

УДК 551.24+551.25:539.3

## ГЛОБАЛЬНІ МОДЕЛІ СЕЙСМІЧНОЇ ТОМОГРАФІЇ У ДОСЛІДЖЕННІ СТРУКТУР ЗЕМЛІ

В. Фурман

*Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Грушевського, 4, 79005, Львів, Україна  
[fourman@i.ua](mailto:fourman@i.ua)*

Наведено огляд сучасних підходів до створення глобальних томографічних моделей верхньої мантії Землі. З'ясовано, що на підставі узагальнення результатів дослідження різними методами структури верхньої мантії під континентами за допомогою глобальної сейсмічної томографії отримано інформацію про максимальну глибину, на яку поширюються зони високих швидкостей під кратонами. Завдяки спільній інтерпретації гравітаційних і сейсмічних даних можна розрахувати залишкові мантіїні аномалії гравітаційного поля. Зазначено, що вилучення гравітаційного впливу теплових неоднорідностей густини мантії, визначених методами сейсмічної томографії з повного поля мантіїних аномалій, дає змогу отримати аномалії, зумовлені лише варіаціями складу мантіїної речовини.

*Ключові слова:* глобальна сейсмічна томографія, кратони, геофізичні методи, гравітаційні аномалії, верхня мантія.

Підвищення інформативності геофізичних методів, що використовують потенціальні поля (насамперед, гравітаційне і магнітне) у вивченні надр Землі, пов'язане зі справами одержати пошаровий розподіл фізичних властивостей порід, тобто розділити задачу розчленовування геологічного розрізу по вертикалі за даними гравіметрії і магнітометрії принципово неможливо. Проте необхідність одержання тривимірних розподілів густини і намагніченості порід зумовлена практикою геофізичних робіт, ускладненням геологічних задач, високим ступенем освоєння ресурсів тощо. Тому з огляду на відомі теоретичні обмеження, використовуючи деякі властивості потенціальних полів і апріорну геологічну інформацію, останніми роками інтенсивно створюють принципово нові методи інтерпретації полів, що мають на меті побудову тривимірної моделі будови геологічного середовища, адекватної спостережуваному полю і наявній апріорній інформації. Однією з основних переваг томографічних систем, що визначило велику їхню потребу в практиці геофізичних робіт, є можливість одержати тривимірну картину (рис. 1) розподілу фізичних властивостей порід і локалізувати джерела аномалій у просторі.

До таких методів належать інтерпретаційна томографія, частотна селекція, кореляційне зондування, компенсувальна фільтрація, а також методи, що ґрунтуються на аналітичному продовженні полів, пошаровому визначенні густини тощо. Інтерпретація потенціальних полів з використанням апріорної геологічної інформації дає змогу успішно розв'язувати складні геологічні задачі, визначати глибини залягання джерел аномалій та ідентифікувати їх з геологічними об'єктами конкретно заданої форми. Спільне засто-

сування системи векторного сканування, гравітаційного моделювання і кореляційного аналізу дає змогу побудувати геологічну модель, адекватну апріорній геологічній інформації та спостережуваному полю.

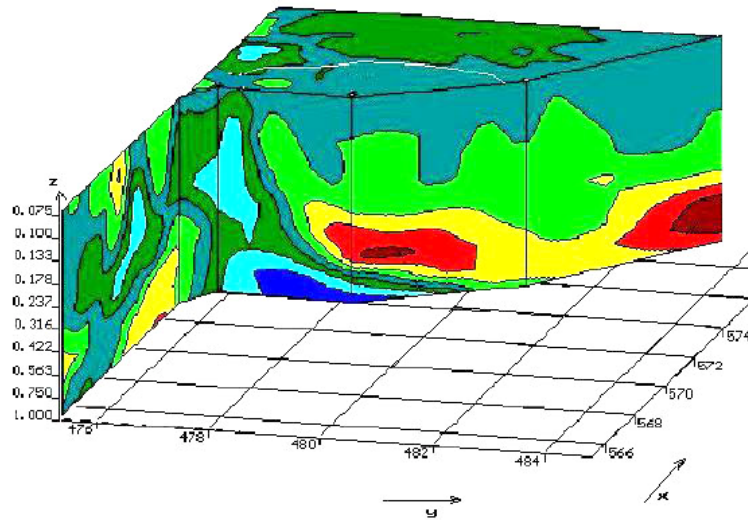


Рис. 1. 3D діаграма геологічних структур у гравітаційному полі [1].

Ефективність технології доведено на прикладі інтерпретації гравіметричних даних у складних геологічних умовах. Для успішного розділення полів та вирішення поставлених завдань необхідно використовувати відомий прийом, що полягає у вилученні зі спостереженого поля гравітаційного ефекту (рис. 2) для добре вивчених геологічних об'єктів. Тоді в полі, що залишилося, чітко виявлятиметься будова густини геологічного простору з невідомою структурою.

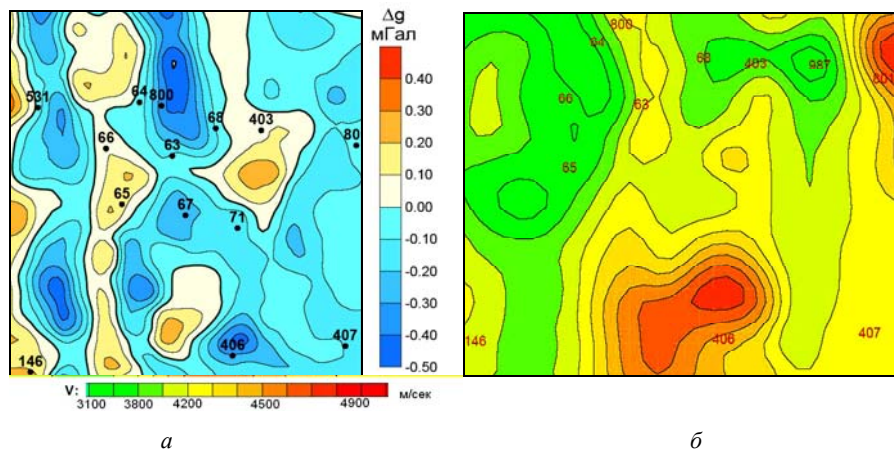


Рис. 2. Відображення неоднорідностей надсоляної товщі в гравітаційному полі (а) і в швидкостях сейсмічних хвиль (б) [2].

