

# 梅雨鋒面中尺度結構與中尺度對流系統激發機制之個案分析

魏志憲 何台華 張茂興  
國防大學中正理工學院應用物理系

## 摘要

本研究利用 1999 年 5 月份梅雨鋒面通過台灣北部時中正機場 (CKS) 都卜勒氣象雷達所觀測之資料，分析伴隨鋒面之中尺度結構，及其內部激發中尺度對流系統之可能機制。個案一中 5 月 19 日 0000 UTC 時板橋探空資料計算所得之對流可用位能約  $362 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ，而使用廣泛式速度方位顯示法 (EVAD) 所得水平風場剖面之時間序列，在高度 1 公里以下發現環境平均風場為強勁之偏西北氣流 ( $\sim 12 \text{ m/s}$ )，配合等高度平面位置顯示圖，則發現當鋒面位在臺灣西北外海時，偏西分量之氣流，與西南來之地形噴流在 1.5 公里高度之下形成合流帶，鋒面組織性對流系統則沿合流帶生成與發展。當鋒面移入陸地後，鋒面前導線後緣約 1 公里高度存在一氣旋式環流，使已存在之對流系統重新組織。

關鍵詞：梅雨鋒面、中尺度對流系統

(2002 年 11 月 10 日收稿；2002 年 11 月 13 日定稿)

## 一、前言

每年五至六月份，當梅雨鋒面移近台灣地區時，其高度都相當淺薄（冷空氣厚度約 1 公里），並且在衛星雲圖上通常呈現一長條形的層狀雲帶，沿此雲帶可發現許多對流伴隨在上 (Chen, 1993; Chen, 1978; Wang et al., 1990)，這些對流系統往往造成台灣地區豪大雨之發生。而台灣地區中尺度實驗 (Taiwan Area Mesoscale Experiment, TAMEX 1987) 密集觀測期間所獲得豐富的資料，可發現梅雨鋒面伴隨許多中尺度的特徵，其具有飆線雨帶之特性，有氣旋式環流，及輻合帶，並且常常可觀測到低層噴流 (Low Level Jet, 簡稱 LLJ) 存在。此外還有對流上沖流及下沖流等的對流尺度的現象產生。經由更仔細的雷達資料與地面觀測網之分析，以及數值模式的模擬結果，進一步的了解上述現象在鋒面雨帶演變過程所扮演的角色，以及對豪大雨之影響。

Chen and Yu (1988) 指出在台灣北部豪雨發生前 12 小時，出現 LLJ 之機率為 84%，並且研究 1965-1984 年 5 至 6 月 35 個豪雨個案，亦發現 LLJ 在 MCSs 發生前即已存在；而 Jou and Deng (1992) 利用雙都卜勒雷達之合成風場，

分析 IOP#13 個案中 LLJ 在激發與組織台灣地區濕對流之關係，發現 LLJ 在鋒面界面上所產生的強烈輻合是對流的激發機制，而當對流發展至成熟階段時，位於鋒前下沖流有利於將低層噴流偏向鋒面而增加鋒面帶上的輻合；其更進一步提出概念模式：在鋒後冷池與鋒前低層垂直風切，構成渦度平衡之所謂“最佳狀態”時，鋒面舉升更有效率；雨帶演變過程中，首先上沖流在垂直風切處產生擾動高壓，下游處有擾動低壓，產生之氣壓梯度力使得中高層對流向鋒前傾斜，讓對流下沖流更加顯著；下沖流之角色如上之研究所述。此外 Meso- $\alpha$  鋒面具有重新修補 Meso- $\beta$  鋒面之能力，而風切不穩定可詮釋鋒面-個別對流系統之間交互作用 (周等, 1995)。而 Lin et al. (1996) 也同樣利用 IOP#13 之個案進行雙都卜勒雷達之合成風場分析，指出在前導線上雨胞的對流冷下沖流與鋒前高  $\theta_e$  空氣形成陣風鋒，舉升富含濕氣之空氣送入鋒前區。鋒面海上部份仍持續形成新胞，向東移入老的雨帶中維持長生命期；陣風鋒的移速受密度流機制影響，使雨帶的移速大於鋒面。Li et al. (1997) 也同樣對 IOP#13 進行個案分析，則發現盛行的西南氣流與台灣島嶼地形交互作用所形成之地形噴流 (Barrier jet)，與槽後冷空氣產生風移線；沿著風移線有許多新胞形

