

# 山区城市大气污染物传输扩散的数值模拟<sup>①</sup>

俎铁林\*

(国家气象局气象科学研究所)

## 提 要

利用 Monte-Carlo 模式预测了山区城市(贵阳市)的 SO<sub>2</sub> 地面浓度分布。为实现城市面源的数值模拟,对 Monte-Carlo 模式的浓度计量和水平扩散等方面做了改进。作为模式的输入参数,风场得自于对三维观测数据的客观分析;湍流的参数化公式按现场超声风速仪实测数据进行了调整和校核。其风廓线不完全遵循一般规律,在距地面 50—500m 之间,常出现一极值风层;该地区具有典型的山区小风扩散特征,稳定时  $u, v$  湍谱峰值明显地移向低频,水平扩散明显偏大。对模式做了理论和实验校核。在均匀湍流场条件下,和解析结果一致;冬季日平均浓度的预测值和监测值的相关系数为 0.96。数值模拟结果表明:贵阳市冬季大气污染物的传输扩散主要依赖于强不稳定的天气条件和极值风层的扩散和通风作用。

## 一、引 言

城市大气污染物的传输和扩散问题,一直是人们关注和研究的一个重要课题。它不仅用于城市污染物浓度的预报或预测,而且也是选择最佳工业布局或确定合理的污染源结构所必备的气象学方面的理论基础。长期以来,对于城市大气污染物传输和扩散过程的模拟,通常是利用作均匀风场和湍流场假定的正态模式,这类模式对于平原地区城市的长期预测,基本上还是有效的。对于研究复杂地形条件的城市或区域性的传输和扩散问题,较为理想的做法是数值求解平流扩散方程或采用轨迹模式。由于轨迹模式回避了平流扩散方程所固有的“假扩散”问题,因此更受到人们的重视。粒子随机游动或 Monte-Carlo 模式是轨迹模式中较为有代表性的一种,因为它具有物理上比较直观的特点,随着计算机技术的发展,近年来发展较快<sup>[1-6]</sup>。由于 Monte-Carlo 模式模拟的是大量粒子的运动轨迹,计算量较大仍然是妨碍它进一步发展的一个因素。为此,迄今为止,关于这方面已报导的工作,主要限于对点源或小城镇面源扩散过程的研究,如文献[5][6]。

本文采用了 Monte-Carlo 点源和面源模式,模拟了山区城市(贵阳市)大气污染物传输和扩散过程。对模式中的浓度计量、水平方向扩散等一系列问题做了改进,在保证严密性

① 本文 1989 年 12 月 25 日收到,1990 年 6 月 4 日收到修改稿。

\* 张琨、王晔、周汝鑫、孟宪文、祖强等人参加了全文有关的试验或数值计算工作。

的前提下使其计算量缩小到一般的水平。模式中所用的输入参数和验证资料,诸如风场,湍流参数,污染源数据,以及污染物浓度的同步监测值等,都是根据现场布点观测或调查的结果分析处理而确定的。最后根据计算结果分析了贵阳市大气污染物的扩散规律和特点,并提出了改善其大气环境质量的建议。

## 二、模拟地区的背景条件和实验准备

所模拟的贵阳市城区,如图1所示,地处中国大陆西南的高原中山丘陵地区,城市中心区四面环山,相对高度差西北和东南方向约300m,东北和西南方向约200m。模拟的范围为 $10 \times 13 \text{ km}$ ,其中城市中心区地势较平坦,面积约 $15 \text{ km}^2$ 。



图1 贵阳市地形图  
(高度单位 m,MSL,间距 50m)

为给出气象输入参数,设置了7个气象观测点,除观测地面风、气温、湿度、云量外,其中有3个观测点还进行了低空探测。3个点中有2个点采用低空大气系留探测系统( $T_s-2$ ),一个点采用低空探空仪,具体布点情况见图1。除风向风速为连续记录外,其他项目皆系定时观测,每日观测12次左右,于1988年夏冬两季,每季连续观测了12天。图1还标

出了同步进行的污染物监测点和湍流测量点。湍流参数是利用超声风温仪测量的,探头安装在距地面高度为 10 和 20 米处。经转换后的数据记录于微机的磁盘中,每个参数的取样时间间隔为 1/3 秒,数据经去倾、滤波、加窗函数等处理后,做了 FFT 变换。

为了数值计算,将所模拟的地区进行了网格化,网格单元为  $1 \times 1 \text{ km}$ 。铅直方向的风场计算高度自地面算起分别为:0, 5, 15, 50, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900, 1000, 1200, 1400, 1600, 1800, 2000m。

