

TAMEX 期間海上中尺度對流系統 之飛機雷達觀測個案研究

周仲島 游政谷
台灣大學大氣科學研究所

(中華民國八十年九月九日收稿；中華民國八十年十一月十七日定稿)

摘 要

1987年6月16日台灣東南方海面有一直徑大約200公里的中尺度對流系統伴隨著顯著氣旋式環流存在。美國國家海洋暨大氣總署之P-3飛機對此系統進行將近六個小時的觀測，使得國內有機會第一次利用飛機觀測資料來檢視台灣鄰近海面上中尺度對流系統內部的降水、運動及動力結構。本文除說明P-3飛機機尾都卜勒雷達資料性質與分析此中尺度對流系統南側線性對流區及北側層狀降水區之降水與運動結構外，並討論伴隨此中尺度對流系統之氣旋式環流的特徵及其與中尺度對流系統結構間的相互關係。分析結果顯示，此中尺度對流系統的回波基本上為南北走向的線形結構。南側對流降水區內，最大回波區在內流的後緣。北側層狀降水區內則有不規則排列之對流活動，主要對流活動有愈往北愈向西傾斜的情形。北部區域的回波強度並不比南側對流區弱，但其水平回波梯度較小。不論北側層狀降水區或南側對流降水區，其內部兩帶結構都與中緯度或熱帶地區移行的飢線系統有甚大不同。最明顯的差異為此中尺度對流系統並無顯著的傾斜下沖流，且最大上升運動區正好落在最大回波區內。由氣流的分析結果顯示，對流的激發機制主要為大範圍氣流的輻合。中尺度對流系統北側的回波結構與氣流結構，顯然受到中尺度渦旋環流的影響，呈現明顯氣旋式曲率。而南側之回波結構與氣流型式受此環流影響較小，可能與台灣的地形較為有關。

由平均之垂直渦度分量隨高度的變化，發現此中尺度渦旋，北側層狀降水區於4.5至2.5公里有極大值，往下則強度稍減，4.5公里以上則隨高度快速遞減。南側對流降水區最大渦度值則出現在4.5公里高度，向上、向下快速遞減。兩者的差異明顯指出此中尺度對流系統南側及北側區域運動場結構之不同及其對降水結構與組織方式所產生的影響。

關鍵詞：TAMEX，P-3飛機，機載都卜勒雷達，海上中尺度對流系統，降水與運動結構，中尺度氣旋式環流，擬雙都卜勒方法。

一、前 言

台灣梅雨期間(5、6月份)，常常暴雨成災。而造成暴雨之劇烈天氣系統有些受鋒面所激發，有些則受台灣地形影響。由過去的許多研究成果顯示造成梅雨季暴雨的中尺度對流系統其形成、發展與維持和綜觀環境及區域環境條件皆

有非常密切關連。有鑒於此，1987年的台灣地區中尺度實驗計畫(Taiwan Area Mesoscale Experiment, TAMEX)，即是利用多種現代化觀測技術，協助探討發生在梅雨期之中尺度對流系統與台灣地形、梅雨鋒面及綜觀環境的關係及其之間的交互作用。其間美國國家海洋大氣總署(NOAA)的P-3飛機也參與了TAMEX期間的密集觀測。

TAMEX 期間 P-3 飛機總共進行了十次觀測任務，主要檢視對象為發生在台灣附近海面的中尺度對流系統。P-3 飛機機身附載有機腹雷達(lower-fuselage radar) 與機尾雷達(tail radar)。機腹雷達為傳統 C-band (5 公分) 雷達，可觀測尺度範圍較廣的降水回波狀況。機尾雷達為 X-band (3 公分) 都卜勒雷達，除了觀測降水系統內部之雨滴回波強度外，並利用都卜勒效應，由電磁波收送之相位差推估降水粒子在雷達波束徑向方向速度大小。

Lhermitte (1971) 首先提出將都卜勒雷達附載於飛機上進行對流觀測研究的可行性。在 1970 年代中期，美國為配合颶風研究中心的需求，於邁阿密成立了飛機觀測辦公室，並進行多次颶風觀測實驗。1982 年 NOAA 在美國華盛頓州沿岸作 P-3 飛機研究測試，將其觀測結果和地面的都卜勒雷達資料作比較(Jorgensen et al., 1983)，結果顯示飛機都卜勒雷達在診斷中尺度對流系統的性能相當良好。Ray et al. (1985) 曾就各種飛機飛行方式與都卜勒雷達分析結果的優劣進行討論，並對飛機在飛行過程中收集資料所受到的限制加以說明。

一般而言，飛機雷達的最大優點在於它的機動性，可靈活運用於觀測研究，而地面都卜勒雷達可觀測區域受制於雷達設置的位置。因此飛機雷達對於海面上發生的對流系統及較大尺度移動性的天氣系統，如熱帶積雲簇、颶風、溫帶氣旋雨帶等，可發揮頗大功能。而飛機雷達的缺點在於飛機本身的飛行狀況會影響雷達資料的準確度。而求取水平風場的方法，經由飛行路徑“L”形狀來作水平風場合成，也可能因為觀測之對流系統本身平流移動與快速演變，導致較大的不確定性。

1987 年 TAMEX 期間 6 月 16 日 (TAMEX IOP 10)，有一中尺度對流系統伴隨著氣旋式環流在台灣東南方海面形成。此中尺度對流系統在台灣東南方時(約 1500 UTC) 包含了南部的線狀對流區與北部的層狀降水區。在南側之線狀雨帶上有許多的對流胞發生，愈往北，降水回波向西傾斜而且擴展比較廣，其外觀類似一個逗點狀，且具有明顯的圓弧曲率。

Jorgenson, LeMone and Jou (1991) 曾利用 P-3

飛機雷達資料，分析此中尺度對流系統南側線狀對流雨帶之降水與運動場的結構，並同時討論其熱力場結構。結果指出，此南北向的線狀對流雨帶並沒有明顯對流尺度的下沖流或低層的陣風鋒面(gust front) 來組織此雨帶以形成移行的鬩線系統。在主要對流胞的東側有一下降運動區，此下降運動可能是由於雨滴下降過程蒸發冷卻的結果，也可能是靠近上升運動的氣流與環境氣流交互作用下的補償性運動。但是由擾動浮力場的分佈，在下降運動區有一負浮力(-0.5 至 -0.8°C)，推測蒸發冷卻是比較可能導致下降運動的機制。雖然他們曾經對此中尺度對流系統有一詳細的研究，然而研究範圍僅侷限在系統南側主要線狀對流區，對系統北側伴隨中尺度渦旋的層狀降水區並未涉及。

本研究的主要目的，即是利用國內自行開發之處理 P-3 飛機都卜勒雷達資料的軟體，分析 1987 年 6 月 16 日伴隨中尺度渦旋於台灣東部海面發展之中尺度對流系統內部降雨及運動場結構。雖然南側對流降水區部份 Jorgensen et al. (1991) 已詳細討論過，然而為了驗證國內自行開發 UNIX-based 電腦工作站上之處理與分析軟體的可信度，本文中亦利用少許篇幅討論南側對流降水區分析的結果，並與 Jorgensen et al. (1991) 之結果進行比較。另一方面本文亦同時探討北側層狀降水區內中尺度渦旋的結構及與中尺度對流系統在組織上及動力上的相關。有關中尺度氣旋式環流如何激發與組織中尺度對流系統方面的論期刊上發表的為數不少(Brandes, 1990; Zhang and Fritsch, 1987, 1988;) 然而在本地區尚屬首次觀測到。因此利用飛機都卜勒雷達進一步來說明兩者間的可能關係，是非常必要的。

本文在第二節說明 P-3 飛機機尾都卜勒雷達資料處理的方法與流程，第三節分別說明南側對流降水區及北側層狀降水區的降水回波與運動場結構並討論伴隨中尺度對流系統之中尺度渦旋的特徵及其與降水回波的組織與結構的相關，最後提出結論與未來研究的建議。

二、P3 飛機都卜勒雷達特性與資料處理

(一) 雷達天線掃描方式

表一：P-3 飛機機腹雷達與機尾雷達之基本參數。

Characteristics of the P-3 Airborne Radars		
Parameter	LF Radar	TA Radar
Transmitter Frequency	5370 ± 6.7	9315 ± 11.6 MHz
Transmitter Wavelength	5.59 cm	3.22 cm
Transmitter Pulse Width	1800 m	150 m
Pulse Repetition Frequency	200 s ⁻¹	1600 s ⁻¹
Peak Transmitter Power	70 kw	60 kw
Receiver Dynamic Range	80 dB	80 dB
Gain, Main Beam	37.5 dB	40 dB
Gain, Sidelobe	23 dB down	23 dB down
Horizontal Beam Width	1.1°	1.35°
Vertical Beam Width	4.1°	1.9°
Antenna Stabilization Range	±10°	±25°
	pitch and roll	pitch and drift
Maximum Range	371 km	93 km
Nyquist Velocity		12.89 m s ⁻¹
Antenna Rotation Rate	2 RPM	8 RPM

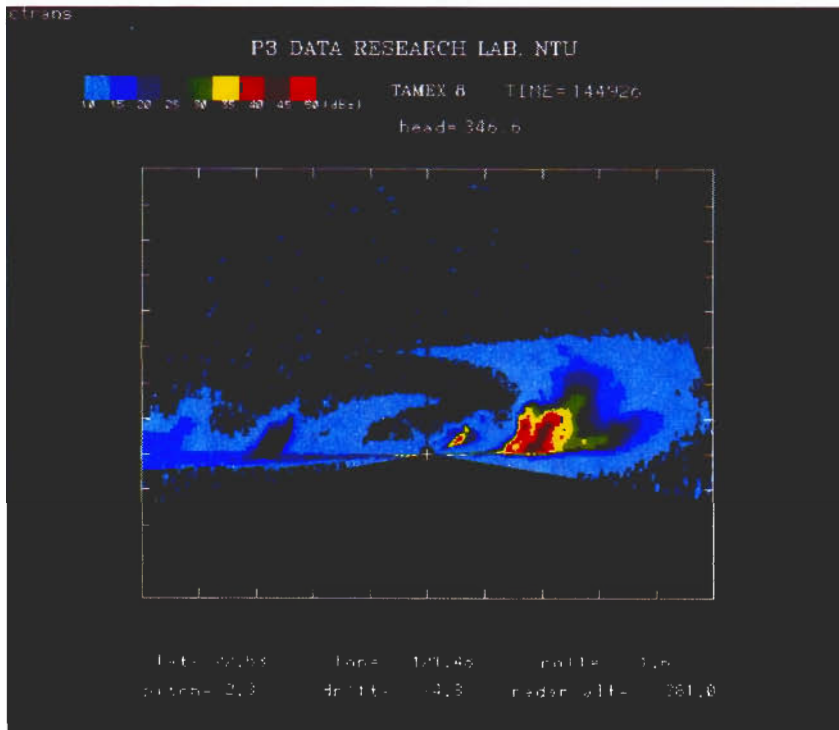


圖1 P-3 飛機機尾雷達在1987年6月16日1449UTC的RHI回波圖。”+”代表飛機位置，飛機由紙外往紙內飛。橫格(水平方向)一格約為8公里，直格(垂直方向)一格約為5公里，此時飛機高度為381公尺。

P3 飛機機尾雷達為氣象都卜勒雷達，其波長為3.22公分，屬於X-band雷達，基本參數如表一。機尾雷達掃描方式為垂直掃描(vertical scanning)，基本上掃描平面和飛機飛行路徑垂直，和地面都卜勒雷達掃描方式有所不同。方位角(Azimuth)的定義為飛機正上方為零度，然後順時針旋轉(面對機尾)360度。

由於進行觀測時，雷達天線本身在掃描，再加上飛機的速度，因此資料在空間中的分佈為螺旋線結構。圖1為機尾雷達旋轉一圈大約7.5秒回波資料投影在同一平面的情形。以典型的飛機速度130m/s而言，此平面資料乃代表1km的回波平均狀況。因此資料的水平解析度約為1公里。

(二) 資料處理程序

基本上機尾雷達資料處理和地面都卜勒雷達資料處理類似，但兩者的資料結構與特性有所差異，因此在處理機尾雷達資料時，有它特殊的處理方式。現在將資料處理程序簡單敘述如下。

1. 徑向風速與回波資料合併(data merging)

因為徑向風速資料和回波資料儲存於不同磁帶而且兩者資料的解析度不同，為便於分析，須將二者做空間上的內插與合併。資料合併的基

本原理乃是在徑向風速之資料點，找出相鄰四點之回波值，利用雙線性內插方法，將四點回波值內插至徑向風速資料點上。經過資料合併過程後，每個資料點上皆有徑向風速和回波值。

2. 資料除錯(data editing)

由於機尾雷達的折疊風速(Nyquist Velocity)為12.89m/s，因此只要沿雷達波束方向的風速大於此數值時，就會有風速折疊(folding)發生。在進行資料處理時，這些錯誤資料須加以修改，修改方法乃將原徑向風速加上兩倍的折疊風速即可。機尾雷達為X-band雷達，因此衰減效應相當明顯。一般而言距離雷達較近的徑向風速較為可靠，而遠離雷達的區域，其徑向風速通常雜訊較多。有時會發現資料點與資料點之間的風切大的不太合理，因此須要作適當的資料去除手續。為了增加資料的可信度，人為的資料處理過程佔了相當重要的角色，唯有適切的資料除錯過程，才能正確地突顯我們所要觀測的天氣現象。

3. 至直角網格之內插(data interpolation)

