

УДК 549.642.2/4:“611”(477.7)

## НОВІ ДАНІ ЩОДО ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПІРОКСЕНІВ З ФЕНІТІВ ЧЕРНІГІВСЬКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАСИВУ (ЗАХІДНЕ ПРИАЗОВ'Я, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Н. Юрченко<sup>1</sup>, С. Шнюков<sup>2</sup>, Г. Павлов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення імені М. П. Семененка НАН України,  
просп. акад. Палладіна, 34, 03142 м. Київ, Україна

E-mail: [igmr@igmof.gov.ua](mailto:igmr@igmof.gov.ua)

<sup>2</sup>Київський національний університет імені Тараса Шевченка,  
вул. Васильківська, 90, 03022 м. Київ, Україна

E-mail: [shnyukov@univ.kiev.ua](mailto:shnyukov@univ.kiev.ua)

[gen-genych@yandex.ua](mailto:gen-genych@yandex.ua)

За допомогою електронно-зондового мікроаналізу досліджено хімічний склад клінопіроксенів із метасоматично змінених порід фенітового ореолу північної частини Чернігівського карбонатитового масиву та вмінних порід гнейсово-мігматитової рами. З'ясовано, що розподіл Na, Al, Fe в окремих зернах піроксену з фенітів і фенітизованих порід рами має неоднорідний, плямистий характер незалежно від ступеня їхнього перетворення. Максимальний рівень входження Na<sup>+</sup> (0,23 ф. о.) у структуру піроксенів зафіксовано в омфациті з розгнейсованих фенітів. У всіх інших випадках вміст Na<sup>+</sup> не перевищує 0,17 ф. о. Визначена неоднорідність вмісту лужно-залізистих міналів може свідчити про нерівноважну взаємодію флюїд/піроксен (флюїд/порода) під час формування фенітового ореолу.

*Ключові слова:* моноклінні піроксени, метасоматоз, феніти, електронно-зондовий мікроаналіз, Чернігівський карбонатитовий масив, Український щит.

Карбонатитові масиви вже майже 100 років розглядають як традиційне комплексне джерело низки стратегічно важливих корисних компонентів (Fe, Zr, Nb, P, REE тощо), які є базовими для сучасних технологій. Наголосимо, що значення цього джерела в майбутньому (принаймні найближчому) тільки зростатиме, про що свідчить, наприклад, сучасна стала тенденція до суттєвого збільшення світового попиту на REE. Це супроводжується закономірними спробами повернути відповідну мінерально-сировинну базу та ринок до більш “диверсифікованого” стану (притаманного 1950–1980-м рокам), що неминуче передбачає відхід від орієнтації на фактично монопольну роль Китаю у поставці REE, яка склалася на сучасний момент.

Ці спроби очолюють, передусім, геологічні служби та провідні компанії розвинутих країн, яким доводиться реалізовувати прогнозно-розшукові програми в умовах або вже досить досліджених та/або так званих закритих регіонів, орієнтуючись на виявлення глибоких (“сліпих”/перекритих) рудоносних об’єктів за допомогою неминуче рідкісної та нерегулярної мережі спостережень. Такі умови, відповідно, зумовлюють нагальну необхідність значного підвищення ефективності вирішення *головної (традиційної!) проблеми*, охоплюваної поняттям “area selection and target evaluation”, яка загалом поля-

гає, по-перше, у максимальному збільшенні розмірів “розшукової мішені” та, по-друге, в адекватній за вірогідністю оцінці її належності саме до “карбонатитового” типу.

Прерогатива у вирішенні першої частини проблеми належить, безумовно, двом “ки-там” прогнозно-розшукового комплексу – геофізичним та, особливо наголошуємо в цьому випадку, геохімічним (у тому числі мінералого-геохімічним) методам [2, 4, 9, 13 та ін.]. Вирішення другої частини проблеми потребує обов’язкового залучення прямих методів дослідження речовинного складу порід виявленої “мішені”. З високою ймовірністю вони можуть бути представлені фенітами – лужними метасоматитами екзоконтактових ореолів карбонатитових масивів, які можуть переважати за площею (об’ємом) як самі масиви, так і, звичайно, їхню рудоносну складову.

Тому підтвердження формаційної належності (“фенітового” типу) таких метасоматично змінених порід, беручи до уваги достатньо високу формальну близькість речовинної композиції лужних метасоматитів інших типів, є вельми актуальною *конкретною проблемою*. Максимально ефективно її вирішення треба очікувати на мінеральному рівні досліджень у широкому діапазоні мінеральних фаз – від наскрізних акцесорних [10, 11 та ін.] до породоутворювальних. Тому нижче наведено дослідження породоутворювальних мінеральних фаз на прикладі піроксенів.