Ця операція можлива завдяки адитивному характеру гравітаційного поля, коли сума полів (ефектів) окремих об'єктів дорівнює загальному полю. У разі застосування цього прийому важлива повнота наявної інформації про об'єкт, який вилучають. Системи томографічних моделей є потужним інтерактивним засобом опрацювання, візуалізації й інтерпретації даних гравіметричних і магнітометричних досліджень. Теоретичними дослідженнями, а також численними модельними і практичними прикладами доведено, що такі системи мають підвищену селективну здатність, яка дає змогу аналізувати земні середовища не тільки по латералі, а й по глибині. Побудовані тривимірні квазігустинні діаграми дають змогу локалізувати джерела поля в заданому інтервалі глибин. Залежно від обраних параметрів опрацювання можна виділити гравітаційний ефект у наземному полі від будь-якого горизонтального шару і зобразити гравітаційне поле в об'ємному вигляді – одержати тривимірну квазігустинну діаграму.

### Моделі Землі

Автори [3], використовуючи великий обсяг цифрових даних про часи пробігу  $P$ - і  $S$ -хвиль, опублікованих у бюлетенях Міжнародного сейсмологічного центру (**ISC**), побудували глобальну сферично-симетричну сейсмічну модель Землі, у якій зображено значення швидкостей  $P$ - і  $S$ -хвиль як функції радіуса і глибини. В моделі **IASP91** стрибки швидкостей  $P$ - і  $S$ -хвиль розташовані на глибинах 410 і 660 км. У цій моделі немає шару низьких швидкостей з трансверсальною ізотропією і стрибка швидкостей на глибині 220 км, а межа Мохо **M** розташована на глибині 35 км. З використанням ще більшого обсягу даних ця модель удосконалена в праці [4] та названа **ак135**. Під час побудови моделі **IASP91** не було потреби вводити поправки для динамічного модуля зсуву, тому що використовувані дані мали періоди, які дорівнювали приблизно 1 с. Зазначимо також, що в бюлетенях **ISC** не фіксується поляризація  $S$ -хвиль. Модель **IASP91** у верхній мантії помітно відрізняється від моделі **PREM** – (Preliminary Reference Earth Model; попередня референсна модель Землі). Моделі **IASP91** і **ак135** використовують як відлікові моделі нульового наближення в томографічних моделях, для яких мантію розбивають на досить дрібні блоки ( $\sim 1^\circ$ , розміри 100 км), у яких визначають нев'язку швидкостей поширення хвиль стосовно їхніх значень у відліковій моделі. Зрозуміло, що в другому напрямі томографічних досліджень усі особливості надр відносять до шуканих нев'язок, які в усередненому вигляді включає модель **PREM**.

Попередницею сучасної референсної моделі **PREM** [5] була трикомпонентна модель Землі: **PEM-O**, **PEM-C** і **PEM-A** [11] (**PEM** – Parametric Earth Model (параметрична модель Землі); **PEM-O** – oceanic (океанічна), **PEM-C** – continental (континентальна), **PEM-A** – average (середня)). Як відомо, близько двох третин поверхні Землі покрито океанами, тому існують відхилення зовнішніх шарів від сферичної симетрії. Автори моделі **PEM** врахували цю особливість, побудувавши дві середньорегіональні моделі Землі: одну океанічну, іншу континентальну. Оскільки є дані, що відхилення від сферичної симетрії з глибиною нівелюються, то обидві моделі поступово повинні переходити в загальну сферично-симетричну модель земних надр. У моделях **PEM** розподіл густини  $\rho(R)$  і швидкостей  $V_p(R)$ ,  $V_s(R)$  заданий кусково-неперервними аналітичними функціями безрозмірного радіуса  $R = r/R_\oplus$  ( $R_\oplus = 6371$  км – середній радіус Землі). Суцільні частини зон описували поліномами не вище третього степеня. Глибше від першої зони фазових переходів у середній мантії, що моделюють стрибками густини і швидкостей

(до глибин 420 км), усі три моделі ідентичні. Дві моделі відображають розходження в будові серединно-океанічного і серединно-континентального регіонів Землі, що локалізовані в корі та верхній мантії до глибини 420 км. Третя модель відображає середнє для цих двох регіональних моделей Землі. Наголосимо, що всі три моделі сферично-симетричні. У ході побудови моделі **PEM-O** використовують середні дані для океанічного регіону Землі, **PEM-C** – середні дані для континентального регіону Землі, **PEM-A** – деяка комбінація **PEM-O** і **PEM-C**. Коефіцієнти в поліномах моделей **PEM** визначають методом найменших квадратів так, щоб задовольнити дані спостережень про часи пробігу хвиль  $P$ ,  $S$ ,  $SKS$ ,  $PKIKP$  і різниці часів пробігу  $SKKS-SKS$ . Для океанічних і континентальних регіонів необхідно використовувати великі вибірки з 1 064 власних періодів Землі та дисперсійних кривих для поверхневих хвиль.

Під час побудови моделей **PEM** виявилася важлива особливість: для узгодження даних про час пробігу об'ємних хвиль і періоди власних коливань необхідно ввести поправки відліку (base – line corrections) в часи пробігу об'ємних хвиль. Ці поправки, відповідно, дорівнюють +1,25 с для часу пробігу фази  $P$ , +3,0 с для фази  $S$ , +0,19 с для фази  $PKIKP$  і +0,85 с для фази  $SKS$ . Причин, що зумовлюють потребу введення таких корекцій відліку, автори моделі **PEM** [6] не знали. Було ясно, що введення систематичних позитивних корекцій розрахунку в часи пробігу об'ємних хвиль пов'язане з невеликим зменшенням їхніх швидкостей. Отже, було з'ясовано, що моделі Землі, побудовані за даними про власні коливання (за довгими періодами від  $T \sim 30$  с до 50 хв), дають  $V_p(R)$  і  $V_s(R)$  трохи менші, ніж моделі, що ґрунтуються на об'ємних хвилях ( $T \sim 1$  с). Тобто корекції для  $S$ -хвиль приблизно в 2,5 раза більші, ніж для  $P$ -хвиль. На підставі порівняння неоднорідностей поширення  $P$ - і  $S$ -хвиль із самого початку томографічні моделі мантії будували за двома напрямками. Відбувається згладжування неоднорідностей у розподілі швидкостей  $\delta V_p$ ,  $\delta V_s$  (за допомогою їхнього розвинення по сферичних функціях і використання поліномів Лежандра для базисних функцій радіуса або поліномів Чебишова в кожному з розглянутих шарів мантії). Основи цього напрямку розроблені в працях [7, 8], а історія питання викладена в публікації [9]. За базову референсну модель приймали **PREM**. Усі межі у вихідній моделі мантії в цьому методі також повинні розвиватися за сферичними функціями.

