

臺灣梅雨季弓形回波(Bow Echo)之結構與演變

陳泰然¹ 周鴻祺² 黃心怡¹ 楊進賢²

¹ 國立台灣大學大氣科學研究所

² 交通部民航局台北航空氣象中心

(中華民國九十九年十二月十七日收稿；中華民國一百年四月二十一日定稿)

摘 要

2000 年 6 月 6 日午後在台灣海峽北部形成一條呈東北－西南走向之線狀回波，以 13 m s^{-1} 之速度向東南快速移動，並於 1430-1800 LST 間呈現弓形回波，整個弓形回波的生命史約為 3.5 小時。在 1623 LST 通過桃園國際機場時，產生 16.5 m s^{-1} 西北風瞬間最大陣風。本文即針對此弓形回波個案，進行綜觀環境、中尺度環流及都卜勒雷達回波與徑向風場分析，以了解其形成與演變過程，並探討其伴隨之中尺度現象。

結果顯示，6 月 6 日 0300 UTC 時，對流可用位能高達 $3047 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，中對流層並有明顯乾空氣存在，中低對流層（1000-500 hPa）具有適中的垂直風速風切（ 256° ， 14.5 m s^{-1} ），這些皆為有利弓形回波發展的環境條件。弓形回波長約 120 公里，最大回波強度達 58 dBZ，其後方之強烈後方內流噴流（rear inflow jet, RIJ）主軸與弓形凸出主軸緊密結合。顯然，大量對流可用位能和強垂直風切有利於高架式後方內流噴流的發展，並促使下衝流增強，造成線狀回波變成弓形，後緣的回波凹洞不僅透過前述過程形成，且透過環境中對流層乾空氣的內流而產生並增強，最後也使凸出部份之回波減弱。在弓形回波成熟期，於其南（北）側 1~3 公里高度，分別出現中尺度反氣旋式（氣旋式）渦旋。當這對渦旋偶（即書夾式渦旋）形成時，後方內流噴流的強度明顯增強，伴隨強後方內流噴流之強下衝流對環境垂直風切的扭轉效應，為此對書夾式渦旋產生和維持的機制。

關鍵字：弓形回波、書夾式渦旋、環境條件、中尺度現象

一、前言

台灣地區春夏之交常形成飗線（或線狀對流），且經常造成豪雨、冰雹或地面強陣風，為近年來普受重視之研究主題之一，我們對其結構與形成機制已有相當的了解（例如：Chen 1991；Lin *et al.* 1991；Tao *et al.* 1991；Chen and Chou 1993；陳等 1999）。然而，長度僅數十公里～百餘公里且生命史僅約數小時之弓形回波（bow echo），過去可能因個案稀少且不如美國地區者強烈而未引起注意，唯近年來已有零星個案的都卜勒雷達觀測研究發表（魏等 2006；Chen *et al.* 2007）。

弓形回波或線狀回波的波動型態（line echo wave pattern LEWP, Nolen 1959）是一種獨特的組織性劇烈對流系統（Weisman 2001），Fujita（1978）最早將線狀回波內具有凸出前緣和凹陷拖曳區標記之回波稱為弓形回波（圖 1），弓形尖端指向前進方向，代表一種劇烈的天氣特徵，地面破壞性直線風（因 derecho 而引起之強風）常與弓形回波相伴發生，Fujita 並將弓形回波的演變歸納成三個階段，即大型回波、弓形回波與

逗點狀回波。這種回波可單獨發生或只是更大尺度回波帶（如飗線）的一部份，John and Hirt (1987) 經由氣候統計得出弓形回波的兩種基本型態，第一種是單一的弓形回波在滯留鋒面上平行移動，另一種是序列式的線狀回波波動型態，且隨飗線移動。Fujita (1981) 指出弓形回波與低層強烈的輻散風有關，且有些弓形回波會進一步發展為逗點狀回波，使具有一個旋轉的頂部。其中加速向前凸出的線狀部分，乃因在其後方之下沉內流噴流擠壓所造成，此內流噴流可引發地面下爆氣流，產生強烈輻散外流與破壞性強風（Smull and Houze 1985；Lee *et al.* 1992；Przybylinski 1995；Weisman 2001），也可在弓形回波凸出段的前緣，發生短生命期的龍捲風（Funk *et al.* 1999；Atkins *et al.* 2004）。

對於後方內流產生的原因，Smull and Houze (1987) 認為是由中尺度對流系統內部動力所引發，而非由綜觀環境之空氣趕上對流系統所造成。Weisman *et al.* (1988) 發現強烈且深厚的環境垂直風切，有利於後方內流的產生，使中層空氣得以由後方進入對流帶而形成下沉分支。Rotunno

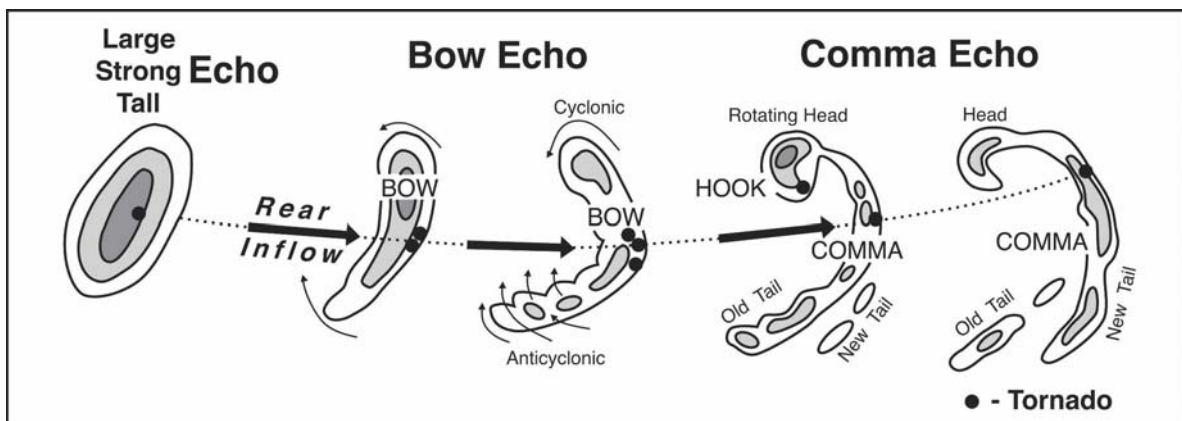


圖 1 弓形回波生命史示意圖，黑箭頭表示後方內流的大約位置，黑點為龍捲風或下爆氣流形成的位置（Fujita 1978）。

et al. (1988)認為一個長生命期對流發展的“最佳”條件，是在冷池前緣強烈且深厚上衝流的產生，此乃冷池產生之水平渦度與環境垂直風切之水平渦度平衡的結果。*Weisman* (1992)的研究進一步指出，由冷池產生之水平渦度以及環境垂直風切與後方內流噴流兩者所具有的水平渦度之間的相對平衡，控制系統前緣舉升作用的特徵，而後方內流噴流的產生是對流上衝流向上風切傾斜的反應，亦即對流系統後緣的水平浮力梯度造成中層空氣從後方進入系統內，這種後方內流將形成系統後緣之回波凹洞，都卜勒氣象雷達資料的研究更進而確認下沉後方內流噴流位於弱回波凹洞區 (*Burgess and Smull* 1990; *Jorgensen and Smull* 1993; *Atkins et al.* 2004)，且環境中層空氣愈乾則凹洞愈強 (*Smull and Houze* 1985, 1987)。

Weisman (1993)的弓形回波中尺度對流系統 (Bow-echo MCS) 數值模擬結果指出，在 2~3 km 高度有一強烈後方內流噴流伸展至弓形的前緣，且向下降低至地面層，同時在弓形回波的南北兩側分別具有反氣旋式與氣旋式渦旋，即書夾式 (book-end) 或線尾式 (line-end) 渦旋。模式敏感性測試顯示，此種結構的發展需要大量的對流可用位能 (convective available potential energy: CAPE, $> 2000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) 與強烈環境垂直風切 (2.5 公里高度以下, $> 20 \text{ m s}^{-1}$)，才可以使後方內流噴流較強且維持相當高度至系統的前緣，維持對流沿前緣之冷池，以提供低層空氣深厚的強迫舉升，使強烈且垂直之對流胞可以沿陣風鋒面持續發展。模擬與觀測研究均顯示 (*Schmidt and Cotton* 1989, *Burge and Smull* 1990; *Lee et al.* 1992; *Weisman* 1993; *Skamarock* 1994)，這對渦旋偶主要是透過環境垂直風切具有的水平渦度扭轉成垂直向與隨後的渦管拉伸作用所造成，弓形回波和

後方內流噴流經常在書夾式渦旋發生之後增強。*Weisman and Davis* (1998)數值模擬則認為渦旋偶的主要形成機制，乃沿陣風鋒面系統上下衝流間的水平渦度被扭轉成垂直向而來。而受科氏效應的影響，北 (南) 端的氣旋式 (反氣旋) 渦旋增強 (減弱)，最後從對稱性結構發展成為逗點狀的非對稱性系統 (*Fujita* 1978; *Houze et al.* 1989; *Jorgensen and Smull* 1993; *Skamarock et al.* 1994; *Scott and Rutledge* 1995)。

Weisman and Trapp (2003) 與 *Trapp and Weisman* (2003) 數值模擬研究顯示，弓形回波產生的地面破壞性強風是在外流邊界前緣發展之低層中尺度渦旋所引起，這些中尺度渦旋並可能產生龍捲風 (*Przybylinski* 1995; *Funk et al.* 1999; *Wolf* 2002; *Atkins et al.* 2004)，近期 *Atkins et al.* (2005) 分析美國地區弓形回波與中尺度渦旋觀測實驗 (Bow Echo and Mesoscale Convective Vortex Experiment, 簡稱 BAMEX, *Davis et al.* 2004) 的都卜勒雷達資料，發現地面破壞性強風並非發生在弓形凸出的尖端，而是發生在弓形尖端的北方，主要由形成在弓形回波前緣之低層中尺度渦旋所產生 (*Wheatley and Trapp* 2006; *Wakimoto et al.* 2006)，*Atkins and Laurent* (2009) 並透過模式敏感度測試，評估低層和中層風切、冷池強度與科氏效應對低層中尺度渦旋的影響。

雖然弓形回波最常見於美國大平原與中西部的暖季，也可在其它地區、冷季或 CAPE 較小 (約 $800\text{-}1500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) 的環境中發展 (*Przybylinski* 1995; *Jorgensen et al.* 1997)。但中緯度以外的其它地區相關研究仍十分少見，僅有少數文獻 (*Jorgensen et al.* 1997; *Businger et al.* 1998; *Schmid et al.* 2000; *Chen et al.* 2007)，這些發生在熱帶或副熱帶之弓形回波不若中緯度者劇烈，

