

Профіль RomUkrSeis: модель глибинної будови літосфери та її геолого-геофізична інтерпретація.

Ч. II. Природа геофізичних неоднорідностей на основі комплексного аналізу

**І.Б. Макаренко, Т.К. Бурахович, М.В. Козленко, Г.В. Муровська,
Ю.В. Козленко, О.С. Савченко, 2025**

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

Надійшла 7 грудня 2024 р.

Уперше проаналізовано глибинну будову літосфери за профілем RomUkrSeis на основі комплексної інтерпретації швидкісної, гравітаційної та геоелектричної моделей з використанням інформації стосовно границі літосфера—астеносфера, аномалій теплового і магнітного полів та ознак сучасної активізації. Виявлено особливості основних шарів земної кори і верхньої мантії. У верхній частині земної кори гір Апусені неоднорідності високої густини можуть бути проінтерпретовані як офіолітові комплекси. Виявлене розуцільнення верхньої кори північного сходу гір Апусені та частини Трансільванського басейну, ймовірно, пов'язане з детачментом на глибині 6 км. Природа густинної неоднорідності на глибинах 6—12 км під Внутрішніми Східними Карпатами може бути обумовлена наявністю магматичних порід або є осадовим прогином, що поширюється на південний захід. Деталізовано рельєф поділу Мохо під горами Апусені, де він сягає глибини 38 км. З'ясовано, що занурення або піднімання верхньої кромки астеносфери збігаються з гіпотетичним трасуванням до неї корово-мантієвих розломів, а саме: Західні Апусені, Богдан-Драгос Вода, Краковець-Бикаж (Ужоцький), Фразин (Передкарпатський), Рава-Руський, Рівненський, Придністровський і Подільський. Виявлено літосферну зону під Трансільванським басейном, яка проникає в мантію та може бути унікальною системою каналів міграції флюїдів, що зумовлюють формування родовищ метану. Природа аномальної електропровідності Карпатсько-Паннонського регіону підтверджує флюїдну концепцію та задовольняє результати інтерпретації сейсмічної і гравітаційної моделей. У зоні Тейссейре—Торнквіста результатами гравітаційного моделювання підтверджено наявність розуцільнення порід осадового прогину та верхньої кори й вузького мантієвого кіля в поділі Мохо відповідно до сейсмічних даних та виявлено ущільнення в нижній корі і верхній мантії. За електромагнітними даними зона розміщується між аномаліями електропровідності в земній корі та характеризується потужною літосферою до глибини 100 км. У розрізі профілю розглянуто ймовірне розміщення зони Тейссейре—Торнквіста за глибиною. У районі Волино-Подільської монокліналі профіль перетинає зону сучасної активізації, яка проявляється у геофізичних неоднорідностях (густинній, геоелектричній, тепловій), що пояснюється прогрівом, а також флюїдонасиченістю (можливо, й частковим плавленням) порід кори і верхньої мантії. Скупчення

Citation: Makarenko, I.B., Burakhovych, T.K., Kozlenko, M.V., Murovska, G.V., Kozlenko, Yu.V., & Savchenko, O.S. (2025). RomUkrSeis profile: a model of the deep structure of the lithosphere and its geological and geophysical interpretation. Part II. The nature of geophysical heterogeneities based on the basis of complex analysis. *Geofizychnyi Zhurnal*, 47(1), 5—30. <https://doi.org/10.24028/gj.v47i1.317035>.

Publisher Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, 2025. This is an open access article under the CC BY-NC-SA license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>).

газових родовищ у районі профілю RomUkrSeis (у Трансільванському басейні та фронтальній частині Карпат) можуть бути пов'язані з розломами Бистриця-Прайд, Фразин (Передкарпатський) і Рава-Руський, які, ймовірно, можна розглядати як флюїдно-магматичні канали.

Ключові слова: профіль RomUkrSeis, глибинна будова літосфери, границя літосфера—астеносфера, геолого-геофізична інтерпретація, зона Тейссейре—Торнквіста, Трансільванський басейн.

Вступ. У першій частині даної статті [Макаренко та ін., 2024] за профілем RomUkrSeis розглянуто геологічну будову тектонічних структур (рис. 1), що мають різні походження та геодинамічну історію, побудовано 2D гравітаційну модель і проаналізовано густинну неоднорідність літосфери, а також сконструйовано синтетичну модель розподілу геоелектричних неоднорідностей, що отримані за 2D, квазі-3D та 3D моделюванням електромагнітного (EM) поля Землі.

Використання моделей у комплексі з наявною геофізичною інформацією дасть не лише можливість контролювати результати інтерпретації за окремим методом, а й спроможність зіставляти отримані дані й застосовувати їх для загальної геолого-геофізичної інтерпретації, що підвищить надійність визначення особливостей глибинної будови літосфери.

Результати геофізичних досліджень та їх геолого-геофізична інтерпретація є підставою для висновків щодо характеру геодинамічних процесів у літосфері та для аналізу їх участі у формуванні й розміщенні корисних копалин. На прикладі території України подібні результати дослідження на сучасному рівні наведено в монографії [Очерки..., 2018]. Показано, що плито- та плюмотектонічні процеси супроводжують тектогенез практично з моменту утворення твердої оболонки Землі, а глибинні та суперглибинні потоки флюїдів продовжують формувати хіміко-мінеральний склад літосфери й нині. Геодинамічний підхід до аналізу геофізичних даних та їх спільне використання для прогнозування пошуків корисних копалин поступово превалюють [Старостенко и др., 2011]. У даній статті зроблено висновок, що між зонами

глибинних розломів і проникненням рудної речовини у верхні шари земної кори існує прямий зв'язок.

Так звані флюїдні процеси і дегазація земних надр, їх можливий вплив на геологічне середовище та зв'язок з процесами утворення деяких рудних родовищ й вуглеводнів найбільш активно проявляються в районах інтенсивної тектонічної переробки порід верхньої частини земної кори, що ініціюється мантийними процесами. Вертикальні і субвертикальні зони руйнування гірських порід виявляються у вигляді ділянок ослаблення, розущільнення, концентрації напружень і тріщинуватості та мають особливі, найчастіше доволі контрастні геофізичні властивості.

Мета даної статті:

– визначити основні риси будови літосфери за профілем RomUkrSeis, подати тектонічну інтерпретацію отриманих геолого-геофізичних результатів за швидкісною, гравітаційною і геоелектричною моделями з використанням апріорної інформації, наприклад, щодо глибини розміщення границі літосфера—астеносфера, даних теплового і магнітного полів та ін.;

– пояснити природу геофізичних неоднорідностей на основі комплексного аналізу і розглянути їх зв'язок з геодинамічними процесами.

Комплексна інтерпретаційна геолого-геофізична модель літосфери. Відповідно до сейсмічних даних і результатів гравітаційного моделювання в цій моделі виділено осадовий шар, верхню і нижню частини земної кори та верхньомантийний шар. Усю товщу пронизують корові й корово-мантийні розломи, що поділяють літосферу на окремі блоки, їх розміщення відповідає зонам розломів за геолого-геофізичними

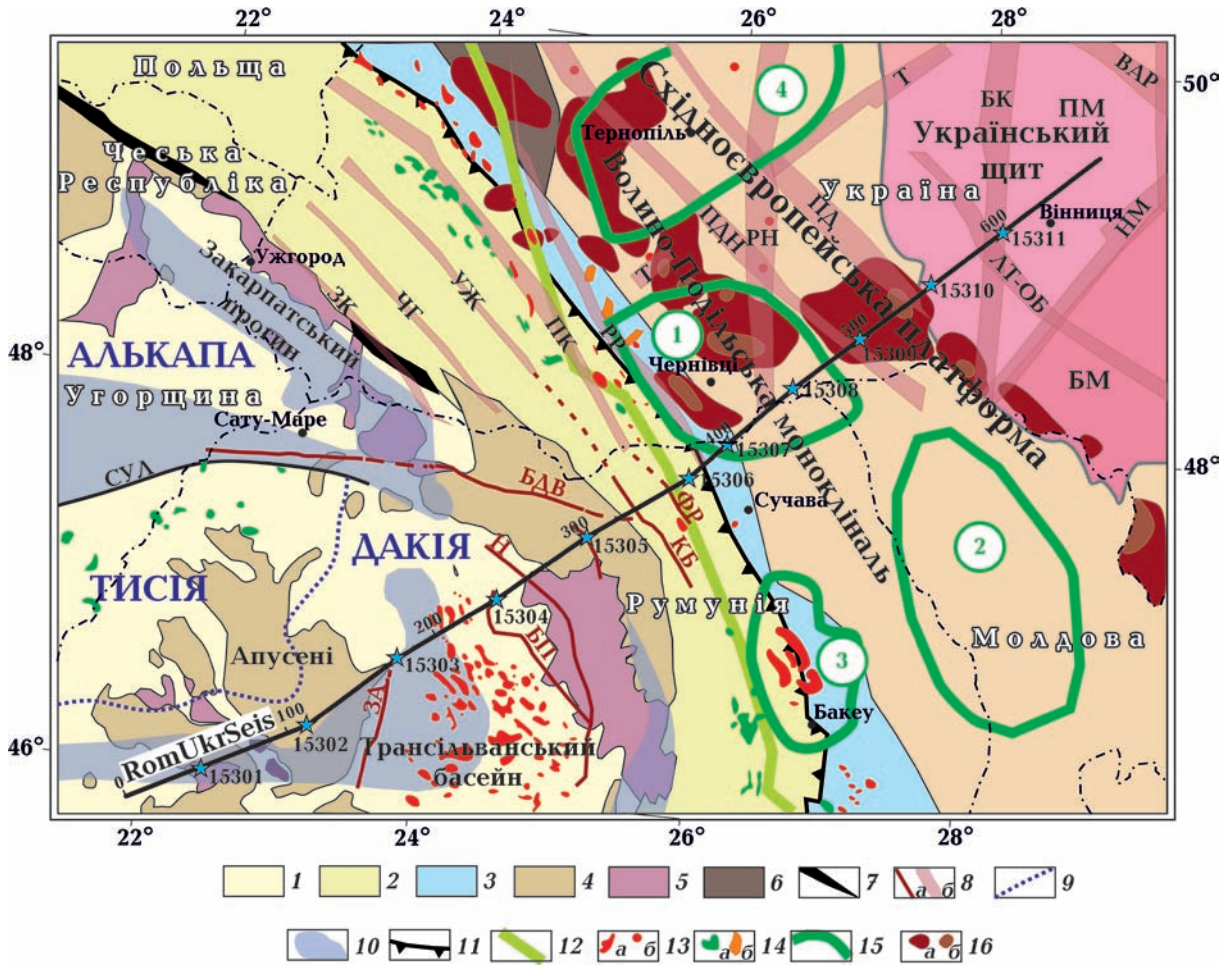


Рис. 1. Тектонічне положення структур профілю RomUkrSeis, за [Kováč et al., 2007; Амашукелі, 2021]: 1 — Паннонський басейн; 2 — Зовнішні Флішові Карпати; 3 — Передкарпатський прогин; 4 — кристалічні масиви Внутрішніх Карпат; 5 — площі неогенового вулканізму; 6 — Львівський прогин; 7 — Пенінська зона; 8 — розломи (а — румунська територія, за [Popescu, 2021]: ЗА — Західні Апусені, БДВ — Богдан-Драгос Вода, БП — Бистриця-Прайд, Н — Насауд, КБ — Краковець-Бикаж, Ф — Фразин; б — українська територія, за [Ентін, 2005]: ЗК — Закарпатський, ЧГ — Чорногоровський, УЖ — Ужоцький, ПК — Передкарпатський, РР — Рава-Руський, ПДН — Придністровський, ПД — Подільський, НМ — Немирівський, ВАР — Варварівський, ЛТ-ОБ — Летичівсько-Ободівський, Т — Тетерівський, БК — Білорівницький, РН — Рівненський); 9 — границя між мікроплитами Тися і Дакія, за [Амашукелі, 2021]; 10 — офіоліти, профілем перетинається східновардарський офіолітовий комплекс, за [Schmid et al., 2008]; 11 — Головний Карпатський насув; 12 — зона Тейссейре—Торнквіста, за [Narkiewicz et al., 2015]; 13 — газові родовища: а — за [Атлас ..., 1998; Popescu, 2021], б — за [Гордиенко и др., 2012]; 14 — родовища: а — нафтові за [Атлас ..., 1998; Popescu, 2021], б — сірки, за [Гордиенко и др., 2012]; 15 — зони сучасної активізації (цифри у кружечках): 1 — Чернівецька, 2 — Бельцька, 3 — Бакеу, 4 — Тернопільська, за [Геоэлектрическая ..., 1998; Гордиенко и др., 2012]; 16 — розподіл підняття земної поверхні (а — 100—150 м, б — >150 м) за останні приблизно 3 млн років за [Верховцев, 2006]. Блакитні зірочки — пункти вибуху RomUkrSeis. Скорочення: СУЛ — Серединноугорська лінія. Мегаблоки Українського щита: ПМ — Подільський, БМ — Бузький.

