

山丘地形的陆面过程及边界层特征的模拟*

胡小明 刘树华

(北京大学物理学院大气科学系,北京100871)

摘 要

将模式 NP-89 的陆面过程参数化方法应用到北京大学的三维复杂地形中尺度数值模式中,得到了一个较理想的三维陆面过程及边界层模式,利用这个改进的三维模式对 20 km × 20 km 范围的山丘地形的陆面过程及边界层特征进行了数值模拟。模拟结果表明,由于地形阻挡所造成山后的湍流较山前强,进而造成近地面温度梯度和感热支出小,最终造成山后的温度比山前的温度明显偏高;而且随着山高的增加,这种现象更加明显,即该模式对山丘地形条件下的陆面过程和大气边界层特征具有较强的模拟能力;模拟结果合理,对研究过山气流形成机制、起伏地形大气边界层物理特征和污染物的扩散具有理论和应用价值。

关键词: 陆面过程参数化方法 三维大气边界层模式 地气相互作用 过山气流

引 言

研究复杂地形特别是山区丘陵地形下的陆面过程和大气边界层特征,对大气边界层物理、区域气候和污染物的扩散输送研究具有重要的理论和应用意义。长期以来许多学者通过不同的方法对复杂地形的陆面过程和大气边界层的特征进行了大量的观测和理论研究,比如1971年在美国 Colorado 进行的背风波观测实验^[1]。Durran^[2]建立了两层大气模式,研究了地形起伏对大气波的影响,模拟结果表明,地形波与整层大气情况下得到的重力内波形态上完全不同。刘红年等^[3]采用二阶矩湍流闭合方案,分别就非静力和准静力两种条件建立 PBL 数值模式,计算了二维山体对气流平均场和湍流场的影响,并分析了两种模式的计算结果的差别。齐瑛^[4]建立了一个自由大气与对流边界层相耦合的解析模式,利用该模式系统地讨论了对流边界层对过山气流的影响。陈明等^[5]根据太行山区多年的气候统计资料,分析了太行山区焚风的气候特征,并利用数值模式模拟了地形的热力强迫效应和动力影响机制对焚风形成和发展的影响。刘辉志等^[6]采用 ARPS 4.0 中尺度气象模式模拟了对流边界层中气流过山引起的地形波,模拟结果表明,当大气边界层是对流边界层时,气流过山引起的地形强迫,仍能在上部稳定层结中造成足够的垂直扰动,产生向上传播的重力内波。

在对复杂地形的陆面过程和大气边界层特征的数值模拟研究中,由于地形起伏,模式坐标的设计不同于平坦地区的模式,在模式中需要做地形坐标变换,因此给模式的设计带

* 国家自然科学基金项目(40275004)资助。

2003-08-19 收到,2003-12-26 收到再改稿。

来一定的困难。本文模式边界层方程组的处理参考了北京大学的三维复杂地形中尺度数值模式^[7],陆面过程模式参考了 Noilhan 和 Planton 于 1989 年提出的陆面过程的参数化方法,即 NP-89 模式^[8],将 20 km × 20 km 范围的山丘划分为水平 21 × 21 个网格点。将所模拟的区域做水平不均一处理,用二维数组取代原来水平均一的单变量,这样可以全面考虑非均匀下垫面的实际特征,从而模拟非均匀下垫面的边界层情况,并取得了比较理想的模拟效果。

1 数值模式

1.1 大气动力热力学方程组

为了反映下边界地表的起伏,模式采用了地形追随的垂直坐标变换, $\bar{z} = H \frac{z - z_g}{H - z_g}$, 其中 $z_g = z_g(x, y)$ 为地形高度, z 为笛卡儿坐标系 (x, y, z) 中的垂直坐标, \bar{z} 为变换后的垂直坐标, H 为模式的顶部高度。

三维大气动力热力学方程组^[9]为:

$$\frac{du}{dt} = -\theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + g \frac{\bar{z} - H}{H} \frac{\partial z_g}{\partial x} + F_u \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\theta \frac{\partial \pi}{\partial y} + g \frac{\bar{z} - H}{H} \frac{\partial z_g}{\partial y} + F_v \quad (2)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = F_\theta \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial \bar{z}} - \frac{u}{H - z_g} \frac{\partial z_g}{\partial x} - \frac{v}{H - z_g} \frac{\partial z_g}{\partial y} = 0 \quad (4)$$

