

## ДО ПРОБЛЕМИ КАРБОНАТИТІВ І КАРБОНАТИТОВИХ КОМПЛЕКСІВ

**С.Г. Кривдік**

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ, Україна, E-mail: kryvdik@ukr.net*

*Доктор геолого-мінералогічних наук, професор, завідувач відділу петрології ІГМР НАН України.*

На підставі аналізів авторських та літературних даних зроблено висновок про те, що первинний склад більшості карбонатитів був лужнокарбонатний типу карбонатитів і туфів вулкану Олдоїньо-Лентаї (з високим вмістом  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{K}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{CaCO}_3$  і підпорядкованим –  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ ). Такі карбонатитові розплави реагували з вміщуючими породами (частіше гранітоїдами) і зумовлювали їх фенітизацію, а  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ , як залишкові компоненти, кристалізувались як відомі типи інтрузивних карбонатитів (кальцитові, доломітові, анкеритові). Інтрузивні карбонатитові комплекси мають в своєму складі такі ультраосновні і лужні породи, як олівініти (інколи дуніти), якупірангіт-піроксеніти, мелілітоліти, ійоліт-мельтейгіти, нефелінові і лужні сіеніти, фоскорити та карбонатити, які можуть проявлятися в рудних комбінаціях (повністю або в наявності одного чи двох типів названих порід). Споріднені з карбонатитовими магмами силікатні лужні розплави (типу мелілітитів, меланефелінітів) нормативно і модально є недонасиченими  $\text{SiO}_2$  і безпольовошпатовими. Базальтові розплави не спроможні генерувати карбонатити. Карбонатити відрізняються від макроскопічно подібних кальцифірів і мармурів геохімічними особливостями та характером рудоносності.

*Ключові слова:* первинний склад карбонатитових магм, фенітизація, геохімія і рудоносність карбонатитів.

## THE PROBLEM OF CARBONATITES AND CARBONATITE COMPLEXES

**S.G. Kryvdik**

*N.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, E-mail: kryvdik@ukr.net*

*Doctor of geological and mineralogical sciences, professor, head of petrology department of the IGMOF NAS of Ukraine.*

By analysis of published and authors data the conclusion was made that primary chemical composition of carbonatites was predominantly alkali-carbonate similar to ones of carbonatites and tuffs of Oldoinyo Lengai volcano (with high content of  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{K}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{CaCO}_3$  and subordinately  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ ). Such carbonatite melts reacted on country rocks (more often granitoids) and caused a fenitization of them while residual components  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$  and  $\text{FeCO}_3$  crystallized as well known types of carbonatites (calcitic, dolomitic, ankeritic). Intrusive carbonatite complexes consist of such ultrabasic and alkaline rocks as olivinites (rarely dunites), jacupiragites-pyroxenites, melilitites, ijolites-melteigites, nepheline and alkaline syenites, phoscorites and carbonatites which can be present in different combination (completely alone or two types of mentioned rocks). Silicate alkaline melts (of melilitite, melanephelinite types) related to carbonatite magmas were normatively and modally unsaturated with  $\text{SiO}_2$  and feldsparless. Basalt melts are not able to generate carbonatites. Carbonatites different from visually similar calciphyres and marbles by geochemical peculiarities and ore potential.

*Key words:* primary chemical composition of carbonatites, fenitization, geochemistry and ore potential of carbonatites.

© С.Г. Кривдік, 2016

# К ПРОБЛЕМЕ КАРБОНАТИТОВ И КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

С.Г. Кривдик

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеновко НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: kryvdik@ukr.net*

*Доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий отделением петрологии ИГМР НАН Украины.*

На основании анализа авторских и литературных данных сделан вывод о том, что карбонатитовый состав большинства карбонатитов был щелочнокарбонатный типа карбонатитов и туфов вулкана Олдоиньо-Лентаи (с высоким содержанием  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{K}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{CaCO}_3$  и подчиненным –  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ ). Такие карбонатитовые расплавы реагировали с вмещающими породами (чаще гранитоидами) и вызывали их фенитизацию, а  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ , как остаточные компоненты, кристаллизовались как известные типы карбонатитов (кальциевые, доломитовые, анкеритовые). Интрузивные карбонатитовые комплексы имеют в своем составе такие ультраосновные и щелочные породы, как оливиниты (иногда дуниты), якупирангит-пироксениты, мелилитолиты, ийолит-мельтейгиты, нефелиновые и щелочные сиениты, фоскориты и карбонатиты, которые могут присутствовать в рудных комбинациях (полностью или в наличии одного или двух типов названных пород). Родственные карбонатитовых магм силикатные щелочные расплавы (типа мелилититов, меланефелинитов) нормативно и модально являются недосыщенными  $\text{SiO}_2$  и бесполевошпатовыми. Базальтовые расплавы не способны генерировать карбонатиты. Карбонатиты отличаются от макроскопически подобных кальцифиров и мраморов геохимическими особенностями и характером рудоносности.

**Ключевые слова:** первичный состав карбонатитовых магм, фенитизация, геохимия и рудоносность.

## Вступ

Ці питання неодноразово піднімалися в літературі з часу виявлення інтрузивних суттєво карбонатних порід в асоціації з лужними породами. Ймовірно, вперше на це звернув увагу А.Г. Ньдбом ще в 1895 р. під час дослідження комплексу Ально в Швеції [Ньдбом, 1895]. Трохи пізніше W.C. Вгльдгер [Вгльдгер, 1921] назвав інтрузивні карбонатні породи карбонатитами, виділивши такі їхні різновиди, як сьовіт, раухаугіт, рингіт, казеніт у комплексі Фен (Норвегія). На той час були відомі інші масиви, в яких лужні силікатні породи асоціювали з суттєво карбонатними, і більшість дослідників вважали, що останні є метаморфічними карбонатними породами (мармури, кальцифіри), які були захоплені, контамінованими і переплавленими гранітною магмою. При цьому десилікація останніх зумовила утворення лужних (у тому числі нефелінмісних) порід. Справді, утворення в незначних масштабах нефелінмісних порід у приконтатковій зоні кальцифірів з гранітоїдами спостерігається, зокрема, і в межах Україн-

ського щита (УЩ) [Царовский, Гейко, 1982; Царовский, Загнитко, 1987]. Проте ці нефелінмісні породи типу скарнів відрізняються від подібних порід карбонатитових комплексів низкою мінералогічних, петрохімічних і геохімічних ознак.

Оригінальну гіпотезу про генезис карбонатитів та асоціюючих з ними лужних порід комплексу Ально (Швеція) висунув Н. von Eskermann [Н. von Eskerman, 1948]. Цей дослідник вважав, що первинна карбонатитова магма була багатою на компонент  $\text{K}_2\text{CO}_3$ , який разом з  $\text{CaCO}_3$  і  $\text{MgCO}_3$  реагував з навколишніми гранітоїдами, утворюючи феніти та лужні силікатні породи (ійоліт-мельтейгити, нефелінові та лужні сіеніти і навіть піроксеніт-якупирангіти). Після відкриття лужнокарбонатитових лав і туфів вулкану Олдоиньо-Ленгаї (Танзанія) Н. von Eskermann вважав, що його гіпотеза повністю підтвердилася. Хоча слід відмітити, що в лавах цього вулкану  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  значно переважає над  $\text{K}_2\text{CO}_3$  [Карбонатиты..., 1969]. Тим не менше, ця ідея Н. von Eskermann, на думку автора цієї статті, найкраще поясню-

вала асоціацію лужних порід і карбонатитів та наявність ореолів фенітизації навколо карбонатитів. Відмітимо також, що А.А. Holmes [Holmes, 1950] надавав  $K_2CO_3$  провідну роль у формуванні лейцитових порід.

