

西太平洋热带海域厄尔尼诺年和非厄尔尼诺年期间湍流通量输送的不同特征

曲绍厚 安磊明

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

提 要

本文根据海洋科考船“实验三号”1986—1989年在西太平洋热带海域,使用系留气艇探测系统观测的140多次温度、湿度和风等廓线资料,利用 Monin-Obukhov 相似理论的半经验通量—廓线关系,计算给出该海域的动量通量 M (特别是曳力系数 C_D)、感热通量 H_s 和潜热通量 H_L 以及海表温度 T_s 和 Richardson 数 Ri . 结果表明: 它们有明显的年际变化; 感热通量 H_s 和潜热通量 H_L 与海表温度 T_s 呈明显正相关; 曳力系数 C_D 与风速和 Richardson 数 Ri 也有明显相关关系, 当风速一定时, C_D 值随着 Ri 值的减少 ($Ri < 0$ 时的不稳定情况) 而增加, 而当 Ri 值不变时, C_D 值随着风速值的增加而增加.

关键词: 曳力系数; 感热通量; 潜热通量; 厄尔尼诺; 海气相互作用.

一、引 言

为研究西太平洋热带海域海气相互作用和年际气候变化,中国科学院大气物理研究所、南海海洋研究所、青岛海洋研究所、兰州高原大气物理研究所、地理研究所和力学研究所等单位集中近百名科学家,连续5年(1985—1989年)在菲律宾群岛以东60多万 km^2 辽阔的西太平洋海域上 (127°E — 150°E , 10°N — 3°S),进行了大规模的大气物理、海洋物理、常规气象及海气交换和海气相互作用的综合观测,观测项目近30项,并于1986至1989年间进行了两船(“实验三号”和“科学一号”)同步观测,站位达100多个,取得了大量的观测资料. 本文根据“实验三号”海洋考察船上使用我国自行研制的小型系留气艇探测系统4年来共取得的140多次的温度、风和湿度等廓线资料,利用 Monin-Obukhov 相似理论的半经验通量—廓线关系,计算给出该海域的动量通量 M (特别是曳力系数 C_D)、感热通量 H_s 和潜热通量 H_L . 从这些湍流通量的计算结果可以看出: 无论是动量通量 M (即曳力系数 C_D) 还是感热通量 H_s 和潜热通量 H_L 以及海表温度 SST 和大气稳定度参数 Ri (Richardson 数) 都有明显的年变化,这一结果对研究世界气候异常和揭示厄尔尼诺事件本质是有一定价值的.

1990年9月10日收到,1991年7月11日修改稿.

二、观测仪器和计算方法

图 1 是 1989 年“实验三号”和“科学一号”科考船在西太平洋热带海域同步考察的航线和站位图，图中包括同步观测站（指两船在不同站位同时进行数天观测）、连续站（48 小时以上的观测时间）和大面站。

图 2 是在“实验三号”科考船上施放的小型系留气艇探测系统^[1]的方框图。表 1 是该探测系统中传感器的主要特性。该系统施放速度为 30m/min，每隔 6m 空间间隔取样一组大气物理要素，气温、湿度、风速、风向和气压。在较低高度反复观测，观测时间大约 50—60 min，从而获取这段时间内的平均廓线。每天共观测 6 次左右，间隔为 3 小时，这样可以在同步站或连续站上获取这些要素和湍流通量的连续日变化资料。

