

Оценка характеристик мелкомасштабной структуры нижней ионосферы во время магнитной бури в июне 2015 года по данным радиозондирования на трассах спутник-спутник

В.Е. Андреев, В.Н. Губенко, А.А. Павельев, И.А. Кириллович

Фрязинский филиал Института радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН, Московская область, 141190 Фрязино, пл. Введенского, дом 1, E-mail: v.e.andreev@gmail.com

В работе проанализированы результаты около 100 радиозатменных сеансов зондирования высокоширотной ($>65^\circ\text{N}$) нижней ионосферы северного полушария Земли, которые были проведены 22–23 июня 2015 года на несущей GPS-частоте 1545,42 МГц (диапазон L1) в эксперименте FORMOSAT-3/COSMIC. Корональные выбросы плазмы, дошедшие до Земли в этот период, спровоцировали магнитную бурю класса G4 (сильный геомагнитный шторм, планетарный Kp-индекс равен 8), которая в свою очередь вызвала значительные ионосферные флуктуации радиоволн на трассах зондирования: навигационные (GPS) спутники – низкоорбитальные (FORMOSAT-3/COSMIC) спутники.

We have analyzed the radio occultation results of ~ 100 sounding sessions of the high-latitude ($>65^\circ\text{N}$) lower ionosphere of the Earth's northern hemisphere, which were carried out on 22–23 June 2015 at the GPS-frequency of 1545.42 MHz (L1 band) in the FORMOSAT-3/COSMIC experiment. Coronal plasma ejections that reached the Earth in this period provoked a class G4 magnetic storm (strong geomagnetic storm with planetary Kp-index equal to 8), which in turn caused significant ionospheric fluctuations of radio waves on the sounding paths: navigation (GPS) satellites – low-orbit (FORMOSAT-3/COSMIC) satellites.

Введение

Летом 2015 года (22 июня) на Солнце имели место корональные выбросы массы (КВМ) в сторону Земли (один гигантский и несколько небольших выбросов). Данное событие было зафиксировано многими космическими аппаратами и ионосферными станциями [1–4]. Состояние межпланетного магнитного поля (IMF) в период 22–23 июня 2015 года и изменения потоков частиц во время прохождения КВМ через точку Лагранжа L1 (данные космического аппарата ACE) показаны на рис. 1 [1].

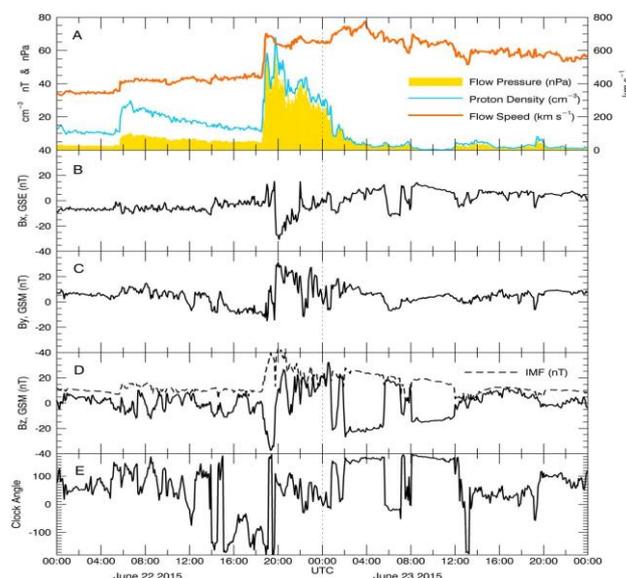


Рис. 1. Межпланетные условия 22–23 июня 2015 года: (А) плотность, скорость и давление солнечного ветра; (В–Д) компоненты IMF B_x , B_y , B_z (величина $|B|$ показана пунктиром); (Е) угол вектора IMF (направления компонент: $0 = +B_z$; $90 = +B_y$) (рисунок взят из [1]).

Корональные выбросы массы сопровождались мощными потоками рентгеновского излучения, что было зарегистрировано космическими аппаратами GOES-13 и -15, находящимися на геостационарной орбите (рис.2, левая панель). Эти выбросы спровоцировали на Земле сильную магнитную бурю класса G4 ($G4 = K_p - 4$). На правой панели рис. 2 представлены оценки планетарного K_p индекса за период 22–23 июня 2015года [2].

