

## 渤海、黄海和东海海气交换系数研究\*

陈永利 赵永平 杨连素  
(中国科学院海洋研究所)

海气之间交换系数的研究报道很多 (Anderson, 1981; Hicks, 1972), 但由于观测时间、地点及所取资料的不同, 所得结果也不相同。通常认为, 风应力系数

$$C_D = 1.5 \times 10^{-3},$$

热量  $C_H$  和水汽  $C_E$  的交换系数近似地等于  $C_D$  (Businger, 1975), 其可能误差为  $\pm 50\%$ 。Deardorff (1968) 认为交换系数依赖于边界层的稳定度。而 Bunker (1976) 根据他的理论给出了大西洋不同温度层结、不同风速范围下的海气交换系数。Friche 和 Schmidt (1976) 的实测资料分析表明, 交换系数在不稳定条件下比稳定条件下要大得多, 赵永平等 (1982) 也得出了相同的结论。Kondo (1975) 在实验的基础上, 依据稳定与不稳定条件下的廓线给出了交换系数  $C_D$ ,  $C_H$ ,  $C_E$  的表达式, 其结果与在 1974—1975 年气团变性实验 (AMTEX) 中 Murty 和 Nitta 等 (1976) 用热收支法计算的结果及风洞实验结果相一致。

渤海、黄海和东海紧邻大陆, 受典型的季风气候影响, 夏季的逆温和冬季冷空气爆发产生的强烈不稳定对海气之间的交换系数产生很大影响, 因此了解本海区特定条件下非绝热交换系数的量级、变化及分布是十分必要的。本文根据渤海、黄海和东海区实测的水文气象资料, 利用 Kondo 的计算方法计算了该海区冬、夏季非绝热条件下的动量 ( $C_D$ )、热量 ( $C_H$ )、水汽 ( $C_E$ ) 交换系数和海面热收支, 并探讨了海面热平衡的简化计算方法。

### 一、计算方法

本文主要采用渤海、黄海、东海标准断面调查中的水文气象资料 (包括海面水温、气温、湿度、风速和云量等要素), 仅对冬 (12—2 月)、夏 (6—8 月) 季资料进行分析 (选用 1974—1982 年资料)。本海区受冷暖平流和季风气候的影响, 水文状况较复杂, 时空变化较大, 同时作者又考虑到观测资料的密度, 因而将观测资料按  $2^\circ \times 2^\circ$  网格点划分, 进行计算。

\* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 2165 号。  
收稿日期: 1993 年 1 月 7 日。

从大气到海洋净的热通量通常表示为 (Talley, 1984)

$$Q_L = Q_s - Q_b - LE - H \quad (1)$$

这里  $Q_s$  为入射太阳辐射,  $Q_b$  为海面有效回辐射,  $H$  和  $LE$  分别为海气之间的感热和潜热通量。在缺少直接观测的情况下,  $Q_L$  可由经验的块体公式求得, 其各项分别为:

$$\text{入射太阳辐射: } Q_s = Q_0 (1 - KC + 0.0091\alpha) \quad (2)$$

$$\text{海面有效回辐射: } Q_b = \epsilon \sigma t_w^4 (0.39 - 0.05e^{1/2}) (1 - dc^2) + 4\epsilon \sigma t_w^3 (t_w - t_a) \quad (3)$$

$$\text{感热通量: } H = C_P \rho C_H (t_w - t_a) u \quad (4)$$

$$\text{潜热通量: } LE = L \rho C_E (q_s - q_a) u \quad (5)$$

$$\text{动量通量: } \tau = \rho C_D u^2 \quad (6)$$

式中,  $Q_0$ ——晴空时到达海面的太阳总辐射 (Beaudry, 1973),  $K$ ——云遮系数 (根据我国沿岸台站资料取  $K=0.61$ ),  $\alpha$ ——太阳高度角,  $c$ ——云量,  $\epsilon$ ——海水热辐射,  $\sigma$ ——斯蒂芬-波尔兹曼常数,  $t_w$ ——海表面温度,  $t_a$ ——气温,  $e$ ——水汽压,  $\rho$ ——空气密度,  $u$ ——海上 10m 高处的风速,  $C_P$ ——定压比热,  $q_s$ ——饱和比湿,  $q_a$ ——空气比湿,  $L$ ——蒸发潜热,  $d$  为系数, 依赖于纬度 (Berliand, Budyko, 1974),  $\tau$ ——风应力,  $C_D$ ,  $C_H$ ,  $C_E$  分别为海气之间动量、热量和水汽交换系数。

非绝热条件下的块体交换系数可表示为 (Kondo, 1975):

$$C_D = u_*^2 / u^2 = k^2 / \psi_M^2 \quad (7)$$

$$C_H = H / [C_P \rho (t_w - t_a) u] = k^2 / [\psi_M (\psi_H + k B_H^{-1})] \quad (8)$$

$$C_E = E / [\rho (e_w - e) u] = k^2 / [\psi_M (\psi_E + K B_E^{-1})] \quad (9)$$

