

УДК 550.385.37:550.388.2

М. В. Ляшенко<sup>1</sup>, В. А. Пуляев<sup>1</sup>, Л. Ф. Черногор<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Інститут іоносфери НАН і МОН України, Харків

<sup>2</sup>Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна

## Суточные и сезонные вариации параметров ионосферной плазмы в период роста солнечной активности

Надійшла до редакції 16.01.06

Одержано кількісні характеристики добових та сезонних варіацій основних параметрів іоносферної плазми для чотирьох геофізичних періодів (зимового та літнього сонцестоянь, весняного та осіннього рівнодень) у період росту сонячної активності (1997—1998 рр.) у діапазоні висот 210—1050 км. Проведено комп'ютерне моделювання варіацій низки параметрів динамічних процесів в іоносфері. Виявлені та підтверджені регіональні особливості розподілу основних параметрів геокосмічної плазми.

### ВВЕДЕНИЕ

Физическое истолкование и моделирование процессов в ионосферной плазме является одной из актуальных задач исследования геокосмоса.

В настоящее время описанию поведения основных параметров ионосферы посвящено большое количество исследований [1, 4, 5, 7, 8, 14, 18—23, 25, 26, 28, 29]. В большинстве случаев в них представлены экспериментальные данные, полученные различными радиофизическими методами в западном полушарии. Сравнение экспериментальных данных с глобальными моделями ионосферы показало, что известные модели ионосферы лишь качественно описывают пространственно-временное распределение параметров ионосферной плазмы в конкретном регионе. Это связано в первую очередь с отсутствием сферической симметрии ионосферы Земли, а также с тем, что указанные модели ионосферы построены на основе данных сети радаров некогерентного рассеяния (НР) в западном полушарии. Таким образом, разработка новых и количественное уточнение известных моделей ионос-

феры является важной и актуальной задачей [3, 5, 9, 10, 31].

Целью работы является исследование количественных характеристик суточных и сезонных вариаций параметров ионосферы в период роста солнечной активности (1997—1998 гг.) для дат, близких к солнцестояниям и равноденствиям. Проведено также компьютерное моделирование параметров динамических процессов в ионосферной плазме. Полученные результаты используются нами для построения модели ионосферы над центральной Европой.

Методы исследования и анализа экспериментальных данных аналогичны тем, которые применялись нами в работах [9, 10] при исследовании вариаций параметров ионосферной плазмы в периоды максимума и спада солнечной активности.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Для анализа и компьютерного моделирования суточных и сезонных вариаций основных пара-

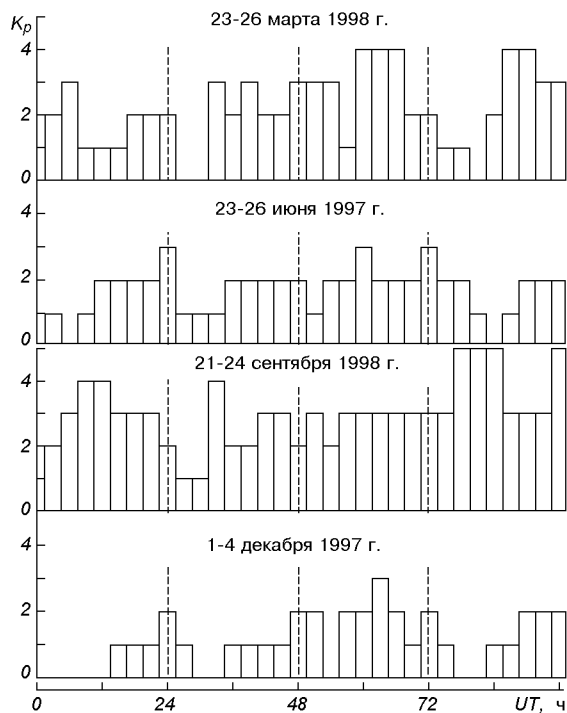
Рис. 1.  $K_p$ -индексы для выбранных периодов

Таблица 1. Индексы солнечной и геомагнитной активности для выбранных четырех периодов

Дата	$F_{10.7}$	$W$	$A_p$
02.12.1997	96	109	4
03.12.1997	108	109	4
04.12.1997	116	104	6
24.03.1998	120	120	6
25.03.1998	114	114	7
26.03.1998	110	110	16
24.06.1997	72	72	6
25.06.1997	74	74	4
22.09.1998	142	142	12
23.09.1998	144	144	7

метров геокосмической плазмы и динамических процессов в плазме использованы данные радара НР Института ионосферы НАН и МОН Украины [9, 10, 15]. Измерения на радаре НР проведены для четырех периодов, близких к равноденствиям и солнцестояниям: 24–26 марта 1998 г., 24–25 июня 1997 г., 22–23 сентября 1998 г., 2–4 декабря 1997 г. Сведения о гелиогеофизической обстановке для этих периодов представлены на рис. 1 и в табл. 1.

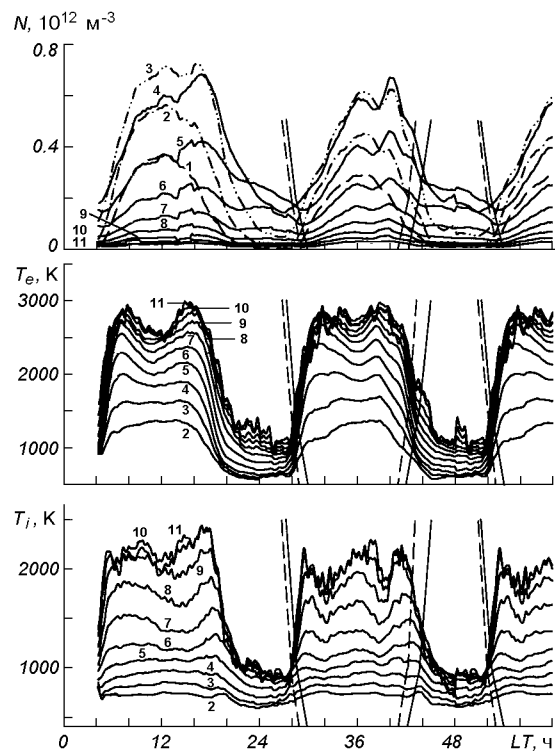


Рис. 2. Суточные вариации электронной концентрации, температуры ионов и электронов в период, близкий к весеннему равноденствию 24–26 марта 1998 г. для разных высот: 1 – 210, 2 – 240, 3 – 290, 4 – 340, 5 – 410, 6 – 490, 7 – 580, 8 – 680, 9 – 790, 10 – 910, 11 – 1050 км. Здесь и далее сплошные и штриховые наклонные линии показывают восход и заход в Харькове и магнитосопреженной точке на разных высотах

На рис. 2–5 представлены суточные и сезонные вариации концентрации электронов, температуры ионов и электронов для четырех характерных геофизических периодов: весеннего и осеннего равноденствий, летнего и зимнего солнцестояний.

