

Оценка параметров волновых возмущений в ионосфере по совместным данным GPS-интерферометрии и вертикального зондирования

В. И. Захаров^{1,2,a}, А. Ф. Хамидуллин¹

¹Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, физический факультет, кафедра физики атмосферы. Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 2.

²Институт солнечно-земной физики СО РАН. Россия, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 26а.

E-mail: ^azvi_555@list.ru

Статья поступила 23.06.2014, подписана в печать 05.11.2014

Предложена методика оценки амплитуды колебательной скорости, вносимой в ионосферу волновыми возмущениями различной природы на примере акустико-гравитационных колебаний. Этот параметр характеризует энергию волнового возмущения и важен для моделирования процессов энергообмена в системе геосфер. Его определение потребовало совместного использования различных ионосферных данных — как GPS-интерферометрии, так и вертикального зондирования. Проведено тестирование метода на примере данных, полученных во время подготовки и самого землетрясения в Афинах 2006 г. Методика допускает проведение оценок с использованием данных модели IRI, что оказывается практически приемлемым в спокойных гео- и гелиофизических условиях для ионосферы различных регионов (Арктика, Азия, Африка, акватория Мирового океана и т. п.).

Ключевые слова: ионосфера, параметры неоднородностей, волновые возмущения, навигационная система GPS, радиointерферометрия, вертикальное зондирование.

УДК: 551.51, 551.55, 551.59. PACS: 94.20.-y, 94.20.Vv, 94.20.wj, 94.80.+g.

Введение

Наличие неоднородных структур в ионосфере Земли является типичным ее состоянием, а потому исследования структуры и динамики ионосферных возмущений являются важной задачей физики верхней атмосферы [1–6]. Указанные возмущения разделяются по пространственно-временным масштабам, поскольку характеризуют широкий круг явлений, связанных в том числе с космической погодой [2, 3]. Волновые процессы дают существенный вклад в общую динамику и энергетику атмосферы, включая и ионосферу [4–6]. Возмущения плотности ионосферной плазмы также могут носить волновой характер, причем уникальность и сложность их изучения связана с тем, что причины их появления в ионосфере могут быть различны. Эти причины определяются как внутренними, так и внешними процессами, протекающими в системе геосфер и в околоземном космическом пространстве [3, 4, 6–11], что требует разработки новых принципов организации космического мониторинга [7].

В настоящей работе предложен метод получения оценок максимальной колебательной скорости, вносимой в ионосферу волновыми возмущениями акустико-гравитационной природы. Указанный параметр характеризует энергию возмущения, распространяющегося в среде, он важен для широкого круга задач, в том числе и для моделирования процессов энергообмена в системе геосфер. Параметр не оценивается непосредственно существующими в настоящее время методиками и способами обработки и требует разработки комплексных методов оценок. В качестве таковых мы предлагаем совместно использовать данные существующих в настоящее время экспериментальных методов исследования ионосферы — результаты GPS-интерфе-

рометрии и наблюдения, полученные классическим методом ВЧХ-характеристик.

1. Исследования ионосферы с помощью методов ВЧХ-характеристик и GPS-интерферометрии

Для экспериментального изучения распределений электронной концентрации и ее крупных возмущений в ионосфере практически со времени обнаружения самой ионосферы и до настоящего времени используют ионозонды [6, 8], несмотря на значительный прогресс в других [8] и прежде всего томографических [9, 10] методах исследований. Ионозонд представляет собой импульсный локатор с частотной модуляцией. При увеличении несущей частоты зондирующий импульс проникает глубже в ионосферу, меняется время его приема на Земле после отражения от среды. Так получают зависимость высоты отражения от частоты зондирования, т. е. высотно-частотную характеристику, или ионограмму. Самая высокая частота волны, отраженная от ионосферы, называется критической частотой, в этом случае волна просто не отражается, а проходит во вне через ионосферу. Условия отражения обыкновенной и необыкновенной волн в магнитоактивной плазме также различны, поэтому каждая из них дает свой собственный след отражения на ионограмме. Благодаря взаимодействию между этими двумя волнами, а также в результате отражения от земной поверхности и последующих переотражений на ионограмме может появиться больше двух характерных следов.

За более чем полувековую историю использования ионозондов с их помощью получена наиболее систематическая информация о зависимостях максимальных концентраций электронов и высотах отражения от различных слоев, оценивались различные параметры

ионизованных образований в разных гео- и гелиофизических условиях.

