

ПРО ГЕНЕЗИС ЛУЖНИХ МЕТАСОМАТИТІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

С.Г. Кривдік

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03680, просп. Палладіна, 34, Київ, Україна*

Коротко розглянуто різні типи лужних (з егірином, арфведсонітом і рибекітом) і лужнопольовошпатових метасоматитів Українського щита. Показано подібність вертикальної зональності (за особливостями мінерального складу) апогранітоїдних лужних метасоматитів (фенітів, альбітитів), генетично і просторово пов'язаних з лужно-ультрасосновними (карбонатитовими) комплексами магматичних порід, аподжеспілітових лужних метасоматитів та ураноносних альбітитів. Зроблено висновок про глибинне джерело флюїдів, які спричинили утворення ураноносних альбітитів, можливий зв'язок їх з породами карбонатитового комплексу.

Вступ. У межах Українського щита поширені різноманітні лужні метасоматити, які в різних публікаціях названі фенітами [3, 5, 13, 14, 15], альбітитами, сієнітами або сієнітоподібними породами, мікроклінітами тощо. Однозначного визначення лужного метасоматиту немає, проте, за аналогією з магматичними породами, до лужних метасоматитів слід відносити такі, що мають у своєму складі лужні мінерали – лужні піроксени, лужні амфіболи або фельдшпатоїди (частіше нефелін). Породи з нефеліном здебільшого мають магматичне походження, а власне метасоматити з нефеліном трапляються досить рідко (наприклад, нефелін-діопсидові породи серед кальцифірів Побужжя та Приазов'я) (Царовський, Гейко, 1982). Через обмеженість поширення і відсутність у таких метасоматитах рудної мінералізації в даній статті їх не розглянуто. Очевидно, до лужних метасоматитів не слід відносити суттєво альбітові або мікроклінові породи з епідотом, біотитом, пренітом, хлоритом. Такі породи часто утворюються по габроїдах або гранітоїдах і також не несуть цікавої мінералізації. Водночас суттєво альбітові або альбіт-мікроклінові породи з епідотом та

хлоритом супроводжують ураноносні лужні (з рибекітом та егірином) альбітити і, звичайно, розглядаються як одна з метасоматичних зон (колонок) лужних метасоматитів [3, 19].

Лужні метасоматити, крім відомих у межах УЩ та інших регіонів ураноносних альбітитів, часто мають рідкіснометалеву мінералізацію на TR, Zr і Nb, мінерали яких представлені переважно бастнезитом, паризитом, інколи бритолітом, пірохлором, колумбітом, цирконом та деякими іншими.

За аналізом геологічного положення, мінерального складу, зональності та ізотопно-геохімічних характеристик лужних метасоматитів УЩ з рідкіснометалевою (в т. ч. урановою) мінералізацією зроблено висновок про глибинну (мантіїну) природу флюїдів, які зумовили утворення цих порід та пов'язані ними зруденіння.

Деякі аспекти генезису лужних метасоматитів. Гіпотези та уявлення про джерела пов'язаної з ними рудної мінералізації. Розмежувати високотемпературні лужні метасоматити та подібні до них за мінеральним складом магматичні породи (наприклад, апогранітоїдні феніти та сієніти) важко. Це ускладнюється ще й тим, що, очевидно, в умовах високої температури та значної глибини може відбува-

тися плавлення (реоморфізм) лужних метасоматитів. Так, наприклад, у Чернігівському карбонатитовому масиві піроксен (егірин-саліт)-лужнопольовошпатові безкварцові феніти нерідко перетинаються крупнозернистими і пегматоїдними сієнітами, в тому числі їхніми кварцовими різновидами (нордмаркітами), мінеральний склад яких ідентичний такому вмісних фенітів. При цьому ці сієніти та нордмаркіти мають типово магматичні структури [5, 14]. Подібні сієніти спостерігаються також серед фенітів Проскурівського масиву. Слід відзначити, що так звані анатектичні та нефелінові феніти виділяються у гіпабісальному карбонатитовому комплексі Туриноного мису (Евдокимов, 1982). У зв'язку з цим відзначимо також, що О.М. Донський [7] і Є.Д. Осокін [17] вважали, що більшість лужних порід Октябрського масиву мають метасоматичне походження, тоді як автор цієї статті дотримується "магматичної точки зору" щодо всіх нефелінвмісних та сієнітових порід цього масиву (фойяїти, пуласкіти, маріуполіти).

Якщо генетичний зв'язок фенітів та апофенітових альбітитів, характерних для Чернігівського, Проскурівського, Антонівського та Малотерсянського масивів, з глибинними лужними магматичними породами і карбонатитами особливих заперечень не викликає, то питання про походження ураноносних альбітитів є не таким однозначним і більшість дослідників ці породи розглядає як метасоматити, пов'язані з гранітоїдними інтрузіями [3, 13], а джерелом уранової мінералізації вважає ці гранітоїди або метаморфічні породи первинно осадового походження. Нещодавно почали з'являтися окремі публікації про глибинне джерело флюїдів, що формують ці альбітити та уранову мінералізацію в них [11, 20]. До метасоматичних утворень деякі дослідники відносять також лужні сієніти Коростенського та Корсунь-Новомиргородського плутону [13] (Бартошинский, 1955; Личак, 1983).

Розглянемо деякі особливості лужних метасоматитів, для яких точно визначений зв'язок з певними типами магматичних порід та порівняємо їх з подібними метасоматитами, які не проявляють чіткої залежності як від певних магматичних, так і від типу порід, що їх вміщують та оточують.

Лужні метасоматити, генетично пов'язані з лужно-ультраосновними (карбонатитовими)

комплексами. Як відмічено вище, такі метасоматити отримали назву феніти в класичній монографії В. Бреггера в 1921 р. [24], присвяченій комплексу Фен в Норвегії. Цей дослідник вважав, що феніти утворюються в процесі реагування і гібридизму лужних магм (мельтейгітів) з гранітоїдами, серед яких вони вкорінюються. Пізніше Н. Екерман [25] розробив надзвичайно оригінальну модель утворення фенітів та інших лужних порід комплексу Ально. Він вважав, що феніти та всі лужні силікатні породи цього комплексу утворилися в результаті реакційної взаємодії карбонатитової магми, яка мала в своєму складі, крім CaCO_3 , MgCO_3 і FeCO_3 , значну частку K_2CO_3 . Саме остання була найбільш реакційною і реагувала з породами оточення (переважно гранітоїдного складу). Відмітимо, що у фенітах комплексу Ально K_2O більше, ніж Na_2O . Відзначимо ще, що майже в той самий час А. Холмс [27] обґрунтовував гіпотезу про провідну роль глибинного K_2CO_3 у формуванні магматичних калієвих порід (катунгітів).

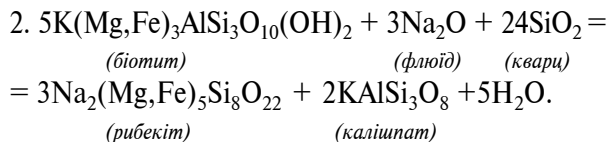
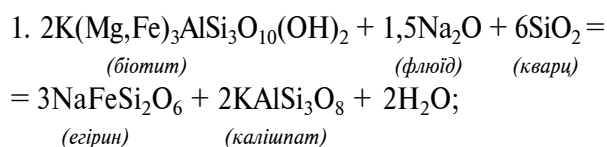
Після відкриття карбонатитових лав і туфів вулкану Ольдоїньо-Ленгаї (Африканський рифт), в яких переважають Na_2CO_3 (29–30 % Na_2O) зі значною кількістю K_2CO_3 (7 % K_2O), F (2 %) і Cl (2–4 %), Н. Екерман вважав, що його гіпотеза повністю підтвердилася. Якщо такі карбонатитові магми вкорінюються в кристалічні породи земної кори, то вони, безумовно, прореагують з ними, утворюючи різні силікатні або силікатно-карбонатні лужні породи, принаймні, феніти. Останні частіше бувають апогранітоїдними (кислі породи найбільш поширені на континентах) і мають склад лужного сієніту.

Виходячи з цих уявлень, можна вважати, що закриті інтрузивні карбонатити кальцитового, доломітового або навіть анкеритового складу є своєрідними "реліктовими" породами, які первинно були сильно збагачені компонентами Na_2CO_3 і K_2CO_3 . Останні прореагували з вмісними силікатними породами, утворивши феніти. Деякі дослідники вважали, що такі карбонатити (після позбавлення лугів) могли продовжувати інтродування у напівпластичному стані. Зрештою, крім екзоконтактних фенітів, лужні карбонати трапляються у розплавних включеннях (розкристалізованих розплавів) у силікатних мінералах карбонатитів.

