

山区夜间边界层的数值模拟*

桑 建 国

(北京大学地球物理系)

提 要

本文采用二维数值模式模拟了一个坡地上夜间边界层的发展过程。所得到的结果与 1974—1976 年在北京北部山区得到的观测资料做了比较。模拟出的夜间辐射逆温层的厚度和形状以及下坡风的廊线都与观测事实大致相符。模式进一步改进后似可做为解决中、小尺度复杂地形上夜间边界层演变的工具。

一、引 言

山区夜间边界层中风场和温度场的演变,对该地区空气污染物的输送过程和农牧业生产发展都可能产生很大影响,因而近些年来对这一现象的研究已引起国内外的重视^[1-2]。

日落之后,由于地表面和近地面层中大气的长波辐射冷却,会使得最靠近地面的气层中温度急速下降。在山区地形有坡度的地方,靠近地表面的冷空气和周围同一水平面上温度较高的自由空气之间,就会形成密度差。这样产生的气压梯度会使冷空气沿斜坡向下流动,形成所谓下坡风。流动的冷空气在地势较低的地方堆积起来,在山谷里形成深厚的逆温层。逆温层中恶劣的扩散条件常常导致山谷地区严重的空气污染问题。而在收获或播种季节,冷空气的堆积可能引起谷地地区的霜冻灾害。

由于不同地区的山谷具有不同的地形特征,因而不同山区的夜间边界层的发展过程,温度场和流场随空间和时间的变化也各不相同。对这一现象的观测研究,需要较多的水平和垂直布点。由于耗费大量的人力和物力,这种观测常常无法进行得很细致。因此对这种现象研究的模拟方法(包括实验室中的物理模拟和计算机中的数值模拟)就显得相对的方便易行。其中数值模拟方法不仅能提供大量信息而且能对观测的布局给予指导。一个能够反映主要物理过程的数值模式配合设计合理的观测资料,可能给出山区夜间边界层发展过程的正确图象。目前对于地形特征尺度由几十公里到几百公里的所谓 α 和 β 尺度的边界层日变化过程的数值模拟,已有若干报导^[3-4]。但对于地形特征长度在几公里以下的 γ 中尺度夜间边界层的数值模拟研究仍不够充分。

* 本文于 1984 年 2 月 18 日收到, 1984 年 11 月 11 日收到修改稿。

本文是从简单的二维地形入手, 来讨论中尺度起伏地形上夜间边界层发展的数值模拟方法, 并与 1974—1975 年北京北部昌平山区 (下称昌平试验) 等地的观测资料^[1]进行了比较。

二、模式的基本方程组

模式所采用的地形是一个坡长为 1000 米、高差为 200 米的斜坡。采用这种地形是为了和昌平试验中的地形相配合, 以便于和试验资料比较。另一方面, 这种地形也反映了我国山区空气污染问题中常见的地形特征。

数值模拟采用了准静力模式。对于水平尺度较小的环流采用静力模式可能产生较大的误差^[5]。Pielke^[6]利用线性的海陆风模式讨论了准静力数值解和非静力精确解之间的差别。他的研究表明, 大气层结愈稳定, 静力假定的数值解就愈精确。在环流水平尺度为 1000 米时, 如大气中的位温梯度 $\partial\theta/\partial z > 1^\circ\text{Ckm}^{-1}$, 数值解的误差小于 3%。如果上述结论对下坡风环流也大体适用, 则可认为利用准静力关系来描述夜间稳定边界层的变化具有足够的精确程度。

模式所用的基本方程组包括两个水平动量方程、连续方程、静力方程和位温方程。为了表示下边界的地形特征, 采用了地形追随的坐标变换^[7] $\bar{z} = H(z - z_g)/(H - z_g)$, 其中 z 为笛卡尔坐标系 $(x, z; t)$ 中的垂直坐标, $z_g = z_g(x)$ 为地形高度, H 为模式的顶部高度。经过坐标变换后的基本方程组在新的坐标系 $(x, \bar{z}; t)$ 中为

