

С.Л. Одинцов

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ОБЛАЧНОСТИ НА ЭВОЛЮЦИЮ РАДИАЦИОННОЙ ИНВЕРСИИ ТЕМПЕРАТУРЫ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Рассмотрен вопрос о влиянии балла и высоты одноярусной облачности на процесс образования и развития приземной температурной инверсии в пограничном слое атмосферы в ночных условиях. На основе модельных оценок обсуждаются некоторые особенности поведения высоты инверсии, в частности ее резкое уменьшение при превышении баллом облачности определенного уровня. На модельных примерах прослежена взаимосвязь между высотой инверсии, баллом облачности и динамической скоростью трения.

Многие прикладные задачи физики атмосферы, а также проблемы распространения волн различной природы в планетарном пограничном слое требуют построения оперативных методов прогноза краткосрочных изменений основных метеорологических характеристик атмосферного пограничного слоя (АПС), таких как профили вектора скорости ветра, влажности, турбулентных потоков субстанций, температуры. Именно температура является основным исследуемым параметром АПС в данной статье.

Естественно, что задача прогноза температуры решалась и решается на протяжении многих десятилетий, причем основной целью обычно ставится повышение точности прогноза приземной температуры в масштабах от локального до глобального. Изучен, хотя и в меньшей степени, вопрос о суточной динамике профиля температуры в АПС, в частности о ее инверсионном распределении. Однако такая проблема, как эволюция радиационной инверсии температуры в облачных условиях, требует дополнительного анализа. Как правило, при прогностических расчетах профилей температуры об облачности лишь упоминают как о факторе, замедляющем развитие инверсии, не приводя конкретных алгоритмов ее учета.

Данная статья имеет своей целью хотя бы частично восполнить этот пробел и оценить с количественной точки зрения степень влияния облаков на эволюцию радиационной приземной инверсии температуры. Для расчетов выбрана простейшая модель эволюции профиля абсолютной температуры $T(z, t)$ при наличии процессов вертикального турбулентного переноса тепла и радиационного остывания горизонтально однородной атмосферы без учета адвекции воздуха. Эта модель описывается уравнением теплопроводности

$$\frac{\partial \theta(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k_T(z, t) \frac{\partial \theta(z, t)}{\partial z} \right] + \frac{1}{c_p \rho} \frac{\partial R(z, t)}{\partial z}, \quad (1)$$

где $\theta(z, t) \approx T(z, t) + 0,01z$ – потенциальная температура воздуха (К); $k_T(z, t)$ – турбулентная теплопроводность ($\text{м}^2/\text{с}$); $R(z, t)$ ($\text{Вт}/\text{м}^3$) – эффективный поток ИК-излучения на высоте z в момент времени t ; $c_p = 1006$ Дж/(кг·К) – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; ρ – плотность воздуха ($\text{кг}/\text{м}^3$). Следует отметить, что большинство используемых в статье соотношений взяты из книг [1, 2].

Граничное условие для уравнения (1) на уровне $z = 0$ довольно часто задается на основе уравнения теплового баланса подстилающей поверхности

$$R(0, t) + c_p \rho k_1(0, t) \frac{\partial \theta(0, t)}{\partial z} - \lambda_n \frac{\partial T_n(0, t)}{\partial z} + L_n \rho k_T(0, t) \frac{\partial w(0, t)}{\partial z} = 0. \quad (2)$$

Здесь L_n – удельная теплота парообразования ($L_n = 2,45$ Дж/кг при $T(0, t) = 293$ К); $w(0, t)$ – удельная влажность (кг/кг); λ_n и T_n – соответственно молекулярная теплопроводность и абсолютная температура почвы.

Высота верхней границы модели определяется или высотой нижней границы облачности z_c , или, при ясном небе, некоторой высотой z_T , обеспечивающей достаточно полный учет нисходящего потока ИК-излучения. Краевое условие для уравнения (1) на верхней границе модели при ясном небе задается в виде

$$\frac{\partial \theta(z_T, t)}{\partial z} = \text{const} \quad (3)$$

и характеризуется ненулевой абсолютной температурой с постоянным градиентом.

Учет влияния облачности проводится на основе простейшей модели: она полагается одноярусной, имеющей ровную нижнюю границу и по излучательной способности отвечающей черному телу. Степень закрытия неба облаками определяется баллом $N = 0 \div 1$. Второе краевое условие для уравнения (1) при наличии облачности зависит от того, на какой высоте она расположена, и подчиняется уравнению типа (3).