Подібно до того, як маса Землі та її момент інерції є інтегральними параметрами Землі і визначені розподілом густини в її надрах, власні періоди також належать до інтегральних параметрів Землі. Однак власні частоти, як інтегральні параметри Землі, є складнішими величинами, ніж маса Землі та її момент інерції, тому що вони залежать не тільки від розподілу густини в Землі, а й від розподілу з глибиною пружних параметрів: модуля стиску  $K_s$ , модуля зсуву  $\mu$ , параметрів непружності середовища надр, зумовленої розподілом дисипативного фактора  $Q(R)$ , а також від розподілу гравітаційного поля в надрах планети.

Перший напрям побудови томографічних моделей можна назвати великомасштабним, тому що звичайно розвинення полів неоднорідностей по сферичних функціях обрізають для значення степеня ( $n$ ) і порядку ( $m$ ), що не перевищує 12, а кількість шарів у моделях мантії не перевищує 12. Це пов'язано з тим, що в розвиненні відхилень від сферичної симетрії переважають доданки з  $l < 10$ , тобто великомасштабні неоднорідності. У цих моделях латеральне розбиття не перевищує декількох тисяч кілометрів, проте великомасштабне поле неоднорідностей сейсмічних швидкостей ідентифікують досить

надійно. До першого напрямку належать також праці [10, 11]. У другому напрямі кору і мантію розбивають на блоки і визначають нев'язкою стосовно базових референсних моделей, за які приймають моделі **IASP91** та узагальнену модель **ak135**. У сучасних побудовах цим способом мантію розбивають на досить дрібні блоки з розмірами  $\sim 1^\circ$  (приблизно 100 км). Швидкості поширення  $V_p$ ,  $V_s$  пружних хвиль в ізотропних блоках мантії визначають двома пружними модулями  $K_s$  і  $\mu$  з урахуванням залежностей швидкостей  $V_p$ ,  $V_s$  сейсмічних хвиль від глибини:

$$V_p(R) = \sqrt{\frac{K_s + \frac{4}{3}\mu}{\rho(R)}}, \quad V_s(R) = \sqrt{\frac{\mu}{\rho(R)}},$$

де  $K_s$  – адіабатичний модуль стиску;  $\mu$  – модуль зсуву;  $\rho(R)$  – розподіл густини за глибиною. Для інтерпретації сучасних томографічних моделей переходять від швидкостей  $V_p(R)$ ,  $V_s(R)$  до еквівалентних їм швидкостей  $V_\Phi(R)$ ,  $V_S(R)$ :

$$V_\Phi^2(R) = \Phi(R) = \frac{K_s}{\rho(R)} = V_p^2(R) - \frac{4}{3}V_s^2(R),$$

де  $V_\Phi(R)$  – об'ємна швидкість;  $\Phi(R)$  – сейсмічний параметр, знання якого дає змогу за допомогою рівняння Вільямсона–Адамса і відомим значенням моменту інерції Землі визначити густину  $\rho(R)$ , тиск  $p(R)$  і прискорення сили земного тяжіння  $g(R)$ , тобто побудувати модель Землі. Перехід від пари швидкостей  $V_p(R)$ ,  $V_s(R)$  до  $V_\Phi(R)$ ,  $V_S(R)$  корисний тим, що відхилення в розподілі фізичних параметрів у надрах Землі від сферичної симетрії помітніше впливають на модуль зсуву  $\mu$ , ніж на модуль стиску  $K_s$ . Різні чинники, що спричиняють неоднорідності мантії (у першу чергу, температура, хімічний склад, непружність), по-різному впливають на  $K_s$  і  $\mu$ , отже, і на  $V_\Phi(R)$ ,  $V_S(R)$ . Відхилення температури  $\delta T$  від середнього, радіально-симетричного розподілу  $\delta T(R)$  ( $R$  – глибина) приблизно однаково впливає на  $\delta V_p(R)$ ,  $\delta V_s(R)$  або  $\delta V_\Phi(R)$ ,  $\delta V_S(R)$ . Уважають, що позитивна кореляція між відносними змінами швидкостей  $\delta V_S(R)/V_S(R)$  і  $\delta V_p(R)/V_p(R)$  свідчить на користь того, що неоднорідність мантії зумовлена варіаціями температури. Модуль зсуву  $\mu$  сильно залежить від концентрації заліза, тоді як об'ємний модуль усебічного стиску  $K_s$  майже не залежить від цього чинника. Тому якщо варіації швидкостей не корелюють або антикорелюють, то робимо висновок, що неоднорідності зумовлені варіаціями хімічного складу.

У праці [12] побудовано незалежні томографічні моделі для  $\delta V_\Phi(R)$  і  $\delta V_S(R)$  та досліджено кореляційні властивості цих моделей. Помилки (невизначеності) в моделі для  $S$ -хвиль удвічі перевершують такі ж для  $P$ -хвиль, а для  $\delta V_\Phi$  вони в 1,2 раза більші, ніж для  $\delta V_S$ . У зонах мантії, де за останні 120 млн років відбувалася субдукція океанічних літосферних блоків, і в ділянках мантії, незбурених блоками, що занурюються, визначили варіації швидкостей  $\delta V_p$ ,  $\delta V_s$  і  $\delta V_\Phi$ , пов'язані з утворенням мантійних неоднорідностей (рис. 3). У праці [9] отримано, що моделі для  $\delta V_p$  і  $\delta V_S$  корелюють до

глибин  $\sim 2\ 100$  км, а глибше неоднорідності для  $P$ - і  $S$ -хвиль відрізняються. У працях [11, 12] акцент зроблено на порівнянні неоднорідностей у моделях  $\delta V_P$  і  $\delta V_S$  та знайдено, що кореляція зникає глибше  $\sim 2\ 000$  км.

Автори [11] з'ясували, що моделі варіацій швидкостей  $\delta V_P$  і  $\delta V_S$  добре корелюють на всіх глибинах (коефіцієнт кореляції  $\sim 0,6-0,7$ ), підтвердивши результати праць [8, 9, 10]. Однак виявилось, що, за винятком найглибшого шару мантії і декількох сотень кілометрів від поверхні Землі, у більшій частині мантії не існує помітної кореляції між  $\delta V_P$  і  $\delta V_S$ . Причинами цього, мабуть, можуть бути неоднорідності складу всієї нижньої мантії, слабкий вплив неоднорідностей на  $K_S$  або надто сильна “зашумленість” моделі  $\delta V_\Phi$ .