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

$$\frac{dq}{dt} = F_R \quad (6)$$

式中 θ 为位温(K); q 为比湿($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$); π 为 Exner 函数且有 $\pi = C_p \left(\frac{p}{p_0}\right)^{0.286}$ 。 p_0 取 1000 hPa; C_p 为定压比热,取 $1005 \text{ J} \cdot \text{k}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$, \bar{w} 为 (x, y, z) 坐标系中的垂直速度, $\bar{w} = w \frac{H}{H - z_g} + \frac{\bar{z} - H}{H - z_g} u \frac{\partial z_g}{\partial x} + \frac{\bar{z} - H}{H - z_g} v \frac{\partial z_g}{\partial y}$, F_u, F_v, F_R, F_θ 为湍流项,用 φ 分别代替 u, v, q, θ , 则有 $F_\varphi = K_H \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} \right) + \left(\frac{H}{H - z_g} \right)^2 \frac{\partial}{\partial \bar{z}} \left(K_z \frac{\partial \varphi}{\partial \bar{z}} \right)$, K_H 和 K_z 分别为水平和垂直湍流扩散系数。

1.2 边界层湍流参数化

湍流动能方程^[10]为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2}{\partial t} = & -u \frac{\partial q^2}{\partial x} - v \frac{\partial q^2}{\partial y} - w \frac{\partial q^2}{\partial z} + K_H \left(\frac{\partial^2 q^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 q^2}{\partial y^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left| K_q^2 \frac{\partial q^2}{\partial z} \right| + \\ & K_m \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right|^2 - K_\theta \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{Bq^3}{L} \end{aligned} \quad (7)$$

其中, $q^2 = \frac{1}{2}(\overline{u^2} + \overline{v^2} + \overline{w^2})$ 是湍流动能, $\frac{Bq^3}{L}$ 为湍流耗散率, B 为经验常数, 本文取 $0.25^{[11]}$; 根据 Yamada 提出的经验公式:

$$L = \left[\frac{Kz}{1 + \frac{Kz}{L_\infty}} \right] \quad (8) \quad \text{其中 } L_\infty = 0.1 \frac{\int_0^\infty q^2 z dz}{\int_0^\infty q^2 dz} \quad (9)$$

$K_q^2 = K_m$, $K_m = 0.5 L (q^2)^{\frac{1}{2}}$, $K_R = K_\theta = 1.35 K_m$, 其中 κ 为 von Karman 常数, 一般取值范围为 $0.35 \sim 0.42$, 本文取 0.4 ; K_H 为水平方向的湍流交换系数, 本文取 $10.0 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ [12]。

1.3 地表能量与水分平衡参数化

1.3.1 短波, 长波参数化

地表热量平衡方程

$$Q_K + Q_R + Q_A = H + E - G \quad (10)$$

式(10)中, Q_A 是人为造成的热量, 本文取 0 , Q_K 为短波, Q_R 为长波; H 为感热, E 为潜热, G 为地表与深层土壤之间的热量通量。

考虑云量的太阳短波净辐射

$$Q_K = (t - a_{q3})(1 - AR) S_0 \cos Z (1 - B_1 N^{B_2}) \quad (11)$$

其中: S_0 是太阳常数, 本文取 $1367 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$; AR 是地表反射率; N 是云量, 取 0.1 ; B_1, B_2 这两个经验常数分别取 $0.75, 3.4$ [12]; t 是 Kondratyev (1969) 提出的经验参数, 考虑了天空漫反射 [11]。

$$t = 1.03 - 0.08 \left| \frac{(9.49 \times 10^{-4} + 0.05)}{\cos Z} \right|^{\frac{1}{2}} \quad (12)$$

$$\cos Z = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos h \quad (13)$$

φ 是地理纬度, 本文取北京纬度 39.8°N ; δ 是太阳赤纬

$$\delta = -23.5 \frac{\pi}{180} \cos\left(\frac{2\pi(t_j + 16)}{365}\right) \quad (\text{rad}) \quad (14)$$

t_j 为 1 年中的第几天, 本文取 243 (8 月 31 日); h 为时角, $h = \pi \frac{12 - tt}{12}$ (rad), tt 为 1 天中的时刻。 a_{q3} 是大气对整个太阳光谱的吸收系数, 采用以下公式 (其中 δ_p 为大气光学厚度, 取 $10^{[11]}$)

$$a_{q3} = \frac{2.9 \delta_p}{[(1 + 141.5 \delta_p)^{0.635} + 5.925 \delta_p]} \quad (15)$$

地面吸收的长波通量

$$Q_R = \varepsilon_a \sigma T_2^4 - \varepsilon \sigma T_1^4 \quad (16)$$

式中, σ 是 Stefan Boltzman 常数, $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$; T_1 为贴地面空气温度, T_2 是参考层空气温度, 本文参考层取在 10 m 高度; ε 为地表长波放射系数, 本文取 0.98 [11]; ε_a 为大气长波放射系数, 采用经验公式: $\varepsilon_a = \kappa e_a^{1/7}$, κ 为经验常数, 本文取 0.4 , e_a 是参考层水汽压, $e_a = \frac{q_2 p}{q_2 + 0.622}$, p 为地面气压取 1000 hPa , q_2 为参考层比湿。

