

УДК 550.84.02

О ВОЗМОЖНОСТИ ОБНАРУЖЕНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С УРОВНЕМ НИЖЕ РЕГУЛЯРНОГО ШУМОВОГО ФОНА

С. В. Поляков^{1*}, А. В. Щенников¹, Ч. Тан²

¹ Научно-исследовательский радиофизический институт, г. Нижний Новгород, Россия

² Уханьский научно-исследовательский институт морской связи, г. Ухань, КНР

В статье 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. Проведён демонстрационный эксперимент по обнаружению источника на малых интерференционных базах (порядка ста метров). Выявлены особенности метода, в частности, наличие ложных решений обратной задачи. Описаны критерии выявления таких решений.

ВВЕДЕНИЕ

Целенаправленные наблюдения низкочастотного магнитного поля в диапазоне частот $f = 10^{-3} \div 10^1$ Гц в сейсмически активных зонах ведутся с конца девяностых годов прошлого века, когда было обнаружено спорадическое электромагнитное излучение, коррелирующее с землетрясениями. Впервые спорадическое литосферное электромагнитное излучение наблюдалось до начала и во время послешоковой активности сильного землетрясения в Армении (Спитак, 1988 г. [1, 2]), далее в США (Калифорния, Лома Приета, 1989 г. [2–4]) и в Гуаме (1993 г. [5]). Как правило, обнаруженное спорадическое литосферное электромагнитное излучение было шумовым и возникало задолго до начала землетрясения (недели и месяцы). Поэтому исследование такого излучения представляет интерес для предсказания землетрясений.

Первое обнаружение спорадического литосферного излучения было случайным, однако в дальнейшем были поставлены целенаправленные эксперименты по оригинальной методике с использованием высокочувствительных цифровых магнитовариационных станций. По этой методике, получившей название «магнитная локация» [6], для определения направления на источник геомагнитных пульсаций используются измерения трёх взаимно ортогональных компонент магнитного поля на трёх магнитовариационных станциях, расположенных на земной поверхности в вершинах треугольника и разнесённых на небольшие ($3 \div 7$ км) расстояния — базы. В районе расположения такой магнитной градиентметрической установки (градиентметра) фронт возмущения геомагнитных пульсаций в первом приближении считается плоским. Далее, по измерениям соотношений амплитуд пульсаций (градиент амплитуд) и соотношений времён задержек возмущений (градиент фазы) на различных магнитометрах градиентметра определяют направление на источник геомагнитных пульсаций. При наличии двух градиентметров, разнесённых на расстояния, значительно превышающие базу, можно выполнить триангуляцию, т. е. определить местоположение источника. С использованием описанного выше фазово-градиентного метода изучались геомагнитные пульсации ионосферно-магнитосферного происхождения [6], а также магнитные

* svp@nirfi.sci-nnov.ru

возмущения, связанные с предварительной стадией сильных землетрясений [7–9]. В этих работах приведены результаты наблюдений спорадического литосферного излучения 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 $1,0 \div 1,5$ 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 градиентов полной горизонтальной компоненты магнитного поля появляется направление на очаговую зону. За 2–3 дня до очень сильных землетрясений градиенты резко увеличиваются, особенно в «высокочастотной» части наблюдаемого спектра. Показано, что два разнесённых градиентометра могут определять область эпицентра будущего сильного землетрясения задолго до начала сейсмической активности.

Особенность текущего этапа исследований электромагнитных предвестников землетрясений состоит в том, что всё зарегистрированное к настоящему моменту спорадическое литосферное электромагнитное излучение заявлено как предвестник уже после землетрясений. Для дальнейшего продвижения в прогнозе землетрясений необходимо решить задачу обнаружения существенно более слабого литосферного излучения, чем это доступно в настоящее время. Это и является целью данной работы. Для повышения достоверности обнаружения литосферного излучения путём значительного понижения порога обнаружения предлагается использовать разностные измерения тангенциальных компонент магнитного поля в пространственно разнесённых приёмных пунктах. Следует обратить внимание, что в предлагаемом методе измерений расстояние между приёмными пунктами (база) полагается более чем на порядок большим по сравнению с фазово-градиентным методом.

Предлагаемый метод основан на простом факте, что естественные низкочастотные электромагнитные шумы различной природы изменяются на различных характерных пространственных масштабах на поверхности Земли. В силу удалённости источника электромагнитный шум грозовых очагов ($f \geq 1$ Гц) слабо меняется на масштабах базы (меньше или порядка 100 км). С другой стороны, при измерениях в сейсмоактивной зоне характерный горизонтальный масштаб изменения магнитного поля от литосферных источников меньше базы, т. е. относительно мал. В этом случае синхронные записи колебаний магнитного поля, полученные в двух разнесённых на величину базы приёмных пунктах, должны обладать высокой степенью когерентности по грозовому шуму, что может позволить в эксперименте по обнаружению слабых локальных полей «опуститься глубоко под шум» путём вычитания временных реализаций.

В работе [10] описан демонстрационный эксперимент по пространственному подавлению 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 $d_h \geq h$, где $h \approx 60 \div 80$ км — высота полости Земля—ионосфера. В направлении вдоль магнитной параллели характерный масштаб $d_h \gg h$. Таким образом, при размещении приёмных пунктов на магнитной параллели, как и в случае грозового источника, возможно подавление крупномасштабного космического шума путём вычитания результатов измерений в соседних пунктах.

