

КОНТАКТНАЯ МОДЕЛЬ СЕЙСМОМАГНИТНОГО ЭФФЕКТА

А.А. Спивак

Предложена феноменологическая модель генерации магнитных сигналов при распространении сейсмических волн через раздробленную горную породу в зоне влияния тектонического разлома. Геомагнитные вариации возникают при изменении электрической проводимости фрагментированных горных пород при деформировании контактов отдельностей. Рассчитанные по модели амплитуды геомагнитных вариаций согласуются с данными инструментальных наблюдений.

Введение

Разработка механизмов генерации электрических и магнитных сигналов при динамическом деформировании неоднородной среды представляет значительный интерес с точки зрения разработки новых и совершенствования традиционных методов диагностики геодинамического состояния земной коры, установления закономерностей межгеосферных взаимодействий, а также причин и механизмов изменения окружающей среды и климата. Другой не менее важной задачей является мониторинг процессов, связанных с природными и антропогенными воздействиями на биосферу Земли, установлением отклика природной среды на эти воздействия, а также определение границ предельно допустимых техногенных нагрузок, как на среду обитания, так и на живую природу, включая организм человека [Адушкин, Спивак, 2014; Экология, 2008].

Одним из источников геомагнитных вариаций являются механомагнитные процессы, наиболее ярко проявляющиеся при распространении сейсмических волн через разломные зоны земной коры [Гершензон и др., 1993; Гульельми, Рубан, 1990; Borders et al., 2008]. Одним из основных факторов, определяющих указанный эффект, связан со сложным внутренним строением разломов [Спивак, Цветков, 2009]. Исследование сейсмомангнитного эффекта позволяет в этом случае совершенствовать методы и способы картирования разломов, закамуфлированных рыхлыми отложениями, а также определять их современную активность. Представляет интерес и другая задача, связанная с идентификацией и разделением источников природных и техногенных возмущений геофизических полей [Адушкин, Спивак, 2014].

В настоящей работе предложена феноменологическая модель генерации магнитных сигналов при деформировании дробленной горной породы в теле разломной зоны в результате воздействия сейсмическим импульсом. Предполагается, что геомагнитные вариации возникают при изменении электрической проводимости фрагментированных горных пород на контактах отдельностей. Показано, что рас-

считанные по модели амплитуды геомагнитных вариаций соответствуют данным инструментальных наблюдений.

Модель сейсмамагнитного эффекта

В известных моделях в качестве механизмов генерации магнитных импульсов рассматривались индукционные, пьезомагнитные, инерционные эффекты [Гульельми, Рубан, 1990; Гульельми, 2006], эффект, связанный с электрокинетическими процессами в водонасыщенной среде [Гершензон, 1992], агрегационным механизмом образования микротрещин [Неновски, Бойчев, 2004], микроструктурными перестройками при деформировании среды неоднородного строения [Динариев, Николаевский, 1998]. Имеющиеся данные свидетельствуют о локальном характере сейсмамагнитного эффекта [Гершензон, Бамбакидис, 2001], а также его локализации в зонах влияния тектонических разломов [Адушкин и др., 2014; Спивак, 2010].

В настоящей работе рассматривается модель генерации геомагнитных вариаций, в основу которой положен трибологический процесс на границах механически взаимодействующих отдельностей горной породы. Предполагается, что в результате деформирования в сейсмической волне изменяется суммарная площадь контактов между шероховатыми поверхностями отдельностей, что вызывает изменение естественной токовой системы.

Ограничимся упрощенными представлениями о среде, которую будем рассматривать в некотором объеме как однородную и изотропную, а степень ее фрагментации характеризовать средним размером отдельности $\langle x \rangle$. Шероховатую поверхность контактирующих отдельностей будем рассматривать в виде регулярно расположенных микронеоднородностей одинаковой формы в виде сегментов шара с одинаковым радиусом кривизны R , но имеющих разную высоту z относительно некоторого среднего значения h (модель стохастически шероховатой поверхности по Гринвуду и Вильямсону [Попов, 2013]). Сейсмическое воздействие вызывает дополнительные напряжения и, следовательно, деформацию микронеоднородностей на поверхностях отдельностей.

