

Електропровідність мантії Землі в районі станції "Академік Вернадський"

© Б. Т. Ладанівський, 2014

Карпатське відділення Інституту геофізики НАН України,
Львів, Україна

Надійшла 6 вересня 2013 р.

Представлено членом редколегії В. М. Шуманом

В методі регіонального магнітоваріаційного зондування на базі соотношения между спектрами вариаций вертикальной и горизонтальной составляющих геомагнитного поля в априорно известной структуре источника поля рассчитывается функция отклика среды, интерпретация которой позволяет получить модель распределения электропроводности Земли. Для расчета использованы временные ряды усредненных суточных значений компонент геомагнитного поля, полученных на обсерватории "Аргентинские острова" (AIA), длительностью 13 лет с 1996 по 2008 г. В результате геоэлектрической интерпретации, выполненной методом численного моделирования, построена одномерная модель распределения электропроводности среды в районе расположения Украинской антарктической станции "Академик Вернадский".

Ключевые слова: электромагнитные методы, геомагнитные вариации, электрическая проводимость, функция отклика среды, численное моделирование, мантия, Антарктика.

Вступ. Магнітоваріаційні (МВ) зондування широко застосовують для вивчення будови та речовинного складу земної кори та верхньої мантії до глибин 700—1 200 км. В останні 25—30 років у результаті використання багаторічних геомагнітних даних удалось отримати передавальні функції МВ-зондування для районів розташування багатьох геомагнітних обсерваторій світу [Roberts, 1986; Schultz, Larsen, 1987; Olsen, 1998; Semenov, 1998]. За одновимірною інверсією глибинних МВ передавальних функцій виявлено різноманітні особливості геоелектричного розрізу у різних регіонах Землі [Schultz et al., 1993; Semenov, 1998; Semenov, Jozwiak, 1999]. У районах розташування багатьох обсерваторій встановлено та визначено глибину і питому провідність астеносфери, в'язкого шару верхньої мантії, що перебуває у стані часткового плавлення порід і залягає безпосередньо під літосферою [Adam et al., 1989; Egbert, Booker, 1992; Semenov, 1998]. Аномалії електропровідності в перехідній зоні від верхньої до нижньої мантії зафіксовано практично на всіх об-

серваторіях, що вказує на велику ймовірність існування глобальної межі поділу на цих глибинах.

Проте подібні дослідження надзвичайно рідко проводять для геомагнітних обсерваторій, розташованих у полярних широтах. Причиною цьому є близьке розташування джерел геомагнітних варіацій до регіону досліджень, що утруднює, а деколи й унеможливає розрахунок функцій відгуку середовища. Як виняток можна навести результат [Jozwiak, Semenov, 1998], отриманий для регіону розташування Польської антарктичної станції "Арцтовський". Для регіону розташування Української антарктичної станції (УАС) "Академік Вернадський" подібні розрахунки ніколи не проводили, незважаючи на те, що геомагнітна обсерваторія "Аргентинські острови" (AIA) діє з 1950-х років.

Метод регіонального магнітоваріаційного зондування (Z/H-метод). Для дослідження електропровідності Землі на основі геомагнітних спостережень на сьогодні розвинено декілька методів. Один із перших і, відповідно,

традиційний метод використовує сферичний гармонічний аналіз геомагнітних варіацій на мережі обсерваторій для декількох періодів. Як результат на основі визначеного співвідношення між внутрішньою та зовнішньою складовими поля побудовано сферично-симетричну глибинну модель електропровідності Землі [Charman, Price, 1930; Schmucker, 1999]. Однак подальші дослідження поставили під сумнів зазначену модель. Для прикладу, за сейсмічними дослідженнями [Su, Dziewonski, 1992], значні латеральні зміни швидкості поширення хвиль у мантиї демонструють її неоднорідність. Серед причин, якими можна пояснити таку неоднорідність, є зміни в хімічному складі, наявність конвекційних потоків, порушення однорідності мантиї в зонах субдукції. Кожна з перелічених причин може також привести до змінної електропровідності мантиї.

На противагу сферичному гармонічному аналізу та його глобальній моделі було розроблено метод, який на основі апіорно відомої просторової структури джерела поля дає можливість оцінити електричний імпеданс середовища на підставі геомагнітних спостережень, проведених в одній точці [Banks, 1969; Schultz, Larsen, 1987].

