

УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ В СТРУКТУРІ ПАНКАРДІЇ (магматизм і геодинаміка)

Проаналізовано особливості різновікових магматичних комплексів разом з іншим геолого-геофізичним матеріалом, що дало можливість реконструювати послідовність формування структури як Панкардії загалом, так і Українських Карпат зокрема, від початку мезозою до кінця кайнозою.

Ключові слова: магматизм; геодинаміка; Панкардія; Українські Карпати.

Вступ

Панкардія – це скорочена назва регіону, що охоплює Паннонію, Карпати і Динариди. Він розташований на території низки країн Східної і Південно-східної Європи – України, Польщі, Словаччини, Угорщини, Румунії та інших і охоплює різні географічні елементи.

Українські Карпати є його невід'ємною складовою і настільки тісно з ним пов'язані, що багато питань їхньої будови та історії розвитку неможливо зрозуміти у відриві від будови і розвитку всієї Панкардії загалом.

Це один із найскладніших і найцікавіших з точки зору тектоніки регіонів світу. Його кільцеподібна форма задала немало загадок геологам, і на його прикладі опробувалася не одна геотектонічна гіпотеза, але й досі він привертає увагу дослідників, і досі точаться дискусії щодо багатьох геологічних проблем. Ні в кого не викликає сумніву, що альпійська еволюція цього регіону почалася у ранньому мезозої, але відразу виникають суперечки, коли постають питання, яка структура передувала альпійській, як закладалась альпійська геосинкліналь, була вона успадкованою чи новоутвореною, що зумовило подальший сценарій її розвитку, на якій основі формувался фліш, автотонною чи алохтонною є сучасна континентальна кора Паннонії, які рушійні сили були провідними під час формування структури Панкардії, які особливості притаманні магматичній складовій альпійських комплексів і як вони можуть бути інтерпретовані тощо.

Зв'язок магматизму з тектонікою є незаперечним, причому, як зараз відомо, різні складові магматичних утворень виникають переважно за певних геодинамічних процесів і тектонічних ситуацій, тим самим даючи можливість реконструювати ці процеси і ситуації в геологічній історії регіонів значно впевненіше, ніж на основі аналізу лише осадових комплексів.

Різні питання проблеми взаємозв'язку магматизму і геодинаміки Українських Карпат ми вивчаємо вже довгий час [Ляшкевич, 2007, 2012, 2013; Ляшкевич, Альохіна, 2003; Ляшкевич, Яцожинський, 2004; Медведєв, 1979, 1990, 1992, 1992а; Медведєв, Варичев, 2000; Павлюк, Медведєв, 2004, 2007, 2013; Тектоно-..., 1995; Ljashkevich, 1995; Ljashkevich et al., 1998; Pavljuk, Medvedev, 2006, 2008], постійно порівнюючи і корелюючи наш

матеріал з даними по всій Панкардії. У результаті склалися певні уявлення, підсумувати які можна так.

Мезозойський магматизм і геодинаміка

У Карпатському регіоні України відомі магматичні комплекси різного складу і різного віку – мезозойські та кайнозойські (рис. 1).

Мезозойські магматичні утворення поширені в кількох районах у фундаменті Закарпатського прогину, де вони розкриті рядом свердловин, і на південному схилі складчастих Карпат, де вони простежуються у природних відслоненнях у Пієнінській і Мармароській зонах скель, у зонах насувів Мармароського масиву на Рахівську зону та Буркутської зони на Красношорську, Свидовецьку і Чорногорську. За особливостями розташування, а також за петрохімічними та геохімічними ознаками, зумовленими різною їх природою, мезозойські магматичні породи поділяються на декілька комплексів: закарпатський, вувльовчицький, угольський, рахівсько-чивчинський і тростянецький.

Породи *закарпатського комплексу* (T_2-K_1) поширені у Закарпатському прогині і представлені головню базальтами і діабазами (T_3-K_1), що перемежовуються з карбонатними, теригенними і тефроїдними утвореннями. Крім того, в районі м. Мукачеве (св. Мукачеве-1) ми виявили і описали ультрамафітові пікритові туфи ($T_2?$), а у кепроках соляних штоків поблизу м. Солотвина були знайдені (Г. Сиван) уламки пікритів.

Базальти і діабазиди відповідають породам сублужного ряду, характеризуються високою залізистістю, помірною або дещо підвищеною глиноземистістю, а за фемічністю належить до мезократових порід. Загалом для них характерна натрієва і калій-натрієва серіальність, вони є толейтовими і подібні до магматичних утворень, що формуються на корі океанічного типу. Розподіл елементів-домішок, нормований до їх вмісту в базальтах серединно-океанічних хребтів (MORB), характеризується збідненням цих порід елементами групи заліза, крім ванадію, вміст якого майже відповідає еталону, та збагаченням свинцем і некогерентними літофільними елементами, особливо рубідієм, ніобієм, торієм, барієм, цирконієм, стронцієм.

Пікритові туфи закарпатського комплексу мають літокристалокластичну структуру. Уламки кристалів різної форми та розмірів (від 0,4 до 4,5 мм)

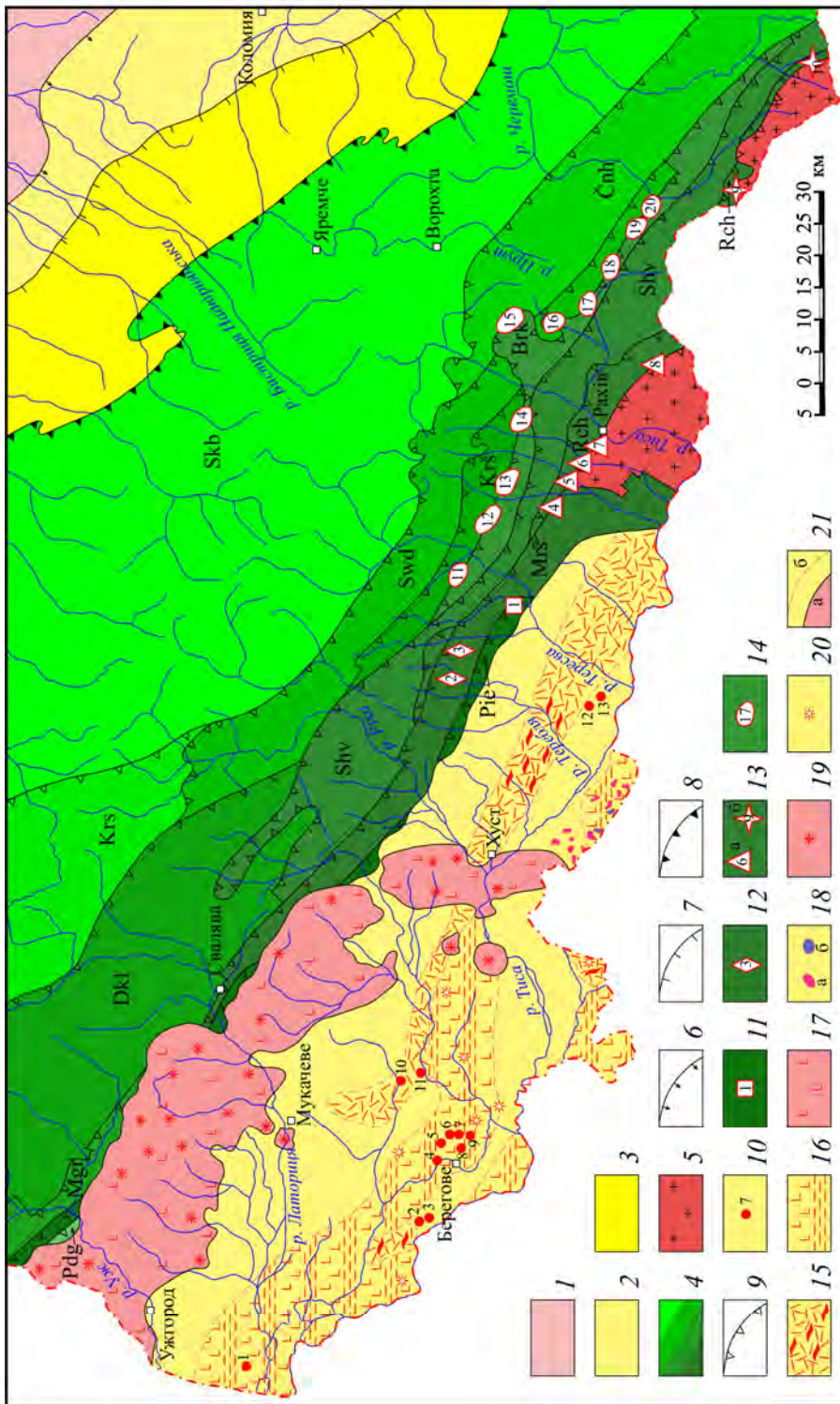


Рис. 1. Магматичні комплекси в структурі Українських Карпат

1 – Східноєвропейська платформа; 2 – автохтонні моласові прогини; 3 – Внутрішня (алохтонна) зона Передкарпатського прогину; 4 – алохтонні зони Карпат: Skb – Скибова, Krs – Кросненська, Swd – Свідловська, Csh – Черногорська, Krs – Красногорська, Dkl – Дукаїнська, Mgt – Магурська; Bvk – Бурукутська, Shv – Сухівська, Rch – Рахівська; Pie – Пенінська, Mts – Мармароська, Pdg – Підгальська; 5 – Мармароський масив; 6 – північно-східна границя Передкарпатського прогину; 7 – північно-східна границя Внутрішньої зони Передкарпатського прогину (Стебницький насув); 8 – Береговий насув Карпат; 9 – границя Карпатських зон; 10–14 – місця розташування порід мезозойських магматичних комплексів: 10 – Закарпатського (цифрами позначені свердловини: 1 – Чоп-4, 2 – Бегань-405, 3 – 17-Т, 4 – 1703, 5 – 1702, 6 – 1332, 7 – 1331, 8 – 952, 9 – Куцля-8, 10 – Зауж-2, 11 – Мукачеве-1, 12 – Тересва-5, 13 – Тересва-13); 11 – вульфовичського; 12 – угольського; 13 – рахівсько-чивчинського (а – рахівського підкомплексу, б – чивчинського підкомплексу); 14 – тростянецького (цифрами на карті позначені місця відслонення: 1 – г. Великий Камінець, пот. Вульховчик, 2–3 – р.р. Велика і Мала Угольки, 4 – пот. Риноватий, 5 – р. Середня, 6 – р. Косівська, 7 – пот. Кам'яний потік, 8 – пот. Радомір, Маргетула, Кваєний, 9 – г. Чивчин, 10 – р. Сарата, 11 – р. Красношора, 12 – р. Мала Шопурка, 13 – р. Косівська, 14 – пот. Тростянець, 15 – г. Петрос, 16 – полонина Рогітська, 17 – р. Говерла, 18 – пот. Лемський, 19 – пот. Гропенець, 20 – р. Випчичка); 15–17 – мілоценові магматичні комплекси: 15 – новоселицький комплекс кислих туфів (а) та ігнімбритів (б) (баденій); 16 – доробратівський вулканогенно-осадовий комплекс (сармат); 17 – вигорлат-гутицький комплекс (палеоген-палеоцен); 18 – інтрузії (а – кислі, б – основні); 19 – вулканічні центри; 20 – поховані вулканічні центри; 21 – границі розповсюдження магматичних комплексів (а – на поверхні, б – поховані).