Об’єктом дослідження обрано піроксени з фенітового ореолу докембрійського Чернігівського карбонатитового масиву (ЧКМ) Західного Приазов’я, який належить до лінійного структурно-морфологічного типу. Лужні ультрабазити, нефелінові й лужні сієніти, карбонатити, які входять до складу ЧКМ, у тім числі феніти, досить детально досліджені [1, 3, 7, 8, 12 тощо], однак раніше отримані для піроксенів результати ще не дають повного уявлення про зміну їхнього хімічного складу в процесі фенітизації вмісних порід. Нашою метою було визначення відповідних закономірностей, які в перспективі можна використати для відпрацювання надійних типоморфних ознак метасоматичних змін “фенітового” типу. У цьому разі вирішували такі завдання: 1) дослідження серій репрезентативних взірців вмісних і фенітизованих порід, вибір тих із них, які є максимально інформативними для подальшого вивчення піроксенів; 2) типізація піроксенів з виділених взірців за формою, взаємовідношеннями та позицією в структурі порід; 3) дослідження розподілу мінералоутворювальних елементів у кристалах піроксенів виділених типів; 4) виявлення характеру варіацій хімічного складу піроксенів у разі фенітизації, спроба його інтерпретації.

Нижче наведено результати, одержані для піроксенів з різноманітних складових вмісної гнейсово-мігматитової товщі (плагіокристалосланці, плагіо- та двопольовошпатові гранітоїди), їхніх фенітизованих аналогів, фенітів сієнітового складу та розвинутих у них меланократових піроксеновмісних сегрегацій і прожилків, що розкриті свердловинами (у дужках – номери розвідувальних профілів) 741-л (X), 834-л (XIII+200), 966 (VI) та 968 (IV) у межах північної частини ЧКМ (Новополтавська ділянка).

**Методика досліджень.** Послідовне вирішення сформульованих вище завдань забезпечували виконанням відповідних процедур, а саме: детальне мікроскопічне дослідження серій прозорих шліфів із застосуванням стандартних петрографічних методик та обладнання, а також методології мікротектонічного, мінерально-парагенетичного та структурогенетичного аналізів [5, 17]; мікрозондове дослідження розподілу мінералоутворювальних елементів у кристалах піроксену виділених типів за допомогою принципово модернізованого електронно-зондового мікроаналізатора РЕММА-202М; опрацювання всього масиву одержаних мікроскопічних та аналітичних даних. Розрахунок кристало-

хімічних формул і класифікацію піроксенів виконували за допомогою програми PX-NOM [15, 18].

Усі аналітичні дослідження проводили в лабораторії мінералого-геохімічних досліджень кафедри мінералогії, геохімії та петрографії ННІ “Інститут геології” Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

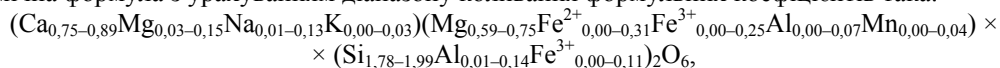
Результати досліджень та їхнє обговорення наведено у послідовності підвищення інтенсивності рівня фенітизації порід.

*Вмісні кристалічні породи східного (лежачого) блока Чернігівської зони (св. 968 (IV))* – це катаклазовані піроксен-плагіоклазові гнейси та кристалічні сланці центрально-приазовської серії, а також мігматити гранітоїдного й діоритоїдного складу.

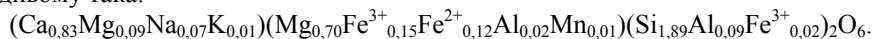
Піроксени утворюють у них ланцюжки з ізометричних та короткопризматичних (до 1,0 мм) ксеноморфних кристаликів. У прозорих шліфах вони мають слабкий зеленкуватий відтінок з ледь помітним плеохроїзмом або без нього. Зерна явно рекристалізовані на ранніх етапах крихко-пластичних деформацій, що супроводжувалися мігматизацією за температури, яка відповідала високотемпературній субфації амфіболітової фації.

Завдяки концентрації зерен піроксену в смугах міжзернової рекристалізації сформувалася фоліатна мігматитоподібна текстура. По міжзернових контактних поверхнях піроксену, а також у середині зерен розвинуті тріщини, по яких відбувається заміщення мінералу прихованокристалічною масою бурого кольору, у якій іноді можна розпізнати кристалики волокнистої або лускатої будови. Практично в усіх різновидах порід простежується обростання зерен піроксену облямівками світлого синьо-зеленого амфіболу (іноді майже безбарвного) мірмекітоподібної будови з проростаннями кварцу й кальциту; іноді він переходить у зелену рогову обманку [14].

