

TAMEX第一階段 中尺度對流系統之個案研究

林民生

中央氣象局
應用氣象組

林熿閔

中央氣象局
科技中心

(中華民國七十八年八月十一日收稿；九月二十六日定稿)

摘 要

本文利用 TAMEX 第一階段實驗之第一個密集觀測 (IOP I, 1986 年 5 月 10-12 日) 資料, 診斷分析中尺度對流系統 (MCS) 之演化過程, 及 MCS 所伴隨之綜觀環境條件和可能之激發機制, 本文發現此個案所伴隨 MCS 之雲系, 係源自南海區域之低層暖溼不穩定氣流與熱帶低壓氣旋式渦度環流之輻合, 發展期之 MCS 區因水汽通量輻合小, 較明顯之低層合流與低層暖平流位於雲系之東方, 且缺乏高空槽線之大規模強迫舉升, 導致伴隨之上升運動較弱而無明顯普遍之降水。華南地區之降水係集中於低層噴流 (LLJ) 之北, 但台灣地區 MCS 則在 LLJ 前端產生與加強。成熟期之 MCS 區, 低層具有明顯之水汽通量輻合、溫度暖平流與質量輻合, 高層則為強盛輻散/分流, 配合南海移入之 LLJ, 致使伴隨之強迫上升運動增強。

關鍵詞：中尺度對流系統，環境條件，激發機制。

一、前 言

台灣地區梅雨季之豪雨, 除颱風外, 大都由鋒面雲帶內之 MCS (Mesoscale Convective System) 所引起, 故產生豪雨之環境條件常屬 MCS 之環境條件。鑑於豪雨導致災害之嚴重性, 豪雨系統內部結構及形成豪雨機制認知上之不足, 再加上豪雨預報之難於掌握, 中外氣象界均有豪雨或中尺度實驗觀測; 我國氣象界在國科會支援下, 於 1987 年 5 月 1 日 - 6 月 30 日曾進行中美合作之『台灣地區中尺度實驗計畫』(簡稱 TAMEX)。為確保 1987 年 TAMEX 計畫順利推展及獲取最完善而正確觀測資料, 乃有 1986 年『台灣地區中尺度實驗—第一階段』(TAMEX - Phase I) 之執行。

Lin and Chiou (1985) 利用尺度分離法分析華南地區的 MCS 顯示, 濕潤環境的低層輻合有利於

中尺度對流系統之發展, 但中尺度強迫機制對 MCS 之發展有決定性之影響; 紀與陳 (1986) 研究認為 MCS 係在梅雨鋒及鋒前之大尺度上升運動區及水汽通量輻合區內發展。丘與劉 (1985), 曲與任 (1986) 顯示低對流層短波槽可提供動力強迫上升運動以激發 MCS; 但 Maddox (1983) 及 Lin (1986) 則認為中對流層短波槽亦具有類似的功能。陳等 (1986), 林與林 (1988) 研究認為對流層大氣存在有對流性不穩定度為豪雨發生前之必要條件。此外, Maddox (1983) 及 Lin (1986) 研究合成 MCC (Mesoscale Convective Complex) 之環境條件, 咸認為 LLJ、高層輻散及分流均有助於 MCC 之形成與發展。

本文將分析『TAMEX - Phase I』中, 第一次密集觀測期 (IOP I) 之觀測資料, 嘗試去闡明該個案 MCS 之環境條件與激發機制等問題。本研究

使用 TAMEX 資料管理組整理完竣之資料，並利用三小時的衛星雲圖追蹤華南及台灣地區的對流系統，以確認 MCS 所屬雲系之演化過程。此外，計算華南地區的水汽含量、輻散場、渦度場、垂直速度場及條件性不穩定度等運動與熱力參數，以了解 MCS 發生時的環境條件及中尺度環流系統，作為豪、大雨預報之有利參考。

有關本研究使用之客觀分析過程將在第二節敘述，第三節將就 IOP 1 個案之 MCS 演化過程與其伴隨之綜觀天氣型態加以說明。至於此 IOP 1 之環境條件與 MCS 激發機制則在第四節作綜合分析，而本研究之討論與結論則在第五節闡明。

二、分析方法

茲將本研究之資料分析過程簡述如下：

本文使用 Barnes (1973) 的客觀分析方法，

將測站上的觀測資料內插到 1 經度乘 1 緯度的網格上。詳細的計算過程，國內已有多篇文章（如 Lin and Chiou, 1985；林與林, 1988；林民生等, 1988 等文）述及，足供參考，恕不再贅述。本研究所要探討的 MCS 最大範圍約 500 ~ 700 公里，華南地區之高空測站平均距離約 300 公里，因此客觀分析法中之主要參數本研究採用 $\eta = 0.3$ ，波長 $\lambda = 1500$ 公里，反應函數 $R = 0.95$ ，足以保留所需之綜觀及中尺度訊息。

利用客觀分析後的網格風場、濕度場、溫度場、高度場等基本資料，進一步計算渦度、輻散度、溫度平流等參數，並利用運動學法將輻散度由下往上作垂直積分以計算垂直速度（Ogura and Chen, 1977），再以 O'Brien (1970) 方法由上往下修正。在積分過程中設下邊界之垂直速度為零，在修正時設上邊界（100 mb）之垂直速度亦為零。

