

УДК 550.388

*С. А. Ишанов, С. В. Клевцур, К. С. Латышев*

## ЭФФЕКТЫ МНОГОМЕРНОСТИ В ТЕОРЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ СРЕДНЕШИРОТНОЙ ОБЛАСТИ F ИОНОСФЕРЫ

*Проведена проверка работоспособности многомерной нестационарной модели F-области ионосферы на основе сравнения данных модельных расчетов и данных, полученных из эмпирической модели IRI.*

*Check of working capacity of multidimensional non-stationary model of F-region of ionosphere on the basis of comparison of the given modeling calculations and the data received from empirical model IRI is spent.*

**Ключевые слова:** ионосфера, F-область, численная модель, многомерность, нестационарность, эмпирическая модель.

**Key words:** ionosphere, F-region, numerical model, multidimensionality, non-stationarity, empirical model.

При моделировании среднеширотной ионосферы в одномерном приближении полагают, что ионосферные характеристики (концентрация ионов и электронов, их температуры и макроскопические скорости) зависят от широты и долготы только параметрически [1]. Интегрирование одномерных уравнений непрерывности, движения и теплового баланса для ионов  $O_2^+$ ,  $NO^+$ ,  $O^+$ ,  $H^+$  и электронов позволило исследовать многие механизмы, влияющие на формирование среднеширотной области, в частности роль горизонтальных компонент нейтрального ветра в образовании и поведении пика электронной концентрации в F2-слое, взаимодействие ионосферы и плазмосферы посредством обмена потоками заряженных частиц, энергетический режим заряженных и нейтральных компонент ионосферной плазмы.

В то же время многочисленные спутниковые и наземные измерения обнаруживают существенные широтные и долготные вариации ионосферы [2; 3]. Так, отношение максимального значения электронной концентрации  $N_mF2$  к минимальному в диапазоне коширот  $\Theta = 20^\circ - 70^\circ$  может достигать фактора  $2 \div 3$  в дневное время и фактора  $4 \div 5$  в ночное время, даже в периоды низкой солнечной активности и спокойных геомагнитных условий. При этом высоты максимума F2-слоя  $h_mF2$  могут отличаться на 100 км и более. Поскольку плазма в среднеширотной ионосфере считается замагниченной, то движение плазмы происходит в основном вдоль геомагнитных силовых линий при отсутствии электрических полей. Электрические поля на средних широтах в спокойных условиях малы ( $1 \div 5$  мВ/м), соответственно незначителен и элек-



тромагнитный дрейф. Однако по мере приближения к экватору движение плазмы все более отличается от движения вдоль радиуса-вектора: в области экваториальных широт ( $\Theta = \pm 15^\circ$ ) плазма движется практически параллельно поверхности Земли. При этом магнитный дрейф приобретает характер вертикальных движений ( $\sim 20$  м·с<sup>-1</sup>) и вызывается сравнительно небольшими электрическими полями ( $\sim 0,5$  мВ/м).

Еще более значительные вариации ионосферных параметров обнаруживаются на различных долготах в одни и те же моменты местного времени. Долготные изменения наблюдаются практически на всех широтах [3] и во всем интервале высот ионосферы. Амплитуда долготных вариаций в электронной концентрации в области высоких широт достигает порядка величины [2]. В связи с указанными обстоятельствами представляется интересным исследовать эффекты многомерности, или горизонтальной неоднородности, среднеширотной ионосферы.

Проверим работоспособность многомерной нестационарной модели F-области ионосферы на основе сравнения данных модельных расчетов и данных, полученных из эмпирической модели IRI [9].

Долготные эффекты (ДЭ) в F-области обусловлены несовпадением географической и геомагнитной систем координат и вариациями параметров геомагнитного поля — величины наклонения и склонения. Эти вариации геомагнитного поля влияют на плазму F-области в основном через процессы переноса. Однако конкретное проявление данных причин в общем разное для различных диапазонов широт. Число работ, посвященных анализу причин механизмов ДЭ, очень велико, причем большинство работ основано на интерпретации экспериментальных данных [4; 7]. В работах [4; 7] показано, что одним из основных механизмов долготного эффекта является термосферный ветер в сочетании с геометрией магнитного поля Земли.

