

近地层内湍流特征量的参数化研究

李兴生

贡辉军

(中国气象科学研究院,北京,100081)

(北京环境保护监测中心,北京,100044)

付秀华

(国家能源部南京环保研究所,南京,210031)

提 要

以地表能量收支平衡方程为基础,将地表通量同近地层内的常规气象资料联系起来,模式要求输入地面风速、温度和总云量等常规气象观测资料,输出近地层的湍流特征参数 U_* 、 θ_* 、 L 和参数化的地表通量(净辐射、感热通量、潜热通量和土壤热通量),澳大利亚 Wangara 试验资料被用来检验了该模式。计算结果和实际资料吻合较好。

一、引 言

在现行的污染扩散模式应用中,为了解决边界层内风、温度场的分布状态,一般均采用野外大气边界层现场布点观测。由于野外现场观测需要大量的人力、物力和财力,很不经济,因此用地面常规气象资料求取边界层内的风、温度廓线分布在实际工作中有较高的应用价值。

目前,在污染扩散模式中广泛应用的风廓线指数律,是利用常规气象资料解决边界层内风廓线分布的典型实例。风廓线指数律在实际应用中必须首先确定分布指数,分布指数是稳定度的函数。由于指数律只能获得边界层内有限高度(200—300m)的风廓线分布,使它不能解决全边界层内的风廓线分布。此外,建立在相似理论基础上的全边界层廓线要求提供边界层的内参数和外参数,使用就受到一定的限制。文献[1—3]给出了从地表能量收支平衡方程出发,利用常规气象资料求取近地层表面通量的方法。这种方法仅要求输入地面风速、温度和总云量,以获得地表通量收支各分量和近地层的湍流特征参数 U_* 、 θ_* 和 L ,该方法获得的计算值与实测值符合得很好。在此基础上获得的边界层内参数结合局地相似理论建立的廓线模式可以直接得到不同层结条件下全边界层的廓线分布。该方法的应用可以提高气象模式初始场的信息以及降低污染扩散模式应用的费用。

二、地表能量收支平衡

不考虑地表的冰相变化、水平平流和植被的光合作用,定常的地表通量收支平衡方程^[4]为:

$$R_N = \lambda_E + H + G \quad (1)$$

式中 R_N 为净辐射通量, λ_E 为潜热通量, H 是感热通量, G 为土壤热通量。

1. 潜热

在物理学上,估算潜热最切实可行的方法是彭曼(Penman)综合法^[5]。Businger^[6]和 Priestly^[7]给出了潜热计算公式:

$$\lambda_E = \alpha_0 \frac{S_r}{S_r + 1} (R_N - G) \quad (2)$$

式中 α_0 为地面湿度参数, α_0 值与表面状态和区域气象条件有关。一般说来,裸露干燥的地面 $\alpha_0=0$,潮湿饱和的地面取为 1.26,在大多数中等干燥的地区 $\alpha_0=1$ 。

对于 Wangara 试验的场地,白天取为 0.71,夜间取为 0.77,这两个值均小于 1,表明 Wangara 试验场地相对干燥,同时,由于夜间地面易于发生露降现象,使得夜间地面比白天潮湿,给出夜间的 α_0 值偏大一些。Hicks^[8]研究表明,在试验期间夜间存在明显的露降。

(2)式中 S_r 可以由理论给出, Van Ulden^[9]给出了计算 S_r 的近似公式:

$$S_r = \exp[0.055(T_r - 279)] \quad (3)$$

T_r 是 Z_r 处的空气温度。

2. 土壤热通量

在给定边界条件和初始土壤温度分布条件下,由土壤扩散方程(略)能够获得土壤热

表 1 土壤热通量与净辐射的回归参数

参数	n	\bar{R}_N	\bar{G}	r	C_R	σ_{RN}	σ_{R_N/R_N}	σ_σ	σ_σ/G
$R_N < 0$	189	-63.9	-29.2	0.78	0.46	16.1	0.25	8.6	0.29
$R_N > 0$	189	255.4	70.9	0.76	0.28	85.5	0.34	31.6	0.45

