

# Тришарова структура Карпатської осадової призми за результатами сейсмічної міграції за профілями ГСЗ PANCAKE та RomUkrSeis

*Т.П. Єгорова, О.О. Верпаховська, Г.В. Муровська, 2022*

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна  
Надійшла 14 січня 2022 р.

Метод скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль, застосований до сейсмічних профілів глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ) PANCAKE та RomUkrSeis, дав змогу сформувати хвильові зображення осадового шару та кристалічного фундаменту під Карпатським орогеном до глибини 25 км. Район дослідження відноситься до Українських Карпат, які складаються із Зовнішніх Карпат — крейдіяно-неогенової акреційної призми, та Внутрішніх Карпат — фрагментів мікроплит Алькапа та Тися-Дакія. Карпатська споруда насунута на неогеновий Передкарпатський прогин, який закладений на фундаменті Східно- та Західноєвропейської платформ. У праці використовувалася спеціально розроблена для профілів ГСЗ методика формування хвильового зображення фундаменту та глибокого осадового басейну. Отримані за двома профілями хвильові зображення фіксують наявність глибоких прогинів (акреційної призми) під Карпатським орогеном та виявляють їх схожість і відмінності, які зумовлені особливостями тектонічного розвитку зони зчленування Східно- та Західноєвропейської платформ. Осадова призма досягає глибини 20 км і складається з трьох трогів, вкладених один в одного, які добре виділяються в хвильовому полі і характеризуються різними значеннями швидкостей на швидкісних моделях. Верхні два поверхи до ~15 км належать до алохтону Українських Карпат та прилеглої до нього товщі. Тоді як нижній (15—21 км) представляє, швидше за все, давніші комплекси основи фундаменту, аж до неопротерозойського віку (едіакарію), пов'язаного з акрецією молодих плит із заходу до Східноєвропейської платформи та утворенням Транс'європейської шовної зони. Прогин за профілем RomUkrSeis є значно вужчим, ніж за профілем PANCAKE, що свідчить про більше скорочення осадового басейну (і, можливо, верхньої кори) на південному сході Українських Карпат. Осадовий басейн або осадова призма за обома профілями обмежена з двох боків крутоспадними розломами — зі сходу Передкарпатським, а із заходу — Закарпатським за профілем PANCAKE та розломом Драгос-Вода за профілем RomUkrSeis, які можуть свідчити про активну зсувну тектоніку.

**Ключові слова:** міграція відбитих/рефрагованих хвиль, профілі ГСЗ (WARR), осадова призма, Українські Карпати, Транс'європейська шовна зона.

**Вступ.** Сейсмічна міграція в сучасній обробці даних сейсморозвідки є ефективним засобом відтворення будови геологічного розрізу. Існуючі методи міграції обмежені певним інтервалом спостереження хвильового поля від джерела, оскільки ґрунтуються на використанні відбитих хвиль. Тому при обробці профілів ГСЗ необхідно розробляти нестандартні методи міграції з

урахуванням особливостей системи спостережень і характеру зареєстрованого хвильового поля у віддаленій зоні джерела. Системи спостережень методом ГСЗ характеризуються значними відстанями між джерелом і сейсмоприймачами, а також їх нерегулярним розміщенням уздовж профілю. При цьому зареєстроване хвильове поле містить не тільки відбиті, а й інші

типи хвиль, поміж яких чітко виділяються та прослідковуються рефраговані хвилі.

Скінченно-різницева міграція відбитих/рефрагованих хвиль, розроблена в Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України [Пилипенко, Верпаховская, 2003; Piliipenko et al., 2010, 2011; Верпаховская, 2021], дає змогу обробляти хвильові поля, зареєстровані на віддалях від джерела, які досягають кількох сотень кілометрів. Її головною відмінністю від міграції у зворотному часі (RTM — reverse time migration), яка має широке застосування в сейсмічних дослідженнях методом відбитих хвиль, є використання комбінації прямого продовження часового поля від джерела і зворотного продовження хвильового поля від сейсмоприймачів. RTM же базується на виконанні двох продовжень хвильового поля — прямого від джерела і зворотного від приймачів [Zhou et al., 2018].

Застосування скінченно-різницевої міграція відбитих/рефрагованих хвиль дає змогу вивчати додаткові деталі внутрішньої будови геологічного розрізу і в повному обсязі використовувати як кінематичні, так і динамічні характеристики спостереженого хвильового поля для реконструкції структури земної кори. При цьому відтворюється не тільки форма границь між різними товщами, а й особливості будови самих товщ, що, в свою чергу, доповнює швидкісну модель, розраховану променевим моделюванням або томографією при інтерпретації даних ГСЗ. Таким чином, метод сейсмічної скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль при застосуванні до даних ГСЗ дає змогу отримати нові додаткові особливості будови кори досліджуваного району, які можуть бути відсутні у швидкісній моделі, що побудована методами променевого моделювання або томографією.

Розроблена методика формування хвильового зображення кристалічного фундаменту за даними ГСЗ з використанням методу скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль [Верпаховская, 2021] була застосована при обробці новітніх профілів ГСЗ PANCAKE і RomUkrSeis

[Starostenko et al., 2013, 2020], які перетинають Українські Карпати (рис.1). За результатами були сформовані хвильові зображення осадової товщі і кристалічного фундаменту на південно-західному краї Східноєвропейської платформи (СЄП) до глибини 25 км, на якій закладений Карпатський трог, або Карпатська осадова призма.

У цій праці особливу увагу приділено структурі Передкарпатського прогину та глибоким шарам під ним, які утворюють Карпатську осадову призму, пов'язані з формуванням Транс'європейської шовної зони (ТЕШЗ) і відображені в міграційних зображеннях уздовж профілів PANCAKE і RomUkrSeis. Сформовані хвильові зображення переконливо демонструють форму і внутрішню структуру глибоко зануреного осадового прогину з краю стародавньої платформи, що може становити безперечний інтерес при прогнозуванні нафтогазоносності регіону.

**Основні властивості геолого-тектонічної будови Карпат.** Традиційно Карпати поділяють на дві основні структури — більш давні Внутрішні Карпати і сформовані в міоцені Зовнішні Карпати (рис. 1). Внутрішні Карпати сформувалися в крейдяний період на палеозойському фундаменті мікроплит Алькапа і Тися-Дакія, який перекритий серією покривів мезозойського віку [Csontos, Vörös, 2004; Schmid et al., 2008; Golonka et al., 2018]. Утворення цих мікроплит пов'язане з еволюцією північно-західної гілки океану Тетис, яку зазвичай називають Магурським басейном (Magura basin). Закриття океану і особливо колізія між Африканською і Євразійською плитами привели до утворення Карпат [Csontos, Vörös, 2004]. У результаті колізії мікроплит Алькапа і Тисії-Дакії з переднім краєм (форландом) Східно- та Західноєвропейської платформ був сформований покривно-насувний пояс Зовнішніх Карпат [Gagała et al., 2012].

Внутрішні Карпати відділені від Зовнішніх Карпат вузьким поясом П'єнінських скель (або П'єнінською зоною) протяжністю понад 600 км, який розглядається як одна

з головних шовних зон Карпат. П'єнінська зона утворилася через сильне скорочення кори океанічного (субокеанічного) басейну і зсувних зрушень, унаслідок чого в шовній зоні збереглися лише фрагменти окремих комплексів і фацій [Golonka et al., 2018; Plašienka et al., 2012; Ludwiniak, 2018]. Зовнішні (Флішові) Карпати являють собою серію покривів і насувних пластин різної літостратиграфії і тектонічної будови, насунутих на ТЕСЗ і південно-західний край СЄП [Krzywies, 2001; Oszczypko, 2006; Шлапінский та ін., 2007]. До складу Зовнішніх Українських Карпати (з північного сходу і на південний захід) входять Передкарпатський прогин (з його зовнішньою автохтонною Більче-Волицькою та внутрішньою алохтонною Самборською зонами), покрови — Бориславо-Покутський, Скибовий, Кросненський, Дуклянсько-Чорногорський, Буркутський, Мармароський і П'єнінський [Шлапінский та ін., 2007; Nakapelyukh et al., 2017]. Деякі автори відносять українське північно-західне завершення Мармароського масиву (так званий Рахівський масив) до структур Внутрішніх Карпат (див. наприклад [Гнилко та ін., 2021]). Літостратиграфію Українських Карпат і утворення осадових комплексів описано і обговорено в багатьох публікаціях [Глушко, Круглов, 1971; Ślaczka et al., 2006; Шлапінский та ін., 2007; Шлапінський, 2012; Oszczypko et al., 2012; Гнилко и др., 2015; Гнилко та ін., 2021]. Покрови, які мають південно-східне простягання і північно-східну вергентність (в напрямку форланду), розділені насувами зі значними горизонтальними переміщеннями, що досягають сотні кілометрів поперек простягання Карпатської дуги [Глубинное..., 1980; Круглов и др., 1985; Ślaczka et al., 2006; Шлапінський, 2012].