Після класичних робіт W.C. Вгльггер та Н. von. Eskermann практично всі зарубіжні вчені вважали карбонатити магматичними породами, як це подавалося у численних публікаціях та кількох спеціальних монографіях, зокрема в [Карбонатиты..., 1969; Щелочные..., 1976; Carbonatites..., 1989]. В той же час у колишньому Радянському Союзі більшість дослідників дотримувалась поглядів про метасоматичний генезис карбонатитів та значної частини асоціюючих з ними порід – наприклад, мелілітолітів, суттєво апатитових та апатит-магнетитових порід так званого рудного комплексу [Кухаренко и др., 1965]. Як компромісним було висловлено визначення карбонатитів як ендегенних карбонатних утворень, пов'язаних з комплексом ультраосновних-лужних порід [Гинзбург, Эпштейн, 1968]. Можна відмітити лише дослідника Л.С. Єгорова, який в своїх роботах постійно відстоював магматичний генезис карбонатитів [Егоров, 1970], та А.Г. Жабіна, який також припускав можливість магматичного генезису кальциту в лужних силікатних породах та деяких дайкових карбонатитах [Жабин, 1971].

Проте в останні два-три десятиліття більшість російських вчених дійшли висновку про магматичний генезис карбонатитів. Це базується переважно на експериментальних даних [Suk, 2012], виявленні та дослідженні розплавних включень в мінералах карбонатитів. Оригінальну гіпотезу висунула L.N. Kogarko [Kogarko, 2002] щодо генезису карбонатитів із залученням таких процесів, як мантіїний метасоматоз, верлітизація і карбонатизація мантіїного перидотитового субстрату.

### **Сучасні та молоді карбонатитові лави, експериментальні дослідження суттєво карбонатних розплавів**

Наявність ефузивних аналогів є прямим доказом магматичного походження подібних до них за хімічним складом розкристалізованих плутонічних порід. Звичайно, вулканіти не завжди повністю відповідають складу плутонічних аналогів. Так, кумулятивні утво-

рення (суттєво олівінові, піроксенові, хромшпінелеві, ільменітові тощо) в ультраосновних і основних інтрузіях не можуть мати ефузивних аналогів. Разом з тим відомі суттєво магнетитові та апатитові, а також суттєво плагіоклазові (ніби аналоги анортозитів) лави та екструзії.

На теперішній час прояви карбонатитових лав та туфів досить обмежені порівняно з численними розкристалізованими (плутонічними) типами карбонатитів, які одні дослідники вважають інтрузивними, інші – метасоматичними. В чому ж така невідповідність в кількісному співвідношенні проявів ефузивних та уявних інтрузивних карбонатитів? Можна було б вважати, що карбонатитові лави рідко досягають земної поверхні внаслідок термічної дисоціації карбонатів у процесі різкого зниження тиску. Така ймовірність цілком можлива, але насправді процес еволюції карбонатитових магм є складнішим.

Нині суттєво кальцитові лави достовірно виявлені в межах африканських рифів, а туфи такого складу – в комплексі Кайзерштуль (Німеччина, Рейнський грабен) [Герасимовский, Поляков, 1974; Карбонатиты, 1969; Carbonatites, 1989]. При цьому карбонатитові (кальцитові) лави району Форт-Портал і вулкану Керимаси пухирчасті, а в останніх ще й виявляється «надлишковий»  $CaO$ , що пояснювалося дисоціацією кальциту [Герасимовский, Поляков, 1974]. Ефузивні карбонатити описувалися і в Україні [Шраменко и др., 1992].

Разом з тим ефузивів або туфів анкеритового, а тим більше сидеритового складу не виявлено, або ж їх діагностика є сумнівною.

Дуже оригінальними виявилися карбонатитові лави та туфи вулкану Олдоїньо-Ленгаї. В них надзвичайно високий вміст (%) натрію ( $Na_2O$  – 29-30), значний – калію ( $K_2O$  – 6,6-7,6), фтору (до 2,7), хлору (2,1-3,9) за порівняно низького (як для карбонатитів)  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $FeO$ . Вміст інших петрогенних компонентів у цих карбонатитах такий (%): до 1,2  $SiO_2$ ; 0,1-1,7  $Al_2O_3$ ; 0,3  $Fe_2O_{3заг}$ ; 13-19  $CaO$ ; 0,9-1,1  $BaO$ ; 0,9-1,2  $SrO$ ; 0,4-3,0  $MgO$ ; 0,8-1,1  $P_2O_5$ ; 31-32  $CO_2$ . У складі таких карбонатитів у значній кількості розраховуються нормативні  $Na_2CO_3$  і  $K_2CO_3$ , а в подальшому складі такого натрокарбонатиту переважають грегоріт  $Na_2CO_3$  і ньєреріт

$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$  [Зайцев и др., 2008]. З цими суттєво лужнокарбонатними карбонатами асоціюють агпаїтові нефелініти та фоноліти з коефіцієнтом агпаїтності 1,03-2,38 [Карбонатиты, 1969].

Такі лужнокарбонатні лави є нестійкими за атмосферних умов, і з них дощами вимивається натрій і калій, а залишок складається переважно з пірсоніту, шортиту і кальциту [Зайцев и др., 2008], тобто збагачується кальцієм і, очевидно, в кінцевому результаті перетворюється в кальцит. Цей факт є надзвичайно цікавим і спонукає на деякі роздуми.

По-перше, що буде відбуватися, якщо магма такого або подібного складу буде кристалізуватися як інтрузивне тіло серед кристалічних порід земної кори, де найбільш поширеними є різні гранітоїди. Перш за все такий розплав буде реагувати з навколишніми (вміщуючими) породами з утворенням ендоконтактних фенітів (властивих порід практично всіх карбонатитових комплексів, які залягають серед гранітоїдів, кварцитів, пісковиків, аргілітів та інших кварцвмісних порід). Таку подібну, але ще складнішу модель вкорінення карбонатитів передбачав, як відмічалось вище, Н. von. Ecker mann [Eckermann, 1948].

По-друге, чи не є кальцитові (а також доломітові та анкеритові) карбонатити залишковими продуктами, які виникли після міграції з первинної карбонатитової магми лугів, що зумовили фенітизацію вміщувальних порід? Якщо це так, то чи продовжуватимуть «залишкові» карбонатити вкорінюватися як магматичні розплави або значно охолоджені в пластичному стані [Егоров, 1970].

По-третє, чи не всі карбонатитові розплави спочатку були лужнокарбонатними з тою чи іншою часткою  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ . Виходячи з геологічних та експериментальних даних, є підстави вважати такий сценарій досить ймовірним. Як відомо, в чисто карбонатних та водно-карбонатних системах експериментально було отримано карбонатитові розплави, але за наявності в системі води в них кристалізувався портландит –  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ . Останній в карбонатитах відсутній і дуже рідко діагностувався як мікромінерал під час дослідження включень.

Цікавим є питання, чи можуть все-таки існувати чисто карбонатні (карбонатитові) магми? Напевно, так, але за умов високого тиску, який стримуватиме дисоціацію карбонатів. Якщо ж у системі будуть наявні луги ( $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{K}_2\text{CO}_3$ ), то як «плавні» вони утримуватимуть  $\text{CO}_2$  і зроблять можливим існування магми, яка буде складатися з таких головних компонентів, як  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{K}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$  і, можливо, навіть частково  $\text{MnCO}_3$ .

Як підтвердження таких міркувань можуть слугувати експериментальні роботи в перенасичених лугами (агпаїтових) системах силікат-карбонат, де спостерігалася ліквідація на карбонатитову ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{K}_2\text{CO}_3$ ) та фонолітову (теж агпаїтову) складові [Carbonatites, 1989].

Щодо існування в гіпабісальних, а тим більше в поверхневих умовах чисто карбонатних (кальцитових, а також доломітових та анкеритових) магм, то можна припустити, що це досить рідкісні випадки, коли «залишкові» розплави такого складу досягають земної поверхні (район Форт-Портал, вулкан Керимаси, Рейнський грабен, зона зчленування УЩ і Складчастого Донбасу, Балтійський щит тощо).