Метод GPS-интерферометрии [11] возник после создания навигационных систем с высокостабильными сигналами [12] как обобщение методов радиоинтерферометрии при использовании сигналов со спутников.

Процедура обработки данных при региональном радиоинтерферометрическом мониторинге ионосферы заключается в следующем: из всего числа станций GPS, географически расположенных в изучаемом регионе, выбираются все тройки станций, для которых расстояния между ними должны быть менее заданного для выполнения выбранного приближения при обработке волнового фронта [13, 14].

Первичными данными для анализа являются ряды «наклонного» значения полного электронного содержания (ПЭС), определяемые для каждой станции в ячейке, а также соответствующие им ряды значений угла места и азимута луча на ИСЗ, рассчитанные по полученным из сети Интернет данным наблюдений и местоположений ИСЗ GPS.

С целью исключения трендов, вариаций регулярной ионосферы и движения спутников используются специальные процедуры цифровой фильтрации данных. Методика позволяет проводить анализ пространственно-временных характеристик ионосферных структур, включающий в себя изучение распределений скоростей и периодов выделенных структур для заданных пользователем интервалов времени. Методика позволяет также определять направления распространения выделенных структур для произвольных заданных периодов времени, наивероятные значения скорости по выделенным направлениям для произвольных заданных периодов времени.

Метод GPS-интерферометрии позволяет оценивать величины интегральных вариации электронной концентрации по лучу зондирования наблюдатель–спутник GPS и точно оценить вариации этого параметра во времени и пространстве. Подчеркнем, что использование этих данных не может дать представление о «вертикальных» параметрах регулярных или флуктуационных структур, которые в целом можно оценить по ионограммам, т. е. две методики дополняют друг друга.

2. Методика оценки амплитуды колебательной скорости в волновых ионосферных возмущениях

Отметим, что определяемый далее параметр является энергетической характеристикой волнового возмущения, важной для моделирования процессов взаимодействия в системе геосфера–ионосфера, например при подготовке и непосредственно в ходе землетрясения [15, 16]. Иначе говоря, мы рассматриваем амплитуду скорости колебательного движения частиц среды, вносимую волнами различной природы при их прохождении через среду. В качестве волновых возмущений далее мы рассмотрели широко распространенные в верхней атмосфере и ионосфере акусто-гравитационные колебания, но предлагаемая методика, как станет ясно из дальнейшего, применима и для волн других типов.

Для численной оценки величины максимальной скорости положим, что регистрируемое по сигналам на-

вигационных систем возмущение полного электронного содержания (ПЭС или TEC, Total Electron Content) вызвано волновой структурой, локализованной на уровне максимума ионосферного слоя. Зная из данных GPS-интерферометрии период возмущения T , амплитуду колебательной скорости можно оценить как $V_0 = dz/T$, где dz — вертикальное смещение частиц среды, вызванное волной.

При определении параметров структуры мы оцениваем и величину вариаций интегрального ПЭС, т. е. $d\text{TEC}$. Если возмущения ионосферной плазмы $d\text{TEC}$ малы по сравнению с полным электронным содержанием по лучу зондирования, т. е.

$$\frac{d\text{TEC}}{\text{TEC}} \ll 1, \quad (1)$$

то их можно считать вызванными линейными волнами в ионосфере. Рассматривая это возмущение в качестве аддитивного добавка к регулярному распределению электронной концентрации, для оценки максимальной величины амплитуды смещения частиц можно получить соотношение $dz = \frac{d\text{TEC}}{\text{TEC}} \cdot z_m$. Физически оно просто означает, что даже в случае максимального возмущения «частица в волне» не покидает ионосферный слой.

