第48卷 第3期　　气 象 学 报　　Vol. 48, No. 3
1990年8月　　ACTA METEOROLOGICA SINICA　　Aug.,1990

坡地对城市热岛影响的数值研究*

李兴生　朱翠娟

(国家气象局气象科学研究院)

李 乐 泉

(中国科学院大气物理研究所)

提　　要

本文利用二维数值模式研究了倾斜地形对城市热岛的影响，地形坡度的存在增强了低层风的切变，削弱了城市热岛环流的强度。

一、引　　言

城市人口的不断增加和城市工业区的迅速扩大，引起了城市和郊区之间热量平衡以及动力效应的差异，并明显地影响了城市气候的变化。许多研究工作者指出，夜间城市热岛是工业和民用燃料释放的热量以及城市大气污染物的覆盖形成的[1-2]。也有人强调，城市夜间温度的增加是由于城市较高的地面热容量和热传导产生的。由于城市地面粗糙度较大，它加强了城市上空的垂直交换系数，增强了湍流混合，加强了热岛的发展[3-4]。

众所周知，大部分城市建立在平原或相对平坦的地形上，即使这样的平坦地形也往往具有一定的地形坡度，例如，地形比较平坦的Minnesota试验[5]，其地形坡度角有0.0014弧度，而美国中南部著名的SASEME试验，其地形坡度约有0.003弧度[6]，北京所处的地形坡度也有0.005弧度。观测事实和理论研究表明，地形坡度对夜间气流有明显的影响，即使坡度甚小，Brost和Wyngaard[7](1978)指出，它将对近地层的湍流特征产生明显的影响，并影响湍流的垂直输送。Caughey等[5](1979)分析了Minnesota州的观测资料后指出，即使地形倾斜角$\beta=0.0014$，它不仅影响了边界层内的风速分布，而且风向将出现明显的旋转。Sorbjan[8](1984)通过数值模式(考虑$\beta=0.003$)计算后指出，雷诺应力的相似性廓线以及风速亏损定律和地形坡度有很强的依赖关系，并指出，该因子对相似性函数影响也十分明显。本文的目的是研究这样的地形背景条件对城市热岛环流产生什么影响？

* 本文于1988年2月25日收到，1989年2月16日收到修改稿。

二、基本方程组

考虑地形坡度为 β 的水平非均匀平面，取 x 轴沿地形坡度指向下坡方向与地形等高线相垂直，并与地转风向平行，z 轴垂直于坡面，则城市热岛环流的控制方程如下：

$$\frac{\partial u}{\partial t}=-u\frac{\partial u}{\partial x}-w\frac{\partial u}{\partial z}+fv-c_p\theta\frac{\partial p}{\partial x}-\frac{g}{\theta_0}\theta'\sin\beta+\frac{\partial}{\partial x}K_x\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial}{\partial z}K_z\frac{\partial u}{\partial z} \tag{1}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}=-u\frac{\partial v}{\partial x}-w\frac{\partial v}{\partial z}+f(G-u)+\frac{\partial}{\partial x}K_x\frac{\partial v}{\partial x}+\frac{\partial}{\partial z}K_z\frac{\partial v}{\partial z} \tag{2}$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t}=-u\frac{\partial \theta}{\partial x}-w\frac{\partial \theta}{\partial z}+\frac{\partial}{\partial x}K_x\frac{\partial \theta}{\partial x}+\frac{\partial}{\partial z}K_z\frac{\partial \theta}{\partial z} \tag{3}$$

$$\frac{\partial P}{\partial z}=-g/(c_p\theta),\quad P=(p/p_0)^{R/c_p} \tag{4}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial w}{\partial z}=0 \tag{5}$$

其中 u,v,w 是风速分量，θ_0 是绝热状态时的位温，θ' 是和绝热状态的偏差，G 为地转风，P 为无量纲气压，g 为重力加速度，f 为柯氏参数，c_p 为定压比热，p 为气压，$p_0=1000$ hPa，R 为气体常数，Kx 和 Kz 分别为水平和垂直扩散系数。

为了闭合上述方程组，引入湍流能量方程：

$$\frac{\partial e}{\partial t}=-u\frac{\partial e}{\partial x}-w\frac{\partial e}{\partial z}+\frac{\partial}{\partial z}K_e\frac{\partial e}{\partial z}+K_z\left[\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2+\left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2\right]-\frac{g}{\theta_0}K_z\frac{\partial \theta}{\partial z}-c_e e^{3/2}/l \tag{6}$$

