

## Методика магнитовариационного зондирования мантии Земли в диапазоне периодов $10^4$ — $10^5$ с

© Б. Т. Ладановский<sup>1</sup>, В. Ю. Семенов<sup>2</sup>, И. М. Логвинов<sup>3</sup>, 2010

<sup>1</sup>Карпатское отделение Института геофизики НАН Украины, Львов, Украина

<sup>2</sup>Институт геофизики Польской АН, Варшава, Польша

<sup>3</sup>Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 25 сентября 2009 г.

*Представлено членом редколлегии В. Н. Шуманом*

Импеданс нового узагальненого магнітоваріаційного методу зондування оцінено в діапазоні періодів  $10^4$ — $10^5$  с з використанням геомагнітних даних п'яти східноєвропейських обсерваторій. Розроблену методику застосовано для аналізу компонент магнітного поля, спеціально зареєстрованих протягом декількох місяців на Українському щиті в трьох пунктах, що рознесені на відстані, зіставної з глибиною зондування. Отримані значення імпедансу заповнюють пропуск між магнітотелуричними і глобальними магнітоваріаційними даними, збігаючись з ними у цілому. Розглянутий частотний інтервал найскладніший і найважливіший для індукційного зондування верхньої мантиї. Крім суто зондувань, узагальнений метод дає змогу фіксувати неоднорідності в мантиї за допомогою індукційних векторів, обчислених із градієнтних типерів.

Impedances of new generalized magnetovariation sounding method are estimated for the period range  $10^4$ — $10^5$  s using geomagnetic data of five east European observatories. The developed data analysis is applied to the magnetic field components specially measured during several months on the Ukrainian shield at three points spaced at about sounding depth. The obtained responses have filled a gap between the magnetotelluric and global magnetovariation ones and are generally in agreement with them. This period range is mostly complicated and essential for induction soundings of the upper mantle. Besides soundings this method allows establishing of heterogeneities in the mantle by means of induction arrows obtained from the gradient tippers.

**Введение.** Проблема исследования геоэлектрического строения верхней мантии Земли (до глубины  $\approx 670$  км) связана с надежностью данных индукционных зондирований в диапазоне периодов 3 ч — двое суток. Этот диапазон наиболее сложен в теории [Шуман, 2006] и на практике, поскольку зондирования выполняются целым рядом разнородных источников поля, большинство из которых не могут быть смоделированы ни классической «полоской волной», ни плоской моделью с линейно меняющимися на поверхности всеми тремя компонентами магнитного поля [Дмитриев, Бердичевский, 2002]. Вращение наблюдателя в постоянных магнитосферных и ионосферных полях (в системе Земля—Солнце) приводит к регистрации суточных вариаций поля, период которых может быть и иным, например при наблюдениях со спутника. Пространственно-временные осцилляции этих полей исключаются из анализируе-

мых периодов, поскольку могут обладать специфическими особенностями [Utada et al., 2008].

Метод магнитотелурических зондирований (МТЗ) не надежен на суше на столь длинных периодах из-за малости импеданса и зашумленности электрического поля сторонними источниками. Магнитовариационные зондирования (МВЗ) градиентным методом [Бердичевский и др., 1969; Schmucker, 1970; Banks, 1969] были бы предпочтительнее, но они предназначены лишь для исследований латерально-однородной Земли, что существенно ограничивает область их применения для рассматриваемых периодов [Семенов и др., 2007]. Более перспективен метод обобщенного МВЗ, впервые указанный в работе [Гульельми, Гохберг, 1987], с использованием импедансных граничных условий на границе раздела непроводящей (воздух) и проводящей (земля) сред [Рытов, 1940]. Позднее этот метод был

развит теоретически на базе более приемлемых для глубинных зондирований положений [Шуман, 1998; Shuman, Kulik, 2002], а также эмпирических подходов [Kuckes et al., 1985; Schmucker, 2003]. Этот метод объединяет градиентное зондирование неоднородной среды с поиском самих неоднородностей с помощью индукционных векторов. Он был опробован на данных геомагнитных обсерваторий [Schmucker, 2003; Semenov et al., 2007]. В настоящей статье представлена методика анализа магнитных полей методом обобщенного МВЗ на примере данных пяти обсерваторий восточной Европы (рис. 1). Кроме того, метод впервые применен для зондирования по полевым наблюдениям, выполненным на Украинском щите в трех пунктах, отстоящих на расстояниях, соизмеримых с глубиной зондирования (рис. 1).

**Теоретические соотношения.** Обобщенное МВЗ следует из граничных условий Рытова, в которых пренебрегается всеми членами бесконечных рядов, содержащих пространственные производные выше первой степени. При таком условии метод МТЗ также следует из условий Рытова и связывает Фурье-амплитуды магнитного  $\mathbf{B}_\tau$  и электрического  $\mathbf{E}_\tau$  полей линейным соотношением, известным в электродинамике как граничное условие Леонтовича. Следуя [Гульельми, 1989; Guglielmi, 2009], ниже выписаны оба соотношения:

$$i\omega\mu B_z = \zeta(\operatorname{div} \mathbf{B}_\tau) + \mathbf{B}_\tau(\operatorname{grad} \zeta), \quad (1a)$$

$$\mathbf{E}_\tau = \zeta \mathbf{B}_\tau. \quad (1б)$$

Здесь скалярный магнитный импеданс  $\zeta(\omega, \mathbf{r})$  зависит от циклической частоты  $\omega$  и координат

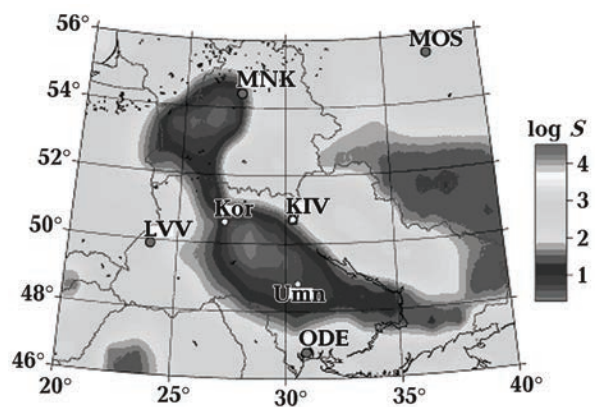


Рис. 1. Расположение обсерваторий и пунктов полевых наблюдений на фоне схемы поверхностной суммарной продольной проводимости ( $S$ ) [Vozar et al., 2006].

