

# 夜间城市大气边界层和气溶胶的相互作用

李乐泉\*

(中国科学院大气物理研究所)

周明煜

(国家海洋局海洋环境预报研究中心)

李兴生

(中国气象科学研究院)

## 提 要

本文利用能量闭合的二维非线性,非定常模式,结合地面热量平衡方程,研究了夜间城市边界层和气溶胶的相互作用问题。结果表明:气溶胶在夜间对大气低层起保温作用,对大气上层起冷却作用;使大气低层稳定度减小,上层稳定度增加;此外,气溶胶还能够削弱贴地逆温强度。在正常城市气溶胶污染情况下,气溶胶对城市热岛强度影响不大,但可使城市热岛环流稍有增加。夜间城市边界层对气溶胶的反馈作用使大气下层气溶胶浓度减小,上层气溶胶浓度增加。上述部分结论得到了在天津取得的城市热岛观测资料的直接验证。

## 一、引 言

由于城市污染问题日益严重,城市中的气溶胶(广义地说是城市大气污染物)和城市边界层相互作用的问题越来越受到重视。这种相互作用包括气溶胶通过辐射作用改变城市边界层的温度场,从而引起城市风场及其它气象要素的改变;另一方面,受气溶胶影响的风、温度场又反过来改变气溶胶的分布。Zdunkowski 等<sup>[1]</sup>(1976)采用一简单的一维模式研究了污染物对行星边界层温度场和风场的影响。Atwater<sup>[2]</sup>(1975),Viskanta 等<sup>[3]</sup>(1977)应用二维模式研究了污染物对城市边界层热力结构的作用。由于这些工作侧重研究气溶胶层对城市边界层的作用而没有考虑城市边界层对气溶胶的反馈,因此城市气溶胶和城市边界层的相互作用的问题仍没有得到解决。本文试图利用数值模拟的手段来研究城市边界层和气溶胶相互作用的问题。

## 二、模 式

在大气是不可压缩的条件下,并假设城市纵向尺度  $l_y$  远大于横向尺度  $l_x$ ,取  $x$  轴与地

本文1990年6月9日收到,1991年4月19日收到再改稿。

\* 现在工作单位为中国电力企业联合会环保中心。

转风同向,则经过城市中心的垂直剖面  $x-z$  的气象量的控制方程为:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - w \frac{\partial u}{\partial z} + fv - c_p \theta \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} K_z \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial u}{\partial z} \quad (1)$$

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

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - w \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K_z \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial F_N}{\partial z} \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -u \frac{\partial q}{\partial x} - w \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K_z \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial q}{\partial z} \quad (4)$$

$$\frac{\partial a}{\partial t} = -u \frac{\partial a}{\partial x} - w \frac{\partial a}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} K_z \frac{\partial a}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} K_z \frac{\partial a}{\partial z} \quad (5)$$

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

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (7)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -g/(c_p \theta), P = (P/P_0)^{R/c_p}, \theta = T/P \quad (8)$$

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = K_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} \quad (9)$$

其中  $F_N = F^\downarrow - F^\uparrow$  为净长波辐射通量,  $a$  为气溶胶质量浓度,  $e$  为湍流脉动能,  $K_s$  为土壤导热系数,  $T_s$  为土壤温度, 其它各量均代表它们通常的气象意义,  $C_e$  为一常数。

本模式采用能量闭合方法闭合, 根据相似理论有:  $K_z = \alpha \cdot l \cdot e^{1/2}$ ,  $K_e = \alpha_e K_z$ , 根据风洞及其它实验资料, 我们取  $\alpha = 0.46$ ,  $C_e = \alpha^3$ ,  $\alpha_e = 0.75$ , 混合长  $l$  取 Lettau<sup>[4]</sup>(1962) 提出的关系式:

$$l = K_0(z + Z_0)/[1.0 + (z/Z_m)^{5/4}], \quad z_m = 736u_* \times 10^{-4}/f$$

其中  $u_*^2 = K_z \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2}$ , 卡门常数  $K_0 = 0.35$ ,  $Z_0$  为粗糙度。水平湍流扩散系数按 Mahrer<sup>[5]</sup>(1976) 的取法给出:  $K_z = \alpha_H (\Delta x)^2 \left[ \left( \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 \right]^{1/2}$ , 其中  $\alpha_H = 0.36$ , 这样取  $K_z$  可以抑制短波的产生。