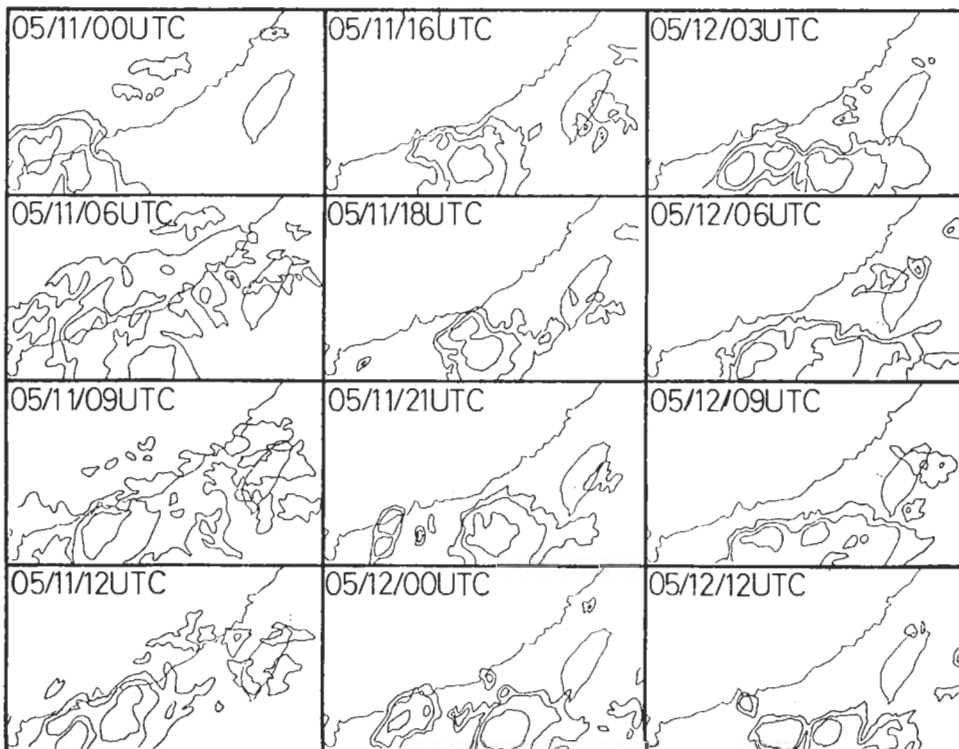
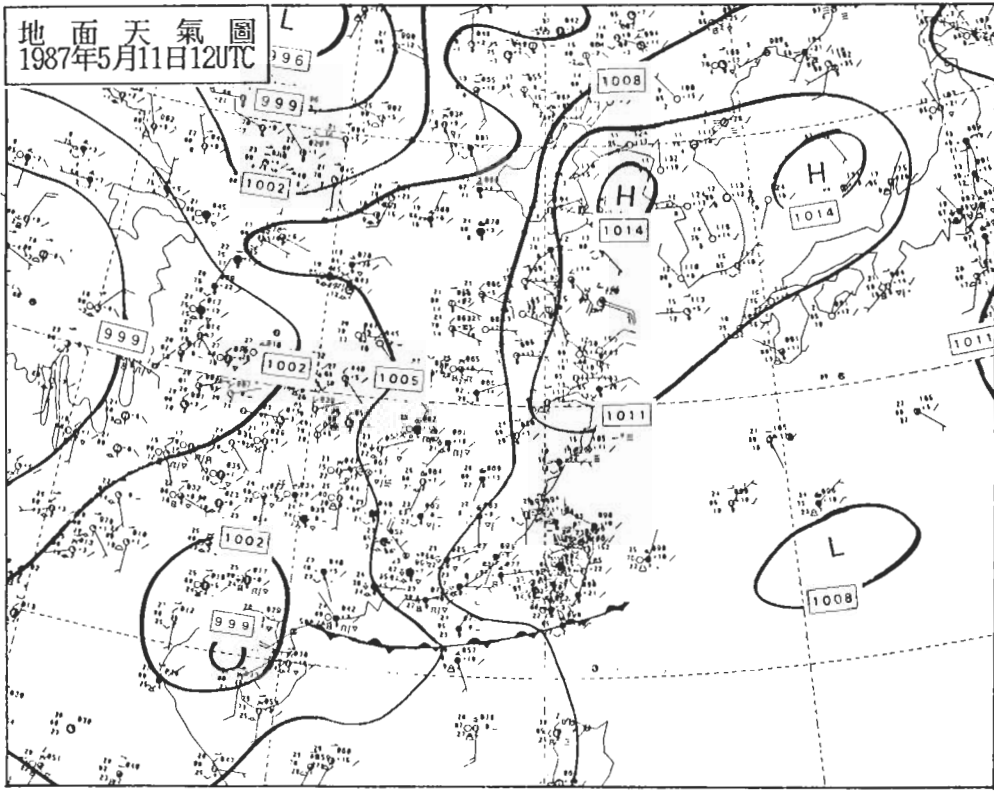
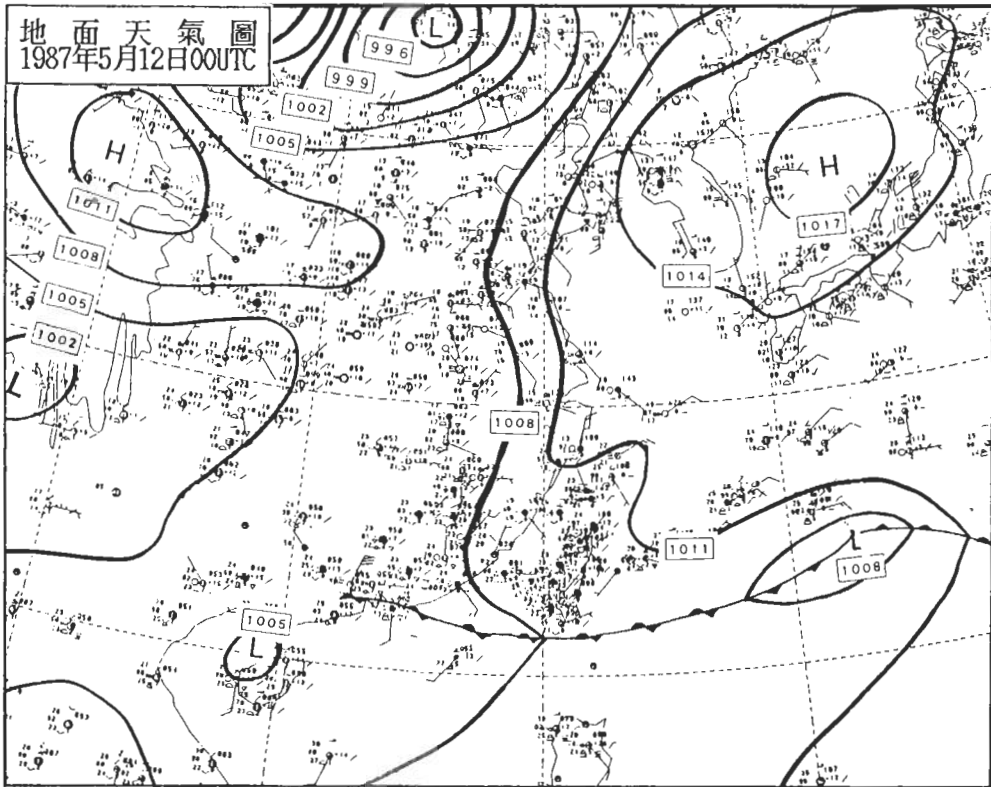


圖 1 從紅外線衛星雲圖上描繪下來的雲頂等溫線圖，最外圍的等值線約等於 -32°C ，向內依次約為 -52°C 、 -72°C 。



(a)



(b)

