

三维湖陆风的数值模式试验

逢 勇 濮培民

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京, 210008)

摘要 利用地形坐标建立了一个三维湖陆风的预报模式, 其中对边界层及模式层顶高度采用预报方程求解, 对边界层参数化作了较仔细的考虑。计算表明, 模式运行十分稳定, 对复杂地形条件下的湖陆风扰动系统有着很好的描述能力。

关键词 湖陆风环流, 边界层参数化, 数值模拟

分类号 P425.2

为了开发利用湖泊资源和保护其生态环境, 深入研究湖泊的物理环境是很有必要的, 湖泊的局地风场是影响湖泊物理环境(包括湖流、波浪、泥沙扩散、热状况等)的重要因素。为此, 有必要建立适宜于湖泊地区的三维湖陆风数值模式, 在此基础上, 可配套进行湖流、波浪、泥沙扩散和生态环境的研究。

对复杂地形条件下的中尺度环流系统, 如海陆风、山谷风和城市环流等的数值模拟的研究很多。如 McPherson^[1](1970)首次建立了三维海陆风预报模式, O'Brien^[2]等人进一步完善了理论研究, 创建了应用模式, Pielke^[3](1974)建立了较完整的海风模式, Subbarao Maddukuri C^[4](1982)对安大略南部湖陆风进行了二维数值模拟研究, 结果令人满意。

本文建立了一个描述湖陆风的三维非正常模式, 模拟结果与付秀华、施鲁怀等^[5]对1987年浙江宁波沿海的海风观测及模拟结果在态势上基本一致。然后用该模式进行了有、无地形, 有、无湖泊等条件下的数值试验, 以验证地形和湖泊对局地风场的影响程度, 得出了一些有益的结论。

1 数学模式

1.1 控制方程组

本文采用地形坐标 $Z^* = \bar{S} \frac{z - Z_G}{\bar{S} - Z_G}$, \bar{S} 为初始模式顶边界高度, Z_G 为地形高度, 当考虑模式边界高度 S 也随时空变化时, 控制方程组为

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w^* \frac{\partial u}{\partial Z^*} + f(v - v_g) - \theta \frac{\partial \Pi}{\partial x} + g \frac{Z^* - \bar{S}}{\bar{S}} \frac{\partial Z_G}{\partial x} \\ & - g \frac{Z^*}{\bar{S}} \frac{\partial S}{\partial x} + \left(\frac{\bar{S}}{\bar{S} - Z_G}\right)^2 \frac{\partial}{\partial Z^*} (K_z \frac{\partial u}{\partial Z^*}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial u}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_H \frac{\partial u}{\partial y}) \quad (1) \\ \frac{\partial v}{\partial t} = & -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w^* \frac{\partial v}{\partial Z^*} + f(u_g - u) - \theta \frac{\partial \Pi}{\partial y} + g \frac{Z^* - \bar{S}}{\bar{S}} \frac{\partial Z_G}{\partial y} \end{aligned}$$

$$-g \frac{Z^*}{S} \frac{\partial S}{\partial y} + \left(\frac{\bar{S}}{S - Z_G}\right)^2 \frac{\partial}{\partial Z^*} (K_z \frac{\partial v}{\partial Z^*}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial v}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_H \frac{\partial v}{\partial y}) \quad (2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - v \frac{\partial \theta}{\partial y} - w^* \frac{\partial \theta}{\partial Z^*} + \left(\frac{\bar{S}}{S - Z_G}\right)^2 \frac{\partial}{\partial Z^*} (K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial Z^*}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial \theta}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_H \frac{\partial \theta}{\partial y}) \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w^*}{\partial Z^*} - \frac{1}{S - Z_G} (u \frac{\partial Z_G}{\partial x} + v \frac{\partial Z_G}{\partial y}) + \frac{1}{S - Z_G} (\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y}) = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial \Pi}{\partial Z^*} = -\frac{S - Z_G}{\bar{S}} \frac{g}{\theta} \quad (5)$$

$$w^* = \frac{\bar{S}}{S - Z_G} w - \frac{Z^*}{S - Z_G} (\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y}) + \frac{Z^* - \bar{S}}{S - Z_G} (u \frac{\partial Z_G}{\partial x} + v \frac{\partial Z_G}{\partial y}) \quad (6)$$