成，而底層輻合區使其增強，而維持雨帶的長生命期。而宋等(1997)更是利用MM5模式，針對IOP2進行數值模擬，指出雨帶(或中尺度對流系統)提供潛熱釋放，加熱大氣，加強低層輻合，和LLJ形成正反饋作用，使對流雨帶自我加強並維持LLJ，再透由科氏力或地轉調整使LLJ加強。Hor et al. (1998)則發現梅雨鋒面前導線處存在明顯之密度流與中尺度對流系統，其中伴隨明顯的上升與下沉運動，並說明冷源區中有一由後向前的強盛氣壓梯度力，在系統的前頭則存在中尺度的對流不穩定。而密度流的傳遞與鋒面及中尺度對流系統的維持機制，乃由於平均流場中動能傳送之緣故。上述研究均是利用TAMEX期間所獲得之資料，對於梅雨鋒面的中尺度結構，及對流運動之型態有更深入的了解。

在TAMEX之後，仍陸續舉行之「台灣地區豪雨研究群密集觀測與預報驗」，對於伴隨鋒面的中尺度環流及對流系統之激發與發展機制研究，均有莫大的助益(Kuo and Chen, 1990)。因此本研究嘗試利用單一都卜勒氣象雷達資料，研究發生在台灣北部伴隨鋒面之中尺度對流系統的激發與發展機制，在1999年5月19日時，梅雨鋒面由大陸東南沿海移入台灣陸地，造成台灣北部地區出現豪大雨之情形。由於此個案在中正機場氣象雷達的觀測涵蓋範圍內，故期望以傳統觀測資料，配合都卜勒雷達分析，探討隨鋒面之中尺度對流系統結構等特徵之初步概念模式。

## 二、資料來源與分析方法

在傳統觀測資料上，地面觀測部分以中正機場航空氣象觀測資料為主，尤其是在天氣現象變化甚劇時，航空氣象觀測可提供較高的時間解析。此外另參酌松山機場及中央氣象局淡水測站之降雨量資料。探空資料包括板橋(46692)、馬公(46734)等測站，在鋒面移入陸地後，此二測站觀測資料可相對代表鋒前與鋒後大氣垂直結構特性。雷達資料取民航局中正機場氣象雷達資料，用以分析單一都卜勒雷達觀測結果，方法除平面位置顯示(PPI)、等高面平面位置顯示(CAPPI)之外，在風場方面，則利用速度方位顯示

(Velocity -Azimuth Display, 簡稱VAD)方法。Lhermitte 和 Atlas(1961)提出了VAD方法，可從整掃描圈上的徑向速度得到雷達掃描範圍內的平均風向與風速的垂直分佈。Browning 和 Wexler(1968)擴充了VAD方法，進一步從單都卜勒速度場中計算風場的平均散度，可以得到一條距離—高度的散度垂直剖面。本研究則採用鄧與周(1995)修正後之廣泛式速度方位顯示法(extended velocity azimuth display; EVAD)

## 三、個案描述

1999年5月18日1800 UTC與5月19日0000 UTC綜觀地面圖顯示鋒面正接近並通過台灣北部，而在5月18日0000 UTC 850與700hPa高空圖上，華南沿海與台灣西岸均存在大於15 m/s的強風軸，其中板橋測站風場資料顯示在850至700hPa之間存在15m/s至20 m/s之最大風速。然而計算對流可用位能(convective available potential energy; CAPE)之值，僅有 $362\text{m}^2/\text{s}^2$ ，而同一時間馬公測站CAPE值更只有 $64\text{m}^2/\text{s}^2$ ，顯示大氣存在微弱的不穩定度。而由5月18日2100 UTC(圖1.)至5月19日0300 UTC每三小時中尺度地面分析中，可估算鋒面之移動速度約為4m/s，並且在鋒面前緣中尺度高低壓配置