通量^[10]。一般采用简单、易行的经验关系式。其中最为广泛应用的是土壤热通量与地表净辐射的线性关系式(Holtslag et al. 1983, Brutsaert 1982):

$$G = C_R R_N \quad (4)$$

C_R 是经验参数,一般由实测资料 R_N 和 G 的回归给出。

表 1 给出了 R_N 和 G 的线性回归系数。其中 n 为样本数, r 为相关系数, C_R 为回归系数, σ 为样本均方差。 R_N 、 G 分别为净辐射通量和土壤热通量的平均值,单位为 W/m^2 。由表 1 可以看出土壤热通量与净辐射的线性关系很好,白天($R_N > 0$) $C_R = 0.28$,非常接近 Brutsaert 的推荐值 0.3。Brutsaert 认为 $C_R = 0.3$,对于裸露潮湿土壤是令人满意的,但对干燥的土壤表现出一定的滞后性。而夜间($R_N < 0$) $C_R = 0.46$,这表明土壤热通量在夜间是相当重要的。

3. 净辐射的参数化

净辐射是短波辐射和长波辐射的和,净辐射一般写成:

$$R_N = R_s + R_{LG} \quad (5)$$

其中 R_s 为短波辐射, R_{LG} 为长波辐射。

长波辐射是由来自大气的长波辐射(R_L)和来自地面的长波辐射(R_G)组成的,即

$$R_{LG} = R_L - R_G \quad (6)$$

在夜间,太阳短波辐射 $R_s=0$,由(5)式有 $R_N=R_{LG}$,地表净辐射 R_N 就是长波辐射。

(5)和(6)式中各项均可通过观测获得,在没有观测条件下,我们能够通过参数化的物理公式计算辐射通量。

(1) 太阳短波辐射

太阳短波辐射可以利用太阳高度角 φ 和总云量 N 来参数化。对于晴空条件,太阳短波辐射主要取决于太阳高度角 φ ^[11,12]。

$$R_{s0} = a_1 \sin \varphi + a_2 \quad (7)$$

其中 a_1, a_2 为经验常数, $a_1=1100\text{Wm}^{-2}$, $a_2=-50\text{Wm}^{-2}$ 。

一般说来,云体的存在总是减少太阳短波辐射, Kasten 等^[12]考虑云体对太阳短波辐射的影响,利用总云量 N 给出:

$$R_{sc} = R_{s0}(1 + b_1 N^{b_2}) \quad (8)$$

b_1, b_2 为经验常数, $b_1=-0.75$, $b_2=3.4$ 。

地表反射率 r_c 是影响地面吸收太阳辐射的重要因子, McCumber^[13]指出地表反射率是太阳高度角 φ 和地表温度的函数:

$$\gamma_c = \gamma_z + \gamma_s \quad (9)$$

γ_z 是考虑太阳高度角 φ 对地面反射率影响的函数,由下式给出:

$$\gamma_z = \exp[0.003286(\pi/2 - \varphi)^{\frac{3}{2}} - 1]/100 \quad (10)$$

γ_s 是考虑地面湿度对地面反射率影响的函数。Idso 等^[14]对沙质土壤给出:

$$\gamma_s = \begin{cases} 0.31 - 0.34\Delta & \Delta \leq 0.5 \\ 0.14 & \Delta > 0.5 \end{cases} \quad (11)$$

其中 $\Delta = \eta/\eta_s$, η 为土壤水汽容量, η_s 为土壤孔隙度。文献^[15]对试验地土壤取 $\eta=0.1547$, $\eta_s=0.451$ 。

地面吸收的太阳短波辐射为:

$$R_s = (1 - \gamma_c)(1 + b_1 N^{b_2})(a_1 \sin \varphi + a_2) \quad (12)$$

(2) 长波辐射

来自大气的长波辐射可写成:

$$R_L = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad (13)$$

其中 σ 为玻尔-兹曼常数, ε_a 为大气比辐射率。

在晴空条件下,大气比辐射率参数化形式为:

$$\varepsilon_a = C_1 T_a^2 \quad (14)$$

C_1 为经验参数,取为 $9.35 \times 10^{-6} \text{K}^{-2}$ 。

考虑云体影响,Paltridge^[16]。给出:

$$\varepsilon_r = \varepsilon_{r0} + C_2 N / \sigma T_r^4 \quad (15)$$

C_2 为经验常数, $C_2 = 60 \text{ Wm}^{-2}$ 。

地面长波辐射由玻尔-兹曼定律给出:

$$R_G = \varepsilon_G \sigma T_s^4 \quad (16)$$

其中, T_s 为地面辐射温度, ε_G 为地面比辐射率, 一般认为地球表面为黑体, 取 $\varepsilon_G = 1$ 。

地面辐射温度 T_s 的获得是困难的, 我们将(16)式在 Z_r 处对温度 T_r 展开:

$$R_G = \sigma T_r^4 + 4\sigma T_r^3 (T_s - T_r) \quad (17)$$

(17)式第二项 $4\sigma T_r^3 (T_s - T_r)$ 是考虑地面与空气的温度差对长波辐射的影响。在该项中仍含有 T_s 需要参数化。

在白天不稳定条件, $4\sigma T_r^3 (T_s - T_r)$ 与净辐射相关性很强(Holtslag 等, 1983):

$$4\sigma T_r^3 (T_r - T_s) = -C_H R_N \quad (18)$$

C_H 称为地面加热系数, 根据 Holtslag^[1]和 Van Ulden 等^[9]的结论, C_H 可写成:

$$C_H = C_F (1 - C_R) \frac{(1 - \alpha_0) S_r + 1}{1 + S_r} \quad (19)$$

C_F 与近地层感热通量的阻尼系数有关, C_F 取 0.26。在夜间稳定条件下, $(T_r - T_s)$ 受风速影响明显, 因此, $(T_r - T_s)$ 直接采用近地层莫宁-奥布霍夫相似函数给出。我们知道:

$$(T_r - T_s) = (T_r - T_0) + (T_0 - T_s) \quad (20)$$

其中, $T_r - T_0$ 由近地层的结果写成:

$$T_r - T_0 = \theta_r - \theta_0 - g/c_p (Z_r - Z_0) \quad (21)$$

$\theta_r - \theta_0$ 由近地层相似函数给出, $\gamma_d = g/c_p$ 为干绝热温度递减率。

$T_0 - T_s$ 是粘性副层的温度廓线分布, Deardroff^[17]在三维数值模式研究 Wangara 试验 Day33 的资料时给出:

$$\theta_0 - \theta_s = 0.0962 \frac{\theta_*}{k} \left(\frac{U_* Z_0}{v} \right)^{0.45} \quad (22)$$

v 为大气运动粘性系数, 在 $0 - Z_0$ 的粘性副层中, 我们认为:

$$\theta_0 - \theta_s \approx T_0 - T_s$$

三、近地层湍流特征参数的估算

1. 廓线方法

利用近地层实测风、温度廓线, 根据莫宁-奥布霍夫相似函数求取近地层湍流特征参数的方法称之为廓线法。 U_* 和 θ_* 可写成风速、温度垂直廓线的函数^[20]:

$$U_* = kU(Z) [\ln Z/Z_0 - \phi_m(Z/L)]^{-1} \quad (23)$$

$$\theta_* = k\Delta\theta [\ln Z_2/Z_1 - \phi_h(Z_2/L) + \phi_h(Z_1/L)]^{-1} \quad (24)$$

式中 $\Delta\theta$ 是近地层两个高度 Z_2, Z_1 的温度差, 即 $\Delta\theta = \theta(Z_2) - \theta(Z_1)$ 。

同时可以给出莫宁-奥布霍夫长度的形式:

$$L = U_*^2 / (g/T_a k \theta_*) \quad (25)$$

由(22)一(25)三式联立,给定 Z 高度的风速和 Z_1 、 Z_2 高度的温度差,我们能够通过迭代法获得近地层的湍流特征参数 U_* 、 θ_* 和 L ,同时能够算出感热通量 H_s 。