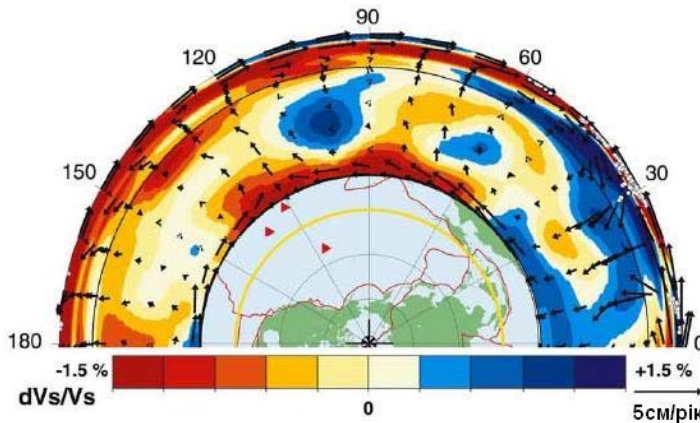


Рис. 3. Відносні зміни швидкостей  $\delta V_S / V_S$  [12].

Мантія загалом тверда, однак у порівняно тонкому шарі від 100 до 250 км під поверхнею Землі вона може бути частково розплавлена. Цю зону називають низькошвидкісною. З глибиною густина мантії зростає від  $3,5\text{ г/см}^3$  поблизу поверхні до  $5,5\text{ г/см}^3$  біля ядра Землі. Це зростання не є цілком плавним. Отже, якщо не брати до уваги інші чинники, то густина мантії під ними повинна бути підвищена, та існуватиме сила, що дестабілізує такі утворення. Унаслідок цього континентальна частина верхньої мантії матиме тенденцію до занурення, що різко обмежить час існування таких структур.

Для того щоб вирішити цю суперечність, Джордан [15] запропонував гіпотезу, відповідно до якої збільшення густини, зумовлене зниженням температури, має бути скомпенсоване під кратонами завдяки змінам хімічного складу, що спричинені виплавленням з первинної мантії речовини деяких компонентів на формування кори. У підсумку корені континентів зберігають нейтральну плавучість щодо навколишньої мантії, і час їхнього існування значно збільшується, тому що він визначений тільки підвищеною (низькотемпературною) в'язкістю континентальної літосфери.

Правильність гіпотези Джордана підтверджено експериментальними даними, отриманими на підставі аналізу зразків з різних кратонів, згідно з якими, густина мантії речовини під ними може бути знижена (за однакових  $p$ - $T$ -умов) на  $1,5-2,5\%$  щодо верхньої мантії молодих континентальних або океанічних структур [16, 17]. Проте ступінь цієї компенсації досі не визначена, а також не з'ясовано, до яких глибин можуть поширюватися теплові й хімічні аномалії під континентами. Тому важливо проаналізувати ці проблеми на підставі останніх досягнень геофізики та зробити наголос на комплексну інтерпретацію сейсмічних і гравітаційних даних.



### Томографічні моделі

Глобальні тривимірні зображення внутрішньої будови Землі, створені на основі варіацій швидкостей сейсмічних хвиль, стали одним з основних досягнень геофізики останнього десятиліття. Ці моделі дали змогу порівнювати еволюцію геоструктур, часто розташованих на протилежних сторонах Землі. Основна частина глобальних томографічних моделей представлена розподілом швидкостей поперечних хвиль  $V_s$ . Це пов'язано з тим, що для сучасної системи сейсмічних станцій більш-менш однорідну будову верхньої мантії можна отримати тільки на підставі аналізу поверхневих хвиль, які, головним чином, визначені варіаціями горизонтально і вертикально поляризованих поперечних хвиль та мають незначну чутливість до швидкостей поздовжніх хвиль. Водночас томографічні моделі, представлені варіаціями подовжніх хвиль, можна отримати тільки на підставі аналізу часів пробігу об'ємних хвиль, що зумовлює прямий зв'язок горизонтальної роздільної здатності моделі зі щільністю мережі сейсмічних станцій. Крім того, об'ємні хвилі не дають змоги одержати достатню вертикальну роздільну здатність у верхній мантії, навіть за наявності великої кількості станцій. Отже, аналіз глобальних томографічних моделей допомагає зробити висновок про розподіл температури у верхній мантії (про структуру теплових коренів континентів) без інтерпретації даних про тепловий потік. Нижче доведемо, що це не дає змоги одержати однозначні відповіді на поставлені питання [18–20]. На практиці одержання томографічного зображення Землі не є однозначною задачею. Отримані швидкісні моделі (рис. 4) залежать від типу та кількості використаних даних, а також від методики інтерпретації. Зокрема, для одержання стійкого розв'язку застосовують демпфування, ступінь і характер якого суттєво впливають на розв'язок. Кінцевий результат залежить також від вихідної моделі, щодо якої визначають варіації швидкостей. У цьому випадку важливе значення має чинник апріорного врахування будови кори, отриманого за незалежними даними. У підсумку наявні томографічні моделі цілком узгоджуються тільки на найбільших довжинах хвиль (приблизно на двох–чотирьох гармоніках сферичного розвинення, що відповідає горизонтальним розмірам структур близько 5 000 км і більше). Порівняння і спільне вивчення даних, отриманих декількома дослідниками із застосуванням різних методів, дає змогу одержати надійніші висновки.

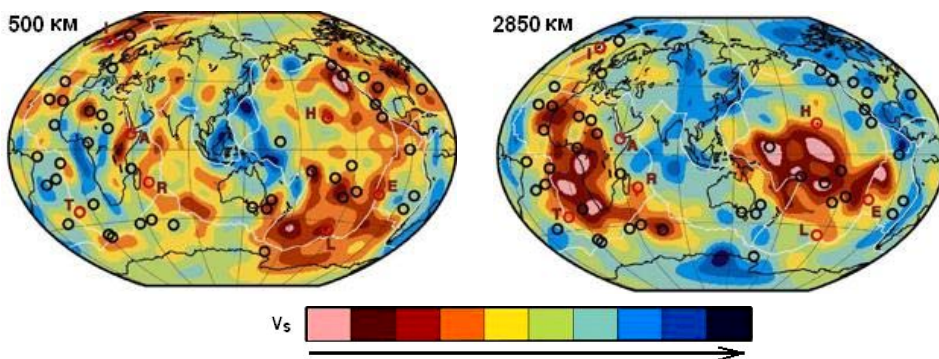


Рис. 4. Розподіл швидкостей  $V_s$  для різних глибин мантії [20].

Інший розріз, проведений уздовж паралелі  $57,5^\circ$  в Північній півкулі, показує структуру верхньої мантії під Північною Америкою (Канадський щит) і Північною Євразією (Балтійський щит, частина Схід-

носвропейської платформи і Східний Сибір). Усі томографічні моделі зведені до єдиної системи: варіації швидкостей наведені у відсотках щодо стандартної горизонтально однорідної моделі Землі **PREM**.

