

УДК 550.388.2

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НОЧНЫХ ОБЛАСТЕЙ ПОВЫШЕННОЙ ЭЛЕКТРОННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ В F_2 -СЛОЕ ИОНОСФЕРЫ И В ПЛАЗМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

© 2012 г. М. А. Князева, А. А. Намгаладзе, О. В. Мартыненко

Мурманский государственный технический университет, г. Мурманск

e-mail: mariknyazeva@yandex.ru

Поступила в редакцию 15.06.2010 г.

После доработки 25.10.2010 г.

Методом математического моделирования с использованием глобальной численной модели верхней атмосферы Земли исследованы ночные области повышенной электронной концентрации (ОПЭК) в F_2 -слое ионосферы и их возможные проявления на высотах плазмосферы Земли. Установлено, что механизм формирования ОПЭК складывается из широтно-неоднородных продольных (вдоль магнитного поля) потоков плазмы из плазмосферы в ночную ионосферу и ветрового увлечения ионов вдоль силовых линий геомагнитного поля. Выявлены особенности влияния на ОПЭК процессов переноса ионосферно-плазмосферной плазмы, обусловленные их трехмерностью.

1. ВВЕДЕНИЕ

Ночные области повышенной электронной концентрации (ОПЭК) в среднеширотной ионосфере в невозмущенных условиях проявляются в виде предполуночных и/или послеполуночных максимумов в суточных и широтных вариациях критической частоты (f_oF_2) и максимальной электронной концентрации (NmF_2) F_2 -слоя и полного электронного содержания в столбе единичного сечения (TEC – Total Electron Content) [Arendt and Soicher, 1964; Evans, 1965, 1970; Da Rosa and Smith, 1967; Klobuchar et al., 1968; Titheridge, 1968, 1973; Bertin and Lepine, 1970; Young et al., 1970; Park, 1971; Tyagi, 1974; Davies et al., 1979; Rao et al., 1982; Balan et al., 1986, 1991; Balan and Rao, 1987; Joshi and Iyer, 1990; Lois et al., 1990; Jakowski et al., 1991; Richards et al., 1994, 2000; Emery et al., 1996; Horvath and Essex, 2000; Mikhailov et al., 2000; Farello et al., 2002]. Подобные области наблюдались и в низких широтах [Farello et al., 2002; Pavlov and Fukao, 2007; Pavlov and Pavlova, 2007; Павлов и др., 2009].

Наиболее часто привлекаемое объяснение формирования ОПЭК связывают с переносом замагниченной плазмы посредством направленного на запад электрического поля, под действием которого плазма дрейфует на более низкие геомагнитные широты, где силовые трубки геомагнитного поля имеют меньший объем. Это приводит к сжатию трубок и, как следствие, к формированию ОПЭК [Park, 1971; Evans, 1965; Davies et al., 1979; Balan and Rao, 1987; Förster and Jakowski, 1988; Balan et al., 1991; Jakowski and Förster, 1995; Richards et al., 2000; Horvath and Essex, 2000]. Формированию ОПЭК способствует также направленный на

ночной стороне к экватору нейтральный ветер, поднимающий плазму вверх и уменьшающий тем самым химические потери заряженных частиц [Bailey, 1991; Pavlov and Pavlova, 2005; Павлов и др., 2008]. Помимо указанных объяснений разрабатывался механизм, включающий в себя ослабление потоков ионов из плазмосферы, формирующий минимум в суточной вариации NmF_2 , после которого происходит восстановление этого потока и соответствующее увеличение электронной концентрации в F_2 -слое ионосферы [Pavlov and Pavlova, 2005; Павлов и др., 2008].

Недостатками объяснения действием дрейфа к экватору являются следующие: 1) такой дрейф плазмы понижает значения NmF_2 , опуская максимум F_2 -слоя в область более высоких скоростей химических потерь ионов O^+ ; 2) происхождение требуемого электрического поля трудно обосновать. Высокоширотное поле магнитосферной конвекции может иметь на ночной стороне в области расходимости конвекционных вихрей западную составляющую, но в невозмущенных условиях оно не проникает на средние широты, вследствие экранирующего действия поляризованного электрического поля, создаваемого токами зоны 2 [Ляцкий и Мальцев, 1972; 1983; Ляцкий, 1978; Мальцев, 1986]. Величина электрического поля динамо-происхождения на средних геомагнитных широтах мала и не может вызывать значительных эффектов в распределении NmF_2 при переносе плазмы поперек магнитного поля [Брюнелли и Намгаладзе, 1988].

Целью настоящей работы является исследование механизма формирования ОПЭК методом математического моделирования с использованием

глобальной модели верхней атмосферы Земли. Основная задача исследования состоит в количественной оценке вклада в распределение электронной концентрации в ночном F_2 -слое среднеширотной ионосферы каждого в отдельности процесса переноса: амбиполярной диффузии, ветрового увлечения и электромагнитного дрейфа плазмы. Используемая модель позволяет корректно учитывать особенности этой задачи: 1) трехмерность процессов переноса; 2) необходимость самосогласованного описания термосферы, ионосферы и плазмосферы Земли как единой системы.

2. МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ (UAM)

Глобальная трехмерная нестационарная численная модель верхней атмосферы Земли (UAM – Upper Atmosphere Model) описывает термосферу, ионосферу и плазмосферу как единую систему, охватывая диапазон высот от 80 км до геоцентрического расстояния в $15R_E$ (R_E – радиус Земли), и учитывает несовпадение геомагнитного и географического полюсов Земли [Намгаладзе и др., 1990, 1996; Namgaladze et al., 1988, 1991, 1998].

В модели UAM рассчитываются концентрации основных нейтральных (O_2 , N_2 , O) и заряженных (XY^+ , O^+ , H^+ и электронов) компонент верхней атмосферы, температуры нейтрального, ионного и электронного газов, скорости движения заряженных и нейтральных частиц путем численного интегрирования методом конечных разностей системы квазигидродинамических уравнений, описывающих законы сохранения частиц, импульса и энергии:

$$\partial n_\alpha / \partial t + \nabla(n_\alpha \mathbf{V}_\alpha) = Q_\alpha - L_\alpha, \quad (1)$$

$$\rho_\alpha [d\mathbf{V}_\alpha / dt + \boldsymbol{\Omega} \times (\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}) + 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{V}_\alpha] = \mathbf{F}_\alpha, \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \rho_\alpha c_{v\alpha} dT_\alpha / dt + p_\alpha \nabla \mathbf{V}_\alpha = \\ = \nabla(\lambda_\alpha \nabla T_\alpha) + P_{Q\alpha} - P_{L\alpha} + P_{T\alpha}, \end{aligned} \quad (3)$$

где нижние индексы $\alpha = n, i, e$ обозначают нейтральный, ионный и электронный газы, соответственно; n_α и ρ_α – концентрация частиц и массовая плотность α -газа; \mathbf{V}_α – направленная макроскопическая скорость α -газа относительно вращающейся Земли; Q_α и L_α – скорости образования и потерь частиц α -газа за счет фотохимических процессов, соответственно; $\boldsymbol{\Omega}$ – вектор угловой скорости вращения Земли; \mathbf{r} – радиус-вектор от центра Земли; \mathbf{F}_α – результирующая сила, действующая на единицу объема α -газа; $c_{v\alpha}$, λ_α , T_α и p_α – удельная теплоемкость при постоянном объеме, теплопроводность, температура и давление α -газа, соответственно; $P_{Q\alpha}$ и $P_{L\alpha}$ – скорость на-

грева и охлаждения α -газа, соответственно; $P_{T\alpha}$ – теплообмен между α -газом и другими газами.