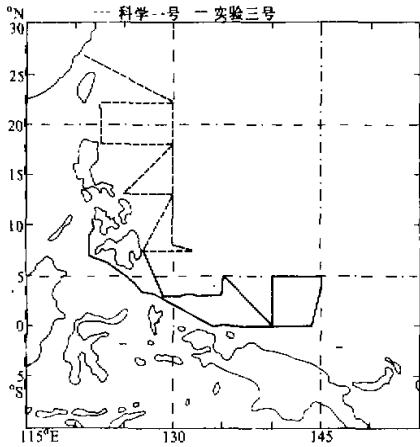


图 1 “实验三号”和“科学一号”科考船在西太平洋热带海域的站位图

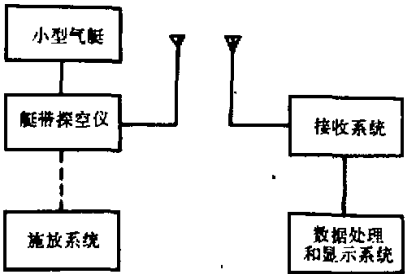


图2 “实验三号”科考船上施放的小型系留气艇探测系统

表 1 传感器特性 *

要素	传感器	测量范围	观测精度
干球温度	热敏电阻	-30—45℃	±0.3℃
相对湿度	热敏电阻	0—100%	±5%
风速	三杯风速计	0.15—30m/s	±0.3m/s
风向	艇和磁罗盘	0—360°	±5°
气压	空盒气压计	900—1005hPa	±0.5hPa

* 三杯风速计起动风速为0.15m/s。

计算低层大气中（特别是在贴地层中）一个量（如动量、热量、水汽和某些大气成份）的湍流通量垂直输送的方法主要有：涡旋相关法、能量耗散法、平均廓线法和整体输

送法。在海洋考察中, 由于船体对气流的扰动和海浪对船体的颠簸, 使得用涡旋相关法的直接测量的仪器姿态受到很大的影响, 为作仪器姿态影响的订正, 需要做许多必不可少的工作, 而且耗资巨大。这里, 我们是根据小型系留气艇系统在几十分钟内探测到的温度廓线、风廓线和湿度廓线等资料, 使用 Businger^[2] 等建立起来的通量 - 廓线关系, 计算该海域 4 年来湍流通量的垂直输送。

低层大气中, 单位时间内、单位面积上输送的动量、热量和水汽质量可以表示成

$$\begin{cases} M = \rho \overline{w' u'} = -\rho u_*^2 = -\rho K_M \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \\ H_s = c_p \rho \overline{w' \theta'} = -c_p \rho u_* \theta_* = -c_p \rho K_H \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}, \\ E = \rho \overline{w' q'} = -\rho u_* q_* = -\rho K_q \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}, \end{cases} \quad (1)$$

式中 ρ 是空气密度, 它是气温和气压的函数, c_p 是空气的定压比热, 对于干空气其值为 $1.005 \text{ J/g} \cdot \text{K}$, u_* 是摩擦速度 ($u_*^2 \equiv -\overline{u' w'} = \tau/\rho$, τ 是表面切应力), θ_* 是温度尺度 ($\theta_* \equiv -\overline{\theta' w'}/u_*$), q_* 是特征比湿 ($q_* \equiv -\overline{q' w'}/u_*$), u 、 θ 和 q 分别为风速、位温和比湿的瞬时值, $\bar{u}$ 、 $\bar{\theta}$ 和 $\bar{q}$ 分别为风速、位温和比湿的平均值, u' 、 θ' 和 q' 分别为风速、位温和比湿的脉动值, K_M 、 K_H 和 K_q 分别为动量、热量和水汽质量的涡旋扩散率, 而 z 是高度坐标。

对于水汽的潜热输送可写成

$$H_L = -L \rho K_q \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}, \quad (2)$$

式中 L 是水汽潜热, 它是温度的函数, 因海面上的气温不同而取不同值, 在 0°C 时, 其值为 2510 J/g 。而感热通量 H_s 和潜热通量 H_L 的比 [即鲍恩比 (Bowen) 比] B 可近似写成

$$B = \frac{H_s}{H_L} = \frac{c_p}{l} \frac{\Delta \bar{\theta}}{\Delta \bar{q}}, \quad (3)$$