Проаналізуємо глобальні томографічні моделі, запропоновані основними центрами, що спеціалізуються на цьому напрямі. Зобразимо два розрізи мантиї до глибини 750 км, що перетинають основні кратони. Один з них проходить приблизно вздовж паралелі  $22^\circ$  Південної півкулі й перетинає Південну Африку, Австралію і Південну Америку в місцях розташування давніх кратонів.

### Модель Гранда

Модель Гранда є однією з найвідоміших моделей [20], яку постійно вдосконалюють. Варіант є в нашій праці (див. рис. 4). Модель задана на сітці  $2 \times 2^\circ$ . За її основу взято інтерпретацію об'ємних і поверхневих хвиль. На першому етапі отримано розподіли швидкостей у верхній мантиї й у найглибших частинах нижньої мантиї незалежно один від одного. На другому етапі автори інтерпретували залишкові аномалії часів пробігу об'ємних хвиль і одержали розподіл швидкостей у проміжній частині мантиї. На рис. 5 показано розподіли швидкостей уздовж південного і північного розрізів. Їхні зміни становлять приблизно  $\pm 5\%$ , причому максимальні значення відповідають Балтійському і Канадському щитам, тоді як мінімальні значення виявляються в океанічних районах. Уважатимемо рівень  $1\%$  мінімальним вірогідним значенням аномалії швидкості.

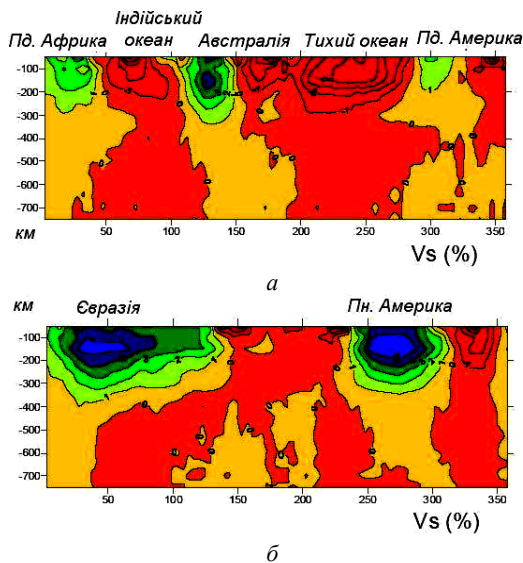


Рис. 5. Розподіл швидкостей  $V_S$  у верхній мантиї і перехідній зоні відповідно до глобальної томографічної моделі Гранда [21] уздовж фіксованих широт: *a* – верхній розріз уздовж  $22^\circ$  південної широти; *б* – нижній розріз уздовж  $58^\circ$  північної широти.

Ізолінії на розрізах відображають варіації швидкостей у відсотках щодо стандартної горизонтально однорідної моделі **PREM** [5]. Уздовж горизонтальної осі показано значення східної довготи в градусах, уздовж вертикальної – глибину в кілометрах. У такому випадку максимальна глибина поширення позитивної аномалії швидкості досягає 400 км під Північною Америкою і Північною Євразією, тобто, відповідно до моделі Гранда, теплові корені континентів можуть досягати нижньої межі верхньої мантиї. Під Австралією глибина поширення позитивної аномалії швидкості трохи менша і становить приблизно 350 км. Найменш глибокі теплові корені виявляються під Південною Африкою і Південною Америкою ( $\sim 250$  км). Як бачимо на зображених розрізах, роздільна



здатність моделі на глибинах понад 400 км зменшується, що зумовлено як збільшенням рівня паразитних перешкод, так і відсутністю систематичної картини, яку можна було б пов'язати з динамікою конкретних регіонів.

### Модель університету Берклі, Каліфорнія

Томографічна модель, отримана в університеті Берклі (SAW24B16 за прийнятою класифікацією), дає варіації швидкостей  $V_{SH}$  [22]. Вона побудована одночасною інтерпретацією поверхневих і об'ємних хвиль. Параметризацію інверсії виконано по горизонталі в сферичних гармоніках ( $l_{max} = 24$ ), а по вертикалі – у кубічних сплайнах (шістнадцять на всю мантію). Модель кори, визначена на першому етапі інверсії, гранично спрощена і фактично відображає тільки розподіл літосфери на континентальну й океанічну. Загалом вона подібна на модель Гранда за основними параметрами: глибина коренів континентів становить до 400 км під Балтійським і Канадським щитами і близько 250 км під Південною Африкою і Південною Америкою. Водночас ця модель має вищу роздільну здатність по горизонталі в підкоровому шарі, що виявляється в появі додаткових деталей, наприклад, під Північною Америкою й Австралією. Рівень високочастотних перешкод тут найвищий серед усіх наведених моделей. Особливо це видно на глибинах понад 400 км.

### Модель Каліфорнійського технологічного інституту (*s20rts*)

Модель *s20rts* параметризована по горизонталі з використанням розвинення на сферичні гармоніки ( $l_{max} = 20$ ), а по вертикалі – за допомогою набору кубічних сплайнів [23]. Це одна з найвдаліших і збалансованих моделей останнього часу. Важлива відмінність моделі *s20rts* від розглянутих вище моделей Гранда й університету Берклі полягає в тому, що суттєво зменшено глибину високошвидкісних коренів континентів. Для Північної Америки, Австралії і Балтійського щита вона становить 250–270 км, а для Південної Африки і Південної Америки не перевищує 200 км. Якщо зміни правильні, то відповідно повинна бути зменшена глибина теплових коренів кратонів. Зіставлення глибших неоднорідностей, визначених у моделі *s20rts*, з неоднорідностями в наведених вище томографічних розрізах також свідчать на її користь.