綜觀環境條件也顯示較低的 CAPE 和垂直風切值 (Jorgensen *et al.* 1997; Businger *et al.* 1998)。

在台灣及鄰近地區弓形回波並不若中緯度者劇烈 (在美國地面強風常可達 40 m s^{-1} 以上或伴隨龍捲風)，根據桃園機場都卜勒雷達從 1991 至 2009 年的資料統計顯示，影響桃園機場且造成 $> 32 \text{ kts}$ 陣風之弓形回波僅發生 4 次 (3 次於 5~6 月，1 次於 11 月)，Chen *et al.* (2007) 研究發生於冷季之弓形回波，發現其發展於鋒面上之飈線系統內，環境條件之 CAPE 為 $1288 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，不穩定度屬於適中，但低層具有強烈垂直風切 (在 0~3 公里高度， 28 m s^{-1})，雷達回波結構具有許多弓形回波的典型特徵。本文則針對發生於梅雨季 2000 年 6 月 6 日造成桃園國際機場出現 16.5 m s^{-1} 強陣風之弓形回波進行個案分析，利用綜觀天氣資料、探空、地面密集觀測資料及桃園機場都卜勒雷達資料，以探討弓狀回波的形成條件和運動場之中尺度結構特徵。

二、資料與分析

利用 6 月 6 日桃園機場 C 波段 (波束寬為 0.86°) 都卜勒氣象雷達每 30 分鐘間距觀測資料，與當天 1430-1800 LST 每 15 分鐘間距 10 個不同仰角之都卜勒模體積掃描資料 (掃描半徑為 120 公里)，在都卜勒模式下，解析度為 1 公里，在 900Hz 與 1200Hz 之 PRF (Pulse Repetition Frequency) 交替使用下，最大可測風速達 48 m s^{-1} ，因此風速折錯 (folding) 現象不易發生，且雷達資料已去除地形雜波，對於降水回波與徑向速度異常資料做主觀之剔除，資料漏洞則以鄰近 8 個資料點平均值填入 (至少需有 2 格資料點)。再將原始空域極座標資料內插至直角座標上，分析最大降水回波圖 (vertical maximum indicator,

VMI)、平面位置顯示圖 (plan position indicator, PPI)、等高面平面位置顯示圖 (constant-altitude PPI, CAPPI) 與距離高度顯示圖 (range-height indicator, RHI) 之降水回波和徑向速度。為了解弓形回波之上、下衝流大致結構，首先將 RHI 徑向速度資料轉換成各高度層之水平風分量，即可計算各層的散度，再利用非彈性連續方程由下往上積分計算各層之垂直速度，並利用 O'Brien (1970) 之修正法將垂直速度做垂直線性調整，對於僅有低層速度資料者，因低層散度誤差累積仍在可接受範圍，垂直速度就不做調整。

利用日本氣象廳東亞地面和高空天氣圖與中央氣象局板橋站探空資料，以分析綜觀環境條件、對流可用位能、垂直風切及水汽垂直分佈等參數，並利用中央氣象局之逐時地面觀測資料 (包括氣壓、溫度、露點和風場) 與自動雨量站資料進行中尺度分析。

三、綜觀環境

6 月 6 日 0000 UTC 地面與高空綜觀形勢，如圖 2 所示。微弱地面低壓位於日本東南方海面，冷鋒由此中心向西南延伸至台灣東北方海面，華南地區另有一滯留鋒面，北台灣與臨近區域在此兩鋒面南側，地面吹微弱偏東風。850 hPa 和 700 hPa 之太平洋副熱帶高壓脊由西太平洋向西延伸至南海，有一東西走向橫槽 (即梅雨鋒面) 由日本九州南方海面向西延伸經東海至長江流域，槽南之華南與台灣地區盛行西南/西南西風。500 hPa 東亞主槽由日本海向西南伸展經華東至華南，之後幾呈東西走向至華西，台灣位於槽前盛行西風。300 hPa 東亞主槽與 500 hPa 者位置相近，台灣位於槽前盛行西北西風 (圖未示)。圖 3 為 6 月 6 日 0000 UTC 和 0300 UTC 板橋探空觀

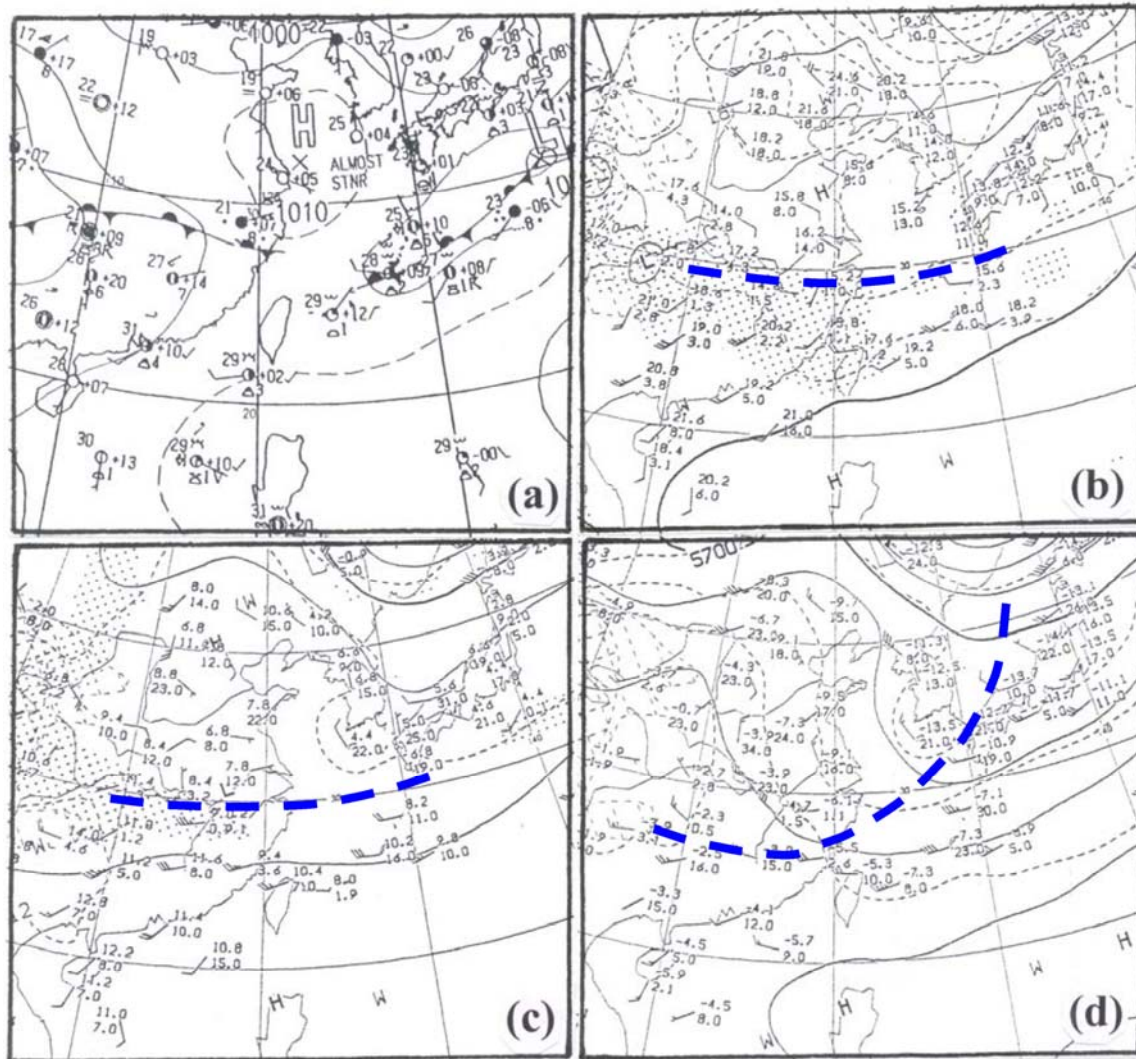


圖2 2000年6月6日0000 UTC (a)地面、(b)850、(c)700及(d)500 hPa日本氣象廳之綜觀分析，粗虛線為槽線位置。

測，顯示800 hPa層以上之中對流層具有較乾空氣，0300 UTC之地面露點已由23.5°C升至24.7°C，溫度更由25.4°C急速升高至29.6°C，至使CAPE亦由 $0.4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 迅速升高至 $3047 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，舉升凝結層與自由對流層均位於939 hPa，平流層則高達136 hPa，近15公里高度。因海風之發展，使近地層由0000 UTC之東北風轉為0300 UTC之北北西風，900 hPa以上風向幾無變化，盛行西／西北西風，但風速向上增加至400 hPa，即垂直方

向主要為風速風切，而少風向風切。低對流層（1000 hPa-700 hPa）垂直風切為 256° ， 12 m s^{-1} ，中低對流層（1000 hPa-500 hPa）垂直風切為 256° ， 14.5 m s^{-1} ，中高對流層（700 hPa-300 hPa）向量平均風為風向 270° ， 15 m s^{-1} 。垂直（平行）於線狀回波之風分量U（V）垂直分布圖，如圖4所示，低對流層垂直風切U（V）分量均有貢獻，另U分量隨高度逐漸增加，就相對系統而言（扣除移速 12.5 m s^{-1} ），500 hPa層以下為內流區，其

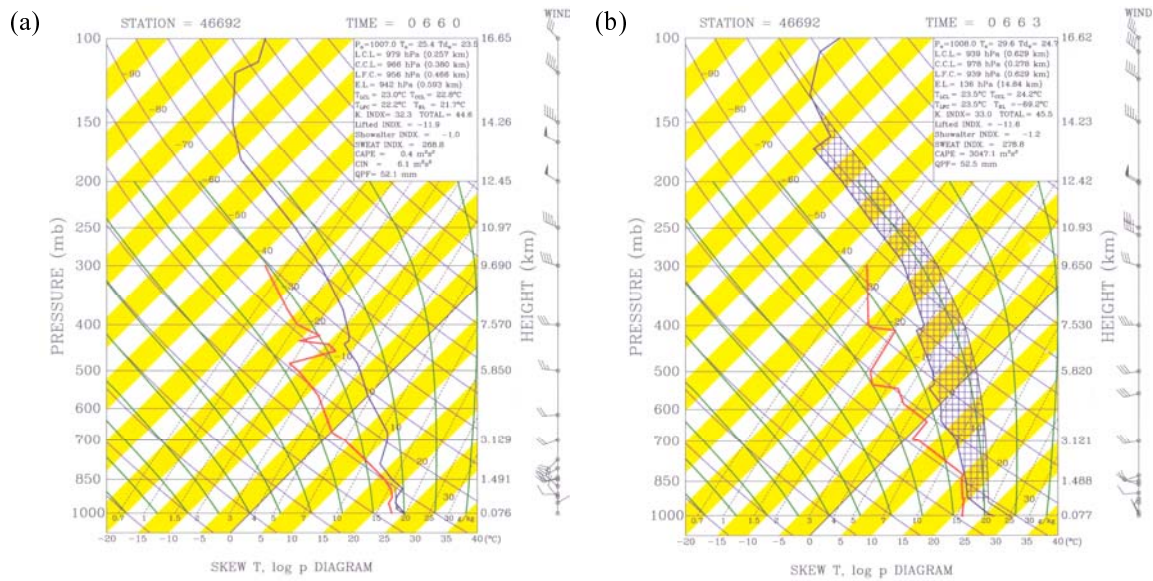


圖3 2000年6月6日(a) 0000與(b) 0300 UTC板橋探空觀測。

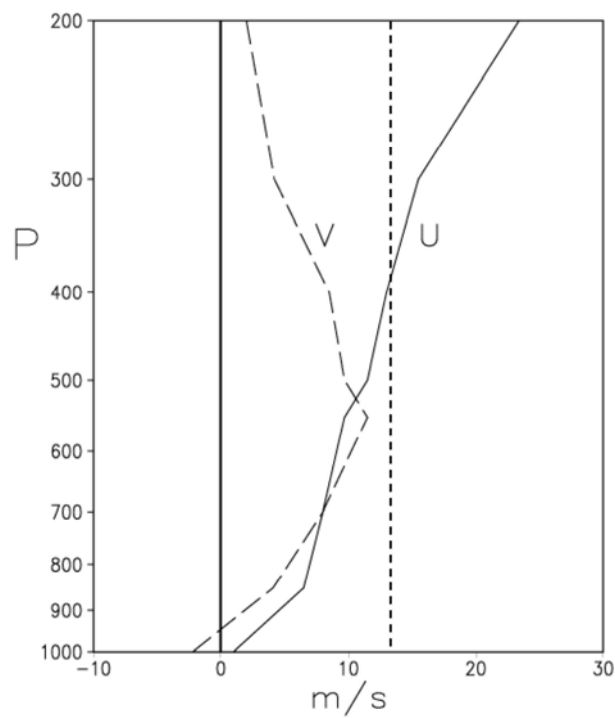


圖4 6月6日0300 UTC垂直(平行)線狀回波走向之風分量U(V)之垂直分布圖,單位為 ms^{-1} 。短虛線為線狀回波之移速(12.5 ms^{-1})。

