

# 應用衛星資料在梅雨季海上中尺度對流系統生成前兆之初步探討

劉崇治<sup>1,2</sup> 劉振榮<sup>2,1</sup>

<sup>1</sup> 國立中央大學大氣物理研究所

<sup>2</sup> 國立中央大學太空及遙測研究中心

(中華民國八十九年三月七日菽稿；中華民國八十九年十月二十四日定稿日菽稿)

## 摘 要

本研究利用日本 GMS-5(Geostationary Meteorological Satellite)地球同步衛星的紅外分裂窗區頻道與美國國防氣象衛星計畫(Defense Meteorological Satellite Program; DMSP)所發射衛星上的 SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) 微波輻射計各頻道亮度溫度資料，建立了適合台灣及南海附近海域使用的海面溫度、近海面空氣濕度及近海面風速的反演方程式。另外使用劉和劉(1999)所提出的近海面空氣溫度估算的改進方法，透過總體參數公式，針對 1997 及 1998 兩年梅雨季海氣間各種參數的估算進行測試。結果顯示，利用 SSM/I 資料反演海面溫度、近海面空氣溫度及濕度的均方根誤差與相關係數分別為 1.2K、1.6K、1.43g/kg 與 0.96、0.96、0.95；利用 GMS-5 資料的反演結果，則分別為 1.7K、1.7K、1.71g/kg 與 0.79、0.74、0.72，並且兩種衛星的估算結果也有很好的一致性。

此外本研究也利用 EC/TOGA 的分析資料搭配 SSM/I 所反演的各種海氣參數進行大尺度綜觀環境條件的分析。結果顯示，在海上中尺度對流系統發展之前，無論綜觀環境是否具備有利的激發條件，由海面向空氣中傳遞的能量通量都有增加的趨勢，這意味著海氣交互作用和海上中尺度對流系統的生成與發展，應該有相當的關係存在。本文只是利用衛星資料，就梅雨季海上中尺度對流系統生成前兆的研究方面，初步地建立一套輔助的分析方法與技術，後續仍然值得深入的研究與探討。

關鍵詞：海氣參數、中尺度對流系統、海氣交互作用

## 一、前言

台灣地區每年 5、6 月期間常常受到中尺度對流系統(Mesoscale Convective System, MCS)的影響而出現大量的降水(Chen et al., 1986; 1987)。事實上這種中尺度對流系統有的是存在於梅雨鋒面雲系之內，由華南一帶向東移至海上，然後在海面上迅速發展；有的是隨著西南氣流的方向，由南海北部移向台灣，在移動的過程中繼續在海上發展；有的甚至是直接在海面上生成並發展，然後移向台灣造成豪雨。劉等人(1999)曾經利用衛星資料來估算梅雨季台灣附近海域之海面溫度變化情形，發現海面上的對流系統似乎比較容易在海面溫度增加較明顯的區域發展。Sanders and Gyakum(1980)曾表示冬季海面上快速加深的氣旋經常出現在海面溫度梯度較大處。此外 Bosart(1981)、Bosart and Lin(1984)及 Uccellini et al(1987)也曾表示，美洲墨西哥灣流附近常具有較大的海氣之間的熱及濕通量，因此他們預期此處容易有這種氣旋快速加深的可能。事實上關於海氣交互作用和天氣系統相關性的研究，早在 1958 年 Riehl and Malkus (1958) 就曾提出，他們發現對流系統的下衝氣流會增加海氣通量，這樣的結果在許多利用 GATE(Global atmospheric research program Atlantic Tropical Experiment)實驗的觀測分析研究中獲得證實 (Gaynor and Ropelewski, 1979; Barnes and Garstang, 1982; Johnson and Nicholls, 1983)。後來許多針對西太平洋地區的類似研究也有相同的結果 (Young et al., 1992; Zipser and Casesar, 1994; Parson et al., 1994)。另外 Kuo et al. (1991)曾利用中尺度模式針對 7 個發生在大西洋上早

期及快速加深期間之氣旋進行模擬分析，其結果顯示，在氣旋發展的早期階段，海氣之間的能量通量對氣旋的發展有較大的影響。Lin and Johnson (1996)曾經利用 TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere) COARE (Couple Ocean Atmosphere Response Experiment)的密集觀測資料，針對三次強烈西風爆發的個案進行分析，其結果顯示，最大的海氣潛熱通量發生在西風風速最大的時期，然而最大的可感熱通量則比最大西風出現時間為早。Jobouile et al. (1996)則透過三維雲模式及 TOGA COARE 的密集觀測資料來探討因為大氣對流所引發的表面熱通量的變化情形，其結果亦顯示對流系統的出現位置與型態分布和潛熱通量的位置及型態分布非常類似。這些研究結果似乎意味著海氣交互作用和海上對流系統消長之關係應該相當密切。對各種大氣或海洋方面的研究來講，海氣參數的估算，應該也是非常重要的。不過由於海面上傳統觀測資料實在太少，除非大型的實驗計畫，一般來講很難有足夠的資料進行分析，衛星資料的加入應用或許是解決此一困窘的方法之一。

目前衛星資料在海氣交互作用對天氣系統或大氣環流影響的研究方面，最常使用到的方法之一就是總體參數法 (Miller and Katsaros, 1992; Crewell et al., 1991; Chou et al., 1995; 1997)。理論上來講，只要我們能事先知道海面溫度、近海面空氣溫度、近海面空氣濕度以及風速，便可以透過總體參數法推得各種海氣通量，並分析海氣交互作用對天氣系統發展的影響。劉和劉(1999)曾經修改 Konda et al. (1996)所提出來估算近海面空氣

溫度的反演方法，建立了適合台灣及南海地區附近海域(北緯  $0^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 、東經  $105^{\circ}\text{E}\sim 135^{\circ}\text{E}$ )使用的反演方法。本研究除了將透過 SSM/I 微波及 GMS-5 紅外線亮度溫度資料建立一套適合台灣及南海地區附近海域使用的海水表面溫度、近海面空氣濕度的統計反演方法之外，還要利用劉和劉(1999)的反演改進方法，進行近海面空氣溫度之估算。另外也將利用 SSM/I 微波資料建立一套適合的近海面風速反演方程式。海氣之間的潛熱與可感熱通量則利用上述衛星反演出來的參數，透過總體參數法來估算。最後我們利用所有估算出來的海氣參數，搭配 EC/TOGA 的分析資料針對 1997 及 1998 年梅雨季所有發生在海上的中尺度對流系統進行大氣及海洋綜觀環境場的分析，以增加對於海氣交互作用和海上中尺度對流系統相關特性的了解。因為受限於篇幅，本文將就其中兩個個案進行說明。

## 二、資料收集與處理

本研究所使用的衛星資料包括國立中央大學太空及遙測研究中心氣象衛星實驗室所接收之 GMS-5 氣象衛星紅外窗區頻道資料以及裝載於美國國防氣象衛星計畫所發射衛星上的 SSM/I 微波輻射計觀測資料。其中 GMS-5 衛星是一地球同步衛星，位於東經  $140^{\circ}\text{E}$  赤道上空約 36000 公里處，每日提供逐時(另有四次每半小時的觀測)共二十八次的觀測。GMS-5 共擁有可見光頻道(VIS)、紅外線第一頻道(IR1,  $10.5\sim 11.5\mu\text{m}$ )、紅外線第二頻道(IR2,  $11.5\sim 12.5\mu\text{m}$ )及水氣頻道(WV,  $6.5\sim 7.0\mu\text{m}$ )等

四個頻道。其中可見光頻道的解析度為  $1.25\text{km}$ ，而紅外頻道則為  $5\text{km}$ 。本研究將以其中的兩個紅外頻道，利用分裂窗區頻道的特性來估算所要反演的參數。

因為本研究的研究範圍涵蓋了台灣及南海附近海域，故將北緯  $0^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 、東經  $105^{\circ}\text{E}\sim 135^{\circ}\text{E}$  共  $30^{\circ}\times 30^{\circ}$  經緯度的範圍訂為取樣區域。並且收集了自 1997 年 1 月至 1998 年 12 月共 24 個月每日 00UTC 及 12UTC 的 GMS-5 資料，並將 IR1、IR2 兩個紅外頻道之數位影像先切割成分析區域的範圍，再轉換成網格解析為  $0.05^{\circ}\times 0.05^{\circ}$  經緯度(原始解析度)所相對應之亮度溫度，以供建立各種海氣參數反演方程式之用。

另外裝載 SSM/I 微波輻射計的衛星為一太陽同步衛星(近似繞極軌道)，軌道高度約為  $833\text{km}$ ，以傾角  $98.8^{\circ}$  繞地球飛行(Hollinger et al., 1990)。除了南北極半徑  $280\text{km}$  之圓形區域外，其餘均可在 72 小時內為衛星所掃瞄。SSM/I 輻射計共包含  $19.35\text{GHz}$ 、 $22.23\text{GHz}$ 、 $37.0\text{GHz}$  及  $85.5\text{GHz}$  等四個微波頻道(在下文中將以  $19\text{GHz}$ 、 $22\text{GHz}$ 、 $37\text{GHz}$  及  $85\text{GHz}$  來表示)，其中  $19\text{GHz}$ 、 $37\text{GHz}$  及  $85\text{GHz}$  三個頻道又各分為垂直極化(vertical polarization)及水平極化(horizontal polarization)兩個分量，而  $22\text{GHz}$  則只有垂直極化一個分量。SSM/I 的掃瞄方式則分為 Scan A 及 Scan B 兩種，Scan A 的掃瞄方式包含了所有頻道的亮度溫度資料，而 Scan B 則只有  $85\text{GHz}$  的資料，在此為了資料解析度的一致性，故只採用 Scan A 之各頻道資料。在本研究中所使用的 SSM/I 衛星資料包括 1996 年 5 月至 6 月之 DMSP-F10、F11，1997 年 7 月至 9 月之

DMSF-F11、14以及1998年1月至6月之F11、14等經過取樣區域之衛星路徑的七個頻道亮度溫度資料。

爲了利用衛星資料來迴歸反演各種海氣參數，本研究將以中央氣象局所提供之船舶報告資料作爲觀測真值(ground truth)。此報告每日各有00及12UTC兩筆包含氣壓P、氣溫T、海溫 $T_s$ 及露點溫度 $T_d$ 等資料。但因爲此船舶資料並非全由專業的觀測人員所量測，爲了減少人爲操控的誤差及控制資料的品質，因此在使用之前，我們將利用水平檢定(horizontal checking)的偵錯過程(曾, 1987)進行資料的篩選。另外近海面風速的觀測真值是以位於北緯18.1°N、東經115.6°E的浮標觀測爲主，觀測區間爲1997年4月17日至1998年4月8日，共1275筆觀測資料。

至於衛星資料與船舶或浮標觀測資料的匹配取樣，前者是以平均取樣代替單點取樣，這樣做的理由很簡單，主要是因爲兩種觀測資料代表不同的空間解析能力，再者透過這樣的平均可以將異常亮溫資料所造成的反演誤差減少到最小。在取樣的實際做法上，我們是以船舶或浮標的觀測位置與時間做爲基礎，凡是水平距離小於50公里，時間差在1小時以內的所有SSM/I觀測像元都將被收集並進行算術平均，然後才組成一筆觀測樣本。至於GMS同步衛星的作法，由於GMS的紅外窗區頻道會受到雲遮蔽的影響，所以在進行迴歸步驟之前，必須先將紅外影像上受雲覆蓋的地區濾除。本研究是利用空間相干法(spatial coherence method)(Coakley and Bretherton, 1982)將晴空和有雲(包含密雲遮蓋

