

<https://doi.org/10.26565/2410-7360-2026-64-04>

УДК 551.243

Реконструкція незбалансованого розрізу Флішових Карпат

Віктор Гончар, ResearcherID Web of Science IDW-4846-2023, e-mail: victor.gonchar@ukr.net

к.г.-м.н., незалежний дослідник

АНОТАЦІЯ

ІНФОРМАЦІЯ ПРО СТАТТЮ :

Представлено результати експериментальних досліджень в сфері чисельного відновлення деформаційної історії складчасто-насувних орогенів без внесення будь-яких суттєвих змін у вихідний геологічний розріз чи схему будови, що в першу чергу стосується складчастості. Комплекс досліджень базується на застосуванні найбільш загальних, концептуально нейтральних механізмів формування складчастих структур, а саме: вигину і неспіввісної течії. Повна реконструкція розрізу Флішових Карпат в межах українського сектору виконана для центрального перетину Кросненської і частини Скибової зон за допомогою послідовного зняття зазначених деформацій, а також компенсації насувних переміщень, в результаті отримана величина загального 4-кратнього орогенного горизонтального скорочення та відновлені деякі риси вихідного басейнового профілю. Не виявляє протиріч порівняння отриманих кількісних результатів з даними попередніх досліджень методом збалансованих розрізів.

У контексті рішення прямої задачі реконструкції розрізу, представленого різноманітною складчастістю, розвивається підхід, що ставить поведження шаруватого розрізу що деформується в залежність від характеру навантаження (дії зовнішніх чи масових сил), умов на границях і властивостей самого розрізу, останнім виявляється зв'язок виникаючих структур з особливостями седиментаційного етапу розвитку басейну. Розломні зсуви вводилися штучно як незалежні складові загального процесу в'язкопластичного деформування. Методом кінцевих елементів виконана серія чисельних експериментів по відтворенню типових для складчастих орогенів асиметричних флексурних складок, складчасто-насувних парагенезисів, а також симетричних складок, обумовлених горизонтальним стисненням чохла. Показано, що для їхнього формування необхідна присутність компетентного шару і заданих умов ковзання в підшві шаруватої товщі; для виникнення симетричних складок важливим є варіювання міцності компетентного шару уздовж розрізу. Чисельне моделювання на етапі рішення прямої задачі надає повний спектр характеристик деформаційного процесу: кутів нахилу і величин головних напруг, величин деформацій стиску і зрушення, і т.п., що дозволяє проводити ефективне порівняння експериментальних висновків з даними вивчення природних об'єктів. На основі отриманих моделей складкоутворення як приклад проведено відновлення процесу формування типового для центрального перетину Українських Карпат складчасто-насувного розрізу Кросненської зони.

Рукопис надійшов

11 листопада 2025

Отримано після рецензування

14 травня 2026

Затверджено до друку

25 травня 2026

Опубліковано онлайн

30 травня 2026

Ключові слова :

складчасті пояси, палінспастична реконструкція, незбалансований розріз, складчасто-насувні деформації, вигин, неспіввісна течія, чисельне моделювання, напружений стан, Флішові Карпати.

Вступ

Стаття є завершальною в циклі робіт, присвячених кількісному тектонофізичному дослідженню процесів, що обумовили розвиток різних регіонів України у фанерозой: Гірського Криму, западин Чорноморського басейну, ДДЗ та Донбасу [1-3 та ін.]; в кожній з них присутні окремі специфічні аспекти геологічного застосування кількісних побудов. У випадку Карпат ключовим напрямком таких досліджень повин-

но, звичайно, бути відтворення типової геосинклінальної складчастості та складчасто-насувного парагенезису, яки неможливо відокремити від контексту більш широкого кола проблем регіональної геодинаміки, палеобасейнової та орогенічної.

Реконструкція і моделювання структури складчасто-насувних орогенів є традиційно найбільш складною і суперечливою сферою в геотектоніці, де основна проблематика пов'язана з питаннями вивчення і трактування різ-

Як цитувати : Гончар Віктор (2026). Реконструкція незбалансованого розрізу Флішових Карпат. *Visnyk of V. N. Karazin Kharkiv National University, Series Geology, Geography, Ecology*, (64), 49–60. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2026-64-04>



© Віктор Гончар, 2026
This work is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

номанітних деформаційних процесів у зв'язку з існуючими геодинамічними моделями. Регіон Флішових Карпат надає один із прикладів такого тривалого і дискусійного дослідження, у поглядах на розвиток якого завжди існували і продовжують зберігатися як принципові розходження, так і розбіжності в близьких трактуваннях [4-13 та ін.]. Останні два десятиріччя відзначені широким впровадженням методів чисельного аналізу у вивчення тектонічного розвитку Карпат, у першу чергу – реконструкцій на основі т.зв. методу збалансованих розрізів, чим відкриваються нові можливості інтерпретації тектонічного і зв'язаних з ним процесів, моделювання і виведення результатів у контекст більш масштабних палеотектонічних побудов, але теоретична і методична основа таких побудов залишається вузькою, обмеженою рамками механізму насувно-лускового (рампового) деформування осадового чохла у наслідок акреції [14-19]. Як результат, на збалансованих профілях відсутні складки, що позбавляє їхнього застосування у відношенні традиційних напрямків структурно-тектонічного аналізу, а також в дослідженні та прогнозі родовищ нафти і газу, зокрема у Передкарпатському прогині, де основна частина скупчень вуглеводнів пов'язана саме зі складчастими структурами [20].

До особливостей методики реконструкції розрізу і відновлення процесу складкоутворення. Незбалансований розріз можна визначити як синонім складчастого; це тим більше вірно, чим детальніше масштаб розгляду структури. Не можна заперечувати значення насування, і наступного за ним формування скиб при становленні складчастих поясів, а отже – надсубдукційного акреційного механізму деформування чохла [15, 18], але коли збережена навіть на збалансованих розрізах складчастість не відтворюється потім прямим моделюванням (рис. 1, А), впливає можливість говорити про прояв інших механізмів басейнової інверсії й орогенезу, як загальне колізійне стискання літосфери або гравітаційний тектогенез. У межах Флішових Карпат найбільш яскравими прикладами такого *складчастого опору* є структури Сілезької і Кросненської зон, тилові частини Скибової, міоцен Самбірської зони (рис. 1, Б і В) та інші, що містять симетричні антикліналі і синкліналі, вергентні асиметричні складки з розвинутими замками і підверненими крилами, складки з протилежною вергентністю. Окрім того, не виводиться з концепції акреційного тектогенезу (де використовується механізм вигину плити, що занурюється) крутий уступ фундаменту, що формує приплатформний борт Передкарпатського крайового прогину. У якому ступені ці (та інші)

структури можуть скорегувати вже отримані результати реконструкцій і, далі, яку інформацію можуть вони нести щодо більш загальних висновків і геодинамічних побудов? Щоб відповісти на ці питання, варто застосувати методи реконструкцій і моделювання, для яких розмаїття складчастих форм не є проблемою.

Врахування закономірностей природнього складкоутворення. У межах досить простих наближень у рамках чисельного моделювання деформацій шаруватої осадової товщі можна одержати цілком ясні відповіді на питання про основні закономірності, що керують процесом складкоутворення. Але відштовхуватися в них потрібно від ключових фактів природнього походження. У відслоненнях передових частин складчастих поясів можна побачити свідчення того, що типова для них вергентна складчастість розвивається поза залежністю від проростання базального розлому-детачмента нагору і насування, виявляючи собою скоріше результат виклинцювання малов'язкої осадової товщі в основі розрізу (блокування базального ковзання). Вищі шари, при цьому, випробуючи бічний стиск мнуться в складки (результат подовжно-поперечного вигину [24]), форма яких залежить у першу чергу від особливостей літофаціального складу: присутності чи відсутності компетентного шару, характеру розподілу міцності, пролонгації зриву в підшві, а також, зрозуміло, появи і розвитку розломів. Тому припускаємо (у рамках механіки суцільного середовища), що розломи, як і складки, виникають на визначених етапах деформаційного процесу унаслідок виконання реологічних законів в'язкопластичної течії, і їх варто розглядати в генетичному контексті як незалежні агенти такої (тектонічної) течії [25].

