УДК 551.26+553.22+552.13+550.424 (477)

АКТИНОЛІТОВА ФАЦІЯ АПОБАЗИТОВИХ ЛУЖНИХ НАТРІЄВИХ МЕТАСОМАТИТІВ ЗОН ГЛИБИННИХ РОЗЛОМІВ

І.І. Михальченко[1], В.О. Синицин[2]
1. КП "Кіровгеологія", вул. Кіквідзе, 8/9, Київ, Україна
2. Київський національний університет імені Тараса Шевченка
вул. Володимирська, 60, Київ, Україна

Викладено результати вивчення мінеральних асоціацій justodiaбазових лужних натрієвих метасоматитів на контакті з апогранітним альбітитом. Встановлено, що мінеральні асоціації апограніту й аподіабазу відповідають актинолітовій фації вертикальної зональності лужних натрієвих метасоматитів.

Постановка проблеми. З геологічною формацією лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів [6] (натрієвих метасоматитів [7]; натрієві метасоматити зон розломів докембрійського фундаменту [2] – далі ЛНМ) генетично пов'язано більшість виявлених у кристалічному фундаменті УЩ родовищ і рудопроявів урану (рудна формація ураноносних натрієвих метасоматитів) і комплексних скандій-ванадієвих родовищ [10]. У центральній частині УЩ ці рудні об'єкти утворюють Центральноукраїнський (Кіровоградський) і Криворізький урановорудні райони.

Ґрунтовні описи метасоматитів даного петрогенетичного типу по гранітоїдах, гнейсах, залізистих і діопсидових кварцитах, сланцях і доломітах наведено в [1, 4, 7, 10]. Кристалічний фундамент Інгульського, Середньопридніпровського мегаблоків і Криворізько-Кременчуцької шовної зони перетинають дайкові пояси, магматити яких переважно представлені породами основного складу – діабазами, діабазовими порфіритами, габроїдами. Суттєва відмінність хімічного (а, відповідно, і мінерального) складу цих порід у порівнянні з переважно кислими метаморфічними і магматичними утвореннями кристалічного фундаменту центральної частини УЩ могла створити локальні, сприятливі для рудовідкладання, геохімічні бар'єри в зонах гідротермально-метасоматичних перетворень різноманітного генезису і формаційної приналежності. Саме цим визначається актуальність вивчення апобазитових ЛНМ. Встановлення факту наявності у складі ЛНМ аподіабазової фації має важливе петрологічне значення – є одним з доказів відсутності генетичного зв'язку утворень цієї формації з гранітоїдами кіровоградського і новоукраїнського комплексів PR_1^1.

Найбільш привабливою ділянкою для зазначених досліджень центральної частини УЩ є Кіровоградський рудний район, а саме Новоукраїнський масив (далі НМ), в розломних зонах якого інтенсивно проявлений як ЛНМ, так і дайковий магматизм основного і ультраосновного складу. Зазначені структури "зрізані" утвореннями Корсунь-Новомиргородського плутону. Це дозволяє впевнено визначити за геологічними даними, віковий інтервал цих подій – між вкоріненням новоукраїнського та корсунь-новомиргородського комплексів магматичних порід.

Аналіз попередніх досліджень та публікацій. У 1968 р. Ю.П. Єгоров запропонував виділення "нижне-протерозойской ураноносной натровой формации зон глубинных разломов УЩ". Дещо пізніше Б.І. Омельяненком описано метасоматичну формацію "натриевых метасоматитов" (натрієві метасоматити зон розломів докембрійського фундаменту [7]) центральної частини УЩ, до якої ним були віднесені натрієві метасоматити по залізистих кварцитах, сланцях, гнейсах, гранітоїдах. Після відкриття торій-уранових (Сиродоєв та ін., 1985, 1986) родовищ і скандій-ванадієвих руд [10] довколорудні зміни порід яких представлені утвореннями ЛНМ стало зрозумілим, що металогенічна спеціалізація формації визначається не тільки ураном.

Наразі відомі численні прояви гідротермальнозмінених лужними натрієвими розчинами базитових дайок Інгульського мегаблоку УЩ [3]. Такі випадки були задокументовані в зонах Кіровоградського і Суботсько-Мошоринського глибинних розломів [1]. У НМ метасоматичнозмінені дайки базитів згадуються в зонах Адабаського, Оникієво-Лозуватківського, Глодоського та інших розломів. Відмічалися альбітизація, актинолітизація, егіринізація, епідотизація, хлоритизація основних порід дайкових комплексів, навіть утворення аподіабазових альбітитів [1]. Проте до цього часу відсутня повна речовинна характеристика апобазитових ЛНМ, у т. ч. [5] дослідження їх метасоматичної зональності.

Мета роботи – дослідження речовинного складу апобазитових (аподіабазових) ЛНМ, зокрема їх зональної будови на контакті з апогранітоїдними альбітитами.

Об'єкт дослідження – метасоматично змінені дайки діабазу в ореолах лужного натрієвого метасоматозу.

Предмет дослідження – закономірності зміни мінерального складу приконтактових ділянок між апогранітами і аподіабазами.

Методи дослідження. Для досягнення поставленої мети здійснено збір і систематизацію даних попередніх геологічних досліджень, візуальні спостереження, відбір зразків, оптично- та електронномікроскопічні і мікрозондові дослідження.

Відбір зразків супроводжували геологічним документуванням керну з урахуванням вимог до матеріалу для проведення подальших досліджень, а саме: нормальне співвідношення порід на контакті між дайковою породою і породою, що її вміщує (апогранітними альбітитами), суцільність ділянки, яка вміщує обидва типи порід і контакт між ними. У більшості випадків встановлено тектонічно порушені (зірвані) контакти між альбітитами і дайковою породою, підкреслені січним характером співвідношень текстурних елементів порід, що контактують, та наявністю на контактах тонких (одиниці міліметрів) зон мілонітизації, брекчиювання тощо.

Макроскопічне описання та фотодокументування проводили для зразків керну, відібраних відповідно до вимог, наведених вище. Візуальне обстеження дозволяло встановити границю між аподайковою та апогранітною породами, а також попередньо ідентифікувати мінеральний тип альбітиту і петротип породи, що складає мінімально змінену частину дайки. У всіх зразках візуально за виразною різницею забарвлення, встановлено зональну будову приконтактової частини дайки. Візуальна ідентифікація мінералів окремих зон ускладнювалася незначною їх потужністю (десяті частини чи перші одиниці міліметрів) і тонкозернистою будовою. Під час дослідження текстурних співвідношень контактів дайок з альбітитами виконано фотодокументування керну та полірованих поверхонь на зрізах вздовж його осі.

