«Оптика атмосферы», **2**, № 2 (1989)

РАССЕЯНИЕ И ПЕРЕНОС ОПТИЧЕСКИХ ВОЛН В АТМОСФЕРЕ

УДК 551.510.04

К.Я. Кондратьев, В.Г. Бондаренко, В.И. Хворостьянов

ТРЕХМЕРНАЯ МЕЗОМАСШТАБНАЯ МОДЕЛЬ ПЕРЕНОСА АНТРОПОГЕННОГО И ОБЛАЧНОГО АЭРОЗОЛЯ С УЧЕТОМ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ РАДИАЦИОННЫХ, МИКРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ОРОГРАФИИ. ЧАСТЬ I. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Сформулирована трехмерная численная модель переноса облачного и промышленного аэрозоля в орографически неоднородном атмосферном пограничном слое, позволяющая исследовать влияние взаимодействующих облачности и аэрозоля на радиационный режим и оптические характеристики атмосферы, влияние орографии на микрофизические параметры и оптические свойства туманов и облаков, закономерности переноса антропогенного аэрозоля.

Введение. Облачность и антропогенный аэрозоль существенно влияют на изменение оптических характеристик и радиационного режима атмосферы [1—4]. Необходимость физического понимания и описания взаимосвязи облачно-аэрозольных и оптико-радиационных параметров атмосферы для задач климата, дистанционного зондирования атмосферы, прикладных задач обусловили проведение в последние годы многочисленных исследований этих процессов.

Одним из итогов явилось, в частности, создание оптико-аэрозольных [2] и облачно-радиационных [1, 3, 4] моделей атмосферы. Но облачность и аэрозоль находятся в тесной взаимосвязи, о чем свидетельствуют, например, измерения с помощью самолетных фотоэлектрических счетчиков [3, 5], теоретические рассмотрения [6].

Особенно интенсивно взаимодействие облачности, аэрозоля и радиации в зонах антропогенных выбросов аэрозоля и в атмосферном пограничном слое (АПС). Так, образование туманов или облаков под влиянием радиационного и орографического факторов приводит к локализации инверсионных слоев вблизи верхней границы облачности или тумана, что препятствует распространению аэрозолей в вертикальном направлении, способствует накоплению их под задерживающими слоями, развитию смогов. Взаимодействие аэрозолей с конденсатом, в свою очередь, приводит к разнообразным трансформациям примесей, поглощению их каплями, вымыванию осадками. Аэрозоль модифицирует микроструктуру облаков, что заметно проявляется в изменении их оптических свойств, радиационного режима, количества осадков в городах.

В последнее время для исследования этих вопросов все эффективнее используется численное моделирование. В [7] с помощью одномерной нестационарной и двумерной стационарной моделей исследовалось влияние радиационных и речных туманов на распространение примесей. В [8, 9] с помощью трехмерных нестационарных моделей исследовалось распространение газообразных (невесомых) примесей, а в [10—12] — перенос седиментирующего аэрозоля, расчеты относились к безоблачным условиям, при этом не учитывалось запирающее действие радиационной инверсии, формирующейся при взаимодействии радиации с облачностью и туманом.

Трехмерные модели облаков над сушей и океаном с учетом эволюции оптических параметров при взаимодействии микрофизических и радиационных процессов разрабатывались в [13, 14], а в [15] в рамках трехмерной модели рассматривалось взаимодействие облака с активной примесью (кристаллами). Орография в этих моделях не рассматривалась, хотя во многих случаях она существенно влияет на оптические параметры облака и перенос аэрозоля [16].

В данной работе представлена трехмерная нестационарная мезомасштабная модель облаков, туманов и переноса примесей в орографически неоднородном АПС, позволяющая исследовать влияние взаимодействующих облачности и аэрозоля на радиационный режим атмосферы и подстилающей поверхности, влияние орографии на микрофизические и оптические характеристики облачности, закономерности переноса антропогенного аэрозоля.

Исследование этих эффектов с помощью численной модели представляет интерес для понимания облачно-радиационных связей и их влияния на оптические свойства атмосферы, формирование микроклимата в индустриальных и урбанизированных районах. Результаты численных расчетов могут существенно облегчить и ускорить постановку трудоемких и дорогостоящих экспериментов по дистанционному зондированию оптических параметров атмосферы при облаках, туманах и антропогенном аэрозольном загрязнении.

