

И.М. Баянов, И.Р. Хамидуллин

Бирская государственная социально-педагогическая академия, г. Бирск, Россия

ДВИЖЕНИЕ ПРОМЫШЛЕННЫХ ВЫБРОСОВ, СОДЕРЖАЩИХ КОНДЕНСАТ, В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ**АННОТАЦИЯ**

Рассмотрено в трехмерной постановке распространение в атмосфере залповых выбросов, содержащих водяной пар и конденсат, сопровождаемое перемешиванием с окружающим воздухом и фазовыми переходами. Изучена зависимость эволюции гидродинамических параметров выбросов, концентрационных и температурных полей от начальных параметров (температуры воздуха и влагосодержания в облаке). Установлено, что в зависимости от влагосодержания качественно меняется характер движения – плавучесть облака по мере развития меняет знак.

1. ВВЕДЕНИЕ

Вода образуется при сгорании органического топлива и в большом количестве присутствует в выбросах из труб ТЭЦ, заводов и т.д. Несмотря на нетоксичность, роль воды в распространении выбросов в атмосфере велика, и она обусловлена рядом физических свойств воды, отличающихся от свойств других примесей. Во-первых, температуры замерзания и кипения воды значительно выше, чем у других химических соединений, близких по молекулярной массе. Во-вторых, она обладает аномально высокой теплотой фазовых переходов (плавления и парообразования) и высокой удельной теплоемкостью. В-третьих, она имеет высокую растворяющую способность и химическую активность. Совокупность этих особенностей приводит к сложной картине распространения содержащих воду выбросов в атмосфере, сопровождающейся фазовыми переходами и химическими реакциями с выделением и поглощением тепла. Дополнительным фактором, усложняющим картину, является также наличие водяного пара в окружающем воздухе.

Средняя плотность облака выбросов, определяющая плавучесть облака, является критическим параметром в его эволюции. Она зависит от множества параметров (температура, концентрация примесей, влагосодержание и т.п.) и множества процессов (массоперенос, теплоперенос, фазовые переходы). Следовательно, наибольший интерес представляет стадия образования облака выбросов с значительными изменениями средней плотности, которая требует детального изучения.

2. ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ

В данной модели облако водяного пара рассматривается как смесь сухого воздуха, водяного пара и конденсированной воды в виде капелек микронных размеров, т.е. как парогазокапельная смесь, которая

принимается за гомогенную среду с плотностью ρ , температурой T , давлением p . Пусть $\vec{v} = \vec{v}(x, y, z, t)$ — скорость этой среды, определяемая как среднемассовая скорость составляющих. Введем среднемассовые концентрации газокапельной смеси k_i . Здесь и в дальнейшем индексы $i = a, v, l$ будут соответствовать воздуху, водяному пару и жидким капелькам. Эти значения концентраций удовлетворяют условию

$$k_a + k_v + k_l = 1.$$

Средняя плотность всей смеси может быть записана через истинные плотности жидкости ρ_l^o и парогазовой смеси ρ_g^o в виде

$$\frac{1}{\rho} = \frac{k_l}{\rho_l^o} + \frac{1 - k_l}{\rho_g^o}. \quad (1)$$

Наряду с средними по всей смеси концентрациями k_i введем истинные концентрации воздуха и пара в газовой части смеси k_i^o ($i = a, v$), при этом

$$k_a^o + k_v^o = 1.$$

Очевидно, что средние и истинные концентрации связаны следующими соотношениями:

$$k_a = (1 - k_l)k_a^o, \quad k_v = (1 - k_l)k_v^o. \quad (2)$$

В случае отсутствия капелек $k_l = 0$ (т.е. когда не достигается точка росы) средние и истинные концентрации совпадают ($k_i = k_i^o$). Полагая, что выполняется закон Дальтона для газовой смеси, примем уравнение Менделеева-Клапейрона

$$p = \rho_g^o R_g T, \quad R_g = R \left(\frac{k_v^o}{\mu_v} + \frac{k_a^o}{\mu_a} \right). \quad (3)$$

На основе соотношений (1)–(3) можно получить уравнение состояния для всей смеси в целом

$$\frac{1}{\rho} = \frac{k_l}{\rho_l^o} + \frac{RT}{p} \left(\frac{k_v}{\mu_v} + \frac{k_a}{\mu_a} \right). \quad (4)$$

Будем полагать, что пар в газовой смеси и жидкость в капельках находятся в термодинамическом равновесии так, что парциальное давление пара p_v равно давлению насыщения при текущей температуре T ($p_v = p_s(T)$). Кривая насыщения для водяного пара при этом определяется выражением [1]

$$p_s = p_* \exp \left(-\frac{T_*}{T} \right), \quad (5)$$

где p_* , T_* — эмпирические параметры, определяемые из табличных данных.

