

УДК 551.510:52-853

## СОВМЕСТНАЯ МОДЕЛЬ ГЛОБАЛЬНОЙ ДИНАМИКИ ТЕРМОСФЕРЫ И ИОНОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

© 2020 г. В. П. Дымников<sup>a, b</sup>, Д. В. Кулямин<sup>a, b, \*</sup>, П. А. Останин<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука (ИВМ РАН), ул. Губкина, д. 8, Москва, 119991 Россия

<sup>b</sup>Институт прикладной геофизики им. акад. Федорова (ИПГ), ФГБУ ИПГ,  
ул. Ростокинская, 9, Москва, 129128 Россия

<sup>c</sup>Московский физико-технический институт (МФТИ НИУ),  
Институтский переулок, д. 9, г. Долгопрудный, Московская обл., 141701 Россия

\*e-mail: kulyamind@mail.ru

Поступила в редакцию 02.10.2019 г.

После доработки 28.11.2019 г.

Принята к публикации 05.02.2020 г.

В работе представлена совместная модель глобальной динамики термосферы и ионосферы Земли (для высот 90–500 км). Модель базируется на трехмерной модели общей циркуляции термосферы и динамической модели F слоя ионосферы, учитывающей плазмохимические процессы, амбиполярную диффузию и адвективный перенос ионов за счет нейтрального ветра. Показано удовлетворительное воспроизведение основных характеристик верхней атмосферы и проведены количественные оценки взаимодействия термосферы и ионосферы в рамках согласованной модели. Исследована чувствительность характеристик термосферы к параметрам ионосферы и чувствительность распределения поля электронной концентрации в F слое ионосферы к параметрам термосферы в рамках заданного суточного цикла.

**Ключевые слова:** математическое моделирование, термосфера, F слой ионосферы, ион-нейтральное взаимодействие

**DOI:** 10.31857/S0002351520030062

### ВВЕДЕНИЕ

Одно из основных направлений развития современных климатических моделей и моделей общей циркуляции атмосферы, которые активно разрабатываются в Институте вычислительной математики им. Г.И. Марчука (ИВМ РАН) в течение четырех десятилетий, состоит в переходе к комплексным моделям Земной системы и, в частности, подразумевает включение описания верхних слоев атмосферы, в том числе и Земной ионосферы. Ядро современных моделей динамики атмосферы – решение уравнений гидротермодинамики газа в приближении тонкого сферического слоя – остается применимым вплоть до высот 500–600 км. В то же время разработка модели Земной системы, включающей термосферу и ионосферу, представляет собой самостоятельную проблему. В рамках решения данной задачи в ИВМ РАН созданы и развиваются отдельные модели общей циркуляции нижней и средней атмосферы, термосферы, а также ионосферы Земли [1–5].

Известно, что состояние системы термосфера-ионосфера главным образом представляет интерес

для решения ряда задач космической отрасли [6, 7]. Оно определяет условия для осуществления дальней радиосвязи, а также движения космических аппаратов, что важно учитывать при спутниковой геолокации, радиокommunikации и решении других прикладных задач. В то же время характеристики термосферы и ионосферы тесно связаны как друг с другом, так и с динамикой нижних слоев атмосферы, и в последнее десятилетие в исследованиях ионосферы и термосферы все чаще обозначается существенная роль динамических процессов и влияния нижних слоев атмосферы [6, 8]. Возникающие в настоящее время проблемы в корректном описании глобального состояния верхней атмосферы и механизмов ее изменчивости определяют необходимость создания совместных моделей термосферы и ионосферы, а также включения их в модели Земной системы.

Традиционный подход к описанию характеристик ионосферы и термосферы связан с построением отдельных эмпирических моделей на основе обработки данных наблюдений [6, 7, 9]. Такие модели верхней атмосферы в основном являются обобщением локальных данных (спутниковых

измерений вдоль траекторий движения, ионозондов и др.) и по большей части ограничены для применения к описанию изменчивости глобального состояния системы термосфера–ионосфера.

В то же время количество, уровень развития и прикладного применения глобальных численных моделей ионосферы и термосферы в настоящее время не так высоки в сравнении как с эмпирическими и полуэмпирическими моделями, так и моделями нижних слоев атмосферы. Наиболее развитые современные совместные модели термосферы и ионосферы и включающие их модели Земной системы разрабатываются и развиваются в основном в крупных мировых институтах [9], к примерам таких моделей можно отнести TIEM-GCM, WACCM и другие версии моделей, разрабатываемые в американском центре NCAR [10, 11]; модели STIP-CMAT, WAM и IDEA [12, 13]; отечественные модели GCM-TIP [14] и др. [15, 16]. Разработка глобальных моделей такого уровня для верхней атмосферы позволит как обоснованно рассматривать проблемы объяснения механизмов формирования наблюдаемых характеристик изменчивости ионосферы и термосферы, так и использовать их результаты для решения прикладных задач.

Специфику описания глобального состояния и динамики термосферы Земли (область высот 90–500 км) составляют ключевая роль в ее формировании поглощения коротковолнового солнечного излучения, определяющего резкий рост температуры с высотой и преобладание термических приливов в крупномасштабной динамике, а также сильная разреженность и неоднородность газового состава, что обуславливает значительное влияние процессов молекулярной диффузии и теплопроводности [1, 2]. Также отметим, что динамическое взаимодействие нейтральной термосферы и ионосферы является одним из ключевых процессов формирования структуры циркуляции термосферы, особенно в ее нижних слоях [1, 5]. Что касается описания процессов формирования Земной ионосферы, в нижних слоях (D и E слои, 60–130 км) ключевыми процессами являются ионизация и плазмохимические взаимодействия, а времена динамических переносов по сравнению с ними малы, в свою очередь, в верхних слоях (F слой, 130–600 км) ключевыми становятся динамика плазмы и ее взаимодействие с магнитными и электрическими полями. В то же время процессы ионизации нейтральной атмосферы в нижних слоях существенно сложнее, чем в верхних. Роль термосферы в формировании ионосферы напрямую связана как с непосредственным участием нейтралов в процессах ионизации и химических преобразованиях, так и с их динамическим взаимодействием с ионами. В первом приближении сформулированные выше проблемы могут быть исследованы на основе метода разде-

ления областей, взаимодействие между которыми осуществляется через соответствующие граничные условия и параметризации [1–5].

Целью данной работы является формулирование и верификация новой глобальной динамической совместной модели термосферы–ионосферы (для высот 90–500 км), основанной на созданной ранее модели общей циркуляции термосферы [1] и модели F слоя ионосферы [3]. Разработка глобальных моделей верхней атмосферы в ИВМ РАН в перспективе предполагает создание модели Земной системы, включающей согласованное описание всех слоев атмосферы от поверхности Земли вплоть до высот около 500 км.

Усовершенствованная версия модели общей циркуляции термосферы представлена в первом параграфе, коротко описаны ключевые параметризации основных физических процессов, характерных для термосферы, рассмотрены вычислительные особенности численной реализации модели термосферы. Более детально обсуждается роль взаимодействия термосферы с ионосферой. Во втором параграфе работы представлена динамическая модель F слоя ионосферы, сформулированы основные уравнения модели, коротко описан метод ее численной реализации. В третьей части приводится описание метода построения совместной модели термосферы–ионосферы. В четвертой части статьи представлены результаты контрольных численных экспериментов с представленными выше моделями и рассматривается роль взаимодействия термосферы и ионосферы. В заключении формулируются и обсуждаются основные результаты работы.

## 1. МОДЕЛЬ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ТЕРМОСФЕРЫ

Используемая в данной работе версия глобальной трехмерной модели динамики термосферы Земли (для высот от 90 до 500 км) в целом соответствует модели, разработанной авторами ранее [1, 2]. На первом этапе работы основной проблемой была численная реализация динамического ядра модели и удовлетворительное воспроизведение основных особенностей общей циркуляции термосферы [1]. Второй этап был целиком посвящен приоритетной задаче правильного воспроизведения радиационных процессов в термосфере, по сути определяющих структуру глобальной циркуляции термосферы (рост температуры с высотой, доминирующие в динамике приливы и т.д.), а также энергетику фотохимических преобразований. Была разработана усовершенствованная версия модели термосферы с включением согласованного описания радиационных процессов с помощью созданных параметризаций [2]. На данном этапе работы проведен ряд усовершенствований численной реализации модели, а также детальное исследование воспро-

изведения состояния термосферы при различных внешних параметрах.

