

УДК 551.243.55(477.8)

**Мирослав ПАВЛЮК, Володимир ШЛАПІНСЬКИЙ,
Альберт МЕДВЕДЄВ, Богдан РІЗУН, Мирослав ТЕРНАВСЬКИЙ**

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів,
e-mail: igggk@mail.lviv.ua

**ПРОБЛЕМНІ АСПЕКТИ ФОРМУВАННЯ
УКРАЇНСЬКОГО СЕГМЕНТУ КАРПАТ**

У статті обґрунтовується модель формування складчасто-покривно-блокової споруди Карпат у часовому інтервалі, що охоплює пізньогерцинські та альпійські події. Здебільшого це стосується Зовнішніх Карпат, але в загальних рисах охарактеризована вся Карпатська дуга. Дається критична оцінка застосування таких термінів, як «терейни», «акреційна призма», «сутура», «субдукція» та Закарпатський глибинний розлом (ЗГР). Показано, що формування Карпат проходило в декілька етапів під дією різноспрямованих, переважно горизонтальних, рухів, у результаті чого відбувалася деструкція раніше сформованої герцинської континентальної кори, закладення геосинклінальних трогів, формування і подальші перетворення основи флішових Карпат, її колізії з євразійською континентальною окраїною, підсування останньої під флішові комплекси. Після завершення цих процесів мали місце головню вертикальні рухи, які остаточно сформували структуру Карпат як складчасто-покривно-блокову. Унаслідок останніх подій (пліоцен–плейстоцен) відбувся диференційований розвиток інтенсивної тріщинуватості, з припливом вуглеводнів і заповненням ними сформованих на той час пасток.

Ключові слова: формування Карпат, терейни, акреційна призма, Закарпатський розлом, крокодилова тектоніка, Зовнішні Карпати, складчасто-покривно-блокова структура.

Мета дослідження – обґрунтування механізму формування гірської споруди Карпат.

Методика роботи полягає в критичному аналізі наявної на даний час геолого-геофізичної інформації.

Вступ. Формування структури Карпатської гірсько-складчастої споруди викликає багато питань. Карпатська геосинкліналь (саме геосинкліналь!) є невід’ємною частиною регіону Панкардії (Паннонія, Карпати і Динариди) – одного із найскладніших і найцікавіших з точки зору тектоніки регіонів світу. На його прикладі вже перевірялася не одна геотектонічна гіпотеза, але й досі його кільцеподібна форма ставить геологам чимало загадок і спонукає

до дискусій щодо історії – від байкальської епохи до альпійських подій (Медведєв, Варичев, 2000; Павлюк, Медведєв, 2004; Павлюк та ін., 2013).

Для пояснення походження цієї структури було запропоновано низку гіпотез – від імпактної (Зейлик, 1978), фазових переходів (Артюшков, 1993), адвекційно-поліморфної (Гордиенко, 1998) та інших до гіпотез, пов'язаних з будовою і динамічними характеристиками космічного буття Землі та Галактики (Круглов и др., 1985; Єсипович, 1998; Єсипович, 2000; Галабуда, 2000, 2002; Круглов, 2000, 2001). Поступово взяла гору мобілістична гіпотеза в різних варіантах (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Утробин, Линецкая, 1975; Ney, 1976; Хаин и др., 1977; Доленко и др., 1980; Монин, Зоненшайн, 1987; Evolution..., 1990; Паталаха и др., 1995; Медведєв, Варичев, 2000; Павлюк, Медведєв, 2004; Oszczypko et al., 2006; Гнилко, 2016 та багато ін.) і замайорили в публікаціях такі терміни, як «терейни», «акреційні призми», «субдукція» та ін., на нашу думку, не завжди доречні. Дана стаття присвячена як критичній оцінці цієї термінології, так і спробі представити власну модель формування Карпат.

Результати досліджень. Термін «терейн» (і геологічний об'єкт, який він означає) у процесі його осмислення з другої половини минулого сторіччя пройшов довгий шлях. Уживали його і в географічному, і в стратиграфічному значенні, навіть оголошували застарілим і, природно, nereкомендованим до вживання. Врешті-решт цей термін почали визначати як обмежений розломами елемент тектонічної мегабрекчії в складчастих областях, що відрізняється від сусідніх своєю тектонічною природою і, як наслідок, стратиграфією, структурою, магматизмом, історією формування тощо.

Вчення про терейни розроблялося при дослідженні Північноамериканських Кордильєр. Як виглядає тектонічна мегабрекчія з різних терейнів, видно на прикладі Кордильєр Аляски (рис. 1).

Тут згромаджені терейни, складені комплексами Північноамериканської міогеокліналі, океанічними комплексами, метаморфічними породами континентальної окраїни, породами острівних дуг та ін. Отже, терейн – тектоно-стратиграфічний реально наявний і обмежений розломами блок земної кори, часто регіонального масштабу, з властивою тільки йому геологічною історією, що відрізняється від суміжних терейнів (Saleeby, 1983). Нічого подібного на території Карпат немає.

Як було показано (Медведєв, Варичев, 2000; Павлюк, Медведєв, 2004), у будові сучасної структури регіону, що розглядається, бере участь кора континентального типу, сформована тут в кінці палеозою.

Унаслідок герцинських тектонічних подій усі давні комплекси, незалежно від їх тектонічної позиції, віку і попередніх перетворень, були дислоковані, піддані метаморфізму та гранітизації (у внутрішній зоні) та об'єднані в єдину гірсько-складчасту континентальну споруду, що була складником структури південно-західного облямування Східноєвропейської платформи, зокрема, частиною середньоєвропейських герцинід з гомологами, а то й прямим продовженням їх зон (Реногерцинської і Саксотюрингської) (рис. 2).

На початку мезозою, через розкол Пангеї і протилежно спрямовані рухи Євразії та Гондвани, частина герцинської континентальної кори, сформованої на західному облямуванні давнішого платформного масиву, була відокремлена,

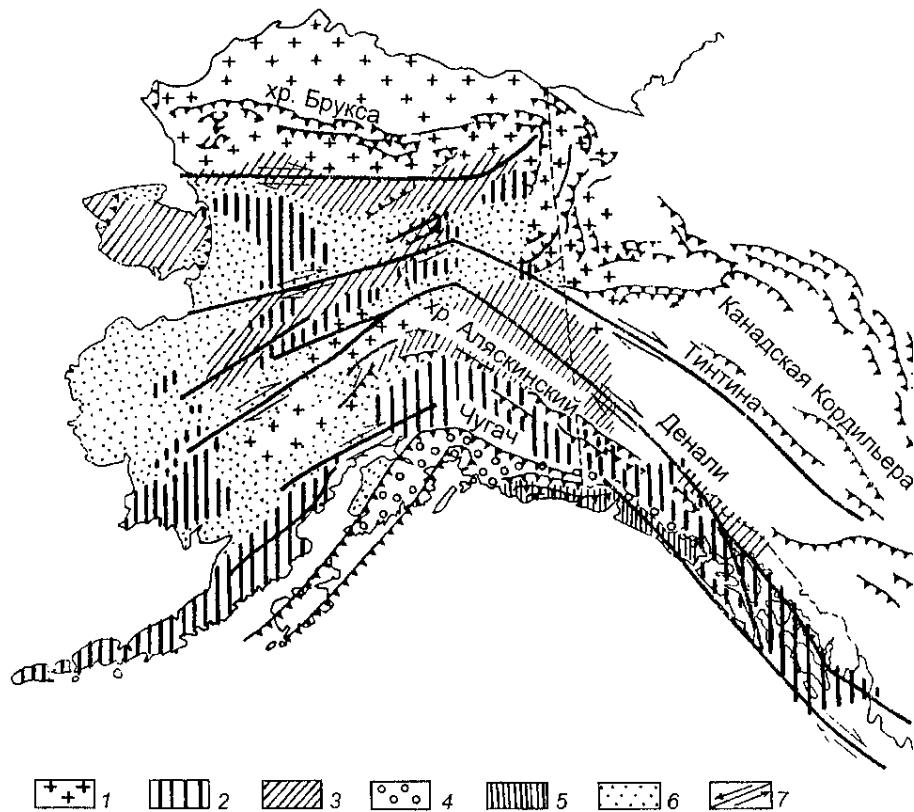


Рис. 1. Тектонічна схема Аляски, за Дж. Плафкером та Г. К. Бергом див.: (Хаин, 2001):
 1 – Північноамериканська міогеокліналь, на місці або переміщена; 2 – океанічні комплекси;
 3 – метаморфічні породи континентальної окраїни; 4 – акреційні призми островних дуг; 5 –
 зміщений фрагмент терейна Чугуч та океанічної кори; 6 – мезозойські і кайнозойські басейни;
 7 – тектонічні порушення