В рамках принятых гипотез и обозначений предлагается следующая теоретическая модель динамики водяного пара в атмосфере. Для всей смеси в целом запишем уравнение неразрывности

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla_k (\rho v^k) = 0. \quad (6)$$

Из закона сохранения масс для жидких капелек и воздуха с учетом закона Фика могут быть получены следующие уравнения:

$$\begin{aligned} \rho \frac{dk_l}{dt} &= J; \\ \rho \frac{dk_a}{dt} &= \nabla_k (\rho D_{kl} \nabla_l k_a), \end{aligned} \quad (7)$$

где J — интенсивность фазового перехода пара в единице объема.

Движение смеси пара, воздуха и капелек описывается уравнением импульсов с учетом силы тяжести и турбулентной вязкости

$$\rho \frac{dv^k}{dt} = -\nabla_k p + \rho g^k + \nabla_l (\tau_{kl}). \quad (8)$$

Здесь τ_{kl} — приведенный тензор касательных напряжений, описывающий перенос импульса.

Для учета передачи тепла в смеси запишем уравнение температуропроводности, учитывающее турбулентный теплоперенос и фазовый переход

$$\rho c \frac{dT}{dt} = \nabla_k (\lambda_{kl} \nabla_l T) + J_l. \quad (9)$$

Здесь λ_{kl} — тензор коэффициентов теплопроводности, l — скрытая теплота фазового перехода.

Таким образом, математическая модель учитывает конвективный и турбулентный перенос вещества, импульса и энергии, конденсация и испарение водяного пара представлены системой уравнений (6—9).

Для задания эффективных коэффициентов диффузии в рамках k -модели воспользуемся простой гипотезой о том, что коэффициенты переноса в приземном слое атмосферы определяются скоростью турбулентного перемешивания. Тогда можно получить их значения в явном виде в зависимости от высоты z над подстилающей поверхностью, причем коэффициенты горизонтального переноса D_{xx}, D_{yy} и вертикального переноса D_{zz} в приземном слое существенно отличаются и выравниваются на верхней границе приземного слоя. В рамках этих предположений для зависимости коэффициентов турбулентного переноса от высоты в приземном слое атмосферы принимаются следующие эмпирические формулы [2]:

$$D_{xx} = D_{yy} = k_0 \cdot v_1 \ln \left(\frac{z}{z_0} + 1 \right), \quad D_{zz} = k_1 \frac{z}{z_1}.$$

Значения эмпирических коэффициентов в расчетах принимаются в следующих диапазонах: $z_0 = 1$ м; $z_1 = 1$ м; $k_0 = 0.1 - 1$ м; $k_1 = 0.1 - 0.2$ м²/с; $v_1 = 2.2$ м/с. В большинстве случаев турбулентные числа Прандтля Pr и Шмидта Sc близки к единице. Следовательно, можно принять гипотезу о равенстве коэффициентов переноса массы, импульса и тепла в виде $\frac{\lambda_{kl}}{\rho c} = \frac{\mu_{kl}}{\rho} = D_{kl}$.

Также примем гипотезу о том, что значения этих коэффициентов внутри облака пара совпадают с

фоновыми значениями для окружающей атмосферы. Это также упрощает модель, не уменьшая существенно ее адекватность.

3. НАЧАЛЬНЫЕ И ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ

В начальный момент времени $t = 0$ с температура окружающего воздуха T_a однородна во всей расчетной области, давление определяется распределением Больцмана

$$p_a(x, y, z, 0) = p_{a0} \exp(-\mu_a g z / R T_a),$$

где p_{a0} — нормальное атмосферное давление.

Скорость движения в начальный момент времени равна нулю во всей расчетной области:

$$\vec{v} = \vec{v}(x, y, z, 0) = 0.$$

В составе окружающего воздуха присутствует водяной пар, концентрация которой определяется относительной влажностью φ и температурой T_a .

