第50卷 第4期 气 象 学 报 Vol. 50, No. 4
1992 年 11 月 ACTA METEOROLOGICA SINICA Nov.,1992

防护林地区近地面层湍流结构及通量特征研究*

刘树华 张霭琛

张宏升 陈 重 刘和平**

(北京大学地球物理系，100871)

提 要

本文采用在大面积防护林地区近地面边界层中采集的湍流、辐射和廓线梯度资料，计算并分析了湍流结构及通量特征。结果表明：当$-0.1<\xi<0.1$范围内时，湍流动能，湍流强度随稳定度变化迅速；位温宏观量σ_θ/θ_*服从$\sigma_\theta/\theta_*=A(-\xi)^{-1/3}$规律，$A=0.60$；在湍流混合强烈时，林网内下层出现负潜热通量现象，并且林网上层潜热通量明显大于下层；湍流热通量则相反。本文还对计算湍流热通量和潜热通量的方法的适用性也做了比较，并且分别进行了误差分析。

一、引 言

近20年来，许多国内外学者一直在理论和实验两个方面对大气湍流结构进行研究。大量的观测研究结果使我们对草原，农田及城市下垫面边界层中湍流结构有了较系统的了解。有关这方面的内容，Panofsky 和 Dutton[1]的著作中已做了系统叙述。近年来，对于起伏较大的复杂地形、森林等下垫面对近地面层大气湍流结构的影响，开始成为人们感兴趣的研究对象。Bradley (1980)[2]在堪培拉黑山进行了大气湍流观测研究。Kaimal等(1982)[3]对波尔得山丘起伏地形的湍流进行了观测研究。Panofsky (1982)[4]等对3种复杂地形的大气湍流进行了分析研究。有关在森林上的研究有 Thompos (1979)[5]以及在林冠层内的观测研究 McBean(1968)[6]的结果。有关防护林对湍流输送及微气象影响的研究只见到 McBaughton(1988)[7]一文。但是，对于大面积林网化地区近地面层湍流结构及通量输送特征的研究还未见报道。因此，为了寻找大面积防护林地区大气边界层内湍流结构的某些特殊规律及湍流通量在防护林网内的传输机理，从而揭示防护林防护效益原理。并为研究粗糙下垫面大气边界层内湍流结构提供一定的依据。

二、实验场地、仪器及资料处理

1. 场地

观测场设在吉林省乾安县境内防护林地区，防护林带主带(SN 方向)长 1300 m，由间距 2 m，行距 3 m 的 6 行杨树组成；副带(EW 方向)长 250 m，由间距 2 m，行距 3 m 的 13 行杨树组成，平均带高 9 m，属通风林带。观测网格内是刚播种的玉米，为裸地表面。

* 本文于 1990 年 7 月 23 日收到，1991 年 1 月 5 日收到最后修改稿。该文属国家自然科学基金委资助课题。

** 参加该项工作的还有中国科学院沈阳生态所朱廷耀、孔凡智、王述礼、周广胜、金昌杰等。

1989 年 5 月，北京大学地球物理系和中科院沈阳生态所在此进行了为 期 20 d 的边 界层气象、农田微气象和近地面层湍流的联合观测。观测项目有：温、湿、风和 气 压 梯 度及水平场特征；净辐射通量；土壤热通量；地表温度； 地温梯度；u'，v'，w'，T'，q' 湍流 脉 动 量等。

2．仪器

温、湿、风、气压梯度，采用Ts-3 B 1 型系留气球系统，并由两种方式观测，近地面层观测高度为 2，4，6，8，10，12，14， 16，19 m； 边界层测量可测到 250 m高度。近地面层观测采用在 30 min 内上下循环测 4 次取平均，记录方式可在主机上编程控制打印机打印或在接收机屏上显示手记。净辐射和土壤热通量采用MPI 200 D 型通风自动积分打印式净辐射表和CN-3型热通量板。u'，v'，w' 采用日本产 DAT-300 型、DAT-100 型超声风速仪，距离常数$d=0.2$ m。温、湿脉动值T'，q' 采用自制的铂金丝温度脉动仪和美国产Lyman-α湿度计。观测高度分别为 20 m和 4 m，20 m 意在测量冠层以上的湍流量，考虑到观测场为裸地且平整，湍流尺度小，为研究林带网格中的湍流特征而设立了 4 m的观测高度。数据流采用美国 Racal Dane 公司生产的 7 通道模拟磁带机记录。考虑到东西方向来流时，受林带阻滞而使风 速 梯度 变形 的影响，在距西林带 10 H，北林带 30 H处建起了一个 20 m 高的铁塔 （H 为林带高度）。湍流脉动量和近地面层温、湿、风和气压梯度均在铁塔上观测，大气边界层测量是在距西林带 10 H，北林带 30 H处施放 系留气球测 量的。并在距北林带 30 H，西林带 1 H，5 H 15 H，20H处架设了国产防 沙型风杯风速仪，观测高度 为 2，4，6，8， 10 m，进行了风速梯度水 平场 及 2 m 处温、湿场的观测。观测场的建立即考虑了主导风向(SW)，又考虑了林带对气流的影响。从 20 组实测水平 风 速场资料平均结果看(见图 1)，场 地的选择基本代表了林带网格内的特征。

