

Тектоніка і глибинна будова південно-західної частини Східноєвропейського кратону в межах України. Ч. II.

**В.І. Старостенко, О.Б. Гінтов, Г.В. Муровська,
С.В. Мичак, Д.В. Лисинчук, 2024**

Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, Київ, Україна
Надійшла 21 серпня 2024 р.

У другій частині статті продовжується розгляд, за комплексом геофізичних методів, глибинної будови земної кори регіонів України, зокрема Волино-Подільської плити (ВПП), а також поверхні Мохо і мантії до глибини 850 км. Наведено геотермічну, густинну, геомагнітну та геоелектричну моделі кори. За сейсмічними даними показано, що осадовий чохол ВПП на межі з Транс'європейською шовною зоною (ТТЗ) занурюється на глибину біля 4 км проти 8—10 км, як вважалося раніше, тому що решту глибинної частини Підкарпатського трого складають подрібнені докембрійські кристалічні породи. Межею між Східноєвропейським кратоном (СЕК) і варисцидами Західної та Центральної Європи (ВЗЦЄ) є Передкарпатський розлом, який піднімається від кількоподібного прогину поверхні Мохо під Передкарпатський передовий прогин. Кількоподібний прогин поверхні Мохо під ТТЗ є найглибшою частиною цієї поверхні на території України за даними профілів ширококутного відбиття/заломлення (WARR). У середньому глибина залягання поверхні Мохо на території України, за даними WARR, становить 40—45 км. За матеріалами геотраверсів ГСЗ і профілів WARR у земній корі і верхній частині верхньої мантії спостерігаються лістричні зони розломів, які занурюються в мантію до глибини спостережень сейсмічними методами (75—80 км). Далі у вигляді субдукуючих слевів завтовшки 100—250 км і протяжністю від 300 до 1000 км вони простежуються, за даними сейсмотомографії, на глибину 250—400 км. У статті коротко розглянуто особливості методики сейсмотомографічних досліджень, розробленої в Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України, і наведено схему розміщення основних сутурних зон і слевів на дослідженій території. Занурення слевів спостерігається головно від Фенноскандії та від межі Фенноскандія—Волго-Уралія під Сарматію, а також від СЕК під ТТЗ і ВЗЦЄ і від ВЗЦЄ під ТТЗ. З цього випливає, що результати сейсмотомографії цілком об'єктивно підтверджують висновки прибічників плитотектонічних ідей, висловлені у 1970—1980-х роках ще до появи цих результатів. Наведено загальні висновки за результатами досліджень, викладених у I і II частинах статті. Наголошується, що отримані у XXI ст. геофізичні та геологічні дані не залишають сумнівів у тому, що геологічний розвиток Сарматії, в тому числі платформної території України, від неоархею до сучасності відбувається за геодинамічними законами плитової—плюмової тектоніки, яким автори не бачать серйозної альтернативи.

Ключові слова: Україна, Сарматія, Східноєвропейський кратон, тектоніка, поділ Мохо, мантія, геофізика, геодинаміка.

Волино-Подільська плита. Профіль тектонічні структури Волино-Подільської DOBRE-3 (PANCAKE) перетинає основні плити (ВПП) [Старостенко та ін., 2024, рис.

Citation: 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 Platform with in Ukraine. P. II. *Geofizychnyi Zhurnal*, 46(5), 3—31. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i5.310287>.

Publisher Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine, 2024. This is an open access article under the CC BY-NC-SA license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>).

1] з північного сходу на південний захід: північно-східний край ВПП (рифейський Волино-Поліський прогин і ранньовендський траповий покрив), каледонську Волино-Подільську монокліналь (ВПМ), Люблінсько-Львівсько-Боянецький палеозойський прогин (ЛЛБП). Профіль RomUkrSeis перетинає лише ВПМ (на межі з республікою Молдова), профіль TTZ-South — південні частини ЛЛБП і ВПМ.

Згідно з даними [Тектонічна ..., 2007а,б], ВПП сформована в рифей—карбоні як окраїнна область добайкальської платформи, розвивалась спочатку в режимі розтягу, утворення авлакогенного типу прогинів, який завершився утворенням трапової формації нижнього венду, а на ранніх стадіях плитного етапу — у режимі перикратонного опускання, формування окраїнних платформних прогинів типу палеозойських Боянецького, Львівського і Переддобруджинського. Вона складена теригенними, вулканічними та морськими відкладами потужністю, за сейсмічними даними, від 0 км на межі з Українським щитом (УЩ) до 4 км при підході до зони Тейсейре—Торнквіста (ТТЗ). Чітка відбивна площадка на профілях PANCAKE і RomUkrSeis [Старостенко та ін., 2024, рис. 10, 11] окреслює товщу з $V_p=5,29\pm 0,35$ км/с, яка відповідає переважно палеозойським відкладам, а нижня межа рифейських утворень точно не відома, оскільки шар потужністю близько 10 км з $V_p=6,02\pm 0,20$ км/с (на цих профілях ТТЗ позначено як ТЕТЗ) з чіткою відбивною площадкою вміщує як рифейські відклади, так і кристалічну архей-ранньопротерозойську кору. Тому пояснення до Тектонічної карти України [Тектонічна ..., 2007б], що потужність вулканогенно-осадового чохла ВПП на межі із Варисцидами Західної і Центральної Європи (ВЗЦЄ)¹ [Ступка, 2018] становить 8—10 км, не є точним.

ТТЗ є «офіційною» межею між Східноєвропейським кратоном (СЕК) і ВЗЦЄ. Складність полягає в тому, що дотепер не

існує єдиного погляду на точне положення на картах південно-західної межі СЕК. Ширина ТТЗ, розріз якої в земній корі відповідає Підкарпатському трогу, біля земної поверхні іноді сягає 150—200 км [Hippolyte, 2002; Гінтов та ін., 2022], тому на українських тектонічних картах є декілька варіантів проведення цієї межі. Ця проблема детально розглянута в публікаціях [Starostenko et al., 2020, 2022; Janik et al., 2022; Гінтов та ін., 2022; Муровська, 2023; Муровська та ін., 2024]. Існуючі на сьогодні геофізичні матеріали дають змогу твердо накреслити лінію межі СЕК із ВЗЦЄ, спроектовану на сучасну земну поверхню території України. Ця лінія починається від найглибшої (50 км) точки кільовидного прогину Мохо на профілях PANCAKE і RomUkrSeis (рис. 1), круто піднімається вздовж Передкарпатського розлому до Підкарпатського трогу (зелений колір між ПВ 50104—50107 на профілі PANCAKE і між ПВ 15305—15307 на профілі RomUkrSeis) і виходить на земну поверхню за 20 км до ПВ 15306 на профілі RomUkrSeis і між ПВ 50106 і 50107 на профілі PANCAKE. Тобто на поверхні ця лінія простежується в межах сучасного Передкарпатського передового прогину. Але потрібно враховувати, що ТТЗ утворилася в ордовіку—силурі [Torsvik et al., 2012; Гінтов та ін., 2022], тобто ще до утворення передового прогину, і навіть ЛЛБП, які ще й насунуті один на одного і на ВПМ. Тому у всій докембрійській кристалічній корі нижче зони насувів запропоноване положення лінії переходу від СЕК до ВЗЦЄ слід вважати найбільш ймовірним.

Матеріали глибинної сейсміки є основою для моделювання структури та складу земної кори досліджуваного регіону іншими геофізичними методами — побудови густинних, геотермічних, геомагнітних і геоелектричних моделей. Методика побудови густинних і геотермічних моделей літосфери шляхом підбору розроблена В.І. Старостенком, Р.І. Кутасом, С.С. Красовським, В.Б. Бур'яновим, П.Я. Купрієнко, Н.І. Павленковою, Т.П. Єгоровою, І.Б. Макаренком, О.В. Легостаєвою (узагальнення

¹ Варисциди Західної та Центральної Європи — сучасна назва Західноєвропейської платформи.

див. в статтях [Макаренко, 2021; Легостаєва, 2021]). Ці моделі доповнюють дані сейсміки, особливо на територіях, де профілі WARR відсутні.

Як показано Р.І. Кутасом [Kutas, 1984; Кутас та ін., 2003, 2019]: «Геотермічні умови земної кори характеризуються значною неоднорідністю і залежать від великої кількості факторів, які впливають на розподіл джерел тепла та умови теплопередачі. Інформація про геотермічні умови континентальної земної кори базується на результатах вимірів температури в свердловинах. Основна мета моделювання теплового поля — визначити розподіл температур в земній корі, оцінити параметри і розподіл джерел тепла та умови теплоперенесення, які не суперечать одержаним в приповерхневому шарі експериментальним даним та відомим геолого-геофізичним матеріалам» [Кутас та ін., 2019, с. 85]. Процес моделювання, за автором, передбачає

вирішення наступних завдань: побудову моделей розподілу радіогенних джерел тепла і теплофізичних параметрів порід на основі створення моделі геологічного середовища, оцінку корової та мантіїної складових теплового потоку, розрахунок сучасного розподілу теплових потоків і температур у земній корі. У результаті вирішення комплексу таких завдань побудовано геотермічні моделі земної кори України вздовж геотраверсів ГСЗ і профілів WARR, які, зокрема, вказують на масштабні горизонтальні рухи (насуви та підсуви) блоків кори УЩ та інших регіонів (рис. 2).

3D густинні моделі як для окремих структур, так і для України в цілому (та й для усього СЄК) ґрунтуються на залежності густини порід ρ від швидкості поздовжніх хвиль V_p , встановленої за експериментальними даними, з урахуванням температури, глибини (літостатичного тиску), умов метаморфізму та інших параметрів. Уза-

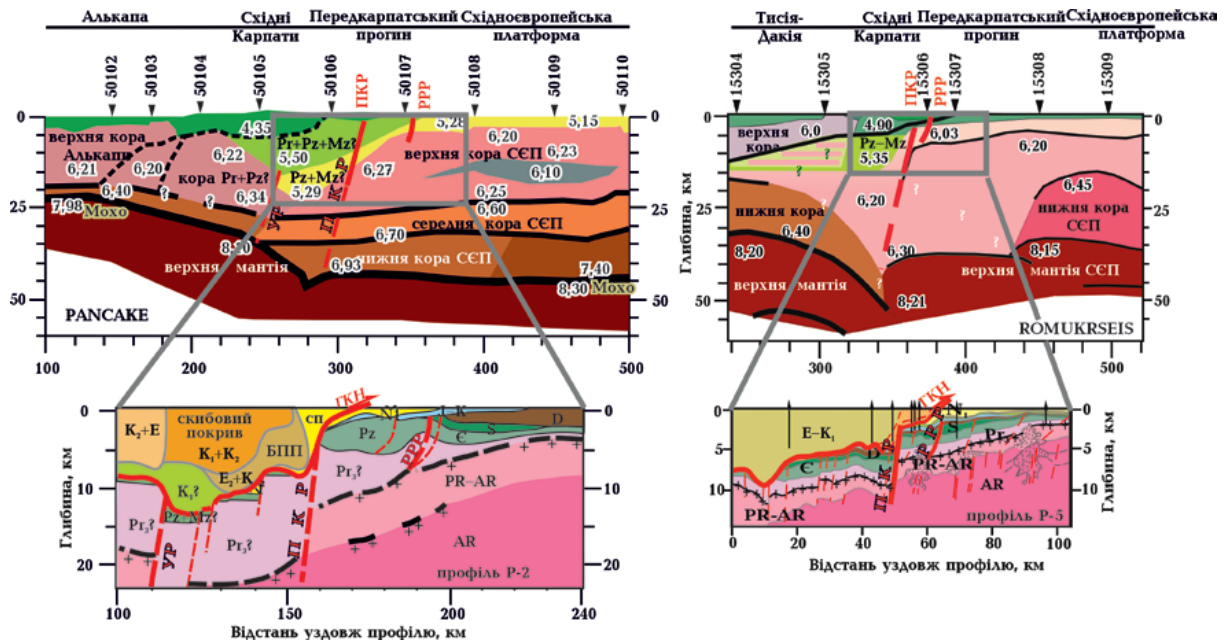


Рис. 1. Глибинна будова земної кори Українських (Східних) Карпат та положення Передкарпатського розлому вздовж профілів WARR, за [Starostenko et al., 2022]: PANCAKE [Starostenko et al., 2013], RomUkrSeis [Starostenko et al., 2020]. Профілі СГТ за [Заяць, 2013] (нижче): СГТ P-2 та СГТ P-5. ГКН — Головний Карпатський насув, ПКР — Передкарпатський розлом, РРР — Рава-Руський розлом, УР — Ужодзький розлом, СП — Стрийський прогин.

Fig. 1. Deep structure of the Earth's crust of the Ukrainian (Eastern) Carpathians and the position of the Fore-Carpathian Fault along the WARR profiles, after [Starostenko et al., 2022]: PANCAKE [Starostenko et al., 2013], RomUkrSeis [Starostenko et al., 2020]. CDP profiles by [Zayats, 2013] (below): СГТ P-2 and СГТ P-5. ГКН — Main Carpathian Thrust, ПКР — Peri-Carpathian Fault, РРР — Rava-Ruska Fault, УР — Uzhok Fault, СП — Stryi Trough.

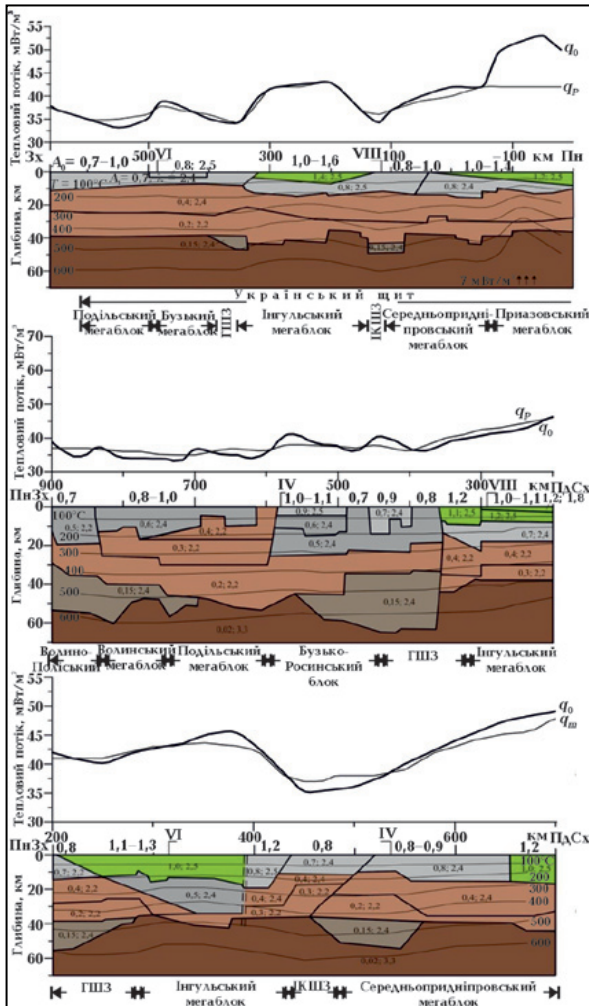


Рис. 2. Геотермічні моделі земної кори УЩ уздовж геотраверсів IV, VI, VIII, за [Кутас та ін., 2019]: q_0 — середня густина теплового потоку, визначена експериментально в свердловинах в зонах профілів; q_p — густина теплового потоку, розрахована за вмістом радіоактивних елементів; T — ізотерма, °C; A_0 і A_1 — відповідно радіогенна теплогенерація в приповерхневому шарі земної кори і середнє значення в шарах земної кори, у будові яких переважають основні породи (з корою «базальтового» типу, ускладненою наявністю коромантіної суміші), а підвищеної — з протерозойськими блоками, у структурі яких виділяється потужний «гранітний шар».