及部份有雲)的部分區分出來。由於雲頂的輻射在一個小尺度範圍的空間內經常變化，而海面上的輻射在大尺度範圍內的變化則很小，因此可以定義一個小型局部網格用來表現周圍環境的資訊(Saunders and Kriebel, 1988)。在本研究中以50×50個像元(即2.5°×2.5°經緯度)爲一濾雲單位，以10×10個像元(即0.5°×0.5°經緯度)爲另一組局部網格。在此先分別決定濾雲單位與該單位內局部網格之亮度溫度的平均值以及標準差(standard deviation)。然後再藉由濾雲單位內局部網格亮度溫度平均值與標準差的變化，將濾雲單位區分爲完全晴空、部份有雲及密雲遮蔽等三種類型的視場。晴空視場的特性是平均亮度溫度高且標準差小；密雲視場的特性是平均亮度溫度低且標準差亦小；部份有雲遮蓋的視場則是其平均亮度溫度介於兩者之間而標準差大。到此爲止，我們已經可以將IR1及IR2兩個紅外窗區頻道的原始影像轉換成0.5×0.5經緯度所相對應之晴空亮度溫度，然後收集相同時間內所有落在網格內之船舶資料，並組成一筆紅外觀測樣本。

另外特別一提的是，雖然微波頻道具有較佳的透雲性，但仍然會受到降水的影響。爲了將降水粒子及雲中液態水含量所造成的影響減到最低，本研究也對微波頻道資料進行過濾的工作，我們的作法主要是根據Goodberlet et al.(1989)所提出的雨標閾值作爲標準，凡是符合下面任一條件都將視爲受雨污染而去掉不用：

$$T_b(19V) > 165 K$$

$$[T_b(37V) - T_b(37H)] < 50 K$$

### 三、理論基礎與研究方法

就紅外線頻道而言，在假設大氣平均溫度為  $T_a$ ，並且只考慮衛星往正下方觀測的情況下，理論上我們可以將衛星所量測到的紅外輻射強度  $I(\nu)$  寫為下式

$$I(\nu) = B(\nu, T_s) \mathfrak{S}_s(\nu) + B(\nu, \bar{T}_a)[1 - \mathfrak{S}_s(\nu)] \quad (1)$$

其中  $B(\nu, T)$  是當波數為  $\nu$ 、溫度為  $T$  時的黑體輻射強度， $T_s$  為地表溫度， $\bar{T}_a$  為大氣平均溫度， $\mathfrak{S}_s$  為透射函數。另外由於大氣窗區之吸收非常微量，即光程  $\tau \ll 1$ ，因此透射率  $\mathfrak{S}(\nu, \tau)$  近似於  $1 - \tau(\nu)$ ，所以(1)式可寫成

$$I(\nu) = B(\nu, T_s)[1 - \tau_s(\nu)] + B(\nu, \bar{T}_a)[\tau_s(\nu)] \quad (2)$$

若有兩窗區頻道其波數為  $\nu_1$  及  $\nu_2$ ，則(2)式可分別寫成

$$I(\nu_1) = B(\nu_1, T_s)[1 - \tau_s(\nu_1)] + B(\nu_1, \bar{T}_a)[\tau_s(\nu_1)] \quad (3)$$

$$I(\nu_2) = B(\nu_2, T_s)[1 - \tau_s(\nu_2)] + B(\nu_2, \bar{T}_a)[\tau_s(\nu_2)] \quad (4)$$

因為 GMS-5 兩紅外分裂頻道位於鄰近的大氣窗區，並具有相似的吸收特性，所以我們可以假設此兩不同波數之頻道具有相同之黑體輻射強度(McMillin, 1975)，故(4)式便可寫成

$$I(\nu_2) \approx B(\nu_1, T_s)[1 - \tau_s(\nu_2)] + B(\nu_1, \bar{T}_a)[\tau_s(\nu_2)] \quad (5)$$

再由(3)及(5)式中消去  $B(\nu_1, \bar{T}_a)$ ，便可以很容易的推導出  $B(\nu_1, T_s)$ ，如下式

$$B(\nu_1, T_s) = I(\nu_1) + \frac{\tau_1}{\tau_2 - \tau_1} \cdot [I(\nu_1) - I(\nu_2)] \quad (6)$$

由(6)式可知，基本上兩個位於大氣窗區的相鄰頻道，因為受到大氣水氣影響而衰減的程度不同，故可藉此差異來訂正大氣中之水氣。在此我們進一步將這種特性應用到海面溫度及近海面空氣濕度的反演之上，所以海面溫度  $T_s$  及近海面空氣濕度  $q_a$  與兩窗區頻道亮度溫度  $T_{b1}$ 、 $T_{b2}$  之間的線性關係便可寫成下式

$$T_s = a_0 + a_1 T_{b1} + a_2 (T_{b1} - T_{b2}) \quad (7)$$

$$q_a = b_0 + b_1 T_{b1} + b_2 (T_{b1} - T_{b2}) \quad (8)$$

實際的做法上，我們由 1997 年 1 月至 1998 年 12 月之 GMS-5 資料中，選取晴空視場並選擇與船舶資料相同位置、相同時間之亮度溫度  $T_{b1}$ 、 $T_{b2}$  做為統計樣本。此外為了避免船舶海溫過分集中在某一溫度範圍內，我們以 2K 為區間作直方圖分析(如圖 1)，由於船舶資料在使用前已通過品質檢定，因此在相信每一組樣本皆具有正確代表性的假設下，我們將進行樣本數量的權重計算，以避

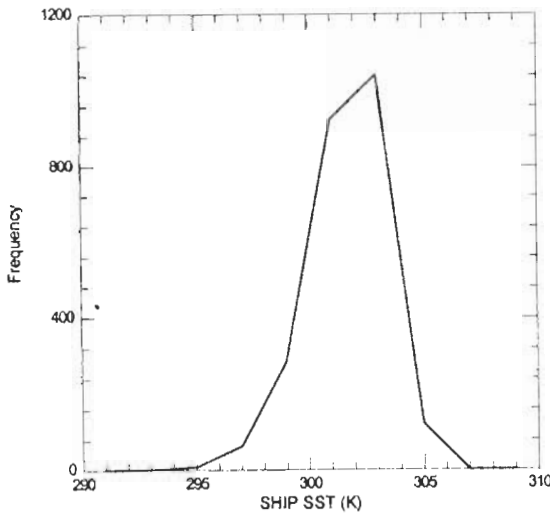


圖1 1997年1月至1998年12月期間，北緯0°N~30°N、東經105°E~135°E範圍內船舶資料海溫分布直方圖。

免最後反演結果僅適合某一海溫範圍的使用。接著在所有權重後的樣本中，任意將其中 2/3 的樣本利用多頻道線性迴歸方法建立海溫反演式，其餘 1/3 的樣本則用來測試此迴歸方程式的精確度。反演方程式的係數如表一。

就微波而言，在局部熱力平衡狀態的大氣下，若不考慮降水粒子及冰晶所造成的散射作用，根據 Rayleigh-Jeans 輻射定律，因為微波波段的波長較長，所以可視黑體輻射強度與絕對溫度成正比，那麼衛星所量測到的微波波段輻射傳送方程式便可寫成下式

表一 GMS-5 紅外線頻道海面溫度( $T_s$ )及近海面空氣濕度( $q_a$ )反演迴歸方程式之係數，單位為 K 和 g/kg。

反演方程式	$a_0$	$a_1$	$a_2$
$T_s = a_0 + a_1 T_{b1} + a_2 (T_{b1} - T_{b2})$	-421.935	2.465	2.104
$q_a = a_0 + a_1 T_{b1} + a_2 (T_{b1} - T_{b2})$	-327.344	1.173	2.939

$$T_B(\nu) = \mathfrak{F}_\nu(\tau_1 / \mu) [ \epsilon_{vs} T_s + (1 - \epsilon_{vs}) \int_0^{\tau_1} T(\tau') \frac{\partial \mathfrak{F}_\nu(\tau_1 - \tau')}{\partial \tau'} d\tau' ] - \int_0^{\tau_1} T(\tau') \frac{\partial \mathfrak{F}_\nu(\tau' / \mu)}{\partial \tau'} d\tau' \quad (9)$$

(9)式中  $T_B(\nu)$  為波數為  $\nu$  時的亮度溫度， $\mathfrak{F}_\nu(\tau_1 / \mu)$  為光程為  $\tau_1$ ，衛星天頂角餘弦為  $\mu$  時之透射率，等號右邊中括號內第一項表示當地表溫度為  $T_s$ 、地表發射率為  $\epsilon_{vs}$  時所發射出的微波輻射強度，等號右邊中括號內第二項則表示從大氣層頂至地表層層大

氣往下發射的輻射再經由地表反射的輻射強度，其中  $T(\tau')$  是光程為  $\tau'$  時的大氣溫度，等號右邊第三項則表示層層大氣的貢獻項。若再令  $T_u(\nu)$  及  $T_d(\nu)$  分別表示向上和向下的大氣輻射貢獻，其可分別表示如下

$$T_u(\nu) = - \int_0^1 T(\tau') \frac{\partial \mathfrak{F}_\nu(\tau' / \mu)}{\partial \tau'} d\tau' \quad (10)$$

$$T_d(\nu) = \int_0^1 T(\tau') \frac{\partial \mathfrak{F}_\nu(\tau_1 - \tau')}{\partial \tau'} d\tau' \quad (11)$$

則(9)式可改寫成

$$T_B(\nu) = T_u(\nu) + [\varepsilon_w T_s + (1 - \varepsilon_w) T_d(\nu)] \mathfrak{F}_\nu(\tau_1 / \mu) \quad (12)$$

由於微波輻射計的光譜解析度相當高，所接收到的輻射強度非常接近於單頻輻射，因此

(12)式所得到的亮度溫度值與實際量測到的值相差不大。而本研究所使用的 DMSP-SSM/I 資料，因為其頻道分佈於 19~85GHz 之間，避開了受陽光反射影響較大的波段，所以遙測到的輻射能量主要是來自地表與大氣的貢獻。因此利用衛星微波資料進行大氣及海面參數的反演研究基本上是可行的。在此我們透過統計迴歸學上的逆向消去法(backward elimination method) 選取出最適合的頻道建立海面溫度及近海面空氣濕度的最佳迴歸方程式(Draper and Smith, 1980)，反演方程式的係數如表二。

表二 SSM/I 微波頻道海面溫度 ( $T_s$ )及近海面空氣濕度( $q_a$ )反演迴歸方程式之係數，單位為 K 和 g/kg。

反演方程式	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$	$a_5$	$a_6$
$T_s = a_0 + a_1 T_b(19V) + a_2 T_b(19H) + a_3 T_b(37V) + a_4 T_b(37H) + a_5 T_b(85V) + a_6 T_b(85H)$	118.186	3.458	-1.799	-2.417	1.119	0.414	-0.136
$q_a = a_0 + a_1 T_b(19V) + a_2 T_b(37V) + a_3 T_b(37H) + a_4 T_b(85V) + a_5 T_b(85H)$	-101.398	0.547	-0.677	0.078	0.765	-0.254	

至於近海面空氣溫度  $T_a$  的計算，則引用劉和劉(1999)的做法，先分別透過通量垂直剖面分布的關係及總體參數公式來描述可感熱通量及潛熱通量，再利用 Bowen 比值來推導出氣溫的反演方程式如下

$$T_a = T_s - \left\{ 0.2 \times (q_s - q_a) \frac{q_s(T)}{q_a} \left[ \frac{1}{\frac{\partial q_s}{\partial T}} \right]_{T=T_a} \right\} \quad (13)$$

