

УДК 551.510.42.001.57

В.М. Мальбахов, П.Ю. Пушистов

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПРИМЕСЕЙ В КОНВЕКТИВНЫХ УСЛОВИЯХ

Представлена гидродинамическая модель распространения примеси в случае проникающей двухъярусной конвекции (термики и расположенные над ними недождевые кучевые облака). Получено качественное объяснение известных из наблюдений фактов: замутненность нижнего слоя атмосферы толщиной около 1 км при конвекции, проникновение ядер коагуляции водяных капель и ядер конденсации водяного пара в облачный слой.

Введение

В ряде прикладных задач особый интерес представляет изучение закономерностей распространения примесей при развитой конвекции, когда из-за значительных скоростей воздуха в термиках и облаках создаются условия для проникновения частиц примеси, в том числе и крупных, на большие высоты. Крупные частицы могут стать ядрами коагуляции для водяных капель и играют заметную роль в процессах ливне- и градообразования [1].

Кроме того, в тропосфере регистрируется большое количество мелких кристалликов соли, на которых эффективно конденсируется водяной пар, что играет важную роль в процессах облакообразования [2]. Наиболее вероятно, что эти частицы образуются из попавших в воздух при штормах и испарившихся мелких капелек влаги [3]. Наиболее быстрый подъем капель и кристалликов вверх может осуществляться в конвективных условиях. Попав на большие высоты, кристаллики соли, скорость гравитационного оседания которых порядка миллиметра в секунду, могут находиться в воздухе несколько суток и разноситься ветром на большие расстояния.

Для описания процессов распространения примеси в пограничном слое атмосферы (ПСА), в том числе и конвективном пограничном слое (КПС), обычно используются модели ПСА, включающие в себя полуэмпирическое уравнение турбулентной диффузии, и те или иные гипотезы замыкания [3–5]. При этом нерегулярные мезомасштабные процессы в КПС параметризуются как турбулентные (подсеточные). Однако решения, базирующиеся на таком подходе, не описывают многих важных особенностей структуры КПС. Такой вывод следует как из данных наблюдений [3–6], так и из ряда теоретических исследований, в которых процессы нестационарной проникающей конвекции [6, 7], а также облако- и осадкообразования описываются в явном виде с помощью так называемых LES (Large Eddy Simulation) моделей [8–11], в которых вихри с масштабом более 100 м рассчитываются на основе негидростатических уравнений

термодинамики, а меньшие – параметризуются. Распространение поднятых с земли пылевых частиц в условиях «сухой» конвекции (когда моделируемый ансамбль состоит из термик) изучалось в [12].

В данной статье рассматривается задача распространения примеси в случае, когда над нижним конвективным ярусом, состоящим из термик, расположен второй конвективный ярус, состоящий из недождевых кучевых облаков. Кроме того, в отличие от [12] рассмотрены не один, а три различных механизма поступления примеси в атмосферу:

1) источником поступления примеси является тонкий запыленный слой атмосферы [12];

2) примесь представляет собой мелкие капельки, которые поступают в воздух с поверхности воды при сильном волнении.

Следуя [9] для описания конвективного ансамбля, используем следующие уравнения гидротермодинамики:

$$\frac{\partial \Omega}{\partial t} + (U + u) \frac{\partial \Omega}{\partial x} + w \frac{\partial \Omega}{\partial z} = \lambda \frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial^2 \Omega}{\partial x^2} + v \frac{\partial^2 \Omega}{\partial z^2}; \quad (1)$$

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} = \Omega; \quad (2)$$

$$\frac{\partial A}{\partial t} + (U + u) \frac{\partial A}{\partial x} + w \frac{\partial A}{\partial z} = \alpha w + v \frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + v \frac{\partial^2 A}{\partial z^2}; \quad (3)$$

$$\frac{\partial B}{\partial t} + (U + u) \frac{\partial B}{\partial x} + w \frac{\partial B}{\partial z} = \alpha_q w + v \frac{\partial^2 B}{\partial x^2} + v \frac{\partial^2 B}{\partial z^2}. \quad (4)$$

Внутри облаков при $q > q_n$ действуют соотношения

$$A = \vartheta - \left(\frac{L}{c_p}\right) v; \quad B = q_n + v; \quad v = \frac{B - Q_n + Q - Q_n b A}{1 + (L/c_p) Q b},$$

$$q_n = Q_n \exp(b\vartheta), \quad b = \frac{17,55}{\theta - 31,1}.$$

Вне облаков при $q < q_n$ действуют соотношения:

$$A = \vartheta; \quad B = q; \quad v = 0,$$

где t – время; x и z – горизонтальная и вертикальная координаты; ψ – функция тока; $u = -\partial\psi/\partial z$ и $w = \partial\psi/\partial x$ – конвективные горизонтальная и вертикальная компоненты скорости; $U(z)$ – фоновое значение скорости; $\Omega = \partial w/\partial x - \partial u/\partial z$ – вихрь; ϑ, q, q_n – конвективные отклонения потенциальной температуры, отношения смеси пара (удельной влажности) и насыщающей удельной влажности от их фоновых значений $\Theta(z), Q(z), Q_n(z)$; v – отношение смеси облачной (взвешенной в воздухе) воды (удельной водности); $\alpha = -\frac{\partial\theta}{\partial z}$;