нат на поверхности Земли  $\mathbf{r}, \mu$  — постоянная, равная магнитной проницаемости вакуума,  $i$  — мнимая единица, а  $B_z$  и  $\mathbf{B}_\tau = (B_x, B_y)$  — комплексные Фурье-амплитуды вертикальной (знак зависит от направления нормали к поверхности Земли) и тангенциальной магнитных компонент. Величины градиентов импеданса представляют собой аналоги типперов и были названы М. Н. Бердичевским — градиентные типперы. Заметим, что сама сходимость рядов Рытова, справедливая в частотном диапазоне радиоволн, может быть поставлена под сомнение при низких частотах глубинных зондирований. Однако именно указанные соотношения используются на практике для определения импедансов и типперов, а также включают изменчивость горизонтальных компонент магнитного поля. Отметим, что условия применимости соотношений (1) достаточно жесткие даже в случае сходимости рядов Рытова [Леонтович, 1948].

Почти аналогичный подход был предложен в работе [Schmucker, 2003], опирающийся на объединении градиентного МВЗ для зондирования латерально-однородной среды «нормальным» полем и известного равенства с типперами для «аномального» вертикального поля, сумма которого с «нормальной» его частью приводит к равенству

$$B_z = C(\partial B_{nx}/\partial x + \partial B_{ny}/\partial y) + A\partial B_{nx} + B\partial B_{ny}. \quad (2a)$$

Здесь  $C(\omega) = \zeta/i\omega\mu$  — скалярная функция отклика, выраженная через импеданс  $\zeta(\omega)$  не зависящий от координат, а  $\partial B_{nx}/\partial x + \partial B_{ny}/\partial y$  — плоская дивергенция «нормального» тангенциального поля  $\mathbf{B}_{nt}$ , а  $B_z$  — сумма обоих полей, т. е. вертикальная компонента наблюдаемого поля. Величины  $A$  и  $B$  — некие типперы, определенные по «нормальным» горизонтальным полям, а не по наблюдаемым, как обычно в практике.

В приведенном выражении пренебрегается «аномальным» горизонтальным полем, что приводит к несоответствию между постоянной величиной импеданса на поверхности и существованием типперов, указывающих на неоднородность среды. Это несоответствие устранено автором при введении тензорного (вместо скалярного) импеданса, уже зависящего от координат на поверхности наблюдения. Тогда, например,  $A = \partial C_{xx}/\partial y - \partial C_{yx}/\partial x$  [Schmucker, 2003], а переходя к скалярному импедансу ( $C_{xx} = 0, C_{yx} = C$ ), получаем первую из компонент члена  $\mathbf{B}_\tau(\operatorname{grad} C)$ , но с «нормаль-

ным» полем  $\mathbf{B}_{nt}$  вместо измеренного. Деление полей на «нормальные» и «аномальные» части приводит к сложной (до некоторой степени условной) процедуре их разделения на практике [Schmucker, 2003]. При замене «нормальных» горизонтальных полей на наблюдаемые (включающие их «аномальные» части) равенство (2а) будет аналогично равенству (1а):

$$B_z = C(\omega, \mathbf{r}) \operatorname{div} \mathbf{B}_\tau + \mathbf{B}_\tau \operatorname{grad} C(\omega, \mathbf{r}). \quad (2б)$$

Принципиально другой подход, опирающийся на векторное импедансное граничное условие [Aboul-Atta, Voerner, 1975]. Было показано [Шуман, 1998], что на замкнутой (сферической) поверхности

$$i\omega \mu B_r = \zeta_m (\operatorname{div} \mathbf{B}_\tau) + \mathbf{B}_\tau (\operatorname{grad} \zeta_m) + \xi^* (\operatorname{div} \mathbf{B}_\tau^*) + \mathbf{B}_\tau^* (\operatorname{grad} \xi^*). \quad (3а)$$

Вместо тензора здесь используются два скалярных импеданса  $\zeta_m(\omega, \mathbf{r})$  и  $\xi(\omega, \mathbf{r})$ , а знак (\*) обозначает комплексное сопряжение. Если комплексные векторы  $\mathbf{E}_\tau$  и  $\mathbf{B}_\tau$  ортогональны, импеданс  $\xi(\omega, \mathbf{r})$  равен нулю [Shuman, Kulik, 2002] и оставшееся равенство представляет собой соотношение (1) для сферической модели Земли:

$$i\omega \mu B_r = \zeta_m (\operatorname{div} \mathbf{B}_\tau) + \mathbf{B}_\tau (\operatorname{grad} \zeta_m). \quad (3б)$$

Итак, все перечисленные подходы к МВЗ руководствуются общей идеей фиксации неоднородностей в среде с одновременным ее зондированием и потому все соотношения спектров компонент поля (при соответствующих предположениях) имеют одинаковый тип (1, 2б, 3б), а их импедансы совпадают в случае латерально-однородной изотропной среды. Различия в подходах сводятся к степени обоснованности каждого из них.

Последний подход авторам представляется наиболее общим и обоснованным, но на практике для его полной реализации потребовалась бы очень сложная структура источника поля для нахождения одновременно шести независимых передаточных функций в соотношении (3а). Достоверность таких функций вряд ли будет велика, поскольку в рассматриваемом диапазоне периодов в средних широтах, кроме суточных вариаций, известны лишь два основных источника [Banks, 1981]: «плоская волна» и Dst-вариации, порождаемые возмущенным состоянием кольцевых

токов в магнитосфере Земли, расположенных на расстоянии 3—5 ее радиусов [Nishida, 1978]. Потому будем придерживаться варианта теории обобщенного МВЗ лишь с тремя передаточными функциями и с одним скалярным импедансом (2б) для зондирований на довольно ограниченной площади. В общем случае выбранный нами подход может не быть оптимальным для региональных зондирований на более широкой шкале, где пренебрежение сферичностью Земли станет недопустимо.