представлені діопсид-авгітом. Подекуди трапляються лусочки біотиту, уламки вулканічного скла, базальтів. Для пікритів характерна повна відсутність плагіоклазу. Цементуюча маса, яка складається з мікроуламків піроксену і вулканічного скла, заміщена хлоритом, лейкоксеном, епідотом і рудним пілом.

За вмістом лугів туфи належать до нормального ряду і є помірно глиноземистими меланократовими породами, значення коефіцієнта фракціонування яких не перевищує 56 %. Порівняно з пікритовим еталоном вони характеризуються нормальним розподілом скандію, кобальту, ітрію, невисокими концентраціями хрому та нікелю, які за своїми значеннями наближаються до середнього вмісту цих елементів в основних породах, дещо збагачені ванадієм та цинком (їх концентрації перевищують еталон приблизно вдвічі) і значно збагачені свинцем та літофільними елементами – стронцієм, барієм, рубідієм, цирконієм, ніобієм, торієм.

Сама наявність пікритових туфів і лав свідчить про високий ступінь плавлення мантії речовини на великих глибинах під потужною літосферою. Для уточнення палеотектонічної обстановки формування цих порід було проведено аналіз хімічного складу клінопіроксенів пікритових туфів, що представлені винятково діопсид-авгітами. Вони характеризуються дещо підвищеним вмістом оксидів Al, Ti, загального заліза та зменшеним Si і Mg, належать до лужних різновидів, що загалом свідчить про внутрішньоплитий характер вкорінення пікритової магми.

Магматичні породи *вуховчицького комплексу* (K_1) відслонюються в районі пот. Вуховчик та г. Великий Камінець у П'єнінській зоні і представлені винятково трахідолеритами, що проривають покривельну частину крупного блоку верхньоюрських вапняків. Трахідолерити є типово лужними, помірно глиноземистими, мезократовими породами, коефіцієнт фракціонування яких сягає 80 %. Породам властивий високий вміст калію (від 3 до 6 %), за співвідношенням K_2O/Na_2O вони належать до калієвої серії і відповідають типовим магматичним утворенням енсиалічних областей. Порівняно з іншими мезозойськими магматичними комплексами Українських Карпат для них характерні дуже низькі концентрації ферімагнезійних елементів та високі – літофільних елементів. Відносно еталону MORB вони дуже збіднені хромом, нікелем, скандієм (причому вміст хрому – найбільш тугоплавкого елемента ферімагнезійної групи – майже у 50 разів нижчий за норму) та збагачені стронцієм, цирконієм, ніобієм, барієм.

Угольський комплекс (T_3-K_1) об'єднує магматичні породи Мармароської зони скель, головним чином басейну рік Велика і Мала Угольки. Основними типами порід є серпентинізовані шпінелєві лерцоліти і діабазі, які всюди знаходяться в алохтонному заляганні, на значній відстані від місць свого утворення і складають лінзи, пластини (розмірами до 300 м), брили і уламки.

Гіпербазити басейну рік Великої і Малої Угли, Тевшака представлені крупнозернистими серпентинізованими лерцолітами і серпентинітами. У лерцолітах головними породоутворювальними мінералами є олівін, ромбічний та моноклінний піроксен. Олівін, практично повністю заміщений серпентином, становить приблизно 50 % породи і належить до форстериту з вмістом фаялітового компоненту 8–11 %. Ромбічний піроксен – енастит ($FeSiO_3$ до 10 %) зберігся краще, але у деяких випадках повністю перетворений на баститові псевдоморфози. Моноклінний піроксен – діопсид-авгіт з домішкою жадеїту – утворює окремі зерна розміром до 0,4 мм та вrostки у ромбічному піроксені. Рідко трапляється акцесорна шпінель золотисто-жовтого кольору, діагностована як магнезійно-залізна різновидність – ферріан.

Для гіпербазитів вміст ферімагнезійних елементів корелюється з еталоном для ультраосновних порід, лише концентрація ванадію (110 г/т) дещо вища. Загалом породи збіднені літофільними елементами, за винятком Ва (46 г/т).

Висока магнезійність олівіну, піроксенів, наявність у клинопіроксені жадеїтового компоненту, присутність шпінелі, співвідношення у первинних мафічних мінералах $Cr/Ti=1,9$, $Mg/Fe=4,3$ – ці ознаки відповідають шпінелєвому лерцоліту Чеського Середньогір'я, який у вигляді ксенолітів трапляється у постпліоценових лавах лужних базальтів [Грачєв, Добржинецкая, 1987]. Відомо, що шпінелєвий лерцоліт – найпоширеніший тип порід верхньої мантії Європи [Downes, 1993].

Серпентиніти на 50–80 % складаються із мінералів групи серпентину (бастит, хризотил, антигорит), хлориту, кальциту (5–8 %), магнетиту (до 10 %). Структура порід петельчаста, часто брекчієва.

Лерцоліти належать до перидотитів нормального ряду і є низькозалістими, низькоглиноземистими, меланократовими породами. За особливостями хімізму вони відповідають альпінотипним гіпербазитам, які відзначаються заниженими значеннями SiO_2 , Na_2O , K_2O , TiO_2 , помірними – FeO^* та підвищеними MgO і подібні до ультраосновних утворень дна океану. Вміст ферімагнезійних елементів дуже добре корелюється з еталоном ультраосновної породи і відрізняється лише дещо підвищеною концентрацією ванадію, яка є дуже близькою до еталону верхньої мантії. Породи загалом збіднені літофільними елементами, за винятком барію і торію, підвищений вміст яких слід пов'язувати із значним ступенем заміщеності порід.

У діабазіах угольського комплексу основними мафічними мінералами є гіперстен і діопсид-авгіт. Приблизно однаковий вміст анортиту і альбіту в плагіоклазі. Кількість кварцу незначна (до 10 %). Діабазі – мезократові породи нормальної лужності, дещо підвищеної залістості, помірно глиноземисті. Вони належать до толейтової серії, є суттєво натрієвими і можуть бути ототоженні з магматичними утвореннями енсиалічних областей. Порівняно з еталоном MORB вони виявляють

тенденцію до збагачення ванадієм, цинком, свинцем, ураном, елементами літофільної групи і збіднення хромом, нікелем і міддю.

Асоціація порід угольського комплексу за всіма петрогенними ознаками зіставляється з магматичними породами гір Рареу-Хегимаш та Південних Карпат, котрі зараховують до офіолітів [Russo-Sandulescu et al., 1979].

Усі відшарування *рахівсько-чивчинського комплексу* (T_3-K_1) тяжіють до зони насуву Мармароського масиву на фліш Рахівської зони і простежуються в басейні р. Сарата, Чивчинських горах, в басейнах потоків Квасний, Радомир, Маргетул, Кам'яний потік, рік Середня, Косівська, М. Шопурка. Порооди представлені переважно мигдале-кам'яними базальтами і діабазами. Крім того, в басейнах рік Сарата і М. Шопурка (пот. Риноватий і пот. Тевшак) відомі відслонення ультраосновних порід. Зрідка трапляються (пот. Квасний, пот. Перкалаб) тіла габро-діабазів і габро-лабрадоритів.

Ультраосновні породи ідентичні гіпербазитам угольського комплексу. Базити зараховують до базальтоїдів нормального і сублужного рядів. Вони характеризуються високими залізистістю та глиноземистістю, а за значенням фемічності є мезократовими. Більшість порід комплексу належить до толеїтової, а за співвідношенням K_2O/Na_2O – до натрієвої, значно рідше – до калій-натрієвої серії.

Петрохімічні особливості дали змогу виділити у складі комплексу два підкомплекси – рахівський, представлений сублужними натрієвими і калій-натрієвими базальтоїдами, і чивчинський, складений породами нормальної лужності, переважно натрієвої серії. Формування комплексу відбувалося на корі океанічного типу, породи чивчинського підкомплексу за хімічним складом тяжіють до утворень спредінгових зон, тоді як у складі порід рахівського підкомплексу відчувається вплив сіалічного матеріалу. Розподіл елементів-домішок у базальтоїдах комплексу є дуже подібним до їх розподілу в породах закарпатського і угольського комплексів. Відносно еталону MORB ці породи дещо збіднені ферімагнетизальними елементами, за винятком ванадію, та збагачені цинком, свинцем, ураном і всіма літофільними елементами, особливо рубідієм, барієм, торієм, стронцієм.

Клінопіроксени базальтів та діабазів належать до діопсид-авгітів. За вмістом оксидів Si, Ti, Al вони є дуже близькими до клінопіроксенів з толеїтів спредінгових зон і відрізняються лише заниженим вмістом загального заліза та підвищеним хрому. Загалом за хімічним складом вони подібні до клінопіроксенів з вулканічних порід комплексу Сарвашко (гори Бюкк, північно-східна Угорщина), які вважаються фрагментами мезозойської офіолітової асоціації.

Утворення *тростянецького комплексу* (K_1) пов'язані з регіональним насувом Буркутської зони на Красношорську, Свидовецьку і Черногорську зони. Найбільші виходи ефузивів спостерігали в пот. Тростянець і на полонині Рогнеска

(південний схил г. Петрос), де лавові потоки чергуються з кластолавами, кількість яких вгору по розрізу збільшується. Вся товща пронизана серією паралельних дайок трахітів.

