

不同气象条件下湍流通量的研究*

曹文俊 刘吉成 陶立英

(南京气象学院大气物理学系, 南京, 210044)

摘要 利用1989年12月~1990年1月在重庆市测得的三轴风速仪资料和气象资料, 1990年7~8月在天津测得的三轴风速仪资料、温度脉冲资料、气象资料, 计算了不同气象条件下的动量通量、热通量、摩擦速度和特征温度。这对了解重庆和天津市郊不同气象条件下的近地面层的湍流通量特征是十分有益的。

关键词 近地面层, 动量通量, 热通量, 摩擦速度, 特征温度

分类号 P425

近地面层湍流动量通量和热通量是表征地面与大气之间作用强弱的重要参量, 它们与湍流有密切关系。陆-气间的动量、热量交换, 一方面是影响大气运动的重要因子; 另一方面从环境角度看, 污染物的垂直输送与动量通量、热通量也密切相关。从 Wangara 试验(1967)、堪萨斯试验(1968)、明尼苏达(1973)边界层试验以来, 已发表了多篇有关研究近地层湍流特征的文章^[1,2]。李兴生、赵鸣等利用北京气象塔及美国 BAO 气象塔的脉动量资料, 研究并发表了多篇有关近地层湍流特征的文章^[3~5]。在已发表的这类文章中, 多为平坦地形的情况, 有关不同气象条件下城市(郊)下垫面上的湍流通量研究的文章并不多见。随着工业的发展, 城市大气环境质量日益突出。有必要对城市(郊)的湍流通量开展进一步研究。

本文使用的资料是: (1) 1990年7~8月在天津气象塔所作的三轴风速仪观测资料和温度脉动仪资料, 每天观测8次, 有天气过程时进行加密观测。天津气象塔位于天津南郊, 三轴风速仪和温度脉动仪安装在离地30m高的铁塔观测平台。在气象塔周围300m内, 多数建筑的高度仅几米, 个别建筑物的高度达30m左右。从总体看, 气象塔的观测场地具有典型的城郊特征, 由风的梯度资料计算得出地面粗糙度为0.89m左右。三轴风速仪的三轴(X、Y、Z)分别指向西、南及上方。每1秒读取一组风速资料(u, v, w), 测量精度为 $0.1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。温度脉动仪每隔1秒读取10个温度值, 精度为 0.1°C 。采样时段为1小时。在温风仪器采样时, 同时作地面气象观测。温风的梯度资料则从气象塔的平均风温测量系统的每小时自动记录一次(取10分钟平均值)的资料中可以获得^[6]。(2) 1989年12月~1990年1月在重庆市中区作的三轴风速仪观测资料, 每天观测8次, 有雾时进行加密观测。2套三轴风速仪分别安装在二层楼平台的2m和8m高度处。三轴风速仪的安装方向是: X轴指向东, Y轴指向北, Z轴指向上方。采样时段是30分钟, 每2秒采样1次。在三轴风速仪采样时, 同时作地面气象观测, 并在邻近测点的珊瑚坝用系留气艇作温风的梯度观测。重庆地形起伏, 三轴风速仪测点所在地是重庆市中区石板坡, 它是一个几十米高的

* 本文得到《大气边界层物理和大气化学国家重点实验室》的资助

收稿日期: 1993-10-30; 改回日期: 1993-12-17

小坡,周围建筑物高度参差不齐,由两层三轴风速仪资料,算得地面粗糙度约为1.09m。为决定每次采样时的稳定度级别,本文只能选取与系留气艇同步观测的三轴风速仪资料进行计算,并还需剔除测量数据有明显不合理的那些样本,故重庆测点的样本数远少于天津测点的样本数。表1、表2、表3中列出了两地的实际计算的样本数。

本文利用上述资料,按实时天气状况,分别计算了“一般”天气(泛指观测期间总的天气状况)、有天气过程、有雾3种条件下的湍流动量通量(τ)、热通量(H)、摩擦速度(u_*)、特征温度(T_*)值。期望能通过在在不同气象条件下计算出的湍流量值,了解城市(郊)下垫面湍流量的变化特征。

1 大气稳定度的分类

本文利用P·S分类法^[7]、温度梯度法^[8,9]、城市稳定度分类法^[10]、理查逊数法、总体理查逊数法、莫宁-奥布霍夫长度法^[11-13],对大气稳定度作了分类。由于各种稳定度分类法的依据不同,所得的稳定度分类结果也不全同。以1、2、3、4、5、6分别代表稳定度级别A、B、C、D、E、F。然后将同一时次的几种稳定度分类法的结果进行平均,即得该时次的稳定度。由于样本数有限,本文将A-C级合为不稳定类,D级为中性类,E-F级合为稳定类。

