

## ФГБУ «СибНИГМИ»

### Глобальная атмосферно-ионосферная модель на высотах страто-мезо-термосферы расчета концентраций, температуры нейтральных и заряженных частиц, циркуляции, распространяющихся из тропосферы планетарных волн для использования в СМГФО

Гуляев В. Т

Представлена предварительная версия трехмерной нестационарной атмосферно-ионосферной модели средней атмосферы и термосферы. Дано описание уравнений модели и численного алгоритма их решения.

В атмосфере в глобальном масштабе осуществляется сложное взаимодействие между энергетическими источниками (в основном солнечное излучение), фотохимическими и тепловыми процессами, динамикой атмосферы. В «СибНИГМИ» в течение многих лет разрабатываются составные блоки глобальной атмосферно-ионосферной модели средней атмосферы и термосферы. Особое внимание уделено каналам преобразования поглощенной энергии солнечного излучения и потоков высокоэнергичных заряженных частиц, как основным источником всех процессов в атмосфере Земли. Учитывается ионизация, диссоциация и возбуждение атомов и молекул излучением в интервале (31-8500) Å и быстрыми электронами.

Атмосферно-ионосферный блок средней атмосферы рассчитывает нейтральные компоненты в составе атомного кислорода  $O$  и малых составляющих  $O(^1D)$ ,  $O_3$ ,  $O_2(^1\Delta_g)$ ,  $O_2(^1\Sigma_g^+)$ ,  $H$ ,  $OH$ ,  $HO_2$ ,  $H_2O_2$ ,  $H_2$ ,  $H_2O$ ,  $N$ ,  $N(^2D)$ ,  $NO$ ,  $NO_2$ ,  $NO_3$ ,  $N_2O$ ,  $HNO_3$ ,  $N_2O_5$ ,  $CH_4$ ,  $CH_3$ ,  $CH_2O$ ,  $CO$ ,  $CO_2$ . Концентрации  $N_2$ ,  $O_2$  и температура атмосферы рассчитываются по модели MSIS90. Модель ионного состава D области ионосферы разработана в 5-ионной постановке и включает  $O_2^+$ ,  $NO^+$ ,  $CN^+ = O_4^+ + CL^+$ ,  $O_2^-$ ,  $CN^-$ , где  $CL^+$  - сумма положительных кластерных ионов,  $CN^-$  - сумма отрицательных. Группа кластерных ионов  $CL^+$  состоит из суммы  $O_2^+(H_2O)$ ,  $H_3O^+(OH)$ ,  $H^+(H_2O)_{n=1-5}$ ,  $NO^+(N_2)$ ,  $NO^+(CO_2)$ ,  $NO^+(H_2O)_{1,2}N_2$ ,  $NO^+(H_2O)_{1,2}CO_2$ ,  $NO^+(H_2O)_{n=1-3}$ . Группа отрицательных ионов  $CN^- = O_3^- + O_4^- + CO_4^- + NO_2^- + NO_3^- + OH^- + CO_3^-$ .

Циркуляция атмосферы является основным динамическим фактором, определяющим пространственные и временные вариации состава и температуры атмосферы. Разработанная ранее трехмерная нестационарная модель циркуляции средней атмосферы и термосферы подверглась серьезной ревизии.

## Циркуляция атмосферы

Разработана новая версия трехмерной нестационарной модели циркуляции на высотах 10-600 км. Расчеты проводятся в сферической географической системе координат при не совмещенных географическом и геомагнитном полюсах. Входными параметрами модели на данном этапе являются нейтральный состав и температура по атмосферной модели MSIS90, ионный состав по Chiu75, эмпирические модели электрического поля. Ионный состав и электрическое поле рассчитываются в геомагнитных координатах и переводятся в географическую систему координат.

Уравнение для вектора горизонтальной скорости  $\mathbf{u} = (v, u) \equiv (v_\theta, v_\lambda)$  на временном интервале  $\tau = t_{j+1} - t_j$  в расщепленном виде имеет вид

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \hat{D} \mathbf{u} + 2\Omega \cos \theta \begin{pmatrix} 0 & -1 \\ 1 & 0 \end{pmatrix} \mathbf{u} = -\frac{\nabla_{\perp} p}{\rho} + \frac{\partial}{\rho \partial r} \eta \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial r} + \mathbf{F}_E, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + w \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial r} + v \frac{\partial \mathbf{u}}{r \partial \theta} + u \frac{\partial \mathbf{u}}{r \sin \theta \partial \lambda} + \operatorname{ctg} \theta \frac{u}{r} \begin{pmatrix} 0 & -1 \\ 1 & 0 \end{pmatrix} \mathbf{u} = 0. \quad (2)$$

$$\hat{D} = \begin{pmatrix} k_R + R_i(1 - \cos^2 I \cos^2 D) & R_i \cos^2 I \cos D \sin D + S_i \sin I \\ R_i \cos^2 I \cos D \sin D - S_i \sin I & k_R + R_i(1 - \cos^2 I \sin^2 D) \end{pmatrix}$$

$$\mathbf{F}_E = R_i \mathbf{v}_E^G + S_i \mathbf{E}^G / B.$$

$\mathbf{v}_E^G$ ,  $\mathbf{E}^G$  - скорость электромагнитного дрейфа и электрическое поле в географической системе координат,

$$R_i = \frac{1}{\rho} \left( \frac{\rho_e v_{en}}{1 + \alpha_e^2} + \sum_i \frac{\rho_i v_{in}}{1 + \alpha_i^2} \right), \quad S_i = \sum_i \frac{\rho_i v_{in}}{1 + \alpha_i^2} \alpha_i,$$