Описывая распределение высот контактных неоднородностей функцией распределения $F(z)$, получаем в рамках теории контактного взаимодействия Герца [Попов, 2013] выражение для общей поверхности контактов S в единице объема среды:

$$S = \pi RN \int_h^{\infty} (z - h) F(z) dz, \quad (1)$$

где N – общее количество контактных неоднородностей в единице объема фрагментированной среды.

Очевидно, что с ростом действующих в среде напряжений площадь контактов, в соответствии с теорией Герца, увеличивается и, следовательно, электрическая проводимость среды σ растет. Согласно этой логике величины S и σ должны изменяться пропорционально изменению нагрузки в сейсмической волне. Оценивая максимальную амплитуду наведенных геомагнитных вариаций, примем в качестве параметра, определяющего добавку к статическим напряжениям, действующим в среде, величину максимальной скорости колебаний v в сейсмической волне. С точностью до первого члена разложения величина максимального напряжения в волне сжатия в акустическом приближении допустимо оценить как $\rho C v$, где ρ – плотность среды, C – скорость распространения сейсмической волны в среде [Ландау, Лившиц, 1954].

С учетом того, что длина сейсмической волны значительно превышает размер отдельности в разломной зоне $\langle x \rangle$ [Спивак, Цветков, 2009] допустимо считать наведенное напряжение однородным в некоторой области. Таким образом, получаем:

$$\sigma \sim S \sim v. \quad (2)$$

С другой стороны в соответствии с (1): $S \sim RN$.

Принимая во внимание, что линейный размер шероховатостей $R \sim \langle x \rangle$, а величина общей поверхности отдельностей в единице объема фрагментированной среды

$$S_0 \approx \frac{1}{\langle x \rangle} \Gamma\left(1 - \frac{1}{n}\right) \Gamma\left(1 + \frac{1}{n}\right),$$

где n – параметр, характеризующий ширину распределения отдельностей по размерам, $\Gamma(y)$ – Гамма-функция аргумента y [Кузнецов, 1977], приходим к следующим оценкам:

$$N \sim \frac{S_0}{\langle x \rangle^2}; \quad S \sim \frac{1}{\langle x \rangle^2}; \quad \Delta\sigma \sim \frac{\rho C v}{\langle x \rangle^2}, \quad (3)$$

где $\Delta\sigma$ – прирост электрической проводимости среды, связанный с трибоэффектом. При условии, что величина электрического потенциала постоянна в некоторой окрестности точки наблюдений, получаем оценку для величины наведенного тока:

$$j \sim \frac{\rho C v}{\langle x \rangle^2}. \quad (4)$$

Считаем внешнее магнитное поле постоянным и однородным. В связи с известными оценками [Гульельми, Рубан, 1990; Гульельми, 2006] пренебрегаем обратным влиянием вызванных сейсмической волной магнитных возмущений на саму волну. Не принимая во внимание геометрию токовой системы, запишем в соответствии с (4) выражение для вариации возмущенной составляющей индукции магнитного поля в виде¹:

$$B = \alpha \rho C \frac{v}{\langle x \rangle^2}, \quad (5)$$

где α – некоторая константа с размерностью $\text{м}^3/\text{А}$.