Далее, для определения местоположения и эффективных параметров источников спорадического литосферного электромагнитного излучения предлагается использовать универсальную модель подземного источника магнитных сигналов, пригодную для широкого диапазона частот, параметров среды и конфигураций источника и приёмных пунктов. Известно, что компактный подземный источник (горизонтальные размеры источника и глубина скин-слоя в земле для излучаемых частот вариаций магнитного поля существенно меньше расстояний до приёмных пунктов)

можно заменить некоторым эффективным источником. Для тангенциальных компонент магнитного поля таким источником является точечный горизонтальный магнитный диполь, расположенный на поверхности Земли в области проекции подземного источника на поверхность. Знание типа эффективного источника даёт априорную информацию о пространственном распределении магнитного поля и позволяет ставить и решать задачу об определении местоположения источника по измерениям в относительно небольшом числе приёмных пунктов. Добавим, что предлагаемая модель источника, как будет видно из дальнейшего изложения, применима в «высокочастотной» части рассматриваемого диапазона частот. Наконец, 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).

1. УНИВЕРСАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ПОДЗЕМНОГО ИСТОЧНИКА МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ

Как и в случае фазово-градиентного метода полагаем, что подземный (литосферный) источник электромагнитных сигналов имеет локальный характер, т. е. выполнено 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

$$\rho \gg \delta_E, \quad (2)$$

где δ_E — скин-слой в земле.

При выполнении неравенств (1) и (2) 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 [11, § 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 мощности вертикальных и горизонтальных источников.

При переходе через границу воздух—земля ситуация меняется. В силу непрерывности на границе нормальной компоненты индукции электрического поля эффективность вертикального источника при погружении в землю скачком уменьшается в $|\varepsilon|$ раз, где $|\varepsilon|$ — модуль относительной комплексной диэлектрической проницаемости земли, на рассматриваемых частотах $|\varepsilon| = \sigma/(\omega\varepsilon_0)$. Здесь σ — проводимость земли, ε_0 — диэлектрическая проницаемость вакуума, ω — круговая частота. Для типичной проводимости земли $\sigma = 10^{-2}$ См/м 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 [11], в которой приведены приближённые формулы для электрического поля в земле, создаваемого подземным горизонтальным электрическим диполем с моментом $\mathbf{I}l$ (формулы Баньоса) для различных расстояний от источника. Геометрия задачи приведена на рис. 1. Полупространство $z > 0$ заполнено средой 1 (земля), характеризующейся магнитной проницаемостью $\mu_1 = \mu_0$ (μ_0 — магнитная постоянная), диэлектрической проницаемостью ε_1 и

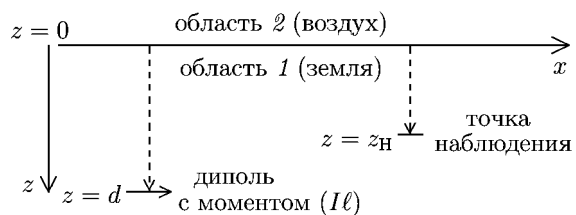


Рис. 1. Взаимное расположение источника и точки наблюдения в общем случае. В решаемой задаче $z_H = 0$

проводимостью σ_1 . Остальная часть пространства $z < 0$ занята средой 2 (воздух) с $\mu_2 = \mu_0$, $\epsilon_2 = \epsilon_0$ (ϵ_0 — электрическая постоянная) и $\sigma_2 = 0$. Объёмная плотность тока в антенне записывается как

$$\mathbf{j} = I\ell \delta(x) \delta(y) \delta(z - d), \tag{3}$$

где момент диполя $I\ell$ направлен вдоль оси x , $\delta(x)$ — дельта-функция Дирака. Формулы Баньоса получены из строгих интегральных представлений при выполнении следующих неравенств:

$$\left| \frac{k_1^2}{k_2^2} \right| = \left| \frac{\epsilon_1}{\epsilon_0} + \frac{i\sigma_1}{\omega\epsilon_0} \right| \gg 1, \tag{4}$$

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

где $k_2 = \omega(\mu_0\epsilon_0)^{1/2}$ и $k_1 = k_2[\epsilon_1/\epsilon_0 + i\sigma_1/(\omega\epsilon_0)]^{1/2}$ — волновые числа для воздуха и земли соответственно.

Эти неравенства для рассматриваемой задачи и для типичных параметров земли выполнены с огромным запасом. При этих условиях можно применять формулы Баньоса для электрического поля подземного горизонтального диполя в трёх диапазонах параметров (ближнее, промежуточное и асимптотическое поле). На рассматриваемых частотах можно говорить только о ближнем поле, т. е. поле в диапазоне параметров

$$k_2^{-1} \gg \rho \gg k_1^{-1} \approx \delta, \tag{6}$$

где ρ — расстояние между источником и точкой наблюдения. Левая часть неравенства (6) на частотах $f < 10$ Гц для рассматриваемых расстояний выполняется с большим запасом ($|k_2|^{-1}[\text{км}] \approx 5 \cdot 10^4/f[\text{Гц}]$).

При выполнении неравенства (6) на земле выполняются граничные условия Леонтовича, или импедансные граничные условия [12, § 25]; [13, гл. 5, § 7]:

$$\mathbf{E} = Z[\mathbf{H}, \mathbf{z}^0], \tag{7}$$

где $Z = \omega\mu_0k_1^{-1}$ — поверхностный импеданс земли, \mathbf{z}^0 — единичный вектор в направлении оси z . Несложно показать, что формулы Баньоса для горизонтального магнитного поля на поверхности земли с учётом (7) тождественны формуле для квазистатического магнитного поля точечного магнитного диполя [14, гл. 5, § 6]; [15, гл. 4, § 8]:

$$\mathbf{H} = \frac{3\mathbf{r}_0(\mathbf{r}_0\mathbf{M}) - \mathbf{M}}{4\pi\mu_0r^3}. \tag{8}$$

Здесь \mathbf{r}_0 — единичный радиус-вектор точки наблюдения, \mathbf{M} — момент магнитного диполя, расположенного в начале координат. В СИ магнитный момент витка с током определяется как $\mathbf{M} = \mu_0IS$, где S — площадь витка, I — ток в витке.