圖2 地面天氣圖，(a) 5月11日 1200 UTC，(b) 5月12日 0000 UTC。

三、MCS之演化過程與綜觀天氣分

圖1代表1986年5月11日0000 UTC至5月12日1200 UTC, IOP I 期間描繪自日本GMS紅外線衛星雲圖。顯示10日2100 UTC 位於雷州半島東方海面上之對流系統已發展良好, 並達Maddox (1980) MCC (為MCS之特例)之條件(吳與陳, 1986), 此系統並沿著華南沿海向東移動, 至11日0600 UTC 時雲區範圍擴大, 但強度減弱, 並於11日1200 UTC 達最強盛期; 之後開始有減弱趨勢, 至11日1600 UTC 此系統已稍微減弱, 迨至12日0000 UTC, MCS已移至東沙島附近, 同時在廣東沿海則有新的MCS 形成, 南海一帶的MCS 且重新發展合併。到了12日0600 UTC 時整個雲系已明顯擴大, 並於12日0900 UTC 達最大範圍, 之後逐漸消散於巴士海峽附近。此一個案的MCS從10日2100 UTC 持續到12日1200 UTC, 長達39小時, 但在這漫長生命期內主要的雲系與伴隨之降水系統幾乎都在南海上發展; 由於高空觀測資料受每12小時才有一次的限制, 經檢視11日0000 UTC至12日1200 UTC四次探空資料, 發現11日0000 UTC為MCS初生期與1200 UTC之結果較接近。囿於篇幅, 因此本個案將著重在11日1200 UTC及12日0000 UTC 兩個時段之詳細分析, 並分別代表MCS發展及成熟期的秉性。

11日1200 UTC之地面天氣圖(圖2a)顯示, 地面主要的高壓系統在黃海及日本海一帶, 東京灣附近則有一個熱帶低壓(TD), 而華中的低壓帶南下至台灣南部與廣東海面間形成輻合帶, MCS在鋒面前發展。至12日0000 UTC(圖2b)高壓中心已東移至日本海, 台灣地區受此高壓環流影響吹東南風, 南海一帶則為暖濕的西南氣流, 由於高

壓中心偏北, 南推分力有限, 使得南來氣流與鋒後之北方氣流勢均力敵, 以致在巴士海峽形成滯留鋒, 此時之MCS 即位於鋒面南邊之西南氣流區內衍生。

四、MCS之環境條件與激發機制

(一)激發機制之分析

圖3代表5月11日1200 UTC與12日0000 UTC的風場。圖中顯示在11日1200 UTC時, 北越至海南島附近有明顯的西南氣流, 850mb 層的最大風速超過30kts(圖3a), 700mb 層的風場(圖3b)可以看出明顯的最大風速區, 即低層噴流。而MCS正發生在此噴流的前端, Maddox and Doswell (1982) 研究劇烈對流和低層噴流結構時, 亦有類似的位置關係存在。分析中低對流層的氣流場顯示, 在巴士海峽附近, 即MCS東方有微弱的合流, 如同McAnelly and Cotton(1986) 研究中西部MCC 之初生過程所提示的, 此種合流區有利於中- β 尺度個元之合併及MCS系統之東移發展。復以200mb層所代表高層的風場(圖3c)顯示MCS區域的強盛分流配合低層的合流可增強MCS之內循環(internal circulation), 亦支持雲頂之發展, 如同美國中西部合成MCC之發展條件(Lin, 1986)。從以上風場的分析, 綜合而言, 南海地區的低對流層有明顯的低層噴流, 配合低層合流及高層分流現象, 對於MCS之激發均扮演重要的角色。