其中, u, v, w 分别为 x, y, z 方向上的风速分量, w^* 为转换坐标下的垂直风速, Π 称为 Exner 函数, $\Pi = c_p \left(\frac{p}{p_0}\right)^{R/c_p}$, p_0 是地面气压 ($= 1000\text{hPa}$), θ 为位温。

1.2 边界层参数化

在白天不稳定情况下, 选用 O'Brien^[2] 公式计算铅直扩散系数 K , 公式如下

$$K_m(z) = \begin{cases} K_m|_H + (K_m|_h - K_m|_H + (z - h) \left[\frac{\partial}{\partial z} (K_m|_h)\right] \\ + 2 \left(\frac{K_m|_h - K_m|_H}{H - h}\right) \cdot (H - z)^2 / (H - h)^2 & H \geq z \geq h \\ K_m|_H & z > H \\ (z/h) K_m|_h & z < h \end{cases}$$

K_θ 与上式相似, 只需将 m 改为 θ 即可。公式中 H 和 h 分别表示边界层高度和近地层高度, $K_m|_H$ 和 $K_m|_h$ 则表示相应高度上的铅直扩散系数, 取 $h = 0.04H$, $K_m|_H = K_\theta|_H = 10^{-4} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。根据 Monin-Obukhov 相似理论可求得 $K_m|_h$ 和 $K_\theta|_h$, 具体计算方法见文献[6]。

在夜间稳定情况下, 湍流较弱, 湍涡尺度较小, 故采用 Blackadar^[7] 局地参数化的方法计算铅直扩散系数

$$\begin{cases} \frac{1.1}{Ric} (Ric - Ri) l^2 \frac{\partial(u^2 + v^2)^{1/2}}{\partial z} & Ri \leq Ric \\ 0 & Ri > Ric \end{cases}$$

其中 Ri 为理查逊数, Ric 为临界理查逊数, l 为混合长度。

水平扩散系数 K_H 是为了保证计算稳定而附加的水平平滑因子, 其计算公式如下

$$K_H = 0.35 \Delta x \Delta y \left\{ \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right)^2 + 0.5 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2\right] \right\}^{1/2}$$

1.3 模式顶高度 S 和边界层顶高度 H 的计算

积分方程(4), 取边界条件为 $w^* \Big|_{z^*=0} = 0$ 和 $w^* \Big|_{z^*=S} = 0$ 得模式顶高度 S 的计算公式为

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{1}{S} \int_0^S \left\{ \frac{\partial}{\partial x} [u(S - Z_G)] + \frac{\partial}{\partial y} [v(S - Z_G)] \right\} dZ^*$$

H 的计算采用 Deardorff^[8] 给出的公式求出

$$\frac{\partial H}{\partial t} + u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} = w_H + \frac{1.8(w_*^3 + 1.1u_*^3 - 3.3u_*^2 fH)}{g \frac{H^2}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial x} + 9w_*^2 + 7.2u_*^2}$$

w_* 的表示形式为

$$w_* = \begin{cases} [(-\frac{g}{\theta})u_*\theta_*H]^{1/3} & \theta_* \leq 0 \\ 0 & \theta_* > 0 \end{cases}$$

式中 w_H 表示高度 H 处的垂直夹卷速度, $\frac{\partial\theta}{\partial z}$ 为 H 上部的位温递减率。

2 差分方程与边界条件

2.1 差分方程

本模式采用半隐式的方法,时间偏导数采用向前差分,平流项采用迎风差分,其余的空间微分项使用中央差分。网格采用交错形式, w 和 u, v 在水平方向上错开半个网格距,这样既可提高计算精度,又可减小由于地形的存在而导致的截断误差。

