

УДК 551.510.535

ЭФФЕКТЫ В ИОНОСФЕРЕ ПОСЛЕ ЧИЛИЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 27.02.2010 г. ПО ДАННЫМ НАЗЕМНЫХ ИОНОЗОНДОВ

© 2019 г. С. А. Пулинец¹, *, В. В. Хегай², **, А. Д. Легенька², ***, Л. П. Корсунова², ****

¹Институт космических исследований РАН (ИКИ РАН), г. Москва, Россия

²Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), г. Москва, г. Троицк, Россия

*e-mail: pulse1549@mail.ru

**e-mail: hegai@izmiran.ru

***e-mail: leg@izmiran.ru

****e-mail: lpkors@rambler.ru

Поступила в редакцию 26.02.2019 г.

После доработки 19.03.2019 г.

Принята к публикации 23.05.2019 г.

В работе проанализированы данные измерений критической частоты регулярного F_2 -слоя ионосферы (f_oF_2) на ряде наземных станций вертикального зондирования ионосферы с целью обнаружения возмущений в ионосфере, последовавших после землетрясения с магнитудой $M = 8.8$. Землетрясение произошло в Чили 27.02.2010 г. в 06:34 UT на эпицентральной дистанции 335 км от его столицы г. Сантьяго. Получено, что на значительных расстояниях (свыше 5000 км) от эпицентра землетрясения при спокойной геомагнитной обстановке наблюдаются волновые возмущения в поведении f_oF_2 , превышающие примерно два стандартных отклонения от фонового уровня в течение трех часов, при этом максимальное относительное отклонение составляет 20%. Анализ показывает, что характеристики возмущений в ионосфере соответствуют по времени приходу пакета акустико-гравитационных волн, возбужденных в атмосфере в момент сейсмического толчка.

DOI: 10.1134/S0016794019050109

1. ВВЕДЕНИЕ

Каждое сильное землетрясение представляет собой уникальную возможность для изучения отклика ионосферы на относительно хорошо определенный источник и, таким образом, улучшает понимание связи между твердой Землей, тропосферой, более высокими слоями нейтральной атмосферы и, наконец, ионосферой. Однако, мощные землетрясения (с магнитудами $M \geq 8.0$) происходят нечасто. Так, в соответствии с данными United States Geological Survey (USGS) с 1900 г. по настоящее время (см., в частности, сайт [http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/year/eqstats.php#table_2]), сейсмические события в указанном диапазоне магнитуд в среднем случаются один раз в год, а в период с 2000 по 2012 гг., т.е. за 13 лет, произошло всего 17 землетрясений этого класса. Такая картина определяется тем фактом, что длительность “созревания” очага землетрясения от начала роста “зерна” очага до момента толчка растет с увеличением его магнитуды [Николаевский, 1982].

Регулярные исследования воздействия землетрясений на ионосферу начались в шестидесятых

годах прошлого столетия с работ, посвященных изучению ионосферных эффектов Аляскинского землетрясения 28.03.1964 г. с магнитудой $M = 8.4$ [Davies and Baker, 1965; Leonard and Barnes, 1965; Row, 1966], и с тех пор непрерывно продолжают (см., в частности, монографию [Гохберг и Шалимов, 2008]). Уже в пионерской теоретической работе [Row, 1967] было показано, что наблюдаемые возмущения плазмы в области F ионосферы порождаются акустико-гравитационными волнами (АГВ) нейтральной атмосферы, распространяющимися в атмосфере от эпицентра землетрясения после толчка. Теория АГВ, возбуждаемых импульсными источниками и распространяющихся в изотермической атмосфере без диссипации до ионосферных высот, наиболее подробно и детально изложена в работах [Liu and Yeh, 1971] и [Yeh and Liu, 1974]. В последовавшем ряде дальнейших работ было рассмотрено возбуждение и распространение АГВ в реальной атмосфере (см. [Liu and Klostermeyer, 1975; Mayr et al., 1984; Maeda, 1985; Liang et al., 1998; Sun et al., 2007; Ma, 2016]).

Параллельно этим исследованиям, на основе измерений доплеровского сдвига частоты, в работах [Yuen et al., 1969; Chum et al., 2016; Maquyama et al., 2016] изучались и более слабые возмущения в F_2 -слое ионосферы, порождаемые акустическими инфразвуковыми волнами, бегущими вверх от поверхности Земли и связанными с волнами Рэлея, распространяющимися от эпицентра землетрясения по земной поверхности.

В других работах, исходя из данных GPS-измерений на плотной сети станций (см. работы [Astafyeva and Afraimovich, 2006; Hasbi et al., 2009; Choosakul et al., 2009; Astafyeva et al., 2009; Chen et al., 2011; Перевалова и др., 2012]), исследуются волновые возмущения полного электронного содержания (ПЭС) в ионосфере, сопровождающие мощные землетрясения.

Здесь, однако, следует отметить, что ПЭС является интегральным параметром ионосферы и не позволяет локализовать высоту, на которой происходит основное возмущение в ионосфере [Astafyeva and Heki, 2011], поэтому изучение вариаций критической частоты регулярного F_2 -слоя ионосферы (f_oF_2) после сильных землетрясений остается важнейшим способом исследования сейсмоионосферных связей. В работе [Negai et al., 2011] было показано, что при спокойных геомагнитных условиях ($Kp \leq 2$) над наземной станцией вертикального зондирования ионосферы (НСВЗИ) Kwajalein через ~ 1.2 ч после мощного подземного толчка с магнитудой $M = 8.1$ наблюдались волновые возмущения f_oF_2 , превосходящие одно стандартное отклонение от фона, с характерным периодом примерно в три часа. Максимальное относительное отклонение при этом составило 20%. Станция располагалась на расстоянии $R_{Kwajalein} \cong \cong 3600$ км по дуге большого круга от эпицентра этого землетрясения, произошедшего вблизи овов Самоа 29.09.2009 г.

В настоящей работе исследуются эффекты в максимуме ионосферного F_2 -слоя после еще более мощного ($M = 8.8$) Чилийского землетрясения 27.02.2010 г. по данным нескольких НСВЗИ, в том числе и расположенных на эпицентральных расстояниях более 5000 км.