При этом эффективный магнитный диполь расположен на поверхности земли в области проекции подземного источника на поверхность земли, и его момент

$$\mathbf{M} = \frac{2i\mu_0}{k_1} [I\ell, \mathbf{z}^0]. \tag{9}$$

В случае распределённого по глубине и достаточно компактного по горизонтали источника (выполняется неравенство (1)) тривиальное обобщение формулы (9) выглядит следующим образом:

$$\mathbf{M} = \frac{2i\mu_0}{k_1} \int [\mathbf{j}, \mathbf{z}^0] \exp(ik_1 d) dx dy dz. \quad (10)$$

Здесь \mathbf{j} — плотность объёмного 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 приближение справедливо при выполнении неравенства (2), которое даёт ограничение по частоте снизу на применение модели универсального источника. Для типичной проводимости земли $\sigma \approx 10^{-2}$ См/м на частоте $f = 0,1$ Гц толщина скин-слоя $\delta_E \approx 16$ км. Из этой оценки и неравенства (2) следует, что модель магнитного диполя можно использовать на частотах в десятки 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

Схема взаимного расположения эффективного источника (горизонтальный магнитный диполь) и трёх приёмных пунктов приведена на рис. 2. Измеряемыми величинами являются компоненты горизонтального магнитного поля в каждом из трёх приёмных пунктов. Планируется использовать пространственное подавление крупномасштабных помех, поэтому в качестве исходных данных для алгоритма мы берём две независимые разности векторов горизонтального поля, зарегистрированные в трёх приёмных пунктах (четыре скалярные величины). Искомые величины — радиус-вектор магнитного диполя в плоскости земли относительно какого-либо одного из приёмных пунктов и компоненты горизонтального вектора магнитного диполя (также четыре скалярные величины). Таким образом, задача является полной в том смысле, что количество неизвестных скалярных величин равно количеству измеряемых величин. Основную сложность составляет нелинейность задачи определения координат.

Запишем векторы горизонтального магнитного поля, создаваемого эффективным магнитным моментом \mathbf{M} в трёх приёмных пунктах (см. рис. 2):

$$\mathbf{H}_1 = \frac{3\mathbf{r}_1 (\mathbf{r}_1 \mathbf{M}')}{r_1^5} - \frac{\mathbf{M}'}{r_1^3}, \quad (11)$$

$$\mathbf{H}_2 = \frac{3\mathbf{r}_2 (\mathbf{r}_2 \mathbf{M}')}{r_2^5} - \frac{\mathbf{M}'}{r_2^3}, \quad (12)$$

$$\mathbf{H}_3 = \frac{3\mathbf{r}_3 (\mathbf{r}_3 \mathbf{M}')}{r_3^5} - \frac{\mathbf{M}'}{r_3^3}. \quad (13)$$

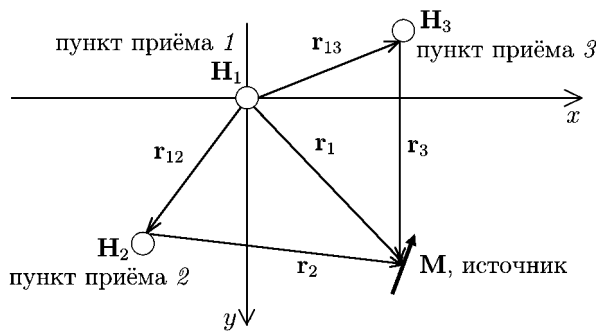


Рис. 2. Схема относительного расположения эффективного источника \mathbf{M} и трёх приёмных пунктов в плоскости земли. Кругками обозначены пункты приёма. \mathbf{H}_1 , \mathbf{H}_2 и \mathbf{H}_3 — горизонтальные компоненты магнитного поля в пунктах приёма 1, 2 и 3 соответственно

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):

$$\begin{aligned} \mathbf{H}_2 - \mathbf{H}_1 &= \\ &= \frac{3\mathbf{r}_2(\mathbf{r}_2\mathbf{M}')}{r_2^5} - \frac{\mathbf{M}'}{r_2^3} - \frac{3\mathbf{r}_1(\mathbf{r}_1\mathbf{M}')}{r_1^5} + \frac{\mathbf{M}'}{r_1^3}, \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} \mathbf{H}_3 - \mathbf{H}_1 &= \\ &= \frac{3\mathbf{r}_3(\mathbf{r}_3\mathbf{M}')}{r_3^5} - \frac{\mathbf{M}'}{r_3^3} - \frac{3\mathbf{r}_1(\mathbf{r}_1\mathbf{M}')}{r_1^5} + \frac{\mathbf{M}'}{r_1^3}. \end{aligned} \quad (15)$$

Умножим скалярно уравнение (14) на \mathbf{r}_1 и \mathbf{r}_2 , в результате получим следующую систему уравнений:

$$\begin{aligned} \mathbf{r}_1 \Delta\mathbf{H}_{21} &= \frac{3(\mathbf{r}_1\mathbf{r}_2)(\mathbf{r}_2\mathbf{M}')}{r_2^5} - \left(\frac{2}{r_1^3} + \frac{1}{r_2^3}\right)(\mathbf{r}_1\mathbf{M}'), \\ \mathbf{r}_2 \Delta\mathbf{H}_{21} &= \frac{3(\mathbf{r}_1\mathbf{r}_2)(\mathbf{r}_1\mathbf{M}')}{r_1^5} + \left(\frac{2}{r_2^3} + \frac{1}{r_1^3}\right)(\mathbf{r}_2\mathbf{M}'). \end{aligned} \quad (16)$$