Двумерная нестационарная модель позволила провести комплексные расчеты ДЭ для различных условий [6; 8; 10].

Задача математического моделирования структуры, динамики и теплового режима ионосферной плазмы в несогласованном виде, то есть когда информация о параметрах верхней нейтральной атмосферы задается из независимых источников (в виде некоторых эмпирических или полуэмпирических моделей), сводится к интегрированию для каждой ионизированной компоненты соответствующей системы уравнений непрерывности, движения и теплового баланса. Возьмем, например, уравнение непрерывности

$$\frac{\partial N_i}{\partial t} + \operatorname{div}(N_i \bar{v}_i) = Q_i - L_i N_i, \quad (1)$$

где  $N_i$  и  $\bar{v}_i$  — концентрация и скорость движения частиц сорта  $i$ ;  $Q_i$  и  $L_i$  — скорость образования и коэффициент, характеризующий рекомбинационные процессы.

При этом чаще всего рассматривалось диффузионное приближение, когда в уравнениях движения заряженных частиц пренебрегали инерционными членами и получали возможность явно выразить ком-



поненты скоростей  $\bar{v}_i$ , которые после этого подставлялись в дивергентный член уравнения. В общем случае в результате получается уравнение параболического типа со смешанными производными, которые не позволяют свести трехмерную задачу к цепочке одномерных задач, кроме того, первые производные дивергентного вида, затрудняют построение монотонных разностных схем.

Уравнение диффузии (1), записанное в дивергентной форме в сферической системе координат, в шаровом слое имеет вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial N_i}{\partial t} = & \frac{\partial}{\partial r} \left( P_{rr} \frac{\partial N_i}{\partial r} + P_r N_i \right) + \frac{\partial}{\partial \Theta} \left( P_{\Theta\Theta} \frac{\partial N_i}{\partial \Theta} + P_\Theta N_i \right) + \\ & \frac{\partial}{\partial \lambda} \left( P_{\lambda\lambda} \frac{\partial N_i}{\partial \lambda} + P_\lambda N_i \right) + \frac{\partial}{\partial r} \left( P_{r\Theta} \frac{\partial N_i}{\partial \Theta} \right) + \\ & \frac{\partial}{\partial \Theta} \left( P_{\Theta r} \frac{\partial N_i}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial r} \left( P_{r\lambda} + \frac{\partial N_i}{\partial \lambda} \right) + \frac{\partial}{\partial \lambda} \left( P_{\lambda r} \frac{\partial N_i}{\partial r} \right) + \\ & \frac{\partial}{\partial \Theta} \left( P_{\Theta\lambda} \frac{\partial N_i}{\partial \lambda} \right) + \frac{\partial}{\partial \lambda} \left( P_{\lambda\Theta} \frac{\partial N_i}{\partial \Theta} \right) - L_i N_i + Q, \end{aligned} \quad (2)$$

где  $t$  — время;  $r$  — координата вдоль радиуса-вектора;  $\Theta$  — коширота;  $\lambda$  — долгота;  $P_{rr}, \dots, P_{\lambda\Theta}$  — коэффициенты дифференциального оператора для иона сорта  $i$  (здесь ионы  $O^+$ ; выражение для них см. в [6]).

Способ сведения трехмерной задачи к последовательности двумерных описан в [10]. Разностные уравнения, аппроксимирующие уравнения модели ионосферы решались « $\alpha - \beta$ » итерационным методом [6].

Рассмотрим высотно-временную структуру долготного эффекта. Сведем воедино долготные вариации параметров околополуденной среднеширотной ионосферы, полученные из расчетов по долготной модели для гелио-геофизических условий:  $F_{10.7} = 200$ ,  $K_p = 3$ ,  $I = 60^\circ$ .