Покривно-насувна споруда Зовнішніх Українських Карпат (ЗУК) складається з крейдяних, палеогенових і ранньоміоценових флішових комплексів загальною потужністю 8—10 км і більше (найглибша свердловина не вийшла з алохтонної товщі), насунутих один на одний і на Передкарпатський прогин у північно-

східному напрямку, які інтерпретуються як акреційна призма [Круглов и др., 1985; Ślaczka et al., 2006, Гнилко, 2012]. Утворення призми почалося в олігоцені і закінчилося в сарматі [Oszczypko, 2006; Oszczypko et al., 2012; Nakapelyukh et al., 2018]. Палінспатичні реконструкції, які були виконані за двома геологічними розрізами (один з них розташований у районі профілю PANCAKE), показали, що сучасний покривно-насувний пояс ЗУК був сформований з відкладів осадового басейну завширшки ~460 км [Nakapelyukh et al., 2017, 2018]. Еволюція осадового басейну відбувалася за рахунок скорочення його основи і формування насувної осадової (акреційної) призми, а потім і колізійного орогену Українських Карпат. Просування акреційної призми у північно-східному напрямку відбувалося у два етапи зі збільшенням швидкості в міоцені відносно олігоцену, причому останній міоценовий етап збігається за часом з формуванням Паннонського басейну [Nakapelyukh et al., 2017, 2018]. На завершальному етапі еволюції акреційна призма насувалася на край СЄП, що привело до флексурного прогину краю платформи і формування на його фундаменті Передкарпатського прогину. Сучасна ширина ЗУК становить 70 км, що порівняно з шириною початкового материнського басейну в 460 км засвідчує його п'ятикратне скорочення (на 340—390 км). Термохронологічне датування за апатитами, виконане для досліджуваного регіону ЗУК, показало, що ерозія, яка настала за формуванням Карпатського орогену, могла відбуватися приблизно 10—12 млн років тому назад (у пізньому міоцені), що зумовило відкладення 3,5—4,5 км осадів в українській частині Передкарпатського прогину [Nakapelyukh et al., 2017, 2018].

**Глибинна будова Українських Карпат за профілями ГСЗ PANCAKE і RomUkrSeis.** Для формування сейсмічних хвильових зображень Карпатського трюгу методом скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль використовували ті самі сейсмічні фази, які були прокорельовані і застосовані у променевому моделю-

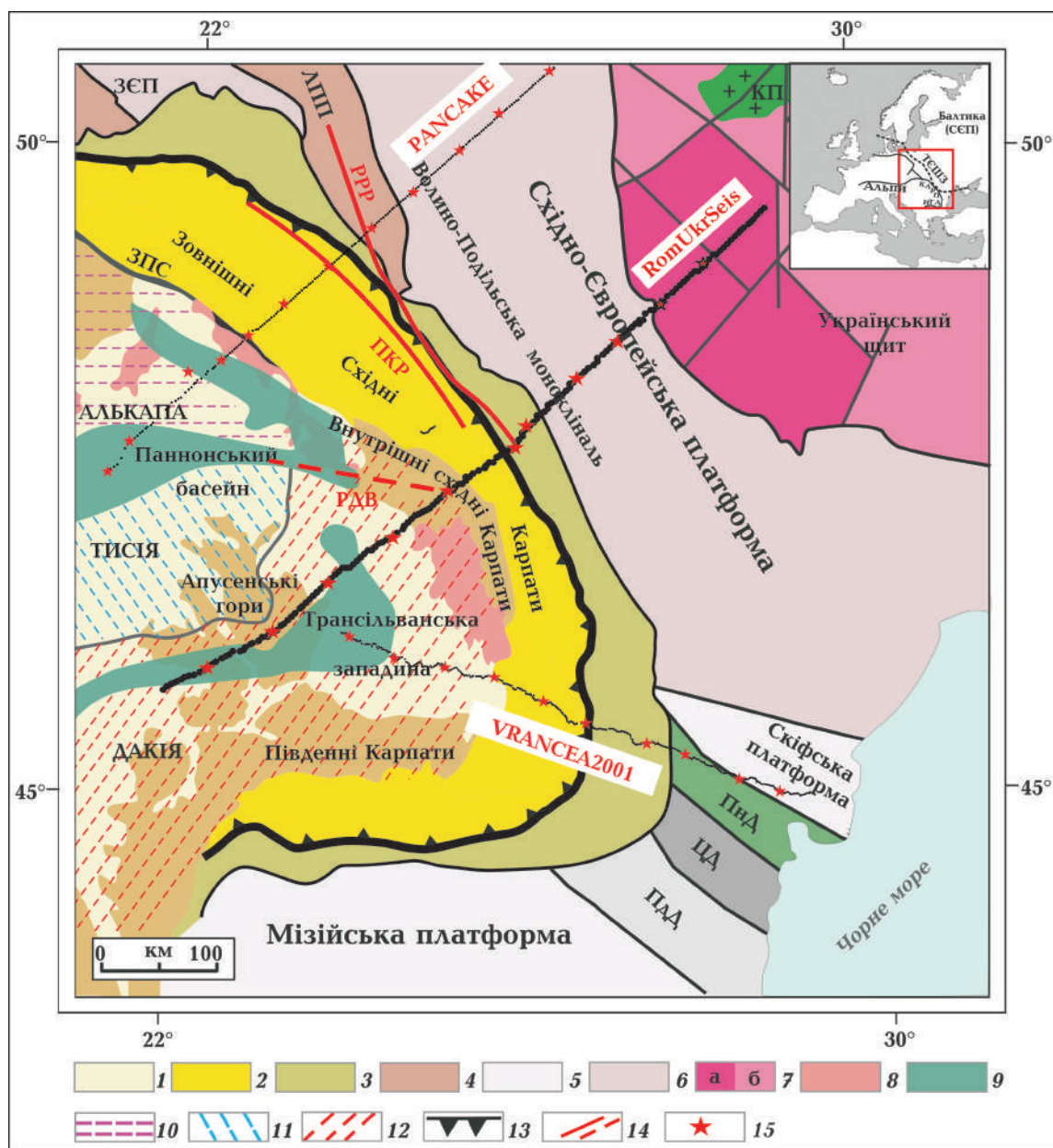


Рис. 1. Розташування сейсмічних профілів PANCAKE і RomUkrSeis на тектонічній мапі району досліджень (за [Starostenko et al., 2020], зі змінами): 1 — неогенові басейни, 2 — флішові пояси, 3 — глибокі прогини, 4 — Львівський прогин, 5 — палеозойська платформа, 6 — докембрійська платформа, 7 — Український щит: архейські блоки (а) і палеопротерозойські блоки (б), 8 — області неогенового вулканізму, 9 — офіолітові пояси, 10 — мікроплита Алькапа, 11 — мікроплита Тиса, 12 — мікроплита Дакія, 13 — Карпатський деформаційний фронт, 14 — основні розломи, 15 — пункти вибуху вздовж профілів ГСЗ. *Скорочення:* СЕП — Східноєвропейська платформа, ЗЕП — Західноєвропейська платформа, ЗПС — зона П'єнінських скель, ЛПП — Львівський палеозойський прогин, ПнД — Північна Добруджа, ТЄШЗ — Транс'європейська шовна зона, ЦД — Центральна Добруджа, ПдД — Південна Добруджа. Розломи: ПКР — Передкарпатський розлом, РДВ — розлом Драгос-Вода, РРР — Рава-Руський розлом.

Fig. 1. Location of WARR profiles PANCAKE and RomUkrSeis shown on the tectonic map of the study region: 1— Neogene basins, 2 — Flysch belt, 3 — Foredeep, 4 — Lviv Trough, 5 — Paleozoic Platform, 6 — Precambrian Platform, 7 — Ukrainian Shield: Archean blocks (a) and Paleoproterozoic domains (б), 8 — areas of Neogene volcanism, 9 — ophiolite units, 10 — Alcapa domain, 11 — Tisa domain, 12 — Dacia domain, 13 — Carpathian deformation front, 14 — main faults, 15 — shot points of WARR profiles. *BEP* — East—European Platform, *WEP* — West—European Platform, *ZPC* — Zone of Penninian Cliffs, *LPT* — Lviv Paleozoic Trough, *CD* — Northern Dobrogea, *TESSZ* — Trans—European Suture Zone, *CD* — Central Dobrogea, *SD* — Southern Dobrogea. *Faults:* ПКР — Forecarpathian Fault, РДВ — Dragos Voda Fault, РРР — Rava-Russka Fault.