因為我們已經可以利用衛星資料反演出海面溫度  $T_s$  以及近海面空氣的濕度  $q_a$ ，所以只要

將其代入(13)即可求得近海面空氣溫度。(13)式中  $q_s(T)$  是溫度為  $T$  時的飽和比濕， $q_s$  則是溫度為海面溫度  $T_s$  時之飽和濕度。

關於近海面風速的反演方面，我們參考 Goodberlet and Swift (1992)的改良型 D-矩陣法，在沒有降水的情形下(雨標為 0)，選擇 SSM/I 19GHz、22GHz 及 37GHz 垂直極化亮度溫度與 37GHz 水平極化亮度溫度與相對應的浮標十公尺觀測風速，建立一套適合台灣及南海附近海域使用的近海面風速的線性迴歸反演方程式(如表三)。

表三 SSM/I 微波頻道近海面風速( $W_s$ )反演迴歸方程式之係數，單位為 m/sec。

反演方程式	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$
$W_s = a_0 + a_1 T_b(19V) + a_2 T_b(22V)$ $+ a_3 T_b(37V) + a_4 T_b(37H)$	96.015	0.162	-0.228	-0.701	0.527

至於可感熱通量(sensible heat flux;  $SHF$ )及潛熱通量(latent heat flux;  $LHF$ )的估算，本研究是參考 Chou et al. (1995; 1997) 的做法，使用總體參數法來獲得並可分別寫為

$$SHF = -\rho c_p c_h (T_s - T_a) u \quad (14)$$

$$LHF = -l \rho c_e (q_s - q_a) u \quad (15)$$

其中  $c_h$  和  $c_e$  表示總體係數，下標  $s$  表示位於海平面之量場值，下標  $a$  表示近海面 10 公尺參考層之量場值， $u$  則為近海面 10 公尺參考層之風速， $T$  表示溫度， $q$  為濕度， $\rho$  表示空氣的密度， $l$  表示蒸發潛熱， $c_p$  為定壓比熱。

## 四、結果與討論

### (一) 各種海氣參數反演

首先我們利用隨機選取的 1/3 組樣本進行反演結果的測試，大體而言，各參數都有不錯的表現，反演的測試結果如表四，為了能更進一步比較 GMS 及 SSM/I 兩種資料所建立反演方程式的結果，我們將所有同時符合 GMS-5 及 SSM/I 兩種衛星資料取樣標準的船舶或浮標觀測取出並進行反演，圖 2 為取出資料中 GMS 反演海溫與 SSM/I 反演海溫之間的相關分佈，其中均方根差異為 1.8K，相關係數為 0.79。圖 3 則為取出資料中 GMS-5 反演近海面空氣濕度與 SSM/I 反演近海面空氣濕度之間的相關分佈，其中均方根差異為 2.05g/kg，相關係數為 0.80，圖 4 則為取出資料中 GMS 反演近海面空氣溫度與 SSM/I 反

表四 SSM/I 與 GMS-5 頻道反演各種海氣參數的測試結果。

衛星資料來源	反演參數	樣本數目	均方根誤差	相關係數
SSM/I	海面溫度	1012	1.2 K	0.96
	近海面濕度	1012	1.43 g/kg	0.95
	近海面氣溫	1012	1.6 K	0.96
GMS-5	海面溫度	1732	1.7 K	0.79
	近海面濕度	851	1.71 g/kg	0.72
	近海面氣溫	851	1.7 K	0.74



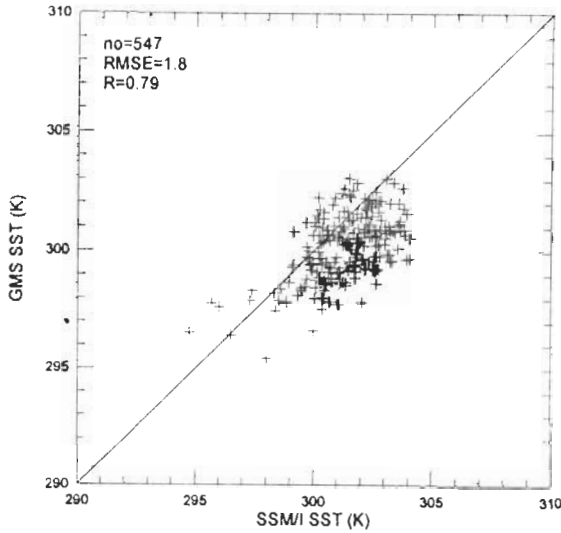


圖 2 1996 年 5 至 6 月、1997 年 5 至 9 月、12 月和 1998 年 1 至 6 月期間同時符合 SSM/I 及 GMS 觀測取樣標準之 GMS 反演海溫與 SSM/I 反演海溫分布圖。

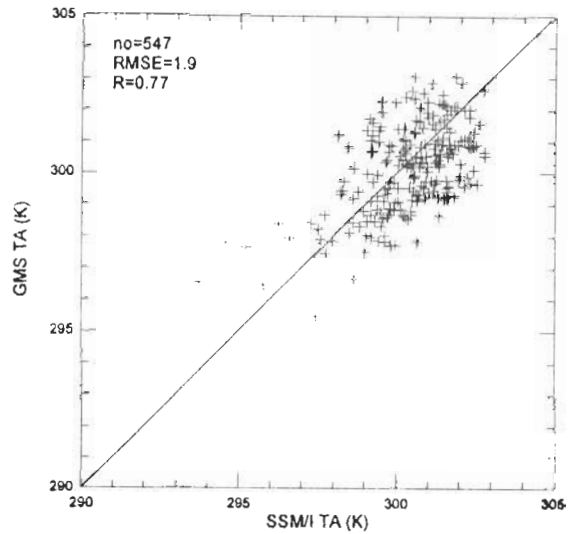


圖 4 1996 年 5 至 6 月、1997 年 5 至 9 月、12 月和 1998 年 1 至 6 月期間同時符合 SSM/I 及 GMS 觀測取樣標準之 SSM/I 反演近海面空氣溫度與 GMS 反演近海面空氣溫度分布圖。

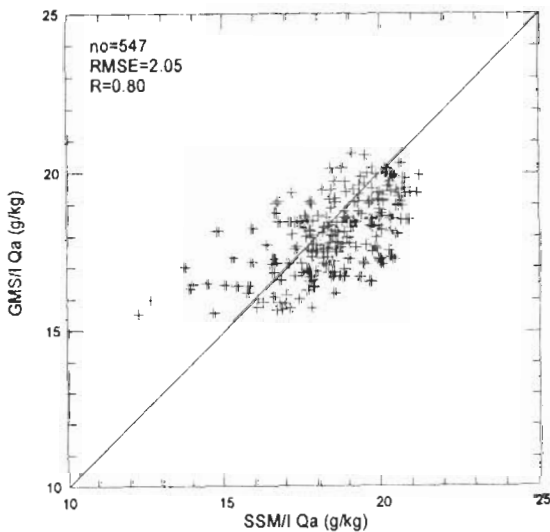


圖 3 1996 年 5 至 6 月、1997 年 5 至 9 月、12 月和 1998 年 1 至 6 月期間同時符合 SSM/I 及 GMS 觀測取樣標準之 SSM/I 反演近海面空氣比濕與 GMS 反演近海面空氣比濕分布圖。

演值之間的相關分佈，其中均方根差異為 1.9K，相關係數為 0.77。因此我們可說 SSM/I 和 GMS 這兩種衛星資料所估算的結果都在合理的差異範圍之內，並且還算一致，未來在進一步的應用上具有很好的互補性。

至於近海面風速的反演部分，由於紅外線頻道不具反演風速的能力，在此僅對 SSM/I 微波頻道的反演結果進行說明，圖 5 是 1997 年 4 月 17 日至 1998 年 4 月 8 日，所有位於北緯 18.1°N、東經 115.6°E 並且符合取樣標準的浮標觀測資料中隨機選取 1/3 樣本之測試結果，由圖中可知均方根誤差為 1.05m/sec，相關係數為 0.72，這樣的結果也相當不錯，足供後續的應用與研究。

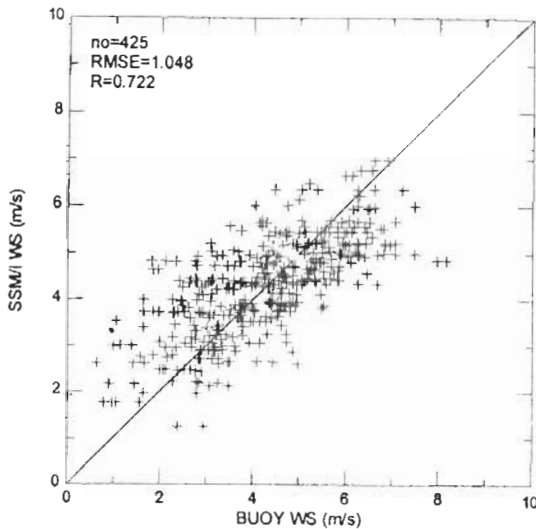


圖 5 SSM/I 微波頻道反演近海面風速與浮標觀測測試部分的相關分布圖。

## (二) 個案分析

### 1. 1997 年 5 月 4 日至 6 日

由 GMS-5 紅外線衛星雲圖分析可知(如圖 6a~f)，在 5 月 2 日 00UTC 時(圖 6a)鋒面雲帶正好通過台灣中北部地區，結構較完整的雲系位於台灣東北部外海，台灣及其附近海域上空的雲系基本上是屬於結構較為鬆散且零星的低層雲。隨著鋒面雲帶的東移(圖 6b 及圖 6c)，大陸華南地區亦有雲系移出，然後和原本的鋒面雲系連結，形成涵蓋面積廣大的鋒面雲帶，但該系統在海面上並沒有 MCS 的發生。到了 5 月 4 日 16UTC(圖 6d)，另一波華南雲系逐漸東移出海，在海南島東北方外海開始有 MCS 發展，5 月 5 日在 116-120°E 和 18-22°N 附近也有 MCS 生成並發展(圖 6e)，特別是後者，在長大之後向東北邊移動，造成台灣南部之降水。

關於梅雨季台灣地區 MCS 個案之綜

觀分析，相關的文獻已有很多，許多的研究結果都顯示，MCS 發展的有利綜觀條件可歸納如下數點(丘，1989)：

- (1) 低對流暖平流。
- (2) 低對流層低壓及/或鋒面輻合帶。
- (3) 低層噴流。
- (4) 中低層短波槽。
- (5) 中高層分流/或速度輻散。
- (6) 中低層潛在不穩定。

由於本個案的 MCS 是在海面上生成並且發展，因此本研究除了嘗試透過 EC/TOGA 的資料來分析海上 MCS 發展前之海平面氣壓場、中低各高度層的溫度平流場、水氣輻散場、風場以及 500hPa 渦度平流場的空間分布狀況，此外也針對 MCS 發展的位置進行水氣輻散、溫度平流、相當位溫及垂直速度之時間-高度的剖面分析，期望能對 MCS 發展前綜觀環境條件有所了解。由 1997 年 5 月 5 日 00UTC 地面分析資料可知，氣旋波中心約位於東經 114°E，北緯 30°N 附近，鋒面自此中心向西南延伸，另外太平洋高壓則向西伸展，台灣剛好位於鋒面前緣與高壓西側，所以台灣及南海附近的海域大致而言盛行東南到偏南氣流(如圖 7a)。圖 7b 是同樣時間 925hPa 高度上溫度平流與風場分析圖，由圖可知，大陸華東到華中一帶位於冷平流區，較明顯的暖平流區位於廣東省、海南島及台灣海峽南部一帶。由 925hPa 水氣輻散場來看(如圖 7c)，台灣海峽及南海北部主要是以水氣輻散或微弱的水氣輻合的為主。850 及 700hPa 的溫度平流場及水氣輻散場的分布情形類似

