

ПЕТРО- І ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПОРІД БУКИНСЬКОГО МАСИВУ І ЙОГО САТЕЛІТІВ (ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

О.М. Костенко

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України,
03680, просп. Палладіна, 34, м. Київ, Україна
elen.kostenko@gmail.com*

У статті висвітлено геологічну будову, петрографічний склад, петрохімічні та геохімічні особливості порід палеопротерозойського глибинно-камернодиференційованого чотирьохфазного Букинського масиву та його сателітів – малих інтрузій обрамлення (Волинський мегаблок Українського щита). Ці інтрузії-сателіти, у формуванні яких суттєву роль відігравали процеси внутрішньокамерної диференціації, відповідають першій фазі становлення зазначеного масиву. Характерною петрографічною особливістю цієї букинської асоціації є ультрамафіт-мафіт-монзонітовий склад. Саме широкий розвиток монзонітоїдів у складі порід – особлива риса утворень букинського комплексу. Зазначена породна асоціація загалом належить до толеїтової та вапняно-лужної петрохімічних серій, а частина порід середнього та кислого складу розташовується на класифікаційній діаграмі в полі сублужних серій. На діаграмі *AFM* фігуративні точки складу порід Букинського масиву та його сателітів утворюють тренд з толеїтовою еволюцією магматичного розплаву на початковій і з вапняно-лужною тенденцією на кінцевій стадіях становлення інтрузій. Підвищені кремнекислотність і лужність порід букинської асоціації пов'язуються з контамінацією материнської базитової магми сіалічним коровим матеріалом під час вторгнення її в кінцеві магматичні камери. За вмістом мікроелементів чіткою позитивною геохімічною спеціалізацією на групу рудних сидерофільних елементів (Cr, Ni, Co, нерідко Sc) відзначаються перидотити й піроксеніти букинської асоціації (за деяких варіацій їх положення в рангових рядах кларків концентрації), а також габронорити деяких масивів-сателітів.

Вступ. Букинський масив є петротипом одноіменного інтрузивного комплексу. Він розташований в зоні зчленування двох мегаблоків – Волинського та Дністровсько-Бузького і просторово приурочений до вузла перетину двох тектонічних зон глибинного закладення – Красногірсько-Житомирської та Тетерівської. У гравітаційному полі масив фіксується інтенсивною (4–9 мГал) позитивною локальною аномалією сили тяжіння, градієнтні зони якої відповідають областям контакту з менш щільними вмісними утвореннями. Магнітне поле над масивом виражено серією лінійно витягнутих контрастних аномалій різного знаку і зон градієнтів поля ΔT_a , які загалом фіксують зональність у будові масиву на поверхні.

На сучасному ерозійному зрізі інтрузив має форму витягнутого в північно-західному напрямку

злегка вигнутого посередині еліпсоїдального тіла (рис. 1). Його площа становить близько 170 км², довжина 25, ширина 6–8 км. Глибина залягання підшви масиву, встановлена за геофізичними даними, варіює від 3 км у південній частині до 3,8 км – у північно-західній. Контакти масиву інтрузивні, круті, в основному з центриклінальним падінням, на окремих ділянках – тектонічні.

У південній екзоконтактовій зоні Букинського масиву розташований ряд невеликих інтрузій – Железняківська, Малі Железняки, Годиха, Придорожна, Шейка та Віла, які напівкільцем оточують масив і належать до його інтрузій-сателітів.

Всі інтрузії букинської асоціації безпосередньо залягають серед амфібол-біотитових плагіо-мігматитів шереметівського комплексу та метатеригенних і метавулканогенних утворень василівської світи тетерівської серії.

© О.М. Костенко, 2011

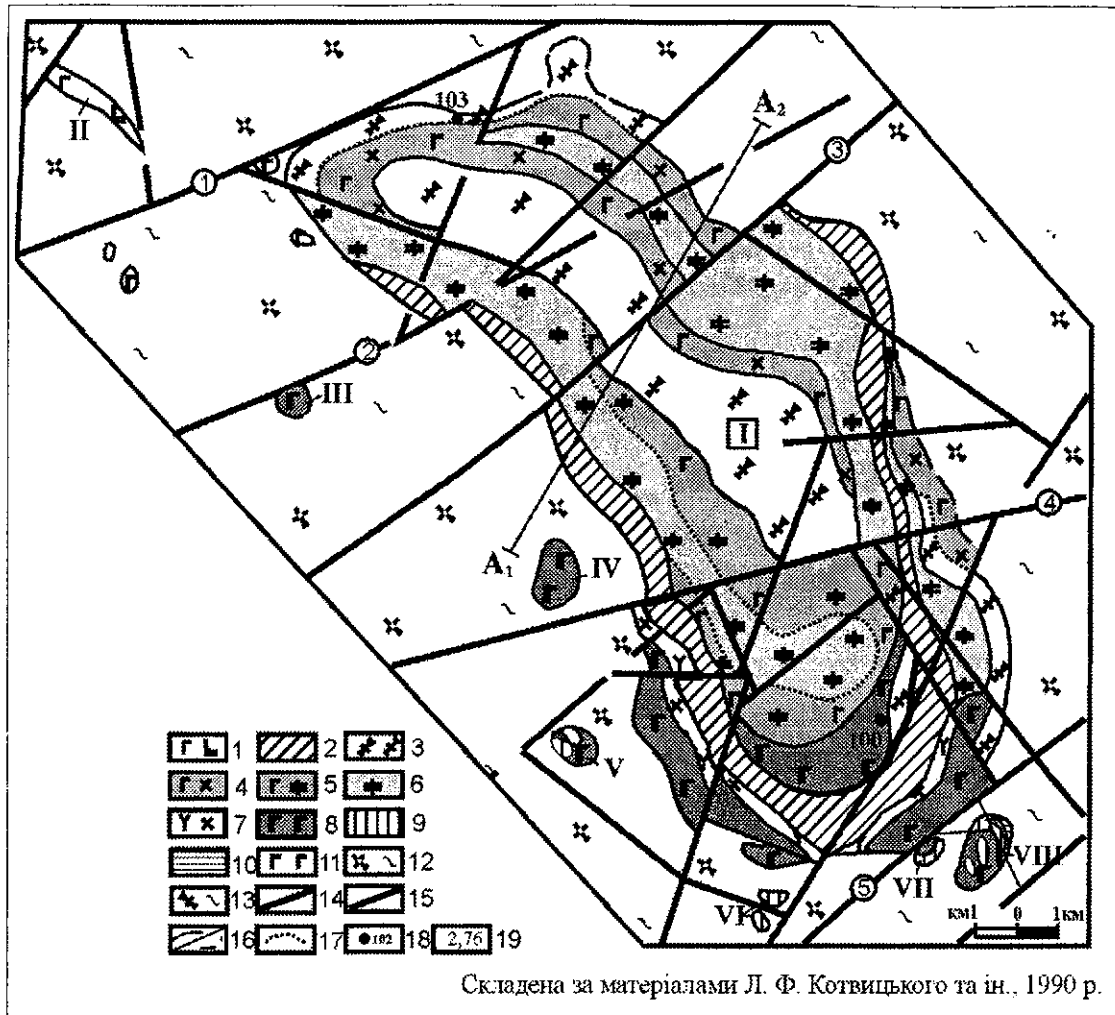


Рис. 1. Схематична геологічна карта Букинського масиву та його обрамлення. Нижній палеопротерозой (PR₁): 1 – прутівський комплекс: габродіорити; 2–10 – букинський комплекс: 2 – гранодіорити, 3 – діорити, 4 – габродіорити, 5 – габромонзоніти, 6 – монзоніти, 7 – сієнітодіорити, 8 – габронорити, 9 – піроксеніти, плагіопіроксеніти, 10 – перидотити (лерцоліти); 11 – нарцизівський комплекс: метагабро; 12–13 – гнейсо-плагіомігматовий комплекс палеопротерозойського складчастого фундаменту (плагіомігматити шереметівського комплексу, гнейси василівської світи тетерівської серії). Тектонічні порушення: 14–15 – розломи встановлені за комплексом геолого-геофізичних методів (14 – достовірні, 15 – ймовірні) (цифри в кружках): 1 – Костянтинівський, 2 – Василівський, 3 – Рудківський, 4 – Улянівський, 5 – Крутівський; 16 – геологічні границі (а – достовірні, б – ймовірні); 17 – фаціальні границі; 18 – глибокі свердловини і їхні номери; 19 – середні значення густини в г/см³. Масиви: I – Букинський (цифра в квадраті), II – Прутівський, III – Віла, IV – Шейка, V – Годиха, VI – Придорожній, VII – Малі Железняки, VIII – Железняківський

Радіогеохронологічний вік порід Букинського масиву, визначений за допомогою уран-свинцевого ізохронного методу за цирконами, становить 1987 ± 14 млн років [11, 14]. Модельний вік порід за самарій-неодимовими ізотопними датуваннями варіює в межах 2117–2325 млн років, а за рубідій-стронцієвою ізохроною – 1966 ± 76 млн років [12].

Стан вивченості та питання термінології. Перші геолого-петрографічні відомості, які стосуються Букинського масиву, наведені у працях М.Н. Міклухо-Маклая, В.Є. Тарасенка й Й.А. Морозевича.

У пізніші етапи вивченням геології, петрографії та генезису порід Букинського масиву займались І.Ф. Матковський, Н.К. Ненадкевич-Говоро-

ва, В.І. Лучицький, П.І. Лебедев, М.І. Безбородько, А.М. Козловська, Ю.Ір. Половинкіна, М.П. Щербак, І.Б. Щербаков, М.М. Костенко, С.В. Бухарев, В.М. Скобелев та Л.В. Шумлянський.

Фактологічний матеріал, який дозволив сформулювати сучасне уявлення щодо об'єму, складу, будови, віку та взаємовідношень порід масиву, був отриманий за результатами проведення середньо-крупномасштабних геологічних зйомок і пошукових робіт, які планомірно виконувались тут, починаючи з кінця 1950-х років (А.Г. Ролік, М.Є. Деренюк, В.М. Клочков, Л.Ф. Котвицький, М.П. Щербина, В.А. Труханюк, Б.П. Герасимчук, А.Я. Каневський).

Варто зазначити, що під час характеристики порід Букинського масиву дослідники в різні етапи його вивчення використовували різну термінологію, що, безумовно, є наслідком їх неоднакових поглядів на генезис цих утворень. Так, перші дослідники масиву хоча й називали породи, що його складають, по-різному: піроксенові сієніти, кварцево-піроксенові сієніто-діорити, монцоніти, діорити та гранодіорити, проте така номенклатура цих утворень підкреслює саме магматичний (інтрузивний) їх генезис. До речі, М.І. Безбородько запропонував для ортопіроксенових монцонітів самостійну назву "україніт" [1], а А.М. Козловська монцоніти с. Буки співставляла з аналогічними породами Коростенського плутону, розвиненими в зоні контакту основних і кислих порід [4].

В І. Лучицький і П.І. Лебедев [7], Ю.Ір. Половинкіна [10] та І.Б. Щербаков (у ранніх своїх працях [15 та ін.] відносили всі ці утворення до чарнокітоїдів, що само по собі вже є свідченням іншого тлумачення їх походження – тобто ультраметаморфогенного. Варто при цьому зазначити, що С.В. Бухарев та інші [3, 5], поділяючи ці погляди пізніше виокремлював їх як інтрузивні чарнокіти.

М.П. Щербак вважав породи Букинського масиву гібридними утвореннями, які сформувались за рахунок основних і ультраосновних порід під впливом магми житомирських гранітів [13].

За результатами проведеного геологами Житомирської експедиції (Л.Ф. Котвицьким та М.М. Костенком) великомасштабного глибинного геологічного картування (ГГК-50) Букинського масиву та його обрамлення (1985–1990 рр.), було значно розширено уявлення про петрографічний склад масиву. У тому числі, за рахунок включення до його складу закартованих потужних тіл габроноритів і піроксенітів. У підшві масиву, крім того, за результатами геолого-геофізичного моделювання прогноуються ще й ультраосновні породи перидотитового складу. До складу масивів-сателітів ними були віднесені невеликі ультрабазит-базитові інтрузії з його обрамлення. На основі всіх цих даних і виявленої диференційованості інтрузій, зазначені дослідники дійшли висновку, що утворення Букинського масиву та його сателітів є інтрузивними (магматичними) за походженням.

