

复杂地形对对流混合层的影响

张美根 韩志伟

(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, 北京 100029)

摘要 用发展后的混合层模式研究下垫面(地形和地面热力)的不均匀性对混合层结构的影响。数值实验表明, 在保持了混合层模式简便和实用等特点的同时, 发展后的混合层模式能够很好地反映复杂地形对混合层厚度和风速的影响。

关键词 对流混合层 混合层厚度 复杂地形

1 引言

在混合层模式中, 假设大气边界层为在垂直方向充分混合并为稳定自由大气所覆盖的平板, 稳定自由大气中的位温和水汽分布由大尺度天气过程确定, 而与地面和混合层无关。混合层模式因简便和实用自建立以来得到了广泛应用^[1~3], 并且其计算结果与观测资料或较为复杂模式的计算结果的比较表明, 混合层模式能很好地预测特定条件下混合层的厚度和位温^[4,5]。

但是, 在上述工作中并未考虑下垫面的非均匀性对混合层结构的影响。近年来发表了许多有关下垫面非均匀性影响混合层结构的研究报告^[6~9], 但这些工作大都是理论性的研究, 应用到实际工作中还是比较困难的。而在污染物扩散研究中, 混合层厚度是一个重要的长度尺度。在目前的污染物扩散模式中, 混合层厚度一般是按照大气的稳定度类通过经验关系获取的, 而不是由动力模式提供的。而经验关系式并没有考虑地形对混合层厚度的影响。

本工作通过对混合层模式的改进, 使得模式一方面能反映下垫面不均匀性对混合层结构的影响, 另一方面能保持其简便和实用性, 以便能应用到污染物扩散模式中以预报混合层厚度。

2 数值模式

2.1 对流混合层垂直结构假设

对流混合层一般由近地层、混合层、夹卷层和稳定自由大气4个部分组成。第1层是近地层, 其风速和位温廓线可根据相似理论获得; 第2层是混合层, 因垂直方向上存在强烈混合, 该层的风速和位温可认为不随高度变化; 第3层是夹卷层, 在本模式中被假设为非常薄, 且上下层之间存在位温差; 第4层是稳定自由大气, 设其位温随高度线性增加和风速满足地转关系。

2.2 模式方程组

2.2.1 基本方程组

如果以 u 、 v 、 w 和 θ 分别表示中尺度模式中边界层内的风速和位温等预报变数, 于是控制这些平均变数变化的方程组为

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial(uu)}{\partial x} + \frac{\partial(uv)}{\partial y} + \frac{\partial(uw)}{\partial z} = -\theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + f_v - \frac{\partial(\overline{u'w'})}{\partial z}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial(vu)}{\partial x} + \frac{\partial(vv)}{\partial y} + \frac{\partial(vw)}{\partial z} = -\theta \frac{\partial \pi}{\partial y} - f_u - \frac{\partial(\overline{v'w'})}{\partial z}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial(\theta u)}{\partial x} + \frac{\partial(\theta v)}{\partial y} + \frac{\partial(\theta w)}{\partial z} = -\frac{\partial(\overline{\theta'w'})}{\partial z}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = -\frac{g}{\theta}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (5)$$

其中, π 为 Exner 函数, $\pi = c_p (p/p_0)^{R/c_p}$, p_0 是海平面参考气压; f 为科里奥利参数; 其它符号是通用的。

2.2.2 混合层的上下边界

在混合层顶 ($z = z_m$) 存在着夹卷过程。夹卷速度 (空气夹卷到混合层顶部的单位时间单位水平面积上的体积) 可由下式确定:

$$w_e = \frac{dz_m}{dt} - w(z_m), \quad (6)$$

其中, dz_m/dt 为空气质点在混合层顶的垂直速度; $w(z_m)$ 为混合层顶的垂直速度。展开 dz_m/dt 并作调整, 得混合层顶的运动学边界条件:

$$w(z_m) = \frac{\partial z_m}{\partial t} + u(z_m) \frac{\partial z_m}{\partial x} + v(z_m) \frac{\partial z_m}{\partial y} - w_e. \quad (7)$$

