

# Конденсационная мощность циркуляции воздуха при горизонтальном градиенте температуры

В. Г. Горшков, А. М. Макарьева, А. В. Нефёдов\*

Петербургский институт ядерной физики им. Б.П. Константинова  
188300, Гатчина, Ленинградская обл., Россия

## Аннотация

Из условий выполнения гидростатического равновесия и закона сохранения энергии получено общее выражение для мощности циркуляции воздуха, вызванной конденсацией водяного пара, при наличии горизонтального градиента температуры. Показано, что найденное выражение для мощности циркуляции согласуется с уравнением непрерывности. Определено воздействие образующихся при конденсации капель на величину конденсационной мощности. Проведено сравнение теоретических результатов с данными наблюдений.

## 1 Введение

Фазовые переходы водяного пара в воздухе приводят к изменению давления воздуха и возникновению градиентов давления, вызывающих циркуляцию воздуха. Конденсация насыщенного водяного пара происходит при подъёме и охлаждении воздуха, а также при горизонтальных потоках воздуха в области понижения температуры. Условие гидростатического равновесия не допускает развития больших вертикальных скоростей подъёма и переводит всю развиваемую при подъёме мощность конденсации в мощность горизонтального ветра [1–3].

Диссипация горизонтального воздушного потока при трении о горизонтальную поверхность раздела различных фаз вещества приводит к вихревым потокам, образующим турбулентную диффузию, которая усиливает испарение и распределение испарившегося водяного пара в воздухе. Поэтому при движении воздуха в область повышения температуры и достаточной для увеличения испарения влажности рост парциального давления водяного пара, вызванного испарением, может существенно тормозить и даже полностью остановить конденсационную циркуляцию воздуха.

В этой работе рассмотрен общий физический принцип и основное уравнение, определяющее мощность конденсационной циркуляции воздуха. Показано, что это основное уравнение согласуется с уравнениями непрерывности воздуха в присутствии фазовых переходов водяного пара. Показано также, что образование капель при конденсации уменьшает мощность конденсационной циркуляции в среднем на малую относительную величину. Дано качественное объяснение наблюдаемых особенностей глобальной циркуляции.

---

\*E-mail: anef@thd.pnpi.spb.ru

## 2 Динамическое уравнение конденсационной циркуляции воздуха

При подъёме воздуха все составляющие воздух газы, включая водяной пар, движутся с одинаковой вертикальной скоростью  $w$ . В гидростатическом равновесии увеличение потенциальной энергии единицы объёма воздуха при подъёме равно уменьшению давления  $p$  воздуха ( $-\partial p/\partial z = \rho g$ ),  $\rho$  – плотность воздуха,  $g$  – ускорение свободного падения. Это означает, что работа при подъёме не производится, и кинетическая энергия воздуха не изменяется. При этом в отсутствие конденсации водяного пара вследствие одинаковой скорости подъёма величины относительных парциальных давлений  $p_i/p$  всех газов остаются постоянными и не зависят от  $z$ . Отсюда следует, что все парциальные давления составляющих воздух газов, имеющих разные молярные массы  $M_i$ , одинаково распределены по высоте и совпадают с распределением всего воздуха:

$$-\frac{1}{p_i} \frac{\partial p_i}{\partial z} = -\frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial z} = \frac{1}{h}, \quad h \equiv \frac{RT}{Mg}, \quad p = \rho gh, \quad (1)$$

где  $M = \sum_i M_i p_i/p$  – молярная масса всего воздуха,  $R$  – универсальная газовая постоянная,  $h$  – высота вертикального распределения всех газов воздуха (высота равномерно плотного распределения). Последнее равенство в (1) является уравнением состояния идеального газа. Выполнение соотношения (1) при подъёме всего влажного воздуха с давлением  $p$  ниже именуется условием гидростатического равновесия.

При подъёме и охлаждении воздуха выше горизонтальной плоскости насыщения водяного пара (относительной влажности, равной единице) происходит конденсация водяного пара и выбывание его из газовой фазы. Распределение водяного пара начинает прижиматься к земной поверхности и перестает соответствовать (1):

$$-\frac{\partial p_v}{\partial z} = \frac{p_v}{h_c} \gg \frac{p_v}{h}, \quad h^{-1} \ll h_c^{-1} = h_T^{-1} \xi, \quad h_T^{-1} \equiv -\frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z}, \quad \xi \equiv \frac{L}{RT}, \quad (2)$$

где  $h_c$  определяется уравнением Клапейрона-Клаузиуса,  $L$  – энергия парообразования (скрытая теплота, выделяющаяся при конденсации) [1, 3]. Величина  $\xi \gg 1$  безразмерна.