На підставі фактичного матеріалу, отриманого під час ГГК-50, І.Б. Щербаков [16, 17] змушений був переглянути свої уявлення щодо породного наповнення масиву та його генезису. Беручи

до уваги переважання у складі масиву середньокислих порід (монцонітоїдів), цей дослідник в останніх своїх роботах обґрунтовував приналежність букинської асоціації порід до санукітоїдів – тобто магматичних утворень – продуктів високомагнезійної андезитової магми. Характерною особливістю санукітоїдів є: монцонітовий склад ($\text{SiO}_2 = 55\text{--}60\%$), збагаченість великоіонними літофільними елементами (калієм, барієм, стронцієм, легкими РЗЕ, хромом, нікелем) та магнієм ($\text{MgO} > 6\%$) [16, 17]. Вихідна для цих порід магма була виплавлена, на його думку, з деплетованої перидотитової верхньої мантії, яка на шляху до кінцевої магматичної камери зазнала значної контамінації сіалічним коровим матеріалом.

Геодинамічні умови формування санукітоїдів можуть бути різні – це внутрішньоплитна тектоно-магматична активізація архейських і протерозойських кратонів або субдукційна обстановка в умовах острівних дуг. У тектонічному відношенні ці утворення маркують крайові частини та границі архейських і протерозойських блоків або колізійних зон.

Як показує аналіз вивченості порід Букинського масиву, на сьогодні недостатньо вивченими і висвітленими в літературі залишаються речовинний склад меланократової його складової – тобто ультрабазит-базитових утворень (як самого інтрузиву, так і його сателітів) та петрохімічні й, особливо, геохімічні особливості порід, що його складають. Висвітлення саме цих питань і є метою даної статті.

Розшарованість інтрузій. Як показали дослідження останніх років, Букинський масив належить до інтрузій глибинно-камернодиференційованого типу. Причому сам масив багатофазний (попередники виділили чотири фази вторгнення магматичного розплаву [6, 18]), а малі інтрузії – сателіти, що відповідають першій фазі становлення порід букинської асоціації, є камернодиференційованими або гомогенними за складом тілами.

Перша фаза представлена гіпербазит-габроноритовою породною асоціацією, якою складена кільцева в плані і чашеподібна в розрізі структура розміром близько 10 км в діаметрі у південній частині масиву, яка чітко вирізняється в магнітному полі, та ряд дрібніших диференційованих і недиференційованих масивів – сателітів у його південно-західному обрамленні (рис. 1). Слід зазначити, що власне гіпербазитові породи безпосередньо в межах Букинського масиву фактично поки-що не встановлені (за винятком малопотуж-

них, до перших метрів, кумулятив ультрамафітів піроксенітового складу). У підшві ж масиву вони виокремлюються лише за даними сейсмо-гравітаційного моделювання (рис. 2). Разом з тим, ці породи є характерними для низки його масивів-сателітів: Железняківського, Малі Железняки, Годиха та Придорожного.

Друга фаза охоплює габромонзоніт-монзоніт-діоритову породну асоціацію, якою, в основному, виповнена жолобоподібна структура розміром 8x20 км, що в південній частині масиву вкладена у вищезазначену кільцеву структуру.

Третя і четверта фази характеризуються однорідним складом. Гранодіорити третьої фази у вигляді дугоподібної смуги, шириною до 1 км, розвинуті в південній частині масиву, і займають січне положення стосовно всіх інших різновидів порід другої фази. Апліто-пегматоїдні граніти четвертої фази мало поширені і зафіксовані переважно в крайових частинах інтрузиву, особливо серед гранодіоритів, у вигляді малопотужних жил і дрібних лінзоподібних тіл.

Найбільш меланократовими і розшарованими представниками малих інтрузій-сателітів Букинського масиву є Железняківський масив і масив Годиха. У плані вони мають овальну форму, розміром 1,0x1,6 км, а в розрізі являють собою воронкоподібні тіла з центриклінальним падінням. Потужність масивів, за геолого-геофізичними даними, досягає 1,2 км.

Масиви чітко диференційовані та ритмічно розшаровані [6]. При цьому кожний з мегаритмів складається в узагальненому вигляді з двох диференційованих зон (знизу вгору) – гіпербазитової та габроноритової, які, своєю чергою, характеризуються ритмічно шаруватою будовою (потужність шарів досягає перших десятків метрів). В основі кожного мегаритму залягають ультрабазити і піроксеніти. Контакти порід між мегаритмами чіткі, а в середині них, як правило, поступові.

Варто зазначити, що, крім охарактеризованих, до слабо диференційованих інтрузій-сателітів перидотит-піроксенітового складу належать ще масив Малі Железняки, а до недиференційованих (тобто гомогенних за складом) – суттєво піроксенітовий Придорожний та габроноритові масиви Шейка і Віла.

Мінералого-петрографічна характеристика. У будові Букинського масиву та його сателітів спостерігається значне розмаїття петрографічного складу, що зумовлено високим ступенем диференційованості інтрузій. Серед них виділяється зако-

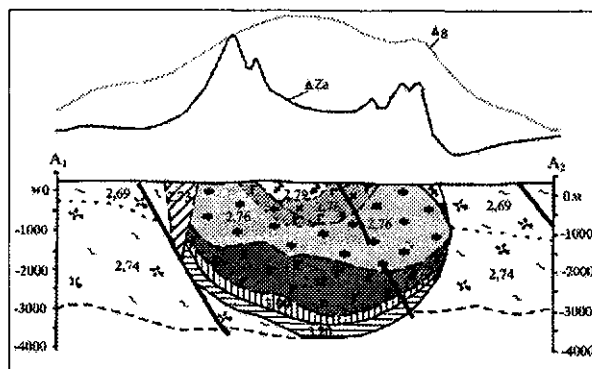


Рис. 2. Геолого-геофізичний розріз Букинського масиву за лінією А₁–А₂. Ум. позн. див. на рис. 1; цифрами позначено середні значення густини (г/см³), які було взято за основу при геолого-геофізичному моделюванні

номірний послідовний ряд від ультраосновних до кислих порід: перидотити, піроксеніти, габронорити, габромонзоніти, монзоніти, монцодіорити, діорити, сієнітодіорити, гранодіорити й апліто-пегматоїдні граніти.

Перидотити беруть участь у будові Железняківського і Годихського масивів. За складом у першому масиві вони відповідають лерцолітам, а в другому – гарцбургітам. Це чорні з зеленуватим відтінком середньозернисті масивні породи. Структура їх панідіоморфно- і гіпідіоморфнозерниста в сполученні з петельчастою. Основними породотворювальними мінералами перидотитів є, %: оливін – 40–65, моноклінний піроксен – 5–15, ромбічний піроксен – 2–10 (в гарцбургітах він за кількістю переважає), рудні (магнетит, ільменіт, пірит, піротин) – 5–10, апатит, сфен та циркон. Вторинні мінерали представлені, %: серпентином (10–40), тремолітом (5–40), хлоритом (3–10), карбонатом (3–15), біотитом (0–5) та флогопітом (0–5).

Піроксеніти більше поширені у складі масивів, ніж перидотити. Так, в межах Букинського масиву вони зафіксовані у вигляді лінзоподібних відокремлень і шарів потужністю до 100 м серед габроноритів південно-західної та південно-східної ендоконтактних частин. Перехідні породи від меланократових габроїдів до піроксенітів (плагіо-піроксенітів) розкриті також глибокими свердловинами безпосередньо в зоні на контакт з вмисними породами. Значно ширше піроксеніти беруть участь у будові малих інтрузій, таких як Железняківська, Малі Железняки, Придорожна, Годиха та Шейка.

Макроскопічно піроксеніти це темно-сірі до чорних із зеленуватим відтінком масивні (подекуди плямистого вигляду) породи, різною мірою змінені. Під мікроскопом структура їх гіп- і панідіоморфнозерниста, іноді пойкилітова з накладе-

ними лепідобластовою і нематобластовою. За мінеральним складом відповідають вебстеритам. Серед них виділяються такі різновиди: власне піроксеніти та плагіопіроксеніти (з вмістом плагіоклазу від 5 до 10–15 %) і олівінвмісні (олівіну до 5 %) та олівінові (олівіну 5–25 %) піроксеніти. Плагіопіроксеніти зазвичай виповнюють зони на границі ультраосновних порід з габроноритами, а олівінові й олівінвмісні породи нерідко перешаровуються з перидотитами у вигляді смуг, збіднених на олівін.

Основна маса піроксенітів складена досить великими таблитчастими, рідше призматичними зернами діопсид-саліту – 45–80 %, що нерівномірно заміщений безбарвним і блідо-зеленим волокнистим амфіболом, а також короткопризматичними і таблитчастими зернами ромбічного піроксену – гіперстену – 20–25 %. Ромбічні піроксени при цьому виповнюють проміжки між кристалами клінопіроксенів, рідше утворюють пойкилітові включення в ньому.

Габро і габронорити на сучасному ерозійному зрізі складають південне замикання Букинського масиву, а також широко розвинені серед інших дрібніших інтрузій його обрамлення. У межах Букинського масиву ці породи відслонюються в долині р. Тетерів і в усті р. Глибочек (між селами Нова Рудня та Тригір'я), а також вивчені за керном численних свердловин (Л.Ф. Котвицький та ін., 1990).

Мінеральний склад порід такий, %: плагіоклаз – 65–70, ромбічний піроксен – 5–25, моноклінний піроксен – 3–15, біотит – 3–20, рогова обманка – 2–15, калішпат – 0–10, кварц – 0–10; у незначній кількості наявні блідо-зелений волокнистий амфібол, серицит, хлорит і карбонат. Структура габрова, ділянками з елементами офітової; текстура масивна, іноді директивна.

Монцоніти, монцодіорити та габромонцоніти беруть участь у будові лише Букинського масиву, де на денній поверхні займають значну частину його південного замикання й обрамлюють з північного сходу і південного заходу у вигляді смуг (до декількох кілометрів шириною) поле діоритів центральної частини. Невелика смуга монцонітів, що простягається від с. Тригір'я до с. Улянівка, закартована на східному фланзі Букинського масиву.

За площею найбільш поширеними утвореннями є монцоніти й монцодіорити. Це сірі та темно-сірі, іноді зі слабким жовтувато-зеленуватим відтінком дрібно-середньозернисті нерівно-

мірно порфіровидні породи. Під мікроскопом мають монцонітову і пойкилітову структуру. Головні породоутворювальні мінерали, %: плагіоклаз – 40–60, калішпат – 25–45, моноклінний піроксен – 0–10, ромбічний піроксен – 5–15, біотит – 3–10, рогова обманка – 1–15, кварц – 3–10; другорядні – серицит, хлорит, карбонат, блідо-зелений волокнистий амфібол, епідот; серед акцесорних мінералів встановлені пірит, апатит, ільменіт, магнетит, циркон, сфен та халькопірит. Різниця між монцонітами і монцодіоритами полягає лише у значенні вмісту калішпату [9]: у монцодіоритах – 10–35, у монцонітах – 35–45.

Плагіоклаз – андезин (№ 35) у породі ідіоморфний, призматичної та видовженої форми, часто зональний. Калішпат, що інтенсивно заміщує плагіоклаз, ксеноморфний; іноді утворює великі зерна, з включеннями основної маси породи. Рідше він виповнює проміжки між зернами плагіоклазу. Монцонітова структура, чітко проявлена в породах, обумовлена розвитком великих (0,3–2,5 мм) ксеноморфних зерен калішпату, переповнених ідіоморфними включеннями призматичних і лейстовидних зерен плагіоклазу й овальної форми зерен піроксенів.

Габромонцоніти є проміжними породами між габроноритами та монцонітами і зв'язані з ними поступовими переходами. За складом і структурно-текстурними особливостями вони дуже близькі до монцонітів. Відрізняються від них трохи підвищеною основністю плагіоклазу (андезин-лабрадор, № 44–45) і широким розвитком габрових структур. У складі породоутворювальних мінералів зменшується кількість калішпату (до 10–25 %) і кварцу (до 1–5 %), водночас підвищується вміст моноклінного піроксену (до 5–12 %).

Діорити і габродіорити виповнюють центральну частину Букинського масиву, а також у вигляді нерівної порівняно вузької смуги (від 0,1 до 1,5 км) беруть участь у будові його крайової східної частини, облямовуючи монцоніти по всій довжині тіла. У вигляді невеликої смуги (0,5х2,5 км) вони зафіксовані також на південному фланзі масиву.