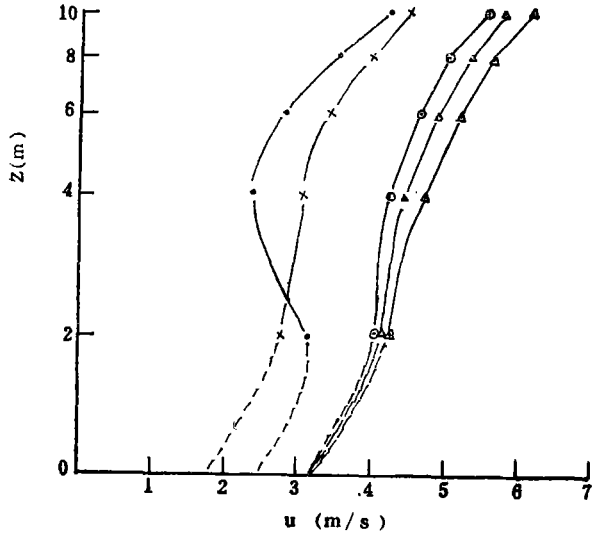


图 1 观测场水平风速场特征
(· 1 h，× 5 h，⊙ 10 h，△ 15 h，△ 20 h)

3．湍流资料处理

为了准确分析林网地区的湍流特征量，首先对资料进行了采样、筛选， 剔除可靠性差的资料，具体步骤如下：

1） 由计算机控制采样系统，采样步长为 0.8 s，连续从磁带机中分别对u_x，u_y，u_z 和T进行瞬时值的采样，分别采集 4096 个数据，采样长度为 54 min 36.8 s。

2） 对原始数据剔除野点，并采用内插补齐，但样本野点数超过样本总数的 2%时，该资料而被放弃。在稳定度转换时刻，近地面层动量、风速廓线会出现异常，即u' 及w' 都有可能出现负值，因此计算出的 u_*^2为负值 （$u_*^2=-\overline{u'w'}$），以及 θ_* 白天为负值，夜间为 正值

时的资料也剔除而不用。

3）u_x, u_y, u_z 和 T 的原始数据电压值转换成风速分量瞬时值及温度瞬时值，并由 u_x 和 u_y 求出主导风向。

4）将坐标系的 x 轴调整到水平风速模值方向，并换算出相应坐标时的 u_x, u_y 值。

5）对 u_x, u_y, u_z 和 T 的时间变化序列分别进行一元二次方程拟合，再将二次曲线上各时刻的相应值与瞬时相减，分别求得 u', v', w' 和 T'，并将 T' 换成 θ'。

6）计算出瞬时平均风速 $\bar{u}$，也计算了 u', v', w' 和 θ' 的平均值，意在检验资料的可靠性。计算湍流分量的标准差：

$$\begin{cases} \sigma_u = (\overline{u'^2})^{1/2} \\ \sigma_v = (\overline{v'^2})^{1/2} \\ \sigma_w = (\overline{w'^2})^{1/2} \\ \sigma_\theta = (\overline{\theta'^2})^{1/2} \end{cases} \tag{1}$$

湍流强度：

$$\begin{cases} i_u = \dfrac{(\overline{u'^2})^{1/2}}{\bar{u}} \\ i_v = \dfrac{(\overline{v'^2})^{1/2}}{\bar{u}} \\ i_w = \dfrac{(\overline{w'^2})^{1/2}}{\bar{u}} \end{cases} \tag{2}$$

湍流总动能：

$$E = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}) \tag{3}$$

或　　$$E = \frac{1}{2}(\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2) \tag{3'}$$

摩擦速度：　　$$u_*^2 = -\overline{u'w'} \tag{4}$$

特征温度：　　$$\theta_* = -\overline{\theta'w'}/u_* \tag{5}$$

莫宁-奥布霍夫长度：　　$$L = \bar{\theta} u_*^2 / kg\theta_* \tag{6}$$

4. 通量计算方法

由空气动力学理论，在近地面层内的空气动力学粗糙表面上，在高度 z 处风速切应力为：

$$\partial u/\partial z = u_* \phi_m / k(z-d) \tag{7}$$

温度及水汽压的相似表达式可写成：

$$\partial T/\partial z = -H\phi_h / \rho c_p u_* k(z-d) \tag{8}$$

$$\partial e/\partial z = -\gamma \lambda E \phi_w / \rho c_p u_* k(z-d) \tag{9}$$

能量平衡方程式是：

$$R_n - G = H + \lambda E \tag{10}$$

以上式中 u_* 为摩擦速度(ms^{-1})；k 为卡曼常数(0.4)；z 为高度(m)；d 为零平面位移(m)；ϕ_m, ϕ_h, ϕ_w 分别为动量、热量、水汽交换的稳定度函数；ρ 为大气密度（1.2837—

0.0039T)(kg m^{-3})；c_p为大气定压比热(1004J·kg^{-1}·K^{-1})；γ为湿度表常数(0.67)(hPaC^{-1})；λ为水汽化潜热(2.5×10^6)(J·kg^{-1})；H，λE分别为感热通量和潜热通量(Wm^{-2})；u，T，e分别为风速、温度和水汽压；R_n，G分别为净辐射通量和土壤热通量(Wm^{-2})；从以上基本方程可导出λE和H的表达式。

1) 波文比法

令稳定度函数 $\phi_h=\phi_w$，则由方程(8)，(9)和(10)可得：

$$\lambda E=(R_n-G)/(1+\beta) \tag{11}$$

$$H=(R_n-G)\beta/(1+\beta) \tag{12}$$

式中 $\beta=\gamma dT/de$ 或者

$$\beta=\frac{k_h}{k_w}\left[\left(\frac{s+\gamma}{\gamma}\right)\frac{\Delta T_w}{\Delta T}-1\right]^{-1} \tag{13}$$

式中β为波文比；k_h，k_w分别为热量和水汽交换系数 (m^{2}s^{-1})；s 为饱和水汽压斜率 (de$_s$/dT)；ΔT，ΔT_w 分别为干湿球温度差(℃)。

