

УДК 551.21:551.24 (477.8+438-13+498+437+439.1+497.1)

3. Ляшкевич, д-р геол.-мінералог. наук, проф.
 Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
 вул. Наукова, 3-а, м. Львів, 79060, Україна
 E-mail: ljashkevich@mail.ru

ЕВОЛЮЦІЯ ТА ГЕНЕЗИС КАЙНОЗОЙСЬКОГО ВУЛКАНІЗМУ ПАНКАРДІЇ

(Рекомендовано членом редакційної колегії доктором геол.-мінералог. наук, проф. М.І. Толстим)

За весь альпійський період у Панкардії встановлено три головні фази магматизму: мезозойську, міоценову і пліоцен-плейстоценову. В мезозойську фазу укорінчилися, головним чином, ультраосновні й основні магми, в міоценову – середні й кислі, в пліоцен-плейстоценову – лужнобазальтові.

Кислий вулканізм (ріодацитова формація) передував середньоосновному (андезитова формація), що підтверджено даними абсолютного віку. Міоценовий кислий вулканізм не можна відокремлювати від андезитового. Це дві фази перманентного магматичного процесу тривалістю 10-15 млн р антидромної спрямованості, з великим об'ємом середньокислих магм і відносно неглибоких магматичних вогнищ у континентальній корі. При руйнуванні і деструкції континентальної кори утворювалися локальні ослаблені зони розломів, які виступали каналами для швидкого укорінення і кристалізації високотемпературних розплавів. Процес деструкції пов'язаний з розтягом і дробленням континентальної кори на окремі блоки, супроводжувався вулканізмом, надходженням значних обсягів високотемпературних глибинних флюїдів, які зумовили експлозивний характер першої фази вулканізму і подальше гідротермальне-метасоматичне заміщення порід. Спочатку розплави виникли в гранітному шарі, а в подальшому – у базальтовому, що підтверджується складом захоплених ксенолітів. Ранні фази міоценового вулканізму вибухового ареально-тріщиного типу максимально проявилися в Закарпатському прогині та Паннонській западині, утворивши потужні (до 700-1000 м) вулканічні товщі ігнімбритів, ріолітових туфів, пемзошлакових потоків (ріодацитова формація). Ці вулканіти певним чином пов'язані з глибинними розломами і мають між собою просторову і часову єдність. Згодом сформувалися вулканічні споруди Кременецьких гір у Словаччині, гір Бержень, Матра, Бюкк, Токай, Мечек в Угорщині, Вигорлат-Гутин в Україні, Апусені і Келімань-Харгіта в Румунії. Складені вони переважно андезитами (андезитова формація). Виліви відбуваються в спокійних умовах, утворюючи стратовулкани, потоки, некки та ін.

Укорінення лужнобазальтового розплаву проходило на етапі міоценового вулканізму. Найбільш повно лужнобазальтовий вулканізм проявився в структурах з потоншеною континентальною корою. За складом і віком він відповідає кайнозойському лужному магматизму Західної Європи і належить до внутрішньоплитного магматизму континентів з мантіїнопломовим генезисом. Лужні породи фінальної фази вулканізму на українській території не знайдені.

Палеотектонічна обстановка на початок міоцену свідчить про те, що територія всієї Панкардії була стабільною областю з континентальною корою, а явно енсальчний тип магми, антидромний характер вулканізму, його геохімічні особливості, зв'язок з глибинними розломами приводять до висновку про відсутність класичної субдукції в цьому регіоні і відповідність саме вулканізму постколізійного геодинамічного режиму.

Ключові слова: Панкардія, тектоніка, магматизм, субдукція, континентальна кора, океанічна кора.

Вступ. З розвитком в середині ХХ ст ідеї тектоніки плит почалося інтенсивне вивчення тектономагматичних процесів у літосфері. Було встановлено, що формування більшості геологічних структур неминуче супроводжується активізацією магматичних процесів. Останні у вигляді магматичних порід зберігаються у геологічному літописі і дають можливість реконструювати геодинамічні режими, при яких вони відбувалися.

Дослідження глибоких надр Землі привели до висновку, що тектоніка плит пов'язана з верхніми оболонками літосфери і верхньої мантії на глибину приблизно 400 км. Глибше динаміка Землі приймає інші форми, які тільки зараз починають пізнавати різними методами, перш за все, геофізичними, сейсмічної томографії, космічної геодезії, що дозволяють реконструювати геометрію внутрішніх неоднорідностей та їхні межі в корі і мантії. Що ж до речовинного складу глибинних зон, фізичного стану, властивостей порід, – то це прерогатива петрології, геохімії та мінералогії.

Вивчення вулканічних порід Українських Карпат почалося більше віку тому і пов'язане з прізвищами С. Рудницького, Ю. Токарського, В.С. Соболева, В.П. Костюка, Е.Ф. Малєєва, В.Г. Молявка, М.Г. Ломізе, Е.К. Лазаренка та ін. Було визначено численні різновиди вулканітів, вивчено їхній мінерало-петрографічний склад, структурне положення, форми прояву, рудну мінералізацію, однак питання генезису були мало пізнані. Спочатку, згідно з Г. Штилле, приймалась концепція субсеквентного і орогенного вулканізму [9, 11], а із середини ХХ ст пріоритетною стала ідея островодужної природи кайнозойського вулканічних порід [2, 11, 14, 17].