**Суточные вариации концентрации электронов.** В период, близкий к весеннему равноденствию (рис. 2) концентрация электронов  $N$  испытывает значительные изменения в течение суток. На высотах  $h = 210$  и  $240$  км в суточном ходе  $N$  имеет место один максимум в околополуденные часы с абсолютными значениями  $N \approx 0.35 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$  и  $0.55 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$  соответственно. С увеличением высоты максимум суточных вариаций  $N$  смещается на более поздние часы с появлением максимума около 16 ч (здесь и

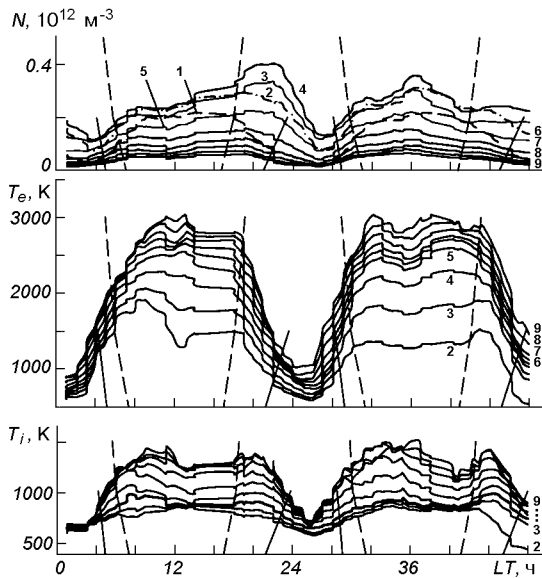


Рис. 3. Суточные вариации электронной концентрации, температуры ионов и электронов в период, близкий к летнему солнцестоянию 24—25 июня 1997 г. для разных высот: 1 — 250, 2 — 310, 3 — 360, 4 — 420, 5 — 470, 6 — 530, 7 — 580, 8 — 640, 9 — 690 км

далее — местное время). В околополуденные часы на высоте 290 км концентрация электронов достигает значений  $0.7 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ , ночью —  $0.05 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ . На высоте 580 км днем  $N \approx 0.12 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ , в ночные часы  $0.065 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ . Начиная с высоты  $h \geq 410$  км, наблюдается локальное увеличение концентрации электронов в ночные часы (23—04 ч).

Летом (рис. 3) на высотах  $h \leq 250$  км в суточных вариациях  $N$  имеет место один максимум около 12—13 ч с абсолютным значением  $0.2 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ . Ночью на высоте 250 км значение концентрации электронов уменьшается до значений  $N \approx 0.025 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ . С увеличением высоты наблюдается тенденция к появлению двух максимумов — утреннего и вечернего. До высот  $h \approx 530$  км величина вечернего максимума превосходит величину утреннего. Днем на высоте 580 км  $N \approx 0.11 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ , ночью —  $0.025 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ .

Для периода осеннего равноденствия (рис. 4), как и весной, концентрация электронов испытывает значительные суточные вариации. На высоте  $h = 210$  км в суточном ходе наблюдается один околополуденный максимум со значениями

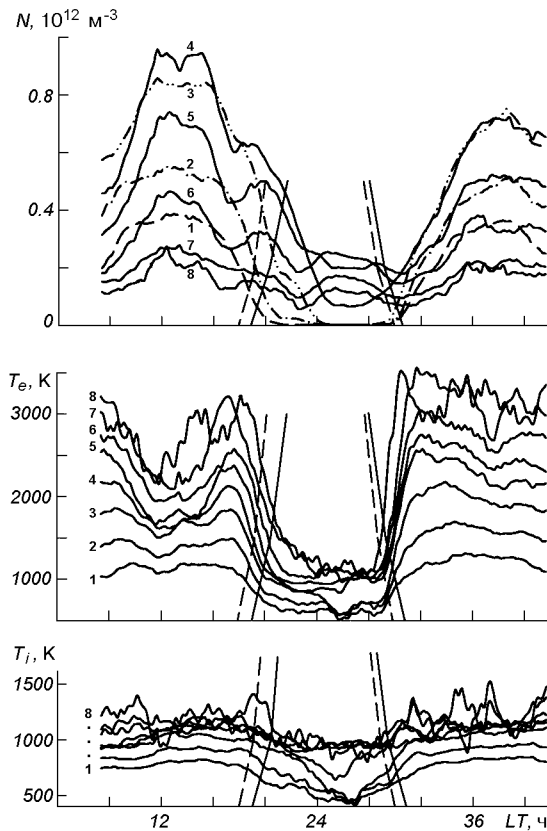


Рис. 4. Суточные вариации электронной концентрации, температуры ионов и электронов в период, близкий к осеннему равноденствию 22—23 сентября 1998 г. для разных высот: 1 — 190, 2 — 210, 3 — 240, 4 — 290, 5 — 340, 6 — 410, 7 — 490, 8 — 550 км

$N \approx 0.55 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ . Ночью концентрация электронов уменьшается до значений  $0.01 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ . В дневные часы на высоте 550 км  $N \approx 0.3 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ , ночью —  $0.1 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ . Начиная с высоты  $h \geq 290$  км, в суточных вариациях появляется второй максимум около 18—19 ч. С увеличением высоты он смещается на более поздние часы. На высотах  $h \geq 410$  км, как и для периода весеннего равноденствия, в ночное время в суточных зависимостях имеет место локальный экстремум (00—02 ч).