这里

$$\psi_M = \int_{\xi_0}^{\xi} \frac{\phi_M}{\xi} d\xi \quad (10)$$

$$\psi_H = \int_{\xi}^{\xi} \frac{\phi_H}{\xi} d\xi \quad (11)$$

$$\psi_E = \int_{\xi_0}^{\xi} \frac{\phi_E}{\xi} d\xi \quad (12)$$

$$\xi = \frac{Z}{L}, \quad \xi_0 = \frac{Z_0}{L} \quad (13)$$

$$L = \theta u_*^2 / g k T^*$$

其中,

$$T^* = -H / C_P \rho u^*$$

$$B_H^{-1} = C_{DN}^{1/2} (C_{HN}^{-1} - C_{DN}^{-1}) \quad (14)$$

$$B_E^{-1} = C_{DN}^{1/2} (C_{EN}^{-1} - C_{DN}^{-1}) \quad (15)$$

式中  $k$  为 Karman 常数 ( $k=0.4$ ),  $u_*$  为风应力摩擦速度,  $\xi$  为稳定度参数,  $L$  为 Monin-Obukhov 长度,  $Z_0$  为粗糙度,  $B_H, B_E$  为等价于表面副层 Stanton 数的无量纲参量,  $\phi_M$ ,  $\phi_H$  和  $\phi_E$  分别为无量纲化的风、温、湿梯度函数,  $C_{DN}$ ,  $C_{DN}$  和  $C_{EN}$  分别为中性条件下动量、热量和水汽交换系数。Dyer 和 Hicks (1970) 的廓线表示式为

$$\text{在不稳定条件下: } \phi_M = (1 - 16\xi)^{-1/4} \quad (16)$$

$$\phi_H = \phi_E = (1 - 16\xi)^{-1/2} \quad (17)$$

在稳定条件下:

$$\phi_M = \phi_H = \phi_E = 1 + 6\zeta / (1 + \zeta) \quad (18)$$

根据方程 (10) 分别对  $\phi/\zeta$  从  $\zeta_0$  到  $\zeta$  积分, 则有:

在不稳定条件下 ( $\zeta < 0$ )

$$\phi_M = \ln \zeta / \zeta_0 + \ln [(X_0^2 + 1)(X^2 + 1)^2] - \ln [(X^2 + 1)(X + 1)^2] + 2(\tan^{-1} X - \tan^{-1} X_0) \quad (19)$$

这里  $X = \phi_M^{-1} = (1 - 16\zeta)^{1/4}$

$$X_0 = (1 - 16\zeta_0)^{1/4}$$

而  $\phi_H = \phi_E = \ln \{(X - 1)(X_0 + 1) / [(X_0 - 1)(X + 1)]\} \quad (20)$

其中

$$X = (1 - 16\zeta)^{1/2}$$

$$X_0 = (1 - 16\zeta_0)^{1/2}$$

在稳定条件下 ( $\zeta > 0$ )

$$\phi_M = \phi_H = \phi_E = \ln \zeta / \zeta_0 + 6 \ln [(1 + \zeta) / (1 + \zeta_0)] \quad (21)$$

## 二、结果与分析

### 1. 夏、冬季渤海、黄海和东海海气之间的交换系数

通过计算我们得出了渤海、黄海和东海夏、冬季海气之间动量、热量和水汽通量的交换系数。从平均分布结果可以看出, 夏季本海区风应力系数  $C_D$ , 感热交换系数  $C_H$  和水汽交换系数  $C_E$  均大约在  $1.10 - 1.23 \times 10^{-3}$  之间, 其中东海南部较大,  $C_D$  和  $C_H$  分别为  $1.20 \times 10^{-3}$  和  $1.23 \times 10^{-3}$ ,  $C_E$  稍小一些, 在  $1.17 \times 10^{-3} - 1.20 \times 10^{-3}$  之间; 渤海与北黄海交换系数最小,  $C_D \approx 1.10 \times 10^{-3}$ ,  $C_E$  值为  $1.10 - 1.14 \times 10^{-3}$ ,  $C_H$  值稍大些, 在  $1.13 - 1.17 \times 10^{-3}$  之间, 从整个分布看没有明显的规律。本文仅给出了冬季海气交换系数的平均分布图 (图 1), 由图可以看出, 渤海、黄海和东海海气交换系数随冷暖流系而异, 存在明显的区域性变化。黄海暖流区及东海南部交换系数最大, 北黄海与渤海次之, 长江口外海冷水区最小。  $10^3 C_D$  值在东海南部最大, 为 1.47, 1.40 等值线沿黄海暖流区延伸到黄海北部; 长江口外海有一低值区, 其值小于 1.30, 最小值为 1.25, 北黄海及渤海在 1.39—1.42 之间。沿黄海西岸到长江口附近的冷水区与黄海暖流区有明显不同, 本区交换系数  $C_D$  值较小。  $C_H$  值也显示了同样的分布趋势,  $10^3 C_H$  最大值出现在东海南部, 为 1.47 左右; 黄海北部为 1.32, 中部在 1.37—1.39 之间; 长江口外海为 1.30 左右, 最小值为 1.24; 渤海在 1.39—1.41 之间。  $C_E$  值明显大于  $C_H$  值, 在黄海暖流主干区为 1.45 左右, 最大值出现在东海南部, 为 1.51, 长江口外海在 1.35 左右; 最小值为 1.28; 除了北黄海有一小值小于 1.40 外, 其它海区均在 1.42—1.43 之间, 辽东半岛附近海域稍大些, 为 1.45。

