

УДК 550.388.2

## ДЕТЕКТИРОВАНИЕ ИОНОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ НАД РЕГИОНОМ О-ВА ГАИТИ В ПЕРИОД 01–15 ЯНВАРЯ 2010 г. ПО ДАННЫМ GPS В СПОКОЙНЫХ ГЕОМАГНИТНЫХ УСЛОВИЯХ

© 2019 г. М. А. Титова<sup>1, \*</sup>, В. И. Захаров<sup>2, 3</sup>, С. А. Пулинец<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт космических исследований РАН (ИКИ РАН), г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Физический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ИФА РАН), г. Москва, Россия

\*e-mail: marititova@yandex.ru

Поступила в редакцию 23.04.2019 г.

После доработки 15.05.2019 г.

Принята к публикации 23.05.2019 г.

Рассмотрены проявления ионосферных возмущений, детектируемых в период крупного землетрясения над регионом о-ва Гаити 12.01.2010 г. при анализе данных GPS-наблюдений. Проведен комплексный региональный анализ данных станций наземного базирования, объединенных в глобальные (IGS и UNAVCO) сети. За период 01–15 января 2010 г. нами использовались данные от 67 наземных станций. Обработано свыше 7.5 тыс. ч индивидуальных наблюдений. Осуществлено определение локализации конкретных источников сейсмических событий, которые рассматриваются как возможные источники выявленных неоднородных волновых структур ионосферы. Получено, что отклик ионосферы на сейсмическое событие может в ряде случаев интерпретироваться как суперпозиция различных процессов, причем в сейсмических областях возможно параметрическое “раскачивание” ионосферы циклом слабых землетрясений. Анализ параметра спадания волнового спектра ионосферных неоднородностей показывает наличие локального экстремума в период 05–06 ч 13.01.2010 г., что, вероятно, связано с развитием дополнительной турбулизации плазмы после землетрясения и афтершоков. Сейсмическое событие развивалось в спокойных геомагнитных условиях, что позволило рассмотреть ионосферные проявления атмосферно-литосферных связей в исследуемый период.

DOI: 10.1134/S0016794019060130

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Ионосфера Земли тесно взаимосвязана с другими геосферами. Состояние ионосферы характеризуется высокой степенью изменчивости и наличием неоднородных структур, что связано не только с гелиомагнитной активностью, но и со многими геофизическими процессами и явлениями (сейсмическая активность, ураганы, циклоны, песчаные бури и др.) [Афраймович и Перевалова, 2006]. Диагностика состояния ионосферы дает сведения об условиях распространения радиоволн в околоземном пространстве, позволяет следить за состоянием и процессами перестройки внешних областей земной атмосферы, а также за многими процессами в нижних слоях, в системе литосфера–атмосфера.

В связи с этим данная работа сосредоточена на исследовании землетрясения, которое является источником атмосферных и ионосферных возмущений.

Масштабное землетрясение магнитудой  $M$  7.0 произошло на о-ве Гаити 12 января 2010 г. в 21:53:10 UTC, координаты эпицентра  $18.443^\circ$  N,  $72.571^\circ$  W, глубина залегания очага составила 13 км, по данным USGS (U.S. Geological Survey). Мощностное землетрясение привлекает к нему пристальное внимание со стороны геофизиков [Пулинец и Цыбуля, 2010; Akhoondzadeh and Saradjian, 2011; Намгаладзе и др., 2013], поскольку, по мысли авторов, это позволяет детально рассмотреть взаимодействие различных геосфер. Сейсмическая активность оказалась наиболее ярко выражена в период 12–15 января 2010 г. В указанный период зарегистрированы более 50 землетрясений с магнитудой  $M > 4$  и 14 землетрясений с магнитудой  $M > 5$  (см. табл. 1). В период с 01 по 10 января такой яркой активности не отмечено. Геомагнитная обстановка в указанный период была в целом невозмущенной по данным WDC, Kyoto (<http://wdc.kugi.kuoto-u.ac.jp/dstae>), до 20 нТл. Поэтому изменения в структуре ионосферы, за-

регистриваемые в рассматриваемый период, не могут объясняться только вариациями магнитного поля Земли и солнечной активностью.

## 2. АТМОСФЕРНАЯ И ИОНОСФЕРНАЯ ТУРБУЛЕНТНОСТЬ

Значительную роль в теоретических и экспериментальных исследованиях атмосферы и ионосферы имеют спектральные характеристики, которые позволяют выделить неоднородности различных масштабов.

Теория, описывающая распространение электромагнитных волн в атмосфере, базируется на законе Колмогорова—Обухова [Обухов и Яглом, 1951; Монин и Яглом, 1967, 1996.]. Так, удобным является представление турбулентных потоков в атмосфере в виде совокупности вихрей с масштабами от  $l$  до  $L$ , получивших названия внутреннего и внешнего масштаба турбулентности соответственно. Внутренний масштаб турбулентности  $l$  был оценен А.М. Обуховым на основании формулы, предложенной А.Н. Колмогоровым, [Татарский, 1959]. Оценка дала значение внутреннего масштаба  $l = 2$  мм. При этом внутренний масштаб зависит от коэффициента трансформации солнечной энергии в кинетическую, получившего название турбулентная вязкость,

$$\varepsilon = j \frac{I_0 g}{4P_0}, \quad (1)$$

где  $j$  — доля солнечной энергии, трансформирующейся в кинетическую энергию воздушных масс, принимаемая равной 0.02;  $I_0$  — солнечная постоянная, равная 1.38 кВт/м<sup>2</sup>;  $g$  — ускорение свободного падения, равное 9.81 м/с<sup>2</sup>;  $P_0$  — среднее значение давления на поверхности Земли, равное 1013 гПа. С ростом высоты вязкость возрастает [Колмогоров, 1941; Татарский, 1959], что приводит к увеличению  $l$ .