Індукційний метод регіонального МВ-зондування, також відомий як Z/H -метод [Olsen, 1998], використано для розрахунку електромагнітної функції відгуку середовища та побудови глибинного геоелектричного розрізу в районі розташування УАС "Академік Вернадський". Джерелом електромагнітного поля для методу слугують аперіодичні Dst -варіації, що спостерігаються на земній поверхні протягом головної фази та фази відновлення магнітних бур, спричинених змінами гіпотетичного кільцевого струму в магнітосфері на висоті 3—6 земних радіусів, які, в свою чергу, спричинені інтенсифікацією поривів сонячного вітру. У статті [Banks, 1969] показано, що зональна сферична гармоніка P_1^0 доволі точно описує варіації компонент природного магнітного поля на поверхні Землі у діапазоні періодів 4—200 діб. У публікаціях [Semenov, 1998; Olsen, 1999] описано застосування згаданого методу для варіацій зі значно довшими періодами — від декількох місяців до 11 років. Таким чином, можна вважати, що кільцевий струм є домінуючим джерелом поля геомагнітних варіацій в указаному діапазоні періодів. Апіорно знаючи структуру джерела поля варіацій, можна розрахувати електромагнітну функцію відгуку середовища $C(\omega)$ на основі співвідношення спектрів вертикальної і го-

ризонтальної складових магнітного поля:

$$C(\omega) = \frac{R \tan(\theta)}{2} \frac{B_z(\omega)}{B_h(\omega)}, \quad (1)$$

де R — радіус Землі; θ — геомагнітна коширота (доповнення до геомагнітної широти) обсерваторії; B_z і B_h — спектри вертикальної і горизонтальної складових магнітного поля відповідно; ω — кутова частота. Функція відгуку $C(\omega)$ легко трансформується в еквівалентний магнітотелуричний імпеданс. Як наслідок, добре відомі алгоритми одновимірних магнітотелуричних інверсій можна використати для побудови моделей електропровідності середовища.

Застосування формули (1) потребує попереднього виконання деяких додаткових розрахунків. Перш за все необхідно перерахувати дані магнітної обсерваторії у систему координат, зв'язану з полюсом Dst -варіації, оскільки у формулу (1) входить лише одна компонента повного горизонтального поля B_h , а дані геомагнітних обсерваторій представлені у географічній системі координат B_x, B_y . Для такого перерахунку слід визначити азимут вектора варіації горизонтальної складової магнітного поля. Іншими словами, необхідно розрахувати геомагнітне схилення для джерела Dst -варіації. Далі потрібно визначити геомагнітну кошироту точки спостереження відносно полюса кільцевого струму, який не обов'язково збігається, а частіше зовсім не збігається з геомагнітним полюсом Землі. Оскільки геомагнітні бурі мають глобальний характер і спостерігаються одночасно на всій поверхні земної кулі, такі розрахунки можна виконати за допомогою формул тригонометрії на сфері для трикутників Ейлера. Для цього залучають синхронні дані однієї або декількох віддалених геомагнітних обсерваторій, що розташовані у інших частинах світу і відповідають певним критеріям, тобто разом з точкою досліджень і полюсами, географічним та геомагнітним, вони мають формувати трикутник Ейлера на земній сфері. Очевидно, в такому випадку згадані вище розрахунки необхідно виконати для кожної із залучених обсерваторій. Додатково це приводить до практичної перевірки поля джерела варіацій на відповідність зональній сферичній гармоніці P_1^0 . Використання даних віддалених опорних обсерваторій також дає змогу мінімізувати вплив локальних некорельованих шумів на оцінки передавальної функції $C(\omega)$ за використання відповідних статистичних процедур.

Експериментальні дані. Як вихідні дані для застосування Z/H -методу використовують середньодобові значення реєстрації компонент поля на геомагнітних обсерваторіях. Тривалість часових рядів, які застосовували для аналізу, часто становила лише декілька років [Schultz, Larsen, 1987; Semenov, 1998]. Були рекомендації використовувати не менше трьох років [Логвинов, Семенов, 2000]. Як наслідок, здебільшого вдавалось отримати результат для періодів від трьох—п'яти до приблизно ста діб. Для отримання результату на довших періодах використовували середньомісячні дані [Semenov, Jozwiak, 1999].