В совокупности с системой (1)–(3) в модели решается уравнение для потенциала электрического поля ϕ магнитосферного и термосферного происхождений

$$\nabla[\hat{\sigma}(\nabla\phi - \mathbf{V} \times \mathbf{B}) - \mathbf{j}_m] = 0, \quad (4)$$

где $\hat{\sigma}$ – тензор ионосферной проводимости; \mathbf{V} – скорость среднемассового движения нейтрального газа; \mathbf{B} – вектор геомагнитной индукции; \mathbf{j}_m – плотность магнитосферного тока. Предполагается, что выше токового слоя (выше 175 км) силовые линии геомагнитного поля эквипотенциальны.

Параметры нейтральных компонент атмосферы и потенциал электрического поля рассчитываются в сферической геомагнитной системе координат, параметры плазмы – в геомагнитной дипольной системе координат.

В уравнениях (1)–(3) учитываются фотодиссоциация нейтральных кислородных компонент, фотоионизация прямым и рассеянным солнечным излучением, вторичная и корпускулярная ионизация нейтральных частиц, ионно-молекулярные реакции, диссоциативная рекомбинация молекулярных ионов, зарядо-обменные реакции и процессы переноса для атомарных ионов, молекулярная и турбулентная диффузии, нейтрал-ионное и вязкое трения, нагрев солнечным излучением и высыпавшимися из магнитосферы энергичными электронами, теплопроводность, Джоулев нагрев, нагрев нейтрального газа за счет химических реакций и охлаждение за счет излучения. Учет эффектов трехмерности переноса замагниченных атомарных ионов осуществляется путем использования лагранжевого подхода применительно к движениям плазмы вдоль траектории электромагнитного дрейфа. Подробно вид членов уравнений (1)–(4) и констант, используемых в них, описаны в монографии [Брюнелли и Намгаладзе, 1988].

Помимо совместного решения уравнений (1)–(4) в модели реализована возможность вычисления значений параметров термосферы по эмпирической модели термосферы NRLMSISE-00 [Picone et al., 2002] (далее MSIS).

Входными параметрами модели UAM являются: дата и момент времени UT начала расчета события; спектры солнечного ультрафиолетового и крайнего ультрафиолетового излучения, зависящие от солнечной активности; потоки высыпавшихся из магнитосферы энергичных электронов; распределение потенциала электрического поля на границе полярной шапки; индексы геомагнитной активности.

Шаги интегрирования по высоте менялись от 3 км на высотах ниже 100 км до 30 км на высотах около 400 км и далее нарастали в геометрической

прогрессии, по геомагнитной долготе — были постоянными и равными 15° , по геомагнитной широте — переменными: наибольшие шаги (5°) в окрестностях экватора, наименьшие (2°) в окрестностях авроральной зоны. Шаги интегрирования по времени были постоянными и равнялись 1 или 2 минутам.

Граничные условия формулируются из физических предположений или экспериментальных данных. В настоящем исследовании они такие же, как например, в работе [Namgaladze et al., 1998].

В качестве начальных условий использовались квазистационарные решения уравнений, полученные в ходе многократных прогонов (расчетов параметров верхней атмосферы для одних и тех же суток).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

3.1. Сравнительное исследование влияния термосферного ветра и электромагнитного дрейфа на формирование ОПЭК

С помощью модели UAM совместно с MSIS (далее UAM-MSIS) были проведены расчеты глобального распределения электронной концентрации в 4-х вариантах: 1) с термосферным ветром и $[\mathbf{E} \times \mathbf{V}]$ дрейфом; 2) с ветром, без дрейфа; 3) без ветра, с дрейфом магнитосферного происхождения; 4) без ветра и дрейфа. Расчеты проводились от одних и тех же начальных условий для даты (16.04.2002 г.), относящейся к спокойному геомагнитному периоду ($Kp < 3$), близкому к условиям весеннего равноденствия при высокой солнечной активности ($F10.7 = 197.2$).

В вариантах расчетов (1) и (2) скорость ветра рассчитывалась путем решения уравнения движения (2) с использованием градиентов давления нейтрального газа, рассчитанных по MSIS. В вариантах (3) и (4) отключение термосферного ветра осуществлялось путем модельного расчета, в котором уравнение движения нейтрального газа не решалось, а в других уравнениях для заряженных частиц, куда входит скорость термосферного ветра, она полагалась равной нулю.

В расчетах (1) и (3) распределение напряженности электрического поля, определяющего скорость дрейфа, рассчитывалось путем решения уравнения для электрического потенциала (4) с разностью потенциалов через полярную шапку $\Delta\varphi$, заданной по методике [Weimer et al., 1990]. Процесс отключения электромагнитного дрейфа аналогичен отключению термосферного ветра — во всех уравнениях для ионосферной плазмы, куда входит электрическое поле, оно полагается равным нулю.

На рисунке 1 представлены для всех 4-х вариантов расчетов широтно-долготные распределения в геомагнитных координатах $Lg(NmF2)$ (ле-

вый столбец) и соответствующие им широтно-высотные распределения $Lg(n_e)$ вдоль ночного магнитного меридиана MLT = 01:00 для диапазона высот от 200 до 3000 км (правый столбец).

Среднеширотные ОПЭК формируются только в вариантах расчетов (1) и (2) с термосферным ветром (верхние карты и разрезы, сплошные стрелки). На картах распределения $Lg(NmF2)$ эти области отчетливо видны в северном полушарии в обоих вариантах расчетов, в южном — только в варианте (2). На меридиональных разрезах ОПЭК видны по обе стороны от геомагнитного экватора и представляют собой выступы изолиний концентрации электронов, проецирующиеся вдоль силовых линий геомагнитного поля на широты $\sim 30\text{--}35^\circ$. Эти выступы ориентированы по геомагнитному полю и протягиваются до высот плазмосферы, проникая в нее. В расчетах без ветров (3 и 4) ОПЭК отсутствуют (две нижние карты и два нижних разреза).