2.2 网格分布

在水平方向上为了减小边界对模拟区的影响,模式边界最外圈的3个网格距呈倍数增加,水平网格点为 21×30 ,水平格距的分布为

$$\Delta x(n) = \begin{cases} 24 - 6(n-1)\text{km} & 1 \leq n \leq 3 \\ 6\text{km} & 4 \leq n \leq 17 \\ 6 + 6(n-17)\text{km} & 18 \leq n \leq 20 \end{cases}$$

$$\Delta y(n) = \begin{cases} 24 - 6(n-1)\text{km} & 1 \leq n \leq 3 \\ 6\text{km} & 4 \leq n \leq 26 \\ 6 + 6(n-26)\text{km} & 27 \leq n \leq 29 \end{cases}$$

在垂直方向上,大气分成15层。其高度分布是非均匀的,从第1层到第15层的高度(m)依次为0、5、12、100、300、500、700、900、1200、1500、2000、3000、4000、5000、6000。

2.3 边界条件

(1)下边界条件($Z^* = 0$ 处)

温度场是人为给定的,湖面温度 θ_0 取为常值,其值为 $\theta_0 = 293\text{K}$,陆面温度为 $\theta = \theta_0 + rZ_g + A\sin 2\pi t/T$, $r = 0.3^\circ\text{C}/100\text{m}$, $A = 5^\circ\text{C}$, T 表示计算周期为 24h,地面风场为零 ($u = v = w = 0$)。

(2)上边界条件($Z^* = S$ 处)。

$$u = u_g, \quad v = v_g, \quad w^* = 0$$

$$\Pi = \Pi(\bar{S}) - g(S - \bar{S})/\theta(\bar{S}), \quad \theta = \theta(\bar{S})$$

(3)侧边界条件

为了尽量减小波在侧壁上的反射,采用辐射边界条件^[6]在 x 方向有

$$\frac{\partial v}{\partial x} = \hat{C} \frac{\partial v}{\partial x}$$

式中 \hat{C} 为边界特征速度。

n 时刻在 $C-1$ 处差分有

$$\frac{v_{C-1}^n - v_{C-1}^{n-1}}{\Delta t} + \hat{C} \frac{v_{C-1}^{n-1} - v_{C-2}^{n-1}}{\Delta x} = 0$$

$n+1$ 时刻在 C 处差分有

$$\frac{v_c^{n+1} - v_c^n}{\Delta t} + \hat{C} \frac{v_c^n - v_{c-1}^n}{\Delta x} = 0$$

从而得

$$v_c^{n+1} = \frac{v_c^n (v_{c-1}^n - v_{c-1/2}^{n-1}) - v_{c-1}^n (v_{c-1}^n - v_{c-1}^{n-1})}{v_{c-1}^{n-1} - v_{c-1/2}^{n-1}}$$

C 为侧边界点, 辐射边界条件只用于 u 、 v 场, 另外一些变量的侧边界条件为 $\frac{\partial \varphi}{\partial x} = \frac{\partial \varphi}{\partial y} = 0$

3 结果分析

为了验证模式在复杂地形条件下对湖陆差异和山地热力效应所引起的局地环流的描述能力, 本文对有、无地形, 有、无湖泊3种情况下分别模拟、相互比较。计算时假设无背景风, 故有 $u_g = v_g = 0$, 初始风场亦为零, 初始温度呈水平均匀分布, 气压场由静力方程而得, 模拟结果每2小时输出一次, 现分析如下。