В качестве модели волнового возмущения будем использовать «цуг волн с затуханием», описываемый формулой

$$dN(z, t) = dN_0 \cos\left(2\pi \frac{t-t_0}{T}\right) \exp\left\{-\left(\frac{t-t_0}{2T}\right)^2\right\} f(z), \quad (2)$$

а высотную зависимость возмущения $f(z)$ для оценок можно задать параболической. В методе GPS-интерферометрии используются только интегральные характеристики, т. е. методами определения возмущений ПЭС наблюдают некое значение, усредненное на интервале наблюдения T . Поэтому с учетом (2) можно рассматривать оценку $d\text{TEC}$ в виде

$$\begin{aligned} d\text{TEC} &= \int_{-T}^T dN(z, t) dt = \gamma \cdot dN_0 \cdot f(z) = \\ &= dN_0 \cdot \frac{\sqrt{\pi}}{4\sqrt{b}} \exp\left(\frac{-a^2}{4b^2}\right) \times \\ &\quad \times \left(\operatorname{erf}\left(\frac{2bT+ia}{2\sqrt{b}}\right) + \operatorname{erf}\left(\frac{2bT-ia}{2\sqrt{b}}\right)\right) f(z), \end{aligned}$$

где $\operatorname{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x \exp(-t^2) dt$ — функция Лапласа, $a = 2\pi/T$, $b = (2T)^{-1/2}$.

Численный анализ для типичных параметров ионосферных возмущений показывает, что методика GPS-интерферометрии при плохом ракурсе эффективно может обнаруживать волновые структуры, состоящие из не более чем трех-пяти колебаний. Это связано с уровнем ошибок определения $d\text{TEC}$ по фазовым измерениям [12–14] и определяется соотношением их величины и величины γ — структура считается различимой, когда вклад от нее больше, чем величина ошибки. Величина γ зависит от числа периодов наблю-

даемой неоднородности и составляет от 0.5 до $0.05dN_0$ для волновых цугов менее чем из трех периодов.

Тогда для усредненной на времени наблюдения структуры для величины смещений частицы в волне dz получаем оценку

$$dz = \frac{\int_{-z_m}^{z_m} dN(z) dz}{\gamma \text{TEC}} z_m \leq \frac{d \text{TEC}_{\text{exp}}}{\gamma \text{TEC}} (z_{F2} - z_E), \quad (3)$$

где в качестве максимальной величины полутолщины слоя z_m взята разность высот уровней максимумов основных ионосферных слоев $F2$ и E , определяемых по данным ионозонда. Значение TEC может определяться различными методами — как по данным GPS-наблюдений, так и по данным ионозонда. Условиями применимости метода являются требование (1) и мягкое необходимое условие, чтобы частица в волне не покидала ионосферный слой $F2$, дающий основной вклад в интегральную ионизацию.

Основной проблемой для проведения вышеприведенных оценок является наличие непосредственно в регионе анализа ионозонда с необходимым набором регистрируемых параметров. Далее при обсуждении и сравнении результатов мы рассмотрим альтернативный источник нужной для оценок информации — расчеты параметров ионосферы в рамках хорошо известных моделей и прежде всего различных версий модели IRI [17].

3. Эксперимент и апробация методики

В качестве примера апробации методики нами использованы GPS-данные за 4–14 января 2006 г. в районе Греции, где 8 января 2006 г. произошло землетрясение силой от 6.4 до 6.9 балла (по разным оценкам) по

шкале Рихтера. Эпицентр находился в Эгейском море, в 200 км к юго-западу от Афин (рис. 1). В это время в районе Афин действовал ионозонд AT138, данные которого мы и использовали в своих оценках [18].

За период с 4 по 14 января 2006 г. на 67 GPS-станциях сети IGS, обозначенных на рис. 1 треугольниками, проводились непрерывные записи спутниковых сигналов, всего около 14.5 тыс часов наблюдений, или около 3.5 млн индивидуальных отсчетов фазы. Отметим, что период охватывает время подготовки, само землетрясение и афтершоковую активность.

Анализ индексов гео- и гелиомагнитной активности Kp и Dst показывает, что изучаемый период характеризовался спокойной или умеренно возмущенной (индекс Kp имел величину менее 30 по 81-балльной шкале) геомагнитной обстановкой [19].

Данные ионозонда AT138 [18] позволяют провести анализ распределений критической f_0F2 частоты слоя $F2$ и действующей высоты отражения сигнала от этого слоя, приведенных на рис. 2, а, б соответственно.

Аналогичные распределения были построены и для слоя E , данные о котором также получены на станции AT138.

Данные о критических частотах и изменениях действующих высот максимумов ионосферных слоев позволяют оценить величины ПЭС в различных теоретических приближениях для заданного высотного распределения электронной концентрации. Кроме того, технология GPS-наблюдений позволяет непосредственно измерить TEC как результат групповой задержки навигационного сигнала. На рис. 3 приведена гистограмма распределения полного электронного содержания для 8 января 2006 г.