Fig. 2. Geothermal models of the Earth's crust of the Ukrainian Sshield along geotraverses IV, VI, VIII, by [Kutas et al., 2019]: q_0 — average heat flux density has been determined experimentally in wells in the profile zones; q_p — heat flux density calculated from the content of radioactive elements; T — isotherm, °C; A_0 and A_1 — respectively, radiogenic heat generation in the near-surface crustal layer and the average value in the crustal layers; λ — average thermal conductivity of rocks. Anomalies of reduced geothermal activity

гальнення експериментальних досліджень, виконаних в Інституті геофізики НАН України, наведено в статтях [Красовский, 1981, 1989; Лебедев и др., 1986; Yegorova et al., 1995, 2004]. В ітераційному процесі для початкового наближення переважно використовують лінійні рівняння С.С. Красовського: $\rho=0,28V_p+1,05$ (для загального випадку) і $\rho=0,32V_p+0,73$ (для випадку градієнтного нижнього шару кори). Зазвичай моделювання виконується за допомогою системи автоматизованої інтерпретації гравітаційного, магнітного і теплового полів (GMT-Auto), яка дає змогу за заданими полями будувати тривимірні моделі з безперервним розподілом фізичних параметрів [Старостенко и др., 1997, 2001, 2004, 2011, 2012, 2015а,б, 2016; Куприенко и др., 2007; Макаренко, 2021; Легостаєва, 2021].

Остання густинна модель земної кори платформної України побудована І.Б. Макаренко у 2021 р. на основі детальних тривимірних гравітаційних моделей земної кори різного масштабу багатьох тектонічних регіонів та окремих структур України, Чорноморської мегазападини та прилеглих площ [Макаренко, 2021]. Моделі побудовані з використанням сейсмічних матеріалів уздовж геотраверсів ГСЗ, сучасних сейсмічних досліджень методами WARR, комплексу геологічних, петрофізичних даних і розраховані з використанням комплексу автоматизованої інтерпретації потенційних полів GMT-Auto. У прийнятому тришаровому поділі земної кори обчислено потужності умовно виділених «гранітного», «діоритового», «базальтового» шарів. Отримана густинна неоднорідність стала основою для побудови тривимірної схеми прогнозного складу земної кори і схеми розподілу густини в земній корі України та суміжних регіонів на глибинах: поверхня фундаменту, 10, 20, 30 км, поділ

coincide with Archean blocks of the Earth's crust, in the structure of which basic rocks predominate (with a «basalt» crust type complicated by the presence of crustal-mantle mixture), but increased geothermal activity — with Proterozoic blocks, in the structure of which a powerful «granite layer» is distinguished.

Мохо. Для прикладу наведемо 3D модель розподілу густини на поділі Мохо в межах України (рис. 3).

Слід зазначити, що основою для побудови цієї моделі слугувала Схема рельєфу поділу М, опублікована в монографії

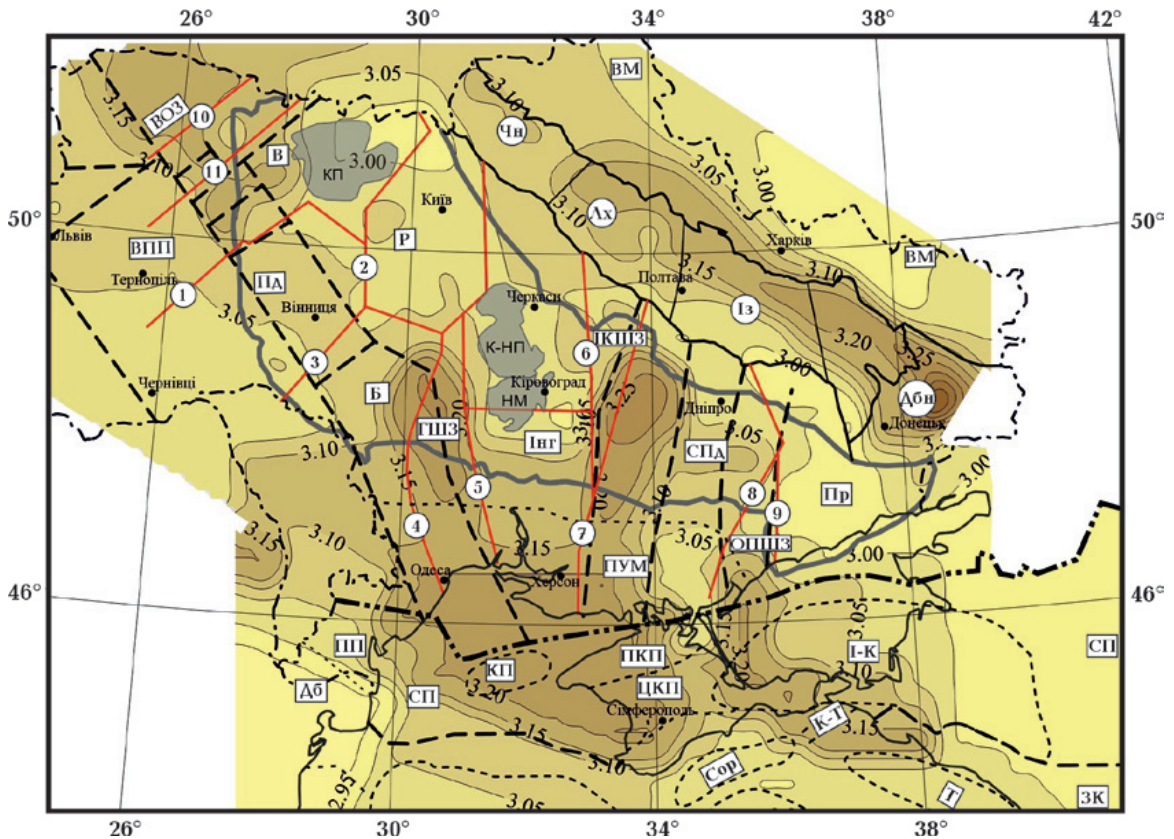


Рис. 3. Схема розподілу густини (g/cm^3) на поділі Мохо, за [Макаренко, 2021]: *суцільні контури*: жирні чорні — обмеження Дніпровсько-Донецької западини, жирні сірі — УЩ, тонкі — Чорне море; *штрихпунктир*: жирний — границя ССК, тонкий — границя України; *жирні штрихові*: прямолінійні — різкі уступи в поверхні Мохо, звивисті — південне обмеження Скіфської плити; тонкі штрихові — морські прогини; червоні — міжмегаблокові розломи УЩ. ВОЗ — Волино-Оршанська западина, ВПП — Волино-Подільська плита, ПУМ — Південноукраїнська монокліналь. Плутони габро-анортозит-рапакові: КП — Коростенський, КНП — Корсунь-Новомиргородський; НМ — Новоукраїнський масив. Мегаблоки УЩ: В — Волинський, Пд — Подільський, Р — Росинський, Б — Бузький, ІнГ — Інгульський, СПд — Середньопридніпровський, Пр — Приазовський. Сутурні зони: ГШЗ — Голованівська, ІКШЗ — Інгулецько-Криворізька, ОПШЗ — Оріхово-Павлоградська. Сегменти Дніпровсько-Донецької западини: Чн — Чернігівський, Лх — Лохвицький, Із — Ізюмський, Днб — Донбаський. Структури Причорноморської мегазападини та прилеглих територій: МП — Мізійська плита, СП — Скіфська плита, Дб — Добруджа. Прогини Скіфської плити: ПП — Переддобруджинський, КП — Каркінітський, ПКП — Північнокримський, І-К — Індоло-Кубанський. Прогини Чорноморської западини: Сор — Сорокинський, Т — Туапсинський, К-Т — Керченсько-Таманський.

Fig. 3. Scheme of density distribution (g/cm^3) in the Moho section, by [Makarenko, 2021]: *solid contours*: fat black — Dnipro-Donetsk Depression, boundary, fat gray — Ukrainian Shield, thin — Black Sea; *dotted line*: bold — EEC boundary, thin — Ukraine boundary; *bold dashed lines*: straight — sharp ledges in the Moho surface, winding — southern boundary of the Scythian plate; thin dashed lines — sea faults; red — inter-domain faults of the Ukrainian Shield. VOZ — Volyno-Orsha Depression, ВПП — Volyno-Podilsk Plate, ПУМ — South Ukrainian monocline. Gabbro-anorthosite-rapakivi plutons: КП — Korosten, КНП — Korsun-Novomyrhorod; НМ — Novoukrainian massif. Domains Ukrainian Shield: В — Volyn; Пд — Podillya; Р — Ros'; Б — Buh; Ін — Inhul; СПд — Middle Dnieper; Пр — Azov. Suture zones: ГШЗ — Holovanivsk, ІКШЗ — Ingulets-Kryvyi Rig, ОПШЗ — Orikhiv-Pavlograd. Segments of the Dnipro-Donetsk Depression: Чн — Chernihiv, Лх — Lohvytsia, Із — Izium, Днб — Donbas. Structures of the PeriBlack Sea mega-trough and adjacent areas: МП — Mesian plate, СП — Scythian plate, Дб — Dobrudzha. Deflections of the Scythian plate: ПП — Predobrudzha, КП — Karkinitz, ПКП — North Crimean, І-К — Indolo-Kuban. Troughs of the Black Sea cavity: Сор — Sorokinsk, Т — Tuapse, К-Т — Kerch-Taman.

[Очерки ..., 2018] і пролонгована в статті [Макаренко, 2021]. Нижче ми повернемося до цього питання, оскільки воно важливе для подальших досліджень з побудови густинних моделей земної кори України.

Переходячи до магнітної моделі земної кори, зауважимо, що при побудові сучасної карти аномального магнітного поля України [Старостенко та ін., 2024, рис. 3] були враховані результати високоточних наземних і аеромагнітних зйомок масштабів 1:50 000—1:10 000 [Орлюк и др., 2015]. Для УЩ авторами карти були також побудовані карти різнохвильових компонент поля $(\Delta T)_a$, отриманих шляхом трансформацій вихідного поля (осереднен-

ня та хвильового аналізу фільтром Гауса), які, з певним наближенням, відображають магнітні поля різних шарів земної кори [Орлюк и др., 2018]. Шляхом осереднення з вікном 40×40 км було виділено регіональну (довгохвильову) компоненту $(\Delta T)_{a,reg.}$, яка пов'язана з нижньою частиною земної кори в інтервалі глибин від 10—15 до 35—50 км (рис. 4). Відповідно, локальну складову геомагнітного поля (різниця між вихідним та регіональним полем) також було розділено (осередненням з коміркою 5×5 км) на середньохвильову, що формується магнітною неоднорідністю в інтервалі глибин від 2—3 до 10—15 км, і короткохвильову, яка пов'язана безпосередньо

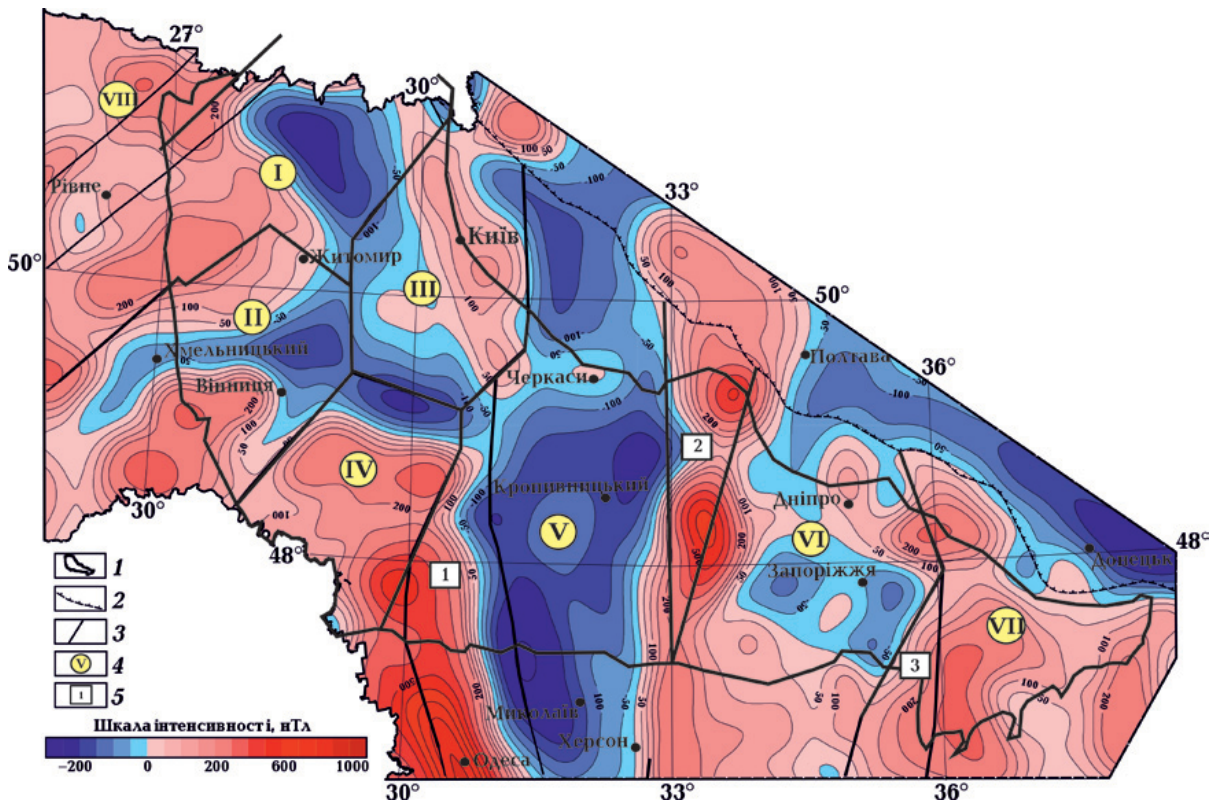


Рис. 4. Карта регіональної компоненти аномального магнітного поля $(\Delta T)_{a,reg.}$ Українського щита: 1 — контур УЩ; 2 — південно-західне обмеження осевого грабену Дніпровсько-Донецької западини; 3 — основні зони розломів, в тому числі міжмегаблокові (назви див. у статті [Старостенко та ін., 2024, рис. 5]); 4 — мегаблоки (I — Волинський, II — Подільський, III — Росинський, IV — Бузький, V — Інгульський, VI — Середньопридніпровський, VII — Приазовський, VIII — Осницько-Мікашевицький вулканно-плутонічний пояс); 5 — шовні зони (1 — Голованівська, 2 — Інгuleцько-Криворізька, 3 — Оріхово-Павлоградська).

Fig. 4. Map of the regional component of the anomalous magnetic field $(\Delta T)_{a,reg.}$ of the Ukrainian Shield: 1 — contour of the Ukrainian Shield; 2 — southwestern limitation of the axial graben of the Dnipro-Donetsk Depression; 3 — main fault zones, including interdomains (names are given in [Starostenko et al., 2024, Fig. 5]); 4 — Domains (I — Volyn, II — Podillya, III — Ros', IV — Buh, V — Inhul, VI — Middle Dnieper, VII — Azov, VIII — Osnitsk-Mykashevych volcanic-plutonic belt); 5 — suture zones (1 — Holovanivsk, 2 — Ingulets-Kryvyi Rig, 3 — Orikhiv-Pavlograd).

з 2—3 км верхньої частини розрізу земної кори [Орлюк и др., 2018] (ці карти тут не наведені).

Джерела магнітних аномалій різних рангів і класів обумовлені магнітними мінералами (залізо, магнетит, титаномagnetит, гематит, піротин та ін.), які пов'язані з магматичними породами (переважно основного та середнього складу), а також можуть утворюватися і під впливом флюїдних і метаморфічних процесів.

