

# 西太平洋热带海域动量、感热和潜热等湍流 通量的观测研究\*

曲 绍 厚\*\*

(中国科学院大气物理研究所)

## 提 要

本文根据中国科学院“实验 3 号”科学考察船 1986 年 10 月至 12 月在菲律宾以东 60 多万平方公里辽阔的西太平洋热带海域 6 个连续测站上 (140°E, 0°; 145°E, 0°; 150°E, 0°; 140°E, 5°N; 145°E, 5°N; 150°E, 5°N), 使用我国自行研制的小型系留气艇探测系统观测到的大气温度、湿度、气压和风等廓线资料, 利用相似理论的通量-廓线关系, 给出这一海域的动量通量 (特别是曳力系数  $C_D$ )、感热通量和潜热通量。结果表明, 这一海域上的曳力系数值  $C_D = (1.53 \pm 0.25) \times 10^{-3}$ ; 该海域总是将其贮存的热量以感热形式特别是以潜热形式输送到大气中 (其中感热输送仅占 10%, 其余主要为水汽潜热输送), 使该海域成为地球上不可多见的热源。

## 一、引 言

近 10 几年, 世界各国都对以“厄·尼诺”事件为表征的全球性气候异常尤为关注, 研究海气交换、相互作用以及一些物理因子的遥相关则是解决这一问题的关键。为此许多国家派考察船、施放大型浮标以及进行气候异常数值模式的研究。我国一些著名气象学家和国际海洋、气象界认为西太平洋热带海域是地球上不多见的热源, 一些剧烈的天气过程盖源于此。这一热带海域不断地吸收太阳辐射, 又不断地将其贮存的热能以三种方式即小尺度的湍流垂直交换、中尺度的天气过程 (如对流性降水) 和大尺度的强天气过程 (如台风和热带低压等) 输送到它所影响的地区。目前对陆地下垫面 (包括非均匀的复杂地形) 动量、感热和水汽等湍流通量垂直输送的观测研究较为详尽, 而水体上特别是洋面上的这些湍流通量垂直输送的观测研究尚不多见, 其中一些比较有名的海气交换试验有: AMTEX (日本在冲绳群岛海域作的气团变性试验)、BOMEX (巴巴多斯海洋和气象试验)、MASEX (中尺度海气相互作用试验)、JASINEX (联合海气相互作用试验)、FASINEX (锋面海气相互作用试验) 和 GATE (全球大气研究计划大西洋热带试验)。

为参加 80 年代初制定的“TOGA”计划 (热带海洋和全球大气的海洋与大气相互关系的调查计划), 中国科学院“实验 3 号”科考船于 1986 年 10 月 11 日至 12 月 15 日在菲律宾以东 60 多万平方公里辽阔的西太平洋热带海域上 (127°E 到 150°E, 5°N 到 3°S, 见图 1), 进行了大规模的气象、海洋及海气相互作用的综合观测, 测站达 100 多个, 在其中的 19 个连续测站<sup>1)</sup> 上 (130°E, 5°N; 135°E, 5°N; 140°E, 0°; 145°E, 0°; 145°E, 3°S; 150°E, 0°;

