

斜坡地形下城市热岛和陆风相互作用的三维数值模拟

曾旭斌

(中国科学院大气物理研究所)

周明煜 李兴生

(国家海洋局海洋环境预报中心)

提 要

本文建立了一个采用地形坐标及高分辨率的行星边界层参数化方案的三维中尺度静力模式。模式中还采用能考虑边界上地形变化的开侧边界条件。利用该模式,本文研究了弱盛行风条件下的陆风以及平坦地形和斜坡地形下城市热岛和陆风的相互作用。结果表明:夜间下坡风的出现和消失都早于陆风;坡风增大了陆风强度,并延迟了陆风向海风的过渡。

结果还表明,城市对陆风的影响比坡风小。在陆风形成和发展阶段,城市主要起增大下垫面摩擦的动力作用;在陆风减弱和消亡阶段,城市热岛环流逐渐形成并增强,城市对周围风场主要起热力作用。另一方面,在盛行风、坡风和陆风的影响下,热岛环流的形成、发展、强度和辐合带轴线的方向等都会发生改变。

一、引 言

水平尺度为20—200km的中尺度系统称为 β -中尺度。本文主要讨论地形诱导的 β -中尺度系统,其时间尺度为12小时左右,包括海陆风、都市环流和山谷风等。

关于单个的这类中尺度环流,人们已作了充分的观察、理论分析和数值模拟研究^[1-3]。Asai等^[4]用二维数值模式研究了斜坡地形对海陆风的热力影响和阻塞作用。Kikuchi等^[5]则用三维模式研究了山地对海陆风的影响。Schultz等^[6]用二维数值模式研究了美国洛杉矶盆地夏季海风、山谷风和都市环流这样三个中尺度现象间的相互作用。

本文首先建立一个可适用于复杂地形的热力驱动的三维中尺度静力模式,然后用该模式研究弱盛行风情形下的陆风以及平坦地形和斜坡地形下城市热岛环流和陆风的相互作用。

二、模式介绍

由于曾旭斌^[7]已对模式进行了详细的说明,这里只对模式作简要的介绍。

1987年8月13日收到,1987年12月14日收到修改稿。

1. 控制方程组 模式采用地形坐标:

$$s = h_T [z - h_s(x, y)] / [h_{TT}(x, y, t) - h_s(x, y)] \quad (1)$$

式中 h_s 和 h_{TT} 分别是地面和上边界物质面的高度, h_T 为 h_{TT} 的初始值并取为常数 (4400m). 在该坐标系中控制方程组为

$$\begin{aligned} \frac{\partial uh}{\partial t} = & -\frac{\partial hu^2}{\partial x} - \frac{\partial huv}{\partial y} - \frac{\partial hsu}{\partial s} + fh(v - v_g) - \Theta h \frac{\partial \pi'}{\partial x} \\ & + gh \frac{\partial}{\partial \Theta} \left(\frac{s}{h_T} \frac{\partial h_{TT}}{\partial x} + \frac{h_T - s}{h_T} \frac{\partial hs}{\partial x} \right) + F_{Hu} + F_{v_u} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial vh}{\partial t} = & -\frac{\partial huv}{\partial x} - \frac{\partial hv^2}{\partial y} - \frac{\partial hsv}{\partial s} - fh(u - u_g) - \Theta h \frac{\partial \pi'}{\partial y} \\ & + gh \frac{\partial}{\partial \Theta} \left(\frac{s}{h_T} \frac{\partial h_{TT}}{\partial y} + \frac{h_T - s}{h_T} \frac{\partial hs}{\partial y} \right) + F_{Hv} + F_{v_v} \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} = -\frac{\partial hu\theta'}{\partial x} - \frac{\partial hv\theta'}{\partial y} - \frac{\partial h\theta's}{\partial s} + F_{H\theta} + F_{v\theta} \quad (4)$$

$$\frac{\partial h_{TT}}{\partial t} + \frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial hv}{\partial y} + \frac{\partial hs}{\partial s} = 0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial s} = \frac{h}{h_T} \frac{g\theta'}{\Theta^2} \quad (6)$$