Методика реконструкції

Використована техніка реконструкції, тобто, повернення складчастого розрізу у вихідний недеформований стан полягає в послідовному застосуванні (після оцифровки) процедур зняття деформації загальної неспіввісної течії і, потім, випрямлення шарів (зняття вигинної складової). До перших побудов цього типу відносяться роботи [24, 23], де можна знайти формальний опис чисельних процедур на різноманітних прикладах карпатських складок. Деякі специфічні технічні питання, пов'язані з адаптацією безперервного складчасто-насувного розрізу, включаючи урахування розломних зсувів, пояснюються безпосередньо на конкретних прикладах в тексті і на рисунках. Основне методичне спрощення полягало в прийнятті постійних загальних для розрізу величин, що визначають етап горизонтальної неспіввісної

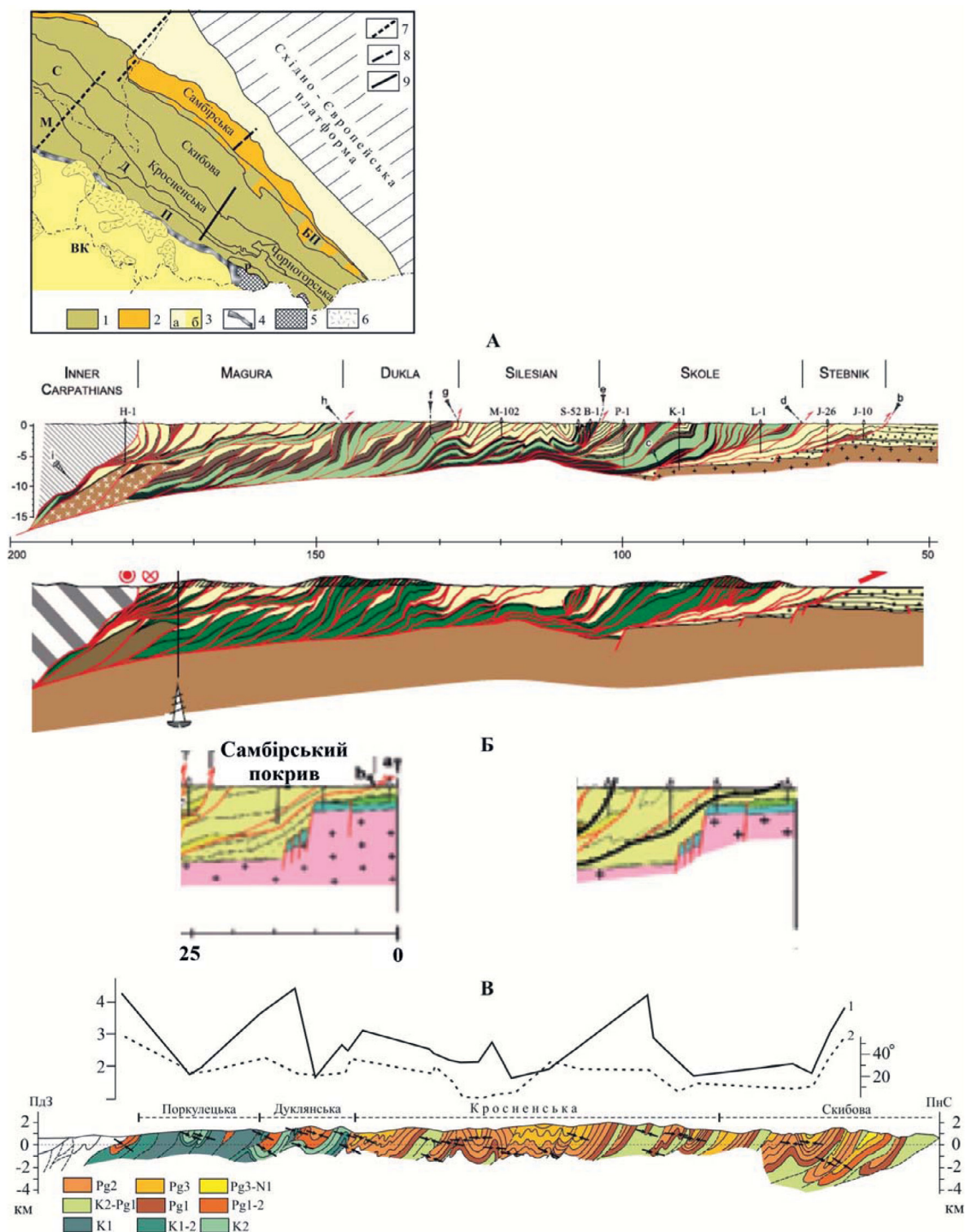


Рис. 1. Розрізи Флішових Карпат: А – збалансований профіль (угорі) та відповідний йому модельний (за [15]); Б – збалансований (ліворуч) та вихідний геологічний профілі Самбірської зони (за [17]); В – геологічний розріз за матеріалами зйомки м-бу 1:200 000 [21, 22], що містить дані щодо умов деформування, отримані на основі аналізу складчастості: угорі криві встановлених по складкам величин кратного осьового стискання (1), кута зсування (2) за умов горизонтальної неспіввідносної деформації; парами стрілок на розрізі показані реконструйовані орієнтування головних стискаючих напружень (за [23]).

Угорі на урізанні показано схему будівлі Східних Карпат; структурно-фаціальні зони: М – Магурська, С – Сілезьська, Д – Дуклянська, П – Поркулецька, Р – Рахівська, БП – Бориславсько-Покутська; ВК – Внутрішні Карпати. 1 – Флішові Карпати. 2 – внутрішні деформовані зони Передкарпатського прогину, 3 – недеформований чохол відклади Передкарпатського прогину (а) та Внутрішніх Карпат (б), 4 – Утьосові зони, 5 – Мармароський метаморфічний масив, 6 – вулканічні породи; положення профілів: 7 – [15], 8 – [17], 9 – [21, 22].

Fig. 1. Flysch Carpathians cross-sections: А – balanced (above) and its model (after [15]); Б – balanced (left) and initial geological profiles of Sambir zone (after [17]); В – geological profile scale 1:200 000, which contains initial data on deformation conditions, which received on a basis of folds: above – curves of sizes of axial shortening (1), shear corner (2) in conditions of noncoaxial deformation; pairs of arrows on a cross-section the orientations of the main compressing stresses (after [23]).

Above on insert the scheme of a tectonic structure of the East Carpathians is shown; basic structural-facial zones: М – Magura, С – Silesian, Д – Ducla, П – Porkuletska, Р – Rakhivska, БП – Borislav-Pokutska; ВК – Inner Carpathians. 1 – Flysch Carpathians, 2 – deformed inner zones of Carpathians foredeep, 3 – undeformed cover of Carpathians foredeep (a) and Inner Carpathians (б), 4 – Clippen belts, 5 – Marmarosh metamorphic massif; 6 – volcanic rocks; profiles distribution: 7 – [15], 8 – [17], 9 – [21,22].

течії – однорідності деформації з постійним кутом нахилу осі стиску. Більш детальні процедури, пов'язані з урахуванням нерівномірного деформування, потребують лише більш кропіткого програмування. Раніше, для загальних регіональних побудов використовувався скорочений варіант експрес-реконструкції і моделювання на основі теорії неспіввісної течії [26,10], в якому враховується і, відповідно, знімається лише складова в'язкопластичної течії, яка вибирає лівову частку загального деформування [23], однак без врахування об'ємної складової.

Рішення прямої задачі реконструкції засновано на чисельному моделюванні методом кінцевих елементів процесу складкоутворення в осадовому чохла. Розвивається апробований раніше підхід, що ставить поведження слоїстого розрізу що деформується в залежність від характеру навантаження (дії зовнішніх чи масових сил), умов на границях і властивостей самого розрізу; останнім виявляється зв'язок виникаючих структур з особливостями седиментаційного етапу розвитку басейну [27]. Чисельне моделювання на етапі рішення прямої задачі надає повний спектр характеристик: кутів нахилу і величин головних напружень, величин деформацій стиску і зрушення, і т.п., що дозволяє проводити ефективне порів-

няння експериментальних висновків з даними вивчення природних об'єктів. Розломи вводяться штучно на певному етапі деформування як вузькі зони з аномально низьким опором; отриманий таким чином складчасто-насувний парагенезис відповідає природним формам, що і доводиться нижче.