在红外区, 大气分子和气溶胶的散射作用很小, 故略去。采用灰体近似<sup>[6]</sup>解出大气辐射传输方程向上和向下的大气长波辐射通量  $F^\uparrow$  和  $F^\downarrow$ 。Roewe 和 Liou<sup>[7]</sup>(1976) 指出, 在对流层底层影响大气冷却最重要的参数是水汽,  $\text{CO}_2$  等其它成份作用比较小, 本文考虑水汽和气溶胶对辐射的影响。

气溶胶的辐射作用主要在大气窗区内, 我们采用 Paltridge 和 Plard<sup>[8]</sup>(1976) 的方法, 谱型为 Junge 谱, 粒子的截止半径为  $r_1$  和  $r_2$  的城市气溶胶的体吸收系数为:

$$\beta_{\text{a}\lambda} = (\pi c_1 c_2 / 2.3) (\ln(r_m + r_1) + \ln c_1 / 2.3) (1/r_m - 1/r_2) \quad (10)$$

其中  $c_1 = \frac{3a}{4\pi D(\ln r_2 - \ln r_1)}$ ,  $c_2 = \frac{2\pi}{\lambda} \cdot 24n_i n_r / [(n_r^2 - n_i^2 + 2)^2 + (2n_i n_r)^2]$ ,  $r_m = 1/c_2$ ,  $n_i, n_r$  分别为气溶胶复折射指数的虚部和实部,  $\lambda$  为波长,  $a$  为气溶胶质量浓度,  $D$  为气溶胶密度。

### 三、差分格式和初边值条件

本模式采用全隐式迎风差分格式<sup>[9]</sup>,这种格式的线性分析结果表明此格式是无条件稳定的,此格式的另一个优点是具有耗散性。

模式垂直方向取 3km,地表以下取到 1m 深的土壤处,地表以上分 27 层,地表以下分 5 层,层间距离按对数加线性分布。水平范围为 100km,其中城市 40km,两边郊区各 30km,城市的水平网格距为 2km,郊区水平网格距为 3km,时间步长取 180s。

边界条件:

$$z=Z_H(\text{顶部}): u=v=w=0, \frac{\partial \theta}{\partial z}=0, e=0, a=0, \frac{\partial q}{\partial z}=0, P=0.90。$$

$z=0: u=v=w=0, \frac{\partial e}{\partial z}=0, q=q_0(x,t), \theta=T_0(x,t), a=a_0(x)$ (有气溶胶地面源)、 $\frac{\partial a}{\partial z}=0$ (无气溶胶地面源)。其中  $a_0(x)$  由表 1 给出,  $q(x,t)$  由表 2 给出,地表温度  $T_0$  由下式的地面热量平衡方程确定<sup>[10]</sup>:

$$\alpha_1 \frac{\partial T_0}{\partial t} = \epsilon_0(F_0^{\downarrow} - \sigma T_0^4) + R - (H + H_w) - G_s$$

其中  $\alpha_1 = \rho_s c_p \Delta z, H = -\rho_a c_p K_z \frac{\partial \theta}{\partial z} |_{z=0}, H_w = -L_w \rho_a K_z \frac{\partial q}{\partial z} |_{z=0}, G_s = \rho_s c_p K_z \frac{\partial T_s}{\partial z} |_{z=-\Delta z}, R$  为人为热源,  $H$  为感热通量,  $H_w$  为潜热通量,  $F_0^{\downarrow}$  为达到地面的大气长波逆辐射通量,  $\Delta z$  为紧贴地面的一土壤层的厚度,  $G_s$  为土壤下层  $-\Delta z$  处的土壤热通量,  $\epsilon_0$  是地表比辐射率,其它各量均代表通常的气象意义。令:

$$z=-1\text{m}(\text{土壤下界}): T|_{z=-1\text{m}}=T_s(x)。$$

$x=0$ : 上游入流边界条件由一维  $x$  水平方向均匀的方程组决定。

$x=100\text{km}$ : 下游出流边界条件采用辐射边条件<sup>[11]</sup>:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + c \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \quad (\phi \text{ 为 } u, v, \theta, e, q \text{ 等变量})$$