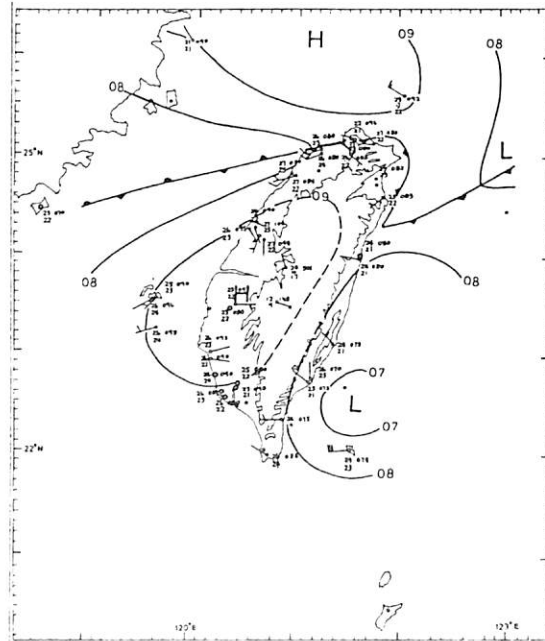


圖1. 1999年5月18日2100 UTC中尺度地面分析圖。

中，存在明顯之氣壓梯度力，有助於形成地形噴流(barrier jet)。

## 四、雷達資料分析

由5月18日2145 UTC至5月19日0000 UTC每15分鐘的連續雷達降水回波與徑向風場分析，可發現在2245 UTC之前為鋒面對流系統之激發與發展階段，且至少有三處以上強度大於35 dBZ的降水回波中心分別存在於台灣西北海岸與海面上，在雷達站西南方形成後持續朝東北方向移動(圖2a, b.)。徑向風場特徵則說明鋒前存在大於12m/s之西南氣流，而鋒後氣流呈現明顯且強勁的西風分量，風速可達12m/s。2300 UTC之降水回波顯示鋒面雨帶持續移入陸地，並呈現減弱之趨勢。此後一小時內由中正機場氣象台所測到之累積降雨量達22mm。當鋒面雨帶移入陸地後，在雷達站西南方局部對流系統重新再組織並發展，但生命期僅維持一小時後即減弱。