Вміст воластонітового мінералу в піроксені коливається в інтервалі 40,9–44,7 % Wo, а залізистість не перевищує 18,8 % Fs, тому, за класифікацією [16], мінерал визначено як авгіт. Декілька проб із глибини 474,0 м діагностовано як діопсид із вмістом 45,2–49,6 % Wo (рис. 1, а). Їхній середній хімічний склад наведено в таблиці. За попередніми класифікаціями ці піроксени діагностовано й описано [1, 3, 6] як саліт-авгіт. Особливістю клінопіроксенів із порід св. 968 (IV) є те, що більшість мікрозондових аналізів фіксує в зернах авгіту їхню внутрішню неоднорідність зі зміною розрахункового співвідношення Al та Fe<sup>3+</sup> в позиції Si (T), з огляду на що поряд із “чистим” авгітом простежується поява алюмініє- та залізовмісних відмін (aluminian ferric augite). Їхня узагальнена кристалохімічна формула з урахуванням діапазону коливання формульних коефіцієнтів така:



а в середньому така:



За середніми значеннями формульних коефіцієнтів мінералоутворювальних компонентів досліджувані піроксени належать до залізовмісного магнезійного авгіту. За рівнем кальцію їхні фігуративні точки тяжіють до класифікаційної межі між авгітом і діопсидом, часто перетинаючи її з огляду на внутрішню хімічну неоднорідність. У разі заміщення по тріщинах і контурах зерен речовиною прихованокристалічної будови бурого кольору, що нагадує ідингсит, рівень розрахункової кількості воластонітового мінералу в клінопіроксені формально може досягати навіть розрахункового рівня воластоніту.

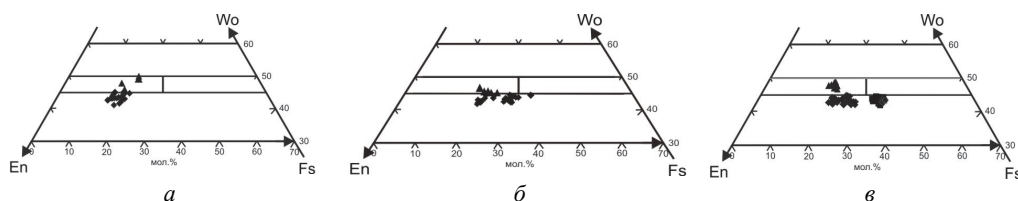
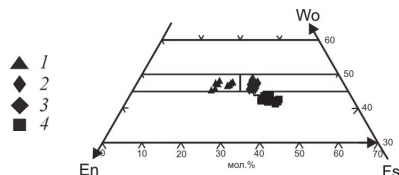


Рис. 1. Положення фігуративних точок складових піроксенів (1 – діопсид; 2 – геденбергіт; 3 – авгіт-діопсид; 4 – авгіт-геденбергіт) на класифікаційній діаграмі [16]:  
 а – св. 968 (IV); б – св. 966 (VI); в – св. 741-л (X); г – св. 834-л (XIII+200).



Представницький хімічний склад досліджених піроксенів, мас. %

Компонент	Св. 968 (IV)			Св. 966 (VI)	
	діопсид	авгіт-діопсид	авгіт	діопсид	авгіт-діопсид
SiO <sub>2</sub>	51,31	50,90	51,14	52,80	52,14
TiO <sub>2</sub>	0,01	< 0,01	< 0,01	0,07	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,76	2,59	2,13	2,14	2,46
FeO*	10,16	9,28	10,78	10,96	13,19
MgO	12,48	14,18	18,42	11,60	10,59
MnO	0,51	0,47	0,57	0,33	0,34
CaO	22,90	20,78	16,72	20,75	19,36
Na <sub>2</sub> O	0,53	0,95	0,09	1,26	1,55
K <sub>2</sub> O	0,13	0,27	0,17	0,08	0,15
n	5	28	4	6	34

Компонент	Св. 834-л (XIII+200)			Св. 741-л (X)			
	діопсид	геденбергіт	авгіт-геденбергіт	діопсид	авгіт-діопсид	авгіт-геденбергіт	омфацит
SiO <sub>2</sub>	51,97	51,04	51,44	50,32	52,68	51,92	53,70
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,07	0,42	< 0,01	0,19	1,01	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,05	1,01	1,32	2,13	2,62	2,27	1,94
FeO*	11,63	16,84	18,14	11,42	11,98	16,47	15,89
MgO	10,87	7,83	7,16	11,42	11,07	7,62	8,91
MnO	0,42	0,80	0,82	0,59	0,43	0,47	0,31
CaO	21,85	21,27	18,81	23,29	19,19	18,47	15,49
Na <sub>2</sub> O	1,00	1,06	1,82	0,64	1,76	0,34	3,01
K <sub>2</sub> O	0,04	0,06	0,06	0,08	0,07	0,50	0,07
n	11	21	33	13	22	22	12

Примітка. Сума концентрацій мінералоутворювальних компонентів зведена до 100 %; FeO\* – сумарне залізо у формі FeO; n – кількість визначень.

Тому під час інтерпретації причин хімічної неоднорідності піроксенів кристалічних порід треба зважати на те, що протокристали піроксену зазнали процесів дроблення, тектонічної рекристалізації, одночасної з рекристалізацією плагіоклазу, імпрегнації по-

рід мікрокліном з усталенням метастабільної рівноваги з метасоматизувальними (збагаченими лугами) флюїдами. Співвідношення між компонентами ілюстровані відповідними діаграмами (рис. 2).

