

夜间边界层的一维数值模拟

张江印 蒋瑞宾

(北京气象学院)

郭恩铭

(国家气象局气象科学研究所)

提 要

本文用一维数值模式,模拟了平坦地形情况下小风、晴空夜间边界层内风、温、湿的演变,计算结果与观测事实有较好的一致性.对有高云或少量中、低云存在时的计算结果分析表明,模式对风速的模拟仍然较好,对温度的模拟比实测值可偏低 $0.3-1^{\circ}\text{C}$,对相对湿度的模拟比实测值可偏高 $5-10\%$.在符合模式使用范围的情况下,本模式可作为夜间边界层预报的一种方法参考使用.

关键词:地面粗糙度;混合长;湍流交换系数.

一、引 言

60年代以来,边界层的数值模拟进展很快,发展了众多的一维、二维、三维模式,如 Delage^[1], Deardorff^[2], Bornstein^[3]和周斌斌^[4]等,或用于大气污染的计算,或用于辐射雾的模拟.一般来说,只有三维模式才能很好地模拟边界层的变化,但由于其计算的复杂性及初、边条件的难以确定,使之距应用尚有很大距离;而一维模式却以其计算简单和初、边条件易于确定的优势,较易在一定条件下用于边界层的预报.

本文采用一维模式,湍流闭合用 K 理论法,对三个晴夜、二个少量中低云和一个有高云的夜间进行了模拟计算.为了不考虑空气中液态水的影响,模式计算到近地面相对湿度达 99% 时则终止.

二、模式方程及初始和边界条件

1. 运动方程

$$\frac{\partial u}{\partial t} = f(v - v_g) + \frac{\partial}{\partial z} K_m \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -f(u - u_g) + \frac{\partial}{\partial z} K_m \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (2)$$

式中 u, v 分别为 x, y 向的风速; f 为科里奥利参数; u_g, v_g 分别为 x, y 向的地转风速. 假定随高度不变; K_m 为湍流动量交换系数, 取如下形式^[5]:

$$K_m = l^2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2}, \quad (3)$$

其中 l 为混合长, 取 Blackadar 提出的形式^[6]

$$\left. \begin{aligned} l &= \frac{k(z - z_0)}{1 + \frac{k(z - z_0)}{\lambda}} \\ \lambda &= \frac{27V_g \times 10^{-5}}{f} \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

式中 k 为卡曼常数; z_0 为地面粗糙度, 依地表情况而定; V_g 为地转风速.

2. 湿度方程

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K_q \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (5)$$

$$\left. \begin{aligned} r &= q / q_s, \\ q_s &= 0.622E / P, \\ E &= E_0 \times 10^{\frac{a(T-273)}{b+T-273}} \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

式中 q, q_s 分别为空气的比湿和饱和比湿; r 为相对湿度; P 和 T 分别为空气的气压和 K 氏温度; E 和 E_0 分别为空气温度为 T 和 273K 时的饱和水汽压; a, b 为常数; K_q 为湍流水汽交换系数, 取 $K_q = K_m$.

3. 温度方程

(1) 空气温度方程

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial F_N(z)}{\partial z}, \quad (7)$$

$$\theta = \left(\frac{1000}{P} \right)^{0.286}. \quad (8)$$

式中 θ 为位温; ρ 为空气密度; C_p 为空气的定压比热; K_θ 为湍流热量交换系数, 取 $K_\theta = K_m$.

(7)式右侧第二项为长波辐射变温率, 采用比辐射率近似的薄层通量法计算^[7]

$$F_N(z) = F^\uparrow(z) - F^\downarrow(z), \quad (9)$$

$$F^\downarrow(z) = \varepsilon_0 \sigma T_0^4 \varepsilon^\downarrow(0, z) - \int_0^z \sigma T^4 \frac{d\varepsilon^\downarrow(z', z)}{dz'} dz', \quad (10)$$

$$F^\uparrow(z) = F_{\text{top}} \varepsilon^\uparrow(z, H) + \int_z^H \sigma T^4 \frac{d\varepsilon^\uparrow(z, z')}{dz'} dz', \quad (11)$$

$F^\downarrow(z)$, $F^\uparrow(z)$ 和 $F_N(z)$ 分别为 z 高度向上、向下及净辐射通量密度; H 为计算层顶高度; $F_{\text{top}}^\uparrow$ 为 H 高度以上的大气在 H 高度上向下的辐射通量密度, 由初始资料估算; T_0, ε_0 分

别为地面温度及地面比辐射率; $\varepsilon^{\uparrow}$ 和 $\varepsilon^{\downarrow}$ 分别为某层大气向上及向下辐射的比辐射率; σ 为 Stefan-Boltzmann 常数.