Реконструкція профілю Кросненської і Скибової зон по лінії Хуст – Івано-Франківськ

Вихідний профіль характеризує будівлю Флішових Карпат у центральному перетині українського сектора, включаючи цілком Кросненську зону і половину, що примикає до неї, Скибової (рис. 2, А). Він відноситься до верхнього масштабного рівня, що поки не охоплений технікою збалансованих розрізів, тобто, він більш детальний і добре демонструє той факт, що Флішові Карпати – складчасті. Пропонована повна реконструкція означає, що будуть зняті всі складчасто-насувні деформації, властиві флішовому комплексу, включаючи деформації при скороченні кори басейнів на передорогенній стадії, коли відбувався первинний стиск чохла з оформленням основного складчасто-насувного парагенезису.

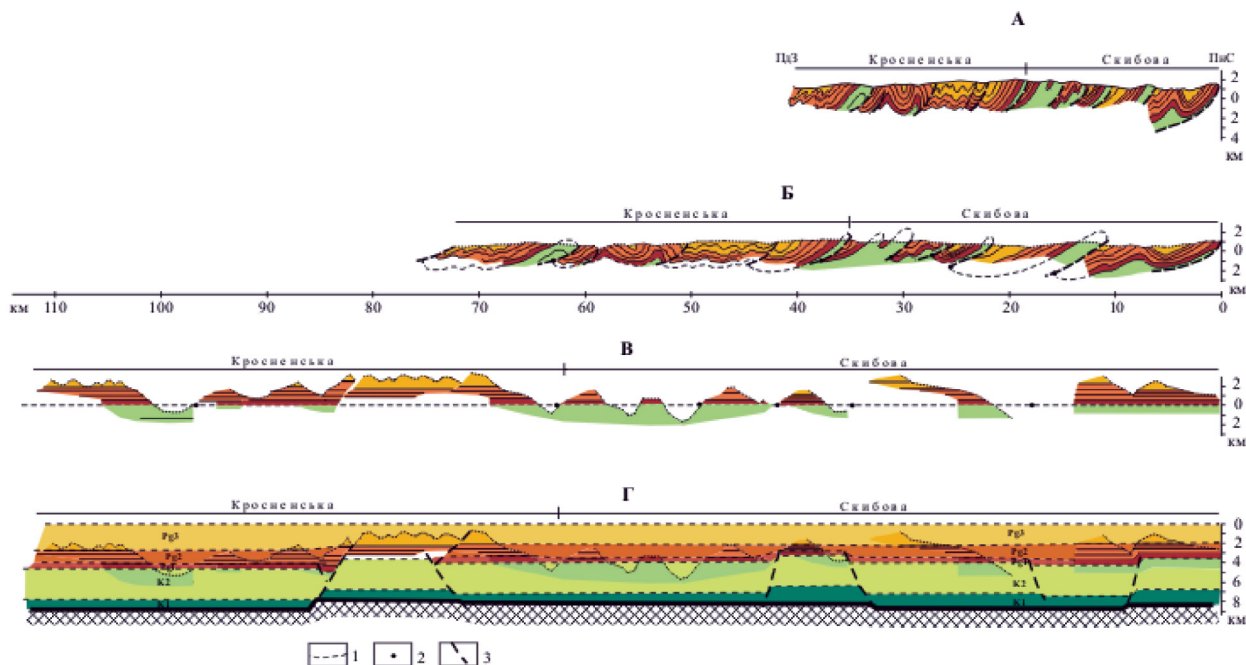


Рис. 2. Реконструкція розрізу Кросненської і Скибової зон у центральному перетині Українських Карпат (фрагмент профілю, показаного на рис. 1, В).

А – вихідний стан; Б – після зняття деформації однорідної горизонтальної неспіввісної течії; В – результат випрямлення шарів; Г – повна реконструкція басейнового розрізу з вирівнюванням щодо покрівлі олігоцену, з обліком регіональної стратиграфічної схеми. 1 – базова границя вирівнювання/проекції розрізу, що випрямляється; 2 – крапки з'єднань базової границі, розірваної насуванням; 3 – прогнозовані скидання в реконструйованому басейновому розрізі.

Fig. 2. Reconstruction of cross-section of Krosno and Skiba zones in central part of Ukrainian Flysch Carpathians (fragment of profile, showed on fig. 1, B).

A – initial condition; Б – after removal of deformation of uniform horizontal uncoaxial flow; В – result of straightening of layers; Г – full reconstruction of basin profile with alignment relatively the top of Oligocene, taking into account of regional stratigraphic scheme.

1 – base boundary of straightening /projection of unbended profile; 2 – points of connection of base boundary, broken by faults; 3 – normal faults, which have prognosed within reconstructed basin profile.

Задача першого етапу реконструкції з застосуванням теорії неспіввісної течії – це приведення розрізу в стан з рівним розподілом потужностей на крилах і в замках складок, щоб далі застосувати процедуру випрямлення шарів. Для цього, у прийнятому тут спрощеному варіанті реконструкції необхідно підібрати таку загальну (середню) деформаційну обстановку, при якій складки всього розглянутого розрізу в максимальному ступені задовольняли б даній вимозі. Знайденою такою обстановкою виявилось неспіввісне деформування при суттєво положистому нахилі осі стиску 5° і величині деформування $d = 0.63$ (кратна 1.6) горизонтального стиску. Результат такої реконструкції, зрозуміло, є неідеальний у плані вирівнювання всіх потужностей (рис. 2, Б), але цілком придатний для виконання наступних кроків.

Отриманий проміжний розріз далі піддається деякій реставрації: у нього вноситься новий інтерпретаційний елемент – відновлюється безперервна стратиграфічна границя, спираючись на котру далі буде виконуватися випрямлення всього розрізу. Такою базовою лінією в нашому випадку (як найбільш збережена) може служити границя крейди/палеогену. Результат випрямлення всього розрізу і є формально повна палінспастична реконструкція (рис. 2, В). Отримано вихідну довжину 111.5 км, що в 2.75 рази перевищує кінцеву довжину розрізу (40.5 км). Ця оцінка практично збігається з реконструкцією, отриманою в попередній роботі [23]; вона, однак, не враховує ефекту стискальності середовища при деформуванні (див. нижче). Відзначимо для порівняння, що за даними [19] у сваяльському перетинанні Карпат скорочення Кросненської зони складає 3.2 рази (93 і 29 км), для Скибової зони там же отримане скорочення в 2.77 рази (108 і 39 км).

Розріз має значні порожнечі внаслідок ерозії, зняття насувних переміщень, обмеженості вихідного варіанта по глибині. Також, він «незбалансований» по вертикалі, тому, на заключному етапі реконструкції було зроблено загальне вирівнювання реконструйованих фрагментів щодо покрівлі олігоцену, а також заповнення стратиграфічних зіань по горизонталі і на глибину у відповідності зі стратиграфічною колонкою розглянутої ділянки Карпат [17]. У такий спосіб був отриманий остаточний варіант повної реконструкції вихідного геологічного розрізу (рис. 2, Г), при будові якого не постраждала жодна складка. Останнє означає, що в ході рішення прямої задачі реконструкції орогенічних рухів може бути встановлені зародження і простежене еволюція кожної складчастої структури вихідного розрізу.

