

УДК 550.385.37:550.388.2

М. В. Ляшенко¹, И. Б. Скляр¹, Л. Ф. Черногор², Ю. В. Черняк¹

¹Інститут іоносфери НАН і МОН України, Харків

²Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна

Суточные и сезонные вариации параметров ионосферной плазмы в период спада солнечной активности

Надійшла до редакції 17.04.05

Розглянуто добові та сезонні варіації параметрів іоносферної плазми у діапазоні висот 190—1030 км для чотирьох характерних геофізичних періодів (зимового та літнього сонцестоянь, весняного та осіннього рівнодень). Як і очікувалось, параметри іоносфери зазнають значних сезонних та добових варіацій. Виявлено або підтверджено регіональні особливості добових та сезонних залежностей концентрації електронів, температур іонів та електронів. Проведено комп'ютерне моделювання варіацій параметрів динамічних процесів в іоносфері. Результати будуть використовуватись для розробки елементів моделі іоносфери для центрально-європейського регіону.

ВВЕДЕНИЕ

Интерпретация и моделирование вариаций основных параметров ионосферной плазмы является одной из актуальных задач исследования геокосмоса. В настоящее время большое число работ [2, 15, 23, 31—32] посвящено описанию поведения параметров ионосферы в различных гелиогеофизических условиях. Большей частью в этих работах используются данные, полученные различными методами в западном полушарии. Как отмечалось ранее [11—13], из-за несовпадения географического и геомагнитного полюсов ионосфера Земли, строго говоря, не является сферически-симметричной. Это накладывает ограничения на использование данных, полученных в одном регионе, для моделирования поведения параметров ионосферы другого региона в тех же широтах. Поэтому выявление и анализ региональных особенностей распределения параметров ионосферы является одной из важных задач исследования околоземной плазмы.

Радар некогерентного рассеяния (НР) в Харькове является единственным и наиболее информативным источником сведений о поведении основных параметров ионосферной плазмы в средних широтах центрально-европейского региона. Данные радара НР успешно использовались для анализа процессов в ионосфере не только в спокойных условиях, но и во время редких событий — сильных магнитных бурь [6—9], затмений Солнца [1, 9], стартов космических аппаратов [3—5], а также для разработки элементов региональной модели ионосферы центрально-европейского региона [12—13].

Целью работы является анализ суточных и сезонных вариаций параметров ионосферы в период спада солнечной активности для дат, близких к весеннему и осеннему равноденствиям, а также летнему и зимнему солнцестояниям. Полученные результаты будут выступать в качестве реперных для построения модели ионосферы центрально-европейского региона, который, естественно, включает в себя украинский регион.

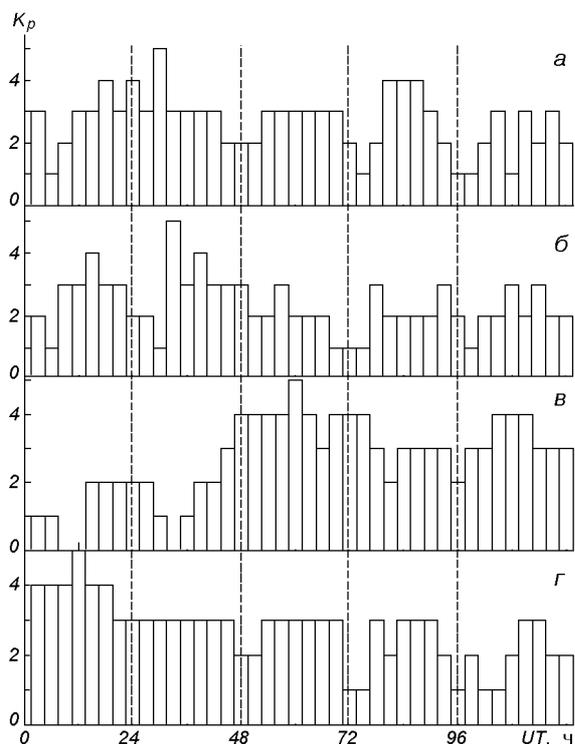


Рис. 1. Значение индекса K_p для выбранных периодов вблизи равноденствий и солнцестояний: а — 27—31.03.2004 г., б — 14—18.06.2004 г., в — 12—16.09.2004 г., г — 15—19.12.2003 г.

В дальнейшем необходимо провести аналогичный анализ поведения основных параметров геокосмической плазмы для периодов минимума, роста и максимума солнечной активности.

МЕТОДЫ И ИНСТРУМЕНТЫ

Для решения поставленной задачи использованы данные радара НР Института ионосферы НАН и МОН Украины, описанного в работе [20], для четырех периодов: 16—18 декабря 2003 г., 28—30 марта, 15—17 июня, 13—15 сентября 2004 г. Значения индексов солнечной и геомагнитной активностей для этих периодов представлены на рис. 1 и в таблице.

Географические координаты радара: 49.6° с. ш., 36.3° в. д.; геомагнитные: $\Phi = 45.4^\circ$, $\Lambda = 117.7^\circ$; наклонение геомагнитного поля 66° , параметр Мак-Илвейна $L \approx 1.9$. Радар имеет

Индексы солнечной и геомагнитной активностей для выбранных четырех сезонов

Дата	W	F _{10.7}	A _p
29.03.2004 г.	169	129	12
30.03.2004 г.	121	127	12
31.03.2004 г.	95	121	7
15.06.2004 г.	87	109	16
16.06.2004 г.	113	112	7
17.06.2004 г.	106	111	7
13.09.2004 г.	65	118	4
14.09.2004 г.	70	115	8
15.09.2004 г.	67	110	28
16.09.2004 г.	80	108	14
16.12.2003 г.	71	106	25
17.12.2003 г.	92	118	11
18.12.2003 г.	114	123	10

крупнейшую в мире зенитную двухзеркальную параболическую антенну диаметром 100 м и предназначен для исследования ионосферы в интервале высот 100—1500 км. Рабочая частота радара — 158 МГц. Импульсная мощность радиопередающего устройства около 2—4 МВт. Длительность импульса может изменяться примерно от 70 до 800 мкс. Шумовая температура системы около 1300—1800 К.

Для указанных выше периодов измерения проводились с применением трех режимов работы радара. Эти режимы отличаются друг от друга длительностями зондирующих импульсов и использованием составного сигнала. В первом режиме применялся зондирующий сигнал с длительностью 780 мкс, во втором режиме использовалась последовательность двух импульсов (65 и 130 мкс) с изменяемой задержкой между ними. В третьем режиме применялся составной зондирующий сигнал с коротким (130...165 мкс) и длинным (около 660 мкс) импульсом. Использование последнего режима работы радара позволяет улучшить высотное разрешение в нижней части ионосферы ($h < 150...180$ км).

Радар НР в зависимости от режимов работы позволяет получать с высокой точностью (обычно погрешность 1—10 %) и приемлемым разрешением по высоте (10—100 км) следующие параметры ионосферы: концентрацию электронов N , температуры ионов T_i и электронов T_e , вертикальную составляющую скорости переноса плазмы V_{pz} [20].