Вторая гипотеза подобия Колмогорова применима к спектральной плотности распределения энергии турбулентности. Согласно предположению, при достаточно больших числах Рейнольдса должен существовать продолжительный промежуточный (инерционный) интервал волновых чисел, в котором энергия не продуцируется и не диссипирует, а только передается по спектру [Колмогоров, 1941]. Для спектра в инерционном интервале справедливо выражение:

$$E(k) \sim C_1 \varepsilon^{2/3} k^{-5/3}, \quad L \ll k \ll l, \quad (2)$$

или при  $k = \frac{\omega}{u}$

$$E(\omega) \sim C_1 (u\varepsilon)^{2/3} \omega^{-5/3}, \quad \frac{u}{L} \ll \omega \ll \frac{u}{l}, \quad (3)$$

где  $l, L$  — это внутренний и внешний масштабы турбулентности;  $C_1$  — универсальная числовая постоянная;  $\varepsilon$  — скорости диссипации турбулентной энергии;  $k$  — волновое число;  $u$  — средний поток скорости. Эти выражения принято называть “законом 5/3” для спектра турбулентности в инерционном интервале. Закон пяти третей применим для случая атмосферной двумерной изотропной турбулентности при исследованиях влияния атмосферы на флуктуации параметров радиоволн. Однако необходимо учитывать влияние анизотропных неоднородностей больших размеров, в том числе мезомасштабных [Татарский, 1959, 1967]. В практике исследований влияния неоднородностей на распространение радиоволн наиболее широко используется спектральный метод [Татарский, 1959, 1967]. При измерении спектров надо учитывать, что в измеряемый сигнал входит суперпозиция влияния неоднородностей всех размеров различного происхождения. Экспериментальные частотные спектры хорошо аппроксимировать степенной функцией вида  $f^{-m}$ , и показатель степени близок к 5/3, что хорошо согласуется с теорией турбулентности Колмогорова—Обухова, полученного для показателя преломления электромагнитных волн — В.И. Татарским [Татарский, 1959, 1967]. Показано, что частотные спектры и их степенная аппроксимация является количественной характеристикой неоднородной структуры атмосферы. Величина флуктуаций степенного показателя говорит о том, что растет вклад мезомасштабных неоднородностей в атмосферную задержку радиосигналов дециметрового диапазона [Татарский, 1959].

Связь между атмосферой и ионосферой могут осуществлять акустико-гравитационные волны, они также представляют собой собственные колебания среды, имеют вертикальную компоненту, т.е. они существенно трехмерны. Скорость распространения АГВ составляет от 300 до 1200 м/с [Кривоуцкий и Куницын, 2007]. Сейсмические колебания земной коры представляют собой сложный нестационарный процесс, в котором сильнее всего проявляются низшие (до 10–50 Гц) собственные частоты [Береза и др., 1954; Трухин и др., 2005]. Накопленные данные об ионосфере для описания ее изменчивости позволяют сформулировать гипотезу о механизмах возможного инициирования сериями малых сейсмических триггерных эффектов в геосферах за счет воздействия акустико-гравитационных и внутренних гравитационных волн. Диссипация этих волн на ионосферных высотах является не только дополнительным источником энергии, приводящим к нагреванию, но и приводит к турбулизации среды [Кривоуцкий и Куницын, 2007]. Триггерный эффект подразумевает под собой геофизическое явление, механизм которого состоит в инициировании путем внешнего слабого физического воз-

**Таблица 1.** Сейсмособытия в исследуемый период 01–15 января 2010 г. в выбранном регионе мониторинга (<http://www.usgs.gov>)

Дата	Время	Широта	Долгота	Глубина	Магнитуда	Регион события
15.01.2010 г.	21:04:46	18.01° N	72.33° W	10	4.7	Haiti region
15.01.2010 г.	20:04:11	18.47° N	72.82° W	10	4.6	Haiti region
15.01.2010 г.	13:41:43	18.40° N	72.81° W	10	4.6	Haiti region
15.01.2010 г.	8:56:05	18.40° N	72.95° W	10	4.6	Haiti region
14.01.2010 г.	12:39:04	18.41° N	72.78° W	10	4.8	Haiti region
14.01.2010 г.	10:32:29	18.48° N	72.61° W	10	4.5	Haiti region
14.01.2010 г.	5:03:06	18.47° N	72.87° W	10	4.4	Haiti region
13.01.2010 г.	22:21:14	18.35° N	72.51° W	10	4.9	Haiti region
13.01.2010 г.	21:26:17	18.51° N	72.45° W	10	4.8	Haiti region
13.01.2010 г.	18:54:16	18.44° N	72.60° W	10	4.6	Haiti region
13.01.2010 г.	14:43:44	18.45° N	72.92° W	10	5.3	Haiti region
13.01.2010 г.	12:41:44	18.37° N	72.82° W	10	4.7	Haiti region
13.01.2010 г.	12:28:25	18.40° N	72.79° W	10	4.5	Haiti region
13.01.2010 г.	7:23:04	18.35° N	72.88° W	10	5.0	Haiti region
13.01.2010 г.	6:58:27	18.34° N	73.06° W	10	4.5	Haiti region
13.01.2010 г.	6:48:03	18.37° N	72.87° W	10	4.5	Haiti region
13.01.2010 г.	6:24:17	18.33° N	73.05° W	10	4.6	Haiti region
13.01.2010 г.	5:49:24	18.43° N	73.00° W	10	4.7	Haiti region
13.01.2010 г.	5:24:02	18.43° N	72.83° W	10	4.9	Haiti region
13.01.2010 г.	5:18:02	18.33° N	72.91° W	10	5.2	Haiti region
13.01.2010 г.	5:02:57	18.36° N	72.93° W	10	5.8	Haiti region
13.01.2010 г.	3:31:57	18.25° N	72.92° W	10	4.7	Haiti region
13.01.2010 г.	3:17:12	18.39° N	72.99° W	10	4.6	Haiti region
13.01.2010 г.	2:54:19	18.42° N	72.94° W	10	4.5	Haiti region
13.01.2010 г.	2:43:47	18.46° N	72.98° W	10	4.7	Haiti region
13.01.2010 г.	2:26:33	18.46° N	72.82° W	10	4.7	Haiti region
13.01.2010 г.	2:17:56	18.52° N	72.94° W	10	4.6	Haiti region
13.01.2010 г.	2:11:30	18.42° N	73.00° W	10	5.0	Haiti region
13.01.2010 г.	1:57:34	18.41° N	72.90° W	10	5.4	Haiti region
13.01.2010 г.	1:55:16	18.35° N	72.85° W	10	4.9	Haiti region
13.01.2010 г.	1:36:31	18.41° N	72.83° W	10	5.4	Haiti region
13.01.2010 г.	1:32:44	18.37° N	72.94° W	10	5.3	Haiti region
13.01.2010 г.	1:24:31	18.46° N	72.83° W	10	4.6	Haiti region
13.01.2010 г.	1:16:51	18.42° N	72.85° W	10	5.1	Haiti region
13.01.2010 г.	1:05:48	18.53° N	72.64° W	10	4.6	Haiti region
13.01.2010 г.	0:59:05	18.34° N	72.85° W	10	5.2	Haiti region
13.01.2010 г.	0:43:27	18.47° N	72.48° W	10	5.0	Haiti region
13.01.2010 г.	0:23:55	18.39° N	72.66° W	10	4.2	Haiti region
12.01.2010 г.	23:47:38	18.42° N	72.86° W	10	4.5	Haiti region
12.01.2010 г.	23:35:39	18.38° N	72.86° W	10	4.9	Haiti region
12.01.2010 г.	23:27:36	18.54° N	72.76° W	10	4.7	Haiti region
12.01.2010 г.	23:12:03	18.39° N	72.52° W	10	5.3	Haiti region
12.01.2010 г.	23:07:03	18.52° N	72.58° W	10	4.6	Haiti region
12.01.2010 г.	22:12:04	18.45° N	72.51° W	10	5.5	Haiti region