Розріз ще може бути скорегований по довжині з урахуванням стискальності середови-

ща з типовими для осадових порід величинами коефіцієнта Пуассона, що в середньому веде до збільшення вихідної довжини в 1.4 рази. Тоді одержуємо нову довжину відновленого басейнового профілю, що складе близько 165 км, що говорить вже про 4-кратне скорочення в ході орогенезу. Відзначимо для порівняння, що за даними [15] у західній частині Карпат для Сілезької зони кратність скорочення досягає 4.5 разів (93 і 24 км). У сваяльському перетинанні за даними [19] скорочення Флішових Карпат склало 3.7 рази (328 і 89 км), що теж близько до нашої оцінки. У отриманому вигляді розріз вже має деяке відношення до басейнової реконструкції, характеризуючи серединний фрагмент древнього флішового трога, прилеглого до досить крутого континентального схилу Східно-Європейської плити [28]. Він містить отримані можливі западини і підняття фундаменту, а також скидові розломи, що є наслідком варіювання потужностей по простяганню. У цьому контексті інтерпретацію даних цікаво провести в порівнянні з реконструкцією аналогічної по будівлі ділянки Карпат, виконаної методом збалансованих розрізів. Таке порівняння дасться на рис. 3, де вгорі показаний палеопроділі Сілезької і Скибової зон з роботи [15]. Тому що в ній використовувався глибинний розріз Карпат з повним відображенням потужностей порід, на виході фігурують безперервно базальна частина палеобасейну і фундамент. Варіації потужності крейдових порід обумовили рельєф ложа, що складається із Сілезького підняття і депресії, що відповідає Скибовій зоні. Наш розріз, істотно обмежений даними по глибині, проте, демонструє якісно ту ж картину: підняття в межах основної частини зони Кросно і занурення в області Скибової; їхній масштаб щоправда менше, ніж на збалансованому розрізі, що впливає з прийнятого при трансляції профілю на глибину загальної потужності крейдової частини, тобто – з обмеження вихідних даних.

Чисельне моделювання складкоутворення і складчасто-насувного деформування. Стосовно Карпат вже з'являються дослідження, де в рамках палінспастичних реконструкцій методом збалансованих розрізів даються покрокові рішення прямої задачі, що показують хід розвитку акреційного орогена [15,19]. Формування орогена в них йде в кінематичному наближенні й у повній відповідності з моделлю насувно-лускатого деформування, де складчастість не відтворюється. У результаті виникає ситуація, коли на вихідному розрізі складки є, а на змодельованому, покликаному відобразити розвиток структур, їх немає [15, 17]. Наскільки велика така втрата в плані дійсної реконструкції орогенічного процесу, розкриття його закономірностей? Наприклад,

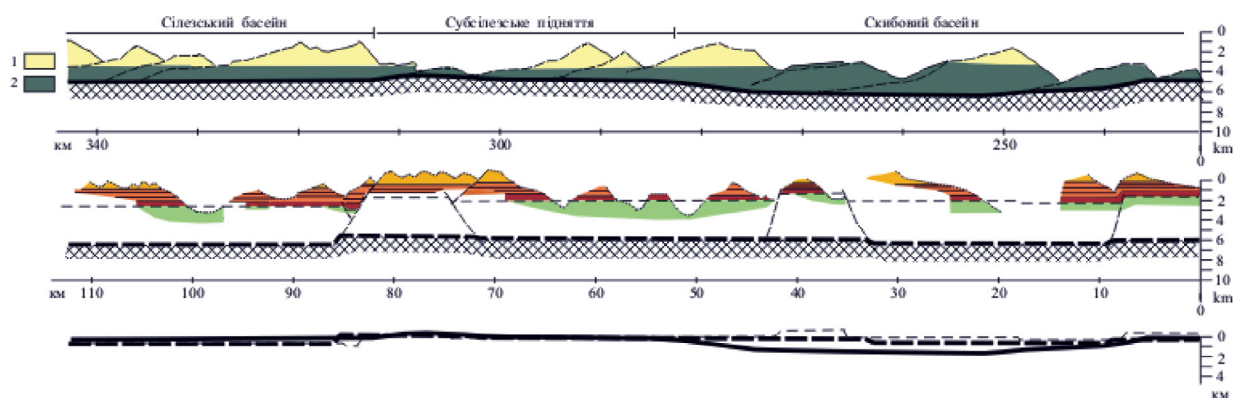


Рис. 3. Порівняння палінспастичних профілів Флішових Карпат, отриманих різними методами: угорі – збалансований розріз ([15] див. рис. 1, А, де 1 – палеогенові, 2 – крейда-палеоценові відкладення); нижче – цієї роботи; нижній графік демонструє співвідношення отриманих границь: фундаменту – товста, крейди/палеогену – тонка переривчаста лінія.

Fig. 3. Comparison of profiles of Flysch Carpathians obtained by different methods: above – ballanced cross-sections ([15], see fig. 1, A, 1 – Paleogene, 2 – Cretaceous-Paleocene); more low – this work; the bottom shows a parity(ratio) of the received borders: the basement – thick, Cretaceous/Paleogene – thin faltering line.

симетричні антикліналі Сілезької і Кросненської зон у формі гребеня (див. рис. 1, А і В), як показує моделювання аналогічних структур [27], можуть бути наслідком загального стиску чохла разом з фундаментом. Присутні в межах Кросненської зони складки зворотної (південно-західної) вергентності (рис. 1, В) можуть мати відношення до гравітаційного тектонічного потоку, що відчув деяку «завихореність» [29,25]. Обидва ці приклади дають привід для сумніву щодо одиничної дії акреційного механізму в процесі формування Карпат. Отже, побудови в області прямого моделювання повинні випереджатись, доповнюватись дослідженнями умов формування складчастих структур, що складають ороген. Нижче ця задача розглядається на основі чисельного моделювання, відповідно, складчастість відтворюється в рамках механіки суцільного середовища, одержувані результати ставляться у відповідність до діючих навантажень і міцностних властивостей розрізу (особливостям будівлі). Прийняте модельне пружнов'язкопластичне середовище описується типовими значеннями механічних параметрів для осадових порід (таблиця 1).

Розглядаються умови формування основної складчастості Флішових Карпат на макрорівні (в масштабі орогену) як реакція шаруватого середовища (осадового чохла) на зовнішнє бокове стискання. Можливим є також формування складчастості під дією масових сил – в парагенезисі із гравітаційними покривами або пов'язану з діпаірами, а також вторинної складчастості в тонкошаруватих флішових товщах, в прирозломних зонах (волочіння), пошарової течії та ін., що має значення на мезо- та мікрорівнях структурних досліджень.

Перший приклад ілюструє відправну точку – просту флексуру, що формується над зоною блокування базального ковзання у відсутності

компетентного шару (рис. 4, А). Складчастість тут практично не утворюється, вигин шарів у фронті формується внаслідок нерівномірного стовщення і підйому тилової частини. Уведення компетентного шару принципово змінює ситуацію (рис. 4, Б): унаслідок випереджального його вигину спостерігається становлення асиметричної антикліналі (флексурної складки – тобто складки, що поєднує риси флексури та складки вигину); відповідно відбувається перерозподіл деформації усередині товщі, базаль-

Таблиця 1

Параметри, прийняті при моделюванні складчастості

Table 1

The parametres accepted at folds modelling

щільність, кг/м³	2450
в'язкість (розлому, середи, компетентного шару), пуаз	$1 \cdot 10^{14}$, $1 \cdot 10^{18}$, $1 \cdot 10^{20}$
коэф. Пуасона	0.5, 0.15, 0.45
модуль Юнга, Па	$1 \cdot 10^8$, $5 \cdot 10^8$, $7,5 \cdot 10^9$
швидкість зміщення бок. стінки, м/рік	0.06 – 18

ний максимум якої витягається в напрямку перетинання короткого крила. Це ще не розлом, але така концентрація деформації може дати початок росту насування лістричного типу. У природі є приклади як реалізації даного розлому, так і розвитку асиметричної складки з підверненим крилом без нього. Тут важливим для нас є те, що саме складчастість виявляється родоначальною в складчасто-насувному парагенезисі, а не навпаки, тоді як в методології збалансованих розрізів саме розломні переміщення формують складку (див. рис. 3 в [14]). Траєкторії головних стискаючих напруг пока-

зують у цілому їх похилі в напрямку зсуву, від пологістих ($6 - 8^\circ$) до досить крутих ($20 - 40^\circ$) у внутрішній зоні складки і поблизу підшви. Ці нахили в цілому відповідають реконструкціям положень головної осі стиску для карпатських складок [23,24] (див. рис. 1, В).

Нижче на рис. 4. Б показаний спільний розвиток складки і насуву, що був уведений штучно як вузька ослаблена зона, що перетинає коротке крило. Як видно, у цьому випадку у рух утягується простір нижче розглянутої товщі, тобто, – умовний ослаблений шар в підшві. Розвиток складчасто-насувних парагенезисів з виведенням траєкторій головних стискаючих напруг відображене на рис. 4, В.

