

夜间城市边界层发展的数值研究

叶卓佳

(中国科学院大气物理研究所)

关虹

(南京气象学院大气物理系)

提 要

本文使用非定常非线性二维数值模式,研究夜间气流流经城市热岛上空引起的风场、温度场和垂直涡旋扩散参数的调整以及城市热岛环流的发展演变。

一、引 言

城市是人口和工业密集地区,工业和民用燃烧使热量在城市地区排放量增加,民用和工业建筑不但改变了地面粗糙度,而且城市地面辐射特性也发生明显变化。由此造成城市温度、湿度、风场及辐射传输的明显变化而形成城市气候。近二十年来,国内外对城市气候进行了一系列研究^[1-4]。这些研究可以为城市生活环境的改善、土地资源合理利用以及城市空气污染预告提供基础。

周明煜等^[1,2]根据北京地区一些台站资料,分析了北京地区对气温、风、湿度、日照和能见度等气象要素的影响。Vukovich^[3]从一个简单的线性模式出发,研究风切变对夜间城市环流的影响,由于该模式对物理过程简化,它不能反映城市边界层动力场与热力场之间的非线性作用及由此产生的夜间城市边界层的发展演变。McElroy^[4]利用数值模式研究定常状态夜间城市大气边界层热力结构。Gutman 等^[5]利用二维数值模式研究城市边界层。上述工作,虽成功地模拟了城市热岛的形成和发展演变,但对城市热岛环流发展演变的研究是不够的,因而有必要对城市热力边界层和城市热岛环流发展演变作深入研究。

本文利用非线性非定常二维数值模式,研究夜间气流流经城市上空所引起的风场、温度场和垂直涡旋扩散参数的调整,以及城市热岛环流的发展演变。

二、模式方程组

假定空气是干燥和不可压缩的,忽略分子粘性和辐射效应,取 x 轴与地转风同向, z 轴垂直于地面,当城市纵向尺度 L_x 与横向尺度 L_y 满足: $L_y/L_x = 10|V|/|U|(|U|, |V|$ 分别为纵向和横向速度尺度),则经过城市中心的垂直剖面 $x-z$ 的气象要素场的发

1984年7月13日收到,1984年10月22日收到第一次修改稿,1984年12月5日收到第二次修改稿。

展演变可以用二维非定常非线性热动力模式方程组

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} &= -u \frac{\partial u}{\partial x} - w \frac{\partial u}{\partial z} + f v - C_p \theta \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial u}{\partial x} \\ &\quad + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial u}{\partial z} \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= -u \frac{\partial v}{\partial x} - w \frac{\partial v}{\partial z} + f(u_g - u) + \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial v}{\partial z} \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} &= -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial \theta}{\partial z} \\ \frac{\partial P}{\partial z} &= -\frac{g}{C_p \theta} \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

来描述。其中 u , v 和 w 分别为风速在 x , y 和 z 的分量, K_x 和 K_z 分别为水平和垂直湍流扩散参数, f 为科氏参数, u_g 为地转风, P 为元量纲压力, θ 为位温。它们分别为:

$$\begin{aligned} P &= (p/p_0)^{R/C_p}, \quad \theta = T/P, \\ K_x &= l^2 S_w \begin{cases} (1 - \alpha R_i) & R_i < 0 \\ (1 + \alpha R_i)^{-1} & R_i \geq 0 \end{cases} \\ C_p &= 1004.6 \text{ (米}^2/\text{度秒}^2\text{)}, \quad R_i = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta / \partial z}{S_w^2} \\ S_w &= \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2}, \quad K_z = 10 K_x \\ \lambda &= k(z + z_0) / [1 + (k(z + z_0)/\lambda)^{5/4}] \end{aligned}$$

其中 λ 为混合长 l 达到最大值的高度, z_0 为地面粗糙度长度, T 为空气温度。

模拟计算的水平范围为 21 公里, 其中城市尺度 $L_x = 18$ 公里, 水平网格距为 600 米; 模式计算垂直范围为 1.5 公里, 分 30 个网格, 网格距随高度按对数-线性规律变化。

方程组(1)的边界条件如下规定: 假设郊区下垫面是水平均匀的, 则上游入流边界 ($x = 0$) 的气象要素随时间变化由一维方程组支配:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} &= f v + \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial u}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= f(u_g - u) + \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial v}{\partial x} \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial x} K_x \frac{\partial \theta}{\partial x} \\ w &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

