

УДК 551.21:551.24(477.8)

**РОЛЬ АКАДЕМІКА В. СОБОЛЄВА
У ВИВЧЕННІ ПЕТРОЛОГІЇ КАРПАТ
І СУЧАСНІ УЯВЛЕННЯ ПРО МАГМАТИЗМ ЦЬОГО РЕГІОНУ**

З. Ляшкевич

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
79053 м. Львів, вул. Наукова, 3,а
E-mail: igggk@ah.ipm.ua*

Перелічено головні наукові досягнення В. Соболева за львівський період життя (1945–1958). Наведено загальну схему еволюції альпійського магматизму Карпат. Визначено три головні фази магматизму: ультраосновних, основних магм (мезозой), середньо-кислих (кайнозой) і лужних базальтових (пліоцен–плейстоцен). За петрохімічними ознаками схарактеризовано тип, ступінь диференціації магм, положення вогнища і відповідність геодинамічного режиму (пасивний рифтинг – колізія – пост-колізія – “гарячі точки” на континенті).

Ключові слова: магматизм, геодинаміка, петрохімія, піроксени, ксеноліти, Карпати.

Львівський період Володимира Степановича Соболева був не дуже тривалим – 13 років (з 1945 до 1958), однак досить продуктивним як у науці, так і в житті (у сім’ї з’явилося ще двоє синів – Степан і Олександр).

Дослідження з кристалохімії силікатів, розпочаті в Ленінградському гірничому інституті, В. Соболев наполегливо продовжував у Львові. Вчений теоретично обґрунтовував зв’язок кристалічної структури мінералів з їхнім хімічним складом і фізичними властивостями. Результатом великої роботи стала праця “Введение в минералогію силикатов”, видана 1949 р. Крім кристалохімічного аспекту, у ній надано термодинамічні визначення магматичних, метаморфічних і пневматолітових процесів, ув’язано їх в єдину фізико-хімічну систему.

Будучи керівником кафедри петрографії Львівського університету, Володимир Степанович запропонував напрям наукових досліджень для співробітників і аспірантів – вивчення мало дослідженого на той час Карпатського регіону. Протягом 1954–1957 рр. я була аспіранткою проф. В. Соболева, і це на все життя визначило мої наукові напрями.

Результати виконаних досліджень висвітлені в колективних монографічних працях за редакцією В. Соболева: *Петрографія неогенових вулканічних порід Ужгород-Хустського хребта* (1947); *Петрографія неогенових вулканічних і гіпабісальних порід Радянських Карпат* (1955). Разом з учнями В. Соболев знайшов і описав турмалін у жилах, гранат у дацитах, детально вивчив клінопіроксени, мінералогію базальтів гори Бужори, дослідив метасоматичну зональність алунітів Берегівського горбогір’я тощо. Усі ці праці не втратили значення досі, вони є основою для всіх петрографічних досліджень у Карпатському регіоні.

Під час досліджень у Карпатах наприкінці 80-х років ми, використавши дані В. Соболева, Л. Данилович, В. Костюка, О. Бобрівича, Е. Малєєва та інших, перш за все звернули увагу на мезозойські магматичні породи, недостатньо вивчені нашими попередниками [7].

Весь альпійський цикл розвитку Карпат супроводжувався магматизмом, і незалежно від масштабів та форм його прояву конкретні дані про склад порід дають змогу з деякою часткою умовності побудувати геодинамічну ситуацію минулого Землі. У період від тріасу до наших днів виділяють три головні фази магматизму: мезозойську, кайнозойську (міоценову) і пліоцен-плейстоценову. У мезозойську фазу виявились переважно ультраосновні й основні магми, у кайнозойську – середньо-кислі, у пліоцен-плейстоцені – лужні основні. Поширення перших двох фаз показано на рис. 1.

Мезозойська фаза магматизму. Мезозойські магматичні породи Українських Карпат утворюють ізольовані тіла, лінзи, дайки і здебільшого є в алохтонному заляганні. Найбільші тіла ультрабазитів досягають розміру 300×70 м, вони зосереджені в межах Мармароської, Рахівсько-Чивчинської і Буркутської тектонічних зон, а також розкриті свердловинами в Закарпатському прогині (св. Мукачеве-1, Бігач-405, Залуж-2 та ін.). У Мармароській зоні налічують 15 окремих виходів ультрабазитів (лерцолітів, серпентинітів), які асоціюють з дайками долеритів, габро-долеритів, у Рахівсько-Чивчинській широко розвинуті піллоу-лави базальтів, долерити, у Закарпатському прогині виявлені пікритові туфи (св. Мукачеве-1) і численні долерити.