утворивши контур Альпійсько-Карпатської дуги, і фрагментована на кілька окремих блоків. Завдяки диференційованим горизонтальним рухам почалося відкриття простору для геосинклінальних трогів, при одночасному розтягу та стоншенні їхньої основи – аж до повного зникнення гранітно-метаморфічного шару в деяких трогах.

Таким чином, масив гранітно-метаморфічної кори центральної частини Панкардії виявився з усіх сторін оточений геосинклінальними трогами, тобто, з початку альпійського етапу виконував функцію серединного масиву. Отже, ні Алькапа, ні Тися–Дакія відносно одне одного терейнами не є, у крайньому разі – блоками єдиної за походженням структури. Подібну структуру назвати терейном можна хіба що стосовно всіх навколишніх геосинклінальних трогів, а їх, відповідно, вважати терейном відносно цього масиву, але тут виникає питання доцільності: адже жоден з цих блоків не є елементом тектонічної мегабрекчії. Крім того, вони поділяються на цілу низку блоків нижчого порядку, розділених такими розломами, як розлом Раби, Балатонський (Балатон–Кременець), Серединноугорський (Загреб–Земплін), Белград–Чернівці, Печ і деякі ін.

Умовні позначення до рис. 2:

1 – Український щит; 2 – байкальський Волино-Оршанський поперечний прогин (R_3); 3–4 – каледонська крайова система: 3 – перикратонний прогин (Волино-Подільська ділянка Балтійсько-Чорноморського перикратону) ($V-D_1^1$), 4 – крайовий прогин (Боянецький) (D_1^{2-3}); 5 – Львівсько-Люблінський герцинський постумний передовий прогин (D_2-C_2) (більш густим крапом показана кам'яновугільна частина); 6 – рифейсько-нижньопалеозойські комплекси складчастого облямування Східноєвропейської платформи – герцинське крайове платформне підняття; 7 – платформний чохол Західноєвропейської (а) і Мізійської (б) платформ (крапом показані верхньопалеозойські відклади); 8 – складчасті та в різному ступені метаморфізовані доверхньопалеозойські комплекси герцинської гірсько-складчастої споруди: I – Східні Судети, II – Алькапа, III – Дакія, IV – Балкани і Передбалкання; 9 – масиви більш ранньої консолідації: V – Молданубікум, VI – Тися, VII – Пелагонійський масив, VIII – Сербсько-Македонський масив, IX – Родопський масив, X – алохтонний масив Середньогір'я; 10 – доверхньопалеозойські відклади чохла Тисії; 11 – герцинські орогенні комплекси передгірного (Сілезько-Покутського) прогину та внутрішніх моласових западин (C_2-P); 12 – морські верхньопалеозойські утворення Панкардії і Балкан (густішим крапом показані їхні виходи на поверхню); 13 – сучасні границі: а – Передкарпатського і Передальпійського передгірних прогинів, б – Внутрішньої зони Передкарпатського прогину (Стебницький насув), в – гірсько-складчастої споруди Альп і Карпат; г – Свентокшиських гір; 14 – місця знахідок карбонового вугілля в альпійських відкладах.

Цифрами в колах позначені райони розповсюдження верхньопалеозойських комплексів: 1 – Північна граувакова зона Альп (C_2-P); 2 – Грац (C_2-P); 3 – Рехнітц (C_2-P); 4 – Татриди (P); 5 – Північні Вепориди (P); 6 – Південні Вепориди (C_2-P); 7 – Північні Гемериди (C_2-P); 8 – Південні Гемериди (P); 9 – Земплін–Токай (C_2-P); 10 – Мармароський масив (C_2-P); 11 – Південні Карпати (C_2-P); 12 – Сілезько-Покутський передгірний прогин (C_2-P); 13 – Апусені (P); 14 – Баконь–Вергеш (C_2-P); 15 – Мечек–Віллань (C_2-P); 16 – Папук (C_2); 17 – Шюкешд (P); 18 – Баймок (P); 19 – Надькереш (P); 20 – Тоткомлош (P); 21 – Баттонья (P); 22 – Бюкк (C_2-P); 23 – Ігал (C_2-P); 24 – Південні Альпи (C_2-P); 25 – Велебіти (P); 26 – Сана та Уна (C–P); 27 – Південносудетська западина (C_2-P); 28 – Босковицька борозна (C_2-P); 29 – Львівсько-Люблінський басейн (C_2); 30 – Мехувська западина ($P_{1,2}$); 31 – північно-східне облямування Верхньосілезького басейну (P); 32 – північно-східне облямування Свентокшиських гір (P_2); 33 – Мізійська платформа (C_2-P); 34 – Середньобоснійські сланцеві гори (C, P); 35 – Ядар (C–P); 36 – Дріна (C–P); 37 – Голія (C_2-P); 38 – Південно-східна Боснія (C, P); 39 – Чорногорія (C–P); 40 – Північно-Албанські Альпи (C–P); 41 – Копаонік; 42 – Західна Македонія (Корабська зона) (P); 43 – Вардарська зона (C); 44 – Грецька Македонія; 45 – Балкани та Передбалкання (C_2-P).

«Флішові Карпати – давня акреційна призма» – ця теза прослідковується в багатьох публікаціях (Гнилко, 2011, 2012, 2014, 2016; Гнилко, Генералова, 2014 і ін.). Проте сучасну структуру Карпат і її формування можна пояснити в інший спосіб. На рис. 3 зображено розріз акреційної призми на активній континентальній окраїні, а на рис. 4 та 5 – структуру Карпат в інтерпретації різних дослідників. Нічого «призматичного» тут не видно. І який би ми розріз не взяли, безумовним є те, що до складчастості і насувоутворення крейдово-палеогеновий комплекс складав єдину безперервну товщу і займав набагато більшу територію, ніж зараз (і це без урахування багатьох кордильєр).