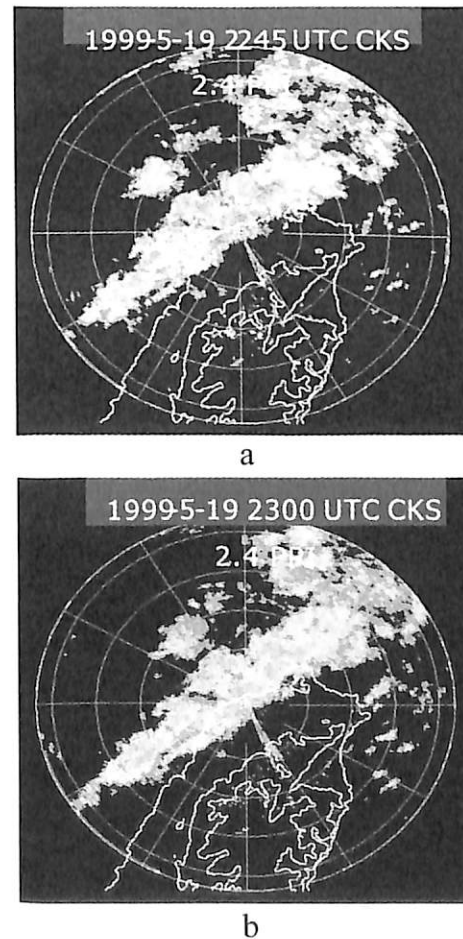


圖2. 1999年5月18日(a)2245 UTC (b)2300 UTC之PPI仰角2.4度回波場圖。

## 五、鋒面中尺度對流系統之激發與發展機制

由板橋測站之探空資料得知，台灣北部大氣條件僅呈現微弱之不穩定狀態，並由過去數個個案研究中可得知，動力的作用乃為影響鋒面對流系統激發與發展之主因(魏, 1999)，因此本研究著重於分析激發對流系統之動力機制。利用廣泛式速度方位顯示法(extended velocity azimuth display; EVAD)，所計算得到水平平均風場之垂直剖面時間序列(圖3)，可發現5月18日2215 UTC至2230 UTC時，高度1公里以下之風向呈現明顯之轉變，原先環境以西南風為主，之後則均呈現西北風之狀態，說明在鋒面通過雷達站時，高度1公里以下之風場存在強勁之偏西分量。而在5月18日2145 UTC至5月19日2245 UTC高度2公里以下，每0.25公里一層之等高面平面位置顯示圖(constant altitude plan position indicator; CAPPI)中，將降水回波與徑向風場合成後，可發現強回波區(大於30 dBZ)呈現近乎線狀之組織，而強度大於35 dBZ的降水回波中心，組織型態均呈現似波狀。在徑向風場結構上，在1公里以下的高度，偏西風之氣流愈接近地面愈強勁，其與西南來之地形噴流在0.75公里高度勢力相當，可由2145 UTC 0.75公里高度(圖4a)與2245 UTC 0.75公里高度(圖4b)之CAPPI中可明顯看出。此種風場形勢之配置與Li et al. (1997)研究TAMEX IOP#13個案所發現之風場極相似，此時地形噴流與強勁的偏西氣流交會形成合流，合流區所伴隨之輻合效應與鋒面對流系統之激發與發展相關，而值得注意的是，在比較徑向風場風速零值線與降水回波之相關位置，可以明顯發現降水回波帶均分佈由雷達站在向西北延伸零值線之第一個轉折點上，由此可推測地形噴流與強勁的偏西氣流交會區應位在該轉折點向東北西南延伸之方向上(圖5)。

此外，在鋒面雨帶接近陸地前，0.5公里高度之CAPPI顯示偏西北氣流前緣存在一徑向風場風速零值線，此極似鋒面前導線之位置，但在其上並無任何強降水回波產生，因此鋒面前導線之輻合帶所激發之對流現象，在本研究的個案中並未發。