其中 $\dot{s} = \frac{ds}{dt}$ 和 z 坐标系中垂直速度 w 的关系为

$$w = \frac{h}{h_T} \dot{s} + \frac{h_T - s}{h_T} \left(u \frac{\partial hs}{\partial x} + v \frac{\partial hs}{\partial y} \right) + \frac{s}{h_T} \left(\frac{\partial h_{TT}}{\partial t} + u \frac{\partial h_{TT}}{\partial x} + v \frac{\partial h_{TT}}{\partial y} \right) \quad (7)$$

$$h = h_{TT} - hs; \theta' = \theta - \Theta; \pi' = \pi - \Pi - \frac{f}{\Theta} (v_g x - u_g y) \quad (8)$$

式中 π 是 Exner 函数, Π 和 Θ 分别是 π 和位温 θ 在参考状态的值. 垂直扩散项和水平扩散项分别为

$$F_{v_z} = \frac{h_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial s} \left(K_z \frac{\partial \alpha}{\partial s} \right) \quad (9)$$

$$F_{H\alpha} = h \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial \alpha}{\partial x} \right) + h \frac{\partial}{\partial y} \left(K_H \frac{\partial \alpha}{\partial y} \right) \quad (10)$$

式中 α 代表 u, v 和 θ' , 水平扩散系数 K_H 为^[8]

$$K_H = C_{oe} \Delta x \Delta y \left\{ \left[\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right]^2 + \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right] \right\} \quad (11)$$

式中 C_{oe} 是经验常数, 本文取为 0.5.

为了使上述方程组闭合, 还需要对 h_{TT} 增加一个方程. 积分连续方程(5)并认为 $\dot{s}$ 在上下边界上都为零, 则得到

$$\frac{\partial h_{TT}}{\partial t} = -\frac{1}{h_T} \int_0^{h_T} \left(8 \frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial hv}{\partial y} \right) ds \quad (12)$$

2. 边界条件和初始条件 在下边界($s=0$):

$$\begin{cases} u=v=s=0 \\ \theta = \begin{cases} \text{常数} & \text{在海上} \\ \theta_0(h_s) - A \sin \frac{\pi t}{T} + \Delta\theta_s g_1(t) & \text{在陆上} \end{cases} \end{cases} \quad (13)$$

式中 θ_0 是下垫面初始位温, A 为下垫面温度日变化的振幅, t 为从日落算起的局地时间, $\Delta\theta_s$ 为城乡地面温差的最大值, $T=12$ (小时), g_1 可粗略地取为^[9]

$$g_1(t) = \begin{cases} t/11 & 0 \leq t \leq 11 \\ \frac{1}{9} (20-t) & 11 < t < 20 \\ 0 & 20 \leq t < 24 \end{cases} \quad (14)$$

式中 t 的单位为小时, 从日落(1800LST)算起.

在上边界($s=h_T=4400\text{m}$):

$$\begin{cases} u=u_g; v=v_g; s=0; \theta' = \text{常数} \\ \pi' = \frac{g\theta'}{\Theta^2} (h_{TT} - h_T) \end{cases} \quad (15)$$

在流出侧边界:

$$\frac{\partial \theta'}{\partial n} = \frac{\partial u}{\partial n} = \frac{\partial v}{\partial n} = 0 \quad (16)$$

式中 n 指 x 和 y . 边界上的值由内侧点外推.

在流入侧边界, 为了能考虑边界上地形变化对侧边界上计算的影响, 取控制方程组对应的二维形式(将三维模式方程中垂直于边界的平流项及所有梯度项都置为零)直接进行计算.

在初始时刻, 认为大气位温分布水平均匀, 风场由求下述方程组的中性定常解获得:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) + f(v - v_g) \quad (17a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) + f(u_g - u) \quad (17b)$$

然后用控制方程组积分 30 分钟, 让地形从平坦地形逐步变为实际地形^[10]. 然后再积分一段时间(一般为几个小时)就可以达到定常解. 在后面的计算中将此时的风场称为盛行风场.