$k_R$  - коэффициент релеевского трения,  $\eta$  - динамическая вязкость воздуха,  $v_{in}$  - частота соударений иона сорта  $i$  с нейтральными частицами,  $\alpha_i = v_{in} / \omega_i$ ,  $\omega_i$  - гирочастота.

Вертикальную скорость  $w$  вычисляем из уравнений непрерывности и гидростатики

$$g \frac{\partial}{\partial r} \rho w = \frac{1}{r \sin \theta} \left( \frac{\partial}{\partial \theta} (\sin \theta v \frac{\partial p}{\partial r}) + \frac{\partial}{\partial \lambda} (u \frac{\partial p}{\partial r}) \right) + \frac{\partial^2 p}{\partial t \partial r}. \quad (3)$$

Уравнение (2) для узла координатной сетки  $(r, \theta, \lambda)$  имеет решение

$$\left. \begin{aligned} v(t_{j+1}, r, \theta, \lambda) &= v_0 \cos(\delta \lambda) + u_0 \sin(\delta \lambda) \\ u(t_{j+1}, r, \theta, \lambda) &= u_0 \cos(\delta \lambda) - v_0 \sin(\delta \lambda) \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

$$\delta \lambda = \int_{t_j}^{t_{j+1}} \frac{u^j}{r} \operatorname{ctg} \theta dt = \int_{\lambda_0}^{\lambda} \cos \theta d\lambda.$$

Здесь  $v_0, u_0$  - значения компонентов скорости в точке  $(r_0, \theta_0, \lambda_0)$  из решения уравнения (1).

Эта начальная точка находится из решения уравнения характеристик

$$\frac{dr}{dt} = -w^j, \quad \frac{d\theta}{dt} = -\frac{v^j}{r}, \quad \frac{d\lambda}{dt} = -\frac{u^j}{r \sin \theta}$$

В высоких широтах уравнения характеристик на сфере в координатах

$$x = \sin \theta \cos \lambda, \quad y = \sin \theta \sin \lambda$$

принимают вид

$$\left. \begin{aligned} d x / d t &= -(\cos \theta v^j \cos \lambda - u^j \sin \lambda) / r \\ d y / d t &= -(\cos \theta v^j \sin \lambda + u^j \cos \lambda) / r \end{aligned} \right\}$$

На полюсах решением уравнения (2) при учете выражений (4)

$$\left. \begin{aligned} v(t_{j+1}, r, \theta, \lambda) &= \text{sign}(\cos \theta) (v_1 \cos \lambda + v_2 \sin \lambda) \\ u(t_{j+1}, r, \theta, \lambda) &= v_2 \cos \lambda - v_1 \sin \lambda \end{aligned} \right\}, \quad (5)$$

где

$$\left. \begin{aligned} v_1 &= \text{sign}(\cos \theta) v_0 \cos \lambda_0 - u_0 \sin \lambda_0 \\ v_2 &= u_0 \cos \lambda_0 + \text{sign}(\cos \theta) v_0 \sin \lambda_0 \end{aligned} \right\},$$

Уравнение (1) на полюсах в соответствии с (5) преобразуется в уравнение для вектора  $\mathbf{u}_p = (v_1, v_2)$ .

Решение уравнения (1) находим методом матричной прогонки по высоте для каждого узла горизонтальной сетки. В качестве нижних граничных условий принимается решение уравнения без учета в них членов вертикального переноса. В связи с экспоненциальным ростом члена с вязкостью, верхнее граничное условие (ВГУ) задается в виде  $\partial \mathbf{u} / \partial r = 0$ .

Параметры координатной сетки: число узлов по высоте 50 (шаг неравномерный), по широте – 38, по долготе – 24. Временной шаг  $\tau = 10$  мин, при вычислении траекторий – 5 мин. При  $UT = 0$  находится установившееся решение при нулевых начальных значениях ветра.