1. Формулировка модели. Система уравнений модели включает уравнения динамики термически и орографически неоднородного АПС, уравнения гигротермодинамики и микрофизики облаков, уравнения переноса длинноволновой радиации (ДВР), тепла в почве и уравнения, описывающие перенос и седиментацию аэрозоля в турбулизованном потоке.

Уравнения модели решаются в криволинейной системе координат, связанной с профилем рельефа. Вводится функция рельефа местности $z_{10} = \sigma(x, y)$ и производится переход от прямоугольной системы координат $x_1 y_1 z_1$ к криволинейной xyz: $x = x_1$; $y = y_1$ и $z = z_1 - \delta(x, y)$. В новой системе координат xyz уравнения движения и неразрывности преобразуются к виду (в отличие от [8, 9] уравнения решаются не для возмущений метеоэлементов, а для полных величин; в качестве фонового задается значение геострофического ветра на верхней границе АПС).

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \mathrm{div}_a \boldsymbol{u} u + (w - u\delta_x - v\delta_y)\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} + \frac{\partial \pi'}{\partial z}\delta_x + \hat{\Delta} u + f_c (v - V_{\text{ф}}) + \frac{DU_{\text{ф}}}{Dt}; \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \mathrm{div}_a \boldsymbol{u} v + (w - u\delta_x - v\delta_y)\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} + \frac{\partial \pi'}{\partial z}\delta_y + \hat{\Delta} v - f_c (u - U_{\text{ф}}) + \frac{DV_{\text{ф}}}{Dt}; \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \mathrm{div}_a \boldsymbol{u} w + (w - u\delta_x - v\delta_y)\frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{\partial \pi'}{\partial z} + \hat{\Delta} w; \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (4)$$

Для замыкания системы уравнений АПС привлекаются гипотезы приближенного подобия А.Н. Колмогорова, решается уравнение баланса кинетической энергии турбулентности b, коэффициент вертикального турбулентного обмена κ_z и скорость диссипации турбулентной энергии в тепло $\varepsilon_{\text{т}}$ выражаются через величину b и масштаб турбулентности l:

$$\frac{\partial b}{\partial t} + \mathrm{div}_a \boldsymbol{u} b + (w - u\delta_x - v\delta_y)\frac{\partial b}{\partial z} = \hat{\Delta}_a b + \frac{\partial}{\partial z}\kappa_b \frac{\partial b}{\partial z} + \kappa_b\left[\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 - \beta\frac{\partial \Theta}{\partial z} - \beta_1 \frac{\partial q}{\partial z}\right] - \varepsilon_{\text{т}}, \quad (5)$$

где $\kappa_z = l\sqrt{b}$; $\varepsilon_m = \dfrac{cb^2}{\kappa_z}$; $l = -\kappa c^{1/4}\dfrac{b}{\kappa_z}\Big/\dfrac{\partial}{\partial z}\left(\dfrac{b}{\kappa_z}\right)$; $\kappa_b = 0{,}73\kappa_z$. (6)

В уравнениях (1)—(6) использованы обозначения: $\boldsymbol{u}$ — трехмерный вектор скорости ветра; $\pi' = \pi - \Pi_{\text{ф}}$, где π — аналог давления $\left(\pi = \dfrac{c_p \Theta_0 T}{A\Theta}\right)$; A — термический эквивалент работы; Θ_0 — среднее значение потенциальной температуры; π' — описывает отклонение от фонового давления ($\Pi_{\text{ф}}$); c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении; $U_{\text{ф}}$, $V_{\text{ф}}$ — горизонтальные составляющие фонового ветра; div_a — оператор горизонтальной адвекции; δ_x, δ_y — тангенсы углов наклона рельефа вдоль координат x и y; $\hat{\Delta}_a = \dfrac{\partial}{\partial x}\kappa_x\dfrac{\partial}{\partial x} + \dfrac{\partial}{\partial y}\kappa_y\dfrac{\partial}{\partial y}$; $\hat{\Delta} = \hat{\Delta}_a + \dfrac{\partial}{\partial z}\kappa_z\dfrac{\partial}{\partial z}$; коэффициенты горизонтальной турбулентной диффузии; f_c — параметр Кориолиса.

