

太湖区域三维湖陆风场数值模拟

逢 勇 濮培民

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

提 要

本文考虑太湖周围实际地形, 建立了一个适合太湖区域复杂地形, 满足静力平衡条件的三维非定常大气边界层数值模式, 计算表明: 模式运行十分稳定, 与实际观测资料吻合较好。

关键词: 局地风场; 大气边界层; 数值模拟; 太湖。

一、引 言

太湖是我国五大淡水湖之一, 它对于太湖地区的经济发展具有重要作用。为了开发利用其资源和保护其生态环境, 深入研究太湖的环境结构是很有必要的。作为物理环境重要参数的潮流、波浪、泥沙扩散、热状况等与湖泊区域的风状况关系密切。为此, 有必要了解太湖地区局地风场的变化规律。

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很多, 如 Mcpherson^[1]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]建立了较完整的海风模式, C. Subbarao Maddukuri^[4]对安大略湖南部湖陆风进行了二维数值模拟研究, 结果令人满意。本文利用地形坐标建立了一个描述太湖局地风场的三维边界层预报模式, 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, 同时利用实测资料对该模式进行了验证, 模拟结果与实测结果吻合较好。

二、模 式

1. 控制方程组

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

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w^* \frac{\partial u}{\partial Z^*} + f(v - v_g) - \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + g \frac{Z^* - \bar{S}}{S} \frac{\partial Z_g}{\partial x} - g \frac{Z^*}{S} \frac{\partial S}{\partial x}$$

1993年12月3日收到, 1994年3月1日收到修改稿。

* 本文得到国家“八·五”攻关课题 (85-912-01-03) 的资助。

$$+ \left(\frac{\bar{S}}{S - Z_g} \right)^2 \frac{\partial}{\partial Z^*} \left(k_z \frac{\partial u}{\partial Z^*} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_H \frac{\partial u}{\partial y} \right), \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} = & -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w^* \frac{\partial v}{\partial Z^*} + f(u_g - u) - \theta \frac{\partial \pi}{\partial y} + g \frac{Z^* - \bar{S}}{S} \frac{\partial Z_g}{\partial y} - g \frac{Z^*}{S} \frac{\partial S}{\partial y} \\ & + \left(\frac{\bar{S}}{S - Z_g} \right)^2 \frac{\partial}{\partial Z^*} \left(k_z \frac{\partial v}{\partial Z^*} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_H \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_H \frac{\partial v}{\partial y} \right), \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} = & -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - v \frac{\partial \theta}{\partial y} - w^* \frac{\partial \theta}{\partial Z^*} + \left(\frac{\bar{S}}{S - Z_g} \right)^2 \frac{\partial}{\partial Z^*} (k_\theta) \frac{\partial \theta}{\partial Z^*} \\ & + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_H \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_H \frac{\partial \theta}{\partial y} \right), \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w^*}{\partial Z^*} - \frac{1}{S - Z_g} \left(u \frac{\partial Z_g}{\partial x} + v \frac{\partial Z_g}{\partial y} \right) + \frac{1}{S - Z_g} \left(\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} \right) \\ = 0, \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial Z^*} = - \frac{S - Z_g}{S} \frac{g}{\theta}, \quad (5)$$

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

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

2. 边界层参数化

白天选用 O'Brien^[2] 公式计算铅直扩散系数 K , 公式如下:

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

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 $h = 0.04H$, $K_m|_H = K_\theta|_H = 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ 。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[5]。

夜间采用 Blackadar^[6] 局地参数化的方法计算铅直扩散系数

$$K_m = K_\theta = \begin{cases} \frac{1.1}{Ri_c} (Ri_c - Ri) l^2 \frac{\partial(u^2 + v^2)^{1/2}}{\partial z} & Ri \leq Ri_c, \\ 0 & Ri > Ri_c. \end{cases}$$

其中 Ri 为理查逊数, Ri_c 为临界理查逊数, l 为混合长度。

水平扩散系数 K_H 的计算公式如下:

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

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 $W^*|_{z^*=0} = 0$ 和 $W^*|_{z^*=S} = 0$ 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^[7]给出的公式求出

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

W_* 的表示形式为

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

式中 W_H 表示高度 H 处的垂直夹卷速度, $\partial\theta/\partial Z$ 为 H 上部的位温递减率, u_* , θ_* 为摩擦速度和摩擦温度, 采用 Louis^[8]介绍的方法根据温度和风速梯度计算。Pickle 和 Mahrer^[9]指出用上述预报方程求得的大气边界层高度比用诊断模式求得的结果要好得多。