在完成除錯過程後的資料，在空間上仍為螺旋線結構，相當於移動的球座標系統。在資料處理過程須將這種移動性的球座標系統轉換成直角座標系統，以便分析。有關座標轉換的詳

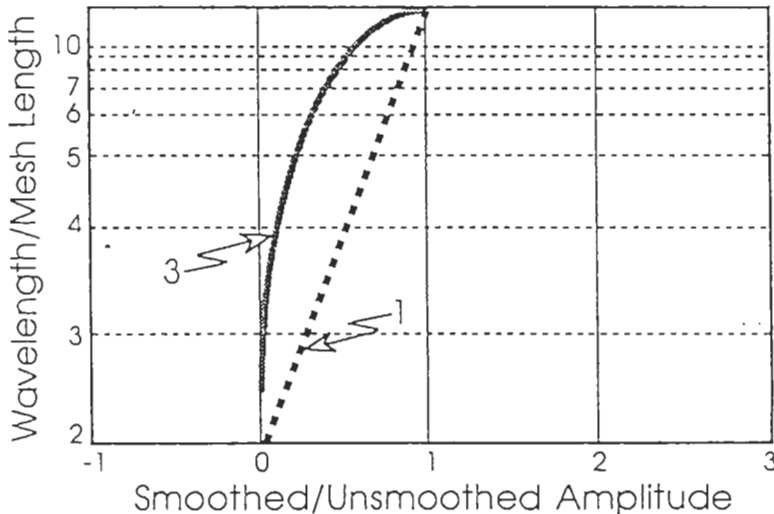


圖2 水平物理量對shuman filter的反應關係圖。橫軸代表水平物理量在過濾後與過濾前振幅的比值，縱軸代表水平物理量波長與網格間距的比值。"1"表示經過一次shuman filter，"3"表示經過三次Shuman filter (取自Jorgensen et al, 1991)。

細步驟可參看游(1991)。當我們獲得資料點所在之直角座標位置時，就可開始進行將資料內插至網格點的工作。水平方面乃將最靠近網格點之資料點直接填入網格點上，所以水平方面並沒有作資料的內插，垂直方面乃將最靠近網格點的兩個資料點作線性內插至網格點上。由於機尾雷達的水平解析度為1公里左右，因此在水平方面網格間距大小， ΔX 與 ΔY ，須配合這個解析度的限制，一般選取為1公里。在垂直向垂直之波束寬為 1.9° (較水平之波束寬 1.35° 為寬)，因此網格間距一般選取也為1公里。

4. 勻滑過程 (filtering)

雖然我們的資料水平垂直解析度皆為1公里，但由於回波及風場的分佈基本上都是利用兩個近乎垂直之飛行路徑的資料合成而得，此種合成結果在空間上的任一點其飛行採樣時間相差約5分鐘，因此為了濾除資料收集期間由系統移動與發展變化所產生的採樣誤差，我們利用濾波方法，將較小尺度的擾動訊號去除。圖2顯示經過三次Shuman濾波(Shuman, 1957)之後，不同

波長其振幅的改變。圖中可知波長小於8公里之擾動振幅衰減很大，波長小於3公里的擾動已幾乎被全部濾除。

5. 水平風場與垂直速度之求取

機尾雷達的徑向風速資料須經由P3飛機“L”形狀的飛行路徑，然後利用擬雙都卜勒合成方法(Pseudo-dual-Doppler method)來求取水平風場。圖3所示為求取水平風場的幾何關係。若在飛行路徑1飛機所觀測之徑向風速為 V_{r1} ，則其與 u ， v 及 w 的關係式為：

$$V_{r1} = -u \sin(\alpha 1) \sin(\theta 1) - v \cos(\alpha 1) \sin(\theta 1) - \bar{w} \cos(\theta 1) \tag{1}$$

而在飛行路徑2飛機觀測之徑向風速 V_{r2} 與 u ， v 及 w 之關係式則為：

$$V_{r2} = -u \sin(\alpha 2) \sin(\theta 2) - v \cos(\alpha 2) \sin(\theta 2) - \bar{w} \cos(\theta 2) \tag{2}$$

其中 u ， v 為水平風場而 w 為空氣質點垂直速度(Wair)加上雨滴的終端速度(V_t)，

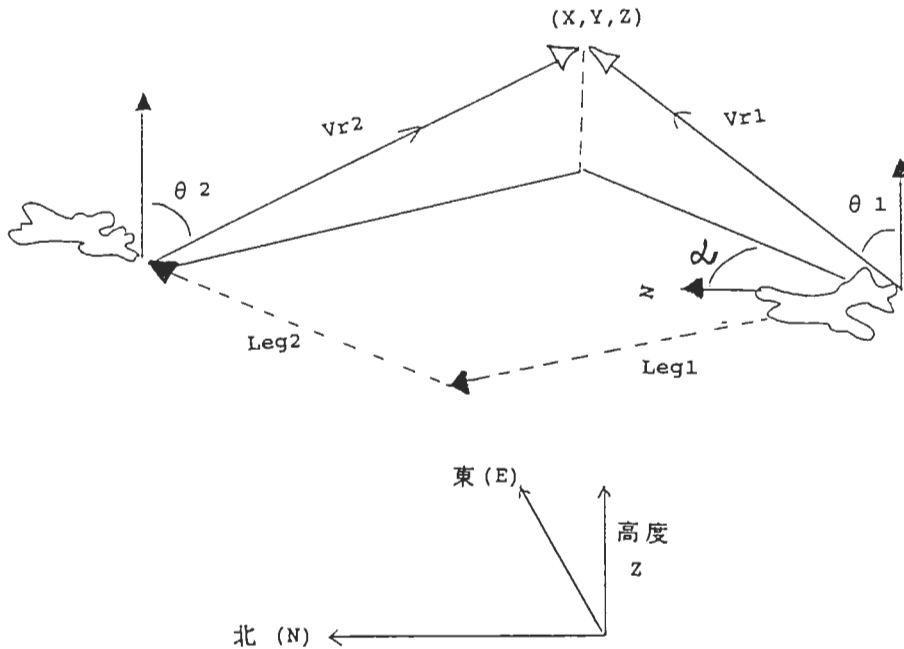


圖3 假雙都卜勒水平風場合成示意圖。 θ 為雷達天線的方位角， α 為雷達天線與北方之夾角， V_{r1} 為在leg1所量到的徑向風速， V_{r2} 為在leg2所量到的徑向風速。

$$\bar{w} = W_{air} + Vt \quad \circ$$

終端速度(Vt)的大小可由雷達回波來估計。當高度大於7公里時可利用Atlas et al. (1973)之經驗式：

$$Vts = [\rho_0/\rho]^{0.4} 0.817Z^{0.063} \quad (3)$$

當高度小於4.7公里時，乃利用Joss and Waldvogel(1970)之經驗式：

$$Vtr = [\rho_0/\rho]^{0.4} 2.6Z^{0.107} \quad (4)$$

其中 ρ_0 為標準大氣海平面的空氣密度， ρ 為空氣密度。當高度介於7公里與4.7公里時，Vt之決定乃由(3)及(4)式的線性權重總和來決定

$$Vt = \frac{Vtr(7-H)}{2.3} + \frac{Vts(H-4.7)}{2.3} \quad (5)$$

其中H為高度。由(1)及(2)可將u、v寫成

$$u = \frac{1}{\sin(\alpha_2 - \alpha_1)} \left[\frac{(V_{r1} + \bar{w}\cos\theta_1)\cos\alpha_2}{\sin\theta_1} - \frac{(V_{r2} + \bar{w}\cos\theta_2)\cos\alpha_1}{\sin\theta_2} \right] \quad (6)$$

$$v = \frac{1}{\sin(\alpha_1 - \alpha_2)} \left[\frac{(V_{r1} + \bar{w}\cos\theta_1)\sin\alpha_2}{\sin\theta_1} - \frac{(V_{r2} + \bar{w}\cos\theta_2)\sin\alpha_1}{\sin\theta_2} \right] \quad (7)$$

求解u及v的方法，可先假設 $W_{air}=0$ ，再由(3)，(4)，(5)，(6)及(7)式可解得每個網格點的u，v初始值，然後利用連續方程：

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho W_{air}}{\partial z} = 0 \quad (8)$$

對高度積分，求得修正之質點垂直速度 W_{air} 。一旦每個網格點的 W_{air} 求出後，再將之代入(6)及(7)中，求最新的u，v場。如此反覆下去，直至u及v場的變化小於某個百分比。

本研究中以連續方程求取垂直運動的方法，乃採取往下積分法，由14.5公里積分至0.5公里，假設上、下邊界的垂直速度皆為零，利用O'Brien(1970)的輻散度誤差調整方法，弛緩(iteration)二次所獲得。有關求取之u，v及 W_{air} 在計算範圍內可能含有的誤差，Ray et al.(1985)曾有很好的說明。一般情形下，u，v的平均誤差在 $\pm 1m/s$ ，而 W_{air} 場的平均誤差大約為 $\pm 2m/s$ 。

(三) 研究範圍

Jorgensen, LeMone and Jou (1991)已由都卜勒雷達及in-situ資料，針對此中尺度對流系統南側之線狀對流降水區予以詳細分析。然而在此線狀對流降水區的北側由in-situ資料分析結果顯示有明顯之中尺度渦旋存在(Chen and Liang, 1990)。為了解此中尺度渦旋與此中尺度對流系統兩者間的相關，並描述降水型態及運動場結構與中尺度渦旋環流配置情形，本文中我們同時分析了南側之對流降水區及北側之層狀降水區。在此必須說明參件事。第一、Jorgensen, LeMone, 及Jou(1991)的論文係使用美國科羅拉多州波德鎮NOAA之天氣實驗室所擁有之P-3飛機雷達處理分析軟體，得以完成。本研究係參考NOAA之軟體，使用國內自行開發完成之P-3飛機資料處理軟體，由於係初步開發完成，為測試其可信度，因此在本文中亦選取與Jorgensen et al.(1991)一文中同一分析時間視為南側對流降水區，以便進行比較。第二、由於單一飛機無法在同一時間對兩個不同的地方進行觀測，所以我們所展顯的結果，皆是經過一段時間合成的結果。因此對於較小尺度，變化劇烈的對流“胞”之行爲，並無法在此分析中獲得。然而很幸運的是，初步由回波資料的演化來看，此中尺度對流系統本身的演化相當緩慢，因此分析的結果對較大尺度，變化較緩的中尺度對流系統之行爲，是具有相當重要價值的。第三、南側之對流降水區與北側之層狀降水區，兩者分析時間相差將近1個小時，因此在綜合兩區之分析結果進行討論時，必須要小心處理。此間使用對流降水區及層狀降水區名詞，其用意主要在區分南側區域對流性降水較為顯著，在對流區邊緣回波梯度大，而北側區域層狀性降水區較為顯著，在分析範圍並無太大水平回波梯度區域存在。實際上兩區皆有對流降水區及層狀降水區的存在。

南側對流降水區的分析時間為6月16日1546至1556 UTC。分析範圍如圖4所示。左下方之正方形的起始經緯度為(21.9°N, 121.57°E)分析範圍為54公里×54公里，網格間距水平與垂直方向皆為1公里，飛機這個時間所飛行的高度為3000公尺。北側層狀降水區的分析時間為6月16日1443到1454 UTC。分析範圍左下方的起始經緯度為(22.44°N, 121.388°E)，分析範圍亦為54公里×54

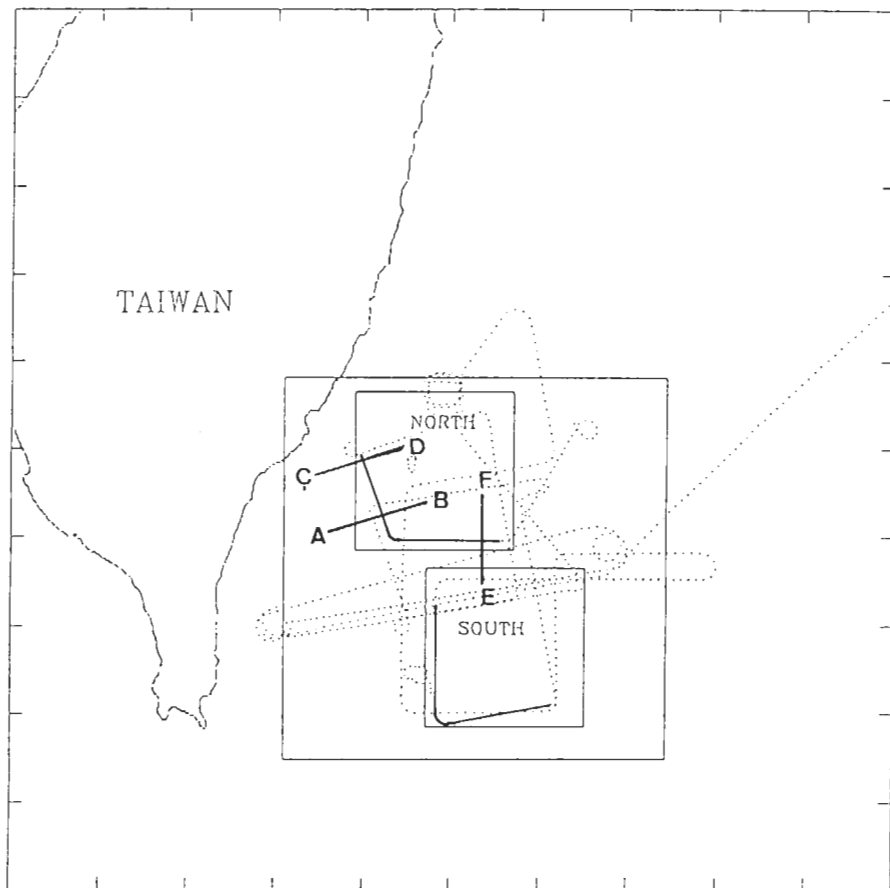


圖4 分析範圍的位置關係圖。最大正方形為130公里x130公里，左下方的起始經緯度為(21.8°N, 121.1°E)，北側與南側實線為飛機的路徑。北側與南側分析範圍皆為54公里X54公里。AB, CD, 與EF為機尾雷達垂直剖面的位置。