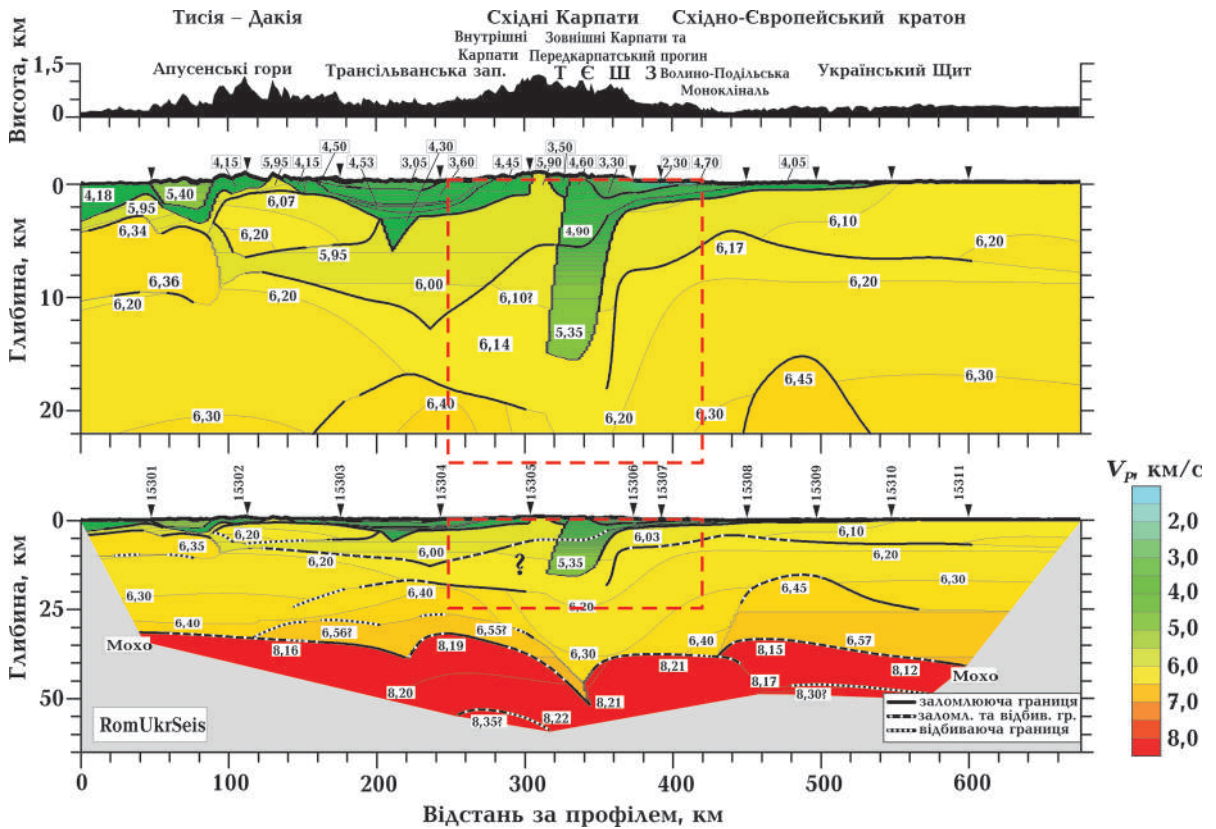


Рис. 2.  $P$ -швидкісна модель осадового прогину і фундаменту (зверху), земної кори і підкорової мантії (знизу), побудована прямим променевим моделюванням за даними профілю RomUkrSeis [Starostenko et al., 2020]. Потовщені чорні лінії і пунктир показують основні швидкісні границі: суцільні лінії — границі, побудовані лише за рефрагованими хвилями, пунктир — за рефрагованими і відбитими хвилями, точковий пунктир — за відбитими хвилями. Тонкі чорні лінії — ізолінії швидкостей  $P$ -хвиль, км/с, чорні трикутники — пункти вибуху (джерела), прямокутник, оконтурений червоною пунктирною лінією — область побудови хвильового міграційного зображення на рис. 5, б.

Fig. 2.  $P$ -velocity model of the sedimentary trough and basement (top) and the Earth's crust and subcrustal mantle (bottom) derived by forward ray-trace modeling along the RomUkrSeis profile [Starostenko et al., 2020]. Thick, black solid and dashed lines represent major velocity discontinuities (boundaries): solid line — refraction only; dashed line — refraction and reflection; dotted line — reflection only. Thinner lines represent velocity isolines with values in km/s. Black triangles show positions of shot points. The rectangle outlined by red dashed line indicates the area where the wave migration image has been constructed (Fig. 5, b).

ванні для побудови швидкісних моделей кори вздовж профілів ГСЗ PANCAKE і RomUkrSeis [Starostenko et al., 2013, 2020].

Сейсмічний профіль ГСЗ, або WARR (wide-angle reflection/refraction study) PANCAKE, загальною довжиною 650 км пролягає від Паннонського басейну до Українського щита і перетинає Українські Карпати. Центральний відрізок профілю в районі Українських Карпат демонструє наявність потужної осадової товщі до глибини 20 км, яка залягає на південно-західному краю СЄП. Осадові відклади містять до 6 км карпатського флішу

зі швидкістю поширення поздовжніх хвиль  $V_p=4,5\div 4,65$  км/с [Starostenko et al., 2013]. Глибше (до 15 км) ідентифіковані комплекси порід з  $V_p\approx 5,5$  км/с, під якими до глибин  $\sim 20$  км отримані утворення зі знизженими швидкостями  $V_p$  до 5,29 км/с. Швидкісні комплекси обох нижніх поверхів інтерпретовано як ті, що належать, скоріше за все, до відомих мезозойсько-палеозойсько-протерозойських метаосадових комплексів СЄП [Starostenko et al., 2013; Гинтов и др., 2014]. По поверхні Мохо під Карпатським трогом, яка залягає на тих самих глибинах ( $>45$  км), що і під СЄП, не

встановлено яскраво вираженого кореня під Карпатським орогеном [Starostenko et al., 2013; Гинтов и др., 2014].

Швидкісна модель вздовж профілю PANCAKE показує різкі зміни в будові земної кори при переході від Східноєвропейського кратону до Паннонського басейну. Кристалічна кора кратону складається з трьох товщ. У потовщеній верхній корі з  $V_p=6,10\div 6,25$  км/с виділяються дві субгоризонтальні низькошвидкісні лінзи на глибині 12—18 км. Тонка середня кора ( $V_p=6,6\div 6,7$  км/с) і високошвидкісна нижня кора ( $V_p=7,0\div 7,40$  км/с) характерні для кори Українського щита вздовж профілю PANCAKE. Заломлення і відбиття від границі Мохо вказують на товсту кору (>45 км) під щитом. Паннонський басейн характеризується тонкою низькошвидкісною корою (приблизно 19 км зі швидкістю 6,22 км/с) з потужністю перекривних осаdів 3,5—4 км [Starostenko et al., 2013].

Нову інформацію про будову Українських Карпат і глибинну будову кори вздовж профілю PANCAKE отримано при інтерпретації хвильового зображення, сформованого вздовж профілю з використанням скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль [Verpakhovskaya et al., 2018]. Хвильове зображення Карпатської осаdової призми і кристалічного фундаменту під нею показало, що алохтонний комплекс Українських Карпат складається із серії покривів неоген-крейдяного флішу, які залягають на базальному детачменті на глибині близько 15 км. Нижче, приблизно до глибини 21 км, виділяється область з високою щільністю відбиттів (відбивних майданчиків), яка може бути представлена мезозойсько-палеозойським метаосаdовим комплексом, імовірно, пов'язаним з колізійними взаємодіями мікроплит і терейнів у районі ТЄШЗ [Verpakhovskaya et al., 2018].

Другим профілем ГСЗ, який перетинає Українські Карпати вздовж державного кордону з Румунією, є профіль RomUkrSeis завдовжки 675 км, який пролягає з південного заходу на північний схід від Апусенських гір і Трансильванської западини

і закінчується на південному заході Українського щита (рис. 1) [Starostenko et al., 2020]. Швидкісна модель кори і верхньої мантії показує, що Карпатська акреційна призма, яка сформована в кайнозої, перекиває комплекси ТЄШЗ — перехідної зони між докембрійською СЄП і континентальними терейнами, акреатованими до неї з південного заходу в палеозої.

За профілем RomUkrSeis ТЄШЗ являє собою досить широкий (~140 км) низькошвидкісний блок (6,0—6,3 км/с), який простежується в усій корі (рис. 2) і інтерпретується як кора кратону, сформована в результаті розтягнення і рифтогенезу при утворенні континентального краю в неопротерозої—ранньому палеозої. Кора ТЄШЗ має структуру «трога у трозі», у якій верхнє тіло завширшки приблизно 40 км включає Українські Карпати ( $V_p=4,9$  км/с) і пізньопалеозойсько-мезозойські відклади ( $V_p=5,4$  км/с) до глибини 15 км, під якими виділяється більш широкий і глибокий прогин, імовірно, неопротерозойсько-ранньопалеозойського віку (рис. 2) [Starostenko et al., 2020; 2022]. Під цією структурою фіксується характерне поглиблення границі Мохо (до 50 км) у вигляді кілю, яке розділяє кору різної товщини — під молодими терейнами на південному заході (32—35 км) і під кратоном (до 42 км) на північному сході (рис. 2).

Розраховані методом променевого моделювання швидкісні моделі вздовж профілів ГСЗ PANCAKE і RomUkrSeis [Starostenko et al., 2013, 2020] були використані для формування хвильового зображення глибинної будови із застосуванням скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль.

**Метод міграції для побудови сейсмічного хвильового зображення фундаменту і глибокого осаdового прогину.** Загальний алгоритм будь-якого варіанта динамічної міграції містить зворотне продовження хвильового поля від сейсмоприймачів, яке ґрунтується на розв'язанні хвильового рівняння і визначенні умови формування зображення середовища. У методі скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих

хвиль, крім зворотного продовження хвильового поля, виконується пряме продовження часового поля шляхом розв'язання рівняння ейконалу. Саме продовжене часове поле визначає умову формування зображення середовища, яка полягає у відборі амплітуд продовженого хвильового поля в значеннях часового поля, які відповідають моменту виходу рефрагованих хвиль із заломної товщі. Оскільки рефраговані хвилі поширюються у двох товщах, необхідно передбачити різку зміну швидкості на границі між ними. Тому для реалізації міграції із залученням рефрагованих хвиль використовують дві швидкісні моделі для покривної і заломної товщ. При цьому джерело умовно переміщується на границю поділу шляхом перерахунку початкового часу коливань [Пилипенко, Верпаховская, 2003; Верпаховская, 2021]. Отже, метод міграції відбитих/рефрагованих хвиль у застосуванні до даних ГСЗ дає можливість сформулювати зображення окремої контрастної швидкісної границі поділу, такої як границя між осадовою товщею і кристалічним фундаментом. Це безпосередньо пов'язано з траєкторією поширення рефрагованих хвиль у двошаровому середовищі, в якому швидкість у другому шарі значно більша, ніж у першому.

Принцип формування зображення кристалічного фундаменту за даними ГСЗ, на якому ґрунтується метод міграції відбитих/рефрагованих хвиль і який був застосований при обробці профілів PANCAKE і RomUkrSeis, схематично можна представити в такому вигляді (рис. 3).