В облаке водяного пара в начальный момент времени давление соответствует распределению давления в окружающей атмосфере. Температура пара в облаке T_C однородна и отличается от температуры окружающего воздуха. Пар в облаке является насыщенным из-за присутствия водяных капель.

Расчетная область ограничена 6 плоскими границами. Верхняя и боковые границы являются открытыми, и на них задаются фоновые значения параметров. Нижняя граница является закрытой, и частицы отражаются от нее. По оценкам за несколько десятков секунд расчетного времени существенного теплообмена с подстилающей поверхностью не происходит. Следовательно, на нижней границе теплообменом можно пренебречь.

4. ЧИСЛЕННЫЙ АЛГОРИТМ

Численное решение системы уравнений производится методом крупных частиц [3]. Данный метод используется для решения широкого класса задач, основанных на уравнениях гидрогазодинамики, и относится к методам расщепления по физическим процессам исходной нестационарной системы уравнений.

Описание работы данной численной схемы применительно к процессам распространения атмосферных выбросов приводится в работе [4]. Основным отличием в настоящее время от предыдущей является учет фазовых переходов.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА

За условную границу облака принимается поверхность, разделяющая области с наличием капель и без капель. Через эту границу в облако проникает холодный воздух, который изменяет, с одной стороны, баланс влаги, а с другой стороны — тепловой баланс в облаке. Эти два фактора управляют процессом конденсации и испарения, оказывая часто противоположное действие. Следует также отметить значительный вклад в тепловой баланс самих фазовых переходов, который обусловлен высокой

теплотворной способностью конденсирующегося пара.

В качестве варьируемых параметров рассмотрим начальные значения среднемассовой концентрации капель k_{l0} в облаке и температуры окружающего воздуха T_a , а в качестве исследуемых параметров, определяющих процесс распространения облака, — максимальное значение парциальной плотности капель в облаке $\rho_{l,max}$ и суммарную массу конденсата в облаке m_l .

5.1. Распределение конденсата и скорости в облаке

Рассмотрим облако тумана, находящегося в начальный момент времени на высоте h над подстилающей поверхностью. Температура в облаке выбрана близкой к точке кипения, но ниже ее значения, чтобы выполнить условие существования жидких капелек ($T_G = 370$ К). Температура окружающего воздуха выбрана характерной для летнего и зимнего периодов ($T_a = 300$ К и 270 К). Влажность воздуха соответствует характерному значению для средних широт ($\varphi = 60\%$).

При температурах смеси ниже точки заморозки воды ($T_s = 273$ К) для равновесных фазовых переходов необходимо учитывать кристаллизацию воды. Но экспериментальные исследования показывают [5], что мелкие ($d < 0.1$ мм) переохлажденные капли воды в воздухе не замерзают при охлаждении до $-30 \dots -40$ °С даже при наличии ядер конденсации и кристаллизации. Следовательно, кривую насыщения для паров воды можно продолжить до температуры 240 К, не нарушая адекватности модели.

Видимая форма облака определяется распределением капель воды в облаке, т.е. среднемассовой концентрацией капель k_l . По результатам расчета можно проследить эволюцию формы облака в трехмерном виде.

Процессы перемешивания горячего пара с окружающим воздухом, сопровождаемые фазовыми переходами, приводят к сложной картине поля скоростей движения среды (рис. 1, а). В начальный момент, несмотря на наличие капель воды, горячий туман значительно легче (~в два раза) окружающего воздуха, и образуются восходящие потоки. При этом скорость потока в первую секунду движения достигает нескольких метров в секунду. В нижнюю часть облака поступает холодный воздух, а верхняя, более теплая часть облака, поднимается вверх. По мере остывания облака значение вертикальной составляющей скорости становится отрицательным — смесь становится тяжелее воздуха и падает на подстилающую поверхность (рис. 1, б).

Таким образом, построенная нами модель позволяет проследить детальную картину движения облака тумана в приземном слое атмосферы в трехмерном виде и выявить основные закономерности этого движения.

