

В.А. Шлычков*, В.М. Мальбахов, П.Ю. Пушистов

Атмосферная конвекция и ее роль в вертикальном массопереносе

*Институт водных и экологических проблем СО РАН (Новосибирский филиал),
* ИВМиМГ СО РАН, г. Новосибирск*

Поступила в редакцию 2.07.2001 г.

Представлены результаты теоретического исследования вертикального массопереноса в условиях развитой двухъярусной конвекции. Для описания движений в атмосфере применяется пространственная вихререзающая модель ансамбля термиков, кучевых и кучево-дождевых облаков. В уравнениях учитывается активная роль аэрозолей в процессах облако- и осадкообразования.

Введение

Для описания процессов массопереноса в атмосферном пограничном слое (АПС), в том числе и в конвективных условиях, обычно используются численные модели, представляющие собой полуэмпирическое уравнение диффузии, и разные гипотезы замыкания. При этом нерегулярные мезомасштабные процессы в АПС параметризуются как турбулентные (подсеточные). Однако решения, базирующиеся на таком подходе, не описывают многие важные особенности структуры конвективного АПС. В вихререзающих моделях процессы атмосферной конвекции описываются с помощью так называемого LES (Large Eddy Simulation) моделирования, в которых вихри с масштабом более 100 м воспроизводятся на основе негидростатических уравнений термогидродинамики, а меньшие параметризуются. LES-моделирование является эффективным инструментом изучения внутренней динамики и развития облаков [1, 2]. Растущий интерес к этой проблеме вызван, например, экологической опасностью, связанной с выпадением кислотных дождей, необходимостью параметризации облачности в моделях общей циркуляции и климата, детализацией гидрологического цикла и т.п. Отечественные исследования в области моделирования облачной динамики в настоящее время практически прекратились.

В данной статье для изучения конвективного переноса импульса, пара, тепла, влаги и аэрозолей применяется пространственная вихререзающая модель ансамбля термиков, кучевых и кучево-дождевых облаков. Учитывается активная роль аэрозолей в процессах облако- и осадкообразования. Источником поступления примеси в атмосферу являются процессы сальтации и дефляции (ветрового отрыва частиц аэрозоля от подстилающей поверхности). Частицы примеси, попадая в облачный слой, служат ядрами коагуляции, что приводит к интенсификации процессов осадкообразования. В свою очередь осадки приводят к вымыванию аэрозоля из атмосферы и прекращению его поступления из подстилающей поверхности.

В качестве базовой примем пространственную LES-модель [3] в параметрической форме, учитывающую процессы осадкообразования [4, 5], а также процессы распространения примеси [3]:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\partial \pi}{\partial x} + l(v - v_g) + D_{xy}u + \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{\partial \pi}{\partial y} - l(u - u_g) + D_{xy}v + \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (2)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{\partial \pi}{\partial z} + g \left(\frac{\theta}{\Theta} + 0,61q - q_l \right) + D_{xy}w + \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial w}{\partial z}, \quad (3)$$

$$\frac{d\theta}{dt} + \frac{\partial \theta}{\partial z} w = D_{xy}\theta + \frac{L}{c_p} (CR - ER_c - ER_r) + \frac{\partial}{\partial z} K_T \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad \frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z},$$

$$D_{xy} = \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_y \frac{\partial}{\partial y}, \quad (5)$$

$$\frac{dq}{dt} = ER_c + ER_r - CR + D_{xy}q + \frac{\partial}{\partial z} K_T \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (6)$$

$$\frac{dq_c}{dt} = CR - ER_c - k_1(q_c - a) - k_2 q_c q_r^{0,88} + D_{xy}q_c + \frac{\partial}{\partial z} K_T \frac{\partial q_c}{\partial z}, \quad (7)$$

$$\frac{dq_r}{dt} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho V_r q_r}{\partial z} - ER_r + k_1(q_c - a) + k_3 q_r s^{0,88} + D_{xy}q_r + \frac{\partial}{\partial z} K_T \frac{\partial q_r}{\partial z}, \quad (8)$$

$$\frac{ds}{dt} - w_0 \frac{\partial s}{\partial z} = -k_3 q_r s^{0,88} + D_{xy}s + \frac{\partial}{\partial z} K_s \frac{\partial s}{\partial z}, \quad (9)$$

