

## АПОФЕНІТОВІ АЛЬБІТИТИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

С.Г. Кривдік

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України  
03142, просп. акад. Палладіна, 34, м. Київ, Україна*

Апофенітові альбітита виявлено в Приазов'ї (Чернігівський карбонатитовий комплекс, феніти с. Дмитрівка, б. Тунікова), у західній частині Українського щита (Проскурівський масив лужних порід, феніти Березової Гаті) та Середньому Придніпров'ї (Малотерсянський масив лужних порід). Ці альбітита розвиваються по піроксенових фенітах (частіше як жилоподібні тіла), а в Чернігівському масиві – в екзоконтактах карбонатитових тіл. У процесі формування апофенітових альбітитів найчастіше відбуваються такі метасоматичні перетворення фенітів: на місці лужних пертитових польових шпатів утворюється гранобластовий агрегат, складений переважно альбітом з підпорядкованою кількістю мікрокліну та кальциту, а лужний піроксен заміщується залізомагнезіальним біотитом. Ділянками кристалізується Са-Al-амфібол еденіт-гастингситової серії. Порівняно з вихідними фенітами в цих альбітитах понижуються коефіцієнт агайтності  $((Na + K) / Al)$ , позаяк лужні піроксени заміщуються біотитом, а замість безглиноземистих і лужних амфіболів фенітів (рихтерити, рибекіти, арфведсоніти) утворюються Са-Al-амфіболи (еденіт-гастингситової серії). Найбільш цікавою особливістю апогранітоїдних альбітитів є підвищений або високий (порівняно з фенітами або навіть і карбонатитами) вміст Zr, Nb і U, мінералами-концентраторами яких є циркон, колумбіт, мінерали групи пірохлору. Утворення апофенітових альбітитів зумовлено підвищенням кислотності (і збагаченням водою) первинних ультралужних флюїдів, які на ранніх стадіях спричинили фенітизацію гранітоїдів, а на завершальних (з охолодженням, пониженням лужності і збагаченням H<sub>2</sub>O) зумовили локальні перетворення фенітів з формуванням рудоносних альбітитів. Збагачені Zr і Nb апофенітові альбітита в геохімічному аспекті подібні до маріуполітів, але мають і суттєві відмінності від них. В альбітитах відсутній нефелін, головний мінерал маріуполітів, і наявні залізомагнезіальні слюди та амфіболи, тоді як в маріуполітах амфіболи відсутні повністю, а вторинні слюди в маріуполітах представлені високозалізомагнієвими Mn біотитами. Маріуполіти збіднені Sr і збагачені REE порівняно з апофенітовими альбітитами. Апофенітові альбітита є оригінальними метасоматитами в Україні, їх можна вважати новим типом рудоносних порід на такі рідкісні метали як Nb, Ta і Zr.

*Ключові слова:* Апофенітовий альбітит, біотит, Са-Al-амфібол, циркон, колумбіт і пірохлор.

**Вступ.** Альбітизація – досить поширений тип метасоматичного перетворення і заміщення різних вихідних порід (кислого, середнього, основного складу). Нерідко такі заміщення призводять до утворення суттєво альбітових порід (альбітитів). Серед останніх найбільш відомими і добре вивченими є лужні ураноносні альбітита [1], а також суттєво альбітові феніти. Альбітові різновиди виділяються серед гельсинкітів (низькотемпературних мікроклін-альбітових метасоматитів з

хлоритом, епідотом, пренітом, карбонатами). Формування грейзенів також може супроводжуватися кристалізацією значної кількості альбіту (наприклад, в Кам'яномогильському та Катеринівському масивах гранітів) [16]. Альбітизація нерозривно пов'язана з формуванням спілітів. Зрештою альбіт є характерним мінералом зелених сланців. Альбіт є головним мінералом таких нефелінових сієнітів як канадити та маріуполіти.

Отже, кристалізація альбіту відбувається в широкому інтервалі *PT*-умов як у лужному середовищі, так і в процесі формування кислотних

метасоматитів (грейзенів, пропілітів, березитів, гелісинкітів), а також за умов низькотемпературного метаморфізму (зелені сланці, спіліти).

Під час дослідження фенітів Чернігівського карбонатитового масиву [2] було виявлено, що ці лужні метасоматити ділянками в приконтатовій частині з карбонатитовими тілами заміщуються суттєво альбітитовими породами з біотитом та підпорядкованою кількістю мікрокліну і кальциту. Та найбільш цікавою і дещо незвичною (порівняно з фенітами) особливістю цих апофенітових альбітитів виявилася інтенсивна збагаченість їх цирконієм і ніобієм, мінерали-концентратори яких представлені цирконом і рентгеноаморфним мінералом групи пірохлору (після термічної обробки було ідентифіковано структуру пірохлору). Пізніше [9] було виявлено біотит-амфіболіти різновиди апофенітових альбітитів з рясною вкрапленістю дрібного циркону та підвищеним вмістом колумбіту. Завдяки дослідженням останніх років, виконаних за допомогою методу *ICP-MS*, в одному з таких альбітитів було визначено, крім раніше відомих високих концентрацій Zr і Nb, також високий вміст U. Останній, імовірно, входить до складу гатчетоліту, наявного в карбонатитах [2, 9, 19], та, очевидно, в альбітитах (згадуваний рентгеноаморфний мінерал групи пірохлору).

Подібні альбітита з пірохлор-цирковою мінералізацією були відомі в Дмитрівському кар'єрі (Волноваський р-н Донецької обл.). За результатами останніх досліджень [6, 10, 18] їх можна віднести до апофенітових альбітитів. Крім того, у останні роки такі ж апофенітові альбітита з цирконом і пірохлором виявлено в б. Тунікова (ліва притока б. Валі-Тарама).

Суттєво альбітові метасоматити з цирконом і пірохлором виявлено серед фенітів Малотерсянського масиву [9, 21]. Альбітизація меланократових фенітів (твейтозитів) з новоутвореним амфіболом та біотитом проявляється в Проскурівському масиві, а також у фенітах Березової Гаті (Західна частина УЩ) [9].

Імовірно, аналогами досліджуваних апофенітових альбітитів УЩ в інших регіонах можуть бути лужні метасоматити, пов'язані з карбонатитовими й нефелінієвими комплексами [14].

**Мета роботи.** На даний час назріла необхідність узагальнити розкидані по різних публікаціях дані щодо апофенітових альбітитів, доповнити їх результатами останніх досліджень і виділити ці породи в самостійний вид порід у родині лужних і лужнопольовошпатових метасоматитів (феніти,

лужні ураноносні альбітита, мікроклініти, гелісинкіти тощо).

**Методи дослідження,** які передували написанню цієї статті: петрографічне, мінералогічне та геохімічне дослідження фенітів та супровідних альбітитів, генетично і просторово пов'язаних з карбонатитовими (лужно-ультраосновними) комплексами. Частково використано результати мікророзондових досліджень та аналізів, виконаних методом *ICP-MS* (визначення вмісту елементів-домішок в альбітитах).

**Текстурно-структурні особливості та мінеральний склад апофенітових альбітитів.** Найбільш детально, хоча недостатньою мірою, апофенітові альбітита досліджено в Чернігівському карбонатитовому масиві, де ці породи було вперше виділено і описано разом з фенітами [2, 9]. Вони утворюються по піроксенових та амфібол-піроксенових фенітах в екзоконтактних ореолах карбонатитових тіл або ж спостерігаються як ксеноліти змінених фенітів у карбонатитах. Потужність апофенітових альбітитів незначна і становить перші метри. Позаяк апофенітові альбітита утворюються в екзоконтактах карбонатитових тіл, то їх називали [2] також «синкарбонатитовими фенітами (альбітитами)». Схоже на те, що апофенітові альбітита утворюються в більшості, але не у всіх екзоконтактах карбонатитових тіл. Причину цього не з'ясовано. Можна лише припустити, що існують як синкарбонатитові, так і більш ранні феніти. Перші не змінюються як рівноважні з карбонатитами утворення, а другі інтенсивно альбітизуються. Як було показано раніше [2], у Чернігівському карбонатитовому масиві відбувалося принаймні чотири головні фази вкорінення карбонатитів.