Оптичномікроскопічні дослідження проводили для непокритих полірованих шліфів на епоксидній смолі розміром до 30 × 35 мм, виготовлених зі зрізів, паралельних до задокументованих полірованих поверхонь. Ці ж препарати вивчали на електронному мікроскопі-мікроаналізаторі. У протилежність апогранітним, для аподайкових ділянок препаратів ефективність цього методу виявилась досить обмеженою, що пояснюється тонкозернистою структурою досліджених порід основного складу.

Електронномікроскопічні та мікрозондові дослідження виконано на електронному мікроскопі-мікроаналізаторі РЭММА-202М з енергодисперсійним спектрометром (лабораторія мінералого-геохімічних досліджень геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка). Використано напилені графітом поліровані препарати, попередньо досліджені за допомогою методу оптичної мікроскопії. Більшість мікроскопічних спостережень виконано при 120-кратному збільшенні, результати їх представлено у вигляді чорно-білих цифрових зображень поверхні препарату у відбитих електронах з використанням режиму *COMPO*. Інтенсивність забарвлення в обраному режимі залежить переважно від складу зразка (спектр інтенсивності від чорного до білого відповідає збільшенню середньої атомної маси речовини). З метою діагностики мінеральних фаз у певних точках проводили якісний рентгеноспектральний (електроннозондовий) аналіз шляхом набору спектрів та співставлення в них інтенсивностей піків характеристичного рентгенівського випромінювання окремих хімічних елементів. Кількісне визначення масових часток проводили у точках (локальність до 5–7 мікронів), візуально прив'язаних до електронно-мікроскопічних зображень. При використанні стандартних режимів набору спектрів (напруга прискорення електронів 20 кВ, експозиція 100 секунд) досягалась межа визначення вмісту хімічного елементу не менше 0,1 ваг. % і точність розрахунку концентрації за методом внутрішнього стандарту не менше 5 відн. % (контроль за стандартними зразками плагіоклазу, амфіболу і сфену). Розрахунок формульних одиниць мінералів за даними мікрозондового визначення хімічного складу виконано у додатках *MS Excel*.

Геологічна характеристика. НМ знаходиться в західній частині Інгульського (Кіровоградського) мегаблоку УЩ, на південному заході Східно-Європейської платформи. За сучасними уявленнями, НМ утворився в центральній частині ранньопротерозойського прогину, сформованого на архейському фундаменті та виповненого метаморфізованими осадовими і вулканогенно-осадовими утвореннями інгуло-інгулецької серії (PR_1^1*ii*). Під час розвитку він зазнав інверсії в своєму осьовому фрагменті [4]. Внаслідок тектоно-магматичної активізації (1800—1700 млн рр.) будова північної частини центральної структури була ускладнена вкоріненням Корсунь-Новомиргородського плутону [12].

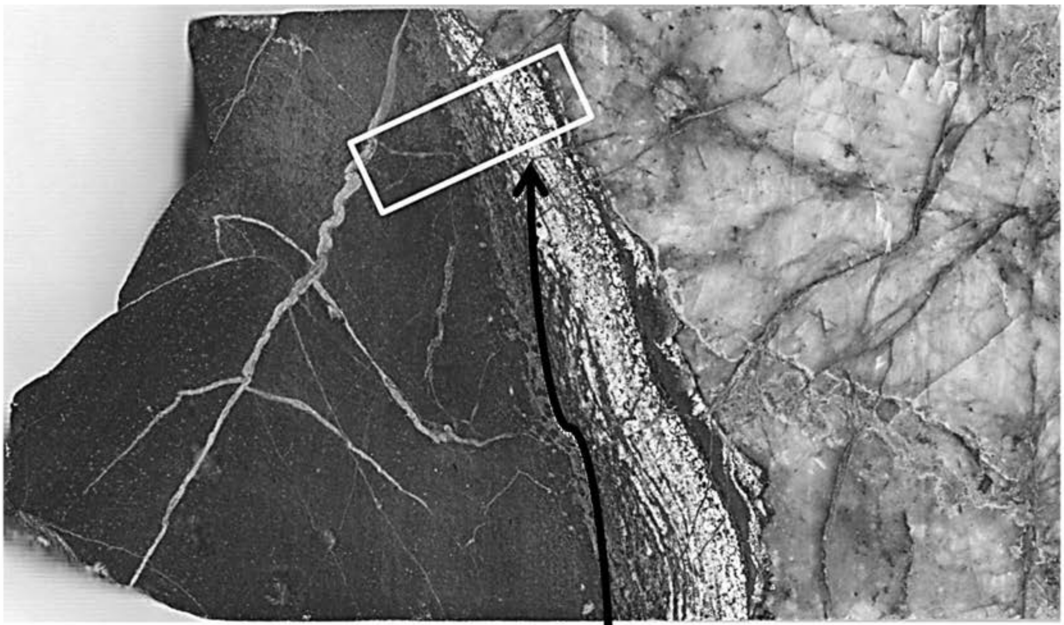
НМ площею 3500 км^2 складається з основних (габро, габро-норити, анортозити), гібридних (габро-монцоніти, монцоніти, кварцові монцоніти, сієніти, кварцові сієніти), кислих (граніти гранат-гіперстен-біотитові, гранат-біотитові, порфіробластові) інтрузивних порід новоукраїнського комплексу (PR_1^1***nu***). Жильна фаза представлена дрібнозернистими біотитовими гранітами, аплітами, пегматитами і кварцовими сієнітами. Слід зазначити, що на рівні ерозійного зрізу масиву переважають кислі відмінності, а саме граніти гранат-біотитові інколи по гіперстену. Віковий інтервал утворення цього магматичного комплексу становить 2038—2025 млн р. [12].

Інтенсивні гідротермально-метасоматичні перетворення, що призвели до утворення породних асоціацій ЛНМ відбулись в Глодоській, Адабаській, Оникієво-Лозуватківській, Войнівській, Крупсько-Федорівській зонах розломів, та низці менших тектонічних зон Новоукраїнського масиву. Гідротермально-метасоматичні перетворення кристалічних порід фундаменту даного петрогенетичного типу відбулися в дві стадії: ранню (альбітитову) і завершальну (постальбітитову, споріднену) [2, 9]. Віковий інтервал утворення формації —1800—1700 млн р. [12].

