УДК 551.14
DOI: http://doi.org/10.17721/1728-2713.91.06

П. Пігулевський, д-р геол. наук, ст. наук. співроб.;
Л. Шумлянська, канд. геол. наук, наук. співроб.,
E-mail: lashum@ukr.net;
Ю. Дубовенко, канд. фіз-мат. наук, ст. наук. співроб.;
Інститут геофізики НАН Україні ім. С.І. Субботіна,
просп. Палладіна, 32, м. Київ, Україна

ПЕРШІ РЕЗУЛЬТАТИ ІНТЕРПРЕТАЦІЇ ЗА СЕЙСМОТОМОГРАФІЧНИМ ГЕОТРАВЕРСОМ "ВІННИЦЯ – ТАГАНРОГ"

(Представлено членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. С.А. Вижвою)

Розглянуто методичні аспекти та результати вивчення стратиграфічного розрізу верхньої мантії вздовж сейсмотомографічного геотраверсу "Вінниця – Таганрог". Для локалізації різних особливостей стану мантії, які можуть бути пов'язані зі зміною речовинного складу, густини субстрату, температури тощо було застосовано аналіз кривих першого та другого градієнта швидкості з пошуком точок перегину на первинній швидкісній кривій v_p, яка була отримана при побудові сейсмотомографічної моделі за методом Тейлорової апроксимації. Перед аналізом кривизни проводилась процедура згладжування відповідно до довжини хвиль, що відповідають зонам Френеля, які охоплює хвиля в мантії на певних глибинах. За вказаною методикою розраховано криві швидкостей v_p і градієнтів швидкостей для верхньої мантії під основними тектонічними структурами Українського щита (УЩ) вздовж геотраверсу "Вінниця – Таганрог", який перетинає Подільський і Бузький мегаблоки, Голованівську шовну зону, Інгульський мегаблок, Криворізько-Кременчуцьку шовну зону, Середньопридніпровський мегаблок, Оріхівсько-Павлоградську шовну зону і Приазовський мегаблок.

За результатами досліджень були виділені найбільш значимі особливості будови мантії в інтервалі глибин 50–750 км. З позиції тектоніки УЩ виділена трансрегіональна тектонічна зона (розташована між точками 30.0E, 49N і 32.0E, 48.25N), над якою розташовані Голованівська шовна зона (ГШЗ), східна частина Бузько-Росинського мегаблока і західна – Інгульського, де спостерігаються значні порушення загальної мантійної межі, що називається межею 660 км – між верхньою та середньою мантіями. Під Подільським мегаблоком ця межа розташована на глибинах 550–560 км. Під ГШЗ вона піднімається вище, до відміток 450–460 км, а на схід від шовної зони вона різко опускається до 660–670 км і набуває субгоризонтального положення. Різкий стрибок до відміток 450–460 км показує глобальну зону зриву і характер контакту між різними геодинамічними мантійними областями сучасної платформи.

Ключові слова: градієнтний аналіз, мантійні межі, геодінамика.

Вступ. Метою представленої статті – є ознайомлення наукового товариства з використанням відомого градієнтного аналізу для трансформації швидкісних сейсмотомографічних розрахунків у модель з обґрунтовано виділеними межами в неоднорідній мантії.

Для виділення топоморфологічних особливостей аномалій в мантії було використано трансформацію швидкісного сейсмотомографічного розрізу первинної моделі (*Гейко и др., 2005*). Критеріями виділення меж були вибрані точки перегинів градієнтних кривих. Подібний підхід був використаний L.R. Johnsony 1969 р. (*Johnson, 1969*). Узявши до уваги сукупність ознак по перших і других похідних, ми визначаємо розмірність отриманої об'єднаної матриці вздовж профіля як 2,5 (*Shumlianska et al., 2020*). Виділені межі аномалій градієнтів (похідних) дозволяють локалізувати різні особливості стану мантії, які можуть бути пов'язані зі змінами речовинного складу, аномаліями густини, температури тощо (*Пігулевський та ін., 2014*). Сподіваємось, що подальше вивчення інформації, отриманої на основі побудованої моделі, дозволить дослідникам наблизитися до розуміння природи мантії.

Мета роботи – вивчення стратиграфічного розрізу верхньої мантії вздовж томографічного геотраверсу "Вінниця – Таганрог" за допомогою аналізу значень першого градієнта кривої Р-хвилі (v_p), який, відповідно до його фізичного змісту, дозволяє відокремити ділянки з різним прискоренням швидкості, виділити за результатами досліджень найбільш значимі особливості будови мантії в інтервалі глибин 50–750 км.