Як бачимо, проблема «давньої акреційної призми» суперечить наявному фактичному матеріалу. Так само, як і проблема субдукції океанічної кори під Закарпаття та Паннонію, і зв'язок з цим процесом магматизму Закарпатського прогину та Паннонської западини. Палеотектонічна обстановка на початок міоцену свідчить про те, що територія всієї Панкардії була областю з континентальною корою, а явно енсиалічний тип магми, антидромний

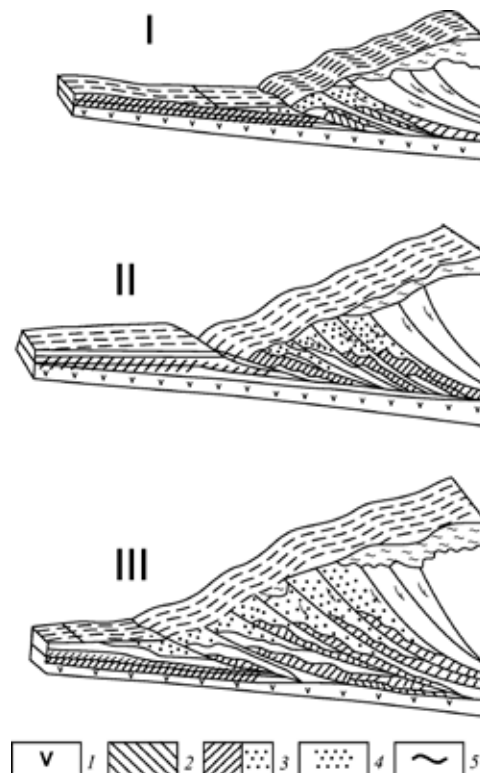


Рис. 3. Акреційна призма на активній континентальній окраїні Орегону в пліоцені–квартері: послідовне підсування все нових клинів осадового матеріалу нарощує і піднімає акреційну призму (I–III), за Л. Кульмом і Г. Фоулером див.: (Хаин, Ломизе, 1995): 1 – базальтова кора; 2 – пелагічні мули; 3 – дистальні турбідити; 4 – проксимальні турбідити; 5 – відклади континентального схилу

характер вулканізму, його розташування (рис. 6), час прояву, петрохімія і геохімія магматичних порід приводять до висновку про відсутність класичної субдукції в цьому регіоні і відповідність вулканізму постколізійному геодинамічному режиму (Павлюк та ін., 2013; Ляшкевич, 2014), коли утворилася ціла мережа підвідних магматичних каналів (вертикальних розломів) на заключній стадії тектонічного розвитку, як і в Зовнішніх Карпатах (див. далі).

Сутури – третій елемент Карпат з точки зору терейнової тектоніки. Це – шовні зони, які містять залишки давньої океанічної кори та ідентифікуються за приуроченості офіолітів до контрастного зчленування різнорідних тектонічних одиниць. Разом з офіолітами зустрічаються метаморфіти глаукофанової фації, еклогіти і бластомілоніти. У нашому регіоні магматичні породи, що можуть характеризуватися як океанічні, трапляються по всьому периметру Панкардії, але всі вони перебувають або в пересунутому вигляді разом з флішовими комплексами на великі відстані, або в перевідкладеному – в осадових породах як олістоліти. У сукупності всі вони можуть свідчити про існування в ранньому мезозої зон із безгранітною основою, але ознакою сутури в її класичному розумінні вони не є. Тут наявні лише насунві дислокації і зрідка поздовжні скиди (Розлуцький скид на границі Кросненського та Скибового покривів).

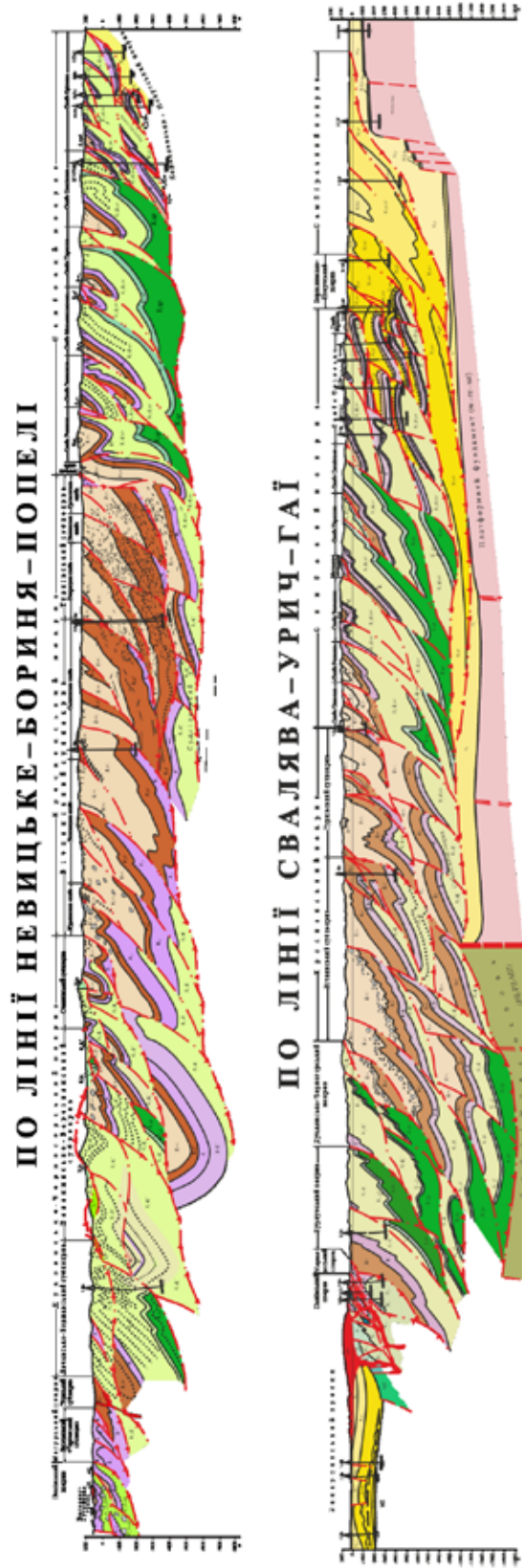
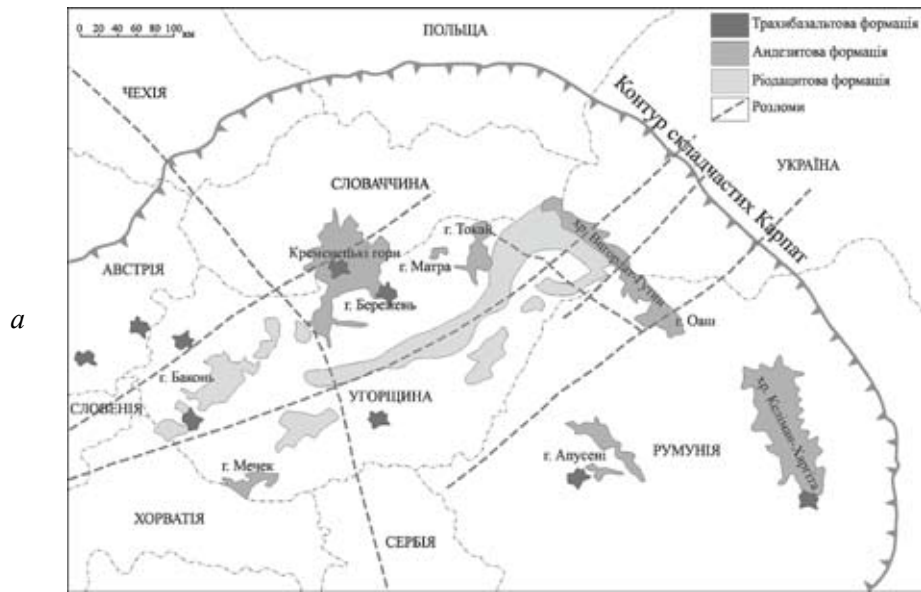


Рис. 5. Розрізи через Карпати, за В. С. Шлапінським (2015)



Ріодацитова формація – ранній міоцен; андезитова формація – міоцен; трахібазальтова формація – пліоцен