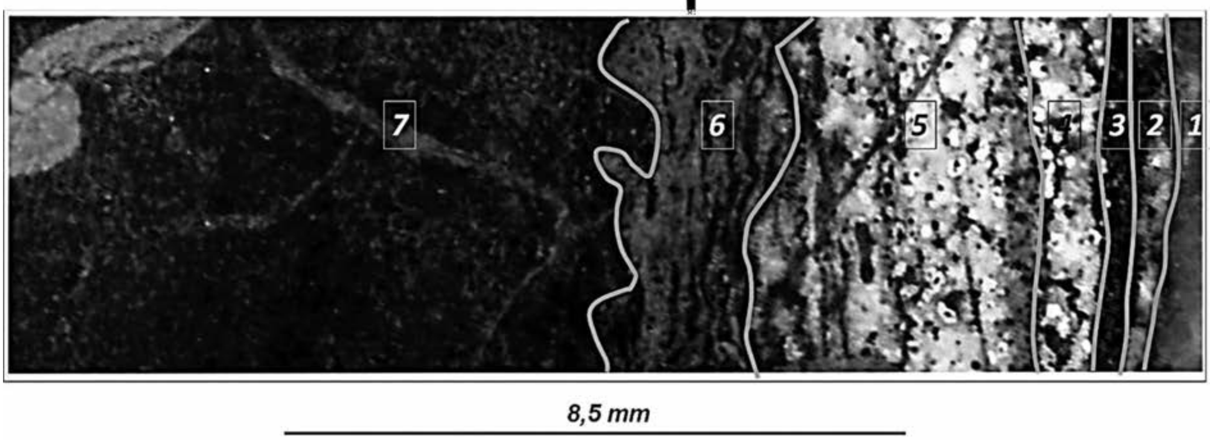
В апогранітних ЛНМ основну роль відіграє "вертикальна" зональність ранньої стадії. Хлорит-епідотові парагенезиси темноколірних мінералів тилових зон метасоматичних колонок з глибиною замінюються на рибекіт-егіринові. Найбільш глибинними (високотемпературними) вважають альбітити андрадит-актиноліт-діопсидові [1]. "Горизонтальна" зональність утворень ранньої стадії має наступний вигляд: незмінений граніт — нульова зона, "діафторований" граніт — крайова зона, альбіт-мікрокліновий (мікроклін-альбітовий) метасоматит ("сієніт") — проміжна зона і альбітит — тилова зона метасоматичної колонки [8].

У межах НМ зустрічаються три види основних за хімічним складом порід: ксеноліти кристалосланців, основні породи новоукраїнського комплексу (габро, анортозити, габро-монцоніти) і дайки основних порід (діабази, діабазові порфірити, оденіти). Невеликі тіла основних порід новоукраїнського комплексу розповсюджені в південно-західній частині масиву. Вони завжди оточенні гібридними породами: монцонітами, кварцовими монцонітами, діоритами, гранат-піроксен-біотитовими гранітами. Ксеноліти кристалосланців мають середньо-дрібнозернисту структуру, сланцеву текстуру та контакти з гранітоїдами через малопотужні зони мігматизації. Дайки основних порід на контактах з вмісними породами завжди мають зони загартування, спостерігається проникнення магматичного матеріалу в пори бічних порід, контакти часто січні до напряму сланцюватості кристалосланців і трахітоїдності новоукраїнських гранітів. Подекуди дайки основних порід вміщують ксеноліти новоукраїнських гранітів.

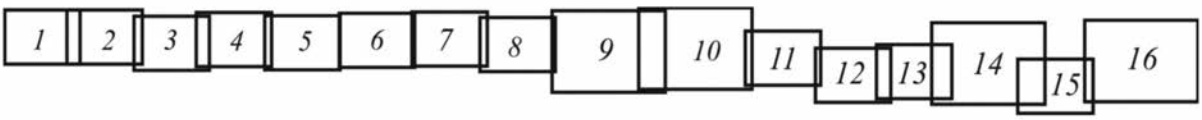
Дайкові утворення основних порід (діабази, діабазові порфірити) НМ локалізуються переважно в ділянці, обмеженій з південного заходу і заходу Звенигородсько-Ганнівською, а з північного сходу — Оникієво-Лозуватківською зонами розломів, утворюючи Бобринецько-Андріївський дайковий пояс північно-західного простягання, який зіставляється з лінеаментом В. Простягання дайок переважно північно-західне, зрідка північно-східне, субмеридіональне та субширотне. Довжина їх від перших до десятків кілометрів, потужність — від перших сантиметрів до 100 м. Макроскопічно це сірі, зеленувато-сірі до чорних, масивні породи. Структура діабазів офітова, діабазових порфіритів — порфірова. Контакти з ультраметаморфічними, метаморфічними та інтрузивними породами чіткі, з зонами загартування. Іноді на контактах розвинуті більш пізні тектонічні порушення: зони тріщинуватості, мілонітизації, брекчиювання. В зонах метасоматичних пере-



а



б



в

Рис. 1. Контакт аподіабазового і апогранітного натрієвих метасоматитів. Сврд. 39Д, гл. 284,1 м. Північно-західна частина Новоукраїнського масиву; *а* – фотографічне зображення полірованої поверхні зразка: аподіабазовий метасоматит має темно-сіре забарвлення, а апогранітний ясно-сірий; тріщини заповнені епідотом; сталево-сіре виповнення на контакті – магнетит; *б* – деталь фотографічного зображення зональності на контакті аподіабазового (зони № 7-3) і апогранітного (зони № 2, 1) метасоматитів (пояснення в тексті); *в* – схема розташування досліджених фрагментів (зображеннь у відбитих електронах в режимі *COMPO*)