$\alpha_q = -\frac{\partial Q}{\partial z}$; $\lambda = g/\theta$; g – ускорение свободного падения; L – удельная теплота парообразования; c_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; ν – кинематический коэффициент турбулентности.

Под невозмущенным (фоновым) состоянием атмосферы будем понимать атмосферу без конвекции, с заданным постоянным ветром: $U = \text{const}$, с заданным полем влажности $Q(z)$, с суточным ходом потенциальной температуры на поверхности земли $\theta = \vartheta_0 + \vartheta_1 \sin(\omega t - \varphi)$ при $z=0$ (здесь $\vartheta_0 = \text{const} > 0$ – среднесуточное значение температуры, ω – угловая скорость вращения Земли, $\varphi = \omega \cdot 6 \text{ ч} = 1,57$) и стандартным значением градиента температуры $\alpha_0 = -\partial\theta/\partial z = \text{const}$ на больших высотах. В этом случае решение уравнения теплопроводности $\partial\theta/\partial t = \nu \partial^2\theta/\partial z^2$ имеет вид

$$\theta = \vartheta_0 - \alpha_0 z + \vartheta_1 \exp\left(-z \sqrt{\frac{\omega}{2\nu}}\right) \sin\left(\omega t - \varphi - z \sqrt{\frac{\omega}{2\nu}}\right). \quad (5)$$

Будем считать, что на нижней и верхней границах КПС при

$$z = 0, \quad z = H \quad \psi = 0, \quad \Omega = 0, \quad A = 0, \quad B = 0. \quad (6)$$

Конвективный процесс при приближении к верхней границе области счета $z = H$ затухает потому, что в верхней части КПС атмосфера стратифицирована устойчиво. На боковых границах области счета $x = 0$ и $x = X$ примем условия периодичности.

В качестве начальных условий зададим серию тепловых импульсов. Для этого в момент $t = 0$ во все точки первого от подстилающей поверхности расчетного уровня введем некоторые случайным образом выбранные значения отклонения температуры. Эти отклонения выбираются датчиком случайных чисел из интервала значений $(-1 \text{ }^\circ\text{C}) - (+1 \text{ }^\circ\text{C})$. При наличии у Земли слоя с неустойчивой стратификацией тепловые импульсы инициируют развитие конвекции, в противном случае возмущения затухают.

Модель (1)–(6) позволяет исследовать суточную эволюцию конвективного ансамбля, верно отражает

основные черты КПС и описывает несколько типов конвективных движений [9]:

– приземный слой постоянных потоков с сильно неустойчивой стратификацией воздуха;

– расположенный над ним перемешанный слой, толщина которого меняется от нескольких десятков метров в утренние часы до 1–2 км в послеобеденное время;

– тонкий инверсионный слой, ограничивающий конвективный ансамбль сверху;

– двухъярусную облачную конвекцию, при которой термики расположены в перемешанном слое, а над инверсией расположен второй конвективный ярус, состоящий из недождевых конвективных облаков.

Для описания распространения примеси используем следующее уравнение [2, 12]:

$$\frac{\partial s}{\partial t} + (U + u) \frac{\partial s}{\partial x} + (w - w_0(r)) \frac{\partial s}{\partial z} = \nu \Delta s, \quad (7)$$

где s – концентрация примеси; $w_0(r)$ – скорость осадения частицы примеси с радиусом r ; $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$.

1. Сравнение конвективного и диффузионного режимов распространения пылевых частиц в ПСА

Сначала рассмотрим случай, когда источником поступления примеси является прилегающий к земле тонкий запыленный слой атмосферы [12]. Следуя [12, 13], при $z = 0$

$$\nu \frac{\partial s}{\partial z} = -f = \text{const} \quad (f > 0). \quad (8)$$

Будем также считать, что на больших высотах примесь отсутствует, при $z = H$

$$s = 0. \quad (9)$$

На боковых границах области счета при $x = 0$ и $x = X$ примем условия периодичности.