Здесь $\Delta\mathbf{H}_{21} = \mathbf{H}_2 - \mathbf{H}_1$. Далее, умножая скалярно уравнение (15) на \mathbf{r}_1 и \mathbf{r}_3 , получаем ещё одну систему уравнений:

$$\begin{aligned} \mathbf{r}_1 \Delta\mathbf{H}_{31} &= \frac{3(\mathbf{r}_1\mathbf{r}_3)(\mathbf{r}_3\mathbf{M}')}{r_3^5} - \left(\frac{2}{r_1^3} + \frac{1}{r_3^3}\right)(\mathbf{r}_1\mathbf{M}'), \\ \mathbf{r}_3 \Delta\mathbf{H}_{31} &= \frac{3(\mathbf{r}_1\mathbf{r}_3)(\mathbf{r}_1\mathbf{M}')}{r_1^5} + \left(\frac{2}{r_3^3} + \frac{1}{r_1^3}\right)(\mathbf{r}_3\mathbf{M}'). \end{aligned} \quad (17)$$

Здесь $\Delta\mathbf{H}_{31} = \mathbf{H}_3 - \mathbf{H}_1$. Исключая из систем уравнений (16) и (17) скалярное произведение $(\mathbf{r}_1\mathbf{M}')$, получаем формулы для определения скалярных произведений $(\mathbf{r}_2\mathbf{M}')$ и $(\mathbf{r}_3\mathbf{M}')$:

$$(\mathbf{r}_2\mathbf{M}') \left[\left(\frac{2}{r_2^3} + \frac{1}{r_1^3}\right) \left(\frac{2}{r_1^3} + \frac{1}{r_2^3}\right) - \frac{9(\mathbf{r}_1\mathbf{r}_2)^2}{(r_1r_2)^5} \right] = \left(\frac{2}{r_1^3} + \frac{1}{r_2^3}\right) (\mathbf{r}_2 \Delta\mathbf{H}_{21}) - \frac{3(\mathbf{r}_1\mathbf{r}_2)}{r_1^5} (\mathbf{r}_1 \Delta\mathbf{H}_{21}), \quad (18)$$

$$(\mathbf{r}_3\mathbf{M}') \left[\left(\frac{2}{r_3^3} + \frac{1}{r_1^3}\right) \left(\frac{2}{r_1^3} + \frac{1}{r_3^3}\right) - \frac{9(\mathbf{r}_1\mathbf{r}_3)^2}{(r_1r_3)^5} \right] = \left(\frac{2}{r_1^3} + \frac{1}{r_3^3}\right) (\mathbf{r}_3 \Delta\mathbf{H}_{31}) - \frac{3(\mathbf{r}_1\mathbf{r}_3)}{r_1^5} (\mathbf{r}_1 \Delta\mathbf{H}_{31}). \quad (19)$$

Формулы (18) и (19) совместно с очевидным тождеством

$$\mathbf{z}^0\mathbf{M}' = 0 \quad (20)$$

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

$$\mathbf{M}'(\mathbf{r}_2[\mathbf{r}_3, \mathbf{z}^0]) = (\mathbf{r}_2\mathbf{M}')[\mathbf{r}_3, \mathbf{z}^0] + (\mathbf{r}_3\mathbf{M}')[\mathbf{z}^0, \mathbf{r}_2]. \quad (21)$$

Далее мы можем исключить вектор \mathbf{M}' , определяемый формулами (18), (19), (21), из исходной системы уравнений (14), (15). 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

$$F = \left| \Delta \mathbf{H}_{21} - \frac{3\mathbf{r}_2 (\mathbf{r}_2 \mathbf{M}')}{r_2^5} + \frac{\mathbf{M}'}{r_2^3} + \frac{3\mathbf{r}_1 (\mathbf{r}_1 \mathbf{M}')}{r_1^5} - \frac{\mathbf{M}'}{r_1^3} \right| + \left| \Delta \mathbf{H}_{31} - \frac{3\mathbf{r}_3 (\mathbf{r}_3 \mathbf{M}')}{r_3^5} + \frac{\mathbf{M}'}{r_3^3} + \frac{3\mathbf{r}_1 (\mathbf{r}_1 \mathbf{M}')}{r_1^5} - \frac{\mathbf{M}'}{r_1^3} \right|. \quad (22)$$

Из сравнения (22) с (14) и (15) следует, что при векторе \mathbf{r}_1 , соответствующем радиус-вектору источника, функция $F(\mathbf{r}_1)$ обращается в ноль. Для определения вектора \mathbf{r}_1 можно использовать метод перебора вариантов на плоской сетке, что, с учётом простоты функций, входящих в функцию F , и крайне низкой частоты изучаемых процессов, можно сделать в реальном времени. Признаком обнаружения источника являются устойчивые нули (глобальные минимумы) функции F .

3. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ПРОВЕРКА АЛГОРИТМА НА МАЛЫХ БАЗАХ

3.1. Описание эксперимента, обработка данных

На полигоне НИРФИ «Старая Пустынь» Нижегородской области ($55^\circ 39'$ с. ш., $43^\circ 38'$ в. д.) в июле 2011 года был проведён эксперимент по локализации источника сигнала с использованием пространственного подавления естественных помех. Цель эксперимента заключалась в определении координат искусственного источника крайненизкочастотного поля по измеренным горизонтальным магнитным компонентам в трёх пунктах. Взаимное расположение пунктов изображено на рис. 3. Расчёты выполнялись в декартовой системе координат, в которой ось x направлена на север.