Здесь сразу необходимо отметить, что, в отличие от исследованного многими авторами Японского землетрясения 11.03.2011 г. (2011 Tohoku Earthquake, $M = 9.0$, время события $t = 05:46$ UT), подземный толчок которого состоялся на возмущенном геомагнитном фоне (при значениях $Kp \approx 5$, примерно через 50 мин после экстремума умеренной магнитной бури по Dst -индексу: $Dst_{\min} = -80$ нТл в 05:00 UT 11.03.2011 г., начавшейся 9.03.2011 г. в 23:00 UT), рассматриваемое здесь Чилийское землетрясение 27.02.2010 г. произошло на очень спокойном геомагнитном фоне: в течение всего дня $Kp \leq 1_0$.

2. ЧИЛИЙСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 27.02.2010 г.

Согласно данным USGS землетрясение произошло 27.02.2010 г. в 06:34:14 UT в точке с географическими координатами эпицентра $\phi_e = 35.9^\circ$ S, $\lambda_e = 72.7^\circ$ W (287.3° E), глубиной гипоцентра $h = 35$ км и на расстоянии 335 км от столицы Чили — г. Сантьяго. Магнитуда землетрясения оказалась близкой к максимально наблюдавшимся: $M = 8.8$. По формулам Ризниченко [Ризниченко, 1976] характерные размеры очага корового землетрясения могут быть даны как размеры эллипсоида вращения (в объем которого входит масса вещества Земли, непосредственно вовлеченного в сейсмический процесс) с продольной (l) и поперечной (w) осями, зависящими от магнитуды (M) землетрясения. Эти формулы являются наиболее представительными и взвешенными для коровых землетрясений в диапазоне магнитуд $-2 \leq M \leq 9$:

$$\lg(l) = 0.440M - 1.289, \quad (1)$$

$$\lg(w) = 0.401M - 1.448, \quad (2)$$

где l и w выражены в километрах. Тогда для этого землетрясения получаем такие характерные размеры очага: $l \cong 383$ км и $w \cong 120$ км.

Из этого следует, что площадка размером $A \approx \approx 380 \times 120 = 45600$ кв. км пришла в движение, в результате которого в прилегающую атмосферу поступил значительный импульс, так как выделившаяся в результате толчка энергия землетрясения согласно оценке по Гутенбергу–Рихтеру [Gutenberg and Richter, 1956] составила $\sim 10^{18}$ Дж. Это на порядок величины превышает энергию даже очень сильной магнитной бури, расходуемую в магнитосфере преимущественно на формирование кольцевого тока, джоулев нагрев верхней атмосферы и ее дополнительную ионизацию потоками выпадающих частиц, достигающую 10^{17} Дж [Новиков, 2006].

3. ИОНОСФЕРНЫЙ ЭФФЕКТ

Если наблюдаемые возмущения плазмы в области F ионосферы от сейсмического источника порождаются акустико-гравитационными волнами нейтральной атмосферы, то ключевым параметром, с точки зрения скорости распространения возмущения, является скорость звука в атмосфере, которая определяется как $C_s = (\gamma g H)^{1/2}$. Здесь γ — отношение удельной теплоемкости при постоянном давлении к удельной теплоемкости при постоянной температуре, равное ~ 1.5 для земной атмосферы, g — ускорение свободного падения, а H — высота однородной атмосферы.

До высот $z_0 = 100$ – 150 км C_s можно считать равной в среднем 300 м/с (а атмосферу считать

изотермичной), выше этих уровней вследствие изменения параметров, входящих формулу (в основном, H), она возрастает и для оценок ее можно брать равной, согласно [Row, 1967], 800 м/с (вообще говоря, эта величина скорости C_s соответствует высоте над поверхностью Земли 250 км). Такая же скорость проникновения в ионосферу возмущений нейтральной атмосферы получена и в современной работе [Sun et al., 2016], в которой исследуются возмущения на высотах области $F2$ ионосферы от Непальского землетрясения 25.04.2015 г. ($M = 7.8$).

Описанная выше модель “двухслойной” атмосферы, разделенной уровнем $z_0 = 150$ км, успешно использовалась в работе [Francis, 1974] при теоретическом анализе среднemasштабных перемещающихся ионосферных возмущений (medium-scale traveling ionospheric disturbances – medium-scale TID's), генерируемых локализованными источниками в атмосфере Земли.

В работе [Row, 1967] автором было получено важное точное соотношение в цилиндрической системе координат (z, r, φ ; t – время, формула 10 работы) между “точечным” импульсным источником возмущения на поверхности Земли (давления и компонент скорости) и откликом в атмосфере точно над источником возмущения (функция Грина при $r = 0$), из которого следует, что точно над источником в атмосфере без гравитации импульс распространяется без искажения формы, а при наличии конечной гравитации у него возникает “хвост”-суперпозиция, который стремится осциллировать с предельной акустической частотой $\omega_A = (\gamma g)/(2C_s)$.

$$G_0(z, 0, t) = (1/4\pi z) \{ \delta(t - t_0) - [\omega_A t_0 J_1(\omega_A(t^2 - t_0^2)^{1/2})] H(t - t_0) / [(t^2 - t_0^2)^{1/2}] \}, \quad (3)$$

где $t_0 = (z^2 + r^2)^{1/2}/C_s$ – время прихода возмущения в точку z (при $r = 0$); δ – дельта-функция; J_1 – функция Бесселя первого рода первого порядка; H – функция “единичной ступеньки” (0 при аргументе меньше нуля и 1 при аргументе больше либо равном нулю).

Из этого выражения следует, что если площадка A передает импульс в атмосферу, то на высоте 150 км проявится соответствующий импульс, модифицированный осцилляциями (хвостом), и далее этот импульс, имеющий характерные пространственные размеры, определяемые размерами наземного локализованного источника, будет распространяться уже во втором слое атмосферы с другой характерной скоростью звука. Таким образом, для двухслойной модели атмосферы, время прихода возмущения в некоторую точку (z, r) выше уровня z_0 , расположенную на расстояниях, значительно превышающих размеры источника l

($(z^2 + r^2)^{1/2}/l \gg 1$), можно оценивать следующим образом (если $r/l \gg 1$ и $z/r \ll 1$):

$$\Delta t \cong z_0/C_{s1} + [(z - z_0)^2 + r^2]^{1/2}/C_{s2} \approx \approx z_0/C_{s1} + r/C_{s2}, \quad (4)$$

при этом $z_0 = 150$ км, $C_{s1} = 300$ м/с, $C_{s2} = 800$ м/с (см. также работу [Wickersham, 1966]). Далее в работе время прихода возмущения нейтральной атмосферы, вызванного сейсмическим толчком, на высоты максимума $F2$ -слоя ионосферы над соответствующей НСВЗИ оценивалось по формуле (4).