где t – время; u, v, w – компоненты скорости вдоль осей x, y, z ; θ – отклонение потенциальной температуры от ее значения

$\Theta(z, t)$ – в невозмущенной атмосфере; q – значение отношения смеси пара (влажность); q_c – отношение смеси (водность) облачных капель; q_r – отношение смеси (водность) дождевых капель; $q_l = q_c + q_r$; s – отношение смеси частиц примеси; g – ускорение свободного падения; l – параметр Кориолиса; L – удельная теплота парообразования; c_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; K – коэффициент вертикального турбулентного обмена подсеточного масштаба; $K_T = K/Pr$; $K_s = K/Sc$; Pr, Sc – турбулентные числа Прандтля и Шмидта в АПС; $V_r = 36,34 (\rho q_r)^{0,1364}$ скорость падения дождевых капель; $k_1(q_c - a)$ учитывает скорость автоконверсии дождевых капель и облачных частиц, $k_1 = 0$ при $q_c < a$ и $k_1 = 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ при $q_c \geq a = 10^{-3} \text{ г/г}$; ER_c – скорость испарения облачных капель; CR – скорость конденсации водяного пара, $CR = 0$ при $q < q_n$ ($q_n = \frac{3,8}{p} \exp\left(\frac{17,5(T - 273)}{T - 36}\right)$ – насыщающая удельная влажность; p – давление; T – средняя температура). При $q \geq q_n$ алгоритм расчета изменений полей за счет конденсации имеет следующий вид:

$$q^{i+1} = q_a - (q_n + q_a - q_{na}) \left(1 + 0,622 \frac{AL}{Pc_p}\right)^{-1};$$

$$\theta^{i+1} = \theta_a + \frac{L}{c_p} (q_a - q^{i+1}); \quad q_c^{i+1} = q_{ca} + q_a - q^{i+1},$$

где индексом a обозначены значения соответствующих переменных, полученных после расчета пространственного переноса; i – номер шага по времени; $A = \Delta e_{na}/(\Delta T)$, Δ – индекс, обозначающий разность между i -м и $i-1$ -м шагами по времени; e_n – насыщающая упругость водяного пара; $k_2 q_c q_r^{0,88}$ – скорость изменения q_c, q_r за счет коагуляции облачных частиц с дождевыми каплями; $k_3 q_r s^{0,88}$ – коагуляция дождевых капель с частицами примеси и вымывание аэрозоля из зоны выпадения осадков. При вычислениях ER_c предполагалось, что часть облачных капель испаряется мгновенно до полного насыщения воздуха. Если испаренной облачной воды недостаточно для насыщения воздуха, то произойдет испарение дождевой воды, скорость которого вычисляется по формуле

$$ER_r = - \frac{c(q/q_n - 1)q_r^{0,88}}{5,48 \cdot 10^5 + 4,1 \cdot 10^6 / e_n},$$

где $c = 1,6 + 5,7 \cdot 10^{-4} V_r^{1,5}$.

Начальные и граничные условия

Будем считать, что на нижней границе АПС

$$K \frac{\partial u}{\partial z} = c_u | \vec{u} | u, \quad K \frac{\partial v}{\partial z} = c_u | \vec{u} | v; \quad w = 0;$$

$$\rho c_p K_T \frac{\partial(\theta + \Theta)}{\partial z} = H_0; \quad q_c = 0; \quad \frac{\partial q_r}{\partial z} = 0;$$

$$K_T \frac{\partial q}{\partial z} = c_\theta | \vec{u} | (q - q_0), \quad K_s \frac{\partial s}{\partial z} + w_0 s = \beta s - \Gamma \quad \text{при } z = 0,$$

