

Ігор БУБНЯК

ЕВОЛЮЦІЯ ПОГЛЯДІВ ПРО ПЕРЕХІДНІ ЗОНИ МІЖ ПЛАТФОРМОВИМИ ТА СКЛАДЧАСТИМИ ОБЛАСТЯМИ: ВІД ГЕОСИНКЛІНАЛЬНОГО ВЧЕННЯ ДО СУЧАСНИХ КОНЦЕПЦІЙ

Розглянуто історію становлення поняття „передовий прогин“ і його використання у контексті класичного вчення про геосинклінали та сучасні геодинамічні концепції. Крім передових прогинів охарактеризовані перехідні зони від платформ до геосинкліналей, описані структури, що їх супроводжують — глибинні розломи, перикратонні опускання тощо. Обговорено співвідношення понять „передовий прогин“ та „фордланд“. Розглянуто серію наукових праць, в яких описані причини утворення пограничних структур між платформами та геосинкліналями. Для класичного періоду досліджень передових прогинів наведені приклади із західних областей України — від першого застосування терміну „передовий прогин“ до сучасних термінологічних проблем. Подано схеми поділу Передкарпатського прогину. Друга частина статті стосується геодинамічних аспектів формування структур земної кори на межі платформових та геосинклінальних областей. Описані механізми, запропоновані для пояснення виникнення цих структур. Також охарактеризовані методи, що використовують при вивченні перехідних зон від платформових до складчастих областей на різних рівнях: від регіонального до локального рівня. На завершення другої частини показані роботи, в яких тектонічну еволюцію західних областей розглянуто в межах тектоніки літосферних плит. Альтернативні геодинамічні гіпотези (наприклад, гіпотези Землі, що пульсує) є також об'єктом огляду. Зроблено висновок про те, що нові дані можна отримати лише при зближенні різноманітних концепцій та застосуванні нових підходів.

Період класичної геології

Проблема зчленування давніх кратонів із геосинклінальними областями виникла з поширенням учення про геосинклінали (Д. Хол, Д. Дена) та платформи (А. Карпінський).

Уперше геосинклінальні та складчасті області чітко протиставив Е. Ог 1900 р. [1]. Структури між платформами і складчастими структурами та заповнені потужними товщами теригенних порід Е. Зюсс назвав передовими прогинами [2]. Такі структури в СРСР уперше виділили М. Шатський та О. Архангельський, які назвали їх передгірськими западинами [3]. Надалі ці структури названо прогинами. „Це дуже великі і часто складні прогини типу великих синкліналів або синклінонів, що розміщені на межі між типовими платформними та складчастими регіонами.

Вони є, отже, справжніми перехідними зонами між платформами і геосинкліналями“ [4]. М. Шатський охарактеризував головні структурні елементи зон зчленування (крайові шви, крайові поперечні флексури, крайові поперечні грабени, крайові поперечні системи). Він же вперше сформулював емпіричні залежності про співвідношення платформ та складчастих регіонів: 1) у разі високого положення складчастої основи давніх платформ, тобто біля щитів: а — нема крайових прогинів, б — розвиток приплатформних геосинклінальних складчастих систем закінчується звичайно раніше, ніж розвиток внутрішніх частин плит (міграція складкоутворення від платформи); 2) у разі низького положення складчастого фундаменту давніх платформ, тобто на плитах: а — завжди розвиваються крайові прогини, б — закриття приплатформних частин відбувається деколи після замикавання внутрішніх геосинкліналей (міграція складкоутворення у напрямі до платформи) [4]. Ці положення важливі й сьогодні. Особливо наголошено, що геосинкліналь відділена від платформи крайовим швом (глибинним розломом), який лише в разі занурення прилеглої частини платформи може бути перекритий крайовим прогином, формування примежових структур відбувалося під впливом рухів як у геосинкліналі, так і на платформі.

Крім поняття „передовий прогин“, у геологічній літературі доволі часто використовують термін „форланд“. Поняття форланд уперше запропонував Е. Зюсс [2]. Воно охоплює усі структурні елементи між орогеном та кратоном (щитом платформи). Отже, передовий прогин належить до форланду й утворює його найбільше прогнуту частину. У випадку з досліджуваним регіоном до форланду належать території між північно-західною межею Карпатського насувного поясу та Українським кристалічним щитом. Деколи до форланду зачисляють і передові складки орогену. Ми будемо паралельно використовувати обидва поняття.

Цілковитий інший погляд на формування прогинів висловив В. Белоусов. Учений уважав, що перехід від платформи до геосинкліналі може бути плавний, без розриву суцільності в земній корі [5].

Крайовий шов як обов'язковий елемент зчленування визнавала більшість учених ХХ ст.

А. Богданов у 1955 р. виділив формації, типові для крайових прогинів: флішоподібні моласи, бар'єрних рифів, соленосні та вугленосні морські моласи, континентальні моласи. Для крайових прогинів магматичні утворення нехарактерні. Виділення формацій дало змогу розділити прогин на дві зони: внутрішню та зовнішню. Зовнішня зона розвивалася на платформній основі, їй притаманна куполоподібна складчастість. Для внутрішньої зони, що розвивалася на геосинклінальній основі, типовою є складчастість, ускладнена насувами та розривами. Розвиток прогинів довготривалий. А. Богданов наголошував, що крайовий шов — неодмінний елемент зчленування платформи та геосинкліналі, а крайового прогину може не бути [6].

Важливими для усталення у колишньому СРСР учення про зони зчленування платформних та геосинклінальних регіонів були праці О. Пейве про роль глибинних розломів у розвитку земної кори [7]. Як особливу категорію структур дослідник виділив глибинні розломи крайових прогинів. Надалі ідею О. Пейве розвинув В. Наумов, який сформулював поняття крайових шовних зон, що є в основі крайових систем Л. Зоненшайна, В. Поникарова, А. Уфлянда. Крайові шовні зони зароджуються на кристалічному фундаменті платформ і розвиваються під впливом

сусідніх геосинкліналей [8]. О. В'ялов в окрему категорію виділив крайові розломи, що виникають на межі передових прогинів і платформ [9].

З розвитком геологічної науки та появою нових даних про глибинну будову ЄСРСР і сусідніх країн розширилося і поглибилося поняття зони зчленування. Передусім у цьому напрямі треба назвати праці Ю. Пушаровського, Г. Кузнецова, В. Наумова, А. Ставцева, Є. Павловського, Л. Зоненшайна, В. Поникарова, А. Уфлянда та ін.

У монографії Ю. Пушаровського „Крайові прогини, їх тектонічна будова і розвиток“ уперше описані крайові прогини всієї земної кулі. Крайовий прогин дослідник зачислив до особливої категорії структур, що не належать ні до геосинкліналей, ні до платформ. Прогини накладаються на геосинклінальні та платформні утворення. Характерною ознакою виділення прогинів є формації. Порівняльний тектонічний аналіз дав змогу автору зробити такі висновки:

1) на утворення структур зон зчленування значно впливає інтенсивність впливу геосинклінальних областей: за незначного впливу виникають крайові шви, прогини не утворюються. Це явище типово для каледонського етапу розвитку земної кори. У разі інтенсивного впливу утворюються поздовжні та поперечні прогини (герцинський і кіммерійський етапи); у разі помірного — поздовжні крайові прогини (альпійський етап);

2) крайові прогини розвиваються не тільки на плитах, а й на щитах (наприклад, Передгімалайський, Венесуельський);

3) крайовий шов — необов'язковий елемент зчленування платформи і геосинклінальних областей, можливі випадки плавного зчленування.

Ю. Пушаровський дав визначення крайових систем (зон зчленування складчастих областей і молодих платформ): „Під крайовими системами треба розуміти структурні утворення складної будови, розміщені перед фронтом складчастих систем (паралельні до них), захоплені в більш-менш значні компенсаційні опускання у період перетворення геосинклінальних систем у підняті складчасті зони“ [10]. Надалі поняття крайових систем було перенесено на периферію давніх платформ [11]. У цій же праці виділено резонансно-тектонічні структури, що виникають під впливом сусідньої геосинклінали. Ці структури за часом утворення розділено на три групи:

1) утворилися на геосинклінальних стадіях розвитку складчастої області — зони перикратонних опускань, окраїнних синекліз;

2) сформувалися в епоху становлення складчастої області на місці геосинклінальної (поздовжні та поперечні крайові прогини та системи);

3) виникли в період рухів протягом найпізніших фаз розвитку складчастої області.

Цікавим є висновок Ю. Пушаровського про причини виникнення резонансно-тектонічних структур. Автор пов'язав їх з переміщенням глибинних мас у латеральному напрямі [11]. Резонансно-тектонічні структури протиставляють регіонам епіплатформного орогенезу, оскільки вони виникли внаслідок тектонічних процесів геосинклінальної складчастої області.

Г. Кузнецов на підставі аналізу більш як 20 крайових прогинів виділив чотири типи: байкальський (ранньопалеозойський), герцинський (пізньопалеозойський), тихоокеанський (пізньомезозойський), середземноморський (кайнозойський). До категорії структур зчленування дослідник зачислив крайові шви, крайові вулканоплутонічні пояси, крайові (передові) прогини, міогеосинклінальні зони, зони периферії.

кратонних опускань. „Первинними наскрізними структурами, що розділяють платформи і рухомі пояси, є крайові шви та їхні зони“ [12]. Учений зробив такі висновки: 1) межовими структурами між платформами та рухомими поясами є крайові шви та крайові прогини; 2) крайові вулканоплутонічні пояси правильніше трактувати як шов, хоча їх можна вважати межовими структурами.

Зони перикратонних опускань, міogeосинклінальні та передгірські прогини не є структурами розмежування. Зони опускань за розміщенням та генезою є платформними структурами, міogeосинклінальні прогини належать до геосинклінальних систем. Передгірські прогини в окремих випадках можуть бути структурами розмежування, однак вони розміщені як усередині давніх платформ, так і в межах рухомих поясів.