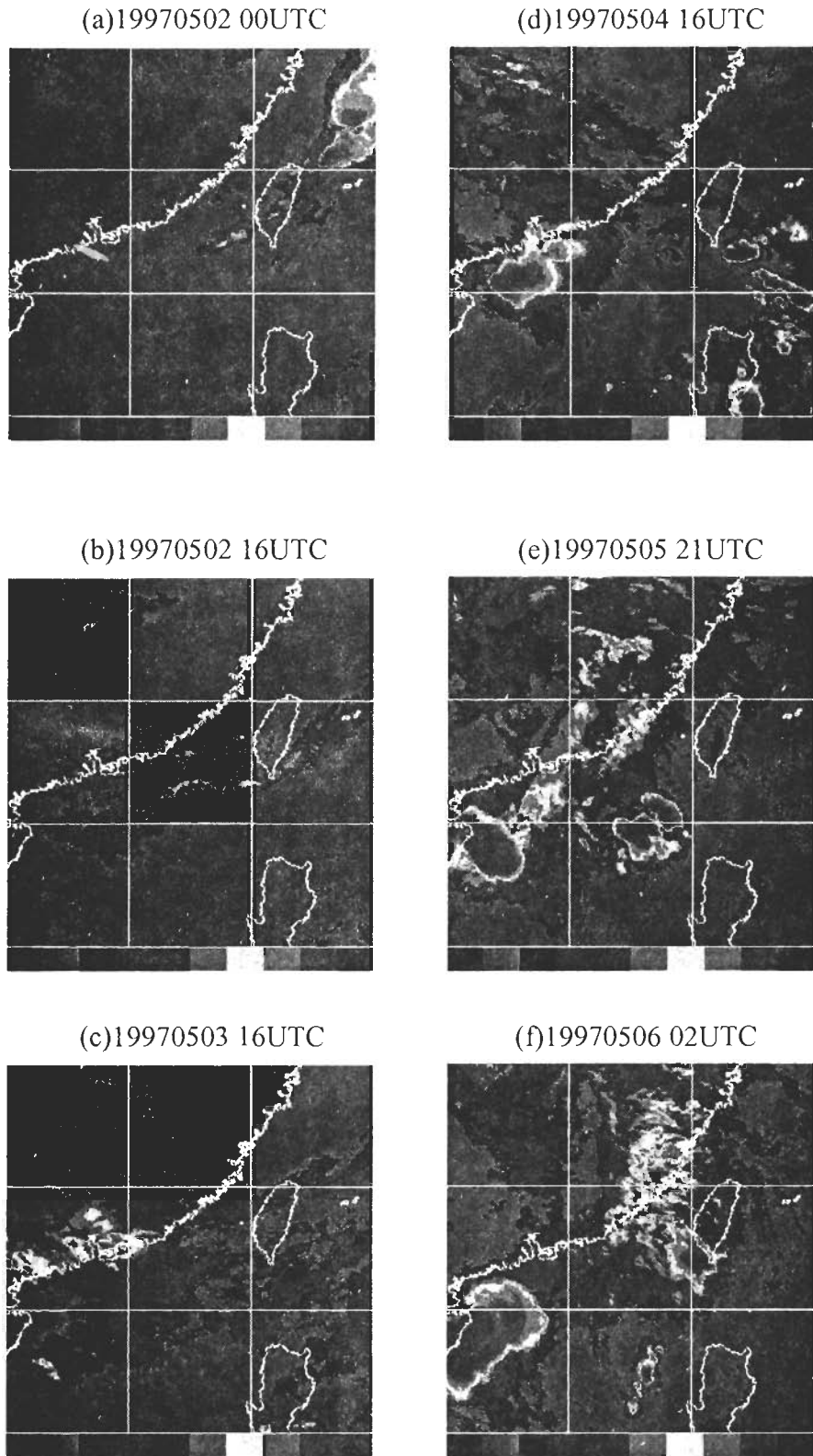


圖 6 1997 年 5 月 2 日 00UTC 至 6 日 02UTC GMS-5 紅外線衛星雲圖。

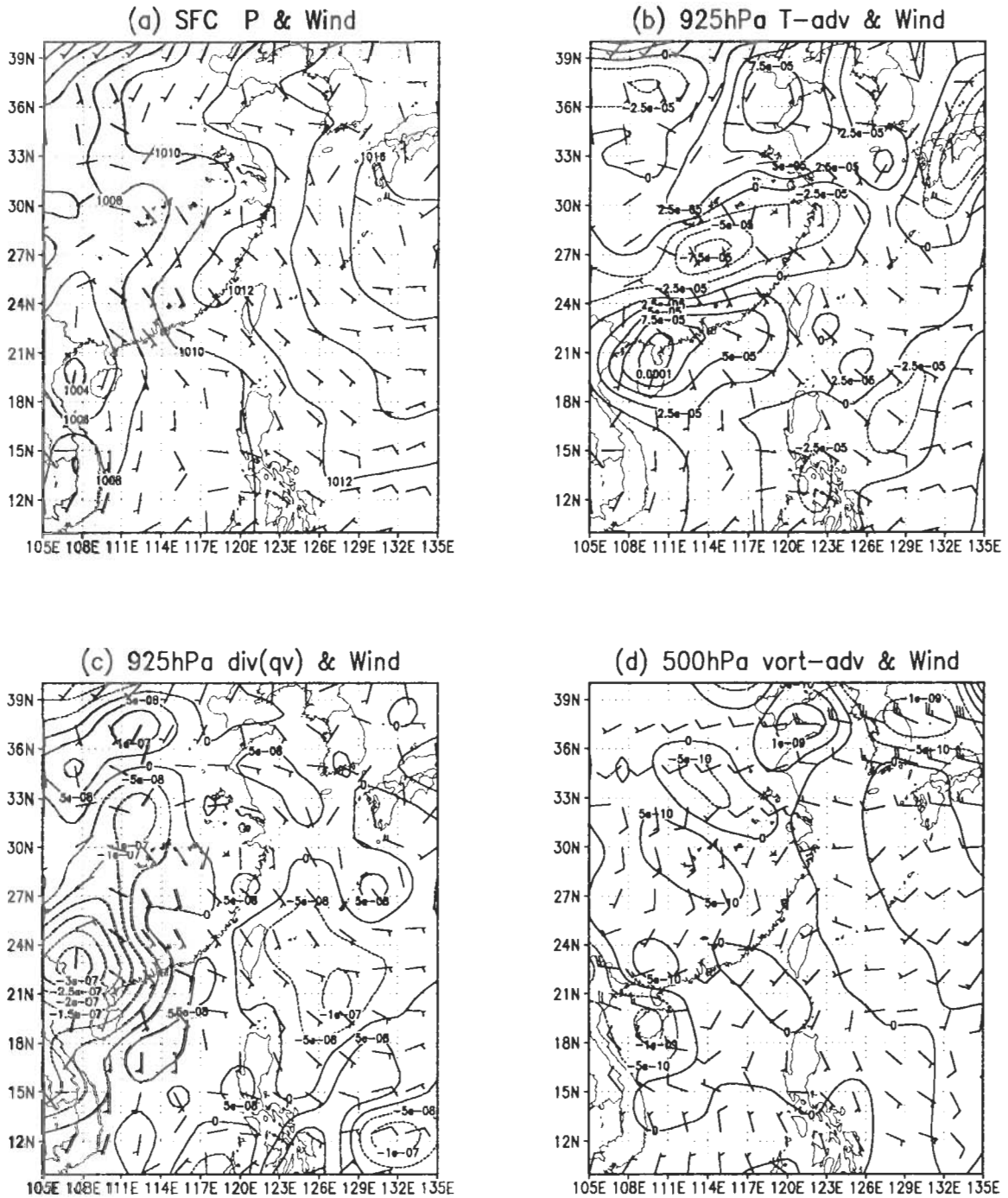


圖 7 1997 年 5 月 5 日 00UTC EC/TOGA 各高度場的分析資料。(a)地面風場及等壓線(mb) , (b)925hPa 風場及溫度平流場(K/sec) , (c)925hPa 風場及水氣輻散場(g/kg/sec) , (d)500hPa 風場及渦度平流場(1/sec\*\*2)。

925hPa(圖略)。至於 500hPa 則沒有顯著的渦度平流存在(如圖 7d)。

爲了能夠對本個案大氣環境剖面場的時間序列變化情形有更清楚的了解，我們就海上對流系統發展的位置，針對 116-120°E 和 18-22°N 的範圍內計算水氣輻散場、溫度平流、相當位溫及垂直運動等各量場，來分析各量場的時間-高度剖面變化，由圖 8a~d 中可知 5 月 2 日至 5 月 3 日 00UTC 期間，中低層是處於明顯的水氣輻合區，並且具有顯著的向上運動，事實上這段時間內，分析區域常常是被鋒面雲系所覆蓋(圖略)，只是並沒有發展深厚的 MCS 出現。5 月 3 日 00UTC 以後，分析區域內之低層大氣漸漸以水氣輻散爲主，原本的水氣輻合區有向上平移的情形，一直到 5 月 5 日 06UTC 左右才再度有水氣的輻合情形出現。就溫度平流情形來講，5 月 3 日 00UTC 開始有暖平流出現，到了 5 月 4 日 12UTC 以後較明顯。至於大氣的穩定度來說，700hPa 以下基本上都是處在潛在不穩定的狀況下，尤其以 5 月 3 日至 5 月 4 最爲明顯。不過從 5 月 3 日至 5 月 5 日 06UTC 期間，基本上整層大氣在 500hPa 以下都呈現向下運動。因此綜合各種分析場的結果來看，雖然分析區域內在 5 月 5 日 18UTC 開始有對流胞出現並發展，但是在 5 月 3 日 00UTC 至 5 月 5 日 00UTC 這段時間，基本上大氣並沒有出現特別有利 MCS 發展的綜觀環境條件。

由於本個案之 MCS 是在海上生成並發展，接下來，我們針對 116-120°E 和 18-22°N 的範圍計算由 SSM/I 反演出來的各種海氣參數，並分析其變化情形，圖 9a~i 分別是計算範圍內日平均亮度溫度、海面溫度、近海面

空氣溫濕度、海氣間溫濕度差異、近海面風速、海氣間潛熱通量及可感熱通量的時間序列變化圖。由 GMS-5 IR1 所轉換的亮度溫度變化值(圖 9a)及逐時的連續雲圖(圖略)可知，雖然在 5 月 3 日分析範圍內並無 MCS 出現，但是大部分的時間卻覆蓋著鋒面雲帶，因此分析區域內的日平均亮度溫度值相較 5 月 2 日而言已經開始降低，此雲層覆蓋的面積在 5 月 4 日有明顯的減少情形，因此 5 月 3 日到 5 月 4 日之平均亮度溫度值逐漸升高，到了 5 月 5 日 18UTC 分析範圍內逐漸有發展較高的對流胞出現，最後形成獨立的 MCS(如圖 6e)，所以平均亮度溫度值再度變小，不過由於該 MCS 的生命期只有幾個小時而已，所以分析區域之 5 月 5 日平均亮度溫度值並沒有特別的低；由海水表面溫度的變化情形來看(圖 9b)，從 5 月 3 日開始溫度便由原本的下降趨勢改變爲增溫階段，前述下降趨勢應該和 5 月 3 日分析範圍內大部分的時間覆蓋著面積較大的鋒面雲帶有關，因此阻止了太陽的直接照射，另外鋒面雲系造成的降水可能也是海水溫度較低的可能原因之一。至於之後的增溫過程則一方面是因爲 5 月 4 日起，分析區域內雲量明顯變少，太陽直接照射量增多的緣故。不過由於對流系統並沒有完全覆蓋分析範圍，而且其持續時間只有幾個小時，因此 5 月 5 日之平均海溫雖略有降低，但仍然較 5 月 3 日爲高。另外一個增溫的可能原因是低層的暖平流現象也在 5 月 4 日到 5 月 5 日間有增強的情形(如圖 8b)，這些原因使得分析區域的日平均海溫值，在 MCS 發展之前呈現增溫的趨勢；近海面空氣溫度的變化趨勢(圖 9c)類似於海面溫度，可見兩者有