Макроскопічно діорити букинського типу – це сірі і темно-сірі дрібно-середньозернисті масивні породи. Під мікроскопом вони характеризуються гіпідіоморфнозернистою структурою. Основним породоутворювальним мінералом є таблитчастий і призматичний зональний плагіоклаз – андезин (№ 40–43) – 40–70 %, що містить пойкилітові включення дрібних округлих зерен кварцу, і по периферії часто заміщується гратча-

стим мікрокліном. Темнобарвні мінерали представлені коричнюватими пластинками біотиту (5–25 %) і призматичними виділеннями зеленої та бурувато-зеленої рогової обманки (8–25 %). Як релікти, в незначній кількості (до 10 %) зустрічаються піроксени – гіперстен і діопсид, за складом аналогічні вищеописаним. У центральній частині масиву (на північ від Рудківського розлому) діорити практично не містять піроксенів. Серед акцесоріїв у діоритах встановлені апатит, сфен, циркон, ільменіт, пірит і піротин.

Габродіорити поширені менше, ніж діорити. У північно-західному замиканні Букинського масиву вони у вигляді смуги шириною до 1,2 км вклинюються між діоритами центральної частини і зовнішньої смуги. Далі порівняно вузькою (0,7 км) смугою простягаються вздовж північно-східного контакту центрального поля розвитку діоритів. Невеликі тіла габродіоритів відзначаються в межах зовнішньої смуги в районі сіл В'юнки і Денеші.

З діоритами габродіорити утворюють поступові переходи і відрізняються від них наявністю елементів габрової структури (поряд з гіпідіоморфнозернистою), постійною присутністю піроксенів (інколи до 20–25 %) і трохи підвищеною основністю плагіоклазу (№ 48).

Гранодіорити зустрічаються лише в межах Букинського масиву, де у вигляді підковоподібної смуги шириною 0,1–1,5 км облямовують його з півдня, простягаючись майже до центральної частини інтрузиву. На заході і сході масиву ці породи залягають між монцонітами та діоритами букинського комплексу і породами "рами". У південній його частині гранодіорити дугою розсікають габроїди, а на окремих ділянках – монцоніти.

Гранодіорити світлі рожево-сірого кольору, мають переважно рівномірно-середньозернисту структуру і масивну, а в південній частині субтрахітоїдну текстуру. Орієнтування плоско-паралельних текстур у породі загалом підкреслює характер залягання гранодіоритового тіла. Порфіроподібні виділення представлені в основному калішпатом, у підлеглий кількості присутній зональний плагіоклаз. Структура основної маси породи гіпідіоморфнозерниста. Вміст породоутворювальних мінералів такий, %: плагіоклаз – 35–50, калішпат – 15–35, кварц – 10–25, біотит – 5–15, рогова обманка – 3–10.

Апліто-пегматоїдні граніти утворюють жили і лінзоподібні тіла потужністю від декількох сантиметрів до перших метрів і наявні серед усіх різновидів порід Букинського масиву та його сателітів.

Переважно їхні тіла приурочені до крайових частин масиву, де проходять зони тектонічних порушень. Встановлені у долинах рік Тетерів, Шейка, Бобровка, у кар'єрах сіл Нова Рудня, Тригір'я та інших, а також розкриті численними свердловинами під час проведення геологознімальних робіт. Контакти їх з вмісними породами чіткі, різкі й рівні. В ендоконтактних зонах породи мають дрібнозернистий вигляд. Це червоні і рожево-сірі породи гіпідіоморфнозернистої та пегматоїдної структури. Їхній мінеральний склад, %: калішпат – 20–60, плагіоклаз – 15–30, кварц – 25–35, у невеликій кількості (до 8) – біотит і мусковіт. Акцесорні мінерали представлені апатитом, ільменітом і магнетитом.

Провідними породоутворювальними мінералами в породах Букинського масиву є плагіоклаз, олівін та орто- і клінопіроксени; у змінних кількостях присутні інші мінерали, в основному вторинні та рудні.

Плагіоклаз утворює зерна призматичної та таблитчастої форми. Його ідіоморфізм та основність залежать від основності порід і варіюють в широких межах. У піроксенітах він ксеноморфний і за складом відповідає лабрадору (№ 55–70). У габроноритах плагіоклаз від андезинового (№ 40) до бітовнітового (№ 73) складу утворює ідіоморфні призматичні, видовжено-призматичні кристали з чіткими обрисами й полісинтетичними двійниками. На окремих ділянках плагіоклаз заміщений калішпатом, через що він іноді спостерігається у вигляді округлих реліктів всередині зерен останнього. У монцонітах, монцодіоритах та діоритах за складом плагіоклаз відповідає андезину (№ 35–43), а в гранодіоритах – олігоклазу (№ 22) й олігоклаз-андезину (№ 30).

Олівін в ультрамафітах представлений великими округлотаблитчастими і неправильної форми ідіоморфними сильно тріщинуватими і серпентинізованими зернами. У вигляді невеликих округлих ксеноморфних зерен часто утворює пойкилітові включення всередині зерен піроксенів. Його склад змінюється від гіалосидериту до гортоноліту (Fe_{43-56}).

Ромбічний піроксен утворює в інтерстиціях між зернами олівіну (в ультрамафітах) й плагіоклазу (у габроноритах) короткопризматичні та видовженої форми кристали. В ультрамафітах він за складом відповідає гіперстену (Fs_{31-45}), в інших породах – бронзиту й гіперстену (Fs_{22-45}).

Моноклінний піроксен представлений крупнотаблитчастими і призматичними кристалами

діопсиду. Часто піроксени заміщені тремолітом, біотитом і хлоритом.

Амфіболи представлені кумінгтонітом, актинолітом і роговою обманкою. Бурувато-зелена рогова обманка та блідо-зелений амфібол часто переповнені тонкогольчастими чи дрібними округлими включеннями рудних мінералів (піриту, ільменіту та магнетиту) і розвиваються по піроксенах.

Біотит бурого кольору утворює ксеноморфні скупчення лусок і розвивається по амфіболах.

Калішпат представлений мікрокліном і розміщений у габроноритах нерівномірно, утворюючи ксеноморфні зерна з чітко вираженою мікрокліновою решіткою. Рідше зустрічається калішпат-пертит, переповнений найтоншими нитковидними пертитовими вrostками альбіту.

Кварц у вигляді ксеноморфних зерен виповнює інтерстиції між іншими мінералами.

Петрохімічні й геохімічні особливості. У петрохімічному відношенні породи Букинського масиву та його сателітів характеризуються складним і непостійним хімічним складом, широкими варіаціями вмісту головних компонентів і петрохімічних параметрів (табл. 1, рис. 3–7). За кремнекис-

лотністю вони поділяються на чотири групи: ультраосновні (перидотити), основні (піроксеніти, габронорити та габро), середні (монцоніти, монцодіорити та діорити) та кислі (гранодіорити й апліто-пегматоїдні граніти). Крім того, дослідниками описано проміжні породи – габромонцоніти, габродіорити, габросієніти, які за петрохімічними характеристиками все-таки ближчі до середніх порід [9]. За хімічним складом до останніх також наближаються й гранодіорити.

На класифікаційній діаграмі (рис. 3) за хімічним складом породи букинської асоціації утворюють безперервну серію від ультрамафітів до гранітів, що характерно для еволюційного ряду саме магматичних порід і водночас підкреслює високу ступінь диференційованості вихідного магматичного розплаву.

Перидотити належать до порід нормального ряду, калієвої серії з високим вмістом магнію (28,2–29,8 %) (рис. 3, 5).

Піроксеніти й плагіопіроксеніти за хімічним складом багато в чому подібні до перидотитів і відрізняються від останніх підвищеним вмістом кремнезему (від 46,66 до 54,28 %) і лугів ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,7\text{--}3,7\%$).

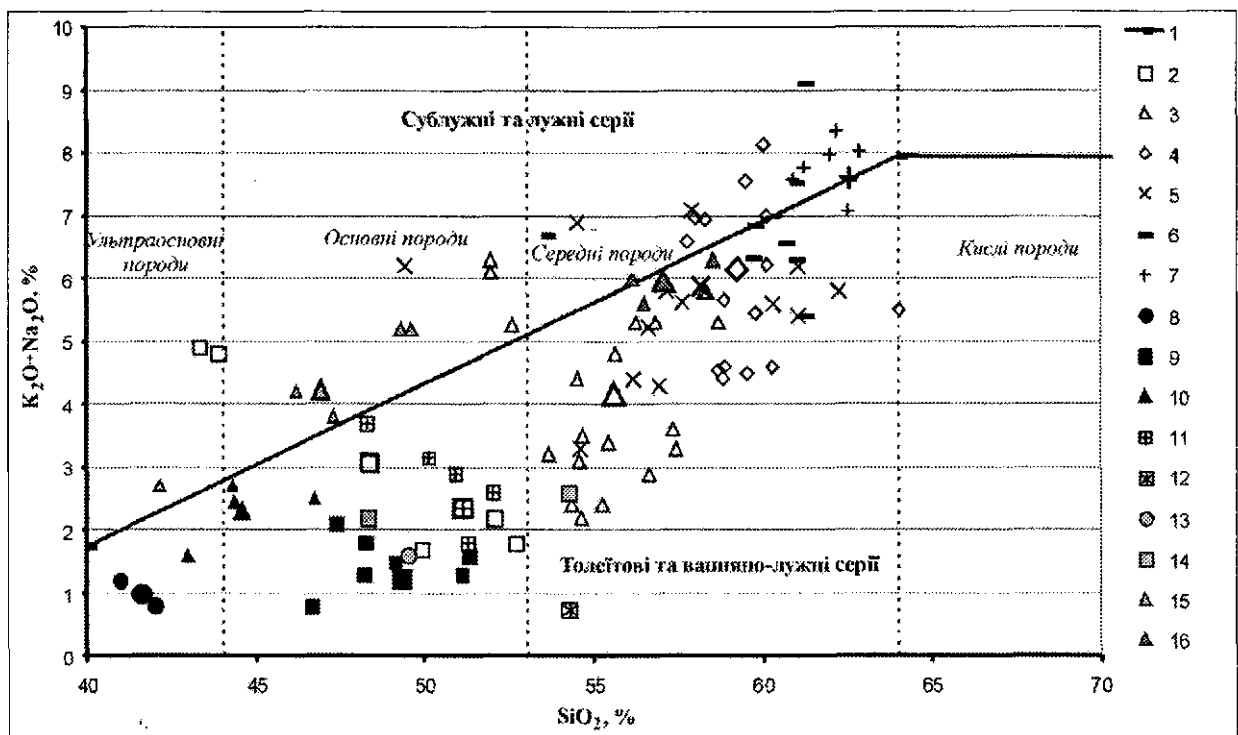


Рис. 3. Діаграма $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для порід букинської асоціації. Тут і на рис. 4, 5, 7, 8 та 6 (з 5 по 16): 1 – лінія, що розділяє петрохімічні серії: толейтові та вапняно-лужні і сублужні та лужні; 2–7 – положення фігуративних точок складу порід Букинського масиву (2 – плагіопіроксенітів, 3 – габроноритів і габро дрібнозернистого, 4 – монцонітів, габромонцонітів та монцодіоритів, 5–6 – сієнітодіоритів, 7 – гранодіоритів); 8–10 – порід Железняківського масиву (8 – перидотитів, 9 – піроксенітів і плагіопіроксенітів, 10 – габроноритів); 11 – піроксенітів і плагіопіроксенітів масиву Малі Железняки; 12 – піроксенітів Придорожного масиву; 13–15 – порід масиву Годиха (13 – гарцбургітів, 14 – піроксенітів і плагіопіроксенітів, 15 – габроноритів); 16 – габроноритів масиву Віла. Значками більшого розміру показані точки середнього хімічного складу порід