Поняття „зона перикратонних опускань“ у геологічну літературу ввів Є. Павловський 1959 р. [13]. Під цією назвою учений виділив платформні структури першого порядку, що межують зі складчастими (геосинклінальними) областями і відрізняються значним часовим відтинком розвитку (протягом багатьох геологічних періодів і навіть декількох ер). Перикратонні опускання займають крайову частину платформи, нахилену до прилеглої геосинклінали, і зберігають режим переважного опускання протягом тривалих періодів. За характером складчастості та речовинним складом перикратонні опускання ближчі до крайових прогинів, проте відрізняються від них значно більшим періодом розвитку. Аналогічні структури М. Муратов, М. Микунов, Є. Чернова назвали прогинами окраїн [14].

Якщо співвідношення платформних і геосинклінальних регіонів на орогенному етапі розвитку вивчені досить детально, то на попередніх етапах — слабо. Поняття крайової системи, сформульоване Ю. Пушаровським, було змінено та трохи доповнено. У праці [15] наведено таку характеристику крайових систем: „Крайові системи виникають не тільки на границі геосинкліналей та молодих платформ, а й узагалі на границях геосинклінальних та платформних областей будь-якого віку; закладення крайових систем належить не до епохи перетворення геосинклінальних систем у підняття складчастої зони, а до значно раніших періодів, коли геосинкліналь інтенсивно прогиналася“. Крайові прогини структурно вписуються у ці крайові системи і виникають на пізніх стадіях їхнього розвитку, утворюють з ними єдине ціле. У крайових системах складовими частинами можуть бути платформні схили з типовими для них дислокаціями, крайові прогини в тому розумінні, що в них вкладають сьогодні, та вузькі, складно дислоковані зовнішні зони складчастих систем, що їх виділяють як зовнішні міogeосинклінальні зони (рис. 1). Нині крайові системи Л. Зоненшайн ототожнив із пасивними континентальними окраїнами.

Поняття крайової системи Л. Зоненшайна значно доповнив А. Радзивілл [16]. Уведення у крайові системи магматичних крайових систем — крайових вулканічних поясів — дало змогу проаналізувати розвиток крайових систем від магматичних до амагматичних у часі та просторі, виділити ряди крайових систем (або складних крайових систем) та елементарні крайові системи, що відповідають певному етапу розвитку геосинклінального регіону (каледонському, герцинському тощо). Вперше розглянуто еволюцію складних крайових систем. Цю структуру в межах заходу України названо Передкарпатською складною крайовою системою. А. Радзивілл на підставі дрібномасштабних тектонічних карт і формаційного аналізу осадової товщі платформи виділив Передгалицьку крайову вулканічну систему, Передкарпатську герцинську крайову систему та Передкарпатську альпійську крайову систему. Передкарпатська альпійська крайова система об'єднує плат-

формний схил з теригенно-карбонатним осадонагромадженням (крейда—неоген), Передкарпатський крайовий прогин з моласами (неоген), Флішові Карпати (крейда—неоген) (рис. 2). Для кожного з виділених типів простих систем характерна еволюція осадонагромадження. Вікові межі крайових систем мігрують зі сходу на захід, відображаючи акрецію земної кори по периферії Східноєвропейської платформи.

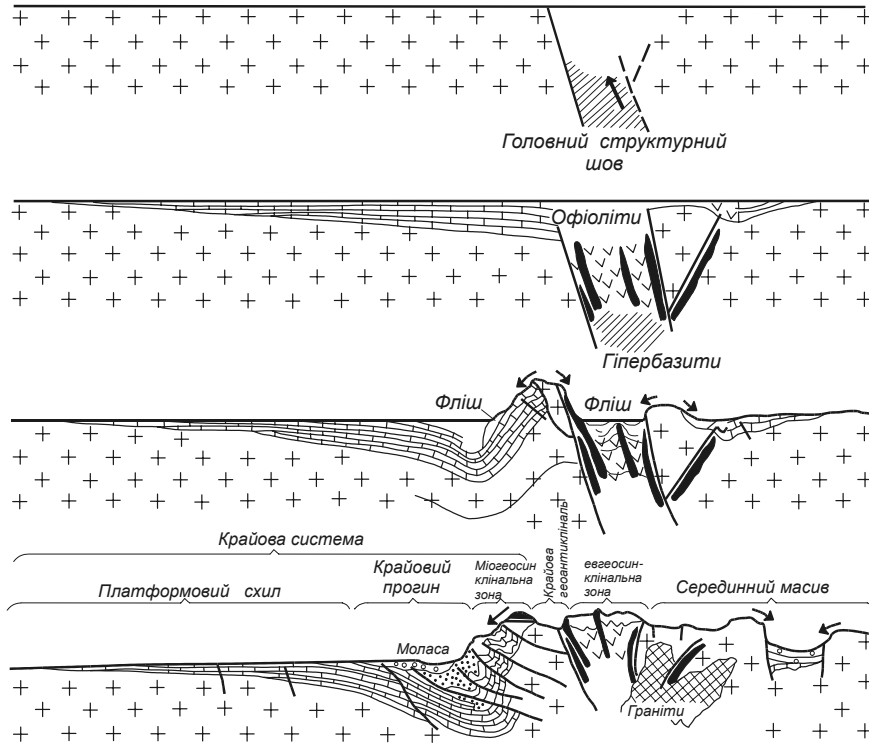


Рис. 1. Розвиток крайових систем за Л. Зоненшайном [15].

У 1976 р. О. Ставцев виділив крайові лускувато-насувні зони — найпоширеніший тип структурних обмежень давніх платформ. У праці „Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов“ [17] учений детально описав п’ять типів зон зчленування: 1) крайові лускувато-насувні зони; 2) крайові шви; 3) вузлові зчленування; 4) крайові обвалення; 5) крайові опускання.

Окрім головних типів структур, у зонах зчленування він виділив крайові прогини та крайові вулканічні пояси. Дослідник не ввів у групу структур розмежування платформ і складчастих областей поперечні прогини та системи, тому що вони розвиваються не тільки на окраїнах платформ, а й в центральних областях.

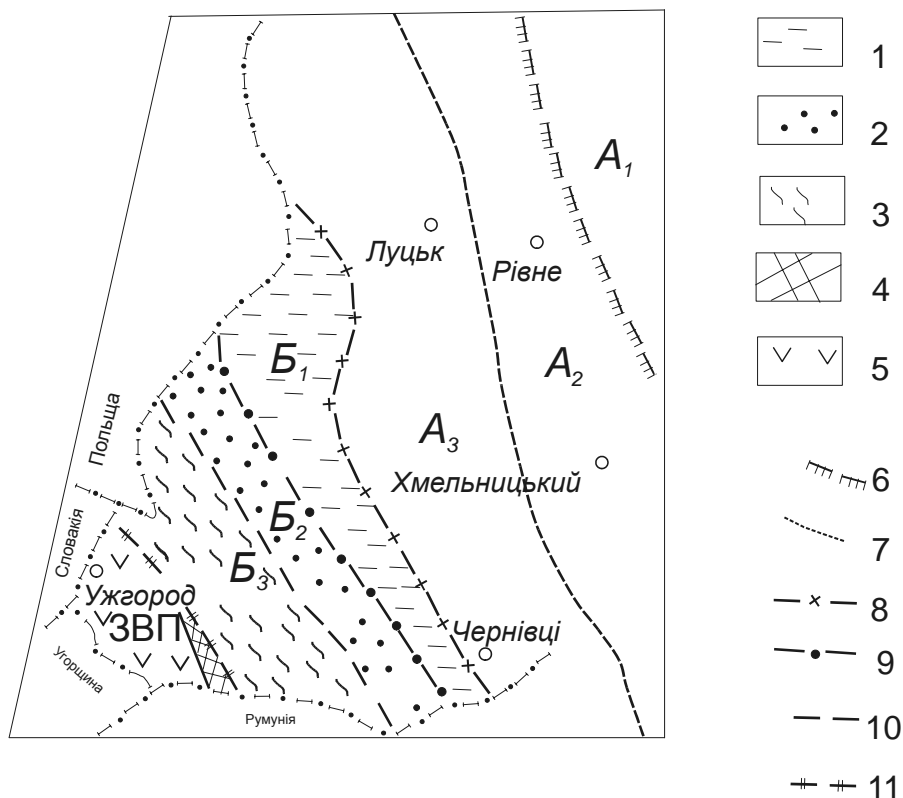


Рис. 2. Палеотектонічна схема Передкарпатської альпійської крайової системи за А. Я. Радзивіллом [16]:

A_1 — Український щит; A_2 — його схили; A_3 — східна частина Передкарпатської герцинської крайової системи; B — Передкарпатська альпійська крайова система: B_1 — платформний схил з теригенно-карбонатним нагромадженням (1), $K-N$; B_2 — Передкарпатський крайовий прогин (2), N ; B_3 — флішова (субгеосинклінальна) зона (3), K ; 4 — герцинська основа Карпат; ЗВП — Закарпатський вулканічний пояс (5).

Східні межі: 6 — Передкарпатської складної крайової системи (і Передгалицької вулканічної крайової системи); 7 — Передкарпатської герцинської крайової системи; 8 — Передкарпатської альпійської крайової системи; 9 — Передкарпатського прогину; 10 — Карпатської флішової субгеосинклінальної зони; 11 — західна межа Флішових Карпат.

Для крайових лускувато-насувних зон характерні:

- 1) лінійність, поширення насувів і тектонічних покрівів;
- 2) гребенеподібна складчастість.

Зовнішня межа крайової лускувато-насувної зони проведена по насуву, внутрішня менш чітка і проведена умовно.

Крайові лускувато-насувні зони сформувалися унаслідок горизонтальних стикувальних напружень. За глибиною закладення їх поділяють на два типи: верхованський і скандинавський. У разі верхованського типу деформації охоплюють лише осадовий чохол, у разі скандинавського — також глибинні горизонти аж до верхньої мантії.

Вузлові зчленування — це підняті крайові виступи платформ, перероблені у процесі тектономагматичної активізації. Вони розміщені на перетині великих розломів, мають ізометричну форму, неоднаково орієнтоване розміщення структурних елементів.