Таблица 1. Окончание

Дата	Время	Широта	Долгота	Глубина	Магнитуда	Регион события
12.01.2010 г.	22:00:41	18.38° N	72.78° W	10	5.9	Haiti region
12.01.2010 г.	21:53:10	18.44° N	72.54° W	13	7.0	Haiti region
11.01.2010 г.	23:30:44	15.44° N	88.76° W	10	5.1	Guatemala
08.01.2010 г.	23:38:37	19.44° N	66.18° W	37	3.4	Puerto Rico region
08.01.2010 г.	21:43:18	19.57° N	66.30° W	39	3.7	Puerto Rico region
08.01.2010 г.	9:31:35	10.44° N	69.74° W	5	4.8	Lara, Venezuela
08.01.2010 г.	9:21:16	10.45° N	69.77° W	5	4.7	Lara, Venezuela
08.01.2010 г.	7:00:25	13.25° N	90.25° W	89	4.3	Offshore El Salvador
07.01.2010 г.	2:31:52	19.08° N	66.58° W	16	3.4	Puerto Rico region
07.01.2010 г.	2:27:09	19.09° N	66.57° W	20	2.9	Puerto Rico region
07.01.2010 г.	0:49:43	14.05° N	92.26° W	35	4.1	Offshore Guatemala
06.01.2010 г.	0:28:34	14.22° N	91.88° W	68	5.2	Offshore Guatemala
05.01.2010 г.	20:58:04	18.27° N	64.27° W	68	3.5	Virgin Islands region
05.01.2010 г.	5:36:21	14.01° N	91.88° W	48	5	Offshore Guatemala
05.01.2010 г.	3:36:16	10.86° N	62.43° W	106	4.8	Offshore Sucre, Venezuela
04.01.2010 г.	1:08:48	18.32° N	68.86° W	169	4.6	Mona Passage
02.01.2010 г.	20:00:49	12.59° N	87.67° W	66	4.2	Near the coast of Nicaragua

действия лавинообразно развивающегося катастрофического процесса (землетрясения, урагана, цунами и т.д.) [Клюшников, 2014]. Данный механизм может быть описан в виде следующей причинно-следственной цепочки: генерация низкочастотных вибраций земной коры в сейсмической зоне, деструктивные следствия этих вибраций – вибрологические эффекты, в частности, изменение эффективной вязкости при переходе от ламинарного к турбулентному режиму течения [Чиков, 2003]. Наличие предварительно накопленного тектонического напряжения земной коры в области подготовки землетрясения является дополнительным необходимым условием срабатывания триггерного механизма инициирования сейсмическими событиями процесса раскочки ионосферы.

Цель этой работы: детектирование литосферно-ионосферных проявлений, напрямую не связанный с гелио- и геомагнитной активностью, в период 01–15 января 2010 г. перед и после землетрясения на о-ве Гаити, с использованием возможностей спутниковой радионавигационной системы GPS.

### 3. ИССЛЕДОВАНИЕ ИОНОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ ГНСС

Для исследования изменчивости ионосферы используются глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС), которые позволяют определить электронную концентрацию выше главного ионосферного максимума. Различные

неоднородности ионосферы вызывают групповую задержку и фазовый сдвиг радионавигационных сигналов. Эти параметры используются в методе измерения полного электронного содержания – ПЭС (англ. total electron content – TEC), вдоль пути распространения от спутника до приемника на двух когерентных рабочих частотах [Hofmann-Wellenhof et al., 1997; Афраимович и Перевалова, 2006; Pi et al., 1997]. Для спутников GPS данные частоты равны:  $f_1 = 1575.42$  МГц,  $f_2 = 1227.60$  МГц. Первичными данными, соответствующими этим частотам, являются ряды значений  $L_1$ ,  $L_2$ , которые представляют собой фазовые пути радиосигналов, измеряемые в длинах зондирующих волн. Также первичными данными являются значения псевдодальностей  $P_1$  и  $P_2$  (групповые пути сигналов), измеренные на тех же частотах. Информация об измерениях записывается в стандартном формате RINEX–Receiver INdependence EXchange form и доступна в публичном доступе.