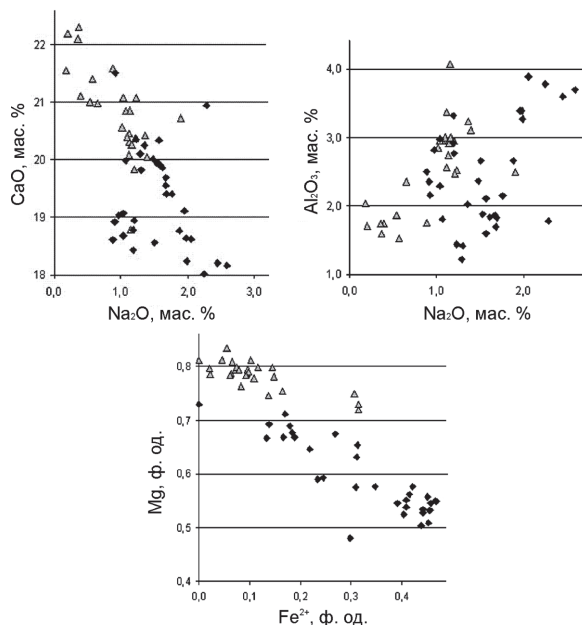


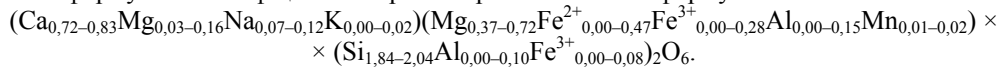
Рис. 2. Діаграми співвідношення головних мінералоутворювальних компонентів в авгіті з порід свердловин 968 (IV) (сірі позначки) та 966 (VI) (чорні).

На діаграмах в авгіті простежується слабкий негативний кореляційний зв'язок між кальцієм та натрієм у позиції (M2), Mg<sup>2+</sup> та Fe<sup>2+</sup> (M1), а також позитивний між алюмінієм і натрієм, що, вірогідно, пов'язано з метасоматичним насиченням клінопіроксену жадеїтовим компонентом і подальшим заміщенням клінопіроксену синьо-зеленим амфіболом еденіт-паргаситового ряду, за якого в мінералі збільшується кількість Na та Mg. Надлишок Si та Ca, що виникає під час перебудови кристалічної ґратки авгіту в амфібол, фіксують у вигляді мірмекітоподібних вrostків кварцу й кальциту.

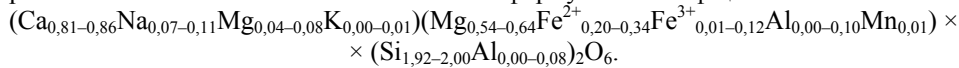
У фенітизованих породах західного блока Чернігівської зони розлому, що вміщують жили карбонатитів (св. 966 (VI)), піроксени за співвідношенням головних компонентів належать до межі між діоксидом і авгітом [18] (або авгіт-саліту, за [1, 3]) із вмістом феросилітового міналу від 32 до 49 %. Вмісними породами піроксенів, які досліджували в св. 966 (VI), є меланократові біотит-піроксенові плагіоклазові кристалічні сланці, метадіорити та біотит-піроксенові з апатитом, титанітом і кальцитом реакційні облямівки на контакті протолітів з карбонатитовою жилою.

За зовнішнім виглядом у шліфах усі клінопіроксени означених вмісних порід схожі з мінералами св. 968 (IV). Вони також забарвлені у зелений-ясно-зелений колір із ледь помітним плеохроїзмом. Асоціюють із біотитом, з яким формують ланцюжки та елементи фоліації. Форма кристалів ізометрична або видовжено-призматична, в обох випадках ксеноморфна. Тріщинуватість у зернах розвинута по площинах спайності, а також по малаколітовій окремості впоперек видовження. Уздовж цих тріщин відбувається замі-

щення піроксену синьо-зеленою роговою обманкою, рідше – лужним амфіболом. Хімічний склад клінопіроксенів у межах окремих зерен неоднорідний, змінюється від діопсидового до авгітового з коливанням вмісту воластонітового міналу та співвідношення енстатит/феросиліт. Середній склад авгіту в породах св. 966 (VI) з урахуванням коливання формульних коефіцієнтів виражає кристалохімічна формула



Середній склад діопсиду відрізняється дещо більшим вмістом кальцію та магнію зі збереженням загальних меж коливання інших формульних коефіцієнтів:

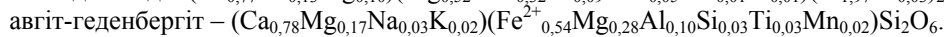
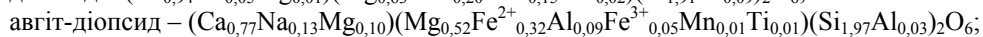
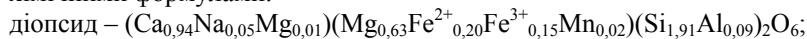