Методика анализа GPS-сигналов позволяет получить данные о величинах абсолютных вариаций TEC ,

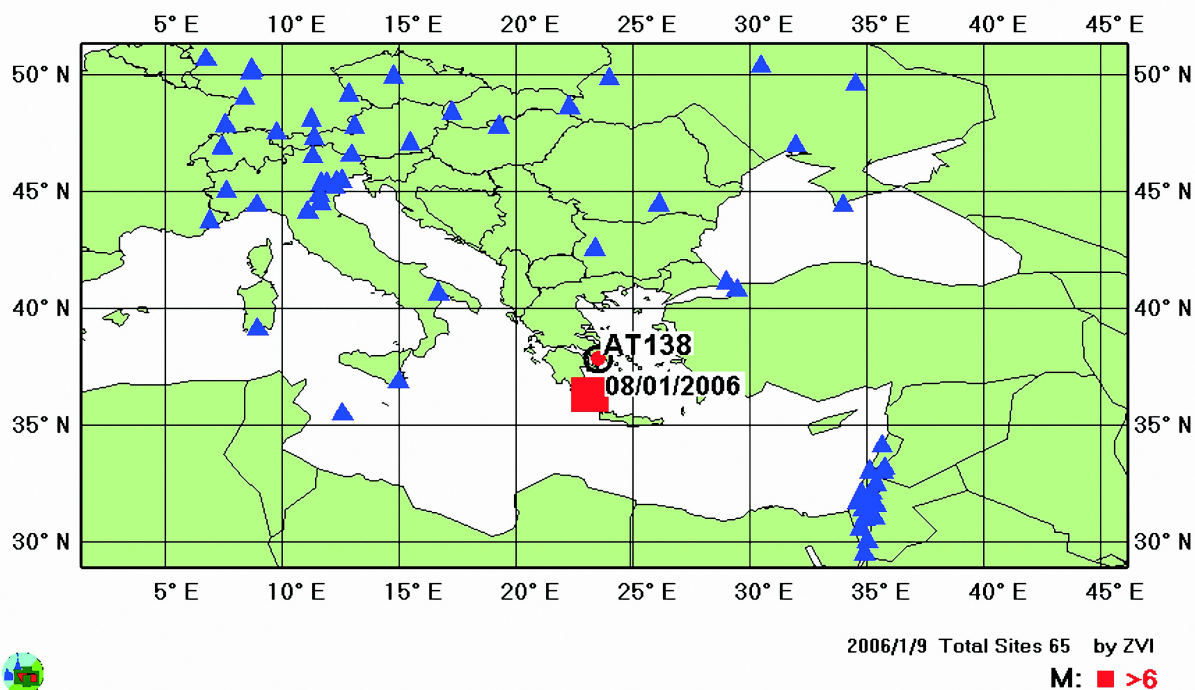


Рис. 1. Географическое положение станций GPS (треугольники), ионозонда AT138 (круг) и эпицентра Афинского землетрясения 2006 г. (квадрат)

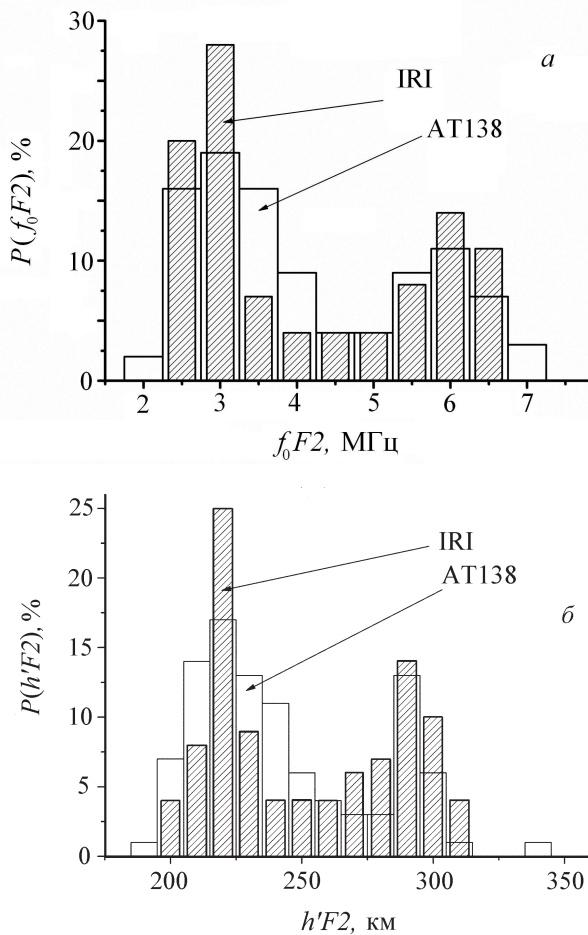


Рис. 2. Распределение критической частоты слоя F2 (а) и действующей высоты h' слоя F2 (б) по данным ионозонда AT138 и в модели IRI

