

О ВОЗМОЖНОСТИ ОБНАРУЖЕНИЯ, ОПРЕДЕЛЕНИЯ КООРДИНАТ
И ЭФФЕКТИВНЫХ ПАРАМЕТРОВ СПОРАДИЧЕСКИХ
ЛИТОСФЕРНЫХ ИСТОЧНИКОВ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ
С УРОВНЕМ НИЖЕ РЕГУЛЯРНОГО ШУМОВОГО ФОНА
ПО ИЗМЕРЕНИЯМ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ
МАГНИТНОГО ПОЛЯ В ТРЕХ ПРИЕМНЫХ ПУНКТАХ

Препринт № 554

Поляков Сергей Владимирович
Щенников Алексей Владимирович
Тан Чженпин

**О ВОЗМОЖНОСТИ ОБНАРУЖЕНИЯ, ОПРЕДЕЛЕНИЯ
КООРДИНАТ И ЭФФЕКТИВНЫХ ПАРАМЕТРОВ
СПОРАДИЧЕСКИХ ЛИТОСФЕРНЫХ ИСТОЧНИКОВ
ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ
С УРОВНЕМ НИЖЕ РЕГУЛЯРНОГО ШУМОВОГО ФОНА
ПО ИЗМЕРЕНИЯМ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ
МАГНИТНОГО ПОЛЯ В ТРЕХ ПРИЕМНЫХ ПУНКТАХ**

Оригинал-макет подготовлен
в отделе Методов обработки научной информации и информационных
технологий ФГБНУ НИРФИ

Подписано в печать 10.02.14. Формат 60x84/16
Бумага писчая. Объем 1,6 усл.п.л.
Тираж 50. Заказ 5631

**Поляков С.В.
Щенников А.В.
Тан Чженпин**

Отпечатано в ФГБНУ НИРФИ.
603950 Н.Новгород, ул. Б.Печерская, 25/12а

Нижний Новгород

2014

Поляков С.В., Щенников А.В, Тан Чженпин
О возможности обнаружения, определения координат и эффективных параметров спорадических литосферных источников электромагнитного поля с уровнем ниже регулярного шумового фона по измерениям горизонтальной составляющей магнитного поля в трех приемных пунктах // Препринт №554. – Нижний Новгород: ФГБНУ НИРФИ, 2014. – с.28

В препринте кратко описана проблема поиска электромагнитных предвестников землетрясений. Предложен метод обнаружения источников электромагнитных сигналов с малыми амплитудами. Метод учитывает особенности пространственного распределения естественного электромагнитного шума Земли, а также использует универсальную модель подземного источника магнитных полей. Проведен демонстрационный эксперимент по обнаружению источника на малых базах (порядка ста метров). Выявлены особенности метода, в частности, наличие ложных решений обратной задачи. Описаны критерии выявления таких решений.

14. Джексон Дж. Классическая электродинамика: Пер. с англ. М.: Мир, 1965. 703 с.

15. Гольдштейн Л.Д., Зернов Н.Н. Электромагнитные поля и волны. 2-е изд. М.: Советское радио, 1971. 664 с.

16. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике. М.: Наука, 1973, 832 с.

17. Поляков С.В., Ермакова Е.Н., Резников Б.И., Щенников А.В. О возможности обнаружения, определения координат и эффективных параметров спорадических литосферных источников электромагнитного поля с уровнем ниже регулярного шумового фона // Тез. V международной конф. «Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений» с. Паратунка, Камчатский край, 2–7 августа 2010 г.

Earthquake of 8 August 1993 // Geophys. Res. Lett. 1996. No. 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 // Ann. Geofisika. 2001. V. 44, No. 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 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 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. Кинг Р., Смит Г. Антенны в материальных средах: В 2-х книгах. Кн.2: Пер. с англ. М.: Мир, 1984. 824 с.

12. Вайнштейн Л. А. Электромагнитные волны. 2-е изд. М.: Радио и связь, 1988. 440 с.

13. Фелсен Л., Маркувиц Н. Излучение и рассеяние волн. В 2-х томах. М.: Мир, 1978.

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]. Как правило, обнаруженные СЛЭ имели шумовой характер и возникали задолго до начала землетрясения (недели и месяцы). Поэтому исследования СЛЭ представляют интерес для задачи предсказания землетрясений. Обнаружение СЛЭ носило случайный характер, однако в дальнейшем были поставлены целенаправленные эксперименты с использованием высокочувствительных цифровых магнитовариационных станций и по оригинальной адекватной задаче методике. Эта методика, получившая название «магнитная локация» [6], заключается в том, что для определения направления на источник геомагнитных пульсаций используются измерения трех взаимно ортогональных компонент магнитного поля на трех магнитовариационных станциях, расположенных на земной поверхности в вершинах треугольника и разнесенных на небольшие расстояния (базы 3–7 км). Эта установка именуется «магнитная градиентометрическая установка» – градиентометр. В районе расположения градиентометра фронт возмущения геомагнитных пульсаций в первом приближении считается плоским. Далее, по измерениям соотношений амплитуд пульсаций (градиент амплитуд) и соотношений времен задержек возмущений (градиент фазы) на различных магнитометрах градиентометра определяют направление на источник геомагнитных пульсаций. При наличии двух

градиентометров, разнесенных на расстояния, значительно превышающие базу, можно выполнить триангуляцию, то есть определить местоположение источника. С использованием описанного выше фазово-градиентного метода изучались геомагнитные пульсации ионосферно-магнитосферного происхождения [6], а также магнитные возмущения, связанные с процессами подготовки сильных землетрясений [7-9]. В этих работах приведены результаты наблюдений СЛЭ на восточном побережье Японии в период с 1998 по 2001 годы.