Уравнения тепло- и влагопереноса:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathrm{div}_a \boldsymbol{u} T + (w - u\delta_x - v\delta_y)\left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a\right) = \frac{L}{c_p}\varepsilon_c + \hat{\Delta} T - u\gamma_a\delta_x - v\gamma_a\delta_y + R_L + \frac{DT_{\text{ф}}}{Dt}; \quad (7)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \mathrm{div}_a \boldsymbol{u} q + (w - u\delta_x - v\delta_y)\frac{\partial q}{\partial z} = -\varepsilon_c + \hat{\Delta} q, \quad (8)$$

где ε_c — удельная скорость конденсации; R_L — радиационный приток тепла, γ_a — сухоадиабатический градиент температуры.

Уравнения термогигродинамики дополняются уравнениями переноса для концентрации капель N_L, водности q_L и среднего радиуса капель $\bar{r}_L$ [17] (при предположении, что спектры капель аппроксимируются гамма-распределением по размерам и функция распределения $f(r_L)$ имеет вид $f(r_L) = \frac{N_L \beta_L}{\Gamma(p_L)} r_L^{p_L - 1} \exp(-\beta_L r_L)$) :

$$\frac{\partial N_L}{\partial t} + \mathrm{div}_a \boldsymbol{u} N_L + (w - u\delta_x - v\delta_y - w_{N_L}) \frac{\partial N_L}{\partial z} = \hat{\Delta} N_L + I_{N_L} + I_{smi}; \tag{9}$$

$$\frac{\partial q_L}{\partial t} + \mathrm{div}_a \boldsymbol{u} q_L + (w - u\delta_x - v\delta_y - w_{q_L}) \frac{\partial q_L}{\partial z} = \hat{\Delta} q_L + I_{q_L} + I_{mi}; \tag{10}$$

$$\bar{r}_L = \left(\frac{3 q_L p_L^2}{N_L 4\pi \rho_L (p_L + 1)(p_L + 2)} \right)^{1/3}, \tag{11}$$

где w_{N_L}, w_{q_L} — скорости седиментации концентрации и массы капель; p_L — показатель гамма-распределения; $\beta_L = \frac{p_L}{r_L}$: I_{N_L} и I_{q_L} — источники первого и третьего моментов распределения: I_{smi} и I_{mi} описывают изменение микроструктуры облака (тумана) вследствие захвата каплями частиц аэрозоля. Процессы конденсации и испарения коллектива капель рассчитываются по методу Макдональда (см. [1]). При достижении насыщения над водой в некоторый момент времени в данной точке активируется I_{N_L} капель и из условия баланса тепла и влаги при конденсации рассчитывается масса сконденсированной воды.

Процессы переноса длинноволновой радиации (ДВР) рассчитываются в двухпотоковом приближении, как и в [1, 13—15]. Проводилась схематизация спектра поглощения водяного пара по К.Я. Кондратьеву [24], разбиением на два участка: 1) область окна прозрачности 8—13 мкм с коэффициентами поглощения пара $\alpha_v = 0{,}1$ см^2/г, капель $\alpha_v = 450-650$ см^2/г; 2) область вне окна, где спектральные потоки ДВР близки к потокам излучения черного тела.

Уравнения переноса для интегральных потоков в окне $F_\omega^{\uparrow,\downarrow}$, полных потоков $F_l^{\uparrow,\downarrow}$, притока R_L можно записать в виде

$$\frac{dF_\omega^\uparrow}{dz} = \beta_l \rho_a \left(\alpha_v q + \alpha_L q_L + \sum_t \alpha_{pi} m_{pi} \right) (p_\omega B + F_\omega^\uparrow); \tag{12}$$

$$\frac{dF_\omega^\downarrow}{qz} = \beta_l \rho_a \left(\alpha_v q + \alpha_L q_L + \sum_t \alpha_{pi} m_{pi} \right) (F_\omega^\downarrow - p_\omega B); \tag{13}$$

$$F_l^{\uparrow,\downarrow} = F_\omega^{\uparrow,\downarrow} + (1 - p_\omega) B; \; c_p \rho_a R_L = (F_l^\uparrow + F_l^\downarrow - 2B); \tag{14}$$

$$\alpha_L = \alpha_0 \left[1 - \frac{p_L + 4}{p_L + 1} \bar{r}_L c_{L1} + \frac{(p_L + 4)(p_L + 5)}{(p_L + 1)^2} \bar{r}_L^2 c_{L2} \right], \tag{15}$$

где α_L, α_{pi} — массовые коэффициенты поглощения капель и частиц аэрозоля; m_{pi} — масса аэрозоля; $B(T)$ — поток излучения черного тела, $p_\omega = 0{,}27$ — его доля в «окне пропускания» 8—13 мкм; β_l — коэффициент диффузности; $\alpha_0 = 550$ см^2/г; $c_{L2} = 2{,}26 \cdot 10^{-2}$ мкм$^{-1}$.