Даний принцип полягає у формуванні зображення середовища в області виходу рефрагованих хвиль з кристалічного фундаменту (показано еліпсом на рис. 3). Його використання пояснюється тим, що хвильове поле у виділеній області містить повну інформацію про будову досліджуваної границі і прилеглої до неї заломної товщі [Верпаховская, 2012]. При цьому процес формування зображення двошарового середовища за сейсмограмами окремого джерела передбачає умовне переміщення джерела  $O$  з лінії профілю на границі поді-

лу у точку  $O'$  (в даному випадку фундаменту) шляхом розрахунку і заміни часу вступу рефрагованої хвилі, прямого продовження часового поля  $T(x, z)$  у товщі кристалічного фундаменту, зворотного продовження хвильового поля  $U(x, z, t)$  у покривній товщі і формування зображення  $I(x, z, (t=T(x, z)))$  за вибіркою значень продовженого хвильового поля в значеннях часу виходу рефрагованої хвилі з товщі фундаменту.

Алгоритм формування хвильового зображення кристалічного фундаменту вздовж профілю ГСЗ містить оцінку якості і підготовку спостережених хвильових полів для усіх наявних джерел; вибір параметрів міграції; визначення та підготовку двох швидкісних моделей середовища; формування зображення кристалічного фундаменту за сейсмограмами кожного джерела; перевірку коректності і аналіз отриманих зображень кристалічного фундаменту для всіх джерел профілю та формування сумарного зображення кристалічного фундаменту вздовж профілю [Верпаховская, 2021].

Для врахування завад різного характеру, які можуть міститись у спостережених хвильових полях окремих джерел і впливати на результат їх обробки та інтерпретації, особливу увагу приділяли оцінюванню якості і відбору хвильових полів, придатних для застосування міграції.

Вхідними даними для скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль є спостережені хвильові поля для

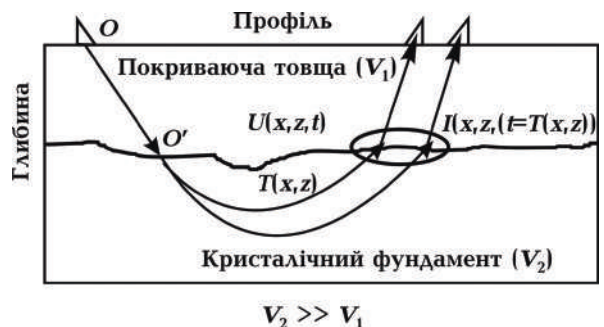


Рис. 3. Принцип формування хвильового міграційного зображення кристалічного фундаменту (пояснення в тексті).

Fig. 3. The principle of forming a wave image of a crystalline basement (explanations in the text).

кожного джерела зі внесеною редукцією зі швидкістю, якою характеризується заломна товща, параметричні файли для них з інформацією про параметри системи спостережень і міграції, а також дві швидкісні моделі для покривної товщі і товщі кристалічного фундаменту. Для сейсмограм кожного джерела виконувалась міграція, а саме: пряме продовження часового поля від джерела з урахуванням швидкісної моделі для кристалічного фундаменту, зворотне продовження хвильового поля від сейсмоприймачів з використанням швидкісної моделі для покривної товщі і формування хвильового зображення кристалічного фундаменту для цього джерела. Після перевірки коректності зображень, отриманих для всіх джерел профілю, і їх ретельного аналізу формувалось сумарне

хвильове зображення кристалічного фундаменту вздовж всього профілю ГСЗ.

Розроблений алгоритм був програмно реалізований з урахуванням усіх вимог до коректності теоретичної бази скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль. Програми були застосовані для формування зображення складної будови кристалічного фундаменту в районі ЗУК і Передкарпатського прогину за сейсмічними хвильовими полями, спостереженими вздовж профілів ГСЗ PANCAKE і RomUkrSeis [Verpakhovska et al., 2018, 2021].

На рис. 4 показано сформоване хвильове зображення кристалічного фундаменту в районі Карпатського трого за даними профілю ГСЗ RomUkrSeis. Уздовж профілю RomUkrSeis завдовжки 675 км було

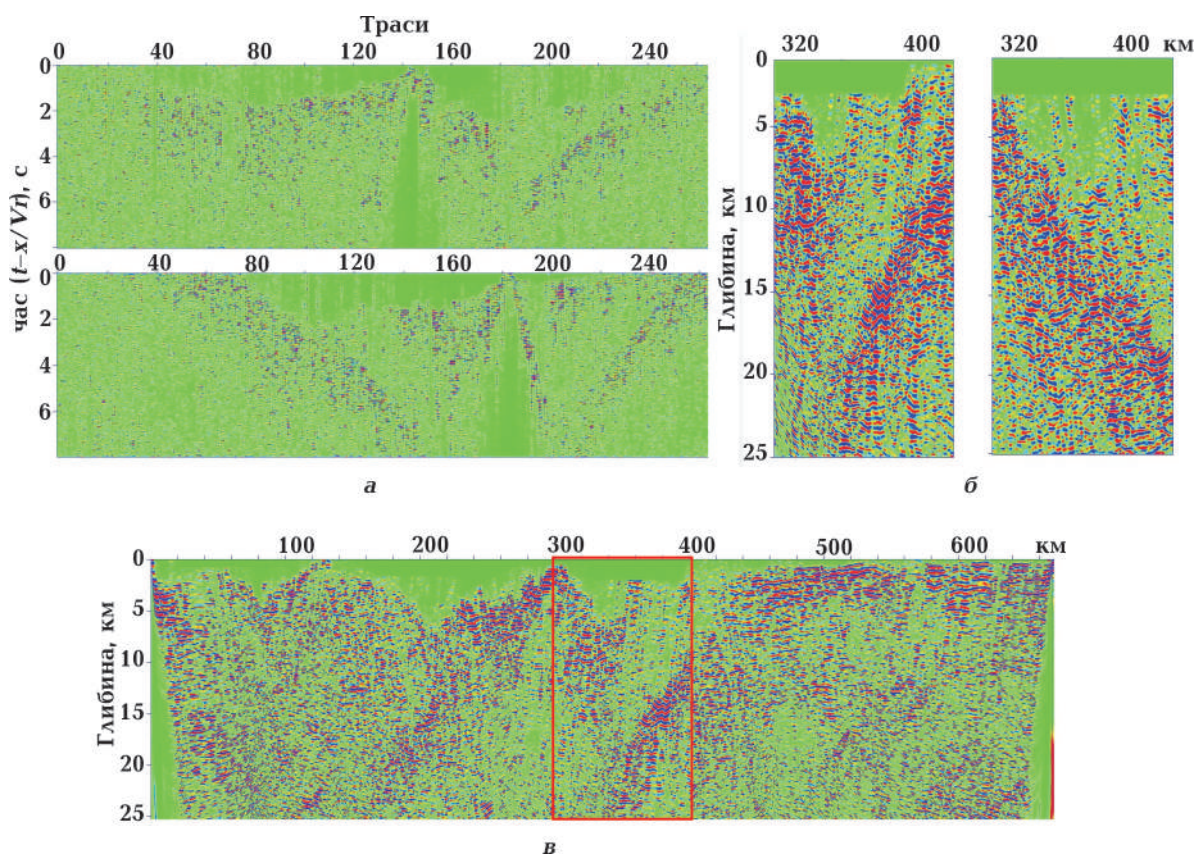


Рис. 4. Формування хвильового міграційного зображення кристалічного фундаменту вздовж профілю ГСЗ RomUkrSeis: *a* — хвильові поля двох пунктів вибуху (джерел) з внесеною редукцією; *б* — сформовані хвильові зображення для них; *в* — сумарне зображення фундаменту, сформоване вздовж всього профілю.

Fig. 4. Formation of a wave image of the crystalline basement on the WARR profile RomUkrSeis: *a* — wave fields from two shot points taking into account velocity reduction; *б* — generated wave images for them; *в* — the summary image of the basement along the entire profile.



нерегулярно розміщено 11 джерел з кроком 20—70 км, коливання реєстрували 332 сейсмостанції зі змінним кроком, який у середньому становив близько 2 км.

При обробці сейсмічних хвильових полів уздовж профілю враховувалася складна тектонічна будова району досліджень. До сейсмограм кожного джерела було застосовано скінченно-різницеву міграцію відбитих/рефрагованих хвиль і отримано міграційні зображення фундаменту до глибини 25 км. Для деяких джерел отримано два зображення з різних боків від джерела.

При формуванні сумарного хвильового зображення фундаменту були проаналізовані результати міграції для всіх 11 джерел і розглянуті всі деталі будови і порушення, відображені як із різних боків, так і на різних віддаленнях від них.