方程右端的第 1—2 项是平流项；第 3 项是湍能扩散项，即输送项；第 4 项是切变生成项；第 5 项是浮力生成项；第 6 项是湍能耗散项。其中 $e=\frac{1}{2}(u'^2+v'^2+w'^2)$，根据 Kolmogorov 理论，湍流交换系数 Kz 与湍流动能之间存在：

$$K_z=c_0 l e^{1/2},\quad K_e=c_1 K_z \tag{7}$$

其中 $c_0=0.46$，$c_e=c_0^3$，$c_1=0.73$，

$$l=k(z+z_0)/\{1.0+[k(z+z_0)/z_m]^{5/4}\}$$

$$z_m=736\,u_*\times10^{-4}/f$$

$$u_*^2=K_z\left[\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2+\left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2\right]^{1/2}$$

其中 z_0 是地面粗糙度长度，k 是 Karman 常数。

水平扩散系数采用 Mahrer 等[9](1976)提出的形式：

$$K_x=\alpha(\Delta x)^2\left[\left(\frac{\partial v}{\partial x}\right)^2+\frac{1}{2}\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2\right]^{1/2} \tag{8}$$

其中 α 是常数($=0.36$)，(Δx)是水平格距。

至此，方程组完全闭合。而方程(1)中的斜压项 $c_p\theta\partial P/\partial x$ 可以通过积分(4)式作进一步简化：

$$P(z)=P(H)+\int_z^H g/c_p\theta dz \tag{9}$$

最后可以得到：

$$c_p\theta\frac{\partial P}{\partial x}=-g\theta\int_z^H\frac{1}{\theta^2}\frac{\partial\theta}{\partial x}dz \tag{10}$$

其中H是边界层高度。

边界条件：

1）上界条件：

$$z=H;\ u=u_g, v=e=\partial\theta/\partial z=0。$$

2）下界条件：

$$z=0;\ u=v=w=\partial e/\partial z=0,\ T_G=T_G(t,x)。$$

3）上游边界条件：考虑入流郊区下垫面为水平均匀，因此上游边界($x=0$)可由一维水平均匀方程决定：

$$\begin{cases}\dfrac{\partial u}{\partial t}=fv-\dfrac{g}{\theta_0}\theta'\sin\beta+\dfrac{\partial}{\partial z}K_z\dfrac{\partial u}{\partial z}\\ \dfrac{\partial v}{\partial t}=f(G-u)+\dfrac{\partial}{\partial z}K_z\dfrac{\partial v}{\partial z}\\ \dfrac{\partial\theta}{\partial t}=\dfrac{\partial}{\partial z}K_z\dfrac{\partial\theta}{\partial z}\\ \dfrac{\partial e}{\partial t}=\dfrac{\partial}{\partial z}K_e\dfrac{\partial e}{\partial z}+K_z\left[\left(\dfrac{\partial u}{\partial z}\right)^2+\left(\dfrac{\partial v}{\partial z}\right)^2\right]-\dfrac{g}{\theta_0}K_z\dfrac{\partial\theta}{\partial z}-c_e\dfrac{e^{3/2}}{l}\end{cases} \tag{11}$$

4）下游边界条件：采用辐射条件，有

$$\frac{\partial}{\partial t}(u、v、\theta、e)+C\frac{\partial}{\partial x}(u、v、\theta、e)=0 \tag{12}$$

采用这样的条件，意味着相速为C的波能将完全穿过边界而不会从侧边界反射回来。

5）初始条件：风场(u,v,w)和e场采用动力初始化方法，设初始的温度场分布是均匀的，$\theta_0(0,x,z)=280\ K$，即在中性条件下，求解除θ方程外的基本方程组，解得的u,v,w,e的定常解作为初始条件。