2) 空气动力学方法

由式(7)，(8)和(9)可得：

$$H=-\rho c_p k^2(z-d)^2(\partial T/\partial z\,\partial u/\partial z)\,\phi_m^{-1}\phi_h^{-1} \tag{14}$$

或

$$H=-\rho c_p u_*^2(\partial T/\partial u)\,\phi_m\phi_h^{-1} \tag{15}$$

$$\lambda E=-\rho c_p k^2/\gamma(z-d)^2(\partial e/\partial z\,\partial u/\partial z)\,\phi_m^{-1}\phi_w^{-1} \tag{16}$$

或

$$\lambda E=-\rho c_p u_*^2/\gamma\,(\partial e/\partial u)\,\phi_m\phi_w^{-1} \tag{17}$$

3) 方程中参数的选择

$\partial u/\partial z$，$\partial T/\partial z$，$\partial e/\partial z$的计算是根据两个高度上的观测值利用下式得到的，

$$\partial s/\partial z=(s_2-s_1)\Big/\left(\sqrt{(z_1-d)(z_2-d)}\ln\left(\frac{z_2-d}{z_1-d}\right)\right) \tag{18}$$

式中 s 代表 u，T和 e。严格讲式(18)只有在近中性条件下才成立，在非中性条件下有一定误差，但这一误差不大于 1%[8]。

稳定度函数 ϕ_m，ϕ_h，ϕ_w 表达式有多种，我们通过检验[13]，采用 Dyer(1974) 的建议公式[9]。

$$\phi_m\begin{cases}=(1-16\,\xi)^{-1/4} & \xi\leqslant 0\\ =1+5.2\,\xi & \xi>0\end{cases} \tag{19}$$

$$\phi_h=\phi_w\begin{cases}=(1-16\,\xi)^{-1/2} & \xi\leqslant 0\\ =1+5.2\,\xi & \xi>0\end{cases} \tag{20}$$

参数 ξ 由梯度理查孙数求出，则：

$$Ri=(g/T)\,(\partial T/\partial z)/(\partial u/\partial z)^2 \tag{21}$$

由 $Ri=\phi_h/\phi_m^2\cdot\xi$ 得：

$$\xi\begin{cases}=Ri & Ri\leqslant 0\\ =Ri/(1-5.2\,Ri) & Ri>0\end{cases} \tag{22}$$

林网冠层上和网格内的零平面位移 d，粗糙长度 z_0，摩擦速度 u_* 分别由公式

$$u(z)=\frac{u_*}{k}\left[\ln\frac{z-d}{z_0}-\psi(\xi)\right] \tag{23}$$

式中

$$\psi_m\begin{cases}=\ln\left(\frac{1+\chi^2}{2}\right)+2\ln\left(\frac{1+\chi}{2}\right)-2\tan^{-1}(\chi)+\frac{\pi}{2} & \xi<0\\ =-5.2\xi & \xi\geqslant 0\end{cases}$$

$$\chi=(1-16\xi)^{1/4}$$

$$\xi=\frac{z-d}{L}$$

采用迭代线性回归，由相关系数达到最大时，求出 d, z_0, u_* 的真值。

三、结果及误差分析

1. 结果分析

1）湍流总动能

大气和地表之间的动量、热量、水汽等的输送，取决于湍流速度涨落的强弱，湍流速度

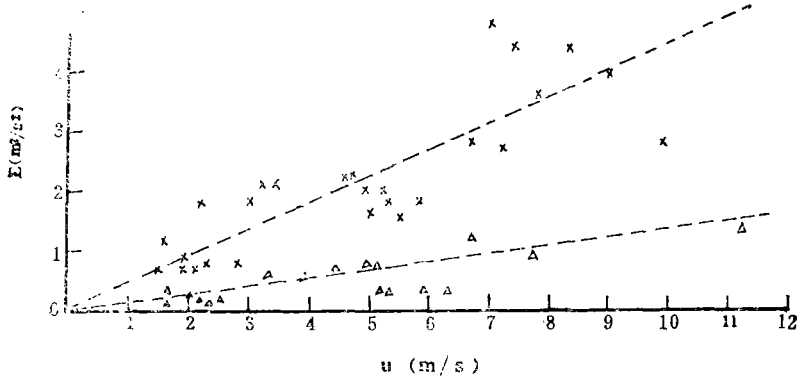


图 2　湍流总动能与风速的关系
(20 m，×白天，△夜间)

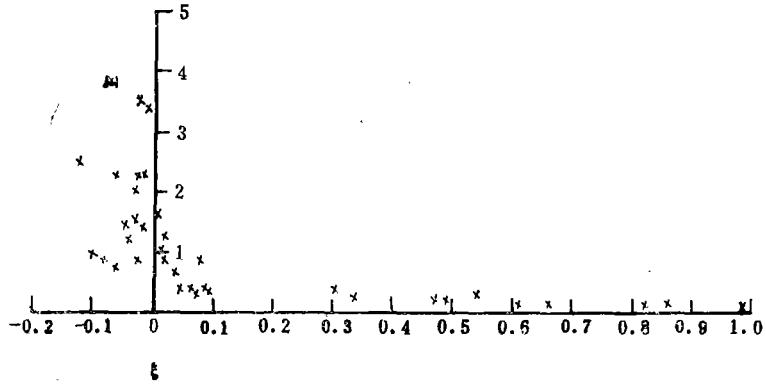


图 3　湍流总动能与 ξ 的关系
(20 m)