### Модель Гарвардського університету (*s20a*)

За низкою параметрів цю модель можна визнати ліпшою глобальною томографічною моделлю [24]. По-перше, для її побудови використано швидкісну модель земної кори, яка визначена за незалежними даними інших досліджень [25]. Отже, цілком розділено взаємний вплив корових і мантійних швидкісних неоднорідностей на хвильову картину, що дало змогу збільшити роздільну здатність і надійність побудов для верхньої мантії. В інших моделях цей взаємовплив є серйозною проблемою, тому що ефекти варіацій глибин до межі Мохо і швидкісних неоднорідностей прилеглих зон кори та верхньої мантії на поширення поверхневих хвиль практично нероздільні для неоднорідностей структури на різних глибинах. У підсумку вертикальна роздільна здатність моделі *s20* у верхній мантії – не менше 50 км. Іншою суттєвою особливістю моделі *s20* є те, що швидкості  $V_{SV}$  і  $V_{SH}$  визначали незалежно, що дало змогу розділити ізотропну й анізотропну складові поля швидкостей. З'ясовано, що амплітуда анізотропної складової може бути того ж порядку, що й ізотропної [24]. Оскільки саме ізотропна складова  $V_S$

може бути пов'язана з полем температур [18], то її потрібно використовувати для характеристики теплових коренів континентів. Аналогічно до моделі *s20rts*, максимальна глибина коренів континентів не перевищує 280 км під Північною Євразією, Австралією і Північною Америкою і приблизно 250 км під Південною Америкою і Південною Африкою. Отже, суттєво великі глибини, отримані в моделях Гранда й університету Берклі, є наслідком недостатньої роздільної здатності по вертикалі. У цих моделях виявляється давно відомий ефект “розмазування” реальної аномалії швидкості, що є наслідком застосування демпфування (стабілізуючого згладжування) у випадку, коли нема достатньої кількості спостережень для розв'язування нестійкої зворотної задачі. Очевидно, що важливу роль відіграє також маскімізація аномалій швидкості у верхній мантії структурами земної кори.

У підсумку можна зробити висновок, що максимальна глибина, на яку поширюються теплові корені континентів, не перевищує 250–280 км. Оскільки вплив ефекту “розмазування” не можна цілком вилучити й у моделі *s20*, то ці значення можна розглядати як максимальну досягну межу. З урахуванням значення вертикального розбиття (50 км) максимальні глибини можна зменшити ще на кілька десятків кілометрів. Отримані висновки можна перевірити, зіставивши глобальні моделі з надійною регіональною моделлю. Зокрема, для Північної Америки є модель *NA00* [26]. Методика, використана для побудови цієї моделі, загалом відповідає тій, яку використали для моделі *s20a*, однак кількість вихідних даних на одиницю площі на порядок вища. Як і в глобальній моделі, глибина високошвидкісного кореня під Канадським щитом становить 250–280 км. На глибині понад 400 км роздільна здатність регіональної моделі різко знижується.

Отже, виконаний аналіз основних томографічних моделей дає змогу зробити такі висновки.

1. Найбільш вірогідними глобальними томографічними моделями є *s20a* [24] і *s20rts* [23]. Ці моделі узгоджуються з детальною регіональною моделлю для Північної Америки. Співвідношення паразитних шумів і виявлених деталей швидкісної будови є оптимальним. Крім того, модель *s20a* – це єдина глобальна модель з розвиненням до двадцятої гармоніки, у якій розділені ізотропна й анізотропна складові. Тому її можна рекомендувати як основну для геодинамічних побудов глибинних структур Землі.

2. Максимальна глибина, на яку поширюються зони високих швидкостей під кратонами, становить 250–280 км. Тому можна припустити, що аномалії низьких температур (теплові корені континентів) мають такі ж глибини.

3. Найглибші корені континентів виявлено в Північній півкулі (Північна Америка і Північна Євразія). У Південній півкулі ці корені менш глибокі (200–250 км).

### Структура верхньої мантії

Використання гравітаційного поля для визначення властивостей розподілу густини верхньої мантії має давню історію, однак переважна більшість цих робіт є регіональною, тобто вони описують властивості літосфери в межах конкретних тектонічних структур. За основу таких робіт узято геотраверси глибинного сейсмічного зондування, що використовують додаткову інформацію, яка обмежує коло можливих розв'язків зворотної задачі гравіметрії. Специфіка використовуваних методик інтерпретації не дає змоги напряму порівнювати результати, отримані для різних структур. Зокрема, варіації густини завжди визначають щодо деякої “стандартної” моделі, яка може змінюватися в широких межах. Навіть просте зіставлення середньої густини континентальної й океанічної мантії дотепер є проблемою.

Отже, тільки глобальне дослідження за єдиною методикою допомагає виконати порівняльний аналіз вилучених структур. Відомо, що використання тільки гравітаційного поля без додаткової інформації не дає змоги одержати вірогідний результат. Фундаментальне глобальне дослідження такого роду виконано в праці [27]. У підсумку з'ясовано, що густина верхньої мантії під кратонами на 20–40 кг/м<sup>3</sup> більша від середньої, проте похибка визначення цієї величини сягає 40 кг/м<sup>3</sup>, що цілком нівелює отриманий результат. Аналогічно до інтерпретації теплового потоку, вірогідні дані можна отримати, якщо вдасться визначити й усунути вплив кори, який цілком маскує поле мантійних неоднорідностей. Відомо, що довгохвильова складового гравітаційного поля некорельована з глибинною будовою літосфери [28], тобто варіації потужності кори, топографії, густини кори і верхньої мантії взаємно скомпенсовані.

Виявляється, що принцип ізостазії, спочатку запропонований як концепція будови кори (модель Ері), справджується для літосфери загалом, включаючи суттєві неоднорідності підкорового шару [29]. Водночас глобальну модель кори побудовано тільки 1998 р. – **CRUST 5.1**. [25]. Незабаром з'явилася і перша праця, у якій цю модель використано для вивчення властивостей розподілу густини верхньої мантії, включаючи корені континентів [28]. Поле залишкових (мантійних) аномалій отримано після послідовного усунення з повного спостережуваного гравітаційного поля ефектів, зумовлених неоднорідною будовою кори [29, 30]. Розраховано вплив топографії, неоднорідностей осадового чохла, визначених за даними буріння, щільнісних неоднорідностей консолідованої кори, що розраховані на підставі даних про сейсмічні швидкості з використанням статистичних залежностей швидкість–густина [29], варіацій межі Мохо, визначених, головню, також за сейсмічними даними.

Глобальну модель **CRUST 5.1** доповнено детальнішими і надійнішими даними для Північної Євразії та Північної Америки [30]. Гравітаційне поле цих неоднорідностей визначали відносно горизонтально однорідної стандартної моделі. Для такої моделі прийнято розподіл густини, характерний для “старої” (180 млн років) океанічної літосфери, що включає 6,4 км води з густиною 1 030 кг/м<sup>3</sup>, кору потужністю 7,2 км і середньою густиною 2 850 кг/м<sup>3</sup>, горизонтально однорідну мантію, середня густина якої становить 3 350 кг/м<sup>3</sup>.

Вибір стандартної моделі впливає тільки на постійний рівень залишкового (мантійного) поля, а тому не має суттєвого значення. Важливо, що під час обчислення поля в кожній точці враховували неоднорідності всієї Землі.

