

УДК 550.388+520.16+523.31+523.9:520.86

Е. И. Григоренко¹, С. А. Пазюра¹, В. И. Таран¹, Л. Ф. Черногор²

¹Институт ионосферы НАН и МОН Украины, Харьков

²Харківський національний університет ім. В. Н. Каразіна

Аномальная ионосферная буря 20—23 марта 2003 г.: результаты измерений и моделирования

Надійшла до редакції 14.10.04

Наведено результати спостережень та моделювання динамічних процесів в геокосмосі, які супроводжували двофазну іоносферну бурю 20—23 березня 2003 г. Найсильнішу негативну фазу цієї бурі можна віднести до аномальної, через те що вона проходила на фоні помірного збурення геомагнітного поля ($A_p = 29$, $K_p = 5$). Розглянуто основні механізми, які формують розвиток позитивної та негативної фаз бурі. Особлива увага приділена діагностиці процесів, що супроводжували зміну фаз бурі, яка відбулася у період заходу Сонця (біля 18.00 UT). Проведено моделювання та дослідження ефектів термосферних збурень, а також теплового режиму нейтральних і заряджених складових верхньої атмосфери Землі під час бурі. Спостереження виконано за допомогою радара некогерентного розсіяння у Харкові.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа является продолжением исследований двухфазной ионосферной бури (ИБ) 20—23 марта 2003 г. [9]. Ионосферные измерения в Харькове проводились в соответствии с международной программой Storms/TIMED/LTCS с помощью единственного в среднширотной Европе радара некогерентного рассеяния (НР). Метод НР является высоко эффективным диагностическим средством исследования эффектов бури в околоземном пространстве. Ионосферная и геомагнитная бури, как известно, относятся к одним из проявлений геокосмических бурь. Последние зарождаются в недрах Солнца, охватывают межпланетное пространство, в том числе систему Солнце — Земля, и вызывают глубокие изменения в состоянии различных областей геокосмоса. На Земле бури могут вызывать сбои в работе мощных энергетических систем, систем навигации и дальней радиосвязи, влиять на погоду, здоровье людей и состояние всей биосферы. Исследование последствий геокосмической бури и вызванных ею вариаций космической погоды с целью предупреждения технологических катастроф и неблагоприятных биогеофизических условий стало актуальной задачей солнечно-земной физики.

Накопленный на протяжении многих десятилетий обширный материал об ионосферных бурях свидетельствует о большом разнообразии их типов и характера протекания вследствие сложного взаимодействия комплекса процессов в геокосмосе, формирующих бури. Этим объясняется практически уникальный характер каждой бури, что затрудняет решение задачи моделирования и прогнозирования возмущенной ионосферы. Исследование каждой бури дает важную информацию для понимания формирующих ее процессов.

Результаты наблюдения рассматриваемой бури описаны в работах [9, 12]. Показано, что сильнейшую отрицательную фазу этой бури, которая сопровождалась уменьшением концентрации электронов до пяти раз, можно отнести к аномальной, поскольку она протекала на фоне умеренного геомагнитного возмущения ($A_p = 29$, $K_p = 5$). Подробно рассмотрены основные механизмы, формирующие положительную и отрицательную фазы бури. Особое внимание уделено диагностике процессов, сопровождавших смену фаз бури. Эти данные представляют значительный интерес, поскольку вопрос о характере чередования фаз бури и причинах смены фаз изучен недостаточно полно.

Настоящая работа посвящена исследованию и моделированию эффектов термосферных возмуще-

$$N(x_{\max}) = N_{\max} = \frac{0.31}{\sqrt{\ln(E_0/E_{cr})}} \cdot \frac{E_0}{E_{cr}}. \quad (2)$$

Радиальное относительно оси ливня распределение плотности числа заряженных частиц в ливневом диске (число частиц, отнесенное к единичной площадке) также принято описывать аппроксимацией Грейзена [13]

$$\rho(r, x) = \frac{0.443s^2(1.9 - s)}{2\pi r_m^2} \left(\frac{r}{r_m}\right)^{s-2} \left(1 + \frac{r}{r_m}\right)^{s-4.5} N(x), \quad (3)$$

в которой R — текущее расстояние частиц от оси ливня, $r_m = E_s x_0 / (E_{cr} \rho_{\text{sub}})$ — радиус Мольера, $E_s = 21$ МэВ, ρ_{sub} — плотность вещества (плотность воздуха на уровне моря при нормальных условиях $\rho_{\text{air}} = 1.225 \cdot 10^{-3}$ г/см³, плотность галита $\rho_{\text{NaCl}} = 2.165$ г/см³), $r_m = 78.9$ м для воздуха на уровне моря и $r_m = 5.95$ см для галита.

Электронно-фотонный ливень с энергией выше 100 ТэВ, развивающийся в атмосферном воздухе, называется широким атмосферным ливнем. Он имеет особенности своего развития, связанные с тем, что первичными частицами для него в подавляющем большинстве случаев являются космические протоны или ядра. В первых ядерных взаимодействиях они дают начало ядерно-каскадному процессу, в котором в каждом первом и последующих взаимодействиях сохраняются первичные частицы, унося в среднем половину своей энергии, и происходит множественное каскадное рождение π^- , π^+ и π^0 -мезонов. Каждый из π^0 -мезонов очень быстро распадается на два γ -кванта, которые дают начало парциальным электронно-фотонным ливням. Поэтому широкий атмосферный ливень (ШАЛ) представляет собой суперпозицию парциальных ливней и подпитывается ядерно-каскадным процессом почти на протяжении всего пути своего развития и затухания. По этой причине его каскадная кривая и число частиц в максимуме не могут быть рассчитаны по формулам (1, 2). Для уровня моря экспериментальным путем была найдена связь полного числа частиц с энергией первичной частицы ШАЛ [20]:

$$E_0 = (7.7 \pm 2.5) \cdot 10^{17} \left(\frac{N}{10^8}\right)^{0.86 \pm 0.06}, \quad (4)$$

в которой E_0 вычисляется в эВ, а $N \geq 10^8$.

Радиальное распределение плотности числа заряженных частиц ШАЛ описывается с использованием двух возрастных параметров s . На периферии распределения возрастной параметр изменяется с

толщиной x пройденного пути так же, как и для электронно-фотонного ливня (см. формулу (1)). На малых и средних расстояниях s остается близким к единице в широком интервале x из-за непрерывного обновления частиц за счет ядерно-каскадного процесса. Поэтому радиальную плотность числа частиц ШАЛ описывают видоизмененной аппроксимацией Грейзена, которая для энергии $E_0 \geq 5 \cdot 10^{18}$ эВ ($N \geq 10^9$) и уровня моря имеет вид [20]:

$$\rho(r) = \frac{1.6}{2\pi r_m^2} \left(\frac{r}{r_m}\right)^{-1} \left(1 + \frac{r}{r_m}\right)^{-2.6} N. \quad (5)$$

СОБСТВЕННОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ ШАЛ

Продольный релятивистский ток избыточных электронов ШАЛ создает в воздухе на уровне моря, на расстоянии R от его оси напряженность электрического поля, которая выражается интегралом

$$\tilde{E}_r(t, R) = 3 \cdot 10^4 \int_{E_{\min}}^{E_0} dE \int_0^\infty r dr \int_0^{2\pi} F_{er}(E) \rho(r) \times \\ \times \tilde{E}_s(t, R) \cos \alpha d\varphi_r, \quad (6)$$

$$\tilde{E}_s(t, R) = \frac{e(1 - \beta^2)}{\varepsilon_{\text{air}} L^2 (1 - \beta^2 \sin^2 \theta)^{3/2}},$$

$$\beta = \sqrt{1 - \left(\frac{mc^2}{E + mc^2}\right)^2},$$

$$\sin \theta = \sqrt{1 - [\beta c(t - \tau)/L]^2},$$

$$L = \sqrt{R^2 + r^2 - 2Rr \cos \varphi_r + [\beta c(t - \tau)]^2},$$

$$\tau = \frac{n_{\text{air}}}{c} \sqrt{R^2 + r^2 - 2Rr \cos \varphi_r}.$$

Здесь $\tilde{E}_s(t, R)$ — напряженность электрического поля равномерно движущегося электрона в воздухе [30], e — заряд электрона, β — отношение скорости частицы к скорости света в вакууме, mc^2 и E — соответственно энергия покоя и кинетическая энергия электрона, θ — угол между направлением скорости частицы и направлением ее электрического поля [35], $\varepsilon_{\text{air}} \approx 1$ — диэлектрическая проницаемость воздуха, L — расстояние от точки наблюдения до ливневого электрона в момент времени t [35], φ_r — азимутальный угол радиуса-вектора ливневого электрона, τ — время распространения в среде электрического поля от ливневого электрона до точки наблюдения, совпавшей с плоскостью ливневого диска [35], $n_{\text{air}} = \sqrt{\varepsilon_{\text{air}}} \approx 1$, $\cos \alpha = (R - r \cos \varphi_r)/L$ —

ний, а также теплового режима нейтральных и заряженных компонент верхней атмосферы Земли во время бури. Кроме того, пересмотрены и дополнены некоторые результаты измерений, приведенные в работе [9]. Они представлены здесь в более широком диапазоне высот и времени. Это позволило подробнее рассмотреть эффекты ионосферной бури на фоне соседних дней.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОКОСМИЧЕСКОЙ ПОГОДЫ И ИОНОСФЕРНОЙ БУРИ

Магнитная буря (МБ) была вызвана серией интенсивных рентгеновских вспышек на Солнце. Они сопровождались выбросами корональной массы, высокоскоростными потоками солнечного ветра, но геоэффективность возмущений на Солнце была невысокой. Их результатом явилась умеренная магнитная буря 20—21 марта 2003 г. с индексами $Ap = 21$ и 29 , $Kp_{max} = 5$. Буря началась внезапно 20 марта около 04:45 (здесь и далее время UT). Момент начала бури определен точно с помощью магнитометра-флюксметра Харьковского национального университета имени В. Н. Каразина [4]. Во время главной фазы бури индекс Dst достиг значения -57 нТл в 20.00, после чего началась фаза восстановления. Основные параметры геокоcosмической обстановки иллюстрируют рис. 1 и 2.

Используя минимальное значение индекса $Dst \approx -57$ нТл, продолжительность главной фазы 13 ч и максимальное значение давления солнечного ветра $p_{sw} \approx 2.8$ нПа, по соотношениям из [34] легко оценить энергию и мощность бури. Они оказались близки к $2.5 \cdot 10^{15}$ Дж и $5.3 \cdot 10^{10}$ Вт. Энергия такой бури эквивалентна энергии 0.6 Мт тротила. Энергия и мощность рассматриваемой бури соответственно в 15 и 30 раз меньше энергии и мощности крайне сильной бури.