При количественных оценках необходимо учитывать зависимость скорости C от степени нарушенности среды. Согласно данным работы [Адушкин, Спивак, 2004]

$$C \approx C_0 \left[\frac{\langle x \rangle}{X_0} \right]^{0.5}, \quad (6)$$

где C_0 и X_0 – соответственно скорость распространения волны и средний размер отдельности в ненарушенном массиве горных пород. С учетом (5) и (6) записываем для наведенной составляющей индукции магнитного поля в зоне влияния разлома:

$$B \approx \frac{\alpha \rho v C_0}{\langle x \rangle^{1.5} X_0^{0.5}}. \quad (7)$$

¹ Соотношение (5) записано для скалярных величин B и v , что допустимо в случае однородной изотропной среды. При этом необходимо отметить, что подобное соотношение между векторами B и v невозможно, поскольку B – аксиальный (псевдовектор), v – полярный вектор.

В заключение оценим величину сейсмамагнитного эффекта при распространении сейсмического сигнала через тектонический разлом. Известно, что степень дробления горных пород в зоне влияния разлома изменяется с расстоянием r до его срединной линии. Согласно данным работы [Спивак, Цветков, 2009]

$$\langle x \rangle \approx X_0 \left\{ 1 - \exp \left(- \frac{0,8r}{W} \right) \right\}, \quad (8)$$

где W – ширина разломной зоны. Таким образом, с учетом (7) и (8) получаем окончательно:

$$B \approx \frac{\alpha \rho \nu C_0}{X_0^2} \left\{ 1 - \exp \left[- \frac{0,8r}{W} \right] \right\}^{-1,5}. \quad (9)$$

Результаты оценок, проведенных с привлечением зависимости (9) для конкретной разломной зоны [Адушкин и др., 2014] ($W \approx 500$ м) при следующих значениях параметров: $\rho = 2800$ кг/м³, $C_0 \approx 2200$ м/с, $X_0 \approx 10^2$ м, представлены на рис. 1 в виде отношения B/ν (как показывают результаты планиметрирования [Спивак, 2008], размер отдельности на границе влияния разломных зон в платформенных районах заключен в узком диапазоне 80–120 м).

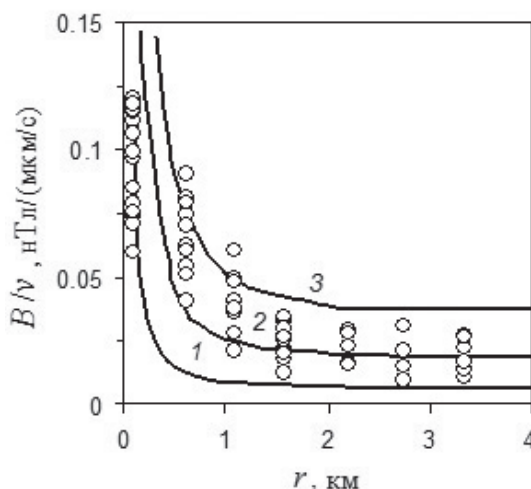


Рис. 1. Относительные геомагнитные вариации, вызванные сейсмическим сигналом в зависимости от расстояния до срединной линии разломной зоны.

Расчет при α , м³/а: 1 – 10^{-8} , 2 – $3 \cdot 10^{-8}$, 3 – $6 \cdot 10^{-8}$.

Кружки – результаты инструментальных наблюдений

На том же рис. 1 приведены для сравнения результаты инструментальных наблюдений, выполненных в зоне влияния рассмотренной разломной зоны (данные работы [Адушкин и др., 2014]). Синхронная регистрация сейсмических колебаний и геомагнитных вариаций выполнялась на разных расстояниях от центральной линии разлома, проявляющегося на поверхности земной коры в виде хорошо выраженного линейaments, пересекающего субмеридиональный участок долинного комплекса р. Оки между городами Таруса и Алексин [Адушкин и др., 2014]. Анализировались геомагнитные вариации при сейсмических сигналах разной амплитуды, вызванных взрывами на карьерах Московской, Тульской и Калужской областей. Из рис. 1 сле-

дует, что предложенная феноменологическая модель с достаточной для практических оценок точностью описывает сейсмоманнитный эффект при распространении сейсмического сигнала через разломную зону со сложной внутренней структурой. При этом следует отметить, что локальность сейсмоманнитного эффекта при распространении сейсмического сигнала через разлом может быть обусловлена достаточно сильной (практически экспоненциальной) зависимостью B от степени дробления горных пород.