在研究中,将廓线法获得的湍流特征值作为实测值,与能量平衡法获得的湍流特征值进行了对比分析。

理查逊数在稳定层结条件下,可写成^[18]

$$R_i = (Z/L)/(1 + 5Z/L) \quad (26)$$

在 $R_i = R_{ic}$ 时,近地层处于很稳定状态,湍流交换很弱,本文计算中限制条件为 $Z/L \leq 1$ 。

2、能量平衡法

(1) 临界风速问题

在风速小于临界风速 U_{cr} 时,近地层湍流很小,但由于大气和地面的比辐射率不同,近地层温差仍然存在,临界温差可由地表能量收支平衡方程获得。

当 $U \leq U_{cr}$ 时,感热通量 H 和潜热通量可以认为接近于 0,即 $H = \lambda_g = 0$ 。由(1)和(4)式,能量收支平衡方程写成:

$$(1 - C_R)R_N = 0 \quad (27)$$

显然 $(1 - C_R) \neq 0$,因而在湍流很小时要求净辐射为 0,这种情况只发生在夜间稳定层结中。

当 $\varepsilon_c = 1$, $\varepsilon_r = C_1 T_r^2 + C_2 N / \sigma T_r^4$, 则有:

$$\Delta T_{cr} = (T_r - T_s)_{cr} = T_r / 4 [1 - (C_1 T_r^2 + C_2 N / \sigma T_r^4)] \quad (28)$$

计算 $(T_r - T_s)$ 的另一种方法是莫宁-奥布霍夫相似函数。在非常稳定条件下,风廓线呈线性分布(Hicks^[21]):

$$\phi_m(Z/L) = aZ/L \quad (29)$$

其中 a 一般在 0.4—0.9 之间,Holtslag 等^[3]取为 0.7。而温度廓线 $\phi_h(Z/L) = 2\phi_m(Z/L)$ (Hicks^[21])。由近地层相似理论,我们可以获得 θ_*/U_* 的表达式:

$$\left(\frac{\theta_*}{U_*}\right)_{cr} = \left(\frac{\Delta\theta_{cr}}{2aZ_r g/T_a}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (30)$$

其中 $\Delta\theta_{cr} = \Delta T_{cr} + Z_r g/c_p$, 并认为 $(T_0 - T_s) \approx 0$ 。

同样,我们能够给出临界风速:

$$U_{cr} = aZ_r g/T_a \left(\frac{\theta_*}{U_*}\right)_{cr} \quad (31)$$

取 $Z_r = 50\text{m}$ 、 $T_a = 280\text{K}$ 、 $T_r = 283\text{K}$,对于晴空条件 $N = 0$ 时,10m 高度上的临界风速为 $U_{cr} = 0.67\text{m/s}$;对于云天 $N = 1$ 时, $U_{cr} = 0.40\text{m/s}$,我们给出的临界风速值同 Holtslag 等^[3]的结论非常接近。

(2) 白天不稳定层结的计算方法

由(1)、(2)、(4)、(12)、(13)、(19)式我们能够给出白天不稳定层结的温度特征尺度 θ_* 的方程:

$$\theta_* = \frac{R_N(1 - C_R)[1 - \alpha_0 S_r / (1 + S_r)]}{(-\rho c_p U_*)} \quad (32)$$

其中 R_N 由下式给出:

$$R_N = (R_S + R_L - \sigma T_r^4) / (1 + C_H) \quad (33)$$

令 $R_{Ni} = R_S + R_L - \sigma T_r^4$

最后由(32)、(33)式给出的 θ_* 的具体计算公式:

$$\theta_* = \frac{(1 - C_R)[(1 + S_r) - \alpha_0 S_r] R_{Ni}}{(1 + C_H)(-\rho c_p U_*)(1 + S_r)} \quad (34)$$

其中取 $Z_r = 1.5\text{m}$, S_r 、 R_{Ni} 、 C_H 均可由常规气象资料求出。

由(23)、(25)、(34)三式联立,采用类似廓线法的迭代方程,我们能够计算白天不稳定层结条件下的湍流特征参数,感热通量、净辐射和土壤热通量。

(3)夜间稳定层结条件的计算方法

由(1)、(2)、(4)、(13)、(18)、(20)、(22)式我们能够给出夜间稳定层结条件下 θ_* 的二次方程:

$$d_1 \theta_*^2 + d_2 \theta_* + d_3 = 0 \quad (35)$$

$$\text{其中: } d_1 = 20\sigma T_r^3 (1 - C_R) \left(1 - \frac{S_r \alpha}{1 + S_r}\right) Z_r g$$

$$d_2 = [\rho c_p U_* + \frac{1}{k} (1 - C_R) \left(1 - \frac{S_r \alpha}{1 + S_r}\right) 4\sigma T_r^3 (\ln Z / Z_0 + B_v)] U_*^2 T_0$$