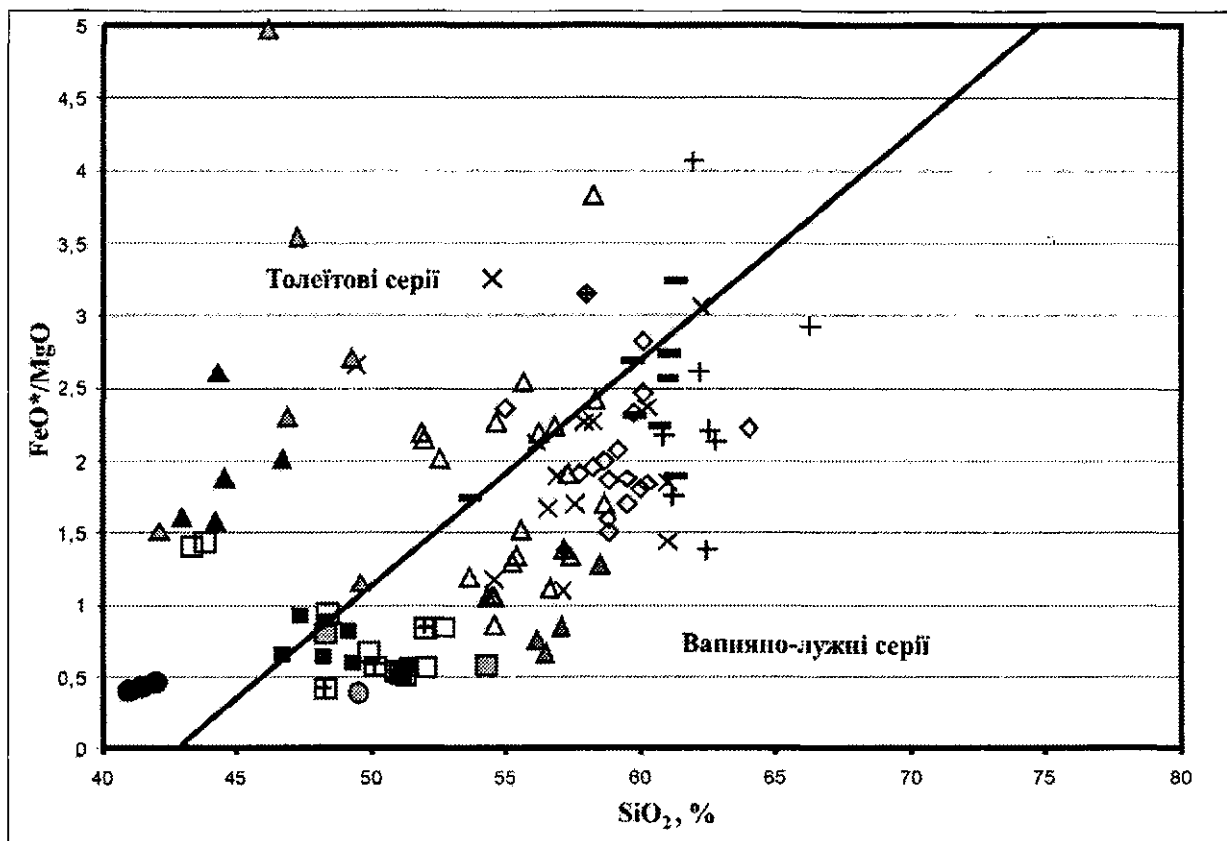


Рис. 4. Діаграма А. Міяширо FeO*/MgO – SiO₂ для порід букинської асоціації. Умовні позначення див. на рис. 3

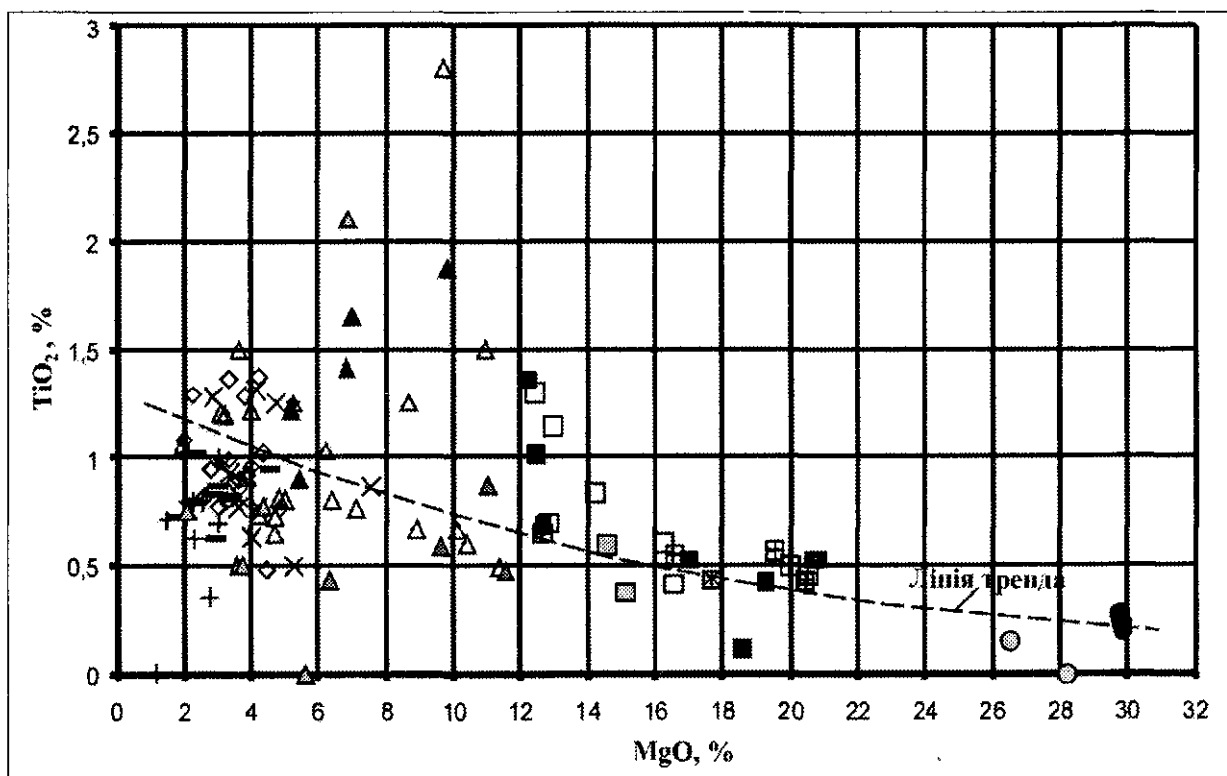


Рис. 5. Діаграма TiO₂–MgO для порід букинської асоціації. Умовні позначення див. на рис. 3

Таблиця 1. Середній хімічний склад порід Букинського масиву та його сателітів

Номер п/п	Статистичні параметри	Компоненти, ваг. %										
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	x	48.35	0.84	7.49	7.57	6.71	0.07	14.19	7.25	1	2.08	0.26
	s	4.48	0.37	1.39	4.56	1.22	0.03	2.02	4.16	0.12	1.53	0.15
2	x	55.59	1.03	14.03	2.59	7.14	0.06	6.23	6.96	2.38	1.78	0.33
	s	1.97	0.53	3.5	1.62	2.01	0.03	3.09	1.12	0.86	0.67	0.14
3	x	52.57	0.8	16.11	4.07	6.47	0.05	5.01	7.05	3.35	1.92	0.39
4	x	59.23	0.99	16.58	1.89	5.2	0.06	3.33	5.57	2.89	3.26	0.4
	s	1.96	0.26	0.98	0.63	0.69	0.03	0.74	0.7	0.67	0.64	0.28
5	x	59.55	1.02	18.82	2.46	5.17	0.04	4.33	5.19	2.2	2.3	0.24
	s	1.03	0.37	0.57	1.32	0.67	0.06	0.75	1.4	0.28	0.42	0.01
6	x	59.8	0.83	16.56	1.88	4.96	0.06	2.87	4.55	3.15	3.7	0.26
	s	2.77	0.13	1.17	0.81	0.88	0.02	0.91	1.37	0.4	0.81	0.05
7	x	56.58	1.25	15.56	2.67	5.53	0.08	4.75	5.53	2.75	2.48	0.31
	s	4.22	1.21	1.83	0.68	2.95	0.04	1.58	1.32	0.79	0.88	0.21
8	x	58.25	0.97	16.43	2.25	5.68	0.07	3.39	5.31	2.97	2.9	0.34
	s	2.92	0.26	1	0.51	1.25	0.01	0.8	0.8	0.46	0.63	0.13
9	x	62.55	0.62	16.32	2.25	3.11	0.07	2.32	3.16	3.27	4.33	0.27
	s	1.78	0.34	1.37	1.31	1.62	0.04	0.74	1.53	0.57	0.34	0.22
10	x	41.47	0.24	3.37	5.36	8.22	0.13	29.8	4.13	0.35	0.65	0.06
	s	0.72	0.06	0.64	0.03	1.38	0.01	0.06	0.3	0.07	0.21	0.01
11	x	49.3	0.43	5.17	4.58	7.48	0.07	19.24	10.19	0.67	0.57	0.38
	s	2.27	0.21	1.02	0.67	1.44	0.02	1.82	0.86	0.17	0.19	0.6
12	x	48.24	1.02	10.85	4.15	7.31	0.09	12.43	11.89	1	0.8	0.12
	s	1.24	0.47	1.42	0.04	0.66	0.03	0.29	1.4	0.28	0.14	0.11
13	x	44.57	1.41	17.8	5.75	7.65	0.08	6.84	10.99	1.63	0.68	0.58
	s	1.57	0.43	2.85	1.09	1.88	0.01	2.13	0.38	0.39	0.25	0.5
14	x	51.07	0.5	4.72	3.58	7.34	0.07	19.96	7.04	0.95	1.4	0.13
	s	0.27	0.1	0.13	1.77	1.59	0.01	0.63	0.52	0.21	0.57	0
15	x	50.13	0.55	7.58	3.22	6.8	0.08	16.57	6.99	0.95	2.2	0.25
	s	2.62	0.13	0.66	0.27	1.72	0.01	5.55	1.87	0.07	0.85	0.18
16	x	37.66	0	5.17	12.80*	-	0.1	28.2	5.32	0.6	0.6	0.31
17	x	49.5	0.15	5.98	11.60*	-	0.09	26.5	3.5	0.6	1	0.2
18	x	48.3	0.38	8.89	13.60*	-	0.12	15.1	7.56	1.2	1	0.16
19	x	54.22	0.6	7.72	9.01*	-	0.05	14.55	9.55	1.3	1.3	0.18
20	x	46.9	0.77	19.47	11.18*	-	0.06	4.38	9.61	2.84	1.38	1.18
	s	3.02	0.79	1.72	2.72	-	0.01	1.86	1.86	0.68	0.53	1.06
21	x	54.28	0.44	3.03	2.86	7.61	0.06	17.68	11.76	0.3	0.4	0.05
22	x	57.18	1.25	15.6	1.51	5.92	0.04	5.25	6.84	3.2	2.6	0.36
23	x	57.05	0.59	12.2	3.2	5.2	0.04	9.62	4.67	2.3	3.67	0.38
	s	1.3	0.24	1.96	1.91	1.58	0.01	2.88	0.8	0.26	0.49	0.1

Примітка. Букинський масив: 1 – плагіопіроксеніти; 2 – габронорити; 3 – габро дрібнозернисте; 4 – монцоніти і монцодіорити; 5 – габромонцоніти; 6 – сіенітодіорити; 7 – габродіорити; 8 – діорити; 9 – гранодіорити. Железняківський масив: 10 – перидотити; 11 – піроксеніти; 12 – плагіопіроксеніти; 13 – габронорити. Масив Малі Железняки: 14 – піроксеніти; 15 – плагіопіроксеніти. Масив Годиха: 16 – гарцбургіти, 17 – вебстерити; 18 – піроксеніти; 19 – плагіопіроксеніти; 20 – габронорити. Придорожний масив: 21 – піроксеніти. Масив Шейка: 22 – габронорити. Масив Віла: 23 – габронорити. Петрохімічні параметри: $al' = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ – коефіцієнт глиноземистості;

Співвідношення Na_2O / K_2O в них непостійне (табл. 1). Так, піроксеніти й плагіопіроксеніти Железняківського масиву та масиву Годиха належать переважно до калієво-натрієвої серії ($Na_2O / K_2O > 1$), а однотипні породи інших масивів, у

тому числі і плагіопіроксеніти Букинського масиву, утворюють калієву гілку ($Na_2O / K_2O < 1$).