Геологічна позиція, склад кайнозойських вулканічних порід. Вивчаючи у 1990–2012 рр. тектономагматичні процеси альпійського періоду розвитку Панкардії, ми дійшли висновку про відсутність субдукції класичного типу в цьому регіоні і про зв'язок кайнозойського вулканізму із заключними фазами колізійного етапу та

постколізійними подіями [4-8, 15]. Цей висновок базувався на результатах мінералого-петрографічного, формаційного і порівняльно-тектонічного аналізів, але потребував подальшої геохімічної аргументації.

Ранні фази міоценового вулканізму вибухового ареально-тріщиного типу максимально проявилися в Закарпатському прогині і Паннонській западині, утворивши потужні (до 700–1000 м) вулканічні товщі ігнімбритів, ріолітових туфів, пемзошлакових потоків (ріодацитова формація) (рис. 1).

Цими породами заповнена значна частина площ вказаних територій: у Паннонській западині – Тисенський, Мечек-Дебреценський блоки, в Закарпатському прогині – поховані ефузивно-пірокластичні товщі (новоселицький і доробратівський комплекси) (рис. 2). Ці вулканіти певним чином пов'язані з глибинними розломами і мають між собою просторову і часову єдність.

Згодом сформувалися вулканічні споруди Кременецьких гір у Словаччині, гір Бержень, Матра, Бюкк, Токай, Мечек в Угорщині, Вигорлат-Гутин в Україні, Апусені і Келімань-Харгіта в Румунії. Складені вони переважно андезитами (андезитова формація). Лави виливалися в спокійних умовах, утворюючи стратовулкани, потоки, некки та ін.

За своєю петрохімічною характеристикою вулканіти обох формацій відносяться до нормальних порід малої лужності, середньокислого складу від андезитобазальтів до ріодацитів (рис. 3). На діаграмі АФМ вони представлені як толейтовою, так і вапнисто-лужною серіями порід (рис. 4).

Характерно, що кислий вулканізм (ріодацитова формація) передусє середньоосновному (андезитова формація), що підтверджено даними абсолютного віку: 13,0 млн р. для порід ріодацитової формації і 11,2–10,5 млн р. для андезитової, тобто виявляється антидромна тенденція вулканізму. За даними сучасної вулканології [13], якщо гомодромний магматизм відбува-

ється в умовах нарощування континентальної кори, то антидромний – при її руйнуванні, деструкції. Локальні послаблені зони розломів, що при цьому утворювалися, слугували каналами для швидкого вкорінення і кристалізації високотемпературних розплавів із збереженням тримітиту і вулканічного скла. Процес деструкції в нашому регіоні був пов'язаний з розтягом і дробленням

континентальної кори на окремі блоки і супроводжувався вулканізмом, надходженням значних об'ємів флюїдів, у тому числі, вуглеводневих, а також утворенням численних гідротермальних жил.

Розвиток магматичних камер ішов при високих температурах порядку 1300–1350 С, за даними розплавних включень у склі [3].