На підставі детальних мінерало-петрографічних, петрохімічних, геологічних даних ми виконали формаційний аналіз і виділили три магматичні формації: ультрамафітову, натрієвих базальтів і базальт-трахітову. Серія дайок трахідолеритів р. Вульховчик з високим вмістом K_2O (5,4 %), імовірно, є калієво-сублужним відгалуженням базальт-трахітової формації.

Формації ультрамафітова і натрієвих базальтів утворюють стійку групу мантийних парагенезисів і в петрології об'єднані в офіолітову асоціацію [8]. Покривна будова Карпат привела до величезного зміщення гірських мас, розриву їхніх природних зв'язків, унаслідок чого нема повних розрізів офіолітів, що деякий час ставило під сумнів правильність виділення офіолітів у цій частині регіону [4]. Однак мінералого-геохімічні дослідження порід і мінералів засвідчили, що лерцоліти, серпентиніти, габро-діабази, пікрити, базальтові піллоу-лави досліджуваного регіону є комплементарними складовими офіолітової асоціації, характерної для Мезотетису. Зазначимо, що в типових офіолітових асоціаціях острова Ельба, Оману, Лігурії та інших місць повні ("еталонні") розрізи офіолітів (масивні перидотити, серпентиніти, габро, комплекс дайок, піллоу-лави базальтів, радіолярити) рідкісні; зазвичай із розрізу "випадає" один і більше шарів, що зумовлене їхнім переміщенням, шар'якуванням.

У лерцолітах угольського комплексу виявлені високомагнезійний олівін, піроксени, жадеїтовий компонент у клінопіроксені, залізо- і хром-магнезійна шпінелі. У мафічних мінералах співвідношення $Cr/Ti = 1,9$, $Mg/Fe^* = 4,3$, що повністю відповідає складу мінералів шпінелевого лерцоліту верхньої мантиї Чеського середньогір'я [1]. Асоціація порід угольського комплексу за багатьма петрохімічними ознаками збігає з вулканітами гір Бюкк, Дарно-Хері (Угорщина) і Рареу-Хегімаш (Румунія), які вважають типовими офіолітами [9].

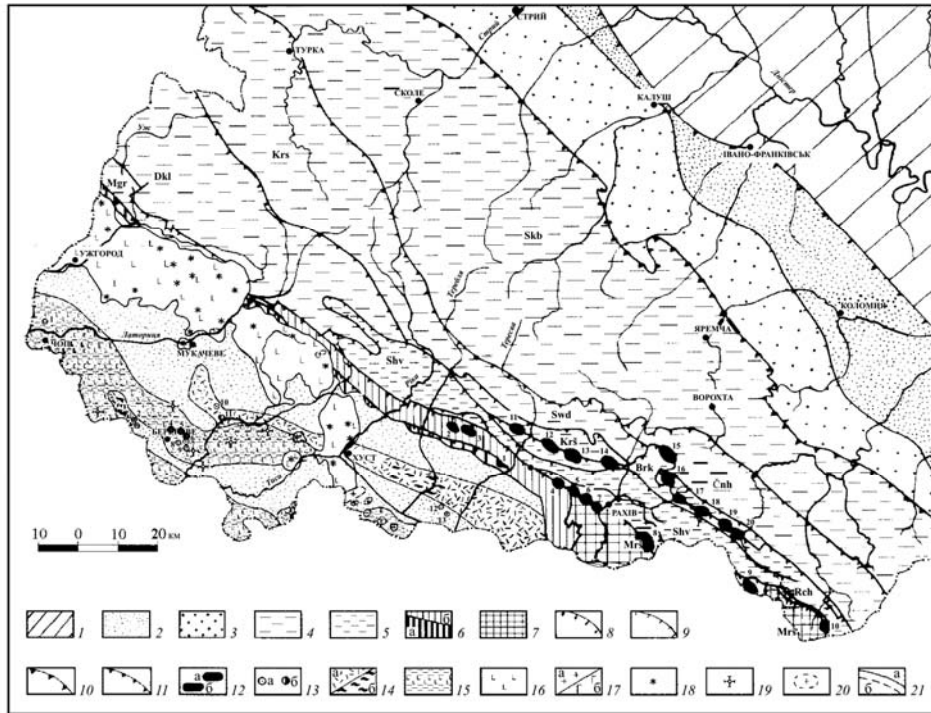


Рис. 1. Магматичні породи в структурі Карпат:

1 – Європейська плита; 2 – автохтонні моласові прогини: Зовнішня зона Передкарпатського прогину і Закарпатський прогин; 3 – Внутрішня (алохтонна) зона Передкарпатського прогину; 4 – флішові алохтонні зони: *Skb* – Скибова, *Krs* – Кросненська, *Swd* – Свидовецька, *Čnh* – Черногірська, *Krs̄* – Красношорська, *Dkl* – Дуклянська, *Mgr* – Магурська; 5, 6 – алохтонні елементи, що вміщують фрагменти магматичних комплексів: 5 – Рахівсько-Буркутська група зон (*Brk* – Буркутська, *Shv* – Сухівська, *Rch* – Рухівська), 6 – зони скель (*a* – Пеннінська, *б* – Мармароська); 7 – Мармароський масив; 8 – північно-східна межа Передкарпатського прогину; 9 – північно-східна межа Внутрішньої зони Передкарпатського прогину (Стебницький насув); 10 – Береговий насув Карпат; 11 – межі флішових зон; 12 – мезозойські магматичні породи у відслоненнях: *a* – основні, *б* – відслонення, де знайдені й основні, й ультраосновні породи (цифрами на карті позначені місця розташування відслонень: 1 – г. Великий Камінець, потік Вульховчик, 2, 3 – ріки Велика і Мала Уголька, 4 – потік Риноватий, 5 – р. Середня, 6 – р. Косівська, 7 – Кам'яний потік, 8 – потоки Радомир, Маргетул, Квасний, 9 – г. Чивчин, 10 – р. Сарата, 11 – р. Красношора, 12 – р. Мала Шопурка, 13 – р. Косівська, 14 – потік Тростянець, 15 – г. Петрос, 16 – полонина Рогнеска, 17 – р. Говерла, 18 – потік Лемський, 19 – потік Гропенець, 20 – р. Випчинка); 13 – мезозойські магматичні породи у свердловинах: *a* – основні, *б* – свердловини, в яких розкриті й основні, й ультраосновні породи (цифрами позначені свердловини: 1 – Чоп-4, 2 – Бігань-405, 3 – 17-Т, 4 – 1703, 5 – 1702, 6 – 1332, 7 – 1331, 8 – 952, 9 – Куклія-8, 10 – Залуж-2, 11 – Мукачеве-1, 12 – Тересва-5, 13 – Тересва-13); 14 – новоселицький комплекс кислих туфів (*a*) та ігнімбритів (*б*) баденію; 15 – доробратівський вулканогенно-осадовий комплекс сармату; 16 – вигорлат-гутинський комплекс паннону-пліоцену; 17 – інтрузії (*a* – кислі, *б* – основні); 18 – вулканічні центри; 19 – поховані вулканічні центри; 20 – субвулканічні тіла; 21 – межі поширення магматичних

комплексів: *a* – на поверхні, *b* – поховані.

Базальтоїди рахівсько-чивчинського комплексу близькі до толейтів гір Південні Апусені і Південних Карпат; основні породи Закарпатського комплексу подібні до базальтів меліатської групи Західних Карпат і базальтів “океанічного дна” гір Ра-реу-Хегімаш.

Мікроаналітичні дані щодо піроксенів [6] дали змогу з упевненістю зачислити угольський, рахівсько-чивчинський і закарпатський комплекси до океанічних утворень. Високий вміст титану в базальтах рахівсько-чивчинського комплексу ($TiO_2 = 1,42\text{--}3,45\%$, середнє – 2,26) відповідає режиму трансформних розломів. Пікритові туфи закарпатського комплексу свідчать про наявність у цей час досить потужної континентальної кори, яка надалі зазнавала деструкції і трансформувалась в океанічну з виливом натрієвих базальтів і діабазів.