Магнитная буря вызвала двухфазную ионосферную бурю. На рис. 3, а показаны вариации критических частот $f_o F2$. Они получены из ионограмм станции вертикального зондирования «Базис» в Харькове и станции в Сан-Вито (географические координаты: 40° с.ш., 17° в.д.). Последние привлечены для выбора контрольных (невозмущенных) суток, в качестве которых взяты сутки 19 марта ($Ap = 14$, $Kp \leq 4$). Рис. 4 иллюстрирует вариации отклонения критической частоты $\delta f_o F2$ в течение двухфазной ионосферной бури 20—23 марта 2003 г. Видно, что начальная, положительная, фаза ионосферной бури носила характер длительного возмущения (примерно 6 ч) с наибольшим отклонением $\delta f_o F2$ около $+20\%$. Смена фаз произошла в течение

17:00—18:00. Отрицательная фаза была более интенсивной, максимальное отклонение $\delta f_o F2$ достигло -60% , ее запаздывание относительно начала магнитной бури составило около 14 ч. Поведение основных параметров ионосферы: концентрации электронов (в $\text{Ig} N_e$), температур электронов T_e и ионов T_i , вертикальной скорости переноса плазмы V_z в течение ионосферной бури 20—21 марта приведены на рис. 5.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ ИОНОСФЕРНОЙ БУРИ

Концентрация электронов и высота максимума слоя F2. Положительная фаза ионосферной бури 20 марта сопровождалась увеличением критической частоты $f_o F2$ по сравнению с контрольным днем. Наибольшее отклонение $\Delta f_o F2$ составило 1.6 МГц около 14:00 (начало измерений на радаре), что соответствовало увеличению $NmF2$ примерно в 1.5 раза (рис. 3, б и 5). При этом высота максимума слоя $hmF2$ увеличилась примерно на 20 км (рис. 3, в) по сравнению с контрольным днем 19 марта (по данным харьковского радара), а также 22—23 сентября 1998 г., который рассматривался как спокойный день (см. рис. 2 из работы [10]). В этот день $f_o F2$ достигла максимальной величины 11.3 МГц вблизи полудня.

Отрицательная фаза началась 20 марта около 18:00 и наблюдалась до конца измерений. Максимальное падение $f_o F2$ отмечалось 21 марта около 07:00 и составило 5.1 МГц, что соответствовало уменьшению $NmF2$ в 5.3 раза (рис. 3, б и 5). Уменьшение N_e отмечалось во всем диапазоне высот 100—550 км (рис. 6). Максимальное значение $f_o F2$ 21 марта составило 5.8 МГц. Поведение высоты $hmF2$ 19 марта и в утренние часы 20 марта (рис. 3, в) можно считать характерным для слабо возмущенной среднеширотной ионосферы: $hmF2 \approx 350$ км ночью и 250 км днем. Уменьшение $hmF2$ с восходом Солнца, как известно, обусловлено регулярными суточными изменениями нейтрального состава, фотохимических процессов и термосферных ветров: меридиональная составляющая ветра ночью направлена к экватору и способствует подъему слоя на более высокие уровни. Днем она обращена к полюсу, что вызывает уменьшение $hmF2$. Во время отрицательной фазы $hmF2$ увеличилась по сравнению с контрольным периодом 19—20 марта примерно на 100—130 км в ночь 20—21 марта и на 100 км вблизи восхода Солнца.

Температуры электронов и ионов. На рис. 7 приведены вариации температур электронов T_e и

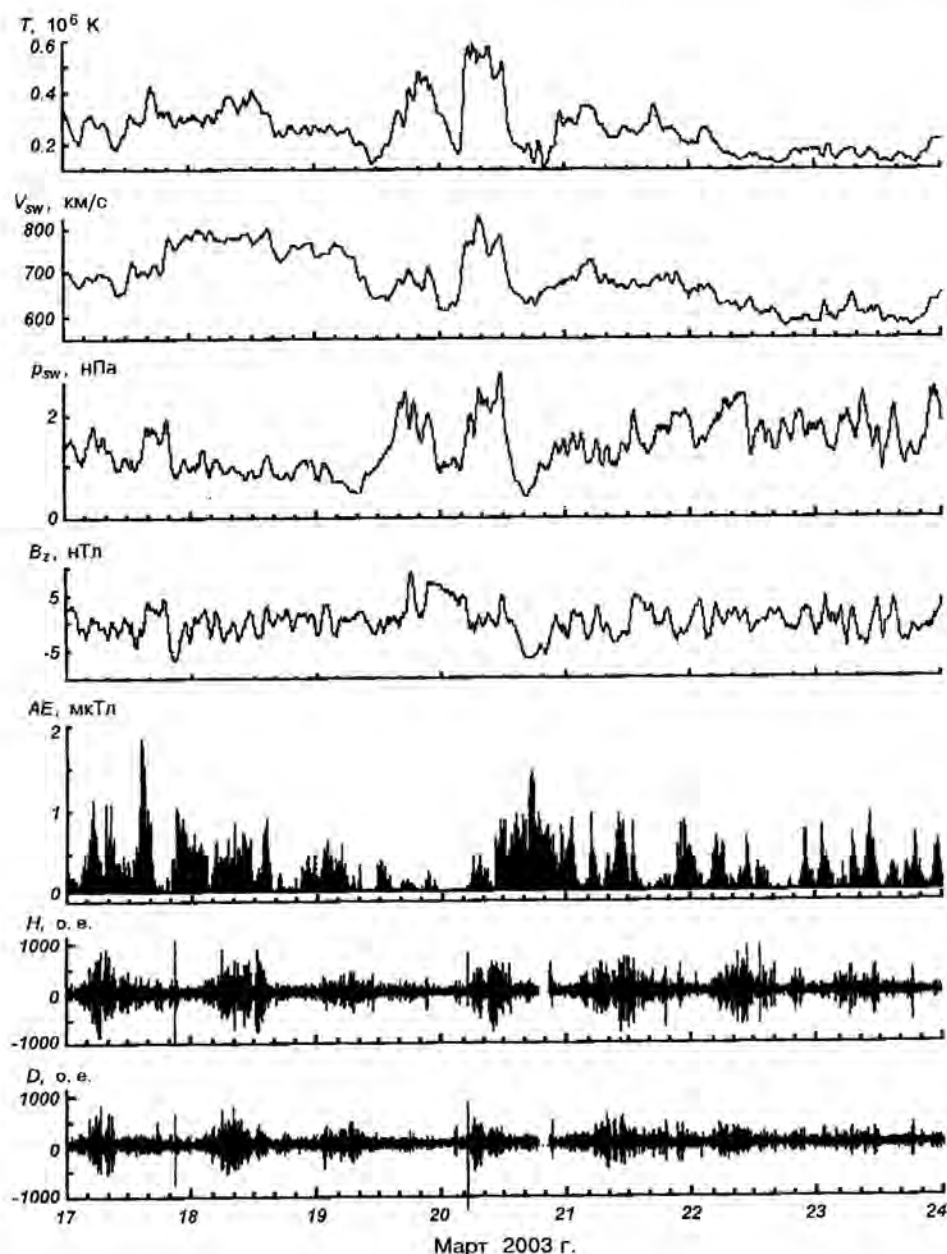


Рис. 1. Временные вариации параметров солнечного ветра: температуры T , радиальной скорости V_{SW} и динамического давления p_{SW} (ACE Satellite — Solar Wind Electron Proton Alpha Monitor), B_z -составляющей межпланетного магнитного поля (ACE Satellite — Magnetometer), AE -индекса (WDC Kyoto) и H -, D -компонентов геомагнитного поля (по данным магнитометра-флюксметра Харьковского национального университета) в период 17—23 марта 2003 г.

ионов T_i в течение 19—23 марта. В спокойной ионосфере при средней солнечной активности значения T_e быстро увеличиваются во время восхода Солнца, уменьшаются вблизи полудня за счет увеличения теплопередачи от электронов к ионам, которая пропорциональна N_e^2 , и уменьшаются после

захода Солнца (см. данные за 22 марта, близкие к спокойному дню: $A_p = 16$). В контрольный день 19 марта, например, в 14:00 на высоте 300 км $T_e \approx 1700$ К. В последующие даты поведение T_e определялось значениями N_e , т. е. характером ионосферного возмущения. Так, во время положи-

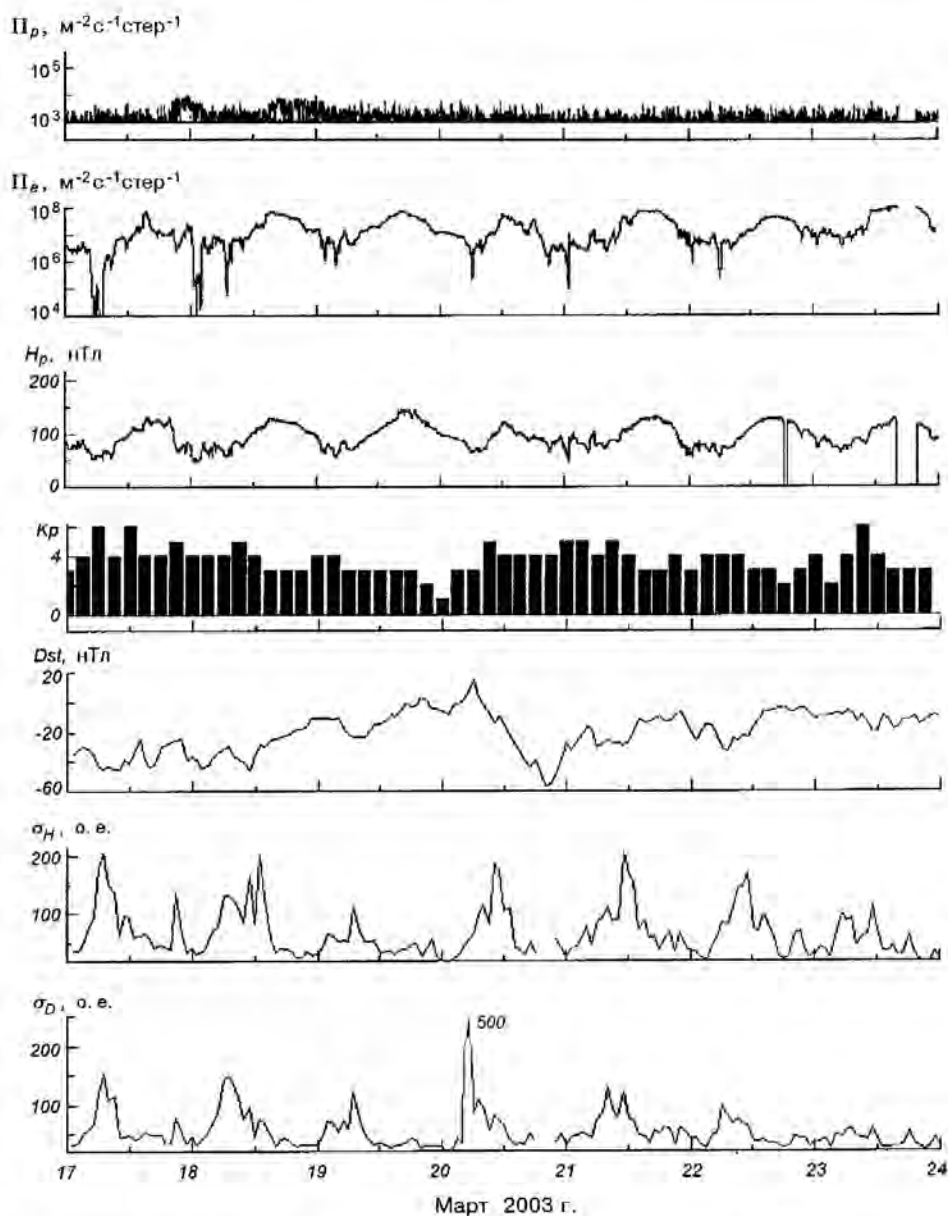


Рис. 2. Временные вариации потоков протонов (IC3 GOES-8, W75) и электронов (IC3 GOES-12), компонента H_p геомагнитного поля (IC3 GOES-12), K_p -индекса (Air Force Weather Agency), индекса Dst (WDC-C2 for Geomagnetism, Kyoto University) и стандартных отклонений компонентов H , D геомагнитного поля (с часовым усреднением) (по данным магнитометра-флюксметра ХНУ) в период 17—23 марта 2003 г.