涨落的强弱又依赖于风速与稳定度。要深入了解防护林内的湍流输送特征，有必要讨论湍流总动能与风速和稳定度的关系。由图 2 可看出，湍流总动能随风速增大而增大，而白天比夜间明显，并且，夜间总动能一般较小，随风速增大而增大缓慢。

由图 3 显见，总动能受到稳定度的影响，在$-0.1<\xi<0.1$之间变化较大，而$\xi>0.1$后变化很小。并且$\xi<0$时，总动能的变化离散性很大，这主要是在不稳定情况下，林网内积累了热量，形成了局地对流，促使动量的交换剧烈所致。

2）湍流强度

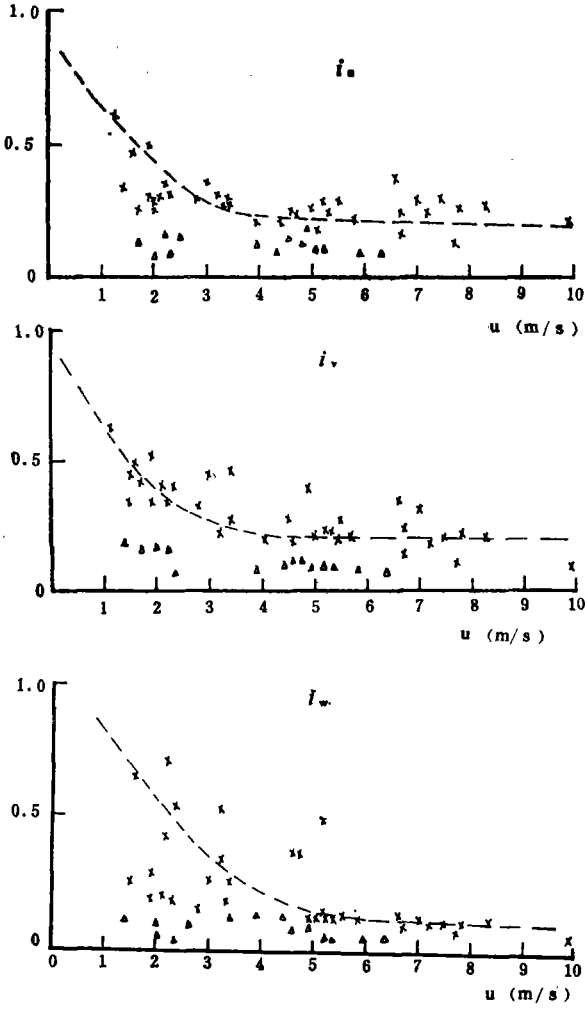


图 4 湍流强度与风速的关系（说明同图 2）

由图 4 可见，i_u, i_v, i_w 白天在 $1.0\ \mathrm{ms^{-1}}<u<5.0\ \mathrm{ms^{-1}}$ 范围内，随风速减小而迅速增大，而在 $u>5.0\ \mathrm{ms^{-1}}$ 后，基本不随风速变化了，i_w 尤为明显。另一特点是该地区夜间 i_u, i_v, i_w 随风速变化不明显。图 5 是 i_u, i_v, i_w 与稳定度参读 ξ 的关系。首先从图 5 中看出，白天 i_u, i_v, i_w 在 $\xi<0$ 后变化迅速，而在 $\xi>0.3$ 后变化缓慢；夜间与 ξ 的关系不明显，这点与能量变化相同。