В окрестности полюсов давление и меридиональную скорость можно представить так

$$p = p_0 + \sin \theta (p_1 \cos \lambda + p_2 \sin \lambda),$$

$$v = \text{sign}(\cos \theta) \cdot (v_0 \sin \theta + v_1 \cos \lambda + v_2 \sin \lambda).$$

Тогда уравнение для вертикальной скорости на полюсах

$$g \frac{\partial}{\partial r} \rho w = \frac{1}{r} \left( 2v_0 \frac{\partial p_0}{\partial r} + v_1 \frac{\partial p_1}{\partial r} + v_2 \frac{\partial p_2}{\partial r} \right) + \frac{\partial^2 p_0}{\partial t \partial r}. \quad (6)$$

Вертикальная скорость вычисляется по уравнениям (3, 6) с верхним граничным условием

$$g \rho w = \frac{1}{r \sin \theta} \left( \frac{\partial}{\partial \theta} (\sin \theta v p) + \frac{\partial}{\partial \lambda} (u p) \right) + \frac{\partial p}{\partial t},$$

или

$$g \rho w = \frac{1}{r} (2v_0 p_0 + v_1 p_1 + v_2 p_2) + \frac{\partial p_0}{\partial t},$$

которые следуют из уравнения непрерывности при учете ВГУ для горизонтальной скорости и ограниченности  $w$ .

Циркуляцию средней атмосферы можно описать суммой среднезональных течений и возмущений. Возмущения в основном вызваны проникающими из тропосферы

планетарными волнами. На рис 1 представлены среднезональные компоненты ветра для декабрьского солнцестояния при средней солнечной и геомагнитной активности для двух моментов мирового времени: слева для 6 час UT, справа для 18 час UT. В эти моменты времени в северном полушарии магнитный полюс находится за географическим от Солнца и наоборот. Меридиональная скорость положительна в направлении на север. В дальнейшем эти условия оговариваться не будут.

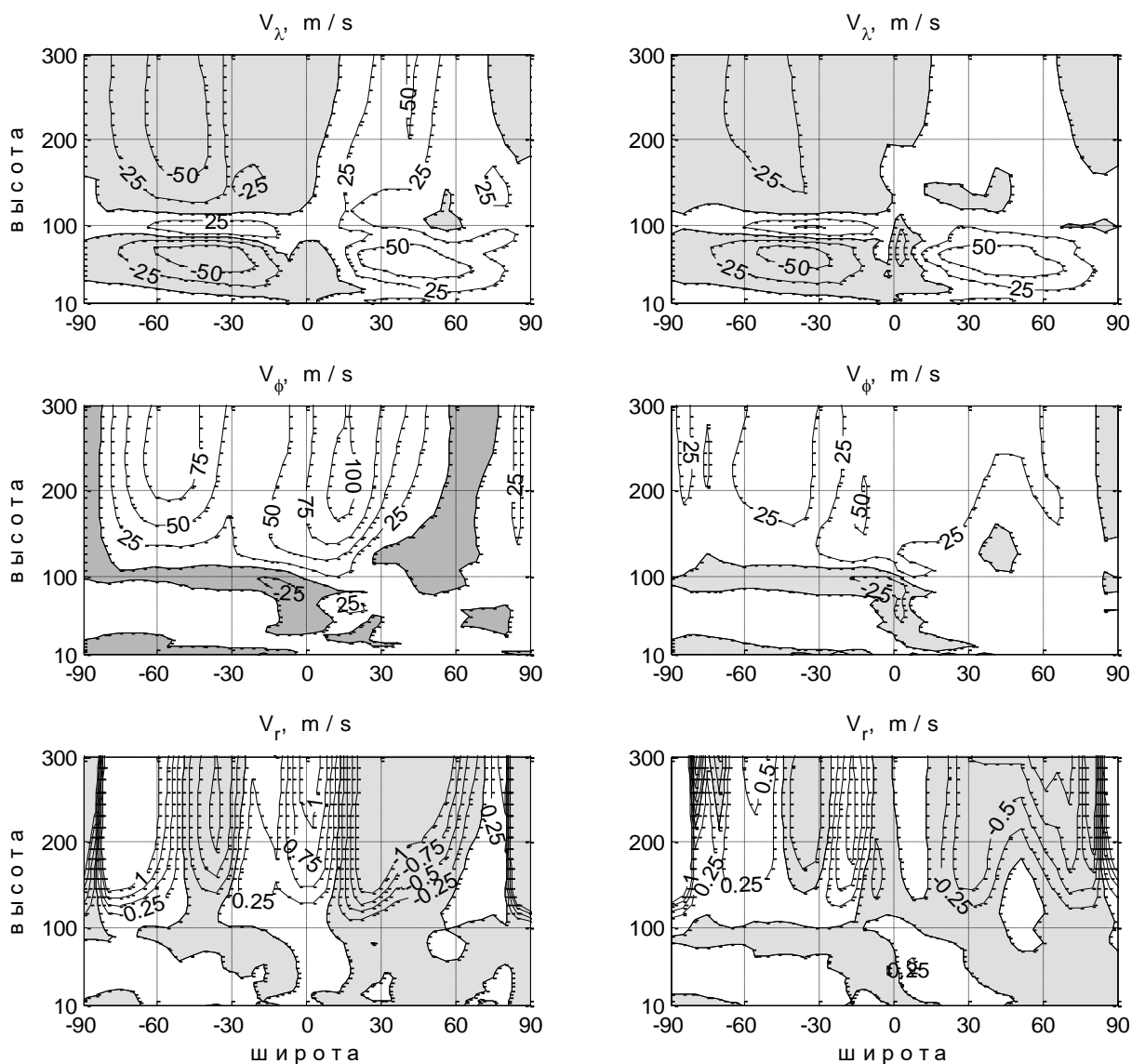


Рис 1 Среднезональные компоненты ветра для двух моментов мирового времени: слева для 6 час UT, справа для 18 час UT.

