

臺灣海峽南部大氣邊界層內動量、 顯熱與潛熱通量之量測

林首杰 曾若玄

國立中山大學海洋資源研究所

(中華民國八十五年七月二十九日收稿；中華民國八十六年一月二十日定稿)

摘 要

本研究乃利用海研三號在臺灣海峽南部海域進行四個航次(1995年6月~1996年3月)海氣資料(風速、氣溫、濕度、海表水溫)的量測，並藉由慣性消散法估算海面動量、顯熱與潛熱(水汽)通量。整體資料的大氣穩定度參數 Z/L 值範圍 $-0.417\sim-0.197$ ，平均風速介於 $3.5\sim15.8$ m/s。在風速、氣溫與濕度頻譜上，屬於能量消散的高頻區($0.5\sim10$ Hz)可明顯發現斜率接近 $-5/3$ 的慣性領域之存在，並且大致滿足等向性紊流場的條件。研究結果顯示，當大氣穩定度為不穩定狀況時，海面粗糙長度 Z_0 隨風速增大而增加， Z_i 與 Z_e (分別為相對應於溫度與濕度之粗糙長度)則隨著風速增大而有減小的趨勢，但是資料點的散亂度頗大，而相當於 10 m高之中性狀態下的曳力係數 C_{DN} 有隨風速增大而成長的關係存在，即 $10^3 C_{DN} = 0.62 + 0.052 U_{10}$ ，其中 U_{10} 為離海面 10 公尺高的風速，而顯熱通量係數 C_{TH} 與潛熱通量係數 C_{EN} 則為定值，分別為 $1.27 \pm 0.15 (\times 10^{-3})$ 與 $1.23 \pm 0.16 (\times 10^{-3})$ ， C_{TH} 對 Z/L 的關係大致上呈現兩層的分佈，在不穩定情況下的 C_{TH} 平均值比起穩定狀況下較大。風應力與風速約呈 $7/3$ 次方的正比關係，而顯熱通量及潛熱通量分別與 $U_{10}(T_s - \theta_z)$ 、 $U_{10}(Q_s - Q_z)$ 呈線性關係，其中 T_s 為海表水溫， θ_z 為空氣位溫， Q_s 為海水的飽和濕度， Q_z 為 Z 公尺高的空氣絕對濕度，而所求得之各通量值與巨觀法估算結果差異大致皆在 20% 的範圍內。綜合所有不穩定條件下的溫度與濕度數據，發現熱紊流強度與水汽紊流強度經無因次化之後與 Z/L 參數之間具有密切的相關性。

關鍵詞：慣性消散法、動量通量、顯熱通量、潛熱通量、粗糙長度

一、前 言

藉由海面的顯熱與潛熱傳導及擴散，海洋得以提供了大氣運動所需能量之巨大來源，進而影響了大氣對流和雲與降水的形成，而亂流風場作用在海面的風應力(亦即動量通

量)，不但是波浪與大洋環流之驅動力，更與海洋混合層及湧升流之形成機制息息相關。大氣與海洋交界面之上短短數十公尺的邊界層，卻扮演著如同地球表面溫度(能量)調節器之角色，這更加彰顯出海氣交互作用研究領域的重要性，並吸引了近年來許多海洋與大氣學者的重視與投入研究的行列。

一般而言，推算海氣通量的方法主要可分成四種：1. 渦流相關法(eddy correlation)，2. 慣性消散法(inertial dissipation)，3. 剖面法(profiles)，4. 巨觀估算法(bulk method)。其中「渦流相關法」為計算海氣通量最直接的方法，此法需同時量測精確的水平與垂直風速擾動量，故儀器最好架設在一個固定而平穩的結構物上，以減低資料的誤差，顯然在船上搖晃的工作環境下，此法並不容易實施，在大洋中以「渦流相關法」成功地量測風應力的研究不多，例如Smith(1980)，Bradley and Coppin (1991)。而從相似性理論發展出來的「剖面法」，需量測近海面高度的平均風速、氣溫與濕度之垂直分佈，再藉由結合大氣穩定度函數的平均梯度經驗式以最小平方求得各通量值，此法不但在觀測上較為費事，而且在大洋中也不易進行。「巨觀估算法」則是利用過去學者的大量實測資料，經由統計平均的過程，以參數的形式，簡易地粗略估算出通量值。因此在本實驗皆由研究船航行於廣闊大洋上擷取風場資料的作業情況下，不需量測精確之風速垂直分量的「慣性消散法」乃被採用，此法是觀測水平順流風速(downstream velocity)、溫度及濕度的擾動量時間序列，以頻譜分析來推算能量消散率 ϵ 與氣溫(濕度)擾動消散率 $N_z(N_w)$ ，若流場不受結構物的影響而失真，則在對數座標的頻譜圖上可尋求一段能量密度曲線陡降的頻帶，亦即斜率為 $-5/3$ 之慣性領域(inertial subrange)，舉水平順流風速能譜為例，其所代表的意義為紊流的動能產生(低頻區)且發展穩定後，因空氣分子間的黏滯性使得能量消散(高頻區)，利用此段慣性消散頻帶可求得消散率，進而估算通量值。如此，慣性消散法其實是最能真實表現流場特質的一種通量估算法，而以慣性消散法估算海氣通量時，主要誤差則來自一些必要條件的假設與係數值的引用。

在過去二十年內由於儀器與觀測技術的改進，國外已累積了許多海氣通量的研究成果，其中尤以風應力更為顯著，例如Kondo(1975)求得 C_{DW} 隨著不同的風速範圍而呈現定值或線性關係，其中 C_{DW} 為中性狀態下之曳力係數；Large and Pond(1981、1982)得到風速在介於 $4\sim 10\text{m/s}$ 時， $10^3 C_{DW} = 1.14$ ，若風速介於 $10\sim 26\text{m/s}$ ， $10^3 C_{DW} = 0.49 + 0.065 U_{10}$ 為一個線性成長的結果，其中 U_{10} 為離海面10公尺高的風速；Smith(1980)則提出風速於 $6\sim 22\text{m/s}$ 之間， $10^3 C_{DW} = 0.61 + 0.063 U_{10}$ 。在顯熱通量方面，Smith and Anderson (1984)，Large and Pond (1982)，Anderson (1993)等人皆得到在不穩定狀況下顯熱通量隨著 $U_{10} (T_s - \theta_z)$ 呈線性增加的結果，其斜率(即顯熱通量係數 C_T 值)分別為 1.24 、 1.11 、 $1.06 (\times 10^{-3})$ ；又Large and Pond(1982)提出隨穩定度參數 Z/L 呈現兩段式的分佈，其中 Z 為觀測點之高度， L 為Monin-Obukhov長度，當 $Z/L < 0$ (不穩定)時， $10^3 C_{TW} = 1.13$ ，若 $Z/L > 0$ (穩定)則為 0.66 ；Smith(1980)在一深海的平穩工作臺上，測得在風速 $6\sim 22\text{m/s}$ 的範圍且不穩定狀況時 C_T 值為 1.10×10^{-3} ，比在穩定狀況下測得的 C_T 值(0.83×10^{-3})來得大，並指出其值並無明顯受到風速強弱的影

響。另一方面，在潛熱或水汽通量方面的研究則較少，尤其在大洋上進行實測的研究成果更是不多，其中以大型計劃 HEXOS (Humidity Exchange Over the Sea) 最為著名，其對於海氣通量研究之貢獻相當可觀(Katsaros *et al.* 1987, DeCosmo *et al.* 1996)；Pond *et al.* (1971) 在一漂浮式結構的平台上，利用渦流相關法在風速4~7 m/s及不穩定狀況下，求得中性狀態下的潛熱通量係數 $10^3 C_{EN}=1.1$ ，Large and Pond(1982)同時利用渦流相關法與慣性消散法求得在不穩定狀況下，風速介於4~14 m/s時， $C_{EN}=1.15 \times 10^{-3}$ ，而其它許多實驗所求得 C_{EN} 值，範圍從0.8至 $1.6(\times 10^{-3})$ 皆有，Smith(1989)綜合過去許多有關潛熱通量研究結果指出，在風速介於4~14m/s， $10^3 C_{EN}=1.2 \pm 0.1$ 為較佳的平均值。

國內在此方面的研究極少，曾等(1993)、柯(1994)利用台中港北堤外海一座固定平台架設超音波風速氣溫儀，持續觀測風速與氣溫資料，亦同時以渦流相關法及慣性消散法推算風應力，並針對波浪所造成的影響做進一步的研究。曾與李(1995)以海研三號航行於台灣海峽南部海域，藉由慣性消散法對風應力及顯熱通量進行估算，並考慮大氣穩定度的影響，進一步探討其間的相關性，然而，其中仍缺少空氣濕度的資料以致無法對海氣通量研究做更完整的討論，本研究之目的即在於加強這方面的實際觀測，期許能對動量、顯熱與潛熱通量及其相關的物理特性做一整體性的研究，並希望將所累積的觀測技術、推算程式及研究成果等應用到即將展開的「南海季風實驗」計畫上面，以增進對於南海地區海氣交互作用過程以及季風形成機制的瞭解。

二、理論基礎

海洋與大氣交界面之間的海氣通量主要分為：

$$\left\{ \begin{array}{ll} \text{動量通量} & \tau = -\rho \overline{uw} \\ \text{顯熱通量} & H_s = \rho C_p \overline{wt} \\ \text{潛熱通量} & H_L = L_E \overline{wq} \end{array} \right\} \quad (1)$$

其中 u 、 w 、 t 、 q 分別代表風速的水平順流、風速垂直分量、空氣溫度、絕對濕度之擾動量(fluctuation)，亦即為個別的瞬時量(u 、 w 、 t 、 q)與平均值(U 、 W 、 T 、 Q)之間的差，即 $u = u - U$ 、 $w = w - W$ 、 $t = t - T$ 、 $q = q - Q$ ， ρ 為空氣密度， C_p 與 L_E 分別為定壓下乾空氣的比熱與汽化潛熱。

若流場滿足水平均勻分佈且處於恒定狀態，而且忽略垂直的輻散與壓力的效應(Large and Pond, 1981；1982)，則紊流動能、位溫變動與絕對濕度變動之平衡方程式可分別表示為：

$$\left\{ \begin{array}{l} 0 = -\overline{uw} \frac{\partial U}{\partial z} + \frac{g}{T_v} \overline{wt_v} - \varepsilon \\ \quad \quad \quad P + B - \varepsilon \\ 0 = -\overline{wt} \frac{\partial \theta}{\partial z} - N_t \\ 0 = -\overline{wq} \frac{\partial Q}{\partial z} - N_q \end{array} \right\} \quad (2)$$

其中等號右邊第一項為產生項(P)，最後一項為消散項(ε 、 N_t 、 N_q)， B 項則為因海氣溫差所造成的浮力效應， $\overline{\quad}$ 表示時間平均值， T_v 為虛溫(virtual temperature)平均值，虛溫定義為具有和溼空氣同樣密度與氣壓的乾空氣溫度， t_v 為虛溫擾動量，而 θ 為空氣位溫(potential temperature)， $\theta = T + \gamma Z$ (γ 為絕熱直減率，約為 $0.01^\circ\text{K m}^{-1}$)， ε 則為因氣體黏滯性所造成的能量消散率， N_t 與 N_q 分別代表由擴散所導致的位溫變動與濕度變動消散率。依據Monin-Obukhov相似性理論(Similarity theory)指出風速、溫度、濕度之垂直梯度為大氣穩定度參數 Z/L 之函數：