Для уточнення тектонічного положення базальтоїдів використано петрохімічну діаграму $MnO\text{--}TiO_2\text{--}P_2O_5$ (рис. 2), на якій тільки діабазы угольського комплексу потрапляють у зону серединно-океанічного хребтів (MORB), тоді як усі інші базальтоїди відповідають полям океанічних островів (OIA). Постпліоценові лужні базальти г. Штірії порівняно з іншими породами OIA більше збагачені рухомими компонентами, у тім числі P_2O_5 .

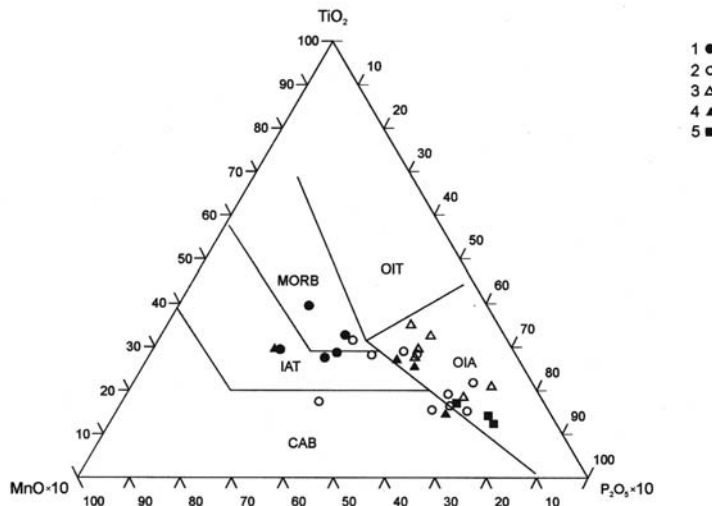


Рис. 2. Діаграма $MnO\text{--}TiO_2\text{--}P_2O_5$ для базальтоїдів.
Комплекси: 1 – угольський; 2 – тростянецький; 3, 4 – рахівсько-чивчинський; 5 – штиренський.

Кайнозойська фаза магматизму. На відміну від локального розвитку мезозойських магматичних порід, неогеновий вулканізм виявився зі всією потужністю вибухових явищ і накопиченням величезних автохтонних товщ у межах Панкардії. Для нього характерне явне переважання середньо-кислих порід у вигляді ефузивно-пірокластичних фацій. Потужний ранньоміоценовий вулканізм вибухового ареально-тріщинного типу максимально виявився в Паннонській і Закарпатській западинах, утворивши вулканічні товщі до 700–1 000 м з ігнімбритів, ріолітових туфів,

пемзо-шлакових потоків (ріодацитова формація). Такими породами заповнена значна частина площі названих западин. У Паннонській – це Тисенський, Мечек-Добреценський блоки, у Закарпатській – похована ефузивно-пірокластична товща (новоселицька, доробратівська світи). Ці вулканіти, маючи між собою просторову і часову спорідненість, виявляють певний зв'язок з глибинними розломами – Середньоаннонським північно-західним і Припаннонським північно-західним.

Майже одночасно з пірокластичними товщами на початку міоцену формувалися вулканічні споруди Кремницьких гір у Словаччині, гір Бержень, Матра, Бюкк, Токай в Угорщині, гір Апусені в Румунії і поховане пасмо Чопських вулканів в Україні.

У середньому–пізньому міоцені вулканічна активність Паннонської западини загасла, і центри вулканізму перемістилися на схід, південний схід у межі Вигорлат-Гутинського і Келіман-Харгітського хребтів, складених переважно андезитами (андезитова формація). Лави виливалися в спокійнішій обстановці, утворюючи стратовулканічні споруди, потоки, неки та ін. Крейдово-палеогеновий вулканізм, відомий у Балканідах (Тимок-Середньогірська зона), в Українських Карпатах суттєво не виявився. У Румунії наявні андезити, дацити вапнисто-лужної серії пізньокрейдового віку (г. Апусені) і малі тіла банатитів (Карпати), у Паннонській западині – невеликі прояви андезитів у Кремницько-Штявницьких горах (Угорщина). У палеогеновому фліші Передкарпатського прогину трапляються туфи й туфіти, попелова частина яких належить до субаеральної фації, яка не має зв'язку з конкретними центрами вивержень. Українська частина Карпат на початку кайнозою була практично амагматична. Для кайнозойського вулканізму загалом характерний великий об'єм пірокластики (близько 20 000 км³ за загального об'єму 31 321 км³).