4. 差分方程与边界条件

(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 在水平方向错开半个网格距, θ 和 u, v 在垂直方向上错开半个网格距, 这样, 即可提高计算精度, 又可减小由于地形的存在而导致的截断误差。

为延长时间步长, 在时间积分过程中采用了付秀华^[10]所用的 Matsuna 格式, 该格式将时间积分分成两步。第一步只考虑平流项, 科里奥利力项和气压梯度力项, 不计算扩散进行时间外推; 第二步是在第一步的基础上, 同时考虑扩散项的作用进行时间外推, 本模式的时间步长为 1 min。

本文水平网格点为 30×21 , 水平 x, y 格距均为 6 km。在垂直方向上, 大气分成 15 层, 其高度分布是非均匀的, 分别为: 0, 5, 10, 100, 300, 500, 700, 900, 1200, 1500, 2000, 3000, 4000, 5000, 6000 (m)。

(2) 边界条件

下边界条件 ($Z^* = 0$ 处): 温度场是人为给定的, 湖面温度 θ_0 取为常数值, 其值为 $\theta_0 = 293$ K, 大致相应于太湖春秋季节的平均水温, 陆面温度为 $\theta = \theta_0 + rz_g + A \sin 2\pi/T$, $r = 0.3$ °C/100 m, $A = 5$ °C, T 表示计算周期, 取为 24 小时,

地面风场为零($u = v = w = 0$).

上边界条件 ($z^* = s$ 处): $u = u_g, v = v_g, w^* = 0, \pi = \pi(\bar{s}) - g \frac{s - \bar{s}}{\theta(\bar{s})}, \theta = \theta(\bar{s})$.

侧边界条件: 为了尽量减少波在侧壁上的反射, 采用辐射边界条件^[5]

$$V_c^{s+1} = \frac{V_c^s(V_c^{s-1} - V_{c-2}^{s-1}) - V_{c-1}^2(V_{c-1}^2 - V_{c-1}^{s-1})}{V_{c-1}^{s-1} - V_{c-2}^{s-2}},$$

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

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = \frac{\partial \phi}{\partial y} = 0.$$

三、计算结果分析与对比

中国科学院南京地理与湖泊研究所在 1983 年 1 月至 1984 年 2 月在太湖专门布设了 4 个湖岸站和两个湖面站进行气象观测, 测风仪器为电接风向风速仪, 所测值代表 10m 高处的风向风速, 测站位置见图 1.

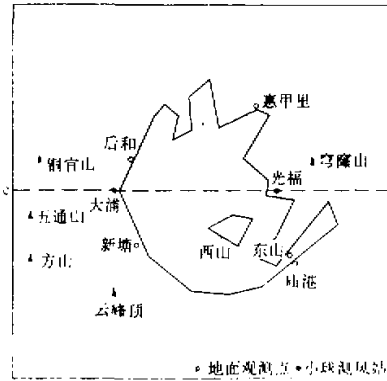


图 1 模拟区域地形及测点分布图

1. 模式计算结果分析

取 $u_g = v_g = 0$, 初始风场亦为零。初始位温呈水平均匀分布。位温随高度增加而增加, 为稳定层结, $\partial \theta / \partial Z = 0.3^\circ \text{C} / 100\text{m}$, 气压场由静力方程而得。在上述条件下, 进行了 24 小时的模式试验, 以了解太湖局地流场的演变过程。从 06 时开始积分, 08 时, 在铜官山、云峰顶、穹窿山处山谷风开始出现, 此时湖风尚不明显。10 时, 谷风开始增强, 湖风也已经形成, 低层(10 m), 在铜官山、云峰顶、穹窿山处有明显的辐合区

(见图 2a), 湖风出现时间落后于谷风。到 14 时, 湖风越来越大, 并出现右转, 穹窿山处的谷风已全部被湖风所湮没, 同时, 铜官山、云峰顶的谷风也被削弱 (见图 2b), 可见发展成熟的太湖湖风对湖区局地风场起着决定性的作用。到 20 时, 湖区山地气流出现明显转向, 山区由原来占主导气流的谷风变成了几个中心的山风。到 02 时, 整个流场态势基本上同 20 时, 但山风范围进一步扩大, 由于山风的影响, 太湖南北两侧的陆风表现得不明显 (见图 2c)。本文作了无山地的模拟试验后发现, 若在计算时去掉山地, 则湖区陆风表现得很明显 (见图 2d)。可见, 太湖周围地形对夜间局地流场起着相当重要的作用。