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

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

Суточные вариации концентрации электронов. Для периода весеннего равноденствия (рис. 2) максимум электронной концентрации N на высоте 190 км имеет место в 13 ч (здесь и ниже — местного времени LT). Абсолютное значение $N \approx 0.4 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$. После захода Солнца N уменьшается до минимального уровня ночью ($N \approx 0.03 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$) и начинает увеличиваться с восходом Солнца. С увеличением высоты (при $h > 260$ км) в суточных вариациях проявляются два максимума: в 13 и 20 ч LT. Следует отметить, что на больших высотах ($h \approx 470$ км) эти максимумы сравнимы по величине. На высоте 320 км дневные значения N достигают величины около $0.75 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$, ночью — $0.25 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$. Наблюдаются также локальные максимумы в ночные часы (2—3 ч LT).

Для периода осеннего равноденствия (рис. 4), как и весной, в суточном ходе ниже максимума области F2 ионосферы (высоты 110—210 км) наблюдается один максимум около 12—13 ч LT со значениями $N \approx (0.1 \dots 0.5) \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$. На высотах больше высоты максимума области F2 ионосферы появляются два максимума — дневной (около 12 ч LT) и вечерний (около 20 ч LT). Днем на высоте 310 км максимальное значение $N \approx 0.75 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$, ночью — $0.13 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$. Как и для весеннего равноденствия, с увеличением высоты дневной и вечерний максимумы становятся сравнимыми по величине. В суточных вариациях N в ночные часы (около 2 ч LT) появляется локальный максимум на высотах $h \geq 260$ км.

Для периода летнего солнцестояния (рис. 3) до высот $h \approx 200$ км, т. е. ниже максимума области F2 ионосферы, в суточных вариациях N имеет место один максимум около 12 ч LT с абсолютным значением $N \approx 0.32 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$, ночью — $0.01 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$. В дневное время на высоте 320 км максимальное значение $N \approx 0.58 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$, ночью это значение уменьшается до $0.22 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$. Концентрация электронов на всех высотах начинает увеличиваться с восхо-

дом Солнца, достигая максимального значения в околополуденные часы. Далее концентрация электронов уменьшается, и второй локальный максимум (на высотах $h \geq 260$ км) наблюдается около 20 ч LT. Следует отметить, что на больших высотах вечерний максимум в суточных вариациях начинает появляться раньше, чем на высотах, близких к максимуму ионизации.

Зимой в суточном ходе N на всех высотах есть один максимум в околополуденные часы (рис. 5). На высоте 190 км максимальное значе-

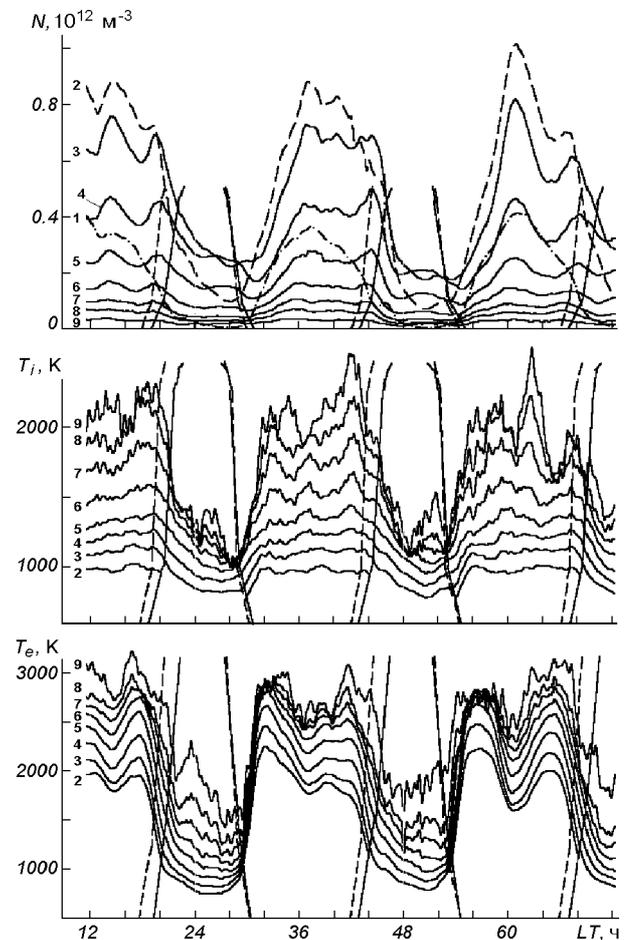


Рис. 2. Суточные вариации электронной концентрации, температуры ионов и электронов в период, близкий к весеннему равноденствию 28—30 марта 2004 г. Цифрами на графиках обозначены высоты: 1 — 190 км, 2 — 260 км, 3 — 320 км, 4 — 390 км, 5 — 470 км, 6 — 560 км, 7 — 660 км, 8 — 770 км, 9 — 1030 км. Здесь и далее сплошные и штриховые наклонные линии показывают восход и заход Солнца в Харькове и магнитосопряженной точке на разных высотах

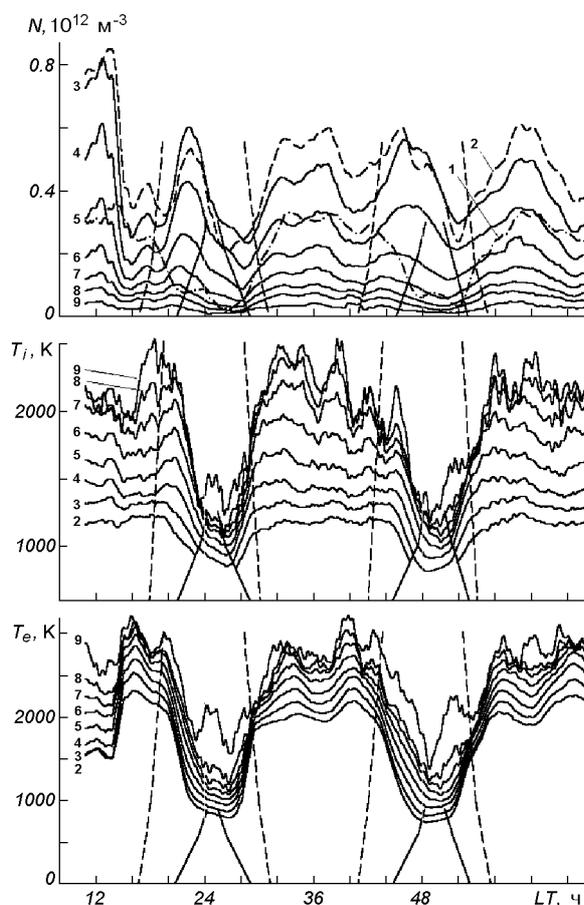


Рис. 3. Суточные вариации электронной концентрации, температуры ионов и электронов в период близкий к летнему солнцестоянию 15—17 июня 2004 г. Цифрами на графиках обозначены высоты: 1 — 190 км, 2 — 260 км, 3 — 320 км, 4 — 390 км, 5 — 470 км, 6 — 560 км, 7 — 660 км, 8 — 770 км, 9 — 1030 км

ние $N \approx 0.6 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$, ночью — $0.01 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$. В полуночные часы на высоте максимума области F2 ионосферы и выше наблюдается локальное увеличение концентрации электронов. Следует также отметить некоторое (до 40 % для $h = 320$ км) повышение N задолго до восхода и после захода Солнца в месте наблюдения.