Целью работы является анализ радиосигналов диапазона L1 (частота 1575.42 МГц), излучаемых передатчиками спутников навигационной системы GPS и регистрируемых приемниками на борту низкоорбитальных спутников FORMOSAT-3/COSMIC, для определения параметров мелкомасштабной структуры высокоширотной ионосферы Земли на высотах от 50 до 110 км во время геомагнитной бури в июне 2015 года.

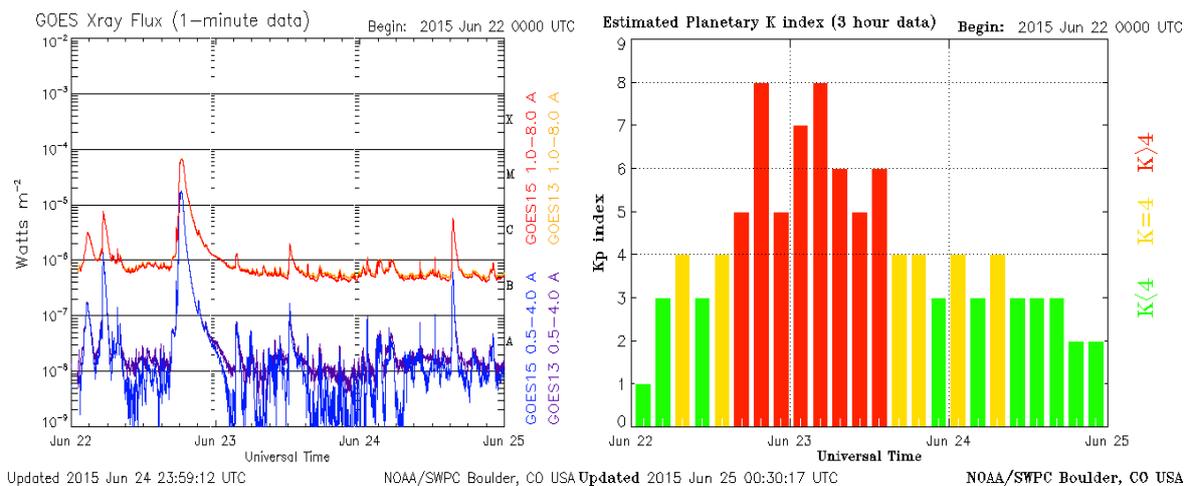


Рис. 2. Потоки рентгеновского излучения (левая панель), зарегистрированные 22–23 июня 2015 года космическими аппаратами GOES-13 и -15, находящимися на геостационарной орбите, и оценки планетарного K_p -индекса (правая панель) [2].

Отбор радиозатменных сеансов FORMOSAT-3/COSMIC

Радиозондирование атмосферы и ионосферы Земли по схеме спутник-спутник, когда применяются высокоорбитальный (GPS/ГЛОНАСС) и низкоорбитальный (LEO) спутники, проводились ранее в разных комбинациях, например: ГЕОСТАЦИОНАР – орбитальная станция МИР, GPS – MICROLAB, GPS – GRACE, GPS/ГЛОНАСС – МЕТЕОР, GPS – FORMOSAT-3/COSMIC и другие. По результатам анализа этих экспериментов имеется обширная литература [5–7]. Для получения оценок параметров мелкомасштабной структуры нижней ионосферы, во время упомянутой ранее геомагнитной бури, нами из большой базы данных FORMOSAT-3/COSMIC были отобраны около 100 радиозатменных сеансов, проведенных в период с 22 по 23 июня 2015 года. Выбранные сеансы измерений были выполнены на широтах от 65°N до 88°N и охватывали интервал высот 50–110 км.

В работах [5, 8, 9] показано, что существует связь между мощностью принимаемого на низкоорбитальном спутнике LEO сигнала, рефракционным ослаблением мощности радиоволн (X) и ускорением эйконала(ψ):

$$1 - X(t) = m a_\psi = m \cdot d^2\psi/dt^2, \quad m = r_\psi / (dp_0/dt)^2, \quad r_\psi = L_L \cdot L_G / L_0,$$

где p_0 – прицельный параметр радиолуча, L_L и L_G – соответственно расстояния от приемника (L) и передатчика (G) до точки перигея луча, L_0 – расстояние от передатчика до приёмника по прямой [5]. На рис. 3 представлены два типичных высотных профиля нормированной мощности (P) сигнала, измеренной накануне геомагнитной бури 22