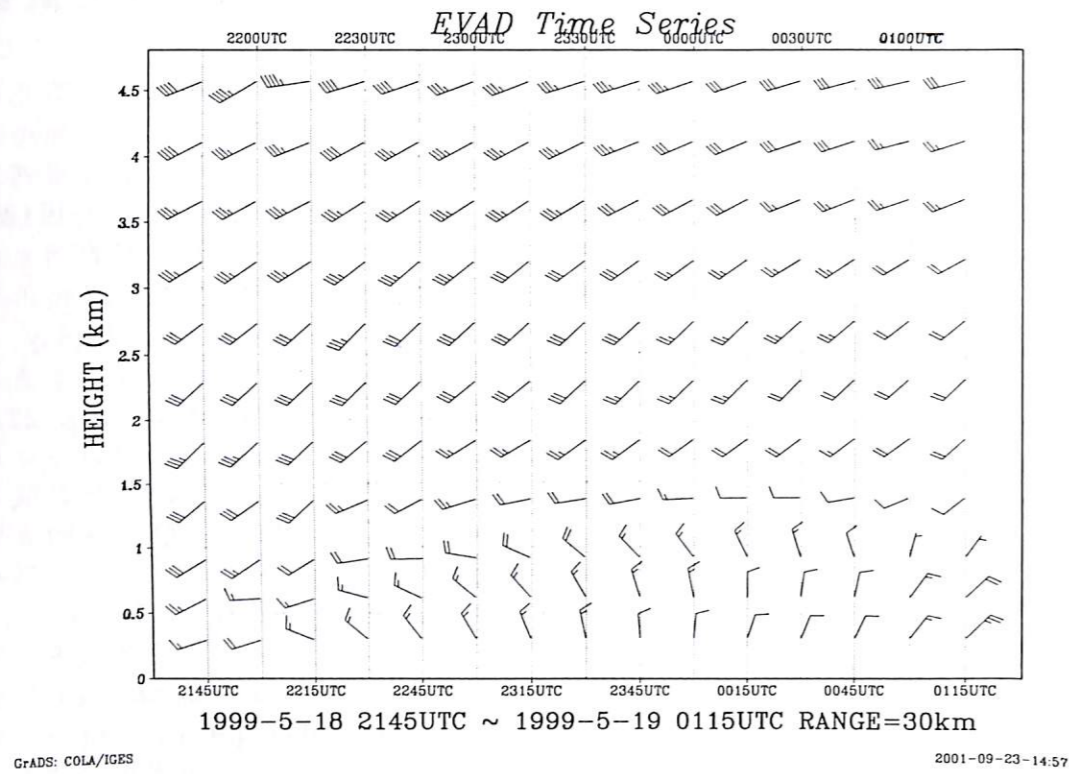


圖 3. 1999年5月18日2145 UTC 至 0115 UTC 之 EVAD 時間序列圖。

1999-05-18 2245UTC CKS 0.75km CAPPI

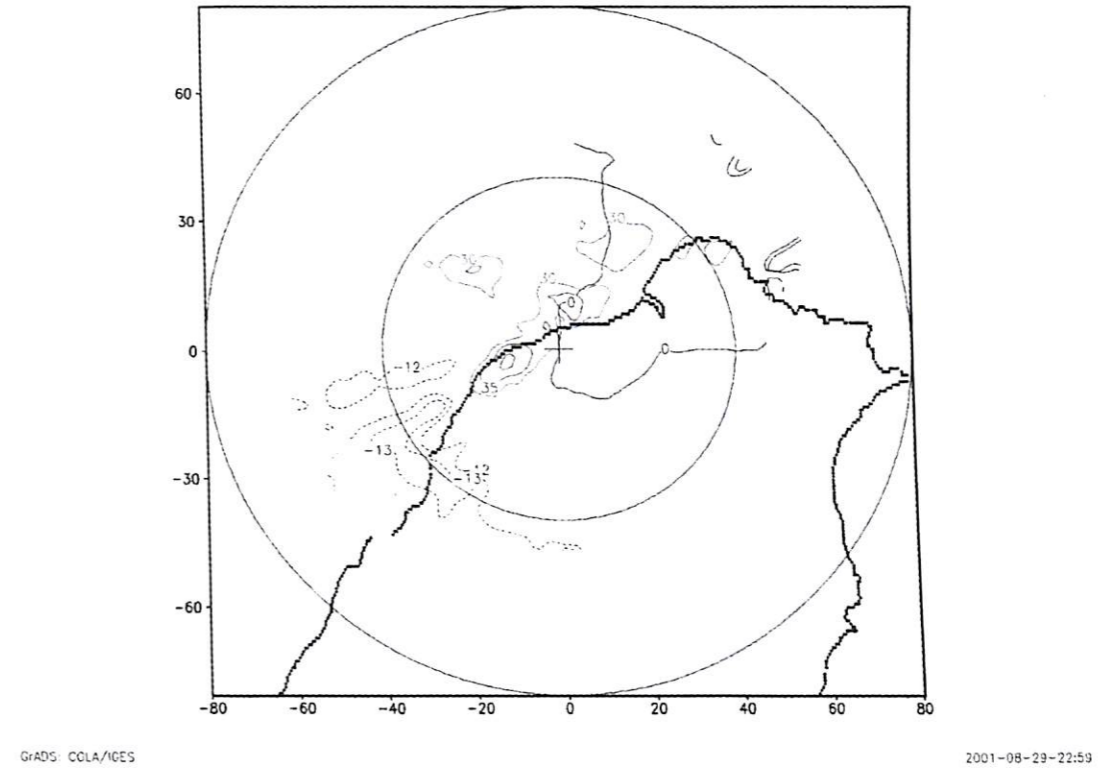


圖 5. 1999年5月18日2145 UTC 高度 0.75 公里之強降水回波中心與徑向風場示意圖。

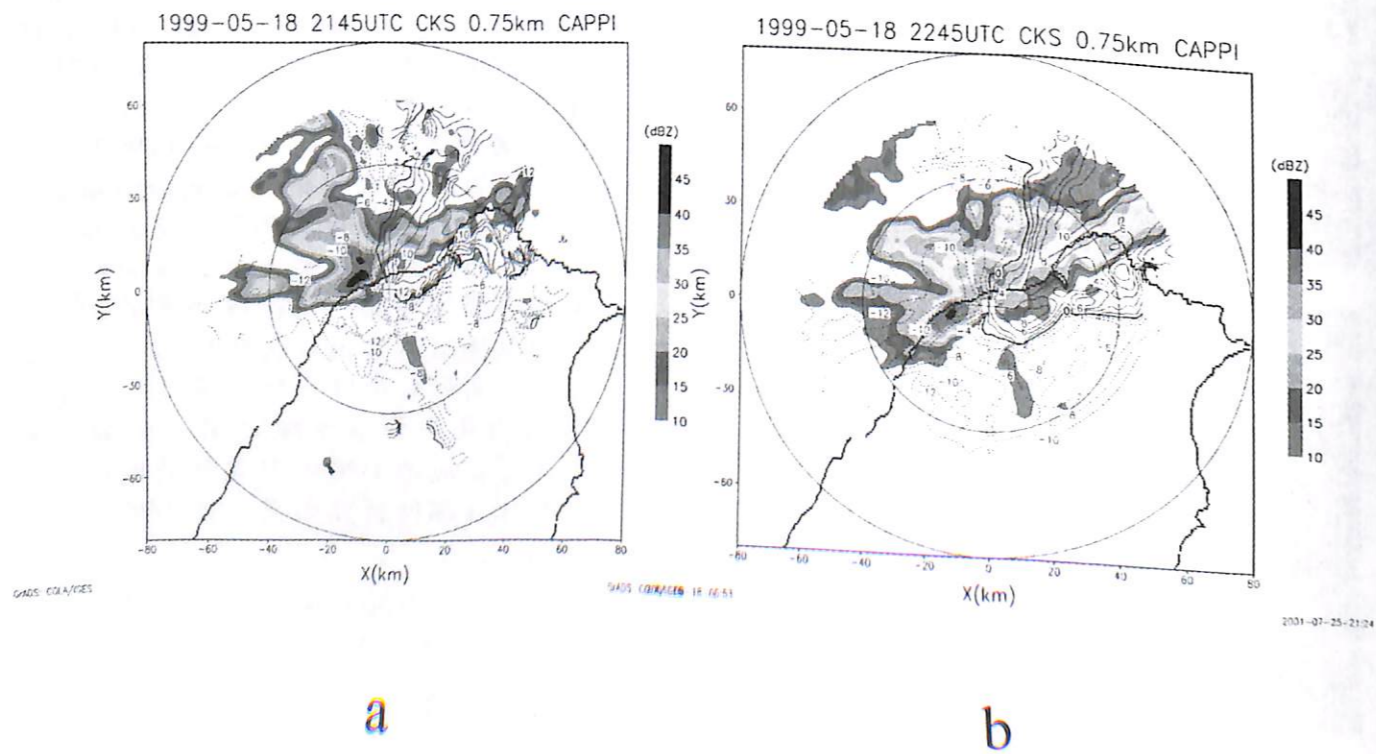


圖 4. 1999年5月18日(a)2145 UTC (b)2245 UTC 高度 0.75 公里之 CAPPI 圖。

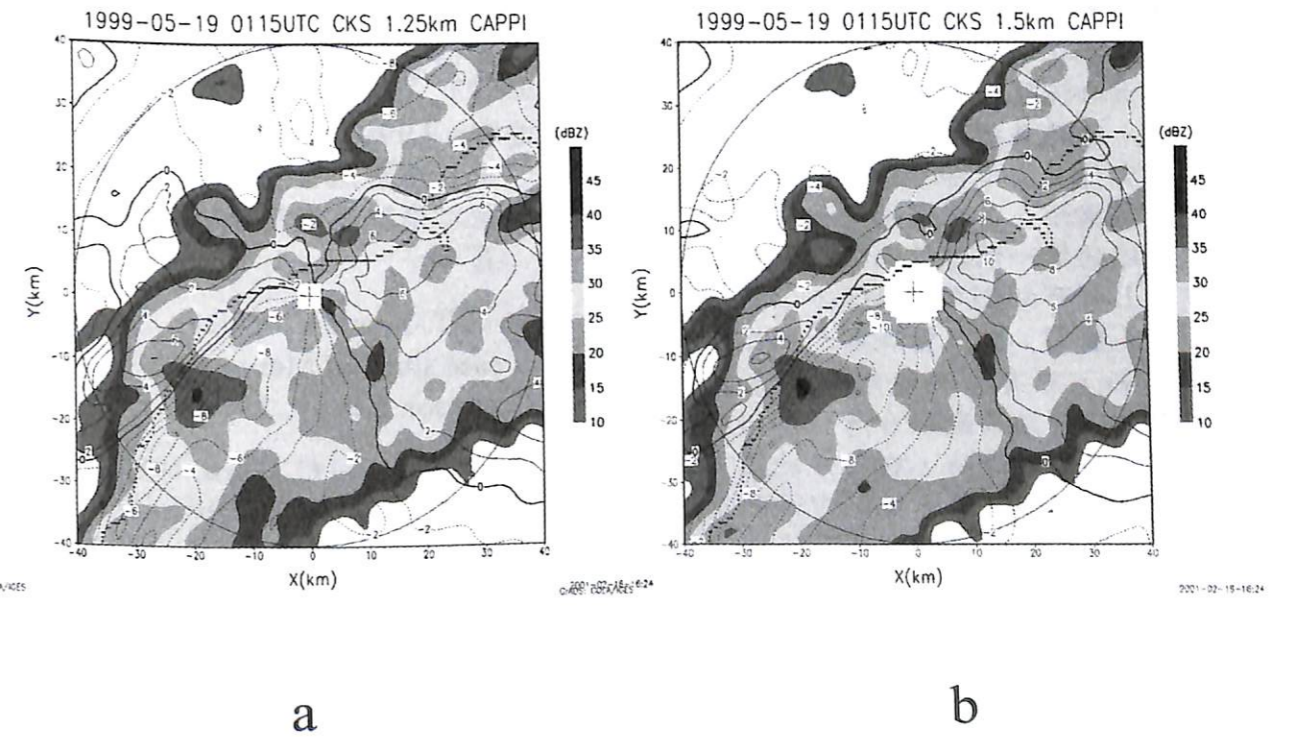