Установлено, что в пункте наблюдения, расположенном в 85 км от области предстоящего землетрясения, за 1–1,5 месяца до сейсмического толчка начинается аномальное изменение величин градиентов и фазовых скоростей геомагнитных возмущений. За 2–4 недели до предстоящего сильного землетрясения в распределении направлений векторов градиентов полной горизонтальной компоненты магнитного поля появляется направление на очаговую зону. За 2–3 дня до очень сильных землетрясений происходит резкое увеличение градиентов, особенно в высокочастотной части наблюдаемого спектра. Показано, что два разнесенных градиентометра могут определять область эпицентра будущего сильного землетрясения задолго до начала сейсмической активности.

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

Обработка экспериментальных данных выполнялась полностью в ручном режиме. В качестве дальнейшего развития предполагается исследование численных алгоритмов поиска минимумов функции F . Это позволит разработать системы мониторинга, работающие в режиме реального времени. Из-за наличия нескольких минимумов функции F система реального времени также должна быть способна распознать ложные источники и отсеять их, что, возможно, повлечет за собой использование четвертого измерительного пункта.

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 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., 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. No. 19. P. 1495-1498.
3. Fraser-Smith A.C., Bernardy A., McGill P.R., Ladd M.E., Helliwell R.A., 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., McGill P.R., Villard O.G. ULF Magnetic Field Measurements Near the Epicenter of the MS 7.1 Loma-Prieta Earthquake // *Phys. Earth 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

Из четырех пунктов два выбираются опорными (например Н1 и Н3), образуя две тройки (Н1, Н2, Н3 и Н2, Н3, Н4). Задачи для двух троек измерительных пунктов будут иметь четыре решения - два «верных» и два «ложных» при этом «верные» будут совпадать.

Заключение

Основной результат представленной работы состоит в теоретической разработке и апробации на малых базах оригинального метода обнаружения слабых литосферных источников магнитного поля с уровнем ниже естественного шумового фона. При работе на малых базах (порядка 100 м) естественный шумовой фон имеет практически стопроцентную корреляцию в различных приёмных пунктах. Современные магнитометры, позволяют регистрировать сигналы с амплитудами на 1-2 порядка меньшими, чем уровень естественного шумового фона планеты в интересующем нас диапазоне частот. В этом случае предельные возможности предлагаемого метода определяются только собственными шумами магнитометров.

Для решения задачи обнаружения электромагнитных предвестников землетрясения необходимы измерения на базах порядка 100 км, где может проявиться неполная корреляция естественного шума в различных приёмных пунктах. Ранее исследований корреляции естественного шума в пунктах с различным разнесом не проводилось. Таким образом, проведенные в данной работе эксперименты имеют демонстрационный характер только в части решения обратной задачи. Следует отметить, что предлагаемый метод не будет работать в местах с высоким уровнем промышленных шумов. Далее планируется провести демонстрационный эксперимент на реальных базах (порядка 100 км).

использовать разностные измерения тангенциальных компонент магнитного поля в пространственно разнесенных приемных пунктах. Обращаем внимание, что в предлагаемом методе измерений расстояние между приемными пунктами (база) полагается более чем на порядок бóльшим по сравнению с фазово-градиентным методом. 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 меньше базы, то есть относительно малы. 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).

В Таблице 4 приведены разности компонент магнитного поля. Как видно из таблицы 4 разности компонент магнитного поля для всех пунктов совпадают, но абсолютные величины в случае ложного решения для пункта Н2 малы настолько, что не могут быть зарегистрированы современными магнитометрами.

Таким образом, решение прямой задачи для каждого из найденных решений – это необходимая процедура. Она позволяет отсеять по некоторым признакам ложные решения. Если бы нам не было априори известно местоположение генераторной рамки, то, рассматривая решения прямых задач, можно было бы выбрать единственно верное. При невозможности использования данного критерия, например, когда все абсолютные уровни достаточно высоки, можно попробовать найти хотя бы в одной из компонент сигнал, обнаруживаемый на фоне естественного шума. То есть иметь абсолютную привязку в любом из пунктов. Сопоставляя данные, полученные из задачи поиска минимума функции F , и решения прямых задач можно также выбрать верное решение. Если же уровни сигналов во всех компонентах малы и вышеописанные процедуры не позволяют выделить единственное решение, то предлагается использовать четвертый измерительный пункт Н4.

Таблица 4.

Пункт	Верное		Ложное	
	B_x , фТл	B_y , фТл	B_x , фТл	B_y , фТл
Н1	45,94	200,5	581,5	-107,1
Н2	-561,7	314,6	-22,32	7,186
Н3	-45,47	-90,51	490,1	-398,5
Разности				
Н2 – Н1	-607,7	114,1	-603,9	114,3
Н3 – Н1	-91,4	-291	-91,45	-291,4

1. Универсальная модель подземного источника магнитных полей

Как и в случае фазово-градиентного метода полагаем, что подземный (литосферный) источник электромагнитных сигналов имеет локальный характер, то есть выполняется неравенство:

$$\rho \gg L \quad (1)$$

Здесь L – характерный горизонтальный размер источника, ρ – горизонтальное расстояние от источника до точки наблюдения. Будем также полагать, что измерения выполняются на частотах, для которых выполняется неравенство:

$$\rho \gg \delta \quad (2)$$

где δ – скин-слой в земле.