В нашем рассмотрении, проведенном ниже, сначала дан анализ возмущений в ионосфере от Чилийского землетрясения 27.02.2010 г. над НСВЗИ Hermanus ($\varphi = 34.4^\circ$ S, $\lambda = 19.2^\circ$ E) и Madimbo ($\varphi = 22.4^\circ$ S, $\lambda = 30.9^\circ$ E), расположенных на южной оконечности Африки. Их географическое положение относительно источника (эпицентра землетрясения) приведено на рис. 1.

В соответствии с формулой (4) получаем, что $\Delta t_{\text{Hermanus}} \approx 2.91$ ч и $\Delta t_{\text{Madimbo}} \approx 3.51$ ч, а с учетом времени толчка (в 6.57 UT) расчетное время прихода возмущения на ст. Hermanus $t_{b\text{Hermanus}} \cong 9.48$ ч UT и, соответственно, для ст. Madimbo, $t_{b\text{Madimbo}} \cong 10.08$ ч UT.

На рисунке 2 представлены вариации Kp -индекса (панель *a*) и критической частоты $foF2$ по данным ст. Hermanus (панель *b*) за период 26–28.02.2010 г. Пунктирная линия представляет собой медиану $foF2_{\text{med}}$, вычисленную по 10 геомагнито-спокойным дням (7, 10, 11, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 28 февраля 2010 г.), когда значения Kp -индекса во все трехчасовые интервалы суток не превышали уровня 2+. Штрихпунктирными линиями показана полоса разброса значений $K \pm = foF2_{\text{med}} \pm \pm 1.5IQR$, где IQR , или межквартильный диапазон (Inter Quartile Range), равен разности между верхним и нижним квартилями. В случае нормального распределения ошибок измерения $1.5IQR$ примерно соответствует двум стандартным отклонениям согласно энциклопедии [Klotz and Johnson, 1983]. Вертикальная штриховая линия отмечает момент землетрясения, а сплошная линия со стрелкой – момент $t_{b\text{Hermanus}}$, вычисленный по формуле (4). Часть возмущения $foF2$, выходящая за границы полосы разброса $K \pm$, зачернена, а темные прямоугольники под осью абсцисс отмечают интервалы местного времени 18:00–06:00 LT.

Отчетливо видно, что возмущение начинает развиваться в момент $t_{b\text{Hermanus}}$, а его превышение нижней границы разброса продолжается в течение трех часов. Общая продолжительность возмущения от его начала до возвращения к медианным значениям составляет 8 ч. Естественно предположить, что это возмущение в ионосфере вызвано волновым пакетом акустико-гравитационных волн, порожденным сейсмическим толчком.



Рис. 1. Расположение НСВЗИ Hermanus и Madimbo относительно эпицентра землетрясения (звездочка). Цифры возле стрелок соответствуют расстоянию от эпицентра до станции, измеренному по дуге большого круга.

ком и приходящим на высоты области $F2$ ионосферы над НСВЗИ Hermanus.

На рисунке 3, в тех же обозначениях, что и на рис. 2 (панель б), приведено сравнение вариаций $foF2$ на ст. Madimbo (верхняя панель) и ст. Hermanus (нижняя панель) 27.02.2010 г. Стрелками отмечены моменты прихода пакета АГВ от эпицентра землетрясения по кратчайшему расстоянию дуги большого круга (сплошная линия со стрелкой) и его дополнению (штриховая линия со стрелкой), рядом с которыми указаны соответствующие расстояния. Видно, что момент прихода возмущения $t_{b\text{Madimbo}}$ наступает примерно на полчаса позже после прихода на ст. Hermanus, которая расположена ближе к источнику. Заметим здесь, что моменты прихода пакета АГВ по дополнениям дуг большого круга приходятся на неосвещенное время суток, при этом значимых возмущений над рассматриваемыми станциями не наблюдается.

Спектральный анализ Фурье отрезка вариаций $(foF2 - foF2_{\text{med}})/foF2_{\text{med}}$ по данным ст. Hermanus от момента прихода возмущения на ст. $t_{b\text{Hermanus}}$ до возвращения к медианному значению в 17:25 UT приведен ниже на рис. 4, где величина спектральной функции нормирована на величину наибольшего по величине коэффициента Фурье в периодограмме.

Хорошо видно, что максимум относительной величины спектральной функции соответствует

периоду $T = 8$ ч, вторая по величине — четырехчасовая гармоника, а остальные существенно меньше. Для большей наглядности на рис. 5 приведен тот же временной отрезок значений $(foF2 - foF2_{\text{med}})/foF2_{\text{med}}$, что и на рис. 4, но уже во временной области: точки соответствуют интервалу зондирования в 15 мин, сплошной линией дано их усреднение за полчаса. Штриховая и штрихпунктирные линии иллюстрируют разложение Фурье выделенного отрезка одной 8-часовой гармоникой и суммой 8-часовой и 4-часовой гармоник соответственно.

