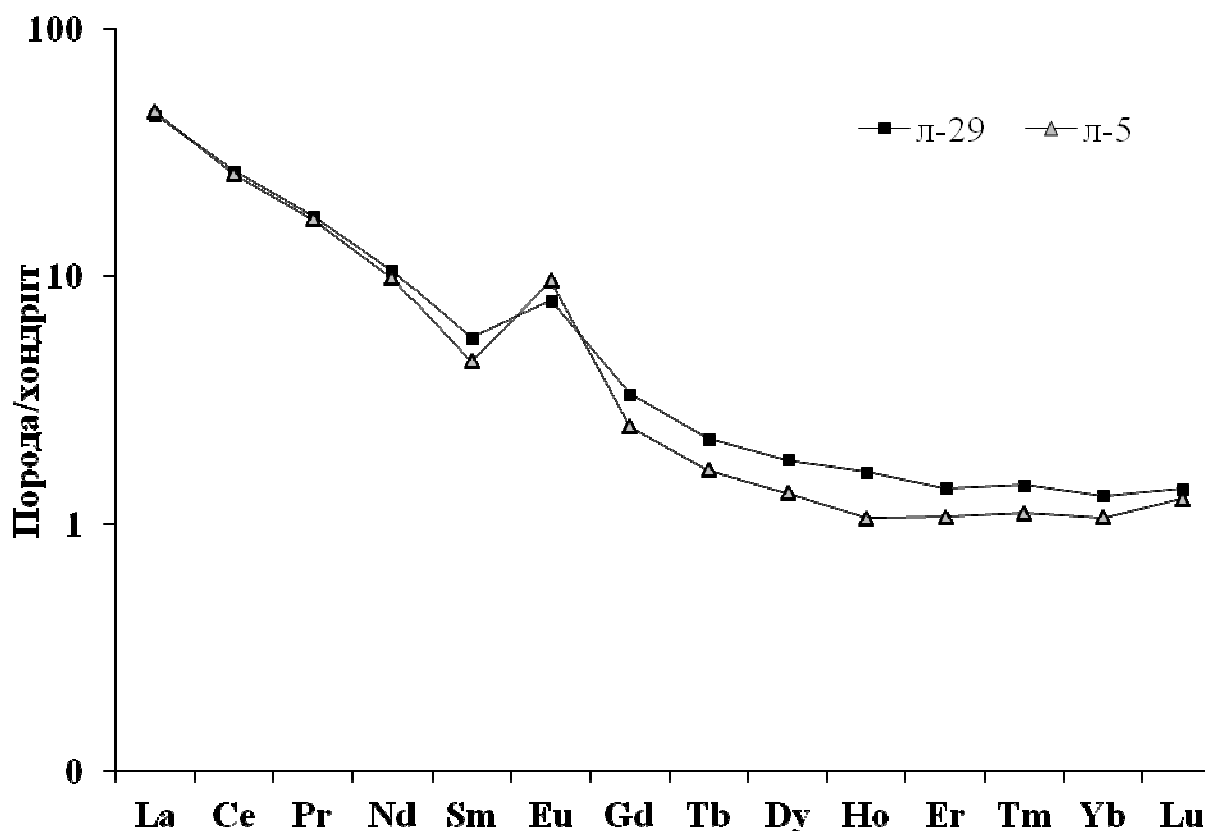


Рис. 5.1.7. Графіки розподілу PЗЕ в двопіроксенових ендербітах з Літинського кар'єру. Нормовано на хондрит.

Схожі характеристики мають палеоархейські ендербіто-гнейси гайворонського комплексу, що свідчить про можливість утворення чарнокітоїдів Літинської структури за рахунок гранітизації палеоархейських ендербіто-гнейсів гайворонського комплексу.

Ендербіти забарвленні в зелено-сірий колір. Структура порід змінюється від гнейсоподібної до масивної. Такі породи більш однорідні і представляють собою типові ендербіти, описані Г. Тіллі. Для таких ендербітів характерні магматичні структури. Мінеральний склад, %: плагіоклаз – 50-55, кварц – 30-35, ортопіроксен – 5-10, КПШ – 5-10, біотит – 2-5, циркон, апатит, рудний, ± гранат.

На класифікаційній діаграмі в координатах $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ фігуративні точки ендербітів попадають в поля гранодіоритів, гранітів та низько-лужних гранітів (рис

5.1.2).

Сумарний вміст лугів складає 5,7–5,9 %. Відношення $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в ендербітах варіює від 1,83 до 2,17. По відношенню суми лугів до кремнезему ендербіти належать до кислих порід нормального ряду лужності ($\text{SiO}_2=67,9\text{--}72,6\%$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5,7\text{--}5,9\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,83\text{--}2,17$).

Це також, низько-калієві породи (рис. 5.1.3). Фігуративні точки яких попадають в поле низько-калієвої серії, перенасичені глиноземом $\text{al}'=2,81\text{--}3,88$ із високою залізистістю, ($\text{Fe}\#=56,5\text{--}66,5$) (табл. 5.1.1).

На діаграмі **AFM** (рис. 5.1.4) точки складу ендербітів з Літинського кар'єру, знаходяться в полі вапнисто-лужної серії. А на класифікаційній діаграмі **Ab-An-Or** ендербіти, як і двопіроксенові ендербіти розміщуються, в полі тоналітів і грананодіоритів (рис. 5.1.5).

В нормативному складі мінералів (CIPW) в ендербітах розраховувались кварц – 30–34%, ортоклаз – 10,7–12,5 %, альбіт – 32–33, анортит – 13–15%, %гіперстен – 4–9%, магнетит – 0,14–0,99%, ільменіт – 0,3–0,4%, апатит – 0,07–0,16, (додаток А).

В ендербітах спостерігається менший вміст Rb (8–10 ppm), ніж у двопіроксенових ендербітах Літина, також високий вміст Sr (507–618 ppm). Концентрація високо зарядних елементів: Y (1,5–2,2 ppm), Nb (2 ppm), Yb (0,1–0,2 ppm), Ni (72–75 ppm) (табл. 5.1.2).

Таблиця 5.1.2. Вміст елементів-домішок у чарнокітоїдах Літинського кар'єру визначений рентген-флуоресцентним аналізом.

№п/п	1	2	3	4	5
№зр	Л-11	Л-23	Л-29	Л-3	Л-5
Ni	75	72	81	89	77
Cu	8	21	17	29	12
Zn	42	57	51	62	47
Ga	20	21	23	19	21
Rb	8	10	12	28	33
Sr	507	618	611	586	578
Y	10	10	9	10	7
Zr	108	152	151	157	107
Nb	2	2	1	2	2
Pb	15	22	18	22	20
Th	2	2	0	17	2
U	4	5	4	4	4
Ba	1472	696	1114	1456	2008
La	16	25	11	46	29
Ce	12	48	25	71	32
Pr	15	15	15	15	15
Nd	20	11	16	24	19
Rb/Sr	0,02	0,02	0,02	0,05	0,06

Л-5, Л-3, Л-29 – двопіроксенові ендербіти з Літинського кар'єру; Л-11, Л-23, – гіперстенові ендербіти з Літинського кар'єру.

На спайдер діаграмі виділяються негативні аномалії Nb, Nd, Ce, Sm, та чітко проявлений максимум Ba (Рис. 5.1.8). Досліджувані зразки збагачені легкими РЗЕ та збіднені важкими РЗЕ. Графіки розподілу РЗЕ сильно диференційовані – $(La/Yb)_n=59,2-79,2$, при $Ybn=0,5-0,8$ (Рис. 5.1.8). Виділяється позитивна, а для зр. л-11, чітко проявлена, європейська аномалія $Eu/Eu^*=1,6-3,6$.

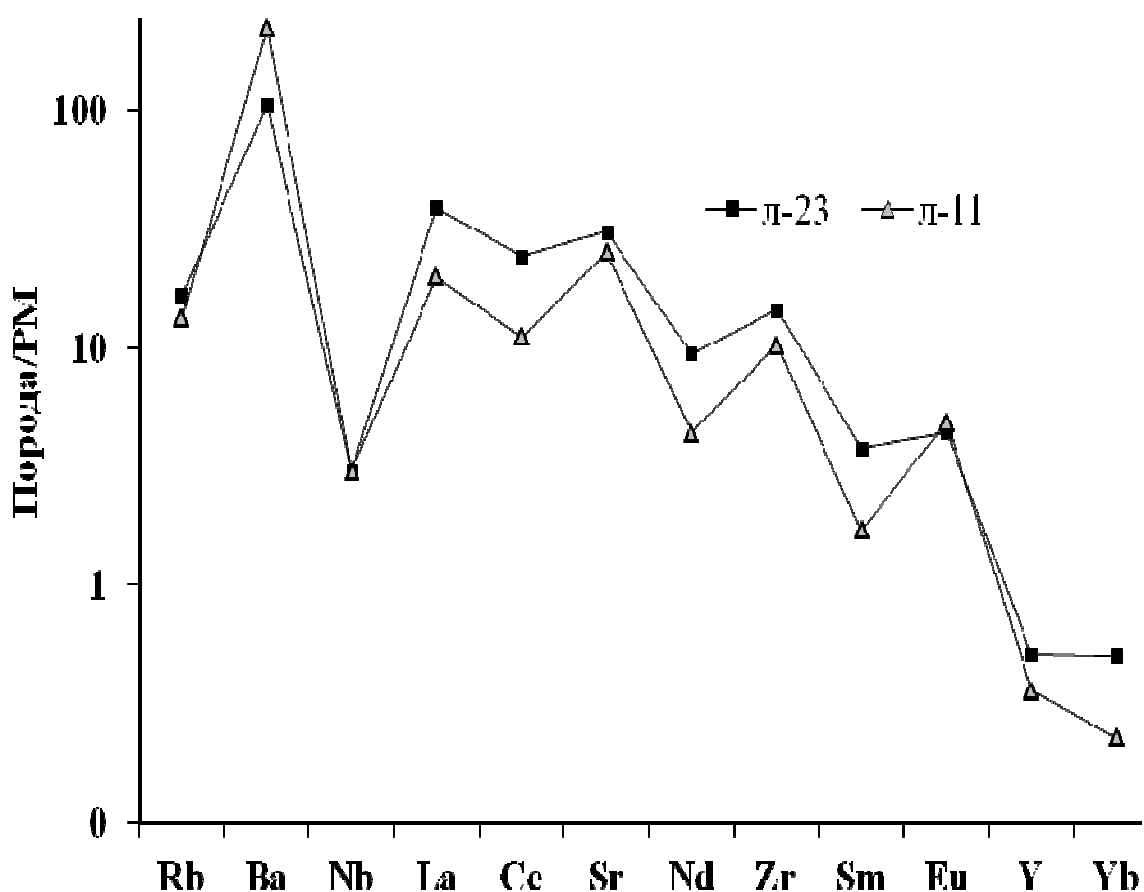


Рис. 5.1.8. Мультиелементні діаграми для ендербітів з Літинського кар'єру. Нормовано на примітивну мантію.

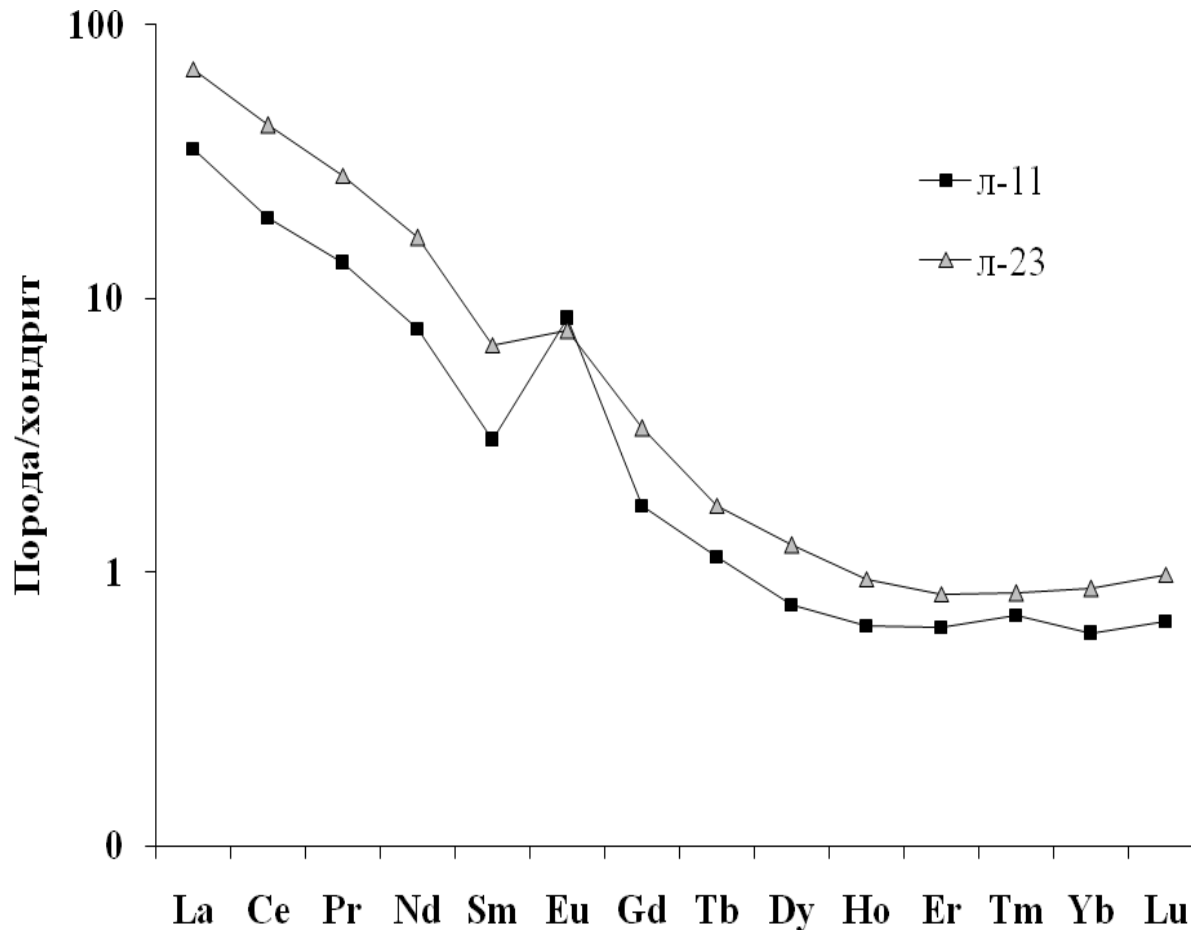


Рис. 5.1.9. Графіки розподілу PЗЕ в ендербітах з Літинського кар'єру. Нормовано на хондрит.

За співвідношенням Al та Ca, Na, K ендербіти та двопіроксенові ендербіти належать переважно до металюмінієвих порід, індекс насиченості глиноземом, таких порід, становить (ASI) 0,8-0,9. Деякі точки типових ендербітів попадають в поле пералюмінієвих порід, (ASI) становить 1-1,1 (Рис 5.1.10). Відповідно до геохімічних особливостей досліджувані породи, можна віднести до гранітоїдів I – типу. Згідно з даними Чаппела та Уайта [123], гранітоїди I – типу виплавляються з магматичних та метаматматичних порід.

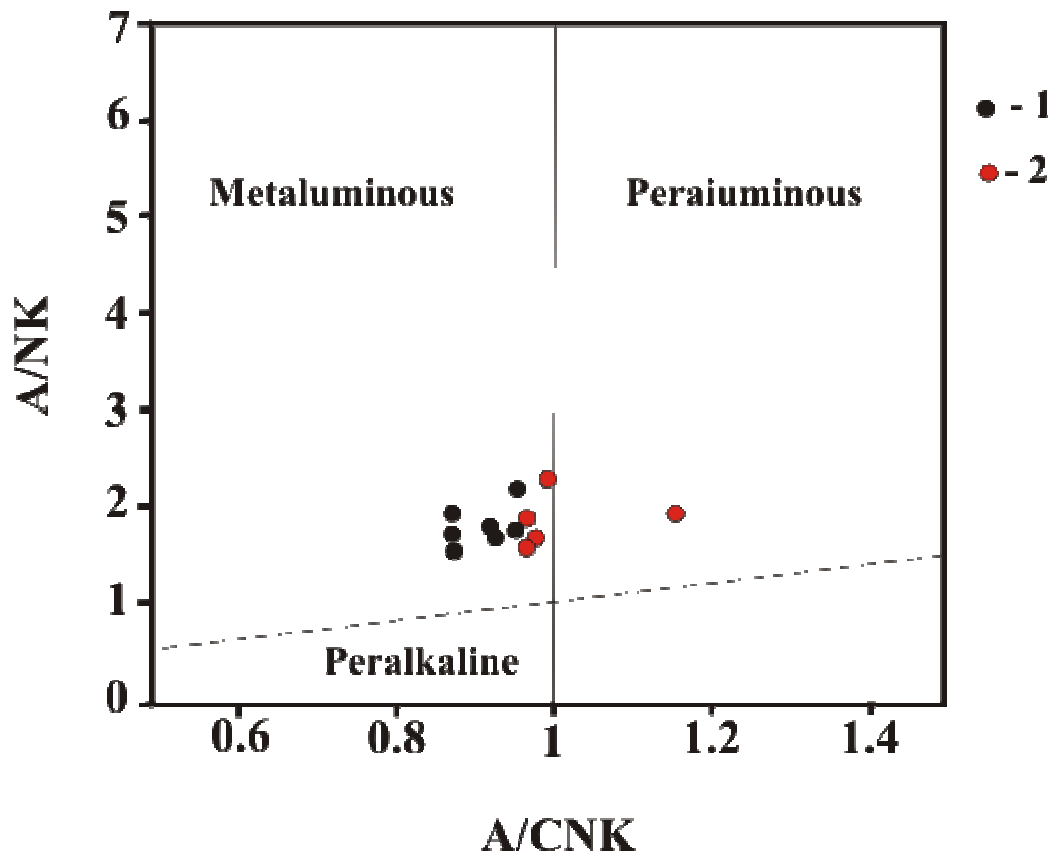


Рис. 5.1.10. Класифікаційна діаграма A/CNK – A/NK . $A=Al_2O_3$, $C=CaO$, $N=Na_2O$, $K=K_2O$ (у молярних частках). 1 – двопіроксенові ендербіти, 2 – гіперстенкові ендербіти.

Ендербіти та двопіроксенові ендербіти з Літинського кар'єру характеризуються помірною залізистістю (F – 43-68%). Фігуративні точки аналізів досліджуваних порід на діаграмі $FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO)$ – SiO_2 розташовуються в полі магнезіальних порід (рис. 5.1.11).

По дискримінаційній функції головних елементів: $DF=10.44-0.21*SiO_2-0.32-Fe_2O_{3tot}-0.98*MgO+0.55*CaO+1.46*Na_2O+0.54*K_2O$, запропонованою Д.М. Шоу для розділення гнейсів магматичного і осадового походження, чарнокітоїди з Літинського кар'єру мають негативні значення, що вказує на їх осадове походження.