У процесі утворення апофенітових альбітитів піроксен і переважно пертитові лужні польові шпати фенітів заміщуються дрібно- та середньозернистим суттєво альбітовим гранобластовим агрегатом із підпорядкованою кількістю біотиту, іноді амфіболу, мікрокліну і кальциту. Альбіт зазвичай утворює близькі до ізометричних за формою зерна, чітко здвійникований. Мікроклін гратчастий, без видимих пертитових вrostків. Кальцит виділяється як окремі зерна у вигляді зрощень з альбітом та включень у ньому. Біотит порівняно рівномірно розсіяний у породі. Іноді спостерігаються заміщення зеленого егірин-салітового піроксену фенітів біотитом у вигляді симплектитоподібних агрегатів (рис. 1). Біотит залізо-магнезійний і помірно залізистості, за

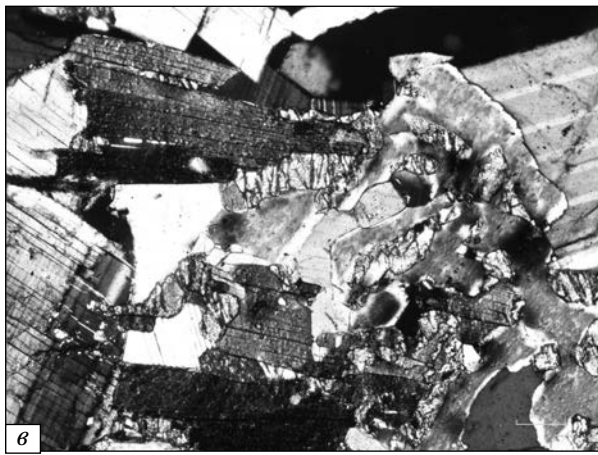
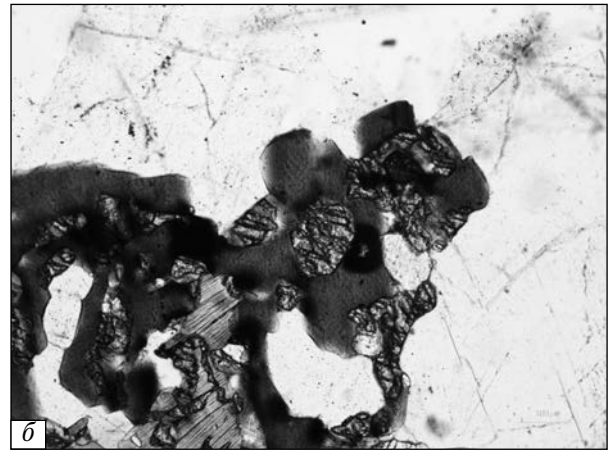


Рис. 1. Заміщення егірин-саліту біотитом: *a* – в останньому релікти егірин-саліту в апофенітовому альбіті; *b* – в біотиті дрібні включення радіоактивного мінералу (група пірохлору?) з плеохроїчними двориками; *v* – у схрещених ніколях (видно двійники альбіту), в біотиті – релікти егірин-саліту

цими характеристиками подібний до біотиту фенітів проміжних стадій. Проте відрізняється від біотиту фенітів значно нижчим вмістом титану (4,25 проти 0,5–0,7 %  $TiO_2$  відповідно). Цей альбітитовий біотит можна вважати більш низькотемпературним, ніж у фенітах (табл. 1, ан. 1–6). Принагідно нагадаємо, що послідовність виділення біотиту в фенітах та апофенітових альбітитах доволі складна і має зворотний порядок. У фенітах на початкових стадіях відбувається заміщення біотиту вихідних гранітоїдів агрегатом зеленого (егірин-салітового) піроксену та дрібно-криптозернистого альбіту і калішпату в тих ділянках породи, де біотит контактує з кварцом (фото таких заміщень наводилося в попередніх публікаціях [2, 9]). На проміжних стадіях фенітизації новоутворений біотит із підвищеним вмістом титану (табл. 1, ан. 4) приурочений до біотит-плагіоклазових ділянок фенітів, які в подальшому заміщуються піроксен-лужнопольовошпатовим (частіше пертитовим) агрегатом. У той же час у процесі формування апофенітових альбітитів піроксен однозначно заміщується пізнішим низькотитанистим біотитом (табл. 1, ан. 4–6, рис. 1).

Подеколи в апофенітових альбітитах з'являється новоутворений амфібол, послідовність виділення якого і його взаємовідношення з іншими фемічними мінералами фенітів та альбітитів не з'ясовано. Треба підкреслити, що цей амфібол відрізняється за хімічним складом від амфіболу фенітів (рихтеритів, поширених обмежено). Новоутворений амфібол альбітитів можна віднести до еденіт-гастингситової серії, він є більш глиноземистим (8–9 %  $Al_2O_3$ ) ніж рихтерит із фенітів (0,90 %  $Al_2O_3$ ) (табл.1, ан. 1–3).

Отже, фемічні мінерали апофенітових альбітитів Чернігівського масиву є загалом більш глиноземистими, ніж у вихідних фенітах (егірин-саліт + рихтерит змінюється на біотит і Ca-Al амфібол).

Найбільш контрастною відмінністю апофенітових альбітитів від заміщуваних фенітів є збагаченість цих порід Zr і Nb. Мінерали цих металів – циркон (рис. 2, 3), мінерали групи пірохлору (рис. 4) нерідко спостерігається в шліфах як рясна дрібна «насіпка», а з деяких проточних проб вдалося виділити концентрати колумбіту. На жаль, хімічний склад цих мінералів залишається

Таблиця 1. Хімічний склад амфіболів і біотитів із апофенітових альбітитів

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	50,08	43,26	42,54	36,34	37,05	38,59	35,82	37,28	36,65	36,31	37,56	36,16
TiO <sub>2</sub>	0,86	0,35	0,39	4,25	0,46	0,68	2,55	2,40	2,08	2,53	2,06	2,68
ZrO <sub>2</sub>	–	–	–	–	–	–	0,02	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	–	–	–	–	–	0,03	0,05	0,06	0,01	0,00	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	7,77	8,94	12,37	13,76	11,88	9,53	9,48	9,70	9,76	9,33	10,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,50	6,98	5,14	4,09	3,68	3,89	2,45	1,51	1,99	1,91	1,45	1,48
FeO	17,53	16,38	15,84	18,63	18,59	19,49	28,24	26,83	28,65	27,69	25,78	27,78
MnO	0,34	0,43	0,26	0,07	0,18	0,15	2,25	2,10	1,66	1,54	1,04	1,49
ZnO	–	–	–	–	–	–	0,63	0,59	0,51	0,52	0,51	0,54
MgO	7,62	8,90	10,12	10,87	13,32	12,79	5,43	6,22	6,25	6,18	7,80	5,99
CaO	7,22	10,12	10,53	0,36	0,60	0,12	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
BaO	–	–	–	0,56	0,11	–	0,03	0,01	0,03	0,01	0,00	0,03
Na <sub>2</sub> O	4,02	2,84	2,40	0,25	0,20	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	1,06	1,15	1,32	9,40	9,24	8,92	9,39	9,64	9,38	9,46	9,62	9,63
Rb <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–	0,49	0,34	0,42	0,53	0,39	0,40
Cs <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	–	0,02	0,06	0,01	0,00	0,04	–
F	0,85	0,90	0,57	0,10	0,68	2,10	1,93	2,31	2,23	2,23	3,10	2,27
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	–	0,08	0,10	0,08	0,05	0,26	–	–	–	–	–	–
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	–	–	–	–	–	–	2,47	2,45	2,43	2,42	2,09	2,46
В. п. п.	2,07	1,96	2,11	2,69	2,97	2,78	–	–	–	–	–	–
Сума	100,05	99,97	100,21	100,06	100,61	100,85	101,30	101,30	102,06	101,13	100,79	101,17
Mg / (Mg + Fe)	0,36	0,41	0,47	0,46	0,52	0,50	0,26	0,29	0,28	0,28	0,35	0,28