Из рисунка 5 ясно следует, что сумма приведенных гармоник действительно очень неплохо описывает временной ход величины $(foF2 - foF2_{\text{med}})/foF2_{\text{med}}$ на выбранном временном отрезке. С другой стороны, если воспользоваться простейшими теоретическими оценками основного периода акустико-гравитационной волны, который должен наблюдаться на этом расстоянии на высоте максимума слоя $F2$ ионосферы, то в соответствии с работами [Row, 1967; Liu and Yeh, 1971; Yeh and Liu, 1974]

$$T \approx T_B(r_{\text{Hermanus}}/hmF2_{\text{Hermanus}}), \quad (5)$$

где $hmF2_{\text{Hermanus}}$ — высота максимума слоя $F2$ ионосферы в момент прихода пакета АГВ; T_B —

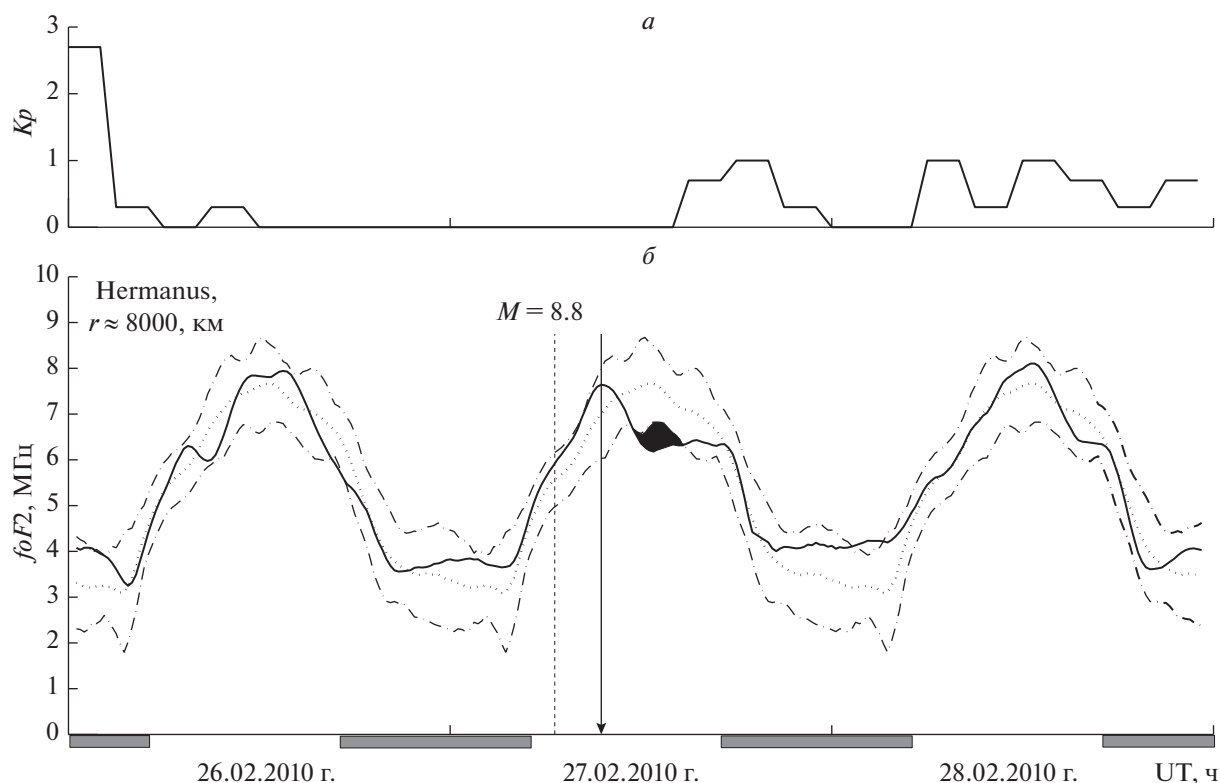


Рис. 2. Вариации K_p -индекса (а) и критической частоты $foF2$ (б, сплошная линия) по данным ст. Hermanus за период 26–28.02.2010 г. Кратчайшее расстояние r от эпицентра землетрясения до станции по дуге большого круга указано рядом с названием станции. Штрихпунктирными линиями показана полоса разброса значений $K_{\pm} = foF2_{med} \pm 1.5IQR$, где IQR – межквартильный диапазон, а $foF2_{med}$ представлена пунктирной линией. Вертикальная штриховая линия отмечает момент землетрясения, а сплошная линия со стрелкой момент $t_{bHermanus}$. Часть возмущения $foF2$, выходящая за границы полосы разброса $K_{\pm}$, зачернена, а темные прямоугольники под осью абсцисс отмечают интервалы местного времени 18:00–06:00 LT.

период Брента–Вайсяля (равный ~ 0.25 ч на высотах области F ионосферы), то для наблюдавшейся в 09:00 UT высоты максимума слоя $F2$ ионосферы $hmF2_{Hermanus} \cong 260$ км, получим величину $T \cong 7.69$ ч, что также достаточно близко к выделенной 8-часовой гармонике.

Таким образом, из приведенного анализа следует, что в области максимума слоя $F2$ ионосферы наблюдались длительные (порядка восьми часов) возмущения, в течение трех часов превышающие примерно два стандартных отклонения от фона (при этом $[(foF2 - foF2_{med})/foF2_{med}]_{extremum} \cong -20\%$) на расстояниях порядка 8000–10000 км от эпицентра мощного корового землетрясения с магнитудой $M = 8.8$. Эти возмущения, по-видимому, были вызваны пакетом АГВ, возникшим в результате сейсмического толчка над областью эпицентра землетрясения, который достиг высот $hmF2$ над рассмотренными НСВЗИ Hermanus и Madimbo. Этот факт следует иметь в виду при анализе вариаций $foF2$ в геомагнито-спокойных условиях. По крайней мере, в некоторых случаях, большие вариации $foF2$ на средних широтах при

отсутствии каких-либо заметных геомагнитных возмущений могут быть обусловлены мощными землетрясениями, несмотря на то, что их эпицентры будут расположены на значительном удалении от НСВЗИ, данные которой будут рассматриваться.

На рисунке 6, представленном ниже, приведены вариации $foF2$ 27.02.2010 г. над НСВЗИ Port Stanley и Kwajalein соответственно (в обозначениях, аналогичных рис. 3).