Відмінною рисою цього комплексу є його диференційованість: він представлений базальтами, андезитобазальтами сублужного ряду і трахітами. Породам властивий високий коефіцієнт фракціонування, вони є високоглиноземистими, лейкократовими, рідше мезократовими. Більшість порід комплексу належить до калій-натрієвої серії і є типовими магматичними утвореннями енциклічних структур, лише андезитобазальти г. Петрос за співвідношенням K_2O/Na_2O ($<0,1$) є суттєво натрієвими і наближаються до порід енциклічних областей. За геохімічними особливостями магматичні породи комплексу відрізняються від порід комплексів, що описано вище. Привертає увагу ще більша збідненість елементами групи заліза, передовсім ванадієм і хромом, та збагаченість літофільними елементами, особливо барієм, рубідієм, ніобієм. Характерним є також досить високий вміст урану (в окремих випадках до 3 г/т). Основні породи комплексу, нормовані до MORB, демонструють тренд від низьких концентрацій хрому, нікелю, скандію, ванадію до високих – цирконію, ніобію, барію, рубідію, торію.

Проведені дослідження дали змогу встановити близькість хімічного складу основних порід рахівсько-чивчинського, угольського і закарпатського комплексів. Це переважно базальтоїди нормального, іноді сублужного рядів, толеїтові, з вираженою натрієвою, значно рідше калій-натрієвою серіальністю. Загалом для них характерна тенденція до збіднення елементами ферімагнетизальної групи, зокрема хромом, скандієм, кобальтом, та збагачення некогерентними літофільними елементами, передовсім рубідієм, стронцієм, цирконієм, ніобієм, барієм, торієм. Вони належать до магматичних утворень енциклічних областей і за своїми петро- та геохімічними ознаками близькі до океанічних толеїтів, однак збідненість базальтоїдів елементами групи заліза та збагаченість літофільними елементами не дають змоги ототожити ці утворення з деплетованими базальтами серединно-океанічних хребтів. Найімовірніше, що вони утворилися в умовах розсіяного спредінгу за рахунок невиснаженої мантії, яка лише частково зазнала диференціації. Деяке підвищення лужності в базальтоїдах рахівського підкомплексу і закарпатського комплексу найімовірніше є наслідком асиміляції континентальних детритів на площі генерування океанічної літосфери.

Гіпербазити угольського комплексу за характером розподілу елементів-домішок дуже близькі до еталону верхньої мантії, що свідчить про їх мантійну природу. Цей висновок підтверджується і результатами вивчення первинних мафічних мінералів. За особливостями їх складу (висока магнетизальність олівіну і піроксену, наявність у клінопіроксені жадеїтової компоненти), а також присутністю акцесорної шпінелі і значеннями

співвідношень $Cr/Ti=1,9$ та $Mg/Fe=4,3$ гіпербазити відповідають типовому лерцоліту верхньої мантії. Як ми встановили, температура останньої мінеральної рівноваги у парагенезисі клінопіроксену і ортопіроксену становила $940^{\circ}C$, тобто була набагато нижчою за температуру плавлення лерцоліту, але достатньою для термального впливу на вміщуючі породи, що і спостерігається у приконтатних зонах. Логічно зробити висновок, що маємо справу з фрагментами речовини верхньої мантії, які у твердому стані були виведені на поверхню у вигляді протрузій.

Подібні породні комплекси (перидотити, серпентиніти, океанічні пілоулави, кумуляти, габро, габродолерити, долерити та ін.) відомі і в інших районах Панкардії: у розрізах Пеннінської зони Західних Альп, а також уздовж західного узбережжя Апеннінського півострова до широти острова Ельба, в горах Бюкк (комплекс Сарвашко і Дарно-Хеги) та горах Словацький Карст і Словацькі Рудні гори, у Трансільванських покривах Мармароського масиву в Румунії, Северинській зоні Південних Карпат, в горах Південні Апусені, у Вардарській та Офіолітовій зонах Динарид, утворюючи так офіолітовий пояс, що майже суцільним кільцем оконтурює центральну ділянку Панкардії, і частиною якого є магматичні утворення Українських Карпат (рис. 2).

Магматичні породи тростянецького та вульховчицького комплексів відрізняються від інших мезозойських магматичних утворень регіону вищим вмістом літофільних елементів, зокрема барію, стронцію, цирконію, ніобію, та низькими концентраціями хрому, нікелю, скандію, ванадію, що може пояснюватися участю в їх становленні матеріалу континентальної кори. Вулканіти тростянецького комплексу, яким властиві підвищений ступінь диференціації, сублужний характер, калій-натрієва серіальність і підвищена глиноземистість, належать до енсиалічних утворень, формування яких відбувалося на стоншеній континентальній корі, а присутність у складі комплексу суттєво натрієвих толейтових утворень (андезитобазальти г. Петрос) треба пояснювати наявністю ділянок з повною відсутністю гранітно-метаморфічного шару. І навпаки, виникнення лужних висококалієвих трахідолеритів вульховчицького комплексу слід пов'язувати з потужним блоком континентальної кори.

Так, результати петрохімічних, геохімічних і мінералогічних досліджень показали, що мезозойські магматичні утворення Українських Карпат – це не одноманітний генетично єдиний набір порід (океанічний чи континентальний), а фрагменти різних за походженням комплексів, кожний з яких утворився у певній, відмінній від інших тектонічній обстановці на корі різного типу: континентальній (вульховчицький комплекс, пікритові туфи і лави закарпатського комплексу), субконтинентальній (тростянецький комплекс) і океанічній (закарпатський, угольський та рахівсько-чивчинський комплекси), тобто в ранньому мезозої суцільного гранітно-метаморфічного шару тут вже не було на відміну від пізнього палеозою,

коли цей шар існував на всій території Панкардії [Медведєв, Варичев, 2000; Павлюк, Медведєв, 2004]. З усього цього випливає висновок, що ранньоальпійська структура території Карпат не є успадкованою від попередніх етапів, а утворилася в результаті деструкції на початку мезозою раніше сформованої гранітно-метаморфічної кори.

Спираючись на висновок про особливості магматичних комплексів, жоден з яких не може бути повною мірою ототожнений з утвореннями серединно-океанічних хребтів, враховуючи положення вулканітів у сучасній структурі регіону і їх співвідношення з тектонічними одиницями Карпат, а також беручи до уваги склад екзотики і її розподіл в осадових породах, ми спробували визначити місця первинного розташування ранньоальпійських комплексів і реконструювати основні елементи структури цієї території на той час, щоб оцінити характер і ступінь деструкції перед тим сформованої континентальної кори (рис. 3).

Як свідчать петрохімічні, геохімічні і мінералогічні властивості магматичних порід, на території сучасного Закарпаття виявилися суміщеними утворення, що характеризують різко відмінні тектонічні обстановки: пікритові туфи і лави свідчать про потужну континентальну літосферу на початку розколу, базальти і діабазы Na-толейтової серії формації натрієвих базальтів – про існування потоншеної літосфери і новоутвореної океанічної кори, що сформувалася внаслідок розсіяного спредингу в енсиалічному трозі (Меліатсько-Закарпатсько-Муреському). Так само в енсиалічному трозі, але вже в іншому (Трансільванському), утворився угольський комплекс ультрабазитів і Na-толейтових діабазів. Цей трог відокремлювався від першого блоком континентальної кори, про існування якого свідчать висококалієві трахідолерити вульховчицького комплексу, а також деякі інші дані, зокрема екзотичні уламки кристалічних порід цього блоку, що в подальшій історії проявив себе як Північнопієнінська кордільєра [Чернов, 1977, 1984].

У цьому ж трозі, тільки південно-східніше, утворився і рахівсько-чивчинський комплекс. Детальне обґрунтування подібної реконструкції ми навели в роботі [Медведєв, Варичев, 2000].

Диференційований тростянецький комплекс, породи якого належать до калій-натрієвої серії базальт-трахітової формації, фіксує собою існування у ранній крейді енсиалічного трогоу (Рахівсько-Северинського), що розташовувався паралельно до перших двох на північний схід від Мармароської кордільєри. Цей трог мав потоншену континентального типу кору місцями з енсиалічними зияннями (на що вказують андезитоба-зальти г. Петрос) і простягався з нашої території далеко на південний схід у Південні Карпати [Sandulesku, 1975], поступово розкриваючись у цьому напрямку і втрачаючи континентальну кору, про що свідчить зміна характеру магматизму на океанічний.



Рис. 2. Розташування офіолітового комплексу на території Панкардії

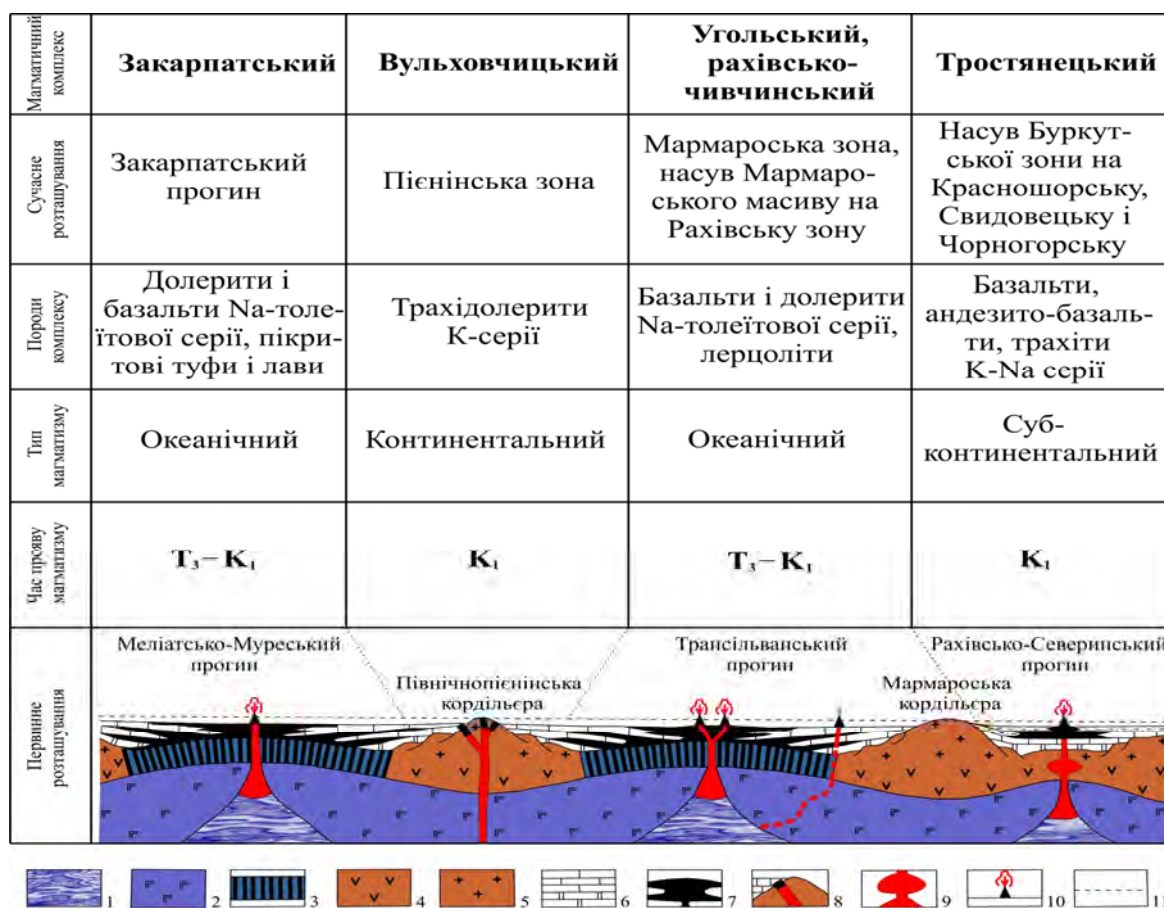


Рис. 3. Магматизм і будова літосфери Карпатського регіону на ранньоальпійському етапі