公里，網格間距水平與垂直方向皆為1公里，飛機此時的飛行高度約為350公尺。

三、結果分析與討論

(一) 綜觀環境

在討論此中尺度對流系統內部結構之前，我們先對此時綜觀環境作一簡單描述。圖5a為6月16日1200UTC地面天氣圖，顯示在台灣東南方有一微弱低壓，此時梅雨鋒已經遠離台灣地區。此低壓在850mb範圍頗大，至700mb仍可見。

圖5b為6月16日1500UTC日本同步衛星雲圖顯示在台灣東南方有範圍極廣的雲帶，此雲帶往南延伸與熱帶地區的雲帶連成一個系統。

(二) 南側對流降水區之降水與運動場結構

1. 降水回波結構

圖6a-d為南側對流降水區1.5, 2.5, 5.5及8.5公里的合成回波分佈。回波呈現高度線性組織，強回波區幾乎呈南北走向，集中在分析範圍的中央。在8.5公里可看出有二個主要對流區，往上延伸可達12公里以上。整個區域之最大

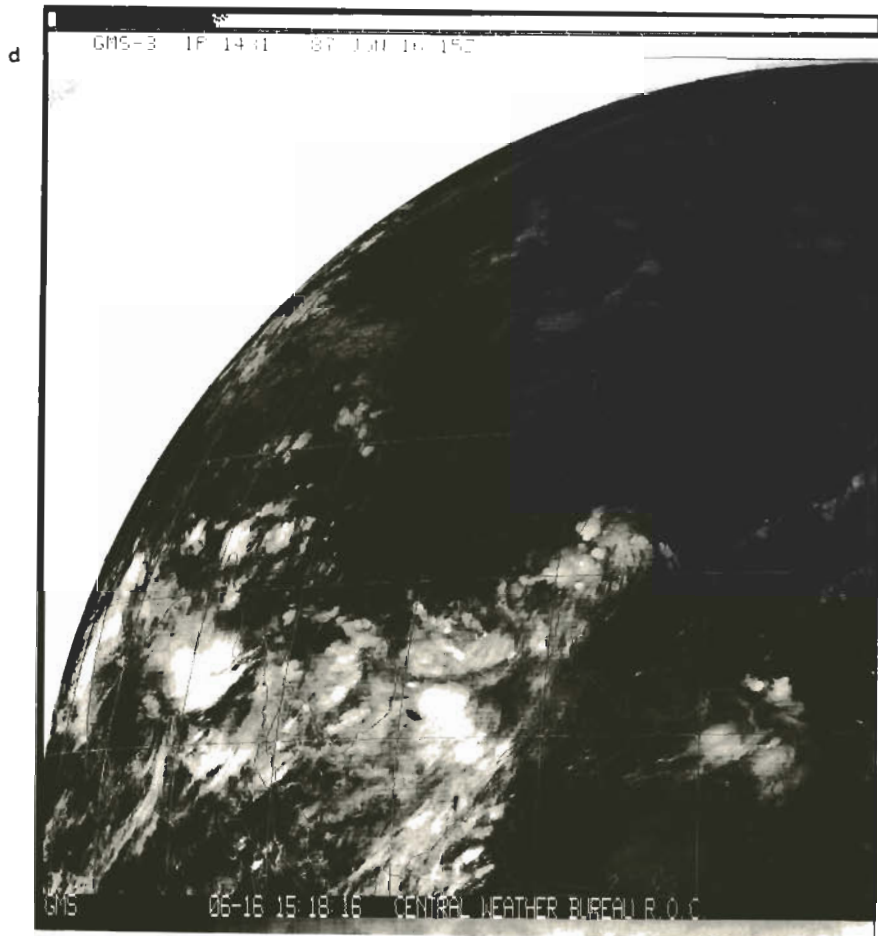
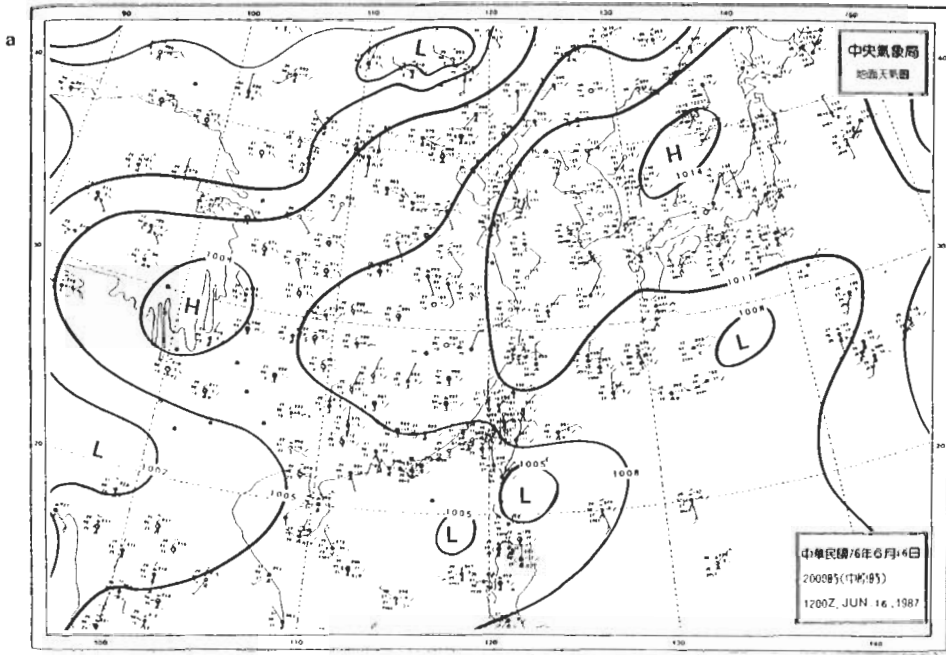


圖5 (a)6月16日1200UTC地面天氣圖與(b)6月16日1500UTC紅外線衛星雲圖。

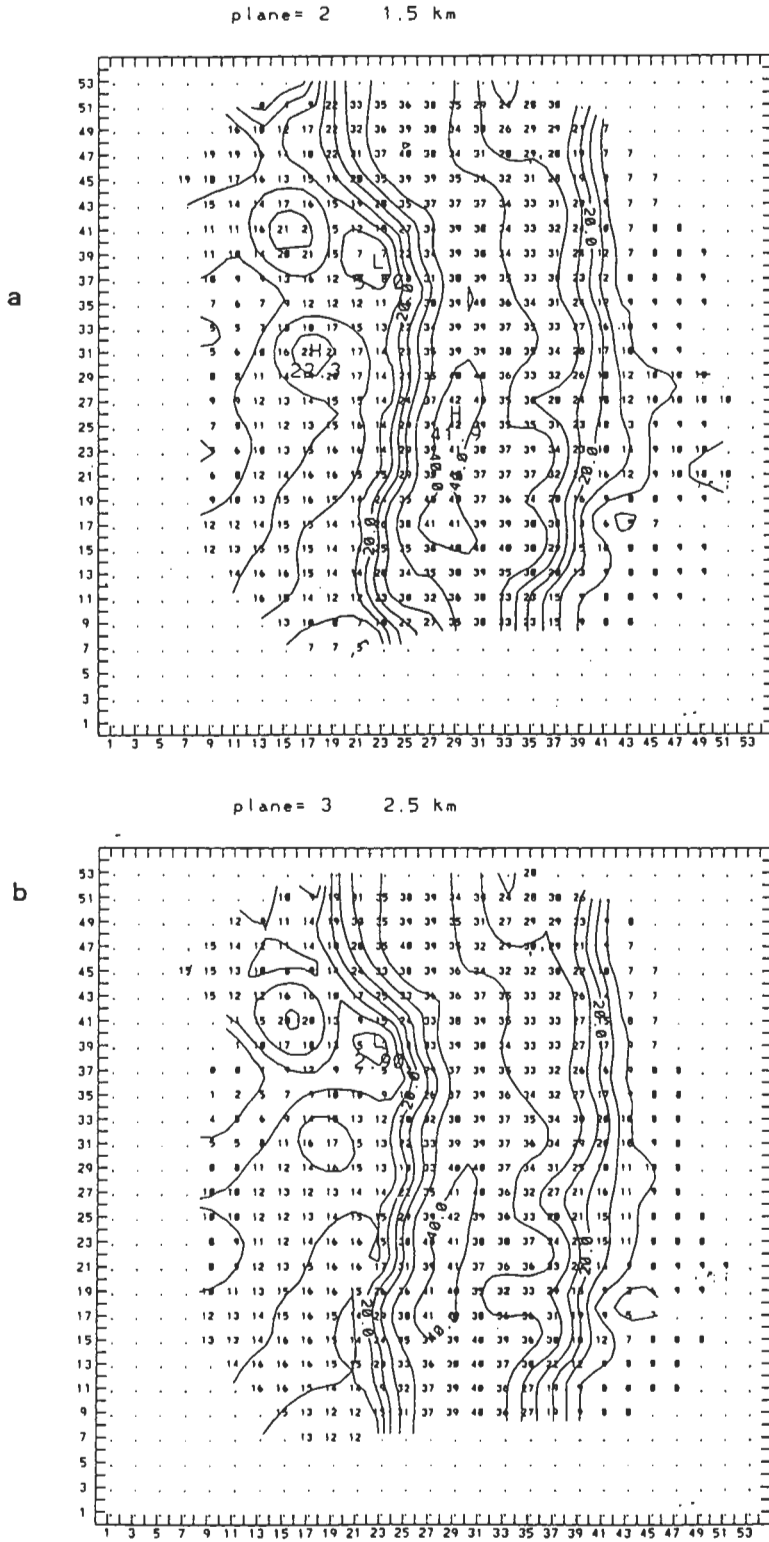
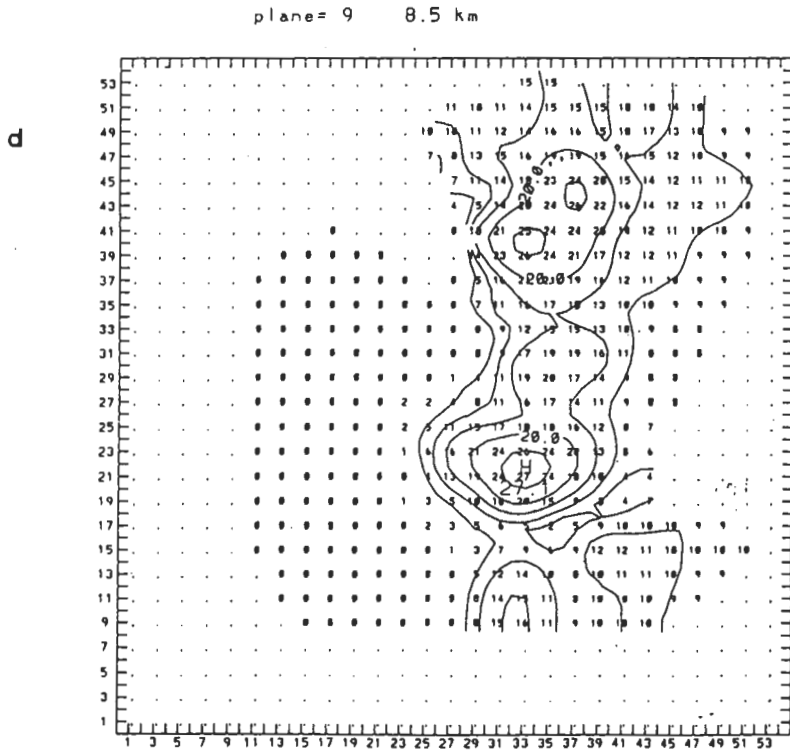
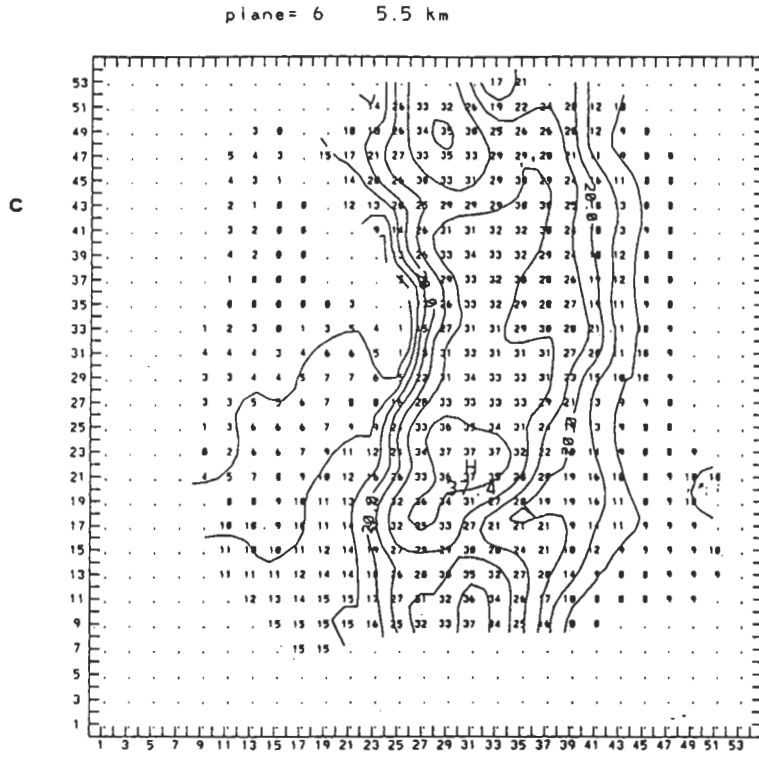