这里假定 $K_H = K_q$ 。

根据相似理论得到的通量 - 廓线关系的半经验公式, 风切变、温度梯度和比湿梯度可表示成无因次高度 ξ 的函数 $\varphi_M(\xi)$ 、 $\varphi_H(\xi)$ 和 $\varphi_E(\xi)$:

$$\begin{cases} \varphi_M(\xi) = \frac{kz}{u_*} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \\ \varphi_H(\xi) = \frac{kz}{\theta_*} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}, \\ \varphi_E(\xi) = \frac{kz}{q_*} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}, \end{cases} \quad (4)$$

式中 $\xi = z/L_M$, $L_M = -T u_*^2 / \overline{q w' T'} k$ 为 Monin-Obukhov 长度, 当 $\xi > 0$ 时为稳定大气, $\xi < 0$ 时为不稳定大气, K 为卡曼常数, 这里我们取其值为 0.35。

Businger^[2] 利用美国空军剑桥实验室堪萨斯州的观测资料给出 φ_M 、 φ_H 和 φ_E 的具体形式为:

$$\varphi_M = \begin{cases} 1 + \beta_m z/L_M, & (z/L_M \geq 0), \\ (1 - \gamma_m z/L_M)^{-1/4}, & (z/L_M \leq 0), \end{cases} \quad (5)$$

$$\varphi_H = \varphi_E = \begin{cases} 1 + \beta_n z/L_M, & (z/L_M \geq 0), \\ (1 - \gamma_n z/L_M)^{-1/2}, & (z/L_M \leq 0), \end{cases} \quad (6)$$

式中常数 $\beta_m = 4.7$ 、 $\gamma_m = 15$ 、 $\beta_n = 6.4$ 、 $\gamma_n = 9$.

对方程(5)和(6)作积分运算可得出下列风和温度廓线的显式表达式^[3]:

当 $z/L_M < 0$ 时,

$$\frac{\bar{u}}{u_*} = \frac{1}{K} \left(\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_1 \right), \quad (7)$$

式中

$$\Psi_1 = 2 \ln \left(\frac{1+x}{2} \right) + \ln \left(\frac{1+x^2}{2} \right) - 2 \operatorname{arctg} x + \frac{\pi}{2},$$

$$x = (1 - 15\xi)^{\frac{1}{4}} = \varphi_M^{-1},$$

当 $Z/L_M > 0$ 时,

$$\frac{\bar{u}}{u_*} = \frac{1}{K} \left(\ln \frac{z}{z_0} + 4.7\xi \right), \quad (8)$$

而对温度廓线,

当 $Z/L_M < 0$ 时,

$$\frac{\bar{\theta} - \theta_0}{\theta_*} = 0.74 \left(\ln \frac{z}{z_0} - \Psi_2 \right), \quad (9)$$

式中

$$\Psi_2 = 2 \ln \left(\frac{1+y}{2} \right),$$

$$y = (1 - 9\xi)^{\frac{1}{2}} = \varphi_H^{-1}.$$

当 $Z/L > 0$ 时,

$$\frac{\bar{\theta} - \theta_0}{\theta_*} = 0.74 \frac{z}{z_0} + 4.7\xi, \quad (10)$$

这里 θ_0 系指 $Z=0$ 时的外推温度 (不一定是实际的表面温度值).

这样, 我们根据小型系留气艇探测系统在西太平洋热带海域观测到的某一段时间内的风廓线和温度廓线资料, 再用(7)式和(9)式去拟合这些观测资料, 再根据拟合后的平均廓线值求出所在高度上的 Richardson 数 [$Ri \equiv (g/\bar{\theta})(\partial\bar{\theta}/\partial z)/(\partial\bar{u}/\partial z)^2$], 由 $Ri-\xi$ 曲线或从公式^[2]

$$Ri = \frac{\xi(0.74 + 4.7\xi)}{(1 + 4.7\xi)^2}, \quad (Ri > 0) \quad (11)$$

和

$$Ri = 0.74\xi \frac{(1 - 15\xi)^{1/2}}{(1 - 9\xi)}, \quad (Ri < 0) \quad (12)$$

由 Ri 值求出相应的 ξ 值, 从而根据公式 (7) — (10) 给出不同条件下的 u_* 值和 θ_* 值, 最后从公式 $H_s = -c_p \rho u_* \theta_*$ 和 $M = -\rho u_*^2$ 以及 $H_L = H_s/B$ 简便地得到该地区某一时间的感热通量 H_s 、动量通量 M (即曳力系数 C_D) 和潜热通量 H_L 。