В качестве начального условия примем точное стандартное решение (7) – (9) при $u = w = 0$: при $t = 0$

$$s = \frac{f}{w_0} \exp\left(-\frac{w_0}{\nu} z\right). \quad (10)$$

Напомним, что начальный момент соответствует 9 ч местного времени. Расчет проводился для значений $U = 0$, $\theta_0 = 20 \text{ }^\circ\text{C}$, $\theta_1 = 4 \text{ }^\circ\text{C}$, $\nu = 5 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Относительная влажность задавалась линейно убывающей от 0,7 при $z = 0$ до 0,3 при $z = H$.

Конвекция моделировалась в области $0 < x < L = 5 \text{ км}$, $0 < z < H = 3 \text{ км}$.

Распространение примеси изучалось в период между 9 и 21 ч. Напомним также, что LES модель (1)–(6) двумерна. Распространение примеси носит

тоже двумерный характер. Подробнее о сеточной области и методе решения можно узнать в [12].

Остановимся кратко на результатах расчетов. Усредненная от $x = 0$ до $x = L$, от $t' = t$ до $t' = t + t_0$

$$\text{концентрация пылевых частиц } \bar{s} = \frac{1}{t_0 L} \int_t^{t+t_0} \int_0^L s \, dx \, dt'$$

($t_0 = 1$ ч) максимальна у земли, быстро убывает с ростом высоты, становясь приблизительно на порядок меньше на высотах 15–50 м. Толщина нижнего сильно запыленного слоя тем больше, чем меньше скорость падения частиц примеси. Выше этого слоя вплоть до верхней границы перемешанного слоя усредненная концентрация почти не меняется, а затем быстро затухает. При этом чем больше скорость падения частиц, тем меньше их в КПС: зависимость приблизительно обратно пропорциональная [12].

Таким образом, суммарный эффект от действия ансамбля термиков подобен эффекту при взбалтывании сосуда с жидкостью, содержащей мелкие тяжелые частицы примеси. Толщина перемешанного слоя меняется от нескольких десятков метров в утренние часы до 1,2 км в полдень. Приблизительно в это время наиболее мощные из термиков достигают уровня конденсации и дают начало развитию второго конвективного яруса, состоящего из недождевых конвективных облаков. В облачный слой проникает незначительное количество примеси.

Таблица 1

Сравнение конвективного и диффузионного режимов распространения пылевых частиц в пограничном слое

t_4	09	11	13	15	17	19	21
h_1	–	760	960	1100	–	–	–
h_2	–	–	1230	2700	2900	–	–
w_1	–	3,2	2,1	0,6	–	–	–
w_2	–	–	4,2	3,1	1,2	0,6	–
n_1	–	9	8	6	–	–	–
n_2	–	–	3	2	2	–	–
l_1	–	0,6	0,6	0,6	0,5	0,3	–
l_2	–	0,4	0,4	0,4	0,2	0,1	–
l_3	–	0,1	0,1	0,1	0,1	–	–
m_1	–	–	0,009	0,007	0,005	0,003	0,002
m_2	–	–	0,006	0,004	0,002	0,001	0,001
m_3	–	–	0,001	0,001	–	–	–
N	1	1,7	3,8	4,3	4,1	2,3	1,3

На начальной стадии почти вся примесь, попавшая в облачный слой, содержится в облаках. Затем примесь постепенно «размазывается» по облачному слою. По мере затухания конвекции во второй половине суток примесь медленно оседает на землю. Качественное представление об отличии конвективного и чисто диффузионного режимов распространения примеси дает табл. 1, в которой приняты следующие обозначения: t_4 – время суток в часах; h_1 – верхняя граница слоя перемешивания; h_2 – верхняя граница облачного слоя; w_1 – максимальная скорость восходящих движений в термиках; w_2 – скорость восходящих движений в облаках; n_1 – количество термик в слое перемешивания; n_2 – количество облаков в об-

лачном слое; l_1, l_2, l_3 – отношение усредненных концентраций примеси в перемешанном слое к максимальным значениям концентраций в диффузионном слое для $w_0 = 0,02; 0,1; 0,5$ м/с соответственно; m_1, m_2, m_3 – отношение максимальных концентраций примеси в облачном слое к максимальным значениям концентраций в диффузионном слое для $w_0 = 0,02; 0,1; 0,5$ м/с соответственно; N – отношение общей массы примеси к массе примеси в диффузионном слое.

2. Сравнение конвективного и диффузионного режимов распространения брызг соленой воды в ПСА

Рассмотрим случай, когда источником поступления примеси являются ветровые процессы над водной поверхностью. Следуя [3], считаем, что для брызг соленой воды при $z = 0$

$$\lg s_0 = -PV^2/(V^3 + 172), \quad (11)$$

где V – средняя скорость движения волн; $P = \text{const}$.

Предполагаем также, что шторм только что прошел ($U \approx 0$, в штормовых условиях конвекция не возникает) и водная поверхность оказалась заметно теплее воздуха в ПСА.