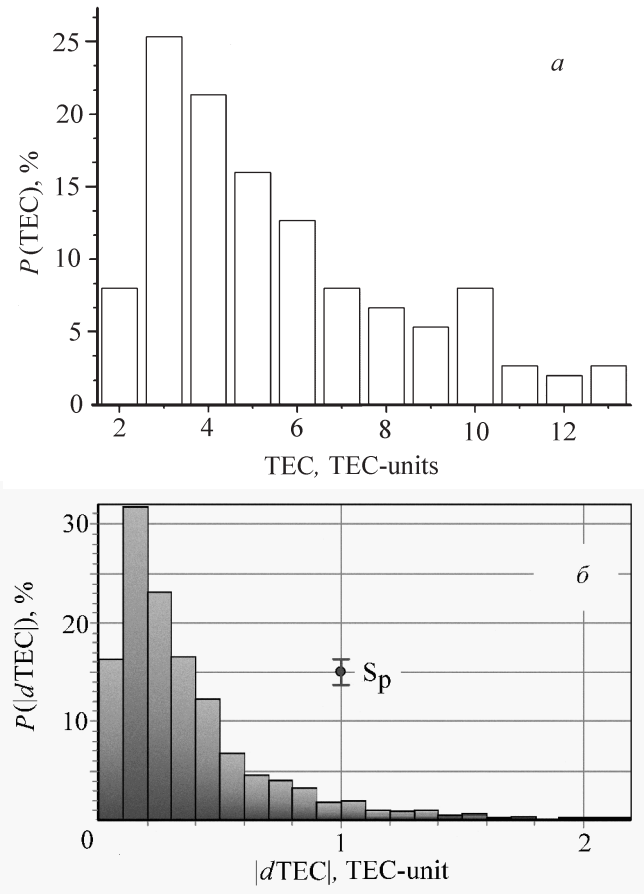


Рис. 3. Гистограмма распределения полного электронного содержания в пересчете на местную вертикаль (а) и абсолютной величины интенсивности флуктуаций электронного содержания (б) по данным станции вертикального зондирования ионосферы AT138 и GPS-наблюдениям соответственно, проведенным 8 января 2006 г.

приведенных для примера на рис. 3,б. Это обстоятельство важно для проверки методических условий справедливости проводимых оценок.

Исследования показывают, что приведенные на местную вертикаль величины ПЭС составляют несколько TECU (TEC-units, 1 TECU = 10¹⁶ м²), а наиболее вероятные значения флуктуаций порядка 0.12 TECU, ошибки определяются объемами анализируемых выборок и не превышают 2 %.

Для удобства использования и дальнейшего сравнения результаты нашей обработки для всего периода наблюдений приведены в таблице. Обозначения $dTEC_{mid}$, $dTEC_{mod}$, D означают среднее, наиболее вероятное значение

День	$dTEC_{mid}$, TECU	$dTEC_{mod}$, TECU	D	Выполнение условия (1), % случаев
2006-01-04	0.30	0.13	0.37	96.06
2006-01-05	0.35	0.13	0.51	95.05
2006-01-06	0.28	0.12	0.35	97.79
2006-01-07	0.31	0.13	0.34	97.80
2006-01-08	0.31	0.13	0.36	97.93
2006-01-09	0.29	0.13	0.39	97.84
2006-01-10	0.26	0.14	0.36	98.15
2006-01-11	0.24	0.12	0.28	97.54
2006-01-12	0.27	0.12	0.32	97.05

и дисперсию соответственно. Наиболее вероятные значения для всех дней мониторинга составили величины 0.12–0.14 TECU. Анализ полученных распределений показывает, что условие (1) выполняется более чем в 95 % случаев для магнитоспокойных условий.