Электромагнитный дрейф влияет только на положение приполюсных и приэкваториальных “стенок” этих областей, не являясь причиной их возникновения. В расчете с ветром и дрейфом (1) с полюсов ОПЭК ограничивает главный ионосферный провал, со стороны низких широт — провал над экватором, образовавшийся за счет ночных остатков экваториальной аномалии. Отключение дрейфа в расчете (2) приводит к уменьшению глубин обоих провалов и крутизны “стенок”, ограничивающих ОПЭК со стороны низких и высоких широт. Над экватором провал частично “замазывается” неисчезнувшими остатками экваториальной аномалии. В субавроральных широтах восстанавливается главный ионосферный провал, что приводит к формированию на широтах $\sim 55^\circ$ аналогичных среднеширотным ОПЭК областей с повышенными значениями электронной концентрации (на них указывают пунктирные стрелки).

Расчеты глобального распределения $Lg(n_e)$ по модели UAM-MSIS, в которых разность потенциалов через полярную шапку была постоянной (расчеты проводились для значений $\Delta\varphi = 20$ и 60 кВ, оба варианта — с ветром и дрейфом), показали, что увеличение зональной составляющей электрического поля магнитосферного происхождения приводит к смещению приполюсных “стенок” ОПЭК к экватору (рис. 2). Это объясняется смещением главного ионосферного провала к более низким широтам, что подтверждается наблюдениями сдвигов пиков в ТЕС на более низкие широты в возмущенных условиях [Balan et al., 1991].

Взаимное влияние меридионального ветра и зонального электрического поля продемонстрировано на рис. 3.

Широтно-долготные распределения в геомагнитных координатах меридионального ветра на

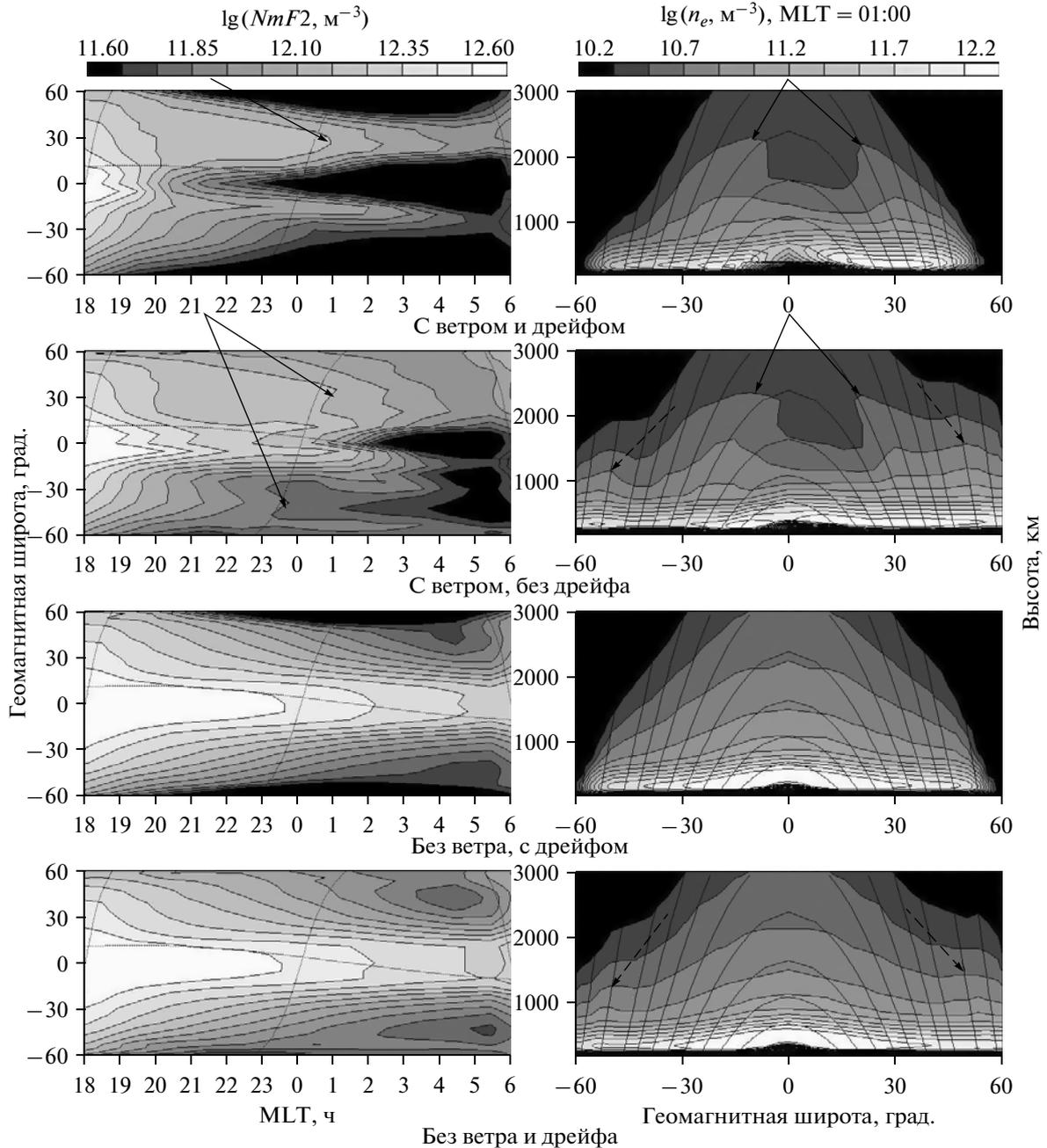


Рис. 1. Влияние термосферного ветра и электромагнитного дрейфа на глобальное распределение $NmF2$ и высотно-широтное распределение n_e . Слева – рассчитанные по UAM-MSIS широтно-долготные распределения $Lg(NmF2)$ для 24:00 UT 16.04.2002 г. Справа – рассчитанные по UAM-MSIS высотно-широтные распределения $Lg(n_e)$ вдоль магнитного меридиана $MLT = 01:00$ для 24:00 UT 16.04.2002 для диапазона высот $h = 200-3000$ км. Варианты расчетов (1)–(4) – сверху вниз. Сплошные стрелки указывают на ночные области повышенной электронной концентрации (ОПЭК), пунктирные – на субавроральные ОПЭК.

высоте 300 км в расчетах (1) с дрейфом и (2) без дрейфа показывают, что в обоих случаях меридиональный ветер в ночном секторе MLT от 23:00 до 05:00 часов направлен преимущественно к экватору (верхние карты). Скорость меридионального ветра в расчете с учетом дрейфа больше, чем в варианте без дрейфа, что объясняется ослаблением

высокоширотного источника ветра за счет отключения электрического поля.