тельной фазы 20 марта $T_e \approx 1300$ К, во время отрицательной фазы 21 марта $T_e \approx 2400$ К.

Суточные изменения T_i (в контрольный день 19 марта и слабо возмущенный день 22 марта) были небольшими. С восходом Солнца T_i увеличилась примерно от ночных значений 850 К на высоте 300 км до дневных значений 1050 К. Вечером наблюдалось уменьшение T_i к ночному уровню. В

возмущенные даты днем наблюдалось небольшое увеличение T_i как в положительную, так и в отрицательную фазы бури. Например, на высотах 250—300 км оно составило около 50 К 20 марта и 100—150 К 21 марта. По-видимому, увеличение T_i было связано с высокоширотным источником нагрева атмосферы во время магнитной бури [17, 21]. Следует отметить, что эти эффекты в течение

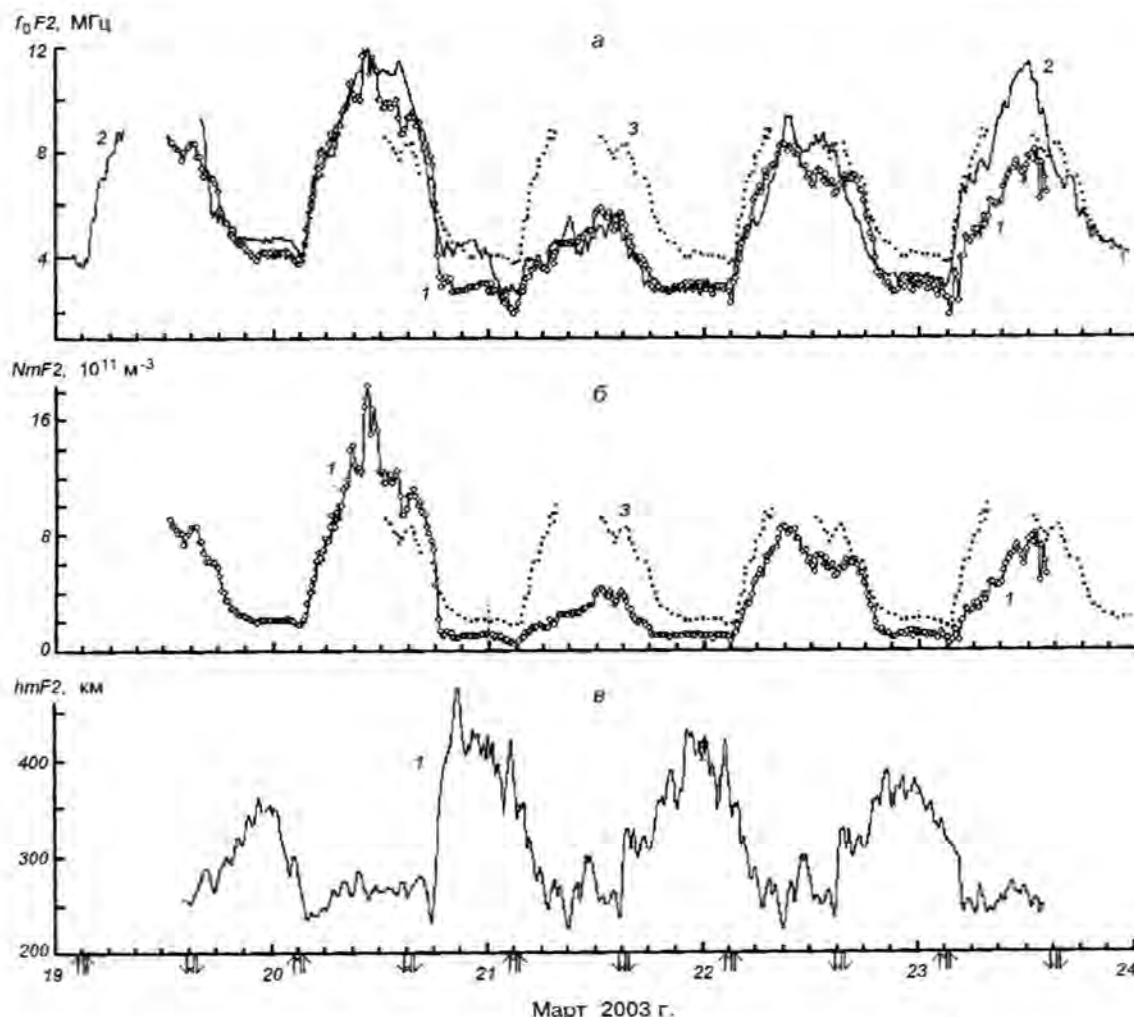


Рис. 3. Вариации параметров слоя $F2$ 19—23 марта 2003 г.: 1 — в Харькове, 2 — в Сан-Вито, 3 — в контрольный день 19 марта 2003 г. по данным ионозондов в Сан-Вито и Харькове. Стрелки на горизонтальной оси здесь и далее обозначают моменты восхода (вверх) и захода (вниз) Солнца в Харькове (двойные) и в магнитосопреженной точке вблизи острова Мадагаскар (одинарные) на поверхности Земли.

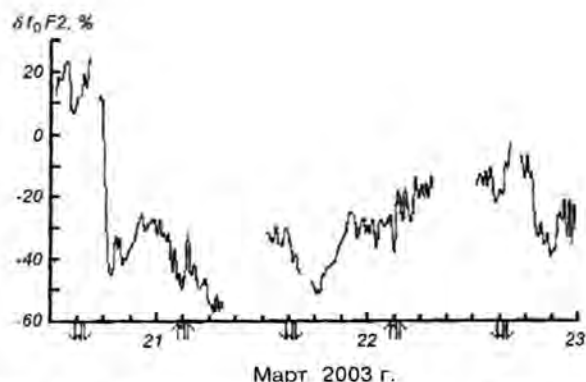


Рис. 4. Вариации отклонения критической частоты δf_0F2 и течение двухфазной ионосферной бури 20—22 марта 2003 г. по данным ионозонда в Харькове.

рассматриваемой бури ($A_p = 21$ и 29) не были столь значительными, как, например, во время крайне сильной магнитной бури 25 сентября 1998 г. ($A_p = 121$, $K_p = 9$), когда увеличение T_i достигало 500 К. Особенности бури 1998 г. описаны нами в ряде работ [6—8, 10, 11, 13—16, 22—25, 29, 48]. Кроме того, 21 марта дополнительный нагрев ионного газа мог быть вызван повышенным теплообменом ионов с электронами за счет большей разности их температур в этот день (см. рис. 5 и 7).

Следует остановиться подробнее на применяемой методике определения температур T_i и T_e . Расчет T_i , T_e проводится с учетом ионного состава на высотах ниже максимума слоя $F2$. При этом отношения T_e/T_i и T_i/m_i , где m_i — масса ионов,

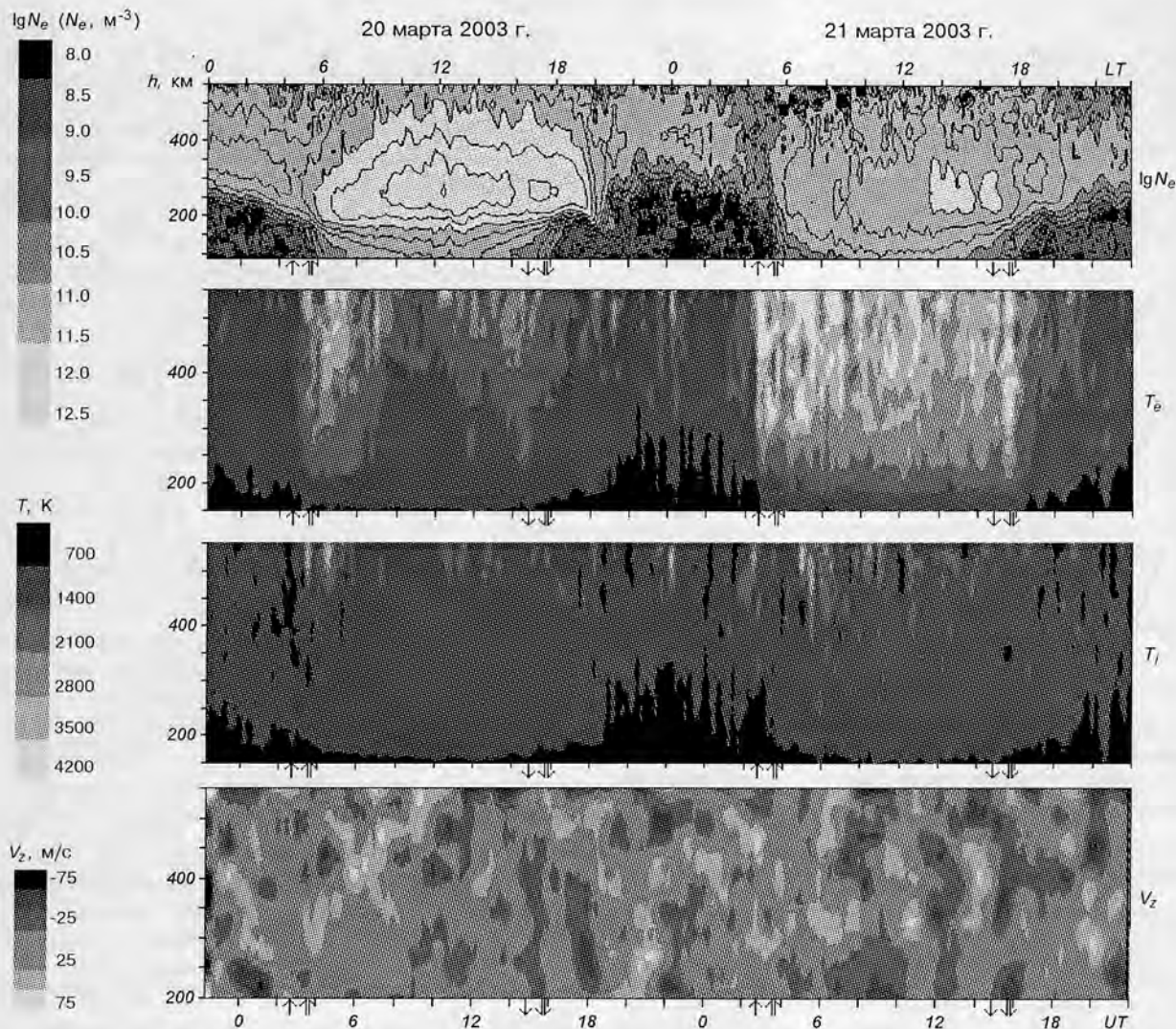


Рис. 5. Вариации параметров ионосферы 20—21 марта 2003 г. по данным харьковского радара НР: концентрация электронов (в $\lg N_e$), температуры электронов и ионов, вертикальная скорость переноса плазмы

находятся из измеренных корреляционных функций (КФ) рассеянного сигнала [31] путем сравнения их методом наименьших квадратов с библиотечной теоретических КФ. Для устранения неоднозначности в решении задачи накладываются определенные условия [41, 46]. Средний молекулярный вес ионов (O_2^+ и NO^+) взят равным 31. Задается постепенный переход от 100 % концентрации молекулярных ионов на высоте 120 км, где взято $T_e \approx T_i \approx T_n \approx 355$ К, к приблизительно 100 % концентрации ионов O^+ на высоте 230—300 км, выбираемой в зависимости от конкретных условий: день — ночь, зима—лето. Дополнительно введено ограничение на величину изменения T_i в пределах

высотного шага 10 км: $\Delta T_i(\max) = \pm 0.1 \cdot T_i$.