1.3.2 陆面过程参数化

本文的陆面过程参数化方法主要参考了 Noilhan 和 Planton 在 1989 年提出的陆面过程参数化方法,并做了水平不均一处理,用二维数组取代原来水平均一的单变量,这样植被覆盖率、地表反射率、人为热量、地表体含水量以及温度、湿度初始廓线等诸多元素都可以在水平面上体现不均匀。充分体现非均匀下垫面的区别,从而模拟非均匀下垫面的边界层情况。

① 温度的处理

地表温度的控制方程

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T G - \frac{2\pi}{\tau} (T_s - T_2) \quad (17)$$

式(17)中, $G = Q_K + Q_R + Q_A - H - E$, C_T 为土壤热系数, τ 为气温变化的 1 个周期 86400 s (1 天), T_2 为土壤日平均温度,取 285 K^[13]。

② 水分的处理

地表体含水量

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1} (P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau} (w_g - w_{g_{eq}}), \quad 0 \leq w_g \leq w_{sat} \quad (18)$$

土壤日平均体含水量

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2} (P_g - E_g - E_{tr}), \quad 0 \leq w_2 \leq w_{sat} \quad (19)$$

式中, ρ_w 为液态水密度; d_1 为与 w_g (土壤表面体含水量) 有关的土壤层厚度,取 0.035 m; d_2 为与 w_2 (土壤日平均体含水量) 有关的土壤层厚度取 1 m; P_g 为到达土壤表面的液态水通量,本文取降水量为零,所以 $P_g = 0$; E_g 为土壤蒸发通量; E_{tr} 为植被叶面生理蒸腾通量,以上 2 个物理量的计算在下文介绍。 $w_{g_{eq}}$ 为当重力与毛细管张力平衡时,土壤表面体含水量

$$w_{g_{eq}} = w_2 - a \left(\frac{w_2}{w_{sat}} \right)^p \left(1 - \frac{w_2}{w_{sat}} \right)^{8p} \times w_{sat} \quad (20)$$

③ 地表热通量的计算

感热通量

$$H = \rho_a C_p \frac{(T_1 - T_2)}{R_a} \quad (21)$$

式中, R_a 为空气动力学阻抗,其表达式为

$$R_a = \frac{1}{C_H |u_2|} \quad (22)$$

式中, u_2 、 ρ_a 、 T_2 分别为参考层空气的风速、密度、温度; C_H 为拖曳系数,取 4.2/1000。

潜热通量

$$E = (E_g + E_v) \times L \quad (23)$$

式(23)中, E_g 为地表水汽蒸发通量; L 为水汽化潜热,取 $2.5 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

$$E_g = \frac{1}{R_a} (1 - V_{eg}) \rho_a (h_u q_{sat}(T_1) - q_2) \quad (24)$$

式(24)中, V_{eg} 植被覆盖率取 0.4; h_u 为地表相对湿度; q_2 为参考层空气比湿; $q_{sat}(T_1)$ 是气温为 T_1 时空气的饱和比湿。由 Tetten 方程算得

$$e_s(T_1) = 6.1 \exp\left(17.269 \times \frac{T_1 - 273.16}{T_1 - 35.86}\right) \quad (25)$$

$$q_{sat}(T_1) = 0.622 \frac{e_s(T_1)}{p - 0.378 e_s(T_1)} \quad (26)$$

叶面截流水量的蒸发通量

$$E_r = V_{eg} \rho_a \frac{\delta}{R_a} (q_{sat}(T_1) - q_2) \quad (27)$$

植被叶面生理蒸腾通量

$$E_{tr} = V_{eg} \rho_a \frac{1 - \delta}{R_a + R_s} (q_{sat}(T_1) - q_2) \quad (28)$$

植被生理蒸腾与叶面蒸发总通量

$$E_v = E_r + E_{tr} = V_{eg} \rho_a \frac{h_v}{R_a} (q_{sat}(T_s) - q_a) \quad (29)$$

式中, h_v 为折合因子, 取 $h_v = \frac{(1 - \delta) R_a}{R_a + R_s} + \delta$; δ 为截留水的叶面覆盖率, R_s 为地面与植被系统的表面阻抗。

2 模式的设计

模拟区域: 网格点划分为 $21 \times 21 \times 10$, 水平网格距为 1 km(下同), 垂直网格(10 个格点) 各层高度分别是: 0, 10, 50, 100, 300, 500, 1000, 2000, 3000, 4000 m。