三、主要结果

表 2 是根据上面谈到的计算湍流通量的平均廓线方法, 使用小型系留气艇探测系统观测得到的温度、风和湿度等平均廓线资料, 给出西太平洋热带海域 (140 °E、0 °; 145 °E、0 °; 150 °E、0 °) 4 年间 (1986 — 1989 年) 感热通量 H_s 、潜热通量 H_L 以及两者和 $H = H_s + H_L$ 的年际变化, 表 3 则给出该海域 145 °E、0 ° 地区的 Richardson 数 Ri 、海表温度 (SST) T_s 和曳力系数 C_D 4 年间的年际变化, 下面将分别讨论它们的年际变化特性。

表 2 西太平洋热带海域 3 个地区感热通量 H_s 、潜热通量 H_L 和 $H = H_s + H_L$ 输送的年际变化 *

热通量 经纬度	1986			1987			1988			1989		
	H_s	H_L	H	H_s	H_L	H	H_s	H_L	H	H_s	H_L	H
140 °E 0 °	19.4	176.3	195.7	13.7	132.0	145.7	14.6	159.0	173.6			
145 °E 0 °	16.4	158.0	174.4	14.7	158.2	172.9	15.9	152.0	167.9	16.4	169.0	185.4
150 °E 0 °	21.6	196.0	217.6	15.8	156.0	171.8						

* 热通量单位为 W/m^2 。

表 3 西太平洋热带海域 (145 °E、0 °) Richardson 数 Ri 、海表温度 T_s 和曳力系数 C_D 的年际变化

特征量	1986	1987	1988	1989
Ri	-0.38	-0.20	-0.36	-0.40
T_s (°C)	30.3	29.0	29.5	30.1
C_D	1.53	1.51	1.52	1.56

1. 感热通量 H_s 、潜热通量 H_L 和海表温度 T_s 的年际变化

西太平洋热带海域作为地球上一个对世界范围内气候变化和气候异常有重要贡献的主要热源^[4,5], 一方面将其吸收的热量向深海传递和储存, 另一方面将其贮存的热量以感热的形式特别是以潜热形式向大气中输送。不过根据 4 年来 (1986 — 1989) 的观测结果、计算表明: 这种热通量输送有明显的年际变化。图 3a — c 给出西太平洋热带海域 3 个地区 (140 °E、0 °、145 °E、0 ° 和 150 °E、0 °) 1986 至 1989 年 4 年间 10 月份感热通量 H_s 、潜热通量 H_L 和总热通量 H ($H \equiv H_s + H_L$) 输送的年际变化。图 4 给出 1986 — 1989 年 145 °E、0 ° 这个地区 10 月份海表温度 T_s 的年际变化。从图 3a — c 我们可以发现: 这些地区 (140 °E、0 °, 145 °E、0 ° 和 150 °E、0 °) 无论是感热通量

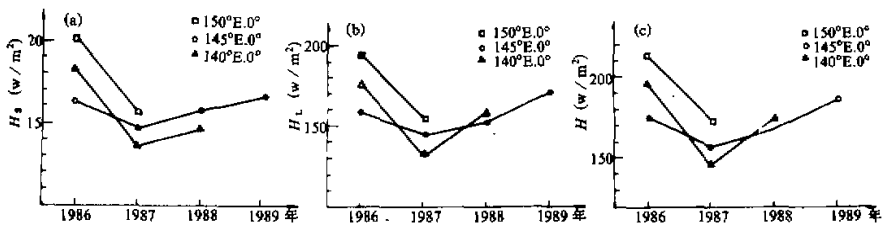


图3 西太平洋热带海域 ($140^\circ E, 0^\circ$; $145^\circ E, 0^\circ$; $150^\circ E, 0^\circ$) 1986—1989年
10月份 H_s 、 H_L 和 H 输送的年际变化