Об'єкти та методи. В основу наших розрахунків покладена сейсмотомографічна модель мантії під територією України (*Гейко и др., 2006*), побудована за методом Тейлорової апроксимації (*Гейко, 2004*). Згідно з цією методикою годографи, які в подальшому шляхом інверсії перераховуються у швидкісні криві, збираються для виділеного об'єму геофізичного середовища у форматі серединної точки. Для побудови загального годографа використано тільки час перших вступів Р-хвиль, хоч поперечні хвилі S більш чутливі до рідкої фази речовини. Причина, з якої були використані тільки дані по Р-хвилях, тривіальна – недостатня кількість визначень часу вступів S-хвилі у сейсмологічних бюлетенях. Само по собі визначення часу першого вступу поперечних S-хвиль – завдання неоднозначне. У практичній сейсмології інтерпретатор має застосовувати декілька методів аналізу, крім візуального. Для впевненого виділення користуються поляризаційним методом, який дозволяє простежувати за рухом частинки в тривимірному просторі, вейльвет аналізом та іншими методами, рекомендованих в інструкціях для сейсмологів, що надаються разом з відповідним програмним комплексом WSG (*Программа WSG, н.д.*), SeisGRAM (*SiesGRAM2, n.d.*), SeisCOMP3 (*SeisCOMP3, n.d.*). Тому за масової обробки, якщо виникають сумніви щодо чіткості чи правильності визначення вступу S-хвилі, її час не вказують у бюлетенях, щоб не збільшувати похибку визначень часу вступу хвиль. Для побудови годографів у моделі для мантії під територією України (*Гейко и др., 2005, 2006*) було використано загальнодоступний Сейсмологічний бюлетень Міжнародної сейсмологічної служби ISC із 1970 р. по 2012 р. Для Українського щита (УЩ), територія якого розташована в малосейсмічній зоні, завдання пошуку даних про вступ хвиль ще більш ускладнюється, оскільки кількість первинного матеріалу вкрай мала для побудови годографів. Крім того, кількість сейсмічних станцій невелика, їхнє розташування нерівномірне, що ще більш погіршує ситуацію зі збором первинного матеріалу. Для порівняння, на сьогодні мережа сейсмічних станцій Інституту геофізики НАН України становить 27 станцій, 20 з яких розташовані в Карпатському регіоні. Необхідна кількість станцій для оптимальної мережі має становити 137 станцій, які мають розташовуватись по рівномірній сітці по всій території України (*Burminand Shumlianska, 2020*). Таким чином, Р-хвилі для побудови томографічної моделі були вибрані через відсутність іншого джерела первинної інформації.

© Пігулевський П., Шумлянська Л., Дубовенко Ю., 2020

Визначення меж у мантії проводилось за допомогою аналізу кривих першого та другого градієнта швидкості з пошуком точок перегину на швидкісній кривій v_p. Перед аналізом кривизни проводилась процедура згладжування відповідно до довжини хвиль чи зони Френеля, які охоплює хвиля в мантії на певних глибинах. Ця процедура проводилась з метою видалення хибних флуктуацій, що утворюються при інверсії годографів у швидкісні криві.

Еталоном для розрахунку довжини хвилі була взята модель IASP-91 як одна з найпопулярніших і відомих моделей (*Kennett, 1991*). Щоб показати, що вибір швидкісної моделі не має принципового значення для процедури згладжування, на рис. 1 винесені розраховані довжини хвиль при періоді коливань сейсмічної хвилі 5 с для різних швидкісних моделей: моделі IASP – 1, PEM – 2 (*Жарков, 2013*), модель Гейка – 3. Як видно з рисунка, усі швидкісні криві в мантії майже збігаються за числовими значеннями, але відмінні за геометрією. Узагальнюючи швидкісні моделі, відомі на сьогодні, найбільші відмінності швидкісні криві мають у верхній частині розрізу, у земній корі та прилеглій до границі Мохоровичича (Мохо) мантії. Що стосується розривів суцільності, то в перерахунку на довжину хвилі різниця становить близько 5 км довжини хвилі. При цьому крок згладження по швидкісній кривій у початковій моделі становить 25 км, а після 50, тобто в масштабах фізичної правдоподібності можливостей для даного метода, визначення аномалій величиною 5 км не має значення.

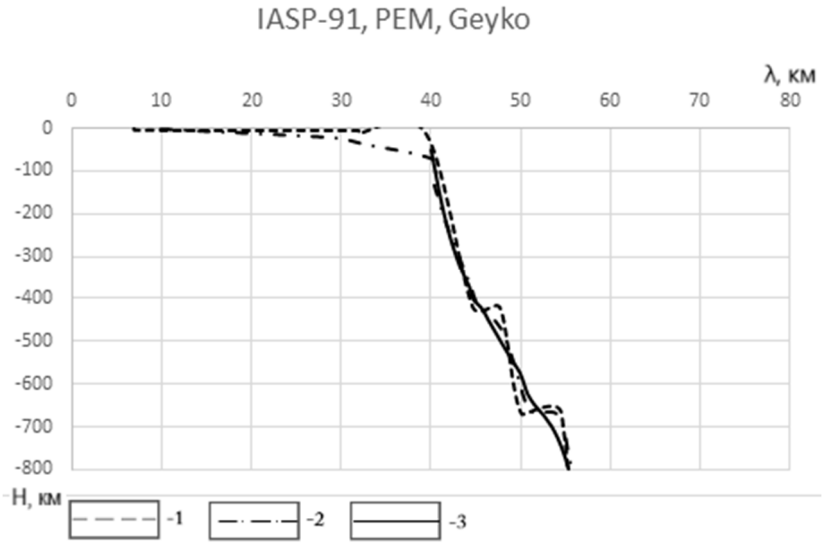

Рис. 1. Довжина хвилі для землетрусів з періодом поздовжніх хвиль 5 с, розподіл швидкостей з глибиною для різних моделей:
IASP – 1, PEM – 2, модель Гейка – 3

На глибинах 0–700 км довжина хвилі коливається в межах 30–50 км. Це дає нам приблизну оцінку роздільної здатності променевого методу сейсмічної томографії, у тому числі в наближенні Тейлора. Перший етап аналізу полягає в усуненні можливих штучних аномалій і флуктуацій швидкісної кривої, створених внаслідок роботи алгоритму чисельного звернення годографа в швидкісну криву, що є процедурою згладжування кривої v_p з кроком, порівнянним з довжиною хвилі. Він дорівнює 30 км – для глибин 0-200 км (літосфера) і 50 км для глибин від 200 до 700 км.