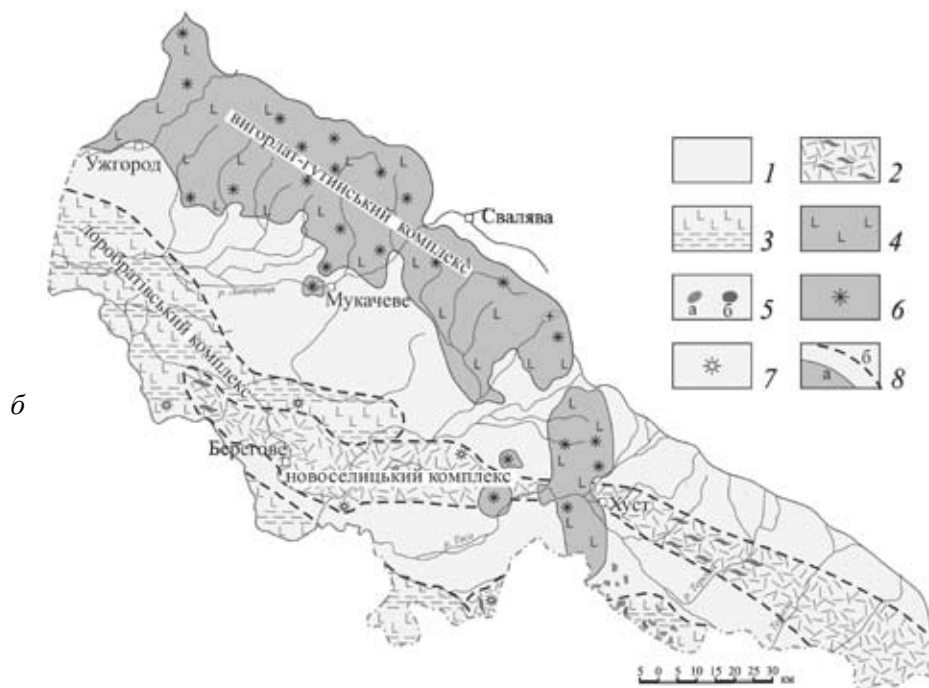


Рис. 6. Розташування магматичних комплексів Панкардії (*a*) і Закарпатського прогину (*б*), за З. М. Ляшкевич див.: (Павлюк та ін., 2013; Ляшкевич, 2014):
 1 – Закарпатський прогин; 2–8 – міоценові магматичні комплекси: 2 – новоселицький комплекс кислих туфів та ігнімбритів (баденій); 3 – доробратівський вулканогенно-осадовий комплекс (сармат); 4 – вигорлат-гутинський комплекс (паннон–пліоцен); 5 – інтрузії (а – кислі, б – основні); 6 – вулканічні центри; 7 – поховані вулканічні центри; 8 – границі розповсюдження магматичних комплексів (а – на поверхні, б – поховані)

Про так званий Закарпатський глибинний розлом. Ще однією невирішеною проблемою Карпат є так званий Закарпатський глибинний розлом. Із часів Д. П. Резвого та Є. М. Лазька (Лазько, Резвой, 1962) і до наших днів (Василенко, 2016) його поверхневим проявом уважали Скелясті зони Карпат, обгрунтовуючи його глибинність приуроченістю магматизму і землетрусів. Проте з накопиченням на сьогодні фактичного матеріалу ці два чинники втрачають вагу в обгрунтуванні, бо ні землетруси, ні магматизм безпосередньо зі Скелястими зонами не пов'язані (див. рис. 6, рис. 7). Лише Вигорлат-Гутинський комплекс проходить неподалік і паралельно Скелястим зонам на відтинку від Ужгорода до району с. Довге, і то, як показує робота А. Ю. Василенка (2016), розташування вулканічних апаратів пов'язане з поперечними зонами сколювання, а не з поздовжніми порушеннями. Втім субкарпатське простягання цієї вулканічної споруди вказує на можливий зв'язок системи поздовжніх порушень з її утворенням. Поперечні порушення ускладнювали поширення магматичних процесів. Зокрема, вони контролювали утворення так званих малих інтрузій в районах Оленево, Дубриничі та в інших місцях.

Разом з тим, результати ГСЗ по геотраверсі II показали в цьому районі зміщення поверхні Мохоровичича на 20 (!) км, тоді як усі залеглі вище верстви майже не зміщені (рис. 8). Пояснення такого відомого феномену слід шукати в особливостях формування Панкардії в цілому і Українських Карпат зокрема на заключних етапах (Павлюк, Медведєв, 2004).

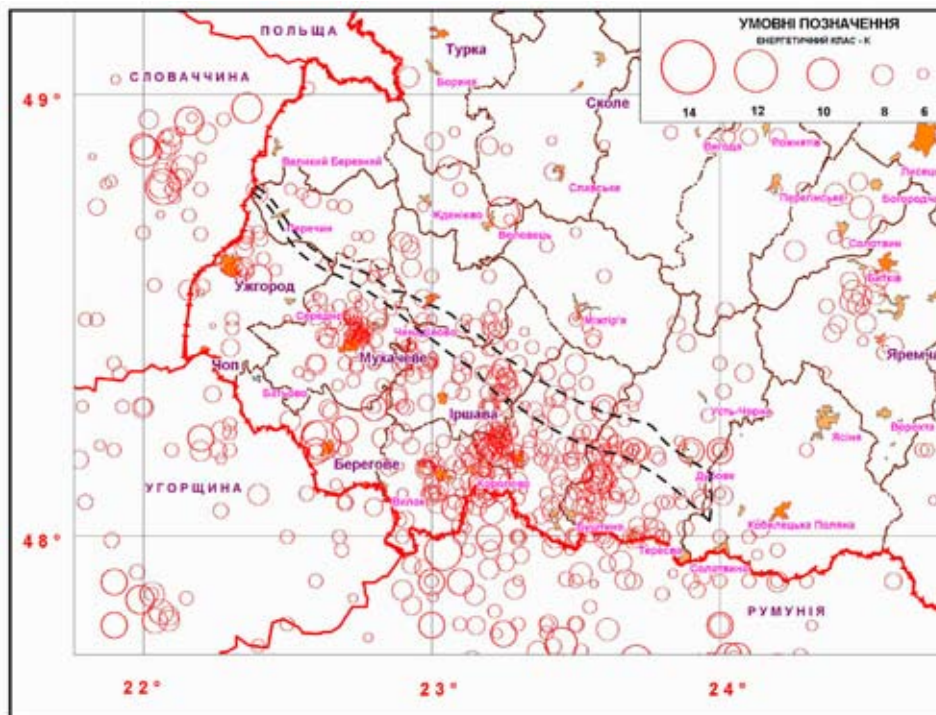


Рис. 7. Розташування епіцентрів землетрусів в Закарпатті і суміжних теренах за інструментальний період спостережень 1961–2012 рр. (Третяк та ін., 2014). Штрихованою лінією показано ділянку Скелястої зони

