

УДК 550.34

О НЕЛИНЕЙНОМ АНТИПОДНОМ ЭФФЕКТЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2013 г. А.В. Гульельми¹, О.Д. Зотов²

¹ *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

² *Геофизическая обсерватория “Борок” ИФЗ РАН, пос. Борок Ярославской обл., Россия*

Методом наложения эпох проанализированы каталоги землетрясений с целью поиска нелинейного антиподного эффекта сильных событий. В окрестности антиэпицентра признаки названного эффекта в виде повышения сейсмической активности обнаружены через 1.5 ч после главного удара, в окрестности эпицентра – примерно через 3 ч после него. В ходе исследования антиподного эффекта получен дополнительный результат, свидетельствующий о модуляции глобальной сейсмичности сфероидальными колебаниями Земли ${}_0S_2$. Дальнейшее исследование эффекта модуляции представляет несомненный интерес для геофизики, особенно для физики наведенной сейсмичности.

Ключевые слова: землетрясения, индуцированная сейсмичность, афтершок, собственные колебания Земли.

Введение

Эпицентр и антиэпицентр землетрясения, будучи соответственно ближайшей и наиболее удаленной от гипоцентра точками на поверхности Земли, являются взаимно антиподными точками. Поверхностные упругие волны, распространяясь от эпицентра с характерной скоростью 3.7 км/с, проходят половину кругосветного расстояния за 1.5 ч и, совершив полный оборот вокруг Земли, возвращаются в окрестности эпицентра через 3 ч после землетрясения. Антиподный эффект состоит в том, что в указанные моменты во взаимно антиподных точках происходит рост амплитуды упругих колебаний.

Для иллюстрации рассмотрим сильно упрощенную модель возбуждения сейсмических волн. Пусть однородный упругий шар возбуждается точечным источником, расположенным на его поверхности в точке $\theta = 0$. Решения уравнения для поверхностных упругих волн выражаются через функции Лежандра $P_v^\mu(\cos\theta)$ [Аки, Ричардс, 1983; Кирпичникова, Молотков, 2009]. В асимптотике функции Лежандра содержат множитель $\sqrt{2/\pi\sin\theta}$ [Градиштейн, Рыжик, 1962], из чего следует, что с приближением к антиэпицентру ($\theta = \pi$) и к эпицентру ($\theta = 2\pi$) амплитуда упругих колебаний нарастает соответственно через 1.5 ч и через 3 ч после сейсмического удара.

Вполне понятно, что амплитуда нарастает отнюдь не до бесконечности, как это предсказывает асимптотическая теория в рамках идеализированной модели. Из-за дифракции и сферической абберации амплитуды колебаний имеют ограничения. Тем не менее, в окрестностях антиподных точек можно ожидать какого-то усиления сейсмических колебаний. Это ожидание основано не только на отмеченных выше теоретических соображениях, но и на богатом опыте радионаблюдений. Еще в 1957 г. миллионы радиолюбителей принимали сигналы первого искусственного спутника Земли; причем особый интерес общественности вызывал именно антиподный эффект, т.е. эффект усиления радиоволн во время движения спутника в окрестностях точки, диаметрально противоположной точке приема [Альперт, 1960]. Учет такого опыта вполне уместен,

поскольку с формальной точки зрения антиподные эффекты сейсмических волн и радиоволн подобны друг другу.

Линейный антиподный эффект, о котором речь шла выше, трудно наблюдать в окрестности эпицентра из-за мешающего влияния следующих за главным ударом афтершоков. В окрестности антиэпицентра линейный эффект также нелегко наблюдать в конкретных событиях ввиду непредсказуемости места и времени землетрясений. Поэтому мы попытались отыскать нелинейные проявления эффекта путем статистического анализа длинных рядов наблюдений. Наши ожидания были связаны с возможным проявлением так называемой наведенной (индуцированной) сейсмичности [Николаев, Верещагина, 1991; Адушкин, Турунтаев, 2005]. Для поиска наведенной сейсмичности в антиподных зонах были использованы два каталога – каталог землетрясений Международного сейсмологического центра *ISC* (<http://www.isc.ac.uk>) и каталог землетрясений Национального информационного центра Геологической службы США *USGS/NEIC* (http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_global.html).