Для області серединно-океанічних хребтів характерні негативні аномалії, тому що стандартна модель відповідає “старій” океанічній літосфері. Молодші океанічні структури розігріті щодо неї і тому мають легшу мантію. До цих районів включають також області, на які впливають мантійні плюми. До них, передусім, можна зачислити райони Східноафриканського рифта і заходу США.

Результати аналізу використано для визначення розподілу густин верхньої мантії під континентами, зумовленого тепловими неоднорідностями. Як вихідну інформацію використовували топографічну модель **s20** [24]. Варіації швидкості перетворено у варіації густини [18] з використанням коефіцієнта, що лінійно зменшується від максимального значення під корою до мінімального на глибині 250 км. На великих глибинах, а в океанічних районах – для всієї верхньої мантії, модель **s20** була конвертована в неоднорідності густини, ґрунтуючись на результатах праці [28]. Там же отримано модель розподілу густини для перехідної зони і нижньої мантії, у якій усунуто вплив повного поля мантійних аномалій (рис. 6). Найбільш вірогідними глобальними топографічними моде-

лями є *s20a* [24] і *s20rts* [23], які добре узгоджуються з детальними регіональними моделями [25]. Окрім того, модель *s20a* – єдина модель, у якій розділено ізотропну й анізотропну складові.

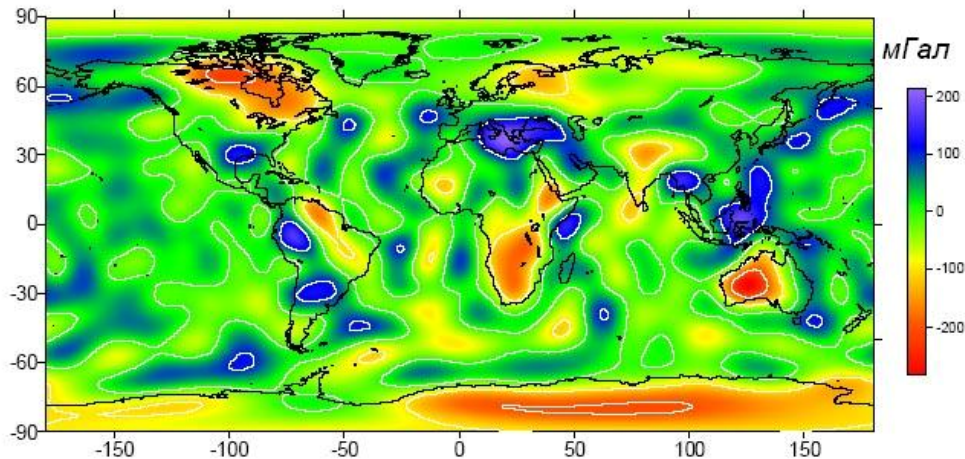


Рис. 6. Гравітаційне поле мантійних неоднорідностей, зумовлених варіаціями густини.

Узагальнення останніх результатів сейсмічних, гравітаційних і теплових досліджень континентальних коренів дає змогу стверджувати, що сейсмічна томографія досі є єдиним методом, що дає просторову картину верхньої мантії. Найбільші значення мантійних аномалій виявляються поблизу зон субдукції, що оточують Тихий океан, а також в області Альпійсько-Середземноморського складчастого поясу, який представляє внутрішньоконтинентальну зону колізії літосферних плит.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Бычков С. Г.* Современные технологии и интерпретации гравиметрических данных при исследованиях на нефть и газ / С. Г. Бычков // Нефтегазовое дело. – 2005. – Режим доступа : <http://www.ogbus.ru>.
2. *Мусебов Н. И.* Методика глубинного гравиметрического зондирования и ее возможности в решении прогнозно-поисковых и экологических задач / Н. И. Мусебов, М. И. Целомудрова, Р. В. Голева // Геофиз. вестник МОУ ЕАГО. – 2004. – №10. – С. 9–12.
3. *Kennett B. L. N.* Travel times for global earthquake location and phase identification / B. L. N. Kennett, E. R. Engdahl // Geophys. J. Int. – 1991. – Vol. 105. – P. 429–465.
4. *Kennett B. L. N.* Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes / B. L. N. Kennett, E. R. Engdahl, R. Buland // Geophys. J. Int. – 1995. – Vol. 122. – P. 108–124.

5. *Dziewonski A. M.* Preliminary reference Earth model / A. M. Dziewonski, D. L. Anderson // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 1981. – Vol. 25. – P. 297–356.
6. *Dziewonski A. M.* Parametrically simple models consistent with geophysical data / A. M. Dziewonski, A. L. Hales, E. R. Lapwood // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 1975. – Vol. 10. – P. 12–48.
7. *Dziewonski A. M.* Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P-Velocity up to degree and order 6 / A. M. Dziewonski // *J. Geophys. Res.* – 1984. – Vol. 89. – P. 5929–5952.
8. *Woodhouse J. H.* Mapping the upper mantle: Three-dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic wave forms / J. H. Woodhouse, A. M. Dziewonski // *J. Geophys. Res.* – 1986. – Vol. 86. – P. 5953–5986.
9. *Dziewonski A. M.* Global images of the Earth's interior / A. M. Dziewonski, J. H. Woodhouse // *Science.* – 1987. – Vol. 236. – P. 37–48.
10. *Robertson G. S.* Ratio of relative S- to P-velocity heterogeneity in the lower mantle / G. S. Robertson, J. H. Woodhouse // *J. Geophys. Res.* – 1996. – Vol. 101. – P. 20041–20052.
11. *Masters G.* The relative behavior of shear velocity, bulk sound speed and compressional velocity in the mantle: implications for chemical and thermal structure / G. Masters, G. Laske, H. Bolton, A. M. Dziewonski // *Geophys. Mon.* – 2000. – N 117. – P. 63–87.
12. *Saltzer R. L.* Comparing P- and S-wave heterogeneity in the mantle / R. L. Saltzer, R. D. Van der Hilst, H. Karason // *Geophys. Res. Lett.* – 2001. – Vol. 28. – P. 1335 – 1338.
13. *Кабан М. К.* Структура верхней мантии континентов по сейсмическим и гравитационным данным / М. К. Кабан // *Вестник отделения наук о Земле.* – 2002. – № 1. – С. 20–41. – Режим доступа : [http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/1-2002/scpub-11.htm#begin](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2002/scpub-11.htm#begin).
14. *Кабан М. К.* Гравитационная модель коры и верхней мантии Северной Евразии / М. К. Кабан // *Рос. Журн. наук о Земле.* – 2001. – Т. 3, № 2. – С. 143–163.
15. *Jordan T. H.* Petrological controls on the density and seismic velocities of the cratonic upper mantle / T. H. Jordan // *Eos Trans. AGU.* – 1997. – Vol. 78. – P. F746.
16. *Norman H.* Sleep. Mantle plumes from top to bottom / H. Norman // *Earth-Science Reviews.* – 2006. – Vol. 77. – P. 231–271.
17. *Garnero E. J.* D'' shear velocity, anisotropy and discontinuity structure beneath the Caribbean and Central America / E. J. Garnero, T. Lay // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* – 2003. – Vol. 140. – P. 219–242.
18. *Karato S. I.* Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography / S. I. Karato // *Geophys. Res. Lett.* – 1993. – Vol. 20. – P. 1623–1626.
19. *Karato S. I.* Water, partial melting and the origin of the seismic low velocity and high attenuation zone in the upper mantle / S. I. Karato, H. Jung // *Earth planet. Sci. Lett.* – 1998. – Vol. 157. – P. 193–207.
20. *Mc Namara A. K.* Development of anisotropic structure in the Earth's lower mantle by solid-state convection / A. K. Mc Namara, P. E. van Keken, S.-I. Karato // *Nature.* – 2002. – Vol. 416. – P. 310–314.