Наступний експеримент демонструє сформовану серію з трьох складок. Спочатку показаний результат послідовного зминання за рахунок дискретного просування детачмента (рис. 4, Г). Асиметрична антиклінальна складка займає фронтальне положення, більш ранні структури, що розташовані за нею, здобувають риси симетричних з максимумами деформацій уздовж вісей антикліналей, при цьому найбільшою стислістю характеризується саме тилова складка, що утворилася першою. Така послідовність може служити індикатором обстановки примусової акреції, тобто, саме тієї, котра розглядається в контексті субдукції плити. Зрозуміло, що класичний акреційний ороген повинен, у принципі, володіти саме такою (зворотною) спрямованістю зростання ступеня стислості осадового чохла, поза залежністю від механізму деформування. Порушення цієї послідовності можна трактувати як опосередкована вказівка на присутність інших механізмів розвитку орогену, таких як загальний стиск літосфери чи реалізація гравітаційної нестійкості. На користь цього говорить завершальний експеримент (рис. 4, Д), де було застосовано вільне ковзання в підшві на всьому протязі товщі, який були додані випадкові варіації міцнісних властивостей. Як видно, це призвело до утворення серії в загальному симетричних антикліналей довільного розміру і стислості.

Приклад рішення прямої задачі реконструкції для Флішових Карпат. Представлені вище й аналогічні їм моделі складкоутворення пропонується використовувати в прямій задачі реконструкції орогенічного процесу Флішових Карпат як прототиби структур геологічного розрізу, покликані показати ймовірний сценарій розвитку (проблему відтворення конкретних складчастих структур ми адресуємо майбутньому).

Пряме моделювання, слідом за палінспастичною реконструкцією, також доцільно розділити на два етапи: 1) різноманітного по механізмах, неоднорідного складчасто-насувного

деформування первинного осадового розрізу, і 2) загальні рівномірні деформування в умовах горизонтальної неспіввісної течії. Вихідний розріз (рис. 5, внизу) відповідає відновленому за допомогою реконструкції профілю Кросненської і Скибової зон (див. рис. 2, Г), але скорегований по довжині з урахуванням сти-скальності, і в підсумку складає 166 км. Вибір модельних складок визначався так, щоб відтворити характерні риси Кросненської зони, що володіє специфічним набором симетричних складчастих структур, обрамлених більш типовими складчасто-насувними парагенезисами. Він має трохи занижену потужність стосовно реконструйованого палінспастичного профілю, що зроблено з урахуванням того стовщення, що здобувають шари в процесі деформування. Цей профіль складається із секцій, що відповідають моделям різних структур, процес розвитку яких відбудовується незалежно, тобто, профіль є штучно зкомбінованим. З початку, у ході першого етапу відбувається зародження флексурної антиклінали в першій секції, далі допускається випереджальний розвиток складчасто-насувного парагенезису у тилу і у фронті, між якими в умовах загального стиску формується складчастість з характерними рисами симетричних структур. Усе це призводить до результату, що завершує перший етап індивідуального розвитку усіх структур. На наступному, другому етапі до них прикладається єдина деформація горизонтальної неспіввісної течії, при якій досягається необхідне 4-кратне підсумкове скорочення вихідного профілю.

Хоча масштаб отриманих структур трохи більший тих, що спостерігаються в приповерхніх розрізах, за формою і ступенем стислості модельні складки і складчасто-насувні тандеми цілком порівнянні з природними, що фігурують на розрізі Хуст – Івано-Франківськ (рис. 1, В), так що виконане моделювання дозволяє наочно уявити хід розвитку карпатської складчастості в серединному перетинанні; сам профіль може бути основою для подальшої більш детальної розробки.

Висновки

1. Для палінспастичної реконструкції складчастих поясів можуть бути використані геолого-структурні профілі у тім вигляді, у якому вони представлені авторами, без попередньої обробки балансуванням. Це відразу ставить проблему реконструкції звичайно присутньої на розрізах різноманітної за формою складчастості – найбільш інформативного індикатора у відношенні як власне деформацій, так і більш загальних умов тектогенезу. Запропонована програма реконструкції – антитезис

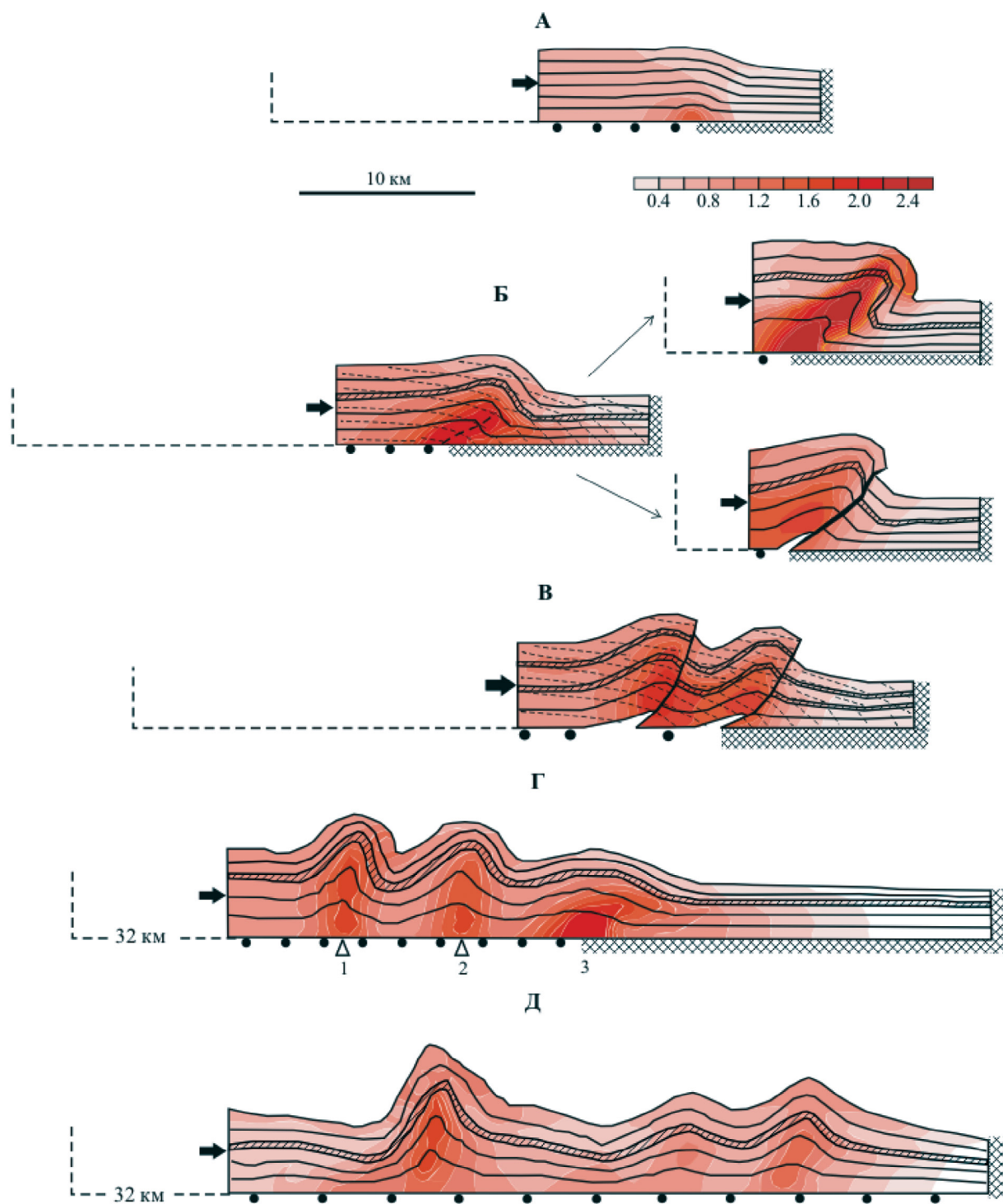


Рис. 4. Результати чисельного моделювання складчастості для цілей відтворення складчасто-насувного орогенезу.