污染源按面源和点源进行了调查。面源按平均排放高度和排放时段划分为三类,平均排放高度分别为 5、15 和 28m。各网格各类面源的源强以及点源的位置和源强示于图 2。

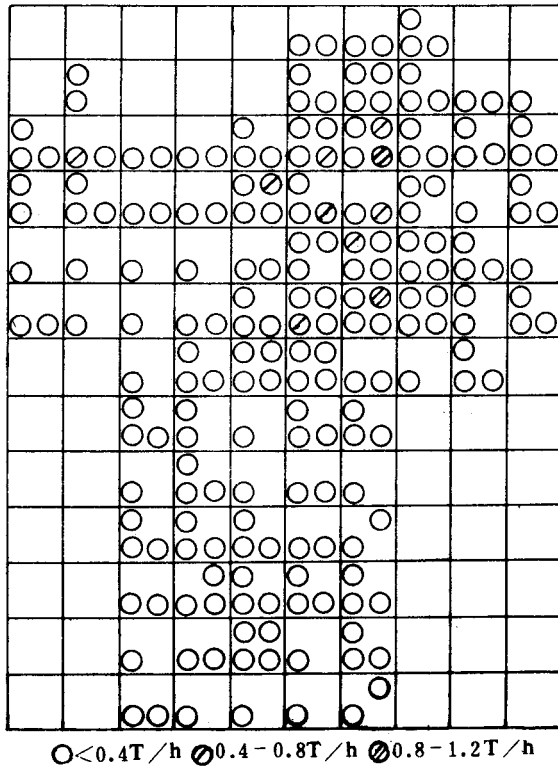


图 2 污染源强分布图  
(各网格中左下、右下、左上分别为 5m、15m、28m 高的面源源强,右上为点源源强)

### 三、风场特征

为了利用有限的观测资料获得整个模拟地区的风场,采用了连续方程的直接辐散进行调整的客观分析方法。所得到的风场具有下述几点特征:

(1) 由于地形特征(西北和东南两侧较高),冬、夏季的主导风向分别为东北风和西南风。

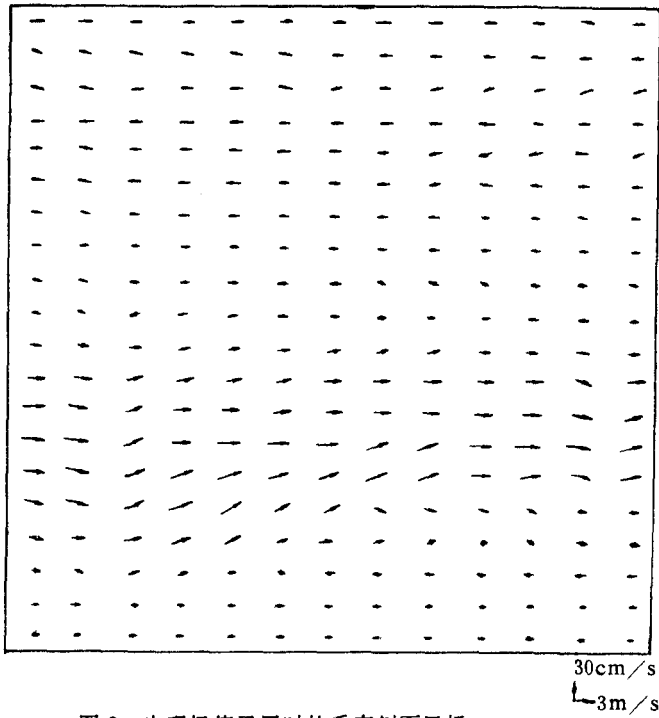
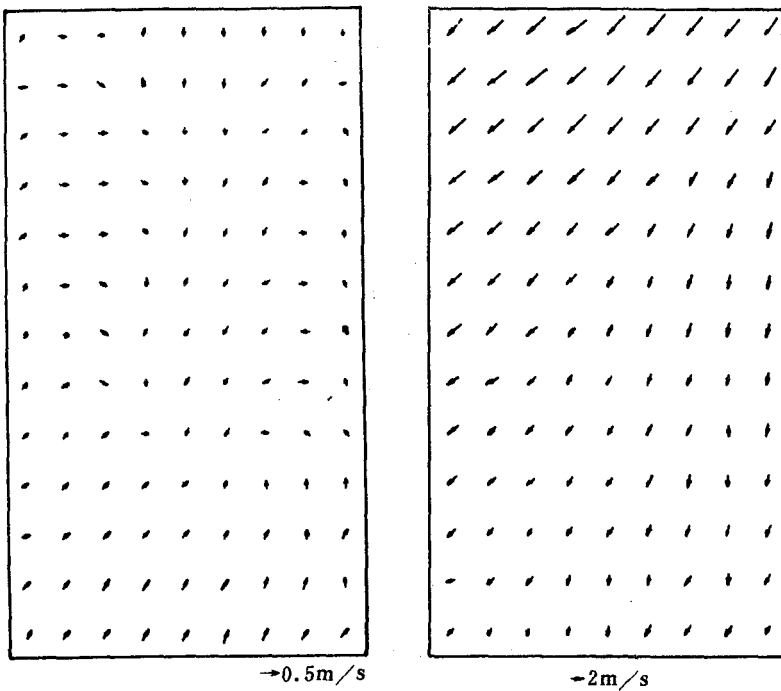