3. 边界层物理过程参数化 近地层中差分形式的 Richardson 数可表示为

$$R_b = \frac{hs_1}{h_T} \frac{g}{\theta_s} \frac{\theta_1 - \theta_s}{V_1^2} \quad (18)$$

式中 s_1 为模式最靠近下垫面的一层的高度(50m), θ_1 和 $V_1 = \sqrt{u_1^2 + v_1^2}$ 是该层上位温和风

速的绝对值, θ_s 是地面位温.

地面上垂直扩散项为

$$\begin{cases} F_{vu} = h u_*^2 u_* / V_1 \\ F_{vz} = h u_*^2 v_1 / V_1 \\ F_{v\theta} = h \theta_* u_* \end{cases} \quad (19)$$

式中 u_* 是摩擦速度, θ_* 是特征温度.

对近中性情形 ($|R_b| \leq 0.005$), 直接用对数律计算 u_* 和 θ_* ; 对不稳定情形 ($R_b < -0.005$), 为了节省计算时间, 先用 R_b 直接计算 Momin-Obukhov 长度^[11], 然后计算 u_* , θ_* 和垂直扩散系数 K_z ^[12]; 对稳定情形 ($R_b > 0.005$), 由下述关系式计算^[7]

$$u_* = k V_1 / \ln \frac{h s_1}{h_T z_0} \times (1 - R_b / 0.51)^{1/2} \quad \text{当 } 0.005 < R_b \leq 0.25 \quad (20)$$

$$\theta_* = u_* (\theta_1 - \theta_s) / V_1 \quad (21)$$

而当 $R_b > 0.25$ 时, 令 $R_b = 0.25$, 再用 (20)、(21) 计算.

在陆地上, 粗糙度 z_0 随不同的下垫面特征而变化; 在海面上, 对中等以上的风速, z_0 和风速有关, 但对小风情形 (如本文后面的计算), 可简单地取 z_0 为常数 (0.002m), 由此造成的影响将很小.

在近地层之上的 Ekman 层中, 对稳定情形 ($R_b > 0$), 垂直扩散系数 K_z 的分布为^[13]

$$K_z = \begin{cases} K_{z_0} + 1.1 l^2 S_w^{1/2} (1 - R_i / R_{ic}) & \text{当 } 0 < R_i < R_{ic} \\ K_{z_0} & \text{当 } R_{ic} \leq R_i \end{cases} \quad (22)$$

式中 $K_{z_0} = 1.0 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 混合长 l 为^[14]

$$l = k h s / h_T \left/ \left(1 + \frac{k h s}{h_T \lambda_B} \right) \right. \quad (23)$$

其中我们取 $\lambda_B = 100$.

$$S_w = \left[\left(\frac{\partial u}{\partial s} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial s} \right)^2 + 10^{-9} \right] \left(\frac{h_T}{h} \right)^2 \quad (24)$$

R_i 为 Richardson 数, R_{ic} 是临界 Richardson 数, 并可表示为^[15]

$$R_{ic} = 0.115 \Delta S^{0.175} \quad (25)$$

式中 Δs 是垂直网格间距, 单位为 cm.

对不稳定情形 ($R_b < 0$), 用 O'Brien^[16] 提出的 K_z 的廓线公式, 其中要用到的边界层顶的高度 h_p , 可用 Deardorff^[17] 提出的公式计算.

对下部稳定 ($R_b > 0$), 但 Ekman 层中某一层上 $\frac{\partial \theta}{\partial s} < 0$, 不能用 (22) 式计算, 而用下式计算^[18]:

$$K_z = K_{z_0} + l^2 S_w^{1/2} (1 - 18 R_i)^{1/2} \quad (26)$$

4. 数值算法 本文采用水平交错网格(见图1). 模式中令任何变量 $f(x, y) = f(J, I)$, $(J, I) = (1, 1)$ 定义在模式区域的左下角, 在后面的计算中 $I_{\max} = J_{\max} = 19$, 表示的范围为 $240 \times 240 \text{ km}^2$. 除侧边界附近的三点间的距离分别为 30 和 20 km 外, 其它各点间的距离都为 10 km.