*Примітка:* прочерк – не визначалось; 1–6 – мінерали з фенітів та апофенітових альбітитів Чернігівського масиву: 1 – амфібол (рихтерит) з амфібол-піроксенового феніту, св. 784, гл. 423,0–423,5 м; 2, 3 – амфіболи з апофенітових альбітитів, св. 784, гл. 205,0–205,5 м (ан. 2), св. 784, гл. 230,5–231,0 м (ан. 3); 4 – біотит з феніту (III-стадія), св. 964, гл. 199,0–200,0 м; 5, 6 – біотити із апофенітових альбітитів, св. 784, св. 291, 257,0–258,0 м (ан. 5), св. 784, гл. 205,0–205,5 м (ан. 6); 7–12 – мікросондові аналізи слюд (різні зерна) з апофенітового альбітиту Дмитрівського кар'єру: 7, 8 – центр і край зерна одного зерна; 9, 10 – центр і край другого зерна; 11 – окреме зерно; 12 – включення слюди в цирконі. Аналізи 1–6 із [11]; мікросондові аналізи 7–12 виконані В.В. Шаригінім (Новосибірськ, ІГМ СО РАН), ним же у цих аналізах. розраховано вміст FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> і H<sub>2</sub>O.

невизначеним. Було лише отримано рентгенограми аморфного мінералу групи пірохлору (після термічної обробки). Є підстави відносити цей мінерал до гатчетоліту (зважаючи на підвищений або високий вміст U в породі та наявність гатчетоліту в карбонатитах Чернігівського масиву).

Можна зазначити, що вміст циркону досягає 1 % і більше (табл. 2), а серед дрібних ізометричних зерен трапляються дипірамідальні кристалики.

Подібну асоціацію егіринового феніту та біотитового альбітиту виявлено останніми роками в б. Тунікова, ліва притока б. Валі-Тарама, що розташована південніше с. Красівка. Малопотужна (до 20–25 см) жила апогранітоїдного егіринового феніту в центральній частині переходить у дрібнозернистий біотитовий альбітит. В останньому є дрібна вкрапленість циркону та пірохлору, що підтверджується (результати спектрального аналізу) підвищеним вмістом Zr і Nb в породі.

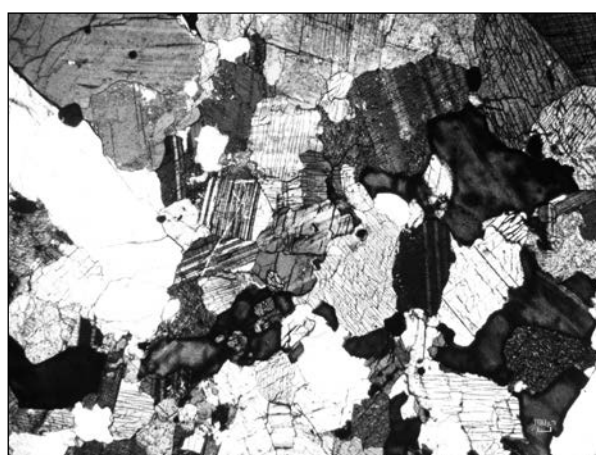


Рис. 2. Загальний вигляд іншого зразка біотитового альбітиту з зернами циркону

Складнішими є взаємовідношення фенітів та альбітитів у Дмитрівському кар'єрі (с. Дмитрівка Волноваського р-ну Донецької обл.), де розкрита

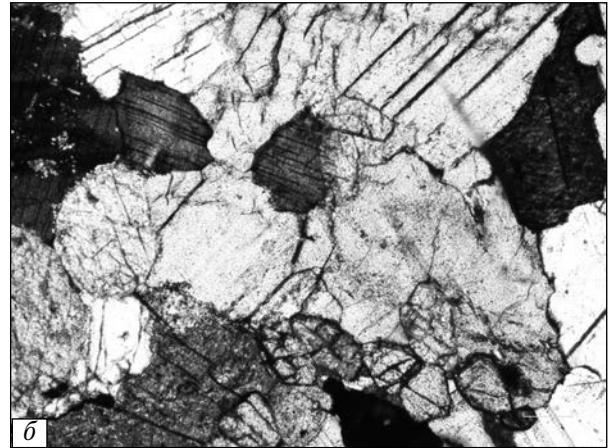


Рис. 3. Фрагменти біотитового альбітиту (див. рис. 2) з зернами циркону різного розміру, включеними в біотиті та альбіті (в біотиті дрібне зерно радіоактивного мінералу): а – з одним ніколем, б – у схрещених ніколях

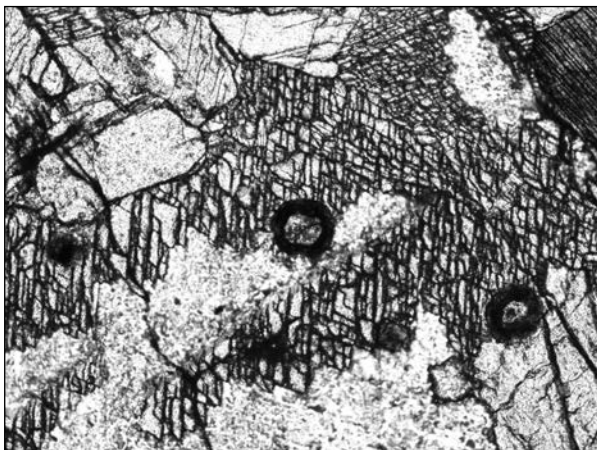


Рис. 4. Дрібні радіоактивні мінерали (група пірохлору?) з плеохроїчними двориками у зразку біотитового альбітиту, (див. рис. 2)

зона фенітизації потужністю в кілька метрів. Переважають егірин-амфіболові (арфведсоніт) мікроклін-альбітові феніти, зрідка трапляються суттєво мікроклінові їхні різновиди. На одному з горизонтів було розкрито також меланократові феніти з молібденітовою мінералізацією. Відомі також мікроклін-альбітові та суттєво альбітові феніти з мінералами серії куплетськіт-астрофіліт. Ці мінерали виявлено вперше 1987 р. О.Л. Литвином зі співавторами [15], їхнє дослідження продовжувалося пізніше [13]. Цікаво, що мінерали астрофіліт-куплетськітової серії асоціюють з цирконом, іноді спостерігаються їхні зрощення. Серед цих фенітів розвиваються світлі альбітити жилоподібної форми, в яких можна спостерігати дипірамідальні кристали циркону розміром до 0,5 см і більше. У шліфах видно також дрібну вкрапленість пірохлору (рис. 4), результати дослідження пірохлору з цього кар'єру опубліковано раніше [3].

Рясна вкрапленість пірохлору (підтвержена результатами мікрозондового дослідження) в асоціації з цирконом спостерігалась в одному з піроксен-біотитових альбітитів, аналіз біотиту з якого наводиться в табл. 1 (ан. 9, 10). Загалом цей альбітит подібний до розглянутого вище апофенітового біотитового альбітиту з реліктовим піроксеном Чернігівського масиву, хоча таких виразних заміщень піроксену біотитом в ньому не спостерігалось. Можна лише відмітити, що в деяких більших виділеннях циркону наявні включення червоноувато-буруватого біотиту, що може свідчити про одночасну кристалізацію цих мінералів або дещо пізнішу циркону (принаймні, деяких його зерен). Крім того, в альбітитах Дмитрівського кар'єру слюди є низькоглиноземистими і більш залістими, ніж слюди з альбітитів Чернігівського масиву (табл. 1, ан. 7–10).