我们将动量通量、感热通量以及水汽通量表示为

$$\tau / \rho = A + C_D u^2 \quad (22)$$

$$H / C_p \sigma = B + C_H \Delta t u \quad (23)$$

$$E / \rho = C + C_E \Delta q u \quad (24)$$

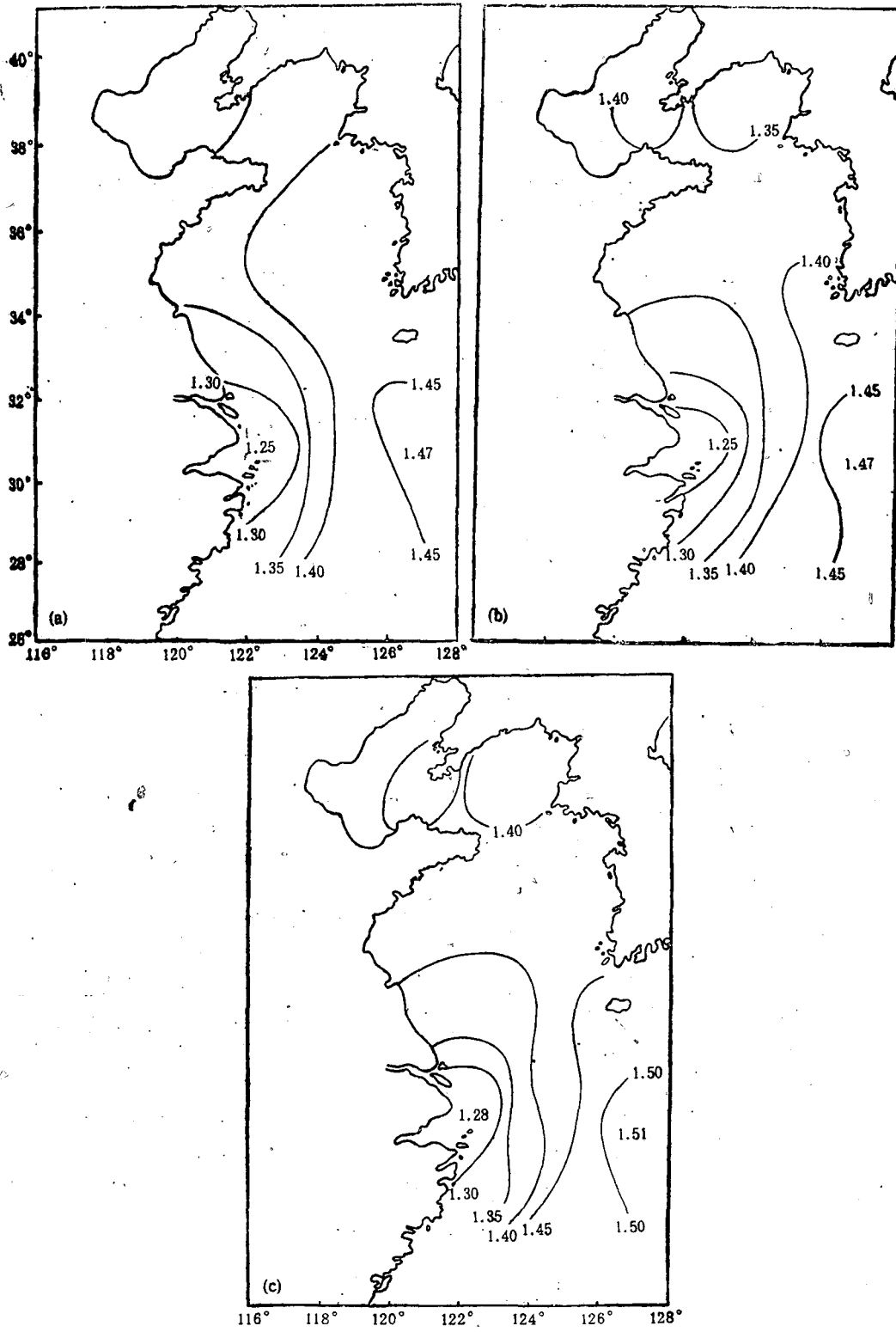


图1 渤海、黄海和东海的平均海气交换系数

(a) 平均动量交换系数( $C_D$ ); (b) 平均热量交换系数( $C_H$ ); (c) 平均水汽交换系数( $C_E$ )

式中  $\Delta t$  为水、气温差,  $\Delta q = q_w - q_a$  为湿度差。将非绝热条件下的风应力  $\tau$ 、热量通量  $H$  和水汽通量  $E$  的计算结果分别与  $u^2$ ,  $\Delta t u$ ,  $\Delta q u$  进行最小二乘法拟合, 求出截距  $A, B, C$  和斜率  $C'_D, C'_H, C'_E$ 。当  $A, B, C$  分别为 0 时,  $C'_D = C_D, C'_H = C_H, C'_E = C_E$ , 表达式为块体公式, 其结果见表 1 和表 2。通过图 2 和对结果进行量纲的分析可知, 无论是动量、热量或是水汽通量, 其截距的量值均较其通量相差 1—3 个数量级。因此, 忽略截距, 斜率即基本上可表示为交换系数。

表 1 夏季不同区域  $\tau/\rho, H/C_D\rho, E/\rho$  分别与  $U^2, \Delta tU, \Delta qU$  的拟合结果