**Оценка дивергенции и поля источника.** Для расчетов передаточных функций в обобщенном методе МВЗ необходимо оценить поверхностную дивергенцию горизонтального магнитного поля  $\operatorname{div} \mathbf{B}_\tau$  — величину непосредственно не измеряемую. Используя первый член разложения в ряд Тейлора, выпишем связь между двумя тангенциальными компонентами поля, наблюдаемыми в разных точках  $\{i, j\}$  на плоской поверхности:

$$\mathbf{B}_{\tau i} \approx \mathbf{B}_{\tau j} + [\partial \mathbf{B}_\tau / \partial \tau] \Delta \tau_{ij}. \quad (4)$$

Наблюдения как минимум в трех разнесенных точках (с использованием обычно их географических координат) должны включать измерения компонент магнитного поля ( $B_x, B_y, B_z$ ), для которых выражение (4) для двух пар с общей точкой принимает вид

$$\begin{aligned} B_{x1} - B_{x0} &= (\partial B_x / \partial x)(x_1 - x_0) + (\partial B_x / \partial y)(y_1 - y_0), \\ B_{y1} - B_{y0} &= (\partial B_y / \partial x)(x_1 - x_0) + \\ &+ (\partial B_y / \partial y)(y_1 - y_0), \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} B_{x2} - B_{x0} &= (\partial B_x / \partial x)(x_2 - x_0) + (\partial B_x / \partial y)(y_2 - y_0), \\ B_{y2} - B_{y0} &= (\partial B_y / \partial x)(x_2 - x_0) + (\partial B_y / \partial y)(y_2 - y_0), \end{aligned}$$

где  $x_i - x_j = \Delta x_{ij}$  и  $y_i - y_j = \Delta y_{ij}$  — расстояния между точками в соответствующих направлениях и с соответствующими знаками в выбранной системе координат. Этих уравнений достаточно для оценки дивергенции горизонтального магнитного поля  $\operatorname{div} \mathbf{B}_\tau = \partial B_x / \partial x + \partial B_y / \partial y$ , если детерминант  $\Delta x_{10} \Delta y_{20} - \Delta x_{20} \Delta y_{10}$  не равен нулю. Анализ данных более чем трех обсерваторий делает систему уравнений переопределенной.

Расчет плоской дивергенции  $\operatorname{div} \mathbf{B}_\tau$  из системы уравнений (5) можно проводить как во временной, так и в частотной областях. Во временной области решение ищется для каждого временного отсчета данных с последу-

ющим Фурье-преобразованием полученного ряда стандартными процедурами. При частотном подходе временные ряды обсерваторий сначала подвергаются преобразованию Фурье и вся последовательность расчетов дивергенции для комплексных значений Фурье-амплитуд поля проводится в спектральной области с последующими сглаживаниями, требуемыми спектральным анализом. Второй подход применен в нашей работе. При решении переопределенной системы уравнений (5) использование алгоритма QR-разложения матрицы расстояний  $\{\Delta x_{ij}, \Delta y_{ij}\}$  [Кублановская, 1961; Francis, 1961; 1962] позволяет увеличить вычислительную эффективность алгоритма расчетов. Поскольку расстояния между точками наблюдений не меняются, QR-разложение выполняется только один раз, а далее решения для всего набора данных находятся простым умножением матриц.

Полученную оценку дивергенции следует отнести к некоей точке в центре группы наблюдений, как и усредненные компоненты наблюдаемых полей  $\mathbf{B}_\tau$  и  $B_z$ , поэтому такой анализ был назван дисперсионным (scattering) [Kuckes et al., 1985]. Проверка на равенство нулю полной дивергенции поля не удавалась, поскольку производная вертикальной компоненты магнитного поля  $\partial B_z / \partial z$  не определяется с достаточной точностью по наземным наблюдениям.

Для определения трех передаточных функций из (26) требуется некоррелированность трех «входных сигналов»: двух ортогональных компонент горизонтального поля и найденной его дивергенции. Для проверки диапазона периодов, в котором существуют требуемые условия, поверхностная дивергенция геомагнитного поля была рассчитана по часовым данным пяти геомагнитных обсерваторий, расположенных в центральной части Восточно-Европейской платформы — «Киев» (KIV), «Минск» (MNK), «Москва» (MOS) и ее окраинах — «Львов» (LVV), «Одесса» (ODE) за период 10 лет с 1966 по 1975 г. включительно. Исходные данные взяты из серверов Мировых центров данных. Поскольку обсерватория KIV расположена почти в центре перечисленных обсерваторий, она принималась за точку построения когерентностей между спектрами горизонтальных компонент поля и между спектрами полного горизонтального поля и дивергенции, а количество использованных точек и длительность временных рядов обеспечивали статистическую достовер-

ность полученного результата. Сам результат в виде полярных диаграмм соответствующих когерентностей для разных периодов представлен на рис. 2.

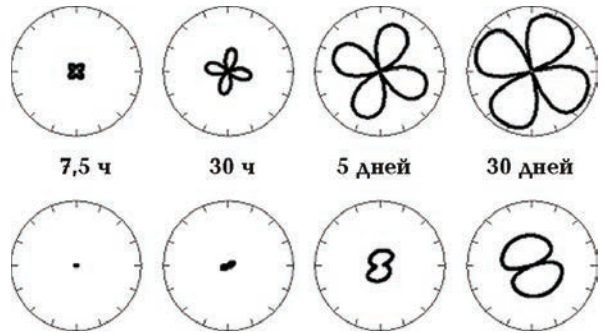


Рис. 2. Полярные диаграммы квадрата когерентности (по окружности  $C_0^2 = 1$ ) между ортогональными компонентами горизонтального поля для обсерватории «Киев» (верхний ряд) и между полным горизонтальным полем и дивергенцией, вычисленной по пяти ближайшим обсерваториям (нижний ряд), для указанных периодов вариаций.

Для периодов вариаций 7,5—30 ч квадрат когерентности между спектрами ортогональных компонент горизонтального поля и между спектрами его дивергенции и полного горизонтального поля имеет пренебрежимо низкие значения. Следовательно, требования к источнику вариаций геомагнитного поля, необходимые для оценки трех передаточных функций среды, в обобщенном методе МВЗ удовлетворительно выполняются в диапазоне периодов  $10^4—10^5$  с.