На рисунке 1 представлена электронная концентрация на различных высотах для 20 ч LT (а); 00 ч LT (б) и 04 ч LT (в). Здесь показаны изменения амплитуды ДЭ в зависимости от местного времени. Цифры у кривых означают высоты в км, которым соответствуют представленные значения  $N_e$ . Отметим, что на высотах 120–200 км амплитуда ДЭ в  $N_e$  составляет от 5 до 18% во все моменты рассматриваемого временного интервала (от 20 до 04 ч LT). Долготный эффект на указанных высотах вызван долготными вариациями в нейтральной температуре и нейтральном составе, которые задаются согласно эмпирической модели [5], и поэтому ДЭ в указанной области полностью исчерпывается в рамках этой модели.

Выше 200 км распределение электронной концентрации определяется процессами переноса, и в первую очередь нейтральным ветром. При этом выше максимума F-слоя характер ДЭ на различных высотах существенно меняется. Так, в 20 ч LT (рис. 1, а) ДЭ на высоте 300 км полностью соответствует ДЭ в  $N_m F2$  и во внешней ионосфере с четко выраженными минимумом в  $N_e$ , расположенным на долготе  $\sim 60^\circ$ , и максимумом — на долготе  $\sim 270^\circ$ . На высоте 250 км ДЭ имеет более плавный ход с минимумом на долготах  $\sim 300^\circ + 360^\circ$ . В 00 ч LT (рис. 1, б)



характер ДЭ на высоте 300 км подобен ДЭ на высоте 250 км с минимумом в долготном ходе  $N_e$ , приходящимся на долготы  $\sim 60^\circ \div 150^\circ$ , и максимумом, приходящимся на  $\sim 270^\circ$ . Во внешней ионосфере минимум  $N_e$ , сохраняя свое положение, становится более четким, а максимум сдвигается с  $\sim 270^\circ$  на  $240^\circ$  и также становится более узким. В 04 ч LT (рис. 1, б) характер ДЭ на высоте 300 км более соответствует ДЭ во внешней ионосфере с несколько сдвинутыми друг относительно друга минимумами и максимумами в  $N_e$ . Данный эффект связан с действием отрицательной меридиональной компоненты нейтрального ветра, которая сносит заряженные частицы вниз, в область повышенной рекомбинации. Однако падение температуры реагирующих компонент в зимней предвосходной ионосфере замедляет скорость рекомбинации, что и создает указанное накопление заряженных частиц.

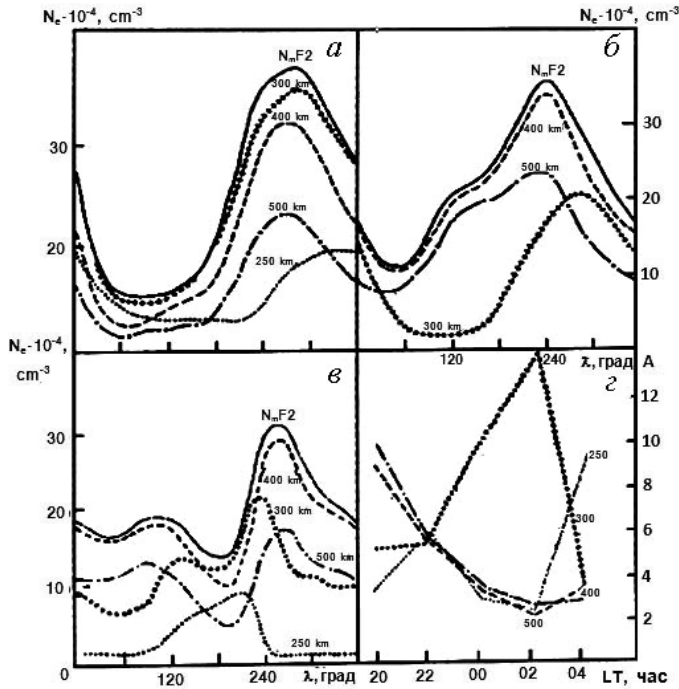


Рис. 1. Электронная концентрация для 20 ч LT (а), 00 ч LT (б), 04 ч LT (в) и амплитуда ДЭ (г) на различных высотах (цифры у кривых) и в максимуме F2-слоя. Зимний сезон,  $F_{10.7} = 200$ ,  $K_p = 3$ ,  $I = 60^\circ$