区 域	系 数	截 距	斜 率	标准偏差
东 海	$C_D$	$-6.0 \times 10^{-8}$	$1.49 \times 10^{-8}$	$2.4 \times 10^{-8}$
	$C_H$	$3.7 \times 10^{-4}$	$1.25 \times 10^{-8}$	$2.0 \times 10^{-8}$
	$C_E$	$-8.9 \times 10^{-6}$	$1.25 \times 10^{-8}$	$9.9 \times 10^{-7}$
黄 海	$C_D$	$-6.3 \times 10^{-8}$	$1.53 \times 10^{-8}$	$3.7 \times 10^{-8}$
	$C_H$	$3.8 \times 10^{-4}$	$1.28 \times 10^{-8}$	$1.6 \times 10^{-8}$
	$C_E$	$-1.1 \times 10^{-6}$	$1.36 \times 10^{-8}$	$2.9 \times 10^{-8}$
北黄海和渤海区	$C_D$	$-4.7 \times 10^{-8}$	$1.46 \times 10^{-8}$	$2.6 \times 10^{-8}$
	$C_H$	$2.5 \times 10^{-4}$	$1.16 \times 10^{-8}$	$8.5 \times 10^{-4}$
	$C_E$	$-2.4 \times 10^{-7}$	$1.25 \times 10^{-8}$	$8.1 \times 10^{-7}$

表 2 冬季不同区域  $\tau/\rho, H/C_D\rho, E/\rho$  分别与  $U^2, \Delta tU, \Delta qU$  的拟合结果

区 域	系 数	截 距	斜 率	标准偏差
东 海	$C_D$	$-7.4 \times 10^{-8}$	$1.69 \times 10^{-8}$	$5.5 \times 10^{-8}$
	$C_H$	$2.0 \times 10^{-8}$	$1.41 \times 10^{-8}$	$4.0 \times 10^{-8}$
	$C_E$	$8.7 \times 10^{-7}$	$1.46 \times 10^{-8}$	$3.6 \times 10^{-8}$
黄 海	$C_D$	$-7.0 \times 10^{-8}$	$1.64 \times 10^{-8}$	$6.6 \times 10^{-8}$
	$C_H$	$1.7 \times 10^{-8}$	$1.41 \times 10^{-8}$	$4.0 \times 10^{-8}$
	$C_E$	$1.5 \times 10^{-7}$	$1.46 \times 10^{-8}$	$2.3 \times 10^{-8}$
北黄海和渤海区	$C_D$	$-6.3 \times 10^{-8}$	$1.62 \times 10^{-8}$	$7.0 \times 10^{-8}$
	$C_H$	$1.2 \times 10^{-8}$	$1.46 \times 10^{-8}$	$4.2 \times 10^{-8}$
	$C_E$	$1.67 \times 10^{-7}$	$1.46 \times 10^{-8}$	$2.3 \times 10^{-8}$

(1) 夏季: 我们把  $32^\circ\text{N}$  以南作为东海区,  $32^\circ-36^\circ\text{N}$  为黄海区,  $36^\circ\text{N}$  以北为北黄海及渤海区, 最小二乘法拟合结果见表 1。由表可见, 夏季东海海区的热量和水汽交换系数均为  $1.25 \times 10^{-8}$ , 这一结果与 Mitsuta 等 (1974) 1969 年夏季在东海直接测量的  $C_H = C_E = C_D = 1.22 \times 10^{-8}$  的结果相吻合, 但  $C_D$  值偏大。黄海区的  $C_H$  值为  $1.28 \times$

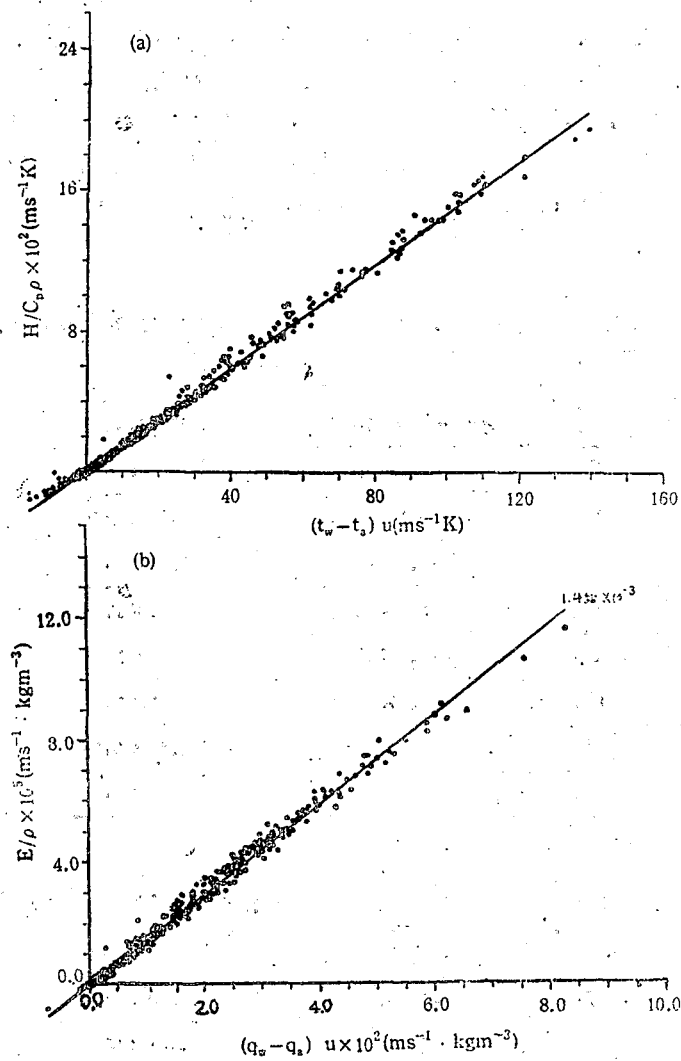


图2 冬季渤海及北黄海区  $H/C_p\rho$ ,  $E/\rho$  与  $(t_w - t_a)U$ ,  $(q_w - q_a)U$  拟合曲线图  
a.  $H/C_p\rho - (t_w - t_a)U$ ; b.  $E/\rho - (q_w - q_a)U$