Однако для периодов более двух суток доминирует линейно поляризованное поле Dst-источника (см. рис. 2). Такого поля достаточно лишь для определения одной передаточной функции [Banks, 1969]:

$$i\omega\mu B_\tau = \zeta_g \mathbf{B}_\tau 2 / (R \operatorname{tg} \theta)$$

или

$$B_\tau / \mathbf{B}_\tau = 2\zeta_g / (i\omega\mu R \operatorname{tg} \theta),$$

где  $R$  — радиус Земли,  $\operatorname{tg} \theta$  — тангенс кошироты места наблюдения в геомагнитных координатах,  $\zeta_g(\omega)$  — геомагнитный импеданс, который не обязан совпадать с магнитотеллурическим над геоэлектрическими неоднородностями. Рассматривая  $B_\tau / \mathbf{B}_\tau$  в качестве некоего аналога обычного типшера на Зем-



ле, «нормальные» векторы индукции в геомагнитных координатах  $C_u = \text{Re}(B_r/\mathbf{B}_\tau)$ ,  $C_v = \text{Im}(B_r/\mathbf{B}_\tau)$  над латерально-однородной сферой могут быть рассчитаны для известного распределения импеданса  $\zeta_g$  по периодам. По данным комплексного кажущегося сопротивления для обсерватории KIV [Semenov et al., 2008] такие векторы были вычислены и их зависимости от периода на  $45^\circ$  геомагнитной ко-широты и от ко-широты для периода  $10^5$  с показаны на рис. 3.

Из приведенных расчетов следует что векторы, определенные традиционным способом на сферической Земле с источником Dst-вариаций, зависели бы от периода геомагнитной ко-широты места наблюдения и распределения проводимости даже в слоистой, латерально-однородной Земле. Они сильно отличаются от векторов, определяемых из соотношения (1), не равных нулю лишь вблизи неоднородности.

**Анализ данных обсерваторий.** Первоначально исследовались данные геомагнитных обсерваторий, показанных на рис. 1. Часовые данные были отфильтрованы с периодами менее 3ч и более двух суток вместе с линейными трендами, а суточные «вариации» были удалены методом усреднения за пробный период — неделя с учетом все нарастающих индустриальных помех [Гульельми, 2008]. Дивергенция магнитного поля была оценена по описанной выше методике для трех комбинаций обсерваторских данных: для всех пяти обсерваторий; для четырех, исключая обсерваторию MOS; для трех, исключая обсерватории MNK и MOS.

Передаточная функция отклика  $C$  и две ее производные  $\partial C/\partial x = A$  и  $\partial C/\partial y = B$  (градиент-

ные типперы), связывающие наблюдаемые и вычисленные спектры  $\text{div}\mathbf{B}_\tau^\#$ ,  $B_x^\#$ ,  $B_y^\#$  и  $B_z^\#$ , должны быть найдены из приведенных выше уравнений. Эти наблюдаемые спектры состоят из полей, описываемых теорией (модельных), и шумов, не коррелированных с модельными. Например, наблюдаемые компоненты  $B_z^\#$  и  $\text{div}\mathbf{B}_\tau^\#$  могут быть выражены как модельные  $B_z$  и  $\text{div}\mathbf{B}_\tau$  (соответственно шумы в них  $\delta B_z$  и  $\delta \text{div}\mathbf{B}_\tau$ ). Тогда модельные поля могут быть записаны в виде

$$B_z = B_z^\# - \delta B_z \text{ и } \text{div}\mathbf{B}_\tau = \text{div}\mathbf{B}_\tau^\# - \delta \text{div}\mathbf{B}_\tau.$$

Именно модельные поля связаны между собой теоретическими соотношениями (например, 2б) через функции отклика и их производные.

Считалось, что шумы в горизонтальных компонентах поля малы по сравнению с шумами в вертикальных, при наблюдениях в средних широтах [Banks, 1969]. Однако величина  $\delta \text{div}\mathbf{B}_\tau$  также характеризуется значительным разбросом: шумы в горизонтальных компонентах поля на всех обсерваториях, ошибки вычислений в плоских координатах вместо сферических, различия в локальных геоэлектрических условиях в местах измерений, неучтенные высоты точек наблюдений и т.п. Шумы ответственны как за случайные ошибки наблюдений, так и за ошибки смещения. Последние зависят от близости природы и теории, ее описывающей, и могут не зависеть от количества исходных данных, в отличие от ошибок случайных. Они контролируются либо функциями когерентностей, либо прямым сравнением искомым функций, вычисленных по разным оценкам. Если принять, что наряду с горизонтальными полями шумы

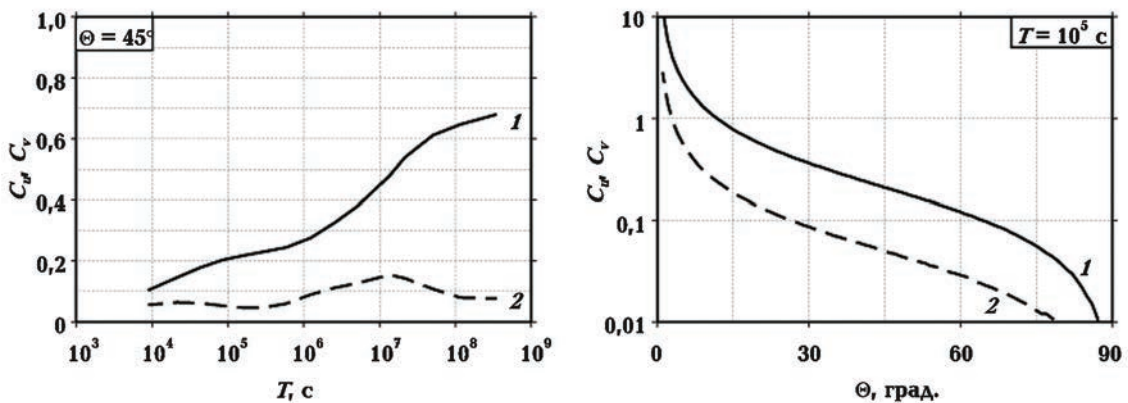


Рис.3. Зависимости «нормальных» векторов индукции  $C_u$  (1) и  $C_v$  (2) от периода и ко-широты места наблюдения над сферически-слоистой средой.

