

УДК 504.3.05

МЕЗОМАСШТАБНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ АТМОСФЕРНОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ В НЕМ ПАССИВНОЙ ПРИМЕСИ

В. Г. КУЗЬМЕНКО

Институт гидромеханики НАН Украины, Киев

Получено 1.12.98 ◊ Пересмотрено 3.06.99

Рассматривается мезомасштабная модель переноса и турбулентной диффузии пассивной примеси в атмосферном пограничном слое из приподнятого источника. Примесь в мезозоне изменяется под действием адвекции, турбулентной диффузии, сухого осаждения, температурной стратификации атмосферного пограничного слоя (АПС), вращения Земли и процессов взаимодействия с поверхностью. Углубляются и расширяются знания об основных параметрах изучаемых явлений в мезомасштабе. Приводятся методы определения и результаты расчета полей концентраций примеси в атмосфере и на поверхности почвы.

Розглядається мезомасштабна модель переносу та турбулентної дифузії пасивної домішки в атмосферному пограничному шарі від приподнятого джерела. Домішка в мезозоні змінюється під дією адвекції, турбулентної дифузії, сухого осідання, температурної стратифікації атмосферного пограничного шару, обертання Землі та процесів взаємодії з поверхнею. Поглиблюються та розширюються знання про основні параметри, що вивчаються в мезомасштабі. Наводяться методи визначення та результати розрахунку полів концентрацій домішків в атмосфері та на поверхні ґрунту.

The mesoscale model of a transfer and turbulent diffusion of the passive admixture in the atmospheric boundary layer from elevated source is considered. The admixture in the mesozone is changed owing to advection, turbulent diffusion, dry sedimentation, temperature stratification, the earth's revolution and plane process. The knowledges about a main parameters of the phenomenous under investigation for the mesoscale is depended. The methods of the definition and the results of the calculation of a concentrations fields of the admixture in the atmosphere and on the ground plane is considered.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важных проблем экологической безопасности является изучение процессов переноса и турбулентной диффузии примесей в атмосферном пограничном слое (АПС) от различных источников загрязнений. Поскольку диффузия в АПС определяется, в первую очередь, турбулентностью атмосферы, а все уравнения механики турбулентных потоков являются незамкнутыми, то и расчет диффузии примесей в окружающем нас воздухе не может быть автоматически сведен к какой-либо задаче математической физики, а обязательно требует привлечения тех или иных нестрогих гипотез и приближенных допущений. По этой причине задача о распространении примесей в атмосфере не имеет одного общепринятого "правильного" решения, а характеризуется наличием ряда различных подходов к требуемому расчету, ни один из которых не может претендовать на полную строгость и точность.

В основе всех моделей лежит система уравнений переноса и турбулентной диффузии, включая процессы поступления примесей в атмосферу, химическое превращение и физическое удаление примеси (путем сухого осаждения и вымывания осадка-

ми). Это наиболее общая структура, внутри которой появляются различные типы, виды и варианты моделей.

Так, по математическому подходу к решению уравнения переноса, трансформации и осаждения атмосферной примеси все модели относятся к одному из четырех основных типов: 1) модели с системой координат Эйлера [1-4]; 2) модели с системой координат Лагранжа [2, 3]; 3) модели, построенные на статистической оценке параметров траекторий движения облаков или шлейфов выбросов, использующие метод Монте-Карло; 4) модели смешанных типов, например, лагранжево-эйлеровы [2, 5].

Изучение атмосферных процессов, как правило, происходит при заданных геометрических размерах изучаемой области. По горизонтальным размерам рассматриваются области четырех характерных масштабов — локального (порядка 10 км), мезо (порядка 100 км); регионального (порядка 1000 км), трансграничного (порядка 10000 км).

По физическим свойствам в вертикальном направлении выделяются три слоя — приземный (до высоты порядка 100 м); пограничный (до высоты порядка 1000 м) и "свободная" атмосфера (свыше 1000 м).

Для того, чтобы применить какой-либо из рас-

смотренных подходов, необходимо знать характеристики АПС — нижней части атмосферы, являющейся переходной зоной от поверхности земли к "свободной" атмосфере. Толщина погранслоя может меняться от нескольких десятков метров до двух и более километров. Средняя горизонтальная скорость ветра в АПС изменяется от нуля (на поверхности земли) до скорости геострофического ветра (на верхней границе АПС). Изменение средней скорости происходит и по величине, и по направлению (последнее обстоятельство связано с вращением Земли). В среднем угол между геострофическим и приземным ветром составляет 15–25 градусов.