Эффективный поток ИК-излучения определяется соотношением

$$R(z, t) = G(z, t) - U(z, t), \quad (4)$$

где $G(z, t)$ и $U(z, t)$ – соответственно профили потоков нисходящего и восходящего теплового излучения ($\text{Вт}/\text{м}^2$), задающиеся в форме

$$G(z, t) = B(z_T, t)D(z, z_T) - \int_z^{z_T} B(z', t)dD(z, z'); \quad (5)$$

$$U(z, t) = \delta B(0, t)D(0, z) + \int_0^z B(z', t)dD(z', z) - (1 - \delta) \int_0^z B(z', t) dD[m(0, z') + m(0, z)]. \quad (6)$$

Здесь δ – относительный коэффициент поглощения земной поверхности; $B(z, t) = \sigma T^4(z, t)$ – собственное излучение атмосферы ($\text{Вт}/\text{м}^2$); $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{Вт}/\text{м}^2 \text{К}^4$ – постоянная Стефана–Больцмана; $D(z_1, z_2)$ – диффузная интегральная функция пропускания атмосферы (учитывается только водяной пар); $m(z_1, z_2)$ – функция, определяемая массой воды в столбе воздуха с единичной площадью основания между высотами z_1 и z_2 . Функция $D(z_1, z_2)$ взята в форме [3]

$$D(z_1, z_2) = 0,74e^{-0,28\kappa} + 0,26e^{-5,5\kappa}, \quad (7)$$

где $\kappa = m/\sqrt{m + 0,0001}$; $m(z_1, z_2) = 1,67 \int_{z_1}^{z_2} \rho_B(z')dz'$; $\rho_B(z)$ – плотность водяного пара. Радиационный приток (сток) тепла в АПС, определяемый вторым слагаемым в правой части уравнения (1), вычисляется на основе соотношений (4)–(7).

Радиационный баланс подстилающей поверхности при наличии облачности задавался формулой

$$R(0, t) = N R_1(0, t) + (1 - N)R_0(0, t), \quad (8)$$

где R_1 и R_0 – радиационные балансы подстилающей поверхности при сплошной облачности и ясном небе соответственно; N – балл облачности.

Важнейшим фактором, определяющим динамику температурного профиля в АПС, является турбулентный поток тепла, параметризация которого приводит к необходимости моделирования турбулентной теплопроводности $k_r(z, t)$. Решению данной задачи посвящено большое количество работ (см., например, монографии [8, 9] и цитируемую в них литературу). Однако к настоящему времени не построено универсальной модели $k_r(z, t)$. Поэтому при моделировании используют или эмпирические формулы, полученные в результате локальных экспериментов, или формулы, вытекающие из ряда теоретических предпосылок. В данной статье использована модель k_r , базирующаяся на материалах работ [4, 5]:

$$k_r(z, t) = \begin{cases} k_0 + \alpha \kappa u_* z / \varphi(z, t), & z \leq h(t), \\ k_{r,h} + k_r(h) \exp(-\beta[z - h(t)]), & z > h(t), \end{cases} \quad (9)$$

$$\varphi(z, t) = \begin{cases} 1 + 6,34\xi, & 0 < \xi \leq 1, \\ 7,34, & 1 < \xi. \end{cases} \quad (10)$$

Здесь $k_0 = 1,4 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ – молекулярная теплопроводность воздуха; $k_{т.н}$ – турбулентная теплопроводность над инверсией; $\kappa_K = 0,4$ – постоянная Кармана; u_* – динамическая скорость трения; $\alpha = 1,35$; параметр β регулирует скорость уменьшения $k_t(z, t)$ над основным турбулизированным слоем с высотой $h(t)$; $\xi = z/L(t)$ – безразмерная высота; $g = 9,81 \text{ м/с}^2$; $L(t) = -u_*^3 c_p \rho T(0, t) / \kappa_K g Q_t(t)$ – масштаб Монина-Обухова; $Q_t = -c_p \rho k_t(0, t) \partial \theta(0, t) / \partial z$ – турбулентный поток тепла на уровне подстилающей поверхности. Рассматриваемые в статье условия характеризуются, в частности, тем, что $Q_t \leq 0$. Следовательно, масштаб $L > 0$. Для этой ситуации высоту турбулизированного слоя можно представить в виде [6]

$$h(t) = \frac{0,3u_*}{f(1 + (0,353/\kappa_K) \sqrt{u_* \kappa_K / fL(t)})} \quad (11)$$

Здесь величина $f = 2\omega \sin \Omega$ – параметр Кориолиса для широты места Ω ; $\omega = 7 \cdot 10^{-5} \text{ рад/с}$ – угловая скорость вращения Земли.