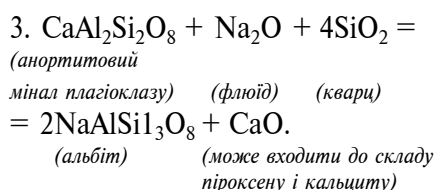
Нині вже остаточно підтверджено, що всі комплекси лужно-ультрасновних порід і карбонатитів (їх скорочено називають карбонатитовими комплексами або масивами) супроводжуються екзоконтактовими фенітами. При цьому потужність фенітових ореолів приблизно дорівнює діаметрам карбонатитових масивів. Інколи ця потужність досягає 3 км, (комплекс Соклі у Фінляндії), а ознаки фенітизації гранітоїдів розпізнавані інколи на віддалі 5 км від контакту з такими масивами.

У межах УЩ типові феніти описані в Чернігівському, Проскурівському та Антонівському масивах [5, 14]. Екзоконтактові феніти супроводжують карбонатитові жили у Хлібодарівському кар'єрі, а також відриті недавно невеликі інтрузії мельтейгіт-якупірангітів у північно-західній частині УЩ (Городниця, Глумча, Болярка, Губків, Покощівські дайки) [22]. При цьому слід зауважити, що феніти утворюються не тільки в екзоконтактах карбонатитових тіл, а й навколо всіх інших силікатних магматичних порід (якупірангітів, лужних піроксенітів, йоліт-мельтейгітів, мелілітітів, нефелінових сіенітів) у тих випадках, коли вони залягають серед кварцвмісних порід (гранітоїдів, кварцитів, пісковиків, аргілітів тощо). Водночас по безкварцових породах феніти не утворюються або цей процес проявляється слабо. Це пояснюється передусім тим, що для утворення таких типових мінералів фенітів, як альбіт, мікроклін, лужні амфіболи та піроксени на місці заміщуваних плагіоклазів, біотитів, рогових обманок, гранату вихідних порід необхідна додаткова кількість кремнезему, який вилучається за рахунок наявного кварцу гранітоїдів, пісковиків, кварцитів. Звичайно, нереалізований кремнезем виноситься, ймовірно, у верхні частини метасоматичної колони. Структурно-текстурні особливості та баланс речовини в процесі фенітизації гранітоїдів розглянуто детально в багатьох роботах, а зокрема для УЩ [5, 14].

Наведемо тільки дві реакції, які відбуваються у процесі фенітизації, а саме заміщення біотиту вихідних гранітоїдів егірином та рибекітом, а плагіоклазу – альбітом:



Звичайно, у процесі утворення егірину і частково рибекіту відбувається окиснення заліза:



З цих реакцій видно, що для утворення лужних фемічних мінералів фенітів та альбіту необхідна досить суттєва кількість кремнезему, джерелом якого є, звичайно, кварц вихідних гранітоїдів. Цим і пояснюється вибіркова фенітизація кварцвмісних порід. Якщо кварцу у вмісних породах мало (наприклад, кварцові діорити), то він може повністю реалізуватися у фенітах. Надлишковий після фенітизації гранітів кремнезем може виноситися у верхні горизонти фенітової колони. Породами, які, можливо, фіксують винесений кремнезем, можуть бути гематит-кварц-халцедонові утворення, які спостерігаються в деяких проявах фенітів по р. Кальміус [15].

Вище наведено спрощені реакції, насправді вони є дещо складнішими. Біотити вихідних гранітів мають більш глиноземистий склад, ніж наведений у реакції (аніт) і для його заміщення і досягнення коефіцієнтом (Na + K) / Al значення одиниці або більше необхідно є наявність додаткової кількості натрію та кремнезему для утворення альбіту або піроксену. Крім того, у вихідних гранітоїдах можуть бути глиноземисті рогові обманки, які заміщуються лужними амфіболами, або гранати. Останні, за нашими спостереженнями, псевдоморфно заміщуються зеленим слюдистим мінералом.

Звичайно, у процесі фенітизації та локальної апофенітової альбітизації глинозем залишається інертним компонентом і входить переважно до альбіту та калішпату. Як видно з реакції № 3, для альбітизації плагіоклазу (головного мінералу багатьох або більшості гранітоїдів) необхідна досить значна кількість натрію, джерелом якого можуть бути (виходя-

чи як з цих реакцій, так і наведених вище літературних даних), нашу думку, глибинні флюїди, пов'язані з карбонатитовими комплексами. Не виключено, що в деяких карбонатитових комплексах флюїди фенітизації могли мати суттєво калієвий склад (наприклад, феніти Дубравинського карбонатитового масиву на Воронежському масиві мають суттєво мікрокліновий склад (Бочаров, Фролов, 1993).

Карбонатитові і силікатні лужні розплави карбонатитових комплексів настільки реакційно здатні до утворення апогранітоїдних фенітів, що навіть навколо зовсім малопотужних (перші міліметри) прожилків-апофізів цих порід (наприклад ійоліт-мельтейгітів) у шліфах спостерігаємо фенітизацію гранітоїдів.

Якщо ж жильні породи, що фенітизують вмисні, виклинюються (наприклад, жили карбонатів у Хлібодарівському кар'єрі), то на їх уявному продовженні спостерігаються феніти, тобто флюїди фенітизації мають більшу проникливість, ніж споріднені з ними магматичні породи. Фенітовий ореол або феніти в зонах тріщинуватості будуть формуватися над магматичними породами, що причиняють фенітизацію, навіть у тих випадках, коли останні не розкриваються сучасним ерозійним зрізом. Такими вважають апогранітоїдні та апокварцитові лужні метасоматити (феніти) у Східному Приазов'ї [15], а також прояв Березова Гать (Житомирська обл.) [14]. Відмітимо, що апогранітоїдні лужні метасоматити Березової Гаті було діагностовано як феніти нерозкритого карбонатитового (лужно-ультраосновного) комплексу ще до відкриття в північно-західній частині УЩ низки інтрузій якупірангіт-мельтейгітів (Городниця, Глумча, Болярка, та інші) з фенітовими ореолами.

Відзначимо ще виявлені фрагменти вертикальної зональності фенітових ореолів і колон. На прикладі лінійно-витагнутого Чернігівського масиву було показано, що на його північному та південному виклинюваннях, а також на його південній Бегім-Чокрацькій ділянці феніти та лужні сієніти, що асоціюють з ними, збагачуються калієм порівняно з однотипними породами центральної частини масиву [5, 14].

У карбонатитових комплексах Африки було помічено таку закономірність: гіпабісальні масиви характеризуються калієвими фенітами, а глибше еродовані – натрієвими [12].

Крім того, було виявлено, що у фенітах глибоко еродованих комплексів (Чернігівський, Проскурівський, Антонівський) піроксени та амфіболи представлені Na-Ca-різними видами (егірин-саліти, рихтерити), а власне їхні лужні різновиди (егірин, рибекіт, арфведсоніт) відсутні. Останні характерні для фенітів менш еродованих або абісальних комплексів. Це пояснюється, з одного боку, дещо вищою температурою процесу фенітизації в абісальних умовах (більш кальцієвий характер піроксенів та амфіболів), а з другого, – пониження фугітивності кисню з глибиною і, відповідно, нижчим ступенем окиснення заліза. Відмітимо, що в абісальних фенітах лужні польові шпати часто мають пертитову будову, тобто є більш високотемпературними, тоді як в гіпабісальних фенітах альбіт і мікроклін кристалізуються як окремі індивіди. При цьому лужність середовища мінералоутворення залишається високою – наявність альбіту і калішпату за відсутності більш основних плагіоклазів, високий вміст натрію в амфіболах магматичних порід, що спричиняють фенітизацію (катофорити, Na-гастингсит) та наявність в останніх нефеліну.

Привертає увагу ще й такий цікавий факт: магматичні силікатні породи гіпабісальних масивів і проявів, в тому числі і в УЩ, мають більш калієвий характер (наприклад Покрово-Кіріївський, Зірка у Приазов'ї (Кривдик и др., 2006; Бутурлинов, 1979).