Суть эксперимента заключалась в следующем. В удаленном от источников промышленных помех месте было организовано три приёмных пункта 1, 2 и 3, в каждом из которых измерялись две магнитных компоненты (H_x направлена вдоль линии юг–север, H_y — вдоль линии восток–запад). Генераторная рамка располагалась в точке M^* . Координаты всех пунктов приведены на рис. 3. Каждый индукционный магнитометр представляет собой систему катушек на общем сердечнике с высокой магнитной проницаемостью, подключённых 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. Его чувствительность на плоском участке составляет 0,8 В/нТл. Через кабели и коммутационный блок сигналы с датчиков поступают на систему записи, реализованную на базе геофизического регистратора EarthData PR6-24 (Великобритания). Регистратор содержит 6 синхронных каналов аналого-цифрового преобразования с разрядностью

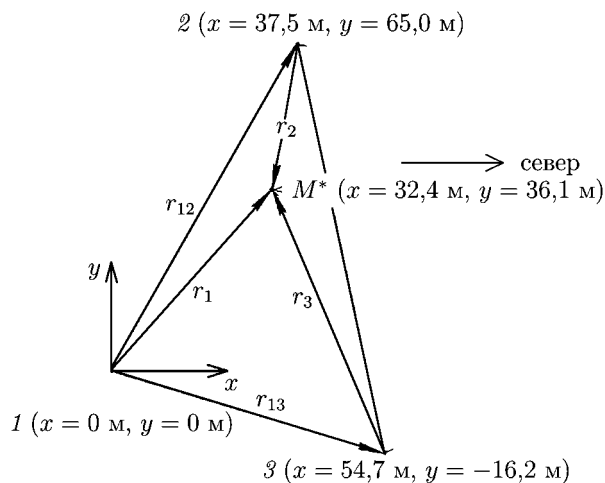


Рис. 3. Схема модельного эксперимента

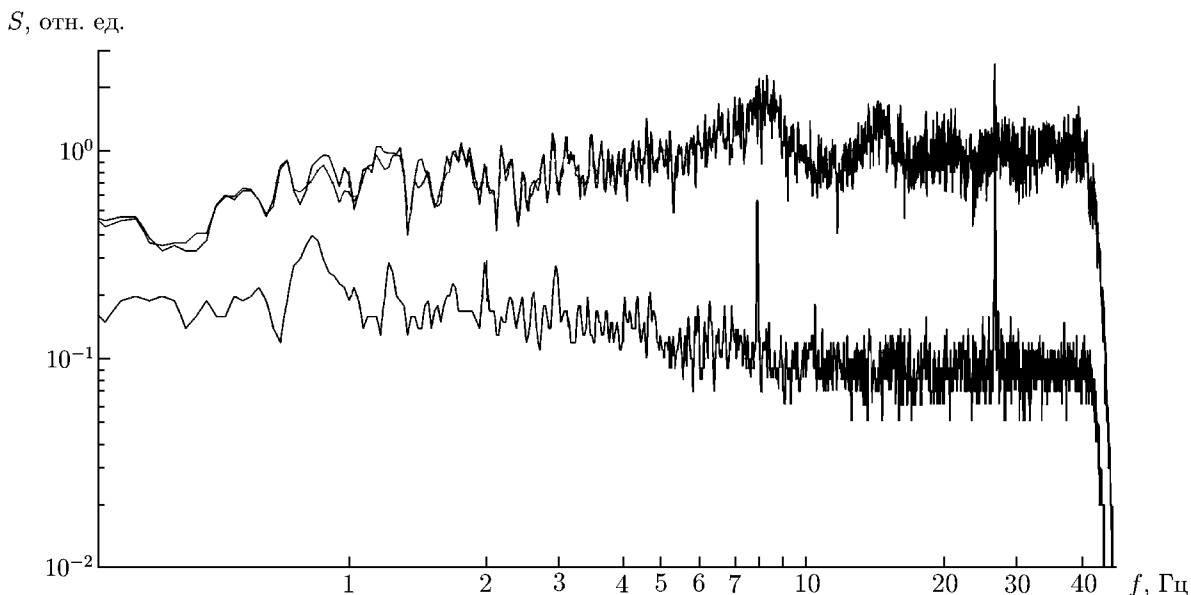


Рис. 4. Спектры компонент H_x сигнала в приёмных пунктах 1 и 3, а также спектр разностного сигнала

24 бита. Частота оцифровки была выбрана равной 100 Гц. Коммутационный блок обеспечивает также подачу питания на магнитометры. Внутренние часы реального времени и схемы тактирования регистратора синхронизируются с GPS. Динамический диапазон по амплитуде системы записи на рабочих частотах более 120 дБ. В передающем пункте (M^*) располагалась круглая рамка с диаметром 62 см, содержащая 51 виток провода с площадью сечения $0,5 \text{ мм}^2$. Активное сопротивление рамки 4 Ом. Через рамку пропусклся ток синусоидальной формы с амплитудой 10 мА и частотами 3,0; 4,8; 7,8 и 10,4 Гц. Модуль магнитного момента составил $M = 1,2253 \times 10^{-2} \text{ А} \cdot \text{м}^2$. Время работы на каждой из частот составляло 10 мин. В первой части эксперимента магнитный момент рамки ориентирован по линии север—юг, во второй части — восток—запад. Коэффициенты передачи магнитометров составляют 0,476; 0,608; 0,704 и 0,739 В/нТл на рабочих частотах 3,0; 4,8; 7,8 и 10,4 Гц соответственно.