H_s 、潜热通量 H_L 还是总热通量 H ，均以 1986 年为最大，也就是说西太平洋热带海域

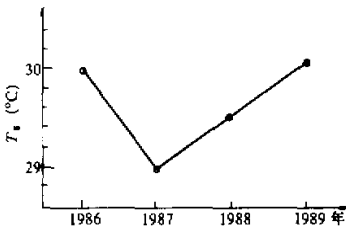


图4 1986—1989年 $145^\circ E, 0^\circ$ 地区
10月份 T_s 的年际变化

这个热源在这 4 年间以 1986 年为最强，众所周知，1986 年发生了第二类厄尔尼诺事件^[1]，这一年的 10 月份是这一事件发生的月份，因此其热通量的输送是最大的，而 1987 年年底是这一厄尔尼诺事件即将消失的月份，故其热通量的输送是最小的，也就是说这时的热源强度是最弱的（与最强时相比，二者相差 25%），而到 1988 年和 1989 年这种热通量输送又逐年增长，也就是说这个热源强度又逐年回升。图 4 的海

表温度 T_s 的年变化也与这种热通量输送的年变化有明显的正相关，这种相关的物理意义是非常清楚的，海表温度愈高意味着海洋贮存的热量愈大，这样它向大气输送热量的能力也就愈强，因此根据相似理论的通量—廓线关系计算出来的向大气输送的热量也就愈大。

2. 动量通量 M (即曳力系数 C_D) 和 Richardson 数 Ri 的年际变化

海气相互作用的动力学模式要使用常规气象资料作为初始输入参数，为此要引进整体空气动力学公式 $\tau = \rho C_D U^2$ ，式中曳力系数在海气交换中是非常重要的，此外，卫星遥感海浪和海区上空风场也需要了解该海区上空的 C_D 值。

i) 曳力系数 C_D 与风速和 Richardson 数 Ri 的关系

众所周知，曳力系数 C_D 值的大小与大气层结、平均风速和海况有一定关系。Geernaert^[7]总结了直到 1986 年中性大气曳力系数 C_{DN} 与风速关系的一些回归方程（见表 4）。Businger^[8]根据观测结果推导出陆地下垫面稳定大气和不稳定大气曳力系数 C_D 的一些公式。最近几年，无论是理论上还是在观测上对海面尤其是洋面上的曳力系数 C_D 值做的工作还是比较粗糙的。图 5 是我们在西太平洋热带海域，根据 1986 到 1989 年 4 年来的观测资料，用平均廓线法确定 C_D 值在不同稳定度情况下 ($Ri < 0$) 与风速的关系。图中直线 $10^3 C_D = 1.29 + 0.03U$ 是 Denman 和 Miyake 给出的中性大气 C_D 值与平均风速关系，而其余曲线则是我们给出的在 Richardson 数 $Ri = -0.14$ 、 -0.26 、 -0.32 、 -0.40 和 -0.48 时， C_D 值与风速的关系。从图 5 可以看出：在 Richardson 数 Ri 等