Анализ данных результатов моделирования параметров ионосферной плазмы в модели IRI-2010 [17] позволяет утверждать, что модель в спокойных условиях в целом корректно оценивает величины наиболее вероятных значений критических частот и действующих высот ионосферных слоев. Обращает на себя внимание тот факт, что модель дает несколько меньшую «вариабельность параметров», чем представлено в наших данных для реальных экспериментов, что выражается в более резких пиках теоретических распределений изучаемых параметров. Несмотря на это, наш анализ показывает, что проведенные оценки параметров ионосферы с использованием модели IRI являются состоятельными. В этом случае получаемые оценки максимальной величины колебательной скорости отличаются от чисто экспериментальных на величины до 15 %. Отметим, что использование данных модели IRI в регионах, где отсутствуют ионозонды, дает единственную возможность правдоподобно оценить обсуждаемые параметры. Это

справедливо для многих регионов Земли, например для высокоширотной ионосферы Арктики, среднеширотной территории Евразии, практически для всего Мирового океана.

4. Основные результаты

Таким образом, методики радиоинтерферометрического анализа GPS данных позволяют выделить распределение ионосферных колебательных структур по периодам, что в сочетании с данными ионозондовых измерений позволяет оценить максимальные амплитуды смещений, вносимых волной в среду и построить распределение колебательных скоростей $P(V)$, вносимых акусто-гравитационным возмущением в ионосферу согласно (3). Полученные результаты приведены на рис. 4.

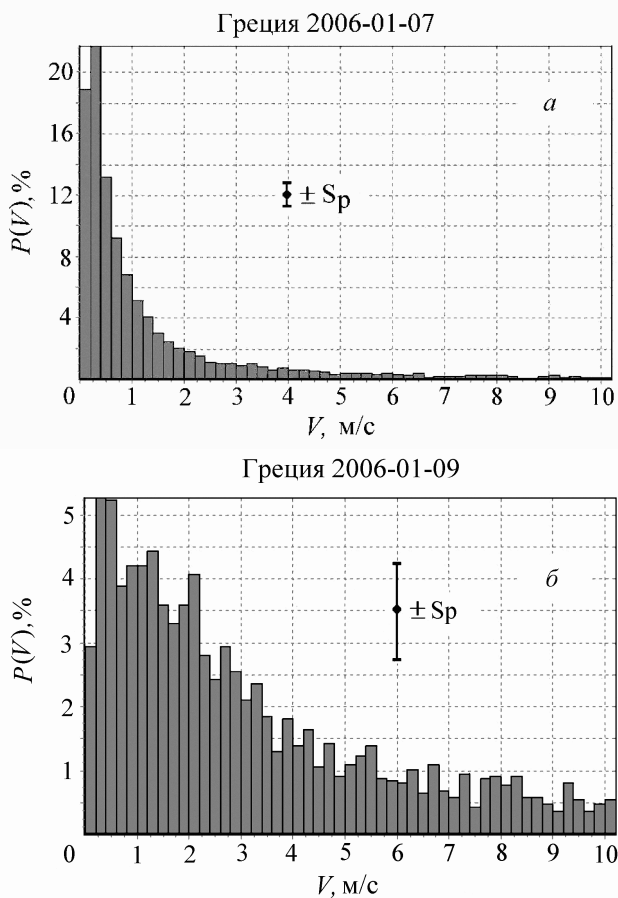


Рис. 4. Распределения колебательных скоростей волн в ионосфере по данным GPS-интерферометрии и станции вертикального зондирования (AT138). Греция, 7 января (а) и 9 января (б) 2006 г.

Получено, что в ионосфере выделялся целый спектр волновых структур с разными скоростями. Величины ошибок S_p определяются объемами экспериментальных выборок и приведены на рисунках.

Наш анализ данных показывает, что максимумы распределений приходятся на скорости менее 3 м/с и для периода с 4 по 14 января лежат в диапазоне 0.2–1.5 м/с. Между тем менее 10 % от общего числа колебательных структур имеют скорости свыше 6 м/с. Средние скорости с учетом этих структур составляют

порядка 1.5–3 м/с, а наимвероятные — от 1.5 до 2.2 м/с (дисперсии лежат в интервале от 3 до 6 м/с). Примечательно, что через один день после землетрясения наимвероятное значение скорости увеличивается по сравнению с распределением за день до землетрясения в 1.4 раза (с 1.6 до 2.2 м/с), а само изучаемое распределение становится более широким — его дисперсия увеличивается почти в 2 раза (с 3.4 до 6.3 м/с). Растет — почти вдвое — и число случаев превышения колебательной скоростью условной границы в 10 м/с. Эти факты свидетельствуют, скорее всего, о том, что литосферное возмущение привело к дополнительной турбулизации ионосферной плазмы, причем эта турбулизация возникает инерционно, с запаздыванием.