Виникає також питання про форму первинного магматичного кальциту. В монографії та деяких публікаціях А.Г. Жабіна [Жабин, 1971] йдеться про пластинчасту форму такого кальциту, який в процесі подальшої перекристалізації стає «гранобластовим» агрегатом, тоді як Л.С. Егоров [Егоров, 1970, 1991] заперечує це і вважає пластинчастий кальцит вторинним (перекристалізованим). Відмітимо, що в карбонатних туфах наявний пластинчастий кальцит [Carbonatites, 1989]. Він спостерігався в основній масі кімберлітів [Жабин, 1967; Маршинцев и др., 1976], а також як включення – в нефеліні канадитів Чернігівського масиву [Глевасский, Кривдик, 1981]. Тобто, є певні підстави вважати пластинчастий кальцит первинним (високотемпературним) мінералом. Пластинчастий (мікролітовий) кальцит порівняно часто згадується в основній масі кімберлітів, в карбонатитових кімберлітах, в тому числі в незміненому кімберліті трубки Удачная-Восточная [Маршинцев и др., 1976]. Ліквідація на перидотитову та карбонатитову складові відбулася в кімберлітовому

силі Бенфонтейн, ПАР [Dawson, Hawthorne, 1973]. Разом з тим відомо, що розплави карбонатів в процесі швидкого охолодження не утворюють стекло, хоча як ефект закалу можна трактувати дрібнозернисті ендоконтакти деяких карбонатитових тіл [Жабин, 1971; Глевасский, Кривдик, 1981]. Зрештою, наявність таких високотемпературних мінералів, як олівін, титаномагнетит, інколи шпінель, в кальцитових та кальцит-доломітових і навіть доломітових карбонатитах (два останніх різновиди переважають над першими в Чернігівському масиві) свідчать про високотемпературні умови (до 900-1000 °C) формування таких карбонатитів. Хоча флогопіт-олівінові, діопсид-олівінові або флогопітові чи біотитові та деякі інші мінеральні типи карбонатитів формально є не лужними породами (через відсутність в цих породах власне лужних мінералів – егірину, амфіболів рибекіт-арфведсонітової серії, фельдшпатоїдів), вони завжди супроводжуються екзоконтактовими фенітами. Тобто в процесі формування (за нашим переконанням, інтрузивним вкоріненням) важливу (або і вирішальну) роль відіграли луги, які, очевидно, входили до первинного складу карбонатитового розплаву.

Підсумовуючи цей розділ, можна стверджувати, що наявність ефузивних карбонатитів та експериментальне отримання суттєво карбонатних розплавів за умов близьких до природних свідчать, безперечно, про можливість існування магматичних інтрузивних карбонатитів. У такому разі постають питання: чи всі породи, що визначаються як карбонатити, є магматичними утвореннями? Чи можуть карбонатити утворитися в результаті метасоматичних заміщень? Якщо існують карбонатитові магми, то чи є низькотемпературні флюїди (споріднені з карбонатитами або й незалежні від них), здатні утворити карбонатити? Такі питання є не зовсім коректними і містять певні протиріччя. Очевидно, не можна однаково називати породи різного генезису. Припускається, що з карбонатитовими розплавами можуть існувати (як пізніші деривати) лужні флюїди, які зумовлюють низькотемпературну карбонатизацію та утворення карбонатних жил (іх іноді називають карбонатоподібними породами).

Є підстави вважати, що магматичні карбонатити і метасоматичні карбонатні породи (якщо останні наявні в комплексах лужних порід) повинні мати суттєві відмінності, про що йтиметься нижче.

### **Деякі аспекти процесу фенітизації**

Як відмічалось вище, всі типові карбонатити супроводжуються екзоконтактовими фенітами. При цьому інтенсивна фенітизація розвивається тільки у тих випадках, коли вміщувальні породи мають у своєму складі кварц. Найчастіше це звичайні різноманітні гранітоїди, рідше кварцити, пісковики, аргіліти. Якщо карбонатити залягають серед порід основного складу (амфіболи, кристалічні сланці) метаморфічних карбонатних порід (мармурів, кальцифірів, доломітів, мергелів), то в екзоконтактах карбонатитових тіл метасоматичні перетворення незначні або вони часто не фіксуються. Причини цього розглядалися в одній з робіт автора раніше [Глевасский, Кривдик, 1981]. Вкажемо лише, що це зумовлено відмінною здатністю різних типів порід реагувати з фенітизуючими лужними флюїдами та характером мінералоутворення в процесі фенітизації.

Кінцевими продуктами фенітизації є породи, які складаються переважно з альбіту, мікрокліну, лужних піроксенів та/або амфіболів. Найчастіше вони мають «сієнітовий» склад. У той же час у результаті фенітизації кварцитів та кварцових пісковиків утворюються суттєво егіринові, інколи апатит-егіринові (маганіти) породи з підпорядкованою кількістю альбіту і мікрокліну. Часто в фенітизованих кварцитах утворюються прожилки або вкраплення егірину та лужного амфіболу, як це, наприклад, спостерігалось автором в одному з проявів у Приазов'ї [Кривдик та ін., 2013]. Подібним чином відбуваються (з утворенням арфведсоніт-рибекітових прожилків) суттєво кварцові ділянки (ядра) в гранітних пегматитах, тоді як по кварц-польовошпатових пегматитах утворюються сієнітоподібні феніти (це спостерігалось автором у Східному Приазов'ї, балка Калмицька).

Процес фенітизації гранітоїдів (найбільш поширених кристалічних порід у межах докембрійських щитів, де розвинені карбонатити) полягає перш за все в заміщенні і

заміні таких вихідних мінералів, як плагіоклази, біотит, рогові обманки, рідше гранату і кварцу новоутвореними альбітом, мікрокліном (останній може бути новоутвореним як за рахунок біотиту, так і в результаті перекристалізації вихідних лужних польових шпатів), лужними піроксенами та амфіболами. Для заміщення названих вихідних мінералів новоутвореними необхідною є наявність додаткового кремнезему (плагіоклаз і біотит, а також гранат є менш насиченими цим компонентом, ніж альбіт та лужні амфіболи і піроксени). Схематичні реакції таких заміщень наводилися раніше в одній з публікацій автора [Жабин, 1971]. Цим і пояснюється інтенсивність фенітизації гранітоїдів, в яких перші ознаки цього процесу приурочені саме до кварцових ділянок порід. Разом з тим паралельно з утворенням парагенезису альбіт+мікроклін+лужні піроксени та амфіболи замість вихідних Ca-Na-плагіоклаз + біотит + рогова обманка + гранат підвищується коефіцієнт агаїтності  $((Na + K) / Al)$ . Якщо у вихідних гранітоїдах цей коефіцієнт становить 0,77-0,83, а в середньому складі порід (переважно гранітного складу з SiO<sub>2</sub> 67-68%) з приповерхневих частин УЩ [Егоров, 1985] лише 0,55-0,64 (в середньому 0,60), то для «досягнення» величини цього коефіцієнта 1,00 (у стехіометричних альбіті та мікрокліні) або і більше (з появою лужних піроксенів та амфіболів) необхідно додати (привнести) в процесі утворення апогранітоїдних фенітів від 17 до 45% і більше лугів до тих, які наявні в вихідних польових шпатах (частково в біотитах та рогових обманках). Це, звичайно, має бути інтенсивний привнос лугів. Частіше це переважно натрій з підпорядкованою кількістю калію, що характерно для більшості абісальних карбонатитових комплексів, тоді як для приповерхневих комплексів характерні калієві феніти [Карбонатити, 1969]. Проте калієві карбонатити і сієніти наявні також у лінійно витягнутому (дугоподібному) Дубравинському карбонатитовому комплексі [Бочаров, Флоров, 1993], про ерозійний зріз якого певних відомостей не опубліковано. Можливо, що існують природні лужнокарбонатитові магми, в яких K<sub>2</sub>O переважає над Na<sub>2</sub>O, або є чисто калієві їхні різновиди, як це припускалося А.Г. Holmes [Holmes, 1950]. Зрештою, існує мінерал складу K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>

(який фіксувався у включеннях як мікромінерал).