Разница между распределениями (2) и (1) означает, что при подъёме, сопровождаемом конденсацией, совершается работа, которая должна производить кинетическую энергию потока воздуха с мощностью [1, 2]:

$$s = w p_v \left( \frac{1}{h_c} - \frac{1}{h} \right) = w p_v \frac{1}{h_\gamma} = -w \left( \frac{\partial p_v}{\partial z} - \gamma \frac{\partial p}{\partial z} \right), \quad h_\gamma \equiv h_c^{-1} - h^{-1}, \quad \gamma \equiv \frac{p_v}{p}. \quad (3)$$

Можно переписать (3) в другой удобной форме:

$$s = -w p \frac{\partial \gamma}{\partial z}, \quad -\frac{\partial \gamma}{\partial z} = \frac{\gamma}{h_\gamma}. \quad (4)$$

Мощность, генерируемая водяным паром  $p_v$ , имеет порядок  $\gamma \ll 1$  по сравнению с мощностью, генерируемой всем воздухом с давлением  $p$ , например, при заполнении воздухом вакуума. Интегрируя (3) по времени подъёма на высоту объёма, занимаемого воздухом ( $w dt = dz$ ), получаем, что работа – кинетическая энергия  $\rho w^2/2$ , приобретаемая воздухом, – имеет порядок  $p_v = \gamma p$  у поверхности раздела. Это соответствует  $w = (2\gamma p/\rho)^{1/2} \approx 70$  м с<sup>-1</sup>. Наблюдаемые средние скорости подъёма имеют порядок 1 мм с<sup>-1</sup> во всей области конденсации с горизонтальным размером, намного большим высоты конденсации  $h_\gamma$ . Это указывает на отсутствие вертикального ускорения воздуха и сохранение условия гидростатического

равновесия (1) для всего воздуха с давлением  $p$ . Всё дальнейшее рассмотрение основано на сохранении гидростатического равновесия всего влажного воздуха при наличии конденсации водяного пара. Вследствие сохранения энергии и условия гидростатического равновесия мощность  $s$  (3) должна переходить в мощность горизонтального потока воздуха  $-\mathbf{u}\nabla p$ , где  $\mathbf{u}$  – вектор горизонтальной скорости [2]. Сохранение стационарного потока в циркуляции соответствует равенству времён горизонтального и вертикального движения воздуха (см. ниже разделы 3 и 4). Таким образом, равенство мощностей при вертикальном подъёме (3) мощности при горизонтальном движении соответствует равенству соответствующих работ (сохранению энергии) и выражается динамическим соотношением:

$$s = -\mathbf{w}(\nabla p_v - \gamma\nabla p) \equiv -p\mathbf{w}\nabla\gamma = -\mathbf{u}\nabla p. \quad (5)$$

Равенство (5) справедливо в том случае, если при горизонтальном передвижении не происходит фазового перехода водяного пара при постоянном  $z$ , т.е.  $\mathbf{u}\nabla p_v = \mathbf{u}\nabla T = 0$  и выполняется горизонтальная изотермичность [2,3]. При этом горизонтальная плоскость постоянной относительной влажности (в частности, основание облачности с относительной влажностью, равной единице) сохраняется на всем протяжении циркуляции.

Нетрудно, однако, обобщить (5) на случай горизонтальной неизотермичности. В этом случае к левой стороне равенства (5) следует добавить мощность изменения парциального давления водяного пара при движении вдоль скорости  $\mathbf{u}$ , равную  $-\mathbf{u}\nabla p_v$ . Общий вид динамического уравнения для мощности конденсационной циркуляции, полученный из других физических соображений в [4], определяется соотношением:

$$s = -p\mathbf{w}\nabla\gamma - \mathbf{u}\nabla p_v = -\mathbf{u}\nabla p. \quad (6)$$

Горизонтальная неизотермичность может усиливать конденсацию при  $-\mathbf{u}\nabla p_v > 0$  или ослаблять ее за счет испарения при  $-\mathbf{u}\nabla p_v < 0$  [4].