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\kappa Z}{u_*} \frac{\partial U}{\partial Z} = \phi_m(Z/L) \\ \frac{Z}{t_*} \frac{\partial \theta}{\partial Z} = \phi_t(Z/L) \\ \frac{Z}{q_*} \frac{\partial Q}{\partial Z} = \phi_q(Z/L) \end{array} \right\} \quad (3)$$

其中

$$\left\{ \begin{array}{l} \phi_m = \phi_t = \phi_q = 1 + 7Z/L \\ \phi_m = (1 - 16Z/L)^{-1/4} \\ \phi_t = \phi_q = (1 - 16Z/L)^{-1/2} \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{for } 0 < Z/L < 0.2 \\ \\ \text{for } -1.0 < Z/L < 0. \end{array} \quad (4)$$

而 u_* 、 t_* 與 q_* 則定義為：

$$\left\{ \begin{array}{ll} \text{friction velocity} & u_* = (\tau/\rho)^{1/2} = \left| \overline{uw} \right|^{1/2} \\ \text{temperature scale} & t_* = -\overline{wt}(\kappa u_*)^{-1} \text{ or } T_* = -\overline{wt}u_*^{-1} \\ \text{humidity scale} & q_* = -\overline{wq}(\kappa u_*)^{-1} \text{ or } Q_* = -\overline{wq}u_*^{-1} \end{array} \right\} \quad (5)$$

其中 κ 為 von Karman 常數，一般取值 0.4， g 為重力加速度。而 Z/L 定義為浮力項 B 與能量產生項 P (即中性狀態下的 P) 的比值，並且為了配合在穩定時為正值，而加上負號，即

$$Z/L = \frac{-B}{P_0} = \frac{-g\kappa Z \overline{w}}{u_*^3 T_v} \quad (6)$$

其中 $L = -u_*^3 T_v (\kappa g \overline{w})^{-1}$ 為 Monin-Obukhov 長度， g 為重力加速度。而藉由 (3) 式積分後可得：

$$\begin{cases} U_z = u_* \kappa^{-1} [\ln(Z/Z_0) - \psi_m(Z/L)] \\ \theta_z = T_s + t_* [\ln(Z/Z_t) - \psi_t(Z/L)] \\ Q_z = Q_s + q_* [\ln(Z/Z_q) - \psi_q(Z/L)] \end{cases} \quad (7)$$

其中 Z_0 、 Z_t 與 Z_q 分別代表動量、溫度與濕度之表面粗糙長度 (surface roughness length)， θ_z 與 Q_z 分別為海面上 Z 公尺高的位溫與絕對濕度， T_s 為海表水溫度， Q_s 為相對於海表水溫度下的飽和濕度。又 $\psi(Z/L) = \int_0^{Z/L} \frac{1 - \phi(Z/L)}{Z/L} d(Z/L)$ 為垂直梯度函數的積分式，Paulson (1970) 得到下列式子：

$$\left\{ \begin{array}{l} \psi_m(Z/L) = \psi_t(Z/L) = \psi_q(Z/L) = -7Z/L \\ \psi_m(Z/L) = 2\ln[(1+X)/2] + \ln[(1+X^2)/2] - 2\tan^{-1} X + \pi/2 \\ \psi_t(Z/L) = \psi_q(Z/L) = 2\ln[(1+X^2)/2] \\ \text{其中 } X = (1 - 16Z/L)^{1/4} \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{stable} \\ \text{unstable} \end{array} \quad (8)$$

依據 Kolmogorov 假說，在頻率的慣性領域中，水平順流風速能譜、空氣溫度頻譜與濕度頻譜可分別表示為：

$$\left\{ \begin{array}{l} \Phi_u(f) = K' \varepsilon^{2/3} (2\pi/U)^{-2/3} f^{-5/3} \\ \Phi_t(f) = \beta'_t \varepsilon^{-1/3} N_t (2\pi/U)^{-2/3} f^{-5/3} \\ \Phi_q(f) = \beta'_q \varepsilon^{-1/3} N_q (2\pi/U)^{-2/3} f^{-5/3} \end{array} \right\} \quad (9)$$

上式乃是藉由 Taylor 的擾流假設 (frozen turbulence) 以 $2\pi f/U$ 取代波數而求得。若流場滿足區域等向性 (local isotropy) 的條件，則

$$\Phi_u(f) = 3/4 \Phi_v(f) = 3/4 \Phi_w(f) \quad (10)$$

其中 K' 、 β'_t 、 β'_q 為 Kolmogorov 常數，一般取值 $K' = 0.55$ ， $\beta'_t = \beta'_q = 0.8$ 。根據頻譜尋求慣性領域的頻帶，利用式 (9) 即可求得各消散率 ε 、 N_t 、 N_q 之值，再結合 (2)、(3) 與 (5) 式，則海面之動量、顯熱及潛熱通量即可表示成：

$$\left\{ \begin{array}{l} -\overline{uw} = (\kappa Z \varepsilon)^{2/3} [\phi_m(Z/L) - Z/L]^{-2/3} \\ \overline{wt} = [\kappa Z u_* N_t / \phi_t(Z/L)]^{1/2} \\ \overline{wq} = [\kappa Z u_* N_q / \phi_q(Z/L)]^{1/2} \end{array} \right\} \quad (11)$$

顯熱與潛熱通量均定義垂直向上為正值，即熱量從海洋經由海表面傳到大氣層中，反之則為負，其正負號分別與 $\Delta\theta (=T_s - \theta_z)$ 及 $\Delta Q (=Q_s - Q_z)$ 相同，其中 Q_s 並非實際量測所得，已知純水的飽和濕度 (Q_{s1}) 為絕對溫度的函數，即 $Q_{s1}(T) \cong 6.4038 \times 10^8 \exp(-5107.4/T)$ ，其中 Q_{s1} 的單位為 g/m^3 ， T 的單位為 $^{\circ}K$ ，則海水的飽和濕度 $Q_s \cong 0.98 Q_{s1}(T)$ ，同樣的，若得知(或假設)空氣的相對濕度，則可求得空氣的絕對濕度 Q_z 。而大氣穩定度參數 Z/L 藉由將式(6)中的虛溫展開，可寫成動量、顯熱及潛熱通量的函數，即

$$Z/L(u_*, \overline{wt}, \overline{wq}) = \frac{-\kappa Z g}{u_*^3 T_v} (\overline{wt} + 1.7 \times 10^{-6} T_v^2 \overline{wq}) \quad (12)$$

通量的計算亦可以用較簡單的巨觀估算方法求得，

$$\left\{ \begin{array}{l} -\overline{uw} = C_D U_z^2 \\ \overline{wt} = C_T U_z \Delta\theta \\ \overline{wq} = C_E U_z \Delta Q \end{array} \right\} \quad (13)$$

其中 C_D 、 C_T 、 C_E 分別為動量、顯熱及潛熱傳送係數，它們是高度與大氣穩定度的函數，而通常被換算成相當於 10 m 高且中性穩定度的值來表示，其關係式為：

$$\left\{ \begin{array}{l} C_{DN} = \kappa^2 / [\ln(10/Z_0)]^2 \\ C_{TN} = \kappa^2 / [\ln(10/Z_0) \ln(10/Z_t)] \\ C_{EN} = \kappa^2 / [\ln(10/Z_0) \ln(10/Z_q)] \end{array} \right\} \quad (14)$$

藉由引用 C_{DN} 、 C_{TN} 與 C_{EN} 之經驗值，配合實測的 U_z 、 θ_z (或 T_z)、 Q_z 與 T_s ，便可簡易的估算通量值，但 C_{DN} 、 C_{TN} 與 C_{EN} 必需先經轉換成適合實驗當時的量測高度與大氣穩定度條件下的 C_D 、 C_T 與 C_E 值，其轉換的關係式如下：

$$\left\{ \begin{array}{l} C_D = \frac{C_{DN}}{\left\{ 1 + C_{DN}^{1/2} \kappa^{-1} [\ln(Z/10) - \psi_m(Z/L)] \right\}^2} \\ C_T = \frac{C_{TN} (C_D / C_{DN})^{1/2}}{1 + C_{TN} \kappa^{-1} C_{DN}^{-1/2} [\ln(Z/10) - \psi_t(Z/L)]} \\ C_E = \frac{C_{EN} (C_D / C_{DN})^{1/2}}{1 + C_{EN} \kappa^{-1} C_{DN}^{-1/2} [\ln(Z/10) - \psi_q(Z/L)]} \end{array} \right\} \quad (15)$$

而 Z/L 的巨觀估算則是利用海氣溫差與絕對濕度差，配合引用 C_b 、 C_T 與 C_E 之經驗值，以取代式(12)中未知的通量值。Large and Pond (1981、1982)得下列經驗式：

$$\left\{ \begin{array}{l} Z/L(\Delta\theta) \approx \frac{-100Z}{U_z^2 T_v} (\Delta\theta + 1.7 \times 10^{-6} T_v^2 \Delta Q), \quad \Delta\theta > 0, \text{ unstable} \\ \approx \frac{-70Z}{U_z^2 T_v} (\Delta\theta + 2.5 \times 10^{-6} T_v^2 \Delta Q), \quad \Delta\theta < 0, \text{ stable} \end{array} \right. \quad (16)$$

其中 $T_v \approx T_z(1 + 1.7 \times 10^{-6} T_z Q_z)$

三、海上實測

(一) 儀器

本研究利用海研三號航行於台灣西南海域，包含高屏海域與澎湖水道，共計四個航次，觀測風速、氣溫、空氣絕對濕度與海表水溫度；使用KAIJODA-600型超音波風速氣溫儀(sonic anemometer)，同時量取風速之船首水平正頂風、水平橫向分量與垂直分量以及氣溫，此儀器的反應非常靈敏(20Hz)，因此可以用來偵測風場的紊流特性，而為了避免船體結構物對流場造成影響，感應器架設在駕駛室頂部一根高約3m的固定支柱上，感應器所在位置離海面約高9.5m。濕度的量測使用Analytic Applications公司的M100型紅外線差異吸收式濕度計(infrared differential absorption hygrometer)，反應速率為20Hz，其感應器架設在風速計下端約0.4m，並向前延伸約0.3m，圖1為海研三號與上述兩儀器的實際架設位置圖。此外在實驗期間並以掌上型儀器(Rotronic Hygroskop 廠牌)每15分鐘人工讀取並記錄一次平均相對溼度及氣溫值。海表水溫的量測在前兩個航次乃使用水桶汲取海水(水深0.3m以內)，再以準確到0.1℃的標準水銀溫度計量測，但唯恐出現人員的操作誤差，在後兩個航次加入Hugrun Seamon-mini自計式水下溫度計，利用繩索與浮球將其繫在船後30m、海面下約1m以內的深度，設定每半分鐘記錄一次水溫資料。此外，觀測作業期間，研究船約以1~3節的船速頂風航行，利用船上GPS(全球定位系統)記錄時間與船體瞬時位置，可換算成船在某一時段的平均船速，將風速計量測到的船首水平正頂風速扣掉船速，再與水平橫向分量合成便可求得水平的絕對風速。

(二) 資料的擷取

由超音波風速計與紅外線濕度計感應到的氣象資料，其訊號皆以電壓的方式輸出，範圍分別為±1.2與0~5伏特，資料為類比(analog)的型式，先經過濾波器(Krohn-Hite model-3342 filter)去除高頻雜訊後，再經由A/D卡(Advantech PCL-818H)與資料擷取軟體(Labtech Notebook)將儀器所輸出的類比訊號轉換成數位型式存於電腦(DX4-100)硬碟中，每筆資料的取樣時間均為16分鐘，取樣頻率皆為40Hz。濾波方式在第一航次採30Hz低通過濾(low pass)，然而從其頻譜(圖2a)可看出在高頻區(10~20Hz)有不明的雜訊介入，使