Лужні метасоматити у зв'язку з габро-сієнітовими комплексами. Типовим представником таких комплексів є Октябрський масив. Як згадано вище, деякі дослідники вважають, що більшість лужних порід цього масиву є метасоматитами. Наші дослідження показали, що лужні метасоматити в Октябрському масиві поширені досить обмежено. А якщо вони і присутні в межах масиву, то значно відрізняються від типових екзоконтактових фенітів карбонатитових комплексів, а також від т. зв. тріщинних апогранітоїдних метасоматитів, широко розповсюджених у бас. р. Кальміус (східніше і значно віддалені від Октябрського масиву) [15]. Подібними до кальміуських є метасоматити по б. Валі-Тарама та в околицях Октябрського масиву (с. Дмитрівка). Разом з тим, нам жодного разу не доводилося бачити екзоконтактові утворення лужних метасоматитів у тих випадках, коли лужні магматичні

породи Октябрського масиву (дайкові тарамітові й егіринові мікрофойяїти, маріуполіти, мікросієніти) безпосередньо контактують з гранітоїдами. Зауважимо, контакти повнокристалічних лужних порід Октябрського масиву з гранітоїдами не відслонюються (за винятком їхніх дайкових аналогів). У північно-західній частині масиву (с. Лазарівка), де спорадично відслонюються повнокристалічні тарамітові фойяїти, лужні сієніти і числені дайки маріуполітів, інколи трапляються розвали та жорстка вивітрилих гранітоїдів та кварцових жил. Контактів названих лужних порід з гранітоїдами рами також не вдалося спостерігати. А на правому березі водосховища вище с. Лазарівка породи сієнітового складу (очевидно жильні), інколи з енігматитом, перемежуються з гранітоїдами (частіше різною мірою вивітрилими). Проаналізований піроксен з жильного сієніту цієї ділянки виявився егірин-геденбергітом, подібним до піроксенів з деяких фойяїтів і відмінним від егіринів та егірин-салітів типових фенітів (Чернігівський масив) та тріщинних метасоматитів (фенітів) с. Дмитрівка і бас. р. Кальміус [15]. Ця ділянка потребує більш детального дослідження, однак начебто породи сієнітового складу (жильні або нез'ясованої через недостатню відслоненість форми залягання) у шліфах відрізняються від лужних метасоматитів Дмитрівського кар'єру (які ми відносимо до фенітів). Дещо специфічні істотно польовошпатові метасоматити з егірином, магнезіальним лужним амфіболом [8], кальцитом і сфеном виявлено в зоні контакту маріуполітів з піроксенітами на Мазурівській ділянці. Проте в більшості випадків метасоматити на контакті піроксенітів і маріуполітів мають біотит-польовошпатовий склад.

Принагідно зауважимо, що раніше особливо увагу привертав той факт, що серед лужних порід Октябрського масиву не описано і очевидно немає власне лужних амфіболів: в фойяїтах вони належать до високозалістистих тарамітів, у сієнітах і пуласкітах це високозалістисті з підвищеним вмістом натрію гастингсити, іноді трапляються високозалістисті катфорити, в маріуполітах амфіболи взагалі відсутні. Тобто ці амфіболи належать до кальцій-глиноземистих і високозалістистих різновидів, тоді як в апогранітоїдних лужних метасоматитах (фенітах) Східного Пріазов'я – залістисто-магнезіальні амфіболи арфведсоніт-рибекіто-

вої серії. Крім того, амфіболи (а також слюди) в лужних породах Октябрського масиву практично безфтористі, тоді як в апогранітоїдних фенітах ці мінерали мають високий вміст фтору [15] (інколи в слюдах до 8 %. Це цікаво ще й тому, що флюорит є характерним акцесорним мінералом лужних порід Октябрського масиву.

Сієніти Октябрського масиву, які за мінеральним складом подібні до апогранітоїдних фенітів, відрізняються від останніх також хімізмом піроксену (частіше це егірин-геденбергіти, егіринвмісні феросаліти, егіринвмісні геденбергіти).

Отже є підстави вважати, що розплави, з яких формувалися лужні породи Октябрського масиву, були низькоактивними, принаймні не такими, як лужно-ультраосновних комплексів, щодо утворення екзоконтактових метасоматитів. Ті ж лужні породи, що їх деякі дослідники вважають метасоматичними (маріуполіти, фойяїти, сієніти), різко відрізняються за особливостями мінерального складу (зокрема фемічних мінералів) від типових фенітів та т. зв. лужних тріщинних метасоматитів. Усі без винятку лужні породи Октябрського масиву є високозалістистими і формувалися з високодіференційованих розплавів трахітового або фонолітового складу. Водночас, як відомо, розплави лужно-ультраосновних комплексів, окрім насиченості флюїдами фенітизації (переважно Na_2CO_3 , K_2CO_3), мали "примітивніший" і більш магнезіальний склад.

Як було показано раніше [14], Октябрський та подібний (хоча зі значними відмінностями) до нього Малотерсянський масиви еволюціонували за агпаїтовим трендом і завершувалися агпаїтовими фельдшпатоїдними сієнітами та фонолітами з енігматитом, евдіалітом, катаплітом, куплетскітом [14] (Шарыгин и др., 2010). А як відомо, навіть величезним за площею масивам агпаїтових фельдшпатоїдних сієнітів (Хібінський, Ловозерський, Ілімаусак, Пілансберг) властива незначна екзоконтактова фенітизація або її відсутність. Інтенсивних метасоматичних перетворень типу фенітів зазнають лише ксеноліти порід оточення, які порівняно рідко трапляються серед цих агпаїтових порід. Про деякі аналогії Октябрського та Малотерсянського з масивами агпаїтових фельдшпатоїдних сієнітів йшлося в попередніх публікаціях [14].

Якщо в цьому аспекті розглядати інші масиви сублужних і лужних сієнітів, які віднесено до габро-сієнітового комплексу (Південно-Кальчицький, Давидківський, Яструбецький, Великовисківський), то власне лужні породи (сієніти, кварцові сієніти) з егірином та рибекітом наявні тільки в Яструбецькому масиві як, очевидно, найбільш диференційованому. Егірин та лужний амфібол описані як мінерали включень у сієнітах Азовського родовища (розташовано в сієнітах Південно-Кальчицького масиву) [1]. До того ж егіринові та рибекітові сієніти мало поширені навіть і в Яструбецькому масиві [14]. У переважній більшості названих масивів фемічні мінерали представлені високозалістими та нелужними різновидами (фаяліт, геденбергіт, гастингсит, аніт), нехарактерними для лужних метасоматитів (фенітів). І знову ж таки, тільки в Яструбецькому, частково у Давидківському масивах з'являються егіринвмісні геденбергіти або егірин-геденбергіти (з загального переважання геденбергітів), а також амфіболи проміжного складу між лужними і кальцієвими (типу катфоритів, тарамітів, збагачених натрієм еденітів і гастингситів, рихтеритів тощо [14]). Польовошпатовою складовою цих сієнітів представлена асоціацією олігоклазу і мікроклін-пертиту (Південно-Кальчицький і Великовисківський масиви), а в більш диференційованих сієнітах (Яструбецький масив і Азовське родовище) — переважно пертитовими польовими шпатами аноклазового складу (т.зв. гіперсольвусні сієніти, за В.С. Мельниковим [1]). Отже, масиви коротко розглянутих сієнітів (лужних гіперсольвусних і рідкіснометалевих) не продукують екзоконтактових лужних метасоматитів, а їхні лужні різновиди сієнітів не виходять за межі масивів і розглядаються як кінцеві диференціати (типу сандвічевого горизонту з фаяліт-геденбергітовими гранітоїдами в масиві Скергаард) (Уэнджер, Браун, 1970).

Метасоматити, генетично пов'язані з гранітами. Таких метасоматитів відомо досить багато, проте тільки деякі з них мають не зовсім прямий зв'язок з нашою проблемою. Серед них найбільш відомими рудоносними метасоматитами є грейзени та вторинні кварцити, приурочені переважно до гіпабісальних інтрузій гранітів нормального або сублужного рядів. Серед лужних метасоматитів, якимось

чином пов'язаних з гранітами, можна назвати хіба що, просторово пов'язані з сублужними, переважно лужнопольовошпатовими або лужними гранітами. Проте і в останніх метасоматити мають здебільшого грейзеновий (слюди, альбіт, калішпати), а не лужний склад [16]. Інколи у зв'язку з лужними гранітами виділяють лужні силексити (суттєво кварцові породи), проте вони, очевидно, мають дуже мало спільного з лужними метасоматитами і в межах УЩ не описані.

Лужні граніти в межах УЩ поширені дуже обмежено. До них можна віднести хіба егіринові та рибекітові, частково анітові, різновиди пержанських гранітів. Дайковим аналогом типових лужних гранітів є грорудити Східного Приазов'я (Кривдик, Ткачук, 1996). Проте відразу ж відмітимо, що в зв'язку з грорудитами не було виявлено будь-яких, а тим більше лужних метасоматитів. Тому в подальшому ці породи тут не розглянуто.