При выполнении выписанных неравенств сигнал от источника, распространяющийся в земле, сильно (экспоненциально) затухает, поэтому основной вклад в поле будет давать сигнал, распространяющийся через верхнее полупространство так называемой боковой волной ([1], Глава 11, раздел 11.7). При расположении источника на поверхности земли наиболее эффективны вертикальные источники. Горизонтальные токи в этом случае дают значительно меньший вклад в результирующее поле при соизмеримой величине вертикальных и горизонтальных источников. При переходе через границу воздух-земля ситуация меняется. В силу непрерывности на границе нормальной компоненты вектора индукции электрического поля эффективность вертикального источника при погружении в землю скачком уменьшается в $|\epsilon|$ раз, где $|\epsilon|$ – модуль относительной комплексной диэлектрической проницаемости земли, на рассматриваемых частотах $|\epsilon| = \sigma \cdot [\omega \epsilon_0]^{-1}$. Здесь σ – проводимость земли, ϵ_0 – диэлектрическая проницаемость вакуума, ω – круговая частота. Для

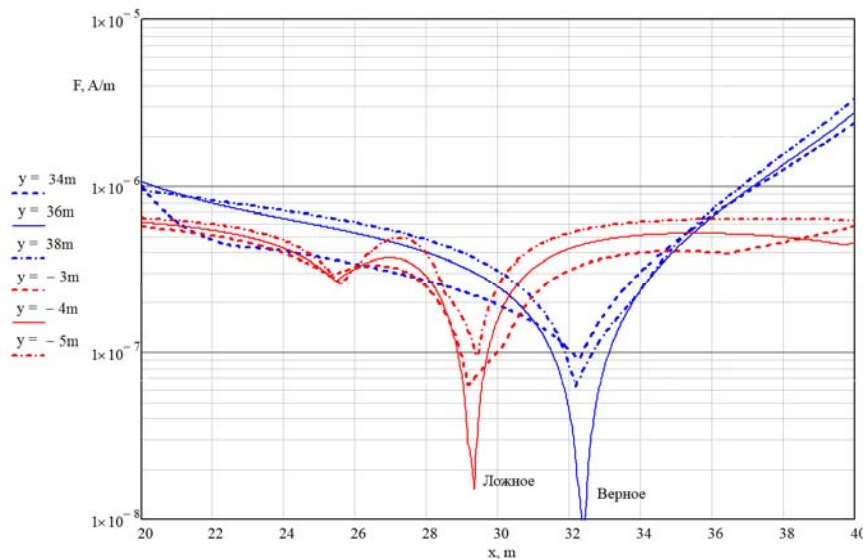


Рисунок 6 – Верное и ложное решения задачи.

На рисунке 7 показаны расположения генераторов сигнала на плоскости относительно приемных пунктов. Стрелками показаны величины и направления магнитных моментов. Для обоих случаев решена прямая задача.

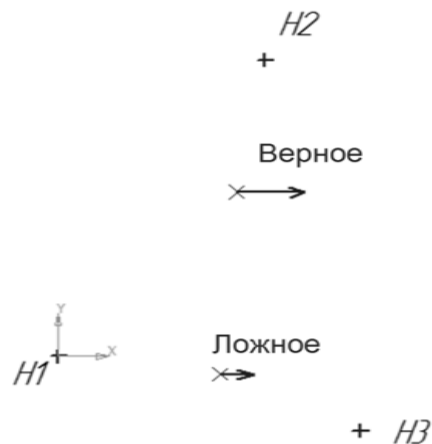


Рисунок 7 – Решения на плоскости.

типичной проводимости земли $\sigma = 10^{-2} [\text{Ом}\cdot\text{м}]^{-1}$ и для частоты $f = 1$ Гц величина $|\varepsilon| \approx 1,6 \cdot 10^8$. По этой причине значимый вклад в результирующее поле от подземных источников дают только горизонтальные токи. Теория антенны, расположенной вблизи плоской границы раздела двух сред, имеет длинную историю и огромную библиографию. В дальнейшем изложении мы будем опираться на фундаментальную монографию [1], 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. Геометрия задачи приведена на рисунке 1.

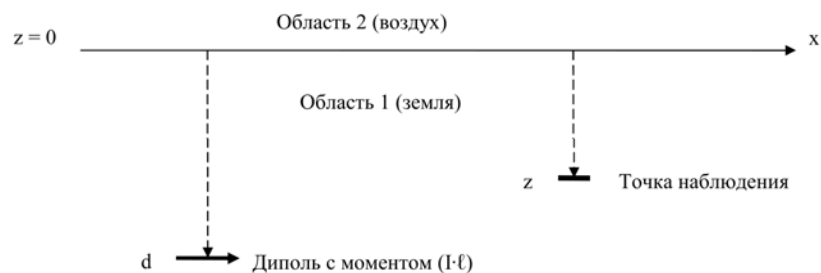


Рисунок 1 – Взаимное расположение источника и точки наблюдения в формулах Баньоса в общем случае. В решаемой задаче $z = 0$.

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 $\mu_2 = \mu_0$, $\varepsilon_2 = \varepsilon_0$ и $\sigma_2 = 0$. Объемная плотность тока в антенне равна:

$$\mathbf{j} = (I \cdot \lambda) \cdot \delta(x) \cdot \delta(y) \cdot \delta(z - d) \cdot \mathbf{x}^0 \quad (3)$$

Формулы Баньоса получены из строгих интегральных представлений при выполнении следующих неравенств:

Таблица 2.