В спокойных условиях нижняя граница ионосферы (на уровне, например, $N_e \approx 0.1 N_m F2$) увеличивается от дневного значения примерно 100 км до 250—300 км ночью. Во время бури (в ночь 20—21 марта) она превышала 300—350 км. На меньших высотах, где N_e и отношение сигнал/шум q уменьшились на один-два порядка величины, определить температуры по КФ сигнала невозможно из-за большого разброса данных. Поэтому для нахождения температур T_i , T_e применялась линейная интерполяция между их значениями, заданными на нижней границе (120 км), и на высоте, где температуры определялись достаточно надежно (при N_e

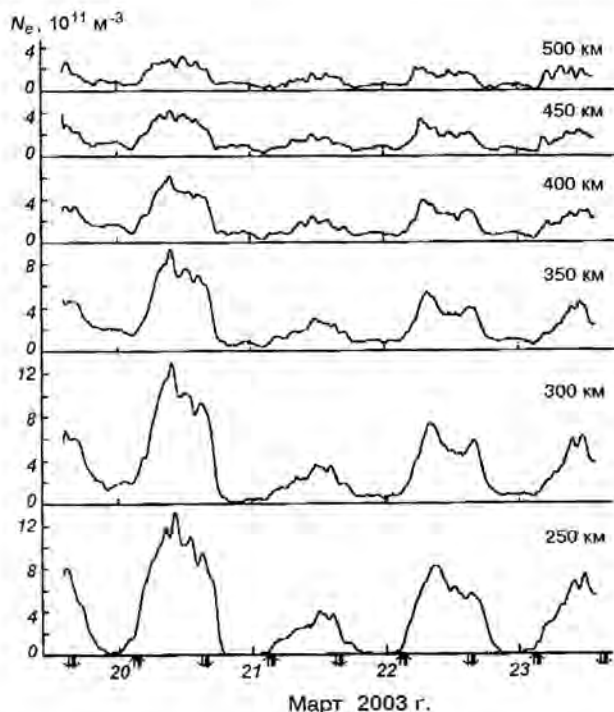


Рис. 6. Временные вариации электронной концентрации N_e на фиксированных высотах 19–23 марта 2003 г. (здесь и далее, кроме оговоренного, применено скользящее усреднение на интервале 105 мин с шагом 15 мин)

$\approx 0.1 N_m F2$). Поэтому следует учитывать, что ночные значения T_i , T_e ниже 250–350 км непосредственно не рассчитываются и содержат дополнительную погрешность. Это обстоятельство следует принимать во внимание при расчете производных параметров ионосферы, например ночных значений температуры нейтралов T_n ниже 300 км (см. далее).

Следует отметить также, что применяемая методика недостаточно отражает изменения концентрации молекулярных ионов, которые особенно существенны в периоды возмущений, и дает погрешность в определении T_i , T_e , N_e . Проблема коррекции измеряемых параметров ионосферы T_i , T_e , N_e в зависимости от используемой модели ионного состава впервые обсуждалась в работе [49]. Известно, что эта проблема решается в современных моделях ионосферы, например [38, 46]. Сопоставление с данными о концентрации N_e , полученными на харьковском радаре методом фарадеевского вращения [5], позволило оценить ошибку определения T_i , T_e ниже максимума области F. В спокойных условиях она не превышала 15 %.

Вертикальная составляющая скорости переноса плазмы. Временные вариации скорости V_z на

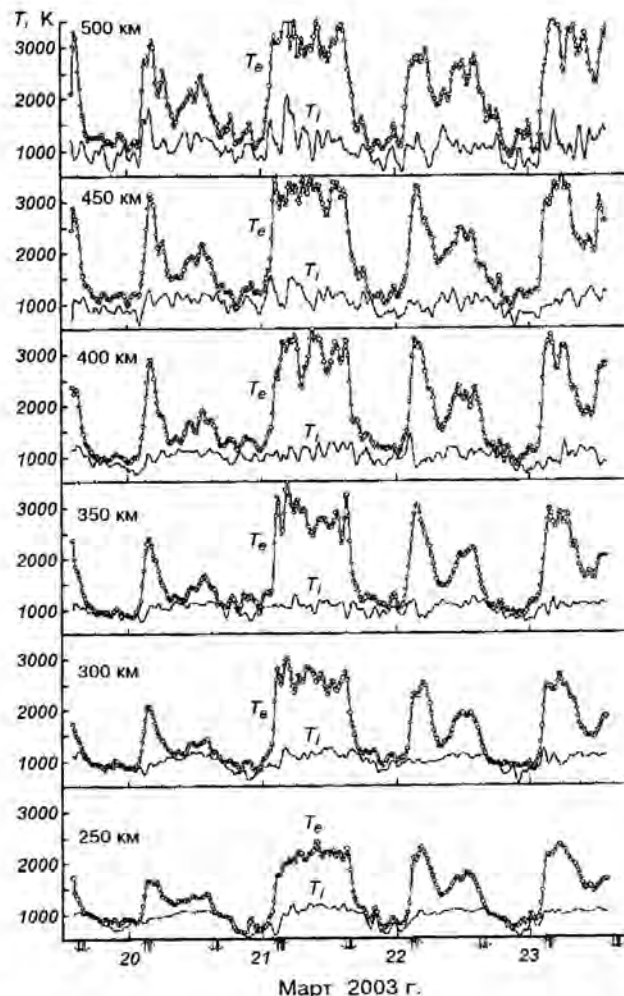


Рис. 7. Вариации температур электронов T_e и ионов T_i 19–23 марта 2003 г.

высотах 250–350 км для 20–21 марта приведены на рис. 8. Для сравнения привлечены данные 22–23 сентября 1998 г. (из-за отсутствия другого, более подходящего магнитоспокойного периода). Для этих суток $Ap = 10$ и 14, среднемесячный индекс $F_{10.7} = 138$, т. е. гелиогеофизические условия (равноденствие, средний уровень солнечной активности) в рассматриваемые периоды близки. Конечно, они находились на разных ветвях текущего 23-го цикла солнечной активности, но можно допустить, что их различия не были значительными. Для выявления основных особенностей поведения V_z применено скользящее сглаживание исходных сеансов на временном интервале 105 мин с шагом 15 мин.

Особенности суточного поведения вертикальной скорости переноса плазмы V_z в области максимума

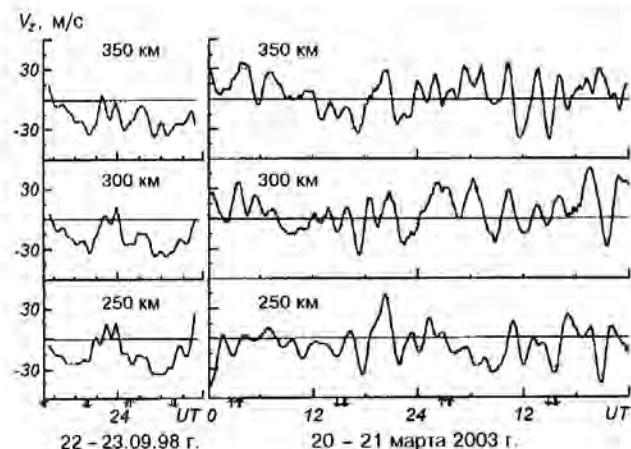


Рис. 8. Вариации вертикальной скорости переноса плазмы V_z в спокойный день 22–23 сентября 1998 г. и во время бури 20–21 марта 2003 г.

слоя F_2 , как известно, определяются воздействием трех факторов: амбиполярной диффузии вдоль геомагнитных силовых линий, термосферного ветра и дрейфа в скрещенных геомагнитном и электрическом полях. Сравнение суточных вариаций V_z в рассматриваемые периоды показало ряд особенностей, которые будут обсуждаться ниже. Так, вблизи местного полудня на высоте 300 км $V_z \approx -15$ м/с 20 марта 2003 г. и -25 м/с 22–23 сентября 1998 г. (статистическая погрешность оценки V_z в окрестности максимума слоя F_2 составляла в среднем 5–7 м/с для использованного режима работы радара). Далее, вблизи захода Солнца 20 марта наблюдалось необычное квазипериодическое изменение V_z примерно от $+10$ м/с до -35 м/с и далее до $+20$ м/с на высоте 300 км в интервале времени 17:00–19:00.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ, СОПУТСТВОВАВШИХ БУРЕ

Концентрация нейтралов. Состав нейтральной атмосферы, как известно, определяет скорости фотохимических реакций, процессов переноса плазмы и высотное распределение заряженных частиц. На рис. 9 приведены вариации концентрации основных компонентов нейтральной атмосферы: $N(N_2)$, $N(O)$, $N(O_2)$ — молекулярного азота, атомарного и молекулярного кислорода на высоте 300 км в течение 19–23 марта 2003 г. Данные получены из эмпирической модели термосферы MSIS-86 [35]. К входным параметрам модели относятся поток солнечно-

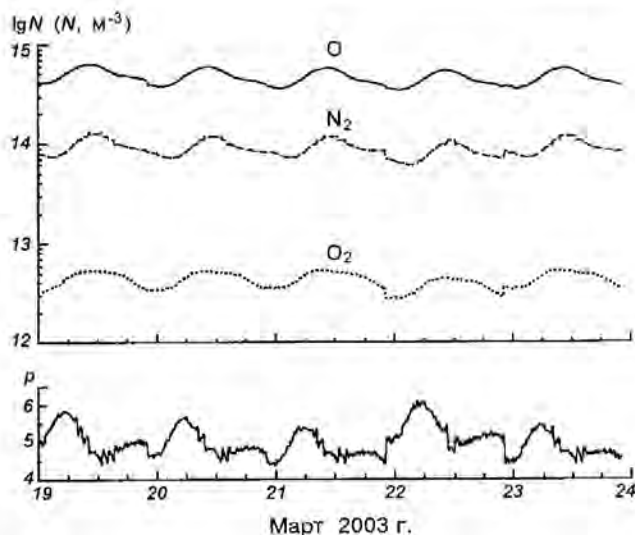


Рис. 9. Вариации концентрации основных компонентов нейтральной атмосферы и параметра p на высоте 300 км 19–23 марта 2003 г. (из расчета по модели MSIS-86)

го радиоизлучения $F_{10.7}$ в конкретный день и усредненный за три оборота Солнца — $F_{10.7A}$, а также суточный индекс геомагнитной активности A_p . Для анализа использовался параметр $p = N(O)/(N(N_2) + N(O_2))$, который характеризует соотношение процессов образования и потерь ионов O^+ в фотохимическом приближении и примерно пропорционален NmF_2 . Во время отрицательной фазы 21 марта, например около 12:00, значения NmF_2 уменьшились в два раза по сравнению с контрольным днем 19 марта. В это время согласно модели MSIS-86 концентрация $N(N_2)$ на высоте 300 км увеличилась на 7 %, $N(O_2)$ — на 10 %, $N(O)$ уменьшилась на 2 %. В результате значение p уменьшилось на 8 %.