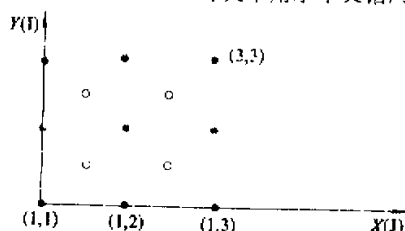


图1 模式中的水平网格结构
 u, v 定义在“ $\circ$ ”点上, s, π 和 θ 定义在“ $\bullet$ ”点上

模式在垂直方向仍然是交错网格, s 定义在 $s=0$ (下垫面, 称为第一层), 100, 300, 650, 1050, 1600, 2400, 3400 和 4400 m (上边界) 这

九层上, 所有其它变量都定义在各层间的中点.

控制方程组对应的有限差分方程中(见文献[7]), 水平及垂直扩散项用 Dufort-Frankel 格式, 其它空间差分都采用类似于文献[19]的带平滑的中央差.

模式还采用 Brown 等^[20]提出的显式时间积分方案, 其中需要的参数的取值见文献[19].

模式中每 60 步进行一次时间平滑:

$$\begin{cases} \hat{\alpha}^{n+1} = (1 - 2C_\alpha)\alpha^{n+1} + C_\alpha(\alpha^n + \alpha^{n+2}) \\ \hat{\alpha}^n = (1 - 2C_\alpha)\alpha^n + C_\alpha(\alpha^{n-1} + \alpha^{n+1}) \end{cases} \quad (27)$$

式中 α 指 u, v 和 θ , 平滑系数 C_α 取为 0.25. 模式中每步都对 u, v 和 θ 进行空间五点平滑, 平滑系数取为 0.01, 对 h_p 和 h_{TT} 则进行九点平滑, 平滑系数分别取为 0.03 和 0.01. 在后面关于夜间情形的计算中, 不需要计算边界层顶的高度 h_p , 而 h_{TT} 对计算结果的影响很小.

在后面的计算过程中, 时间步长为 60 s.

三、模式的初步应用

模式计算中所采用的水平区域见图2. 地转风为 $u_g = v_g = 2 \text{ ms}^{-1}$, 其方向在图2中标出, 科氏参数 f 对应 40°N 取为 $9.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, (13)式中 A 取为 7.0, 而 $\Delta\theta_s$ 在城市之外取为零, z_0 在城市以外的陆地上取为 0.1 m, 在城市中心 ($11 \leq J \leq 12, 10 \leq I \leq 11$) $\Delta\theta_s$ 和 z_0 分别取为 3.0 度和 1.0 m, 而在城市其它格点上 $\Delta\theta_s$ 和 z_0 分别取为 1.5 度和 0.5 m.

将日落(1800 LST)定为初始时刻, 此时模式区域各处位温相等, 均为 290 K, 从而取 $\Theta = 290 \text{ K}$. 对下述三种情形各积分 15 小时.

1. 情形 I: 无城市及坡面时的结果

在去掉城市及坡面后, 就可以单独研究存在弱盛行风时

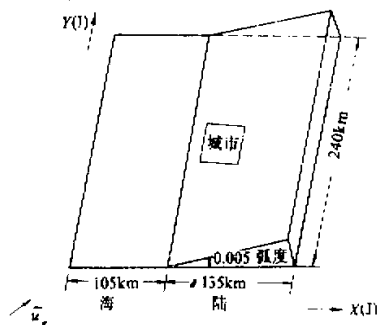


图2. 模式计算所采用的水平区域
海陆交界在 $J=8$ 和 $J=9$ 之间, 城市对应 $10 \leq J \leq 13, 9 \leq I \leq 12$. 坡面的角度为 0.005 弧度, 右下角的箭头表示地转风的方向

在平坦地形下陆风的产生、发展及消失。

根据模拟结果,在2000LST至2100LST间陆风已出现,之后,随着海陆温差继续增大,在热力引起的气压梯度力驱动下陆风进一步发展,积分9小时到0300LST时陆风最强,此时陆风在海上的渗透距离为20 km,在陆上影响的范围为60km左右;陆风在200m高度上很明显,但之上的回流较弱;在海岸线附近有弱陆风锋形成;海洋上空是上升气流,陆地上空是下沉气流,最大上升速度为 2cm s^{-1} ,最大下沉气流为 1.2cm s^{-1} ,分别出现在离岸20km的海面和海岸上空600m高度上(图略)。