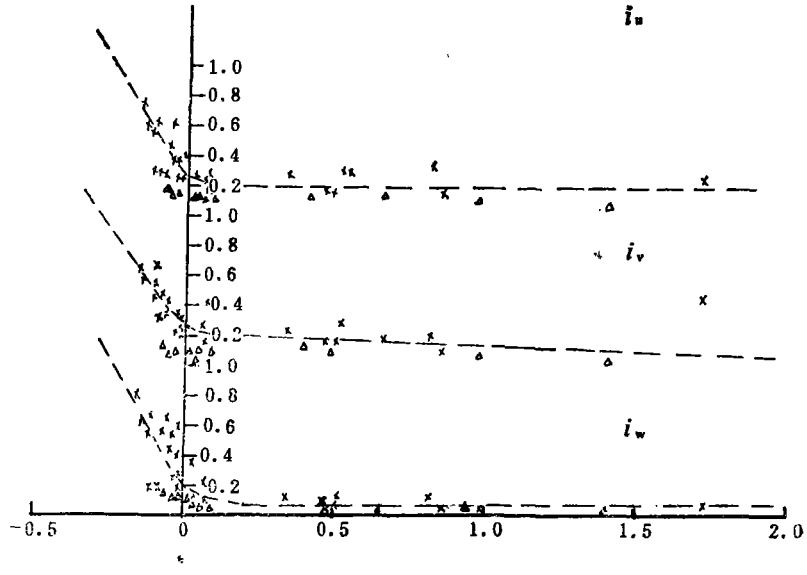


图 5　湍流强度与 ξ 的关系（说明同图2）

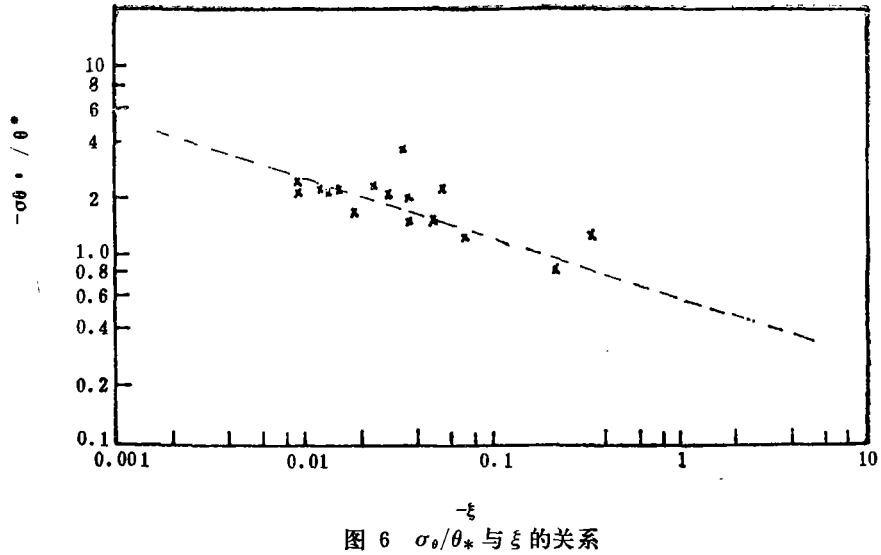


图 6　σ_θ/θ_* 与 ξ 的关系

3）湍流宏观量 σ_θ/θ_*

图 6 为 σ_θ/θ_* 与稳定度参数 ξ 的关系，在不稳定条件下适用于 $A(-\xi)^{-1/3}$ 关系描述，这在 wyngarrd[11] 的文章中同样被证实，在 wyngarrd[11] 的文章中 $A=0.9$，而本文结果 $A=0.6$ 时与实测资料吻合的较好。指数率同样为 $-\frac{1}{3}$。

4）通量特征

本文利用近 20 d 的平均资料，用波文比法和空气动力学方法计算了防护林网格内 14—19 m，4—6 m 处的感热通量和潜热通量的日变化，目的在于研究其垂直传输机理，并

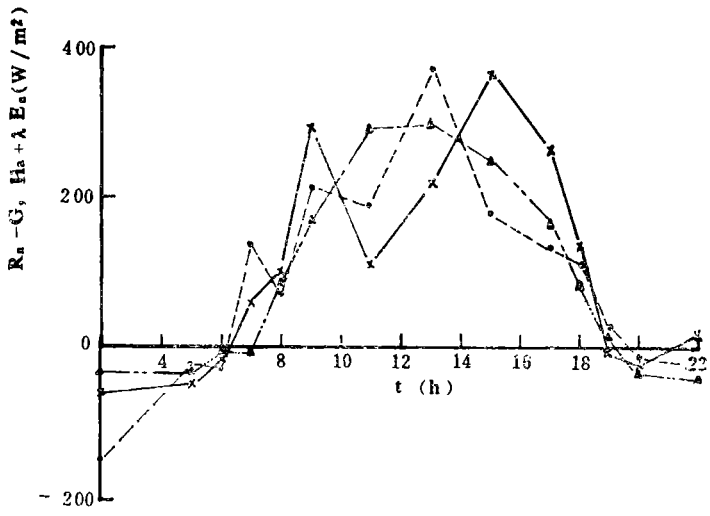


图 7 实测 R_n-G 和计算值 $H_a+\lambda E_a$ 的日变化
(▲ R_n-G, × 14—16 m, · 4—6 m)

考查比较了两种方法的适用性。

图 7 给出了由空气动力学方法计算出的 14—16 m,4—6 m 处可用能 $H_a+\lambda E_a$ 和实测的 R_n-G 的日变化关系。由此可见，14—16 m，4—6 m 处的变化规律基本一致。在 4—6 m 和 14—16 m 处夜间极稳定时通量均较小,这与图 2，4 的结果一致。从图 7 还可看出,由于日出后,防护林网内辐射能量迅速增加,在 10 时至 14 时，下层 4—6 m 处可用能大于上层 14—16 m 处的可用能。而 14 时后由于不稳定层结的影响，使能量上传而 14—16 m 处可用能又大于 4—6 m 处的值,直到 18 时太阳辐射较弱时趋于一致。图 8,9 为波文比法和空气动力学法计算的 14—16 m 和 4—6 m 处，感热通量和潜热通量的日变化特征。首先看出两种方法计算结果日变化趋势一致，但在图 8 中采用空气动力学方法计算的 14—16 m 处 λE_a 值,在 14 时至 17 时 30 分不稳定层结时偏大，这主要是 $\partial u/\partial z$ 和 $\partial\theta/\partial z$ 偏大造成的。从图 8 中还可看出防护林网格内蒸发潜热的一重要特征，就是白天日出后 14—16 m 及 4—6 m 处蒸发潜热均开始增加，直到 10 时 4—6 m 处的值大于 14—16 m 处的值。而从 10 时开始至 17 时 40 分,上层 14—16 m 处的蒸发潜热通量大于下层 4—6 m 处的值，并且从 10 时至 16 时 4—6 m 处蒸发潜热通量为负值，这也是防护林网格内水汽传输的一固有特征，这充分说明了林带有增加大气湿度的作用。

图 9 为波文比法和空气动力学法计算 H 的变化特征。首先明显看出，两种方法计算结果日变化规律基本一致，但波文比法优于空气动力学法。从图 9 中还可看到空气动力学方法受稳定度影响较大,但结论是明显的,两种方法计算得下层 4—6 m 的湍流热通量从 7 时 30 分至 17 时 30 分均大于上层 14—16 m 处的湍流热通量值。

本文结果与作者在湿润农田的研究相比,本文结果 H 值要比湿润农田大的多,湿润农田 H 值几乎全天为负值[12]。这证明了通风结构林网有使湍流热通量增加的作用。

图 10 给出了实测 R_n-G 与 14—16 m和 4—6 m 的平均资料由空气动力学方法计算出的可用能 $H_a+\lambda E_a$ 的相关图。从中可看出,4—6 m 处的结果的相关性要好于 14—16