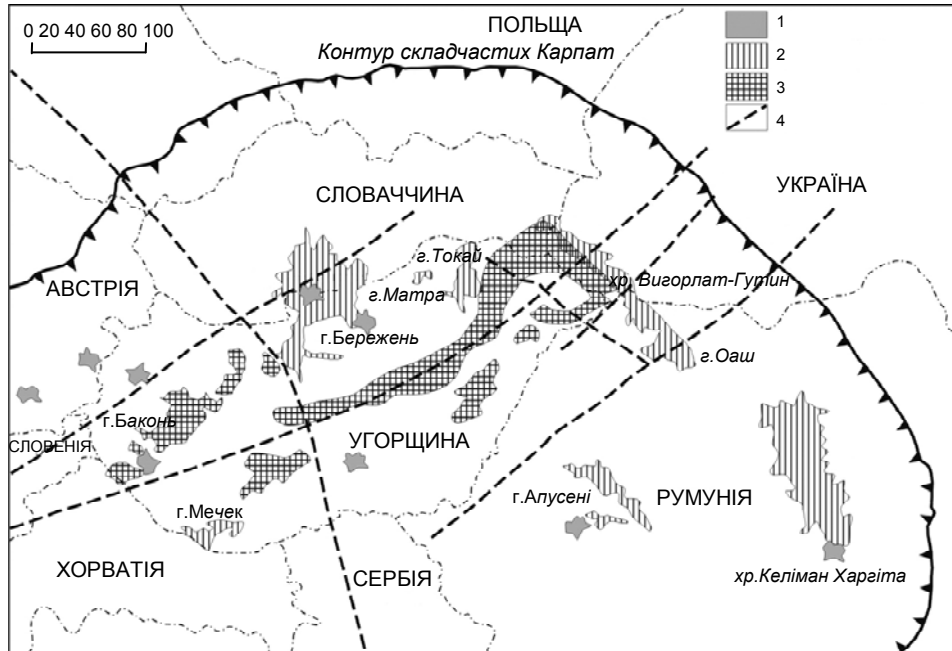


Рис. 1. Розповсюдження кайнозойських магматичних порід у Панкардії

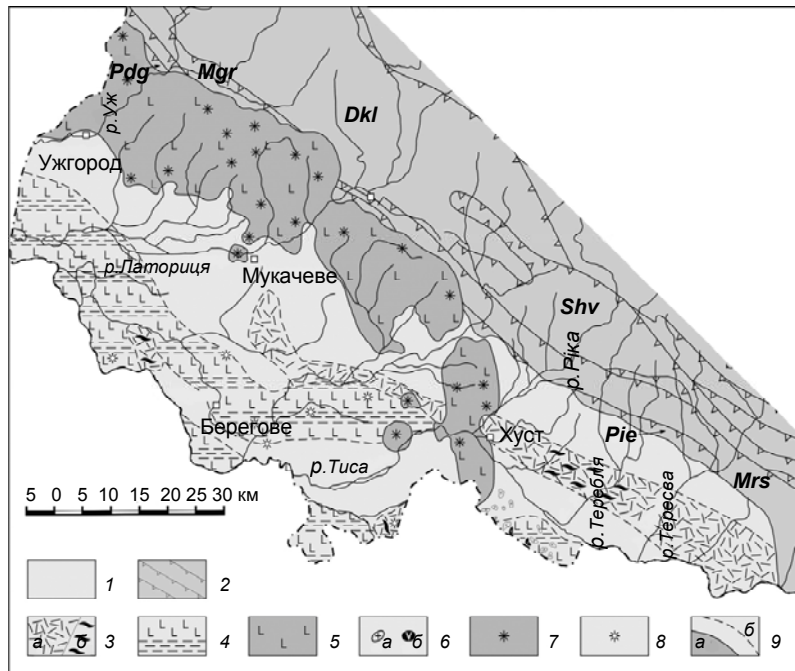


Рис. 2. Розповсюдження кайнозойських магматичних порід у Закарпатському прогині:

- 1 – автохтонний Закарпатський моласовий прогин; 2 – алохтонні зони Карпат; 3-5 – міоценові магматичні комплекси: 3 – новоселицький комплекс кислих туфів (а) та ігнімритів (б) (баденій), 4 – доробратівський вулканогенно-осадовий комплекс (сармат), 5 – вигорлат-гутинський комплекс (сармат-паннон); 6 – інтрузії (а – кислі, б – основні); 7 – вулканічні центри; 9 – границі розповсюдження магматичних комплексів (а – на поверхні, б – поховані)

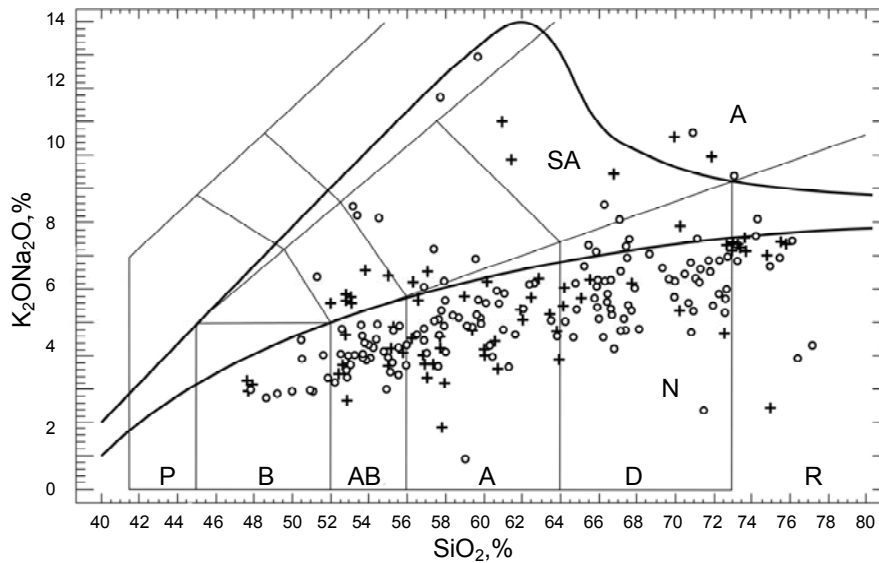


Рис. 3. Класифікаційна діаграма кайнозойських вулканітів:
+ – вулканіти Паннонської западини, O – вулканіти Карпат

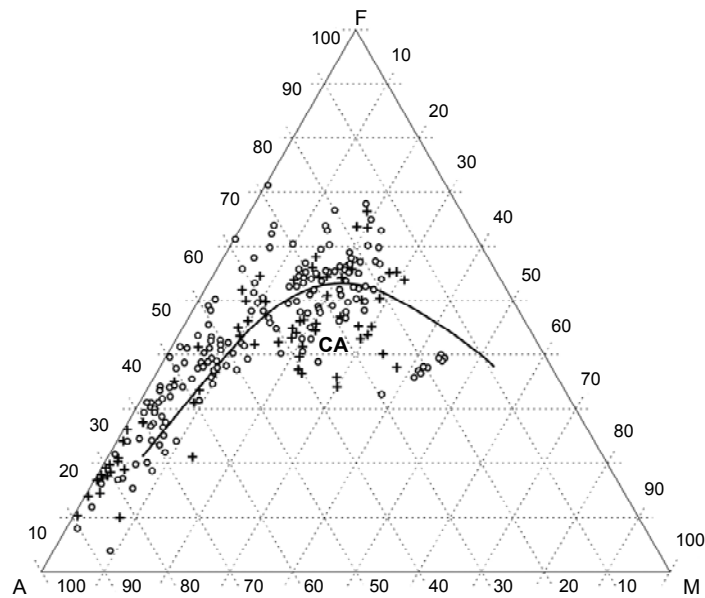


Рис. 4. Діаграма AFM кайнозойських вулканітів:
+ – вулканіти Паннонської западини, O – вулканіти Карпат