(2) 土壤温度方程

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = K_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2}, \quad (12)$$

T_s 为土壤温度; K_s 为土壤导温系数, 取湿粘土数据: $K_s = 5.2 \times 10^{-7} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

(3) 地面温度方程(能量平衡方程)

$$\left(K_g \rho C_g \frac{\partial \theta}{\partial z} - K_s \rho_s C_s \frac{\partial T_s}{\partial z} - F_N(z) + L K_q \frac{\partial q}{\partial z} \right) \Big|_{z=0} = 0, \quad (13)$$

其中 ρ_s, C_s 分别为土壤的密度和比热, 取湿粘土数据: $K_s \rho_s C_s = 0.75 \text{J} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$.

4. 初始条件

初始值取 20:00(北京时)的探测资料, 包括地温观测、低层系留气球探测和高空探空资料.

$t=0$ 时:

$$T(0, z) = T_0(z), \quad q(0, z) = q_0(z), \quad u, v(0, z) = u_0, v_0(z), \quad T_s(0, z) = T_{s0}(z).$$

5. 边界条件

$z=H$ 时:

$$T(t, H) = T_0(H), \quad q(t, H) = q_0(H), \quad u, v(t, H) = u_g, v_g.$$

$z=0$ 时:

$$T(t, 0) = T_s(t, 0), \quad q(t, 0) = q_s(t, 0), \quad u, v(t, 0) = 0.$$

$z=h$ 时:

$$T_s(t, h) = T_s(0, h).$$

式中 $h < 0$ 为计算的土壤最大深度.

三、计 算 方 案

1. 差分格式

模式方程可写为如下形式:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = f(y) + \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial y}{\partial z}, \quad (14)$$

y 为风速、温度或比湿任一物理量, K 为湍流交换系数.

以 Δt 表示时间步长, i, j 分别表示积分的空间步和时间步, z_i 表示垂直网格点的高度. 采用隐式差分格式, 即时间后差、空间中央差, (14) 式的差分方程可写为

$$a'_i y'^{j-1}_{i-1} + b'_i y'^{j-1}_i + c'_i y'^{j+1}_{i+1} = f(v'_i) \Delta t + y'_i, \quad (15)$$

其中

$$\begin{aligned} a'_i &= -\frac{Z \Delta t}{z_{i+1} - z_{i-1}} \frac{K'^{j-\frac{1}{2}}_i}{z_i - z_{i-1}}, \\ b'_i &= 1 + \frac{Z \Delta t}{z_{i+1} - z_{i-1}} \left(\frac{K'^{j-\frac{1}{2}}_i}{z_i - z_{i-1}} + \frac{K'^{j+\frac{1}{2}}_i}{z_{i+1} - z_i} \right), \\ c'_i &= -\frac{Z \Delta t}{z_{i+1} - z_{i-1}} \frac{K'^{j+\frac{1}{2}}_i}{z_{i+1} - z_i}, \\ i &= 1, 2, 3, \dots, N; j = 0, 1, 2, \dots, \end{aligned}$$

N 为空间网格点个数.

方程组(15)为一线性三对角方程组,可用追赶法解之.

由于地面温度不能取为一个已知的边界值,所以在每次求解下一时刻的温度和湿度值时,应先把(7)和(12)式用半显示差分格式(即时间前差、空间中央差)展开并联立(13)式求出下一时刻的地面温度,再用全隐式格式去计算.

2. 网格点的划分

时间步长 Δt 取 10 分钟;

地面以上分 30 层共 31 个格点,各格点高度分别为(单位:m):

0, 1.5, 5, 10, 20, 30, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 160, 180, 200, 220, 240, 260, 280, 300, 350, 400, 450, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1200, 1400;

土壤中取 4 层共 5 个格点,各格点高度分别为(单位:m)

0, -0.05, -0.10, -0.15, -0.20.