下游边界条件为 $\frac{\partial \phi}{\partial x} = 0$, ϕ 为 u , v 或 θ 。模式顶部边界条件为: $u = u_g$, $v = v_g =$

0, $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$ 和 $P = \text{常数}$ 。下边界条件为:

$$u = v = w = 0$$

$$\theta(x, 0-t) = \theta(x, 0-t-\Delta t) - A(x, t)\Delta t$$

其中 $A(x, t)$ 为地面降温率, 它随时间和地点而变化。

方程组(1)的初始条件为中性大气层结 ($\theta = \text{常数}$) 条件下方程组(1)的定常解, 它与日落前后大气边界层状态相对应。

三、求解方程组的方法

使用交替方向法解方程组(1)。以位温方程为例, 我们把它化为差分形式, 整理后得:

$$\begin{aligned}\theta_{[i,K]}^* &= \theta_{[i,K]}^n - \Delta t \left(u_{[i,K]}^n - \left(\frac{K_{x[i+1,K]}^n - K_{x[i-1,K]}^n}{2\Delta x} \right) \right) (\theta_{[i,K]}^* \\ &\quad - \theta_{[i-1,K]}^* / \Delta x + K_{x[i,K]}^n \Delta t (\theta_{[i+1,K]}^* - 2\theta_{[i,K]}^* \\ &\quad + \theta_{[i-1,K]}^*) / \Delta x^2 \\ \theta_{[i,K]}^{n+1} &= \theta_{[i,K]}^n - \Delta t \left(w_{[i,K]}^n - \frac{K_{z[i,K+1]}^n - K_{z[i,K-1]}^n}{\Delta z[K] + \Delta z[K-1]} \right) (\theta_{[i,K]}^{n+1} \\ &\quad - \theta_{[i,K-1]}^{n+1} / \Delta z[K-1] + 2K_{z[i,K]}^n \Delta t \left(\frac{\theta_{[i,K+1]}^{n+1}}{\Delta z[K] + \Delta z[K-1]} \right. \\ &\quad \left. - \frac{\theta_{[i,K]}^{n+1}}{\Delta z[K] \Delta z[K-1]} + \frac{\theta_{[i,K+1]}^{n+1}}{(\Delta z[K] + \Delta z[K-1]) \Delta z[K-1]} \right)\end{aligned}$$

若

$$u_{[i,K]}^n - (K_{x[i+1,K]}^n - K_{x[i-1,K]}^n) / 2\Delta x > 0,$$

则 $ii = i$ 否则 $ii = i + 1$; 若

$$w_{[i,K]}^n - (K_{z[i,K+1]}^n - K_{z[i,K-1]}^n) / (\Delta z[K] + \Delta z[K-1]) > 0$$

则 $KK = K$ 否则 $KK = K + 1$ 。

其中右上角符号表示积分时间, 右下角符号表示空间网格点位置 (i 为 x 方向, K 为 z 方向), Δt 为时间步长, $*$ 表示交替方向法使用的过渡场, $\Delta z_{[K-1]} = z_{[K]} - z_{[K-1]}$ 。用类似方法可以将其它方程离散化。

计算步骤: 对每一时间步长, 由方程组(2)计算入流边界处各要素值, 然后求解方程组(1)。求解方程组(1)顺序为: 第一步求解位温守恒方程, 第二步解静力学方程求 P , 第三步从动量守恒方程求解 u 和 v , 最后从连续方程求 w 。

方程组(1)的初值是如下计算的: 在中性层结条件下, 我们对方程组(1)和(2) (位温方程除外)数值积分, 当风场 u 和 v 相邻两个时间的值之差小于 ϵ (例如 $\epsilon = 0.001$) 时, 我们就得到方程组(1)在中性层结状态的定常解。

四、数值计算结果

我们主要介绍其中的一个计算例子: $u_g = 4$ 米/秒, 上、下游边界地面降温率在前八小时为 $1.5K/\text{小时}$, 以后各小时降温率为前一小时的 $3/4$; 城市中心降温率为边界降温率一半, 城市其余位置降温率由这两个值的线性内插得到。