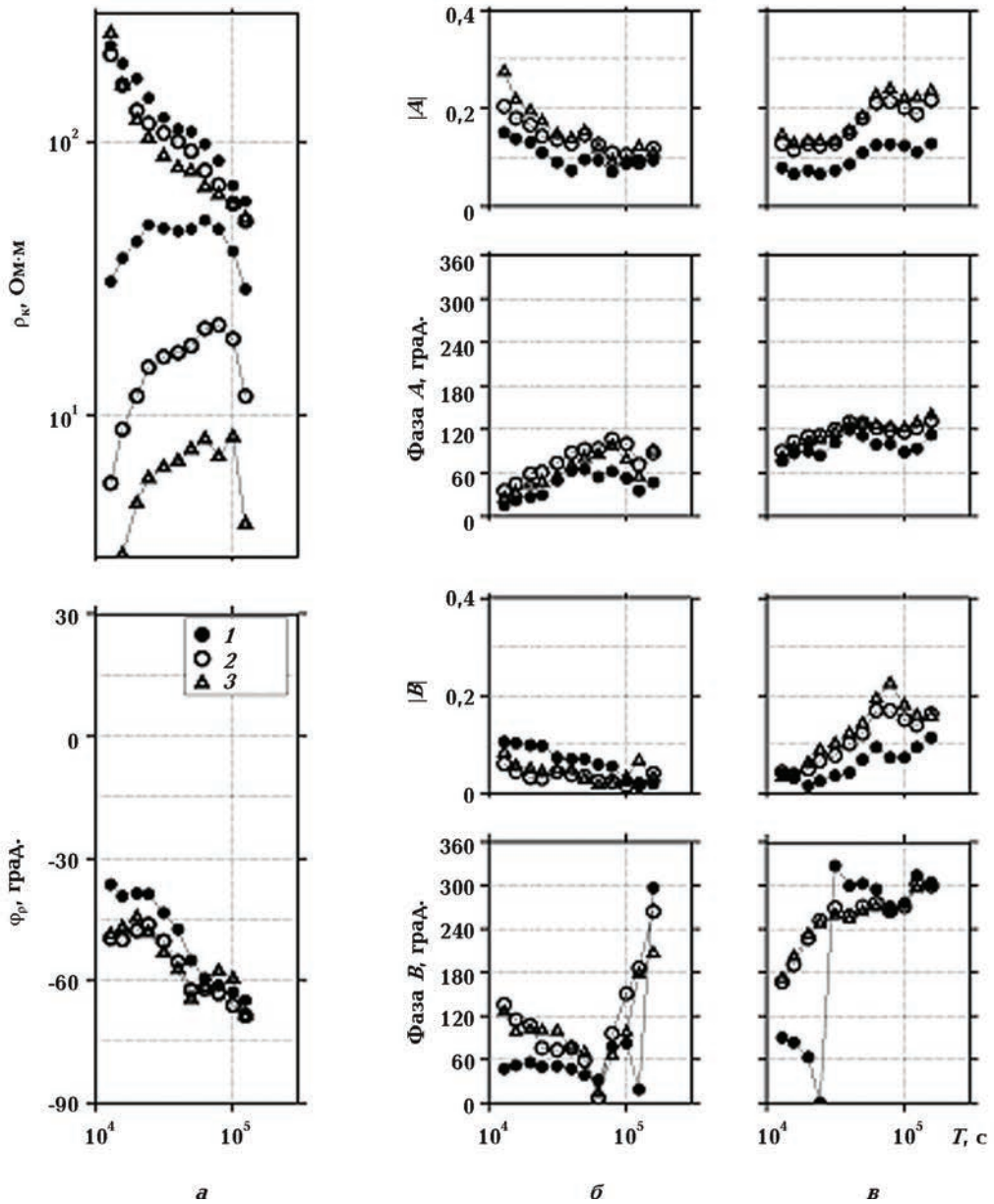


Рис. 4. Кажущиеся сопротивления и их фазы, полученные по формулам (6а и 6б) (а); градиентные типперы А и В: б — определенные по формуле (6а), в — по формуле (6б); 1—3 — количество обсерваторий, использованных в расчетах (1 — пять, 2 — четыре, 3 — три).

пренебрежимо малы либо в вертикальной компоненте поля, либо в его дивергенции, равенство (2б) можно переписать для обоих случаев:

$$B_z^\# - \delta \operatorname{div} B_z = C_1 \operatorname{div} \mathbf{B}_\tau^\# + AB_x^\# + BB_y^\#, \quad (6а)$$

$$\operatorname{div} \mathbf{B}_\tau^\# - \delta \operatorname{div} \mathbf{B}_\tau = C_2^{-1} [B_z^\# - A'B_x^\# - B'B_y^\#]. \quad (6б)$$

Модули оценок  $C_1$  и  $C_2$  не будут равны между собой, но истинная функция  $C$  с большой вероятностью будет лежать между ними

[Семенов, 1985]. Расчеты, выполненные в соответствии с этими формулами, представлены на рис. 4.

Видно, что фазовые кривые кажущихся сопротивлений имеют небольшой разброс, а их величины практически совпадают при вычислениях по обеим формулам. Расхождение модулей кажущихся сопротивлений очень сильно зависит как от способа их вычисления, так и от количества рассматриваемых одновременно обсерваторий. Однако оценки этих сопротивлений по формуле (6б) расхо-