Fig. 1. Tectonic position of the structures of the RomUkrSeis profile according to [Kováč et al., 2007; Amashukeli, 2021]: 1 — Pannonian Basin; 2 — Outer Flish Carpathians; 3 — Pre-Carpathian Trough; 4 — crystalline massifs of the Inner Carpathians; 5 — areas of Neogene volcanism; 6 — Lviv depression; 7 — Pieniny zone; 8 — faults (a —Romanian territory according to [Popescu, 2021]: ЗА — Western Apuseni, БДВ — Bohdan-Dravos Voda, БП — Bistrica Pride, Н — Nasaud, КБ — Krakowiec-Bikaj, Ф — Frazin, Т — Tarnava; б — Ukrainian territory according to [Entin, 2005]: ЗК —Transcarpathian, ЧГ — Chornogolovskyi, УЖ — Uzhochtskyi, ПК — Predkarpatykyi, РР — Rava-Ruskyi, ПДН — Pridnistrovskyi, ПД — Podilskyi, НМ — Nemyrivskyi, ВАР — Varvarivskyi, ЛТ-ОБ — Letychivsko-Obodivskyi, Т — Teterivskyi, БК — Bilokorovytskyi, РН — Rivneskyi); 9 — the boundary

between the Tisza and Dacia microplates according to [Amashukeli, 2021]; 10 — ophiolites, the profile intersects the East Vardar ophiolite complex according to [Schmid et al., 2008]; 11 — Main Carpathian thrust; 12 — Teisseyre-Tornquist zone according to [Narkiewicz et al., 2015]; 13 — gas deposits according to [Ivaniuta, 1998; Popescu, 2021] (a), according to [Gordienko et al., 2012] (б); 14 — oil deposits according to [Ivaniuta, 1998; Popescu, 2021] (a), sulfur deposits according to [Gordienko et al., 2012] (б); 15 — modern activation zones (number in circle): 1 — Chernivtsi, 2 — Bielsk, 3 — Bakeu, 4 — Ternopil according to [Belyavskiy, Kulik, 1998; Gordienko et al., 2012]; 16 — distribution of earth surface uplifts (a — 100—150 m, б — >150 m) over the last approximately 3 million years according to [Verkhovtsev, 2006]. Blue stars — shot points of the RomUkrSeis profile. Abbreviation: СУЛ — Middle Hungarian line. Domains of the Ukrainian Shield: ПМ — Podilskiy, БМ — Buzkyi.

даними [Ентин, 2005; Заяць, 2013; Popescu, 2021] (рис. 1, 2).

Осадова товща. Товщина осадового шару вздовж профілю змінюється від декількох сотень метрів до 15 км у районі Карпатської покривно-насувної споруди. Швидкості поширення *P*-хвиль у ньому коливаються від 2,3 до 5,4 км/с відповідно до [Starostenko et al., 2020], значення густини за результатами моделювання — від 2,25 до 2,64 г/см³. Для Карпатського-Паннонського регіону та його оточення значення сумарної поздовжньої електропровідності приповерхневого (осадового) шару (S_{oc}) характеризуються різкою мінливістю — від 10 до 2000 См, із значними градієнтами, що сягають 100 См/км.

У неогенових западинах гір Апусені за збільшення товщини осадового шару до 1—3 км величина S_{oc} варіює від 50 до 200 См (рис. 2). На геологічних картах їх поперечні перерізи демонструють порушення у відкладах від баденського до сарматського періоду, що вказує на конседиментаційний рифтогенез, паннонське постріфтове осадонагромадження та інверсію понтійських структур (великомасштабні складки та насуви) [Литосфера..., 1994; Linzer et al., 1998]. В осадовій товщі однієї з таких западин (50—90 км уздовж профілю) сейсмічними спостереженнями виділено високошвидкісне тіло ($V_p \sim 5,4$ км/с) завширшки ~40 км і завтовшки ~2 км. Густина в ньому також підвищена і дорівнює 2,54 г/см³. Це тіло швидше за все відповідає неогеновим вулканітам згідно зі схемою тектонічного районування Румунії [Литосфера..., 1994].

Профіль RomUkrSeis перетинає Трансільванський басейн у його північній частині. В його межах у складі неогену крім

теригенних осадів наявні горизонти туфів і туфітів, а також поширені доволі потужні товщі соленосних порід, згідно з [Литосфера..., 1994]. Товщина багат шарового неогенового осадового заповнення тут становить 6 км. Швидкість поширення поздовжніх хвиль змінюється від 3,05 до 4,53 км/с, густина варіює від 2,29 до 2,45 г/см³, S_{oc} сягає 500 См. Під центральною частиною западини за сейсмічними даними виділено тіло клиноподібної форми, в якому густина становить 2,69 г/см³, що відповідає породам фундаменту.

Яскравою особливістю земної кори за профілем RomUkrSeis є наявність у Зовнішніх Складчастих Карпатах осадового прогину завширшки 40 км (Карпатської осадової призми), який перекошений з поверхні легкими осадами (див. рис. 2). За сейсмічними даними він складається з двох частин. Верхня простежується до глибини 5 км, має швидкість поширення сейсмічних хвиль ~4,6—4,9 км/с, входить до складу Карпатської покривно-насувної споруди, відповідає крейдово-неогеновому флішовому комплексу Зовнішніх Карпат. У гравітаційній моделі ця частина прогину неоднорідна, представлена набором тіл, в яких густина збільшується з глибиною від 2,36 до 2,48 г/см³. З наближенням до поверхні вона розширюється до 50 км, її потужність зменшується до ~1,5 км, виклинується в районі Придністровського розлому. Нижня частина прогину спостерігається до глибини 15 км, складена палеозойсько-мезозойськими відкладами, має товщину 10 км, поширюється вздовж профілю в бік Українського щита (УЩ) до ~540 км. Їй властива швидкість сейсмічних хвиль ~5,35 км/с, густина 2,64 г/см³ [Starostenko

et al., 2020; Амашукелі, 2021; Єгорова та ін., 2022; Макаренко та ін., 2024].

Під час застосування методу скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль до сейсмічних записів уздовж профілю RomUkrSeis було сформовано хвильові зображення осадового шару і кристалічного фундаменту під Карпатським орогеном з боку південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи (СЄП) [Єгорова та ін., 2022]. Це дало змогу отримати додаткові дані щодо внутрішньої будови, а саме виділити три структурні шари. Перші два добре узгоджуються із сейсмічними даними [Starostenko et al., 2020]. Особливості найглибшого шару (на глибині 15—20 км), а саме характерний рисунок міграційного зображення і сейсмічні швидкості, вказують на наявність метаосадових і метавулканічних утворень неопротерозойського віку. У гравітаційній моделі постійна густина цього шару становить $2,70 \text{ г/см}^3$. Своєю східною частиною у вигляді вузького субвертикального тіла він виходить у приповерхневі шари в районі Передкарпатського розлому. Значення $2,70 \text{ г/см}^3$ у цьому шарі наближене до значень густини в породах фундаменту, які, на думку авторів статті [Єгорова та ін., 2022], можуть бути неопротерозойськими, похованими на глибинах більш як 14 км під час утворення Транс'європейської шовної зони і активної зсувно-насувної тектоніки вздовж неї, а також унаслідок етапів вариського і альпійського тектогенезу. У результаті останнього була сформована насунута на край СЄП покривно-насувна структура Карпат, яка перекрыла утворення неопротерозойського (едикарійського) фундаменту.

У Східних Карпатах і Передкарпатському прогині вздовж профілю RomUkrSeis сумарна позовжня провідність осадових товщ коливається на рівні 200—300 См і корелює з розподілом густини $2,43\text{—}2,64 \text{ г/см}^3$ й значеннями швидкості від 3,30 до 5,35 км/с, характерними для осадових порід.

Структурно-геологічним особливостям СЄП на архейсько-середньопротерозойському кристалічному фундаменті відпові-

дає розподіл S_{oc} від кількох одиниць сіменсів до 100 См, що не суперечить моделям розподілу густини та швидкості P -хвиль.

Консолідована земна кора. За профілем її поділено на дві частини (верхню і нижню) відповідно до умовного розподілу всієї земної кори на шари, який цілком узгоджується з даними щодо швидкісної і густинної характеристики порід різного складу [Макаренко та ін., 2021].

Верхня кора має «гранітний» склад, поширюється до глибини ~ 21 км під горами Апусені та $\sim 15\text{—}16$ км під Трансільванським басейном, Волино-Подільською монокліналю (ВПМ) та УЩ. Під Східними Карпатами подошва верхньої кори поступово занурюється до глибини ~ 36 км під осадовим прогином на відстані 330—340 км уздовж профілю. Під СЄП верхня кора представлена двома шарами. Перший (до глибини $\sim 5\text{—}6$ км) характеризується значенням сейсмічної швидкості 6,10 км/с, за винятком тіла в крайній північно-східній частині (Український щит), де швидкість й густина збільшуються до 6,20 км/с та $2,74 \text{ г/см}^3$ відповідно на фоні неоднорідностей, що їх оточують (рис. 3). Загалом у цьому шарі густина становить $2,66 \text{ г/см}^3$ для ВПМ та $2,70 \text{ г/см}^3$ для УЩ. У другому шарі верхньої кори швидкість і густина однорідні і становлять 6,20 км/с та $2,73 \text{ г/см}^3$ відповідно. У верхній корі між Передкарпатським і Придністровським глибинними розломами (360—450 км за профілем) в інтервалі глибин 6—15 км розміщується геоелектрична неоднорідність з питомим електричним опором (ρ) 10 Ом·м, яка є апікальною частиною регіональної Чернівецько-Коростенської аномалії електропровідності (АЕ), що занурюється до глибини 15 км.

Деякі особливості будови верхньої кори, виявлені за сейсмічними даними, спостерігаються під горами Апусені, Трансільванським басейном та Східними Карпатами. Для подальшого обговорення вони позначені як тіла 1—4 на рис. 2, а і 4 відповідно.

У південно-східній частині гір Апусені на глибині від $\sim 1,5$ до 6 км існує тіло 1, яке обмежене чіткими сейсмічними гра-

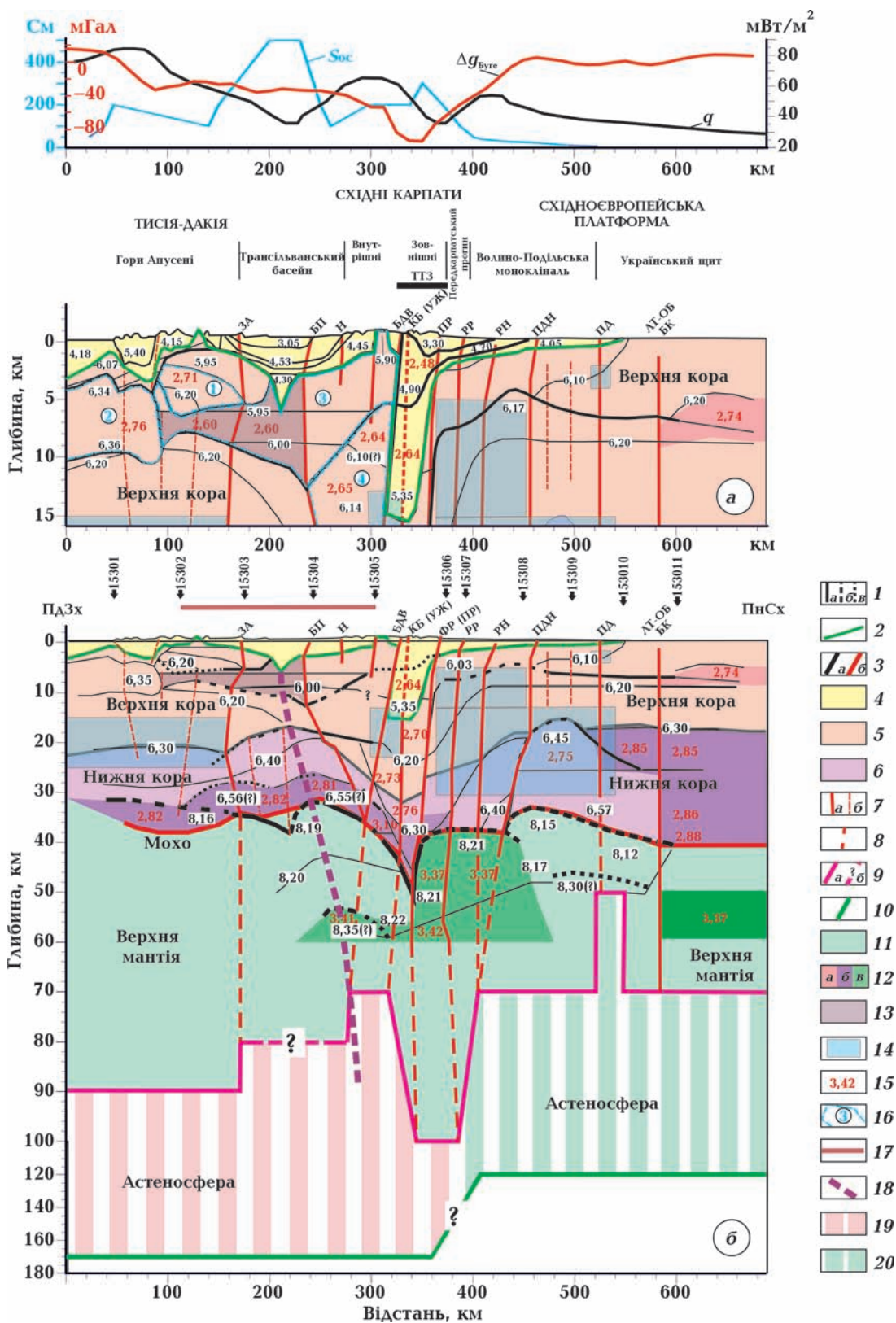


Рис. 2. Комплексна інтерпретаційна геолого-геофізична модель уздовж профілю RomUkrSeis: *a* — земна кори до глибини 15 км; *б* — земна кора та верхня мантія; 1 — швидкісні границі за *P*-хвилями (*a* — лише заломлення, *б* — заломлення і відбиття, *в* — лише відбиття, товсті лінії — чіткі швидкісні границі, тонкі лінії — розраховані ізолінії швидкості (зі значеннями (км/с), показаними у білих прямокутниках), за [Starostenko