В широтно-долготном распределении в геомагнитных координатах зонального электрического поля на высоте 175 км в расчете (1) с ветром, отчетливо видно, что в предполуночные часы на средних широтах в обоих полушариях зональное

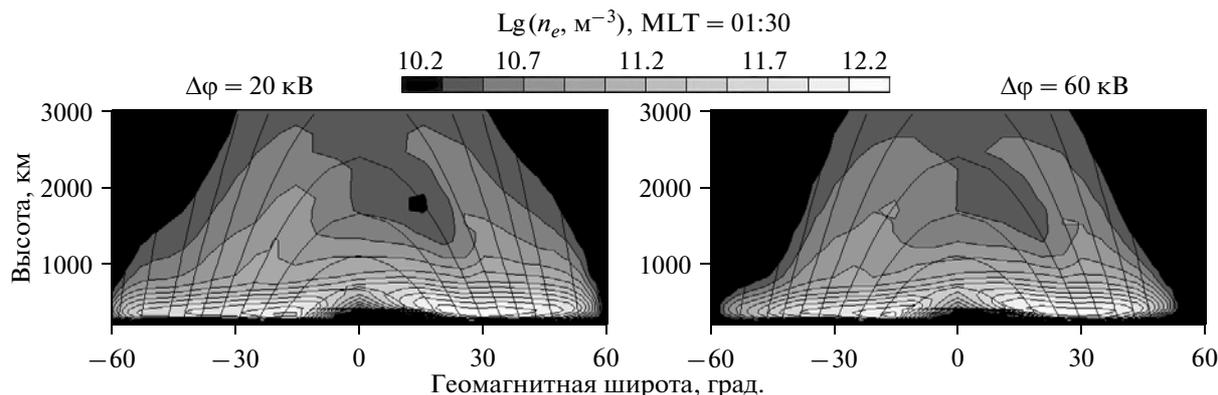


Рис. 2. Влияние электрического поля магнитосферного происхождения на ОПЭК. Рассчитанные по UAM-MSIS высотн-широтные распределения $Lg(n_e)$ вдоль магнитного меридиана $MLT = 01:30$ для диапазона высот $h = 200\text{--}3000$ км для 24:00 UT 16.04.2002 г. Слева представлен разрез, соответствующий расчету с постоянной разностью потенциалов через полярную шапку $\Delta\phi = 20$ кВ, справа – $\Delta\phi = 60$ кВ. Помимо изолиний $Lg(n_e)$ нанесены силовые линии геомагнитного поля.

поле направлено на восток, в послеполуночные часы – на запад (нижняя левая карта). Отключение в расчете (3) ветра приводит к исчезновению областей зонального восточного поля из-за отсутствия составляющей электрического поля динамо-происхождения, и почти во всем представленном секторе MLT (от 18 до 2–4 ч) поле имеет западное направление (нижняя правая карта). То есть без ветров область зонального западного электрического поля существует дольше по местному магнитному времени, чем в расчете с ветром. Западное поле вызывает дрейф плазмы на более низкие широты. С одной стороны это приводит к переносу плазмы из трубок большего объема в трубки с меньшим объемом и увеличивает значения $NmF2$, с другой стороны это приводит к переносу плазмы на более низкие высоты, где скорость ее химических потерь выше, и уменьшает $NmF2$. Модельные расчеты показывают, что никаких заметных эффектов на средних широтах (увеличения или уменьшения концентрации плазмы) такое электрическое поле не вызывает. Это может объясняться взаимной компенсацией этих двух процессов или малостью значений электрического поля.

Влияние учета ветрового увлечения ионов и электромагнитного дрейфа плазмы на глобальное распределение потоков плазмы из плазмосферы в ночную ионосферу продемонстрировано на рис. 4, на котором представлены для всех 4-х вариантов расчетов широтно-долготные распределения в геомагнитных координатах плотности продольных потоков ионов H^+ на высоте 1000 км. В расчетах без ветров (3 и 4) (отличаются наличием электромагнитного дрейфа) потоки ионов H^+ в обоих полушариях направлены вниз (из плазмосферы в ионосферу) с максимумом на средних широтах. В расчетах с ветром (1 и 2) (также отличаются наличием дрейфа) вблизи местной полуночи и в по-

следующие послеполуночные часы потоки ионов H^+ уменьшаются, хотя и остаются направленными вниз. Степень уменьшения величины ионных потоков в южном полушарии меньше, чем в северном.

Таким образом, влияние термосферного ветра на плазмосферные ионные потоки заключается в том, что ионы за счет ветрового увлечения поднимаются на высоты, где скорости их химических потерь выше, уменьшается градиент ионного давления в силовых трубках между плазмосферой и ионосферой, и, как следствие, уменьшается скорость амбиполярной диффузии ионов.

3.2. Исследование влияния меридионального ветра на формирование ОПЭК

Главным процессом переноса, формирующим ночные среднеширотные ОПЭК на высотах $F2$ -слоя ионосферы, является нейтральный ветер. На ночной стороне ветер направлен преимущественно к экватору. Замагниченные ионы в столкновениях с нейтральными частицами получают вертикальную составляющую скорости и поднимаются по силовым линиям геомагнитного поля вверх на высоты, где скорости химических потерь плазмы меньше из-за падения с высотой относительного содержания молекул O_2 и N_2 . Этот процесс способствует накоплению в области максимума $F2$ -слоя плазмы, поступающей из плазмосферы в ионосферу за счет диффузионных потоков.

Вертикальная составляющая скорости ветрового увлечения ионов V_{iz} в пренебрежении эффектами склонения (различием между географическими и геомагнитными координатами) может быть записана в виде:

$$V_{iz} \cong V_{i||} \sin I \cong V_{ix} \cos I \sin I, \quad (5)$$

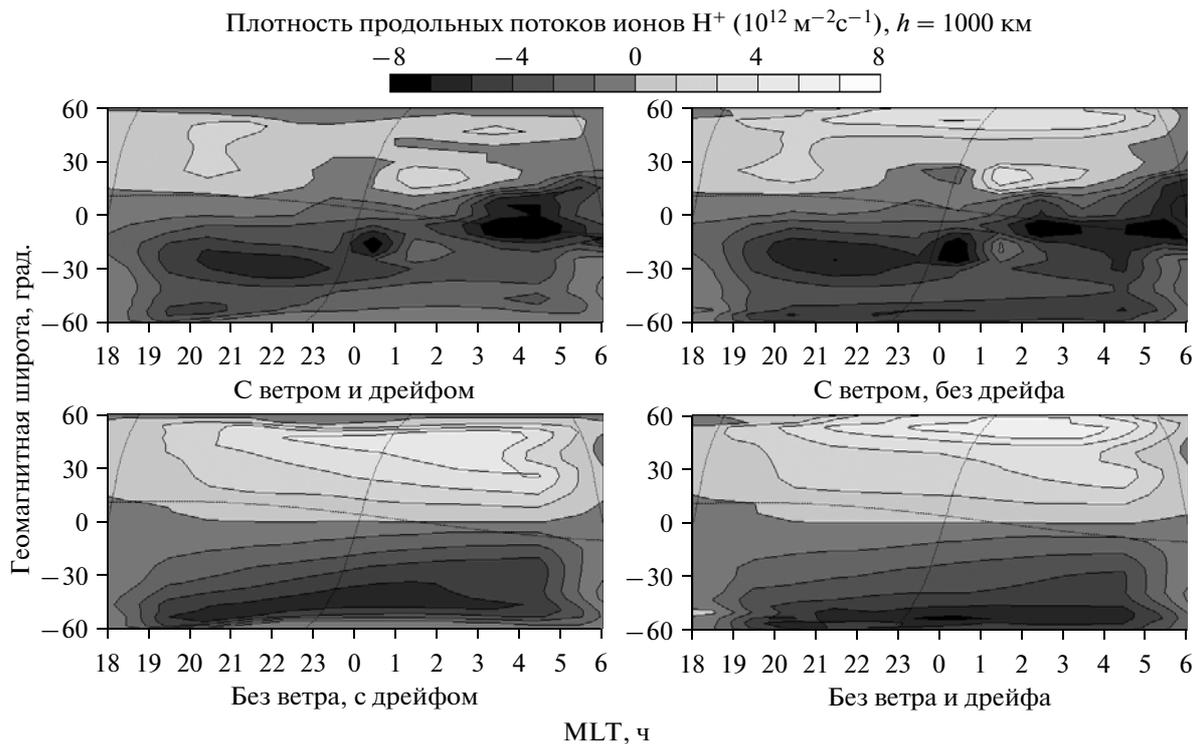


Рис. 4. Влияние термосферного ветра и электромагнитного дрейфа на глобальное распределение плотности продольных потоков ионов H^+ . Рассчитанные по UAM-MSIS широтно-долготные распределения плотности продольных потоков ионов H^+ на высоте 1000 км для 24:00 UT 16.04.2002 г.: левая верхняя карта — вариант расчета (1) с термосферным ветром и электромагнитным дрейфом; правая верхняя — (2) с ветром, но без дрейфа; левая нижняя — (3) без ветра, но с дрейфом магнитосферного происхождения; правая нижняя — (4) без ветра и дрейфа. Положительные значения соответствуют потокам, направленным по силовым линиям геомагнитного поля.

сот от 250 до 800 км (правый столбец), полученные в расчетах по UAM-MSIS, в которых ветер предполагался в ночном секторе (18:00–06:00 MLT) постоянным и направленным к экватору. Расчеты проводились для значений скорости $V_{nx} = 50$ и 100 м/с. Зональная и вертикальная компоненты термосферного ветра в ночном секторе MLT полагались равными нулю. В расчете не учитывалось электрическое поле динамо-происхождения. В качестве начальных условий использовалось распределение рассчитываемых параметров, полученное в конце модельного расчета (4) без ветра и дрейфа.

На картах $foF2$ видно, что с увеличением V_{nx} ОПЭК формируются в более высоких широтах. Чем сильнее меридиональный ветер, тем больше сдвиг ОПЭК относительно широты, на которую приходится максимум произведения $\cos I \sin I$ (27°), т.е. широтное положение при постоянном меридиональном ветре не совпадает с положением максимума V_{iz} , как и в случае с непостоянным ветром.

Аналогичный результат влияния меридиональной составляющей скорости нейтрального ветра на ОПЭК виден на меридиональных разрезах $Lg(n_e)$.

Этот эффект объясняется тем, что на геомагнитных широтах порядка 30° становится значительным не только перенос плазмы по вертикали,

но и ее горизонтальный перенос посредством ветрового увлечения за счет того, что передаваемый ионам импульс имеет также и горизонтальную составляющую. Совместно с потоками плазмы из плазмосферы горизонтальная составляющая ветрового увлечения ионов приводит к перераспределению плазмы по широте и к формированию ОПЭК на более высоких геомагнитных широтах относительно положения максимума V_{iz} , поскольку часть плазмы сносится к экватору.

3.3. Исследование эффективности плазмосферы как источника поддержания ночного F2-слоя ионосферы

На меридиональных разрезах n_e , полученных в расчетах без учета электромагнитного дрейфа плазмы как с учетом ветрового увлечения ионов, так, что существенно, и без него, на субавроральных широтах $\sim 55\text{--}60^\circ$ в обоих полушариях были отмечены области с повышенными значениями электронной концентрации, подобные среднеширотным ОПЭК (рис. 1). На этих же широтах максимальны направленные вниз продольные потоки ионов H^+ на высоте 1000 км (рис. 4).