在高层, 气流基本上与低层反相, 以 14 时 900m 水平风场为例, 辐散辐合区正好与低层 (图 2b) 相反 (见图 3)。为进一步说明湖陆风和山谷风的结构以及它们之间的相互作用, 作垂直剖面分析:

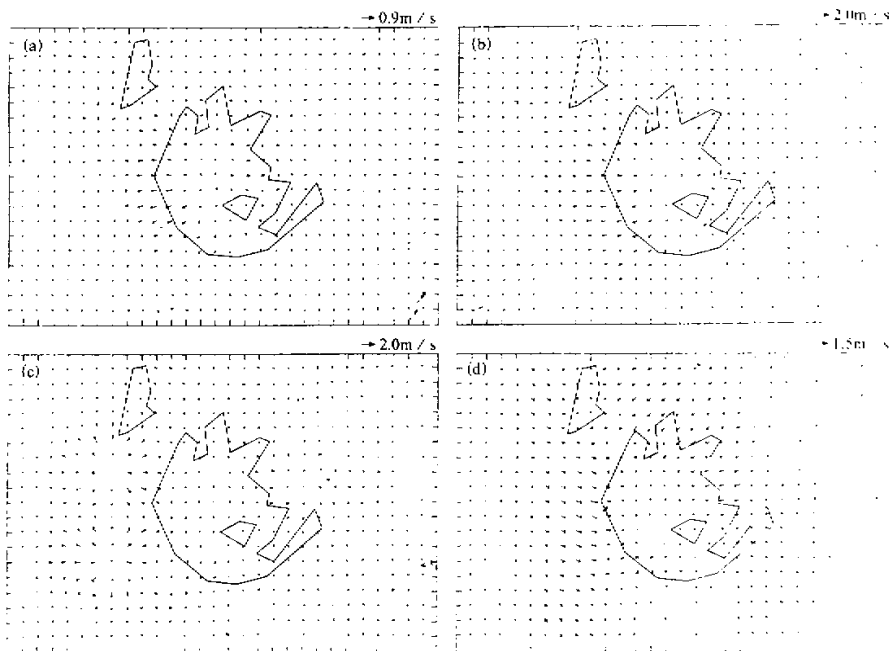


图2 10 m 水平流场图

作 $J=12$ 的垂直剖面, 其基线 CC 如图1所示。取 A 为铜官山, B 为穹窿山, 08时, 在 A 、 B 两山的坡地上出现了谷风环流; 10时湖风环流出现, 山坡上的谷风环流仍维持(见图4a)。到14时, 湖风发展旺盛, 湖区中心有较强的辐散下沉气流, 面湖处湖风和谷风合二为一的两个环流在增强, 环流中心高度约在600m。湖风的影响范围扩大, 覆盖了整个铜官山和穹窿山区, 两山背湖坡的谷风环流已被湮没(见图4b)。夜间, 由于地面冷却作用, A 、 B 两山都出现了山风环流, 以02时(图4c)为例, 面湖坡处由于山风和陆风的叠加, 在湖中心形成了一个弱辐合区, 在两山的背湖坡处有明显的山风环流, 环流中心高度约在250m。