У метасоматично змінених породах центрального блока Чернігівської розломної зони (св. 741-л (X)), які представлені фенітизованими біотит-піроксеновими плагіоклазовими кристалічними сланцями, піроксен-слюдяними сегрегаціями жилкуватого типу й піроксеновими фенітами сієнітового складу, також наявні клінопіроксени, що інтенсивно тріщинуваті й частково заміщені по тріщинах новоутвореною синьо-зеленою роговою обманкою, а іноді й лужним амфіболом. Виділяють такі види клінопіроксенів: діопсид (aluminian ferrian diopside, ferrian diopside); авгіт, за складом на межі з діопсидом (aluminian sodian augite, ferrian sodian augite), надалі – авгіт-діопсид; авгіт, за складом на межі з геденбергітом (aluminian augite), надалі – авгіт-геденбергіт.

Забарвлення піроксенів яскраво-зелене з плеохроїзмом від синювато-зеленого до жовтувато-зеленого. За складом усі вони скупчені біля межі авгіт-залістий діопсид і, відміну від порід попередньої свердловини, мають більший вміст феросилітового міналу – від 32 до 56 %. Більша концентрація залістого компонента, вірогідно, визначає їхнє густіше забарвлення. Поряд з означеними особливостями в складі піроксенів є змінна кількість Ті, що може бути пов'язано з одночасною рівноважною кристалізацією титаніту й породоутворювальних мінералів. Дослідженому авгіт-діопсиду, приуроченому до фенітизованих кристалічних сланців і карбонатитових жил, притаманний підвищений вміст натрію та заліза в альбітизованих породах і зворотний кореляційний зв'язок між залізом і магнієм (рис. 3).

Авгіт-геденбергіт властивий піроксеновими сієнітам.

Середній склад клінопіроксенів у породах св. 741-л (X) виражений такими кристалохімічними формулами:



Особливе місце серед піроксенів посідають сублужні Ca-Na-піроксени, що їх можна діагностувати як омфацит з низьким вмістом жадеїтового й егіринового міналів. На класифікаційній діаграмі їхні фігуративні точки розміщені на межі з Quad\* (рис. 4). Вони притаманні фенітам.

З наведених діаграм (див. рис. 3) випливає, що досліджені різновиди піроксенів чітко розмежовані за співвідношенням кальцію та натрію, хоча за рівнем залізистості й лужністю діопсид і діопсид-авгіт є єдиною групою мінералів з безперервною зміною залізо-магнезальності.

\*Абревіатура “четвірки” або чотири в багатьох контекстах.