$10^{-3}$ ,  $C_E$  值较东海区大, 为  $1.36 \times 10^{-3}$ 。北黄海及渤海  $C_H$  值偏小, 为  $1.16 \times 10^{-3}$ 。各海区动量交换系数  $C_D$  均在  $1.5 \times 10^{-3}$  左右, 明显大于平均状况下的  $C_D$  值, 这是由于多数风样本资料中的风速值偏小的缘故。

(2) 冬季: 东海区、黄海区和北黄海及渤海 3 个区域的拟合结果见表 2。结果表明,  $10^3 C_D$  值在东海区、黄海区和北黄海及渤海分别为 1.69, 1.64 和 1.62。  $C_E$  值在 3 个区域基本相当, 为  $1.46 \times 10^{-3}$  左右。  $C_H$  值在东海区和黄海区为  $1.41 \times 10^{-3}$ ,  $C_E$  值大于  $C_H$  值。北黄海及渤海  $C_H = C_E = 1.46 \times 10^{-3}$ 。这说明冷空气引起的强烈降温使渤海区感热交换增大, 海气之间水汽与感热交换的速率相当。冬季的交换系数大于夏季, 渤海区  $C_H$  值冬季为夏季的 1.26 倍, 东海和黄海区分别为 1.16 和 1.1 倍, 与 Friche 和 Schmid (1976) 不稳定条件下的  $C_H = 1.46 \times 10^{-3}$  相吻合。作者给出了渤海区  $C_H$  与  $C_E$  的点绘

图(图2),  $C_H$ ,  $C_E$  的结果还是十分可信的。

## 2. 夏、冬季渤海、黄海和东海海气之间的平均感热、潜热与海面净热通量

(1) 夏季：海气之间平均感热、潜热和海面净的热通量计算结果表明，夏季黄海北部及渤海与黄海南部至东海北部海洋从大气获得感热，其值分别为  $6.4\text{Wm}^{-2}$  和  $6.6\text{Wm}^{-2}$ ；黄海中部与东海南部海洋仍然向大气释放感热，最大热输送量为  $4.5\text{Wm}^{-2}$  左右，这与暖流区和夏季气旋入海的路径有关。东海南部潜热交换值最大为  $75\text{Wm}^{-2}$ ，最小值在东海北部，为  $20\text{Wm}^{-2}$ 。整个海区海面有净的热获得，海洋最大的热获得值是在东海北部与渤海区，其值分别为  $150-167\text{Wm}^{-2}$  和  $150-179\text{Wm}^{-2}$ ，在东海南部为  $86\text{Wm}^{-2}$ 。

(2) 冬季：冬季冷暖流系的影响较夏季明显，沿黑潮至黄海暖流为一强的热交换区(图3)。潜热通量的分布表明，沿出现在黄海暖流域的高值区一直延伸到  $36^\circ\text{N}$ ，黑潮影响区最大值可达  $202\text{Wm}^{-2}$ 。渤海及苏北沿岸潜热通量减弱，最小值在苏北沿岸，为  $49\text{Wm}^{-2}$ ，渤海出现次小值，为  $73\text{Wm}^{-2}$ 。平均最大潜热通量是最小潜热通量的4倍。同样，黑潮区及黄海暖流区感热交换也最大，最大值为  $71\text{Wm}^{-2}$ ；次最大值出现在渤海，为  $56\text{Wm}^{-2}$ ；沿岸区域及黄海北部平均在  $40\text{Wm}^{-2}$  左右；最小值在苏北及长江口外海，为  $23\text{Wm}^{-2}$ 。海面净的热量平衡表明，冬季整个海区都向大气输送热量，高输送区在沿黑潮区和黄海暖流区至黄海中部一带，东海南部最大为  $224\text{Wm}^{-2}$ ；沿岸海域为低输送区，从渤海一直延伸到长江口外海，最小值为  $15\text{Wm}^{-2}$ 。