На класифікаційній діаграмі (рис. 3) усі вулканіти займають область низької лужності і середнього складу від андезитово-базальтів до дацитів. Лише частина базальтів Паннонської западини має підвищену лужність. Щодо оксиду калію переважна частина вулканітів є вапнисто-лужною (рис. 4). З низки генетичних особливостей потрібно також назвати антидромний порядок надходження (від ріолітів до андезитів), відсутність великих гранітних масивів, петрохімічний збіг зі складом континентальної кори, відсутність чисто калієвих серій, приуроченість до глибинних розломів. Ми вважаємо, що це свідчить про колізійний режим вулканізму, хоча деякі геологи припускають островодужний режим [2, 10, 12].

Виконані нами [5] обчислення щільності теплової енергії U_{th} , що виділяється під час вулканізму на площі 1 км³ за 1 млн років і характеризує його інтенсивність, засвідчили, що в Панкардії вона дорівнює $0,94 \times 10^{17}$ Дж/км² і близька до енергії трапів плато Декан, де $U_{th} = 1,00 \times 10^{17}$ Дж/км². Деканські трапи вважають прикладом екстремального магматизму, а це означає, що вулканізм Панкардії був надзвичайно інтенсивним. Характерно, що часткова щільність міоценового вулканізму Паннонської і Закарпатської западин однакова, а це додатково підтверджує єдність геологічного розвитку цих регіонів. Сумарний об'єм вулканічного матеріалу Панкардії становить близько 31 321 км³, що відповідає об'єму неогенових ефузивно-пірокластичних товщ Кавказу, де $V \sim 37\,000$ км³. Обидва регіони розташовані у єдиній альпійській складчастій системі.

Пліоцен-плейстоценова фаза магматизму. До фінальної третьої фази магматизму Панкардії належать невеликі за об'ємом (до 1 км³) тіла сублужних і лужних базальтів. Усього відомо дев'ять виходів віком від 11 до 0,2 млн років [13].

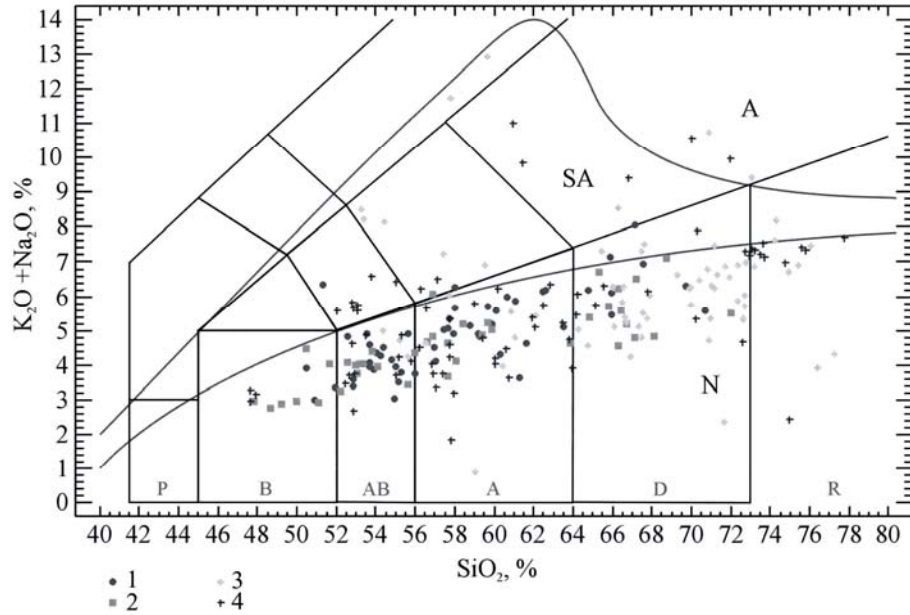


Рис. 3. Класифікаційна діаграма кайнозойських вулканітів:
1 – зовнішня дуга; 2 – внутрішня зона; 3 – внутрішня арка; 4 – Паннонський масив.