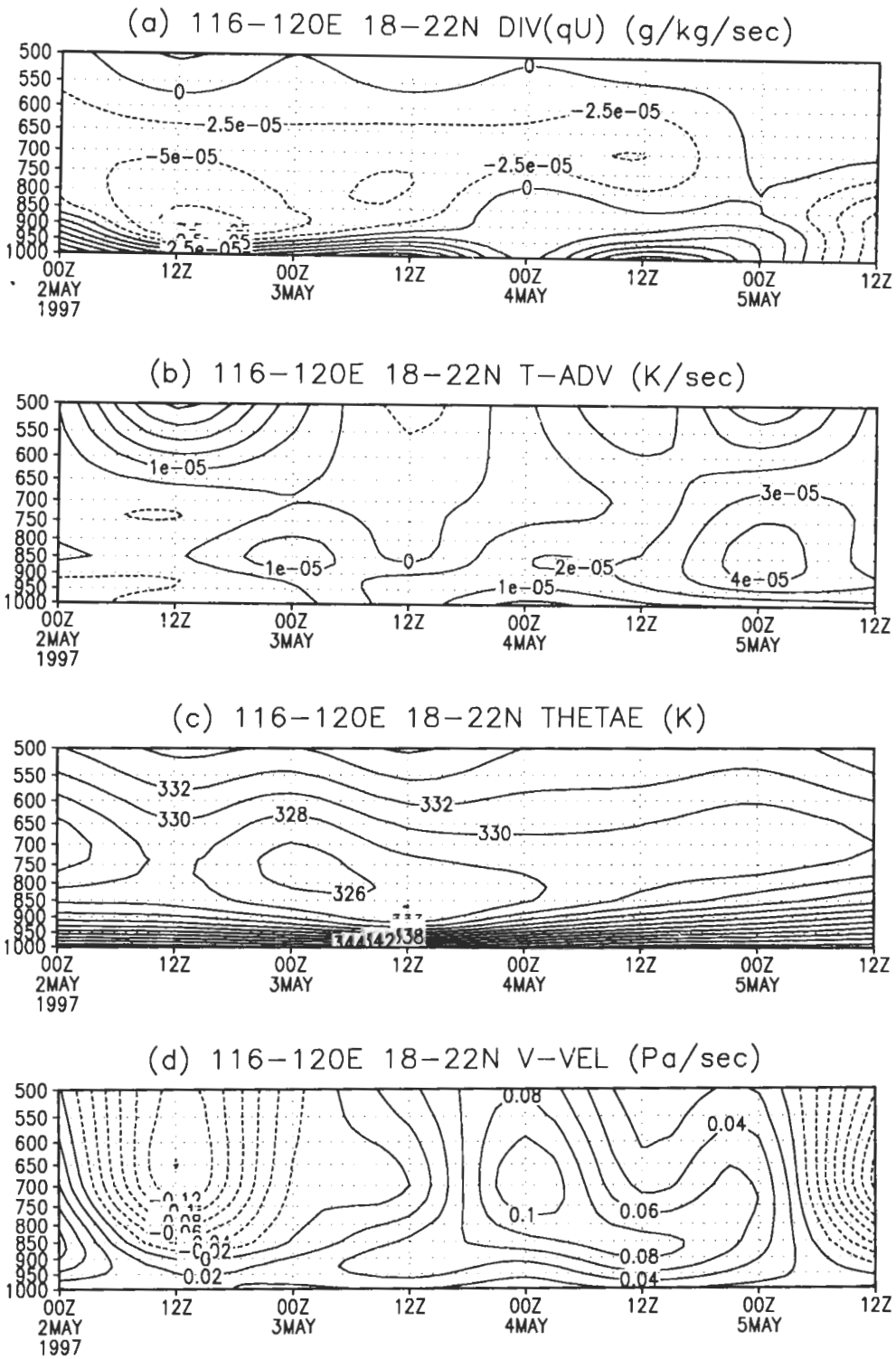
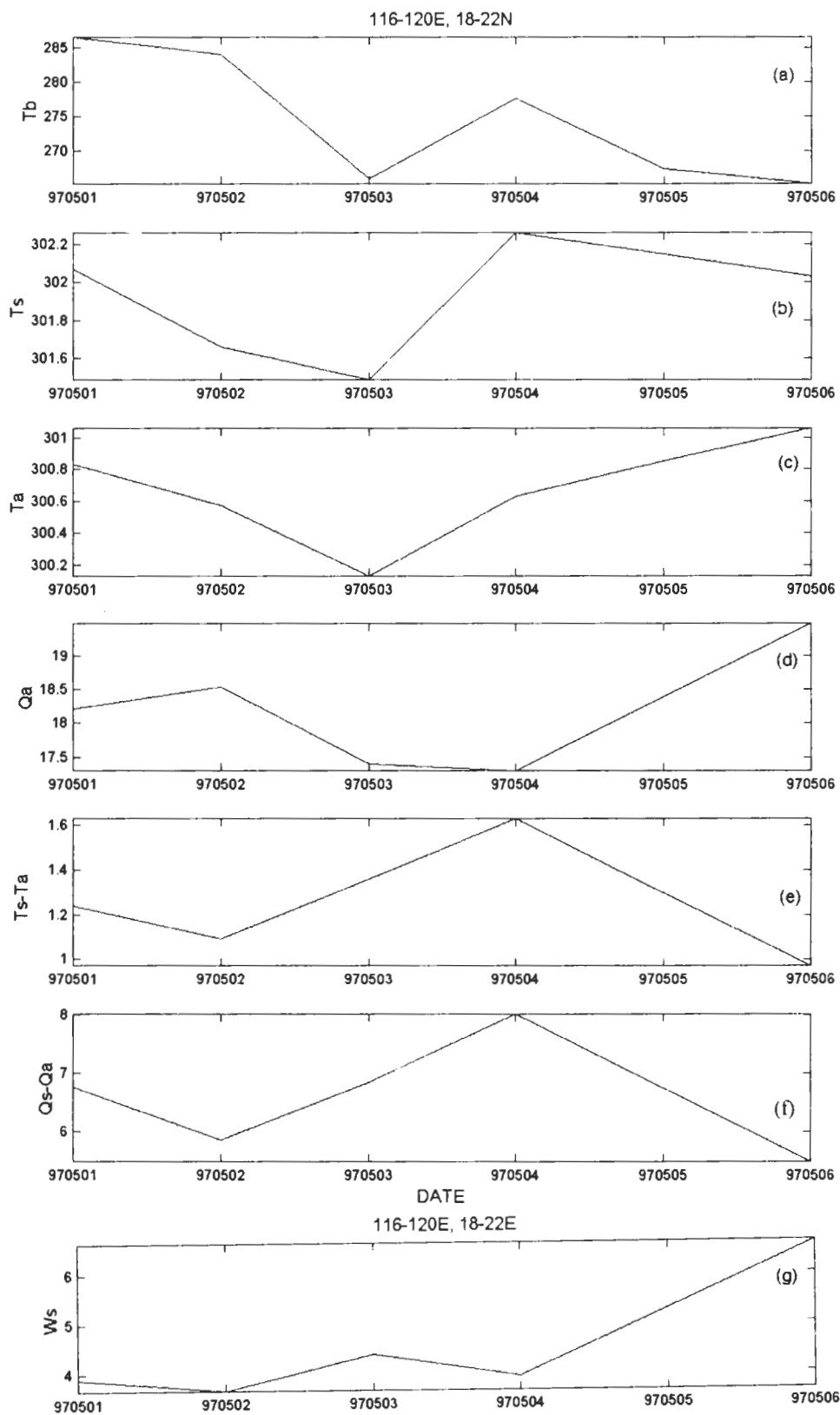


圖 8 1997 年 5 月 2 日至 5 日 EC/TOGA 116-120°E 和 18-22°N 範圍內，(a)水氣輻散場、(b)溫度平流、(c)相當位溫及(d)垂直運動等各量場的時間-高度剖面變化圖。



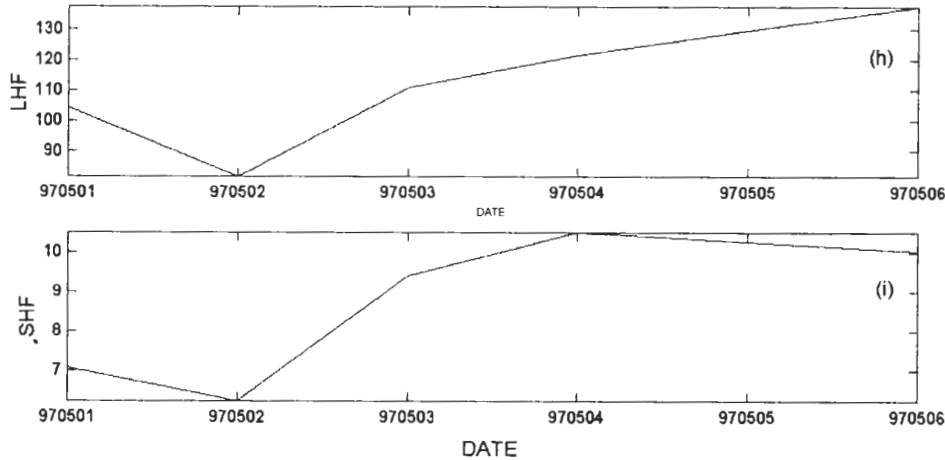


圖 9 SSM/I 計算 1997 年 5 月 1 日至 6 日, 116-120°E 及 18-22°N 範圍內(a)平均亮度溫度(K)、(b)海面溫度(K)、(c)近海面空氣溫度(K)、(d)近海面空氣濕度(g/kg)、(e)海氣間溫度差異(K)、(f)海氣間濕度差異(g/kg)、(g)近海面風速(m/sec)、(h)海氣間潛熱通量( $w/m^2$ )及(i)可感熱通量( $w/m^2$ )的時間序列變化圖。

很高的一致性；就近海面空氣濕度變化的情形(圖 9d)來說，一般而言溫度較高(低)時，空氣溼度比較大(小)，本個案中近海面空氣溼度的變化和近海面空氣溫度的變化也有這樣的趨勢特性，從 5 月 2 日到 5 月 3 日，近海面的空氣溼度是處在減小的階段，3 日以後則逐漸為增大的階段。此外由圖 8a 也可看出，5 月 2 日中低層大氣是處在水氣的輻合區，該輻合區在 3 日逐漸減弱並且向上移動，使得近海面以水氣輻散為主，這個情形和圖 9d 所描述的情形一致；海氣間溫濕度差異的變化趨勢(圖 9e 及圖 9f)顯示，雖然海面溫度和近海面空氣溫度隨時間的變化趨勢很一致，不過海氣間的溫(濕)度差值卻具有不同的時間變化趨勢，5 月 2 日到 5 月 4 日之間該差值有明顯的上升趨勢，這個情形是利能由海面傳向空氣中傳遞的；近海面風速(圖 9g)是從 5 月 2 日便開始有加強的情形，到了 5 月 4 日最為明顯；雖然 5 月 2 日到 5 月 4 日近