Для периода зимнего солнцестояния (рис. 5) во всем высотном диапазоне в суточных зависимостях концентрации электронов наблюдается один максимум в околополуденные часы и локальное увеличение ночью (22—04 ч). На высоте  $h = 250$  км днем  $N \approx 0.6 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ , в ночные

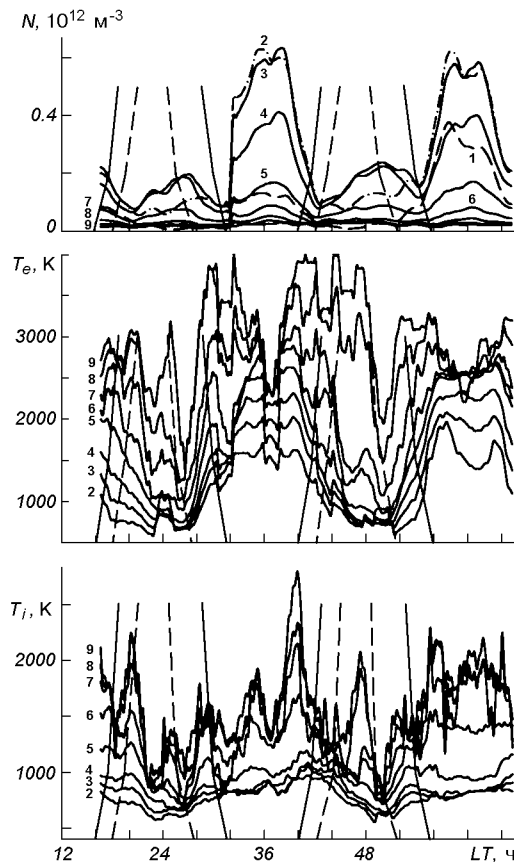


Рис. 5. Суточные вариации электронной концентрации, температуры ионов и электронов в период, близкий к зимнему солнцестоянию 2—4 декабря 1997 г. для разных высот: 1 — 200, 2 — 250, 3 — 310, 4 — 360, 5 — 470, 6 — 580, 7 — 690, 8 — 800, 9 — 910 км

часы —  $0.1 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ . На высоте  $h = 580$  км в дневные часы  $N \approx 0.075 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ , ночью —  $0.01 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ .

**Суточные вариации температуры ионов и электронов.** Температуры электронов и ионов испытывают значительные вариации в течение суток. С увеличением высоты  $T_e$  и  $T_i$  увеличиваются. В суточном ходе  $T_e$  имеет место локальный околополуденный минимум во всем рассматриваемом высотном диапазоне.

Для периодов весеннего и осеннего равноденствий (рис. 2 и 4) в суточном ходе наблюдаются два максимума — утренний (около 07 ч) и вечерний (около 16—17 ч). Весной и осенью в дневные часы на высоте 240 км  $T_e \approx 1400$  и

1750 К соответственно. Ночью  $T_e \approx 600$  К как весной, так и осенью. На высоте  $h = 490$  км в весенний период днем  $T_e \approx 2500$  К, осенью — около 3000 К. Ночные значения  $T_e$  весной близки к 750 К, осенью — 1000 К.

Для периода летнего солнцестояния (рис. 3) суточные зависимости  $T_e$  подобны весенним и осенним. В суточном ходе видны два максимума — утром и вечером, а также локальный минимум около 12 ч. Дневные значения  $T_e$  на высоте 310 км примерно равны 1500 К, в ночные часы — 600 К. На высоте 530 км днем  $T_e \approx 2500$  К, ночью — 750 К.

Зимой, как и для других сезонов, в суточных вариациях  $T_e$  имеют место утренний и вечерний максимумы, локальный околополуденный минимум (рис. 5). На высоте 250 км дневные значения  $T_e$  достигают примерно 1500 К, ночью на этой же высоте — 600 К. На высоте 470 км  $T_e \approx 2750$  К в дневные часы и 850 К ночью.

Температура ионов  $T_i$  для всех периодов имеет протяженный максимум в течение дневного времени. В суточном ходе  $T_i$  иногда наблюдается появление утреннего и вечернего максимумов.

Для весеннего равноденствия (рис. 2) на высоте 240 км  $T_i \approx 750$  К днем и 550 К в ночные часы. На высоте 490 км дневные значения  $T_i \approx 1250$  К, ночью  $T_i \approx 810$  К.

Летом (рис. 3)  $T_i$  на высоте 310 км достигает значений 850 К днем и примерно 500 К ночью. На высоте 530 км дневные значения  $T_i \approx 1250$  К, ночью — около 850 К.

Для периода осеннего равноденствия (рис. 4) на высоте 240 км дневные значения  $T_i \approx 1000$  К, ночью — 500 К. На высоте 490 км значение  $T_i$  составляет около 1200 К в дневные часы и 950 К ночью.

Для периода зимнего солнцестояния (рис. 5) значения  $T_i$  в дневные часы на высоте 250 км составляют примерно 970 К, ночью — около 600 К. На высоте 470 км днем  $T_i \approx 1250$  К, в ночные часы  $T_i \approx 800$  К.

**Сезонные вариации параметров ионосферной плазмы.** Известно, что сезонные вариации концентрации электронов заключаются в превышении дневных зимних значений  $N$  над летними на высотах вблизи максимума области F2 ионосферы. Такое сезонное поведение концент-

рации электронов получило название сезонной аномалии. Из анализа экспериментальных данных выявлены следующие сезонные особенности  $N$ . На высоте 250 км околополуденные зимние значения  $N$  превышают летние примерно в 3 раза, на высоте 310 км — в 2 раза, на высоте 360 км — в 1.5 раза. Для ночи сезонная аномалия не наблюдается — в околополуночные часы зимние значения  $N$  практически совпадают с летними. Следует отметить, что с увеличением высоты сезонная аномалия исчезает, и на высотах  $h \geq 410$  км летние дневные значения  $N$  превышают зимние.

Для равноденственных периодов сезонные вариации концентрации электронов заключаются в следующем. На высотах 210—240 км в местный полдень весенние значения  $N$  превышают осенние примерно в 1.5 раза. В ночные часы на высотах 200—240 км осенние и весенние значения  $N$  практически не различаются. Весной и осенью на высотах  $h \geq 340$  км значения концентрации электронов различаются не более чем на 10—20 %.

Различие между зимними и летними значениями как  $T_e$ , так и  $T_i$  составляет не более 10—15 %. Для осеннего и весеннего равноденствий различие в этих температурах не превышает 15—20 %.

#### РАСЧЕТ ПАРАМЕТРОВ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ. ИСХОДНЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Одной из задач теоретического моделирования является расчет вторичных параметров процессов по экспериментально измеренным первичным параметрам.