Суточные вариации температуры ионов и электронов. Для периодов весеннего и осеннего равноденствий (рис. 2 и 4) температура электронов испытывает значительные суточные вариации. В суточном ходе T_e наблюдаются два явно

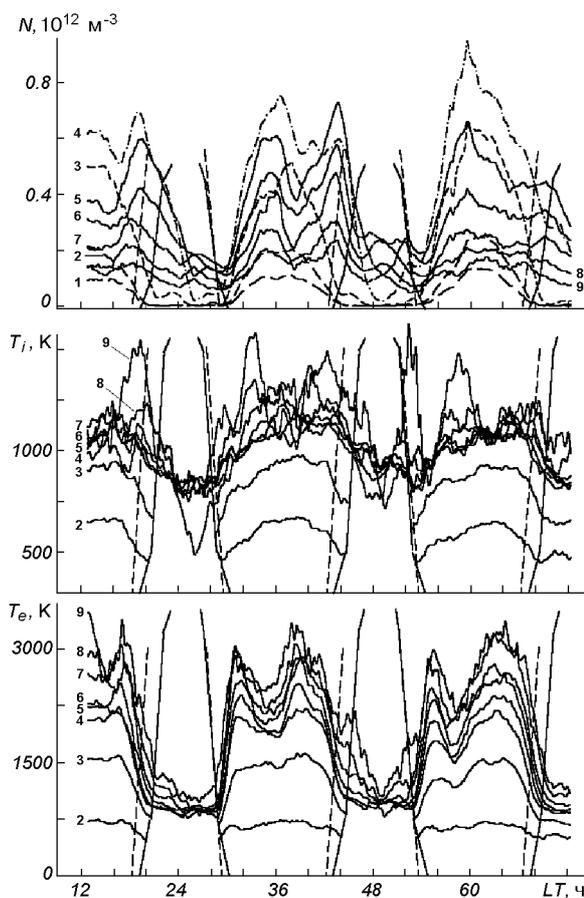


Рис. 4. Суточные вариации электронной концентрации, температуры ионов и электронов в период близкий к осеннему равноденствию 13—15 сентября 2004 г. Цифрами на графиках обозначены высоты: 1 — 110 км, 2 — 160 км, 3 — 210 км, 4 — 260 км, 5 — 310 км, 6 — 360 км, 7 — 410 км, 8 — 460 км, 9 — 510 км

выраженных максимума — утром (около 8—11 ч LT) и днем (около 14—16 ч LT). Весной и осенью на высоте 260 км дневные значения $T_e \approx 2250$ К. Весной на высоте 1030 км $T_e \approx 3000$ К, а для периода осеннего равноденствия такие значения температуры электронов достигаются на меньших высотах ($h \approx 510$ км). Ночью весной на высоте 260 км $T_e \approx 750$ К, осенью — 375 К. На высоте 500 км весной $T_e \approx 1000$ К, осенью — 1125 К. С увеличением высоты наблюдается смещение утреннего и дневного максимумов на более ранние и поздние

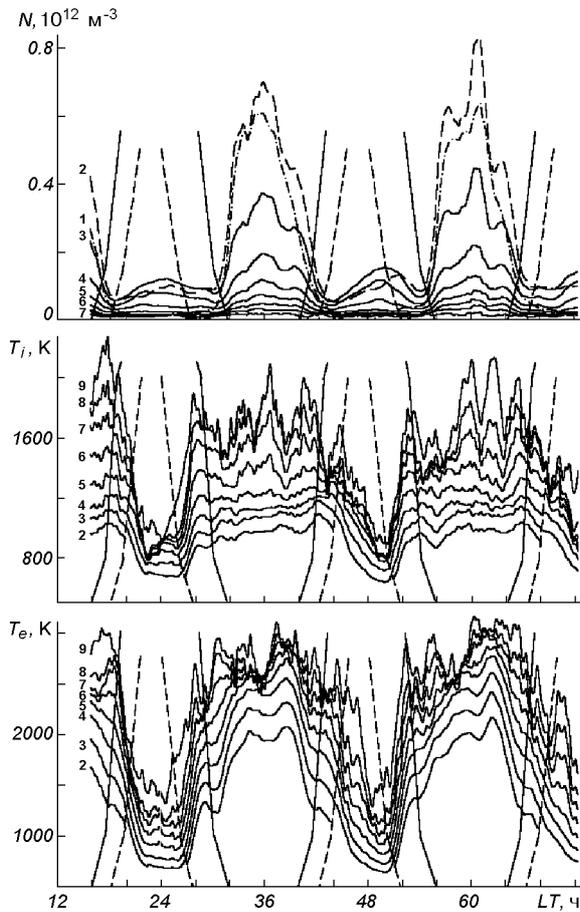


Рис. 5. Суточные вариации электронной концентрации, температуры ионов и электронов в период близкий к зимнему солнцестоянию 16–18 декабря 2003 г. Цифрами на графиках обозначены высоты: 1 — 190 км, 2 — 260 км, 3 — 320 км, 4 — 390 км, 5 — 470 км, 6 — 560 км, 7 — 660 км, 8 — 770 км, 9 — 1030 км

часы соответственно. В суточном ходе имеют место также локальные экстремумы в околополуденные часы.

Летом (рис. 3) на всех высотах в суточном ходе температуры электронов есть два максимума — утренний (около 11 ч LT) и дневной (около 16 ч LT). Как и для периодов весеннего и осеннего равноденствий, положение этих максимумов с увеличением высоты изменяется. Летом на высоте 260 км дневное максимальное значение составляет $T_e \approx 2200$ К, на высоте 1030 км — около 3250 К, а ночью — 750 и 2100 К соответственно.

Для периода зимнего солнцестояния (рис. 5), как и летом, в суточных вариациях температуры электронов наблюдаются два основных максимума примерно в то же время суток. Температура электронов начинает резко увеличиваться после восхода Солнца в магнитосопряженной точке. Далее в суточном ходе имеется небольшое уменьшение температуры, приходящееся на время местного восхода Солнца. Далее температура электронов продолжает увеличиваться до своего максимального значения (на высотах 260 и 1030 км T_e достигает значений 2100 и 3150 К соответственно). После захода Солнца в месте наблюдения T_e начинает медленно уменьшаться до своего минимального фонового значения ночью (на высоте 260 и 1030 км $T_e \approx 600$ и 1300 К соответственно).

Локальный дневной минимум в суточных вариациях температуры электронов для всех сезонов приходится на 12–13 ч LT.

Температура ионов в дневной ионосфере весной и осенью на высоте 260 км примерно равна 1050 и 1075 К соответственно, ночью весной $T_i \approx 500$ К, осенью — 750 К. Весной на высоте $h \approx 500$ км значение T_i не превышает 1050 К, осенью — $T_i \approx 1175$ К. После восхода Солнца T_i медленно увеличивается, образуя в суточных вариациях протяженный максимум, далее она уменьшается до ночных значений.

Для периодов летнего и зимнего солнцестояния вариации температуры ионов подобны вариациям T_i весной и осенью. Летом в дневное время на высоте 260 км максимальное значение $T_i \approx 1200$ К, на высоте 1030 км — 2500 К. Ночью T_i не превышает 1500 К на высоте 1030 км и 500 К на высоте 260 км. В освещенный период суток зимой на высоте 260 км $T_i \approx 1100$ К, на высоте 1030 км — 2100 К. Ночью для этих же высот T_i не превышает 600 и 950 К соответственно.