海面風速變化不大，可是海氣間的溫溼度差異處在一個相對增加的情形，因此海氣間潛熱通量(圖 9h)及可感熱通量(圖 9i)有明顯的增加趨勢，此外雖然 5 月 4 日起海氣間的溫溼度差異處在一個相對減弱的情形，不過近海面風速則處在明顯的增強區，因此 5 月 4 日以後海氣間潛熱通量及可感熱通量仍處於一個相對高值區。由以上的分析可以確知海氣間能量交換的大小不但和海氣間溫溼度差異的大小有關，也非常依賴於近海面風速值的大小。

就大氣及海洋整體綜觀環境系統分析之結果來說，在本個案 MCS 發展之前，大氣的綜觀環境對海上 MCS 的發展而言，並不具有很好的發展條件。不過由圖 9h 和 9i 的分析可知，在海上對流系統開始發展之前(5 月 2 日)，海氣之間的能量通量開始有逐漸增加的趨勢，因此海氣交互作用和海上 MCS 的發展有可能具有相當程度的關聯性。



## 2. 1997年6月11日至12:

由 GMS-5 紅外線衛星雲圖分析可知(如圖 10a~f), 在 6 月 11 日 18UTC(圖 10a) 一道鋒面雲帶呈現東北到西南走向, 覆蓋於本省、台灣海峽及南海北部一帶, 此時雲系基本上垂直發展並不高, 不過三小時以後(圖 10b) 在 115-119°E, 20-24°N 附近開始有對流胞出現, 然後繼續長大(圖 10c) 並向東北方向移動, 當舊的對流系統向東北方向移動時, 其後側仍然繼續有新的對流系統長出來, 形成結構密實的 MCS。該 MCS 於 6 月 12 日 03UTC 後(圖 10d、圖 10e 及圖 10f) 開始接觸並影響台灣南部陸地, 進而造成豪雨。在此利用與分析個案一相同的方法, 先以 6 月 11 日 00UTC 之 EC/TOGA 的資料進行 MCS 發展前綜觀環境條件的分析, 由地面分析資料可以了解, 氣旋波中心位置約略在日本東方洋面一帶, 鋒面自此中心向西南延伸, 經過台灣至海南島一帶(如圖 11a), 在 925hPa 高度上 115-119°E, 20-24°N 範圍內是處在暖平流及水氣輻合範圍內(如圖 11b~c), 850hPa 高度上的溫度平流和水氣輻散場分布型態類似 925hPa(圖略), 不過 700hPa 高度上則比較不明顯(圖略), 500hPa 高度上也沒有顯著的溫度平流存在(如圖 11d)。當我們針對雲系開始發展的範圍(115-119°E, 20-24°N) 進行水氣輻散、溫度平流、相當位溫及垂直速度的時間-高度剖面分析時, 可以清楚的看見(如圖 12a~d), 在 6 月 10 日 00UTC 時開始 800hPa 以下幾乎就具有旺盛的水氣輻合(圖 12a), 溫度平流在這段時間內也屬於暖平流, 從 6 月 11 日 00UTC 開始整個中低對流層全都在水氣輻合及暖平流(圖 12a 及 12b) 的控制之下, 此外整個分析

區域都是處在潛在不穩定區(圖 12c) 及上升運動區(圖 12d), 而上升運動分別在 11 日 00UTC 及 12 日 00UTC 達到最強。因此綜合 EC/TOGA 的各種分析場的結果來看, 在海上 MCS 發展之前, 大氣基本上就具備了非常有利海上 MCS 生成與發展的綜觀環境條件。

圖 13 是針對 115-119°E 和 20-24°N 的範圍, 計算由 SSM/I 反演出來的各種海氣參數並分析其變化情形。由 GMS-5 IR1 所轉換的日平均亮度溫度變化值(圖 13a) 及逐時衛星雲圖(圖略) 可知, 6 月 10 日分析範圍內便已經有雲系出現, 而且在 6 月 11 及 12 日之間顯著地增強(亮度溫度變小); 海水表面溫度因為受到雲層增多, 遮避了太陽的直接照射而從 10 日起開始降溫, 整個海水溫度變化的趨勢和亮度溫度變化一致(圖 13b); 近海面空氣溫濕度的日變化趨勢(圖 13c 及圖 13d) 也類似於海面溫度的變化情形, 這種一致性的變化趨勢和個案一相類似, 在此特別說明的是, 雖然從 6 月 10 日 00UTC 到 6 月 11 日 12UTC 低層大氣幾乎都是處在暖平流和水氣的輻合區, 不過其值的大小並沒有增大, 反而有稍微減弱的情形(如圖 12a 及 12b), 因此不論是日平均的空氣溫度或是溼度在 6 月 10 日起都是呈現一個下降的趨勢; 不過海氣間溫濕度的差異(圖 13e 及圖 13f) 卻在 6 月 8 日便開始有顯著的增強現象; 至於近海面風速(圖 13g) 也是在 6 月 8 日便開始略有增強現象, 10 日起更為明顯; 由於受到海氣間溫濕度的差異與近海面風速變化趨勢的雙重影響, 由海面向空氣傳遞的海氣間潛熱通量(圖 13h) 及可感熱通量(圖 13i) 也在 6 月 8 日開始有逐漸增強的趨勢, 到了 6 月 10 日則更為明顯。