\* 本文于 1987 年 7 月 20 日收到, 1988 年 6 月 11 日收到最后修改稿。

\*\* 安磊明和隋东参加了观测工作。

1) 连续测站系指船在同一经、纬度上进行 24 小时以上观测的测站。

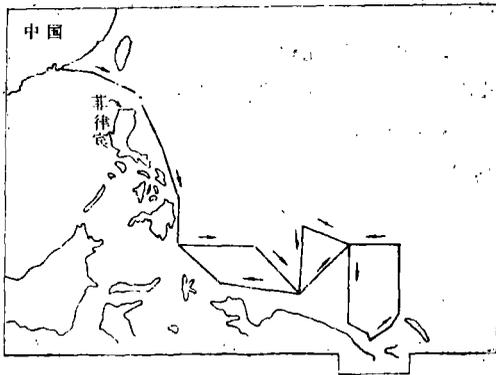


图 1 西太平洋热带海域考察路线图

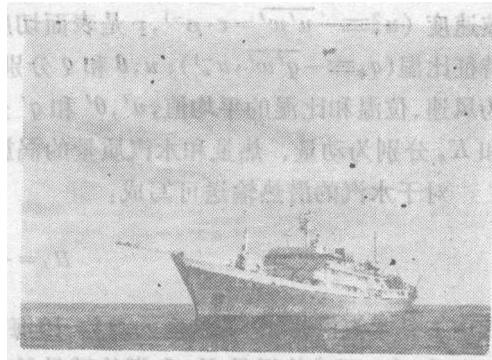


图 2 船上小型系留气艇观测实况照片

150°E, 5°N; 145°E, 5°N; 140°E, 5°N) 使用我国自行研制的小型系留气艇探测系统<sup>[1,2]</sup> (见图 2), 在该海域观测大气温度、湿度、气压和风等廓线达 30 次之多。本文就是根据这些廓线资料, 利用相似理论半经验的通量-廓线关系, 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  $H_L$ , 并把这些湍流通量的观测结果与日本的 AMTEX 和美国的 BOMEX 等海气交换试验的观测结果作了比较。

## 二、观测仪器和计算方法

在科考船“实验 3 号”施放的小型系留气艇探测系统主要包括: 小型气艇、艇带探空仪、信号接收装置、数据处理系统和施放系统。它在空间每隔 6m 观测一组大气物理要素: 气温、相对湿度、气压和风。系留气艇在较低高度上反复观测, 观测时间大约五六十分钟, 从而获取这段时间内的平均廓线。每隔 3 小时左右观测一次, 这样可以在一个连续站上获取这些要素和湍流通量的连续日变化资料。

众所周知, 在大气边界层中(特别是在贴地层中)计算一个量  $S$  (例如动量、热量、水汽和其它大气成份)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, 使得直接测量的结果受到仪器姿态很大的影响(这里系指对矢量如风速三个分量测量的影响), 为作仪器姿态影响的订正, 特别是对风速垂直分量  $w$  影响的订正, 还需要作许多必不可少的工作, 而且耗资很大。这里, 我们是根据小型系留气艇探测系统在几十分钟内观测到的温度廓线、风廓线和湿度廓线等资料, 使用 Businger<sup>[3]</sup> 等人建立起来的通量-廓线关系, 计算该海域湍流通量的垂直输送。

大家都知道, 大气边界层中单位时间内在单位面积上输送的动量、热量和水汽质量可写成:

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

上式中  $\rho$  是空气密度,  $c_p$  是空气的定压比热, 对于干空气其值为  $1.005 \text{ Jg}^{-1}\text{k}^{-1}$ ,  $u_*$  是摩擦速度 ( $u_*^2 \equiv -\overline{u'w'} = \tau \cdot \rho^{-1}$ ,  $\tau$  是表面切应力),  $\theta_*$  是温度尺度 ( $\theta_* \equiv -\overline{\theta'w'} \cdot u_*^{-1}$ ),  $q_*$  是特征比湿 ( $q_* \equiv -\overline{q'w'} \cdot u_*^{-1}$ );  $u, \theta$  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,  $u', \theta'$  和  $q'$  分别为风速、位温和比湿的脉动值, 而  $K_M, K_H$  和  $K_q$  分别为动量、热量和水汽质量的涡旋扩散率。

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  $0^\circ\text{C}$  时其值为  $2510 \text{ Jg}^{-1}$ 。而感热通量  $H_g$  和潜热通量  $H_L$  的比 [即鲍恩 (Bowen) 比]  $\beta$  可近似写成:

$$\beta = \frac{H_g}{H_L} \approx \frac{c_p}{L} \frac{\Delta \bar{\theta}}{\Delta \bar{q}} \quad (3)$$

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  $\xi$  的函数  $\varphi_M(\xi)$ 、 $\varphi_H(\xi)$  和  $\varphi_E(\xi)$ :

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

其中  $\xi = Z/L$ ,  $L = -Tu_*^3/g \overline{w'T'} K$  为莫宁-奥布霍夫长度, 当  $\xi > 0$  时为稳定大气,  $\xi < 0$  时为不稳定大气,  $K$  为卡曼常数, 我们这里取其值为 0.35。

Businger (1971) 使用空军剑桥研究室堪萨斯州的观测资料给出  $\varphi_M$ 、 $\varphi_H$  和  $\varphi_E$  的具体形式为:

$$\varphi_M = \begin{cases} 1 + \beta_m \frac{Z}{L} & \left( \frac{Z}{L} \geq 0 \right) \\ \left( 1 - \gamma_m \frac{Z}{L} \right)^{-1/4} & \left( \frac{Z}{L} \leq 0 \right) \end{cases} \quad (5)$$

$$\varphi_H = \varphi_E = \begin{cases} 1 + \beta_n \frac{Z}{L} & \left( \frac{Z}{L} \geq 0 \right) \\ \left( 1 - \gamma_n \frac{Z}{L} \right)^{-1/2} & \left( \frac{Z}{L} \leq 0 \right) \end{cases} \quad (6)$$