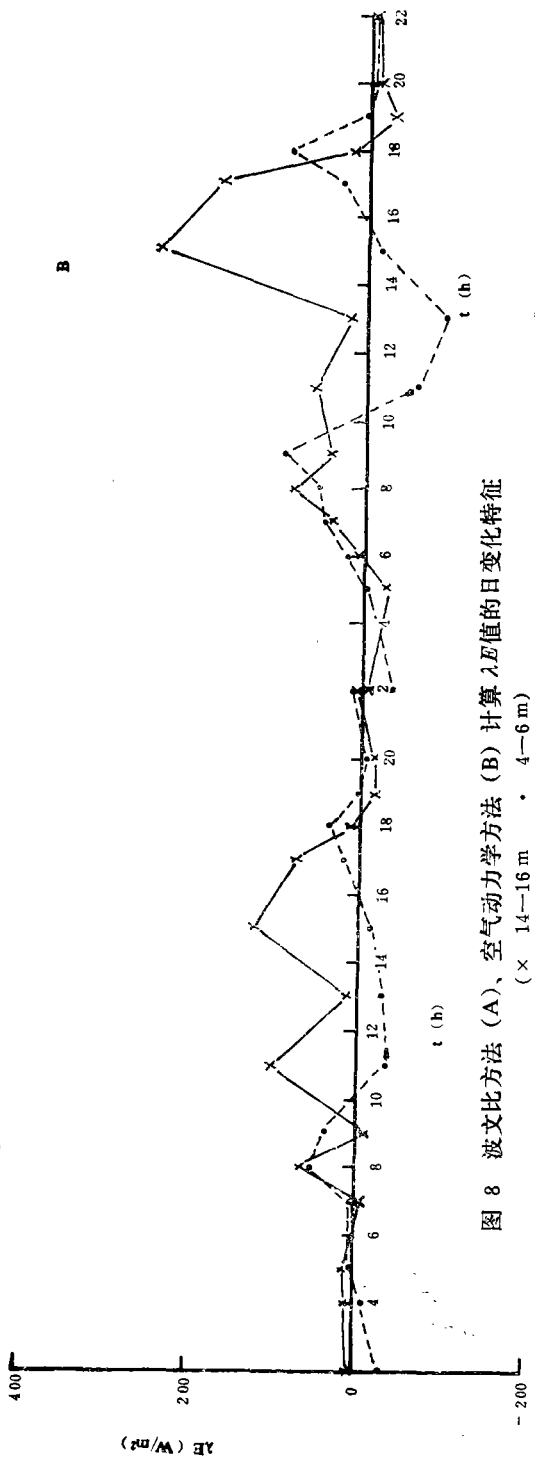


图 8　波文比方法（A）、空气动力学方法（B）计算 λE 值的日变化特征
（× 14—16 m　·　4—6 m）

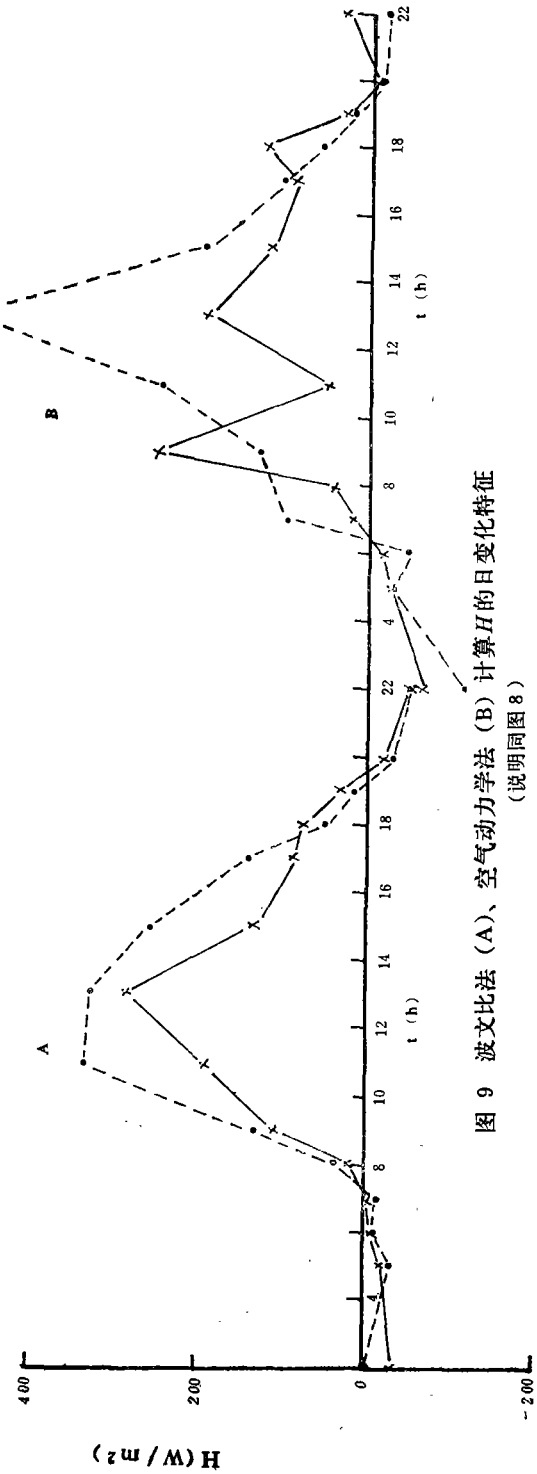


图 9　波文比法（A）、空气动力学法（B）计算 H 的日变化特征
（说明同图 8）

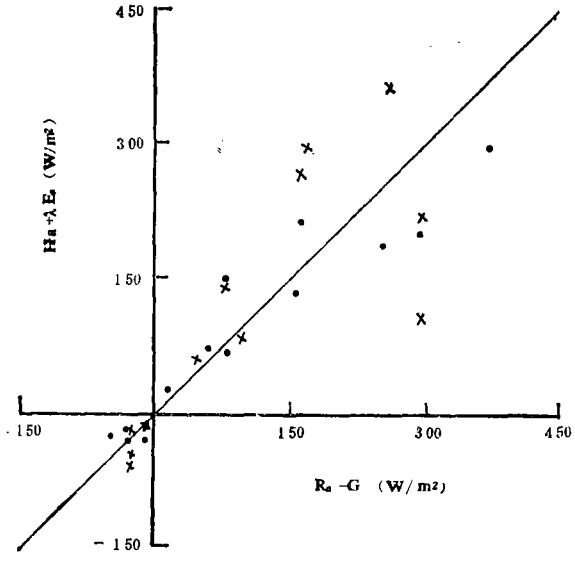


图 10 实测值 R_n-G 与空气动力学方法计算 $H_a+\lambda E_a$ 值的比较
(说明同图 8)

m的结果,相关系数分别为$r=0.8973$和$r=0.7879$。

图 11 为波文比法和空气动力学法分别计算出的潜热通量λE_b和λE_a的相关图及感热通量H_b和H_a的相关图。从图中可看出,4—6 m处的计算结果的相关性要好于14—16 m处的结果。4—6 m处H_b和H_a的相关系数为$r=0.9151$,λE_b与λE_a的相关系数$r=0.9197$;而14—16 m处H_b与H_a的相关系数为$r=0.8325$,λE_b和λE_a的相关系数$r=0.8822$。从而看出,采用波文比法和空气动力学法计算防护林网格内下层感热通量和潜热通量时,均可得到较可靠的结果,但波文比法要优于空气动力学法。两种方法使用于林网上层的计算结果不甚理想。

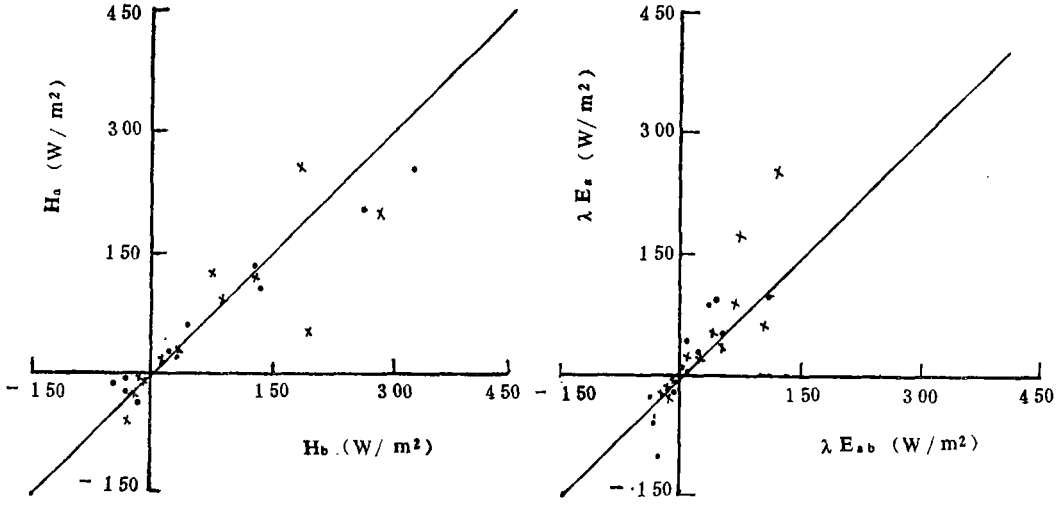


图 11 波文比法、空气动力学法计算 H, λE 的比较
(说明同图 8)

2. 误差分析

感热通量和潜热通量的误差与实际观测精度有直接关系,下面忽略稳定度函数造成的误差,利用微分法对其各项进行误差分析。

假设 $Y=f(x_1,x_2,\cdots,x_n)$

