

光滑海面上风、温、湿廓线的层结订正模式 及海气整体交换系数*

徐静琦 魏 皓 顾海涛

(青岛海洋大学海洋环境学院, 青岛, 266003)

摘 要

详细介绍了光滑面标量粗糙度 Z_T, Z_q 与风速粗糙度 Z_0 的相似表达式, 论述了把 Monin-Obukhov 相似理论推广到光滑面上湍流气层的合理性, 从而得到光滑面风、温、湿层结订正廓线与粗糙面廓线相统一的形式。总结了用该模式处理的三个海上梯度观测资料的计算结果, 揭示出了微风时通过光滑海面的海气通量及整体交换系数受层结影响远大于风速影响的特征。并给出光滑界面上不同层结的整体交换系数随风速变化的拟合公式。

关键词: 光滑面, 标量粗糙度, 层结订正。

1 引 言

关于大气表面湍流边界层中风、温、湿廓线的稳定度修正已由 Monin-Obukhov 相似理论^[1]解决了。该理论定义了 MO 稳定度长度 $L = \frac{u_*^2 \theta}{gkT^*}$ (对潮湿空气修正为 $L_V = \frac{u_*^2 \theta_v}{gk\theta_v^*}$, 本文用 L_V) 和无量纲稳定度参数 $\zeta = Z/L_V$ (这里 θ_v 是气层平均虚位温, $\theta_v^* = \frac{H}{c_p u_*}$ 是表面特征虚位温, g 是重力加速度, u_* 是摩擦速度, k 是 Von Karman 常数, H 是感热通量), 给出气层的层结判据为:

$$\begin{cases} \zeta > 0 & \text{稳定层结} \\ \zeta = 0 & \text{近中性层结} \\ \zeta < 0 & \text{不稳定层结} \end{cases} \quad (1)$$

判据式(1)适用于湍流边界层, 它表示在 $L_V \gg Z$ 的条件下, 不论 L_V 是正或负, 层结都是近中性的。因此, 长期以来, 对于在轻风($u_{10} < 2 - 3 \text{ m/s}$), 海面粗糙物高度 $h_s \ll U u_*$, 水面上存在粘性副层称为光滑海面的条件下, 大都以中性层结来处理^[2], 常用著名的 Nikuradse^[3] 经典风洞实验给出的结果: 当粗糙雷诺数 $Res = \frac{u_* Z_0}{U} < 0.13$ 时, 光滑面上湍流层中气流速度的垂直分布近似为:

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{k} \ln \frac{u_* Z}{U} + 5.5 \quad Z \gg U u_* \quad (2)$$

* 初稿时间: 1996年8月12日; 修改稿时间: 1997年9月1日。

这里 u 是 Z 高度的平均风速, ν 是分子运动学粘性系数, 但温度和湿度廓线至今还没有相应的模式。

作者从1993—1994年间进行的3次海上梯度观测资料(①热带西太平洋暖池区15 m 船舷梯度资料^[4](简称西太)②西沙永兴岛北岸滩涂区18 m 铁塔梯度资料^{*}(简称西沙)③青岛小麦岛岸滩雾期的6 m 铁架梯度资料^[5](简称青岛))的处理中发现: 在轻风, 粗糙雷诺数 $Res < 0.13$ 的条件下, 贴海面的海气温差较大, 空气湿度较高, 因而气层稳定度对风、温、湿廓线的影响是不可忽略的, 同理对海气通量的影响也是明显的。

本文首先详细介绍使用的光滑面上风、温、湿廓线的层结订正模式, 综合分析用该模式处理上述三个梯度资料的计算结果。然报介绍与 Lin, et al.^[6], Smith^[7]和 Garratt^[8]模式及结果的比较, 从中发现: 采用标量粗糙度 Z_T 和 Z_q 与粗糙度 Z_0 的相似表达式, 并把 MO 相似理论推广至光滑面粘性副层上的湍流是合理的, 而且在实用上有更为方便的优点。