В настоящее время существуют два основных типа моделей АПС — аналитическая и динамическая. Аналитические методы описания АПС основаны на теории подобия Монина-Обухова [1, 3] и теории подобия по числу Россби [1, 6]. Рассмотренный подход называют еще А-В-С теорией.

Все более сложные модели являются динамическими. Их можно разбить на четыре группы: 1) модели, основанные на предположении о хорошо перемешанных слоях, называемые ML (mixed-layer) моделями; 2) одномерные модели, использующие различные гипотезы замыкания для турбулентных моментов [1, 7]. Под одномерностью подразумевается тот факт, что средние поля и моменты являются функциями вертикальной координаты z ; 3) трехмерные модели с параметризацией подсеточных процессов, называемые LES (large-eddy-simulation) моделями [1]; 4) трехмерные модели, основанные на непосредственном интегрировании уравнений Навье-Стокса, или DNS (direct numerical simulation) модели [1]. Разработка этих моделей совершает пока только первые шаги и поэтому сейчас DNS модели не имеют практического значения.

Адекватное описание АПС и процессов турбулентной диффузии примесей возможно только численными методами DNS или LES.

Из научной литературы известно определенное число работ, которые предлагают способы моделирования механизмов турбулентного переноса примеси из источника, расположенного на заданной высоте в АПС. Так, в работах [1, 3, 7, 8] обсуждаются физические основы граничных условий вблизи поверхности. Экспериментальные исследования [9, 10] посвящены определению некоторых характеристик взаимодействия атмосферы, примеси и подстилающей поверхности. В работах [2, 5] решается проблема распространения примеси при нестационарных условиях в АПС, но только для точечного источника без выявления сущности

процесса сухого осаждения примеси, так как не представлено описание основного его параметра — скорости сухого осаждения.

Особо актуальна проблема распространения примеси из пространственного источника, расположенного в АПС, в мезомасштабной зоне. Прямые численные методы решения этой проблемы невозможны по техническим причинам — недостаточные мощности ЭВМ, так как шаг счета по пространственным координатам должен иметь порядок масштаба Колмогорова (внутренний масштаб турбулентности — наименьший размер вихрей), который для АПС составляет порядка нескольких сантиметров. Поэтому в данной работе развивается численно-аналитический подход с использованием модернизированной А-В-С модели АПС.

1. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Модель переноса и турбулентной диффузии примеси в АПС строится на ряде следующих основных допущений: 1) течение в АПС — плоскопараллельное течение температурно-стратифицированной несжимаемой жидкости над шероховатой поверхностью с малым значением параметра шероховатости; 2) течение в погранслое находится в режиме динамически вполне развитой шероховатой поверхности; 3) структура АПС статистически стационарна и однородна в горизонтальных направлениях; 4) примесь динамически пассивная, консервативная, невесомая; 5) поле примеси в пределах рассматриваемой области изменяется под действием адвекции, турбулентной диффузии, сухого осаждения, температурной стратификации АПС, вращения Земли и процессов взаимодействия с поверхностью; 6) все параметры модели — осредненные величины; 7) используется полумпирическая модель турбулентной диффузии в эйлеровых переменных; 8) в АПС на заданной высоте расположен непрерывный источник постоянной мощности; 9) применяется двухслойная модель АПС.

Для определения основных характеристик АПС используем элементы модели Монина-Обухова, основанной на теории подобия [3], и модели подобия по числу Россби [6]. Для температурно-стратифицированного АПС имеем следующие законы сопротивления и теплообмена:

$$\frac{u_*}{\kappa G} = \left\{ B^2(\mu) + \left[A(\mu) - \ln \frac{u_*}{z_0 |f|} \right]^2 \right\}^{-1/2}; \quad (1)$$

$$\sin \alpha_G = -\frac{u_*}{\kappa G} B(\mu) \operatorname{sign} f; \quad (2)$$

$$\frac{T_*}{\delta T} = \alpha_a \left[-C(\mu) + \ln \frac{u_*}{z_0 |f|} \right]^{-1}, \quad (3)$$

где число Россби Ro в приведенных уравнениях заменено на выражение $G/(z_0 |f|)$; z_0 – мезомасштабный (“эффективный”) параметр шероховатости для всей исследуемой области; G – абсолютное значение скорости геострофического ветра; δT – дефицит температур по вертикали в АПС; f – параметр Кориолиса; u_* – динамическая скорость; α_G – угол поворота потока на верхней границе АПС относительно направления вектора трения у поверхности почвы; $A(\mu)$, $B(\mu)$, $C(\mu)$ – эмпирически определенные универсальные функции [3], причем $\kappa = 0,4$; $\alpha_a = 1,17$.