3.1 有地形、有湖泊的情况

湖泊取为圆形, 面积约2700km², 在湖泊南部有一座高约600m的山丘。从06时开始积分, 08时由于地面增热, 上坡风开始出现, 此时湖风尚未出现。到10时湖风形成, 从图2a可看到, 10时低层(12m)有明显的辐散(湖区)辐合(山区)区。山区的辐合场较前有所增强, 湖风出现时间落后于谷风的结果与金皓^[9]的模拟结果是一致的。到16时湖风和上坡风越来越大, 湖风出现明显右转并已影响到山区(见图1a)。到20时山坡气流出现明显转向, 由上坡风变成了下坡风。到04时, 低层以下坡风和陆风为主, 低层有明显的辐散区(山区)和较弱的辐合(湖区), 夜间下坡风强于陆风(见图2b)。

在高层, 气流基本上与低层反相。以16时900m水平风场为例(如图1b), 辐散辐合区正好与低层相反(图1a)。为了进一步了解湖陆风环流和山坡风环流的垂直结构, 下面进行垂直剖面分析。

观察08时风场, 在山坡两侧出现了上坡风环流, 环流中心高约300m, 但此时湖风环流尚不明显。10时, 上坡风环流进一步增强, 环流中心高约450m, 并且湖风环流开始出现。此时在山的右侧出现了两个分离的顺时针环流, 一个为上坡风环流, 一个为湖风环流(见图3)。16时湖风逐渐加强, 湖风和上坡风形成了几乎统一的环流圈(见图4a)。从图上可以看到, 此时有两个发展很成熟的环流, 山的左侧为山坡风环流圈; 右侧为山坡风和湖风合二为一的大环流圈, 湖区向岸流厚度随着向陆地的渗透逐渐加厚。夜间情况正好相反, 如04时(图4b)由于地面冷却作用, 山的两侧都出现了下坡风环流。同时, 陆风环流也已经形成, 由于夜间铅直扩散能力较弱, 下坡风和陆风的环流处于分离状态, 陆风较弱, 湖区向岸流的厚度较离岸流的要厚。

3.2 无地形、有湖泊

为了清楚地研究湖区地形对局地环流的影响, 去掉湖泊南部的山丘, 仍以06时开始积分。10时湖区的风场与有地形时相差不大, 因模式中的山丘离湖区较远, 故山区上坡风环流对湖区影响较弱, 但山区下层的辐合场消失, 且风速很小。到16时(如图1c)湖风明显增大并出现右转, 对内陆的影响范围较前继续扩大, 但在湖岸与山区交接处的气流比有地形时弱, 且风向偏东。由此可见, 湖区地形对湖岸局地气流有相当的影响。另外, 从图1c还可发现, 白天陆面上的风速比湖面上的小, 这是由于白天陆地上层结不稳定、湍流活跃自由对流强、上下层空气混合充分, 加之陆面较湖面阻力大, 故地面风速较小。夜间, 低层湖区气流转向, 由原来的湖风转成陆风, 湖区为辐合区。