(a)



(b)

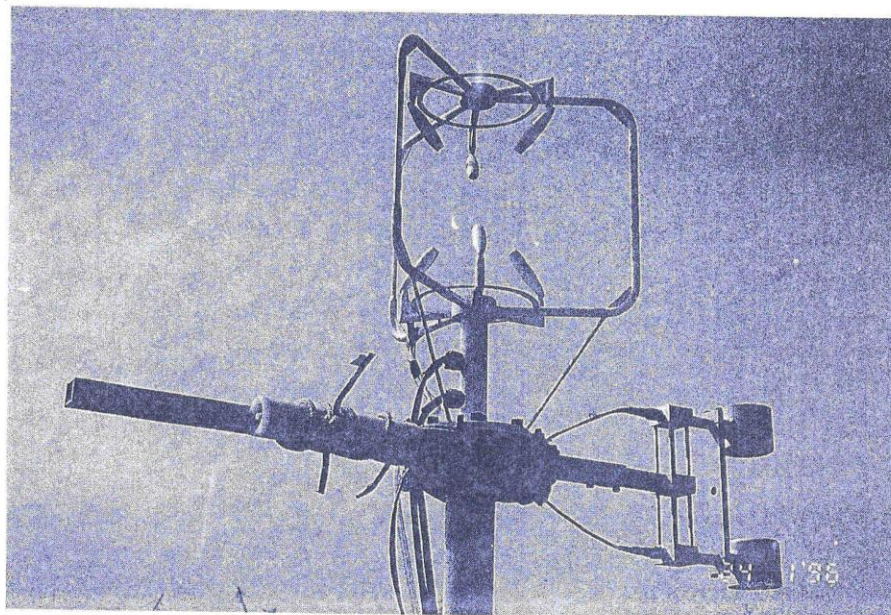


圖 1 (a)海研三號及儀器架設圖
(b)超音波風速氣溫儀與與紅外線濕度計之相對位置

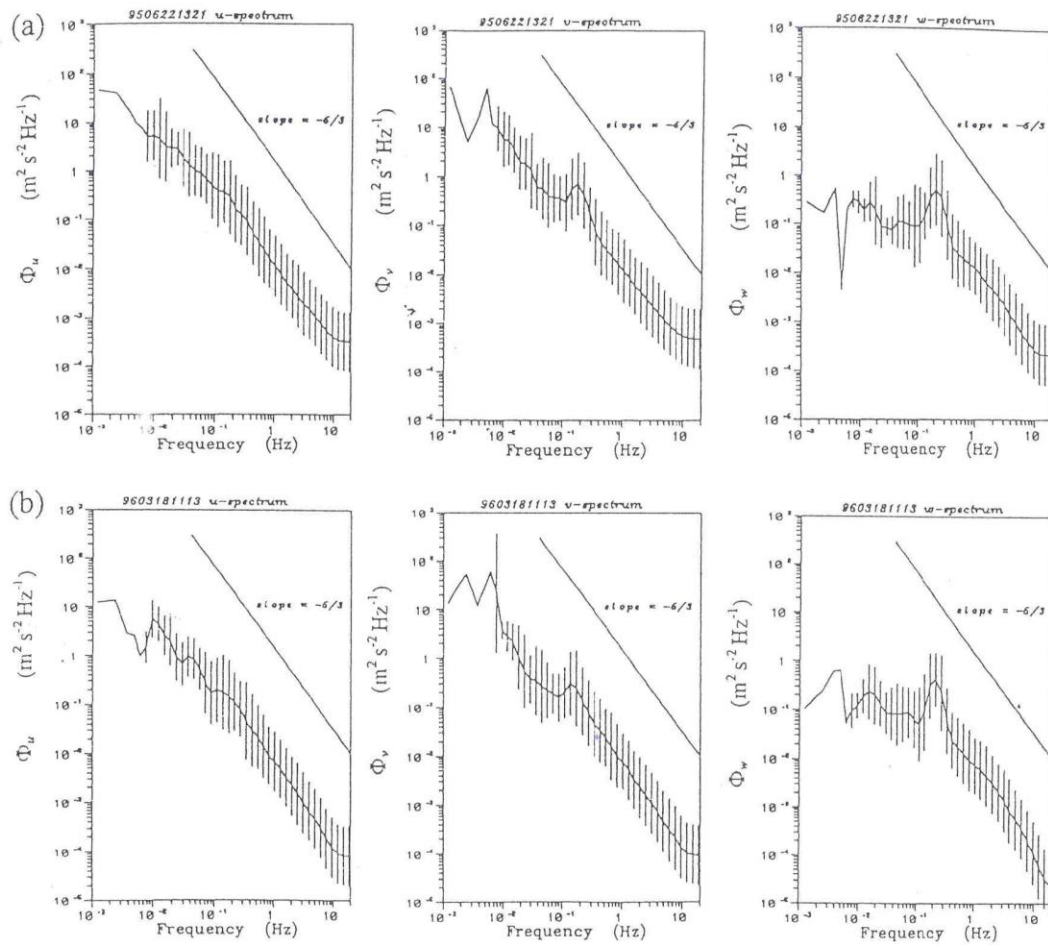


圖2 (a)第一航次與(b)第四航次之風速頻譜

[圖中的error bar 為先經過對數轉換而後求得之 standard deviation]

頻譜分佈趨於平緩，因此在第二航次資料的擷取，則改採先將儀器所輸出的類比訊號儲存於磁帶中，回航後再進行濾波及訊號擷取的工作，嘗試利用不同的切割頻率15、18、22Hz低通過濾重覆擷取資料，結果發現其頻譜並無明顯差異，而前述在高频區介入不明雜訊情況稍獲改善，卻仍無法完全濾除(圖2b)，所幸頻譜在於計算消散率的過程上，只採用0.4~6Hz頻帶，因此往後的兩個航次均採用高於Nyquist頻率的22Hz低通過濾雜訊，再進行資料的轉換與擷取。表一為四個航次的實驗條件、資料擷取方式與有效筆數明細表。觀測期間自1995年6月至1996年3月止，其中只有第一航次的資料在大氣穩定度上呈現穩定狀況，有效的風速、氣溫與濕度資料分別為35、19、29筆，而其他三個航次所擷取到的資料則皆為不穩定狀況，其有效風速筆數共計151筆，而有效氣溫與濕度資料則分別為146筆與127筆。整合所有的資料，風速範圍介於3.5~15.8m/s之間，大氣穩定度參數Z/L的範圍為-0.417~0.197。

表一 本研究四個航次實驗條件與所得資料明細表

航次代號	1	2	3	4
日期	22~24/06/1995	13~14/11/1995	22~23/01/1996	18~19/03/1996
風速 U_{10}	3.45~8.74 m/s	5.96~15.82 m/s	6.91~14.30 m/s	4.60~13.39 m/s
氣溫 T_z	30.30~31.42 °C	22.96~24.67 °C	18.62~21.36 °C	18.17~23.90 °C
表水溫度 T_s	28.31~29.48 °C	26.80~27.78 °C	23.35~24.26 °C	23.19~24.92 °C
位溫差 $T_s - q_z$	-2.82~-1.54 °C	2.49~4.03 °C	2.51~4.76 °C	0.68~5.73 °C
濕度差 $Q_s - Q_z$	4.65~6.42 g/m ³	9.23~13.78 g/m ³	6.19~8.50 g/m ³	5.83~9.84 g/m ³
Z/L 值範圍	0.003~0.197	-0.417~-0.069	-0.238~-0.092	-0.290~-0.068
$\Phi f^{5/3}$ 標準差設定	風速能譜 15%	風速能譜 15%	風速能譜 15%	風速能譜 15%
	溫(濕)度頻譜 12%	溫(濕)度頻譜 12%	溫(濕)度頻譜 12%	溫(濕)度頻譜 12%
有效風應力筆數	35(0.6~1.0Hz)	36(0.5~3.0Hz)	44(0.6~2.0Hz)	71(0.6~2.0Hz)
有效顯熱通量筆數	19(0.5~1.0Hz)	36(0.5~0.8Hz)	43(0.5~0.8Hz)	67(0.5~0.8Hz)
有效潛熱通量筆數	29(0.5~1.5Hz)	24(0.5~0.8Hz)	37(0.4~0.8Hz)	66(0.5~0.8Hz)

四、資料分析

(一) 頻譜的表現方式

以16分鐘為取樣時間、40Hz為取樣頻率的每一筆資料，計有38400點的數據，本實驗取每筆資料其中連續的時間序列之 2^{15} (即32768)點數據為樣本來進行資料的分析。每一筆資

料先求得平均值，而後每一點瞬時量減去平均值求得擾動量，再經由 FFT (Fast Fourier Transform) 的轉換即可得一個頻率分佈自資料的時間(秒)長度之倒數(即 $\frac{1}{32768 \times 0.025} \cong 0.0012 \text{ Hz}$) 至 Nyquist 頻率(20Hz)的頻譜。而在所有的頻譜圖上，座標軸均以對數的型式來表現，並參考Smith and Anderson (1984)與Anderson(1993)以及李(1995)在頻譜平滑上的做法，以頻率對數座標上等間距的點來代表分佈在該點前後數點對應之能量密度的平均值，其優點在於能將原本資料點越往高頻分佈越密集而雜亂的頻譜，化成較為清楚且具代表性的平滑曲線，如此的平滑做法曾與一般使用的「移動平均法」(moving average)作比較，得到相當一致的結果(李,1995)，本文的作法是從原始資料的第六點開始，每一個頻率點(f_i)皆為前一點(f_{i-1})的1.25倍，而其所代表的是落在該頻率前後各1.25倍之頻帶($f_i \times 1.25^{-1} < f < f_i \times 1.25$)上之頻譜的平均值。為了讓經過平滑化後的頻譜仍能看出原始資料的變動情形，在每個不同點數的等間距區間內，除了求取能量密度平均值之外，亦同時算其標準差，再表現在頻譜(圖2a、b)上，標準差之計算過程，乃是先將頻帶中每個頻譜值(假設為 Y_i ， $i = 1, n$)經過對數轉換，再與該頻帶的頻譜算術平均值($\bar{Y}$)之對數值相減，得其對數值之變異量，而求其標準差 σ 之後，再以指數方式還原而繪於圖中。

(二) 風速、氣溫與溼度頻譜

將風速分成水平順流(u)、水平橫切分量(v)與垂直分量(w)，再分別畫其頻譜圖，圖2為第一與第四航次其中的若干筆資料的典型風速頻譜，從圖看來，均可明顯地發現一段曲線陡降而斜率接近-5/3的慣性領域的存在，頻率約在0.5~10Hz區間，如果將慣性領域內的平均頻譜值 Φ_u 和 Φ_v 相比，則在理想狀況下符合等向性條件的比值應為3/4，本研究在這方面的結果比值則稍大於3/4(林,1996)，此結果在曾與李(1995)中也已提及，其原因究竟是亂流風場本身不穩定亦或是由於船體結構對風場的改變影響仍需再作研究。

