

## 稳定大气近地面层的风和温度廓线\*

叶卓佳

(中国科学院大气物理所)

### 提 要

本文不做风和温度廓线相似性假设,使用最小二乘法分析位于粗糙、不均匀地形上北京气象专用塔在稳定条件下的平均风速和温度测量资料。结果表明,在近地面层,从弱稳定到强逆温的较宽的稳定层结范围内,对数加线性规律都是适用的,廓线参数  $\beta_u$  和  $\beta_\theta$  不是常数,它们的数值随大气稳定度而变化。文中给出的经验公式表明:廓线参数随  $R_i$  的增大而减少,随  $L$  的增大而增大。在临界理查逊数的两侧,廓线参数随  $R_i$  的变化遵循不同的规律。文中还表明,廓线相似性假设仅对大气层结稳定度较弱时才是真实的,当稳定度增大时,廓线变成不相似, $P$  值随  $R_i$  的增大而增大。

### 一、引 言

根据 Monin-Obukhov 相似性理论, Webb<sup>[1]</sup>, Panofsky<sup>[2]</sup>, McVehil<sup>[3]</sup>, Businger 等<sup>[4]</sup> 和 Sethuraman 等<sup>[5]</sup> 使用经过严格选取的大气近地面层场的实验资料,研究在稳定条件下近地面层平均风速和位温随高度分布的规律,所得到的半经验公式其廓线参数  $\beta$  是互不相同的。

微气象工作者不但关心在均匀、平坦的下垫面上风和温度分布规律,而且也注意在较复杂的下垫面上的情况。本文目的是利用位于粗糙而不均匀地面上在稳定层结条件的大气近地面层风温资料,验证对数加线性规律的确切性,研究廓线参数是否及如何随稳定度变化。

根据 Monin-Obukhov 相似性理论,在近地面层我们有如下的通量——廓线公式

$$\left. \begin{aligned} \frac{\kappa Z}{u_*} \frac{\partial u}{\partial Z} &= \Phi_M(\xi) \\ \frac{\kappa Z}{\theta_*} \frac{\partial \theta}{\partial Z} &= \Phi_H(\xi) \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

其中  $\Phi_M(\xi)$  和  $\Phi_H(\xi)$  分别为无量纲平均风速和位温切变函数。 $\xi = \frac{Z}{L}$  为无量纲高度; $\theta_*$  为位温尺度, $u_*$  为摩擦速度; $L$  为 Monin-Obukhov 长度,定义为

$$L = u_*^2 \theta_0 / (g \kappa \theta_*) \quad (2)$$

$\kappa$  为 Karman 常数。根据[4]其值为 0.35。 $\theta$  为位温,无凝结时  $\theta$  由下式近似求出

$$\theta(Z) = T(Z) + \Gamma_d(Z - Z_0) \quad (3)$$

$Z_0$  为地面粗糙度长度, $\Gamma_d$  为空气干绝热递减率。从 Richardson 数的定义和(1)式得

\* 本文于 1980 年 11 月 17 日收到, 1981 年 6 月 20 日收到修改稿。

$$R_i = \frac{\xi}{\theta_0} \frac{\partial \theta / \partial Z}{(\partial u / \partial Z)^2} = \xi \Phi_H(\xi) / \Phi_M^2(\xi) \quad (4)$$

## 二、稳定层结的风和温度廓线及其相似性

对  $\Phi_M(\xi)$  和  $\Phi_H(\xi)$  在  $\xi=0$  附近作幂级数展开, 应用 [4] 的结果  $\Phi_M(0)=1$  和  $\Phi_H(0)=0.74$ , 我们得到

$$\left. \begin{aligned} \Phi_M(\xi) &= 1 + \beta_u(\xi)\xi \\ \Phi_H(\xi) &= 0.74 + \beta_\theta(\xi)\xi \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

其中

$$\left. \begin{aligned} \beta_u(\xi) &= \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\xi^{n-1}}{n!} \left. \frac{\partial^n \Phi_M(\xi)}{\partial \xi^n} \right|_{\xi=0} \\ \beta_\theta(\xi) &= \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\xi^{n-1}}{n!} \left. \frac{\partial^n \Phi_H(\xi)}{\partial \xi^n} \right|_{\xi=0} \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

分别称为风速和位温廓线参数。

从(6)和(4)式看出, 廓线参数是随大气稳定度参数  $\xi$  或  $Ri$  而变化的。但它们之间的函数关系式我们将根据大气近地面层的实验资料经验地确定。

