

Мегаземлетрясение в Японии 11 марта 2011 г.: регистрация ионосферных возмущений по данным GPS

В. Е. Куницын*¹⁾, И. А. Нестеров, С. Л. Шалимов*

Физический факультет МГУ им. Ломоносова, 119992 Москва, Россия

*Институт физики Земли РАН, 123995 Москва, Россия

Поступила в редакцию 12 сентября 2011 г.

По данным японской сети GPS с высоким временным разрешением (2 мин) получены двумерные распределения вертикального полного электронного содержания ионосферы над подводным мегаземлетрясением в Японии 11 марта 2011 г. Обнаружено многопериодное расходящееся возмущение, возникшее после основного землетрясения. Возмущения электронной концентрации ионосферы обусловлены акустико-гравитационными волнами (АГВ), порождаемыми процессом землетрясения. Начальная фаза данного возмущения может быть использована в службе раннего предупреждения о цунамигенности события. По амплитуде этого ионосферного возмущения оценена величина поверхностной энергии землетрясения, которая согласуется с оценкой по сейсмическим данным. Рассмотрены и другие сопутствующие возмущения (отклики на прохождение релеевской волны, волны цунами, уединенный ионосферный импульс). Дана физическая интерпретация представленных ионосферных возмущений.

Землетрясение с магнитудой $M_w = 9.0$ (сейсмический момент $M_0 = 3.9 \cdot 10^{22}$ Дж, по данным USGS), произошедшее 11 марта 2011 г. в 05:46 UT (местное время 14:46) восточнее о. Хонсю (Япония, координаты эпицентра 38.32 N, 142.37 E), вызвало разрушительную волну цунами высотой в несколько десятков метров, которая привела к техногенной катастрофе на АЭС Фукусима-1 и трагедии национального масштаба. Это событие, относимое к классу мегаземлетрясений, т.е. землетрясений планетарного масштаба (с 1900 г. было только 5 подобных событий), произошло вблизи самой плотной в мире японской сети приемных станций GPS (приблизительно 1200 станций). Использование данных GPS позволило нам впервые детально исследовать воздействие такого высокоэнергичного наземного источника на верхние слои атмосферы с помощью реконструкции ионосферных возмущений, обусловленных землетрясением.

В последнее время посредством спутников GPS получена информация о различных типах отклика ионосферы на сейсмические события (землетрясения, сейсмические волны Релея и цунами), которые генерируют атмосферные волны, распространяющиеся до высот ионосферы, где столкновения нейтральных и заряженных частиц приводят в движение ионосферную плазму [1–6].

Существующие низкоорбитальные (типа российской “Цикада” и американской “Транзит”) и высоко-

коорбитальные (GPS/ГЛОНАСС) спутниковые навигационные системы с сетью наземных приемников дают возможность проводить зондирование ионосферы по различным направлениям и применять томографические методы, т.е. восстанавливать пространственную структуру электронной концентрации ионосферы. Первые в мире радиотомографические (РТ) реконструкции были получены в марте-апреле 1990 г. в МГУ и ПГИ РАН [7]. В настоящее время эти методы успешно развиваются [8–13].

Для зондирования ионосферы используют измеряемые фазы радиосигналов, распространяющихся от спутника до наземного приемника на двух когерентных и кратных рабочих частотах. На спутниках GPS эти частоты равны $f_1 = 1575.42$ МГц, $f_2 = 1227.60$ МГц. Соответствующие данные принято обозначать L_1 и L_2 . Они представляют собой фазовые пути радиосигналов, измеренные в длинах зондирующих волн. Можно также использовать псевдодальности P_1 и P_2 (групповые пути радиосигналов), измеренные по времени распространения цугов волн на частотах f_1 и f_2 . Фазовые данные L_1 и L_2 позволяют вычислить полное электронное содержание ТЕС (total electron content) – интеграл от плотности электронной концентрации N вдоль луча, соединяющего передатчик и приемник:

$$\text{TEC} \equiv \int N d\sigma = \left(\frac{L_1}{f_1} - \frac{L_2}{f_2} \right) \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} \frac{c}{K} + \text{const}, \quad (1)$$

¹⁾ e-mail: kunitsyn77@mail.ru

где $d\sigma$ – элемент длины луча, $K = 40.308 \text{ м}^3/\text{с}^2$, c – скорость света в вакууме.

Поскольку данные по псевдодальности P_1 и P_2 сильно зашумлены, применение для РТ фазовых данных представляется предпочтительным. В связи с этим ранее был разработан метод фазоразностной РТ, использующий разности интегралов вида (1) на близких лучах [7, 8].