Межі мантійних неоднорідностей, визначені по точкам екстремумів першого градієнта кривої v_p (*Pigulevskiyetal., 2019*), дозволили відділити ділянки з різним прискоренням швидкості (відповідно до фізичного змісту градієнта) у стратиграфічному розрізу верхньої мантії. У межах кожного інтервалу з однаковим значенням прискорення ми припускаємо наявність аномалії (шару) мантійної речовини, імовірно, однакової природи. Точки перегину другого градієнта v_p, які визначаються за точками екстремумів градієнтної кривої $\left(\mathrm{grad}_{v_p}\right)$, показують положення максимуму і мінімуму градієнтної кривої $\mathrm{grad}v_p$, що дає важливу додаткову інформацію про локальні варіації швидкостей у мантії з глибиною. Фізичний сенс градієнта другого рівня можливо трактувати як зональний розподіл мантійних аномалій (*Pigulevskiy et al., 2019; Shumlianska et al., 2020*).

За вказаною методикою розраховано градієнти швидкостей для верхньої мантії під основними тектонічними структурами УЩ уздовж зведеного профілю А-А1, названого томографічним геотраверсом "Вінниця – Таганрог" (рис. 2). Профіль перетинає Подільський і Бузький мегаблоки, Голованівську шовну зону, Інгульський мегаблок, Криворізько-Кременчуцьку шовну зону, Середньопридніпровський мегаблок, Оріхівсько-Павлоградську шовну зону і Приазовський мегаблок. Кожен вертикальний стовпець у межах виділеного блока має прив'язку до центральної географічної координати і представлений 1D швидкісною кривою v_p.

Межі блоків (рис. 2) визначено після аналізу поля середніх швидкостей, зібраних за даними глибинного сейсмічного зондування (ГСЗ), і віднесених до головних тектонічних одиниць, мегаблоків і шовних зон. Дані про середні швидкості були використані для врахування впливу наближених до реальних даних по швидкостях у корі на швидкості у верхній мантії (*Шумлянская и др., 2014*).

Результатом градієнтного аналізу можуть бути як числова матриця, так і матриця векторів, яка показує напрямки зміни значень. Можливість використання різних видів візуалізації градієнтного аналізу дозволяє виділяти різні особливості структури швидкісної матриці і як результат – отримати додаткові варіанти для інтерпретації. На рис. 3–4 проілюстровано можливості різних видів візуалізації градієнтного аналізу, що дозволило виділити ряд найбільш значимих особливостей будови мантії й у першу чергу – найбільш контрастні межі в інтервалі глибин 50–750 км.

Рис. 2. Схема розташування зведеного профілю А-А1 (геотраверс "Вінниця – Таганрог") уздовж основних структур Українського щита.
Розподіл структур і опис їхніх швидкісних характеристик наведено в роботі (Шумлянская и др., 2014);
цифри: 1 – середня потужність земної кори; 2 – середня швидкість у шарі 0–15 км;
3 – середня швидкість у шарі 15 км (Мохо); 4 – швидкість над Мохо.
Інші позначення: I – Волинський мегаблок; II – Подільский мегаблок; III – Росінський мегаблок; IV – Бузький мегаблок;
V – Голованівська шовна зона; VI – Інгульский мегаблок; VII – Криворізька-Кременчуцька шовна зона;
VIII – Середньопридніпровський мегаблок; IX – Оріхівсько-Павлоградська шовна зона; X – Приазовський мегаблок

Результати та їхнє обговорення. Побудований сейсмічний розріз верхньої мантії та виділені межі вздовж геотраверсу "Вінниця – Таганрог" добре зіставляються із загальноприйнятими межами в мантії, виділеними сейсмологічними методами як за стрибками швидкості, так і по прекурсорах різних фаз відбиття PP, SS та інших (*Johnson, 1969; Deuss et al., 2013*).

Перший, більш детальний варіант розподілу локальних мантійних неоднорідностей, побудований по перегинах градієнтів швидкісних кривих grad_{V_p}; і доповнений значеннями другої похідної grad $\left(\mathrm{grad}_{V_p}\right)$, наведено в роботі (*Pigulevskiy et al., 2019; Shumlianska et al., 2020*), а ми нижче розглянемо більш узагальнений варіант, отриманий шляхом візуалізації числової матриці за допомогою програмного комплексу SURFER. Матриця, що показує числові значення градієнта вздовж томографічного геотраверсу, отримана в результаті розрахунку градієнта кривої v_p у кожній базовій точці. Вона дозволяє перетворити набір точок 1D зондування з відстанню між ними від 75 до 100 км уздовж умовного профілю А-А1 у 2D грід-модель. Значення градієнтів приведені до розмірності 50 х 50 км, що пов'язано із кроком згладжування по швидкісній кривій.

За результатами побудов (рис. 3) на розрізі виділяється досить контрастні лінійно-витягнуті аномалії перших похідних градієнтів швидкостей v_p з розривом і зсувом в інтервалі точок 29.25E, 49N і 31.5E, 48.5N. Західніше від них розташована вісь максимумів значень градієнтів на глибинах 560–570 км, а східніше вона залягає субгоризонтально на відмітках 660–680 км. Треба зазначити, що виділяється субгоризонтальний характер мантійних меж з малими кутами нахилу. Субвертікальні межі мантійних неоднорідностей добре простежуються по зсувах осей максимумів аномалій першого градієнта швидкості. У місцях різкої зміни положення меж були виділені розривні порушення (рис. 3).

На рис. 4 грід-модель перших градієнтів представлена у вигляді векторів, які показують напрямки зміни поля градієнтів швидкості. Саме уявлення у вигляді векторів наштовхує на аналогію з конвекційними комірками, в яких показано напрямки "руху" речовини в мантії. Таке відображення результатів досліджень має сенс, оскільки тільки за наявності градієнтів будь-якого фізичного або хімічного параметра виникає "рух" речовини. Таким чином, представлене векторне зображення (рис. 4) показує квазідинамічну картину, а швидкість та її градієнт відображає не тільки статичну, але й динамічну складову.