上則為輻散外流區。顯然，大的 CAPE 有利於中尺度對流系統的發展與維持，對流查理遜數（convective Richardson number, Ric）為 CAPE 與垂直風切所提供之總能量比值（Weisman and Klemp 1982），因中低對流層具有適中的風速垂直風切（約 14.5 m s^{-1} ），使得 Ric 值為 103，有利於多胞雷雨發展（Weisman and Klemp 1982）。

四、地面環流特徵

雷達回波顯示，弓形回波於 1615 LST 左右移入台灣西北部陸地，因此分析 6 日 1600 LST-1800 LST 北台灣地面局部環流和時雨量分佈，如圖 3、5 所示。1600 LST 時（圖 5a），弓形回波位於台灣西北部外海，北台灣局部環流顯示主要為微弱海風所控制，西部沿海吹西風，東北部沿海吹東風，桃園機場至北海岸間因海風與繞地形氣流而吹偏北風或東北風。不同氣流匯聚在台北盆地西南方，且形成中尺度氣旋式渦旋，午後對流降水主要發生在此渦旋東邊之新店地形斜坡上，最大降水達 20 mm h^{-1} 。1700 LST 時（圖 5b），弓形回波已向東南移動至台灣北部，成東北—西南走向，其前緣並出現陣風鋒面。因弓形回波系統經過之影響，使主要降水區集中在桃園以北之西北部沿海，原午後地形斜坡之對流降水減弱，等雨量線於台北盆地南側向前凸出，北側向後凹陷，兩最大降水中心（ $> 20 \text{ mm h}^{-1}$ ）分別出現在台北盆地西北側與西南側（樹林鎮）。陣風鋒面後方的桃園機場北風由 1 m s^{-1} 增強為 6 m s^{-1} ，西北部沿海原微弱西風轉為北風並增強，鋒前仍為來自東北部之偏東氣流，與鋒後偏北氣流沿陣風鋒面於雪山山脈西北側山坡輻合。隨後弓狀回波繼續向東南移動，1800 LST 時（圖 5c）已移至台灣東北部外海和宜蘭南部地區，北部沿海與雪山山脈分

別出現 $> 30 \text{ mm h}^{-1}$ 與 $> 25 \text{ mm h}^{-1}$ 降水中心。南側之降水中心輻散外流明顯，並於中心東側（即雪山山脈）之弓形回波南段後方出現反氣旋式渦旋，北側降水中心東側之弓形回波北段後方則出現氣旋式環流。此兩降水中心之外流，使西北部沿海原北風氣流發生轉變，並於台北盆地西南側與新竹地區形成氣旋式渦旋。1900 LST 時（圖 5d），弓形回波持續向東移出分析圖外，弓形回波南段產生之降水中心位於宜蘭南部（ $> 10 \text{ mm h}^{-1}$ ），強度明顯減弱，雪山山脈之反氣旋式渦旋亦隨弓形回波東移至宜蘭。

五、雷達回波特徵

（一）弓形回波之水平和垂直結構

6 月 6 日 1200 LST 對流系統由福建向東南移出進入台灣海峽北部，1400 LST 時，已移至距離雷達西北方約 140 公里處，但仍無線狀回波型態（圖未示）。系統於 1430 LST 移入都卜勒模觀測範圍內時（雷達站西北方約 110 公里處；圖 6），呈 $035^\circ \sim 215^\circ$ 走向之線狀回波結構，處於弓形回波演變之大型回波階段（Fujita 1978），台灣北部陸地和北方近海則有孤立對流胞發展。1445—1630 LST 之 2 公里高度 CAPPI 回波強度和 0.5° 仰角 PPI 徑向速度分布，如圖 7a~j 所示，選用 0.5° 仰角 PPI 徑向速度分布是為了解弓形回波之低層徑向速度場結構。1445 LST 時（圖 7a、b），強度超過 40 dBZ 之線狀回波區更具組織，且呈現弓形結構，具有前緣凸出與後方弱回波凹洞之特徵，長度約 80 公里，寬約 25 公里，此弓形回波系統 A（前緣 20 dBZ 之連線）以 45 km h^{-1} 向東南快速接近桃園機場，在弓形回波 A 之前約 10 公里處有多個對流胞發展（即 A1），更前方之南側另有新對流胞帶發展（B）。此時，徑向速度場

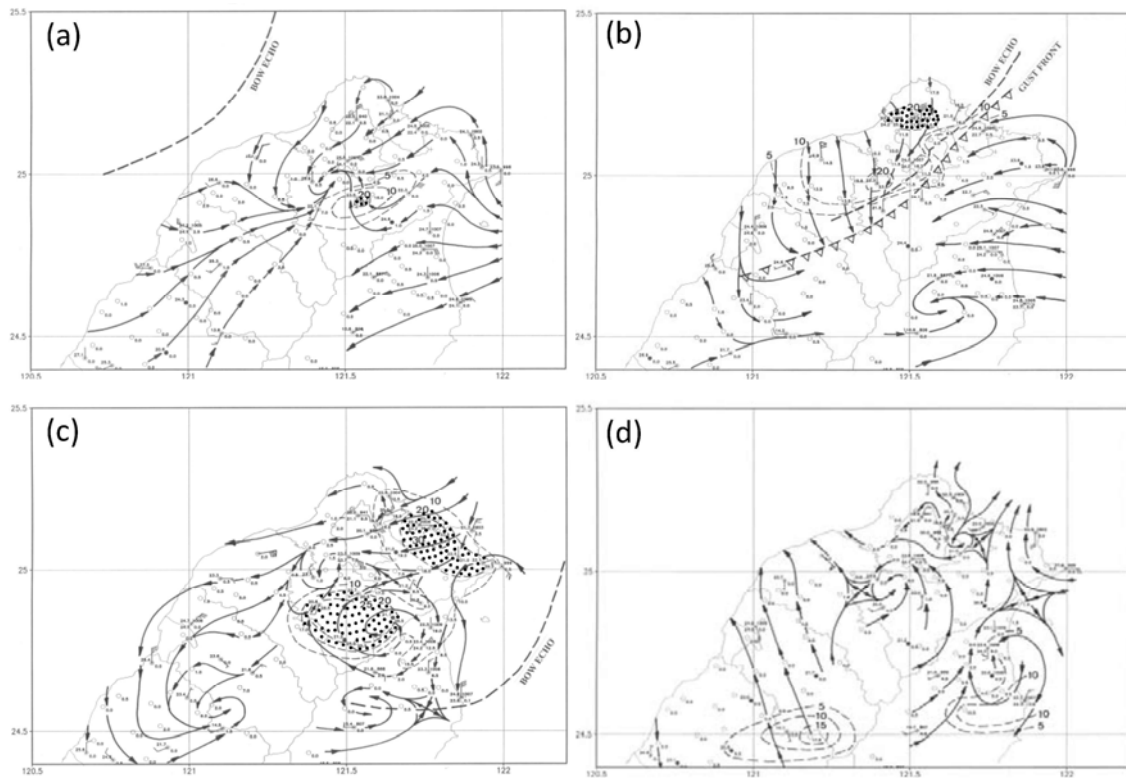


圖5 2000年6月6日(a) 1600、(b) 1700、(c) 1800及(d) 1900 LST地面氣流線與等雨量線(細虛線, mm h^{-1})分析, 降雨中心(雨量 $\geq 20 \text{ mm h}^{-1}$)以點影區表示。弓狀回波分析位置(粗長虛線, $\text{VMI} \geq 40 \text{ dBz}$ 主軸)與陣風鋒面亦示於圖內。風標短桿為 0.5 m s^{-1} , 長桿為 1 m s^{-1} 。