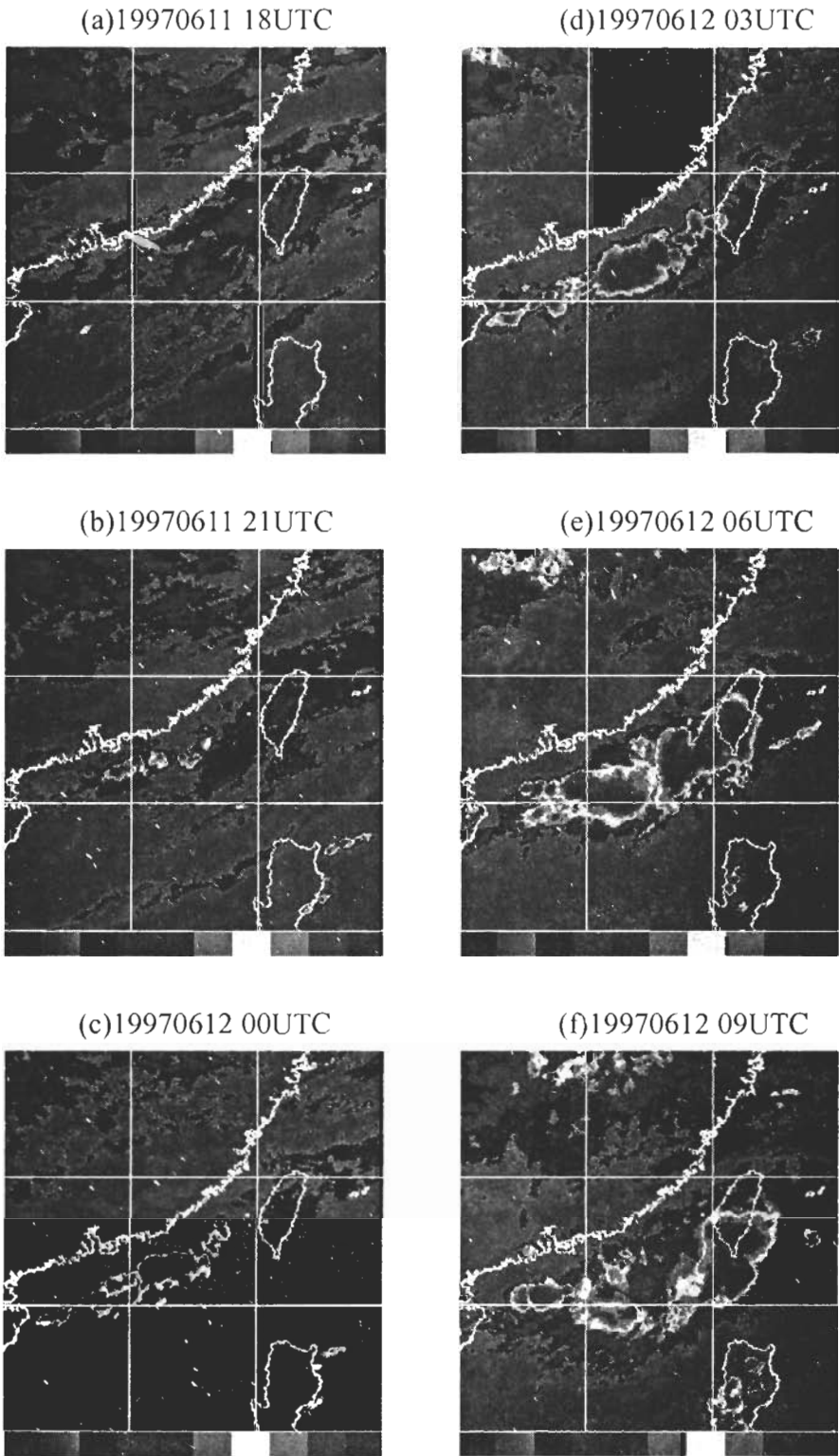


圖 10 1997 年 6 月 11 18UTC 日至 6 日 12 09UTC GMS-5 紅外線衛星雲。

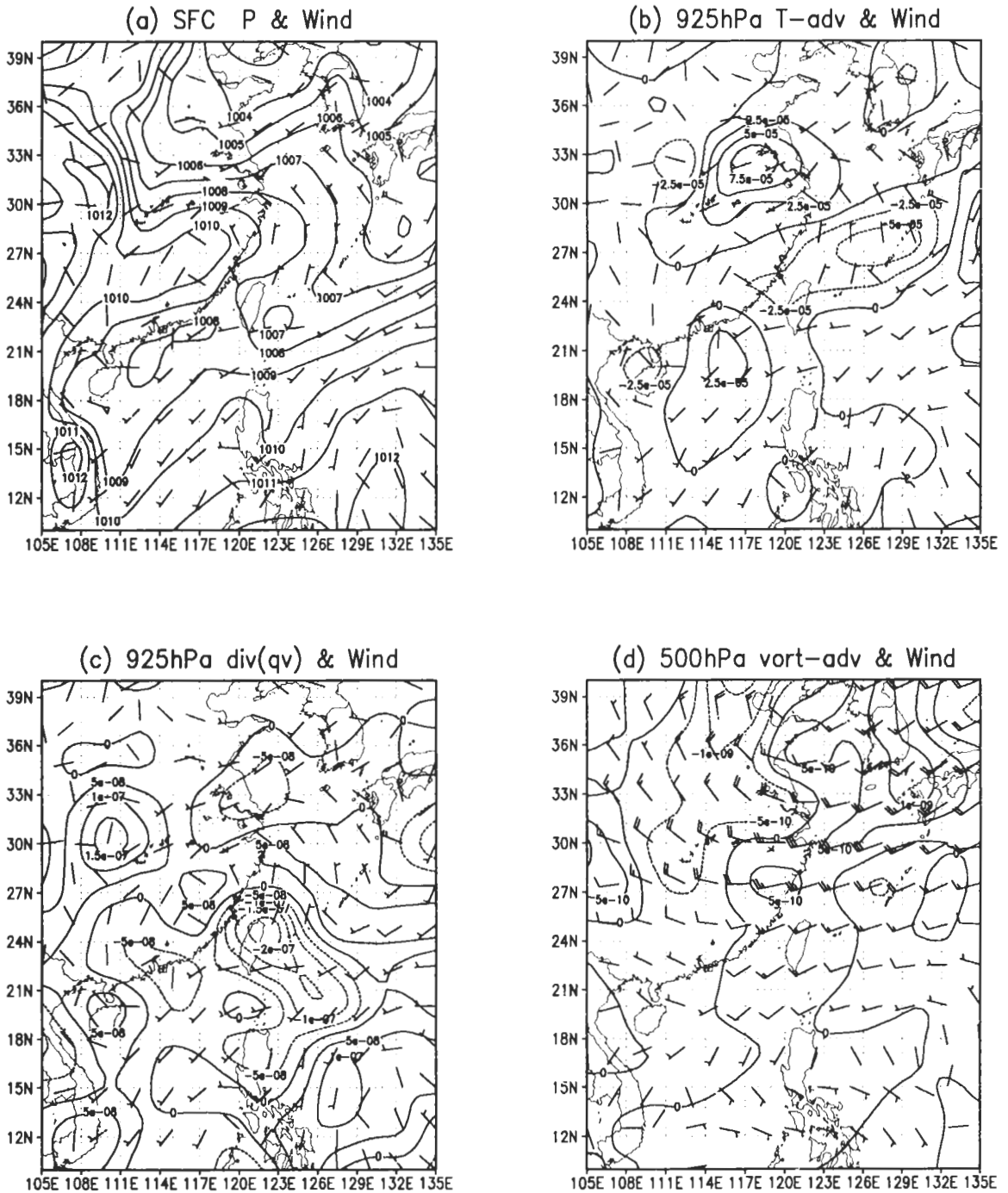


圖 11 1997 年 6 月 11 日 00UTC EC/TOGA 各高度場的分析資料。(a)地面風場及等壓線(mb)，(b)925hPa 風場及溫度平流場(K/sec)，(c)925hPa 風場及水氣輻散場(g/kg/sec)，(d)500hPa 風場及渦度平流場(1/sec\*\*2)。

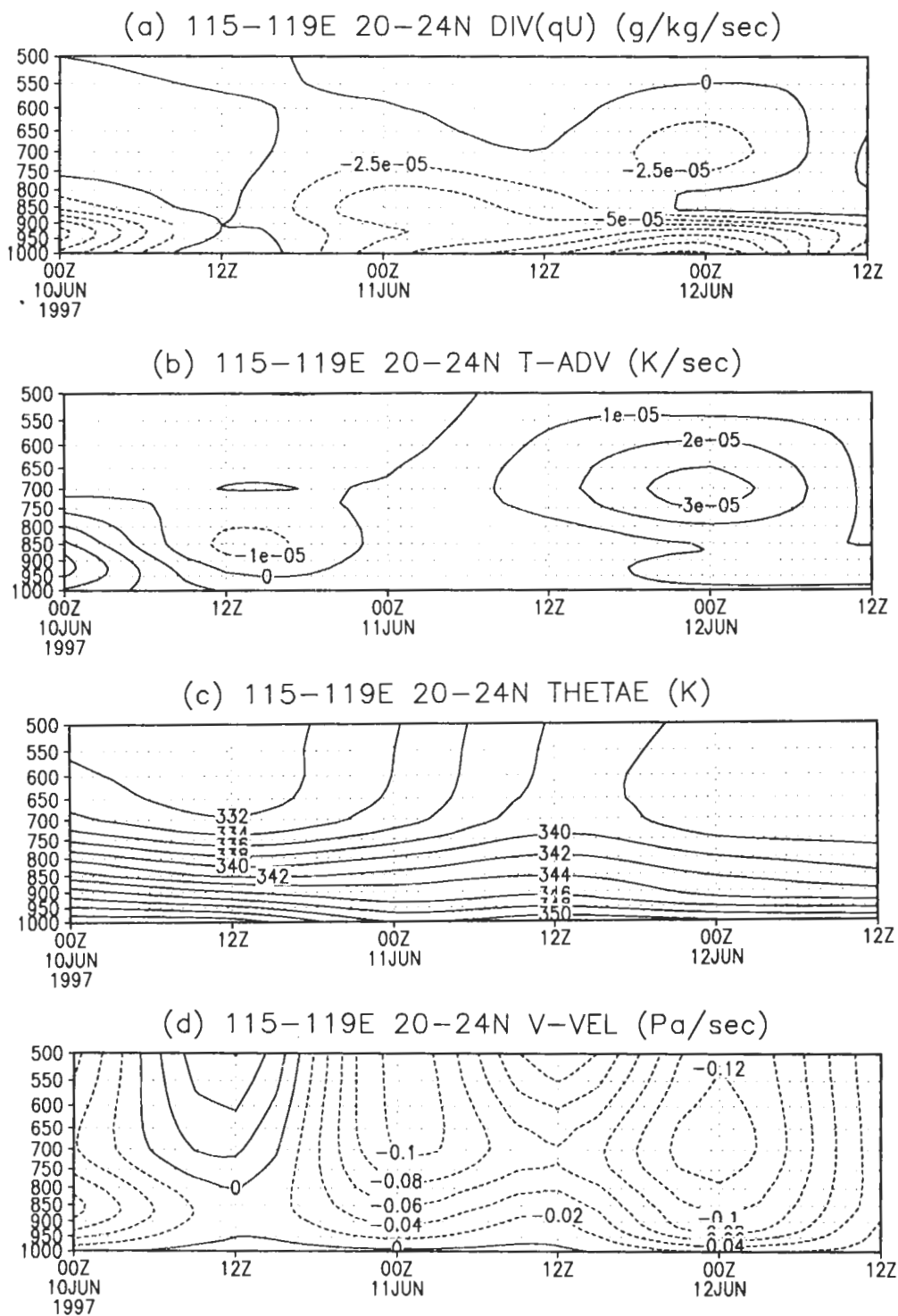
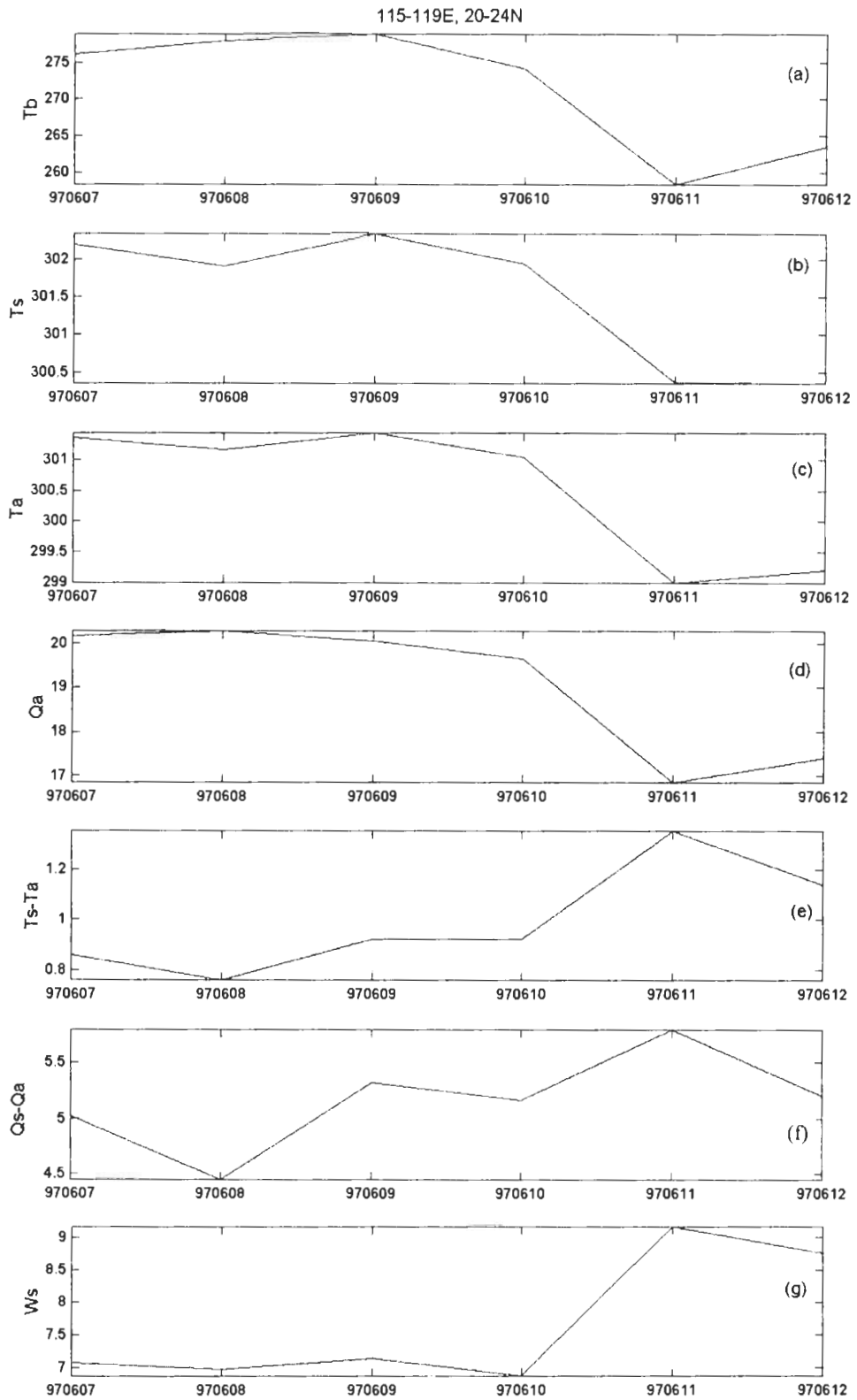


圖 12 1997 年 6 月 10 日至 12 日 EC/TOGA 116–120°E 和 18–22°N 範圍內，(a)水氣輻散場、(b)溫度平流、(c)相當位溫(d)垂直運動等各量場的時間-高度剖面變化圖。



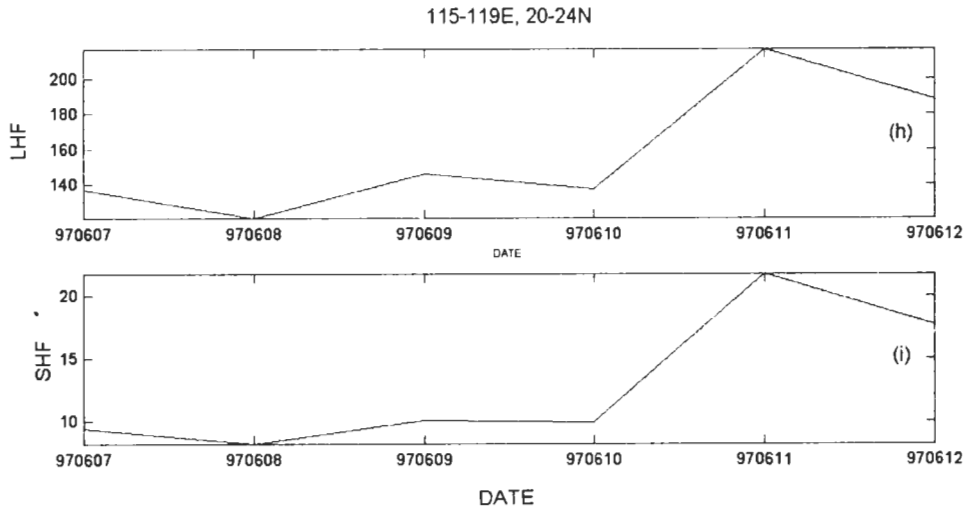


圖 13 SSM/I 計算 1997 年 6 月 7 日至 12 日, 115-119°E 及 20-24°N 範圍內(a)平均亮度溫度(K)、(b)海面溫度(K)、(c)近海面空氣溫度(K)、(d)近海面空氣濕度(g/kg)、(e)海氣間溫度差異(K)、(f)海氣間濕度差異(g/kg)、(g)近海面風速(m/sec)、(h)海氣間潛熱通量( $w/m^2$ )及(i)可感熱通量( $w/m^2$ )的時間序列變化圖。