### 3 Уравнение непрерывности при фазовых переходах водяного пара

Уравнения непрерывности для водяного пара и сухой компоненты воздуха в стационарном случае имеют вид:

$$\nabla\mathbf{v}N_v \equiv N_v\nabla\mathbf{v} + \mathbf{v}\nabla N_v = -S, \quad \mathbf{v} = \mathbf{u} + \mathbf{w}, \quad (7)$$

$$\nabla\mathbf{v}N_d \equiv N_d\nabla\mathbf{v} + \mathbf{v}\nabla N_d = 0, \quad N = N_d + N_v, \quad (8)$$

где  $N_v$ ,  $N_d$  и  $N$  – молярные плотности водяного пара, сухой компоненты и всего влажного воздуха соответственно. Скорость воздуха  $\mathbf{v}$  равна сумме горизонтальной  $\mathbf{u}$  и вертикальной  $\mathbf{w}$  составляющих. Величина  $S$  (моль  $\text{м}^{-3} \text{с}^{-1}$ ) представляет собой плотность скорости изменения молярной плотности  $N_v$  водяного пара (скорость фазового перехода). Домножая (8) на  $\gamma_d \equiv N_v/N_d$  и исключая  $N_v\nabla\mathbf{v}$  из (7), получаем:

$$\mathbf{v}(\nabla N_v - \gamma_d\nabla N_d) = -S. \quad (9)$$

Используя уравнение состояния идеального газа (см. (1)):

$$p = NRT, \quad p_v = N_vRT, \quad p_d = N_dRT, \quad \gamma_d = \frac{p_v}{p_d}, \quad (10)$$

можно перейти в (9) от молярных плотностей  $N_i$  к давлениям  $p_i$  ( $i = v, d$ ) и от скорости фазового перехода  $S$  к его мощности  $s$ :

$$\mathbf{v}(\nabla p_v - \gamma_d\nabla p_d) = -s, \quad s = SRT. \quad (11)$$

Отметим, что градиент температуры  $\nabla T$  в силу универсальности газовой постоянной  $R$  сокращается и не появляется в (11). Кинематическое соотношение непрерывности (11) должно выполняться при любых  $s$ . Величина мощности фазового перехода водяного пара  $s$  не определяется соотношением непрерывности (11). Она должна быть независимо задана исходя из динамических физических принципов [5].

Физическим динамическим принципом является равенство мощности фазового перехода  $s$  мощности горизонтальной циркуляции:

$$s = -\mathbf{u}\nabla p. \quad (12)$$

Подставляя (12) в (11) и учитывая легко проверяемое тождество

$$\nabla p_v - \gamma_d \nabla p_d \equiv (1 + \gamma_d)(\nabla p_v - \gamma \nabla p), \quad \gamma \equiv \frac{\gamma_d}{1 + \gamma_d}, \quad (13)$$

получаем для (11) соотношение:

$$(\mathbf{w} + \mathbf{u})(\nabla p_v - \gamma \nabla p) = \frac{1}{1 + \gamma_d} \mathbf{u} \nabla p.$$

Переносим  $\gamma \mathbf{u} \nabla p$  в правую часть последнего соотношения и учитывая связь между  $\gamma$  и  $\gamma_d$  (13), получаем:

$$p \mathbf{w} \nabla \gamma + \mathbf{u} \nabla p_v = \mathbf{u} \nabla p, \quad p \nabla \gamma \equiv \nabla p_v - \gamma \nabla p, \quad (14)$$

что совпадает с (6).

Таким образом, основное динамическое уравнение (6) согласуется с кинематическим ограничением уравнения непрерывности (7) и (8) без предположения о существовании горизонтальной изотермичности. Основное динамическое соотношение атмосферной циркуляции (6), (14) получено из двух физических принципов: 1) сохранения условия гидростатического равновесия, 2) закона сохранения энергии. Последний, в силу равенства времён горизонтального и вертикального движения, соответствует равенству мощностей. Эти принципы согласуются с уравнением непрерывности.