采用辐射边条件的优点是可以消除向外传播的脉动干扰波反射回模式的区域。

初始风场( $u, v, w$ )和  $e$  场采用动力初始化结果,初始大气位温场取  $\theta(x, z, 0) = 280\text{K}$ ,初始土壤层的温度按  $T_s(z, 0) = 280 + (T_s - 280)z$  取值,初始水汽场和气溶胶场分别按如下给出:  $q(x, z, 0) = q_0(x, 0) - [q_0(x, 0) - 1.5] \cdot z/3000, a(x, z, 0) = a_0(x) \exp(-\beta z)$ , 其中  $\beta = -\ln 0.01/2900$ , 即气溶胶从地面向上以指数形式减少,到 2900m 处减到地面的 1%,从 2900m 到模式顶,气溶胶浓度再线性减少到零,  $q_0(x, 0)$  就是初始的  $q_0(x, t)$ 。

### 四、模拟个例的设计和计算结果

本工作设计了 7 个模拟个例,各个模拟个例中的气溶胶参数列在表 1 中。气溶胶复折指数的虚部是表征气溶胶对辐射吸收作用大小的参数,它由气溶胶成份决定。对于我国

北方城市冬季来说,因为采暖使得城市气溶胶成份以碳为主,它的复折射指数虚部的典型值为  $0.6^{[8]}$ ,表 1 中气溶胶参数的选取基本上代表了我国北方城市冬季的典型污染情况<sup>[12]</sup>。模拟个例 1 是作为本工作的参照对比例子,因为在例 1 中,我们只考虑了气溶胶在大气中的被动输送过程,没有考虑它的辐射作用。模拟从 18 点开始,到第二天凌晨 06 点结束,模拟所需的各种参数列在表 2 中,地转风  $u_g = 5.0\text{m/s}$ 。

表 1 各个模拟个例中的气溶胶辐射参数

模拟个例	参数	是否考虑气溶胶辐射作用	城市地面气溶胶源 ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ )	效区地面气溶胶源 ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ )	气溶胶复折射指数实部	气溶胶复折射指数虚部	气溶胶粒子大小范围 ( $\mu\text{m}$ )	气溶胶谱型
1		否	600.0	0.0	/	/	/	/
		否	600.0	100.0	/	/	/	/
		否	3000.0	0.0	/	/	/	/
2		是	600.0	0.0	1.55	0.2	0.01~10	Junge
3		是	600.0	0.0	1.55	0.6	0.01~10	Junge
4		是	600.0	100.0	1.55	0.6	0.01~10	Junge
5		是	600.0	300.0	1.55	0.6	0.01~10	Junge
6		是	3000.0	0.0	1.55	0.6	0.01~10	Junge
7		是	600.0	0.0	1.55	0.05	0.01~10	Junge

表 2 模拟所需的各种参数

参数	区域数值		单位
	城市 ( $30\text{km} \leq x \leq 70\text{km}$ )	郊区 ( $0 \leq x < 30\text{km}$ 和 $70 < x \leq 100\text{km}$ )	
土壤密度 $\rho_s$	$2.3 \times 10^3$	$2.0 \times 10^3$	$\text{kgm}^{-3}$
土壤定压比热 $c_{ps}$	879	1550	$\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$
土壤导热系数 $K_s$	$2.3 \times 10^{-6}$	$0.51 \times 10^{-6}$	$\text{m}^2\text{s}^{-1}$
地表水汽分布 $q_0(x, t)$	$4.20 - \frac{0.12}{12} \times t$	$4.50 - \frac{0.5}{12} \times t$	$\text{gm}^{-3}$ ( $t$ 单位为小时)
土壤下界温度 $T_d$	278	276	K
人为热源 $R$	100	10	$\text{JK}^{-2}\text{s}^{-1}$
粗糙度 $Z_0$	1.0	0.2	m
地表比辐射率 $\epsilon_0$	0.96	0.96	/

1. 气溶胶对夜间城市边界层的影响

表 3 列出了第二天 06 点在上游郊区(15km),城市中心(50km)和下游郊区(85km)的大气向地面的逆辐射通量  $H_{at}$ ,地面向上的辐射通量  $H_o$ ,感热通量  $H$ ,在有气溶胶辐射