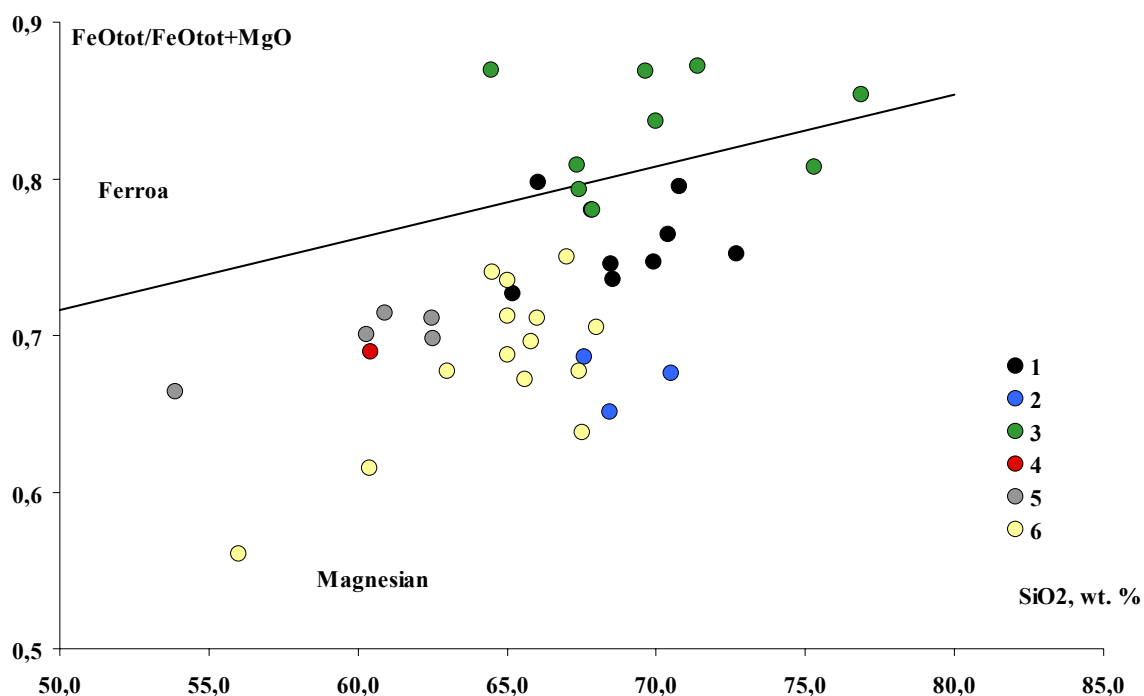


Рис. 5.1.11. Класифікаційна діаграма $FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO)-SiO_2$. 1 – ендербіти з Літинського кар'єру; 2 – ендербіти з Літинського кар'єру, зр.86, 195, 198, зр. із колекції І.М. Лісної; 3 – ендербіти з Малинівського кар'єру; 4 - з Малинівського кар'єру, зр. ВП-3 із колекції Л.М. Степанюка; 5 – вінницити, Літинський кар'єр, 6 – ендербіто-гнейси, Козачий яр.

На окиснювально-відновній класифікаційній діаграмі породи з центральної частини Літинської структури не мають чіткої приналежності до конкретного поля, і займають широкий діапазон окиснювально-відновних умов від відновних- до середньо окиснених, де збігаються з діапазоном утворення порід, можливого субстрату (ендербіти Хашевато-Завалля) (рис. 5.1.12).

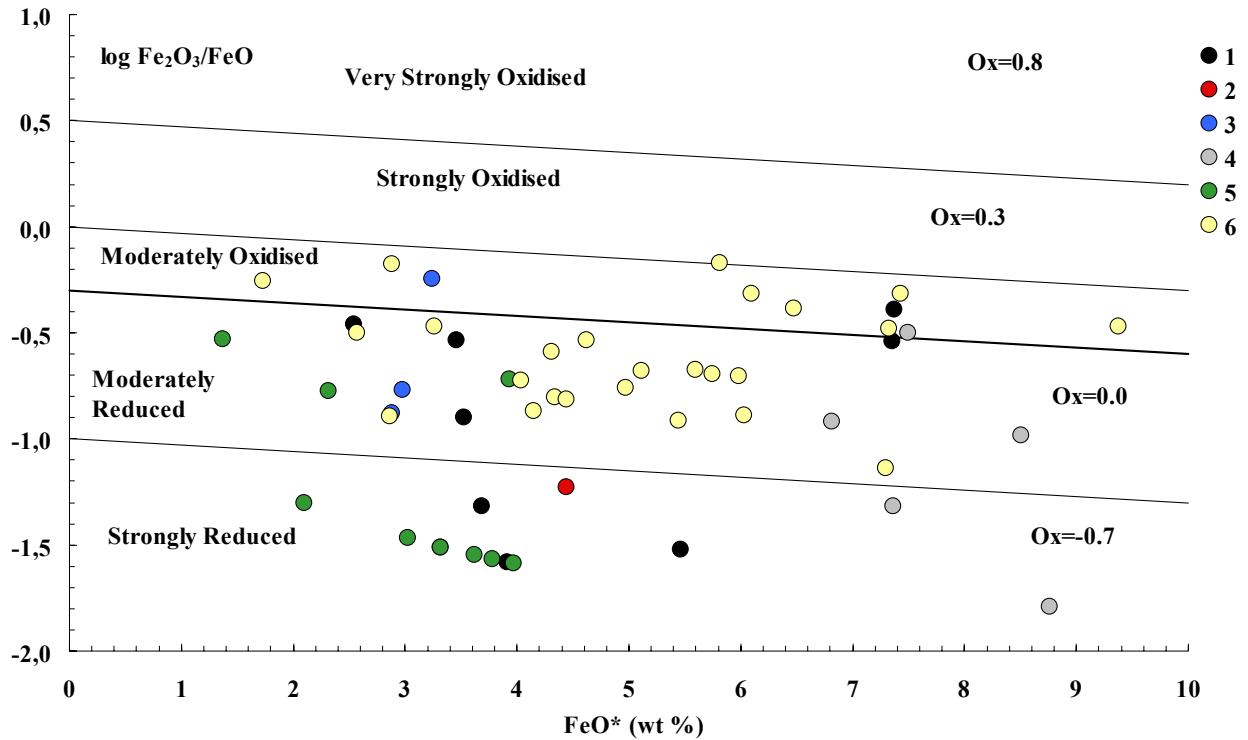
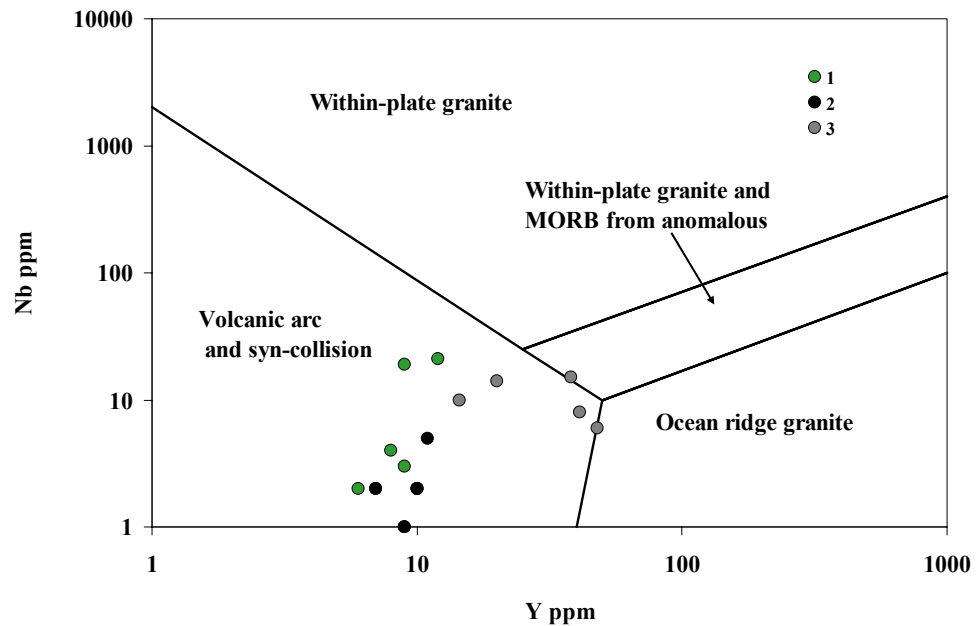


Рис. 5.1.12. Окиснювально-відновна класифікаційна діаграма. $\text{FeO}^* - \log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO})$, де $\text{FeO}^* = 0,9 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$. 1 – ендербіти з Літинського кар'єру; 2 – ендербіт з Малинівського кар'єру, зр. ВП-3 із колекції Л.М. Степанюка; 3 – ендербіти з Літинського кар'єру, зр. 86, 195, 198, зр. із колекції І.М. Лісної; 4 – вінницити, Літинський кар'єр, 5 – ендербіти з Малинівського кар'єру; 6 – ендербіто-гнейси, Козачий яр.

На дискримінаційній діаграмі $\text{Rb} - (\text{Y} + \text{Nb})$ та $\text{Nb} - \text{Y}$ фігуративні точки всіх досліджуваних чарнокітоїдів Літинської структури, попадають в поле островодужних порід, крім вінницитів фігуративні точки яких тяжіють до постколізійних областей (рис. 5.1.13).

А)



Б)

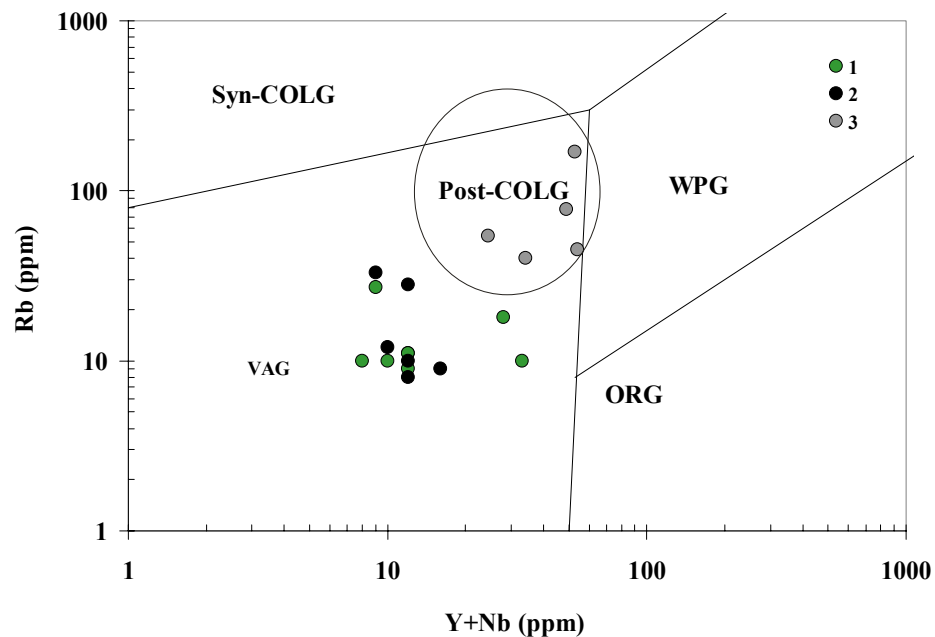


Рис. 5.1.13. Дискримінаційні діаграми (А) $Rb - (Y+Nb)$ та (Б) $Nb - Y$ тектонічних обстановок. VAG – граніти островних дуг, Post- COLG – граніти постколізійних областей. 1 – ендербіти, Малинівський кар'єр; 2 – ендербіти, Літинський кар'єр; 3 – породи обрамлення (вінницити), Літинський кар'єр.

5. 2 Петрохімічні характеристики та геохімічні особливості чарнокітоїдів крайової частини Літинської структури (Малинівський кар'єр)

Двопіроксенові ендербіти, краєвої частини Літинської структури розкриті Малинівським кар'єром. Зовні це гнейсоподібні породи сірого, зелено-сірого кольору. Структура порід гранобластова, гетерогранобластова. Мінеральний склад (%): гіперстен – 5-8, діопсид – 2-5, плагіоклаз – 35-50, кварц – 25-35. В акцесорних кількостях присутні магнетит, ільменіт, циркон, апатит.

На класифікаційній діаграмі в координатах $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ більшість фігуративних точок зосереджено в полі гранітів та гранодіоритів (Рис. 5.1.2). Сумарний вміст лугів складає 5,2-6,8%. Відношення $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в двопіроксенових ендербітах варіює від 4,1 до 4,7. По відношенню суми лугів до кремнезему ендербіти належать до кислих порід нормального ряду лужності ($\text{SiO}_2=67,8\text{--}69,9\%$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5,2\text{--}6,8\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=4,1\text{--}4,7$)

Це низькокалієві породи (рис. 5.1.3), фігуративні точки яких попадають в поле низько-калієвих порід, лише дві точки аналізів попадають в поле вапнисто-лужної серії. Породи перенасичені глиноземом $\text{al}'=3,2\text{--}4,2$, із високою залізистістю, ($\text{Fe}\#=66\text{--}81$) (табл. 5.2.1).

На діаграмі **AFM** (рис.5.2.1) точки складу двопіроксенових ендербітів знаходяться в полі вапнисто-лужної серії.

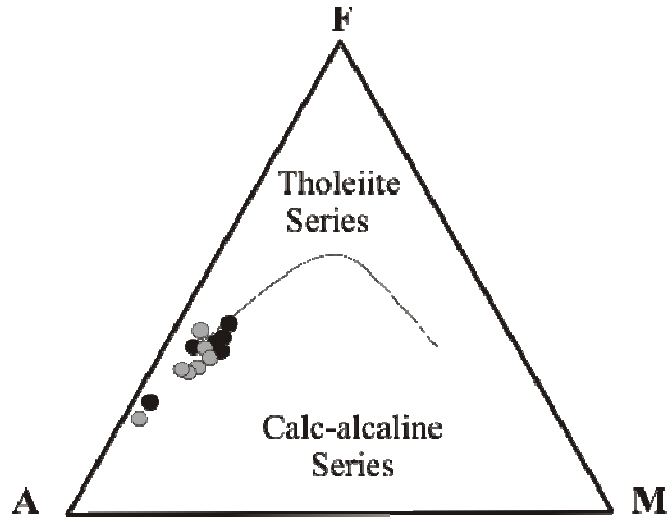


Рис. 5.2.1. Діаграма AFM для чарнокітоїдів Літинської структури (Малинівський кар'єр). $A=Na_2O+K_2O$; $F=FeO$; $M=MgO$. Сірі круги – двопіроксенові ендербіти, чорні круги – ендербіти.

А на класифікаційній діаграмі **Ab-An-Or** ендербіти, розміщуються, в полі трондємітів і на межі тоналітів та грананодіоритів (рис.5. 2.2).

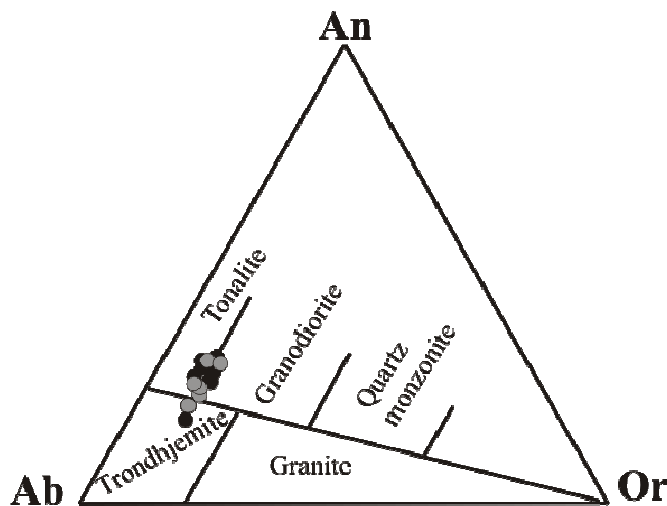


Рис. 5.2.2. Діаграма Ab–An–Or для чарнокітоїдів Літинської структури (Малинівський кар'єр). Сірі круги – двопіроксенові ендербіти, чорні круги – ендербіти.

В нормативному складі мінералів (CIPW) в двопіроксенових ендербітах розраховувались кварц (19,9-26,9%), ортоклаз (6,5-7,2 %), альбіт (41,3-48,4 %), анортит (13,7-17,42%), діопсид (1,3-3,4%), гіперстен (5,1-8,2%), магнетит (0,14%), ільменіт (0,66-0,95%), апатит (0,21-0,35%) (додаток Б).

У двопіроксенових ендербітах спостерігаються низькі концентрації Rb (9-18 ppm), Cu (11-28 ppm), Y=(4-5 ppm), Nb=(1-2 ppm) (табл. 5. 2. 2)

Для всіх типів ендербітів Малинівського кар'єру характерні високі концентрації Sr (551 – 835 ppm), Zr (156 – 215 ppm), Ba (1058 – 1640), що в рази більше ніж в породах з центральної частини Літинської структури (Літинський кар'єр) (рис 5.2.3).

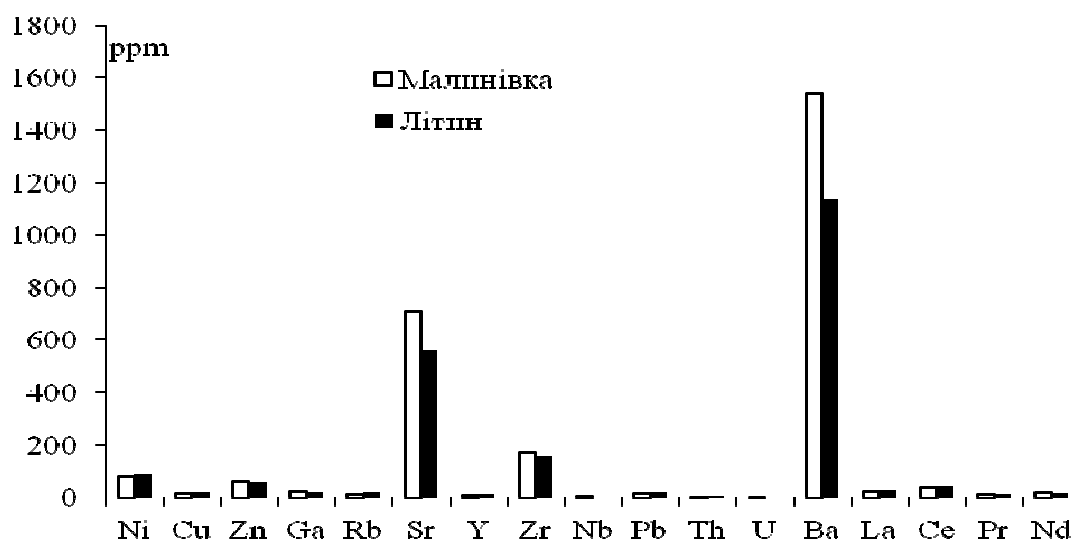


Рис. 5.2.3 Гістограма вмісту елементів-домішок у породах Літинської структури

На спайдер діаграмі виділяються негативні аномалії Rb, Nb, Nd, Ce, Sm, Y та чітко проявлений максимум Ba, Sr, Zr (рис. 5.2.4). Досліджувані породи збагачені легкими РЗЕ та збіднені важкими РЗЕ. Графік розподілу РЗЕ сильно диференційований – $(La/Yb)_n=43,3$, при $Ybn=0,77$ (рис. 5.2.5). Виділяється позитивна, європейська аномалія $Eu/Eu^*=2,19$

