

14. Купцов А.В., Марапулец Ю.В., Мищенко М.А., Руленко О.П., Шевцов Б.М., Щербина А.О. О связи высокочастотной акустической эмиссии приповерхностных пород с электрическим полем в приземном слое атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2007. № 5. С. 71-76.
15. Фирстов П.П., Сторчеус А.В. Акустические сигналы, сопровождавшие извержение вулкана Ключесвкой в марте-июне 1983 г. // Вулканология и сейсмология. 1987. № 5. С. 66-80.
16. Кирюхин А.В., Конев В.А., Поляков А.Ю. О возможной связи сильных землетрясений с аномальными изменениями давления в двухфазном геотермальном резервуаре // Вулканология и сейсмология. 2006. № 6.
17. Собисевич Л.Е., Канониди К.Х., Собисевич А.Л. Ультранизкочастотные электромагнитные возмущения, возникающие перед сильными сейсмическими событиями // ДАН. 2009. том 429. № 5. С. 668-672.
18. Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.

**О ВОЗМОЖНОСТИ ОБНАРУЖЕНИЯ, ОПРЕДЕЛЕНИЯ КООРДИНАТ И
ЭФФЕКТИВНЫХ ПАРАМЕТРОВ СПОРАДИЧЕСКИХ ЛИТОСФЕРНЫХ ИСТОЧНИКОВ
ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ С УРОВНЕМ НИЖЕ РЕГУЛЯРНОГО ШУМОВОГО
ФОНА**

**ON THE POSSIBILITY OF DETECTION, DETERMINATION OF COORDINATES AND
EFFECTIVE PARAMETERS OF SPORADIC LITHOSPHERIC SOURCES OF
ELECTROMAGNETIC FIELD WITH LEVEL LOWER THAN REGULAR NOISE FLOOR**

С. В. Поляков, Е. Н. Ермакова, Б. И. Резников, А. В. Щенников

Научно-исследовательский радиофизический институт, rf@nirfi.sci-nnov.ru

*The original method of natural electromagnetic noise monitoring's data processing is suggested.
The aims of the method are detection and location of weak lithospheric emissions. It's based on using of
universal source model and the spatial discrimination of natural noise.*

Введение. Целенаправленные наблюдения низкочастотного магнитного поля в диапазоне частот $f = (10 \div 0,001)$ Гц в сейсмически активных зонах ведутся с конца девяностых годов прошлого века после обнаружения спорадических электромагнитных эмиссий, коррелирующих с землетрясениями. Впервые спорадические литосферные электромагнитные эмиссии (СЛЭ) наблюдались до начала и во время афтершоковой активности сильного землетрясения в Армении (Спитак, 1988) [1,2], далее в США (Калифорния, Лома Приета, 1989) [2,3,4] и в Гуаме (1993) [5]. Обнаружение СЛЭ носило случайный характер, однако в дальнейшем были поставлены целенаправленные эксперименты с использованием высокочувствительных цифровых магнитовариационных станций и по оригинальной адекватной задаче методике, получившей название «магнитная локация» [6 - 9].

Особенность настоящего этапа исследований электромагнитных предвестников землетрясений состоит в том, что все зарегистрированные к текущему моменту СЛЭ заявлены как предвестники уже после землетрясений. Для дальнейшего движения вперед по проблеме прогноза землетрясений необходимо решить задачу обнаружения существенно более слабых СЛЭ, чем это доступно в настоящее время, что и является целью данной работы. Для повышения достоверности обнаружения СЛЭ путем значительного понижения порога обнаружения предлагается использовать разностные измерения тангенциальных компонент магнитного поля в пространственно разнесенных приемных пунктах. Предлагаемый метод основан на том простом факте, что естественные низкочастотные электромагнитные шумы различной природы имеют различные характерные масштабы изменения на поверхности земли. В силу удаленности источника грозовой шум ($f \geq 1$ Гц) слабо меняется на масштабах базы d ($d \leq 100$ км). С другой стороны, при измерениях в сейсмоактивной зоне характерные горизонтальные масштабы изменения магнитного поля от литосферных источников полагаются меньше или порядка базы. В этом случае синхронные записи колебаний магнитного поля, полученные в двух разнесенных на величину базы приемных пунктах, должны обладать высокой степенью когерентности по грозовому шуму, что может позволить в эксперименте по обнаружению слабых локальных полей (СЛЭ) «опуститься глубоко под шум» путем вычитания временных реализаций. В работе [10] описан демонстрационный эксперимент по пространственной дискриминации естественных крупномасштабных грозовых помех. На частотах $F \leq 1$ Гц в шумовом фоне начинает доминировать шум ионосферного и магнитосферного происхождения, пространственный градиент которого в средних широтах направлен, в основном, по магнитному меридиану с характерным горизонтальным масштабом изменения $d \geq h$, где h – высота полости земля – ионосфера ($h \approx 60-80$ км). В направлении вдоль магнитной параллели характерный масштаб $d \gg h$. То есть при размещении приемных пунктов на магнитной параллели, как и в случае грозового источника,

возможно подавление крупномасштабного космического шума путем вычитания результатов измерений в соседних пунктах.