июня 2015 года на спутнике FORMOSAT-3/COSMIC, и рефракционного ослабления (X) радиоволн, восстановленного из измерений эйконала. Показанные на рис. 3 кривые были получены путем сглаживания экспериментальных данных скользящим средним по 15 точкам. Для нахождения безразмерной величины P , мощность принятого на спутнике FORMOSAT-3/COSMIC сигнала (P_L) нормировалась на значение средней мощности радиоволн (P_0) на высотах более 300 км, т.е. $P = P_L/P_0$. Над каждой частью рисунка указаны: номера соответствующих спутников из группировок FORMOSAT-3/COSMIC и GPS, дата и местное время проведения сеанса измерений, а также координаты (широта и долгота) зондируемого района. Можно видеть, что в представленных на рис. 3 профилях наблюдаются коррелированные по высоте квазипериодические вариации величин $P(h)$ и $X(h)$. Найдено, что коэффициент кросс-корреляции для этих вариаций на указанном интервале высот составляет не менее 50%.

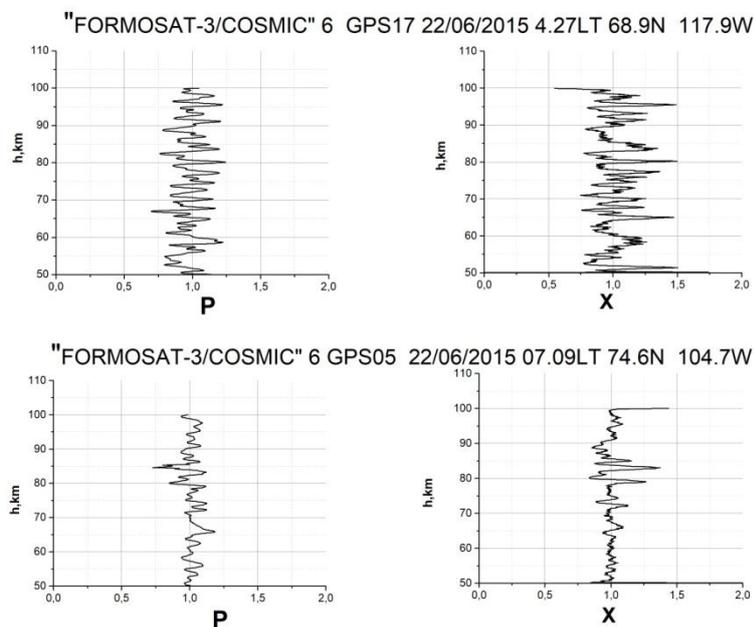


Рис. 3. Высотные профили нормированной мощности (P) сигнала, измеренной накануне геомагнитной бури 22 июня 2015 года на спутнике FORMOSAT-3/COSMIC, и рефракционного ослабления (X) радиоволн, восстановленного из измерений эйконала.

Хотя начало геомагнитной бури и не удается обнаружить из радиозатменных данных, однако с момента прохождения мощного потока рентгеновского излучения (см. рис. 2) флуктуации величин $P(h)$ и $X(h)$ в интервале 80–100 км высокоширотной ионосферы Земли увеличиваются. Отметим, что концентрация электронов в ночные часы растёт, становясь больше, чем 10^5 см^{-3} (рис. 4 и 5).

Из сравнения графиков на рис. 4 (панели а и с) можно видеть, что высотное положение максимума электронной концентрации в ионосферном слое практически совпадает с положением минимума рефракционного ослабления сигнала. Это соответствует результатам, полученным в работах [8–10], где было показано, что при радиозатменном зондировании спорадических E_s -структур (E_s) в ионосфере Земли, когда вектор распространения параллелен плоскости ионизации E_s -слоя, прохождение радиоволнами центральной его части (пик электронной плотности) приводит к сильной дефокусировке лучей, а при прохождении краев – к их фокусировке.