Поскольку данные по псевдодальности  $P_1$  и  $P_2$  довольно сильно зашумлены, погрешность определения абсолютного ПЭС может составлять до 30–50% [Куницын и др., 2007], использование фазовых данных  $L_1$ ,  $L_2$  является предпочтительным. Фазовые данные позволяют вычислять значения наклонного ПЭС – количество свободных электронов в столбце единичного сечения, вдоль пути распространения от спутника до приемника, измеряемого в единицах ПЭС (TEC units,  $1\text{TECU} = 10^{16}$  электрон/м<sup>2</sup>):

$$\text{TEC} = \frac{1}{40.308} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} [(L_1 \lambda_1 - L_2 \lambda_2) + K + nL], \quad (4)$$

где  $f_1$  и  $f_2$  – соответствующие рабочие частоты GPS;  $L_1 \lambda_1$ ,  $L_2 \lambda_2$  – дополнительные пути радиосигналов, обусловленные фазовым запаздыванием в ионосфере, м;  $L_1$  и  $L_2$  – число полных оборотов фазы на соответствующих рабочих частотах GPS;  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  – длины волн, м;  $K$  – константа неоднозначности определения фазы;  $nL$  – погрешности определения фазового пути.

Погрешность в определении вариаций ПЭС от фазовых измерений по формуле (4) составляет менее 0.1% относительно фоновой концентрации [Hofmann-Wellenhof et al., 1997; Куницын и др., 2007]; однако абсолютное значение ПЭС в этом случае неизвестно.

Ряды значений наклонного ПЭС приводятся к эквивалентным вертикальным значениям с целью нормировки амплитуды возмущения и определения координат подионосферных точек с использованием известной методики [Klobuchar, 1986]:

$$\text{VTEC} = \text{TEC} \cos \left[ \arcsin \left( \frac{R_E}{R_E + h_{\max}} \cos \theta_s \right) \right], \quad (5)$$

где  $R_E$  – радиус Земли;  $h_{\max}$  – высота максимума F2 слоя ионосферы;  $\theta_s$  – угол места луча на НИСЗ, отсчитываемый от поверхности Земли.

Метод комбинации фазовых измерений для определения ПЭС в соответствии с формулой (4), при использовании данных глобальных специализированных сетей станций IGS (International Geophysical Survey) и UNAVCO (University Navstar Consortium), расположенных по всему миру, позволяет получать достаточное разрешение по пространству. Временное разрешение данных, представленных в свободном доступе в формате RINEX, составляет 30 с.

#### 4. МЕТОД GPS-ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ИОНОСФЕРЫ

Для методов трансionoсферного зондирования хорошо применимы методики изучения перемещающихся ионосферных возмущений [Гусев и др., 1958], разработанные и опробованные в период МГГ–МГСС, с последующей их модификацией, непосредственно адаптированные к сигналам системы GPS [Афраймович и Перевалова, 2006]. Технология многоспутниковой радиоинтерферометрии основана на измерении вариаций ПЭС в трех пространственно разнесенных пунктах – такая конфигурация GPS-приемников получила название “GPS-интерферометр” [Афраймович и Перевалова, 2004].

Метод GPS-интерферометрии основывается на выделении корреляционным способом откли-

ка в навигационном сигнале на динамику изменения по времени неоднородных структур в средах (направление и вектор скорости).

В работе использовалась идея метода комбинации регистрируемых фаз на рабочих частотах  $L_1$  и  $L_2$ , далее с применением фильтрации высокочастотного шума (с периодами менее 3–5 мин) и оценка скорости изменения параметра ПЭС по времени, т.е. производной, а не сами значения ПЭС для исключения в (4) неопределенности начальной фазы регистрируемых сигналов [Hofmann-Wellenhof et al., 1997; Афраймович и Перевалова, 2006; Захаров и др., 2008]. Ряды значений ПЭС подвергаются фильтрации, чтобы получить флуктуационную компоненту, т.е. отклонения от равновесных значений. Построение оценки флуктуаций ПЭС по комбинациям регистрируемых фазовых параметров, связанной с производной по времени наклонного ПЭС, осуществляется в виде:

$$\delta L_I \equiv L_I(\tau) - 0.5(L_I(t + \tau) + L_I(t - \tau)) \approx -\tau \left. \frac{dL_I}{dt} \right|_t, \quad (6)$$

где  $\tau$  – величина окна фильтра.

Критерий для определения времени наблюдения учитывает в себе, что GPS-данные представлены с временным шагом 30 с, что ограничивает анализируемый период вариаций ПЭС снизу величиной порядка 1 мин, а также, чтобы статистика исследуемого процесса содержала достаточное количество отчетов, по возможности без сбоев и пропусков данных. Получается оценка для времени наблюдения 2–4 ч (240–480 отсчетов).

Выделенные вариации на каждой станции, в рассматриваемом регионе, используются для корреляционной обработки при детектировании ионосферных неоднородностей. Метод имеет ракурсную зависимость амплитуды исследуемого сигнала от направления визирования на навигационный ИСЗ [Mercier, 1986; Афраймович и Перевалова, 2004]. Максимум амплитуды наблюдается для перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ), волновой вектор  $\mathbf{k}$ , которых перпендикулярен направлению луча  $\mathbf{r}$  между передатчиком и приемником, иными словами, когда выполнено условие:

$$\text{tg} \theta = -\frac{\cos(\alpha_s - \alpha)}{\text{tg} \theta_s}, \quad (7)$$

где  $\alpha$  – азимут и  $\theta$  – угол места волнового вектора  $\mathbf{k}$ ;  $\alpha_s$  – азимут, и  $\theta_s$  – угол места направления луча  $\mathbf{r}$  “приемник–спутник”.

После выделения волновой структуры, для ее идентификации мы используем кластерный анализ, применяемый в геофизике для структуризации данных по определенным признакам [Gvishiani and Dubois, 2002; Захаров и Зиенко, 2007; Захаров и др., 2008].

## 5. СПЕКТРАЛЬНЫЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ФЛУКТУАЦИЙ СПЕКТР МОЩНОСТИ ВАРИАЦИЙ ПЭС

Для всех видимых спутников GPS, на выбранных для анализа станциях при применении соответствующей обработки вариаций ПЭС по формулам (4)–(6) и алгоритмов-преобразования Фурье вычисляется оценка спектра выделенных флукутаций ПЭС по волновому числу, т.е.  $S(k)$  [Колмолгоров, 1941]. Поскольку ожидается, что спектры обладают степенным характером спада  $S(k) \sim k^\alpha$ , то тангенс угла наклона логарифма спектра  $\alpha$  в анализируемом диапазоне частот является наиболее информативным параметром, и его оценки приводятся в различных публикациях [Fridman, 1990; Afraimovich et al., 1994; Yakovets et al., 1999; Афраймович и др., 2001].