2 计算公式与计算方法

2.1 计算动量通量与摩擦速度

以 τ_{zx} 和 τ_{zy} 分别表示沿Z方向输送的X和Y方向的动量,以 τ_{yx} 表示沿Y方向输送的X方向的动量,计算式为

$$\tau_{zx} = -\rho \overline{u'w'}, \quad \tau_{zy} = -\rho \overline{v'w'}, \quad \tau_{yx} = -\rho \overline{u'v'} \quad (1)$$

$$\rho = p/(R_d \cdot T_v) \quad (2)$$

$$T_v = T(1 + 0.378 e/p) \quad (3)$$

$$u' = u - \bar{U}, \quad v' = v - \bar{V}, \quad w' = w - \bar{W} \quad (4)$$

其中 u' 、 v' 、 w' 分别为X、Y、Z方向的脉动速度; $\bar{U}$ 、 $\bar{V}$ 、 $\bar{W}$ 代表各分量的平均值; p 、 ρ 、 T 、 e 、 R_d 代表气象上常用的符号含意, T_v 为虚温。

计算方法:以三轴风速仪的每15分钟数据序列为一段,计算各样本段的 $\bar{U}$ 、 $\bar{V}$ 、 $\bar{W}$ 。由(4)式可求出脉动风速 u' 、 v' 、 w' 。据地面气象资料,由(3)、(2)式求得 ρ 。再由(1)式,可求得每个样本的 τ_{zx} 、 τ_{zy} 、 τ_{yx} 。

计算摩擦速度(u_*)的公式为

$$u_*^2 = -\overline{u'w'} \quad (5)$$

2.2 计算热通量与特征温度

在天津的近地层探测资料中,有温度脉动仪的探测资料(T')。湍流热通量(H)的计算式为

$$H = c_p \cdot \rho \cdot \overline{w'T'} \quad (6)$$

特征温度(T_*)的计算式为

$$T_* = -H/(c_p \cdot \rho \cdot u_*) \quad (7)$$

其中 c_p 为空气的比定压热容。

在重庆的边界层探测资料中,没有温度脉动仪资料,但有系留气艇的温风梯度资料。可用

系留气艇在近地层内最低两层的风温资料与地面风资料求 H 值。计算式为^[2]

$$H = -c_p \cdot \rho \cdot u_* \cdot T_* \quad (8)$$

$$T_* = u_*^2 / (k \frac{g}{\theta} \cdot L) \quad (9)$$

其中 u_* 由(5)式求取。 g 是重力加速度, $k = 0.4$ (卡曼常数)。在近地层内, 位温 (θ) 可用地面温度 (T_0) 代替, 误差不大。 L 是莫宁-奥布霍夫长度。在不稳定层结时 ($\frac{z}{L} < 0$), L 按下式求取^[11,14]

$$L = z/Ri \quad (10)$$

$$Ri = \frac{g}{T} \left[\frac{\Delta T}{\sqrt{z_1 \cdot z_2 \cdot (\ln \frac{z_2}{z_1})}} + \gamma_d \right] \times \left[\frac{\sqrt{z_1 \cdot z_2 \cdot (\ln \frac{z_2}{z_1})}}{\Delta u} \right]^2 \quad (11)$$

式中 $\bar{T}$ 是 $z_1 - z_2$ 气层的平均温度; ΔT 和 Δu 是两个高度的温度差与风速差; γ_d 是干绝热递减率。由(11)式计算得的理查逊数 Ri 代表几何平均高度 ($\bar{z} = \sqrt{z_1 \cdot z_2}$) 处的 Ri 值。若是稳定层结时 ($\frac{z}{L} > 0$), L 按下式求取^[11,14]

$$\varphi_m = 1 + 4.7 \frac{z}{L} \quad (12)$$

$$\frac{z}{L} = \frac{K_H}{K_m} \cdot Ri \cdot \varphi_m \left(\frac{z}{L} \right) \approx Ri \cdot \varphi_m \left(\frac{z}{L} \right) \quad (13)$$

$$\frac{\varphi_{m2}}{\varphi_{m1}} = \frac{(\Delta u)_2}{(\Delta u)_1} \cdot \frac{(\Delta \ln z)_1}{(\Delta \ln z)_2} \quad (14)$$