Геохімічні особливості вулканітів. Встановлено [12, 15], що кайнозойські вулканічні породи обох формацій збіднені феромагnezіальними елементами-домішками і збагачені халькофільними (особливо свинцем), частково лантаноїдами церієвої групи, рубідієм, барієм, ураном. Спайдер-діаграма (рис. 5), побудована за вмістом рідких і розсіяних елементів у породах, що досліджувалися, по відношенню до еталонних проб мантії і кори, показала відмінність вулканітів від речовини мантії і схожість, майже ідентичність, складу елементів-домішок кори і кайнозойських вулканітів. Порівняно з верхньою мантією, вулканіти збіднені Cr, Ni, Co, V і збагачені грубокатіонними літофільними елементами – U, Th, Rb, Ba при зниженому вмісті Sr. Відповідність складу вулканітів еталону "Crust" вказує на їхній генетичний зв'язок, тобто можна припустити, що утворення магматичних розплавів відбувалося в межах континентальної кори під впливом ендегенних потоків тепла і флюїдів.

Для петрогенетичних моделей є дуже важливими ізотопні дослідження рідкісних елементів вулканічних порід, передусім Sr, Rb, Nd. Перші відомості про ізотопний склад стронцію у вулканічних породах Українських

Карпат наведені в роботах Л.Г. Данилович [1]. Для андезитобазальтів Вигорлат-Гутинського хребта визначені $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7055$, для ріолітів – 0,7080, для ігнімбритів Закарпаття – 0,7073. У Паннонській западині вулканіти, що відповідають за складом нашим похованим товщам у Закарпатті, були детально досліджені на ізопасти Sr, Nd, Pb доктором Г. Панто [16] у лабораторії Масачусетського університету. Встановлено ріст відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70426-0,71125$ від андезитобазальтів до ріолітів і зменшення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51274-0,51221$, тобто таку саму закономірність.

При поступовому заглибленні розломів, що супроводжували деструкцію кори, заглиблювалися і магматичні осередки. Спочатку вони виникли в гранітному шарі, а в подальшому – в базальтовому – в підтвердження складом захоплених ксенолітів [10]. У ріодацитовій формації зустрічаються уламки осадових порід, кварцитів, гранітів, різноманітних гнейсів, а в андезитовій багато ксенолітів основних порід (габро, габро-норитів, анортитів, габро-піроксенітів та ін.). Послідовність магматичних проявів і будова літосфери Українських Карпат відображені на рис. 6.

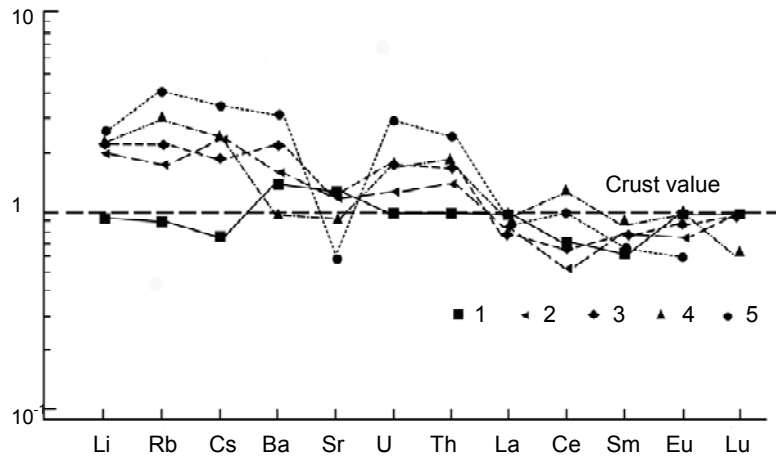


Рис. 5. Спайдер-діаграма кайнозойських вулканітів:
1 – базальти, 2 – андезибазальти, 3 – андезити, 4 – дацити, 5 – ріодацити

комплекс	доробратівський	новоселицький	вигорлат-гутинський		
розташування	Закарпатський прогин		Закарпатський прогин (Вигорлат-Гутинське пасмо)		1
Породи комплексу	плагіоріолітові туфи, туфолави, ігнімбрити, перліти, ріоліти, ріодацити, дацити, андезити, андезитобазальти	ріодацитові туфи, ігнімбрити	андезити, андезитобазальти, базальти, дацити, ріодацити, ріоліти		2
Формація (серія)	Ріодацитова (К-На-вапнисто-лужна з ознаками толейтовості)		андезитова (толейтова з ознаками К-На-вапнисто-лужної)		3
Ступінь диференціації	середній	слабкий	сильний		4
Тип магматизму	континентальний (експлозивний)		континентальний		5
Склад ксенолітів	пісковики, аргіліти, кварцити, граніти, гранат-біотитові, плагіоклазові гнейси		осадові породи, амфіболові сланці, гнейси, анортитові норити, габро-норити, габро-піроксеніти, гіперстенові анортозиити, анортитові піроксеніти, горнблендити		6
Час прояву магматизму	N _{1s}	N _{1b}	N _{1s} -N _{1pn}		7
					8
					9
					10
					11
					12
					13
					14
					15
					16