Видно, что в момент прихода пакета АГВ по кратчайшему расстоянию над достаточно близко лежащей к эпицентру землетрясения НСВЗИ Port Stanley (≈ 2100 км) в неосвещенные часы, значимых возмущений не наблюдается, зато они есть в момент прихода возмущения в нейтральной атмосфере в освещенные часы по дополнению дуги большого круга (≈ 37900 км). Такое поведение можно объяснить следующим образом. Как следует из теоретических работ [Francis, 1973; Maeda, 1985], с одной стороны, кинетическая энергия пакета АГВ, (связанная, в основном, с почти горизонтальной его групповой скоростью) с увели-

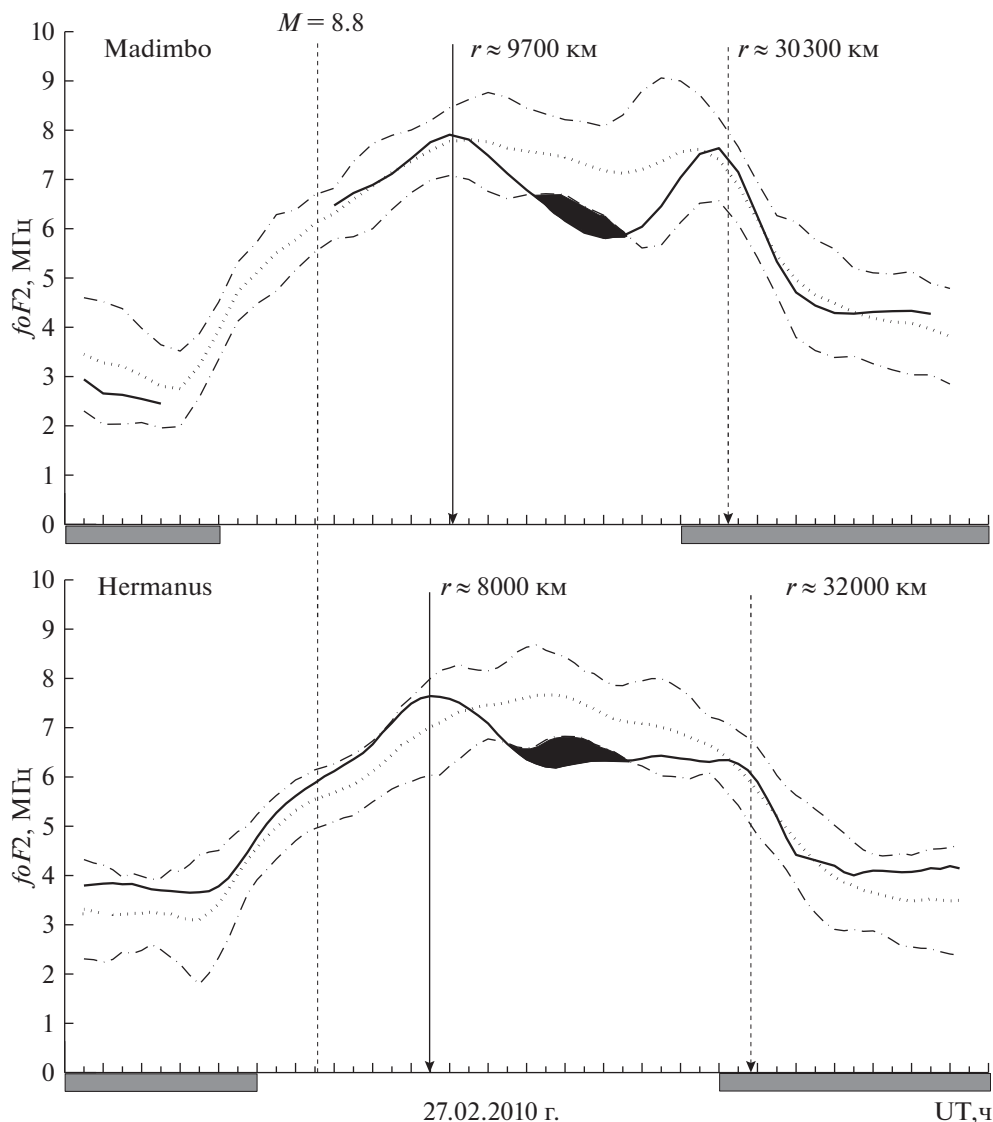


Рис. 3. То же, что и на панели (б) рис. 2, но для НСВЗИ Madimbo (верхняя панель) и Hermanus (нижняя панель) 27.02.2010 г. Линиями со стрелками отмечены моменты прихода пакета АГВ от эпицентра землетрясения по кратчайшему расстоянию дуги большого круга (сплошная линия со стрелкой) и его дополнению (штриховая линия со стрелкой), рядом с которыми указаны соответствующие расстояния r .

чением периода составляющих пакет волн, стремится “прижиматься” к границе z_0 ($z_0 \approx 150$ км, температурный “скачок” в двухслойной модели), а с другой стороны, амплитуда возмущения в нейтральной атмосфере падает в связи с увеличением диссипации энергии пакета АГВ в атмосфере с ростом высоты по мере его распространения (см., в частности, обзор [Yeh and Liu, 1974]). Поэтому, если максимум электронной концентрации ($NmF2$) находится достаточно высоко (большие значения $hmF2$), основная энергия пакета АГВ “проходит” ниже и величина $NmF2$ (и связанная с ним $foF2$) почти не изменяется. Так, для описываемого случая относительно близко лежащей к источнику возмущения НСВЗИ Port Stanley (≈ 2100 км), по-

лучаем, что $hmF2(\text{Port Stanley})_{\text{Night}} \approx 320$ км в момент прихода возмущения по кратчайшему расстоянию в ночные часы (3–4 LT) и $hmF2(\text{Port Stanley})_{\text{Day}} \approx 230$ км в момент прихода возмущения по дополнению дуги большого круга в освещенные часы (≈ 16 LT).

Для значительно более удаленной от эпицентра землетрясения НСВЗИ Kwajalein описанная ситуация (приход возмущения в неосвещенные часы по обоим направлениям) усугубляется еще и тем фактом, что амплитуда возмущения электронной концентрации в области максимума $hmF2$ ионосферы, вызванная пакетом АГВ, зависит от I — угла магнитного наклонения (см. работы [Francis, 1973; Yeh and Liu, 1974; Hegai et al.,