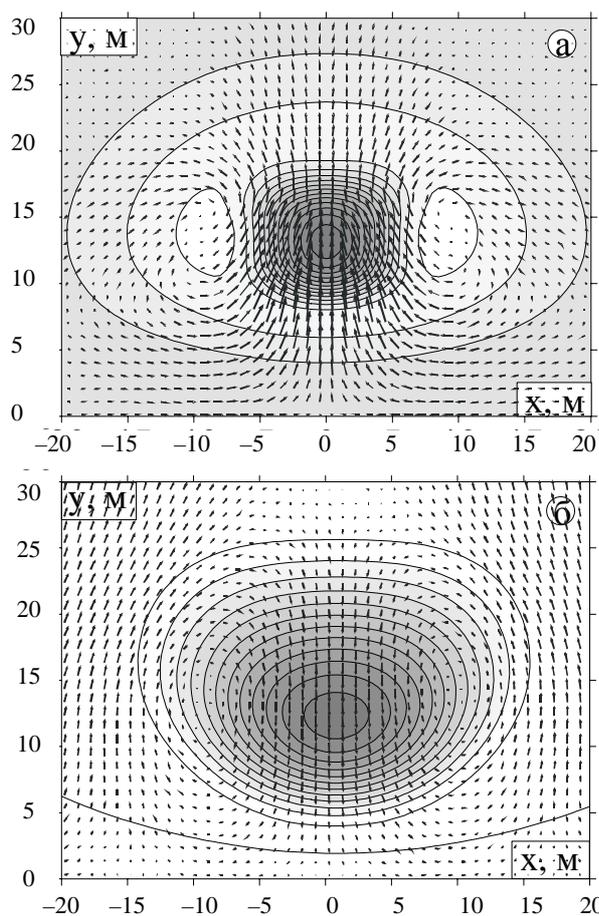


Рис. 1. Поле скоростей в разрезе облака при $t = 5$ с (а) и $t = 20$ с (б)

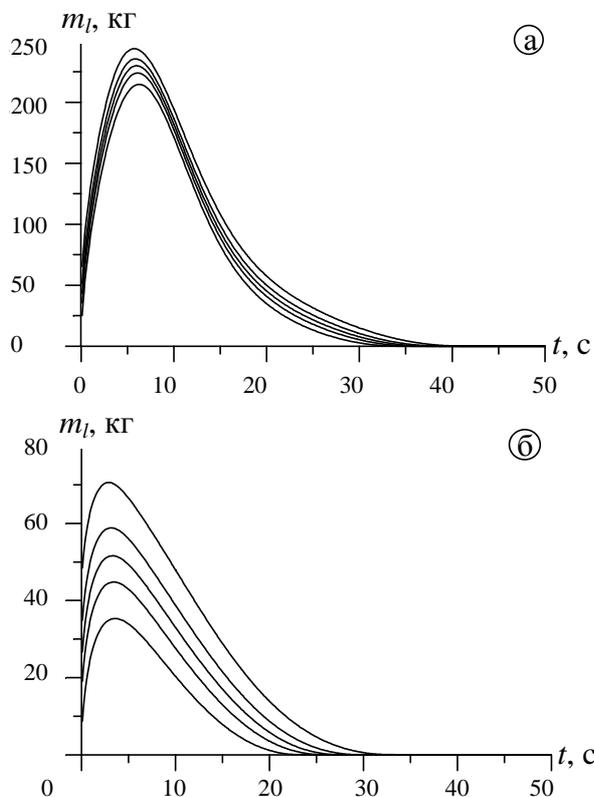


Рис. 2. Масса конденсата при $T_a = 270$ К (а) и при $T_a = 300$ К (б)

5.2. Роль начального влагосодержания в эволюции облака

Значение парциальной плотности капель в парогазокапельной смеси может принимать значения в пределах от нуля до нескольких десятков грамм в кубическом метре. Это соответствует среднемассовой концентрации капель k_{i0} от 0 до 10 %.

Кроме того, большое количество воды в облаке содержится в виде насыщенного пара — при температурах, близких к точке кипения, массовая доля пара в смеси приближается к 100%. В начальном состоянии в облаке объемом $8 \times 8 \times 8 = 512 \text{ м}^3$ при температуре 370 К содержится 268 кг пара. При изменении k_{i0} от 0 до 10% начальная масса конденсата в облаке варьируется от 0 до 35 кг. Это соответствует начальному значению плотности парогазокапельной смеси $\rho_0 = 0.62 \dots 0.69 \text{ кг/м}^3$, что практически в два раза легче окружающего воздуха.