圖6 (a), (b), (c), (d) 分別表示南側對流降水區1.5公里, 2.5公里, 5.5公里, 8.5公里水平的回波分佈狀況。圖中的數值代表回波大小(dBZ), 回波等值線間距為5 dBZ。



(續圖6)

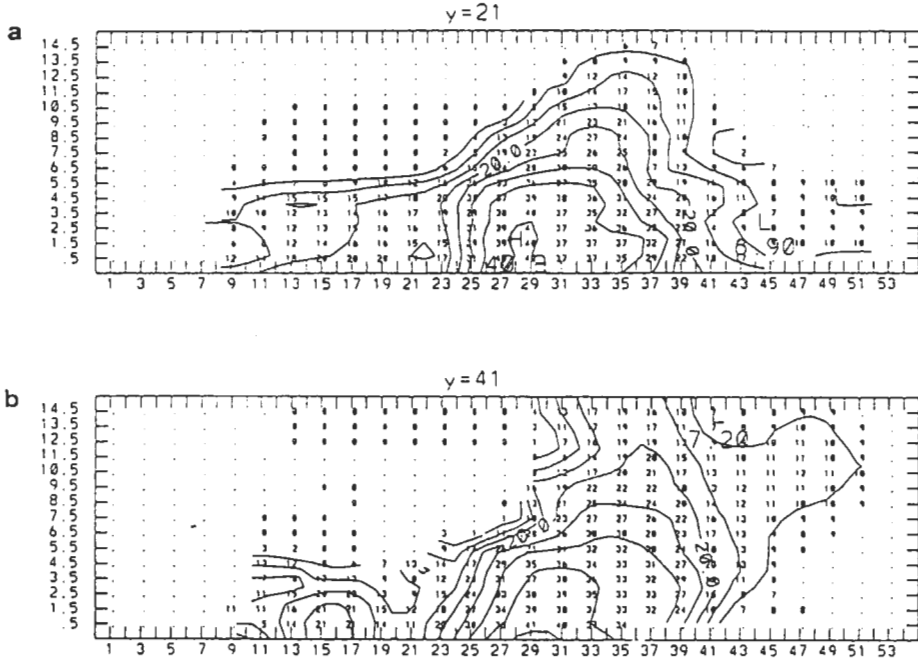


圖7 南側對流降水區(a) $y = 21$ 公里與(b) $y = 41$ 公里之東西回波剖面圖。垂直方向從 0.5 公里到 14.5 公里。

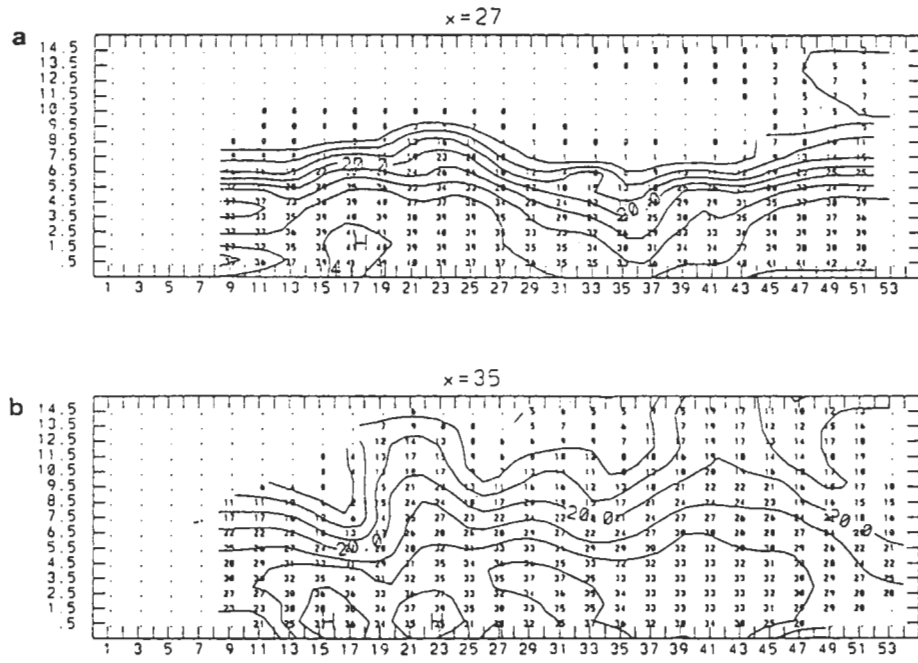


圖8 南側對流降水區(a) $x = 27$ 公里與(b) $x = 35$ 公里之南北回波剖面圖。

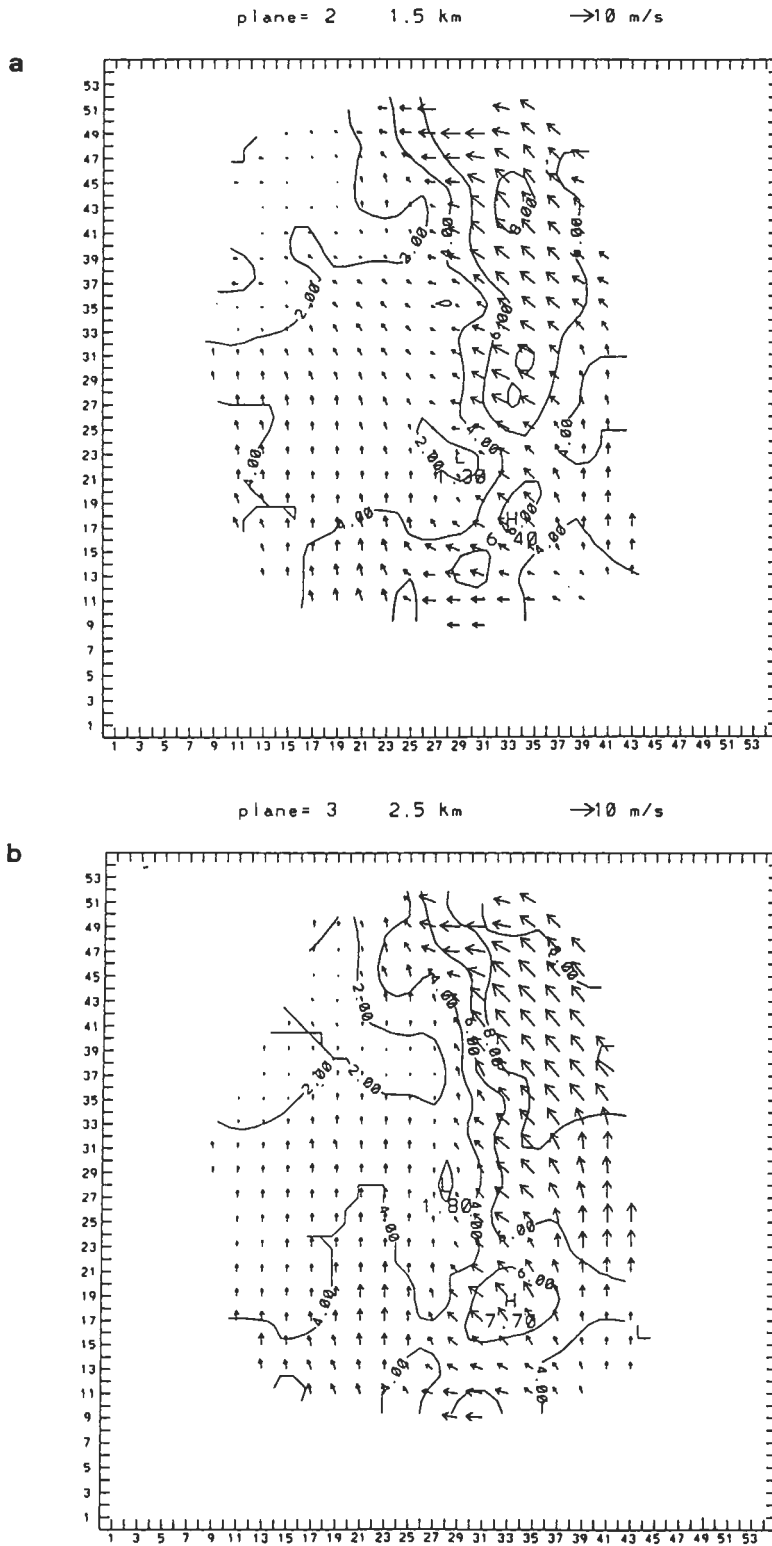
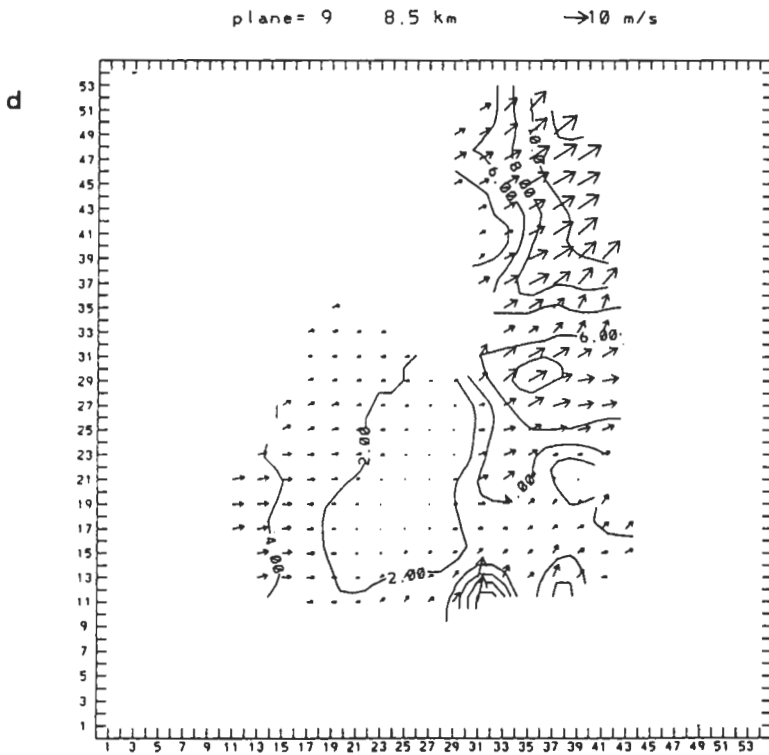
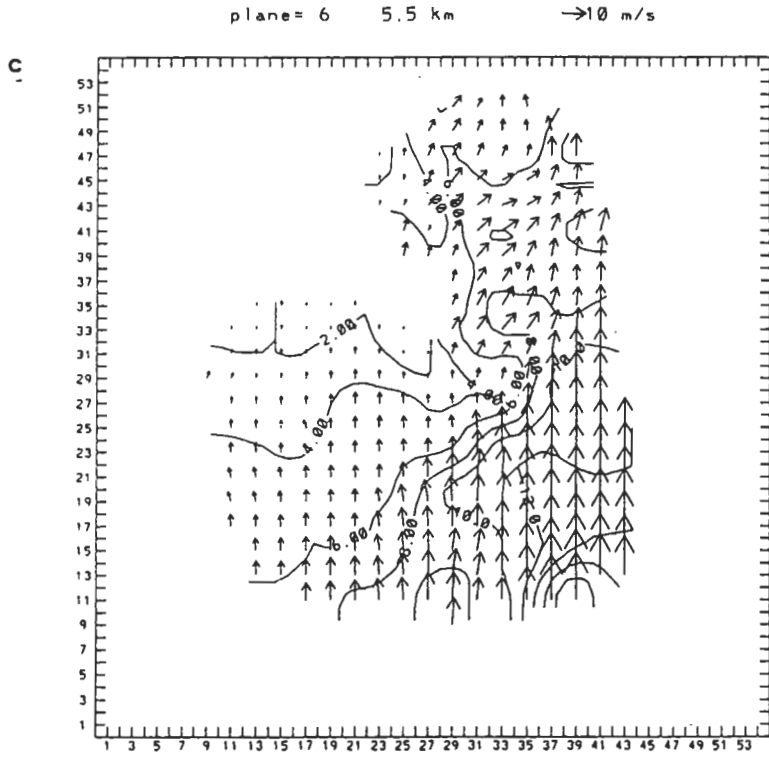


圖9 (a), (b), (c), (d) 分別代表南側對流降水區1.5公里、2.5公里、5.5公里、8.5公里水平風場分析。右上方的箭頭長度代表10m/s。



(續圖9)