从0300LST到0500LST,陆风维持一定的强度,之后地面温度迅速升高,陆地上空低层出现不稳定层结,向上的湍流混合增强,使陆地上空下沉气流减弱,从日出(0600LST)开始,陆地温度高于海面温度,水平温度梯度导致的风场与陆风反向,使陆风迅速减弱,0900LST时陆风消失。

离岸5km的海洋上空50m处水平风速的速矢端线如图3所示,此时主轴对x轴顺时针旋转约30度,比无盛行风时旋转的角度^[4]明显增大。

上述结果与观察结果^[21]和计算结果^[4]一致。

图4表示上边界物质面随时间的变化,可发现上边界物质面变化不大,而计算也表明取上边界为固壁可得到同样的结果,因为陆风影响的高度有限,0300LST时物质面最高,对应陆风最强,在0900LST前,物质面的峰值都出现在海岸附近,而0900LST时出现在陆地上,对应海风刚形成。

2. 情形 2: 平坦地形下城市热岛和陆风的相互作用

日落后陆地降温很快,而城乡

温差增大很慢(这由规定的 $\Delta\theta_0$ 和 $g_1(t)$ 决定),导致

在陆风形成和发展的初期阶段,当气流经过城市时,主要受其粗糙下垫面的影响,使上风向气流减速,辐合增强,而下风向气流辐散增强。计算表明,此时城市主要影响其周围的风场,在陆风充分发展阶段,受城市影响的风场的范围仍然有限,但0500LST之后,陆风开始减速,而城市热力环流开始形成,城市对周围风场的动力作用逐渐处于次要地位。

图5给出0800LST时50m高度上水平风场,图中的流线有助于对风场的分析,由图5看出,0800LST时在城市上空出现一条辐合带,其辐线与盛行风一致,在城市上风向,由于热力引起的气压梯度力与盛行风同方向,导致风最大,其值为 $u=1.2\text{m s}^{-1}$, $v=3.0\text{m s}^{-1}$;相反,在城市处于下风向的区域出现最小风速,其值为 $u=0.53\text{m s}^{-1}$, $v=0.65\text{m s}^{-1}$ 。计算还表明,城市热岛随高度向盛行风下风向移动,城市上空辐合带轴线随高度顺时针转动(图略)。上述三维特征与Vukovich^[2]模拟的结果一致,0900LST时,

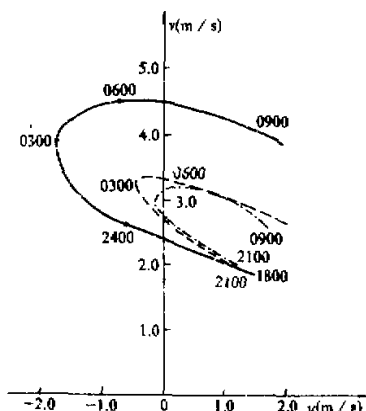


图3 离岸5km的海洋上空50m处水平风速矢量随时间变化的速矢端线图

图中数字代表当地时间(LST),“---”指情形1;“---”指情形2;“—”指情形3

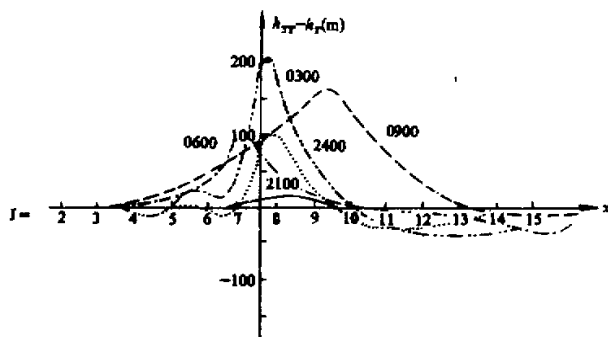


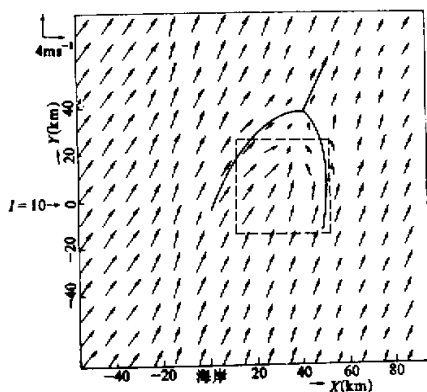
图 4 情形1 中上边界物质面高度随时间的变化

图中标注的数字代表局时时间 (LST).