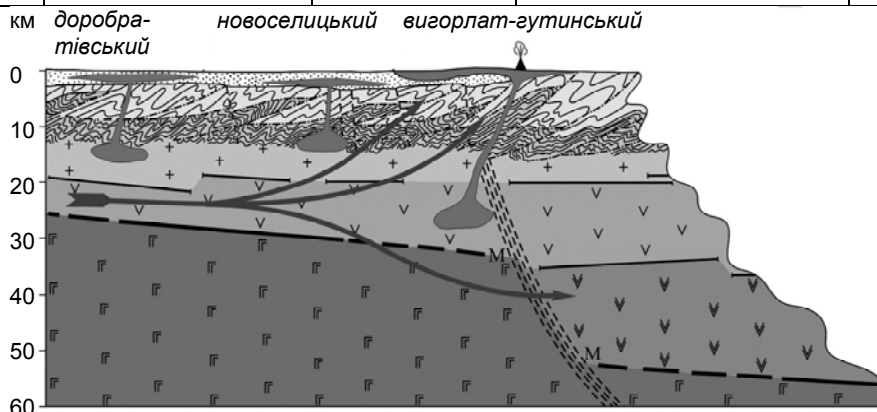


Рис. 6. Магматизм і будова літосфери Карпатського регіону на пізньоальпійському етапі:

1 – перидосфера (шпінелевий лерцоліт, зустрічаються також верліти, гарцбургіти, піроксеніти); 2 – шар Кука (гранатові грануліти); 3 – нижня "базальтова" кора (габро, габро-норити, габро-піроксеніти, анортитові норити, анортитові піроксеніти, гіперстенові анортозиити, горнблендити); 4 – верхня, граніто-метаморфічна, кора (граніти, гранат-біотитові, плагіоклазові та інші гнейси, амфіболові сланці); 5 – верхня частина граніто-метаморфічної кори, сформована в передальпійський час (різноманітні гнейси і сланці, амфіболіти, мармури, гранітоїдні породи, філіти, кварцити, метаморфізовані ефузивні кислого, середнього і основного складу); 6 – альпійські геосинклінальні комплекси; 7 – моласи Закарпатського прогину; 8 – магматичні ефузивні комплекси; 9 – магматичні вогнища і підвідні канали; 10 – вулканічні споруди; 11 – насуви; 12 – скиди; 13 – Закарпатський глибинний розлом; 14 – поверхня Мохоровичича; 15 – інші сейсмічні границі; 16 – напрям руху фрагментів літосфери при колізії. Речовинний склад глибинних зон на підставі вивчення ксенолітів

Виконані нами [5] підрахунки питомої щільності теплової енергії (U_{th}), яка виділяється при вулканізмі на площі 1 км^2 за 1 млн р. і характеризує його інтенсивність, показали, що в Паннонській западині вона дорівнює $0,94 \times 10^{17} \text{ Дж/км}^2$ і близька до енергії трапів плато Декан, де $U_{th} = 1.00 \times 10^{17} \text{ Дж/км}^2$. Деканські трапи вважаються прикладом екстремального магматизму, а це означає, що вулканізм Панкардії був надзвичайно інтенсивним. Характерно, що питома щільність міоценового вулканізму Паннонської западини і Закарпатського прогину однакова і це додатково підкреслює єдність геологічного розвитку цих регіонів. Сумарний об'єм вулканічного матеріалу Панкардії складає близько 31321 км^3 , що співрозмірно з об'ємом неогенових ефузивних пірокластичних товщ Кавказу, де $V = 37000 \text{ км}^3$. Обидва регіони входять до складу Альпійської складчастої системи.

Висновки. Підсумовуючи викладене, можна стверджувати, що міоценовий кислий вулканізм ріодацитової формації не можна відокремлювати від андезитового і кожному окремо приписувати відповідну геодинамічну обстановку. Це дві фази перманентного магматичного процесу тривалістю 10–15 млн р антидромної спрямованості, з великим об'ємом середньокислих магм і відносно неглибоких магматичних осередків у континентальній корі. Геохімічні дані, в тому числі ізотопні, вказують на те, що в утворенні магматичного розплаву певне значення мала мантійна складова, що виявлялося у притоках високотемпературних глибинних флюїдів, які обумовили експлозійний характер першої фази вулканізму і наступні гідротермально-метасоматичні заміщення порід.

Палеотектонічна обстановка на початок міоцену свідчить про те, що територія всієї Панкардії була стабільною областю з континентальною корою, а явно енсаялічний тип магм, антидромний характер вулканізму, його геохімічні особливості, зв'язок з глибинними розломами, що активізувалися в цей період, приводять до висновку про відсутність класичної субдукції в цьому регіоні і відповідність вулканізму постколізійному геодинамічному режиму.