式中 K_m 、 K_H 分别为湍流动量与热交换系数, 作为近似, 一般取 $K_H \simeq K_m$ 。式中的下标1和2分别表示系留气艇在近地面层内最低的两层。系留气艇的测点位置(珊瑚坝)紧挨三轴风速仪测点所在地(石板坡)的位置, 两测点的水平距离小于1km。考虑到两测点的拔海高度约差90m, 故在选用系留气艇的温风资料时, 只选用其最低两层(平均约在100m 以下)的温风资料, 以求与石板坡的资料近似相匹配。上式中的 φ_m 是层结订正函数。由(12)–(14)式, 利用迭代法可求取 L 。一般只需迭代4、5步即可达到所需的精度。在求得 L 与 u_* 后, 由(9)、(8)式, 可计算 T_* 、 H 值。

3 资料的预处理

在用上述公式计算 τ 、 H 、 u_* 、 T_* 以前, 需对三轴风速仪的脉动风资料作以下预处理。(1) 检查原始风资料, 剔除记录中的怪值^[6]。(2) 由 Gill 型三轴风速仪测得的风资料, 需作非余弦订正, 见文献[6]。(3) 作坐标转换, 即把 X 轴的正向转向平均风的方向(取为 x 轴), Y 轴在水平面上与 x 轴成正交(取为 y 轴), Z 轴仍指向上方(取为 z 轴)。

4 计算结果与讨论

4.1 “一般”天气条件下的 τ 、 H 、 u_* 、 T_*

表1列出了天津(夏季)与重庆(冬季)的 τ ($N \cdot m^{-2}$)、 H ($J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)、 u_* ($m \cdot s^{-1}$)、 T_* (K) 的计算结果。表中还列出各量的计算极大值 (M)、算术平均值 ($\bar{A}$)、绝对值的平均值 ($\overline{|A|}$)、极

小值(m), N 为样本数(下同)。由表1可见:(1)无论是天津或重庆, τ_{zx} 均为正值。表明近地层中

表1 “一般”天气条件下的 τ 、 H 、 u_* 、 T_* 计算值

Table 1 Calculations of τ , H , u_* and T_* under ordinary meteorological conditions

		天 津(夏 季)			重 庆(冬 季)	
		不稳定	中 性	稳 定	中 性	稳 定
$\tau_{zx}/N \cdot m^{-2}$	M	0.380	0.305	0.206	0.109	0.071
	$\bar{A}$	0.141	0.110	0.089	0.043	0.017
	m	0.005	0.002	0.025	0.006	0.000
$\tau_{zy}/N \cdot m^{-2}$	M	0.105	0.048	0.030	0.076	0.055
	$\bar{A}$	0.035	0.026	0.017	0.009	0.008
	m	-0.064	-0.034	-0.026	-0.027	-0.023
$\tau_{yx}/N \cdot m^{-2}$	M	0.248	0.380	0.100	0.297	0.206
	$\bar{A}$	0.135	0.090	0.080	0.042	0.028
	m	-0.355	-0.189	-0.127	-0.266	-0.102
$u_*/m \cdot s^{-1}$	M	0.656	0.548	0.426	0.298	0.258
	$\bar{A}$	0.330	0.330	0.220	0.179	0.088
	m	0.070	0.037	0.145	0.071	0.001
$H/J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$	M	239.780	120.029	31.408	140.000	21.000
	$\bar{A}$	51.255	17.986	4.576	12.141	2.660
	m	-28.671	-9.131	-14.153	-0.280	-0.520
T_*/K	M	0.414	0.379	0.185	0.74	0.74
	$\bar{A}$	0.120	0.067	0.051	0.061	0.052
	m	-0.0082	-0.071	-0.071	0.000	0.000
$\bar{u}/m \cdot s^{-1}$	$\bar{A}$	2.610	2.400	2.210	1.250	1.090
N		108	52	24	15	15