### 1.1. Описание модели

Остановимся подробнее на описании модели общей циркуляции термосферы, являющейся основой совместной модели. В модели решается система нелинейных примитивных уравнений гидротермодинамики атмосферы, записанная в сферической системе координат с нормированной изобарической вертикальной координатой. Система основных решаемых уравнений имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} - \left( f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi \right) v + \frac{1}{a \cos \varphi} \left( \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right) &= \\ &= g^2 \frac{\partial}{\partial p} \mu \rho \frac{\partial u}{\partial p} - F_{in}^u, \\ \frac{dv}{dt} + \left( f + \frac{u}{a} \operatorname{tg} \varphi \right) u + \frac{1}{a} \left( \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi} \right) &= \\ &= g^2 \frac{\partial}{\partial p} \mu \rho \frac{\partial v}{\partial p} - F_{in}^v, \quad \frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\frac{RT}{p}, \\ \frac{dT}{dt} - \dot{p} \frac{RT}{pc_p} &= \frac{g^2}{c_p} \left[ \frac{\partial}{\partial p} \chi \rho \frac{\partial T}{\partial p} \right] + \varepsilon, \\ \frac{1}{a \cos \varphi} \left( \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial v \cos \varphi}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial \dot{p}}{\partial p} &= 0, \end{aligned} \quad (1)$$

где  $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \varphi} + \dot{p} \frac{\partial}{\partial p}$ ,  $\dot{p} = dp/dt$ .

В данной системе (1)  $\lambda, \varphi, t, p$  – долгота, широта, время и давление соответственно,  $u, v$  – горизонтальные скорости,  $\rho = \frac{p}{RT}$  – плотность газа,

$\Phi = gz$  – поле геопотенциала ( $z$  – высота от поверхности Земли),  $a$  – радиус Земли,  $f$  – параметр Кориолиса.

В правых частях уравнений движения и притока тепла учитываются скорости изменения импульса и внутренней энергии за счет физических процессов подсеточного масштаба, определяющих глобальное состояние термосферы и задаваемых соответствующими параметризациями [1]. Слагаемое  $\varepsilon$  описывает суммарный нагрев за счет радиационных процессов, рассчитываемый с помощью отдельно разработанного радиационного блока, детали реализации которого представлены в работе [2].

В качестве краевых условий для этой системы уравнений предполагается периодичность решения по долготе и его ограниченность на полюсах. Нижняя граница для данной постановки является поверхностью постоянного давления  $p_0 = 10^{-3}$  гПа, верхняя граница соответствует уровню  $p = 4 \times 10^{-10}$  гПа (около 500 км).

Динамические краевые условия по вертикали для простоты выбраны в приближении твердой крышки. Нижнее краевое условие для уравнения теплопроводности для полной температуры задается в первом приближении постоянным значением средней мезосферной температуры  $T_0 = 180$  К. В качестве верхнего краевого условия используется условие излучения.

Первое слагаемое в правых частях уравнений для скоростей и температуры (1) описывает процессы вертикальной диффузии и теплопроводности (с коэффициентами  $\mu$  и  $\chi$  соответственно). В модели учитывается как молекулярная вязкость и теплопроводность, ключевые для верхних слоев термосферы, так и влияние турбулентного перемешивания, связанного с обрушением внутренних гравитационных волн (ВГВ), распространяющихся из мезосферы, с помощью простого приближения [2]. В радиационном блоке учитывается нагрев и охлаждение воздуха от различных составляющих в процессе переноса излучения: ключевыми являются нагрев за счет поглощения солнечного ультрафиолетового излучения, а также выхолаживание за счет инфракрасного излучения углекислого газа в нижних слоях термосферы [2]. Отметим при этом, что потоки солнечной радиации параметризованы, роль солнечной активности традиционно определяется параметром потока солнечной УФ радиации  $F_{10.7}$  [2].

Остановимся подробнее на учете роли ионосферы при моделировании термосферы (члены  $F_{in}$  в правых частях системы (1)). Взаимодействие термосферы и ионосферы осуществляется непосредственно обменом импульсом и энергией между заряженными и нейтральными частицами при столкновениях. В общем случае эта сила представляет собой интеграл столкновений при выводе уравнений движения из уравнения Больцмана [6, 7]. Поскольку атмосфера в верхних слоях на высотах 100–500 км является слабоионизированной плазмой, для нейтральных частиц существенный вклад вносят только столкновения с ионами (сила ион-нейтрального сопротивления). Условие локальной квазинейтральности для ионосферы связывает электронную концентрацию  $n_e$  с суммарной ионной концентрацией  $n_i = n_e$ .

Из предварительных оценок хорошо известно, что существенным для общей динамики нейтрального газа в верхней атмосфере вкладом столкновений с ионами является взаимодействие в области динамо (90–150 км, главным образом Е слой ионосферы). В данном случае в первом приближении для ионов с хорошей точностью ион-нейтральные столкновения локально уравновешиваются силой Лоренца [1, 6, 7].

$$-en_i \left( \overline{E_0} + \left[ \overline{u_i} \times \overline{B} \right] \right) = \overline{F_{in}} = n_i m_i \nu_{in} (\overline{u} - \overline{u_i}), \quad (2)$$

где  $\overline{E_0}$  напряженность внешнего электрического поля,  $\overline{B}$  – магнитное поле Земли,  $\overline{u}$  – трехмерный вектор скорости термосферы (нейтрального газа),  $\overline{u_i}$  – дрейфовая скорость ионов в системе отсчета Земли,  $\nu_{in}$  – частота столкновений ионов и нейтралов,  $e$  – средний заряд иона, равный заряду электрона,  $m_i$  – средняя атомная масса ионного газа. Тогда сила ион-нейтрального взаимодействия для термосферы  $\overline{F_{ni}} = \overline{F_{in}}$  (в соответствии с третьим законом Ньютона). Отметим, что данное приближение главным образом применимо в нижних слоях термосферы и не отражает динамику ионосферной плазмы в F слое.

Поскольку термосфера (вместе с ионосферой) фактически является средой проводимости заряженных частиц в магнитном поле Земли, для малого объема проводящего газа в данных приближениях сила Лоренца может быть выражена через проводимость, так что

$$\overline{F_{in}} = [\overline{J} \times \overline{B}], \quad (3)$$

где  $\overline{J}$  – плотность тока. В данных приближениях применим закона Ома в обобщенной форме, и плотность тока в среде можно определять как [6, 7]:

$$\overline{J} = \overline{\sigma} (\overline{E_0} + [\overline{u} \times \overline{B}]). \quad (4)$$

Член  $[\overline{u} \times \overline{B}]$  описывает поле динамо-эффекта (индуцированного движением атмосферы в магнитном поле Земли).  $\overline{\sigma}$  представляет собой тензор проводимости, определяемый мгновенными характеристиками среды.

Магнитное поле Земли  $\overline{B}$  с приемлемой точностью оценивается как поле диполя в общем случае с осью, не совпадающей с осью вращения Земли. Вектор геомагнитного поля  $\overline{B}$  в сферической системе координат имеет компоненты:

$$\overline{B} = \begin{bmatrix} B_x \\ B_y \\ B_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} B \cos I \sin D \\ B \cos I \cos D \\ -B \sin I \end{bmatrix}, \quad (5)$$

где  $I$  – угол наклона (между горизонтальной плоскостью и вектором магнитного поля) и  $D$  – угол склонения (между меридианом и проекцией вектора магнитного поля на горизонтальную плоскость). По величине магнитное поле в каждой точке может быть вычислено как  $B(r, \theta) = \frac{P_m}{r^3} \sqrt{1 + 3 \sin^2 \theta}$ ,  $(90 - \theta)$  – угол между магнитной осью и местом наблюдения (магнитная широта),  $P_m = 7.8 \times 10^{15}$  Тл · м<sup>3</sup> – магнитный дипольный момент Земли.