Используем также масштаб Монина-Обухова:

$$L = -\frac{u_*^3 c_p \rho_0 T_p}{g \kappa q}; \quad (4)$$

внутренний параметр стратификации Монина

$$\mu = h_a/L; \quad (5)$$

и масштаб температуры

$$T_* = -\frac{q}{c_p \rho_0 u_* \kappa}, \quad (6)$$

где $q/c_p \rho_0$ – удельный поток тепла; g – ускорение свободного падения.

Высота атмосферного пограничного слоя h_a в стандартной А-В-С теории является заданным параметром. В данной работе модернизируем стандартную А-В-С теорию, присоединив к шести уравнениям (1-6) соотношение для определения h_a :

$$h_a = \frac{\gamma_h u_* \kappa}{|f|}, \quad (7)$$

где $\gamma_h = 1 - 0,005\mu$ для $-100 < \mu < 100$. Величина γ_h задана в соответствии с аналитическими и экспериментальными исследованиями [6].

Температурную зависимость от вертикальной координаты опишем функцией $T(z)$. Следовательно, $\delta T = T(h_a) - T(z_0)$, $T_p = T(z_0) + 273^\circ$.

В рамках данной модели задаются входные параметры АПС: z_0 , G , μ , T_p , f . В умеренных широтах f равен $10^{-4} c^{-1}$.

Система семи уравнений (1) – (7) замкнута относительно семи неизвестных параметров: h_a , u_* , α_G , L , δT , T_* , $q/c_p \rho_0$.

Задачу определения параметров АПС переформулируем, как задачу подобия по числу μ . Сначала численно определяется параметр u_* из уравнения (1). Затем аналитически последовательно

находим параметры α_G , h_a , $q/c_p \rho_0$, T_* , δT при помощи следующих уравнений:

$$\sin \alpha_G = -\frac{u_*}{\kappa G} B(\mu) \operatorname{sign} f;$$

$$h_a = \gamma_h u_* \kappa / |f|;$$

$$L = h_a / \mu;$$

$$\frac{q}{c_p \rho_0} = -\frac{u_*^3 T_p}{g \kappa L};$$

$$T_* = -\frac{q}{c_p \rho_0 u_* \kappa};$$

$$\delta T = \frac{T_*}{\alpha_a} \left[-C(\mu) + \ln \frac{u_*}{z_0 |f|} \right].$$

В данной модели для характеристики температуры-стратифицированного турбулентного пограничного слоя атмосферы используется так называемое внешнее число Ричарсона Ri :

$$Ri = \frac{g h_a \delta T}{T_p G^2}.$$

Для проведения исследований по числу подобия μ , внешнее число Ричарсона Ri выражаем через внутренний параметр стратификации Монина:

$$Ri = \frac{\mu}{\alpha_a} \left[-C(\mu) + \ln \frac{u_*}{z_0 |f|} \right] \times \left\{ B^2(\mu) + \left[A(\mu) - \ln \frac{u_*}{z_0 |f|} \right]^2 \right\}^{-1}.$$

В разработанной нами модели соблюдается условие $Ri < 0,2$, которое обеспечивает существование турбулентного режима течения.

Далее решаем проблему распространения невесомой пассивной примеси в АПС от приподнятого источника над горизонтально-однородной шероховатой поверхностью при помощи полуэмпирического уравнения турбулентной диффузии [4] на участке $x_c \leq x \leq x_k$. Распределение концентрации примеси в конце струйного (динамического) участка при $x = x_c$ задано функцией $\varphi(y, z)$, определение которой представляет собой отдельную задачу [4, 11].