Відповідно до сучасних уявлень про будову мантії в ній виділяються три основні зони. Верхня мантія (до 660 км) – сама неоднорідна частина, включає три найбільш вивчені розділи мантії: границя Мохо; підошва літосфери на глибині ≈ 410 км; нижня межа ≈ 660 км (*Flanagan and Shearer, 1998; Houser et al., 2008*). Топографія мантійних меж чутлива до геодинамічних умов (*Тараканов и Веселов, 2014*), присутність різних флюїдів (*Литасов, 2011*), а також існування гарячих точок (плюмів) на різних глибинних рівнях і на різних стадіях функціонування (*Ладынин, 2006; Теркотт и Шуберт, 1985*).

Згідно з різними уявленнями градієнтного аналізу (рис. 3, 4) найбільш опущена частина межі 660 км розташована від точки 31.5E, 48.5N до 38.5E, 47.75N. Це відповідає на поверхні докембрійському щиту з імовірно більш холодною верхньою мантією. Під точкою з координатою 31.5E, 48.5N та навколо неї відбувається різкий стрибок цієї межі до позначки ≈ 450 км. Зсув осі значень першої похідної градієнтів швидкостей v_p досить різкий, що, імовірно, указує на те, що верхня мантія на цих глибинах перебуває в крихко-пластичному стані. Під точкою 29.25E, 48.5N позначається її різке занурення на 40–50 км (рис. 3), після якого вона знову стає субгоризонтальною з глибиною залягання 550–560 км. Як показано на рис. 3, в інтервалі геотраверсу між точками з координатами 29.25E, 48.5N – 31.5E, 48.5N спостерігається глибокий мінімум гравітаційного поля (у редукції Буге зі щільністю проміжного шару 2,3 г/см^3) та його амплітудно-спектральні характеристики різняться на захід і схід від мінімуму.

З позиції тектоніки УЩ виділена трансрегіональна зона, розташована між точками 30.0E, 49N і 32.0E, 48.25N, над якою розташовані Голованівська шовна зона (ГШЗ), східна частина Бузько-Росинського мегаблока і західна – Інгульського. На всіх візуальних представленнях градієнтного поля швидкостей ми спостерігаємо цю зону у вигляді значних порушень загальної мантійної межи, що називається межею 660 км – між верхньою та середньою мантіями (рис. 3, 4). Для західної частини УЩ, представленої Подільським мегаблоком, ця межа піднята до глибини 550–560 км. Під ГШЗ вона піднімається ще вище – до 450–460 км, а на схід від шовної зони межа верхньої та середньої мантії різко опускається до 660–670 км.

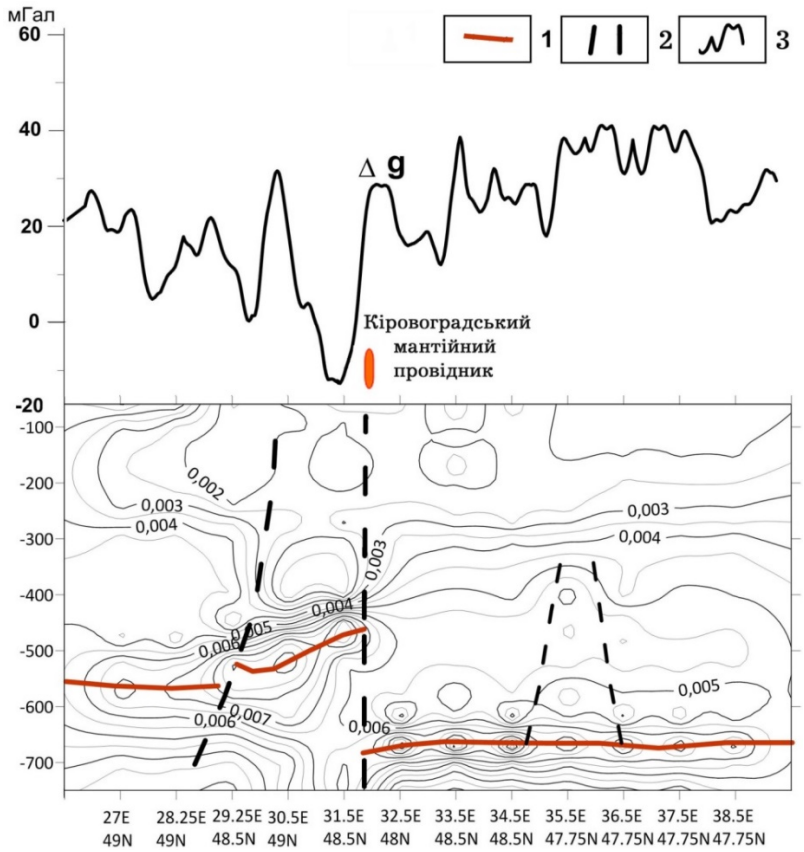

Рис. 3. 2D модель розподілу першої похідної градієнтів швидкостей v_p уздовж профілю А-А1.

Умовні позначення: 1 – осі максимальних значень першої похідної градієнтів швидкостей $\left(\mathrm{grad}_{v_p}\right)$;

2 – субвертикальні розломи у верхній мантії; 3 – крива сили тяжіння (мГал)

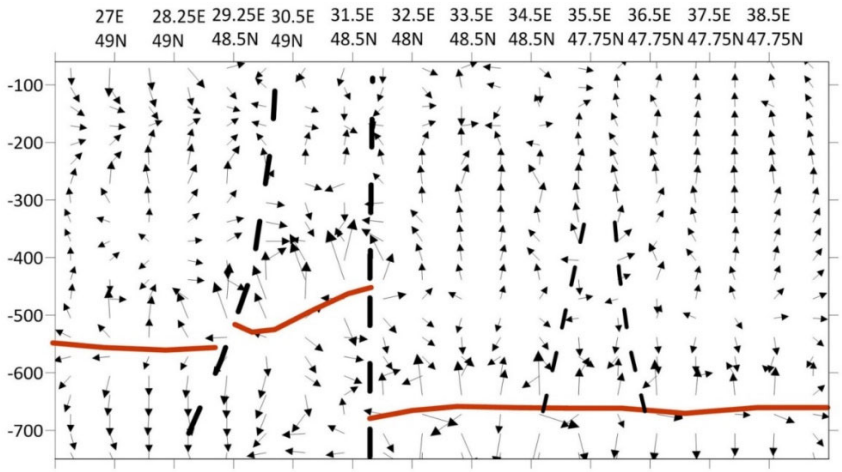

Рис. 4. 2D модель розподілу векторів першої похідної градієнтів швидкостей v_p уздовж профілю А-А1.