Для определения степени турбулизации среды принято использовать степенные оценки волнового спектра  $S(k) \sim k^\alpha$ ,  $k = 2\pi/\lambda$ ,  $\lambda$  – характерный размер волнового возмущения [Татарский, 1967; Гершман и др., 1984; Афраймович и Перевалова, 2006], подробнее – см. раздел 2. В литературе имеется большой разброс оценок наклона  $\alpha$  от  $-1$  до  $-100$ . К основной причине этого разброса можно отнести различные геофизические условия отдельных измерений и большим разбросом широты, долготы и местного времени при проведении экспериментов [Афраймович и Перевалова, 2006]. Для турбулентности верхней атмосферы характерны спектры с максимумами в диапазоне частот Брента–Вяйсяля  $0.2\text{--}2$  мГц и степенным спаданием между такими зонами. Частота Брента–Вяйсяля  $N$  определяет масштаб, пропорциональный собственному волновому масштабу  $\lambda_c = 2\pi/K_c = \pi/N$ .

Параметр степенного спада волнового спектра варьируется при изменении условий среды, и его отклонения от среднего значения могут служить индикатором возмущенности данной среды.

## 6. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

### 6.1. Данные

За период 01–15 января 2010 г. для проведения анализа нами использовались данные от станций, входящих в состав, прежде всего, сети IGS и сети UNAVCO. Совместное расположение наземных приемных станций, (кружки серых и черных цветов) и сейсмособытий в регионе (квадраты) приведены на рис. 1. Выбранные для работы станции приведены черным цветом. Видно, что собственно в регионе мониторинга плотность станций достаточно мала, в основном, они расположены на побережье Мексиканского залива. В рассматри-

ваемый период использовались данные от 67 наземных станций. Данные по каждой станции получены из стандартных для системы GPS-файлов наблюдений в формате RINEX и местоположений в формате *sp3* [Gunter and Estey, 2007]. Сформированы были 27 измерительных ячеек. Обработано свыше 7.5 тыс. ч индивидуальных наблюдений, около 4.3 млн отсчетов фазы.

Следует отметить, что в работе используется производная только фазы  $L_1$ , потому что амплитуда излучаемого сигнала этой GPS-частоты больше, чем у  $L_2$ , это приводит к большому числу случаев успешной регистрации сигнала, и, в конечном счете, для вычисления ПЭС.

Для характеристики геомагнитных вариаций в исследуемый период нами использовались индексы *Dst* и *Kp*. Данные получены в часовом разрешении индекса *Dst* и планетарный индекс *Kp* в трехчасовом интервале времени, графики совместно приведены на рис. 2. Период с 01 по 15 января 2010 г. был магнитоспокойным, величина *Dst* лежит в пределах  $\pm 20$  нТл, соответственно величина *Kp* не превышает 3.

### 6.2. Обработка

В программном пакете CRASS GPS, созданном на кафедре физики атмосферы физического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, реализован комплексный алгоритм для обработки массивов данных, заключающийся в следующем: из общего количества наземных станций GPS, расположенных в одном географическом регионе, формируются ячейки подсети, состоящие из троек приемных станций. Объединение трех выбранных станций в единую ячейку подсети, удовлетворяет двум основным критериям. Во-первых, расстояния между станциями должны быть менее заданного  $\sim 50\text{--}100$  км, что позволяет использовать приближение плоского фронта волнового возмущения при обработке данных. Во-вторых, на каждой из станций данные не должны иметь длительных пропусков и сбоев [Захаров и Зиенко, 2007; Захаров и др., 2008]. Выбранные в соответствии с этими критериями три станции называются “измерительной ячейкой региональной подсети” или просто “ячейкой подсети”. Расположение приемников GPS в ячейке подсети представляет собой решетку с минимально необходимым количеством элементов. Первичными данными являются ряды значений наклонного ПЭС, определенные для каждой станции в ячейке подсети, а также соответствующие им ряды значений угла места и азимута направления на спутник.

Базовые элементы обработки GPS-сигналов интерферометрическим способом для производной по времени ПЭС и фазы  $L_1$  на одной измерительной ячейке представлены на рис. 3. Длитель-