Как известно, на высотах области F2 ионосферы процессы переноса плазмы и энергии становятся более существенными, чем фотохимические процессы образования и исчезновения заряженных частиц. Динамические процессы играют важную роль в формировании высотного профиля концентрации электронов в целом, и области F2 в частности.

В настоящей работе проведен расчет энергии, подводимой к электронному газу, и значений плотности потоков частиц за счет амбиполярной диффузии. Используя известные теоретические соотношения и основные параметры ионосфер-

ной плазмы, полученные на радаре НР, можно рассчитать частоты соударений электронов с нейтралами и ионами, тензоры амбиполярной диффузии и теплопроводности, а также значения плотности потоков тепла и частиц в ионосферу. Для расчетов привлекалась также термосферная модель MSIS [23].

**Поток частиц за счет диффузии.** За счет уменьшения плотности атмосферы скорость ионизации выше 150—180 км уменьшается с высотой пропорционально уменьшению концентрации нейтральных частиц. В то же время скорость диффузии увеличивается с уменьшением плотности газа.

Плазма как единое целое диффундирует через нейтральную атмосферу. Выражение для вертикальной составляющей скорости переноса заряженных частиц за счет амбиполярной диффузии имеет вид [1, 7]

$$V_{dz} = -D_a \sin^2 I \left( \frac{1}{H_p} + \frac{1}{N} \frac{\partial N}{\partial z} + \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial z} \right), \quad (1)$$

где  $D_a = \frac{kT_p}{m_i v_{in}}$  — продольная составляющая тензора амбиполярной диффузии,

$$v_{in} = \nu_{O^+,O} + \nu_{O^+,O_2} + \nu_{O^+,N_2} + \nu_{O^+,H} + \nu_{O^+,He}$$

— суммарная частота соударений ионов с нейтралами,  $\nu_{O^+,O}$ ,  $\nu_{O^+,O_2}$ ,  $\nu_{O^+,N_2}$ ,  $\nu_{O^+,H}$ ,  $\nu_{O^+,He}$  — частоты соударений ионов кислорода в собственном газе, с атомами и молекулами кислорода, азота, водорода и гелия соответственно,  $T_p = T_e + T_i$  — плазменная температура,  $H_p = \frac{kT_p}{m_i g}$  — плазменная приведенная высота,  $m_i$  — масса иона,  $I$  — наклонение геомагнитного поля,  $N$  — концентрация электронов.

Полный диффузионный поток плазмы в вертикальном направлении вычисляется по формуле

$$\Pi_d = V_{dz} N. \quad (2)$$

**Энергия, подводимая к электронному газу.** В области F ионосферы частота столкновений электронов с нейтралами становится меньше, чем с ионами, поэтому основными механизмами охлаждения электронного газа являются потеря тепла при столкновениях электронов с ионами, возбуждение тонкой структуры атомов кислорода и теплопроводность электронного газа [29].

Имеет место перенос фотоэлектронов и связанный с этим переносом нелокальный нагрев электронного газа.

На высотах  $h \leq 350$  км теплопроводностью электронного газа можно пренебречь, и уравнение баланса энергии электронов в стационарном случае имеет вид [29]

$$Q = L_{ei} + L_e, \quad (3)$$

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

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

где  $Q$  — энергия, передаваемая тепловым электроном при кулоновских столкновениях с фотоэлектронами,  $L_{ei}$  — энергия, теряемая при электрон-ионных столкновениях,  $L_e$  — энергия, затрачиваемая на возбуждение тонкой структуры атомов кислорода,  $N$  — концентрация электронов в ионосфере,  $N(O)$  — концентрация атомов кислорода. Температура нейтралов  $T_n$  и концентрация  $N(O)$  рассчитывалась с привлечением модели MSIS.

#### Поток тепла, переносимого электронами.

Тепловой баланс электронного газа зависит от величины потока тепла, переносимого электронами из плазмосферы в ионосферу. Тепло в плазмосфере накапливается за счет сверхтепловых электронов, убегающих из места своего образования во внешнюю ионосферу. Часть электронов теряют свою энергию в кулоновских соударениях с тепловыми электронами и ионами. Другая часть электронов попадает в магнитную силовую трубку. В силовой магнитной трубке происходят многократные отражения электронов от ее концов, за счет этого захваченные электроны разогреваются. Таким образом, в плазмосфере имеет место накопление тепла, которое поступает обратно в ионосферу в результате высокой теплопроводности электронного газа [1].

Тепловой поток можно определить из кинетического уравнения с учетом переноса сверхтепловых электронов. Далее рассматривается вертикальная составляющая плотности потока тепла, поступающего из плазмосферы [9, 10],

$$\Pi_T = -\kappa_e \sin^2 I \frac{\partial T_e}{\partial z}, \quad (4)$$

где  $\kappa_e = 2.08 \cdot k^2 N T_e / m v_{ei}$  — продольная составля-

ющая тензора теплопроводности электронного газа,  $k$  — постоянная Больцмана,  $m$  — масса электрона.

Частоту соударений электронов с ионами  $O^+$  для расчета коэффициента теплопроводности в (4) можно найти, используя выражение вида [2]

$$\nu_{ei} \approx 5.5 \cdot 10^{-6} N T_e^{-3/2} \ln(2.2 \cdot 10^4 T_e N^{-1/3}).$$

## РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

**Поток плазмы за счет диффузии.** Потoki заряженных частиц за счет амбиполярной диффузии играют существенную роль в формировании профиля электронной концентрации области F2 ионосферы. На рис. 6 представлены расчетные значения суточных вариаций потока частиц за счет диффузии. Как видно из представленных зависимостей, для всех периодов форма суточных вариаций  $\Pi_d$  подобна.