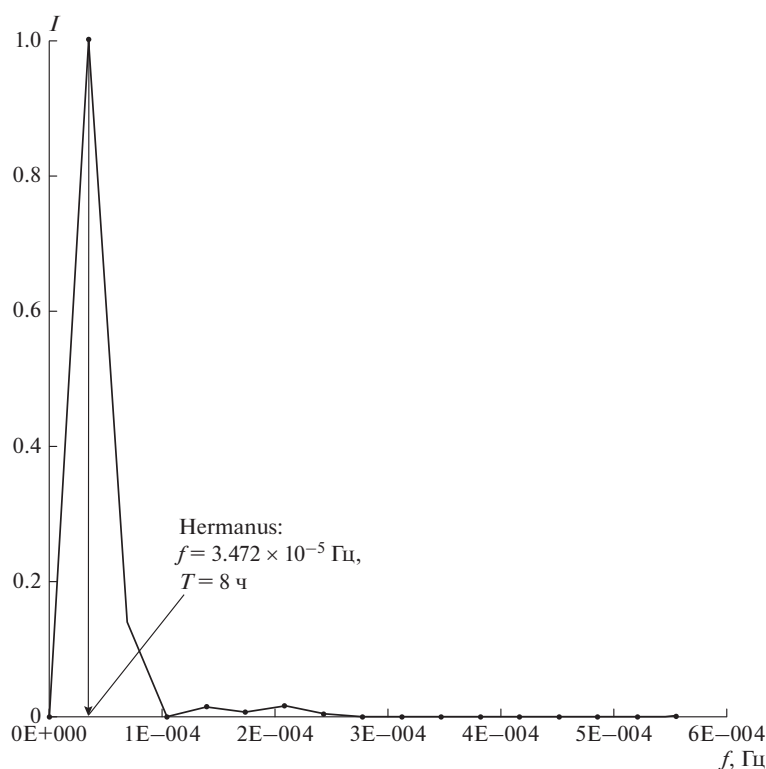


Рис. 4. Относительный спектр вариаций $(foF2 - foF2_{med})/foF2_{med}$ по данным ст. Hermanus от момента прихода возмущения на станцию $t_{bHermanus}$ до возвращения к медианному значению в 17:25 UT. Величина спектральной функции нормирована на величину наибольшего по величине коэффициента Фурье в периодограмме.

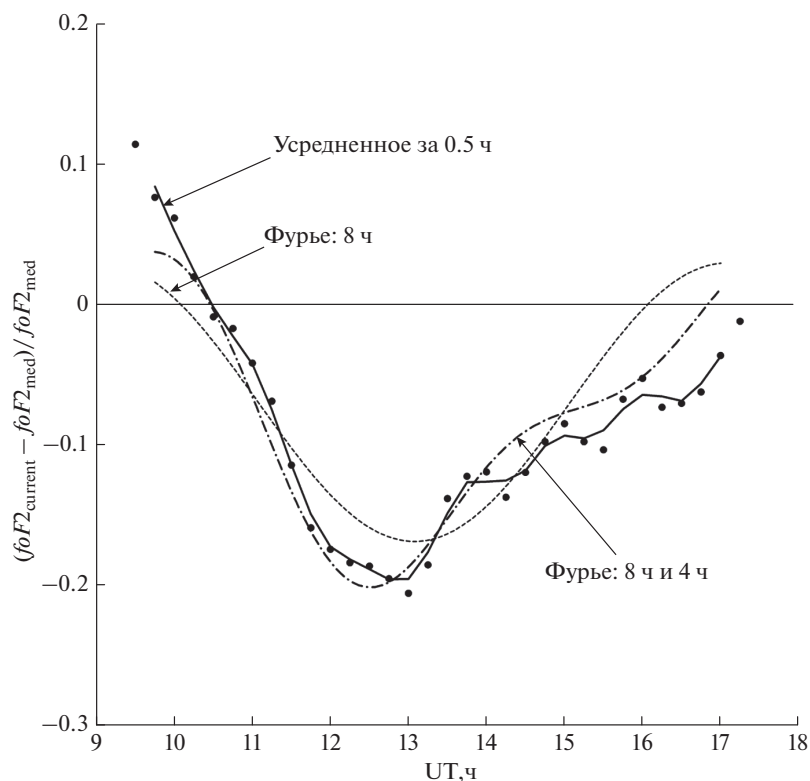


Рис. 5. Вариации $(foF2 - foF2_{med})/foF2_{med}$ по данным ст. Hermanus от момента прихода возмущения на станцию $t_{bHermanus}$ до возвращения к медианному значению в 17:25 UT. Точки соответствуют значениям, следующим через интервал зондирования в 15 мин, сплошной линией дано их усреднение за полчаса. Штриховая и штрихпунктирная линии иллюстрируют разложение Фурье выделенного отрезка одной 8-часовой гармоникой и суммой 8-часовой и 4-часовой гармоник соответственно.

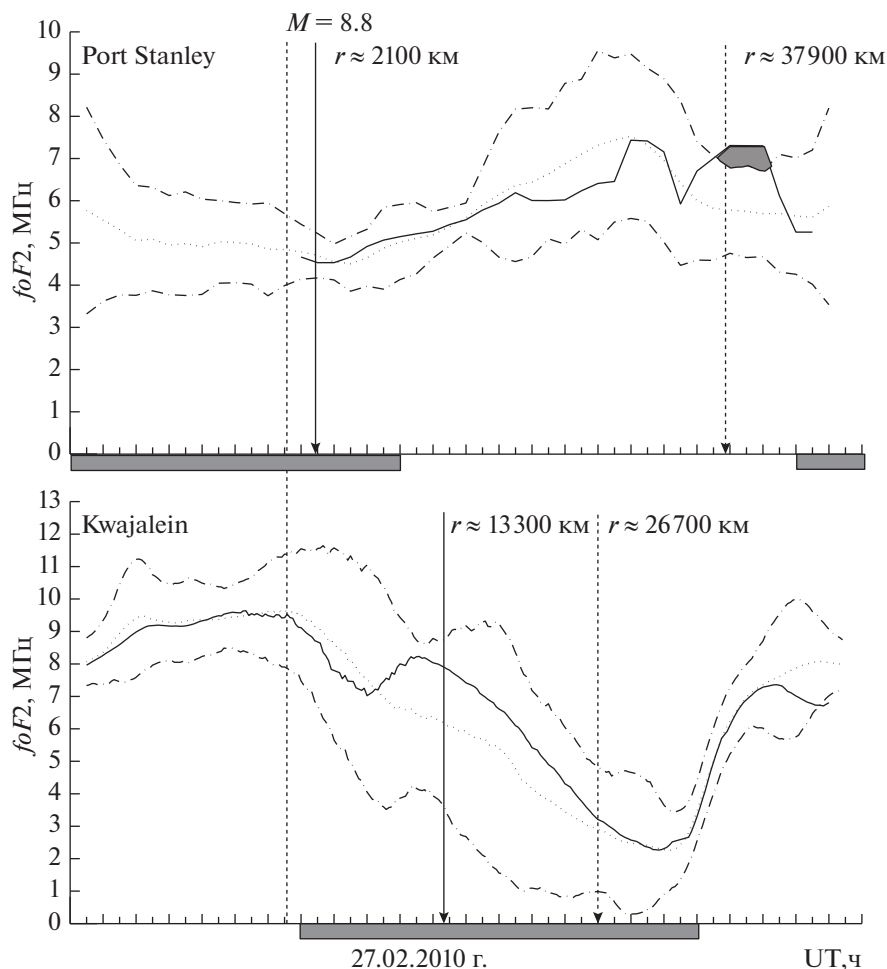


Рис. 6. То же, что рис. 3, но для НСВЗИ Port Stanley (верхняя панель) и Kwajalein (нижняя панель) 27.02.2010 г.