В начальной стадии (0...5 с) перемешивания облака с холодным воздухом происходит охлаждение и интенсивная конденсация пара вдобавок к имеющимся каплям. Масса конденсата сильно зависит от температуры воздуха (рис. 2) — в летний период конденсируется лишь седьмая часть начальной массы пара, в зимний — практически вся масса.

В следующей стадии (5...10 с) перемешивание с относительно сухим окружающим воздухом вызывает интенсивное испарение капель. К процессу охлаждения, вызванного поступлением в облако холодного воздуха, добавляется поглощение тепла при испарении, и температура в облаке падает ниже уровня в окружающем воздухе.

Последняя стадия (10...40 с) связана с разбавлением облака воздухом, постепенным выравниванием температур и окончательным испарением капель. Объем облака, достигший максимума за предыдущие стадии, убывает до нуля. Максимальные значения объема облака в летний и зимний периоды отличаются на порядок, что еще раз подтверждает сильную зависимость процесса конденсации от температуры окружающего воздуха.

Результатом всех этих изменений массы конденсата, температуры и объема облака в процессе перемешивания с окружающим воздухом является изменение плотности облака (рис. 3), которое определяет плавучесть облака. Максимальное значение плотности в облаке на 10...20 % превышает значение плотности окружающего воздуха, и такая парогазокапельная смесь по характеру движения становится тяжелым газом. Таким образом, наличие в первоначальном составе облака конденсата качественно меняет характер движения выбросов — со временем облако приобретает отрицательную плавучесть и движется вдоль земной поверхности.

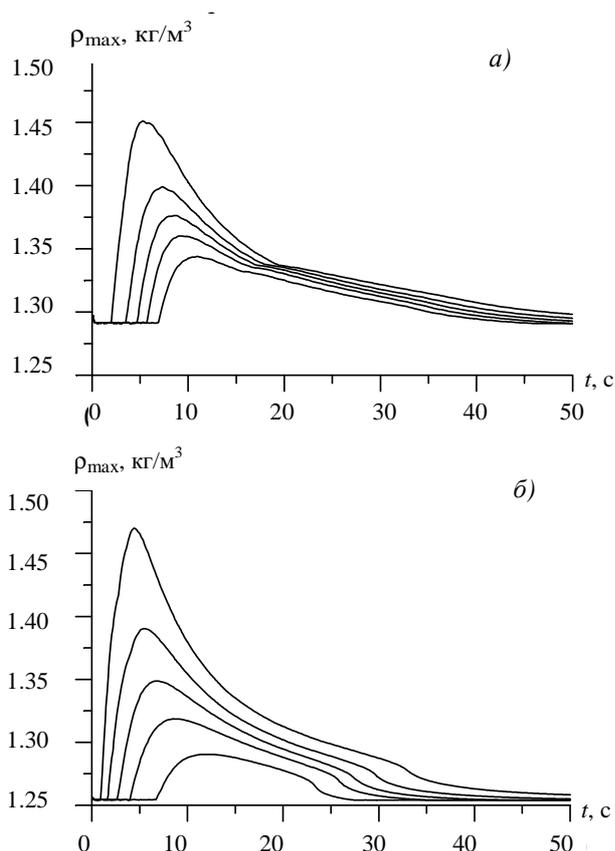


Рис. 3. Максимальная плотность в облаке при $T_a = 270\text{К}$ (а) и при $T_a = 300\text{К}$ (б)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе представлена теоретическая модель распространения парогазокапельной смеси в приземном слое атмосферы на основе уравнений гидрогазодинамики. Получены поля температуры, концентрации капель воды и скорости движения облака. Установлено, что температура окружающего воздуха определяет массу конденсата, объем облака; начальное влагосодержание в облаке определяет время испарения капель, охлаждение облака, максимальное значение плотности смеси в облаке, и, как следствие, плавучесть облака. Также установлено, что в теплый период скорость оседания облака больше.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Нигматулин Р.И. Динамика многофазных сред. Ч.1. М.: Наука, 1987. 464 с.
2. Берлянд М.Е. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 447 с.
3. Белоцерковский О.М., Давыдов Ю.М. Метод крупных частиц в газовой динамике. М.: Наука, 1982. 392 с.
4. Баянов И.М., Гильмуллин М.З., Шагапов В.Ш. Расчет растекания тяжелого газа вдоль земной поверхности по трехмерной модели // ПМТФ. 2003. Т.44. N 6. С. 130—139.
5. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 639 с.