et al., 2020)]; 2 — підшва осадової товщі (поверхня фундаменту); 3 — поділ Мохо (a — за сейсмічними даними [Starostenko et al., 2020], b — за результатами 2D гравітаційного моделювання); *шари земної кори*: 4 — осадовий чохол, 5 — верхня кора, 6 — нижня кора; 7 — розломи корові та корово-мантіїні (a — за [Ентин, 2005; Popescu, 2021], b — за результатами гравітаційного моделювання); 8 — гіпотетичні занурення корово-мантіїних розломів відповідно до перепадів глибини верхньої кромки астеносфери за електромагнітними даними; *астеносфера за електромагнітними даними*: 9 — глибина залягання верхньої кромки (a — на українській території, за [Бурахович, 2004; Бурахович, Кулик, 2009; Кушнир, Бурахович, 2012], на румунській території, апроксимована, за [Korja, 2007; Semenov et al., 2008; Jones et al., 2010; Józwiak, 2013; Adam et al., 2017; Novák et al., 2024] або b — відсутня (?), за [Кулик и др., 1995]); 10 — глибина залягання підшви на українській території, за [Бурахович, 2004; Бурахович, Кулик, 2009; Кушнир, Бурахович, 2012], на румунській території, за [Геоэлектрическая..., 1998]; 11 — верхня мантія; 12 — зони ущільнення у верхній (a) і нижній корі (b), верхній мантії (v); 13 — зона розуцільнення; 14 — аномалії електропровідності; 15 — значення густини, $г/см^3$; 16 — контури тіл 1—4, за [Starostenko et al., 2020]; 17 — проєкція слєбу на лінію профілю RomUkrSeis, за [Старостенко та ін., 2024]; 18 — передбачувана вісь Трансільванського рифтогену з підвідним каналом; *сумарна поздовжня провідність астеносфери*, $См$: 19 — 6000, 20 — 2000; S_{oc} — сумарна поздовжня електропровідність ($См$) осадової товщі вздовж профілю, за даними А.П. Кравченко, Я.С. Сапужака, 1989 р.); $\Delta g_{\text{Буге}}$ — аномальне гравітаційне поле (мГал), за [Wybraniec et al., 1998]; q — густина теплового потоку ($мВт/м^2$), за [Сучасна..., 2015; Кутас, 2016]. Скорочення назв розломів див. на рис. 1.

Fig. 2. Integrated interpretive geological and geophysical model along the RomUkrSeis profile: a — crust to a depth of 15 km, b — crust and upper mantle; 1 — velocity boundaries by P -waves (a — refraction only, b — refraction and reflection, v — reflection only; thick lines — clear velocity boundaries, thin lines — represent inferred velocity isolines with values in km/s shown in white boxes according to [Starostenko et al., 2020]); 2 — sedimentary basement; 3 — Moho boundary (a — based on seismic data [Starostenko et al., 2020], b — based on the results of 2D gravity modeling); *crustal layers*: 4 — sedimentary, 5 — upper crust, 6 — lower crust; 7 — crustal and crustal-mantle faults according to [Entin, 2005; Popescu, 2021] (a), according to the results of gravity modeling (b); 8 — hypothetical dips of crustal-mantle faults according to the depth differences of the upper edge of the asthenosphere according to electromagnetic data; *asthenosphere according to electromagnetic data*: 9 — the depth of the upper edge (a) on the Ukrainian territory according to [Burakhovych, 2004; Burakhovych, Kulyk, 2009; Kushnir, Burakhovych, 2012], on the Romanian territory approximated by [Korja, 2007; Semenov et al., 2008; Jones et al., 2010; Józwiak, 2013; Adam et al., 2017; Novák et al., 2024] or (b) missing (?) according to [Kulyk et al., 1995]; 10 — the depth of the asthenosphere basement on the Ukrainian territory according to [Burakhovych, 2004; Burakhovych, Kulyk, 2009; Kushnir, Burakhovych, 2012], on the Romanian territory according to [Belyavskiy, Kulik, 1998]; 11 — upper mantle; 12 — compaction zones in: upper crust (a), lower crust (b), upper mantle (v); 13 — low densities zone; 14 — anomalies of electrical conductivity; 15 — density values, g/cm^3 ; 16 — contours of bodies 1—4 according to [Starostenko et al., 2020]; 17 — projection of the slab on the RomUkrSeis profile line according to [Starostenko et al., 2024]; 18 — the assumed axis of the Transylvanian riftogen with the feeder channel; *total longitudinal conductivity (S) of the asthenosphere*: 19 — 6000, 20 — 2000. S_{oc} is the total longitudinal electrical conductivity (S) of the sedimentary column along the profile after A.P. Kravchenko and Y.S. Sapuzhak (1989); Δg_{Buge} is the anomalous gravity field (mGal) after Wybraniec et al. [1998]; q is the heat flux density (mW/m^2) after [Tretyak et al., 2015; Kutas, 2016]. For abbreviations of fault names, see Fig. 1.

ницями, швидкість поширення сейсмічних хвиль у ньому — 6,2 км/с. Їй відповідає значення густини 2,71 $г/см^3$. На думку авторів статті [Starostenko et al., 2020], це тіло має екзотичне походження і є фрагментом кристалічного фундаменту терейну Тисії, що вклинився в терейн Дакію. На нашу думку, не виключено, що це тіло може відповідати фрагменту офіолітового комплексу, з огляду на те, що саме в цьому районі (90—130 км уздовж профілю), відповідно до схеми (див. рис. 1), практично впритул до профілю поширені офіоліти [Литосфера..., 1994; Schmid et al., 2008].

У південно-західній частині гір Апусені за сейсмічними даними виділено тіло

2 завтовшки 6—7 км, в якому швидкість коливається від 6,34 до 6,36 км/с. Їй відповідає середня густина 2,76 $г/см^3$, гравітаційний максимум над ним сягає +20 мГал. Відповідно до рис. 1 і схеми тектонічного районування Румунії [Литосфера..., 1994], офіоліти Мурешської сутурної зони виходять на поверхню в районі пункту вибуху 15301. Автори статті [Starostenko et al., 2020] за порівнянням швидкостей модельних та офіолітових комплексів у всьому світі, інтерпретують склад цього тіла подушкоподібними лавами та розшарованими дайковими комплексами (середній вулканогенно-осадовий шар кори океанічного типу) та/або верхньою частиною океаніч-

ного нижнього базальтового шару (6,4—6,8 км/с).

Тіло 3 на південному заході в районі гір Апусені розміщується безпосередньо під тілом 1 і простежується до глибини 8 км біля розлому Західні Апусені. Далі вздовж профілю від 160 км до 220 км воно заглиблюється до глибини 12 км (центральна частина Трансільванського басейну) і після вузького занурення до глибини 13—14 км (на 235—240 км у районі розлому Бистриця-Прайд) стрімко піднімається вгору до глибини ~5 км під Внутрішніми Карпатами. Сейсмічні швидкості тіла 3 знижені і відповідають діапазону 5,9—6,0 км/с. У гравітаційній моделі воно більш неоднорідне і складається з двох частин, що суттєво різняться. Південно-західна частина, що обмежена розломом Бистриця-Прайд, являє собою розуцільнену зону густиною 2,55—2,63 г/см³ на фоні блоків, що її оточують, з густиною 2,66—2,71 г/см³. У північно-східній частині, де тіло 3 безпосередньо підстиляє осадовий шар, спостерігається поступове збільшення густини з глибиною від 2,59 до 2,63 г/см³. За сейсмічними даними тіло 3 належить швидше за все до «нормального» фундаменту Трансільванського басейна, що складається переважно із сильнодеформованих пізньопалеозойських і мезозойських відкладів, які транспортуються в насуви із залученням фундаменту і осадового чохла.

Розуцільнена частина тіла 3 є хвилеводом/детачментом, який розміщується в середньому в інтервалі глибин 5—10 км. Відомо, що саме в інтервалі глибин 4—15 км на швидкісних розрізах ГСЗ спостерігається більшість хвилеводів (яким відповідають зони розуцільнення) майже на всіх континентах земної кулі. Комплекс фізичних і структурних досліджень порід у термодинамічних умовах, що відповідають цим глибинам, показав, що змінення породи подібні до активних катакластичних перетворень середовища в природних умовах [Корчин и др., 2013]. У даному інтервалі глибин відбувається дилатація — явище розуцільнення, розширення гірських порід, збільшення їхнього порожнинного

простору, поруватості і проникності. Таке збільшення об'єму відбувається під впливом розігрівання гірських порід глибинними джерелами тепла та інтенсивного насичення флюїдами.

Тіло 4, яке на профілі розміщується в інтервалі 260—310 км, на сейсмічній моделі позначено знаком «?». Швидкості в ньому становлять 6,1 км/с. У гравітаційній моделі тіло складається з двох частин з густиною 2,64 і 2,65 г/см³ відповідно. Інтерпретація цього тіла неоднозначна, можна припустити два варіанти. За першим це тіло може складатися з магматичних порід [Starostenko et al., 2020], що підтверджується його проєкцією на денну поверхню в районі розвитку неогенового вулканізму Внутрішніх Карпат (район розлому Насауд, за [Popescu, 2021]), пов'язаного із відносно високим поверхневим тепловим потоком [Сучасна..., 2015; Кутас, 2016] (див. рис. 1). Автори статті [Єгорова та ін., 2022] на підставі отриманого прозорого зображення в цьому тілі за результатами методу скінченно-різницевої міграції відбитих/рефрагованих хвиль також стверджують, що воно відповідає інтрузивним утворенням неогенового віку, які складають Вигорлат-Гутинське (в Україні) і Каліма-Харгітське (в Румунії) вулканічні пасма Внутрішніх Карпат. На користь першого варіанта інтерпретації може також свідчити наявність глибоких електропровідних зон у районі розлому Богдан—Драгос Вода, який обмежує тіло 4 з північного сходу. Саме в районі цього розлому існує геоелектрична неоднорідність з мінімальним $\rho=0,5$ Ом·м, потужністю 10 км і верхнім краєм на глибині 13 км. З огляду на неоднозначність процесу сейсмічного моделювання, а саме (знак «?» див. на рис. 2, а), не можна виключати другий варіант інтерпретації для тіла 4, який передбачає, що осадовий прогин, який містить палеозойсько-мезозойські породи, можливо, охоплює ще більшу область на північний захід. Принаймні, за отриманими значеннями густини можна зробити таке припущення.

Границя між верхньою й нижньою ко-

рою на профілі під горами Апусені та ВПМ на глибинах від 15 до 25—30 км характеризується геоелектричними неоднорідностями з ρ від 1—10 до 10—20 Ом·м відповідно. Перша відповідає зоні зниженої швидкості (6,3 км/с) на фоні вміщуючого середовища і значенням густини 2,73 г/см³. У другій неоднорідності аналогічна залежність відсутня. За сейсмічними даними вона складається з двох частин. Південно-західна є продовженням до глибини 30 км геоелектричної неоднорідності верхньої кори між розломами Фразин (Передкарпатський) і Придністровський зі значеннями швидкості 6,20—6,35 км/с. Північно-східна частина ВПМ за сейсмічними даними збігається з тілом (450—540 км за профілем) з підвищеними значеннями швидкості 6,45 км/с на глибинах 15—26 км. Таке співвідношення аномальної електропровідності та високої швидкості не відповідає загальноприйнятим уявленням. Результати гравітаційного моделювання також не задовольняють високе значення швидкості в цьому тілі, оскільки значення густини 2,75 г/см³ знижене на фоні неоднорідностей, що їх оточують (2,76—2,85 г/см³).

Нижня кора вздовж профілю має «діоритовий» склад, більш диференційована і роздроблена на тіла. Швидкості в ній змінюються від 6,30 до 6,57 км/с. Густина у південно-західній частині варіює від 2,76 до 2,82 г/см³. У північно-східній частині в нижній корі за даними гравітаційного моделювання можна виділити дві ділянки. Перша, менш ущільнена (2,75—2,78 г/см³), відповідає ВПМ. Друга, яка є частиною УЩ, характеризується підвищеними значеннями густини (2,85—2,88 г/см³).

За даними сейсмометрії в центральній частині профілю, яка відповідає Карпатському осадовому прогину, в нижній корі безпосередньо над поділом Мохо спостерігаються порівняно низькі швидкості (6,30 км/с). З південного заходу шар з підвищеним значенням швидкості 6,55 км/с продовжується до максимального занурення поділу Мохо. В обох варіантах — значення швидкості зі знаком «?». За даними

гравітаційного моделювання в осадовому прогині до глибини 36 км значення густини знижені щодо неоднорідностей, які їх оточують. Між 300 і 380 км уздовж профілю виділено ущільнений шар завтовшки ~4 км з густиною 3,10 г/см³.

Поділ Мохо і верхня мантія. За даними сейсмічного моделювання поведінка поділу Мохо вздовж профілю RomUkrSeis доволі мінлива, і загалом розподіл глибин узгоджується зі схемою поділу Мохо для Карпатсько-Паннонського регіону, за [Bielik et al., 2018]. На південному заході в румунській частині профілю, яка відповідає горам Апусені і частині Трансільванського басейну (~220 км уздовж профілю) поділ Мохо поступово занурюється з 31 до 38 км, після чого доволі різко піднімається знову до глибини 31 км (~240 км за профілем). Далі на північний схід поділ Мохо знову різко занурюється до глибини ~50 км під Східними Карпатами (~340 км за профілем), після чого знову різко піднімається до глибини 37—38 км (~350 км за профілем), утворюючи вузький кіль, майже вертикальний з північно-східного боку та нахилений на південному заході. Далі, в українській частині профілю, від 350 до ~440 км поділ Мохо залягає практично горизонтально на глибині 37 км. Потім, на північний схід, починаючи з 440 км, він піднімається до глибини ~33 км (~460 км) і поступово занурюється до глибини 40 км (600 км).