2006]). Эта амплитуда мала для больших абсолютных значений углов I (полюса наклонения, $I \approx \pm 90^\circ$) и малых (экватор наклонения, $I \approx 0^\circ$), но максимальна на средних широтах ($I \approx \pm 45^\circ$). Так, по сравнению с НСВЗИ Port Stanley ($I_{PS} \approx -49.6^\circ$), произойдет относительное ослабление этой амплитуды для НСВЗИ Kwajalein ($I_{Kw} \approx 8.1^\circ$) примерно в $\sim |\sin(2I_{PS})/\sin(2I_{Kw})| \cong 3.5$ раза (см. также Fig. 16 работы [Francis, 1973]) даже без учета того, что эта станция находится на удалении от эпицентра примерно в шесть раз большем, чем ст. Port Stanley.

Зависимость от угла магнитного наклонения возникает по следующей причине. Если электронам “разрешено” совместное движение со скоростью нейтральной компоненты, то относительные возмущения электронной концентрации будут такими же, как и относительные возмущения плотности нейтральной атмосферы (которые невелики для АГВ). Так как скорости нейтральной атмосферы для АГВ длинных периодов почти горизонтальны, этот эффект будет наблюдаться

вблизи магнитного экватора, когда скорости нейтральной атмосферы, обусловленные АГВ, будут направлены вдоль геомагнитных силовых линий и движения электронов не будут ограничены. Вблизи магнитных полюсов, когда магнитное поле оказывается перпендикулярным скоростям нейтральной атмосферы, движение электронов перпендикулярно магнитному полю будет сильно ограничено и возмущения электронной концентрации, связанные с АГВ, опять будут невелики. Наибольшие амплитуды возмущений в электронной концентрации, обусловленные длиннопериодными АГВ, будут наблюдаться для углов $I \approx \pm 45^\circ$. Отметим здесь, что для рассмотренных вначале НСВЗИ и Hermanus, углы магнитного наклонения $I_{Madimbo} \approx -60.0^\circ$ и $I_{Hermanus} \approx -65.9^\circ$, т.е. на них могут наблюдаться эффекты, обусловленные распространением пакета АГВ, с факторами 0.87 и 0.75 соответственно от максимально возможного (фактор 1).

5. ВЫВОДЫ

Анализ данных измерений критической частоты регулярного F_2 -слоя ионосферы (foF_2) на НСВЗИ Нерманус и Мадимбо показал, что после землетрясения с магнитудой $M = 8.8$, произошедшего в Чили 27.02.2010 г. в 06:34 мирового времени (UT) на значительных расстояниях от эпицентра землетрясения (8000–10000 км по дуге большого круга) в период спокойной геомагнитной обстановки (Kp -индекс $\leq 1_0$) наблюдались волновые возмущения в foF_2 , превышающие примерно два стандартных отклонения от фонового уровня в течение трех часов, а максимальное относительное отклонение составляло 20% от фона. Характеристики возмущений в ионосфере соответствуют по времени приходу пакета акустико-гравитационных волн, возбужденных в атмосфере в момент сейсмического толчка.