表 3 06 点的  $H_{at}, H_o, H$  在有气溶胶辐射情况下的模拟结果

变 量	地 点	上游郊区 (15km) (%)	城市中心 (50km) (%)	下游郊区 (85km) (%)
$H_{at}$	$\frac{③-①}{①}$	0.0	2.3	3.6
	$\frac{④-①}{①}$	2.4	4.6	4.8
	$\frac{⑥-①}{①}$	0.0	12.1	18.6
$H_o$	$\frac{③-①}{①}$	0.0	0.3	0.7
	$\frac{④-①}{①}$	0.3	0.6	1.1
	$\frac{⑥-①}{①}$	0.7	1.3	4.5
$H$	$\frac{③-①}{①}$	-2.5	10.0	-12.6
	$\frac{④-①}{①}$	-9.7	15.0	-8.5
	$\frac{⑥-①}{①}$	-43	47.5	-55.8

作用下的比较结果。在正常气溶胶污染的个例 3 和 4 中,气溶胶的辐射作用使得城市和下游郊区的  $H_{at}$ 增加不超过 5%;在强气溶胶污染的个例 6 中,城市和下游郊区的  $H_{at}$ 增加了 12.1%和 18.6%。由于气溶胶对地面起保温作用,故使得  $H_o$  也有所增加。气溶胶的辐射作用还使城市的  $H$  增加,郊区的  $H$  减少。

图 1 是模拟个例 4 的第二天 06 时的  $\theta_{R-NR}$ 分布图, $\theta_{R-NR}$ 表示考虑气溶胶辐射个例的位温与不考虑气溶胶辐射的模拟 1 的位温之差(下文中  $\phi_{R-NR}$ 均表示考虑气溶胶辐射个例的  $\phi$ 量与不考虑气溶胶辐射个例的  $\phi$ 量之差)。在城市和上游郊区内,气溶胶对 150—220m 以下大气起保温作用,对 150—220m 以上的大气起冷却作用;在下游郊区,气溶胶对 65m 附近以下大气起保温作用,对 65m 以上大气起冷却作用。这与杨硕文<sup>[13]</sup>等的研究结果相同。气溶胶的这种辐射保温和冷却作用在下游郊区最大。这是由于平流作用造成大量气溶胶堆积在城市下风处和下游郊区的缘故。

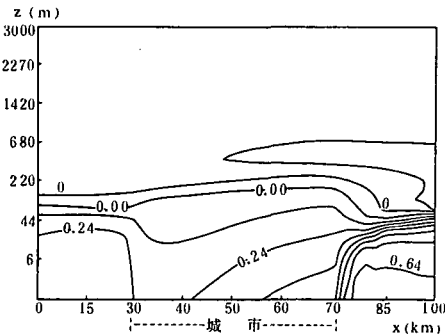


图 1 模拟个例 4 的第二天 06 时的  $\theta_{R-NR}$ 分布图(单位:K)(30—50km 为城市上游,50—70km 为城市下游,下同)

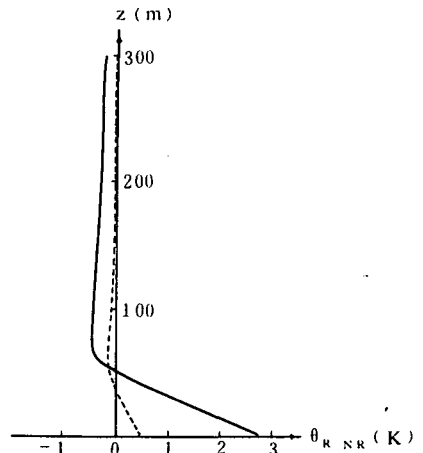


图 2 模拟个例 3 和 6 的 06 时在下游郊区 85km 的  $\theta_{R-NR}$ 廓线(单位:K)(直线为个例 6,虚线为个例 3)

由图 2 的  $\theta_{R-NR}$  廓线可以更清楚地说明气溶胶对下层大气保温和对上层大气冷却的作用。

从图 1 和图 2 还可以看出,气溶胶对地面的保温作用最大,表 4 列出了各模拟个例中上游郊区(15km),城市中心(50km),下游郊区(85km)各个时次的地表温度与模拟 1 的地表温度差值。可以看出,除模拟个例 4、5 外,在其它模拟情况下,气溶胶对上游郊区地表温度影响不大,对下游郊区地表保温作用最大;气溶胶的辐射作用随气溶胶复折射指数虚部和浓度增大而增大,在复折射指数虚部为 0.05 的个例 7 中,气溶胶的辐射作用极小,几乎可以忽略。这是因为在红外区内,气溶胶的散射作用很小,主要起吸收作用,而表征气溶胶对辐射吸收能力大小的复折射指数虚部却又很小,因此使得气溶胶的辐射作用极小。