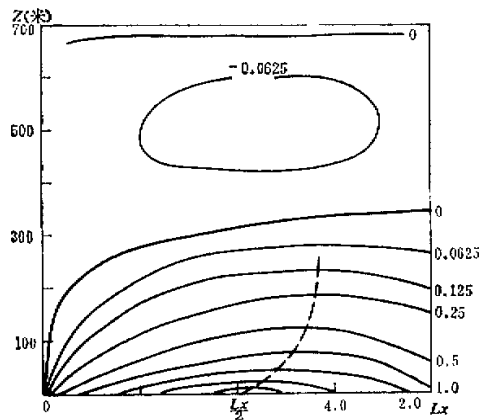


图1 温差 ΔT 剖面图 (单位 K)
($t = 10$ 小时)

图1为第10小时 ΔT 的 $x-z$ 剖面图。其中 ΔT 为城市上空任一网格点的温度与同高度上游边界处温差。图中表明,城市上空由一层暖空气覆盖着,暖中心底部位于市中心,随着高度增加,暖中心逐渐向城市中心下风方向移动,使暖轴随高度增加向下风方向倾斜,如图中虚线所示。我们还看到,从城市上游边界至暖轴附近, ΔT 等值线是随距离增加而增高。计算表明,其高度与 $\sqrt{x}$ 成比例,相关函数为 0.96 ($\Delta T = 0.125\text{K}$ 等值线)。这就表明,当稳定的郊区空气进入城市上空后,引起温度廓线调整,温度廓线受到调整高度正比于移行距离的平方根。

图中还表明, ΔT 最大值在地面附近为 7.4K , 当高度为 75 米时减为 0.81K , 约为地面值的 $1/9$, 这说明城市热岛强度随高度增加而迅速减弱。

城市热效应波及的最大高度可视为城市热边界层高度。为了反映城市热边界层的时空演变,我们将 $\Delta T = 0.1\text{K}$ 在不同时间和地点上的高度值列于表1, 它表明,对同一位置而言,城市热力边界层高度在前几小时向上发展较快,以后速度减慢,以至于趋于准定常状态(例如 $10-12$ 小时);对同一时间而言,热力边界层高度在市中心下风方向高于上风方向,最大高度位于 $x = \left(\frac{1}{2} - \frac{3}{4}\right)L_x$ 之间,高度在 $200-300$ 米以内。这个结果与[6]指出“大城市热效应一般延伸到 $200-300$ 米”的观测结果相一致。

表1 城市热力边界层高度时空分布

高度(米)	时间(小时)					
$x =$	2	4	6	8	10	12
$L_x/30$	2	7	13	28	32	35
$L_x/4$	72	93	136	165	183	192
$L_x/2$	107	123	185	225	234	236
$3L_x/4$	111	141	188	230	230	232
$29L_x/30$	34	61	131	178	187	192

图 1 还表明,城市上空温度场分布的另一特点是: 在城市热岛上方,有一个区域 $\Delta T < 0$, 其值均在 -0.1K 之内,这与 $\Delta T > 0$ 相比要弱得多. 最大负值区位于城市中心上空 500 米高度附近. 形成原因是,在城市中心附近为辐合上升气流,它与 $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ 位温分布相互作用,使温度降低.

图 2 为第 10 小时位温 θ 的 $x-z$ 剖面图. 在城市两侧边界, θ 等值线较密集,市中心则较稀疏,这说明温度层结稳定度从城市边界向市中心方向是不断减弱的. 当边界地区为强稳定层结时,城市中心及其附近,在 40—60 米高度范围内则为近中性或弱不稳定层结,在这个高度之上直到 200—300 米处,仍为稳定层结,但层结稳定度有所减弱. 文献 [6] 根据直升飞机和桅杆测量资料表明,除地面附近 (< 50 米) 外,城市上空温度廓线仍然表现为弱稳定层结的结论是十分一致的.

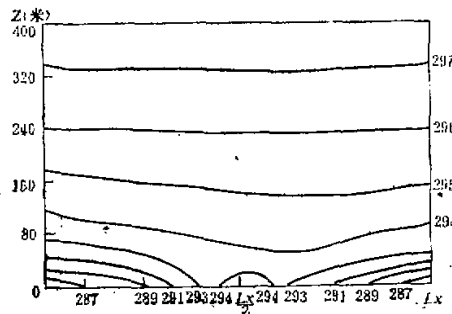


图 2 $t = 10$ 小时位温 $x-z$ 剖面图 (单位: K)

在城市热力边界层高度范围内,暖轴的上风方向为冷平流,暖轴下风方向为暖平流,冷平流使温度降低,暖平流使温度升高,因而造成市中心下风方向位温高于同高度的市中心上风方向值. 在城市地面降温率以城市中心为轴对称分布的条件下,市中心下风方向位温垂直梯度大于上风方向,如图 2 所示. 也就是说层结稳定度在市中心下风方向大于市中心上风方向.