В данной статье описаны результаты поиска нелинейного антиподного эффекта. В качестве дополнительного результата приводятся аргументы в пользу гипотезы о модуляции сейсмической активности сферoidalными колебаниями Земли.

Антиподный эффект в окрестности антиэпицентра

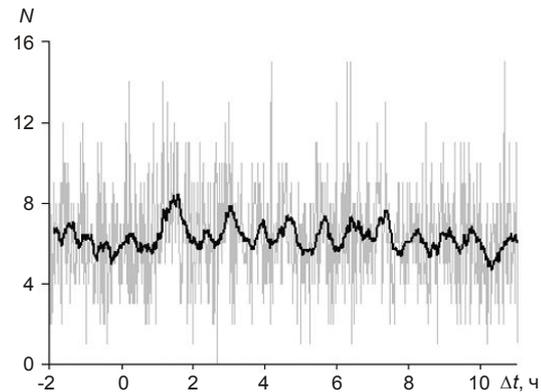
Пусть θ – угловое расстояние от эпицентра достаточно сильного землетрясения с магнитудой $M \geq M_*$, где M_* – некоторая критическая магнитуда, определяемая методом проб и ошибок (см. ниже). Антиподную зону представим в виде сферического сегмента радиуса $\pi - \theta_0$ с центром в точке $\theta = \pi$. По названным выше каталогам подсчитаем количество землетрясений с магнитудами $M < M_*$, произошедших в указанном сегменте после сильного землетрясения с эпицентром в точке $\theta = 0$. Величины θ_0 и M_* подберем опытным путем так, чтобы можно было обнаружить антиподный эффект, если это вообще возможно предлагаемым способом.

После ряда проб и ошибок магнитуда M_* была выбрана равной 6, а угловое расстояние $\theta_0 - 160^\circ$, что соответствует радиусу антиподной зоны 20° . Для поиска использовали координаты эпицентров, времена возникновения землетрясений и их магнитуды, приводимые в каталоге *ISC*, и применялся метод наложения эпох (см., например, [Prager, Hoenig, 1989; Samson, Yeung, 1986]).

За начало эпохи продолжительностью 11 ч принималось время возникновения землетрясения с магнитудой $M \geq M_*$; для периода с 1964 по 2006 г. было выделено 6934 эпохи. Для каждой из эпох подсчитано количество землетрясений с магнитудой $M < M_*$, которые происходили в каждую минуту эпохи в соответствующей антиподной зоне. Следует сказать, что в подавляющем большинстве случаев в антиподных зонах наблюдались землетрясения с магнитудами $M \leq 1$, т.е. весьма слабые землетрясения.

На рис. 1 показан результат применения метода наложения эпох. Сосредоточим внимание на утолщенной линии, полученной сглаживанием исходных данных по 20 точкам. Главный максимум числа землетрясений в антиподной зоне отмечается примерно через 90 мин после главного сейсмического удара. Казалось бы, можно сказать, немного перефразируя А. Абрагама [Abragam, 1989], что интересное геофизическое явление, предсказанное теорией, обнаружено именно там, где предсказано, и таковым, как предсказано. Однако мы вполне отдаем себе отчет в том, что реальность довольно слабого эффекта, обнаруженного описанным выше способом, нуждается в независимом подтверждении.

Рис. 1. Усредненная динамика слабых землетрясений ($M \leq 1$) в антиподной зоне за 2 ч до и через 11 ч после относительно сильных событий ($M \geq 6$). Утолщенная линия получена сглаживанием исходных данных (тонкая линия) по 20 точкам



В следующем разделе мы вернемся к вопросу об антиподном эффекте. Здесь же обратим внимание на затухающие колебания сейсмичности с квазипериодом около одного часа, отчетливо видные на рис. 1. Эти колебания были обнаружены случайно и не имеют прямого отношения к исследуемому эффекту. Тем не менее, ниже будет обсуждаться вопрос о реальности колебаний сейсмичности, поскольку квазипериод обнаруженных колебаний близок к периоду фундаментальных колебаний Земли как целого.