Амплитуда тока в рамке была выбрана такой, чтобы при прямом наблюдении спектра сигнала в каждом из пунктов не были видны составляющие с рабочими частотами. На рис. 4 приведены спектры компоненты магнитного поля H_x в пунктах 3 и 1 (две почти совпадающие кривые сверху), а также спектр разностного сигнала (кривая снизу). Усреднение проводилось за время, когда в генераторную рамку подавался сигнал с частотой 7,8 Гц. Как видно из рис. 4, в спектрах сигналов каждого из пунктов различить частоту 7,8 Гц на фоне естественного шума невозможно. В 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.

Для приведённой на рис. 3 системы рассчитаем индукцию магнитного поля в каждом из пунктов. Расчёт ведётся по формулам (15), (16), (17), магнитный момент определяется соотношением

$$\mathbf{M}' = \frac{ISN\mathbf{n}}{4\pi}, \quad (23)$$

где I — ток в рамке, S — площадь рамки, N — количество витков, \mathbf{n} — единичный вектор нормали к плоскости рамки. Проекции вектора $\mathbf{B} = \mu_0\mathbf{H}$ на оси x и y для случая, когда магнитный момент направлен вдоль линии север—юг, приведены в табл. 1, вдоль линии восток—запад — в табл. 2.

Таблица 1

Пункт	B_x , фТл	B_y , фТл
1	45,4	201,0
2	-559,0	316,0
3	-45,3	-90,7

Таблица 2

Пункт	B_x , фТл	B_y , фТл
1	201,0	89,2
2	316,0	1 173,0
3	-90,7	129,2

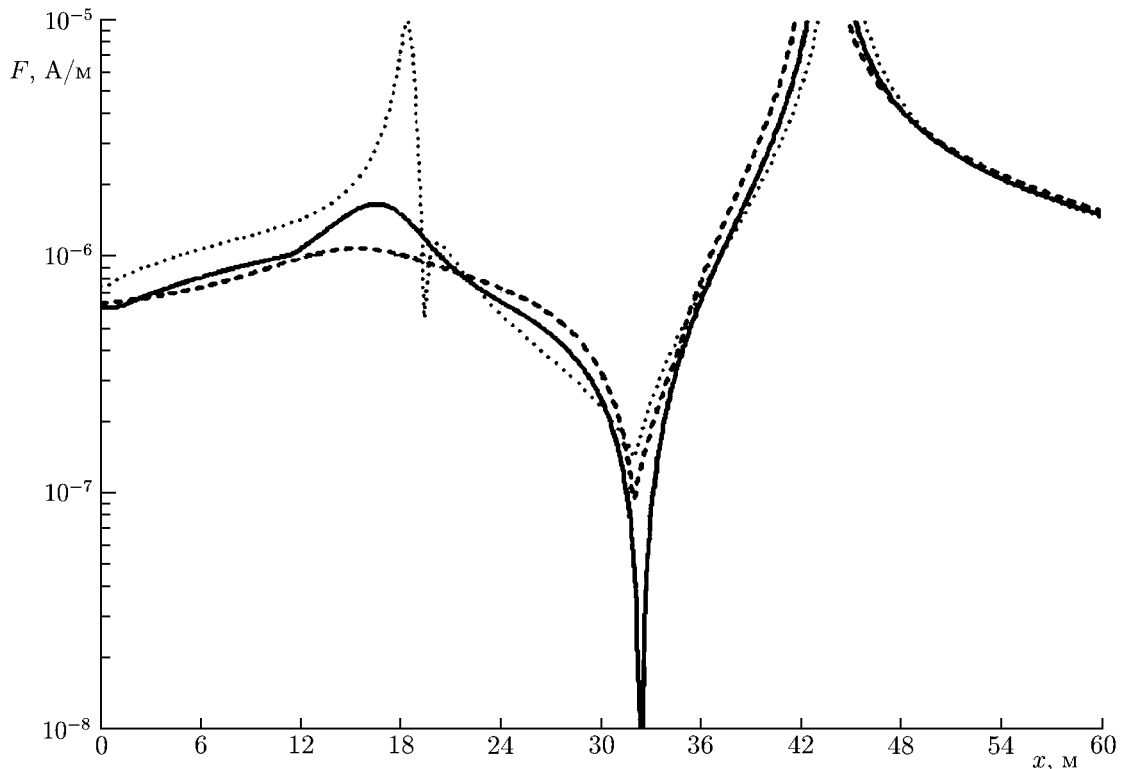


Рис. 5. Решение задачи поиска минимума функции F , сплошная линия соответствует $y = 36$ м, точечная линия соответствует $y = 33$ м, штриховая линия соответствует $y = 39$ м

Для численного расчёта функции F (22) 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 $\mathbf{r}_2 = \mathbf{r}_1 - \mathbf{r}_{12}$, $\mathbf{r}_3 = \mathbf{r}_1 - \mathbf{r}_{13}$.

Координаты радиус-векторов: $\mathbf{r}_{12} = (x_{12}, y_{12}, z_{12}) = (37,5 \text{ м}, 65,0 \text{ м}, 0 \text{ м})$; $\mathbf{r}_{13} = (54,7 \text{ м}, -16,2 \text{ м}, 0 \text{ м})$, $\mathbf{r}_1 = (x_1, y_1, 0 \text{ м})$, где x_1 и y_1 — координаты, перебираемые при численном решении задачи поиска минимума функции F .

С использованием результатов теоретического расчёта компонент магнитного поля в приёмных пунктах был проведён поиск глубокого минимума функции F . Результат показан на рис. 5.