本模式采用隐式迎风差格式，以θ方程为例写出此格式的形式：

在x方向：

$$\begin{aligned}\theta^*_{i,k}=\theta^n_{i,k}&-\Delta t\left(u^n_{i,k}-\frac{K^n_{x(i+1,k)}-K^n_{x(i-1,k)}}{\Delta x(i)+\Delta x(i-1)}\right)\\ &\times\frac{\theta^*_{ii+1,k}-\theta^*_{ii-1,k}}{\Delta x(ii-1)}+2\Delta tK^n_{x(i,k)}\left(\frac{\theta^*_{i+1,k}}{\Delta x(i)[\Delta x(i)+\Delta x(i-1)]}\right.\\ &\left.-\frac{\theta^*_{i,k}}{\Delta x(i)-\Delta x(i-1)}+\frac{\theta^*_{i-1,k}}{\Delta x(i-1)[\Delta x(i)+\Delta x(i-1)]}\right)\end{aligned} \tag{13}$$

如果　$u^n_{i,k}-\dfrac{K^n_{x(i+1,k)}-K^n_{x(i-1,k)}}{\Delta x(i)+\Delta x(i-1)}>0$

则　$ii=i$，否则　$ii=i+1$。

在 z 方向：

$$\theta_{i,k}^{n+1}=\theta_{i,k}^{n}-\Delta t\left(w_{i,k}^{n}-\frac{K_{z(i,k+1)}^{n}-K_{z(i,k-1)}^{n}}{\Delta z(k)+\Delta z(k-1)}\right)\times\frac{\theta_{i,kk}^{n+1}-\theta_{i,kk-1}^{n+1}}{\Delta z(kk-1)}+2\,\Delta t K_{z(i,k)}^{n}$$

$$\times\left(\frac{\theta_{i,k+1}^{n+1}}{\Delta z(k)[\Delta z(k)+\Delta z(k-1)]}-\frac{\theta_{i,k}^{n+1}}{\Delta z(k)\Delta z(k-1)}+\frac{\theta_{i,k+1}^{n+1}}{[\Delta z(k)+\Delta z(k-1)]\Delta z(k-1)}\right) \quad (14)$$

如果 $$\left(w_{i,k}^{n}-\frac{K_{z(i,k+1)}^{n}-K_{z(i,k-1)}^{n}}{\Delta z(k)+\Delta z(k-1)}\right)>0$$

则 $kk=k$，否则 $kk=k+1$。

其中 $\Delta x(i)=x(i+1)-x(i)$；$\Delta z(k)=z(k+1)-z(k)$，θ 右上角表示积分时间，* 表示 x 和 z 方向交替运算时的中间场，右下角表示网格点的位置，Δt 为时间积分步长。

三、计算结果及分析

本模式垂直范围取 3 km，共分 27 层，层间距离按对数加线性分布。水平范围取 100 km，市区直径为 40 km，城市两边郊区各为 30 km，市区网格为 2 km，郊区网格距为 3 km，水平方向共有 41 个网格点。

郊区和城市粗糙度 z_0 分布如下：

郊区（30 km$\geqslant L, L\geqslant$70 km）：$z_0=0.2$ m。

城市（30 km$\leqslant L\leqslant$70 km）：

$$z_0=\begin{cases}0.2+0.8(L-30)/20\ \text{m}, & 30\leqslant L\leqslant 50(\text{km})\ \text{城市前半部}\\ 1.0-0.8(L-50)/20\ \text{m}, & 50\leqslant L\leqslant 70(\text{km})\ \text{城市后半部}\end{cases}$$

地表面温度 $T_G(t,L)$ 在郊区和城市的分布由以下冷却率决定，前 6 小时的分布为：

郊区： $$\frac{\partial}{\partial t}T_G(t,L)=-1.0\ \text{K/h}$$

城市： $$\frac{\partial}{\partial t}T_G(t,L)=\begin{cases}-[0.4-0.4(L-30)/20]\text{K/h}, & 30\leqslant L\leqslant 50(\text{km})\ \text{城市前半部}\\ -0.4(L-50)/20\ \text{K/h} & 50\leqslant L\leqslant 70(\text{km})\ \text{城市后半部}\end{cases}$$