Згідно з рис. 4, структурний план регіонального магнітного поля зумовлюється окремими регіональними максимумами (Новоград-Волинським, Київським, Вінницьким, Гайсинсько-Уманським, Ананьївським та Одеським на заході та Кременчуцьким, Західноінгулецьким, Херсонським, Дніпровським і Приазовським на сході). Інтенсивність поля (ΔT)_a максимумів 200—300 нТл вказує на досить сильну намагніченість нижньої частини кори ділянок, що їх обумовлюють. Між максимумами західної та східної смуг спостерігаються ділянки зі зниженими значеннями регіонального поля — Коростенський, Яготинський, Дашівський, Інгульський, Донбаський мінімуми. Так, центральна частина Інгульського мегаблока виділяється регіональним мінімумом інтенсивністю від –150 до –200 нТл, на заході та сході якого є ділянки з більш інтенсивними від'ємними аномаліями, які зумовлені спряженими мінімумами від джерел регіональних магнітних максимумів Голованівської та Інгулецько-Криворізької шовних зон. Характер магнітного поля нижньої та частково середньої частини кори перелічених мінімумів свідчить про відсутність в їх межах магнітних джерел регіонального класу.

У спостереженому [Старостенко та ін., 2024, рис. 3] та особливо в регіональному (див. рис. 4) геомагнітних полях найбільш чітко проявляються відмінності Бузького, Подільського та Росинського мегаблоків, розділених Немирівською та Дашівською зонами розломів, які виділяються у вигляді регіональних мінімумів. Карта (ΔT)_{a,рег} підкреслює також різне, майже протилежне, простягання глибинних структур всіх

трьох мегаблоків. Геомагнітні матеріали у цілому підтверджують 7-мегаблокову структуру УЩ, прийняту в цій статті.

Магнітометричні дослідження відіграли також важливу роль у вивченні будови інших регіонів України, зокрема структурного співвідношення УЩ з Дніпровсько-Донецькою западиною (ДДЗ) і Воронежським кристалічним масивом на сході та ВПП на заході [Старостенко та ін., 2024, рис. 3].

Одним з найстаріших геофізичних методів, якими досліджується територія України, є геоелектричний. У ХХІ ст. основним методом виявлення геоелектричних неоднорідностей земної кори і верхньої мантії різних геологічних структур України є побудова дво- і тривимірних моделей розподілу електричного опору за експериментальними даними маніотелурічного зондування (МТЗ) і магнітоваріаційного профілювання (МВП). Теоретичне обґрунтування побудови таких моделей і результати їх використання можна знайти в публікаціях [Кулик, Бурахович, 2007; Трегубенко та ін., 2009; Бурахович и др., 2015; Кушнір, 2019; Логвинов, Тарасов, 2019; Rokityansky, Tereshyn, 2023].

На прикладі західної частини УЩ і ВПП (рис. 5 — двовимірна модель, за [Логвинов, Тарасов, 2019]), досліджених в інтервалі глибин 1—105 км, було показано, що більша частина території УЩ на цих глибинах є досить високоомною (білий і чорний колір на рисунку) з ρ_k від 100 до 4000 Ом·м, а територія ВПП є такою з глибини >5 км, тобто починаючи з поверхні кристалічного фундаменту і глибше. Але на цьому фоні виділяються області зниженого ($\rho_k < 100$ Ом·м) опору (ОЗО) і високого ($\rho_k > 4000$ Ом·м) опору (ОВО). Причому ці аномальні об'єкти, починаючи з глибини >5 км, є локальними, з об'ємними розмірами ОВО від 10^3 до 36×10^4 км³ і ОЗО від 10^3 до 6×10^4 км³.

У межах УЩ найбільші за площею аномалії ОВО займають верхню частину кори — на глибинах від 1 до 10 км. Глибше кількість аномалій ОВО і ОЗО середніх і малих розмірів приблизно однакова. Як вказують

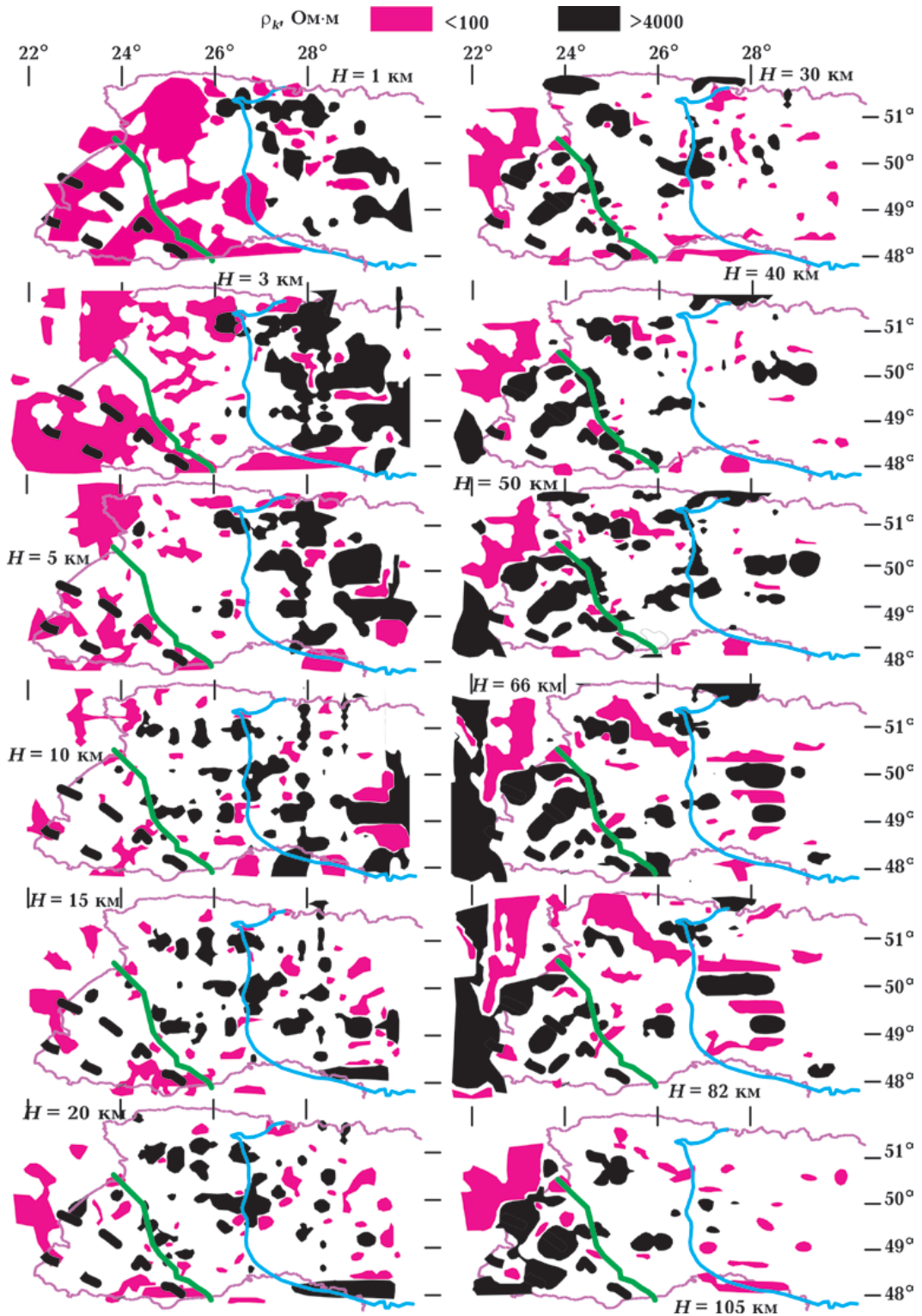


Рис. 5. Розподіл геоелектричних параметрів у земній корі та верхній мантії Волино-Подільської плити і західної частини Українського щита [Логвинов, Тарасов, 2019]. Тектонічний поділ території: жирна зелена лінія — границя СЕК, тонка блакитна лінія — західна границя УЩ, Червоний колір — ОЗО, чорний — ОВО.

Fig. 5. Distribution of geoelectric parameters in the Earth's crust and upper mantle of the Volyn-Podillya Plate and the western part of the Ukrainian Shield [Logvinov, Tarasov, 2019]. Tectonic division of the territory: bold line — EEC boundary, thin line — western boundary of the Ukrainian Shield. Red color — areas of reduced electrical resistance, black — areas of high electrical resistance.

автори [Логвинов, Тарасов, 2019], більшість локальних аномалій ОЗО тяжіє до зон розломів, особливо до вузлів їх перетину. Природу таких аномалій пов'язують із підвищеним вмістом у породах електронних або іонних провідників. До перших відносять мінерали, що містять поліметали та графіт, до других — частково розплавлені породи, флюїди, мінералізовані води. За вертикальною протяжністю деякі локальні аномалії ОЗО простежуються від 5 до перших десятків кілометрів.

У межах ВПП кількість локальних аномалій ОЗО значно менша, але привертає увагу високопровідна аномалія, що простежується в мантії (глибина ~60—90 км) від межі Фенноскандія—Сарматія приблизно вздовж VI геотраверсу до границі УЩ, а далі продовжується у вигляді широтної аномалії ОЗО ще на 200 км. Що стосується аномалій ОВО, викликає зацікавленість низка аномалій, що простежується вздовж ТТЗ в корі та мантії на глибинах ~40—70 км. Враховуючи наявність у межах ТТЗ гравітаційного мінімуму, високі значення ρ_k на цих глибинах можуть вказувати на минулу активність тут кислого (гранітоїдного) інтрузивного магматизму.

Слід зазначити, що дослідження методами МТЗ і МВП виконуються в Україні насамперед з метою пошуку аномалій високої електропровідності (тобто ОЗО) та їх дослідження як одного з факторів прояву тектонічних процесів і утворення структур, перспективних на нафто-, газо- та рудопрояви корисних копалин. Такі аномалії в межах південно-західної частини СЕК у достатній кількості спостерігаються практично скрізь на глибинах від 1 до ≥ 100 км: в межах УЩ і ВПП [Кулик, Бурахович, 2007; Бурахович и др., 2015; Логвинов, Тарасов, 2019], ДДЗ і Переддобруджинського прогину [Кушнір, 2019], районів СЕК, прилеглих до нафтогазоносних регіонів [Трегубенко та ін., 2009]. І хоча вони по-різному проявляються методами 2D і 3D моделювання, але, як уже говорилося, більшість аномалій підвищеної електропровідності виявлено в зонах розломів та вузлах їх перетину, і всі автори пов'язують їх, залежно від регіону,

з ділянками, збагаченими рудними компонентами та графітом або зонами проникнення фрюїдів і вуглеводнів.

Поверхня Мохо. Остання карта глибин поверхні Мохо в межах території України була представлена в монографії [Очерки ..., 2018] і пролонгована в статті [Макаренко, 2021]. Вона побудована переважно на основі старих розрізів ГСЗ ХХ ст., і хоча деякі профілі WARR на ній показані, перевагу при побудові карти було віддано старим даним, тому глибини Мохо на ній іноді виявилися збільшеними на 10—15 км або зменшеними на 3—5 км.

На представлений в цій статті новій (у першому наближенні) Схемі рельєфу поверхні Мохо (рис. 6) враховано дані лише профілів WARR [Старостенко та ін., 2024, рис. 8—13, 15], а також румунський профіль VRANCEA-2001 [Hauser et al., 2001]. Комплексне використання матеріалів ГСЗ і WARR для побудови Схеми не реальне через вказану значну різницю в швидкостях на поверхні Мохо та її глибинах. Порівнюючи, наприклад, варіанти положення Мохо на профілі VI за монографією [Соллогуб, 1986] і наведеним на рис. 8 у статті [Старостенко та ін., 2024], перерахованим за методикою WARR варіантом цього профілю в статті [Lysynchuk et al., 2019], можна бачити, що в другому варіанті не підтверджуються ні максимальні глибини 65 км в районі м. Первомайська (за WARR — 44—45 км), ні середня глибина 50 км в західній частині профілю (за WARR — 42 км). Підтверджується підняття Мохо в районах ДДЗ та Інгульському мегаблоці, але не такі значні, як на попередній схемі.

Взагалі, якщо аналізувати середні цифри глибини Мохо за даними монографії [Соллогуб, 1986] і робіт WARR, то в першому випадку вони становлять 45—50 км, тоді як у другому — 40—45 км, а максимальні (50 км) і мінімальні (35 км) зустрічаються досить локально. До речі, глибини поверхні Мохо 50 км зустрінуті тільки в її кількох видних прогинах на профілях PANCAKE і RomUkrSeis. Поділ Мохо на профілях WARR більш виразний, тому що перехід від нижньої кори до мантії тут різкіший (за

середніми цифрами V_p від 7,0 до 8,25 км/с), тоді як на геотраверсах ГСЗ він слабкіший (7,2—8,15 км/с). Матеріали ГСЗ ХХ ст. необхідні тут лише для порівняння, а також для з'ясування деяких думок щодо тектоніки України, висловлених В.Б. Соллогубом та іншими авторами.

Оскільки мережа профілів WARR досить рідка, інформативність Схеми не можна вважати високою. На Схемі недостатньо даних для підтвердження або заперечення субмеридіонального простягання прогинів під шовними зонами ІКШЗ та ОПШЗ. Прогини під ГШЗ і транс регіональною зоною Херсон—Смоленськ зафіксовано лише на профілі DOBRE-4 (ПК 106 і 108+30 км відповідно). Більшість елементів рельєфу поверхні Мохо на Схемі підпорядкова-

ні північно-західному простягання, що пов'язано, імовірно, з процесами формування ТТЗ і ДДЗ, тобто рельєф поверхні Мохо має фанерозойський вік. У цьому сенсі викликає певний сумнів субмеридіональне простягання прогинів Мохо під ІКШЗ та ОПШЗ ранньопротерозойського віку, показане на Схемі 2018—2021 рр. (як і на попередніх схемах [Соллогуб, 1986]). Прогин під ІКШЗ зафіксовано лише в пункті перетину геотраверсів IV і VIII, а для продовження його на 300 км на територію Кримського півострова даних немає і профіль DOBRE-5 цього не підтверджує. Щодо ГШЗ, яка за геологічними і гравімагнітними даними у корі простягається в меридіональному напрямку, то В.Б. Соллогуб [Соллогуб, 1986, с. 115], зазначав, що про-

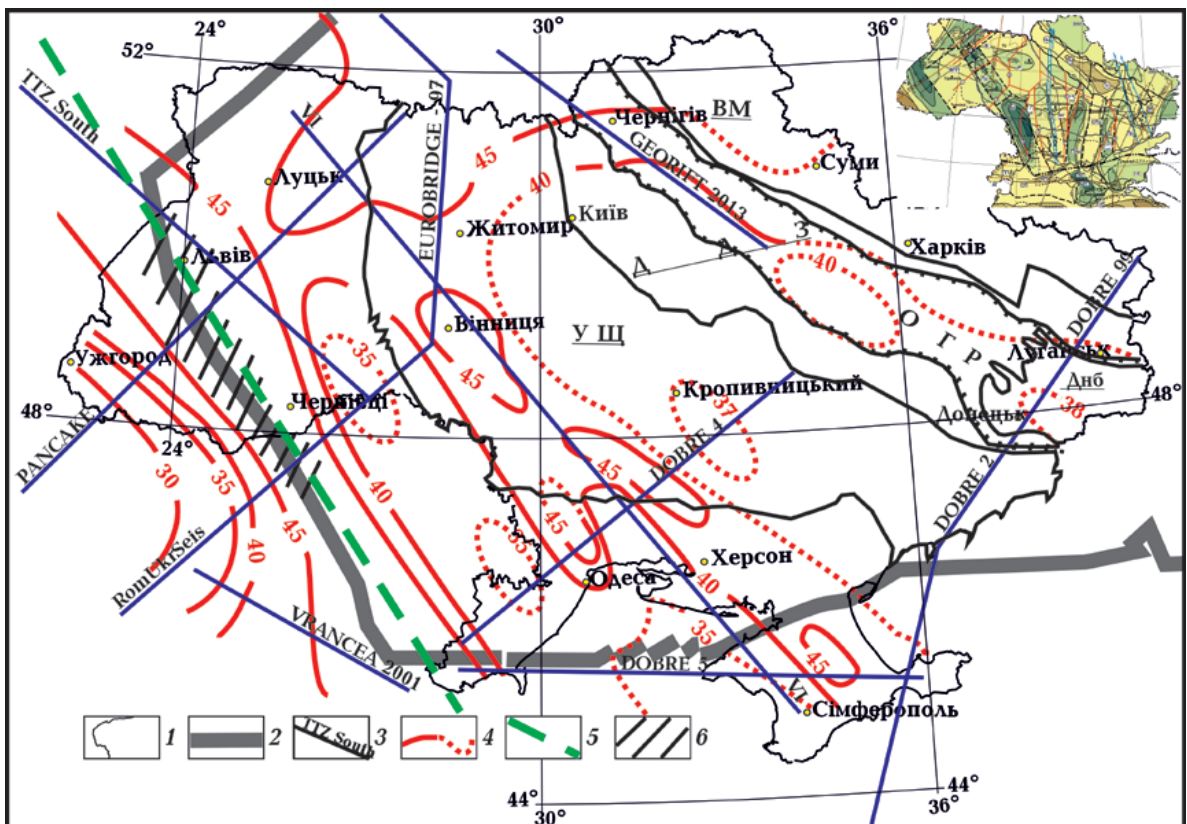


Рис. 6. Схема рельєфу поверхні Мохо в межах території України, за даними WARR: 1 — контур України; 2 — межі Сарматії; 3 — профілі WARR; 4 — ізоглибини поділу Мохо, крапками позначено передбачувані ізолнії; 5 — осьова лінія ТТЗ; 6 — ділянка ТТЗ, де глибини Мохо наближаються до 49 км. На врізці схема Мохо 2018—2021 рр.