在混合层底 ($z = z_s$), 如果忽略近地层厚度 (h_s) 的个别变化, 则混合层底的运动学边界条件与地形引起的垂直运动相符, 即

$$w(z_s) = u(z_s) \frac{\partial z_s}{\partial x} + v(z_s) \frac{\partial z_s}{\partial y}. \quad (8)$$

2.2.3 模式方程组

沿垂直方向 (从混合层底至混合层顶) 积分基本方程组 (1)~(5), 考虑到混合层水平风速和位温在垂直方向上的均匀性, 取 $\varphi_m = \frac{1}{d_m} \int_{z_s}^{z_m} \varphi dz$ (φ 为预报变数, $d_m = z_m - z_s$ 为混合层厚度), 并利用混合层上下边界的运动学边界条件, 得模式方程组如下:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (u_m d_m) + \frac{\partial}{\partial x} \left(u_m^2 d_m + \frac{g' d_m^2}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} (v_m u_m d_m) \\ = -g' d_m \frac{\partial z_s}{\partial x} + f d_m (v_m - v_g) - [(\overline{w'u'})_{z_m} - (\overline{w'u'})_{z_s}] + w_e u_m, \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(v_m d_m) + \frac{\partial}{\partial x}(u_m v_m d_m) + \frac{\partial}{\partial y}\left(v_m^2 d_m + \frac{g' d_m^2}{2}\right) \\ = -g' d_m \frac{\partial z_s}{\partial y} - f d_m (u_m - u_g) - [(\overline{w'v'})_{z_m} - (\overline{w'v'})_{z_s}] + w_e v_m, \end{aligned} \quad (10)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta_m d_m) + \frac{\partial}{\partial x}(u_m \theta_m d_m) + \frac{\partial}{\partial y}(v_m \theta_m d_m) = -[(\overline{w'\theta'})_{z_m} - (\overline{w'\theta'})_{z_s}] + w_e \theta_m, \quad (11)$$

$$\frac{\partial d_m}{\partial t} + \frac{\partial(u_m d_m)}{\partial x} + \frac{\partial(v_m d_m)}{\partial y} = w_e, \quad (12)$$

其中, u_m 、 v_m 和 θ_m 是混合层的水平风速分量和位温; u_g 、 v_g 和 θ_g 是稳定自由大气的水平风速分量和位温; $g' = \frac{\theta_g - \theta_m}{\theta_m} g$ 。

在模式方程组的推导过程中, 我们假定以下两个条件成立: (1) 自由大气为稳定层结, 并且其位温 θ_g 大于混合层位温 θ_m , 即 $\theta_g > \theta_m$; (2) 混合层的位温 θ_m 与稳定自由大气的位温 θ_g 之比趋近于 1, 即 $\theta_m / \theta_g \approx 1$ 。

2.3 湍流通量的参数化

若使方程组 (9) ~ (12) 闭合, 则必须给定混合层上下边界的湍流脉动通量、湍流热通量和夹卷速度。在最简单的情况下, 混合层上下边界湍流脉动通量和湍流热通量与平均量之间的关系为

$$\begin{aligned} (\overline{w'u'})_{z_m} &= -w_e(u_g - u_m), \\ (\overline{w'v'})_{z_m} &= -w_e(v_g - v_m), \\ (\overline{w'\theta'})_{z_m} &= -w_e(\theta_g - \theta_m), \\ (\overline{w'u'})_{z_s} &= -C_D \sqrt{u_m^2 + v_m^2} u_m, \\ (\overline{w'v'})_{z_s} &= -C_D \sqrt{u_m^2 + v_m^2} v_m, \\ (\overline{w'\theta'})_{z_s} &= -Q(x, y, t), \end{aligned}$$