Далее, для решения задачи определения местоположения и эффективных параметров источников СЛЭ предлагается использовать универсальную модель подземного источника магнитных сигналов, пригодную для широкого диапазона частот, параметров среды и конфигураций источника и приемных пунктов. Из имеющейся литературы следует, что для достаточно компактного подземного источника с горизонтальными размерами, много меньшими расстояний до приемных пунктов, и на частотах вариаций магнитного поля, для которых глубина скин-слоя в земле также существенно меньше расстояний до приемных пунктов, эффективным источником геомагнитных пульсаций для тангенциальных компонент магнитного поля является точечный горизонтальный магнитный диполь, расположенный на поверхности земли в области проекции подземного источника на поверхность земли. Знание типа эффективного источника дает априорную информацию о пространственном распределении магнитного поля и позволяет ставить и решать задачу об определении местоположения источника по измерениям в относительно небольшом числе приемных пунктов. Добавим, что предлагаемая модель источника, как будет видно из дальнейшего изложения, адекватна в «высокочастотной» части рассматриваемого диапазона частот. Наконец, очень важно отметить, что предлагаемый метод предъявляет к датчикам магнитного поля существенно более высокие требования по собственным шумам, чем это принято в традиционных геофизических исследованиях. А именно, необходимо, чтобы собственные шумы датчика были много меньше минимального уровня регулярного естественного шумового фона (особенно в «высокочастотной» части рабочего диапазона).

Универсальная модель подземного источника магнитных полей. Полагаем, что подземный (литосферный) источник электромагнитных сигналов имеет локальный характер. Будем также полагать, что измерения выполняются на частотах, для которых выполняется неравенство:

$$\rho \gg \delta, \quad (1)$$

где δ – скин-слой в земле.

Неравенство (1) эквивалентно выполнению на земле импедансных граничных условий [12, 13]. В дальнейшем мы будем опираться на фундаментальную монографию [11], в которой приведены приближенные формулы для электрического поля в земле, создаваемого подземным горизонтальным электрическим диполем с моментом $I \cdot \ell$ (формулы Баньоса) для различных расстояний от источника.

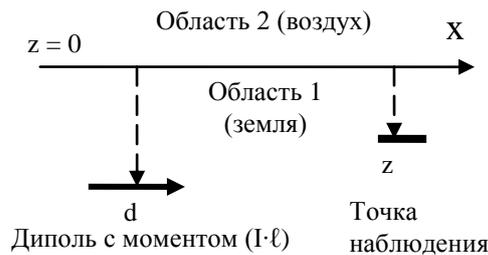


Рис. 1. Взаимное расположение источника и точки наблюдения в формулах Баньоса в общем случае.

Геометрия задачи приведена на рисунке 1. Полупространство $z > 0$ заполнено средой 1 (земля), характеризующейся магнитной проницаемостью $\mu_1 = \mu_0$, диэлектрической проницаемостью ϵ_1 и проводимостью σ_1 . Остальная часть пространства $z < 0$ занята средой 2 (воздух) с $\mu_2 = \mu_0$, $\epsilon_2 = \epsilon_0$ и $\sigma_2 = 0$. Объемная плотность тока в антенне $\mathbf{j} = (I \cdot \ell) \cdot \delta(x) \cdot \delta(y) \cdot \delta(z-d) \cdot \mathbf{x}^0$.

При выполнении неравенства (1) можно показать, что формулы Баньоса эквивалентны формулам для квазистатического магнитного поля от точечного магнитного диполя [15]. При этом эффективный магнитный диполь расположен на поверхности земли в области проекции подземного источника на поверхность земли и имеет величину

$$\mathbf{M} = 2i\mu_0 k_1^{-1} \cdot [(I \cdot \ell) \cdot \mathbf{z}^0] \quad (2)$$

Здесь k_1 - волновое число в земле. В случае распределенного по глубине, но достаточно компактного по горизонтали источника тривиальное обобщение формулы (2) выглядит следующим образом

$$\mathbf{M} = 2i\mu_0 k_1^{-1} \cdot \int [\mathbf{j} \cdot \mathbf{z}^0] \cdot \exp[ik_1 d] \cdot dx dy dz \quad (3)$$

Здесь \mathbf{j} – плотность объемного стороннего литосферного тока.