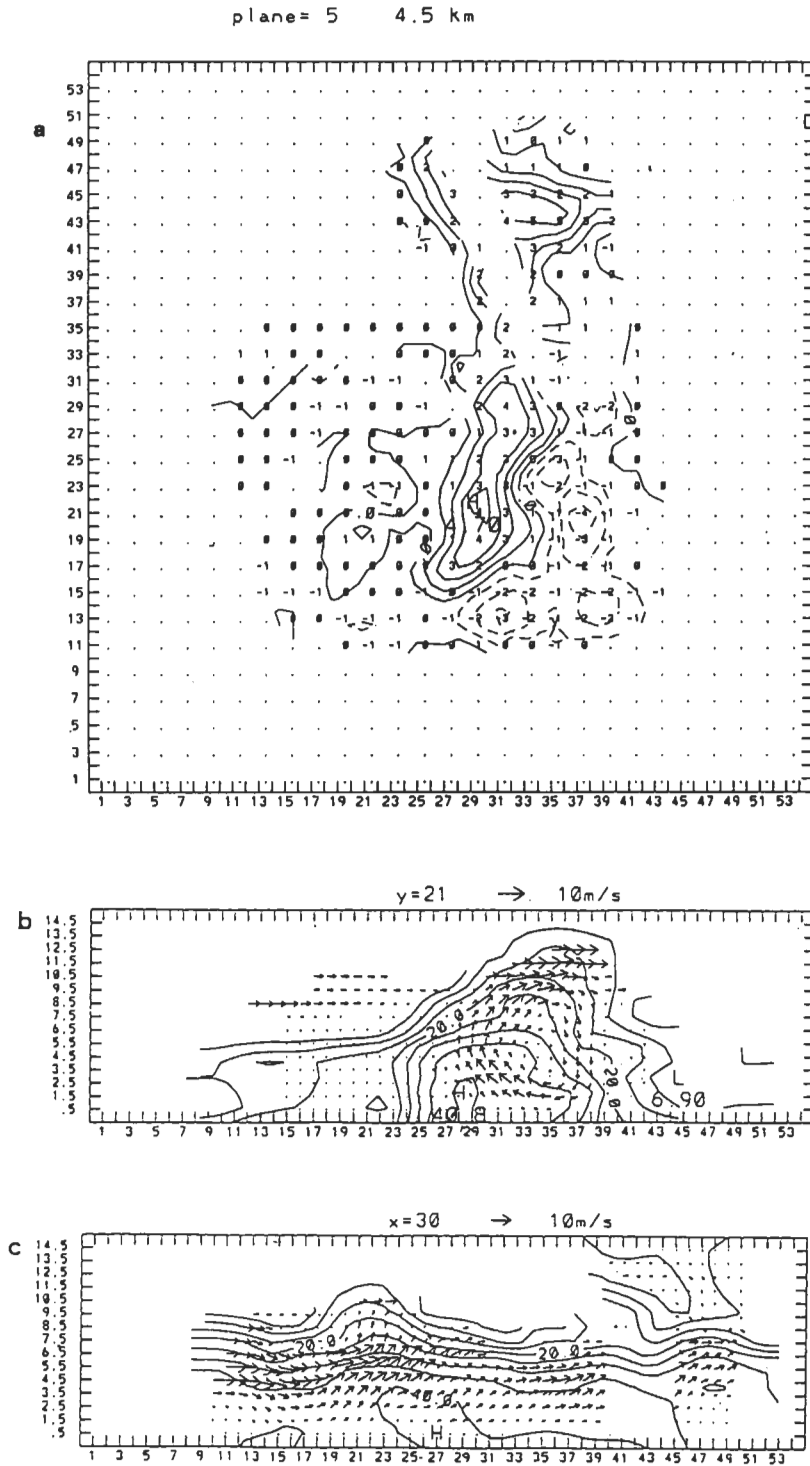


圖10 (a) 南側對流降水區4.5公里垂直速度的分佈狀況，實線為等速度線，間隔為1m/s；(b) 南側對流降水區y = 21公里的東西向回波與風場剖面圖；與(c) 南側對流降水區X = 30公里的南北向回波與風場剖面圖，實線為回波等值線，間隔位為5 dBZ。

回波值出現在1.5公里，其值約42dBZ，強回波區與弱回波區之間有很強的回波梯度。圖7a及b為東西向在 $y=21\text{km}$ 及 $y=41\text{km}$ 的垂直剖面圖，此兩個垂直剖面圖皆位於較強回波區。強回波區只局限在 $X=25\text{km}$ 到 $X=37\text{km}$ 之區域，回波值大於20dBZ的區域往上延伸至10公里左右。除了主要線狀對流區域外，對流區域東西兩側並沒有顯著的對流活動發生。強回波區在中低對流層並無明顯垂直的傾斜，但中層至高層有向東傾斜趨勢。圖8a及b為南北向在 $x=27\text{km}$ 及 $x=35\text{km}$ 的垂直剖面圖，約和對流雨帶平行。強回波區在南北向擴展相當廣，在東側($x=35\text{km}$)剖面，強回波可發展至較高度。

2. 運動場結構

(1) 水平風場結構

圖9a-d為南側對流區1.5, 2.5, 5.5及8.5公里合成之氣流結構。低層風場主要為南來的氣流構成。在研究範圍的南側，風向由低層的東南風往上轉變成爲南風，而且氣流在進入線狀對流區後，有明顯的減速發生。在中對流層(圖9c)，分析範圍的東側與南側主要為強南風分量，不過在8.5公里時，氣流變得比較微弱且零亂，可能與回波較弱有關。西北側的氣流由原本的南風及東南風轉變成顯著西南風。在高層，則大都為西南氣流所控制。基本上南側對流降水區內的水平風場大部分都是南來的暖濕氣流。在線性對流區並無明顯的風切線存在，尤其在中對流層較強風速帶幾乎平行線狀對流區，但當氣流進入雨帶時，有明顯的減速效應。

(2) 垂直風場結構

圖10a為南側對流降水區垂直風場在4.5公里高度的水平分佈。圖10b為 $y=21\text{km}$ 的東西方向氣流與回波剖面圖，圖10c為 $x=30\text{km}$ 的南北方向氣流與回波剖面圖，此剖面圖恰位於主要對流中心的位置。在 $x=30\text{km}$ ， $y=22\text{km}$ 有一頗爲完整之對流中心，其上升速度可達到 5m/s ，在它的東側內流區有下降氣流，強度約爲 3m/s 。在此對流區北側有另一個對流中心，上升運動可達 6m/s ，東側之下降運動較微弱，僅約 1m/s 。與其他垂直剖面比較，結果顯示此線狀對流區的結構頗爲二度空間性，對流區有上升運動而東側內流區爲微弱下沉運動。低層氣流由東側進入對流

區往上往西傾斜。而後在中高層往上往東傾斜。在強回波區並沒有明顯下沉運動的發生。在對流區的東側有微弱下降運動。因爲此下沉氣流並不是位於較強回波區，而是在較弱的回波區，因此可知此下沉氣流的產生機制並非水滴拖曳(water loading)所形成，而較有可能是因爲蒸發冷卻而產生，也可能是動力補償過程。由圖10c可知，中低對流層之南風及偏東南風分量相當旺盛且深厚，此南來的氣流提供了深厚的暖濕空氣給此中尺度對流系統，使其得以發展。但高層之西南氣流在山背後形成下沉運動，使得在此中尺度對流系統西側高層無明顯降水回波。

(三) 北側層狀降水區之降水與運動場結構

1. 降水回波結構

圖11a-d為北側層狀降水區1.5, 2.5, 5.5及8.5公里的回波分佈。在低層回波強度大於30dBZ的區域分佈相當廣，但無明顯回波梯度。在研究範圍的東北方有一弱回波區。此回波槽由東北往西南延伸至整個研究範圍的南側。低層較大回波發生在分析範圍偏西區域，其值可達40dBZ，到了高層較強的的回波區域回至分析範圍的中央偏東區域。綜觀而言，水平回波結構並無明顯組織結構，但若仔細分析，發現此區域的降水結構仍呈現出微弱南北走向的回波結構，強回波區往西北傾斜，東北區在低層有顯著冷空氣注入，似爲形成回波槽結構的主因。

圖12a及b分別為 $y=17\text{km}$ 及 $y=41\text{km}$ 之東西方向回波垂直剖面圖，此二剖面圖的選取分別用來表示北側降水區內偏南及偏北回波較強區。圖12a(偏南剖面)顯示在 $x=27\text{km}$ 及 $x=43\text{km}$ 處有兩個較強回波區。 $x=27$ 公里回波最大值並不是在底層而是在靠近3.5公里的地方出現。在兩個回波較強區的中間，有一顯著回波槽。在強回波區之回波值大於20dBZ的區域可延伸至11.5公里高度。在 $x=27$ 公里處之對流中心在5.5公里以上有明顯往東傾斜趨勢，而在 $x=43$ 公里處之對流中心，並無此種現象。圖12b(偏北剖面)顯示在研究範圍西側回波在5.5公里至8.5公里高度有明顯垂直梯度存在，對流活動被明顯抑制無法上伸，直到 $x=27$ 公里以東始較容易往上成長。此種抑制現象愈往南愈明顯。這種回波型態，再

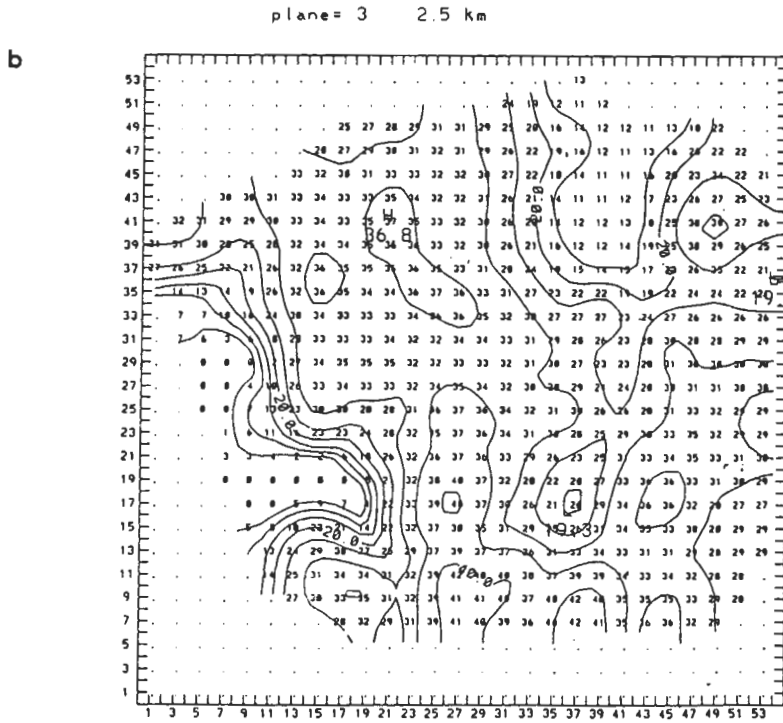
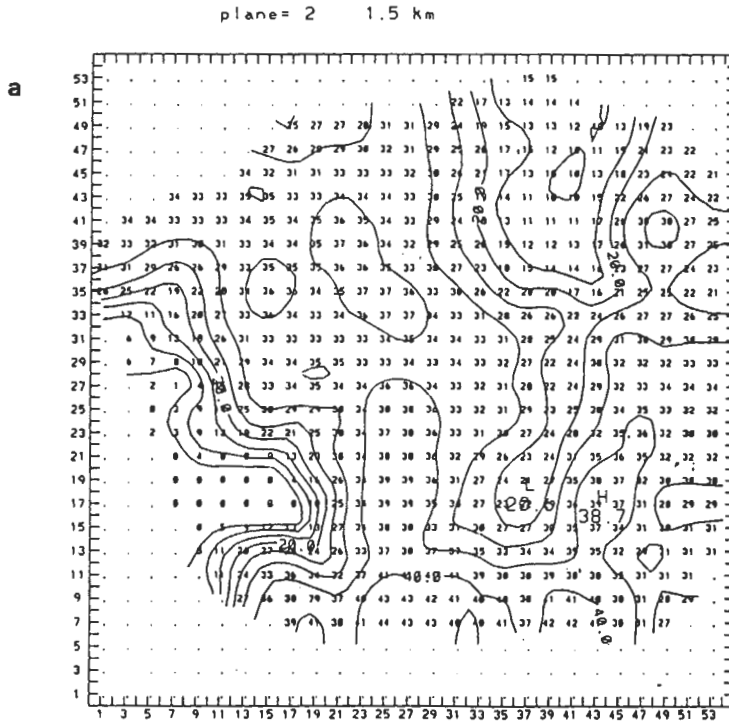
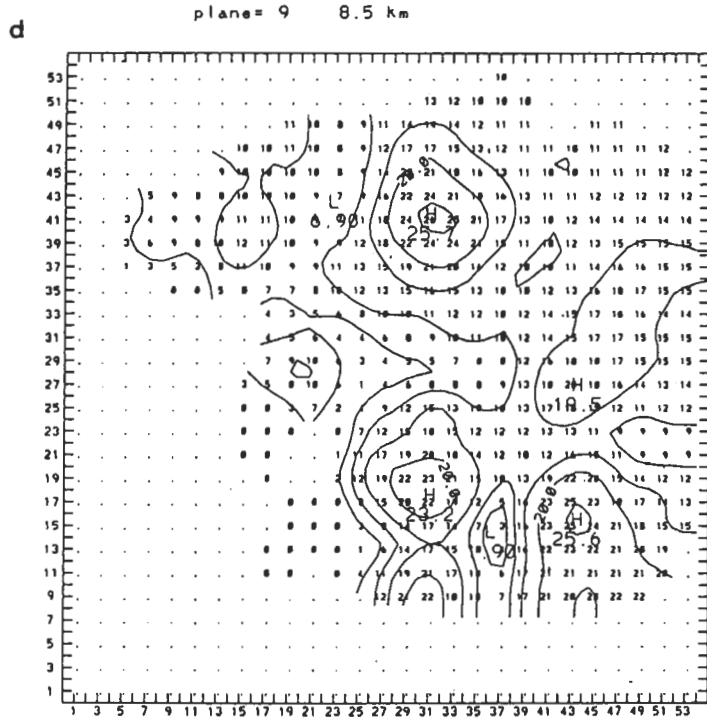
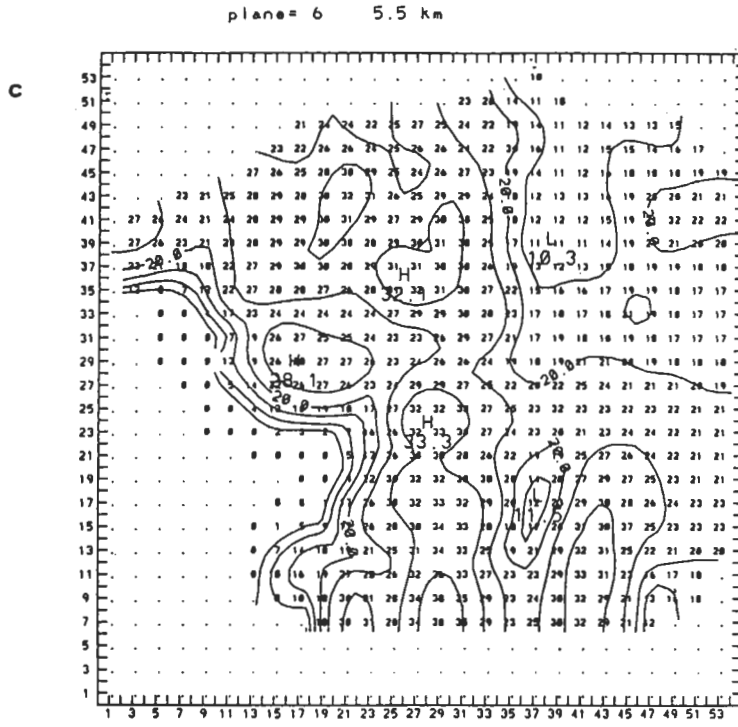