圖3與圖4分別為四個航次的典型溫度與濕度頻譜圖，從圖上亦可看出斜率接近-5/3的慣性領域之存在，然而，如同風速頻譜圖一樣在頻率介於0.1~0.4Hz區間有一突峰出現，換成時間約為周期2.5~10秒，Anderson (1993)的研究中也有相同的發現，海面的湧浪造成船體周期性的搖擺晃動便是這個突峰的來源，而從圖2中三個分量的風速頻譜比較可知，w-分量中的該突峰較u、v-分量的更為明顯。而出現在溫度與濕度頻譜中頻率約為3~8Hz處的突峰，這是船體受到湧浪衝擊所造成的船殼震動，而非船上機械運轉所形成(極高頻)，在圖3c(圖4c)中兩筆以虛線表現的溫度(濕度)擾動頻譜，乃是研究船在回航時所擷取的資料，船隻在順風順浪的航行下，上述的船殼高頻震動完全消失，同時頻譜上該突峰亦不再出現，這證實了上述的推論。頻譜用於計算消散率時，必須避開這些突峰，頻帶約介於0.5~2Hz之間是較合理且可靠的選擇。從慣性領域中決定該選取哪一段頻帶來計算平均消散率，是個極關鍵的問題，運用斜-頻率互動圖(林,1996)是個較佳的選擇，藉由此圖的分析，我們可以較為客觀地選取用於消散率計算的頻帶。表一也列出了各航次所選用的頻帶範

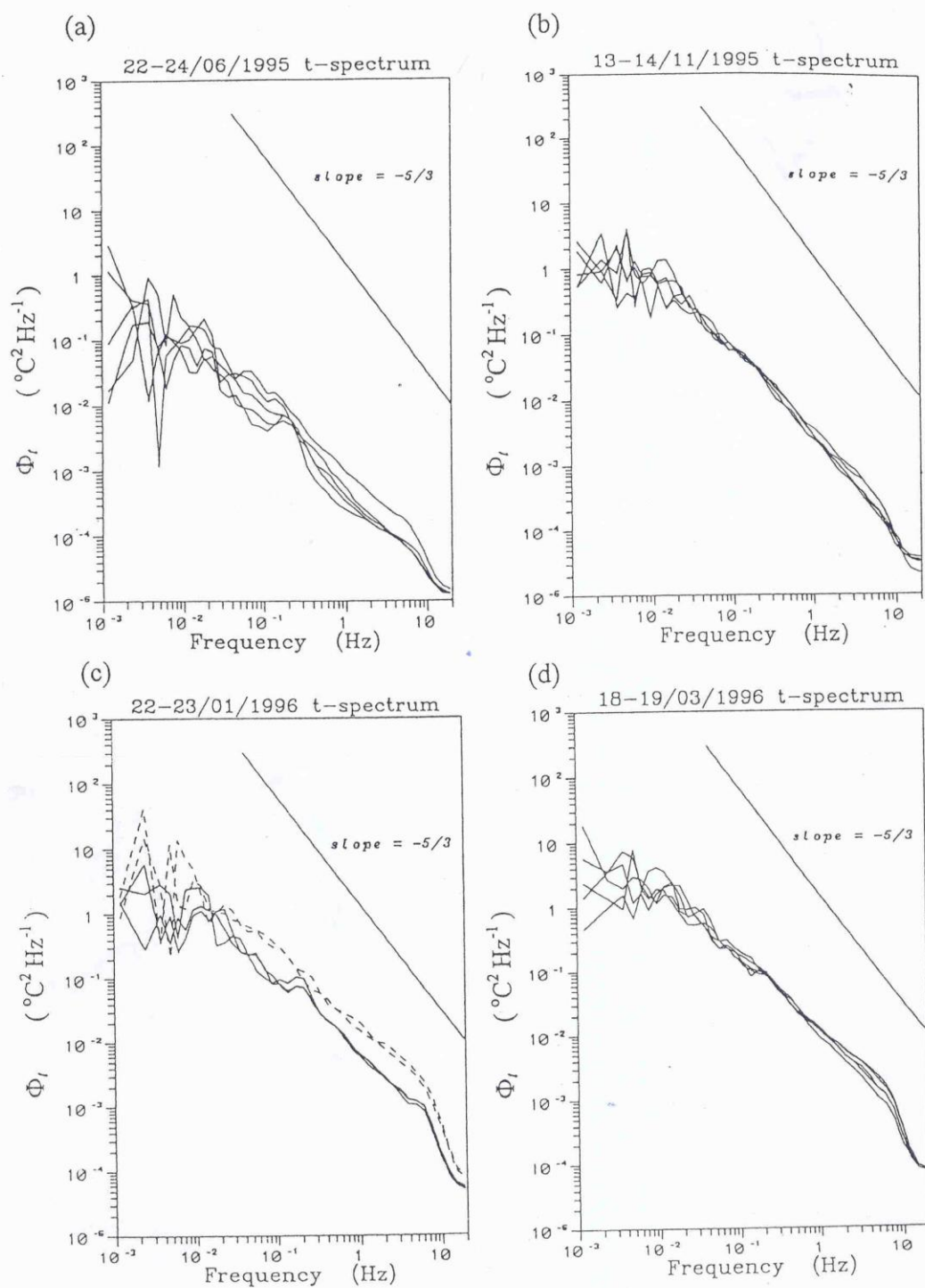


圖3 四個航次的溫度擾動頻譜
 [實線:頂風航行, 虛線:順風航行]
 [(a)~(d)分別代表第一~第四航次]

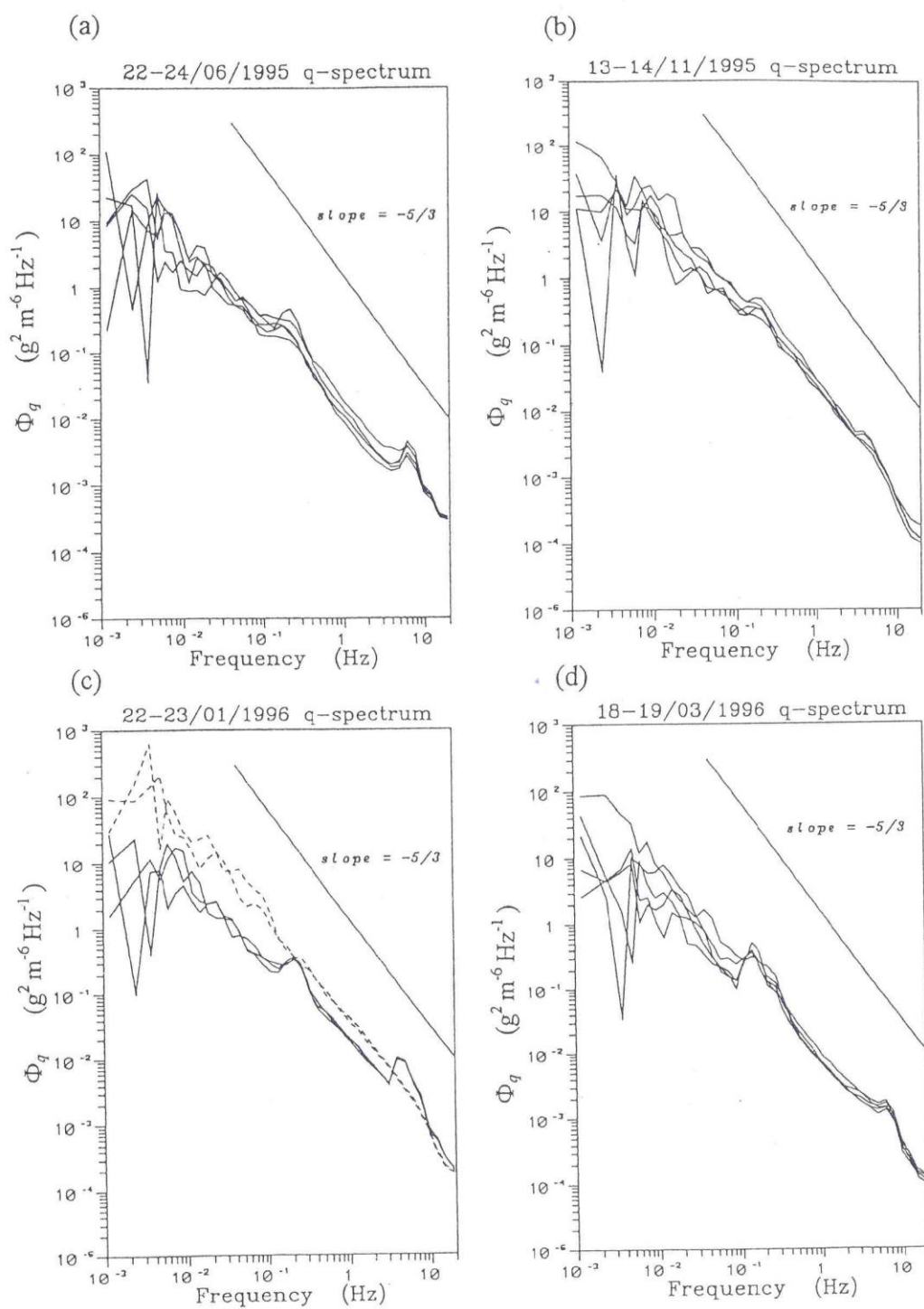


圖 4 四個航次的濕度擾動頻譜
 [實線:頂風航行, 虛線:順風航行]
 [(a)~(d)分別代表第一~第四航次]

圍，一般而言，風速的頻譜分佈比起氣溫和濕度的頻譜分佈要合理，亦即慣性領域的斜率較趨近 $-5/3$ ，而且頻帶的範圍也較寬廣。另外，第一航次的資料其溫度頻譜值比起其它三個航次明顯低了许多，而濕度擾動頻譜則比較沒有差異性，這差異產生的原因在於第一航次所擷取到的資料，其風速與溫差絕對值的乘積大致上均比其它三個航次小許多，大氣穩定度為穩定狀況下的溫度變動消散率 (N_t)，將會比在不穩定狀況下所求得的數值小，這會是一個可預期的結果。

(三) 合理資料的限定

海上觀測所擷取到的資料並非完全合理而有效，在資料的取舍上勢必要加一些限定，以除去一些作業上的失誤或因船體結構物影響而造成流場失真的不良資料，如研究船頂風頂浪的航行模式，若因風浪過大，常迫使船上的自動導向系統無法自行修正已偏離的航向，在甲板上的作業人員可簡單的從船上國旗隨風飄揚的角度察覺此現象，雖該自動導向系統會發出警鈴來告示駕駛員作緊急修正，然而，此時電腦所擷取的該筆資料將被捨棄不用。除此之外，頻譜的計算分析是另一個可靠的依據，從式(9)中可知，在慣性領域的頻帶上， $\Phi_u(f) f^{5/3}$ 、 $\Phi_t(f) f^{5/3}$ 與 $\Phi_e(f) f^{5/3}$ 理論上均應該為定值，因此，在資料的取舍上可取其標準差加以限定 (Large and Pond, 1982)，對於風速資料，若其標準差超過平均值的15%，則該筆資料將捨棄不用，而對於溫度與濕度的設限更嚴，取12%為其上限 (表一)。