Для модели термосферы в приведенных ниже численных экспериментах предполагается, что

$E_0 = 0$ , ось вращения Земли и геомагнитная ось совпадают (таким образом  $\theta \approx \varphi$ , склонение  $D$  равно нулю, а угол наклона можно выразить как  $I = \arctan(2 \tan \varphi)$ ). Тогда приближенное выражение для величины магнитного поля запишется следующим образом:

$$\overline{B} = (0, B \cos I, -B \sin I), \\ B = \frac{P_m}{(a+z)^3} \sqrt{1 + 3 \sin^2 \varphi}, \quad (6)$$

где высота от поверхности Земли  $z$  рассчитывается по давлению в соответствии с условием гидростатики (1). Используемый в рассматриваемых численных экспериментах с данной версией модели термосферы вертикальный профиль величины магнитного поля  $B(\varphi, p)$  представлен на рис. 1.

С учетом сильной вертикальной диффузии и приближения гидростатики вклад силы Лоренца в уравнения движения нейтральной компоненты рассматривается только для горизонтальных компонент скорости ветра. После некоторых преобразований, следуя (3), (4), можно получить, что приток импульса для горизонтальных компонент скорости, обусловленный столкновениями с зрядами, может быть выражен как:

$$\overline{F_{in}^{uv}} = \frac{1}{\rho} \overline{F_{ni}} = -\overline{D} \overline{u}, \quad (7)$$

где  $\overline{D}$  – двумерный тензор ионного сопротивления, записанный только для горизонтальных компонент:  $\overline{D} = \begin{pmatrix} D_{xx} & D_{xy} \\ -D_{xy} & D_{yy} \end{pmatrix}$ . Его коэффициенты могут быть вычислены как:

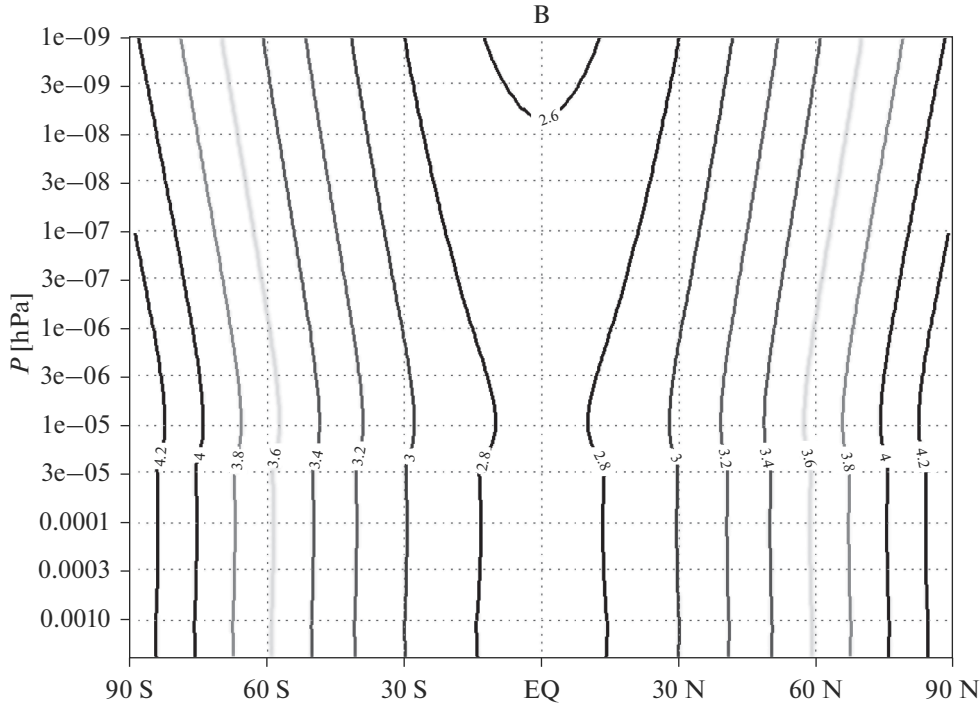
$$D_{xx} = \sigma_p B^2, \quad D_{xy} = \sigma_H B^2 \sin I, \\ D_{yy} = \sigma_p B^2 \sin^2 I, \quad (8)$$

где  $\sigma_p$  – продольная электропроводность Педерсена,  $\sigma_H$  – поперечная электропроводность Холла. Следуя (4), в данных приближениях проводимости могут быть выражены в следующем виде [6, 7]:

$$\sigma_p = \frac{n_i e}{B} \left[ \frac{\nu_{in}/\omega_i}{1 + (\nu_{in}/\omega_i)^2} \right], \quad \sigma_H = \frac{n_i e}{B} \left[ \frac{(\nu_{in}/\omega_i)^2}{1 + (\nu_{in}/\omega_i)^2} \right]. \quad (9)$$

В представленных выражениях  $\omega_i = \frac{eB}{m_i}$  – циклотронная ионная частота. В первом приближении можно оценить  $m_i \approx 2 \times 10^{-26}$  кг,  $B \approx 3 \times 10^{-5}$  Тл, таким образом средняя для ионосферы оценка  $\omega_i \approx 2 \times 10^2$  с<sup>-1</sup>.

Частота  $\nu_{in}$  в общем случае определяется отдельно для взаимодействия разных газовых компонент с заряженными частицами. В первом при-



**Рис. 1.** Вертикальный профиль магнитного поля  $B(p, \varphi)$  [ $10^{-5}$  Тл], используемый в численных экспериментах с данной версией модели термосферы (по оси ординат – высота в координате  $p$  [гПа] в логарифмическом масштабе, по оси абсцисс – широта).

ближении для термосферы данную величину можно обобщить следующей средней оценкой [1]:

$$v_{ni} = 5 \times 10^{-16} (n_i + n_n) \text{ c}^{-1}, \quad (10)$$

Здесь  $n_n = p/kT$  – суммарная концентрация нейтральных частиц, которая для термосферы вычисляется, следуя уравнению состояния,  $k$  – постоянная Больцмана.

Рассчитываемые в данной версии модели термосферы с помощью представленных оценок величины проводимостей Педерсена и Холла представлены на рис. 2. Эти профили показывают, что динамическое взаимодействие ионосферы и термосферы наиболее значительно для высот нижней термосферы, что было отмечено выше.

Сила сопротивления для горизонтальных компонент скорости ветра в правых частях уравнений движения записывается в виде:

$$\begin{aligned} F_u'' &= -\frac{RT}{p} (D_{xx}u + D_{xy}v), \\ F_v'' &= -\frac{RT}{p} (D_{yy}v - D_{xy}u). \end{aligned} \quad (11)$$

Таким образом, составляющие ион-нейтрального взаимодействия, определяющиеся слагаемыми с  $D_{xx}$  и  $D_{yy}$ , действуют как сила аэродинамического сопротивления, а слагаемые с  $D_{xy}$  – как закручивающая сила (аналогично силе Кориолиса).