Верхня мантія. 1 – астеносфера (підплавлений шпінелевий лерцоліт); 2 – перидосфера (шпінелевий лерцоліт, зустрічаються також верліти, гарцбургіти, піроксеніти).

Земна кора. 3 – кора океанічного типу (габро-серпентинітовий шар); 4-5 – кора континентального типу: 4 – нижня (“базальтова”) кора (габро, габро-норити, габро-піроксеніти, анортитові норити, анортитові піроксеніти, гіперстенові анортозити, горнблендіти), 5 – верхня (“гранітно-метаморфічна”) кора (граніти, гранат-біотитові, плагіоклазові та інші гнейси, амфіболові сланці); 6 – ранньоальпійські осадові комплекси; 7 – магматичні ефузивні комплекси; 8 – магматичні гіпабісальні утворення; 9 – магматичні осередки, підвідні канали, проміжні камери; 10 – прояви вулканічної діяльності; 11 – водна поверхня.

Речовинний склад глибинних зон на підставі вивчення ксенолітів [Грачев, Добржинецкая, 1987; Молявко, Остафійчук, 1987; Lyashkevich et al., 1998].

Аналіз фактичного матеріалу, покладеного в основу цього варіанта, дає змогу не тільки скласти уявлення про палеоструктуру континентальної кори, але й оцінити переваги і вади різних геодинамічних моделей і визначитися у виборі провідних процесів і рушійних сил, під дією яких проходила деструкція пра-Карпат і закладення на їх місці геосинкліналі, а саме – віддати перевагу пасивному рифтингу.

Можливість пасивного рифтингу, його особливості, послідовність етапів, характер структур, що виникають на кожному з етапів, та кінцевий результат цього процесу вивчали багато дослідників як на реальних геологічних об'єктах (східна Бразилія і західний Габон, Мормонські гори, Ньюфаундленд, Шотландське нагір'я, Тирренське море та ін.) [Казьмин, 1990; Bartley, Wernicke, 1984; Ussami et al., 1986; Wernicke et al., 1985], так і за допомогою фізичного моделювання в лабораторних умовах [Борняков, 1992; Малкин, Шеменда, 1989; Шеменда, 1984].

Закладення первинних розколів, утворення на їх місці похилих транслітосферних розломів, розходження згодом розділених ними фрагментів плити, поступове руйнування гранітно-метаморфічного шару, виникнення нової океанічної кори – вся ця послідовність подій була реконструйована на підставі наявних геолого-геофізичних даних (рис. 4). Проведені ретроспективні побудови дали можливість відтворити кінцевий результат деструкції континентальної кори пра-Карпат, власне, до того моменту, з якого почався новий, принципово відмінний, флішовий етап розвитку альпійської геосинкліналі (рис. 5). Отримана картина дає змогу охарактеризувати ранньоальпійську структуру регіону як область дроблення (крашінгу) гранітно-метаморфічної кори, тобто як область, де ділянки з новоутвореною океанічною корою чергуються з континентальними блоками. Запропонований варіант реконструкції палеоструктури регіону ґрунтується на великому фактичному матеріалі по осадових і магматичних утвореннях того часу та добре узгоджується із загальною картиною будови Карпато-Балканського геосинклінального поясу.

Ця схема відображає ситуацію, що склалася у регіоні в середині пізньої юри, коли існували одночасно всі енсиматичні прогини, хоча і на різних стадіях розвитку. Зокрема, в Меліатському сегменті, східній частині Вардару і Офіолітовій зоні вже відбувалося скупчування океанічної кори і поступове їх закриття, у Муреському – субдукція, що супроводжувалася вапнисто-лужним магматизмом, а Рахівсько-Северинський (Сіретський) трог тільки почав розкриватися.

Крім асинхронності подій, привертає увагу і різний механізм закриття енсиматичних трогів. Поглинання океанічної кори внаслідок класичної субдукції з вапнисто-лужним магматизмом відбувалося лише в Муреському й Вардарському сегментах системи енсиматичних трогів. В інших місцях океанічна кора була або обдукована, або перекрита континентальними блоками внаслідок їх

проковзування по різних горизонтах, або, що нам здається найімовірнішим, була комбінація цих механізмів – так звана “крокодилова тектоніка”, або “тектоніка клинів”, коли окремі пластини океанічної кори насуваються на сусідні континентальні блоки, а решта її разом з нижньою частиною гранітно-метаморфічної кори підсувається (нагнітається за рахунок в'язко-пластичної течії) під них.

Подібний напрямок рухів різних частин кори Українських Карпат спостерігаємо і тепер [Назаревич, Назаревич, 2002; Nazarevych, Nazarevych, 2006].

Тільки так можна пояснити особливості структури Карпат, особливо появу так званого “шару Кука”, що являє собою речовину нижньої кори основного складу, перетворену на гранатові еклогити і грануліти у термодинамічних умовах, у які вона потрапила саме за рахунок в'язко-пластичного нагнітання. Утім, до початку пізньої крейди майже всі енсиматичні трогі так чи інакше були закриті, і всі наступні відклади формувалися на континентальній корі.

Ми наголошуємо на цьому, бо останнім часом у різних публікаціях проводиться ідея, що всі флішові комплекси формувалися на океанічній корі. Цьому, на нашу думку, суперечить як відсутність її фрагментів у решті Карпатських зон, так і речовинний склад геосинклінальних комплексів, представлених продуктами руйнування кордильєр (а саме вони були основним джерелом теригенного матеріалу), складених гранітно-метаморфічними комплексами. За рахунок руйнування океанічної кори такої кількості кварцевого матеріалу отримати неможливо. А звідси і різний підхід до визначення природи кайнозойського магматизму як регіону Українських Карпат, так і Панкардії загалом.

Кайнозойський магматизм і геодинаміка

Кайнозойські магматичні утворення на території Карпатського регіону України відомі лише в Закарпатському прогині, де вони розкриті численними свердловинами та виходять на поверхню у Вигорлат-Гутинському хребті (див. рис. 1).

За розташуванням, віком, петрографічними та петрохімічними ознаками тут виділяються три комплекси: новоселицький (баденій), доробратівський (сармат) і вигорлат-гутинський (сармат–паннон).

Новоселицький комплекс представлений виятково пірокластичними різновидами кислого складу – попеловими, пемзовими туфами, туфитами, ігнімбритами. Головний петротип – ріодацитовий туф – має досить сталий склад. Уламки займають у ньому 10–35 % об'єму, складені вони плагіоклазом (олігоклазом) і кварцом, меншою мірою калієвим польовим шпатом, окремими лусками біотиту, зернами рогової обманки, гіперстена, уламками вулканічного скла. Основна маса – попелова вітрокластична, значною мірою окварцована, карбонатизована. В туфитах міститься до 50 % домішок теригенного матеріалу. Пірокластична в них того самого складу, що і в туфах.