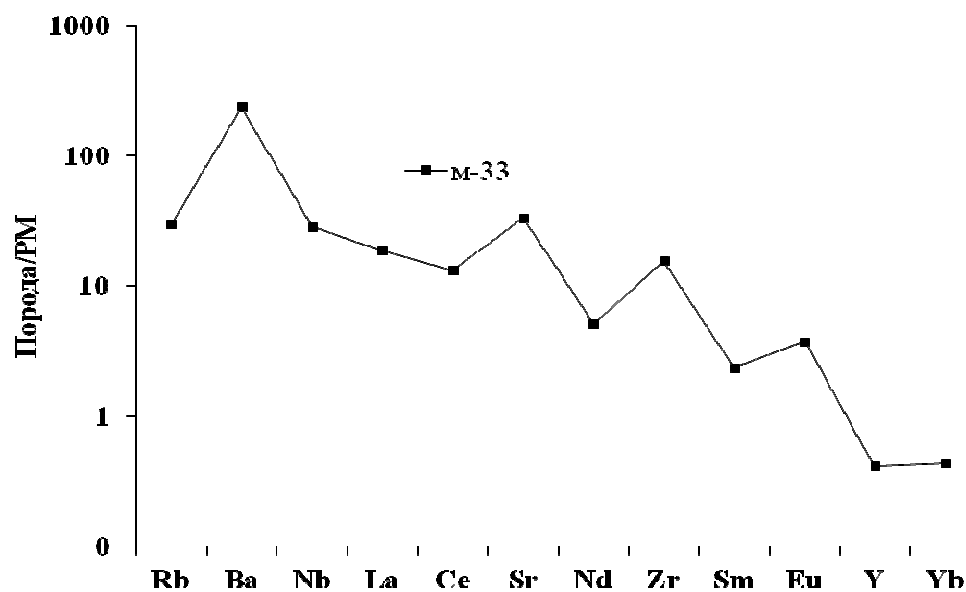


Рис. 5.2.4. Мультиелементна діаграма для двопіроксенового ендербіту крайової частини Літинської структури (Малинівський кар'єр). Нормовано на примітивну мантію

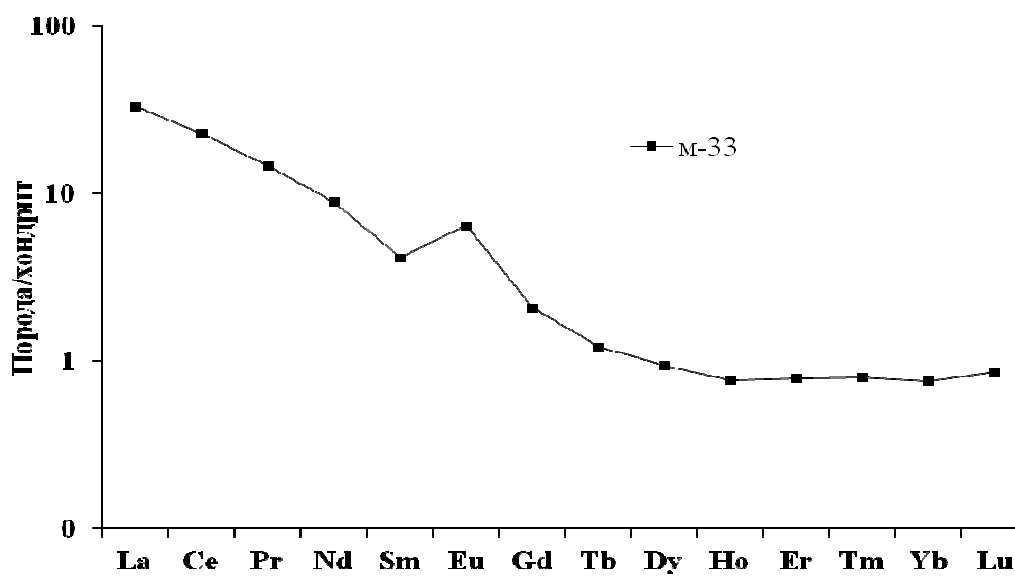


Рис. 5.2.5. Графіки розподілу РЗЕ в двопіроксенових ендербітах з Малинівського кар'єру. Нормовано на хондрит.

Ендербіти краєвої частини Літинської структури з Малинівського кар'єру забарвленні в зелено – сірий колір. Структура порід така ж як і в двопіроксенових ендербітах цього кар'єру. Мінеральний склад,%: плагіоклаз – 50-55, кварц – 20-30, ортопіроксен – 5-10, КППШ–5-10, біотит – 2-5, циркон, апатит, рудні мінерали.

На класифікаційній діаграмі в координатах $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ фігуративні точки ендербітів попадають в поля гранодіоритів та гранітів (рис 5.1.2).

Сумарний вміст лугів складає 5,1-6,5 %. Відношення $\text{Na}_2\text{O/K}_2\text{O}$ в ендербітах складає 4,1-4,6, що значно вище ніж в таких же порода з центральної частини структури. По відношенню суми лугів до кремнезему ендербіти належать до кислих порід нормального ряду лужності ($\text{SiO}_2=67,4\text{--}71,3\%$, $\text{Na}_2\text{O+K}_2\text{O}=5,1\text{--}6,5\%$, $\text{Na}_2\text{O/K}_2\text{O}=4,1\text{--}4,6$).

Це низькокалієві породи (рис. 5.1.3). перенасичені глиноземом $\text{al}'=2,75\text{--}5,88$ із високою залізистістю, ($\text{Fe}\#=73,9\text{--}83,6$) (табл. 5.2.1).

На діаграмі **AFM** (рис. 5.2.1) точки складу ендербітів знаходяться в полі вапнисто-лужної серії. А на класифікаційній діаграмі **Ab-An-Or** розміщуються, в полі трондьємітів, тоналітів та грананодіоритів (рис. 5.2.2).

В нормативному складі мінералів (CIPW) в ендербітах розраховались кварц – 16,9-27,4%, ортоклаз – 5,9-6,4%, альбіт – 38,4-45,9%, анортит – 11,3-20,8%, гіперстен – 3,9-8,5%, магнетит – 0,14-3,71%, ільменіт – 0,3-1,01%, апатит – 0,07-0,35% (додаток Б).

Вміст елементів-домішок майже не відрізняється від двопіроксенових ендербітів Малинівського кар'єру. На спайдер діаграмі виділяються негативні аномалії Rb, Nb, Nd, Ce, Sm, Y та чітко проявлений максимум Ba, Sr, Zr (рис. 5.2.6). Досліджувані породи збагачені легкими РЗЕ та збіднені важкими РЗЕ. Графіки розподілу РЗЕ сильно диференційовані – $(\text{La/Yb})_n=44$ при $\text{Ybn}=1,63$. Виділяється позитивна, європієва аномалія $\text{Eu/Eu}^*=1,48$ (рис. 5.2.7).

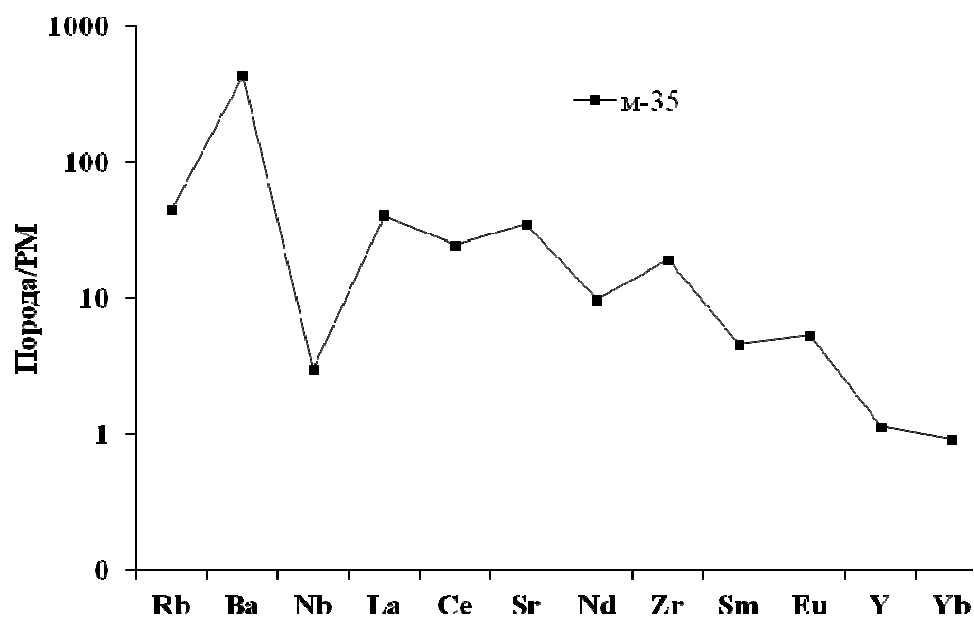


Рис. 5.2.6. Мультиелементна діаграма для ендербіту з Малинівського кар'єру. Нормовано на примітивну мантію.

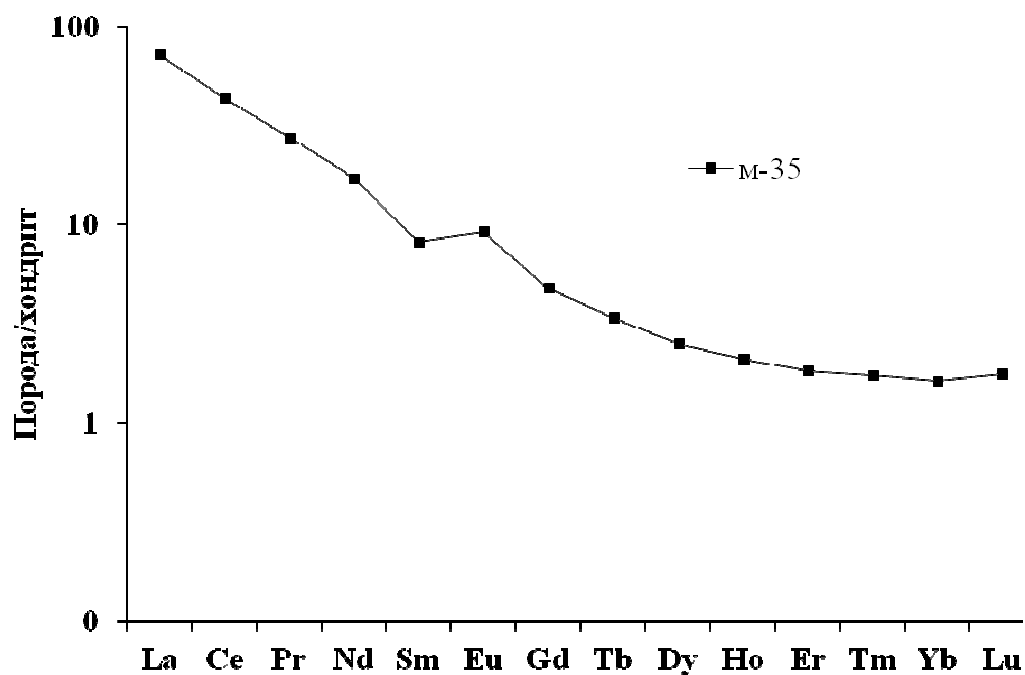


Рис. 5.2.7. Графіки розподілу РЗЕ в двопіроксенових ендербітах з Малинівського кар'єру. Нормовано на хондрит.

На діаграмі $A/NK-A/CNK$ фігуративні точки ендербітів та двопіроксенових ендербітів знаходяться в полях гранітоїдів I – типу (рис. 5.2.8) Двопіроксенові ендербіти розміщуються в полі металюмінієвих порід, а деякі точки типових ендербітів попадають в поле пералюмінієвих порід.

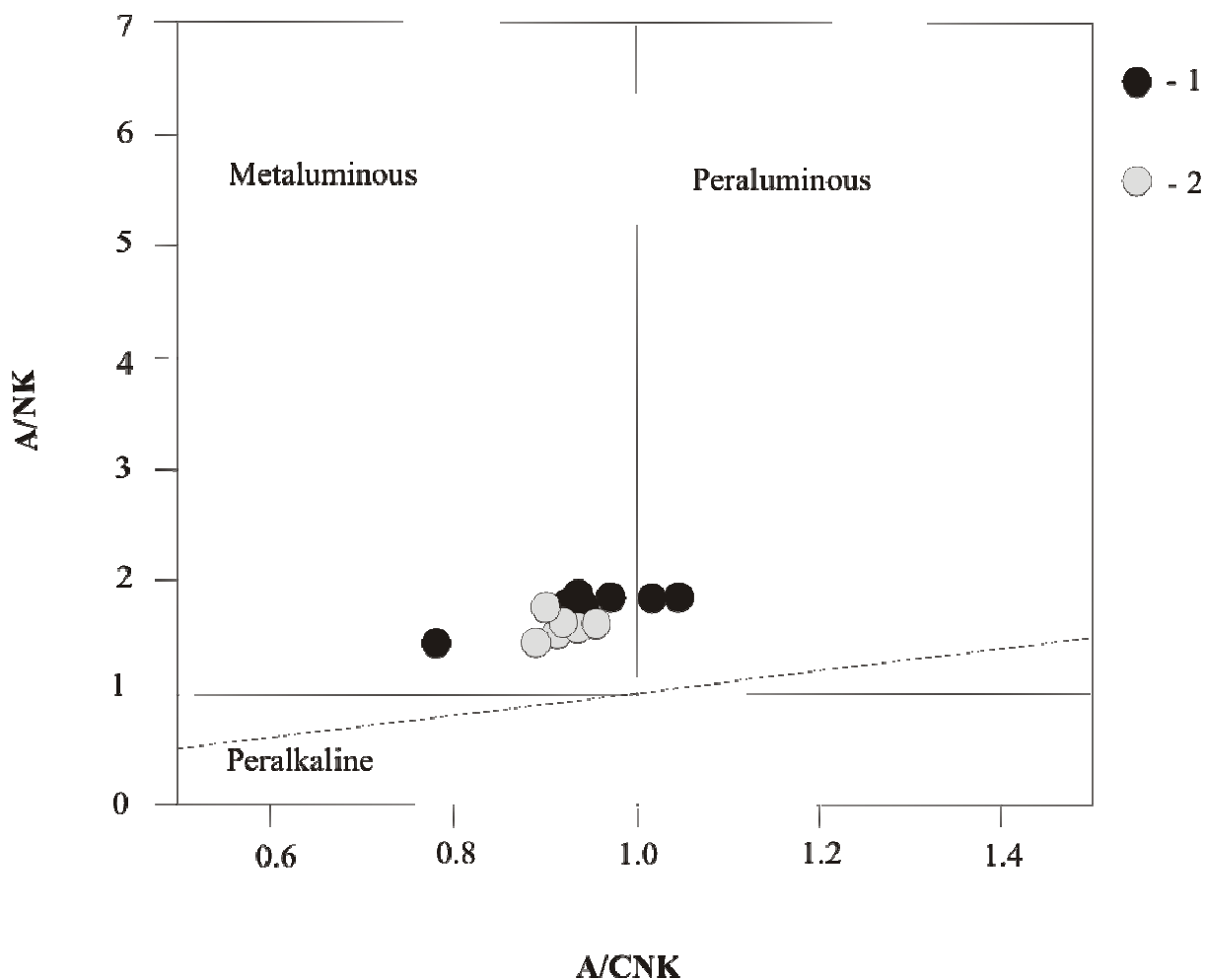


Рис. 5.2.8. Класифікаційна діаграма $A/CNK - A/NK$. $A=Al_2O_3$, $C=CaO$, $N=Na_2O$, $K=K_2O$ (у молярних частках) чарнокітоїдів краєвої частини Літинської структури (Малинівський кар'єр). 1 – двопіроксенові ендербіти, 2 – типові ендербіти.

Ендербіти та двопіроксенові ендербіти Малинівського кар'єру характеризуються високими значеннями залізистості ($F=66-83\%$). Фігуративні точки аналізів

досліджуваних порід на діаграмі $\text{FeO}_{\text{tot}}/(\text{FeO}_{\text{tot}}+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ розташовуються в полі залізистих порід (Рис.5.1.11). Осборн вважав що збагаченість розплавів окислами заліза пов'язана з низькою фугітивністю кисню. В Малинівському кар'єрі фугітивність кисню нижча ($f_o=0,02-0,05$) ніж в ендербітах Літина ($f_o=0,05-0,35$).

На окиснювально-відновній класифікаційній діаграмі досліджувані породи Малинівського кар'єру, на відмінну від порід Літинського кар'єру, попадають, переважно, в поле відновних умов, лише дві точки виходять за їх межі.

По дискримінаційній функції головних елементів: $DF=10.44-0.21*\text{SiO}_2-0.32-\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}-0.98*\text{MgO}+0.55*\text{CaO}+1.46*\text{Na}_2\text{O}+0.54*\text{K}_2\text{O}$, запропонованою Д.М. Шоу для розділення гнейсів магматичного і осадового походження, чарнокітоїди з Малинівського кар'єру мають позитивні значення, що вказує на їх магматичне походження.

Таблиця 5.2.1. Хімічний склад чарнокітоїдів Літинської структури (Малинівський кар'єр).

П.П	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Окисли, %	2М-13	6М-13	8М-13	9М-13	11М-13	13М-13	15М-13	М-35	14М-13	7М-13	6М-13-1	ВП-3
SiO ₂	71,39	69,97	67,81	67,87	67,43	69,63	67,35	64,48	76,86	66,35	70,89	60,43
TiO ₂	0,19	0,44	0,42	0,35	0,47	0,37	0,5	0,52	0,04	0,44	0,63	0,7
Al ₂ O ₃	14,04	14,9	15,6	15,85	16,25	14,99	15,98	18,56	12,24	15,87	13,8	18,94
Fe ₂ O ₃	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,64	0,32	2,52	2,52	0,25
FeO	2,01	2,93	3,23	3,23	3,69	3,53	3,88	3,36	1,08	2,22	0,72	4,22
MnO	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,1	0,02	0,02	0,03	0,11
MgO	0,31	0,59	0,94	0,94	0,99	0,55	0,94	0,6	0,24	1,04	0,8	2,01
CaO	4,44	3,54	3,75	3,89	3,98	3,71	3,95	4,2	2,89	4,26	4,21	5,29
Na ₂ O	5,25	4,98	5,67	5,28	4,64	4,84	5,05	5,38	4,29	4,47	3,92	5,45
K ₂ O	1,2	1,2	1,2	1,2	1	1,1	1,25	1,15	0,91	1,07	1,12	1,05
P ₂ O ₅	0,06	0,09	0,15	0,1	0,12	0,1	0,12	0,03	0,04	0,15	0,13	0,3
CO ₂	He ВИЗН	He ВИЗН	He ВИЗН	He ВИЗН	He ВИЗН	He ВИЗН	He ВИЗН	He ВИЗН	He ВИЗН	He ВИЗН	He ВИЗН	He ВИЗН
H ₂ O ⁻	0,13	-	-	0,33	-	-	-	-	0,15	-	0,14	0,05
в.п.п	0,47	0,56	0,68	0,88	0,56	0,63	0,45	0,63	0,49	0,65	0,72	0,76
Сума	99,54	99,73	99,5	99,6	99,6	99,51	99,5	99,51	99,55	99,58	99,62	99,56
K ₂ O+Na ₂ O	6,45	6,18	6,87	6,48	5,64	5,94	6,3	6,53	5,2	5,54	5,04	6,5
Na ₂ O/K ₂ O	4,38	4,15	4,73	4,4	4,64	4,4	4,04	4,68	4,71	4,18	3,5	5,19
al'	5,8	4,12	3,65	3,71	3,4	3,59	3,25	4,03	7,46	2,75	3,42	2,92
Fe#	87,19	83,7	77,99	77,99	79,29	86,84	80,89	86,96	85,37	82,01	80,2	68,98

**Таблиця 5.2.2. Вміст елементів-домішок у чорнокітійдах Малинівського кар'єру
визначений рентген-флуорисцентним аналізом.**

№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№зр	11М-13	13М-13	15М-13	16М-13	2М-13	8М-13	м-33	м-35
Ni	66	86	74	82	75	81	93	90
Cu	17	11	11	15	13	15	28	16
Zn	67	64	69	64	33	74	70	75
Ga	20	22	22	23	24	25	23	23
Rb	11	11	9	10	10	10	18	27
Sr	924	835	656	675	657	551	671	704
Y	8	9	10	9	6	12	9	7
Zr	242	215	180	156	70	141	163	202
Nb	4	3	2	1	2	21	19	2
Pb	20	18	15	18	16	21	19	18
Th	1	5	0	2	0	3	3	2
U	5	5	4	5	4	4	5	5
Ba	1427	1058	1641	1293	1064	1430	1566	2869
La	28	39	26	16	22	34	28	11
Ce	27	60	52	25	31	38	39	26
Pr	15	15	15	15	15	15	15	15
Nd	14	19	25	13	7	26	23	28
Rb/Sr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04

5. 3. Петрохімічні характеристики та геохімічні особливості порід обрамлення

Відповідно до Петрографічного кодексу України [82] вінницити це гіперстен – гранатові граніти. Відповідно до речовинного складу вони займають проміжне положення між ендербітами і чудно-бердичівськими гранітами. Такі породи є своєрідною перехідною зоною між цими утвореннями.