У процесі гравітаційного моделювання виникла необхідність занурити поділ Мохо під горами Апусені до глибини 38 км (60—130 км уздовж профілю). Це можна пояснити тим, що під час більш детальних сейсмічних спостережень в процесі побудови структурної схеми поділу Мохо території Румунії Ф. Радулеску виявив локальне підняття цієї границі до глибини 35 км, яке відповідає саме цій частині профілю RomUkrSeis (рис. 3, а). Під час побудови структурної схеми поділу Мохо Карпатського регіону також у цій частині профілю було виявлено локальне підняття підшви кори до глибини 37,5 км (рис. 3, б) [Литосфера..., 1994].

Літосфера уздовж профілю RomUkrSeis характеризується нетипово низькими швидкостями поширення поздовжніх хвиль ($V_p \sim 8,15 \div 8,21$ км/с) у верхній частині верхньої мантії. Особливістю структури підкорової мантії є наявність відбитих границь, які повторюють форму поділу Мохо: у південно-західній частині на глибині ~ 54 км (230—320 км уздовж профілю), у північно-східній — на глибині ~ 46 —47 км (480—580 км).

У нижній частині гравітаційної моделі густина окремих блоків (див. рис. 2, б) варіює в межах від 3,37 до 3,42 г/см³, що відповідає уявленням про густину порід верхньої мантії — перидотитів. Там, де поверхня мантії/підшва кори опускається на максимальну глибину (~ 50 км), виділено два блоки, що розділені розломом Фразин (Передкарпатським), з найбільшими значеннями густини — 3,41 (південний захід) і 3,42 г/см³ (північний схід). Передбачається, що зазначені вище за сейсмічними даними особливості поділу Мохо (наявність вузького кіля) та підкорової мантії (наявність

ущільнення в нижній частині кристалічної кори та у верхній мантії за даними гравітаційного моделювання) вказують більшою мірою на користь субдукції континентальної літосфери і меншою — її деламінації, або процесу відшарування мантіїної частини літосфери від континентальної кори та її занурення у мантію на глибину.

Границя літосфера—астеносфера. У статті [Novák et al., 2024] наведено огляд будови літосфери за різними геофізичними даними і нові магнітотелуричні дослідження щодо ідентифікації глибини границі літосфера—астеносфера перехідної області між Паннонським басейном і Східними Карпатами, через Трансільванський басейн до Карпатського вигину. У висновках зазначено, що найменшу глибину залягання границі літосфера—астеносфера виявлено в Паннонській западині (~ 50 км), збільшується в районі гір Апусені (~ 90 км). Під Трансільванським басейном літосфера навпаки набагато тонша (~ 70 —80 км), ніж під Європейською та Мезійською платформами (150—200 км). Наявність гли-

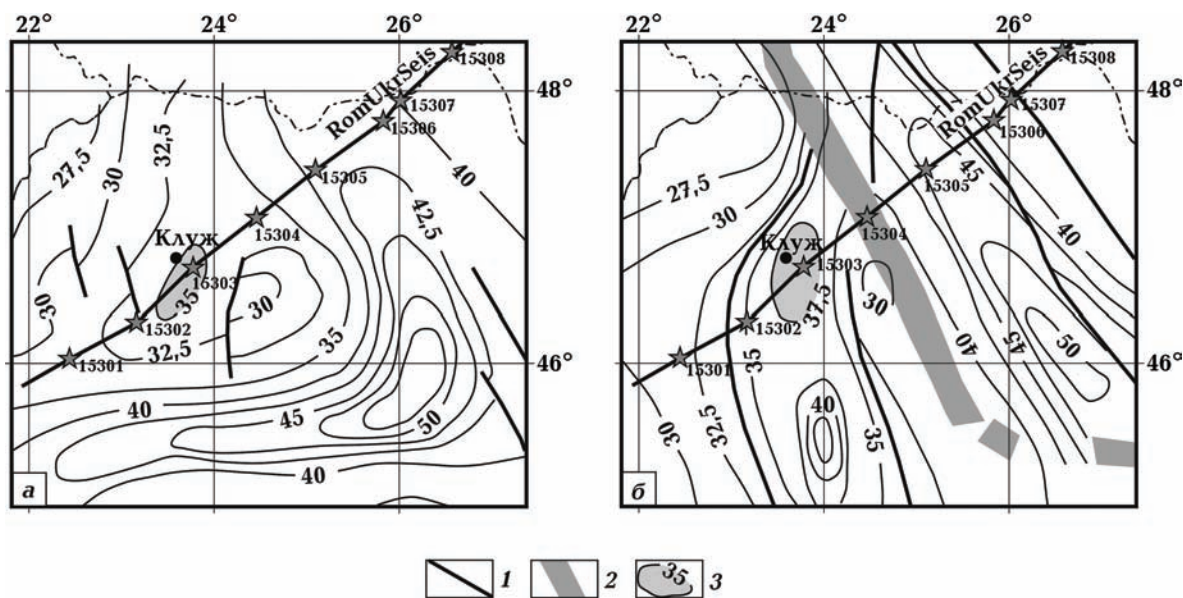


Рис. 3. Структурні схеми поділу Мохо, за [Літосфера..., 1994]: а — територія Румунії; б — Карпатський регіон; 1 — глибинні розломи; 2 — глибинні розломні зони, що розділяють регіони з різним типом кори; 3 — локальні підняття поділу Мохо.

Fig. 3. Structural schemes of the Moho boundary: the territory of Romania (a) and the Carpathian region (b) after [Chekunov, 1994]: 1 — deep faults; 2 — deep fault zones separating regions with different crustal types; 3 — local uplifts of the Moho boundary.

боких електропровідних зон у напрямку до Паннонського басейну, розлому Богдан—Драгос Вода та Східних Карпат пояснюється не тільки піднятим положенням астеносфери, а й наявністю глибоких тектонічних зон, імовірно насичених розплавами і/або флюїдами. Найскладніші з них наявні біля Східних Карпат (де середня глибина границі літосфера—астеносфера >100 км), що обумовлено відносно молодим віком гірського поясу і геодинамічною активністю, що триває.

Апроксимація на лінію профілю RomUkrSeis глибини верхньої кромки астеносфери (рис. 4), відповідно до статистичної діаграми різних оцінок її розподілу в Карпатсько-Паннонському регіоні [Novák et al., 2024], дає доволі широкі інтервали глибин: від 0 км до 70—100 км (гори Апусені), на 200 км (Трансільванський басейн) — 75—140 км, біля 400 км (Передкарпатський прогин) — 100—200 км.

За моделями локальної сейсмічної томографії та їх кореляції з тепловим потоком, згідно з публікацією [Tiliță et al., 2018], глибина залягання границі літосфера—астеносфера є відносно невеликою (<90 км) у системі Паннонського басейну, більшою (~90—140 км) — у навколишніх орогенах, де середні значення поверхневого теплового потоку підвищені (120 мВт/м²) і менші (50—70 мВт/м²) відповідно. Більші глибини відповідають Західному (~120 км) і Південнокарпатському (~135 км) орогенам. Отримано нову інформацію про товщину літосфери, наприклад гори Апусені (~95 км), Східні Карпати (~120 км), Мезійська платформа (~90 км), Трансільванський басейн (~85 км). І хоча загальна тенденція розподілу теплового потоку відповідно до останнього посилення зберігається, його значення дещо інші за даними публікацій [Seghedi et al., 2004; Кутас, 2016].

За схемою розподілу теплового потоку Карпатсько-Паннонського регіону [Сучасна..., 2015; Кутас, 2016] по лінії профілю RomUkrSeis густина теплового потоку в середньому становить 40—80 мВт/м²: 60—80 мВт/м² — у горах Апусені, 40—50 мВт/м² — у Трансільванському басейні, до

70 мВт/м² — у Внутрішніх Карпатах (пов'язаний з молодою тектонікою і термічною активністю, вираженою у вигляді численних магматичних інтрузій неогенового віку), 35—60 мВт/м² — на більшій частині Зовнішніх Карпат, 40—50 мВт/м² — у Передкарпатському прогині і зоні Тейссейре—Торнквіста (ТТЗ), більш як 50 мВт/м² — на півдні Волино-Подільської плити в зоні Чернівецької аномалії, а також нижче за 45 мВт/м² — на заході УЩ (див. рис. 2). Відповідно товщина геотермічної літосфери коливається в таких інтервалах: 65—80 км під Паннонським басейном, 120—150 км під Внутрішніми Карпатами і палеозойською платформою, 180—200 км під СЄП. Високий потік тепла в Паннонському басейні має мантієне походження [Кутас, 2016].

Аналіз положення покривлі астеносфери Карпатсько-Паннонського регіону за даними різних авторів [Dererova et al., 2006; Horváth et al., 2006; Korja, 2007; Jones et al., 2010; Tiliță et al., 2018; Novák et al., 2024] (див. рис. 4) показує, що в околі профілю RomUkrSeis тонка літосфера характерна для південно-західної його частини, де границя літосфера—астеносфера під горами Апусені залягає на глибині 60—100 км.

Набагато складніше ситуація з Трансільванським басейном (170—270 км уздовж профілю), отримані дані вказують або на відсутність астеносфери (тобто електропровідного шару в верхній мантії) [Кулик и др., 1995], або на її узагальнену глибину в інтервалі від 70 до 85 км, згідно з дослідженнями [Korja, 2007; Semenov et al., 2008; Józwiak, 2013; Tiliță et al., 2018; Novák et al., 2024].

За даними майже всіх дослідників в Східних Карпатах на відстані 230 км від початку профілю спостерігається загальне занурення границі літосфера—астеносфера, але інтервал глибини її розміщення чималий та неоднозначний — від 70—170 до 100—240 км. На жаль, у більшості авторів далі вздовж профілю дані відсутні, але ті, що відомі, суттєво суперечать одні одним. Так, за даними публікації [Korja, 2007], триває подальше занурення під Передкар-

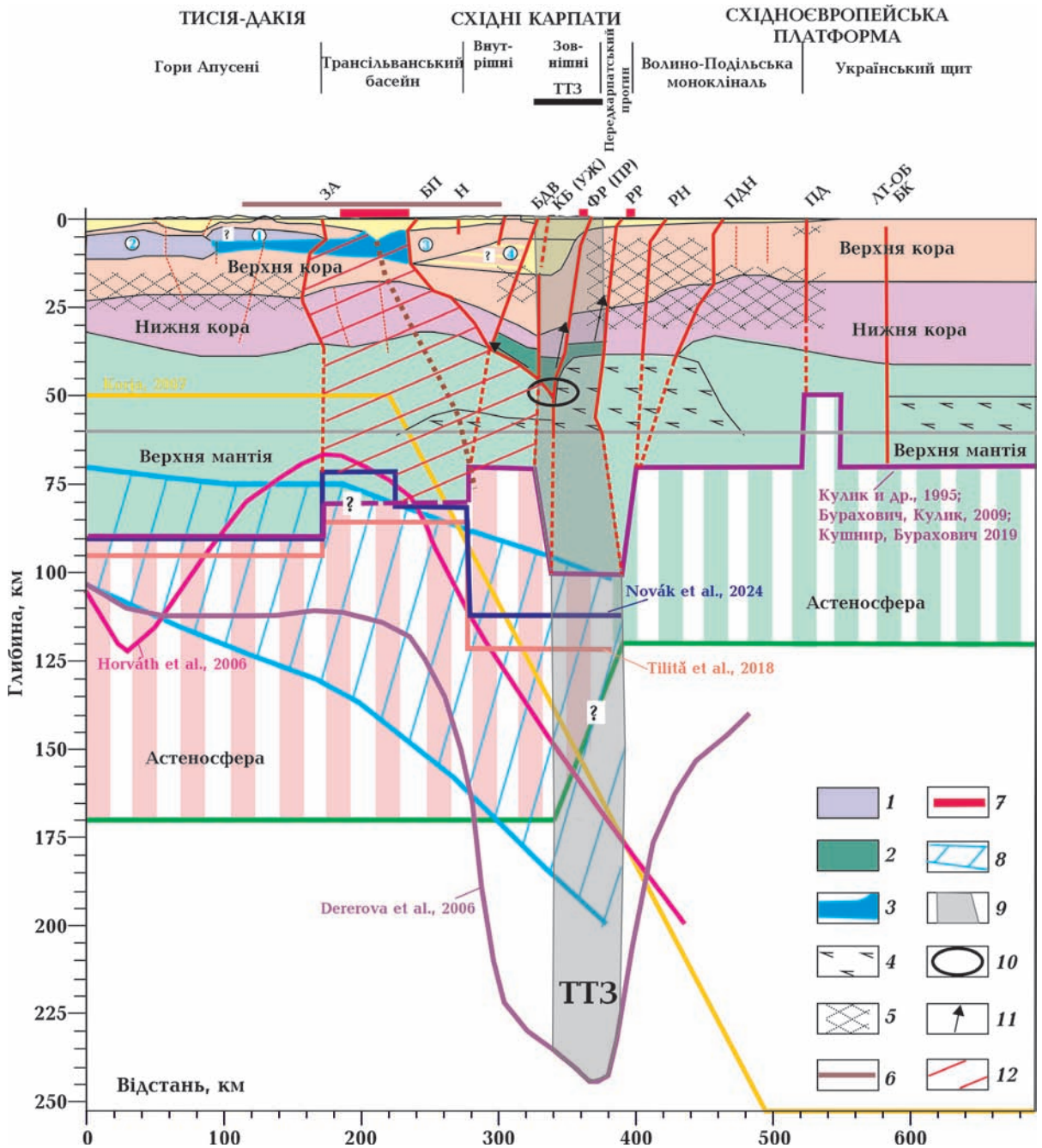


Рис. 4. Положення границі літосфера—астеносфера (за різними авторами) для комплексного аналізу отриманої інтерпретаційної геолого-геофізичної моделі: 1 — офіоліти, за [Литосфера..., 1994; Schmid et al., 2008]; 2 — передбачуване положення за гравітаційною моделлю перехідного шару між земною корою і верхньою мантією ($3,10 \text{ г/см}^3$); 3 — зона розуцільнення ($2,55\text{—}2,59 \text{ г/см}^3$); 4 — ділянки підвищеної густини у верхній мантії ($3,37\text{—}3,42 \text{ г/см}^3$); 5 — аномалії електропровідності; 6 — проекція слєбу на лінію профілю RomUkrSeis, за [Старостенко та ін., 2024]; 7 — проекція розміщення газових родовищ, за [Атлас ..., 1998; Popescu, 2021], на лінію профілю RomUkrSeis; 8 — інтервал глибин верхньої кромки астеносфери за статистичною діаграмою її розподілу за різними оцінками [Novák et al., 2024]; результати інтерпретації: 9 — імовірне розміщення зони Тейссейре—Торнквіста з глибиною; 10 — гіпотетичне глибинне положення (на підставі магнітних і сейсмічних даних) потенційного джерела вуглеводнів, за [Орлюк та ін., 2021, 2022]; 11 — вірогідний напрямок глибинних флюїдопотоків. Цифри в кружечках — контури тіл 1—4, за [Starostenko et al., 2020]; 12 — передбачувана літосферна зона під Трансільванським басейном. Кольоровими лініями показано границю літосфера—астеносфера за даними різних авторів [Dererova et al., 2006; Horváth et al.,

2006; Korja, 2007; Jones et al., 2010; Tiliță et al., 2018; Novák et al., 2024]. Скорочення назв розломів див. на рис. 1. Інші умовні позначення див. на рис. 2.