Умовні позначення: див. рис. 3

Один із варіантів геодинамічної інтерпретації описаної поведінки межі 660 км – відповідно до роботи (*Тараканов и Веселов, 2014*) опускання межі між верхньою і середньою мантіями характерне для зон геодинамічної взаємодії континентів. Таким чином, у межах щита виділено дві різні континентальні структурно-формаційні або геодинамічні зони, поділ між якими у верхній частині земної кори – Голованівська шовна зона. Але по одному томографічному геотраверсу зробити однозначну відповідь неможливо. Треба робити розрахунки за серією профілів, які перетинають із заходу на схід територію України.

У межах виділеної трансрегіональної тектонічної зони розташовані західна і південно-західна частини Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківі-гранітного плутону і Новоукраїнського масиву гранітоїдів, приурочених до інтенсивних аномалії градієнта поля сили тяжіння. Згідно з моделлю розподілу густини (*Купрієнко та ін., 2007*) для цієї зони із глибини 20 км характерно підвищення її значень порівняно із сусідніми структурами. Густина порід плутону становить 2,88 г/см^3, а в межах Новоукраїнського масиву вона змінюється таким чином: на заході максимальна і становить 2,91, на півночі – 2,87, а в південній частині масиву – 2,85–2,86 г/см^3. Поява в розрізі земної кори густинних порід показує активізацію мантії згідно з геохронологічним датуванням в протерозойський час.

Підтвердженням наших розрахунків і побудов (рис. 3, 4) може служити і те, що на докембрійському зрізі в земній корі й у верхах мантії Інгульського мегаблока раніше проведеними геолого-геофізичними дослідженнями встановлено Кіровоградський глибинний розлом, до якого приурочені корові й мантійні аномалії високої електропровідності й підвищеного теплового потоку, що тяжіють до виділеного нами східного розлому (32.0E, 48.25N). Максимальні значення тангенціального аномального магнітного поля геомагнітних варіацій спостерігаються у східній компоненті, тоді як значення аномалії в північній компоненті не перевищують 20 % нормального поля. Таке співвідношення значень компонент аномальних полів, а також просторова орієнтація векторів індукції вказують на субмеридіональне простягання індукційних струмів у провідниках. Експериментальні спостереження (*Дьяконова та ін., 1986*) як по магнітоваріаційних профілях (МВП), так і магнітотелуричних зондуваннях (МТЗ), у першому наближенні, указують на значну протяжність області високої провідності на глибину. У літературі є вказівки і на високі значення теплового потоку в межах Кіровоградської аномалії електропровідності (*Кутас, 1993*), а за даними (*Гордієнко та ін., 2004*), температура на глибині 50–75 км змінюється від 1000 до 1300 °С, що дозволило авторам зробити припущення про новітню активізацію тектоносфери. Такі високі температури можуть викликати зменшення питомого електричного опору в цьому інтервалі глибин. Водночас експериментальні дослідження питомої електричної провідності водомістких порід (*Olhoeft, 1981*) указують на виразне збільшення електропровідності в інтервалі температур 500–700 °С, що може бути симптомом початкового часткового плавлення, і тоді аномалії електропровідності можуть допомогти в ідентифікації областей можливого плавлення або гідратації. У районі досліджень спостерігається і неоднорідній розподіл швидкостей поздовжніх сейсмічних хвиль у верхній мантії, причому в районі аномалії електропровідності значення швидкостей зменшуються (*Гейко та ін., 2005*), що додатково підтверджує збільшення температури, яка може служити причиною для збільшення питомої електропровідності на цих глибинах.

Друга тектонічна зона менших розмірів установлюється під точками 35.0E, 47.75N і 36.5E, 47.75N і розташована під Оріхівсько-Павлоградською шовною зоною. Її продовження в північному напрямку простягається до перехідної зони від Дніпровсько-Донецької западини до Донецького складчастого спорудження. Також треба зазначити, що над нею розташовано Новополтавське (Чернігівське) карбонатитове родовище, яке, згідно з узагальненням світових даних (*Фролов та ін., 2005*), пов'язується з великими глибинами осередків магматизму при їхньому закладенні (*Пігулевський та ін., 2014*).

Саме положення УЩ визначає особливості геодинамічного розвитку та тектонічно-магматичні його прояви. Згідно з роботами Є.І. Паталахи (*Паталаха та ін., 2004*) – УЩ є передовим передсубдукційним валом південно-західного форланда Східно-Європейського кратону типу forebulge. Знайдена нами топографія мантійних меж, насамперед межі 660 км, показує, що геодинамічна взаємодія не обмежується верхньої частиною розрізу, літосферою та земною корою. А тектонічні розломи та магматичні комплекси, які виділені в земній корі, є проявами мантійних геодинамічних процесів взаємодії мантійних доменів. Фронтальне положення УЩ визначає колізійний характер взаємодії мантійних доменів, що відображується на будові мантійних меж. Різний вік активізації магматизму від протерозойського часу до сучасних проявів активізації, таких як геотермальні аномалії та аномалії електропровідності, є доказом перманентного стану підвищеної активності мантії під УЩ в умовах високого літостатичного тиску. Топологія межі 660 км показує різкі перепади глибин її розташування під впливом високого тиску. Існує імовірність існування в мантії флюїдів, які також є індикатором зміни глибини мантійних меж (*Літасов, 2011*).