Вінницити спостерігаються на крилах плікативних структур, ядра яких складені ендербітами. Контакти між породами нечіткі, розпливчасті. Візуально, межі між цими породами визначаються при появі гранату в ендербітах чи гіперстену в чудно-бердичівських гранітах. Характер межі вінницитів, і положення їх як перехідної зони обумовлено, можливо, тим, що субстратом для них стали метаморфічні породи, представлені перешарованими гранат-піроксен-біотитовими і піроксеновими гнейсами, рідше кристалосланцями.

Нами були вивчені вінницити, що відслонюються у південній стінці Літинського кар'єру (рис. 5.3.1). Протяжність такого відслонення близько 10 м. Макроскопічно це масивні крупно-середньозернисті породи, інколи тектонічно змінені, катаклазовані. В деяких місцях вміст гранату досягає до 35%.



Рис. 5.3.1. Зображення вінницитів. Літинський кар'єр.

Мікроскопічно вони мають неоднорідну структуру дрібно-крупнокристалічну подекуди породі притаманні катакластичні структури. Мінеральний склад, %: плагіоклаз – 50-55, кварц – 15-25, КПШ – до 15, гранат -15-20, гіперстен – до 3-4, біотит – 5, акцесорні: апатит, монацит, циркон, рудні мінерали.

На класифікаційній діаграмі в координатах SiO_2 – $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ фігуративні точки складу вінницитів попадають в поле андезитів (Рис. 5.1.2.). Це середні породи нормального ряду ($\text{SiO}_2=53,5-62,4\%$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5,3-6,7\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1,1-1,8$) (табл. 5.3.1). Виняток становить лише один зразок вінницитів (л-7) ($\text{SiO}_2=53,8\%$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=9,3\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,65\%$).

Таблиця 5.3.1. Хімічний склад (%) вінницитів з Літинського кар'єру та вміст у них елементів-домішок (ppm).

П.П.	1	2	3	4
Окисли, %	Л-7	Л-17	ЛИТ-10	Л-19
SiO ₂	53,87	62,5	62,48	60,89
TiO ₂	1,04	0,66	0,66	0,66
Al ₂ O ₃	20,83	14,5	15,4	15,7
Fe ₂ O ₃	0,74	0,34	1,85	0,14
FeO	6,15	7,06	5,83	8,64
MnO	0,08	0,12	0,12	0,14
MgO	3,48	3,2	3,12	3,51
CaO	2,21	2,76	2,88	2,42
Na ₂ O	3,68	3,54	3,82	3,18
K ₂ O	5,67	3,2	2,1	2,2
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,02	0,03
CO ₂	1,35	1,32	1,2	1,86
H ₂ O-	0,5	0,45	0,63	0,45
В.п.п.	1,58	1,32	1,2	1,86
Сума	99,57	99,57	99,6	99,71
Петрохімічні характеристики				
K ₂ O+Na ₂ O	9,35	6,74	5,92	5,38
Na ₂ O/K ₂ O	0,65	1,11	1,82	1,45
FeO tot/FeOtot+MgO*100	66,44	69,81	71,11	71,44
Елементи домішки (ppm)				
Ni	190	152,1	148	169
Cu	37	60,7	36	48
Zn	119	75,5	83	73
Ga	27	19,6	21	20
Rb	54,2	40	169	45
Sr	475	552	233	453
Y	14,5	20	38	48
Zr	216	288	205	225
Nb	10	14	15	6
Pb	26,4	22	43	21
Th	2	5	24	6
U	3,5	5	5	4
Ba	2847	1558	1283	790

Вінницити характеризуються помірним вмістом РЗЕ ($\Sigma \text{РЗЕ} = 92,8 \text{ ppm}$) На мультиелементній діаграмі виділяються негативні аномалії Rb, Nd, Nb, Sm і позитивні Ba, Sr, Zr (табл. 5.3.1), (рис 5.3.2). Графік розподілу РЗЕ слабо диференційований – $(\text{La/Yb})_n=2,4$ при $\text{Yb}=18,7$. Виділяється позитивна європейська аномалія $\text{Eu/Eu}^*=1,2$ (рис. 5.3.3).

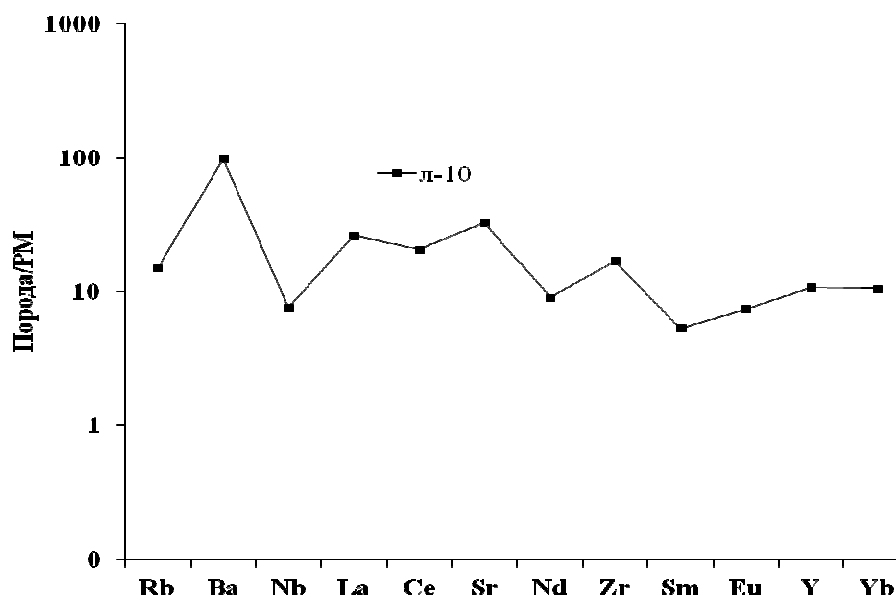


Рис. 5.3.2. Мультиелементна діаграма для віннитів. (Літинський кар'єр). Нормовано на примітивну мантію

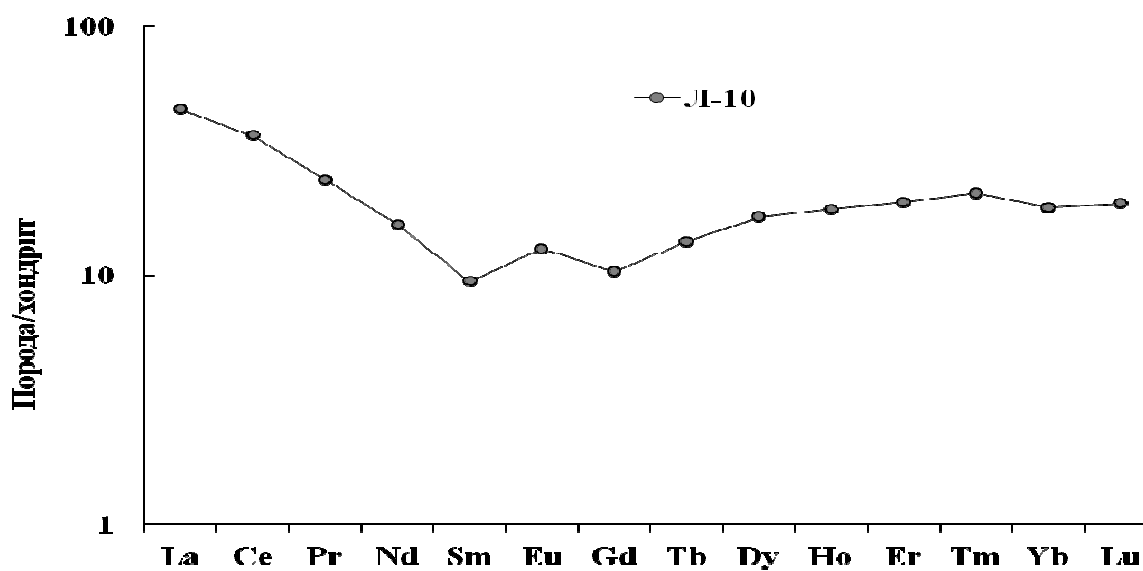


Рис. 5.3.3. Графік розподілу РЗЕ у віннітах (Літинський кар'єр). Нормовано на хондрит.

5. 4. Петрохімічні характеристики та геохімічні особливості метаморфічних порід

Фактично всі різновиди чарнокітоїдів, містять численні включення (ксеноліти), в основному, лінзовидних форм, різноманітних розмірів, від декількох сантиметрів, до перших метрів. Вони розміщені згідно текстурованим неоднорідностям і обмеженням тіл гранітоїдів (рис. 5.4.1). Речовинно включення представлені, переважно, двопіроксен-роговообманковими кристалосланцями, які віднесені до метаморфічних порід тиврівської товщі дністровсько-бузької серії.

Багато хто з попередніх дослідників відносив ці породи до древньої спілітової формації [84, 86]. Деякі вважали їх метаморфізованими аналогами слабо диференційованих океанідів [120].



Рис. 5.4.1. Зображення взаємовідношень ксенолітів двопіроксенових кристалосланців з ендербітами.

Нами вивчалися біотит-двопіроксенові кристалосланці тиврівської товщі. В

координатах $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (див. рис 5.1.2.) породи займають поля базальтів, окремі точки попадають в поле сублужних габроїдів. Це основні породи нормальної лужності (Малинівський кар'єр: $\text{SiO}_2=47,9-49,2\%$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=2,4-4,8\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=4,5-8,5$; Літинський кар'єр: $\text{SiO}_2=47,9-49,7\%$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=2,9-3,6\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=3,8-6,4$). Концентрація MgO коливається в межах $5,8-7,9\%$, $\text{TiO}_2 - 0,9-2\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 12,4-14,8\%$. Залізистість порід становить $\text{Fe}\#=46,6-55,6$ в Літинському кар'єрі і $\text{Fe}\#=63-68$ в Малинівському.

А на діаграмі **AFM** – точки складу кристалосланців групуються вздовж тренда диференціації толеїтових порід (рис. 5.4.2).

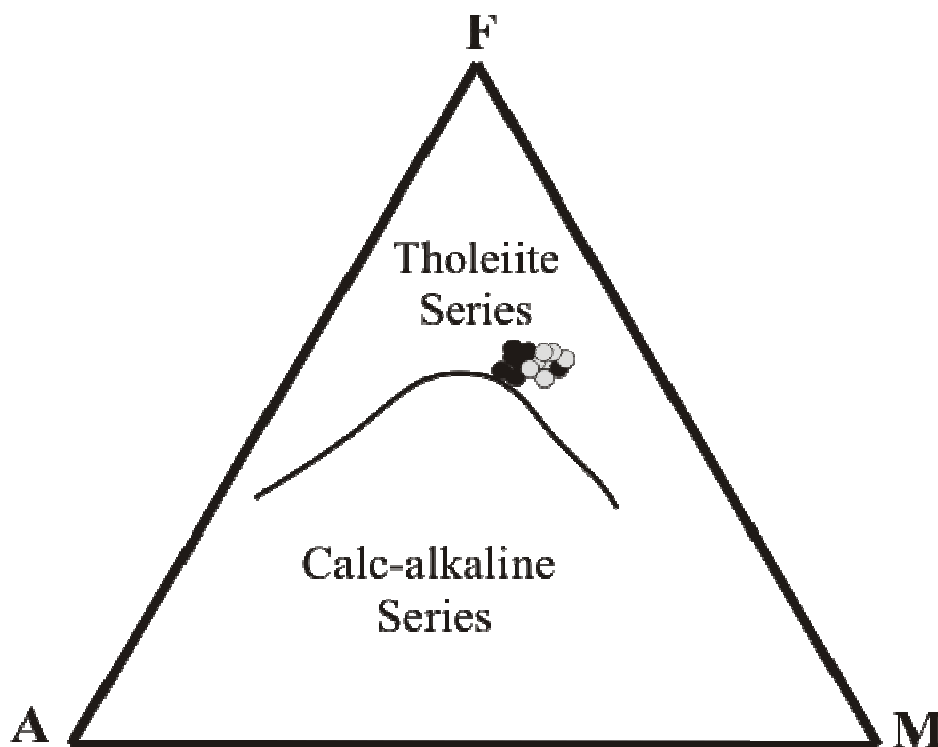


Рис. 5.4.2. Діаграма AFM для метаморфічних порід Літинської структури. Чорні круги – кристалосланці з Малинівського кар'єру; сірі круги – кристалосланці з Літинського кар'єру.

На класифікаційній діаграмі **Al–(Fe+Ti)–Mg** точки складу порід попадають в поле високо залізистих толеїтових базальтів (рис. 5.4.3). В нормативному складі

мінералів (CIPW) в кристалосланцях розраховались ортоклаз – 2,3-5,1%, альбіт – 13,5-27,7% , анортит – 16,5-28,09%, діопсид – 12, 6-28,6%, гіперстен – 1,06-17,74%, магнетит – 2,84-5,7%, ільменіт – 0,63-3,9%, апатит – 0,1-0,7% (додаток В).

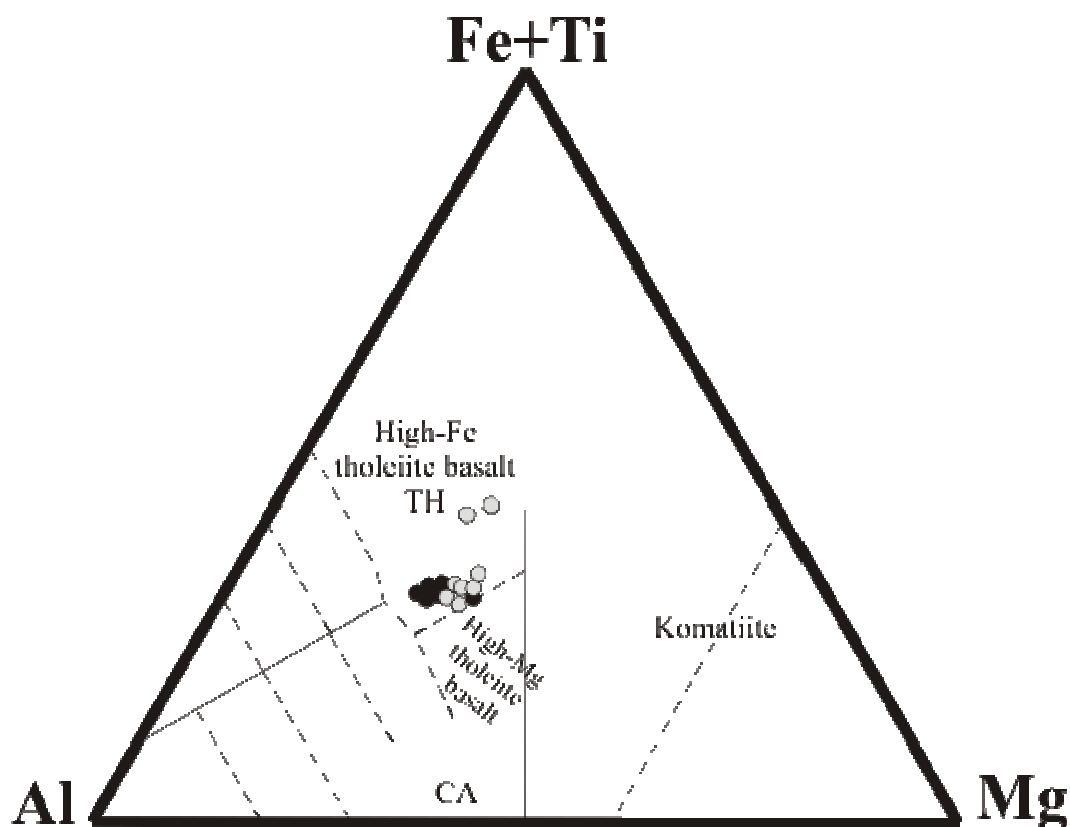


Рис. 5.4.3. Діаграма $MgO-FeO-Al_2O_3$ (Jensen, 1976) для метаморфічних порід Літинської структури. Чорні круги – кристалосланці з Малинівського кар'єру; сірі круги – кристалосланці з Літинського кар'єру.

Породи мають підвищені вмісти Ni (80-300 ppm), Cr (50-80 ppm), Cu (80-200 ppm) а деяких зразках його концентрація сягає 800 ppm(Л-9, Л-4).

Розподіл РЗЕ в кристалосланцях характеризується не фракціонованим характером. Ступінь фракціонування виражається у відношенні $(La/Yb)_n$, яке становить 1,7. Виділяється негативна європейська аномалія, $Eu/Eu^* = 0,92$ (рис. 5.4.5). За розподілом

РЗЕ кристалосланці схожі на толейтові базальти ТН1 [46], які характеризуються не фракціонованим розподілом РЗЕ і відсутністю європейської аномалії.

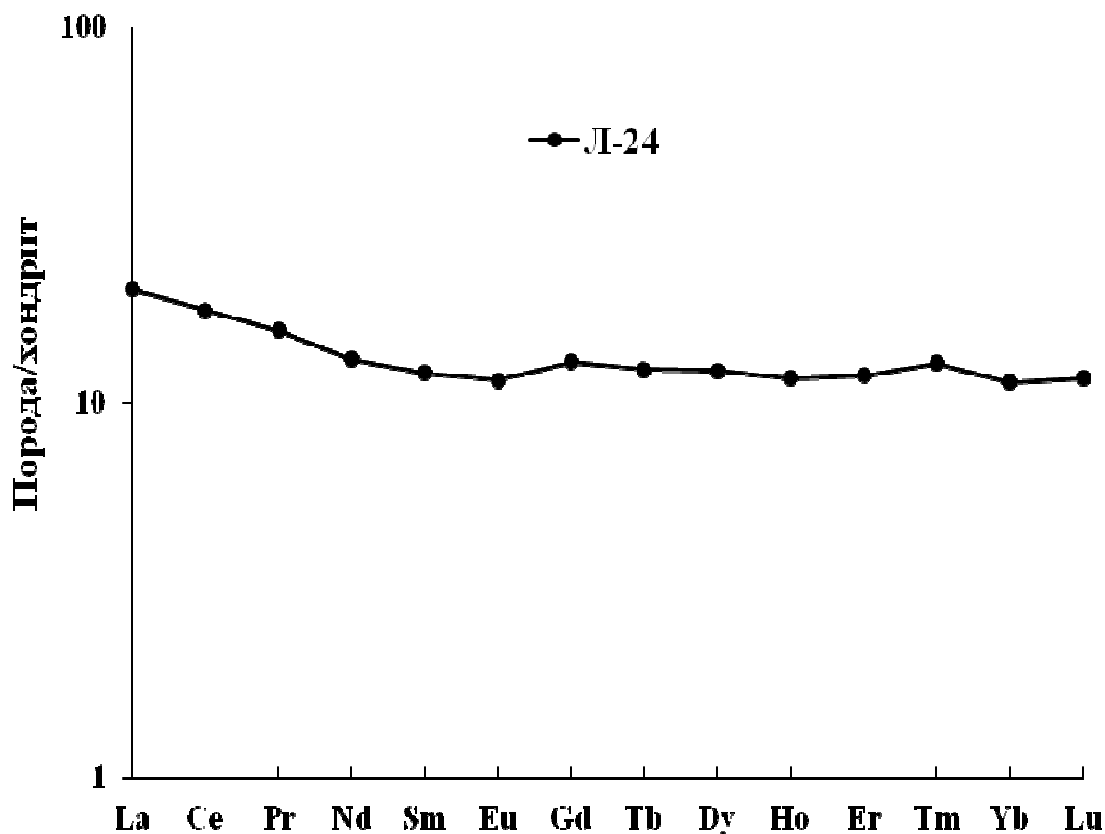


Рис. 5.4.4. Графік розподілу РЗЕ у кристалосланцях (Літинський кар'єр).