Таким образом, с точки зрения наземного наблюдателя, измеряющего горизонтальные компоненты магнитного поля, произвольный локализованный подземный источник в ближней

зоне эквивалентен точечному горизонтальному магнитному диполю, расположенному на поверхности земли. Напомним, что это справедливо при выполнении неравенства (1), которое дает ограничение по частоте снизу на применение модели универсального источника. Для типичной проводимости земли $\sigma \approx 10^{-2}[\text{Ом}\cdot\text{м}]^{-1}$ на частоте $f = 0,1$ Гц величина скин-слоя $\delta \approx 16$ км. Из этой оценки и неравенства (1) следует, что модель магнитного диполя можно использовать на частотах в десятые доли герца и выше.

Алгоритм обнаружения литосферного источника магнитных вариаций по измерениям горизонтальных компонент магнитного поля в трех приемных пунктах с использованием универсальной модели источника и пространственной дискриминации крупномасштабных помех. Мы имеем дело с плоской (двумерной) задачей. Схема взаимного расположения эффективного источника (горизонтальный магнитный диполь) и трех приемных пунктов приведена на рисунке 2. Измеряемые величины – векторы горизонтального магнитного поля в каждом из трех приемных пунктов. Планируется использовать пространственную дискриминацию крупномасштабных помех, поэтому в качестве исходных данных для алгоритма полагаем две независимые разности векторов горизонтального поля, зарегистрированные в трех приемных пунктах (четыре скалярные величины). Искомые величины – радиус-вектор магнитного

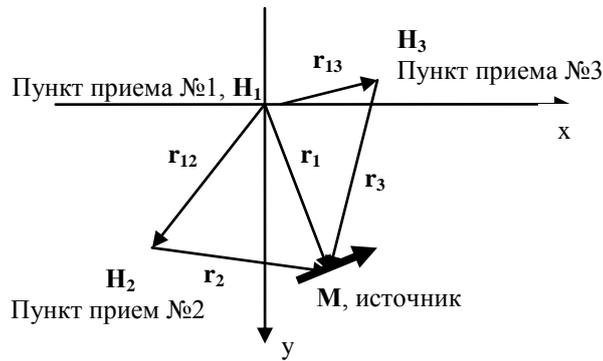


Рис. 2. Схема относительного расположения эффективного источника \mathbf{M} и трех приемных пунктов в плоскости земли

диполя в плоскости земли относительно какого-либо одного из приемных пунктов и компоненты горизонтального вектора магнитного диполя (также четыре скалярные величины). То есть задача является полной в том смысле, что количество неизвестных скалярных величин равно количеству измеряемых величин. Основная сложность состоит в том, что задача по определению координат является нелинейной.

Запишем векторы горизонтального магнитного поля, создаваемого эффективным магнитным моментом \mathbf{M} в трех

приемных пунктах (рисунок 2) [15].

$$\mathbf{H}_1 = 3\mathbf{r}_1 \cdot (\mathbf{r}_1 \cdot \mathbf{M}') \cdot \mathbf{r}_1^{-5} - \mathbf{M}' \cdot \mathbf{r}_1^{-3} \quad (4)$$

$$\mathbf{H}_2 = 3\mathbf{r}_2 \cdot (\mathbf{r}_2 \cdot \mathbf{M}') \cdot \mathbf{r}_2^{-5} - \mathbf{M}' \cdot \mathbf{r}_2^{-3} \quad (5)$$

$$\mathbf{H}_3 = 3\mathbf{r}_3 \cdot (\mathbf{r}_3 \cdot \mathbf{M}') \cdot \mathbf{r}_3^{-5} - \mathbf{M}' \cdot \mathbf{r}_3^{-3} \quad (6)$$

Здесь $\mathbf{M}' = \mathbf{M} / (4\pi\mu_0)$, где \mathbf{M} – эффективный магнитный момент, $\mathbf{r}_2 = \mathbf{r}_1 - \mathbf{r}_{12}$, $\mathbf{r}_3 = \mathbf{r}_1 - \mathbf{r}_{13}$.