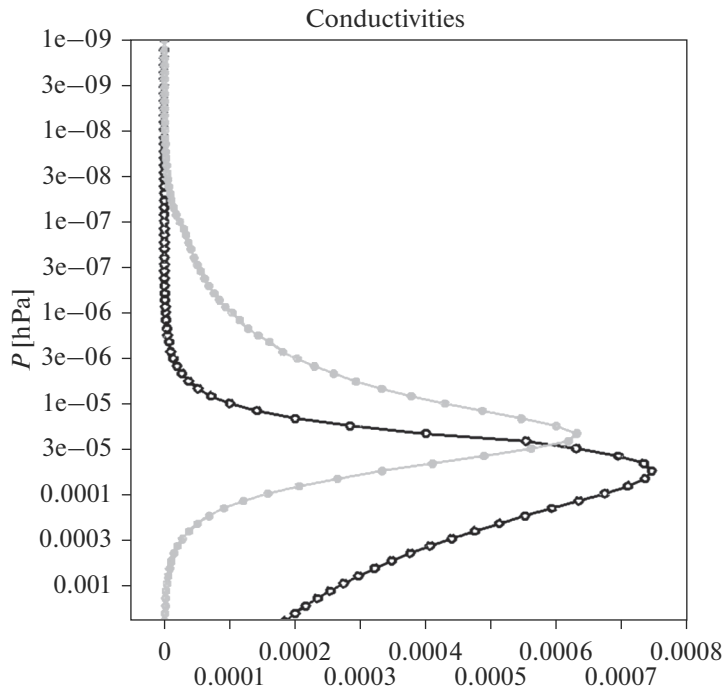
Для ион-нейтрального взаимодействия можно учесть передаваемую в качестве джоулева тепла электродинамическую мощность. В описанных приближениях ее можно оценить, следуя обобщенной форме закона Джоуля–Ленца, выражение для притока тепла будет иметь вид:

$$F_{in}^T = \frac{1}{\rho c_p} (\overline{JE}) = \frac{RT}{c_p p} (D_{xx}u^2 + D_{yy}v^2). \quad (12)$$

Проведенные предварительные оценки и численные эксперименты с моделью термосферы показали, что данный процесс не вносит существенного вклада в формирование общей циркуляции при используемых на данном этапе параметрах и поэтому не учитывается в текущей версии модели.

### 1.2. Численная реализация

В модели общей циркуляции термосферы используется регулярная по долготе и широте сетка с шагами  $\Delta\varphi = 2^\circ$  по широте и  $\Delta\lambda = 2.5^\circ$  по долготе. Модель содержит 80 вертикальных уровней в  $p$ -системе. Шаг между вертикальными уровнями задан примерно равномерным в логарифмической шкале, так что в среднем расстояние между уровнями  $\Delta z = \frac{RT}{g} \ln\left(\frac{p + \Delta p}{p}\right) \approx 4\text{--}8$  км. Детали численной реализации динамического ядра представлены в работе [1]. Конечно-разностная аппроксимация



**Рис. 2.** Вертикальные профили значений продольной  $\sigma_p$  (серая линия) и поперечной электропроводностей  $\sigma_H$  (черная линия), по координате  $p$  [гПа] в логарифмическом масштабе, величины приведены в См/м.

по пространству выполнена на сдвинутой сетке  $S$ , для которой скалярные величины  $(\Phi, T)$  определяются в центре ячейки, а значения скоростей в центрах соответствующих боковых граней. Аппроксимация пространственных производных в линейных членах осуществляется центральными разностями. Пространственная аппроксимация динамической части модели осуществляется конечно-разностной схемой второго порядка точности и основана на адвективной форме записи слагаемых. Используемая схема соответствует схемам реализации переноса в моделях общей циркуляции атмосферы и климата ИВМ РАН [4]. Сетка строится так, чтобы на полюсах была определена только переменная  $v$ . Вблизи полюсов (начиная с  $69^\circ$  широты) применяется пространственная Фурье-фильтрация высокочастотных гармоник вдоль круга широты для всех полей прогностических переменных.

В используемой разностной схеме для устранения возможного ложного каскада энергии в коротковолновой части спектра используется подавление высокочастотных пространственных мод с помощью горизонтальной диффузии восьмого порядка. Коэффициент диффузии выбирается так, чтобы амплитуда самой высокочастотной пространственной гармоники была в 4 раза меньше, чем до фильтрации.

Метод интегрирования модели по времени и детали реализации параметризаций физических процессов подробно изложены в [1, 3].

## 2. МОДЕЛЬ F СЛОЯ ИОНОСФЕРЫ

Одной из центральных задач данной работы является объединение разработанной авторами глобальной динамической модели F слоя ионосферы [3] с представленной в предыдущем параграфе моделью общей циркуляции термосферы в совместную модель.

### 2.1. Постановка задачи

Первая версия разработанной глобальной динамической модели F слоя ионосферы базируется на решении уравнения неразрывности для определения концентрации ионов  $n_i$  и основывается на следующих приближениях [3]:

- одноионная формулировка модели (предполагаемого фотохимического преобладания ионизации атомарного кислорода O и рекомбинации его иона  $O^+$  с главными компонентами состава термосферы на этих высотах),
- отмеченная выше квазинейтральность плазмы ( $n_i = n_e$ ),
- совместное движение электронов и ионов в процессе амбиполярной диффузии вдоль магнитных силовых линий как ключевой динамический процесс в ионосферной плазме,
- преобладание электромагнитного поперечного дрейфа,

• приближение формы магнитного поля Земли – описанное выше дипольное с совпадающими магнитными и географическими полюсами.

В данных предположениях суммарный баланс сил, действующих на ионосферную плазму, определяется соотношением между градиентами давления электронного и ионного газов, силой Лоренца, гравитацией и столкновениями ионов и нейтралов [3, 6, 7]. Используя проекции выражения для баланса сил в плазме на направление, совпадающее с направлением вектора геомагнитного поля  $\vec{B}$  и плоскость, перпендикулярную этому направлению, можно получить выражение для параллельной  $u_{\parallel}$  и перпендикулярной  $u_{i\perp}$  составляющих скорости движения ионов. В параллельном магнитному полю Земли направлении выражение для составляющей скорости соответствует уравнению амбиполярной диффузии вдоль магнитных линий [3]:

$$u_{i\parallel} = u_{\parallel} - D \left( \frac{1}{n_i} \nabla_{\parallel}(n_i) + \frac{1}{T_p} \nabla_{\parallel} T_p - \frac{1}{H} \right), \quad (13)$$

В последнем выражении  $D = \frac{k(T_i + T_e)}{m_i v_{in}}$  – коэффициент амбиполярной диффузии и  $H = \frac{k(T_i + T_e)}{m_i g}$  – масштаб высоты для ионосферной плазмы,  $T_p = \frac{1}{2}(T_i + T_e)$  – средняя температура плазмы, где  $T_e, T_i$  – соответствующие температуры для каждой компоненты.

В поперечном направлении можно использовать баланс силы Лоренца и столкновительного члена (аналогичный применяемому нами в модели термосферы для описания ион-нейтрального взаимодействия (2)), однако оценки для высот F слоя ионосферы показывают, что доминирующей составляющей в поперечном направлении является электромагнитный дрейф, определяемый внешними полями, так что  $u_{i\perp} = \frac{1}{B^2} [\vec{E}_0 \times \vec{B}]$ .

В представленной версии блока модели F слоя учитывается только электромагнитный дрейф.

Таким образом, уравнение неразрывности для электронной концентрации в F слое, решаемое в модели ионосферы, имеет вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial n_i}{\partial t} + \operatorname{div} \left( n_i \frac{1}{B^2} [\vec{E}_0 \times \vec{B}]_{\perp} \right) + \operatorname{div} (n_i \vec{u}_{i\perp} - \\ - D \left( \nabla_{\parallel}(n_i) + n_i \frac{1}{T_p} \nabla_{\parallel} T_p - \frac{n_i m_i}{2kT_p} \vec{g}_{\parallel} \right)) = \\ = P - k_i n_i. \end{aligned} \quad (14)$$

В этом уравнении в правой части член  $P$  – скорость ионизации солнечным излучением (в дан-

ной версии атомарного кислорода O до иона O<sup>+</sup>),  $k_i$  – суммарная скорость рекомбинации (в нашем случае учитываются рекомбинация только с молекулярным кислородом и азотом).