Fig. 4. The position of the lithosphere-asthenosphere boundary (by different authors) for a comprehensive analysis of the obtained interpretive geological and geophysical model: 1 — ophiolites according to [Chekunov, 1994; Schmid et al., 2008]; 2 — estimated position of the transition layer between the Earth's crust and the upper mantle by the gravity model (3.10 g/cm^3); 3 — low density zone ($2.55\text{—}2.59 \text{ g/cm}^3$); 4 — areas of increased density in the upper mantle ($3.37\text{—}3.42 \text{ g/cm}^3$); 5 — electrical conductivity anomalies; 6 — projection of the slab to the RomUkrSeis profile line according to [Starostenko et al., 2024]; 7 — projection of the location of gas deposits according to [Ivaniuta, 1998; Popescu, 2021] to the RomUkrSeis profile line; 8 — depth interval of the upper edge of the asthenosphere according to the statistical diagram of its distribution according to different estimates [Novák et al., 2024]; 9 — probable location of the Teisseire-Tornquist zone with depth; 10 — hypothetical depth position (based on magnetic and seismic data) of a potential source of hydrocarbons according to [Orliuk et al., 2021, 2022]; 11 — probable direction of deep fluid flows. Figures in circles are the contours of bodies 1—4 after [Starostenko et al., 2020]; 12 — the proposed lithospheric zone under the Transylvanian Basin. Colored lines show the lithosphere-asthenosphere boundary according to different authors [Dererova et al., 2006; Horváth et al., 2006; Korja, 2007; Jones et al., 2010; Tiliță et al., 2018; Novák et al., 2024]. For abbreviations of fault names, see Fig. 1. For other conventional designations, see Fig. 2.

патським прогином та ВПМ до глибини 250 км. З цим добре узгоджуються матеріали роботи [Horváth et al., 2006]. Проте за даними статті [Dererova et al., 2006] спостерігається зворотна тенденція, а саме піднімання границі від 240 до 140 км на відстані 375—480 км уздовж профілю (під Передкарпатським прогином і частиною ВПМ).

За отриманими уздовж профілю Карпатський (Українські Карпати) інтерпретаційними геоелектричними параметрами, за [Бурахович та ін., 2022], зроблено припущення, що у Східних Карпатах (відстань 270—375 км уздовж профілю RomUkrSeis) існує занурення границі літосфера—астеносфера від 70 до 100 км, подібне до розглянутих вище моделей (рис. 4). Відмінність між даними спостерігається стосовно глибини залягання цієї границі в районі ТТЗ: від мінімального значення 100 км, за [Бурахович та ін., 2022], до максимального, в середньому 220 км, за [Dererova et al., 2006].

Загалом під Передкарпатським прогином (375—395 км) за даними синтетичної геоелектричної моделі (див. рис. 2, 4) спостерігається не тільки піднімання верхньої кромки астеносфери від 100 до 70 км. Передкарпатський прогин разом з ТТЗ є зоною переходу між Карпатсько-Паннонським регіоном і СЄП. Це проявляється у зменшенні товщини астеносфери від 100 до 70 км і змінненні сумарної позовжньої провідності від 6000 См під

Карпатсько-Паннонським регіоном до 2000 См під південною частиною ВПМ і заходом УЩ на СЄП. Винятком є локальні ділянки, де можливі піднімання астеносфери до глибини 50 км (див. рис. 2, 4), наприклад, 520—550 км уздовж профілю, згідно з даними роботи [Кушнір, Бурахович, 2012], або в його околі 375—540 км (за межами профілю), відомі як Чернівецька та Бельцька аномалії електропровідності (див. рис. 1), що відповідають аномаліям теплового потоку [Геоэлектрическая..., 1998].

Особливості глибинної будови окремих структур і корисні копалини. Трансільванський басейн. За геолого-геофізичними даними цього басейну (див. рис. 1, 2) властиве таке: 1) надзвичайно високий рельєф, близько 600 м; 2) дуже низький поверхневий тепловий потік, близько 40 мВт/м^2 , що приблизно вдвічі менше, ніж у Паннонському басейні; 3) сильна позитивна аерогеомагнітна аномалія в центрі басейну; 4) нормальна потужність земної кори; 5) великі та численні поклади метану, але без покладів нафти; 6) базальтовий шар у фундаменті центру басейну [Beșuțiu et al., 2005; Ionescu et al., 2009].

Просторовий збіг високошвидкісної нижньої кори з депоцентром Трансільванського басейну передбачає генетичний зв'язок між його зануренням і процесами в нижній частині земної кори (і, ймовірно, верхній мантії).

Саме в зоні між розломами Західні

Апусені і Бистриця-Прайд (~160—300 км уздовж профілю) в моделях спостерігається піднімання усіх границь від верхньої мантії до глибини 16 км у напрямку максимального занурення фундаменту під центральною частиною Трансільванського басейна (див. рис. 2). Такі структурні особливості можна інтерпретувати, як передбачувана вісь Трансільванського рифтогену з підвідним каналом. Густина змінюється від $2,70 \text{ г/см}^3$ у нижній частині верхньої кори до $2,81\text{—}2,82 \text{ г/см}^3$ на підшві кори і до $3,41 \text{ г/см}^3$ у верхній мантії. Розломи Західні Апусені і Бистриця-Прайд слугували основними каналами надходження глибинних флюїдів в осадову товщу, важливим джерелом для яких є, очевидно, корові хвилеводи. Флюїдонасичений шар із зниженими швидкостями/густиною в консолідованій корі може бути безпосередньо пов'язаний з осадовою товщею і постійно насичує її флюїдами [Павленкова, 2019]. З урахуванням того, що в ослаблених зонах відбуваються основні рухи блоків земної кори, можливо, саме із зоною розуцільнення пов'язані процеси формування та/або активізації детачменту в Апусенах на глибині 6 км, що охоплюють весь Трансільванський басейн та загасають у Зовнішніх Карпатах [Bala et al., 2015].

Отже, між розломами Західні Апусені і Бистриця-Прайд виділено літосферну зону, яка проникає в мантію на кілька десятків кілометрів (див. рис. 4). Вона, можливо, є великим каналом міграції флюїдних потоків, які піднімаються від літосфери і зумовлюють формування родовищ корисних копалин, стосовно Трансільванського басейну — це велика кількість покладів метану [Ionescu et al., 2009; Popescu, 2021].

До відомих геоелектричних критеріїв прояву вуглеводнів за роботами [Шеремет и др., 2016; Burakhovych et al., 2024] належать: 1) максимальна потужність осадової товщі; 2) субвертикальне піднімання аномалій електропровідності з коромантіїних глибин або на всю потужність земної кори; 3) субвертикальні границі неоднорідностей (контакти зон різного опору) в консолідованій земній корі та верхній мантії; 4) на-

явність високопровідного астеносферного шару. Перший критерій не викликає сумнівів на ділянці 160—300 км профілю у Трансільванському басейні, другий критерій відсутній, третій наявний як у земній корі, так і у верхній мантії у вигляді субвертикальних границь різних АЕ. Так, у земній корі, наприклад, на 160 км розлом Західні Апусені є північно-східною межею АЕ під горами Апусені в інтервалі глибин 15—25 км і на 300 км профілю розлом (без назви, див. рис. 1) є південно-західною границею Карпатської АЕ в інтервалі глибин 13—25 км. У верхній мантії наявність повсюдної високопровідної астеносфери залишається дискусійною, проте беззаперечно підтверджується неоднорідна за геоелектричними параметрами (критерій 4) верхня частина верхньої мантії. Це засвідчують субвертикальні границі верхньої кромки астеносфери біля 180 км і 270 км по профілю в інтервалах глибин 90—80 та 80—70 км відповідно (див. рис. 2, 4). Природа аномальної електропровідності підтверджує флюїдну концепцію, яка повністю задовольняє результати інтерпретації сейсмічної та гравітаційної моделей.

Зона Тейссейре—Торнквіста. Прогин у покрівлі астеносфери (300—380 км за профілем) збігається з ТТЗ і є перехідною зоною між літосферою плити Тися-Дакія на заході і докембрійською СЄП на сході (див. рис. 1). Відповідно до сейсмічної моделі за профілем RomUkrSeis ТТЗ (див. рис. 2) являє собою осадовий прогин з низькою швидкістю у складчастих палеозойських і мезозойських комплексах (і навіть верхньопротерозойських) по всьому розрізу земної кори ($6,0\text{—}6,3 \text{ км/с}$). За гравітаційною моделлю ТТЗ також розуцільнена ($2,48\text{—}2,76 \text{ г/см}^3$) з поверхні до глибини 36 км, за винятком ущільненого шару завтовшки ~4 км у нижній частині земної кори з густиною $3,10 \text{ г/см}^3$.

У межах ТТЗ за сейсмічними даними виявлено характерне поглиблення поділу Мохо (до 50 км) у вигляді кіля, що розділяє кору на дві частини: південно-західну під молодими терейнами (32—35 км) і північно-східну під СЄП (до 42 км). Мак-

симальну глибину поділу Мохо трасує корово-мантійний розлом Фразин (Передкарпатський), який за сейсмічними даними є найбільш амплітудним скидом поверхні підкарпатського палеозойського і докембрійського фундаменту та утворився внаслідок процесів розломного динамометаморфізму [Starostenko et al., 2020; Амашукелі, 2021; Єгорова та ін., 2022].

У межах ТТЗ спостерігаються зміни і в інших геофізичних полях: інтенсивна негативна гравітаційна аномалія (–100 мГал); перехід від спокійного до більш диференційованого магнітного поля [Орлюк та ін., 2022]; зниження теплового потоку в бік СЄП [Сучасна..., 2015; Кутас, 2016]. Особливості поділу Мохо та підкорової мантії засвідчують підсув або субдукцію літосфери [Starostenko et al., 2020; Амашукелі, 2021].

Зона Тейссейре—Торнквіста оконтурюється наявними у земній корі субвертикальними АЕ: 300—320 км і 360—380 км уздовж профілю на глибинах 13—25 км (так звана Карпатська АЕ) на південному заході та 6—30 км (початок Чернівецько-Коростеньської АЕ) на північному сході відповідно (див. рис. 2, 4). Проте за геоелектричними даними зона яскравіше проявляється потужною літосферою до глибини 100 км, яка поділяє електропровідність у верхній мантії за різною інтенсивністю: 6000 См під Карпатсько-Паннонським регіоном та не перевищує 1000—2000 См під північною частиною ВПМ і заходу УЦ. Характер їх з'єднання залишається нез'ясованим. Природу аномальної електропровідності можна розглядати як сукупну діяльність процесів флюїдизації та/або графітизації.

За результатами сейсмотомаграфічних досліджень методом тейлорового наближення мантійна будова ТТЗ відображає її складну структуру і подвійну природу. Автори статті [Гінтов та ін., 2022] зазначають, що, з одного боку, зона субвертикально заглиблюється у мантію до глибини 700 км, з іншого — в її межах повсюдно добре простежуються похилі відносно високошвидкісні шари літосфери — слеби, що занурюються на південний захід на гли-

бини 350—600 км і інтерпретовані як сліди субдукційних процесів, що передували або супроводжували утворення ТТЗ. Занурення зони на великі глибини у мантію автори пояснюють її підвищеною проникненістю для адвекції надглибинних мантійних флюїдів.