Рис. 4, а демонструє підготовлені хвильові поля двох джерел (ПВ — пункт вибуху) 15304 і 15309, розміщених на пікетах 242 і 497 км профілю, з внесеною редуцією  $V=6,0$  км/с, яка відповідає швидкості хвиль у фундаменті. До цих полів було застосовано скінченно-різницеву міграцію

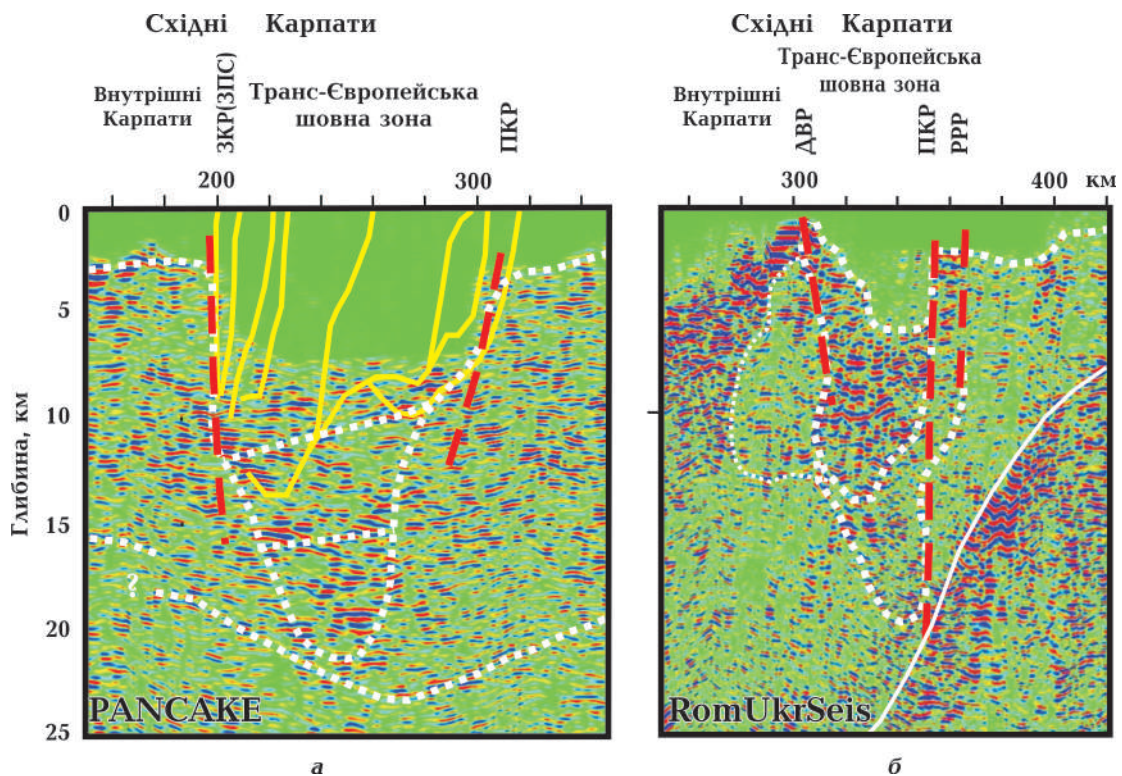


Рис. 5. Сейсмічне хвильове зображення Карпатської осадової призми, отримане методом скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль, за даними профілів PANCAKE (а) и RomUkrSeis (б). Білим пунктиром оконтурені три трюги, які формують Карпатську призму, тонким білим пунктиром (б) виділено тіло зі слабкими відбиттями під Внутрішніми Карпатами, суцільна біла лінія (б) відповідає кристалічному фундаменту (архейсько-протерозойського віку) південно-західного краю СЄП. Жовтим кольором на профілі (а) показано структуру Карпатського трюгу за геологічними даними [Nakapelyukh et al., 2017], червоним пунктиром — глибинні розломи (Передкарпатський (ПКР), Рава-Руський (РРР), Закарпатський (якому на поверхні відповідає зона П'єнінських скель) (ЗКР(ЗПС)), розлом Драгос-Вода (ДВР)).

Fig. 5. Seismic image of the Carpathian sedimentary prism, obtained by the migration method, on the PANCAKE (a) and RomUkrSeis (b) profiles. Three troughs forming the Carpathian prism are outlined with a white dashed line, a body with weak reflections under the Inner Carpathians is highlighted by a thin white dotted line in (b), a solid white line in (b) outlines the crystalline basement (of Archaean-Proterozoic age) of the southwestern edge of the East European Platform. The yellow color in (a) outlines the structure of the Carpathian trough from geological data [Nakapelyukh et al., 2017], the red dashed lines shows deep faults — Forecarpathian Fault (ПКР), Rava-Russky Fault (РРР), Transcarpathian Fault (which on the surface corresponds to the Zone of Penninian Cliffs) (ЗКР(ЗПУ)), Dragos-Voda Fault (ДВР).

відбитих/рефрагованих хвиль і отримано міграційні зображення фундаменту справа від ПВ 15304 і зліва від ПВ 15309 (рис. 4, б). Різниця у хвильових зображеннях на рис. 4, б пояснюється місцезнаходженням джерел відносно порушення і, відповідно, кутом заломлення, під яким формується цей елемент на хвильовому зображенні. Незважаючи на різницю в результатах міграції, можна виділити загальні властивості, які дають змогу сформуванню зображення цього елементу структури Карпатського трогу за профілем RomUkrSeis. Сумарне хвильове зображення фундаменту вздовж всього профілю, сформоване за хвильовими полями всіх 11 пунктів вибухів, показано на рис. 4, в. Зображення Карпатського трогу виділено червоним прямокутником.

Застосування скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль при обробці даних профілів ГСЗ PANCAKE і RomUkrSeis показало, що в районах зі складною будовою кристалічного фундаменту необхідно розробляти спеціальні алгоритми. При цьому вони мають враховувати особливості системи спостереження зареєстрованих хвильових полів, а також містити більш ретельний аналіз міграційних зображень окремих джерел для коректного відтворення форми порушень, що наявні у фундаменті.

**Сейсмічні хвильові зображення Карпатської осадової призми за даними профілів PANCAKE і RomUkrSeis та їх інтерпретація.** За допомогою методу скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль були отримані хвильові зображення Карпатської осадової призми за даними профілів ГСЗ PANCAKE і RomUkrSeis (рис. 5). У сейсмічному зображенні центральної частини профілю PANCAKE в районі Українських Карпат виділяється глибоке занурення фундаменту у формі трогу до глибини приблизно 21 км (рис. 5, а), яке відображає структуру осадової Карпатської призми, що містить комплекс алохтонного флішу ЗУК і розміщених під ним давніших комплексів. Верхній трог завширшки 100—110 км, обмежений на глибині 10—12 км поділом із

сильними відбиттями, має крутий західний фланг і більш пологий східний. Середній трог, який розташований під ним на глибині до 15 км і який звужується до 70 км, має менше відбиттів і неоднорідностей порівняно з верхнім і нижнім шарами. Під ним виділяється характерне хвильове зображення з переважанням довгохвильової складової, яке може вказувати на наявність найвужчого (ширина 40 км) і найглибшого (15—21 км) трогу в нижній частині Карпатської призми (рис. 5, а). Ці три розташовані один під одним трогів загалом відповідають швидкісній структурі Передкарпатського прогину за результатами променевого моделювання. Так, швидкості у верхньому шарі становлять 4,4—4,65 км/с, у середньому шарі — 5,5 км/с, зменшуючись до 5,3 км/с у найглибшій частині прогину [Starostenko et al., 2013].

Обидва верхні шари на профілі PANCAKE до глибини 15 км у цьому випадку інтерпретовано як такі, що належать до комплексу алохтонного флішу ЗУК. Це відповідає результатам, отриманим за даними геотраверсу II [Соллогуб и др., 1988]. Наведена інтерпретація підтверджується регіональними сейсмічними дослідженнями відбитих хвиль у ЗУК за даними профілю СГТ Р-2 [Заяць, 2013].

Комплекс алохтонного флішу ЗУК за даними профілю PANCAKE має чіткі вертикальні обмеження, які збігаються з глибинними розломами (рис. 5, а) — Закарпатським на південному заході, що контролює пояс П'єнінських скель на відстані ~200 км за профілем, і Передкарпатським — на північному сході (~320 км за профілем).

З урахуванням нової геолого-геофізичної інформації для району профілю PANCAKE отримано тектонічну модель літосфери, що дало змогу зробити такі висновки [Verpakhovska et al., 2018]. Дольпійський фундамент Карпатського алохтону залягає на глибині приблизно 15 км, що узгоджується з геологічним і палінспатичним розрізами [Nakapelyukh et al., 2017]. Алохтонний комплекс ЗУК, який складається з двох шарів з межею

між ним на глибині 10—12 км, насунувся, напевно, на мезозойсько-палеозойський комплекс, який зберігся в нижньому трозі. Останній може бути пов'язаний з колізійною взаємодією в зоні ТЄШЗ між СЄП і Західноєвропейською платформою або внаслідок пізнішої колізії композитних плит Алькапа і Тісія-Дакія із СЄП. Верхній алохтонний комплекс ЗУК, обмежений за глибиною на 10—12 км, складений серією покривів неогеново-верхньокрейдяного флішу, а його нижній шар — ущільненими породами нижньої крейди [Шлапінський та ін., 2007; Nakkarelukh et al., 2017]. Увесь комплекс алохтонного флішу був насунутий на північний схід на край СЄП по базальному детачменту, встановленому на глибині приблизно 15 км. Ця границя, яка виділена під Карпатською спорудою, разом з її ймовірним продовженням на схід, трактується як глибокий детачмент у фундаменті Карпатського трогоу і СЄП (тонкошарова тектоніка (thin-skinned tectonics)). По ньому деформація стиску могла передаватися у верхню кору СЄП (Український щит) на відстані до 200 км [Verpakhovska et al., 2018].