Крайові шви — це структури, що розділяють блоки з континентальною та океанічною корою. Палеозони Беньофа та трансформні розломи О. Ставцев потрактував як „крайовий шов“. Крайовим швам притаманна чітко виражена лінійність. Внутрішня будова складна, дуже характерні вертикальні переміщення блоків, зсуви, поперечні розломи.

Крайові обвалення — структури зчленування давніх платформ і океанічних плит. Вони є глибинними розколами, що розміщені на периферії платформ. Їх зіставляють з континентальними окраїнами атлантичного типу.

Крайові опускання — це структури, у межах яких розміщені ізометричні крайові западини, що вповнені потужними товщами теригенних порід і евапоритів. Від крайових прогинів крайові опускання відрізняються ізометричною формою та концентричністю розміщення внутрішніх елементів.

Крайові прогини — найбільш вивчений тип структур і найдетальніше описаний у літературі. Вони накладаються на крайові шви, вузлові зчленування, крайові лускувато-насувні зони (верхоянського типу). У праці [17] О. Ставцев навів такі висновки: 1) крайові шви виникають на межі океанських блоків і платформи в умовах підсуву океанічного басейну (субдукція) або зсуву вздовж її краю (трансформний розлом); 2) вузлові зчленування виникають на межі платформи з різноманітними рухомими областями, де вони перерізані великими зонами трансформних розломів.

На підставі порівняльного тектонічного аналізу О. Ступка [18] виявив якісні залежності щодо впливу структур крайової частини форланду на структуру, еволюцію та розміщення складчастих систем. Автор пояснив причини локалізації складчастих систем лише в певних сегментах рухомого поясу, зміни їхньої ширини та ступеня деформації у латеральному напрямі. Місцеположення Альп, Карпат корелює з будовою крайових частин форланду. Наприклад, Західні Альпи та їхній вузький передовий прогин лежать навпроти Центрально-Французького масиву, Східні Альпи з широким прогином — навпроти Південно-Німецької плити. Широка частина Українських Карпат збігається з Волино-Оршанським палеорифтом. Виявлена закономірність того, що горизонтальні рухи генерувалися у межах рухомих поясів і визначали тектонічний стиль, а форма форланду зумовила диференціацію у межах цих поясів, разом із кількісним аналізом опускання та еволюції полів напружень може дати ключ до розуміння геодинамічних процесів у перехідних зонах від складчастих областей до платформ.

Останніми роками зони зчленування давніх платформ з геосинклінальними областями вивчають у двох напрямках: власне геологічному та геодинамічному. Власне геологічний напрям — це подальший розвиток ідей М. Шатського, Ю. Пушаровського, Г. Кузнецова та ін.; геодинамічний — вивчення причин та сил, що приводять до формування тих чи інших структур. Ці два напрями доповнюють один одного на нових актуалістичних засадах. Розвиток ідей про виникнення передових прогинів (зон зчленування платформних та складчастих регіонів) з геодинамічних позицій наведемо після короткого історичного огляду, присвяченого західним областям України.

Приклади вивчення зони зчленування у західному регіоні України

Геологія досліджуваного регіону (західні області України) вивчена досить детально. Найкраще описаний Передкарпатський передовий прогин, позаяк з ним пов'язані такі цінні корисні копалини, як нафта, газ, вугілля, кам'яні та калійні солі тощо.

В. Славин у передовому прогині Українських Карпат виділив північно-східне, або платформне крило, центральну (мульдову) частину та південно-західне крило [19].

У 1949 р. А. Богданов розділив Передкарпатський прогин на внутрішню та зовнішню зони, що відрізняються історією допалеогенового розвитку фундаменту [20]. Такий поділ прогину став загальноприйнятим. Нові дані про глибинну будову привели до появи інших схем тектонічного поділу Передкарпаття. Наприклад, Н. Діденко [21] виділив внутрішню, центральну та зовнішню зони. В. Буров зі співавт. [22], В. Глушко зі співавт. [23] виділили Більче-Волицьку (Зовнішню), Стебницьку (Стебницький синклінорій), Бориславсько-Покутську (Внутрішню) зони. Аналогічного поділу дотримувалися автори двох схем УкрДГРІ [24, 25]. Зовнішня зона складена товщею верхніх молас бадену та сармату. Вона перекриває платформні утворення палеозою та мезозою. Самбірська зона (за іншими схемами — підзона) є покровом, що складений соленосним і строкатоколірним комплексами нижнього та середнього міоцену. Цей покров насунутий на зовнішню зону не менше, ніж на 15—18 км. На думку авторів [26], це безкореневий покров, зірваний з нефлішового фундаменту. Бориславсько-Покутська зона складена крейдово-нижньоміоценовим флішем та нижніми моласами міоцену. Вона має складну складчасту структуру, розбиту численними розривними порушеннями.

Детальне зіставлення багатьох схем поділу Передкарпатського прогину наведено в монографії „Разломная тектоника Предкарпатского и Закарпатского прогибов и ее влияние на распределение залежей нефти и газа“ [27].

Класичне трактування появи передових прогинів, що ґрунтується на фіксистському підході, наведено у праці Д. Резвого (рис. 3) [28].

Група авторів (В. Глушко, П. Лозиняк, М. Петрашкевич) запропонувала новий поділ Передкарпатського прогину [29]. Більче-Волицьку (Зовнішню) зону вони зачислили до платформи, Бориславсько-Покутську (у випадку тричленного поділу прогину) — до Карпат, а Самбірську зону вважали власне прогином. Ця думка розвинута авторами в серії праць [30, 31, 32]. Такий поділ і, особливо, принципи поділу Передкарпатського прогину справедливо покритиковані дослідниками Передкарпатського прогину [33, 34]. Однак ми того не розглядатимемо за браком місця.

Оригінальну схему поділу Українського Передкарпаття запропонував Ю. Крупський. Учений виділив дві головні тектонічні структури: основу Передкарпатського прогину — автохтон, і насунутий комплекс — алохтон. Автохтонне ложе складене із Зовнішньої зони з двома підзонами: північно-східною піднятою та південно-західною опущеною, Внутрішньої зони й основи (автохтону) Складчастих Карпат. Насунутий комплекс — алохтон — охопив зони насунутих молас, насунутих структур з моласами та флішем і раніше виділені зони Карпат. Зона насунутих структур з моласами належить до покровів першого роду (нижній, середній та верхній). Весь насунутий комплекс автор назвав покровом другого роду [35].

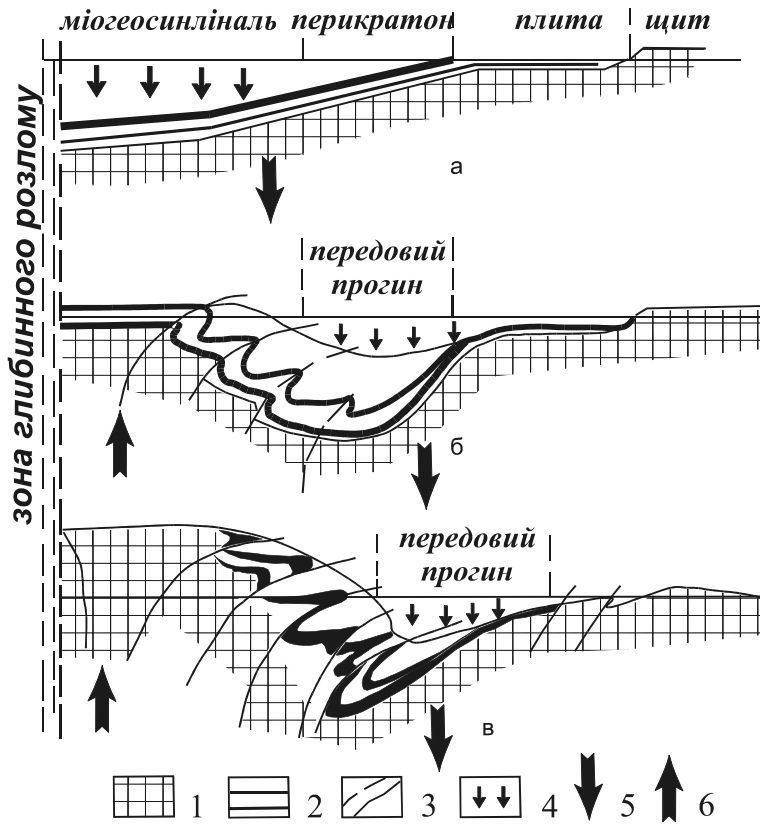


Рис. 3. Утворення структури типу Карпати — Скелясті гори за Д. Резвим [28]:
a — опускання, нагромадження геосинклінального комплексу; *б* — інверсійне підняття уздовж глибинного розлому; *в* — продовження підняття та гравітаційне „розтікання“ блоку, що піднімається, нагромадження покрівів у перикратонному (передовому) прогині; 1 — кристалічний фундамент; 2 — міogeосинклінально-платформний комплекс; 3 — розломи; 4 — седиментація; 5 — інтенсивне опускання; 6 — інтенсивне підняття

Механізм утворення Передкарпатського прогину в цей період описано у праці В. Корнєвої [36]. Дослідниця вважала, що структура (перехід від складчастої області Карпат до платформи) виникає унаслідок трансформації вертикальних рухів у горизонтальні. У цьому разі приймали, що джерелом енергії є гравітаційні сили. На підставі серії палеотектонічних профілів зроблено висновок про довготривалий процес насувоутворення у зовнішній частині Українських Карпат та у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину. Підймання гірської споруди привело до виникнення флексури, яка потім перетворилася на похилу антиклінальну складку. Під дією сил гравітації ця складка зазнала розривання і була перетворена на луску, що переміщувалася у напрямі передового прогину. За таким механізмом утворилися

регіональні насуви в Карпатах. Цю концепцію не підтверджено даними зі структурної геології та палеогеографічного аналізу, хоча, без сумніву, гравітаційний чинник вплинув на формування структури передового прогину. Проблема полягає в оцінці співвідношення тангенційних та гравітаційних сил.