При анализе циркуляции воздуха иногда ошибочно предполагается (см., например, работы [6, 7]), что скорость конденсации  $S$  в (7), (9) (и соответственно, мощность  $s$  в (11)) полностью определяется уравнением непрерывности (7) и не требует привлечения физических принципов сохранения энергии и условия гидростатического равновесия. Это утверждение обосновывается тем, что  $S$  отлична от нуля только для насыщенного водяного пара, значения  $N_v$  и  $p_v$  которых согласно уравнению Клапейрона-Клаузиуса зависят только от температуры  $T$ . Температура же определяется первым началом термодинамики, которое в численных моделях атмосферной циркуляции играет роль закона сохранения энергии [8]. Однако первое начало равновесной термодинамики не учитывает энергию кинетических потоков воздуха. В земной атмосфере энергия ветра, приходящаяся на единицу объёма, имеет порядок парциального давления водяного пара  $p_v$  ( $\text{Дж м}^{-3}$ ), отношение которого к полной потенциальной энергии, содержащейся в давлении воздуха  $p$ , равно малой величине  $\gamma = p_v/p \sim 10^{-2}$ . Температура  $T$  во всем атмосферном столбе при стопроцентном изменении давления воздуха  $p$  может быть определена из первого начала равновесной термодинамики с необходимой точностью порядка  $\gamma$  только после задания величин  $S$  и  $s$  из физических динамических принципов [2–4].

## 4 Влияние капель конденсации на мощность циркуляции

В большинстве случаев горизонтальные линейные размеры области конденсации существенно превышают среднюю высоту падения капель. В таких случаях капли дождя (снега и града), падающие в системе покоя воздуха с постоянной терминальной скоростью  $\mathbf{W}$ , определяемой условием равенства силы трения Стокса и веса капель [9], увеличивают давление воздуха в области конденсации и дождя на величину веса капель. Увеличение давления у земной поверхности равно весу всех капель в атмосфере над всей площадью конденсации. Поэтому локальное увеличение давления за счет присутствия падающих капель в среднем близко к весу капель  $\rho_l g$  в единице объёма. Величину массовой плотности капель  $\rho_l = N_l M_v$ , где  $N_l$  (моль  $\text{м}^{-3}$ ) – молярная плотность капель,  $M_v = 18 \text{ г моль}^{-1}$  – молярная масса воды, можно оценить, используя уравнение непрерывности для капель:

$$\nabla N_l (\mathbf{v} + \mathbf{W}) = S, \quad \mathbf{v} = \mathbf{u} + \mathbf{w}. \quad (15)$$

Средняя абсолютная скорость подъёма воздуха  $w \sim 1 \text{ мм с}^{-1}$ , а средняя абсолютная скорость падения дождевых капель  $W \sim 1 \text{ м с}^{-1}$ , т.е.  $W/w \sim 10^3 \gg 1$ . В силу  $\gamma_d = N_v/N_d \ll 1$ , величина  $N_d$  при конденсации изменяется на малую относительную величину порядка  $\gamma_d$  и может быть вынесена из-под знака дифференцирования в (8). После этого (8) соответствует равенству  $\nabla \mathbf{v} = 0$ , которое может быть переписано в виде  $\partial x/\partial u = -\partial z/\partial w$ , что выражает равенство времён горизонтального и вертикального движения воздуха, использованное при приравнивании мощностей этих движений в (5) и (6). Учитывая равенство  $\nabla \mathbf{v} = 0$ , имеем  $N_l \nabla \mathbf{u} \sim N_l \nabla \mathbf{w} \ll \mathbf{W} \nabla N_l$  ( $\nabla w \sim w/h$ ,  $\nabla N_l \sim N_l/h$ ). С относительной точностью порядка  $w/W$  соотношение (15), учитывая (5) и (10), можно переписать в виде:

$$(\mathbf{v} + \mathbf{W}) \nabla N_l = S = -N \mathbf{w} \nabla \gamma. \quad (16)$$

При  $w \ll u \leq W$  (угол наклона падения дождя к вертикали невелик), т.е. первый член в левой части (16) не превосходит второй. Учитывая, что знаки скоростей  $\mathbf{W}$  и  $\mathbf{w}$  противоположны в области подъёма и конденсации, и используя абсолютные значения скоростей  $w$  и  $W$ , имеем для (16):

$$W \frac{\partial N_l}{\partial z} \leq N w \frac{\partial \gamma}{\partial z}. \quad (17)$$

В силу  $\gamma \sim \gamma_d \ll 1$  вертикальный поток  $Nw$  изменяется на относительную величину порядка  $\gamma$ , т.е. практически не зависит от высоты в области конденсации  $z_1 \leq z \leq z_2$ , где  $\partial \gamma/\partial z < 0$ , а величина  $\gamma$  изменяется на относительную величину порядка ста процентов [10]. Поэтому после интегрирования (17) по  $z$  для величины  $\rho_l$  получаем:

$$\rho_l(z) = \rho_v(z) \frac{w}{W} \left( 1 - \frac{\gamma(z_2)}{\gamma(z)} \right), \quad (18)$$

$$N_l(z_2) = 0, \quad \rho_v = \gamma N M_v, \quad \gamma(z_2) \leq \gamma(z) \leq \gamma(z_1).$$