А – проста флексора у відсутності компетентного шару (тонувванням показан розподіл еквівалентної деформації $\varepsilon_e = \sqrt{2/3} \sqrt{\varepsilon_x^2 + \varepsilon_{xy}^2 + \varepsilon_y^2}$); Б – флексурна складка, що поєднує риси флексори та складки вигину (заштрихований компетентний шар, тонкі переривчасті лінії – траєкторії максимальних стискаючих напружень, товстою переривчастою лінією позначена вісь максимуму деформації, як ймовірний напрямок зародження складчастого насування, що і реалізовано в моделі нижче); Б – пари складчасто-насувного парагенезису; Г – розвиток складчастого ланцюжка внаслідок послідовного дискретного просування точки у підставі розрізу, що блокує (1, 2, 3); Д – вільний розвиток складчастості при варіаціях міцності компетентного шару.

Fig. 4. Results of numerical modelling of folding for purposes of reproduction of fold-thrust paragenesis.

A – simple flexure in absence of competent layer (isolines indicates values of equivalent deformation $\varepsilon_e = \sqrt{2/3} \sqrt{\varepsilon_x^2 + \varepsilon_{xy}^2 + \varepsilon_y^2}$); Б – flexural fold (shaded the competent layer, thin discrete lines - trajectories of max compressional stresses, thick line indicates the axis of maximum of deformation as possible direction of generation of thrust, as is realized in models below); Б – the pair of fold-thrust paragenesis; Г – folds chain generation in result of consequent discrete advancement of blocking points in base of the section (points 1, 2, 3); Д – free development of folding in conditions of variations of durability of competent layer.

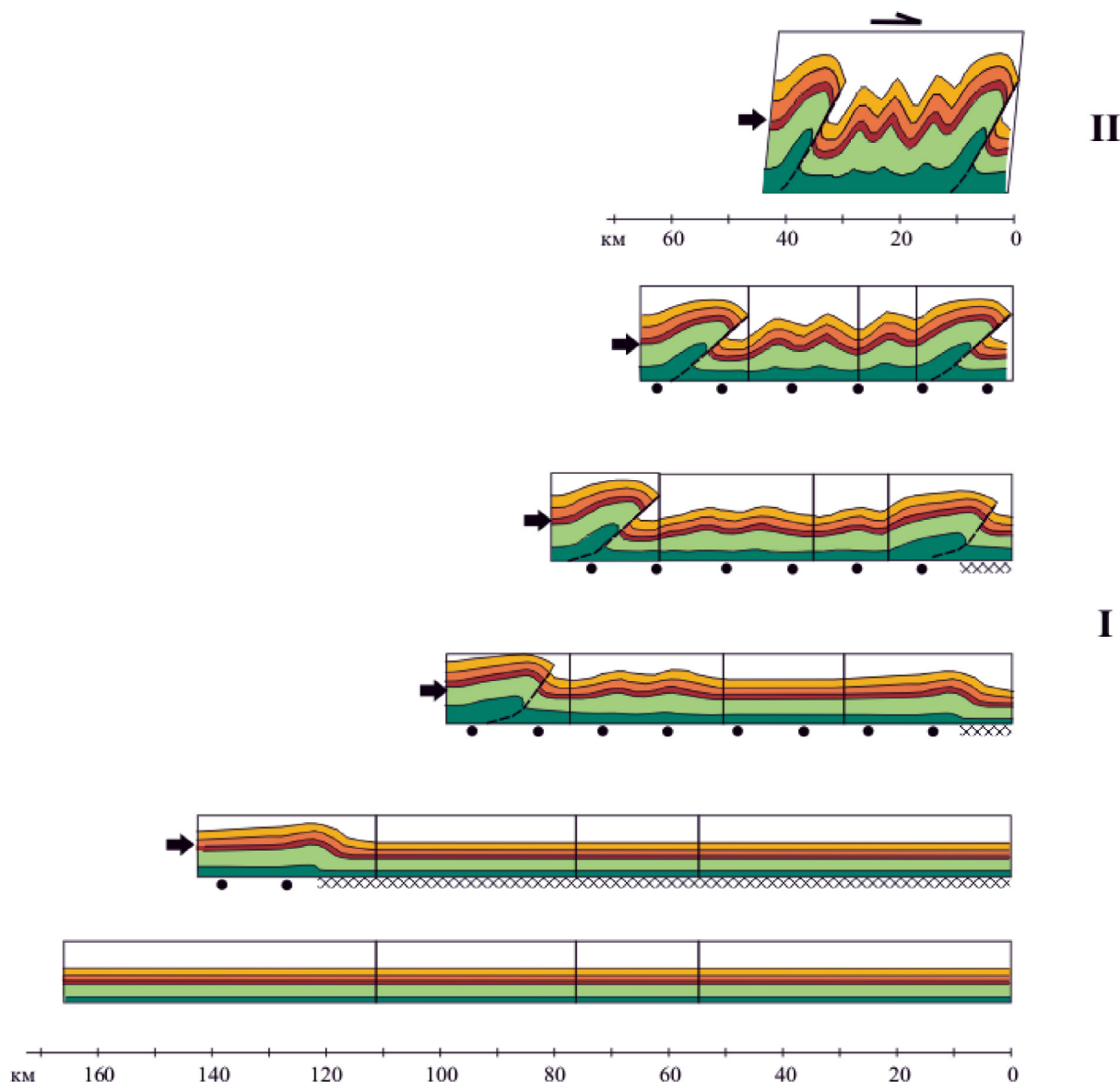


Рис. 5. Виконання прямої задачі реконструкції розрізу, типового для середньої частини Флішових Карпат (використані результати чисельного моделювання складчастих структур (див. рис. 4)).

Знизу нагору – стадії розвитку процесу в межах двох етапів: індивідуального розвитку структур (I) та загальної неспіввісної течії (II).

Див. пояснення в тексті.

Fig. 5. Direct problem decision of reconstruction of cross-section typical for middle part of Flysch Carpathians (results of numerical modelling on fig. 4 was used).

From bottom to up stages of development of process are shown: at stages of individual development of structures (I) and the general noncoaxial flow (II).

методології збалансованих розрізів, за яким може бути і синтез, вона сама по собі є спробою *збалансувати* сучасні структурно-тектонічні підходи.

2. В основу методики реконструкції складчастості покладено два нейтральних, не пов'язаних з конкретною геодинамічною обстановкою, механізми деформування: вигин компетентного шару і загальна неспіввісна течія шаруватої товщі. Послідовне зняття цих деформацій у зворотньому напрямку, а також урахування наявних розломних зсувів призводять у підсумку до одержання розрізу осадово-

го басейну у вихідному стані. Приклад відновлення басейнових розрізів для Кросненської і Скибової зон у центральному перетинанні Українських Карпат дав результат по довжині, що не виходить за рамки виконаних раніше реконструкцій для збалансованих розрізів: 4-х кратне збільшення сучасної довжини – подібність, що відбиває скоріше виконання законів геометрії. Неформальний зміст побудов на основі незбалансованих, складчастих розрізів полягає в можливості залучення різноманітних механізмів деформування чохла і вільний підбор моделей геодинамічного розвитку.

3. Виконання прямої задачі реконструкції незбалансованого розрізу у статті було здійснено на основі чисельного моделювання у рамках механіки суцільного середовища. За допомогою моделювання був відновлений хід розвитку типової складчастості при наростаючому стиску чохла, нерівномірному ковзанні в його підлозі, за участю розломів і без. Подальше просування у цьому напрямку вимагає значного збільшення спектра відтворених сторін процесу, що враховує літофаціальну складову, участь фундаменту, збільшення масштабу моделювання до літосферного рівня з допущенням розмаїтості геодинамічних умов – усього того, що в стані забезпечити розмаїтість видимих на розрізах структурних форм.