图3 出现极值风层时的垂直剖面风场( $x=5\text{km}$ )



(a)  $z=15\text{m}$

(b)  $z=200\text{m}$

图4 出现城市热岛环流时的水平风场

(2)在距地面大约 50—500m 之间常存在一个类似于低空急流的极值风层(风速高于其它层次,参阅图 3),这可能主要是因地形特征引起的。贴地的一层,盆地地形作用较强,因而风速较小;在 50—500m 这一层内,沟道效应起着主要作用,故出现一极值风层。极值风层在实验期间出现的频率约为 60%。

(3)当风速小于 0.5m/s 时,有时,在距地面 15m 的一层,有辐合现象(图 4a);同时在 200m 一层有辐散现象,进入城区前为东北风,进入城区后,主导风两侧分别向东、西偏斜(图 4b)。引起这种辐合和辐散的最大可能是城市环流(热岛效应)。

(4)即使在系统风较弱的条件下,也未发现坡风或山谷风现象。

#### 四、湍流参数

扩散模式中需要输入的湍流参数是湍流速度标准差  $\sigma_i$  及时间积分尺度  $T_L^i$  ( $i=u, v, w$ )。

$\sigma_w$  的参数化公式可以从湍流动能方程和相似理论导出,其结果是中性时,  $\sigma_w/u_*$  基本上为常值 ( $u_*$  为摩擦速度),当浮力项起作用时,  $\sigma_w$  还应是  $Z/L$  的函数 ( $L$  为 Monin-Obukhov 长度)。在实际应用中,常采用的是类似于这一导出式的  $\sigma_i$  经验公式。

$T_L^i$  的参数化公式可由湍流 Eulerian 谱密度  $F(n)$  导出,其结果为

$$T_L^i = \frac{0.96Z}{f_m \sigma_i} \quad (1)$$

式中  $f_m = Zn_m/\sqrt{u}$ , 为无因次频率,中性时,  $f_m$  的经验值约为 0.47。实用的  $T_L^i$  经验公式基本上是参照(1)式给出的。

贵阳市的超声风速仪实验数据经预处理后,  $\sigma_i$  直接由脉动风速求得,  $T_L^i$  按(1)式由无因次频率确定。按不同稳定度进行统计分析后,可以发现贵阳市的  $\sigma_i$  和  $T_L^i$  具有以下几个特点:

1. 各种稳定度的铅直分量和平原地区的结果都比较一致。中性时,  $\sigma_w/u_*$  较好地遵循等于常值的规律,数据离散很小。

2. 稳定和中性时,  $\sigma_i$  和  $T_L^i$  的水平分量以及稳定时的  $T_L^i$  明显偏大。这是由于谱密度峰值右移,  $f_m$  明显偏小所引起。这说明低频分量的能量增加,大涡在扩散中起着主导作用。山区小风条件下,水平扩散增大这一现象,作者<sup>[7]</sup>曾作过研究,并推测可能是由于具有一定能量的大涡所引起,此次利用谱分析方法证实了这一点。

3. 不稳定时,  $\sigma_i$  和  $T_L^i$  同平原地区的公式相符,但  $T_L^i$  的水平分量明显偏小,这可能是由于地形的限制作用所造成。

根据贵阳市的实测结果调整过的  $\sigma_i$  和  $T_L^i$  的参数化公式,作者将有另文发表。

#### 五、Monte-Carlo 模式

##### 1. 理论基础

假定被扩散粒子的脉动速度 ( $u_i'$ ) 可以用 Markov 链来表示,则有

$$u_{i,n+1} = a_i u_{i,n} + b_i \sigma_i \zeta_{i,n} \quad (i = 1, 2, 3) \quad (2)$$