Учитывая мощность воздействия капель на поднимающийся воздух  $w \rho_l g$ , получаем из (18) для полной мощности конденсации (6) (см. (3)) величину:

$$s = -(1 - \alpha) p \mathbf{w} \nabla \gamma - \mathbf{u} \nabla p_v, \quad \alpha \equiv \frac{w}{W} \frac{h_\gamma}{h_v} \left( 1 - \frac{\gamma(z_2)}{\gamma(z)} \right), \quad (19)$$

$$h_\gamma^{-1} \equiv h_c^{-1} - h^{-1}, \quad h_v \equiv \frac{RT}{M_v g} = \frac{p_v}{\rho_v g}, \quad (20)$$

где высота  $h_v = 13.5$  км определяет высотное распределение ненасыщенного водяного пара в покоящемся воздухе. Высота  $h_c$  определяет высотное распределение насыщенного водяного пара и в зависимости от температуры поверхности изменяется от 2.4 км до 5 км [2, 4]. Высота  $h = 8.4$  км при 300 К определяет высотное распределение воздуха и ненасыщенного водяного пара в поднимающемся воздухе. При любых температурах  $h_\gamma/h_v < 1$ . Величина в круглых скобках (19) также меньше единицы. Основная малость  $\alpha$  определяется отношением  $w/W \sim 10^{-3}$ . Таким образом, при  $w/W \ll 1$  уменьшение конденсационной мощности (6) за счет учета падения дождевых капель ничтожно мала и может не приниматься во внимание.

Скорость падения капель  $W$  становится малой по сравнению со скоростями движения воздуха  $u$  и  $w$  только при концентрации конденсации в ветровой стене ураганов ( $w \ll W < u$ ) и смерчей ( $W < u$ ,  $W \ll w$ ). В ураганах горизонтальные размеры ветровой стены остаются намного превышающими высоту конденсации [11], так что вертикальная скорость подъёма воздуха остается малой величиной,  $w \lesssim 10$  см  $s^{-1}$  и отношение  $w/W \lesssim 10^{-1}$ . В смерчах горизонтальные размеры ветровой стены становятся порядка высоты конденсации [12], в ветровой стене скорости движения воздуха  $u$  и  $w$  превосходят по величине скорости падения капель  $W$ . Однако воздействие капель на воздух не может быть описано локальным воздействием плотности всех капель в единице объёма  $\rho_l g$  на ту же единицу объёма воздуха, в котором находятся капли. Сила воздействия капли на воздух, соответствующая градиенту давления, уменьшается квадратично с увеличением расстояния  $r$  от капли. Потенциал этой силы, равный давлению, уменьшается линейно с расстоянием  $r$ . При стационарном падении струи капель изменение потенциала (давления) уменьшается логарифмически с расстоянием  $r$  от струи (подобно потенциалу заряженной нити), если  $r \leq h$ , где  $h$  – высота струи.

Поэтому воздействие капель на воздух в ветровой стене радиуса  $r_0$  толщиной  $\Delta r \sim r_0$  распространяется на всю область конденсации. В ураганах высота конденсации  $h_\gamma \sim 4$  км, радиус ветровой стены  $r_0 \sim 40$  км, радиус области конденсации  $R_0 \sim 400$  км [11]. Давление капель, выпадающих в области ветровой стены, линейно уменьшается с расстоянием от ветровой стены, распространяясь по всей области конденсации. При этом давление капель в ветровой стене уменьшается в  $r_0/R_0 \sim 10^{-1}$  раз по сравнению с весом капель в ветровой стене. Таким образом, величина  $\alpha$  в ураганах имеет порядок  $\alpha \sim wr_0/(WR_0) \sim 10^{-2}$ . В смерчах, где  $h \sim r_0$ ,  $r_0/R_0 \sim 10^{-1}$  [12], благодаря высокой скорости подъёма воздуха в ветровой стене капли конденсации разносятся практически равномерно по всей области конденсации, и дождь не выпадает в ветровой стене. Поэтому в смерчах  $\alpha \sim (r_0/R_0)^2 \sim 10^{-2}$  так же, как и в ураганах. Таким образом, во всех видах интенсивной циркуляции капли конденсации практически не уменьшают конденсационную мощность циркуляции (6).