Итак, мы почти полностью определили функции и параметры, необходимые для решения уравнения (1) с граничными условиями (2) и (3). Осталось задать модель для расчета скрытых потоков тепла и потоков тепла из глубины почвы. Исчерпывающая оценка этих потоков возможна только на основе решения системы соответствующих дифференциальных уравнений, включая уравнение (1). При этом состояние взаимодействующих друг с другом слоев приземного воздуха, растительного покрова и почвы настолько разнообразно, что вряд ли имеет смысл, учитывая суть поставленной в данной статье задачи, проводить моделирование каких-либо конкретных условий. В соответствии с таким подходом было принято условие, что скрытый поток тепла и поток тепла из почвы связаны с радиационным балансом и составляют величину WR , где $W < 1$, т.е. имеет место равенство

$$-L_n \rho k_t(0, t) \frac{\partial w(0, t)}{\partial z} + \lambda_n \frac{\partial T_n(0, t)}{\partial z} = WR(0, t), \quad (12)$$

которое сводит граничное условие (2) к виду

$$(1 - W)R(0, t) + c_p \rho k_t(0, t) \frac{\partial \theta(0, t)}{\partial z} = 0. \quad (13)$$

Вариации W позволяют в упрощенном виде учитывать влияние скрытых потоков и потоков тепла из почвы на общий тепловой баланс подстилающей поверхности.

Для решения уравнения (1) был привлечен численный метод конечных разностей. За основу выбрана конечно-разностная схема (КРС) с сеткой, неравномерной как по времени, так и по высоте [7]. Конкретно реализована монотонная схема Кранка–Никольсона (с весом, равным единице) на шеститочечном двухслойном шаблоне. Устойчивость решения обеспечена соблюдением рекомендованных в [7] условий по подбору исходных параметров схемы. Построенный конечно-разностный алгоритм решения уравнения (1) проверялся на аналитических решениях этого уравнения, имеющих место при существенных упрощениях входящих в него и в граничные условия функций.

При реализации выбранной КРС необходимо иметь опережающие по времени оценки значений функции источника [второе слагаемое в правой части уравнения (1)] и радиационного баланса подстилающей поверхности, зависящих от температуры. Для этой цели при расчетах используется профиль температуры с предыдущего шага по времени. Конечно, это вносит определенную ошибку в прогноз, однако она не настолько велика, чтобы привести к кардинальным нарушениям в прогнозируемом профиле температуры. Это проверялось как на аналитически решаемых моделях, так и путем вариации параметров конечно-разностной схемы. Следует также отметить, что конечные разности использовались не во всем диапазоне высот $0 \leq z \leq z_T$, о чем несколько подробнее будет сказано ниже.

Прежде чем перейти к обсуждению результатов вычислений, приведем основные параметры используемой модели, включая их в «стандартный» набор и не упоминая при дальнейшем изложении. Отмечаться будут только отклонения от «стандарта». Входящие в «стандарт» значения параметров выбраны без привязки к какой-либо конкретной ситуации. Сначала зададим начальную структуру профиля температуры. Положим, что при ясном небе верхняя граница модели $z_T = 25$ км, а профиль абсолютной температуры выше уровня $z_B = 2$ км изменяется согласно модели

$$T(z) = \begin{cases} T(z_B) - 6,5(11 - z_B), & z_B < z \leq 11 \text{ км}, \\ T(z = 11 \text{ км}), & 11 \text{ км} < z \leq z_T. \end{cases} \quad (14)$$