Одночасно з інтенсивним привносом лугів і утворенням по гранітоїдах фенітів сієнітового складу відбувається значний винос кремнезему (10-15%). На даний час є небагато згадок про окварцювання навколишніх порід у зв'язку з формуванням карбонатитових комплексів. Можна припустити, що винос кремнезему фіксується у верхніх частинах метасоматичних колон, які здебільшого еродуються. Можна припустити, що карбонатно-кремнеземисті (кварц, халцедон) породи (з флюоритом, егірином та лужним амфіболом), які асоціюють з егірнарфведсоніт-лужнопольовошпатовими апогранітоїдними метасоматитами (фенітами) в районі с. Набережне (р. Кальміус) [Моргун, 2012], утворились на ділянках виносу кремнезему внаслідок фенітизації гранітоїдів. На глибших горизонтах цього району феніти широко розповсюджені, в тому числі і на Петрівсько-Гнутівському рудопроєві. Оскільки потужність ореолів фенітизації гранітоїдів у багатьох описаних карбонатитових комплексах близька до діаметра (до 3-5 км) карбонатитових штоків або потужності карбонатитових жил, то процес фенітизації супроводжується значними або великими масштабами перерозподілу петрогенних компонентів – привносом лугів та виносом кремнезему, меншою мірою мігрують залізо, магній, кальцій, а алюміній, очевидно, є найбільш інертним компонентом. CO<sub>2</sub>, який, можливо, частково зв'язується з CaO плагіоклазу вихідних гранітоїдів, а головна його маса виноситься у верхні частини метасоматичної колони, ймовірно, разом з CaO і SiO<sub>2</sub>, утворюючи згадані вище карбонатно-кремнеземисті метасоматити. Останні нерідко збагачуються MnO [Моргун, 2012; Кривдік та ін., 2012].

В результаті фенітизації кварцитів відбувається привнос лугів, заліза і магнію (утворення егірину та арфведсоніту), частково CO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> [Кривдік та ін., 2013]. Загалом, таке переміщення (міграція) петрогенних (та й рідкісних) елементів може бути зумовлено потужним енергоємним джерелом, яким, на думку автора, можуть бути лужнокарбонатні магми.

Як відмічалось вище, в карбонатитових лавах Олдоїно-Ленгаї вміст Na<sub>2</sub>O і K<sub>2</sub>O

становить відповідно 29-30 і 6,6-7,6%, які, очевидно, можуть бути головними (разом з CO<sub>2</sub>) компонентами процесу фенітизації на-волишніх порід (серед яких найчастіше переважають гранітоїди).

Звичайно, такий лужнокарбонатитовий розплав міг під час змішування з метеорними водами переходити в лужний флюїд-розплав. Можливо, подібним чином формувалися паризит-флюорит-кальцитові породи Петрівсько-Гнутівського родовища у Східному Приазов'ї. Принагідно зауважимо, що ці рудоносні суттєво карбонатні породи залягають серед лужних метасоматитів, які ми відносимо до фенітів (альбіт + мікроклін + егірин + арфведсоніт). Є.Я. Марченко зі співавторами [Марченко и др., 1980] вважав ці карбонатні породи карбонатитами, що супроводжуються фенітами. За подібним генезисом могли утворитися рідкісноземельні руди відомого родовища Байянь-Обо (Байюнь-Обо) в Китаї, яке в опублікованій літературі порівнюється з Петрівсько-Гнутівським рудопроявом рідкісних земель. Дискусія про генезис родовища Байянь-Обо тривала довгі роки, але останнім часом в цьому родовищі було виявлено дайку карбонатитів з усіма характеристиками для цих порід геохімічними та петрологічними ознаками [Le Bas et al., 1992]. Крім того, було показано наявність матеріалу карбонатитових туфів серед оточуючих доломітів. Отже, можна вважати, що рідкісноземельні бастнезитові руди родовища Байянь-Обо генетично і просторово пов'язані з карбонатитами. Зауважимо, що для цього родовища, як і для Петрівсько-Гнутівського (та й типових карбонатитових комплексів), характерні егірин-лужноамфіболово-польовошпатові метасоматити (феніти).

Закінчуючи короткий огляд процесу фенітизації, зауважимо, що екзоконтактові фенітові ореоли розвиваються навколо інтрузивних тіл усіх лужних порід (якупірангіти, йоліт-мельтейгіти, нефелінові сієніти), які супроводжують карбонатити, тобто входять до складу карбонатитових комплексів. Очевидно, розплави названих порід первинно були перенасичені лугами, як це спостерігається у вулкані Олдоїньо-Ленгаї, в якому наявні агпаїтові нефелініти та фоноліти [Карбонатити, 1969].

### **Карбонатитовий комплекс**

Цей термін більш популярний в англомовній літературі, а дослідники колишнього СРСР частіше вживали назву ультраосновний лужний комплекс (з карбонатитом) або називали масивом типу масив Африканда, Ковдор тощо. На думку автора, перший термін є більш коректним і ємкішим. Справа в тому, що карбонатитовим комплексом можна назвати такі «масиви», в яких наявні тільки карбонатити, або ж вони різко переважають над силікатними породами (наприклад, Соклі в Фінляндії). В той же час є комплекси, в яких карбонатитів не виявлено або ж вони мають незначний розвиток у вигляді окремих малопотужних жил, прожилків тощо. Коли такий комплекс називають карбонатитовим, то в цьому теж немає алогічності. В деяких публікаціях оговорюється, що такий-то комплекс складений характерними для карбонатитових комплексів лужними породами, але карбонатитів не виявлено (і він є потенційно перспективним на карбонатити). В найбільш повно виражених карбонатитових комплексах (Маймеча-Котуйська, Кольсько-Карельська провінція) наявна серія порід, починаючи від ультраосновних і завершуючи карбонатитами, нефеліновими та лужними сієнітами. Вважається, що послідовно формуються (як окремі інтрузії) такі породи: дуніти-олівініти, піроксеніти-якупірангіти, мелілітоліти, йоліт-мельтейгіти, фоскорити, нефелінові і лужні сієніти, карбонатити. Найчастіше витримується послідовність в часі формування названих порід, хоча нерідко карбонатити перетинаються пізнішими дайками йолітів або мелілітолітів. Поки що немає достовірних даних про те, які з цих порід є обов'язковими в «наборі». Можна лише сказати про те, що будь-яка з названих порід може бути в асоціації з іншою з названих або сама по собі. Проте, якщо наявні тільки карбонатити за відсутності інших названих порід і якщо вони залягають серед кварцвмісних порід (частіше це гранітоїди, гнейси, сланці, пісковики, рідше кварцити), то вони обов'язково повинні супроводжуватися екзоконтактовими фенітовими ореолами. Якщо цього немає, то, найімовірніше, карбонатні та силікатно-карбонатні породи являють собою кальцифіри, які зовні бувають дуже подібними до карбонатитів, особливо

за наявності вкрапленості апатиту та флогопіту. Серед зарубіжних аналогів такими можуть бути карбонатні породи Слюдянки, Селігдару, а в Україні – Казанка, Троянка.