В некоторых работах (см., например, [13, 14]), на основе неверного применения третьего закона Ньютона о равенстве действия и противодействия двух взаимодействующих тел утверждается, что сила воздействия капель на единицу объёма воздуха всегда равна силе воздействия воздуха на капли в той же единице объёма, т.е.  $\rho_l g$ . В противоположность набору не взаимодействующих между собой капель объём воздуха, в котором расположены капли, не является телом, с которым взаимодействуют эти капли. Телом, с которым взаимодействуют капли, является весь атмосферный воздух, давление которого определяется его гравитационным взаимодействием с Землей. Воздействие капель на воздух определяется его упругими свойствами и уменьшается с удалением от рассматриваемого объёма капель по описанным выше определённым физическим законам.

## 5 Обсуждение результатов

Конденсационная мощность ветра определена уравнением (6). Образование туманов и выпадение росы, не связанные с вертикальным подъёмом, составляют очень малую часть выпадающих при вертикальном подъёме осадков. Следовательно, мощность ветра должна быть пропорциональна осадкам. Эту связь можно получить из формулы (5) для горизонтальной изотермичности. Интегрируя (5) по высоте  $z$  и используя уравнения состояния (10), получаем мощность ветра на единицу земной поверхности  $\Pi$  (Вт м<sup>-2</sup>):

$$\Pi = \int_0^\infty s dz = - \int_0^\infty p w \frac{\partial \gamma}{\partial z} dz \approx PRT, \quad P \equiv N_v w|_{z=z_1}, \quad (21)$$

где  $z_1$  – высота для относительной влажности, равной единице (высота основания облачности),  $P$  (моль Н<sub>2</sub>О м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>) – осадки у земной поверхности,  $T$  – средняя температура на высотном интервале конденсации  $z_1 \leq z \leq z_2$ , где  $\partial \gamma / \partial z < 0$ . Интеграл (21) вычислен с учетом того, что изменение вертикального потока  $Nw$  в высотном интервале конденсации  $z_1 \leq z \leq z_2$  мало и не превышает относительную величину порядка  $\gamma \ll 1$ , в то время как относительное изменение  $\partial \gamma / \partial z$  имеет порядок единицы. Малость изменения  $Nw$  следует из уравнения непрерывности (суммы (7) и (8)) и учета того, что  $S$  в (7), (9) является малой величиной порядка  $\gamma$ . Подставляя в (21) наблюдаемое глобальное значение среднегодовых осадков  $(\bar{P}M_v)/\rho_w = 1 \text{ м год}^{-1} \approx 10^{-1} \text{ мм час}^{-1}$  [15],  $\rho_w = 10^3 \text{ кг м}^{-3}$  – плотность жидкой воды,  $R = 8.3 \text{ Дж моль}^{-1}\text{К}^{-1}$ ,  $T \simeq 300 \text{ К}$ , получаем  $\Pi = 4 \text{ Вт м}^{-2}$  в хорошем согласии с эмпирическими оценками [3, 16–18]. В ветровой стене ураганов имеем  $(\bar{P}M_v)/\rho_w \approx 20 \text{ мм час}^{-1}$ , при этом из (21) получаем  $\Pi \sim 1 \text{ кВт м}^{-2}$ .

Таким образом, мощность ветра генерируется там, где существуют осадки. Соотношение (5) означает, что там, где нет осадков, произведение  $\mathbf{u} \nabla p = 0$ , т.е. либо  $\mathbf{u} = 0$  или  $\nabla p = 0$ , либо  $\nabla p$  перпендикулярен  $\mathbf{u}$ . Это означает, что ветер может дуть по изобарам (линиям постоянного давления) в трехмерном пространстве (градиентный или геострофический ветер), если сопротивление трения несущественно. Вдали от земной поверхности в зоне опускания, где силы трения малы и нет конденсации, условие  $\mathbf{u} \nabla p = 0$  должно выполняться с достаточно высокой точностью.