За своїми петролого-геохімічними особливостями кристалосланці Літинської структури схожі на кристалосланці Хащувато-Заллівського блоку УЩ. Тому, можна припустити, що вони є середньоглибинними формуваннями базальтового розплаву.

Таблиця 5.4.1. Хімічний склад метаморфічних порід Літинської структури

№ п. п	1	2	3	4	5	6	7	8
Окисли, %	1М-13	5М-13	ВП-3-2	ВП-3-3	ВП-3-4	ВП-3-5	ВП-3-12	ВП-3-13
SiO ₂	49,26	48,62	47,31	47,23	47,09	47,58	47,18	47,37
TiO ₂	0,95	1,07	1,75	1,81	1,71	2,04	1,66	1,81
Al ₂ O ₃	13,92	13,93	15,28	14,98	15,28	14,88	14,89	14,61
Fe ₂ O ₃	3,48	4,06	1,9	3,64	3,46	3,27	2,99	3,77
FeO	10,26	9,57	10,44	8,87	10,87	9,3	9,72	9,01
MnO	0,23	0,08	0,24	0,22	0,25	0,21	0,18	0,28
MgO	7,92	6,86	5,89	5,83	6,96	5,99	6,13	5,84
CaO	9,27	10,86	10,33	10,78	8,87	10,88	10,86	10,86
Na ₂ O	2,48	2,43	3,7	3,26	2,65	2,78	3,26	3,16
K ₂ O	0,54	0,54	0,6	0,55	0,76	0,42	0,38	0,57
P ₂ O ₅	0,11	0,13	0,15	0,49	0,22	0,22	0,3	0,23
CO ₂	He визн	He визн	He визн	He визн	He визн	He визн	He визн	He визн
H ₂ O ⁻	0,15	0,12	0,31	0,15	0,04	0,1	0,26	0,08
в.п.п	0,98	1,45	1,62	0,02	1,28	1,78	1,77	2,05
Сума	99,55	99,72	99,62	0,15	99,55	99,59	99,6	99,64
K ₂ O+Na ₂ O	3,02	2,97	4,3	3,81	3,41	3,2	3,64	3,73
Na ₂ O/K ₂ O	4,59	4,50	6,17	5,93	3,49	6,62	8,58	5,54
al'	0,64	0,68	0,84	0,82	0,72	0,80	0,79	0,78
Fe#	63,43	66,52	67,69	68,21	67,31	67,73	67,46	68,64

Продовження таблиці 5.4.1.

№ п.п	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Окисли, %	ВП-3-2	ВП-3-3	ВП-3-4	ВП-3-5	ВП-3-12	ВП-3-13	ВП-3-9	Л-24	Л-4-1	Л-4-2	Л-9-1	Л-9-2	Л-27-1	Л-27-2
SiO ₂	47,31	47,23	47,09	47,58	47,18	47,37	47,26	49,42	49,96	49,6	48,95	48,59	47,99	48,34
TiO ₂	1,75	1,81	1,71	2,04	1,66	1,81	0,32	1,43	1,36	1,28	1,21	11,21	1,36	11,36
Al ₂ O ₃	15,28	14,98	15,28	14,88	14,89	14,61	9,39	12,43	12,99	13,43	13,69	13,83	13,73	12,98
Fe ₂ O ₃	1,9	3,64	3,46	3,27	2,99	3,77	1,98	2,91	2,58	2,4	3,09	3,89	2,33	3,14
FeO	10,44	8,87	10,87	9,3	9,72	9,01	12,3	11,01	9,95	10,22	8,78	8,21	11,23	10,37
MnO	0,24	0,22	0,25	0,21	0,18	0,28	0,26	0,23	0,2	0,21	0,22	0,22	0,27	0,27
MgO	5,89	5,83	6,96	5,99	6,13	5,84	13,23	7,08	6,46	6,64	6,96	6,88	7,52	7,78
CaO	10,33	10,78	8,87	10,88	10,86	10,86	10,15	10,71	11,2	11,2	11,76	11,95	11,01	11,31
Na ₂ O	3,7	3,26	2,65	2,78	3,26	3,16	1,56	2,5	2,5	2,56	2,5	2,48	2	2
K ₂ O	0,6	0,55	0,76	0,42	0,38	0,57	0,85	0,52	0,5	0,4	0,6	0,6	0,5	0,5
P ₂ O ₅	0,15	0,49	0,22	0,22	0,3	0,23	0,1	0,06	0,12	0,13	0,09	0,11	0,11	0,09
CO ₂	Не визн	Не визн	Не визн	Не визн	Не визн	Не визн	Не визн	Не визн	Не визн	Не визн	Не визн	Не визн	Не визн	Не визн
H ₂ O-	0,31	0,15	0,04	0,1	0,26	0,08	0,09	0,48	0,1	0,22	0,08	0,04	0,05	0,1
в.п.п	1,62	0,02	1,28	1,78	1,77	2,05	2,05	0,69	1,56	1,32	1,56	1,58	1,52	1,43
Сума	99,62	0,15	99,55	99,59	99,6	99,64	99,88	99,81	99,58	99,67	99,63	99,66	99,62	99,67
K ₂ O+Na ₂ O	4,3	3,81	3,41	3,2	3,64	3,73	2,41	3,02	3	2,96	3,1	3,08	2,5	2,5
Na ₂ O/K ₂ O	6,17	5,93	3,49	6,62	8,58	5,54	1,84	4,81	5	6,4	4,17	4,13	4	4
al'	0,84	0,82	0,72	0,8	0,79	0,78	0,34	0,59	0,68	0,7	0,73	0,73	0,65	0,61
Fe#	67,69	68,21	67,31	67,73	67,46	68,64	51,91	55,34	54,98	55,46	49,72	47,15	55,6	51,85

Таблиця 5.4.2. Вміст елементів-домішок у метаморфічних породах Літинської структури, (ppm).

№п/п	1	2	3	4	5	6
Ел-ти	ВПЗ-2	ВПЗ-1-1	5М-13	ВПЗ-4	124-79	ВПЗ-12
Mn	1000	800	800	800	800	800
Ni	80	60	80	60	80	80
Co	20	8	8	8	6	8
Ti	10000	4500	4000	4500	8000	6000
V	400	250	300	300	250	250
Cr	80	60	80	80	50	80
Mo	1	1	0	0	0	1
Zr	200	300	200	300	200	300
Nb	2	3	3	3	3	3
Cu	80	100	100	100	200	200
Pb	8	30	10	10	10	10
Ag	1	1	1	1	1	1
Bi	1	1	1	1	2	2
Zn	100	100	100	80	80	80
Sn	3	3	2	2	3	2
Ga	8	20	10	10	8	8
Be	1	1	0	0	1	0
Sc	50	20	30	30	30	40
Y	30	40	40	30	40	50
Yb	4	4	5	4	5	4
P	600	800	1000	800	800	800
Ba	100	300	100	100	100	100
Li	0	0	0	0	0	0
Th	0		0	0	0	0
Сума	12769	7402	6870	7219	10669	8819

5. 5. Реконструкція фізико-хімічних умов

Чарнокітоїди і метаморфічні породи Літинської структури за мінеральним складом і хімічними характеристиками (присутність гіперстену, високий вміст $\text{TiO}_2=5,3-6,6\%$ в породах, наявність бурої рогової обманки, високий вміст піропового міналу в гранатах) відповідають умовам гранулітової фації. Хімічний склад співіснуючих мінералів в породах гранулітових фацій, в різних регіонах розповсюдження цих порід, вказує на високі температури та тиски при яких кристалізувалися породи, що відповідає глибинам земної кори порядку 20-30 км.

Значення температури і тиску при утворенні порід Літинської структури наведені в багатьох публікаціях. За даними І.Б.Щербакова, температура кристалізації порід літинського комплексу, по біотит - гранатовому термометру, досягає 760°C , а по двопіроксеновому геотермометру 810°C [119].

В межах Літинської структури І.Б. Щербаков і В.В.Зюльцле розраховували Р-Т параметри умов формування метаморфічних порід, що базуються на геотермометрах и геобарометрах Л.Перчука. Вони виділили три великих ділянки з Р-Т умовами гранулітової фації метаморфізму ($T=670-730^{\circ}\text{C}$ і тиском 6,5-9,0 кбар), між якими знаходяться породи кінцигітової формації і бердичівських гранітів з Р-Т умовами високої амфіболітової фації ($T=640-670^{\circ}\text{C}$ і тиском 6-7 кбар).

В.А. Курєпіним [55] була виконана оцінка термодинамічних умов утворення гранулітових порід з високотемпературними парагенезисами $\text{Grt}+\text{Opx}+\text{Pl}+\text{Qtz}$ для порід УЩ і визначена глибина їх утворення. За його даними температура утворення чарнокітів с.м.т. Літина дорівнює 725°C , тиск 430 МПа і глибина утворення 16 км. Дані Державної геол. зйомки листа «Бердичів» [21] наводять температури мінералоутворення гіперстенових та двопіроксенових кристалосланців тиврівської товщі $840-930^{\circ}\text{C}$. Для амфіболвміщуючих кристалосланців – $840-720^{\circ}\text{C}$.

Нами температура утворення двопіроксенових ендербітів з кар'єру с.м.т. Літин (за двопіроксеновим геотермометром) (зр. Л-31) оцінюється в 910°C , що однозначно

свідчить про магматичні температури їх формування (рис. 5.5.1). Ці результати співпадають з даними В.В.Зюльцле для ендербітів Верхнього Побужжя.

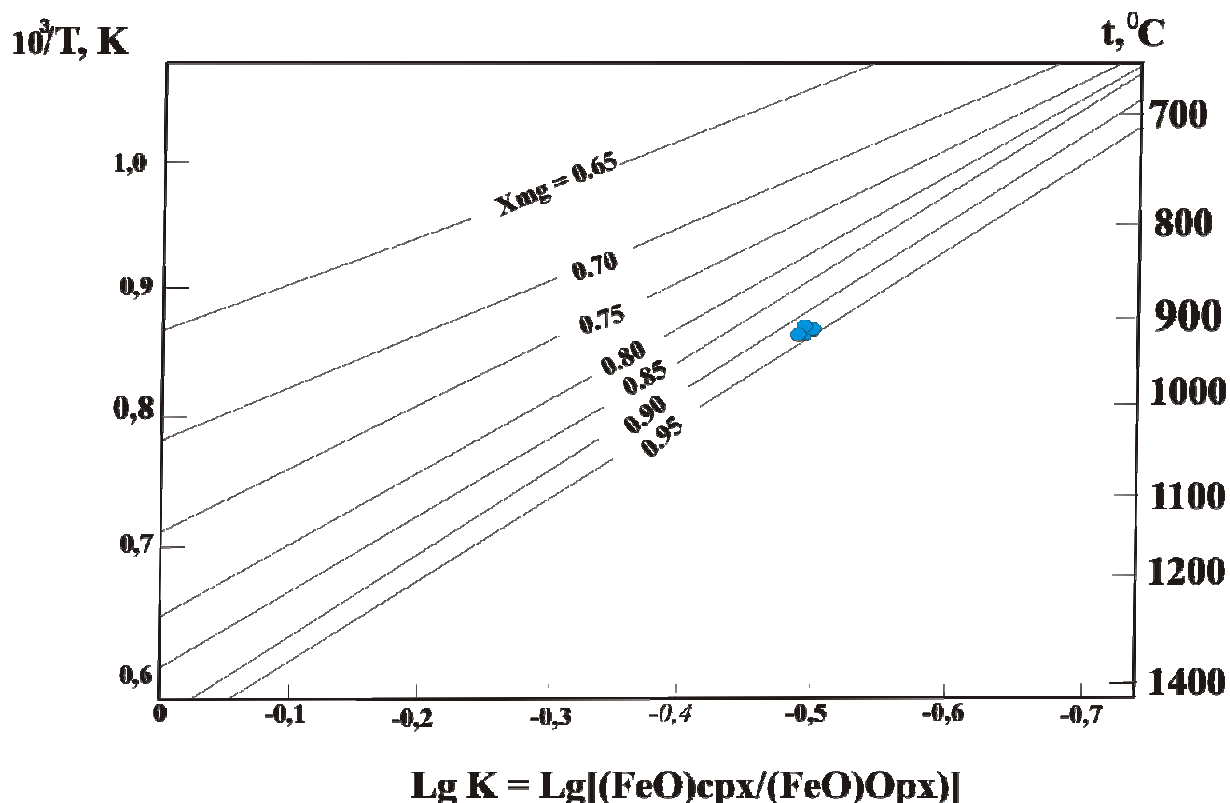


Рис. 5.5.1. Двопiроксеновий термометр для порiд Лiтинської структури [81].

Крім того, для чарнокітоїдів Літинського і Малинівського кар'єрів були розраховані температури кристалізації порід за біотитовим геотермометром (табл. 5.5.2.). Для плагіочарнокітів з кар'єра Літин (купольна частина) температура кристалізації становить 979⁰С (середнє значення) а для порід з красвої частини 921⁰С. Нам такі значення кристалізації біотиту видаються завищеними.

Для порід обрамлення – вінницитів, що відслонюються на контакті з ендербітами, за гранат-біотитовим геотермометром була розрахована температура формування порід 611⁰С (середнє значення по зразку) (табл. 5.5.1.).

Для гранат-біотитового парагенезису в гнейсах, які відносяться до березнинської товщі, температури – 630-720°C. За [21] дані гранат-кордієритового геобарометра свідчать про діапазон тиску 5,5-6,5 кбар.

За двопольовошпатовим геотермометром температура кристалізації кпш становить 360-468°C. Такі температури можуть свідчити про те, що кпш є більш пізнім мінералом (табл. 5.5.3).

Тиск, розрахований за гранат-плагіоклаз-біотит-кварцовим геобарометром становить 3,9-5,3 кбар (табл. 5.5.4), що відповідає 10 - 15 км ерозійного зрізу, проте розплави, що передували утворенню ендербітів зароджувались значно глибше на рівні нижньої кори (25-30 км), про що свідчить висока температура кристалізації піроксенів.

Результати дослідження температурних режимів становлення чарнокітоїдів Літинської структури, показали на більш високі температури кристалізації ендербітів Літина по відношенню до ендербітів Малинівки, що можливо, «пов'язано з пониженням Мохо і участю в його формуванні мантийних джерел» [119]. В породах обрамлення – вінницитах і бердичівських гранітах температури знижуються до 630°C. Низькі температури

кристалізації кпш, напевно, пов'язані із чарнокітизацією структури і завершальними її перетвореннями що, відбулися в 2,0 млрд років [104].

Таблиця 5.1.1. Середні температури формування порід обрамлення Літинської структури (вінницитів), (зр. Л - 7), (С⁰)

№ проби	Точки		1	2	3	4	5	6	7	8	Середнє
	Гранат	Біотит	B92-HW	B92-GS	Dasg91	FS78	HS82	PL83	T76	HL77	
Л-7	55	56	630	629	645	670	680	631	665	639	649
	54	57	619	618	617	646	656	619	648	624	631
	53	58	548	565	507	496	506	536	530	521	526
	52	59	562	482	679	710	710	647	671	659	640

Таблиця 5.5.2. Середні температури формування чарнокітоїдів Літинської структури за біотитовим термометром

№ проби	8М-13						Л-8					
[130]	850	876	577	817	971	875	996	934	916	898	1027	879
[124]	757	788	404	777	811	797	818	805	802	800	822	796
Середнє	838	878	896	970	1009	940	1027	982	969	957	1050	942

Таблиця 5.5.3. Тиск за гранат-плагіоклаз-біотит-кварцовим геобарометром (зр. Л-19)

Автор термометру	1 P,(kbars)	2 P,(kbars)	3 P,(kbars)	Середнє P,(kbars)
[127]	5,5	5,0	5,3	5,3
	4,6	3,3	3,8	3,9

Таблиця 5.5.4. Температура в градусах за Цельсієм за двопольовошпативим термометром (зр.Л-19)

Автор геотермометру	Точки: 1;2	Точки: 3;5
[134]	507	404
[135]	461	357
[132]	455	358
[131]	449	323
Середнє	468	360

5.6. Висновки:

Серед порід Літинської структури переважають породи ендербіт-чарнокітового складу.

Фактично всі різновиди чарнокітоїдів, містять численні включення (ксеноліти), в основному, лінзовидних форм, різноманітних розмірів, від декількох сантиметрів, до перших метрів. Вони розміщені згідно текстурованим неоднорідностям і обмеженням тіл гранітоїдів.

В Літинському кар'єрі, в південній його стінці розкриті гранат-біотит-гіперстенові граніти бердичівського комплексу – вінницити, які є перехідною зоною між породами бердичівського та літинського комплексів.

Ендербіти з Літинського кар'єру структури представлені магнезіальними гранітоїдами, як правило, метаалюмінієвими. Їм характерні окиснені тренди диференціації. Відповідно до геохімічних особливостей досліджуваних породи, можна віднести до гранітоїдів. І – типу. Ці породи формувались з мафічного метавиверженого джерела.

Ендербіти Малинівського кар'єру представлені залізистими гранітоїдами. Такі породи близькі з відносно безводними відновними магмами субстрату. Такі умови характерні для зон розтягнення. Для всіх типів ендербітів Малинівського кар'єру характерні високі концентрації Sr, Zr, Ba, що в рази більше ніж в породах з Літинського кар'єру.

Відновні базальтові породи такі як толейти і лужні базальти збагачувались залізом при диференціації, тоді як у відносно окиснених базальтових породах із островних дуг такого не спостерігається. Це підтверджує, що збагачені залізом розплави виникають із відновних базальтових джерел. Магнезіальні гранітоїди, навпаки, відносяться до магм островних дуг, які мають відносно окиснені тренди диференціації.