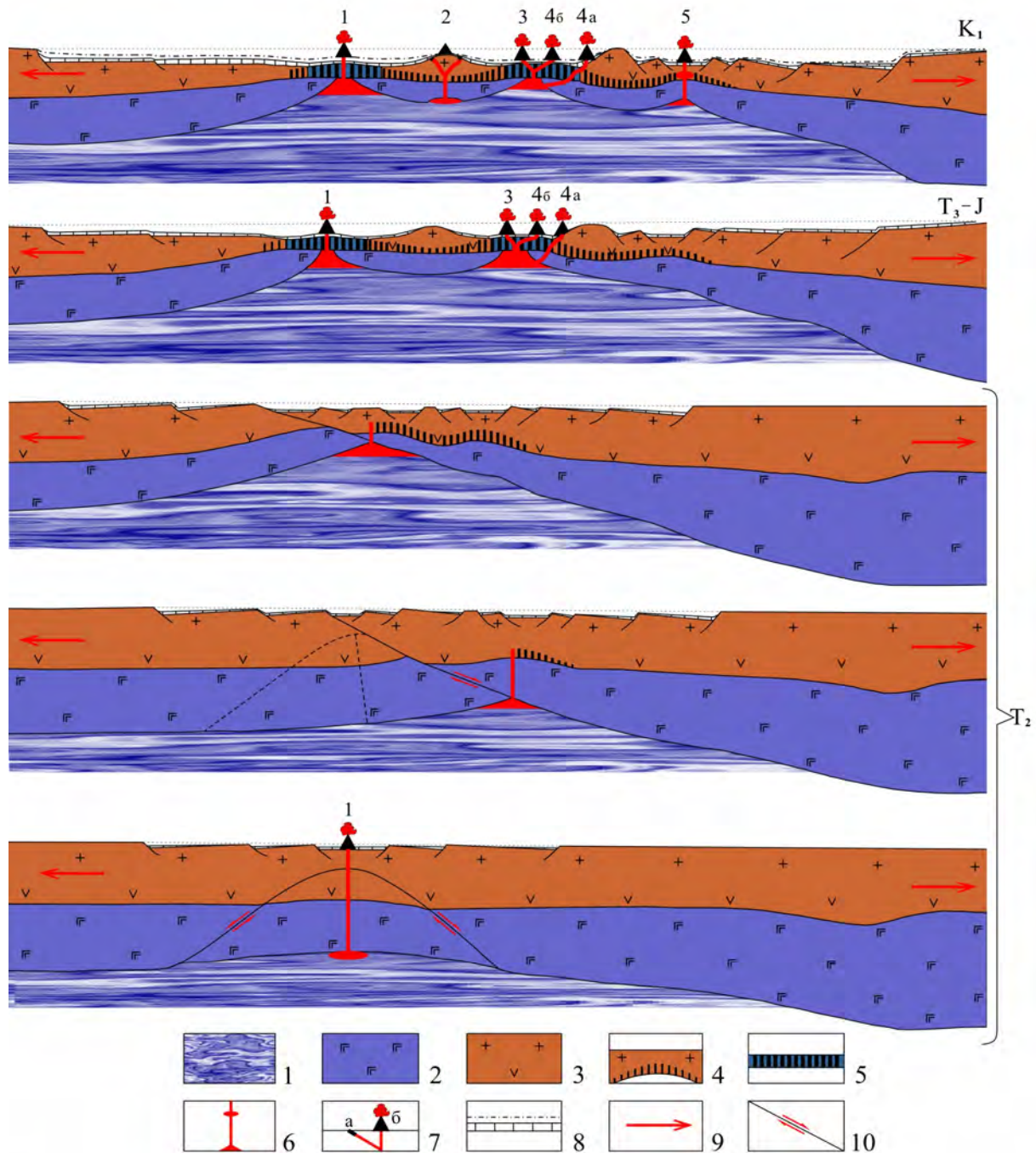


Рис. 4. Магматизм і еволюція структури літосфери Карпатського регіону в ранньому мезозої
 1 – астеносфера; 2 – перидосфера; 3 – континентальна кора; 4 – континентальна кора, збагачена основним матеріалом; 5 – океанічна кора; 6 – магматичні осередки, підвідні канали і проміжні камери; 7 – прояви магматизму: а – гіпбісального; б – ефузивного; 8 – осадові породи; 9 – напрямок руху плит; 10 – розломи.
 Цифрами позначені магматичні комплекси: 1 – закарпатський; 2 – вульховчицький; 3 – угоський; 4 – рахівсько-чивчинський (а – рахівський; б – чивчинський підкомплекси), 5 – тростянецький

Ігнімбрити – це пемзо-попелові утворення з характерною структурою ф'яме, в якій уламки вулканічного скла або пемзи сплюснені (з розщепленими у вигляді язиків полум'я кінцями) і субпаралельно орієнтовані внаслідок деформації у пластичному стані. В уламках пемзи пори витягнуті, нерідко стиснуті до повного зникнення в результаті спікання і ущільнення речовини.

В доробратівському комплексі, окрім плагіо-ріолітових туфів, широко розвинуті вітрокластичні туфи, ігнімбрити, туфолави, перліти, обсидіани. У підпорядкованій кількості трапляються екструзії ріодацитів, ріолітів, лавові потоки андезитів, ріодацитів. Пірокластичні різновиди мають близький мінеральний склад, але мінливий склад кристалічної уламкової фази: у вітрокластичних туфах вона ста-

новить 1–10 % об'єму порід, в ігнімбритах, кристалокластичних туфах – до 50 %. Серед уламків звичайно трапляється плагіоклаз, кварц і зрідка – біотит, рогова обманка, калієвий польовий шпат, гіперстен, гранат (альмандин). Основна маса туфів неоднорідна: уламки вулканічного скла, часто пористі, спечені, частково розкристалізовані у фельзит, мікрофельзит. Як і в новоселицькому комплексі, у доробратівському є уламки вміщуючих кристалічних і осадових порід розміром від долей міліметра до 10 см. Це пісковики, аргіліти, кварцити, граніти, гранат-біотитові, плагіоклазові гнейси, які складають осадовий чохол і кристалічну основу Закарпатського прогину.

Вигорлат-гутинський комплекс на відміну від новоселицького і доробратівського складений переважно ефузивними породами – від ріодацитів до базальтів – з різким переважанням (близько 90 % всього об'єму вулканітів) андезитобазальтів і андезитів.

Андезитобазальти і андезити макроскопічно і мікроскопічно практично не відрізняються і розділяються лише за петрохімічними ознаками на класифікаційній діаграмі $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Це порфірові породи, в яких вкрапленники становлять 20–50 %. Вони представлені переважно плагіоклазом і різноманітними мафічними мінералами. Найпоширеніший тип порід – двопіроксенові андезитобазальти, найрідкісніший – олівінові (гортонолітові) андезити.

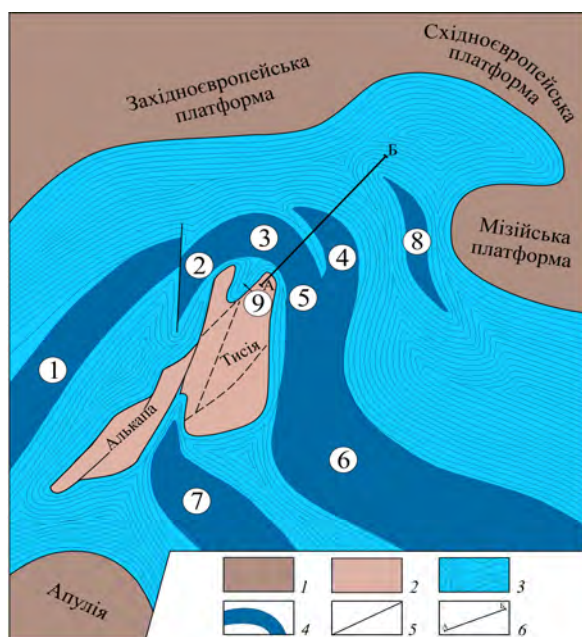


Рис. 5. Структура Панкардії і суміжних теренів у ранньому мезозої

1 – кора платформ; 2 – кора континентальних блоків Панкардії; 3 – стоншена в різній степені енсиалічна кора геосинклінальних трогів; 4 – енсиалічні трогі; 5 – основні розломи; 6 – лінія палеопрофілю (рис. 3, 4).

Цифрами в колах позначені енсиалічні трогі та їхні ділянки: 1 – Лігурійсько-Іг'ємонтський (Пеннінський) трог; 2–6 – Вардарсько-Меліатський трог та його ділянки; 2 – Меліатська; 3 – Закарпатська; 4 – Трансільванська; 5 – Муреська; 6 – Вардарська; 7 – Офіолітовий трог; 8 – Рахівсько-Северинський (Сірет) трог; 9 – Мечек-Дебреценський енсиалічний прогину

Базальти – це неяснопорфірові й афірові породи з високим вмістом мафічних мінералів: олівіну-хризотілу, клинопіроксену, гіперстену. Для плагіоклазу характерно декілька генерацій і мінливість складу від андезину до анортиту. Основна маса інтерсертальна, рідше мікродолеритова і гіалопілітова.

Дацити – рідкісні породи. Ними складені екструзивні куполи кальдерної стадії. Характерним мінералом вкрапленників є рогова обманка, зрідка трапляється тріщинуватий кварц. Основна маса гіалопілітова або мікропайкілітова.

Ріодацити і ріоліти – це, як правило, слабкорозкристалізовані породи з поодинокими вкрапленниками плагіоклазу – андезину. Кварц і калієвий польовий шпат дуже рідко трапляються у вигляді фенокристів, але є в основній масі. Мафічні мінерали представлені гіперстеном, роговою обманкою і біотитом. Основна маса мікрофельзитова, вітрофірова.

Ксеноліти у лавах вигорлат-гутинського комплексу [Молявко, Остафійчук, 1987], окрім численних уламків порід осадового чохла і кристалічної основи, представлені анортитовими норитами, габро-норитами, анортозитами, анортитовими піроксенітами. Піроксени представлені авгітом і бронзит-гіперстеном, при цьому в зернах інтенсивно виражений дислокаційний метаморфізм часто із заповненням тріщин склом мінливого складу. Низька лужність ($\text{K}_2\text{O} - 0,3-0,5 \%$), мала окисленість ($\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,1-0,5 \%$) порід-ксенолітів, висока магнєзальність мафічних мінералів і підвищена основність плагіоклазу свідчить про можливість захоплення ксенолітів у межах нижньої кори, де формувалися андезитові магми.

Щодо генезису кайнозойського вулканізму, то тут висловлювалися різні думки. Спочатку, за Г. Штілле, приймали концепцію субсеквентного і орогенного вулканізму [Малеєв, 1964; Схема..., 1976], а з середини ХХ ст., зважаючи на утвердження мобілістської теорії плит, пріоритетною стала ідея островодужної природи кайнозойського карпатського магматизму [Данилович, 1977а, 1977б; Balla, 1985; Sandulesku, 1975].

Вивчаючи у 1990–2012-х рр. еволюцію тектоно-магматичних процесів альпійського періоду розвитку Карпат, ми прийшли до висновку про відсутність тут класичного типу субдукції [Ляшкєвич, Яцожинський, 2004; Тектоно-..., 1995; Ljashkevich, 1995; Ljashkevich et al., 1998]. Цей висновок ґрунтувався на результатах мінералого-петрографічного, формаційного і порівняльно-тектонічного аналізів, але потребував подальшого розвитку і аргументування, зокрема геохімічного.

Ранні фази міоценового вулканізму вибухового ареально-тріщинного 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. 6).