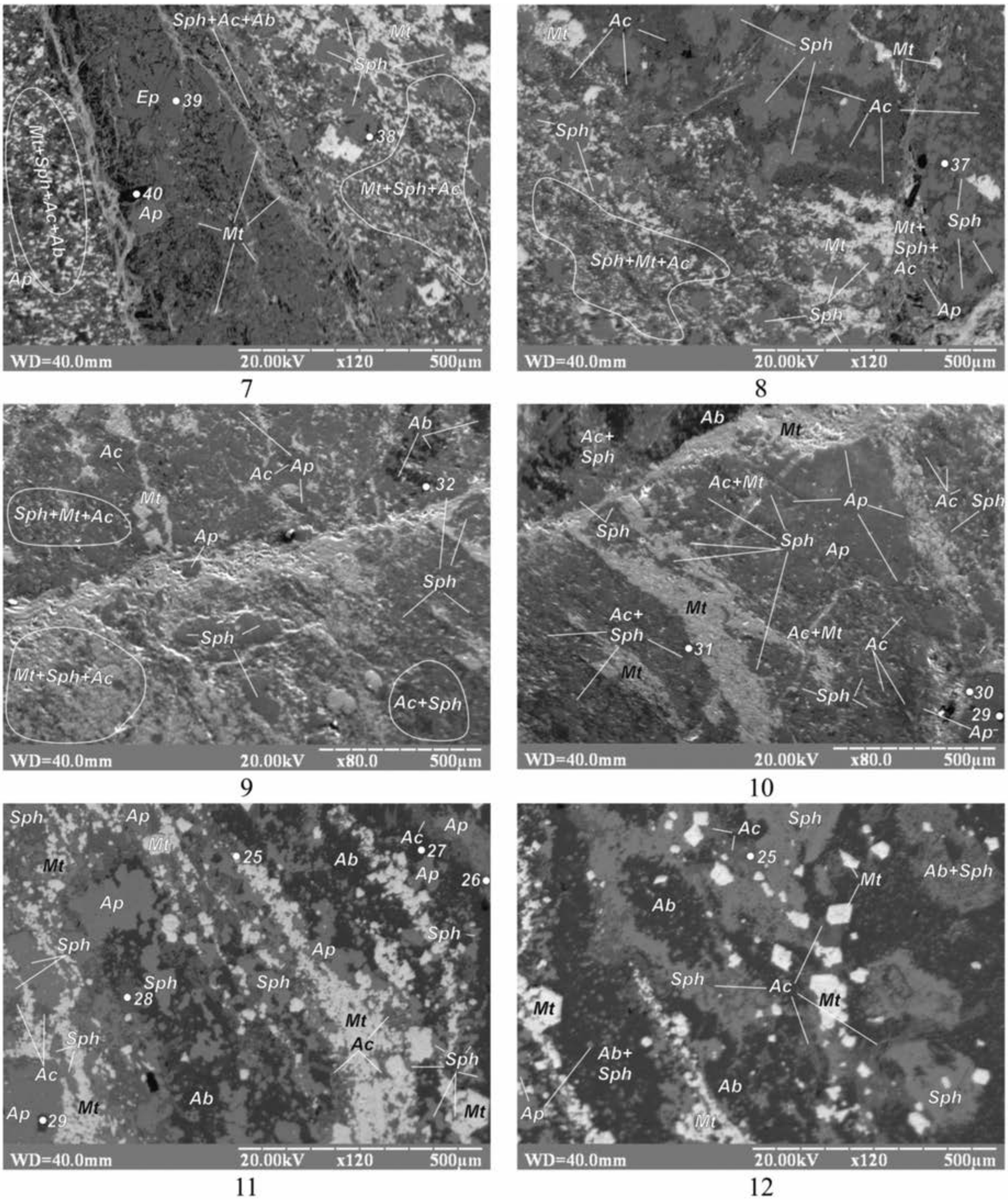


Рис. 2. Зображення у відбитих електронах (режим *COMPO*) з ділянки контакту аподіабазових і апогранітних лужних натрієвих метасоматитів. Сврд. 39Д, гл. 284,1 м, північно-західна частина Новоукраїнського масиву. 7 – контакт зон № 7 і 6 по епідотовому прожилку (мін. ас. *mt* + *ap* + *ep*); 8–9 – зона № 6 тонкозернистого, сланцюватого, смугастого аподіабазового лужного натрієвого метасоматиту (мін. ас. *ab* + *sph* + *ac* + + [$ap_а$ + $sph_н$ + $mt_н$]); 11 – перехід між зонами № 6 і № 5; 12 – зона № 5 гранульоризованого аподіабазового лужного натрієвого метасоматиту (мін. ас. *ab* + *sph* + ([$ap_а$ + $sph_н$ + $mt_н$ + $ac_н$]). Схема розташування зображень див. рис. 1, *в*. *Умовні позначення*: *ab* – альбіт, *ap* – апатит, *ac* – актиноліт, *crb* – карбонат, *zr* – циркон, *ep* – епідот, *mt* – магнетит, *sph* – сфен; в квадратних дужках – акцесорна ($_а$) і накладена ($_н$) мінералізація. Цифри в полі зображень – номера хімічних аналізів мінералів

творень порід зустрічаються як змінені лужними натрієвими розчинами, так і не змінені дайки основних порід.

Кам'яний матеріал отримано під час проведення детального картування, яке виконує КП "Кіровгеологія" в північно-західній частині НМ. Це керни свердловин алмазного буріння. Ділянка, в межах якої зустрінуто численні випадки альбітизації діабазів, знаходиться в зоні перетину Тарасівського (Глодоська зона розломів північно-східного простягання) і Широтного (субширотна Зелено-Завадівська зона) розломів. Тут встановлено субгоризонтальні і крутого падіння дайки основних порід, при цьому останні мають північно-західне простягання. Слід зазначити, що в межах ділянки апогранітні лужні натрієві метасоматити представлені здебільшого андрадит-актинолітовими й андрадит-діопсидовими фаціями.

Викладення результатів дослідження. Детально був досліджений зразок з контакту апогранітних і аподіабазових ЛНМ свердловини 39Д, глибина 284,1 м (рис. 1, *а*). Візуально в зоні контакту виділяється сім зон (рис. 1, *а*, *б*): 1 – апогранітний лейкократовий альбітит з актинолітом сіро-рожевий, крупнозернистий, слабко катаклазований, тріщинуватий; 2 – апогранітний лейкократовий альбітит з актинолітом сіро-рожевий, дрібнозернистий, гранульоризований; 3 – зона аподіабазового ЛНМ, складена сталево-сірим магнетитом потужністю 1–3 мм; 4 – аподіабазовий ЛНМ сіро-білого кольору, тонкозернистий; 5 – аподіабазовий тонко-дрібнозернистий ЛНМ рожево-білого кольору з тонкими смужками магнетиту, витягнутими паралельно контакту; 6 – апобазитовий дрібнозернистий ЛНМ зеленуватого кольору; 7 – зеленувато-коричнева тонкозерниста порода.

Схема зображень у відбитих електронах *COMPO* з ділянки контакту аподіабазового й апогранітного ЛНМ показана на рис. 1, *в*, самі зображення – на рис. 2, 3, змонтовані – на рис. 5, *а*. Нижче викладено коротку мікроскопічну характеристику виділених зон (див. рис. 1–3).

Зона 1. Альбітит актинолітовий апогранітний з низьким вмістом мікрокристалічного актиноліту (див. рис. 1, *3–16*).

Зона 2. Альбітит актинолітовий апогранітний гранульоризований з накладеною апатит-актинолітовою мінералізацією. Актиноліт дрібногольчатий. Апатит спостерігається у вигляді зерен розміром 0,02–0,08 мм та їх скупчень. У верхній частині знімку – дрібне зерно циркону розміром 0,4 × 0,2 мм (рис. 3, *16*).

Між зонами 2 и 3 – "залікована" кальцитом тріщина потужністю 0,015–0,03 мм.

Зона 3. Рудний прожилок агрегату магнетит–апатит–актинолітового складу потужністю від 0,2–0,4 до 1,0 мм. В агрегаті частка мінералів сягає: апатиту – 5 %, актиноліту – 40 %, зерен магнетиту – 90 %.

Зона 4. Альбітит аподіабазовий з накладеними актинолітом і магнетитом (середина і верхній правий кут рис. 3, *15* і лівий нижній кут рис. 3, *16*). Потужність – до 0,8 мм.