粒子的轨迹可由下式确定:

$$X_{i,n+1} = X_{i,n} + u_{i,n+1} \Delta t \quad (3)$$

式中  $a_i, b_i$  为待定系数,  $\zeta_{i,n}$  为 Gauss 白噪声。Hanna<sup>[2]</sup> 利用大气边界层的实测资料, 证明了在链的结点上, (2) 式可以代表粒子的湍流脉动速度。

可以证明 (2) 式恰是 Langevin 方程的离散解, 而 (2) 式中的系数  $a_i, b_i$  可以由积分时间尺度  $T_L$  确定:

$$a_i = e^{-\alpha/\Delta t} \quad (4)$$

$$b_i = (1 - a_i^2)^{1/2} \quad (5)$$

$$\alpha = 1/T_L \quad (6)$$

式中  $\Delta t$  为时间步长。  $a_i$  相当于相关系数  $R_i$ 。

进一步的研究表明, 对于稳定层结的铅直方向, (2) 式还应附加一飘浮速度  $\tilde{w}(t)$ <sup>[2]</sup>。

$$\tilde{w}(t) = T_L \nu \frac{\partial \sigma_w^2}{\partial Z} (1 - e^{-t/T_L}) \quad (7)$$

## 2. 浓度计量

如果不在边界上, 浓度计量比较简单。以下主要讨论地表面附近的浓度计量。假定粒子在地表面产生全反射, 为计算方便, 设在  $Z=Z_r$  处反射 (取  $Z_r \leq 0.1\text{m}$ ), 反射前的坐标为  $N(X_0, Y_0, Z_0)$ , 以  $Z=Z_r$  为界面, 反射后的影像点坐标为  $N'(X_1, Y_1, Z_1)$ , 反射后的实际坐标为  $N_1(X_1, Y_1, Z_1)$  则

$$Z_1 = 2Z_r - Z_0' \quad (8)$$

$$X_1 = \Delta t u_N - X_0 \quad (9)$$

$$Y_1 = \Delta t v_N - Y_0 \quad (10)$$

对于地面有吸收的部分反射问题, 可利用随机数控制其吸收或反射的概率。

利用 Monte-Carlo 模式模拟时, 常采用一次排放  $N$  个粒子点的作法, 然而, 实际的排放过程通常是连续排放, 为了将瞬时排放的浓度值转换为连续排放的效果, 需将计量单元中的每个粒子乘以该粒子在计量单元中的停留时间。令  $C, Q$  分别为浓度值和排放量;  $j, \Delta t_j$  分别为第  $j$  个粒子及其在计量单元中的停留时间;  $DV$  为计量单元, 则

$$DV = DX \cdot DY \cdot DZ \quad (11)$$

$$\frac{C}{Q} = \frac{\sum_{j=1}^n j \Delta t_j}{NDV} \quad (12)$$

式中  $n$  为  $DV$  中的粒子总数。  $DX, DY, DZ$  分别为  $X, Y, Z$  方向的计量单元长度, 通常取  $\Delta t_j = \Delta t$ 。当时间步长  $\Delta t$  较小时, 其所引起的误差较小, 但为节省计算时间,  $\Delta t$  取较大值或平均风速  $\bar{u}$  较大时, 将给计算结果带来很大误差。为了正确地反映粒子在计量单元内的停留时间, 根据粒子在地面反射时可能出现的五种轨迹, 分别采用如下处理方法 (参阅图 5)。