Традиционным для решения систем типа (14) является использование криволинейной системы координат, связанной с направлениями магнитного поля Земли, что реализовано в ряде существующих в мире современных моделей [12–15]. Такой подход позволяет решать квазиодномерные уравнения в параллельном направлении, однако при его реализации возникает ряд трудностей [3], что накладывает существенные ограничения при разработке совместных моделей термосферы–ионосферы. Поэтому в данной версии модели ионосферы в качестве базовой системы координат взята система сферических координат (уравнения формулируются в приближении тонкого сферического слоя), согласованная с постановкой описанной выше модели термосферы [1]. С учетом введенных выше приближений уравнение неразрывности для ионов в координатной форме будет иметь вид [3]:

$$\frac{\partial n_i}{\partial t} = EYZ(n_i) + DTr(n_i) + Tr(n_i) + [P - k_i n_i], \quad (15)$$

где

$$\begin{aligned} EYZ(n_i) &= \frac{1}{a^2 \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[ D \cos^2 I \frac{\partial n_i}{\partial \varphi} \cos \varphi \right] + \\ &+ \frac{\partial}{\partial z} \left[ D \sin^2 I \frac{\partial n_i}{\partial z} \right] - \frac{1}{a \cos \varphi} \times \\ &\times \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[ D \sin I \cos I \frac{\partial n_i}{\partial z} \cos \varphi \right] - \\ &- \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial z} \left[ D \sin I \cos I \frac{\partial n_i}{\partial \varphi} \right], \\ DTr(n_i) &= \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[ \left( \frac{1}{a} D \cos^2 I \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial \varphi} - \right. \right. \\ &- \left. \left. D \sin I \cos I \left( \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial z} + \frac{1}{H} \right) n_i \cos \varphi \right) \right] + \\ &+ \frac{\partial}{\partial z} \left[ \left( -\frac{1}{a} D \sin I \cos I \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial \varphi} + D \sin^2 I \times \right. \right. \\ &\times \left. \left. \left( \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial z} + \frac{1}{H} \right) \right) n_i \right], \quad Tr(n_i) = \frac{1}{a \cos \varphi} \times \\ &\times \frac{\partial}{\partial \lambda} \left[ \frac{1}{B} (E_y \sin I + E_z \cos I) n_i \right] - \frac{1}{a \cos \varphi} \times \\ &\times \frac{\partial}{\partial \varphi} \left[ \left( \frac{1}{B} E_x \sin I + u_y \cos^2 I - \right. \right. \\ &- \left. \left. u_z \sin I \cos I \right) n_i \cos \varphi - \right. \\ &- \left. \frac{\partial}{\partial z} \left[ \left( \frac{1}{B} E_x \cos I - u_y \sin I \cos I + u_z \sin^2 I \right) n_i \right] \right]. \end{aligned}$$

Главной трудностью при решении полученных уравнений является наличие смешанных производных (вследствие несовпадения магнитных линий с координатными осями). Заметим, что, насколько авторам известно, аналогичный подход использован в следующих работах [10, 16].

## 2.2. Метод решения

При решении системы модели ионосферы (15) возникает ряд требований к численным схемам [3]:

- уравнение модели F слоя является выражением баланса массы для ионов, так что при численной реализации должны выполняться соответствующие интегральные балансные соотношения;

- уравнения динамики ионов содержат описание процессов амбиполярной диффузии и переноса вдоль силовых линий магнитного поля Земли в проекции на координатные направления, следовательно, задача имеет геометрические особенности, связанные с выделенным направлением движения (вдоль линии), которые должны учитываться при дискретизации уравнений на разностной сетке;

- для исследуемых высот характерные значения коэффициента диффузии, а также других параметров, связанных с плотностью воздуха в атмосфере, экспоненциально меняются с высотой на 6–7 порядков, что следует учитывать при построении методов решения в интересующей нас области;

- характерные времена плазмохимических процессов очень малы (порядка секунд, что в совокупности с предыдущей особенностью говорит о жесткости системы и необходимости использовать специальные схемы);

- в рассматриваемой системе уравнений значение концентрации ионов должно быть неотрицательно.

В основе разработанной нами численной схемы положен метод расщепления по физическим процессам: амбиполярной диффузии и адвективного переноса плазмы. Подробное описание разностной схемы, построенной с учетом перечисленных выше требований, и проверка ее точности приведены в отдельной работе [3].

Для аппроксимации по времени в модели F слоя ионосферы, следуя обозначенному выше требованию к эффективности методов решения, используются неявные разностные схемы, при этом целевыми величинами шагов по времени при построении модели являются значения, соответствующие шагам по времени в блоке модели термосферы (1–5 мин). Для учета процессов трехмерного адвективного переноса ионов используется модификация схемы “кабре” [17, 18].

## 3. МЕТОДИКА ОБЪЕДИНЕНИЯ МОДЕЛЕЙ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ТЕРМОСФЕРЫ И F СЛОЯ ИОНОСФЕРЫ В СОВМЕСТНУЮ МОДЕЛЬ

В основе разрабатываемой совместной модели термосферы–ионосферы (высотная область 90–500 км) лежит согласованный расчет представленных выше модельных блоков на каждом шаге интегрирования по времени с интерактивным обменом ключевыми параметрами. Для численной реализации совместной модели взята разностная сетка модели термосферы (шаги сетки  $2^\circ$  по широте,  $2.5^\circ$  по долготе, 80 вертикальных уровней в р системе координат) [1], для модели ионосферы [3] горизонтальная сетка совпадала, а в вертикальном направлении использовалась равномерная сетка в z координате (значения необходимых для обмена параметров интерполировались с уровней постоянного давления и обратно).

Поскольку состояние термосферы является ключевым для формирования ионосферы, передача рассчитываемых параметров термосферы в блок модели F слоя ионосферы осуществлялась на каждом шаге по времени: в первую очередь передавалась нейтральная температура, давление, а также согласовывались параметры движения Солнца. Для расчета адвективного переноса ионосферной плазмы, вызванного нейтральным ветром, реализован отдельный блок расчета проекций скоростей нейтралов на направление вдоль магнитных силовых линий и перпендикулярной ему плоскости.

Остановимся на учете роли ионосферы при моделировании термосферы. Взаимодействие термосферы и ионосферы главным образом осуществляется непосредственно обменом импульсом и энергией между заряженными и нейтральными частицами при столкновениях. Как описано в первой части работы, в рассматриваемой модели общей циркуляции термосферы он учитывается с помощью отдельной параметризации ион-нейтрального сопротивления (11), внешним параметром для которой является величина концентрации ионов, необходимая для расчетов проводимостей в соответствующих коэффициентах (9). Таким образом, в первой версии совместной модели при согласованном моделировании динамики F слоя ионосферы и общей циркуляции термосферы на каждом шаге по времени в термосферный блок передавались значения электронной концентрации. При этом, поскольку в модели F слоя не учитываются процессы формирования E слоя и, следовательно, нижние слои ионосферы рассчитываются с низкой точностью, осуществлялась поправка значений электронной концентрации в параметризации ион-нейтрального трения для высот ниже 150 км (использовалась процедура “наджинга”, в которой в качестве базового выбирался заданный профиль концентрации ионов [1]).



#### 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Поскольку проблема исследования точности реализации и идентификации по данным наблюдений отдельных блоков моделей термосферы и F слоя ионосферы являлась предметом отдельных работ [1, 3, 5], в данной работе представлены результаты воспроизведения некоторых ключевых характеристик глобальной динамики термосферы и ионосферы по данным разработанной совместной модели с упором на взаимодействие этих систем. Таким образом, фактически в работе рассматривается проблема чувствительности глобального состояния каждой из систем к значимым характеристикам другой системы.

В данной работе рассматривалось поведение системы в рамках заданного суточного хода в условиях равноденствия. На первом этапе рассматривались вопросы чувствительности термосферы к ключевым параметрам ионосферы на основе отдельной модели циркуляции термосферы [2], чувствительность характеристик F слоя к параметрам термосферы на основе модели динамики ионосферы [5], а также чувствительности системы к вариациям солнечной активности.

Отметим, что обе модели продемонстрировали значительную чувствительность характеристик как термосферной циркуляции, так и распределения электронной концентрации к параметру солнечной активности, что подтверждает важность согласованного расчета солнечного цикла и его вариаций в рамках совместной модели. Наиболее чувствительной к солнечной активности является область верхних слоев (200–500 км). Температура нейтралов в термосфере значительно повышается при увеличении солнечной активности (на 20–30% при увеличении F10.7 в 2 раза), а концентрация электронов в F слое увеличивается на 40–70% при увеличении F10.7 в 2 раза.