Потрібно вказати, що світлі феніти та альбітити з дипірамідальним цирконом Дмитрівського кар'єру та б. Тунікова зовні подібні до деяких різновидів маріуполітів. Проте від останніх альбітити відрізняються передусім відсутністю нефеліну, головного (і визначального) мінералу маріуполітів. У маріуполітах відсутні будь-які амфіболи (принаймні ніхто не наводив їхніх аналізів). Крім того, якщо у маріуполітах є слюди (частіше це вторинні і розвиваються по егірину), то вони сильно залісті та збагачені манганом. Апофенітові альбітити розвиваються тільки серед фенітів, тоді як маріуполіти залягають як інтрузивні тіла серед різних порід Октябрського масиву (габро, піроксенітів, сієнітів, гранітоїдів рами).

На завершення короткого петрографічного опису апофенітових альбітитів Приазов'я, варто зазначити, що на широкому тлі розвитку лужних

Таблиця 2. Хімічний склад апофенітових альбітитів

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	60,61	59,12	58,63	50,80	58,80	56,20	66,65	62,86	65,88	61,03	60,03	67,33	56,97	59,21	58,49	65,62	67,14	58,77
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,27	0,06	0,17	0,09	0,09	0,91	0,56	0,02	0,14	0,22	0,01	0,02	0,57	0,43	0,03	0,05	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,03	11,36	16,54	14,59	17,28	18,86	13,68	17,26	15,29	18,07	13,73	18,32	19,68	15,19	11,53	19,44	19,12	11,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,27	3,92	1,98	1,76	2,00	1,53	2,88	1,61	1,88	5,06	7,82	0,38	1,26	4,62	11,16	Сл.	0,56	11,82
FeO	2,53	5,76	3,02	4,95	2,58	2,37	1,50	1,72	0,93	2,00	3,15	0,72	0,43	2,92	1,37	1,30	0,65	2,22
MnO	0,07	0,12	0,09	0,23	0,14	0,10	0,11	0,68	0,06	0,11	0,17	0,01	0,02	0,12	0,08	0,03	Сл.	0,37
MgO	1,93	2,89	1,87	3,22	1,82	1,30	0,49	0,81	0,54	0,62	0,65	0,61	0,80	1,51	1,63	0,33	0,20	1,27
CaO	4,78	6,16	4,79	8,15	4,00	4,82	1,27	1,21	0,88	1,01	1,66	0,21	0,42	1,97	0,80	1,02	0,85	1,19
Na <sub>2</sub> O	7,48	7,20	7,60	6,50	7,42	8,00	5,14	8,48	11,10	10,22	8,00	10,87	8,91	8,50	8,00	10,88	10,44	8,00
K <sub>2</sub> O	2,50	0,77	0,98	1,98	1,60	1,18	6,16	3,85	0,30	0,55	1,15	0,10	0,20	2,90	4,94	0,43	0,32	1,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,66	0,35	0,73	0,08	0,18	0,09	0,04	0,24	0,09	0,19	0,04	0,19	0,20	0,08	Сл.	0,12	0,39
H <sub>2</sub> O	0,15	0,08	0,12	0,13	0,10	0,07	0,22	0,10	0,08	0,16	0,28	0,04	0,22	0,26	0,08	0,05	0,02	
S	0,08	Сл.	0,07	0,02	0,05	—	0,01	0,02	0,01	—	0,03	0,01	0,01	0,06	Сл.	Сл.	Сл.	0,28
В. п. п.	0,89	0,51	0,82	0,96	0,47	1,13	0,74	0,71	0,38	0,86	1,74	0,35	0,34	0,78	0,39	0,58	0,16	1,24
CO <sub>2</sub>	0,72	0,94	2,66	4,26	2,61	3,53	—	—	—	—	—	—	—	1,47	0,49	0,45	0,34	—
ZrO <sub>2</sub>	—	—	—	0,70	1,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,37	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сума	99,82	99,76	99,58	99,52	100,19	100,25	99,65	99,88	97,59	99,85	99,47*	99,00	99,46	100,28	99,56	100,16	99,97	100,08
(Na+K)/Al	1,00	1,11	0,82	0,88	0,80	0,77	1,10	1,05	1,21	0,96	1,06	0,99	0,76	1,13	1,60	0,95	0,92	1,24

*Примітка:* проєрк – не визначалось; \* – в суму входить 0,65 % TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 1–6 – феніти (1, 2) та апофенітові альбітита (3–6) Чернігівського масиву; 1 – найбільш поширений тип феніту (IV стадія) дужносієнтового складу (дужні пертитові польові шпати, егірін-саліт), св. 298, гл. 180,2–181,5 м; 2 – феніт альбітовий з егірін-салітом і рихтеритом, св. 784, гл. 423,0–423,5 м; 3 – альбіт біотитовий з цирконом і ніобатами, св. 291, гл. 257,0–258,0 м; 4, 5 – альбітита амфібол-біотитові з цирконом і ніобатами, св. 784, гл. 205,0–205,5 м (ан. 4), св. 784, гл. 230,5–231,0 м (ан. 5); 6 – альбітита біотитовий з цирконом і колумбітом (див. елементи-домішки за даними *ICP-MS* аналізу – в тексті), св. 784, гл. 306 м; 7 – 10 – феніти (7, 8) та альбітита (ан. 9, 10) Дмитрівського кар'єра; 7 – альбіт-мікрокліновий з цирконом, астрофілітом і бриголітом; 8 – мікроклін-альбітовий з астрофілітом; 9, 10 – альбітита біотитові з піроксеном, цирконом і пірохлором; 11–13 – жильний феніт (потужність 20–30 м) егіриновий (ан. 11) з біотитовим альбітом (ан. 12, 13) в центральній частині жили, б. Тунікова; 14–16 – феніти (ан. 13, 14) та альбітита (ан. 15, 16) Березової Гати; 17 – егірін-альбітовий феніт, правий берет р. Кальміус, південно-західна окраїна с. Заможнє (аналіз із колекції Г.Л. Кравченка). Аналізи 1–5, за [9]; 6–17 – виконані в ІГМР НАН України, аналітик О.П. Крассюк; 18 – із колекції Г.Л. Кравченка (відділ петрології ІГМР).

магматичних та метасоматичних (фенітів) порід у цьому регіоні, апофенітові альбітиту мають явно підпорядковане поширення. Так, наприклад, в бас. р. Кальміус, де найбільше поширені лужні К-На-метасоматити (феніти), з якими просторово і генетично пов'язані рудопрояви та точки мінералізації рідкісноземельних елементів церієвої підгрупи (відоме Петрівсько-Гнутівське, сс. Каплати, Набережне), типових апофенітових альбітитів з Zr-Nb-мінералізацією ми не спостерігали. Проте знахідки таких порід у цьому районі не виключені. Про це можуть свідчити деякі хімічні аналізи лужних метасоматитів (з фондів відділу петрології), згідно з якими останні повинні мати переважно егірин-альбітовий нормативний склад. Крім того, в лужних суттєво егіринових метасоматитах (прожилки в кварці гранітних пегматитів б. Калмицької мікрозондовим аналізом визначено ніобіти, за складом близькі до пірохлору.

Можливо це, а також відзначені вище відмінності мінералів апофенітових альбітитів Чернігівського масиву та с. Дмитрівка, зумовлені різним ерозійним зрізом цих проявів, як це відмічено в попередніх публікаціях [6], а саме: за абісальних умов формування метасоматитів (і магматичних порід) порівняно з гіпабісальними понижується фугітивність кисню і, відповідно, понижується лужність піроксенів та амфіболів [8].

Егірин-альбітові метасоматити з цирконом і пірохлором згадуються в Малотерсянському масиві [9, 21]. Відомі хімічні аналізи з цих порід (егірин та пірохлор), проте петрографічно ці породи залишилися недостатньо вивченими. Судячи з наявних коротких описів, ці метасоматити подібні до фенітів Дмитрівського кар'єру.