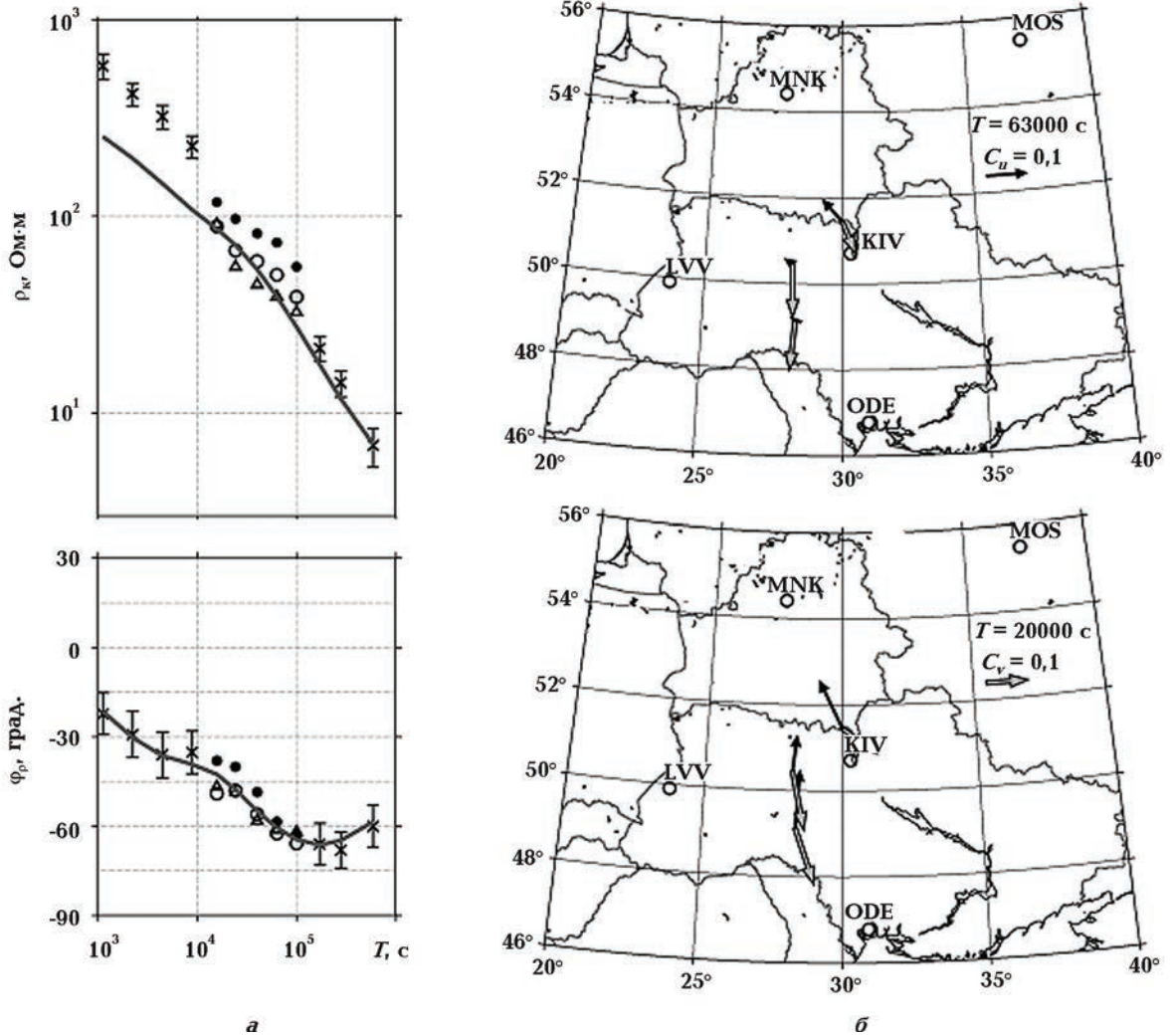


Рис.5. Выбранные оценки кажущихся сопротивлений и их фаз, полученные методом обобщенного МВЗ. Сопоставление расчетной кривой одномерной инверсии методом ОССАМ с ранее полученными данными методами МТЗ и глобального МВЗ (а). Индукционные векторы (б) вычислены из оценок градиентных типперов. Условные обозначения см. на рис.4.

дятся незначительно для любого из выбранных количеств обсерваторий и их форма согласуется с фазовыми данными. Этот факт указывает на то, что шумы в поверхностной дивергенции поля превышают шумы в его вертикальной компоненте. Оценки градиентных типперов  $A$  и  $B$  зависят от способа их вычисления больше, нежели от количества используемых обсерваторских данных.

В качестве конечной оценки модулей кажущихся сопротивлений выбрана полусумма оценок, полученных по обеим формулам (6), которая в некоторой степени учитывает шумы и в вертикальной компоненте поля. Оценки градиентных типперов по формуле (6б) далее используются для расчетов индукционных векторов, исходя из представлений о верном

распределении энергии между двумя членами в правой части уравнения (1) именно в оценках, где импедансы оказались наиболее достоверными. Полученные значения кажущихся сопротивлений для всех комбинаций обсерваторских данных показаны на рис.5 вместе с оценками, полученными ранее градиентным и магнитотеллурическим методами для обсерватории KIV [Semenov et al., 2008]. Выбранные оценки индукционных векторов  $C_u$  и  $C_v$ , вычисленных по общепринятой методике, представлены на карте региона в геометрических центрах комбинаций обсерваторий для двух периодов.

Проведенная одномерная инверсия, преимущественно по фазовым данным (ОССАМ), показывает наличие «шифт-эффекта» в мо-