圖 11 同圖 6，但為北側層狀降水區各高度回波分佈。



(繪圖11)

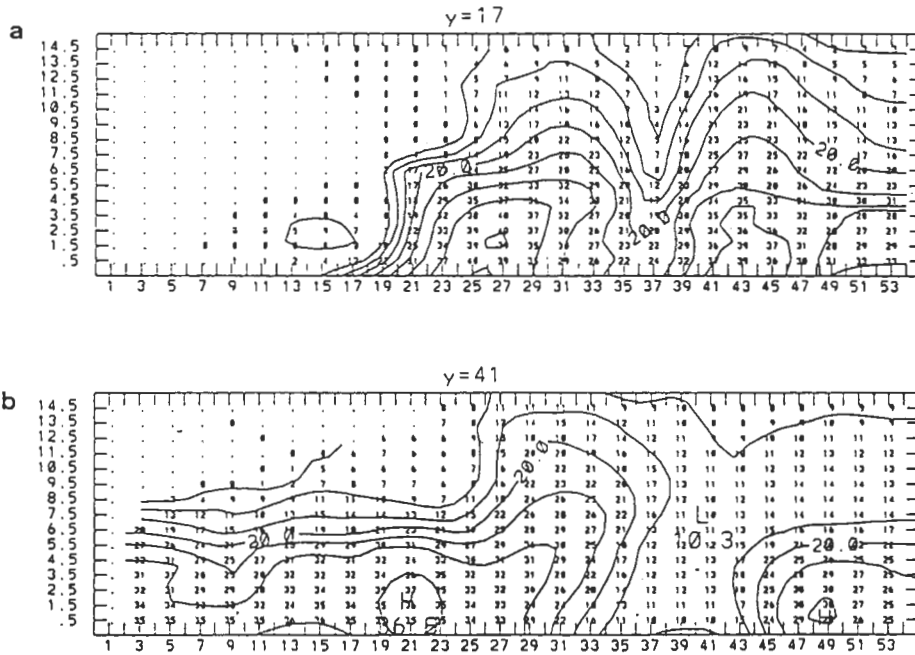


圖12 北側層狀降水區(a) $y = 17$ 公里與(b) $y = 41$ 公里的東西回波剖面圖。

次顯示台灣東方山脈地形對此中尺度對流系統的組織與發展扮演頗為重要角色。

爲了進一步描述此區域的回波狀況，我們利用機尾雷達RHI回波圖來詳細檢視其回波結構。圖4中的AB剖面與CD剖面分別表示於圖13a與圖13b中。從AB剖面得知，較強回波區主要在飛機右側20公里處，而飛機之左側是非常弱的回波區。從CD剖面得知較大回波區在飛機兩側都存在，只是回波值大於20dBZ區域都在5公里以下。此結果顯示分析範圍的西南側沒有對流存在，並非資料未併入處理，而是確無強回波存在。而在分析範圍西北側的強回波區可繼續沿伸至分析範圍之外，只是發展高度不高。

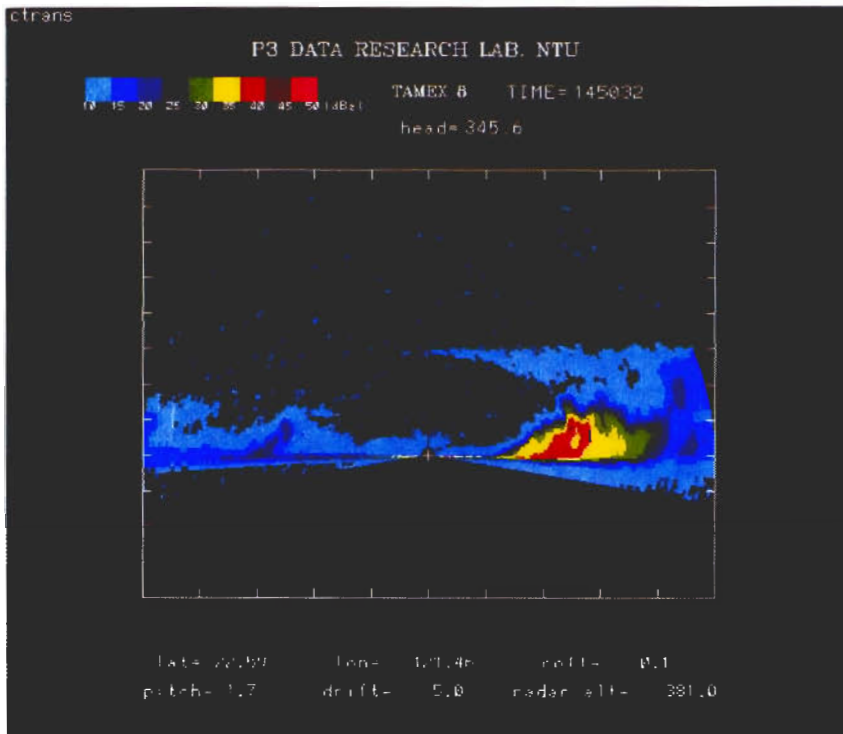
圖14a及14b分別爲 $x=27$ km與 $x=45$ km之南北方向垂直剖面圖。 $x=27$ km之剖面圖係顯示較強回波區南北方向結構，而 $x=45$ km之剖面圖係顯示北側低層回波槽之結構。此二剖面皆顯示主要回波值大於35dBZ之區域分佈甚廣，出現在分析範圍的南側，20dBZ的回波可垂直發展至13.5公里。在 $x=27$ km公里之剖面可看到在剖面中央

高層有明顯弱回波區，此弱回波區係由西方往東延伸形成高層之弱回波帶。此兩個剖面顯示此一中尺度降水系統水平回波梯度變化較小，係屬層狀性降水系統，然而其中有許多嵌入之對流系統持續發展。圖15爲圖4中EF剖面RHI回波圖，此南北向之RHI回波圖顯示在分析範圍南方存有明顯的強回波區，其回波極大值出現在4.5公里左右。此種回波型態可預期必須有足夠強度的垂直速度存在，才能支撐如此大回波之降水粒子出現在這種高度。由此可見南方的對流活動相當旺盛，而且在分析區域的東南側往北延伸最少20公里。

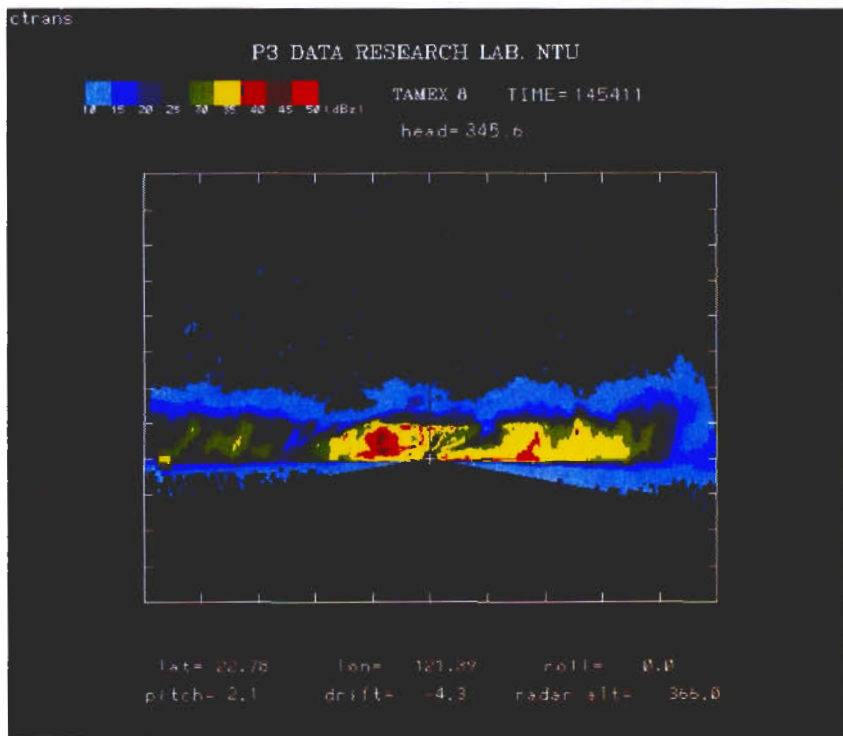
2. 運動場結構

(1) 水平風場結構

圖16a-d爲北側層狀降水區0.5, 1.5, 4.5, 及5.5之水平氣流結構。在0.5公里高度分析範圍的西側有風速高達14m/s且具有氣旋式曲率的東北風。在分析範圍的中央偏東區域則爲較弱之東北偏東風，強度約爲8-10m/s，氣流場同時亦具有顯著氣旋式曲率。在1.5公里高度時，強風帶