2 光滑面粘性副层中动量与标量的粗糙长度

对式(2)作简单变换就可以得到与粗糙面上中性风廓线一致的形式:

$$uz - u_s = \frac{u^*}{k} \ln \frac{Z}{Z_0} \quad Z \gg Z_0 \quad (3a)$$

这里 uz 是 Z 高度上的风速, u_s 即粗糙度 Z_0 处的风速, Z_0 为

$$Z_0 = \frac{U}{u^*} \exp(-5.5k) \quad (4)$$

则粗糙雷诺数 $Res = \frac{Z_0 u^*}{U} = \exp(-5.5k) = 0.11$ (若取 $k = 0.4$)。

由于在粘性副层中动量、热量和水汽的运输都仅依赖分子的扩散和传递, 因此根据量纲分析的原理, 可以认为在光滑面上, 气层中海气位温差 $\theta_z - \theta_s$ 和海气比湿差 $q_z - q_s$ 也具有与式(3a)类似的分布廓线:

$$\theta_z - \theta_s = \frac{\theta_s^*}{k} \ln \frac{Z}{Z_T} \quad Z \gg Z_T \quad (3b)$$

$$q_z - q_s = \frac{q_s^*}{k} \ln \frac{Z}{Z_q} \quad Z \gg Z_q \quad (3c)$$

其中 $Z_0 = 0.11U/u^* \quad (5a)$

$$Z_T = 0.11U\theta/u^* = Z_0 P_r^{-1} \quad (5b)$$

$$Z_q = 0.11Uq/u^* = Z_0 S_c^{-1} \quad (5c)$$

这里 $U = 1.46 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; $\theta = 2.06 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; $U_q = 2.45 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $P_r = U\theta = 0.71$, $S_c = U/U_q = 0.60$ 。若已知 u^* 就很容易获得 Z_0 , Z_T 和 Z_q 。

3 Monin-Obukhov 相似理论在光滑面上气层中的应用

由于光滑面粘性副层与其上的湍流边界层也属常通量层, 在非中性层结的光滑气层

* 南海海浪与低空大气研究报告(内部报告)

中, MO 相似理论所采用的基本物理量: 空气密度 ρ , 摩擦速度 u^* , 热通量 H (或特征温度 θ_{v^*})、浮力参数 g/θ_v 和高度 Z 与粗糙面气层具有相同的意义, 故由它们组成的稳定度参数 Z/L_v 也可以适用于光滑面气层, 而且由于风速很小, 温差较大即 u^* 很小, θ_{v^*} 较大, 因而 L_v 的量级可能与 Z 相当, 所以 Z/L_v 不会因 Z 小而趋于零, 光滑面上湍流层中层风、温、湿廓线的层结订正形式可与粗糙面上湍流边界层的形式完全一致, 即:

$$uz - u_s = \frac{u^*}{k} \left[\ln \frac{Z}{Z_0} - \Psi_m \right] \quad (6a)$$

$$\theta_z - \theta_s = \frac{\theta_{v^*}}{k} \left[\ln \frac{Z}{Z_T} - \Psi_T \right] \quad (6b)$$

$$qz - q_s = \frac{q^*}{k} \left[\ln \frac{Z}{Z_q} - \Psi_q \right] \quad (6c)$$

其中 Z_0, Z_T, Z_q 对光滑面取式(5), 对粗糙面直接由式(6) 确定。层结影响函数 Ψ 仍采用 Businger-Dyer^[9] 通量-廓线关系:

$$\left\{ \begin{array}{l} \Psi_m = 2 \ln \left[\frac{1+x}{2} \right] + \ln \left[\frac{(1+x)^2}{2} \right] - 2 \tan^{-1} x + \frac{\pi}{2} \\ \Psi_q = \Psi_T = 2 \ln \left[\frac{(1+x)^2}{2} \right] \\ x = \left[1 - 16 \frac{Z}{L_v} \right]^{1/4} \end{array} \right\} \frac{Z}{L_v} < 0 \quad (7a)$$

$$\Psi_q = \Psi_T = \Psi_q = -5 \frac{Z}{L_v} \quad \frac{Z}{L_v} > 0 \quad (7b)$$

$$\Psi_q = \Psi_T = \Psi_q = 0 \quad \frac{Z}{L_v} = 0 \quad (7c)$$

4 通过光滑海面的海气整体交换系数与稳定度的关系

根据整体交换系数的定义:

$$\text{阻力系数 } C_D = \tau / \rho u_s^2 \quad (8a)$$

$$\text{感热交换系数 } C_H = H / \rho c_p u (\theta_s - \theta_{vz}) \quad (8b)$$

$$\text{水汽交换系数 } C_E = E / \rho u (q_s - q_z) \quad (8c)$$

其中 τ, H, E 分别为动量、感热和水汽的通量, 参考高度 Z 一般取 10 m。应用廓线公式(6) 和整体公式(8), 交换系数可改写成:

$$C_D = k^2 / [\ln(Z/Z_0) - \Psi_m]^2 = (C_{DN}^{1/2} - k^{-1} \Psi_m)^{-2} \quad (9a)$$

$$\begin{aligned} C_H &= k^2 / [\ln(Z/Z_0) - \Psi_m] [\ln(Z/Z_T) - \Psi_m] \\ &= C_{HN} [1 - k^{-1} \Psi_m C_{DN}^{1/2} - k^{-1} \Psi_H C_{HN} C_{DN}^{-1/2} + k^{-2} C_{HN} \Psi_m \Psi_H]^{-1} \end{aligned} \quad (9b)$$

$$\begin{aligned}
 C_E &= k^2 / [\ln(Z/Z_0) - \Psi_m] [\ln(Z/Z_q) - \Psi_q] \\
 &= C_{EN} [1 - k^{-1} \Psi_m C_{DN}^{1/2} k^{-1} \Psi_q C_{EN} C_{DN}^{1/2} + k^{-2} C_{EN} \Psi_m \Psi_q]^{-1}
 \end{aligned} \quad (9c)$$

其中

$$C_{DN} = \left[\frac{k}{\ln(Z/Z_0)} \right]^2 \quad (10a)$$

$$C_{HN} = \frac{k^2}{\ln(Z/Z_0) \ln(Z/Z_T)} \quad (10b)$$

$$C_{EN} = \frac{k^2}{\ln(Z/Z_0) \ln(Z/Z_q)} \quad (10c)$$

分别为中性化的整体交换系数。显然它们并非中性层结的整体交换系数, 因为经过层结订正后的 u^* 值是不同的, 因而 Z_0, Z_T, Z_q 也是不同的。

上述处理使光滑面上的整体交换系数与粗糙面湍流边界层中的交换系数在形式上统一了, 实质上因为无论海气界面光滑面还是粗糙面, 如表面更新理论所阐述的, 通过海气界面的各种通量都受分子扩散过程的控制。它们的差别仅表现在海面粗糙长度的不同而已, 在粘性副层中由分子运动性质确定; 在粗糙副层中由海面波动特性确定如 Charnock 公式^[10] $Z_0 = u_*^2 / g$ 和 HEXOS^[11] 研究结果 $Z_0 = u_*^3 / g C_p$ 所示(这里 C_p 是波速)。

5 光滑面上稳定度影响的实例分析和讨论

用模式(4)~(10), 对西太、西沙和青岛3地的梯度资料进行处理的具体步骤可参考文献[4], 本节综合分析和讨论3个海域光滑面的结果。

西太1993年11月—1994年2月的测量共获可迭代求解的梯度资料1412组, 其中 $Res < 0.13$ 的光滑面405组, 占28.7%; 西沙1994年1月的测量共获有用资料368组, 其中光滑面计69组, 占18.8%; 青岛1993年6~7月测量的有用资料181组, 其中光滑面计169组, 占94.4%。对上述光滑面上的气流, 根据无量纲参数 $\zeta = 10/L_v$ 进行稳定度分类的结果见表1。表中附有10 m 高平均风速 u_{10} 。