На сьогодні у світових центрах даних для багатьох геомагнітних обсерваторій існують неперервні часові ряди тривалістю декілька десятків років. Тому для розрахунку оцінок електромагнітної передавальної функції середовища у потрібному діапазоні періодів як вхідні дані для застосування методу використано добові значення трьох компонент геомагнітного поля B_x , B_y і B_z , реєстрованих на обсерваторії AIA починаючи з 1996 по 2008 р. тривалістю 13 років. Для отримання надійного у статистичному розумінні результату та уникнення впливу локальних шумів використано дані двох віддалених базових обсерваторій — болгарської "Панагюріще" (PAG) та російської "Новосибірськ" (NVS). Синхронні дані цих обсерваторій за згаданий вище проміжок часу отримано із світового центру даних (WDC for Geomagnetism, Edinburgh, <http://www.wdc.bgs.ac.uk/>).

Для виконання спектрального аналізу необхідно, щоб вхідні дані були неперервними. Тому незначну кількість пропусків у реєстрації обсерваторій заповнили середніми значеннями сусідніх відліків. Часові ряди також аналізували на наявність великих викидів, причиною яких могли бути помилки під час оцифрування геомагнітних даних і формування файлів у світових центрах даних. Такі викиди теж забирали з обробки. І на останок, з часових рядів усували постійну складову (базову лінію), яка може спотворити спектральні значення у довгоперіодній частині діапазону.

Поворот системи координат. У діапазоні періодів від декількох діб до декількох років геомагнітні варіації переважно пов'язані з кільцевим струмом. Було показано теоретично і підтверджено на експериментальних даних, що зональна сферична гармоніка P_1^0 достатньо добре описує ці варіації. Відомо також, що кожна магнітна буря може характеризуватися своєю власною системою координат [Semenov, 1998]. Тому є потреба у знаходженні системи координат, в якій можна проводити аналіз довгих часових рядів, якщо дані містять велику кількість магнітних бур, а також перевірки поля джерела варіацій на відповідність моделі P_1^0 .

Дані реєстрації варіацій геомагнітного поля на обсерваторіях подають у географічній системі координат XYZ (вісь X спрямована на північ, Y — на схід, Z — униз). Варіацію повної горизонтальної компоненти Bh знаходять за азимутом α , в якому відсутня кореляція між двома складовими горизонтальної компоненти Bx і By . Оскільки розрахунки слід проводити у частотному діапазоні, очевидно, потрібно знайти азимут мінімальної або нульової когерентності між спектрами Bx та By . Отже, перш ніж виконати поворот системи координат, для кожної залученої обсерваторії необхідно визначити кут α — геомагнітне схилення для джерела Dst-варіації.

Когерентність між спектрами Bx та By розраховують за формулою

$$Coh^2 = \frac{(\overline{\dot{B}_x B_y})(\overline{\dot{B}_y B_x})}{(\overline{\dot{B}_x B_x})(\overline{\dot{B}_y B_y})},$$

де у дужках наведено автоспектри й взаємні спектри; точка — комплексне спряження. Повертаючи горизонтальні осі координат на кути від -90° до $+90^\circ$ з кроком $(0,5—1,0)^\circ$ та обраховуючи при кожному значенні кута повороту функції квадрата когерентності між спектрами горизонтальних компонент магнітного поля, знаходимо значення кута α , за якого функція квадрата когерентності мінімальна в усьому діапазоні періодів.

Т а б л и ц я 1. Геомагнітне схилення для джерела Dst-варіації

Обсерваторія	$T = 4 \div 90$ діб	$T = 90 \div 365$ діб	$T = 4 \div 365$ діб
AIA	6,4	2,8	6,2
PAG	- 14,6	- 9,8	- 14,4
NVS	- 10,4	- 9,6	- 10,4

За розрахунку в різних діапазонах періодів спостерігається незначна різниця в значеннях геомагнітного схилення для Dst, тому для подальших розрахунків передавальної функції $C(\omega)$ за азимут полюса Dst-варіації вибрано медіанні значення азимутів по всіх періодах діапазону. Медіанні значення стійкіші та надійніші за наявності різного роду спотворень. Результати розрахунків наведено в табл. 1.

Поворот системи координат і перерахунок даних виконано за формулами

$$Bx' = Bx \cos(\alpha) + By \sin(\alpha),$$

$$By' = -Bx \sin(\alpha) + By \cos(\alpha),$$

де α — геомагнітне схилення; Bx' , By' — горизонтальні компоненти поля у новій системі координат.

Розрахунок геомагнітної кошироти обсерваторій. Для розрахунку геомагнітних коширот обсерваторій AIA, PAG та NVS використано формули тригонометрії на сфері для трикутників Ейлера.