下式中, 令  $w_0$  为反射前  $N$  点 ( $Z=Z_0$ ) 的铅直速度。

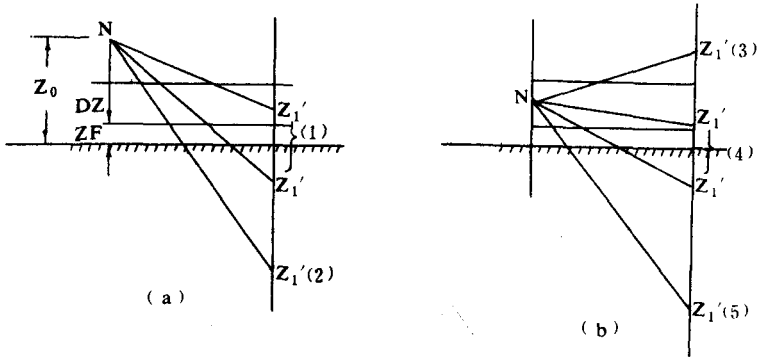


图5 边界附近的浓度计量方法示意图

(a)方法 1,2 (b)方法 3,4,5

(1)如果  $Z_0 \geq Z_r + DZ$  且  $|Z_1' - Z_r| < DZ$ , 则

$$Dt = \frac{Z_r + DZ - Z_1'}{w_0} \quad (13)$$

(2)如果  $Z_0 \geq Z_r + DZ$ , 且  $Z_r - Z_1' > DZ$ , 则

$$Dt = 2DZ/w_0 \quad (14)$$

(3)如果  $Z_0 < Z_r + DZ$ , 且  $Z_1' > Z_r + DZ$ , 则

$$Dt = \frac{Z_r + DZ - Z_0}{w_0} \quad (15)$$

(4)如果  $Z_0 < Z_r + DZ$ , 且  $|Z_1' - Z_r| \leq DZ$ , 则

$$Dt = \Delta t \quad (16)$$

(5)如果  $Z_0 < Z_r + DZ$ , 且  $Z_r - Z_1' > DZ$ , 则

$$Dt = \frac{DZ + Z_0 - Z_r}{w_0} \quad (17)$$

此外,为了消除时间步长  $\Delta t$  较大时,对  $\sigma_i$  带来的误差,采用了 Reid<sup>[1]</sup>的方法进行了修正。

在以下的计算中,时间步长  $\Delta t=10s$ ;粒子排放数  $N=5000$ ;计量单元( $DX \cdot DY \cdot DZ$ ),对于点源为  $100 \times 1 \times 1m^3$ ,面源为  $1000 \times 1 \times 1m^3$ 。这样计量所求得点源浓度,系指在计量单元中的平均值;面源则不同,它代表  $DX$  下风方一端的一个取样点( $DX \cdot DY \cdot DZ=1 \times 1 \times 1m^3$ )的浓度值,因为面源源强是按 1 平方公里的网格计量的,取  $DX=1000m$ ,表示面源网格内的积分或累加。因此,和点源相比,面源的计量是精确的。

### 3. 面源的水平方向的扩散

假定湍流场是水平均匀的, $X, Y, Z$  各方向的扩散相互独立,则(2)式在  $X, Y$  方向的扩散为正态分布。

以  $Y$  向扩散为例,当  $n+1=m$  时,由(2),(3)两式可得

$$\begin{aligned}
 Y_m = u_m \Delta t = & (v_0 R_0 R_1 R_2 \cdots R_{m-1} + \sigma_{v,0} b_0 \zeta_0 R_1 R_2 R_3 \cdots R_{m-1} \\
 & + \sigma_{v,1} b_1 \zeta_1 R_2 \cdots R_{m-1} + \cdots + \sigma_{v,m-2} b_{m-2} \zeta_{m-2} R_{m-1} \\
 & + \sigma_{v,m-1} b_{m-1} \zeta_{m-1}) \Delta t
 \end{aligned} \quad (18)$$

上式中  $v_0, R_0, R_1, R_2, \cdots, R_{m-1}, b_1, b_2, \cdots, b_{m-2}, \sigma_{v,0}, \sigma_{v,01}, \cdots, \sigma_{v,m-1}$  均为确定数。 $\zeta_0, \zeta_1, \cdots, \zeta_{m-1}$  为以  $Y$  为自变量的相互独立的正态随机数。

正式随机变数的线性变换仍应为正态分布。相互独立的随机变数之和的分布函数也应为正态分布。

将(18)式的右侧按线性变换和正态分布随机变数之和的规则合并后,可得出  $Y_m$  为正态分布。如果  $\sigma_v$  和  $R$  (或  $T_L$ ) 不随高度变化(例如不稳定层结), (18)式的方差可简化为

$$Y^2 = \sigma_y^2 = \sigma_v^2 \Delta t^2 \frac{[m(1-R^2) - 2R(1-R^m)]}{(1-R^2)} \quad (19)$$

或

$$\sigma_y = \sigma_v \Delta t \left\{ m(1 - e^{-2\Delta t/T_L^*}) - 2e^{-\Delta t/T_L^*} (1 - e^{-m\Delta t/T_L^*}) \right\}^{1/2} / (1 - e^{-\Delta t/T_L^*}) \quad (20)$$

当时间步长  $\Delta t \rightarrow 0$  时, (20) 将趋近于 Gifford<sup>[4]</sup> 导出的解析形式

$$\sigma_y = \sqrt{2} T_L^* \sigma_v \left( \frac{t}{T_L^*} - 1 + e^{-t/T_L^*} \right)^{1/2} \quad (21)$$