Пізніша біотитизація фенітів проявляється подеколи і на ділянці Березова Гать (Північно-західна частина УЩ, Житомирська обл.). Тут же утворюються також альбітиту, хоча переконливих доказів прямого генетичного зв'язку між процесами біотитизації фенітів та утворенням альбітитів недостатньо, позаяк наявні як біотит-егіринові, так і егіринові суттєво альбітові феніти. Проте, як це видно з результатів хімічного аналізу, в лейкократових альбітитах зменшується вміст егірину (і понижується коефіцієнт агаїтності породи) (табл. 2, ан. 14–17).

Подібна, хоча не так чітко виражена біотитизація, амфіболізація та альбітизація проявляються в фенітах і твейтозитах Проскурівського масиву [7, 9]. Проте треба зауважити, що в альбітизованих фенітах Березової Гаті та Проскурівського масиву

не спостерігалось суттєвого збагачення Zr і Nb. Можна лише зазначити, що в цих породах Березової Гаті спостерігалися (в проточних пробах) циркони дипірамідального габітусу. Відсутність підвищеної або високої концентрації Zr і Nb в альбітизованих фенітах Березової Гаті та Проскурівського масиву, на відміну від подібних порід Приазов'я, пояснюється регіональними геохімічними особливостями лужних порід цих регіонів. У Приазов'ї лужні породи (і карбонатити), які зумовили фенітизацію гранітоїдів рами, були ініціально збагачені Nb і Zr, тоді як в західній частині УЩ аналогічні породи вкрай деплетовані цими елементами [4, 12, 22]. Відповідно флюїди, які супроводжували лужні комплекси в цих регіонах і зумовили фенітизацію та альбітизацію, успадкували геохімічні особливості лужних порід і були різною мірою насичені (збагачені або збіднені) Zr і Nb.

**Петрохімічні та геохімічні особливості апофенітових альбітитів.** Ці особливості згадувалися і частково обговорювалися вище з описом мінерального складу альбітитів. Позаяк апогранітоїдні феніти різних проявів УЩ неодноразово детально розглядалися раніше [2, 7, 9, 18], то в цьому розділі наводяться тільки деякі результати хімічного аналізу цих порід тільки для порівняння з альбітитами. Порівняння хімічного складу вихідних фенітів та апофенітових альбітитів виявляє такі головні особливості: 1) в альбітитах, як це виходить вже з назви порід, збільшується вміст натрію і співвідношення  $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ ; 2) в альбітитах зменшується коефіцієнт агаїтності  $((\text{Na} + \text{K}) / \text{Al})$ , якщо у фенітах він у більшості випадків перевищує одиницю, то в альбітитах – навпаки (табл. 2), що зумовлено заміною парагенезису фенітів – лужний піроксен  $\pm$  лужний амфібол або рихтерит на парагенезис біотит  $\pm$  Ca-Al амфібол; 3) така зміна парагенезисів фемічних мінералів призводить до зміни співвідношення FeO і  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – в альбітитах перший переважає над другим, а в фенітах часто навпаки; 4) в апофенітових альбітитах Чернігівського масиву збільшується вміст  $\text{CO}_2$  (в породи вміст кальциту досягає 10 % і більше).

Якщо виходити з мінерального та хімічного складу біотитових (та амфіболових з Ca-Al амфіболами) апофенітових альбітитів, то їх формально не можна відносити до лужних порід (метасоматитів), на відміну від піроксенових фенітів та рибекіт-егіринових ураноносних альбітитів. Автор вважає, що лужними породами (магматичними тільки так!) можна називати тільки ті, які мають у своєму складі лужні фемічні мінерали (егірин, рибекіт,

арфведсоніт, астрофіліт, енігматит, евідіаліт тощо). Альбітита та мікроклініти з епідотом, хлоритом, мусковітом не треба відносити до лужних. Про умови кристалізації альбіту вже йшла мова.

Розглянуті вище особливості петрохімії та хімізму мінералів апофенітових альбітитів є доволі специфічними, що вирізняють їх з інших типів (підкласів) альбітитів, мікроклін-альбітових та лужнопольовошпатових метасоматитів. Проте найбільш індикативними виявилися вміст елементів-домішок та їхні співвідношення в цих породах. Вище відмічався високий вміст Zr (до 1 % і більше) та Nb в цих породах. Як видно з результатів аналізу, виконаного методом *ICP-MS* одного зразка апофенітового альбітита Чернігівського масиву, ця порода характеризується ще й високим вмістом Sr і U та загалом пониженим порівняно з фенітами і сієнітами цього масиву, а також фенітами Східного Приазов'я вмістом рідкісноземельних елементів. Вміст елементів-домішок в апофенітовому альбітіті (зр. 1167/784) такий, ppm: Zr – 4529, Hf – 82, Nb – 1594, Ta – 84, U – 76, Th – 10, Sr – 1721, Ba – 529, Y – 38, La – 54, Ce – 130, Pr – 15, Nd – 62, Sm – 10,45, Eu – 3,26, Gd – 8,82, Tb – 1,64, Dy – 8,23, Ho – 1,48, Er – 3,49, Tm – 0,39, Yb – 2,60, Lu – 0,39, Be – 2, Co – 5, Cs – 1, Ga – 48, Rb – 44, V – 8, W <0,5; сума REE – 188, Eu / Eu\* = 0,97.

За таким вмістом елементів-домішок (передусім Zr і Sr) цей альбітит має деяку подібність із нефеліновими сієнітами (канадітами) чернігівського масиву, хоча відрізняється значно вищою концентрацією Nb та U і нижчою Rb. Вище вказано на деяку подібність апофенітових альбітитів із маріуполітами за вмістом Zr і Nb, проте маріуполіти характеризуються досить низьким вмістом Sr (45–93 ppm), значно вищим вмістом РЗЕ (590–1540) та досить глибокими негативними європейськими аномаліями (Eu / Eu\* – 0,37–0,40) [4], що пояснюється інтенсивною магматичною диференціацією з польовошпатовим фракціонуванням у процесі утворення цих порід (як одних із завершальних диференціатів Октябрського масиву).

За високим вмістом U і його переважанням над Th апофенітові альбітита мають деяку подібність з ураноносними альбітитами Кіровоградського району. В них останнім часом виявлено високий або підвищений вміст Sr [23] і Nb [17]. Зрештою про глибинне походження цих альбітитів йшлося в публікаціях інших дослідників [5, 20], а на подібність їх з фенітами та апофенітовими альбітитами – в авторських [6].

Разом з тим розглянуті апофенітові альбітита, особливо Приазов'я і, можливо, Малотерсянського масиву, є оригінальними породами, пов'язаними з лужно-ультраосновними (карбонатитовими) комплексами, і їх рекомендується виділити в окремий підклас метасоматитів. Якщо будуть виявлені значні масштаби розвитку апофенітових альбітитів, то вони можуть бути перспективними і легкозбагачуваними рудами на Nb, Ta, Zr і U, а також польовошпатовий концентрат.

**Обговорення результатів дослідження та деякі міркування щодо генезису апофенітових альбітитів і зрудення в них.** З викладених вище петрографічного опису та геохімічних особливостей цих альбітитів можна зробити такі висновки:

1. Апофенітові альбітита супроводжують ендоконтакти карбонатитових тіл (хоча, схоже на те, що не повсюдно) або ж утворюються серед фенітів (частіше жили), які безпосередньо не зв'язані з карбонатитами (тріщинні – феніти Східного Приазов'я, феніти Березової Гаті). Безпосередньо ж у гранітоїдах такі альбітита не утворюються. Апофенітові альбітита треба розглядати як утворення завершальної стадії процесу фенітизації гранітоїдів в ореолах лужно-ультраосновних (карбонатитових) комплексів.