Fig. 6. Scheme of Moho surface relief within the territory of Ukraine, according to WARR: 1 — outline of Ukraine; 2 — borders of Sarmatia; 3 — WARR profiles; 4 — isodepths of the Moho section, dotted isolines are assumed; 5 — axial line of the TTZ; 6 — section of the TTZ where the Moho depths approach 49 km. The inset shows the 2018—2021 Moho scheme.

гин Мохо, який спостерігається під нею на геотраверсі IV, слід простежувати не в меридіональному, а в північно-західному напрямку, вздовж Бузького, за автором, розлому (сучасна назва — Хмільницький).

Загалом попередні схеми рельєфу поділу Мохо території УЩ багато в чому спирались на геолого-геофізичні дані (петрологія і розломно-блокова структура), які відображають геологічні процеси ранньопротерозойського віку. При цьому геологічні дані можна вважати доказовими лише для верхніх ≤ 10 км земної кори. Якщо сучасний рельєф поділу Мохо почав формуватись у фанерозої, то яка впевненість, що він повинен відтворювати всі нюанси процесів раннього докембрію? Можливо, що майбутня публікація матеріалів інтерпретації профілю SHIELD'21, який продовжує профіль RomUkrSeis на північний схід, внесе ясність у це питання, хоча для з'ясування фізико-геологічної природи Мохо потрібна більша кількість досліджень типу WARR.

При розгляді результатів досліджень по профілю DOBRE-4 було висловлено гіпотезу, що масштабні хвилеподібні зміни рельєфу поверхні Мохо, які спостерігаються тут (довжина хвилі близько 150 км, вертикальна амплітуда 8—17 км), можуть бути пов'язані із зіткненнями, що відбувалися в мезозої під час відкриття—закриття океанів Палео- і Неотетис. Подібні деформації, але меншого масштабу, відзначені на цьому профілі і в верхній корі, тобто інтенсивним деформаціям може бути піддана вся літосфера. Проте на інших профілях, паралельних профілю DOBRE-4 (DOBRE-99, DOBRE-2, RomUkrSeis і PANCAKE), рельєф поверхні Мохо більш рівний, плавний, що не узгоджується із запропонованою гіпотезою. Потрібно продовжити дослідження саме в цьому напрямі.

Мантія. Під розділом Мохо мантія досліджена методами ГСЗ до глибини 60—70 км, методами WARR — до 50—80 км. Стандартна швидкість V_P під Мохо в першому випадку 8,1—8,2 км/с, в аномальних зонах $V_{P_{\max}}=8,4\div 8,6$ км/с, $V_{P_{\min}}=7,8\div 7,9$ км/с. На профілях WARR стандартна швидкість під Мохо 8,2—8,3 км/с. У густинних моделях,

як вже зазначалося, стандартна густина мантії під Мохо прийнята $3,4$ г/см³, що, за [Красовский, 1981], відповідає швидкості $V_P\sim 8,3$ км/с.

Незважаючи на незначний за глибиною відрізок верхньої мантії, досліджений методами ГСЗ і WARR, головним досягненням ми вважаємо встановлення цими методами похилих та лістричних відбивних і заломлених лінеаментів, які перетинають кору і заглиблюються в мантію, або спостерігаються під Мохо, не перетинаючи кору [Старостенко та ін., 2024, рис. 6, 12]. Цей факт свідчить на користь геодинамічної концепції розвитку літосфери України (автори були названі в статті [Старостенко та ін., 2024]), тому що лістричні та похилі (під гострими кутами) розривні структури вказують на переважаючу дію горизонтальних сил і рухів у процесі її формування.

З рис. 6, 9, 10, 12, 16 [Старостенко та ін., 2024], видно, що субдукційні процеси відбувалися в дещо різних напрямках: профіль PANCAKE і геотраверс II — у північно-східному, профіль EUROBRIDGE-97 — у південному, геотраверс VI — у південно-східному, профілі DOBRE-4 і DOBRE-99 — у південно-західному. Проте слід мати на увазі, що напрямок субдукції нерідко не збігається з напрямком профілів, що перетинають її зону, тому справжня орієнтація такої зони може бути іншою. Це показано в статті [Гинтов, 2019] на прикладі профілю EUROBRIDGE-97 і геотраверсу VI. До того ж субдукційні процеси відбувалися в різні геологічні епохи (і в докембрії, і в фанерозої) і взагалі могли мати протилежні напрямки.

Аномальні зони поверхні Мохо, виражені глибокими її прогинами, які супроводжуються підвищеними значеннями V_P та густини (див. рис. 3 і вставку на рис. 6) і відповідають шовним зонам УЩ, В.Б. Соллогуб пов'язував з ранньопротерозойськими геосинклінальними процесами і називав «протогеосинклінальними зонами» або «коренями гір» [Соллогуб, 1986]. З геодинамічного погляду ці шовні зони — Голованівська, Інгулецько-Криворізька, Оріхово-Павлоградська, а також Волино-

Оршанська западина, що розділяє Сарматію та Фенноскандію, є сутурами, які утворилися на місці неoarхейських океанічних або субокеанічних плит. Тобто на початку раннього протерозою УЩ ще не було, а в межах неoarхейського-ранньо-протерозойського океану існували окремі терейни, які об'єдналися в УЩ і Сарматію між 2,5 і 2,0 млрд років тому. Детально ці процеси розглянуто в публікаціях [Каляев, 1976; Каляев и др., 1984; Глевасский, Каляев, 1998; Glevassky, Glevasska, 2002; Глевасский, 2005; Геолого-геофизическая ..., 2008; Bogdanova et al., 2012; Гинтов, 2012, 2014, 2015, 2017, 2019; Гинтов, Мычак, 2014; Бахмутов, Поляченко, 2014]. І.Б. Щербаков [Щербаков, 2005] також приєднувався до плитотектонічної концепції розвитку цих зон з погляду петрології. Він визнавав наявність океанічної кори, але не визнавав процесів субдукції. Він вважав, що мегаблоки УЩ за горизонтальними розмірами співрозмірні з потужністю літосфери, тобто за формою є кубами чи паралелепіпедами і субдукція їх один під одного неможлива, а можливе лише «скупчування» осадово-вулканогенних комплексів під час колізії. Але ж субдукує не континентальна кора, а океанічна, і якими були розміри океанічних плит між континентальними мегаблоками майбутнього УЩ, невідомо (можливо і тисячі кілометрів).

Глибше мантію Сарматії, як і всієї Євразії, досліджено сейсмотомаграфічним методом тейлорового наближення, розробленим В.С. Гейком в Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України [Гейко, 1997; Geuko, 2004]. Були отримані швидкісні перерізи мантії до глибини 850 км (на окремих ділянках до 1500 і 2500 км) на широтних і довготних профілях, розташованих через $1^\circ \times 1^\circ$, а також горизонтальні перерізи мантії Євразії через кожні 25 км за глибиною (3D модель АЕУ-3R-PG). Одержана узагальнена 1D модель залежності середньої швидкості V_p в мантії від глибини $V_{paver}(z)$, прийнята за референтну, з точністю 0,015 км/с узгоджується, за нашими підрахунками, з референтною моделлю Джеффриса—Буллена (модель J-B

[Jeffreys, Bullen, 1940]) на глибинах від 50 до 1500 км. На відміну від деяких інших 1D моделей ([Lehmann, 1959], PREM [Dziewonski, Anderson, 1981], ak135 [Kennett et al., 1995]), в яких одержано стрибки V_p до +0,5 км/с на глибинах 200, 410—450, 700 ± 50 км, в моделі АЕУ-3R-PG, як і в моделі J-B, залежність $V_{paver}(z)$ підвищується плавно, без види-

1D референтна модель [Гейко и др., 2005]

Глибина, км	V_{pmin}	V_{pmax}	V_{paver}
50	7,458	8,203	7,929629
75	7,634	8,275	8,010952
100	7,693	8,343	8,082230
125	7,927	8,421	8,139054
150	7,987	8,465	8,189975
175	8,026	8,533	8,241168
200	8,086	8,568	8,295821
225	8,182	8,597	8,355837
250	8,268	8,636	8,422751
275	8,322	8,699	8,498226
300	8,416	8,788	8,584044
325	8,523	8,938	8,682515
350	8,63	9,062	8,794530
375	8,732	9,172	8,918518
400	8,821	9,307	9,053036
425	8,835	9,431	9,176933
450	8,857	9,602	9,287932
475	8,888	9,78	9,400266
500	8,938	9,952	9,521788
525	9,027	10,117	9,661266
550	9,291	10,273	9,828119
575	9,408	10,303	10,00855
600	9,829	10,41	10,17991
625	9,999	10,537	10,33230
650	10,183	10,644	10,46646
675	10,239	10,735	10,58510
700	10,528	10,828	10,69028
725	10,654	10,899	10,78270
750	10,751	10,982	10,86553
775	10,839	11,053	10,94084
800	10,916	11,117	11,01008
825	10,988	11,174	11,07436
850	11,051	11,227	11,13431

мих стрибків (таблиця). Швидкісний розріз мантії за її розшарованістю досить добре узгоджується з хіміко-мінералогічною моделлю Пушаровських [Пушаровский, Пушаровский, 2010; Бугаенко и др., 2015; Цветкова и др., 2016].

Мантія має вертикально-шарувату будову і характеризується регіональною інверсованістю: шаруватість характерна для мантії і під океанічною, і під континентальною корою, але зазвичай з протилежними швидкісними властивостями шарів на однакових глибинах. Це добре видно і на горизонтальних, і на протяжних вертикальних перерізах і переконливо доведено в масштабах всієї Землі в статті [Inoue et al., 1990]. Можна для прикладу (рис. 7) відзначити суттєву різницю у швидкісних властивостях шарів СЕК і Альпійського Середземноморського поясу, яка визначається на горизонтальних перерізах отриманих швидкостей V_p : на глибинах від 50 до 200 км швидкості в межах СЕК на 0,3—0,4 км/с у середньому вищі за швидкості в межах Альпійського Середземноморського поясу, а на глибинах 500—600 км на стільки ж нижчі. Найбільш різкий перехід — на глибині 325—400 км. На глибинах 700—800 км швидкості вирівнюються [Цветкова, Бугаенко, 2012; Гінтов та ін., 2022].

Внутрішня швидкісна структура шарів досить складна і відзначається наявністю значної кількості аномалій. Швидкісні характеристики шарів зручніше всього розглядати як відхилення δ від референтної моделі: $\delta_k(h_i) = V_k(h_i) - V_{\text{aver}}(h_i)$, де k — координати ϕ , λ ; h — глибина. Це дає змогу будувати вертикальні перерізи мантії в ізолінях δ , які добре висвітлюють швидкісні аномалії поздовжніх хвиль в мантії. У цій статті автори обмежилися глибиною досліджень 850 км, тобто шарами верхньої мантії (50—410 км), її перехідної зони (410—670 км) і зони розділу I (670—850 км). Цифри, вказані в дужках, насправді не стабільні і можуть змінюватися в широких межах.

На вертикальних сейсмотографічних перерізах району досліджень, опублікованих у статтях [Гейко и др., 2005; Шум-

лянская и др., 2007; Бугаенко и др., 2008, 2015; Цветкова и др., 2012, 2016; Гінтов та ін., 2022], досить чітко простежуються високошвидкісні неоднорідності у вигляді *субдукуючих слейбів*, які занурюються, вположуючись, на глибини 250—400 км. На рис. 8 для прикладу показано п'ять довготних (SN) і п'ять широтних (WE) перерізів 3D моделі AEU-3R-PG, на яких відображено такі неоднорідності.

Субдукцію Фенноскандії під Сарматію на прикладі профілю EUROBRIDGE-97 з урахуванням даних сейсмотографії вперше розглянуто С.В. Богдановою з колегами в публікації [Bogdanova et al., 2008] і уточнено в статті [Гінтов, 2019]. У цій статті, орієнтуючись на тривимірну сейсмотографічну модель, ми ще раз уточнюємо характер згаданої субдукції. Слейб № 1 (рис. 9) простежується на перерізах SN 24°—31° сх.д. від 53°—55° пн.ш. до 51° пн.ш. На рис. 8 його видно на перерізах SN 28° (між широтами 51°—54°) і WE 51°, 52°, 53°, тобто вздовж профілів EUROBRIDGE-96 і 97. Слейб починається на глибині 50 км під північно-західною межею зони зчленування Фенноскандії та Сарматії і продовжується в Україну, занурюючись під Волинський і Росинський мегаблоки, зокрема під Коростенський плутон, на глибину 250—300 км. На профілі EUROBRIDGE-97 [Старостенко та ін., 2024, рис. 9] поверхню слейбу простежено на глибинах 45—80 км, він закінчується під центральною частиною плутону на широті близько 51°. Тобто на профілі зафіксовано південний край слейбу, а значна його частина завтовшки 100—150 км з площею близько 75 000 км² розташована на північний схід від профілю.