$$\frac{du}{dt} = -\theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + fv + \frac{\bar{z} - H}{H} g \frac{\partial z_g}{\partial x} + K_H \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \left(\frac{H}{H - z_g}\right)^2 \frac{\partial}{\partial \bar{z}} \left(K_z \frac{\partial u}{\partial \bar{z}}\right) \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -f(u - u_g) + K_H \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \left(\frac{H}{H - z_g}\right)^2 \frac{\partial}{\partial \bar{z}} \left(K_z \frac{\partial v}{\partial \bar{z}}\right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial \bar{z}} - \frac{1}{H - z_g} u \frac{\partial z_g}{\partial x} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = K_H \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} + \left(\frac{H}{H - z_g}\right)^2 \frac{\partial}{\partial \bar{z}} \left(K_z \frac{\partial \theta}{\partial \bar{z}}\right) + \left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_R \quad (4)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial \bar{z}} = -\frac{g}{\theta} \quad (5)$$

其中 Exner 函数 $\pi = c_p(p/p_0)^{R/c_p}$, $p_0 = 1000 \text{ mb}$, u_g 为定常的地转风速;

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial \bar{z}}$$

$$\bar{w} = \frac{H}{H - z_g} w + \frac{\bar{z} - H}{H - z_g} u \frac{\partial z_g}{\partial x}$$

式 (4) 中的 $\left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_R$ 为大气长波辐射的冷却率, 它的计算见节四。

三、边界层的参数化

夜间接地逆温层的形成是由最靠近地表的气层冷却开始的。地表面温度 T_s 随时间的变化由这一层中的能量平衡方程而定^[8],

$$mc_s \frac{dT_s}{dt} = H_N + H_H + H_L + H_\sigma \quad (6)$$

其中 m 为地表面单位面积上的质量, c_s 为这一层物质的比热, 这里我们取 $mc_s = 1.5$ 卡/厘米² °C。 H_N 为净辐射通量

$$H_N = H_s - H_{R\uparrow} + H_{R\downarrow} \quad (7)$$

其中 H_s 为太阳短波辐射通量, 日落后为零。 $H_{R\uparrow}$ 为地表面向上的长波辐射通量

$$H_{R\uparrow} = \epsilon \sigma T_s^4 + (1 - \epsilon) H_{R\downarrow} \quad (8)$$

ϵ 为地表放射率, 取为 0.9。 σ 为 Stefan-Boltzman 常数。 $H_{R\downarrow}$ 为大气对地表的长波辐射通量, 计算方法见下节。

$$H_H \text{ 为地表感热通量, } H_H = c \rho u_* \theta_* \quad (9)$$

其中 u_* , θ_* 分别为摩擦速度和摩擦位温。

在近地面层中

$$u_* = \frac{\kappa u_{*s}}{\ln(z_s/z_0) - \psi_M} \quad (10)$$

$$\theta_* = \frac{\kappa(\theta_s - \theta_0)}{0.74(\ln(z_s/z_0) - \psi_H)} \quad (11)$$

其中 κ 为 Karman 常数, 取 $\kappa = 0.35$ 。 z_0 为地表粗糙高度。在昌平试验地区的地表为岩石、短灌木和短草, 取 $z_0 = 0.1$ 米。 z_s 为近地面层的厚度, 在稳定的边界层中, z_s 可取为 $z_s = \min(50 \text{ 米}, L)$, 其中 L 为 monin-Obkhov 长度, $L = \frac{u_*^2}{\kappa g / \theta_*}$ 。 u_{*s} 和 θ_s 分别为 $z = z_s$ 处的风速和位温。(10) 和 (11) 中的 ψ_M 和 ψ_H 为风速和位温的廓线函数。在稳定条件下

$$\psi_M = 4.7 z_s / L \quad (12)$$

$$\psi_H = 6.35 z_s / L \quad (13)$$

在实际计算中, L , u_* , θ_* , ψ_M 和 ψ_H 是在 (10) — (13) 之间相互迭代得到的。

(6) 式中的 H_L 为潜热通量。在夜间, 比值 $B = H_L / H_H$ 可视为一常数, $-1 < B < 0$ 。 H_σ 为土壤内部向地表面的热量输送。 Deardoff 和 Nickerson 等证明^[9-10], 在夜间, 假定 $H_\sigma = -0.32 H_N$, 具有足够的精确度, 并大大简化土壤热传输过程的计算。