2. Апофеніти Приазов'я інтенсивно збагачуються цирконієм і ніобієм порівняно як з карбонатитами, які вони супроводжують, так і з фенітами, які вони заміщують. Крім того, апофенітові альбітита Приазов'я характеризуються порівняно високим вмістом стронцію й урану. Останнє робить ці породи подібними до ураноносних альбітитів Кіровоградського району. Водночас апофенітові альбітита характеризуються нижчим вмістом рідкісноземельних елементів, ніж довколишні феніти та карбонатита.

При цьому проявляються регіональні геохімічні особливості апофенітових альбітитів. У Приазов'ї ці породи збагачуються Zr і Nb, тоді як у західній частині УЩ (Березова Гать, Проскурівський масив) таке збагачення альбітитів не виявлено. Це узгоджується з геохімічними особливостями лужних порід цих регіонів: в Приазов'ї лужні породи і карбонатита збагачені Zr і Nb, тоді як у західній частині УЩ аналогічні лужні породи деплетовані на ці елементи, на чому неоднократно акцентовано увагу в опублікованій літературі [4, 12, 22].

3. У процесі формування апофенітових альбітитів значну (або провідну) роль відігравали більш низькотемпературні і збагачені водою (але з дещо



пониженою лужністю) вуглекисло-водні флюїди, які призвели до заміщення піроксенів фенітів біотитом та утворення Ca-Na-Al амфіболів еденітастінгситової серії, а також заміщення лужних пертитових польових шпатів альбітом і мікроклінальбітовим агрегатом. Останнє пояснюється нижчою температурою, ніж під час формування пертитових польових шпатів, а понижена лужність флюїдів зумовила заміщення лужних піроксенів біотитом і Ca-Al амфіболами.

Процес формування фенітів проявляється у «зворотному» напрямі мінералоутворення: біоти-ти вихідних гранітоїдів та проміжних стадій фенітизації замінюються лужними піроксенами (егірин-саліти, егірини) та / або безглиноземистими лужними амфіболами (рибекіт-арфведсонітової серії, рихтерити), тобто зі зростанням інтенсивності процесу фенітизації збільшується коефіцієнт агаїтності породи.

4. Причини і фактори збагачення водою (або, принаймні, зростання її активності) і деякого пониження лужності флюїдів, що зумовили формування апофенітових альбітитів порівняно з вихідними фенітизувальними ультралужними флюїдами, не з'ясовано. Можливо, це зумовило зниження температури загального процесу фенітизації, який супроводжувався збагаченням залишкового флюїду водою. В такому разі апофенітові альбітити являють собою своєрідні діафторити. Збагачення водою фенітизувальних флюїдів могло відбуватися також і в результаті надходження водних розчинів (або й метеорних вод) з прилеглих порід на стадії завершення процесу фенітизації або закристалізованості розплаву карбонатитів (в ендоконтактах яких утворюються апофенітові альбітити). Можна припускати, що фенітизувальні флюїди можуть бути подібними за складом (близько 40 %  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) до лужнокарбонатних лав і туфів активного вулкану Одоїньо-Ленгаї (Танзанія). Проте збагачення апофенітових альбітитів Zr і Nb (а також U) найзадовільніше пояснюється з позицій переважно ендегенної природи флюїдів, які на ранніх стадіях зумовили фенітизацію прилеглих гранітоїдів, а на завершальних (з пониженням лужності і підвищенням їхньої кислотності) – перетворення фенітів (і

частково інших силікатних лужних порід) з формуванням рудоносних альбітитів. Тобто, зміна складу метасоматитів зумовлена еволюцією лужних флюїдів ендегенного походження, хоча не виключається деяка роль води екзогенного походження. Формування апофенітових альбітитів дещо нагадує процес грейзенізації (утворення слюд). Як зазначено вище, грейзенізація гранітів часто супроводжується альбітизацією.

5. Форми міграції Zr, Nb і U у процесі формування апофенітових альбітитів не з'ясовано. Можна припустити, що ці метали, як амфотерні елементи, переносилися лужними (ультралужними) флюїдами в аніонній формі, а з пониженням лужності (підвищенням кислотності) флюїдів зі збагаченням їх водою аніони цих металів втрачали стійкість і викристалізовувались як циркон, колумбіт, частково мінерали групи пірохлору-гатчетоліту. У перших двох мінералах Zr і Nb стають катіонами (в солі кремнієвої кислоти та в оксиді), а в пірохлор-гатчетоліті Nb продовжує разом з киснем відігравати роль аніону, що зумовлено ще досить високою лужністю флюїду. Принагідно зауважимо, що в карбонатитах та в апофенітових альбітитах спостерігається заміщення, аж до повних псевдоморфоз, мінералів групи пірохлору колумбітом [2, 9, 19].

6. Апофенітові альбітити можна розглядати як новий і перспективний тип рудоносних порід на такі метали, як Nb, Ta, Zr і частково U, та польовошпатовий концентрат (для фарфорової промисловості). Хоча ці альбітити подібні до маріуполітів, вони мають певні відмінності: в альбітитах відсутній нефелін, характерний мінерал маріуполітів, і наявні залізисто-магнезіальні амфіболи та слюди (в маріуполітах можуть утворюватися лише високозалізисті і збагачені манганом біотити, а амфіболи відсутні взагалі). Маріуполіти порівняно з розглянутими апофенітовими альбітитами збагачені на рідкісноземельні елементи і збіднені на стронцій.

Розглянуті альбітити розвиваються тільки по фенітах, тоді як маріуполіти залягають як інтрузивні тіла серед різних порід Октябрського масиву – габро, піроксенітів, сіенітів, а також серед навколишніх гранітоїдів рами.

#### Література

1. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Ред. Я.Н. Белевцев. Киев: Наук. думка, 1995. 396 с.
2. Плевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. 227 с.
3. Донской А.Н., Шаркин О.П. Геохимия малых элементов метасоматитов Октябрского щелочного массива. *Геохимия и рудообразование*. 1986. Вып. 14. С. 74–81.