Дискусійним є питання і про можливий зв'язок лужних метасоматитів з пержанськими гранітами, принаймні серед описаних в літературі [2, 4] (Мицкевич и др., 1986). Як згадано вище, їх правильніше було б назвати грейзенами різного типу, а у т.зв. польовошпатових (альбіт, мікроклін) метасоматитах лужні фемічні мінерали відсутні. Щодо "пертозитів" (невдала назва, позаяк так можна називати тільки магматичні сієніти), то вони також не містять лужних мінералів і за характером рудної мінералізації (переважно Ве, частково Nb, Sn) відрізняються від будь-яких типів лужних метасоматитів УЩ. На нашу думку, ці породи, найімовірніше, належать до жильних сієнітів (тоді виправданою є їхня назва "пертозит"). Цікаво, що в них відмічено олівін (ймовірно фаяліт) [2], властивий багатьом сієнітам УЩ (Південно-Кальчицький, Великовисківський, Октябрьський і Малотерсянський масиви).

Звичайно, дослідники Суцано-Пержанської зони часто відносять пержанські граніти, в тому числі їхні лужні різновиди, до метасоматичних утворень, називаючи їх апогранітами [2, 4]. Проте ці апограніти завжди мають досить сталий "гранітний" склад і відрізняються за геохімічними та металогенічними особливостями від усіх відомих лужних апогранітоїдних метасоматитів УЩ. Для пержанських гранітів ("апогранітів") властиві всі ті особливості, що й для лужних та лужнопольовошпа-

тових гранітів (а також їхніх ефузивних і дайкових аналогів), а саме: гранично висока залізистість фемічних мінералів (біотит – аніт або сидерофіліт, Fe-рибекіт, егірин), збагачення на некогерентні елементи-домішки (Nb, TR, Y, Sn, Be, Li, Rb) та збіднення на Sr і Ba [9]. Гранітні розплави з такими петрологічними та геохімічними особливостями утворюються тільки в процесі тривалого кристалізаційного фракціонування з відсадкою польових шпатів, чим зумовлено нагромадження вказаних некогерентних елементів-домішок, низький вміст Sr та Ba, V-подібні хондритнормовані спектри рідкісноземельних елементів і глибокі негативні Eu-аномалії в них (Есипчук, 1988.). Всі ці особливості проявляються в ефузивних аналогах лужних гранітів – комендитах і пантелеритах, що є, безперечно, прямим свідченням магматичної природи лужних гранітів.

У Коростенському та Корсунь-Новомиргородському плутонах давно відомі лужні егіринові сієніти і перші дослідники цих порід (Соболев, 1940; Ткачук, 1940) вважали їх магматичними утвореннями, а пізніше (Личак, 1983; Бартошинський, 1955) і [13] – відносили до метасоматитів. Наші дослідження підтвердили висновки В.С. Соболева і Л.Г. Ткачука про магматичний генезис цих сієнітів. Ці породи залягають переважно серед гранітів групи рапаківі; у деяких пунктах вдалося спостерігати жильний характер цих порід, різкі контакти з вмісними гранітами. Інколи в сієнітах траплялися ксеноліти змінених основних порід. Останнім часом лейкократові жильні сієніти з лужним амфіболом було виявлено в кар'єрі ст. Пенізевичі серед рудоносних багатих на ільменіт норитів. В останньому випадку важко придумати якусь версію метасоматичного походження жильних лейкократових істотно лужнопольовошпатових порід серед меланократових габроїдів (понад 30–40 % ортопіроксену і майже стільки ж ільменіту).

За мінеральним складом та геохімічними особливостями лужні сієніти Коростенського плутону різко відрізняються від більшості лужних метасоматитів УЩ. У них піроксен належить до геденбергіт-егіринової серії (з переважанням акмітового міналу), підвищений вміст рідкісноземельних елементів (на рівні сієнітів Октябрського масиву) та понижений стронцію.

Зауважимо, що егіринові сієніти в

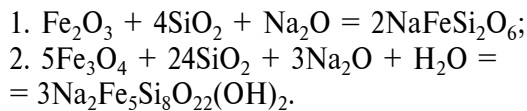
Коростенському плутоні обмежено поширені, а в Корсунь-Новомиргородському відоме тільки одне їхнє штучне відслонення в кар'єрі біля М. Смілянки [14]. Натомість у цих плутонах більше розвинуті коротко розглянуті вище специфічні сієніти з фаялітом, геденбергітом, гастингситом та анітом, а в Яструбецькому масиві – частково з егірином та рибекітом. Ці сієніти утворюють окремі масиви (Давидківський, Яструбецький, Великовисківський) – вони різко відмінні від лужних, у т. ч. калієвих метасоматитів.

Отже, підсумковий висновок до цього розділу можна сформулювати так: гранітоїди, зокрема й їхні лужні різновиди, не є джерелом лужних метасоматитів; з сублужними і лужними гранітами відомі метасоматити грейзенового та біотит-польовошпатового складу з рідкіснометалевою мінералізацією.

Лужні метасоматити у зв'язку з залістисто-кремністими породами. Ці метасоматити знаходяться дещо осторонь від апогранітоїдних лужних метасоматитів, проте вони формуються в одному й тому ж геотектонічному блоці (Інгулецькому, його називають також Кіровоградським) і мають уранову спеціалізацію. Крім уранової в метасоматитах, пов'язаних з залістисто-кремністими породами, виявлен також скандієву і ванадієву мінералізацію [21]. Можна припустити, що подібна уранова мінералізація в лужних апогранітоїдних метасоматитах (альбітитах) і аподжеспілітових (так скорочено назвемо метасоматити, пов'язані з залістистими кварцитами) зумовлена єдиним джерелом флюїдів, під впливом яких лужні метасоматити сформувалися і зазнали подібного зруденіння. Безперечно, різний хімічний і мінеральний склад вихідних порід (залістисті кварцити і гранітоїди) дає підстави вважати, що механізм формування лужних метасоматитів по цих породах був дещо відмінним. Проте в процесі їх формування простежуються подібні закономірності: лужні фемічні мінерали, особливо егірин, утворюються у кварцевмісних породах. Єдиною суттєвою відмінністю процесу утворення рибекіту в деяких різновидах залістистих кварцитів та пов'язаних з ними сланців може бути безпосереднє заміщення кумінгтоніту чи грюнериту рибекітом.

Крім того, залістисті кварцити, складаючись з кварцу і оксидів заліза (гематит, магнетит) є дуже придатними породами для утво-

рення егірину та рибекіту за реакціями типу:



Звичайно, це спрощені реакції. В аподжеспелітових лужних метасоматитах рибекіт, а ділянками арфведсоніт частіше має не чисто залізистий, а магнезійно-залізистий склад. Джерелом магнію можуть бути слюди, карбонати або амфіболи кумінгтоніт-грюнерітової серії.

Як і в реакціях фенітизації, наведених вище, утворення лужних фемічних мінералів відбувається за участю кварцу вихідних порід. Утворення егірину та / або рибекіту в залізистих кварцитах може відбуватися, очевидно, на стадії діагенезу або зеленосланцевої фації метаморфізму первинних осадових відкладів, коли в породі циркулюють розчини навіть низької лужності, які не спричиняють помітного лужного метасоматозу у вмісних гранітоїдах. У останніх для утворення лужних фемічних мінералів (з відношенням $(\text{Na} + \text{K}) > 1$) необхідно замінити плагіоклаз (головний мінерал гранітоїдів) альбітом або мікрокліном. Для цього, звичайно, потрібним є інтенсивне надходження лужних флюїдів.

Тому практично у всіх докембрійських залізистих кварцитах УЩ та інших докембрійських платформ відмічається рибекіт та егірін, розсіяна вкрапленість яких може, очевидно, утворюватися за умов зеленосланцевої фації метаморфізму. Існує також думка, що егірін та рибекіт у залізистих кварцитах можуть утворюватися на місці похованих ексгаляційно-вулканічних флюїдів з високим вмістом солей. М.П. Семененко допускав значну або провідну роль ексгаляційно-вулканічних процесів у формуванні залізисто-кремністих формацій.

Звичайно, в тектонічних зонах тріщинуватості, де циркулювали лужні флюїди, формувалися меланократові егіринові та рибекітові метасоматити, а в сланцевих горизонтах (з плагіоклазом) також і альбітити, подібні до апогранітоїдних.