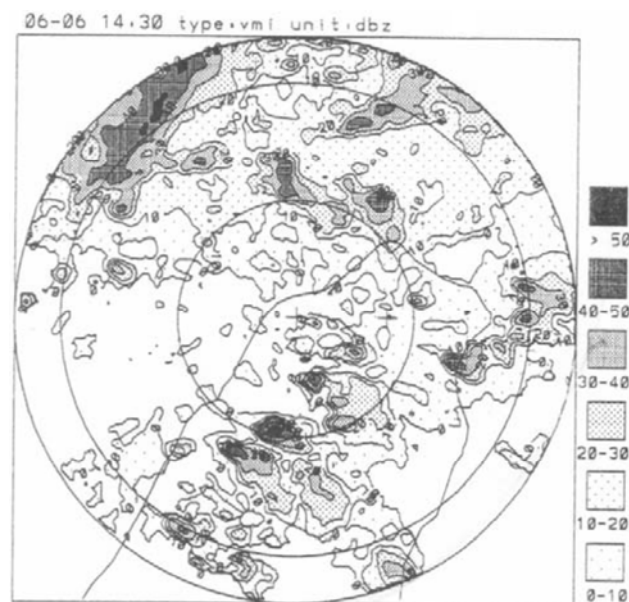


圖6 2000年6月6日1430 LST VMI 回波 (dBz) 分布。內圈至外圈半徑分別為 50、100 及 120 公里。

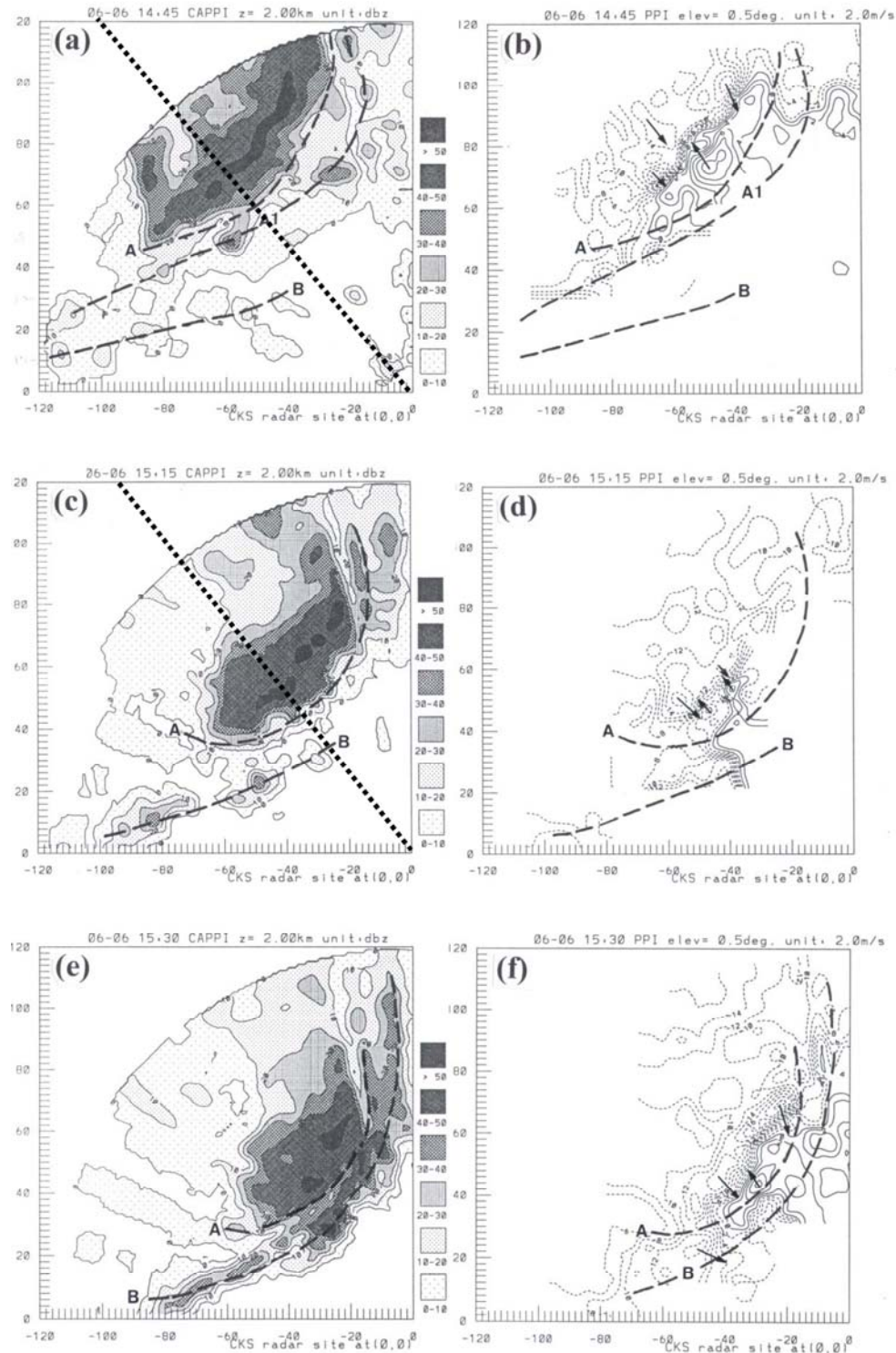


圖 7 2000 年 6 月 6 日 1445—1730 LST 2 公里高度 CAPPI 回波 (dBz) 於 0.5° 仰角 PPI 徑向速度 (m s^{-1}) 分布。1700 (l) 與 1730 (n) LST 徑向速度為 1 公里高度者。粗虛線為弓形回波前緣，粗點線為圖 8 之 RHI 方位角，粗實線箭頭為線尾式渦旋偶，(0, 0) 為 CCA 都卜勒雷達位置。

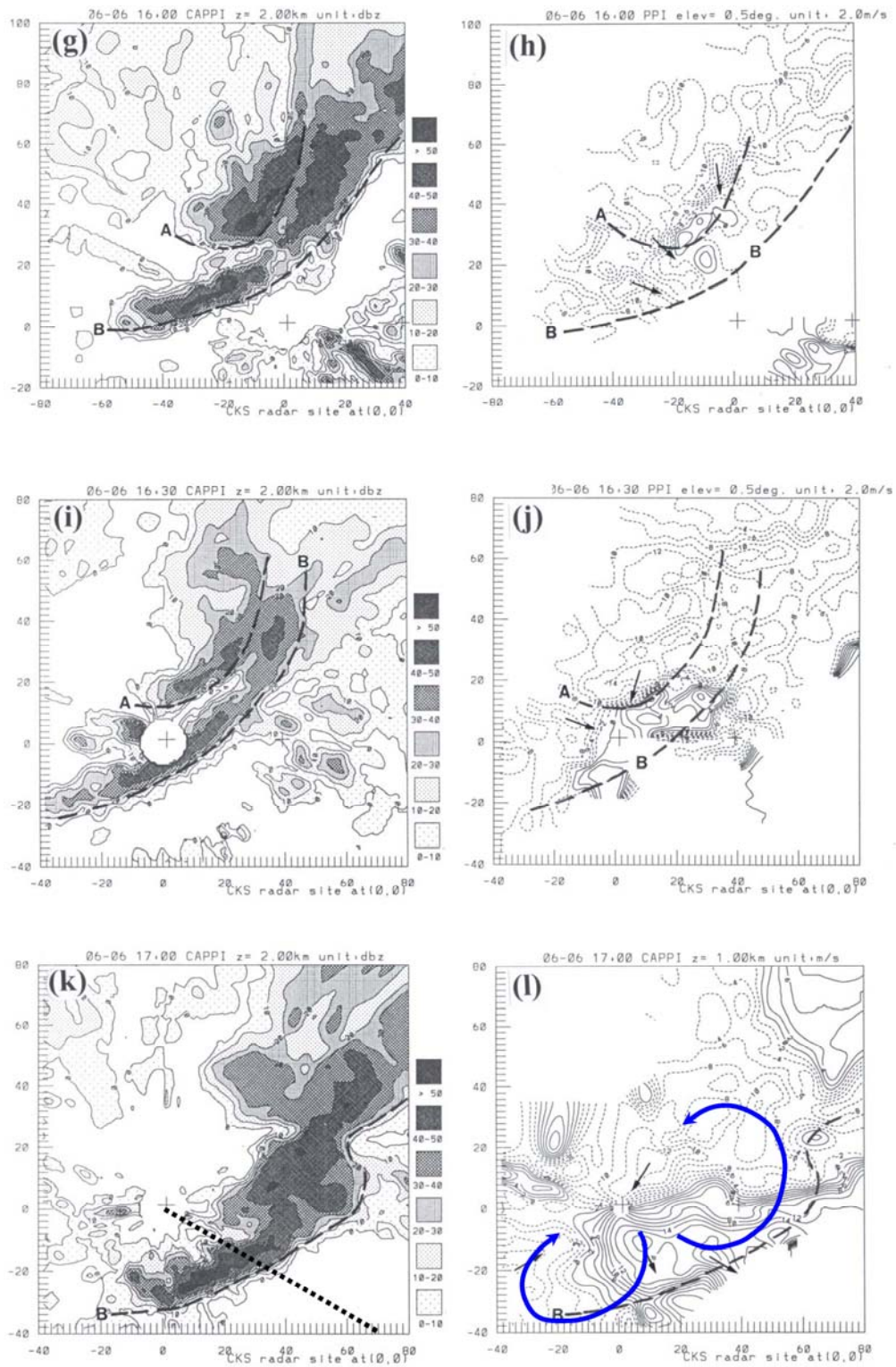


圖 7 續。

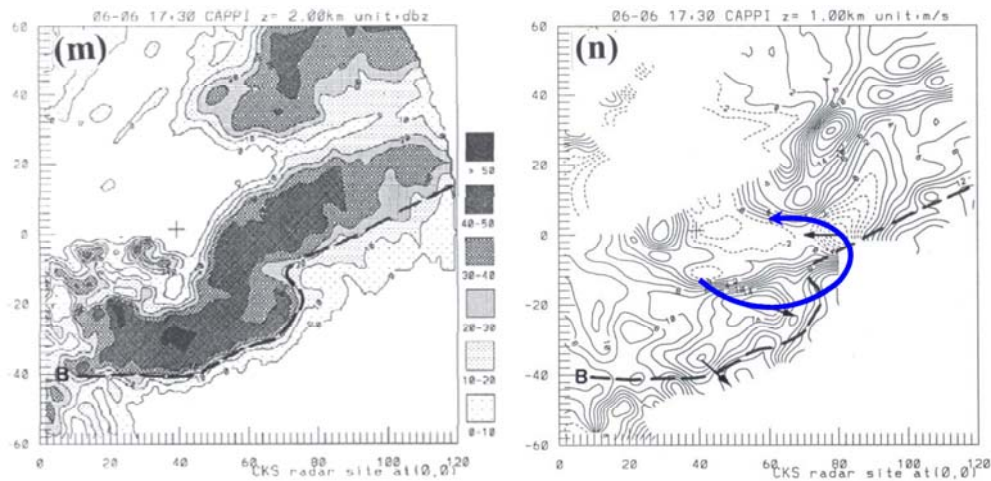


圖 7 續。

顯示東北—西南走向之輻合帶（約 1 公里高度）約與弓形回波之最強回波區一致，最大正值區位於弓形回波凸出區北側之回波凹陷區，此為系統最強內流上升區所在位置；最大負值中心（ -19 m s^{-1} ）位於弓形回波後緣回波凹陷區，顯示由系統後方內流之空氣已造成前緣回波凸出，與後方弱回波凹洞之弓形回波特徵。

1515 LST 時（圖 7c、d），系統 A 因前緣新對流回波 A1 的併入，使回波帶寬度變大，但弓形結構變得較不顯著，後方回波凹陷區也較不明顯，此與後方內流強度減弱者一致（ -16 m s^{-1} ）。輻合帶仍位於系統 A 之最大回波區，在系統 A 前方 10 公里處南側系統 B 線上之對流胞較之前發展。1530 LST 時（圖 7e、f），系統 A 之弓形結構更不明顯，但在其前方之新對流胞繼續發展且與系統 B 合併形成一長達 120 公里之新弓形回波 B，漸取代減弱之原弓形回波 A，且持續向東南移動，此時主要輻合帶仍位於系統 A 之最大回波區。1600 LST 時（圖 7g、h），新弓形回波 B 強度增強且組織更為完整，以平均約 48 km h^{-1} 的速度向東南移動。系統 A 雖然長度縮小，但再出現

明顯的弓形結構，輻合帶主要仍位於系統 A 之最大回波區，後方內流緊臨輻合帶後方，負極值約 -15 m s^{-1} ，另一負極值（約 -16 m s^{-1} ）則緊鄰新弓形回波 B 南段的後緣。