Заключение

Следует сделать некоторые замечания относительно предложенной модели. Очевидно, что в реальных случаях сейсмоманнитный эффект определяется действием нескольких источников разной природы, а не только трибологическим механизмом. Во-вторых, предложенная модель предполагает однородность среды и локальность рассматриваемого эффекта, что является ее недостатком, так как реально предложенный алгоритм корректен только в области, ограниченной по вертикали толщиной скин-слоя, а по горизонтали – длиной сейсмической волны. В таких масштабах среда не в полной мере однородна. Тем не менее (что в данном случае очень важно), модель описывает качественно, а при соответствующем выборе параметров и количественно изменение интенсивности преобразования сейсмической энергии в энергию магнитного поля с изменением расстояния до центральной части разломной зоны и может быть с успехом использована при практических оценках.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-00073-а).

Литература

- Адушкин В.В., Спивак А.А. Изменение свойств горных пород и массивов при подземных ядерных взрывах // Физика горения и взрыва. 2004. № 6. С. 15–26.
- Адушкин В.В., Спивак А.А. Физические поля в приповерхностной геофизике. М.: ГЕОС, 2014. 360 с.
- Адушкин В.В., Спивак А.А., Харламов В.А. Особенности сейсмоманнитного эффекта в зоне влияния разлома // Доклады академии наук. 2014. Т. 454. № 5. С. 590–593.
- Гершензон Н.И. Сейсмoeлектромагнитное поле электрокинетической природы // Физика Земли. 1992. № 7. С. 51–61.
- Гершензон Н.И., Гохберг М.Б., Гульельми А.В. Электромагнитное поле сейсмического импульса // Физика Земли. 1993. № 9. С. 48–53.
- Гершензон Н., Бамбакидис Г. Моделирование сейсмо-электромагнитных явлений // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. №. 4. С. 247–275.
- Гульельми А.В., Рубан В.Ф. К теории индукционного сейсмоманнитного эффекта // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 5. С. 47–54.
- Гульельми В.А. Проблемы физики геоэлектромагнитных волн // Физика Земли. 2006. № 3. С. 3–16.
- Динариев О.Ю., Николаевский В.Н. Электромагнитные сигналы, возбуждаемые волнами деформаций в средах с микроструктурой // Физика Земли. 1998. № 2. С. 43–49.
- Кузнецов В.М. Математические модели взрывного дела. Новосибирск: Наука, 1977. 262 с.

Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Механика сплошных сред. М.: Гос. изд-во технико-теоретической литературы, 1954. 795 с.

Неновски П.И., Бойчев Б.В. Механизмы возникновения сейсмо-электрических сигналов в земной коре // Геомагнетизм и аэрономия. 2004. Т. 44. № 4. С. 545–553.

Попов В.Л. Механика контактного взаимодействия и физика трения. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2013. 352 с.

Спивак А.А. Структура тектонических нарушений как зон повышенной интенсивности межгеосферных взаимодействий // М.: ГЕГОС, 2008. С. 20–28.

Спивак А.А., Цветков В.М. Новая модель зональной структуры разломов // ДАН. 2009. Т. 424. № 3. С. 398–401.

Спивак А.А. Особенности геофизических полей в разломных зонах // Физика Земли. 2010. № 4. С. 55–66.

Экология человека в изменяющемся мире / Колл. авторов. Изд. 2-е, доп. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 570 с.

Bordes C., Jouniaux L., Garambois S., Dietrich M., Pozzi J.-P., Gaffet S. Evidence of the theoretically predicted seismo-magnetic conversion // Geophys. J. Int. 2008. Vol. 174. No. 2. P. 489–504.