在方程 (1)、(2) 和 (4) 中, 扩散系数 K_z 反映了在边界层中的湍流状态。当地表开始建立逆温时, 逆温层中的湍流受到抑制。在逆温层上部原来存在于边界层中的湍流活动可借助于 Richardson 数用局地湍流扩散系数表示成为

$$K_z = \begin{cases} 1.1(R_{ic} - R_i)l^2 s / R_{ic} & R_i < R_{ic} \\ 0 & R_i > R_{ic} \end{cases} \quad (14)$$

其中 R_{ic} 为临界 Richardson 数, 取为 0.25, s 为局地水平风速的垂直切变, l 为混合长

$$l = \begin{cases} 0.35z & z < 200 \text{ 米} \\ 70 \text{ 米} & z \geq 200 \text{ 米} \end{cases} \quad (15)$$

采用 (15) 式形式的扩散系数, 不必求出边界层的高度。因为在稳定边界层中, 边界层高度无论从观测实践或理论上, 定义都不十分明确。

在本模式中, 我们取水平扩散系数 $K_H = 50 \text{ 米}^2/\text{秒}$ 。由于采用的 Chapeau 函数的差分格式, 本身包含一定的平滑因子, 因而也具有使计算出的风场和温度场在水平方向上趋于均匀的作用。

四、低层大气长波辐射的计算

夜间边界层中热量的湍流交换过程受到抑制, 因此大气由于长波辐射而导致本身冷却的过程, 对形成夜间温度廓线就显得相对重要。大气低层的辐射冷却主要是由于大气中的水汽和 CO_2 造成的。计算表明, 略去 CO_2 的作用对温度层结并无显著影响。因此本文只计算了水汽对长波辐射通量的作用。

计算采用了 Sasamori^[11] 建议的方法。在第 K 到第 $K+1$ 层中大气的温度由于水汽红外辐射而引起的变化为

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_R = -\frac{\sigma}{c_p \rho (z_{K+1} - z_K)} \left\{ (T_K^4 - T_s^4) [\varepsilon(z_{K+1}, z_0) - \varepsilon(z_K, z_0)] + (T_{TOP}^4 - T_K^4) [\varepsilon(z_{K+1}, Z_{TOP}) - \varepsilon(z_K, Z_{TOP})] \right\} \quad (16)$$

其中 $Z_{TOP} = 1500 \text{ 米}$ 为计算水汽辐射的气层的顶部, $\varepsilon(z_1, z_2)$ 表示从 z_1 到 z_2 气层中水汽的放射率。根据 Atwater^[12], ε 可以表示成为

$$\varepsilon(z_1, z_2) = a \log r + b$$

其中 a, b 为常数, r 为 z_1, z_2 之间水汽的光学路径长度

$$r = \frac{1}{\rho_w} \int_{z_1}^{z_2} q \rho dz$$

ρ_w 和 ρ 分别为水和空气的密度。 q 为空气的比湿, 假定其不随时间变化。

$$q = 5 \times 10^{-3} \text{ 千克/千克} \quad z \leq 1000 \text{ 米}$$

$$q = 5 \times 10^{-3} - 10 \times 10^{-6} \times (z - 1000) \text{ 千克/千克}$$

$$1000 \leq z \leq 1500 \text{ 米}$$

$$q = 0 \quad z > 1500 \text{ 米}$$

由 (16) 式计算出的 $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_R$, 化为 $\left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_R$ 代入 (4) 式, 即为由于长波辐射而引起的各层大气的降温率。

五、模式的构造

取 60×20 个格点做为计算区域。水平格距 $\Delta x = 200 \text{ 米}$ 。垂直格点坐标 \bar{z} 分别取在距地表 $0, 2, 5, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 300, 500, 750, 1000, 2000, 3000, 4000$

和5000米处。地形高度 $z_g(x)$ 取为

$$\begin{aligned} z_g(x) &= 400 \text{ 米} & x \leq 5000 \text{ 米} \\ z_g(x) &= 400 - 0.2 \times (x - 5000) \text{ 米} & 5000 < x < 6000 \text{ 米} \\ z_g(x) &= 200 \text{ 米} & x \geq 6000 \text{ 米} \end{aligned}$$