横向扩散对于面源并不重要,在面源网格内,各点的横向扩散效果基本上已相互抵消。如果各网格的源强相差不是很大时,网格之间也大部分互相抵消,其效果与横向扩散较小(窄烟云)的情况相当<sup>[6]</sup>,除不稳定层结外,对中性和稳定层结的横向扩散按(2)式和直接按正态分布(取源高处的  $\sigma_v$  和  $T_L^*$ ) 的贵阳市  $\text{SO}_2$  地面浓度等值线的计算结果表明,两种结果基本上一致,与监测值的相关数都大于 0.96。

#### 4. 模式的数值方法验证

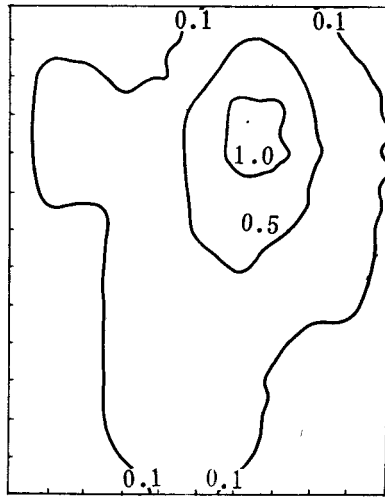
数值方法验证系指在均匀风场和湍流场的条件下,对于地面浓度,采用  $K$  理论或正态模式的解析结果检验上述数值方法的精确性。

在验证计算中,取  $N = 500, 1000, 5000$ ;  $DX \cdot DY \cdot DZ = 1000 \times 1 \times 1 \text{m}^3, 100 \times 1 \times 1 \text{m}^3, 20 \times 1 \times 1 \text{m}^3$ ;  $\Delta t = 2\text{s}, 5\text{s}, 10\text{s}, 20\text{s}$ ; 排放高度  $H = 10\text{m}, 50\text{m}, 100\text{m}$ ; 大气稳定度取中性及不稳定条件; 计算范围为下风方 2km。按上述各参数的取值共计算了 20 种组合情况。与解析结果比较后得相关系数  $r$  为 0.92—0.99,  $r$  随着  $N$  和  $DX$  的取值增加而增大;  $\Delta t$  对计算结果基本上没有影响。从验证的结果可见,改进后的模式是正确的,具有较好的精确性。

## 六、 $\text{SO}_2$ 浓度预测

首先在试验期间选择了几个典型日(1988年12月2日—12日),典型日的选择考虑了风向,风速和稳定度的不同类型;然后计算这些典型日的浓度分布并求其平均值。这一平均值的浓度分布示于图6。对6个同期进行监测的点做了相关性检验(参阅表1),相关系数  $r = 0.96$ 。从表1可见,除大十字街外,其他各点的预测值和监测值都比较一致。因大十字街系一十字路口,局地气流比较复杂,从而导致预测值和实测值的一定误差。



图 6 冬季  $\text{SO}_2$  地面日平均浓度 ( $\text{mg}/\text{m}^3$ )表 1  $\text{SO}_2$  冬季日平均浓度的监测值和预测值 ( $\text{mg}/\text{m}^3$ )

监测点	黔灵公园	八角岩	大十字	市监测站	贵钢	太慈桥
监测值	0.217	0.458	0.686	0.367	0.348	0.447
预测值	0.154	0.441	1.102	0.395	0.312	0.417

以下给出几个典型算例:

1. 在距地面 50—500m 之间出现“极值风层”时的地面浓度分布(参阅图 7)。

图 7 的风场条件如图 3 所示,大气稳定度为不稳定( $L=-20$ )。图 8 是按一般边界层风廓线的规律,假定 50m 至 500m 之间不存在极值风层时的浓度分布,其余条件同图 7。对这两种情况进行比较后可见,极值风层虽然高于污染源的排出口(贵阳市的污染源高度绝大部分都是小于 50m),却仍然起到了一定的通风作用,它使得进入到这一层中的污染物较迅速地传输到城区以外的地区,降低了污染物在近地面层的堆积现象。因此,出现极值风层时的地面浓度,普遍地比不存在这一条件时低 30~40%。

当近地面大气稳定度为中性和稳定时,由于在铅直方向的传递较弱,极值风层的通风作用也相应地减小。中性稳定度,距地面 50—500m 之间有极值风层时,其地面浓度分布,约比无极值风层时减小 10~20%。进一步的预测结果表明,适当地增高面源的排放高度(>20m)极值风层的稀释作用将更为明显。