Поскольку концентрация электронов является ключевым параметром для ион-нейтрального взаимодействия, которое играет основную роль в нижней части термосферы, наиболее чувствительными к изменениям поля концентрации оказались области нижней термосферы. Численные эксперименты с моделью общей циркуляции термосферы показывают, что глобальные вариации электронной концентрации не меняют структуры общей циркуляции термосферы, однако существенно влияют на величины как скоростей нейтрального ветра, так и температуры, главным образом в области 0–200 км. Уменьшение электронной концентрации вызывает дополнительное охлаждение в полярной области, соответственно, завышение величин зональных скоростей в струе в средних широтах, меридиональный и вертикальный перенос менялся незначительно (глобальное понижение концентрации на 10% вызывает допол-

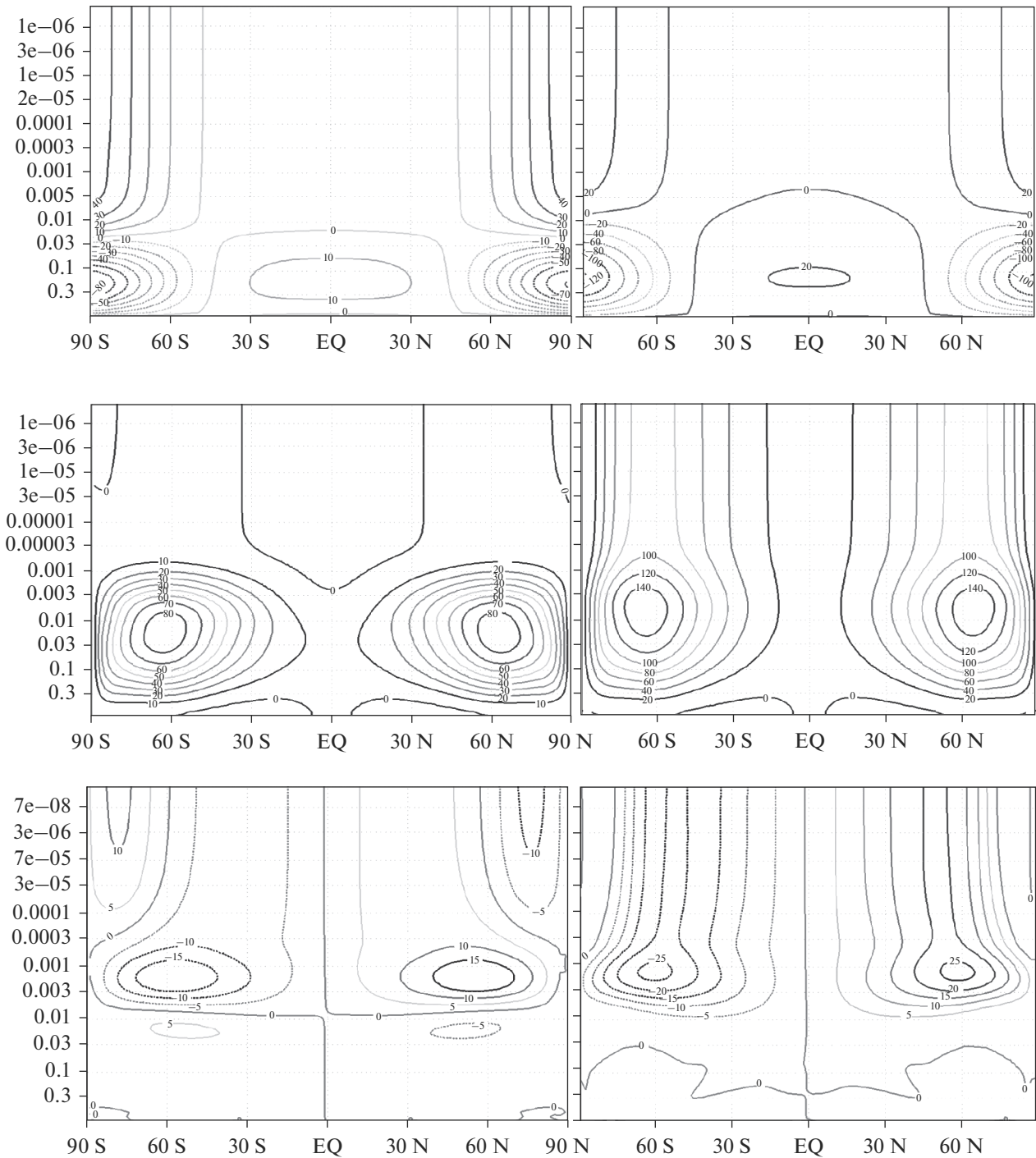
нительное охлаждение термосферы в приполярных широтах в нижних слоях и потепление выше 200 км в среднем на 10–15%, см. рис. 1–3 работы [1]). Соответствующим образом меняются и амплитуды воспроизводимых суточных приливов в нижней термосфере.

На основе модели F слоя ионосферы исследовано влияние параметров термосферы на характер распределения дневной концентрации электронов. Поскольку вариации плотности и концентраций нейтралов в значительной мере определяются изменчивостью нейтральной температуры, воздействие термосферы на ионосферу в рамках рассматриваемых моделей определяется этим параметром. Численные эксперименты показали заметную нелинейную зависимость профилей электронной концентрации при вариациях температуры (повышение температуры на 10% вызывает увеличение концентрации в верхней ионосфере примерно на 5–15% и подъем максимума F слоя на 50–80 км, наиболее чувствительной областью является область высоких широт).

Первые эксперименты по включению учета адвективного переноса ионов, определяемого нейтральным ветром, показали заметное влияние параллельной магнитному полю составляющей скорости (главным образом в широтном и вертикальном переносе) и незначительное влияние перпендикулярной составляющей на перераспределение поля электронной концентрации при воспроизводимых в термосфере величинах скоростей нейтралов. Однако вопрос влияния динамики термосферы на ионосферу требует отдельного детального рассмотрения.

С представленной в данной работе совместной моделью термосферы–ионосферы проведен ряд контрольных численных экспериментов с целью тестирования и технической отладки, а также предварительного исследования и сопоставления взаимного влияния характеристик термосферы и ионосферы (сроком на 10–30 сут) в условиях весеннего равноденствия. Показано, что алгоритм численной реализации совместной модели термосферы–ионосферы работает, при заданных внешних воздействиях установление суточного цикла происходит через несколько дней расчета.