$$d_3 = (1 - C_R) \left(1 - \frac{S_r \alpha}{1 + S_r}\right) [C_1 \sigma T_r^6 + (2N - \sigma T_r^4 - 4\sigma T_r^3 g / c_p Z_r)] U_*^2 T_0$$

$$B_v = 0.0962 \left(\frac{U_* Z_0}{\nu}\right)^{0.45}$$

方程(35)式有实解的必要条件为:

$$\nabla = d_2^2 - 4d_1 d_3 \geq 0 \quad (36)$$

对于夜间稳定层结 $\theta_* \geq 0$, 方程(35)取大于0的实根为我们所需要的特征温度 θ_* 。显然(35)式在求解过程中必须首先给出摩擦速度 U_* , 因而仍然采用类似廓线法的迭代过程求解(35)式。在计算过程中 $Z_r = 50\text{m}$, 这是 Holtslag 等^[3]的推荐值。

由(23)、(25)、(35)式联立,能够通过迭代方法获得夜间稳定层结条件的湍流特征参数 θ_* 、 U_* 和 L , 同时能够获得地表通量。

能量平衡法计算近地层湍流特征参数时,仍然要求 $Z/L \leq 1$ 。在白天不稳定层结和夜间稳定层结的计算中,我们选择两种 R_{Ni} 作为判断依据。取 $T_r = 283\text{K}$, Van Ulden 等^[9]给出:

$$R_{Ni} = R_S - 91 + C_2 N \quad (37)$$

当 $R_{Ni} > 0$ 时,使用白天不稳定迭代法,反之 $R_{Ni} < 0$ 时,采用夜间稳定层结迭代方法。

四、湍流特征参数的计算结果

表2给出了白天不稳定层结和夜间稳定层结条件下近地层湍流特征参数 θ_* 、 θ_* 和 Z_0/L 及表面通量 R_N 、 H 和 G 的回归参数比较。其中 \bar{x} 是廓线法计算的平均值, \bar{y} 为能量平

表 2 廓线法计算值与能量平衡法计算值的比较

参数	U_* (ms ⁻¹)	θ_* (K)	Z_0/L	H (Wm ⁻²)	R_N (Wm ⁻²)	G (Wm ⁻²)	
白天不稳定层结	n	139	139	139	139	139	
	\bar{x}	0.236	-0.423	-2.94×10^{-5}	106	255	70.9
	\bar{y}	0.236	-0.440	-3.04×10^{-5}	109	264	73.3
	σ	0.037	0.171	1.71×10^{-5}	38.9	52.6	20.5
	σ/\bar{x}	0.016	0.404	0.583	0.367	0.206	0.289
	y	0.999	0.822	0.969	0.638	0.845	0.771
	c	1.00	0.971	0.933	0.940	1.02	0.971
夜间稳定层结	n	164	164	164	164	164	
	\bar{x}	0.191	0.091	0.536×10^{-5}	-20.9	-65.2	-29.0
	\bar{y}	0.189	0.091	0.595×10^{-5}	-20.0	-65.8	-30.0
	σ	0.011	0.026	0.252×10^{-5}	6.17	14.0	9.96
	σ/\bar{x}	0.058	0.281	0.470	0.295	0.214	0.333
	y	0.987	0.229	0.768	0.698	0.620	0.275
	c	0.996	0.959	1.05	0.885	0.990	0.970

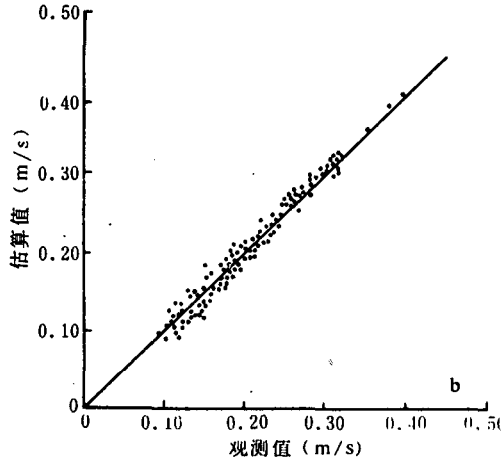
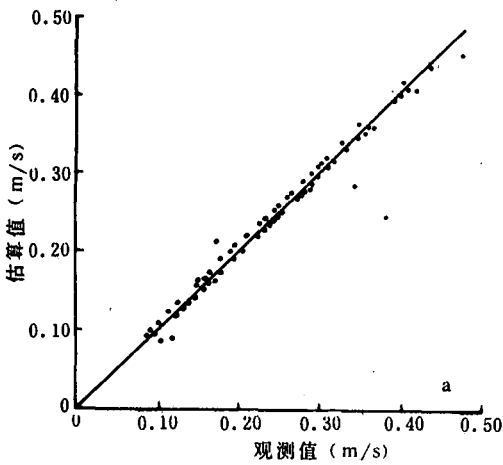


