

梅雨鋒面雨帶之中尺度特徵：TAMEX 個案研究

周仲島 洪景山 鄧秀明

國立臺灣大學大氣科學研究所

摘 要

本文利用民航局中正機場和NCAR CP-4 雙都卜勒雷達合成三度空間風場，分析1987年6月24-25日一個緩慢移動之梅雨鋒面對流雨的降水回波與運動場結構，並探討鋒面與其所伴隨的線性對流系統間相互維持的關係。

雙都卜勒雷達合成風場結果顯示鋒面在最低2公里有強的氣旋式風切，風切線向鋒後冷空氣一方傾斜，同時鋒面上並發展有週期性的氣旋式擾動。三度空間風場結構顯示梅雨鋒面對流雨帶尾端為新生對流發展區域，其氣流之主要結構具有相當的二維性。低層鋒面扮演介面舉升的角色，配合中對流層存在的對流不穩定層可使經由近地面鋒面舉升之空氣塊在此獲得浮力而自由對流到15公里。伴隨鋒面的對流雨帶往鋒前傾斜，環境的低層風切和鋒後的冷空氣互相平衡，可提供低層動力上有力的輻合。而中對流層存在的不穩定層則是對流持續與發展所不可或缺的能量來源。另一方面，高層風切使得降水回波向鋒前傾斜，在熱力上和動力上都將產生不利雨帶發展的因子。因此，本個案中雨帶的演化可視為是環境之高低層風切，鋒面和對流三者交互作用的結果。

一、前 言

每年初夏時節東亞地區進入梅雨期。梅雨期間在地面天氣圖上常可見有一條滯留鋒，稱為梅雨鋒。在850和700hPa上有一條與滯留鋒相對應的風切線，在衛星雲圖上則表現為一條從華南、長江流域，一直延伸到日本的長鋒面雲帶。梅雨鋒面主要是深入我國華南地區的熱帶性氣團與極地冷氣團相遇所形成的一個風切線。由此過程形成的梅雨鋒面不同於極鋒，而是具有熱帶性質的系統(Chen and Chang, 1982; Ninomiya, 1984)。其所處環境的特徵是高空沒有明顯的噴流，低層有強的西南氣流，因此環境的垂直風切較弱，同時與熱帶氣團相似地具有較大的對流不穩定度。梅雨鋒的雲系在衛星雲圖上表現為一個帶狀雲系，這和極鋒的逗點狀或渦漩狀雲系有頗大差異。

梅雨鋒雲系往往伴隨有旺盛的對流活動，這些對流活動的組織、發展、及移動經常影響到鄰近地區豪大雨的發生，因此進一步探討鋒面與對流行為之間的互動—不論是大尺度或中小尺度，都是一個不容忽視的課題。

本文用CAA(民用航空局中正機場雷達站)和CP-4兩個都卜勒雷達合成三度空間風場，分析TAMEX(台灣地區中尺度實驗計劃)期間IOP 13的梅雨鋒個案和其所伴隨的線性對流系統。並且以雙都卜勒雷達合成的風場配合回波分佈診斷分析此梅雨鋒面雨帶的中尺度結構。

二、綜觀環境

圖1 為1987年6月24日0800到6月25日1700 LST 板橋探空之時間—高度剖面圖。配合地面資料可知鋒面在24日2300 LST附近通過板橋測站。鋒面帶有顯著的相當位溫梯度，但位溫梯度則不顯。鋒面的結構在垂直方向發展至850hPa，鋒前有強盛的西南氣流，最大風速可達25m/s。鋒前之大氣結構在850hPa以下有一對流不穩定帶，如果氣塊由地面舉升，則自由對流高度大約在830 hPa。另外值得注意的是500—600hPa之間亦有一顯著的不穩定層存在，此中對流層不穩定層由鋒前持續至鋒後。圖2a, b 分別為24日2000 LST之500hPa和200hPa高空天氣圖。如圖所示，華南地區及台灣上空200hPa有分流場，而500 hPa槽後冷乾空氣的注入則可能是形成中對流層不穩定層的主要原因。

圖3 為日本地球同步衛星(GMS)每3小時紅外線衛星雲圖，由圖中可見6月24日2300 LST左右在台灣西北外海有一線性對流系統形成，隨後往南移動並發展成一個顯著的中尺度對流系統。由高雄傳統雷達每小時的回波圖，顯示這個線狀對流系統的生命期達12個小時以上，屬於一個運動緩慢的長生命線狀對流系統。圖4 為6月25日0200 LST台灣及福建沿海地區中尺度分析，此時鋒面受台灣和福建地區地形影響，地面鋒面在地形東邊的移速比西邊來的快，等相當位溫面產生嚴重扭曲。此個案之中尺度分析顯示鋒面在到達台灣西北海面後，呈現近似滯留，同時由地面資料顯示，此時台灣西北外海似有一中尺度低壓存在。依據陳與俞(1988)，在梅雨季的綜觀環境下，台灣西北海岸地區有利中尺度低壓生成，並與台灣地區的降水有密切關連。由於缺乏足夠解析度的資料，進一步的驗證此低壓的存在，仍有待海上觀測網的建立，始可達成。

圖5 是6月25日0234 LST CP-4 都卜勒雷達在雙都卜勒合成區域中3公里高度的雷達回波圖。此時鋒面對流雨帶呈東北—西北走向，寬約30公里，以每秒約7.8公尺的速度往東南方向移動。此時雨帶前緣和新竹陸地之間正有一個新的對流胞生成，30 dBZ的發展高度約5公里。圖5顯示此雨帶具有多胞的結構，雨帶內部的對流胞均由西向東移動。若是仔細分析其回波強度隨高度的變化，可發現其回波發展高度由西向東增加。圖5中C胞之40 dBZ的範圍到4公里高度左右，而B胞40 dBZ的範圍在4公里高度與A胞合而為一。A胞則是一個已充分發展的對流胞，40 dBZ的回波高度可高達10公里以上。此外雨帶的回波結構則在高層向鋒前傾斜。

三、雙都卜勒雷達合成結果

圖6 是6月25日0235 LST 1公里高度的雙都卜勒雷達合成水平風場。此圖顯示在對流回波的前緣有一顯著的風切線，風切線之前為西南風，後方則為西風。此風切線是否即為中尺度分析中所描述的地面鋒面，頗值得進一步討論。在本個案中主要下