图1为地形示意图,它和昌平试验地区的地形大致相近。

差分格式取为Chapeau函数的隐式格式。在积分开始时为了避免地形引起的非线性扰动,积分时间步长 Δt 在开始取为2秒,在积分2000秒后改为6秒。

六、初条件和边条件

为了模拟北方山区春季的夜间冷却过程,假定这个过程开始于地方时19:00时。这时的大气处于稳定状态,风力微弱。

$$\begin{aligned} T &= 292 - 0.0065 \times z \\ u &= 0.4 \ln(\bar{z}/z_0) \end{aligned}$$

等温线在垂直剖面上的分布见图1,风速廓线见图2。

在上边界为了消除波动在边界上的反射,在最上面的5个格点采用了吸收层,方程(1)、(2)的右端,加入了人为的扩散系数^[13]。

假定在左、右侧边界附近,风场和温度场的水平梯度趋于常数,即它们的二阶导数为零,

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = 0, \quad \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} = 0 \text{ 及 } \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} = 0$$

七、模拟结果及其和观测的比较

图1为模拟试验的初始温度场。图3为数值模拟经过5小时积分得出的午夜时分的温度场。图4为昌平试验中实测的1975年4月21日—5月7日02:00时平均温度场^[11],它是由山坡上A点的100米高铁塔观测和山下B点处的探空得到的。从这两个图上可以看出,在午夜时分山区的温度场已经形成逆温层。逆温层厚度在山坡的上下端是不一样的。山顶上较薄,山坡下较厚。在实测中山顶上30米,山下为120米。在模拟计算中山顶上为50米,山下为160米。在逆温层上等温线大致呈水平,而在逆温层下,等温线是倾斜的。逆温层顶的坡度大约为 4° ,小于地形坡度(约 11°)。

模拟结果与实测的不同之处表现在:1. 计算出来的地表冷却量大,2. 计算出的逆温层较厚。产生这些差别的原因一是因为图4中的实测值是经过平均的,一是由于实际试验地形并非严格的二维坡面,空气的流动不只向一个方向,因此不利于冷空气的堆积。这个作用下面我们还要讨论。

边界层内大气在夜间的冷却是由下列一些过程造成的,即湍流交换、长波辐射、平流和下沉。表1列出了在地表面上5米高和100米高处,山坡上下端上述过程所造成的气温变率。

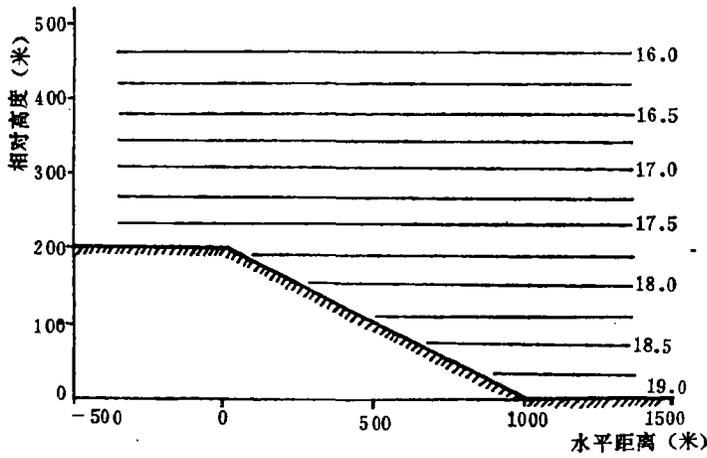


图 1 模式的地形示意图及初始温度场(单位:°C)