就大氣及海洋整體的綜觀環境系統分析之結果來說, 在本個案 MCS 發展之前, 基本上已經具備有利於海上 MCS 發展的綜觀環境條件, 此外由圖 13h 和 13i 的分析也可知, 在海上對流系統開始發展之前(6 月 8 日), 海氣之間的能量通量開始有逐漸增加的趨勢, 該增加趨勢在 10 日到 11 日之間最為明顯。因此就本個案來說, 透過海氣間能量通量的計算與追蹤, 似乎仍然可以監測海上 MCS 的消長情形。

## 五、結論與展望

本研究利用 GMS-5 及 SSM/I 等衛星資料建立了適合台灣及南海附近海域使用的海面溫度、近海面空氣濕度與風速的反演方程式。另外透過劉和劉(1999)所提出的近海面空氣溫度估算的改進方法及總體參數公式, 針

對 1997 及 1998 兩年梅雨期海氣間各種參數的估算進行測試。結果顯示, 各種參數皆可以維持在合理的誤差範圍之內, 更重要的是, 兩種衛星資料的估算結果也有很好的一致性, 這樣的結果無論是對後續的相關研究或是不同衛星資料的使用上都是非常有助的。

本研究也利用 EC/TOGA 的分析資料搭配 SSM/I 所反演的各種海氣參數進行台灣及南海附近海域梅雨期, 海上中尺度對流系統所伴隨的大氣與海洋環境場進行綜觀分析。就個案一而言, EC/TOGA 的分析資料並沒有在海上 MCS 發展之前顯示出很有利的綜觀環境條件來激發系統的生長; 不過在個案二的分析中, 卻清楚的看見海上 MCS 發展之前, 綜觀環境條件已經顯示非常有利海上 MCS 的發展。另外我們針對兩個案 MCS 發展的位置進行各種海氣參數的計算、追蹤與分析, 結

果顯示，雖然不同的個案具有不同的綜觀環境條件以及不同的天氣系統結構，部分的海氣參數(例如近海面空氣溫度及濕度)隨時間的變化情形也有所差異，不過海氣之間能量通量的變化卻都能夠在 MCS 發展之前出現一致性的改變，也就是說在 MCS 發展前，由海面向空氣中傳遞的能量均有增加的情形，這意味著海氣交互作用與海上 MCS 的生長應可能具有某一程度的相關性。

隨著衛星遙測儀器及應用技術的日新月異，無論對於大尺度、中尺度甚至更小尺度系統的研究分析，應該都能將衛星資料運用於其中。雖然目前傳統的觀測資料、分析技術，甚至是先進的數值模式，仍然是研究梅雨期海上 MCS 發展的重要工具與方法，不過本研究是利用衛星資料另外建立了一套輔助的分析方法與技術，所得結果不但可供其他相關領域研究者參考，亦可提供作業單位另一個豪大雨預報因子的選擇。事實上我們除了未來將增加更多的個案進行定性分析外，同時也將定量地分析歸納出各種海氣參數影響海上對流系統發展的資訊，期望能夠發展出一種判斷系統發展與否的客觀參考指標。

## 致 謝

本文的順利完成要感謝美國國家海洋暨大氣總署之 NOAA SAA( Satellite Active Archive)提供 SSM/I 微波資料、國科會海洋科學研究中心提供浮標資料及中央氣象局提供的船舶資料。另外本研究是在國科會編號 NSC 89-2111-M-008-024-AP6 計劃經費補助下完成，在此也要一併表達感謝之意。

## 參考文獻

- 曾忠一，1987：氣象與遙測資料的客觀分析。中央研究院物理研究所，410 頁。
- 丘台光，1989：華南地區中尺度對流系統分析與模擬。博士論文，中央大學大氣物理研究所，221 頁。
- 劉振榮、劉大維和劉崇治，1999：應用 GMS-5 與 SSM/I 資料反演海溫及其在梅雨期豪雨個案之初步分析。海峽兩岸災變天氣研討會論文彙編，p258-265。
- 劉崇治和劉振榮，1999：應用衛星資料估算近海面空氣溫度之研究。第八屆國防科技研討會論文集，c09。
- Barnes, G., and M. Garstang, 1982: Subcloud layer energies of precipitating convection. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 102-117.
- Bosart, L. F., 1981: The Presidents' Day snowstorm of 18-19 February 1979: A subsynoptic-scale event. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1542-1566.
- Bosart, L. F., S. C. Lin, 1984: A diagnostic analysis of the Presidents' Day storm of February 1979. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2148-2177.
- Chen, C. S., T. K. Chiou and S. T. Wang, 1986: An investigation of mesoscale convective system associated with Mei-Yu front in SE China from May 26 to 28 1985. *Paper Meteor. Res.*, vol. **9**, no. 2, 137-161.
- Chen, C. S., T. K. Chiou and S. T. Wang, S. M. Lin and C. K. Wang, 1987: Heavy rainfall in Taiwan area on May 28 and 29, 1986. *Bull. Of Geoph.*, no. **27-28**, 177-188.
- Chou, S. H., R. M. Atlas, C. L. Shie and J. Ardizzone, 1995: Estimates of surface humidity and latent heat fluxes over ocean from SSM/I data. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2405-2425.
- Chou, S. H., C. L. Shie, R. M. Atlas and J. Ardizzone, 1997: Air sea fluxes retrieved from special sensor microwave imager data. *J. Geophys Res.*, **102**, 12705-12726.
- Coakley, J. A., Jr., and F. P. Bretherton, 1982: Cloud cover from high-resolution scanner

- data : Detecting and allowing for partially filled fields of view, *J. Geophys. Res.*, **87**, C7, 4917-4932.
- Crewell, S., E. Ruprecht, and C. Simmer, 1991: Latent heat flux over the North Atlantic Ocean - A case study, *J. Appl. Meteor.*, **30**, 1627-1635.
- Draper, N. R., and H. Smith, 1980: Applied regression analysis, 2nd ed. New York: Wiley, 305 pp.
- Gaynor, J. E., and C. F. Ropelewski, 1979: Analysis of the convectively modified GATE boundary layer using in situ acoustic sounder data. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 985-993.
- Goodberlet, M. A., C. T. Swift, and J. C. Wilkerson, 1989: Remote sensing of ocean surface winds with the Special Sensor Microwave/Imager, *J. Geophys. Res.*, **94**, C10, 14547-14555.
- Goodberlet, M. A., and C. T. Swift, 1992: Improved retrievals from the DMSP wind speed algorithm under adverse weather condition. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **CE30**, 1076-1077.
- Hollinger, J. P., J. L. Peirch, and G. A. Poe, 1990: SSM/I instrument evaluation, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **28**, 781-790.
- Jobouille, P., J. L. Redelsperger, and J. P. Lafore, 1996: Modification of surface fluxes by atmospheric convection in the TOGA COARE region, *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 316-337.
- Johnson, H. J., and M. E. Nicholls, 1983: A composite analysis of the boundary layer accompanying a tropical squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 308-319.
- Konda, M., N. Imasato, and A. Shibata, 1996: A new method to determine near-sea surface air temperature by using satellite data, *J. Geophys. Res.*, **101**, C6, 14349-14360.
- Kuo, Y. H., R. J. Reed, and S. Low-Nam, 1991: Effects of surface energy fluxes during the early development and rapidly intensification stages of seven explosive cyclones in the Western Atlantic, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 457-476.
- Lin, Xin, and R. H. Johnson, 1996: Kinematic and thermodynamic characteristics of the flow over the Western Pacific warm pool during TOGA COARE, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 695-715.
- McMillin, L. M., 1975: Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption, *J. Geophys. Res.*, **80**, 5113-5117.
- Miller, D. K., and K. B. Katsaros, 1992: Satellite-derived surface latent heat fluxes in a rapidly intensifying marine cyclone, *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1093-1107.
- Parson, D., D. Dabbert, H. Cole, T. Hock, C. Martin, A. L. Barrett, E. Miller, M. Spowart, M. Howard, W. Ecklind, D. Carter, K. Gage, and J. Wilson, 1994: The integrated sounding system: Description and preliminary observations from TOGA COARE. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 553-567.
- Riehl, H., and J. S. Malkus, 1958: On the heat balance in the equatorial through zone. *Geophysica*, **6**, 503-538.
- Sanders, F., and J. R. Gyakum, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the "bomb." *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1589-1606.
- Saunders, R. W. and K. T. Kriebel, 1988: An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data, *Int. J. Remote Sensing*, **9**, 123-150.
- Uccellini, L. W., R. A. Petersen, K. F. Brill, P. J. Kocin and J. J. Tuccillo, 1987: Synergistic interactions between an upper-level jet streak and diabatic processes that influence the development of a low-level jet and a secondary coastal cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2227-2261.
- Young, G. S., L. D. Ledvina, and C. W. Fairall, 1992: Influence of precipitating convection on the surface energy budget observed during a tropical ocean global atmosphere pilot cruise in the tropical western Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **97**, 9595-9603.
- Zipser, E. J., and K. A. L. Caesar, 1994: The structure of cold pools produced by mesoscale convective systems during TOGA COARE. Preprint, *Sixth Conf. On Mesoscale Processes, Portland, OR. Amer. Meteor. Soc.*, 29-32.



# **A Preliminary Study on the Genesis of Mesoscale Convection System during Mei-Yu Period Using Satellite Data**

**Chung-Chih Liu<sup>1,2</sup>    Gin-Rong Liu<sup>2,1</sup>**

<sup>1</sup> **Institute of Atmospheric Physics, National Central University**

<sup>2</sup> **Center for Space and Remote Sensing Research, National Central University**

(Manuscript received 7 March 2000 ; in final form 24 October 2000)

## **ABSTRACT**

With data sets gained from DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) microwave channels, GMS-5 (Geostationary Meteorological Satellite) infrared channels, ship-measured and buoys data, the statistical algorithms to estimate sea surface temperature, near-sea surface air humidity and wind speed are established. Near-sea surface air temperature is estimated by the improved algorithm proposed by Liu and Liu(1999). Sensible and latent heat flux between atmosphere and ocean are estimated by using bulk formula. The results show that good accuracy and consistency between SSM/I and GMS-5 data. The accuracy of this result implies strong potential for application of satellite data gained through remote sensing to relative studies and operational work in the ocean-atmosphere interaction.

Two cases of mesoscale convection systems (MCS) over oceans were selected in this study. Investigations were carried by using the data of EC/TOGA and air-sea parameters from SSM/I. The results show that regardless of whether the environmental conditions were beneficial to the genesis and development of convective cloud clusters over the ocean or not, the interactions between the atmosphere and the ocean seem to be related to the genesis and development of such MCSs. More cases will be studied and a quantitative, objective warning index could be addressed in the future.

**Key words:** Air-sea parameters, MCS, Interaction between atmosphere and ocean.