Температура нейтрального газа. Нагрев нейтрального газа является одним из эффектов термосферных возмущений, связанных с магнитной бурей. Температура нейтралов T_n вычислялась по методике [44, 45] на основе уравнения теплового баланса ионного газа [3, 47]. В расчете использовались параметры ионосферы N_e , T_e , T_i , измеренные непосредственно методом НР. Для нахождения концентраций нейтральных компонентов привлекалась модель MSIS-86. Полагалось, что на высотах 250–300 км, где теплопроводностью газа можно пренебречь, скорость нагрева ионов O^+ за счет теплообмена с электронами можно приравнять скорости охлаждения за счет передачи тепла нейтральным частицам. Для этого случая уравнение теплового баланса имеет вид [44, 45]:

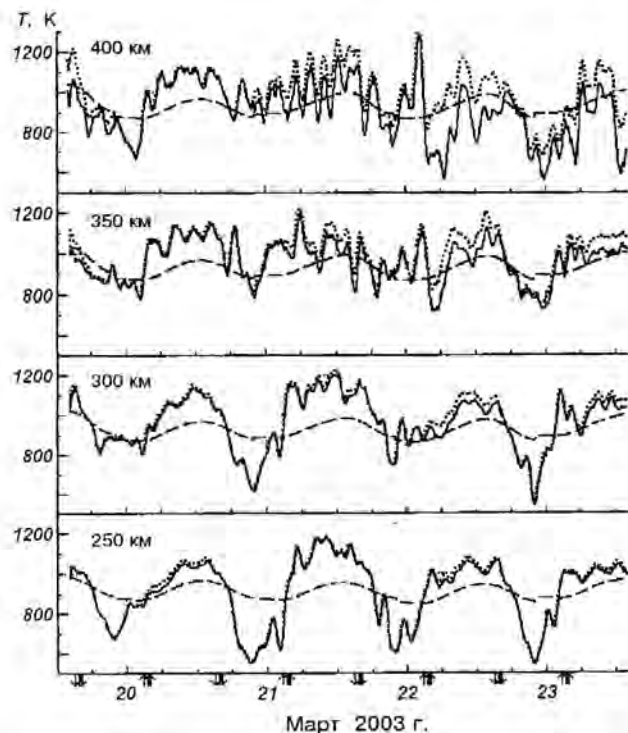


Рис. 10. Измеренные температуры ионов T_i (точки) и рассчитанные температуры нейтралов T_n по данным радара НР (сплошные линии) и T_{nMSIS} по модели MSIS-86 (пунктирные линии) 19–23 марта 2003 г.

$$T_i - T_n = \frac{4.82 \cdot 10^7 N_e (T_e - T_i) T_e^{-3/2}}{6.6N(N_2) + 5.8N(O_2) + 0.2N(O)(T_i + T_n)^{1/2}}.$$

Рассчитанные значения T_n и их временные вариации в период 19–23 марта 2003 г. на высотах 250, 300, 350 и 400 км иллюстрирует рис. 10.

Анализ результатов расчета T_n из данных радара НР и T_{nMSIS} из модели MSIS-86 обнаружил следующие особенности в поведении T_n : 1) температура T_n при переходе от 250 к 300 км мало изменилась, достигнув, по-видимому, значения температуры экзосферы; 2) на высотах 350 и 400 км значения T_n уменьшились (см. данные за 22 и 23 марта), что подтверждает некорректность принятой методики расчета T_n для больших высот, где следует учитывать теплопроводность заряженных и нейтральных компонентов атмосферы; 3) в слабо возмущенные сутки (22 марта) T_n на высоте 300 км изменялась примерно от 850 К ночью до 1050 К днем. В течение бури температура нейтралов в дневное время увеличилась в среднем на 50 К во время

положительной фазы (20 марта, $A_p = 21$) и на 100 К в течение отрицательной фазы (21 марта, $A_p = 29$); 4) расчеты T_n по данным радара и по модели MSIS-86 показали, что высота термпаузы, где атмосфера становится изотермичной, в данном цикле измерений составляла около 300 км; 5) модель MSIS-86 дает заниженные значения T_n в дневное время. Отличия T_n , рассчитанных по данным радара, от модельных значений T_{nMSIS} на высоте 300 км составляли в слабо возмущенных условиях (22 марта) около 120 К, во время бури — до 150 К 20 марта и до 180 К 21 марта.

Как отмечалось в предыдущем разделе, применяемая нами методика расчета T_i , T_e недостаточно отражает изменения ионного состава. В работах [37, 38] показано, что некорректный учет ионного состава может привести, например, к занижению T_i , T_e во время возмущений до 50 %. Поэтому следует ожидать, что рассчитанные значения T_n дают лишь качественное представление о поведении возмущенной атмосферы.

Подвод энергии к электронам. Нагрев тепловых электронов осуществляется в процессе термализации сверхтепловых электронов, который в нижней части ионосферы ($h \leq 300$ км) из-за малости их длин свободного пробега носит локальный характер. Выше 200 км частота соударений электронов с нейтралами становится меньше, чем с ионами v_{ei} . Основными механизмами охлаждения электронного газа здесь являются кулоновские соударения с ионами, возбуждение уровней тонкой структуры атомов кислорода и теплопроводность электронного газа [3, 47]. Оценки показали (см. также [1]), что на высотах $h \leq 350$ км время переноса тепла электронами намного больше времени становления за счет первых двух механизмов, и теплопроводностью электронов можно пренебречь. Рассмотрим диапазон высот 300–350 км. Здесь уравнение баланса энергии электронов в стационарном случае в системе СИ имеет вид [26, 30]:

$$Q = L_{ei} + L_e, \quad (1)$$

$$L_{ei} = 8 \cdot 10^{-32} N_e^2 (T_e - T_i) T_e^{-3/2}, \quad (2)$$

$$L_e = 6.4 \cdot 10^{-37} N_e N(O) (T_e - T_i) T_n^{-1}, \quad (3)$$

где Q — энергия, передаваемая в единицу времени в единичном объеме тепловым электронам при кулоновских столкновениях со сверхтепловыми электронами, L_{ei} — энергия, теряемая при столкновении электронов с ионами, L_e — энергия, затрачиваемая на возбуждение тонкой структуры атомов кислорода.

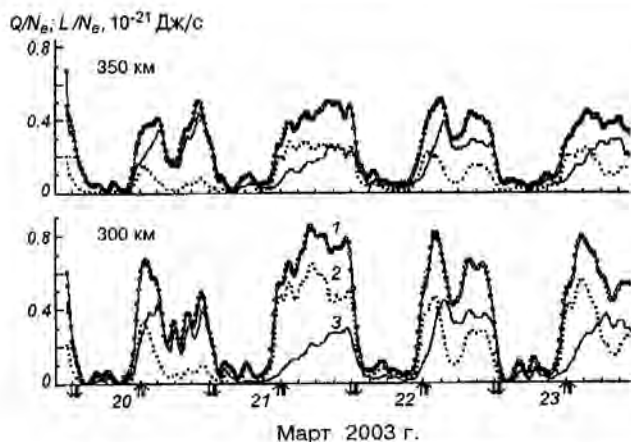


Рис. 11. Вариации скоростей нагрева электронного газа Q/N_e (1) и теплообмена электронов с атомами кислорода L_e/N_e (2) и ионами L_{ei}/N_e (3) 19–23 марта 2003 г.

На рис. 11 приведены результаты расчета энергии, подводимой к электрону в единицу времени (Q/N_e), а также составляющих потерь энергии электронного газа в процессе теплообмена с ионами (L_{ei}/N_e) и нейтралами (L_e/N_e). В расчетах использовались значения T_e , T_i и N_e , полученные методом некогерентного рассеяния. Параметры T_n и $N(O)$ взяты из модели MSIS-86. Видно, что в разные даты вклад составляющих L_{ei}/N_e и L_e/N_e в процесс охлаждения электронного газа был разным. Например, в течение суток 20 марта при высоких значениях N_e преобладали в основном потери энергии электронов в кулоновских соударениях с ионами; 21 марта при низких значениях N_e и более высокой разности температур ($T_e - T_i$) преобладающим стал процесс неупругого теплообмена электронов с нейтралами. В результате вблизи полудня на высоте 300 км подвод энергии к электронному газу Q/N_e во время отрицательной фазы бури (21 марта) превышал значение Q/N_e в течение положительной фазы (20 марта) в 2.5–4 раза, а в слабо возмущенные сутки (22 марта) — примерно в два раза. На высоте 300 км около 10:00 в слабо возмущенный день 22 марта $Q/N_e \approx 0.6 \cdot 10^{-21}$ Дж/с, в возмущенные дни — $Q/N_e \approx 0.25 \cdot 10^{-21}$ Дж/с 20 марта и $0.8 \cdot 10^{-21}$ Дж/с 21 марта.

Поскольку скорости упругого и неупругого теплообмена в уравнениях (2) и (3) теплового баланса для электронов зависят от концентрации N_e , разности температур компонентов плазмы и значений температур, которые сильно варьировались, соотношение этих процессов в течение суток также изменялось (рис. 11). С увеличением высоты нагрев

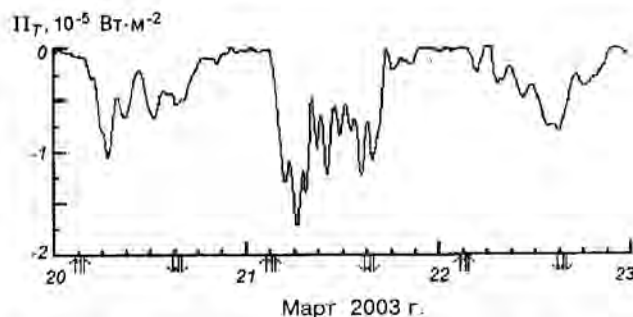


Рис. 12. Вариации потока тепла Π_T , переносимого электронами из протоносферы в ионосферу, на высоте 445 км в период 20–22 марта 2003 г. (скользящее усреднение на интервале 135 мин с шагом 15 мин)

электронного газа уменьшался за счет уменьшения концентраций электронов и атомов кислорода.

Потоки тепла, переносимого электронами. Эти потоки характеризуют приток энергии к электронному газу из плазмосферы за счет теплопроводности. Тепло запасается в плазмосфере за счет термализации в ней убегающих фотоэлектронов (пролетных и захваченных). Вертикальная составляющая потока тепла равна

$$\Pi_T = -\kappa_e \sin^2 I \frac{\partial T_e}{\partial z},$$

где $\kappa_e = 2.08 k^2 N_e T_e / m \nu_{ei}$ — коэффициент теплопроводности электронного газа, k — постоянная Больцмана, m — масса электрона, $I = 66.4^\circ$ — наклонение геомагнитного поля, ν_{ei} — частота столкновений электронов с ионами. В системе СИ $\nu_{ei} \approx 5.5 \cdot 10^6 N_e T_e^{-3/2} \ln(2.2 \cdot 10^4 T_e N_e^{-1/3})$.

Результаты расчета потока тепла Π_T на высоте 445 км в течение 20–22 марта 2003 г. приведены на рис. 12. Видно, что во время отрицательной фазы бури (21 марта) вблизи местного полудня $\Pi_T \approx -1.0 \cdot 10^{-5}$ Вт/м², в течение положительной фазы (20 марта) $\Pi_T \approx -0.6 \cdot 10^{-5}$ Вт/м², а в слабо возмущенный день (22 марта) $\Pi_T \approx -0.2 \cdot 10^{-5}$ Вт/м². Следовательно, наибольшая по модулю величина потока Π_T наблюдалась 21 марта. Это объясняется тем, что поток тепла сильно зависит от T_e (практически $\Pi_T \propto T_e^{7/2}$).