图 1 由风、温廓线方法获得的摩擦速度与能量平衡方法获得的摩擦速度比较
(a)白天不稳定层结 (b)夜间稳定层结

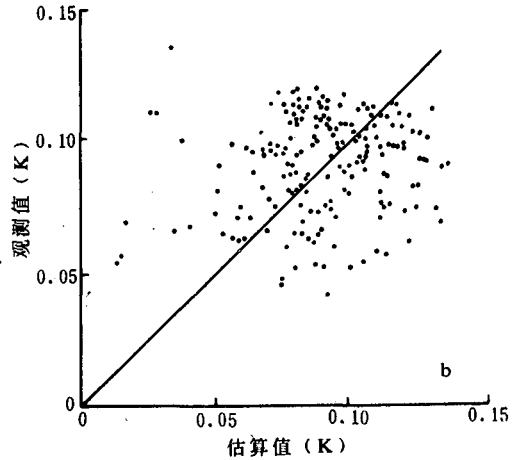
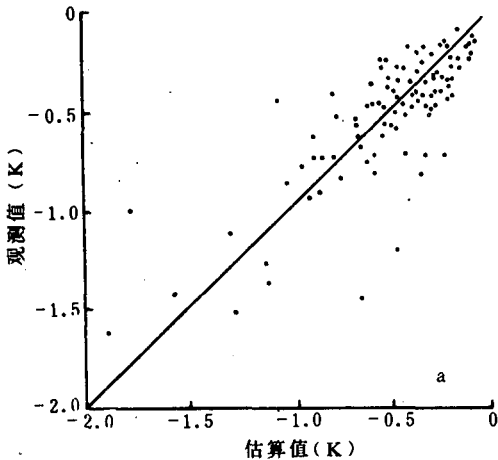


图 2 由风、温廓线方法获得的特征温度尺度 θ_* 与能量平衡方法获得的特征温度尺度 θ_* 比较 (a)白天不稳定层结 (b)夜间稳定层结

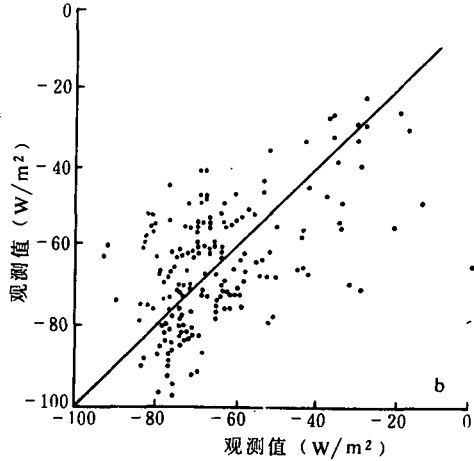
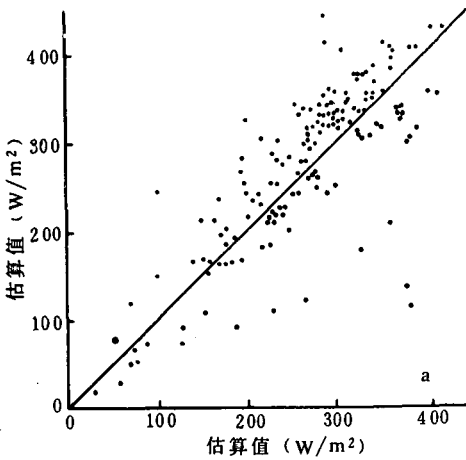