表4 中性大气曳力系数 C_{DN} 与风速 U 关系的回归方程

$10^3 C_{DN}$	适用范围 (m/s)	研究者
$0.85 - 0.067U$	$4 < U < 21$	Garratt (1977)
1.14	$4 < U < 10$	Large 和 Pona (1981)
$0.44 + 0.063U$	$10 < U < 26$	
$1.2 - 0.025U$	$3 < U < 16$	Kondo (1975)
$0.37 + 0.137U$	$4 < U < 17$	Donelan (1982)
$0.43 + 0.097U$	$5 < U < 21$	Geernaert 等 (1986)
$0.36 + 0.10U$	$3 < U < 16$	Sheppard 等 (1972)
$0.63 + 0.066U$	$3 < U < 21$	Smith 和 Banke (1975)
$0.61 + 0.063U$	$6 < U < 22$	Smith (1980)
$1.29 + 0.03U$	$4 < U < 18$	Denman 和 Miyake (1973)
1.42	$3 < U < 12$	Khalsa 和 Businger (1977)
1.30	$3 < U < 8$	Krugermeier 等 (1987)
$0.86 + 0.058U$	$5 < U < 15$	Wiernga (1974)

于一个常数的情况下， C_D 值随着风速值的增加而增加；而当风速为常数时， C_D 值随着 Ri 值的减少而增加。因此，只要知道西太平洋热带海域上空的风速值和 Richardson 数 Ri 的大小，就可以从图 5 迅速查出该海域 C_D 值的大小。

ii) 曳力系数值 C_D 和 Richardson 数 Ri 的年际变化

图 6 和图 7 是西太平洋热带海域曳力系数 C_D 值和 Richardson 数 Ri 从 1986 年到 1989 年间平均值的年变化。从图 6 和图 7 可以看出，对于不同的年份其值是不同的。曳力系数值从 1986 年的 1.53 下降到 1987 年的 1.51，而后上升到 1988 年的 1.52，最后又上升到 1989 年的 1.56，这 4 年 C_D 的平均值为 1.53。曳力系数 C_D 的这种年变化是与 Richardson 数 Ri 的年变化相对应且呈现负相关。 C_D 和 Ri 这种年变化的物理意义是很清楚的。在厄尔尼诺事件的 1986 年，海气间的动量交换和热量交换都是比较激烈的，大气呈现较强的不稳定，因此 1986 年的 C_D 值要大于 1987 年和 1988 年的 C_D 值，而到 1989 年 Richardson 数下降到 -0.40， C_D 相应地上升到 1.56。

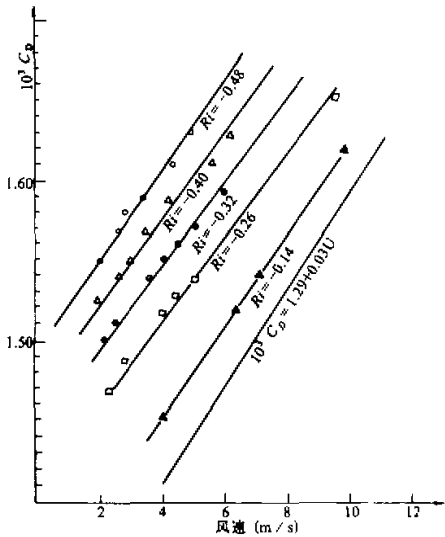


图5 西太平洋热带海域1986—1989年所得观测资料用平均廓线法确定的 C_D 值在不同稳定度情况 ($Ri < 0$) 与风速的关系

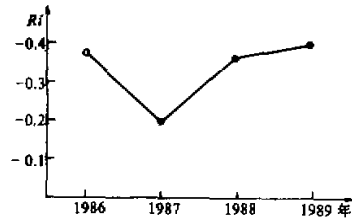
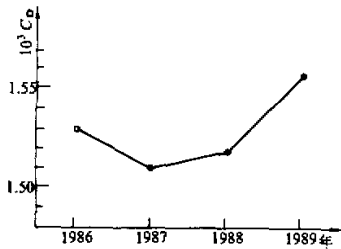