Пункты	Эксперимент	Теория
Н2 – Н1	$B_x = -551$ фТл $B_y = 40,9$ фТл	$B_x = -604,4$ фТл $B_y = 115$ фТл
Н3 – Н1	$B_x = -88,5$ фТл $B_y = -330$ фТл	$B_x = -90,7$ фТл; $B_y = -291,7$ фТл

3.2 Ложные решения обратной задачи по определению координат источника

Помимо истинного решения описанной выше задачи существует еще одно «ложное» решение, которое при подстановке координат и магнитного момента генераторной рамки в прямую задачу дает те же разности полей $\mathbf{H}_2 - \mathbf{H}_1$ и $\mathbf{H}_3 - \mathbf{H}_1$. Таким образом, функция F имеет два минимума. Каждый из них при точном подборе координат может быть сколь угодно близким к нулю. На рисунке 6 показаны оба решения для теоретических исходных данных. Сплошная синяя кривая с минимумом справа соответствует верному решению, сплошная красная слева – ложному. Для экспериментальных данных задача решается аналогично и особенностей не имеет, поэтому здесь не приводится.

Каждому из решений соответствует определенный магнитный момент генераторной рамки. В таблице 3 приведены координаты и магнитные моменты генератора сигнала.

Таблица 3

	Верное	Ложное
Координаты	$x = 32,4$ м	$x = 29,3$ м
	$y = 36,1$ м	$y = -3,8$ м
Магнитный момент	$M'_x = 1,23 \cdot 10^{-2} \text{ А}\cdot\text{м}^2$	$M'_x = 6,12 \cdot 10^{-3} \text{ А}\cdot\text{м}^2$
	$M'_y = 3,16 \cdot 10^{-3} \text{ А}\cdot\text{м}^2$	$M'_y = -1,3 \cdot 10^{-4} \text{ А}\cdot\text{м}^2$

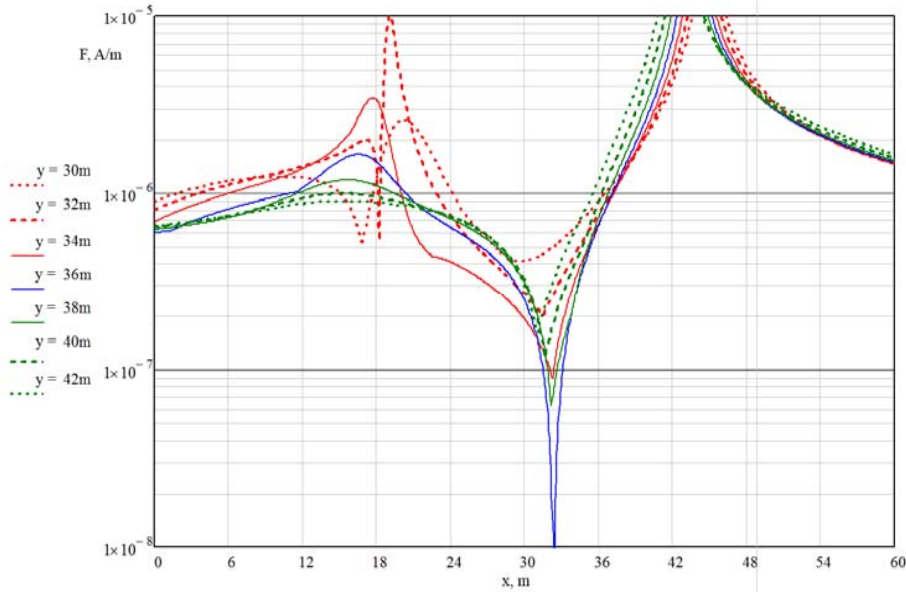


Рисунок 5 – Решение задачи поиска минимума функции F.

Как видно из приведенных кривых, минимум функции F достигнут в точке M(32; 36). Более точный подбор дает координаты M(32,4; 36,1), что совпадает с исходными данными к задаче. Вычисленные для данных координат значения компонент магнитного момента составляют $M'_x = 1,2335 \cdot 10^{-2} \text{ A} \cdot \text{m}^2$; $M'_y = 3,16 \cdot 10^{-5} \text{ A} \cdot \text{m}^2$, что также близко к исходному значению.

Аналогичная процедура расчета по экспериментальным данным дает координаты точки M(31,8; 34,8) с моментами $M'_x = 1,2722 \cdot 10^{-2} \text{ A} \cdot \text{m}^2$; $M'_y = -4,35 \cdot 10^{-4} \text{ A} \cdot \text{m}^2$.

Реально измеренные разностные сигналы и их сопоставление с теоретическими данными приведено в таблице 2.

$$\left| \frac{k_1^2}{k_2^2} \right| = \left| \frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_0} + \frac{i\sigma_1}{\omega\varepsilon_0} \right| \gg 1 \quad (4)$$

$$k_2(d+z) \ll 1, \quad d+z < \rho, \quad (5)$$

где $k_2 = \omega \cdot [\mu_0 \varepsilon_0]^{1/2}$ и $k_1 = k_2 \cdot [\varepsilon_1 \cdot \varepsilon_0^{-1} + i\sigma_1 \cdot [\omega \varepsilon_0]^{-1}]^{1/2}$ – волновые числа воздуха и земли.