显然, 在  $\xi$  较小时, 保留(6)式的常数项忽略其余项不会造成明显误差。于是(5)式变为

$$\left. \begin{aligned} \Phi_M(\xi) &= 1 + \beta_u \xi \\ \Phi_H(\xi) &= 0.74 + \beta_\theta \xi \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

其中  $\beta_u = \left. \frac{\partial \Phi_M(\xi)}{\partial \xi} \right|_{\xi=0}$  和  $\beta_\theta = \left. \frac{\partial \Phi_H(\xi)}{\partial \xi} \right|_{\xi=0}$ 。

由(1)和(7)式并从  $Z_0$  到  $Z$  积分便得到熟悉的对数加线性公式

$$\left. \begin{aligned} u &= \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{Z}{Z_0} + \beta_u (\xi - \xi_0) \right] \\ \theta &= \theta_0 + \frac{\theta_*}{\kappa} \left[ 0.74 \ln \frac{Z}{Z_0} + \beta_\theta (\xi - \xi_0) \right] \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

廓线相似性是由相似性函数  $P$  度量的,  $P$  定义为

$$P = \left( \frac{\Delta u}{\Delta \theta} \right)_2 / \left( \frac{\Delta u}{\Delta \theta} \right)_1 \quad (9)$$

式中下标 1 和 2 分别表示上面和下面两个高度区间的要素差值。根据通量梯度理论, 我们得到热量和动量涡旋扩散系数的比率  $K_H/K_M = -\frac{H}{\tau C_p} \frac{\Delta u}{\Delta \theta}$ , 则

$$(K_H/K_M)_2 / (K_H/K_M)_1 = P \left( \frac{H}{\tau C_p} \right)_2 / \left( \frac{H}{\tau C_p} \right)_1 \quad (10)$$

其中  $H$  和  $\tau$  分别为垂直方向的湍流热通量和地面切应力;  $C_p$  为空气定压比热。

研究廓线相似性意义从(10)式可以看出: 因为地面层定义为通量很少随高度变化的近地面薄层, 于是(10)式变为  $(K_H/K_M)_2 / (K_H/K_M)_1 = P$ , 于是可以根据  $P$  值了解涡旋扩散系数比值随高度变化情况。若假设涡旋交换系数比值不随高度变化, 也可以得到通量比值随高度变化。从而可以通过简单平均量的梯度测量了解到复杂得多的通量的随高度

分布特征。另外,在[5]、[1]和[3]等著作中已经应用相似性假设,为了实际应用,也需要作些验证。

### 三、资料分析

风和温度观测是在北京 320 米气象专用塔进行的。等边三角形桅杆式结构塔在 15 个高度装置有较好精度和较高灵敏度的风速仪、风向仪和温差测量仪,通过梯度遥测系统实施全自动化测量。细节参见[6]—[8]。塔位于德胜门外马甸村北,周围下垫面粗糙度长度分布是不均匀的。塔南面为居民区,其余方向为机关、工厂和住宅交织。它代表着从城区到郊区的过渡类型地形分布。虽然塔的不同方位粗糙度分布是不均匀的,但对于每一个方位,我们认为粗糙度分布是准均匀的,即当每一个 10 分钟内风向变化不大时我们认为满足平稳均匀条件。由(8)得

$$\left. \begin{aligned} (u_2 - u_1) / \ln \frac{Z_2}{Z_1} &= u_* \left[ 1 + \frac{\beta_u}{L} (Z_2 - Z_1) / \ln \frac{Z_2}{Z_1} \right] / \kappa \\ (\theta_2 - \theta_1) / \left( 0.74 \ln \frac{Z_2}{Z_1} \right) &= \theta_* \left[ 1 + \beta_\theta^* (Z_2 - Z_1) / \left( L \ln \frac{Z_2}{Z_1} \right) \right] / \kappa \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

其中  $\beta_\theta^* = \beta_\theta / 0.74$ 。不含  $Z_0$  的(11)式用于分析粗糙度  $Z_0$  随方位变化的场地资料是很合适的。(11)式的待定系数为  $u_*$ ,  $\theta_*$ ,  $\beta_u$ ,  $\beta_\theta$  和  $L$ 。

分析方法:

1. 由(3)式计算每次观测的 10 分钟平均位温。
2. 由(4)式根据 9.7 和 32.7 米的 10 分钟平均风速和位温计算  $Ri$ 。它代表几何高度为 18.7 米的  $Ri$  值,并规定  $Ri > 0.005$  为稳定层结。
3. (11)可写为

$$\left. \begin{aligned} y_u &= a_u + b_u x \\ y_\theta &= a_\theta + b_\theta x \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

其中

$$y_u = \frac{u - u_1}{\ln \frac{Z}{Z_1}}, \quad y_\theta = \frac{\theta - \theta_1}{0.74 \ln \frac{Z}{Z_1}}, \quad x = \frac{Z - Z_1}{\ln \frac{Z}{Z_1}},$$

$$a_u = u_* / \kappa, \quad b_u = a_u \frac{\beta_u}{L}, \quad a_\theta = \frac{\theta_*}{\kappa}, \quad b_\theta = a_\theta \beta_\theta^* / L.$$

用最小二乘法求出每次观测资料的  $a_u$ ,  $b_u$ ,  $a_\theta$  和  $b_\theta$ , 于是  $u_*$  和  $\theta_*$  可由下式求出

$$u_* = \kappa a_u, \quad \theta_* = \kappa a_\theta \quad (13)$$

由(2)式求出  $L$ 。最后由下式求解廓线参数

$$\beta_u = L b_u / a_u, \quad \beta_\theta = 0.74 L b_\theta / a_\theta \quad (14)$$

4. 从(9)式取下标 1 为 15 米和 9.7 米的风速和位温之差,取下标 2 为 47.7 和 32.7 米的差值,计算 P 值。

用最小二乘法确定通量-廓线关系的各待定参数,不需通量的测量和事先作廓线相似性假设,方法客观,数学处理简单。

本文使用 1979 年 8 月 26—1979 年 9 月 20 日 13 天共 40 次资料。资料取舍原则见 [9]。使用资料高度为: 9.7, 15.0, 32.7, 47.7, 63.2 和 80.3 米。

#### 四、结果和讨论

从资料分析可以得到以下结果:

1. 位于粗糙而不均匀下垫面上的北京气象塔地面层 10 分钟平均的实测风和位温资料满足 Monin-Obukhov 相似性理论预期的结果, 在稳定层结大气中它们服从对数加线性的分布规律。图 1 为其中一个观测例子。从图 1 看出: 观测值(圆点)和对数加线性规律(实线)非常一致。风速相关系数为  $r_u=0.995$ , 位温相关系数  $r_\theta=0.962$ 。

2. 从使用资料的稳定度复盖范围来看,  $Ri$  从 0.06~2.5。它对应着从弱稳定到强逆温。结果表明对数加线性规律可以延伸到强逆温大气中使用。图 2 为一次小风逆温例子,  $Ri=1.6$ 。其相关系数  $r_u=0.997$  和  $r_\theta=0.941$ 。

3. 图 3 分别为平均风速廓线参数  $\beta_u$  和平均位温廓线参数  $\beta_\theta$  随稳定度参数  $Ri$  的变化图。从图 3 看出, 廓线参数  $\beta_u$  和  $\beta_\theta$  都随  $Ri$  的增大而减小。并都可用一个简单的经验公式表示

$$\ln \beta = a - b \ln Ri, \quad a, b > 0 \quad (14)$$

从图 3 还可以看出, 当  $Ri < 0.25$  时, 廓线参数  $\beta_u$  和  $\beta_\theta$  随  $Ri$  的增大而减少较快, 当  $Ri > 0.25$  时,  $\beta_u$  和  $\beta_\theta$  随  $Ri$  的增大而减少的速度变慢了。  $Ri=0.25$  附近为  $\beta_u$  和  $\beta_\theta$  随  $Ri$  变化中出现的一个不连续点。图 3 资料点还表明,  $\beta_u$  和  $\beta_\theta$  随  $Ri$  的变化不但规律相似, 而且取值相近, 因而我们可以将  $\beta_u$  和  $\beta_\theta$  综合为  $\beta_u$ , 去表征风和位温廓线参数共同随  $R$  的变化规律。