图3 实测净辐射与能量平衡方法获得的估算净辐射比较
(a)白天不稳定层结 (b)夜间稳定层结

衡法计算的平均值, n 为样本数, σ 为标准差, r 为相关系数, c 为 $y=cx$ 的线性回归系数。图1—图3是表2中各量对应的相关图。

从表2可看出,所有量的平均效果非常一致。线性回归系数 c 非常接近于1。相关系数除夜间 θ_s 和 G 外均在0.6以上。对于摩擦速度 U_s , 无论白天不稳定层结和夜间稳定层结, 相关系数 r 都在0.99左右。线性回归系数近似为1。白天标准差 σ 不超过 0.04ms^{-1} , 夜间标准差为 0.01ms^{-1} 。图1表明 U_s 的结果是非常令人满意的。

图2a表明在白天接近中性层结的弱不稳定条件下, 计算值与实测值吻合得很好。对于较强的不稳定状态 θ_s 的个例误差较大, 这

可能是受近地层相似函数应用范围限制的影响。而夜间(图2b) θ_s 离散程度较大, 这是由于夜间稳定层结边界层除受湍流外, 还受重力波及长波辐射等影响的结果。夜间 θ_s 的平均值为 0.09K , 与实测值一致, 与 Venkatram^[19] 给出的夜间稳定层结 θ_s 平均值 0.08K 非常接近。Van Ulden 等^[2] 的结果表明在晴空条件下, 夜间 θ_s 平均值为 0.09K 。

图3给出了净辐射的计算值与实测值的点聚图。从图中可以看到净辐射的计算值与实测值基本上分布在对角线的两侧。

图4给出了 U_s 和 θ_s 的关系, 从图中可以看到在 $U_s \leq 0.2\text{m/s}$ 时, θ_s 和 U_s 呈线性变化。当 $U_s > 0.2\text{m/s}$ 时, θ_s 基本为常数 (0.08K)。这个结论同 Venkatram^[19] 给出的 θ_s 值一致。这表明本模式能够解释 Venkatram 的经验常数。同时从图中可以看到风、温廓线法获得的 U_s 和 θ_s 关系与本模式计算结果也是一致的。

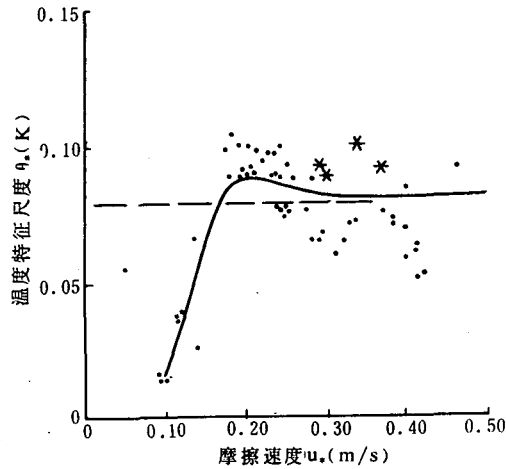


图4 夜间稳定层结摩擦速度与特征温度尺度 θ_s 的关系

五、结 论

本文从地表能量收支平衡方程出发,合理地给出近地层的湍流特征参数 U_* 、 θ_* 和 L , 同时还能获得近地层的表面通量。利用 Wangara 资料,应用该模式获得的计算结果与由风、温廓线获得的湍流特征参数、实测的净辐射和土壤热通量结果符合得很好。对于摩擦速度 U_* , 白天和夜间最大标准差不超过 0.05m/s , 相关系数高达 0.99 , 线性回归系数近似为 1 ; 温度特征尺度 θ_* , 白天不稳定层结标准差为 0.17K , 夜间稳定层结为 0.03K 。稳定度参数 $Z_0/L \leq 1$ 时, 白天稳定层结标准差 $\sigma = 1.71 \times 10^{-5}$, 夜间稳定层结为 2.52×10^{-6} 。感热通量在白天不稳定层结 $\sigma = 38.9\text{Wm}^{-2}$, 夜间稳定层结 14.0Wm^{-2} 。

Wangara 实验的结果还表明:夜间当 $U_* \leq 0.2\text{m/s}$ 时, U_* 和 θ_* 成正比, U_* 增大, θ_* 亦增大, 在 $U_* = 0.2\text{m/s}$ 时, 达到最大, 此后随着 U_* 增大, θ_* 略有减小, 最后 θ_* 近似趋于常数 0.08K 。