Эти неравенства для рассматриваемой задачи и для типичных параметров земли выполняются с огромным запасом. При этих условиях Баньос дает простые формулы для электрического поля подземного горизонтального диполя в трех диапазонах параметров (ближнее, промежуточное и асимптотическое поле). На рассматриваемых частотах можно говорить только о ближнем поле, область определения которого по Баньосу определяется неравенствами:

$$\frac{1}{k_2} \gg \rho \gg \frac{1}{k_1} \approx \delta, \quad (6)$$

где ρ – радиальное расстояние между источником и точкой наблюдения. Левая часть неравенства на частотах $f < 10$ Гц для разумных расстояний выполняется с большим запасом ($|k_2|^{-1} \approx [5 \cdot 10^4 / f \text{ (Гц)}] \text{ км}$). Следуя [1], выпишем формулы Баньоса для ближнего горизонтального электрического поля в полярной системе координат:

$$E_{1\rho} = \frac{i\omega\mu_0 \cos \varphi}{2\pi k_1^2 \rho^3} e^{ik_2\rho + ik_1(d+z)} \quad (7)$$

$$E_{1\varphi} = \frac{i\omega\mu_0 \sin \varphi}{\pi k_1^2 \rho^3} e^{ik_2\rho + ik_1(d+z)} \quad (8)$$

При выполнении неравенства (2) на земле выполняются граничные условия Леонтовича или импедансные граничные условия ([12], §25; [13], Глава 5, §7)

$$\mathbf{E} = Z \cdot [\mathbf{H} \cdot \mathbf{z}^0] \quad (9)$$

где Z – поверхностный импеданс земли, $Z = \omega\mu_0 k_1^{-1}$, \mathbf{z}^0 – единичный вектор в направлении оси z . Используя (7), (8), (9), для горизонтального магнитного поля получаем:

$$H_\rho = \frac{i}{\pi k_1} \frac{\sin \varphi}{\rho^3} e^{ik_1 d} \quad (10)$$

$$H_\varphi = \frac{i}{2\pi k_1} \frac{\cos \varphi}{\rho^3} e^{ik_1 d} \quad (11)$$

Здесь использовано неравенство $|k_2|\rho \ll 1$ (левая часть неравенства (6)) и полагается, что точка наблюдения находится на поверхности земли ($z = 0$).

С другой стороны, выпишем формулу для квазистатического магнитного поля точечного магнитного диполя ([14], Глава 5, §6; [15], Глава IV, раздел 8)

$$\mathbf{H} = \frac{3\mathbf{r}_0(\mathbf{r}_0 \cdot \mathbf{M}) - \mathbf{M}}{4\pi\mu_0 r^3} \quad (12)$$

Здесь \mathbf{r}_0 – радиус-вектор точки наблюдения, \mathbf{M} – магнитный диполь, расположенный в начале координат. В системе СИ магнитный момент витка с током определяется как $M = \mu_0 \cdot I \cdot S$, где S – площадь витка.

Сравнивая (10), (11) и (12), получаем, что горизонтальное магнитное поле на поверхности земли от точечного подземного горизонтального источника при выполнении неравенств (4), (5) и (6) можно рассчитать по формуле (12). При этом эффективный магнитный диполь расположен на поверхности земли в области проекции подземного источника на поверхность земли и имеет величину

$$\mathbf{M} = \frac{2i\mu_0}{k_1} [(\mathbf{I} \cdot \lambda) \cdot \mathbf{z}^0] \quad (13)$$

где I – ток в рамке, S – площадь рамки, N – количество витков, \mathbf{n} – единичный вектор – нормаль к плоскости рамки. Проекции вектора $\mathbf{V} = \mu_0 \mathbf{H}$ на оси x и y приведены в таблице 1.

Таблица 1.

Пункт	B_x , фТл	B_y , фТл
Магнитный момент – Север-Юг ($\beta = 0^\circ$)*		
Н1	45,4	201
Н2	-559	316
Н3	-45,3	-90,7
Магнитный момент – Восток-Запад ($\beta = 90^\circ$)*		
Н1	201	89,2
Н2	316	1173
Н3	-90,7	129,2

*) β – угол между вектором \mathbf{n} и осью x .

Для расчета численным методом функции F (формула (25)) радиус-векторы \mathbf{r}_2 и \mathbf{r}_3 выражаются через известные радиус-векторы \mathbf{r}_{12} , \mathbf{r}_{13} и искомый радиус-вектор \mathbf{r}_1 как $\mathbf{r}_2 = \mathbf{r}_1 - \mathbf{r}_{12}$; $\mathbf{r}_3 = \mathbf{r}_1 - \mathbf{r}_{13}$ (см. рис. 3).

Координаты радиус-векторов: $\mathbf{r}_{12} = (37,5; 65; 0)$; $\mathbf{r}_{13} = (54,7; -16,2; 0)$, $\mathbf{r}_1 = (x; y; 0)$, $\mathbf{z}^0 = (0; 0; 1)$, где x и y – координаты, перебираемые при численном решении задачи поиска минимума функции F .

С использованием результатов теоретического расчета величин магнитного поля в приемных пунктах был проведен поиск глубокого минимума функции F . Результат показан на рисунке 5.

Здесь приведено семейство кривых, каждая из которых соответствует фиксированной координате y .

генераторную рамку подавался сигнал 7,8 Гц. Как видно из рисунка, в спектрах сигналов каждого из пунктов различить частоту 7,8 Гц на фоне естественного шума невозможно. На спектре разности сигналов уверенно обнаруживается искомая составляющая. Следует отметить, что сигнал на частоте 25 Гц – это субгармоническая составляющая помехи силовой сети и в рассмотрении она не участвует.