За весь альпійський період в Панкардії встановлено три головні фази магматизму: мезозойську, міоценову і пліоцен–плейстоценову. В мезозойську фазу вкорінилися, головним чином, ультраосновні й основні магми, в міоценову – середні й кислі, в пліоцен–плейстоценову – лужнобазальтові. Лужні породи фінальної фази на українській території не знайдені, проте вона активно проявилася в сусідній Паннонській западині і на території Румунії (трахібазальтова формація). Вкорінення лужнобазальтового розплаву проходило безпосередньо за міоценовим вулканізмом (11–0,2 млн р). Для свого підйому він використовував структури зі стоншеною континентальною корою і супроводжувався потоками високотемпературних флюїдів. Лужні породи Панкардії за складом і віком відповідають кайнозойському лужному магматизму Західної Європи, що відноситься до типу внутрішньоплитного магматизму континентів. Вони мають мантіїно-плюмовий генезис і характеризують стан глибинної динаміки Землі сучасної епохи (табл. 1).

Таблиця 1

Особливості еволюції кайнозойського вулканізму Панкардії

Вік	Регіон	Комплекс	Головні типи порід	Формація (серія)	Тип вулканізму	Геодинамічний режим
N_2-Q	Паннонська западина	штіренський	лужні базальти	трахібазальтова (калієво-лужна)	континентальний	гарячі точки
N_1s-N_1pn	Вигорлат-Гутинський хребет	вигорлат-гутинський	андезити	андезитова (вапнисто-лужна, толейтова)		постколізійний
N_1b-s	Закарпатський прогин	доробратівський, новоселицький	ріодацити	ріодацитова (вапнисто-лужна)		постколізійний
P_{2-3}	Балкани	родопський	латіти	трахіандези-тріолітова (калієво-лужна)		колізійний

Список використаних джерел:

- Данилович Л.Г., (1977). Петрогенезис магматичних утворень Карпат, за даними вивчення ізотопного складу стронцію. Геологічний журнал, 37, 4, 49–61.
- Danylovykh L.H., (1977). Petrogenesis of magmatic formations of the Carpathians, according to a study of the isotopic composition of strontium [Petrohenezys mahmatychnykh utvoren' Karpat, za danymy vyvchennya izotopnoho skladu strontsiyu]. Neolohichnyy zhurnal – Geologic Journal, 37, 4, 49–61 (In Ukrainian).
- Данилович Л.Г., (1977). Эволюция магматизма и закономерности размещения магматических пород в Советских Карпатах. Материалы XI Конгресса КБГА. К.: Наукова думка, 249–250.
- Danilovich L.G., (1977). Evolution of magmatism and regularities of distribution of igneous rocks in the Soviet Carpathians [Evolutsiya magmatizma i zakonornosti razmeshcheniya magmaticheskikh porod v Sovetskikh Karpatakh]. Proceedings of the XI Congress KBGA. Naukova Dumka Publishing, Kiev, 249–250 (In Russian).
- Калюжний В.А., (1965). Оптические и термометрические исследования включений стекла в фенокристаллах гялодацитов Закарпатья. Доклады АН СССР, 160, 2, 438–441.
- Kalyuzhnyy V.A., (1965). Optical and thermometric studies of glass inclusions in gyalodacite's phenocrysts of Transcarpathian [Opticheskiye i termometricheskiye issledovaniya vlyucheniya stekla v fenokristallakh gyalodatsitakh Zakarpat'ya]. Doklady AN SSSR – Reports USSR Academy of Sciences, 160, 2, 438–441 (In Russian).
- Ляшкевич З.М., (2007). К вопросу о петрогенезисе щелочных пород Панкардии. Геофизический журнал, 29, 6, 157–162.
- Lyashkevich Z.M., (2007). On the question of petrogenesis of alkaline rocks of PANCARDI [K voprosu o petrohenezise shchelochnykh porod Pankardii]. Geofizicheskyy zhurnal – Geophysical Journal, 29, 6, 157–162 (In Russian).
- Ляшкевич З.М., Алехина М.А., (2003). Про активність неогенового вулканізму Карпат. Геологія і геохімія горючих копалин, 3, 46–51.

- Lyashkevych Z.M., Alekhina M.A., (2003). On Neogene volcanic activity of Carpathians [Pro aktyvnist' neohenovoho vulkanizmu Karpat]. Neolohiya i heokhimiya horuych kopalyn – Geology and Geochemistry of Combustible Minerals, 3, 46–51 (In Ukrainian).
- Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Алехина М.А., (2004). Проблема геодинамических условий формирования эффузивного магматизма Карпат. Эффузивно-осадочный литогенез: Труды Международной конференции, 2004, Симферополь, 38–42.
- Lyashkevich Z.M., Medvedev A.P., Alekhina M.A., (2004). Problem of geodynamic conditions of formation of effusive magmatism of Carpathians [Problema geodinamicheskikh usloviy formirovaniya effuzivnogo magmatizma Karpat]. Volcanic-sedimentary lithogenesis. Proceedings of the International Conference, 2004, Simferopol, 38–42 (In Russian).
- Ляшкевич З.М., Яцожинский О.М., (2004). Кайнозойский вулканизм Украинских Карпат и его значение для геодинамических реконструкций. Геофизический журнал, 26, 1, 87–95.
- Lyashkevich Z.M., Yatsozhinskiy O.M., (2004). Cenozoic volcanism Ukrainian Carpathians and its implications for geodynamic reconstructions [Kaynozoytskiy vulkanizm Ukrainskikh Karpat i yego znacheniyе dlya geodinamicheskikh rekonstruktsiy]. Geofizicheskyy zhurnal – Geophysical Journal, 26, 1, 87–95 (In Russian).
- Ляшкевич З.М., Яцожинский О.М., (2005). Альпийский магматизм Украинских Карпат: его эволюция, геодинамика. Геофизический журнал, 6, 1005–1011.
- Lyashkevich Z.M., Yatsozhinskiy O.M., (2005). Alpine magmatism of Ukrainian Carpathians: its evolution, geodynamics [Al'piyskiy magmatizm Ukrainskikh Karpat: yego evolyutsiya, geodinamika]. Geofizicheskyy zhurnal – Geophysical Journal, 6, 1005–1011 (In Russian).
- Малеев Е.Ф., (1964). Неогеновый вулканизм Закарпатья. М.: Наука, 250.
- Maleyev Ye.F., (1964). Neogene volcanism of Transcarpathian [Neogenovyy vulkanizm Zakarpat'ya]. Nauka Publishing, Moscow, 250 (In Russian).