где c_u, c_θ – коэффициенты сопротивления и теплообмена, рассчитываемые по модели квазистационарного подслоя; H_0 – заданный поток тепла; q_0 – влажность вблизи подстилающей поверхности (предполагается равной насыщающему значению); Γ, β – параметры взаимодействия аэрозоля с подстилающей поверхностью (подробно см. в [3]). Будем также считать, что в верхней части АПС атмосфера стратифицирована устойчиво, вследствие чего конвекция на верхней границе области $z = H$ затухает:

$$u = u_g; \quad v = v_g; \quad w = 0; \quad \frac{\partial(\theta + \Theta)}{\partial z} = \gamma; \quad q = q_n;$$

$$\frac{\partial q_c}{\partial z} = \frac{\partial q_r}{\partial z} = 0 \quad \text{при } z = H.$$

Значения u_g, v_g считаются известными; γ задает устойчивую стратификацию на больших высотах. На боковых границах области примем условия периодичности.

В качестве начальных условий зададим распределение влажности, а также отсутствие облачности и осадков

$$q = Q(z), \quad q_c = q_r = 0 \quad \text{при } t = 0.$$

Поле $Q(z)$ примем однородным по горизонтали и рассчитаем его по относительной влажности f_q . Последнюю зададим в виде линейной функции z , принимающей значение $f_q = 90\%$ на нижней границе и убывающей на 10% с каждым километром высоты. Конвекцию инициализируем серией слабых тепловых импульсов [5]. При наличии у Земли слоя с неустойчивой стратификацией тепловые возмущения обуславливают развитие конвекции, в противном случае возмущения затухают.

Рассмотрим результаты модельных расчетов с разными H_0 при $u_g = 5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, $v_g = 0$. При $H_0 \leq 10 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ интенсивность восходящих движений невелика и влажный воздух не достигает уровня конденсации. В этом случае возникает ансамбль термиком, а облака не развиваются. С увеличением подводимого потока тепла до $H_0 = 15 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ возникает легкая облачность с небольшими значениями водности. Эти облака не дают осадков, доля их покрытия n в плане составляет $0,03-0,05$. Высота облачного слоя расположена ниже уровня инверсии (одноярусная облачная конвекция [5]). Мощная проникающая конвекция возникает при $H_0 = 30 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$. Большая энергия неустойчивости способствует развитию сильных восходящих движений ($w = 5-7 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) и приводит к образованию заметной кучевой облачности.

На рис. 1,а представлены изолинии поля относительной влажности f_q (%) в горизонтальной плоскости на уровне $z = 1600 \text{ м}$, полученного к моменту $t = 2 \text{ ч}$. Частицы, достигшие уровня конденсации, образуют замкнутые области с $f_q = 100\%$; внутри этих областей формируется капельная влага облаков.

Изолинии изображены на рис. 1 жирными линиями (шаг построения $\Delta q_c = 10^{-4} \text{ г/г}$). Расчетный балл облачности близок к значению $n = 0,2$. Дождевая вода отсутствует. Близко расположенные конвективные ячейки образуют облачные дорожки, ориентированные примерно вдоль среднего ветра, что подтверждается данными наблюдений [5, 6]. Горизонтальная протяженность облачных дорожек составляет $1-4 \text{ км}$, что также подтверждается наблюдениями. С ростом высоты менее интенсивные элементы ансамбля затухают и

слитная структура дорожек разрушается (рис. 1,б). Вертикальный размер облаков составляет 1–2 км.