Висновки. Метод градієнтного аналізу дав можливість провести обробку первинної сейсмотомографічної моделі з метою отримання різних її трансформацій, які надали додаткову інформацію для візуалізації вихідних даних. Різне уявлення градієнтного поля (у цифровому вигляді або векторному) дозволило розглянути різні аспекти швидкісної моделі мантії при її геолого-геофізичній інтерпретації.

Цифрове подання аномалій першої похідної швидкісних кривих grad_{V_p} в ізолініях дало можливість більш чітко виділити топоморфологічні особливості аномалій в мантії, особливо межі 660 км, для подальшої петрологічної й геодинамічної інтерпретації. Представлене векторне зображення показує квазідинамічну картину з вірогідним напрямком переміщення мантійного субстрату, що дозволяє розглядати не тільки статичну, але й динамічну складову фізико-хімічних процесів у мантії.

Межа між верхньої та середньої мантією під східною частиною Українського щита (на схід від ГШЗ) розташована на глибині 660–670 км, що підтверджує сучасне уявлення про наявність фізичної межі між верхньою та середньою мантіями.

За результатами наших досліджень було виділено різкий стрибок межі між верхньою та середньою мантіями під Голованівської шовної зоною. На схід від ГШЗ вона розташована на глибині 660–670 км, а на захід (Подільський і Волинський мегаблоки) – піднята до відміток 550–560 км, при цьому в зоні переходу має різкий стрибок до 450–460 км. Таку поведінку межі можливо пояснити тим, що і в теперішній час відмічається дві різні за своєю активністю зони геодинамічної взаємодії континентальних мантійних доменів, які не простежуються на сучасному геологічному зрізі.

У земній корі над виділеною мантійною зоною розташовані західна і південно-західна частини Корсунь-Новомиргородського анортозит-рапаківі-гранітного плутону і Новоукраїнського масиву гранітоїдів та Кіровоградський глибинний розлом, до якого приурочені нинішні корові й мантійні аномалії високої електропровідності й підвищеного теплового потоку.

Список використаних джерел

Гейко, В.С. (2004). Общая теория сейсмической томографии времен пробега. *Геофизический журнал*, 2, 3–32.

Гейко, В.С., Цветкова, Т.А., Шумлянская, Л.А., Бугаенко, И.В., Заец, Л.Н. (2005). Трехмерная скоростная модель верхней мантии Сарматии (юго-запад ВЕП). *Геофизический журнал*, 27(6), 927–939.

Гордиенко, В.В., Гордиенко, И.В., Завгородняя, О.В., Логвинов, И.М., Тарасов, В.Н., Усенко, О.В. (2004). Геотермический атлас Украины. Киев.

Дьяконова, А.Г., Ингеров, А.И., Рокитянский, И.И. (1986). Электромагнитное зондирование на Восточно-Европейской платформе и Урале. К. : Наук. думка.

Жарков, В.Н. (2013). Внутреннее строение Земли и планет. Элементарное введение в планетную и спутниковую геофизику. М. : ООО "Наука и образование".

Куприенко, П.Я., Макаренко, И.Б., Старостенко, В.И., Легостаева, О.В. (2007).Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита. *Геофизический журнал*, 29(5), 3–27.

Кутас, Р.И. (1993). Тепловое поле и геотермический режим литосферы. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований. К. : Наук. думка.

Ладынин, А.В. (2006). Региональная геофизика. Новосибирск : Новосибирский гос. ун-т.

Литасов,К.Д. (2011). Физико-химические условия плавления мантии Земля в присутствии С-О-Н флюида по экспериментальным данным. *Геология и геофизика*, 52, 613–635.

Паталаха, Е.И., Сенченков, И.К., Трофименко, Г.Л. (2004). Проблемы тектоно-геодинамической эволюции Юго-Западного форланда Восточно-Европейского кратона и его орогенического обрамления. К. : ПП "ЕМКО".

Пигулевский, П.И., Свистун, В.К. (2014). Геолого-геофизическая модель Приазовского мегаблока Украинского щита (анализ, моделирование, результаты). Донецк : "Ноулидж" (Донецкое отделение).

Программа WSG (н.д.). Отримано із http://www.gsras.ru/new/wsg_arm.htm

Тараканов, Р.З., Веселов, О.В. (2014). Полиморфные превращения в верхней мантии для различных тектонических зон. *Весник КРАУНЦ. Науки о Земле*, 1(23), 58–68.

Теркотт, Д., Шуберт, Д. (1985). Геодинамика. Ч. 1. М. : Мир.

Фролов, А.А., Лапин, А.В., Толстов, А.В., Зинчук, Н.Н., Белов, С.В., Бурмистров, А.А. (2005). Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). НИА-Природа.

Burmin,V.Y., Shumlianska, L.A. (2020). Design of the Optimal Seismological Network in Ukraine. *Pure and Applied Geophysics,* 177,3651–3665.https://doi.org/10.1007/s00024-020-02453-9.

Deuss, A., Andrews, J., Day, E. (2013). Seismic observations of mantle discontinuities and their mineralogical and dynamical interpretation. In: S.-I. Karato, (Eds.), Physics and Chemistry of Deep Earth, p. 287–323. USA: Wiley.

Flanagan, M.P., Shearer, P.M. (1998). Global mapping of topography on transition zone velocity discontinuities by stacking of SS precursors. *J. Geophys. Res.,* 103 (B2), 2673–2692.