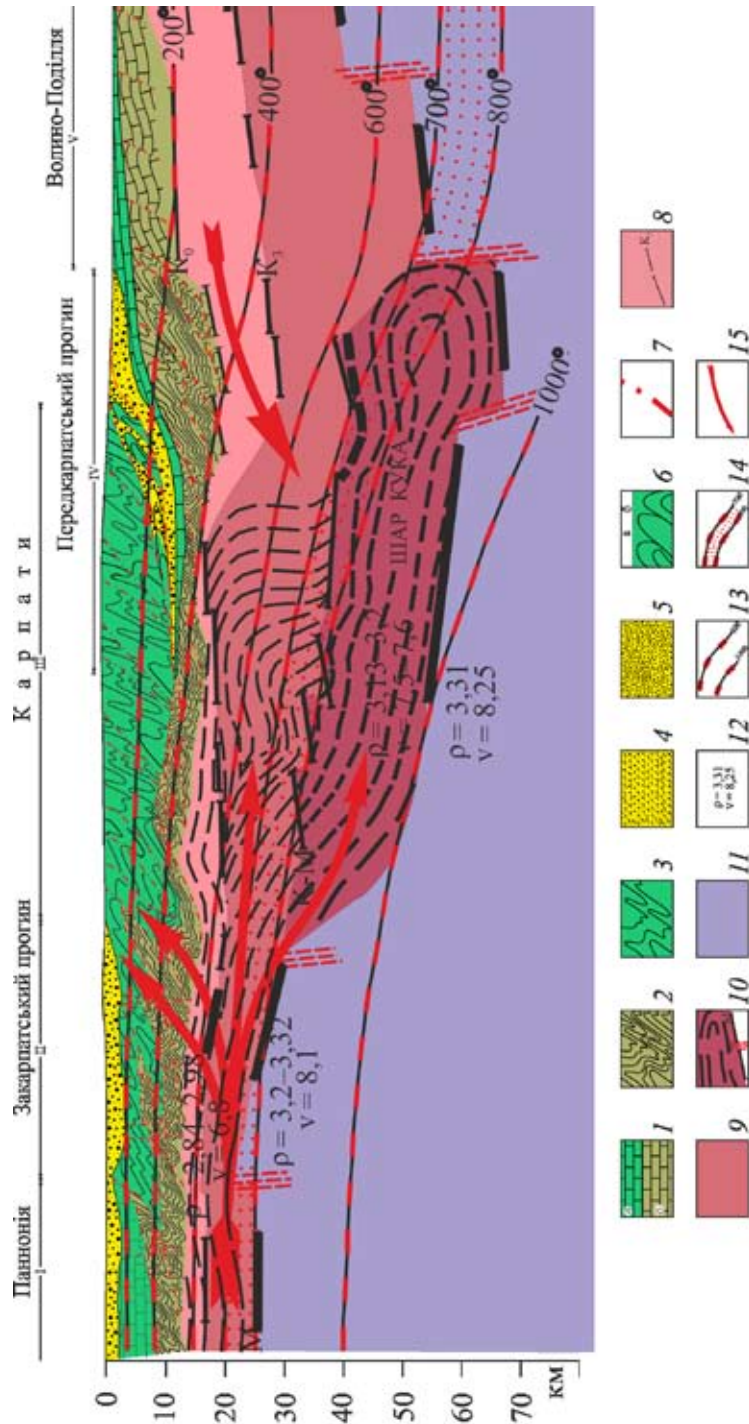


Рис. 8. Зчленування гірсько-складчастої споруди Українських Карпат із суміжною платформою:

1-10 – кора: 1-7 – осадовий 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 – магматичні комплекси в структурі Карпат (а – океанічні, б – континентальні), 7 – розломи в осадовому чохла; 8 – гранітний шар (K₂ – сейсмічні граніти), 9 – базальтовий шар, 10 – шар Кука (М – границя Мохоровичича, а – зони розломів на границі Мохоровичича); 11 – верхня мантия; 12 – значення фізичних параметрів шарів: ρ – щільності (×10³ кг/м³), v – швидкості сейсмічних хвиль (км/с); 13 – ізотерми; 14 – кінетична границя габро-еклогітової реакції (в інтервалі 700–800 °С); 15 – напрямок 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.

Починаючи з пізньої крейди, ніде на території Панкардії взагалі (і Карпат зокрема) океанічної кори вже не було і подальше скорочення геосинклінального простору проходило під дією процесу, відомого як «крокодилова тектоніка» (“crocodile tectonics”), або «тектоніка клинів» (“tectonics of wedges”) (Хаин, Лобковский, 1990; Meissner, Reston, 1989), коли верхня, крихка, кора окремими пластинами насувається на сусідні блоки, місцями утворюючи так звані кордильєри, а нижня підсувається (нагнітається за рахунок в’язкопластичної течії) під них.

Відтак потовщена нижня кора потрапила в термодинамічні умови, за яких стала можливою реакція еклогізації. Основні породи перетворилися на гранатові грануліти та еклогіти, збільшивши щільність речовини і швидкість хвиль у цій частині кори. У результаті тут виник шар Кука, який відстежується геофізичними методами і описаний як «коро-мантійна суміш», а зчленування гірсько-складчастої споруди з платформою набуло такого вигляду, як представлено на рис. 8.

Геологічні аспекти проблеми Закарпатського глибинного розлому (ЗГР). Як неважко переконатися, ознайомившись із дослідженнями, присвяченими ЗГР, його зв’язок з П’єнінами встановлюється переважно на підставі постулату, що так звані скелі – це тектоніти – ознаки колосальних тектонічних напружень в зоні ЗГР з утворенням меланжу (див. рис. 4). Однак факти незаперечно свідчать, що тут ми маємо справу з осадово-гравітаційними утвореннями (олістолітами) у складі верхньокрейдових відкладів П’єнінського покриву (Шлапінський та ін., 2017). Цей висновок повністю спростовує положення, що П’єніни і Мармарош є проявом Закарпатського глибинного розлому. До того ж обидві ці одиниці зараз перебувають у системі Зовнішніх Карпат (що визнають майже всі українські і словацькі геологи) та від розташованих північно-східніше тектонічних одиниць вони відокремлені насувами, а не ЗГР. Так що ЗГР, у розумінні Є. М. Лазька, Д. І. Резвого, С. С. Круглова та багатьох інших, не існує. Це, однак, не знімає питання про характер зчленування Внутрішніх і Зовнішніх Карпат.

Розглянемо співвідношення між ними на кінець мезозою. У цьому часовому інтервалі Протоп’єніни і Протомармарош перебували в системі Внутрішніх Карпат, зазнавши з ними разом австрійську і ларамійську складчастості.

Чим вони відокремлювалися від розташованого північніше зовнішнього флішового басейну, де ці рухи не мали такого характеру? Найвірогідніше – Північноп’єнінсько-мармароською кордильєрою. Якоюсь мірою це підтверджується різкою відмінністю складу псефітів відкладів еоцену П’єнінського і Магурського покривів.

Для перевірки висновку про належність палеогену району Перечина до П’єнінського покриву розглянуто склад уламків поліміктових пісковиків і гравелітів П’єнінського покриву та сусідніх одиниць – Магурського покриву та подгальського флішу. Згідно з дослідженнями словацького геолога Р. Маршалко (1980), п’єнінський палеоген відкладався у двох трюгах: іновсько-кійовському (північно-п’єнінський) і лобоватому (південно-п’єнінський). Їх розділяла неоп’єнінська кордильєра. Подгальський трог формувався на південь від лобоватого (їх відокремлювала західно-карпатська кордильєра), а Магурський – розміщувався північніше іновсько-кійовського трюгу; між ними знаходилася

південно-магурська кордильєра. Ці кордильєри постачали в трюги вельми специфічний матеріал. Найбільш суттєвою відмінністю грубоуламкових відкладів п'єнінського палеогену є наявність блоків і уламків верхньокрейдового флішу типу пуховських мергелів та юрських вапняків, відсутніх у магурському палеогені.

З огляду на достатньо представницьку кількість аналізів шліфів поліміктових пісковиків і гравелітів з площ геологічної зйомки Перечин і Тур'я Поляна ми проаналізували їх на предмет співвідношення кластики: 8 взірців з перечинського еоцену (вуховчицька світа П'єнінського покриву) і 64 – з Магурського покриву. Виявилось, що всі взірці першого містять 70–90 % уламків вапняків, а магурські псефіти – від 0 до 15 % (у половині взірців їх взагалі немає) (Шлапінський та ін., 2013). Ті самі дані свідчать про відсутність різниці у складі уламків для порід олігоцену (Жигунова и др., 1968, 1969, фактичний матеріал). Таким чином, можна припускати, що перехід цих одиниць до складу Зовнішніх Карпат відбувся на зламі еоцену й олігоцену. До цього часового інтервалу П'єніни відокремлювалися від розташованих південно-західніше одиниць Внутрішніх Карпат насувами австрійської фази складчастості. І немає жодних підстав вважати, що по них пізніше розвинувся чи поновив свою діяльність ЗГР. Так що розломи, з якими пов'язані прояви неогенового вулканізму, не приурочені до сучасної границі Внутрішніх і Зовнішніх Карпат.