降運動在風切線之前，因此風切線不應是對流系統之外流邊界所造成。中正機場地面測站的資料顯示，大約在6月25日0340 LST時，測站有顯著的風變，隨後溫度下降達8度，至少持續4小時以上。板橋測站觀測鋒面通過的降溫率與冷鋒後空氣的溫度(約22°C)和中正機場地面測站得到的結果相當一致。這是鋒面過境的重要特徵。而風變的同時亦有顯著的對流性降水，這和雷達分析風切線與對流回波的關係頗一致。因此雙都卜勒雷達合成風場的風切線可說就是地面中尺度分析中所描述的鋒面所在。為避免混淆，在下面的討論中我們即將相對於風切線前、後的運動場及回波分佈以鋒前鋒後來說明。

低層合成風場顯示在鋒前約15公里處有顯著低層噴流，最大風速可達18m/s以上，與板橋探空所觀測到的結果一致。在1公里高度的渦度場及輻散場顯示鋒上有氣旋式渦度的最大值並且有最大的低層輻合場。鋒面所伴隨的氣旋式渦度結構可發展到2公里高度左右，且隨高度向鋒後冷空氣傾斜。鋒上並發展有波長約10公里的氣旋式擾動，渦度最大值可達 6×10^{-4} 。由於CAA都卜勒雷達資料的品質不佳，雖然理論上此合成風場的水平解析度應是1公里，對10公里波長之擾動應在可解析之範圍內，然而該現象是否可被接受，猶待進一步的分析始可確認，尤其應討論不同時間的資料是否亦顯示類似結果。不過由過去研究顯示這波狀擾動可能是鋒面上釋放風切不穩定度所導致。(Hobbs and Persson, 1982; Muller and Carbone, 1987)。

在圖6中兩帶北方大約30公里處有一微弱的氣旋式風場訊息。由於此處降水密度甚低，因此都卜勒雷達觀測的風場品質並不是很好。但既然同時都能被CAA和CP-4兩個雷達觀測到，而兩個雷達又已分別做過一定標準的資料檢定過程，因此這個現象自有其進一步詮釋的價值。圖7是CAA都卜勒雷達6月25日0230 LST 0.5°仰角的徑向風場，配合地面資料，和雙都卜勒雷達提供的訊息，再加上主觀判斷的氣流場分析。由圖中可以發現在主對流區的西側在近地面處有一水平尺度半徑大約50公里氣旋式渦旋存在。這個中尺度渦旋至少存在兩個半小時以上。類似的訊號在三公里以上即不再出現。此中尺度氣旋式渦旋與同一時間之台灣地區中尺度地面氣壓分析相比較，結果顯示在相同位置有一中尺度低壓存在。可惜海面資料缺乏實難以做進一步驗證。台灣地區多山，因氣流與地形交互作用及其他多種因素影響，很易於特定地區產生中尺度擾動(Hwang and Raman, 1990)。陳與俞(1988)即經由Pre-TAMEX階段兩個個案的分析結果中發現梅雨期台灣區梅雨鋒面上或其前、後皆有發生中尺度低壓的可能，而這中尺度低壓與豪雨的發生與持續有密切的關聯，因此在這一方向進一步的觀測分析與模擬，對台灣豪雨的預報是非常重要的。

為了便利討論對流雨帶的結構，我們將原來的座標系統以(-40km, 0 km)為原點順時鐘旋轉30°，並將運動場扣掉鋒面的移動速度，i.e., 7.8m/s, 103°。如此在下面的圖中X軸、Y軸分別代表平行和垂直鋒面的方向。圖8為相對鋒面不同高度的水平風場和雷達回波圖。由圖可見，低層主對流區前為西南西風，至5公里轉為西風，至9公里轉為北風，更高層則為東北風。高層的回波往鋒前傾斜並有明顯的輻散氣流。在圖8中垂直運動的結構相當複雜，為易於辨認將主要垂直運動場分為U1, U2, U3, D1, D2,等來分別說明。上升運動U1

位於雨帶東側主對流區，在5至9公里之間，其值大於 7m/s 。最大值在6公里高度，達 9m/s 。上升運動U2範圍較廣，位於鋒面雨帶兩個主要對流區A與B之間。其值大於 7m/s 的範圍在6至11公里之間。最大值在8公里高度，達 11m/s 。另外上升運動U3位於鋒前高對流層，在9.5公里處有最大值，可達 9m/s 。下降運動D1位於低層(1公里)主要回波區前緣，在5公里和11公里高度各有一個最大值，分別為 -4 和 -3m/s ，此下降運動應是此對流雨帶之對流下沖流。下降運動D2位於鋒前，僅在中高對流層出現，小於 -2m/s 的範圍大約在7-13公里之間，在11公里高度有最大下降運動可達 -4m/s 。

綜合以上所述可知此個案之梅雨鋒面對流雨帶有強度達 -4m/s 的對流尺度下沖流在主要回波區的前緣出現，主要上升運動區其強度可高達 11m/s ，且呈現多股的現象，顯示同一時間的雨帶中，不同對流系統的發展處於不同的階段。低層鋒面介面舉升的強迫機制在此個案中清楚顯示近似二維結構，使得整體對流雨帶系統乃得以線性形狀存在。而大尺度所描述的梅雨鋒面特徵(指風切變)是可以一直類推到中小尺度，並且以介面的型式呈現。此介面具有顯著的氣旋式風切，在低層能有效地強迫輻合以產生對流，而在所分析的區域中其長度大約50公里，而寬度則甚窄。由都卜勒雷達合成的風場似乎隱含鋒面的行為近乎不連續。早期的研究認為鋒面是一次不連續面，Browning(1986)則把不連續面的觀念擴展到水汽與熱的傳送帶(Conveyor belt)以解釋鋒面區的中尺度雨帶，但近年來許多中小尺度的觀測研究，包括本研究在內，似乎又較支持原來鋒面被視為不連續面的概念了(Shapiro et al., 1985; Smith and Reeder, 1988)。

圖9是沿鋒方向由南到北每隔4公里的回波與風場之垂直剖面。鋒前與鋒後的剖面結構相當類似，主要回波區與上升運動區皆在剖面東側，在西側回波較弱，在鋒面前緣西側有甚強之下降運動，鋒後則不顯。22公里之剖面，正好切在鋒上，在此剖面X方向40到50公里之間有微量的速度輻合出現，此現象在其他剖面上並未出現。這個沿鋒方向的速度輻合應是鋒上之擾動導致。由圖9可知單由沿鋒方向的氣流結構，即使在部分地區有大量的輻合並不足以產生如圖中所示的垂直運動。例如在22公里剖面於8公里高度可達 10m/s 的上升運動速度。如果積分沿鋒方向之輻合分量，其結果反得到下降運動。因此在這些剖面上所示上升運動區主要還是由跨鋒的氣流分量所產生。