Полуэмпирическое стационарное уравнение турбулентной диффузии [4] для осредненных значений концентрации примеси $C(x, y, z)$ для АПС в рамках данной модели имеет следующий вид:

$$u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} = K_{yy} \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} + \frac{\partial}{\partial z} K_{zz} \frac{\partial C}{\partial z}. \quad (8)$$

Граничные условия:

$$C(x_c, y, z) = \varphi(y, z); \quad C(\infty, y, z) \rightarrow 0;$$

$$C(x, -\infty, z) \rightarrow 0; \quad C(x, \infty, z) \rightarrow 0;$$

$$K_{zz} \frac{\partial C}{\partial z} = W_{oc} C, \text{ при } z = z_0;$$

$$K_{zz} \frac{\partial C}{\partial z} = 0, \text{ при } z = h_a.$$

В данной модели используется правая декартова система координат $Oxyz$, центр которой находится на поверхности почвы с координатой $x = 0$ приподнятого источника примеси. Ось Ox направлена по вектору напряжения трения у земли (преобладающее направление потока), ось Oz направлена вертикально вверх. Величины u, v – горизонтальные компоненты вектора осредненной скорости потока в АПС в направлении осей Ox, Oy ; K_{yy}, K_{zz} – диагональные компоненты тензора коэффициентов турбулентной диффузии в направлении осей Oy, Oz ; величина W_{oc} – скорость сухого осаждения примеси.

Сухое осаждение происходит главным образом из-за наличия в непосредственной близости к поверхности тонкого слоя воздуха толщиной от 10 до 100 мкм. Так как этот слой практически неподвижен, проникающие в него частицы или газы вследствие броуновского движения входят в непосредственный контакт и взаимодействие с частицами почвы или растительностью. По причине такого взаимодействия (химических реакций, физической или химической сорбции) загрязняющие вещества выводятся из тонкого слоя воздуха. Происходит направленный поток загрязняющих веществ из атмосферы в фиксированный слой воздуха, а затем непосредственно на подстилающую поверхность. Совокупность этих последовательных стадий является процессом сухого осаждения.

Скорость сухого осаждения W_{oc} определяется следующим образом:

$$W_{oc} = W_s + b_g u_*.$$

Значение параметра b_g найдено на основе анализа экспериментальных данных [10, 11], $b_g = 0,01$. Стационарная скорость оседания W_s определяется как скорость оседания частиц под действием силы тяжести. В нашем случае $W_s = 0$.

При аппроксимации распределения ветра во всем АПС для параметра шероховатости следует принимать существенно большее значение,

чем при аппроксимации профиля ветра в приземном слое, так как при увеличении вертикальных масштабов рассматриваемого явления необходимо увеличивать и горизонтальные масштабы, следовательно, требуется вводить мезомасштабный ("эффективный") параметр шероховатости, характерный для подстилающей поверхности на больших площадях. Поэтому в данной модели принято $z_0 = 0,1h_0$, что согласуется с [6], причем h_0 – средняя высота неровностей подстилающей поверхности порядка 0,1 м. Отметим, что $z_{00}(x, y)$ – локальный параметр шероховатости, изменяющийся в пределах $0,001h_0 < z_{00} < 0,09h_0$.

Исследуемая область АПС разбивается на две подобласти: а) приземный подслей ($z_0 \leq z \leq h_b$); б) "внешний" подслей ($h_b < z \leq h_a$).

В рамках представляемой модели полагаем, что диффузия пассивной примеси не оказывает влияние на гидродинамику АПС. Поэтому решение задачи разбивается на несколько этапов. На первом этапе определяем характеристики гидротермодинамического режима во всей исследуемой области. На втором – решаем полумпирическое стационарное уравнение турбулентной диффузии с граничными условиями, но сначала определяем поле скорости и компоненты тензора коэффициентов турбулентной диффузии. Эта проблема требует специального рассмотрения.

Определению компонент тензора коэффициентов турбулентной диффузии K_{ij} в зависимости от основных факторов течения посвящен ряд исследований [1, 3, 6]. Анализ приведенных работ показывает, что природа процессов турбулентной диффузии в стратифицированном пограничном слое находится на стадии изучения и носит пока открытый характер.

Модель определения K_{ij} должна соответствовать тому, что с увеличением z в АПС размеры вихрей, обуславливающие турбулентный обмен, возрастают в приземном слое и сравнительно мало изменяются выше его, принимая некоторые характерные значения. Для вихрей этого масштаба можно считать, что атмосферная турбулентность выше приземного слоя имеет изотропный характер и, следовательно, $K_{yy} = K_{zz}$. На более низких уровнях K_{yy}, K_{zz} изменяются с высотой, ибо на подстилающей поверхности они должны быть равны нулю.