(二)MCS發展期環境條件之分析

1. 溼度場之分析

MCS之演化過程, 大尺度與中尺度之水汽輻合佔有決定性之因素。Frank (1978) 發現GATE

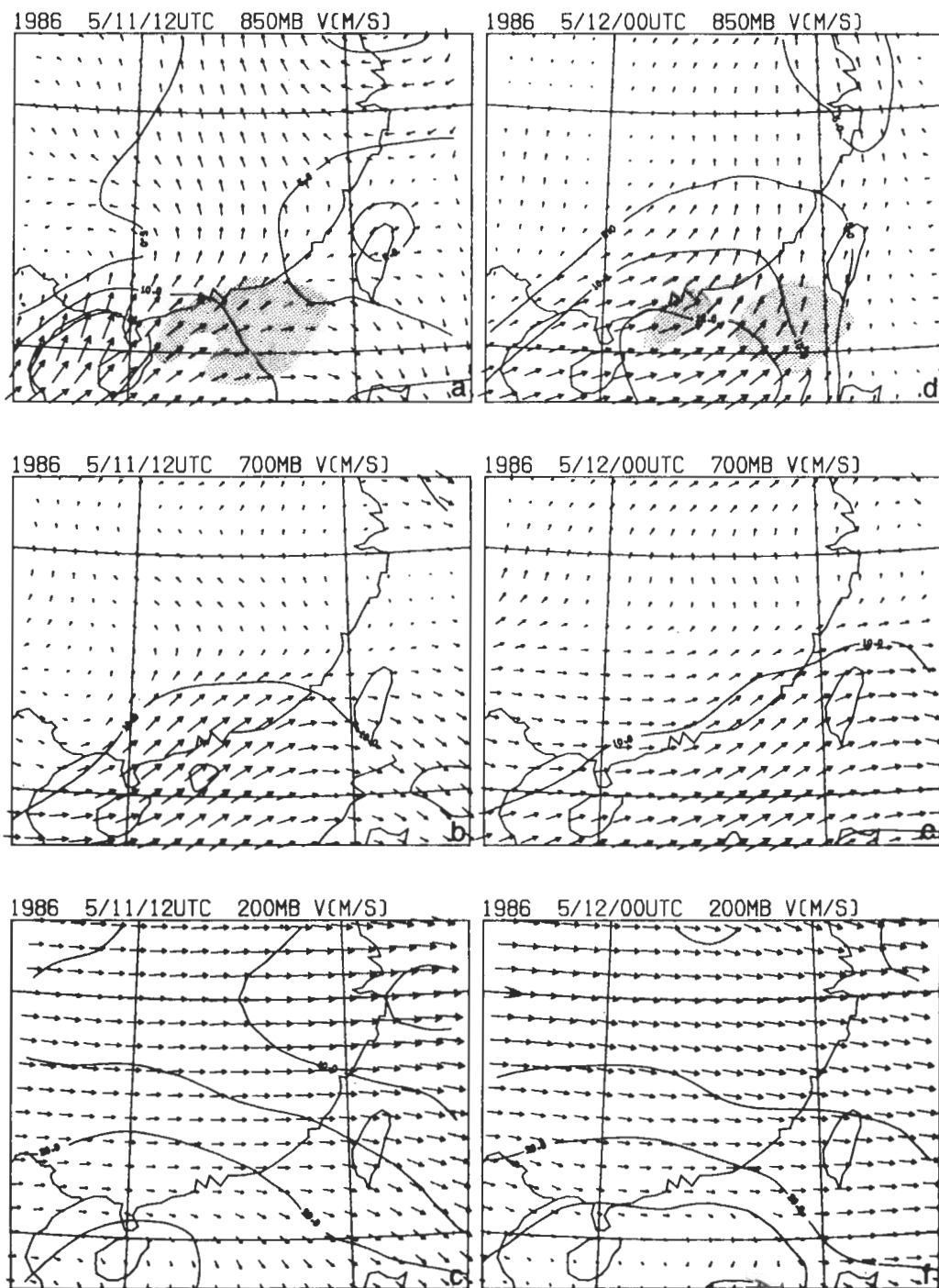


圖3 風場分佈圖，箭矢代表風向，其長度與風速成正比，等風速線間隔為5或10 $M S^{-1}$ 。

5月11日1200 UTC(a) 850mb，陰影代表主要對流雲區，(b) 700mb，(c) 200mb

5月12日0000 UTC(d) 850mb，陰影代表主要對流雲區，(e) 700mb，(f) 200mb

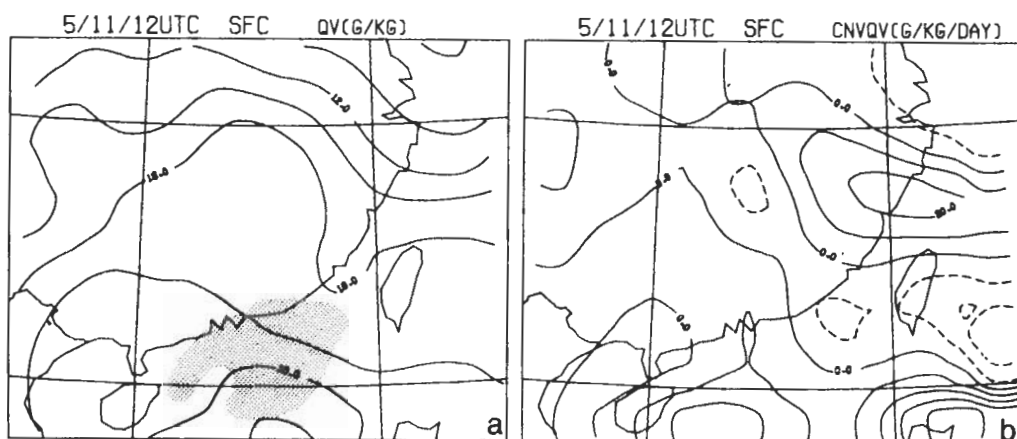


圖 4 (a) 5.月11.日 1200 UTC水汽混合比分佈圖，等值線間隔為 2 g Kg^{-1} ，陰影代表主要對流雲區。
 (b) 5.月11.日 1200 UTC水汽輻合場分佈圖，實線表水汽輻合，虛線表水汽輻散，等值線間隔為 $10\text{ g Kg}^{-1}\text{ day}^{-1}$ 。

計畫內之綜觀尺度輻合比 MCS 之產生早數小時；Cotton 等 (1983) 研究 MCC 群之生成，歸納認為低層墨西哥灣帶來之潮溼氣流，配合中層季風環流之深層水汽，則能構成延續 MCC 生命期所必需的。在此個案研究中，南海地區的地面水汽混合比在 MCS 生成至發展期達 $18 \sim 20\text{ g/kg}$ 以上 (圖 4a)，水汽含量可謂豐富，水汽輻合區 (圖 4b) 位於 MCS 之上游源區，並繼續增強中。低層水汽之供應十分充足，配合強盛西南氣流，促使南海地區有新的 MCS 發展，並使既有的 MCS 增強。此種環境條件與美洲夏季 MCC 十分類似 (Maddox, 1983; Lin, 1986)。

2 輻散度場之分析

為了進一步分析高低層的動力結構，將利用輻散度、渦度、垂直速度及溫度平流等參數之南北垂直剖面圖作剖析。圖 5a 為通過 115° E 之輻散度剖面圖，圖中顯示發展期 MCS 區域 (約 $19 \sim 23^\circ\text{ N}$ 間) 之中低對流層的最大輻合中心在 500 mb 層約達 $-2 \times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 以上， 850 mb 層以下之輻合或輻散均不明顯。一般而言，初生期之 MCS 內含較廣之對流雲系，輻合層多集中於 700 mb 層以下 (

Houze and Rappaport, 1984; Lin, 1986)：一旦 MCS 趨於發展至成熟期，低層輻散場常因對流下沖流之呈現而增強，中對流層亦因中小尺度上沖流之增加而使輻合增強 (Tollerud and Esbensen, 1985)。 400 mb 層以上的對流層均屬輻散，輻散在 200 mb 層達最強 ($5 \times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$)，此與熱帶對流雲簇 (Leary and Houze, 1979) 或中緯度 MCC (Maddox, 1983; Lin, 1986) 高層之層狀厚雲結構特性非常類似。

3 垂直速度場分析

垂直速度場之分佈基本上與輻散度場的配置一致，圖 5b 顯示 700 mb 層之 MCS 區為微弱的上升運動區及對應的微弱輻合區 (5a)。隨著輻合之增強， 500 mb 層的上升運動速度已增強至 $-2 \times 10^{-3}\text{ mb s}^{-1}$ ，並在 400 mb 層附近達最強 ($-3 \times 10^{-3}\text{ mb s}^{-1}$)；隨著高度增加，上升運動逐漸轉弱，至 200 mb 層以上已轉變成下降運動，此種結構類似於 Ogura and Chen (1977) 之對流風暴系統。