从垂直剖面图上可以看到, 10时湖风环流已经形成, 由于没加地形, 湖风环流左侧的上升

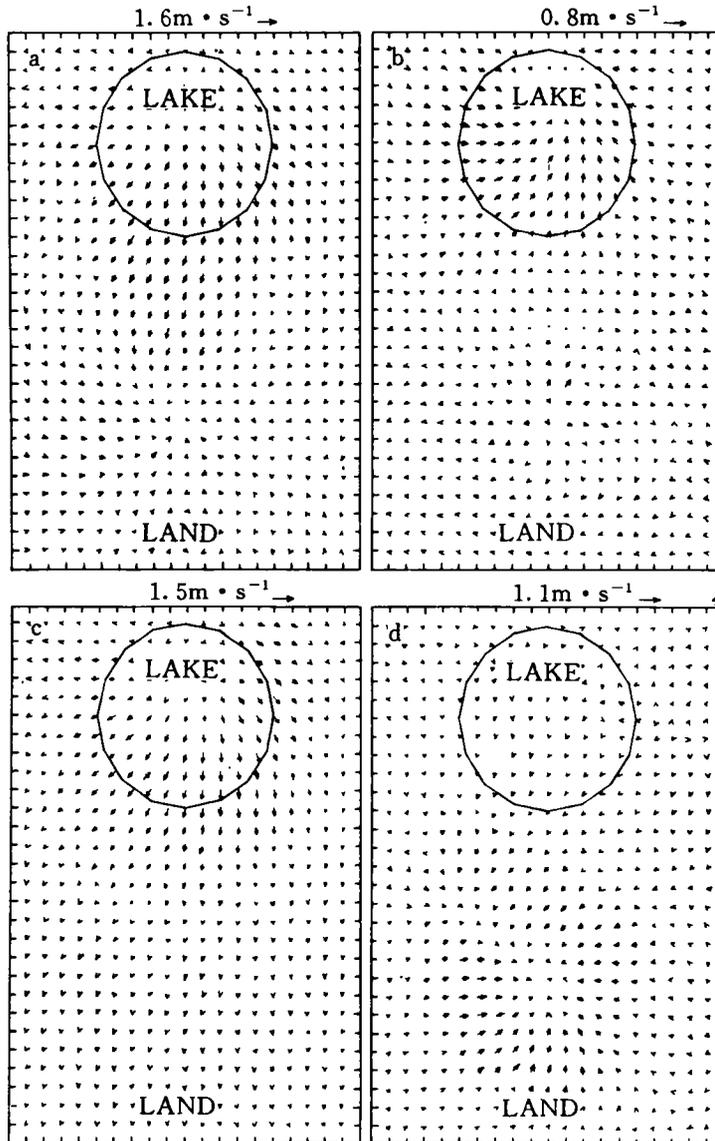


图1 a. 16时12m 水平风场; b. 16时900m 水平风场;

c. 16时12m 有湖无山地水平风场; d. 16时12m 无湖有山地水平风场

Fig. 1 Simulated horizontal wind fields for 16:00 h a) at 12 m above the ground; b) at 900m;

c) at 12 m with the lake included, excluding hilly land; d) as opposed to the condition shown in c)

速度较有地形时小,但环流中心位置与有地形时相差不大,环流中心高度约400m,水平位置在离岸边10km 的湖区。到16时湖风环流已相当成熟(见图5a)。此时,环流中心高度约600m,水平位置在离岸边约10km 的陆地上。这和 Frizzola and Fisher^[10]的观测结果是一致的,和有地形时相比环流中心的水平位置偏左,这是由于无上坡风环流叠加所致。夜间湖风环流转成陆风环流,但陆风环流较弱。04时的环流中心高度约为100m,而有山丘时的环流中心高度约为200m,

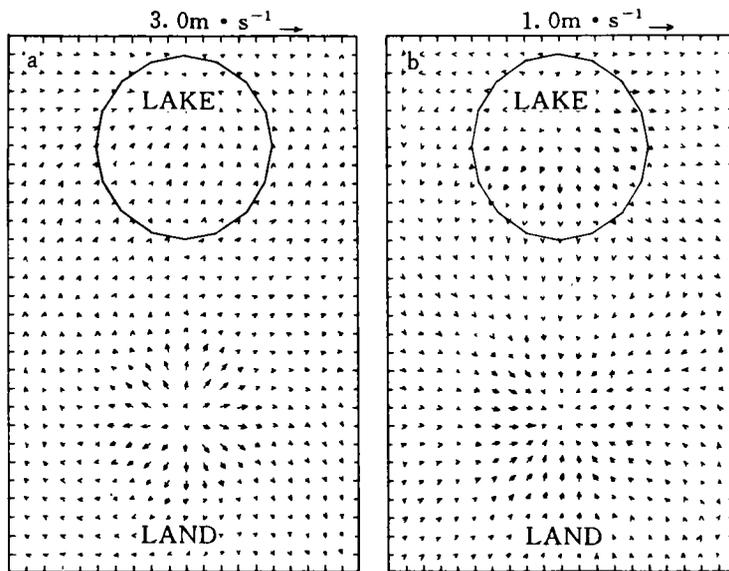


图2 a. 10时12m水平场; b. 04时, 12m水平场

Fig. 2 Simulated horizontal windfields at 12 m above the surface for 10:00 h (a) and 04:00 h (b)