Регіонально розвиток Карпат та суміжних структур пояснює поліморфно-адвекційна модель, запропонована українськими геофізиками. За цією гіпотезою, у межах Панонської западини на глибині 250—400 км виникло джерело тепла, породжене поліморфними перетвореннями речовини. Підняття речовини догори та її розтікання по боках призвело до латерального переміщення земної кори і її змін. У районі підняття конвективного потоку (Панонська западина) виявився розтяг, а в місцях, де потік був спрямований донизу, — стиск (Карпати та передовий прогин). Цей низхідний потік зумовив не лише стиск, а й опускання в передовому прогині (Зовнішня зона Передкарпатського прогину) [37].

Цей погляд про піднімання астеносфери в Панонській западині досить близький до уявлень А. Чекунова та угорських і словацьких геологів, що розвиваються останніми роками.

Період нової глобальної тектоніки

Понад сто років геологи пропонують концепції і механізми співвідношення між потужними осадовими товщами, наприклад геосинкліналями та обмежувальними гірськими поясами. Вплив джерел зносу на розподіл фацій у геосинкліналях розглядав Г. Штілле [38]. За складом та поширенням різних типів порід М. Кей виділив велику кількість геосинкліналей [39]. Екзеогеосинкліналі, за Кеєм, відповідають басейнам форланду. Розуміння поняття „геосинкліналь“ значно змінилося після того, як голландські геологи Ф. Кюнєн [40] та Р. ван Бемелен [41] у районі Індонезійської дуги виявили сучасні геосинкліналі. Однак справжня революція у геології почалася з появою концепції плитової тектоніки, що спонукала до перегляду уявлень про геосинкліналі в розумінні плитової тектоніки [42—44].

Уперше поняття басейну форланду ввів у геологічну літературу 1974 р. В. Дікінсон [45]. Учений також розділив басейни форланду на два генетичні класи: периферійні басейни, що формувалися протягом континентальної колізії на активній стороні (наприклад, Моласовий басейн, що на північ від Альп), та протидугові басейни, які формувалися на платформній частині насувного пояса за вулканічною дугою (наприклад, басейн на схід від Скелястих гір) [46, 47]. Ці типи можна визначити на підставі геометрії басейнів, стилю насувних поясів та осадових фацій. Спроби класифікувати басейни форландів на прикладі Європи засвідчили їхню велику різноманітність, а два класи, виділені В. Дікінсоном, є лише крайніми членами класифікації.

Значна різноманітність басейнів форланду є результатом складної взаємодії процесів, подій, що контролюють розвиток басейнів форланду. Концепцію контролювання розвитку форландових басейнів першого порядку запропонував Р. Прайс [48]. За Р. Прайсом, флексура реакція (реакція вигину) літосфери на ефект навантаження, зумовлений процесами в сусідній гірській системі, є причиною формування басейнів форланду. Процеси, які контролюють розширення (розвиток) власне гірської системи, належать до ефектів, що формують форландові

басейни другого порядку та неабияк впливають на міграцію осей максимальної седиментації у напрямі форланду. Модель формування гірських поясів порівнюють з процесами формування призми снігу перед бульдозером [49]. Призма, що виклинується у напрямі форланду, внутрішньо деформується до створення критичного топографічного нахилу. На цій стадії без приєднання нового матеріалу вся призма буде переміщуватися уздовж головних зон зриву [50, 51].

Інші механізми, за допомогою яких намагаються пояснити виникнення басейнів форланду, охоплюють підкорову ерозію, термопружний стиск, еклогітизацію, базифікацію.

За механізмом підкорової ерозії [52], вважають, що переміщення у мантиї досягають земної кори, захоплюють її матеріал і переносять його в сусідні райони з-під прогину, створюючи додаткове опускання. Підняття астеносфери повинно спричинювати, відповідно, підняття земної кори. Дослідники вважають, що таке підняття може мати висоту 1—2 км, його досить легко виявити в геологічних розрізах. Ці підняття мають бути досить широкі та відповідати часу формування прогину. Результати дії такого механізму з описаними особливостями зрідка трапляються у природі.

Охолодження кори та мантиї також може спричинити опускання поверхні земної кори на значну амплітуду. Однак цей механізм (термопружний стиск), зазвичай, не відіграє самостійної ролі у формуванні басейнів; він супроводжує, наприклад, розтяг кори під час рифтоутворення, створюючи додаткове постріфтове опускання унаслідок розпаду теплових аномалій. Хоча об'єктом наших досліджень є басейни, що виникли в умовах стискування, цей механізм також треба брати до уваги, позаяк він може модифікувати структуру басейнів.

Про один із можливих механізмів опускання земної кори — еклогітизацію базальтового шару земної кори — зазначало багато дослідників. Є. Артюшков [53] головною причиною утворення осадових басейнів уважав ущільнення порід унаслідок фазових переходів. У цьому випадку вважали, що в сіалічних породах гранітного шару значних змін густини породи нема. На глибинах 100—150 км, яких досягає підшва літосфери, фазові переходи також не відбуваються. Фазові переходи можливі лише в основних породах габро-еклогіт. У цьому разі густина порід збільшується на 20 %. З петрологічного погляду такий механізм пов'язаний з певними проблемами, позаяк невідомі точні діаграми стану основних порід за помірних температур і тисків. Також невідомі швидкості фазових переходів та їхні залежності від складу та концентрації флюїдів. Однак цей механізм, на думку В. Артюшкова, не суперечить спостереженням геологічним даним.

Базифікацію як механізм утворення прогинів, маючи на меті пояснити виникнення океанів на місці континентів без значних горизонтальних переміщень запропонував В. Белоусов. [54]. Суть цього механізму полягає у змішуванні ультраосновної магми з базальтовим шаром і частиною гранітного шару. Частина новоутвореної кори (нижня) набуває ознак ультраосновного шару, а верхня — основного. Однак численними спостереженнями дна океану та офіолітових поясів не виявлено існування гранітних та перидотитових блоків. Не підтверджене це припущення і геохімічними дослідженнями. Немає доказів надходження у кору великих об'ємів ультраосновних магм, які значно змінили б склад верхніх шарів земної кори.

У вітчизняній літературі проблема причин тектонічних рухів та механізмів утворення структурних форм найповніше розглянута в монографії [55]. На підставі

власних спостережень та узагальнення результатів дослідження багатьох учених автори дійшли висновку, що процеси, які відбуваються у верхній мантії та спричинюють рухи в земній корі, можна охарактеризувати як фазовий перехід базальт-еклогіт на межі Мохоровичича. Підвищення температури в корі та верхній мантії призводить до переміщення межі Мохо вниз. У такому разі еклогітовий матеріал переходить у фазу олівінового базальту зі зменшенням густини та збільшенням об'єму на 10 %, що й зумовлює підняття земної кори. Зниження температури спричинює переміщення межі Мохо догори; олівіновий базальт переходить у новий фазовий склад — еклогіт із відповідним збільшенням густини та зменшенням об'єму. Дискусійними в цьому механізмі, на думку авторів, є причини зміни температури. Цей механізм не вилучають із процесу формування структур земної кори, йому відводять роль додаткового механізму.

Інший механізм, розглянутий у монографії і згаданий раніше, — теплове розширення і стискування у верхній мантії. Підвищення температури спричинює розширення підкорового субстрату і відповідне підняття товщ, що залягають вище, а її зниження призводить до стискування речовини й опускання товщі. Автори монографії вважають, що цей процес реальний, однак йому не відведено ролі самостійного механізму формування структур земної кори. Водночас учені зазначили, що теплове стискування або розширення може відігравати значну роль у нагромадженні термомеханічних напружень, термопружної енергії, які призводять до критичних рівнів термодинамічних умов і сприяють процесам фазових, поліморфних, електронних переходів, хемічним реакціям. Процеси поліморфних та інших переходів призводять до всебічного стискування або розширення. Поліморфні і, можливо, фазові (або електронні) переходи можуть мати значення лише в разі формування дуже пологих піднять та опускань земної кори з малою амплітудою вертикальних переміщень. Вони представлені синеклізами, антеклізами, валами та мульдами. Перетіканню підкорових мас автори монографії відвели незначну роль, припустивши лише незначне зміщення під час формування прогинів та піднять. На думку вчених, воно не узгоджується з гравітаційними аномаліями. Перетікання мас (як наслідок, а не причина) може відбуватися у районах післяльодовикового ізостатичного вирівнювання. Отже, С. Субботін, Г. Наумчик та І. Рахімова першопричиною вертикальних рухів земної кори назвали фазові, поліморфні, електронні переходи, хемічні перебудови речовини верхньої мантії на глибині від 50 до 200—300 км і більше.

Дослідження гравітаційних полів над орогенними поясами має також важливе значення для вивчення басейнів форланду. Гравітаційні поля — чутливі індикатори рівня та способу компенсації топографічних особливостей на глибині. Продовжуючи ранні праці Ері та Пратта, учені протягом століття намагалися отримати безперервні профілі гравітаційних полів над гірськими поясами Європи та США. Ці профілі засвідчили, що гірські пояси мають великоамплітудні позитивні та негативні аномалії, які важко пояснити за моделями Ері та Пратта. В Альпах закартовано позитивно-негативні аномалії, що продовжуються уздовж усього гірського поясу. Тепер відомо, що топографічне навантаження не компенсоване локально, а відображаючи результат міцності літосфери і топографічне навантаження, компенсоване в цілому районі, спричинюючи гравітаційні аномалії, рисунок яких залежить від флексурних параметрів літосфери. Максимум амплітуди у гравітаційній аномалії є над центром топографічного навантаження, мінімум — над максимумом вигину літосфери щодо топографічного навантаження [56].

Крім процесів, що діють у гірських поясах, на геометрії басейнів також позначається реологічна поведінка літосфери, яка утруднює визначення ефектів другого та вищого порядків на розвиток басейнів форландів. Т. Джордан [47], маючи на меті пояснити опускання басейнів форланду у Скелястих горах на заході США, застосувала пружну модель. Інші дослідники надають перевагу в'язкопластичній поведінці літосфери (наприклад, К. Бюмонт [57]). М. Макнат [58] вважає, що порівняно з океанічною літосферою міцність континентальної може бути менша або більша залежно від температури та напружень у разі вигину.