Для учета суточного хода температуры решается уравнение теплопроводности в почве

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_{sj}} \kappa_{sj} \frac{\partial T_{sj}}{\partial x_{sj}}, \tag{16}$$

где x_{sj} — вертикальная координата в глубине почвы, k_{sj} — коэффициент температуропроводности различных слоев почвы. Для сшивки уравнений термогигродинамики атмосферы и уравнения переноса тепла в почве применяется уравнение теплового баланса подстилающей поверхности

$$-c_p \rho_a \kappa_z \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) - L \rho_a \kappa_z \frac{\partial q}{\partial z} - c_s \rho_s \kappa_s \frac{\partial T_s}{\partial x_{sj}} + R_0 = 0, \tag{17}$$

где ρ_α, ρ_s — плотности воздуха и почвы; L — скрытая теплота парообразования; R_0 — радиационный баланс подстилающей поверхности.

Перенос нейтральных седиментирующих аэрозолей описывается полуэмпирическим уравнением турбулентной диффузии [7, 8, 11]:

$$\frac{\partial S_i}{\partial t} + \mathrm{div}_a\, \boldsymbol{u} S_i + (w - w\delta_x - v\delta_y - w_{si}(R_э))\frac{\partial S_i}{\partial z} = \hat{\Delta} S_i - \alpha_{si} S_i + I_{si}, \tag{18}$$

где $w_{si}(R_э)$ — скорость седиментации аэрозоля со средним эффективным радиусом $R_э$, I_{si} в правой части (18) описывает источники и стоки аэрозоля, $\alpha_{si}S_i$ описывает сток аэрозоля вследствие поглощения его каплями. Согласно [6]

$$\alpha_{si} = \int_0^\infty K_i(R_э,\ r_L) f(r_L) dr_L, \tag{19а}$$

где $K_i(R_э,\ r_L)$ — коэффициент коагуляции (вымывания) частиц аэрозоля радиуса $R_э$ каплей радиуса r_L. Таким образом, при отсутствии адвективного и конвективного переноса примеси уравнение (18) приобретает вид $\frac{\partial S_i}{\partial t} = -\alpha_{si}S_i$. Поэтому в (18) величину α_{si}^{-1} можно трактовать как эффективное время убывания концентрации примеси в e раз (релаксации концентрации) при захвате каплями.

Для грубодисперсного аэрозоля с $R_э > 1$ мкм взаимодействие с каплями определяется в основном гравитационным осаждением частиц и турбулентной диффузией [6]. В этом случае $K_i(R_э, r_L) = \pi(R_э + r_L)^2\tilde{u}_{si}E(R_э, r_L)$, где $\tilde{u}_{si}$ — относительная скорость седиментации частиц с различными размерами. Для частиц обводненного аэрозоля с $R_э \gg r_L$ формула (19а) принимает вид

$$\alpha_{si} = \pi R_э^2 \tilde{u}_{si} E_i(R_э,\ r_L) N_L. \tag{19б}$$

Коэффициент коагуляции частиц размеров $R_э \sim 10-300$ мкм исследовался в работах [18—20], результаты обобщены в [21, 22]. Показано, что коагуляция частиц определяется коэффициентом захвата $E_i(R_э,\ r_L)$, и с поправкой на ρ_{si} (плотность аэрозоля) коэффициент захвата капель частицами аэрозоля размерами $R_э = 20-40$ мкм $E_i(R_э,\ r_L) \sim 0{,}03 \div 0{,}8$ [22].

Интенсивность I_0 осаждения аэрозоля на подстилающую поверхность и накопленная сумма осадка F_s определяется по формулам:

$$I_0 = \frac{4}{3}\pi\rho_{si}w_{si}(R_э)\, S_0 R_э^3;\ \ F_s = \int_0^t I(t')\, dt', \tag{20}$$

где S_0 — концентрация аэрозоля на подстилающей поверхности.