4. Дубина А.В., Кривдик С.Г., Шарыгин В.В. Геохимия нефелиновых и щелочных сиенитов Украинского щита (по данным ICP-MS). *Геохимия*. 2014. № 10. С. 907–923.
5. Калашник Г.А. Глибинні фактори формування промислових родовищ урану Українського щита. Автореф. дис. д-ра геол. наук. Київ, 2013. 40 с.
6. Кривдик С.Г. Про генезис лужних метасоматитів Українського щита. *Геохімія та рудоутворення*. 2013. Вип. 33. С. 3–17.
7. Кривдик С.Г., Брацлавский П.Ф. Фениты Проскуровского массива (Приднестровье). *Геол. журн.* 1987. **17**, № 2. С. 111–124.
8. Кривдик С.Г., Дубина О.В. Типохімізм мінералів лужно-ультраосновних комплексів Українського щита як індикатор глибинності їх формування. *Мінерал. журн.* 2005. **27**, № 1. С. 64–76.
9. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1990. 408 с.
10. Кривдик С.Г., Моргун В.Г., Дубина О.В. Типи лужних метасоматитів Українського щита та фації їх глибинності. *Геохімія та рудоутворення*. 2012. Вип. 31–32. С. 4–11.
11. Кривдик С.Г., Моргун В.Г., Шарыгин В.В. Слюди фенітів і лужних метасоматитів Східного Приазов'я. *Мінерал. журн.* 2010. № 4. С. 3–11.
12. Кривдик С.Г., Цымбал С.Н., Гейко Ю.В. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм северо-западной части Украинского щита как индикатор кимберлитобразования. *Мінерал. журн.* 2003. **25**, № 5/6. С. 57–69.
13. Кривдик С.Г., Шарыгин В.В., Моргун В.Г. Минералы группы астрофиллита в Приазовье, Украина. Материалы XXVIII Междунар. конф. *Рудный потенциал щелочного, кимберлитового и карбонатитового магматизма*, Москва-Минск, 9–16.09.2011. Минск: Право и экономика, 2011. С. 105–107.
14. Кушев В.Г. Щелочные метасоматы докембрия. Л.: Недра, 1972. 192 с.
15. Литвин А.Л., Егорова Л.Н., Кульчицкая А.А. и др. Астрофиллит – первая находка на Украине. *Мінерал. журн.* – 1987. **8**, № 6. С. 77–82.
16. Ляшкевич З.М. Метасоматиты Восточного Приазовья. Киев: Наукова думка, 1971. 204 с.
17. Михальченко І.І., Андреев О.В. Геохімія ніобію і урану в альбітитах Новоолексіївського рудопрояву, Український щит. *Геохімія та рудоутворення*. 2015. Вип. 35. С. 19–28.
18. Моргун В.Г. Петрологія лужних метасоматитів Східного Приазов'я. Автореф. дис. канд. геол. наук. Київ, 2012. 24 с.
19. Нечелюстов Г.Н., Пожарицкая Л.К. Эволюция состава пироклора в одном из карбонатитовых комплексов Восточно-Европейской платформы. *Мінерал. журн.* 1986. **8**, № 5. С. 38–48.
20. Степанюк Л.М., Бондаренко С.М., Сьомка В.О., Котвіцька І.М., Андреев О.В. Джерело натрію та урану ураноносних альбітитів (на прикладі Докучаївського родовища Інгільського мегаблоку Українського щита). *Геохімія та рудоутворення*. 2012. Вип. 31–32. С. 99–104.
21. Тимошенко О.Д. Геология, вещественный состав и перспективы рудоносности Малотерсянского щелочного массива (Среднее Приднепровье). Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. Харьков, 1975. 24 с.
22. Цымбал С.Н., Щербаков И.Б., Кривдик С.Г., Лабунский В.Ф. Щелочно-ультраосновные породы Городницкой интрузии (северо-запад УЩ). *Мінерал. журн.* 1997. **19**, № 3. С. 61–81.
23. Cirelu Sandrine. Metasomatose sodique et Mineralisations uraniferes associees: Exemples du district de Kirovograd-Novoukrainsk (Ukraine), du Gatholite du Kurupung (Guyana), et du Gisement d'Espinharas (Bresil). These, Docteur de l'Universite Henri Poincare, Nansy I en Geosciences. 2008. pp. 59–63.

#### References

1. Belevcev Ya.N. (Ed.) (1995). Genetical types and regularities in the location of the uranium deposits in Ukraine [Henetycheskye typu y zakonomernosty razmeshhenyya uranovyh mestorozhdeniy Ukrainy]. Kyiv, Naukova dumka. 396 p. [in Russian].
2. Hlevasskyj E.B., Kryvdyk S.H. (1981). Precambrian carbonatite complex of the Azov Sea area [Dokembryjskyj karbonatytovij kompleks Pryazov'ya]. Kyiv, Naukova dumka. 227 p. [in Russian].
3. Donskoj A.N., Sharkyn O.P. (1986). Small elements geochemistry in metasomatites of the Ochyabrsky alkaline massif [Heohymyya malyh elementov metasomatytov Oktyabr'skoho shhelochnoho massyva]. *Geochemistry and Ore Formation*. **14**. pp. 74–81 [in Russian].
4. Dubyna A.V., Kryvdyk S.H., Sharyhyn V.V. (2014). Geochemistry of nepheline and alkaline syenites of the Ukrainian shield [Heohymyya nefelynovykh y shhelochnykh syenytyv Ukrainykoho shhyta (po dannym ICP MS)]. *Geochemistry*. **10**. pp. 907–923 [in Russian].
5. Kalashnyk H.A. (2013). Deep factors of industrial uranium deposits formation of the Ukrainian shield [Hlybynni faktory formuvannya promyslovykh rodovyshh uranu Ukrayins'koho shhyta]. Thesis for a doctor's degree in geological science. Kyiv. 40 p. [in Ukrainian].
6. Kryvdik S.H. (2013). On the genesis of alkaline metasomatites Ukrainian Shield [Pro henezys luzhnykh metasomatytiv Ukrayins'koho shhyta]. *Geochemistry and Ore Formation*. **33**. pp. 3–17 [in Ukrainian].
7. Kryvdik S.H., Braclavskyj P.F. (1987). Fenites of the Proskurovsky massif (Dnister-Bug area) [Fenyty Proskurovskoho massyva (Prydnestrov'e)]. *Geol. Journ.* **17**, No. 2. pp. 111–124 [in Russian].
8. Kryvdik S.H., Dubyna O.V. (2005). Chemical peculiarities of minerals from alkali-ultramafic complexes of the Ukrainian Shield as an indicator of their depth formation [Typohimizm mineraliv luzhno-ul'traosnovnykh kompleksiv Ukrayins'koho shhyta yak indykator hlybynnosti yih formuvannya]. *Mineral. Journ. (Ukraine)*. **27**. No. 1. pp. 64–76 [in Ukrainian].

9. Kryvdyk S.H., Tkachuk V.Y. (1990). Petrology of alkaline rocks of the Ukrainian shield [Petrolohiya shhelochnyh porod Ukraynskoho shhyta]. Kyiv, Naukova dumka. 408 p. [in Russian].
10. Kryvdyk S.H., Morhun V.H., Dubyna O.V. (2012). Alkaline metasomatite types of the Ukrainian shield and depth their formation [Typy luzhnyh metasomatytyv Ukrayins'koho shhyta ta faciyyi yih hlybynnosti]. *Geohemistry and Ore Formation*. No. 31-32. pp. 4-11 [in Ukrainian].
11. Kryvdyk S.H., Morhun V.H., Sharyhin V.V. (2010). Micas of fenites and alkaline metasomatites of the Eastern Azov [Slyudy fenitiv i luzhnyh metasomatytyv Shidnoho Pryazov'ya]. *Mineral. Journ. (Ukraine)*. No. 4. pp. 3-11 [in Ukrainian].
12. Kryvdyk S.H., Tsymbal S.N., Hejko Yu.V. (2003). Proterozoic alkaline-ultrabasic magmatism in the northwestern part of the Ukrainian shield as an indicator of kimberlite formation [Proterozojskyj shhelochno-ul'traosnovnoj mahmatyzm severo-zapadnoj chasty Ukraynskoho shhyta kak yndykator kymberlytoobrazovanyya]. *Mineral. Journ. (Ukraine)*. **25**, No. 5/6. pp. 57-69 [in Russian].
13. Kryvdyk S.H., Sharyhin V.V., Morhun V.H. (2011). Minerals of the astrophyllite group in the Priazovye, Ukraine [Myneraly hruppy astrofyllity v Pryazov'e, Ukrayna]. *Materialy XXVIII Mezhd. Konf. Rudnyj potentsyal shhelochnoho, kymberlytovoho y karbonatytovoho mahmatyzma* (Moskva-Mynsk, 9-16.09.2011). pp. 105-107 [in Russian].
14. Kushev V.H. (1972). Precambrian alkaline metasomates [Shhelochnye metasomaty dokembryya]. Leningrad, Nedra. 192 p. [in Russian].
15. Lytvyn A.L., Ehorova L.N., Kul'chickaya A.A. et al. (1987). Astrophyllite is the first finding in the Ukraine [Astrofyllit – pervaya nahodka na Ukrayne]. *Mineral. Journ. (Ukraine)*. **8**, No. 6. pp. 77-82 [in Russian].
16. Lyashkevych Z.M. (1971). Metasomatites of the Eastern Azov Sea area [Metasomatyty Vostochnoho Pryazov'ya]. Kyiv, Naukova dumka. 204 p. [in Russian].
17. Myhal'chenko I.I., Andreyev O.V. (2015). Geochemistry of niobium and uranium ore albitites of the Novooleksiyvka occurrence, Ukrainian Shield [Heohimiya niobiyu i uranu v al'bitytah Novooleksiyivs'koho rudoproyavu, Ukrayins'kyj shhyt]. *Geohemistry and Ore Formation*. **35**. pp. 19-28 [in Ukrainian].
18. Morhun V.H. (2012). Petrology of alkaline metasomatites of the Eastern Azov [Petrolohiya luzhnyh metasomatytyv Shidnoho Pryazov'ya]. Thesis for a PhD degree in geological science. Kyiv. 24 p. [in Ukrainian].
19. Nechelyustov H.N., Pozharyckaya L.K. (1986). Pyrochlore composition evolution in one of the carbonatite complexes of the East European Platform [Evolyucyya sostava pyrochlora v odnom yz karbonatytovyh kompleksov Vostochno-Evropejskoj platform]. *Mineral. Journ. (Ukraine)*. **8**. No. 5. pp. 38-48 [in Russian].
20. Stepaniuk L.M., Bondarenko S.M., S'omka V.O., Kotvic'ka I.M., Andreyev O.V. (2012). The source of sodium and uranium in the uranbearing albitites (for example Dokuchayevsk deposit in the Ingulskiy megablock of the Ukrainian Shield) [Dzherelo natriyu ta uranu uranonosnyh al'bitytyv (na prykladni Dokuchayivs'koho rodovyssha Inhul's'koho mehabloku Ukrayins'koho shhyta)]. *Geohemistry and Ore Formation*. No. 31-32. pp. 99-104 [in Ukrainian].
21. Tymoshenko O.D. (1975). Geology, composition and ore mineralization prospects in the Malotersyansky alkaline massif (Middle Pridneprovie) [Heolohyya, veshhestvennyj sostav y perspektyvy rudonosnosti Malotersyanskoho shhelochnoho massyva (Srednee Prydneprov'e)]. Thesis for a PhD degree in geological and mineralogical science. Khar'kov. 24 p. [in Russian].
22. Tsymbal S.N., Shherbakov Y.B., Kryvdyk S.H., Labuznyj V.F. (1997). Alkaline-ultramafic rocks of Gorodnitskaya intrusion (northwest of the Ukrainian shield) [Shhelochno-ul'traosnovnye porody Horodnyckoy vtruzyy (severo-zapad UShh)]. *Mineral. Journ. (Ukraine)*. **19**. No. 3. pp. 61-81 [in Russian].
23. Cirelu Sandrine (2008). Metasomatose sodique et Mineralisations uraniferes associees: Exemples du district de Kirovograd-Novoukrainsk (Ukraine), du Gatholite du Kurupung (Guyana), et du Gisement d'Espinharas (Bresil). These, Docteur de l'Universite Henri Poincare, Nansy I en Geosciences. pp. 59-63.