a



b

圖 13 同圖 4 但為 (a) 1450UTC 與 (b) 1454 UTC 的 RHI 回波圖。

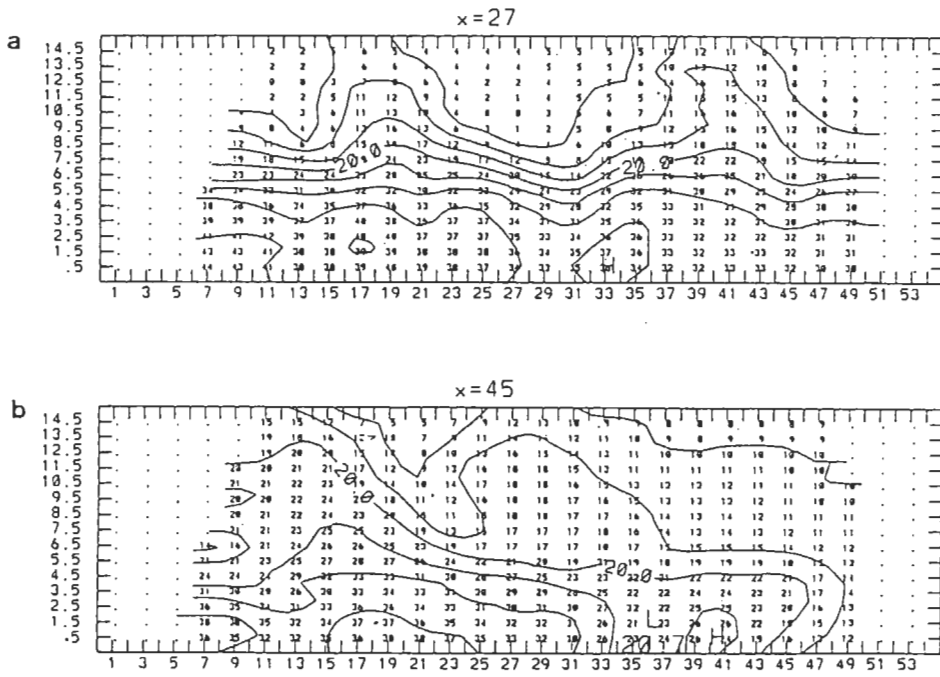


圖14 北側層狀降水區(a) X = 27 公里與(b) X = 45 公里的南北回波剖面圖。

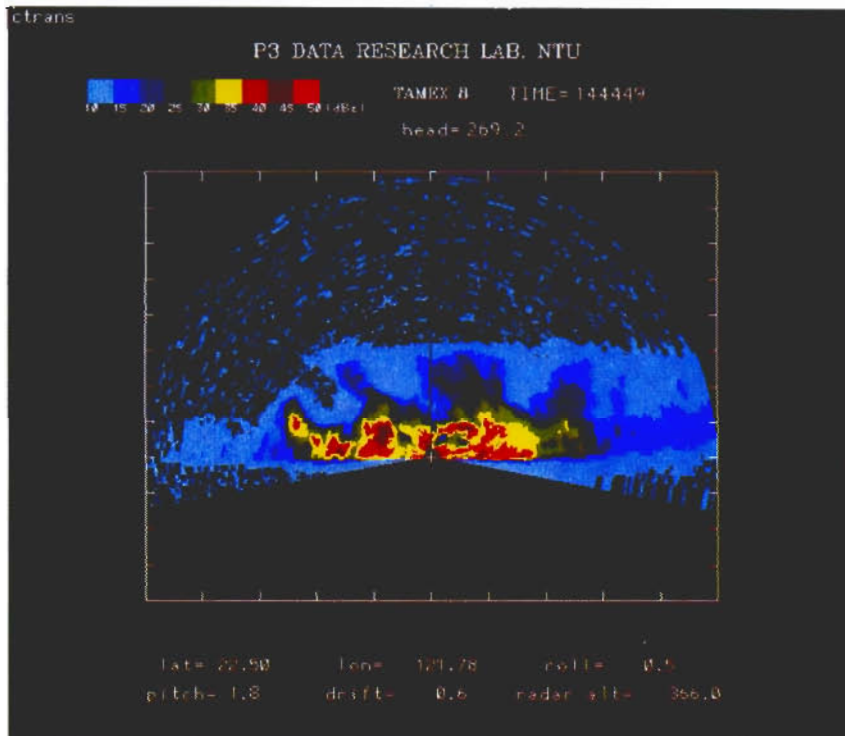


圖15 同圖4，但為1444UTC的RHI回波圖。

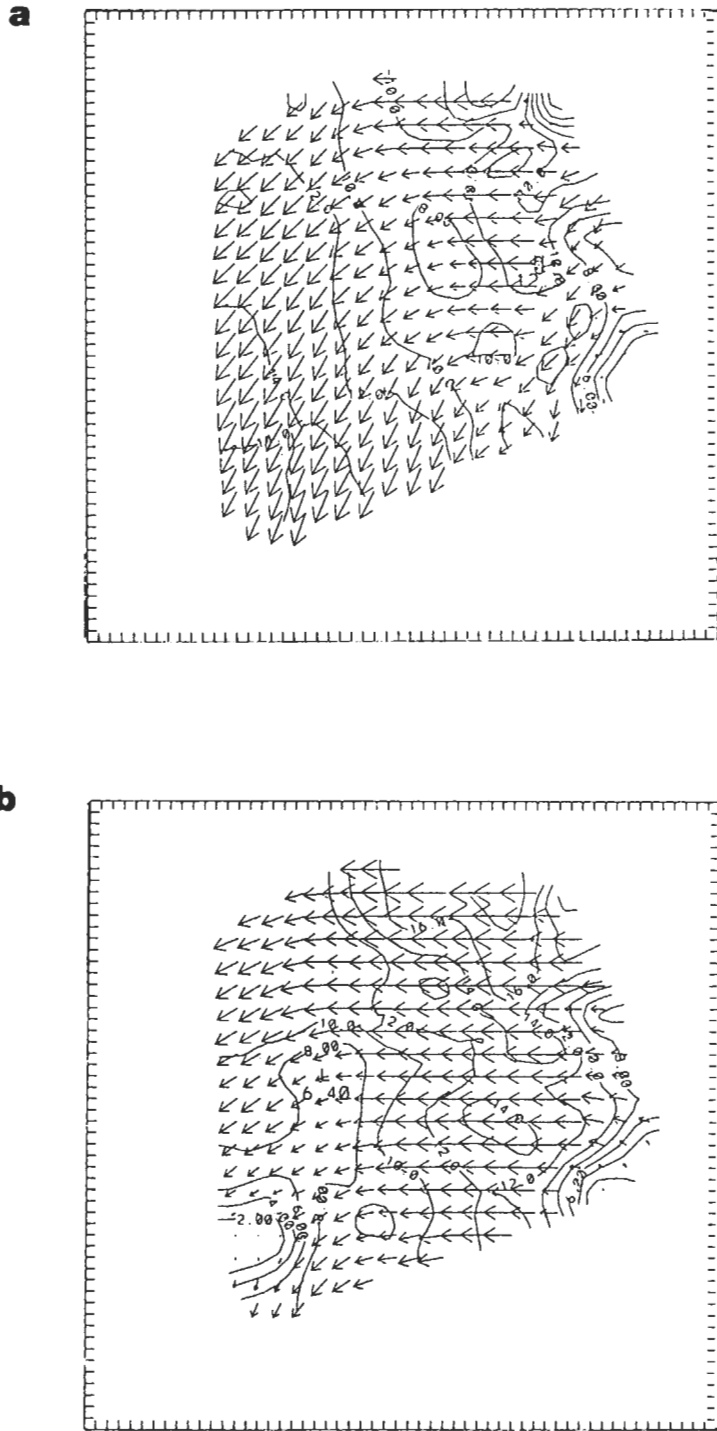
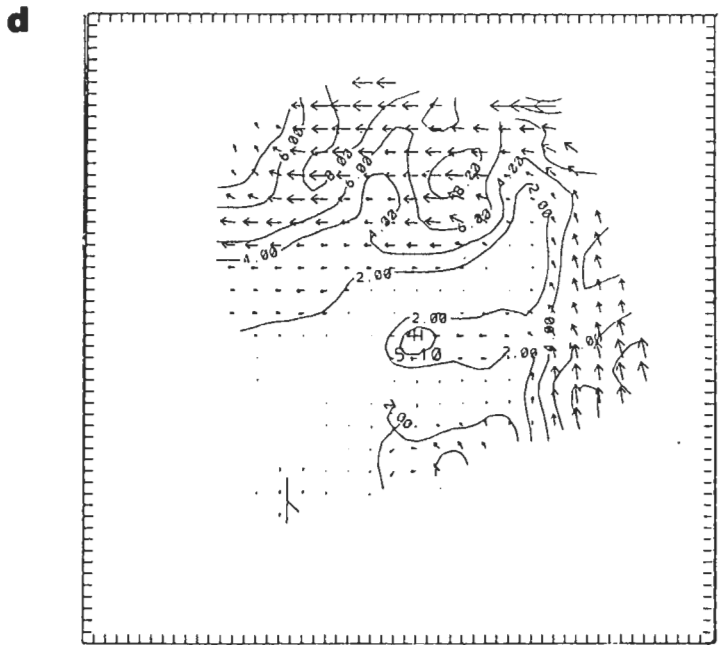
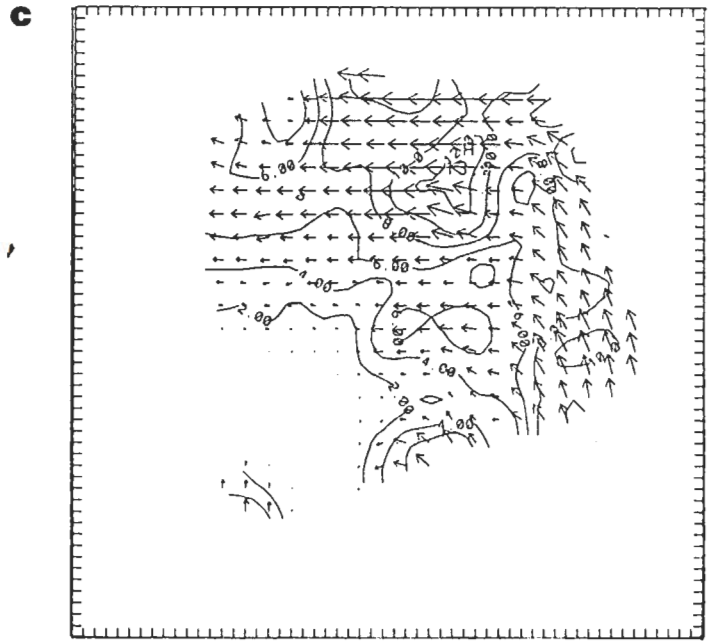


圖 16 (a),(b),(c),(d) 分別代表北側層狀降水區 0.5 公里、1.5 公里、4.5 公里、5.5 公里各高度水平風場分佈，單位為 m/s。



(續圖 16)

位於分析範圍的東北偏北方向，此時風速可高達18m/s。原先在0.5公里高度西南側之強風帶此時為相對弱風區(<10m/s)。2.5公里及3.5公里風場與1.5公里風分佈非常相似，不過強風區的範圍在3.5公里有逐漸縮小的情形。此間值得注意的是在0.5公里至1.5公里高度間風場有明顯劇烈的轉變，包括強度及強風區的位置。

在4.5公里高度強風區的風速已明顯減弱且範圍明顯縮小，至5.5公里以上已無大於10m/s以上的風速區。由於此一區域的回波在高層甚弱，因此在6.5公里以上的水平風場，並無有組織的中尺度結構。

由P-3飛機in-situ風場資料分析，可確定有一個尺度較大的氣旋式渦旋在台灣東南方形成(Chen and Liang, 1990)。而在我們分析的範圍內，顯然無法清楚地辨認氣旋式環流的中心位置，但是確實存在明顯的氣旋式環流，並且在其東北側伴隨有顯著中尺度噴流條結構。

(2) 垂直風場結構

圖17a為北側層狀降水區垂直風場在4.5公里的水平分佈。在分析範圍中央及西側的都是上升運動速度，其值最高可達4m/s，而 $x=37-39$ 公里以東基本上是下降氣流，最大下降速度可達5m/s。此下沉氣流區從7.5公里往下延伸至0.5公里，非常的深厚。由於下降運動並非發生在強回波區，因此應該不是由水滴拖曳力(water loading)所造成的下沉氣流，而可能是降水過程中水滴蒸發冷卻的結果。此過程可能和南側對流降水區東側下沉氣流發生的原因相當類似(Jorgensen et al., 1991)。圖17b為 $y=24$ km的東西方向氣流與回波垂直剖面圖，此剖面圖代表北側層狀降水區偏南垂直結構。圖中顯示東側之下降氣流進入低層大氣後和低層之東來氣流合而為一，絕大部分氣流直接穿越強回波區至西側較弱回波區。而少部分氣流則在強對流區的西側上升。

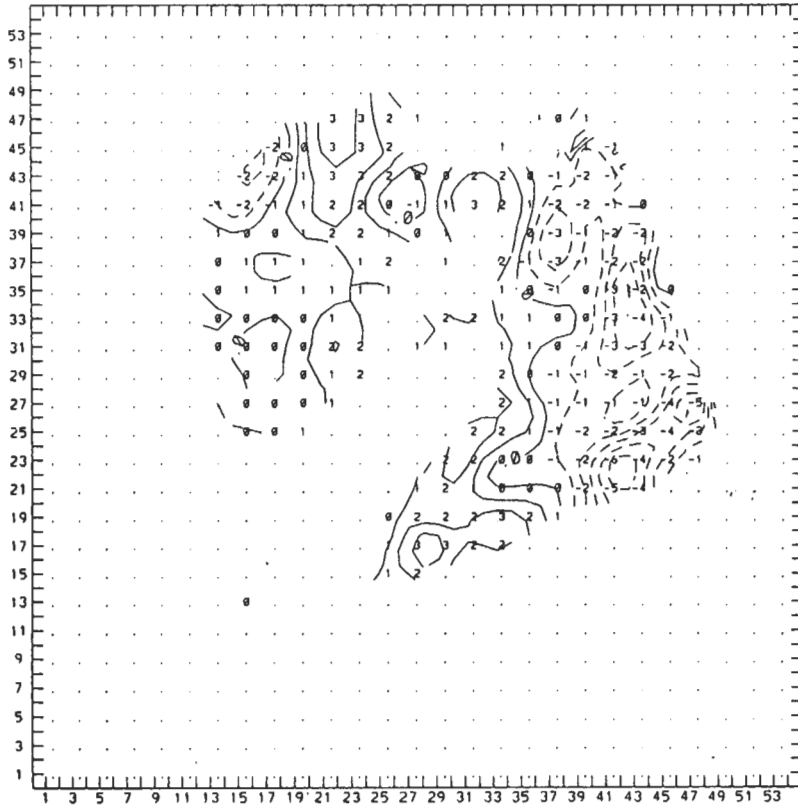
(四) 討論

由機腹雷達的觀測，在1500 UTC時，這個中尺度對流系統的降水回波形狀類似一個逗點狀。經由我們分析南北兩區域的降水回波顯示，北側層狀降水區的回波，基本上仍呈現出南北走向，只是低層的強回波區傾向西側，隨著高度

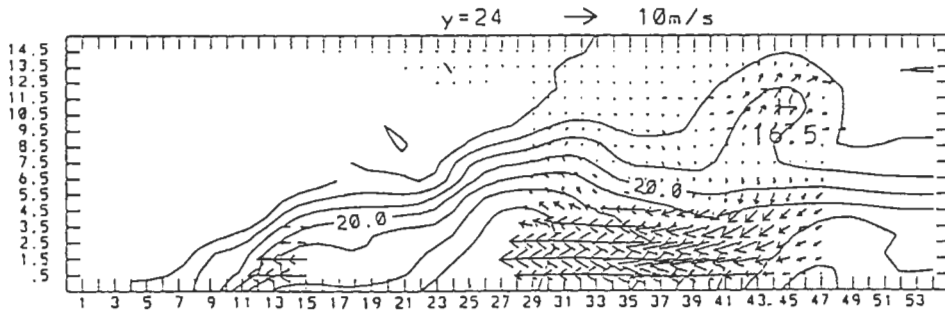
往東傾斜。此結果顯示這個時候整個系統的回波結構仍屬於相當線性的南北分佈，北側回波受中尺度渦旋影響，呈明顯氣旋式曲率，南北對流擴展至少在100公里以上。由南北兩側水平風場的分佈可知，中尺度渦旋環流中心約在北側分析範圍的西南側(南部分分析範圍之西北側)。換句話說，降水皆發生在中尺度渦旋中心的東側，而不是發生在渦旋環流的中心，雨帶的分佈與外觀似乎和中尺度渦旋的氣旋式環流結構相當有關。基本上南部對流區的內流(inflow)主要為南來的暖濕氣流，氣流進入雨帶後即被舉升形成南側線形的雨帶結構。隨著愈往北，開始受到中尺度渦旋環流的影響，主要的內流開始有東風的分量，而且在中層附近到達最大，使得回波有向西擴展的現象。假設中尺度渦旋隨著時間變化在結構上無明顯的改變，即可很合理的解釋花蓮北部地區之強烈降水。因為當此渦旋往北移動時，伴隨著中尺度渦旋東北側有著深厚的東風分量(0.5公里至5.5公里)，配合山脈中低層的舉升效應，降水更加強烈。