Гіпотетичне глибинне положення на підставі магнітних і сейсмічних даних потенційного джерела вуглеводнів та шляхи їх надходження в земну кору за флюїдно-магматичними каналами, що відповідають корово-мантійним розломам, таким як Рава-Руський, Передкарпатський та Закарпатський, показано в роботі [Орлюк та ін., 2022]. Згідно з отриманими даними [Макаренко та ін., 2024], глибинний розлом Фразин (Передкарпатський) відповідає майже вертикальній північно-східній частині вузького кіля на поділі Мохо, тоді як розломи Богдан-Драгос Вода та Краковець-Бикаж (Ужоцький) занурюються до його похилої південно-західної частини, яка є продовженням складного за заглибленням розлому Бистриця-Прайд. Інакше кажучи, до глибини 15 км останній є майже вертикальним, проте глибше він виположується, змінюючи напрямок, у тому числі в точках перетину з іншими розломами (Богдан-Драгос Вода та Краковець-Бикаж (Ужоцький)) на поділі Мохо. Підкреслимо, що розлом Бистриця-Прайд просторово обмежує на північному сході Трансільванського басейну скупчення газових родовищ (див. рис. 1, 4). Можна припустити, що він, як і разлом Фразин (Передкарпатський), може бути ймовірним флюїдно-магматичним каналом, аналогічним виділенням, згідно з даними роботи [Орлюк та ін., 2022].

Найглибша кільова частина поділу Мохо, яка обмежена глибинними розломами Краковець-Бикаж (Ужоцьким) і Фразин (Передкарпатський), відповідає поглибленню верхньої кромки астеносфери, що задовольняє геоелектричні критерії на пошуки вуглеводнів у земній корі. Проте вздовж профілю немає значної кількості відомих газових родовищ, як, наприклад, у Трансільванському басейні та в українській

частині Зовнішніх Карпат. Це може бути пов'язане з відсутністю значних осадових товщ (критерій 1), що фіксується сумарною поздовжньою провідністю приповерхневого шару та їх товщиною за сейсмічною моделлю (див. рис. 1, за [Макаренко та ін., 2024], і рис. 2).

Південно-західне обмеження ТТЗ на поверхні по лінії профілю RomUkrSeis збігається з положенням розлому Богдан-Драгос Вода (див. рис. 1, 2, 4), наявність глибоких високопровідних зон в якому пояснюється ймовірно флюїдами різного походження [Novák et al, 2024]. Можливо, цей розлом контролює постсарматську циркуляцію гідротермальних флюїдів у тріщинах розтягу і результируючу мінералізацію у вулканічних породах Кавнік-Бая-Маре (Cavnic-Baia Mare) [Popescu, 2021]. Вигорлат-Гутинське вулканічне пасмо та, можливо, його закінчення/продовження на території Румунії (Каліман-Харгітське вулканічне пасмо), де воно перетинається розломом Богдан-Драгос Вода, характеризується ендотермальним зруденінням ртуті, бісмуту й телуру, яке залягає в породах пліоценової андезитової формації та просторово збігається з Карпатською АЕ в межах української території [Геоэлектрическая..., 1998].

Волино-Подільська монокліналь. Існує уявлення [Геоэлектрическая..., 1998, с. 244], що аномалії геофізичних полів, які пояснюються прогрівом надр і можливим частковим плавленням порід кори та верхньої мантії, ймовірно, викликані процесами новітньої активізації. Вони трасують своєрідний витягнутий ланцюг від Куршської коси в Балтійському морі до Тарханкутського півострова в Криму, що обмежує західну та південно-західну окраїну СЕП. Профіль RomUkrSeis безпосередньо перетинає його Чернівецьку ланку та проходить повз ланок Тернопільської на північному заході та Бельцької й Бакеу на південному сході [Геоэлектрическая..., 1998, Гордиенко и др., 2012] (див. рис. 1).

Як показано вище, досліджувана ділянка профілю в межах ВПМ (між Рава-Руським та Подільським розломами) характеризу-

ється високими значеннями швидкості (до 6,45 км/с) у середній частині земної кори та підніманням границі Мохо до глибини 35—38 км, низькими значеннями густини 2,75—2,78 г/см³ щодо УЩ глибше 15 км, високою електропровідністю у земній корі (15—30 км) й верхній частині верхньої мантії на глибинах 70—120 км, аномалією теплового потоку більш як 50 мВт/м² [Сучасна..., 2015, Гордиенко и др., 2012] (див. рис. 2).

На користь новітньої активізації свідчать й інші геолого-геофізичні дані. Як зазначено у публікації [Гордиенко, 2014], «наявність землетрусів однозначно вказує на сучасну активізацію, для її підтвердження інші критерії є зайвими». Наприклад, внутрішньоплитові землетруси західної частини УЩ та ВПМ, тобто в околі профілю RomUkrSeis, спостерігаються в Могилів-Подільській-Новодністровській сейсмонезбезпечній зоні [Кушнір, Бурахович, 2012]. Крім того, на доволі молодий процес надходження глибинних флюїдів з вуглеводнями [Гордиенко и др., 2012] вказує і утворення покладів сірки, які спостерігаються на межі ВПМ і Передкарпатського прогину поблизу Рава-Руського розлому (див. рис. 1). Велику роль відіграє наявність сірки у мінералах, вулканічних газах, геотермальних водах при формуванні аномальної електропровідності. У деяких районах комбінація води та сірки більш значуща, ніж вода сама по собі.

Існує спільна думка фахівців, що поблизу зони плавлення з надкритичною температурою більшість порід майже повністю насичені водою. Поява води в глибинних частинах земної кори може бути пов'язана з процесами окиснення водню і вуглеводнів, що виділяються при дегазації мантії [Шестопапов, 2020 та посилання в ній]. Приблизно за тих самих термобаричних умов можливе часткове плавлення порід середньої частини кори. Згідно з розрахунками [Гордиенко и др., 2012, с. 127] великий обсяг часткового плавлення порід амфіболітової фації можливий на глибині близько 25 км під центральною частиною Чернівецької зони сучасної активізації (див. рис. 1, ~400—470 км уздовж профі-

лю). Таким чином, можна припустити комбінацію електропровідних включень й флюїду, які утворюють зв'язкову мережу провідних каналів і, як наслідок, аномальні ділянки виявлених геофізичних неоднорідностей в цій частині профілю (див. рис. 2).

На новітню активізацію також вказує розвиток розривних порушень, серед яких переважають розломи північно-східного та північно-західного простягання, що виявляють активність у неоген-четвертинний час [Морфоструктурно-неотектонічний..., 2013]. Просторове розміщення геофізичних неоднорідностей вздовж профілю відповідає сучасним підняттям поверхні на 100—150 м і перетину молодих активізованих розломів за останні приблизно 3 млн років (див. рис. 1) [Верховцев, 2006]. Такі підняття вишикуються на північному заході від лінії профілю поміж глибинними Рава-Руським і Придністровським розломами, тоді як на південному сході трасуються вздовж глибинного Подільського розлому. За низкою комплексних ознак цей розлом має мантійне закладання північно-західного простягання [Ентин, 2005], до нього тяжіють ендегенні карбонат-сфалерит-галенітове і бітумфлюорит-сульфідне зруденіння та родовища [Шумлянський, 1983]. Крім того, розлом характеризується аномалією концентрації гелію, що перевищує нормальний рівень на три порядки, і своєрідним хімізмом підземних вод, який вказує на надходження глибинних флюїдів (Крайнов, Швець, 1980). Відповідно до публікації [Гордиенко и др., 2005], у районі Подільського розлому виявлено сліди нещодавнього піднімання мантійних флюїдів.

Висновки. На підставі інтерпретації отриманих результатів за швидкісною, гравітаційною та геоелектричною моделями з використанням додаткової апріорної інформації (глибини границі літосфера—астеносфера, теплове та магнітне поля, ознаки сучасної активізації, морфологічні особливості, в тому числі сучасні підняття поверхні та інше) вперше побудовано комплексну геолого-геофізичну модель літосфери за профілем RomUkrSeis.

У комплексній інтерпретаційній моделі літосфери деталізовано будову основних шарів земної кори та верхньої мантії, а також розглянуто їх особливості. Згідно з даними гравітаційного моделювання припускають, що у верхній частині земної кори в межах гір Апусені, неоднорідності високої густини можна інтерпретувати як офіолітові комплекси східної частину океану Вардар, які впритул наближені до лінії профілю. Розуцілювання у верхній частині земної кори північного сходу гір Апусені та частини Трансільванського басейну являє собою ослаблену зону, де можуть відбуватися рухи блоків земної кори. Ймовірно, саме з цією зоною пов'язана активізація та/або формування детачменту в Апусенах на глибині 6 км, що проходить увесь Трансільванський басейн та закінчується у Зовнішніх Карпатах. Комплексна інтерпретація припускає можливість двох варіантів природи сейсмічної неоднорідності на глибинах 6—12 км у верхній частині земної кори Внутрішніх Східних Карпат. Відповідно до першого варіанта, верхня частина кори може складатися з магматичних порід. Це підтверджується проєкцією цієї неоднорідності на денну поверхню в районі розвитку неогенового вулканізму (район розлому Насауд), відносно високим тепловим потоком, наявністю геоелектричної аномалії з мінімальним $\rho=0,5$ Ом·м і верхнім краєм на глибині 13 км, яку перетинає електропровідний розлом Богдан-Драгос Вода. Другий варіант інтерпретації враховує те, що осадовий прогин, який містить палеозойсько-мезозойські метаосадові породи, можливо, охоплює ще більшу ділянку на північний захід.

Під горами Апусені уточнена глибина залягання поверхні мантії, яка досягла 38 км. Таким чином, підтверджена наявність її локального занурення до глибини 35 і 37,5 км на структурних схемах території Румунії та Карпатського регіону відповідно.

Густинні та геоелектричні неоднорідності земної кори та верхньої мантії переважно обмежені глибинними розломами, які виділено за результатами гравітаційно-

го моделювання, особливостями сейсмічної моделі і геолого-геофізичними даними. Занурення або піднімання верхньої кори астеносфери (за електромагнітними дослідженнями) збігаються з гіпотетичним трасуванням до неї корово-мантієвих розломів, а саме Західні Апусені, Богдан-Драгос Вода, Краковець-Бикаж (Ужоцький), Фразин (Передкарпатський), Рава-Руський, Рівненський, Придністровський та Подільський.

Виявлено літосферну зону під Трансільванським басейном між розломами Західні Апусені і Бистриця-Прайд, яка проникає в мантію на кілька десятків кілометрів та може бути унікальною системою каналів міграції флюїдних потоків, що зумовлюють формування родовищ метану.

У зоні *Тейссейре—Торнквіста* за результатами гравітаційного моделювання підтверджено наявність розуцільнення порід осадового прогину та верхньої кори, вузького мантієного кіля в поділі Мохо відповідно до сейсмічних даних та виявлено ущільнення в нижній корі та верхній мантії. За електромагнітними даними зона *Тейссейре—Торнквіста*, затиснена між аномаліями електропровідності в земній корі, які відповідають різним тектонічним одиницям, таким як Східні Карпати та ВПМ, характеризується потужною літосферою завтовшки до 100 км. Природа аномальної електропровідності є дискусійною, проте, ймовірно, її можна розглядати як сукупну діяльність процесів флюїдизації та/або графітизації. За комплексною інтерпретацією геолого-геофізичних даних уздовж профілю RomUkrSeis розглянуто

ймовірно простягання зони *Тейссейре—Торнквіста* по глибині.

У районі *Волино-Погільської моноклінали* профіль RomUkrSeis перетинає Чернівецьку та проходить повз Тернопільської, Бельцької та Бакеу зон сучасної активізації, які проявляються у геофізичних неоднорідностях (густинній, геоелектричній, тепловій) та пояснюються прогрівом надр і можливим частковим плавленням порід кори та верхньої мантії або появою високомінералізованих флюїдів за теплової дегідратації. З'ясовано, що на користь новітньої активізації також свідчать інші геолого-геофізичні дані, а саме наявність землетрусів; утворення покладів сірки на межі ВПМ і Передкарпатського прогину поблизу Рава-Руського розлому; розвиток розривних порушень, які виявляють активність у неоген-четвертинний час, та наявність зон знакозмінних рухів з величезним переважанням підняття.

Скупчення газових родовищ навколо профілю RomUkrSeis (на північному сході Трансільванського басейну, вздовж Складчастих Карпат і району переходу останніх до Передкарпатського прогину) можуть бути пов'язані з розломами Бистриця-Прайд, Фразин (Передкарпатський) та Рава-Руський, які, ймовірно, можна розглядати як флюїдно-магматичні канали.

Публікація містить результати досліджень, проведених за фундаментальною темою Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України № III-11-21: «Глибинна будова літосфери та процеси формування родовищ корисних копалин України і суміжних регіонів» (2021—2025 рр.).

Список літератури

- Амашукелі Т.А. Структура літосфери південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи за новітніми профілями ГСЗ: *автореф. дис. ... канд. геол. наук*. Київ, 2021, 26 с.
- Атлас родовищ нафти і газу України. Т. 4, 5. Західний нафтогазоносний регіон України. Гол. ред. М.М. Іванюта. Львів: Центр Європи, 1998, 710 с.
- Бурахович Т.К. Квазитрехмерная геоэлектрическая модель Карпатского региона. *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26. № 4. С. 63—74.
- Бурахович Т.К., Кулик С.Н. Трехмерная геоэлектрическая модель земной коры и верхней мантии западной части Украинского щита и его склонов. *Геофиз. журн.* 2009. Т. 31. № 1. С. 88—99.