Здесь приведено семейство кривых, каждая из которых соответствует фиксированной координате y_1 . Как можно видеть, минимум функции F достигается в точке с координатами $x_{M^*} = 32$ м, $y_{M^*} = 36$ м. Более точный подбор даёт координаты $x_{M^*} = 32,4$ м, $y_{M^*} = 36,1$ м, что совпадает с исходными данными к задаче. Вычисленные для данных координат компоненты магнитного момента составляют $M'_x = 1,23 \cdot 10^{-2} \text{ А} \cdot \text{м}^2$; $M'_y = 3,16 \cdot 10^{-5} \text{ А} \cdot \text{м}^2$, что также близко к исходному значению.

Результаты измерений разностных сигналов и их сопоставление с теоретическими данными приведены в табл. 3. Аналогичная процедура расчёта по экспериментальным данным даёт коор-

Таблица 3

Пункты	Эксперимент		Теория	
	B_x , фТл	B_y , фТл	B_x , фТл	B_y , фТл
2, 1	-551,0	40,9	-604,4	115,0
3, 1	-88,5	-330,0	-90,7	-291,7

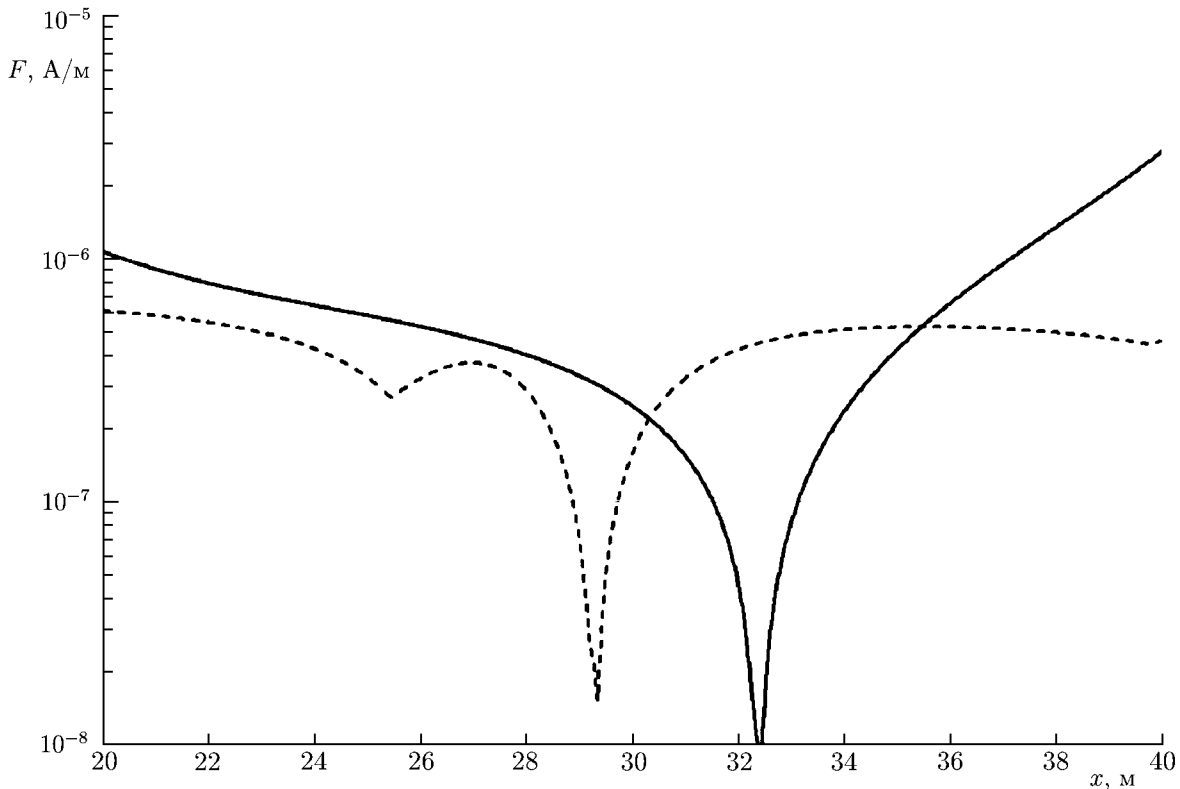


Рис. 6. Истинное и ложные решения задачи. Сплошная линия соответствует $y = 36$ м, штриховая линия — $y = -4$ м

динаты $x_{M^*} = 31,8$ м, $y_{M^*} = 34,8$ м точки M и моменты $M'_x = 1,27 \cdot 10^{-2}$ А · м², $M'_y = -4,35 \times 10^{-4}$ А · м².

3.2 Ложные решения обратной задачи по определению координат источника

Помимо истинного решения описанной выше задачи существует ещё одно «ложное» решение, которое при подстановке координат и магнитного момента генераторной рамки в прямую задачу даёт 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 которых при точном подборе координат может быть сколько угодно близким к нулю. На рис. 6 показаны оба решения для теоретических исходных данных. Сплошная кривая с минимумом справа соответствует верному решению, пунктирная кривая — ложному. Для экспериментальных данных задача решается аналогично и особенностей не имеет, поэтому здесь не приводится.

Каждому из решений соответствует определённый магнитный момент генераторной рамки. В табл. 4 приведены координаты и магнитные моменты генератора сигнала.