表 4 各模拟个例上游郊区,城市中心,下游郊区各时次地表温度与个例 1 的地表温度之差(K)

时 间(h)	19	20	21	22	23	24	01	02	03	04	05	06
城市中心(50km)	②-①	0.13	0.09	0.07	0.07	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
	③-①	0.31	0.23	0.25	0.16	0.15	0.15	0.15	0.14	0.13	0.13	0.13
	④-①	0.32	0.27	0.25	0.26	0.26	0.28	0.28	0.28	0.28	0.29	0.30
	⑤-①	0.28	0.32	0.35	0.41	0.47	0.53	0.57	0.59	0.59	0.60	0.59
	⑥-①	1.22	0.96	0.77	0.71	0.68	0.81	0.83	0.82	0.80	0.77	0.75
	⑦-①	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
	⑧-①	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
上游郊区(15km)	②-①	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0
	③-①	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01
	④-①	0.06	0.11	0.16	0.20	0.20	0.22	0.24	0.25	0.26	0.28	0.29
	⑤-①	0.16	0.31	0.46	0.57	0.63	0.70	0.75	0.81	0.85	0.89	0.92
	⑥-①	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.19	0.37	0.45	0.47
	⑦-①	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	⑧-①	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
下游郊区(85km)	②-①	0.04	0.10	0.27	0.27	0.25	0.23	0.22	0.20	0.20	0.19	0.19
	③-①	0.11	0.44	0.60	0.68	0.65	0.60	0.57	0.53	0.52	0.51	0.49
	④-①	0.15	0.47	0.71	0.73	0.71	0.69	0.63	0.67	0.67	0.67	0.66
	⑤-①	0.23	0.54	0.85	1.02	1.09	1.10	1.11	1.11	1.13	1.15	1.17
	⑥-①	0.47	1.61	2.58	2.90	2.96	2.60	2.65	2.81	2.85	2.86	2.87
	⑦-①	0.00	0.03	0.12	0.12	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08
	⑧-①	0.00	0.03	0.12	0.12	0.10	0.10	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08

由图 2 还可以发现,在大气下层有  $\frac{\partial \theta_{R-NR}}{\partial z} < 0$ ,在上层有  $\frac{\partial \theta_{R-NR}}{\partial z} > 0$ ,又因为  $\theta_{R-NR} = \theta_R - \theta_{NR}$ ,故在下层有  $\frac{\partial \theta_R}{\partial z} < \frac{\partial \theta_{NR}}{\partial z}$ ,上层有  $\frac{\partial \theta_R}{\partial z} > \frac{\partial \theta_{NR}}{\partial z}$ ,也就是说气溶胶的辐射作用使得大气上层稳定度增加,下层稳定度减小。在这里的上下层的分界高度和前面提到的气溶胶使大气保温和冷却的分界高度相比更高些。

分析模拟个例 1,4,6 在城市和郊区 06 时的温度廓线(图略),可得出气溶胶的辐射削弱了郊区贴地逆温强度,使得城市贴地层的层结更趋于不稳定,并使在模拟 1 中出现的 220m 到 300m 的空中逆温层消失,因此气溶胶的辐射作用削弱贴地逆温层的强度。此结论与从天津的热岛观测结果<sup>[14]</sup>分析出的结论相同。