4. Крім домінуючої на сьогоднішній день акреційної моделі, пов'язаної із умовами субдукції літосфери (суб)океанічних басейнів, до інтерпретації тектонічної будови Карпат, як і раніше, можливе застосування ідей про реалізацію гравітаційної нестійкості, колізійного стискання, а також їхньої комбінації. Саме розгляд складчастості у всім різноманітті форм, як доводять експерименти, дає підстави для подальшого залучення цих обставин. У загальних умовах бічного стиску, що викликає

інверсію осадового басейну, можуть виявлятися відмінні риси, що розкривають присутність того чи іншого геодинамічного процесу. Деформації колізійного (більш-менш рівномірного) стиску чохла разом із фундаментом, будуть відповідати, в першу чергу симетричні складки, включаючи специфічні гребньовидні структури, – тип, що розповсюджений у межах Кросненської і Сілезької зон. Унаслідок реалізації гравітаційної нестійкості, як добре відомо, може виникати моновергентний складчасто-насувний парагенезис, близький акреційному тектонотипу (тобто насуви й асиметричні антиклінали у висячому крилі, насувні луски й інші моновергентні форми пликативної і диз'юнктивної деформації, формування яких обумовлено блокуванням зсуву у підшві чохла); тут відмінним специфічним індикатором гравітаційного потоку може служити більша розмаїтість величин і характеру деформацій, включаючи присутність складок зворотної вергентності. Також може мати відношення до гравітаційного тектогенезу тісне сусідство і взаємна компенсація зі структурами розтягання в тилу орогена, що і спостерігається в Панноно-Карпатах.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

REFERENCES

1. Гончар В.В. (2013). Коллизионная модель Крымского орогена: опыт исследования методом конечных элементов. *Геофиз. журнал*, 35, 6, 146-164.
2. Гончар В.В. (2018). Формирование и осадочное заполнение Днепровско-Донецкой впадины (геодинамика и фации) в свете новых данных палеотектонического моделирования. *Геофиз. журнал*, 40, 2, 67-94. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128931>
3. Гончар В.В. (2019). Тектоническая инверсия Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса (модели и реконструкции). *Геофиз. журнал*, 41, 5, 47-86. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i5.2019.184444>
4. Корнеева В.Г. (1959). Геологическое строение и нефтегазонасность юго-западного Предкарпатья и прилегающей части Советских Карпат. Тр. Всесоюз. н.-и. геол.-разв. ин-та. 141.
5. Бондарчук В.Г. (1962). Тектоника Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 114.
6. Резвой Д.П. (1976). Советские Карпаты - Канадские Скалистые горы (опыт сравнительного тектонического анализа). Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 15, 5-17.
7. Чекунов А.В. (1994). Геодинамическая модель. Молодые платформы и альпийский складчатый пояс. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Киев, Наукова думка, 149-151.
8. Гордиенко В.В. (1998). Глубинные процессы в тектоносфере Земли. Киев, 85.
9. Sanders C.A.E., Andriessen P.F.M., Cloetingh S.A.P.L. (1999). Life cycle of the East Carpathian orogen: erosion history of a doubly vergent critical wedge assessed by fission track thermochronology. *Journal of Geophys. Res.*, 104, B12, 29095-29112.
10. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. (2003) Элементы геодинамики Карпат. Киев, Эмко, 151.
11. Гнилко О. (2011). Терейновий аналіз та геологічна еволюція Карпат. Вісник Львів. Ун-ту. Серія геол., 25, 174-188.
12. Муровська Г.В. (2019). Глибинна будова та альпійська геодинаміка Карпатського та Кримсько-Чорноморського регіонів України. Дисс. д-ра геол. наук. Київ, Інст. геофіз. НАН України, 374.
1. Gonchar V.V. (2013). Collisional model of Crimea orogen: experience of research by a finite elements method. *Geophys. journal*, 35, 6, 146-164.
2. Gonchar V.V. (2018). Formation and sedimentary filling of the Dnieper-Donets basin (geodynamics and facies) in the light of the new data of paleotectonic modeling. *Geophys. journal*, 40, 2, 67-94. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128931>
3. Gonchar V.V. (2019). Tectonic inversion of the Dnieper-Donets basin and Donbass (models and reconstructions). *Geophys. journal*, 41, 5, 47-86. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i5.2019.184444>
4. Korneeva V.G. (1959). Geological structure and oil-and-gas potential of SW Precarpathian and an adjoining part of Soviet Carpathians. All-Union res. geol.-prosp. ins, 141.
5. Bondarchuk V.G. (1962). Tectonics of Carpathians. Kiev, National Academy of Sciences of Ukraine Publication, 114.
6. Rezvoy D.P. (1976). The Soviet Carpathians – the Canadian Rocky mountains (experience of the comparative tectonic analysis). Lvov's geology society publication, 15, 5-17.
7. Chekunov A.V. (1994). The geodynamical model. Young platforms and the Alpine fold belt. The lithosphere of Central and Eastern Europe. Kiev, Naukova dumka, 149-151.
8. Gordienko V.V. (1998). Deep processes in tectonosphere of the Earth. Kiev, 85.
9. Sanders C.A.E., Andriessen P.F.M., Cloetingh S.A.P.L. (1999). Life cycle of the East Carpathian orogen: erosion history of a doubly vergent critical wedge assessed by fission track thermochronology. *Journal of Geophys. Res.*, 104, B12, 29095-29112.
10. Patalakha E.I., Gonchar V.V., Senchenkov I.K., Chervinko O.P. (2003). Elements of geodynamics of Carpathians. Kiev, Emko, 151.
11. Hnilko O. (2011). Terrain analysis and geological evolution of Carpathians. Visnyk of Lviv National University, series Geology, 25, 174-188. [in Ukrainian]
12. Murovska A.V. (2019). Deep structure and the alpine geodynamics of Carpathian and Crimea-Black Sea regions of Ukraine. Diss. doct. geol. of science. Kyiv, Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, 374.