Унаслідок континентальної колізії літосфера може бути розламана, що спричинює її часткову субдукцію (підсув), подібну до океанічної (рис. 4) [59, 60]. У випадку розламаної літосфери реакція на поверхневе навантаження удвічі більша, ніж у разі суцільної [56]. Надалі сили, пов'язані з межами плит, відіграють важливу роль у формуванні басейнів форланду. Горизонтальні варіації міцності літосфери, як з'ясовано на прикладі басейну Ебро (Іспанія) [61] та південної частини Бетіки (Іспанія) [62], мають важливе значення у формуванні цих басейнів.

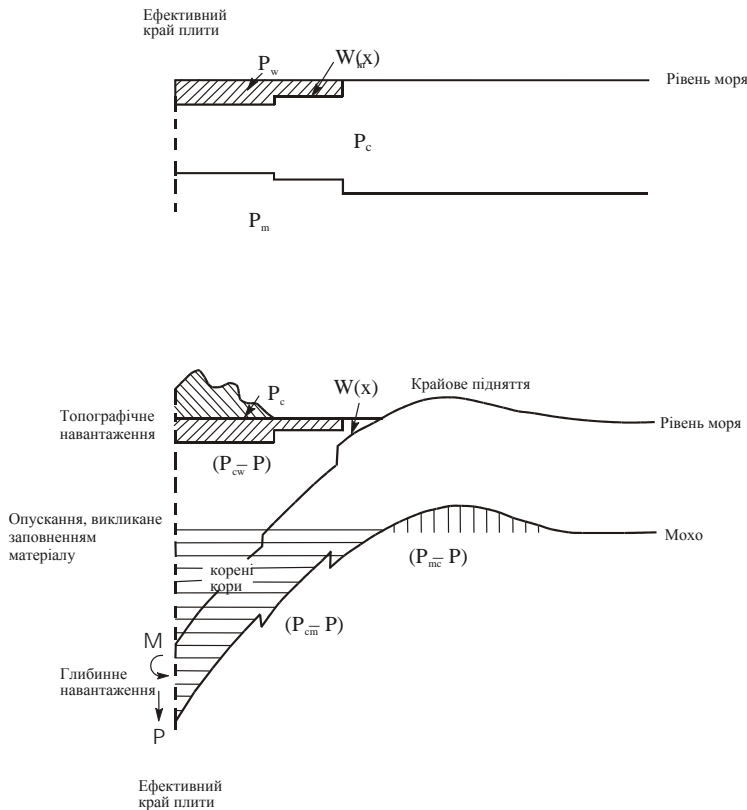


Рис. 4. Схематичний розвиток басейнів форланду за Л. Ройден [59]:

P_w — густина води; P_c — густина кори; P_m — густина мантії; $W_m(x)$ — початкова глибина басейну; $W(x)$ — глибина басейну; M — момент вигину; P — вертикальна перерізувальна сила.

Під час вивчення басейнів форландів учені головну увагу зосереджували на їхніх периферійних частинах, зокрема на визначенні розміщення та міграції крайових піднять [63]. Ці дослідження дали змогу з'ясувати стратиграфічні неузгодження в басейнах, пов'язані зі змінами у в'язкопластичній релаксації (як вважає К. Бюмонт [57]), внутрішньоплитових напруженнях (за Т. Пепером [64]) та ефективній пружній потужності літосфери (за С. Клуїнгом із співав. [65]).

Одночасно з розробкою числових моделей для вивчення поширеності та розподілу фацій використовували інші типи досліджень. В Європі, зокрема, зосереджувались на проксимальних частинах басейнів [66, 67]. Підходи європейських учених стосувалися кореляції кутових незгідностей у седиментаційних басейнах з хроностратиграфічним положенням евстатичних коливань рівня моря на кривій Б. Хага [68]. Також зазначено, що виявлені стратиграфічні межі можуть бути результатом інших процесів, таких як флуктуації внутрішньоплитових напружень [69—71] та автоциклічності [72]. Крім того, на стратиграфікацію розрізу значно впливають насуви, особливо в районах, що прилягають до гірських поясів. Седиментаційний клин поступово втягується у деформації.

Результатом цього процесу є розщеплення проксимальної частини форланду та переміщення седиментаційного виповнення. Так званому седиментаційному комплексу властиві непорядковані особливості сейсмічних меж [73]. Переміщення осадів уздовж простягання може відбуватися завдяки турбідитним потокам, що мають похилі поверхні [74]. Процес розщеплення може привести до утворення басейнів над насувами [75] або пігібек басейнів [76]. Внутрішня геометрія цих басейнів свідчить про міграцію депоцентрів, напрям яких контрольований рухом насувів [77]. Для кращого розуміння еволюції форландового басейну треба мати детальну інформацію про деформацію у сусідньому насунутому поясі.

Хоча деформація складчасто-насувних поясів є головним об'єктом багаторічних геологічних досліджень, та лише працями А. Беллі зі співав. [78], К. Дахлстрома [79] та Дж. Хоссака [80] на прикладі північноамериканських Склеястих гір започатковано з'ясування тектоніки тонкошаруватих структур біля підніж орогенів. Структурну інтерпретацію тонкошаруватих структур полегшено введенням техніки збалансованих розрізів, під якою розуміють реконструкцію початкового положення складчастих та насувних систем [80—82]. Такі реконструкції потребують багатьох припущень про механізми формування порід [83]. Оскільки підніжжя гір, як звичайно, складаються з шаруватих порід, то загальноприйнятою є думка про те, що механізм деформацій насувних поясів у цій частині гірського поясу можна характеризувати флексурним складкоутворенням і сковзанням шарів уздовж нашарування.

Сучасніший метод аналізу деформацій охоплює розломно-вигинно-складчастий метод Дж. Саппе [84]. Ідею цього методу застосовують у багатьох сучасних моделях. Л. Ендігноукс розробив так званий прогресивний кінематичний метод для складчасто-насувних поясів [85].

Реконструкція деформацій у складчасто-насувних крайових частинах має надзвичайно важливе значення для вивчення еволюції сусідніх басейнів. Якщо осадоутворення відбувається під час насувоутворення, то осади зминаються і кутові незгідності, як і зміни фацій, можна вважати результатом тектонічної активності. Це засвідчує, що аналіз стратиграфічного розрізу в цих басейнах може дати інформацію про деформації у насунутому поясі. Д. Медведев [86] у Південній Кароліні

застосував цей метод для вивчення скидів. Дж. Саппе зі співавт. [87] навів результати детального аналізу складчастості та її вираження у перекриваючих шарах і порівняв із результатами сейсмічних досліджень у різних районах для передбачення складкоутворення.

Геодинамічний підхід у західному регіоні України

Головні положення тектоніки літосферних плит після усталення почали застосовувати для пояснення розвитку Карпатської дуги та інших регіонів. Ці дослідження передбачали перегляд великої кількості геологічних матеріалів на актуалістичних засадах [88]. Перші дослідження стосувалися внутрішніх частин орогенних областей, позаяк тут найчастіше відслонені магматичні породи. З'явилася серія праць групи дослідників під керівництвом академіка Г. Доленка [89—92], у яких розглянуто не тільки особливості вулканічних утворень, а й можливості їхнього використання для геодинамічних реконструкцій. Багато уваги приділено реконструкції зони Беньофа. Зазначимо, що в рамках плитотектонічної моделі розглядали глибинне походження вуглеводнів, яке передбачало зв'язок процесів, що відбуваються у земній корі та верхній мантії. Значно менше праць присвячено утворенню власне передових прогинів з нових позицій. Одна з них — стаття І. Гофштейна, в якій розвиток Карпатської дуги та структур облямування описано за типом острівної дуги [93]. Передовий прогин у цій ситуації розглянуто як аналог глибоководного жолоба. Аналогію проведено лише на структурному рівні, а не на палеогеографічному. На підставі геофізичних та геологічних даних А. Друма для дуги Східних Карпат реконструював „основну площину сколювання“ — аналог континентальної зони субдукції або зони підсуву платформи під ороген — як єдиний тектонічний пояс уздовж усього зовнішнього краю Складчастих Карпат [94]. Цей результат досить добре збігається з останніми поглядами на розвиток континентальної зони субдукції у карпатському регіоні. Ю. Крупський [35] на підставі великого фактичного матеріалу, отриманого за останні роки під час розшуково-розвідувальних робіт та порівняльного аналізу, побудував якісну модель розвитку західного регіону України з позицій плитової тектоніки, у якій значну увагу приділено Передкарпатському прогину. Дослідник вважає, що Передкарпатський прогин почав формуватися на пасивній континентальній окраїні наприкінці палеогеону внаслідок зіткнення Євразійської плити з мікроплитою Панонсько-Трансільванської западини. Зазначено, що в егенбурзький час у прогин під дією сили тяжіння сповзала частина флішових відкладів. Також наголошено на активності опускання — у баденії інтенсивніше опускалася південно-східна частина Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, а в сарматі — північно-західна.

М. Бойчук розглянув причини утворення поперечних структур у Передкарпатському прогині [95].

Оригінальну схему розвитку передових прогинів запропонувала група дослідників, очолювана Є. Паталахою [96, 97]. На підставі аналізу великої кількості передових прогинів (у тому й Передкарпатського) учені розглянули особливості просторового розвитку крайових прогинів, їхню типізацію (з урахуванням сучасного поля напружень), а також виділили „внутрішні“ та „зовнішні“ крайові прогини. За основу просторового аналізу вони взяли модель двоетапного розвитку передового прогину, що ґрунтується на циклі Вільсона. Автори зазначили, що форму-

вання передових прогинів відбувається як під час стискування, так і під час розтягу. Вони описали три типові ситуації: 1) горизонтальному стискуванню (поперечному) та вертикальному розтягу відповідають крайові прогини закінченого циклу розвитку або поліциклічні прогини; 2) для вертикального стискування та горизонтального (поперечного) розтягування характерні крайові прогини ембріонального стилю будови з інверсійними деформаціями; 3) в умовах горизонтального зсуву нормальні передові прогини не виникають, їхнім еквівалентом у такому разі стають басейни типу пула—парта.