Практически, в представляемой здесь модели поле скорости и компоненты тензора коэффициентов турбулентной диффузии определяются по следующей методике.

I. В приземном слое ($z_0 \leq z \leq h_b$) компоненты

вектора скорости находятся на основе теории подобия [3] таким образом:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln\left(\frac{z}{z_{00}}\right) - \Psi\left(\frac{z}{L}\right) \right], \quad v(z) = 0.$$

Величины K_{yy} , K_{zz} определяются параметрически с учетом стратификации по следующим формулам:

$$K_{zz} = \frac{\kappa u_* z}{\varphi_m(z/L)};$$

$$K_{yy} = \frac{\kappa u_* z}{\varphi_m(h_b/L)}.$$

Вводя обозначение $\xi = z/L$, определяем $\varphi_m(\xi)$ и $\Psi(\xi)$ [13]:

1) при $L < 0$

$$\Psi = 2 \ln\left(\frac{1+\chi}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+\chi^2}{2}\right) - 2 \arctan(\chi) + \frac{\pi}{2};$$

$$\varphi_m = (1 - 15\xi)^{-0,25}; \quad \chi = (1 - 15\xi)^{0,25};$$

2) при $L > 0$

$$\varphi_m = 1 + 4,7\xi; \quad \Psi = -4,7\xi.$$

Высота приземного слоя h_b находится так [13]:

а) $h_b = 0,03u_*\kappa/|f|$, ($|\mu| < 10$);

б) $h_b = 0,28L$, ($10 \leq \mu < 100$);

в) $h_b = 0,01(u_*\kappa/|f|)^{1,5} |L|^{-0,5}$, ($-400 \leq \mu \leq -10$).

II. Во "внешнем" подслое АПС $h_b < z \leq h_a$ имеем следующее:

$$u(z) = G \cos \alpha_G + \frac{u_*}{\kappa} \Psi_u\left(\frac{z}{h_a}, \mu\right),$$

$$v(z) = G \sin \alpha_G + \frac{u_*}{\kappa} \Psi_v\left(\frac{z}{h_a}, \mu\right) \text{sign} f.$$

Таким образом учитывается горизонтальный поворот потока с высотой, причем Ψ_u, Ψ_v – универсальные функции подобия, определению которых посвящен ряд работ [1, 3, 6].

Компоненты тензора коэффициентов турбулентной диффузии определяются следующим образом:

$$K_{yy} = K_{zz} = \frac{\kappa u_* h_b}{\varphi_m(h_b/L)}.$$

Полуэмпирическое

стационарное уравнение турбулентной диффузии решается численно с помощью метода "расщепления" [14] с привлечением экономичной разностной схемы, которая имеет первый порядок точности относительно x и второй порядок точности относительно y, z . Затем для решения системы алгебраических уравнений используем метод прогонки [15].

Разбиваем расчетную область сеткой:

$$x_n = x_c + (n-1)\Delta x, \quad n = \overline{1, N};$$

$$y_l = (l - (L_s - 1)/2)\Delta y, \quad l = \overline{1, L_s};$$

$z_m = z_0 + (m-1)\Delta z, \quad m = \overline{1, M}$; введем такое обозначение $C_{l,m}^n = C(x_n, y_l, z_m)$. Уравнение (8) с помощью метода расщепления преобразуется в конечно-разностной форме к виду

$$u \frac{C_{l+1,m}^a - C_{l,m}^n}{\Delta x} + v \frac{C_{l+1,m}^a - C_{l-1,m}^a}{2\Delta y} =$$

$$(K_{yy})_m \frac{C_{l+1,m}^a - 2C_{l,m}^a + C_{l-1,m}^a}{(\Delta y)^2};$$

$$u \frac{C_{l+1,m}^{n+1} - C_{l,m}^a}{\Delta x} =$$

$$\frac{((K_{zz})_{m+1} + (K_{zz})_m)(C_{l,m+1}^{n+1} - C_{l,m}^{n+1})}{2(\Delta z)^2} -$$

$$\frac{((K_{zz})_m + (K_{zz})_{m-1})(C_{l,m}^{n+1} - C_{l,m-1}^{n+1})}{2(\Delta z)^2}.$$

Эти два уравнения решаются последовательно на каждом шаге по x методом прогонки.