Теорема косинусів сторін:

$$\cos(a) = \cos(b) \cos(c) + \sin(b) \sin(c) \sin(A);$$

теорема косинусів кутів:

$$\cos(A) = -\cos(B) \cos(C) + \sin(B) \sin(C) \sin(a),$$

де A, B, C — кути; a, b, c , — сторони сферичного трикутника.

Розраховано кошироти обсерваторій для сферичних трикутників з кутами (AIA, PAG, Північний полюс) і (AIA, PAG, Dst-полюс) (рис. 1). Аналогічний розрахунок повторено для трикутників (AIA, NVS, Північний полюс) та (AIA, NVS, Dst-полюс).

Як відповідні кути й сторони сферичного трикутника використано географічні координати об-

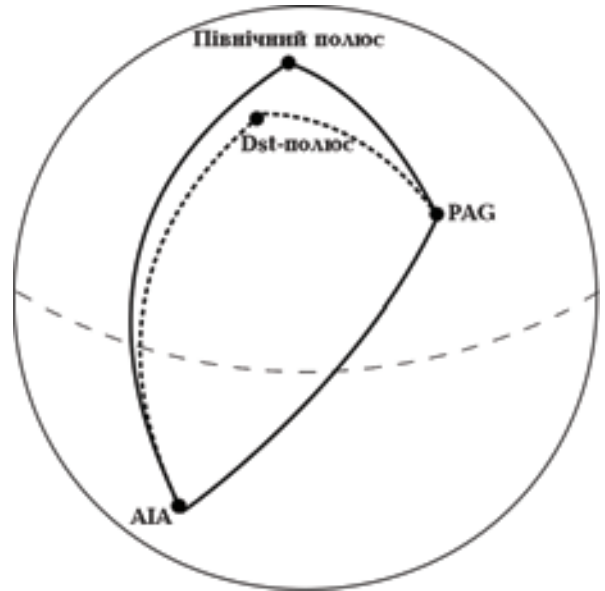


Рис. 1. Сферичні трикутники до розрахунку геомагнітної кошироти обсерваторій.

серваторій AIA, PAG, NVS, азимут полюса Dst-варіації для згаданих обсерваторій визначені вище (табл. 1). Результати розрахунків наведено в табл. 2.

Очевидно, геомагнітна коширота обсерваторії AIA становить 147° , тобто геомагнітна широта відносно полюса кільцевого струму дорівнює 57° південної "геомагнітної" широти. Це дає змогу, в першому наближенні, віднести AIA за застосування Z/H -методу не до полярних, а до середньширотних обсерваторій [Fujii, Schultz, 2002]. Оскільки Польська антарктична станція "Арцтовський" розташована не так далеко від УАС "Академік Вернадський", це може пояснити, чому там отримано задовільний результат одним і тим самим методом [Jozwiak, Semenov, 1998].

Відповідність структури джерела поля моделі P_1^0 . Відповідність структури джерела поля зональної сферичній гармоніці P_1^0 контро-

Т а б л и ц я 2. Геомагнітна коширота обсерваторій для джерела Dst-варіації

Обсерваторія	Географічна коширота, град	Геомагнітна коширота, град
AIA	155,245	147,00
PAG	47,485	44,503
NVS	35,15	39,946

люють за співвідношенням спектрів горизонтальних складових у точці спостереження та у віддаленій опорній обсерваторії [Semenov, 1998]. Якщо магнітне поле джерела варіацій описувати моделлю P_1^0 , то має виконуватись рівність:

$$\frac{\overline{Bh_i}}{\overline{Bh_j}} = \frac{\sin(\theta_i)}{\sin(\theta_j)}, \quad (2)$$

де Bh_i , Bh_j — спектри горизонтальних складових для i -ї та j -ї обсерваторій; θ_i , θ_j — косинуси i -ї та j -ї обсерваторій відповідно.

В результаті розрахунків отримано:

- $B_{AIA} / B_{PAG} = 0,76$; значення усереднене для всіх періодів 4—365 днів;
- $\sin(147,00^\circ) / \sin(44,503^\circ) = 0,78$;
- $B_{AIA} / B_{NVS} = 0,79$; значення усереднене для всіх періодів 4—365 днів;
- $\sin(147,00^\circ) / \sin(39,946^\circ) = 0,84$.