Загальною особливістю хімічного складу гіпербазитів й основних ультрамафітів є низьке значення коефіцієнту M / F (1,23–4,39), що свід-

Петрохімічні коефіцієнти								Кількість аналізів
Na ₂ O+K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O	al ¹	Кщ	Кф	ti ¹	K ₂ O/TiO ₂	CaO/MgO	
3.08	0.48	0.26	10.61	50.15	5.85	2.49	0.51	5
-	-	-	-	-	-	-	-	
4.16	1.34	0.88	13.55	60.95	10.57	1.73	1.12	19
-	-	-	-	-	-	-	-	
5.27	1.74	1.04	15.64	67.78	7.59	2.4	1.41	1
6.15	0.89	1.59	21.03	68.04	13.96	3.29	1.67	14
-	-	-	-	-	-	-	-	
4.5	0.96	1.57	14.23	63.77	13.39	2.25	1.2	2
-	-	-	-	-	-	-	-	
6.85	0.85	1.71	24.51	70.46	12.18	4.45	1.59	7
-	-	-	-	-	-	-	-	
5.23	1.11	1.2	17.86	63.32	15.24	1.98	1.16	6
-	-	-	-	-	-	-	-	
5.87	1.02	1.45	19.78	70.03	12.23	2.99	1.56	6
-	-	-	-	-	-	-	-	
7.6	0.76	2.12	30.6	69.81	11.64	6.93	1.36	7
-	-	-	-	-	-	-	-	
1	0.54	0.08	4.74	31.3	1.77	2.71	0.14	2
-	-	-	-	-	-	-	-	
1.24	1.18	0.17	4.52	38.53	3.57	1.33	0.53	4
-	-	-	-	-	-	-	-	
1.8	1.25	0.45	5.26	47.97	8.9	0.78	0.96	2
-	-	-	-	-	-	-	-	
2.31	2.4	0.88	5.48	66.21	10.52	0.48	1.61	4
-	-	-	-	-	-	-	-	
2.35	0.68	0.15	10.36	35.36	4.58	2.8	0.35	2
-	-	-	-	-	-	-	-	
3.15	0.43	0.29	12.81	37.68	5.49	4	0.42	2
-	-	-	-	-	-	-	-	
1.2	1	0.13	5.15	31.22	0		0.19	1
1.6	0.6	0.16	7.59	30.45	1.29	6.67	0.13	1
2.2	1.2	0.31	7.32	47.39	2.79	2.63	0.5	1
2.6	1	0.33	9.89	38.24	6.66	2.17	0.66	1
4.22	2.06	1.25	10.48	71.85	6.89	1.79	2.19	5
-	-	-	-	-	-	-	-	
0.7	0.75	0.11	2.77	37.19	4.2	0.91	0.67	1
5.8	1.23	1.23	19.42	58.6	16.82	2.08	1.3	1
5.97	0.63	0.68	23.62	46.61	7.02	6.22	0.49	3
-	-	-	-	-	-	-	-	

Кщ = $(Na_2O + K_2O) \times 100 / Al_2O_3 + CaO + Fe_2O_3 + FeO$ – коефіцієнт лужності; Кф = $(Fe_2O_3 + FeO) \times 100 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ – коефіцієнт фракціонування; ti¹ = $TiO_2 \times 100 / (Fe_2O_3 + FeO)$ – коефіцієнт титанистості. Статистичні параметри: X – середнє значення; s – стандартне відхилення значень у вибірці. Для розрахунків середніх значень вмісту оксидів використані результати повного хімічного аналізу із звітних матеріалів А.Г. Роліка, 1961; М.Є. Деренюка, 1973; А.Я. Каневського, 1978; Л.Ф. Котвицького, 1990 і С.М. Цимбала. Зірочкою позначений вміст сумарного заліза (Fe₂O₃+FeO)

чить про їх приналежність до продуктів базальтоїдної магми.

Серед габроїдів зазначених масивів за вмістом кремнезему й лужних металів виділяються три групи (рис. 3). Одну з них складають базити,

що локалізуються в межах Букинського масиву та його інтрузії-сателіту Шейка. Для них характерним є трохи підвищений вміст кремнезему, що у більшості випадків виходить за межі основних порід (згідно з хімічною їх класифікацією [9]), за

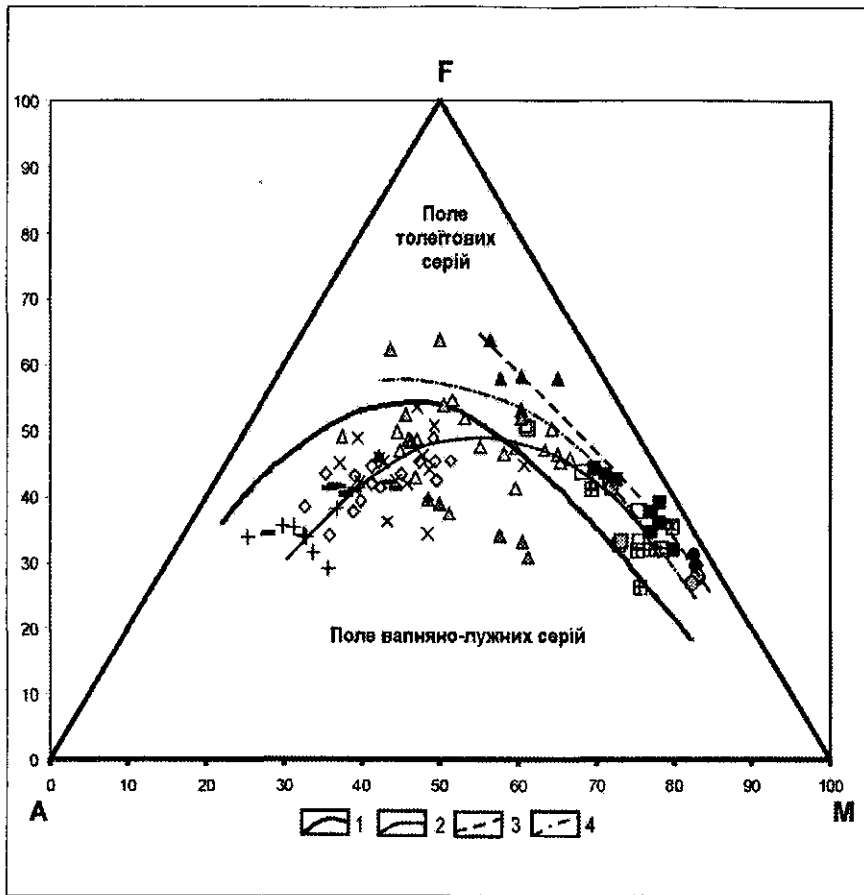


Рис. 6. Діаграма AFM для для порід букинської асоціації: 1 – дискримінаційна крива розмежування толеїтових та вапняно-лужних серій; 2–4 – лінія тренду диференціації порід масивів (2 – Букинського, 3 – Железняківського та 4 – Годиха). Інші умовні позначення див. на рис. 3

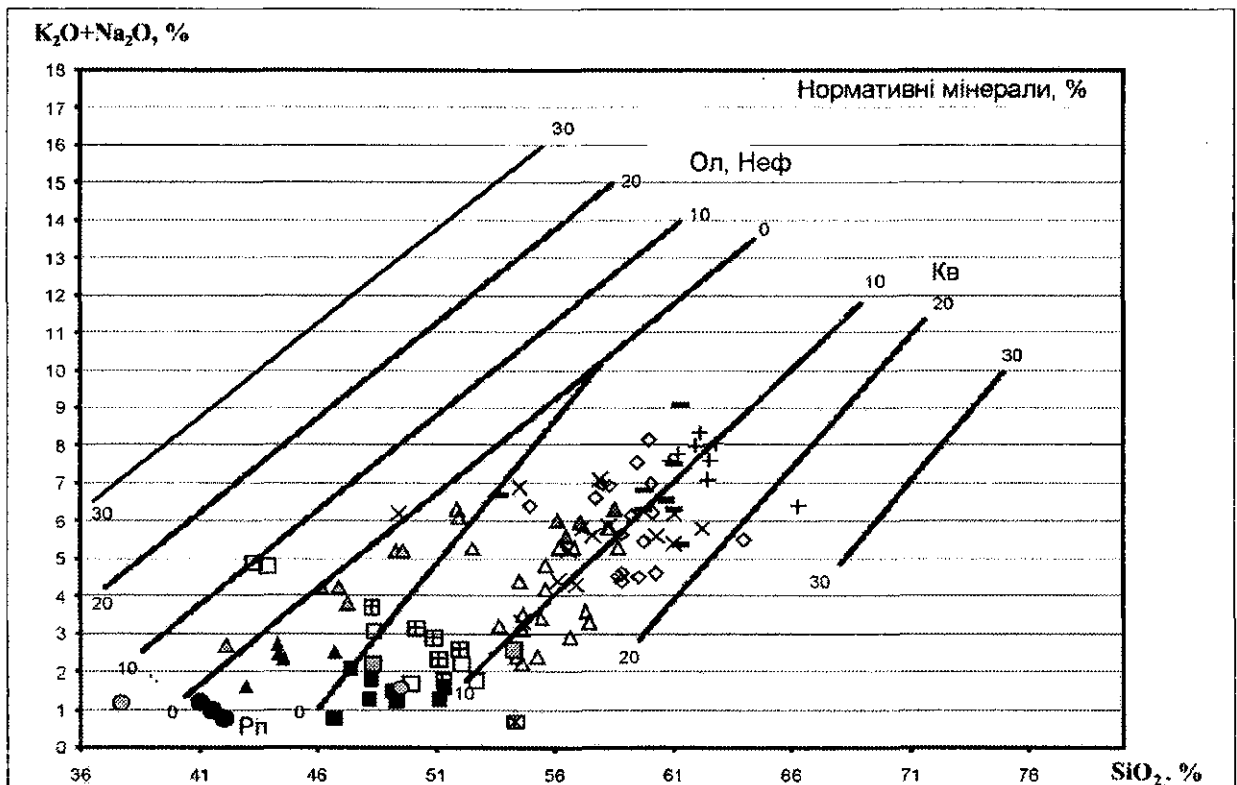


Рис. 7. Діаграма К.Г. Кокса кремнезем – луги для порід букинської асоціації. Умовні позначення див. на рис. 3

граничного (але частіше вищого від верхньої межі базитів) вмісту лугів: на діаграмі кремнекислотність – лужність їх фігуративні точки хімічного складу розташовуються в полі середніх порід (рис. 3). Такі петрохімічні особливості базитів так само підтверджуються їх мінеральним складом, тобто присутністю в них калішпату, біотиту та кварцу. Підвищена кремнекислотність і лужність

порід з одного боку пов'язується з контамінацією материнської базитової магми коровим матеріалом під час вторгнення її в кінцеву магматичну камеру, а з іншого – з накладеним кремнисто-лужним метасоматозом, проявленим у заключну і постмагматичну стадію формування інтрузиву. Підтвердженням цьому є явища калішпатизації, які чітко можна спостерігати навіть візуально на

Таблиця 2. Середній вміст мікроелементів в породах Букинського масиву, г/т

Елементи та їх співвідношення	1		2		3		4		5		6		7		8	
	X	s	X	s	X	s	X	s	X	s	X	s	X	s	X	s
Cr	703	259	431	138	472	248	446	167	436	106	365	153	450	22	365	115
Ni	158	134	64	48	63	38	40	28	22	8	27	21	52	16	23	13
Co	66	13	41	25	35	11	24	7	25	8	22	7	20	6	17	6
Mn	-	-	-	-	-	-	16	6	-	-	-	-	-	-	-	-
Sc	27	8	25	10	21	9	-	-	15	4	15	5	14	3.5	12	2
V	169	87	176	84	177	59	131	24	168	56	139	54	148	42	129	22
P	777	461	2017	1543	1987	1024	1393	225	1376	360	1480	635	1150	209	1966	703
Cu	43	23	32	15	42	53	22	8	21	7	26	12	23	6	24	6
Pb	6	4	11	5	15	4	18	8	15	4	13	4	21	5	16	2
Zn	99	24	107	49	108	54	83	23	91	23	86	27	62	12	85	19
Ga	11	2	15	4	15	2	18	2	19	1	16	2	18	3	18	2
Ge	1.8	0.3	1.2	0.4	1.2	0.3	1	0.3	1	0.2	1	0.4	1	0.2	1	0.5
Ag	-	-	0.04	0.02	0.025	0.014	0.033	0	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.018
Mo	1.9	1.5	1.7	1.2	3	2	2.5	1.4	2.3	1.3	2.5	1.6	2.1	0.4	1.9	1
Sn	2.1	1	2.4	1	2.3	0.8	3	1	3	0.7	2	1	4	1	3	0.8
Ba	272	85	670	331	580	219	736	258	696	162	703	232	913	167	803	225
Li	-	-	18	12	19	8	22	7	25	8	3	25	28	9	27	8
Be	0.6	0.4	1.1	0.4	1.8	0.8	1.7	0.5	2.3	0.6	1.5	0.6	1.8	0.5	1.7	0.4
Zr	82	47	145	87	206	236	249	101	208	80	231	87	308	78	279	76
Nb	10.1	1.5	11	4	14	4	13	3	13	2	14	3	15	4	15	4
Y	11	4	14	3	20	6	14	3	18	4	15	4	14	2	15	3
Yb	1.6	0.8	1.7	0.3	2	0.6	1.5	0.3	1.7	0.2	1.6	0.4	1.4	0.3	1.5	0.3
La	16	10	27	15	35	12	33	16	26	12	32	11	32	5	28	9
Ce	-	-	-	-	-	-	59	45	-	-	61	42	-	-	-	-
Sr	223	111	577	231	513	133	593	166	773	227	580	175	3583	168	520	140
Cr/Ni	4.4	-	6.7	-	7.5	-	11.2	-	19.8	-	13.5	-	8.7	-	15.9	-
Cr/V	4.2	-	2.4	-	2.7	-	3.4	-	2.6	-	2.6	-	3	-	2.8	-
Cr/Co	10.7	-	10.5	-	13.5	-	18.6	-	17.4	-	16.6	-	22.5	-	21.5	-
Cr/Cu	16.3	-	13.5	-	11.2	-	20.3	-	20.8	-	14	-	19.6	-	15.2	-
Ni/Co	2.4	-	1.6	-	1.8	-	1.7	-	0.9	-	1.2	-	2.6	-	1.4	-
Ni/Cu	3.7	-	2	-	1.5	-	1.8	-	1	-	1	-	2.3	-	1	-
Ni/V	0.9	-	0.4	-	0.4	-	0.3	-	0.1	-	0.2	-	0.4	-	0.2	-
V/Zn	1.7	-	1.6	-	1.6	-	1.6	-	1.8	-	1.6	-	2.4	-	1.5	-
Ba/Sr	1.2	-	1.2	-	1.1	-	1.2	-	0.9	-	1.2	-	0.3	-	1.5	-
Sr/Sc	8.3	-	23.1	-	24.4	-	-	-	51.5	-	38.7	-	255.9	-	43.3	-
La/Y	1.5	-	1.9	-	1.8	-	2.4	-	1.4	-	2.1	-	2.3	-	1.9	-
n	30		30		30		30		30		30		30		30	