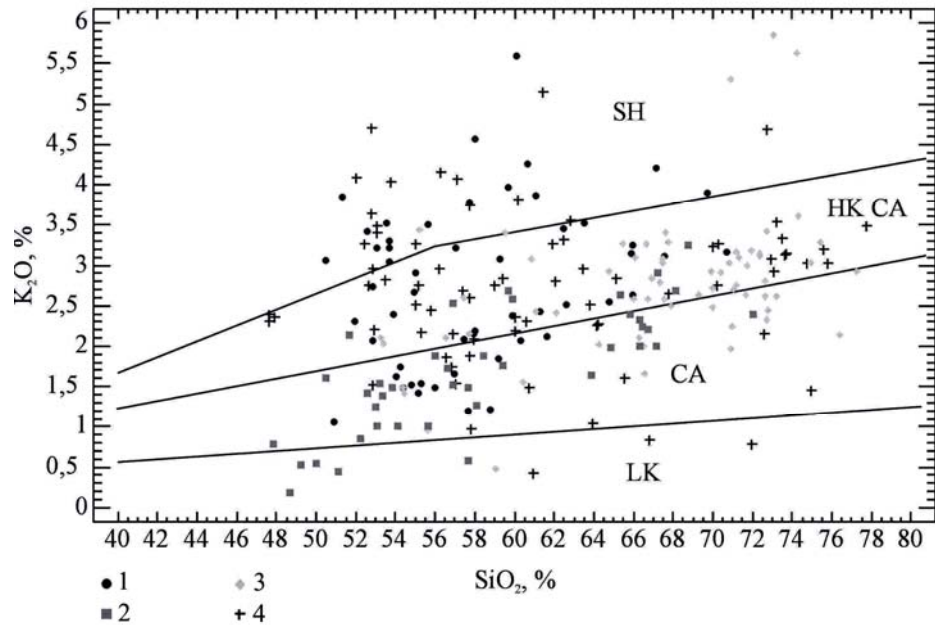


Рис. 4. Діаграма K_2O-SiO_2 для кайнозойських вулканітів:
1 – зовнішня дуга; 2 – внутрішня зона; 3 – внутрішня арка; 4 – Паннонський масив.

Вони відомі в Бургеленді, Малій Угорській западині, Штирії, поблизу озера Балатон, у Дунай-Тисії, Центральному Словацькому вулканічному полі, Нюград-Новограді, Банаті, Першанських горах. В Українських Карпатах цей тип порід поки що невідомий, але найраніше надходження Бургеленд (11 млн років) синхронне міоценовому вулканізму регіону, і для загальної картини магматичної еволюції необхідно враховувати цю екзотичну фазу надходження магм. Тіла складені сублужними і лужними базальтами, рідше – пікритами, базанітами, нефелінітами, трахібазальтами, адакітами, тефритами, лімбургітами тощо.

Як з'ясовано за елементами-домішками [13], усі ці породи мають глибинне мантійне походження, проте в кожному окремому випадку дослідники дають своє генетичне пояснення. Це може бути або деплетована мантія (вихід Нюград-Новоград), або метасоматично збагачена водою й елементами-домішками верхня частина мантії (Штиренський басейн), або навіть нижня частина літосфери (Банат) і астеносферний шар (Балатон). Форма виявлення – діапіри-плюми. У Штирії виявлено типові діатреми діаметром 0,5–2,0 км, заповнені пірокластиком лужних базальтів, туфами й осадовими породами. Вулканіти збагачені леткими компонентами, водою і належать до фреатомагматичного типу еруптивних порід. Зазначимо, що в цих діапірах завжди наявна велика кількість ксенолітів лерцолітів, гарцбургітів, флогопітових перидотитів мантійного складу.

З урахуванням нових даних щодо магматизму Українських Карпат [5–7] і всього регіону Панкардії [12, 13] нижче наведено уточнену схему еволюції магматизму досліджуваного регіону (див. таблицю).