热岛强度  $\Delta\theta$  是指模拟区域内任一网格点上的位温减去同高度上游边界的位温。表 5 是各个模拟个例 06 时的  $\Delta\theta_{\max(R-NR)}$  和城市最大热岛强度所在位置的结果,  $\Delta\theta_{\max}$  表示城市最大热岛强度。表 5 表明, 除在个例 6 的极端情形下, 气溶胶辐射作用可使最大城市热岛位置向城市下风方向移动外, 在其它个例中, 气溶胶对城市热岛最大值所在的位置几乎无影响; 在郊区无气溶胶源, 城市有气溶胶源的个例 2, 3, 6 中, 气溶胶辐射能使城市最大热岛强度稍有增加; 在城市和郊区均有气溶胶源, 且郊区气溶胶源强是城市一半的个例 5 中, 气溶胶反而使最大城市热岛强度减小。此现象在 Viskanta<sup>[3]</sup> 的模拟中也出现了。这是因为气溶胶辐射使得城市损失的感热通量  $H$  增加, 使郊区得到的感热通量减少, 但上游边界的  $H$  减少造成的热量损失比由城市  $H$  的增加造成的热量损失小得多, 故出现城市最大热岛强度反而减小的现象。这种现象在天津市的城市边界层结构的观测中也出现过<sup>[15]</sup>。

表 5 各个模拟个例的  $\Delta\theta_{\max(R-NR)}$  和最大热岛所在位置

项目 \ 模拟个例	1	2	3	4	5	6
$\Delta\theta_{\max(R-NR)}$ (K)	0.0	0.08	0.21	0.08	-0.22	0.68
最大热岛所在位置(km)	66	66	66	66	66	68

图 3 为模拟个例 4 第二天 06 时的  $\Delta\theta_{R-NR}$  分布图。值得注意的是, 在图 3 中气溶胶辐射作用是使得下游郊区的热岛强度增加, 但使部分城市区域的热岛强度减小, 即在个例 4 这种地面气溶胶源强分布情况下, 净气溶胶辐射作用(扣除了除气溶胶以外的其它所有因子的作用)是使得城市出现“冷湖”。这与前面个例 5 中气溶胶使得城市最大热岛强度减小的现象相同。“冷湖”现象在天津市的城市热岛观测中得到了证实<sup>[15]</sup>。在个例 3 中, 气溶胶的辐射作用使城市热岛稍有增加, 使下游郊区热岛强度增加得大些(图略)。综上所述, 气溶胶对城市热岛强度是起增加还是起削弱作用取决于城郊气溶胶源强的分布, 但对城市热岛强度改变都不大。

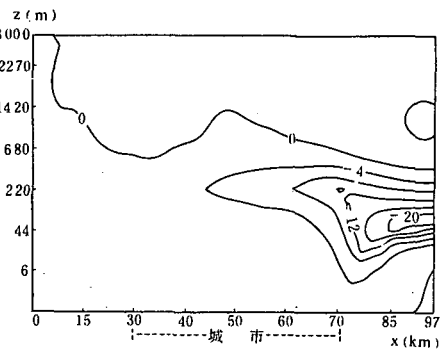
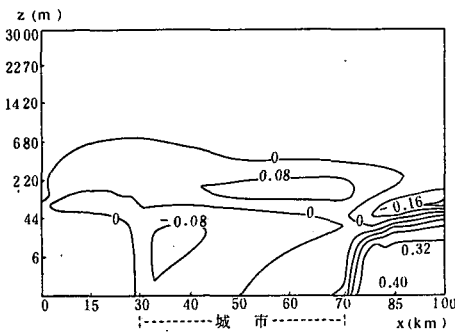


图 3 模拟个例 4 的第二天 06 时的  $\Delta\theta_{R-NR}$  分布图 (单位: K)

图 4 模拟个例 3 在第二天 06 时  $u_{R-NR}$  分布图 (单位: m/s)

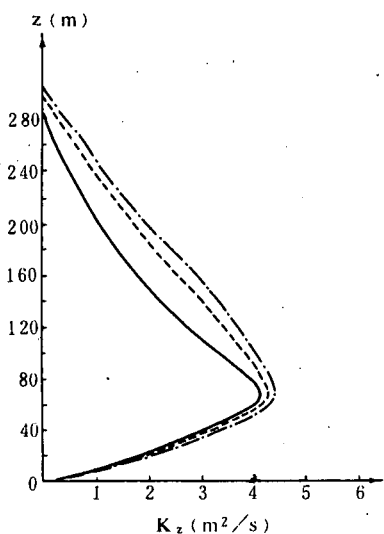


图 5 模拟个例 1, 4, 6 在城市中心(50km) 的 06 时湍流交换系数廓线 (单位:  $m^2/s$ ) (— 为个例 1, --- 个例 4, - · - · - 个例 6)