Для рассмотренного высотного диапазона в ночные часы для всех сезонов диффузионный

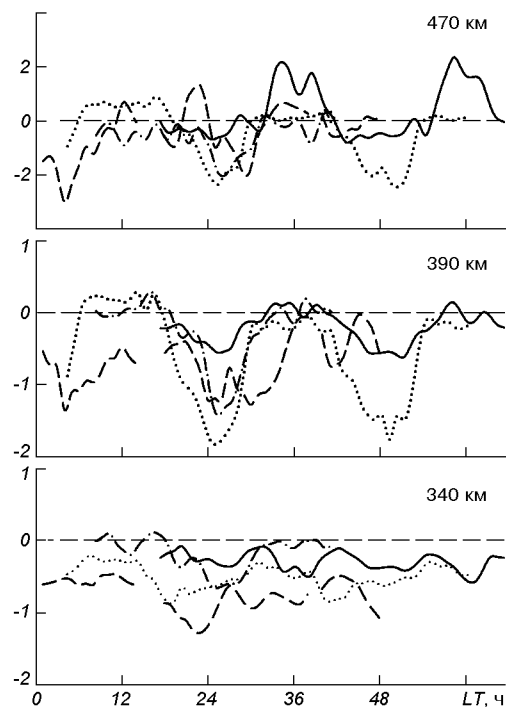


Рис. 6. Суточные вариации плотности потока плазмы за счет амбиполярной диффузии: пунктир — 24—26.03.1998 г., штрихи — 24—25.06.1997 г., штрих-пунктир — 22—23.09.1998 г., сплошная — 2—4.12.1997 г.

поток максимален по величине и направлен вниз в ионосферу. В дневные часы имеет место незначительный поток вниз, а с увеличением высоты направление потока изменяется, и перенос заряженных частиц за счет амбиполярной диффузии осуществляется вдоль магнитных силовых линий вверх в плазмосферу.

Весной на высотах  $h = 340$  и  $470$  км в околополуденные часы величина плотности потока  $\Pi_d \approx -6.5 \cdot 10^{12}$  и  $-2.1 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$  соответственно, осенью  $-0.9 \cdot 10^{12}$  и  $-11 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$  соответственно. Летом на высоте  $h = 340$  км  $\Pi_d \approx -1.2 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$ , на высоте  $h = 470$  км наблюдается поток плазмы вверх с величиной  $\Pi_d \approx 2.8 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$ . Для периода зимнего солнцестояния на высоте  $h = 340$  км поток достигает значений  $-2.7 \cdot 10^{12}$  и  $-6.9 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$  на высоте  $h = 470$  км.

В околополуденные часы для периода летнего солнцестояния на высоте  $h = 340$  км  $\Pi_d \approx 5.2 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$ , и на высоте  $h = 470$  км имеет место диффузионный поток вверх в плазмосферу  $\Pi_d \approx 6.2 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$ . Для зимнего периода наблюдается подобная ситуация. На высотах примерно 340 км поток частиц за счет диффузии направлен вниз и имеет значения  $\Pi_d \approx -3.7 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$ . С увеличением высоты изменяется направление потока заряженных частиц и его абсолютные значения  $\Pi_d \approx 10.5 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$  на высоте  $h = 470$  км.

Для периода весеннего равноденствия значения диффузионного потока на высоте  $h = 340$  и  $470$  км равны  $-3 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$  и  $5.6 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$  соответственно. Осенью в дневные часы на высоте 340 км  $\Pi_d \approx -1.5 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$ , на высоте  $h = 470$  км  $\Pi_d \approx 0.3 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2}\text{с}^{-1}$ .

Следует отметить, что в дневное время на больших высотах как в периоды солнцестояний, так и периоды равноденствий наблюдается существенный перенос заряженных частиц из ионосферы в плазмосферу. В этом случае плазмосфера является резервуаром заряженных частиц, который, в свою очередь, играет важную роль в поддержании ионосферы в ночные часы.

**Подвод энергии к электронному газу.** На рис. 7 представлены суточные вариации значения энергии, подводимой к электрону в единицу времени для рассмотренных периодов. Следует отметить, что форма вариаций  $Q/N$  подобна для

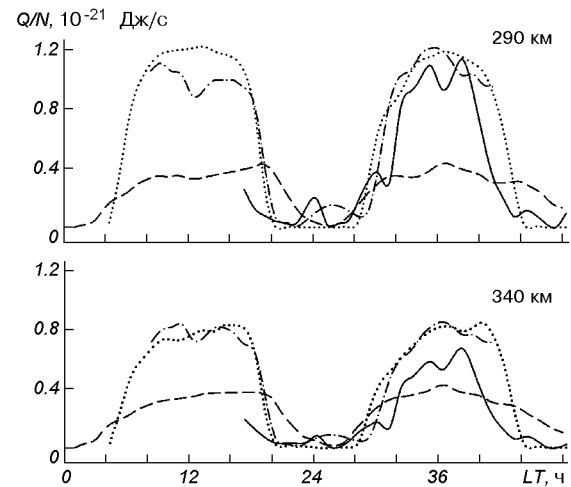


Рис. 7. Суточные вариации значения энергии  $Q/N$ , подводимой к электрону в единицу времени: пунктир — 24—25.03.1998 г., штрихи — 24—25.06.1997 г., штрих-пунктир — 22—23.09.1998 г., сплошная — 2—3.12.1997 г.

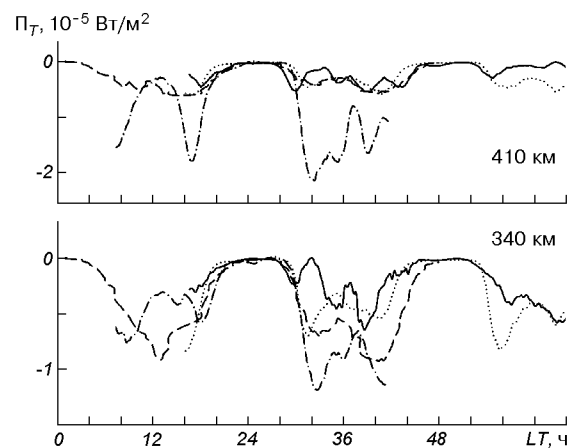


Рис. 8. Суточные вариации плотности потока тепла, переносимого электронами из плазмосферы в ионосферу: пунктир — 24—25.03.1998 г., штрихи — 24—25.06.1997 г., штрих-пунктир — 22—23.09.1998 г., сплошная — 2—3.12.1997 г.

различных сезонов. В суточных зависимостях  $Q/N$  в дневные часы имеет место явно выраженный максимум с локальным уменьшением значений  $Q/N$  в местный полдень. В ночные часы значения  $Q/N$  стремятся к нулю. Однако в послеполуденные часы в суточных вариациях возможны локальные максимумы. Летом в околополуденные часы на высоте  $h = 290$  и  $340$  км

значения энергии равны  $0.4 \cdot 10^{-21}$  Дж/с. Зимой  $Q/N \approx 1.0 \cdot 10^{-21}$  Дж/с на высоте 290 км и  $Q/N \approx 0.5 \cdot 10^{-21}$  Дж/с на высоте 340 км. Для периодов осеннего и весеннего равноденствий на высоте 290 км  $Q/N \approx 1.2 \cdot 10^{-21}$  Дж/с, а для  $h = 340$  км —  $0.8 \cdot 10^{-21}$  Дж/с.