后 6 小时的冷却率分布为：

郊区：-0.5 K/h，

城市：-0.5 K/h。

地形坡度 β 取以下三种计算例子：$\beta=0$（平坦地形）、$\beta=0.001$，$\beta=0.003$。地转风为 5 m/s。

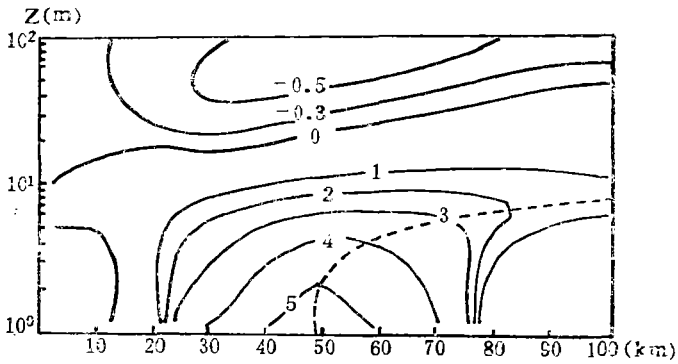

图 1 a　$\beta=0$，城市热岛 $\Delta\theta$ 剖面图($t=8$ h)

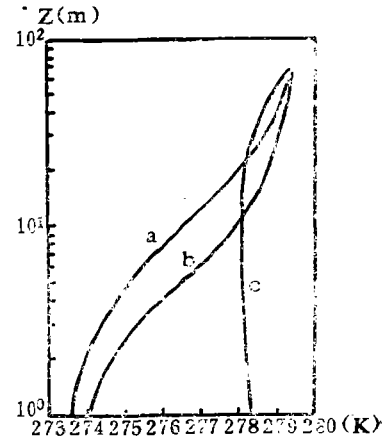

图 1 b　郊区和城市温度廓线分布图
($t=8$ h，$\beta=0$；a 上游郊区，
b 下游郊区，c 市区中心)

以下首先讨论 $\beta=0$ 的例子，也就是水平均匀的平坦地形，图 1 a 是计算第 8 小时任一格点的温度与同高度上游边界的温度差，市区上空有一个明显的暖空气堆，暖中心轴随高度向下风方向后倾，如果以 $\Delta\theta=0$ 作为城市热岛发展的界限，那末热岛的平均高度在上游约几十米逐渐发展至下游达几百米。市区的上空为负中心区，中心值约 -0.5 K，约是地面热岛中心强度的十分之一。图 1 b 中的三条曲线代表市区中心、上游郊区（上游距城市边缘 15 km）、下游郊区（下游距城市边缘 15 km）的温度廓线，郊区出现明显的逆温结构，在 100 m以下，下游郊区的逆温比上游郊区更强；相反，在 100 m以上，下游郊区的逆温比上游郊区弱，其原因是城市热岛中心后倾造成的。由于热岛发展强度在离地面 100 m

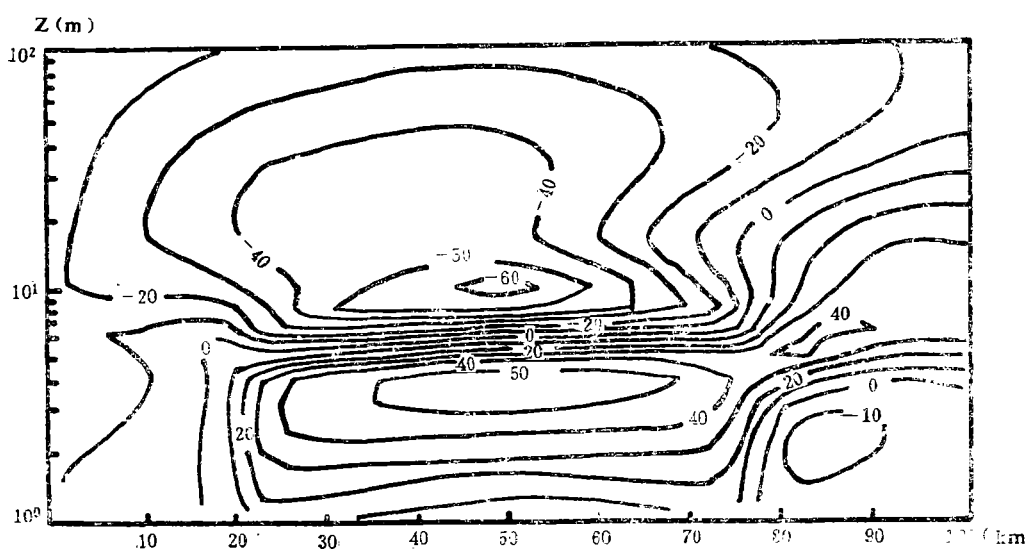

图 2　Δu 剖面图($t=12$ h，$\beta=0$)