4 渦度場之分析

至於渦度場之垂直分佈，從圖 5c 可以看出 850

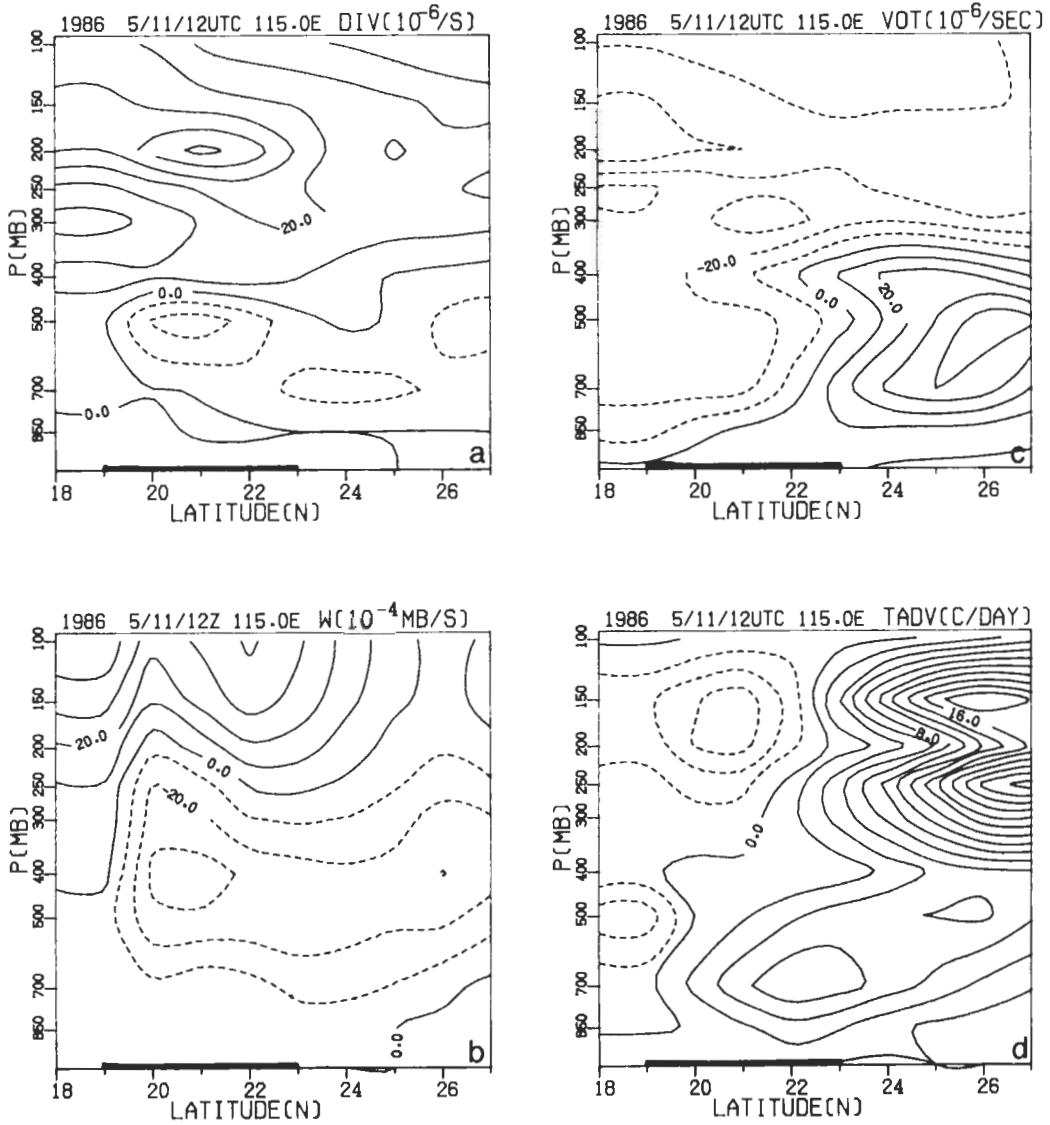


圖 5 5月11日1200 UTC沿115°E之垂直剖面圖，橫座標之粗線代表主要對流雲區
 (a)輻散度場，實(虛)線表輻散(合)，(b)垂直速度場，實(虛)線表下降(上升)速度，(c)渦度場，實(虛)線表正(負)渦度，(d)溫度平流，實(虛)線表暖(冷)平流。

mb層有微弱的氣旋式渦度，至700 mb層已轉為反氣旋。反氣旋渦度隨高度略增，至200 mb層達最強，此種渦度場分佈符合 Emanuel (1985)所謂“動力飛輪”(Dynamic flywheel)觀念模式之適於對流系統的自我發展，進而支持 MCS 之發展。

5. 溫度場之分析

溫度平流的剖面圖(圖5d)顯示，發展期 MCS之中低對流層區域內均有明顯的暖平流，最大暖平流發生在700 mb層(6°C day⁻¹以上)。暖平流隨高度漸減，至400 mb層以上轉為冷平流，

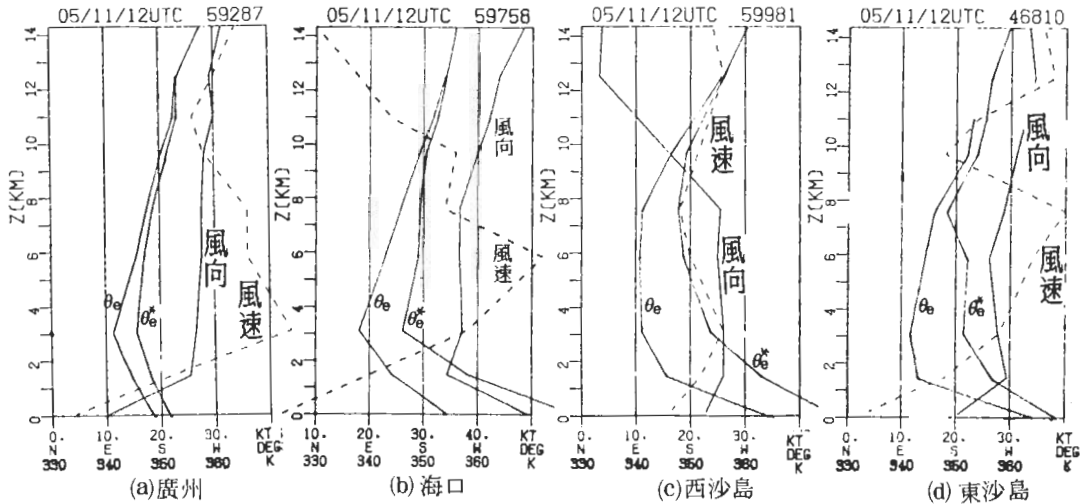


圖 6 5 月 11 日 1200 UTC MCS 附近主要探空站的風向、風速、相當位溫 (θ_e)、飽和相當位溫 (θ_e^*) 之垂直分佈圖, (a) 廣州 (59287), (b) 海口 (59758), (c) 西沙島 (59981), (d) 東沙島 (46810)。

300 mb 層之冷暖平流交界區剛好通過 MCS 中心, 高層的最大冷平流發生在 200 mb 與 150 mb 之間。從上述的溫度平流分佈情形可以看出, 低層暖平流配合高層冷平流; 亦即當大氣環境趨向不穩定化, 正有利於 MCS 之發展 (Maddox, 1983; 紀, 1988)。

6. 風場與相當位溫場之垂直分佈

由於此 MCS 主要發生在海上, 測站資料較少, 客觀分析的結果只能代表該地區的平均狀況。為了有效掌握 MCS 雲區附近的環境特性, 我們分析 MCS 附近的個別探空站之風向、風速、相當位置 (θ_e)、飽和相當位溫 (θ_e^*) 的垂直分佈圖 (圖 6)。

位於 MCS 北方的廣州測站 (圖 6a), 地面吹東風, 1 公里以上皆為西南風, 最大風速層發生在 700 mb (超過 40 kts); θ_e 與 θ_e^* 的垂直分佈顯示 700 mb 有極小值, 但與地面值相差不大, 顯示大氣略具對流不穩定。至於 MCS 西邊之海口測站 (圖 6b)、南邊的西沙島測站 (圖 6c) 及東邊之東沙島測站 (圖 6d), 此三個測站在 700 mb 層皆有 θ_e 之極小值, 顯示大氣皆具有足夠的對流性不穩定度