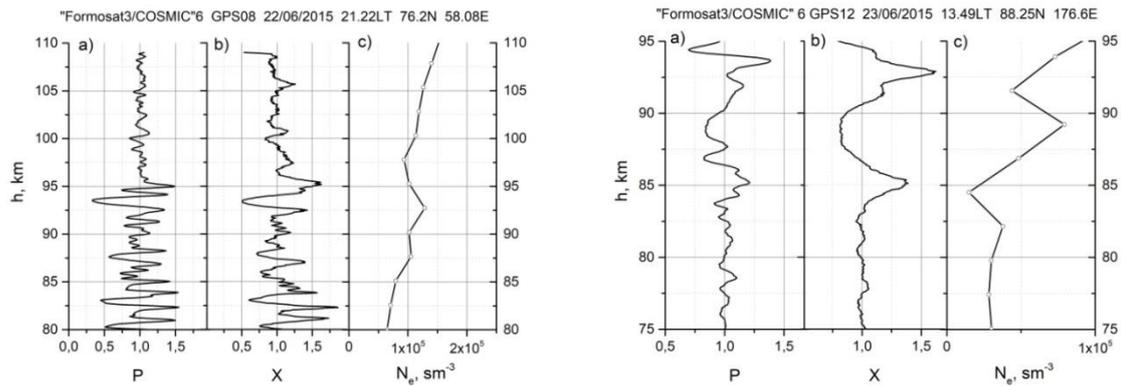


Рис. 4. Высотные зависимости нормированной мощности – $P(h)$, рефракционного ослабления – $X(h)$ и электронной концентрации – $N_e(h)$, полученные по радиозатменным данным FORMOSAT-3/COSMIC 22.06.2015 в 21.22LT в районе с координатами 76.2°N; 58.08°E (слева) и 23.06.2015 в 13.49LT в районе с координатами 88.25°N; 176.6°E (справа).

Как видно из данных, представленных на рис. 5 и 6, при радиозондировании района полярной шапки Земли (78.03°N; 96.65°E) на высотах от 101.5 до 90.3 км (луч опускается сверху вниз) мощность радиоволн дециметрового диапазона в среднем падает до уровня 0.1 (–10 dB), затем возвращается к значению 0.5 (–3 dB) и далее остается на этом уровне. Радиозондирование другого района полярной шапки (78.1°N; 65.02°E) показало, что на высоте 89.5 км средний уровень сигнала опускается до значения 0.5 (–3 dB) и далее держится на этом уровне (см. рис. 5, 6). Анализ зависимостей $X(h)$ на рис. 5 показывает, что средняя величина рефракционного ослабления в анализируемом интервале высот практически равна нулю. Поэтому мы полагаем, что указанное выше ослабление мощности сигнала $P(h)$, наблюдаемое в интервале высот от 50 до 90 км, может быть связано с поглощением радиоволн в нижней ионосфере во время геомагнитной бури.

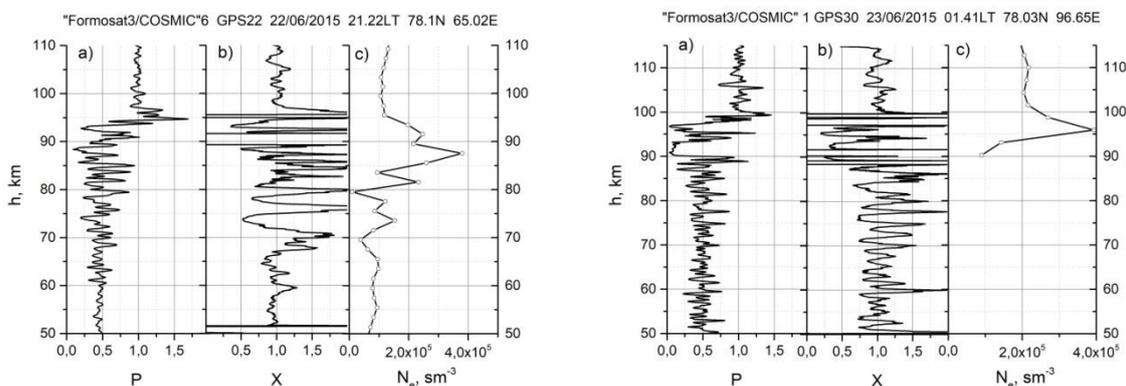


Рис. 5. Высотные зависимости нормированной мощности – $P(h)$, рефракционного ослабления – $X(h)$ и электронной концентрации – $N_e(h)$, полученные по радиозатменным данным FORMOSAT-3/COSMIC 22.06.2015 в 21.22 LT в районе с координатами 78.1°N; 65.02°E (слева) и 23.06.2015 в 01.41LT в районе с координатами 78.03°N; 96.65°E (справа).