Записывая разности магнитных полей во втором и третьем пунктах по отношению к первому (базовому) и проводя ряд несложных преобразований получаем формулы для определения скалярных произведений $(\mathbf{r}_2 \cdot \mathbf{M}')$ и $(\mathbf{r}_3 \cdot \mathbf{M}')$:

$$\begin{aligned} & (\mathbf{r}_2 \cdot \mathbf{M}') [(2\mathbf{r}_2^{-3} + \mathbf{r}_1^{-3})(2\mathbf{r}_1^{-3} + \mathbf{r}_2^{-3}) - 9(\mathbf{r}_1 \cdot \mathbf{r}_2)(\mathbf{r}_1 \cdot \mathbf{r}_2)^{-5}] = \\ & = (2\mathbf{r}_1^{-3} + \mathbf{r}_2^{-3})(\mathbf{r}_2 \cdot \Delta \mathbf{H}_{21}) - 3(\mathbf{r}_1 \cdot \mathbf{r}_2) \cdot \mathbf{r}_1^{-5} \cdot (\mathbf{r}_1 \cdot \Delta \mathbf{H}_{21}) \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} & (\mathbf{r}_3 \cdot \mathbf{M}') [(2\mathbf{r}_3^{-3} + \mathbf{r}_1^{-3})(2\mathbf{r}_1^{-3} + \mathbf{r}_3^{-3}) - 9(\mathbf{r}_1 \cdot \mathbf{r}_3)(\mathbf{r}_1 \cdot \mathbf{r}_3)^{-5}] = \\ & = (2\mathbf{r}_1^{-3} + \mathbf{r}_3^{-3})(\mathbf{r}_3 \cdot \Delta \mathbf{H}_{31}) - 3(\mathbf{r}_1 \cdot \mathbf{r}_3) \cdot \mathbf{r}_1^{-5} \cdot (\mathbf{r}_1 \cdot \Delta \mathbf{H}_{31}) \end{aligned} \quad (8)$$

Формулы (7) и (8) совместно с очевидным тождеством $(\mathbf{z}^0 \cdot \mathbf{M}') = 0$ полностью определяют вектор \mathbf{M}' [16]:

$$\mathbf{M}' \cdot (\mathbf{r}_2 \cdot [\mathbf{r}_3 \cdot \mathbf{z}^0]) = (\mathbf{r}_2 \cdot \mathbf{M}') \cdot [\mathbf{r}_3 \cdot \mathbf{z}^0] + (\mathbf{r}_3 \cdot \mathbf{M}') \cdot [\mathbf{z}^0 \cdot \mathbf{r}_2] \quad (9)$$

Далее мы можем исключить вектор \mathbf{M}' , определяемый формулами (7), (8), (9), из исходной системы уравнений, определяемой формулами (18), (19). При этом мы получим две пары, вообще говоря, зависимых скалярных уравнений для определения радиус-вектора источника \mathbf{r}_1 . Однако уравнения для \mathbf{r}_1 являются нелинейными и в явном виде не разрешаются. Для определения \mathbf{r}_1 можно поступить следующим образом. Запишем функционал

$$F = |\Delta \mathbf{H}_{21} - 3\mathbf{r}_2 \cdot (\mathbf{r}_2 \cdot \mathbf{M}') \cdot \mathbf{r}_2^{-5} + \mathbf{M}' \cdot \mathbf{r}_2^{-3} + 3\mathbf{r}_1 \cdot (\mathbf{r}_1 \cdot \mathbf{M}') \cdot \mathbf{r}_1^{-5} - \mathbf{M}' \cdot \mathbf{r}_1^{-3}| + \\ + |\Delta \mathbf{H}_{31} - 3\mathbf{r}_3 \cdot (\mathbf{r}_3 \cdot \mathbf{M}') \cdot \mathbf{r}_3^{-5} + \mathbf{M}' \cdot \mathbf{r}_3^{-3} + 3\mathbf{r}_1 \cdot (\mathbf{r}_1 \cdot \mathbf{M}') \cdot \mathbf{r}_1^{-5} - \mathbf{M}' \cdot \mathbf{r}_1^{-3}| \quad (10)$$

Из сравнения (10) с (4 - 6) следует, что при \mathbf{r}_1 (\mathbf{r}_1 в функционале F является параметром), соответствующем радиус-вектору источника, функционал F обращается в ноль. Для определения \mathbf{r}_1 можно использовать метод перебора вариантов на плоской сетке, что, с учетом простоты функций, входящих в функционал F , и крайне низкой частоты изучаемых процессов, можно сделать в реальном времени. Признаком обнаружения литосферного источника является появление устойчивых нулей (реально глубоких минимумов) функционала F .