综上所述可以看出，冬季本海区的海气热交换的基本趋势由冷暖流系决定，高交换区在暖流区，低值区在沿岸冷水影响区，这主要是由海、气温差和水汽压差所决定的。图4

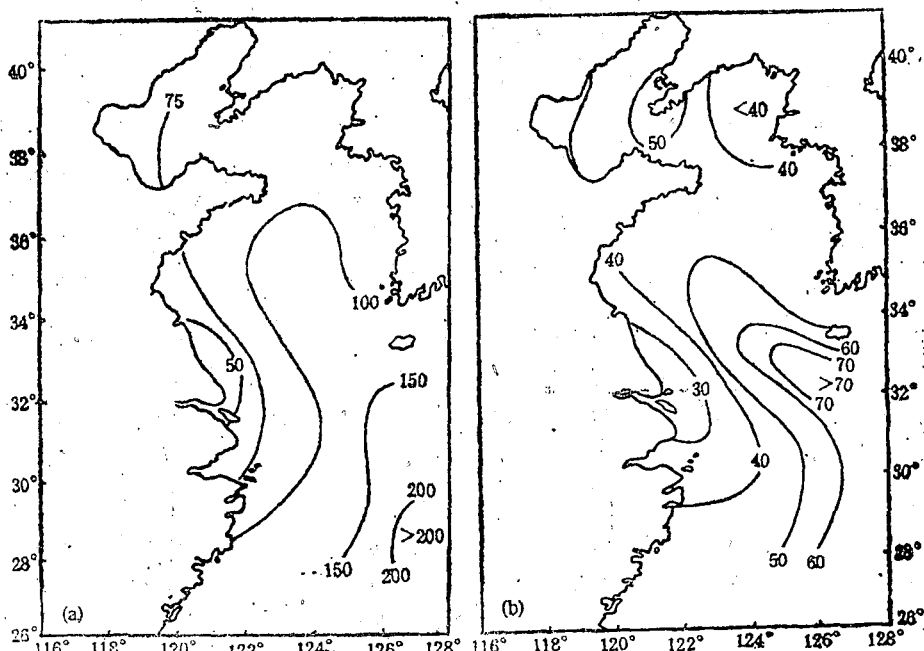


图3 冬季海气之间的潜热、感热和海面热平衡值 ( $\text{Wm}^{-2}$ )  
(a) 潜热( $LE$ ); (b) 感热( $H$ ); (c) 海面热平衡( $Q_L$ )

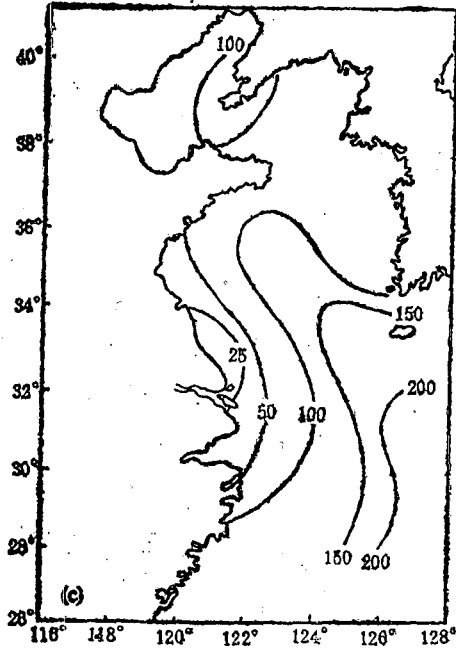


图3(续)

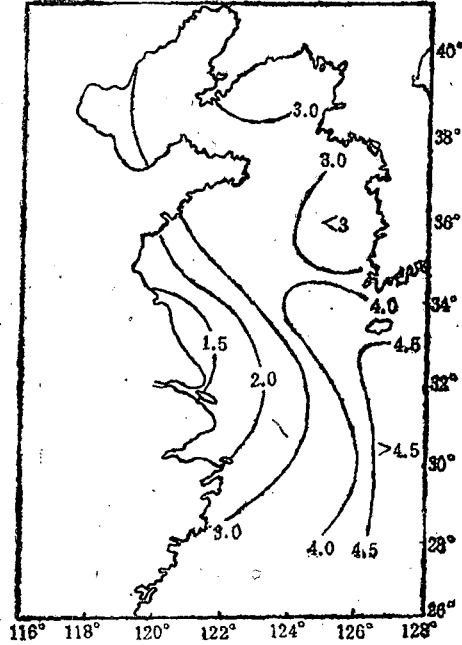


图4 冬季平均海气温差分布图

表明, 暖流区海气温差大, 黄海南部及黑潮主干区平均在  $4.5^{\circ}\text{C}$  以上,  $3^{\circ}\text{C}$  等值线从东南南部一直伸展到渤海, 这使冬季强冷空气在本海区产生强烈的热交换。海、气温差最小值出现在苏北沿岸及长江口外海, 为  $1.5^{\circ}\text{C}$  左右。

### 3. 海面热平衡方程的简化与估算

空气湿度是表征空气中水汽含量多少的状态参量, 由于海上观测条件的限制和观测技术上的困难, 因而往往缺乏实测的湿度资料。水汽压的变化与气压和温度有关, 除此之外还受到空气饱和水汽压的制约。在海面上, 当空气微团所含的水汽压小于该气块温度所对应的饱和水汽压时, 海水就会蒸发, 使空气中水汽含量增加。当水汽压等于最大饱和水汽压时, 水汽输送即停止。气块的温度决定了该气块容纳水汽的能力。在黄海、东海近海海面空气湿度的分析与估算中, 我们找到了气温与湿度之间的这种近似关系, 即空气湿度可以表示为气温条件下饱和水汽压的函数 (陈永利等, 1992)。由此, 我们根据水温、气温、风速和云量 4 个要素估算了通过海面的净的热通量, 其表达式为:

$$Q'_L = aQ_s - [b(Et_w - Et_a) + c(t_w - t_a)]u + A \quad (25)$$

式中  $Q_s$  为入射太阳辐射, 与云量有关。  $Et_w$  和  $Et_a$  分别为最大饱和水汽压和根据气温计算的最大水汽压,  $t_w - t_a$  为海气温差,  $u$  为风速,  $a, b, c$  分别为系数,  $A$  为常数, 为便于区别, 我们将由简化方程估算的海面净的热通量表示为  $Q'_L$ 。

(1) 冬季海面热平衡总量: 在黄海暖流区失去的热量多在  $800\text{Wm}^{-2}$  以下, 最大接近  $1000\text{Wm}^{-2}$ ; 北黄海及渤海区多在  $500\text{Wm}^{-2}$  以下, 最大接近  $600\text{Wm}^{-2}$ 。通过分析我们得到黄海暖流区与北黄海海洋热平衡总量的简化公式:



## 黄海暖流区

$$Q_L' = 0.54Q_s - [4.86(Et_w - Et_s) + 1.08(t_w - t_s)]u - 60.67 \quad (26)$$

## 北黄海区

$$Q_L' = 0.67Q_s - [6.7(Et_w - Et_s) + 1.005(t_w - t_s)]u - 68.1 \quad (27)$$

以方程(26)为例, 如果我们将方程(26)改写成:

$$Q_L' = Q_s - [4.86(Et_w - Et_s) + 1.08(t_w - t_s)]u - (0.46Q_s + 60.67) \quad (28)$$

可以看出, 方程的第一项为入射太阳辐射, 第二项反映了蒸发和涡动交换过程, 第三项表示海面的有效回辐射, 它由海面辐射的平均量和海面辐射抵消吸收太阳辐射的百分比两项组成, 因此该方程具有清楚的物理意义。由方程(1)计算的 $Q_L$ 与估算的 $Q_L'$ 点绘图5a, b可以看出, 两者的吻合程度较好, 标准差在 $40\text{Wm}^{-2}$ 左右, 其误差在20%以内。

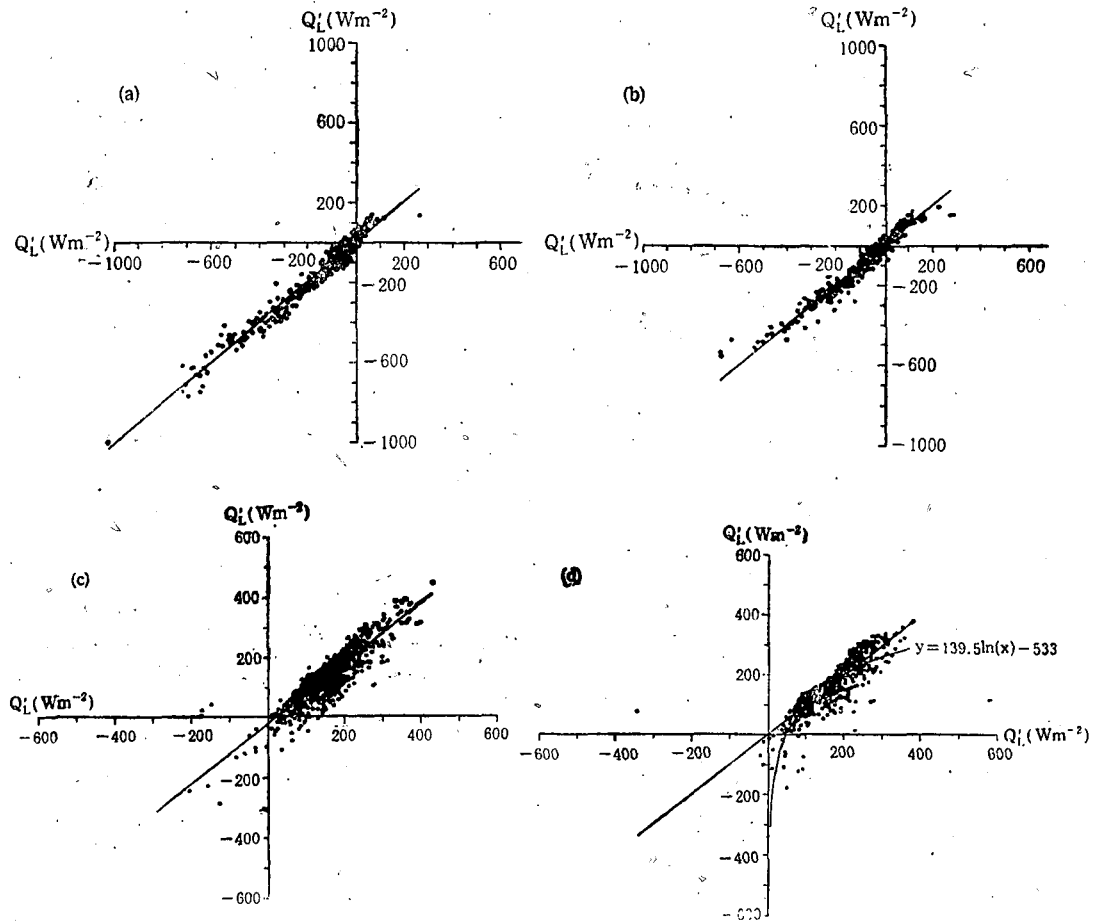


图5 海面热平衡 $Q_L$ 与估算的 $Q_L'$ 的拟合曲线图

(a) 冬季黄海暖流区; (b) 冬季北黄海区; (c) 夏季黄海暖流区; (d) 夏季北黄海区

(2) 夏季海面热平衡总量: 夏季本海区最大获热量不超过 $500\text{Wm}^{-2}$ , 多数在 $400\text{Wm}^{-2}$ 以下。通过分析我们分别给出东海和黄海暖流区与北黄海区域的海面热平衡简化

方程:

黄海暖流及东海区

$$Q_L' = 0.735Q_s - [2.57(E_{t_w} - E_{t_a}) + 1.47(t_w - t_a)]u - 29.1 \quad (29)$$

北黄海区

$$Q_L' = 0.647Q_s - [3.24(E_{t_w} - E_{t_a}) + 0.97(t_w - t_a)]u + 0.7 \quad (30)$$