2. **Метод решения**. Уравнения (1)—(3), (5), (7)—(10), (18) решаются методом покомпонентного расщепления по пространственным переменным и физическим процессам [8]. Уравнения движения решаются комбинацией методов матричной и скалярной прогонки, как и в [11], согласование полей скорости ветра и градиентов давления проводится с использованием метода верхней блочной релаксации. При решении (18) для обеспечения монотонности и консервативности разностных схем применяются гибридные саморегулирующиеся схемы повышенного порядка точности [23].

Число узлов расчетной сетки 21×21×31, расчет динамики АПС проводится на учащенной, переменной по высоте сетке с большой дискретностью по вертикали (151 уровень). Моделируются процессы мезометеорологического масштаба с горизонтальной протяженностью от 15 до 400 км (шаг по горизонтали варьируется от $\Delta x = \Delta y = 0{,}75$ км до 20 км). Ось x ориентируется на восток, y — на север. В расчетах задавалась скорость фонового (геострофического) ветра $U_ф = G = 5$ м/с, направленного вдоль оси $x (V_ф = 0)$.

При исследовании эволюции АПС над орографическими неоднородностями подстилающей поверхности задается модельный профиль рельефа

$$\delta(x,\ y) = h \sin\left(\pi \frac{x'}{D_x}\right) \sin\left(\pi \frac{y'}{D_y}\right), \tag{21}$$

где $x' = (\overline{0, D_x})$; $y' = (\overline{0, D_y})$; $D_x = 8\Delta x$; $D_y = 8\Delta y$, т.е. рассматривается обтекание куполообразного, круглого в плане холма с центром в середине расчетной области, высотой h и диаметром основания $D_x = D_y$, H_p — высота АПС.

Граничные условия для решения уравнений движения — условия прилипания для скорости ветра на подстилающей поверхности, для горизонтального переноса субстанций — условия свободного протекания на границах расчетной области. Для уравнения баланса турбулентной энергии условия: $\partial b/\partial z = 0$ ($z = 0$), $b = 0$ ($z = H_p$). Граничное условие для q на подстилающей поверхности с учетом различной степени увлажненности почв получаем из условия сшивки молекулярного и турбулентного потока влаги у поверхности [1]:

$$\kappa_z \rho_a \frac{\partial q}{\partial z} = \alpha_{ef} \rho_a \frac{v_{\text{п}}}{4} (q_s - q_0), \tag{22}$$

где α_{ef} — эффективный коэффициент конденсации (испарения), $V_{\text{п}}$ — скорость молекул водяного пара; q_s — насыщающее значение удельной влажности.

Граничные условия для решения уравнения переноса длинноволновой радиации записываются с учетом радиационного баланса склонов препятствий:

$$F^{\uparrow}_{\omega,0} = p_\omega B(T_0);\ F^{\downarrow}_{\omega,H_p} = F^{\downarrow}_{\omega}(H_p);\ R_0 = (F^{\downarrow}_{\omega,0} - F^{\uparrow}_{\omega,0}) \cos \alpha_s,$$

где α_s — угол наклона склонов. Значение $F^{\downarrow}_{\omega}(H_p)$ получается интегрированием от тропопаузы, где $F^{\downarrow}_{\omega}(H_{\text{тр}}) = 0$ по формуле (13) до верхней границы АПС ($z = H_p$).

При решении (18) важно оценить количество частиц аэрозоля, поступающих на подстилающую поверхность, поэтому в качестве граничного условия запишем уравнение баланса частиц на уровне подстилающей поверхности

$$-\kappa_{ze} \frac{\partial S_i}{\partial z} + (w_s - u_s \delta_x - v_s \delta_y - w_{si}(R_{\text{э}}))\, S_i = \beta_{si} S_i - I'_{si}, \tag{23}$$

где u_s, v_s, w_s, κ_{ze} — компоненты скорости ветра и эффективный коэффициент турбулентности ($\kappa_{ze} = \kappa_1 \ln(\kappa_1/\kappa_0)$) на высоте источника ($z_s$); β_{si} — коэффициент поглощения частиц аэрозоля подстилающей поверхностью; I'_{si} описывает источники примеси на уровне шероховатости.

Точечный источник с координатами (x_s, y_s, z_s) описывается введением δ-функции:

$$I_{si} = M \delta(x - x_s)\, \delta(y - y_s)\, \delta(z - z_s), \tag{24}$$

где M — мощность источника.