圖10為由東向西跨鋒方向每隔4公里之回波與風場的垂直剖面。粗實線是跨鋒氣流為零的等值線，可視為鋒面的介面所在。鋒後北來氣流的平均高度大約2公里左右。圖中顯示在鋒的前緣北來的冷空氣和南來的暖濕空氣在低對流層產生劇烈的輻合，提供對流所需的上升運動和水汽來源。不論是43公里或51公里之垂直運動剖面圖皆顯示，上升運動在中、高對流層各有一個極大值，而且最大值主軸往鋒前傾斜。此結果在圖8之垂直速度水平分佈已提及。鋒後冷空氣上方有微弱的下降運動其強度約 0.5m/s 。由於此個案之環境場存在深厚的垂直風切，高層強烈的北風分量將使得氣流和回波均往鋒前傾斜。由此跨鋒剖面可以看到愈往東對流雨帶雷達回波往鋒前傾斜得愈厲害。如此的回波配置，

使得此對流系統將因降水的曳力和蒸發過程而減少鋒前暖空氣的浮力。圖中43公里處在鋒前高層有顯著的下降運動，在47公里處下降運動則位於中對流層，而在51公里處此下降運動則出現在鋒面前緣的低對流層。這種氣流與回波的配置似乎說明了在此鋒面雨帶上之對流運動的生命演化情形，新生對流胞在雨帶的西邊生成向東移動而逐漸消散。由此結果可推測往鋒前傾斜之回波低不利對流繼續維持。

四、討 論

Carbone(1982)在其加利福尼亞州鋒面雨帶的多都卜勒雷達觀測研究中指出中緯度地區劇烈天氣之對流運動亦可在中性的天氣下純粹由地面鋒面經由機械舉升所導致。此種經由鋒面介面強迫舉升的上升運動其強度在低對流層可高達 20m/s ，所激發出來的對流高度則僅及6公里左右。由Carbone(1982)的個案可知，缺乏對流可用位能的支持，即使鋒面強迫機制甚強，對流運動在垂直方向的發展仍有限。本研究分析的鋒面雨帶個案低層鋒面介面的強迫舉升作用其強度顯然較Carbone的個案來的弱。如圖10(X=43公里)顯示，低層垂直運動最大值區正好落在地面鋒面前緣的位置其值僅 6m/s 左右。然而由回波分佈中可看到此個案之對流在垂直方向的發展可高達15公里範圍。而且在高對流層(接近8公里處)亦有一個垂直運動極大值($>7\text{m/s}$)存在。顯示除了鋒面介面舉升的機制外尚有其他因子扮演了有利對流持續發展的角色。由板橋測站的探空資料(圖1)可以發現在鋒前500-600hPa之間(在6月24日2000LST至6月25日0200LST)持續有一對流不穩定層(Convective unstable layer)存在。這個不穩定層在馬公測站亦被觀測到。此對流不穩定層的存在，可能是500hPa槽後冷乾空氣注入南下與深厚西南季風氣流配合的結果。此冷乾空氣的存在有效地增加中對流層的對流不穩定度。這個結果表示低層梅雨鋒面經由介面舉升提供激發組織性對流系統的中尺度強迫機制，配合中層環境提供有效的對流位能，使得組織性對流系統得以順利地獲得大氣釋放不穩定度的能量，造成劇烈的中尺度天氣現象。

近年來有關長生命期颶線系統不論是觀測、模擬或理論研究皆有長足的發展。Dudhia et al.(1987)和RKW藉由動力模擬結果提出長生命期颶線系統得以維持的理論時，認為由短生命期對流胞組成的長生命期颶線系統的行為，決定於環境低層風切和外流冷空氣的強度。當低層風切太大時，低層風切所伴隨的水平渦度分量將使對流傾向上游，如此伴隨降水之蒸發過程將減少內流空氣的浮力而不利對流持續發展。反之若是低層風切太弱，冷空氣外流將使得對流向後方傾斜，而不利其垂直發展。唯有當低層環境風切和外流冷空氣的強度互相平衡時，對流將可有效地垂直發展。若由動力的觀點可將上述的低層風切與外流冷空氣視為維持颶線系統的兩個主要因子。當對流下沖流導致的外流冷空氣所產生的負渦度和低層風切伴隨的正渦度的強度達到平衡時，颶線系統的發展到達其"最佳狀態"下，外流冷空氣和低層風切的密切配合可以有效地把低層暖溼空氣推擠到較高層大氣，使得對流系統可以發展較完全。

五、結 論

圖 11 是相對於圖 10 跨鋒方向 $X=43\text{km}$ 處水平渦度分量 $\frac{\partial v}{\partial x}$ 的垂直剖面分佈。如圖顯示，外流冷空氣前緣的負渦度和暖區低層風切的正渦度值大小幾乎相等，顯示本個案之鋒面對流雨帶的低層強迫作用正處於 RKW 所謂的 "最佳狀態"。

另外一點值得一提的是在圖 10 的跨鋒環流垂直剖面分佈中高層強烈北風分量所扮演的角色。由於此強烈北風分量的存在使得對流系統往鋒前傾斜，且角度相當大。這個現象並非一個處於 "最佳狀態" 之下的線性對流系統所應有的現象。就熱力的觀點當降水回波向鋒前傾斜時，因降水的曳力和蒸發過程將減少內流空氣的浮力，減小對流可用位能而不利對流的維持。另一方面，回波因高層的北風分量而向鋒前傾斜使此對流系統位於動力不平衡的狀態。由於低層風切和鋒面環流正處於 "最佳狀態"，兩者互相平衡，此時因為向鋒前傾斜而多出來的力將因找不到平衡點而失控，失控的結果將會在垂直方向混合相當位溫梯度而減少對流可用位能，混合的過程則將因降水的拖力和蒸發冷卻等熱力作用進一步增加動力上的不平衡，加速對流系統的崩潰。由上述討論可知不論是動力因素或熱力因素，高層強烈的北風分量所導致回波的向前傾斜結果，都不利於對流的繼續發展。