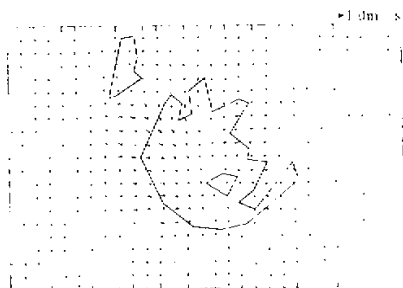
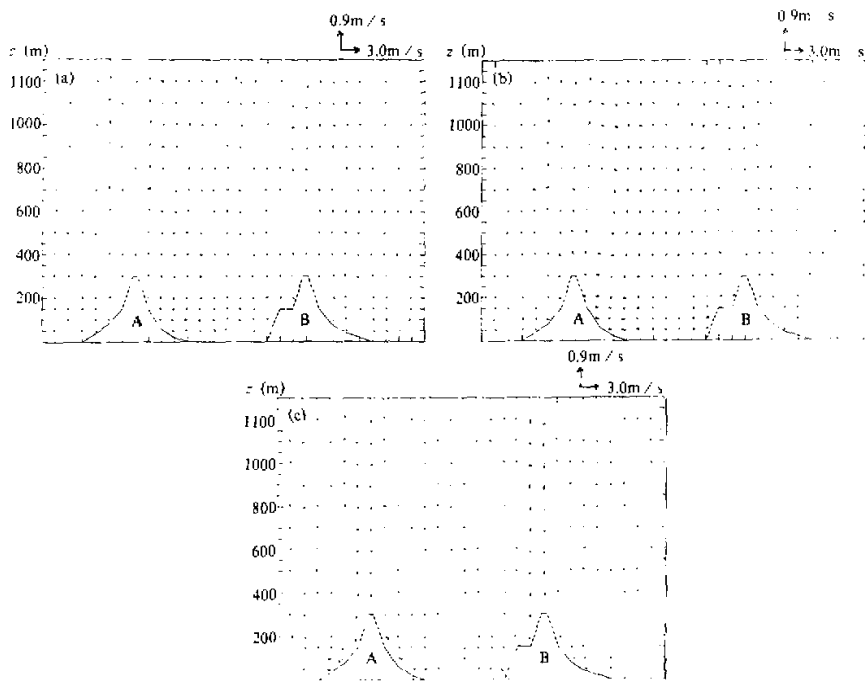


图3 900 m 水平流场图

2. 实测结果及对比

(1) 水平风场对比

一般实测风是由大、中、小尺度环流叠加形成, 陆鸿宾等通过对上述资料进行处理, 将湖陆风从实测资料中分离出来, 得到的太湖湖陆风有如下特征^[11]: 湖风大于

图 4 $J=12$ 垂直剖面风场

陆风, 东北、西南岸上的湖陆风速比西北、东南岸上的湖陆风大, 这我们的模拟结果是一致的。东北、西南岸上的湖陆风速比西北、东南岸上的湖陆风大的原因, 在文献[11]中没有进行分析。根据我们的模拟结果, 这一现象的主要原因是由于地形作用所致, 在太湖东北、西南岸处多山而西北、东南岸处则地势平坦。从模拟结果可以看出, 太湖东北处的穹窿山, 西南处的铜官山、云峰顶所产生的山谷风的影响区域很广, 都会影响到太湖的东北和西南湖岸, 在这些地方, 白天, 谷风叠加在湖风上会使东北、西南岸的湖区向岸流增大, 而夜间山风叠加在陆风上则使湖区的离岸流增大, 从而导致在东北、西南岸上测得的湖陆风速比西北、东南岸大。

通过个例资料的模拟结果的对比来看, 模拟结果在宏观上也能反映实际流场的变化。从天气图上可知, 1983 年 10 月 27 日和 28 日, 在徐州附近中心为 1028 hPa 的弱高压控制, 太湖地区为晴, 基本上无系统气流影响, 故湖陆风特征比较明显, 图 5a 为 10 月 27 日 14:00 观测到的风场, 从图 5a 可见, 整个太湖湖区以湖风为主。各站低层风向均由湖区指向陆地, 这和计算结果相一致 (见图 2b)。另外, 由于铜官山、云峰顶、穹窿山处谷风的叠加作用, 使太湖东北、西南岸的风速较其它地方大, 这也和模拟结果相一致。图 5b 为第二天 02 时观测到的风场, 此时, 由于地面冷却作用, 湖风转成陆风, 从图 5b 中可见, 各站风向已由白天的从湖区指向陆地转变成由陆地指向湖区, 风速值较白天减小, 这些特征也与模拟结果 (图 2c) 相一致。由于测点有限, 加上模式