За профілем RomUkrSeis, який перетинає ЗУК поблизу державного кордону з Румунією, отримано міграційне зображення Карпатської осадової призми, яке, з одного боку, подібне за структурою до хвильового зображення за профілем PANCAKE, а з іншого — має свої характерні особливості. Методом скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль було виділено вузький прогин, обмежений розломами Драгос-Вода з південного заходу і Передкарпатським з північного сходу. У складі прогину виділяються, як і на профілі PANCAKE, три вкладені структури (троги) (рис. 5, б). Верхній трог глибиною до 6 км заповнений неконсолідованими відкладами з досить слабкими і рідкими сейсмічними майданчиками. Його ширина по підшві становить приблизно 25 км, розширюючись на поверхні до 50 км, де він перекритий легкими осадами, що поширюються з північно-східного напрямку (в бік Українського щита) до 200 км. Згідно із

швидкісною моделлю, розрахованою для профілю RomUkrSeis [Starostenko et al., 2020], швидкості поширення поздовжніх хвиль у ньому змінюються від 4,90 км/с в його основі до 3,30—4,0 км/с у самій верхній частині. Під ним виділяється другий трог завширшки приблизно 40 км, з крутими бортами, обмеженими розломами Драгос-Вода і Передкарпатським, який поширюється до глибини 14 км. Він виділяється на рис. 5, б характерним рисунком сейсмічного хвильового зображення з великою кількістю протяжних субгоризонтальних лінійних елементів (майданчиків). Цей середній грабен добре збігається із швидкісним розрізом, отриманим за даними профілю RomUkrSeis, на якому показано вузьке локальне тіло південно-західного падіння такої самої ширини (40 км) на глибинах до 15 км зі швидкістю 5,0—5,36 км/с (див. рис. 2).

У сейсмічному хвильовому зображенні, отриманому методом скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль за даними профілю RomUkrSeis, під розглянутим середнім трогом можна простежити ще один, третій (нижній), прогин, який у верхній частині має ширину близько 37 км, звужуючись на глибині 19,5 км до 20 км (див. рис. 5, б). Своєю східною частиною у вигляді вузького субвертикального тіла він може виходити у приповерхневі шари в районі Передкарпатського і Рава-Руського розломів (рис. 5, б). Цей нижній грабен не був змодельований у явному вигляді на швидкісній моделі, яка була побудована променевим моделюванням (див. рис. 2). Хоча грабен вгадується в цій моделі за поведінкою заломної границі, яка з глибини 6—8 км у районі Передкарпатського розлому різко заглиблюється до 18 км під Карпатським трогом, а з заходу до нього також підходить заломна границя, яка опускається до глибини 20 км. Така поведінка сейсмічної границі відображає прогин, який корелюється з конформною поведінкою ізолінії 6,2 км/с на швидкісній моделі (рис. 2). Отже, швидкість у нижньому трозі може бути приблизно 6,1—6,2 км/с, тобто близькою до швидкості в породах

фундаменту. Це можуть бути утворення неопротерозою (едикарію), похованого на великих глибинах (більш як 14 км) при утворенні ТЄШЗ і активної зсувно-насувної тектоніки вздовж зони, а також в результаті етапів вариського і альпійського тектогенезів. У результаті останнього була сформована покривно-насувна структура Карпат, яка була насунута на край СЄП, перекривши («запечатавши») таким чином давніші утворення неопротерозойського (едикарійського) фундаменту.

Подібна структура виділена і під Фокшанським басейном, який є південним продовженням Передкарпатського прогину в Румунії, за даними профілю VRANCHEA 2001 (його розташування показано на рис. 1). Цей профіль перетинає сейсмогенну зону Вранча в напрямку від Трансильванського басейну до південно-східного краю СЄП [Hauser et al., 2007]. За даними профілю VRANCHEA 2001 осадова призма Фокшанського басейну представлена швидкісними комплексами з  $V_p < 6,0$  км/с до глибини 21 км і містить осадові шари віком від палеозою до кайнозою у вигляді кількох трогів, які розміщуються один під одним і мають різні швидкості [Hauser et al., 2007]. Мезозойсько-палеозойські комплекси на глибині 10—21 км підстеляють молодші утворення крейдяно-кайнозойського віку Фокшанського басейну і Карпатських флішових покривів.

На міграційному зображенні за даними профілю RomUkrSeis у нижньому правому куті виділяється область хвильового поля з великою щільністю субгоризонтальних сейсмічних майданчиків (показані білою лінією на рис. 5, б). Вона має різкі обмеження із заходу, поглиблюючись з приблизно 8 км на відстані 420 км уздовж профілю до 25 км і глибше під самим трогом (рис. 5, б), і збігається з ізолінією 6,2 км/с на швидкісній моделі на рис. 2. Це узгоджується також з інтерпретацією даних профілю СГТ Р-5, який проходить поряд з профілем RomUkrSeis [Заяць, 1993; Starostenko et al., 2020, рис. 10], що дає змогу розглядати цю область як архейсько-протерозойський фун-

дамент СЄП, який заглиблюється на глибину понад 25 км під ЗУК.

Ще одна цікава особливість хвильового поля у вигляді локальної області з рідкими відбиттями (практично прозорої) виявлена на глибині 2—13 км під Внутрішніми Карпатами в районі розлому Драгос-Вода (виділена тонким білим пунктиром на рис. 5, б). За структурою швидкісної моделі, згідно з даними профілю RomUkrSeis, як і зі значеннями самих швидкостей (6,1 чи 5,35 км/с), передбачалась неоднозначна інтерпретація цієї області на відстані 260—320 км уздовж профілю, що позначено знаком «?» на рис. 2. Було висловлено припущення [Starostenko et al., 2020], що це може бути тіло магматичних порід з огляду на те, що воно проектується на поверхню в область інтенсивного неогенового магматизму Внутрішніх Карпат у районі розлому Драгос-Вода. При цьому не слід виключати, що тіло може містити палеозойсько-мезозойські метаосадові породи Карпатської осадової призми. На підставі отриманого прозорого зображення в цій області (див. рис. 5, б) можна досить упевнено стверджувати, що ця область відповідає інтрузивним утворенням неогенового віку, які формують на поверхні Вигорлат-Гутинський (в Україні) і Калігат-Харгітський (в Румунії) вулканічні хребти у Внутрішніх Карпатах (див. рис. 2).

**Висновки.** Застосування методу скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль до сейсмічних записів новітніх профілів ГСЗ PANCAKE і RomUkrSeis дало змогу сформуванню хвильові зображення осадового шару і кристалічного фундаменту під Карпатським орогеном з південно-західного краю СЄП до глибини 25 км. У результаті отримано додаткові деталі внутрішньої будови геологічного розрізу і досліджено форму границь поділу між фундаментом і осадовою товщею. Сформовані хвильові зображення за даними профілів ГСЗ PANCAKE і RomUkrSeis, які демонструють форму і внутрішню структуру глибоко зануреного осадового прогину з краю платформи, можуть бути використані для про-

гнозування нафтогазоносності регіону.

Порівняння сейсмічних хвильових зображень Карпатської осадової призми, отриманих за даними двох профілів, показало як подібність в її будові, так і відмінності. Останні зумовлені, найімовірніше, особливостями тектонічного розвитку Карпатського орогену в межах ТЄШЗ. Ця зона контролюється на поверхні Передкарпатським прогином і давнішими комплексами, які розміщуються під ним. Вони утворилися під час акреції до СЄП мікроплит і терейнів, що формують Західноєвропейську платформу, в палеозої (каледонський і вариський етапи) і в мезозої—кайнозої при формуванні Карпатського орогену (альпійський тектогенез).

Карпатська осадова призма за даними двох сейсмічних профілів досягає глибини понад 20 км і складається з трьох трогів, вкладених один в одний (трог у трозі), які добре виділяються на міграційних зображеннях. Ці три структурні шари характеризуються і різними значеннями швидкостей на швидкісних моделях, побудованих променевим моделюванням уздовж профілів PANCAKE і RomUkrSeis.

За даними профілю PANCAKE верхня частина Карпатської призми є доволі широким (~ 110 км) прогином потужністю до 10—12 км, який заповнений верхньокрейдяним — неогеновим комплексом алохтонного флішу Українських Карпат. Під ним до глибини приблизно 15 км розміщується вузький трог завширшки до 80 км, який заповнений ущільненими утвореннями ранньої крейди, що складають нижній шар флішу. Самий нижній (третій) трог, який звужується до 45—50 км і поширюється до глибин приблизно 21,5 км, містить комплекси стратифікованих порід з характерним рисунком хвильового поля. Його утворення може бути пов'язане з формуванням в палеозої ТЄШЗ між докембрійською СЄП і епіпалеозойською Західноєвропейською платформою. Ці три шари Карпатської акреційної призми різняться і значеннями сейсмічних швидкостей на швидкісній моделі — 4,5, 5,5 і 5,29 км/с відповідно.

Карпатська осадова призма в перетині

профілю RomUkrSeis, з огляду на її хвильове зображення, у 2 рази вужча, ніж за даними профілю PANCAKE. У ній також виділяються три структурні шари чи вкладені трого. Під самим верхнім трогом — власне Карпатською спорудою завширшки приблизно 50 км, яка сформована флішовим комплексом Українських Карпат, на глибинах від 6,5 до 14—15 км розташований середній трог завширшки 40 км з характерним сейсмічним записом витриманих стратифікованих відкладів, імовірніше, мезозойсько-палеозойського віку. Це добре узгоджується із сейсмічними швидкостями у двох верхніх шарах швидкісної моделі, побудованої за даними профілю RomUkrSeis — 4,9 і 5,35 км/с. Особливості найглибшого трого (на глибині 15—20 км), а саме характерний рисунок міграційного зображення і сейсмічні швидкості, вказують на наявність метаосадових і метавулканічних утворень неопротерозойського віку (едіакарію).