Поглощение дециметровых радиоволн и оценка эффективного числа соударений в нижней ионосфере Земли

О небольшом поглощении (до – 1 dB) радиоволн, которое можно было заметить в данных на GPS-частотах, упомянуто в работе [6]. Наиболее характерными особенностями высокоширотной ионосферы (*D*-область) является специфическое поглощение радиоволн в полярной шапке (ППШ), связанное с вторжением протонов с энергиями в десятки МэВ и аномальное авроральное поглощение, связанное с

высыпаниями электронов. В периоды солнечных вспышек, направленных в сторону Земли, за счет резкого возрастания солнечного ионизирующего излучения, преимущественно в рентгеновском диапазоне возникают внезапные ионосферные возмущения (ВИВ), проявляющиеся в увеличении ионизации, главным образом, в *D*- и *E*-областях ионосферы. Авроральное поглощение радиоволн, наблюдаемое в зоне полярных сияний в периоды магнитосферных бурь и суббурь связывают с высыпанием заряженных частиц (главным образом, электронов с энергиями 20–100 кэВ) из магнитосферы в нижнюю ионосферу Земли [12].

Поглощение радиоволн диапазона L1 (частота 1575.42 МГц) наблюдалось очень ярко в двух радиозатменных сеансах измерений FORMOSAT-3/COSMIC в ионосфере Земли. В одном из них ослабление мощности радиоволн достигало –10 dB с возвратом на уровень –3 dB, а в другом сеансе измерений составляло –3 dB (см. рис. 5, панели а). Используя эти данные и следуя работе [11], оценим эффективное число соударений электрона в единицу времени (ν) в нижней ионосфере Земли.

Поглощение радиоволн в нижней ионосфере обусловлено столкновениями электронов с ионами и нейтральными молекулами. Из-за этого часть энергии, сообщаемая электромагнитным полем электронам, расходуется на увеличение энергии хаотического движения частиц плазмы и приводит к нагреву плазмы. При каждом ударе электрон в среднем передает иону или молекуле импульс $m \cdot dr/dt$, где dr/dt – упорядоченная скорость электрона под действием поля. Если ν – эффективное число соударений электрона в секунду, то за единицу времени импульс электрона меняется на величину $m \cdot \nu \cdot dr/dt$. Изменение импульса за счет соударений эквивалентно действию некоторой силы трения.

Предполагая, что частота радиоволн $\omega = 2\pi f$ удовлетворяет неравенству $\omega^2 \gg \nu^2$, авторы работы [11] получили следующую оценку коэффициента поглощения Z радиоволн:

$$Z = \frac{e^2 N_e \nu}{\pi m c f^2} = 2.70 \cdot 10^{-3} \frac{N_e \nu}{f^2}, \quad [Z] = \text{см}^{-1},$$

где m – масса электрона, e – заряд электрона, c – скорость света, N_e выражено в см^{-3} , ν – в с^{-1} , f – в Гц. При распространении через ионосферу поток радиоволн испытывает ослабление [11]:

$$P = \exp \left[\frac{-2.70 \cdot 10^{-3}}{f^2} \int_{h_{\min}}^{h_{\max}} N_e \nu ds \right].$$

Интегрирование производится по траектории зондирующего луча. Как видно из последней формулы, для оценки ν нужно знать распределение электронной концентрации по высоте. В нашем распоряжении имеются профили N_e (рис. 5, панели с). В этом случае можно предложить простой рекуррентный метод для оценки ν . Оценим среднее значение мощности сигнала $\langle P \rangle$ на узловых высотах электронной концентрации N_e . Для этого разобьем ионосферу по высоте на k слоёв (k – количество значений N_e , имеющихся в нашем распоряжении). Полагая, что выполняется условие сферической симметрии, будем считать значения ν и N_e в среднем постоянными для каждого слоя. Сначала оценим ν в первом слое, задав толщину слоя равной 2 км:

$$\nu_1 = - \frac{\ln \langle P_1 \rangle f^2}{2 \cdot 2.70 \cdot 10^{-3} \int_{h_1}^{h_0} N_{e1} ds_1}.$$