其中, C_D 为总体摩擦系数; $Q(x, y, t)$ 为随时空变化的地面热通量。

确定夹卷速度的方法有多种, 如通量学方法和能量学方法等。在本研究中, 我们取 Wilczak^[10] 提出的方法, 即 $w_e = \frac{\beta(\overline{w'u'})_{z_s}}{\theta_g - \theta_m} + \frac{2.5u_*^3}{g'd_m}$ ($u_* = \sqrt{C_D(u_m^2 + v_m^2)}$ 为摩擦速度; β 为地面热通量到达混合层顶的比例)。

2.4 模式区域和网格

在计算过程中, 我们在东西和南北方向上各取 100 个格点, 其格距为 2 km。这样, 模式区域为 200 km × 200 km。

3 数值实验和结果分析

我们做了 4 个数值实验以研究地形和热力不均匀性对混合层结构的影响。实验条件

分别为: (1) 无地形、有热力作用且地面热力性质均一; (2) 有地形、无热力作用 (地面热通量很小, 但又必须大到足以维持对流混合层的存在); (3) 有地形、有热力作用且地面热力性质均一; (4) 有地形、有热力作用但地面热力性质不均一 (假设地形标高为零时地面热通量几乎为零)。

为了保证实验结果的可比性, 我们在给定相同初始和边界条件的同时, 还采取了模式预运算的办法 (在预运算期间令地形标高从零生长到实际高度), 使得初始给定的均匀流场逐渐适应地形。这样做的另一个好处是可以避免因地形的直接引入而引起的计算不稳定。

在实验中我们采用了理想地形和地面热通量。地形和地面热通量由下面两式给出:

$$z_g(x, y) = \begin{cases} \frac{h_1 + h_2}{\left[1 + \left(\frac{x - x_0}{r_0} \right)^2 + \left(\frac{y - y_0}{r_0} \right)^2 \right]^{3/2}} - h_2, & r \leq 20000 \\ 0, & r > 20000 \end{cases} \quad (13)$$

$$Q(x, y, t) = \begin{cases} Q_0(x, y) \sin \left[\frac{2\pi(t-8)}{24} \right], & 8 \leq t \leq 20 \\ 0, & t < 8 \text{ 或 } t > 20 \end{cases} \quad (14)$$

其中, x_0 和 y_0 为山顶的坐标 ($x_0 = 100 \text{ km}$, $y_0 = 100 \text{ km}$); h_1 和 h_2 为山顶和山脚高度 ($h_1 = 400 \text{ m}$, $h_2 = 50 \text{ m}$); r_0 为山的半径, $r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2}$; $Q_0(x, y)$ 为地面最大热通量。

计算中采用的初始条件为

$$u_m = 10.0 \text{ m/s}, v_m = 0 \text{ m/s}, \theta_m = 295.0 \text{ K},$$

$$u_g = 10.0 \text{ m/s}, v_g = 0 \text{ m/s}, \theta_g = 310.0 \text{ K}, d_m = 400.0 \text{ m}.$$

考虑到引入的地形特征和给定的初始条件, 我们取 x 轴的左端为固定边界, 右端为自由边界; y 轴的两端为固定边界。另外, 在计算过程中没有考虑科里奥利力的影响以保持流场在 y 轴方向的对称性。