Примітка: 1 – піроксеніти; 2 – габронорити меланократові; 3 – габро дрібнозернисті; 4 – габромонзоніти; 5 – монзоніти; 6 – діорити; 7 – сієнітодіорити; 8 – гранодіорити. X – середнє значення хімічного елемента; s – стандартне відхилення значень у вибірці; n – кількість проб у вибірці. Знак «-» вказує на те, що вміст елемента нижчий від межі його визначення.

Таблиця 3. Середній вміст мікроелементів у породах інших інтрузій, г/т

Елементи та їх співвідношення	Железняківський масив													
	1		2		3		4		5		6		7	
	X	s	X	s	X	s	X	s	X	s	X	s	X	s
Cr	1281	271	910	362	827	378	534	390	263	176	353	258	234	123
Ni	1154	276	229	326	156	95	128	133	38	18	69	36	50	22
Co	70	8	108	33	95	30	86	24	53	23	65	17	73	22
Sc	13	2	63	40	44	15	57	21	-	-	40	14	55	16
V	36	14	160	77	160	73	281	127	289	180	274	117	420	107
P	218	40	470	120	613	309	1106	875	1282	691	2010	1455	1943	1058
Cu	106	179	43	16	51	26	38	14	13	3	39	20	35	8
Pb	2	1	2	1	4	2	3	5	7	8	4	2	3	1
Zn	119	29	115	71	124	86	110	28	549	257.6	113	63	131	61
Ga	3	0.7	6	1	7	1	9	3	13	4	13	2	14	4
Ge	1	0.2	1	0.4	1	0.3	1	0	1	0.4	1	0.4	1	0.4
Ag	-	-	-	-	-	-	-	-	0.087	0.033	-	-	-	-
Mo	1.2	0.1	1.4	0.9	2.3	1.6	1	1	3	0.6	1.6	1	1.1	1
Sn	-	-	-	-	1	0.6	1	1	1	0.5	1	0.8	2	0.9
Ba	218	81	185	64	227	51	243	68	297	289	218	53	243	50
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Be	0.4	0.1	0.5	0.1	0.5	0.2	1	0	0.7	0.2	0.6	0.2	0.6	0.2
Zr	24.5	10	44	17	39	15	51	17	1	0.4	45	16	48	13
Nb	9	-	7	2	8	2	8	2	11	1	8	3	9	3
Y	6	1	11	5	12	2	21	9	755	464	15	3	26	8
Yb	0.8	0.2	1.1	0.5	1.3	0.2	2	1	39.2	14.8	1.6	0.4	2	0.8
La	10	3	13	6	16	12	12	10	30	12	18	8	20	11
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-	60	39	-	-	-	-
Sr	86	36	120	33	147	97	345	223	735	284	646	277	706	279
Cr/Ni	1.1	-	4	-	5.3	-	4.2	-	6.9	-	5.1	-	4.7	-
Cr/V	35.6	-	5.7	-	5.2	-	1.9	-	0.9	-	1.3	-	0.6	-
Cr/Co	18.3	-	8.4	-	8.7	-	6.2	-	5	-	5.4	-	3.2	-
Cr/Cu	12.1	-	21.2	-	16.2	-	14.1	-	20.2	-	9.1	-	6.7	-
Ni/Co	16.5	-	2.1	-	1.6	-	1.5	-	0.7	-	1.1	-	0.7	-
Ni/Cu	10.9	-	5.3	-	3.1	-	3.4	-	2.9	-	1.8	-	1.4	-
Ni/V	32.1	-	1.4	-	1	-	0.5	-	0.1	-	0.3	-	0.1	-
V/Zn	0.3	-	1.4	-	1.3	-	2.6	-	0.5	-	2.4	-	3.2	-
Ba/Sr	2.5	-	1.5	-	1.5	-	0.7	-	0.4	-	0.3	-	0.3	-
Sr/Sc	6.6	-	-	-	3.3	-	6.1	-	-	-	16.2	-	12.8	-
La/Y	1.7	-	1.2	-	1.3	-	0.6	-	0	-	1.2	-	0.8	-
n	11		30		30		30		23		30		30	

Примітка: 1, 8 – перидоти; 2 – піроксеніти олівінові; 3, 9 – піроксеніти; 4, 12 – плагіопіроксеніти; 5 – габронорити меланократові; 6, 15 – габронорити; 7, 11, 14 – габро; 10 – габро меланократове; 13 – плагіопіроксеніти. X – середнє

ділянках розвитку жил і прожилків апліто-пегматойдного граніту. В екзоконтактах таких тіл часто розвинуті зони калішпатизації потужністю від декількох сантиметрів до перших десятків метрів, причому встановлено, що з віддаленням від контакту ступінь калішпатизації порід поступово слабшає.

Другу групу базитів складають сублужні габронорити масиву Віла, характерною особливістю хімічного складу яких є підвищена лужність за

нормального для складу основних порід вмісту кремнезему.

До третьої групи – нормального ряду – належать габронорити Железняківського масиву (рис. 3).

Базити букинської асоціації належать переважно до калієво-натрієвої серії ($Na_2O / K_2O = 4-1$), хоча встановлені (особливо в межах масиву Віла) і породи калієвої серії ($Na_2O / K_2O < 1$). Серед них розвинуті меланократові, мезократові

Масив Годиха						Придорожний масив		Масив Шейка				Масив Віла			
8		9		10		11		12		13		14		15	
X	s	X	s	X	s	X	s	X	s	X	s	X	s	X	s
1428	266	959	537	126	79	158	90	603	273	569	131	323	232	540	133
381	167	261	204	37	38	16	12	65	42	64	18	25	15	139	64
85	28	101	30	76	24	41	12	101	21	83	14	32	20	45	16
15	10	28	13	50	13	29	9	50	13	37	5	20	7	15	4
46	37	143	111	375	81	259	122	195	96	135	23	130	64	137	41
447	92	450	203	1103	1065	1780	1219	740	654	755	118	1076	288	1640	552
24	8	39	32	35	6	21	8	45	17	36	7	21	10	23	6
1	0.9	4	2	4	2	4	1	4	1	4	1	10	5	13	3
71	33	81	42	99	25	90	46	101	33	80	23	74	21	74	17
5	2	8	2	12	2	11	2	7	1	8	1	13	2	15	2
-	-	0.9	0.6	0.9	0.5	-	-	1	0.5	1	0.3	1	0.5	1.2	0.4
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1.8	0.9	2.1	0.9	1.4	0.7	2.4	0.8	2.1	1.1	2.3	0.8	2.5	0.7	2.8	1.3
1	0.6	1	0.7	2	0.7	1	0.7	1	0.9	1	0.6	2	1	2.7	0.8
382	105	350	165	375	95	336	137	180	70	372	96	576	196	613	183
-	-	30	-	8	7	11	7	-	-	-	-	12	8	13	11
0.4	0.4	0.8	0.3	0.9	0.2	0.9	0.3	0.5	0.2	0.7	0.2	1.1	0.3	1.6	0.5
41	23	92	40	94	22	87	47	78	34	112	33	162	45	219	81
8	3	12	2	11	2	11.4	3	7	3	7	3	12	2	13.9	2.9
5	3	14	9	32	14	20	7	11	3	13	2	14	3	13	3
0.6	0.3	1.8	1.6	3.3	2.4	2.1	0.6	1.1	0.3	1.4	0.3	1.6	0.3	1	0
29	23	30	15	31	11	39	17	30.4	15	37	12	46	18	27	9
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	71	44	84	58	-	-
6	8	159	185	580	252	810	229	123	91	240	99	545	229	493	155
3.7	-	3.7	-	3.4	-	9.9	-	9.3	-	8.9	-	12.9	-	3.9	-
31	-	6.7	-	0.3	-	0.6	-	3.1	-	4.2	-	2.5	-	3.9	-
16.8	-	9.5	-	1.7	-	3.9	-	6	-	6.9	-	10.1	-	12	-
59.5	-	24.6	-	3.6	-	7.5	-	13.4	-	15.8	-	15.4	-	23.5	-
4.5	-	2.6	-	0.5	-	0.4	-	0.6	-	0.8	-	0.8	-	3.1	-
15.9	-	6.7	-	1.1	-	0.8	-	1.4	-	1.8	-	1.2	-	6	-
8.3	-	1.8	-	0.1	-	0.1	-	0.3	-	0.5	-	0.2	-	1	-
0.6	-	1.8	-	3.8	-	2.9	-	1.9	-	1.7	-	1.8	-	1.9	-
63.7	-	2.2	-	0.6	-	0.4	-	1.5	-	1.6	-	1.1	-	1.2	-
0.4	-	5.7	-	11.6	-	27.9	-	2.5	-	6.5	-	27.3	-	32.9	-
5.8	-	2.1	-	1	-	2	-	2.8	-	2.8	-	3.3	-	2.1	-
21		30		30		30		30		29		30		30	

значення; s – стандартне відхилення значень у вибірці; n – кількість проб у вибірці. Знак «-» вказує на те, що вміст елемента нижчий від межі його визначення.

й лейкократові відміни. Переважають помірно-глиноземисті ($a^I = 0,75-1$) > 1) породи, тоді як меланократові різновиди масиву Віла є низькоглиноземистими ($a^I < 0,75$), а масивів Годиха і Шейка – високоглиноземистими утвореннями. Породи характеризуються нормальною для базитів залізи́стістю (Кф = 46,6–71,85) і помірною титани́стістю (7,0–16,82). Найменшою лужні́стю серед габроноритів характеризуються породи Желзняківського масиву (середнє значення

Кщ = 5,48) і масиву Годиха (Кщ = 10,48). Найвища лужність (Кщ = 23,62) характерна для габроноритів масиву Віла, а базитам Букинського масиву за цим параметром належить проміжне положення (табл. 1).

Різні породи букинської асоціації з групи середніх і кислих на класифікаційній петрохімічній діаграмі (рис. 3) утворюють окремі поля, причому їх фігуративні точки складу групуються по обидві сторони від розмежувальної лінії полів

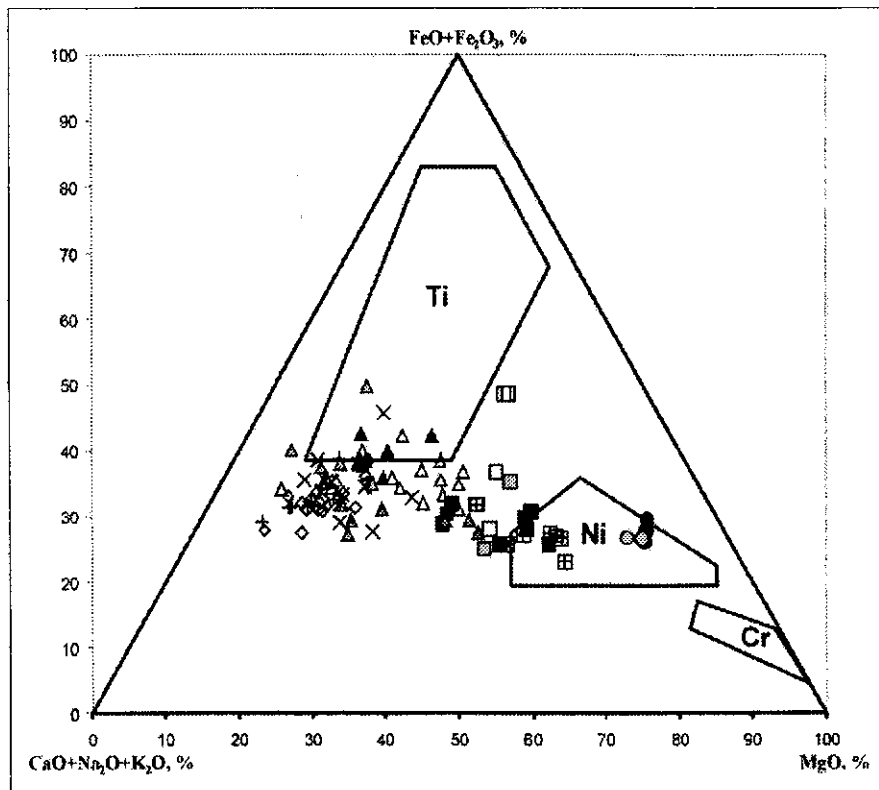


Рис. 8. Металогенічна діаграма А.І. Богачова для порід букинської асоціації. Умовні позначення див. на рис. 3

нормального і сублужного складу. Головні їх петрохімічні особливості такі.