四、计算结果及其分析

模式模拟了 1986 年 12 月间三个晴空、二个少量中低云和一个有高云的夜间边界层的演变.资料来自四川成都双流机场的探测,该地下垫面为平坦草地,夜间 10m 处风速一般不大于 2m/s ,平流作用微弱.这里主要以 12 月 3—4 日夜间为例,比较分析一下实测情况与模式计算结果.该日从 20:00—6:00 天空晴朗无云,5:00 左右有轻雾形成(能见度 900m),6:00 后渐浓,在 9:20 达最大(能见度 40m,厚约 30m),然后开始逐渐消散,在 10:30 左右散尽.

1. 风速的模拟情况

实测和模式计算的夜间风速的时空分布分别如图 1 和图 2 所示,两者的趋势相当一致.在 70m 以下,夜间风速变化不大,一般小于 2.5m/s .在 70m 以上,22:00 以后风速随时间增大,但 300m 以下最大风速不大于 5.5m/s .在垂直分布上,风速有一个极大值,其

出现高度随时间的增加而升高.

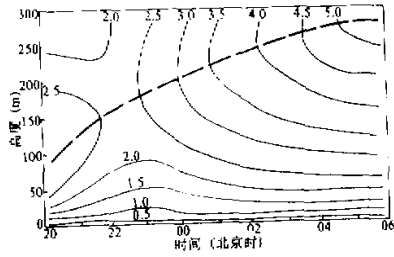


图1 12月3—4日夜间实测风速(m/s)的时空分布(虚线为极大风速线)

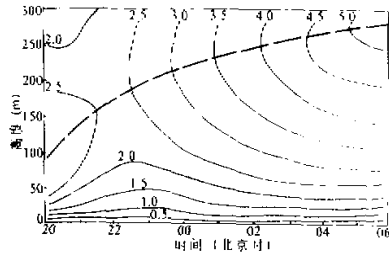


图2 模式计算的12月3—4日夜间风速(m/s)的时空分布(虚线为极大风速线)

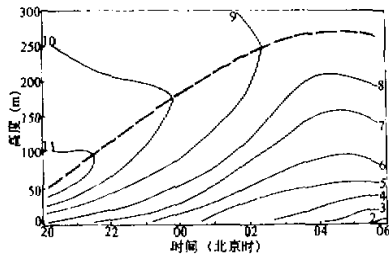


图3 12月3—4日实测温度($^{\circ}\text{C}$)的时空分布(虚线为逆温层顶)

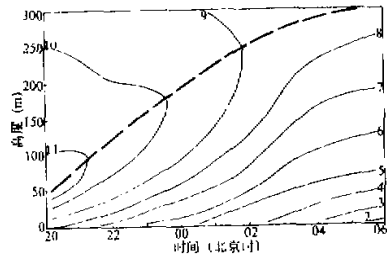


图4 12月3—4日夜间温度($^{\circ}\text{C}$)的模拟结果(虚线为逆温层顶)

计算风速比实测结果要大一些,在50m以下误差很小,不大于 0.1m/s ;到高层误差稍大,但不大于 0.3m/s .计算的极大风速高度比实际情况平均高15m左右.

2. 温度的模拟

图3和图4分别表示实测和模拟的温度的时空分布.在4:00前,它们的趋势基本一致,从20:00起,由于辐射降温,空气温度随时间逐渐降低,在50m以下降温率较大,向上逐渐减小.22:00以后约70m以上区域里,计算结果比实测温度偏低,但误差不大于 0.4°C ,这种误差主要是由于上层西南风产生的微弱暖平流所造成的.在4:00以后,由于暖平流作用和形成雾时水汽凝结释放潜热对空气的增温作用,空气的实际温度开始回升,而模式计算的温度仍持续下降,但由于温度渐低,长波辐射渐弱,降温率已逐渐减小.这段时间里计算误差随时间的增加而增大,到6:00时最大达 1.0°C 左右.

逆温层在20:00已经形成,高度约50m,此后逐渐升高.计算的逆温层高度比实际高度偏大,在4:00前误差不大于20m,6:00时误差最大可达35m.