Співвідношення (2) виконується приблизно, отже для пар обсерваторій AIA—PAG і AIA—NVS перша сферична гармоніка P_1^0 лише приблизно описує поле джерела. Причиною швидше за все є розташування обсерваторії AIA. У полярних широтах на геомагнітне поле Dst-варіації, яке спричинене екваторіальним кільцевим струмом (яке досить добре описується сферичною гармонікою P_1^0), впливає поле полярних електроструменів, які теж збуджуються під час магнітних бур [Fujii, Schultz, 2002]. У такому разі точність визначення $C(\omega)$ зменшиться через вплив сферичних гармонік вищих порядків.

Розрахунок кривих позірнього опору та фази імпедансу. Передавальну функцію $C(\omega)$ розраховують за формулою (1). У цій роботі функцію $C(\omega)$ оцінено методом найменших квадратів. Оскільки Dst-варіація має глобальний характер і її реєструють на всіх обсерваторіях світу практично одночасно, за допомогою методу головних компонент (Principal Component Analysis) [Fujii, Schultz, 2002] з використанням розкладу за сингулярними значеннями (Singular Value Decomposition) виділено спектри варіацій компонент поля на обсерваторії AIA, які добре корелювали зі спектрами, виділеними на обсерваторіях PAG і NVS. Саме ці спектри використано в методі найменших квадратів для збільшення надійності статистичних оцінок $C(\omega)$. Зазначений метод реалізовано із застосуванням даних віддаленої базової точки (remote reference method) [Clarke et al., 1983]. Це дає змогу мінімізувати вплив локальних некорельованих шумів на отриману передавальну функцію середовища.

Передавальну функцію $C(\omega)$, як уже згадувалося раніше, можна перерахувати в імпеданс та позірний опір, які необхідні для геоелектричної інтерпретації. Імпеданс середовища знаходимо за формулою

$$Z(\omega) = i\omega\mu C(\omega),$$

позірний опір —

$$\rho = |Z(\omega)|^3 / \omega\mu = \omega\mu |C(\omega)|^2,$$

де μ — магнітна проникність вакууму; i — уявна одиниця.

Глибинні криві позірнього опору та фази імпедансу, які отримано методом локального магнітоваріаційного зондування для обсерваторії AIA, показано на рис. 2.

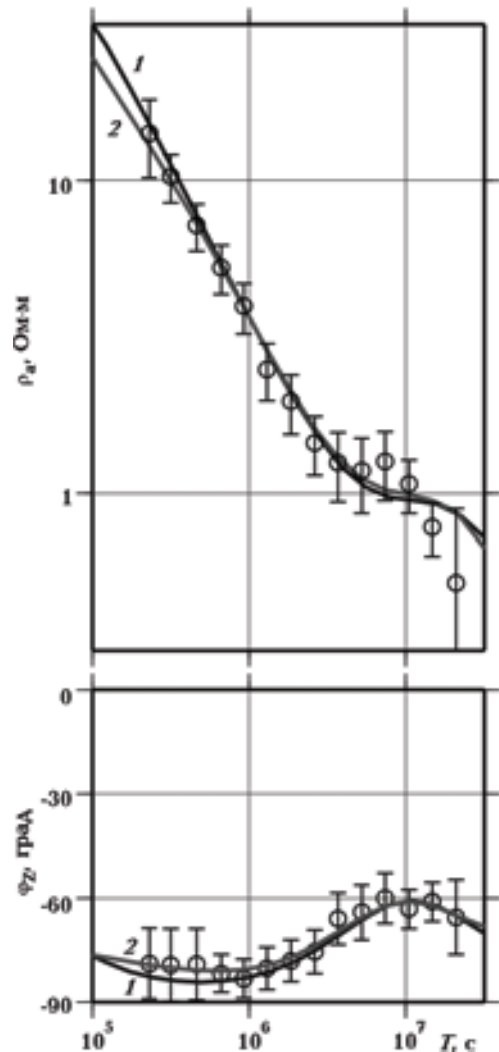


Рис. 2. Криві позірнього опору та фази імпедансу: 1 — відгук моделі D+; 2 — відгук моделі Оссам. Кружки — експериментальні дані.