Слейб № 2 (див. рис. 9) починається від зони сполучення Фенноскандії та Волго-Уралії (55° пн.ш.) і протягується в південному напрямку під всією Сарматією, занурюючись на глибину 350—400 км під Скіфською плитою і Чорним морем (43°—45° пн.ш.). На рис. 8 це перерізи SN 37°, 39° сх.д. і WE 53°—51°, 47°, 45° пн.ш. (між довготами ~35°—39°). Розміри слейбу 1000×300 км. Цікава деталь: під ДДЗ (пере-

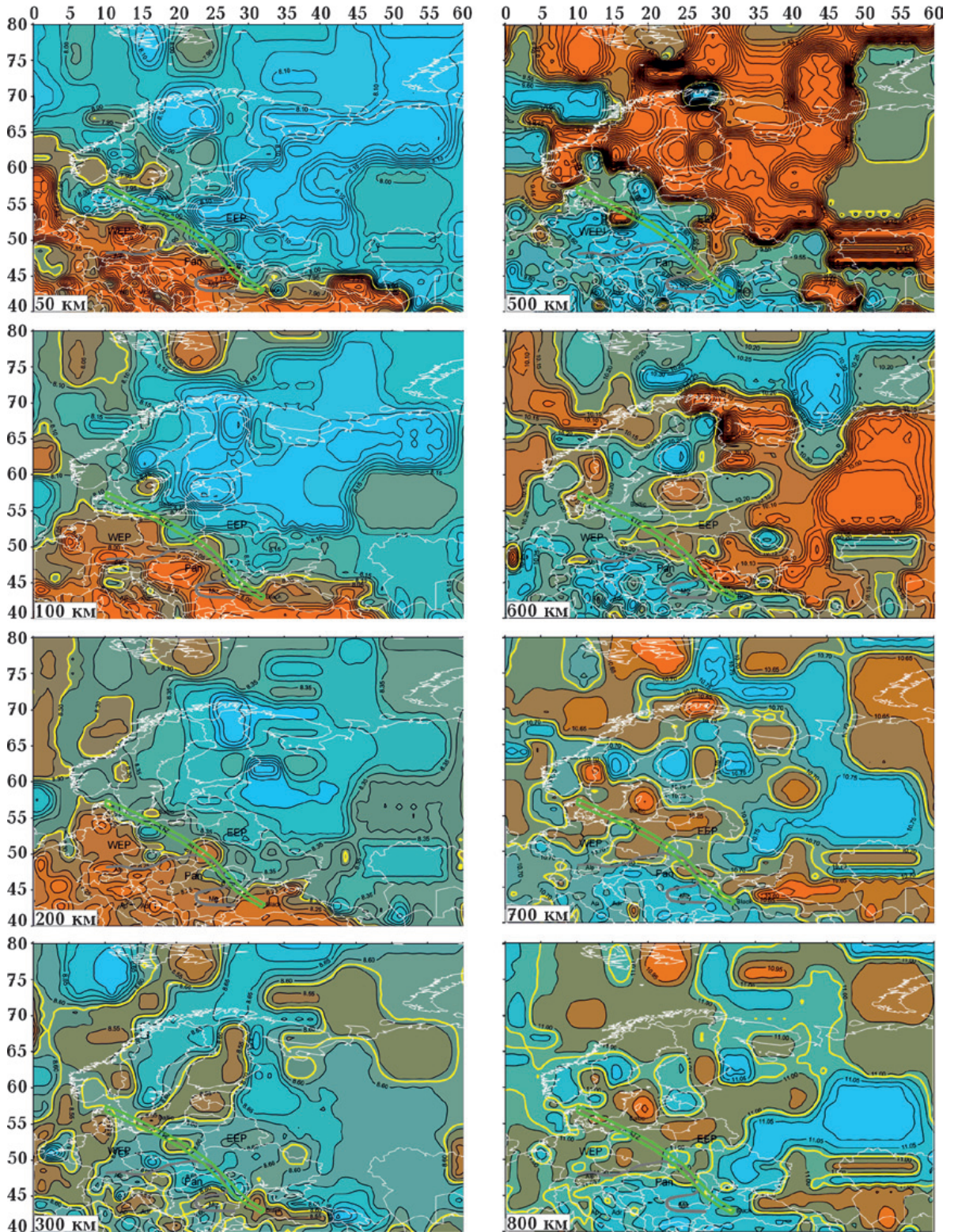


Рис. 7. Горизонтальні перерізи тривимірної P -швидкісної моделі мантії АЕУ-3R-PG на рівнях 50, 100, 200, 300, 500, 600, 700 і 800 км. Нульова ізолінія є швидкісною границею між підвищеними (відтінки блакитного) і зниженими (відтінки червоного) швидкостями. Білим кольором позначено державні кордони. Подвійною зеленою лінією виділено ТТЗ. Adr — Адріатичне море, Ap — Апеніни, Baltic — Балтійське море, Black — Чорне море, WEP — Західноєвропейська платформа (в тексті — ВЗЦС), Miz — Мізізьська плита, Pan — Паннонія, ТТЗ — зона Тейсейре—Торнквіста, ЕЕР — Східноєвропейська платформа

різи WE 48°—49° пн.ш.) сліб майже зникає, але, починаючи з 47° і до 43° пн.ш., «відроджується» на глибині 350 км (див. рис. 8, перерізи 47° і 45° пн.ш. між довготами 35°—39° і 33°—37° відповідно). Можна було б розглядати його як два окремі сліби, але на перерізах SN 35° сх.д. і 39° сх.д. сліб простежується на всю довжину. Зокрема на перерізі 39° сх.д. (див. рис. 8) він безперервно простежується від 50° до 43° пн.ш. На перерізі з профілем DOBRE-99 сліб № 2 розташований на глибині 300 км, тому розглянута у першій частині статті [Старостенко та ін., 2024] Донецька сутура і процес субдукції—колізії, континентів Лаврусії та Гондвани в карбоні—тріасі не мають до нього відношення. Цей сліб пов'язаний з ранньопротерозойською субдукцією Фенноскандії та Волго-Уралії під Сарматію, як і сліб № 1.

Потрібно також уточнити характер палеозойської субдукції СЕК під ВЗЦЕ в межах ТТЗ, розглянутий в статтях [Паталаха и др., 2004; Гінтов та ін., 2022]. Більш ретельний аналіз широтних і довготних сейсмотомографічних перерізів на ділянці 10°—40° сх.д./40°—60° пн.ш. (див. рис. 8, 9) показав, що спостережені на довготних і широтних перерізах сліби № 3—7 (на рис. 8 це перерізи SN 16° між широтами 56°—49°; SN 28° між широтами 48°—45°; WE 47° між довготами 31°—20°; WE 45° між довготами 31°—23° і 25°—31°) краще розглядати як самостійні, тому що вони не завжди збігаються і занурюються на різні глибини. На профілі DOBRE-4, який перетинає сліби № 5 і 6, поверхня слібу починається під південним схилом УЩ на глибині 45 км і простежена до глибини 65 км під Переддобруджинським прогином [Старостенко та ін., 2024, рис. 12]. Глибина 50 км, з якої починаються сейсмотомографічні перерізи, на профілі DOBRE-4 відпо-

відає поверхні слібу між ПК 106—107, що глибше надійніше простежується на слібі № 6. Сліб № 5 своєю східною частиною також перетинається профілем DOBRE-4, але він протягується в широтному напрямку до 20° сх.д., тобто під Карпатами і Панонською западиною, що свідчить про його інший геодинамічний тип. Цей сліб перетинається і профілями RomUkrSeis та PANCAKE, але під ними він знаходиться на глибині близько 200 км, до якої профілі WARR не досягають.

Важлива деталь спостерігається на перерізах WE 45°—47° пн.ш. (див. рис. 8) на відтинках 26°—31° сх.д., де сліб № 6 перетинається профілем VRANCEA-2001 (див. рис. 9). Тут на перерізі 45° можна бачити, що сліб № 6 занурюється зі сходу від 31° сх.д., а з заходу сліб № 7 занурюється від 27° сх.д. на схід. Саме тут, між 26° і 27° сх.д., на профілі VRANCEA-2001 [Hauser et al., 2001] у зоні переходу від складчастих Карпат до Фокшанського прогину зафіксовано ступінь Мохо амплітудою до 13 км, нахилену в східному напрямку, яку умовно можна продовжити у мантию на глибину до 250 км за сейсмотомографічними даними. У цьому випадку маємо результат двох тектонічних процесів — палеозойську або мезозойську субдукцію під ТТЗ з північного сходу і мезо-кайнозойську субдукцію під цю структуру із заходу.

Отже, район ТТЗ не менш трьох разів піддавався процесам субдукції в субмеридіональному і субширотному напрямках. На це питання зможуть, імовірно, колись відповісти палеомагнітні дослідження.

Потрібно також зупинитися на прояві ДДЗ у межах низів верхньої мантиї та її перехідній зоні на глибинах 300—700 км. Координати осьової лінії ДДЗ 30° сх.д./52° пн.ш. — 39° сх.д./48° пн.ш. Саме на всіх довготних і широтних перерізах

Fig. 7. Horizontal sections of the three-dimensional P -velocity model of the mantle at the levels of 50, 100, 200, 300, 500, 600, 700 and 800 km. The zero isoline is the velocity boundary between increased (shades of blue) and decreased (shades of red) velocities. The borders of countries are marked in white. The double green line marks the TTZ. Abbreviations: Adr — Adriatic Sea, Ap — Apennines, Baltic — Baltic Sea, Black — Black Sea, WEP — Western European Platform (in the main text — VWCE), Miz — Mysian Plate, Pan — Pannonia, TTZ — Teiseire-Thornquist Zone, EEP — Eastern European Platform.

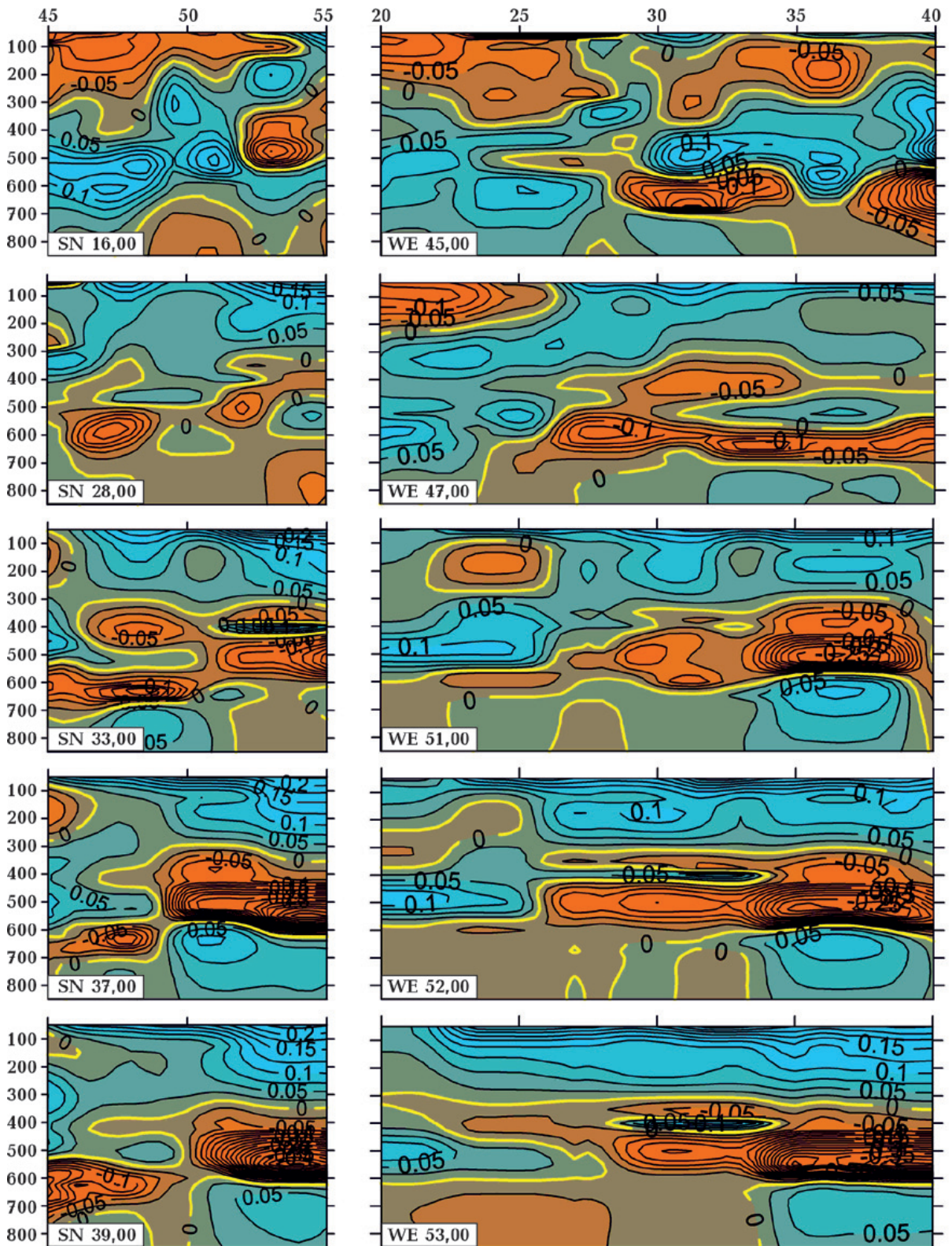


Рис. 8. Вертикальні перерізи тривимірної P -швидкісної моделі мантії району досліджень та його обмежень на перерізах $16^\circ, 28^\circ, 33^\circ, 37^\circ, 39^\circ$ сх. д. і $45^\circ, 47^\circ, 51^\circ, 52^\circ, 53^\circ$ пн.ш. Ізолінії δ проведено через $0,025$ км/с. Основні сліби (№ 1—7) спостерігаються на трьох тектонічних ділянках (див. рис. 9): під ТТЗ і під зонами колізії Фенноскандії, Волго-Уралії та Сарматії.

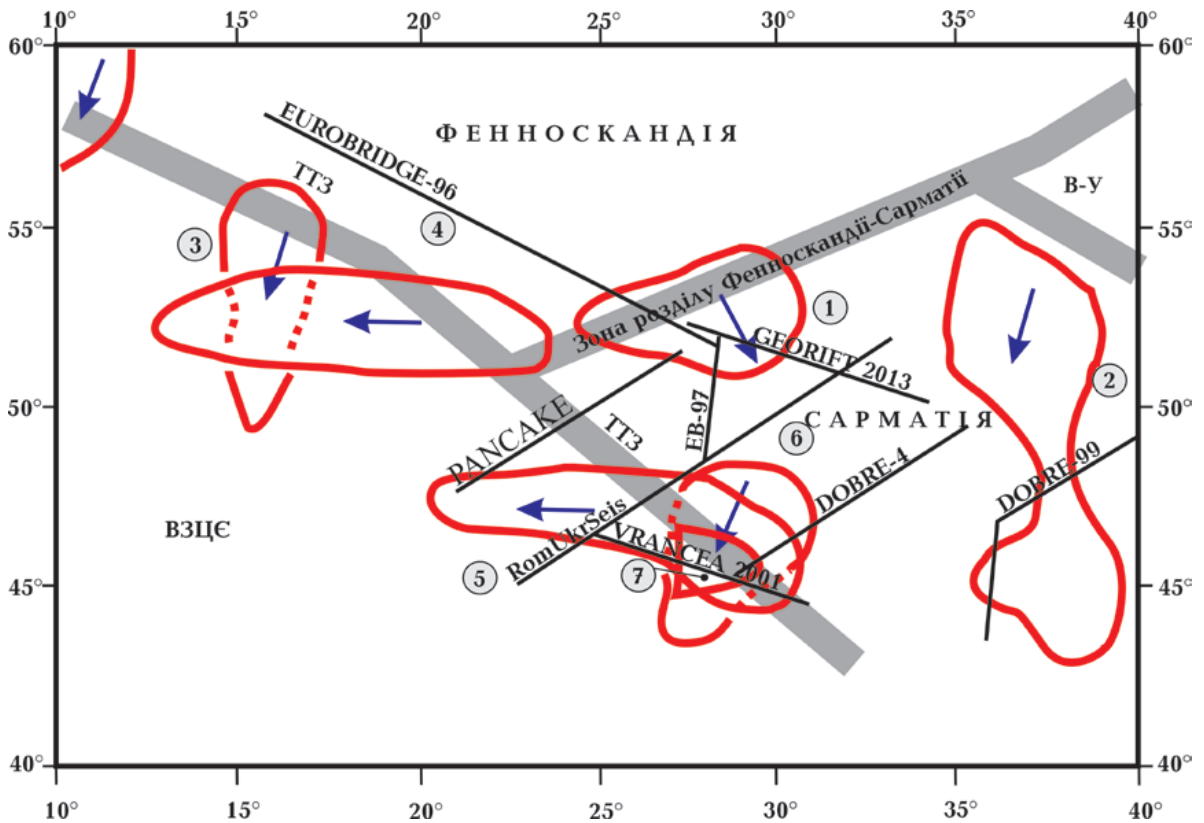


Рис. 9. Проекції слейбів № 1—7 (цифри у кружках) на земну поверхню ССК і ВЗЦЄ. ВЗЦЄ — Варисциди Західної та Центральної Європи, В-У — Волго-Уралія

Fig. 9. Projections of slabs No 1—7 (numbers in circles) on the daytime surface of the EEC and VWCE. ВЗЦЄ — Variscides of the West and Central Europe, V-U —Volga-Uralia.

