

Численное моделирование мезомасштабной динамики атмосферы и переноса примеси над гидрологически неоднородной территорией*

В. М. СТЕПАНЕНКО

*Московский государственный университет,
Научно-исследовательский вычислительный центр, Россия
e-mail: stepanen@srcc.msu.ru*

Д. Н. МИКУШИН

Московский государственный университет, Россия

Results of numerical modeling of mesoscale atmospheric dynamics and passive tracer transport above the hydrologically inhomogeneous land are presented. It is shown, that a complex of breeze circulations, occurring over this kind of territory, causes significant reduction of the maximal tracer concentrations in the surface layer. The effect of thermal radiation on the night breeze development is demonstrated.

Введение

Многие регионы земного шара (например, Западная Сибирь, Карелия, территория Канады и др.) покрыты густой сетью водных объектов — водоемов и водотоков. Если эти объекты достаточно велики, то, как показывают теоретические оценки и наблюдения [1], над ними могут разиваться бризы — местные ветры, представляющие в вертикальной плоскости замкнутые циркуляционные ячейки. Бриз значительно влияет на пространственное распределение характеристик атмосферного воздуха, в особенности температуры, влажности и малых химических составляющих. Последние могут представлять собой соединения, неблагоприятные для экосистем суши и водных объектов, а также для здоровья человека. Так, наблюдавшиеся на побережье оз. Мичиган в окрестности г. Чикаго превышения предельно допустимых концентраций некоторых химических компонентов в воздухе, по всей видимости, вызваны эффектом бризовой циркуляции [2]. В случае гидрологически неоднородной территории совокупность большого количества бризовых циркуляций должна также значительно влиять на перенос примесей от их источников на земной поверхности. Этот эффект может иметь важное экологическое значение, в частности для Западной Сибири, где производится активная добыча нефти и газа с выбросом сопутствующих веществ в атмосферу. Следует подчеркнуть, что существующая наземная сеть метеорологических станций обладает недостаточным пространственным разрешением, чтобы по ее данным можно было бы идентифицировать бризовые циркуляции, возникающие над подобными территориями.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 07-05-00200).

© Институт вычислительных технологий Сибирского отделения Российской академии наук, 2008.

Поэтому численное моделирование является, по существу, единственным инструментом оценки характеристик этих циркуляций и связанного с ними переноса примесей.

В настоящей работе проведен расчет динамических характеристик бризов над гидрологически неоднородной территорией и оценена способность этих циркуляций рассеивать атмосферную примесь. Для моделирования переноса примеси использовано уравнение переноса—диффузии, таким образом, влияние химических превращений и облачных процессов исключено.

В настоящей работе использована мезомасштабная трехмерная негидростатическая модель Nh3d [3]. В этой модели применяется σ -декартова система координат, а уравнения записаны в дивергентном виде. Турбулентная диффузия скаляров и диссипация импульса представлены замыканием первого порядка. Процессы тепловлагообмена в почве и растительности рассчитываются с применением модели ISBA [4]. Кроме того, в модель Nh3d авторами настоящей работы включены параметризации переноса длинноволнового излучения в атмосфере Clirad-LW [5] и коротковолнового излучения Clirad-SW [6], а для физически адекватного расчета взаимодействия атмосферы с водоемами — модель гидротермодинамики водоема [7]. Дискретизация системы уравнений модели проведена на C-сетке Аракавы, так что пространственные производные аппроксимируются центральными разностями второго порядка точности. Интегрирование по времени производится по схеме “чехарда” второго порядка.

1. Уравнение переноса—диффузии пассивной примеси

Процесс переноса мезомасштабными течениями пассивной примеси, выбрасываемой в атмосферу из источников на поверхности земли, смоделирован подобно тому, как это было сделано в модели Nh3d для переноса водяного пара. Уравнение для концентрации примеси q_{np} записано в виде

$$\frac{\partial}{\partial t}(q_{np}p_*) + \frac{\partial}{\partial x}(uq_{np}p_*) + \frac{\partial}{\partial y}(vq_{np}p_*) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(\dot{\sigma}q_{np}p_*) = p_*(D_{q_{np}} + R_{q_{np}}). \quad (1)$$

Турбулентная диффузия примеси определяется соотношением

$$D_{q_{np}} = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial Q_1}{\partial x} + \frac{\partial Q_2}{\partial y} + \frac{\partial Q_3}{\partial z} \right), \quad (2)$$