城市的存在使逆温强度(逆温顶部与逆温底部的温差)明显减弱,逆温高度在前半夜偏低. 表 2 给出了 $x = 0$ 和 $x = L_x/2$ 两地逆温演变情况.

表 2 逆温强度和高度在市、郊两地的对比

$\frac{K}{\text{米}}$ $x =$	时间(小时)					
	2	4	6	8	10	12
0	1.7/54	3.5/109	5.4/195	7.2/249	8.2/309	8.5/375
$L_x/2$	0.1/24	0.1/54	0.2/109	0.4/249	0.6/309	0.7/375

图 3 为中性层结下,城市上下游边界地面粗糙度长度为 0.1 米,市中心为 0.4 米,城市其余位置地面粗糙度长度为这两个数值线性内插值的条件下,上游边界与市中心处的 U 廓线. 由于城市地面粗糙度增大,使城市上空涡旋垂直交换系数增大(图略),由于湍流摩

摩擦耗动能也增大, 它造成如图 3 所示的, 在约 500 米高度以下风速城市小于郊区的结果。于是市中心上风方向有水平辐合运动, 形成上升运动, 在市中心下风方向有水平风场的辐散, 形成下沉运动 (图略)。此即为流场的初始状态。

当城市热岛产生、加强和向上发展时, 因水平温度分布不均匀造成的斜压现象不断发展。在斜压效应的作用下, 在市中心上游低层风速增大, 高层风速减小; 市中心下风方向与上风方向相反。图 4 为数值计算的第 12 小时在城市上游 $x=0-L_x/2$ 的 u' 剖面图, 图中 u' 为任一网格点风速与上游边界同高度风速差。图中表明, $u' > 0$ 的最大值约为 0.74 米/秒, 位于 $x = L_x/4$, $z = 25-50$ 米附近; $u' < 0$ 中心值为 -0.42 米/秒, 位于 $x = \frac{3L_x}{8}$, $z = 350$ 米附近。于是, 在 $x = 0$ 至 $x = \frac{L_x}{4}$ 处有水平流场辐散, 计算表明为下沉运动区;

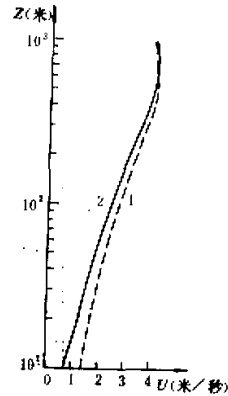


图 3 中性层结条件下, 上游边界 (“1”) 和市中心 (“2”) 的 U 廓线

在 $x = \left(\frac{1}{4} - \frac{1}{2}\right) L_x$ 范围有水平气流辐合, 为上升运动区。我们将计算的 u' 和 w 作矢量合成, 得到风速矢量图, 可以得到城市热岛环流更直观的图象。图 5 就是 $t = 12$ 小时在 $x = 0 - \frac{L_x}{2}$ 范围的风矢量剖面图。图中 w 值为实际计算值的 10 倍 (因为 w 比 u' 约小一个量级)。前面指出, 由于城市热岛暖轴是从市中心向下风方向倾斜的, 由温度场这种分布引起的斜压力产生的城市热岛环流也具有同样的倾斜特征。城市中心上风方向环流在 200—500 米高度上向市中心下风方向延伸约 $\frac{1}{15} L_x$ 。在市中心下风方向另有一个方向相反的环流 (图略)。在这两个环流的作用下, 风速从上游郊区流入市区后会风速和风切变分布发生复杂的变化, 当城市环流风向与主导风同向时, 则风速增大; 反之减小。具体地说, 若以 H_1 表示城市热岛环流高度, H_2 表示城市热岛环流内 $u' > 0$ 与 $u' < 0$ 分界线的高度。对市中心上风方向, 凡 $z < H_1$ 的高度, 风速增大, 在 $H_2 < z < H_1$ 高度, 风速减小, 市中心下风方向反之。