Таблица 4

Решение	x_{M^*} , м	y_{M^*} , м	M'_x , А · м ²	M'_y , А · м ²
истинное	32,4	36,1	$1,23 \cdot 10^{-2}$	$3,16 \cdot 10^{-5}$
ложное	29,3	-3,8	$6,12 \cdot 10^{-3}$	$-1,30 \cdot 10^{-4}$

Таблица 5

Определение компонент	Верное решение		Ложное решение	
	B_x , фТл	B_y , фТл	B_x , фТл	B_y , фТл
пункт 1	45,94	200,50	581,50	-107,10
пункт 2	-561,70	314,60	-22,32	7,19
пункт 3	-45,47	-90,51	490,10	-398,50
разности компонент в пунктах 2, 1	-607,70	114,10	-603,90	114,30
разности компонент в пунктах 3, 1	-91,40	-291,00	-91,45	-291,40

Как видно из табл. 5, разности компонент магнитного поля для всех пунктов совпадают, но абсолютные величины в случае ложного решения для пункта 2 малы настолько, что не могут быть зарегистрированы современными магнитометрами.

Таким образом, решение прямой задачи для каждого из найденных решений является необходимой процедурой, которая позволяет отсеять по некоторым признакам ложные решения. Если бы местоположение генераторной рамки не было известно априори, то, рассматривая решения прямых задач, можно было бы выбрать единственное 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, т. е. 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 сигналы во всех компонентах слабые и вышеописанная процедура не позволяет выделить единственное решение, то предлагается использовать четвёртый измерительный пункт.

Из четырёх пунктов два выбираются опорными (например 1 и 3), образуя две тройки (1, 2, 3 и 2, 3, 4). Задачи для двух троек измерительных пунктов будут иметь четыре решения — два «верных» и два «ложных», при этом «верные» будут совпадать.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основной результат представленной работы состоит в теоретической разработке и апробации на коротких базах оригинального метода обнаружения слабых литосферных источников магнитного поля с уровнем ниже естественного шумового фона. При работе на коротких 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 естественный шумовой фон планеты в интересующем нас диапазоне частот. В этом случае предельные возможности предлагаемого метода определяются только собственными шумами магнитометров.

Для обнаружения электромагнитных предвестников землетрясения необходимы измерения с базой порядка 100 км, где может проявиться неполная корреляция естественного шума в различных приёмных пунктах. Ранее исследования корреляции естественного шума в приёмных пунктах

с различными расстояниями между ними не проводились. Таким образом, проведённые в данной работе эксперименты имеют демонстрационный характер в части решения обратной задачи. Следует отметить, что предлагаемый метод не будет работать в местах с высоким уровнем индустриальных шумов. Планируется провести демонстрационный эксперимент на реальных базах (порядка 100 км).

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, повлечёт за собой необходимость использования четвёртого измерительного пункта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kopytenko Yu. A., Matiashvili T. G., Voronov P. M., et al. // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1993. V. 77. P. 85.
2. Molchanov O. A., Kopytenko Yu. A., Voronov P. M., et al. // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19, No. 14. P. 1495.
3. Fraser-Smith A. C., Bernardy A., McGill P. R., et al. // *Geophys. Res. Lett.* 1990. V. 19. P. 1465.
4. Bernardy A., Fraser-Smith A. C., McGill P. R., Villard O. G. // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1991. V. 68. P. 45.
5. Hayakawa M., Kawate R., Molchanov O. A., Yumoto K. // *Geophys. Res. Lett.* 1996. V. 23, No. 3. P. 241.
6. Копытенко Ю. А., Исмагилов В. С., Копытенко Е. А. и др. // *Докл. АН. Геофизика.* 2000. Т. 371, № 5. С. 685.
7. Kopytenko Y., Ismagilov V., Hayakawa M., et al. // *Ann. Geofisika.* 2001. V. 44, No. 2. P. 325.
8. Ismagilov V. S., Kopytenko Yu. A., Hattory K., et al. // *Natural Hazards Earth Sys. Sci.* 2001. V. 1. P. 1.
9. Ismagilov V. S., Kopytenko Yu. A., Hattory K., Hayakawa M. // *Natural Hazards Earth Sys. Sci.* 2002. V. 20. P. 1.
10. Поляков С. В., Резников Б. И., Шлюгаев Ю. В., Копытенко Ю. А. // *Изв. вузов. Радиофизика.* 2006. Т. 49, № 12. С. 1030.
11. Кинг Р., Смит Г. *Антенны в материальных средах.* Т. 2. М.: Мир, 1984. 824 с.
12. Вайнштейн Л. А. *Электромагнитные волны.* М.: Радио и связь, 1988. 440 с.
13. Фелсен Л., Маркувиц Н. *Излучение и рассеяние волн.* М.: Мир, 1978.
14. Джексон Дж. *Классическая электродинамика.* М.: Мир, 1965. 704 с.
15. Гольдштейн Л. Д., Зернов Н. Н. *Электромагнитные поля и волны.* М.: Сов. 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. // *Сб. докл. V Международной конф. «Солнечно-земные связи и физика предвестников землетрясений», с. Паратунка, Камчатский край, 2–7 августа 2010 г.* С. 482.

Поступила в редакцию 27 января 2014 г.; принята в печать 30 июня 2014 г.

**ON THE POSSIBILITY OF DETECTION OF ELECTROMAGNETIC
EARTHQUAKE PRECURSORS WITH LEVELS BELOW THE REGULAR
BACKGROUND NOISE**

S. V. Polyakov, A. V. Shchennikov, and Z. Tang

The problem of search for electromagnetic earthquake forerunners is briefly described. A method for detection of electromagnetic signals with low amplitudes is proposed. This method takes into account specific features in the spatial distribution of the Earth's natural electromagnetic noise and uses the universal model of an underground magnetic field source. A demonstration experiment on detection of sources on small interference bases (about one hundred meters) is carried out. Specific features such as the presence of false solutions in the inverse problem are revealed. Criteria for identifying such solutions are described.