Ось витяг з роботи В. Ніколаєва: «Описане раніше обмеження басейну по поверхні Мохо в північній частині трасувалося по Кліповій зоні, і тут проводили глибинний розлом. Однак новітні дослідження чехословацьких геофізиків у районі Віденського прогину показали, що стрибок глибин до розділу Мохо по лінії профілю VI не знаходиться строго на границі Внутрішніх і Зовнішніх Карпат, а розміщується у Внутрішніх Карпатах і співпадає із сейсмічно активною зоною, яка тягнеться від Мияви на південний захід. ... У той же час на профілі V перепад глибин поверхні Мохо від 37 до 48 км строго співпадає з Кліповою зоною» (Николаев, 1986).

У розташованих в південно-східному секторі Карпат Кам'янопотоцькому субпокрові Мармароського покриву, Рахівському, Буркутському покрових та Красношорсько-Говерлянському субпокрові Дуклянсько-Чорногорського покриву зафіксовано виходи порід офіолітового комплексу. Інсітність основних ефузивних та осадових утворень пізньоюрського-ранньокрейдового віку першої з перелічених тектонічних одиниць сумнівів не викликає. Унаслідок розтягу континентальної кори по типу пасивного рифтингу в тріасі–юрі утворився внутрішній флішовий басейн. У ранній крейді басейн поширився в бік платформи. Розтяг плити відбувався швидко, і в деяких частинах стався повний розрив континентальної кори та сформувалася структура, у якій глибоководні прогини з океанічною корою чергувалися з континентальними. До районів з корою океанічного типу з відповідним магматизмом з неглибоко залеглих мантийних осередків належать магматити рахівсько-чивчинського комплексу, зокрема вулканіти кам'янопотоцької світи (натрієво-толеїтова з базальтами і діабазами) (Ляшкевич и др., 1995; Павлюк та ін., 2013; Ляшкевич, 2014).

Наявні в решті одиниць офіоліти являють собою олістоліти, включені в породи крейдового віку.

Рахівський покрив. Закарпатські геологи ділять рахівську світу валанжину–готериву на дві підсвіти. У нижньорахівській підсвіті ними виокремлюються дві пачки:

– пачка тонкоритмічного чергування чорних аргілітів та вапняків з горизонтом конгломератів і гравелітів у покрівлі (до 50 м). Загальна потужність пачки – 400 м;

– товща пісковиків із прошарками чорних аргілітів та конгломератів (300–500 м).

У верхній підсвіті виокремлено три пачки:

– ритмічне чергування аргілітів чорних, алевролітів та пісковиків (300–400 м);

– грубозернисті пісковики з прошарками аргілітів (200–300 м);

– тонкоритмічне чергування пісковиків, аргілітів, вапняків (біля 200 м);

Загальна потужність світи визначається ними у 1400–1900 м.

На геологічних картах району Рахова (Максимов, Немков, 1949; Волошин, 1971) у межах однойменного покриву, у складі середньої пачки верхньорахівської підсвіти закарпатських геологів, від басейну р. Мала Шопурка до правобережжя р. Тиса (пот. Москва) зафіксовані з перервами на відстані близько 16 км шість виходів діабазів та вапняків юрського віку. Два з них (Волошин, 1971) вважаються олістолітами. Інші чотири зображені на геологічній карті у вигляді ізольованих тіл – тектонічних останців (до 0,5 км уздовж довгої осі). Те, що вони розташовані не в найбільш піднесених частинах рельєфу, а деякі з них – розташовані на великій віддалі від «Мармароського масиву», не дозволяє вважати їх його тектонічними останцями. Стратиграфічне положення цих тіл обмежується їхнім перебуванням у полі розвитку порід нижньої та середньої пачок верхньорахівської підсвіти. Враховуючи це, можна припустити, що вони є олістолітами в складі олістостроми, розвинутої в породах цієї підсвіти. Це припущення може підтверджуватися тим, що, за А. А. Волошиним, для цих порід характерна сильна зім'ятість у дрібні складки різних форм (амплітудою від десятків до перших метрів) з перевагою перекинутих. Найсильніше дислоковані породи, що містять прошарки вапняків і складаються з потужних глинистих пачок. До речі, на фото у звіті, де показані породи верхньорахівської підсвіти району, про який йшлося, добре видно, що зім'ятість у них має всі ознаки підводно-зсувної (Шлапінський, Кузовенко, 1998).

Буркутський покрив. Доведено, що діабазы і базальти так званого тростянецького комплексу – це олістоліти у складі піщаної товщі буркутської світи альб-сеноманського віку. Аналогічні породи, а також діабазові порфірити і теж у вигляді олістолітів зафіксовані в одновікових породах яловецької світи у складі Красношорсько-Говерляньського субпокриву (Кузовенко, Шлапінський, 2007). Судячи з вапняків і туфогенних відкладів, виявлених разом з ефузивами у складі олістостромового комплексу, віковий інтервал, коли мали місце прояви основного вулканізму, – барем–апт (Лещух, 1982). Локалізація тростянецької олістостроми з ефузивами у передовій частині Буркутського покриву, а яловецької – у тильних лусках Дуклянсько-Чорногорського вказує на те, що джерелом зносу була кордильєра. У баремі–альбі вона розділяла різко відмінні літологічно товщі (карбонатні білотисенсько-буркутські і кременисті

шипотсько-яловецькі нижньо-верхньокрейдового віку) (Кузовенко, Шлапінський, 2007). Отже, факти підводять до думки, що на межі нижньої і верхньої крейди, коли у Внутрішніх Карпатах відбувалися активні насувні рухи, відгомін їх відчувався і в перехідній зоні між внутрішнім та зовнішнім флішовими басейнами. Це проявилось тут не тільки в рості кордильєри (типу Кумане). Сама кордильєра визначається як структура, сформована на корі сіалічного типу, місцями зі стоншеними ділянками, на що вказують петрохімічні особливості андезитобазальтів гори Петрос (Ляшкевич и др., 1995; Павлюк та ін., 2013; Ляшкевич, 2014).

Згодом активність магматичних процесів припинилася. Після альбусеноману кордильєра частково занурилася й була фрагментована, тому що осади яловецької (сеноман–сантон) і сухівської світ (сеноман–коньяк) відповідно Буркутського і Дуклянсько-Чорногорського покривів літологічно подібні. Однак певні піднесені ділянки на її місці залишилися, про що свідчить розвиток олістостроми у верхах яловецької – низах чорногорської і тарнічорської світ (сантон) Красношорсько-Говерлянського субпокриву в басейнах Тереблї–Лазещини на віддалі 60 км (Шлапінський, 2009). У складі олістостроми є дезінтегровані і перевідкладені відклади шипотської світи, описані Я. О. Кульчицьким (Габинет и др., 1976) по р. Тарнічорі та в басейні Лазещини, де зафіксовані великі блоки (до 100 м) цих відкладів у яловецькій світі (Шлапінський, 2009).

Модель формування Зовнішніх Карпат. Щодо «крокодилової тектоніки». Якщо про нижню кору даних обмаль, бо вона не доступна для буріння в силу значних глибин, то про верхню більш визначено розмірковувати можна. Тут найперше слід розглянути співвідношення Внутрішніх і Зовнішніх Карпат. На цей час окремі геологи створили непотрібну плутанину, залучивши до Внутрішніх Карпат П'єнінський і Мармароський покриви. Останні, згідно з усім відомим принципом, остаточно сформувалися як покривні одиниці в міоцені, а отже, належать до Зовнішніх Карпат. За даними словацького геолога Б. Лешко, свердловина 1-Лубіна, закладена в Подгальській зоні за 7 км на південь від смуги П'єнінських скель, розкрила відклади П'єнін на глибині близько 2000 м і пройшла їх повністю до позначки 2700 м. Далі до 3200 м вона розкрила палеогенові відклади Магурської зони. Таким чином, П'єнінська зона виявилася тут тонкою похилою структурою, яка далеко насунута на Зовнішні Карпати (Круглов, 1998). Тобто, її південно-західна частина, а також «хвости» Магурського покриву знаходяться під Внутрішніми Карпатами. Наявність у їх піднасуві порід палеогену вказує, що вони опинилися під Внутрішніми Карпатами не в результаті австрійських рухів, а значно молодших подій, і що Зовнішні Карпати остаточно сформувалися внаслідок підсування євразійської континентальної окраїни під флішові комплекси та її колізії з континентальною основою Карпат. Про це свідчить і скорочення дофлішової основи, яка тепер в українському сегменті Карпат складає приблизно 40 км (Шлапінський, 2012) при значно більшій первинній ширині флішового басейну. Часовий інтервал, коли відбувалися ці процеси в українському сегменті Складчастих Карпат, – карпатій (Шлапінський та ін., 2017) – верхній баден – нижній сармат (Клиточенко и др., 1964). У цьому часовому інтервалі насиви поширилися від П'єнінського покриву до Бориславсько-Покутського.