城市低层的辐合上升气流的 $w_{max}^{\uparrow}$ 能够代表城市热岛环流的强弱,各个模拟个例第二天 06 时的  $w_{max}^{\uparrow}$  (图略) 表明气溶胶的辐射作用使得城市热岛环流增大,但增加的幅度并不大。

气溶胶的辐射作用可使在 680m 以下区域内的水平风速  $u$  减小,最大减速区在下游郊区 65m 到 100m 左右高度上,此结果与 Zdunkowski<sup>[1]</sup>的结果相符。图 4 是模拟个例 3 在 06 时的  $u_R-NR$  分布图。由于  $u, v$  分量是相互耦合的,因此  $v$  分量在 680m 以下是增加的。个例 3, 4, 6 中最大的  $\Delta e_{R-NR}$  分别为  $0.01m^2/s^2, 0.033m^2/s^2$  和  $0.07m^2/s^2$ , 故气溶胶辐射作用可稍增加湍流能量,湍流能量的最大增加区在城市下风区域。

图 5 是模拟个例 1, 4, 6 在城市中心(50km) 的 06 时的湍流交换系数廓线,可以看出,在 300m 以内,气溶胶的辐射作用使得湍流交换系数增加。这是由于气溶胶的辐射作用可使城市 300m 以下大气层层结稳定度减小。

## 2. 气溶胶在夜间城市边界层受到的反馈作用

图 6 和图 7 是模拟个例 3, 6 的 06 时  $a_{R-NR}$  分布图。可发现城市边界层的反馈作用是使得城市和下游郊区低层气溶胶浓度减小,高层气溶胶浓度增加。这是因为气溶胶辐射是通过改变大气稳定性和加强城市热岛环流两种方式来重新改变气溶胶的分布。大气稳定

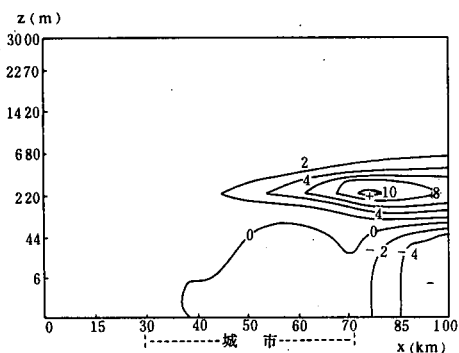


图 6 模拟个例 3 的第二天 06 时的  $a_{R-NR}$  分布图 (单位:  $\mu g/m^3$ )

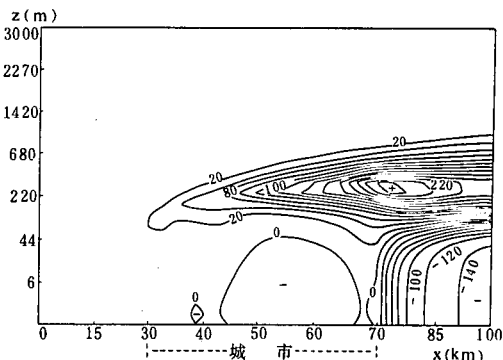


图 7 模拟个例 6 的第二天 06 时的  $a_{R-NR}$  分布图 (单位:  $\mu g/m^3$ )

度改变的结果是造成气溶胶在底层减小,上层增加;城市热岛环流加强的结果则相反,但总的结果仍造成气溶胶在底层减少,上层增加。这是由于稳定度的变化大于城市热岛环流的增加造成的。在个例 6 中,可看到在城市下风边缘处,有一气溶胶增加区,这是因为个例



6的热岛环流相对大些,且城市下风边缘处正是热岛环流的最大辐合区。在个例3,6中,上游郊区的气溶胶浓度稍有增加。在这两例中,上游郊区基本无气溶胶,故此区域的大气稳定度变化很小,但此区域的水平风速 $u$ 有所减小,使得城市气溶胶向城市上游郊区扩散些。在模拟个例4(图略)中,上游郊区也是低层气溶胶浓度减小,上层气溶胶浓度增加。这是因为在个例4中上游郊区也有气溶胶源。模拟结果表明,在一般气溶胶源强的个例中,气溶胶最大减少和增加的百分比为3.6%和8.5%,在强气溶胶源个例6中,气溶胶最大减少和增加的百分比为7.8%和20%。也就是说,在研究污染物被动扩散输送问题中,由于不考虑污染物的辐射作用,在一般污染情况下,造成的污染物浓度计算的最大误差可达8.5%;在强污染情况下,造成的污染物计算的最大误差可达20%。