可见, 此时下坡风对陆风环流具有一定影响。

3.3 有地形、无湖泊

该试验主要研究湖区水面对局地环流的影响, 假设湖区没有水, 为等高的陆地。从06时开始积分, 10时山区低层(12m)为辐合区, 高层(900m)为辐散区, 山区风场与有湖泊时相差不大, 16时山区上坡风无论在强度和影响范围上都较10时增大, 但山区右侧风速明显小于有湖泊时的风速, 可见发展旺盛的湖风对湖岸气流有较大影响, 但对离湖岸较远处的背湖坡气流影响则较弱(图1d)。到20时山区气流转向, 由原来的

上坡风变成了下坡风, 并且在强度与态势上与有湖泊时的流场相差不大, 说明陆风环流对湖岸气流影响较弱。

在垂直剖面图上, 10时在山坡两侧出现两个明显的上坡风环流, 两个环流的风速及中心位置与有湖泊时相差不大。到16时山坡两侧的上坡风环流发展得相当旺盛(见图5b), 与有湖泊时的环流相比, 山坡右侧的环流较弱, 且环流中心靠近山区。可以看出, 发展旺盛的湖风对离岸较近的陆地气流具有明显的影响。到20时上坡风环流转成下坡风环流, 由于夜间陆风较弱, 对山区下坡风环流影响不大。

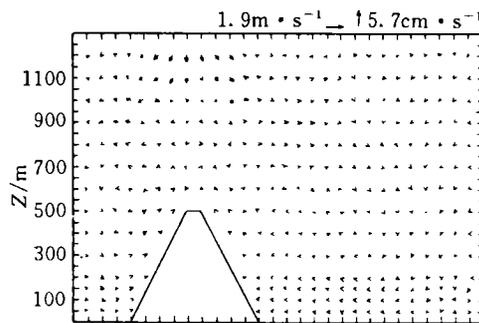


图3 10时 $i = 10$ 垂直风场剖面环流

Fig. 3 Windfield on the vertical cross section with $i = 10$ at 10:00h

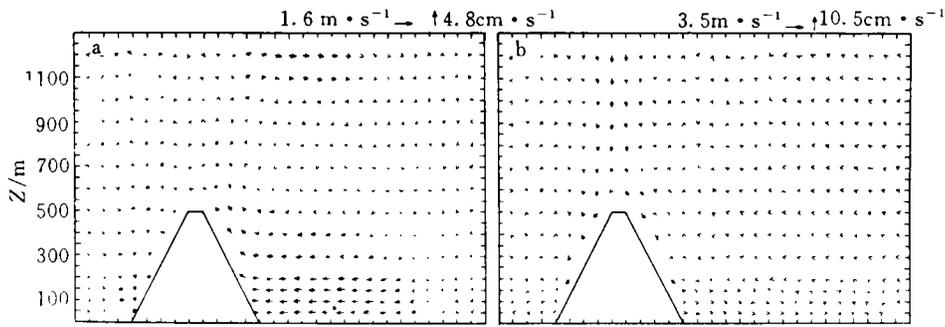


图4 a. 16时 $t = 10$ 垂直风场剖面; b. 04时 $t = 10$ 垂直风场剖面

Fig. 4 As in Fig. 3 but for 16:00h (a) and 01:00 h (b)