Houser, C., Masters, G., Flanagan, M.P, Shearer, P.M. (2008). Determination and analysis of long wavelength transition zone structure using SS precursors. *Geophys. J. Int.,* 174, 178–194.

Johnson, L.R. (1969). Array measurements of P velocities in the lower mantle. *Bull. of Seismol. Soc. of America*, 59(2), 973–1008.

Kennett, B.L.N. (Compiler and Editor). (1991). "IASPEI 1991 Seismological Tables." Bibliotech, Canberra, Australia. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00863.x.

Olhoeft, G.R. (1981). Electrical properties of granite with implications for the lower crust. *J. Geophys. Res*., 86, 931–936.

Pigulevskiy, P.I., Shumlianska, L.A., Dubovenko, Yu.I., Svystun, V.K. (2019). The mantle disruptions by P-waves velocity gradients analysis under East of Ukrainian Shield. *18th Int. Conference on Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects,* Kyiv, Ukraine, May 13–16, 688-693. Отримано із http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=98574. DOI: https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902151.

SeisCOMP3 (н.д.). Отримано ішhttps://www.seiscomp3.org/

SeisGRAM2 (н.д.). Отримано із http://alomax.free.fr/seisgram/SeisGram2K.html

Shumlianska, L.A., Pigulevskiy, P.I., Dubovenko, Yu.I. (2020). 2.5-dimensional model of mantle heterogeneities under the Ukrainian shield according to the gradients of the velocities of seismic waves. *Journ. Geol. Geograph. Geoecology,* 29 (2), 431–441.

References

Burmin,V.Y., Shumlianska, L.A. (2020). Design of the Optimal Seismological Network in Ukraine. *Pure and Applied Geophysics,* 177,3651–3665.https://doi.org/10.1007/s00024-020-02453-9.

Deuss, A., Andrews, J., Day, E. (2013). Seismic observations of mantle discontinuities and their mineralogical and dynamical interpretation. In: S.-I. Karato, (Eds.) Physics and Chemistry of Deep Earth. p. 287–323. USA: Wiley.

Dyakonova, A.G., Ingerov, A.I., Rokityansky, I.I. (1986). Electromagnetic sounding on the East European platform and the Urals. K.: Naukova dumka.

Flanagan, M.P., Shearer, P.M. (1998). Global mapping of topography on transition zone velocity discontinuities by stacking of SS precursors. *J. Geophys. Res*., 103 (B2), 2673–2692.

Frolov, A.A., Lapin, A.V., Tolstov, A.V., Zinchuk, N.N., Belov, S.V., Burmistrov, A.A. (2005). Carbonatites and kimberlites (relationships, mineralogy, prognosis). NIA Nature.

Geyko, V.S. (2004). General theory of seismic tomography of travel times. *Geophysical Journal*, 2, 3–32.

Geyko, V.S., Tsvetkova, T.A., Shumlianska, L.O., Bugaenko, I.V., Zaets, L.N. (2005). Three-dimensional velocity model of the upper mantle of Sarmatia (south-western EEP). *Geophysical Journal*, 27 (6), 927–939.

Gordienko, V.V., Gordienko, I.V., Zavgorodnaya, O.V., Logvinov, I.M., Tarasov, V.N., Usenko, O.V. (2004). Geothermal Atlas of Ukraine. Kiyv.

Houser, C., Masters, G., Flanagan, M.P, Shearer, P.M. (2008). Determination and analysis of long wavelength transition zone structure using SS precursors. *Geophys. J. Int.,* 174, 178–194.

Johnson, L.R. (1969). Array measurements of P velocities in the lower mantle. *Bull. of Seismol. Soc. of America*, 59(2), 973–1008.

Kennett, B.L.N. (Compiler and Editor). (1991). "IASPEI 1991 Seismological Tables." Bibliotech, Canberra, Australia. https://doi.org/10.1111/ j.1365-3121.1991.tb00863.x.

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. *Geophysical Journal*, 29, 5, 3–27.

Kutas, R.I. (1993). Thermal field and geothermal regime of the lithosphere. The lithosphere of Central and Eastern Europe. Generalization of research results. K. : Naukova dumka.

Ladynin, A.V. (2006). Regional geophysics. Novosibirsk: Novosibirsk state University.

Litasov, K.D. (2011). Physico-chemical conditions for the melting of the Earth mantle in the presence of C-O-H fluid according to experimental data. *Geology and Geophysics*, 52, 613–635.

Olhoeft, G.R. (1981). Electrical properties of granite with implications for the lower crust. *J. Geophys. Res*., 86, 931–936

Patalakha, E.I., Senchenkov, I.K., Trofimenko, G.L. (2004). Problems of tectonic-geodynamic evolution of the South-West foreland of the East European craton and its orogenic setting. K. : PP "EMCO".

Pigulevskiy, P.I., Shumlianska, L.A., Dubovenko,Yu.I., Svystun, V.K. (2019). The mantle disruptions by P-waves velocity gradients analysis under East of Ukrainian Shield. *18th Int. Conference on Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects*, Kyiv, Ukraine, May 13–16, 688-693. Retrieved fromhttp://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=98574. DOI: https://doi.org/10.3997/2214-4609.201902151.

Pigulevskiy, P.I., Svistun, V.K. (2014). Geological and geophysical model of the Priazovsky megablock of the Ukrainian shield (analysis, modeling, results). Donetsk: Knowlege (Donetsk branch).

ProgramWSG(n.d.). Retrieved fromhttp://www.gsras.ru/new/wsg_arm.htm

SeisCOMP3 (n.d.).Retrieved fromhttps://www.seiscomp3.org/

SeisGRAM2 (n.d.). Retrieved fromhttp://alomax.free.fr/seisgram/SeisGram2K.html

Shumlianska, L.A., Pigulevskiy, P.I., Dubovenko, Yu.I. (2020). 2.5 dimensional model of mantle heterogeneities under the Ukrainian shield according to the gradients of the velocities of seismic waves. *Journ. Geol. Geograph. Geoecology*, 29 (2), 431–441.