Отметим, что полученные нами оценки величин максимальных скоростей, вносимых в среду для периода перед землетрясением, лежат в диапазоне 0.2–1.5 м/с, что в несколько (в 5–10) раз меньше величин, использованных в работе [16], где в качестве начальных условий для моделирования взаимодействия акусто-гравитационных волн с ионосферной плазмой использовались скорости смещений в 10 м/с, действовавшие в течение трех суток до землетрясения. Наши оценки приводят к выводу, что выбранная авторами [16] скорость колебательных возмущений и, отражающая по сути дополнительную энергию, поступающую в среду во время подготовки землетрясения, сильно завышена. Оценочные данные, полученные с помощью изложенной в работе методики, служат в данное время, насколько нам известно, единственным источником для уточнений модельных расчетов.

Отметим, что созданная нами методика позволяет использовать для оценок не только данные ионозонда, но в случае их отсутствия данные ионосферной модели IRI [17]. На рис. 2 приведены распределения изучаемых параметров, полученные по данным моделирования. Видно, что модель в случае спокойной гео-гелиофизической обстановки в целом адекватно эксперименту описывает положения максимумов вероятностей у распределений критической частоты и действующей высоты максимума слоя $F2$. Однако в эксперименте наблюдается более широкий диапазон параметров, не описываемых моделью. Наши оценки показывают, что для определения максимальных величин скорости, вносимых в среду, можно пользоваться данными модели. При этом в пределах 15 %-й ошибки результаты оценок с использованием данных ионозонда и модели IRI в спокойных гео- и гелиофизических условиях совпадают, что дает возможность активного исследования ионосферы в регионах земного шара с неразвитой наблюдательной сетью, например в Арктике, Азии, Африке, Мировом океане.

Заключение

На основе совместного использования методов GPS-интерферометрии и вертикального радиозондирования ионосферы Земли предложен способ оценки максимальных колебательных скоростей, вносимых в ионосферу волновыми структурами. Предложенная методика, как показали экспериментальные данные, применима более чем в 95 % случаев.

Для тестирования методики мы рассмотрели период с 4 по 14 января 2006 г. (Афинское землетрясение), в ходе мониторинга обработано 14.5 тыс. часов наблюдений на 67 станциях, расположенных в Средиземноморском регионе.

В рассмотренный период в ионосфере выделялся целый спектр волновых структур с разными скоростями. Область максимума распределений приходится на скорости менее 1–2 м/с и для периода перед землетрясением лежит в диапазоне 0.2–1.5 м/с, что в несколько (в 5–10) раз меньше величин, использованных в работе [16], где в качестве условий для моделирования взаимодействия акусто-гравитационных волн с ионосферной плазмой использовались без доказательств скорости смещений 10 м/с. Таким образом, оценочные данные, полученные нами, служат в настоящее время единственным правдоподобным источником для уточнения модельных расчетов. Примечательно, что через один день после землетрясения наивероятное значение скорости увеличивается по сравнению с распределением за день до землетрясения в 1.4 раза (до 2.2 м/с), а изучаемое распределение становится более широким — его дисперсия увеличивается почти в 2 раза. Почти вдвое растет число случаев превышения колебательной скоростью величины 10 м/сек. Эти факты свидетельствуют о том, что литосферное возмущение привело к дополнительной турбулизации ионосферной плазмы, причем эта турбулизация возникает инерционно, с запаздыванием.

В методической части работы рассмотрен важный вопрос о замене в оценках данных ионозондов результатами использования модели IRI. Получено, что в случае замены реальных данных ионозондов результатами моделирования ошибка определения максимума скорости, вносимого в среду проходящей акусто-гравитационной волной, составляет порядка 15%. В ряде случаев это оказывается практически приемлемым, например, для исследований ионосферы в спокойных гео-гелио-физических условиях над различными регионами (Арктика, Азия, Африка, акватория Мирового океана и т. п.).