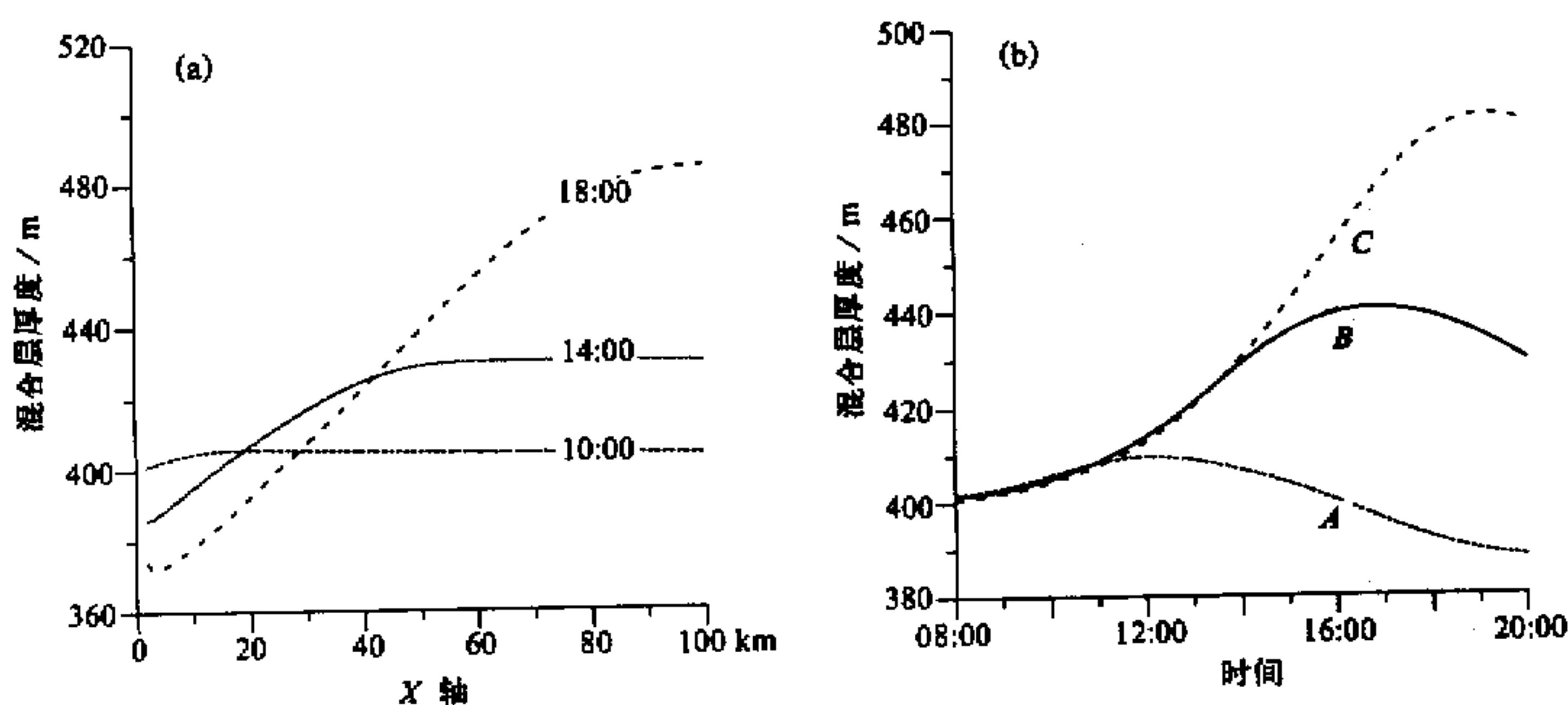


图1 实验1

(a) 不同时刻 y 截面 ($y = 100 \text{ km}$) 的混合层厚度; (b) 混合层厚度随时间的变化

为了说明混合层结构在水平方向上的非均匀性, 我们选取 A 、 B 和 C 三个点, A 、 B 和 C 三点的坐标为 $(20, 50)$ 、 $(50, 50)$ 和 $(80, 50)$ 。由图 1 (实验 1) 可以看到, 混合层厚度随地面热通量的增大而增加、随地面热通量的减少而减小。另外, 由于热通量的水平输送, 一方面造成了空间上的不均匀 (如图 1a 所示), 混合层厚度的最大值随着时间的增加在增大, 距坐标原点也越远; 另一方面造成时间上的不均匀 (如图 1b 所示), 随着距坐标原点距离的增加, 混合层厚度由增大变减小的时间转折点向后推延。这说明了地面热通量不仅在混合层的形成过程中起着重要作用, 它的水平输送也严重影响着混合层的空间结构。