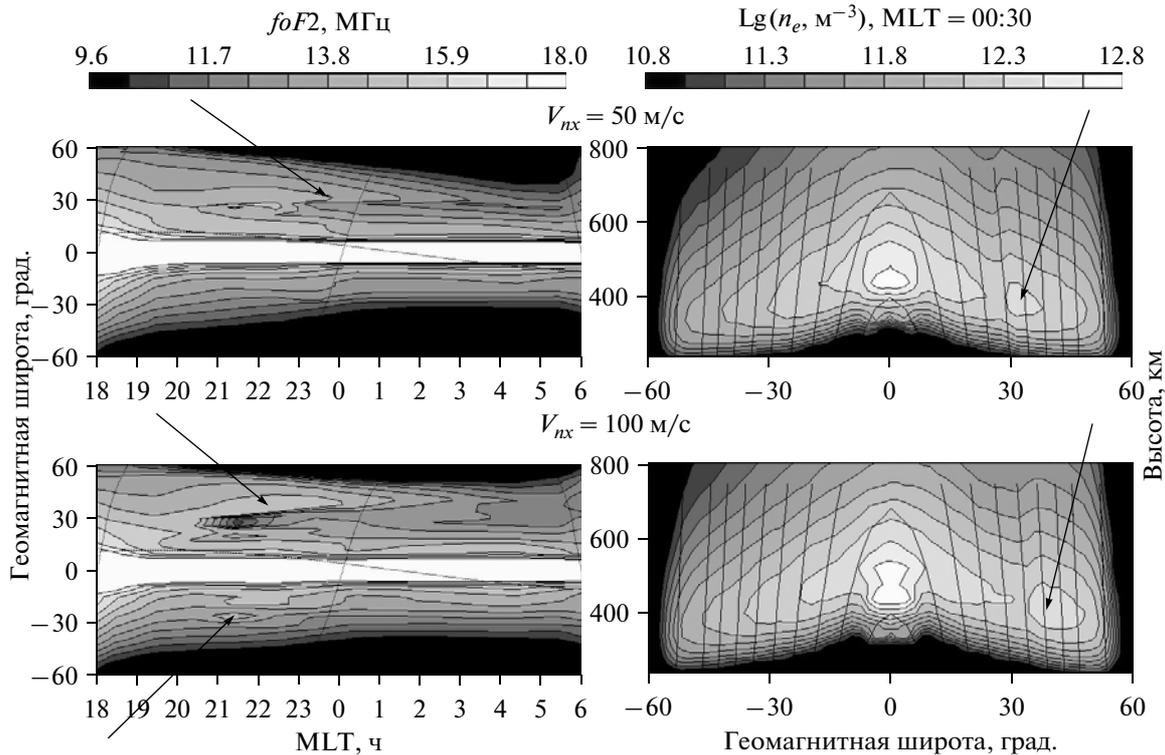


Рис. 5. Влияние величины меридионального ветра на широтное положение ОПЭК без учета электрического поля динамо-происхождения. Левая колонка – рассчитанные по UAM-MSIS широтно-долготные распределения $foF2$ для 24:00 UT 16.04.2002 г.; правая колонка – высотные распределения $Lg(n_e)$ вдоль магнитного меридиана MLT = 00:30 для диапазона высот от 250 до 800 км. Верхний ряд – при $V_{mx} = 50$ м/с, нижний – при $V_{mx} = 100$ м/с. Стрелки указывают на ночные среднеширотные ОПЭК.

Чтобы проверить, не связан ли этот эффект с влиянием начальных условий, были проведены расчеты по самосогласованной версии модели UAM (когда совместно решается система уравнений (1)–(4)), стартовавшие от симметризованных широтно-однородных начальных условий, в которых полагались: 1) состав и температура нейтрального газа были рассчитаны по MSIS и симметризованы относительно геомагнитного экватора; 2) ионосфера и плазмаосфера были опустошены. В ходе расчета глобальные распределения параметров термосферы не менялись, географическая и геомагнитная оси Земли были совмещены, термосферный ветер и электромагнитный дрейф отключены, интенсивности потоков высыпавшихся из магнитосферы энергичных электронов были равны нулю. Расчеты проводились для условий равноденствия при низкой солнечной активности (20.03.1986, $F10.7 = 68.4$).

В таком варианте расчета исключалось влияние начальной широтной неоднородности n_e и UT-эффекта на глобальное распределение электронной концентрации.

На рисунке 6 представлены широтно-высотные распределения $Lg(n_e)$ вдоль ночного магнитного меридиана MLT = 00:00 для диапазона высот

от 200 до 1000 км, полученные в результате 1-х и 3-х суток интегрирования.

На разрезе, соответствующему моменту 24:00 UT 1-х суток интегрирования (левый разрез), на субавроральных широтах $\sim 55\text{--}60^\circ$ на высотах F2-слоя ионосферы по обе стороны от геомагнитного экватора отчетливо видны области с повышенными значениями n_e (на них указывают сплошные стрелки), подобные тем, которые были отмечены на разрезах, представленных на рис. 1. Так как в ходе расчета ветровое увлечение ионов и электромагнитный дрейф плазмы не учитывались, механизм формирования этих субавроральных ОПЭК связан исключительно с переносом плазмы за счет амбиполярной диффузии. Широтная неоднородность этого переноса определяется геометрией силовых линий геомагнитного поля. При переходе от субавроральных широт к полюсам объемы силовых трубок, опирающихся на эти широты, резко возрастают $\sim L^4$, из-за чего эти трубки являются практически опустошенными, что, согласно Кринбергу и Ташилину [Кринберг и Ташилин, 1984], является причиной формирования провала в распределении концентрации плазмы даже в отсутствие конвекции. При переходе на более низкие широты из-за уменьшения наклона геомагнитного поля уменьшается вертикальная со-

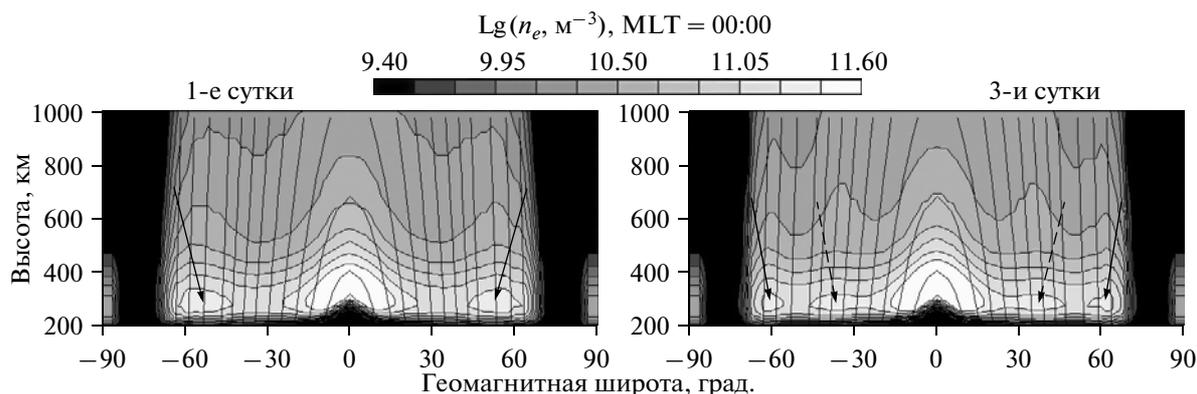


Рис. 6. Влияние симметризованных широтно-однородных начальных условий. Рассчитанные по самосогласованной версии UAM широтно-высотные распределения $Lg(n_e)$ вдоль ночного меридиана $MLT = 00:00$ для высот $h = 200–1000$ км для 24:00 UT 20.03.1986 г. Стрелки указывают на субавроральные ОПЭК, пунктирные – на среднеширотные ОПЭК. Помимо изолиний $Lg(n_e)$ нанесены силовые линии геомагнитного поля.

ставляющая продольных (вдоль силовых линий геомагнитного поля) градиентов плазменного давления. Вследствие этого, плазменные потоки, связывающие плазмосферу с ионосферой, убывают, как к полюсу, так и к экватору, от силовой линии, где эти потоки максимальны. То есть, в случае, когда в начальном состоянии плазмосфера полностью опустошена, ее эффективность как источника поддержания ночного $F2$ -слоя ионосферы, к концу 1-х суток заполнения с дневной стороны оказывается максимальной на субавроральных геомагнитных широтах.