21. *Grand S.P.* Global seismic tomography: a snapshot of convection in the Earth / S. P. Grand, R. D. Van der Hilst, S. Widiyantoro // *Geol. Soc. Am. Today*. – 1997. – Vol. 7. – P. 1–7.
22. *Megnin C.* The three-dimensional shear velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface and higher-mode waveforms / C. Megnin, B. Romanowicz // *Geophys. J. Int.* – 2000. – Vol. 143. – P. 709–728.
23. *Ritsema J.* New seismic model of the upper mantle beneath Africa / J. Ritsema, H. van Heijst // *Geology*. – 2000. – Vol. 28. – P. 63–66.
24. *Ekström G.* The unique anisotropy of the Pacific upper mantle / G. Ekström, A. M. Dziewonski // *Nature*. – 1998. – Vol. 394. – P. 168–172.
25. *Mooney W. D.* CRUST 5.1: A global crustal model at 5°x5° / W. D. Mooney, G. Laske, T. G. Masters // *J. Geophys. Res.* – 1998. – Vol. 103, B. – P. 727–747.
26. *Van der Lee S.* Upper mantle S-velocity structure of North America / S. Van der Lee, G. Nolet // *J. Geophys. Res.* – 1997. – Vol. 102. – P. 22815–22838.
27. *Shapiro S. S.* The continental tectosphere and Earth's long-wavelength gravity field / S. S. Shapiro, B. H. Hager, T. H. Jordan // *Lithos*. – 1999. – Vol. 48. – P. 135–152.
28. *Kaban M. K.* Global isostatic gravity model of the Earth / M. K. Kaban, P. Schwintzer, S. A. Tikhotsky // *Geophys. J. Int.* – 1999. – Vol. 136. – P. 519–536.
29. *Kaban M. K.* Density structure of the lithosphere in the southwestern United States and its tectonic significance / M. K. Kaban, W. Mooney // *J. Geophys. Res.* – 2001. – Vol. 106, B. – P. 721–740.
30. *Kaban M. K.* Oceanic upper mantle structure from experimental scaling of Vs and density at different depths / M. K. Kaban, P. Schwintzer // *Geophys. J. Int.* – 2001. – Vol. 147. – P. 199–214.

*Стаття: надійшла до редакції* 15.01.2018,  
*доопрацьована* 22.05.2018,  
*прийнята до друку* 23.05.2018

## THE GLOBAL SEISMIC TOMOGRAPHY MODELES INTO EXPLORATIONS OF THE EARTH'S STRUCTURES

**V. Fourman**

*Ivan Franko National University of Lviv,  
Hrushevskij Street, 4, 79005, Lviv, Ukraine,  
[fourman@i.ua](mailto:fourman@i.ua)*

The global tomographic models of the upper mantle of the Earth with modern methods are analyzed. The results of different geophysical methods are analyzed in this review to characterize structure of the upper mantle. Based on these data one may assume that corresponding low temperature anomalies also extend to these depths. Based on a joint interpretation of gravity and seismic data residual mantle gravity anomalies are determined. Positive anomalies are found near active plate boundaries. Gravity influence of the temperature induced mantle inhomogeneities determined from seismic tomography data has been removed from the total mantle anomaly field,



and the compositional gravity anomalies are obtained. The use of a gravitational field to determine the properties of the distribution of the density of the upper mantle has a long history, but the vast majority of these works are regional, that is, they describe the properties of the lithosphere within specific tectonic structures. The basis of such works is geotraverses of deep seismic sounding, using additional information, which limits the range of possible solutions of the inverse problem of gravimetry. Specificity of the used interpretation techniques does not allow to directly compare the results obtained for different structures. In particular, density variations are always determined in relation to some "standard" model, which can vary widely. Even a simple comparison of the average density of the continental and oceanic mantle is still a problem. Thus, only a global study by a single method allows comparative analysis of isolated structures. It is known that the use of only a gravitational field without additional information does not allow us to obtain a reliable result. Global three-dimensional images of the internal structure of the Earth, created on the basis of variations in the velocities of seismic waves, have become one of the main achievements of geophysics of the last decade.

These models made it possible to compare the evolution of geostructures, often located on opposite sides of the Earth. The bulk of the global tomographic models is represented by the distribution of the velocities of transverse waves. This is due to the fact that for a modern system of seismic stations, the more or less homogeneous structure of the upper mantle can be obtained only on the basis of the analysis of surface waves, which is mainly determined by variations of horizontally and vertically polarized transverse waves and having insignificant sensitivity to the longitudinal velocities waves. At the same time, tomographic models represented by variations of longitudinal waves can only be obtained on the basis of the analysis of the run-times of bulk waves, which results in a direct connection of the horizontal resolution of the model with the density of the network of seismic stations. In addition, bulk waves do not allow sufficient vertical resolution in the upper mantle, even in the presence of a large number of stations. Thus, the analysis of global tomographic models makes it possible to conclude that the temperature distribution in the upper mantle (on the structure of the thermal roots of the continents) without the interpretation of the data on the heat flux.

The generalization of the latest results of seismic, gravitational and thermal studies of continental roots makes it possible to state that seismic tomography remains the only method that gives a spatial picture of the upper mantle. The greatest values of mantle anomalies are found near the subduction zones surrounding the Pacific Ocean, as well as in the Alpine-Mediterranean folded belt, which represents the intra-continental zone of collision of lithospheric plates.

*Key words:* global seismic tomography, craton, geophysical methods, gravitational anomalies, upper mantle.