Сезонные вариации параметров ионосферы. Анализируя приведенные на рис. 2–5 зависимости, можно видеть, что параметры ионосферной плазмы существенно изменяются в течение года. Значения концентрации электронов летом ниже максимума области F2 ионосферы примерно в два раза меньше, чем в зимний период. Такое поведение концентрации электронов получило название сезонной аномалии. С

увеличением высоты сезонная аномалия постепенно исчезает, и летние значения N начинают превышать зимние. Для периодов весеннего и осеннего равноденствий различие в значениях концентрации электронов невелико и составляет примерно 15–20 % для рассматриваемого высотного диапазона.

Для температуры электронов сезонная зависимость выражается в том, что летние значения превышают зимние днем примерно на 100–150 К, ночью — на 150–800 К.

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ИОНОСФЕРЕ

Как известно, заряженные частицы, образовавшиеся в некотором объеме в результате процесса ионизации, могут либо тут же рекомбинировать, либо за счет динамических процессов переместиться из места их образования в другие области ионосферы. В нижней части ионосферы, где концентрация нейтральных частиц велика, процессы переноса плазмы оказываются несущественными. На высотах области F2 ионосферы роль процессов переноса заряженных частиц и энергии становится значительной [15]. В средних широтах перенос частиц в области F2 ионосферы происходит под действием амбиполярной диффузии и нейтральных (термосферных) ветров.

Для рассмотренных периодов проведено компьютерное моделирование вариаций параметров динамических процессов в геокосмической плазме. Используя экспериментальные данные N , T_e , T_i и привлекая для расчетов термосферную модель MSIS [27], мы рассчитали параметры среды, непосредственно не измеряемые в ходе эксперимента на радаре НР.

Поток частиц за счет амбиполярной диффузии. Выражение для расчета потока заряженных частиц за счет диффузии имеет вид

$$\Pi_d = NV_{dz}, \quad (1)$$

где N — концентрация частиц, V_{dz} — вертикальная составляющая скорости переноса плазмы за счет амбиполярной диффузии.

Скорость V_{dz} можно вычислить, используя выражение [2]

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

где $D_a = \frac{kT_p}{m_i \sum_j (\nu_{in})_j}$ — коэффициент амбиполярной диффузии; ν_{in} — частота соударений ионов с нейтралами, $T_p = T_e + T_i$ — плазменная температура, $H_p = kT_p / (m_i g)$ — плазменная приведенная высота; I — наклонение геомагнитного поля в точке наблюдения, m_i — масса иона.

Подвод энергии к электронному газу. Для расчета величины энергии, подводимой к электронному газу, рассмотрим диапазон высот 260–320 км. Для данного высотного диапазона теплопроводностью электронного газа можно пренебречь, и уравнение баланса энергии электронов в стационарном случае имеет вид [32]

$$Q = L_{ei} + L_e, \quad (2)$$

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

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

Здесь Q — энергия, передаваемая тепловым электронам 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; T_n — температура нейтрального газа.

Поток тепла из плазмосферы в ионосферу. Поток тепла, поступающий из плазмосферы в ионосферу, можно рассчитать из кинетического уравнения с учетом переноса сверхтепловых электронов. Вертикальная составляющая теплового потока из плазмосферы определяется выражением вида [8]

$$\Pi_T = -\kappa_e \sin^2 I \frac{\partial T_e}{\partial z}, \quad (3)$$

где $\kappa_e = 2.08 k^2 N T_e / (m \nu_{ei})$ — коэффициент теплопроводности электронного газа, k — постоянная Больцмана, m — масса электрона. Частоту соударений электронов с ионами в системе СИ можно вычислить по формуле [8]

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

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Представление о суточных вариациях параметров динамических процессов в ионосферной плазме для двух равноденствий и двух солнцестояний можно получить из рис. 6—8.

Поток частиц за счет амбиполярной диффузии. На рис. 6 представлены результаты расчета суточных вариаций значений плотности диффузионного потока Π_d на фиксированных высотах для различных сезонов. Видно, что наибольшее по величине значение направленного вертикально вниз потока имеет место в околополуденные часы. С увеличением высоты поток за счет амбиполярной диффузии постепенно увеличивается. В дневные часы наблюдается небольшой по величине поток вниз, а с увеличением высоты для периодов зимнего солнцестояния, весеннего и осеннего равноденствий направление переноса заряженных частиц изменяется, и имеет место диффузионный поток вверх.

Для весеннего и осеннего равноденствий на высоте 320 км в ночные часы

$$\Pi_d \approx -5.4 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1} \text{ и } -3.6 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1},$$

в дневные часы

$$\Pi_d \approx -2.5 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1} \text{ и } -1.7 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$$

соответственно.

Для летнего и зимнего солнцестояний на этой же высоте получено

$$\Pi_d \approx -8.0 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1} \text{ и } -1.7 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1},$$

$$\Pi_d \approx -2.2 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1} \text{ и } 3.1 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$$

соответственно.

На высоте $h = 470$ км весной и осенью получены значения

$$\Pi_d \approx -6.1 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1} \text{ и } -13.4 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1},$$

$$\Pi_d \approx 2.9 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1} \text{ и } 6.8 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$$

соответственно. Летом в ночные часы $\Pi_d \approx -9.1 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$, днем — $-3.7 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$; зимой ночью — $-2.8 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$, в дневные часы — $3.5 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$.

Подвод энергии к электронному газу. На рис. 7 представлены суточные вариации величины энергии, подводимой к электрону в единицу времени. Из рис. 7 видно, что для всех сезонов

форма суточных вариаций Q/N подобна. Наибольшая величина энергии имеет место в дневные часы. Следует отметить, что в дневные часы для некоторых сезонов хорошо проявляется тенденция к появлению двух максимумов в суточ-

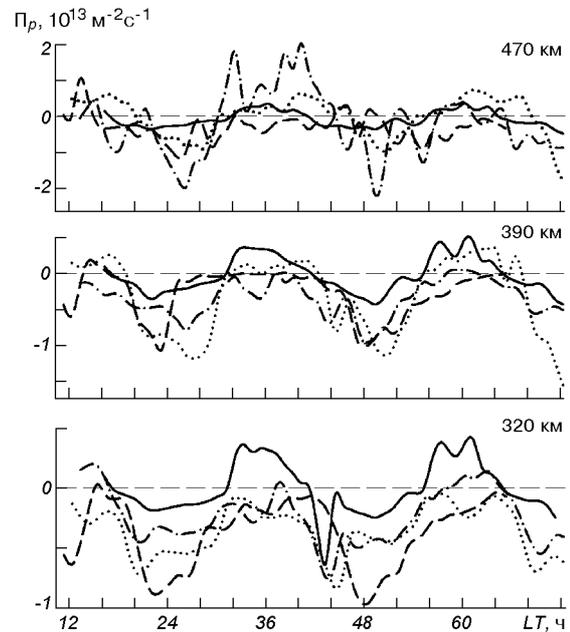


Рис. 6. Суточные вариации плотности потока плазмы за счет амбиполярной диффузии: точки — 28—30.03.2004 г.; тире — 15—17.06.2004 г.; пунктир — 13—15.09.2004 г.; сплошная — 16—18.12.2003 г.