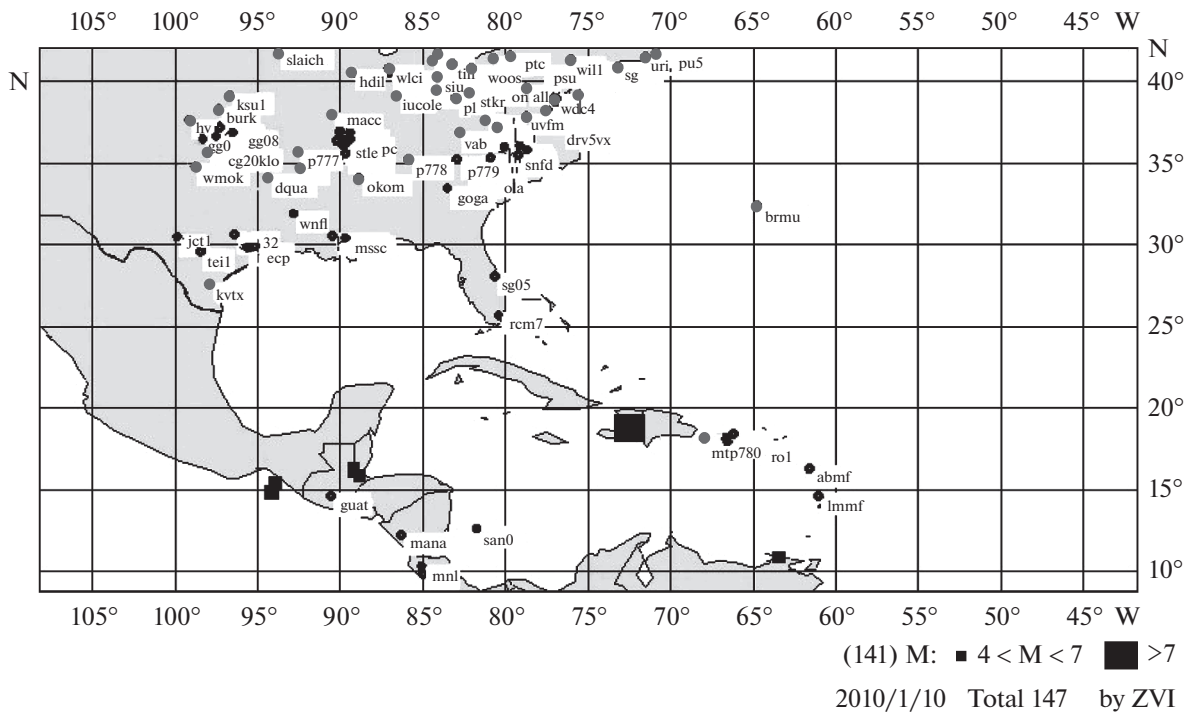


Рис. 1. Совместное расположение станций сети IGS, и сети UNAVCO (кружки серых и черных цветов) и сейсмособытий в регионе (квадраты).

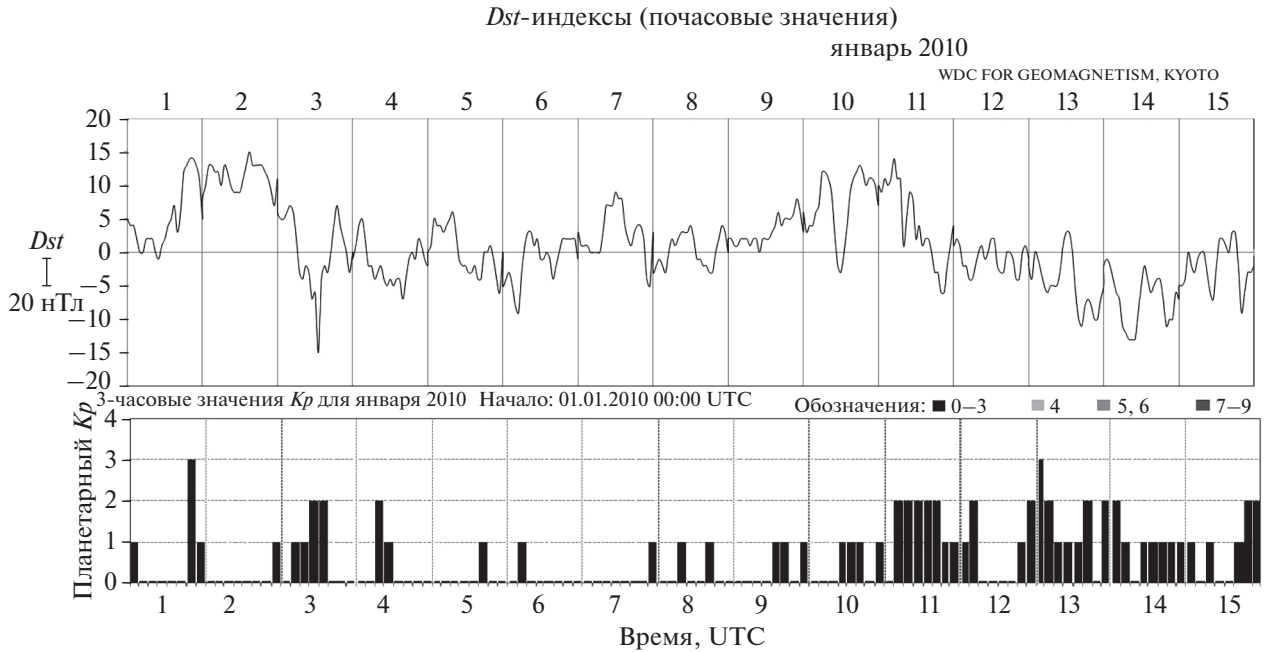
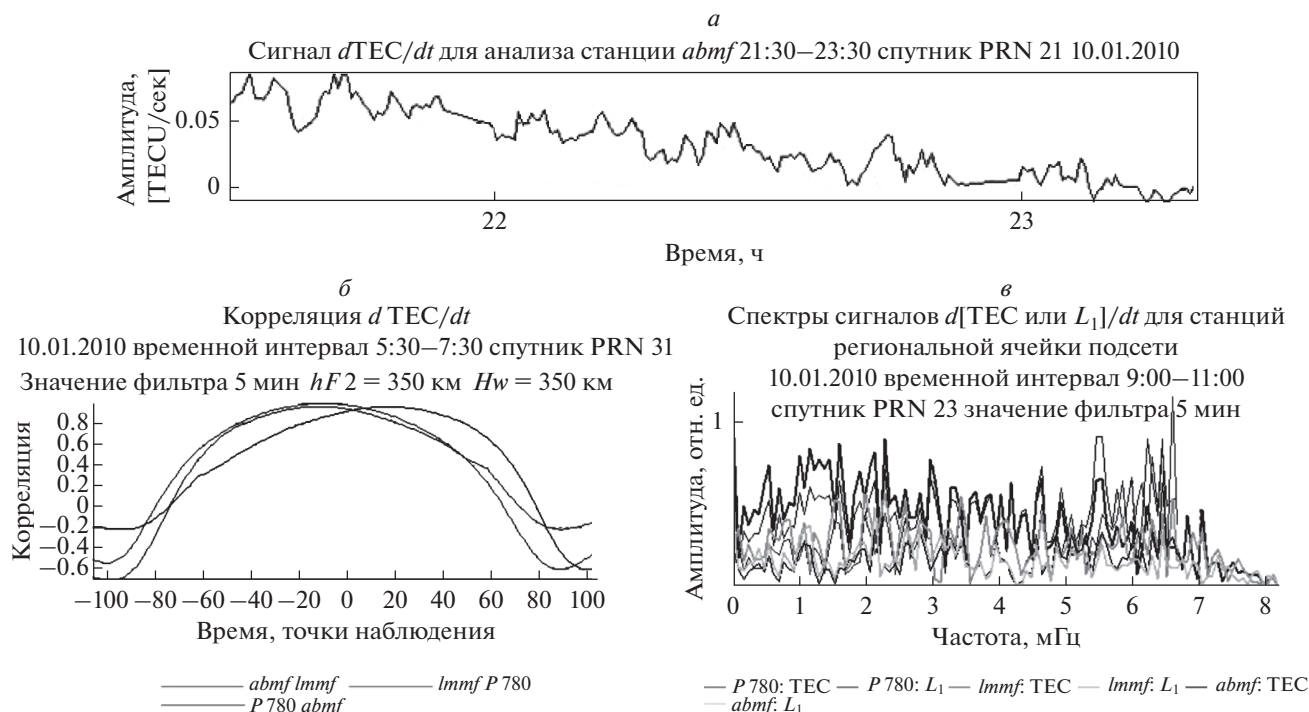


Рис. 2. *Dst*-индекс геомагнитной активности и планетарный индекс *Kp*.