Что касается амплитуды ДЭ, то она очень сильно меняется в зависимости от высоты и местного времени (рис. 1, г). Так, на высоте 250 км амплитуда ДЭ возрастает от 3,4 до 5,9 в интервале 20–22 ч. LT, затем убывает до 2,4 в интервале 22–02 ч. LT и резко возрастает до 9,3 в интервале 02–04 ч. LT. В то же время на высоте 300 км амплитуда растет от 5,0 до 13,9 в интервале 20–02 ч. LT, причем основной рост амплитуды приходится на период 22–02 ч. LT. На высотах выше максимума F2-слоя амплитуда ведет



себя более равномерно, убывая в период 20–02 ч LT и незначительно возрастая к 04 ч LT. Для анализа подобных вариаций амплитуды ДЭ воспользуемся данными расчетов, представленными на рисунке 2.

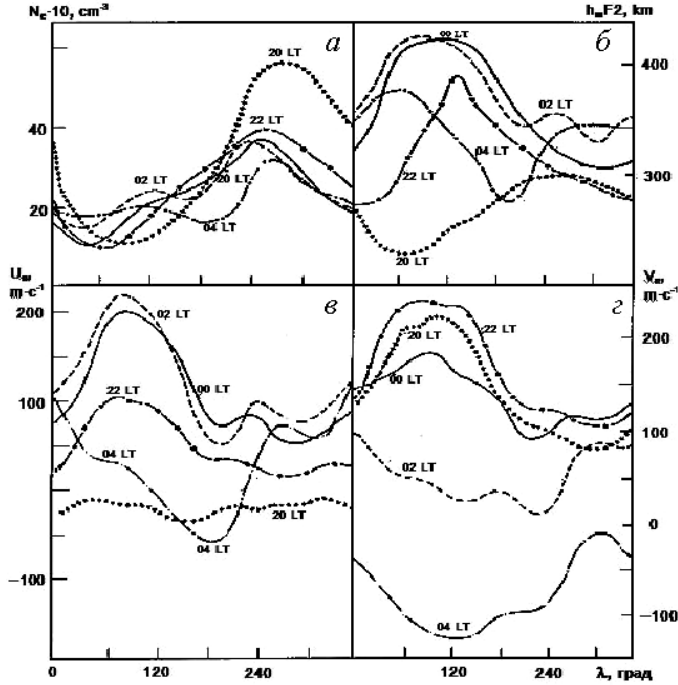


Рис. 2. Долготные вариации  $N_mF2$  (а),  $h_mF2$  (б), меридиональной (в) и зональной (г) компонент нейтрального ветра на высоте 300 км для различных моментов местного времени (цифры у кривых) при тех же условиях, что и на рисунке 1

Отметим, что влияние зональной компоненты скорости нейтрального ветра наиболее отчетливо проявляется в 20 ч LT, когда меридиональная компонента мала. Видно, что долготные вариации в  $N_mF2$  и  $h_mF2$  происходят в противофазе с зональной компонентой скорости нейтрального ветра. Амплитуда ДЭ увеличивается с высотой от 3,6 на высоте 250 км до 9,6 на высоте 500 км. В дальнейшем происходит перестройка термосферной циркуляции, в результате которой нейтральный ветер с преимущественно восточного направления разворачивается по направлению к экватору. Возникшая положительная меридиональная компонента нейтрального ветра выносит частицы из области повышенной рекомбинации во внешнюю ионосферу. При этом F2-слой поднимается,  $h_mF2$  достигает максимального значения  $\sim 430$  км в секторе долгот  $90^\circ \div 150^\circ$ , в этом же районе на долготном профиле  $N_mF2$  формируется локальный максимум. Перенос ионизации из нижних слоев ионосферы в более высокие сглаживает ДЭ на высотах выше максимума F2-слоя, однако на высотах слоя F1 ДЭ значительно усиливается.



Дальнейший разворот нейтрального ветра на запад с отрицательной меридиональной компонентой в секторе долгот  $\sim 120^\circ \div 230^\circ$  перемещает минимум в долготном ходе  $N_m F2$  на долготу  $180^\circ$ , уменьшает амплитуду ДЭ на высоте 300 км и увеличивает ее на высоте 250 км.