綜合以上所述，本個案中影響對流的因子有：
1. 地面冷鋒的強度，2. 低層風切，3. 中對流層對流不穩定層，4. 高層的北風分量。其中中對流層的對流不穩定層經由低層被鋒面介面抬升含有正的浮力之空氣塊的激發，使得對流順利發展到 10 公里高度以上。低層環境風切強度和冷鋒處於 "最佳狀態"，有利對流的持續發展。而高層北風分量使得對流往鋒前傾斜，無助於動力或熱力因素的考慮，皆不利於對流的持續發展。此結論與 CAA 都卜勒雷達回波演化的觀測結果，頗相一致 (Jou and Deng, 1989)。從回波的觀點來看颶線最佳狀態的特徵是對流發展的很高而且強回波區集中在一個狹窄的區域 (Rotunno et al., 1988)。在本個案中扮演冷空氣外流角色的鋒後冷空氣和低層風切都是大尺度環境的變數。由雷達回波往鋒前傾斜，這個觀測結果亦說明鋒後的冷空氣應是大尺度冷空氣平流過程所致，並沒有被對流降水所調適。是故鋒面和低層風切在此個案中可能一開始就是最佳狀態的組合。但是由於高層北風的持續存在，對流行為將隨著雨帶往高層發展而產生不利雨帶的因子，因此雨帶的生命史可說就是鋒面，高低層風切和對流三者折衝的結果。在雨帶的成熟期，回波結構類似 RKW 描述下最佳狀態的特徵，此時北風不利的因子尚未突顯。而本個案的雙都卜勒雷達分析則已是雨帶發展的消散末期。雖然鋒面和低層風切仍處於最佳狀態，但北風的不利因素隨時間的增加而累積，至此雨帶終因不利因素大於有利因素而進入消散期。本個案所描述的鋒面雨帶行為和 RKW 所描述的颶線

行為其差別在於一個是由大尺度平流提供冷空氣的鋒面系統，而發生在暖區之颶線的冷空氣則是對流本身所蘊釀出來的。但是兩者在動力上的觀點其本質並沒有差異，由於颶線自有傳統天氣學上的特徵和定義，因此本文乃避免使用 "颶線" 這個名詞來描述伴隨梅雨鋒面的雨帶發展。在本個案中，鋒面是否具有密度流的性質似乎已不是那麼重要，重要的是我們由雙都卜勒雷達氣流與回波場的仔細分析中已體會到梅雨鋒面在中小尺度所具有的衝擊性及其與環境，對流三者之間功妙的運作，以激發、維持一個長生命期的對流雨帶。相信更多個案的分析結果，其知識的累積將有助於我們進一步了解梅雨鋒面在中尺度氣象領域的特性。

本文使用中正機場和 CP-4 都卜勒雷達觀測資料，針對 TAMEX 期間 IOP-13 (1987 年 6 月 24-25 日) 梅雨鋒面對流面個案進行雙都卜勒雷達場與回波合成分析。

雙都卜勒雷達合成的三維風場顯示本個案中梅雨鋒的中尺度結構具有相當的二度空間性。鋒前低層噴流可達 18m/s ，鋒的前緣有氣旋式渦度的極大值並且向上向冷空氣一方傾斜，其發展高度可達 2 公里。鋒上並發展有尺度約 10 公里的氣旋式擾動，可能是鋒面上風切不穩定度釋放的結果。

鋒前低層暖空氣內流約 8m/s ，上升運動在 5 公里和 8 公里處各有一個極值，最大值向上向鋒前傾斜。5 公里處的上升運動最大值應是鋒面介面舉升所致。此外環境在 500-600hPa 存在一個對流不穩定層，可使得空氣塊因低層鋒面介面強迫舉升後，在此獲得浮力而自由對流，這可能是造成 8 公里高度有另一個上升運動極值的原因。雨帶發生時台灣地區正處於 500hPa 槽後，北方冷乾空氣的注入在中對流層累積潛在性不穩定度。雖然槽後的大氣環境並不利於對流的發展，但是如果強的中尺度激發機制，例如鋒面，低層噴流或地形等，將可因環境累積的不穩定度於適當時機予以釋放而導致劇烈天氣的發生。民國 73 年 6 月 3 日的豪雨個案即具有類似的綜觀環境 (丘與劉, 1985)。因此本個案所顯示的可能是梅雨期間造成豪雨的重要概念模式之一。

本個案低層風切和冷鋒的強度在分析的時間互相平衡，似乎正處於 RKW 所描述的颶線系統發展之 "最佳狀態"。在此種狀況下對流將有效地垂直發展。然而高層的北風分量使得對流往鋒前傾斜，形成不利對流發展的因素。從雷達回波的觀點來看，雨帶生成初期，環境的風切和鋒面可能就已 "最佳狀態"，然而高層北風分量的存在，使得對流發展過程反而成爲不利雨帶發展的因素，因此整個雨帶的生命史可視爲環境高低層風切，鋒面和對流三者折衝的結果。

鋒面對流雨帶中有關介面的機械舉升和中對流層的自由對流等機制的量化可透過雙都卜勒雷達合成之風場反求擾動溫度場和壓力場做進一步驗證。至於環境與雨帶的交互作用僅靠回波的演化來推測當然是不足夠的。對不同階段的雨帶進行更多雙都卜勒雷達回波與風場的診斷，將有利於問題的澄清。另外一個有趣的現象是，雨帶在 6 月 25 日 0300LST 已幾無活動力，近乎消散。然而在 6 月 25 日 0430LST 以後，雨帶內對流活動又再度活躍起來，並且給台灣中部帶來相當大的降水。初步的推測這可能是雨帶消散的同時也去掉不利雨帶持續發展的因素，而此時低層的有利對流發展之強迫作用仍然存在，因此雨帶乃有再一次發展的機會，唯此推測仍應再進一步求證。另外，雨帶在臺灣地形西側可以充分發展，而一旦進入陸地就快速消散。鋒面，地形和對流三者角色的定位，亦將是另一個值得深入研究的主题。