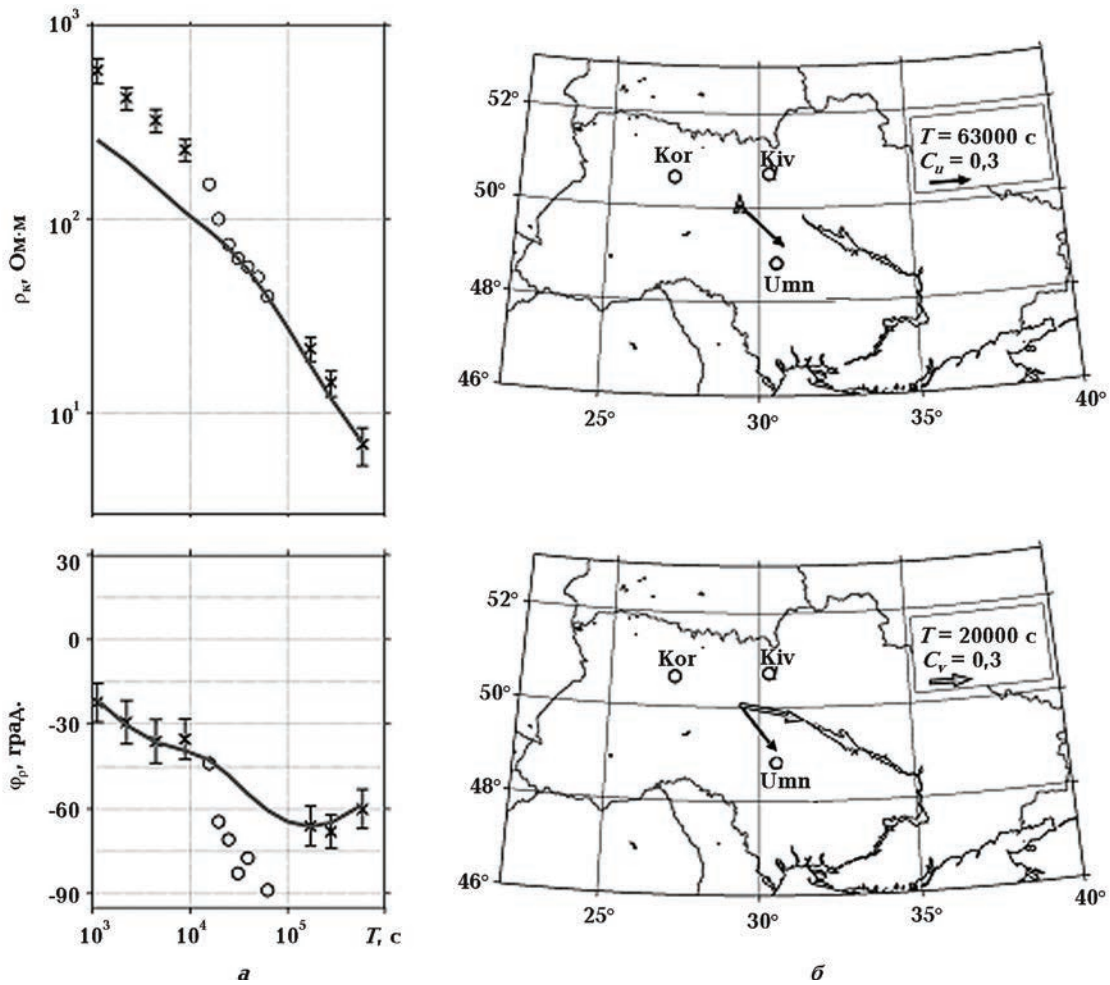


Рис. 6. Кажущиеся сопротивления и их фазы полученные методом обобщенного МВЗ (полые кружочки). Сопоставление расчетной кривой одномерной инверсии методом OCCAM (а) с ранее полученными данными методами МТЗ и глобального МВЗ. Индукционные векторы (б) вычислены из оценок градиентных типперов.

дулях магнитотеллурических кажущихся сопротивлений. Оценки индукционных векторов характеризуются относительно небольшим разбросом, зависящим от количества используемых обсерваторий.

**Анализ полевых наблюдений.** Вариации компонент магнитного поля наблюдались синхронно в течение шести месяцев 2006—2007 гг. с интервалом дискретизации 1 мин в трех пунктах на территории Украины (см. рис. 1): KIV (склонение  $5,14^\circ$ ), Kor ( $3,05^\circ$ ) и Umn ( $3,7^\circ$ ). Расстояния между пунктами наблюдений на сфере составляли: Kor—KIV (223,4 км E; 10,6 км N), Umn—Kor (43,7 км E; 201,7 км N), Umn—KIV (5,8 км E; 212,3 км N). Среди всех данных с асинхронными перерывами в регистрации по многочисленным техническим местным причинам был выделен непрерывный интервал продолжительностью 41 день. Два разрыва в части этих данных длительностью 2,5 и 6,5

дней были восстановлены по корреляционным связям с синхронными наблюдениями обсерватории Бельск (BEL) в Польше. Из наблюдаемых минутных данных были отфильтрованы периоды менее 3 ч и более двух суток вместе с линейными трендами, а интервал дискретизации был увеличен усреднением до 20 мин. Кроме того, были удалены суточные «вариации», а поверхностная дивергенция поля оценена описанным выше методом с использованием удаленной польской обсерватории BEL в качестве базисной для уменьшения влияния некоррелированных шумов в горизонтальных компонентах наблюдаемых полей (remote reference method). Результаты представлены на рис. 6.

Удовлетворительные оценки получены лишь для модулей кажущегося сопротивления, тогда как их фазы и индукционные векторы не согласуются с результатами зондирования.



Объяснение расхождений, скорее всего, связано с ограниченными возможностями определения дивергенции поля. Если принять поле магнитосферного кольцевого тока равным 120 нТл с простейшим линейным распределением его компонент на поверхности сферы, то их изменчивость составит примерно 1 нТл/100 км. Среднее расстояние между полевыми точками наблюдений составляло чуть более 200 км, что оказалось недостаточным для уверенного измерения дивергенции (ожидаемая разность горизонтальных компонент поля в разнесенных точках порядка 2 нТл) в условиях существовавших помех и точности измерительной аппаратуры. В то же время вдвое большие расстояния между обсерваториями KIV, LVV и ODE, расположенными по углам подобного треугольника, уже обеспечивали удовлетворительную измеримость дивергенции, как показано в предыдущем разделе. Кроме того, полевые наблюдения проводились на территории с очень малой и неоднородной по краям поверхностной суммарной продольной проводимостью (см. рис. 1), что могло также повлиять на конечный результат.

**Заключение.** Оригинальная методика индукционного зондирования верхней мантии Земли методом обобщенного МВЗ в наиболее сложном для зондирования диапазоне периодов  $10^4$ — $10^5$  с разработана и опробована на длительных наблюдениях геомагнитных обсерваторий восточной и центральной Европы. Впервые методика тестирована также на магнитовариационных полевых данных, полученных на территории Украинского щита. Показано, что зондирования неоднородной среды методом обобщенного МВЗ являются перспективными: их результаты менее чувствительны к приповерхностным неоднородностям, чем

результаты МТЗ. Полученные функции отклика Земли заполняют, как правило, недостающую информацию между результатами МТЗ (с периодами менее 3 ч) и глобальным МВЗ (с периодами более двух суток) и хорошо согласуются с ними, особенно по фазовым данным. При площадных работах таким методом появляется возможность фиксировать положение глубинных зон с аномальной проводимостью индукционными векторами одновременно с самим зондированием.

Применения метода обобщенного МВЗ на практике требует высокой точности наблюдений магнитных полей с минимальным уровнем помех. Расстояния между пунктами наблюдений следует выбирать, исходя из ожидаемой разности измеряемых в этих пунктах компонент поля из расчета их минимальной изменчивости  $\sim 1$  нТл/100 км для Dst-вариаций поля в средних широтах. С другой стороны, следуя работе [Kuckes et al., 1985], расстояние между пунктами наблюдений должно выбираться сопоставимым с глубиной скин-слоя на частоте измерений в месте зондирования. Предпочтительно, чтобы изменчивость продольной проводимости осадочных пород не изменялась слишком резко в районе измерений. В целом такие исследования требуют дальнейшего развития при изучении неоднородностей верхней мантии Земли.