模拟时段: 8 月 31 日 06:00 ~ 18:00;

时间步长: 5 s; 地形特征:

$$z_g(i, j) = 300 \times \frac{6.25}{(i - 7)^2 + (j - 11)^2 + 6.25}$$

山峰位于 (7, 11) 网格点, 如图 1 所示。

初始风速 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ [14]; 地表土壤初始温度: $T_s = 287 \text{ K}$; 地表土壤体含水量: $w_2 = 0.4 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$; 土壤日平均体含水量: $w_g = 0.3 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ 。

初始位温廓线(单位: K)

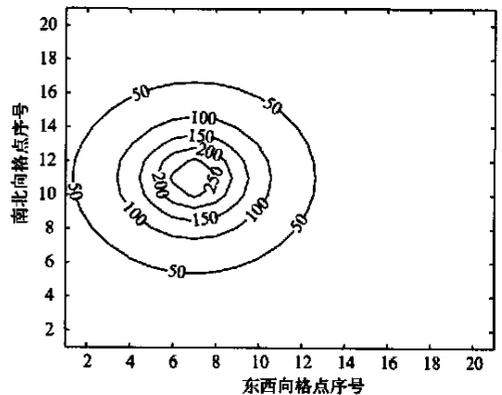


图 1 模式模拟地形高度(单位: m)

$$\theta(i, k) = \begin{cases} 293 - \frac{(200 - \bar{z})}{10} \times 0.2, & \text{对于满足 } \bar{z} \leq 100 \text{ m 的垂直格点;} \\ 298 + 0.005(\bar{z} - 200), & \text{对于满足 } \bar{z} \geq 300 \text{ m 的垂直格点.} \end{cases}$$

初始水汽廓线如表 1 所示。

表 1 初始水汽廓线

$z(\text{m})$	0	10	50	100	300	500	1000	2000	3000	4000
$q(\text{g} \cdot \text{kg}^{-1})$	10	9	8	7	6	6	6	4	3	2

3 模拟结果及分析讨论

3.1 模拟试验 1

在模拟试验 1 中,模式中取山高为 300 m,地形网点的变换为 $z_g(i, j) = 300 \times \frac{6.25}{(i - 7)^2 + (j - 11)^2 + 6.25}$

图 2 为 18:00 笛卡儿坐标系中的垂直剖面风场(该剖面经过山丘顶)。可以看出,傍晚时分,山后下风向(水平第 17 个网格点以后)垂直高度 500 m 处出现一个风速极大值,风速大于 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,构成一个弱的低空急流;另外气流在越过山顶下坡以后,在水平第 15 个网格点以后在 1000 m 及以上高度,气流速度有明显的向上垂直分量。这是气流过山受到地形强迫,在上部层结造成的垂直扰动。此结果与文献[6]中用 ARPS 4.0 非静力中尺度气象模式模拟结果是一致的。

图 3 为 18:00 垂直剖面湍流能量模拟结果,可以看到在山顶山后分别存在一个湍流大值区域(达到 $1.6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)。湍流大值在山顶出现是由于那里比较大的风速切变,所以产生较大的湍流能量;而在山后出现的较大的湍流能量则是由于气流过山后的绕流及山顶下泄尾流在山后的影响。整体来看,山前的湍流能量发展比山后要弱得多,其发展高度也比山后低得多。如果以 $0.3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 为临界值的话,山前的湍流发展高度只有山后的一半左右,山前只有 500 m,而山

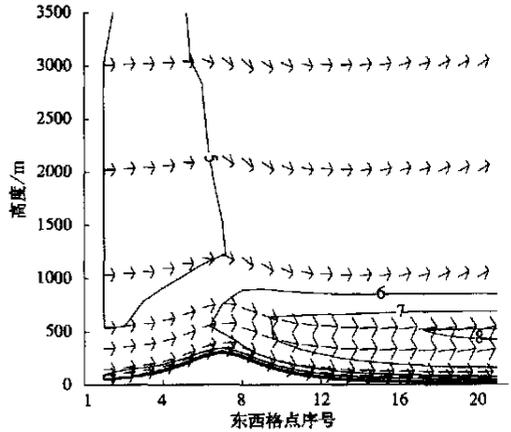


图 2 18:00 垂直剖面风速矢量图 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 格距为 1 km)