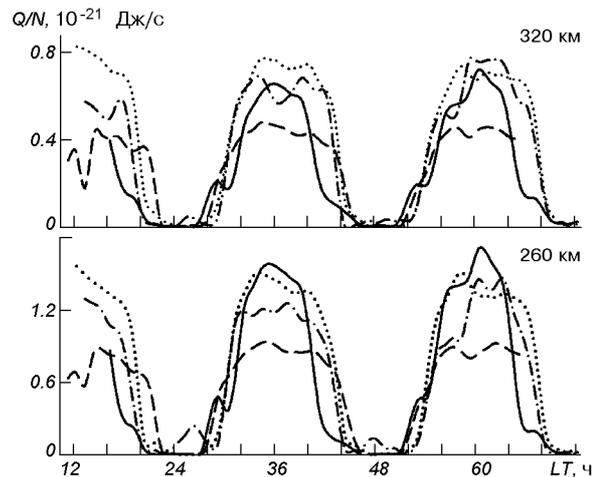


Рис. 7. Суточные вариации значения энергии Q/N , подводимой к электрону в единицу времени. На графиках обозначены кривые: точки — 28—30.03.2004 г.; тире — 15—17.06.2004 г.; пунктир — 13—15.09.2004 г.; сплошная — 16—18.12.2003 г.

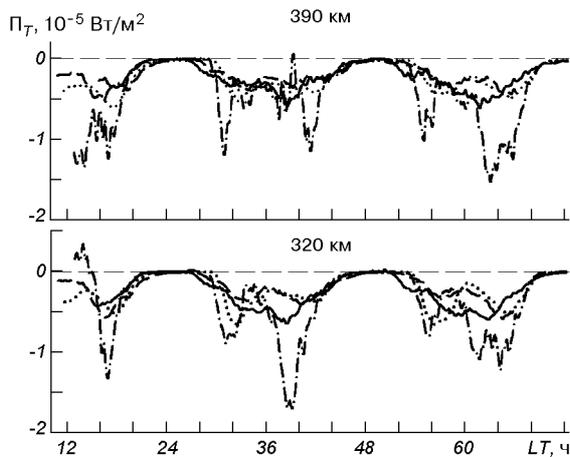


Рис. 8. Суточные вариации потока тепла, переносимого электронами из плазмосферы в ионосферу. На графиках обозначены кривые: точки — 28—30.03.2004 г.; тире — 15—17.06.2004 г.; пунктир — 13—15.09.2004 г.; сплошная — 16—18.12.2003 г.

ных вариациях Q/N в утренние и вечерние часы. В ночные часы величина энергии, подводимая к электронному газу, близка к нулю. С увеличением высоты значения Q/N уменьшаются.

Поток тепла из плазмосферы в ионосферу. На рис. 8 представлены результаты расчета суточных вариаций потока тепла из плазмосферы в ионосферу. Наибольший по величине направленный вниз тепловой поток имеет место в дневные часы с локальными максимумами утром и вечером. В ночное время поток тепла незначителен.

ОБСУЖДЕНИЕ

Ионосфера представляет собой сложный гелиогеофизический объект, подверженный влиянию множества внешних воздействий, описание и прогноз которых являются достаточно трудной задачей [15].

Состояние ионосферы определяется довольно большим числом различных параметров. Характеристики ионизированной части верхней атмосферы, такие как концентрация электронов, ионный состав, температуры ионов и электронов, потоки частиц и дрейфы, составляют основные физические параметры ионосферы [2, 15].

В последнее время стало ясно, что состояние ионосферы зависит от состояния системы Солнце — межпланетная среда — магнитосфера — ионосфера — Земля [21, 22]. Эта система является динамической и, вообще говоря, нелинейной. Это серьезно затрудняет ее моделирование.

Диапазон высот, в котором расположены основные ионосферные области, составляет 60—1000 км. Параметры ионосферы заметно изменяются при переходе от нижней границы ионосферы к верхней. Концентрации электронов N и ионов N_i на определенных высотах образуют характерные максимумы, с чем связано деление ионосферы на области D, E, F1 и F2. Введены также параметры, характеризующие отдельные области ионосферы: концентрация N_m в максимуме областей, высота и ширина областей, глубина и ширина провалов между областями и т. п. Эта группа параметров описывает особенности распределения N с высотой h . Помимо высоты, параметры ионосферы зависят от географических и геомагнитных координат. Также имеются вариации ионосферы, обусловленные изменением таких факторов, как солнечное излучение и геомагнитная активность.

Множество параметров, необходимых для описания ионосферы, разнообразие зависимостей каждого параметра от координат, времени и активных факторов делают ее поведение очень сложным. Несмотря на это, благодаря успешному осуществлению широких программ наземных, ракетных и спутниковых исследований в изучении ионосферы в настоящее время достигнут настолько высокий уровень, что можно ставить вопрос не только о грубом прогнозировании изменения отдельных параметров ионосферы в планетарном масштабе, не только о вероятностно-статистическом, но также о детерминированном (точнее квазидетерминированном) способе прогнозирования [15].

Ионосфера (за исключением ее высокоширотной части) образуется в результате воздействия коротковолнового солнечного излучения, включающего ультрафиолетовую и рентгеновскую части спектра, на атомы и молекулы верхней атмосферы Земли.

В нижней части ионосферы (высоты $h \leq 200$ —250 км) плазма находится в фотохимическом равновесии (равенстве скоростей ионизации и рекомбинации). Здесь фотохимические процес-

сы, а также процессы локального нагрева и теплообмена преобладают над процессами переноса заряженных частиц и энергии. Днем на этих высотах скорость ионизации q определяется в основном интенсивностью солнечного ионизирующего излучения и величиной зенитного угла Солнца χ . Концентрация электронов в этом случае

$$N \propto \sqrt{q} \propto \cos^{1/2} \chi.$$

В ночное время фоновый уровень электронной концентрации поддерживается за счет корпускулярного и рассеянного ультрафиолетового излучения.

С увеличением высоты роль динамических процессов становится преобладающей и вариации концентрации электронов со временем имеют более сложную зависимость, учитывающую скорость ветрового увлечения и электромагнитного дрейфа [2]:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_a \sin^2 I \left(\frac{\partial N}{\partial z} + \frac{N}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial z} + \frac{N}{H_p} \right) - wN \right] - \beta N + q,$$

где w — суммарная скорость вертикального переноса заряженных частиц за счет ветрового увлечения и электромагнитного дрейфа, β — линейный коэффициент потерь.

Формирование максимума высотного профиля концентрации электронов осуществляется посредством диффузии, которая сбрасывает плазму вниз в область быстрых химических потерь и тем самым препятствует накоплению плазмы на больших высотах, которое имело бы место за счет только фотохимических процессов. При наличии электромагнитного дрейфа плазмы вверх этот поток противодействует диффузии, т. е. замедляет результирующий снос плазмы вниз. При движении плазмы вниз дрейф и диффузия действуют в одном направлении и переносят заряженные частицы в область быстрых химических потерь.