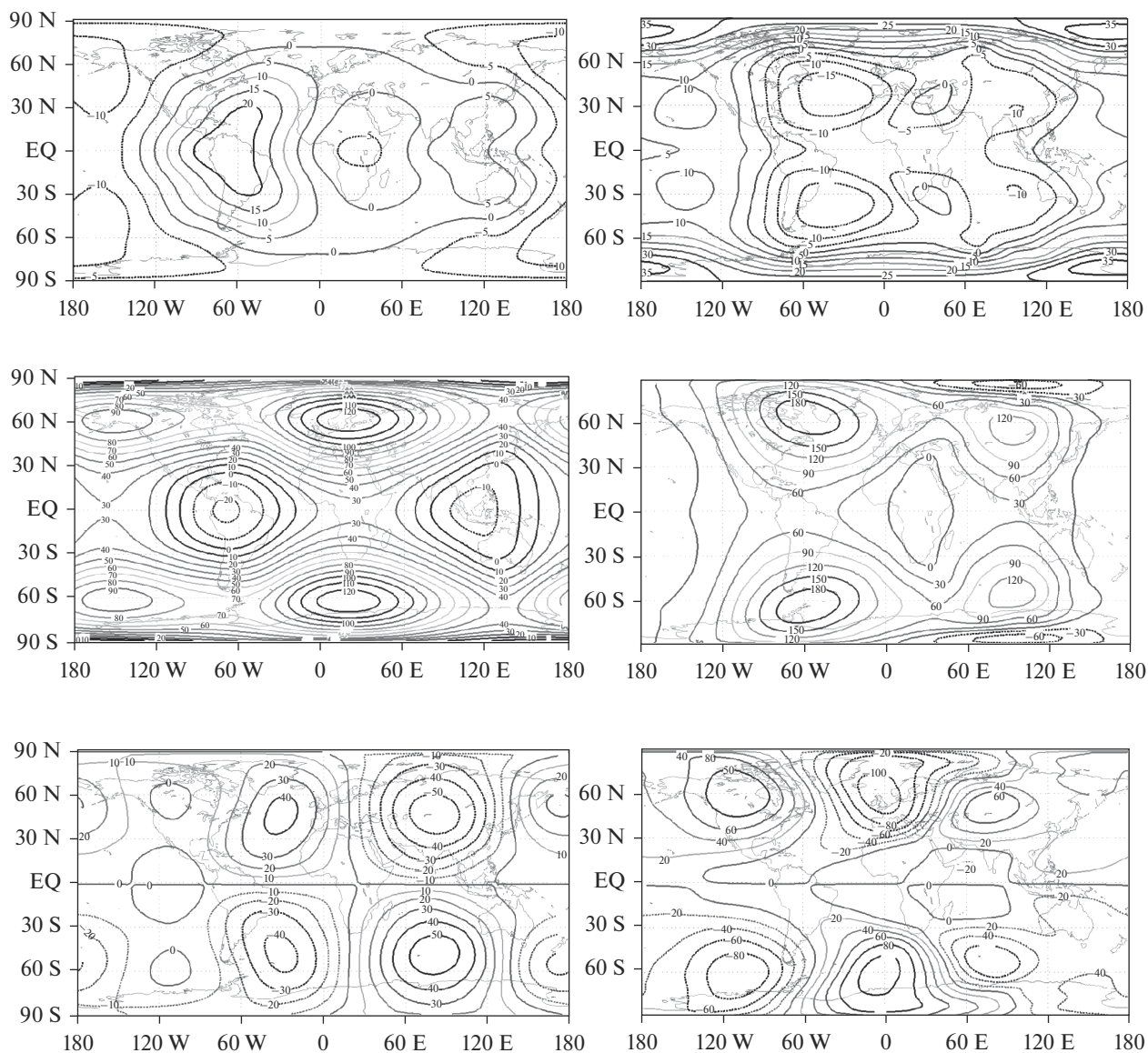
Полученные предварительные результаты моделирования как средних характеристик термосферы, так и F слоя ионосферы в рамках задачи воспроизведения суточного хода в целом соответствуют общепринятым оценкам и полученным ранее результатам при отдельном использовании этих модельных блоков. В качестве примера на рис. 3–4 представлены результаты воспроизведения некоторых ключевых характеристик циркуляции термосферы по данному совместной модели термосферы–ионосферы и модели термосферы [1] в сравнении: зонально осредненные профили от-



**Рис. 3.** Широтно-высотные распределения зонально осредненных значений отклонений температуры от глобального профиля (К) (вверху), зональной скорости (м/с) (в середине) и меридиональной скорости (м/с) (внизу) по данным контрольных численных экспериментов с моделью общей циркуляции термосферы ИВМ РАН (слева) и совместной моделью циркуляции термосферы–ионосферы (справа) для условий равноденствия.

клонений температуры, средней зональной и меридиональной скорости, а также широтно-долготные вариации этих параметров для высоты порядка 250 км. Полученные предварительные результаты моделирования как средних характеристик термосферы, так и F слоя ионосферы в

рамках задачи воспроизведения суточного хода в целом соответствуют полученным ранее результатам при отдельном использовании этих модельных блоков. Видно, что наибольшие изменения при включении расчета F слоя ионосферы циркуляция претерпела в нижних слоях. Значительное усиление

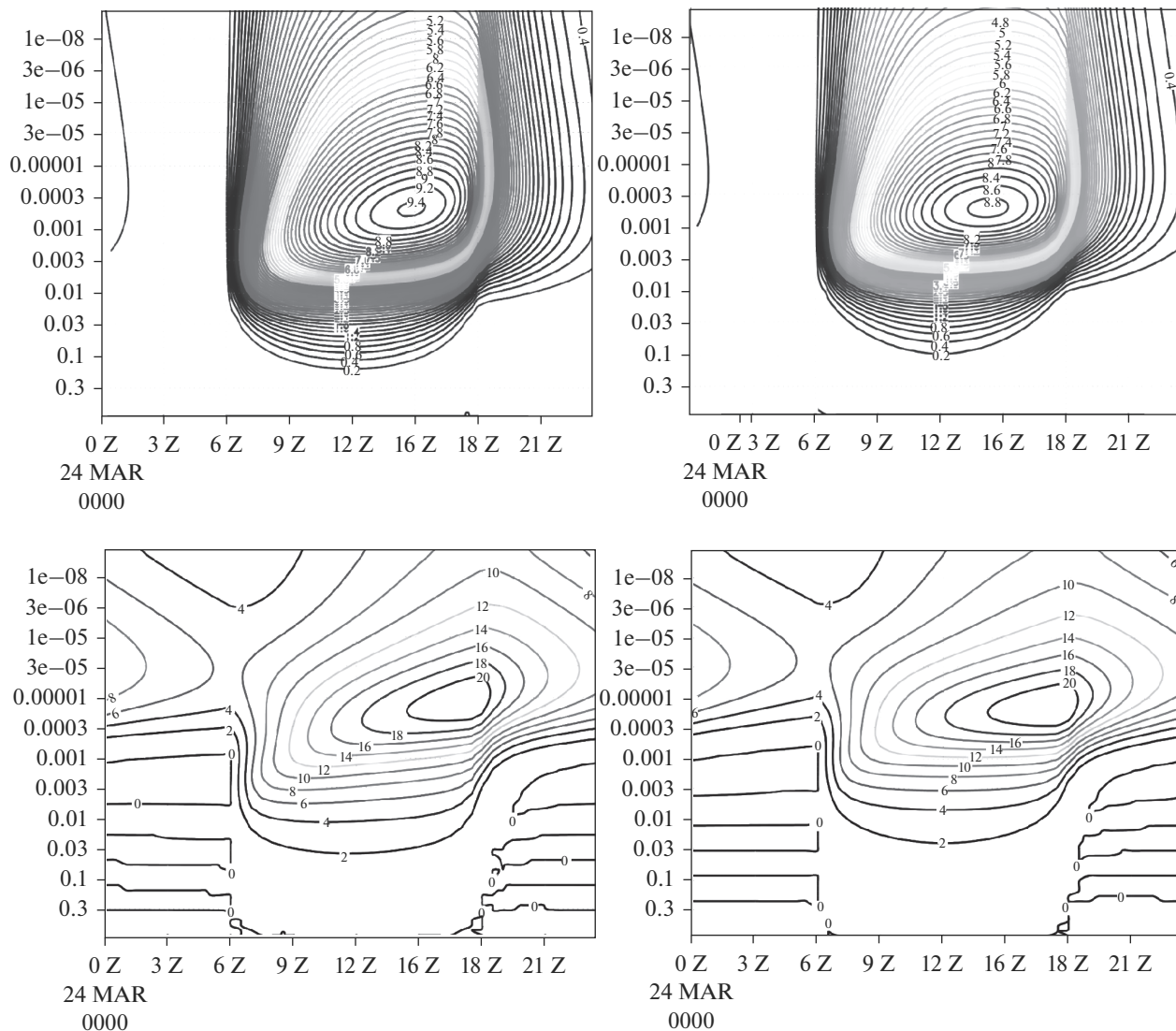


**Рис. 4.** Широтно-долготные распределения значений отклонений температуры [K] (вверху), зональной скорости (м/с) (в середине) и меридиональной скорости (м/с) (внизу) на высотном уровне  $4 \times 10^{-6}$  Па ( $\sim 120$  км) для 12 ч Мск по данным контрольных численных экспериментов с моделью общей циркуляции термосферы (слева) при заданном распределении электронной концентрации и совместной моделью циркуляции термосферы–ионосферы (справа) для условий равноденствия.