众所周知,  $Ri=0.25$  为湍流流动和层流流动的分界点。Taylor (1931) 用扰动方法分

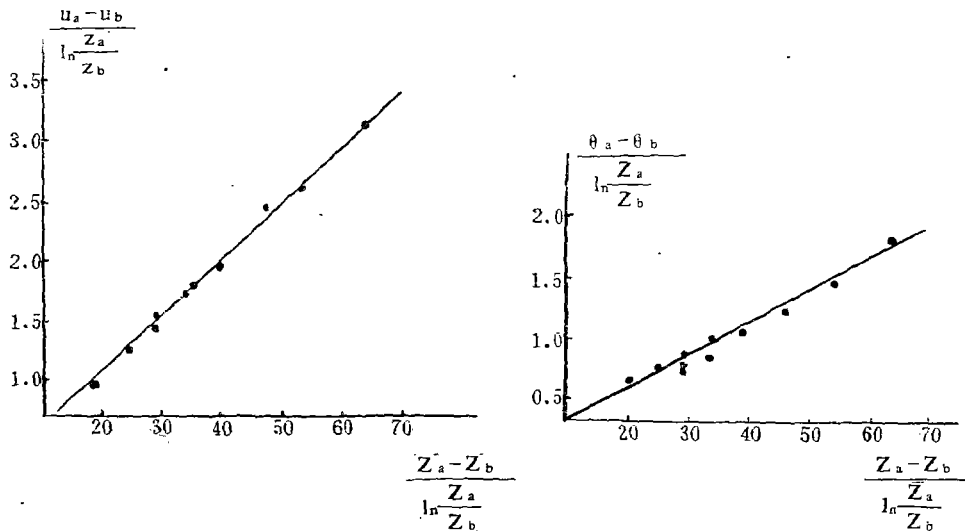


图 1 1979 年 9 月 20 日 21 时的风和位温观测值与对数加线性规律的比较 ( $Ri=0.24$ )

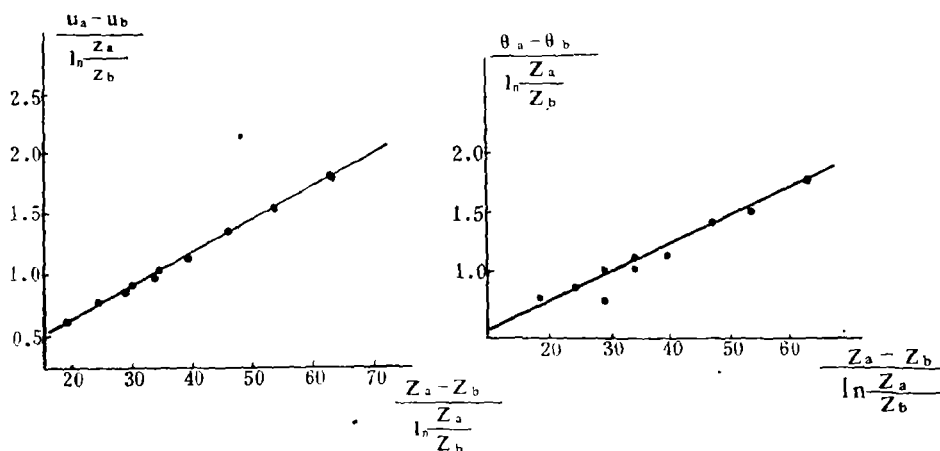


图 2 1979年8月27日00时平均风速和位温观测值与对数加线性规律的比较( $Ri=1.6$ )