При перемещении плазмы вверх происходит увеличение высоты максимума и электронной концентрации в максимуме ионизации, поскольку с высотой увеличивается отношение скорости ионизации к скорости потерь. При переносе плазмы вниз происходит уменьшение высоты и концентрации в максимуме области F2 ионосферы. Если скорость переноса зависит от высоты и

изменяет знак, как это имеет место при прохождении приливных и внутренних гравитационных волн, — это приводит к существенной деформации формы высотного профиля концентрации электронов. Как показано в работе [14], в спокойных геомагнитных условиях высотно-суточные вариации скорости переноса плазмы в Харькове слабо зависят от сезона. Днем для высот вблизи максимума и ниже вертикальная составляющая скорости переноса плазмы направлена вниз, а выше максимума области F2 ионосферы она направлена вверх. Высота, на которой происходит смена направления потока, увеличивается с увеличением уровня солнечной активности. Ночью поток плазмы преимущественно направлен вниз — из плазмосферы в ионосферу.

Обсудим основные особенности суточных и сезонных зависимостей параметров ионосферы.

Суточные вариации концентрации электронов. Концентрация электронов в течение суток испытывает значительные вариации для всех рассмотренных периодов. В периоды равноденствий происходит переход от зимнего к летнему типу суточных вариаций и наоборот. Данный процесс происходит сравнительно быстро в течение примерно двух недель [15, 29]. По классификации [29] для 27—31 марта (рис. 2) такой переход произошел ранее, и наблюдаемые суточные вариации концентрации электронов можно отнести к S-типу суточных вариаций. S-тип представляет собой нормальный летний тип суточного хода на высотах максимума области F2 ионосферы, для которого характерны: незначительные суточные изменения $N_m F2$ с отношением $N_m F2_{\max} / N_m F2_{\min} > 2$, платоподобные вариации $N_m F2$ днем с развитием максимума в вечерние часы и последующим уменьшением концентрации электронов в ночные часы [29].

Суточные вариации концентрации электронов ниже максимума области F2 ионосферы в дневные часы определяются в основном значением зенитного угла Солнца.

Дневные значения концентрации электронов в максимуме области F2 ионосферы определяются интенсивностью солнечного ионизирующего излучения и соотношением между концентрациями атомарного кислорода $N(O)$ и молекулярных компонентов $N(N_2)$ и $N(O_2)$ — параметром $p = N(O) / (N(N_2) + N(O_2))$.

Для 12—16 сентября (рис. 4) вариации N подобны вариациям концентрации электронов для периода весеннего равноденствия. Судя по форме суточного хода его также можно отнести к S-типу суточных вариаций электронной концентрации в максимуме области F2 ионосферы.

Для периода летнего солнцестояния (рис. 3) до высот ниже максимума области F2 ионосферы поведение концентрации электронов зависит в основном от значения зенитного угла Солнца.

Зимой (рис. 5) процесс увеличения концентрации электронов в околополуденные часы связан с действием двух факторов. Первый фактор — нейтральные (термосферные) ветры со скоростями около 100...200 м/с [2], направленные ночью к экватору и поднимающие область F2, что приводит к уменьшению скорости рекомбинации [10, 15]. Второй фактор — направленный вниз поток плазмы из плазмосферы в ионосферу (рис. 6) [18]. Влияние эффектов электрических полей на поведение среднеширотной ионосферы в спокойных условиях незначительное.

Из анализа результатов компьютерного моделирования, проведенного в настоящей работе, следует, что средняя величина плотности потока частиц за счет амбиполярной диффузии на высоте $h = 320$ км в ночную среднеширотную ионосферу составляет примерно $-4.5 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ в периоды равноденствий и $-5.0 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ в периоды солнцестояний. Такие потоки плазмы, по-видимому, достаточны для поддержания ночной области F2 ионосферы. Вклад нейтральных (термосферных) ветров и потоков заряженных частиц из плазмосферы для поддержания ночной ионосферной области F2 примерно одинаков. Результат действия этих процессов может быть достаточным для поддержания концентрации электронов на уровне $0.1 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ зимой и $0.4 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ летом на высоте 320 км.

Суточные вариации температур ионов и электронов. В дневное время на высотах области E (100—110 км) обычно сохраняется тепловое равновесие между электронным, ионным и нейтральными газами ($T_e \approx T_i \approx T_n$) из-за высокой плотности нейтральных частиц, в столкновениях с которыми эффективно охлаждаются ионы и электроны [2]. На высотах области F1 (160—200 км) температура электронов начинает превышать T_n из-за уменьшения частоты столкновений электронов с нейтральными частицами,

тогда как температура ионов остается приблизительно равной T_n до высот 350—400 км, поскольку теплообмен ионного газа с нейтральным вследствие близости масс нейтралов и ионов остается достаточно эффективным.

Для весеннего и осеннего равноденствий (рис. 2 и 4), а также летнего и зимнего солнцестояний (рис. 3 и 5) форма суточных вариаций T_e подобна. Появление в суточном ходе T_e утреннего и вечернего максимумов достаточно хорошо объясняется суточными вариациями величины энергии, подводимой к электронному газу (рис. 7) на высотах ниже максимума области F2 ионосферы и суточными вариациями потока тепла из плазмосферы (рис. 8) на высотах выше максимума ионизации.

Для всех рассмотренных периодов локальное увеличение T_e в околополуденные часы связано с тем, что в ночной среднеширотной ионосфере в спокойных условиях, когда образование фотоэлектронов под действием солнечного ионизирующего излучения прекращается, единственным источником тепла остается тепло, запасенное днем в плазмосфере [31]. Эти потоки тепла из плазмосферы способны увеличить температуру электронов в ионосфере примерно на 250—500 К. Более явно данный процесс выражен на больших высотах за счет достаточно большой теплопроводности электронного газа.

Локальный минимум температуры электронов в суточном ходе в околополуденные часы объясняется тем, что охлаждение электронного газа происходит на фоне увеличения концентрации электронов и увеличения интенсивности передачи тепла от электронов к ионам. В этом случае температура электронов обратно пропорциональна изменениям концентрации электронов, т. е. $T_e \propto N^{-1}$ [19].

Сезонные вариации параметров ионосферы. Наиболее общими свойствами сезонных вариаций являются следующие. Дневные зимние значения концентрации электронов в интервале высот 200—300 км при низком уровне солнечной активности превышают в 1.5—3 раза летние. Для ночи наблюдается обратная сезонная зависимость [15]. Ранее в работах [12, 13] были рассмотрены сезонные вариации полуденных и полуденных значений концентрации электронов N_m в максимуме области F2 ионосферы, полученных на радаре НР в Харькове за полтора

цикла солнечной активности. Проведено также моделирование сезонных вариаций для разных уровней солнечной активности. С увеличением уровня солнечной активности различие в полуденных концентрациях электронов зимой и летом становится существенным. Для концентрации электронов в максимуме области F2 ионосферы средняя погрешность в околополуденные часы составляет 23 %, в ночные — 47 % [12, 13].

Сравнивая периоды летнего и зимнего солнцестояний, заключаем, что на высотах 190 и 260 км околополуденные зимние значения N превышают летние примерно в два раза. На высоте 320 км концентрации электронов сравниваются, а на высотах $h \geq 390$ км летние значения N начинают превышать зимние. Для ночных значений, как было сказано выше, наблюдается обратная зависимость — значения N зимой меньше, чем летом.