Відзначимо цікаву в петрогенетичному аспекті вертикальну зональність лужних аподжеспелітових метасоматитів, яка простежується поки що фрагментарно. Так, в залізистих кварцитах, що зазнали низькотемпера-

турного метаморфізму зеленосланцевої фації, наявні тільки егірін та рибекіт. Водночас, у більш метаморфізованих джеспелітах, що залягають глибше, лужні піроксени та амфіболи представлені Са-Na-різними видами — егірін-авгітами, рихтеритами або Са-рибекітами. У межах УЩ це зафіксовано в Правобережному районі, де у сланцях джеспелітів наявний ортопіроксен [18]. У відомому довіднику У.А. Дира зі співавторами [6, с. 93, 366] наведено хімічний аналіз егірін-авгіту та Са-Na-амфіболу з т. зв. залізистих гранулітів. Не вдаючись у термодинаміку парагенезисів лужних піроксенів та амфіболів у залізистих кварцитах, можна стверджувати, що егірини та рибекіти утворюються в слабо еродованих, а Na-Са-різновиди цих мінералів — у глибше еродованих ділянках розвитку цих порід.

Подібна вертикальна зональність з такою ж направленою зміною складу піроксенів та амфіболів проявлена у розглянутих вище фенітах лужно-ультраосновних комплексів, а також в ураноносних метасоматитах, описаних нижче.

Закінчуючи коротку характеристику аподжеспелітових лужних метасоматитів, відмітимо, що дещо подібні до них досить рідкісні утворені по кварцитах лужні метасоматити (феніти). Такі апокварцитові метасоматити описані в Приазов'ї (б. Тунікова) [15]. У відомому Маганському родовищі багатих руд апатиту егірін-апатитові породи представляють собою апокварцитові феніти. Як залізисті, так і суттєво кварцові кварцити різного походження є придатними для фенітизації породами (перш за все через низький вміст алюмінію), а апокварцитові феніти є досить продуктивними щодо рідкіснометалевого та фосфатного зруденіння (хоча в природі вони трапляються зрідка).

Ураноносні альбітити та споріднені з ними метасоматити. Ці метасоматити ми розглядаємо останніми, позаяк їхній генезис менш з'ясований, ніж інших лужних метасоматитів. Це пояснюється обмеженою кількістю відкритих публікацій про ці породи в попередні роки, а також тим, що дослідження цих альбітитів базувалося переважно на керновому та шахтних матеріалах з обмеженим доступом до них. Разом з тим, аналіз геології, мінералогії та меншою мірою геохімії дає можливість виявити подібність цих порід до інших типів луж-

них метасоматитів, особливо фенітів та апофенітових альбітитів лужно-ультраосновних комплексів. Оскільки ми поглиблено не досліджували речовинний склад ураноносних альбітитів, то для порівняння їх з іншими метасоматитами було використано опубліковані результати інших дослідників, головним чином у двох монографіях [3, 13] та препринті [19]. За викладеними у вказаних працях результатами досліджень та висновками, модель формування ураноносних альбітитів та супроводжуючих їх інших типів метасоматитів та уранових руд загалом подібна до детально розглянутої нами і в літературі моделі формування фенітів. Зрештою формуються безкварцові породи суттєво альбітового складу, які співіснують з суттєво карбонатними (флогопіт, хлоритом) утвореннями.

У таблиці наведено склад типових різновидів та середній склад ураноносних метасоматитів та фенітів, мікроклінітів і апофенітових альбітитів лужно-ультраосновних комплексів УЩ. З неї зрозуміла подібність типових фенітів лужно-ультраосновних комплексів з т. зв. сієнітами, що асоціюють з ураноносними альбітитами. Проте для фенітів, особливо мезо- і меланократових, коефіцієнт агпайтності $((Na + K) / Al)$ часто більший від одиниці. Така ж висока агпайтність і деяких апофенітових альбітитів, однак в більшості опублікованих результатах аналізу ураноносних альбітитів цей коефіцієнт частіше менший від одиниці. Логічно вважати, що в меланократових різновидах егірин-рибекітових ураноносних альбітитів він повинен бути більшим за одиницю. Відомо, що меланократові феніти, а також такі, що контактують з карбонатитами (наприклад, у Хлібодарівському кар'єрі, таблиця, ан. 15) характеризуються підвищеним вмістом апатиту (P_2O_5). Слід відмітити, що апатит у підвищеній кількості відмічався у альбітитах з V і Sc мінералізацією Жовторіченського родовища [21].

Разом з тим, незважаючи на подібність мінерального та хімічного складу фенітів і ураноносних альбітитів та сієнітів, у цитованих роботах нам не вдалося знайти детальний опис утворення егірину та рибекіту й співвідношення з кварцом і фемічними мінералами в процесі формування ураноносних метасоматитів. Не зовсім зрозумілим є описаний парагенезис рибекіту та хлориту, епідоту й егірину.

Ймовірно, ці пари мінералів — один з них глиноземистий (з нормативним корундом — хлорит), а другий перенасичений лугами — не є сингенетичними.

Проте найбільш цікавими результатами цих досліджень є виявлення вертикальної зональності ураноносних метасоматитів: верхня колона їх представлена метасоматитами суттєво калішпатовими (т. зв. сієнітами), середня — альбітитами з егірином та рибекітом, а нижня (найглибша) — альбітитами з натрій-кальцієвими або суттєво кальцієвими фемічними мінералами. При цьому з глибиною простежується зменшення вмісту натрію в піроксенах та амфіболах. До того ж, ця вертикальна зональність не залежить від типу порід, серед яких розташовуються ураноносні альбітитами (гнейси, плагіоклаз-мікроклінові кіровоградські та новоукраїнські граніти). Таку ж або подібну вертикальну зональність простежено в фенітах, аподжеспілітових лужних метасоматитах, на чому акцентовано увагу вище. Можливо, така або подібна зональність властива не тільки лужним, але й іншим типам метасоматитів.

Привертає увагу також залізисто-магнезіальний склад фемічних мінералів (виділяється навіть діопсид [19], який насправді є салітом або егіринвмісним салітом). У цьому відношенні вони подібні до фемічних мінералів фенітів лужно-ультраосновних комплексів, а не сієнітів Коростенського плутону, Октябрського масиву або метасоматитів і гранітів Сущано-Пержанської зони.

Хоча в книзі О.М. Комарова і Л.О. Черкашина [13] наведено цікаві дані щодо приуроченості (і генетичного зв'язку) рідкісно-металевих метасоматитів (в т. ч. ураноносних) до куполів палінгенних сублужних мікроклінових гранітів (кіровоградських, новоукраїнських), наявні результати визначення віку альбітитів (частіше 1,8 млрд р. [3]) не узгоджуються з такими висновками (вказані граніти значно древніші — біля 2,0 млрд р.).

Тобто прямих генетичних зв'язків між ураноносними альбітитами та навколишніми гранітоїдами не існує. Така просторова асоціативність порід може лише позначатися на хімічному та мінеральному складі метасоматитів залежно від контрастності заміщеного субстрату. Проте гранітоїди різного складу (плагіогранітоїди, ендербіти, чарнокіти, біоти-

Хімічний склад фенітів, апофенітових альбітитів, мікроклінітів та ураноносних альбітитів УЩ

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	60,61	59,12	58,63	58,8	63,0	50,8	56,85	59,21	52,03	65,62	52,6
TiO ₂	0,66	0,27	0,06	0,09	0,17	0,5	0,84	0,57	0,5	0,03	0,11
Al ₂ O ₃	15,03	11,36	16,54	17,28	16,9	11,34	14,6	15,19	11,02	19,44	15,1
Fe ₂ O ₃	2,27	3,92	1,98	2,0	1,0	4,7	4,01	4,62	12,3	Сл.	0,09
FeO	2,53	5,76	3,02	2,58	1,15	5,1	3,52	2,92	1,37	1,3	1,43
MnO	0,07	0,12	0,09	0,14	0,04	0,24	0,11	0,12	0,09	0,03	0,25
MgO	1,93	2,89	1,87	1,82	1,06	3,47	2,56	1,51	1,18	0,33	0,34
CaO	4,78	6,16	4,79	4,0	2,04	8,6	6,04	1,97	5,23	1,02	9,68
Na ₂ O	7,48	7,2	7,6	7,42	9,02	4,19	5,8	8,5	8,3	10,88	1,85
K ₂ O	2,5	0,77	0,98	1,6	4,27	3,1	3,34	2,9	3,42	0,43	10,56
P ₂ O ₅	0,12	0,66	0,35	0,08	0,16	1,83	0,97	0,2	2,67	Сл.	0,26
S	0,08	Сл.	0,07	0,05	Сл.	1,68	0,06	0,06	Сл.	Сл.	–
H ₂ O ⁻	0,15	0,08	0,12	0,1	0,11	0,1	0,14	0,26	0,01	0,05	–
В. п. п	0,89	0,51	0,82	0,47	0,13	4,26	0,2	0,78	0,48	0,58	0,13
CO ₂	0,72	0,94	2,66	2,61	0,9	–	0,57	1,47	1,08	0,45	7,02
Сума	99,82	99,76	99,58	100,19	99,95	100,25	99,61	100,28	100,11	100,19	99,66
(Na + K)/Al	1,00	1,11	0,82	0,8	1,15	0,91	0,9	1,13	1,57	0,95	0,97