где ρ — плотность воздуха; $Q_j, j = 1, 2, 3$, — компоненты вектора турбулентного потока примеси. Турбулентный поток примеси рассчитывается согласно турбулентному замыканию первого порядка. Величина $R_{q_{np}}$ определяет источник примеси. Она принята равной нулю во всей области, за исключением нескольких слоев конечно-разностной сетки вдоль верхней и нижней границ области, где она описывает рэлеевское трение. Таким образом предотвращаются нежелательные вычислительные эффекты вдоль этих границ. При известных $u, v, p_*, \dot{\sigma}$ на временных слоях $t = t_n$ и $t = t_{n-1}$ для всех $x = x_i, y = y_j$ и $\sigma = \sigma_k$ численное решение уравнения (1) относительно $q_{np}(x_i, y_j, \sigma_k, t_{n+1})$ производится согласно разностной схеме “чехарда”:

$$\begin{aligned} -\frac{1}{2\Delta t}((q_{np}p_*)[i, j, k, n+1]) - ((q_{np}p_*)[i, j, k, n-1]) = L_x((uq_{np}p_*)[i, j, k, n]) + \\ + L_y((vq_{np}p_*)[i, j, k, n]) + L_\sigma((\dot{\sigma}q_{np}p_*)[i, j, k, n]) - (p_*(D_{q_{np}} + R_{q_{np}})[i, j, k, n]), \end{aligned} \quad (3)$$

где

$$\begin{aligned} L_x(f[i, j, k, n]) &= \frac{f[i+1, j, k, n] - f[i-1, j, k, n]}{2\Delta x}, \\ L_y(f[i, j, k, n]) &= \frac{f[i, j+1, k, n] - f[i, j-1, k, n]}{2\Delta y}, \\ L_\sigma(f[i, j, k, n]) &= \frac{f[i, j, k+1, n] - f[i, j, k-1, n]}{\sigma_{k+1} - \sigma_{k-1}}. \end{aligned} \quad (4)$$

Для уменьшения вычислительной моды в модели Nh3d схема “чехарда” применяется в сочетании с фильтром Асселина.

2. Постановка численных экспериментов

В работе [8] показано, что используемая мезомасштабная модель адекватно воспроизводит характеристики реальных дневных бризовых циркуляций умеренных широт. В то же время ночной бриз не воспроизводился моделью, что было объяснено отсутствием на тот момент в модели параметризации длинноволнового излучения. Для проверки этой гипотезы в настоящей работе проведено два численных эксперимента: в одном из них модель переноса длинноволновой радиации была отключена, в другом, наоборот, использовалась. Для отчетливого выделения ожидаемого эффекта длинноволнового теплообмена на динамику бриза расчет проведен для простейшей конфигурации гидрологической неоднородности: задано одно крупное озеро в центре области. Основные параметры этих экспериментов приведены в табл. 1.

Во второй серии экспериментов оценивалось влияние гидрологической неоднородности на рассеивание в атмосфере примеси, поступающей с точечного наземного источника. Для расчетов выбран участок реальной земной поверхности в Ханты-Мансийском автономном округе, находящийся в среднем течении р. Оби (60–62 с. ш., 73–77 в. д.). Выбор этого участка обусловлен тем, что здесь происходит активная добыча и переработка нефти с выбросом в атмосферу продуктов соответствующих технологических процессов, а также ярко выражена гидрологическая неоднородность. Рассматривалось два сценария выбросов.

В первом случае поток примеси на поверхности в течение всего эксперимента считался равным нулю, однако в начальном распределении примеси задавался максимум (10^{-2} кг/кг), сосредоточенный в нескольких соседних узлах сетки на ближайшем к земной поверхности уровне модели (соответствующем высоте около 35 м). Этот сценарий имитирует “мгновенный” выброс большого количества примеси, например взрыв на химическом комбинате.

Т а б л и ц а 1. Параметры численных экспериментов по воспроизведению ночного бриза

Параметр	Значения параметров
Горизонтальные размеры области интегрирования, км	360 × 360
Размеры озера, км	144 × 90
Горизонтальное разрешение, км	10
Размерность численной сетки $n_x \times n_y \times n_\sigma$, км	36 × 36 × 21
Шаг по времени Δt , с	5
Длительность интегрирования, сут.	3
Скорость геострофического потока U_g , м/с	0

Т а б л и ц а 2. Параметры численных экспериментов для среднего течения р. Оби

Параметр	Значения параметров
Горизонтальные размеры области интегрирования, км	178 × 178
Горизонтальное разрешение, км	3.7
Размерность численной сетки $n_x \times n_y \times n_z$, км	48 × 48 × 21
Шаг по времени Δt , с	5
Длительность интегрирования, сут.	3
Скорость геострофического потока U_g , м/с	0

Во втором случае начальное распределение примеси было равномерным (10^{-8} кг/кг), но в нескольких соседних ячейках задан постоянный во времени поток на поверхности ($0.3 \cdot 10^{-8}$ кг/кг · м/с) — условия, соответствующие постоянно действующему точечному источнику (например, химическому комбинату в нормальном режиме работы).