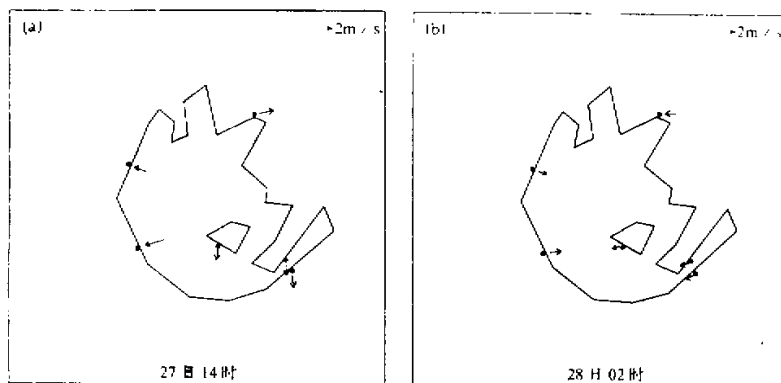


图5 实测 10 m 水平风场图

网格较粗,不可能对模拟结果进行更详细的讨论,有些工作有待今后进一步完成。

(2) 垂直剖面对比

1986年10月28日到11月5日期间,中国科学院南京地理与湖泊研究所濮培民等在太湖的东西两岸,即大浦和光福地区(测站位置见图1)进行了小球测风的同步观测,每2小时观测一次边界层风。湖陆风的昼夜变化可造成湖面散度的日变化,这种变化在圆形对称性湖面上表现为湖二岸对称点上风速差的变化,在通过圆心的 x,y 坐标系中,

$$\operatorname{div} V = \Delta u / L, \quad (7)$$

其中 L 为二对称观测点间的距离,即圆湖的直径;

$$\Delta u = u_a(d, t, z) - u_b(d, t, z), \quad (8)$$

Δu 为二对称点处 x 方向上的风速差,太湖接近圆形,故可用(7)式计算 $\operatorname{div} V$,从式(7)可以看出 $\operatorname{div} V$ 和 Δu 只相差一个常数 L ,故可用 Δu 来反映湖区的散度值 $\operatorname{div} V$ 。

为尽可能消除大尺度背景场和其它偶然因素的影响,对观测资料进行了处理,处理方法如下:因为观测资料沿高度的平均值 $\Delta \bar{u}_{(d,t)}$ 主要受大尺度背景场的影响,故先算出该值:

$$\Delta \bar{u}(d, t) = \frac{1}{N_{d,t}} \sum_{z=1}^{N_{d,t}} [u_a(d, t, z) - u_b(d, t, z)], \quad (9)$$

式(9)中, u_a, u_b 为大浦站和光福站所测风速值在 x 方向上的分量, d 为按天计数的时间, t 为一昼夜的时间, z 为高度, $N_{d,t}$ 为 d, t 时刻观测高度层次总数。然后求得每测次各高度 Δu 与沿高度的平均 $\Delta \bar{u}$ 的差值 $\Delta u'$:

$$\Delta u' = \Delta u(d, t, z) - \Delta \bar{u}(d, t).$$

最后对9天的资料按昼夜时段取平均得

$$D_U(t, z) = \Delta \bar{u}'(t, z) = \frac{1}{N_{d,t}} \sum_{z=1}^{N_{d,t}} \Delta u'(d, t, z).$$

这样算得的 $D_U(t, z)$ 值基本上消除了大尺度背景场的影响。

图 6 给出了通过观测资料和模式计算结果算得的各时次的 $D_U(t, z)$ 值。从图 6 中可以看出, 模式计算值基本上反映了湖区散度的实际变化趋势。分析观测资料可知, 白天, 无背景风影响时, 太湖湖区低层为辐散气流 (D_U 为正), 而上层为辐合气流 (D_U 为负), 转换层高度约在 400—600 m 之间, 下午该高度有所提高。夜间流场正好反相, 低层为辐合气流。而在高层则为辐散气流, 转换层高度比白天低, 约在 300 m 附近, 这是由于夜间的铅直扩散能力较弱所致。从图 6 中的模式计算结果可以看出, 模式计算出的 D_U 值基本上反映了以上特征。另外从图 6 中可以发现, 夜间观测出的 D_U 值除了下沉辐合、上层辐散二层交替的湖陆风散度场配置外, 还出现了三层交替的情形, 即在高层 (一般在 700 m 以上) 出现了又一辐合场, 这一特点, 也在模式的计算结果中 (02 时, 04 时) 反映出来。但总体来说, 模式计算出的 D_U 值在变化幅度上小于实