參考文獻

- 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。
- 陳泰然與俞家忠，1988：台灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究（一），行政院國家科學委員會防災研究報告77-30號，130頁。
- Browning, K. A., 1986: Conceptual models of precipitation systems. *Weather and Forecasting*, 1, 23-41.
- Carbone, R. E., 1982: A severe frontal rainband. Part I: Stormwide hydrodynamic structure. *J. Atmos. Sci.*, 39, 258-279.
- Chen, G. T. J. and C. P. Chang, 1980: The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over south-eastern China and Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 942-953.
- Dudhia, J., M. W. Moncrieff and D. K. W. So, 1987: The two dimensional dynamics of West African squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113, 121-146.
- Hobbs, P. V., and P. Ola G. Persson, 1982: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in mid-latitude cyclones. Part 5: The substructure of narrow cold frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 39, 280-295.
- Hwang, C. Y. and S. Raman, 1990: Numerical simulations of Taiwan island circulations: Boundary layer modification. *Proc. Workshop on TAMEX Scientific Results*, 194-198.
- Jou, B. J.-D., and S.-M. Deng, 1989: A preliminary study of convective frontal rainband during TAMEX. *Proc. TAMEX Workshop, 1989. Taipei, Taiwan, June 22-30*, 82-89.
- Muller, C. K., and R. E. Carbone, 1987: Dynamics of a thunderstorm outflow. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1879-1898.
- Ninomiya, K. 1984: Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere. *J. Met. Soc. Japan*, 62, 880-893.
- Rotunno, R., J. B. Klemp and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 45, 463-485.
- Shapiro, M. A., T. Hampel, D. Rotzoll and F. Mosher, 1985: The frontal hydraulic head: a microscale (1 km) triggering mechanism for mesoconvective weather systems. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1166-1183.
- Smith, R. K., and M. J. Reeder, 1988: On the movement and low level structure of cold front. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1927-1944.

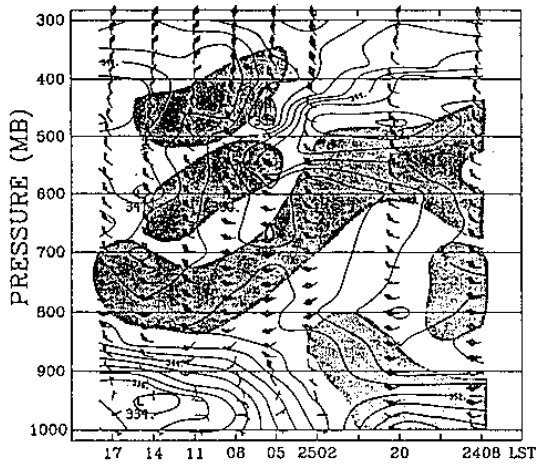


圖1 板橋測站探空高度時間剖面圖。實線為相當位溫，等值線間距為 2° K全風標代表 5m/s，陰影區為對流不穩定區域。探空資料在6月25日 0200 LST之前分別為6小時和12小時間距，之後則每3小時一個探空資料。

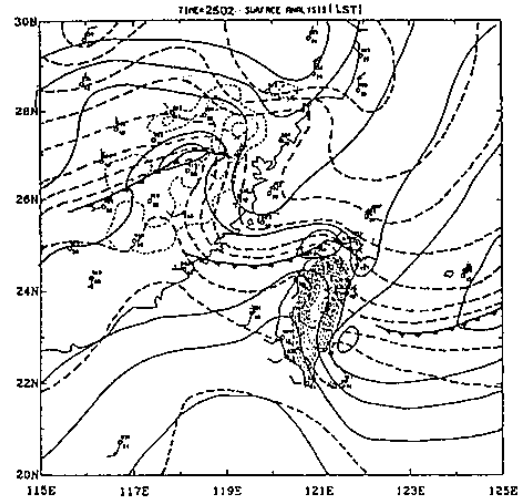


圖4 6月25日0200 LST的中尺度地面分析。實線為等壓線，等值線間距為1 hPa，粗虛線為相當位溫等值線，間隔為 4° K，細虛線為每200公尺地形等高線。

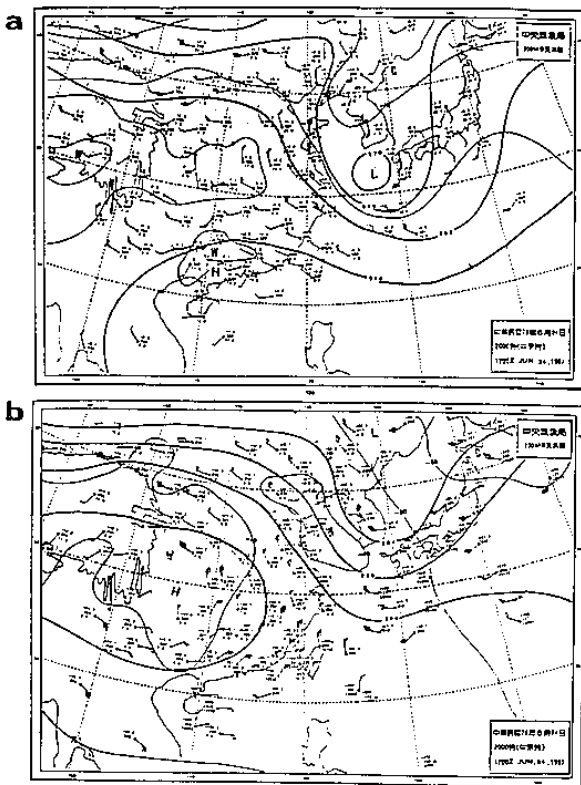


圖2 (a)：6月24日2000 LST 500 hPa 高空圖，粗實線為等高線，細實線為等溫線。
(b)：6月24日2000 LST 200 hPa 高空圖，粗實線為等高線，細實線為等溫線。

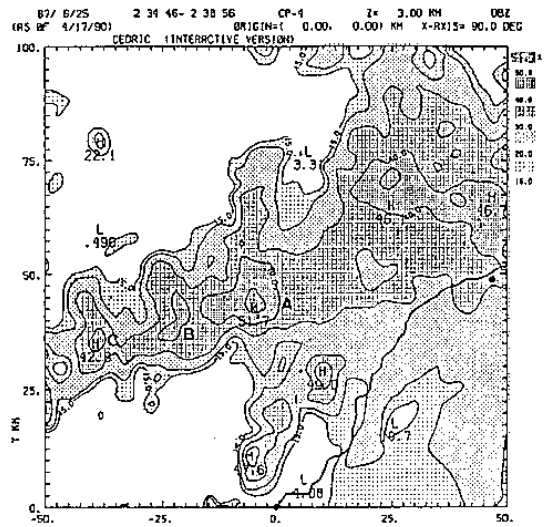


圖5 6月25日0235 LST CP-4雷達在雙都卜勒雷達合成區域中所觀測的3公里高度雷達回波圖。CP-4雷達位置在原點。粗實線為台灣地形，等值線間距分別為15、20、30、40、50 dBZ，CAA位置在(45.2km, 48.2km)處。