由上向下输送的 x 方向(平均风方向)的动量通常为正值,也表明近地层中的平均风速一般是随高度而增加的。(2) τ_{zy} 与 τ_{yx} 则有正、有负,表明 τ_{zy} 与 τ_{yx} 的输送方向是可以相反的。各种稳定度条件下 τ_{yx} 的绝对值的平均值,大于 τ_{zy} 的绝对值的平均值,表明在 y 方向输送的 x 方向的动量大于沿 z 方向输送的 y 方向的动量。(3)据文献资料*,在不稳定层结、中性层结、稳定层结时,广州(夏季) τ_{zx} 的算术平均值分别为0.159,0.156,0.2N·m⁻²; τ_{zy} 的绝对值平均值分别为0.124,0.059,0.062N·m⁻²; τ_{yx} 的绝对值平均值分别为0.022,0.026,0.067N·m⁻²。可见天津的 τ_{zx} 、 τ_{zy} 小于广州的对应值,但天津的 τ_{yx} 的绝对值的平均值,却略大于广州的对应值。(4)广州(夏季) u_* 在不稳定层结、中性层结、稳定层结时的值分别为0.47、0.31、0.255m·s⁻¹。神头** (近山平原)夏季的 u_* 在不稳定层结和稳定层结时分别为0.216和0.143m·s⁻¹。可见天津市郊的 u_* 值小于广州市区的对应值,但大于近山平原的 u_* 值。(5)从计算个例来看,天津市郊的 T_* 值多数小于广州市区相同稳定度条件下的 T_* 值(表略)。

4.2 小风有雾条件下的 τ 、 H 、 u_* 、 T_*

1989年12月~1990年1月间重庆雾特少。表2列出了重庆(冬季)小风有雾时的 τ 、 H 、 u_* 、 T_* 的算术平均值。由表2、表1可见,小风有雾时的 τ 、 H 、 u_* 、 T_* 值一般都小于“一般”天气条件下

* 王彦昌等.“七五”国家科技攻关项目[60-02-02-02(09)].南京大学,1990
** 刘思涓等.水电部“七五”重点科技项目(B877052).电力环保所等,1990

的对应值。表2中稳定层结时的样本数仅有1个,无代表性,但考虑到尚未见有这方面的资料报导,故作为个例仍列入表2中。

表2 重庆(冬季)小风有雾时的 τ 、 H 、 u_* 、 T_* 。

Table 2 Calculations of τ , H , u_* and T_* with light wind in winter foggy weather for Chongqing

	$\bar{\tau}_{xx}$	$\bar{\tau}_{xy}$	$\bar{\tau}_{yx}$	$\bar{u}_*$	H	T_*	$\bar{u}$	N
	$N \cdot m^{-2}$	$N \cdot m^{-2}$	$N \cdot m^{-2}$	$m \cdot s^{-1}$	$J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$	K	$m \cdot s^{-1}$	
中 性	0.015	0.0012	0.029	0.106	0.52	0.005	0.6	2
稳 定	0.001	0.0002	-0.0002	0.023	9.6	0.00	0.25	1

4.3 有天气过程时的 τ 、 H 、 u_* 、 T_* 。

表3列出了天津有雷雨、闪电或高空槽影响等原因而出现坏天气时的 τ 、 H 、 u_* 、 T_* 的计算结果。由表3可见,天津夏季(1990年7月~8月)在出现坏天气时均为不稳定或中性层结,此时的 τ_{xx} 均为正值, τ_{zy} 和 τ_{yx} 也出现有正、有负现象。由表1、表3可见,在坏天气时除了 τ_{xx} 、 u_* 值大于“一般”天气的对应值以外, τ_{zy} 、 τ_{yx} 、 H 、 T_* 值不一定大于“一般”天气的对应值,它们的相对大小因具体过程而异。

表3 天津(夏季)有天气过程时的 τ 、 H 、 u_* 、 T_* 。

Table 3 Calculations of τ , H , u_* and T_* for summer weather change at Tianjin

	$\tau_{xx}/N \cdot m^{-2}$			$\tau_{zy}/N \cdot m^{-2}$			$\tau_{yx}/N \cdot m^{-2}$		
	M	$\bar{A}$	m	M	$ \bar{A} $	m	M	$ \bar{A} $	m
不稳定	0.578	0.177	0.013	0.059	0.023	-0.048	0.515	0.220	-0.461
中 性	0.272	0.139	0.033	0.052	0.021	-0.032	0.058	0.072	-0.182
	$u_*/m \cdot s^{-1}$			$H/J \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$			T_*/K		
	M	$\bar{A}$	m	M	$\bar{A}$	m	M	$ \bar{A} $	m
不稳定	0.703	0.37	0.103	97.130	34.046	-8.090	0.132	0.056	-0.044
中 性	0.481	0.33	0.168	56.160	32.110	0.000	0.099	0.079	0.000
$\bar{u}/m \cdot s^{-1}$			N						
不稳定	2.36			12					
中 性	1.60			4					