Зональная скорость в южном (летнем) полушарии направлена в основном на запад, а в северном полушарии – на восток. Однако в летнем полушарии в узком высотном интервале вблизи 100 км наблюдается вторжение восточного потока. В стратосфере наблюдаются мощные струйные зональные течения с центром на средних широтах и высоте приблизительно 70 км и скоростью где-то 60 м в секунду: восточное в летнем полушарии и западное в северном. Ниже примерно 30 км осуществляется меридиональный перенос к

полюсам с восходящими потоками в летнем полушарии и нисходящими в зимнем полушарии (циркуляция Бревен-Допсона). На бо́льших высотах меридиональная скорость направлена в основном из летнего в зимнее полушарие с нисходящими потоками в средних широтах. Как и в случае зональной скорости в летнем полушарии в высотной полосе около 100 км наблюдается смена знака меридиональной скорости на южное направление, в вертикальной скорости на нисходящие потоки. С ростом высоты в термосфере все значительнее начинает проявляться зависимость от мирового времени.

На рис 2 представлены широтно-долготные карты ветра на высоте 42 км.

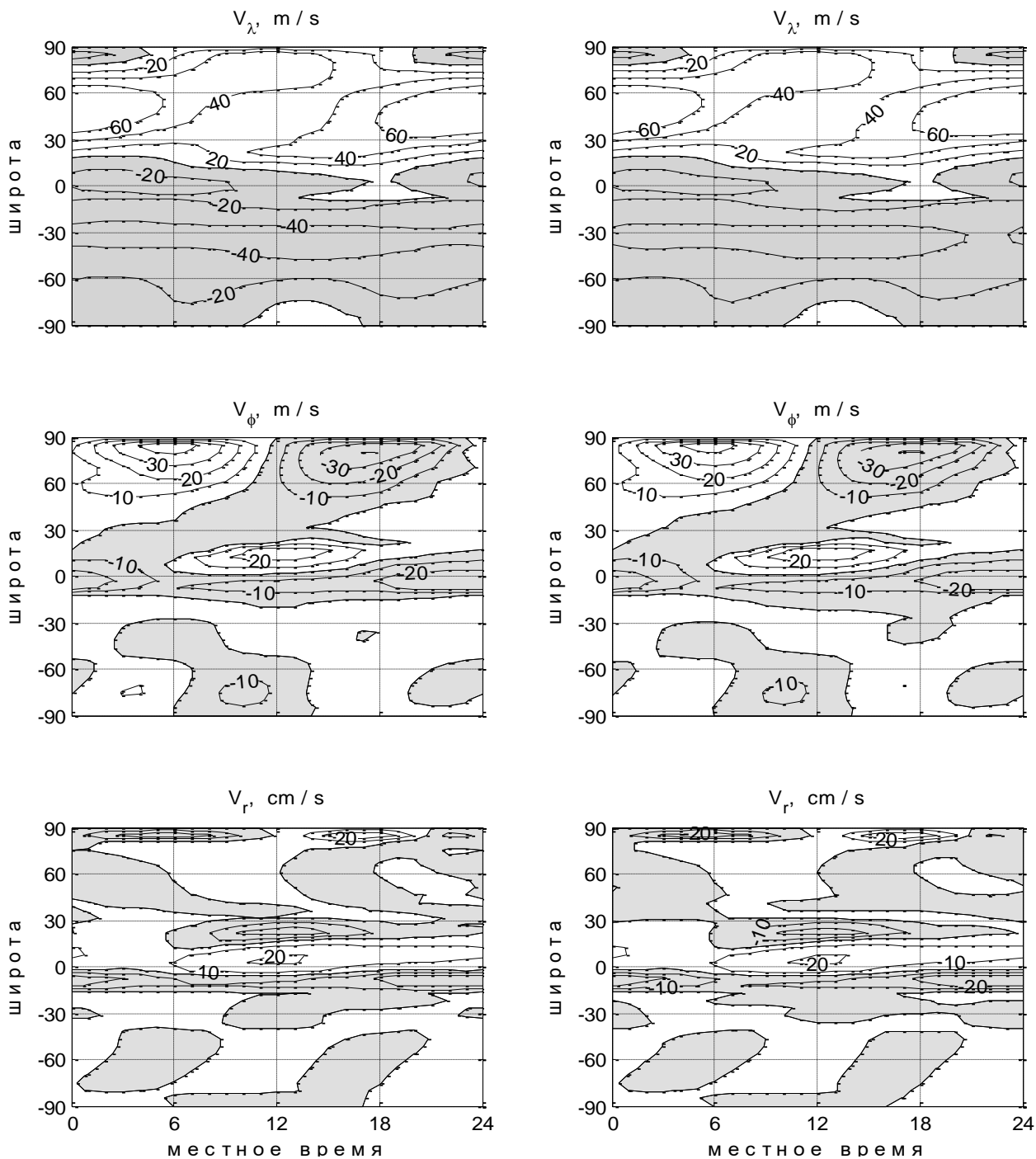


Рис 2 Широтно-долготные карты ветра на высоте 42 км.