Закарпатський, угольський, рахівсько-чивчинський комплекси зачислені до офіолітової асоціації, яка, як з'ясовано сучасними дослідженнями океанічного дна, утворилася в геодинамічних умовах спредингу. За геотектонічним положенням ця асоціація відповідає серединно-океанічним хребтам, рідше незрілим острівним дугам або задуговим рифтам. У нашому випадку базальтоїди офіолітової асоціації відповідають виплавленням недеплетованої мантії і, можливо, належать до рифтових утворень типу рифту Червоного моря. Час утворення трогів і магматизму ($T-K_1$) відповідає періоду формування глобального мезозойського офіолітового поясу Європи від Альп, Апеннін до Кавказу, що пов'язаний з широтним розкриттям Мезотетису [9].

Головні події відбувались південніше досліджуваного регіону внаслідок переміщення частин материкових мас Африки й Індії під південну окраїну Євразійського континенту з утворенням вулканічної дуги Понтид, а тектономагматичні процеси Панкардії були їхнім пасивним відображенням. Ці геологічні процеси тривали приблизно 60–90 млн років і завершилися зближенням літосферних плит, закриттям трогів, стисненням породних мас, затуханням магматизму.

Пізніше протягом 60–70 млн років відбувався практично амагматичний етап формування континентальної кори, він охопив верхню крейду–палеоген.

Кайнозойський, переважно міоценовий вулканізм, пов'язаний з колізією, охопив період близько 10–20 млн років. Для надходження магма використовувала зони

розломів, які виникали в процесі колізії. Поступове розкриття розломів, їхнє заглиблення привело до виникнення магматичних вогнищ спочатку в гранітній частині континентальної кори (ріодацитова формація), пізніше в базальтовій (андезитова формація), що визначило антидромність магматизму.

Еволюція альпійського магматизму Панкардії

Вік	Комплекси	Породи	Формація (серія)	Тип магматизму	Ступінь диференціації	Осередок магми	Геодинамічний режим	
N_2-Q	Штіренський	Пікрити, сублужні базальти	Трахібазальтова	Континентальний	Еруптивний	Малий	Верхня мантія	Гарячі точки
N_{pp-N_2}	Вигорлат-гутинський	Базальти, андезитобазальти, андезити, ріоліти, дацити	Андезитова (толейтова, вапнистолужна)		Ефузивний	Сильний Si, Ca → Al, Fe	Кора	Постколізійний
N_{1db}	Доробратівський	Андезитобазальти, андезити, туфи ріодацитів, ріолітів	Ріодацитова (К-Na – вапнистолужна)		Експлозивний	Середній	Кора	Колізійний
N_{1sm}	Новоселицький							
K_2-P	Телефеїрідна домішка у фліші							
K_1	Тростянецький	Базальти, андезитобазальти, трахіти	Базальт-трахітова (К-Na – сублужна, К – сублужна)	Субконтинентальний	Сильний Mg, Fe, Ca → Si, Na, K	Верхня мантія + кора	Рифтогенний	
	Вульховичський	Трахідолерити						Немає
T_3-J	Закарпатський	На базальти, діабазы	Натрієвих базальтів (толейтова)	Океанічний	Середній Mg, Ca → Si, Na, Fe ³⁺	Верхня мантія	Пасивний рифтогенний	
	Рахівсько-чивчинський	Плагіобазальти, лерцоліти, діабазы	Ультрамафітова					
	Угольський		Офіолітова асоціація					
T_2	Закарпатський	Пікритові туфи	Ультрамафітова	Континентальний	Немає	Верхня мантія	Внутрішньооплитний	

Пліоцен-плейстоценові лужні базальтоїди (лужні базальти, базаніти, нефелініти, шошоніти, тефрити, адакіти та ін.) у вигляді малих тіл, розсіяних у межах Панкардії, належать до еруптивних фреатомагматичних утворень, безпосередньо пов'язаних з речовиною мантії. Вони містять численні ксеноліти шпінелевих лерцолітів, дунітів, горнблендітів, флогопітових перидотитів, глімеритів тощо, що свідчить про гетерогенний склад верхньої мантії, а наявність флогопіту, рогової обманки – про роль флюїдних потоків у процесі. Цей вулканізм має вік 10,0–0,2 млн років і ще глибинніший генезис – близько 100–200 км. Припускають [3], що утворення лужних магм можливе на глибині 100–1 200 км у межах нижньої мантії.