**Поток тепла из плазмосферы в ионосферу.** На рис. 8 представлены суточные зависимости плотности потока тепла  $\Pi_T$ , переносимого электронами из плазмосферы в ионосферу. Видно, что для периодов солнцестояний, а также весеннего равноденствия значения плотности потока тепла близки на фиксированных высотах. На высоте  $h = 340$  км  $\Pi_T \approx -0.5 \cdot 10^{-5}$  Вт/м<sup>2</sup>, для  $h = 410$  км  $\Pi_T \approx -0.25 \cdot 10^{-5}$  Вт/м<sup>2</sup>. Для периода осеннего равноденствия  $\Pi_T \approx -0.96 \cdot 10^{-5}$  и  $-1.5 \cdot 10^{-5}$  Вт/м<sup>2</sup> на высотах 340 и 410 км соответственно.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Ионосфера Земли представляет собой открытую динамическую нелинейную систему [16, 17]. Параметры ионосферы испытывают суточные и сезонные вариации, их поведение также зависит от уровня солнечной и магнитной активностей. Описание и интерпретация этих вариаций является довольно сложной задачей в геофизике.

**Суточные вариации концентрации электронов.** В периоды равноденствий происходит переход от летнего к зимнему типу суточных вариаций концентрации электронов и наоборот. Этот переход происходит относительно быстро, в течение примерно двух недель [7, 24]. Данный процесс связан с сезонными вариациями параметров термосферной циркуляции и вариациями нейтрального состава на высотах максимума области F2 ионосферы. Ранее мы уже использовали классификацию для определения типа суточных вариаций концентрации электронов на высоте максимума области F2 ионосферы ( $N_m F2$ ) в равноденственные периоды [9, 10]. В настоящей работе получено, что суточный ход  $N_m F2$  для периода 24—26 марта 1998 г. (рис. 2) можно отнести к SW-типу по классификации [24]. SW-тип, как и WS-тип, характерен тем, что ему присущи как летние особенности суточных вариаций  $N_m F2$ , так и зимние. В нашем случае в суточных вариациях  $N_m F2$  имеет место протя-

женный максимум в дневные часы (летний период) с последующим уменьшением концентрации электронов без локального максимума около 20 ч (зимний период).

Днем на высотах  $h \leq 240$  км поведение концентрации электронов определяется величиной зенитного угла Солнца. На высотах максимума ионизации и выше локальное увеличение  $N$  в ночные часы связано с эффектами термосферных ветров со скоростями 150—200 м/с и потоков частиц в ионосферу с величинами  $\Pi_d \approx (1...3) \cdot 10^{13}$  м<sup>-2</sup>с<sup>-1</sup> [9, 10]. Роль этих процессов в поддержании ночной области F2 ионосферы примерно одинакова.

Суточные вариации  $N_m F2$  для периода осеннего равноденствия 22—23 сентября 1998 г. можно отнести к WW-типу, который является хорошо выраженным зимним типом суточных вариаций. В этом случае для него характерны: вариации  $N_m F2$  в течение суток, хорошо развитый максимум около 12—13 ч и последующим резким уменьшением  $N$  в вечерние часы [24]. Появление локальных максимумов на высотах  $h \geq 490$  км в околополуночные часы связано с потоками плазмы и нейтральными ветрами.

Летом на высотах  $h \leq 310$  км вариации  $N$  определяются величиной зенитного угла Солнца. Суточные вариации  $N$  имеют платоподобный вид с максимумами в околополуденные и вечерние часы. Такой вид суточных зависимостей определяется зенитным углом Солнца.

Для периода зимнего солнцестояния для высот ниже максимума ионизации, как и для других сезонов, поведение концентрации электронов зависит от зенитного угла Солнца. На больших высотах имеет место появление послеполуночных максимумов. Вероятность появления локальных максимумов в суточных зависимостях  $N$  в средних широтах довольно высока для зимнего сезона и минимума солнечной активности [22]. Такое увеличение электронной концентрации в ночные часы связано с потоками частиц из плазмосферы и действием нейтральных ветров [1, 13]. Следует также отметить существенную роль эффектов магнитосопряженной точки, которая для Харькова расположена южнее острова Мадагаскар (36.5° ю. ш., 50.2° в. д.). Значительное увеличение  $N$  около 04 ч связано с восходом Солнца в летнем южном полушарии.



**Суточные вариации температуры электронов и ионов.** На высотах  $h \leq 180$  км велика плотность частиц нейтрального газа, и по этой причине электроны и ионы интенсивно охлаждаются за счет соударений с частицами нейтральной атмосферы. При  $h > 180$ — $200$  км температура электронов начинает превышать нейтральную температуру и температуру ионов за счет уменьшения частоты соударений электронов с нейтралами. На высотах максимума области F2 и выше соотношение для температур имеет вид  $T_e > T_i > T_n$ .

Для периодов летнего и зимнего солнцестояний вариации  $T_e$  и  $T_i$  подобны. Появление в суточных вариациях утреннего и вечернего максимумов связано с вариациями потоков тепла (рис. 8) и величиной энергии  $Q/N$ , подводимой к электронному газу в единицу времени (рис. 7). С увеличением высоты имеет место смещение утреннего и вечернего максимумов в суточном ходе температуры электронов на более ранние и поздние часы соответственно. Этот процесс хорошо согласуется с ранее полученными результатами для других уровней солнечной активности [9, 10]. Данное смещение объясняется высокой теплопроводностью электронного газа. В этом случае наряду с процессами термализации фотоэлектронов существенную роль играют потоки тепла из плазмосферы (рис. 8).

Для равенств и солнцестояний суточные зависимости  $T_e$  и  $T_i$  подобны между собой. Как и для периодов солнцестояний, для равенств в суточных вариациях  $T_e$  имеют место утренний и вечерний максимумы.

Для всех сезонов в суточных вариациях  $T_e$  появление локального минимума можно объяснить тем, что охлаждение электронного газа усиливается при увеличении концентрации электронов в околополуденные часы и увеличении интенсивности передачи тепла от электронов к ионам. Как известно, в этом случае  $T_e \propto N^{-1}$  [2].