3. 相对湿度的模拟

实测和模式模拟的相对湿度的时空分布分别如图5和图6所示.它们的分布特征基

本一致,除 2:00 前在 100—150m 间有一极小值外,基本上是随时间的增加而增大,随高度的增大而减小.在近地面层,相对湿度很大,大约在 22:00 以后,相对湿度一直在 95% 以上,到 6:00 时,相对湿度大于 95% 的气层已有 25m 之厚,最大相对湿度达 99%。

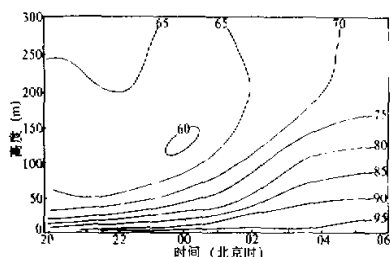


图 5 12 月 3—4 日夜间实测相对湿度(%)
的时空分布

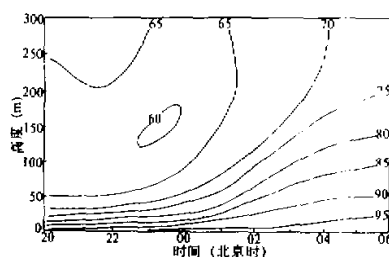


图 6 模式计算的相对湿度(%)的时空分布

把图 6 和图 4 相比,可见相对湿度和温度的分布颇为相似,这说明在雾形成之前,比湿的变化不是太大,相对湿度随时间的增大主要是由于温度的降低所造成的,这正是辐射雾的形成机制。

比较图 5 和 6 并参照温度的模拟情况可知,在计算温度偏低的区域里,计算的相对湿度比实际情况稍大,误差一般不超过 3%。

4. 其它几次模拟情况

另外二次晴夜中边界层内风、温、湿的实际时空分布与 12 月 3—4 日类似,只是初始温度较高,比湿稍大,风速较小,在 4:00 以后有雾开始形成.计算结果和实测结果的比较大致相当于 12 月 3—4 日夜间 4:00 前的情况,计算误差也基本相同。

有云存在时,由于地面有效辐射减小,使空气降温率减小,逆温层发展缓慢,强度也较小,相对湿度随时间的增加也较缓慢.对二次有 3—4 成中低云的夜间进行模拟的结果表明,计算风速与实际风速的误差稍有增大,但不超过 0.5m/s ,计算的极大风速轴线比实际情况偏高 10—40m;计算的温度比实测值低 $0.3\text{—}1.0^\circ\text{C}$,逆温层高度比实际情况高 15—35m;计算的相对湿度比实测值高 5—10%。这几种误差均随时间的增加而增大.对一次夜间有薄层高云时的计算表明误差的特征完全类似于有中低云存在时的情况,但其大小比上述情况要小三分之一左右。

五、结 语

在没有锋面活动时,对地形平坦、风速不大的地区,模式可以作为晴空夜间边界层内在雾形成前风、温、湿的一种预报方法参考使用.计算结果与实际情况基本相符.在有高云或少量中低云存在时,由于模式没有考虑云对长波辐射的反射作用,计算误差比晴空时要大一些,但计算的各要素的时空分布特征与实际情况还是基本一致的。

参 考 文 献

- [1] Delage, Y., 1974, A numerical study of the nocturnal atmospheric boundary layer, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **100**, 351—364.
- [2] Deardorff, J. W., 1974, Three dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer, *Boundary Layer Meteorology*, **7**, 81—106.
- [3] Bornstein, R. D., 1975, The two-dimensional URBMET urban boundary layer model, *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1459—1471.
- [4] 周斌斌, 1987, 辐射雾的数值模拟, 气象学报, 第45卷, 21—29.
- [5] Prandtl, L., 1932, *Meteorologische Anwendung der Strömungslehre*, Beitr. phys. Atmos., Bjerkness Festschrift, 188.
- [6] Blackadar, A. K., 1962, The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **67**, 3095—3102.
- [7] Garratt, J. R. and Brost, R. A., 1981, Radiative cooling effects within and above the nocturnal boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2730—2746.

ONE-DIMENSIONAL NUMERICAL MODELLING OF NOCTURNAL BOUNDARY LAYER

Zhang Jiangyin, Jiang Ruibin

(Beijing Institute of Meteorology)

Guo Enming

(Academy of Met. Science, State Met. Administration)

Abstract

By using a one-dimensional numerical model, the changes of wind, temperature and humidity in flat topographical boundary layer with gentle wind and clear night have been simulated. There are good identities between the numerical results and the observations. It is still good to simulate the wind speed by using this model, when there are some high clouds or a small amount of middle or low clouds, the simulation for temperature was 0.3—1℃ lower than the value of observations, and simulation for relative humidity was 5—10% higher than the values of observations. If model conditions are satisfied, the model can be used as a referential method for prediction of nocturnal boundary layer.