Аналіз світових матеріалів щодо передових прогинів здійснено в монографії [98], де показано, що розвиток вказаних структур відбувається у ритмі „родоначального“ орогенічного поясу як в умовах розтягу та розкриття океану, так і в умовах колізії. Теоретичні здобутки авторів використовують для прогнозування розшуків вуглеводнів та прогнозування сейсмонебезпечних явищ. Уперше у світовій практиці запропоновано механізм вторинного збагачення передових прогинів вуглеводнями. Цей процес названо фільтр-пресингом [99].

Комплексування результатів томографічних досліджень, числових підходів моделювання тектонічних процесів, дальший розвиток тектонофаціального аналізу дали змогу отримати нові дані про геодинаміку, включно із сучасною, для українського сегменту Карпат. Наприклад, перегляд даних уздовж геотраверсу ГСЗ II дав змогу виділити Фокшанську та Жешівську глибокі вузлові депресії. Проведено кількісні структурні дослідження на перетині Східниця-Опарі. Також здійснено прогнозування активних розломів Волино-Подільської плити з використанням моделі напруженого стану [100].

Розвиваючи двоетапну модель передового прогину, Є. Паталаха зі співавторами [101] запропонував нову систематику передових прогинів. До повномасштабних передових прогинів дослідники віднесли „перикратонно-передгірський тип повного циклу; передгірський тип закінченого абортивного циклу; перикратонний тип незакінченого циклу; остаточно-океанічний „крайовий“ або реліктовий тип закінченого циклу“ [101, с. 30]. Інша група передових прогинів — малі незрілі крайові прогини. Малі крайові прогини відображають специфіку локальних умов.

Геодинаміку передових прогинів Є. Паталаха зі співавторами [102] розглянули в рамках елементарної (полярної) моделі орогену. Виникнення передових прогинів та басейнів форланду пов'язане з розвитком континентальної зони субдукції (А-субдукції). Дослідники звертають увагу на органічну єдність властивостей орогенних поясів у рамках класичної геосинклінальної теорії і тектоніки плит, а також на значення тектонічної зональності під час геодинамічної діагностики структур.

Є. Артюшков зі співавторами [103, 104] розглянув розвиток Східних Карпат від олігоцену до теперішнього часу на базі локальної моделі ізостазії. Він виділив п'ять епох конвергенції та переміщення покрівів; наголосив на поглибленні басейну, що виражене у зміні потужностей моласових відкладів у напрямі від покрівів, що не зовсім відповідає фактичним даним. Також дуже проблематичною є теза

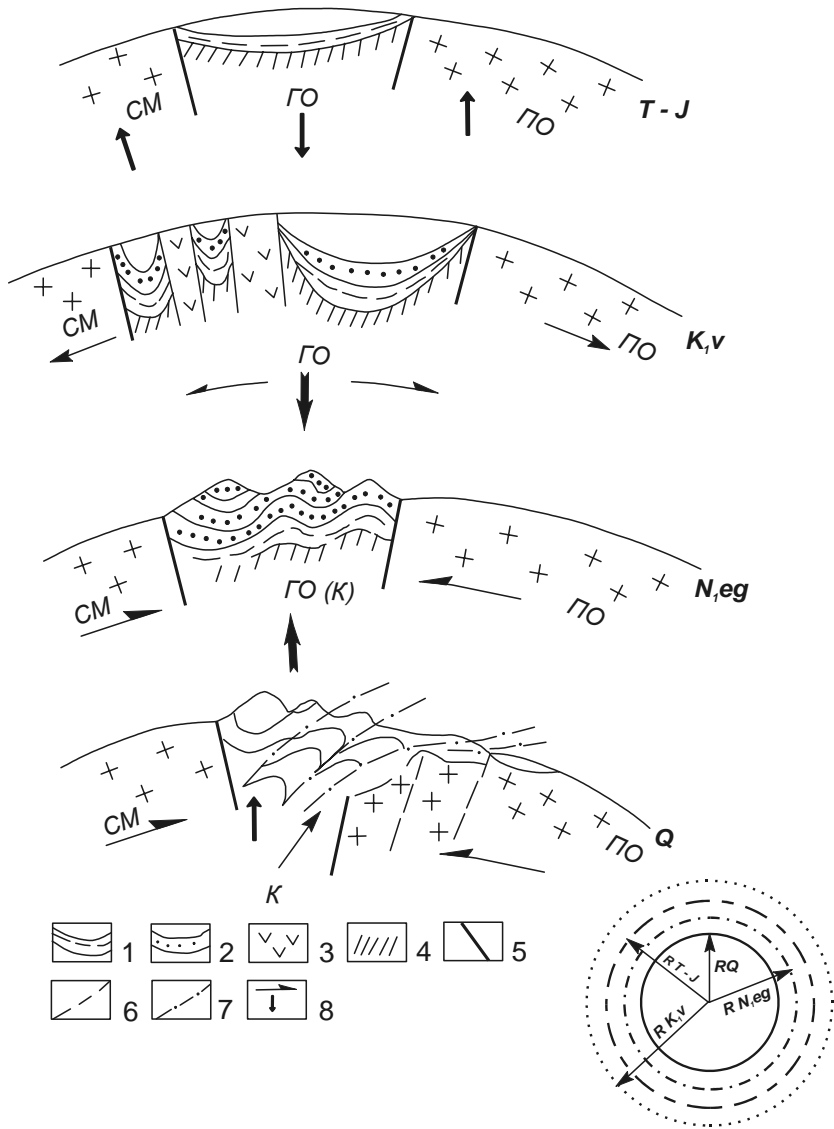


Рис. 5. Схема формування структури Карпат та їхнього форланду за С. Кругловим [26]:
 1 — дофлішові формації; 2 — флішова формація; 3 — спіліто-діабазова формація; 4 — субстрат геосинклінальної області; 5 — зони крайових глибинних розломів; 6 — розломи; 7 — насуви; 8 — напрямки рухів; СМ — серединний масив; ГО — геосинклінальна область; ПО — платформне облямування; К — Карпатська гірська споруда.

На врізці внизу праворуч умовно показана зміна радіуса Землі на різних етапах альпійського циклу (за матеріалами Карпат).

про занурення передового прогину, яке нібито відбувалося у періоди, коли не було переміщень у Карпатському поясі. У численних працях [26, 105, 106 та ін.] зазначено про неперервно-перервний процес переміщення насувів від олігоцену (для кайнозойського етапу розвитку). Тому висновок про незалежність виникнення передового прогину (Зовнішньої зони Передкарпатського прогину) від процесів, що відбувалися у сусідньому орогені, навряд чи є правильний. Дискусійне також застосування у цьому регіоні моделі локальної ізостазії. Характер гравітаційних аномалій свідчить про регіональну компенсацію.

У найновішій праці, де розглянуто еволюцію Карпато-Паннонсько-Динарського регіону для палеозойсько-мезозойського етапу [107], доведено, що найобгрунтованішою гіпотезою для пояснення особливостей геодинаміки є пасивний рифтинг.

Зазначимо, що виникнення басейнів форланду та передових прогинів розглядають не лише за концепцією літосферних плит. Наприклад, С. Круглов [26] пояснює еволюцію орогенних областей та суміжних структур з позицій Землі, що пульсує (рис. 5): загальний стиск Землі надає руху речовинам у напрямі до її центра; різні частини земної кори залежно від механічних властивостей по-різному реагують на таке скорочення; жорсткі блоки платформи по системах скидів опускаються у неконсолідовані геосинклінальні регіони; регіон геосинклінали реагує на стискувальні напруження лише пасивно, формуючи складки, ускладнені розривами у вигляді скидів та насувів.

С. Круглов висловив сумнів, що формування головних покровів флішових Карпат є результатом еволюції складчастості. Найімовірніше, що закладення структурно-фаціальних зон відображає наявність великих розломів у дофлішовому фундаменті. Стискувальні напруження на останніх етапах розвитку Карпат призвели до різної деформації чохла та фундаменту і затягування окремих блоків під ороген. Отже, головною причиною виникнення складчастості в карпатському регіоні С. Круглов назвав горизонтальну складову вертикального опускання платформи із загальним зменшенням радіуса Землі.

На завершення зазначимо, що лише зближення різноманітних концепцій та ідей дасть змогу досягти консенсусу в поглядах на розвиток такої складної геологічної системи, як Карпати. Частина огляду опублікована у праці [102].

ЛІТЕРАТУРА

1. *Naug E.* Les geosynclinaux et les aires continentals // Bull. Soc. Geol. Fr. — 1900. — Vol. 28. — P. 617—711.
2. *Suess E.* Das Antlitz der Erde. — Wien: Freytag, 1885 — 1909. — Vol. 5.
3. *Архангельский А. Д., Шатский Н. С.* Схема тектоники СССР // Бюлл. МОИП. Отд. геол.— 1933. — Т. 11 (4). — С. 323—348.
4. *Шатский Н. С.* О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Ст. 3 // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1947. — № 5. — С. 37—56.
5. *Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. — М.: Госгеолтехиздат, 1962. — 608 с.
6. *Богданов А. А.* Некоторые замечания о краевых прогибах // Вестник Москов. ун-та. Сер. геол. — 1955. — № 8. — С. 3—18.