**Благодарности.** Авторы благодарны К. Новожиновскому за корректирование данных, а также признательны Национальным институтам и Интермагнету за поддержку высоких стандартов в практике наблюдений геомагнитного поля. Работа частично финансировалась грантом NN307 097437 Министрства науки и высшего образования Польши.

### Список литературы

- Бердичевский М. Н., Ваньян Л. Л., Фаинберг Э. Б. Частотное зондирование Земли по результатам сферического анализа электромагнитных вариаций // Геомагнетизм и аэрономия. — 1969. — 9, № 2. — С. 372—374.
- Гульельми А. В., Гохберг М. Б. О магнитотеллурическом зондировании в сейсмоактивных районах. Физика Земли. — 1987. — 33, № 11. — С. 122—123.
- Гульельми А. В. Гидромагнитная диагностика и геоэлектрическая разведка // Успехи физ. наук. — 1989. — 158, № 4. — С. 605—637.
- Гульельми А. В. Исследование УНЧ электромагнитных волн // Физика Земли. — 2008. — 44, № 10. — С. 19—24.
- Дмитриев В. И., Бердичевский М. Н. Обобщенная модель импеданса // Физика Земли. — 2002. — 38, № 10. — С. 106—112.
- Кублановская В. Н. Некоторые алгоритмы для решения полной задачи о собственных значениях // Журн. вычислит. математики и математ. физики. — 1961. — 1, № 4. — С. 555—570.
- Леонтович М. А. О приближенных граничных усло-

- виях для электромагнитного поля на поверхности хорошо проводящих тел // Исследования по распространению радиоволн. — Москва; Ленинград: Изд-во АН СССР, 1948. — С. 5—12.
- Рытов С. М.* Расчет скин-эффекта методом возмущений // Журн. эксперимент. и теорет. физики. — 1940. — **10**, № 2. — С. 180—189.
- Семенов В. Ю.* Обработка данных магнитотеллурического зондирования. — Москва: Недра, 1985. — 133 с.
- Семенов В. Ю., Вазар Я., Шуман В. Н.* О новом подходе к градиентному магнитовариационному зондированию // Физика Земли. — 2007. — **43**, № 7. — С. 67—71.
- Шуман В. Н.* Параметры энергетического типа, импедансные условия и спиральность поля в задачах геомагнетизма и геоэлектрики // Физика Земли. — 1998. — **20**, № 3. — С. 24—35.
- Шуман В. Н.* Методы и модели электромагнитных зондирующих систем: состояние, ограничения и новые возможности // Геофиз. журн. — 2006. — **28**, № 1. — С. 17—30.
- Aboul-Atta O. A., Boerner W. M.* Vectorial impedance identity for the natural dependence of harmonic fields on closed boundaries // Canadian J. Phys. — 1975. — **53**, № 15. — P. 1404—1407.
- Banks R. J.* Geomagnetic variations and the electrical conductivity of the upper mantle // Geophys. J. R. Astronom. Soc. — 1969. — **17**. — P. 457—487.
- Banks R. J.* Strategies for improved global electromagnetic response estimates // J. Geomag. Geoelectr. — 1981. — **33**. — P. 569—585.
- Berdichevsky M., Dmitriev V.* Models and methods of magnetotelluric. — Berlin: Springer, 2008. — 563 p.
- Francis J. G. F.* The QR Transformation a Unitary Analogue to the LR Transformation. P. 1 // Computer J. — 1961. — **4**, № 3. — P. 265—271.
- Francis J. G. F.* The QR Transformation. P. 2 // Computer J. — 1962. — **5**, № 4. — P. 332—345.
- Gulielmi A. V.* On the Leontovich Boundary Condition in Geoelectromagnetism // Izvestiya, Phys. Solid Earth. — 2009. — **45**, № 9. — P. 740—743.
- Kuckes A. F., Nekut A. G., Thompson B. G.* A geomagnetic scattering theory for evaluation of the Earth structure // Geophys. J. R. Astronom. Soc. — 1985. — **8**. — P. 319—330.
- Nishida A.* Geomagnetic diagnosis of the magnetosphere. — Berlin: Springer Verlag, 1978. — 256 p.
- Schmucker U.* Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States // Bull. Scripps Inst. Ocean. Univ. Calif, 1970. — P. 1—165.
- Schmucker U.* Horizontal spatial gradient sounding and geomagnetic depth sounding in the period range of daily variation // Protokoll über das Kolloquium elektromagnetische Tiefenforschung ISSN 0946—7467: Kolloquium (Königstein, 29.09—3.10, 2003). — P. 228—237.
- Semenov V. Yu., Ladanyvskyy B., Nowożyński K.* Testing of the horizontal special gradient sounding (HSG) on the observatory data // EGM 2007 International Workshop Innovation in EM, Gravity and Magnetic Methods: a new Perspective for Exploration (Capri, Italy, 16—18 April). — 2007.
- Semenov V. Yu., Ádám A., Jóźwiak W., Ladanyvskyy B., Logvinov I. M., Pek J., Pushkarev P., Vozar J.* Electrical structure of the upper mantle beneath Central Europe: Results of the CEMES project // Acta Geophys. — 2008. — **56**, № 4. — P. 957—981.
- Shuman V., Kulik S.* The fundamental relations of impedance type in general theories of the electromagnetic induction studies // Acta Geophys. Polonica. — 2002. — **50**, № 4. — P. 607—618.
- Utada H., Yoneda A., Shimizu H., Baba K., Palshin N.* Effect of Sq variations on the electromagnetic response functions in the period range between 3 hours and 1 day // IAGA WG 1.2 on Electromagnetic Induction in the Earth, 19<sup>th</sup> Workshop (Beijing, China, October 23—29). — 2008. — P. 848.
- Vozar J., Semenov V. Yu., Kuvshinov A. V., Manoj C.* Updating the Map of Earth's Surface Conductance // EOS, Transactions, AGU. — 2006. — **87**, № 33. — P. 326, 331.