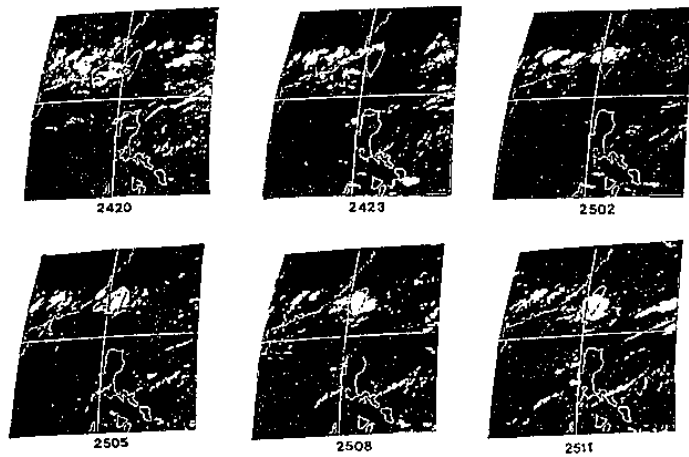


圖3 6月24日2000 LST至6月25日1100 LST之每3小時GMS紅外線衛星雲圖。

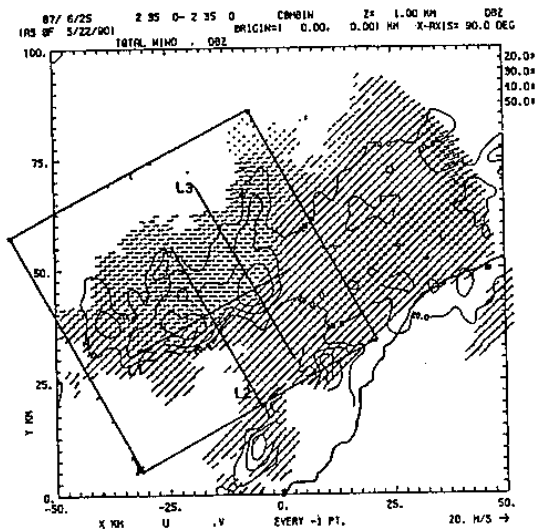


圖6 使用CAA和CP-4都卜勒雷達合成之1公里高度相對於地面的水平風場，時間為6月25日0235 LST，細實線是20, 30, 40 dBZ之回波等值線，小框為進一步分析的區域，L1, L2, L3分別為本文中所取的垂直剖面位置，粗實線為台灣地形。

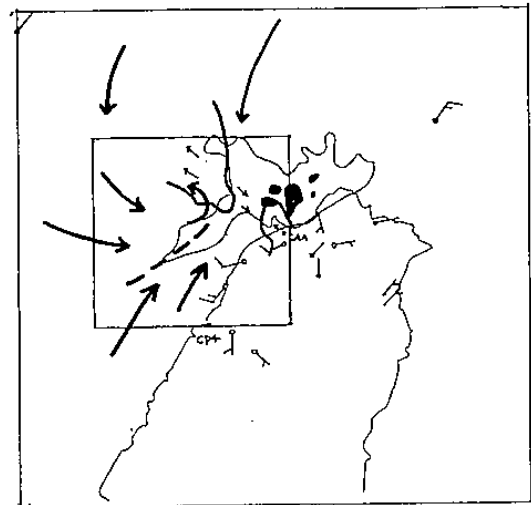


圖7 配合CAA都卜勒雷達在6月25日0230 LST所觀測0.5°仰角之徑向風場，主觀分析的中尺度地面氣流場分佈。細實線是30 dBZ等值線，大於40 dBZ區域以塗黑表示。小框為雙都卜勒雷達合成的區域。粗實線是徑向風速為零的等值線，地面測站的風標長桿代表5m/s。