ОБСУЖДЕНИЕ

Положительная фаза бури. Физические механизмы, которые поддерживают длительное время положительную фазу и особенности ее проявления, изучены до настоящего времени еще недостаточно.

В свете современных представлений возможны следующие причины положительных возмущений [17, 18, 28]. Одной из них является дрейф слоя $F2$ вверх за счет усиления меридиональных ветров, направленных к экватору, который замедляет потери ионов O^+ . Другой механизм связан с изменением состава нейтральной атмосферы, которое в отличие от отрицательной фазы бури протекает с увеличением содержания атомарного кислорода и параметра p за счет оседания легких компонентов газа в низких и средних широтах, т. е. экваториальные области возмущения состава термосферы. Оба механизма являются результатом крупномасштабных возмущений термосферной циркуляции, связанных с высокоширотным джоулевым нагревом термосферы во время магнитной бури [17, 21, 28]. Согласно работе [37] первый механизм более эффективен в дневное время, когда протекают процессы ионообразования, тогда как роль второго механизма более существенна ночью. Значительный вклад в положительную фазу бури может вносить также выпадение мягких частиц с энергиями $E \leq 1$ кэВ в область дневного каспа, где они поглощаются на высотах области F (200—300 км), вызывая ее разогрев и меридиональную циркуляцию. Последняя способствует переносу газа, обогащенного атомарным кислородом, к экватору [18].

Рассмотренные механизмы связаны с двумя разными областями магнитосферы и двумя независимыми каналами передачи энергии солнечного ветра в полярную ионосферу. В первых двух случаях воздействие солнечного ветра происходит по каналу: граничный слой хвоста магнитосферы — плазменный слой — продольные токи — джоулев нагрев — изменение термосферной циркуляции и состава атмосферы. Высыпание мягких частиц в дневной касп связано с дневными граничными слоями магнитосферы. Это второй канал передачи энергии. Он не имеет непосредственного отношения к плазменному слою, который контролирует развитие кольцевого тока, магнитную активность и высыпание авроральных частиц. Данные процессы могут происходить одновременно, и эффекты джоулева нагрева в авроральной зоне и нагрева в каспе могут носить синергетический характер, создавая большое разнообразие ионосферных бурь.

Рассмотрим возможность реализации первого механизма, т. е. дрейфа слоя $F2$ вверх за счет усиления меридионального ветра V_{nx} к экватору в дневных условиях 20 марта. Сравнение со спокойным днем 22—23 сентября 1998 г. [10, 29] показало, что на высоте 300 км около полудня 20 марта 2003 г. нисходящая скорость V_z уменьшилась примерно на 10 м/с. Если допустить, что изменение V_z связано

только с вариациями V_{nx} (т. е. пренебречь изменениями вертикальной составляющей скорости диффузии, которые, как показали оценки, были небольшими, и вкладом дополнительных электрических полей во время умеренной магнитной бури ($Ap = 21$)), то получим оценку сверху величины $\Delta W \approx 10$ м/с, которая приводит к $\Delta hmF2 \approx 16$ км (здесь W — суммарная скорость вертикального переноса плазмы за счет ветрового увлечения и электромагнитного дрейфа [19]). Полученные оценки в пределах точности измерения V_z согласуются с результатами эксперимента ($\Delta hmF2 \approx 20$ км) и подтверждают возможный вклад V_{nx} в формирование положительной фазы. При этом дополнительная скорость ΔV_{nx} должна составлять около 25 м/с.

Отрицательная фаза бури. Отрицательная ионосферная буря относится к числу аномальных, поскольку она сопровождалась значительным (до 2—5 раз) уменьшением $NmF2$ на фоне магнитного возмущения умеренной интенсивности. Так, 21 марта около 12:00 значение $NmF2$ по сравнению с контрольным днем уменьшилось в два раза. Расчеты показали, что модель MSIS-86 не может объяснить уменьшение $NmF2$ только за счет изменения нейтрального состава (параметр p уменьшился лишь на 8 %). Аналогичное несоответствие отмечалось нами при анализе эффектов магнитной бури 25 сентября 1998 г. [10, 29] и другими исследователями [27, 36, 37, 46]. Возможные механизмы формирования отрицательной фазы 21 марта 2003 г. рассмотрены ниже.

Причина аномальной бури. Смена фаз бури произошла примерно с 17:00 до 18:00. Анализ показал, что она сопровождалась необычным поведением высоты $hmF2$ в период захода Солнца: снижение слоя на 50 км с 17:00 до 18:00, а затем подъем слоя почти на 200 км в течение 18:00—19:00 (см. рис. 3, в). В спокойные дни 22—23 сентября 1998 г. [10] и 19 марта 2003 г. (см. рис. 3, в) перепад высоты $hmF2$ при заходе Солнца был значительно меньшим (около 50 км). При этом 20 марта отмечалось быстрое (в течение не более 30 мин) уменьшение $hmF2$ на 40 км. Спустя 15 мин $hmF2$ увеличилась на 90 км на протяжении одного сеанса измерений, т. е. 15 мин (обработка проводилась с 15-минутным накоплением сигнала). Известно (см., например, [32, 33] и др.), что быстрые изменения $hmF2$ (а также и V_z , см. рис. 8, б) могут быть связаны с нестационарными возмущениями магнитосферных электрических полей и проникновением их в средние широты.

Проанализируем необычное поведение $hmF2$. Уменьшение $hmF2$ на 40 км, по-видимому, связано с проникновением в ионосферу над Харьковом

магнитосферного электрического поля с зональной составляющей $E_y \approx -10$ мВ/м, направленной на запад. Такая оценка E_y получена из вариаций $hmF2$ [2]. Последующее увеличение $hmF2$ могли вызвать: регулярное обращение V_{nx} к экватору в период захода, которое дает $\Delta hmF2 \approx 50$ км, как в спокойные даты, дополнительное изменение $\Delta V_{nx} = 25$ м/с, которое произошло в предшествующие часы и явилось одной из обсуждавшихся выше причин начальной положительной фазы. Оно дало подъем слоя $F2$ еще на 20 км. Оставшееся увеличение $hmF2$ на 130 км могло быть вызвано увеличением скорости W за счет электромагнитного дрейфа. Оценка снизу дала величину $\Delta W \approx 80$ м/с (без учета диффузии, которая препятствует выводу слоя $F2$ из состояния диффузионного равновесия), а зональная составляющая поля над Харьковом должна была иметь значение $E_y \approx 20$ мВ/м.

Итак, перепад $hmF2$ вниз на 50 км, а затем вверх на 200 км мог быть связан в значительной степени с проникновением в средние широты нестационарного электрического поля с зональной составляющей, изменяющей направление с запада на восток и имеющей значения $E_y \approx -10$ и $+20$ мВ/м. При этом вариации $hmF2$ коррелировали с изменениями скорости V_z от $+10$ м/с до -35 м/с и далее до $+20$ м/с на высоте 300 км (рис. 8, б) в интервале времени 17:00—19:00 (с запаздыванием около 20 мин). Эффект, по-видимому, был вызван импульсом магнитосферного электрического поля во время суббури, которая сопровождалась увеличением индекса AE и затем спадом его в интервале 17:00—18:00 (см. рис. 2). Дестабилизирующее воздействие магнитосферных электрических полей на поведение параметров ионосферы N_e , $hmF2$ и V_z , а также их возможная связь с индексом AE и B_y , B_z -компонентами ММП показаны на рис. 13. При $AE = 1200 \dots 1500$ нТл оценки напряженности электрического поля в высоких широтах дали значения $80 \dots 100$ мВ/м [20, 21]. Проникнув в средние широты, электрическое поле магнитосферного происхождения могло достичь там рассчитанной величины $|E_y| \approx 10 \dots 20$ мВ/м и дестабилизировать поведение слоя $F2$ ионосферы [32, 33].

Смена фаз бури произошла в заходный период, когда в спокойный день 19 марта в течение 17:00—18:00 критическая частота f_oF2 снизилась от 7.1 до 6.5 МГц, т. е. величина $NmF2$ уменьшилась на 19 %. В возмущенный день 20 марта f_oF2 уменьшилась от 8.3 до 6.0 МГц. Это соответствовало снижению $NmF2$ в 1.9 раза. Падение $NmF2$ 20 марта сопровождалось, как отмечалось выше, уменьшением $hmF2$ на 50 км (см. рис. 3, в) и изменением

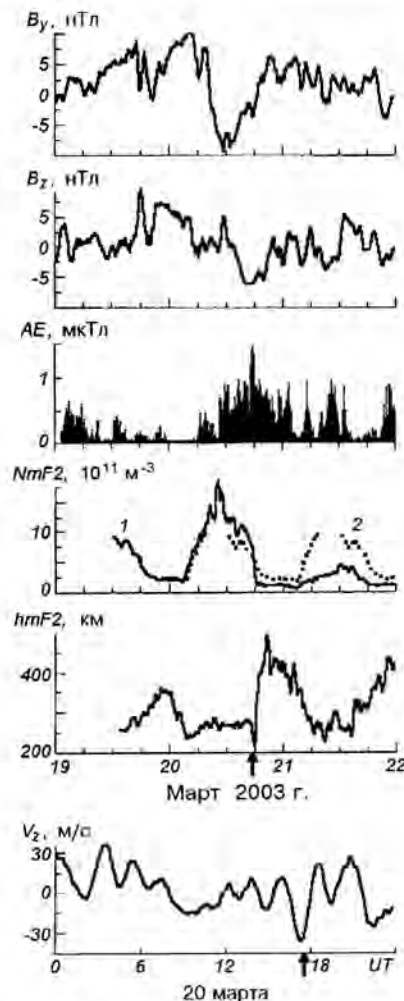


Рис. 13. Вариации B_y и B_z -составляющих ММП, AE -индекса, электронной концентрации $NmF2$ в максимуме области $F2$ (1 — в Харькове, 2 — в контрольный день), высоты максимума $hmF2$ 19—21 марта 2003 г. и вертикальной скорости плазмы V_z во время магнитной бури 20 марта 2003 г. Стрелками отмечено время прохождения импульса электрического поля и его отклика в ионосфере

скорости V_z в указанном интервале времени примерно от -10 до -35 м/с (полагаем, что за счет изменения W на -25 м/с вблизи максимума слоя $F2$). Полагая, что в данном случае можно применить соотношения для параметров максимума слоя $F2$ из работы [19], мы получили, что изменение W на фоне увеличения коэффициента потерь $\beta(O^+)$ почти в пять раз при уменьшении $hmF2$ от 285 до 235 км дало наблюдаемое уменьшение $NmF2$ и могло положить начало отрицательной фазы ионосферной бури.

После резкого подъема слоя $F2$ на 200 км процесс уменьшения $NmF2$ нарастал, достигнув значения 4—5 раз по сравнению с контрольным днем в утренние и дневные часы (03:00—08:00) 21 марта ($Ap = 29$, максимальные значения $Kp = 5$ после полуночи и вблизи полудня). Росту интенсивности отрицательной бури, по-видимому, способствовали эффекты высокоширотного джоулевого нагрева атмосферы, вызванного магнитной бурей. Таких эффектов два: перестройка глобальной термосферной циркуляции и изменение состава термосферы [17, 21, 28, 43]. Возмущенная циркуляция обычно формирует в средних широтах начальную, положительную фазу ионосферной бури, если магнитная буря начинается днем, как в нашем случае [17, 28]. Перестройка состава происходит под действием возмущенной циркуляции и начинается позже. Она сопровождается повышением $N(N_2)$ и $N(O_2)$ в высоких и средних широтах, что увеличивает $\beta(O^+)$, ускоряет потери ионов O^+ и способствует дальнейшему углублению отрицательной бури. Эти эффекты, по-видимому, были существенны в ночное время и достигли максимума в утреннем секторе [42], что привело к уменьшению N_e в пять раз.