Решение уравнения (1) комбинируется из решений для слоев в диапазонах $z_B \geq z \geq z_H$ ($z_H = 1$ км) и $z_H > z \geq 0$. Причем для первого диапазона полагается условие

$$\theta(z, t) = T(z_H, t) + 0,01z_H = \text{const}, \quad (15)$$

что дает оценку $\partial\theta(z, t)/\partial z = 0$ при $z_B \geq z \geq z_H$ (постоянство потенциальной температуры по высоте при возможном изменении во времени). Реализуемость такого условия обеспечивается, во-первых, моделью коэффициента $k_t(z, t)$, который выше $h(t)$ быстро стремится к постоянно-му значению $k_T = k_{T,H}$, а во-вторых, вводимым предположением о постоянстве по высоте радиационного выхолаживания атмосферы, начиная с некоторого уровня $z_p \leq z_H$. Последнее предположение, безусловно, вносит ошибку в прогнозируемый профиль $T(z, t)$, но, как показали контрольные вычисления, для тех распределений температуры, которые имеют место в рассмотренных ниже ситуациях, эта ошибка не очень велика. В итоге в слое атмосферы $z \geq z_H$ наблюдается не зависящее от высоты радиационное выхолаживание. В слое атмосферы $0 \leq z \leq z_H$ уравнение (1) решается численно с помощью конечно-разностной схемы, граничные условия которой определяются соотношением (13) для границы $z = 0$ и равенством $\partial\theta/\partial z = 0$ при высоте $z = z_H$, служащей второй границей для КРС. Еще раз напомним, что изложенная выше модель профиля температуры задана для безоблачных условий. При наличии облачности с нижней границей $z_c \leq z_H$ вычисления по конечным разностям ведутся во всем подоблачном слое. В противном случае применяется «двухслойное» решение. Профиль плотности водяного пара в атмосфере при вычислениях подчинялся условию постоянства относительной влажности u_0 по высоте.

Завершая определение стандарта «ясно», приведем используемые при расчетах значения упоминавшихся ранее параметров модели: $u_* = 0,15$ м/с; $\beta = 0,01$; $\Omega = 56^\circ\text{с.ш.}$; $\delta = 0,986$; $z_p = 800$ м; $k_{T,H} = 0,005$ м²/с; $u_0 = 70\%$; $W = 0,8$. В облачных условиях к этому набору добавим значения $N = 1,0$ и $z_c = 5000$ м, что будет характеризовать стандарт «облачно» (сплошная облачность с высотой нижней границы 5 км). Начальный профиль температуры в слое $0 \leq z \leq z_H$ будем полагать соответствующим безразличной стратификации, т.е. $\partial\theta(z, 0)/\partial z = 0$ при $T(0, 0) = 293$ К и $T(z, 0) = T(0, 0) - 0,01z$. Для более высоких слоев атмосферы модель профиля температуры задана ранее.

Переходя к анализу результатов вычислений, прежде всего покажем порядки величин, характеризующих те или иные процессы и параметры. Так, на рис. 1, а показано изменение профиля абсолютной температуры воздуха за период от 21 ч местного времени до 6 ч утра следующего дня для двух стандартов – «ясно» (сплошные линии) и «облачно» (штриховая линия) при одинаковом начальном профиле $T(z, 0)$. Очевидно, что наличие облачности с баллом менее единицы приведет к изменению профиля температуры, причем его график будет расположен между сплошной и штриховой линиями под номером 2. Поток тепла Q_t в условиях стандарта «ясно» меняется от -20 Вт/м² в начале прогноза до -15 Вт/м² в конце, а в случае стандарта «облачно» от -11 Вт/м² до -8 Вт/м². Напомним, что в заданной модели имеет место равенство $Q_t(t) = (1 - W)R(0, t)$. Не очень большие изменения в течение ночи потока Q_t и температуры подстилающей поверхности в «стандартных» условиях приводят лишь к малым вариациям высоты турбулизованного слоя $h(t)$ ($69 \div 76$ м «ясно», $89 \div 97$ м – «облачно»). Слабо изменяются и профили турбулентной теплопроводности (рис. 1, б), причем в облачных условиях турбулентный теплообмен больше.

Радиационные стоки тепла выше нескольких метров над поверхностью составляют в стартовый момент $-0,15 \div -0,25$ К/ч для ясного неба и $-0,05 \div -0,1$ К/ч при стандарте «облачно»

но». В приземном слое выхолаживание резко увеличивается, достигая максимума на уровне $z = 0$ ($-11,5$ К/ч и $-6,1$ К/ч для ясных и облачных условий соответственно). К концу рассматриваемого интервала времени скорость радиационного выхолаживания претерпевает заметные изменения только в нижней части АПС, причем скорость остывания поверхности за счет данного процесса составляет в это время $-5 \div -4$ К/ч, а профиль приобретает характерную для инверсионных условий форму (рис. 1, в).