Задача РТ состоит в решении системы линейных интегральных уравнений вида (1), где каждое уравнение представляет собой интеграл между соответствующим приемником и передатчиком на спутнике. После соответствующей дискретизации система (1) преобразуется в систему линейных уравнений. Японская сеть насчитывает около 1200 GPS-приемников, каждый из которых регистрирует одновременно сигналы от приблизительно 10 спутников GPS. Отсюда число уравнений в системе (1) будет порядка 10^4 . Такая сеть GPS-приемников позволяет получать пространственно-временные распределения электронной концентрации с разрешением, достаточным для выявления картины волновых движений. Для анализа отклика ионосферы на сейсмические возмущения производилось разделение “фоновой” (медленно меняющейся) и “волновой” (быстро меняющейся) компонент распределения электронной концентрации. С целью дополнительного повышения плотности данных для фиксации быстрых (с периодом в несколько минут) колебаний решалась не трехмерная, а двумерная (приближение тонкого слоя) по пространству томографическая задача. В результате получены карты вертикального ТЕС с интервалом 2 мин и пространственным разрешением 18.5 км для региона Японских островов (125° – 155° восточной долготы, 25° – 50° северной широты) на протяжении нескольких дней перед указанным землетрясением. Ниже мы приведем некоторые примеры фрагментов распределений вариаций (относительно фона) вертикального ТЕС, измеряемого в единицах ТЕС (ТЕС units, 1 ТЕСU = 10^{16} электрон/м²). Мозаичность демонстрируемых изображений обусловлена тем, что ионосфера не полностью “просвечивается” радиосигналами. Существуют области ионосферы, которые не пересекаются лучами спутник-приемник.

Возмущение ионосферы после землетрясения начинается с резкого увеличения ТЕС (порядка 3 ТЕСU) в области с радиусом около 50 км (сдвинутой восточнее на 200 км от проекции эпицентра на ионосферу) на шестой минуте после землетрясения. К десятой минуте радиус области повышенного ТЕС достигает нескольких сотен км, а за фазой сжатия

начинает развиваться фаза разряжения (рис. 1, фрагменты 05:56, 06:00 UT). В результате профиль волны в ТЕС приобретает характерную для ударной акустической волны, генерируемой в эпицентре в момент землетрясения, форму буквы N. Отметим, что резкий фронт возмущения ТЕС в начальный момент свидетельствует о быстром и значительном поднятии поверхности океана и, следовательно, цунамигенности землетрясения. Информация об этом в ТЕС зарегистрирована менее чем через 10 мин после события, тогда как разрушительной волне цунами (учитывая ее скорость 200 м/с) потребовалось от 20 мин до полудня, чтобы достичь побережья. Эта временная разница может быть использована в службе раннего предупреждения о цунами (см. [5]).

От области в верхней ионосфере, где прошла акустическая волна, начинают распространяться 2 типа возмущений (рис. 1, фрагменты 06:04, 06:08 UT): одно (со скоростью 2.3–3 км/с) – вдоль суши на юго-запад и на север, другое (с кажущейся скоростью около 1 км/с) в виде кольцевого сегмента – на северо-запад. Скорости возмущений соответствуют сейсмической волне Релея и АГВ в верхней атмосфере.

Задача о генерации горизонтально распространяющейся сейсмической волной акустической волны в атмосфере [14] аналогична задаче о генерации электромагнитных волн в среде заряженной частицей, движущейся со скоростью, большей фазовой скорости света в среде (эффект Вавилова–Черенкова). Угол, под которым при этом излучается атмосферная волна, определяется из дисперсионного уравнения для атмосферных волн:

$$\cos^2 \phi = \frac{k_{\perp}^2}{k_{\perp}^2 M^2 - (1/2H)^2 [1 - 4(\gamma - 1)/M^2 \gamma^2]}, \quad (2)$$

где k_{\perp}^2 – горизонтальная компонента волнового вектора, H – высота однородной атмосферы, $M = v/c_s$ – число Маха, c_s – скорость звука, $\gamma = c_p/c_v$. Для наблюдаемого периода T волны Релея (20 с), распространяющейся со скоростью 3 км/с, получим $k_{\perp} \approx 2\pi/vT \approx 10^{-6} \text{ см}^{-1}$. При $H \approx 6 \text{ км}$, $M \approx 10$ из последней формулы следует, что волновой вектор возбуждаемой акустической волны будет направлен практически вертикально ($\phi \approx 85^\circ$). Поэтому сигнал в ионосфере распространяется вслед за сейсмической волной, но с задержкой, необходимой для прохождения пути от поверхности Земли до ионосферы.