Примітка. Крім того, в суму входить: ан. 4 – 1 % ZrO₂, 0,15 % Nb₂O₅; ан. 6 – 0,34 % SO₃; ан. 13 – 0,15 % F; ан. 20 – 0,06 % SO₃; ан. 24 – 0,15 % SO₃; 1–4 – феніти (ан. 1, 2) та апофенітові альбітити (3, 4) Чернігівського феніти (ан. 8, 9), альбітит (ан. 10) та мікроклініт (ан. 11) Березової Гаті; 12–15 – феніти Петрово-Гнутівського і Хлібодарівського кар'єрів (ан. 15); 16, 17 – альбітити Дмитрівського кар'єру (ан. 16) та б. Тунікова (ан. 17); ураноносних альбітитів по граніту (ан. 19), мігматиту (ан. 20), по плагіомігматиту (ан. 21) і по гнейсу (ан. 22) рібекітовий альбітит Красноставської зони (Мицкевич и др., 1986).

тові двопольовошпатові граніти) загалом мало впливають на остаточний склад лужних метасоматитів.

У наведених у [3] даних про ізотопний склад вуглецю і кисню в карбонатах із ураноносних метасоматитів, можна зробити висновки про значну роль глибинного CO₂ у формуванні цих порід. По суті, це "карбонатитові" значення δ¹³C (від – 4 до – 7 ‰). Але в цих метасоматитах кисень має переважно корові значення, хоча в окремих зразках – наближені до таких у карбонатах (δ¹⁸O = 10,8 ‰). Подібні значення ізотопного складу (δ¹⁸O до 17,5 ‰) зафіксовано і в типових карбонатитах Чернігівського комплексу (Бегім-Чокрацька ділянка) [10], також в лужних метасоматитах (фенітах) Східного Приазов'я [15]. Найпростіше пояснити такий ізотопний склад кисню його короною природою (переважна частина речовини лужних метасоматитів є короною і успадкована від заміщуваних гранітоїдів), хоча існують також інші уявлення (Кривдик и др., 1997.), на яких ми зупинятися не будемо.

На жаль, на даний час опубліковано тільки поодинокі визначення ізотопного складу стронцію в ураноносних альбітитах [20], авто-

ри яких дійшли висновку про глибинне джерело натрію та урану цих порід. Є також одне визначення відношення ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,706) в кальциті з Петрово-Гнутівського рідкісноземельного родовища (відпрацьованого) [10].

Хоча в цій статті ми намагаємося навести читача на думку про подібність ураноносних лужних метасоматитів до фенітів та існування глибинного джерела флюїдів, що зумовило формування цих метасоматитів та їхню переважно уранову мінералізацію, проте залишаються деякі проблемні моменти. Так, карбонатити, пов'язані з ними феніти та апогранітоїдні альбітити мають переважно фосфорну та ніобієву рідкісноземельну спеціалізацію. В більшості лужних порід торію більше, ніж урану. Статистичні дані з геохімії карбонатитів, наведені в останній фундаментальній монографії про ці породи [26], також показують, що в карбонатитах середні значення концентрації торію вищі, ніж урану. Такі ж співвідношення цих елементів властиві для більшості кімберлітів, у т. ч. Кіровоградського мегаблоку (Цымбал и др., 1999).

Проте в багатьох карбонатитах, зокрема чернігівських, виявлено (останні результати

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
59,37	58,84	62,53	58,05	65,88	67,33	65,35	60,29	65,55	65,33	54,5	62,97	60,34
0,66	0,74	0,44	0,38	0,02	0,01	0,31	0,23	0,43	0,3	0,59	0,39	0,85
13,98	13,3	15,68	11,84	15,29	18,32	19,71	20,57	17,65	17,81	17,95	17,21	16,33
6,62	7,21	3,39	7,88	1,88	0,38	1,29	0,06	1,53	1,2	4,72	3,24	2,15
1,98	4,93	1,15	2,82	0,93	0,72	1,28	1,21	1,56	1,9	1,76	—	2,41
0,17	0,28	0,33	0,15	0,06	0,01	0,04	0,04	0,01	0,13	0,14	—	0,04
1,28	1,89	0,48	1,23	0,54	0,61	1,49	1,02	1,26	1,65	3,74	0,86	1,57
0,81	1,39	1,96	3,62	0,88	0,21	3,22	3,06	1,79	1,19	4,15	2,87	4,27
5,72	6,69	7,0	6,46	11,1	10,87	3,76	8,09	7,25	7,6	7,72	9,61	8,33
7,48	2,96	5,73	4,48	0,3	0,1	7,0	1,47	1,62	1,98	0,31	0,26	0,43
0,14	0,34	0,08	1,22	0,24	0,04	0,19	0,22	0,11	0,1	0,21	0,2	0,19
0,01	0,01	0,04	<0,01	<0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
0,35	0,15	—	0,05	0,08	0,04	0,13	0,1	0,11	0,13	0,22	—	0,13
—	1,4	0,88	1,22	0,38	0,35	0,88	0,76	0,42	0,68	1,79	—	0,66
—	—	0,12	—	—	—	0,31	0,3	0,07	0,2	2,21	1,54	1,93
99,61	100,28	99,66	99,4	97,58	98,99	100,03	99,48	99,45	100,02	100,0	99,15	99,78
1,25	1,07	1,41	1,31	1,21	0,98	0,7	0,72	0,77	0,82	0,73	0,93	0,87

ан. 9 — 0,10% F, 0,33% C_{орг}; ан. 10 — 0,03 % F; ан. 11 — 0,24 % C_{орг}; ан. 12 — 0,22 % F; ан. 18 — 0,01 % SO₃; карбонатитового масиву; 5–7 — феніти Проскурівського (ан. 5, 6) та Антонівського (ан. 7) масивів; 8–11 — (ан. 12) і Капланівського (ан. 13) рідкісноземельних проявів (р. Кальміус) та Дмитрівського (ан. 14) 18 — середній склад із 15 аналізів) сієнітів з ураноносною т. зв. К-U формації [13]; 19–22 — середній склад [13]; 23 — середній склад рибекіт-егіринового альбітиту по гранітах Новоукраїнського масиву [3]; 24 — егірин-

досліджень за методом *ICP MS*) значне переважання U над Th. В деяких пробах карбонатитів вміст U становить 52 ppm, а торію тільки 0,8 ppm, в інших це співвідношення становить, відповідно: 19 : 2; 122 : 2; 83 : 8; 56 : 17; 50 : 3. Тільки в карбонатитах з підвищеним вмістом монациту та рідкісноземельних елементів вміст Th вищий від U (20 : 1). Згідно з літературними даними (вибірki з інтернету), U більше ніж Th також у деяких різновидах карбонатитів та лужних порід в карбонатитових комплексах: Ально, Магнет-Ков, Дикер-Вілем (Намібія), Ковдор, Кронг (Гана). Відзначимо, що в лужних карбонатитах та їхніх туфах активного вулкану Ольдоїньо-Ленгаї U теж більше (35 ppm U і 4 ppm Th) [12] та 7 і 2 відповідно (дані з інтернету).

Як відомо, карбонатити діляться на два типи — з високим вмістом апатиту і ніобієвою мінералізацією та рідкісноземельні (типу Маунтин-Пас) без апатиту і без пірохлору. Для другого типу характерна суттєва перевага Th над U, а для першого ці співвідношення можуть бути різними і часто U > Th.

Можна, звичайно, припустити, що в докембрійських карбонатитах (як, наприклад,

в Чернігівському масиві) або, принаймні, в їхній більшості, U переважає над Th, хоча це також характерно і для сучасного вулкану Ольдоїньо-Ленгаї.

Підвищений вміст урану в карбонатитах Приазов'я підтверджується наявністю в цих породах мінералів групи пірохлору з високим вмістом U (до 19 % U₃O₈) [5].