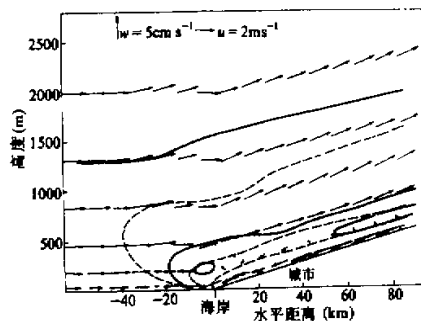
热岛环流进一步增强, 热力环流的高度已达 850m, 在城市上方出现气旋性弯曲, 在城市下风向出现弱的辐散气流(图略).

3. 情形 3: 坡风、陆风和城市热岛环流的相互作用 2000LST 时城市中心($J=12$, $I=11$) 50m 高度上风速已减小到与情形2 中 2100LST 时的风速一致, 表明坡风的形成比陆风早. 因为日落后, 地面迅速降温, 而大气中降温则缓慢得多, 因此在同一海拔高度上, 海陆间温差很小, 而陆地上空的气温与同一高度的坡面上的温度相差较大, 导致坡风更快地形成.

整个热力环流仍然在 0300LST 时最强, 此时沿与海岸线垂直并通过城市的二维垂直剖面($I=10$)上的风温场见图 6. 可见, 陆风在海上离岸 25km 处都很显著, 在 475m

图 5 情形2 中 0800LST 时在 $S=50\text{m}$ 高度上水平风速矢量图

图中虚线围住的正方形区域为城市

图 6 情形3 中 0300LST 时与海岸线垂直并经过城市的二维垂直剖面($I=10$)上的风温场图中箭头代表风矢量(u, w); 实线指风速 v 分量, 单位为 m/s ; 虚线指位温 θ , 单位为度

以上陆风的回流较明显,与情形1和2比较,这里 v 值明显大,并有两个极大值位于城市两侧,陆风锋更明显,此时对 $s=50\text{m}$ 高度上水平风场的分析还表明,与情形2相比,这里陆风大大得到增强,最大风速出现在靠近海岸的点($J=9, I=8$)上,其值为 $u=-2.77\text{ms}^{-1}$, $v=3.56\text{ms}^{-1}$. 0300LST后陆风在海上继续渗透,在0600LST时渗透距离最大,为45km,并且此时陆风还保持一定的强度.

0800LST时陆地上的下坡风已基本消失,海洋上陆风仍维持着,而情形2中陆风已基本消失,表明坡风消失比陆风早,并且延迟了陆风向海风的转换,上述结果见图7. 0900LST

时上坡风开始出现,但海上陆风仍然未消失;城市热岛比0800LST时更强,但未出现情形2中的气旋性弯曲,也许是因为此时环境风场更强一些,抑制了都市环流的发展.上坡风也使热岛环流辐合带轴线与海岸的交角比0800LST时增大,并使城市下风向的气流较明显地改变方向(图略).

从图3还可看出,从2400LST开始,第3种情形中的风速都明显大于前两种情形,表明坡风大大增强了陆风.

对上边界物质面的计算表明,在海上离岸15km附近,物质面较高,与前两种情形基本一致;在陆地上沿着坡面,物质面也升高,但在300m以内变化.

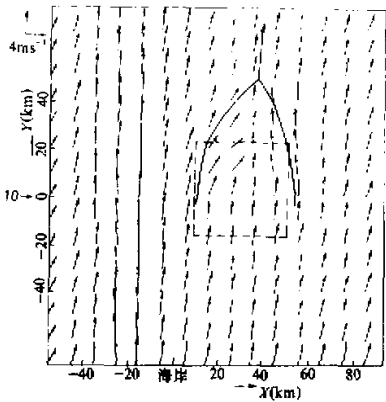


图7 说明同图5,但对应情形3

四、结 论

利用建立的三维中尺度模式,本文首先研究了弱盛行风条件下陆风的演变,结果与现有的观察和数值研究一致.本文接着研究了平坦地形和斜坡地形下城市热岛和陆风的相互作用,主要结论如下:

(1) 夜间下坡风出现和消失都比陆风早,坡风使陆风大大增强,和平坦地形比较,坡风还推迟陆风向海风的转换.