2. 强不稳定时的地面浓度分布

1988 年 12 月 4 日 13:00 前后,贵阳市适逢晴天无云,热对流较强( $L=-2$ ),边界层较厚(2000m)。并且在 50m 以上有极值风层,所有这些有利于扩散因素都使得其地面浓度分布明显地低于日平均分布(参见图 9)。这一预测结果完全符合当时的监测值。

3. 出现城市环流时的地面浓度分布

图 10 的风场如图 4 所示,天气条件为不稳定( $L=-25$ )。从图 10 可见,虽然地面出现辐合气流,城市中心区的浓度仍然较高。由于城市热岛环流是发生在日出以后,天气条件

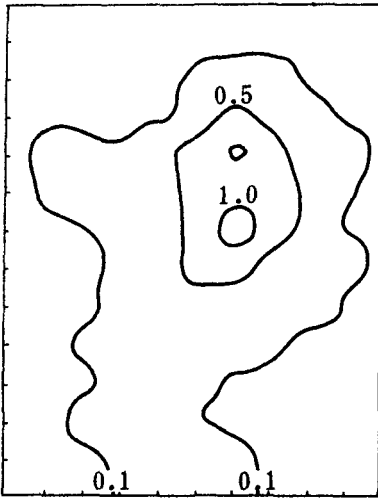


图7 出现极值风层时  
SO<sub>2</sub> 地面浓度(mg/m<sup>3</sup>)

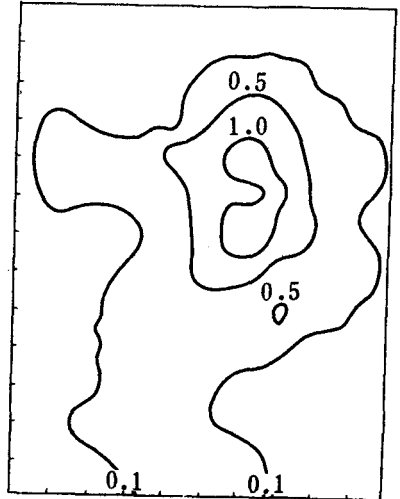


图8 无极值风层时  
SO<sub>2</sub> 地面浓度(mg/m<sup>3</sup>)

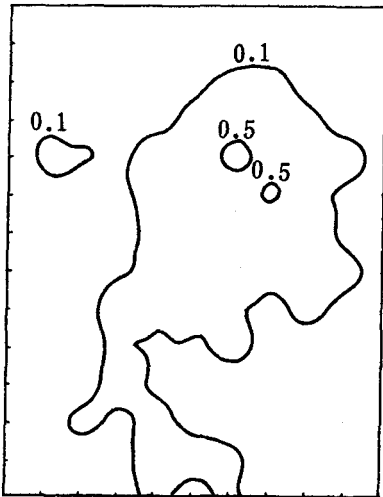


图9 强不稳定时 SO<sub>2</sub>  
地面浓度(mg/m<sup>3</sup>)

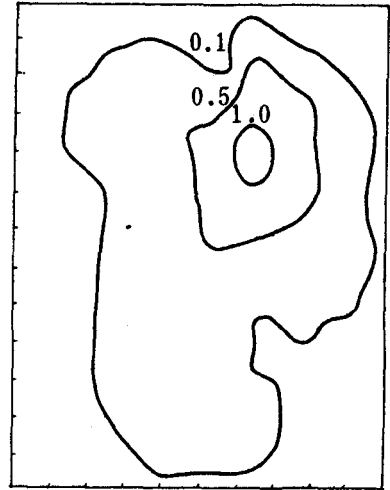


图10 出现城市环流时  
SO<sub>2</sub> 地面浓度(mg/m<sup>3</sup>)

偏于不稳定,且在50m以上出现了极值风层,故与日平均分布(图6)相比,其浓度仍然普遍较小,且浓度等值线向城市中心区收缩。

## 七、结 语

1. 对于 Monte-Carlo 面源模式,因其水平方向的扩散对浓度的贡献很小,因此,对横向扩散可做适当的简化处理,从而可以显著地减少其计算机时。另一方面,面源对任一取样

点的浓度贡献可直接沿风向对粒子按网格长度做累加计算,因此,其计量精度将比点源需采用计量单元容积的作法更精确。

2. 湍流试验结果表明:该地区具有典型的山区小风扩散特征。稳定和中性条件, $u$ 、 $v$ 湍谱峰明显地移向低频,大涡能量增加,水平扩散和平原地区相比明显偏大;不稳定时,由于地形的限制作用,水平扩散反而偏小。