Лужні породи Панкардії вписуються в Африкано-Атлантичну провінцію як дискретний тип плюмового вулканізму. Ці магми, маючи невеликі об'єми на поверхні Землі у формі діапїрів або “гарячих точок” і явно мантійний генезис, підживлюються флюїдними потоками ще глибиннішого походження. Лужний магматизм характеризує стан глибинної динаміки Землі сучасної епохи й може належати як до кінцевої фази магматизму, так і до початку активізації глибин Землі.

Отже, послідовність альпійського магматизму Панкардії в контексті з геодинамічними режимами має таку схему: пасивний рифтинг – колізія – постколізія – “гарячі точки” на континенті. Зміна геодинамічних режимів, імовірно, була визначена конвекцією глибинної речовини Землі.

1. *Грачев А.Ф., Добржинецкая Л.Ф.* Структурная анизотропия мантийных ксенолитов из неогеновых вулканитов Центральной Европы и ее значение для интерпретации азимутальной сейсмической анизотропии литосферы // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М., 1987. С. 178–193.
2. *Данилович Л.Г.* Магматизм Карпат и вопросы геодинамики // Геология и геохимия горючих ископаемых. 1975. № 2. С. 3–13.
3. *Когарко Л.Н., Хаин В.Е.* Щелочной магматизм в истории Земли: опыт геодинамической интерпретации // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 677–679.
4. *Ломизе М.Г., Плошко В.В.* К петрографии гипербазитовой формации Восточных Карпат // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 5. С. 441–447.
5. *Ляшкевич З.М., Альохіна М.О.* Про активність неогенового вулканізму Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин. 2003. № 2. С. 46–52.
6. *Ляшкевич З.М., Варичев А.С., Ткач В.Н.* Клинопироксены мезозойских вулканитов Украинских Карпат как индикаторы геодинамической обстановки магматизма // Минерал. журн. 1995. Т. 17. № 5. С. 40–45.
7. *Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З.* и др. Тектоно-магматическая эволюция Карпат. К., 1995.
8. *Москалева В.Н., Мошкин В.Н., Порошин Е.Е., Станкевич Е.К.* Парагенезисы магматических формаций – индикаторы глубинных процессов // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск, 1986. С. 16–20.
9. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника: Альпийский средиземноморский пояс. М., 1984.
10. *Radulescu D.P., Sandulescu M.* The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians // Tectonophysics. 1973. Vol. 16. N 2. P.155–161.
11. *Savu H.* Ophiolitic rocks and other initial magmatites in the Carpathians // Ofioliti. 1980. N 1. P. 97–103.
12. *Seghedi I., Dawnes H., Pecskay Z.* et al. Magmagenesis in Subduction – related post-collisional volcanic arc segment: the Ukrainian Carpathians // Lithos. 2001. Vol. 57. P. 237–262.
13. *Seghedi I., Dawnes H., Szakacs A.* et al. Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis // Lithos. 2004. Vol. 72. P. 117–146.

**THE ROLE OF ACADEMICIAN V. SOBOLEV
IN PETROLOGIC INVESTIGATIONS OF THE CARPATHIANS
AND MODERN IDEAS OF MAGMATISM OF THE REGION**

Z. Lyashkevych

*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NASU
Naukova St. 3a, UA – 79053 Lviv, Ukraine
E-mail: igggk@ah.ipm.ua*

The paper presents the principal scientific achievements of academician V. Sobolev during the Lviv period of life (1945–1958). General scheme of the Carpathians Alpine magmatism evolution is given. Three phases of magmatism have been distinguished: ultrabasic, basic (Mesozoic), medium-acid (Cainozoic) and alkaline basaltoid (Pliocene–Pleistocene). On the basis of petrochemical features it was possible to determine types, differentiation degree of magmas, position of the source and corresponding geodynamic situation: passive rifting – collision – post collision – “hot points” in the continent.

Key words: magmatism, geodynamics, petrochemistry, pyroxenes, xenoliths, Carpathians.

Стаття надійшла до редколегії 15.06.2008

Прийнята до друку 30.10.2008