Зона 5. Альбітит сфеновий аподіабазовий з накладеною актиноліт–магнетит–сфеновою мінералізацією. Потужність зони не перевищує 4,5 мм. Сфен представлений двома морфологічними типами: 1 – накладений у вигляді суцільної маси ксеноморфних зерен розміром від 0,05 до 0,2 мм, іноді в зростаннях з актинолітом, 2 – мікрокристали (проростання) в альбіті, які утворюють хмароподібні скупчення. Накладений магнетит розподілений по зоні вкрай нерівномірно, кількість збільшується поблизу переходу до зони 6. Представлений окремими ідіоморфними зернами розміром 0,01–0,1 мм або їх лінзоподібними скупченнями.

Зона 6. Метасоматит альбіт-актиноліт-сфеновий аподіабазовий з накладеною магнетитовою мінералізацією. Сфен (до 75 %) представлений суцільними масами ксеноморфних зерен розміром від 0,05 до 0,2 мм. Актиноліт і альбіт спостерігаються як дрібні виділення між скупченнями сфену. Поряд з останнім – окремі ізометричні зерна апатиту (до 10 %) розміром 0,1 мм. Магнетит представлений трьома морфологічними типами: 1 – дрібні ксеноморфні включення в зернах сфену, 2 – бласти (ідіоморфні зерна) розміром від 0,03 до 0,1 мм, переважно витягнуті ланцюжками, 3 – суцільні маси дрібних зерен, що виповнюють січні тріщини, що орієнтовані у двох взаємно перпендикулярних напрямках.

Перехідна ділянка до зони 7. Метасоматит альбіт-актиноліт-сфен-магнетитовий аподіабазовий. Потужність 0,7 мм. Структура порфіробластова. Площа порфіробластів (розмір кристалів до 0,01–0,02 мм) не більше 60 %. Окремі ділянки представлені сфеном + альбіт + актиноліт, а в інших спостерігається магнетит (до 5–10 %), розмір зерен якого – до 0,005 мм. Бластична складова (розмір зерен 0,05–0,1 мм) представлена скупченнями або окремими зернами магнетиту і амебоподібного сфену.

На границі зон 6 і 7 фіксується прожилок потужністю 0,3–0,5 мм, складений альбіт (30 %) –

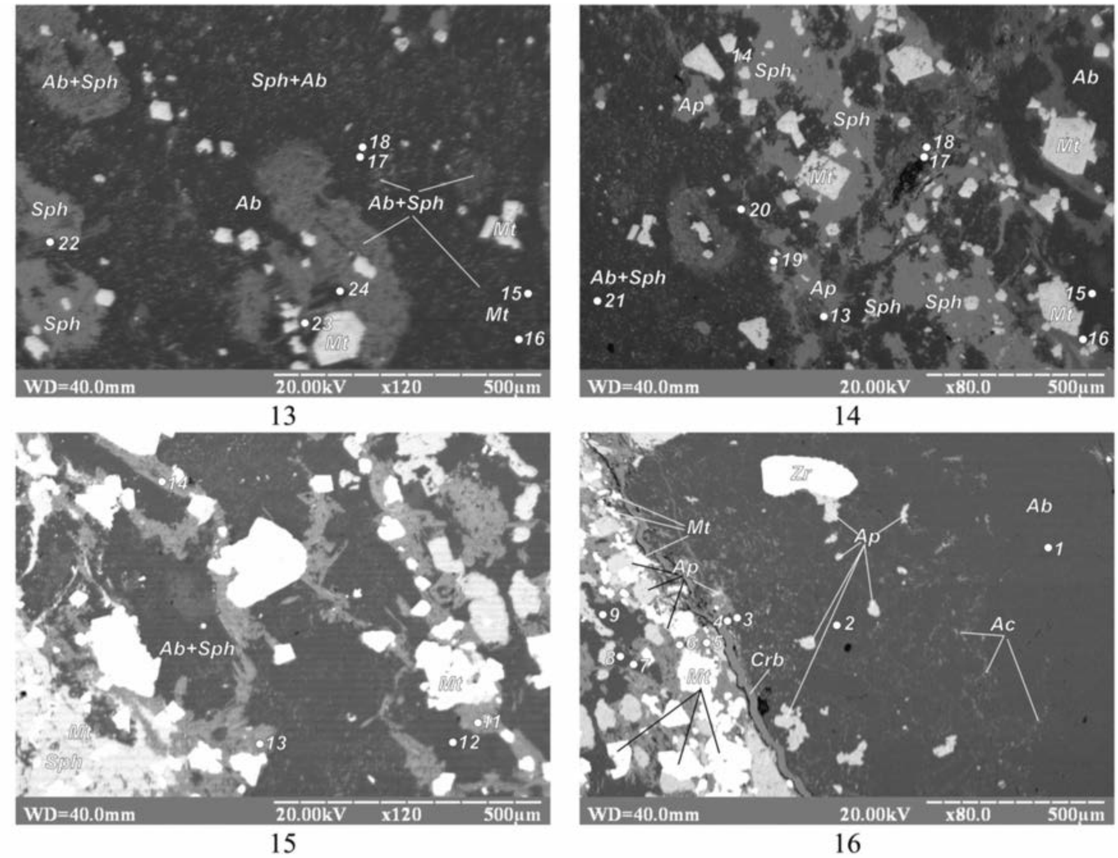


Рис. 3. Зображення у відбитих електронах (режим *COMPO*) з ділянки контакту аподіабазових і апогранітних лужних натрієвих метасоматитів. Сврд. 39Д, гл. 284,1 м, північно-західна частина Новоукраїнського масиву. (продовження рис. 2): 13–14 – зона № 5 гранульоризованого аподіабазового лужного натрієвого метасоматиту (мін. ас. $ab + sph + [ap_a + sph_н + mt_н + ac_н]$); 14 – перехідна ділянка між зонами № 5 і №4 (мін. ас. $ab + [[ap_a + sph_н + mt_н + ac_н]$); 15 – перехідна ділянка між зонами № 4 і № 3 (мін. ас. $ap_н + ac_н + mt_н + ab$)); 16 – прожилок кальциту (зона № 3) на контакті апогранітного лужного натрієвого метасоматиту, представленого зоною № 2 (мін. ас. $ab + ac + [ap_a + sph_a + zr_a + ac_н + ep_н]$) і зоною № 1 (мін. ас. $ab + ac + [ap_a + sph_a + zr_a + ep_н]$). Умовні позначення див. на рис. 2