Начиная с 06:04 UT (рис. 1), от места входа акустического импульса в ионосферу распространяется отчетливое ионосферное возмущение в виде концентрических кругов, длина волны, амплитуда и кажущаяся скорость которого уменьшаются с течением

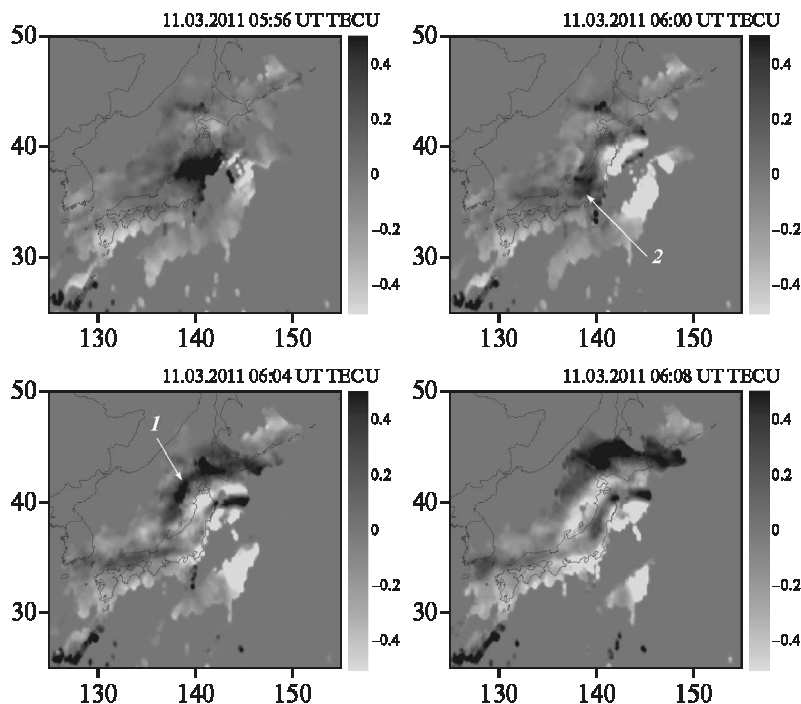


Рис. 1. Начало генерации ионосферных возмущений акустическими волнами от землетрясения (1) и сейсмической волны Релея (2). Для каждого фрагмента по вертикальной и горизонтальной осям отложены широта и долгота соответственно. Справа показана шкала вариаций ТЕС

времени (последняя – от 1 км/с до 200 м/с, что соответствует скоростям АГВ) (рис. 1 и 2). Эти наблюдения неожиданно показали, что время жизни такого возмущения составляет несколько часов (с 06:04 до 09:00 UT). В то же время для подводного землетрясения обычно предполагают относительно быструю релаксацию возмущенной поверхности океана к равновесию (с последующим формированием цунами) [15]. Такого упрощенного развития процесса может не иметь места, если учесть, что во вращающейся жидкости или атмосфере с исчезновением возмущающей силы происходит процесс геострофической адаптации [16], при котором часть энергии первоначального возмущения уносится АГВ, а другая ее часть остается локализованной в области первоначального возмущения. Соответственно, в месте начального возмущения могут существовать долгоживущие локализованные вихри, исчезающие под влиянием сравнительно медленных диссипативных процессов. Подобный источник может находиться как на поверхности океана (в области выхода акустического импульса после его распространения в толще океана), так и в атмосфере. Такие явления наблюдались в ионосфере после наземных взрывов [17].

С другой стороны, проведенное ранее моделирование [18–20] показало, что несколько (3–6) переколебаний поверхности с периодами в сотни секунд и

амплитудами скоростей около 10 см/с порождают в верхней атмосфере достаточно длинные цуги АГВ (до 10 и более периодов), распространяющиеся на большие расстояния от области возмущения. Такая интерпретация наблюдаемых ионосферных возмущений является правдоподобной. Однако представляется необходимым проведение дополнительного моделирования с параметрами возмущения поверхности океана соответствующими данному землетрясению.