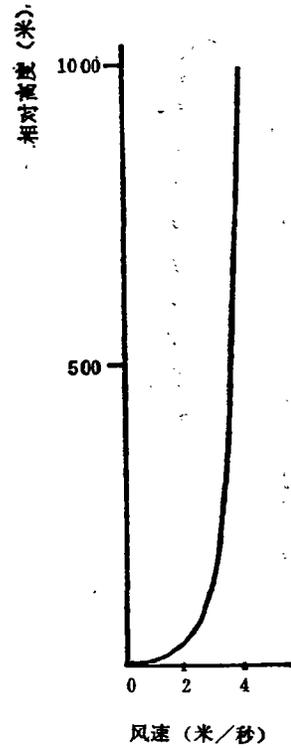


图 2 初始风速廓线

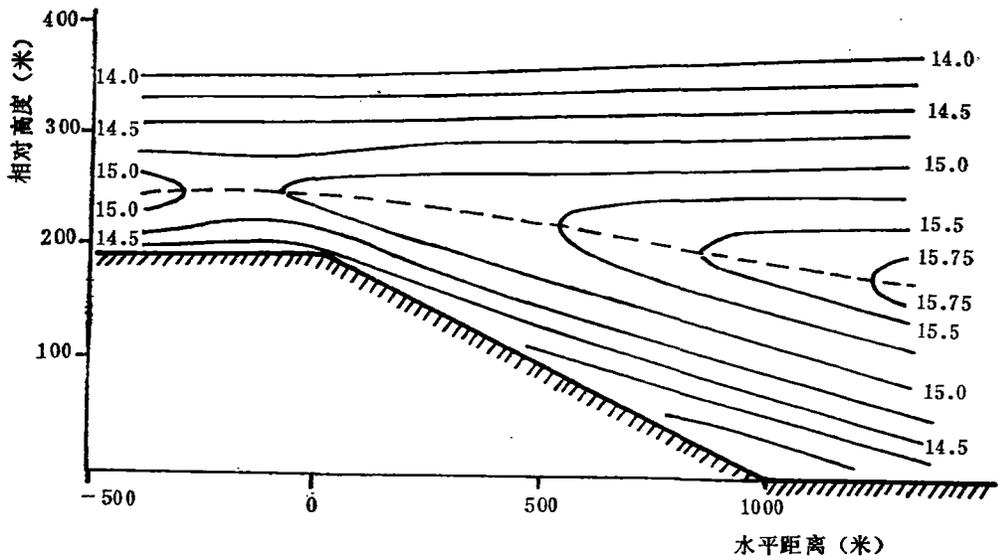


图 3 第 5 小时的模拟温度场(单位:°C)

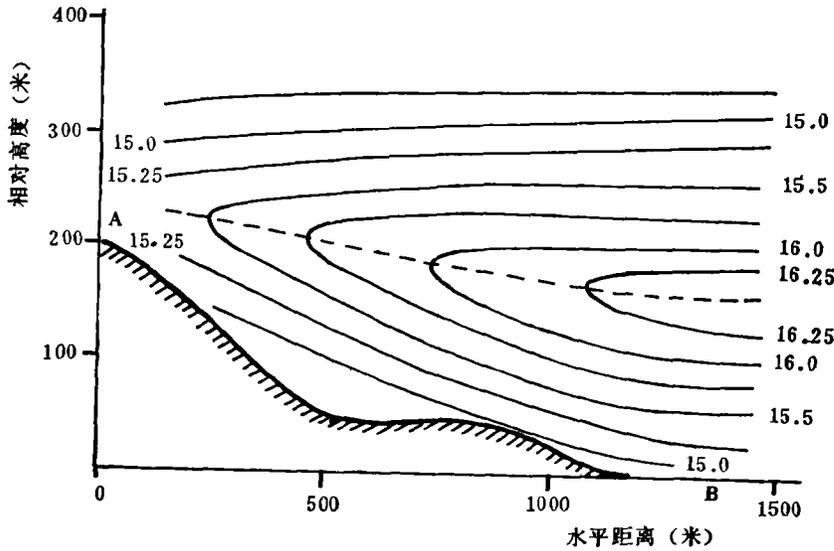


图 4 昌平试验实测 02:00 时平均温度场(单位:°C)

表 1 数值积分第 3 小时不同位置处气温变化率(°C/小时)的比较

	湍流交换	长波辐射	平 流	下 沉	总 合
山坡上端 5 米高	-0.25	-0.35	-0.35	+0.35	-0.6
山坡下端 5 米高	-0.20	-0.30	-0.90	+0.30	-1.1
山坡上端 100 米高	-0.10	-0.20	-0.10	+0.10	-0.3
山坡下端 100 米高	-0.10	-0.20	-0.50	+0.20	-0.6