图 2a (实验 2) 与图 1a 相对应, 是地面没有热通量时由地形引起的混合层厚度在

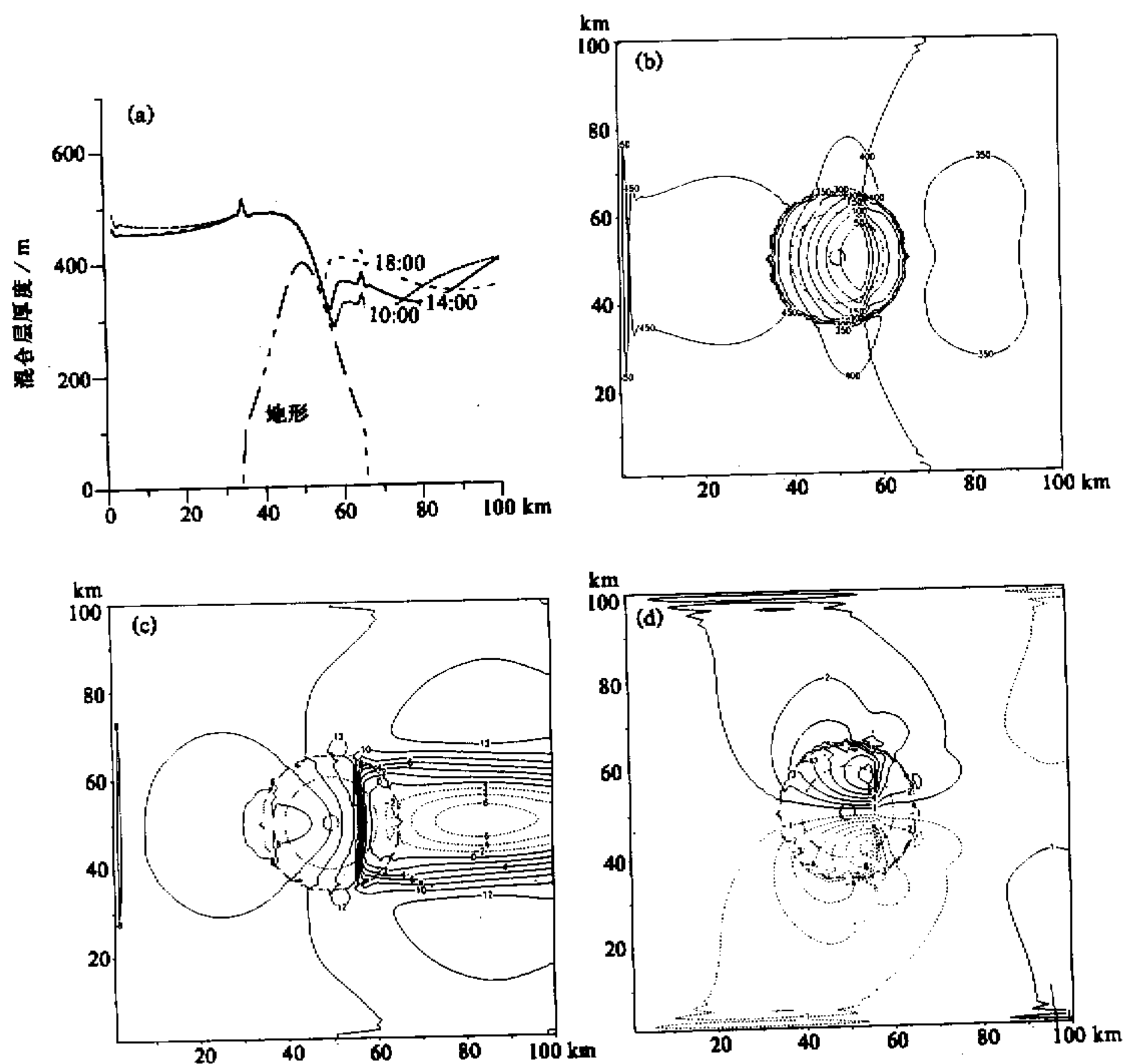


图 2 实验 2

(a) 不同时刻 y 截面 ($y=100$ km) 的混合层厚度; (b) 混合层厚度的水平分布, 单位: m;
 (c) u 风速的水平分布, 单位: m/s, 等值线间隔: 2 m/s; (d) v 风速的水平分布,
 单位: m/s, 等值线间隔: 1 m/s. (b)~(d) 中长虚线为地形

x 轴方向的变化。由图 2a 可以看到, 地形引起山前抬升和山后下沉, 故山前的混合层厚度大于山后的。虽然没有热力作用, 但气流在爬山或绕山过程中流场结构发生了变化, 从而引起了混合层厚度的变化。