7. *Пейве А. В.* Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов (главнейшие типы глубинных разломов) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1956. — № 1. — С. 90—105.
8. *Наумов В. А.* Строение и развитие краевых швов Сибирской и других платформ // Тектоника. Геология альпид тетисного происхождения. — М.: Наука, 1980. — С. 128—133.
9. *Вялов О. С.* Пограничные глубинные разломы и развитие Предкарпатского прогиба // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. — 1976. — № 15. — С. 17—22.
10. *Пуцаровский Ю. М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие // Тр. ГИН АН СССР. — 1959. — Вып. 28. — 154 с.
11. *Пуцаровский Ю. М.* Резонансно-тектонические структуры // Геотектоника. — 1969. — № 1. — С. 3—13.
12. *Кузнецов Г. А.* Пограничные структуры платформ и подвижных поясов (на примере Сибирской платформы) // Материалы по региональной геологии Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — М.: Недра, 1972. — С. 16—24.
13. *Павловский В. В.* Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1959. — № 12. — С. 3—10.
14. *Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С.* Основные этапы тектонического развития Русской платформы // Изв. вузов. Сер. геол. и разведка. — 1962. — № 11. — С. 30—35.
15. *Зоненишайн Л. П., Поникаров В. П., Уфлянд А. К.* О структурах пограничных между платформами и геосинклинальными областями // Геотектоника. — 1966. — № 5. — С. 3—19.
16. *Радзивилл А. Я.* Краевые системы Украинских Карпат и пра-Карпат // Тектоника и стратиграфия. — 1975. — Вып. 8. — С. 10—20.
17. *Ставцев А. Л.* Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. — М.: Недра, 1983. — 140 с.
18. *Ступка О. С.* Геодинамическая эволюция и структура земной коры Юга европейской части Советского Союза в докембрии. — К.: Наук. думка, 1986. — 244 с.
19. *Славин В. И.* К вопросу о стратиграфии и тектонике Карпатского передового прогиба // Сов. геология. — 1947. — № 23. — С. 25—32.
20. *Богданов А. А.* Основные черты тектоники Восточных Карпат // Сов. геология. — 1949. — № 40. — С. 9—22.
21. *Диденко Н. А.* Тектоническое строение миоценового структурного этажа северо-западной части Предкарпатского прогиба // Геология и геохимия горючих ископаемых. — 1968. — Вып. 14. — С. 61—68.
22. *Буров В. С., Глушко В. В., Шакін В. А., Шпак П. Ф.* До питання про північно-східну границю поширення флішу у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину // Геол. журн. — 1969. — № 3. — С. 3—12.
23. *Глушко В. В., Самойлюк А. П., Трушкевич Р. Т.* Тектоника фундамента Предкарпатского прогиба // Геол. журн. — 1970. — Вып. 6. — С. 3—9.
24. Тектоника Украинских Карпат (Объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат м-ба 1:200000) / Буров В. С., Вишняков Б. И., Глушко В. В. и др. — К.: Украинский научно-исследовательский геологоразведочный институт (УкрНИГРИ), 1986. — 152 с.
25. Тектоническая карта Украинских Карпат / За ред. В. В. Глушка, С. С. Круглова (М-б 1:200000). — К., 1986. — 6 арк.

26. Геодинамика Карпат / Круглов С. С., Смирнов С. Е., Спитковская С. М. и др. — К.: Наук. думка, 1985. — 136 с.

27. Разломная тектоника Предкарпатского и Закарпатского прогибов и ее влияние на распределение залежей нефти и газа / Г. Н. Доленко, Л. Т. Бойчевская, И. В. Килын и др. — К.: Наук. думка, 1976. — 126 с.

28. *Резвой Д. П.* Советские Карпаты — Канадские Скалистые горы (опыт сравнительного тектонического анализа) // Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1976. — С. 5—17.

29. *Глушко В. В., Лозиняк П. Ю., Петрашкевич М. И.* О структуре Предкарпатского прогиба // Геология Советских Карпат. — К.: Наук. думка, 1984. — С. 46—55.

30. *Кульчицкий Я., Лозиняк П., Петрашкевич М.* Основні проблеми геологічної будови та пошуків корисних копалин Карпатського регіону // Праці НТШ. Т. 1. Геологія, геофізика, хемія, біохемія, матеріалознавство, механіка матеріалів. — 1997. — С. 25—45.

31. *Лозиняк П. Ю.* Нові погляди на будову Передкарпатського прогину // Геологія і геохімія горючих копалин. — 1996. — № 3—4 (96—97). — С. 80—90.

32. *Лозиняк П. Ю., Петрашкевич М. Й.* Сучасний стан і проблемні питання геологічної будови Українських Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин. — 1998. — № 3 (104). — С. 26—31.

33. *Круглов С. С.* В защиту Предкарпатского прогиба // Геодинамика. — 1999. — №1(2). — С. 88—91.

34. *Круглов С.* Проблемы тектоники и палеогеодинамики запада Украины (критический обзор публикаций). — Львов, 2001. — 83 с.

35. *Крупський Ю. З.* Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. — К.: УкрДГРІ, 2001. — 144 с.

36. *Корнеева В. Г.* Геологическое строение и нефтегазоносность юго-западного Предкарпатья и прилегающей части Советских Карпат // Тр. ВНИГРИ. — М.: Гостопотехиздат, 1959. — Вып. 141. — 200 с.

37. *Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. Н.* Комплексная геофизическая модель литосферы Восточных Карпат // Геофиз. сб. — 1978. — Вып. 83. — С. 3—16.

38. *Stille H.* Evolution und Revolutionen in der Erdgeschichte. — Berlin: Borntraeger. — 1913. — 32 s.

39. *Kay M.* North American geosynclines // Mem. Geol. Soc. Am. — 1951. — Vol. 48. — 143 p.

40. *Kuenen Ph. H.* Geological interpretation of the bathymetrical results, Snellius Expedition. Sci. Results Snellius Expedition Eastern Pt. East — Indian Archipelago, 1929—1930. 1. — Leiden: Brill, 1935. — 124 p.

41. *Van Bemmelen R. W.* Mountainbuilding. — The Hague: Martinus Nijhoff, 1954. — 177 p.

42. *Mitchell A. H. G., Reading H. G.* Continental margin, geosynclines and oceanfloor spreading // J. Geol. — 1969. — Vol. 77. — P. 629—646.

43. *Dewey J. F., Bird J. M.* Mountain belts and the new global tectonics // J. Geophys. Res. — 1970. — Vol. 75. — P. 2625—2647.

44. *Dickinson W. R.* Plate tectonic models of geosynclines // Earth and Planet Sci. Lett. — 1971. — Vol. 10. — P. 165—174.

45. *Dickinson W. R.* Plate tectonics and sedimentation // Tectonics and Sedimentation / Ed. Dickinson W. R., Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., 1974. — Vol. 22. — P. 1—27.

46. *Beaumont C.* The evolution of sedimentary basins on a viscoelastic lithosphere. Theory and examples // Geophys. J. R. Astr. Soc. — 1978. — Vol. 55. — P. 471—497.

47. *Jordan T. E.* Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States // *AAPG Bull.* — 1981. — Vol. 65. — P. 2506—2520.
48. *Price R. J.* Large scale gravitational flow of supra crustal rocks, Southern Canadian Rockies // *Gravity and Tectonics* / Eds K. A. de Jong and R. Scholten. — New York: Wiley, 1973. — P. 491—502.
49. *Davis D., Suppe J., Dahlen F. A.* Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges // *J. Geophys. Res.* — 1983. — Vol. 88. — P. 1153—1172.
50. *Elliot D.* The energy balance and deformation mechanism of the thrust sheets // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* — 1976. — A 283. — P. 289—312.
51. *Chapple W. M.* Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts // *Geol. Soc. Amer. Bull.* — 1978. — Vol. 93. — P. 1189—1198.
52. *Ueda S.* Subduction zones: their diversity, mechanism and human aspects // *Geo. Journal.* — 1984. — Vol. 8. — P. 381—406.
53. *Артюшков Е. В.* Физическая тектоника. — М.: Наука, 1993. — 483 с.
54. *Белюсов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. — М.: Наука, 1968. — 256 с.
55. *Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.* Мантия Земли и тектогенез. — К.: Наук. думка, 1968. — 174 с.
56. *Turcotte D. L., Shubert G.* Geodynamics. — New York: John Wiley, 1982. — 450 p.
57. *Beaumont C.* Foreland basins // *Geophys. J. R., Astr. Soc.* — 1981. — Vol. 65. — P. 291—329.
58. *McNutt M. K.* Lithospheric stress deformation // *Reviews of Geophys.* — 1987. — Vol. 25. — P. 1245—1253.
59. *Royden L., Karner G. D.* Flexure of the lithosphere beneath the Apennine and Carpathian foredeep basins // *Nature.* — 1984. — Vol. 309. — P. 142—144.
60. *Sheffels B., McNutt M.* Role of subsurface loads and regional compensation in the isostatic balance of the Transverse Ranges, California: evidence for intracontinental subduction // *J. Geophys. Res.* — 1986. — Vol. 91. — P. 6419—6431.
61. *Zoetemeijer R.* Tectonic modelling of foreland basins, thin skinned thrusting, syntectonic sedimentation and lithospheric flexure, PhD thesis. — Amsterdam, The Netherlands: Tectonics / Structural Geology Group, Department of Sedimentary Geology, Faculty of Earth Sciences, Vrije Universiteit, 1993. — 148 p.
62. *Van der Beek P. A., Cloetingh S.* Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain) // *Tectonophysics.* — 1992. — Vol. 203. — P. 325—344.
63. *Quinlan G. M., Beaumont C.* Appalachian thrusting, lithospheric flexure and Palaeozoic stratigraphy of the eastern Interior of North America // *Can. J. Earth Sci.* — 1984. — Vol. 21. — P. 973—996.
64. *Peper T.* Tectonic control on the sedimentation record in foreland basins, PhD thesis. — Amsterdam, The Netherlands: Tectonics / Structural Geology Group, Department of Sedimentary Geology, Faculty of Earth Sciences, Vrije Universiteit, 1993. — 187 p.
65. *Cloetingh S., Van Balen R. Ter Voorde M., Zoetemeijer R., Den Bezemer T.* Mechanical aspects of sedimentary basin formation: development of integrated models for lithospheric and surface processes // *Geol. Rundsch.* — 1997. — Vol. 86. — P. 226—240.
66. *Souquet P., Deramond J.* Sequence de chevauchements et sequences de depot dans un bassin d'avant-fosse. Example du sillon cretace du versant des Pyrenees (Espagne) // *C. R. Acad. Sci. Paris.* — 1989. — Vol. 309. — P. 137—144.

67. *Specht M., Deramond J., Souquet P.* Relations tectonique-sedimentation dans les bassins d'avant-pays: utilisation des surfaces stratigraphiques isochrones comme marqueurs de la deformation // *Bull. Soc. Geol. Fr.* — 1991. — Vol. 3. — P. 553—562.