Результати дослідження температурних режимів становлення чарнокітоїдів Літинської структури, показали на більш високі температури кристалізації

ендербітів Літина по відношенню до ендербітів Малинівки, що можливо, «пов'язано з пониженням Мохо і участю в його формуванні мантійних джерел» [119]. В породах обрамлення – вінницитах і бердичівських гранітах температури знижуються до 630°C . Низькі температури кристалізації кпш, напевно, пов'язані із чарнокітизацією структури і завершальними її перетвореннями що відбулися 2,0 млрд років

РОЗДІЛ 6

U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr ІЗОТОПНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ЧАРНОКІТОЇДІВ ЛІТИНСЬКОЇ СТРУКТУРИ

У Дністровсько-Бузькому мегаблоці широко розвинуті чарнокітоїди, виходи яких фіксуються в кар'єрах і відслоненнях по берегах р. Пд. Буг і його притоках. Відповідно ізотопним даним найбільш древні чарнокітоїди виявлені в межах середньої течії р. Пд. Буг в кар'єрах Козачий яр і Одеський, які відносяться до Бандурівського виступу. Вік ядер циркону в цих породах досягає 3,78 млрд років. Більш молоді цифри віку $2,8 \pm 0,1$ млрд років отримані по цирконам із ендербітів Літинської куполоподібної структури і $2,0 \pm 0,1$ млрд років для ендербітів Вінницького і Меджибозького блоків [19]. Характерно, що майже всі чарнокітоїди, незалежно від віку представлені переважно плагіоклазовими різновидами – ендербітами, менше плагіочарнокітами. Всі вони разом з реліктами метаморфічних порід утворюють на півдні Дністровсько-Бузького мегаблоку УЩ гранулітову дугу.

Відносно різного віку чарнокітоїдів, які мають майже однаковий склад, існують різні точки зору. Львівські геологи вважають, що “неможна ці породи відносити до різних комплексів, так як вони належать до одного не переривного розрізу. Більш вірогідно – довготривалий час ультраметаморфізму і різний час виходу порід із зони з Р-Т умовами активного мінерало- і породотворення” [40]. Ю.Ир. Половинкіна і Е.Б. Наливкіна всі чарнокітоїди розглядали як продукт метасоматичної гранітизації основних порід у фазу регресивного метаморфізму і відносили їх до протерозою, а супракрустальні основні породи – до архею [74]. Існує також думка про те що чарнокітоїди з древнім Sm – Nd віком (>3650 млн років) і древнім віком цирконів ($>3,0$ млн років) складають нижній структурний поверх – фундамент для порід кальцифір-кристалосланцевої і кінцигітової формації і розвинутим по ним чарнокітоїдам двухмільярдного віку [60]. Такі породи

встановлені в кар'єрах Козачий яр і Одеський північніше с. м. т. Завалля. Sm – Nd вік яких по (DM) складає 3950 млн років.

Архейський Sm – Nd вік 3650млн років по (DM) встановлений також для ендербітів Літинської структури. Ізохронний вік циркону в ендербітах дорівнює $2,8 \pm 0,1$ млрд років. В подальшому ці породи, в стратиграфічній схемі, були виділені в літинський комплекс, виділення якого є дискусійним, оскільки ці породи в майбутньому були піддані більш молодим тектонічним подіям. Якщо вважати, як припускає Кирилюк В.П. [40], що був одночасний розігрів всієї гранулітової асоціації раніше 3800 млн років тому і наступне довготривале охолодження цієї асоціації до 2,0 - 1,9 млрд років із структурно- речовинними перетвореннями, повязаними з поступовим підйомом порід, то у виділенні, в стратиграфічній схемі, літинського комплексу не має сенсу. В той час в породах гранулітової фації західної частини УЩ (від ендербіто-гнейсів до чарнокітів) чітко встановлено такі ізотопні дати віку, як $3,6 \pm 0,1$; $2,8 \pm 0,1$; $2,0 \pm 0,1$ млрд років [118]. Ці дати відповідають тектоно-магматичним подіям метаморфізму.

Чарнокітоїди Літинської структури вивчені в Літинському кар'єрі, де вони віднесені до пізньоскладчастих чарнокітоїдів гайворонського комплексу, субстратом для яких були переважно ранньоскладчасті ендербіто-гнейси гайворонського комплексу [59]. Тобто вони утворилися в результаті палінгенно-метасоматичного перетворення переважно ендербіто-гнейсів.

У Літинському кар'єрі простежується зональна будова, що характерно для куполоподібних структур. У зовнішніх зонах, на кордоні з породами бердичівського комплексу переважають гнейсоподібні двопіроксенові ендербіти, подібні за хімічним і мінеральним складом ендербіто-гнейсам субстрату, що є одним із доказів утворення ендербітів за рахунок ендербіто-гнейсів. Ближче до центру ендербіти стають більш масивними, більш однорідними з мінеральним парагенезисом, %: гіперстен – 12-15, плагіоклаз (антипертитовий) – 60, кварц – 25, циркон, апатит ± монацит. Вміст біотиту зростає в плагіочарнокітах зі збільшенням в породах калію. У порівнянні з ендербіто-гнейсами в Літинському кар'єрі дещо підвищується залізистість порід до 55-61%. Зміна порід вказує на наростання гранітизації до

центру структури.

Такий самий давній самарій-неодимовий вік (3,51млрд років по (DM) встановлений для чарнокітоїдів Малинівського кар'єру [102]. Це дозволило припустити, що породи Малинівського кар'єру також є виступом найдавніших порід.

6. 1. Ізотопний вік і склад цирконів з ендербітів Літинського кар'єру

Походження чарнокітоїдів Літинського кар'єру, неодноразово обговорювалось багатьма дослідниками, і всі вони єдинодушні в тому, що ці породи утворились в результаті палінгенно-метасоматичних перетворень, ендербіто-гнейсів, виходи яких фіксуються в кар'єрах Козачий яр та Одеський, північніше с.м.т. Завалля. Про це свідчать не лише близький мінеральний склад порід, але і обрис цирконів, які детально описані в роботі [59]. В кар'єрах Козачий яр і Одеський настільки своєрідні циркони, що їх обриси стали типоморфними ознаками древніх корових порід УЩ.

Головна особливість цирконів з цих порід – наявність декількох генерацій цирконів: ранньої та пізньої. Циркони ранньої генерації розрізняються по кольору від темно-коричневих, сіро-коричневих, сірих до рожевих. Всі вони крупні, тріщинуваті, мають видовжено-призматичний обрис, характерний для цирконів з гранітоїдів, і складну будову. Ядра цирконів темно-коричневого або коричневого кольору з високим вмістом урану (до 1000 ppm) і гафнію (2,15-1,31%). У сірих і рожевих цирконах ранньої генерації вміст урану і гафнію знижується. Тобто для цирконів характерна обернена геохімічна зональність: ядерна частина з більш високим вмістом гафнію, урану, а наступні зони з більш низьким вмістом цих елементів. Циркони пізніх генерацій вміщують ще більш нижчі значення урану (в середньому до 100 ppm), гафнію (до 1,19 - 0,84%) і свинцю. Вони прозорі, мають світло-рожеве забарвлення, округлу форму, такі циркони в роботі [59] були названі “дорогоцінними”. Вони утворюють як самостійні зерна так і оболонки з віком 2,8 чи

2,0 млрд років на цирконах ранніх генерацій.

В Літинському кар'єрі, так як і в кар'єрах Козачий яр і Одеський присутні циркони двох генерацій: ранній, представлений видовжено-призматичними цирконами та пізній – “дорогоцінний”.

З гнейсовидних ендербітів Літина з двома піроксенами, циркони ранньої генерації подібні до цирконів із ендербітів кар'єрів Козачий яр та Одеський. Але переважають циркони сірого, рожевого кольорів. Циркони коричневого кольору зберігаються лише у вигляді поодиноких тінювих ядер у сірих цирконах. Аналіз зональності цирконів ранньої генерації на гоніометрі ГД-1 показав, що в процесі їх росту спостерігається перерва. Ядра у досліджуваних кристалах відрізняються від циркона-“хазяїна” більш темним кольором і більшою тріщинуватістю. Для них характерний високий вміст гафнію і урану, які зменшуються в сірих та рожевих цирконах. В ендербітах, які мають більш масивну текстуру переважають світло сірі та рожеві циркони. Видовжено-призматичні із згладженими вершинами з коефіцієнтом подовження 2-3, рідше до 5. Від сірих до рожевих цирконів вміст урану зменшується від 870 ppm в коричневих до 600 ppm в сірих і до 500 - 390 ppm в рожевих. В такому ж напрямку зменшується вміст гафнію від 2,0 до 1,2 в рожевих цирконах і до 1,0 і 0,84 в рожевих “дорогоцінних” цирконах. Але, на відмінну від двопіроксенових ендербітів, в ендербітах з одним піроксеном з'являються циркони з однаковим вмістом гафнію в ядерних частинах та в оболонках, а інколи, навіть з більшим вмістом гафнію і урану в оболонках, що вказує на розкислення породи. Таким чином прослідковується зміння морфології та геохімічних особливостей цирконів від ступеню перетворення породи.

Циркони із ендербітів Літинського кар'єру мають по $207\text{Pb}/206\text{Pb}$ більш менший вік, рівний 2600-2640 млн років, що обумовлено, вірогідно, регенерацією куполоподібної структури 2,0 млрд років тому, проявленій в Літинському кар'єрі. Двухмільярдній події в Літинському кар'єрі відповідає утворення жил пегматоїдних чарнокітів, вік цирконів в яких по відношенню $207\text{Pb}/206\text{Pb}$ складає 2043 млн років [62, 102, 103].

Хімічний склад пегматоїдного чарнокіту: (проба ВП – 4-1, [103]), %: SiO_2 –

70,60; TiO_2 – 0,94; Al_2O_3 – 13,20; Fe_2O_3 – 0,60; FeO – 3,50; MnO – 0,10; MgO – 1,50; CaO – 2,80; Na_2O – 2,90; K_2O – 2,90; P_2O_5 – 0,11; S – 0,01; H_2O – 0,05; ппп — 0,54. в пегматоїдному чарнокіті зростає вміст K_2O до 2,90 % в порівнянні з 1,10 - 1,50 % в антипертитовому ендербіті. Із збільшенням калію збільшується кількість монациту. Вік монациту, визначений уран свинцевим методом, складає $2033 \pm 2,3$ млн років (рис. 6.1.1.).

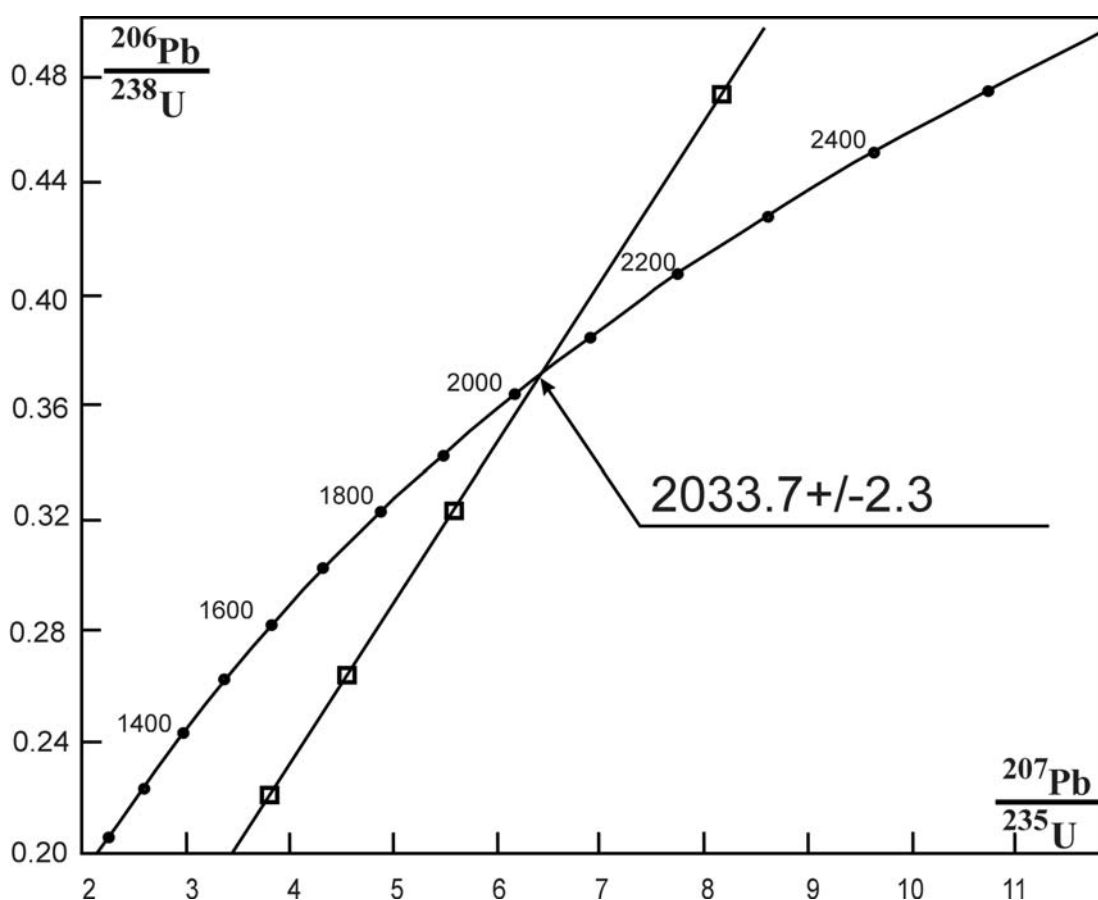


Рис. 6.1.1. Уран-свинцева діаграма з конкордією для монациту із пегматоїдного чарнокіта (проба ВП-4-1) Літинського карєру [103].

З появою великої кількості робіт присвячених дослідженням цирконів із ендербіто-гнейсів Бандурівського блока [9], встановлено, що вік ядерних частин циркону варіює в широких межах. Виявилось, що циркони, з древнім віком ядра, мають найбільш високий вміст урану (1000 ppm) і гафнію (1,9 – 2,5%), присутні також циркони, в яких древні ядра з віком 3,65 млрд. років притаманні низькі вмісти урану (110 ppm). Такі ендербіти, можливо, мають іншу природу і утворились в результаті часткового плавлення базальтів чи в результаті фракційної кристалізації мафічних порід. Тобто утворення чарнокітоїдів пов'язано з інтрузіями гранітної магми яка асимілювала і перетворювала основні і ультраосновні породи.

В ультраосновних породах, переважно піроксенітах, при гранітизації утворились темно-коричневі циркони з високим вмістом урану, гафнію і віком близько 3,78 млрд років, які потім, в результаті наступних тектоно-магматичних подій, перетворились в циркони сірого чи рожевого кольору з меншим вмістом урану, свинцю і гафнію з меншим ізотопним віком. В ендербітах, утворених шляхом часткового плавлення базальтів збереглись циркони з низьким вмістом урану.

Припущення про існування різних джерел для ендербіто-гнейсів Бандурівського блока підтверджуються і даними Nd. В одних зразках вони мають позитивне значення, що свідчить про деплетований мантийний протоліт для ендербіто-гнейсів. В інших – негативне значення, що може свідчити про виникнення ендербіто-гнейсів за рахунок перетворення первинної кори меланократового складу. Це відповідає уявленню про ранню диференціацію речовини Землі на «збіднену» мантию і «збагачену» (базальтову) кору.

6. 2. Ізотопний вік і склад цирконів з ендербітів Малинівського кар'єру

В Малинівському кар'єрі, на відміну від Літинського, в ендербітах немає такого своєрідного типоморфного циркону, який характерний для ендербіто-гнейсів Бандурівського виступу та ендербітів Літина. В Малинівському кар'єрі в ендербітах присутні дві генерації цирконів: рання представлена цирконами гранітного обрису і пізня, представлена “дорогоцінним” цирконом.

Серед цирконів ранньої генерації в дрібній фракції переважають видовжено-призматичні до голчастих циркони, світло-рожеві, світло-рожево-бежеві, прозорі і напівпрозорі за рахунок тріщинуватості – в крупній. Зерна цирконів мають скляний блиск, занозистий злам, без чіткої зональності, без чітких ядер, але присутні затемнені ділянки. $L_4=0,3-0,35$ мм, $K_y=2,5-3,5$. Пірамідки і ребра згладжені. Але інколи встановлюється дитетрагональна форма цирконового типу із сильно пригніченою однією стороною. В дрібній фракції ($<0,1$ мм) цей тип циркону переважає (до 90%). Розмір його $L_4=0,15-0,30$ мм, $K_y=2$. Вміст $\text{HfO}_2=1,30-1,22$, що характерно для порід середнього складу. Характеризуються достатньо низьким вмістом урану (333 ppm) і свинцю (198 ppm), що зближує їх з рожевими цирконами із ендербітів Літинського кар'єру.

Близько 5 % – циркон сірого кольору, з гладенькою поверхнею, з меншим коефіцієнтом подовження рівним в основному 2,5, вміст якого збільшується в електро-магнітній фракції.

В електро-магнітній фракції зустрічаються також поодинокі зерна циркону коричневого кольору, напівпрозорі, видовжено-призматичні з $K_y=2,5$ із згладженими формами і шорсткою поверхнею, для яких характерний підвищений вміст урану 1140ppm і свинцю 568 ppm.

Присутній в ендербіті і “дорогоцінний” циркон (близько 5%). Він зустрічається у вигляді шариків чи злегка видовжених зерен, іноді у вигляді сплюснених пластинок, прозорий, безколірний із сильним блиском. Розмір зерен циркону 0,15 мм. Цей циркон більш пізньої генерації так як інколи він

спостерігається у вигляді доростань на цирконах першого типу (рис. 6.2.1).

Всі типи цирконів віднесені до ранньої генерації, мають майже однаковий ізотопний вік по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=2,9$ млрд років (табл 6.2.1) і досить близькі значення віку по свинцево-урановим відношенням за виключенням коричневих цирконів.

Таблиця 6.2.1. Вміст урану, свинцю і ізотопний склад свинцю в цирконах із ендербіту Малинівського кар'єру М - 35.

Фракція мінерала	вміст(ppm)		Ізотопні відношення					Вік, млн. років		
	U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
сірий	712,3	403,9	2140	4,6155	15,013	0,51034	14.879	2658	2808	2916
розоватий	333,2	198,1	4805	4,5935	9,7733	0,52207	15.513	2708	2847	2947
коричневий	1140	568,8	6800	4,7966	1,7536	0,32462	9.2636	1812	2364	2882

Поправка на звичайний свинець відповідно Стейсі, Крамарсу на вік 2950 млн років

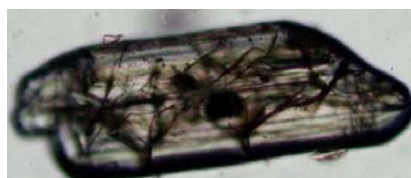


Рис. 6.2.1. Мікрофотографії кристалів рожевого циркону ранньої генерації з ендербітів Малинівського кар'єру. Проба М-35.

6.3. Результати Rb-Sr ізотопних досліджень апатитів із ендербітів Літинської структури

В лабораторії прецизійних аналітичних досліджень ІГМР НАН України були проведені ізотопні дослідження апатитів Rb-Sr методом із ендербітів Літинського і Малинівського кар'єрів та ендербіто-гнейсів з кар'єрів Одеський і Казачий Яр (табл. 6.3.1)

Таблиця 6.3.1. Співвідношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ у апатитах з чарнокітоїдів Літинської структури.