Приблизительно через 1 ч 45 мин после землетрясения (рис. 2, фрагменты 07:30, 07:42 UT) восточнее о. Хонсю над океаном стали регистрироваться возмущения, распространяющиеся со скоростью около 300 м/с на юго-восток. Задержка по времени появления этих ионосферных структур соответствует распространению АГВ от поверхности океана. Источником этого ионосферного возмущения может быть волна цунами, взаимодействующая с береговой линией. Как известно [14], волна цунами может и непосредственно генерировать внутренние атмосферные волны. При этом ионосферный отклик на высоте h будет наблюдаться на расстоянии L_{\perp} от эпицентра: $L_{\perp} = h \cdot T / T_B \approx h \cdot v_{g\perp} / v_{gz}$. Это соотношение следует из дисперсионного уравнения для незатухающих атмосферных внутренних волн. Здесь T , T_B – периоды волны и Брента, а $v_{g\perp}$, v_{gz} – групповые скорости волны. Параметры ионосферного возмущения, зарегист-

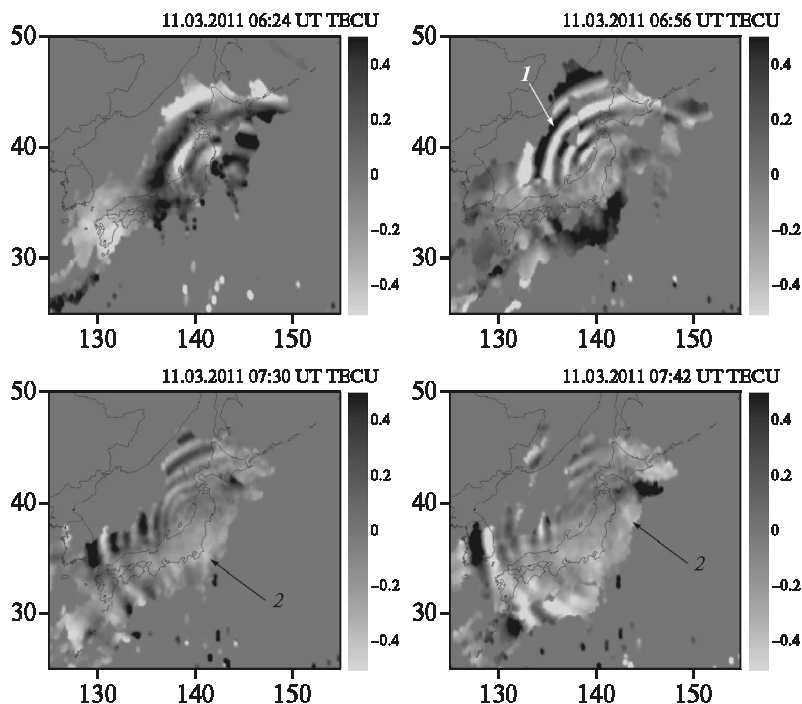


Рис. 2. Эволюция и затухание расходящегося возмущения, обусловленного АГВ, порождаемыми землетрясением (1), и возмущения, распространяющиеся от береговой линии (2)

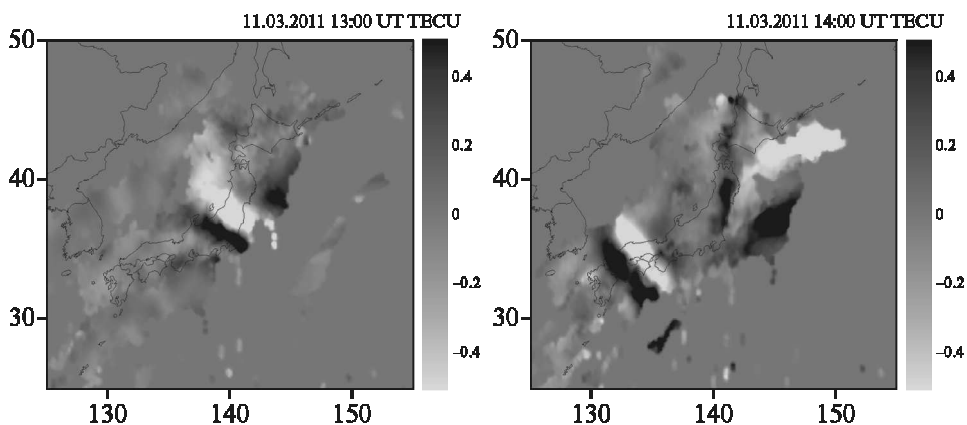


Рис. 3. Распространение уединенного ионосферного возмущения

рированного приблизительно через 2 ч после события на расстоянии 1500 км от эпицентра [21], согласуются с этим предположением.