五、成果與討論

(一) 消散率

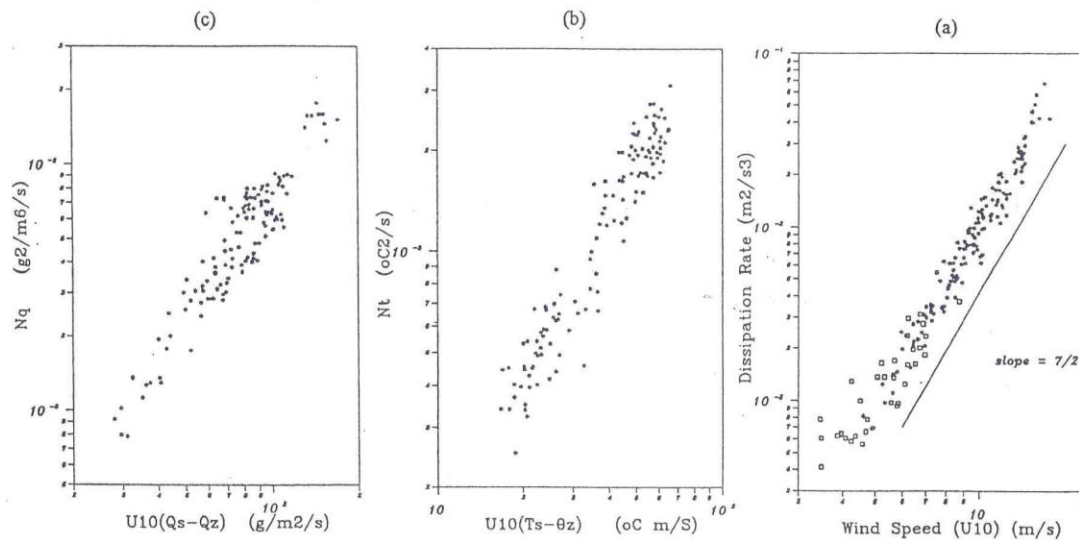


圖 5 (a) ϵ 與 U_{10} 之相關 (b) N_t 與 $U_{10}(T_s - \theta_z)$ 之相關 (c) N_q 與 $U_{10}(Q_s - Q_z)$ 之相關
[□: stable 之資料 (第一航次), *: unstable 之資料 (後三航次)]

慣性消散法在估算海氣通量上，主要是先藉由風速的水平順流頻譜來求得動能消散率 ε ，再經由溫度頻譜及濕度頻譜分別求得溫度擾動消散率 N_t 與濕度擾動消散率 N_q ， ε 的大小將直接影響到 N_t 與 N_q 求值的正確性。隨著風速變大，海氣邊界層之風速剖面梯度亦隨之增大，紊流動能相對的增強，同時，氣體分子間的黏滯性造成的能量消散也勢必增大，圖5(a)是能量消散率(ε)與風速(U_{10})的關係圖，圖中以“□”表示的點為第一航次的資料，而以“*”表示的點則為後三個航次的資料，雖然第一航次的資料分佈情況較為分散，但從整體結果顯示 ε 約與 U_{10} 的7/2次方成正比的關係。圖5(b)與5(c)則為後三個航次的溫度擾動消散率(N_t)與濕度擾動消散率(N_q)分別對 $U_{10}(T_s - \theta_z)$ 與 $U_{10}(Q_s - Q_z)$ 之間的關係圖，從圖中資料點的分佈情形可看出，消散率 N_t (N_q)與風速和位溫差(濕度差)之乘積有絕對的正比關係，這說明當風速與溫(濕)度的垂直梯度增大時，溫(濕)度擾動增強，而其溫(濕)度擾動消散率亦同時增大，以達紊流場之平衡。

(二) 粗糙長度

Liu *et al.* (1979)曾提到，當海氣界面為平滑的情況下，亦即小風時，動量、熱量與水汽的傳遞過程乃是藉由交界面分子間的交互作用而進行的，然而當風速增大時，動量的傳遞將因海面粗糙長度 Z_0 的增加而趨於容易，同時傳送係數 C_D 亦隨之增大，但僅能藉由分子擴散來進行的熱量與水汽之傳遞過程，卻隨著風速的成長而更加受迫於因 Z_0 的增大而產生的「遮蔽效應」(sheltering effect)，並指出在風速4~5m/s之間，上述兩種相對的效應將達到平衡。這結果指出當風速變大時， Z_0 將隨之增大，而 Z_t (熱量)與 Z_q (水汽)卻將在風速大於5m/s時，隨著風速增大而減小。但Large and Pond (1982)在實際進行海上實驗後，卻得到一個不同的看法，而認為 Z_t 與 Z_q 均為定值，其下此推論的原因乃是在特定的風速範圍內，其所得到的 C_{DW} 、 C_{TW} 與 C_{EW} 隨風速變化時呈現定值的結果。

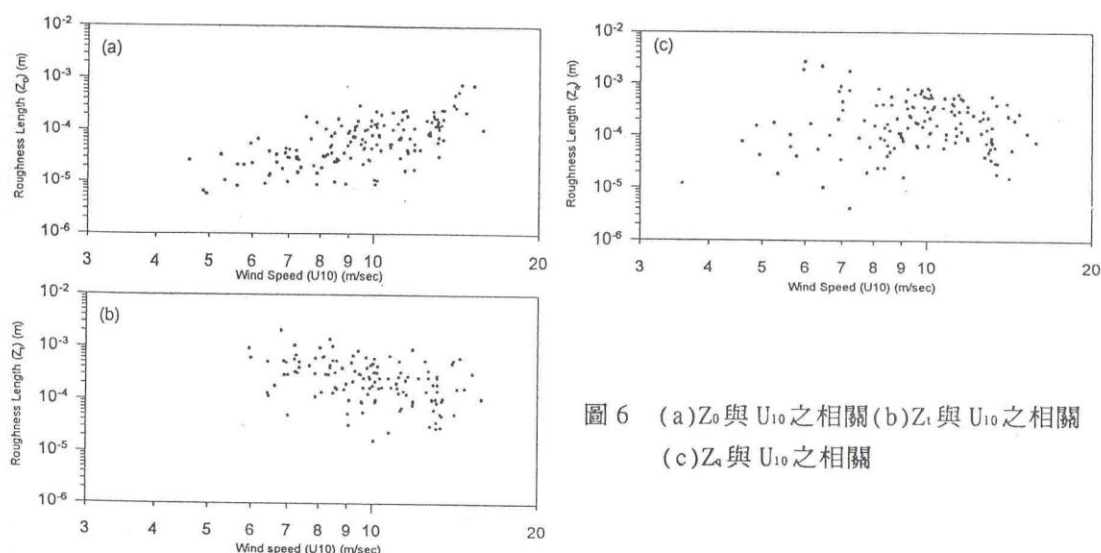


圖6 (a) Z_0 與 U_{10} 之相關 (b) Z_t 與 U_{10} 之相關
(c) Z_q 與 U_{10} 之相關

由剖面的關係式(式7)並配合推算所得之 u 、 t 與 q 以及實測所得之平均氣象資料可求得 Z_0 、 Z_i 與 Z_a ，並將其與風速作圖，以探討其間的相關性。圖6(a)、6(b)與6(c)分別是 Z_0 、 Z_i 與 Z_a 對 U_{10} 的對數關係圖，其結果顯示粗糙長度 Z_0 隨著風速增大而成長， Z_i 則似乎是隨著 U_{10} 的增大而漸小(圖6(b))，而從 Z_a 與 U_{10} 的關係圖(圖6(c))看來，其資料點分佈的情形較為散亂，特別是在小風的情形下 Z_a 值的分佈範圍相當大，但從統計上的意義來看 Z_a 仍然是有隨著風速而減小的趨勢。這樣的結果與Liu et al.(1979)的模式預測值和Dupuis et al.(1995)之實測值均呈現出類似的趨勢，亦即 Z_i 和 Z_a 隨著風速增大而減小，且資料之散亂度頗大，這方面的調查研究在國內外均不多見，有待未來更進一步的研究。

(三) 通量值與傳送係數

藉由頻譜的分析計算求得消散率後，代入式11中便可求得各通量值。如前所述消散率 ε 約與風速 U_{10} 的 $7/2$ 次方成正比關係，因此可推測動量通量將約與風速的 $7/3$ 次方成正比，這預測的結果可從圖7(a)中 $-\overline{uw}$ 對 U_{10} 的分佈情形得到驗證。而圖7(b)與圖7(c)分別是 $\overline{wT}$ 對 $U_{10}(T_s - \theta_z)$ 與 $\overline{wq}$ 對 $U_{10}(Q_s - Q_z)$ 的關係圖，可得知 $\overline{wT}$ 隨著 $U_{10}(T_s - \theta_z)$ 增大而成長，其斜率(即為 C 的平均值)約為 1.346×10^{-3} ，圖7(c)也顯示出類似的結果，在穩定狀況下的平均 C_E 值為 1.212×10^{-3} ，而在不穩定狀況下所求得之平均 C_E 值為 1.458×10^{-3} 。

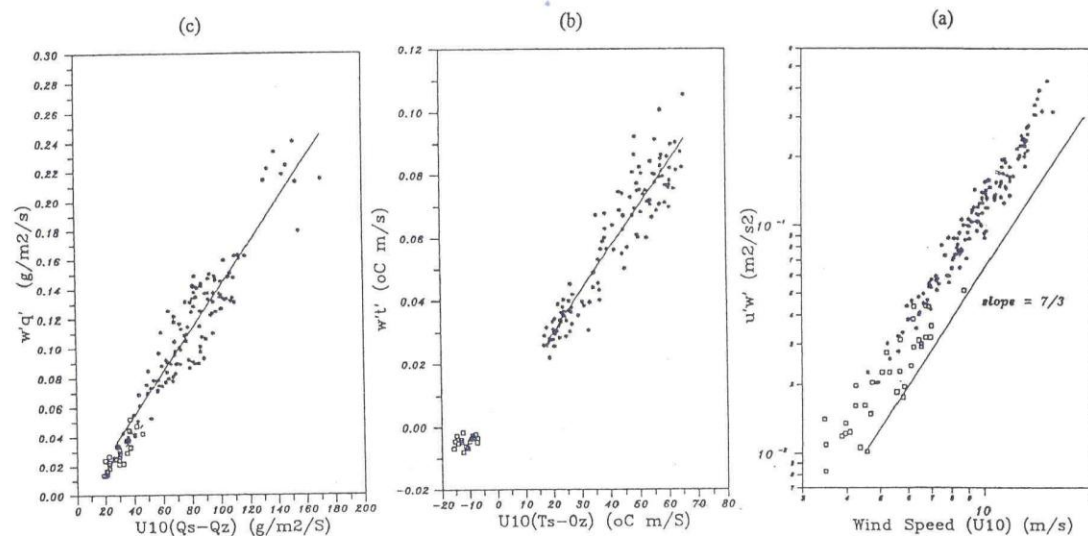


圖7 (a) $-\overline{uw}$ 與 U_{10} 之相關 (b) $\overline{wT}$ 與 $U_{10}(T_s - \theta_z)$ 之相關 (c) $\overline{wq}$ 與 $U_{10}(Q_s - Q_z)$ 之相關 [□: stable 之資料(第一航次), *: unstable 之資料(後三航次)]

將粗糙長度 Z_0 、 Z_i 、 Z_a 代入式15，可求得相對於10m高且中性狀態下的傳送係數 C_{DN} 、 C_{TN} 、 C_{EN} ，這三個數值是巨觀法估算海氣通量時極為重要的經驗值。圖8(a)為 C_{DN} 對風速(U_{10})的關係圖，若只對不穩定的資料作線性迴歸，則 C_{DN} 值有隨著風速增大而線性增加的趨勢，即