Відмітимо, що урану більше ніж торію також і в нефелінових сієнітах (кандитах) Чернігівського масиву, а у нефелінових сієнітах Октябрського масиву — навпаки (проте в бекелітовому маріуполіті вміст Th і U досить високий і майже однаковий — 42 і 39,5 відповідно).

Можна також припускати, що в процесі формування ураноносних альбітитів відбувався перерозподіл U і Th. Уран концентрувався на глибших горизонтах в альбітитах та пов'язаних з ними флогопіт-карбонатних метасоматитах, а торій (разом з ураном) — у верхній частині метасоматичної колони (в т. зв. сієнітах К-U формації). Для цих порід характерна наявність високоторієвого монациту, а також торієвого уранініту та інших торійвмісних мінералів [3]. Геохімія інших рідкісних елементів (Nb, TR, Y) вивчена недостатньо як в фенітах, так і в ура-

ноносних альбітитах та споріднених з ними метасоматитах. Є вказівки (за результатами спектрального аналізу) на підвищений вміст Се, Y і Nb в ураноносних альбітитах [3, 13] та в фенітах і апофенітових альбітитах [15], діагностовано та проаналізовано деякі мінерали цих елементів (група пірохлору, монацит, циркон, бритоїт, бастнезит, паризит).

На нашу думку, ще замало проведено геохронологічних досліджень порівнюваних порід. Дата 1,8 млрд р., що часто наводиться для ураноносних метасоматитів [3], – значно менший вік, ніж вік кіровоградських і новоукраїнських гранітоїдів, але дещо більший, ніж порід Корсунь-Новомиргородського плутону (1,75 млрд р.) [23]. Такий або близький вік мають лужні породи і сієніти Октябрського, Південно-Кальчицького та Яструбецького масивів, тоді як карбонатити Чернігівки є значно древнішими (2,09 млрд р.). Можливо, ці дати будуть з часом відкореговані, або ж будуть виявлені лужно-ультраосновні комплекси віком 1,8 млрд р. (як кіровоградські кімберліти), флюїди яких могли бути петрогенними для ураноносних метасоматитів Кіровоградського мегаблоку УЩ.

Зрештою доходимо висновку, що саме глибинні флюїди, подібні або ідентичні таким, що супроводжують лужно-ультраосновні (карбонатитові) комплекси, можуть бути петрогенними та рудогенерувальними у процесі формування ураноносних альбітитів. Додатково зауважимо, що Кіровоградський геоблок є одним з найбільш насичених дайками різноманітних глибинних сублужних габроїдів (часто високотитанистих, з титанавгітом і керсутитом), наявні також дайки сієнітів і кімберлітів. Вік останніх, за К-Аг-методом, оцінюється в 1,8 млрд р., тобто близький до віку ураноносних метасоматитів. Густа сітка дайок глибинних порід може свідчити про проникність цього району для глибинних магм та пов'язаних з ними флюїдів. За насиченістю дайками глибинних сублужних габроїдів центральна частина Кіровоградського геоблоку подібна до східної частини Приазовського і частково до Волинського геоблоків, у яких, як і в Кіровоградському, значно поширені лужні метасоматити, в т. ч. і ураноносні.

Обговорення результатів та висновки.

Отже, лужні метасоматити в межах УЩ утворюються по різних кварцвмісних (гранітоїдах,

мігматитах, гнейсах) і суттєво кварцових породах (залізистих і безрудних кварцитах). Кварцити є найбільш придатними породами для утворення лужних метасоматитів. Типові апокварцитові лужні метасоматити складаються (крім кварцу) з лужних піроксенів (егірін, егірін-авгіт) та лужних амфіболів (рибекіт, арфведсоніт, рихтерит) і без лужних польових шпатів або з незначною їх кількістю: такі метасоматити є досить продуктивними щодо рідкіснометалевого зруденіння (TR, U, V, Sc), а в деяких районах з ними пов'язані родовища апатиту. Проте апокварцитових метасоматитів загалом мало, як і самих кварцитів (особливо безрудних, не залізистих джеспілітів). Тому мала ймовірність локалізації в одному місці кварцитів та сприятливих умов для їх лужного метасоматозу з формуванням відмічених типів родовищ (TR, U, V, Sc, апатит).

Позаяк у межах УЩ та інших подібних регіонів серед кварцвмісних порід найпоширенішими є різноманітні гранітоїди, мігматити, гнейси та кварцвмісні сланці, то саме з цими породами найчастіше трапляються лужні метасоматити. Для утворення суттєво альбітових лужних метасоматитів і альбітитів, очевидно, найбільш придатними можуть бути суттєво плагіоклазові гранітоїди, проте в межах УЩ метасоматити утворилися переважно по мікроклін-плагіоклазових гранітоїдах, мігматитах і гнейсах в Приазов'ї і західній частині УЩ, а не в Середньопридніпровському мегаблочі, де переважають плагіогранітоїди.

Як було показано вище, для утворення лужних (лужнопольовошпатових) метасоматитів як по плагіоклазових, так і мікроклін-плагіоклазових гранітоїдах, і кристалізації у них лужних амфіболів та піроксенів необхідно привнесення значної кількості натрію — стільки ж або більше, ніж у вихідних породах. Під час утворення альбіту необхідною умовою є наявність значної кількості натрію для "зв'язування" в альбітову молекулу Al_2O_3 анортитового міналу плагіоклазу, Al_2O_3 біотиту, рогової обманки, гранату, серициту, можливо, епідоту вихідних гранітоїдів.

Дещо менше натрію необхідно для формування лужних безкварцових метасоматитів по суттєво лужнопольовошпатових гранітах (типу катеринівських, кам'яномогильських, пержанських), проте таких прикладів в Україні ми не маємо.

У процесі формування безкварцових лужних метасоматитів по різних гранітоїдах необхідно винести із зони метасоматозу значну кількість кремнезему (не менше 10–15 мас. % SiO_2). А, як відомо, кремнезем, зокрема кварц, є розчинним у високолужних, а також кислотнo-фторидних флюїдах. Якщо проаналізувати відомі магматичні системи, то першими претендентами на таку роль можуть бути лужно-ультраосновні з карбонатитами комплекси, які повсюдно супроводжуються екзоконтактовими фенітами (переважно апогранітоїдними через вказану вище причину істотного поширення гранітоїдів). А крім високої лужності, магми і споріднені з ними флюїди карбонатитових комплексів сильно збагачені також фтором, що разом робить можливим облугування (фенітизацію) гранітоїдів та інших кварцвмісних порід, розчинення "надлишкового" кварцу та розподілення кремнезему між новоутвореними альбітом, лужними польовими шпатами, лужними піроксенами та амфіболами, як це показано вище у схематичних реакціях.

Ізотопно-геохімічні дані (ізотопний склад С, Sr) та наявність карбонатів (з "карбонатитовими" значеннями $\delta^{13}\text{C}$), інколи флюорит-карбонатних жил в асоціації з фенітами та ураноносними альбітитами, свідчать про глибинне (мантієне) джерело флюїдів, що зумовлюють утворення апогранітоїдних лужних метасоматитів і узгоджуються з таким висновком.

Лужні метасоматити (феніти) збагачені тими самими рідкісними металами (Nb, TR, Sr, частково Zr, Y, Sc), що і лужно-ультраосновні та карбонатитові магми. При цьому значна частина карбонатитів (як докембрійських у Приазов'ї, так і сучасних карбонатитових лав і туфів), а також нефелінових сієнітів, що асоціюють з ними характеризується високим вмістом U зі значною його перевагою над Th. Можливо такі карбонатити і нефелінові сієніти та споріднені з ними лужні (лужно-карбонатні, лужно-фторидно-карбонатні) флюїди спричинили утворення ураноносних альбітитів та інших метасоматитів.

Комплекси інших порід (агпаїтових фельдшпатоїдних сієнітів, комплексів типу Октябрського масиву в Приазов'ї), у т. ч. лужні та лужнопольовошпатові граніти, а тим більше мікроклін-плагіоклазові граніти, очевидно, не спроможні спричинити масовий лужний метасоматоз.