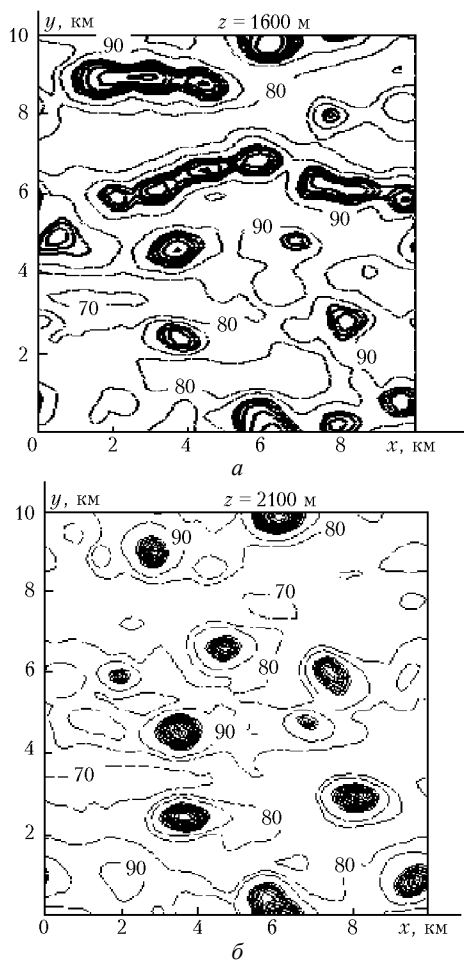


Рис. 1. Горизонтальная структура поля относительной влажности (тонкие линии) и облачной воды (жирные)

Полученные характеристики облаков и ансамбля в целом хорошо согласуются с количественными оценками и данными экспериментальных исследований для нежданных конвективных облаков [5–7]. При интегрировании до 4 ч наблюдалось формирование пяти дождевых облаков мощностью около 2 км. Следы выпавшего дождя («лужи») имеют форму овальных областей, слабо вытянутых вдоль ветра с максимальным значением суммы осадков 112 г/м². Средняя по территории сумма осадков составила 0,73 г/м². Такие осадки дают конвективные облака со средней мощностью 3 км [7, 8].

Полученная вертикальная структура полей соответствует реально наблюдаемой двухъярусной облачной конвекции, когда облака расположены над слоем «сухой» конвекции выше уровня инверсии [5]. Это иллюстрирует рис. 2,б, на котором кривая 1 отражает вертикальную структуру конвективного потока тепла. Сухоконвективный механизм обмена является доминирующим в нижней километровой области. Формирование слоя инверсии связано с отрицательными значениями потока вблизи уровня $z = 1300$ м. Выше конвективный поток вновь становится положительным, однако здесь главную роль играет фазовый приток тепла (кривая 2), который значительно превосходит перенос тепла за счет конвективных движений. Подсчетная турбулентность (кри-

вая 3) оказывается существенной лишь вблизи нижней границы. На рис. 2,а дан профиль потенциальной температуры $\Theta(z)$ (кривая 1). Видно, что при $z > 1300$ м АПС является устойчивым по признаку сухоадиабатического процесса ($\partial\Theta/\partial z > 0$). Однако анализ псевдопотенциальной температуры $\Theta_p(z)$ (кривая 2 на рис. 2,а), которая является консервативной характеристикой влажноадиабатических процессов, показывает, что ее вертикальный градиент отрицателен почти во всей области $z < 3500$ м. Это соответствует неустойчивой температурной стратификации в насыщенном воздухе. Таким образом, вертикальный перенос тепла, пара и влаги приводит к существенной перестройке полей температуры и влажности, а также к образованию облаков и осадков. Влияние конвекции на характер распределения примеси по вертикали также существенно: оно приводит к образованию слоя со слабо меняющейся концентрацией аэрозоля толщиной около 1 км, причем в облачный слой проникает менее 1% аэрозоля, что также подтверждают результаты наблюдений [9, 10].