В каждом случае проведен эксперимент с реальным распределением водных объектов по территории и эксперимент с однородной сушией без водных объектов. Данные о распределении водных объектов в среднем течении р. Оби извлечены из базы данных GLC2000 (<http://www-gvm.jrc.it/glc2000/>). Поверхность земли считалась плоской. Параметры этой серии экспериментов приведены в табл. 2. Все эксперименты начинались в 6:00 утра модельного времени.

3. Результаты расчетов

Поле ветра в приземном слое в 4:00 вторых суток интегрирования модели в двух экспериментах первой серии показано на рис. 1. Как видно, в случае отсутствия длинноволнового теплообмена в атмосфере ветер в модели дует не с суши на море, что чаще всего наблюдается в природе [9], а почти по касательной к береговой линии. Учет же этого процесса в модели позволяет получить достаточно реалистичную картину атмо-

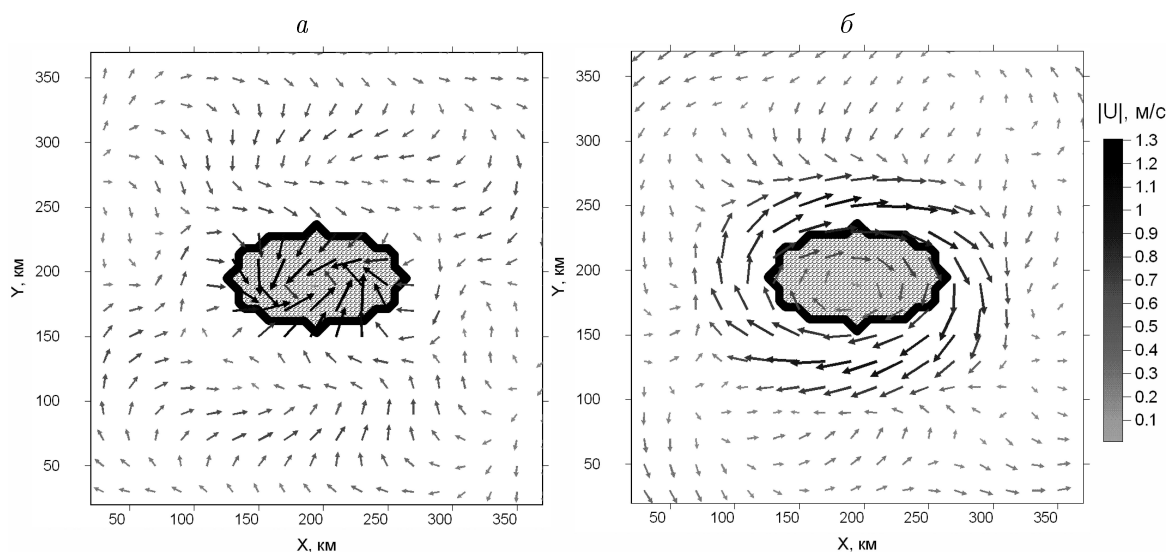


Рис. 1. Поле ветра в приземном слое в 4:00 вторых суток интегрирования в эксперименте с учетом длинноволнового теплообмена в атмосфере (а) и без учета этого процесса (б). Заштрихованная область — озеро

сферной циркуляции. Недостаточный поворот ветра от дня к ночи в эксперименте без учета длинноволнового излучения объясняется тем, что ночью над сушей преобладает устойчивая стратификация приземного слоя, так что выхолаживание почвы передается путем турбулентности в вышележащие слои воздуха в очень слабой степени. Поэтому термический контраст холодная суша — теплый водоем не распространяется до значительных высот и необходимый для развития ночного бриза горизонтальный градиент давления не возникает.