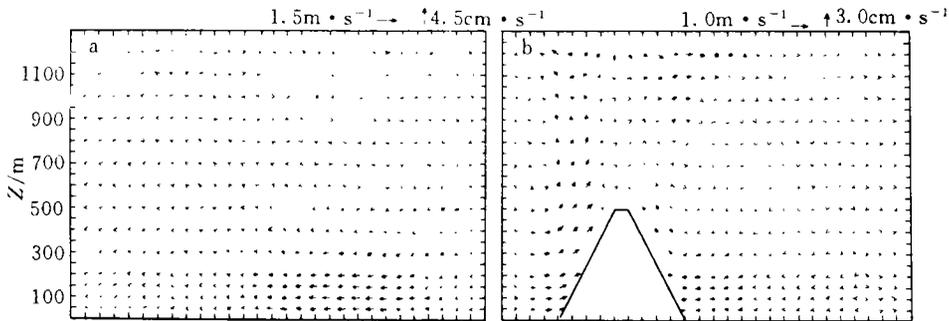


图5 a. 16时有湖无山地 $t = 10$ 垂直风场剖面; b. 16时无湖有山地 $t = 10$ 垂直风场剖面

Fig. 5 Windfields on the vertical cross section with $t = 10$ at 16:00 h from the experiments with the lake (hilly land) included, removing the land (lake), show in (a) and (b), respectively

4 结 论

(1) 上坡风较湖风出现早, 上坡风环流和湖风环流在早上呈明显分离状态。在下午随着湖风和上坡风的不断增强, 上坡风和湖风形成了一个完整的统一环流。

(2) 夜间陆风比白天湖风弱, 影响范围小, 只对离岸几 km 左右的陆地气流有所影响, 但夜间下坡风环流仍然较强, 影响范围也较大。

(3) 湖泊和地形都会影响湖区局地流场, 但湖区地形对夜间湖区流场有决定性的影响。白天, 当湖风发展旺盛时, 湖风对湖岸气流的影响特别明显。以上只是一些初步结论, 有些还有待今后作进一步的深入讨论。

参 考 文 献

- 1 McPherson R D. A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze. *J Appl Mete*, 1970, 9:767~777
- 2 O'Brien J J. A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer. *J Atmos Sci*, 1970, 27: 1213~1215
- 3 Pielke R A. A three-dimensional numerical model of the sea breezes over south Florida. *Mon Wea Rev.* 1970, 102: 115~139
- 4 Subbarao Maddukuri C. A numerical simulation of an observed lake breeze over southern lake ONTARIO. *B L M*, 1982, 23: 369~387
- 5 付秀华, 李兴生, 吕乃平等. 复杂地形条件下三维海陆风数值模拟. *应用气象学报*, 1991, 2(2):113~123
- 6 桑建国, 温市耕. 大气扩散的数值计算. 北京: 气象出版社, 1992. 66~108
- 7 Blackadar A K. High resolution model of the planetary boundary layer. *Advance in environmental sience and engineering.* 1979. 50~85
- 8 Deardroff J. Three dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer. *Boundary-Layer-Meteorology*, 1974, 7:81~106
- 9 金 皓. 三维海陆风的数值模拟. *大气科学*, 1991, 15(5):25~32
- 10 Frizzola J A, Fisher E L. A series of sea breeze observation in New York city area. *J Appl Meteor*, 1963, 2:722~739

3D NUMERICAL SIMULATION OF LAKE-LAND BREEZE

Pang Yong Pu Peimin

(Nanjing Institute of Geography and Limnology, Academia Sinica, Nanjing, 210008, PRC)

Abstract A 3D model for predicting lake-land breeze is constructed in a terrain-following coordinate system, wherein the boundary layer and model top height are found by means of a prognostic equation and boundary layer parameterization is allowed for in a more detailed fashion. Computation shows that the model is quite steady in operation and more capable of describing a lake-land breeze disturbance system over a complex terrain.

Keywords lake-land breeze circulation, boundary layer parameterization, numerical simulation