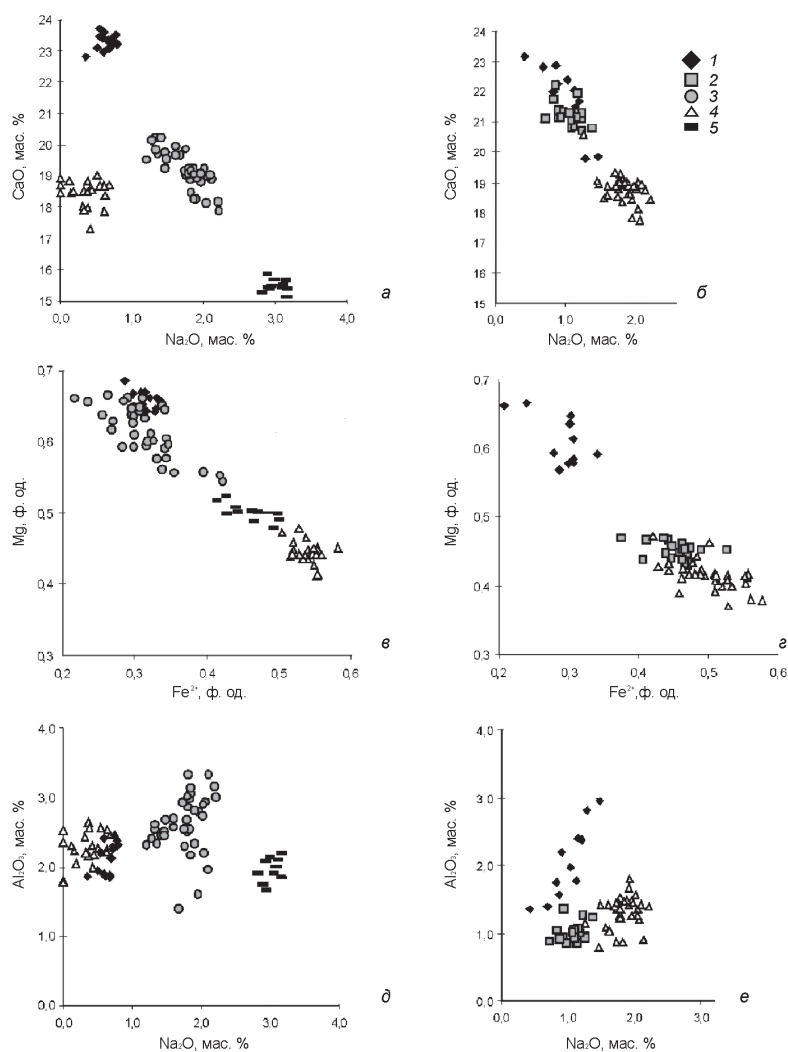


Рис. 3. Порівняльні діаграми співвідношення головних мінералоутворювальних компонентів клінопіроксенів з порід свердловин 741-л (X) (а, в, д) та 834-л (XIII+200) (б, з, е):  
1 – діопсид; 2 – геденбергіт; 3 – авгіт-діопсид; 4 – авгіт-геденбергіт; 5 – омфацит.

Дуже схожими на описані в св. 741-л (X) піроксени (окрім омфациту) є клінопіроксени з біотит-піроксенових із кальцитом порід св. 834-л (XIII+200), що представлені діопсидом (aluminian diopside, ferrian diopside), геденбергітом (hedenbergite, ferrian hedenbergite), авгітом на межі з геденбергітом (ferrian sodian augite, sodian augite), надалі – авгіт-геденбергітом. Їхні усереднені кристалохімічні формули майже не відрізняються від аналогів св.741-л (X):

діопсид –  $(\text{Ca}_{0,88}\text{Na}_{0,07}\text{Mg}_{0,05})(\text{Mg}_{0,56}\text{Fe}^{2+}_{0,29}\text{Fe}^{3+}_{0,08}\text{Al}_{0,04}\text{Mn}_{0,01})(\text{Si}_{1,96}\text{Al}_{0,04})_2\text{O}_6$ ;

геденбергіт –  $(\text{Ca}_{0,88}\text{Na}_{0,08}\text{Mg}_{0,04})(\text{Fe}^{2+}_{0,45}\text{Mg}_{0,41}\text{Fe}^{3+}_{0,09}\text{Mn}_{0,03}\text{Al}_{0,02})(\text{Si}_{1,97}\text{Al}_{0,03})_2\text{O}_6$ ;

авгіт-геденбергіт –  $(\text{Ca}_{0,78}\text{Na}_{0,14}\text{Mg}_{0,08})(\text{Fe}^{2+}_{0,50}\text{Mg}_{0,33}\text{Fe}^{3+}_{0,08}\text{Al}_{0,05}\text{Mn}_{0,03}\text{Ti}_{0,01})(\text{Si}_{1,99}\text{Al}_{0,01})_2\text{O}_6$ .

Кореляція складу досліджених піроксенів з характером вмісних порід дає підстави зробити висновок, що піроксени з алюмосилікатних порід північної частини Чернігівської зони представлені алюмінієвмісними піроксенами, які за рівнем вмісту воластонітової складової належать до перехідної смуги між магнезійним авгітом і діопсидом та між залізистим авгітом і геденбергітом. Рівень їхнього лужного перетворення визначений ступенем заміщення кальцію (М2) натрієм та винесенням (Т) і заміщенням його кремнієм. Їхній середній склад у формульній одиниці виражає кристалохімічна формула  $(\text{Ca}_{0,63}\text{Na}_{0,22}\text{Mg}_{0,14}\text{K}_{0,01}) \times (\text{Fe}^{2+}_{0,46}\text{Mg}_{0,36}\text{Al}_{0,09}\text{Fe}^{3+}_{0,04}\text{Si}_{0,02}\text{Ti}_{0,02}\text{Mn}_{0,01})\text{Si}_2\text{O}_6$ .

Отже, аналіз отриманої петрографічної й аналітичної інформації засвідчує, що всі породи зони більше чи менше зазнали процесів фенітизації. Одним із чутливих мінералів до цього процесу виявився клінопіроксен. Його склад змінюється пропорційно до інтенсивності дії метасоматизувальних розчинів Чернігівського карбонатитового масиву на піроксеновмісні породи рами і має плямистий, неоднорідний характер. У зернах клінопіроксену виявлено коливання залізистості й натрієвості від алюмінієвмісного авгіту і діопсиду до залізо- й натрієвмісного авгіту і натрієвмісного геденбергіту. Максимальне входження натрію в структуру піроксенів зафіксовано в піроксенах, що за класифікаційними ознаками належать до омфациту із вмістом жадеїтового компонента від 12 до 22 %. Подальша взаємодія клінопіроксенів з лужними метасоматизувальними розчинами призводить до заміщення їх лужними амфіболами. Головний вектор зміни піроксенів у фенітовому ореолі спрямований на збагачення їх жадеїтовим компонентом з утворенням омфациту, на відміну від егіринового вектора власне лужних порід карбонатитового комплексу.