На рис. 2 представлено распределение концентрации пассивного трассера в приземном слое в экспериментах со сценарием выброса “взрыв”. Начальное поле концентрации

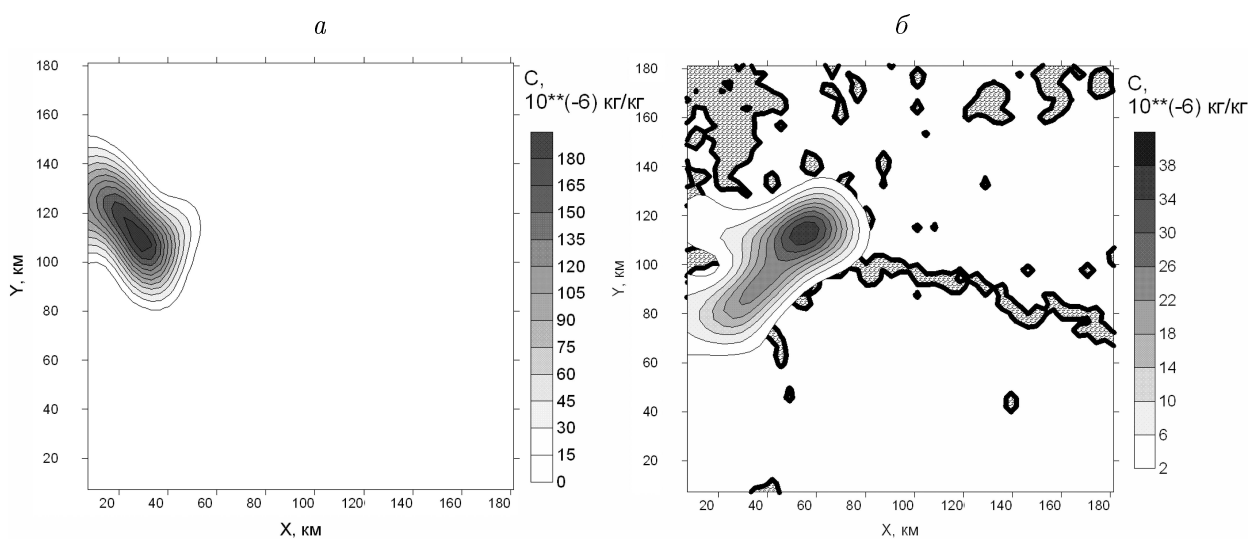


Рис. 2. Распределение концентрации примеси в приземном слое в 4:00 вторых суток интегрирования при сценарии выброса “взрыв” в эксперименте без водоемов (*a*) и в эксперименте с реальным их распределением (*б*). Заштрихованные области — водные объекты

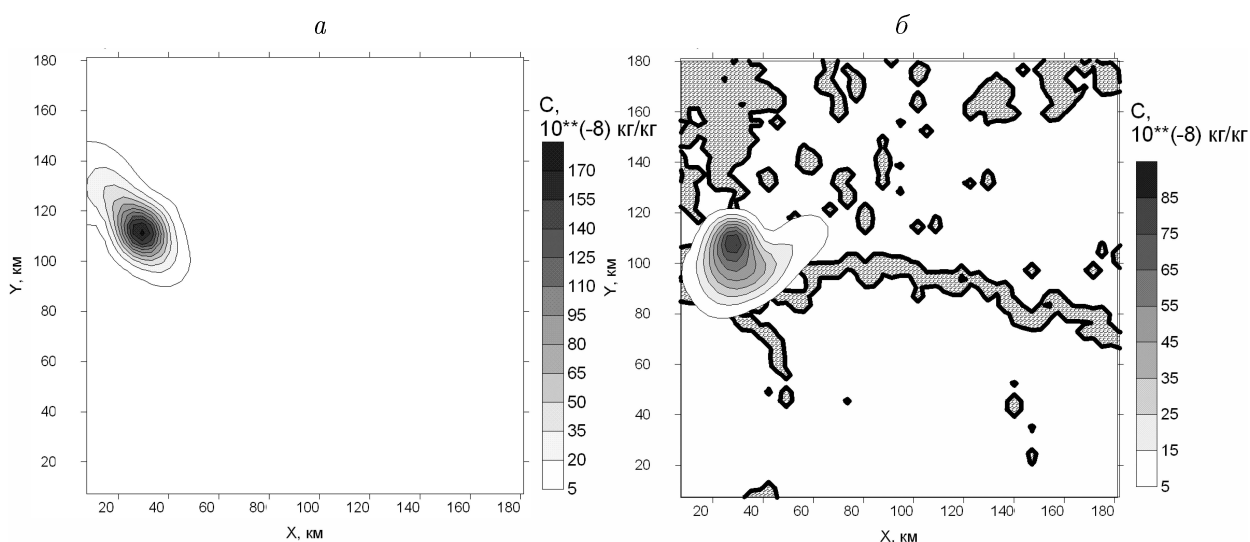


Рис. 3. Распределение концентрации примеси в приземном слое в 4:00 вторых суток интегрирования при сценарии выброса с постоянным точечным источником в эксперименте без водоемов (*a*) и в эксперименте с реальным их распределением (*б*). Заштрихованные области — водные объекты