Не нарушая общности получаемых результатов о характерных процессах при исследовании приземной концентрации, учитываем развитие струйного участка от приподнятого источника примеси непосредственно только заданием граничных условий при $x = x_c$ в начале диффузионного участка посредством функции $\varphi(y, z)$:

$$\varphi(y, z) = C_0 \exp\left(-\frac{y^2 + (z-H)^2}{2\sigma^2}\right),$$

где C_0 – постоянная величина размерности концентрации; σ^2 – дисперсия распределения примеси; а H – вертикальная координата максимального значения концентрации при $x = x_c$.

Для тестирования разработанного численного алгоритма выполнен ряд расчетов. При вычислении функции $\varphi(y, z)$ полагалось, что $\sigma = 7$ м. Расчет проводился при постоянных параметрах задачи K_{yy}, K_{zz}, H, u в широких пределах их изменения при $v = 0$. Результаты тестовых численных расчетов сопоставлялись с результатами расчетов по формуле:

$$C(x, y, z) = \exp\left(-\frac{y^2}{2(\sigma^2 + 2K_{yy}x/u)}\right) \times \frac{C_0 \sigma^2}{(\sigma^2 + 2K_{yy}x/u)^{0,5} (\sigma^2 + 2K_{zz}x/u)^{0,5}} \times [\exp(-(z-H)^2/\{2(\sigma^2 + 2K_{zz}x/u)\}) + \exp(-(z+H)^2/\{2(\sigma^2 + 2K_{zz}x/u)\})],$$

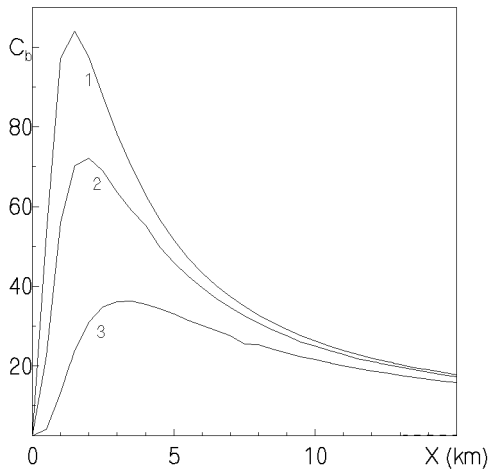


Рис. 1. Зависимость безразмерной концентрации C_b от расстояния вдоль оси X при $y=0$; $z=z_0$ и $\mu = -40$: $H=80$ м (кривая 1); $H=100$ м (кривая 2); $H=150$ м (кривая 3)

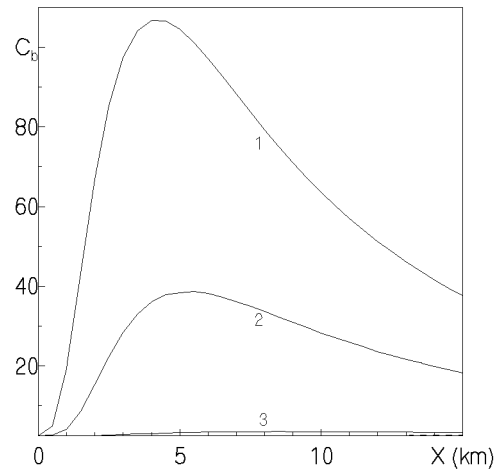


Рис. 3. Зависимость безразмерной концентрации C_b от расстояния вдоль оси X при $y=0$; $z=z_0$ и $\mu=3$: $H=80$ м (кривая 1); $H=100$ м (кривая 2); $H=150$ м (кривая 3)

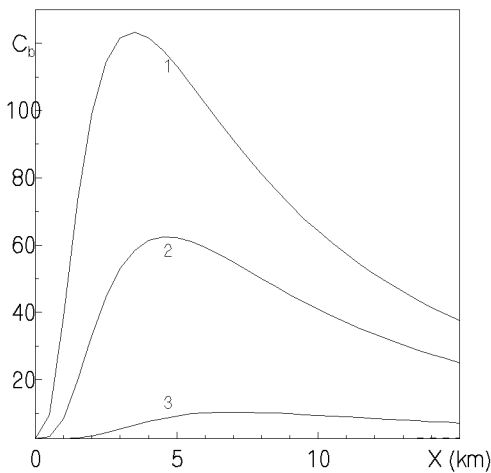


Рис. 2. Зависимость безразмерной концентрации C_b от расстояния вдоль оси X при $y=0$; $z=z_0$ и $\mu=0$: $H=80$ м (кривая 1); $H=100$ м (кривая 2); $H=150$ м (кривая 3)

$X = x - x_c$, причем $Ri = -3,2$ для $\mu = -40$ (рис. 1); $Ri = 0$ для $\mu=0$ (рис. 2); $Ri = 0,14$ для $\mu=3$ (рис. 3).