**Сезонные вариации параметров ионосферной плазмы.** Для рассмотренных периодов выявлена сезонная аномалия — превышение зимних дневных значений концентрации  $N$  над летними на высотах, близких к высоте максимума области F2 ионосферы. В период роста солнечной активности зимние значения  $N$  превышают летние примерно в 2—3 раза. На больших

высотах и в ночные часы сезонная аномалия не проявляется.

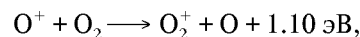
Для объяснения появления сезонной аномалии предложен ряд механизмов [1, 7, 12, 27, 28, 30]. Доминирующую роль играют сезонные вариации нейтрального состава на высотах максимума ионизации [7, 9, 10].

Вариации параметров нейтральной атмосферы, в свою очередь, обусловлены сезонными изменениями параметров термосферной циркуляции. Под действием градиентов давления легкие составляющие нейтральной атмосферы переносятся из более разогретых областей в холодные [1], в результате чего происходит увеличение в холодном зимнем полушарии концентрации O и He, а летнее полушарие насыщается более тяжелыми молекулами  $N_2$  и  $O_2$ .

На высотах максимума области F2 ионосферы

$$N \propto p = N(O) / (N(N_2) + N(O_2)).$$

Основными химическими реакциями потерь атомарного кислорода являются реакции с молекулами  $N_2$  и  $O_2$  [1]:



В табл. 2 приведены результаты расчета параметра  $p$ ,  $N(O)$ ,  $N(N_2)$  и  $N(O_2)$  для 00 и 12 ч на высоте 300 км по модели MSIS [23]. Расчет проведен для случая, когда индекс солнечной активности для конкретного дня и индекс SA, усредненный за три оборота Солнца, равнялись 100. Видно, что параметр  $p$  летом примерно в 2—2.5 раза больше, чем зимой как ночью, так и в дневные часы, а концентрации атомарного кислорода в летний и зимний периоды практически совпадают. Концентрация  $N_2$  летом примерно в два раза больше, чем зимой. Такое поведение параметров нейтральной атмосферы можно объяснить сезонными вариациями параметров глобальной термосферной циркуляции. Увеличение концентрации  $N_2$  на высотах максимума области F2 связано с разогревом и расширением термосферы и, как следствие, подъемом всех составляющих нейтральной атмосферы на большие высоты. Летом в дневные часы уменьшение концентрации атомарного кислорода связано с истечением его в плазмосферу, вследствие разогрева и расширения термосферы, с пе-

Таблица 2. Сезонные вариации параметров нейтральной атмосферы на высоте 300 км, рассчитанные по модели MSIS [23]

Сезон	00 ч			12 ч		
	$N(O),$ $10^{14} \text{ м}^{-3}$	$N(O_2) + N(N_2),$ $10^{14} \text{ м}^{-3}$	$\rho$	$N(O),$ $10^{14} \text{ м}^{-3}$	$N(O_2) + N(N_2),$ $10^{14} \text{ м}^{-3}$	$\rho$
март	3.67	0.54	6.79	5.18	0.83	6.24
сентябрь	3.43	0.63	5.44	5.01	0.96	5.22
июнь	3.30	0.32	10.3	4.30	0.44	9.77
декабрь	2.70	0.63	4.30	4.30	1.20	3.58

реносом  $O^+$  в более холодное южное полушарие нейтральными ветрами, а также с увеличением концентрации  $N_2$  и интенсивными потерями  $O^+$  в реакции (5).

Для периодов весеннего и осеннего равноденствий значения  $N$  примерно одинаковы. Это подтверждается проведенным расчетом по модели MSIS (табл. 2). В эти периоды различие в атомарных и молекулярных составляющих нейтральной атмосферы составляет 10–20 %.

Сезонные вариации температуры электронов и ионов заключаются в следующем. Для летнего и зимнего солнцестояний  $T_e$  и  $T_i$  примерно равны. Различие между зимними и летними значениями  $T_e$  и  $T_i$  составляет не более 10–15 %. Для периодов осеннего и весеннего равноденствий различие между  $T_e$  и  $T_i$  не превышает 15–20 %. Такое сезонное поведение температур электронов и ионов согласуется с выводами [9, 10].

## Выводы

1. Определены количественные характеристики вариаций параметров геокосмической плазмы в период роста солнечной активности. Наибольшие суточные вариации концентрации электронов до 5.5 — 8 раз наблюдаются в диапазоне высот 210–250 км и до 2–3 раз — на высотах выше 550 км.

2. Подтверждено, что в суточных зависимостях температуры электронов имеют место два максимума — утренний и вечерний. Такое поведение  $T_e$  в течение суток определяется величиной энергии, подводимой к электронам на высотах ниже максимума ионизации и вариациями потока тепла из плазмосферы в ионосферу

на высотах области F2 ионосферы. Суточные вариации температур электронов и ионов достигают 2.5–3 и 1.4–2 раза на высотах 240–250 км, для высот 470–530 км — 3.3 и 1.6 раза для  $T_e$  и  $T_i$  соответственно.

3. Влияние сезонной аномалии сводится к следующему. На высоте 250 км околополуденные зимние значения  $N$  превышают летние примерно в 3 раза, на высоте 310 км — в 2 раза, на высоте 360 км — в 1.5 раза. В ночное время сезонная аномалия не наблюдается. Сезонная аномалия обусловлена вариациями параметров глобальной термосферной циркуляции.

4. Для всех рассмотренных геофизических периодов сезонные вариации температур как электронов, так и ионов в период роста солнечной активности не превышают 10–20 %.

Авторы благодарят Е. И. Григоренко за интерес к работе и ценные замечания, а также Л. Я. Емельянова, А. Ф. Кононенко, И. Б. Скларова за проведение экспериментов на радаре НР, А. В. Болибок за первичную обработку экспериментальных данных.

1. Брюнелли Б. Е., Намгаладзе А. А. Физика ионосферы. — М.: Наука, 1988.—528 с.
2. Гинзбург В. Л. Распространение электромагнитных волн в плазме. — М.: Наука, 1967.—564 с.
3. Захаров И. Г., Ляшенко М. В. Сравнение экспериментальных и модельных значений полного электронного содержания в ионосфере над Восточной Европой // Радиофизика и радиоастрономия.—2003.—8, № 3.—С. 280—286.
4. Дзюбанов Д. А., Захаров И. Г., Ляшенко М. В. Моделирование полуденных значений электронной концентрации в максимуме области F2 ионосферы по данным харьковского радара некогерентного рассеяния // Космічна наука і технологія.—2004.—10, № 2/3.—С. 28—35.