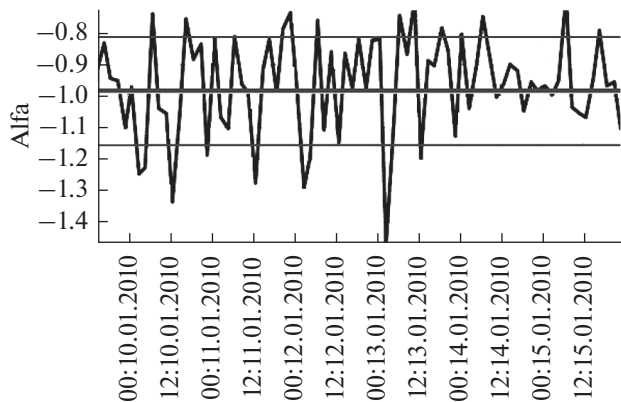
ность экспериментальной записи 2 ч. Приведенные рисунки автоматически создаются модулем визуализации результатов в комплексе CRASS GPS. На рисунке 3а показан анализируемый сигнал  $dTEC(t)/dt$  (аналогично строится график для

фазы  $dL_1(t)/dt$  для станции *abmf* из сети IGS, являющейся центром топоцентрической системы координат. В эту измерительную ячейку также входят станция *lmmf* (IGS) и станция *P780* (UNAVCO). На рисунке 3б приведены функции взаимной



**Рис. 3.** Базовые элементы обработки GPS-сигналов интерферометрическим способом для одной измерительной ячейки представлены на: (а) – анализируемый сигнал  $dTEC(t)/dt$ ; (б) – функции взаимной корреляции сигналов на парных станциях; (в) – амплитудный спектр  $dTEC(t)/dt$  и  $dL_1(t)/dt$ .

корреляции сигналов на парных станциях, кодировка пар приведена в легенде. Видно большое подобие поведения регистраций на станциях – коэффициент корреляции для производной  $dTEC(t)/dt$  достигает 0.88. Характерный период переколебаний корреляционной функции дает оценку наличия периода волнового возмущения. По поведению  $dTEC(t)/dt$  (или по производной фазы  $dL_1(t)/dt$ ) выделяются максимумы спектральной плотности, имеющие одинаковые частоты, рис. 3в.



**Рис. 4.** Параметр волновой активности на о-ве Гаити в период 09.01.2010–13.01.2010 г.

## 7. ОБСУЖДЕНИЕ

Методами GPS-интерферометрии получены для вариаций ПЭС значения диапазона параметра спадания  $\alpha = (-2)–(-4)$  для среднеширотной и тропической ионосферы [Афраймович и Перевалова, 2006]. Проведенный анализ спектров выделенных волновых структур, сгруппированных в кластеры, имеющих скорости, соответствующие АГВ (от 300 до 1200 м/с), показывает, что именно в период после значительных сейсмических событий изменяется параметр спадания  $\alpha$  волнового спектра.

Следующий рис. 4 демонстрирует временную зависимость параметра спадания  $\alpha$  волнового спектра в период 09–16 января 2010 г. Анализ показывает наличие трех экстремумов до основного события и локального экстремума 13 января в интервале 05–06 ч, что соответствует отклику ионосферы непосредственно на землетрясение в исследуемом регионе. На рисунке 4 тонкие горизонтальные прямые задают положение величины выборочной дисперсии, за указанный период наблюдений, равной  $-0.17$ , относительно среднего значения  $-0.98$ , отмеченного жирной горизонтальной прямой на графике, минимум составляет  $-1.47$ . Локальный минимум обозначен достаточно уверенно и превосходит среднее на величину почти трех дисперсий. Видно, что самое крупное событие, конечно, провоцирует значимый от-



клик на ионосферных высотах. Однако процесс взаимодействия геосфер не сводится к простой причинно-следственной реакции на факт события. Отклик ионосферы представляет собой суперпозицию различных процессов, причем в сейсмически активных областях возможна дополнительная турбулизация ионосферы сериями более слабых толчков землетрясений.

Разные сейсмические события и процессы порождают сходные волновые возмущения, расходящиеся от источника со скоростями, соответствующими АГВ, и проявляющиеся на ионосферных высотах. Данное обстоятельство затрудняет в ряде случаев однозначную интерполяцию результатов.

## 8. ВЫВОДЫ

Основное землетрясение 12 января 2010 г. дает значимый отклик на ионосферных высотах, который, вероятно, нелинеен, представляет собой суперпозицию различных процессов. Проведенный анализ характеристик спектров выделенных ионосферных волновых структур, сгруппированных в кластеры, в период 09–13 января 2010 г. показывает наличие локального экстремума в период 05–06 ч 13 января, что соответствует отклику ионосферы непосредственно на землетрясение. Причем в сейсмически активных областях возможна дополнительная турбулизация плазмы ионосферы циклом более слабых землетрясений, что приводит к изменению параметра степенного спада спектра ионосферных неоднородностей для спектров выделенных волновых структур, имеющих скорости, соответствующие АГВ (от 300 до 1200 м/с).