Афтершоки в окрестности эпицентра

Как было сказано выше, после землетрясения поверхностные волны, совершив полный оборот вокруг Земли, через 3 ч возвращаются к эпицентру. В это время в эпицентре и его окрестностях наблюдаются афтершоки. Попытаемся обнаружить антиподный эффект в окрестности эпицентра в виде усиления активности афтершоков примерно через 3 ч после главного удара. Будем анализировать только сильные события, для чего отберем из каталога *NEIC* землетрясения с магнитудами $M \geq 6$. Далее положим $M_* = 7.5$ и выберем эпицентральную зону в виде сферического сегмента с радиусом $\theta_0 = 2^\circ$ и центром в точке $\theta = 0$. За период 1973–2010 гг. зарегистрировано 167 землетрясений с магнитудами $M \geq 7.5$. В интервале ± 6 ч относительно времени главного удара зарегистрировано 98 землетрясений с магнитудами $6 \leq M < 7.5$ в эпицентральных зонах указанного радиуса.

Результат суммирования отобранных данных методом наложения эпох показан на рис. 2. В среднем максимальная активность афтершоков наблюдается в течение первого часа после сильного землетрясения; затем прослеживается некоторое успокоение, и примерно через 2.5 ч отмечается минимум активности. После этого начинается подъем, который через 3 ч после землетрясения заканчивается максимумом активности афтершоков.

Итак, наше ожидание в какой-то мере оправдалось. Однако, поскольку объем выборки сравнительно невелик, полной уверенности в том, что нами действительно обнаружен эффект индуцированной сейсмичности в окрестности эпицентра, нет.

Мы попытались увеличивать объем выборки, изменив параметры поиска. Например, приняв $M_* = 7$, радиус эпицентральной зоны $\theta_0 = 10^\circ$, а интервал времени относительно момента главного удара ± 10 ч, мы получили результат, приведенный на рис. 3. Было выделено 500 сильных землетрясений ($M \geq M_*$), а также 234 относительно слабых события ($M < M_*$) с эпицентрами, располагающимися в эпицентральных зонах соответствующих сильных землетрясений. В общих чертах рис. 3 и рис. 2 схожи, но есть между ними и одно существенное различие – на рис. 3 отчетливо прослеживаются колебания активности афтершоков с квазипериодом около 55 мин.

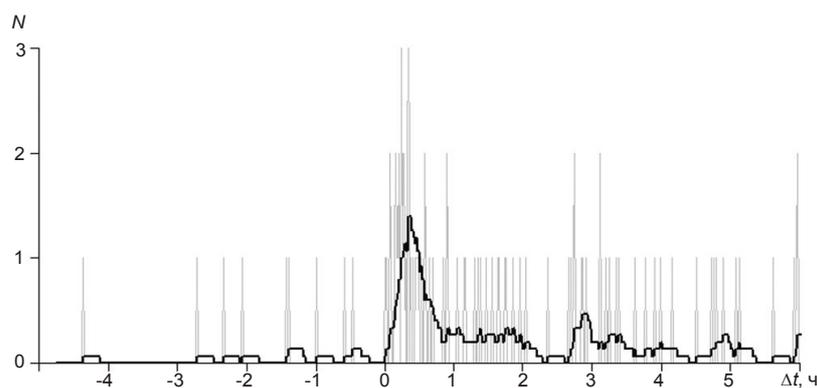


Рис. 2. Динамика форшоков и афтершоков с магнитудами $6 \leq M < 7.5$ в эпицентральных зонах радиусом 2° . Утолщенная линия получена сглаживанием исходных данных (тонкая линия) по 20 точкам

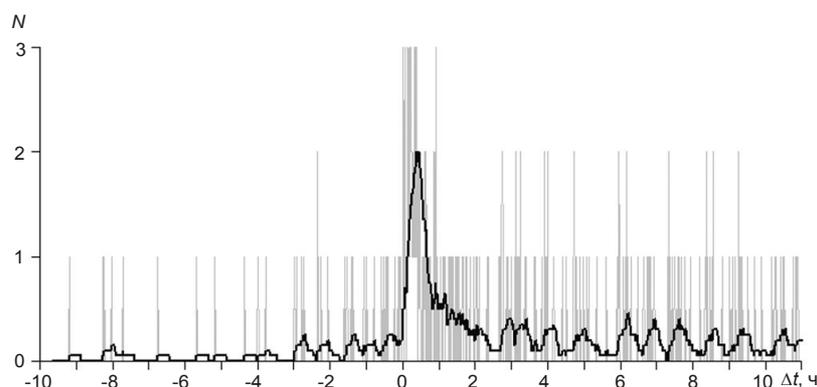


Рис. 3. Динамика форшоков и афтершоков с магнитудами $6 \leq M < 7$ в эпицентральных зонах радиусом 10° . Утолщенная линия получена сглаживанием исходных данных (тонкая линия) по 20 точкам