***Kryvdyk S.G.***

***M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation  
of the National Academy of Science of Ukraine***

***Apofenitic albitites of the Ukrainian Shield***

Apofenitic albitites were discovered in the Azov Sea area (the Chernigivka carbonatite massif, the fenites of Dmitrovka village, Tunikova ravine), in the western part of the Ukrainian shield (Proskurivska massif of alkaline rocks, Beryozovaya Gat's fenites) and in the Middle Dnieper region (Mala Tersa alkaline massif). These albitites form on pyroxene fenites (more often as vein-like bodies), whereas in the Chernigivka massif they occur in the endocontact of carbonatite bodies. During formation of apofenitic albitites process, such metasomatic alteration of fenites occur most often: instead of alkaline perthite feldspars a granoblastic aggregate predominantly with albite and subordinate amount of microcline and calcite is formed, and alkaline pyroxene is replaced by Fe-Mg biotite. Sometimes the Ca-Al-amphibole of the edenite-hastingsite composition crystallize. In comparison with initial fenites these albitites have lower alkalinity ((Na + K)/Al), because the alkaline pyroxene is replaced by biotite, and instead of aluminumless and alkaline amphiboles (richterites, riebeckites, arfvedsonites) Ca-Al-amphiboles (edenite-hastingsite series) are crystallized. The most interesting feature of apofenitic albitites is increased in or high Zr, Nb and U concentration (in comparison with fenites or even carbonatites) which are concentrated in zircon, columbite, pyrochlore group minerals the formation of apofenitic albitites is due to the increasing acidity (and water enrichment) of the primary ultralkalinity fluids at the early stages the fenitization of granitoids caused, and at the final stages (during cooling, lowering of

alkalinity and water enrichment) led the alteration of the fenites with the formation of ore-bearing albitites. The enriched in Zr and Nb apofenitic albitites in the geochemical aspect are similar to the mariupolites, but they differ significantly from the latter. The nepheline as main mineral of mariupolites is absent in albitites, but the latter have Fe-Mg-micas and amphiboles. The secondary micas from mariupolites are presented by strongly enriched in Fe and Mn biotites. Mariupolites in comparison with albitites are enriched in REE and depleted in Sr. Apofenitic albitites are the original metasomatites for Ukraine and they can be considered as new type of ore-bearing rocks for such rare metals as Nb, Ta and Zr.

*Keywords:* apofenitic albitites, biotite, Ca-Al-amphibole, zircon, columbite, pyrochlore.

*Кривдик С.Г.*

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеновко НАН Украины*

#### **Апофенитовые альбититы Украинского щита**

Апофенитовые альбититы выявлены в Приазовье (Черниговский карбонатитовый массив, фениты с. Дмитровка, б. Туникова), в Западной части Украинского щита (Проскуровский массив щелочных пород, фениты Березовой Гати) и в Среднем Приднепровье (Малотерсянский массив щелочных пород). Эти альбититы развиваются по пироксеновым фенитам (чаще как жиллообразные тела), а в Черниговском массиве – в экзоконтактах карбонатитовых тел. В процессе формирования апофенитовых альбититов чаще всего происходят такие метасоматические преобразования фенитов: на месте щелочных пертитовых полевых шпатов образуется гранобластовый агрегат, сложенный преимущественно альбитом с подчиненным количеством микроклина и кальцита, а щелочной пироксен замещается железисто-магнезиальным биотитом. Участками кристаллизуются Са-Al-амфибол эденит-гастингситовой серии. По сравнению с исходными фенитами в этих альбититах снижается коэффициент апгаитности  $((Na + K) / Al)$ , поскольку щелочной пироксен замещается биотитом, а вместо безглиноземистых и щелочных амфиболов (рихтериты, рибекиты, арфведсониты) образуется Са-Al амфиболы (эденит-гастингситовой серии). Наиболее интересной особенностью апофенитовых альбитов служит повышенное или высокое (сравнительно с фенитами или даже карбонатитами) содержание Zr, Nb и U, минералами-концентраторами которых являются циркон, колумбит, минералы группы пирохлора. Образование апофенитовых альбититов обусловлено повышением кислотности (и обогащением водой) первичных ультращелочных флюидов, которые на ранних стадиях вызвали фенитизацию гранитоидов, а на заключительных (при охлаждении, понижении щелочности и обогащенности водой) обусловили преобразование фенитов с формированием рудоносных альбититов. Обогащенные Zr и Nb апофенитовые альбититы в геохимическом аспекте похожи на мариуполиты, но и существенно отличаются от них. В альбититах отсутствует нефелин, главный минерал мариуполитов, имеются железисто-магнезиальные слюды и амфиболы, тогда как вторичные слюды в мариуполитах представлены высокожелезистыми и обогащенными Mn биотитами. Мариуполиты по сравнению с альбититами обогащены REE и обеднены Sr. Апофенитовые альбититы – оригинальные метасоматиты в Украине и их можно считать новым типом рудоносных пород на такие редкие металлы, как Nb, Ta и Zr.

*Ключевые слова:* апофенитовый альбитит, биотит, Са-Al-амфибол, циркон, колумбит, пирохлор.

**Надійшла 28.04.2017**