湍流交换作用, 表示成为湍流热量通量的梯度, $\frac{\partial}{\partial z}(-\overline{w'\theta'})$ 。在本模式中以 $\frac{\partial}{\partial z}(K_z \frac{\partial \theta}{\partial z})$ 表示, 当逆温层建立时, 通量是向下的。愈接近地表, $(\frac{\partial \theta}{\partial z})$ 的数值愈大, 向下的通量随高度是减少的, 因此湍流的作用是使气层变冷。 $\frac{\partial}{\partial z}(K_z \frac{\partial \theta}{\partial z})$ 的数值在靠近地面的部分, 如表 1 中所示 5 米高处, 为 $-0.20^\circ\text{C}/\text{小时}$ 左右。 K_z 在开始随高度增大, 在某一高度(大约 30—50 米高处)达到极大, 而后由于 K_z 和 $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ 皆随高度减小, $\frac{\partial}{\partial z}(K_z \frac{\partial \theta}{\partial z})$ 也随高度减少, 在 100 米高度处约为 $-0.10^\circ\text{C}/\text{小时}$ 。

在模拟初期, 由于边界层中有残存湍流存在, 湍流交换作用较大, 当气层变得稳定, 局地 Richardson 数接近于其临界值, 湍流作用也逐渐减小。

大气低层的长波辐射, 主要由大气中的水汽含量决定。我们这里取比湿为 5 克/千克, 代表春季状况。按这个量算出的长波辐射冷却作用, 在边界层开始冷却时, 小于湍流交换作用。随着低层大气稳定度增长, 湍流交换作用逐渐减小, 辐射的作用相对变得主要。在平坦的地面上, 如果平流作用可以忽略, 长波辐射在边界层夜间冷却中, 可能处于

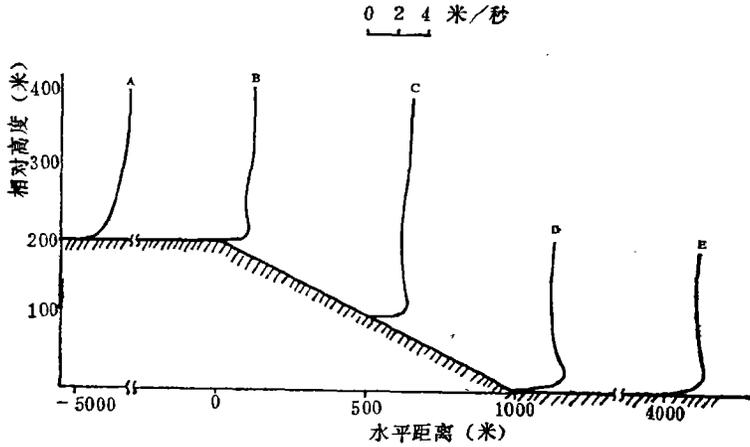


图 5 第 5 小时不同位置处风速廓线的模拟值

首要地位。

在地形有较大坡度的地方，温度平流作用， $-u \frac{\partial \theta}{\partial x}$ ，在低层大气冷却中起相当重要的作用。特别是最接近地表的气层和同水平面上的自由空气之间巨大的水平温差，会使冷平流值达到很强的程度。这从表 1 中列出的数值中可以看出。

冷空气流到比较平坦地面上流速降低，这是山坡下逆温层比山坡上较厚的原因。如果地形较为复杂，冷空气流通的渠道较多，冷空气则不易堆积到足够厚度。如昌平试验地区的情形，山坡上端为一比周围地势突起 20 米左右的小丘，其上面的冷空气层只有 20 多米。

在山坡上空的下沉作用，会在稳定的气层中产生下沉增温。表 1 中列出不同位置上具有代表性的数值。实际上平流和下沉都有可能达到每小时几度的变温率，但它们的作用总是相反的。