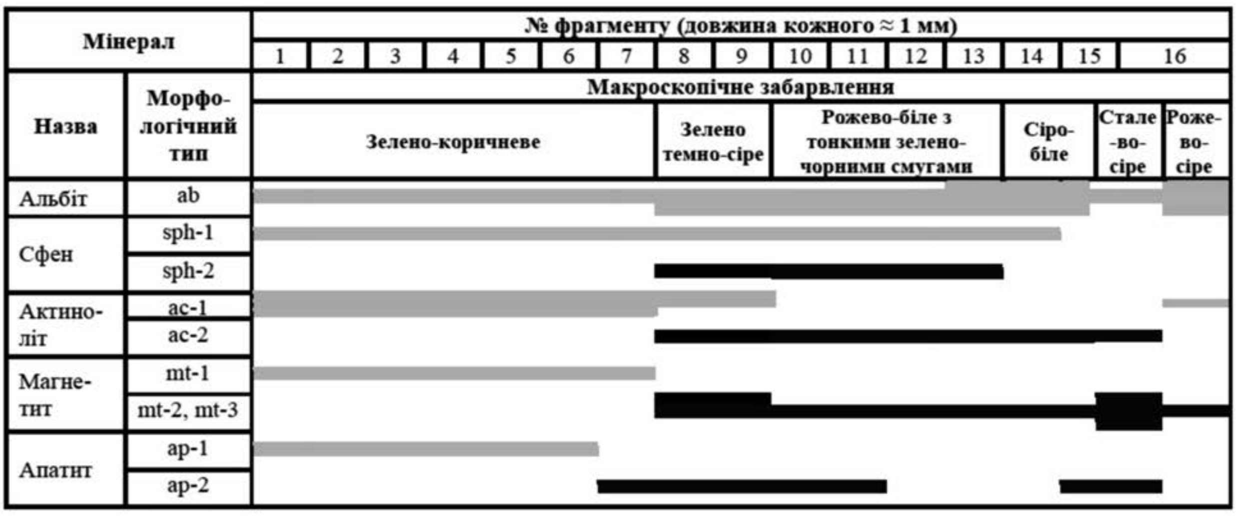


Рис. 4. Схематичне зображення результатів макроскопічного описання та електронно-мікроскопічного дослідження метасоматично зміненої частини дайки діабазу (від фрагменту 1 лівої частини фрагменту 16) на контакті з актинолітовим альбітитом (права частина фрагменту 16). Пояснення в тексті

епідотовим (70 %) агрегатом з поодинокими зернами апатиту. Призматичні зерна епідоту розміром у перші мікрони в агрегаті цементуються ксеноморфним альбітом.

Зона 7. Метасоматит магнетит-сфен-альбіт-актинолітовий, аподіабазовий, сланцюватий, тонкозернистий (більше 90 % об'єму породи) гранонематобластовий представлений агрегатом актиноліту (40–60 %), магнетиту (20–25 %), альбіту (20–25 %) та сфену (до 10 %). Розмір мінеральних зерен складає 0,01–0,015 мм. Кристали актиноліту призматичні, сфену, магнетиту і альбіту – ксеноморфні, причому останній заповнює простір між зернами інших трьох мінералів. Бласти (до 10 % об'єму породи) представлені подекуди зближеними, а частіше окремими зернами ідіоморфного магнетиту й амебоподібного сфену розміром до 0,1 мм, інколи у зростках з альбітом. Трапляються поодинокі кристали апатиту.

Схематичне зображення результатів макроскопічного опису та електронномікроскопічного дослідження представлено на рис. 4. Товщина горизонтальних стовпчиків відповідає частці мінералу в діапазонах 3–15, 15–35 і > 35 %. Виділено морфологічні типи мінералів: ab, sph-1, act-1, mt-1 ap-1 (розшифровку скорочень назв мінералів див. на рис. 2), які представлені дрібно- і рівномірнозернистими різновидами, що складають агрегати регулярно розподілених мінералів (ці типи віднесено до метасоматичної групи і показано на рисунку сірим кольором); sph-2, act-2, mt-2 ap-2 представлені відносно крупними бластами, що нерівномірно розподілені серед мінералів попередньої групи або утворюють нерегулярні скупчення у вигляді смуг чи лінз, а також mt-3, що утворює суцільні тонкозернисті скупчення неправильної форми, які подекуди виповнюють дрібні тріщини (ці типи віднесено до групи мінеральних форм осадження і відображено на рис. 4 чорним кольором).

Результати мікрозондового дослідження хімічного складу мінералів наведені в таблиці та на рис. 5. За умовний нуль на рис. 5, *б*, *в* прийнятий прожилок карбонату на контакті аподіабазових (від'ємні значення) і апогранітних (позитивні значення) ЛНМ.

Наведені дані показують, що хімічний склад плагіоклазів у досліджених ЛНМ відповідає чистому альбіту. Незначні домішки кальцію, а також титану і заліза в цьому мінералі апобазитових метасоматитів (див. таблицю) пояснюється присутністю тонких проростань сфену та інших мінералів в зернах альбіту. Хімічний склад актиноліту в апогранітному і апобазитовому метасоматитах є практично однаковим – для всього масиву даних величина магнезіальності амфіболів залишається в межах 0,69 ± 0,05.

Хімічний склад (ваг. %) та коефіцієнти кристалохімічних формул альбіту і актиноліту (св. 39Д, гл. 284,1 м)

Мінерал	Альбіт								Актиноліт						
Зона	7	6	6	5	5	4	2	1	7	6	5	5	5	3	3
Номер на рис. 5, *а*	43	38	29	32	21	8	2	1	42	31	26	20	13	14	5
SiO_2	68,81	67,83	66,67	67,19	68,14	68,31	69,09	68,7	56,72	51,39	56,72	57,03	56,06	56,6	56,51
TiO_2	0,18	0,36	0,07	0,38	0,34	0,54	0	0,01	0,05	0,56	0,45	0,11	0	0	0,32
Al_2O_3	19,33	19,16	18,57	18,81	19,16	19,13	19,58	19,34	1,76	1,03	0,97	2,46	1,54	1,39	0,98
FeO	0,6	1,14	2,58	0,88	0,22	0,13	0,05	0,08	11,28	18,36	10,86	11,95	12,37	12,64	14,3
MnO	0	0	0,04	0,01	0	0	0,02	0	0,5	0,39	0,46	0,44	0,43	0,42	0,54
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	16,87	17,8	17,12	15,33	16,56	16,22	14,66
CaO	0,29	0,7	0,73	0,95	0,97	0,37	0	0	12	9,96	13,29	11,79	12,56	12,1	11,94
Na_2O	10,79	10,8	10,89	11,21	11,16	11,52	11,25	11,88	0,65	0,42	0,04	0,76	0,36	0,46	0,47
K_2O	0	0	0	0	0	0	0	0	0,16	0,09	0,09	0,13	0,12	0,18	0,27
Si	3	2,98	2,97	2,97	2,98	2,99	3,01	3	7,9	7,44	7.9	7.94	7,86	7,92	7,98
Al	0,99	0,99	0,97	0,98	0,99	0,99	1	1	0,29	0,18	0,16	0,4	0,25	0,23	0,16
Ti	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,02	0	0	0,01	0,06	0,05	0,01	0	0	0,03
Fe	0,02	0,04	0,1	0,03	0,01	0	0	0	1,31	2,22	1,26	1,39	1,45	1,48	1,69
Mn	0	0	0	0	0	0	0	0	0,06	0.05	0.05	0,05	0,05	0,05	0,06
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	3,5	3,84	3,55	3,18	3,46	3,38	3,09
Ca	0,01	0,03	0,03	0,05	0,05	0,02	0	0	1,79	1,55	1,98	1,76	1,89	1,82	1,81
Na	0,91	0,92	0,94	0,96	0,95	0,98	0,95	1,01	0,18	0,12	0,01	0,21	0,1	0,12	0,03
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,05
Сума	4,95	4,97	5,01	5,01	4,98	4,99	4,96	5	15,07	15,48	14,98	14,96	15,08	15,03	14,9