На заключному етапі неогенової тектоніки (пліоцен–плейстоцен) відбувалися вертикальні рухи (Гофштейн, 1971, 1995). До речі, тут можна побачити певну аналогію з послідовністю подібних процесів у Внутрішніх Карпатах, де горизонтальні переміщення австрійської фази складчастості змінилися на вертикальні ларамійської фази. Саме з вертикальними рухами пов'язана перебудова складчасто-покривної структури Карпат у складчасто-покривно-блокову, що супроводжувалося підвищеною тріщинуватістю флішового чохла та надходженням по ослаблених зонах вуглеводнів, з подальшим заповненням наявних уже на той час пасток і формуванням покладів нафти і газу.

Це положення особливо яскраво ілюструє приклад Бориславського нафтогазоносного району. Із геології цього району відомо, що луски Берегової та Орівської скиб на ділянках, розміщених північно-західніше і південно-східніше центрального Бориславсько-Тустановицького сектору, висунуті на північний схід відносно нього. Це здається не логічним, адже саме в центральному секторі розвинуті більш похилі насуви і тут Скибова одиниця мала бути висунута на північний схід, на що звернув увагу ще К. Толвінський. Пояснення цього протиріччя полягає ось у чому. У час, коли тут насувалися флішові маси, центральний сектор був гіпсометрично пониженою ділянкою. Як результат – сформувалися похилі структури. Згодом унаслідок диференційованих вертикальних рухів ця ділянка між Раточинським та Уличнянським розломами була піднесена і відповідно інтенсивніше денудована, що й пояснює відступання на південь лусок названих скиб. Одночасно цей сектор був розтягтий серією різноорієнтованих розривних дислокацій, шляхів міграції для вуглеводнів. Особливо інтенсивно вони потрапляли в розріз у місцях перетину розломів і розривів. Про масштаби тріщинуватості свідчить те, що навіть такий малопроникний флюїдоупор, як воротищенські верстви, тут були насичені нафтою так, що з них її було видобуто понад 100 тис. тонн. Показово, що в озокеритовій шахті, локалізованій у цих відкладах, зафіксована зіяюча тріщина шириною до 3 м, пов'язана з протяжним діагональним порушенням. Похилі насувні структури були розділені на блоки. Деякі з них являють собою брахіантикліналі (куполи), надзвичайно насичені вуглеводнями, як знаменитий купол Вільно в Тустановичах. Подібна динаміка геологічних перетворень характерна і для інших ділянок Карпат, де сконцентровані значні поклади вуглеводнів. Це, зокрема, Майданське тектонічне піввікно і район Биткова, де є поєднання низки додатних факторів нафтогазоносності – повноцінних шляхів підведення вуглеводнів і наявності структур-пасток.

Висновки. Використання термінів «терейни», «акреційні призми», «сутури», «субдукція» стосовно Карпат у цілому і Зовнішніх Карпат зокрема не виправдане. Структурні елементи в їхньому складі (покриви, субпокриви, скиби, луски) не відповідають цим термінам, відтак вживання цих термінів не рекомендується. Закарпатський глибинний розлом, поверхневий прояв якого помилково пов'язували з П'єнінською зоною, не існує, а П'єнінський зона – це покривна структурна одиниця у складі Зовнішніх Карпат, яка прилучилася до них із системи Внутрішніх Карпат на часовому відрізьку еоцен–олігоцен.

Формування Карпат у цілому і Зовнішніх Карпат зокрема проходило в декілька етапів під дією різноспрямованих, переважно горизонтальних, рухів, але остаточно структура Зовнішніх Карпат утворилася внаслідок колізії

континентальної флішової основи з євразійською континентальною окраїною і підсування останньої під флішові комплекси. Після завершення цих процесів мали місце головні вертикальні рухи, які і сформували структуру Карпат як складчасто-покровно-блокову. У результаті останніх подій (пліоцен–плейстоцен) відбувся диференційований розвиток інтенсивної трищинуватості, з припливом вуглеводнів і заповненням ними сформованих на той час пасток.

- Артюшков, Е. В. (1993). *Физическая тектоника*. Москва: Наука.
- Василенко, А. Ю. (2016). *Неогеновий магматизм в системі Закарпатського глибинного розлому*. (Автореф. дис. канд. геол. наук). Київський національний університет ім. Тараса Шевченка. Київ.
- Волошин, А. А. (1971). *Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения реки Тиса (отчет о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000, Раховский район)* (Т. 1). Берегово: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Габинет, М. П., Кульчицкий, Я. О., Матковский, О. И. (1976). *Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат* (Ч. 1). Львов: Вища школа, 79–80.
- Галабуда, М. І. (2000). Фіксизм, мобілізм чи циклічне розширення Землі. *Геодинаміка*, 1 (3), 28–38.
- Галабуда, М. І. (2002). Космічно-аномалістична концепція формування земної кори. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3, 100–108.
- Глушко, В. В., Круглов, С. С. (Ред.). (1986). *Тектоническая карта Украинских Карпат. М-б 1 : 200 000*. Киев: УкрНИГРИ, Мингео УССР.
- Гнилко, О. М. (2011). Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Частина 1. Основні елементи Карпатської споруди. *Геодинаміка*, 1 (10), 47–57.
- Гнилко, О. М. (2012). Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Частина 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма. *Геодинаміка*, 1 (12), 67–78.
- Гнилко, О. М. (2014). Тектоніка та процеси становлення покривно-складчастої споруди Українських Карпат. В *Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій* (с. 24–71). Львів.
- Гнилко, О. М., Генералова, Л. В. (2014). Тектоно-седиментационное развитие Предмармарошской аккреционной призмы Украинских флишевых Карпат. *Вестник Санкт-Петербургского университета*, 7 (2), 5–23.
- Гнилко, О. М. (2016). *Геологічна будова та еволюція Українських Карпат*. (Автореф. дис. д-ра геол. наук). Львів.
- Гордиенко, В. В. (1998). *Глубинные процессы в тектоносфере Земли*. Киев: Наукова думка.
- Гофштейн, И. Д. (1971). Що розуміти під сучасною структурою Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 22, 34–36.
- Гофштейн, И. Д. (1995). *Геоморфологический очерк Украинских Карпат*. Киев: Наукова думка.
- Доленко, Г. Н., Бойчевская, Л. Т., Данилович, Л. Г. и др. (1980). *Глубинное строение, развитие и нефтегазоносность Украинских Карпат*. Киев: Наукова думка.
- Есипович, С. М. (1998). *История развития планеты Земля – пульсирующее расширение под действием космического прессинга*. Одесса: Астропринт.
- Есипович, С. М. (2000). Деякі аспекти розвитку планети Земля. *Геодинаміка*, 1 (3), 28–38.