Для объяснения сезонной аномалии области F2 ионосферы предложен ряд механизмов [15]. Один из них состоит в том, что аномальное увеличение N зимой может быть вызвано потоками плазмы из магнитосопряженной ионосферы южного летнего полушария вдоль силовых линий геомагнитного поля. Однако это не подтверждается численными расчетами и экспериментальными данными, полученные на радарх НР западного полушария. Результатом действия потока плазмы из плазмосферы совместно с термосферными ветрами может быть лишь локальное увеличение концентрации электронов в ночные часы. В дневное время зимой и летом поток направлен из F2-области ионосферы в плазмосферу, что не позволяет количественно объяснить явление сезонной аномалии [15].

Другой механизм предполагает, что ионный состав верхней атмосферы подвержен сезонным вариациям, что приводит к изменениям в отношении атомных составляющих к молекулярным [17]. На рис. 9 представлен расчет параметра p по термосферной модели MSIS [27] для Харькова на высоте 300 км. Видно, что отношение концентрации $N(O)$ к сумме концентраций $N(N_2) + N(O_2)$ зимой в 2.5 раза больше, чем летом. Различия концентраций $N(O)$ летом и зимой практически нет, тогда как концентрации молекулярных составляющих различаются более чем в два раза как в дневные, так и в ночные

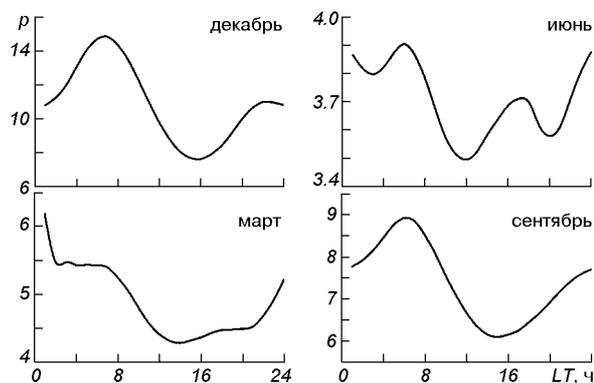
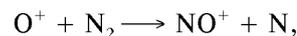


Рис. 9. Суточные вариации параметра p , рассчитанного по модели MSIS [21] для четырех сезонов

часы. Для марта и сентября значения параметра p практически совпадают, и концентрации атомарного кислорода и молекулярных составляющих в эти периоды мало различаются. Такие сезонные различия нейтрального состава зимой и летом приводят к изменению скоростей ионизации и рекомбинации заряженных частиц на высотах вблизи максимума области F2 ионосферы. Данный механизм подтверждается экспериментальными данными [17, 30] и может объяснить превышение зимних значений N_m над летними.

Возможен еще один механизм, действующий совместно с изменениями ионного состава, — сезонные вариации колебательной температуры молекул N_2 . От нее зависит константа скорости основной ионно-молекулярной реакции



которая является главным механизмом потерь ионов O^+ в области F2 ионосферы. Однако расчеты показали, что вклад от сезонного изменения скорости реакции незначителен и не может существенно повлиять на изменение электронной концентрации [15].

Таким образом, основным механизмом, объясняющим сезонную аномалию, следует считать сезонное изменение ионного состава на высотах вблизи максимума ионизации области F2 ионосферы.

Дневные летние значения температуры электронов приблизительно равны значениям T_e зи-

мой и составляют около 2400 и 3000 К на высотах 320 и 1030 км соответственно. Ночные значения T_e летом также превосходят зимние. По данным обсерватории Миллстоун Хилл наблюдается обратное соотношение между летними и зимними температурами. В ночное время зимние температуры превышают летние примерно на 600 К на высоте 300 км [25]. Такое превышение зимних ночных значений T_e над летними связано с поступлением в ионосферу тепла, запасенного в плазмосфере в дневное время за счет термализации в ней убегающих фотоэлектронов (пролетных и захваченных). Фотоэлектроны из освещенного полушария также могут вносить вклад в нагрев электронного газа ночной магнитосопреженной ионосферы [2].

По данным радара в Харькове летние значения T_e превышают зимние значения примерно на 300 и 800 К на высотах 320 и 1030 км соответственно. Температура ионов летом в дневное время превышает зимние значения T_i примерно на 100—450 К, ночью — на 150—400 К. Такие сезонные вариации температур электронов и ионов отражают качественные и количественные различия в поведении параметров ионосферы в западном и восточном полушариях.

ВЫВОДЫ

1. Для средних широт центрально-европейского региона подтверждено, что основные параметры ионосферной плазмы испытывают значительные суточные и сезонные вариации. Эти вариации не являются монотонными.

2. Как и следовало ожидать, вариации электронной концентрации для высот ниже максимума области F2 ионосферы как зимой, так и летом зависят в основном от зенитного угла Солнца. На высотах, больших высоты максимума ионизации, ночью появляются локальные максимумы, обусловленные потоками частиц из плазмосферы в ионосферу.

3. Температура электронов также испытывает значительные суточные вариации. В суточных вариациях для температуры электронов регистрируются два максимума — утренний (около 11 ч LT) и дневной (около 16 ч LT). С увеличением высоты температуры электронов и ионов

увеличиваются, положение утреннего и дневного максимумов в суточных вариациях смещается на более ранние и поздние часы соответственно.

4. Подтвержден эффект сезонной аномалии, заключающийся в превышении зимних дневных значений концентрации электронов над летними значениями в окрестности максимума области F2 ионосферы. Установлено, что в интервале высот 190—260 км это превышение составляло примерно два раза. С увеличением высоты значения N летом и зимой сравниваются, и при $h \geq 390$ км летние значения N превышают зимние. Основной механизм, объясняющий сезонную аномалию, может быть связан с сезонными вариациями в нейтральном составе на высотах вблизи максимума области F2 ионосферы.

5. Для температуры электронов сезонные вариации выражаются в том, что днем летние значения T_e примерно на 100—150 К больше, чем зимние значения, ночью — на 150—800 К. Для температуры ионов имеет место подобная ситуация — днем летние значения T_i примерно на 100—450 К больше зимних, ночью — на 150—400 К. Такие сезонные изменения температур ионов и электронов подтверждают несимметричность земной ионосферы, вследствие несовпадения географических и магнитных полюсов, что приводит к качественным и количественным различиям в пространственно-временном распределении параметров ионосферы в западном и восточном полушариях.

6. В суточных вариациях потока плазмы за счет амбиполярной диффузии на всех рассмотренных высотах в ночные часы имеет место направленный из плазмосферы поток заряженных частиц. Такие вариации потока Π_d ночью могут объяснить локальное увеличение концентрации электронов в околополуночные часы. В дневные часы наблюдается незначительный по величине поток плазмы вниз на высотах 320—390 км для всех сезонов, кроме зимнего солнцестояния. Для периодов равноденствий и зимнего солнцестояния на высоте 470 км имеет место поток частиц, направленный вверх из ионосферы в плазмосферу в дневные часы. Летом наблюдается незначительный по величине потока, направленный из плазмосферы в ионосферу. Для всех сезонов величина Π_d увеличивается с увеличением высоты.

7. Суточные вариации величины энергии, подводимой к электронам, хорошо отражают суточные вариации температуры электронов на высотах нижней части ионосферы. В дневные часы Q/N имеет максимальные значения. Ночью величина энергии, подводимой к электронному газу, незначительна.