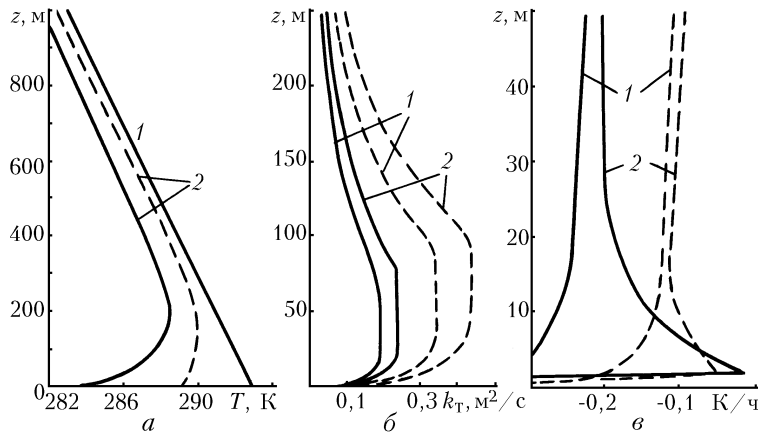


Рис. 1. Пример изменения профилей абсолютной температуры (а), турбулентной теплопроводности (б) и скорости радиационного выхолаживания (в) для стандартов «ясно» (сплошные линии) и «облачно» (штриховые линии). Кривая 1 – в начальный момент времени, 2 – в заключительный

Следует также отметить, что модель температурного профиля, ограниченная высотой $z_T = 25$ км и имеющая ненулевую температуру на этой высоте, дает несколько заниженную оценку радиационного выхолаживания атмосферы (примерно на $-0,05$ К/ч в АПС). Однако такая ошибка не превышает погрешностей, вызванных упрощением других процессов, и ее можно не учитывать.

Далее проанализируем непосредственно влияние облачности на эволюцию инверсии. При этом рассмотрим не сами профили температуры, а только высоту инверсии $H_{и}$ и перепад температур $\Delta T_{и}$ между ее границами, что позволит уменьшить объем графического материала (но, к сожалению, несколько снизит наглядность отображения процесса трансформации $T(z, t)$). Применение конечно-разностной схемы дает дискретные по высоте значения искомых величин. Используемая при обработке аппроксимация температурного профиля полиномами позволила получать оценки высоты инверсии в случае, когда эта высота находилась между узлами сетки.

Прежде всего рассмотрим зависимость высоты инверсии от времени для случаев ясного неба и сплошной облачности с разной высотой нижней границы. На рис. 2 приведены зависимости $H_{и}$ от временного интервала прогноза $\Delta t = t - t_0$. (Здесь и далее считается, что начало прогноза t_0 соответствует 21 ч местного времени, когда наступает темное время суток). Сплошная линия соответствует ясному небу, штриховые – облачным условиям. Здесь же показаны две кривые (штрихпунктир), заимствованные из [8] и отвечающие обработанным экспериментальным результатам при слабом (кривая б) и умеренном (кривая в) ветре, полученным при измерениях на высотной мачте в г. Обнинске. Количественные оценки облачности за период проведения измерений в [8] не приводятся. Интенсивность инверсии $\Delta T_{и}$ в модельных расчетах, представленных на рис. 2, становится к концу прогноза ($\Delta t = 9$ ч) максимальной и составляет 4,5 К для ясного неба, 0,8 К при $z_c = 5$ км и 0,5 К для облачности с высотой $z_c = 3$ км. Сравнение с эмпирической формулой из [8] $\Delta T_{и,э} = q[T(0) - T(0, \Delta t)]$, где $q = 0,65 \pm 0,12$, дает сопоставимое значение для стандарта «ясно» – $\Delta T_{и,э} = (5,8 \pm 1,1)$ К, но существенно отличающиеся значения для облачных условий, например при «стандарте – облачно» ($z_c = 5$ км, $N = 1, 0$) $\Delta T_{и,э} = (2,6 \pm 0,48)$ К. Отметим, что для корректного сравнения модельных и измеренных интенсивностей инверсий необходимо более точно согласовать набор параметров, при которых следует проводить расчеты, включая балл облачности. Тем не менее с определенной долей уверенности можно утверждать, что модельные вычисления в целом адекватно отражают основные процессы при формировании инверсии и ими допустимо пользоваться при оценке влияния облачности на эволюцию температурного поля в АПС.