Геоелектрична інтерпретація. Для геоелектричної інтерпретації отриманих результатів використано два алгоритми одновимірних інверсій. Перший з них D+ [Parker, 1980; Parker, Whaler, 1981] ґрунтується на зображенні геоелектричного розрізу у вигляді шарів нульової товщини, але скінченної провідності, тобто набором дельта-функцій Дірака. За допомогою цього алгоритму можна оцінити провідність шарів у розрізі на пункті зондування і в цілому визначити існування розв'язку оберненої задачі в класі одновимірних моделей для всього діапазону періодів експериментальних кривих. Суть другого методу ОССАМ [Constable et al., 1987] полягає у знаходженні шаруватої моделі з плавною зміною питомого опору між суміжними шарами. Алгоритм дає змогу знаходити максимально плоскі моделі — мінімізація першої похідної за опором, та максимально гладкі моделі — мінімізація другої похідної, які відповідають експериментальним даним. Такий метод регуляризації оберненої задачі задовольняє умови дифузійного проникнення електромагнітного поля у провідне середовище.

На рис. 3 представлено геоелектричні моделі глибинного розрізу, отримані за допомогою інверсії D+ та Оссам. Порівняння експериментальних і модельних кривих позірного опору та фази імпедансу показано на рис. 2.

Результати та висновки. На рис. 2 видно доволі добре узгодження експериментальних і модельних даних. Незначні розбіжності між кривими можна частково пояснити розташуванням обсерваторії АІА в полярних широтах, де на геомагнітне поле Dst-варіації впливає поле полярних електроструменів, які теж збуджуються під час магнітних бур, зумовлюючи цим завади для використаного методу. Іншою причиною може бути обмежена довжина часових рядів. У роботі використано часові ряди за 13 років — з 1996 по 2008 р. Щоб отримати надійніші результати у довгоперіодній частині спектра, необхідно використати довші часові ряди даних.

За результатами моделювання слід відзначити, що провідний шар на глибині 680 км виділено двома методами (шкала глибин на рис. 3 логарифмічна). Цей добре провідний шар на глибинах 670—720 км в різних регіонах Землі асоціюється з межею між верхньою та нижньою мантією. Підозру викликає лише провідність цього середньомантієного шару, яку за результатами інверсії D+ оцінено у 1800 кСм. Наприклад, у статтях [Jozwiak, Semenov, 1998; Semenov, 1998] цей шар у районі розташування Польської антарктичної станції "Арцтовський" виді-

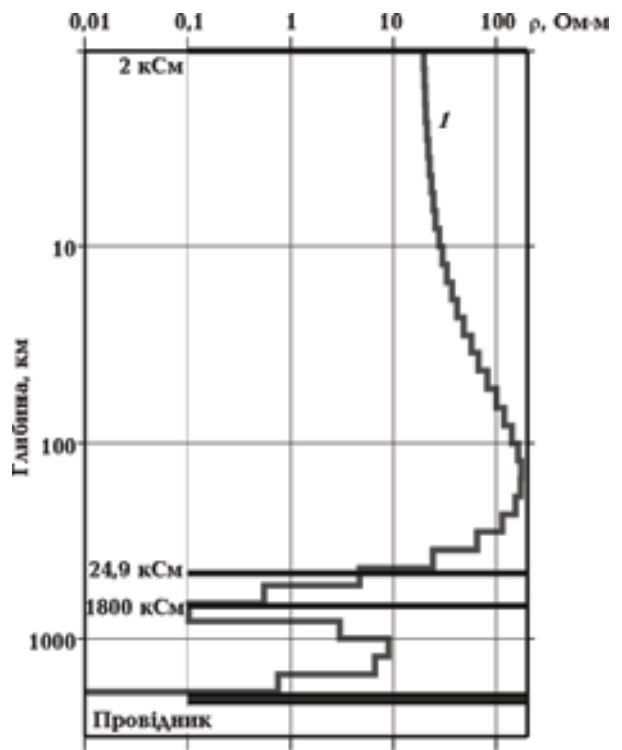


Рис. 3. Одновимірні моделі глибинного геоелектричного розрізу в районі розташування Української антарктичної станції "Академік Вернадський" (обсерваторія АІА): 1 — модель отримана за алгоритмом Оссам мінімізацією першої похідної (максимально плоска модель), горизонтальні лінії — шари нульової товщини, але скінченної провідності (цифри зліва), отримані за алгоритмом D+.

лено на глибині 720 км (що можна назвати добрим збігом з нашими результатами), проте його провідність оцінено у 860 кСм. У згаданих публікаціях для аналізу використано часові ряди тривалістю лише 3 роки, що знижує надійність отриманого результату. Проте станція "Арцтовський" розташована північніше станції "Академік Вернадський", тому зареєстрований там сигнал геомагнітних варіацій меншою мірою спотворений полем полярних електроструменів. Однозначне виявлення цих розбіжностей потребує додаткових досліджень.