Выделение скрытой теплоты при конденсации уменьшает скорость охлаждения воздуха при подъёме на величину разности сухого (9.8 К км<sup>-1</sup>) и влажного ( $\sim 4 \text{ К км}^{-1}$ ) адиабатического градиента температуры [2]. Происходящее уменьшение скорости охлаждения не меняет количество сконденсировавшегося водяного пара и связанное с этим уменьшение среднего давления в атмосферном столбе и у земной поверхности. На высотах прекращения конденсации  $z > z_2$  воздух переходит от вертикального подъёма к горизонтальному движению по направлению к области опускания. Переход от вертикального движения к горизонтальному и обратно в область опускания происходит за счет сил упругости воздуха в гравитационном поле, создающих градиент давления, перпендикулярный скорости движения воздуха (подобно силам, удерживающим спутники на круговой орбите). Генерации дополнительной мощности при этом не происходит. За вычетом излучения в космос и потока турбулентной теплопроводности скрытая теплота, выделившаяся в зоне конденсации, переносится в область опускания, где конденсация отсутствует, и воздух, опускаясь, нагревается с сухоадиабатическим градиентом температуры (9.8 К км<sup>-1</sup>). Если зона опускания расположена над гидросферой (океаном, морем), то этот нагрев приводит к росту испарения и увеличению содержания водяного пара, который переносится снизу в зону конденсации, увеличивая интенсивность циркуляции.

Учёт горизонтальной неизотермичности существенен в пограничных областях

между сушей и океаном. При наличии лесного покрова, речной бассейн, покрытый лесом, имеет более низкое давление и более низкую температуру, чем прилегающий океан или обезлесенные территории [19]. Водяной пар, испарившийся в океане, поступает внутрь лесного речного бассейна, не вызывая наводнений и засух [1, 4]. При поступлении океанского воздуха на границу континента, лишённого лесного покрова, континент имеет более высокую температуру, чем океан. Это приводит к росту концентрации насыщенного водяного пара, усилению прибрежных осадков и наводнениям [20].

Конденсационная мощность (5) существует также при горизонтальной изотермичности. Силы трения преобразуют эту мощность в мощность турбулентных вихрей. Возникает интенсивная турбулентная диффузия и турбулентная теплопроводность, выравнивающая возникающие горизонтальные температурные неоднородности. Последние являются следствием конденсации, а не причиной генерации мощности ветра.

Воздействие капель конденсации на мощность генерации ветра становится существенным при образовании одних только мельчайших капель, терминальная скорость падения  $W$  которых меньше скорости подъёма воздуха  $w$ ,  $W < w$ . Если мельчайшие капли образовались в широкой горизонтальной области, намного превышающей высоту конденсации, величина  $\alpha$  может приближаться к единице. При таких условиях мощность конденсации становится близкой к нулю, подъём воздуха и конденсация сильно замедляются, и тонкий слой мельчайшей облачности продолжает висеть длительное время при близком к нулю горизонтальном ветре.

Наблюдаемая средняя относительная влажность в атмосфере Земли близка к 80%, что соответствует высоте основания облачности порядка 600 м [12], когда практически вся атмосфера заполнена насыщенным водяным паром. Осадки  $P$  (21) надо всей областью циркуляции, включающей подъём и опускание воздуха, в стационарном состоянии должны быть равны испарению  $E$ . Величина испарения определяется потоком солнечной энергии  $I$ , достигающего земной поверхности. В среднем согласно наблюдениям около половины солнечной энергии затрачивается на испарение,  $E \propto I/2 = \text{const}$  [21]. Равенство  $E = P = N_v w$  означает, что  $N_v w \sim I/2 = \text{const}$ . Таким образом, с увеличением скорости подъёма  $w$  величина молярной плотности  $N_v$  насыщенного водяного пара, подвергающегося конденсации, должна уменьшаться, что соответствует уменьшению высотного интервала конденсации  $\Delta z = z_2 - z_1$ . Следовательно, с ростом  $w$  запас водяного пара в атмосфере, представляющий собой запас ветровой энергии, уменьшается. Атмосфера становится сухой, а осадки неустойчивыми. Любые внешние возмущения могут привести к катастрофическим засухам.

В отсутствие трения прекращается преобразование энергии ветра в энергию турбулентных потоков, определяющих величины турбулентной диффузии и турбулентной теплопроводности. Величины диффузии и теплопроводности уменьшаются на четыре порядка до значений, определяемых молекулярной вязкостью [9]. Испарение водяного пара блокируется насыщенным водяным паром, накапливающимся у поверхности гидросферы. Водяной пар перестает диффузионно распространяться в верхние слои атмосферы. Конденсация и подъём воздуха прекращается. Ветровая мощность исчезает.