(2) 在陆风形成和发展的初期阶段,城市主要起增大下垫面摩擦的动力作用;在陆风减弱及向海风转换阶段,城市热岛环流形成并增强,城市对周围风场主要起热力作用.总的说来,城市对陆风的影响小于坡风的影响.

(3) 盛行风、坡风和陆风可影响热岛环流的形成、发展、强度及辐合带轴线的方向,使环流结构更加复杂化.

最后还应该指出,模式尚需要增加一些水平网格点,并且应该用地表热平衡方程求解下垫面温度日变化,因为这是驱动整个热力环流的主要因子.

参 考 文 献

- [1] Pielke, R.A., 1974, A three-dimensional numerical model of the sea breezes over South Florida, *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 115—139.
- [2] Vukovich, F.M., Dunn, J.W., III, and Crissman, B.W., 1976, A theoretical study of the St. Louis heat island: The wind and temperature distributions, *J. Appl. Meteor.*, **15**, 417—440.
- [3] Yamada, T., 1981, A numerical simulation of nocturnal drainage flow, *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 108—122.
- [4] Asai, T. and Mitsumoto, S., 1978, Effects of an inclined land surface on the land and sea breeze circulation: A numerical experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 559—570.
- [5] Kikuchi, Y., Arakawa, S., Kimura, F., Shirasaki, K. and Nagano, Y., 1981, Numerical study on the effects of mountains on the land and sea breeze circulation in the Kanto district, *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 723—738.
- [6] Schultz, P. and Warner, T.T., 1982, Characteristics of summer-time circulations and pollutant ventilation in the Los Angeles Basin, *J. Appl. Meteor.*, **21**, 672—682.
- [7] 曾旭斌, 1987, 斜坡地形下城市热岛和陆风相互作用的三维数值模拟, 硕士论文, 中国科学院大气物理研究所.
- [8] Leith, C. E., 1969, Two-dimensional eddy viscosity coefficients, Presented at the *Proc. WMO/IUGG Symposium on Numerical Weather Prediction*, Tokyo, Nov. 26—Dec. 4, 1968, pp. 1—41—1—44.
- [9] 周明燧、曲绍厚、李玉英和宋锡铭, 1980, 北京地区热岛及其周围特征, *环境科学*, **1**, No. 5, 12—17.
- [10] Deaven, D.G., 1976, A solution for boundary problems in isentropic coordinate models, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1702—1713.
- [11] Arya, S. P., 1982, Atmospheric boundary layers over homogeneous terrain, In: *Engineering Meteorology* (E. Plate Ed.), 233—267, Elsevier, New York.
- [12] Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y. and Bradley, E. F., 1971, Flux—profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181—189.
- [13] Blackadar, A. K., 1979, High resolution models of the planetary boundary layer, In: *Adv. Environ. Sci. Eng.*, **1**, 50—85.
- [14] Blackadar, A. K., 1962, The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **67**, 3095—3102.
- [15] McNider, R. T. and Pielke, R. A., 1981, Diurnal boundary layer development over sloping terrain, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2198—2212.
- [16] 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.
- [17] Deardorff, J. W., 1974, Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer, *Bound. Layer Meteor.*, **7**, 81—106.
- [18] Panofsky, H. A., Blackadar, A. K. and McVehil, G. E., 1960, The diabatic wind profile, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **86**, 390—398.
- [19] Anthes, R. A. and Warner, T. T., 1978, Development of hydrostatic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1045—1078.
- [20] Brown, J. A., Jr. and Campana, K. A., 1978, An economical time-differencing system for numerical weather prediction, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1125—1136.
- [21] Defant, F., 1951, Local winds, In: *Compendium of Meteorology*, 655—672, American Meteorological Society, Boston.