Анализ проведенных расчетов показывает, что:

1) увеличение H , и соответственно, высоты приподнятого источника ведет к уменьшению концентрации C_b и увеличению x_{max} для каждого конкретного набора z_0, G, T_p, μ, f , где x_{max} – максимальное значение приземной концентрации при $y=0$;

2) влияние температурной стратификации и вращения Земли ведет к тому, что при увеличении μ увеличивается абсолютное значение угла поворота потока α_G (в нашем случае поворот происходит вправо в область $y < 0$). Так, при $\mu = 3$ (кривая 3, $H=150$ м, рис. 3) вследствие значительного поворота потока вправо кардинально уменьшается значение приземной концентрации C_b при $y = 0$, доходя вплотную до очень малых значений. При сильно устойчивой стратификации АПС ($\mu \gg 0$) и высоко расположенном источнике примеси (больших значениях H) возникает область незначительного загрязнения при $y \geq 0$. Увеличение G ведет также к увеличению размеров этой зоны и уменьшению значений приземных концентраций. В то же время точка максимума приземной концентрации в плоскости xy смещается все более вправо ($y < 0$) и вперед (в направлении оси x);

3) сильная неустойчивость ($\mu \ll 0$) температурной стратификации АПС значительно ослабляет влияние вращения Земли, уменьшая абсолютное значение угла поворота потока α_G практически

которая получена аналитическим путем. Сравнение численных и аналитических расчетов дает приемлемые различия в пределах 1-3 процента.

Опираясь на разработанный численный алгоритм, проведен ряд расчетов по численному моделированию распространения примеси и определению ее приземных концентраций в зависимости от состояния АПС. В расчетах принято $z_0 = 0,002$ м, $G = 10$ м/с, $T_p = 293^0$ К, $f = 10^{-4}$ с $^{-1}$.

На рис. 1-3 для аэрозоля приведены зависимости безразмерной приземной ($y=0$; $z=z_0$) концентрации $C_b = 10^4 C/C_0$ от расстояния вдоль оси

ски до нуля;

4) обнаружено существование условия равенства двух максимальных значений приземных концентраций ($y = 0$) при разных x_{max} для пары значений $\mu = 0$ и $\mu = \mu_1$ ($\mu_1 < 0$) при определенных значениях z_0 , G , T_p , f . В частности, для $\mu_1 = -40$; $H=90$ м; $z_0=0,002$ м; $G=10$ м/с; $T_p = 293^0$ К; $f = 10^{-4}$ с $^{-1}$. Такой эффект требует проведения широкого ряда подробных численных исследований по определению сложной картины распределения примеси во всем АПС в зависимости от основных исходных параметров;

5) дополнительные расчеты выявили незначительное влияние величины скорости сухого осаждения W_{oc} на значения приземной концентрации по сравнению со случаем $W_{oc} = 0$.

Вопрос о применимости разработанной модели в реальных условиях сводится к определению характерного масштаба, например, масштаба по времени. Поскольку атмосферный погранслой рассматривается на фоне синоптических процессов, принимается, что этот масштаб имеет порядок часа и даже нескольких часов. При исследовании влияния периода осреднения на параметры АПС экспериментально доказано [6], что в спектре атмосферных движений наблюдается глубокий минимум, приходящийся на периоды порядка часа и разделяющий области мелкомасштабной турбулентности и сравнительно крупномасштабных квазидвумерных синоптических колебаний. Следовательно, величины различных статистических характеристик метеорологических полей, в том числе и турбулентных потоков, должны быть мало чувствительны к выбору периода осреднения при изменении последнего от нескольких минут до часа и более. Поэтому на основании вышесказанного правомерно использовать разработанную нами модель для областей, различающихся по размерам (от локального масштаба до мезомасштаба).