Найбільш лужні серед магматичних порід агпаїтові фельдшпатоїдні сієніти, які утворюють величезні масиви (Ловозеро, Хібіни, Лімаусак, Пілансберг), дуже слабо впливають на вмісні гранітоїди. Розплави цих агпаїтових порід утримують аж до пегматитового етапу формування масивів луги, і фтор, хлор і воду, а також зв'язують сірку в силікатах (содаліт). В агпаїтових фельдшпатоїдних сієнітах та їхніх пегматитах кристалізуються такі мінерали, як NaF (віліоміт), сода, фосфати натрію, які є розчинними у воді. З цими масивами практично не проявляється гідротермальна діяльність. У межах УЩ таких масивів не виявлено і, очевидно, немає значних перспектив їх знаходження. Можна лише відмітити, що кінцеві диференціати Октябрського і, частково, Малотерсянського масивів представлені в незначних масштабах агпаїтовими нефеліновими сієнітами [14].

Щодо типових гранітів амфіболітової фації, то з ними можуть бути пов'язані тільки метасоматити іншого (не лужного) типу (грейзени, кварц-польовошпатові породи), найчастіше — зі значним вмістом кварцу. Водночас флюїди, які зумовлювали формування лужних безкварцових метасоматитів (фенітів, альбітитів), були високолужними і недонасиченими кремнеземом.

Звичайно, на даний час у лужних метасоматитах, зокрема в фенітах, досить добре вивчено геохімію і мінералогію таких рідкісних металів, як Nb, TR, Y, Sr, а в ураноносних альбітитах — U, Th, частково Y, Sc, V, TR. Проте в останніх недостатньо досліджено ізотопний склад стронцію, що також дозволило б одержати точніші відомості щодо генезису цих порід.

Стосовно інших джерел інтенсивних потоків глибинних лужних і збагачених вказаними рідкісними металами флюїдів на сьогодні висловити якусь більш-менш задовільну гіпотезу важко. Популярна раніше серед радянських петрологів гіпотеза трансмагматичних флюїдів також не вирішує проблему генезису лужних метасоматитів та лужних магматичних порід.

Звичайно, цю статтю слід розглядати як одну з перших спроб зіставити всі відомі типи лужних метасоматитів (а також деяких магматичних порід, що їх вважають метасоматитами) у межах УЩ та показати ознаки глибинності джерел метасоматизувальних флюїдів.

Автор сподівається, що ця публікація може викликати дискусію щодо генезису описаних цікавих порід, внаслідок якої буде наведено нові геологічні, петрологічні та геохімічні факти, які підтвердять або спростують викладені висновки.

Робота підготовлена за підтримки спільного проекту НАН України та Сибірського відділення РАН: "Лужні метасоматити Приазов'я і Прибайкалля та їх рудоносність".

Література

1. *Азовское редкоземельное месторождение Приазовского блока Украинского щита* / Шеремет Е.М., Мельников В.С., Стрекозов С.Н. и др. – Донецк : Ноулидж, 2012. – 374 с.
2. *Безпалько Н.А.* Петрологія і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині. – К. : Наук. думка, 1970. – 164 с.
3. *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.
4. *Галецкий Л.С.* Новый тип апогранитов // Геол. журн. – 1970. – 30, вып. 6. – С. 61–67.
5. *Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г.* Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. – К. : Наук. думка, 1981. – 228 с.
6. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Пороодообразующие минералы. – Т. 2. – М. : Мир, 1965. – 406 с.
7. *Донской А.Н.* Нефелиновый комплекс Октябрьского щелочного массива. – К. : Наук. думка, 1982. – 152 с.
8. *Єрвотенко Г.К., Вальтер А.А.* Про магнезіальний лужний амфібол з кристалічних порід Приазов'я // Доп. АН УРСР. – 1963. – № 10. – С. 1385–1389.
9. *Єсипчук К.Е., Орта В.И., Щербаков И.Б. и др.* Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия, рудоносность: Справочник / Отв. ред. Щербак Н.П. – Киев : Наук. думка, 1993. – 232 с.
10. *Загнитко В.Н., Луговая И.П.* Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. – К. : Наук. думка, 1989. – 316 с.
11. *Калашиник А.А.* Геолого-структурные особенности проявления уранового оруденения и взрывчатых процессов в Западно-Ингулецкой минералогической зоне Украинского щита // Геохимия та рудоутворення. – 2011. – Вип. 30. – С. 90–103.
12. *Карбонатиты* / Ред. Татл О., Гиттинс Дж. – М. : Мир, 1969. – 486 с.
13. *Комаров А.Н., Черкашин Л.А.* Редкометалльные тектоно-метасоматические зоны Украинского щита. – К. : Наук. думка, 1991. – 180 с.
14. *Кривдик С.Г., Ткачук В.И.* Петрология щелочных пород Украинского щита. – К. : Наук. думка, 1990. – 408 с.
15. *Кривдик С.Г., Моргуи В.Г.* Щелочные метасоматиты Приазовского и Ингульского мегаблоков Украинского щита (геология, петрография, геохимия) // Наук. праці УкрНДМІ НАН України. – 2011. – № 9 (ч. 2). – Донецьк, 2011. – С. 216–238.
16. *Металлиди С.В., Нечаев С.В.* Сушано-Пержанская зона (геология, минералогия, рудоносность). – К. : Наук. думка, 1983. – 136 с.
17. *Осокин Е.Д.* Метасоматиты Октябрьского щелочного массива // Редкометалльные метасоматиты щелочных массивов. – М.: Наука, 1967. – С. 95–133.
18. *Половко Н.И.* Баланс вещества при образовании щелочных метасоматитов Криворожско-Кременчугской зоны. – К. : Наук. думка, 1970. – 140 с.
19. *Синицин А.А., Мельников Б.Ф., Романенко И.М.* Химический состав породообразующих минералов апогранитоидных ураноносных альбититов докембрия. – Препринт ИГФМ, 1988. – 49 с.
20. *Степанюк Л.М., Бондаренко С.М., Сьомка В.О. та ін.* Джерело натрію та урану ураноносних альбітитів (на прикладі Докучаївського родовища Інгульського мегаблоку Українського щита) // Геохимия та рудоутворення. – 2012. – Вип. 31–32. – С. 99–104.
21. *Тарханов А.В., Кудлаев А.П., Петрин А.В. и др.* Желтореченское ванадий-скандиевое месторождение // Геология рудных месторождений. – 1991. – № 6. – С. 50–56.
22. *Цымбал С.Н., Щербаков И.Б., Кривонос С.Г., Лабунный В.Ф.* Щелочно-ультраосновные породы Городницкой интрузии (северо-запад УЩ) // Минерал. журн. – 1997. – 19, № 3. – С. 61–81.
23. *Шестопалова Е.Е., Степанюк Л.М., Довбуш Т.И.* U-Pb (по ортитам) возраст гранитов рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона // Тез. Междунар. конф. "Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы" (31 мая – 4 июня 2010 г., Киев). – С. 245–248.
24. *Brugger W.C.* Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen // Norsk. Vidensk. Selsk. Skrifter 1, Math. – Naturv. Kl. – 1921. – N 9. – 408 S.
25. *Eckermann H. von.* The alkaline district of Alno Island // Sver. geol. unders. – Ser. Ca. – 1948. – N 36. – P. 1–166.
26. *Carbonatites* / Ed by K. Bell. London et al., 1989. – 617 p.
27. *Holmes A.A.* Petrogenesis of katungite and its associates // Amer. Miner. – 1950. – 35, N 9/10. – P. 777–792.

Кривдик С.Г. О генезисе щелочных метасоматитов Украинского щита. Кратко рассмотрены разные типы щелочных (с эгирином, арфведсонитом и рибекитом) и щелочнополевошпатовых метасоматитов Украинского щита. Показано подобие вертикальной зональности (по особенностям минерального состава) апогранитоидных щелочных метасоматитов (фенитов, альбититов), генетически и пространственно связанных с щелочно-ультраосновными (карбонатитовыми) комплексами магматических пород, апожеспелитовых щелочных метасоматитов и ураноносных альбититов. Сделан вывод о глубинном источнике флюидов, вызвавших образование ураноносных альбититов и возможную их связь с породами карбонатитового комплекса.

Kryvdik S.G. On the genesis of alkaline metasomatis of the Ukrainian shield. The main types of alkaline (with aegirine, arfvedsonite and ribeckite) and alkali felspathic metasomatites in the Ukrainian shield are considered. The similiarity of vertical zonality (by peculiarity of mineral composition) of apogranitoid alkaline metasomatites (fenites, albitites) related genetically and spatially to alkaline-ultrabasic (carbonatitic) complexes of magmatic rocks, apojaspilitic alkaline metasomatites and uranium-bearing albitites is shown. It is concluded on deep-derived source of fluids that caused formation of uranium-bearing albitites and their possible genetical relation to carbonatitic complex rocks.

Надійшла 11.03.2013