(див. рис. 8, перерізи SN 28°, 33°, 37° сх.д.; WE 51°—53° пн.ш.), які проходять під ДДЗ, на цих глибинах спостерігається аномальна поведінка низькошвидкісного шару Голціна: шар роздвоюється, сходоподібно зміщується, розтинається. Це було зазначено в статті [Шумлянская и др., 2007] як одна з пошукових ознак нафтогазоносності ДДЗ. На перелічених перерізах зв'язок між ДДЗ і аномальними ділянками шару Голціна майже скрізь виявляється зонами знижених значень δ між ними, тобто або наявністю розривів у мантії, або ділянками флюїдизації.

Таким чином, вертикальні сейсмотомографічні перерізи, представлені в ізолініях

δ (км/с), цілком об'єктивно підтверджують палеогеодинамічні концепції розвитку ССК [Каляев, 1976; Глевасский, Каляев, 1988], висловлені ще до появи результатів сейсмотомографії В.С. Гейка і його колег.

Висновки. XXI ст. відзначилося для геофізичної та геологічної України великими досягненнями в області вивчення глибинної будови кори і мантії південно-західної частини Східноєвропейської платформи (Сарматії) — виконанням серії глибинних ширококутних сейсмічних досліджень (WARR), гравіметричним моделюванням будови земної кори з використанням комплексу автоматизованої інтерпретації потенційних полів GMT-Auto, тектонофі-

Fig. 8. Vertical sections of the three-dimensional P -velocity model of the mantle of the study area and its restrictions on intersections of 16°, 28°, 33°, 37°, 39° of East longitude and 45°, 47°, 51°, 52°, 53° of North latitude. Isolines δ are drawn every 0.025 km/s. The main slabs (№ 1—7) are observed in three tectonic areas (see Fig. 9): under the TTT and under the collision zones of Fennoscandia, Volga-Uralia, and Sarmatia.

зичними, геотермічними, геомагнітними і геоелектричними дослідженнями, розробкою і використанням методики сейсмографічного вивчення мантії Євразії, відходом від старих фіксистських поглядів і розвитком нових теоретичних палеогеодинамічних досліджень.

Профілі за методикою ширококутного відбиття/заломлення (WARR), виконані в межах дослідженого регіону інтернаціональними колективами геофізиків і геологів, дали змогу уточнити положення границі Мохо, тобто потужність земної кори, а також її швидкісний розріз, зокрема структурні неоднорідності окремих мегаблоків, ідентифікацію хвилеводів, перехідних зон між корою та мантією, і таким чином отримати та дослідити глибинні тектонічні зони у верхній частині літосфери (до глибини 75 км), а також уточнити положення контактної зони між плитами Сарматія і Фенноскандія і структуру Транс'європейської шовної зони. Ширококутна сейсміка з реєстрацією як відбитих, так і заломлених сейсмічних хвиль, виявилася надійним і досить точним інструментом вирішення цього завдання.

За матеріалами профілів WARR, швидкісна структура кристалічної кори Українського щита характеризується переважно поступовим зростанням V_p від 5,4—6,15 км/с біля земної поверхні до 6,6—7,6 км/с біля поверхні Мохо. За середніми швидкісними характеристиками кору УЩ поділено на три шари: верхній (5,8—6,3 км/с), середній (6,3—6,7 км/с), нижній (6,7—7,4 км/с). Середня потужність земної кори 40—45 км, що на 5 км менше від старих даних ГСЗ.

Уточнено південно-західну межу СЕК в зоні переходу до ВЗЦЄ (зоні ТТЗ), яка завжди була спірною. Показано, що ця межа контролюється Передкарпатським глибинним розломом, який з'єднує найглибшу точку кільовидного прогину Мохо із ступінню амплітудою близько 5 км в поверхні кристалічного фундаменту і виходить на земну поверхню в межах сучасного Передкарпатського прогину. Зоні ТТЗ, яка має ширину до 150—200 км, відповідає

Підкарпатський трог завглибшки до 20 км, заповнений палео-мезо-кайнозойськими відкладами і подрібненою кристалічною корою, який чітко фіксується на профілях PANCAKE і RomUkrSeis.

Побудована в статті за даними WARR Схема рельєфу поверхні Мохо менш детальна, ніж попередні аналогічні карти, побудовані за даними ГСЗ, але точніша щодо глибин і швидкостей. Глибини до Мохо майже скрізь менші 50 км і досягають цих значень лише в кільовидних прогинах Мохо на профілях PANCAKE і RomUkrSeis. Поділ Мохо на профілях WARR більш виразний, тому що перехід від нижньої кори до мантії тут більш різкий (за середніми цифрами зростання V_p в зоні переходу від кори до мантії на Мохо становить 1,25 км/с), тоді як на геотраверсах ГСЗ він слабкіший (зростання V_p на Мохо становить 0,95 км/с).

Одним з головних досягнень досліджень ГСЗ і WARR є встановлення цими методами похилих і лістричних відбивних і заломлених лінементів, які перетинають кору та заглиблюються в мантію або спостерігаються під Мохо, не перетинаючи кору. Цей факт свідчить на користь геодинамічної концепції розвитку літосфери України, тому що лістричні та похилі (під гострими кутами) розривні структури вказують на переважаючу дію горизонтальних сил і рухів у процесі її формування.

Встановлені методами ГСЗ і WARR похилі та лістричні лінементи продовжуються вглиб верхньої мантії, за даними сейсмотографії методом тейлорового наближення, у вигляді субдукуючих слевів завтовшки від 100 до 250 км і протяжністю від 300 до 1000 км, які, виположуючись, занурюються на глибину 250—400 км. Процеси субдукції спостерігаються на трьох основних ділянках: на межі Фенноскандія—Сарматія (субдукція першої під другу), на межі Фенноскандія—Волго-Уралія—Сарматія (субдукція першої і другої під Сарматію) і в районі ТТЗ (субдукція СЕК під ТТЗ і ВЗЦЄ і від ВЗЦЄ під ТТЗ).

Тектонофізичними дослідженнями УЩ доведено субгоризонтально-зсувну природу

ду більшості розломів щита, зокрема розломів у межах шовних зон. Це свідчить про справедливість плитотектонічної ідеї щодо розвитку УЩ в неоархеї—ранньому протерозої. Тому що якими б механізмами не намагалися пояснити будову та історію розвитку УЩ, одним із визначальних факторів цього розвитку були великі горизонтальні зсуви блоків літосфери вздовж протяжних зон розломів, які виходять далеко за межі щита, та поля тангенціальних тектонічних напруг.

Використані в статті геотермічна і густинна моделі земної кори платформної України побудовані з використанням сейсмічних матеріалів уздовж геотраверсів ГСЗ, сучасних сейсмічних досліджень методами WARR, комплексу геологічних, петрофізичних даних і розраховані з використанням комплексу автоматизованої інтерпретації потенційних полів GMT-Auto. За гравітаційними даними у прийнятому зазвичай тришаровому поділі земної кори обчислені потужності умовно виділених «гранітного», «діоритового», «базальтового» шарів, які відповідають верхній, середній і нижній корі профілів WARR. Отримана густинна неоднорідність стала основою для побудови тривимірної схеми прогнозного складу земної кори і схеми розподілу густини в земній корі України та суміжних регіонів на глибинах: поверхня фундаменту, поверхні 10, 20, 30 км, поділ Мохо. Геотермічна і густинна моделі доповнюють сейсмічні дані на площах, де профілі WARR відсутні.

Геофізичні (сейсмічні та гравіметричні) дані не підтверджують погляд про наявність у ДДЗ рифейського грабену за аналогією з іншими авлакогенами СЄК. Девонські відклади ДДЗ лягають безпосередньо на основні-ультраосновні породи, що відповідає палеогеодинамічній гіпотезі її утворення. Рифтогенна і палеогеодинамічна гіпотези утворення ДДЗ не суперечать, а доповнюють одна одну, маючи за аналогію деякі сучасні авлакогени, наприклад Аденський.

Геоманітними дослідженнями ХХІ ст. підтверджено 7-мегаблокову структуру

Українського щита, розроблено геоманітну модель земної кори і виділено мегаблоки з наявністю в середній та нижній корі регіональних магнітних джерел або їх відсутністю. Побудовано сучасну карту аномального магнітного поля України на основі наземних і аеромагнітних зйомок масштабів 1:50 000—1:10 000.

Геоелектричними дослідженнями, які у ХХІ ст. виконувались методами побудови дво- і тривимірних моделей розподілу електричного опору за експериментальними даними МТЗ і МВП, доведено існування в земній корі та верхній мантії України численних аномалій високої електропровідності, що контролюються зонами глибинних розломів і пов'язані з ділянками, збагаченими рудними компонентами і графітом або зонами проникнення флюїдів і вуглеводнів.

Одержані у ХХІ ст. геофізичні та геологічні дані не залишають сумнівів у тому, що геологічний розвиток Сарматії, зокрема платформної території України, від неоархею до сучасності відбувався за геодинамічними законами плитової-плюмової тектоніки, яким автори не бачать серйозної альтернативи.

Подяки. Робота виконувалась за основним пріоритетним тематичним напрямом Відділення наук про Землю 1.5.2.1. «Вивчення глибинної будови літосфери методами геофізики з метою пошуку корисних копалин», затвердженим Постановою Президії НАН України від 10.01.2024 № 8 і Постановою Кабінету міністрів України від 30.04.2024 р. № 476.

Пильній увазі до української частини Сарматії і приєднанню до європейських проектів EUROBRIDGE, GEORIFT, DOBRE—DOBRE-4 геофізики України завдячують вченим світового рівня — проф. Лундського університету (Швеція) С.В. Богдановій (на жаль, покійній) щодо поглибленого вивчення розвитку Українського щита у ранньому докембрії і проф. Р.А. Стіфенсові (Вільний університет Амстердаму, Нідерланди, Департамент геології та нафтової геології, Королівський коледж, Університет Абердіна, Шотландія)

щодо вивчення глибинної будови Дніпровсько-Донецької западини. Ці видатні дослідники мали дружні відносини з усіма авторами статті і приймали активну участь у спільних польових роботах на теренах України. Автори також відзначають польську групу вчених — М. Града, Т. Яніка,

В. Чубу, П. Срьоду, А. Гутерха, П. Олександровського, Д. Войчика, А. Гущинського, які доклали чимало зусиль для відпрацювання всіх профілів WARR, згаданих у статті. Ми дякуємо двом рецензентам за коментарі з рекомендаціями, які допомогли покращити нашу статтю.

Список літератури

- Бахмутов В.Г., Поляченко Е.Б. Палеомагнетизм магматических комплексов Ингульского мегаблока в решении проблем геодинамики Украинского щита. *Матеріали Міжнар. наук. конф. Київ, 16—17 вересня 2014 р.*
- Бугаенко И.В., Заец Л.Н., Цветкова Т.А. Скоростная типизация средней и нижней мантии Европы. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 3. С. 88—101. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111104>.
- Бугаенко И.В., Шумлянская Л.А., Заец Л.Н., Цветкова Т.А. Трехмерная Р-скоростная модель мантии Черного моря и прилегающей территории. *Геофиз. журн.* 2008. Т. 30. № 5. С. 145—160.
- Бурахович Т.К., Николаев И.Ю., Шеремет Е.М., Ширков Б.И. Геоэлектрические аномалии Украинского щита и их связь с рудопроявлениями полезных ископаемых. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 6. С. 42—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i6.2015.111171>.
- Гейко В.С. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах. *Геофиз. журн.* 1997. Т. 19. № 3. С. 48—68.
- Гейко В.С., Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Региональная 3-D Р-скоростная модель мантии Сарматии (юго-запад Восточно-Европейской платформы). *Геофиз. журн.* 2005. Т. 27. № 6. С. 927—939.
- Геолого-геофизическая модель Голованевской шовной зоны Украинского щита.* Под ред. А.В. Анциферова. Донецк: Вебер, 2008, 308 с.
- Гинтов О.Б. Временная последовательность процессов геодинамического развития территории Украины от эоархея до антропогена. *Геофиз. журн.* 2017. Т. 39. № 1. С. 17—40. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i1.2017.94009>.
- Гинтов О.Б. Докембрий Украинского щита и тектоника плит. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 6. С. 2—21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i6.2012.116694>.
- Гинтов О.Б. Плитово-плюмовая тектоника как единый механизм геодинамического развития тектоносферы Украины и смежных регионов. *Геофиз. журн.* 2019. Т. 41. № 6. С. 3—34. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190064>.
- Гинтов О.Б. Проблемы геодинамики Украинского щита в докембрии. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 5. С. 3—22. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i5.2015.111142>.
- Гинтов О.Б. Схема периодизации этапов разломообразования в земной коре Украинского щита — новые данные и следствия. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 1. С. 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145>.
- Гинтов О.Б., Мычак С.В. Кинематика формирования Украинского щита в период 1,80—1,73 млрд лет назад по результатам изучения трещиноватости горных пород Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 4. С. 24—36. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.116006>.
- Гинтов О.Б., Цветкова Т.О., Бугаенко И.В., Заяць 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>.
- Глевасский Е.Б. Решение некоторых проблем

- петрології і стратиграфії Українського щита с позицій плитотектоники. *Мінерал. журн.* 2005. Т. 27. № 3. С. 57—66.
- Глевасский Е.Б., Каляев Г.И. Докембрий и тектоника плит (проблема плитотектонических реконструкций юго-западного сегмента Восточно-Европейской платформы). В кн.: *Геология і стратиграфія докембрію Українського щита*. Київ, 1988, С. 38—40.
- 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, 80 с.
- Каляев Г.И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит. *Геол. журн.* 1976. Т. 36. № 1. С. 29—41.
- Каляев Г.И., Глевасский Е.Б., Димитров Г.Х. *Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины*. Киев: Наук. думка, 1984, 237 с.
- Красовский С.С. *Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия*. Киев: Наук. думка, 1989, 247 с.
- Красовский С.С. *Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле*. Киев: Наук. думка, 1981, 261 с.
- Кулик С.Н., Бурахович Т.К. Трехмерная геоэлектрическая модель земной коры Украинского щита. *Физика Земли*. 2007. № 4. С. 21—27.
- Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В. Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 5. С. 3—27.
- Кутас Р.І., Корчагін І.М., Цвященко О.В., Зубаль С.Д. Технологія моделювання теплового поля в складних однорідних та неоднорідних середовищах: програмне забезпечення, методичні принципи, практичні результати. *Геоінформатика*. 2003. № 2. С. 35—45.
- Кутас Р.І., Стахова Л.І., Невзгляд Л.І. *Геотермічні моделі земної кори вздовж сейсмічних геотраверсів IV, VI, VIII*. Звіт Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України про науково-дослідну роботу за темою «Розробка методики тривимірного геолого-геофізичного моделювання перспективних локальних геологічних структур Побузького гірськорудного району з метою побудови їх детальних геологічних карт і пошуків корисних копалин». Київ: УТГФ, 2019, С. 85—94.
- Кушнір А.М. Геоелектричні неоднорідності земної кори та верхньої мантиї території України: автореф. дис. ... д-ра геол. наук, 04.00.22-геофізика. Київ, 2019, 40 с.
- Лебедев Т.С., Корчин В.А., Савенко Б.Я., Шаповал В.И., Шепель С.И. *Физические свойства минерального вещества в температурно-барических условиях*. Киев: Наук. думка, 1986, 193 с.
- Легостаева О.В. Математичне і програмне забезпечення автоматизованої системи 3D інтерпретації даних потенціальних полів (GMT-AUTO): автореф. дис. ... д-ра фіз.-мат. наук, 04.00.22-геофізика. Київ, 2021, 40 с.
- Логвинов И.М., Тарасов В.Н. Электропроводность коры и мантии Восточно-Европейской платформы в западной части Украины по данным 2D инверсии. *Геофиз. журн.* 2019. № 1. Т. 41. С. 44—75. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158863>.
- Макаренко И.Б. Плотностная неоднородность земной коры Украины и смежных регионов по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Геофиз. журн.* 2021. Т. 43. № 2. С. 45—85. <http://dx.doi.org/10.24028/gzh.v43i2.230190>.
- Муровська Г.В. Про нафтогазоносність Карпатського регіону України. *Вісник НАН України*. 2023. № 3. С. 52—59. <https://doi.org/10.15407/visn2023.03.052>.
- Муровська А., Стовба С., Верпаховська О., Гнилко О., Орлюк М., Мичак С. *Структура та геодинаміка літосфери нафтогазоносних і рудних регіонів України за новітніми геолого-геофізичними даними*. Київ: Наук. думка, 2024, 245 с. <https://doi.org/10.15407/978-966-00-1912-6>.
- Орлюк М.И., Пашкевич И.К., Бурахович Т.К., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Цветкова Т.А. Украинский щит. В кн.: *Очерки геодинамики Украины*. Киев: Ви Ен Ей, 2018, С. 24—35.
- Орлюк М.И., Роменец А.А., Марченко А.В.,