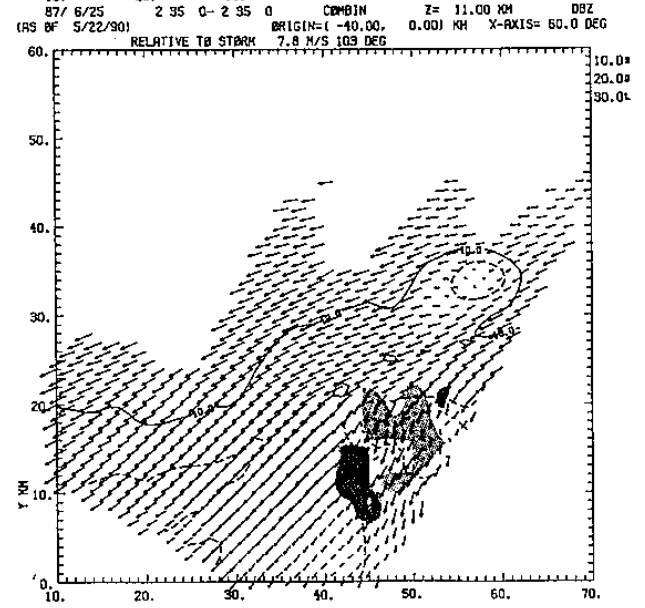
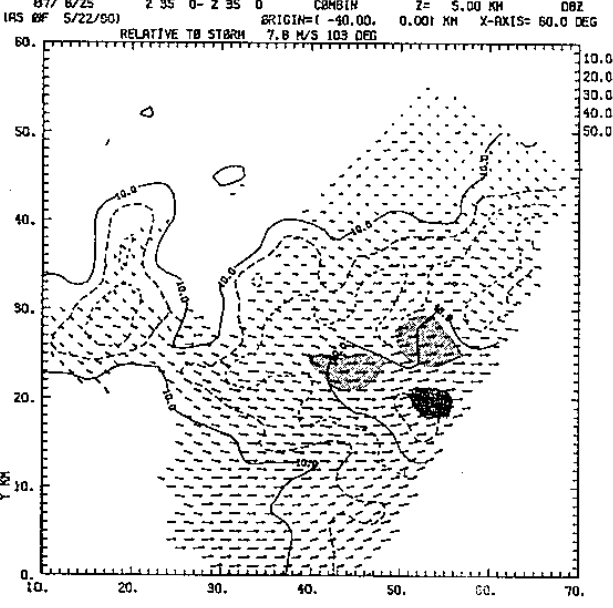
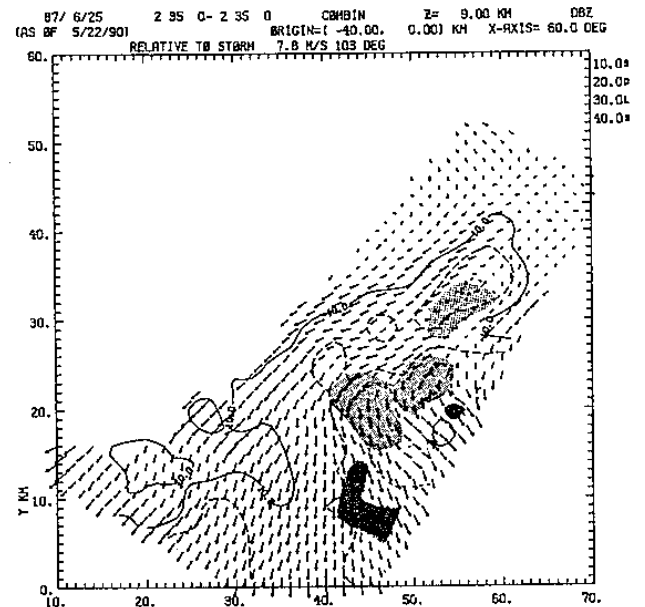
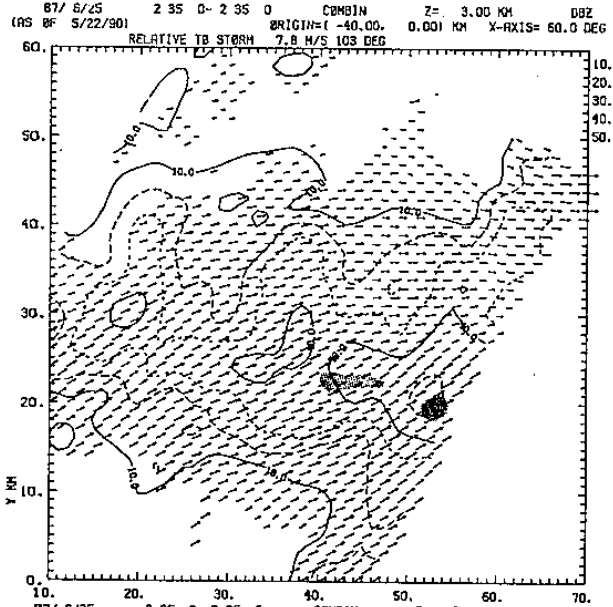
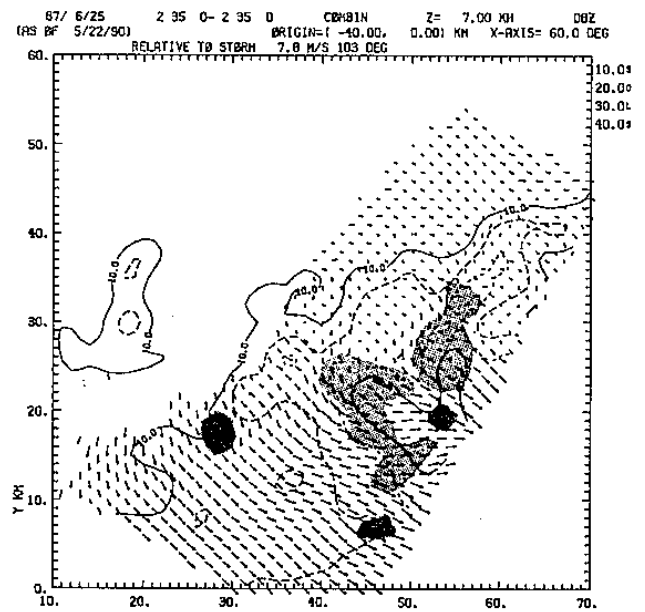
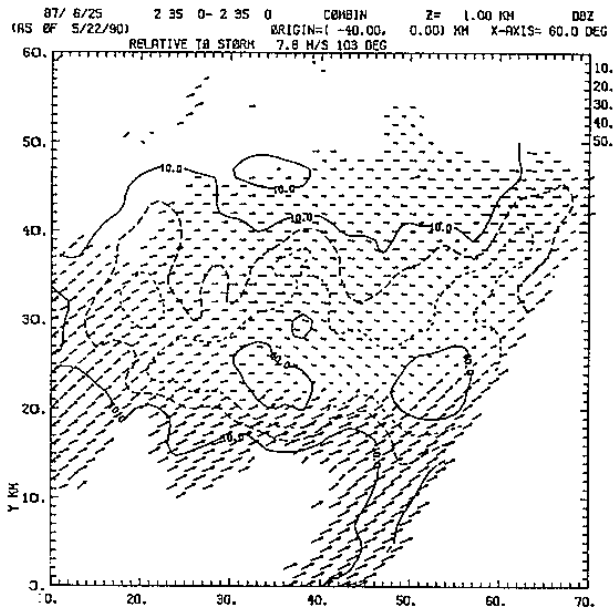


圖 8 6 月 25 日 0235 LST 雙都卜勒雷達合成相對於系統移動之水平風場和回波，高度分別為 1，3，5，7，9，11 公里。圖中之風場已作過旋轉，X 軸平行鋒面，Y 軸垂直鋒面，系統移動速度則為 7.8m/s。淺陰影代表上升運動大於 5m/s 區域，深陰影則為小於 2m/s 之下降運動區域。