13. Павлюк М., Шлапінський В., Медведєв А., Різун Б., Тернавський М. (2019). Проблемні аспекти формування Українського сегменту Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3, 5-23.
14. Behrmann J.H., Stiasny S., Milicka J., Pereszlenyi M. (2000). Quantitative reconstruction of orogenic convergence in the north-east Carpathians. *Tectonophysics*, 319, 111-127. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00020-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00020-2)
15. Gagala L., Verges J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.-C., Werner P., Krzywets P. (2012). Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics*, 532-535, 223-241. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.02.014>
16. Бубняк І.М., Накапелюх М.В., Віхоть Ю.М. (2014). Збалансований геологічний розріз Українських Карпат у перетині Берегомет - Буркут. *Геодинаміка*, 16, 1, 72-87. <https://doi.org/10.23939/jgd2014.01.072>
17. Гинтов О.Б., Бубняк І.М., Віхоть Ю.М., Муровская А.В., Накапелюх М.В., Шлапінський В.Е. (2014). Тектонофизический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE). *Геофиз. журнал*, 36, 3, 3-33. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116050>
18. Castelluccio A., Mazzoli S., Andreucci B., Jankowski L., Szaniawski R., Zattin M. (2016). Building and exhumation of the Western Carpathians: new constraints from sequentially restored, balanced cross sections integrated with low-temperature thermochronology. *AGU Tectonics*, 35, 1-36. <https://doi.org/10.1002/2016TC004190>
19. Кутас Р.И., Накапелюх М.В., Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Муровская А.В., Бубняк І.М., Віхоть Ю.М., Шлапінський В.Е. (2018). Геодинаміка альпійського обрамлення юго-западної окраїни Східно-Європейської плити. Очерки геодинаміки України, Київ, 166-202.
20. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. (1971). М., Недра, 390.
21. Державна геологічна карта України м-ба 1:200 000. (2009). Хуст - Бая-Маре.
22. Державна геологічна карта України м-ба 1:200 000. (2007). Івано-Франківськ.
23. Гончар В.В. (2022). Поперечна деформаційна зональність і палинспастичні реконструкції Карпат на основі аналізу складчастості. *Геофиз. журнал*, 44,3, 96-102. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i3.261975>
24. Гончар В.В. (2018). Модели несоосного деформирования в структурном анализе складчатости Украинских Карпат. *Геофиз. журнал*, 40, 1,73-86. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i1.2018.124017>
25. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. (1995). Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев, Феникс, 1995, 160.
26. Гончар В.В. (2001). Прогрессивная несоосная деформация и вопросы диагностики структур. *Доп. НАН України*, 9, 108-114.
27. Gonchar V. (2022). Folding at inversion of paleorift sedimentary basin (on the example of Dnieper-Donets aulakogen). *Geodynamics*, 32, 1, 80-91. <https://doi.org/10.23939/jgd2022.02.080>
28. Сеньковский Ю., Григорчук К., Гнідець В., Колтун Ю. (2004). Геологічна палеоокеанографія океану Тетіс (Карпато-Чорноморський сегмент). Київ, Наук. думка, 171.
29. Гутерман В.Г. (1980). О роли гравитационной тектоники в создании складчатой структуры Карпат и Днепровско-Донецкой впадины. *Тектоносфера Украины и других регионов СССР*. Киев, Наук. думка, 89-97.
13. Pavlyuk M., Shlapinskiy V., Medvedev A., Rizun B., Ternavskiy M. (2019). Problem aspects of formation of Ukrainian segment of Carpathians. *Geology and geochemistry of combustible minerals*, 3, 5-23. [in Ukrainian]
14. Behrmann J.H., Stiasny S., Milicka J., Pereszlenyi M. (2000). Quantitative reconstruction of orogenic convergence in the north-east Carpathians. *Tectonophysics*, 319, 111-127. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00020-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00020-2)
15. Gagala L., Verges J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.-C., Werner P., Krzywets P. (2012). Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics*, 532-535, 223-241. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.02.014>
16. Bubnyak I.M., Nakapelyukh M.V., Vikhot Yu.M. (2014). Balanced geological cross-section of Ukrainian segment of Carpathians in Beregomyyot - Burkut profile. *Geodynamics*, 16, 1, 72-87. <https://doi.org/10.23939/jgd2014.01.072> [in Ukrainian]
17. Gintov O.B., Bubnyak I.M., Vikhot Yu.M., Murovskaya A.V., Nakapelyukh M.V., Shlapinskiy V.E. (2014). Tektonophysical and palinspastic profiles of Ukrainian Carpathians along DOBRE-3 (PANCAKE) geotravers. *Geophys. journal*, 36, 3, 3-33. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i3.2014.116050>
18. Castelluccio A., Mazzoli S., Andreucci B., Jankowski L., Szaniawski R., Zattin M. (2016). Building and exhumation of the Western Carpathians: new constraints from sequentially restored, balanced cross sections integrated with low-temperature thermochronology. *AGU Tectonics*, 35, 1-36. <https://doi.org/10.1002/2016TC004190>
19. Kutas R.I., Nakapelyukh M.V., Starostenko V.I., Gintov O.B., Murovskaya A.V., Bubnyak I.M., Vikhot Yu.M., Shlapinskiy V.E. (2018). Geodynamics of the Alpine frame of south-west margin of the East European plate. *Essaies of geodynamics of Ukraine*, Kiev, 166-202.
20. Geological structure and combustible minerals of Ukrainian Carpathians (1971). M., Nedra, 390.
21. State geological map of Ukraine, scale 1:200 000 (2009). Hust - Baya-Mare.
22. State geological map of Ukraine, scale 1:200 000 (2007). Ivano-Frankivsk.
23. Gonchar, V.V. Transverse deformation zonality values and palinspastic reconstructions of Carpathians on the base of structural analysis of folding. (2022) *Geophys. journal*, 44, 3. 96-102. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i3.261975> [in Ukrainian]
24. Gonchar V.V. (2018). Models of out-of-line deformation in structural analysis of folding of the Ukrainian Carpathians. *Geophysical Journal*, 40,1, 78-92. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i1.2018.124017>
25. Patalakha E.I., Lukienko A.I., & Gonchar V.V. (1995). Tectonic flows as a basis for understanding geological structures. Kiev, Feniks, 160.
26. Gonchar V.V. (2001). Progressive non-coaxial deformation and questions of diagnostics of structures. *Reports of the National Academy of Sciences of Ukraine*, 9, 108-114.
27. Gonchar V. (2022). Folding at inversion of paleorift sedimentary basin (on the example of Dnieper-Donets aulakogen). *Geodynamics*, 32, 1, 80-91. <https://doi.org/10.23939/jgd2022.02.080>
28. Senkovsky Yu., Grigorchuk K., Gnidets V., Koltun Yu. (2004). Geological paleoceanography of the Thetis ocean (Carpathian - Black Sea segment). Kyiv, Naukova dumka, 171. [in Ukrainian]
29. Guterma V.G. (1980). About a role of gravitational tectonics in creation of folded structure of Carpathians and the Dneprovsko-Donetsk basin. *Tectonosphere of Ukraine and other regions of USSR*. Kiev, Naukova dumka, 89-97.

Конфлікт інтересів: автор повідомляє про відсутність конфлікту інтересів

Декларація про використання генеративного штучного інтелекту: автор підтверджує, що під час підготовки рукопису не використовувалися інструменти штучного інтелекту.

Conflict of Interest: The author declare no conflict of interest.

Declaration of use of generative artificial intelligence: The author confirms that no AI tools were used during the preparation of the manuscript.

Reconstruction of unbalanced cross-section of Flysch Carpathians

Victor Gonchar. ResearcherID Web of Science [IDW-4846-2023](https://orcid.org/0000-0001-9148-4866), e-mail: victor.gonchar@ukr.net

PhD (Geology), Independent Researcher

ABSTRACT

The purpose. Making up on an example of Flysch Carpathians numerical experiments in sphere of palinspastic restoration of fold-and-thrust orogens without entering any essential changes into initial geological cross-section or structure scheme, that first of all concerns folds.

Method. Investigations are based on application of most general, conceptually neutral mechanisms of folding: bending and uncoaxial flow. Cross-section reconstruction is executed by means of consecutive removal of the specified deformations, and indemnifications of thrust movings. The decision of a direct problem of reconstruction is based on numerical modelling of folding in a sedimentary cover; faults displacements were artificially entered as independent components of the general process of viscous-plastic deformations.

The results. Full restoration of Ukrainian Flysch Carpathians for the central cross-section of Krosno and partly Skiba zones is made, the size of the general 4-times orogenic horizontal reduction is obtained, the approximate configuration of initial basin profile is restored. No contradictions are finding by comparison of the received results with the data of reconstruction by the balanced profiles, but addition to them is possibility to tracking evolution of presented folded structures.

In the direct problem series of numerical experiments on reproduction typical asymmetric flexural folds, fold-thrust paragenesis, and also the vertical symmetric folds are made conditioned by horizontal reduction of a cover. It is shown that for their formation presence of a competent layer and the set conditions of sliding at a base is necessary. On the basis of the received experimental data approximate restoration of process of formation typical structural forms for the central crossing of Krosno zone has been made.

Scientific novelty. It is shown, that for palinspastic reconstruction of folded belt structural profiles can be used in that kind in what they are presented by authors, without preliminary processing by balancing. The offered program of reconstruction is the antithesis to methodology of the balanced cross-sections which can be followed by the synthesis, she itself is attempt to balance modern structural-tectonic approaches.

Folds numerical modelling gives a full spectrum of characteristics of deformation process: angles and sizes of the main stresses, sizes of deformations of compression and shear, etc., that allows to spend effective comparison of experimental conclusions with data of natural objects studying.

The informal maintenance of constructions on the basis of unbalanced profiles consists in possibilities to attracting various mechanisms of deformation of a sediments and free selection of geodynamic models. Except dominating for today accretion model connected with subduction of a basins crust, ideas about realisation of gravitational instability and collisional compression, and also their combination may to be applied; consideration of folding in all variety of forms gives the grounds to attraction of these conditions to interpretation of a tectonic structure of Carpathians.

ARTICLE INFO

Manuscript received
11 November 2025

Revised manuscript received
14 May 2026

Manuscript accepted
25 May 2026

Available online
30 May 2026

Keywords:

folds belts, palinspastic reconstructions, unbalanced cross-section, fold-and-thrust deformations, buckling, uncoaxial flow, numerical modeling, stressed state, Flysch Carpathians.

In cites:

Gonchar Victor (2026). Reconstruction of unbalanced cross-section of Flysch Carpathians. *Visnyk of V. N. Karazin Kharkiv National University, Series Geology. Geography. Ecology*, (64), 49–60. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2026-64-04> [In Ukrainian]