Монцоніти й монцодіорити належать до високоглиноземистих лейкократових порід калієво-натрієвої серії та характеризуються типовими для таких порід значеннями вмісту кремнекислоти, лугів, глинозему і трохи зниженого концентрацією оксидів кальцію, заліза і титану (табл. 1).

Діорити за петрохімічними критеріями належать до лейко- і мезократових помірно- і високоглиноземистих порід калієво-натрієвої серії, трохи перенасичених кремнеземом (за рахунок окварцювання), а також залізом, магнієм, кальцієм (за рахунок підвищеного вмісту темноколірних мінералів).

Гранодіорити – це високоглиноземисті та лейкократові, низькозалістисті породи калієво-натрієвої серії. Незважаючи на те, що за мінеральним складом вони належать до кислих порід, на класифікаційній діаграмі (рис. 3) фігуративні точки їх складу лягають в поле середніх.

На діаграмі А. Міяширо (рис. 4) фігуративні точки складу порід букинського комплексу розташовуються в межах полів толейтової та вапняно-лужної серії.

На рис. 5 в породах букинського комплексу чітко простежується оберненопропорційна кореляційна залежність між концентрацією магнію й титану.

На діаграмі *AFM* (рис. 6) фігуративні точки складу порід Букинського масиву та його сателітів утворюють витягнутий рій, що вказує на глибоку глибинну і внутрішньокамерну диференціацію магми, з якої сформувались ці породи. Вони утворюють тренд з толейтовою еволюцією складу магматичного розплаву на початковій і вапняно-лужною тенденцією – на кінцевій стадіях. Лінія тренду диференціації плавною дугою піднімається в сторону вершини *F* діаграми, що свідчить про те, що під час кристалізації вихідної магми на початковій стадії залишковий розплав збагачувався залізом (при цьому утворювались залістисті темноколірні мінерали). Потім у зв'язку зі зміною окислювально-відновлювального режиму поступово змінюється хід кристалізації на боуєнівську схему (лінія тренду у цьому випадку спрямовується до вершини *A*), з накопиченням у залишковому розплаві лугів і кремнезему. Така зміна шляху фракційної кристалізації дала послідовну серію порід від перидотитів і піроксенітів через габронорити, монцоніти, монцодіорити, діорити й аж до гранодіоритів та апліто-пегматоїдних гранітів.

Зазначимо, що якщо розглядати диференційованість порід у межах окремих масивів цього комплексу нарізно, можна виділити три типи трендів, які характеризують тенденції еволюції їх складу. Так, лінія тренду глибинно-камернодиференційованого (фазного) Букинського масиву повні-

стю повторює тренд диференціації букинської асоціації в цілому, з деяким зміщенням початку кристалізації порід в сторону вершини F , що обумовлено відсутністю у складі масиву ультрабазитових диференціатів (оскільки вони поки що не розкриті бурінням у глибинних частинах масиву). Камернодиференційовані масиви – Железняківський і Годиха характеризуються трендом з толейтовою (фенерівською) схемою еволюції складу, що відповідає нижній частині тренду відомої нікеленої Скаергадської інтрузії, але до утворення ферогабро тут справа не доходить (у складі цих масивів такі породи відсутні). Причому верхня частина лінії тренду масиву Годиха дещо зсунута до сторони AF трикутника по відношенню до тренду Железняківського масиву.

За діаграмою Г.К. Кокса (рис. 7), більшість порід Букинського масиву і його сателітів (у тому числі піроксеніти Железняківського масиву) належать до перенасичених кремнеземом утворень, які містять у своєму складі нормативний кварц. Водночас перидотити і габронорити Железняківського масиву та базити масиву Годиха належать до насичених кремнеземом порід (у їх складі наявні нормативні олівін і гіперстен), а гарцбургіти масиву Годиха – до ненасичених порід.

На металогеінічній тріограмі А.І. Богачова [2] (рис. 8), яка зазвичай застосовується для оцінки потенційної сингенетичної нікеленосності ультраосновних порід, в поле нікеленосних утворень потрапляють фігуративні точки перидотитів Железняківського масиву і масиву Годиха, а також піроксенітів і плагіопіроксенітів масивів Железняківського і Малі Железняки. Близько до поля нікеленосних порід тяжіють і піроксеніти Придорожного масиву. Інші різновиди порід розташовуються між статистичними полями нікеленосних і титаноносних утворень.

Геохімічні дослідження автором виконано відповідно до "Методичних рекомендацій для складання геохімічних карт..." [8]. Статистичній обробці були піддані представницькі геохімічні вибірки проб, складені за результатами емісійного спектрального аналізу Житомирської ГЕ (табл. 2, 3). Кларк концентрації розраховано шляхом нормування середнього вмісту хімічного елементу в даній породі на середній вміст у гірських породах згідно з даними ІМГРЕ, наведеними в цих же методичних рекомендаціях (табл. 4). При цьому зазначимо, що оскільки піроксеніти належать до класу основних ультрамафітів, а всі ультрамафіти

(в тому числі і перидотити) Букинського масиву та його сателітів, як зазначено вище, є продуктами диференціації базальтоїдної магми, вони були нормовані на кларк основних порід.

Як видно з табл. 4, за вмістом мікроелементів чіткою позитивною геохімічною спеціалізацією на групу рудних сидерофільних елементів, когерентних ультрабазитам (Cr, Ni, Co, нерідко і Sc), характеризуються перидотити і піроксеніти, за деяких варіацій їх положення в рангових рядах кларків концентрації. Разом з тим, позитивна спеціалізація в цих породах відмічена і для деяких рідкісних елементів – Mo, La, Nb. Негативна спеціалізація характерна для групи халько-літофільних елементів (Cu, Pb, Zr, Y, Yb, Sn, P та ін.), а також V.

Габроїди загалом мають сидеро-хальколітофільну спеціалізацію, з переважанням в них рідкісних елементів. Так, встановлено підвищений вміст Be, Ba, P, Nb, Mo, Co, інколи Cr. Група дефіциту в них мінлива і представлена Y, Yb, Sn, інколи V, Ni, Pb. Серед елементів дефіциту, а частіше деконцентрації ($K_k < 0,3$) стабільно знаходиться Cu. У більшості масивів вміст нікелю в габроїдах наближається до кларкового, а елементів, когерентних базитам, – ванадію і фосфору – дещо його перевищує.

Слід відзначити, що з п'яти охарактеризованих масивів лише в двох базитові породи характеризуються позитивною геохімічною спеціалізацією на рудні сидерофільні елементи.

Так, габронорити Железняківського масиву мають позитивну геохімічну спеціалізацію на Co ($K_k = 2,2$), P ($K_k = 1,6$), Cr ($K_k = 1,5$) і негативну на Y ($K_k = 0,6$), Sr ($K_k = 0,5$), Cu ($K_k = 0,4$). Вміст нікелю і скандію в них близько кларковий. Геохімічний спектр накопичення в габроноритах масиву Віла має сидеро-літофільний профіль – Be ($K_k = 4,0$), La ($K_k = 2,7$), Cr ($K_k = 2,3$), Pb, Mo ($K_k = 2,2$), Ba ($K_k = 2,1$), Nb ($K_k = 2,0$), Ni ($K_k = 1,7$), La ($K_k = 1,6$), Co, Zr ($K_k = 1,5$). Елементи групи дефіциту в ньому становлять – Sc, V, Y, Yb, Cu.

За характером геохімічної спеціалізації середні породи (монзоніти, монцодіорити, діорити, сієнітодіорити, габромонзоніти) та гранодіорити подібні між собою і характеризуються стабільною групою елементів накопичення і дефіциту. Так, сильну позитивну геохімічну спеціалізацію ці породи мають на Cr і менш інтенсивну позитивну – на групу літофільних (переважно рідкіснометалевих) елементів – Mo, Zr, Ba та Nb (табл. 4).

Таблиця 4. Рангові ряди кларків концентрації хімічних елементів у породах Букинського масиву та його сателітів

Номер п/п	Назва порід	Позитивна геохімічна спеціалізація (Кларки концентрації 1,5)	Негативна геохімічна спеціалізація (Кларки концентрації < 0,7)
Букинський масив			
1	Плагіопіроксеніти	$Cr_{3,1}Co_{2,2}Ni_{2,0}Be_{1,5}$	$(V, P, Ga)_{0,6}(Cu, Zr, Sr)_{0,5}Y_{0,4}$
2	Габронорити меланократові	$Be_{2,8}Ba_{2,3}Cr_{1,9}Pb_{1,8}(P, Nb, La)_{1,6}$	$V_{0,6}Y_{0,5}(Cu, Ag)_{0,4}$
3	Габро дрібнозернисті	$Be_{4,5}Pb_{2,5}Mo_{2,3}(Cr, La)_{2,1}(Ba, Nb)_{2,0}P_{1,6}$	$V_{0,6}Cu_{0,5}Ag_{0,4}$
4	Габромонцоніти	$Cr_{4,5}Mo_{2,5}Zr_{2,1}Ba_{1,6}Ce_{1,5}$	$(Ag, Yb)_{0,6}Y_{0,5}Cu_{0,4}$
5	Монцоніти, монцодіорити	$Cr_{4,4}Mo_{2,5}(Zr, Sr)_{1,8}Ba_{1,7}$	$(Ag, Y)_{0,6}(Ni, Cu)_{0,4}$
6	Діорити	$Cr_{3,7}Mo_{2,5}Zr_{2,0}Ba_{1,6}Nb_{1,6}Ce_{1,5}$	$(Ag, Y)_{0,5}(Ni, Cu)_{0,4}Li_{0,2}$
7	Сієнітодіорити	$Sr_{8,1}Cr_{4,5}Zr_{2,6}Ba_{2,3}Mo_{2,1}Nb_{1,7}Sn_{1,6}$	$Yb_{0,6}(Ag, Y)_{0,5}Cu_{0,4}$
8	Гранодіорити	$Cr_{3,7}Zr_{2,4}Ba_{2,0}(Mo, P)_{1,9}Nb_{1,7}$	$Yb_{0,6}(Ag, Y)_{0,5}(Ni, Cu)_{0,4}$
Железняківський масив			
9	Перидотити	$Ni_{14,4}Cr_{5,6}Co_{2,3}$	$La_{0,6}Pb_{0,3}(Sc, Yb)_{0,4}(P, Zr, Y, Sr, Ga, Sr)_{0,2}(V, Mo)_{0,1}$
10	Піроксеніти олівінові	$Cr_{4,0}Co_{3,6}Ni_{2,9}Sc_{2,1}$	$(Yb, Ba)_{0,6}(V, Cu)_{0,5}(P, Y)_{0,4}(Pb, Zr, Ga, Sr)_{0,3}(Zn, Mo)_{0,1}$
11	Піроксеніти	$Cr_{3,6}Co_{3,2}Ni_{2,0}(Sc, Zn)_{1,5}$	$Cu_{0,6}(V, P, Sn)_{0,5}(Y, Ga)_{0,4}(Zr, Sr)_{0,3}Mo_{0,2}$
12	Плагіопіроксеніти	$Co_{2,9}Cr_{2,3}Sc_{1,9}Ni_{1,6}Be_{1,5}$	$(Pb, Ga, Sn)_{0,5}Cu_{0,4}Zr_{0,3}Mo_{0,1}$
13	Габронорити меланократові	$Zn_{6,5}Y_{28,0}Yb_{19,6}Mo_{2,3}Ce_{1,9}(Co, Be, La)_{1,8}(Nb, Sr)_{1,6}$	$(Ni, Sr, Sn)_{0,5}Cu_{0,1}$
14	Габронорити	$Co_{2,2}P_{1,6}Cr_{1,5}Be_{1,5}$	$Y_{0,6}Sn_{0,5}Cu_{0,4}Zr_{0,3}$
15	Габро	$Co_{2,4}Sc_{1,8}Zn_{1,6}(P, Sr)_{1,5}Be_{1,5}$	$Cu_{0,4}Zr_{0,3}$
Масив Годиха			
16	Перидотити	$Cr_{6,2}Ni_{4,8}Co_{2,8}La_{1,7}$	$(Sc, Sn)_{0,5}P_{0,4}(Cu, Zr, Yb, Ga)_{0,3}(V, Pb, Y)_{0,2}Mo_{0,1}$
17	Піроксеніти	$Cr_{4,2}Co_{3,4}Ni_{3,3}Be_{2,0}La_{1,8}Nb_{1,7}Li_{1,5}$	$(Ge, Zr)_{0,6}(V, Sn, Y)_{0,5}(P, Cu, Ga)_{0,4}Mo_{0,2}$
18	Габро меланократові	$Co_{2,5}Be_{2,3}La_{1,8}(ScYb)_{1,7}Nb_{1,6}$	$(Ge, Zr)_{0,6}(Cr, Ni)_{0,5}(Cu, Li)_{0,4}$
19	Габро	$(Be, La)_{2,3}(Mo, Sr)_{1,8}Nb_{1,6}$	$(Zr, Li, Ga)_{0,6}Sn_{0,5}(Ni, Cu)_{0,2}$
Придорожний масив			
20	Плагіопіроксеніти	$Co_{3,4}Cr_{2,6}Sc_{1,7}Ni_{1,6}La_{1,8}$	$(P, Ba, Yb)_{0,6}(Cu, Sn, Zr)_{0,5}Ga, Y)_{0,4}Sr_{0,3}Mo_{0,2}$
Масив Шейка			
21	Плагіопіроксеніти	$Co_{2,8}Cr_{2,5}Ce_{2,3}La_{2,2}Be_{1,8}$	$P_{0,6}(V, Sn, Y, Sr)_{0,5}(Cu, Ga)_{0,4}Mo_{0,2}$
22	Габро	$Be_{2,8}(La, Ce)_{2,7}Ba_{2,0}Mo_{1,9}(Pb, Nb)_{1,7}$	$Li_{0,6}Y_{0,5}V_{0,4}Ni_{0,3}Cu_{0,2}$
Масив Віла			
23	Габронорити	$Be_{4,0}Cr_{2,3}(Pb, Mo)_{2,2}Ba_{2,1}Nb_{2,0}Ni_{1,7}La_{1,6}(Co, Zr)_{1,5}$	$(Sc, V, Y, Yb)_{0,5}Cu_{0,3}$