- Орлюк И.М., Иващенко И.Н. Магнитное склонение на территории Украины: результаты наблюдений и вычислений. *Геофиз. журн.* 2015. Т. 37. № 2. С. 73—85. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111307>.
- Очерки геодинамики Украины. Под ред. В.И. Старостенко, О.Б. Гинтова. Киев: ВІ ЕН ЕЙ, 2018, 465 с.
- Паталаха Е.И., Сенченков И.К., Трофименко Г.Л. *Проблемы тектоно-геодинамической эволюции юго-западного форланда Восточно-Европейского кратона и его орогенического обрамления*. Киев, 2004, 234 с.
- Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. *Геология мантии Земли*. Москва: ГЕОС, 2010, 138 с.
- Сологуб В.Б. *Литосфера Украины*. Киев: Наук. думка, 1986, 183 с.
- Старостенко В.І., Гінтов О.Б., Муровська Г.В., Мичак С.В., Лисинчук Д.В. Тектоніка і глибина будова південно-західної частини Східноєвропейського кратону в межах України. Ч. I. *Геофиз. журн.* 2024. Т. 46. № 4. С. 3—40. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i4.305802>.
- Старостенко В.И., Даниленко В.А., Венгровиц Д.Б., Кутас Р.И., Стифенсон Р.А., Стомба С.Н. Моделирование эволюции осадочных бассейнов с учетом структуры природной среды и процессов самоорганизации. *Физика Земли*. 2001. № 12. С. 40—51.
- Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Легостаева О.В., Савченко А.С. Плотностная неоднородность земной коры вдоль широтных зон разломов Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 6. С. 113—132. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i6.2012.116718>.
- Старостенко В.И., Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Савченко А.С., Легостаева О.В. Плотностная неоднородность земной коры Ингульского мегаблока Украинского щита по данным трехмерного гравитационного моделирования. *Геофиз. журн.* 2015а. Т. 37. № 3. С. 3—21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111089>.
- Старостенко В.И., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Павлюк Е.В., Шарыпанов В.М. Об автоматизированном вводе в компьютер изображений геолого-геофизических карт с разрывами первого рода и визуализации в интерактивном режиме трехмерных геофизических моделей и их полей. *Геофиз. журн.* 2004. Т. 26. № 1. С. 3—13.
- Старостенко В.И., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Савченко А.С. Комплекс программ автоматизированной интерпретации данных потенциальных полей (GMT-Auto). *Геофиз. журн.* 2015б. Т. 37. № 1. С. 42—52. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111322>.
- Старостенко В.И., Мацелло В.В., Аксак И.Н., Кулеш В.А., Легостаева О.В., Егорова Т.П. Автоматизация ввода в компьютер изображений геофизических карт и построение их цифровых моделей. *Геофиз. журн.* 1997. Т. 19. № 1. С. 3—13.
- Старостенко В.И., Шарыпанов В.М., Савченко А.С., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Куприенко П.Я. Об автоматизированной интерактивной обработке графических изображений геологических и геофизических объектов. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 1. С. 54—62. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i1.2011.117325>.
- Старостенко В.И., Шарыпанов В.М., Шарыпанов А.В., Савченко А.С., Легостаева О.В., Макаренко И.Б., Куприенко П.Я. Интерактивный программный комплекс Isohypse для построения трехмерных геолого-геофизических моделей и его практическое использование. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 1. С. 30—42. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107720>.
- Ступка О.М. «Молоді платформи» — традиційні уявлення і реальність (геодинамічний аспект). *Геодинаміка*. 2018. Т. 24. № 1. С. 51—59. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.01.051>.
- Тектонічна карта України. Масштаб 1:1000 000*. Гол. ред. Д.С. Гурський, С.С. Круглов. Київ: УкрДГРІ, 2007а.
- Тектонічна карта України. Масштаб 1:1000 000. Ч. I. Пояснювальна записка*. Київ: УкрДГРІ, 2007б, 97 с.
- Трегубенко В.І., Лукін О.Є., Кремнецький О.О.,

- Петровский О.П., Костенко М.М., Слоницька С.Г., Шимків Л.М., Нікіташ О.Б., Дзюба Б.М., Нечаева Т.С., Іпатенко С.П. *Вивчення аномальних геофізичних зон Українського щита, прилеглих до нафтогазононосних басейнів з метою оцінки перспектив їх нафтогазоносності (2005—2009)*. Київ: Геоінформ, 2009, 405 с.
- Цветкова Т.А., Бугаенко И.В. Сейсмотомография мантии под Восточно-Европейской платформой: мантийные скоростные границы. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 5. С. 161—170. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116672>.
- Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Скоростная делимость мантии под Украинским щитом. *Геофиз. журн.* 2016. Т. 38. № 4. С. 75—87. <http://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i4.2016.107802>.
- Шумлянская Л.А., Заец Л.Н., Цветкова Т.А. Трехмерная скоростная структура мантии территории Украины и нефтегазоносность. *Геофиз. журн.* 2007. Т. 29. № 1. С. 122—130.
- Щербаков И.Б. *Петрология Украинского щита*. Львов: ЗУКЦ, 2005, 366 с.
- Bogdanova, S.V., Starostenko, V.I., Gintov, O.B., Pashkevich, I.K., Kuprienko, P.Ya., Kutas, R.I., Makarenko, I.B., & Tsvetkova, T.A. (2008). Long-lived E-W fault zones in the lithosphere of Western Sarmatia. *Geophysical Research. Abstr.*, 13—18. Apr., Vienna, Austria.
- Bogdanova, S., Lubnina, N. & Gintov, O.B. (2012). Formation of the East European Craton (Baltica) in the Late Paleoproterozoic as caused by episodic rotations and collisions within assembling supercontinent Columbia (Nuna). *Abstract 1484469 presented at 2012. Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif.*, 3—7 Dec.
- Dziewonski, A.M., & Anderson, D.L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25, 297—356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7).
- Geyko, V.S. (2004). A general theory of the seismic travel-time tomography. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 26(2), 3—32.
- Glevassky, E.B., & Glevasska, A.M. (2002). The Ukrainian Shield: Precambrian Regional Structure and Paleogeodynamics. *Mineralogicheskii Zhurnal*, 24(4), 47—57.
- Hauser, F., Raileanu, V., Fielitz, W., Bala, A., Prodehl, C., Polonic, G., & Schulze, A. (2001). VRANCEA99 — The crustal structure beneath the southeastern Carpathians and the Moesian Platform from a seismic refraction profile in Romania. *Tectonophysics*, 340, 233—256. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00195-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00195-0).
- Hippolyte, J.-C. (2002). Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist-Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics*, 357, 33—53. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00361-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00361-X).
- Janik, T., Starostenko, V., Aleksandrowski, P., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Zayats, K., Mechie, J., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Wójcik, D., Omelchenko, V., Legostaieva, O., Głuszyński, A., Tolkunov, A., Amashukeli, T., Gryn', D., & Chulkov, S. (2022). Lithospheric Structure of the East European Craton at the Transition from Sarmatia to Fennoscandia Interpreted from the TTZ-South Seismic Profile (SE Poland to Ukraine). *Minerals*, 12(2), 1—124. <https://doi.org/10.3390/min12020112>.
- Jeffreys, H., & Bullen, K.E. (1940). *Seismological Tables*. British Association for the Advancement of Science, London.
- Inoue, H., Fukao, Y., Tanabe, K., & Ogata, Y. (1990). Whole mantle P-wave travel-time tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 59, 294—328. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90236-Q](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90236-Q).
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., & Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophysical Journal International*, 122(1), 108—124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>.
- Kutas, R.I. (1984). Heat flow, radiogenic heat and crustal thickness in southwest USSR. *Tectonophysics*, 103, 167—174. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90081-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90081-7).
- Lehmann, I. (1959). Velocities of longitudinal waves in the upper part of the Earth's mantle. *Annales de Géophysique*, 15, 93—118. <https://doi.org/10.4095/311150>.
- Lysynchuk, D., Farfuliak, L., & Kolomiyets, K. (2019). Reconstruction of seismic DSS cross section of the VI geotravers and detailing of velocity characteristics of the earth crust in

- the gravity Bandura structure. *Geoinformatics. EAGE-2019-16160*.
- Rokityansky, I.I., & Tereshyn, A.V. (2023). Electrical conductivity anomalies study. *Geofizychnyi Zhurnal*, 45(4), 116—127. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i4.286288>.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Grad, M., Kovács, 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. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228620>.
- Starostenko, V., Murovskaya, A., Yegorova, T., Gintov, O., & Amashukeli, T. (2022). The relationship of the oil and gas fields of the Forecarpathian region with the regional faults system and deep structure. *Geofizychnyi Zhurnal*, 44(1), 111—123. <https://doi.org/10.24028/gzh.v44i1.253713>.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Niccaill, C.M., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., Van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., & Cocks, R.L.M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114, 325—368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>.
- Yegorova, T.P., Kozlenko, V.G., Pavlenkova, N.I., & Starostenko, V.I. (1995). 3-D density model for the lithosphere of Europe: construction method and preliminary results. *Geophysical Journal International*, 121, 873—892. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06445.x>.
- Yegorova, T.P., Stephenson, R.A., Kostyuchenko, S.L., Baranova, E.P., Starostenko, V.I. & Popolitov, K.E. (2004). Structure of the lithosphere below the southern margin of the East European Craton (Ukraine and Russia) from gravity and seismic data. *Tectonophysics*, 381, 81—100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.003>.

Tectonics and deep structure of the south western part of the East European Platform within Ukraine. P. II

***V.I. Starostenko, O.B. Gintov, G.V. Murovska,
S.V. Mychak, D.V. Lysynchuk, 2024***

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

The second part of the article continues the consideration of the deep crustal structure of the regions of Ukraine, in particular the Volyno-Podolsk Plate (VPP), as well as the Moho surface and mantle to a depth of 850 km, using a set of geophysical methods. Geothermal and density models of the crust are presented here. The seismic data show that the sedimentary cover of the VPP at the boundary with the Trans-European Suture Zone (TESZ) sinks to a depth of about 4 km instead of 8—10 km as previously thought, because the rest of the deep part of the Subcarpathian Trough is composed of crushed Precambrian crystalline rocks. The boundary between the East European Craton (EEC) and the West European Platform (WEP) is the Precarpathian Fault, which rises from the keeled Moho surface trough beneath the Precarpathian Forearc. The Moho keeled trough beneath the

Trans-European zone is the deepest part of this surface in Ukraine according to the wide-angle reflection/refraction (WARR) profiles. The average depth of the Moho surface in Ukraine, according to WARR data, is 40–45 km. According to the GSZ geotraverse and WARR profiles, listric fault zones are observed in the crust and upper part of the upper mantle, which sink in to the mantle to the depth of seismic observations (75–80 km). Further, in the form of subducting slabs 100–250 km thick and 300–1000 km long, they can be traced, according to seismic tomography, to a depth of 250–400 km. The paper briefly discusses the features of the seismic tomographic research methodology developed at the Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine and presents the scheme of the main sutural zones and slabs in the studied area. Slabs are observed mainly from Fennoscandia and from the Fennoscandia-Volga-Uralia boundary under Sarmatia, as well as from the under the TTZ and WEP, and from the WEP under the TTZ. It follows that the results of seismic tomography quite objectively confirm the conclusions of the supporters of plate-tectonic ideas expressed in the 1970s and 1980s before these results were available. The article presents general conclusions based on the results of the studies given in Parts I and II and emphasizes that the geophysical and geological data obtained in the XXI century leave no doubt that the geological development of Sarmatia, including the platform territory of Ukraine, from the Neoproterozoic to the present day has followed the geodynamic laws of plate-plume tectonics, to which the authors see no serious alternative.

Key words: Ukraine, Sarmatia, East European craton, tectonics, Moho section, mantle, geophysics, geodynamics.

References

- Bakhmutov, V.G., Polyachenko, E.B. (2014). Paleomagnetism of magmatic complexes of the Ingulsk megablock in solving the problems of geodynamics of the Ukrainian Shield. *Materials of the International Scientific Conference, Kyiv, 16–17 September* (in Russian).
- Bugaenko, I.V., Zaets, L.N., & Tsvetkova, T.A. (2015). Velocity typing the middle and lower mantle of Europe. *Geofizychnyi Zhurnal*, 37(3), 88–101. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111104> (in Russian).
- Bugaenko, I.V., Shumlyanska, L.A., Zaets, L.N., & Tsvetkova, T.A. (2008). Three-dimensional P-velocity model of the Black Sea and adjacent territory mantle. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 30(5), 145–160 (in Russian).
- Burakhovich, T.K., Nikolaev, I.Yu., Sheremet, E.M., & Shirkov, B.I. (2015). Geoelectric anomalies of the Ukrainian shield and their relation to mineral deposits. *Geofizychnyi Zhurnal*, 37(6), 42–63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i6.2015.111171> (in Russian).
- Geyko, V.S. (1997). Taylor approximation of the wave equation and the eikonal equation in inverse seismic tasks. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 19(3), 48–68 (in Russian).
- Geyko, V.S., Tsvetkova, T.A., Shumlyanska, L.A., Bugaenko, I.V., & Zaets, L.N. (2005). Regional 3-D P-velocity model of the Sarmatia mantle (southwest of the East European Platform). *Geofizicheskiy Zhurnal*, 27(6), 927–939 (in Russian).
- Antsiferov, A.V. (Ed.). (2008). *Geological and Geophysical Model of the Golovanevsk Suture Zone of the Ukrainian Shield*. Donetsk: Weber, 308 p. (in Russian).
- Gintov, O.B. (2017). Temporal sequence of geodynamic development processes in the territory of Ukraine from the Eoarchean to Anthropogen. *Geofizychnyi Zhurnal*, 39(1), 17–40. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v39i1.2017.94009> (in Russian).
- Gintov, O.B. (2012). Precambrian of the Ukrainian Shield and Plate Tectonics. *Geofizychnyi Zhurnal*, 34(6), 2–21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i6.2012.116694> (in Russian).
- Gintov, O.B. (2019). Plate-plume tectonics as an integrated mechanism of geodynamic development of the tectonosphere of Ukraine and adjacent regions. *Geofizychnyi Zhurnal*, 41(6), 3–34. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i6.2019.190064> (in Russian).