На фоне среднезональных течений в северном полушарии наблюдаются значительные долготные вариации, более сильные в меридиональной скорости, вызванные проникающими планетарными волнами. С ростом высоты с 80 км все заметнее начинают проявляться долготные вариации в обеих полушариях и их зависимость от мирового времени, что связано с не совпадением географического и геомагнитного полюсов. Это несоответствие приводит к изменению конфигурации электрического поля и величине коэффициентов взаимодействия между дрейфующими ионами и нейтральными частицами.

На рис 3 приведены результаты расчета скорости ветра на высоте 300 км, которые подтверждает выше сказанное.

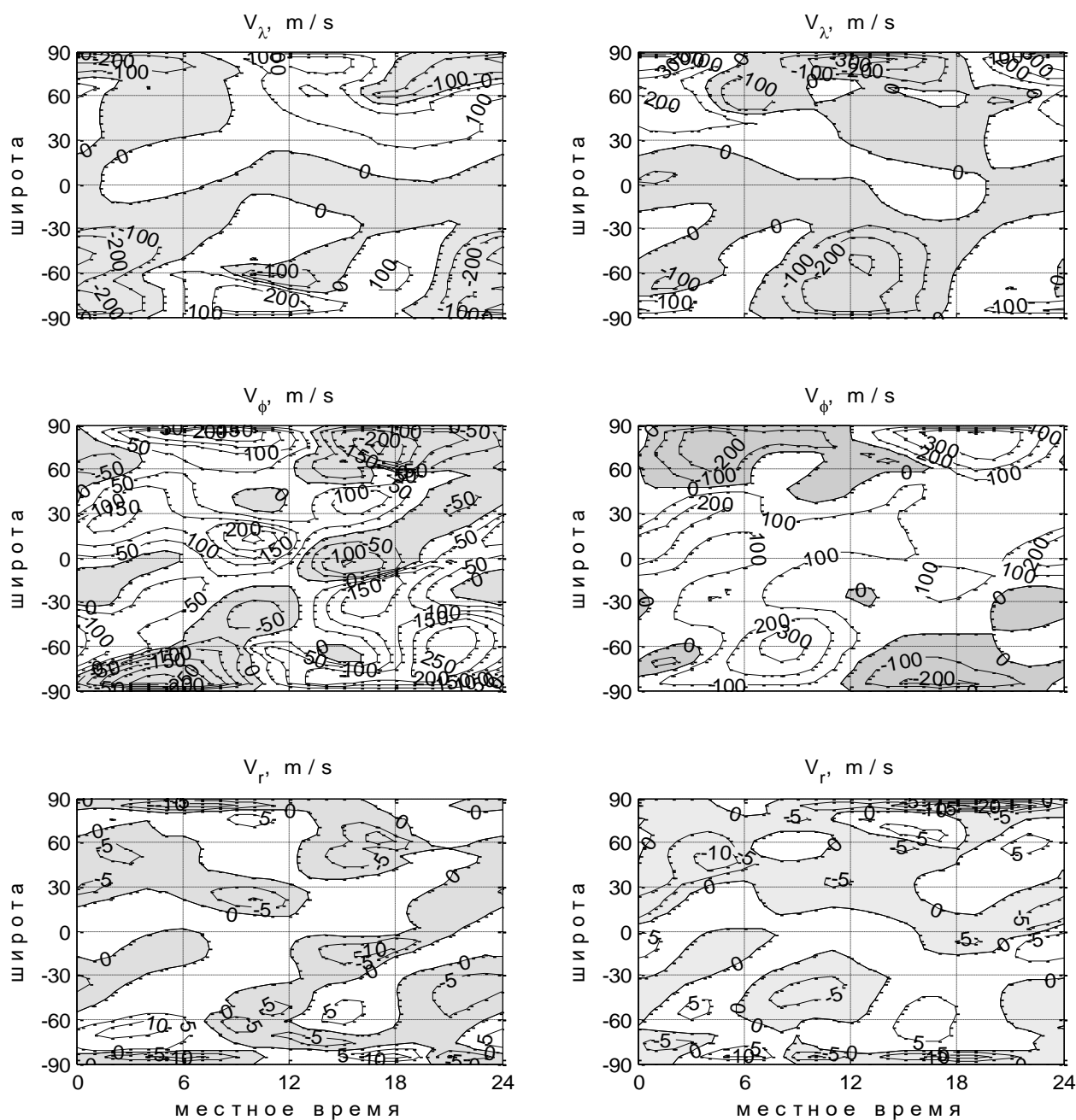


Рис 3 Скорости ветра на высоте 300 км

## Нейтральный состав

Концентрация нейтральных составляющих атмосферы находится из решения уравнения непрерывности. Для концентрации  $n_i$  уравнение запишем в виде

$$\frac{\partial n_i}{\partial t} + \text{div}(\mathbf{v}n_i) = \frac{\partial}{\partial r} \left( D_i \frac{\partial n_i T}{\partial r} + G_i n_i \right) + \frac{\delta n_i}{\delta t}, \quad (1)$$