圖 6. 1999年5月19日0115 UTC (a)高度 1.25 公里(b)高度 1.5 公里之 CAPPI 圖。

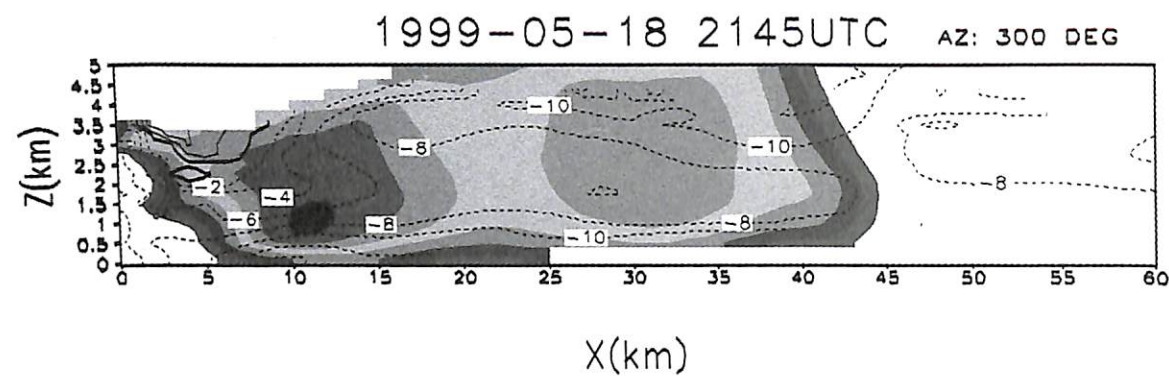


圖 7. 1999 年 5 月 18 日 2145 UTC 方位角 300 度之垂直剖面。

現。然當鋒面移至雷達站西南方時，局部的對流系統有重新組合之趨勢，配合 0115 UTC 之 1.25 公里與 1.5 公里 CAPPI (圖 6a,b) 可發現強回波中心位在一氣旋式環流區域內，此氣旋式渦旋並非發生在鋒面前導線前方，而是在前導線後緣，應為對流系統系統重新被組織之機制。

## 六、討論與結論

本研究中發現當鋒面雨帶接近台灣北部時，偏西分量之氣流相當的強勁 (~12m/s)，此強勁之氣流在 0.75 公里高度與西南來之地形噴流形成合流區，合流區所伴隨之輻合效應可激發、維持並組織鋒面之對流系統。但由於本研究僅具備單都卜勒雷達資料，因此研判合流區應位在由雷達站向西北延伸之徑向風零值線的第一個轉折點，向東北西南延伸之方向上。而由 2145 UTC 方位角 300 度之剖面圖 (圖 7) 中，發現西北風之垂直風切相當明顯，亦有利於後續對流系統之維持。本個案研究結果顯示台灣北部沿海地帶盛行西南與偏西氣流時，在沿岸地區易受地形影響形成局部輻合帶，有利中尺度對流系統之激發。但就鋒面前導線位置來看，其上並無任何強降水回波產生，此一原因有待探討，然而當鋒面移入陸地後，可發現鋒面前導線後緣 1.5 公里以下高度存在氣旋式渦旋，維持了中尺度對流系統的發展，然而造成此一中尺度渦旋位在前導線後緣上方，形成原因應與南北氣流之交互作用有關，但未來仍需再做進一步分析。