Отже, в результаті аналізу та обробки часових рядів трьох геомагнітних обсерваторій АІА, РАG та NVS тривалістю 13 років (1996—2008) отримано криві позірного опору та фази імпедансу для діапазону періодів 2,7—240 діб ($2,3 \cdot 10^5$ — $2,0 \cdot 10^7$ с). Методом чисельного моделювання, з використанням двох алгоритмів інверсій D+ та Оссам, виконано геоелектричну інтерпретацію отриманих магнітоваріаційних кривих. По-

будовано одновимірну модель глибинного геоелектричного розрізу в районі розташування Української антарктичної станції "Академік Вернадський" (обсерваторія АІА).

Подяки. Роботу виконано за часткової фінансової підтримки Національного антарктичного наукового центру, Міністерства освіти та науки України.

Список літератури

- Логвинов И. М., Семенов В. Ю. Оценка глубинных геоэлектрических параметров в районе обсерваторий Корец и Ястребовка (Украина). *Геофиз. журн.* 2000. Т. 22. № 3. С. 90—93.
- Adam A., Landy K., Nagy Z., 1989. New evidence for the distribution of the electric conductivity in the Earth's crust and upper mantle in the Pannonian basin as a hotspot. *Tectonophysics* 164, 361—368.
- Banks R., 1969. Geomagnetic variations and the electrical conductivity of the upper mantle. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 17, 457—487.
- Chapman S., Price A., 1930. The electric and magnetic state of the interior of the earth as inferred from terrestrial magnetic variations. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A*, 229, 427—460.
- Clarke J., Gamble T.D., Goubau W.M., Koch R.H., Miracky R.F., 1983. Remote-reference magnetotellurics: Equipment and procedures. *Geophys. Prospect.* 31, 149—170.
- Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for the inversion of electromagnetic data. *Geophysics* 52, 289—300.
- Egbert G., Booker J., 1992. Very long period magnetotellurics at Tucson Observatory: Implications for mantle conductivity. *J. Geophys. Res.* 97, 15099—15112.
- Fujii I., Schultz A., 2002. The 3D electromagnetic response of the Earth to ring current and auroral oval excitation. *Geophys. J. Int.* 151, 689—709.
- Jozwiak W., Semenov V. Yu., 1998. Deep Geoelectrical structure estimation in the West Antarctic. *Acta Geophys. Pol.* 46 (1), 61—67.
- Olsen N., 1999. Long-period (30 days-1year) electromagnetic sounding and the electrical conductivity of the lower mantle beneath Europe. *Geophys. J. Int.* 138, 179—187.
- Olsen N., 1998. The electrical conductivity of the mantle beneath Europe derived from C-response from 3 h to 720 h. *Geophys. J. Int.* 133, 298—308.
- Parker R. L., 1980. The inverse problem of electromagnetic induction: existence and construction of solutions based on incomplete data. *J. Geophys. Res.* 85, 4421—4428.
- Parker R.L., Whaler K.A., 1981. Numerical method for establishing solution to the inverse problem of electromagnetic induction. *J. Geophys. Res.* 86, 9574—9584.
- Roberts R.G., 1986. The deep electrical structure of the Earth. *Geophys. Roy. Astron. Soc.* 85 (3), 563—600.
- Schmucker U., 1999. A spherical harmonic analysis of solar daily variations in the years 1964—1965: response estimates and source fields for global induction — II. Results. *Geophys. J. Int.* 136, 455—476.
- Schultz A., Kurtz R.D., Chave A.D., Jones A.G., 1993. Conductivity Discontinuities in the Upper Mantle beneath a Stable Craton. *Geophys. Res. Lett.* 20 (24), 2941—2944.
- Schultz A., Larsen J.C., 1987. On the electrical conductivity of the mid-mantle — I. Calculation of equivalent scalar magnetotelluric response functions. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 88, 733—761.
- Semenov V. Yu., 1998. Regional Conductivity Structures of the Earth's Mantle: Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences C-65 (302), 122 p.
- Semenov V. Yu., Jozwiak W., 1999. Model of the geoelectrical structure of the mid- and lower mantle in the Europe-Asia region. *Geophys. J. Int.* 138, 549—552.
- Su W.-J., Dziewonski A.M., 1992. On the scale of mantle heterogeneity. *Phys. Earth Planet. Int.* 74, 29—54. doi: 10.1016/0031-9201(92)90066-5.