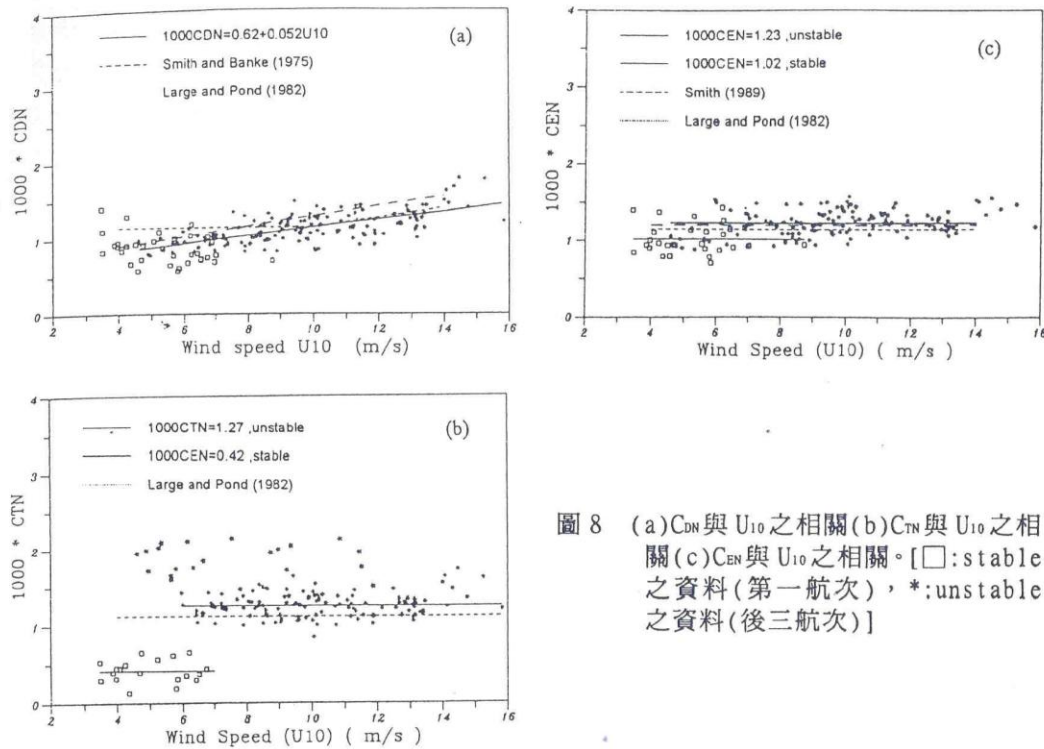


圖 8 (a) C_{DN} 與 U_{10} 之相關(b) C_{TN} 與 U_{10} 之相關(c) C_{EN} 與 U_{10} 之相關。[□:stable之資料(第一航次),*:unstable之資料(後三航次)]

$1000C_{DN}=0.62+0.052U_{10}$ (圖中的實線)，而穩定的資料似乎在風速約低於4 m/s時，有隨風速減小反而 C_{DN} 急增的趨勢。將Smith and Banke(1975)及Large and Pond(1982)的迴歸直線同時畫在圖上作比較，就 C_{DN} 隨風速的變化趨勢而言，我們所得到的成果與Smith and Banke的線性成長關係較為相似，不過平均值較之為小，而在風速大於10 m/s時，則無論平均值或變化趨勢均極為接近Large and Pond所得到的結果。

圖8(b)與8(c)分別為 C_{TN} 與 C_{EN} 對風速(U_{10})的關係圖，Large and Pond (1982)所得到的 C_{TN} 與 C_{EN} 以及Smith(1989)所得到的 C_{EN} 平均值(1.2×10^{-3})亦繪於圖中作參考。先前曾提到本實驗所得到的粗糙長度 Z_t 、 Z_a 之平均值均較Large and Pond 所求得之值大許多，因此利用式15所求得的 C_{TN} 與 C_{EN} 之平均值亦較Large and Pond所得結果為大。圖8(c)中 C_{EN} 值分佈情形則較為規律，整體資料大致呈現一個定值的結果，然而在風速大於14 m/s時， C_{EN} 值似有增大的趨勢，這可能是由於海面風浪增大而造成波浪破碎或船首破浪所形成的飛沫(spray)對於水汽通量與潛熱通量增強的效應(Ling 1993)。不過，亦有研究(Bortkovski 1987)指出，風速約大於14 m/s時，飛沫造成的影響才會顯著，因此，若不考慮風速大於14m/s的資料點，則在不穩定狀況下，而風速介於4.0 ~14 m/s之間，得到 C_{EN} 平均值為 1.23 ± 0.16 ($\times 10^{-3}$)。在穩定狀況下， C_{EN} 值的分佈情形如同 C_{TN} 的結果皆較為分散，得到風速在3.5 ~9.0 m/s 範圍間， C_{EN} 的平均值為 1.06 ± 0.21 ($\times 10^{-3}$)。

引用Large and Pond(1982)實驗結果所得到 C_{DN} 與 C_{TN} 值，及Smith(1989)歸納眾多研究成果所得到的 C_{EN} 值，配合式(13)與式(15)，則可對各個通量值進行巨觀法的估算，並同時與本實驗利用慣性消散法所得結果作比較。從圖9中可看出，由兩個方法所求得之動量通量值，絕大部份的點均落在 $\pm 20\%$ 的誤差範圍內，然而從圖10中卻可明顯的察覺本實驗所得之顯熱通量相較於使用巨觀法所求到的值，有高估的現象，其主要原因乃是由於本實驗所求得之 C_{TN} 平均值相較於引用的 C_{TN} 值大了許多。圖11是潛熱通量在於兩個方法上的比較圖，大致上，資料點均落在設定的誤差範圍內，唯慣性消散法在風速較大時，有高估的情況，其可能的原因即為之前談到的碎波引起飛沫所造成的影響。

(四) 大氣穩定度與紊流強度

在本研究中是採用式16來估算大氣穩定度，在四個航次的實驗中所擷取到的資料，其大氣穩定度的變化範圍均不大。圖12(a)、12(b)與12(c)分別為 C_{DN} 、 C_{TN} 、 C_{EN} 對 Z/L 的關係圖，結果顯示，傳送係數在 $|Z/L|$ 越接近0時，數值似乎有漸增的趨勢，尤以 C_{DN} 和 C_{TN} 值較為明顯，而在不穩定狀況下的平均傳送係數值，均較在穩定狀況下的平均值為大，其中以 C_{TN} 值最為顯著，這點與先前學者所得的結果是一致的。

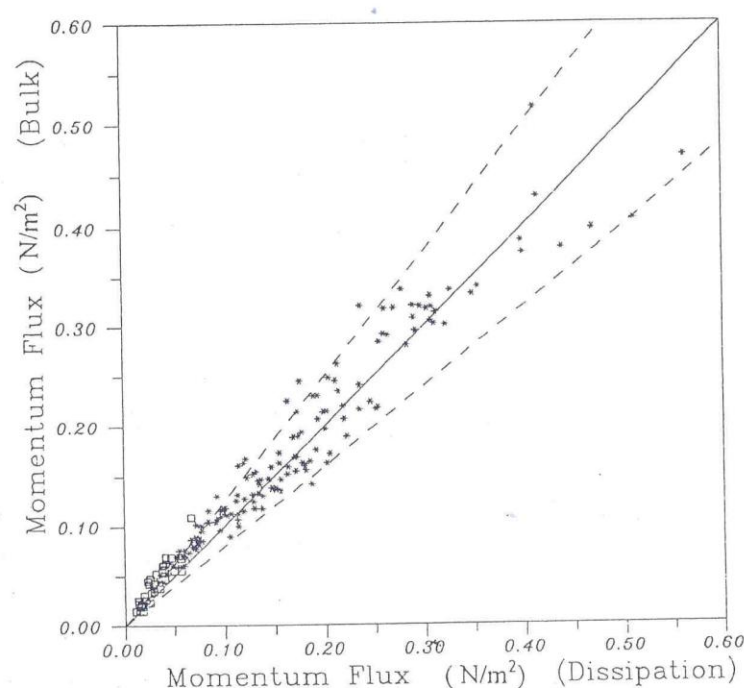


圖9 慣性消散法與巨觀法在於動量通量估算上之比較
 [圖中虛線代表 $\pm 20\%$ 差異範圍]
 [□:stable之資料(第一航次), *:unstable之資料(後三航次)]

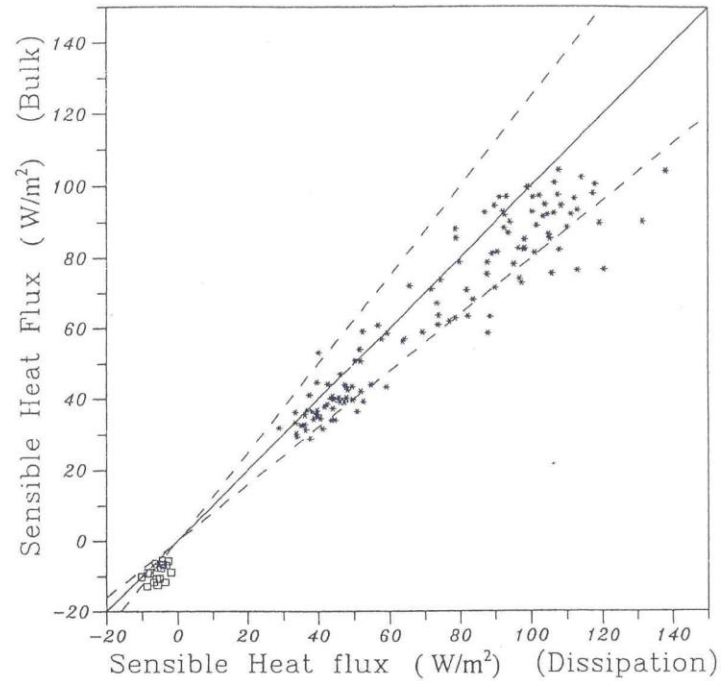


圖 10 慣性消散法與巨觀法在於顯熱通量估算上之比較

[圖中虛線代表 $\pm 20\%$ 差異範圍]

[$\square$: stable 之資料(第一航次), *: unstable 之資料(後三航次)]

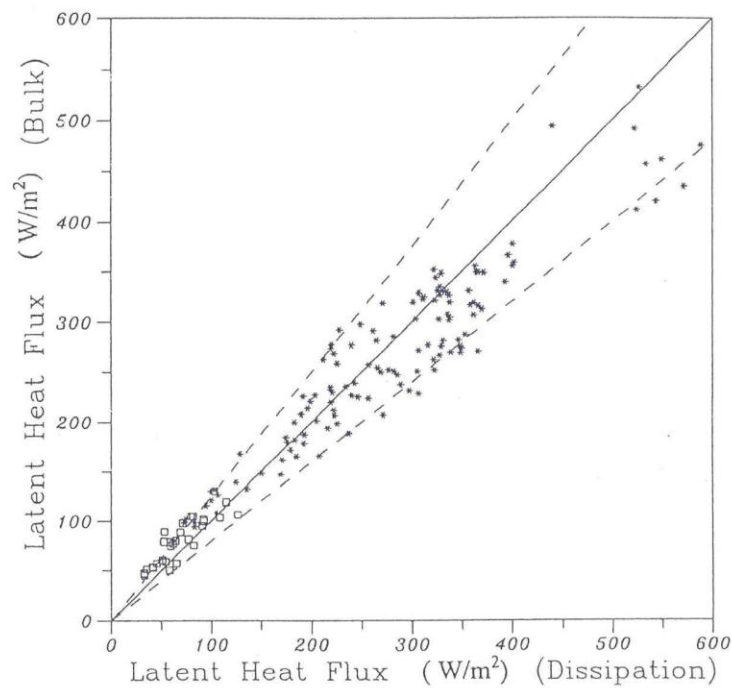


圖 11 慣性消散法與巨觀法在於潛熱通量估算上之比較

[圖中虛線代表 $\pm 20\%$ 差異範圍]

[$\square$: stable 之資料(第一航次), *: unstable 之資料(後三航次)]