Необходимо особо подчеркнуть исключительную сложность физики очага землетрясения вообще и динамики афтершоков в его эпицентральной зоне в частности (см. например [Аки, Ричардс, 1983; Ромашикова, Кособоков, 2001; Родкин, 2008]). В этом свете результаты, представленные на рис. 2, 3, нуждаются в независимой проверке, предметом которой должны быть два отмеченных выше свойства динамики афтершоков – их активизация примерно через 3 ч после главного толчка и следующие за этим осцилляции с околочасовым квазипериодом.

Обсуждение

В данном разделе мы обсудим колебания наведенной сейсмичности, обнаруженные при поиске антиподного эффекта (см. рис. 1, 3). Видимый квазипериод этих колебаний близок к периоду сфероидальных колебаний ${}_0S_2$, составляющему 54 мин^1 , в связи с чем напрашивается предположение о том, что колебания Земли как целого приводят к модуляции активности землетрясений.

Для проверки нашего предположения построим спектр сейсмической активности по данным каталога *NEIC* за 38 лет с 1973 г. по 2010 г. Общее число землетрясений, произошедших за эти годы с магнитудами $M \geq 1$, составило 536 тыс. Каждой минуте

¹ О тороидальных и сфероидальных колебаниях Земли см. в монографиях [Буллен, 1978; Аки, Ричардс, 1983; Жарков, 1983] и в обзоре [Кузнецов, 1997].

38-летнего интервала припишем либо нуль, если в данную минуту не было землетрясений, либо целое положительное число v_j , если где-нибудь произошло v_j землетрясений. Чтобы выполнить спектральный анализ глобальной сейсмичности, представим динамику землетрясений в виде ряда

$$n(t) = \sum_{j=1}^N v_j \delta(t - t_j), \quad (1)$$

где t_j – начало минутного интервала, которому приписано число v_j ; N – общее число таких интервалов. Разложим функцию $n(t)$ в интеграл Фурье

$$n(t) = \int_{-\infty}^{\infty} n_{\omega} \exp(-i\omega t) \frac{d\omega}{2\pi}. \quad (2)$$

Спектральная компонента n_{ω} в этом выражении определяется формулой

$$n_{\omega} = \int_{-\infty}^{\infty} n(t) \exp(i\omega t) dt. \quad (3)$$

Подставляя (1) в (3), находим

$$n_{\omega} = \sum_{j=1}^N v_j \exp(i\omega t_j). \quad (4)$$

График интенсивности компонент Фурье $|n_{\omega}|^2$ приведен на рис. 4. Можно видеть, что главный максимум расположен на частоте 0.309 мГц, которая соответствует периоду 54 мин, совпадающему с периодом упругих колебаний ${}_0S_2$. Это достаточно убедительно свидетельствует в пользу сделанного предположения о том, что упругие колебания Земли как целого приводят к сравнительно слабой, но обнаружимой модуляции сейсмической активности.

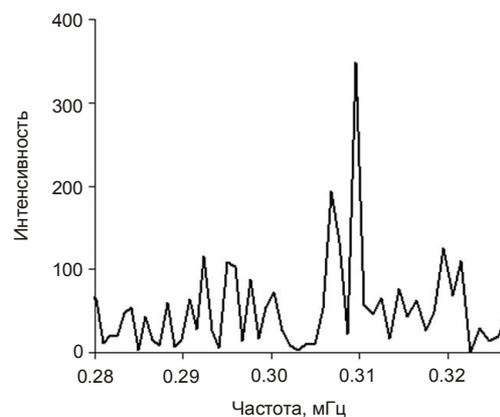


Рис. 4. Интенсивность спектральных компонент динамики землетрясений

Как было отмечено выше, для построения спектра, представленного на рис. 4, использованы данные о землетрясениях, произошедших за весьма длительный период времени – почти четыре десятилетия. Одна из задач дальнейшего исследования состоит в поиске методов выделения землетрясений, индуцированных собственными колебаниями Земли, путем наблюдения на более коротких временных интервалах. Решение этой задачи открыло бы интересную перспективу мониторинга состояния литосферы в целом по вариациям отношения глубины модуляции наведенной сейсмичности к амплитуде собственных упругих колебаний Земли.