10. Остафійчук І.М., Молявко В.Г., Гасанов Ю.Л., (1977). Сравнительная характеристика вулканизма зон Припаннонского и Закарпатского глубинных разломов. Геологический журнал, 1, 110–120.

Ostafiychuk I.M., Molyavko V.G., Gasanov YU.L., (1977). Comparative characteristics of volcanic zones Prepannonian and Transcarpathian deep faults [Svravnitel'naya kharakteristika vulkanizma zon Pripannonskogo i Zakarpatskogo glubinnnykh razlomov]. Geologicheskii zhurnal – Geological Journal, 1, 110–120 (In Russian).

11. Толстой М.И., Молявко В.Г., Гасанов Ю.Л., Остафійчук І.М., (1976). Схема орогенного вулканизма Карпат и Паннонского массива. Геологический журнал, 36, 5, 38–42.

Tolstoy M.I., Molyavko V.G., Gasanov YU.L., Ostafiychuk I.M., (1976). Scheme of orogenic volcanism of the Carpathians and the Pannonian massifs [Skhema orogennogo vulkanizma Karpat i Pannonskogo massiva]. Geologicheskii zhurnal – Geological Journal, 36, 5, 38–42 (In Russian).

12. Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З., Варичев А.С., Тимошук В.Р., Ступка О.О., (1995). Тектоно-магматическая эволюция Карпат. К.: Наукова думка, 132.

Lyashkevich Z.M., Medvedev A.P., Krupskiy YU.Z., Varichev A.S., Timoshchuk V.R., Stupka O.O., (1995). Tectonic-magmatic evolution of the

Carpathians [Tektono-magmaticheskaya evolyutsiya Karpat]. Naukova dumka Publishing, Kyiv, 132 (In Russian).

13. Фролова Т.И., (1991). Гомодромная и антидромная последовательность магматизма и земная кора. Вестник МГУ, 4, 1, 3–20.

Frolova T.I., (1991). Gomodromic and antidromic sequence of magmatism and the crust [Gomodromnaya i antidromnaya posledovatel'nost' magmatizma i zemnaya kora]. Vestnik MGU – Bulletin of the Moscow State University, 4, 1, 3–20 (In Russian).

14. Balla Z., (1985). The Carpathian loop and the Pannonian basin: a Kinematic analysis. Geophysical Transactions, 30, 4, 313–353.

15. Ljashkevich Z.M., (1995). Neogene volcanic rocks of the Ukrainian Carpathians: a brief review. Acta Vulcanologica, 7 (2), 49–61.

16. Salters J., Salters J., Hart S., Panto Gy., (1985). Origin of Late Cenozoic volcanic Rocks of the Carpathian Arc, Hungary. Earth Planet Sci. Lett., 19, 279–292.

17. Sandulesku M., (1975). Essai de synthese structurale des Carpathes. Bull. Soc. Geol. Fr. 17, 3, 299–358.

Надійшла до редколегії 01.07.14

Z. Ljashkevych, Dr. Sci., Prof.
Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
National Academy of Sciences of Ukraine
3-a Naukova Str., Lviv, 79060, Ukraine
E-mail: ljashkevich@mail.ru

CENOZOIC VOLCANISM OF PANCARDI: EVOLUTION AND GENESIS

The Alpine period of PANCARDI defined three main phases of magmatism: Mesozoic, Miocene and Pliocene-Pleistocene. The ultra-basic and basic intrusions had been complete by Late Mesozoic, in the Miocene there formed intermediate and acid volcanic rocks, while alkaline basalts – in the Pliocene-Pleistocene. Acid volcanism (the rhyolite-dacite formation) preceded intermediate and basic volcanism (the andesite formation), which is confirmed by absolute dating. Miocene acid volcanic activity cannot be separated from andesite one. These two antidromic phases of continuing magmatic activity lasted for 10-15 Ma; their sequences have large volumes of intermediate and acid magmas with shallow magma foci in the continental crust.