- Бурахович Т.К., Кушнір А.М., Ільєнко В.А. Сучасні геоелектромагнітні дослідження Українських Карпат. *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 3. С. 21—43. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i3.261966>.
- Верховцев В. Новітні вертикальні рухи земної кори території України, їх взаємовідношення з лінійними та кільцевими структурами. В кн. *Енергетика Землі, її геолого-екологічні прояви, науково-практичне використання*. Київ: Вид. КНУ, 2006, С. 129—137.
- Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий.* Под ред. В.В. Бежавский, С.Н. Кулик. Киев: Знання, 1998, 265 с.
- Гінтов О.Б., Цветкова Т.О., Бугаєнко І.В., Заєць Л.М., Муровська Г.В. Глибинна структура Транс'європейської шовної зони (за даними сейсмотомографії та ГСЗ) і деякі погляди на її розвиток. *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 6. С. 63—87. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i6.273640>.
- Гордиенко В.В. Глубинные процессы и сейсмичность. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 19—42. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116147>.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. *Вольно-Подольская плита (геофизика, глубинные процессы)*. Киев: Наук. думка, 2012, 198 с.
- Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Ковачикова С., Логвинов И.М., Тарасов В.Н., Усенко О.В. *Украинский щит (геофизика, глубинные процессы)*. Киев: Корвин пресс, 2005, 210 с.
- Ентин В.А. Геофизическая основа Тектонической карты Украины масштаба 1:1 000 000. *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 1. С. 74—84.
- Єгорова Т.П., Верпаховська О.О., Муровська Г.В. Тришарова структура Карпатської осадової призми за результатами сейсмічної міграції за профілями ГСЗ PANCAKE та RomUkrSeis. *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 2. С. 152—169. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i2.25>.
- Заяць Х.Б. *Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту та газ*. Львів: Центр Європи, 2013. 79 с.
- Корчин В.А., Буртний П.А., Коболев В.П. *Термобарическое петрофизическое моделирование в геофизике*. Киев: Наук. думка, 2013. 312 с.
- Кулик С.Н., Ланкис Л.К., Лысенко Е.С. Результаты численного моделирования глубинного геоэлектрического разреза региона Восточных Карпат и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 1995. Т. 17. № 4. С. 81—87.
- Кутас Р.И. Геотермические условия и мезокайнозойская эволюция Карпато-Паннонского региона. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 5. С. 75—107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107823>.
- Кушнір А.Н., Бурахович Т.К. Аномалии электропроводности и внутриплитовые землетрясения западной части Украинского щита и Вольно-Подольской плиты. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 4. С. 157—165.
- Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и Альпийский складчатый пояс.* Под ред. А.В. Чекунова. Киев: Наук. думка, 1994, 331 с.
- Макаренко І.Б., Бурахович Т.К., Козленко М.В., Муровська Г.В., Козленко Ю.В., Савченко О.С. Профіль RomUkrSeis: модель глибинної будови літосфери та її геолого-геофізична інтерпретація. Ч. I. Густинна неоднорідність та аномалії електропровідності. *Геофиз. журн.* 2024. Т. 46. № 6. С. 81—108. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i6.314130>.
- Макаренко І.Б., Старостенко В.І., Купрієнко П.Я., Савченко О.С., Легостаєва О.В. *Неоднорідність земної кори України і суміжних регіонів за результатами 3D гравітаційного моделювання*. Київ: Наук. думка, 2021. 204 с.
- Морфоструктурно-неотектонічний аналіз території України (концептуальні засади, методи і реалізація).* За ред. В.П. Палієнко. Київ: Наук. думка, 2013, 263 с.
- Орлюк М.І., Бакаржієва М.І., Марченко А.В. Магнітна характеристика і тектонічна будова земної кори Карпатської нафтогазонадної області як складова частина комплексних критеріїв вуглеводнів. *Геофиз. журн.* 2022. Т. 44. № 5. С. 77—105. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i5.272328>.

- Орлюк М., Бешуцьоу Л., Роменець А., Злагнеан Л., Бакаржієва М., Атанасіу Л., Марченко А., Макаренко І. Магнітна модель зони зчленування Східних Карпат та Східноєвропейського кратону в районі геотрансекту «RomUkrSeis». В кн.: *Геофізика і геодинаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища*. Львів: Растр-7, 2021, С. 171—174.
- Очерки геодинамики Украины*. Под. ред. В.И. Старостенко, О.Б. Гинтова. Киев: ВІЕН ЕЙ, 2018, 465 с.
- Павленкова Н.И. Структурные особенности литосферы континентов и океанов и их природа. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 2. С. 3—48. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164448>.
- Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Кутас Р.И. Геодинамическое развитие литосферы Украины и его роль в формировании и размещении месторождений полезных ископаемых. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 3. С. 3—22. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.116919>.
- Старостенко В.И., Гинтов О.Б., Муровська Г.В., Мичак С.В., Лисинчук Д.В. Тектоніка і глибинна будова південно-західної частини Східноєвропейського кратону в межах України. Ч. II. *Геофіз. журн.* 2024. Т. 46. № 5. С. 3—31. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i5.310287>.
- Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій*. За заг. ред. К.Р. Третяка, В.Ю. Максимчука, Р.І. Кутаса. Львів: Львівська політехніка, 2015, 420 с.
- Шеремет Е.М., Бурахович Т.К., Николаев И.Ю., Дудик А.М., Дудик К.А., Кушнир А.Н., Ширков Б.И., Сетая Л.Д., Агаркова Н.Г. *Геоэлектрические и геохимические исследования при прогнозировании углеводородов в Украине*. Киев: ЦП «Компринт», 2016, 489 с.
- Шестопалов В. Про геологічний вуглеводень. *Геофиз. журн.* 2020. Т. 42. № 6. С. 3—35. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i6.2020.222278>.
- Ádám, A., Szarka, L., Novák, A., & Wesztergom, V. (2017). Key results on deep electrical conductivity anomalies in the Pannonian Basin (PB), and their geodynamic aspects. *Acta Geodae-tica et Geophysica*, 52, 205—228. <https://doi.org/10.1007/s40328-0160192-2>.
- Bala, A., Raileanu, V., Dinu, C., & Diaconescu, M. (2015). Crustal seismicity and active fault systems in Romania. *Romanian Reports in Physics*, 67(3), 1176—1191.
- Beșuțiu, L., Gorie, J., Dordea, D., & Sprinceană, V. (2005). Geophysical setting of the deep well 6042 Deleni in central Transylvania-Romania. *Revue Roumaine de Géophysique*, 49, 73—84.
- Bielik, M., Makarenko, I., Csicsay, K., Legostayeva, O., Starostenko, V., Savchenko, A., Simonova, B., Dererova, J., Fojtikova, L., Pasteka, R., & Vozar, J. (2018). The refined Moho depth map in the Carpathian-Pannonian region. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 48(2), 179—190. <https://doi.org/10.2478/congeo-2018-0007>.
- Burakhovych, T., Kushnir, A., & Stolpakov, A. (2024). Geoelectric heterogeneities of the Pre-Dobrudga Trough a zone of hydrocarbon manifestations. *Geofizychnyi Zhurnal*, 46(5), 32—51. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i5.313534>.
- Dererova, J., Zeyen, H., Bielik, M., & Salman, K. (2006). Application of integrated geophysical modeling for determination of the continental lithospheric thermal structure in the eastern Carpathians. *Tectonics*, 25, TC3009. <https://doi.org/10.1029/2005TC001883>.
- Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., & Cloetingh, S. (2006). Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. In D. Gee, R. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (pp. 191—206). Geological Society Memoir 32.
- Ionescu, C., Hoeck, V., Tomek, C., Koller, F., Balintoni, I., & Beșuțiu, L. (2009). New insights into the basement of the Transylvanian Depression (Romania). *Lithos*, 108(1-4), 172—191. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.06.004>.
- Jones, A.G., Plomerova, J., Korja, T., Sodoudi, F., & Spakman, W. (2010). Europe from the bottom up: A statistical examination of the central and northern European lithosphere-asthenosphere boundary from comparing seismological and electromagnetic observations. *Lithos*, 120, 14—29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.013>.
- Jóźwiak, W. (2013). Electromagnetic study of lithospheric structure in the marginal zone

- of East European Craton in NW Poland. *Acta Geophysica*, 61, 1101—1129. <https://doi.org/10.2478/s11600-013-0127-z>.
- Korja, T. (2007). How is the European lithosphere Imaged by magnetotellurics? *Surveys in Geophysics*, 28, 239—272. <https://doi.org/10.1007/s10712-007-9024-9>.
- Kováč, M., Andreyeva-grigorovich, A., Bajraktarević, Z., Brzobohatý, R., Filipescu, S., Fodor, L., Harzhauser, M., Nagymarosy, A., Oszczypko, N., Pavelić, D., Rögl, F., Saftić, B., Sliva, L., & Studencka, B. (2007). Badenian evolution of the Central Paratethys Sea: paleogeography, climate and eustatic sea-level changes. *Geologica Carpathica*, 58(6), 579—606.
- Linzer, H-G., Frisch, W., Zweigel, P., Gîrbacea, R., Hann, H-P., & Moser, F. (1998). Kinematic evolution of the Romanian Carpathians. *Tectonophysics*, 297, 133—156. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00166-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00166-8).
- Narkiewicz, M., Maksym, A., Malinowski, M., Grad, M., Guterch, A., Petecki, Z., Probulski, J., Janik, T., Majdański, M., Środa, P., Czuba, W., Gaczyński, E., & Jankowski, L. (2015). Transcurrent nature of the Tesisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 775—796. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1116-4>.
- Novák, A., Rubóczki, T., Wesztergom, V., Radulian, M., Szakács, A., Csaba, Molnár, C., & Kovács, I.J. (2024). Lithospheric scale cross-section through the Transylvanian Basin: A joint geophysical and geological survey. *Geologica Carpathica*, 75(3), 195—211. <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.2024.11>.
- Popescu, B.M. (2021). Transcarpathian Petroleum Province in Romania. *Geo-Eco-Marina*, 27, 5—35. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5801082>.
- 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>.
- Seghedi, I., Downes, H., Szakács, A., Mason, P.R.D., Thirlwall, M.F., Roşu, E., Pécskay, Z., Márton, E., & Panaiotu, C. (2004). Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian Pannonian region: a synthesis. *Lithos*, 72(3-4), 117—146. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.08.006>.
- Semenov, V.Yu., Pek, J., Adam, A., Jozwiak, W., Ladanyvskyy, B., Logvinov, I., Pushkarev, P., & Vozar, J. (2008). Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica*, 56(4), 957—981. <https://doi.org/10.2478/s11600-008-0058-2>.
- 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, 228620. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228620>.
- Tiliță, M., Lenkey, L., Maţenco, L., Horváth, F., Suranyi, G., & Cloetingh, S. (2018). Heat Flow Modelling in the Transylvanian basin: Implications for the Evolution of the Intra Carpathian Area. *Global and Planetary Change*, 171, 148—166. <https://doi:10.1016/j.gloplacha.2018.07.007>.
- Wybraniec, S., Zhou, S., Thybo, H., Forsberg, R., Perchuc, E., Lee, M., Demianov, G.D., & Strakhov, V.N. (1998). New map compiled of Europe's gravity field. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79, 437—442. <https://doi.org/10.1029/98EO00330>.

RomUkrSeis profile: a model of the deep structure of the lithosphere and its geological and geophysical interpretation. P. II. The nature of geophysical heterogeneities based on complex analysis

I.B. Makarenko, T.K. Burakhovych, M.V. Kozlenko, G.V. Murovskaya, Yu.V. Kozlenko, O.S. Savchenko, 2025

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

For the first time, the lithosphere deep structure was analyzed using the RomUkrSeis profile. The study incorporated the velocity, gravity and geoelectric models applying information about the lithosphere-asthenosphere boundary, thermal and magnetic field anomalies and signs of modern activation. The following features of the main layers of the Earth's crust and upper mantle were identified. In the upper crust of the Apuseni Mountains, high-density heterogeneities can be interpreted as ophiolite complexes. The detected deconsolidation of the upper crust of the NE Apuseni Mountains and part of the Transylvanian Basin is probably related to a detachment at the depth of 6 km. The nature of density heterogeneity at depths of 6-12 km under the Inner Eastern Carpathians can be caused by igneous rocks or be considered as a sedimentary depression, which extends to the southwest. The relief of Moho divide beneath the Apuseni Mountains was detailed, where it reaches a depth of 38 km. It was found that the subduction or rise of the upper edge of the asthenosphere matches with the hypothetical tracing of crustal-mantle faults to it, namely: Western Apuseni, Bohdan-Drăgostea Vodă, Krakowiec-Bikaj (Uzhochtskyi), Frazin (Transcarpathian), Rava-Ruskyi, Rivnenskyi, Pridnistrovskyi, Podilsky. A lithospheric zone under the Transylvanian Basin was discovered, which penetrates the mantle and may be a unique system of fluid migration channels, which cause the formation of methane deposits. The nature of the anomalous electrical conductivity of the Carpathian-Pannonian region confirms the fluid concept and satisfies the interpretation of seismic and gravity models. In the Teisseyre-Tornquist zone, gravity modeling confirmed rock decompression of sedimentary depression, upper crust and a narrow mantle wedge in the Moho division according to seismic data and detected densification in the lower crust and upper mantle. According to electromagnetic data, the zone is located between electrical conductivity anomalies in the crust. It has a thick lithosphere up to 100 km. The probable location of the Teisseyre-Tornquist zone is considered in the profile cross-section. The zone is revealed by geophysical heterogeneities (density, geoelectric, thermal) and is explained by warming, as well as fluid saturation (possibly partial melting) of crustal and upper mantle rocks. A cluster of gas fields in the area of the RomUkrSeis profile (in the Transylvanian Basin and the frontal part of the Carpathians) may be related to faults Bistricea Prade, Frazin (Transcarpathian), and Rava-Ruskyi, which can probably be considered as fluid-magmatic channels.

Keywords: RomUkrSeis profile, deep structure of the lithosphere, lithosphere-asthenosphere boundary, geological-geophysical interpretation, Teisseyre-Tornquist zone, Transylvanian Basin.