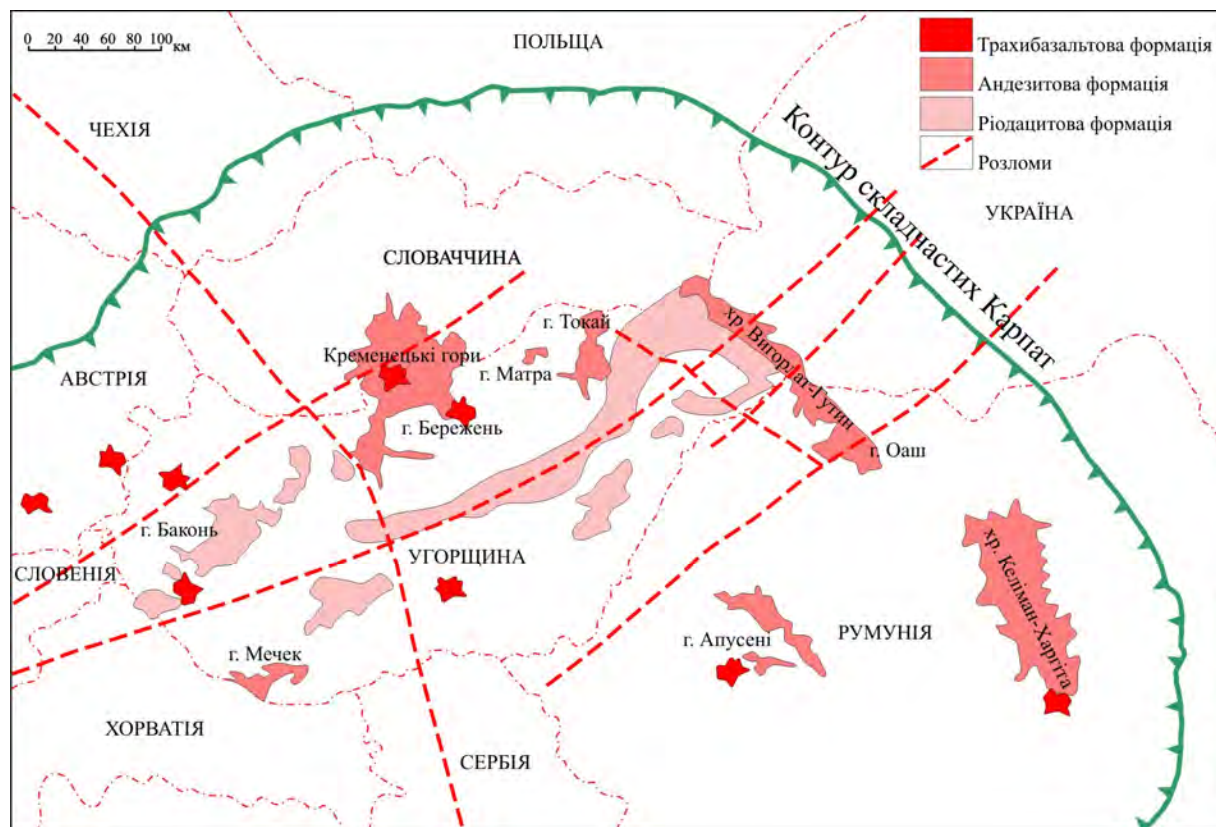


Рис. 6. Поширення кайнозойських магматичних порід у Панкардії

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) (див. рис. 1). Ці вулканіти певним чином пов'язані з глибинними розломами і мають між собою просторову і часову єдність.

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

За своєю петрохімічною характеристикою вулканіти обох формацій відносяться до нормальних порід малої лужності, середньо-кислого складу від андезитобазальтів до ріодацитів (рис. 7). На діаграмі АFМ вони представлені як толейтовою, так і вапнисто-лужною серіями порід (рис. 8).

Характерно, що кислий вулканізм (ріодацитова формація) передує середньоосновному (андезитова формація), що підтверджено даними абсолютного віку: 13,0 млн років для порід ріодацитової формації і 11,2–10,5 млн років для андезитової, тобто виявляється антидромна тенденція вулканізму. За даними сучасної вулканології, якщо гомодромний магматизм відбувається в умовах нарощування континентальної кори, то антидромний – під час її руйнування, 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, зокрема вуглеводневих, а також утворенням численних гідротермальних жил.

Встановлено [Тектоно-..., 1995; Ljashkevich, 1995], що кайнозойські вулканічні породи обох формацій збіднені ферімагнезійними елементами-домішками і збагачені халькофільними (особливо свинцем), частково лантанідами церієвої групи, рубідієм, барієм, ураном. Спайдер-діаграми, побудовані за вмістом рідких і розсіяних елементів у породах, що досліджувалися, відносно еталонних проб мантії та кори показали відмінність вулканітів від речовини мантії і подібність, майже ідентичність складу елементів-домішок кори та кайнозойських вулканітів (рис. 9).

Порівняно з верхньою мантією вулканіти збіднені Cr, Ni, Co, V і збагачені грубокатіонними літофільними елементами – U, Th, Rb, Ba за заниженого вмісту 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.

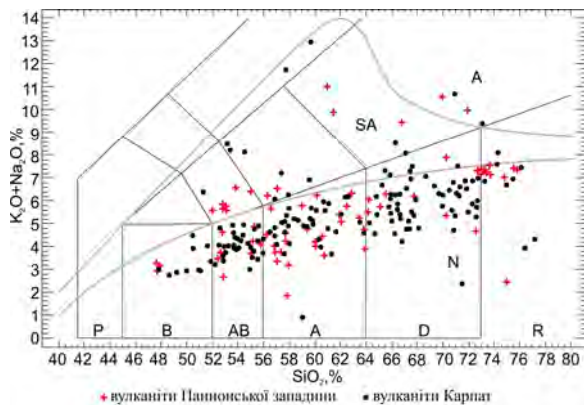


Рис. 7. Класифікаційна діаграма кайнозойських вулканітів

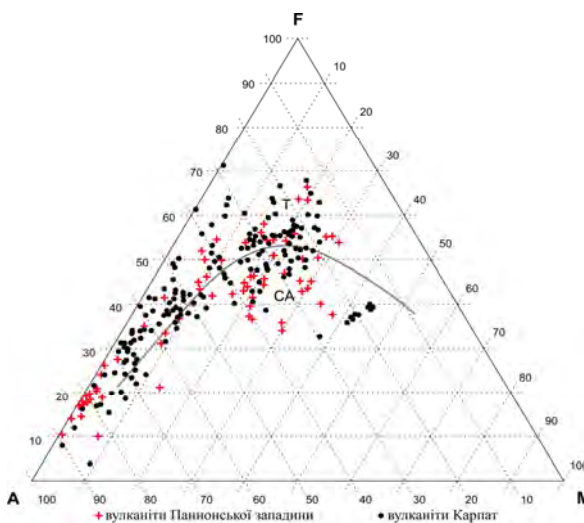


Рис. 8. Діаграма AFM кайнозойських вулканітів

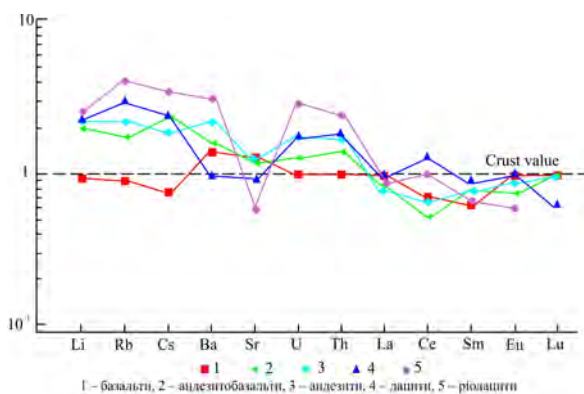


Рис. 9. Спайдер-діаграма кайнозойських вулканітів

Для петрогенетичних моделей дуже важливи є ізотопні дослідження рідких елементів вулканічних порід, передусім Sr, Rb, Nd. Перші відомості про ізотопний склад стронцію у вулканічних породах Українських Карпат наведено в роботах Л. Данилович [Данилович, 1977а, 1977б]. 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, детально дослідив на ізотопи Sr, Nd, Pb доктор Г. Панто [Salters et al., 1985] в лабораторії Массачусетського університету. Встановлено ріст відношення $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70426-0,71125$ від андезито-базальтів до ріолітів і зменшення $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51274 - 0,51221$, тобто така сама закономірність.

За поступового заглиблення розломів, що супроводжували деструкцію кори, заглиблювалися і магматичні вогнища. Спочатку вони виникли в гранітному шарі, а в подальшому – у базальтовому, що підтверджується складом захоплених ксенолітів. У ріодацитовій формації трапляються уламки осадових порід, кварцитів, гранітів, різноманітних гнейсів, а в андезитовій багато ксенолітів основних порід (габро, габро-норитів, анортозитів, габро-піроксенітів та ін.). Послідовність магматичних проявів і будова літосфери Українських Карпат відображено на рис. 10.

Наші [Ляшкевич, Альохіна, 2003] підрахунки питомої густини теплової енергії (Uth), яка виділяється при вулканізмі на площі 1 км² за 1 млн років і характеризує його інтенсивність, показали, що в Паннонській западині 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 вважаються прикладом екстремального магматизму, а це означає, що вулканізм Панкардії був надзвичайно інтенсивним.

Характерно, що питома густини теплової енергії міоценового вулканізму Паннонської западини і Закарпатського прогину однакова, і це додатково підкреслює єдність геологічного розвитку цих регіонів. Сумарний об'єм вулканічного матеріалу Панкардії становить близько 31321 км³, що співмірно з об'ємом неогенових ефузивних пірокластичних товщ Кавказу, де $V = 37000$ км³. Обидва регіони входять до складу Альпійської складчастої системи.

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 років антидромної спрямованості, з великим об'ємом середньокислих магм і відносно неглибокими магматичними вогнищами в континентальній корі. Геохімічні дані, зокрема ізотопні, вказують на те, що в утворенні магматичного розплаву певне значення мала мантійна складова, що виявлялося у притоках високотемпературних глибинних флюїдів, які зумовили експлозійний характер першої фази вулканізму і наступні гідротермально-метасоматичні заміщення порід.