ВЫВОДЫ

В заключение отметим, что в данной работе представлена модель распространения невесомой пассивной примеси в температурно-стратифицированном атмосферном пограничном слое от приподнятого непрерывного источника постоянной мощности в рассматриваемой зоне (начиная от локального масштаба и кончая мезомасштабом). Моделируются процессы, в которых поле примеси изменяется под действием адвекции, турбулентной диффузии, сухого осаждения, термической стратификации АПС, вращения Земли и процессов

взаимодействия с поверхностью. В разработанной модели модернизируется стандартная А-В-С теория путем привлечения уравнения для высоты АПС и последующего переформулирования задачи относительно внутреннего параметра стратификации μ как исходного параметра подобия полной постановки проблемы. Поле скорости и компоненты тензора коэффициентов турбулентной диффузии в атмосферном пограничном слое определяются аналитически. Достоверность моделируемых физических процессов опирается на многочисленный ряд экспериментальных исследований различных авторов (обзорные работы [1, 3, 6]) при аппроксимации универсальных функций подобия для получения численного решения полуэмпирического стационарного уравнения турбулентной диффузии параболического типа. Адекватность численного решения обеспечивается применением абсолютно устойчивых, сходящихся, экономичных вычислительных методов, построенных при помощи [8, 11, 14, 15]. Проведен ряд численных расчетов уравнения турбулентной диффузии для исследования распределения приземной концентрации примеси с учетом влияния высоты приподнятого источника, параметра подобия μ , геострофической скорости G , параметра мезошероховатости z_0 . Выявлены основные закономерности распространения примеси на поверхности почвы, в том числе смещение точки максимального значения приземной концентрации вправо (в область отрицательных y), которое будет наибольшим при высоко расположенном источнике примеси, сильной устойчивости температурной стратификации АПС и возрастающем значении геострофической скорости. Разработанная модель легко трансформируется для исследования рассматриваемых процессов в случае весомерной примеси.

1. Данилов С.Д., Копров Б.М., Сазонов И.А. Некоторые подходы к моделированию атмосферного пограничного слоя // Изв.АН(Россия). Физика атмосферы и океана.– 1995.– Т.31,№2.– С. 181–204.
2. Елюхин А.П., Талерко Н.Н., Буйков М.В., Гаргер Е.К., Кузьменко А.Г. Сравнение экспериментальных и расчетных данных о приземной концентрации примеси в атмосфере // Метеорология и гидрология.– 1996.– №2.– С. 41–47.
3. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика.Т.1.– С.-П.: Гидрометеиздат, 1992.– 694 с.
4. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы.– Л.: Гидрометеиздат, 1975.– 448 с.
5. Буйков М.В., Гаргер Е.К., Талерко Н.Н. Исследование формирования пятнистой структуры радиоактивных выпадений с помощью лагранжевой диффузионной модели // Метеорология и гидрология.– 1992.– №12.– С. 33–45.

6. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы.– Л.: Гидрометеоиздат, 1970.– 290 с.
7. Илюшин Б.Б., Курбацкий А.Ф. Новые модели для вычисления моментов третьего порядка в планетарном пограничном слое // Изв.АН(Россия). Физика атмосферы и океана.– 1998.– Т.34,№6.– С. 772–781.
8. Кузьменко В.Г. Численное моделирование турбулентной диффузии примеси в условиях сложной орографии местности // Гидромеханика.– 1997.– Вып.71.– С. 63-67.
9. Медников Е.П. Турбулентный перенос и осаждение аэрозолей.– М.: Наука, 1981.– 173 с.
10. Бызова Н.Л., Гаргер Е.К., Иванов В.Н. Экспериментальные исследования атмосферной диффузии и расчеты рассеяния примеси.– Л.: Гидрометеоиздат, 1991.– 278 с.
11. Бруцкий Е.В., Кузьменко В.Г. Моделирование турбулентной струи в поперечном потоке на основе взаимодействия вихревых структур // Гидромеханика.– 1994.– Вып.68.– С. 97–105.
12. Businger J.A. Turbulent transfer in the atmospheric surface layer // In Workshop on Micrometeorology.– Am.Met.Soc.– 1973.– С. 67–100.
13. Пененко В.В., Алоян А.Е. Модели и методы для задач охраны окружающей среды.– М.: Наука, 1985.– 286 с.
14. Марчук Г.И. Математическое моделирование в проблеме окружающей среды.– М.: Наука, 1983.– 319 с.
15. Годунов С.К., Рябенский В.С. Разностные схемы.– М.: Наука, 1973.– 400 с.