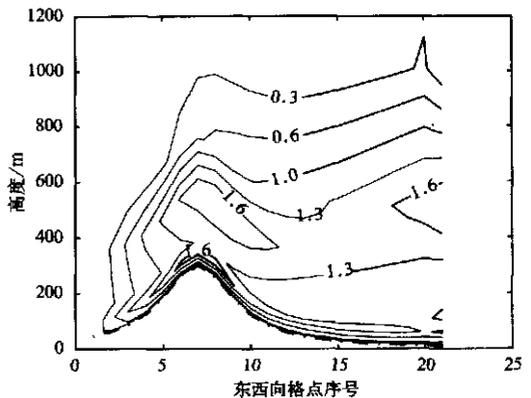


图 3 垂直剖面湍流能量等值线图 (单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, 格距为 1 km)

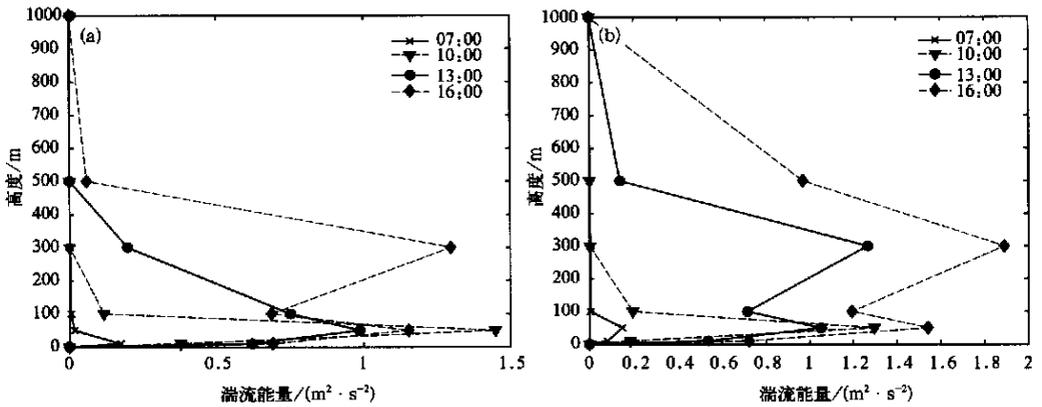


图 4 山前(a)和山后(b)的湍流能量廓线日变化

后已经发展到 1000 m(如图 4 所示)。

图 4 为模拟的山前(水平网格点(3,11))和山后(水平网格点(11,11),下同)的湍流能量廓线的日变化。图 4b 中可以看出,山后的湍流充分发展,16:00 最大的湍流能量接近 $1.9 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ (湍流值这样的大小与 1998 年 9 月西班牙北部高原实验得到的数据是一致的^[15]),而此时山前还未达到 $1.5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ (图 4a)。且山后湍流发展的最大高度达到 1000 m 左右(这个高度可以用来说明混合层顶的高度),山前湍流发展的最大高度只有 500 m,这样的差别是由于过山气流的尾流造成的。

图 5 为 18:00 的垂直剖面湍流交换系数的模拟结果。可以看出山顶及山后的湍流交换系数达到 $100 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$,明显要比山前高,而且湍流的发展高度也高于山前,这种强的湍流交换必将造成温度等物理量在垂直高度的充分混合。

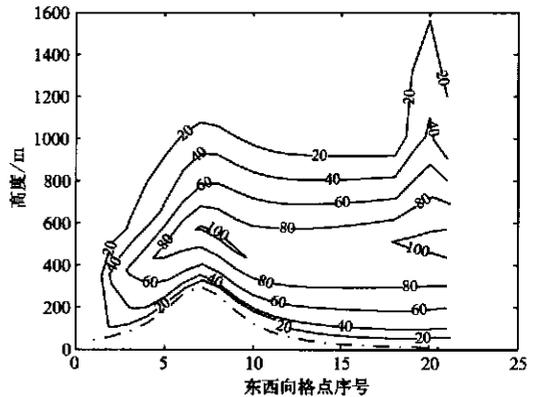


图 5 湍流交换系数的垂直剖面图
(单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, 格距为 1 km)

图 6 为山前、山后边界层空气位温廓线日变化模拟结果。图 6a 表明,山前的位温廓线的变化主要发生在 500 m 高度以下,500 m 以上的位温廓线变化较小,而山后的位温廓线在更高的高度都有比较明显的变化(图 6b),这是由于山后的湍流充分发展造成的,山后的湍流交换系数比山前强,所以山后的温度混合比较均匀,而且高度影响也较山前高。山后的这种充分混合造成了近地面层空气的温度梯度没有山前那么强烈(图 7)。温度梯度小使感热支出比较少(图 8),即造成地表向下传输的热通量增加,地面温度增加。

图 7 为山前山后的地面与参考层(10 m)温差日变化。该图表明,午前,山前的温差比山后要大;午后,随着山前的湍流能量进一步增大,山前山后近地面的湍流差异减小,由此