Досить часто наявність вапнисто-лужного магматизму безапеляційно приймається як доказ наявності субдукції, але як показує приклад різних регіонів, вапнисто-лужний магматизм може проявлятися і в інших геодинамічних обстановках –

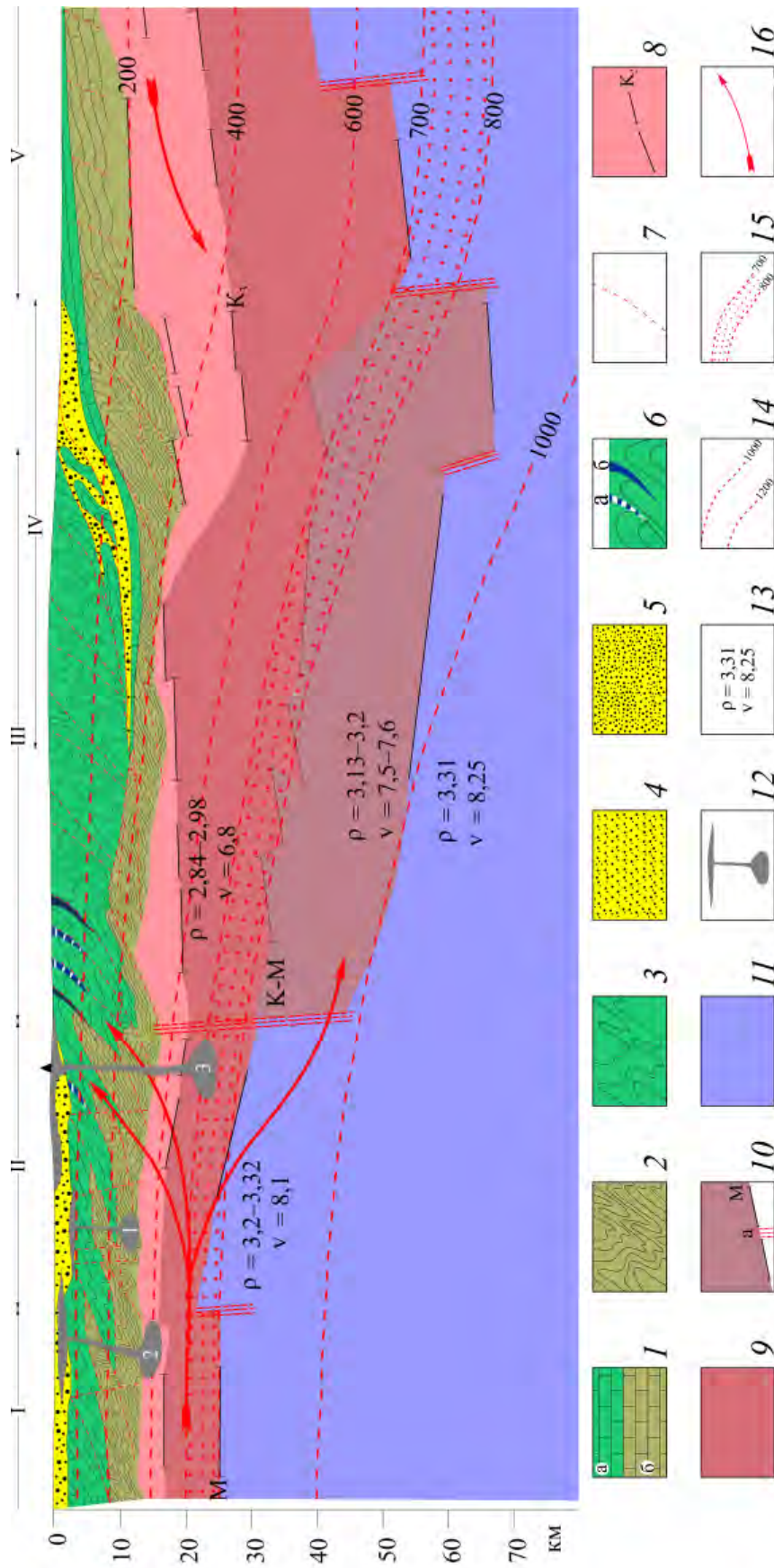


Рис. 10. Структура літосфери Українських Карпат і суміжних теренів на пізньоальпійському етапі

1-10 – кора; 1 – осадковий шар; 1 – платформні комплекси (а – альпійські, б – доальпійські), 2 – геосинклінальні доальпійські комплекси, 3 – геосинклінальні альпійські комплекси, 4 – автохтонні моласові прогини (Зовнішня зона Передкарпатського прогину і Закарпатський прогин), 5 – алохтонна Внутрішня зона Передкарпатського прогину, 6 – мезозойські магматичні комплекси в структурі Карпат (а – океанічні, б – континентальні), 7 – розломи в осадковому чохлах; 8 – гранітний шар (К₂ – сейсмічні границі), 9 – базальтовий шар, 10 – шар Кука (М – границя Мохоровичича, а – зони розломів на границі Мохоровичича); 11 – верхня мантія; 12 – кайнозойські магматичні комплекси з підвідними каналами і магматичними осередками (цифрами позначені: 1 – новоселицький, 2 – доробратівський, 3 – виторлат-гутинський); 13 – значення фізичних параметрів шарів: ρ – щільності ($\times 10^3$ кг/м³), v – швидкості сейсмічних хвиль (км/с); 14 – ізотерми; 15 – кінетична границя габро-еклогітової реакції (в інтервалі 700–800°C); 16 – напрямки руху плит та їхніх складових при утворенні сучасної структури. Римськими цифрами позначені: I – Паннонська западина, II – Закарпатський прогин, III – Карпати, IV – Передкарпатський прогин, V – Волино-Поділля.

Сейсмічні границі за В. Б. Соллогубом, А. В. Чекуновим, І. В. Литвиненком, Т. В. Ільченко та ін.

Вік	Регіон	Комплекс	Головні типи порід	Формація (серія)	Тип вулканізму	Геодинамічний режим
N ₂ -Q	Паннонська западина	штіренський	лужні базальти	трахибазальтова (калієво-лужна)	континентальний	гарячі точки
N _{1s} -N _{1pn}	Вигорлат-Гутинський хребет	вигорлат-гутинський	андезити	андезитова (вапнисто-лужна, толейтова)	континентальний	постколізійний
N _{1b-s}	Закарпатський прогин	доробратівський новоселицький	ріодацити	ріодацитова (вапнисто-лужна)	континентальний	постколізійний
P ₂₋₃	Балкани	родопський	латіти	трахиандезит-ріолітова (калієво-лужна)	континентальний	колізійний

в колізійних та постколізійних. Так, у Західних Альпах виділяються пізньокам'яновугільно-ранньопермські магматичні комплекси, за своїми характеристиками подібні до утворень, що виникають, зокрема, при субдукції. Разом з тим, у цей час субдукції не було, а ці комплекси приурочені до моменту закінчення герцинської орогенії і перед розкриттям мезозойського океану Tetic [Late..., 1997].

Аналогічно, в умовах колізії, а не субдукції проявився вапнисто-лужний магматизм Кавказу [Короновский, Д'єміна, 1998]. Отже, висновки щодо палеогеодинаміки, які ґрунтуються лише на петрологічних характеристиках магматичних порід без аналізу тектонічної ситуації, можуть виявитися помилковими. І навіть геохімічні дані не завжди однозначно вказують на походження магматичних розплавів, наприклад, у гранітах Забайкалля, цих типово корових утвореннях, спостерігають характерні для мантійних порід співвідношення ізотопів таких елементів, як неодим, стронцій та ін. [Pushkarev, 1997].

Палеотектонічна обстановка на початок міоцену свідчить про те, що територія всієї Панкардії була областю з континентальною корою, а явно енсиалічний 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.

Особливості еволюції кайнозойського вулканізму Панкардії показано в таблиці.

За весь альпійський період у Панкардії встановлено три головні фази магматизму: мезозойська, міоценова і пліоцен-плейстоценова. У мезозойську фазу вкорінилися головні ультраосновні та основні магми, в міоценову – середні та 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 (трахибазальтова формація). Вкорінення лужноба-

зальтового розплаву проходило безпосередньо за міоценовим вулканізмом (11–0,2 млн років). 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 належить до типу внутрішньоплитного магматизму континентів [Ляшкевич, 2007]. Вони мають мантійно-плюмовий генезис і характеризують стан глибинної динаміки Землі сучасної епохи.

Висновки

Аналіз особливостей різновікового магматизму разом з іншим геолого-геофізичним матеріалом дав змогу реконструювати на різних стадіях альпійського етапу структуру і геодинаміку як усієї Панкардії загалом, так і Українських Карпат зокрема, і стверджувати таке.

Альпійсько-Карпатсько-Динарська геосинкліналь – це новоутворена структура, що виникла на місці вже сформованої континентальної кори, яка на початку мезозою зазнала розтягу і деструкції в режимі пасивного рифтингу.

Деструкція герцинської гранітно-метаморфічної кори була досить інтенсивною і дуже скоро (в середньому – пізньому тріасі) привела не тільки до стоншення, але і до повного її розриву в деяких місцях з утворенням цілої системи енсиалічних трогів. За фрагментами офіолітового комплексу (перидотити, серпентиніти, океанічні пілоу-лави, кумуляти, габро, габродолерити, долерити, шерти, радіоларити та інші глибоководні породи) впевнено виділяються такі трого: Лігурійсько-П'ємонтський (Пеннінський), Вардарсько-Меліатський (у складі Меліатської, Закарпатської, Трансільванської, Муреської і Вардарської ділянок), Офіолітовий і Рахівсько-Северинський (Сірет). Решта альпійських комплексів Панкардії сформувалися на корі континентального типу, хоча і в різному ступені стоншеній.

У результаті ранньоальпійських деструктивних процесів ($T_2 - K_1$) був створений загальний каркас альпійської геосинклінали і закладено основи подальших структурно-речовинних перетворень літосфери. Були також визначені характер і напрямки цих перетворень, які проходили в умовах стиску і привели врешті-решт до формування сучасної структури Панкардії.

У середній юрі енциматичні трого стали закриватися внаслідок зміни напрямку руху Євразії та Гондвани на зворотний, і на початку пізньої крейди тут вже не залишилося жодної ділянки з корою океанічного типу. Відповідно, подальше скорочення геосинклінального простору не могло відбуватися за рахунок субдукції океанічної кори, як це часто вважається, а проходило під дією механізму “крокодилової тектоніки”, або “тектоніки клинів”, – коли верхня крихка кора окремими пластинами насувається на сусідні континентальні блоки, а нижня кора за рахунок в’язко-пластичної течії підсувається (нагнітається) під них. Потрапивши в термодинамічні умови, за яких стала можливою реакція еклогітизації, основні породи нижньої кори перетворилися на гранатові грануліти та еклогіти, збільшивши густину речовини і швидкість хвилі у цій частині кори. У результаті тут виник шар Кука, який і відстежується геофізичними методами.

Тільки поєднанням цих процесів, що відбувалися упродовж усієї пізньоальпійської історії, можна пояснити, на нашу думку, основні риси приповерхневої і глибинної будови та особливості формування як регіону Панкардії загалом, так і Карпат зокрема.

Кайнозойський магматизм, який часто розглядають як субдукційний, свідчить зовсім про іншу геодинамічну ситуацію.