Міграційні зображення за даними профілів ГСЗ PANCAKE і RomUkrSeis чітко демонструють, що покривно-насувна споруда Українських Карпат до глибини приблизно 15 км обмежена з двох боків зонами розломів. Зі сходу це Передкарпатський розлом, а із заходу, в перетині профілю PANCAKE, прогин, обмежений Закарпатським розломом, який розділяє Зовнішні і Внутрішні Карпати, і розломом Драгос-Вода за профілем RomUkrSeis у зоні зчленування мікроплит Алькапа і Тісія-Дакія із Зовнішніми Карпатами. Наявність таких крутоспадних обмежувальних розломів може засвідчувати активну зсувну тектоніку зі значними (горизонтальними) переміщеннями, що відбувалися під час формування Карпатської споруди. При цьому потрібно враховувати, що профілі ГСЗ PANCAKE і RomUkrSeis, які перетинають на сході СЄП, на заході проходять по різних мікроплитах. Мікроплита Алькапа перетинається профілем PANCAKE, а Тісія-Дакія — профілем RomUkrSeis. Різні динаміка і кінематика цих мікроплит в процесі їх акреції із СЄП могли привести і до різних величин скорочення основи початкового осадового

басейну і, відповідно, до різного ступеня деформації осадової призми, що відобразилося в ширині покривно-насувної спо-

руди Українських Карпат, яка за даними профілю RomUkrSeis значно вужча, ніж за даними профілю PANCAKE.

### Список літератури

- Верпаховская А.О. Методика изображения кристаллического фундамента по данным ГСЗ. *Геофиз. журн.* 2021. Т. 43. № 5. С. 127—149. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i5.244076>.
- Верпаховская А.О. Формирование изображения сложных структурных деталей строения преломляющей границы. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 150—160. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116671>.
- Гинтов О.Б., Егорова Т.П., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Муровская А.В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568>.
- Глубинное строение, развитие и нефтегазоносность Украинских Карпат. Отв. ред. Г.Н. Доденко. Киев: Наук. думка, 1980. 147 с.
- Глушко В.В., Круглов С.С. (ред.). Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. Москва: Недра, 1971. 389 с.
- Гнилко О., Гнилко С., Кулянда М., Марченко Р. Тектоно-седиментарна еволюція передової частини насувної споруди Українських Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин.* 2021. № 1-2(183-184). С. 45—59. <https://doi.org/10.15407/ggcm2021.01-02.045>.
- Гнилко О.М., Гнилко С.Р., Генералова Л.В. Формирование структур Утесовых зон и межутесового флиша Внутренних Украинских Карпат — результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле.* 2015. № 2. С. 4—24.
- Заяць Х.Б. Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту і газ. Львів: Центр Європи, 2013. 80 с.
- Круглов С.С., Смирнов С.Е., Спитковская С.М., Фильштинский Л.Е., Хижняков А.В. Геодинамика Карпат. Киев: Наук. думка, 1985. 136 с.
- Пилипенко В.Н., Верпаховская А.О. Особенности миграционного преобразования поля рефрагированных волн. *Геофиз. журн.* 2003. Т. 25. № 1. С. 42—55.
- Сологуб В.Б., Чекунов А.В., Калюжная Л.Т. Структура литосферы вдоль геотраверсов I, II, V. Киев: Наук. думка, 1988.
- Шлапінський В.Є. Деякі питання тектоніки Українських Карпат. *Праці наукового товариства імені Шевченка.* 2012. XXX. С. 48—67.
- Шлапінський В.Є., Глушко В.В., Кузовенко В.В. Геологічна карта Українських Карпат, масштаб 1:100 000. Закарпатська, Івано-Франківська, Львівська, Чернівецька області України. Звіт ЗАО «Концерн Надра». Київ: Фонд ЗАО «Концерн Надра», 2007. 228 с.
- Csontos, L., & Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1—56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>.
- Çağala, L., Vergés, J., Saura, E., Malata, T., Ringenbach, J.-C., Werner, Ph., Krzywiec, P., (2012). Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics*, 223—241.
- Golonka, J., Pietsch, K., & Marzec, P. (2018). The North European Platform suture zone in Poland. *Geology. Geophysics and Environment*, 44, 5—16. <http://dx.doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.5>.
- Hauser, F., Raileanu, V., Fielitz, W., Dinu, C., Landes, M., Bala, A., & Prodehl, C. (2007). Seismic crustal structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania. *Tectonophysics*, 430, 1—25. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.10.005>.
- Krzywiec, P. (2001). Contrasting tectonic and sedimentary history of the central and eastern parts of the Polish Carpathian Foredeep Basin — results of seismic data interpretation. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 13—38. [https://doi.org/10.1016/S0264-3758\(01\)00013-8](https://doi.org/10.1016/S0264-3758(01)00013-8).

- doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00037-4.
- Ludwiniak, M. (2018). Miocene transpression effects at the boundary of Central Carpathian Paleogene Basin and Pieniny Klippen Belt: examples from Polish-Slovakian borderland. *Geology, Geophysics and Environment*, 44, 91—110. <https://doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.91>.
- Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Bubniak, A., Jonckheere, R., & Ratschbacher, L. (2018). Cenozoic structural evolution, thermal history, and erosion of the Ukrainian Carpathians fold-thrust belt. *Tectonophysics*, 722, 197—209. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.009>.
- Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Yegorova, T., Murovskaya, A., Gintov, O., Shlapinskiy, V., & Vikhot, Yu. (2017). Balanced geological cross-section of the outer Ukrainian Carpathians along the PANCAKE profile. *Journal of Geodynamics*, 108, 13—25. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.05.005>.
- Oszczypko, N. (2006). Late Jurassic—Miocene evolution of the Outer Carpathian fold—and thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 50(1), 168—194.
- Oszczypko, N., Salata, D., & Krobicki, M. (2012). Early Cretaceous intra-plate volcanism in the Pieniny Klippen Belt — a case study of the Velykyi Kamenets'/Vilkhivchyk (Ukraine) and Biała Woda (Poland) sections. *Geological Quarterly*, 56(4), 629—648. <https://doi.org/10.7306/gq.1045>.
- Pilipenko, V.M., Verpakhovska, O.O., Starostenko, V.I., & Pavlenkova, N.I. (2010). Finite-Difference Migration of the Field of Refracted Waves in Studies of the Deep Structure of the Earth's crust and the Upper Mantle Based on the DSS (on the Example of the DOBRE Profile). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 46, 943—954. <https://doi.org/10.1134/S1069351310110042>.
- Pilipenko, V.M., Verpakhovska, O.O., Starostenko, V.I., & Pavlenkova, N.I. (2011). Wave images of the crustal structure from refractions and wide-angle reflections migration along the DOBRE profile (Dnieper-Donets paleorift). *Tectonophysics*, 508, 96—105. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.11.009>.
- Plašienka, D. (2012). Early stages of structural evolution of the Carpathian Klippen Belt (Slovakian Pieniny sector). *Mineralia Slovaca*, 44, 1—16.
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., & Ustaszewski, K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139—183. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3>.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Grad, M., Kovacs, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Okoń, J., Dragut, A., Omelchenko, V., Legostaeva, O., Gryn, D., Mechie, J., & Tolkunov, A. (2020). RomUkrSeis: Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians — From the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Tectonophysics*, 794, 1—28. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228620>.
- Starostenko, V.I., Murovskaya, A.V., Yegorova, T.P., Gintov, O.B., & Amashukeli, T.A. (2022). The relationship of the oil and gas fields of the Forecarpathian region with the regional faults system and deep structure. *Geophysical Journal*, 44(1), 111—123. <https://doi.org/10.24028/gzh.v44i1.253713>.
- Ślącza, A., Kruglov, S., Golonka, J., Oszczypko, N., & Popadyuk, I. (2006). Geology and hydrocarbon resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine: general geology. In Golonka, J., Picha, F.J. (Eds.), *The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources* (pp. 221—258). <https://doi.org/10.1306/985610M843070>.
- Verpakhovska, A., Pylypenko, V., Yegorova, T., & Murovskaya, A. (2018). Seismic image of the crust on the PANCAKE profile across the

- UKRAINIAN CARPATHIANS from the migration method. *Journal of Geodynamics*, 121, 76—87. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.006>.
- Verpakhovska, O., Pylypenko, V., & Chorna, O. (2021). Features of the seismic migration method in the RomUkrSeis profile data processing. *Geoinformatics*, 1—14 May 2021, Kyiv, Ukraine, 21058 (pp. 1—4). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215521058>.
- Zhou, H.-W., Hu, H., Zou, Z., Wo, Y., & Youn, O. (2018). Reverse time migration: A prospect of seismic imaging methodology. *Earth-Science Reviews*, 179, 207—227. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.02.008>.

## Three-layer structure of the Carpathian sedimentary prism from the results of seismic migration on the PANCAKE and RomUkrSeis WARR profiles

*T.P. Yegorova, O.O. Verpakhovska, G.V. Murovskaya, 2022*

S.I. Subbotin Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

The method of finite-difference migration of reflected/refracted waves, applied to the PANCAKE and RomUkrSeis WARR seismic profiles, made it possible to form wave images of sedimentary layer and crystalline basement under the Carpathian orogen to a depth of 25 km. The study area belongs to Ukrainian Carpathians, which consist of Outer Carpathians — the Cretaceous-Neogene accretionary prism and Inner Carpathians — fragments of Alkapa and Tissia-Dakia microplates. The Carpathian belt is thrust over the Neogene Carpathian Foredeep, which was laid on the basement of the Eastern/West European platforms. We used a technique specially developed for WARR study to generate a wave image of basement and deep sedimentary basin. The wave images obtained for two profiles show the presence of deep troughs (accretionary prism) under the Carpathian orogen and reveal their similarities and differences due to the peculiarities of the tectonic development in the junction zone of East- and West European platforms. The sedimentary prism reaches a depth of 20 km and consists of three nested troughs distinguished well in the wave field and characterized by different velocities on velocity models. The upper two layers up to ~15 km belong to the allochthon of the Ukrainian Carpathians and the underlying sequence. Whereas the lower one (15—21 km) could represent the older complexes of the basement, up to the Neoproterozoic age (Ediacaran), associated with accretion of young plates from the west to the East European platform and formation of the Trans-European suture zone. The deep trough along the RomUkrSeis profile is significantly narrower than along the PANCAKE one, which indicates a stronger shortening of the sedimentary basin (and possibly the upper crust) in the southeastern part of Ukrainian Carpathians. The sedimentary prism on both profiles is bounded from both sides by steeply dipping faults — from the east by the Forecarpathian fault, and from the west by the Transcarpathian fault along PANCAKE profile and by the Dragos Voda fault on RomUkrSeis profile, which may indicate active strike-slip tectonics.