Tarakanov, R.Z., Veselov, O.V. (2014). Polymorphic transformations in the upper mantle for various tectonic zones. *Vesnik KRAUNTS. Earth Sciences*, 1 (23), 58–68.

Turcott, D., Schubert, D. (1985). Geodynamics. Part 1. M. : World.

Zharkov, V.N. (2013). The internal structure of the Earth and planets. An elementary introduction to planetary and satellite geophysics. M.: LLC Science and Education.

Надійшла до редколегії 15.09.2020

P. Pigulevskiy, Dr. Sci. (Geol.), Senior Researcher;
L. Shumlianska, PhD (Geol.), Researcher,
E-mail: lashum@ukr.net;
Yu. Dubovenko,PhD (Phys.-Math.), Senior Researcher;
Institute of geophysics NAS of Ukraine S.I. Subbotina,
32 Palladina Ave., Kyiv, Ukraine

FIRST RESULTSOF THESEISMICTOMOGRAPHICGEOTRAVERSE "VINNYTSIA – TAGANROG" RESEARCH

Methodological aspects and results of studying of the stratigraphic section of the upper mantle along the seismic tomographic geotraverse "Vinnytsia – Taganrog" are considered in the article. To localize mantle anomalies associated with changes in the composition, density of the substrate, temperature, etc., an analysis of the curves of the first and second velocity gradients was used to search for the inflection points of the v_P curve. A velocity curve was obtained by constructing a seismotomographic model using the Taylor approximation method. Before the curvature analysis, a smoothing procedure was carried out in accordance with the wavelength. This procedure is important for screening false anomalies, the size of which is responsible for Fresnel zones, since the resolution of the seismic wave has the dimension of the Fresnel zones. According to this technique, the curves of the first and second velocity gradients v_P were calculated for the upper mantle under the main tectonic structures of the Ukrainian Shield along the "Vinnytsia – Taganrog" geotraverse. The profile crosses the Podol, Bug megablocks, Golovanev suture zone, Ingul megablock, Kryvyy-Rig-Kremenchug suture zone, Middle-Dnipro megablock, Orekhovo-Pavlograd suture zone and Azov megablock.

According to the results, the most significant features of the mantle structure were identified in the depth interval of 50–750 km. A transregional tectonic zone was distinguished (between points 30.0E, 49N and 32.0E, 48.25N), over which the Golovan suture zone (GSZ) and the eastern part of the Bug-Ros megablock and the western part of Ingul, where significant violations of the common mantle border of 660 km are observed – a border between the upper and middle mantle. Under the Podol megablock, this border is located at a depth of 550–560 km. Under GSZ it rises to 450–460 km, and to the east of the suture zone it drops sharply to 660-670 km, where it takes a subhorizontal position. A sharp jump to marks of 450–460 km shows the global breakdown zone and the nature of the contact between different geodynamic mantle regions under the modern platform.

Keywords: gradient analysis, mantle boundaries, geodynamics.

П. Пигулевский, д-р геол. наук, ст. науч. сотр.;
Л. Шумлянская, канд. геол. наук, науч. сотр.,
E-mail: lashum@ukr.net;
Ю. Дубовенко, канд.физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.;
Институт геофизики НАН Украины им. С.И. Субботина,
просп. Акад. Палладина, 32, г. Киев, Украина

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКОГО ГЕОТРАВЕРСА "ВИННИЦА – ТАГАНРОГ"

Рассмотрены методические аспекты и результаты изучения стратиграфического разреза верхней мантии вдоль сейсмотомографического геотраверса "Винница – Таганрог". Для локализации мантийных аномалий, которые могут быть связаны с изменением состава, плотности субстрата, температуры и пр., был применен анализ кривых первого и второго градиента скорости для поиска точек перегиба кривой v_p. Скоростная кривая была получена при построении сейсмотомографической модели по методу Тейлоровой аппроксимации. Перед анализом кривизны проводилась процедура сглаживания в соответствии с длиной волны. Данная процедура важна для отсеивания ложных аномалий, размер которых меньше зон Френеля, поскольку разрешающая способность сейсмической волны имеет размерность зон Френеля. По указанной методике рассчитаны кривые первого и второго градиентов скоростей v_p для верхней мантии под основными тектоническими структурами Украинского щита вдоль геотраверса "Винница – Таганрог". Профиль пересекает Подольский, Бугский мегаблоки, Голованевскую шовную зону, Ингульский мегаблок, Криворожско-Кременчугскую шовную зону, Среднеприднепровский мегаблок, Орехово-Павлоградскую шовную зону и Приазовский мегаблок.

По результатам исследований были выделенны наиболее значимые особенности строения мантии в интервале глубин 50–750 км. Выделена трансрегиональная тектоническая зона (между точками 30.0E, 49N и 32.0E, 48.25N), над которой расположена Голованевская шовная зона (ГШЗ), восточная часть Бугско-Росинского мегаблока и западная – Ингульского, где наблюдаются значительные нарушения общей мантийной границы 660 км – между верхней и средней мантией. Под Подольским мегаблоком эта граница расположена на глубине 550–560 км. Под ГШЗ она поднимается до 450–460 км, а на восток от шовной зоны она резко опускается до 660–670 км и принимает субгоризонтальное положение. Резкий скачок до отметок 450–460 км показывает глобальную зону срыва и характер контакта между разными геодинамическими мантийными областями под современной платформой.

Ключевые слова: градиентной анализ, мантийные границы, геодинамика.