1630 LST 時（圖 7i、j），新弓形回波 B 已經通過桃園機場雷達站，並移至雷達站東南方約 10 公里處，整個回波強度較前後時間為弱，乃因雷達電磁波的雨滴衰減所造成，系統 A 範圍持續縮小，輻合帶主要位於系統 A 前緣與系統 B 之最大回波區，後方內流緊臨輻合帶後方，負極值約 -15 m s^{-1} 。桃園機場當日氣壓、溫度、露點、風向和風速逐時與陣風鋒面通過前後之特別天氣觀測資料，如圖 8 所示，陣風鋒面於 1612 LST 到達，之前吹東北風（ 040° ），之後迅速轉為西北風（ 330° ），瞬間最大陣風出現在 1623 LST，風速高達 16.5 m s^{-1} ，與 1600-1630 LST 雷達觀測之徑向速度極值（ -15 m s^{-1} ）大約相同，隨後伴隨驟雨（ 20 mm h^{-1} ）、氣壓急升與溫度驟降等假冷鋒（或陣風鋒面）天氣現象。

1700 LST 時（圖 7k、l），新弓形回波 B 北段和舊系統 A 合併且強度增強，移入地形斜坡之南

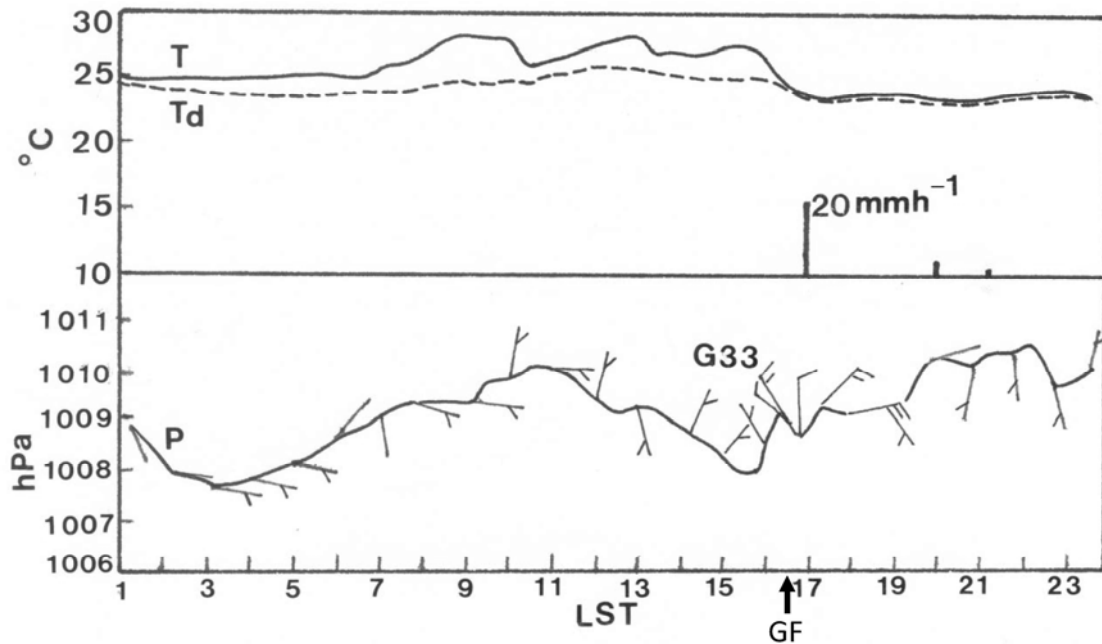


圖 8 2000 年 6 月 6 日 0100—2400 LST 桃園機場之地面氣壓、溫度、露點及風場逐時變化。風標短杆為 2.5 m s^{-1} ，風標長杆為 5 m s^{-1} ，GF 為陣風鋒面位置，G33 為瞬間最大陣風 33 kt。

段強度也顯著增強，中段明顯向前凸出，沒有明顯的層狀回波區發展，回波結構與圖 3b 之降水量分析結果一致。因系統 B 已移入山區， 0.5° 仰角 PPI 徑向速度圖已不適用，改以 1 公里高度之 CAPPI 徑向速度圖取代，速度場顯示一個正極值中心（約 21 m s^{-1} ）正好與回波凸出區緊密結合，後方內流噴流明顯增強，桃園機場轉為吹北北東風（圖 7l 與圖 8），桃園機場西南方約 15 公里處新形成一條輻合帶，此乃系統冷外流空氣與環境西南氣流所造成，該區並有新對流胞發展（圖 7k）。1730 LST 時（圖 7m、n），系統 B 呈 S 型波狀結構，速度場顯示正極值中心（約 19 m s^{-1} ）正好與中段凸出之後緣弱回波區緊密結合。之後系統持續向東南移動進入台灣東部海面（圖 5c），1830 LST 時（圖未示）系統已移出雷達都卜勒模觀測範圍，整個弓形回波的生命史約為 3.5 小時。

圖 9 為 1445-1745 LST 2 公里高度 CAPPI 強度 $> 40 \text{ dBZ}$ 回波區和最大後方內流區隨時間的變化，顯見回波穩定向東南移動。弓形回波分兩階段發展，1445-1545 LST 為弓形回波 A 發展期，最大後方內流區位於回波凸出區後緣。1545 LST 之後為弓形回波 B 發展期，弓形回波 B 主軸走向由東北—西南走向逐漸轉為東北東—西南西走向，此可能乃因南段較早接觸陸地造成移速略為減緩所致。之後弓形回波 A 之後方內流區消失，最強後方內流區已轉移至弓形回波 B 後緣且強度略有增加。1645 LST 之後，弓形回波之凸出區並與後方最大內流區緊密配合，凸出區平均移速約 18 m s^{-1} ，弓形回波南段因位於山區，受地形阻礙使移動速度較慢，1645-1715 LST 系統處於成熟期，1730 LST 之後起系統進入減弱期。

1445-1545 LST 沿垂直於弓形回波主軸走向的 323° 方位角之 RHI 降水回波和徑向速度分布，

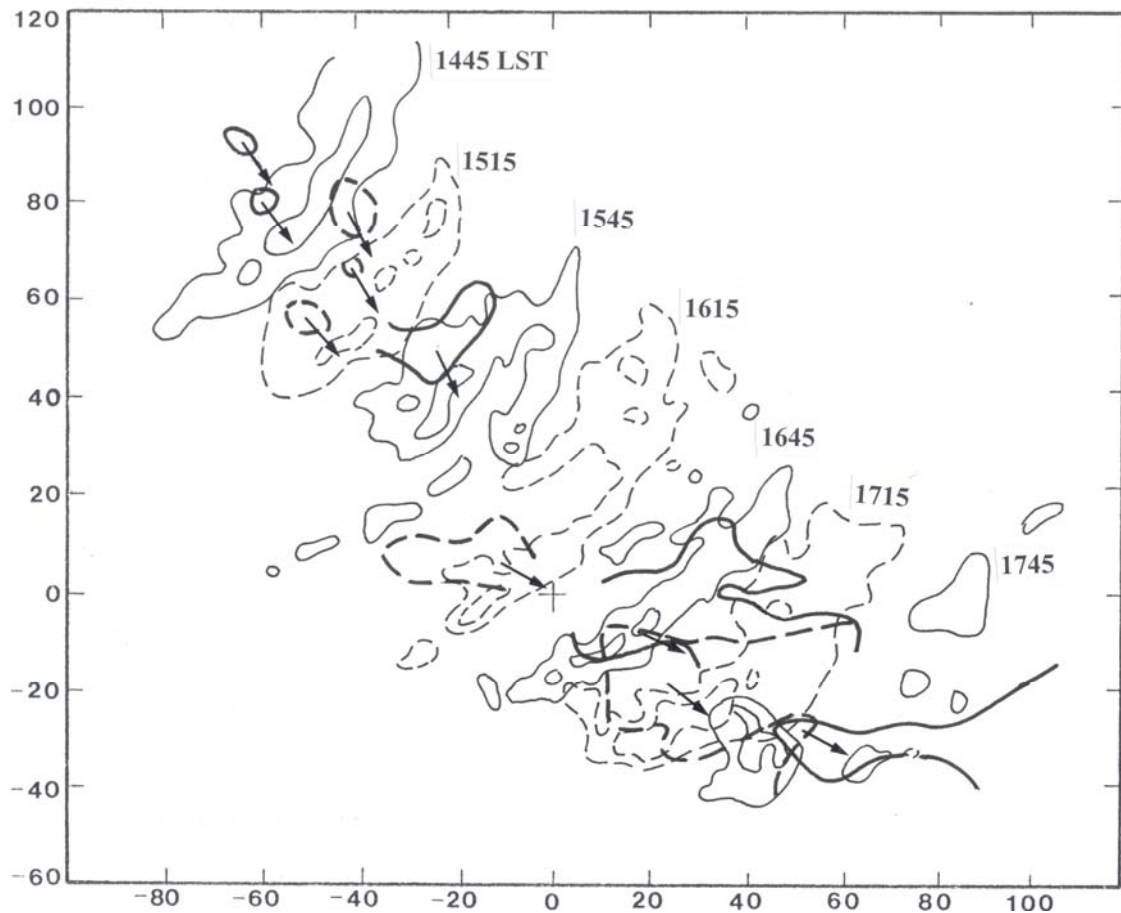


圖 9 2000 年 6 月 6 日 1445—1745 LST 2 公里高度 CAPPI > 40、50 dBz 回波（細實或細虛線）與 14 m s^{-1} 徑向風等值線（粗實或粗虛線）。(0,0) 為 CAA 都卜勒雷達位置。

如圖 10 所示。1445 LST 時（圖 10a、b），主對流回波區距離雷達站 92 公里，回波頂高度可達 15 公里，與平衡層高度一致，強度超過 50 dBZ 之回波區發展至 6 公里高度，顯示對流發展劇烈。在主對流回波前緣即距離雷達站 79 公里處，有新對流胞發展。徑向速度顯示，輻合區位於 88 公里處，該區靠近雷達方向有一淺正值區，其上則是一個向上向後傾斜之弱速度區，在輻合區後方低層則有大負值區，以相對系統而言（扣除系統移速 -12.5 m s^{-1} ），輻合區後方在 3 公里之下為後方內流區（其下邊界層因仰角關係無觀測資料），此乃對流下衝流所造成之冷池區，此時中對流層後

方內流噴流仍未形成。輻合區前方為上衝流，在 90 公里處的 6 公里高度存在一個速度 $\leq -2 \text{ m s}^{-1}$ 之弱速度區（相對系統速度為 10.5 m s^{-1} ），相對於系統而言前方氣流向上且向後傾斜，至高對流層轉為輻散氣流，因此在 10 公里高度出現兩個與低層相反之極值區，因此，系統前方在 6 公里高度以下為相對內流區，其上則為輻散外流區，恰與探空求得之 U 分量垂直結構相同（圖 4）。1515 LST 時（圖 10c、d），主對流回波已移至距離雷達站 64 公里處，此時後方減弱之對流回波形成狹窄層狀回波區，寬度僅 15 公里，速度場顯示輻合區與主對流回波一致，且向後向上傾斜，輻合區