以内尤为明显，因此，郊区逆温廓线的分布在此高度内的逆温梯度较 100 m 以上更强。市区中心的温度廓线显示出典型的弱不稳定结构，这是由郊区冷平流造成的，随着高度的增加逐渐变成近中性，至 150 m 以上转向弱稳定层结。在 100 至 200 m 高度内城市温度廓线和郊区廓线出现“交叉现象”，这和观测事实相符，郊区温度廓线和城市温度廓线的“交叉点”在上游的位置较下游高，这和城市上空暖中心轴的上游为冷平流以及下游为暖平流有关。

城市热岛的存在，不仅使夜间城市和郊区的温度结构不同，而且它也影响着流场的结构。在不考虑城市和郊区地表热状况的差异时，不难想象，由于城市和郊区因下垫面状况的不同，城市的 z_0 较郊区大，因此，气流在流经城市上空时将出现减速运动。当考虑地表热状况的差异后，流场的分布出现明显的不同，图 2 就是 $t=12$ h，$\beta=0$ 时的 Δu 分布图，图中的 Δu 分布值为剖面内任意点的风速与上游边界同高度的风速差。从图的分布清楚看到，当城市热岛发展时，由于水平温度的非均匀性，在市中心上游的下部因 $\partial\theta/\partial x>0$ 使低层风速增大，而上部因 $\partial\theta/\partial x<0$ 风速减弱；相反，在市中心下游的下部因 $\partial\theta/\partial x<0$ 低层风速减弱，而上部因 $\partial\theta/\partial x>0$ 风速增大。由此可见，在不计地表热状况的差异时，由于城市和郊区的粗糙度不同，结果在市中心的上游方向有气流的水平辐合，而在市中心的下游方向有气流的水平辐散。但是，考虑了水平温度的非均匀造成的斜压后，市中心上游低层的气流变为辐散，上部仍为辐合气流；而市中心下游低层显然为辐合气流，上部恰变为辐散气流。

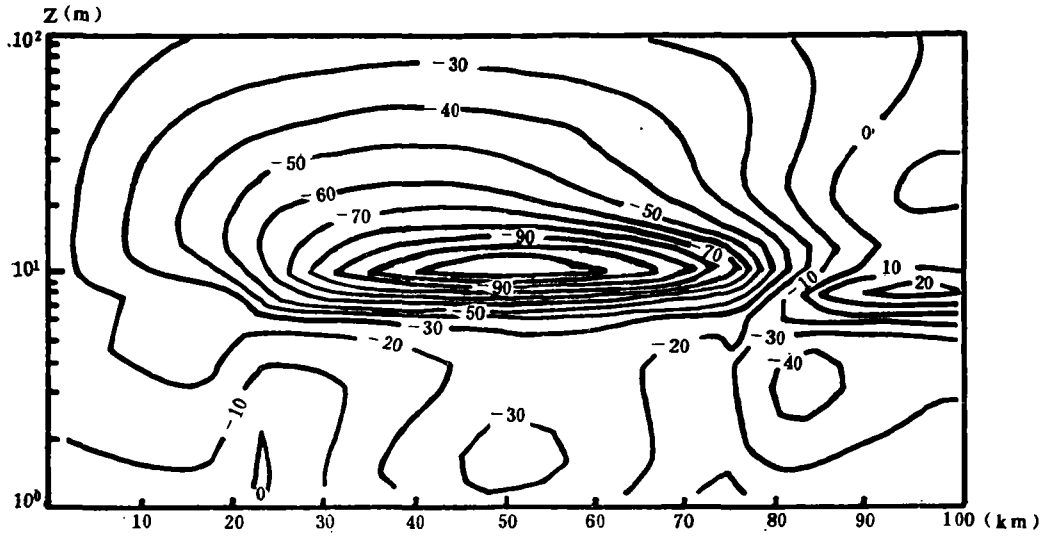

图 3 Δu 剖面图($t=12$ h，$\beta=0.003$)

当城市位于倾斜的平坦地形上时，即使地形的倾斜度十分微小，但其影响相当显著，图 3 是 $t=12$ h，$\beta=0.003$ 时的 Δu 分布图。从图的分布清楚表明，市区和郊区上空的 Δu 均为负值，这说明整个剖面的风速均小于上游入流界面的风速，Δu 的负中心出现在市区上空及市中心下游方向的下部。由于地形的倾斜，在速度方程中出现了 $-\frac{g}{\theta_0}\theta'\sin\beta$ 附加