3. 模式的验证结果表明:

(1)在均匀湍流场条件下地面浓度和理论解析结果的相关系数在 0.92—0.99 之间。

(2)冬季日平均地面浓度的预测值和监测值的相关系数为 0.96。

(3)典型条件计算的结果预测值和监测值也比较一致。

4. 由于模拟地区的地形特征,城市中心区常处于小风或静风状态,而在距地面 50—500m 之间常存在一极值风层,其主导风向主要为东北或西南。这一极值风层是稀释扩散该地区大气污染物的主要作用之一,大气稳定度为不稳定时,可使地面浓度降低 30~40%,中性时可降低 20% 以下。

对该地区大气污染物起稀释扩散作用的另一主要因素是产生热对流时的强不稳定状况。这时,即使在地面因城市热岛环流而出现辐合气流,也可以普遍减轻地面的污染程度。

5. 预测结果表明,全市  $\text{SO}_2$  普遍超标,平均超标 1—5 倍,城市中心区可高达十几倍。造成超标的主要污染源是 0—10m 高的民用和服务性的小炉灶。其污染比率全市平均为 47%,城市中心区可高达 70%。其次,受点源影响的地区,点源的贡献也比较大。因为绝大多数点源的排放高度都比国标中规定的根据其排放量计算的高度要低。

考虑到上述对该地区起稀释作用的主要因素,改善其大气环境质量的主要措施,除减少污染物排放量外,应该是尽可能加高排出口高度。

## 参 考 文 献

- [1] Reid, J. D., Markov chain simulation of vertical dispersion in the neutral surface and elevated releases, *Bound. Layer Meteor.*, 16, 1, 3—22, 1979.
- [2] Hanna, S. R., Some statistics of Lagrangian and Eulerian wind fluctuations, *J. Appl. Meteor.*, 18, 4, 518—525, 1979.
- [3] Legg, B. J. et al., Markov chain simulation of particle dispersion in inhomogeneous flows; the mean drift velocity induced by a gradient in Eulerian velocity variance, *Bound. Layer Meteor.*, 24, 1, 3—13, 1982.
- [4] Gifford, F. A., Horizontal diffusion in the atmosphere; a Lagrangian-dynamical theory, *Atmos. Environ.*, 16, 3, 505—512, 1982.
- [5] Yamada, T. et al., Development and application of a nested grid mesoscale model for transport and diffusion over complex terrain. In: Fifth Joint conference on Application of Air Pollution Meteorology, Chapel Hill, (Sponsored by American Meteorological Society), 233—236, 1986.
- [6] Filliger, P. et al., Transport and dispersion of air pollution in a slope wind area, In: idem[5], 269—272, 1986.
- [7] Zu Tielin, Atmospheric diffusion under light wind. In: Proceedings of the Second Asian Congress of Fluid Mechanics, Beijing, China, (Eds: T. C. Lin), 918—923, 1983.
- [8] 俎铁林等,面源模式,中国环境科学,4, 1981.

## NUMERICAL SIMULATION OF AIR POLLUTANT TRANSPORT AND DIFFUSION IN GUIYANG CITY

Zu Tielin

(*Academy of Meteorological Science, SMA*)

### Abstract

The Monte-Carlo model is used to predict the ground level concentration distribution (GLCD) of  $\text{SO}_2$  in mountainous city-Guiyang city. In order to accomplish the numerical simulation of the area source in the city, the concentration count and horizontal diffusion in the Monte-Carlo model are studied. The wind fields used as the background or the input parameters are obtained from the objective analysis according to the three dimensional wind observations, and the turbulent parameters are determined by the parameterized formulas which have been adjusted with the local experimental data in Guiyang city. It is shown that the wind profile is not highly coincided with the ordinary features, there is usually an 'extremum' between the layers of 50 and 500m, there are the typical features of atmospheric diffusion under the light wind in Guiyang city, the spectral peak values of the velocity components  $u$  and  $v$  shift to the lower frequencies and the horizontal diffusion remarkably increase. Additionally, the modelling verification both with other theories and the experiments have been done. The GLCD of homogeneous turbulence consists with that obtained from K-theory or Gaussian model. For the daily average values of GCLD in winter, the correlation coefficient between prediction and observation is 0.96. The GLCD simulated shows that the air-pollutant transport and diffusion in Guiyang city is mainly depended on the very unstable weather condition or the aeration effect of the 'extremum' wind layer.