ние струйных течений связано с существенным уменьшением по величине установившегося в рамках суточного цикла поля распределения концентрации электронов по данным модели F слоя по сравнению с задаваемым ранее (главным образом обоснованным тем, что ночная концентрация в данной версии модели ионосферы нулевая, что приводит к уменьшению ион-нейтрального трения и усилению ночной динамики). Эти изменения также видны на широтно-долготных распределениях. Полученные суточные вариации зональной скорости и температуры из-за более правильного учета суточного хода распределения электронной концентрации в целом стали ближе

к результатам экспериментов с другими моделями и данными наблюдений, особенно при анализе воспроизведения характеристик приливов (значительно увеличились амплитуды основных крупномасштабных возмущений, выделилась полусуточная мода).

На рис. 5 представлены результаты воспроизведения электронной концентрации по данным совместной модели термосферы-ионосферы и отдельной модели F слоя ионосферы при фиксированных термосферных параметрах [1]. Анализ результатов воспроизведения пространственного распределения электронной концентрации в сов-



**Рис. 5.** Временной ход профилей электронной концентрации  $10^5 \text{ (см}^{-3}\text{)}$  зонально осредненных значений отклонений на 60 с.ш. (вверху) и экваторе (внизу) в течение суток по данным контрольных численных экспериментов с моделью динамики F слоя ионосферы при заданной температуре (слева) и совместной моделью циркуляции термосферы–ионосферы (справа) для условий равноденствия.

местной модели показал удовлетворительное воспроизведение характерного поведения F слоя в рамках суточного хода, при этом согласованный учет вариации параметров термосферы (в первую очередь температуры) внес значительный вклад в формирование структуры дневной ионосферы (заметно увеличен градиент полюс–экватор, изменились структуры профилей в приполярных и экваториальных областях). Отметим, что результаты, полученные на основе совместной модели, соответствуют данным о чувствительности профилей электронной концентрации к температуре [3].

Детальный анализ характерных структур совместной динамики термосферы и ионосферы будет представлен в отдельной работе.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Коротко сформулируем основные результаты работы.

- Создана совместная модель глобальной динамики Земной термосферы и ионосферы (для высот 90–500 км) на основе объединения глобальной модели общей циркуляции термосферы и модели F слоя ионосферы.
- Представлено описание реализации каждого блока и методики объединения моделей.
- Исследованы чувствительности ключевых характеристик термосферы к параметрам ионосферы и чувствительность электронной концентрации к параметрам термосферы на основе отдельных моделей.

• Проведены контрольные численные эксперименты по воспроизведению общей циркуляции термосферы и ионосферы в рамках заданного суточного цикла на основе совместной модели. Показано удовлетворительное воспроизведение основных характеристик верхней атмосферы и взаимовлияние термосферы и ионосферы в рамках согласованной модели.

**Благодарности.** Работа выполнена в ИВМ РАН при поддержке РФФ, грант 17-17-01305.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kulyamin D.V., Dymnikov V.P.* A three-dimensional model of general thermospheric circulation // *Russian J. Numerical Analysis and Mathematical Modelling*. 2013. V. 28. № 4. P. 353–380.
2. *Кулямин Д.В., Галин В.Я., Погорельцев А.И.* Моделирование общей циркуляции термосферы с включением параметризации радиационных процессов // *Метеорология и гидрология*. 2015. Т. 40. № 6. С. 48–57.
3. *Кулямин Д.В., Останин П.А., Дымников В.П.* Моделирование F слоя земной ионосферы. Решение уравнений амбиполярной диффузии // *Матем. моделирование*. 2019. Т. 31. № 4. С. 57–74.
4. *Кулямин Д.В., Дымников В.П.* Моделирование климата нижней ионосферы // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2015. Т. 51. № 3. С. 317–337.
5. *Kulyamin D.V., Volodin E.M.* INM RAS coupled atmosphere–ionosphere general circulation model INMAIM (0–130 km) // *Russian J. Numerical Analysis and Mathematical Modelling*. 2018. V. 33. № 6. P. 351–357.
6. *Schunk R.W., Nagy A.* *Ionospheres: Physics, Plasma Physics, and Chemistry* // London: Cambridge University Press, 2009. 586 p.
7. *Kelley M.C.* *The Earth's Ionosphere* // San Diego, Calif., USA: Int. Geophys. Ser. V. 43. Academic Press. 1989. 576 p.
8. *Yigit E. et al.* A review of vertical coupling in the Atmosphere–Ionosphere system: Effects of waves, sudden stratospheric warmings, space weather, and of solar activity // *J. Atmos. and Solar-Terrestrial Physics*. 2016. V. 141. P. 1–12.
9. *Schunk R.W.* Solar Terrestrial Energy Program (STEP): Handbook of Ionospheric Models // Logan, UT, USA: Center for Atmospheric and Space Sciences. 1996. 295 p.
10. *Richmond A.D., Ridley E.C., Roble R.G.* A Thermosphere/Ionosphere General Circulation Model with coupled electrodynamics // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. № 6. P. 601–604.
11. *McDonald S.E., Sassi F., Mannucci A.J.* SAMI3/SD-WACCM-X simulations of ionospheric variability during Northern winter 2009 // *Space Weather*. 2015. V. 13. № 9. P. 568–584.
12. *Fuller-Rowell T.J. et al.* Dynamics of the low-latitude thermosphere: Quiet and disturbed conditions // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1997. V. 59. № 13. P. 1533–1540.
13. *Wang H. et al.* First forecast of a sudden stratospheric warming with a coupled whole-atmosphere/ionosphere model IDEA // *J. Geophys. Res. Space Physics*. 2014. V. 119. № 3. P. 2079–2089.
14. *Bessarab F.S. et al.* E-region ionospheric storm on May 1–3, 2010: GSM TIP model representation and suggestions for IRI improvement // *Advances in Space Research*. 2015. V. 55. № 8. P. 2124–2130.
15. *Тащилин А.В., Романова Е.Б.* Численное моделирование диффузии ионосферной плазмы в дипольном геомагнитном поле при наличии поперечного дрейфа // *Матем. моделирование*. 2013. Т. 25. № 1. С. 3–17.
16. *Ишанов и др.* Алгоритм “ $\alpha$ - $\beta$ ” итераций в задачах моделирования ионосферной плазмы // *Матем. моделирование*. 2009. Т. 21. № 1. С. 33–45.
17. *Головизнин В.М. и др.* Новые алгоритмы вычислительной гидродинамики для многопроцессорных вычислительных комплексов // М.: Изд-во Московского университета, 2013. 472 с.
18. *Кострыкин С.В., Кулямин Д.В., Останин П.А., Дымников В.П.* Модель F слоя земной ионосферы на основе уравнений переноса и амбиполярной диффузии // *Математическое моделирование*. 2020. (в печати).

## Coupled Model of Earth's Thermosphere and Ionosphere Global Dynamics

V. P. Dymnikov<sup>1,2</sup>, D. V. Kulyamin<sup>1,2,\*</sup>, and P. A. Ostanin<sup>3</sup>

<sup>1</sup> *Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Science s, INM RAS, Gubkin str., 8, Moscow, 119333 Russia*

<sup>2</sup> *Fedorov Institute of Applied Geophysics, Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring of Russia, IPG, Rostokinskaya, 9, Moscow, 129128 Russia*

<sup>3</sup> *Moscow Institute of Physics and Technology, MIPT, Institutskiy per., 9, Dolgoprudny, Moscow Region, 141701 Russia*

\*e-mail: kulyamind@mail.ru

A new coupled model of Earth's thermosphere and ionosphere global dynamics is presented (altitudes of 90–500 km). The model is based on a three-dimensional thermospheric general circulation model and a dynamical model of the ionospheric F region, which takes into account plasma-chemical processes, ambipolar diffusion and advective ion transport due to neutral wind. Satisfactory reproduction of the upper atmosphere main characteristics is shown, and quantitative estimates of thermosphere – ionosphere interaction are obtained based on presented coupled model. The sensitivity of the thermospheric characteristics to the parameters of the ionosphere and the sensitivity of the F region electron concentration distribution to the parameters of the thermosphere are investigated.

**Keywords:** mathematical modelling, thermosphere, ionosphere, F layer, ion-neutral interaction