图 5 表示在积分 5 小时后不同位置处的风速廓线。廓线表明低层大气已经形成明显的下坡风。在坡的上端(廓线 b)，下坡风的最大值约在离地面 5—10 米之间。整个下坡风层很薄。在地面 50 米以上直到 400 米高度，风速接

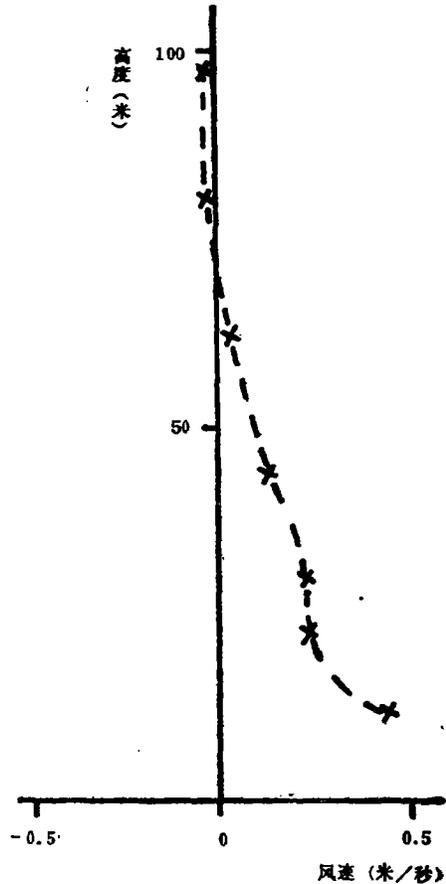


图 6 昌平试验铁塔观测风速平均廓线(风速小于 2 米/秒时的坡风分量)

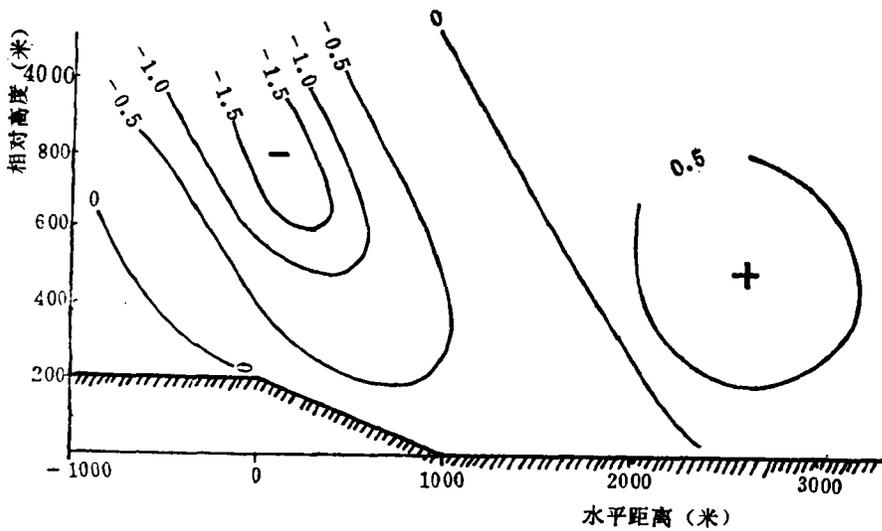


图 7 第 5 小时垂直运动分布的模拟值(单位:米/秒)

近或略小于初始时的风速,表明这个高度以上为反向气流。由风速和初始值的差值,大致可估计反向气流的强度约在 0.1—0.2 米/秒之间。当气流向坡下流动时,下坡风的厚度和最大风速出现高度都逐渐增加(廓线 c)。在坡的下端(廓线 d),最大风速高度约在距地面 20 米左右,坡风的厚度约在 75—100 米之间。在坡下 4 公里处(廓线 e),下坡风的影响已到达 125 米高度,但最大风速值逐渐减小,上下层风速趋于较为均匀。

廓线 b 和 c,与一维理论模式^[14]得出的下坡风廓线很接近。根据这个理论,坡风最大值发生在相当于坡风厚度 1/4 高度处。上述结果也和昌平试验的观测值颇为一致。图 6 为试验地区山顶铁塔观测到的坡风廓线,坡风厚度约为 50 米左右,坡风的最大值出现在 10 米以下。在我国其他山区观测也有类似的结果。根据[2],如果以 h 表示坡风最大值发生的高度, H 表示坡风厚度,则 h/H 的值为 0.2 和 0.25 的,占总观测的 36.5%。