## 五、结 论

1. 气溶胶可使向下的大气逆辐射通量增加,使城市感热通量增加,郊区感热通量减少。此外,气溶胶还使得地面向大气的辐射通量增加。

2. 气溶胶对底层大气起保温作用,对高层大气起冷却作用,并使大气低层的稳定度减小,高层大气稳定度增加,同时削弱贴地逆温强度。

3. 气溶胶对城市热岛强度影响不大,可使城市热岛环流加强,并使水平风速 $u$ 在底层(680m以下)减小。

4. 夜间城市边界层对气溶胶的反馈作用使气溶胶浓度在大气下层减少,在大气上层增加。

5. 气溶胶浓度和其复折射指数的虚部越大,它与夜间城市边界层的相互作用也越大。

## 参 考 文 献

- [1] Zdunkowski, W. G., R. M. Weich and J. Paegle, One-dimensional numerical simulation of the effects of air pollution on the planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2399—2414, 1976.
- [2] Atwater, M. A., Thermal change induced by urbanization and pollutants, *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1061—1071, 1975.
- [3] Viskanta, R., R. W. Bergstrom and R. O. Johnson, Effects of air pollution on thermal structure and dispersion in an urban planetary layer, *Beitrage Zur Physik der Atmosphere*, **50**, 419—440, 1977.
- [4] Lettau, L. H., Theoretical wind spirals in the boundary layer of a barotropic atmosphere, *Beitr. Phys. Atmos.*, **35**, 195—212, 1962.
- [5] Mahrer, Y., and R. A. Pielke, Numerical simulation of the air flow over Barbados, *Monthly Weather Review*, **104**, 1392—1402, 1976.
- [6] Garratt, J. R., and R. A. Brost, Radiative cooling effects within and above the nocturnal boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2730—2746, 1981.
- [7] Roewe, D., and Liou, K. N., Influence of cirrus clouds on the infrared cooling rate in the troposphere and lower stratosphere, *J. Appl. Meteorol.*, **17**, 92—105, 1978.
- [8] Paltridge, G. W., and C. M. R. Platt, Radiative Processes in Meteorology Climatology. Zlsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York, 1976.
- [9] 朱家鲲, 计算流体力学, 科学出版社, 北京, 1985年。
- [10] Bhumralkar, C. M., Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in atmospheric general circulation model, *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1246—1258, 1975.

- [11] Miller, M. J., and A. J. Thorpe, Radiation conditions for the lateral boundaries of limited area numerical models, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **107**, 615—628, 1981.
- [12] 王明星, 冬季采暖对北京大气质量的影响, *中国环境科学*, **14**, 36—40, 1984.
- [13] 杨硕文、周明煜、李兴生, 夜间稳定大气边界层的数值模拟, *中国科学(B辑)*, No. 9, 999—1008, 1986.
- [14] 孙栾敏, 天津市边界层内逆温层结构的研究, 天津市气象科学研究所, 天津, 1985.
- [15] 孙栾敏, 天津市. 郊区边界层内温度结构的研究, 天津市气象科学研究所, 天津, 1985.

## THE INTERACTION BETWEEN NOCTURNAL URBAN ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER AND AEROSOLS

Li Lequan

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Zhou Minyu

(*National Research Center for Marine Environment Forecasts*)

Li Xingsheng

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, SMA*)

### Abstract

Combining with the surface heat balance equation, a nonlinear and unsteady two-dimensional numerical model, which is closed by energy method, has been used to study the interaction between nocturnal urban boundary layer and aerosols. The results show that the effect of aerosols are to warm up the low boundary layer and cool down the upper boundary layer at night; aerosols decrease the stability of low boundary layer and increase the stability of upper boundary layer. In addition, aerosols can decrease the intensity of inversion close to ground. In the city polluted normally by aerosols, the influence of aerosols on the intensity of urban heat island isn't large, but they can increase slightly urban heat island circulation. The feedback effect of nocturnal urban boundary layer on aerosols is to decrease aerosol concentrations in the low boundary layer and increase in the upper. Part of the above conclusions are verified by the observational data on urban heat island in Tianjin city.