其中常数  $\gamma_m = 15$ ,  $\beta_m = 4.7$ ,  $\gamma_n = 9$ ,  $\beta_n = 6.4$ 。

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 (Paulson<sup>[4]</sup>, 1970),

当  $Z/L < 0$  时

$$\frac{\bar{u}}{u_*} = \frac{1}{K} \left( \ln \frac{Z}{Z_0} - \psi_1 \right) \quad (7)$$

式中

$$\psi_1 = 2 \ln\left(\frac{1+x}{2}\right) + \ln\left(\frac{1+x^2}{2}\right) - 2 \operatorname{tg}^{-1}x + \frac{\pi}{2}$$

$$x = (1 - 15\xi)^{\frac{1}{2}} = \varphi_{\bar{u}}^{-1}$$

当  $z/L > 0$  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  $Z/L < 0$  时

$$\frac{\bar{\theta} - \theta_0}{\theta_*} = 0.74 \left( \ln \frac{Z}{Z_0} - \psi_2 \right) \quad (9)$$

式中

$$\psi_2 = 2 \ln\left(\frac{1+y}{2}\right)$$

$$y = (1 - 9\xi)^{\frac{1}{2}} = \varphi_{\bar{\theta}}^{-1}$$

当  $Z/L > 0$  时

$$\frac{\bar{\theta} - \theta_0}{\theta_*} = 0.74 \ln \frac{Z}{Z_0} + 4.7\xi \quad (10)$$

这里  $\theta_0$  指  $Z=0$  时的外推温度(不一定是实际的表面温度)

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, 用最小二乘法得到的平均廓线与(7)–(10)式拟合, 再根据平均廓线值求出所在高度上的 Richardson 数  $Ri \equiv (g/\bar{\theta})(\partial\bar{\theta}/\partial Z)/(\partial u/\partial Z)^2$ , 再由  $Ri-\xi$  曲线<sup>[3]</sup>查出相应的  $\xi$  值, 从而根据公式(7)–(10)给出不同条件下的  $u_*$  值和  $\theta_*$  值, 最后从公式  $H_s = -c_p \rho u_* \theta_*$  和  $M = -\rho u_*^2$  以及  $H_L = H_s/\beta$  简便地得到感热通量  $H_s$ 、动量通量  $M$  (和曳力系数  $C_D$ ) 和潜热通量  $H_L$ 。

### 三、主要结果

表 1 是根据上面谈到的计算方法给出所考察海区 6 个连续站点上 ( $140^\circ E, 0^\circ$ ;  $145^\circ E, 0^\circ$ ;  $150^\circ E, 0^\circ$ ;  $140^\circ E, 5^\circ N$ ;  $145^\circ E, 5^\circ N$ ;  $150^\circ E, 5^\circ N$ ) 湍流通量垂直输送的日变化以及相应的稳定度值和常规气象要素等的观测结果。下面分别讨论这一海区动量、感热和潜热等的湍流通量的输送特性。

#### 1. 动量通量

大气把其动量输送到海面上和海洋中是海气相互作用的一个重要组成部分, 海浪、海流和涌以及海浪的破碎等都是海洋对大气动量输送的直接反响。海气相互作用的动力学模式也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  $C_D$  在海气交换中更是非常重要, 此外, 卫星遥感海浪和海区上空的风场也需要了解该海区上空的  $C_D$  值。  $C_D$  值的大小与大气层结、平均风速和海况有一定关系。不同资料估算的  $C_D$  值可相差 3 倍。 Geernaert<sup>[5]</sup>总结了直到 1986 年中性大气曳力系数  $C_D$  与风速关系的一些回归方程。 Businger<sup>[6]</sup>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  $C_D$  的公式。最近几年, 无论是从理论上还是从试验观测上对海面上的曳力系数  $C_D$  值作的工作还是比较粗糙的。

表 1 西太平洋热带海域湍流通量的观测结果\* (1986)