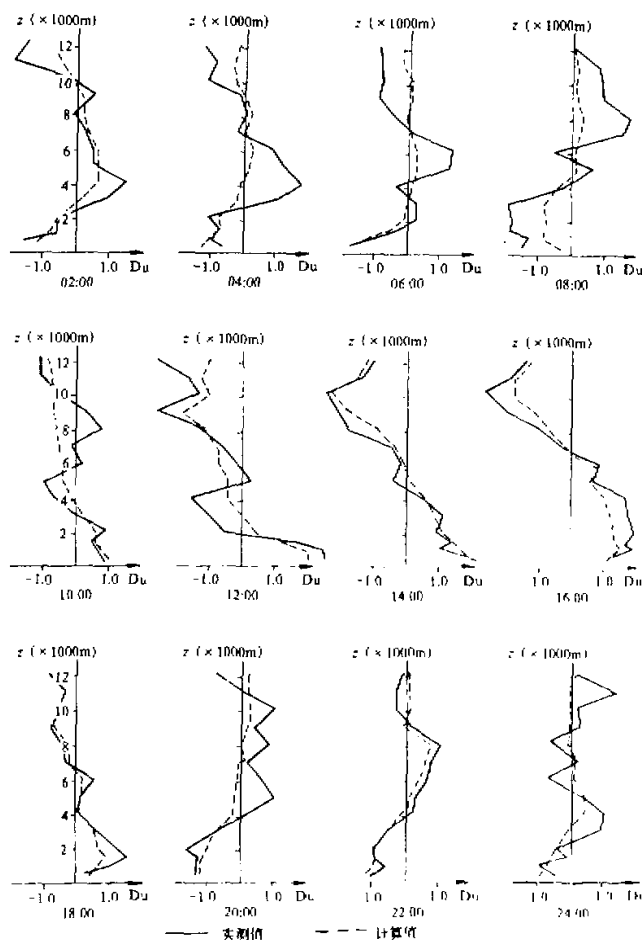


图 6 各时次 D_U 值随高度分布图

测值,这可能是由于模式计算时进行了一些平滑处理所致。鉴于实际流场的复杂性,模式计算值和观测值之间不可能在微结构上完全一一对照。

四、结 论

根据以上模拟结果及和实测资料的对比可以看出。本文建立的三维非定常大气边界层数值模式能较好地描述太湖地区大气边界层风场的宏观状况,所得结论如下:1)谷风和山风较湖风和陆风出现早;2)发展成熟的太湖湖风会淹没太湖湖岸的谷风环流;3)太湖周围地形的影响会使夜间湖区陆风表现得不明显;4)模拟结果能反映实测值的变化趋势,但变幅小于实测值。

参 考 文 献

- [1] Mcpherson, R.O., 1970, A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze, *J Appl Meteor.*, **9**, 767-777.
- [2] O'Brien, J. J., 1970, A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1213-1215.
- [3] Pielke, R.A., 1970, A three-dimensional numerical model of the sea breeze over south Florida, *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 115-139.
- [4] C. Subbarao Maddukuri., 1982, A numerical simulation of an observed Lake breeze over southern Lake Ontario, *Bound-Layer Meteor.*, **23**, 369-387.
- [5] 桑建国、温市耕, 1992, 大气扩散的数值计算, 气象出版社, 95-107.
- [6] Blackadar, A. K., 1979, The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere, *Advances in Environmental Science and Engineering*, **1**, 51-85.
- [7] Deardorff, J., 1974, Three dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer, *Bound-Layer Meteor.*, **7**, 81-106.
- [8] Louis, J. A., 1979, A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Bound-Layer Meteor.*, **17**, 187-202.
- [9] Pielke, R. A. and Mahrer, Y., 1975, Representation of the heated planetary boundary layer in mesoscale models with coarse vertical resolution, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2288-2307.
- [10] 付秀华等, 1991, 复杂地形条件下海陆风数值模拟, 应用气象学报, **2**(2), 113-123.
- [11] 陆鸿宾、魏桂玲, 1989, 太湖的风效应, 气象科学, **9**(3), 291-301.
- [12] Pu Peimin, Huang Chunpu, Zhang Wenhua and Wu Jian, 1990, Thermohydrodynamic characteristics of Tai Lake in China and their environmental effects, *Verh. Internat Verein Limnol.*, **24**, 102-106.

A Three-Dimensional Boundary-layer Model in the Taihu Lake Area

Pang Yong and Pu Peimin

(Nanjing Institute of Geography and Limnology, Nanjing 210008)

Abstract

In this paper, a three-dimensional time-intergrated boundary-layer model under the real complex terrain conditions of the Taihu Lake has been developed. The results show that the model computation is very stable and agrees with the measured data.

Key words: wind system; numerical simulation; atmospheric boundary layer; Taihu Lake.