№ проби	Назва породи	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		Вік, млн.р.	Розрахунок		
		поміряні	$\pm \sigma$		$\bar{e}^t$	Isr	τ E Sr
186/81	ендербіто-гнейс, Одеський к-р	0,71317	6	3650	0,05183	0,70050	181
175/81	ендербіто-гнейс, Казачий Яр	0,70398	5	3650	0,05183	0,70050	50
86/78a	Ендербіт, Літин	0,70808	5	2800	0,03976	0,70145	95
196/81	Ендербіт, Літин	0,70680	5	2800	0,03976	0,70145	76
Л-12	Ендербіт, Літин	0,70686	9	2800	0,03976	0,70145	77
М-35	Ендербіт, Малинівка	0,70482	6	2800	0,03976	0,70145	48
8М-13	Ендербіт, Малинівка	0,70385	4	2800	0,03976	0,70145	34

Аналізи виконані для встановлення джерела формування магматичних розплавів для ендербітів - «корового» чи «мантійного». На даному етапі відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мантії відповідає значенню $0,704 \pm 0,02$. Для ендербітів Літинського кар'єру отримані значення відношень $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в межах 0,70657-0,70808, які вказують на

«корове» джерело для ендербітів Літина. Позитивне значення ϵ_{Sr} в ендербітах Літина свідчить, що вони утворились внаслідок переробки чи асиміляції давніх корових порід. В ендербітах Малинівського кар'єра відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70385\text{--}0,70482$, що вказує на мантийне джерело, або на домішку мантийної речовини.

6. 4. Висновки

В Літинському кар'єрі, в антипертитових ендербітах, спостерігається унаслідування цирконами обрису і відповідності хімічного складу цирконів древніх ендербіто-гнейсів. В Малинівському кар'єрі такої подібності не спостерігається, що, можливо, зумовлено багатьма причинами: різною інтенсивністю метасоматичних процесів, становищем у структурі – в ядрі, або на крилах куполоподібних структур, а також різним субстратом для ендербітів Літинського та Малинівського кар'єрів. Нам видається, що субстратом для ендербітів Малинівського кар'єру, могли бути вулканіти середньо-кислого складу зон розтягнення .

Вперше визначено уран-свинцевий вік цирконів ранньої генерації з Малинівського кар'єру по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2,9$ млрд років.

ВИСНОВКИ

1. Літинська структура – це виступ давнього гранулітового фундаменту палеоархейського віку, який був задіяний декількома тектоно-метаморфічними трансформаціями. Остаточо сформувався як субкільцеве макротіло на час $2,0 \pm 0,1$ млрд років. З усіх сторін структура обмежена розломами: з Пн. і Пн.-сх. Хмельницьким і Хмільникським, з Пд.-зх. Подільським, з Пд. Немирівським.

2. Мезоархейський вік ендербітів (2,9-2,8 млрд років), встановлений за цирконом уран-свинцевим ізотопним методом в Літинському і Малинівському кар'єрах – час переплавлення палеоархейських корових порід і виведення гранулітових порід на поверхню, який зберігся завдяки відносно слабким більш пізнім палеопротерозойським структурно-речовинним перетворенням порід Літинської структури. Одним із доказів підйому глибової структури до поверхні земної кори є тектонічний контакт ендербітів Літинської структури з породами обрамлення, встановлений в Літинському кар'єрі.

3. Підйом Літинської глибової структури супроводжується гранітизацією і плавленням порід. Чарнокітоїди з Літинського кар'єру дещо більш збагачені леткими компонентами, тому легше піддаються гранітизації і плавленню, на відміну від більш відновних порід в Малинівському кар'єрі.

4. Показано, що ендербіти Літинського і Малинівського кар'єрів, які знаходяться на відстані близько 7 км характеризуються різними трендами еволюції: збагачуваністю кремнеземом чарнокітоїдів Літинського кар'єру – боуенівський тренд, характерний для фракційної кристалізації вапнисто-лужних магм, і залізом – Малинівського кар'єру – феннерівський тренд, характерний для магм толейтового типу.

5. Особливостями куполоподібних структур є заміна меланократових порід в крайових частинах структур на більш лейкократові породи в центральних частинах.

Більш основні двопіроксенові ендербіти у периферійній частині кар'єру змінюються більш кислими гіперстеновими ендербітами і плагіочарнокітами.

6. За вмістом головних і рідкісноземельних елементів, метаморфічні породи і чарнокітоїди Літинського і Малинівського кар'єрів відносяться до островодужних серій. Породи островодужних серій характеризуються від'ємними значенням $(-)\epsilon\text{Nd}$ і підживлюються речовиною плюмів.

7. Від'ємні значення ϵNd ($-4,8$) ендербітів і високі відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах ($0,706-0,708$) із ендербітів Літинського кар'єру вказують на їх корове походження. В Малинівському кар'єрі ендербіти мають нижчі значення ϵNd ($-2,4$), і навіть ($-0,1$) (за Sm-Nd віком – 3380 млн років) і відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах також значно нижчі ($0,703-0,704$) що, можливо вказує на мантіїний внесок в породи субстрату.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю. А. Балашов. – Москва: Наука, 1976. – 267 с.
2. Барборт де Марни Н. Геологические исследования, произведены в 1868 г. в губерниях: Киевской, Подольской и Волынской / Н. Барборт де Марни., 1871.
3. Барбот де Марни Н. Отчет о поездке в Галицию, Волынь и Подолию / Н. Барбот де Марни., 1866.
4. Баркер Ф. Трондьемит: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования / Ф. Баркер // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы / Ф. Баркер. – Москва: Мир, 1983. – С. 9–18.
5. Безбородько М. І. Зональні ксеноліти / М. І. Безбородько // Труды науково-дослідного геологічного інституту / М. І. Безбородько. – Київ: АН УССР, 1929. – С. 11–15.
6. Безбородько М. І. Кристалічні породи Київщини, Поділля, узбережжя Дніпра і Буга в їх петрографічному протиставленні / М. І. Безбородько. // Наук. Зап. Орган Київських науково-дослідних кафедр. – 1926. – №2. – С. Геологічний.
7. Безбородько М. І. Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України / М. І. Безбородько. – Київ: АН УССР, 1935. – 389 с.
8. Безбородько Н. И. К петрогенезису темноцветных пород Подолии и соседних районов / Н. И. Безбородько // Труды минералогического института / Н. И. Безбородько. – Москва: АН СССР, 1931. – С. 37–58.
9. Бибикина Е. В. Изотопный возраст эндербитов Побужья / Е. В. Бибикина, И. М. Лесная, Т. В. Грачева. – 1982. – №1. – С. 159–162.
10. Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов / А. Г. Булах. – Москва: Недра, 1967. – 144 с.
11. Венидиктов В. М. Чарнокиты Украинского кристаллического массива / В. М. Венидиктов, В. М. Шемякин // Магматическая формация складчатых регионов / В. М. Венидиктов, В. М. Шемякин. – Элиста: Калмыцкий ун-т, 1975. – С. 104–120.

12. Вильсон А. Ф. Чарнокитовые породы Австралии / А. Ф. Вильсон // Вопросы геологии Австралии / А. Ф. Вильсон. – Москва, 1965. – С. 178–200.
13. Виноградов Г. Г. О генезисе пироксеновых гнейсов и некоторых вопросах стратиграфии Среднего Побужья УЩ / Г. Г. Виноградов // Петрография докембрия Русской платформы / Г. Г. Виноградов. – Киев: Наукова думка, 1970. – С. 352–357.
14. Войновський А. С. Кореляція ендербітоїдів західної та центральної частин Українського щита за геохімічними критеріями / А.С. Войновський, В.М. Жужома, О.Б. Бобров // Мінеральні ресурси України. №1. 2011. С. 16-20.
15. Войновський А. С. Петро- та геохімічні особливості чарнокітоїдів Дністровсько-Бузького мегаблоку Українського щита / А. С. Войновський, В.М. Жужома, В.В. Зюльцле // Збірник наукових праць УкрДГРІ. №4. 2008. С. 33-49.
16. Гинтов О. Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины / О. Б. Гинтов. – Киев, 2005. – 568 с.
17. Гинтов О. Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах её развития / О. Б. Гинтов. – Киев: Наукова думка, 1978. – 161 с.
18. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-35-XXIX (Вінниця). Карти та пояснювальна записка / [С. С. Деркач, В. Г. Зенько, П. О. Ляшенко та ін.]. – Київ: ПДРГП "Північгеологія", 2006. – 120 с.
19. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200000. Аркуші М-35-XXVIII (Бар), М-35-XXXIV (Могилів-Подільський). Карти та пояснювальна записка / [П. Ф. Брацлавський, О. М. Шевченко, Л. С. Кузьменко та ін.]. – Київ: ПДРГП "Північгеологія", 2008. – 205 с.
20. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-35-XXII (Староконстянтинів). Пояснювальна записка / [В. В. Лукаш, Є. В. Гадючка, О. Г. Лісняк та ін.]. – Київ: ПДРГП "Північгеологія", 2007. – 146 с.
21. Деркач С. С. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-35-XXIII (Бердичів). Карти та

- пояснювальна записка / С. С. Деркач, В. Г. Зенько, С. В. Лафінчук. – Київ: ПДРГП "Північгеологія", 2002. – 105 с.
22. Дир У. А. Пороодообразующие минералы / У. А. Дир, Р. А. Хауи, Д. Зусман. – Москва: Мир, 1965. – 408 с.
 23. Доморацкий Н. А. Определение первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов / Н. А. Доморацкий // Петрографические формации и проблемы петрогенезиса / Н. А. Доморацкий. – Москва: Наука, 1964. – С. 166–179.
 24. Древин А. Я. Опыт изучения докембрия Среднего Побужья на основе литолого-структурного метода / А. Я. Древин // Проблемы осадочной геологии докембрия / А. Я. Древин. – Москва: Недра, 1967. – С. 88–96.
 25. Другова Г. М. Гранулитовая фация метаморфизма / Г. М. Другова, В. А. Глебовицкий, Л. П. Никитина. – Москва: Наука, 1972. – 258 с.
 26. Елисеев Н. А. Метаморфизм / Н. А. Елисеев. – Москва: Недра, 1963. – 428 с.
 27. Єсипчук К. Ю. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита / К. Ю. Єсипчук, О. Б. Бобров, Л. М. Степанюк. – Київ: УкрДГРІ, 2004.
 28. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы / А. Н. Заварицкий. – Москва: АН СССР, 1956. – 685 с.
 29. Заварицкий А. Н. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород / А. Н. Заварицкий, В. С. Соболев. – Москва: Госгеолтехиздат, 1961. – 383 с.
 30. Закруткин В. В. Об эволюции амфиболов при метаморфизме / В. В. Закруткин. // Записки Всесоюзного минералогического общества. – 1968. – №2. – С. 185–190.
 31. Йодер Х. Образование базальтовой магмы / Х. Йодер. – Москва: Мир, 1979. – 238 с.
 32. Касьяненко К. О. Гранітоїди верхньої течії річки Південний Буг / К. О. Касьяненко // П'ята Всеукраїнська наукова конференція молодих вчених до 95-річчя Національної академії наук України. Інститут геологічних наук НАН України / К. О. Касьяненко. – Київ, 2013. – С. 34–35.

33. Касьяненко К. О. Минеролого-петрографические особенности чарнокитоидов Литинского и Голосковского типов (Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита) / К. О. Касьяненко // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии: XXV Молодежная конференция, посвященная 100-летию члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца. / К. О. Касьяненко. – Санкт-Петербург, 2014. – С. 91–94.
34. Касьяненко К. О. Мінералого-петрографічні особливості ендербітів Малинівського кар'єру / К. О. Касьяненко, О. М. Пономаренко. // Геологомінералогічний вісник Криворізького національного університету. – 2015. – №33. – С. 61–66.
35. Касьяненко К. О. Мінералого-петрографічні особливості ендербітів Малинівського кар'єру (Дністерсько-Бузький мегаблок Українського Щита) / К. О. Касьяненко, О. М. Пономаренко // Сучасна геологічна наука і практика в дослідженнях студентів і молодих фахівців: Всеукраїнська науково-практична конференція. / К. О. Касьяненко, О. М. Пономаренко. – Кривий Ріг, 2015. – С. 46–50.
36. Касьяненко К. О. Особливості розподілу рідкісноземельних елементів в чарнокітоїдах Верхнього Побужжя Українського щита (Літинська куполовидна структура) / К. О. Касьяненко // Роль вищих навчальних закладів у розвитку геології: матеріали міжнародної наукової конференції до 70-річчя геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка / К. О. Касьяненко. – Київ, 2014. – С. 1–2.
37. Касьяненко К. О. Петролого-геохімічна характеристика чарнокітоїдів Літинської куполоподібної структури (Дністерсько-Бузький мегаблок Українського Щита) / К. О. Касьяненко, О. М. Пономаренко, О. А. Вишневський. // Мінералогічний збірник. – 2014. – №64. – С. 115–124.
38. Касьяненко К. О. Петролого-геохімічна характеристика чарнокітоїдів Літинської куполоподібної структури (Дністерсько-Бузький мегаблок Українського Щита) / К. О. Касьяненко, О. М. Пономаренко. // Мінералогія: сьогодення і майбуття: матеріали VIII наукових читань ім.академіка Євгена Лазаренка, присвячено 150-

- річчю заснування кафедри мінералогії у Львівському університеті. – 2014. – С. 62–65.
39. Касьяненко К. О. Проблема возраста литинских эндебритов и правомочность выделения литинского комплекса (Днестровско-Бугский мегаблок УЩ) / К. О. Касьяненко, А. Н. Пономаренко, И. М. Лесная // Научная конференция, гранитоиды: условия формирования и рудоносность / К. О. Касьяненко, О. М. Пономаренко, И. М. Лесная. – Київ, 2013. – С. 111.
 40. Кирилюк В.П. Побужский гранулитовый комплекс / Кирилюк В.П. // Гранулитовые структурно-формационные комплексы Украинского щита. Путеводитель геологической экскурсии. Львов. 2010. С. 8-63.
 41. Козловская А. Н. Геолого-петрографическая карта кристаллического основания Украинского щита / А. Н. Козловская. – Киев: 1965.
 42. Козловська Г. М. Гранатові породи північно-західної частини Українського кристалічного масиву / Г. М. Козловська. // Геологічний журнал АН УРСР. – 1948. – №1.
 43. Козловська Г. М. До петрографії кристалічних порід околиць с. Хашчеватого на Побужжі / Г. М. Козловська. // Наукові записки, Орган Київських науково-дослідних кафедр. – 1926. – №2.
 44. Козловська Г. М. До природи кристалічного вапняку с. Антоньової на Поділлі / Г. М. Козловська. // Геологічні вісті. – 1925. – №2.
 45. Козловська Г. М. Кристалічні породи околиць м. Немирова на Поділлі / Г. М. Козловська. // Праці науково-дослідного геологічного інституту. – 1928.
 46. Конди К. С. Архейские зеленокаменные пояса / К. С. Конди. – Москва: Мир, 1983. – 390 с.
 47. Конди К. С. Происхождение архейских чарнокитов Южной Индии / К. С. Конди, П. Аллен // Геохимия архея / К. С. Конди, П. Аллен. – Москва: Мир, 1987. – С. 224–249.
 48. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов / Д. С. Коржинский // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях / Д. С. Коржинский. – Москва: АН СССР, 1953. – С. 57–81.

49. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов / Д. С. Коржинский. – Москва: АН СССР, 1957. – 184 с.
50. Красівський О. В. З геологічних спостережень на Поділлі у 1924 і 1925 р. / О. В. Красівський // Доповіді, зачитані на засіданні Кам'янець-Подільського наукового товариства Української академії наук / О. В. Красівський. – Кам'янець-Подільськ, 1925.
51. Кривдік С. Г. Геохімічні особливості ендербітів Українського щита та деякі міркування щодо їхнього петрогенезису / С. Г. Кривдік, В. М. Загнітко, Л. Л. Томурко. // Мінералогічний журнал. – 2006. – №3. – С. 10–26.
52. Кривдік С. Г. Петрологія і геохімія чарнокітоїдів Українського щита / [С. Г. Кривдік, Г. Л. Кравченко, Л. Л. Томурко та ін.]. – Київ: Наукова думка, 2011. – 215 с.
53. Крутиховская З. А. Исследование связи глубинных и поверхностных структур земной коры Украинского щита / З. А. Крутиховская, В. Г. Пастухов, С. М. Подолянко. // Геологический журнал. – 1983. – №4. – С. 83–95.
54. Куно Х. Плато-базальты / Х. Куно // Земная кора и верхняя мантия / Х. Куно. – Москва: Мир, 1972. – С. 434–441.
55. Курепин В. А. Эрозионный срез гранулитовых блоков Украинского щита по данным геологической термобарометрии // Минерал. журн. – 2003. – 25, №5/6. – С. 88–94.
56. Лагорио А. Е. О некоторых гиперстеновых породах / А. Е. Лагорио // Труды Варшавского общества естествоведения / А. Е. Лагорио. – Москва, 1925. – С. 1889–1900.
57. Лебедев П. И. Подольская чарнокитовая формация / П. И. Лебедев // Труды XVII сессии МГК / П. И. Лебедев. – Москва, 1939. – С. 109–117.
58. Лесная И. М. Акцессорный циркон (состав, изотопный возраст) из эндербитов Литинского блока (УЩ) / И. М. Лесная, К. О. Касьяненко. // Геохімія та рудоутворення. – 2015. – №35. – С. 29–37.
59. Лесная И. М. Геохронология чарнокитоидов Побужья / И. М. Лесная. – Киев: Наукова думка, 1988. – 136 с.

- 60.Лесная И. М. Данные изотопного возраста пород тынговской и березнинской толщ Днестровско-Бугской серии Верхнего Побужья (Украинский щит) / И. М. Лесная, К. О. Касьяненко // Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6-1,6 млрд. років) Євразійського континенту: Збірник тез наукової конференції, присвяченої 90-річчю академіка НАН України М.П. Щербака / И. М. Лесная, К. О. Касьяненко. – Київ, 2014. – С. 80–81.
- 61.Лесная И. М. Древние эндербиты Побужья / И. М. Лесная. // Доклад АН УССР. – 1981. – С. 28–31.
- 62.Лесная И. М. Изотопный возраст цирконов из эндербитов Побужья / И. М. Лесная, Г. Д. Елисеева, А. В. Лукашук. // Геологический журнал. – 1983. – №5. – С. 44–45.
- 63.Лісна І. М. Петрографічні особливості ендербітів Літинської куполовидної структури Дністерсько-Бузького мегаблоку Українського щита / І. М. Лісна, К. О. Касьяненко // Сучасні проблеми геологічних наук: Всеукраїнська конференція-школа / І. М. Лісна, К. О. Касьяненко. – Київ, 2013. – С. 9–12.
- 64.Лобач-Жученко С. Б. 3,5 млрд лет (SHRIMP II) U-Pb возраст гранулитов Побужского гранулитового комплекса, Украинский щит / С. Б. Лобач-Жученко, Т. В. Каулина, В. А. Глебовицкий. // Докл. РАН. – 2014. – 456, №5. – С. 581–585.
- 65.Лобач-Жученко С. Б. Возраст цирконов из эндербито-гнейсов Среднего Побужья (Днестровско-Бугский мегаблок Украинского щита) / С. Б. Лобач-Жученко, Л. М. Степанюк, А. Н. Пономаренко. // Минералогический журнал. – 2011. – 33, №1. – С. 3–14.
- 66.Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы / В. Н. Лодочников. – Москва: Госгеолтехиздат, 1955. – 248 с.
- 67.Лубнина Н. В., Богданова С. В., Шумлянский Л. В. Восточно-Европейский кратон в палеопротерозое: новые палеомагнитные определения по магматическим комплексам Украинского щита / Н.В. Лубнина, С.В. Богданова, Л.В. Шумлянский // Геофизика. – 2009 - № 5. – С. 56-64.