序号	经度 (E)	纬度 (N)	时间(月·日, 时,分)	$T_s$ (°C)	$T_d$ (°C)	$h$ (%)	$\bar{U}$ (m· s <sup>-1</sup> )	Ri	$\xi$ (Z/L)	$u_*$ (cm s <sup>-1</sup> )	$u_*^2$ (cm <sup>2</sup> · s <sup>-2</sup> )	$\theta_*$ (°C)	$10^3 C_D$	$H_s$ (w· m <sup>-2</sup> )	$\beta$
1	140°	0°	10.31,14:55—15:46	31.4	30.5	66	4.7	-0.10	-0.10	20	400	-0.07	1.81	16	
2	140°	0°	10.31,20:07—21:07	30.2	28.8	74	4.9	-0.20	-0.25	20	400	-0.09	1.67	21	
3	140°	0°	10.31,23:50—00:30	29.9	28.5	76	5.4	-0.18	-0.22	22	480	-0.09	1.66	22	
4	140°	0°	11.1,03:56—04:38	29.8	28.3	73	5.3	-0.16	-0.20	18	324	-0.07	1.15	19	
5	140°	0°	11.1,08:07—08:52	29.8	29.6	62	8.2	-0.10	-0.10	33	1089	-0.05	1.62	19	
6	145°	0°	11.5,12:14—12:54	30.6	29.3	62	5.8	-0.10	-0.10	17	289	-0.06	0.86	12	
7	145°	0°	11.5,17:25—18:05	30.1	27.9	67	7.4	-0.16	-0.20	28	784	-0.05	1.43	15	
8	145°	0°	11.5,23:25—24:00	29.8	27.6	68	9.1	-0.14	-0.18	35	1225	-0.06	1.48	20	
9	145°	0°	11.6,02:13—02:48	29.8	27.8	65	8.2	-0.10	-0.10	28	784	-0.04	1.17	17	
10	145°	0°	11.6,06:15—06:30	30.0	25.5	74	7.5	-0.10	-0.10	28	784	-0.05	1.39	18	
11	150°	0°	11.17,22:51—23:28	29.2	28.4	66	8.1	-0.20	-0.25	34	1156	-0.07	1.76	27	
12	150°	0°	11.18,02:56—03:38	28.9	28.1	66	7.5	-0.18	-0.22	34	1156	-0.06	2.06	21	
13	150°	0°	11.18,08:05—08:37	29.4	29.3	63	9.6	-0.16	-0.20	35	1225	-0.05	1.34	20	
14	150°	0°	11.18,11:42—12:14	29.3	28.9	76	8.2	-0.14	-0.18	31	961	-0.05	1.43	17	
15	150°	0°	11.18,21:45—22:21	29.1	26.8	70	7.0	-0.18	-0.22	24	576	-0.08	1.18	22	
16	150°	0°	11.19,05:35—06:00	29.1	26.1	98	9.6	-0.16	-0.20	40	1600	-0.07	1.74	24	
17	150°	0°	11.19,10:20—10:50	29.6	28.2	82	10.5	-0.18	-0.22	39	1521	-0.05	1.38	20	
18	150°	5°	11.21,12:53—13:42	29.4	28.3	65	5.4	-0.16	-0.20	22	484	-0.06	1.66	16	0.07
19	150°	5°	11.21,17:04—17:48	29.4	27.5	83	5.6	-0.18	-0.22	23	529	-0.07	1.69	18	
20	150°	5°	11.21,21:07—21:41	29.4	27.3	69	5.8	-0.23	-0.30	24	576	-0.08	1.71	21	
21	150°	5°	11.22,01:03—01:43	29.4	28.0	67	4.4	-0.18	-0.22	16	256	-0.09	1.32	15	
22	150°	5°	11.22,05:37—06:07	29.4	28.3	79	5.6	-0.20	-0.25	22	484	-0.06	1.54	17	
23	145°	5°	11.23,13:17—14:28	30.1	29.7	72	7.4	-0.14	-0.18	30	900	-0.05	1.64	18	
24	145°	5°	11.23,17:01—17:44	29.9	28.5	78	8.8	-0.14	-0.18	33	1089	-0.08	1.41	19	
25	145°	5°	11.23,20:57—21:37	29.8	28.2	79	6.7	-0.18	-0.22	27	729	-0.07	1.62	24	
26	145°	5°	11.24,00:54—01:40	29.7	28.0	68	6.3	-0.16	-0.20	24	576	-0.06	1.45	19	
27	145°	5°	11.24,05:31—06:18	29.6	28.5	78	4.0	-0.10	-0.10	18	324	-0.08	2.02	14	
28	140°	5°	11.26,12:11—12:53	29.7	28.8	65	6.7	-0.20	-0.25	25	625	-0.06	1.39	16	
29	140°	5°	11.26,16:23—17:03	29.4	28.6	76	6.1	-0.20	-0.25	25	625	-0.05	1.68	15	
30	140°	5°	11.26,20:24—21:04	29.3	28.1	68	6.0	-0.23	-0.30	24	576	-0.09	1.60	20	
平均值													1.53		
标准差													0.25		