Таким образом, в некоторых случаях, большие вариации foF_2 на средних широтах при отсутствии каких-либо заметных геомагнитных возмущений могут быть обусловлены мощными землетрясениями, несмотря на то, что их эпицентры могут находиться на значительном удалении от НСВЗИ, данные которой будут рассматриваться. Амплитуды возмущений в максимуме слоя F_2 ионосферы, возбуждаемых пакетом АГВ, зависят от высоты hmF_2 в момент прихода АГВ и могут быть значительны для низко лежащего максимума.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность NOAA's National Geophysical Data Center (NGDC) USA [NASA/GSFC's Space Physics Data Facility's OMNIWeb service], ионосферные и магнитные данные которых были использованы в данной работе, а также United States Geological Survey's (USGS) Earthquake Hazards Program за предоставление доступа к данным по землетрясениям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гохберг М.Б., Шалимов С.Л. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу. М.: Наука, 296 с. 2008.
- Николаевский В.Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения / Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 218 с. С. 133–215. 1982.
- Новиков Л.С. Основы экологии околоземного космического пространства. М.: Университетская книга, 84 с. 2006.
- Перевалова Н.П., Воейков С.В., Ясюкевич Ю.В., Ишин А.Б., Воейкова Е.С., Саньков В.А. Исследование ионосферных возмущений, вызванных землетрясением в Японии 11 марта 2011 г., по данным сети GEONET // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Т. 9. № 3. С. 172–180. 2012.
- Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент / Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. С. 9–27. 1976.
- Astafyeva E.I., Afraimovich E.L. Long-distance traveling ionospheric disturbances caused by the great Sumatra–Andaman earthquake on 26 December 2004 // Earth Planets Space. V. 58. № 8. P. 1025–1031. 2006.
- Astafyeva E., Heki K. Vertical TEC over seismically active region during low solar activity // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 73. № 13. P. 1643–1652. 2011.
- Astafyeva E., Heki K., Kiryushkin V., Afraimovich E., Shalimov S. Two-mode long-distance propagation of coseismic ionosphere disturbances // J. Geophys. Res. V. 114. A10307. 2009.
<https://doi.org/10.1029/2008JA013853>
- Chen C.H., Saito A., Lin J., Liu J.-Y., Tsai H.F., Tsugawa T., Otsuka Y., Nishioka M., Matsumura M. Long-distance propagation of ionospheric disturbances generated by the 2011 Tohoku Earthquake // Earth Planets Space. V. 63. № 7. P. 881–884. 2011.
- Choosakul N., Saito A., Iyemori T., Hashizume M. Excitation of 4-min periodic ionospheric variations following the great Sumatra–Andaman earthquake in 2004 // J. Geophys. Res. V. 114. A10313. 2009.
<https://doi.org/10.1029/2008JA013915>
- Chum J., Liu J.-Y., Laštovička J., Fišer J., Mošna Z., Baše J., Sun Y.-Yi. Ionospheric signatures of the April 25, 2015 Nepal earthquake and the relative role of compression and advection for Doppler sounding of infrasound in the ionosphere // Earth Planets Space. 68:24. 2016.
<https://doi.org/10.1186/s40623-016-0401-9>
- Davies K., Baker D.M. Ionospheric effects observed around the time of the Alaskan earthquake of March 28, 1964 // J. Geophys. Res. V. 70. № 9. P. 2251–2253. 1965.
- Francis S.H. Acoustic-gravity modes and large-scale traveling ionospheric disturbances of a realistic, dissipative atmosphere // J. Geophys. Res. V. 78. № 13. P. 2278–2301. 1973.
<https://doi.org/10.1029/JA078i013p02278>
- Francis S.H. A theory of medium-scale traveling ionospheric disturbances // J. Geophys. Res. V. 79. № 34. P. 5245–5260. 1974.
<https://doi.org/10.1029/JA079i034p05245>
- Gutenberg B., Richter C.F. Magnitude and energy of earthquakes // Ann. Geophys. V. 9. № 1. P. 1–15. 1956.
- Hasbi A.M., Momani M., Ali M., Misran N., Shiokawa K., Otsuka Y., Yumoto K. Ionospheric and geomagnetic disturbances during the 2005 Sumatran earthquakes // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 71. Iss. 17–18. P. 1992–2005. 2009.
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2009.09.004>
- Hegai V.V., Kim V.P., Liu J.-Y. The ionospheric effect of atmospheric gravity waves excited prior to strong earthquake // Adv. Space Res. V. 37. № 4. P. 653–659. 2006.
- Hegai V.V., Legen'ka A.D., Kim V.P., Georgieva K. Wave-like perturbations in the ionospheric F2-layer observed after the Ms8.1 Samoa earthquake of September 29, 2009 // Adv. Space Res. V. 47. № 11. P. 1979–1982. 2011.
- http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/year/eqstats.php#table_2
- Klotz S., Johnson N.L. (Eds.) Encyclopedia of Statistical Sciences. N. J.: John Wiley & Sons. Hoboken, 672 p. 1983.
- Leonard R.S., Barnes R.A. Observation of ionospheric disturbances following the Alaskan earthquake // J. Geophys. Res. V. 70. № 5. P. 1250–1253. 1965.

- *Liang J., Wan W., Yuan H.* Ducting of acoustic-gravity waves in a nonisothermal atmosphere around a spherical globe // *J. Geophys. Res.* V. 103. D10. P. 11229–11234. 1998.
<https://doi.org/10.1029/98JD0042>
- *Liu C.H., Klostermeyer J.* Excitation of acoustic-gravity waves in realistic thermosphere // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 37. № 8. P. 1099–1108. 1975.
- *Liu C.L., Yeh K.C.* Excitation of acoustic-gravity waves in an isothermal atmosphere // *Tellus.* V. 23. № 2. P. 150–163. 1971.
- *Ma J.Z.G.* Atmospheric layers in response to the propagation of gravity waves under nonisothermal, wind-shear, and dissipative conditions // *J. Mar. Sci. Eng.* V. 4. Iss. 1. № 25. 2016.
<https://doi.org/10.3390/jmse4010025>
- *Maeda S.* Numerical solutions of the coupled equations for acoustic-gravity waves in the upper thermosphere // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 47. № 8–10. P. 965–972. 1985.
- *Maruyama T., Yusupov K., Akchurin A.* Ionosonde tracking of infrasound wavefronts in the thermosphere launched by seismic waves after the 2010 M8.8 Chile earthquake // *J. Geophys. Res. — Space.* V. 121. № 3. P. 2683–2692. 2016.
<https://doi.org/10.1002/2015JA022260>
- *Mayr H.G., Harris I., Varosi F., Herrero F.A.* Global excitation of wave phenomena in a dissipative multiconstituent medium // *J. Geophys. Res.* V. 89. № A12. P. 10929–10959. 1984.
- *Row R.V.* Evidence of long-period acoustic-gravity waves launched into the F region by the Alaskan earthquake of March 28, 1964 // *J. Geophys. Res.* V. 71. № 1. P. 343–345. 1966.
- *Row R.V.* Acoustic-gravity waves in the upper atmosphere due to a nuclear detonation and an earthquake // *J. Geophys. Res.* V. 72. № 5. P. 1599–1610. 1967.
- *Sun Y.-Y., Liu J.-Y., Lin C.-Y., Tsai H.-F., Chang L.C., Chen C.-Y., Chen C.-H.* Ionospheric F2 region perturbed by the 25 April 2015 Nepal earthquake // *J. Geophys. Res. — Space.* V. 121. № 6. P. 5778–5784. 2016.
<https://doi.org/10.1002/2015JA022280>
- *Sun L., Wan W., Ding F., Mao T.* Gravity wave propagation in the realistic atmosphere based on a three-dimensional transfer function model // *Ann. Geophys.* V. 25. № 9. P. 1979–1986. 2007.
<https://doi.org/10.5194/angeo-25-1979-2007>
- *Wickersham A.F.* Identification of acoustic-gravity wave modes from ionospheric range-time observations // *J. Geophys. Res.* V. 71. № 19. P. 4551–4555. 1966.
<https://doi.org/10.1029/JZ071i019p04551>
- *Yeh K.C., Liu C.H.* Acoustic-gravity waves in the upper atmosphere // *Rev. Geophys. Space Phys.* V. 12. № 2. P. 193–216. 1974.
- *Yuen P.C., Weaver P.F., Suzuki R.K., Furumoto A.S.* Continuous traveling coupling between seismic waves and the ionosphere evident in May 1968 Japan earthquake data // *J. Geophys. Res.* V. 74. № 9. P. 2256–2264. 1969.