Явно енциматичний тип магм, антидромний характер вулканізму, його петрохімічні та геохімічні особливості, зв’язок з відносно неглибокими магматичними вогнищами в континентальній корі вказують на відсутність тут класичної субдукції і відповідність вулканізму постколізійному геодинамічному режиму, який являє собою процес початку нового розтягу кори.

Література

Борняков С.А. Динамика структурообразования в модели при пассивном механизме растяжения // Геология и геофизика. – 1992. – № 2. – С. 22–31.

Глубинное строение, развитие и нефтегазоносность Украинских Карпат / Г.Н. Доленко, Л.Т. Бойчевская, А.П. Медведев и др. – К.: Наук. думка, 1980. – 148 с.

Грачёв А.Ф., Добржинская Л.Ф. Структурная анизотропия мантийных ксенолитов из неогеновых вулканитов Центральной Европы и ее значение для интерпретации азимутальной сейсмической анизотропии литосферы // Глу-

бинные ксенолиты и строение литосферы. – М.: Наука, 1987. – С. 150–153.

Данилович Л.Г. Петрогенезис магматических утворень Карпат за даними вивчення ізотопного складу стронцію // Геол. журнал. – 1977. – Т. 37. – № 4. – С. 49–61.

Данилович Л.Г. Эволюция магматизма и закономерности размещения магматических пород в Советских Карпатах // Мат-лы XI Конгресса КБГА. – К.: Наук. думка, 1977. – С. 249–250.

Казьмин В.Г. К проблеме образования Тирренского моря // Геотектоника. – 1990. – № 3. – С. 88–97.

Короновский Н.В., Дёмина Л.И. Коллизионный этап в развитии Кавказа: геодинамика и магматизм // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Мат-лы XXXI Тектонического совещания. – Т. I. – М.: Геос, 1998. – С. 260–262.

Ляшкевич З.М. К вопросу о петрогенезисе щелочных пород Панкардии // Геофиз. журн. – 2007. – Т. 29. – № 6. – С. 157–162.

Ляшкевич З.М. Еволюція і генезис кайнозойського вулканізму Панкардії // Мат-ли Міжнародної науково-практичної конференції “Континентальний неовулканізм альпійської складчастої зони Східної Європи”. – Київ, 4–5 березня 2013 р. – С. 33–38. (на CD).

Ляшкевич З.М. Роль магматизму в палеогеодинамічних реконструкціях // Геодинаміка. – 2012. – № 2 (13). – С. 55–60.

Ляшкевич З.М., Альохіна М.О. Про активність неогенового вулканізму Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин – 2003. – № 3. – С. 46–51.

Ляшкевич З.М., Яцожинский О.М. Кайнозойский вулканизм Украинских Карпат и его значение для геодинамических реконструкций // Геофиз. журн. – 2004. – Т. 26. – № 1. – С. 89–95.

Малеєв Е.Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. – М.: Наука, 1964. – 250 с.

Малкин Б.В., Шеменда А.И. О механизме континентального рифтогенеза // Геотектоника. – 1989. – № 5. – С. 24–37.

Медведев А.П. Природа доальпийской структуры Вольно-Подолыи и смежных районов. – К.: Наук. думка, 1979. – 80 с.

Медведев А.П. Основные черты глубинного строения // Геотектоника Вольно-Подолыи. – К.: Наук. думка, 1990. – С. 12–21.

Медведев А.П. Модель астеносферы Украинских Карпат і суміжних районів Паннонської западини (за мантийними ксенолітами) // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1992. – № 3 (80). – С. 20–24.

Медведев А.П. Про природу границі Мохорвичича в західному регіоні України // Геологія і геохімія горючих копалин – 1992 – № 4 (81). – С. 3–9.

- Медведев А.П., Варичев О.С. Пра-Карпати (конструкція і деструкція). – Львів, 2000. – 115 с.
- Молякко В.Г., Остафійчук И.М. Состав и морфология глубинных ксенолитов в эффузивах Центральных и Западных Карпат // Геол. журнал – 1987. – Т. 47. – № 3. – С. 24–31.
- Назаревич А.В., Назаревич Л.С. Глибинні пастково-колекторські тектонічні структури в літосфері Карпатського регіону України: природа, походження і перспективні ресурси // Наук. вісн. ІФНТУНГ. – 2002. – № 3 (4). – С. 10–21.
- Павлюк М.І., Медведев А.П. Панкардія: проблеми еволюції. – Львів: Ліга-Прес, 2004. – 108 с.
- Павлюк М.І., Медведев А.П. Про природу геотектонічних рухів (нотатки до деяких гіпотез) // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2007. – № 3. – С. 19–42.
- Павлюк М.І., Медведев А.П. Магматизм і структура літосфери Панкардії в ранньому мезозої // Мат-ли Міжнародної науково-практичної конференції “Континентальний неовулканізм альпійської складчастої зони Східної Європи”. – Київ, 4–5 березня 2013 р. – С. 26. (на CD).
- Схема орогенного вулканізму Карпат і Паннонського масива / М.И. Толстой, В.Г. Молякко, Ю.Л. Гасанов, И.Н. Остафійчук // Геол. журнал. – 1976. – Т. 36. – Вып. 5. – С. 38–42.
- Тектоно-магматическая эволюция Карпат / З.М. Ляшкевич, А.П. Медведев, Ю.З. Крупский и др. – К.: Наук. думка, 1995. – 132 с.
- Чернов В.Г. Строение Северопенинской кордильеры в Карпатской геосинклинальной системе // Геотектоника. – 1977. – № 2. – С. 93–104.
- Чернов В.Г. Псефиты Советских Карпат. – М.: Изд-во МГУ, 1984. – 300 с.
- Шеменда А.И. Некоторые закономерности деформации литосферы при растяжении (по результатам физического моделирования) // Докл. АН СССР. – 1984. – Т. 275. – № 2. – С. 346–350.
- Balla Z. The Carpathian loop and the Pannonian basin: a Kinematic analysis // Geophysical Transaction. – 1985. – Т. 30. – N 4. – P. 313–353.
- Bartley I.M., Wernicke B.P. The Snake Range decollement interpreted as a major extensional shear zone // Tectonics. – 1984. – V. 3, № 6. – P. 647–657.
- Downes H. The nature of the lower continental crust of Europe: petrological and geochemical evidence from xenoliths // Physics of the Earth and planetary interiors. – 1993. – № 79. – P. 195–218.
- Late Carboniferous to Early Permian magmatic events in the Western Alps: crustal melting during extension or metasomatized mantle melting? / M. Colombet, S. Cannic, H. Lapierre et al. // EUG 9. European Union of geosciences. Abstracts of oral and poster presentation. – Strasbourg, 1997. – P. 501.
- Ljashkevich Z.M. Neogene volcanic rocks of the Ukrainian Carpathians: a brief review // Acta Vulcanologica. – 1995. – № 7 (2). – P. 49–61.
- Ljashkevich Z., Medvedev A., Varitchev A. Magmatism and structure of the lithosphere beneath the Ukrainian Carpathians // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1998. – № 3 (104). – С. 54–68.
- Nazarevych A., Nazarevych L. Modern and alpine geodynamics of Ukrainian Carpathians (multi-tier crocodile or shaking hand and fir-tree tectonics) // Proceedings XVIIIth Congress of the CBGA. September 3-6, 2006, Belgrade, Serbia. – Belgrade. 2006. – P. 399–401.
- Pavlyuk M., Medvedev A. A matter of principle of the evolution of the Earth's crust of Pancardi (the Pannonian-Carpathians-Dinarides region) // Proceedings XVIIIth Congress of the CBGA. September 3-6, 2006, Belgrade, Serbia. – Belgrade. 2006. – P. 446–449.
- Pavlyuk M., Medvedev A. Tectonic nature and formation stages of the elements of the pre-Alpine structure in the Western Ukraine // The 33rd International Geological Congress, Oslo, 2008, 6-14 August. – Oslo, 2008. – (in CD).
- Pushkarev Y.D. Granitic magma generation as a result of crust-mantle interaction: isotope geochemistry approach // EUG 9. European Union of geosciences. Abstracts of oral and poster presentation. – Strasbourg, 1997. – P. 466.
- Russo-Sandulescu D., Udrescu C., Medesan A. Petrochemical characteristic of the mesozoic ophiolites of the Rarau – Hagimas marginal syncline // Dari de seama Inst. Geol. Geofiz. – 1979. – V. 66. – P. 153–185.
- Salters J., Hart S., Panto Gy. Origin of Late Cenozoic volcanic Rocks of the Carpathian Arc, Hungary // Earth Planet Sci. Lett. – 1985. – N19. – P. 279–292.
- Sandulescu M. Essai de synthese structurale des Carpathes // Bull. Soc. Geol. Fr. – 1975. – T.17. – № 3. – P. 299–358.
- Steckler M.S. The thermal and mechanical evolution of Atlantic-type continental margins: Ph. D. Thesis. – New York. – Columbia University, 1981. – 261 p.
- Ussami N., Karner G.D., Bott M.H.P. Crustal detachment during South Atlantic rifting and formation of Tucano-Gabon basin system // Nature. – 1986. – V. 322. – P. 629–632.
- Wernicke B., Walker G.D., Beanfate M.S. Structural discordance between Neogene Detachments and Frontal Sevier Thrusts, Central Mormon Mountains, Southern Nevada // Tectonics. – 1985. – V.4. – № 2. – P. 213–246.

**УКРАИНСКИЕ КАРПАТЫ В СТРУКТУРЕ ПАНКАРДИИ
(магматизм и геодинамика)**

М.И. Павлюк, З.М. Ляшкевич, А.П. Медведев

Проанализированы особенности разновозрастных магматических комплексов вместе с другим геолого-геофизическим материалом, что дало возможность реконструировать последовательность формирования структуры как Панкардии в целом, так и Украинских Карпат в частности, от начала мезозоя до конца кайнозоя.

Ключевые слова: магматизм; геодинамика; Панкардия; Украинские Карпаты.

**UKRAINIAN CARPATHIANS IN THE STRUCTURE OF PANCARDI
(magmatism and geodynamics)**

M.I. Pavlyuk, Z.M. Ljashkevich, A.P. Medvedev

An analysis of peculiarities of the magmatic complexes of different age together with other geological-geophysical material has given the possibility to reconstruct consequence of the formation of the both of Pancardi on the whole and the Ukrainian Carpathians in particular, from the beginning of Mesozoic to the end of Cainozoic.

Key words: magmatism; geodynamics; Pancardi; Ukrainian Carpathians.