## 七、參考文獻

- 鄧秀明與周仲島，1995：廣泛式速度方位顯示方法之誤差分析與其在梅雨鋒面的應用。大氣科學，23，123-145。
- 周仲島、洪景山與鄧秀明，1995：梅雨鋒面對流雨帶之動力研究 (一)：低層噴流和垂直風切在激發、維持與組織對流雨帶的角色。大氣科學，23，179-208。
- 宋偉國、陳泰然與郭英華，1997：低層噴流和中尺度對流系統間的相關性研究。大氣科學，25，211-234。
- 魏志憲，1999：台灣地區梅雨季低層噴流與中尺度對流系統之交互作用研究。中正理工學院應用物理研究所碩士論文，102 頁。
- Chen G. T.-J., and C.-Y. Tsay, 1978: A synoptic case study of Mei-yu near Taiwan. Pap. Meteor. Res., 1, 25-36.
- G. T. J. Chen, and C. C. Yu, 1988: Study of low level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu season. Mon. Wea. Rev. 116, 884-89.
- Chen, G. T. J., and H.-C. Chou, 1993: On the general characteristics of squall lines observed in TAMEX. Mon. Wea. Rev., 121, 2122-2131.
- Jou, B. J. -D., and S. -M. Deng, 1992:

Structure of a low level jet and its role in triggering and organizing moist convection over Taiwan: a TAMEX case study. T.A.O., 3, 39-58.

- Hor, T.-H., C.-H. Wei and M.-H. Chang, 1999: Study on the triggering of mesoscale convective systems accompanied by the Mei-yu front over the Northern Taiwan area. Third Workshop on Recent Development of Radar Meteorology. Taipei, Taiwan, ROC. 41-45.
- Lin, Y. J., R. W. Pashen, J. G. Zilka and M. R. Martino, 1996: Further studies of a prefrontal convective rainband during TAMEX IOP 13: Part I: Reflectivity history and cell evolution. T.A.O., 7, 61-82.
- Li J., Y.-L. Chen and W.-C. Lee, 1997: Analysis of a heavy rainfall event during TAMEX. Mon. Wea. Rev., 125, 1060-1082
- Wang, T. C., Y. J. Lin, R. W. Pasken, and H. Shen, 1990: Characteristics of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler data. Part I: Kinematic structure. J. Atmos. Sci., 47, 2357-2381.

## **Case study on the mesoscale characteristics and Triggering Mechanisms of MCSs accompanied by the Mei-yu frontal systems**

Tai-hwa Hor, Chih-hsien Wei, and Mau-hsing Chang  
Dept. of Applied Physics CCIT, NDU, Taiwan, ROC

### **ABSTRACT**

By using the Civil Aeronautics Administration (CAA) Doppler radar data, the kinematic and dynamic structures of mesoscale convective systems (MCSs) accompanying with the Mei-yu frontal systems over the northern part of Taiwan for three different cases were investigated. The three dimensional conceptual models associated with these cases were constructed in order to realize the possible mechanisms of triggering and development of MCSs.

The preliminary results show: (1) The southwesterly low level jets obviously occurred at altitudes between 0.5 km and 1.5 km in intensity of more than 10 m/s in use of high spatial and temporal resolution radar data. The existence of low level jet (LLJ) couldn't be detected by the routine rawinsonde observations and was resulted from the strong pressure gradient force due to the high and low pressure distribution over the Taiwan Island which could be clearly delineated by the surface subjective analysis. (2) The prevailing southwesterly had a deceleration with intense echoes occurred at the leading edge of the surface frontal system. The new convective cells were initiated due to the instability of the system. (3) The convective cells could be developed due to the three key factors while they propagated toward northeast. The first one was the confluent effect. The second one was the local cyclonic motion that made the convective cells well organized. The third was the downdraft inbound flow from the midlevel which penetrated the lower portion of the convective cells and demonstrated the strong vertical shear.

Key word: Mei-yu front, Mesoscale Convective Systems