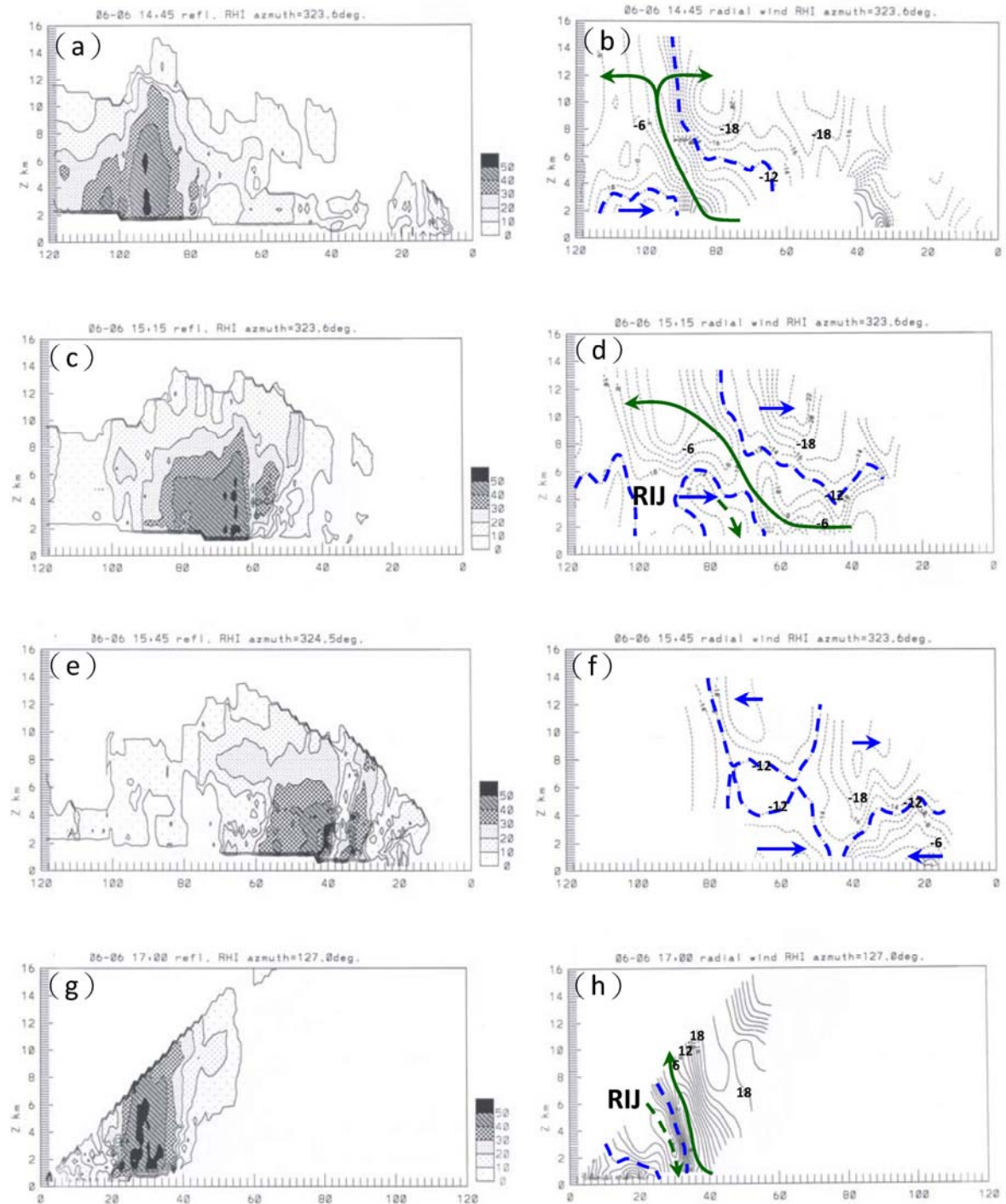


圖 10 2000 年 6 月 6 日 1445—1545 LST 沿 323° 方位角 (a—f) 與 1700 LST 沿 127° (g—h) 之 RHI 回波 (dBZ) 與徑向風 (m s^{-1}) 分布。粗虛線表示徑向風速 (系統移速) = 12 m s^{-1} (代表系統移速 12.5 m s^{-1})。粗實 (虛) 箭頭為上 (下) 衝流示意圖。

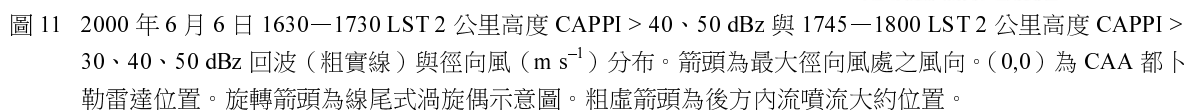
上方為向上向後之上衝內流區，其下則為後方內流區，最大極值位於層狀區後緣之 4.5 公里高度（82 公里處），顯示中對流層後方內流噴流發展，氣流由中對流層向下向前吹向陣風鋒面後緣，高對流層則有明顯輻散氣流。

1545 LST 時（圖 10e、f），距離雷達站 40 公里之主對流回波已顯著減弱，在其前方約 8 公里處有新對流胞形成，最大回波強度達 50 dBZ，速度場顯示低層輻合帶仍與主對流回波一致，但卻向前向上傾斜，原先與主對流回波相配合之上衝流與後方內流結構已經消失，但高層輻散氣流仍然存在，新對流胞之上衝內流與下衝流之完整結構仍未建立，顯示仍處在發展階段。1700 LST 時（圖 10g、h），新對流胞已移至雷達站東南方（127°方位角）約 28 公里之陸地上繼續發展，並達到生命史之成熟期，超過 50 dBZ 回波區發展至 6 公里高度，顯示對流發展劇烈，但無明顯層狀回波區存在，速度場顯示輻合區與對流回波中心一致，且向上向後傾斜，輻合區前方為相對於系統之向上向後之上衝內流區，最大內流區分別位於 2 公里高度以下及 4~6 公里高度（ $\sim 13 \text{ m s}^{-1}$ ），其後方則為一內流區，氣流由中對流層向下向前吹向陣風鋒面後緣，高對流層為明顯輻散氣流。

(二) 線尾式渦旋偶結構

圖 5 之地面局部環流分析顯示，於 1800 LST 出現一對中尺度渦旋偶，此與國外的許多弓形回波觀測研究結果相似（Smull and Houze, 1985；Brands, 1990；Burge and Smull 1990；Skamarock, 1994），即在西風垂直風切裡，北側為氣旋式渦旋，南側為反氣旋式渦旋。1630-1800 LST 每 15 或 30 分鐘間距之 2 公里高度 CAPPI > 30 或 40 dBZ 回波與徑向速度分布，如圖 11 所示。

1700-1745 LST 沿 114°或 109°方位角每 15 分鐘間距之 RHI 徑向速度分布，如圖 12 所示。1630 LST 時（圖 11a），弓形回波剛通過桃園機場移入台灣西北部陸地，徑向速度場顯示在雷達站西北西方有一負極值中心（ -20 m s^{-1} ），此即系統後方內流噴流，另一負極值中心（ -15 m s^{-1} ）位於雷達站西南方，為環境西南氣流風場所造成，西南氣流所產生之正極值中心位於雷達站東北方，緊鄰該最大正值中心北方出現一個小區域之弱負極值中心（ -1 m s^{-1} ），顯示有一中尺度氣旋式渦旋在弓形回波北段開始形成。1700 LST 時（圖 11b），中段凸出的尖端位於新店附近（40, -15），較 15 分鐘之前明顯向前凸出，最強回波區位於弓形回波南段，應是系統之冷外流與西南氣流輻合及地形效應所造成，速度場顯示在其正後方有一最大正極值中心（29, -12），最大速度值達 $\sim +25 \text{ m s}^{-1}$ ，顯示後方內流噴流強度較 30 分鐘前增強，因而造成中段凸出區以 18 m s^{-1} 快速向東南東移動。在此中心東北方則有一最大負極值中心（43, 12），最大速度值達 $\sim -9 \text{ m s}^{-1}$ ，顯示中尺度氣旋式渦旋在弓形回波北段增強。雷達西南方則有一西南氣流與系統所造成之負值中心，此與雷達站東南方之正值中心配合，可視為反氣旋式渦旋在弓形回波南端發展。圖 12a 沿 114°方位角之 RHI 徑向速度場顯示，後方內流有兩個最強中心，分別位於 2 公里高度以下及 5 公里高度，最大值約 25 m s^{-1} ，值得注意的是在 2.5 公里高度後方內流向系統前方凸出。沿該方位角之垂直速度場（圖 13）顯示，對流區具有向上筆直之強烈上衝內流區，最大上升速度 7.3 m s^{-1} 約位於 8 公里高度，其後方因中層後方內流噴流進入對流胞後緣後併入下衝流，而在 3 公里高度產生最大下降速度 -3.9 m s^{-1} 。顯然，此渦旋偶的形成與後方內流



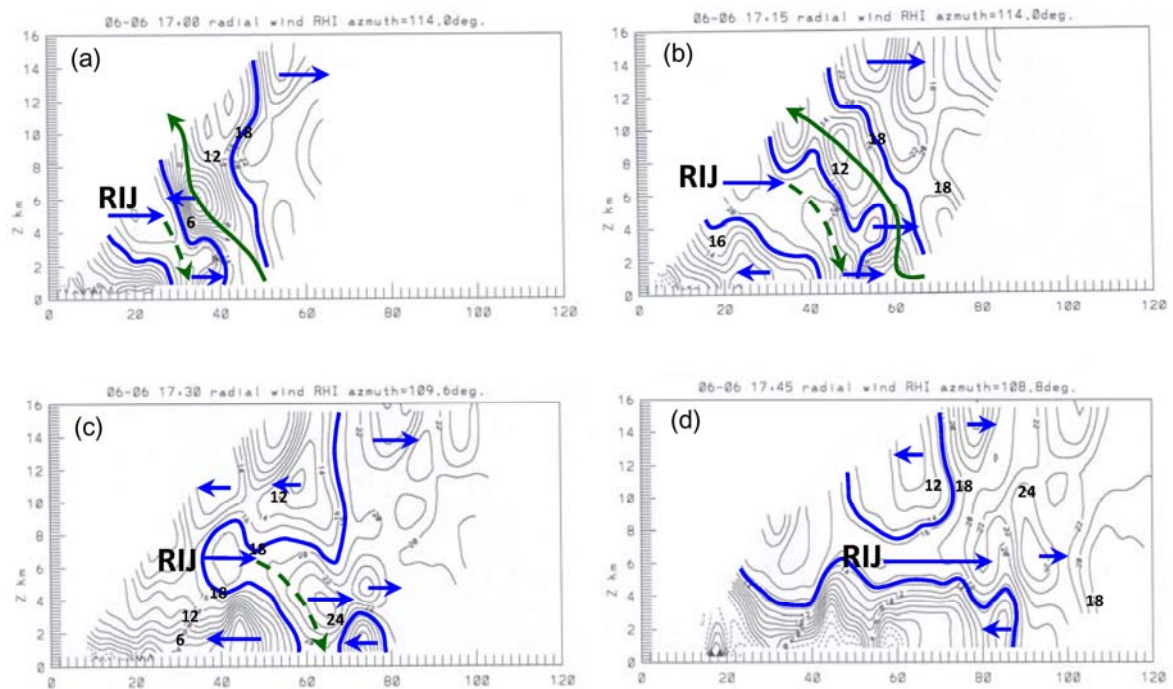


圖 12 2000 年 6 月 6 日 1700—1745 LST 沿 114°或 109°方位角 RHI 之徑向風 (m s^{-1})。 (a)~(c)粗實線表示徑向風速 (系統移速) = 18 m s^{-1} , (d)粗實線表示徑向風速 (系統移速) = 15 m s^{-1} 。