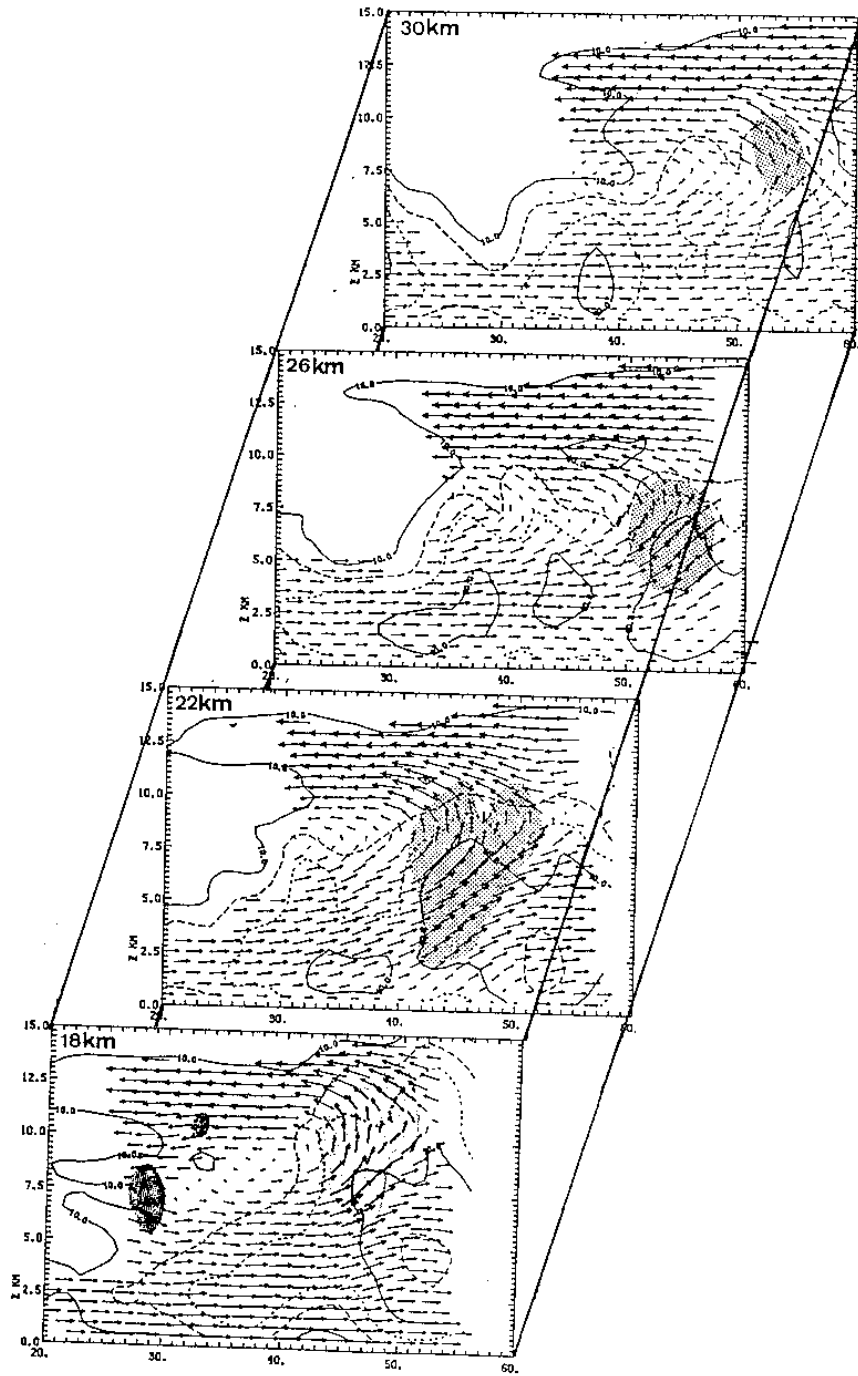


圖9 圖6 中沿 $y=18, 22, 26, 30$ 公里的風場一回波垂直剖面。淺陰影為上升速度大於 5m/s ，深陰影則是小於 2m/s 的區域。

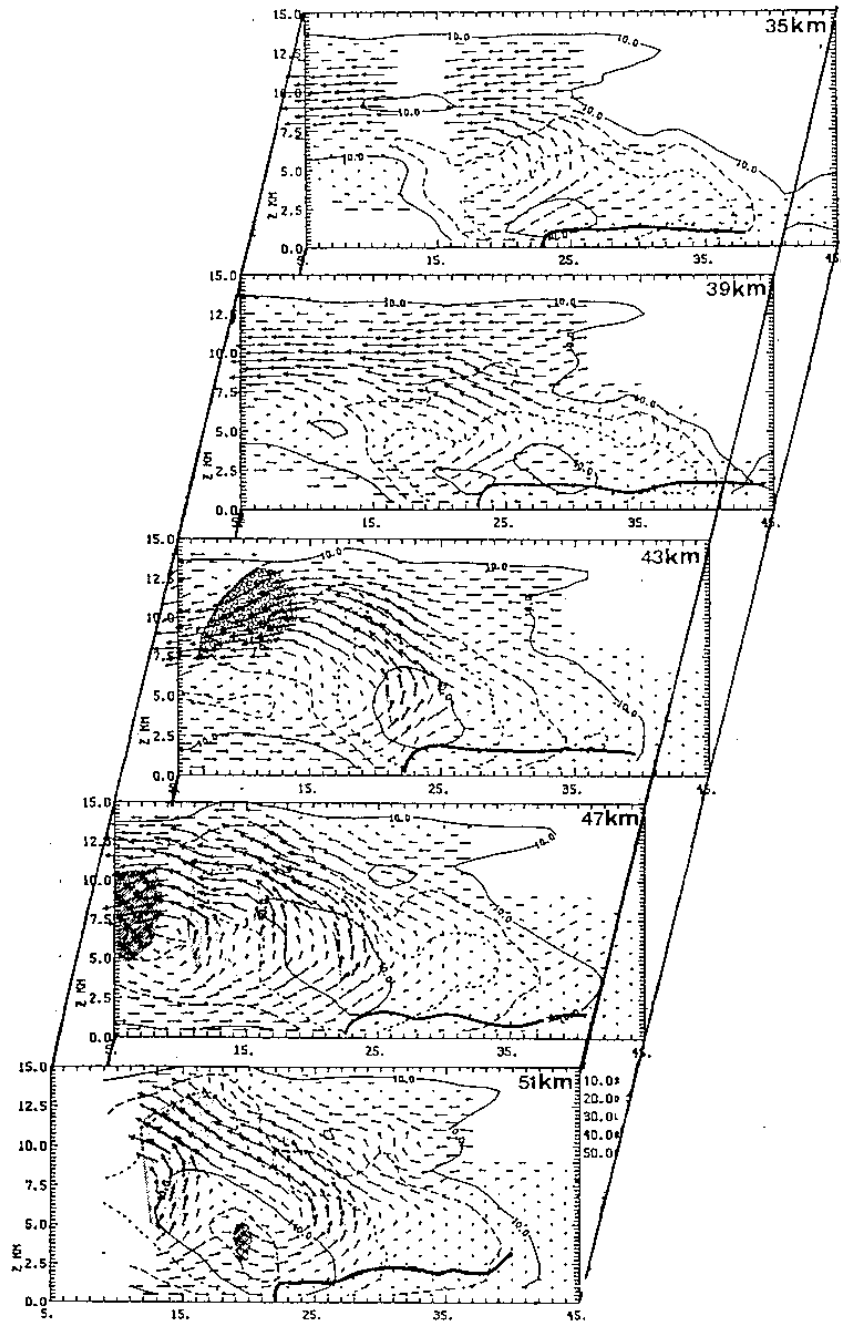


圖10 同圖 9，但為沿X=35，39，43，47，51公里的風場一回波垂直剖面。