图 2b~d 给出了 14:00 时的混合层厚度及风速分量 u 和 v 的水平分布。由此可以看出地形在混合层厚度和风速分布中的作用以及混合层厚度与风速之间的相互关系。

为了研究热力和地形的影响, 我们将实验 2、3 和 4 的结果进行了比较。图 3a 给出了 14:00 y 截面的混合层厚度的变化。由于热力引起的抬升, 实验 3 的混合层厚度大于实验 2 的。与实验 3 相比, 实验 4 的地面热通量不均匀, 其效果是热力影响较弱, 故引起的抬升较小; 另一方面, 山前的气流抬升越强, 所需的补偿气流也越多, 因而在山后的一部分区域实验 4 的混合层厚度大于实验 3 的。实验 3 和实验 4 在 14:00 的混合层厚度的水平分布见图 3b 和图 3c。

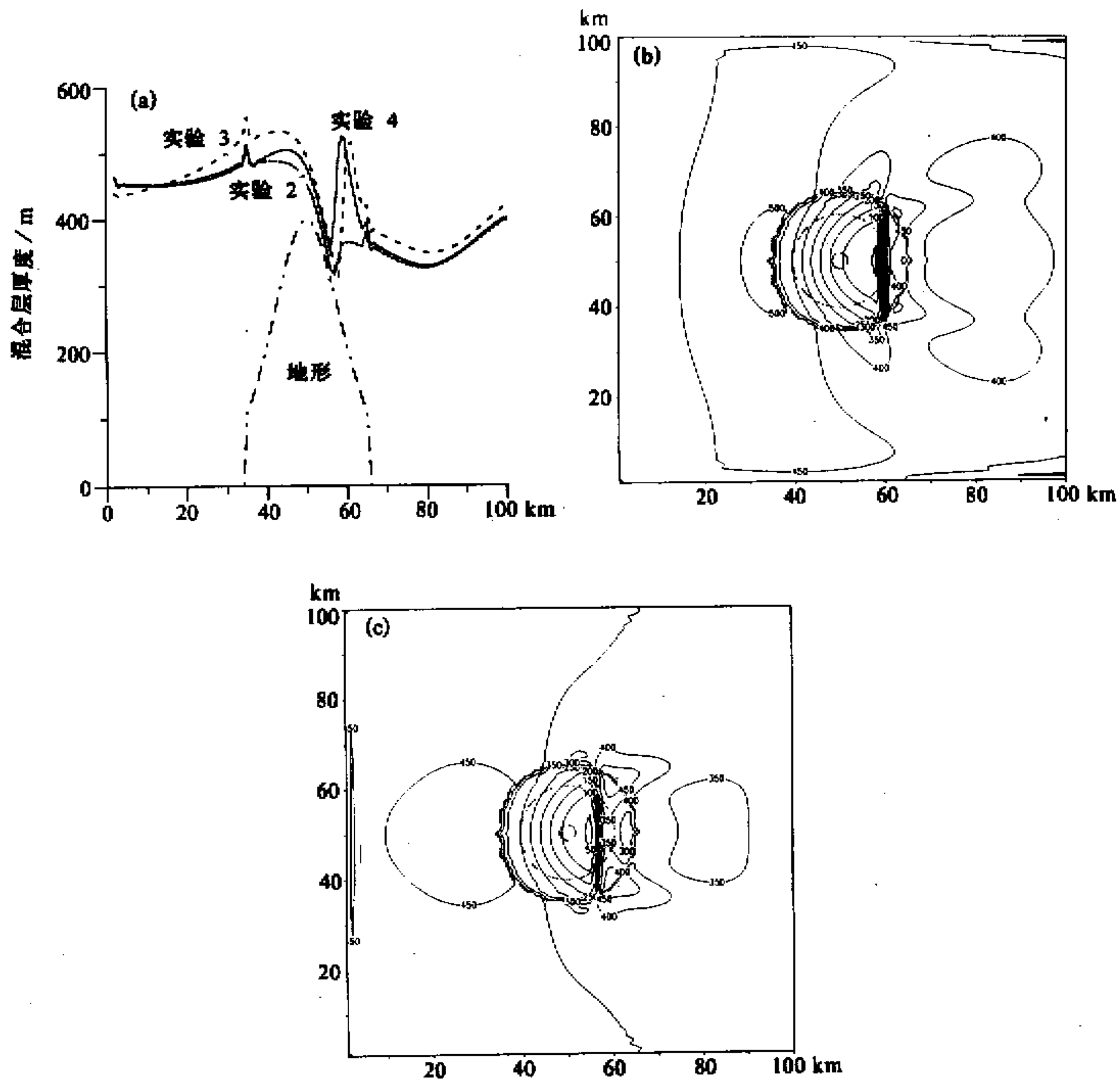


图 3 不同实验的比较

(a) 不同时刻 y 截面 ($y = 100$ km) 的混合层厚度; (b) 实验 3 的混合层厚度的水平分布, 单位: m;
 (c) 实验 4 的混合层厚度的水平分布, 单位: m. (b), (c) 中长虚线为地形

4 结论

数值实验表明, 发展后的混合层模式具有很好的计算稳定性, 并能够很好地反映下垫面的不均匀性对混合层厚度和流场的影响。模拟结果虽没有得到实际观测资料的验证, 但模式包括了对流混合层的主要物理机制, 其结果与相似的研究结论相符。

参 考 文 献

- 1 Keyser, D. and R. A. Anthes, 1977, The applicability of a mixed-layer model of the planetary boundary layer to real data forecasting, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1351~1371.
- 2 Anthes, R. A., Reyer D. and J. W. Deardorff, 1982, Further considerations on modeling the sea breeze with a mixed-layer model, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 757~765.
- 3 Fitzjarrald, D. R., 1982, New applications of a simple mixed-layer model, *Boundary-Layer Meteor.*, **22**, 431~451.
- 4 Anthes, R. A., Seaman N. L. and T. T. Warner, 1980, Comparisons of numerical simulations of the planetary boundary layer by a mixed-layer and a multi-level model, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 365~376.
- 5 Driedonks, A. G. M., 1982, Models and observations of the growth of the atmospheric boundary layer, *Boundary-Layer Meteor.*, **23**, 283~306.