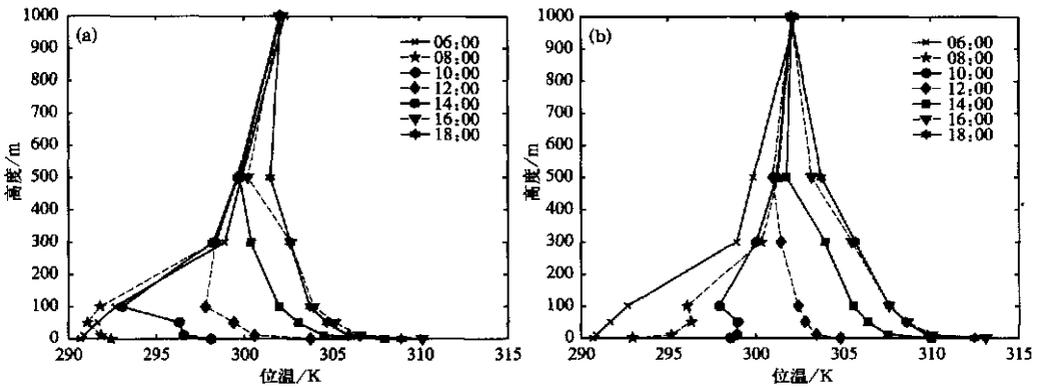


图6 山前(a)和山后(b)温度廓线的日变化

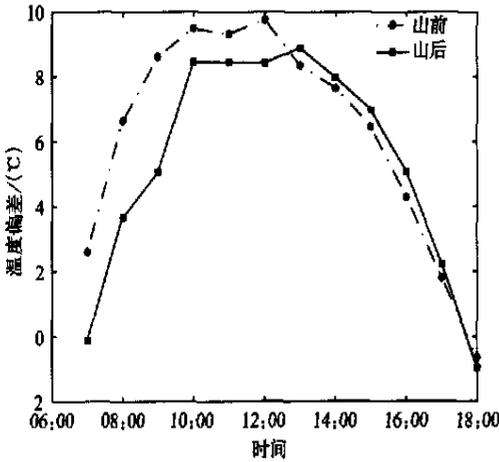


图7 山前山后的地面与参考层(10m)温差日变化

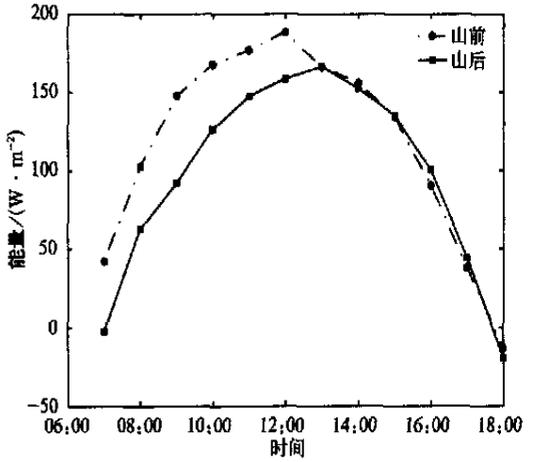


图8 山前山后感热通量日变化图

造成午后山前、山后的地面与参考层温差差别趋于消失。

图8为山前山后的感热支出变化,感热的日变化与温差日变化(图7)是一致的。该图表明,午前,山前的感热比山后大,午后,山前山后的感热支出基本持平。

图9为模拟的18:00垂直剖面等位温线图,可以看出,从山前到山后地面温度是逐渐增加的,正如前面的分析,山后的湍流交换强,使近地面空气温度梯度小,感热支出少,最终造成了地面温度较山前要高,亦即表明模拟结果是合理的。

3.2 模拟试验2

在模拟试验2中,模式中取山高为

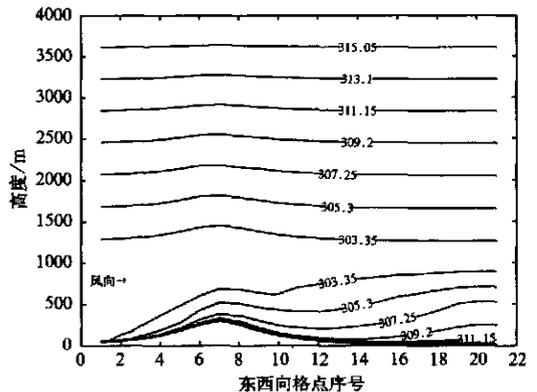


图9 18:00垂直剖面等位温线图
(单位:K,格距为1km)

900 m,不同网格点的高度为 $z_g(i, j) = 900 \times \frac{6.25}{(i - 7)^2 + (j - 11)^2 + 6.25}$