Заключение. В качестве следующего шага данной работы планируется моделирование предложенного алгоритма и проработка вопроса о разработке измерительного комплекса и его размещении в сейсмоактивной зоне для мониторинга мелкомасштабных литосферных эмиссий.

Литература

1. Kopytenko Yu.A., Matiashvili T.G., Voronov P.M., Kopytenko E.A., Molchanov O.A. Detection of Ultra-Low Frequency Emissions Connected with the Spitak Earthquake and Its Aftershock Activity, Based on Geomagnetic Pulsations Data at Dusheti and Vardzia Observatories // *Phys. Earth and Planet. Inter.* – 1993. – v.77. – p.85-95
2. Molchanov O.A., Kopytenko Yu.A., Voronov P.M., Kopytenko E.A., Matiashvili T.G., Fraser-Smith A.C. and Bernardy A. Results of ULF Magnetic Field Measurements Near the Epicenters of the Spitak (MS = 6.9) and the Loma-Prieta (MS = 7.1) Earthquakes: Comparative Analysis // *Geophys. Res. Lett.* – 1992. – №19, p.1495-1498
3. Fraser-Smith A.C., Bernardy A., McGill P.R., Ladd M.E., Helliwell R.A. and Villard O.G. Low Frequency Magnetic Field Measurements Near the Epicenter of the Loma-Prieta Earthquake // *Geophys. Res. Lett.* – 1990. – v.19, p.1465-1468
4. Bernardy A., Fraser-Smith A.C., P.R., McGill P.R., Villard O.G. ULF Magnetic Field Measurements Near the Epicenter of the MS 7.1 Loma-Prieta Earthquake // *Phys. Earth and Planet. Inter.* – 1991. – v.68. – p.45-63
5. Hayakava M., Kawate R., Molchanov O.A., Yumoto K. Results of Ultra-Low-Frequency Magnetic Field Measurements during the Guam Earthquake of 8 August 1993 // *Geophys. Res. Lett.* – 1996. – №23, p.241-244
6. Копытенко Ю.А., Исмагилов В.С., Копытенко Е.А., Воронов П.М., Зайцев Д.Б. Магнитная локализация источников геомагнитных возмущений // *ДАН / серия «Геофизика»*. – 2000, т.371, №5, с.685-687
7. Kopytenko Y., Ismagilov V., Hayakava M., Smirnova N., Troyan V., Peterson T. Investigation of the ULF Electromagnetic Phenomena Related to Earthquakes: Contemporary Achievements and the Perspectives // *Annali di Geofisika*. – 2001, v.44, №2, p.325-334
8. Ismagilov V.S., Kopytenko Yu.A., Hattory K., Voronov P.M., Molchanov O.A., Hayakava M. ULF Magnetic Emissions Connected with Under Sea Bottom Earthquakes // *Natural Hazards and Earth Sys. Sci.* – 2001, v.1, p.1-9
9. Ismagilov V.S., Kopytenko Yu.A., Hattory K., Hayakava M. Variations of Phase Velocity and Gradient Values of ULF Geomagnetic Disturbances Connected with the Izu Strong Earthquakes // *Natural Hazards and Earth Sys. Sci.* – 2002, v.20, p.1-9
10. Поляков С.В., Резников Б.И., Шлюгаев Ю.В., Копытенко Ю.А. Первый опыт пространственной дискриминации крупномасштабных естественных КНЧ помех на примере двухпунктовых измерений магнитного поля от искусственного ионосферного источника // *Изв. ВУЗов. Радиофизика*. 2006. т.49. №12. с.1030-1042
11. Р.Кинг, Г.Смит. Антенны в материальных средах: В 2-х книгах. Кн.2. Пер. с англ. – М.: Мир, 1984. – 824 с., ил.
12. Вайнштейн Л.А. Электромагнитные волны. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Радио и связь, 1988. – 440 с., ил.
13. Л.Фелсен, Н.Маркувиц. Излучение и рассеяние волн. В 2-х томах. М.: Мир, 1978.
14. Дж.Джексон. Классическая электродинамика. Пер. с англ. – М.: Мир, 1965. – 703 с., ил.
15. Гольдштейн Л.Д., Зернов Н.Н. Электромагнитные поля и волны. Изд. 2-е, перераб. и дополненное. М., Изд-во «Советское радио», 1971, 664 с.
16. Г.Корн, Т.Корн. Справочник по математике. М., Изд-во «Наука», 1973, 832 с. с илл.