$D_i$  - коэффициент молекулярной диффузии,

$G_i$  - включает силу тяжести  $D_i g m_i$ , для основных компонентов  $N_2, O_2, O$  сложнее, учитывает взаимное увлечение,  $\mathbf{v}$  - массовая скорость нейтрального газа (ветер),

$\frac{\delta n_i}{\delta t} = Q_i - L_i n_i$  - источники и стоки, фотохимические реакции.

Сильная взаимосвязь уравнений и наличие как короткоживущих, так и долгоживущих компонентов делает систему уравнений (1) жесткой. В модели аппроксимация производной по времени имеет первый порядок точности и используются неявные схемы. Далее, применяется метод “сохранения семейства”, предложенный Turco and Whitten. Нами организовано три таких группы  $O_x = O + O_3 + O(^1D)$ ,  $HO_x = H + OH + HO_2$ ,  $NO_x = N + NO + NO_2 + NO_3 + N(^2D)$ . При суммировании уравнений для составляющих группу компонентов фотохимические члены реакций взаимных превращений компенсируются, остаются только реакции образования и гибели группы.

Таким образом, на временном шаге  $\tau = t_{j+1} - t_j$  к уравнениям (1) можно применить метод расщепления. Внутри группы  $n_x$  при фотохимическом равновесии находим концентрации составляющих группу

$$\frac{dn_i}{dt} = Q_i - L_i n_i. \quad (2)$$

Далее, для концентраций  $O, H, N, NO$  учитываем молекулярную диффузию и рассчитываем концентрацию группы  $\tilde{n}_x = \sum \tilde{n}_i$ . Для группы  $n_x$  ( $\tilde{n}_x$  как начальное условие) учитываем диффузию  $\Rightarrow \hat{n}_x$  и далее ветровой перенос

$$[n_x]^{j+1} = [\hat{n}_x]_0 \cdot \exp(\text{div} \mathbf{v} \cdot \tau). \quad (3)$$

Концентрация  $[\hat{n}_x]_0$  рассчитываем по ранее вычисленному распределению  $\hat{n}_x$  в точке  $(r_0, \theta_0, \lambda_0)$ , которая находится из решения уравнений характеристик,  $\theta$  - коширота

$$\frac{dr}{dt} = -v_r, \quad r \frac{d\theta}{dt} = -v_\theta, \quad r \sin \theta \frac{d\lambda}{dt} = -v_\lambda.$$

Вычисляется та точка, перенос из которой привел бы в исходный узел координатной сетки.

Концентрацию составляющих группу компонентов корректируем

$$[n_i]^{j+1} = r[\tilde{n}_i], \quad r = [n_x]^{j+1} / [\tilde{n}_x]. \quad (4)$$

Особенностью фотохимии азотных составляющих является ее тесная взаимосвязь с ионной фотохимией.

## Ионный состав

Область D ионосферы как составная часть средней атмосферы является наиболее сложной и остается наименее изученной. Вместе с тем, эта область представляет большой научный и практический интерес. С практической стороны, изучение D-области ионосферы определяется ее существенным влиянием (как волновода Земля-ионосфера) на характеристики распространения радиоволн в СДВ-ДВ диапазонах от 3 до 300 кГц, которые зависят от высотного профиля электронной концентрации и частоты соударений электронов с нейтральными частицами.

Для D-области ионосферы первичными ионами, определяющими ее состав, являются  $O_2^+$  и  $NO^+$ . Особую важность при моделировании D-области представляют реакции с участием малых нейтральных составляющих  $NO$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_3$  и др. Относительно большая плотность атмосферы на этих высотах делает особо важными тримолекулярные реакции с участием электронов, первичных ионов и малых составляющих, которые приводят к образованию кластерных и отрицательных ионов.

Модель включает ионизацию солнечным излучением и космическими лучами, процессы преобразования  $O_2^+$  и  $NO^+$  в положительные кластерные ионы, прилипание и фотоотлипание электронов, фотодиссоциацию, диссоциативную рекомбинацию электронов с положительными ионами и ион-ионную рекомбинацию.