Двойка в знаменателе появилась из-за геометрической особенности вычисления ds_1 . Затем определяем вклад первого слоя по вычисленному значению ν_1 в ослабление сигнала во втором слое $\langle P_{2-1} \rangle$ и вычтем его из $\langle P_2 \rangle$. В этом случае ослабление во втором слое будет равно:

$$\langle P_{2-1} \rangle = 5.40 \cdot 10^{-3} \frac{\int_{h_1}^{h_0} N_{e1} v_1 ds_{2-1}}{f^2}, \quad v_2 = - \frac{(\ln \langle P_2 \rangle - \langle P_{2-1} \rangle) \cdot f^2}{5.40 \cdot 10^{-3} \int_{h_2}^{h_1} N_{e2} ds_2}.$$

Далее оценивается ослабление сигнала в следующем слое с учетом ослабления в предыдущих слоях. Из-за свободного выбора уровня h_0 , наихудшая точность оценки v при таких вычислениях приходится на v_1 . Полученные результаты показаны на рис. 6 (панель с) и приведены в Таблице 1. Здесь же представлены оценки величин N_e и v , взятые из работы [11].

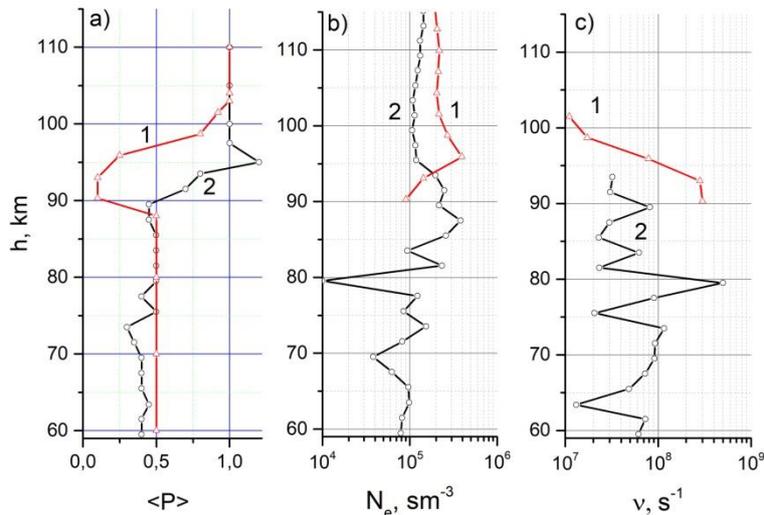


Рис. 6. а) Высотные изменения среднего уровня мощности ($\langle P \rangle$) радиозатменного сигнала при прохождении через нижнюю ионосферу Земли (средние значения получены по данным, показанным на рис. 5). б) Профили концентрации электронов (N_e) и в) эффективного числа соударений электронов в секунду (v) для тех же сеансов (кривые 1 соответствуют данным сеансу зондирования района с координатами 78.3°N; 96.65°E, а кривые 2 – района с координатами 78.1°N; 65.02°E).

Заключение

В работе проанализированы результаты около 100 радиозатменных сеансов зондирования высокоширотной ($>65^\circ\text{N}$) атмосферы северного полушария Земли, которые были проведены 22–24 июня 2015 года на несущей GPS-частоте 1545,42 МГц (диапазон L1) в эксперименте FORMOSAT-3/COSMIC. Показано, что высотное положение максимума электронной концентрации в ионосферном слое практически совпадает с положением минимума рефракционного ослабления сигнала. Это соответствует результатам, полученным ранее при радиозатменном зондировании спорадических E-слоев в ионосфере Земли.

По результатам анализа радиозатменных измерений FORMOSAT-3/COSMIC обнаружено поглощение радиоволн диапазона L1 в нижней высокоширотной ионосфере Земли. Величина поглощения составляет ~ 3 dB в интервале 60–90 км, и в отдельных случаях достигает ~ 10 dB на высотах от 90 до 95 км. На основе полученных данных, определен высотный профиль эффективного числа соударений электрона в единицу времени в нижней ионосфере Земли.

Работа выполнена в рамках государственного задания и частично поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проект РФФИ № 19-02-00083А) и Программой № 12 Президиума РАН.

Таблица 1. Вертикальные профили электронной концентрации N_e и эффективного числа соударений электронов в секунду ν , полученные по данным анализа двух сеансов измерений FORMOSAT-3/COSMIC и оценки указанных параметров ионосферы Земли, взятые из работы [11].