Дальнейший процесс заполнения плазмосферы приводит к уменьшению субавроральных ОПЭК (сплошные стрелки на правом разрезе, соответствующем 3-м суткам интегрирования) и развитию среднеширотных ОПЭК на геомагнитных широтах $\sim 40^\circ$ (на них указывают пунктирные стрелки). То есть, по мере заполнения плазмосферы максимум ее эффективности как источника поддержания ночного $F2$ -слоя ионосферы смещается на средние широты.

Таким образом, в отсутствие ветрового увлечения ионов и электромагнитного дрейфа плазмы потоки заряженных частиц из плазмосферы в ионосферу в ночные часы являются широтно-неоднородными из-за особенностей геометрии силовых линий геомагнитного поля и формируют неоднородности в широтном ходе n_e на высотах $F2$ -слоя ионосферы в виде областей повышенной электронной концентрации. Ветровое увлечение ионов вдоль силовых линий геомагнитного поля в ночные часы усиливает степень выраженности среднеширотных ОПЭК. Результаты моделирования процесса формирования этих областей качественно не зависят от способа формирования начальных условий.

4. ВЫВОДЫ

Для исследования механизма формирования ночных среднеширотных областей повышенной электронной концентрации на высотах $F2$ -слоя ионосферы и их проявлений на высотах плазмосферы Земли были проведены расчеты глобальных распределений электронной концентрации с использованием численной модели верхней атмосферы Земли UAM. На основе анализа полученных глобальных карт распределений $NmF2$, меридионального ветра, зонального электрического поля и плотности продольных (вдоль магнитного поля) ионных потоков, а также меридиональных разрезов n_e были сделаны следующие выводы.

1) Механизм формирования ночных среднеширотных ОПЭК складывается из широтно-неоднородных продольных потоков плазмы, направленных из плазмосферы в ионосферу, и ветрового увлечения ионов вдоль силовых линий геомагнитного поля.

2) Продольные потоки плазмы, направленные вниз из плазмосферы в ионосферу, имеют максимум на субавроральных широтах за счет особенностей геометрии силовых линий геомагнитного поля, что определяет на этих широтах максимум эффективности плазмосферы как источника поддержки ночного $F2$ -слоя ионосферы в течение первых суток наполнения и опустошения плазмосферы. В последующие сутки максимум эффективности сдвигается в более низкие широты.

3) Вертикальная составляющая ветрового увлечения ионов обеспечивает перенос плазмы вверх, на высоты, где медленнее протекают процессы ее химических потерь, что в совокупности с диффузионными потоками плазмы из плазмосферы приводит к формированию ОПЭК. Горизонтальная составляющая становится существенной при переходе на более низкие широты и может вызывать несовпадение широтных положений ОПЭК

и максимума вертикальной составляющей ветрового увлечения ионов.

4) Электромагнитный дрейф определяет положение и крутизну высокоширотной и приэкваториальной “стенки” ОПЭК. Высокоширотную стенку этих областей он смещает к экватору пропорционально величине электрического поля магнитосферного происхождения, за счет смещения на более низкие широты главного ионосферного провала. Этот эффект дрейфа приводит также к исчезновению субавроральных максимумов электронной концентрации. На низких широтах в ночное время электрическое поле динамо-происхождения разрушает экваториальную аномалию, заполняя провал над геомагнитным экватором и оказывая тем самым влияние на приэкваториальные “стенки” ОПЭК.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы. М.: Наука, 528 с. 1988.
- Кринберг И.А., Тацлин А.В. Ионосфера и плазмосфера. М.: Наука, 189 с. 1984.
- Ляцкий В.Б. Токовые системы магнитосферно-ионосферных возмущений. Л.: Наука, 198 с. 1978.
- Ляцкий В.Б., Мальцев Ю.П. Трехмерная токовая система магнитной суббури / Геофизические исследования в зоне полярных сияний. Апатиты: Кольский филиал АН СССР. С. 74–86. 1972.
- Ляцкий В.Б., Мальцев Ю.П. Магнитосферно-ионосферное взаимодействие. М.: Наука, 192 с. 1983.
- Мальцев Ю.П. Возмущения в магнитосферно-ионосферной системе. Апатиты: Кольский филиал АН СССР. 92 с. 1986.
- Намгаладзе А.А., Кореньков Ю.Н., Клименко В.В., Карпов И.В., Бессараб Ф.С., Суроткин В.А., Глуценко Т.А., Наумова Н.М. Глобальная численная модель термосферы, ионосферы и протоносферы Земли // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 30. № 4. С. 612–619. 1990.
- Намгаладзе А.А., Мартыненко О.В., Намгаладзе А.Н. Глобальная модель верхней атмосферы с переменным шагом интегрирования по широте // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 36. № 2. С. 89–95. 1996.
- Павлов А.В., Павлова Н.М., Макаренко С.Ф., Шубин В.Н. Аномальные вариации структуры области F2 ионосферы средних геомагнитных широт южного и северного полушарий при переходе от летних к зимним условиям при высокой солнечной активности // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 48. № 1. С. 79–92. 2008.
- Павлов А.В., Павлова Н.М., Макаренко С.Ф., Шубин В.Н. Статистическое исследование аномальных ночных максимумов в суточном изменении NmF2 в области появления северного гребня экваториальной аномалии // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 49. № 2. С. 234–241. 2009.
- Arendt P.R., Soicher H. Downward electron flux at 1000 km altitude from electron content measurement at midlatitudes // Nature. V. 204. P. 983–985. 1964.
- Bailey G.L., Sellek R., Balan N. The effect of interhemispheric coupling on nighttime enhancements in ionospheric total electron content during winter at solar minimum // Ann. Geophysicae. V. 9. № 11. P. 738–747. 1991.
- Balan N., Bailey G.J., Nair R.B. Solar and magnetic activity effects on the latitudinal variations of nighttime TEC enhancement // Ann. Geophysicae. V. 9. № 1. P. 60–69. 1991.
- Balan N.P., Rao P.B., Iyer K.N. Seasonal and solar cycle variations of nighttime anomalous enhancements in total electron content // Proc. Indian Acad. Sci., Earth Planet Sci. V. 95. P. 409–416. 1986.
- Balan N., Rao P.B. Latitudinal variations of nighttime enhancements in total electron content // J. Geophys. Res. V. 92. № A4. P. 3436–3440. 1987.
- Bertin F., Lepine J.P. Latitudinal variation of total electron content in the winter at middle latitudes // Radio Sci. V. 5. № 6. P. 899–906. 1970.
- Da Rosa F.V., Smith F.L. Behaviour of the night-time ionosphere // J. Geophys. Res. V. 72. № 7. P. 1829–1836. 1967.
- Davies K., Anderson D.N., Paul A.K., Degenhardt W., Hartmann G.K., Leitinger R. Nighttime increases in total electron content observed with the ATS 6 radio beacon // J. Geophys. Res. V. 84. № A4. P. 1536–1542. 1979.
- Emery B.A., Lu G., Szuszczewicz E.P., et al. Assimilative mapping of ionospheric electrodynamics in the thermosphere-ionosphere general circulation model comparisons with global ionospheric and thermospheric observations during the GEM/SUNDIAL period of March 28–29, 1992 // J. Geophys. Res. V. 101. № A12. P. 26.681–26.696. 1996.
- Evans J.V. Cause of the midlatitude winter night increase in foF2 // J. Geophys. Res. V. 70. № 17. P. 4331–4345. 1965.
- Evans J.V. Millstone Hill Thomson scatter results for 1965 // Planet. Space Sci. V. 18. № 8. P. 1225–1253. 1970.
- Farelo A.F., Herraiz M., Mikhailov A.V. Global morphology of night-time NmF2 enhancements // Ann. Geophysicae. V. 20. № 11. P. 1795–1806. 2002.
- Förster M., Jakowski N. The nighttime winter anomaly (NWA) effect in the American sector as a consequence of interhemispheric ionospheric coupling // PAGEOPH. V. 127. № 2. P. 447–471. 1988.
- Horvath I., Essex E.A. Using observations from the GPS and TOPEX satellites to investigate night-time TEC enhancements at mid-latitudes in the southern hemisphere during a low sunspot number period // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 62. № 5. P. 371–391. 2000.
- Jakowski N., Jungstand A., Lois L., Lazo B. Nighttime enhancement of the F2-layer ionization over Havana, Cuba // J. Atmos. Terr. Phys. V. 53. № 11–12. P. 1131–1138. 1991.
- Jakowski N., Förster M. About the nature of the nighttime winter anomaly effect (NWA) in the F-region of the ionosphere // Planet. Space Sci. V. 43. № 5. P. 603–612. 1995.
- Joshi H.P., Iyer K.N. On nighttime anomalous enhancement in ionospheric electron content at lower mid-lat-