ISSN 2224-6487. Геохім. та рудоутв. 2012. Вип. 31–32

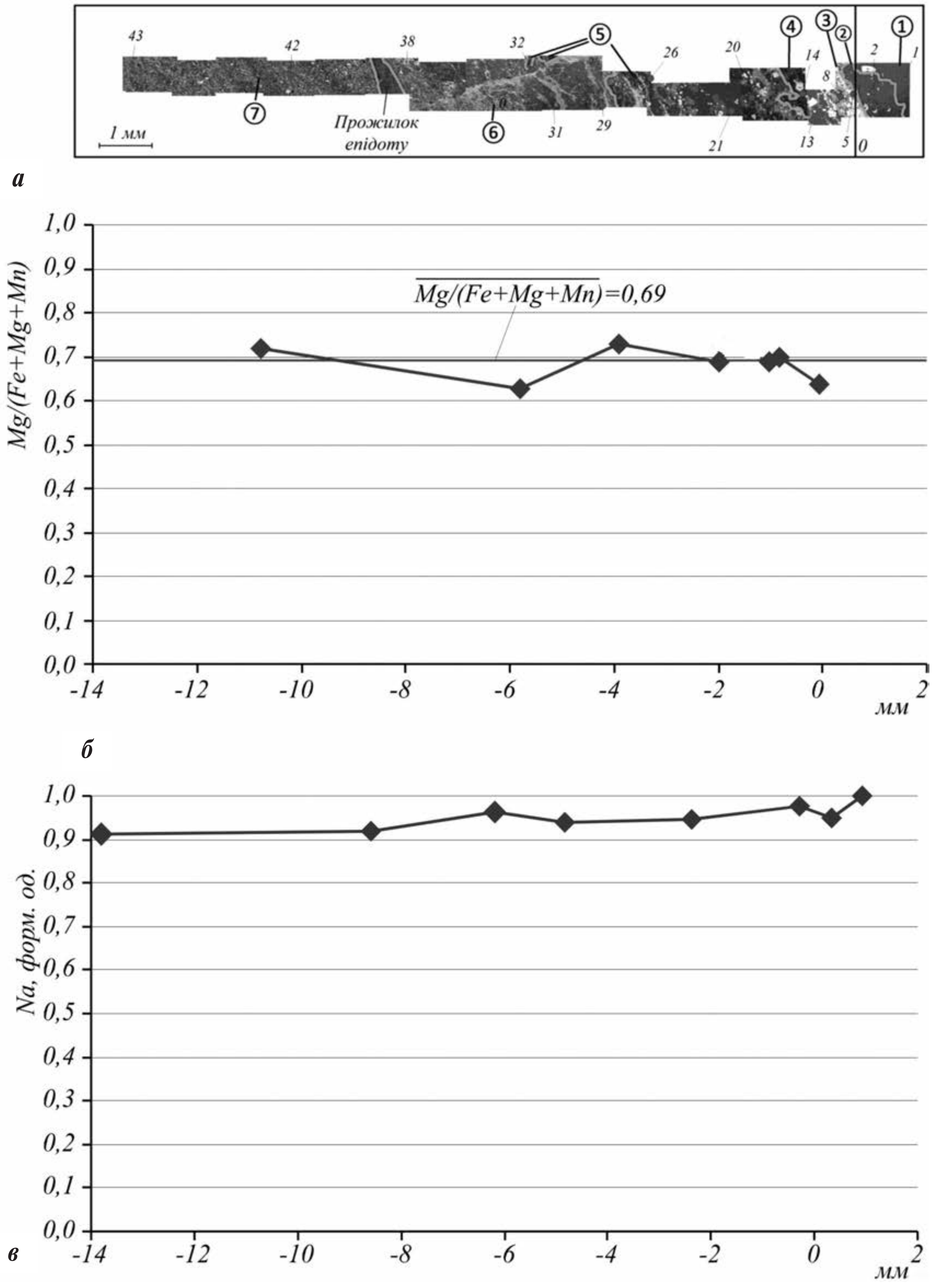


Рис. 5. Результати мікрозондового дослідження хімічного складу мінералів приконтактової ділянки апогранітих та аподіабазових ЛНМ: *а* – змонтовані зображення у відбитих електронах з позначеннями точок мікрозондових визначень хімічного складу мінералів і номерів виділених зон (цифри у кружках); *б* – зміна магнезіальності актиноліту; *в* – зміна кристалохімічних коефіцієнтів натрію у формулі альбіту. Горизонтальні вісі означають відстань в міліметрах від контакту (умовний нуль) у напрямку апограніту (позитивні значення) та апобазиту (негативні значення)

Ti, Ca, Fe, Mg →

← Na, Si, Al?

Номер зони		7	6	5	4	3		2	1
Мінерали	Головні парагенетичні	Альбіт+ актиноліт+ сфен+ магнетит	Альбіт+ сфен+ актиноліт	Альбіт+ сфен	Альбіт	Актиноліт+магнетит+апатит (альбіт)	Кальцит	Альбіт+ актиноліт	Альбіт+ актиноліт
	Акцесорні	Апатит	Апатит	Апатит	Апатит			Сфен, апатит, циркон	Сфен, апатит, циркон
	Накладені		**Магнетит, сфен**	**Магнетит, актиноліт, сфен**	**Магнетит, актиноліт**			**Актиноліт, епідот**	**Епідот**

Рис. 6. Мінеральні асоціації приконтактових ділянок апогранітного (зони 1 і 2) і аподіабазового (зони 3–7) лужних натрієвих метасоматитів і направленість міграції головних петрогенних компонентів. Сврд. 39Д, гл. 284,1 м. Пояснення в тексті