Щодо інших названих лужних масивів силікатних порід, то подібні утворення можуть бути і в «некарбонатитових» комплексах (перидотит-габрових, дуніт-перидотитових, габро-сієнітових тощо). Крім того, в цих «некарбонатитових» комплексах можуть бути ендегенні жильні карбонатні та силікатно-карбонатні породи у вигляді жил, прожилків, малопотужних виділень та карбонатизованих (вкрапленість карбонату) будь-яких силікатних порід. Тоді породи називають карбонатитами, або карбонатитоподібними породами. Звичайно, існують критерії розбраковки таких карбонатитів і цих порівнюваних порід, на яких дослідники часто намагаються не акцентувати (часто переважає бажання «відкрити» карбонатити або збільшити їх ареал поширення). При цьому не завжди вдається розрізнити однотипні породи і віднести їх до конкретного комплексу, хоча можна навести деякі критерії такої «розбраковки». Так, йоліт-мельтейгіти є чи не найхарактернішими породами карбонатитових комплексів, але, за даними В.А. Кононової [Кононова, 1976], вони наявні також і в габроїдних «безкарбонатитових» комплексах. При цьому виявлено певні відмінності в хімічному складі головних мінералів (піроксен, нефелін) у цих однотипних породах з різних комплексів. Зауважимо, що в межах УЩ породи якупірангіт-йолітової серії характерні тільки для лужно-ультраосновних (карбонатитових) комплексів. Нефелінові і лужні сієніти також можуть бути наявними в різних типах лужних комплексів. У них також виявлено (принаймні в межах УЩ) індикативні геохімічні та мінералогічні особливості [Кривдик, Ткачук, 1990], на яких в даній статті немає змоги докладно зупинитися. Відмітимо лише, що в кінцевих диференціатах габро-сієнітових комплексів (наприклад, тарамітові та егіринові фойяїти, агпаїтові фоноліти та маріуполіти Октябрського масиву, сієніти Азовського родовища) фемічні мінерали набувають дуже високої залізистості і в них різко знижується концентрація Sr та Ba зі зростанням Zr, Nb, TR, Y, тоді як в однотипних сієнітах карбонатитових комплексів залізистий тренд ево-

люції фемічних мінералів проявляється слабо або й відсутній, а розподіл рідкісних металів значно складніший і відмінний від такого в габро-сієнітових комплексах.

Якщо приймати будь-який з двох головних механізмів кристалізації та еволюції магматичних розплавів – кристалізаційну диференціацію (кристалізаційне фракціонування) чи ліквідацію (останній ми надаємо перевагу), то карбонатитові розплави можуть утворитися тільки з карбонатизованих недонасичених SiO<sub>2</sub> лужних розплавів типу мелілітитів або меланефелінітів, тобто модально і нормативно безпольовошпатових магм. Подібні реакції були розписані авторами раніше [Глевасский, Кривдик, 1981]. Як залишкові теоретично можуть бути фонолітові і трахітові (в тому числі і кварцвмісні) розплави. Малоймовірним здається можливість відділення (ліквідація або кристалізаційна диференціація) карбонатитових розплавів від базальтових магм, оскільки в залишку буде кварцова порода невластивого природного складу (якщо відняти CaO і частково MgO від базальту на формування магматичних карбонатів).

З цього випливає, що масиви, в яких габро є одним з головних складових, не спроможні генерувати в значних масштабах типові карбонатити (з апатитом, ніобатами і рідкісними землями). Так, в Октябрському масиві відомі малопотужні жили суттєво кальцитового складу та вкрапленість кальциту в різних породах, які мають такі характеристики карбонатитів, як високий вміст стронцію і «глибинні» значення ізотопного складу вуглецю і кисню [Загнитко, Луговая, 1989], що, звичайно, свідчить про ендегенну природу цих утворень. Проте, на думку автора, вони є не типовими карбонатитами: в них практично відсутній апатит і схоже на те, що вони не виходять за межі тіл закристалізованих магматичних порід. Авторів доводилося спостерігати міаролоподібні виділення в маріуполітах, що складаються з кальциту, біотиту і флюориту, та які, очевидно, мають ендегенну природу (подібні за складом до карбонатитів). Крім того, про участь CO<sub>2</sub> у формуванні Октябрського масиву свідчить досить поширена канкринізація нефеліну. В одній з публікацій автора [Кривдик и др., 2011] висловлювалися припущення, що з цим етапом



пов'язані також утворення кальцитових жил та карбонатизація у вигляді вкрапленості кальциту в різних породах масиву. Відмітимо, що, як і в більшості лужних і сублужних (габро, піроксеніти, верліти) порід цього масиву, в кальцитових жилах немає породотворюючого апатиту, чим вони відрізняються, як відмічалось вище, від типових карбонатитів. Ще більш складніша ситуація з карбонатними породами в Малотерсянському масиві, де типові карбонатити поки що не описані (їх в одних публікаціях називають карбонатитами, в інших – карбонатованими лампрофірами) [Мицкевич и др., 1986; Шраменко и др., 1992]. Хоча слід визнати, що в цьому масиві, вірніше в його західному екзоконтакті, наявні феніти, що дає можливість передбачати виявлення типових карбонатитів [Кривдик, Ткачук, 1990]. Цей масив досить складний за петрологічними та геологічними особливостями і в ньому поєднуються породи карбонатитового комплексу (феніти) та (більшість) габро-сієнітового комплексу [Кривдик, Ткачук, 1990], що нібито підтверджується геохронологічними дослідженнями з виділенням двох етапів його формування – 2,05 і 1,86 млрд років [Загнитко и др., 1993]. Очевидно, такі карбонатні породи, які відрізняються від типових карбонатитів, тимчасово можна називати вже відомим терміном – карбонатитоподібні породи.

### **Форми карбонатитових комплексів**

На теперішній час відомо два головних типи форм карбонатитових комплексів: 1) кругла або овальна, часто з концентрично-зональним розташуванням інтрузивних тіл різних лужних силікатних порід і карбонатитів; 2) лінійно витягнута. Карбонатитові комплекси першої форми переважають, а другої трапляються досить рідко. Інколи карбонатитові комплекси мають дугоподібну форму (Дубравинський масив у межах Воронежського кристалічного масиву) [Бочаров, Фролов, 1993]. Деякі дослідники вважають, що карбонатити цих двох головних форм відмінні між собою за геологічними, петрологічними та геохімічними особливостями. Схоже на те, що лінійно витягнуті комплекси мають дещо скорочений набір лужних порід (на Уралі міаскіти, сієніти і карбонатити, в масиві Силіньярві – глімерити і сієніти, в Дуб-

равинському масиві – піроксеніти, сієніти і феніти), проте в Чернігівському масиві (Приазов'я) наявні лужні піроксеніти, ійоліт-мельтейгіти, нефелінові і лужні сієніти та феніти, тобто більшість типових порід для карбонатитових комплексів, за винятком мелілітолітів. Однією з причин утворення лінійно витягнутих комплексів може бути глибокий ерозійний зріз [Глевасский, Кривдик, 1981]. Відомо, що кімберлітові трубки на глибині переходять в дайки (підвідні магматичні канали).

Як показали наші дослідження та аналіз опублікованих даних, суттєвих геохімічних відмінностей між карбонатитами округлих та лінійно витягнутих комплексів немає. Можна лише констатувати збільшення залізистості фемічних мінералів та зменшення лужності піроксенів і амфіболів у карбонатитах глибоко еродованих комплексів [Глевасский, Кривдик, 1981; Кривдик, Дубина, 2005].

### **Ізотопно-геохімічні особливості**

Майже всі дослідники, незалежно від їхніх поглядів на генезис карбонатитів (метасоматичний чи магматичний), визнають глибинну природу карбонатитів. При цьому в типових карбонатитах ізотопний склад стронцію ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) практично завжди має «глибинне» значення (переважно 0,701-0,703) [Загнитко, Луговая, 1989; Карбонатиты, 1969; Carbonatites, 1989]. Значні відмінності цього відношення фіксуються в інших типах лужних порід некарбонатитових комплексів [Кривдик та ін., 2011].