References

- Amashukeli, T.A. (2021). The structure of the lithosphere of the south-western margin of the East European Platform according to the wide-angle deep seismic soundings profiles. *Extended abstract of candidate's thesis*. Kyiv, 26 p. (in Ukrainian).
- Ivaniuta, M.M. (Ed.). (1998). *Atlas of Oil-and-Gas Fields of Ukraine*. Vol. 4, 5 Lviv: Tsentr Yevropy, 710 p. (in Ukrainian).
- Burakhovich, T.K. (2004). Quasi-three-dimensional model of the Carpathian region. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 26(4), 63—74 (in Russian).
- Burakhovich, T.K. & Kulik, S.N. (2009). Three-dimensional geoelectric model of the Earth's crust and upper mantle of the western part of the Ukrainian Shield and its slopes. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 31(1), 88—99 (in Russian).
- Burakhovych, T.K., Kushnir, A.M. & Ilyenko, V.A. (2022). Modern geoelectromagnetic researches of the Ukrainian Carpathians. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 44(3), 21—43. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i3.261966> (in Ukrainian).
- Verkhovtsev, V. (2006). Recent vertical movements of the earth's crust in the territory of Ukraine, their relationship with linear and ring structures. In *Energy of the Earth, its geological and ecological manifestations, scientific and practical use* (pp. 129—137). Kyiv: Publ. of the Taras Shevchenko National University (in Ukrainian).
- Belyavskiy, V.V., & Kulik, S.N. (Eds.). (1998). *Geoelectric model of the tectonosphere of the Eurasian folded belt and contiguous territories*. Kyiv: Znannya, 265 p. (in Russian).
- Gintov, O.B., Tsvetkova, T.O., Bugaenko, I.V., Zayats, L.N., & Murovska, G.V. (2022). The deep structure of the Trans-European Suture Zone (based on seismic survey and GSR data) and some insights in to its development. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 44(6), 63—87. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i6.273640> (in Ukrainian).
- Gordienko, V.V. (2014). Deep processes and seismic activity. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 36(1), 19—42. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116147> (in Russian).
- Gordienko, V.V., Gordienko, I.V., Zavgorodnyaya, O.V., Kovachikova, S., Logvinov, I.M., Tarasov, V.N. & Usenko, O.V. (2012). *Volyn-podolskaya plate (Geophysics, deep processes)*. Kiev: Naukova Dumka, 198 p. (in Russian).
- Gordienko, V.V., Gordienko, I.V., Zavgorodnyaya, O.V., Kovachikova, S., Logvinov, I.M., Tarasov, V.N., & Usenko, O.V. (2005). *Ukrainian Shield (Geophysics, deep processes)*. Kiev: Korvin Press, 210 p. (in Russian).
- Entin, V.A. (2005). Geophysical basis of the Tectonic map of Ukraine, scale 1 : 1 000 000. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 27(1), 74—84 (in Russian).
- Yegorova, T.P., Verpakhovska, O.O. & Murovska, G.V. (2022). Three-layer structure of the Carpathian sedimentary prism from the results of seismic migration on the PANCAKE and RomUkrSeis WARR profiles. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 44(2), 152—169 <https://doi.org/10.24028/gj.v44i2.25> (in Ukrainian).
- Zayats, Kh.B. (2013). *Deep structure of the subsoil of the Western region of Ukraine on the basis of seismic research and direction of exploration for oil and gas*. Lviv: Center of Europe, 79 p. (in Ukrainian).
- Korchin, V.A., Burtny, P.A., & Kobolev, V.P. (2013). *Thermobaric petrophysical modeling in geophysics*. Kiev: Naukova Dumka, 312 p. (in Russian).
- Kulik, S.N., Lankis, L.K. & Lysenko, E.S. (1995). The results of numerical modeling of deep geoelectric section in the region of the Eastern Carpathians and adjacent territories. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 17(4), 81—87 (in Russian).
- Kutas, R.I. (2016). Geothermal Conditions and Mesozoic-Cainozoic Evolution of the Carpatho-Pannonian Region. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 38(5), 75—107. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i5.2016.107823> (in Russian).
- Kushnir, A.N., & Burakhovich, T.K. (2012). Electrical conductivity anomalies and intraplate earthquakes in the western part of the Ukrainian Shield and Volyn-Podolsk plate. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 34(4), 157—165 (in Russian).
- Chekunov, A.V. (Ed.). (1994). *The lithosphere of Central and Eastern Europe. Young platforms*

- and alpine fold belt. Kiev: Naukova Dumka, 331 p. (in Russian).
- Makarenko, I.B., Burahovych, T.K., Kozlenko, M.V., Murovska, A.V., Kozlenko, U.V., & Savchenko, O.S. (2024). RomUkrSeis profile: a model of the deep structure of the lithosphere and its geological and geophysical interpretation. P. 1. Density heterogeneity and electrical conductivity. *Geofizychnyi Zhurnal*, 46(6) 81—108. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i6.314130> (in Ukrainian).
- Makarenko, I.B., Starostenko, V.I., Kuprienko, P. Ya., Savchenko, O.S., & Legostaeva, O.V. (2021). *Heterogeneity of the Earth's crust of Ukraine and adjacent regions according to the results of 3D gravity modeling*. Kyiv: Naukova Dumka, 204 p. (in Ukrainian).
- Palienko, V.P. (Ed.). (2013). *Morphostructural-neotectonic analysis of Ukraine's territory (conceptual foundations, methods and implementation)*. Kyiv: Naukova Dumka, 263 p. (in Ukrainian).
- Orlyuk, M.I., Bakarjieva, M.I., & Marchenko, A.V. (2023). Magnetic characteristics and tectonic structure of the Earth's crust of the Carpathian oil and gas region as a component of complex hydrocarbon criteria. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 44(5), 77—105. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i5.272328> (in Ukrainian).
- Orlyuk, M., Beşutiu, L., Romenets, A., Zlagnean, L., Bakarzhieva, M., Athanasiu, L., Marchenko, A., & Makarenko, I. (2021). Magnetic model of the joint zone of the Eastern Carpathians and the Eastern European craton in the area of the RomUkrSeis geotransect. In *Geophysics and Geodynamics: Prediction and Monitoring of Geological Medium* (pp. 171—174). Lviv: Rastr-7 (in Ukrainian).
- Starostenko, V.I., & Gintov, O.B. (Eds.). (2018). *Essays on Geodynamics of Ukraine*. Kiev: VI EN EY, 465 p. (in Russian).
- Pavlenkova, N.I. (2019). Structural features of the lithosphere of continents and oceans and their nature. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 41(2), 3—48. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i2.2019.164448> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Gintov, O.B., & Kutas, R.I. (2011). Geodynamic development of the lithosphere of Ukraine and its role in the formation and location of mineral deposits. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 33(3), 3—22. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i3.2011.116919> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Gintov, O.B., Murovska, G.V., Mychak, S.V., & Lysynchuk, D.V. (2024). Tectonics and deep structure of the southwestern part of the East European Craton within Ukraine. P. II. *Geofizychnyi Zhurnal*, 46(5), 3—31. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i5.310287> (in Ukrainian).
- Tretyak, K.R., Maksymchuk, V.Yu., & Kutas, R.I. (Eds.). (2015). *Modern geodynamics and geophysical fields of the Carpathians and adjacent territories*. Lviv: Publ. House of Lviv Polytechnic, 420 p. (in Ukrainian).
- Sheremet, E.M., Burakhovich, T.K., Nikolaev, I. Yu., Dudik, A.M., Dudik, K.A., Kushnir, A.N., Shirkov, B.I., Setaya, L.D., & Agarkova, N.G. (2016). *Geoelectrical and geochemical studies in forecasting hydrocarbons in Ukraine*. Kyiv: CP «Komprint», 489 p. (in Russian).
- Shestopalov, V.M. (2020). On geological hydrogen. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 42(6), 3—35. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v42i6.2020.222278> (in Ukrainian).
- Ádám, A., Szarka, L., Novák, A., & Wesztergom, V. (2017). Key results on deep electrical conductivity anomalies in the Pannonian Basin (PB), and their geodynamic aspects. *Acta Geodae-tica et Geophysica*, 52, 205—228. <https://doi.org/10.1007/s40328-0160192-2>.
- Bala, A., Raileanu, V., Dinu, C., & Diaconescu, M. (2015). Crustal seismicity and active fault systems in Romania. *Romanian Reports in Physics*, 67(3), 1176—1191.
- Beşutiu, L., Gorie, J., Dordea, D., & Sprinceană, V. (2005). Geophysical setting of the deep well 6042 Deleni in central Transylvania-Romania. *Revue Roumaine de Géophysique*, 49, 73—84.
- Bielik, M., Makarenko, I., Csicsay, K., Legostaeva, O., Starostenko, V., Savchenko, A., Simonova, B., Dererova, J., Fojtikova, L., Pasteka, R., & Vozar, J. (2018). The refined Moho depth map in the Carpathian-Pannonian region. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 48(2), 179—190. <https://doi.org/10.2478/congeo-2018-0007>.
- Burakhovych, T., Kushnir, A., & Stolpakov, A. (2024). Geoelectric heterogeneities of the Pre-Dobrudga Trough a zone of hydrocarbon mani-

- festations. *Geofizychnyi Zhurnal*, 46(5), 32—51. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i5.313534>.
- Dererova, J., Zeyen, H., Bielik, M., & Salman, K. (2006). Application of integrated geophysical modeling for determination of the continental lithospheric thermal structure in the eastern Carpathians. *Tectonics*, 25, TC3009. <https://doi.org/10.1029/2005TC001883>.
- Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., & Cloetingh, S. (2006). Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. In D. Gee, R. Stephenson (Eds.), *European Lithosphere Dynamics* (pp. 191—206). Geological Society Memoir 32.
- Ionescu, C., Hoeck, V., Tomek, C., Koller, F., Balintoni, I., & Beșuțiu, L. (2009). New insights into the basement of the Transylvanian Depression (Romania). *Lithos*, 108(1-4), 172—191. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.06.004>.
- Jones, A.G., Plomerova, J., Korja, T., Sodoudi, F., & Spakman, W. (2010). Europe from the bottom up: A statistical examination of the central and northern European lithosphere-asthenosphere boundary from comparing seismological and electromagnetic observations. *Lithos*, 120, 14—29. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.07.013>.
- Józwiak, W. (2013). Electromagnetic study of lithospheric structure in the marginal zone of East European Craton in NW Poland. *Acta Geophysica*, 61, 1101—1129. <https://doi.org/10.2478/s11600-013-0127-z>.
- Korja, T. (2007). How is the European lithosphere Imaged by magnetotellurics? *Surveys in Geophysics*, 28, 239—272. <https://doi.org/10.1007/s10712-007-9024-9>.
- Kováč, M., Andreyeva-grigorovich, A., Bajraktarević, Z., Brzobohatý, R., Filipescu, S., Fodor, L., Harzhauser, M., Nagymarosy, A., Oszczytko, N., Pavelić, D., Rögl, F., Saftić, B., Sliva, L., & Studencka, B. (2007). Badenian evolution of the Central Paratethys Sea: paleogeography, climate and eustatic sea-level changes. *Geologica Carpathica*, 58(6), 579—606.
- Linzer, H-G., Frisch, W., Zweigel, P., Gırbacea, R., Hann, H-P., & Moser, F. (1998). Kinematic evolution of the Romanian Carpathians. *Tectonophysics*, 297, 133—156. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00166-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00166-8).
- Narkiewicz, M., Maksym, A., Malinowski, M., Grad, M., Guterch, A., Petecki, Z., Probulski, J., Janik, T., Majdański, M., Środa, P., Czuba, W., Gaczyński, E., & Jankowski, L. (2015). Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 775—796. <https://doi.org/10.1007/s00531-014-1116-4>.
- Novák, A., Rubóczki, T., Wesztergom, V., Radulian, M., Szakács, A., Csaba, Molnár, C., & Kovács, I.J. (2024). Lithospheric scale cross-section through the Transylvanian Basin: A joint geophysical and geological survey. *Geologica Carpathica*, 75(3), 195—211. <https://doi.org/10.31577/GeolCarp.2024.11>.
- Popescu, B.M. (2021). Transcarpathian Petroleum Province in Romania. *Geo-Eco-Marina*, 27, 5—35. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5801082>.
- 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>.
- Seghedi, I., Downes, H., Szakács, A., Mason, P.R.D., Thirlwall, M.F., Roșu, E., Pécskay, Z., Márton, E., & Panaiotu, C. (2004). Neogene-Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian Pannonian region: a synthesis. *Lithos*, 72(3-4), 117—146. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.08.006>.
- Semenov, V.Yu., Pek, J., Adam, A., Jozwiak, W., Ladanyvskyy, B., Logvinov, I., Pushkarev, P., & Vozar, J. (2008). Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project. *Acta Geophysica*, 56(4), 957—981. <https://doi.org/10.2478/s11600-008-0058-2>.
- Starostenko, V., Janik, T., Mocanu, V., Stephenson, R., Yegorova, T., Amashukeli, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Kolomiyets, K., Lynsychuk, 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, 228620. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228620>.
- Tiliță, M., Lenkey, L., Mațenco, L., Horváth, F.,

Suranyi, G., & Cloetingh, S. (2018). Heat Flow Modelling in the Transylvanian basin: Implications for the Evolution of the Intra Carpathian Area. *Global and Planetary Change*, 171, 148—166. <https://doi:10.1016/j.gloplacha.2018.07.007>.

Wybraniec, S., Zhou, S., Thybo, H., Forsberg, R., Perchuc, E., Lee, M., Demianov, G.D., & Strakhov, V.N. (1998). New map compiled of Europe's gravity field. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79, 437—442. <https://doi.org/10.1029/98EO00330>.