\* 系指扣除船体影响10m高度上的观测结果。

图 3 是这个海区用平均廓线法确定的  $u_*^2$  与  $10^{-3}U^2$  的关系, 图中直线对应于  $C_D = 1.53 \times 10^{-3}$ , 这个结果 [ $C_D = (1.53 \pm 0.25) \times 10^{-3}$ ] 与 Hasse<sup>[7]</sup> 的结果 [ $C_D = (1.21 \pm 0.24) \times 10^{-3}$ ] 和 Miyake<sup>[8]</sup> 的结果 [ $C_D = (1.10 \pm 0.24) \times 10^{-3}$ ] 相比似乎大了一些, 事实上也是应该如此的, Hasse 和 Miyake 的结果是在弱不稳定情况下得到的, 众所周知, 随着不稳定程度的增加有引起  $C_D$  值增加的趋势, 我们观测时的不稳定程度比他们观测时的不稳定程度要强一些, 即我们观测时的  $\xi$  值比他们观测时的  $\xi$  值更负一些。我们的结果和

Pond<sup>[9]</sup>等人在巴巴多斯岛附近海域得到的结果 [ $C_D = (1.52 \pm 0.26) \times 10^{-3}$ , 涡旋相关法;  $C_D = (1.55 \pm 0.40) \times 10^{-3}$ , 能量耗散法] 却非常接近, 这也是很自然的, 因为二者均是在海洋上空不稳定大气条件下得到的观测结果, 而且稳定度参数  $\zeta$  和平均风速的变化范围差不多一致。从我们的观测结果还可以看出, 在西太平洋热带海域上空, 在稳定度参数  $\zeta$  相同的条件下, 曳力系数  $C_D$  与平均风速  $U$  的相关关系较好; 而在平均风速  $U$  相同的条件下, 曳力系数  $C_D$  与稳定度参数  $\zeta$  的相关关系也较好(图略)。如果

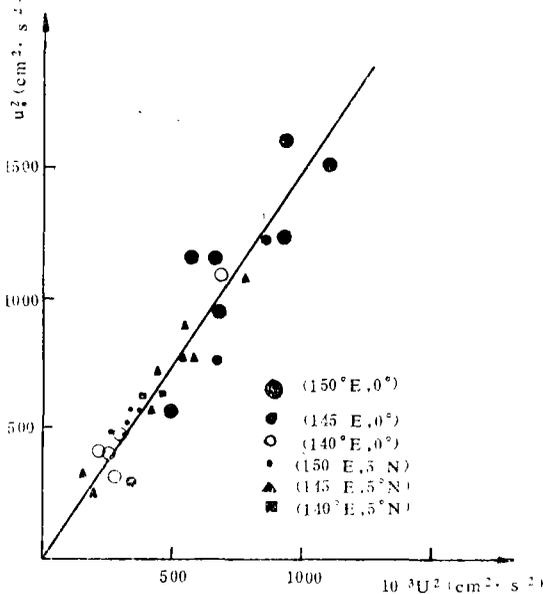


图 3  $u_*^2$  与  $10^{-3}U^2$  的关系

图 4 西太平洋热带海域不同经、纬度感热通量  $H_s$  的日变化

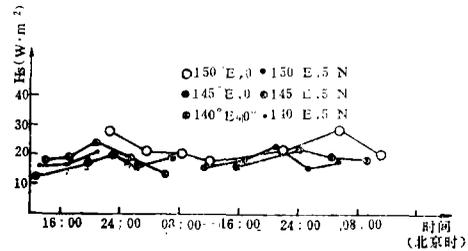


图 4 西太平洋热带海域不同经、纬度感热通量  $H_s$  的日变化

在不同风速条件下(或者是在不稳定条件下的不同  $\zeta$  值), 曳力系数  $C_D$  值与稳定度参数  $\zeta$ (或者曳力系数  $C_D$  与平均风速  $U$ ) 的相关关系不明显(图略)。