表 3 城市热岛环流随时间演变

时间(时)	2	4	6	8	10	12
$u'_{\max}$ (厘米/秒)	14	22	36	50	66	74
H_1 (米)	190	250	320	370	420	550
H_2 (米)	75	100	125	150	175	200
$\Delta T(K)$	1.7	3.3	5.0	6.8	8.6	8.7

为了说明城市热岛环流随时间演变情况,表 3 列举了在不同时间 H_1, H_2, u' 的最大值和 2 米高度热岛强度 ΔT 的值。它表明,城市热岛环流强度和高度随城市热岛的发展而增强和增高。

城市对风场效应在 v 分量上也有明显表现,城市作用使 v 分量在城市上空增大(图略)。

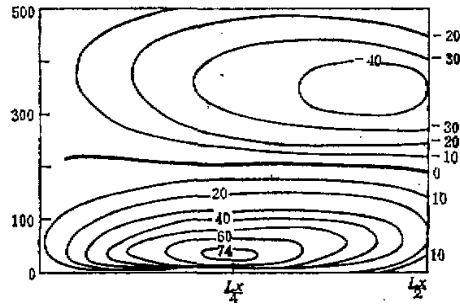


图 4 $t = 12$ 小时 u' (厘米/秒)剖面图

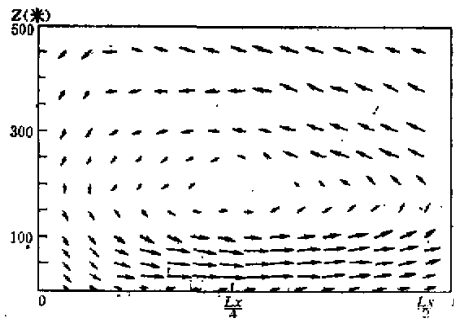


图 5 $t = 12$ 小时, $z = 0 \sim \frac{L_z}{2}$ 风速矢量剖面图,图中 1

厘米代表 80 厘米/秒, u 值为实际值的 10 倍

数值计算表明,垂直涡旋扩散参数 K_z 在城市上空有比较明显的变化。这种变化随着城市热岛环流强度的发展而改变。在前六小时,从两边界到市中心, K_z 是不断增大的。 K_z 的极大值位于市中心附近。图 6a 为 $x = 0 - \frac{1}{2} L_x$ 的 K_z 剖面图 ($t = 4$ 小时)。图中表明,在 200—300 米高度为 K_z 的极大值区,最大值中心位于市中心及其附近。市中心的 K_z 值比同高度的上游边界值约大 25—40%。但是,当城市热岛环流足够强时,城市上空的风速垂直切变分布明显地不同于上游边界。在市中心的上风方向,受热岛环流影响,与热岛环流上半部分 ($H_2 < z < H_1$) 对应的高度风速减小,而在 $z < H_2$ 高度则风速增大。结果使邻近地面的风切变增强,而其上风切变减弱;在市中心下风方向则反之。于是, K_z 极大值中心从市中心附近地区向下风方向移动。图 6b 为 $t = 12$ 时位