- Жигунова, З. Ф., Коваль, Ж. С., Петров, В. Г. (1968). *Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 25 000, проведенных на площади Перечин Закарпатской области УССР в 1966–1967 гг.* (Т. 1–2). Львов: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Жигунова, З. Ф., Петров, В. Г., Коваль, Ж. С. (1969). *Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 25 000, проведенных на площади Турья Поляна Закарпатской области УССР в 1968 г.* (Т. 1–2). Львов: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Зейлик, Б. С. (1978). *О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника)*. Москва: ВИЭМС.
- Клиточенко, И., Анцупов, П., Вуль, М. (1964). О времени складкообразования во Внутренней зоне Предкарпатского краевого прогиба. В *Нефтяная и газовая геология* (с. 8–11). Москва: ЦНИИТЭН Нефтегаз.
- Круглов, С. С., Смирнов, С. Е., Спитковская, С. М. и др. (1985). *Геодинамика Карпат*. Киев: Наукова думка.
- Круглов, С. С. (1998). Тектоніка і геодинаміка Українських Карпат. *Геодинаміка*, 1, 86–89.
- Круглов, С. С. (2000). О корреляции мезозойских и кайнозойских формаций Украинских, Словацких и Польских Карпат. *Геодинаміка*, 1 (3), 58–65.
- Круглов, С. С. (2001). *Проблемы тектоники и палеогеодинамики запада Украины (критический обзор новых публикаций)*. Львов.
- Кузовенко, В., Шлапінський, В. (2007). До природи й умов розміщення «скель» неокомських діабазів у Буркутському покриві Українських Карпат. *Праці НТШ. Геологічний збірник*, 19, 40–49.
- Лазько, Е. М., Резвой, Д. П. (1962). О тектонической природе зоны Карпатских утесов. *Вісник Львівського університету ім. І. Франка. Сер. геол.*, 1, 60–65.
- Лещух, Р. Й. (1982). *Нижньокрейдові амоніти Українських Карпат*. Київ: Наукова думка.
- Ляшкевич, З. М., Медведев, А. П., Крупский, Ю. З. и др. (1995). *Тектоно-магматическая эволюция Карпат*. Киев: Наукова думка.
- Ляшкевич, З. (2014). Еволюція та генезис кайнозойського вулканізму Панкардії. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*, 3 (66), 21–26.
- Максимов, А. А., Немков, Т. И. (1949). *Объяснительная записка к листам геологической карты М-35-XXXI (Надворная) и L-35-I (Чивчины)*. (Т. 14. Ч. 1. Отчет о работах Карпатской геологической экспедиции МГРИ). Москва: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Маршалко, Р. (1980). Палеотектонические реконструкции пьенинских и примыкающих флишевых желобов и их субстрата в Восточной Словакии. В *Материалы XI конгресса КБГА. Литология* (с. 140–148). Киев: Наукова думка.
- Медведев, А. П., Варичев, О. С. (2000). *Пра-Карпати (конструкція і деструкція)*. Львів.
- Монин, А. С., Зоненшайн Л. П. (Ред.). (1987). *История океана Тетис*. Москва: Институт океанологии АН СССР.
- Николаев, В. Г. (1986). Паннонский бассейн (строение осадочного чехла и развитие). *Труды ГИН АН СССР*, 406.
- Павлюк, М. І., Медведев, А. П. (2004). *Панкардія: проблеми еволюції*. Львів: Ліга-Прес.
- Павлюк, М., Ляшкевич, З., Медведев, А. (2013). Українські Карпати в структурі Панкардії (магматизм і геодинаміка). *Геодинаміка*, 1 (14), 45–60.
- Паталаха, Е. И., Лукиенко, А. И., Гончар, В. В. (1995). *Тектонические потоки как основа понимания геологических структур*. Киев.
- Третьак, К. Р., Максимчук, В. Ю., Кутас, Р. І. (Ред.). (2014). *Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій*. Львів.

- Утробин, В. Н., Линецкая, Л. В. (1975). О взаимоотношениях Карпатской и Динарской геосинклинальных складчатых систем. *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геол.*, 50 (3), 145–146.
- Хаин, В. Е., Безр, М. А., Бызова, С. Л. и др. (1977). Основные черты тектонической истории Карпат (в свете новых идей в учении о геосинклиналях). *Вестник Московского университета. Сер. Геология*, 3, 3–20.
- Хаин, В. Е., Лобковский, Л. И. (1990). Об особенностях формирования коллизионных орогенов. *Геотектоника*, 6, 20–31.
- Хаин, В. Е., Ломизе, М. Г. (1995). *Геотектоника с основами геодинамики*. Москва: Наука.
- Хаин, В. Е. (2001). *Тектоника континентов и океанов*. Москва: Научный мир.
- Шлапінський, В. Є., Кузовенко, В. В. (1998). *Вивчення геолого-геофізичних матеріалів по південно-східній частині внутрішніх флішових покрівів Українських Карпат з метою виявлення перспективних на нафту та газ об'єктів (1995–1998 рр.)*. Т. 1. Львів: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Шлапінський, В. Є. (2009). Мікрофауна в олістостромових утвореннях верхньої крейди Говерляньського субпокрову в районі Ясіні. В П. Ф. Гожик (відп. ред.). *Віконна фауна і флора України: палеоекологічний та стратиграфічний аспекти* (с. 179–183). Київ.
- Шлапінський, В. (2012). Деякі питання тектоніки Українських Карпат. *Праці НТШ. Геологічний збірник*, 30, 48–68.
- Шлапінський, В. Є., Мачальський, Д. В., Хомяк, Л. М. (2013). Уточнені дані щодо палеогенових відкладів Пенінського покриву Українських Карпат. *Тектоніка і стратиграфія*, 40, 125–133.
- Шлапінський, В. Є., Жабіна, Н. М., Мачальський, Д. В., Тернавський, М. М. (2017). Геологічна будова Пенінського покриву Українських Карпат. *Геодинаміка*, 1 (22), 55–73.
- Evolution of the Northern margin of Tethys: the results of IGCP Project 198. (1990). *Mem. Soc. Geol. Fr.*, 154, 1–200.
- Meissner, R., & Reston, T. (1989). The three-dimensional structure of the oberpfalz – an alternative interpretation of the DEKORP–KTB data. *Tectonophysics*, 157 (1–3), 1–11.
- Ney, R. (1976). The Carpathians and plate tectonics. *Prz. geol.*, 24 (6), 309–316.
- Oszczypko, N., Uchman, A., & Malata, E. (Red.). (2006). *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*. Kraków: Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego.
- Rădulescu, D. P., & Săndulescu, M. (1973). The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16 (3–4), 155–161.
- Saleebe, J. B. (1983). According tectonics of the North American Cordillera. *Annual Reviews of the Earth and Planetary Science*, 15, 45–73.

Стаття надійшла:
03.09.2019

**Myroslav PALYUK, Volodymyr SHLAPINSKY,
Albert MEDVEDEV, Bohdan RIZUN, Myroslav TERNAVSKY**

**PROBLEMATIC ASPECTS OF THE FORMATION
OF THE UKRAINIAN SEGMENT OF THE CARPATHIANS**

In the paper a model of the formation of the folded-covering-block structure of the Carpathians at a time interval that envelops Late-Hercynian and Alpine events is substantiated. Moreover, this concerns the Outer Carpathians, but the whole Carpathians arch was characterized without going into details, a critical estimate is expressed for application of such terms as terrains, accretion prism, suture, subduction and Transcarpathian fault. It is shown that formation of the Carpathians occurred through several stages under the influence of different-directed, mainly horizontal, movements, as a result of which was destruction of early formed Hercynian continental crust, laying of geosynclinal troughs, formation and further transformation of the basement of the Flysch Carpathians, its collision with Eurasian continental edge, underling of the latter under flysh complex. After completion of these processes mainly vertical movements took place that lineally formed the structure of the Carpathians as folded-covering-block one. As a result of the last event (Pliocene-Pleistocene), a differential development of intensive fracturing occurred with the influx of hydrocarbons and filling traps formed up.

Keywords: formation of the Carpathians, terrains, accretion prism, Transcarpathian fault, crocodile tectonics, Outer Carpathians, folded-covering-block structure.