68. *Hag B. U., Handerbol J., Vail P. R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science.* — 1987. — Vol. 235. — P. 1156—1167.

69. *Cloetingh S.* Intraplate Stresses: A new element in Basin Analysis // *New Perspectives in Basin Analysis* / Eds Kleinspehn K.L., Paola C. — New York: Springer-Verlag, 1988. — P. 205—230.

70. *Cloetingh S.* Tectonics and sea level changes: a controversy? // *Controversies in Modern Geology* / Eds Meuller D., McKenzie D., Weisert H. — London: Academic Press, 1991. — P. 250—277.

71. *Peper T., Beekman F., Cloetingh S.* Consequences of thrusting and intraplate stress fluctuations for vertical motions in foreland basins and peripheral areas // *Geophys. J. Int.* — 1992. — V. 111. — P. 104—126.

72. *Galloway W. E.* Clastic facies models, depositional systems, sequences and correlation: a sedimentologist's view of the dimensional and temporal resolution of lithostratigraphy // *Quantitative Dynamic Stratigraphy* / Ed. T. A. Cross. — London: Prentice-Hall, 1989. — P. 459—479.

73. *Ori G. G., Roveri M., Vannoni F.* Plio-Pleistocene sedimentation in the Apenninic-Adriatic foredeep (Central Adriatic Sea, Italy) // *Int. Ass. Sed.* — 1986. — Vol. 8. — P. 183—198.

74. *Ricci Lucchi F.* The Oligocene to recent foreland basins of the Northern Apennines // *Foreland basins* / Eds. P. A. Allen, P. Homewood. — Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1986. — Vol. 8. — P. 105—139.

75. *Allen P. A., Homewood P., Williams G. D.* Foreland basins: an introduction // Eds. P. A. Allen, P. Homewood. — Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1986. — Vol. 8. — P. 3—12.

76. *Ori G. G., Friend P. F.* Sedimentary basins, formed and carried piggyback on active thrust sheets // *Geology.* — 1984. — Vol. 12. — N 9. — P. 475—478.

77. *Roure F., Howell D., Guellec S., Casero P.* Shallow structures induced by deep-seated thrusting // *Petroleum and tectonics in mobile belts* / Ed. J. Letouzey. — Paris: Technip editions, 1990. — P. 15—30.

78. *Bally A. W., Gordy P. L., Stewart G. A.* Structure, seismic data and orogenic evolution of the Southern Canadian Rocky Mountains // *Bull. Can. Petrol. Geol.* — 1966. — Vol. 14. — P. 337—381.

79. *Dahlstrom C. D. A.* Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains // *Bull. Can. Petrol. Geol.* — 1970. — Vol. 18. — P. 332—408.

80. *Hossak J. R.* The use of balanced cross sections in the calculation of orogenic contraction: a review // *J. Geol. Soc. Lond.* — 1979. — Vol. 136. — P. 705—711.

81. *Bally A. W., Borbi L., Cooper L. C., Chelardoni R.* Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines // *Mem. Soc. Geol. Ital.* — 1986. — Vol. 35. — P. 257—310.

82. *Mitra S., Namson J.* Equal-area balancing // *Am. J. Sci.* — 1989. — Vol. 289. — P. 563—599.

83. *Moretti I., Triboulet S., Endignoux L.* Some remarks on the geometrical modeling of geological deformations // *Petroleum and tectonics in mobile belts* / Ed. J. Letouzey. — Paris: Technip editions, 1990. — P. 155—162.

84. *Suppe J.* Geometry and kinematics of fault-bend folding // *Am. J. Sci.* — 1983. — Vol. 83. — P. 684—721.

85. *Endignoux L., Mugnier J. L.* The use of a forward kinematic model in the reconstruction of balanced cross section // *Tectonics*. — 1990. — Vol. 9. — P. 1249—1262.
86. *Medwedeff D. A.* Growth fault-bend folding at South-East Lost Hills, San Joaquin Valley, California // *AAPG Bull.* — 1989. — Vol. 73. — N 1. — P. 54—67.
87. *Suppe J., Chou G. T., Hook S. C.* Rates of folding and faulting determined from growth strata // *Thrust Tectonics* / Ed. K. R. McClay. — London: Chapman and Hall, 1992. — P. 105—122.
88. *Radulescu D. P., Sandulescu M.* The plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians // *Tectonophysics*. — 1973. — Vol. 16. — N 3/4. — P. 155—161.
89. *Доленко Г. Н., Данилович Л. Г.* Новое в учении о геосинклиналих и его приложение в Украинских Карпатах // *Геол. журн.* — 1975. — № 5. — С. 3—9.
90. *Доленко Г. Н., Данилович Л. Г., Бойчевская Л. Т.* Тектоническое развитие Украинских Карпат в свете тектоники литосферных плит // *Тектоника Средиземноморского пояса*. — М.: Наука, 1978. — С. 16—18.
91. *Данилович Л. Г.* Магматизм Карпат и вопросы геодинамики // *Геология и геохимия горючих ископаемых* — 1975. — Вып. 42. — С. 3—13.
92. *Данилович Л. Г.* О положении зон субдукции в Украинских Карпатах // *Геология и геохимия горючих ископаемых* — 1975. — Вып. 47. — С. 53—68.
93. *Гофштейн И. Д.* Реконструкция зоны Беньофа в Карпатах // *Геология и геохимия горючих ископаемых* — 1977. — Вып. 48. — С. 3—7.
94. *Друмя А. В.* Геологическое строение и сейсмичность Восточного Предкарпатья: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук / АН УССР, Ин-т геологических наук. — Киев, 1973. — 32 с.
95. *Бойчук М. В.* Субпоперечная зональность Внешней зоны Предкарпатского прогиба в связи с газоносностью // *Тр. Ин-та геол. и геохимии горючих ископаемых АН УССР*. — 1981. — № 17. — С. 68—64 / Деп. в ВИНТИ 23.04.1981, № 1854-81.
96. *Паталаха Е. И., Трофименко Г. Л.* Трассы краевых прогибов юго-запада Восточно-Европейской платформы: модель краевого прогиба как углеводородоносной структуры и ее приложение // *Геол. журн.* — 1999. — № 3. — С. 26—34.
97. *Паталаха Е. И., Трегубенко В. И., Лебедь Н. И.* Циркум-Черноморское ожерелье краевых прогибов — систематика и прогноз / Министерство экологии и природных ресурсов Украины, Департамент геологии и использования недр, Украинский государственный геологоразведочный институт. — Киев, 2001. — 16 с.
98. *Паталаха Е. И., Трофименко Г. Л., Трегубенко В. И., Лебедь Н. И.* Проблема краевых прогибов и прогноз УВ. — К.: ЭМКО, 2002. — 251 с.
99. *Паталаха Е. И., Сенченков И. К., Червинко О. П., Трегубенко В. И., Лебедь Н. И.* Фильтр-прессинг как механизм вторичного обогащения УВ краевых прогибов (в природе и в эксперименте) / Министерство экологии и природных ресурсов Украины, Департамент геологии и использования недр, Украинский государственный геологоразведочный институт. — Киев, 2002. — 43 с.
100. *Паталаха Е. И., Гончар В. В., Сенченков И. К., Червинко О. П.* Элементы геодинамики Карпат. Прогноз углеводородов и сейсмичности. — К.: ЭМКО, 2003. — 151 с.
101. *Паталаха Е., Трофименко Г., Евдоцук Н.* Краевые прогибы как продукт континентальной субдукции (идентификация крупномасштабных и малых краевых прогибов) // *Геолог України*. — 2004. — № 2. — С. 25—32.
102. *Паталаха Е. И., Паталаха Г. Б., Токовенко В. С.* Модель элементарного орогена — ключ к пониманию тектонической и минерагенической зональности орогенических поясов // *Доп. НАН України*. — 2005. — № 9. — С. 113—119.

103. *Артюшков Е. В., Беэр М. А., Мернер Н.-А.* Независимость погружения земной коры и горообразования на Карпатах от надвигания тектонического покрова // Докл. Академии наук — 1996. — Т. 346. — № 1. — С. 103—107.

104. *Arrtyushkov E. V., Baer M. A., Mörner N.-A.* The East Carpathians: Indications of phase transitions, lithospheric failure and decoupled evolution of thrust belt and its foreland // *Tectonophysics*. — 1996. — Vol. 262. — P. 101—132.

105. *Csontos L., Nagymarosy A., Horvath F., Kovac M.* Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model // *Tectonophysics*. — 1992. — Vol. 208. — P. 221—241.

106. *Matenko L.* Tectonic evolution of the outer Romanian Carpathians: Constraints from kinematic analysis and flexural modelling. — Amsterdam: Tectonics/Structural Research Group, Department of Sedimentary Geology, Faculty of Earth Sciences, Vrije Universiteit, 1997. — 160 p.

SUMMARY

Ihor BUBNIAK

EVOLUTION OF THOUGHT ON THE TRANSITION ZONES FROM PLATFORMS TO FOLDED BELTS: FROM GEOSYNCLINES TO MODERN CONCEPTS

The history of notions „foredeep“ and its using in the context of the classical geosyncline doctrine and modern geodynamic conceptions is regarded. Besides the foredeep basins the transitional zones from cratons to geosynclines and accompanying structures — deep faults, pericratonal depressin etc are characterized. Interrelation of the „foredeep“ and „foreland“ concepts is discussed. For the classical period of the foredeep studies the examples from the Western Ukraine are presented — from the first using to modern terminological problems. The tectonic schemes of the Ukrainian Carpathian foredeep are presented. The second part of the work is devoted to the geodynamic aspects of the Earth crust structures situated on the marginal parts of the cratons and folded belts. The mechanism concepts proposed for the explanations of the basin origin on the different levels — from regional to local levels are described. At the end of the second part the works examined the development of the Western Ukraine region from the plate tectonic point of view are shown. Alternative geodynamic hypothesis (for example, pulsating Earth) also are object of the review. The conclusion is made that getting new data can be obtained on the base of the convergence of different conceptions and using new methods.