Таким образом, основой устойчивости конденсационной циркуляции атмосферы является оптимальное, выделенное значение сил трения о земную поверхность. Трение не должно допускать развития больших скоростей ветра и должно обеспечивать высокое значение турбулентной диффузии и теплопроводности, заполняющие весь атмосферный столб водяным паром, испарившимся из гидросферы.

Основные силы сопротивления трения на единицу земной поверхности ( $\text{Н м}^{-2} = \text{Дж м}^{-3}$ ), тормозящие ветер, определяются трением воздуха о земную поверхность, пропорциональным весу атмосферного столба  $\mu\rho gh$  ( $\sim 70\%$ ), и трением



о капли дождя, пропорциональным весу капель в атмосферном столбе,  $\rho_1 g h_P \sim \gamma(w/W)(h_P/h)\rho g h$  ( $\sim 30\%$ ), где  $\mu \equiv z_T/h \sim 10^{-4} \div 10^{-5}$ ,  $z_T$  – высота шероховатости земной поверхности,  $h_P$  – средняя высота падения капель,  $\gamma(w/W) \sim 10^{-4} \div 10^{-5}$  [4, 10, 22]. Эти виды трения не зависят от горизонтальной скорости ветра и в десятки раз превосходят аэродинамическое сопротивление  $c\rho u^2 = cFr\rho g h$ ,  $c \sim 10^{-3}$ ,  $u < 10$  м с<sup>-1</sup>,  $Fr \equiv u^2/(gh) \lesssim 10^{-3}$  – число Фруда [22]. Таким образом, поддержание устойчивости осадков и парциального давления водяного пара, близкого к насыщению, обеспечивается большой величиной упругости древесины и высоты шероховатости лесного покрова на суше, высотой океанских волн и падением капель дождя.

## Список литературы

- [1] Makarieva A M, Gorshkov V G *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **11** 1013 (2007)
- [2] Горшков В Г, Макарьева А М, Нефёдов А В *ЖЭТФ* **142** 817 (2012)
- [3] Makarieva A M, Gorshkov V G, Sheil D, Nobre A D, Li B-L *Atmos. Chem. Phys.* **13** 1039 (2013)
- [4] Makarieva A M, Gorshkov V G *Int. J. Water* **5** 365 (2010)
- [5] Irschik H, Holl H J *Appl. Mech. Rev.* **57** 145 (2004)
- [6] Bryan G H, Fritsch J M *Mon. Wea. Rev.* **130** 2917 (2002)
- [7] Bryan G H, Rotunno R *Mon. Wea. Rev.* **137** 1770 (2009)
- [8] McGuffie K, Henderson-Sellers A *Int. J. Climatol.* **21** 1067 (2001)
- [9] Ландау Л Д, Лифшиц Е М *Теоретическая физика. Механика сплошных сред* (М.: ГИТТЛ, 1954)
- [10] Makarieva A M, Gorshkov V G, Nefiodov A V, Sheil D, Nobre A D, Li B-L, Bunyard P *J. Atmos. Sci.* **в печати** doi:10.1175/JAS-D-12-0231.1 (2013)
- [11] Makarieva A M, Gorshkov V G *Phys. Lett. A* **375** 1053 (2011)
- [12] Makarieva A M, Gorshkov V G, Nefiodov A V *Phys. Lett. A* **375** 2259 (2011)
- [13] Pauluis O, Balaji V, Held I M *J. Atmos. Sci.* **57** 989 (2000)
- [14] Bannon P R *J. Atmos. Sci.* **59** 1967 (2002)
- [15] Львович М И *Мировые водные ресурсы и их будущее* (М.: Мысль, 1974)
- [16] Oort A H *Mon. Wea. Rev.* **92** 483 (1964)
- [17] Peixoto J P, Oort A H *Physics of Climate* (New York: American Institute of Physics, 1992)
- [18] Marvel K, Kravitz B, Caldeira K *Nature Climate Change* **3** 118 (2013)
- [19] Hesslerová P, Pokorný J, Brom J, Rejšková-Procházková A *Ecological Engineering* **54** 145 (2013)
- [20] Makarieva A M, Gorshkov V G, Li B-L *Theor. Appl. Climatol.* **111** 79 (2013)
- [21] Schneider S H *Science* **243** 771 (1989)
- [22] Makarieva A M, Gorshkov V G *Phys. Lett. A* **373** 2801 (2009)