表1 各地区光滑面资料的稳定度分类

层结 (ζ)	西太平洋海区			西沙海区			青岛海区		
	n(个)	(%)	u_{10} (m/s)	n(个)	(%)	u_{10} (m/s)	n(个)	(%)	u_{10} (m/s)
A (< -2)	146	36.0	1.1	6	8.7	1.1	0	-	-
B (-2, -0.5)	234	57.8	1.8	53	76.8	2.3	8	4.7	1.0
C (-0.5, -0.1)	9	2.2	2.0	2	4.7	2.4	13	7.7	1.9
D (-0.1, 0.1)	7	1.7	2.1	1	1.5	3.1	17	10.0	2.5
E (0.1, 0.5)	8	2.0	2.0	6	8.7	2.2	102	60.4	2.7
F (> 0.5)	1	0.3	1.5	1	1.4	1.8	29	17.2	1.9
合计(平均)	405	100	(1.6)	69	100	(2.4)	169	100	(2.4)

由表1可见, 以10 m 为参考高度的稳定度分类结果显示, 中性光滑流在热带海域所占比例小于2%, 不稳定层结在热带高温潮湿的海面气层中占绝对优势, 而温带海域在夏季

期间稳定层结也能占绝对优势,这与暖湿气流北上进入冷海区,空气冷却水汽凝结成雾的情况相吻合。由此可见在光滑海面上非中性层结是经常出现的,尤其在赤道附近的热带海区。

3个海区光滑面条件下海气整体交换系数的计算结果按层结分类统计列于表2,它们与风速的关系绘于图1。

参考表1的风速,分析表2的系数可见,在风速相近时,如青岛的C类与F类,层结影响使系数相差近4倍。显然不可用近中性层结来代替它们。表3给出按不同层结类型平均的交换系数和平均风速,当 $u^{10} = 1.7 \text{ m/s}$ 时,非中性化系数的B类比F类高4倍多,而中性化的系数相差仅10%左右。这个事实说明在光滑面上层结对系数的影响是主要的。如图1所示,在不稳定条件下,风速越小,交换系数越大;在稳定条件下,则相反,风速越小,系数也越小。总之系数随稳定度增加而减小,风速的影响实际上已隐含在层结影响内,当除去层结影响后,中性化的系数随风速变化是非常微弱的。可以预期,当风速增大趋于中性时,系数将趋于一致。

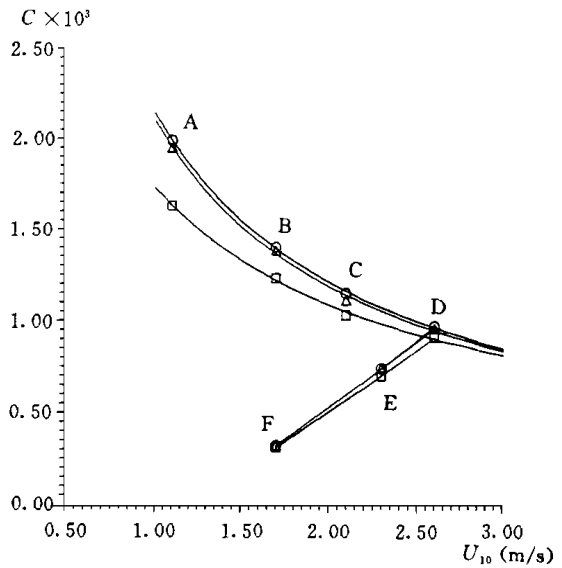


图1 光滑海面海气整体交换系数 C_D (), C_H (), C_E ()随层结与风速的变化

表2 各海区不同层结的整体交换系数($\times 10^3$)

层结	西太平洋海区						西沙海区						青岛海区					
	C_D	C_H	C_E	C_{DN}	C_{HN}	C_{EN}	C_D	C_H	C_E	C_{DN}	C_{HN}	C_{EN}	C_D	C_H	C_E	C_{DN}	C_{HN}	C_{EN}
A	1.66	2.00	2.04	1.03	1.06	1.08	1.60	1.90	1.94	1.02	1.05	1.07	-	-	-	-	-	-
B	1.25	1.41	1.44	0.97	0.99	1.01	1.14	1.28	1.30	0.93	0.97	0.98	1.31	1.46	1.48	1.06	1.09	1.11
C	1.06	1.06	1.12	0.97	0.94	0.99	1.01	1.16	1.21	0.91	1.00	1.04	1.03	1.11	1.13	0.98	1.02	1.04
D	0.97	1.00	1.02	0.95	0.97	0.99	0.84	0.94	0.92	0.89	1.01	0.98	0.92	0.93	0.98	0.95	1.01	1.01
E	0.69	0.71	0.72	1.00	1.03	1.04	0.74	0.80	0.80	0.94	1.02	1.02	0.66	0.70	0.70	0.96	1.02	1.03
F	0.34	0.35	0.35	1.10	1.13	1.14	0.33	0.33	0.34	1.09	1.13	1.14	0.27	0.28	0.28	1.10	1.13	1.15