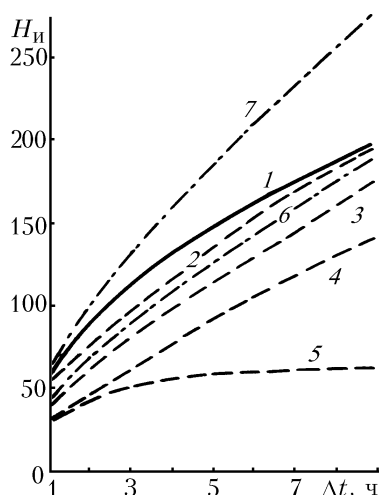


Рис. 2. Зависимость высоты инверсии от длительности выхолаживания для стандарта «ясно» (кривая 1) и в условиях сплошной облачности (штриховые линии): кривая 2 – $z_c = 10$ км, 3 – $z_c = 7$ км, 4 – $z_c = 5$ км, 5 – $z_c = 3$ км. Для сравнения приведены эмпирические кривые из монографии [8] при слабом (6) и умеренном (7) ветре

Проведенные вычисления позволили построить ряд графиков, демонстрирующих зависимость высоты инверсии от балла облачности и уровня ее нижней границы. Так, на рис. 3 изображены зависимости $H_{и}$ от z_c и N после 9-часовой эволюции. Наиболее интересным на этом рисунке является поведение $H_{и}$ при низкой облачности с высоким баллом: если этот балл превышает некоторый критический уровень, происходит резкое уменьшение высоты инверсии. Фактически можно говорить о пороговом значении N , превышение которого при данной высоте облачности практически гарантирует отсутствие температурной инверсии в АПС, поскольку ее интенсивность в этом режиме составляет лишь несколько десятых долей градуса. Естественно, что отклонение условий от «стандарта» приводит к смещению указанного порога. Например, на этом же рисунке приведены штриховые кривые, отвечающие случаю, когда параметр W принимает значение 0,7, а также штрихпунктирные кривые, полученные при $\delta = 1,0$. Смещение критических значений N очевидно.

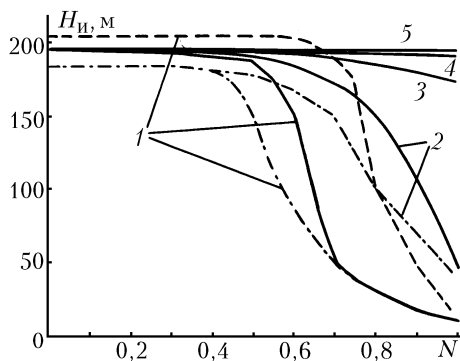


Рис. 3. Зависимость высоты инверсии от балла и высоты облачности. Сплошные линии – «стандартный» набор параметров; штриховые – при $W = 0,7$; штрихпунктирные – при $\delta = 1$. Кривые 1, 2, 3, 4, 5 соответствуют высотам облачности 1, 3, 5, 7 и 10 км

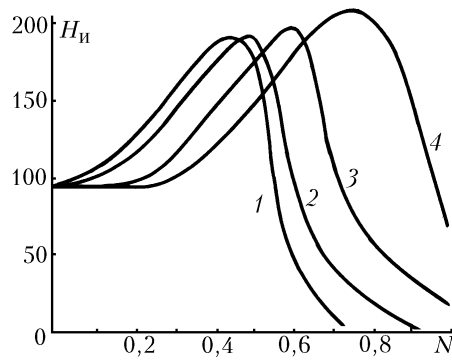


Рис. 4. Зависимость высоты инверсии от балла и высоты облачности после 9-часового выхолаживания подстилающей поверхности. Каждому баллу и высоте облачности соответствует определенная динамическая скорость трения, указанная в таблице. Кривые 1, 2, 3, 4 соответствуют высотам облачности 3, 5, 7 и 10 км

Неучет в уравнении (1) адвекции температуры тем не менее не препятствует учету влияния ветра на важнейший параметр – турбулентную теплопроводность $k_t(z, t)$. Это достигается путем вариации динамической скорости u_* , входящей как в формулу для k_t , так и в определение толщины $h(t)$ турбулизованного слоя внутри инверсии. Известно, что чем больше ветер, тем больше u_* . Фактом является и то, что если есть облака, то обязательно есть ветер,

при этом чем ниже облачность, тем сильнее, как правило, ветер. Исходя из этих предпосылок, рассмотрим в самом простейшем приближении взаимосвязь ветра, облачности и высоты инверсии. Базируясь на материалах монографии [1], положим, что при ясном небе в условиях штиля $u_* = 0,05$ м/с, а при облаках динамическая скорость задается в соответствии с таблицей.