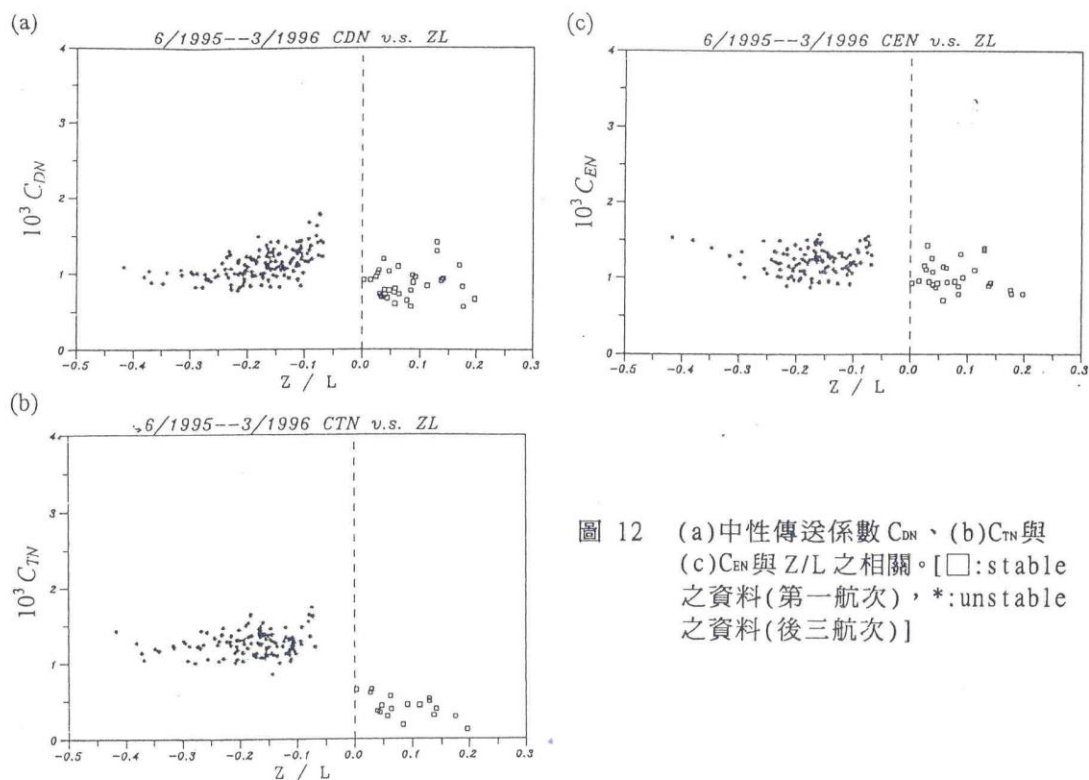


圖 12 (a)中性傳送係數 C_{DN} 、(b) C_{TN} 與 (c) C_{EN} 與 Z/L 之相關。[□:stable 之資料(第一航次), *:unstable 之資料(後三航次)]

在極不穩定的狀況下，亦即風速較小而海氣溫差較大時，使得浮力效應相對增強，則紊流場易產生自由對流(free convection)的現象，而溫度與濕度的標準差 σ_t (σ_q)，可以作為熱紊流強度(thermal turbulence level)與水汽紊流強度的參考值。Smith and Anderson(1984)的研究成果指出，藉由 T_* 與 Q_* 分別將 σ_t 、 σ_q 無因次化，則其將與 $-Z/L$ 的 $-1/3$ 次方存在一個線性的關係。仿效Smith的作法，對後三個航次所有條件下的溫度與濕度的資料，尋求熱(水汽)紊流強度與對 Z/L 的相關性，如圖13(a)和13(b)所示，並可回歸得

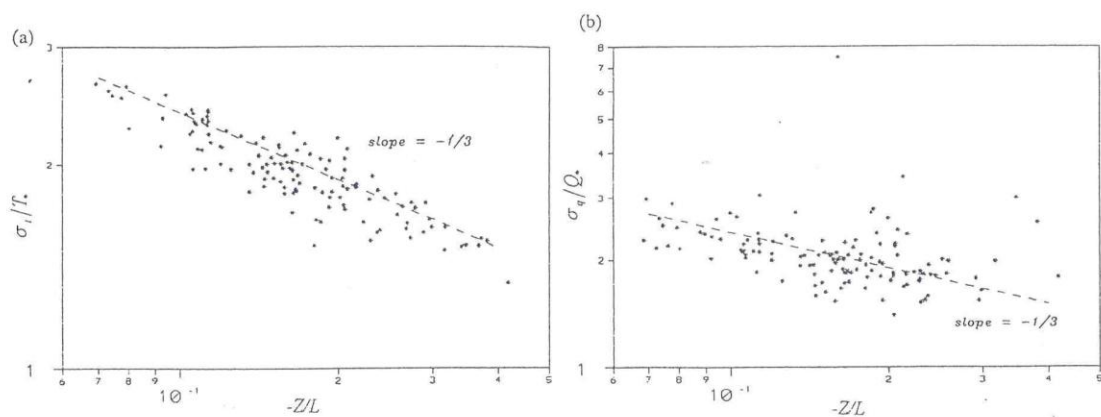


圖 13 (a)熱紊流強度(σ_t / T_*)與 $-Z/L$ 之相關(b)水汽紊流強度(σ_q / Q_*)與 $-Z/L$ 之相關。(圖中虛線為斜率 $-1/3$ 之參考線)

到下列兩式：

$$\begin{cases} \sigma_i/T_* = -a_i(-Z/L)^{-1/3} & a_i = 107 \pm 0.07 \\ \sigma_q/Q_* = -a_q(-Z/L)^{-1/3} & a_q = 1.14 \pm 0.33 \end{cases} \quad (17)$$

其中 a_i 值與 Smith and Anderson(1984) 所得到的結果 (1.02 ± 0.07) 極為接近，而 a_q 值卻大了許多，從圖中資料點的分佈情形來看，雖部份的資料點偏離群體頗大，造成 a_i 與 a_q 值的標準差相對的增大，然而，整體資料點隨 $-Z/L$ 的變化趨勢是頗接近參考線的。

我們取用後兩個航次的資料，針對風速水平順流之擾動強度對 U_{10} 與 Z/L 的關係進行探討，若視其標準差 σ_u 為擾動強度的參考依據，則圖 14(a) 的結果可說明水平順流的擾動強度隨風速增大而顯著增強，且似乎有指數的關係存在，而以 u_* 將 σ_u 無因次化後對 Z/L 作對數圖(圖 14(b))，則利用線性迴歸可得到一斜率約為 $1/6$ 的正比結果，亦即 $\sigma_u/u_* = a_u(-Z/L)^{1/6}$ 的形式， $a_u = 3.59 \pm 0.44$ ，但是圖中資料點的散亂度頗大。

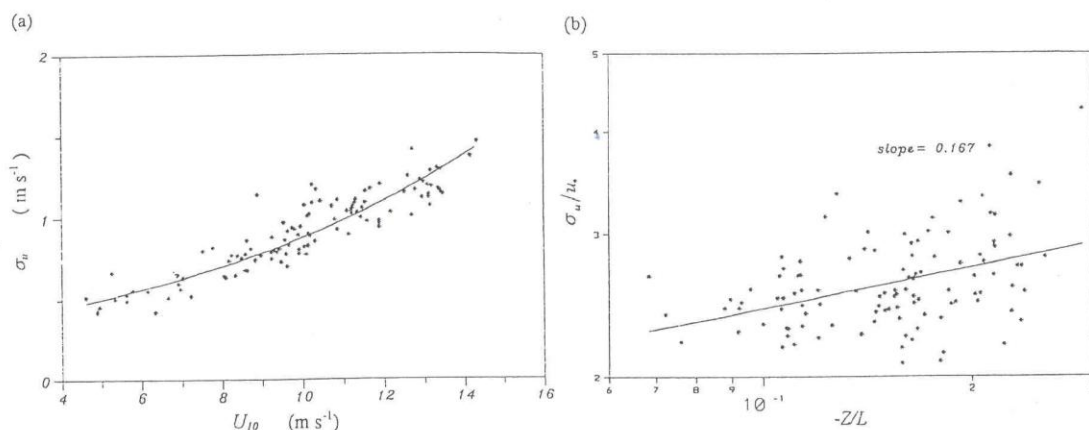


圖 14 (a) 風速水平順流擾動強度(σ_u)與風速(U_{10})之相關 (b) σ_u/u_* 與 $-Z/L$ 之相關

(五) 日夜變化與海陸觀測結果的差異

四個航次的海上實測工作，均是從第一天上午持續觀測到第二天或第三天下午，因此可以探討日夜變化的效應。圖 15 是四個航次的顯熱通量之時間序列分佈，其中第一航次的實驗條件與其它三航次不同，在此將不列入討論，若將時間 18~30 時(晚上 6 時至零晨 6 時)視為夜晚，則顯熱通量在夜間似乎比在白天大了許多，然而圖中的第二與第三航次的資料點是在近 24 小時通量值才突然激增的，且時間過了 30 小時，通量值並未減小，參考當時的風速與溫差的實驗結果，發現雖然存在著日夜海氣溫差變化的現象，但很明顯的不論夜晚或白天，風速的大小伴隨著溫差的改變共同扮演著主導的角色，海氣溫(濕度)差與各通量值皆隨著溫差的改變而有所變化，氣溫在夜晚除了失去太陽輻射而降溫之外，風吹效應也

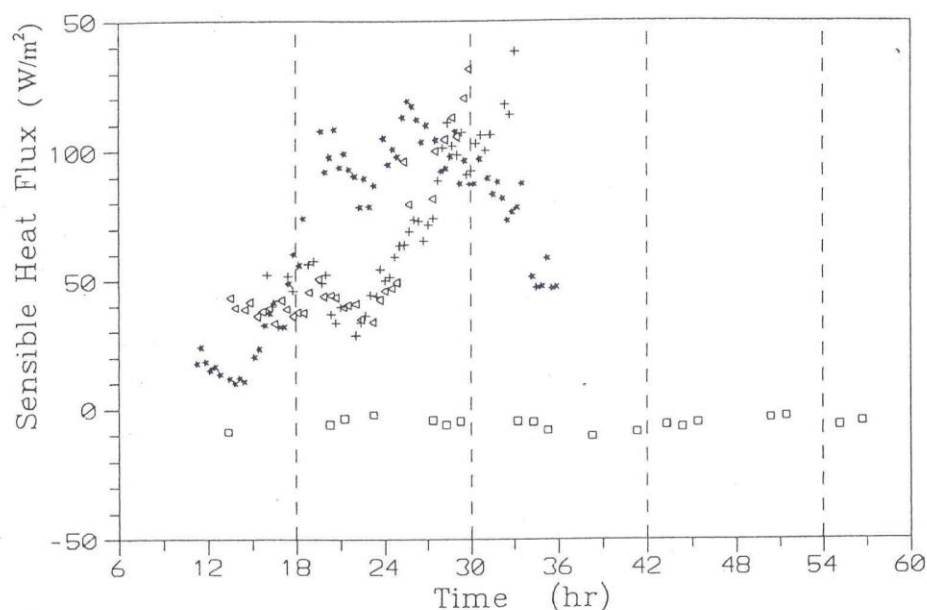


圖 15 四個航次的顯熱通量之時間序列

□: 第一航次之資料, △: 第二航次之資料
+: 第三航次之資料, ★: 第四航次之資料

加速了氣溫的降低，如此，日夜溫差變化的效應便夾雜於其中而無法看出其間的差異，或許為期更長的實驗若能得到在相同風速範圍下的資料來進行分析，日夜溫差變化的效應也許便會較顯著。