项，可以将该项称为流泄气流的下滑力，因郊区地面的冷却率比市区大，显然，上游郊区的下滑力$\left(-\frac{g}{\theta_0}\theta\sin\beta\right)$大于市区，计算结果表明，虽然在平坦地形条件下，市中心上游下部因热岛形成的斜压性，使该区的$\Delta u>0$；但是，在$\beta=0.003$的地形条件下，上游边界的下滑力作用超过了市中心上游区域内的斜压性影响及该区下滑力之和，结果形成$\Delta u<0$。

图 4 给出了位温θ廓线在$\beta=0$和$\beta=0.003$情况下的分布。图 4 *a*，4 *b*，4 *c* 分别表示上游郊区（上游距城市边缘 15 km）、市区中心、下游郊区（下游距城市边缘 15 km）的位温廓线。当$\beta=0.003$时，市区和郊区的温度廓线的梯度均较$\beta=0$时小，其原因是，在有地形条件下，由于下滑力的作用，低层风速增加，低空急流的强度显著加强，例如，上游入流边界处当$\beta=0$时，$u_{max}=5.2$ m/s；$\beta=0.003$时，$u_{max}=6.7$ m/s。在市中心上空，当$\beta=0$时，$u_{max}=4.7$ m/s；$\beta=0.003$时，$u_{max}=5.9$ m/s，由于地形加强了低空急流，结果低层风切变增强，加强了上下层之间的湍流混合，减弱了温度的垂直梯度。

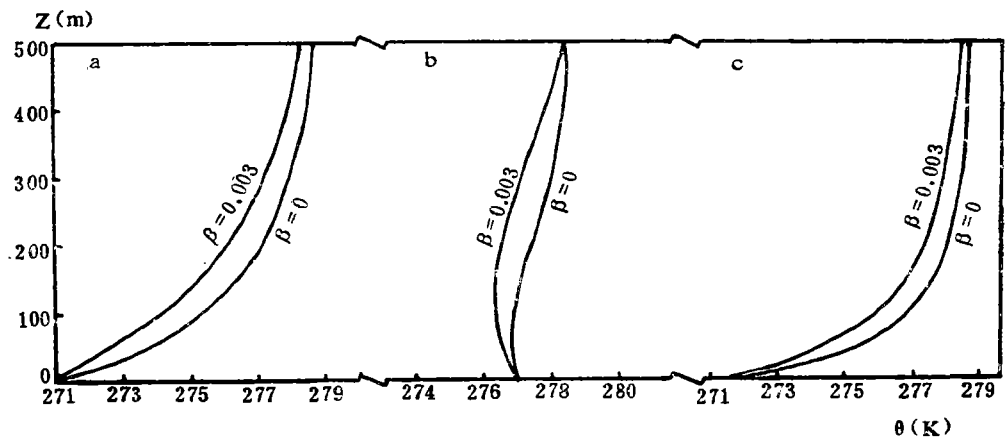

图 4　θ 廓线剖面图
（$t=12$ h，$\beta=0$ 及 $\beta=0.003$；
a 上游郊区 θ 廓线，*b* 市中心 θ 廓线，*c* 下游郊区 θ 廓线）