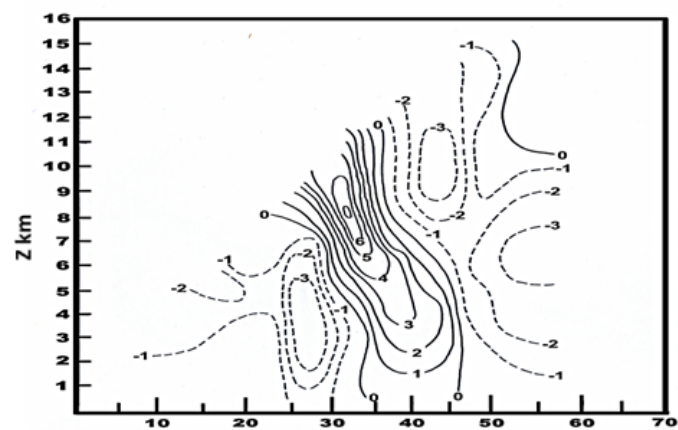


圖 13 2000 年 6 月 6 日 1700 LST 方位角 114°之垂直速度場分布圖。實線為上升速度，虛線為下降速度(m s^{-1})。

噴流及下衝流的增強同時發生。

1715 LST 時 (圖 11c), 弓形回波南北兩端之線尾式渦旋偶, 以南端之反氣旋式渦旋較強較大。弓形回波中段凸出的尖端以 18 m/s 快速向東南東移動, 徑向速度最大正極值中心 ($+25 \text{ m s}^{-1}$) 緊跟在後, 在其北方之最大負極值中心速度略減 ($\sim -7 \text{ m s}^{-1}$), 兩者構成一氣旋式渦旋, 旋轉速度約 16 m s^{-1} (正、負極值中心速度絕對值合之平均), 渦旋直徑縮減為 32 公里, 因此渦度估計約 $1.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。雷達西南方之負值中心向西南偏移, 顯然與雷達站東南方之正值中心配合, 構成在弓形回波南端之中尺度反氣旋式渦旋。此時, 圖 12b 之 RHI 徑向速度場顯示, 後方內流的兩個最強中心分別位於近地面層及 7 公里高度, 緊鄰系統後緣之近地面層速度增強為 $+27 \text{ m s}^{-1}$, 原在 2.5 公里高度之後方內流向前凸出更為明顯。1730 LST 時 (圖 11d), 弓形回波中段凸出的尖端持續快速向東南東移動, 回波強度已稍減弱, 但一對中尺度渦旋偶仍然存在。圖 12c 之 RHI 徑向速度場顯示, 近地面層之後方內流中心已經升高至 3.5 公里, 速度值仍為 $+27 \text{ m s}^{-1}$, 原在 2.5 公里高度之後方內流凸出部分, 也抬升至 4 公里高度且有封閉中心, 將系統前方內流切斷。1745 LST 時 (圖 11e), 弓形回波中段凸出的尖端部份移動速度減緩為 15 m s^{-1} , 強度持續減弱, 最大正極值中心強度減弱且移至回波前緣, 其北方之負極值中心亦減弱, 顯示氣旋式渦旋強度開始減弱。在位置 (56, -35) 處出現另一正值徑向風中心, 造成弓形回波南段之中間部份向西南東凸出。此時, 圖 12d 之 RHI 徑向速度場顯示, 後方內流向系統前方擴展, 導致前方內流遭切斷僅存於中低對流層, 系統前緣舉升作用大幅減弱。1800 LST 時 (圖 11f), 氣旋式渦旋仍存在, 而弓形回波南段之中

間部份明顯出現一個新生的弓形回波 (向南南東凸出), 約位於蘇澳附近, 在其後方有一最大正極值中心 ($\sim +17 \text{ m s}^{-1}$), 圖 3d 蘇澳測得 4 m s^{-1} 之北風, 應為後方內流降低到地面所造成。顯然, 線尾式渦旋偶形成於弓形回波系統成熟期 (1645 LST), 形成之後, 系統後方內流噴流強度亦顯著增強。

六、討論

2000 年 6 月 6 日午後有一組織性對流回波由福建沿海向東南快速移動, 初期回波仍無線狀結構, 當進入台灣海峽北部後迅速組織成線狀回波, 且以平均 13 m s^{-1} 的移速向台灣西北部陸地接近, 系統移動方向偏向中高對流層平均風 (270°) 右側, 移速略低於平均風速 (15 m s^{-1})。在 1445-1800 LST 期間, 線狀回波出現弓形回波特徵, 即回波中段具有凸出前緣和凹陷拖曳區之標記, 最大回波長度約 120 公里, 其後側並無明顯的層狀回波區。當系統於 1623 LST 接近桃園國際機場時, 造成 16.5 m s^{-1} 之強烈陣風。本文即在分析此弓形回波形成的環境條件, 並利用桃園機場都卜勒雷達觀測資料, 探討其水平氣流之中尺度運動結構。

板橋探空資料顯示, 0300 UTC 時對流可用位能由 3 小時前之 $0.4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 急遽增加為 $3047 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, 明顯高於梅雨季之線狀對流合成個案 (Chen and Chou 1993), 中對流層有明顯乾空氣存在。900 hPa-400 hPa 風向幾無變化, 盛行西/西南西風, 但風速向上增強, 中低對流層 (1000 hPa -500 hPa) 具有適中的風速垂直風切 (256° , 14.5 m s^{-1} , 約 $2.6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$), 此與發生於梅雨季台灣南部近海線狀對流之環境條件相似 (魏等 2006), 但與發生於冷季者之低 CAPE 和強垂直風切恰相反

(Chen *et al.* 2007)。本個案之對流可用位能符合 Weisman (1993) 數值模擬有利於弓形回波中尺度對流系統形成和發展之環境條件(對流可用位能至少 $2000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, 在最低 2.5 公里高度內垂直風切至少 20 m s^{-1}), 但垂直風切則較小。Weisman 模擬結果亦顯示, 當風切層厚度增加時, 產生弓形回波的條件將趨向為需有較大的對流可用位能和適中的風切強度即可。

劇烈且長生命史弓形回波中的數值模擬和觀測研究均顯示, 書夾式渦旋偶的發展需要大量對流可用位能和強垂直風切 (Weisman 1993; Przybylinski 1995; Businger *et al.* 1998; Funk *et al.* 1999; Evans and Doswell 2001)。在本個案弓形回波系統成熟期和減弱期, 在 3 公里高度以下, 系統南側出現一個反氣旋式渦旋, 北側出現一個氣旋式渦旋環流 (圖 5c 與圖 11), 這對渦旋偶 (即書夾式渦旋) 形成後, 後方內流噴流的強度明顯增強, 產生更強的下衝流使得凸出回波更加突顯, 促使凸出回波以 $\sim 18 \text{ m s}^{-1}$ 之平均速度快速向前移動, 當前方內流減弱時, 凸出部分迅速減弱消失。

此弓形回波中尺度對流系統具有獨特的動力結構, 包括強烈後方內流噴流從中對流層伸展至弓形的前緣且向下降低至地面層, 此噴流約在 4~6 公里高度達最大強度, 約 25 至 27 m s^{-1} (圖 11 與圖 12), 與發生於副熱帶地區者相似 (魏等 2006; Businger *et al.* 1998; Chen *et al.* 2007), 但明顯低於美國的典型個案 (Burgess and Smull 1990; Atkins *et al.* 2004)。初期之後方內流, 僅是系統對流下衝流在地面層所形成輻散外流之向系統前緣之一支, 當弓形回波系統持續增強發展後, 中層乾空氣從系統後方向前向下進入對流下衝流內, 因蒸發冷卻效應, 增強地面冷池強度,

並造成弓形回波後緣之回波凹陷區, 當中段持續向前凸出時, 顯示後方內流向系統前方擴展, 導致系統前方內流遭切斷僅存於中低層, 使回波強度減弱。地面降水分佈顯示, 降水帶的中段向前凸出, 在其後緣為雨量相對較少之凹陷區, 而南北兩側各出現一個最大降水中心, 與雷達回波之結構相似 (圖 5 與圖 11)。在降水帶前緣, 地面氣流場顯現一條陣風鋒面, 鋒面後吹強烈西北風或北北西風, 鋒面前則為偏東氣流, 兩支氣流沿陣風鋒面產生強烈的輻合 ($3.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$), 深厚的舉升從地面層向上延伸至中對流層 (圖 12a)。

雷達徑向速度場顯示, 當下衝流形成後, 冷池的增強促使後方內流噴流發展, 並由系統後側中對流層向下且向前進入系統前緣, 因此在系統前緣建立一個深厚的強迫舉升機制, 使弓形回波得以形成。弓形回波並與一對氣旋式—反氣旋式渦旋偶相結合, 在 2 公里高度最明顯 (最大渦度值約 $1.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$; 圖 11c, 強度較中緯度所觀測者為低 (Lee *et al.* 1992), 然而在下衝流和後方內流噴流形成期, 此對渦旋偶並不存在。個案診斷研究顯示 (例如: Lee *et al.* 1992), 環境垂直風切所具有的水平渦度, 可因下衝流而扭轉為垂直渦度, 而伴隨上下衝流的水平輻合, 可使渦管拉伸變形, 此兩效應為提供渦旋偶環流的主要來源。本個案在西風風速垂直風切與強後方內流噴流伴隨強下衝流之扭轉效應作用下 (圖 12a 與圖 13), 亦產生相似之書夾式渦旋偶。因此, 下衝流和後方內流噴流對於此對渦旋偶的形成扮演重要角色。而渦旋偶在弓形回波兩側產生, 將因渦旋偶的加成效應, 使兩渦旋之間的氣流加速, 有助於後方內流噴流的再增強並集中於系統的核心。對於上述下衝流、後方內流噴流與渦旋偶之間的因果關係探討, 以及渦旋產生的原因, 仍有待詳細

的渦度分析才可獲得更確實的了解。

七、總結

本個案綜觀形勢顯示,6月6日0000 UTC 微弱地面低壓位於日本東南方海面,冷鋒由此中心向西南延伸至台灣東北方海面,華南地區另有一滯留鋒面,北台灣與鄰近區域位於鋒前暖區。低對流層之太平洋副熱帶高壓脊由西太平洋向西延伸至南海,有一東西走向橫槽由日本九州南方面向西延伸經東海至長江流域,槽南之華南與台灣地區盛行西南/西南西風。850 hPa 層暖濕氣流供應充沛,中低對流層具有適中的風速垂直風切,這種環境條件有利於對流發展。經由雷達回波與地面局部環流之分析,本文針對台灣西北部陸地伴隨強風之梅雨季弓形回波個案研究,結果可摘述為以下數點:

- (1) 較大的對流可用位能 ($3047 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$)、適中的垂直風切強度及中對流層明顯乾空氣存在等環境條件,有利於弓形回波的形成與發展。
- (2) 在台灣海峽北部形成之線狀回波發展為具有弓形回波特徵,即回波中段具有凸出前緣和凹陷拖曳區之標記,最大回波長度約 120 公里。強烈後方內流噴流主軸與弓形凸出主軸緊密結合,後方弱回波凹洞透過後方內流噴流從系統後側將中對流層乾空氣向前向下攜入對流下衝流內而產生並增強,最後也使凸出部份之回波減弱,此噴流約在 4~6 公里高度最強,約 25 至 27 m s^{-1} 。
- (3) 在弓形回波成熟期和減弱期,於其南(北)側 1~3 公里高度,分別出現中尺度反氣旋式(氣旋式)渦旋,在 2 公里高度最明顯。當這對渦旋偶(即書夾式渦旋)形成時,後方內流噴流

的強度明顯增強。

- (4) 弓形回波於 1623 LST 通過桃園國際機場時,產生 16.5 m s^{-1} 西北風瞬間最大陣風,與雷達觀測之徑向速度極值大約相同,隨後伴隨驟雨 (20 mm h^{-1})、氣壓急升與溫度驟降等陣風鋒面天氣現象。

本文獲得對弓形回波發展之有利環境條件,及弓形回波的水平和垂直結構特徵之初步了解,雖然到目前為止,台灣地區發生之弓形回波,尚未觀測到更劇烈之低層中尺度渦旋或龍捲風的存在,美國的 BAMEX 即在研究劇烈破壞性強風與這些中小尺度渦旋的關係及其形成機制 (Atkins *et al.* 2005; Wakimoto *et al.* 2006)。但就雷達作業的觀點而言,當觀測到線狀對流系統且出現弓形回波時,即可確認將伴隨破壞性強風,但並非所有的弓形回波均會造成豪(大)雨與破壞性強風等劇烈天氣。因此徑向速度場的分析,不僅可增加對系統結構和動力的了解,而且對系統的追蹤及即時預警也相當重要。

致謝

感謝吳連育先生、廖珮娟小姐及王子軒先生之協助,本文在國科會 NSC-99-2111-M-002-001 支助下完成。

參考文獻

- 陳泰然、周鴻祺、楊進賢及陳熙揚,1999:台灣北部伴隨冰雹之春季颱風線個案研究。《大氣科學》, **27**, 257-271。
- 魏志憲、何台華、張茂興及李文兆,2006:梅雨季台灣南部近海準線狀對流系統化的特性分析。《大氣科學》, **34**, 157-176。

- Atkins, N. T., J. M. Arnott, R. W. Przybylinski, R. A. Wolf, and B. D. Ketcham, 2004 : Vortex structure and evolution within bow echoes. Part I: Single-Doppler and damage analysis of the 29 June 1998 derecho. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2224-2242.
- _____, C. S. Bouchard, R. W. Przybylinski, R. J. Trapp, and G. Schmocker, 2005 : Damaging surface wind mechanisms within the 10 June 2003 Saint Louis bow echo during BAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2275-2296.
- _____, M. St. Laurent.,2009 : Bow echo mesovortices. Part I: Processes that influence their damaging potential. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1497-1513.
- Brands, E. A., 1990 : Evolution and structure of the 6-7 May 1985 mesoscale convective system and associated vortex. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 109-127.
- Burgess, D. W., and B. F. Smull, 1990 : Doppler radar observation of a bow echo associated with a long-track severe windstorm. Preprints, *16th Conf. on Severe Local Storms*, Kananaskis Part, AB, Canada, Amer. Meteor. Soc., 203-208.
- Businger, S., T. Birchard, Jr. K. Kodoma, P. A. Jendrowski, and J. J. Wang, 1998 : A bow echo and severe weather associated with a Kona low in Hawaii. *Wea. Forecasting*, **13**, 576-591.
- Chen, C. S., 1991 : A numerical study of a squall line over the Taiwan strait during TAMEX IOP2. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2677-2698.
- Chen, G. T. J. and H. C. Chou, 1993 : General characteristics of squall lines observed in TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 726-733.
- _____, C. C. Wang, and H. C. Chou, 2007 : Case study of a bow echo near Taiwan during wintertime. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 233-253.
- Davis, C., and Coauthors, 2004 : The Bow Echo and MCV Experiment: Observations and opportunities. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 1075-1093.
- Evans, G. S., and C. A. Doswell, 2001 : Examination of derecho environments using proximity soundings. *Wea. Forecasting*, **16**, 329-342.
- Fujita, T. T., 1978 : Manual of downburst identification for Project NIMROD. Satellite and Mesometeorology Research Paper No.156, Department of Geophysical Science, University of Chicago, 104 pp.
- _____, 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1164-1181.
- Funk, T. W., K. E. Darmofal, J. D. Kirkpatrick, V. L. DeWald, R. W. Przybylinski, G. K. Schmocker, and Y. J. Lin, 1999 : Storm reflectivity and mesocyclone evolution associated with the 15 April 1994 squall line over Kentucky and southern Indiana. *Wea. Forecasting*, **14**, 976-993.
- Houze, R. A., S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff, and B. F. Smull, 1989 : Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude meso-

- scale convective systems. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **70**, 608-619.
- Johns, R. H., and W. D. Hirt, 1987 : Derechos: Widespread convectively induced wind- storms. *Wea. Forecasting*, **2**, 32-49.
- Jorgensen, D. P., and B. F. Smull, 1993 : Mesovortex circulations seen by airborne Doppler radar within a bow-echo mesoscale convective system. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 2146-2157.
- _____, M. A. LeMone, and S. B. Trier, 1997 : Structure and evolution of the 22 February 1993 TOGA COARE squall line : Aircraft observation of precipitation, circulation, and surface energy fluxes. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1961-1985.
- Lee, W. C., R. M. Wakimoto, and R. E. Carbone, 1992 : The evolution and structure of a "bow-echo-microburst" event. Part II: The bow echo. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2211-2225.
- Lin, Y. J., H. Shen, and R. W. Pasken, 1991 : Kinetic energy budgets of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler measurements. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2654-2663.
- Nolen, R. H., 1959 : A radar pattern associated with tornadoes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **40**, 277-279.
- O'Brien, J.J. 1970 : Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 197-203.
- Przybylinski, R. W., 1995: The bow echo: Observations numerical simulations, and severe weather detection methods. *Wea. Forecasting*, **10**, 203-218.
- Rotunno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall line, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 463-485.
- Schmid, W., H. H. Schiesser, M. Furger, and M. Jenni, 2000: The origin of severe winds in a tornadic bow-echo storm over northern Switzerland. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 192-207.
- Schmidt, J. M., and W. R. Cotton, 1989: A high plains squall line associated with severe surface winds, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 281-302.
- Scott, J. D., and S. A. Rutledge, 1995: Doppler radar observations of an asymmetric mesoscale convective system and associated vortex couplet. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3437-3457.
- SKamarock, W. C., M. L. Weisman, and J. B. Klemp, 1994 : Three-dimensional evolution of simulated long-lived squall line. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2563-2584.
- Smull, J. M., and R. A. Houze Jr., 1985 : A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: Radar and satellite observations. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 117-133.
- _____, and _____, 1987 : Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2869-2889.
- Tao, W. K., J. Simpson, and S. T. Soong, 1991 : Numerical simulation of a subtropical squall

- line over Taiwan Strait. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2699-2723.
- Trapp, R. J. and M. L. Weisman, 2003 : Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part II: Their genesis and implications. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2804-2823.
- Wakimoto, R. M., H. V. Murphey, A. N. D. P. Jorgensen, and N. T. Atkins., 2006 : High winds generated by bow echoes. Part I: Overview of the Omaha bow echo 5 July 2003 storm during BAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2793-2812.
- Weisman. M. L., 1992 : The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived meso-convective systems. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1827-1847.
- _____, 1993 : The genesis of severe, long-lived bow echoes. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 645-670.
- _____, 2001 : Bow echo: Attribute to T. T. Fujita. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 97-116.
- _____, and J. B. Klemp, 1982 : The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504-520.
- _____, _____, and R. Rotunno, 1988 : Structure and evolution of numerically simulated squall line. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1990-2013.
- _____, and C. Davis, 1998 : Mechanisms for the generation of mesoscale vortices within quasi-linear convective systems. *J. Atm*
- _____, and R. J. Trapp, 2003 : Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part I: Overview and dependence on environmental shear. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2779-2803.
- Wheatley, D. M., R.J. Trapp, and N. T. Atkins, 2006 : Radar and damage analysis of severe bow echoes observed during BAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 791-806.
- Wolf, R. A., 2000 : Characteristics of circulations associated with the 29 June 1998 derecho in eastern Iowa. Preprints, 20th Conf. on Severe Local Storms, Orlando, FL, *Amer. Meteor. Soc.*, 56-59.

Structure and Evolution of a Bow Echo in the Taiwan Meiyu Season

George Tai-Jen Chen¹ Hon-Chi Chou²
Shin-Yi Huang¹ Jinn-Shang Yang²

¹Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

²Meteorological Center, Civil Aeronautical Administration,
Ministry of Transportation and Communications

(manuscript received 17 December 2010 ; in final form 21 April 2011)

ABSTRACT

A NE-SW oriented line echo formed over the northern Taiwan Strait in the afternoon of 6 June 2000 and moved rapidly southeastward with a speed of 13 m s^{-1} . It evolved into a bow echo in the period of 1430–1800 LST with a life span of 3.5 h. As it passed the Taoyuan International Airport at 1623 LST, a gust wind from northwest direction with a speed of 16.5 m s^{-1} was observed. The purpose of this paper is to investigate the formation and evolution processes as well as the associated mesoscale features of this bow echo by analyzing environmental conditions, mesoscale circulations, and Doppler radar echo and radial winds.

Results showed that the convective available potential energy (CAPE) reached a high value of $3047 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ at 0300 UTC (1100 LST) on 6 June. Meanwhile, dry air occurred in the mid-troposphere and the proper vertical wind shear (256° , 14.5 m s^{-1}) existed in the lower to middle troposphere (1000–500 hPa). The environmental conditions were favorable for the formation of a bow echo. The length of the bow echo was about 120 km with a maximum intensity of 58 dBZ. A strong rear-inflow jet was observed to collocate with the bulged axis of the bow echo. Apparently, the high CAPE and the strong vertical shear were favorable for the formation of the elevated rear-inflow jet. Downdraft was also enhanced to turn a line echo into a bow echo. This process was responsible not only for the formation of a reflectivity notch in the rear side, but also for the intensification of the notch by the inflow of mid-tropospheric dry air. Finally, it caused the decaying of the bulged echo. It was also found that a mesoscale anticyclonic (cyclonic) vortex formed at the height of 1–3 km to the south (north) side of the bow echo. As the vortex couplet (i.e. bookend vortices) formed, the rear-inflow jet was apparently intensified. The twisting effect of the downdraft on vertical shear was responsible for the formation and maintenance of the bookend vortices.

Key Words: bow echo, bookend vortices, environmental conditions, mesoscale feature