图1给出了光滑面不稳定与稳定层结时平均整体交换系数随风速变化的曲线,其拟合公式如下:

$$\left. \begin{aligned}
 C_D &= (0.185 + 2.0589u_{10}^{-1} - 0.5158u_{10}^{-2}) \pm 0.012 \\
 C_H &= (0.07299 + 2.424u_{10}^{-1} - 0.3934u_{10}^{-2}) \pm 0.017 \\
 C_E &= (0.05260 + 2.5467u_{10}^{-1} - 0.4563u_{10}^{-2}) \pm 0.00745
 \end{aligned} \right\} \text{不稳定} \quad (11a)$$

$$\left. \begin{aligned} C_D &= -0.8214 + 0.6643u_{10} \\ C_H &= -0.8876 + 0.7095u_{10} \\ C_E &= -0.9052 + 0.7190u_{10} \end{aligned} \right\} \text{稳定} \quad (11b)$$

这种整体交换系数在不稳定层结时随风速的变化规律与 Garratt 模式的结果(参考文献[8]图4.9)一致,但 Garratt 模式不能区分稳定与不稳定,实际上仅反映了不稳定的情况。由于他采用的粗糙度模式为

$$Z_{0u^*}/U = 0.11, \quad Z_{T u^*}/U = 0.2, \quad Z_{q u^*}/U = 0.3 \quad (12)$$

与本文模式(5)在形式上完全相似,而且量值上也极近似。但从物理意义上来看 Z_T 应与 U_T 有关, Z_q 应与 U_q 有关,因此(5)式更为合理。

表3 不同层结的整体交换系数平均值

系数	层结 A	层结 B	层结 C	层结 D	层结 E	层结 F
$C_D \times 10^3$	1.63	1.23	1.03	0.91	0.70	0.31
$C_H \times 10^3$	1.95	1.38	1.11	0.96	0.74	0.32
$C_E \times 10^3$	1.99	1.40	1.15	0.97	0.74	0.32
$C_{DN} \times 10^3$	1.03	0.99	0.95	0.93	0.97	1.10
$C_{HN} \times 10^3$	1.06	1.02	0.99	1.00	1.02	1.13
$C_{EN} \times 10^3$	1.08	1.03	1.02	0.99	1.03	1.14
$u_{10}(\text{m/s})$	1.1	1.7	2.1	2.6	2.3	1.7

Smith(1988)的模式给出了阻力系数与感热交换系数随风速和温度的变化,变化形式与图1一致,但是他只对速度廓线应用了粘性副层的粗糙度,而对温度廓线的粘性副层部分没有做任何处理直接引用了 MO 相似理论,似乎不尽完善。

Lin, et al.(1979)模式是建立在交界面副层分子运动论基础上的,其结果与本文类似,但 Z_T, Z_q 模式与 z_0 不同,作为 Res 的函数形式较复杂,不便于与高层的和风速的粗糙流相衔接。

6 结 论

综上所述,本文的工作主要分3部分:

(1) 用量纲分析的方法引进光滑面的标量粗糙度 Z_T 和 Z_q 的表达式,它们类似于 Z_0 仅与分子传导和扩散有关。在论述把 MO 相似理论推广至光滑面上湍流层的合理性基础上,得到了光滑面上气流的风、温、湿层结订正廓线模式与粗糙面上廓线模式在形式上完全一致,仅仅是表面的粗糙度不同。这种不同的物理意义是显而易见的,光滑面粘性副层中分子运动起主要作用,而粗糙面的粗糙副层中是湍流运动起主要作用。