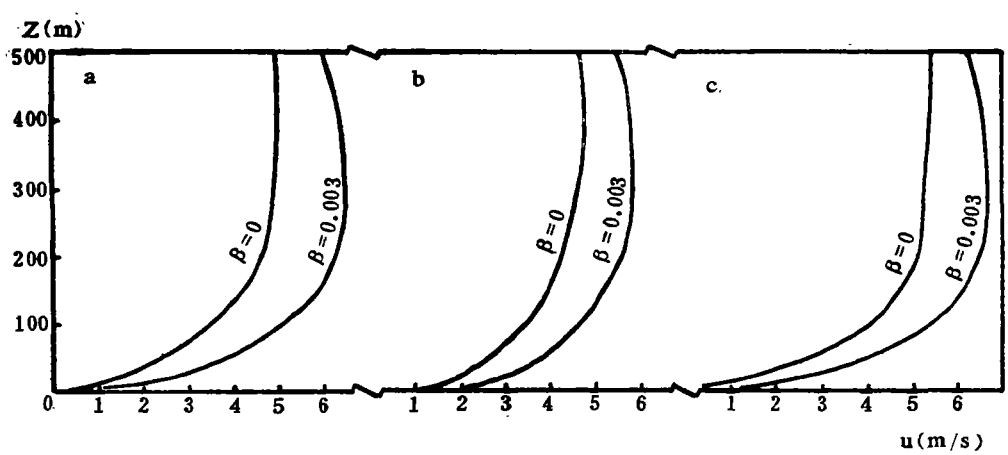

图 5　u廓线剖面图
（$t=12$ h，$\beta=0$ 及 $\beta=0.003$；
a 上游郊区 u 廓线，*b* 市中心 u 廓线，*c* 下游郊区 u 廓线）

由于坡地下滑力的作用，上游郊区的 θ 廓线在平坦与坡地间的差异较下游郊区明显(如图 4 a 与 4 c)，市中心低层不稳定层结结构 $\beta=0.003$ 较 $\beta=0$ 弱(如图 4 b)。同样，风廓线的分布有明显的不同，如图 5 所示，$\beta=0.003$ 时的风廓线值较 $\beta=0$ 时大，这种现象在上游郊区尤为明显，如在上游郊区 $\beta=0.003$ 时的 u_{max} 值较 $\beta=0$ 时大约 30%多。

表 1 热岛中心轴 $\Delta\theta$ 随高度的分布

$\Delta\theta$(K) \ H(m) / β	.63	1.7	3.7	6.0	10	17	28	44	65	100	150	220	300
$\beta=0$	5.71	5.43	5.19	4.93	4.68	4.41	4.07	3.56	2.69	1.71	1.21	0.85	0.59
$\beta=0.001$	5.70	5.39	5.15	4.87	4.61	4.35	4.03	3.66	3.05	1.99	1.37	0.95	0.65
$\beta=0.003$	5.67	5.34	5.08	4.76	4.48	4.21	3.92	3.63	3.33	2.71	1.77	1.20	0.79