- Gintov, O.B. (2015). Problems of geodynamics of the Ukrainian Shield in Precambrian. *Geofizychnyi Zhurnal*, 37(5), 3—22. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i5.2015.111142> (in Russian).
- Gintov, O.B. (2014). Scheme of periodization of faulting stages in the Earth's crust of the Ukrainian Shield — new data. *Geofizychnyi Zhurnal*, 36(1), 3—18. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i1.2014.116145> (in Russian).
- Gintov, O.B., & Mychak, S.V. (2014). Kinematics of formation of the Ukrainian Shield during the period of 1.80—1.73 Ga ago according to the results of studies of the fracturing of rocks of Korosten and Korsun-Novomirgorod plutons. *Geofizychnyi Zhurnal*, 36(4), 2—36. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i4.2014.116006> (in Russian).
- Gintov, O.B., Tsvetkova, T.O., Bugayenko, I.V., Zayats, L.M., & 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. *Geofizychnyi Zhurnal*, 44(6), 63—87. <https://doi.org/10.24028/gj.v44i6.273640> (in Ukrainian).
- Glevasskiy, E.B. (2005). Solution of some problems of petrology and stratigraphy of the Ukrainian Shield from the standpoint of plate tectonics. *Mineralogicheskii Zhurnal*, 27(3), 57—66 (in Russian).
- Glevasskiy, E.B., & Kalyaev, G.I. (1998). Precambrian and plate tectonics (problem of plate tectonic reconstructions of the southwestern segment of the East European platform). In *Geology and stratigraphy of the Precambrian of the Ukrainian Shield* (pp. 38—40). Kyiv (in Russian).
- Zayats, H.B. (2013). *Deep structure depths of the Western region of Ukraine on the basis of seismic investigations and directions of oil and gas prospecting*. Lviv: Center of Europe, 80 p. (in Ukrainian).
- Kalyaev, G.I. (1976). The Earth Crust of the Ukrainian Shield and Plate Tectonics. *Geologicheskii Zhurnal*, 36(1), 29—41 (in Russian).
- Kalyaev, G.I., Glevasskiy, E.B., & Dimitrov, G.H. (1984). *Paleotectonics and Crustal Structure of the Precambrian Iron Ore Province of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 237 p. (in Russian).
- Krasovskiy, S.S. (1989). *Gravitational modeling of deep crustal structures and isostasy*. Kiev: Naukova Dumka, 247 p. (in Russian).
- Krasovskiy, S.S. (1981). *Reflection of the dynamics of the earth's crust of the continental type in the gravitation field*. Kiev: Naukova Dumka, 261 p. (in Russian).
- Kulyk, S.N., & Burakhovich, T.K. (2007). Three-dimensional geoelectrical model of the crust of the Ukrainian shield. *Fizika Zemli*, (4), 21—27 (in Russian).
- Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., Starostenko, V.I., & Legostaeva, O.V. (2007). Three-dimensional density model of the Earth's crust and upper mantle of the Ukrainian Shield. *Geofizicheskii Zhurnal*, 29(5), 3—27 (in Russian).
- Kutas, R.I., Korchagin, I.M., Tsvyashchenko, O.V., & Zubal, S.D. (2003). Technology of thermal field modeling in complex homogeneous and heterogeneous environments: software, methodological principles, practical results. *Geoinformatics*, (2), 35—45 (in Ukrainian).
- Kutas, R.I., Stakhova, L.I., & Nevzglyad, L.I. (2019). *Geothermal models of the Earth's crust along seismic geotraverses IV, VI, VIII*. In the Report of the S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine on research work on the topic «Development of a methodology for three-dimensional geological and geophysical modeling of promising local geological structures of the Bug mining district in order to build their detailed geological maps and prospecting for minerals» (pp. 85—94). Kyiv: UTGF, 390 p. (in Ukrainian).
- Kushnir, A.M. (2019). Geoelectrical inhomogeneities of the Earth's crust and upper mantle of the territory of Ukraine: *Abstract of doctoral dissertation, 04.00.22-geophysics*. Kyiv, 40 p. (in Ukrainian).
- Lebedev, T.S., Korchyn, V.A., Savenko, B.Ya., Shapoval, V.I., & Shepel, S.I. (1986). *Physical properties of mineral substance in temperatural and baric conditions*. Kiev: Naukova Dumka, 193 p. (in Russian).
- Legostaeva, O.V. (2021). Mathematical and software of the automated system of 3d interpretation of potential field data (GMT-AUTO). *Abstract of doctoral dissertation, 04.00.22-geophysics*. Kyiv, 40 p. (in Ukrainian).
- Logvinov, I.M., & Tarasov, V.N. (2019). Electrical

- conductivity of the crust and mantle of the East European platform in the western part of Ukraine from 2D inversion. *Geofizychnyi Zhurnal*, 41(1), 44—75. <http://dx.doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v41i1.2019.158863> (in Russian).
- Makarenko, I.B. (2021). Density heterogeneity of the Earth's crust of Ukraine and adjacent territories from three-dimensional gravity modelling. *Geofizychnyi Zhurnal*, 43(2), 45—85. <http://dx.doi.org/10.24028/gzh.v43i2.230190> (in Russian).
- Murovska, G.V. (2023). About the oil and gas capacity of the Carpathian region of Ukraine. *Visnyk NANU*, (3), 52—59. <https://doi.org/10.15407/visn2023.03.052> (in Ukrainian).
- Murovska, A., Stovba, S., Verpakhovska, O., Hnylko, O., Orlyuk, M., & Mychak, S. (2024). *Structure and geodynamics of the lithosphere of oil and gas-bearing and ore regions of Ukraine according to the latest geological and geophysical data*. Kyiv: Naukova Dumka, 245 p. <http://dx.doi.org/10.15407/978-966-00-1912-6> (in Ukrainian).
- Orlyuk, M.I., Pashkevich, I.K., Burakhovich, T.K., Kuprienko, P.Ya., Makarenko, I.B., & Tsvetkova, T.A. (2018). Ukrainian shield. In *Essays on the geodynamics of Ukraine* (pp. 24—35). Kiev: Vi En Ey (in Russian).
- Orlyuk, M.I., Romenets, A.A., Marchenko, A.V., Orlyuk, I.M., & Ivashchenko, I.N. (2015). Magnetic declination of the territory of Ukraine: the results of observations and calculations. *Geofizychnyi Zhurnal*, 37(2), 73—85. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i2.2015.111307> (in Russian).
- Starostenko, V.I., & Gintov, O.B. (Eds.). (2018). *Essays on the geodynamics of Ukraine*. Kiev: ViEnEy, 465 p. (in Russian).
- Patalakha, E.I., Senchenkov, I.K., & Trofimenko, G.L. (2004). *Problems of tectonic-geodynamic evolution of the southwestern foreland of the East European Craton and its orogenic frame*. Kiev, 234 p. (in Russian).
- Pushcharovskiy, Yu.M., & Pushcharovskiy, D.Yu. (2010). *Geology of the Earth's Mantle*. Moscow: GEOS, 138 p. (in Russian).
- Sollogub, V.B. (1986). *Lithosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 183 p. (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 Platform within Ukraine. P. I. *Geofizychnyi Zhurnal*, 46(4), 3—40. <https://doi.org/10.24028/gj.v46i4.305802> (in Ukrainian).
- Starostenko, V.I., Danilenko, V.A., Vengrovich, D.B., Kutas, R.I., Stefenson, R.A., & Stovba, S.N. (2001). Modeling of sedimentary basins evolution with consideration of natural environment structure and self-organization processes. *Fizika Zemli*, (12), 40—51 (in Russian).
- Starostenko, V.I., Kuprienko, P.Y., Makarenko, I.B., Legostaeva, O.V., & Savchenko, A.S. (2012). Density inhomogeneity of the Earth's crust along the latitudinal zones of the faults of the Ukrainian Shield and the Dnieper-Donets Basin. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 34(6), 113—132. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i6.2012.116718> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Kuprienko, P.Y., Makarenko, I.B., Savchenko, A.S., & Legostaeva, O.V. (2015a). Density heterogeneity of the Earth's crust of the Ingulmegablock of the Ukrainian Shield according to the data of three-dimensional gravity modeling. *Geofizychnyi Zhurnal*, 37(3), 3—21. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i3.2015.111089> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Legostaeva, O.V., Makarenko, I.B., Pavlyuk, E.V., & Sharypanov, V.M. (2004). About automated computer input of images of geological-geophysical maps with discontinuities of the first kind and visualization in interactive mode of three-dimensional geophysical models and their fields. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 26(1), 3—13 (in Russian).
- Starostenko, V.I., Legostaeva, O.V., Makarenko, I.B., & Savchenko, A.S. (2015b). Software system for automated data interpretation of potential field (GMT-Auto). *Geofizychnyi Zhurnal*, 37(1), 42—52. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i1.2015.111322> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Matsello, V.V., Aksak, I.N., Kulesh, V.A., Legostaeva, O.V., & Yegorova, T.P. (1997). Automation of computer input of images of geophysical maps and construction of their digital models. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 19(1), 3—13 (in Russian).
- Starostenko, V.I., Sharypanov, V.M., Savchen-

- ko, A.S., Legostaeva, O.V., Makarenko, I.B., & Kuprienko, P.Ya. (2011). On the automated interactive processing of graphic images of geological and geophysical objects. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 33(1), 54—62. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i1.2011.117325> (in Russian).
- Starostenko, V.I., Sharypanov, V.M., Sharypanov, A.V., Savchenko, A.S., Legostaeva, O.V., Makarenko, I.B., & Kuprienko, P.Ya. (2016). Interactive software package Isohypse for three-dimensional geological and geophysical models and its practical use. *Geofizychnyi Zhurnal*, 38(1), 30—42. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i1.2016.107720> (in Russian).
- Stupka, O.M. (2018). «Young platforms» — traditional manifestations and reality (geodynamic aspect). *Geodynamics*, 24(1), 51—59. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.01.051> (in Ukrainian).
- Gurskyi, D.S., & Kruglov, S.S. (Eds.). (2007a). *Tectonic map of Ukraine. Scale 1:1000 000* (in Ukrainian).
- Tectonic map of Ukraine. Scale 1:1000 000. Pt. I. Explanatory note.* (2007b). Kyiv: UkrDGRI, 97 p. (in Ukrainian).
- Tregubenko, V.I., Lukin, O.E., Kremnetsky, O.O., Petrovsky, O.P., Kostenko, M.M., Slonytska, S.G., Shymkiv, L.M., Nikitash, O.B., Dzyuba, B.M., Nechaeva, T.S., & Ipatenko, S.P. (2009). *Study of anomalous geophysical zones of the Ukrainian Shield, adjacent to oil and gas-bearing basins, in order to assess the prospects of their oil and gas bearing capacity (2005—2009)*. Kyiv: Geoinform, 405 p. (in Ukrainian).
- Tsvetkova, T.A., & Bugaenko, I.V. (2012). Seismotomography of the mantle under the East European Platform: mantle velocity boundaries. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 34(5), 161—170. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v34i5.2012.116672> (in Russian).
- Tsvetkova, T.A., Bugaenko, I.V., & Zaets, L.N. (2016). Velocity divisibility of the mantle beneath the Ukrainian Shield. *Geofizychnyi Zhurnal*, 38(4), 75—87. <http://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v38i4.2016.107802> (in Russian).
- Shumlyanska, L.A., Zaets, L.N., & Tsvetkova, T.A. (2007). Three-dimensional velocity structure of the mantle of the territory of Ukraine and oil and gas potential. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 29(1), 122—130 (in Russian).
- Sherbakov, I.B. (2005). *Petrology of the Ukrainian Shield*. Lvov: ZUKTS, 366 p. (in Russian).
- Bogdanova, S.V., Starostenko, V.I., Gintov, O.B., Pashkevich, I.K., Kuprienko, P.Ya., Kutas, R.I., Makarenko, I.B., & Tsvetkova, T.A. (2008). Long-lived E-W fault zones in the lithosphere of Western Sarmatia. *Geophysical Research. Abstr.*, 13—18. Apr., Vienna, Austria.
- Bogdanova, S., Lubnina, N. & Gintov, O.B. (2012). Formation of the East European Craton (Baltica) in the Late Paleoproterozoic as caused by episodic rotations and collisions within assembling supercontinent Columbia (Nuna). *Abstract 1484469 presented at 2012. Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 3—7 Dec.*
- Dziewonski, A.M., & Anderson, D.L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25, 297—356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7).
- Geyko, V.S. (2004). A general theory of the seismic travel-time tomography. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 26(2), 3—32.
- Glevassky, E.B., & Glevasska, A.M. (2002). The Ukrainian Shield: Precambrian Regional Structure and Paleogeodynamics. *Mineralogicheskiy Zhurnal*, 24(4), 47—57.
- Hauser, F., Raileanu, V., Fielitz, W., Bala, A., Prodehl, C., Polonic, G., & Schulze, A. (2001). VRANCEA99 — The crustal structure beneath the southeastern Carpathians and the Moesian Platform from a seismic refraction profile in Romania. *Tectonophysics*, 340, 233—256. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00195-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00195-0).
- Hippolyte, J.-C. (2002). Geodynamics of Dobrogea (Romania): new constraints on the evolution of the Tornquist-Teisseyre Line, the Black Sea and the Carpathians. *Tectonophysics*, 357, 33—53. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00361-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00361-X).
- Janik, T., Starostenko, V., Aleksandrowski, P., Yegorova, T., Czuba, W., Środa, P., Murovskaya, A., Zayats, K., Mechie, J., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Wójcik, D., Omelchenko, V., Legostaieva, O., Głuszyński, A., Tolkunov, A., Amashukeli, T., Gryn', D., & Chulkov, S. (2022). Lithospheric Structure of the East European

- Craton at the Transition from Sarmatia to Fenoscandia Interpreted from the TTZ-South Seismic Profile (SE Poland to Ukraine). *Minerals*, 12(2), 1—124. <https://doi.org/10.3390/min12020112>.
- Jeffreys, H., & Bullen, K.E. (1940). *Seismological Tables*. British Association for the Advancement of Science, London.
- Inoue, H., Fukao, Y., Tanabe, K., & Ogata, Y. (1990). Whole mantle P-wave travel-time tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 59, 294—328. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90236-Q](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90236-Q).
- Kennett, B.L.N., Engdahl, E.R., & Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophysical Journal International*, 122(1), 108—124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>.
- Kutas, R.I. (1984). Heat flow, radiogenic heat and crustal thickness in southwest USSR. *Tectonophysics*, 103, 167—174. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90081-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90081-7).
- Lehmann, I. (1959). Velocities of longitudinal waves in the upper part of the Earth's mantle. *Annales de Géophysique*, 15, 93—118. <https://doi.org/10.4095/311150>.
- Lysynchuk, D., Farfuliak, L., & Kolomiyets, K. (2019). Reconstruction of seismic DSS cross section of the VI geotravers and detailing of velocity characteristics of the earth crust in the gravity Bandura structure. *Geoinformatics. EAGE-2019-16160*.
- Rokityansky, I.I., & Tereshyn, A.V. (2023). Electrical conductivity anomalies study. *Geofizychnyi Zhurnal*, 45(4), 116—127. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i4.286288>.
- Starostenko, V., Janik, T., Kolomiyets, K., Czuba, W., Środa, P., Grad, M., Kovács, 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. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228620>.
- Starostenko, V., Murovskaya, A., Yegorova, T., Gintov, O., & Amashukeli, T. (2022). The relationship of the oil and gas fields of the Forecarpathian region with the regional faults system and deep structure. *Geofizychnyi Zhurnal*, 44(1), 111—123. <https://doi.org/10.24028/gzh.v44i1.253713>.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Niocaill, C.M., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., Van Hinsbergen, D.J.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., & Cocks, R.L.M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114, 325—368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>.
- Yegorova, T.P., Kozlenko, V.G., Pavlenkova, N.I., & Starostenko, V.I. (1995). 3-D density model for the lithosphere of Europe: construction method and preliminary results. *Geophysical Journal International*, 121, 873—892. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb06445.x>.
- Yegorova, T.P., Stephenson, R.A., Kostyuchenko, S.L., Baranova, E.P., Starostenko, V.I. & Popolitov, K.E. (2004). Structure of the lithosphere below the southern margin of the East European Craton (Ukraine and Russia) from gravity and seismic data. *Tectonophysics*, 381, 81—100. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.08.003>.