Заключение

В данной работе были проанализированы каталоги землетрясений методом наложения эпох для поиска нелинейного антиподного эффекта сильных землетрясений. Признаки такого эффекта удалось обнаружить в виде повышения сейсмической активности в окрестности антиэпицентра через 1.5 ч после главного удара и в окрестности эпицентра примерно через 3 ч после него.

В ходе исследований был получен дополнительный результат, свидетельствующий о модуляции глобальной сейсмичности колебаниями Земли ${}_0S_2$. Дальнейшее исследование эффекта модуляции представляет несомненный интерес для геофизики, в особенности для физики наведенной сейсмичности.

Благодарности

Авторы выражают благодарность составителям каталогов землетрясений *ISC* и *NEIC*.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 4 Президиума РАН.

Литература

- Адушкин В.В., Турунтаев С.Б.* Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). М.: ИНЭК, 2005. 252 с.
- Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология. М.: Мир, 1983. Т. 1. 520 с.
- Альперт Я.Л.* Изучение ионосферы и межпланетного газа с помощью искусственных спутников и космических ракет // УФН. 1960. Т. 71, вып. 7. С.369–409.
- Буллен К.Е.* Плотность Земли. М.: Мир, 1978. 442 с.
- Градштейн И.С., Рыжик И.М.* Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. М.: Государственное издательство физико-математической литературы, 1962. 1100 с.
- Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
- Кирпичникова Н.Я., Молотков Л.А.* О скорости волны Релея, распространяющейся вдоль криволинейных поверхностей // Математические вопросы теории распространения волн. Зап. научн. сем. ПОМИ. 2009. Вып. 38. Т. 369. С.48–63.
- Кузнецов В.В.* Анизотропия свойств внутреннего ядра Земли // УФН. 1997. Т. 167, № 9. С.1001–1012.
- Николаев А.В., Верещагина Г.М.* Об инициировании землетрясений землетрясениями // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 2. С.320–324.
- Родкин М.В.* Сейсмический режим в обобщенной окрестности сильного землетрясения // Вулканонология и сейсмология. 2008. № 6. С.66–77.
- Ромашкова Л.Л., Кособоков В.Г.* Динамика сейсмической активности до и после сильнейших землетрясений мира, 1985–2000 // Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32. С.162–189.
- Abragam A.* Time reversal. Oxford: Clarendon Press, 1989. 373 p.
- Prager M.H., Hoenig J.M.* Superposed epoch analysis: A randomization test of environmental effects on recruitment with application to chub mackerel // Transaction of the American Fisheries Society. 1989. V. 118. P.608–616.
- Samson J.C., Yeung K.L.* Some generalizations on the method of superposed epoch analysis // Planetary and Space Science. 1986. V. 34. Issue 11. P.1133–1142.

Сведения об авторах

ГУЛЬБЕЛЬМИ Анатолий Владимирович – профессор, доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: (495) 582-99-71. E-mail: guglielmi@mail.ru

ЗОТОВ Олег Дмитриевич – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Геофизическая обсерватория “Борок” – филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 152742, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок. Тел.: (485) 472-47-61. E-mail: ozotov@inbox.ru

ON THE NONLINEAR ANTIPODE EFFECT OF THE EARTHQUAKES

A.V. Guglielmi¹, O.D. Zotov²

¹ *Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Science, Moscow, Russia*

² *Borok Geophysical Observatory of Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Science, Borok (Yaroslavl region), Russia*

Abstract. In this paper we studied the earthquakes catalogs by using the superposed epoch analysis in order to find a nonlinear antipodal effect of the strong earthquakes. We found some evidence of this effect in the following form: 1.5 h (3 h) later the main shock the seismic activity is increased in the vicinity of antiepicenter (epicenter). We obtained also the additional result which testifies the modulation of the global seismicity due to the spheroidal oscillations ${}_0S_2$ of the Earth. Further study of the modulation effect is of undoubted interest for geophysics, especially for the physics of induced seismicity.

Keywords: earthquake, induced seismicity, aftershock, Earth's eigen oscillations.