Виявлені особливості піроксенів фенітового ореолу ЧКМ у поєднанні з аналогічними дослідженнями інших породоутворювальних мінералів надають новий інструментарій до вивчення й формування типоморфних ознак і критеріїв метасоматичних змін "фенітового" типу. Вони розкривають нові перспективи досліджень зміни їхнього хімічного складу в процесі фенітизації вмісних порід.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Глевасский Е. Б. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья / Е. Б. Глевасский, С. Г. Кривдик. – Киев : Наук. думка, 1981. – 228 с.
2. Использование особенностей химического состава апатита при прогнозировании, поисках и оценке месторождений апатитовых руд на Украинском щите / С. Е. Шнюков, В. И. Васенко, А. В. Андреев [и др.] // Геол. журн. – 1987. – Т. 47, № 3. – С. 73–82.
3. Кривдик С. Г. Петрология щелочных пород Украинского щита / С. Г. Кривдик, В. И. Ткачук. – Киев : Наук. думка, 1990. – 408 с.

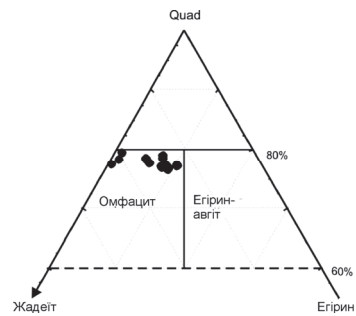


Рис. 4. Положення фігуративних точок складових піроксенів із фенітів св. 741-л (X) на класифікаційній діаграмі лужних піроксенів [16].



4. Перспективні науково-дослідні та прогнозно-пошукові технології регіональних геохімічних досліджень / С. Є. Шнюков, О. В. Андреев, С. П. Савенок, І. І. Лазарева // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2005. – № 1. – С. 130–136.
5. Пономаренко О. М. Структурогенез та геохронологія палеопротерозойських гранітоїдів Волинського мегаблоку Українського щита / О. М. Пономаренко, О. О. Павлова, Г. Г. Павлов. – К. : ЦП “Компринт”, 2014. – 177 с.
6. Трегер В. Е. Оптическое определение порообразующих минералов / В. Е. Трегер. – М. : Недра, 1980. – 208 с.
7. Шнюков С. Е. Особенности процесса фенитизации Черниговского карбонатитового комплекса Западного Приазовья / С. Е. Шнюков // Геол. журн. – 1983. – Т. 43, № 4. – С. 52–61.
8. Шнюков С. Е. Апатиты, цирконы и сфены из околокарбонатитовых фенитов и щелочных метасоматитов зон диафтореза Украинского щита как петрогенетические и геохимические индикаторы : автореф. дис. на соискание уч. степени канд. геол.-мин. наук / Сергей Евгеньевич Шнюков. – Львов, 1988. – 25 с.
9. Шнюков С. Е. Геохимия сквозных акцессорных минералов в терригенно-минералогических и прогнозно-поисковых исследованиях / С. Е. Шнюков // Геологические проблемы Черного моря. – Киев : ОМГОР ННПМ НАНУ, 2001. – С. 55–78.
10. Шнюков С. Е. Геохимическая классификация цирконов и апатитов из ведущих типов горных пород и руд: современное состояние, применение и перспективы развития / С. Е. Шнюков // Геол. журн. – 2003. – № 1. – С. 99–103.
11. Шнюков С. Е. Элементы-примеси ассоциирующих цирконов, апатитов и сфенов как критерий формационной принадлежности и зональности метасоматитов / С. Е. Шнюков, И. И. Лазарева // Геол. журн. – 2003. – № 2. – С. 107–112.
12. Шнюков С. Е. Десилицированные породы Черниговской зоны / С. Е. Шнюков, Р. Н. Щербина // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1984. – № 2. – С. 28–30.
13. Шнюков С. Е. Перспективы, проблемы и возможная методика терригенно-минералогических исследований с использованием типохимических особенностей “сквозных” терригенных минералов / С. Е. Шнюков, А. К. Чебуркин, А. В. Андреев // Геол. журн. – 1991. – № 6. – С. 100–115.
14. Юрченко Н. Микротектоника кристаллических пород Новополтавского участка Черниговской зоны разломов / Н. Юрченко, Г. Павлов // Modern Science. – 2014. – N 3. – P. 110–119.
15. Lindsley D. H. Pyroxene thermometer / D. H. Lindsley // Amer. Mineral. – 1983. – N 68. – P. 477–493.
16. Morimoto N. Nomenclature of Pyroxenes / Nobuo Morimoto // Can. Mineral. – 1989. – N 27. – P. 143–156.
17. Passchier C. Microtectonics / C. Passchier, R. Trouw. – New York; Berlin; Heidelberg : Springer-Verlag, 1996. – 290 p.
18. Sturm R. PX-NOM – an interactive spreadsheet program for the computation of pyroxene analyses derived from the electron microprobe / R. Sturm // Computers & Geosciences. – 2002. – Vol. 28, Is. 4. – P. 473–483.