Y 的相对误差是：

$$\frac{\delta Y}{Y}=\frac{\partial Y}{\partial x_1}\frac{\partial x_1}{Y}+\frac{\partial Y}{\partial x_2}\frac{\partial x_2}{Y}+\cdots+\frac{\partial Y}{\partial x_n}\frac{\partial x_n}{Y} \tag{24}$$

1）波文比法的相对误差

在波文比法中，引起感热和潜热通量相对误差的量有 β，R_n 和 G，而 β 值精度取决于 ΔT 和 ΔT_w 的观测精度。

（1）β 的相对误差

当两个高度的温度和湿度不太大时，经过简单推导可得：

$$\beta=\frac{K_n}{K_w}\left[\left(\frac{s+r}{r}\right)\frac{\Delta T_w}{\Delta T}-1\right]^{-1} \tag{25}$$

$(s+r)/r$ 的合成误差比温度梯度观测所导致的误差要小，因此，该误差讨论中忽略不计。假设 $K_n=K_w$，将式(25)代入式(24)整理得：

$$\frac{\delta\beta}{\beta}=(1+\beta)\left|\frac{\delta\Delta T_w}{\Delta T_w}+\frac{\delta\Delta T}{\Delta T}\right| \tag{26}$$

（2）λE 的相对误差

将式（11）代入式（24）可得：

$$\frac{\delta\lambda E}{\lambda E}=\frac{\delta(R_n-G)}{(R_n-G)}-\frac{\delta\beta}{1+\beta}$$