Обговорення результатів. Таким чином в приконтактовій ділянці з апогранітоїдним актинолітовим альбітитом дайкова діабазова порода зазнала суттєвих метасоматичних змін, що проявились в утворенні п'яти зон різного мінерального складу. Встановлена послідовність мінеральних асоціацій розглядається як апобазитовий метасоматичний ореол, складений мінералами, які віднесено до двох груп: перша – мінерали метасоматичної групи, і друга – мінеральні форми осадження. Асоціації мінералів першої групи відповідають парагенезисам метасоматичної колонки апобазитового ЛНМ, яка в даному випадку представлена наступною послідовністю зон (у напрямку від границі з апогранітним альбітитом): ab ‖ ab + sph-1 ‖ ab + sph-1 + act-1 ‖ ab + sph-1 + act-1 + mt-1 ‖ ab + + sph-1 + act-1 + mt-1 + ap-1‖. Аналіз цієї метасоматичної колонки показує, що її формування спричинювалось дією метасоматичного лужного розчину, який привносив у вихідну породу основного складу Na, Si, а також, можливо, Al, і виносив з неї Ca, Fe, Mg. Ti. Такими властивостями характеризується і розчин, що призводив до утворення апогранітних альбітитів. Мінерали групи осадження, що спостерігаються переважно у приконтактовій частині апобазитових метасоматитів, очевидно утворились внаслідок біметасоматичної взаємодії двох контрастних за хімізмом порід кислого і основного складу. Ці мінерали відображають локальне переміщення головних компонентів базиту в напрямку від внутрішніх ділянок дайки до границі з апогранітним альбітитом, поблизу якої відбувається їх осадження: Ca у формі sph-2, act-2 та ap-2; Fe (act-2, mt-2, mt-3); Mg (act-2); Ti (sph-2); P (ap-2). Мінеральні парагенезиси дослідженої ділянки і направленість міграції основних петрогенних компонентів наведені на рис. 6.

Викладені дані дозволяють стверджувати, що перед гідротермально-метасоматичними перетвореннями даного петрогенетичного типу порід фундаменту в Кіровоградському рудному районі відбулося вкорінення дайок основного складу. В цілому подібні співвідношення є досить характерними в межах урановорудних районів з рудною мінералізацією гідротермально-метасоматичної природи [8, 11].

Таким чином підтверджена правомірність виділення северинського дайкового комплексу основних-ультраосновних порід (PR_1^2*sv*), що було зроблено О.М. Сухініним у 1984 р. (відомості наведені в [7]). Ми вважаємо, що необхідно продовжити дослідження в цьому напрямку, а саме – вивчити зональність приконтактових ділянок апобазитових і апогранітних ЛНИ, що належать до діопсидової, егірин-рибекітової й епідот-хлоритової фацій вертикальної метасоматичної зональності. У зв'язку з цим гостро постає потреба дослідження дайок основних порід, які "січуть" утворенням ЛНМ, і при цьому не зазнали гідротермально-метасоматичних перетворень.

Висновки. 1. На контакті апогранітного і апобазитового (аподіабазового) ЛНМ спостерігається біметасоматична зональність. Склад головних мінеральних парагенезисів вивчених зон свідчить про приналежність апограніту та аподіабазу до однієї (актинолітової) фації вертикальної метасоматичної зональності лужних натрієвих метасоматитів та їх утворення за ранньої метасоматичної стадії.

2. Склад формації лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів доповнений апобазитовою (аподіабазовою) групою фацій.

3. Достеменно встановлено, що натрієві лужні гідротермально-метасоматичні перетворення порід фундаменту в Кіровоградському рудному районі відбувалися після вкорінення дайок основного складу северинського комплексу PR_1^2*sv*.

Подяки. *Автори висловлюють свою подяку головному геологу ПЗЕ-46 КП "Кіровгеологія" В.І. Погукаю за надання можливості опрацювання кам'яного матеріалу.*

1. *Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Бакаржиев А.Х. и др.* Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины – К. : Наук. думка, 1995. – 396 с.
2. *Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А. и др.* Метасоматизм и метасоматические породы – М. : Научный мир, 1998. – 490 с.
3. *Иванов Б. Н., Прытков Ф.Я., Макивчук О.Ф., Синицын В.А.* О генетической и парагенетической связи уранового рудогенеза с процессами нижнепротерозойского ультраметаморфизма на примере западной части УЩ // Минерал. ресурси України. – 1999. – № 4. – С. 29–33.
4. *Крупенников В.А., Толкунов А.Е., Хорошилов Л.В. и др.* Геологические структуры эндогенных урановых рудных полей и месторождений – М. : Недра, 1986. – 232 с.
5. *Михальченко І.І., Синицин В.О.* Апобазитові фації лужних натрієвих метасоматитів зон глибинних розломів Новоукраїнського масиву // Тез. доп. Міжнар. наук. конф. "Наукові засади геолого-економічної оцінки мінерально-сировинної бази України і світу" / Київський нац. ун-т імені Тараса Шевченка. – К., 2011. – С. 37–38.
6. *Михальченко І.* Геологічна позиція формації лужних натрієвих метасоматитів Новоукраїнського масиву // Вісник Київського національного університету ім. Тараса Шевченка. – № 48. – 2010. – С. 13–15.
7. *Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород – М. : Недра, 1978. – 214 с.
8. *Рыбалов Б.Л., Омельяненко Б.И.* Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений – М. : Наука, 1986. – 275 с.
9. *Синицин В.О., Шунько В.В.* Дослід систематизації метасоматитів Українського щита на формаційній основі // Геолог України. – 2010. – № 3. – С. 57–63.
10. *Тарханов А.В., Кудлаев А.Р., Петрин А.В., Козырьков В.Д.* Желтореченское ванадий-скандиевое месторождение // Геология рудных месторождений. – 1991. – № 6. – С. 50–56.
11. *Шмарович Е.М., Модников И.С.* К проблеме источника урана при рудообразовании // Геология рудных месторождений. – 1988. – № 5 – С. 5–15.
12. *Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М. и др.* Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. – К. : Наук. думка, 2008. – 240 с.

Михальченко И.И., Синицын В.А. Актинолитовая фация апобазитовых щелочных натриевых метасоматитов зон глубинных разломов. Изложены результаты изучения минеральных ассоциаций в зонах метасоматической колонки аподиабазового натриевого метасоматита на контакте с апогранитным альбититом. Установлено, что минеральные ассоциации как апогранита, так и аподиабаза отвечают актинолитовой фации вертикальной зональности щелочных натриевых метасоматитов.

Mikhalchenko I.I., Sinitsyn V.A. Actinolitic facies of apobasitic alkaline sodium metasomstites of deep fault zones. The results of studying of mineral assemblages in zones of apobasitic alkaline sodium metasomatite at the contact of apogranitic albitite have been presented in the article. It has been shown that both apogranitic and apobasitic metasomatic mineral assemblages relate to actinolite facies of vertical zoning of alkaline sodium metasomatites.

Надійшла 14.03.2012.