*Стаття: надійшла до редакції 27.05.2015  
прийнята до друку 04.09.2015*

## NEW DATA ABOUT CHEMICAL COMPOSITION OF PYROXENES FROM CHERNIHIVKA CARBONATITE MASSIF FENITES (WEST PRE-AZOV REGION, UKRAINIAN SHIELD)

N. Yurchenko<sup>1</sup>, S. Shnyukov<sup>2</sup>, H. Pavlov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*M. P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NASU,  
Palladin Av., 34, 03680 Kyiv, Ukraine  
E-mail: igmr@igmof.gov.ua*

<sup>2</sup>*Taras Shevchenko National University of Kyiv,  
90, Vasylkivska St., 03022 Kyiv, Ukraine  
E-mail: shnyukov@univ.kiev.ua  
gen-genych@yandex.ua*

The clinopyroxenes from fenite halo of Precambrian Chernihivka carbonatite massif of linear structural-morphological type (West Pre-Azov region, Ukrainian Shield) have been investigated to identify relevant patterns, which in the long term you can use for development of reliable typomorphic characteristics of “fenite” type metasomatic changes. We solved such problems as the study of representative series of samples from host and fenitized rocks, choosing those that are most informative for the further study of pyroxenes; typification of pyroxenes from selected samples in form, relationships and position in the structure of rocks; investigation of mineral-forming elements distribution in pyroxene crystals of the selected types; identifying the nature of variations in the chemical composition of pyroxenes in the case of fenitization, attempt of its interpretation.

It has been found, that clinopyroxenes composition is heterogeneous with spotted distribution of mineral-forming components. The reason of this phenomenon is fragmentation, tectonic recrystallization (took place simultaneously with plagioclase recrystallization) and rocks impregnation by microcline at the migmatization stage before carbonatite massif formation. Pyroxenes alteration by metasomatizing fluids of Chernihivka carbonatite massif takes place proportional to the process intensity.

The variation of iron and sodium content from aluminian augite and aluminian diopside to ferrian sodian augite and sodian hedenbergite in clinopyroxene grains has been revealed. The maximum sodium inclusion into pyroxenes structure has been recorded in ones that belong to omphacites according to classification features and contain 12–22 % of jade component.

Further interaction of clinopyroxenes with alkaline metasomatizing solutions leads to their replacement by alkaline amphiboles. The main direction of pyroxenes alteration in Chernihivka carbonatite massif fenite halo consists in their enrichment of jade component with the omphacite formation unlike aegerine, which is characteristic of carbonatite complex alkaline rocks properly.

Revealed features of Chernihivka carbonatite massif fenite halo pyroxenes in combination with the same investigations of other rock-forming minerals provide new tools for studying and forming of typomorphic features and criteria of “fenite” type metasomatic changes and open new perspectives for researching of mineral and chemical composition changes during host rocks fenitization.

*Key words:* monoclinic pyroxenes, metasomatic processes, fenites, electron probe microanalysis, Chernihivskyi carbonatite massif, Ukrainian Shield.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ПИРОКСЕНОВ ИЗ ФЕНИТОВ ЧЕРНИГОВСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНОЕ ПРИАЗОВЬЕ, УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Н. Юрченко<sup>1</sup>, С. Шнюков<sup>2</sup>, Г. Павлов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Институт геохимии, минералогии и рудообразования имени Н. П. Семененко  
НАН Украины, просп. акад. Палладина, 34, 03142 г. Киев, Украина  
E-mail: igmr@igmof.gov.ua*

<sup>2</sup>*Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,  
ул. Васильковская, 90, 03022 г. Киев, Украина  
E-mail: shnyukov@univ.kiev.ua  
gen-genych@yandex.ua*

С помощью электронно-зондового микроанализа исследовано химический состав клинопироксенов из метасоматически измененных пород фенитового ореола северной части Черниговского карбонатитового массива и вмещающих гнейсово-мигматитовых пород. Установлено, что распределение Na, Al, Fe в отдельных зернах пироксена из фенитов и фенитизованных пород рамы носит неоднородный пятнистый характер независимо от степени их преобразования. Максимальный уровень вхождения Na<sup>+</sup> (0,23 ф. е.) в структуру пироксенов зафиксирован в омфациите из фенитов. Во всех других случаях содержание Na<sup>+</sup> не превышает 0,17 ф. е. Установленная вариативность содержания щелочно-железистых миналов может свидетельствовать о неравновесном взаимодействии флюид/пироксен (флюид/порода) при формировании фенитового ореола.

*Ключевые слова:* моноклинные пироксены, метасоматоз, фениты, электронно-зондовый анализ, Черниговский карбонатитовый массив, Украинский щит.