Проявлена негативна сидеро-халько-літофільна спеціалізація порід зумовлена низьким вмістом у них таких елементів як Ag, Yb, Y, Ni і Cu.

Висновки. Букинський масив, разом з інтрузіями-сателітами, належить до інтрузій глибиннокамернодиференційованого типу. Власне сам масив багатофазний (всього виділяються чотири фази його становлення). У процесі формування ультрабазит-базитової породної асоціації першої фази масиву, з якою також пов'язується станов-

лення і всіх інтрузій-сателітів, суттєву роль відігравали процеси внутрішньокамерної диференціації.

Характерною петрографічною особливістю зазначеної букинської асоціації є ультрамафіт-мафіт-монцонітовий, а мінералогічною – двопіроксеновий склад. При цьому ромбічний піроксен за складом відповідає бронзиту й гіперстену (Fs_{22-45}), а моноклінний – діопсиду й діопсидсаліту. Склад олівіну в них змінюється від гіалосидериту до гортоноліту (Fa_{43-56}).

Варто зазначити, що наявність монцонітоїдів у складі порід, загалом є характерною рисою саме для утворення букинського комплексу, що й відрізняє їх від таких іншої формаційної та комплексної належності.

Утворення букинської породної асоціації належать до толейової та вапняно-лужної петрохімічних серій. На діаграмі *AFM* фігуративні точки їх хімічного складу утворюють тренд з толейовою еволюцією магматичного розплаву на початковій і вапняно-лужною тенденцією – на кінцевій стадіях становлення інтрузій. Причому, якщо розглядати диференційованість порід у межах окремих масивів цієї асоціації нарізно, то виокремлюється три типи трендів еволюції їх складу. Так, лінія тренду фазного Букинського масиву загалом повторює тренд диференціації всієї букинської асоціації. Однофазні камернодиференційовані масиви – Железняківський і Годиха – характеризуються трендами, які відповідають толейовій (фенерівській) схемі еволюції складу, а загалом вони збігаються з лінією тренду порід першої фази становлення Букинського масиву.

Підвищена кремнекислотність і лужність порід Букинського масиву пов'язується з одного боку, з контамінацією материнської базитової магми сіалічним коровим матеріалом під час

вторгнення її в кінцеву магматичну камеру, а з іншого – з накладеним кремнеземисто-лужним метасоматозом, проявленим у заключну і постмагматичну стадію формування інтрузиву.

За вмістом мікроелементів чіткою позитивною геохімічною спеціалізацією на групу рудних сидерофільних елементів (Cr, Ni, Co, нерідко і Sc) відзначаються перидотити і піроксеніти, за деяких варіацій їх положення в рангових рядах кларків концентрації, та габронорити Железняківського масиву, а також масиву Віла.

На металогенічній тріограмі А.І. Богачова в поле нікеленосних утворень попадають фігуративні точки перидотитів Железняківського масиву і масиву Годиха, а також піроксенітів і плагіопіроксенітів масивів Железняківського і Малі Железняки. Близько до цього поля тяжіють також і піроксеніти Придорожного масиву. Разом з вище вказаними геохімічними критеріями, все це свідчить про потенційну сингенетичну нікеленосність масивів букинської асоціації. Прямою металогенічною ознакою їх високих перспектив на відкриття родовищ кольорових металів з супутніми елементами платинової групи є наявність сульфідного мідно-нікелевого зруденіння в перидотитах Железняківського масиву [6].

Надійшла 24.03.2011.

1. Безбородько М.І. Петрогенезис та петрогенетична карта кристалічної смуги України. – К. : Наук. думка, 1935. – 361 с.
2. Богачев А.И. Некоторые петрохимические особенности никеленосных, титаноносных и хромитоносных интрузий // Вулканогенные и гипербазитовые комплексы Карелии. – Петрозаводск, 1968. – С. 48–53. – (Тр. ИГКФ АН СССР, Вып. 1).
3. Бухарев С.В. Петрология чарнокитовых комплексов западной части Украинского щита : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Киев, 1988. – 21 с.
4. Геологическая карта кристаллического основания северо-западной и центральной части Украинского щита м-ба 1 : 500 000 / Под ред. А.Н. Козловской. – М. : Мингео СССР, 1965.
5. Есипчук К.Е., Шеремет Е.М., Зинченко О.В. и др. Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. – К. : Наук. думка, 1990. – 236 с.
6. Костенко Н.М. Геология никеленосных гипербазит-базитовых комплексов северо-западной части Украинского щита : Автореф. дис. ... канд. геол.- минерал. наук. – К., 1991. – 20 с.
7. Луцицкий В.И., Лебедев П.И. Петрография Украины. – Л. : Изд-во АН СССР, 1934. – 324 с.
8. Методичні рекомендації для складання геохімічних карт (геохімічної спеціалізації геологічних утворень докембрійського фундаменту та прогнозно-геохімічної) масштабів 1 : 200 000 та 1 : 50 000 стосовно умов Українського щита / Войновський А.С., Жужома В.М., Калініна Г.В. та ін. – К. : УкрДГРІ, 2006. – 96 с.
9. Петрографічний кодекс України / Під ред. І.Б. Щербакова. – К., 1999. – 81 с.
10. Половинкина Ю.Ир. О так называемых монцонитах Фрисарки (Украина) и их генезис // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. – Т. 1. – М. : Изд-во АН СССР, 1961. – С. 546–565.
11. Скобелев В.М., Яковлев Б.Г., Галій С.А. и др. Петрогенезис никеленосных габброидных интрузий Волынского мегаблока Украинского щита / АН УССР; Ин-т геохимии и физики минералов. – К. : Наук. думка, 1991. – 140 с.
12. Шумлянський Л.В. Походження порід букинського комплексу (Північно-Західний район УЩ) згідно з Sm-Nd та Rb-Sr ізотопно-геохімічними даними // Мінерал. журн. – 2003. – 25, № 2/3. – С. 59–66.
13. Щербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. – К. : Наук. думка, 1975. – 271 с.
14. Щербак М.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М. и др. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. – К. : Наук. думка, 2008. – 240 с.

15. Щербаков И.Б., Есипчук К.Е., Орса В.И. и др. Гранитоидные формации Украинского щита. – К. : Наук. думка, 1984. – 192 с.
16. Щербаков И.Б. Протерозойские санукитоиды Украинского щита // Геохімія та рудоутворення. – № 22. – 2004. – С. 87–89.
17. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 366 с.
18. Щербина М.П., Костенко М.М., Георгін Б.В. та ін. Державна геологічна карта України масштабу 1 : 200 000 аркуша М-35-ХVII (Житомир) / Міністерство екології та природних ресурсів України; Північ. держ. регіон. геол. під-во "Північгеологія". – К., 2004. – 125 с.

Костенко Е.Н. Петро- и геохимические особенности пород Букинского массива и его сателлитов (Волынский мегаблок Украинского щита). В статье освещены геологическое строение, петрографический состав, петрохимические и геохимические особенности пород палеопротерозойского глубинно-камернодифференцированного четырехфазного Букинского массива и его сателлитов – малых интрузий обрамления (Волынский мегаблок Украинского щита). Эти интрузии-сателлиты, при формировании которых существенную роль играли процессы внутрикамерной дифференциации, соответствуют первой фазе становления указанного массива. Характерной петрографической особенностью этой букинской ассоциации служит ультрамафит-мафит-монзонитовый состав. Именно широкое развитие монзонитоидов в составе пород – отличительная черта образований букинского комплекса. Указанная породная ассоциация принадлежит к толеитовой и известково-щелочной петрохимическим сериям, однако часть пород среднего и кислого состава располагается на классификационной диаграмме в поле субщелочных серий. На диаграмме *AFM* фигуративные точки состава пород Букинского массива и его сателлитов образуют тренд с толеитовой эволюцией магматического расплава на начальной и с известково-щелочной тенденцией на конечной стадиях становления интрузий. Повышенные кремнекислотность и щелочность пород букинской ассоциации связывают с контаминацией материнской базитовой магмы сиалическим коровым материалом во время вторжения ее в конечные магматические камеры. По содержанию микроэлементов четкой положительной геохимической специализацией на группу рудных сидерофильных элементов (Cr, Ni, Co, нередко Sc) характеризуются перидотиты и пироксениты букинской ассоциации (при некоторых вариациях их положения в ранговых рядах кларков концентрации), а также габбронориты некоторых массивов-сателлитов.

Kostenko O.M. Structure, composition, petro- and geochemical features of the rocks of Buky block and its satellites (Volyn megablock of Ukrainian Shield). The geological structure, petrographic composition, petrochemical and geochemical characteristics of Paleoproterozoic deep-chamber differentiated Buky block (Volyn megablock of Ukrainian Shield) and its small intrusions from the framing are shown. These intrusion satellites, in the formation of which the processes of inner differentiation played a significant role, corresponding to the first phase of this block forming. The ultramafic – mafic – monzonite composition is a petrographical characteristic feature of this Buky association. The vast spread of monzonites among the rock formations is a special feature of Buky complex. The above mentioned rock association belong to the tholeiitic and calc-alkaline petrochemical series; while the some part of rocks are located in the area of subalkaline series on the classification chart. On the *AFM*- figure the figurative points of Buky block rock compositions and its satellites formed tholeiitic trend of magmatic melt evolution at the initial stage and calc-alkaline trend – at the final stage of intrusions forming. The increased value of silica and alkalinity of Buky rocks are associated with contamination of the parent basite magma by the crust substance during its invasion in the final magmatic chamber. As for the content of microelements the peridotites and pyroxenites as well as gabronorites of Zhelyeznyaky and Vila blocks are characterized by a clear positive geochemical specialization of ore siderophile group elements (Cr, Ni, Co, and often Sc).