Модель ионного состава разработана в 5-компонентной постановке и включает  $O_2^+$ ,  $NO^+$ ,  $CN^+ = O_4^+ + Cl^+$ ,  $O_2^-$ ,  $CN^-$ . Группа кластерных ионов  $Cl^+$  состоит из суммы  $O_2^+(H_2O)$ ,  $H_3O^+(OH)$ ,  $H^+(H_2O)_{n=1-6}$ ,  $NO^+(N_2)$ ,  $NO^+(CO_2)$ ,  $NO^+(H_2O)N_2$ ,  $NO^+(H_2O)CO_2$ ,  $NO^+(H_2O)_2N_2$ ,  $NO^+(H_2O)_2CO_2$ ,  $NO^+(H_2O)_{n=1-3}$ . Группа отрицательных ионов  $CN^- = O_3^- + O_4^- + CO_4^- + NO_2^- + NO_3^- + OH^- + CO_3^-$ .

Метод вычисления ионного состава аналогичен методике вычислений нейтрального состава.

На рис 4 приведены высотные профили составляющих группу положительных ионов (левый столбец) и в правом столбце группа отрицательных ионов. Верхний ряд представляет расчеты в полдень, нижний ряд в полночь. Расчеты концентраций проведены по одномерной нестационарной модели в летнем полушарии на широте 52 градуса без учета ветрового переноса в системе MatLab. Трехмерная модель, согласованная с остальными блоками, разрабатывается на Фортране. Максимум кластерных ионов на высоте около 90 км обусловлен ветвью от источника  $NO^+$ , на меньших высотах концентрация кластерных ионов



происходит от иона  $O_2^+$ . Группа отрицательных ионов почти полностью представлена отрицательными ионами  $O_2^-$  (на малых высотах) и  $CO_3^-$  на больших высотах.

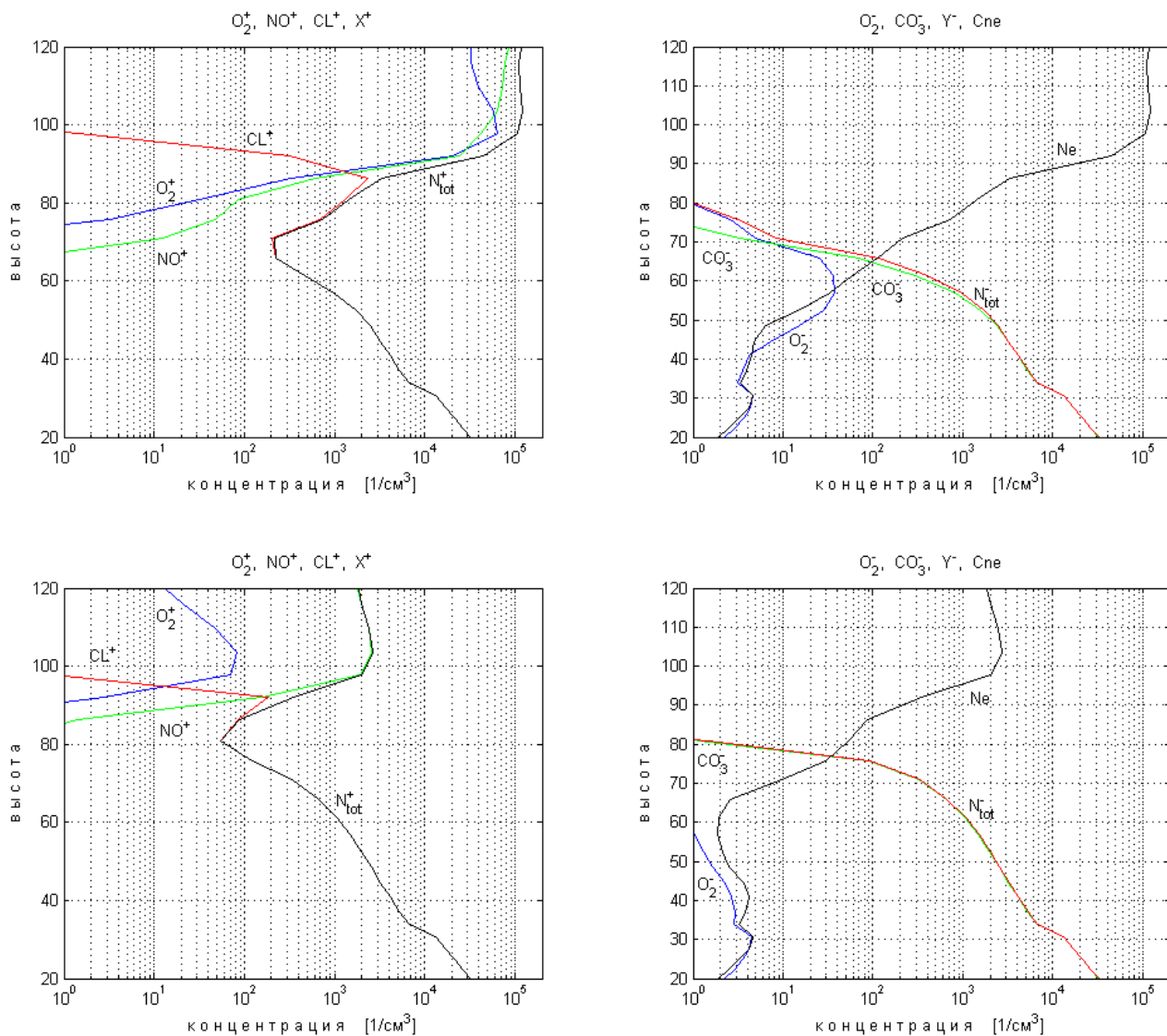


Рис 4 Высотные профили группы положительных ионов (левый столбец).  
 В правом столбце группа отрицательных ионов.  
 Верхний ряд представляет расчеты в полдень, нижний ряд в полночь