Складніша картина з ізотопним складом вуглецю, а особливо кисню. Від так званого «Ока-бокс» ( $^{13}\text{C} - 4 \text{ ‰} - 8 \text{ ‰}$ ;  $^{18}\text{O} + 6 \text{ ‰} + 11 \text{ ‰}$ ) спостерігаються значні відхилення за ізотопним складом кисню. Так, у лінійно витягнутому Чернігівському карбонатитовому масиві спостерігається «поважання» ізотопного складу кисню з півночі на південь –  $^{18}\text{O}$  від 5 до 17,5 ‰ [Загнитко, Луговая, 1989; Кривдик и др., 1997]. Це пояснювалося окисненням заліза (переходом  $\text{FeO}$  в  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  та частковою дисоціацією сидеритового компонента з виділенням  $\text{CO}_2$  і  $\text{CO}$ ) в результаті кристалізації карбонатитового розплаву. Подібні значення ізотопного складу (з «тяжким киснем») отримано для жильного кальциту з Петрівсько-Гнутівського рудопрояву та лужних метасоматитів (фенітів) в

басейні р. Кальміус, що, на думку автора, може свідчити про глибинну природу флюїдів і які, очевидно, пов'язані з не еродованими (що залягають глибше) карбонатитами [Кривдік та ін., 2012]. Можливо, ці рудні метасоматити (феніти) утворилися над карбонатитовими (або іншими лужними породами карбонатитового комплексу) інтрузивними тілами на їх уявному продовженні (після виклинування), як це спостерігається в Хлібодарівському кар'єрі. Ізотопний склад стронцію ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7065; 0,07067$ ) в жильному кальциті може також свідчити про часткову контамінацію лужних флюїдів (або розплаву) глибинних корових матеріалів, хоча може бути й інша інтерпретація цих даних [Кривдік та ін., 2011; Кривдік и др., 1997].

Отже, ізотопний склад таких елементів, як Sr, C, O, S і Mg, є досить інформативним індикатором генезису карбонатитів та супроводжуючих їх порід, проте не завжди (особливо кисень) дає однозначну відповідь щодо джерел та умов формування цих порід.

### **Геохімічні особливості та рудна мінералізація карбонатитів**

Ці характеристики карбонатитів разом з розглянутими вище асоціацією порід та ізотопним складом Sr, C, O, S, Mg є інформативними (індикативними) в діагностиці карбонатитів та їхній відмінності від подібних за валовим хімізмом і головними породоутворюючими мінералами (карбонати, силікати, нерідко апатит) від макроскопічно подібних метаморфізованих карбонатних порід – кальцифірів та мрамурів. Від останніх типів карбонатити відрізняються, як відомо, високим або підвищеним вмістом TR, Nb, P, Sr, Ba та деяких інших елементів (Mn, V, Th, U). Проте деякі кальцифіри можуть мати підвищений вміст Sr та бути збагачені апатитом, але кальцифірів з високою концентрацією Nb і TR не відомо. Ці відмінності було виявлено ще на початкових етапах дослідження карбонатитів, що, як згадувалося вище, приймаються як асимільовані гранітною магмою метаморфічні карбонатні породи первинно-осадового походження. Разом з тим і деякі сучасні дослідники розглядають карбонатити та кімберліти як інтенсивно перероблені глибоко

опущені (субційні або інші механізми) карбонатні або залізно-карбонатні породи до рівня мантийних глибин. У даній статті автор не має можливості розглядати це питання, проте вважає досить необґрунтованим механізм збагачення вказаними індикативними рідкісними металами таких глибоко занурених метаморфізованих карбонатних (при цьому частіше залучають мантийний метасоматоз) та суттєву зміну їхнього ізотопного складу (Sr, C).

За характером мінералізації часто виділяють два головних типи карбонатитів: 1) з апатитом та переважно ніобієвими мінералами; 2) рідкісноземельні. Перший тип пов'язують з лужно-ультраосновними комплексами K-Na-формації, а другий – з калієвими породами або ж як самостійні утворення. Карбонатити першого типу найчисленніші, а серед другого найбільш відомими є Маунтин-Пас (США) та Байянь-Обо (Китай). До другого типу відносять також паризит-флюорит-кальцитові жильні породи Петрівсько-Гнутівського рідкісноземельного родовища [Марченко и др., 1980]. Разом з тим такий чіткий поділ, очевидно, не завжди є коректним. Так, найбільше (або одне з найбільших) родовищ рідкісних земель церієвої підгрупи Байянь-Обо містить значні запаси ніобію [Михайлов, 2010], а останнім часом тут виявлено дайку карбонатитів [Le Bas et al., 1992], яка, очевидно, свідчить про карбонатитову природу або, принаймні, генетичний зв'язок рідкісноземельних руд цього родовища з карбонатитовим комплексом.

Можна припустити, що карбонатити з апатитом та ніобатами знаходяться ближче від центра виверження, а рідкісноземельні значно віддалені від нього (або формувалися переважно в гіпабісальних умовах).

### **Висновки**

1. Первинні карбонатитові магми мали в своєму складі значний (або й переважаючий) вміст лугів ( $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{K}_2\text{CO}_3$ ), які зумовлювали фенітизацію різних кварцвмісних порід (здебільшого гранітоїдів).

2. Суттєво кальцитовий, доломіт-кальцитовий та анкеритовий склад такі магми набули внаслідок фенітизації вміщуючих порід (з віддачею  $\text{N}_2\text{O}$  і  $\text{K}_2\text{O}$ ). Такі «обезлужені» карбонатити могли зрідка інтродувати

до поверхні землі як високотемпературні (з термічною дислокацією карбонатної складової) розплави або в пластичному стані.

3. Крім типових карбонатитів, пов'язаних з ультраосновними і лужними силікатними породами, кімберліти мають в складі цементу суттєву частку первинного магматичного кальциту. Інколи проявляється ліквідація на перидотитові та карбонатитову фракції (сил кімберлітів Бенфонтейн).

4. Карбонатитові комплекси складаються з Fe-Mg-серії інтрузивних порід – від ультраосновних (олівінітів-дунітів) через мілітоліти, якупірангіти-ійоліти, фоскорити до карбонатитів і нефелінових та лужних сіє-

нітів. Базальтові магми, очевидно, не спроможні генерувати карбонатитові розплави. Карбонатити, якщо вони залягають серед кварцвмісних порід (частіше це гранітоїди, гнейси), завжди супроводжуються фенітовими ореолами, чим вони передусім відрізняються від метаморфізованих карбонатних порід первинно-осадового походження. Для останніх характерно утворення скарнів у приконтатовій зоні з гранітоїдами.

5. Типові карбонатити відрізняються від макроскопічно подібних метаморфізованих карбонатних порід за геохімічним (високий вміст TR, Nb, Sr, P) та ізотопним складом, насамперед Sr і C.

### Список літератури / References

1. Бочаров В.А., Фролов С.М. Апатитоносные карбонатиты КМА. Воронеж, 1993. 123 с.

*Bocharov V.A., Frolov S.M., 1993. Apatitebearing carbonatites of KMA. Voronezh, 123 p. (in Russian).*

2. Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. В кн.: *Восточно-Африканская рифтовая система*. Т. 3: Геохимия. Сейсмология. Москва: Наука, 1974. С. 5-192.

*Herasymovskyy V.Y., Polyakov A.Y., 1974. Geochemistry of volcanic rocks of East African rift zones. In: East-African rift system. Vol. 3: Geochemistry, Seismology. Moscow: Nauka, p. 5-192 (in Russian).*

3. Гинзбург А.И., Эпштейн Е.Н. Карбонатитовые месторождения. В кн.: *Генезис эндогенных рудных месторождений*. Москва: Недра, 1968. С. 152-219.

*Hynzburh A.Y., Epshteyn E.N., 1968. Carbonatite deposits. In: Genesis of endogenous ore deposits. Moscow: Nedra, p. 152-219 (in Russian).*

4. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. 227 с.