我們估計了北側層狀降水區與南側對流降水區的平均渦度值，如圖18所示。北側層狀降水區平均渦度最大值在2.5公里及4.5公里，約為 $4.6 \times 10^{-4} S^{-1}$ 顯示此中尺度渦旋的強度在中層為最強。南側對流降水區由低層0.5公里開始，平均渦度隨高度漸增，到4.5公里以上，平均渦度值隨高度減小，在11.5公里有負渦度極大值。北側層狀降水區從0.5公里到4.5公里的平均渦度變化不大，但是南部對流降水區則變化很大。北側層狀降水區各層的平均渦度皆比南側對流降水區的平均渦度要大。這種現象可能是渦旋環流中心比較靠近北部的結果，部分原因可能是我們所能解析的尺度較小，而使得較小擾動所產生的正負渦度，抵銷了部分由較大尺度擾動所產生的渦度。由渦度的水平分佈可以看到(圖未示)正渦度區主要呈現南北走向，其中存在許多小擾動所產生的渦度。Chen and Liang (1990)也曾利用探空及飛機飛行高度資料估計此渦旋環流在1500 UTC時各層之渦度值。他們計算結果顯示最大值为 $5.9 \times 10^{-4} S^{-1}$ 出現在500mb，從低層至高層的渦度值變化不大，強度相當一致。其結果與我們分析北側層狀降水區的平均渦度值在中低層

plane= 5 4.5 km



a



b

圖17 北側層狀降水區(a) 4.5公里高度垂直速度的水平分佈，單位為m/s，(b) y = 24公里與 (c) X = 34公里的回波與風場之剖面圖。

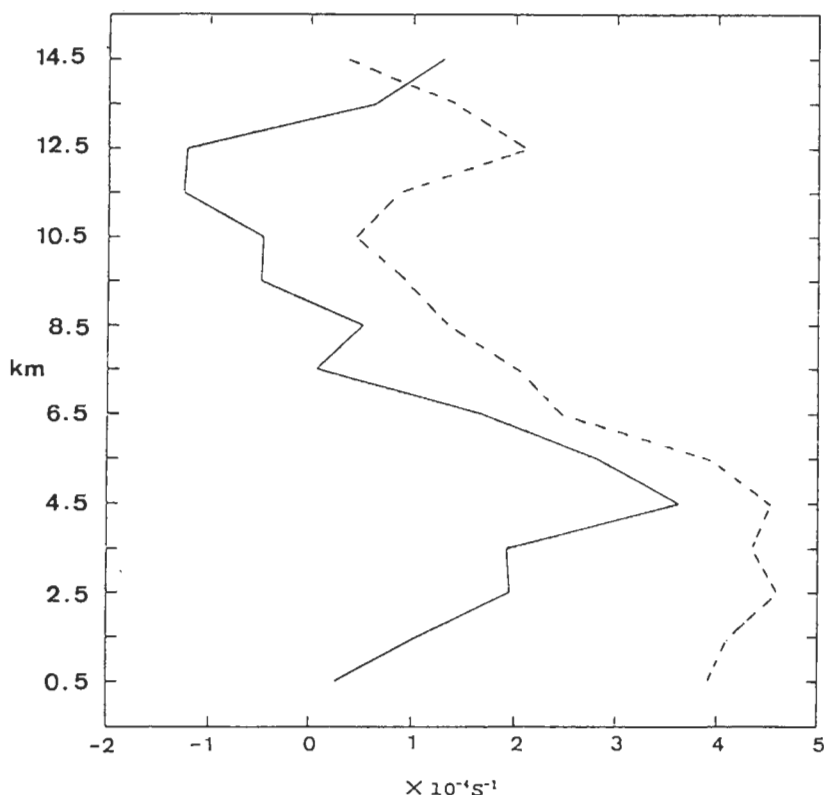


圖18 面積平均渦度隨高度的變化圖。實線為南側對流降水區，虛線為北部層狀降水區。

隨高度變化不大的結果類似，不過我們所估計的平均渦度值皆比Chen and Liang (1990) 所估計的渦度值為小，可能因為在對流區內有較小尺度之正渦度與負渦度，經過我們的平均，兩者之間相互抵消的結果。

南北兩側的對流活動皆伴隨著有組織的上沖流與下沖流，而下沖流皆是在上沖流的東側，約在中層(5.5公里)形成一垂直環流。由圖18也可看出在南北降水區皆有明顯正渦度產生，所以對流活動似乎又有幫助中尺度渦旋的發展。由於觀測時間的限制，我們無法確切描述中尺度渦旋在初生期演變的狀況，但是經由我們的分析結果顯示，對流的組織與結構與中尺度渦旋的發展，兩者之間確實存在著密切的關連，更多時間的資料分析，有助於描述現象的確切演化情形。

四、結論與建議

本研究利用P-3飛機機尾都卜勒雷達資料，分析TAMEX期間發生在台灣東南方一個逗點狀之中尺度對流系統內部降水與運動場結構。主要結論如下：

- (一) 此中尺度對流系統的回波結構基本上為南北走向的線狀結構。在北側層狀降水區內有不規則排列之對流活動，其回波強度並不比南側對流區弱。但北部區域的水平回波梯度較小。
- (二) 不論北側層狀降水區或南側對流降水區，其內部雨帶結構都與過去觀測之中緯度或熱帶地區，快速移行的鬮線系統不大相同

。最明顯的差異為此中尺度對流系統並無顯著的傾斜下沖流。對流的激發機制主要為大範圍的輻合。

- (三) 中尺度對流系統北側的回波結構與氣流結構，顯然受到中尺度渦旋環流的影響，呈現明顯氣旋式曲率；而南側之回波結構與氣流型式受此環流影響則較小，其外觀呈現明顯的線狀結構，可能與台灣的地形較為有關。
- (四) 南側對流降水區最大風速發生在中層4-5km高度，北側層狀降水區最大風速則發生在低層1-2km高度。氣流結構在此短暫距離、短暫時間內有明顯變化，此變化的存在是本身環境的結構或是因中尺度對流系統的存在所影響，須待進一步的探討。
- (五) 由系統平均垂直渦度分量隨高度的變化，發現此中尺度渦旋在北側層狀降水區於2.5至4.5公里呈現較大值，往下則強度稍減，而在4.5公里以上則隨高度迅速遞減。然而在南側對流降水區，最大值出現在4.5公里高度，向上、向下快速遞減。兩者的差異明顯指出環境氣流型式對此中尺度對流系統南側及北側區域對流結構排列方式不同所產生的影響。

雖然本研究的結果對了解此台灣東南方海面中尺度對流系統內部降水與運動結構提供了許多有價值的資訊，然而為釐清中尺度渦旋與中尺度對流系統間兩者是如何相依相隨，地形又是如何扮演他的角色，更多的資料分析研究，以及中尺度及雲尺度的數值模擬研究是非常必要的。我們針對本文初步研究結果，對未來值得繼續研究的方向提出一些建議。

- (一) 本研究所使用資料的時間僅為6月16日1443至1454UTC(北側層狀降水區)及1546-1556UTC(南側對流降水區)。而對此個案，P-3飛機資料收集時間，總共超過六個小時，其中有將近四個小時的飛行時間用來進行共17個“L”形狀擬雙都卜勒雷達資料收集(由1440UTC到1824UTC)。因此使用更多時間的資料進行雙都卜勒雷達

資料合成，相信可以對此中尺度對流系統降水及運動場結構隨時間的演化有更進一步的了解。

- (二) P-3飛機在飛行觀測時，除了利用機腹及機尾雷達進行雷達遙測資料收集工作之外，並利用機上裝載之氣象儀器，針對航道上之一般氣象參數，進行採樣觀測工作(通稱in-situ觀測資料)。由於類似之資料可提供當時對流系統之雲內、雲外之熱力、水汽、水滴、雲滴大小分佈，以及動力參數等資料，若能夠與飛機雷達觀測資料予以配合，相信必能對此中尺度對流系統內部之動力熱力結構及降水過程有一較清楚的概念。
- (三) 本文對機尾都卜勒雷達資料所計算出來的水平平均風場的不確定性在空間上的分佈，並未做進一步的分析討論。我們知道機載都卜勒雷達在量測時可能有的誤差包含下列幾項：(1)由於天線指向變動所造成的位置誤差；(2)由於天線的不穩定性所造成的隨機速度誤差；(3)則是由於飛機運動所造成之平均風場統計不確定性。(參見Jorgensen, Hildebrand, and Frush, 1983)。第一種誤差產生原因，將使得觀測之速度都卜勒波譜的平均值產生位移，此一部份的誤差可經由慣性導航系統的資料加以修正。第二種，第三種誤差產生原因，將使得觀測之都卜勒波譜寬度加大，相對的資料的變異數加大。而估計其數值的大小必須先量化上了解飛機運動造成採樣的統計不確定性。這一部份的估計是相當困難的工作，但也是現階段國內外雷達研究最缺乏了解的一環。

- (四) TAMEX IOP 10所觀測的中尺度對流系統個案係發生在台灣東南方暖海面，離海岸約50-60公里距離。在此同時又有中尺度氣旋式環流的伴隨，因此將整個系統變得相當地複雜。以往針對海洋上中尺度對流系統的研究，受限於採樣系統的配置，收集到的資料非常有限，相對地相關的認知也有限。很幸運的，在TAMEX期間

，除了近海岸的IOP 10個案外，P-3飛機並在次一日(6月17日)於離台灣東方海面將近200公里海面進行另一個海洋上中尺度對流系統的“L”形狀擬都卜勒雷達飛行方式觀測(由6月17日1605UTC執行至1735UTC，共約一小時三十分鐘)。此一個案即無顯著中尺度氣旋式環流伴隨，也遠離台灣本島，因此其形成原因與組織過程皆較單純。若能針對此兩個案分別進行個案研究，並將分析結果予以相互比較，相信必可對本地區海洋上中尺度對流系統的內部結構有一較完整的認知，同時亦可對台灣地形如何影響對流系統的發展，提供觀測上的證據。

致 謝

本研究得以順利完成首先要感謝台大大氣科學系暨研究所之「P-3資料研究室」的全力支持，提供電腦設備使用及相關P-3飛機資料結構的諮詢。本研究感謝國科會自然處專題研究計劃「P-3飛機資料處理與分析(二)」(NSC-79-0202-M002-34)提供經費支援。部份研究成果係由交通部中央氣象局科技中心專題研究計劃CWB-80-01-12提供經費支援，在此一併誌謝。

參考文獻

- 游政谷，1991：台灣東部海面中尺度對流系統內部結構分析—飛機都卜勒雷達的應用。台灣大學大氣科學研究所碩士論文，84頁。
- Atlas D., R.C. Srivastava, and R.S. Sekhon, 1973: Radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 11, 1-35.
- Brandes, E.A., 1990: Evolution and structure of the 6-7 May 1985 mesoscale convective system and associated vortex. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 109-127.
- Chen, G.T.J., and C.Y. Liang, 1990: Observational study of a mid-level vortex in TAMEX. Preprints, Third Annual TAMEX Worksop, NCAR, 13-25.
- Jorgensen, D.P., M.A. LeMone, and B.J.-D. Jou, 1991: Precipitation and kinematic structure of an oceanic mesoscale convective system. Part I: Analysis of airborne Doppler Radar data. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2608-2637.
- Jorgensen, D.P., P.H. Hildebrand, and C.L. Frush, 1983: Feasibility test of an airborne pulse-Doppler meteorological radar. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 744-757.
- Joss, J., and A. Waldvogel, 1970: Raindrop size distribution and Doppler velocities. Preprints, 14th Conf. Radar Meteorology. *Amer. Meteor. Soc.*, Boston, MA, 153-156.
- Lhermitte, R.M., 1971: Probing of atmosphere motion by airborne pulse-Doppler radar techniques. *J. Appl. Meteor.*, 10, 234-246.
- O'Brien, J. J., 1970: Alternative solution to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, 9, 197-203.
- Ray, P.S., D.P. Jorgensen and Sue-Lee Wang, 1985: Airborne Doppler radar observations of a convective storm. *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, 688-698.
- Shuman, F.G., 1957: Numerical methods in weather prediction: II Smoothing and filtering. *Mon. Wea. Rev.*, 85, 357-361.
- Zhang, D.L., and J.M. Fritsch, 1988: A numerical investigation of a convectively generated, inertially stable, extratropical warm-core mesovortex over land. Part I: Structure and evolution. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2660-2687.
- Zhang, D.L., and J.M. Fritsch, 1987: Numerical simulation of the meso- β scale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood. Part II: Inertially stable warm-core vortex and the mesoscale convective complex. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2593-2612.

Airborne Doppler Radar Observation of an Oceanic Mesoscale
Convective System during TAMEX

JOU, Jong-Dao Ben YIOU, Chien-Kou

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

(manuscript received 9 September 1991; in final form 11 November 1991)

ABSTRACT

The precipitation and kinematic structure of an oceanic mesoscale convective system observed to the south-east of Taiwan is studied using airborne Doppler radar data collected by the NOAA P-3 aircraft on 16 June 1987. The mesoscale convective system consisted of two-major components, a linear quasi-stationary multi-cellular convective line oriented approximately south-north direction and a distinct stratiform precipitation region to the north of the line.

In this study, airborne Doppler-derived three-dimensional wind field is constructed not only for the south part of the convective line region but also the north part of the stratiform rain region using the pseudo-dual Doppler method described by Ray et. al., (1985). It is shown that the flow structure on the north part of the meso-scale convective system possessed a distinct cyclonic circulation between 2.5 to 4.5 km with a maximum vorticity at low level. The reflectivity pattern was modified by the intrusion of drier air from northeast as indicated by a reflectivity trough extended from northeast to southwest. The flow structure on the south consisted of a quasi-two-dimensional structure with maximum upward motion colocated with the maximum echo region.

Key Words: TAMEX, P-3 aircraft, airborne Doppler radar, oceanic mesoscale convective systems, precipitation and kinematic structure, mesoscale cyclonic circulation, Pseudo-dual-doppler method.