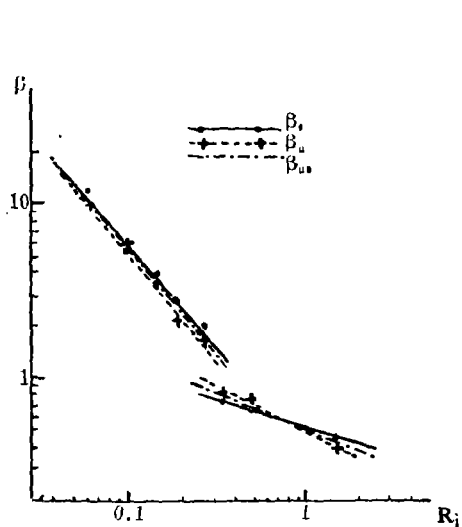


图 3 各廓线参数  $\beta$  与  $Ri$  的关系

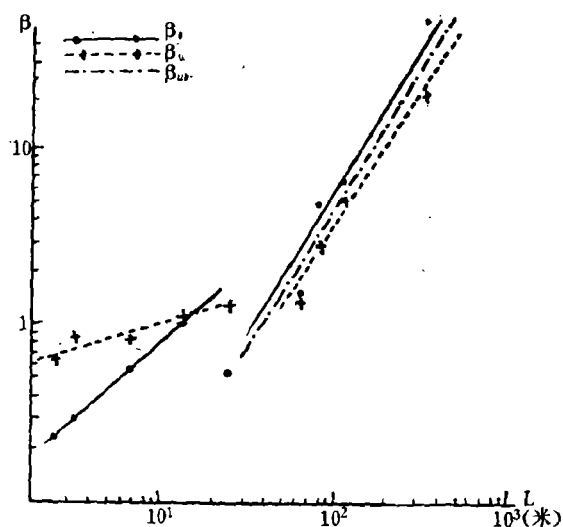


图 4 廓线参数  $\beta$  与  $L$  的关系

析从层流转变为湍流得到临界理查逊数  $Ri_{cr}=0.25$ 。由于在临界理查逊数的两侧空气的流动机制是截然不同的,这就决定了  $\beta_{uv}$  随  $Ri$  变化中在  $Ri_{cr}$  两侧遵守不同的规律,并导致在  $Ri=Ri_{cr}$  处出现突变点。由此看来,廓线参数  $\beta_{uv}$  首先由大气的湍流机制决定的,在每一种湍流机制内又随  $Ri$  变化。反之我们也可以说,廓线参数  $\beta_{uv}$  在  $Ri=0.25$  的两侧遵循不同变化规律的事实从另一侧面说明大气临界理查逊数为 0.25。

表 1 为各廓线参数随  $Ri$  变化的经验公式。 $\beta$  随  $Ri$  变化的事实表明,除了其它原因外,在不同范围内的  $\beta$  的平均值是不会相同的,这就是表 2 中给出的不同作者的不同边界层实验中得不到相同的  $\beta$  值的一个原因。

4.  $Ri < 0.25$  和  $Ri > 0.25$  各廓线参数的均值也列于表 1。于是我们便得到无量纲平

表 1 各  $\beta$  值与  $Ri$  的关系

$Ri$	$\beta_u$	$\bar{\beta}_u$	$\beta_\theta$	$\bar{\beta}_\theta$	$\beta_{u\theta}$
0.06—0.25	$0.31 Ri^{-1.30}$	4.2	$0.42 Ri^{-1.10}$	4.5	$0.32 Ri^{-1.27}$
0.26—1.4	$0.48 Ri^{-0.58}$	0.67	$0.47 Ri^{-0.42}$	0.67	$0.48 Ri^{-0.57}$

均风速和平均位温切变函数  $\Phi_M(\xi)$  和  $\Phi_H(\xi)$  的半经验公式

$$\Phi_M(\xi) = 1 + 4.2\xi, \quad \Phi_H(\xi) = 0.74 + 4.5\xi \quad \text{当 } Ri < 0.25$$

$$\Phi_M(\xi) = 1 + 0.67\xi, \quad \Phi_H(\xi) = 0.74 + 0.67\xi \quad \text{当 } Ri > 0.25$$

表 2 为本文与国外结果的比较。从表 2 看出, 这些结果大致相同而又互有差别。

表 2 与国外结果的比较

著作	$Ri < 0.25$		$Ri > 0.25$		参数 $\beta$ 的确定方法	地面特征
	$\beta_u$	$\beta_\theta$	$\beta_u$	$\beta_\theta$		
[1]	4.7	4.7			同时测量通量、平均风速和温度	均匀平坦
[4]	5.0	5.0			从相似性理论出发, 用迭代方法从风和温度廓线测量求出 $L$ 和 $\Phi_M(\xi)$	
[3]	5.2	5.2			假设平均风速和温度廓线相似, 从对数加线性规律出发, 由廓线测量确定	
[5]	7.0	7.0				
[2]	5.2	5.2	1.6	1.6		均匀, 粗糙
本文	4.2	4.5	0.67	0.67	从对数加线性规律出发, 用最小二乘法从廓线测量确定	粗糙, 不均匀