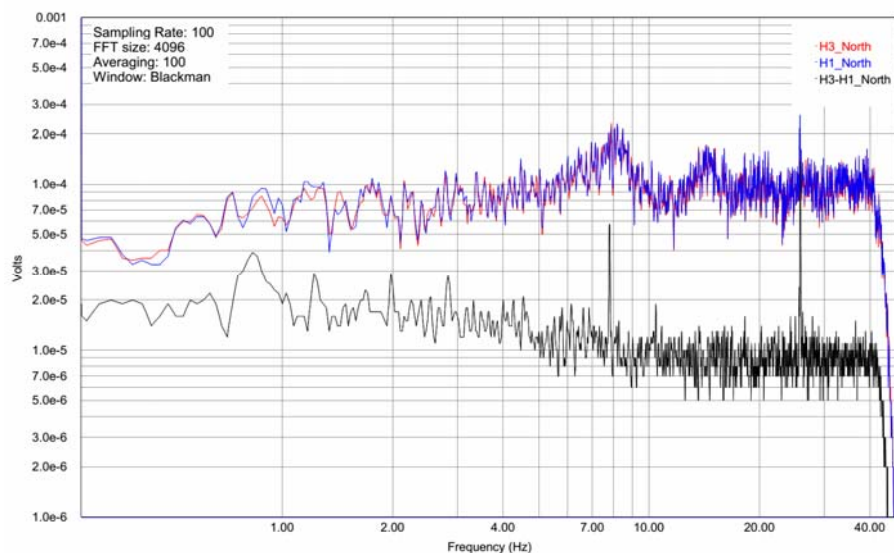


Рисунок 4. Спектры H_x -компонент сигнала в приемных пунктах Н1 и Н3, а также спектр разностного сигнала.

Для приведенной на рисунке 3 системы рассчитаем индукции магнитного поля в каждом из пунктов. Расчет ведется по формулам (15), (16), (17), \mathbf{M}' дает формула (27).

$$\mathbf{M}' = \frac{ISN\mathbf{n}}{4\pi}, \quad (27)$$

В случае распределенного по глубине и по горизонтали, но достаточно компактного по горизонтали источника (выполняется неравенство (1)) тривиальное обобщение формулы (13) выглядит следующим образом

$$\mathbf{M} = \frac{2i\mu_0}{k_1} \int [\mathbf{jz}^0] e^{ik_1 d} dx dy dz \quad (14)$$

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 (2), 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 (2) следует, что модель магнитного диполя можно использовать на частотах в десятые доли герца и выше.

Отметим, что в монографии [11] вопрос о типе эквивалентного источника вообще не ставился. Есть основания полагать, что произвольная локализованная токовая система, расположенная в оптически плотном полупространстве, с точки зрения наблюдателя, находящегося в соседней среде с существенно меньшей оптической плотностью, эквивалентна магнитному диполю, расположенному на границе. Имеется в виду, что конкретная геометрия задачи, рассмотренная в [11], с точки зрения эквивалентного источника является частным случаем. Например, эквивалентным источником локализованных ионосферных токовых систем, возникающих при воздействии на ионосферу мощным радиоизлучением, также является магнитный диполь [10].

2. 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.

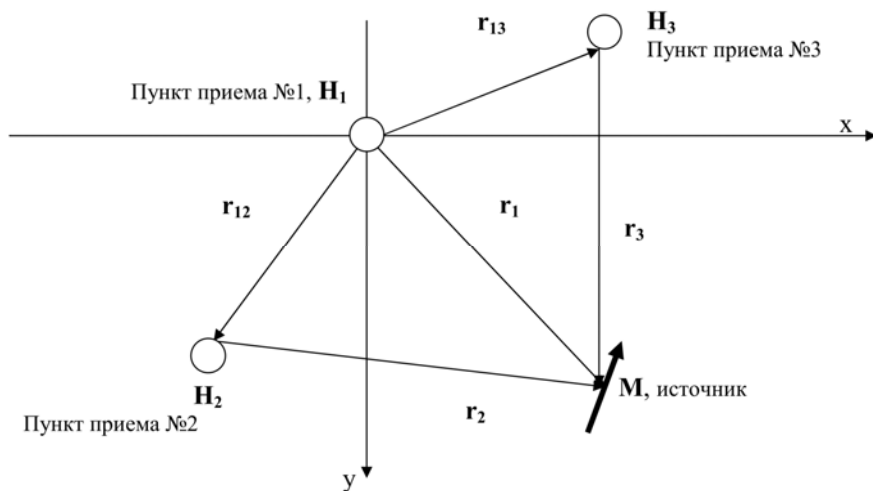


Рисунок 2 – Схема относительного расположения эффективного источника **M** и трех приемных пунктов в плоскости земли. Кружками обозначены пункты приема. **H₁**, **H₂** и **H₃** – горизонтальные векторы магнитного поля в пунктах приема №1, 2 и 3 соответственно.

Измеряемые величины – векторы горизонтального магнитного поля в каждом из трех приемных пунктов. Планируется использовать пространственную дискриминацию крупномасштабных помех, поэтому в качестве исходных данных для

- Через кабели и коммутационный блок сигналы с датчиков поступают на систему записи, реализованную на базе геофизического логгера EarthData PR6-24 (Великобритания). Логгер содержит 6 синхронных каналов сигма-дельта АЦП разрядностью 24 бита. Частота оцифровки была выбрана равной 100 Гц. Коммутационный блок обеспечивает также подачу питания на магнитометры. Внутренние часы реального времени и схемы тактирования АЦП логгера синхронизируются с GPS. Динамический диапазон системы записи на рабочих частотах – более 120 дБ. Данные сохранялись в файлы формата ASCII.

- В передающем пункте (**M**) располагалась круглая рамка диаметром 62 см, содержащая 51 виток провода сечением 0,5 кв.мм. Активное сопротивление рамки – 4 Ом. В рамку подавался ток синусоидальной формы, амплитудой 10 мА с частотами 3 Гц, 4,8 Гц, 7,8 Гц, 10,4 Гц. Модуль магнитного момента составил $M = 1.2253 \cdot 10^2 \text{ А} \cdot \text{м}^2$. Время работы на каждой из частот 10 минут. В первой части эксперимента магнитный момент рамки ориентирован в направлении Север-Юг, во второй части – Восток-Запад.