*Glevasskiy E.B., Kryvdyk S.H., 1981. Precambrian carbonatite complex of Azov area. Kiev: Naukova Dumka, 227 p. (in Russian).*

5. Загнитко В.Н., Кривдик С.Г., Легкова Г.В., Бартницкий Е.Н. Геохронология, петрология и рудоносность щелочных массивов Украинского щита. В кн.: *Изотопное датирование эндогенных рудных формаций*. Москва: Наука, 1993. С. 27-38.

*Zahnytko, V.N., Kryvdyk, S.H., Lehkova, H.V., Bartnytskyy, E.N., 1993. Geochronology, Petrology and ore potential of alkaline massifs of the Ukrainian Shield. In: Isotope dating of endogenous ore complexes. Moscow: Nauka, p. 27-38 (in Russian).*

6. Загнитко В.Н., Луговая И.П. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита. Киев: Наук. думка 1989. 316 с.

*Zahnytko V.N., Luhovaya Y.P., 1989. Isotope geochemistry of carbonatite and ferruginous-cherty rocks of the Ukrainian Shield. Kiev: Naukova Dumka, 316 p. (in Russian).*

7. Зайцев А.П., Келлер Й., Биллстрем Ш. Изотопный состав Sr, Nd и Pb в пирсонитовых, шортитовых и кальцитовых карбонатитах вулкана Олдоинье-Ленгаи, Танзания. *Геохимия магматических пород: Материалы XXV Всерос. семинара «Щелочной магматизм Земли»*, Санкт-Петербург, 23-26 мая 2008 г. Санкт-Петербург, 2008. С. 53-55.

*Zaytsev A.P., Keller Y., Byllstrem Sh., 2008. Isotope composition of Sr, Nd and Pb in pearsonite, shortite and calcite carbonatites of Oldoinyo-Lengai volcano, Tanzania. Geochemistry of magmatic rocks: Proceeding of XXV All-Russian symposium «Alkaline magmatism of the Earth», St.-Petersburg, p. 53-55 (in Russian).*

8. Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Ленинград: Недра, 1991. 260 с.

*Egorov L.S., 1991. Ijolite-carbonatite plutonism (on the example of Maimecha-Kotuy complex of Arctic Siberia). Leningrad: Nedra, 260 p. (in Russian).*

9. Егоров Л.С. О природе пластических деформаций в карбонатитах. В кн.: *Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири*. Ленинград: НИИГА, 1970. С. 95-103.

Egorov L.S., 1970. Origin of plastic deformation in carbonatites. In: *Carbonatites and alkaline rocks of the North Siberia*. Leningrad, p. 95-103 (in Russian).

10. Егоров Ю.П. Химические составы горных пород, региональные кларки и геохимические фоны химических элементов Украинского щита. *Геол. журн.* 1985. Т. 45, № 2 (221). С. 83-93.

Egorov Yu.P., 1985. Chemical composition of rocks, regional clarkes and geochemical background of chemical elements in the Ukrainian Shield. *Geologicheskij zhurnal*, vol. 43, No 2 (221), p. 83-93 (in Russian).

11. Жабин А.Г. Карбонатитовые кимберлиты Арбарастаха (Якутия). *Докл. АН СССР*. 1967. Т. 117, № 3. С. 684-687.

Zhabyn A.H., 1967. Carbonatite kimberlites of Arbarastakh (Yakutia). *Dokl. AN SSSR*, vol. 117, No 3, p. 684-687 (in Russian).

12. Жабин А.Г. Сингенез и метаморфизм карбонатитов. Москва: Наука, 1971. 168 с.

Zhabyn A.H., 1971. Syngeneses and metamorphism of carbonatites. Moscow: Nauka, 168 p. (in Russian).

13. *Карбонатиты* / ред. О. Таттл, Дж. Гиттинс. Москва: Мир, 1969. 486 с.

*Carbonatites*, 1969 / Ed. O.F. Tattl, J. Gittins. Moscow: Mir, 486 p. (in Russian).

14. Кононова В.А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. Москва: Наука, 1976. 214 с.

Kononova V.A., 1976. Jacupirangite-urtite series of alkaline rocks. Moscow: Nauka, 214 p. (in Russian).

15. Кривдик С.Г., Амашукели Ю.А., Дубина А.В. Особенности процесса содалитизации пегматоидных мариуполитов Октябрьского массива (Украина). *Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма: Материалы XXVIII Междунар. конф.*, Минск, 9-16 сент. 2011 г. Минск: Право и экономика, 2011. С. 107-109.

Kryvdyk S.G., Amashukely Yu.A., Dubyna A.V., 2011. Peculiarities of sodaliteization processes in pegmatoid mariupolites in Oktyabrsky massif (Ukraine). *Ore potential of alkaline, kimberlite and carbonatite magmatism: Proceeding of XXVIII International conference*. Minsk: Pravo i ekonomika, p. 107-109 (in Russian).

16. Кривдик С.Г., Дубина О.В. Типохімізм мінералів лужно-ультраосновних комплексів Українського щита як індикатор глибини їх формування. *Мінерал. журн.* 2005. Т. 27, № 1. С. 64-76.

Kryvdyk S.G., Dubyna O.V., 2005. Chemistry of minerals in alkaline-ultrabasic complexes of the Ukrainian Shield as an indicator of their depth-condition formation. *Mineralogichnyy zhurnal*, vol. 27, No 1, p. 64-76 (in Ukrainian).

17. Кривдик С.Г., Дубина О.В., Довбуш Т.І., Котвицька І.М., Висоцький О.Б., Безсмолова Н.В., Амашукелі Ю.А.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в апатитах із лужних і основних порід Українського щита. *Мінерал. журн.* 2011. Т. 33, № 3. С. 55-62.

Kryvdyk S.G., Dubyna O.V., Dovbush T.I., Kotvyts'ka I.M., Vysots'kyi O.B., Bezsmolova N.V., Amashukeli Yu.A., 2011.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in apatites from alkaline and basic rocks of the Ukrainian Shield. *Mineralogichnyy zhurnal*, vol. 33, No 3, p. 55-62 (in Ukrainian).

18. Кривдик С.Г., Луговая И.П., Загнитко В.Н. Изотопный состав минералов в карбонатитах Черниговского массива (Приазовье) как индикатор условий их кристаллизации. *Мінерал. журн.* 1997. Т. 19, № 6. С. 28-42.

Kryvdyk S.G., Luhovaya Y.P., Zahnytko V.N., 1997. Isotope composition of minerals in carbonatites of Chernigivka massif (Azov area) as an indicator of their formation condition. *Mineralogicheskij zhurnal*, vol. 19, No 6, p. 28-42 (in Russian).

19. Кривдик С.Г., Моргун В.Г., Дубина О.В. Типи лужних метасоматитів Українського щита. *Геохімія та рудоутворення*. 2012. Вип. 31-32. С. 4-11.

Kryvdyk S.G., Morhun V.H., Dubyna O.V., 2012. Types of alkaline metasomatites in the Ukrainian Shield. *Geokhimiya ta rudoutvorennnya*, vol. 31-32, p. 4-11 (in Ukrainian).

20. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1990. 407 с.

Kryvdyk, S.G., Tkachuk, V.Y., 1990. Petrology of alkaline rocks of the Ukrainian Shield. Kiev: Naukova Dumka, 407 p. (in Russian).

21. Кривдик С.Г., Шаригін В.В., Моргун В.Г., Дубина О.В. Апокварцитові феніти Східного Приазов'я (петрологія, мінералогія, металогенія). *Мінерал. журн.* 2013. Т. 35, № 4. С. 99-123.

Kryvdyk S.G., Sharyhin V.V., Morhun V.H., Dubyna O.V., 2013. Apoquarcite fenites of East Azov area (petrology, mineralogy, metalogeny). *Mineralogichnyy zhurnal*, vol. 35, No 4, p. 99-123 (in Ukrainian).

22. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Буллах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Т.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и северной Карелии. Москва: Недра, 1965. 768 с.
- Kukharensko A.A., Orlova M.P., Bullakh A.H., Bagdasarov E.A., Rimskaya-Korsakova O.M., Nefedov E.I., Illinsky T.A., Sergeev A.S., Abakumova N.B.*, 1965. Caledonian complex of ultrabasic alkaline rocks and carbonatites of Kola peninsula and North Karelia. Moscow: Nedra, 768 p. (in Russian).
23. Маршинцев В.К., Мигалкин К.Н., Николаев Н.С., Барашков Ю.П. Неизменный кимберлит трубки «Удачная-Восточная». Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, № 4. С. 961-964.
- Marshyntsev V.K., Myhalkyn K.N., Nykolaev N.S., Barashkov, Yu.P.*, 1976. Unaltered kimberlitic pipe «Udachnaya-Vostochnaya». *Dokl. AN SSSR*, vol. 231, No 4, p. 961-964 (in Russian).
24. Марченко Е.Я., Коньков Г.Г., Васенко В.И. Про карбонатитову природу Петрово-Гнутівської флюоритово-карбонатної дайки Приазов'я. Докл. АН УССР. Сер. Б. 1980. № 1. С. 24-27.
- Marchenko E.Ya., Kon'kov H.H., Vlasenko V.Y.*, 1980. On carbonatite genesis of Petrovo-Hnutovo fluorite-carbonate dike in Azov area. *Dokl. AN USSR. Ser. B*, No 1, p. 24-27 (in Russian).
25. Михайлов В.А. Редкоземельные руды. Геология, ресурсы, экономика. Киев: ИПЦ «Киевский университет», 2010. 223 с.
- Mykhaylov V.A.*, 2010. Rare-earth ores of the world. Geology, Resources, Economic. Kiev: IPTs «Kievskiy Universitet», 223 p. (in Russian).
26. Мицкевич Б.Ф., Беспалько Н.А., Егоров О.И. и др. Редкие элементы Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1986. 254 с.
- Mytskevych B.F., Bepal'ko N.A., Ehorov O.Y., Zayatz A.P., Osadchyy V.K., Stadnyk V.A., Fomin A.B., Shramenko I.F.*, 1986. Rare elements of the Ukrainian Shield. Kiev: Naukova Dumka, 254 p. (in Russian).
27. Моргун В.Г. Петрологія лужних метасоматитів Східного Приазов'я (Український щит): автореф. дис. ... канд. геол. наук. Київ, 2012. 20 с.
- Morhun V.H.*, 2012. Petrology of alkaline metasomatites in the East Azov area (Ukrainian Shield). PhD geol. sci. dis., Kyiv, 20 p. (in Ukrainian).
28. Шраменко И.Ф., Стадник В.А., Осадчий В.К. Геохимия карбонатитов Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1992. 212 с.
- Shramenko Y.F., Stadnyk V.A., Osadchyy V.K.*, 1992. Geochemistry of carbonatites of the Ukrainian Shield. Kiev: Naukova Dumka, 212 p. (in Russian).
29. Щелочные породы / ред. Х. Серенсен. Москва: Мир, 1976. 400 с.
- Alkaline rocks*, 1976 / Ed. by Kh. Serensen. Moscow: Mir, 400 p. (in Russian).
30. Царовский И.Д., Гейко В.Д. Нефелинизация пород докембрийского фундамента в районе г. Винницы. Докл. АН УССР. Сер. Б. 1982. № 11. С. 23-26.
- Tsarovskyy I.D., Heyko V.D.*, 1982. Nepheline-bearing of precambrian foundation rocks in Vinnitsa district. *Dokl. AN USSR. Ser. B*, No 11, p. 23-26 (in Russian).
31. Царовский И.Д., Загнитко В.Н. Нефелинообразование на Мраморном участке Мариупольского железорудного месторождения. Докл. АН УССР. Сер. Б. 1987. № 1. С. 28-31.
- Tsarovskyy I.D., Zahnytko V.N.*, 1987. Formation of nephelinebearing rocks in Mramorny area of Mariupol iron deposit. *Dokl. AN USSR. Ser. B*, No 1, p. 28-31 (in Russian).
32. Врльггер В.С. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. *Norsk. vidensk. selsk. Skrifter* 1, Math. Naturv. Kl. 1921. № 9. 408 S.
- Vrlygger W.C.* Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. *Norsk. vidensk. selsk. Skrifter* 1, Math. Naturv. Kl. 1921. № 9. 408 S. (in Norwegian).
33. Carbonatites / Ed. by K. Bell. London et al., 1989. 617 p.
- Carbonatites*, 1989 / Ed. by K. Bell. London et al., 617 p. (in English).
34. Dawson J.B., Hawthorne B.J. Magmatic sedimentation and carbonatite differentiation in kimberlite sills on South Africa. *J. Geol. Soc.* 1973. Vol. 129, № 1. P. 61-64.
- Dawson J.B., Hawthorne B.J.*, 1973. Magmatic sedimentation and carbonatite differentiation in kimberlite sills on South Africa. *J. Geol. Soc.*, vol. 129, № 1, p. 61-64 (in English).
35. Eckermann H. von. The alkaline district of Alnль Island. *Sver. geol. unders. Ser. Ca.* 1948. № 36. P. 1-166.
- Eckermann H. von*, 1948. The alkaline district of Alnль Island. *Sver. geol. unders. Ser. Ca*, № 36, p. 1-166 (in English).
36. Ньлбот А.Г. Das Nephelinsye nit gebiet auf der Insel Alnль. *Geol. fьren Stockholm fьrhandl.*, 1895. Vol. 17. S. 100-160, 214-256.

Hьdbom A.G., 1895. Das Nephelinsye nit gebiet auf der Insel Alнь. *Geol. фьрен Stockholm фьrhandl.*, vol. 17. S. 100-160, 214-256 (in Swedish).

37. Holmes A.A. Petrogenesis of Katungite and its associates. *Amer. Miner.* 1950. Vol. 35, № 9/10. P. 777-792.

Holmes A.A., 1950. Petrogenesis of Katungite and its associates. *Amer. Miner.*, vol. 35, № 9/10, p. 777-792 (in English).

38. Le Bas M. J., Keller J., Kejite Tao, Walle F., Williams C. T., Peishan Zhang. Carbonatite Dykes at Bayan Obo, nner Mongolia, China. *Miner. and Petrol.* 1992. Vol. 46. P. 195-228.

Le Bas M. J., Keller J., Kejite Tao, Walle F., Williams C. T., Peishan Zhang, 1992. Carbonatite Dykes at Bayan Obo, nner Mongolia, China. *Miner. and Petrol.*, vol. 46, p. 195-228 (in English).

39. Kogarko L. Two-stage model of carbonatite origin: evidence from metasomatised mantle xenoliths. *European carbonatites: implications for the*

*Sub-European mantle and their geohazard potential: Abstracts.* vol. Eurocarb Workshop, Italy, 7-10 June, 2002. P. 54-56.

Kogarko L. Two-stage model of carbonatite origin: evidence from metasomatised mantle xenoliths. *European carbonatites: implications for the Sub-European mantle and their geohazard potential: Abstracts.* vol. Eurocarb Workshop, Italy, 7-10 June, 2002, p. 54-56 (in English).

40. Suk N.I. Distribution of REE, Nb, Ta, Ba and Sr between immiscible phases in silicate-carbonate systems (experiment). *Vestnik Otdelenia Nauk o Zemle RAN.* 2012. Vol. 4. P. 20-25.

Suk N.I., 2012. Distribution of REE, Nb, Ta, Ba and Sr between immiscible phases in silicate-carbonate systems (experiment). *Vestnik Otdelenia Nauk o Zemle RAN*, vol. 4, p. 20-25 (in English).

Стаття надійшла  
08.04.2015