存在 (陳等, 1986)。尤其是東沙與西沙兩測站之地面與 700 mb 間的 θ_e 值相差超過 20 度, 藉著中低層的西南風可將 MCS 上游 (西及南邊) 暖濕的不穩定空氣源源不斷地輸送到 MCS 雲區內, 且 MCS 隨著 700 mb 層駛流繼續移向不穩定的東沙島區域, 以維持其發展 (林民生等, 1988)。

(二) MCS 成熟期環境條件之分析

1. 輻散度場與垂直速度場之分析

5 月 12 日 0000 UTC, MCS 已向東移入強盛的低層輻合區, 由通過 118° E 的剖面圖 (圖 7a) 顯示, 850 mb 層 MCS 區域的輻合強度為 $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上, 此低層輻合至 700 mb 層已漸減至 $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 且於 500 mb 轉成輻散。這種輻散現象繼續隨高度增強, 至 200 mb 層達 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上。此時段之低層輻合與高層輻散作用均比 12 小時前旺盛, 對於支持 MCS 之持續發展頗有助益 (紀與陳, 1986; 陳, 1988), 也有助於新生對流的成長。其最大輻合中心發生在 850 mb 層, 最大輻散中心在 200 mb 層, 顯示此 MCS 仍在繼續發展。至於上升運動最強的高度在 700 mb 與 500 mb 之間達

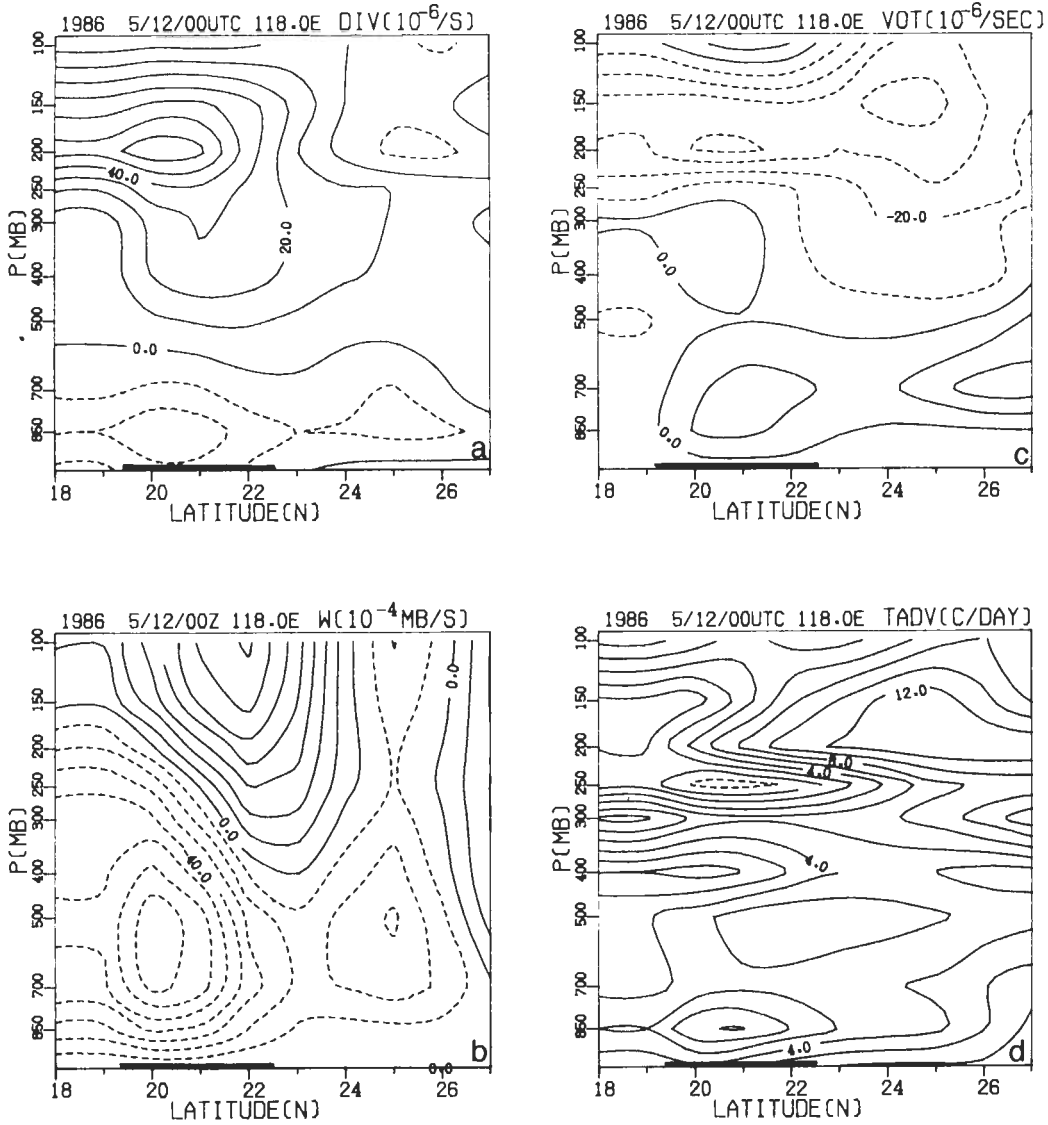


圖 7 5月12日 0000 UTC 沿 118° E 之垂直剖面圖，橫座標之粗線代表主要對流雲區 (a)輻散度場，實(虛)線表輻散(合)，(b)垂直速度場，實(虛)線表下降(上升)速度，(c)渦度場，實(虛)線表正(負)渦度，(d)溫度平流，實(虛)線表暖(冷)平流。

$-7 \times 10^{-3} \text{ mb s}^{-1}$ 以上(圖 7b)，之後隨高度漸減，在 200 mb 層以上逐漸轉成下降運動。

2 渦度場之分析

根據渦度的垂直分佈圖(圖 7c)顯示，850 mb 與 700 mb 層均屬氣旋式渦度，且此正渦度之垂

直厚度超過前 12 小時，更有利於 MCS 之持續成長 (Emanuel, 1985)。正渦度隨高度緩緩遞減，至 300 mb 以上始變成反氣旋渦度，並於 200 mb 層增至較強。