图 10 为 100 m 高度的水平风场模拟结果,可以看到,山增高后,山后的绕流现象非常明显。山增高后所带来的更强的气流扰动必将造成山后的湍流活动更加旺盛(如图 11 所示)。

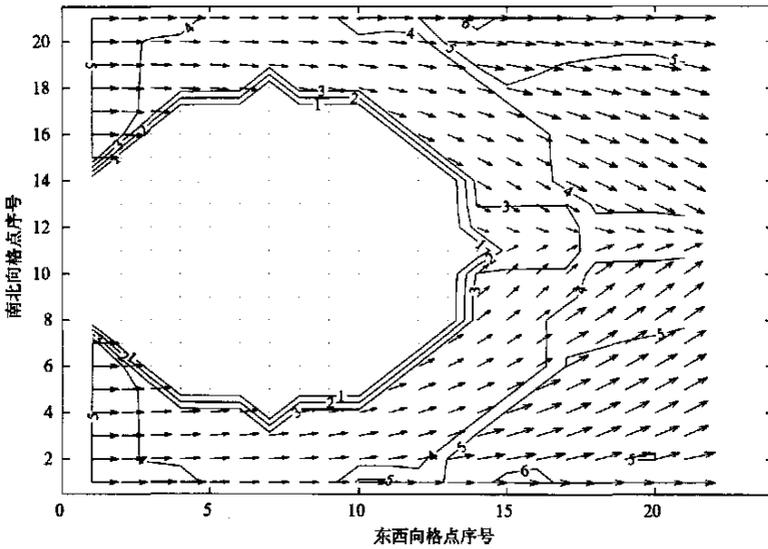


图 10 100 m 高度水平风场(单位: $m \cdot s^{-2}$, 格距为 1 km)

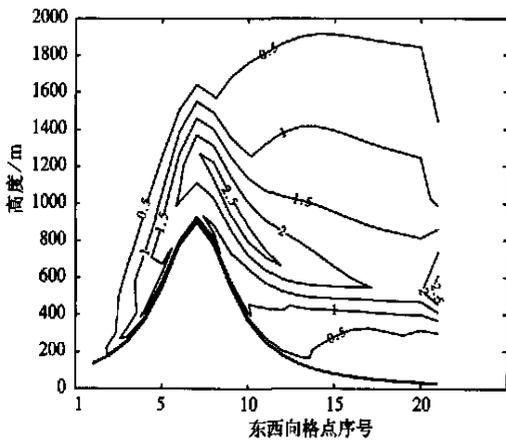


图 11 山高增加后的垂直剖面湍流场
(单位: $m^2 \cdot s^{-2}$, 格距为 1 km)

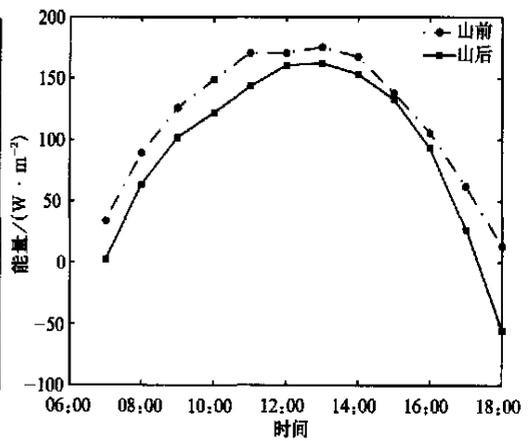


图 12 山高增加后山前山后感热通量日变化图

图 11 为山高增加后的垂直剖面湍流场的模拟结果。与图 3 相比,山高增加后山顶山后的湍流发展更强,湍流最大值从 $1.6 m^2 \cdot s^{-2}$ 上升到 $2.5 m^2 \cdot s^{-2}$;而且发展的高度更高, $0.5 m^2 \cdot s^{-2}$ 的等值线在山后就已经接近了 2000 m 高度。这是由于山增高后,山后的尾流和绕流现象明显增强造成的动力过程影响所致。

图 12 为山高增加后,山前山后的感热支出全天变化的模拟结果。可以看出,山前的

感热支出全天都比山后要大,这是由于山高增加后,全天山前山后的湍流差异都非常明显造成的。

图 13 为山高增加后的地面等温线模拟结果,与图 9 相比,山后的温度增加更多,从 311 K 上升到 314 K,这也充分说明了山后焚风形成的物理机制。

4 结 论

改进后的三维陆面过程及边界层模式能够较准确、合理地模拟山丘地形的

陆面过程及边界层特征。模拟结果表明,由于地形阻挡使山后的湍流较山前强,进而使近地面温度梯度和感热支出小,最终造成山后的温度比山前的温度明显偏高,而且随着山高的增加,这种现象更加明显。该模式考虑了复杂地形,而且能够处理水平不均一的植被覆盖率、地表反射率、地表粗糙度等各种复杂下垫面的陆面过程,同时还能处理全空间的温度场、湿度场、风场、湍流场等要素的变化,故该模式还可应用于城市、乡村、沙漠、绿洲及起伏丘陵地区的陆面过程和大气边界层相互作用的研究。模拟结果对研究过山气流形成机制和污染物的扩散具有理论和应用价值。