68. Лукієнко О. І. Дислокаційна тектоніка та тектонофації докембрію Українського щита / О. І. Лукієнко, Д. В. Кравченко, А. В. Сухорада. – Київ: ВПЦ. Київський університет, 2008. – 280 с.
69. Лучицкий В. М. Український кристалічний масив / В. М. Лучицкий. – Київ: АН УССР, 1947. – 257 с.
70. Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза / В. В. Ляхович. – Москва: Наука, 1967. – 446 с.
71. Маракушев А. А. Реконструкция первичной природы метаморфических пород по петрохимическим данным / А. А. Маракушев, В. И. Фельдман. // Бюлетень Московского общества испытателей природы. – 1981. – №6. – С. 59–81.
72. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса / А. Миясиро. – Москва: Мир, 1976. – 283 с.
73. Наливкина Э. Б. Химизм и температура при процессе образования чарнокитов / Э. Б. Наливкина // Физико-химические условия магматизма и метасоматоза / Э. Б. Наливкина. – Москва: Наука, 1954.
74. Наливкина Э. Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис / Э. Б. Наливкина. – Москва: Недра, 1964. – 124 с.
75. Нижний докембрий западной части Украинского щита / Е. В. Лазько, В. П. Кирилюк, А. А. Сиворонов, Г. М. Яценко. – Львов: Вища школа, 1975. – 239 с.
76. Никулина Э. А. Петрогенез и структурообразование в докембрии юго-западной части Украинского щита / Э. А. Никулина. – Киев: Наукова думка, 1991. – 104 с.
77. Осьмачко Л. С. О геодинамическом статусе Литинской структуры Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита / Л. С. Осьмачко, Е. О. Касьяненко. // Modern science. – 2014. – №3. – С. 86–100.
78. Осьмачко Л. С. О зависимости Р-Т параметров от степени структурно-вещественных преобразований для фрагмента Днестровско-Бугского мегаблока Украинского щита / Л. С. Осьмачко, В. А. Вильковский, Е. А. Касьяненко, А. А. Вишневский. // Геологічний журнал. – 2015. – №4. – С. 87–98.

- 79.Паталаха Е. И. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур / Е. И. Паталаха, А. И. Лукиенко, В. В. Гончар. – Киев: Феникс, 1995. – 159 с.
- 80.Паталаха Е. И. Тектонический поток типа "торнадо" в геологических структурах: Бразильский щит, Средиземноморье, Черное море / Е. И. Паталаха. // Киев. – 2000. – №1. – С. 38–40.
- 81.Перчук Л. Л. Фазовое соответствие в системе кордиерит-гранат-биотит / Л. Л. Перчук, И. В. Лаврентьева // Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма / Л. Л. Перчук, И. В. Лаврентьева. – Москва: Наука, 1983. – С. 17–70.
- 82.Петрографічний кодекс України / [Р. Я. Белєвцев, В. А. Веліканов, Ю. Л. Гасанов та ін.]. – Київ: НАНУ, 1999. – 81 с.
- 83.Плоткина Т. Э. Геохимия и петрология эндербито-гнейсов и кристалосланцев Хашчевато-Завальевского блока Украинского щита. дис. канд. геол.-мин. наук : 04.00.02, 04.00.08 / Т. Э. Плоткина – Киев, 1993. – 236 с.
- 84.Половинкина Ю. И. Время и место ультраметаморфического петрогенезиса в докембрии кристаллического массива Украины / Ю. И. Половинкина // Петрография Русской платформы / Ю. И. Половинкина. – Киев: Наукова думка, 1970. – С. 262–265.
- 85.Половинкина Ю. И. История развития магматизма в Украинском кристаллическом массиве / Ю. И. Половинкина // Труды 5 сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций / Ю. И. Половинкина., 1958.
- 86.Половинкина Ю. И. О стратиграфическом расчленении древней гнейсовой толщи Украины / Ю. И. Половинкина // Доклад / Ю. И. Половинкина. – Москва: АН СССР, 1960. – С. 134.
- 87.Пономаренко О. М. Генетичні типи циркону порід докембрію Дністровсько-Бузького мегаблоку Українського щита / О. М. Пономаренко, О. О. Коваленко, К. О. Касьяненко // Геохронологія та геодинаміка раннього докембрію (3,6-1,6 млрд. років) Євразійського континенту: Збірник тез наукової конференції, присвяченої

- 90-річчю академіка НАН України М.П. Щербака / О. М. Пономаренко, О. О. Коваленко, К. О. Касьяненко. – Київ, 2014. – С. 100–101.
- 88.Породообразующие пироксены / Н. Л. Добрецов, Ю. Н. Кочкин, А. П. Кривенко, В. А. Кутолин. – Москва: Наука, 1971. – 453 с.
- 89.Предовский А. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья) / А. А. Предовский, В. П. Петров, О. А. Беляев. – Ленинград: Наука, 1967. – 139 с.
- 90.Прендель Р. А. Отчет о результатах экскурсии, произведенной летом 1877 г. в Подольской губернии / Р. А. Прендель // Записки Новороссийского общества естествоиспытателей / Р. А. Прендель., 1878.
- 91.Равич М. Г. Геохимия процессов гранитизации при образовании чарнокитов кристаллического фундамента Антарктической платформы / М. Г. Равич // Международный Геохимический конгресс (тезисы докладов) / М. Г. Равич. – Москва, 1971. – С. 75–77.
- 92.Равич М. Г. Эндербиты Среднего Побужья / М. Г. Равич. // Советская геология. – 1967. – №9. – С. 89–103.
- 93.Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского щита / В. А. Рябенко. – Киев: Наукова думка, 1970. – 125 с.
- 94.Рябенко В. А. Характеристика геотектонічних елементів Українського щита. Волино-Подільський блок / В. А. Рябенко // Тектоніка Українського щита / В. А. Рябенко. – Київ: Наукова думка, 1972. – С. 66–100.
- 95.Сиворонов А. А. "Серые гнейсы" и проблема древнейшей континентальной земной коры / А. А. Сиворонов, Б. И. Малюк. // Геологический журнал. – 1984. – №1. – С. 110–119.
- 96.Слензак О. И. Локальные структуры вращения / О. И. Слензак // Закономерности развития региональной тектоники Украины. / О. И. Слензак. – Киев: Наукова думка, 1983. – С. 29–43.
- 97.Слензак О. И. Локальные структуры зон напряжений докембрия / О. И. Слензак. – Киев: Наукова думка, 1984. – 102 с.

98. Соболев В. С. Некоторые суждения об условиях формирования магм и магматических горных пород / В. С. Соболев // Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов / В. С. Соболев. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 199–212.
99. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов / Н. В. Соболев. – Новосибирск: АН СССР, 1964. – 176 с.
100. Соболев Н. Н. О некоторых гранитах Подольской губернии / Н. Н. Соболев. // Издательство Варшавского университета. – 1892. – №5.
101. Старков Н. П. Формы зерен акцессорного циркона в породах кристаллического фундамента Восточно-Русской платформы / Н. П. Старков, Г. С. Фласс // Генезис минеральных индивидов и агрегатов / Н. П. Старков, Г. С. Фласс. – Москва: Наука, 1966. – С. 284–290.
102. Степанюк Л. М. Геохронологія докембрію західної частини Українського щита (архей-палеопротерозой): дис. докт. геол.-мін. наук : 04.00.02 / Степанюк Л. М. – Київ, 2000. – 382 с.
103. Степанюк Л. М. Гранитоиды Волынского и Днестровско-Бугского мегаблоков Украинского щита / Л. М. Степанюк, А. В. Митрохин, С. Г. Кривдик. – Киев, 2013. – 38 с. – (Путеводитель экскурсии научной конференции "Гранитоиды: условия формирования и рудоносность").
104. Степанюк Л.М. Вік та генезис чарнокітоїдів Побужжя / Л.М Степанюк, О.М. Андрієнко, Т.І. Довбуш // Збірник наукових праць УкрДГРІ. 2002. №1-2. С. 111-115.
105. Тарасенко В. Е. Материалы по петрографии кристаллических пород Южноуральского горста / В. Е. Тарасенко. – 1925. – №1. – С. 12–28.
106. Тарасенко В. Е. О магнетитовой породе из с. Михайловки Винницкого уезда Подольской губернии / В. Е. Тарасенко., 1899.
107. Тейлор С. Р. Континентальная кора, ее состав и эволюция / С. Р. Тейлор, С. М. Мак-Леннан. – Москва: Мир, 1988. – 379 с.

108. Ткачук Л. Г. Північно-західна частина Українського кристалічного масиву та її геолого-петрографічні особливості / Л. Г. Ткачук. // Геологічний журнал АН УРСР. – 1954. – №3.
109. Ткачук Л. Г. Подільський чарнокіто-норитовий комплекс / Л. Г. Ткачук // Український кристалічний масив / Л. Г. Ткачук. – Київ: АН УРСР, 1947. – С. 147–187.
110. Ткачук Л. Г. Чарнокіти та супроводжуючі їх докембрійські породи південно-східної частини Київської та північної частини Кіровоградської областей / Л. Г. Ткачук. – 1940. – №3. – С. 153–200.
111. Тугаринов А. И. О возрасте гранулитов Байкальского щита / А. И. Тугаринов, Е. В. Бибикова, Г. Д. Горашенко. – 1968. – №9. – С. 1052–1060.
112. Усенко И. С. О генезисе чарнокитов Украинского красталлического щита / И. С. Усенко // Доклад АН СССР / И. С. Усенко., 1956. – С. 581–584.
113. Феофилактов К. М. О кристаллических породах губерний Киевской, Волынской и Подольской / К. М. Феофилактов // Труды Комиссии, учрежденной при Университете св. Владимира / К. М. Феофилактов. – Киев, 1951.
114. Фор Г. Основы изотопной геологии / Г. Фор. – Москва: Мир, 1989. – 590 с.
115. Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов / А. И. Цветков. // Труды ИГН АН СССР. – 1951. – №41. – С. 1–105.
116. Шумлянський Л.В. Геохімія піроксенових плагіогнейсів (ендербітів) Побужжя та ізотопний склад гафнію в цирконах // Мінерал. Журнал. – 2012. – 34. №2. – С. 64-79.
117. Щербак Н. П. Геохронологія раннього докембрія Українського щита (архей) / Н. П.Щербак, Г. В. Артеменко, И. М. Лесная, А. Н. Пономаренко. – Киев: Наукова думка, 2005. – 241 с.
118. Щербак Н. П. Геохронологія раннього докембрія Українського щита (протерозой) / Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко, И. М. Лесная. – Киев: Наукова думка, 2008. – 240 с.
119. Щербаков И. Б. Петрология Украинского щита / И. Б. Щербаков. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 366 с.

120. Щербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1975. – 279 с.
121. Эйхвельд Э. Геогнозия преимущественно в отношении к России с двумя литограф. Картами, СПб, 1845.
122. Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M., Lubnina N.V., Nilsson K.M., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., Shumlyansky 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
123. Chappeil B. W. Two contrasting granite types / B. W. Chappeil, A. R. White. // *Pacific Geology.* – 1974. – №8. – С. 173–174.
124. Darrell J. Henry, Charles V. Guidotti Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications *American Mineralogist*, Volume 87, 2002. P. 375–382.
125. Frost B. R. A Geochemical Classification for Cranitic Rocks / B. R. Frost, C. G. Barnes, W. J. Collins. // *Journal of Petrology.* – 2001.
126. Hodges, K. V. Spear, F. S. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 1982. 67, P. 1118-1134.
127. Hoisch T. D. A muscovite - biotite geothermometer / Hoisch. // *American mineralogist.* – 1989. – №74. – С. 565–572.
128. Kasianenko K. Geochemical features and isotopic age of charnockite - type rocks of upper pobuzhya of the Ukrainian shield (Lityn dome structure) differences / K. Kasianenko // 5th International Students Geological Conference, April 24-27, 2014, Budapest, Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica*, abstract series. – University of Szeged, - 2014. – Vol. 8. - P. 54.
129. Kasianenko K. O. Mineralogical and petrographic features of rocks in litynska dome structure of Dnistersko-Buhskyi megablock of the Ukrainian Shield / K. O. Kasianenko, I. M. Lisna. // *Collection of scientific works of the Institute of Geological Sciences NSA of Ukraine.* – 2013. – №6. – С. 230–235.

130. Luhr, J.F., Carmichael, I.E.E. and Varekamp, J.C. (1984): The 1982 eruptions of EL Chichon volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23, 69-108.
131. Perchuk, L. L., Aranovich, L. Y., Podleskii, K. K., Lavrent'eva, I. V., Gerasimov, V. Y. U., Fedk'in, V. V., Kitsul, V. I., Karsakov, L. P., and Berdnikov, N. V., 1985. Precambrian granulites of the Aldan Shield, east-ern Siberia, USSR:-*Jour. Metamorphic Geology*, v. 3, no. 3, p. 265-310.
132. Powell R. Geothermometry and oxygen barometry using coexisting-titanium oxides: a reappraisal / R. Powell, M. Well. // *Mineral. Mag.* – 1977. – №4. – C. 257–263.
133. Powell, R., Well, M. (1977): Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal . *Mineral. Mag.* 4L, 257-263.
134. Störmr C. J. The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron - titanium oxides / Störmr. // *American mineralogist*. – 1983. – №68. – C. 586–594.
135. Störmr John C. Jr. The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides *American Mineralogist*, Volume 68, pages 586-594, 1983
136. Taylor S. R. The continental crust: its composition and evolution / S. R. Taylor, S. M. McLennan. – Blackwell, Oxford, 1985.

Додаток А

Модальний мінеральний склад чарнокітоїдів Літинського кар'єру, мас. %

Мінерали	л-5	л-3	л-10	л-11	ЛІТ-12	л-23	Л-29
Quartz	30,6	29,64	28,59	34,19	28,72	30,29	29,41
Anorthite	15,410	17,36	14,14	13,54	18,73	15,21	16,05
Albite	36,89	30,97	26,74	32,83	35,45	33,51	36,81
Orthoclase	7,21	4,79	9,04	12,53	6,03	10,76	5,97
Nepheline	0,00	0	0	0	0	0	0
Leucite	0	0	0	0	0	0	0
Kalsilite	0	0	0	0	0	0	0
Corundum	0	0	2,22	0	0	0	0
Diopside	2,37	4,33	0	0,82	1,38	0,65	4,7
Hypersthene	5,73	11,73	14,74	4,51	8,78	9,01	5,78
Wollastonite	0	0	0	0	0	0	0
Olivine	0	0	0	0	0	0	0
Larnite	0	0	0	0	0	0	0
Acmite	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ SiO ₃	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ SiO ₃	0	0	0	0	0	0	0
Rutile	0	0	0	0	0	0	0
Ilmenite	0,49	0,87	1,2	0,44	0,61	0,36	0,63
Magnetite	1,17	0,23	3,25	0,99	0,25	0,14	0,59
Hematite	0	0	0	0	0	0	0
Apatite	0,12	0,07	0,07	0,16	0,05	0,07	0,07
Zircon	0	0	0	0	0	0	0
Perovskite	0	0	0	0	0	0	0
Chromite	0	0	0	0	0	0	0
Sphene	0	0	0	0	0	0	0
Pyrite	0	0	0	0	0	0	0
Halite	0	0	0	0	0	0	0
Fluorite	0	0	0	0	0	0	0
Anhydrite	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ SO ₄	0	0	0	0	0	0	0
Calcite	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ CO ₃	0	0	0	0	0	0	0
Total	99,99	99,99	99,99	100,01	100	100	100,01
Differentiation Index	90,11	82,76	78,51	93,09	88,93	89,77	88,24

Додаток Б

Модальний мінеральний склад чарнокітоїдів Малинівського кар'єру, мас.%

	2М-13	6М-13	8М-13	9М-13	11М-13	13М-13	15М-13	М-35	14М-13	7М-13
Quartz	27,48	26,91	19,95	21,51	24,56	26,77	21,35	16,91	42,22	25,82
Anorthite	11,33	14,95	13,74	16,2	19,21	16,11	17,42	20,84	11,55	20,41
Albite	44,85	42,65	48,49	45,19	39,77	41,38	43,07	45,95	36,72	38,42
Orthoclase	7,15	7,21	7,15	7,15	5,97	6,56	7,45	6,86	5,44	6,44
Nepheline	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Leucite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Kalsilite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Corundum	0	0	0	0	0,59	0	0	0,91	0	0
Diopside	8	1,91	3,47	2,29	0	1,59	1,32	0	2,29	0,07
Hypersthene	0	5,18	5,9	6,62	8,56	6,51	8,02	6,52	1,13	3,94
Wollastonite	0,53	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Olivine	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Larnite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Acmite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ SiO ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ SiO ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rutile	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilmenite	0,36	0,85	0,8	0,66	0,91	0,7	0,95	1,01	0,08	0,85
Magnetite	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,94	0,46	3,71
Hematite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Apatite	0,14	0,21	0,35	0,23	0,28	0,23	0,28	0,07	0,09	0,35
Zircon	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Perovskite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Chromite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sphene	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pyrite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Halite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fluorite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Anhydrite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ SO ₄	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Calcite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ CO ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99,98	100,01	99,99	99,99	99,99	99,99	100	100,01	99,98	100,01
Differentiation Index	90,81	91,72	89,33	90,05	89,51	90,82	89,29	90,56	95,93	91,09

Додаток В

Модальний мінеральний склад метаморфічних порід Літинської структури, мас. %

Мінерали	1м-13	3м-13	5м-13	ВП-3-1	Вп-3-2	Вп-3-3	Вп-3-4	Вп-3-5	Вп-3-12	Вп-3-13	ВП-5	ВП-3-9	3/70 в	124\79
Quartz	0	5,43	0	9,09	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Anorthite	53,57	49,36	53,54	65,9	55,08	60,35	57,8	58,54	60,2	58,94	73,15	35,31	54,21	67,52
Albite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Orthoclase	3,9	0,36	3,9	4,36	4,26	3,92	5,44	3,03	2,74	4,07	7,35	6,35	7,8	2,57
Nepheline	0	0	0	0	4,5	0	0	0	0,35	0	2,65	0	0	0
Leucite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Kalsilite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Corundum	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diopside	15,34	39,55	21,14	5,35	20,54	19,52	11,5	19,65	20,65	21,67	2,72	26,7	16,67	13,05
Hypersthene	20,33	0	15,03	12,85	0	1,41	11,59	9,43	0	1,42	0	8,6	0,94	5,94
Wollastonite	0	1,93	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Olivine	2,38	0	1,21	0	11,48	8,31	8,05	3,45	10,72	7,83	10,05	20,6	17,05	7,26
Lamite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Acmite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K ₂ SiO ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ SiO ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Rutile	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilmenite	1,19	1,83	1,34	1,27	2,16	2,24	2,13	2,55	2,06	2,26	1,26	0,42	1,08	1,48
Magnetite	3,03	1,19	3,55	0,53	1,64	3,15	3,01	2,85	2,6	3,28	2,02	1,79	2,11	1,79
Hematite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Apatite	0,24	0,36	0,29	0,64	0,33	1,1	0,49	0,51	0,68	0,53	0,79	0,23	0,13	0,39
Zircon	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Perovskite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Chromite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sphene	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pyrite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Halite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fluorite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Anhydrite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ SO ₄	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Calcite	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na ₂ CO ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99,98	100,01	100	99,99	99,99	100	100,01	100,01	100	100	99,99	100	99,99	100
Differentiation Index	50,22	48,85	50,19	73,89	56,36	56,78	55,49	54,21	55,8	55,47	77,2	35,23	54,56	62,92