Динамическая скорость, м/с

Высота, z , км	Балл облачности, N									
	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	
10	0,05	0,05	0,08	0,10	0,13	0,15	0,17	0,19	0,20	
7	0,05	0,07	0,10	0,12	0,15	0,18	0,20	0,21	0,22	
5	0,07	0,10	0,12	0,15	0,18	0,20	0,22	0,24	0,25	
3	0,10	0,12	0,15	0,17	0,20	0,22	0,25	0,27	0,28	

Расчеты показывают, что динамическая скорость трения весьма существенно влияет на процесс формирования инверсии. На рис. 4 приведено несколько кривых, демонстрирующих сначала рост высоты H_{ii} с ростом балла облачности, а после некоторого уровня – довольно резкое уменьшение.

Физическая основа подобной зависимости H_{ii} от N и u_* достаточно проста: чем больше коэффициент $k_r(z, t)$ тем быстрее происходит процесс выравнивания неоднородностей температуры и тем выше по АПС распространяется процесс перетока тепла к быстроохлаждающимся нижним слоям. Поэтому если скорость радиационного остывания подстилающей поверхности меньше или равна скорости турбулентной подкачки тепла от атмосферы, то инверсия не образуется. Но если радиационное выхолаживание поверхности превалирует над притоком тепла как из самой почвы, так и из атмосферы, то начинается процесс образования инверсии и она будет тем выше, чем быстрее уменьшается температура поверхности и чем больше турбулентная теплопроводность. Балл облачности регулирует потоки ИК-радиации, а динамическая скорость – турбулентный теплообмен. Именно их баланс и определяет высоту образовавшейся инверсии. Если вернуться к рис. 4, то можно сказать, что слева от максимума расположена область условий, в которых доминируют процессы выхолаживания подстилающей поверхности, а справа – процессы турбулентного обмена теплом по всей толще АПС.

Подводя итог, еще раз подчеркнем, что представленные в статье материалы получены на основе простейших моделей теплообмена между воздухом и почвой. Надежные количественные результаты можно получить лишь на основе анализа результатов более детального моделирования условий и процессов образования инверсии в АПС, включая корректный учет радиационного переноса в условиях разорванной облачности.

1. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 640 с.
2. Белов П.Н., Борисенков Е.П., Панин Б.Д. Численные методы прогноза погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 376 с.
3. Евсеева М.Г., Михайлова В.Е., Подольская Э.Л., Терещенко В.Г. // Труды ЛГМИ. 1974. Вып. 49. С. 143–158.
4. Казаков А.Л., Лазриев Г.Л. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1978. Т. 14. N 3. С. 257–265.
5. Кузнецова И.Н. // Труды Гидрометцентра СССР. 1990. Т. 308. С. 68–75.
6. Зилитинкевич С.С., Федорович Е.Е., Шабалова М.В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1991. Т. 27. N 4. С. 339–352.
7. Самарский А.А. Теория разностных схем. М.: Наука, 1989. 616 с.
8. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 264 с.
9. Атмосферная турбулентность и моделирование распространения примесей / Под ред. Ф.Т.М. Ньистадта и Х. Ван Допа. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 352 с.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
29 декабря 1995 г.

S.L. Odintsov. Estimate of Cloudness Influence on Evolution of Radiation Temperature Inversion in Boundary Layer of Atmosphere.

The influence of cloud amount and height of one-layer cloudness on formation and evolution of the ground temperature inversion within the boundary atmospheric layer at night is treated in the paper. Some peculiarities of the height inversion behavior are discussed based on the model estimates, particularly, its sharp decrease at the cloud amount excess of certain level. The correlation between the inversion height, cloud amount, and velocity of dynamical friction is observed by the model example.