4.4 τ 的时间变化

图1和图2分别给出了重庆、天津两地 τ 的时间变化的个例。由图可见:(1)两地的 τ_{xx} 均大于零。(2)图2中的横坐标是从1990年7月26日零时开始的。图2表明, τ_{xx} 在中午前后有极大值(见图2中的 A_2 区),这是 τ 的正常日变化,由热力因子造成;图2中的 B_2 区的高值是异常变化,由雷雨过程造成。(3)当出现风向转变时, τ_{yx} 的变化最明显,并出现极大值。例如,图1中的 A_1 区,风向和风速的变化分别为 $NW \rightarrow SE$ 和 $1.1m \cdot s^{-1} \rightarrow 0.45m \cdot s^{-1}$;在 B_1 区,则两者的变化分别为 $SE \rightarrow NW$ 和 $0.32m \cdot s^{-1} \rightarrow 0.32m \cdot s^{-1}$ 。在图2中的 C_2 区,风向和风速的变化分别为 $SW \rightarrow E$ 和 $1.3m \cdot s^{-1} \rightarrow 1.6m \cdot s^{-1}$;在 D_2 区,则风向和风速的变化分别为 $S \rightarrow SE$ 和 $0.9m \cdot s^{-1} \rightarrow 1.7m \cdot s^{-1}$ 。若在风向转变时,风速是在 $\bar{u} < 1m \cdot s^{-1}$ 与 $\bar{u} > 1m \cdot s^{-1}$ 之间变化,则引起的 τ_{yx} 的变化幅度将

更大(见图1的 A_1 区、图2中的 D_2 区)。这个现象与南京大学在江苏仪征地区小风很稳定的空气中有时测得很大的水平湍强的现象^[15]是一致的,它也与在稳定、小风时观测到出现很大的方位角标准差的现象^[16]是类似的。其原因可能是由与湍流无关的低频波动(或其他一些大尺度扰动),使风向发生了缓慢漂移所造成的^[15]。

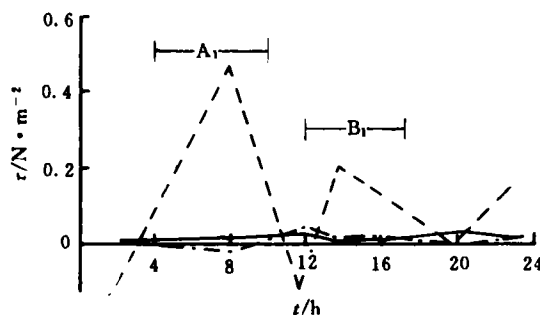


图1 重庆 τ 的时间变化(1989年12月31日)

(--- τ_{yx} , — τ_{zx} , -·- τ_{xy})

Fig. 1 Time history of τ observed at Chongqing
December 31, 1989

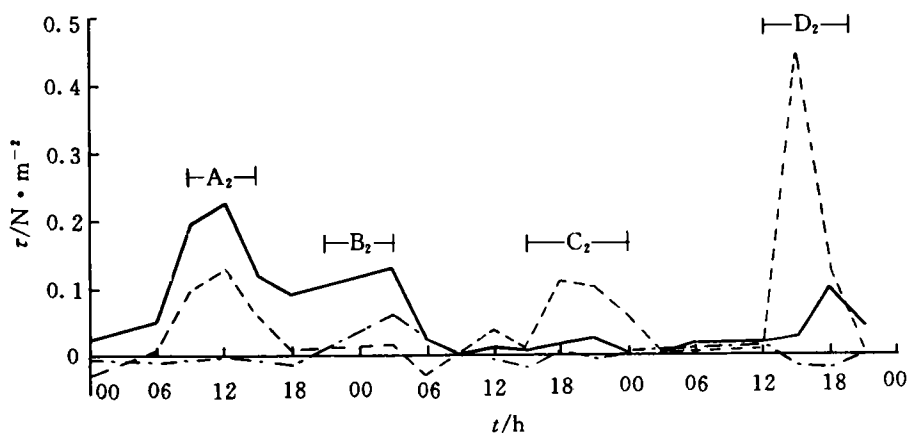


图2 天津 τ 的时间变化(1990年7月26~28日)

(--- τ_{yx} , — τ_{zx} , -·- τ_{xy})