5. 图 4 为  $\beta_u, \beta_\theta$  随  $L$  变化图。图 4 表明, 各廓线参数随  $L$  的增大而增大。而且在  $\beta_u, \beta_\theta$  与  $L$  的函数关系中, 同样也存在着一个突变点, 其数值位于  $L = 20 \sim 30$  米之间。若我们将这个值记为  $L_{cr}$ , 则当  $L > L_{cr}$  和当  $L < L_{cr}$  时,  $\beta_u$  和  $\beta_\theta$  随  $L$  的变化同样也表现为遵循不同的变化规律。 $\beta$  值随  $L$  的增加在  $L < L_{cr}$  时慢, 在  $L > L_{cr}$  时快。若用  $\beta$  代表  $\beta_u$  和  $\beta_\theta$ , 则它们随  $L$  的变化可用下述经验公式表示

$$\ln \beta = a + b \ln |L|, \quad a, b > 0 \quad (16)$$

表 3 列出  $\beta_u, \beta_\theta$  和  $\beta_{u\theta}$  随  $|L|$  变化的经验公式。因为  $\beta$  是个无量纲参数。(15) 式中  $|L|$  为  $L$  以米为单位的模数, 记为  $|L|$ 。

表 3 各廓线参数与  $L$  关系

$L$ (米)	$\beta_u$	$\beta_\theta$	$\beta_{u\theta}$
2.5—25	$0.49  L ^{0.39}$	$0.098  L ^{0.36}$	$0.006  L ^{1.46}$
25—300	$0.0075  L ^{1.3}$	$0.004  L ^{1.57}$	

从(4)式看出, 因为  $\Phi_M(\xi)$  近似等于  $\Phi_H(\xi)$ , (4) 式变为  $Ri \approx 1 / \left( \frac{1}{\xi} + \beta \right)$ 。当  $L$  增大时

$Ri$  减少。 $L$  从大变小反映了大气层结从弱稳定变到强逆温,  $L$  和  $Ri$  一样也是表征大气稳定度的一个参数, 因此  $\beta_u$  和  $\beta_\theta$  随  $L$  的变化也有如同随  $Ri$  变化的类似特征。

因为  $L$  是确定地面层湍流结构的一个特征参数, 那么在图 4 表明的  $\beta_u$  和  $\beta_\theta$  随  $L$  变化中在  $L_{cr}$  两侧遵循不同的变化规律的观测事实表明,  $L_{cr}$  与  $Ri_{cr}$  一样, 也是大气湍流结构发生剧烈变化的一个有指示性的数值。

在  $L < L_{cr}$ , 由于  $\beta_u$  与  $\beta_\theta$  点较离散, 因而不便于将  $\beta_u$  和  $\beta_\theta$  综合考虑。因此, 在表 3 中相应就没有这种情况的经验公式。

6. 表 4 列出了相似性参数  $P$  与  $Ri$  关系。从表 4 看出, 在弱稳定大气中, 相似性参数  $P$  在 1 附近, 说明当  $Ri < 0.13$  时, 平均风速和平均位温廓线是相似的。但随着大气稳定度的增强, 廓线变成不相似了。 $P$  值随  $Ri$  增大而增大。[5] 中也得到类似的结论, 但 [5] 中认为当  $Ri > 0.25$  时  $P$  值则又减少为 0.96, 这点与我们的结果略有差别。

表 4  $P$  与  $Ri$  关系

$Ri$	0.03—0.05	0.06—0.13	0.14—0.21	0.21—0.25	0.26—6
$P$	0.99	1.15	1.20	1.27	1.99
廓线数目	2	6	10	6	14

## 五、结 论

本文使用最小二乘法直接从风和温度梯度的测量资料确定动量和热量通量及廓线参数  $\beta_u$  和  $\beta_\theta$ 。这种方法是客观的, 它不需要如 [5], [1] 和 [3] 那样需作廓线相似性假设, 也不需要如 [4] 那样做复杂的通量测量。这种方法与 [2] 的处理方法不同, 但也是行之有效的方法。我们得到如下几点结论:

1. 在稳定层结大气中, 从弱稳定到强稳定层结 ( $Ri \approx 2.5$ ), 在北京气象塔的地面条件下, 近地面层大气的平均风速和平均位温廓线符合 Monin-Obukhov 相似性理论所预期的对数加线性分布规律。

2. 廓线参数  $\beta_u$  和  $\beta_\theta$  不是一个固定常数, 它们都随  $Ri$  的增加而减小。并且各廓线参数随  $Ri$  的变化在  $Ri_{cr}$  的两侧随  $Ri$  的变化是遵循不同的规律的。因此我们认为使用下述廓线公式是合适的

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{Z}{Z_0} + 0.31 Ri^{-1.30} (\xi - \xi_0) \right] \quad \text{当 } Ri < 0.25$$