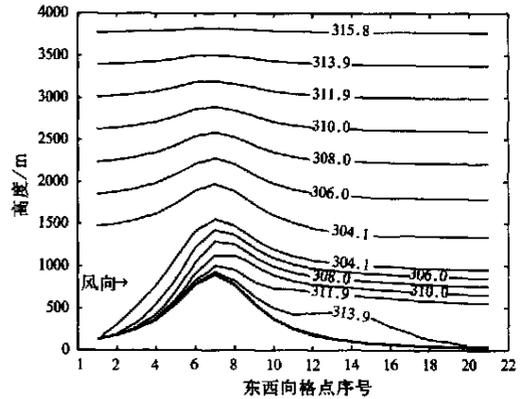


图 13 山高增加后的垂直剖面等位温线(单位:K)

参 考 文 献

- 1 Smith R B. Hydrostatic flow over mountains. *Adv In Geophys*, 1989, **31**: 1 ~ 41.
- 2 Durran D R. Another look at downslope wind storms. Part I: On the development of analogs to supercritical flow in an infinitely deep, continuously stratified fluid. *J Atmos Sci*, 1986, **43**: 2527 ~ 2543.
- 3 刘红年, 蒋维楣. 细网格非静力二维高阶闭合模式对山体流场特征的模拟分析. *高原气象*, 1994, **13**(4): 430 ~ 438.
- 4 齐瑛. 受对流边界层影响的过山气流. *力学学报*, 1994, **26**(1): 1 ~ 11.
- 5 陈明, 傅抱璞. 太行山东坡焚风的数值模拟. *高原气象*, 14(4): 443 ~ 450.
- 6 刘辉志, 桑建国. 对流边界层中过山气流的数值模拟. *气候与环境研究*, 2001, **6**(3): 305 ~ 311.
- 7 桑建国, 温市耕. 大气扩散的数值计算. 北京: 气象出版社, 1992. 331 ~ 372.
- 8 Noilhan J, Planton S. A simple parameterization of land surface process for meteorological models. *Mon Wea Rev*, 1989, **117**: 536 ~ 549.
- 9 佟华, 桑建国. 北京海淀地区大气边界层的数值模拟研究. *应用气象学报*, 2002, **13**(特刊): 51 ~ 60.
- 10 Yamada T. Simulations of nocturnal drainage flows by aq^2 -L turbulence closure model. *J Atmos Sci*, 1983, **40**: 91 ~ 106.
- 11 刘树华, 张云雁, 李森, 等. 草原下垫面土壤-植被-大气物质、能量输送数值模拟研究. *中国沙漠*, 1998, **18**(增刊4): 58 ~ 68.
- 12 刘树华, 李洁, 文平辉. 城市及乡村大气边界层结构的数值模拟. *北京大学学报(自然科学版)*, 2002, **38**(1): 90 ~ 97.
- 13 贝佛尔. 土壤物理学. 北京: 农业出版社, 1988. 350 ~ 360.

- 14 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室.中国科学院北京气象塔观测资料集(第一集). 1993. 8 ~ 202.
- 15 Cuxart J, Yague C, Morales G. Stable atmospheric boundary-layer experiment in Spain (SABIES98) : a report. *Boundary Layer Meteorology*, 2000, **96**(3) :337 ~ 369.

NUMERICAL SIMULATION OF LAND SURFACE PROCESS AND ATMOSPHERE BOUNDARY LAYER STRUCTURE OVER SMALL HILL UNDERLYING SURFACE

Hu Xiaoming Liu Shuhua

(*Department of Atmospheric Sciences, the School of Physics, Peking University, Beijing 100871*)

Abstract

A modified parameterized method of land surface physical process and a 3-dimensional transfer model are used for simulating features of surface heat flux, surface temperature, temperature profile, humidity profile, turbulence energy and so on over a small hill underlying surface. The result shows that the wind field is affected by the topography, also the turbulence transfer is affected, and the influence make the atmospheric temperature near ground surface behind the hill higher than that in front of the hill. The result is reasonable and the simulation is satisfactory. In addition, the model can also be used for other homogeneous and inhomogeneous terrain and mesoscale model.

Key words: Atmosphere boundary layer Land surface physical process 3-dimensional transfer model