<i>h</i> , км	по данным радиозондирования FORMOSAT-3/COSMIC22–23.06.2015				по данным [11] ^{*)}		
	78.03°N 96.65°E		78.1°N 65.02°E		$\nu \cdot 10^5, \text{с}^{-1}$	$N_e, \text{см}^{-3}$,	$N_e, \text{см}^{-3}$,
	23.06.2015	01.41 LT	22.06.2015	21.22 LT		день	ночь
	$\nu \cdot 10^7, \text{с}^{-1}$	$N_e \cdot 10^5, \text{см}^{-3}$	$\nu \cdot 10^7, \text{с}^{-1}$	$N_e \cdot 10^5, \text{см}^{-3}$			
101.5	1.10	2.16					
100					1.7	10^5	2000
98.5	1.72	2.69					
95.5	7.86	3.94					
93.5			3.23	1.97			
93.0	28.17	1.43					
91.5			3.04	2.48			
90					7.6	$(1-3) \cdot 10^4$	
90.3	30.12	0.90					
89.5			8.17	2.16			
87.5			2.99	3.8			
85.5			2.29	2.59			
83.5			6.22	0.94			
81.5			2.31	2.3			
80					17	$(4-5) \cdot 10^2$	2000
79.5			50.12	0.1			
77.5			9.03	1.22			
75.5			2.06	0.85			
73.5			11.6	1.54			
71.5			9.26	0.82			
70					140	$(1-15) \cdot 10^2$	
69.5			9.12	0.38			
67.5			7.25	0.62			
65.5			4.85	0.96			
63.4			1.31	0.98			
61.5			7.29	0.81			
60					470	0-10	
59.5			6.14	0.79			

*) Данные из работы [11] относятся к средним широтам и к периоду высокой солнечной активности.

Литература

1. Reiff P.H., Daou A.G., Sazykin S.Y. et al. Multispacecraft observations and modeling of the 22/23 June 2015 geomagnetic storm // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. P. 7311–7318, doi:10.1002/2016GL069154.
2. Архив данных по космической погоде. URL: <ftp://ftp.swpc.noaa.gov/pub/warehouse/>.
3. Astafyeva E., Zakharenkova I., Huba J.D., Doornbos E., van den Ijssel J. Global Ionospheric and Thermospheric Effects of the June 2015 Geomagnetic Disturbances: Multi-Instrumental Observations and Modeling // J. Geophys. Res. 2017. V. 122. P. 1–27, doi:10.1002/2017JA024174.
4. Mansilla G.A. Ionospheric Response to the Magnetic Storm of 22 June 2015 // Pure and Applied Geophys. 2018. V. 175. P. 1139–1153, doi:10.1007/s00024-017-1741-5.

5. Яковлев О.И., Павельев А.Г., Матюгов С.С. Спутниковый мониторинг Земли: Радиозатменный мониторинг атмосферы и ионосферы. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2014. – 208 с.
6. Горбунов М.Е. Радиозатменное зондирование атмосферы. Глава 4 в книге: Динамика волновых и обменных процессов в атмосфере. 2017. Москва. ООО Издательство «ГЕОС». С.407–457.
7. Яковлев О.И., Матюгов С.С., Павельев А.А. // Известия вузов. Радиофизика. 2019. Т. 62. № 3. С. 194–204.
8. Gubenko V.N., Pavelyev A.G., Kirillovich I.A., Liou Y.-A. Case study of inclined sporadic E layers in the Earth's ionosphere observed by CHAMP/GPS radio occultations: Coupling between the tilted plasma layers and internal waves // Adv. Space Res. 2018. V. 61. No. 7.P. 1702–1716.
doi: 10.1016/j.asr.2017.10.001.
9. Губенко В.Н., Кириллович И.А. Модуляция спорадических E-слоев мелкомасштабными атмосферными волнами в высокоширотной ионосфере Земли // Солнечно-земная физика. 2019. Т. 5. № 3. С. 116–129, doi: 10.12737/szf-53201912.
10. Zeng Z., Sokolovskiy S. Effect of sporadic E cloud on GPS radio occultation signal // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L18817, doi: 10.1029/2010GL044561.
11. Колосов М.А., Арманд Н.А., Яковлев О.И. Распространение радиоволн при космической связи. М.: Издательство «Связь». 1969. – 155 с.
12. Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы. М.: Издательство «Наука». 1988. – 518 с.