这里需要指出的是, 计算该海域的曳力系数  $C_D$  需要给出一个重要参数 即粗糙度  $Z_0$  的具体数值, 我们是利用风廓线来确定  $Z_0$  值, 由于风廓线结构不同和平均风速的不同,  $Z_0$  值大小是有差异的, 一般来说  $Z_0$  值的取值范围在毫米量级, 对此我们将有专门文章来讨论它。

## 2. 感热通量和潜热通量

从海气相互作用的另外一个角度来看, 由于我们所考察的西太平洋热带海域在一年四季当中无论是白天还是夜间海表温度经常是高于其上空的大气温度<sup>[10]</sup>, 因此该海域总是将其贮存的热量以感热的形式特别是以潜热的形式输送到大气中, 使其成为地球上不可多见的热源。

图 4 是所考察海域 6 个连续站位上(140° E, 0°; 145° E, 0°; 150° E, 0°; 140° E, 5° N; 145° E, 5° N; 150° E, 5° N) 的感热通量  $H_s$  的日变化, 图 5 则是利用上面介绍的同一方法, 根据中国科学院大气物理所马甸 325 m 气象塔观测资料, 计算给出的北京地区不同季节感热通量  $H_s$  的日变化。从图 4 和图 5 可以清楚地看出: 西太平洋热带海域上空所观测的 6 个海区的感热通量在一天当中无论是白天还是夜间都毫无例外的是由海洋向大气输送的正值、且无明显的日变化, 而且夜间的感热通量均大于白天的感热通量; 而陆地上的北京地区感热通量在不同季节中都有明显的日变化, 白天感热通量为正值、夜间感热通量通常为负值, 感热通量的大小特别是它的正、负值与日出、日落有明显的相关。出现这种差别

除了因两个地区纬度不同外,更重要的是由于两个地区地表热力特性有明显的差异。此外,我们从表 1 还可以看到,西太平洋热带海域这 6 个站位上感热通量的日平均值( $140^{\circ}\text{E}, 0^{\circ}$  为  $19.4\text{ w m}^{-2}$ ;  $145^{\circ}\text{E}, 0^{\circ}$  为  $16.4\text{ w m}^{-2}$ ;  $150^{\circ}\text{E}, 0^{\circ}$  为  $21.6\text{ w m}^{-2}$ ;  $140^{\circ}\text{E}, 5^{\circ}\text{N}$  为  $17.0\text{ w m}^{-2}$ ;  $145^{\circ}\text{E}, 5^{\circ}\text{N}$  为  $18.8\text{ w m}^{-2}$ ;  $150^{\circ}\text{E}, 5^{\circ}\text{N}$  为  $17.0\text{ w m}^{-2}$ )均大于北京地区感热通量的日平均值(北京地区春季——4 月 11 日到 4 日 12 日感热通量的日平均值为  $11.0\text{ w m}^{-2}$ ,夏季——7 月 16 日到 7 月 17 日感热通量的日平均值为  $10.0\text{ w m}^{-2}$ ),大约是北京地区感热通量日平均值的近 2 倍多。不过值得注意的是:西太平洋热带海域感热通量为北京地区感热通量近 2 倍多这一结论是指日平均值而言,如果仅就白天某一时段而言,北京地区感热通量值显然要大于西太平洋热带海域的感热通量值。

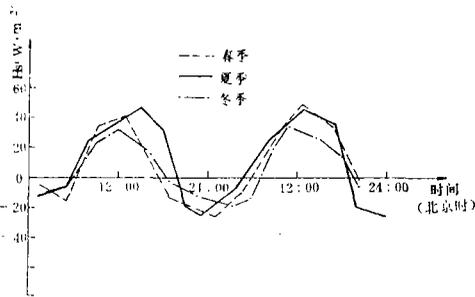


图 5 北京地区不同季节感热通量  $H_s$  的日变化

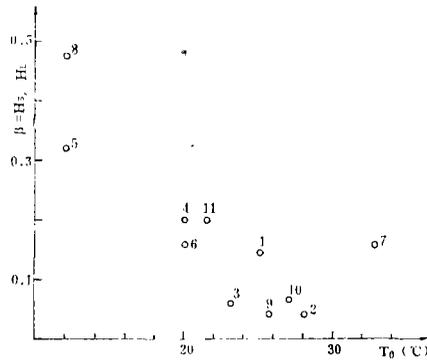


图 6 Bowen 比  $\beta$  与表面温度  $T_0$  关系的观测结果  
(图中 1—3 印度洋, 4 湖面, 5 CSIRO 蒸散测量, 6 Wisconsin 大学, 7 通量观测结果, 8 Wangard 观测结果, 9 大西洋, 10 太平洋(大气所), 11 AMTEX)