Electrical Conductivity of the Earth's Mantle in the "Academic Vernadsky" Station region

© B. T. Ladanivsky, 2014

In the regional magnetovariational sounding method on the base of relationship between spectra of vertical and horizontal geomagnetic field variations and a priori known structure of the field source, the medium response function is calculated, which interpretation allows to obtain the subsurface conductivity distribution model. Hourly mean values of geomagnetic field components acquired by "Argentine Islands" (AIA) observatory with 13 years of data (1996—2008) were used for calculations. The 1D conductivity distribution model of medium for the "Academic Vernadsky" Station region was obtained as a result of geoelectrical interpretation, which was carried out by numerical methods.

Key words: electromagnetic methods, geomagnetic variations, electrical conductivity, response function, numerical modeling, mantle, Antarctica.

References

- Logvinov I. M., Semenov M. Yu., 2000. Rating deep geoelectric parameters in the area and observatories Korets Yastrebovka (Ukraine). *Geofizicheskij zhurnal* 22(3), 90—93 (in Russian).
- Adam A., Landy K., Nagy Z., 1989. New evidence for the distribution of the electric conductivity in the Earth's crust and upper mantle in the Pannonian basin as a hotspot. *Tectonophysics* 164, 361—368.
- Banks R., 1969. Geomagnetic variations and the electrical conductivity of the upper mantle. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 17, 457—487.
- Chapman S., Price A., 1930. The electric and magnetic state of the interior of the earth as inferred from terrestrial magnetic variations. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A, 229, 427—460.
- Clarke J., Gamble T.D., Goubau W.M., Koch R.H., Miracky R.F., 1983. Remote-reference magnetotellurics: Equipment and procedures. *Geophys. Prospect.* 31, 149—170.
- Constable S.C., Parker R.L., Constable C.G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for the inversion of electromagnetic data. *Geophysics* 52, 289—300.
- Egbert G., Booker J., 1992. Very long period magnetotellurics at Tucson Observatory: Implications for mantle conductivity. *J. Geophys. Res.* 97, 15099—15112.
- Fujii I., Schultz A., 2002. The 3D electromagnetic response of the Earth to ring current and auroal oval excitation. *Geophys. J. Int.* 151, 689—709.
- Jozwiak W., Semenov V. Yu., 1998. Deep Geoelectrical structure estimation in the West Antarctic. *Acta Geophys. Pol.* 46(1), 61—67.
- Olsen N., 1999. Long-period (30 days-1year) electromagnetic sounding and the electrical conductivity of the lower mantle beneath Europe. *Geophys. J. Int.* 138, 179—187.
- Olsen N., 1998. The electrical conductivity of the mantle beneath Europe derived from C-response from 3 h to 720 h. *Geophys. J. Int.* 133, 298—308.
- Parker R. L., 1980. The inverse problem of electromagnetic induction: existence and construction of solutions based on incomplete data. *J. Geophys. Res.* 85, 4421—4428.
- Parker R.L., Whaler K.A., 1981. Numerical method for establishing solution to the inverse problem of electromagnetic induction. *J. Geophys. Res.* 86, 9574—9584.
- Roberts R.G., 1986. The deep electrical structure of the Earth. *Geophys. Roy. Astron. Soc.* 85(3), 563—600.
- Schmucker U., 1999. A spherical harmonic analysis of solar daily variations in the years 1964—1965: response estimates and source fields for global induction — II. Results. *Geophys. J. Int.* 136, 455—476.

- Schultz A., Kurtz R.D., Chave A.D., Jones A.G.*, 1993. Conductivity Discontinuities in the Upper Mantle beneath a Stable Craton. *Geophys. Res. Lett.* 20 (24), 2941—2944.
- Schultz A., Larsen J.C.*, 1987. On the electrical conductivity of the mid-mantle — I. Calculation of equivalent scalar magnetotelluric response functions. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 88, 733—761.
- Semenov V. Yu.*, 1998. Regional Conductivity Structures of the Earth's Mantle: Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences C-65 (302), 122 p.
- Semenov V. Yu., Jozwiak W.*, 1999. Model of the geoelectrical structure of the mid- and lower mantle in the Europe-Asia region. *Geophys. J. Int.* 138, 549—552.
- Su W.-J., Dziewonski A.M.*, 1992. On the scale of mantle heterogeneity. *Phys. Earth Planet. Int.* 74, 29—54. doi: 10.1016/0031-9201(92)90066-5.