На рис 5 приведены суточные вариации концентраций окиси азота, как основного источника положительных ионов в средней атмосфере, и электронной концентрации. В левом столбце приведены расчеты на 52 градусах широты в зимнем полушарии, в правом столбце на -52 градусов широты в летнем полушарии. Расчеты неплохо согласуются с

имеющимися экспериментальными данными и аналогичными расчетами других исследователей и показывают еще не доработанную модель в хорошем свете.

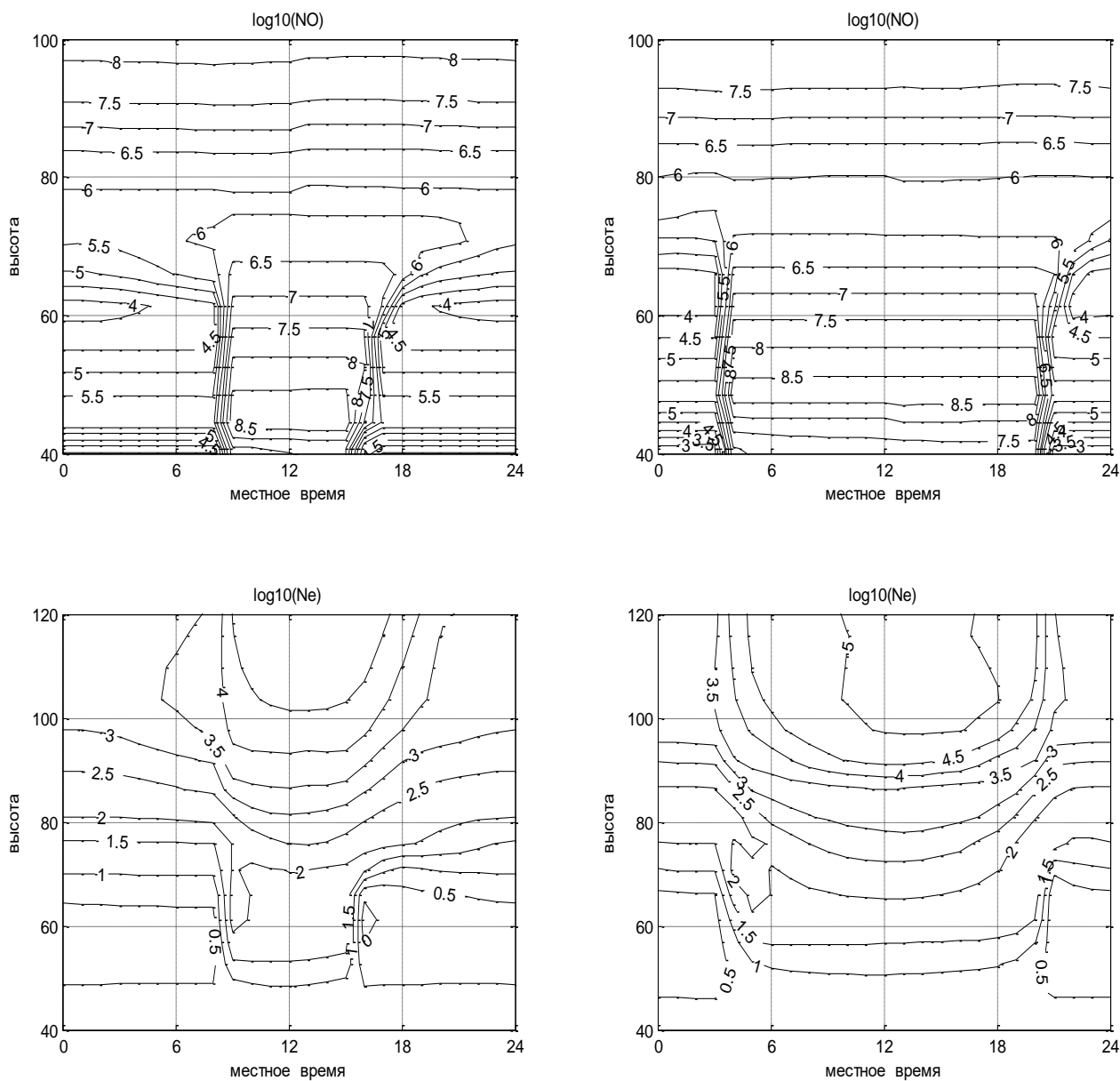


Рис 5 Суточные вариации концентраций окиси азота и электронной концентрации. В левом столбце приведены расчеты на 52 градусах широты в зимнем полушарии, в правом столбце на -52 градусов широты в летнем полушарии