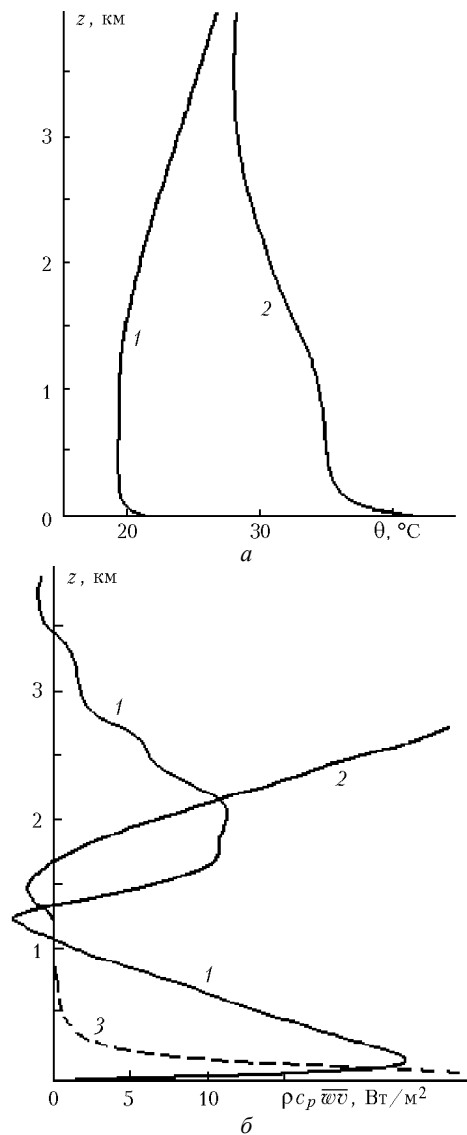


Рис. 2. Средние профили: а – потенциальной и псевдопотенциальной температуры (кривые 1, 2); б – конвективного, фазового и подсчетного потоков тепла (кривые 1, 2, 3)

Заключение

Проведенные расчеты и их сравнение с данными наблюдений показывают, что предложенная вихререзающая модель может служить эффективным инструментом исследования конвективного переноса тепла, пара, влаги, аэрозолей для изучения процессов облако- и осадкообразования и для разработки методов параметризации конвекции при изучении крупномасштабных процессов. Модель легко обобщается на случай «глубокой» конвекции, когда ливневые и градовые облака охватывают всю тропосферу.

Работа поддержана РФФИ, гранты № 99-05-64678, 99-05-64735.

1. *Hongly J., Cotton W.R.* Large Eddy Simulation of Shallow Cumulus convection during BOMEX: Sensitivity to Microphysics and Radiation // *J. Atmos. Sci.* 2000. V. 57. № 4. P. 582–594.
2. *Khairoutdinov M.E., Kogan Y.L.* A Large Eddy Simulation with Explicit Microphysics: Validation against Aircraft Observations of a Stratocumulus-Topped Boundary Layer // *J. Atmos. Sci.* 1999. V. 56. № 13. P. 2115–2131.
3. *Shlychkov V.A., Pushistov P.Yu.* Application of Eddy-Resolving Models for Penetrating Turbulent Convection in the Atmosphere and Deep Lakes // *Bul. of the Novosibirsk Computing Center. Series «Numerical Modeling in Atmosphere, Ocean and Environment Studies».* Novosibirsk: NCC Publisher, 2000. Iss. 6. P. 79–88.
4. *Ogura Y., Takahashi T.* The Development of Warm Rain in Cumulus Model // *J. Atmos. Sci.* 1973. V. 30. P. 262–277.
5. *Мальбахов В.М.* Гидродинамическое моделирование эволюции атмосферных конвективных ансамблей. Новосибирск: Изд-во ВЦ СО РАН, 1997. 185 с.
6. *Браун Р.А.* Аналитические методы моделирования планетарного пограничного слоя. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 150 с.
7. *Mason B.J.* The physics of clouds. Oxford, 1971. 730 p.
8. *Мазин И.П., Шметер С.М.* Облака, строение и физика образования. Л.: Гидрометеиздат, 1983, 265 с.
9. *Бызова Н.Л.* Рассеяние примеси в пограничном слое атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 233 с.
10. *Мальбахов В.М., Пушистов П.Ю.* Теоретическое изучение некоторых особенностей распространения примесей в конвективных условиях // *Оптика атмосф. и океана.* 1998. Т. 11. № 8. С. 919–923.

V.A. Shlychkov, V.M. Malbakhov, P.Yu. Pushistov. **Atmospheric convection and its role in the vertical mass transport.**

The results of theoretical investigation of vertical mass transport in the conditions of developed two-layer convection are presented. A spatial vortex-resolving model of an ensemble of thermals, cumulus and cumulonimbus clouds is used to describe motions in the atmosphere. The active role of aerosols in the processes of formation of clouds and precipitation is taken into account in the equations.