задавалось одинаковым в обоих экспериментах, но в 4:00 вторых суток, как видно, наблюдается уже значительное различие между результатами эксперимента с реальным распределением водных объектов и эксперимента с однородной сушей. Как и ожидалось, бризовые циркуляции над водными объектами производят дополнительное перемешивание примеси по вертикали и горизонтали, в результате чего ее максимальная концентрация уменьшается ($3.8 \cdot 10^{-5}$ кг/кг против $1.7 \cdot 10^{-4}$ кг/кг в эксперименте без водоемов). Аналогичный результат получен для случая постоянной эмиссии примеси (рис. 3).

Важной характеристикой поля примеси является максимальная концентрация примеси в приземном слое (в модели — на ближайшей к земле σ -поверхности). Эта величина в экспериментах с водоемами и без водоемов почти совпадает с начала интегрирования до 15:00 первых суток. Это связано, по всей видимости, с тем, что до этого времени бризовые циркуляции не получают достаточного развития и соответствующий эффект рассеяния примеси остается малым. В случае постоянного во времени выброса примеси наблюдается характерный минимум содержания примеси в середине дня, когда неустойчивость стратификации максимальна и примесь из приземного слоя в значительных количествах переносится в верхние слои.

Заключение

На основе экспериментов с мезомасштабной атмосферной моделью показано, что теплообмен за счет длинноволновой радиации в атмосфере играет ключевую роль в развитии ночного бриза. Продемонстрировано, что мезомасштабные атмосферные циркуляции, развивающиеся над гидрологически неоднородными территориями, существенно снижают концентрацию атмосферной примеси, поступающей с точечного источника на поверхности. Важно отметить, что этот результат получен для случая нулевого геострофического ветра (фонового потока), который в природе наблюдается редко. Поэтому целесообразно провести аналогичные расчеты для более реалистичных синоптических условий. В целом динамические характеристики бризов, рассчитанные с применением мезомасштабной модели, достаточно хорошо согласуются со значениями, характерными для умеренных широт по данным наблюдений. Детальное же сравнение результатов моделирования с данными наблюдательной сети высокого пространственного разрешения планируется в ближайшем будущем.

Авторы выражают благодарность В. Н. Лыковому за организационную поддержку работы и полезные замечания.

Список литературы

- [1] СТРУНИН М.А., ХИЯМА Т. Самолетные исследования атмосферного пограничного слоя над долиной реки Лены // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41, № 2. С. 178–200.
- [2] EASTMAN J.L., PIELKE R.A., LYONS W.A. Comparison of lake-breeze model simulations with tracer data // J. Appl. Meteor. 1995. Vol. 34. P. 1398–1418.
- [3] MIRANDA P.M.A., JAMES I.N. Non-linear three-dimensional effects on gravity wave drag: Splitting flow and breaking waves // Quart. J. R. Met. Soc. 1992. Vol. 118. P. 1057–1082.

- [4] MAHFOUF J.F., RICHARD E., MASCART P. The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulation // J. Appl. Meteor. 1987. Vol. 26. P. 1483–1495.
- [5] CHOU M.-D., SUAREZ M.J., LIANG X.Z., YAN M.M.-H. A Thermal Infrared Radiation Parameterization for Atmospheric Studies: Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, NASA/TM-2001-104606. 2003. Vol. 19. 55 p.
- [6] CHOU M.-D., SUAREZ M.J. A Solar Radiation Parameterization for Atmospheric Studies: Technical Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, NASA/TM-1999-10460. 2002. Vol. 15. 42 p.
- [7] СТЕПАНЕНКО В. М., ЛЫКОСОВ В. Н. Численное моделирование процессов тепловлагопереноса в системе водоем—грунт // Метеорология и гидрология. 2005. № 3. С. 95–104.
- [8] СТЕПАНЕНКО В. М., МИРАНДА П. М., ЛЫКОСОВ В. Н. Численное моделирование мезомасштабного взаимодействия атмосферы и гидрологически неоднородной суши // Вычисл. технологии. 2006. Т. 11, № 3. С. 118–127.
- [9] БУРМАН А. Местные ветры. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 341 с.

Поступила в редакцию 21 февраля 2008 г.