本研究的第一航次是在小琉球附近海域，與位於東港水試所的氣象測站相距不遠，其他三個航次則行駛於澎湖水道，與鄰近的澎湖和東吉島測站資料也應具相關性，為了更深入瞭解外海與沿岸陸地氣象資料觀測結果的差異，本研究便收集了上述三個測站在實驗期間的觀測資料，並與船測資料相比較。圖16(a)和16(b)是第一航次期間的風速和氣溫比較結果，圖16(c)與16(d)是第三航次期間的風速和氣溫比較結果，由這些圖可知在澎湖水道的冬天船測風速略高於東吉島測站風速，並遠大於澎湖測站的風速，其隨時間的變化趨勢則甚為一致，由於東吉島測站比澎湖測站所受到的陸地屏障較小，可見越向外海處的風速越強。在澎湖水道的冬天船測氣溫與東吉島測站氣溫相當一致，並大約高於澎湖測站氣溫1~2℃。另一方面，在小琉球海域的夏天船測氣溫均高於東港測站的氣溫，船測風速與東港測站風速雖然互有強弱，趨勢則相似。整體而言，東港測站的資料表現出明顯的日夜溫差以及風速強弱(海陸風)的結果，這兩個效應在海上(船測資料)則較為緩和。

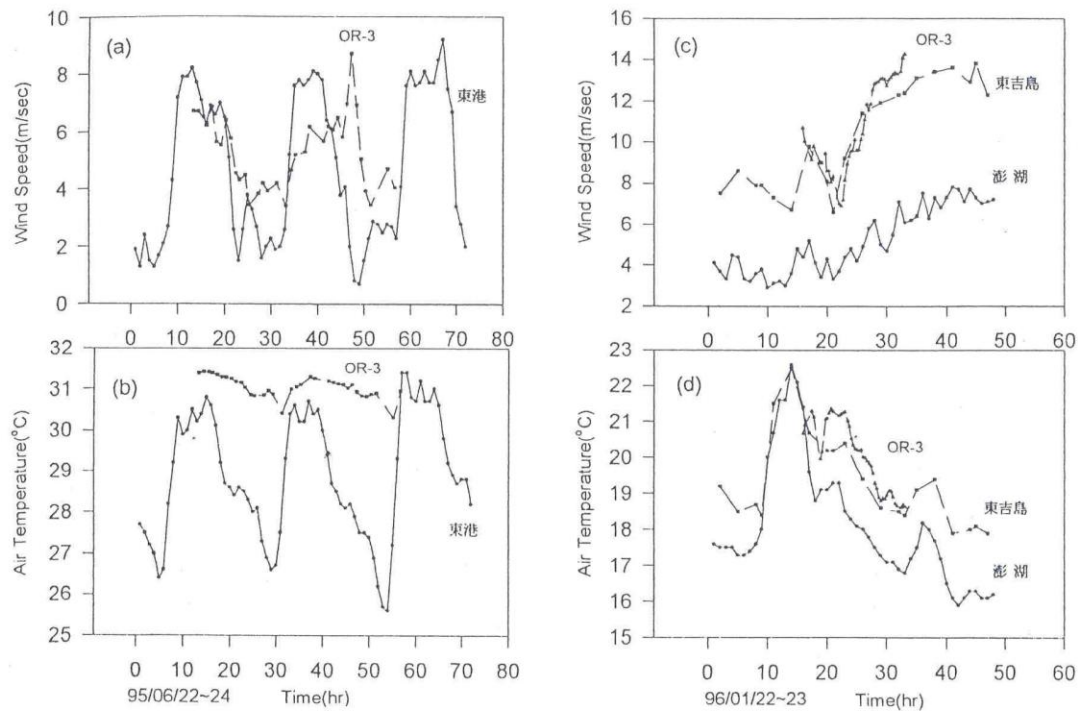


圖 16 東港水試所測站之(a)風速和(b)氣溫資料以及東吉島測站之(c)風速和(d)氣溫資料分別與第一航次和第三航次船測資料之比較

六、結 論

本研究利用海研三號行駛於台灣海峽南部海域，並以快速反應之超音波風速儀和紅外線濕度儀量測大氣邊界層內的風速、氣溫和濕度之瞬時擾動量，以估算海氣間的動量、顯熱及潛熱垂直通量。研究結果證實以慣性消散法來分析船測資料以計算擾流通量是方便可行的，而且可信度甚佳，但是浮力效應(或是大氣穩定度)必須加以考慮而且不可忽略。

在動量通量估算結果方面，其資料品質要比起顯熱和潛熱通量來的好，類似的情形在國外的研究報告上也有出現，這主要的原因可能和量測儀器的精確度以及感應頭易受鹽份和飛沫的污染有關。結果顯示能量消散率 ϵ 與風速 U_{10} 成大約3.5次方的正比關係，而溫度擾動消散率 N_i 與濕度擾動消散率 N_q 則分別與 $U_{10}(T_s - \theta_z)$ 及 $U_{10}(Q_s - Q_z)$ 成正比關係。由實測資料可得到相當於10公尺高和中性狀態下之無因次傳送係數 C_{DN} 、 C_{TN} 與 C_{EN} ，其中 C_{DN} 隨風速增大而增加，經迴歸分析後得到關係式： $10^3 C_{DN} = 0.62 + 0.052 U_{10}$ ，而 C_{TN} 與 C_{EN} 則分別在 $Z/L > 0$ 與 $Z/L < 0$ 的大氣穩定度條件下呈現不同的定值，在穩定條件下之值明顯小於不穩定條件下之值。海面粗糙長度 Z_0 隨著風速增大而漸增，而 Z_i 和 Z_q 則隨著風速增大而有減少之趨勢。

這方面的海上實測調查在國內尚屬首創，未來將進一步嘗試以渦流相關法來分析船測資料，並探討南海在季風肇始初期的海面通量變化。

誌 謝

本研究是在國科會專題研究計畫支持下完成，計畫編號為NSC85-2611-E110-003。

參考文獻

- 曾若玄、李文鴻，1995: 利用慣性消散法估算海面風應力及熱通量的研究，*台灣海洋學刊*，**34**，53-70。
- 林首杰，1996: 海面上動量、顯熱與潛熱通量之觀測，中山大學海洋資源研究所碩士論文。
- 李文鴻，1995: 利用慣性消散法估算海面風應力及熱通量之研究，中山大學海洋資源研究所碩士論文。
- 柯志軒，1994: 海面風應力受波高、風速影響之研究，中山大學海洋資源研究所碩士論文。
- 曾若玄、柯志軒、高家俊，1993: 海面風應力受波浪影響的初步探討，第十五屆海洋工程研討會論文集，179-186。
- Anderson, R. J., 1993: A study of wind stress and heat flux over the open ocean by the inertial-dissipation method, *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 2153-2161.
- Bortkovskii, R. S., 1987: Air-sea exchange of heat and moisture during storms, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland, xiii + 194 pp.
- Bradley, E. F. and P. A., Coppin, 1991: Measurements of sensible and latent heat flux in the western equatorial Pacific ocean, *J. Geophys. Res.*, **96**, 3375-3389.
- DeCosmo, J., K. B., Katsaros, S. D., Smith, R. J., Anderson, W. A., Oost, K. Bumke and H., Chadwick, 1996: Air-sea exchange of water vapor and sensible heat: The Humidity Exchange Over the Sea (HEXOS) results, *J. Geophys. Res.*, **101**, 12001-12016.
- Dupuis, H., A. Weill, K. Katsaros and P. K. Taylor, 1995: Turbulent heat fluxes by profile and inertial dissipation methods: analysis of the atmospheric surface layer from shipboard measurements during the SOFIA/ASTEX and SEMAPHORE experiments, *Ann. Geophysicae*, **13**, 1065-1074.
- Katsaros, K. B., S. D., Smith, and W. A., Oost, 1987: HEXOS-Humidity Exchange Over the Sea, a program for research on water-vapor and droplet fluxes from sea to air at moderate to high wind speeds, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **68**, 466-476.
- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Boundary-Layer Meteorol.*, **9**, 91-112.
- Large, W. G. and S., Pond, 1981: Open ocean momentum flux measurement in moderate to strong winds, *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 324-336.

- Large, W. G. and S., Pond, :1982: Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 464-482.
- Ling, S. C., 1993: Effect of breaking waves on the transport of heat and vapor fluxes from the ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 2360-2372.
- Liu, W. T., K. B., Katsaros and J. A., Businger, 1979: Bulk parameterisation of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1722-1735.
- Paulson, C. A., 1970: Representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteor.*, **9**, 857-861.
- Pond, S., G. T., Phelps, J. E., Paquin, G. McBean and R. W. Stewart, 1971: Measurements of the turbulent fluxes of momentum, moisture and sensible heat over the ocean, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 901-917.
- Smith, S. D., 1980: Wind stress and heat flux over the ocean in gale force winds, *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 709-726.
- Smith, S. D., 1989: Water vapor flux at the sea surface, *Boundary Layer Meteorol.*, **47**, 277-293.
- Smith, S. D. and R. J., Anderson, 1984: Spectra of humidity, temperature and wind over the sea at Sable Island Nova Scotia, *J. Geophys. Res.*, **89**, C2, 2029-2040.
- Smith, S. D. and E. G., Banke, 1975: Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed, *Quart. J. Roy Meteor. Soc.*, **101**, 665-673.

Measurements of Momentum, Sensible and Latent Heat Flux in Atmospheric Boundary Layers over the Southern Taiwan Strait

Shoou-Jye Lin Ruo-Shan Tseng

Department of Marine Resources
National Sun Yat-Sen University

ABSTRACT

Shipboard observations of wind speed, air temperature, humidity and sea-surface temperature were made during four cruises of R/V Ocean Researcher III over southern Taiwan Strait between June 1995 and March 1996. Inertial dissipation method was used to estimate turbulent fluxes of momentum, sensible and latent heat (water vapor). Among the total 186 data runs, the range of wind speed is 3.5~15.8 m/s and the stability parameter Z/L is -0.417~0.197. Spectra of wind speed, temperature and humidity fluctuations show the existence of the inertial subrange in the frequency band 0.5~10 Hz, where spectral slopes follow $f^{-5/3}$ and the condition of local isotropy are satisfied. Our results indicate that under unstable condition, the roughness length Z_0 increases with increasing wind speed. On the other hand, Z_h (for heat) and Z_q (for moisture) decrease as the wind speed increases with relatively large data scatters. The neutral drag coefficient at 10 m height, C_{DN} , is well described by $10^3 C_{DN} = 0.62 + 0.052 U_{10}$, where U_{10} is the wind speed at 10 m height. The Stanton number C_{TN} and Dalton number C_{EN} are $1.27 \pm 0.15 (\times 10^{-3})$ and $1.23 \pm 0.16 (\times 10^{-3})$ respectively, and C_{TN} under unstable condition is larger than that under stable condition. Wind stress is proportional to the 7/3 power of U_{10} . Sensible and latent heat flux increase linearly with $U_{10}(T_s - \theta_z)$ and $U_{10}(Q_s - Q_z)$ respectively, where T_s is sea-surface temperature, θ_z and Q_z are potential temperature and absolute humidity, respectively at a height Z , Q_s is absolute humidity at sea surface. Comparison of simultaneous bulk and dissipation method estimates of air-sea fluxes is generally within $\pm 20\%$ deviation. Normalized thermal and humidity turbulence levels under unstable conditions were found to be closely related to Z/L .

Key words: Inertial dissipation method, Momentum flux, Sensible heat flux, Latent heat flux,
Roughness length.