К 09:00 UT возмущения ионосферы над эпицентром, связанные с долгоживущим источником, практически прекратились. Причиной наблюдаемых позже ионосферных возмущений могли стать продолжающиеся афтершоки (землетрясения с магнитудой порядка 6) или достаточно высокая геомагнитная активность (суммарный индекс геомагнитной активности K_p в день землетрясения был равен 33). На рис. 3 дан пример подобного возмущения, напомина-

ющего уединенную волну, которая со скоростью около 200 м/с без изменения формы распространяется вдоль всей цепочки японских станций, проходя несколько тысяч км. Выяснение истинной причины возмущения требует дополнительного анализа.

Для грубой оценки поверхностной энергии землетрясения воспользуемся скейлингом, который следует из сопоставления с источниками известной энергии. После взрыва 1.5 кт тнт ($6.3 \cdot 10^{12}$ Дж) в ионосфере наблюдались вариации с амплитудой 0.03 TECU [22], а после извержения вулкана Асама (центральная Япония) с энергией $2 \cdot 10^{14}$ Дж – вариации

0.16 TECU [23]. Поскольку энергия волны пропорциональна квадрату амплитуды, для наблюдаемого после события всплеска вариаций порядка 3 TECU получим приблизительную величину поверхностной энергии 10^{17} Дж, что по порядку величины близко к оценке по сейсмическим данным USGS, $(1.9 \pm 0.5) \cdot 10^{17}$ Дж.

1. E. Calais and J. B. Minster, *Geophys. Res. Lett.* **22**, 1045 (1995).
2. V. Ducic, J. Artru, and P. Lognonne, *Geophys. Res. Lett.* **30**, 1951 (2003); doi:10.1029/2003GL017812.
3. J. Artru, P. Lognonne, G. Occhipinti et al., *Space Res. Today* **163**, 23 (2005).
4. E. Astafyeva, K. Heki, V. Kiryushkin et al., *J. Geophys. Res.* **114**, A10307 (2009); doi: 10.1029/2008.JA013853.
5. М. Б. Гохберг, Г. М. Стеблов, В. М. Лапшин, С. Л. Шалимов, *Исслед. Земли из космоса* **1**, 30 (2011).
6. J. Y. Liu, C. H. Chen, C. H. Lin et al., *J. Geophys. Res.* **116**, A06319 (2011); doi:10.1029/2011JA016761.
7. Е. С. Андреева, В. Е. Куницын, Е. Д. Терещенко и др., *Письма в ЖЭТФ* **52**, 783 (1990).
8. В. Е. Куницын, Е. Д. Терещенко, *Томография ионосферы*, М.: Наука, 1991.
9. В. Е. Куницын, Е. Д. Терещенко, Е. С. Андреева, И. А. Нестеров, *УФН* **177**, 330 (2010).
10. S. Pryse, *Surv. Geophys.* **24**, 1 (2003).
11. В. Е. Куницын, Е. Д. Терещенко, Е. С. Андреева, *Радиотомография ионосферы*, М.: Физматлит, 2007.
12. G. S. Bust and C. N. Mitchell, *Rev. Geophys.* **46**, RG1003 (2008); doi:10.1029/2006RG000212.
13. I. A. Nesterov and V. E. Kunitsyn, *J. Adv. Space Res.* **47**, 1789 (2011), doi:10.1016/j.asr.2010.11.034
14. Г. С. Голицын, В. И. Кляцкин, *Изв. АН СССР (ФАО)* **3**, 1044 (1967).
15. Y. Okada, *Bull. Seismol. Soc. Amer.* **75**, 1135 (1985).
16. А. М. Обухов, *Изв. АН СССР, Сер. геофиз. и геогр.* **13**, 281 (1949).
17. Е. С. Андреева, М. Б. Гохберг, В. Е. Куницын и др., *Космич. исслед.* **39**, 13 (2001).
18. Р. Р. Ахмедов, В. Е. Куницын, *Геомагн. Аэроном.* **44**, 1 (2004).
19. В. Е. Куницын, С. Н. Сураев, Р. Р. Ахмедов, *Вестник МГУ, Сер. 3, Физика. Астрономия* **2**, 59 (2007).
20. В. Е. Куницын, С. Н. Сураев, Р. Р. Ахмедов, *Электромагнитные волны и электронные системы* **12**, 4 (2007).
21. М. Б. Гохберг, Г. М. Стеблов, С. Л. Шалимов и др., *Геофиз. процессы и биосфера* **10**, 47 (2011).
22. E. Calais, J. B. Minster, M. A. Hofton, and H. Hedlin, *Geophys. J. Int.* **132**, 191 (1998).
23. K. Heki, *Geophys. Res. Lett.* **33**, L14303 (2006); doi:10.1029/2006GL026249.