图6 C_D 和 Ri 1986—1989年平均值的年变化 图7 C_D 和 Ri 1986—1989年平均值的年变化

四、几点结论

根据中国科学院科考船“实验三号”从1986—1989年4年间,在菲律宾以东辽阔的西太平洋热带海域(127° — 150° E、 5° N— 3° S),使用小型系留气艇探测系统,观测到的140多次的温度、风、湿度和气压等廓线资料,利用 Monin—Obukhov 相似理论的半经验通量—廓线关系,计算给出这一海域的动量通量 M (特别是曳力系数 C_D)、感热通量 H_s 和潜热通量 H_L 以及相应的海表温度 T_s 和 Richardson 数 Ri 不难得以下几个主要结果:

(1) 这一海域的感热通量 H_s 和潜热通量 H_L 的输送以及海表温度 T_s 有明显的年变化,1986年该海域感热通量 H_s 和潜热通量 H_L 输送最大,1987年下降到最小,1988年和1989年又逐年上升;该海域海表温度 T_s 与感热通量 H_s 和潜热通量 H_L 输送的年变化趋势是相当一致的,二者呈明显的正相关。

(2) 该海域的曳力系数 C_D 值与风速和 Richardson 数 Ri 有明显的相关关系,当风速一定时, C_D 值随着 Ri 值的减少 ($Ri < 0$ 时的不稳定情况)而增加;而当 Ri 值不变时, C_D 值随着风速值的增加而增加。

另外,该海域的 C_D 值和 Ri 值有明显的年变化且两者的年变化有明显相关。

C_D 值的平均值为 1.53

以上关于西太平洋热带海域厄尔尼诺年和非厄尔尼诺年湍流通量输送的不同特征讨论是初步的,今后除了应对该海域进行海气交换和海气相互作用的细致观测外,还应从理论上和室内实验上对这一问题作全面研究,以期从本质上揭示厄尔尼诺事件发生原因,从而对人类关心的气候异常和气候变化作出合乎实际的预报。

参 考 文 献

- [1] 曲绍厚,龚沛光等,1984,系留气艇探测系统和边界层探测,气象水文海洋仪器,1—2期,1—8。
- [2] Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi and E. F. Bradley, 1971, Flux profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181—189。
- [3] Paulson, C. A., 1970, The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteor.*, **9**, 857—861。

- [4] Qu Shaohou . 1989 , Observation research of the turbulent fluxes of momentum, sensible heat and latent heat over the West Pacific Tropical Ocean Area , *Advances in Atmospheric Sciences* , 6 , No. 2 , 254 — 264 .
- [5] 曲绍厚, 山内基, 1989, 南极瑞穗站上空动量和感热等湍流通量的观测研究, 南极研究, No. 4, 1 — 10 .
- [6] 藏恒范, 王绍武, 1991, 1854 — 1987 年期间的厄尔尼诺与反厄尔尼诺事件, 海洋学报, 13, No. 1, 26 — 33 .
- [7] Geernaert, G. L. , 1987, On the importance of the drag coefficient in air-sea interaction . *Dynamics of Atmosphere and Ocean* , 11 , 19 — 38 .
- [8] Businger, J. A. , 1973, Turbulent transfer in the atmospheric surface layer ; in : D. Haugen (Editor), *Workshop on Micrometeorology Amer. Meteoro. Soc. , Boston* , 67 — 100 .

Different Characteristics of the Turbulent Fluxes of Momentum , Sensible Heat and Latent Heat over the Western Tropical Pacific Ocean in El Niño and Non-El Niño Years

Qu Shaohou and An Leimin

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract

This paper describes some of the different characteristics of the turbulent fluxes of momentum, sensible heat and latent heat over the western tropical Pacific Ocean in El Nino and non-El Nino years. About 140 sets of data were observed by the small tethered balloon sounding system over this tropical ocean during 1986 — 1989 periods. These fluxes were calculated by the semiempirical flux-profile relationships of Monin-Obukhov similarity theory using these collected data. These results are valueable for predicting the climatic anomaly and climatic change.

Key words: Drag coefficient ; Sensible heat flux ; Latent heat flux ; El Nino ; Air-sea exchange ; Air-sea interaction .