В качестве начального условия примем точное стационарное решение задач (7), (11) при $u = w = 0$ и $t = 0$

$$s = s_0 \exp(-w_0 z/v). \quad (12)$$

Расчет велся при $w_0 = 0,1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, $\theta_1 = 2 \text{ }^\circ\text{C}$. Относительная влажность задавалась убывающей от 1 при $z = 0$ до 0,3 при $z = H$. Остальные граничные условия и значения параметров те же, что и в рассмотренном выше случае. Из постановки задач нетрудно видеть, что различия между распространением пылевых частиц и брызг соленой воды связаны с различием во внешних параметрах. Поэтому общие закономерности в обоих случаях одинаковы (табл. 2).

Таблица 2

Сравнение конвективного и диффузионного режимов распространения брызг соленой воды в пограничном слое

t_4	09	11	13	15	17	19	21
h_1	–	580	720	900	–	–	–
h_2	–	–	1080	1720	2200	–	–
w_1	–	2,3	1,2	0,4	–	–	–
w_2	–	–	3,3	2,4	0,8	0,3	–
n_1	–	9	8	6	–	–	–
n_2	–	–	3	2	2	–	–
l_2	–	0,4	0,4	0,4	0,2	0,1	–
m_2	–	–	0,007	0,007	0,006	0,004	0,002
N	1	1,5	3,1	3,6	3,1	2,0	1,3

Заключение

Из полученных результатов следует, что конвективные условия влияют на оптические свойства нижнего километрового слоя атмосферы и приводят к значительной его замутненности, что подтверждают и

данные наблюдений [4]. Кроме того, наблюдения подтверждают выводы теории о наличии слоя перемешивания в вертикальном профиле примеси и о временном ходе концентрации у земли в зависимости от интенсивности конвекции [4], о проникновении ядер коагуляции [1] и ядер конденсации водяного пара в облачный слой [2].

Поскольку получение данных о распространении примеси в реальной атмосфере связано с большими материальными затратами, то предложенный подход может оказаться полезным для разработки процедур параметризации процесса переноса и трансформации примеси в условиях сухой и влажной конвекции.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант 96-05-66104.

1. *Rosinsnski J., Knight C.A., Nagamoto C.T. et al.* // *J. Atmos. Sci.* 1979. V. 36. N 4. P. 876–887.

2. *Mason B.J.* The physics of clouds (second edition). Oxford, 1971. 640 p.

3. *Lykossov V.* Turbulence Closure for the Boundary Layer with Coherent Structures: an Overview, Berichte aus dem Fachbereich Physik. Alfred – Wegener – Institut für Polar- und Meeresforschung. September 1995, Report 63. 26 p.

4. *Берлянд М.Е.* Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 448 с.

5. *Бызова Н.Л.* Рассеяние примеси в пограничном слое атмосферы. М.: Гидрометеоиздат, 1974. 191 с.

6. *Deardorff J.M.* // *Bound. Layer Meteor.* 1974. V. 8. № 7. P. 199–211.

7. *Курбацкий А.Ф.* Моделирование нелокального турбулентного переноса момента и тепла. Новосибирск: Наука, 1988. 240 с.

8. *Moeng C.-H.* // *J. Atmos. Sci.* 1984. V. 41. № 13. P. 2052–2062.

9. *Пушистов П.Ю., Мальбахов В.М., Кононенко С.М. и др.* // *Изв. АН СССР. Сер. ФАО.* 1980. Т. 16. № 1. С. 3–10.

10. *Sommeria G.* // *J. Atmos. Sci.* 1976. V. 33. № 2. P. 216–241.

11. *Stage S., Businger J.A.* // *J. Atmos. Sci.* 1981. V. 38. № 10. P. 2213–2229.

12. *Пушистов П.Ю., Мальбахов В.М., Кононенко С.М.* // *Метеорология и гидрология.* 1982. № 6. С. 45–53.

13. *Shrefler J.H.* *Bound. Layer Meteorol.* 1975. V. 9. N 3. P. 223–233.

ИВМиМГ СО РАН, Новосибирск
Новосибирский филиал ИВиЭП СО РАН

Поступила в редакцию
4 февраля 1998 г.

V.M. Malbakhov, P.Yu. Pushistov. **Theoretical Investigation of Some Peculiarities of Admixture Propagation in Convective Conditions.**

A hydrodynamic model of admixture propagation for the case of penetrative two-layer convection (thermals and nonprecipitating cumulus clouds above them) is considered. A qualitative explanation of some facts known from observations, such as turbidity of the lower atmospheric layer (the thickness of which is about 1 km) during convection, penetration of coagulation nuclei of water drops and condensation nuclei of water vapour into the cloud layer, is given.