Проведенные вычислительные эксперименты показали, что наряду с зональной компонентой скорости нейтрального ветра и геометрии магнитного поля Земли в формировании ДЭ в ионосфере на средних широтах существенное значение имеет и меридиональная компонента. Положительная меридиональная компонента, равная 200 м/с, уменьшает амплитуду ДЭ выше и ниже максимума F2 слоя и значительно увеличивает ее на высоте 300 км. Изменение знака меридиональной компоненты значительно увеличивает амплитуду ДЭ на высоте 250 км, незначительно увеличивает ее во внешней ионосфере и резко уменьшает на высоте 300 км. Таким образом, при анализе экспериментальных данных необходимо учитывать влияние меридиональной компоненты скорости нейтрального ветра на характер и амплитуду ДЭ в среднеширотной ионосфере.

Проведены модельные расчеты зависимости долготных эффектов среднеширотной F-области от уровней геомагнитной и солнечной активности. Показано, что с увеличением геомагнитной возмущенности поведение электронной концентрации в целом соответствует отрицательной фазе суббури.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проектам № 11-01-00098-а и № 11-01-00558-а.*

### Список литературы

1. Латышев К. С., Зинин Л. В., Ишанов С. А. Математическое моделирование околоземной космической плазмы // Энциклопедия низкотемпературной плазмы. 2008. Т. 7—1, ч. 3. С. 337—349.
2. Sojka J. J., Raitt W. J., Shunk R. W. et al. Observations of diurnal dependence of the high-latitude F-region ion density by DSMP satellites // J. Geophys. Res. 1982. V. 87, N3. P. 1711—1718.
3. Thomas J. O., Rycroft M. J., Colin L. Electron densities and scale height in the topside ionosphere: Alouett-1 observations in midlatitudes. // Scientific and Technical Information Division. NASA, 1976.
4. Kohnlein W., Raitt W. J. ESRO-I and ESRO-4: a model of the UT effect in electron density at middle latitude of the southern hemisphere. // Planet. Space Sci. 1978. V. 26, N12. P. 1179—1184.
5. Kohnlein W. A. Model of thermospheric temperature and composition // Planet. Space Sci. 1980. V. 28, N1. P. 225—243
6. Ишанов С. А., Клевцур С. В., Латышев К. С. Алгоритм « $\alpha - \beta$ » итераций в задачах моделирования ионосферной плазмы // Математическое моделирование. 2009. 21, №1. С. 33—45.
7. Карпачев А. Т. Глобальный долготный эффект в ночной внешней ионосфере по данным ИСЗ «Интеркосмос-19». Препринт ИЗМИРАН СССР. 1987. N45(734).
8. Клевцур С. В., Латышев К. С., Фаткуллин М. Н. Долготной эффект в теоретических нестационарных многомерных моделях области F (средние широты). Препринт ИЗМИРАН СССР. 1989. N21(906).



9. Bilitza D. International reference ionosphere // Radio Science. 2001. Vol. 36, N2. P.

10. Ишанов С. А., Клевцур С. В. Математическое моделирование ионосферы с учетом ее трехмерной неоднородности // Вестник Российского государственного университета им. И. Канта. 2010. Вып. 10. С. 152–158.

### **Об авторах**

Сергей Александрович Ишанов — канд. физ.-мат. наук, доц., Балтийский федеральный университет им. И. Канта, e-mail: sergey.ishanov@ya.ru.

Сергей Владимирович Клевцур — канд. физ.-мат. наук, доц., Балтийский федеральный университет им. И. Канта.

Константин Сергеевич Латышев — д-р физ.-мат. наук, проф., Балтийский федеральный университет им. И. Канта.

### **Authors**

Dr Sergey Ishanov — professor, I. Kant Baltic Federal University, e-mail: sergey.ishanov@ya.ru.

Dr Sergey Klevtsur — assistant professor, I. Kant Baltic Federal University.

Dr Konstantin Latyshev — professor, I. Kant Baltic Federal University.