Над сейсмически активными районами происходят интенсивные изменения параметров ионосферы относительно показателей их регулярной изменчивости, не только во время основного события, но также в период подготовки землетрясений и после его активной фазы. Причем источником неоднородных структур является не только будущий эпицентр, но и вся область подготовки землетрясения — например, активный разлом.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при частичной поддержке Российского научного фонда, грант № 18-12-00441.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

— *Афраймович Э.Л., Косоголов Е.А., Лесюта О.С., Ушаков И.И.* Спектр перемещающихся ионосферных возмущений по данным глобальной сети GPS // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 44. № 10. С. 828–839. 2001.

— *Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П.* Моделирование измерений полного электронного содержания на

GPS-радиоинтерферометре // Солнечно-земная физика. Вып. 4. С. 71–78. 2004.

— *Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П.* GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: Изд-во ГУНЦ РВХ ВСНЦ СО РАН, 480 с. 2006.

— *Береза Г.В., Слуцковский Л.И., Поликов М.К.* Частотный анализ сейсмических колебаний // Прикладная геофизика. № 11. С. 92–123. 1954.

— *Гершман Б.Н., Ерухимов Л.М., Яшин Ю.Я.* Волновые явления в ионосфере и космической плазме. М.: Наука, 1984.

— *Гусев В.Д., Драчев Л.А., Миркотан С.Ф., Березин Ю.В., Кияновский М.П., Виноградова М.Б. Гайлит Т.А.* Структура и движения крупномасштабных неоднородностей в ионосферном слое F2 // ДАН СССР. Т. 128. № 5. С. 804–820. 1958.

— *Захаров В.И., Зиенко А.С.* Метод статистического анализа вейвлет-спектров ионосферных сигналов системы GPS // Вестн. МГУ. Сер. 3. Физика. Астрономия. Т. 62. № 2. С. 44–49. 2007.

— *Захаров В.И., Зиенко А.С., Куницын В.Е.* Распространение радиосигналов GPS при различной солнечной активности // Электромагнитные волны и электронные системы. Т. 13. № 8. С. 51–57. 2008.

— *Клюшников В.Ю.* О возможности возникновения триггерных эффектов в геосредах при пусках перспективных ракет-носителей сверхтяжелого класса // Космонавтика и ракетостроение. Т. 79. № 6. С. 121–131. 2014.

— *Колмогоров А.Н.* Локальная структура турбулентности в несжимаемой жидкости при очень больших числах Рейнольдса // Докл. АН СССР. Т. 30. № 4. С. 299–303. 1941.

— *Кривоулицкий А.А., Куницын В.Е.* Ионосфера Земли / Физические условия в космическом пространстве. Т. 1. / Модель космоса: Научно-информационное издание в 2-х т. Ред. М.И. Панасюк, Л.С. Новиков. М.: КДУ. С. 744–780. 2007.

— *Куницын В.Е., Терещенко Е.Д., Андреева Е.С.* Радиотомография ионосферы. М.: Наука. 335 с. 2007.

— *Монин А.С., Яглом А.М.* Статистическая гидромеханика. Т. 1. М.: Наука, 696 с. 1967.

— *Монин А.С., Яглом А.М.* Статистическая гидромеханика. Т. 2. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат. 742 с. 1996.

— *Намгаладзе А.А., Золотов О.В., Прохоров Б.Е.* Численное моделирование вариаций полного электронного содержания ионосферы, наблюдавшихся перед землетрясением 12 января 2010 г. на о-ве Гаити // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 53. № 4. С. 553–560. 2013.

— *Обухов А.М., Яглом А.М.* Микроструктура турбулентного потока // ПММ 15. Вып. 1, 3. 1951.

— *Пулинец С.А., Цыбуля К.Г.* Уникальные вариации полного электронного содержания в период подготовки землетрясения на Гаити (M7.9) 12 января 2010 г. // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 50. № 5. С. 713–716. 2010.

— *Татарский В.И.* Теория флуктуационных явлений при распространении радиоволн в турбулентной атмосфере. М.: изд-во АН СССР. 230 с. 1959.

- Татарский В.И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. М.: Наука, 1967.
- Трухин В.И., Показеев К.В., Куницын В.Е. Общая и экологическая геофизика. М.: Физматлит. 576 с. 2005.
- Чиков Б.М. Режимы колебаний и волн в геосферах / Тр. Всероссийского совещ. “Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы”. Иркутск, 26–29 августа 2003 г. Ред. С.И. Шерман. Новосибирск: изд-во СО РАН. Фил. “Гео”. С. 209–211. 2003.
- Afraimovich E.L., Minko N.P., Fridman S.V. Spectral and dispersion characteristics of medium-scale travelling ionospheric disturbances as deduced from transionospheric sounding data // J. Atmos. Terr. Phys. V. 56. № 11. P. 1431–1446. 1994.
- Akhoondzadeh M., Saradjian M.R. TEC variations analysis concerning Haiti (January 12, 2010) and Samoa (September 29, 2009) earthquakes // Adv. Space Res. V. 47. № 1. P. 94–104. 2011.
- Fridman S.V. The formation of small-scale irregularities as a result of ionospheric plasma mixing by large-scale drifts // Planet. Space Sci. V. 38. № 8. P. 961–972. 1990.
- Gurtner W., Estey L. RINEX: The Receiver Independent Exchange Format Version 2.11. Astronomical Institute University of Berne. UNAVCO Boulder, Co. 2007.
- Gvishiani A., Dubois J.O. Artificial intelligence and dynamic systems for geophysical applications. Berlin: Springer. 347 p. 2002.
- Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J. GPS Theory and practice. Wien; New York: Springer-Verlag. 389 p. 1997.
- Klobuchar J.A. Ionospheric time-delay algorithm for single-frequency GPS users // IEEE T. Aero. Elec.-Sys. V. 23. № 3. P. 325–331. 1986.
- Mercier C. Observations of atmospheric gravity waves by radiointerferometry // J. Atmos. Terr. Phys. V. 48. № 7. P. 605–624. 1986.
- Pi X., Mannucci A.J., Lindqwister U.J., Ho C.M. Monitoring of global ionospheric irregularities using the worldwide GPS network // Geophys. Res. Lett. V. 24. № 18. P. 2283–2286. 1997.
- Yakovets A.F., Kaliev M.Z., Vodyannikov V.V. An experimental study of wave packets in travelling ionospheric disturbances // J. Atmos. Terr. Phys. V. 45. P. 629–639. 1999.