3 溫度場之分析

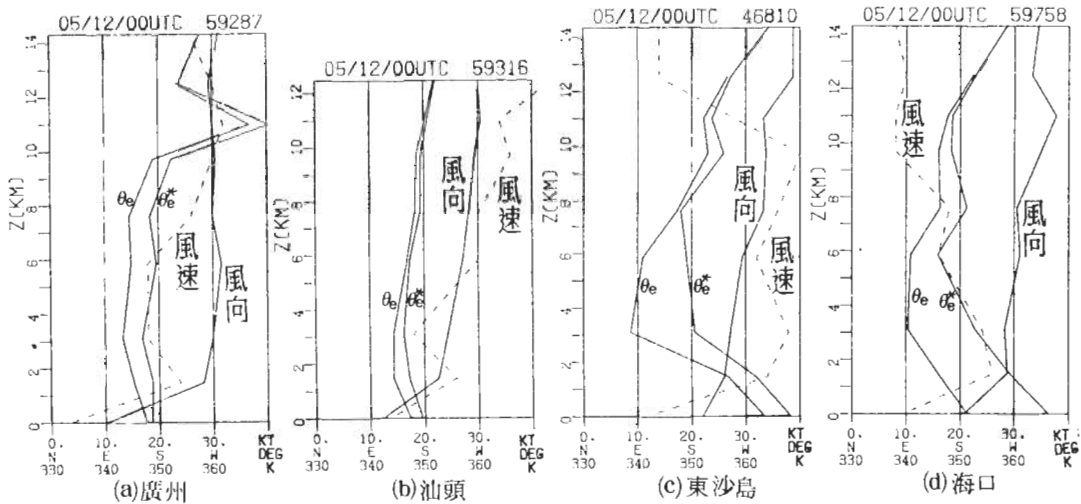


圖 8 5月12日 0000 UTC MCS附近主要探空站的風向、風速、相當位溫 (θ_e)、飽和相當位溫 (θ_e^*) 之垂直分佈圖。(a)廣州 (59287)，(b)海口 (59758)，(c)西沙島 (59981)，(d)東沙島 (46810)。

至於溫度平流的分佈如圖 7d 所示，最大暖平流發生在 850 mb 層強度達 $10^\circ \text{C day}^{-1}$ ，強度隨高度遞減，至 250 mb 層轉為微弱的冷平流，200 mb 層以上再轉為暖平流。此時段 MCS 中心與暖平流區之偶合充分支持 MCS 已達強盛時期所需之大氣不穩定度 (Lin, 1986；紀與陳, 1986)。

4. 風場與相當位溫場之垂直分佈

分析 MCS 附近探空資料顯示，在 MCS 北方的廣州 (圖 8a) 與汕頭 (圖 8b) 所具有潮溼的大氣 (θ_e 與 θ_e^* 約差 2~4 度) 已消耗大部分的可用位能；然而位於 MCS 雲區內的東沙島 (圖 8c)，地面與 700 mb 層之相當位溫相差在 20 度以上，大氣對流不穩定度甚為強烈，且中低層已接近飽和，中層乾冷而較不飽和之大氣均有利於 MCS 之發展 (Ray, 1986)。此外，MCS 西方之海口 (圖 8d)，其不穩定度不若東沙島，850 mb 層以上已轉為偏西風，可知 MCS 之源區已東移離開海南島近海，東沙島一帶已成新的 MCS 源區。

五、討論和結論

在 MCS 生成與發展的生命過程中，豐富的水汽含量及顯著的大氣不穩定度扮演有利的環境條件 (Lin, 1986)，但適當的中尺度激發機制以釋放預存的不穩定則是 MCS 發展不可或缺的重要條件 (Emanuel and Sanders, 1983)。茲就前節敘述的激發機制與環境條件加以討論如下：

(一) 低層噴流 (LLJ)：

此次 IOP 個案中，LLJ 一直伴隨 MCS 之存在及東移 (圖 3d, 3e)，並於南海地區提供 MCS 發展所需的水汽輸送及低層輻合場。從風場分析獲悉，LLJ 之高度略從發展期的 700 mb 層降低至成熟期的 850 mb 層；低層噴流與 MCS 及降水之密切關係，不論從觀測分析 (陳與俞, 1987；蔡與鄭, 1987) 或從數值模擬 (柯等, 1986) 皆已獲得肯定之支持。至於最強盛 LLJ 層之低降原因與 MCS 發展之動力關連，則有待數值模擬來闡明。此外，本個案之 MCS 大致均處於 LLJ 之出區，則為十分明確 (蔡與鄭, 1987)。

(二) 輻合層之位置：

誠然 11 日 1200 UTC 主要 MCS 屬於發展階段，並於 12 日 0000 UTC 進入成熟階段，但是廣東沿海之鄰近地區則有新生對流再生，因此以此兩時段綜觀天氣時間分別代表 MCS 之發展及成熟期並非全區域性之所必然。鑑於此，比較此兩時段之輻散度與垂直速度場（圖 5a-b 及 7a-b）見出，發展期之輻合層與相對的最大上升運動層比成熟期為低，顯示對流系統的貢獻在發展期佔優勢，中尺度系統則於成熟期達到高峰。但是若有部份重新發展的深對流系統出現，亦會調適其對輻散度與垂直運動的貢獻，如同 Ogura and Chen (1977) 研究中緯度對流風暴所指出輻合層之高度變化。

(三) 高層輻散與分流：

比較圖 5a 及圖 7a 獲悉，隨著 MCS 趨於成熟，高層輻散度亦隨之增強。此種增強除了環境條件之貢獻外，根據圖 3c 及圖 3f 南海地區之風向及風速變化，顯示 MCS 高層外流增強且等風速線變密，此亦為高層輻散度增強之重要因素 (Maddox, 1983)。成熟期高層分流之明顯化，乃源於上升速度之增強（圖 7b）及高層風向之急速變化（圖 3f）所致，此與 MCS 之趨於成熟是因是果仍有待研究。

(四) 溫度平流場：

在此個案中，低層暖平流與高層冷平流於 MCS 發展期十分明確（圖 5c），充分支持不穩定化大氣之功能；然而，此種型式在 MCS 之成熟期則已不復顯著（圖 7c），隱著當 MCS 發展到某一程度後，其內部動力作用開始自我趨動而使 MCS 趨於成熟，使得溫度平流之重要性相對降低。

綜合以上的分析，我們歸納出生成至發展期 MCS 具有以下特性：

1. 700mb 層之低層噴流顯著，充分供應 MCS 生成與發展所需之水汽與熱量，並為激發 MCS 之有利因素之一，與 TAMEX-Phase I 中 IOP

3 之 MCS 類似 (紀, 1988)。

2. 最大輻合層在 500mb，850mb 層之輻合不明顯，如同 Maddox (1983) 的研究顯示，當主要的輻合區提升到中對流層而低層出現輻散時，此 MCS 已超越發展期。
3. 高層分流及輻散顯著，最大輻散區發生在 200mb 層，相對應的最大上升運動區發生在 400mb 層，與美洲 MCC (Maddox, 1983) 類似。
4. 低層正渦度不明顯，幾乎大部份的對流層均屬微弱的負渦度，顯示低層正渦度並非不可或缺。
5. 低層暖平流中心在 700mb 層，高層冷平流中心在 200 ~ 150mb 層，充分支持大氣的不穩定化作用；MCS 適宜的環境存有足夠的不穩定度，以利 MCS 之發展。