5. Дзюбанов Д. А., Захаров И. Г., Ляшенко М. В. Моделирование электронной концентрации в максимуме области F2 ионосферы по данным радара некогерентного рассеяния в Харькове // Тр. 21 Всероссийской научной конференции по распространению радиоволн. — Йошкар-Ола, 2005.—С. 190—193.
6. Емельянов Л. Я., Григоренко Е. И., Скляр И. Б. Радиофизические наблюдения вертикального дрейфа плазмы в области F ионосферы на Харьковском радаре некогерентного рассеяния // Радиотехника.—2004.—Вып. 136.—С. 102—108.
7. Иванов-Холодный Г. С., Михайлов А. В. Прогнозирование состояния ионосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1980.—190 с.
8. Ионосферно-магнитная служба. Современное состояние, задачи и перспективы / Под ред. О. И. Авдюшина, А. Д. Данилова. — Л.: Гидрометеиздат, 1987.—243 с.
9. Ляшенко М. В., Скляр И. Б., Черногор Л. Ф., Черняк Ю. В. Суточные и сезонные вариации параметров ионосферной плазмы в период спада солнечной активности // Космічна наука і технологія.—2006.—12, № 2/3.—С. 45—58.
10. Ляшенко М. В., Черногор Л. Ф., Черняк Ю. В. Суточные и сезонные вариации параметров ионосферной плазмы в период максимума солнечной активности // Космічна наука і технологія.—2006.—12, № 4.—С. 56—70.
11. Лысенко В. Н. Измерение вертикальной составляющей скорости дрейфа плазмы и кинетических температур в ионосфере // Геомагнетизм и аэронаука.—2001.—41, № 3.—С. 365—368.
12. Михайлов А. В., Боевкова Н. М. Асимметрия годовых вариаций области F2 северного и южного полушарий // Геомагнетизм и аэронаука.—1980.—10, № 2.—С. 251—254.
13. Михайлов А. В., Островский Г. И. Явление зимнего возрастания электронной концентрации в ночной F2-области и его возможное объяснение // Геомагнетизм и аэронаука.—1980.—20, № 1.—С. 29—32.
14. Ришбет Г., Гарриот О. К. Введение в физику ионосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1975.—304 с.
15. Таран В. И. Исследования ионосферы в естественном и искусственно возмущенном состояниях методом некогерентного рассеяния // Геомагнетизм и аэронаука.—2001.—41, № 5.—С. 659—666.
16. Черногор Л. Ф. Физика Земли, атмосферы и геокосмоса в свете системной парадигмы // Радиофизика и радиоастрономия.—2003.—8, № 1.—С. 56—104.
17. Черногор Л. Ф. Земля — атмосфера — геокосмос как открытая динамическая нелинейная система // Космічна наука і технологія.—2003.—9, № 5/6.—С. 96—105.
18. Bhuyan P. K., Chamua M., Subrahmanyam P., Garg S. C. Diurnal, seasonal and latitudinal variations of electron temperature measured by the SROSS C2 satellite at 500 km altitude and comparison with the IRI // Ann. Geophys.—2002.—20.—P. 807—815.
19. Bilitza D. International Reference Ionosphere 2000 // Radio Sci.—2001.—36, N 2.—P. 261—275.
20. Champion K. S. W. Dynamics and structure of the quiet thermosphere // J. Atmos. Terr. Phys.—1975.—37, N 6/7.—P. 915—926.
21. Evans J. V. Seasonal and sunspot cycle variations of F-region electron temperatures and protonospheric heat fluxes // J. Geophys. Res.—1973.—78, N 13.—P. 2344.
22. Farelo A. F., Herraiz M., Mikhailov A. V. Global morphology of night-time  $N_m$  F2 enhancements // Ann. Geophys.—2002.—20.—P. 1795—1806.
23. Hedin A. E. MSIS-86 thermospheric model // J. Geophys. Res.—1987.—92.—P. 4649—4662.
24. Mikhailov A. V., Schlegel K. Equinoctial transitions in the ionosphere and thermosphere // Ann. Geophys.—2001.—19.—P. 783—796.
25. Nisbet J. S. Models of the ionosphere // Ionospheric Res. Lab., The Penn. State Univ.—1974.—P. 245—258.
26. Richards P. G. Seasonal and solar cycle variations of the ionospheric peak electron density: Comparison of measurement and models // J. Geophys. Res.—2001.—106, N A7.—P. 12803—12819.
27. Rishbeth H., Sedgemore-Schulthess K. J. F., Ulich T. Annual and semiannual variations in the ionospheric F2-layer: II. Physical discussion // Ann. Geophys.—2000.—18.—P. 945—956.
28. Salah J. E., Evans J., Wand R. N. Seasonal variations in the thermosphere above Millstone Hill // Radio Sci.—1974.—9, N 2.—P. 231—238.
29. Schunk R. W., Nagy A. F. Ionospheres: Physics, plasma physics, and chemistry. — Cambridge, 2000.—555 p.—(Cambridge atmospheric and space science series).
30. Sethi N. K., Dabas R. S., Vohra V. K. Diurnal and seasonal variations of  $h_m$  F2 deduced from digital ionosonde over New Delhi and its comparison with IRI 2001 // Ann. Geophys.—2004.—22.—P. 453—458.
31. Zang S., Holt J. M., Zalucha A. M. Midlatitude ionospheric plasma temperature climatology and empirical model based on Saint Santin incoherent scatter radar data from 1966 to 1987 // J. Geophys. Res.—2004.—109, N. A11311.

---

**DIURNAL AND SEASONAL VARIATIONS  
OF IONOSPHERIC PLASMA PARAMETERS  
DURING RISE SOLAR ACTIVITY PERIOD**

*M. V. Lyashenko, V. A. Pulyaev, L. F. Chernogor*

Quantitative characteristics of diurnal and seasonal variations of the main ionospheric plasma parameters for fourth geophysical periods (winter and summer solstices, vernal and autumnal equinoxes) in the height range from 210 to 1050 km during rise solar activity period (1997—1998) are obtained. Computer simulation of variations of a set of dynamic process parameters in the ionosphere is performed. Region features in the main geospace plasma parameters distribution are revealed or confirmed.