(2) 从3个不同海区和季节的实例分析说明,海上微风、高温(或低温)、高湿的条件下,存在强不稳定或稳定的层结状态,而且在热带海域不稳定常常占绝对优势,海气间的整体交换系数在不同层结下随风速的变化正相反,风速越小偏离越大。因此当海面粗糙雷

诺数 $Res < 0.13$, 存在粘性副层时, 光滑面上风、温、湿廓线必须考虑层结订正, 然后用其参数计算的整体交换系数才符合海上实况, 当把它们用于各种数值模式的参数化方案和直接计算海气通量时不致产生大的误差。

(3) 给出了3个海区光滑面不同层结的平均整体交换系数随风速变化的拟合曲线和公式, 以便使用或与其他结果进行比较。

最后要强调指出, 从上述3个实例的分析和与以前模式的比较可见, 无论是交界面副层的 Lin, et al. 模式、Smith 模式、Garratt 模式还是本模式, 其物理观点是相同的: 光滑界面上存在粘性副层, 海气交换仅依赖分子的粘性, 传导和扩散作用。但是本文根据物理现象相似的原理, 借助 Nikuradse 从风洞实验资料导出光滑面廓线和 Z_0 的模式, 给出温、湿廓线和 Z_r, Z_q 的相似模式的方法是更为直接和简便的。并使光滑面上湍流层与粗糙面上湍流层中风、温、湿廓线具有统一的形式, 因而可以预期它有广泛的实用价值。

参考文献

- 1 Monin A S and Obukhov A M. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. Tr. Akad. Nauk SSSR Geophys. Inst. 1954, 24(151): 163 ~ 187
- 2 Wu J. Wind-Stress coefficients at lightwinds. J Atmos Oceanic Tech, 1988, 5: 885 ~ 888
- 3 Nikuradse J. Strömungsgesetze in rauhen Röhren. Forschungsheft. 1933. 361
- 4 徐静琦, 魏皓, 顾海涛等人. 西太平洋暖地区的海气通量及整体交换系数. 气象学报, 1997, 55(6):
- 5 徐静琦, 魏皓等人. 青岛市海雾海气通量观测及其作用初探. 气象学报, 1996, 54(2): 207 ~ 215
- 6 Liu W T, et al. Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. J Atmos Sci. 1979, 36: 1722 ~ 1734
- 7 Smith S D. Coefficients for sea surface wind stress, heat flux and wind profiles as a function of wind speed and temperature. J Geophys Res. 1988, 93: 15467 ~ 15472
- 8 Garratt J R. Chapter 4 of the atmospheric boundary layer. Cambridge University Press. 1992. 85 ~ 114
- 9 Dyer A J. A review of flux-profile relationships. Boundary-Layer Meteor. 1974, 7: 363 ~ 372
- 10 Charnock H. Wind stress on a water surface. Quart J Roy Meteor Soc. 1955, 81: 639 ~ 640
- 11 Smith S D, Anderson R J, et al. Sea surface wind stress and drag coefficients: the HEXOS results. Boundary-Layer Meteor. 1992, 60: 190 ~ 142

STRATIFICATION MODIFIED MODEL OF WIND, TEMPERATURE AND HUMIDITY PROFILES OVER A SMOOTH SEA SURFACE AND THE AIR-SEA BULK TRANSFER COEFFICIENTS

Xu Jingqi Wei Hao Gu Haitao

(*Ocean University of Qingdao, Qingdao, 266003*)

Abstract

In this contribution, the formulae of the scalar roughness Z_t , Z_q , similar to the wind speed roughness Z_0 over a smooth sea surface, are introduced in detail, and extending the Monin-Obukhov similarity theory to smooth surface. Stratification modified profiles of wind, temperature and humidity over smooth surface are obtained in uniform with the profiles over a rough one. Reasonability of the theory is also discussed. The model is applied in the computation of the gradient data observed in three different sea areas. It's resulted that the effect of stratification on the air-sea flux through a smooth sea surface and on the bulk transfer coefficients under light wind are much stronger than the effect of wind speed. The formulas of the bulk coefficients variation with wind and stability is presented.

Key words: Smooth sea surface, Scalar roughness, Stratification modify.