上式估算的结果与实际的 $Q_L$ 值的比较见图5c, d, 方程的标准差为 $41\text{Wm}^{-2}$ 。从图可以看出, 东海区的拟合结果基本呈线性分布; 而在北黄海区, 当 $Q_L$ 值小于 $200\text{Wm}^{-2}$ 时, 拟合曲线呈对数分布。因此, 由(30)式计算的 $Q_L'$ 值小于 $200\text{Wm}^{-2}$ 时, 我们需用下式进行订正, 其方程为:

$$Y = 139.51\ln(X) - 533 \quad (31)$$

这里 $Y$ 为订正后的 $Q_L'$ 值,  $X$ 为方程(30)式计算的 $Q_L'$ 值。

### 三、结 语

通过对渤海、黄海和东海天气学资料的计算, 得出了本海区冬、夏季不同区域海气之间动量、热量和水汽的交换系数, 讨论了3个交换系数的分布和变化特征。结果表明, 本海区夏季的 $10^3C_D$ 为1.46—1.53,  $10^3C_H$ 约为1.25, 渤海稍小些, 为1.16,  $10^3C_E$ 在1.25—1.36之间。冬季,  $10^3C_D$ 为1.62—1.69,  $10^3C_H$ 在1.41—1.46之间,  $10^3C_E$ 约为1.46。海气交换系数冬季大于夏季。海面净的热通量结果表明, 夏季, 整个海区有净的热收益, 最大的热收益是在东海北部与渤海区, 其值分别为 $150-167\text{Wm}^{-2}$ 和 $150-179\text{Wm}^{-2}$ , 东海南部稍小, 为 $86\text{Wm}^{-2}$ 。冬季, 整个海区都向大气输送热量, 主要输热区从黑潮区沿黄海暖流区至黄海中部, 东海南部最大为 $224\text{Wm}^{-2}$ , 高值区在暖流区, 低值区在沿岸冷水区。冬季, 本海区海气交换的基本分布趋势由冷暖流系所决定。通过分析给出了各海区冬、夏季海面热平衡的估算方程, 由海温、气温、风速和云量四个要素用简化方程计算的海面热平衡总量其误差在20%左右。

### 参 考 文 献

- 陈永利等, 1992, 黄、东海近海面空气湿度分析及估算, 海洋科学, 4: 41—44。  
 赵永平, 陈永利, 1982, 秋季海上风速和温度垂直结构的初步分析, 中国海洋湖沼学会水文气象学会学术会议(1980)论文集, 科学出版社, 31—39。  
 Anderson, R. J. and S. D. Smith, 1981, Evaporation coefficient for the sea surface from eddy flux measurements, *J. Geoph. Res.*, 86: 449—456。  
 Businger, J. A., 1975, Interactions of sea and atmosphere, *Rev. of Geophys and space phys.*, 13: 720—725。  
 Bunker, A. F., 1976, Computations of surface energy flux and annual air sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean, *Mon. Wea. Rev.*, 104: 1122—1140。  
 Deardorff, J. W., 1968, Dependence of air-sea transfer coefficients on bulk stability, *J. Geoph. Res.*, 73: 2549。  
 Dyer, A. J. and B. B. Hicks, 1970, Flux-gradient relationships in the constant flux layer, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 96: 715—721。  
 Friche, C. A. and K. F. Schmidt, 1976, Parameterizations of air-sea interface fluxes of sensible heat and moisture by the bulk aerodynamic formulas, *J. Phys. Oceanogr.*, 6: 801—809。

- Kondo, J., 1975, Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Boundary-Layer Meteor.*, 9: 91—112.
- Mitsuta, Y. and T. Fujita, 1974, Direct measurement of turbulent fluxes on a Cruising Ship, *Boundary-Layer Meteor.*, 6: 203—217.
- Murty, L. K., 1976, Heat and Moisture budgets over AMTEX area during AMTEX 75, *J. Meteor. Soc. Japan*, 54(6): 370—381.
- Nitta, T., 1976, Large-scale heat and moisture budgets during the air mass transformation experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, 54(1): 1—14.
- Talley, L. D., 1984, Meridional heat transport in the Pacific Ocean, *J. Phys. [Oceanogr.]*, 14: 231—241.

## A PRELIMINARY ANALYSIS ON AIR-SEA BULK COEFFICIENTS OVER THE BOHAI SEA, YELLOW SEA AND EAST CHINA SEA\*

Chen Yongli Zhao Yongping and Yang Liansu  
(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

### Abstract

Using 1974-1982 hydrometeorological data on the Bohai Sea, Yellow Sea and the East China Sea, and the bulk method of Kondo, the diabatic bulk transfer coefficients in summer and winter were estimated and the distributive features of bulk transfer coefficients for sensible and latent heat and momentum fluxes at the sea surface in these areas were analyzed. The results showed that the bulk transfer coefficients in winter were greater than those in summer and also suggested that  $10^3 C_D \approx 1.46$  to  $1.53$ ;  $10^3 C_H \approx 1.25$ ,  $10^3 C_E \approx 1.16$  in the Bohai Sea;  $10^3 C_D \approx 1.25$  to  $1.36$  in summer, and that  $10^3 C_D \approx 1.62$  to  $1.69$ ;  $10^3 C_H \approx 1.41$  ~  $1.46$ ; and  $10^3 C_E \approx 1.46$  in winter. The heat balance over the sea surface was approximated by empirical formulae.

\* Contribution No. 2165 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.