Fig. 2 As in Fig. 1 at Tianjin but for the interval July 26~28, 1990

5 结 语

(1)重庆、天津的 τ_{zx} 均为正值。 τ_{zy} 和 τ_{yx} 则有正、有负,但 τ_{yx} 的绝对值的平均数大于 τ_{zy} 的绝对值的平均数。 τ_{zx} 的算术平均值、 τ_{zy} 和 τ_{yx} 的绝对值的平均值,一般随稳定度的增加而变小。重庆小风、雾中的 τ 值,小于“一般”天气的对应值。天津夏季坏天气时的 τ_{zx} 值,常大于“一般”天气的 τ_{zx} ,但 τ_{zy} 和 τ_{yx} 不存在这种不等关系。 τ_{zx} 在中午前后及在出现对流性天气时会出现极大值。 τ_{yx} 在出现风向转变时会有极大值,尤其在小风、风向转变时 τ_{yx} 的增加幅度特大。

(2) H 和 u_* 值一般随稳定度的增加而变小。重庆小风、雾中的 H 和 u_* 值,常小于“一般”天气的 H 和 u_* 值。

(3)“一般”天气时的 T_* 的绝对值的平均数,常随稳定度的增加而逐渐变小。天津坏天气时的 T_* 值,不一定大于“一般”天气的 T_* 值。

本文的上述结论,是根据天津气象塔和重庆市中区的两次野外观测资料研究得出的。严格而言,所得结论只能代表它们各自环境条件下的通量特征,研究也是初步的。

参 考 文 献

- 1 Businger J A. On the direct determination of the turbulent heat flux near the ground. *J Appl Meteo*, 1967, 6: 1025~1032
- 2 Houghton D A. Workshop in Micrometeorology. Boston, Massachusetts. AMS, 1973, 1~65, 67~100
- 3 李兴生. 近地层内湍流特征量的参数化研究. *应用气象学报*, 1992, 3(3): 289~297
- 4 赵 鸣. 论塔层风温廓线. *大气科学*, 1993, 17(1): 65~67
- 5 李兴生, 吕乃平. 几种计算湍流能量和通量方法的比较. *大气科学*, 1984, 8(3): 315~322
- 6 曹文俊, 朱 汶, 逢 勇等. 天津市郊近地面层湍流特征量的研究. *南京气象学院学报*, 1993, 16(2): 201~207
- 7 中华人民共和国国家标准. GB/T 13201—91. 制定地方大气污染物排放标准的技术方法. 北京: 国家技术监督局、国家环境保护局, 1991: 13~14
- 8 Demarrais G A. Atmospheric stability class determinations on a 481-meter tower in Oklahoma. *Atmos Envir*, 1978, 12(10): 1957~1964
- 9 袁素珍, 雷孝恩. 320米塔上测定的大气稳定度类和风速廓线. *中国环境科学*, 1982, 2(3): 29~34
- 10 Ludwig F L. Comparison of two practical atmospheric stability classification schemes in an urban application. *J Appl Meteo*, 1976, 15: 1172~1176
- 11 Golder D. Relations among stability parameters in the surface layer. *Boundary-Layer Meteor*, 1972, 3: 47~58
- 12 徐大海, 俎铁林. 我国大气稳定度频率的分布. *环境科学学报*, 1983, 3(1): 52~61
- 13 曹文俊, 朱 汶. 大气稳定度参数的计算方法及几种稳定度分类方法的对比研究. *中国环境科学*, 1990, 10(2): 142~147
- 14 苗曼倩, 赵 鸣, 王彦昌等. 近地层湍流通量计算及几种塔层风廓线模式的研究. *大气科学*, 1987, 11(4): 420~429
- 15 赵 鸣, 苗曼倩, 王彦昌. 边界层气象学教程. 北京: 气象出版社, 1991. 91~92
- 16 李宗恺, 潘云仙, 孙润桥. 空气污染气象学原理及应用. 北京: 气象出版社, 1985. 151~152

STUDY OF TURBULENCE FLUX UNDER DIFFERENT METEOROLOGICAL CONDITIONS

Cao Wenjun Liu Jicheng Tao Liying

(Department of Atmospheric Physics, NIM, Nanjing, 210044, PRC)

Abstract Based on 3-axis anemometer measurements and other meteorological data from Chongqing from December 1989 to January 1990, and the wind measurements, temperature pulsations and other data in a meteorological context from Tianjin over the period July—August 1990, calculation is conducted of momentum flux, heat flux, frictional velocity and characteristic temperature under different meteorological conditions. The results obtained are of higher value to the understanding of turbulence flux features in the near surface layer in the suburbs of both the cities with meteorology differing.

Keywords near-surface layer, momentum flux, heat flux, frictional velocity, characteristic temperature