Предложенная нами методика является дополнением к существующим источникам информации об ионосфере Земли. Она позволяет оценивать параметры воздей-

ствия акустико-гравитационной волны на ионосферу. Результаты показывают работоспособность предложенной методики и необходимость учета в моделях всего спектра волновых возмущений для адекватного описания процессов передачи энергии между геосферами.

Исследования (разработка метода и его апробация) выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 14-37-00027). Обработка данных выполнена А. Ф. Хамидуллин.

Список литературы

1. *Акасофу С.И., Чепмен С.* Солнечно-земная физика. Т. 1. М., 1975.
2. *Митра А.* Воздействие солнечных вспышек на ионосферу Земли. М., 1977.
3. *Тверской Б.А.* Основы теоретической космофизики. Избр. труды. М., 2004.
4. *Рэдклиф Дж.* Введение в физику ионосферы и магнитосферы. М., 1975
5. *Госсард Э., Хук У.* Волны в атмосфере. М., 1975.
6. *Гершман Б.Н., Ерухимов А.М., Яшин Ю.Я.* Волновые явления в ионосфере и космической плазме. М., 1984.
7. *Shakhparonov V.M., Grishin D.V., Karagioz O.V.* // Acta Astronautica. 2014. **104**, N 1. P. 71.
8. *Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А.* Физика ионосферы. М., 1988.
9. *Куницын В.Е., Терещенко Е.Д., Андреева Е.С., Нестеров И.А.* // Успехи физ. наук. 2010. **180**, № 5. С. 40.
10. *Andreeva E.S., Franke S.J., Kunitsyn V.E.* et al. // Radio Science, 2001. **136**, N 2. P. 299.
11. *Айфрамович Э.Л., Перевалова Н.П.* GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск, 2006.
12. *Hoffman-Wellenhoft B.* GPS Theory and Practice. Vienna; N. Y., 1998.
13. *Zakharov V.I., Kunitsyn V.E.* // *Geomagnetism and Aeronomy*. 2012. **52**, N 4. P. 533.
14. *Захаров В.И., Зиенко А.С., Куницын В.Е.* // Электромагн. волны и электронные системы. 2008. № 8. С. 51.
15. *Ahmadov R.R., Kunitsyn V.E.* // *Geomagnetism and Aeronomy*, 2004. **44**, N 1. P. 95.
16. *Клименко М.В., Клименко В.В., Карпов И.В.* и др. // Хим. физика. 2011. **30**, № 5. С. 41.
17. <http://iri.gsfc.nasa.gov>
18. <http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/>
19. <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>

Estimation of the parameters of wave disturbances in the ionosphere by the joint use of GPS-interferometry and vertical sounding data

V. I. Zakharov^{1,2,a}, A. F. Hamidullin¹

¹ Department of Physics of Atmosphere, Faculty of Physics, M. V. Lomonosov Moscow State University, Moscow 119991, Russia.

² Institute of Solar-Terrestrial Physics, Russian Academy of Sciences, Siberian Branch, Irkutsk 664033, Russia.

E-mail: ^a zvi_555@list.ru.

A procedure for estimating the oscillatory speed amplitude that is introduced into the ionosphere by wave disturbances of different natures based on the example of acoustic-gravity waves is proposed. This parameter characterizes the energy of wave disturbance and is important for modeling the processes of energy exchange in the system of the geospheres. Its calculation required the joint use of different ionospheric data, such as GPS interferometry and vertical sounding. The method was tested based on the example of the data that were obtained

during the preparation and occurrence of the Athens earthquake in 2006. The procedure allows estimation using the IRI model data, which is practically acceptable under quiet geo- and helio-physical conditions for the ionospheres of different regions (the Arctic, Asia, Africa, the water area of the World Ocean, etc.).

Keywords: ionosphere, parameters of inhomogeneities, wave disturbances, GPS navigation system, radio-interferometry, vertical sounding.

PACS: 94.20.-y, 94.20.Vv, 94.20.wj, 94.80.+g.

Received 23 June 2014.

English version: *Moscow University Physics Bulletin* 1(2015).

Сведения об авторах

1. Захаров Виктор Иванович — канд. физ.-мат. наук, доцент, доцент; тел.: (495) 939-15-41, e-mail: zvi_555@list.ru.
2. Хамидуллин Аскар Фаритович — студент; тел.: (495) 939-15-41, e-mail: atm5571@phys.msu.ru.