和

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{Z}{Z_0} + 0.48 Ri^{-0.58} (\xi - \xi_0) \right] \quad \text{当 } Ri > 0.25$$

$$\theta = \theta_0 + \frac{\theta_*}{\kappa} \left[ 0.74 \ln \frac{Z}{Z_0} + 0.42 Ri^{-1.10} (\xi - \xi_0) \right] \quad \text{当 } Ri < 0.25$$

和

$$\theta = \theta_0 + \frac{\theta_*}{\kappa} \left[ 0.74 \ln \frac{Z}{Z_0} + 0.47 Ri^{-0.42} (\xi - \xi_0) \right] \quad \text{当 } Ri > 0.25.$$

若使用廓线参数均值, 则为

$$u = \begin{cases} \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{Z}{Z_0} + 4.2 (\xi - \xi_0) \right] & \text{当 } Ri < 0.25 \\ \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{Z}{Z_0} + 0.67 (\xi - \xi_0) \right] & \text{当 } Ri > 0.25 \end{cases}$$

和

$$\theta = \begin{cases} \theta_0 + \frac{\theta_*}{\kappa} \left[ 0.74 \ln \frac{Z}{Z_0} + 4.5 (\xi - \xi_0) \right] & \text{当 } Ri < 0.25 \\ \theta_0 + \frac{\theta_*}{\kappa} \left[ 0.74 \ln \frac{Z}{Z_0} + 0.67 (\xi - \xi_0) \right] & \text{当 } Ri > 0.25 \end{cases}$$

3. 廓线参数  $\beta_u$  和  $\beta_\theta$  随  $L$  的增加而增加。它们随  $L$  的变化在  $L > 25$  米和  $L < 25$  米时服从互不相同的变化规律。具体公式见表 3。

4. 在大气层结稳定度偏弱时 ( $Ri \leq 0.13$ ), 风廓线和温度廓线是基本相似的, 这时的  $P$  值在 1 附近。但当稳定度继续增强时, 则这两种廓线变得不相似,  $P$  值大于 1,  $P$  值随稳定度的增强而增大。

致谢: 在写作过程中周明煜、李兴生提出了不少宝贵意见, 特此致谢。

### 参 考 文 献

- [1] Webb, E. K., Profile relationships: The log-linear range and extension to strong stability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 67—90, 1970.
- [2] Panofsky, H. A., Profiles of wind and temperature from towers over homogeneous terrain, *J. Atmos. Sci.*, **30** (5), 788—794, 1973.
- [3] McVehil, G. E., Wind and temperature profiles near the ground in stable stratification, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **90** (384), 136—146, 1964.
- [4] Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi and E. F. Bradley, Flux profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181—189, 1971.
- [5] Sethuraman, S., and R. M. Brown, Validity of the log-linear relationship over a rough terrain during stable conditions. *B-L-M*, **10** (4), 489—501, 1977.
- [6] 李兴生、郑达洲、张卫华、吴家麟、朱晋钊, 320 米气象塔的自动遥测系统, *气象学报*, **39**, No. 1, 70—81, 1981.
- [7] 郑达洲等, 梯度测风仪的物理物性, (待发表)。
- [8] 李兴生、杨宝忠, 一个高精度的测温方法, *大气科学*, **3**, No. 2, 170—174, 1979.
- [9] 叶卓佳, 稳定边界层相似性函数 A, B, C 的实验研究, (待发表)。



## PROFILES OF WIND AND TEMPERATURE IN THE STABLE STRATIFIED GROUND LAYER

Ye Zhuo-jia

*(Institute of Atmospheric Physics, Academia sinica)*

### Abstract

In this paper, using least square method instead of similarity hypothesis of profiles between wind and temperature, We analyse data of mean wind and temperature obtained from a meteorological tower at Beijing over rough and inhomogeneous terrain in stable stratified condition.

The results show that the rule of log+linear is valid and true within the wide limits of the stable stratification from slight stability to strong inversion and that the profile parameters ( $\beta_w$  and  $\beta_\theta$ ) are not constants, but vary with atmospheric stratification condition. The experimental formulae shown here indicate that the profile parameters decrease with increasing of Ri and increase with L. The variation of profile parameters with stability in condition  $Ri > Ri_c$ , differs from in condition  $Ri < Ri_c$ . They also show that the profile similarity between averaging wind and temperature is true only in the slightly stratified stability and fails as increasing the stability. P increases with Ri.