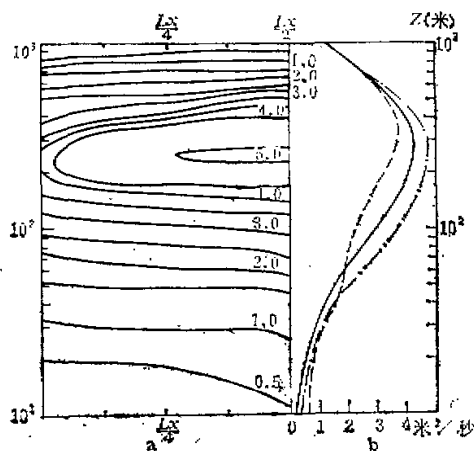


图 6 6a 为 $t = 4$ 小时 $x = 0 \sim \frac{L_x}{2}$ 的 K_z 剖面

图, 6b 为 $t = 12$ 小时在 $x = 0, \frac{3}{10} L_x$ 和 $\frac{7}{10} L_x$

L_x K_z 廓线。

——上游边界 --- $x = \frac{1}{10} L_x$, ... $x = \frac{7}{10} L_x$

于 $x = 0, \frac{3}{10} L_x$ 和 $\frac{7}{10} L_x$ 三个地点的 K_z 廓线。图中表明, 在 50 米高度内, 城市上空 K_z 值大于其同高度的上游边界值, 其中以市中心上风方向更明显。在 60—500 米高度范围内, 市中心上游地区 K_z 值小于同高度处的上游边界值, 下游地区则反之。这些结果表明, 由于城市热岛环流的发展对离开地面一定高度上的涡旋垂直扩散系数的影响很重要, 但对近地面层, 它的影响就不那么重要了。换句话说, 由于城市存在, 使城市地面粗糙度、大气稳定度和风切变随高度分布发生变化。这些因数对垂直湍流扩散参数的影响程度随高度而变化。在地面附近, 地面粗糙度增大和大气层结稳定度减小对涡旋垂直扩散参数的影响是主要的, 在离地面较高的高度内, 风切变是主要因子。

值得注意的是, 我们的数值试验指出, 城市热岛环流强度对于城郊地面粗糙度的变化是很灵敏的。当其它条件不变时, 城市热岛环流随城郊地面粗糙度增大而减弱, 甚至根本不出现。

五、结 论

我们得到如下结果:

(1) 城市上空由一暖空气堆覆盖着, 空气堆的暖轴从市中心开始, 随着高度增加而向城市中心下风方向倾斜; 城市热岛强度随高度增高而明显减弱; 城市热效应的影响高度约在 200—300 米以内。

(2) 当城郊空气移入城市上空后, 温度层结发生调整, 温度廓线调整的高度与移行距

离的平方根成正比;结果使城市上空 200—300 米高度内的温度层结稳定度减弱,并在市中心及其附近约半个城市尺度范围内,在 40—60 米高度以下出现近中性或弱不稳定大气层结;逆温层厚度有所降低,逆温强度明显减弱,其中以市中心附近变化最显著。

(3) 在城市热岛强度和城郊地面粗糙度变化合适的条件下,城市存在使从郊区流入城市的风廓线发生,并产生城市热岛环流系统。这两个环流系统在市中心略偏下风方向附近辐合,使在市中心及其下风方向附近地区为上升运动区。热岛环流高度约在 500 米高度以内。热岛环流存在使从郊区流入城市上空后,其风廓线形状发生复杂的变化;模拟指出,城市环流随城郊地面粗糙度对比增大而减弱,甚至根本不出现;城市存在使风速横穿等压线的分量增大。

(4) 城市作用,使城市上空几十米高度以内垂直涡旋扩散参数增大,在这个高度以上,由于城市热岛环流发展,城市中心上风方向的涡旋垂直扩散系数趋于减少,下风方向反之。

参 考 文 献

- [1] 周明煜,曲绍厚,李玉英、宋锡铭,1980,北京地区热岛和热岛环流特征,环境科学, No. 5, 12—17.
- [2] 曲绍厚,宋锡铭,李玉英、周明煜,1981,北京城区气象效应,地球物理学报, Vol. 24, No. 2, 229—237.
- [3] Vukovich, F. M., 1975, A study of the effect of wind shear on a heat island circulation characteristic of an urban complex *Mon Wea. Rev.* Vol. 103, 27—33.
- [4] McElroy, J. L., 1973, A numerical study of the nocturnal heat island over a medium-sized mid-latitude city (Columbus, Ohio). *Boun layer. Met.* Vol. 3, 442—453.
- [5] Gutman, D. P. and Torrance, K. E., 1975, Response of the urban boundary layer to heat addition and surface roughness, *Boun Layer. Met.* Vol. 9, 217—232.
- [6] Oke T. R., Review of urban climatology 1968—1973, W. M. O Note No. 134.
- [7] Shreeler, J. H., 1978, Detection of centripetal heat-island circulation from tower data in S. T. Louis, *Boun Layer. Met.* Vol. 15, 229—242.
- [8] Findlay B. F. and Hart M. S., 1968, An urban-induced meso-circulation, *Atmos. Exp.* Vol. 3, 537—542.

A NUMERICAL STUDY OF EVOLUTION OF THE NOCTURNAL URBAN BOUNDARY LAYER

Ye Zhaojia

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Guan Hong

(Department of Atmospheric Physics, Nanjing Institute of Meteorology)

Abstract

A nonlinear and non-steady two-dimensional numerical model is used to study the thermal effect of urbanization on wind, temperature and vertical eddy diffusion coefficient and the evolution of nocturnal urban heat island circulation.