参 考 文 献

- [1] Holtslag, A. A. M. and A. P. Van Ulden, An simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data, *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 517—529, 1983.
- [2] Van Ulden, A. P. and A. A. M. Holtslag, The stability of the atmospheric surface layer during nighttime. Preprints Sixth Symp. on Turbulence and Diffusion, AMS., Boston, 257—260, 1983.
- [3] Holtslag, A. A. M. and H. A. R. Be Druin, Applied Modeling of the nighttime surface energy balance over land, *J. Appl. Meteor.*, **27**, 689—704, 1988.
- [4] Brutsaert, W. H., *Evaporation into the Atmosphere*, D. Reidel (Ed.), 1982.
- [5] Monteith, J. L., *Evaporation and surface temperature*, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **107**, 1—27, 1981.
- [6] Businger, J. A., *Turbulent transfer in the atmospheric surface layer*, Workshop on Micrometeorology, chapt. 2, Haugen, D. A. ed., AMS., Boston. 67—100, 1973.
- [7] Priestly, C. H. and R. J. Taylor, On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters, *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 81—92, 1972.
- [8] Hicks, B. B., A study of dewfall in an acid region; An analysis of Wangara data, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **109**, 900—904, 1983.
- [9] Van Ulden, A. P. and A. A. M. Holtslag, Estimation of atmospheric boundary layer parameters for diffusion application, *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 1196—1207, 1985.
- [10] Pielke, R. A., *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press, 612pp, 1984.
- [11] Collier, L. R. and S. G. Lockwood, The estimation of solar radiation under cloudless skies with atmospheric dust, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **100**, 678—681, 1974.
- [12] Kasten, F. and G. Czeplak, Solar and terrestrial radiation dependent on the amount and type of cloud, *Solar Energy*, **24**, 177—189, 1980.
- [13] McCumber, M. C. and R. A. Pielke, Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part 1: Soil layer, *J. Geophys. Res.*, **86**, 9929—9938, 1987.
- [14] Idso, J., R. D. Jackson, B. Kimball, and F. Nakayama, The dependence of bare soil albedo on soil water content, *J. Appl. Meteor.*, **14**, 109—130, 1970.
- [15] Clarke, R. H., A. J. Dyer, R. R. Brooke, D. G. Reid and A. J. Troup, *The Wangara Experiment; Boundary Layer Data*, Paper No. 19, Division of Meteor. Phys., CSIRO, Australia, 1971.
- [16] Paltridge, G. W. and C. M. R. Platt, *Radiative processes in meteorology and climatology*, *Development in Atmospheric Science*, **5**, Elsevier, 318, 1976.
- [17] Deardorff, J. W., Three-dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary

layer, *Bound. Layer Meteor.*, 7, 81—106, 1974.

- [18] Webb, E. K., Profile relationships: The log—linear range and extension to strong stability. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 96, 67—90, 1970.
- [19] Venkatram, A., Estimating the Monin Obukov length in the stable boundary layer for dispersion calculations, *Bound. Layer, Meteor.*, 19, 481—485, 1980.
- [20] McBean, G. A., The Planetary Boundary layer, Technical Note No. 165, WMO. PP201, 1979.
- [21] Hicks, B. B., Wind profile relationships from the "wangara" experiment, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 102, 535—551, 1976.

A STUDY ON PARAMETERIZATION OF TURBULENT CHARACTERISTIC AMOUNTS AT NEAR SURFACE LAYER

Li Xingsheng

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, SMA, Beijing, 100081*)

Gong Huijun

(*Beijing Municipal Environmental Protection Monitoring Center, Beijing, 100044*)

Fu Xiuhua

(*Environmental Protection Research Institute for Electric Power, Ministry of Energy, Nanjing, Nanjing, 210031*)

Abstract

On the basis of the surface energy budget equation, the surface turbulent fluxes are estimated from routine meteorological data. The inputs required by the model are surface wind speed, temperature and total amount of cloud. The outputs of the model are turbulent characteristic parameters and parameterized surface fluxes. The boundary layer data of the Wangara Experiment are used to verify the parameterization model. The calculated results are in good agreement with the observed values.