- Коэффициенты передачи магнитометров на рабочих частотах следующие:

- на частоте 3 Гц – 0,4756 В/нТл;
- на частоте 4.8 Гц – 0,6084 В/нТл;
- на частоте 7.8 Гц – 0,7042 В/нТл;
- на частоте 10.4 Гц – 0,7385 В/нТл.

Амплитуда тока в рамке была выбрана такой, чтобы при прямом наблюдении спектра сигнала в каждом из пунктов составляющие с рабочими частотами видны не были. На Рисунке 4 приведены спектры сигналов северных компонент магнитного поля в пунктах N3 и N1 (синяя и красная почти сливающиеся кривые сверху), а также спектр разностного сигнала (черная кривая снизу). Усреднение производилось за период времени, когда в

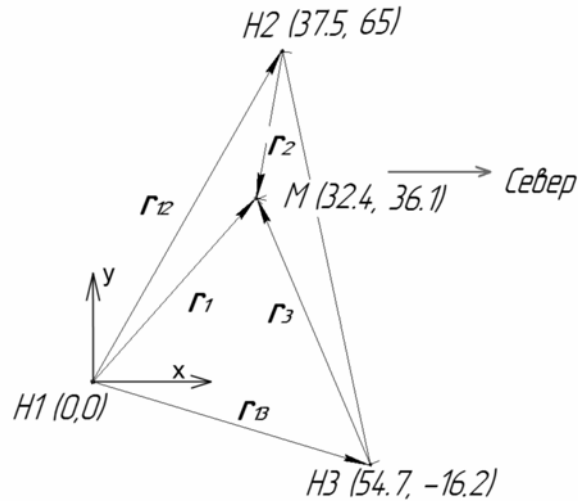


Рисунок 3 – Схема модельного эксперимента

Расчеты выполнялись в декартовой системе координат, для которой ось X соответствовала направлению Юг-Север. Суть эксперимента заключалась в следующем.

- В удаленном от источников промышленных помех месте было организовано три приемных пункта H_1 , H_2 и H_3 по две магнитных компоненты в каждом (H_x – Юг-Север, H_y – Восток-Запад). Генераторная рамка располагалась в точке M . Координаты всех пунктов (в метрах) приведены на рисунке 3.

- Каждый индукционный магнитометр представляет собой систему катушек на общем сердечнике с высокой магнитной проницаемостью, подключенных к предварительному усилителю. Передаточная характеристика датчиков на низких частотах соответствует фильтру высоких частот первого порядка с частотой среза 4 Гц и измеряется в [В/Тл]. Чувствительность магнитометров на плоском участке частотной характеристики составляет 0,8 В/нТл.

алгоритма полагаем две независимые разности векторов горизонтального поля, зарегистрированные в трех приемных пунктах (четыре скалярные величины). Искомые величины – радиус-вектор магнитного 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):

$$\mathbf{H}_1 = \frac{3\mathbf{r}_1 \cdot (\mathbf{r}_1 \cdot \mathbf{M}')}{r_1^5} - \frac{\mathbf{M}'}{r_1^3} \quad (15)$$

$$\mathbf{H}_2 = \frac{3\mathbf{r}_2 \cdot (\mathbf{r}_2 \cdot \mathbf{M}')}{r_2^5} - \frac{\mathbf{M}'}{r_2^3} \quad (16)$$

$$\mathbf{H}_3 = \frac{3\mathbf{r}_3 \cdot (\mathbf{r}_3 \cdot \mathbf{M}')}{r_3^5} - \frac{\mathbf{M}'}{r_3^3} \quad (17)$$

Здесь $\mathbf{M}' = \mathbf{M} / (4\pi\mu_0)$, где \mathbf{M} – эффективный магнитный момент, $\mathbf{r}_2 = \mathbf{r}_1 - \mathbf{r}_{12}$, $\mathbf{r}_3 = \mathbf{r}_1 - \mathbf{r}_{13}$. Запишем разности магнитных полей, измеряемых во втором и третьем пунктах, по отношению к первому (базовому):

$$\mathbf{H}_2 - \mathbf{H}_1 = \frac{3\mathbf{r}_2(\mathbf{r}_2 \cdot \mathbf{M}')}{r_2^5} - \frac{\mathbf{M}'}{r_2^3} - \frac{3\mathbf{r}_1(\mathbf{r}_1 \cdot \mathbf{M}')}{r_1^5} + \frac{\mathbf{M}'}{r_1^3} \quad (18)$$

$$\mathbf{H}_3 - \mathbf{H}_1 = \frac{3\mathbf{r}_3(\mathbf{r}_3 \cdot \mathbf{M}')}{r_3^5} - \frac{\mathbf{M}'}{r_3^3} - \frac{3\mathbf{r}_1(\mathbf{r}_1 \cdot \mathbf{M}')}{r_1^5} + \frac{\mathbf{M}'}{r_1^3} \quad (19)$$

Умножим скалярно уравнение (18) на \mathbf{r}_1 и \mathbf{r}_2 , в результате получим систему уравнений:

$$\begin{cases} (\mathbf{r}_1 \Delta \mathbf{H}_{21}) = \frac{3(\mathbf{r}_1 \mathbf{r}_2)(\mathbf{r}_2 \mathbf{M}')}{r_2^5} - \left(\frac{2}{r_1^3} + \frac{1}{r_2^3} \right) (\mathbf{r}_1 \mathbf{M}') \\ (\mathbf{r}_2 \Delta \mathbf{H}_{21}) = -\frac{3(\mathbf{r}_1 \mathbf{r}_2)(\mathbf{r}_1 \mathbf{M}')}{r_1^5} + \left(\frac{2}{r_2^3} + \frac{1}{r_1^3} \right) (\mathbf{r}_2 \mathbf{M}') \end{cases} \quad (20)$$