- itude during solar maximum // *Ann. Geophysicae*. V. 8. № 1. P. 53–58. 1990.
- *Klobuchar J.A., Aarons J., Hajeb Hosseinieh H.* Midlatitude nighttime total electron behavior during magnetically disturbed periods // *J. Geophys. Res.* V. 73. № 23. P. 7530–7534. 1968.
- *Lois L., Peres H., Lazo B., Jakowski N., Landrock R.* Nighttime enhancement of the F2-layer ionization over Havana-Cuba: a relationship with solar activity // *Geomagnetism and Aeronomy*. V. 30. P. 76–82. 1990.
- *Mikhailov A.V., Leschinskaya T.Yu., Förster M.* Morphology of NmF2 nighttime increases in the Eurasian sector // *Ann. Geophysicae*. V. 18. № 6. P. 618–628. 2000.
- *Namgaladze A.A., Korenkov Yu.N., Klimenko V.V., Karpov I.V., Bessarab F.S., Surotkin V.A., Glushchenko T.A., Naumova N.M.* Global model of the thermosphere-ionosphere-protonosphere system // *Pure App. Geophys.* V. 127. № 2/3. P. 219–254. 1988.
- *Namgaladze A.A., Korenkov Yu.N., Klimenko V.V., Karpov I.V., Surotkin V.A., Naumova N.M.* Numerical modelling of the thermosphere-ionosphere-protonosphere system // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 53. № 11/12. P. 1113–1124. 1991.
- *Namgaladze A.A., Martynenko O.V., Namgaladze A.N.* Global model of the upper atmosphere with variable latitudinal integration step // *Int. J. Geomagn. Aeron.* V. 1. № 1. P. 53–58. 1998.
- *Park C.G.* Westward electric fields as the cause of nighttime enhancements in electron concentrations in midlatitude F region // *J. Geophys. Res.* V. 76. № 19. P. 4560–4568. 1971.
- *Pavlov A.V., Fukao S.* The ionospheric F2-region at low geomagnetic latitudes during the geomagnetic storms of 22–26 April 1990: Comparison of observed and modeled response // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 69. № 7. P. 835–859. 2007.
- *Pavlov A.V., Pavlova N.M.* Mechanism of the post-midnight winter night-time enhancements in NmF2 over Millstone Hill during 14–17 January 1986 // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 67. № 4. P. 381–395. 2005.
- *Pavlov A.V., Pavlova N.M.* Anomalous night-time peaks in diurnal variations of NmF2 close to the geomagnetic equator: A statistical study // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* V. 69. № 15. P. 1871–1883. 2007.
- *Picone J.M., Hedin A.E., Drob D.P., Aikin A.C.* NRLM-SISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues // *J. Geophys. Res.* V. 107. № A12. P. 1468. doi:10.1029/2002JA009430. 2002.
- *Rao M.M., Raj P.E., Joguly C.* A study of the post-sunset increase in the F2-region electron density at low- and middle latitudes in the Asian zone during sunspot maximum and minimum periods // *Ann. Geophysicae*. V. 38. № 3. P. 357–365. 1982.
- *Richards P.G., Torr D.G., Reinisch B.W., Gamache R.R., Wilkinson P.J.* F2 peak electron density at Millstone Hill and Hobart: Comparison of theory and measurement at solar maximum // *J. Geophys. Res.* V. 99. № A8. P. 15.005–15.016. 1994.
- *Richards P.G., Buonsanto M.J., Reinisch B.W., et al.* On the relative importance of convection and temperature to the behavior of the ionosphere in North America during January 6–12, 1997 // *J. Geophys. Res.* V. 105. № A6. P. 12.763–12.776. 2000.
- *Titheridge J.E.* Nighttime changes in the electron content of the ionosphere // *J. Geophys. Res.* V. 73. № 9. P. 2985–2994. 1968.
- *Titheridge J.E.* The electron content of the southern midlatitude ionosphere, 1965–1971 // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 35. № 5. P. 981–1001. 1973.
- *Tyagi T.R.* Electron content and its variations over Lindau // *J. Atmos. Terr. Phys.* V. 36. № 3. P. 475–487. 1974.
- *Weimer D.R., Maynard N.C., Burke W.J., Liebrecht C.* Polar cap potentials and the auroral electrojet indices // *Planet. Space Sci.* V. 38. № 9. P. 1207–1222. 1990.
- *Young D.M.L., Yuen P.C., Roelofs T.H.* Anomalous night-time increases in total electron content // *Planet. Space Sci.* V. 18. № 8. P. 1163–1179. 1970.