Для описания протяженного по вертикали источника аэрозольного выброса с высотами нижнего и верхнего уровней z_{s1} и z_{s2} вводится Θ-функция и правая часть (18) преобразуется к виду

$$I_{si} = M \delta(x - x_s)\, \delta(y - y_s)\, (\Theta(z - z_{s1}) - \Theta(z - z_{s2})). \tag{25}$$

Заключение. Представленная модель позволяет описывать облачно-аэрозольные связи мезометеорологического масштаба с учетом взаимодействия радиации, конденсата и изменения оптических характеристик аэрозольной атмосферы в орографически неоднородном атмосферном пограничном слое, с ее помощью можно оценивать результаты антропогенных загрязнений окружающих сред и разработать рекомендации для оптического дистанционного зондирования. Результаты, полученные с помощью описанной модели, представлены во второй части данной статьи,

1. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Хворостьянов В.И. Облака и климат. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 512 с.
2. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Современные проблемы атмосферной оптики. Т. 2. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 256 с.
3. Кондратьев К.Я., Биненко В.И. Влияние облачности на радиацию и климат. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 240 с.
4. Радиация в облачной атмосфере /Под ред. Е.М. Фейгельсон. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 280 с.
5. Белан Б.Д., Заде Г.О., Рассказчикова Т.М. //Метеорология и гидрология. 1987. № 4. С. 38—46.
6. Мазин И.П. //Метеорология и гидрология. 1982. № 1. С. 3—15.
7. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 448 с.
8. Марчук Г.И. Математическое моделирование в проблеме охраны окружающей среды. М.: Наука, 1982. 320 с.
9. Пененко В.В., Алоян А.Е. Модели и методы в задачах охраны окружающей среды. Новосибирск: Наука, 1985. 256 с.

10. Борзилов В.А., Вельтищева Н.С., Клепикова Н.В. и др. //Метеорология и гидрология. 1988. № 4. С. 57—65.
11. Бондаренко В.Г., Хворостьянов В.И. //Тр. ИЭМ. 1989. Вып. 48 (138).
12. Snyder W.H., Britter R.E. //Atm. Environ. 1987. V. 21. № 4. P. 735—751.
13. Кондратьев К.Я., Хворостьянов В.И. //Изв. АН СССР. ФАО. 1986. Т. 22. № 11. С. 1142—1153.
14. Кондратьев К.Я., Хворостьянов В.И. //Изв. АН СССР. ФАО. 1987. Т. 23. № 9. С. 906—914.
15. Хворостьянов В.И. //Метеорология и гидрология. 1987. № 4. С. 29—37.
16. Кондратьев К.Я., Тороян Г.Р., Хворостьянов В.И. //Исследование Земли из космоса. 1988. № 1. С. 3—18.
17. Бондаренко В.Г., Хворостьянов В.И. //Тр. ЦАО. 1989. Вып. 172.
18. Davis M.H. //J. Atmos. Sci. 1972. V. 29. № 5. P. 911—915.
19. Jonas P.R. //Quart. J. Roy. Met. Soc. 1972. V. 98. № 417. P. 681—683.
20. Klett J.D., Davis M.H. //J. Atmos. Sci. 1973. V. 30. № 1. P. 107—117.
21. Pruppacher H.R., Klett J.D. Microphysics of clouds and precipitation. //D. Reidel Publish. Co., 1978. 714 p.
22. Неизвестный А.И. //Изв. АН СССР. ФАО. 1982. Т. 18. № 3. С. 317—319.
23. Ильин В.О. //Метеорология и гидрология. 1983. № 6.
24. Кондратьев К.Я. Актинометрия. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 691 с.

Центральная аэрологическая
обсерватория, г. Долгопрудный

Поступила в редакцию
3 августа 1988 г.

K.Ya. Kondratyev, V.G. Bondarenko, V.I. Khvorostyanov. **A Three-Dimensional Mesoscale Model of the Transport of Anthropogenic and Cloud Aerosols with Account for Interaction of Radiative and Microphysical Processes and Orography. Part I: Formulation of the Model.**

A three-dimensional numerical model of the transport of industrial and cloud aerosols in the orographically inhomogeneous planetary boundary layer has been developed. It allows to study 1) the influence of interacting clouds and industrial aerosols on radiation balance and optical thickness of the atmosphere, 2) the effects of orography on the microphysical and optical properties of clouds and fogs, and 3) the pattern of aerosol transport.