Здесь $\Delta \mathbf{H}_{21} = \mathbf{H}_2 - \mathbf{H}_1$. Далее, умножая скалярно уравнение (19) на \mathbf{r}_1 и \mathbf{r}_3 , получаем еще одну систему уравнений:

$$\begin{cases} (\mathbf{r}_1 \Delta \mathbf{H}_{31}) = \frac{3(\mathbf{r}_1 \mathbf{r}_3)(\mathbf{r}_3 \mathbf{M}')}{r_3^5} - \left(\frac{2}{r_1^3} + \frac{1}{r_3^3} \right) (\mathbf{r}_1 \mathbf{M}') \\ (\mathbf{r}_3 \Delta \mathbf{H}_{31}) = -\frac{3(\mathbf{r}_1 \mathbf{r}_3)(\mathbf{r}_1 \mathbf{M}')}{r_1^5} + \left(\frac{2}{r_3^3} + \frac{1}{r_1^3} \right) (\mathbf{r}_3 \mathbf{M}') \end{cases} \quad (21)$$

Здесь $\Delta \mathbf{H}_{31} = \mathbf{H}_3 - \mathbf{H}_1$. Исключая из систем уравнений (20) и (21) скалярное произведение $(\mathbf{r}_i \mathbf{M}')$, получаем формулы для определения скалярных произведений $(\mathbf{r}_2 \mathbf{M}')$ и $(\mathbf{r}_3 \mathbf{M}')$:

$$(\mathbf{r}_2 \mathbf{M}') \left[\left(\frac{2}{r_2^3} + \frac{1}{r_1^3} \right) \left(\frac{2}{r_1^3} + \frac{1}{r_2^3} \right) - \frac{9(\mathbf{r}_1 \mathbf{r}_2)^2}{(r_1 r_2)^5} \right] = \left(\frac{2}{r_1^3} + \frac{1}{r_2^3} \right) (\mathbf{r}_2 \Delta \mathbf{H}_{21}) - \frac{3(\mathbf{r}_1 \mathbf{r}_2)}{r_1^5} (\mathbf{r}_1 \Delta \mathbf{H}_{21}) \quad (22)$$

$$(\mathbf{r}_3 \mathbf{M}') \left[\left(\frac{2}{r_3^3} + \frac{1}{r_1^3} \right) \left(\frac{2}{r_1^3} + \frac{1}{r_3^3} \right) - \frac{9(\mathbf{r}_1 \mathbf{r}_3)^2}{(r_1 r_3)^5} \right] = \left(\frac{2}{r_1^3} + \frac{1}{r_3^3} \right) (\mathbf{r}_3 \Delta \mathbf{H}_{31}) - \frac{3(\mathbf{r}_1 \mathbf{r}_3)}{r_1^5} (\mathbf{r}_1 \Delta \mathbf{H}_{31}) \quad (23)$$

Формулы (22) и (23) совместно с очевидным тождеством

$$(\mathbf{z}^0 \mathbf{M}') = 0 \quad (24)$$

полностью определяют вектор \mathbf{M}' [16]:

$$\mathbf{M}' (\mathbf{r}_2 [\mathbf{r}_3 \mathbf{z}^0]) = (\mathbf{r}_2 \mathbf{M}') [\mathbf{r}_3 \mathbf{z}^0] + (\mathbf{r}_3 \mathbf{M}') [\mathbf{z}^0 \mathbf{r}_2], \quad (25)$$

\mathbf{z}^0 – единичный вектор в направлении оси z (вертикаль).

Далее мы можем исключить вектор \mathbf{M}' , определяемый формулами (22), (23), (25), из исходной системы уравнений, определяемой формулами (18), (19). При этом мы получим две пары, вообще говоря, независимых 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 функцию

$$F = \left| \Delta \mathbf{H}_{21} - \frac{3\mathbf{r}_2(\mathbf{r}_2 \mathbf{M}')}{r_2^5} + \frac{\mathbf{M}'}{r_2^3} + \frac{3\mathbf{r}_1(\mathbf{r}_1 \mathbf{M}')}{r_1^5} - \frac{\mathbf{M}'}{r_1^3} \right| + \left| \Delta \mathbf{H}_{31} - \frac{3\mathbf{r}_3(\mathbf{r}_3 \mathbf{M}')}{r_3^5} + \frac{\mathbf{M}'}{r_3^3} + \frac{3\mathbf{r}_1(\mathbf{r}_1 \mathbf{M}')}{r_1^5} - \frac{\mathbf{M}'}{r_1^3} \right| \quad (26)$$

Из сравнения (26) с (18) и (19) следует, что при \mathbf{r}_1 (\mathbf{r}_1 в функции F является параметром), соответствующем радиус-вектору источника, функция F обращается в ноль. Для определения \mathbf{r}_1 можно использовать метод перебора вариантов на плоской сетке, что, с учетом простоты функций, входящих в функцию F, и крайне низкой частоты изучаемых процессов, можно сделать в реальном времени. Признаком обнаружения источника является появление устойчивых нулей (реально глубоких минимумов) функции F.

3. Натурное моделирование алгоритма на малых базах

3.1. Описание эксперимента, обработка данных

На полигоне ФГБНУ НИРФИ «Старая Пустынь» Нижегородской области (55°39' СШ, 43°38' ВД) в июле 2011 года был проведен эксперимент по локализации источника сигнала с использованием пространственной дискриминации естественных помех. Цель эксперимента заключалась в определении координат искусственного источника крайне низкочастотных (КНЧ) полей по измеренным значениям горизонтальных магнитных компонент в трех пунктах. Взаимное расположение пунктов изображено на Рисунке 3.