發展至成熟期的 MCS 之特性：

1. 850mb 層之低層噴流顯著，主要的輻合亦集中在 850mb 層。500mb 層以上為輻散區，最大輻散中心則在 200mb 層，此種輻散度場的配置可繼續維持 MCS 內部強盛之循環。
2. 300mb 層以下為正渦度，以上為負渦度，此種上下層渦度之明顯對比與偶合，有利於深對流之垂直發展與 MCS 之趨於成熟。
3. 850mb 層的暖平流顯著，但中高層的冷平流不明顯，溫度平流之重要性隨高度之增加及 MCS 之演化相對地減低。
4. MCS 北邊的大氣趨於穩定，南邊及雲區內仍有很大的不穩定度，使得 MCS 之南緣繼續有新生之對流產生，延續 MCS 之生命期。

誌 謝

本研究承蒙 TAMEX 資料管理組提供 Pre-TAMEX 之磁帶，中央氣象局給予部份電腦之支援；又中央氣象局林淑宜小姐、張鳳勳小姐及財政部張美美小姐協助謄稿，在此一併致謝。本研究在國科會專案計畫 NSC 77-0202-M052-02 資助下得以完成，深表感謝。

參 考 文 獻

- 丘台光與林雨我, 1985: 利用衛星、雷達資料作台灣地區豪雨預報之初步研究。天氣分析與預報研討會論文彙編, 107-129。
- 丘台光與劉復誠, 1985: 民國 73 年 6 月 3 日台灣北部地區豪雨之個案研究。大氣科學, 12, 93-102
- 曲克恭與任立渝, 1986: 梅雨季發生大雨之綜觀預報法, 大氣科學, 14, 17-32。
- 林民生、謝信良、陳熙揚、丘台光、林煒閔、徐辛欽與廖述宏, 1988: 中尺度對流系統之演化與激發機制, NSC77-0202-M052-02 研究報告, 1-109 頁。
- 林煒閔與林民生, 1988: 第一階段 TAMEX 觀測期間台灣地區豪雨系統之個案分析。大氣科學, 16, 2, 163-174。
- 吳宗堯與陳泰然, 1986: 『劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫』第一階段實驗, 國科會 NSC 75-0414-P052-05 研究報告。
- 紀水上, 1988: TAMEX 第一階段實驗觀密集測第三個案(1986年6月4-6日)之研究, 國科會 NSC77-0202-M52-04 研究報告。
- 紀水上與陳泰然, 1986: 中尺度對流系統發展與消散之環境條件, 1981年5月27-28日個案分析, 第四屆全國大氣科學學術研討會論文彙集, 120-137。
- 柯文雄、林和與沈鴻禧, 1986: 低層噴流的數值模擬。第四屆全國大氣科學學術研討會論文彙集, 61-75。
- 陳景森、丘台光與王時鼎, 1986: 梅雨期間中尺度對流系統的初步研究(I) 中尺度系統的演化, 第四屆全國大氣科學學術研討會論文彙集, 217-234。
- 陳泰然與俞家忠, 1987: 1986年5-6月第一階段實驗豪雨天氣系統之初步分析, 國科會防災科技研究報告 76-27 號, 1-78。
- 陳泰然, 1988: 台灣梅雨研究的回顧, 科學發展月刊, 16, 2, 239-266。
- 喬鳳倫等, 1987: 台灣地區中尺度實驗—第一階段 III。
- 蔡清彥與鄭寶鳳, 1987: 台灣地區梅雨期間低層噴流的結構分析及其發生大雨的關係, 大氣科學, 15, 1, 1-16。
- Barnes, S.L., 1973: Mesoscale objective map analysis using weighted time series observations. NOAA Tech. Meso. ERL NSSL-62, 60PP.
- Cotton, W.R., R.L. George, P.J. Wetzel, and R.L. McAnelly, 1983: A long-lived mesoscale convective complex. Part I: The mountain-generated component. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1893-1918.
- Emanuel, K.A., and F. Sanders, 1983: Mesoscale Meteorology. *Rev. of Geophy. and Space Physics*, 21, No. 5, 1027-1042.
- Emanuel, K.A., 1985: Frontal circulation in the presence of small moist symmetric stability. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1062-1071.
- Frank, W.M., 1978: The life cycles of GATE convective systems. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1256-1264.
- Leary, C.A., and R.A. Houze, Jr., 1979: The structure and evolution of convection in a tropical cloud cluster. *J. Atmos. Sci.*, 36, 437-457.
- Lin, S.C., and T.K. Chiou, 1985: Objective scale separation technique and its application on the mesoscale convective system diagnostics. *P. Meteor. Res.*, 8, 69-94.
- Lin, M.S., 1986: The evolution and structure of composite meso- α -scale convective complexes. Ph. D. Dissertation, Dept. of Atmos. Sci., Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado, 245pp.
- Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1374-1387.
- Maddox, R.A., and C.A. Doswell, III, 1982: An examination of jet stream configurations, 500mb vorticity advection and low-level convection. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 184-197.
- Maddox, R.A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1475-1493.
- McAnelly, R.L., and W.R. Cotton, 1986: Meso- β -scale characteristics of episode of Meso- α -scale convective Complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1740-1770.

O'Brien, J.J., 1970: Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, 9, 197-203.

Ogura, Y., and Y-L. Chen, 1977: A life history of an

intense Mesoscale Convective Storm in Oklahoma. *J. Atmos. Sci.*, 34, 1458-1476.

Ray, P.S., 1986: Mesoscale Meteorology and forecasting. *Amer. Meteor. Soc.*, Chapter 17, 390-413.

A Case Study of the Mesoscale Convective System during TAMEX phase I

Ming-Sen Lin
Applied Meteorology Division
Central Weather Bureau

Shi-Min Lin
Atmospheric R & D Center
Central Weather Bureau

(manuscript received August 11, 1989; in final form September 26, 1989)

ABSTRACT

In this research, TAMEX-phase I IOP I (during May 10-12, 1986) is selected for detailed diagnostic analysis in attempting to reveal the evolution, environmental conditions and possible triggering mechanisms of the associated Mesoscale Convective Systems (MCSs). It was revealed that the major convective systems of this case resulted from the convergence of low-level warm-moist unstable flow and the cyclonic circulation of the tropical disturbance over the South China Sea. The rather weak vertical motion and little precipitation within the region of developing MCS were found closely related to the insignificant low-level moisture flux convergence, the ahead-leading of the low-level convergence/warm-advection, plus the lack of large-scale upper-level trough forcing. The largely precipitating area over the southeast China was located to the north of low-level jet (LLJ), while the MCS in Taiwan area was initiated and intensified at the leading edge of LLJ. Within the region of mature MCS, the reinforcement of the upward motion owed its existence to the coupling of the significant low-level moisture flux convergence/warm-advection, LLJ and the strong upper-level divergence/diffluence.

Key words: Mesoscale Convective Systems, Environmental Conditions, Triggering Mechanisms.