图 7 为数值模拟得到的第 5 小时的垂直运动的分布。在山坡上空存在很强的下沉运动,在山坡下方由于水平风速辐合而引起的上升运动。反向的垂直运动、贴近地面的下坡风和高层的反向气流共同构成闭合环流。下层的正环流厚度为几十米,上层的反环流为上层风所掩盖。

表 2 为昌平试验中利用双经纬仪测风得出的山坡上空的垂直运动状况。观测表明山

表 2 观测到的背风坡下沉运动状况

层 次	0—250 米	251—500 米	>500 米
下沉运动出现频率	71.0%	45.0%	63.7%
平均下沉速度	-0.63 米/秒	-1.00 米/秒	-1.45 米/秒
最强下沉速度	-2.38 米/秒	-6.87 米/秒	-5.23 米/秒
平均水平风速	3.2 米/秒	4.0 米/秒	5.23 米/秒

坡上空有很高频率的下沉运动。下沉运动可发展到几百米的高度。

从上述比较可以看出,通过数值模拟方法可以表现出山区夜间边界层冷却过程的基本特征,其中温度场的演变、下坡风风速廓线和垂直运动的分布都和观测事实接近。为了进一步改进数值模拟的结果,需要更细致地研究近地面层的物理状况,例如植被状况、土壤中的热传导状况等。另一方面也需要更细致的微气象过程的观测,以便为数值方法的改进提供更多的事实依据。

参 考 文 献

- [1] 清华大学、北京大学、科学院大气所、高原大气所、中央气象局等,大气试验总结,原子能参考资料编辑组,1977年。
- [2] 科学院大气所,山区空气污染与气象,科学出版社,1978年。
- [3] McNider, R. T., and R. A. Pielke, Diurnal boundary-layer development over sloping terrain, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2198-2212, 1981.
- [4] Yamada, T., A three-dimensional numerical study of complex atmospheric circulations produced by terrain, Proceedings of the conference on Sierra Nevada Meteorology, June 19-21, 1978.
- [5] Orlanski, I., A rational subdivision of scales for atmospheric process, *Bull. Amer. Met. Soc.*, **56**, 527-530, 1975.
- [6] Pielke, R. A., The adequacy of the hydrostatic assumption in sea breeze modeling over terrain, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1472-1490, 1983.
- [7] Mahrer, Y. and R. A. Pielke, A numerical study of the air flow over mountains using the two-dimensional version of the University of Virginia Mesoscale model, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2144-2155, 1975.
- [8] Wetzel, P. J., A detailed parameterization of the atmospheric boundary layer, Atmospheric Science Paper No. 302, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, 1978.
- [9] Deardoff, J. W., Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation, *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889-1903, 1978.
- [10] Nickerson, E. C. and V. E. Smiley, Surface energy budget parameterization for urban scale models, *J. Appl. Meteorol.*, **14**, 297-300, 1975.
- [11] Sasamori, T., A linear harmonic analysis of atmospheric motion with radiative dissipation, *J. Met. Soc. Japan*, **50**, 505-517, 1972.
- [12] Atwater, M. A., The radiation model, Section 4 in Vol. I, CEM Report No. 5131-4099, 1974.
- [13] Klemp, J. B. and D. K. Lilly, Numerical simulation of hydrostatic mountain waves, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 78-107, 1978.
- [14] Sutton, I., *Micrometeorology*, McHill Inc., 1953.

NUMERICAL SIMULATION OF NOCTURNAL BOUNDARY-LAYER OVER A SLOPING TERRAIN

Sang Jianguo

(Department of Geophysics, Peking University)

Abstract

A two-dimensional numerical model has been developed to simulate the evolution of the nocturnal boundary-layer over a sloping terrain. The results are compared with the data observed in a mountain area north of Beijing. The depth and shape of the inversion layer and the profile of the downslope wind in this simulation agree with the observational ones. This model seems to provide a tool for solving the development of the nocturnal boundary-layer over a complex terrain.