С восходом Солнца 21 марта на фоне низких значений N_e и малой теплопередачи от электронов к ионам, которая пропорциональна N_e^2 , происходил быстрый нагрев плазмы, T_e к 05:00 достигла дневных значений 2000—3500 К на высотах 250—450 км. При таких условиях в дневное время, по-видимому, включается еще один механизм — колебательного возбуждения молекул $N_2(v)$ [28, 40, 41, 43], который становится существенным при значениях $T_e \geq 1500$ К [2, 3, 41, 47]. Вклад $N_2(v)$ также ускоряет потери ионов O^+ , что на высотах области F ведет к развитию глубокой депрессии N_e .

Квазипериодические колебания $hmF2$. Колебания этой высоты отмечались до начала бури (рис. 3, а), однако их относительная амплитуда не превышала 10 %. 21 марта амплитуда колебаний увеличилась примерно до 20 % вблизи полудня.

Результаты спектрального анализа флуктуаций $hmF2$ показаны на рис. 14. Видно, что самые существенные изменения спектрального состава происходили в период смены фаз ионосферной бури. В течение отрицательной фазы наиболее сильно изменилась амплитуда колебаний с периодом $T = 160$ мин, 21 и 22 марта она увеличилась в 3—8 раз по сравнению с фоновым значением. Амплитуды спектральных составляющих с периодом 96 и 120 мин увеличились до 2 и 1.5 раз соответственно. 23 марта эти эффекты были выражены слабее.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Приведены результаты наблюдения и моделирования двухфазной ионосферной бури 20—23 марта 2003 г., которая сопровождалась возмущениями параметров термосферы и теплового режима нейтральных и заряженных компонентов верхней атмосферы Земли. Проанализированы возможные механизмы развития бури в свете существующих представлений. Результаты сводятся к следующему.

1. Показано, что вероятной причиной положительной фазы ионосферной бури 20 марта 2003 г. мог быть дрейф слоя $F2$ вверх за счет усиления меридионального ветра V_{nx} к экватору, связанного с высокоширотным джоулевым нагревом термосферы. Оценки на основе результатов измерения вертикальной скорости плазмы V_z дали увеличение V_{nx} на 25 м/с, что привело к наблюдаемому увеличению высоты $hmF2$ примерно на 20 км.

2. Зафиксированы максимальные значения критических частот $f_o F2$, равные 11.3 МГц 20 марта и 5.8 МГц 21 марта. При этом наблюдалось увеличение $NmF2$ примерно в 1.5 раза во время положительной фазы и уменьшение значений $NmF2$ в пять раз в утренние часы — в течение отрицательной фазы бури.

3. Зарегистрировано необычное в заходный период 20 марта уменьшение $hmF2$ на 50 км в течение 17:00—18:00, за которым последовал подъем слоя $F2$ примерно на 200 км на протяжении следующего часа. Установлено, что необычное поведение $hmF2$ сопровождало переход от положительной к отрицательной фазе бури.

4. Обосновано, что возможной причиной быстрого перепада высоты $hmF2$ и смены фаз бури мог быть импульс электрического поля над Харьковом с зональной составляющей, изменяющей направление с запада на восток и имеющей значения $E_y \approx -10$ и $+20$ мВ/м. Импульс, по-видимому, связан с проникновением магнитосферного электрического поля в средние широты во время суббури ($AE = 1200—1500$ нТл).

5. Рассмотрены причины, вызвавшие резкий подъем слоя $F2$ на 200 км вслед за снижением его в заходный период. Показано, что увеличение $hmF2$ могло быть результатом регулярного обращения меридионального ветра V_{nx} к экватору в заходный период, дополнительного его усиления за счет высокоширотного джоулевого нагрева термосферы во время магнитной бури, а также дестабилизирующего воздействия импульса электрического поля в ионосфере над Харьковом.

6. Показано, что уменьшение $NmF2$ в 1.9 раза при смене фаз за счет увеличения нисходящей

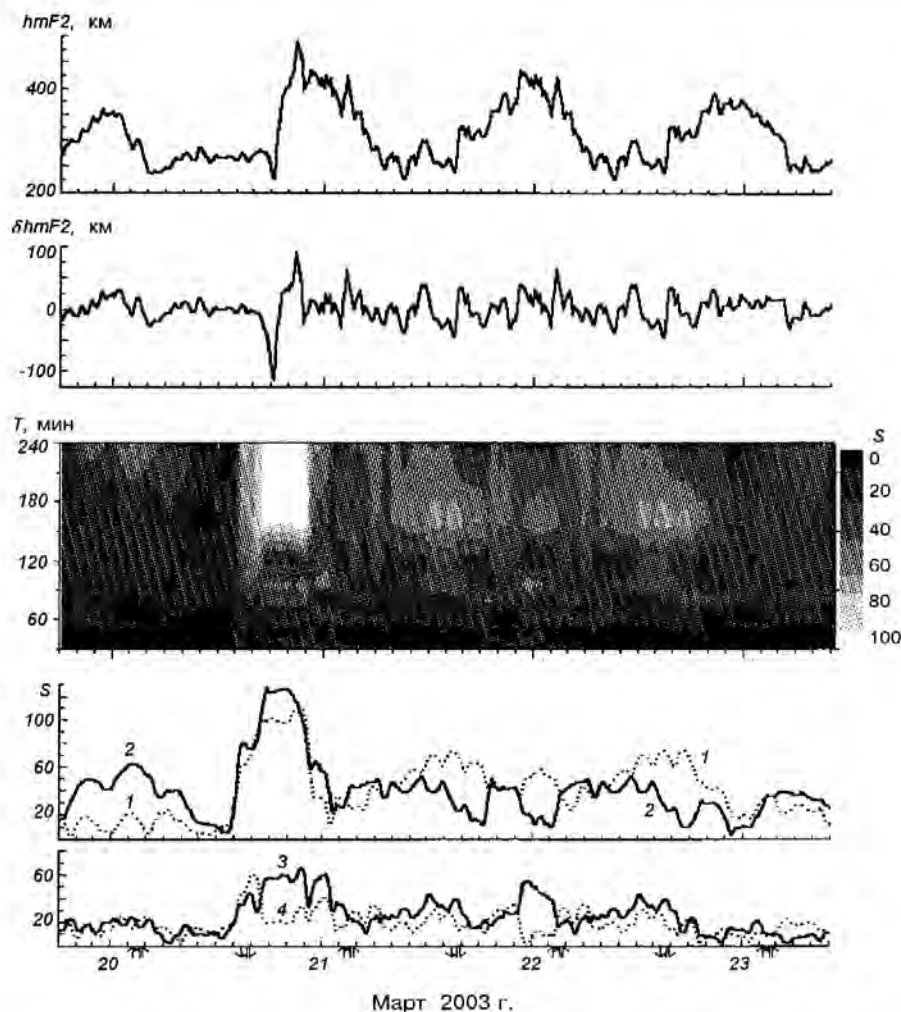


Рис. 14. Вариации высоты $hmF2(hm)$ максимума слоя $F2$, флуктуаций высоты $\delta hm = hm - \langle hm \rangle$ ($\langle hm \rangle$ — скользящее среднее на интервале 360 мин, шаг скользящего — 15 мин), фурье-спектра $S(T, t)$ (интервал обработки 8 ч, шаг скользящего 15 мин) и амплитуды S спектральных составляющих с периодами $T = 160$ (1), 240 (2), 96 (3), 120 мин (4)

скорости переноса плазмы V_z при снижении слоя $F2$ могло положить начало сильной отрицательной ионосферной бури. Дальнейшее развитие депрессии N_e , по-видимому, было связано с изменением нейтрального состава (в том числе со смещением в утренний сектор области возмущенного состава), к которому с восходом Солнца и увеличением температуры T_e до 2000—3500 К мог добавиться также вклад колебательно возбужденных молекул $N_2(v)$ в увеличение потерь ионов O^+ .

7. Обнаружено большое отличие дневных температур электронов T_e во время положительной (1300 К на высоте 300 км) и отрицательной (2400 К) фаз бури. Отмечено увеличение темпера-

туры ионов T_i в дневное время на высотах 250—300 км примерно на 50 К 20 марта и на 100—150 К 21 марта.

8. Расчеты показали, что во время бури температура нейтралов T_n в дневное время увеличилась примерно на 50 К в течение положительной и на 100 К — отрицательной фаз ионосферной бури.

9. Установлено, что модель MSIS-86 дает заниженные значения T_n по сравнению с расчетными величинами в дневное время. В слабо возмущенных условиях на высоте 300 км отличия составляли около 120 К, во время бури — до 150 К 20 марта и до 180 К 21 марта. На основе расчетов T_n по данным радара и по модели MSIS-86 показано, что

в данном цикле измерений высота термопаузы, где атмосфера становится изотермичной, составляла около 300 км.

10. Расчеты теплового режима ионосферы показали, что подвод энергии к электронному газу Q/N_e около полудня во время отрицательной фазы бури (21 марта) превышал значение Q/N_e в течение положительной фазы (20 марта) в 2.5–4 раза, а в слабо возмущенные сутки (22 марта) — до 2 раз. При этом во время отрицательной фазы бури отмечена также наибольшая по модулю величина потока тепла, переносимого электронами из плазмы.

11. Зарегистрированы квазипериодические колебания высоты $h_m F_2$ во время бури. Самые существенные изменения спектрального состава имели место во время смены фаз ионосферной бури. В течение отрицательной фазы амплитуда колебаний с периодом $T = 160$ мин увеличилась в 3–8 раз по сравнению с фоновым значением. Колебания, по-видимому, связаны с крупномасштабными возмущениями, генерируемыми высокоширотным джоулевым нагревом термосферы.

Основной итог исследований сводится к тому, что в средних широтах (для Харькова $L \approx 2.0$) магнитная буря даже умеренной интенсивности ($A_p = 29$, $Kp_{max} = 5$) может вызвать глубокое отрицательное ионосферное возмущение, которое приводит к значительным изменениям параметров ионосферы (уменьшению NmF_2 в 2–5 раз и увеличению T_e до 3500 К), а значит и условий распространения радиоволн.

Авторы благодарны Л. Я. Емельянову, И. Б. Скларову, С. В. Черняеву за проведение измерений.