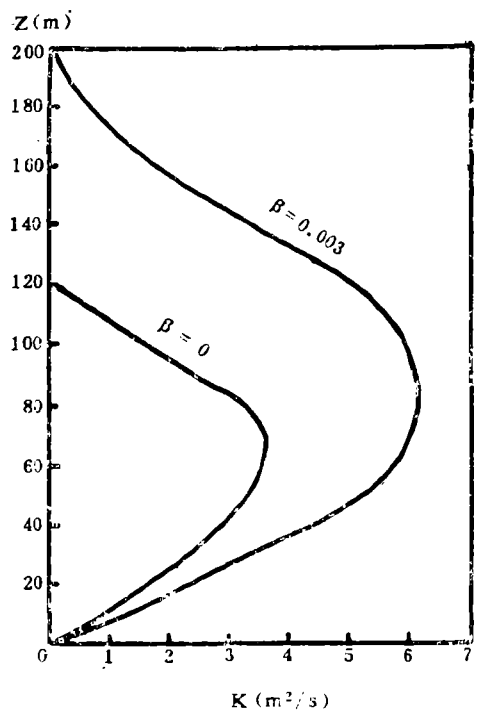

图 6 不同地形($\beta=0,\beta=0.003$)条件下 K 廓线的分布

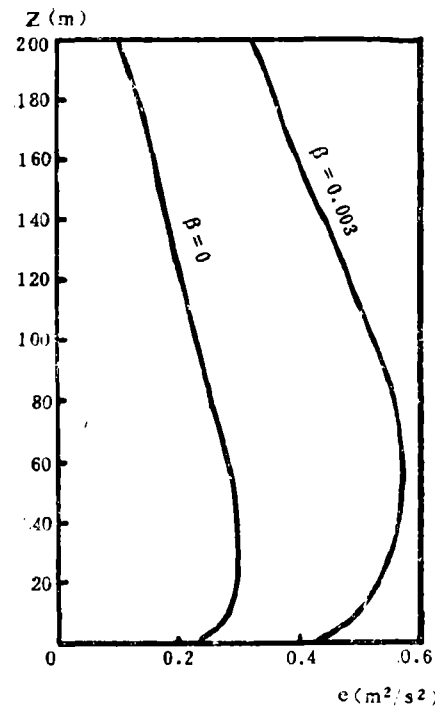

图 7 不同地形($\beta=0,\beta=0.003$)条件下 e 廓线的分布

以上分析可以看出，地形坡度的存在削弱了城市热岛环流的强度，这种作用可以从城市热岛中心轴($\Delta\theta$ 的分布)随高度的变化进一步加以分析，表 1 给出了不同地形坡度热岛中心轴随高度的分布，可以看出，在任何地形条件下，城市热岛中心轴强度随高度迅速减弱，热岛的相对强度在 44 m 以下无明显的差异；但是，至 44 m 以上时差别十分显著，有地形坡度时($\beta=0.001$ 及 $\beta=0.003$)，城市的热岛强度比 $\beta=0$ 时强，这种现象随着地形坡度的增加尤为显著，其原因可以从湍流交换系数 K 廓线的分布加以解释。图 6 是不同

地形条件下市区中心K的分布廓线，当$\beta=0$时，湍流交换主要发生在120米以下的层次内；当$\beta=0.003$时，湍流交换的高度向上扩展，后者的湍流扩散强度远强于前者，这和图7湍流能量的分布廓线完全一致。从图中的K分布曲线可以清楚看到，在高度40 m以上，二者差异十分显著，$\beta=0.003$时K的最大值几乎比$\beta=0$时的K极值大一倍，上下之间的混合强度不同使城市热岛中心轴在不同β情况下随高度的变化差异很大。

四、结　　论

1．市区中心上空有一明显的暖空气堆，暖中心轴随高度向下风方向后倾。热岛中心轴强度随高度迅速减弱，热岛的相对强度在44米以下和地形的关系不明显，在此高度以上，有地形坡度时热岛强度比平坦地形时强，随着地形坡度的增加，这种现象尤为显著。

2．在平坦地形条件下，由于城市热岛的斜压性，使市中心上游低层的气流辐散，上层辐合；而市中心下游低层的气流辐合，上层辐散。在有地形坡度时，市中心上游低层及上层的气流均为辐合；而市中心下游低层的气流有弱的辐散，上层为辐散。

3．地形坡度的存在增强了低层风的切变，加强了热岛上下层之间的湍流混合，削弱了城市热岛环流的强度。

参 考 文 献

[1] Leahey, D. M., and J. P. Friencl, A method for predicting the depth of the mixing layer over an urban heat island with application to New York city, *J. Appl. Meteor.*, **10**, 1162-1173, 1971.

[2] Oke, T. R., and C. East, The urban boundary layer in Montreal, *Boundary-Layer Meteor.* **1**, 411-437, 1971.

[3] Garstang, M., P. D. Tyson and G. D. Emmitr, The structure of heat island *Rev. Geophys. Space Phys.*, **13**, 139-165, 1975.

[4] Yu Tsann-Wany, and N. K. Wagner, Numerical study of the nocturnal urban boundary layer, *Boundary-layer Meteor.*, **9**, 143-162, 1975.

[5] Caughey, S. J, J. C. Wyngaard and J. C. Kaimal, Turbulence in the evolving stable boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1041-1052, 1979.

[6] Lenschow, D. H., Li Xingsheng, Zhu cuijuan and B. B. Stankov, The stably stratified boundary layer over the great plains, part I: mean and turbulence structure, *Boundary-Layer Meteor.*, **42**, 95—121, 1988.

[7] Brost, R. A. and J. C. Wyngaard, A model study of the stably stratified planetary boundary layer, *J. Atmos. Sdi.*, **35**, 1427-1440, 1978.

[8] Sorbjan. Z., A model study of the stably stratified steady-state atmospheric baundary layer over a slightly inclined terrain, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1863-1874, 1984.

[9] Mahrer, Y., and R, Pielke, Numerical simulation of the air flow over Barsados, *Monthly Weather Review*, **104**, 1392-1402, 1976.

NUMERICAL STUDY OF THE EFFECT OF A SLIGHTLY INCLINED TERRAIN ON THE URBAN HEAT ISLAND

Li Xingsheng Zhu Cuijuan
(Academy of Meteorological Science, SMA)

Li Lequan
(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

A two dimensional numerical model is developed for studing the effect of a slightly inclined terrain on the urban heat island. As sloped angle $\beta \neq 0$, the wind shear within the lower levels is increased, the strength of the circulation for the urban heat island is weakened.