为了获得最大相对误差上式改写为：

$$\frac{\delta\lambda E}{\lambda E}=\frac{\delta R_n-\delta G}{(R_n-G)}+\frac{\delta\beta}{1+\beta} \tag{27}$$

（3）H 的相对误差

同理将式（12）代入式（24）得：

$$\frac{\delta H}{H}=\frac{\delta R_n-\delta G}{(R_n-G)}+\frac{\delta\beta}{\beta(1+\beta)} \tag{28}$$

实际观测中，dT/dz 和 de/dz 的误差可达 8%左右，所以，β 的误差最大可达 16%左右，但式(11)，(12)中分母是 $\beta+1$，所以，当 $\beta=1$ 时，误差可为 8%，而当 $\beta=0.5$ 及 0.1 时，误差分别为 6%和 1.5%。所以通过计算过程还可减小误差，并且，β 的绝对值越小，误差也越小，准确率越高。

2）空气动力学方法的相对误差

空气动力学方法计算感热和潜热通量，需输入的参数主要有 d，Δe，Δu，ΔT，将式(14)代入式（24），整理得感热通量相对误差为：

$$\frac{\delta H}{H}=-\frac{2\,\delta d}{z-d}+\frac{\delta\Delta T}{\Delta T}+\frac{\delta\Delta u}{\Delta u} \tag{29}$$

同理将式（16）代入式（24）可得 λE 的相对误差为：

$$\frac{\delta\lambda E}{\lambda E}=-\frac{2\,\delta d}{z-d}+\frac{\delta\Delta e}{\Delta e}+\frac{\delta\Delta u}{\Delta u} \tag{30}$$

由此看出，由空气动力学方法求感热和潜热通量时，其准确性主要依靠风速，干、湿球温度测量的准确度，本文采用循环测 4 次取平均的方法来提高测量精度。

四、结 论

本文利用在防护林地区近地面层实测的湍流，能量平衡及温湿风梯度资料，计算了湍流及感热和潜热通量的一些特征，并对波文比方法和空气动力学方法的适用性做了比较。得出几点结论如下：

1．湍流总动能E及湍流强度为风速和稳定度的函数，但在稳定夜间不明显。湍流强度i_u, i_v, i_w在$1.0<u<5.0\ \mathrm{ms}^{-1}$和$\xi<0.1$时迅速变大。

2．宏观量σ_θ/θ_*适合于$A(-\xi)^{-1/3}$关系，$A=0.6$。

3．防护林网格内下层白天不稳定时，潜热通量为负值，防护林带有增湿作用。感热通量在白天不稳定时，林网下层大于上层，通风结构林网有使感热通量增加的效应。

4．波文比和空气动力学方法应用于通风结构林网中计算感热通量和潜热通量时，是基本可行的，未发现异常现象，但使用于下层要好于上层。

参 考 文 献

[1] Panofsky, H. A., and J. A. Dutton, Atmospheric Turbulence, John wiley and Sons, 156—226, 1984.

[2] Bradley, E. F., An experimental study of the profiles of wind speed, shearing stress and turbulence at the crest of a large hill, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 101—123, 1980.

[3] Kaimal, J. C., et al., Spectral characteristic of the convective boundary layer over uneven terrain, *J. atmos. sci.*, **39**, 1098—1114, 1982.

[4] Panofsky, H. A., et al., Spectra of velocity component over complex terrain, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 215-230, 1982.

[5] Thompson, N., Turbulence measurements above a pine forest, *Bound.-Layer Meteor.*, **16**, 293—310, 1979.

[6] McBean, G. A., An investigation of turbulence within the forest, *J. Appl. Meteor.*, **7**, 410—416, 1968.

[7] Mcnaughto, K. G., Effects of windbreaks on turbulence transport and microclimate, *Agriculture, Ecosystems and Envionment*, 22/23, 17—39, 1988.

[8] Dyer, A. J., and Hicks, Flux-profile relationship in the constant flux layer, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 715—721, 1970.

[9] Dyer, A. J., Review of flux-profile relationships, *Bound.-Layer Meteor.*, **7**, 363—372, 1974.

[10] Panofsky, H. A., et al., The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective condictions, *Bouud.-Layer Meteor.*, **11**, 355—361, 1977.

[11] Wyngaard, J. C., et al., Local free convection, similarity, and the budgets of shear stress and heat flux, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1171-1182, 1971.

[12] 刘树华，农田水分蒸散计算方法的比较，北京大学学报（自然科学版），**25**，5，594—604，1989。

[13] 刘树华等，近地面层中通量廓线关系的适用性研究，北京大学学报（自然科学版），**27**，1，117—126，1991。

CHARACTERISTICS OF THE TURBULENCE STRUCTURE OF SURFACE IN THE WINDBREAK AREA

Liu Shuhua　Zhang Aichen
Zhang Hongsheng　Chen Zhong　Liu Heping

(Department of Geophysics, Peking University, 100871)

Abstract

In the paper, the atmospheric turbulence, the energy balance and the profile gradient data in windbreak area were analysed to study the characteristics of the windbreak area surface boundary layer turbulence sturcture and sensible heat flux and latent heat flux. The result shows that: (1) as $-0.1<\xi<0.1$ and $1.0<u<5.0 ms^{-1}$, the turbulence kinetic energy, turbulence intensity changed fast by stability; (2) turbulence macroscopic quantity $\sigma_\theta/\theta_*=A(-\xi)^{-1/3}$, where $A=0.6$; (3) the author has used the Bowen ratio method, the aerodynamic method and calculated sensible heat flux and latent heat flux over 14—16 m and 4—6 m in the windbreak and with compared. In this paper, the discusses of the errors from each method are also given.