Destruction and degradation of the continental crust resulted in local weakened fault zones, which were channels for rapid intrusion and crystallization of high-temperature melts. The destruction was related to the extension and fragmentation of the continental crust into separate blocks, which was accompanied by volcanism and uplifting of high-temperature deep fluids. These conditions caused explosive volcanism in the first phase and subsequent hydrothermal-metasomatic alteration. Originally, melts arose in the granite layer, and were followed by posterior basaltic layer, which was confirmed by the composition of the trapped xenoliths.

Early Miocene volcanism phase is explosive and areal-fractured; it is revealed in the trans-Carpathian and the Pannonian basins. There was formed a thick (up to 700-1000 m) volcanic layer of ignimbrites, rhyolitic tuffs, pumice-scoria flows (the rhyolite-dacite formation). These volcanites are characterized by pronounced spatial and temporal variations and linked to areal deep faults. Later, there were formed volcanic structures of Kremnica Mountains in Slovakia, Börzsöny, Mátra, Bükk, and Tokaj Mecsek Mountains in Hungary; Vyhorlat-Huta volcanic ridge in Ukraine; Apuseni Mountains, and Călimani-Harghita in Romania. These are predominantly andesites (the andesite formation). Lava outbursts were calm, and formed stratovolcanoes, lava flows, and dykes. Intrusion of alkaline-basaltic melts took place during the Miocene volcanism. Alkaline-basaltic volcanism mostly occurred in the structures with thinned continental crust. According to the composition and age the andesite formation was interpreted to correspond to the Cenozoic alkaline magmatism of Western Europe and belong to intraplate magmatism of continents, in which mantle plume genesis predominates. Alkaline rocks of the final phase of volcanism haven't been found on the territory of Ukraine.

Paleotectonic environment in the early Miocene suggests that entire PANCARDI was a stable area with continental crust. Ensialic magmas, antidromic sequences of volcanism, geochemical composition, and relation to deep structures provide a conclusion that there was evidence of post-collisional geo-dynamic volcanism rather than one of classic subduction.

Key words: PANCARDI, tectonics, magmatism, subduction, continental crust, oceanic crust.

З. Ляшкевич, д-р геол.-минералог. наук, проф.
E-mail: ljashkevich@mail.ru
Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины
ул. Научная, 3-а, г. Львов, 79060, Украина

ЕВОЛЮЦІЯ І ГЕНЕЗИС КАЙНОЗОЙСЬКОГО ВУЛКАНИЗМА ПАНКАРДІИ

За весь альпійський період в Панкардії установлені три головні фази магматизма: мезозойська, міоценова і пліоцен-плейстоценова. В мезозойську фазу укоренились, головним образом, ультраосновні та основні магми, в міоценову – середні та кислі, в пліоцен-плейстоценову – щелочнобазальтові.

Кислий вулканизм (риодацитова формація) предшествовав середнеосновному (андезитова формація), що підтверджено даними абсолютного віксту. Міоценовий кислий вулканизм не можна відділяти від андезитового. Це дві фази перманентного магматического процесу продовжувальністю 10-15 млн лет антидромної направленості, с большим объемом среднекислых магм и относительно неглубоких магматических очагов в континентальной коре. При разрушении и деструкции континентальной коры образовывались локальные ослабленные зоны разломов, которые выступали каналами для быстрого укоренения и кристаллизации высокотемпературных расплаво. Процесс деструкции связан с растяжением и дроблением континентальной коры на отдельные блоки и сопровождался вулканизмом, поступлением значительных объемов высокотемпературных глубинных флюидов, которые обусловили эксплозивный характер первой фазы вулканизма и последующее гидротермально-метасоматическое замещение пород. Сначала расплавы возникли в гранитном слое, а в дальнейшем – в базальтовом, что подтверждается составом захваченных ксенолитов. Ранние фазы миоценового вулканизма взрывного ареально-трещинного типа максимально проявились в Закарпатском прогибе и Паннонской впадине, образовав мощные (до 700-1000 м) вулканические толщи изгнмбритов, риолитовых туфов, пемзошлаковых потоков (риодацитова формація). Эти вулканы определеным образом связаны с глубинными разломами и имеют между собой пространственное и временное единство. В последствии сформировались вулканические сооружения Кремницких гор в Словакии, гор Бёржён, Матра, Бюкк, Токай, Мечек в Венгрии, Выгорлат-Гутин в Украине, Апусени и Кэлимань-Харгита в Румынии. Сложены они преимущественно андезитами (андезитова формація). Излияние происходило в спокойных условиях, образуя стратовулканы, потоки, некки и др.

Укоренение щелочнобазальтового расплава проходило на этапе миоценового вулканизма. Наиболее полно щелочнобазальтовый вулканизм проявился в структурах с истонченной континентальной корой. По составу и возрасту он соответствует кайнозойскому щелочному магматизму Западной Европы и относится к внутриплитному магматизму континентов с мантийно-плюмовым генезисом. Щелочные породы финальной фазы на украинской территории не найдены.

Палеотектоническая обстановка на начало миоцена свидетельствует о том, что территория всей Панкардии была стабильной областью с континентальной корой, а явно энсиалический тип магм, антидромный характер вулканизма, его геохимические особенности, связь с глубинными разломами, активизация в этот период приводят к выводу об отсутствии классической субдукции в этом регионе и соответствии вулканизму постколлизийного геодинамического режима.

Ключевые слова: Панкардия, тектоника, магматизм, субдукция, континентальная кора, океаническая кора.