此外,从图 4 还可以看出,一般说来赤道海域的感热通量值要大于同一经度、北纬  $5^{\circ}$  上的感热通量值,其中以  $150^{\circ}\text{E}$  的赤道海区的感热通量值为最大,这显然是由于这一海区的海表温度最高所引起的。

下面再比较一下西太平洋热带海域和北京地区的潜热通量。为能可靠地估算这两个区域的潜热通量,我们利用公式(2)和公式(3),并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湿度廓线和风廓线,给出序号为 18(11 月 21 日,见表 1)的感热通量和潜热通量(从而给出它的 Bowen 比  $\beta$  为 0.07),再结合国外<sup>1)</sup>的 Bowen 比  $\beta$  与表面温度(海表温度、湖面温度或陆表温度)的观测资料,绘制出 Bowen 比  $\beta$  与表面温度  $T_0$  关系的图 6。利用图 6 和西太平洋热带海域 6 个连续测站和北京地区春季、夏季感热通量  $H_s$  的观测结果以及相应的海表温度和陆表温度,给出相应的潜热通量  $H_L$ 。表 2 是西太平洋热带海域、北京地区、冲绳群岛海域(AMTEX)和巴巴多斯岛海域(BOMEX)感热通量和潜热通量的日平均值  $\bar{H}_s$  和  $\bar{H}_L$ ,可以看出,无论是感热通量日平均值还是潜热通量日平均值,西太平洋热带海域都是最大的(不过 AMTEX 中的 2 月 23 日到 2 月 28 日例外,那是因为有一次明显冷空气活动造成的)。该海域潜热通量的日平均值是北京地区夏季

1) Priestley<sup>[11]</sup>专门讨论了 Bowen 比  $\beta$  与表面温度  $T_0$  之间的关系

表 2 西太平洋热带海域、近海和陆地感热通量  $\bar{H}_s$  和潜热通量  $\bar{H}_L$  的比较

区 域	经 度	纬 度	时 间	平均感热通量 $\bar{H}_s$ ( $\text{w/m}^2$ )	平均潜热通量 $\bar{H}_L$ ( $\text{w/m}^2$ )	备 注
西太平洋热带海域	140° E	0°	86.10.31—11.1	19.4	176.3	
	145° E	0°	86.11.5—11.6	15.8	158.0	
	150° E	0°	86.11.17—11.19	21.6	196.4	
	150° E	5° N	86.11.21—11.22	17.4	102.4	
	145° E	5° N	86.11.23—11.24	18.8	110.5	
	140° E	5° N	86.11.24	17.0	154.5	
冲绳群岛海域 (AMTEX)			74. 2.14—2.22	17.0	88.0	无明显冷空气活动
			74. 2.23—2.28	129.0	289.0	有明显冷空气活动
巴巴多斯群岛海域 (BOMEX)	60° W	13° N	69. 2.20—2.21	21.0	77.0	OSU
			69. 3. 3	11.0	135.0	OSU
			69. 5. 4—5.6	12.0	126.0	OSU
			69. 5. 9—5.12	13.0	158.0	OSU
			69. 5. 6	13.0	129.0	UBC
北京地区			84. 4.11—4.12	11.0	25.0	
			84. 7.16—7.17	10.0	48.0	

潜热通量日平均值的 3 倍多,是北京地区春季潜热通量日平均值的 6 倍多,出现这种差别是因为北京地区下垫面为干燥的陆地,它与该海区的下垫面完全不同。此外,我们还可以看出,在该海域向大气输送的热量中,水汽潜热输送远远大于感热输送,这表明该海域水汽潜热输送是主要的、有举足轻重的作用。

#### 四、几点结论

根据中国科学院科考船“实验 3 号”1986 年 10 月至 12 月在菲律宾以东辽阔的西太平洋热带海域(127°E 到 150°E, 5°N 到 3°S)、航程达 8000 多哩的气象、海洋考察结果,不难得出以下几个主要结果:

1. 根据 30 多次的风、温度和湿度廓线观测资料,使用平均廓线法得到这一海域的曳力系数  $C_D = (1.53 \pm 0.25) \times 10^{-3}$ 。这一结果与用涡旋相关法和能量耗散法在相似条件下(海洋边界层、稳定度参数  $\zeta$  和平均风速变化范围大体一致)得到的结果非常接近,因此对于这一海区的海气交换模式使用这个曳力系数值是比较可靠的;此外在利用卫星遥感这一海区的海浪和风场等时,使用这个值也是可信的。

2. 这一海区是地球上一个无明显日变化和年变化的热源,在其向大气输送的热量中,感热输送只占百分之十左右,其余主要为水汽潜热输送。

这一海域的感热输送与陆地北京地区的感热输送有明显的差别。它不象北京地区感热输送那样有明显的日变化,其夜间的感热输送往往大于白天的感热输送。该海区不同经度、纬度上的感热输送是不同的,其中以 150°E 的赤道海域感热输送为最大。这一海域感热输送的平均值为  $18.0 \text{ w/m}^2$  左右,是北京地区(以马甸气象塔资料为准)感热通量日平均值近 2 倍多。

这一海域的平均潜热通量为  $150 \text{ w/m}^2$  左右,它是北京地区春季平均潜热通量的 6 倍

多,是北京地区夏季平均潜热通量的3倍多。这一结果表明在研究该海域热量向大气的输送中,重点应当考虑水汽的潜热输送。

以上有关西太平洋热带海域动量、感热和潜热等湍流通量垂直输送的观测研究还仅是开始,今后除了应对该海域作进一步细致观测外,还应从理论上和试验上对这一问题作全面研究,以期从本质上揭示厄·尼诺和南方涛动发生的原因。

### 参 考 文 献

- [1] 周明煜、曲绍厚和温玉朴等,小型系留气艇探测系统,科学通报,1982,24,1509—1511。  
 [2] 曲绍厚、龚沛光等,系留气艇探测系统和边界层探测,气象水文海洋仪器,1954,1—2期,1—8。  
 [3] 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。  
 [4] Paulson, C. A., The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteor.*, **9**, 857—861, 1970。  
 [5] Geernaert, G. L., On the importance of the drag coefficient in air-sea interaction, *Dynamics of Atmosphere and Ocean*, **11**, 19—38, 1987。  
 [6] Businger, J. A., Turbulent transfer in the atmospheric surface layer. In: D. Haugen (Editor), Workshop on Micrometeorology, Meteorol. Soc., Boston, 67—100, 1973。  
 [7] Hasse, L., On the determination of the vertical transports of momentum and heat in the atmospheric boundary layer at sea, Tech. Rept. No. 188, Dept. of Oceanography, Oregon State University, 55 pp, 1970。  
 [8] Miyaka, M., M. Donelan, G. M. Bean, C. Paulson, F. Badgley and E. Leavitt, Comparison of turbulent fluxes over water determined by profile and eddy correlation techniques, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 132—137, 1970。  
 [9] Pond, S., G. T. Phelps, J. E. Paguin, G. Mobeau and R. W. Stewart, Measurements of the turbulent fluxes of momentum, moisture and sensible heat over the ocean, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 901—917, 1971。  
 [10] 曲绍厚,西太平洋热带海域低层大气的湍流特性,大气科学(待发表)。  
 [11] Priestley, C. H. B., R. J. Taylor, On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 81—92, 1972。

## OBSERVATION RESEARCH OF THE TURBULENT FLUXES OF MOMENTUM, SENSIBLE HEAT AND LATENT HEAT OVER THE WEST PACIFIC TROPICAL OCEAN AREA

Qu Shaohou

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica, Beijing*)

### Abstract

In this paper, results of the fluxes of momentum, sensible heat and latent heat for the West Pacific Tropical Ocean Area (from 127°E to 150°E, 5°N to 3°S) are described. The data were collected by the small tethered balloon sounding system over this ocean area including 6 continuous stations from 11th of October 1986 to the 15th of December 1986. These fluxes were calculated by the semiempirical flux-profile relationships of Monin-Obukhov similarity theory using these observed data. The results show that for this tropical ocean area the drag coefficient  $C_D$  is equal to  $(1.53 \pm 0.25) \times 10^{-3}$ , and the daily mean latent flux  $H_L$  is greater than its daily mean sensible flux  $H_S$  by factor of about 9.