- 6 Han, Y. J., K. Ueyoshi and J. W. Deardorff, 1982, Numerical study of terrain-induced mesoscale motions in a mixed layer, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2464~2476.
- 7 Nieuwstadt, F. T. M. and J. W. Glendening, 1989, Mesoscale dynamics of the depth of a horizontally non-homogeneous, well-mixed boundary layer, *Beitr. Phys. Atmos.*, **62**(4), 275~288.
- 8 Glendening, J. W., 1990, A mixed-layer simulation of daytime boundary-layer variations within the Los Angeles Basin, *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1531~1550.
- 9 Novak, M. D., 1991, Application of a mixed-layer model to bare soil surface, *Boundary-Layer Meteor.*, **56**, 141~161.
- 10 Wilczak J. M. and J. W. Glendening, 1988, Observations and mixed-layer modeling of a terrain-induced mesoscale gyre: the Denver cyclone, *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2688~2711.

Effects of Complex Terrain upon Convective Mixed Layer

Zhang Meigen and Han Zhiwei

(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Physics and Atmospheric Chemistry,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract A mixed-layer model was developed to study effects of non-homogeneous underlying surface layer upon structure of mixed layer. Numerical experiments show that, having maintained its simplicity and utility, developed mixed layer model can render effects of complex terrain upon depth and velocity of mixed layer very well.

Key words convective mixed layer depth of mixed layer complex terrain