**Key words:** migration of reflected/refracted waves, WARR (DSS) profiles, sedimentary prism, Ukrainian Carpathians, Trans-European Suture Zone.

### References

- Verpakhovska, A.O. (2021). Technique for the imaging crystalline basement according to the DSS data. *Geophysical Journal*, 43(5), 127—149. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i5.244076> (in Russian).
- Verpakhovskaya, A.O. (2012). Forming an image of



- complex parts of the structure of the refracting boundary. *Geophysical Journal*, 34(5), 150—160. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116671> (in Russian).
- Gintov, O.B., Yegorova, T.P., Tsvetkova, T.A., Bugaenko, I., & Murovskaya, A.V. (2014). Geodynamic features of joint zone of the Eurasian plate and the *Alpine-Himalayan belt within the limits of Ukraine and adjacent areas*. *Geophysical Journal*, 43(5), 127—149. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568> (in Russian).
- Dolenko, G.N. (Ed.). (1980). *Deep structure, formation and oil and gas potential of the Ukrainian Carpathians*. Kiev: Naukova Dumka, 147 p. (in Russian).
- Glushko, V.V., & Kruglov, S.S. (Eds.). (1971). *Geological structure and combustible minerals of the Ukrainian Carpathians*. Moscow: Nedra, 389 p. (in Russian).
- Hnylko, O., Hnylko, S., Kulyanda, M., & Marchenko, R. (2021). Tectonic-sedimentary evolution of the advanced part of the thrust structure of the Ukrainian Carpathians. *Heolohiya i heokhimiya horyuchykh kopalyn*, (1-2), 45—59. <https://doi.org/10.15407/ggcm2021.01-02.045> (in Ukrainian).
- Hnylko, O.M., Hnylko, S.R., & Heneralova, L.V. (2015). Formation of the structure of the Klippen zones and the interklippen flysch of Inner Ukrainian Carpathians — result of convergence and collision of microcontinental terranes. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle*, (2), 5—13 (in Russian).
- Zayats, Kh.B. (2013). *The deep structure of the earth bowels of Western region of Ukraine on the basis of seismic studies and the direction of exploration for oil and gas*. Lviv: Tsentrvyropy, 80 p. (in Ukrainian).
- Kruglov, S.S., Smirnov, S.E., Spitkovskaya, S.M., Filshtinskiy, L.E., & Khizhnyakov, A.V. (1985). *Geodynamics of the Carpathians*. Kiev: Naukova Dumka, 136 p. (in Russian).
- Pilipenko, V.N., & Verpakhovskaya, A.O. (2003). Features of the migration transformation of the field of refracted waves. *Geophysical Journal*, 25(1), 42—55 (in Russian).
- Sollogub, V.B., Chekunov, A.V., & Kaluygnaya, L.T. (1988). *The structure of the lithosphere along the geotravers I, II, V*. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Shlapinsky, V.E. (2012). *Some problems of the Tectonics of the Ukrainian Carpathians*. *Pratsi naukovohto tovarystva imeni Shevchenka*, XXX, 48—67 (in Ukrainian).
- Shlapinsky, V.E., Hlushko, V.V., & Kuzovenko, V.V. (2007). *Geological map of the Ukrainian Carpathians, scale 1:100 000. Transcarpathian, Ivano-Frankivsk, Lviv, Chernivtsi regions of Ukraine*. Report of CJSC «Concern Nadra». Kyiv: «Nadra Concern» Fund, 228 p. (in Ukrainian).
- Csontos, L., & Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1—56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>.
- Gagała, Ł., Vergés, J., Saura, E., Malata, T., Ringenbach, J.-C., Werner, Ph., Krzywiec, P. (2012). Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics*, 223—241.
- Golonka, J., Pietsch, K., & Marzec, P. (2018). The North European Platform suture zone in Poland. *Geology, Geophysics and Environment*, 44, 5—16. <http://dx.doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.5>.
- Hauser, F., Raileanu, V., Fielitz, W., Dinu, C., Landes, M., Bala, A., & Prodehl, C. (2007). Seismic crustal structure between the Transylvanian Basin and the Black Sea, Romania. *Tectonophysics*, 430, 1—25. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.10.005>.
- Krzywiec, P. (2001). Contrasting tectonic and sedimentary history of the central and eastern parts of the Polish Carpathian Foredeep Basin — results of seismic data interpretation. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 13—38. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(00\)00037-4](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00037-4).
- Ludwiniak, M. (2018). Miocene transpression effects at the boundary of Central Carpathian Paleogene Basin and Pieniny Klippen Belt: examples from Polish-Slovakian borderland. *Geology, Geophysics and Environment*, 44, 91—110. <https://doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.91>.
- Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Bubniak, A., Jonckheere, R., & Ratschbacher, L. (2018). Cenozoic structural evolution, thermal history, and erosion of the Ukrainian Carpathians fold-

- thrust belt. *Tectonophysics*, 722, 197—209. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.009>.
- Nakapelyukh, M., Bubniak, I., Yegorova, T., Murovskaya, A., Gintov, O., Shlapinskiy, V., & Vikhot, Yu. (2017). Balanced geological cross-section of the outer Ukrainian Carpathians along the PANCAKE profile. *Journal of Geodynamics*, 108, 13—25. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.05.005>.
- Oszczypko, N. (2006). Late Jurassic—Miocene evolution of the Outer Carpathian fold—and thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 50(1), 168—194.
- Oszczypko, N., Salata, D., & Krobicki, M. (2012). Early Cretaceous intra-plate volcanism in the Pieniny Klippen Belt — a case study of the Velykyi Kamenets'/Vilkhivchuk (Ukraine) and Biała Woda (Poland) sections. *Geological Quarterly*, 56(4), 629—648. <https://doi.org/10.7306/gq.1045>.
- Pilipenko, V.M., Verpakhovska, O.O., Starostenko, V.I., & Pavlenkova, N.I. (2010). Finite-Difference Migration of the Field of Refracted Waves in Studies of the Deep Structure of the Earth's crust and the Upper Mantle Based on the DSS (on the Example of the DOBRE Profile). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 46, 943—954. <https://doi.org/10.1134/S1069351310110042>.
- Pilipenko, V.M., Verpakhovska, O.O., Starostenko, V.I., & Pavlenkova, N.I. (2011). Wave images of the crustal structure from refractions and wide-angle reflections migration along the DOBRE profile (Dnieper-Donets paleorift). *Tectonophysics*, 508, 96—105. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.11.009>.
- Plašienka, D. (2012). Early stages of structural evolution of the Carpathian Klippen Belt (Slovakian Pieniny sector). *Mineralia Slovaca*, 44, 1—16.
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., & Ustaszewski, K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139—183. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3>.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Grad, M., Kovacs, I., Stephenson, R., Lysynchuk, D., Thybo, H., Artemieva, I.M., Omelchenko, V., Gintov, O., Kutas, R., Gryn, D., Guterch, A., Hegedűs, E., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tiira, T., & Tolkunov, A. (2013). Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. *Tectonophysics*, 608, 1049—1072. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.008>.
- Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Okoń, J., Dragut, A., Omelchenko, V., Legostaieva, O., Gryn, D., Mechie, J., & Tolkunov, A. (2020). RomUkrSeis: Seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians — From the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. *Tectonophysics*, 794, 1—28. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228620>.
- Starostenko, V.I., Murovskaya, A.V., Yegorova, T.P., Gintov, O.B., & Amashukeli, T.A. (2022). The relationship of the oil and gas fields of the Forecarpathian region with the regional faults system and deep structure. *Geophysical Journal*, 44(1), 111—123. <https://doi.org/10.24028/gzh.v44i1.253713>.
- Ślącza, A., Kruglov, S., Golonka, J., Oszczypko, N., & Popadyuk, I. (2006). Geology and hydrocarbon resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine: general geology. In Golonka, J., Picha, F.J. (Eds.), *The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources* (pp. 221—258). <https://doi.org/10.1306/985610M843070>.
- Verpakhovska, A., Pylypenko, V., Yegorova, T., & Murovskaya, A. (2018). Seismic image of the crust on the PANCAKE profile across the UKRAINIAN CARPATHIANS from the migration method. *Journal of Geodynamics*, 121, 76—87. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.07.006>.
- Verpakhovska, O., Pylypenko, V., & Chorna, O. (2021). Features of the seismic migration method in the RomUkrSeis profile data processing. *Geoinformatics, 1—14 May 2021, Kyiv, Ukraine*, 21058 (pp. 1—4). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215521058>.
- Zhou, H.-W., Hu, H., Zou, Z., Wo, Y., & Youn, O. (2018). Reverse time migration: A prospect of seismic imaging methodology. *Earth-Science Reviews*, 179, 207—227. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.02.008>.