8. Вариации потока тепла из плазмосферы в ионосферу в течение суток хорошо объясняют наличие утреннего и вечернего максимумов в суточных зависимостях T_e на высотах области F2 ионосферы. Максимальные всплески, направленного вниз теплового потока, наблюдаются в утренние и вечерние часы. Ночью поток тепла из плазмосферы в ионосферу незначителен для всех сезонов.

Авторы благодарят В. И. Тарана, Д. А. Дзюбанова, Е. И. Григоренко за ценные замечания и интерес к работе, а также Л. Я. Емельянова, А. Ф. Кононенко, С. В. Черняева за проведение экспериментов на радаре некогерентного рассеяния.

- Акимов Л. А., Григоренко Е. И., Таран В. И., Тырнов О. Ф., Черногор Л. Ф. Комплексные радиофизические и оптические исследования динамических процессов в атмосфере и геосмосе, вызванных солнечным затмением 11 августа 1999 года // Зарубежная радиоэлектроника. Успехи современной радиоэлектроники.—2002.—№ 2.—С. 25—63.
- Брюнелли Б. Е., Намгаладзе А. А. Физика ионосферы. — М.: Наука, 1988.—528 с.
- Бурмака В. П., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Волновые возмущения в ионосфере, сопутствовавшие стартам ракет на фоне естественных переходных процессов // Геомагнетизм и аэронавигация.—2004.—44, № 4.—С. 518—534.
- Бурмака В. П., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Результаты исследования волновых возмущений в ионосфере методом некогерентного рассеяния // Успехи современной радиоэлектроники.—2005.—№ 3.—С. 4—35.
- Бурмака В. П., Черногор Л. Ф., Черняк Ю. В. Волновые возмущения в геосмосе, сопровождавшие старты и полеты ракет «Союз» и «Протон» // Радиофизика и радиоастрономия.—2005.—10, № 3.—С. 254—272.
- Григоренко Е. И., Емельянов Л. Я., Пазюра С. А. и др. Возмущения ионосферной плазмы во время сверхсильной магнитной бури 29—31 мая 2003 года: результаты наблюдений на харьковском радаре некогерентного рассеяния // Успехи современной радиоэлектроники.—2005.—№ 4.—С. 21—39.
- Григоренко Е. И., Лысенко В. Н., Пазюра С. А. и др. Аномальная ионосферная буря 21 марта 2003 г. // Космічна наука і технологія.—2004.—10, № 1.—С. 4—11.
- 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.
- Григоренко Е. И., Пазюра С. А., Пуляев В. А. и др. Динамические процессы в ионосфере во время геокоsmической бури 30 мая и затмения Солнца 31 мая 2003 г. // Космічна наука і технологія.—2004.—10, № 1.—С. 12—25.
- Грингауз К. И., Бассоло В. С. Структура и свойства плазмосферы Земли. Экспериментальные данные и проблемы их интерпретации (Обзор) // Геомагнетизм и аэронавигация.—1990.—30, № 1.—С. 1—17.
- Дзюбанов Д. А., Захаров И. Г., Ляшенко М. В. Вариации электронной концентрации ионосферы в спокойных условиях по данным Харьковского радара некогерентного рассеяния // Вестник Нац. технического ун-та «ХПИ»: Сб. науч. тр.—2003.—4, вып. 7.—С. 31—34.—(Тематический вып. «Радиофизика и ионосфера»).
- 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.
- Дзюбанов Д. А., Захаров И. Г., Ляшенко М. В., Тырнов О. Ф. Моделирование полуденных значений электронной концентрации в максимуме области F2 ионосферы по данным радара некогерентного рассеяния в Харькове // IV Украин. конф. по перспективным космическим исследованиям: Сб. тез. — Крым, Пониловка, 2004.—С. 55.
- Емельянов Л. Я., Григоренко Е. И., Скляров И. Б. Радиофизические наблюдения вертикального дрейфа плазмы в области F ионосферы на Харьковском радаре некогерентного рассеяния // Радиотехника.—2004.—Вып. 136.—С. 102—108.
- Иванов-Холодный Г. С., Михайлов А. В. Прогнозирование состояния ионосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1980.—190 с.
- Ионосферно-магнитная служба. Современное состояние, задачи и перспективы / Под ред. О. И. Авдюшина, А. Д. Данилова. — Л.: Гидрометеиздат, 1987.—243 с.
- Михайлов А. В., Боевкова Н. М. Асимметрия годовых вариаций области F2 северного и южного полушарий // Геомагнетизм и аэронавигация.—1980.—10, № 2.—С. 251—254.
- Михайлов А. В., Островский Г. И. Явление зимнего возрастания электронной концентрации в ночной F2-области и его возможное объяснение // Геомагнетизм и аэронавигация.—1980.—20, № 1.—С. 29—32.
- Ришбет Г., Гарриот О. К. Введение в физику ионосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1975.—304 с.
- Таран В. И. Исследования ионосферы в естественном и искусственно возмущенном состояниях методом некогерентного рассеяния // Геомагнетизм и аэронавигация.—2001.—41, № 5.—С. 659—666.
- Черногор Л. Ф. Физика Земли, атмосферы и геосмоса в свете системной парадигмы // Радиофизика и

- радиоастрономия.—2003.—8, № 1.—С. 56—104.
22. Черногор Л. Ф. Земля — атмосфера — геокосмос как открытая динамическая нелинейная система // *Космічна наука і технологія*.—2003.—9, № 5/6.—С. 96—105.
 23. 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.
 24. Champion K. S. W. Dynamics and structure of the quiet thermosphere // *J. Atmos. Terr. Phys.*—1975.—37, N 6/7.—P. 915—926.
 25. 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.
 26. Farelo A. F., Herraiz M., Mikhailov A. V. Global morphology of night-time N_mF_2 enhancements // *Ann. Geophys.*—2002.—20.—P. 1795—1806.
 27. Hedin A. E. MSIS-86 thermospheric model // *J. Geophys. Res.*—1987.—92.—P. 4649—4662.
 28. Hedin A. E., Mayr H. G., Reber C. A., et al. Empirical model of global thermospheric temperature and composition based on data OGO-6 quad pole mass spectrometer // *J. Geophys. Res.*—1974.—79, N 1.—P. 215—225.
 29. Mikhailov A. V., Schlegel K. Equinoctial transitions in the ionosphere and thermosphere // *Ann. Geophys.*—2001.—19.—P. 783—796.
 30. 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.
 31. Schunk 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.
 32. Schunk R. W., Nagy A. F. *Ionospheres: Physics, Plasma Physics, and Chemistry*. — Cambridge atmospheric and space science series, 2000.—555 p.

**DIURNAL AND SEASONAL VARIATIONS
OF IONOSPHERIC PLASMA PARAMETERS
ON SOLAR ACTIVITY ABATEMENT**

**M. V. Lyashenko, I. B. Sklyarov, L. F. Chernogor,
Yu. V. Chernyak**

Diurnal and seasonal variations of ionospheric plasma parameters in the height range of 190 to 1030 km for four characteristic geophysical periods (winter and summer solstices, vernal and autumnal equinoxes) are considered. As expected, ionospheric parameters exhibit significant seasonal and diurnal variations. Region features in diurnal and seasonal electron density as well as in ion and electron temperature dependences are revealed or confirmed. Computer simulation of dynamic processes parameters variations in ionosphere is performed. Our results will be used for the development of ionospheric model elements for the Central Europe region.