1. Акимов Л. А., Григоренко Е. И., Таран В. И., и др. Комплексные радиофизические и оптические исследования динамических процессов в атмосфере и геокосмосе, вызванных солнечным затмением 11 августа 1999 года // Зарубежная радиоэлектроника. Успехи современной радиоэлектроники.—2002.—№ 2.—С. 25–63.
2. Брюнелли Б. Е., Намгаладзе А. А. Физика ионосферы. — М.: Наука, 1988.—528 с.
3. Бэнкс П. М. Тепловая структура ионосферы // ТИИЭР.—1969.—57, № 3.—С. 6–30.
4. Гармаш К. П., Леус С. Г., Пазюра С. А. и др. Статистические характеристики флуктуаций электромагнитного поля Земли // Радиофизика и радиоастрономия.—2003.—8, № 2.—С. 163–180.
5. Григоренко Е. И. Исследования ионосферы по наблюдениям эффекта Фарадея при некогерентном рассеянии радиоволн // Ионосферные исследования. — М.: Сов. радио, 1979.—Т. 27.—С. 60–73.
6. Григоренко Е. И., Дзюбанов Д. А., Лысенко В. Н. и др. Магнитная, ионосферная и атмосферная бури большой интенсивности в сентябре 1998 года: сравнение результатов

- измерений и моделирования // Космична наука і технологія.—2003.—9, № 4.—С. 49–66.
7. Григоренко Е. И., Дзюбанов Д. А., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Ионосферные и атмосферные эффекты уникальной магнитной бури в сентябре 1998 года: сопоставление результатов наблюдений и моделирования // Современные проблемы физики и высокие технологии: Матер. Междунар. конф., посвященной 125-летию ТГУ, 75-летию СФТИ и 50-летию РФФ ТГУ. — Томск.—2003.—С. 351–354.
8. Григоренко Е. И., Емельянов Л. Я., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Результаты наблюдений процессов в ионосфере, сопутствующих геомагнитной буре 25 сентября 1998 года, при помощи радара некогерентного рассеяния в Харькове // Тр. XX Всерос. конф. по распространению радиоволн. — Нижний Новгород, 2002.—С. 56–57.
9. Григоренко Е. И., Лысенко В. Н., Пазюра С. А. и др. Аномальная ионосферная буря 21 марта 2003 года // Космична наука і технологія.—2004.—10, № 1.—С. 4–11.
10. Григоренко Е. И., Лысенко В. Н., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Результаты радиофизических исследований процессов в ионосфере, сопровождавших сильнейшую геомагнитную бурю 25 сентября 1998 г. // Успехи современной радиоэлектроники.—2003.—№ 9.—С. 57–94.
11. Григоренко Е. И., Лысенко В. Н., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Особенности теплового режима нейтральной атмосферы во время магнитной бури 25.09.98 // Вестник нац. техн. ун-та «ХПИ»: Сб. науч. тр., тем. вып. «Радиофизика и ионосфера».—2003.—4, вып. 7.—С. 27–30.
12. Григоренко Е. И., Лысенко В. Н., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Аномальная ионосферная буря 21 марта 2003 года // Третья Украинская конференция по перспективным космическим исследованиям: Сб. тез. — Казивели, 2003.—С. 113.
13. Григоренко Е. И., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Колебания электромагнитного поля и движение плазмы в верхней атмосфере, сопровождавшие уникальную геомагнитную бурю 25 сентября 1998 г. // Сб. науч. тр. Пятой Российской конференции по атмосферному электричеству. — Владимир, 2003.—Т. 1.—С. 167–170.
14. Григоренко Е. И., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Волновые возмущения в ионосфере, сопутствовавшие геомагнитной буре 25 сентября 1998 г. // Современные проблемы физики и высокие технологии: Матер. междунар. конф., посвященной 125-летию ТГУ, 75-летию СФТИ и 50-летию РФФ ТГУ. — Томск, 2003.—С. 348–351.
15. Григоренко Е. И., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Динамические процессы в ионосфере, сопровождавшие сильнейшую геомагнитную бурю 25 сентября 1998 г. // Современные проблемы физики и высокие технологии: Матер. междунар. конф., посвященной 125-летию ТГУ, 75-летию СФТИ и 50-летию РФФ ТГУ. — Томск, 2003.—С. 344–347.
16. Григоренко Е. И., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Динамические процессы в верхней атмосфере и вариации электрического поля в течение уникальной геомагнитной бури 25 сентября 1998 г. // Сб. науч. тр. Пятой Российской конференции по атмосферному электричеству. — Владимир, 2003.—Т. 1.—С. 164–167.
17. Данилов А. Д., Морозова Л. Д. Ионосферные бури в области F_2 . Морфология и физика (обзор) // Геомагнетизм и аэрономия.—1985.—25, № 5.—С. 705–721.
18. Данилов А. Д., Морозова Л. Д., Мирмович Э. Г. О возможной природе положительной фазы ионосферных бурь // Геомагнетизм и аэрономия.—1985.—25, № 5.—С. 768–772.
19. Иванов-Холодный Г. С., Михайлов А. В. Прогнозирование состояния ионосферы (детерминированный подход). — Л.: Гидрометеоназдат, 1980.—190 с.

20. Кринберг И. А., Тащилян А. В. Ионосфера и плазма. — М.: Наука, 1984.—190 с.
21. Серебряков Б. Е. Исследование процессов в термосфере во время магнитных возмущений // Геомагнетизм и аэрономия.—1982.—22, № 5.—С. 776—781.
22. Таран В. И. Исследование ионосферы в естественном и искусственно возмущенном состояниях методом некогерентного рассеяния // Геомагнетизм и аэрономия.—2001.—41, № 5.—С. 659—666.
23. Таран В. И., Григоренко Е. И. Ионосферно-протоносферные процессы во время естественных возмущений по данным Харьковского радара некогерентного рассеяния // Сб. тр. первой Украинской конференции по перспективным космическим исследованиям. — 2001.—С. 119—124.
24. Таран В. И., Григоренко Е. И., Лысенко В. Н., Пуляев В. А. Ионосферные эффекты магнитных бурь по наблюдениям на радаре некогерентного рассеяния в Харькове // Информ. технологии: наука, техника, технология, образование, здоровье: Сб. науч. тр. ХГПУ.—1999.—Вып. 7, ч. 3.—С. 381—383.
25. Таран В. И., Лысенко В. Н., Григоренко Е. И. Особенности процессов переноса плазмы и ионосферно-протоносферного взаимодействия во время магнитных бурь // Вестник нац. техн. ун-та «Харьковский политехнический институт»: Сб. науч. тр.—2001.—Вып. 4.—С. 261—264.
26. Banks P. M. Charged particle temperatures and electron thermal conductivity in the upper atmosphere // Ann. Geophys.—1966.—22.—P. 577—584.
27. Buonsanto M. J. Millstone Hill Incoherent Scatter F Region Observations During the Disturbances of June 1991 // J. Geophys. Res.—1995.—100, N A4.—P. 5743—5755.
28. Buonsanto M. J. Ionospheric Storms — a Review // Space Sci. Rev.—1999.—88.—P. 563—601.
29. Chernogor L. F., Grigorenko Ye. I., Taran V. I., Tyrnov O. F. Dynamic processes in the near-Earth plasma during the September 25, 1998 magnetic storm from Kharkiv incoherent scatter radar data // XXVII General Assembly of the International Union of Radio Science, Programme, Poster Presentations Maastricht Exhibition and Congress Centre (MECC), Maastricht the Netherlands. 17—24 August 2002. — P. 2280.
30. Dalgarno A., Degges T. C. Electron cooling in the upper atmosphere // Planet. Space Sci.—1968.—16.—P. 125—132.
31. Farley D. T. Faraday rotation measurements using incoherent scatter // Radio Sci.—1969.—4.—P. 143—152.
32. Foster J. C., Rich F. J. Prompt midlatitude electric field effects during severe geomagnetic storms // J. Geophys. Res.—1998.—103.—P. 26367—26372.
33. Foster J. C., Cummer S., Inan U. S. Midlatitude particle and electric field effects at the onset of the November 1993 Geomagnetic Storm // J. Geophys. Res.—1998.—103.—P. 26359—26366.
34. Gonzales W. D., Jozelyn J. A., Kamide Y., Kroehl H. W. What is a geomagnetic storm? // J. Geophys. Res.—1994.—99, N A4.—P. 5771—5792.
35. Hedin A. E. MSIS-86 thermospheric model // J. Geophys. Res.—1987.—92, N A5.—P. 4649—4662.
36. Mikhailov A. V., Forster M. Some F2-layer Effects During the January 06-11, 1997 CEDAR Storm Period as Observed with the Millstone Hill Incoherent Scatter Facility // J. Atmos. Solar-Terr. Phys.—1999.—61.—P. 249—261.
37. Mikhailov A. V., Foster J. C. Daytime Thermosphere Above Millstone Hill during severe geomagnetic storms // J. Geophys. Res.—1997.—102.—P. 17275—17282.
38. Mikhailov A. V., Schlegel K. Self-consistent modelling of the daytime electron density profile in the ionospheric F region // Ann. Geophys.—1997.—15.—P. 314—326.
39. Mikhailov A. V., Skoblin M. G., Forster M. Daytime F2-layer positive storm effect at middle and lower latitudes // Ann. Geophys.—1995.—13.—P. 532—540.
40. Pavlov A. V. The role of vibrationally excited oxygen and nitrogen in the ionosphere during the undisturbed and geomagnetic storm period of 6-12 April 1990 // Ann. Geophys.—1998.—16.—P. 589—601.
41. Pavlov A. V., Buonsanto M. J., Schlesier A. C., Richards P. G. Comparison of models and data at Millstone Hill during the 5-11 June 1991 Storm // J. Atmos. Solar-Terr. Phys.—1999.—61.—P. 263—279.
42. Prolss J. W. On explaining the local time variation of ionospheric storm effects // Ann. Geophys.—1993.—11.—P. 1—9.
43. Richards P. G., Torr D. G., Buonsanto M. J., Sipler D. P. Ionospheric effects of the March 1990 magnetic storm: Comparison of theory and measurement // J. Geophys. Res.—1994.—99, N A12.—P. 23359—23365.
44. Salah J. E., Evans J. V. Measurements of thermospheric temperature by incoherent scatter radar // Space Res.—1973.—13.—P. 267—286.
45. Salah J. E., Evans J. V., Alcayde D., Bauer P. Comparison of exospheric temperatures at Millstone Hill and St-Santin // Ann. Geophys.—1976.—32, fasc. 3.—P. 257—266.
46. Schlesier A. C., Buonsanto M. J. The Millstone Hill Ionospheric Model and its Application to the May 26-27, 1990, Ionospheric Storm // J. Geophys. Res.—1999.—104, N A10.—P. 22453—22468.
47. Shunk R. W., Nagy A. F. Electron temperature in the F region of the ionosphere: theory and observations // Rev. Geophys. Space Phys.—1978.—16, N 3.—P. 355—399.
48. Taran V. I., Grigorenko Ye. I., Kiyashko G. A. The F region ionosphere response on the severe magnetic storm on September 25, 1998 // Космічна наука і технологія. Додаток: Space Plasma physics.—2001.—7, № 2.—С. 42—46.
49. Waldteufel P. Combined incoherent scatter F1 region observations // J. Geophys. Res.—1971.—76.—P. 6995—6999.

ANOMALOUS IONOSPHERIC STORM ON 20—23 MARCH 2003: SOME RESULTS OF MEASUREMENTS AND SIMULATION

Ye. I. Grigorenko, S. A. Pazura, V. I. Taran, L. F. Chernogor

We present our results of observations and simulation of dynamic processes in geospace which accompanied the two-phase ionospheric storm on 20—23 March 2003. The strongest negative phase of the storm can be considered as anomalous one because it was proceeding on the background of moderate geomagnetic disturbance ($A_p = 29$, $K_p = 5$). The principal mechanisms forming the positive and negative ionospheric storm phase development are considered. Particular attention is given to the description of processes accompanying the change of storm phase that occurred during sunset period (about 18.00 UT). A simulation and study of the effects of thermospheric disturbances and also the thermal regime of neutral and charged components of the upper Earth's atmosphere during the storm are conducted. The observations are carried out with the Kharkov incoherent scatter radar.