

台灣與其他地區暖季弓形回波之特徵與環境條件

陳泰然¹ 周鴻祺²
紀水上³ 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

³ 交通部中央氣象局

(中華民國一百年二月十四日收稿；中華民國一〇一年三月三十一日定稿)

摘 要

台灣地區暖季弓形回波並非常見之天氣現象，1991~2009 年僅有三個弓形回波個案造成桃園機場產生 $> 16 \text{ ms}^{-1}$ 之強陣風，而南台灣則僅有一個個案診斷分析研究發表於期刊文獻上。本文即針對台灣地區產生地面破壞性強風之弓形回波，進行綜觀環境、都卜勒雷達回波及徑向風場分析，以了解其形成與發展之環境條件以及雷達回波型態與風場結構之中尺度特徵，並比較其與中緯度和熱帶地區者之異同。

分析結果顯示，台灣地區弓形回波生命史約 2.5~7 小時，具有兩種不同發展型態，一為獨立型，係由一獨立線狀回波或飆線於鋒前形成，長度較大最長可達 200 公里；另一為線尾型，係在鋒面上之飆線線尾形成，長度較小僅約 100 公里。弓形回波初生期主軸均呈東北—西南走向，回波中段凸出前緣造成之地面西至西北強風，大致為反應中層後方內流噴流之結果。在弓形回波成熟期，北台灣個案於系統南（北）側 1~3 公里高度，分別出現中尺度反旋式（氣旋式）渦旋，但南台灣個案僅在弓形回波北端中低層存在一個氣旋式渦旋。環境條件分析顯示，弓形回波因在鋒面前暖區（獨立型）或鋒面上（線尾型）形成與發展，故其環境條件大致反映其與鋒面相對位置之關係。獨立型具有較大 CAPE ($1200 \sim 3047 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) 與較小低層垂直風切 ($6 \sim 12 \text{ ms}^{-1}$)，線尾型具有較小 CAPE ($749 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) 與較大低層垂直風切 (17.5 ms^{-1})。

台灣地區弓形回波之雷達回波結構類似發生於中緯度地區者，包括線狀回波中段向前凸出、凸出前緣具有強烈回波梯度、具有一支或兩支後方內流噴流造成系統後方拖曳區之弱回波凹洞、以及一對書夾式渦旋偶等。相異處包括後方內流噴流強度明顯低於美國地區之典型個案，其造成地面破壞性強風之強度與危害區域未達美國地區 *derecho* 標準，近地層亦無中尺度渦旋且無伴隨龍捲風，劇烈程度與出現在熱帶地區者較為相似。

關鍵字：弓形回波、下爆氣流、後方內流噴流、對流可用位能、垂直風切

一、前言

桃園國際機場位處台灣西北部沿海，常是鋒面系統由大陸地區向東南移動影響台灣最早觸及之地區，因此，當伴隨鋒面之劇烈天氣系統，如鋒面雨帶、飈線 (*squall line*) 及弓形回波 (*bow echo*) 等向東或東南移動時，桃園國際機場首當其衝。這些劇烈天氣系統除了帶來瞬間暴雨外，有時並伴隨強烈雷擊、下爆氣流 (*downburst*) 或強烈西北陣風。因西北風垂直於桃園機場跑道走向，故下爆氣流與強烈正向側風對於航機起降構成嚴重威脅，其中又以弓形回波系統之危害最為劇烈 (陳等 2011)。

梅雨季中尺度對流系統為影響台灣地區之最主要天氣現象，1987 年 TAMEX 以來我們對這些對流系統之結構與發展特徵增加許多了解 (周等 1990；鄧等 1992；陳與沈 1996；Chen 1991；Jou and Deng 1991；Li et al. 1997)；而於春夏之交經常造成豪雨、冰雹或地面強陣風之飈線 (或線狀對流)，目前我們對其結構和形成機制亦有相當認識 (例如：鄧與陳 1990；陳等 1999；陳等 2003；Lin et al. 1991；Lin et al. 1992；Tao et al. 1991；Chen and Chou 1993)。然而，長度數十公里到百餘公里且生命史約數小時之弓形回波系統，因在臺灣地區較少發生故其研究在文獻上呈現者有

限，目前我們對其結構特徵與形成機制了解相對較少，值得進一步探討。

弓形回波所產生之劇烈天氣現象 *derecho*，即線狀風暴，最常見於美國大平原與中西部 5~8 月之暖季 (John 1993；Przybylinski 1995)，歐洲地區亦偶有發生 (Schmid et al. 2000；Gatzen 2004)，但這些現象在中緯度外之熱帶與副熱帶地區相關研究仍相當有限，僅有少數論文在公開學術期刊上發表 (陳等 2011；Jorgensen et al. 1997)。這些發生在熱帶或副熱帶之弓形回波與發生在中緯度地區者，其雷達回波特徵與風場結構以及系統發生之綜觀環境條件之異同，均為有趣且值得進一步探討之科學問題。

台灣位於副熱帶地區，弓形回波系統不若中緯度地區之常見，且伴隨之天氣現象亦不若發生於美國地區者之劇烈，例如後者地面強風常可達 40 ms^{-1} 以上或伴隨龍捲風。雖近年來有些國內學者已對弓形回波個案進行都卜勒雷達觀測研究 (魏等 2006；陳等 2011；Chen et al. 2007)，唯可能因其為罕見現象而未引起氣象專家學者太多注意，誠屬可惜。Chen et al. (2007) 與陳等 (2011) 之弓形回波個案研究顯示，其初期乃由線狀對流或飈線本身或其一部份發展而成。台灣地區之線狀對流常發生於梅雨季，陳等 (1996) 之研究顯示，北臺灣與近海地區發生於梅雨季之

線狀對流僅佔中尺度對流系統的 30%，即以 1987 年 TAMEX 期間的飈線為例，亦僅有 6 個個案 (Chen and Chou 1993)，顯然由線狀對流或飈線發展而成之弓形回波，在台灣地區為罕見現象並不意外。

弓形回波系統經常產生較線狀對流更為劇烈之天氣現象，其伴隨之強陣風或下爆氣流更是影響飛航安全甚劇之劇烈天氣之一 (Fujita and Byers 1977)，1991 至 2009 年桃園機場都卜勒雷達資料顯示，影響桃園機場飛機起降作業且造成 $>16 \text{ ms}^{-1}$ 陣風之弓形回波僅發生 4 次，其中 3 次發生於 5~6 月梅雨季，1 次於 11 月之冬季，顯然弓形回波為罕見天氣現象。其中以 1993 年 6 月 8 日之弓形回波造成桃園機場觀測得 22.5 ms^{-1} 之瞬間最大西北陣風最為劇烈，強烈之雷擊更造成雷達故障。如前所述，雖然近年來已有少數個案研究於期刊發表，但我們對其了解仍相當有限。如上所述，台灣北部地區之弓形回波雖可於冷季形成，但最常見於梅雨季，而南台灣目前僅有魏等 (2006) 研究之一弓形回波於梅雨季通過恆春半島個案。

本文主要目的在於分析台灣地區發生於梅雨之四個弓形回波個案，其中三個發生於北台灣，而另一個則發生於南台灣，探討各個案之特徵，並與其他地區弓形回波進行比較探討，以了解不同地區弓形回波發展之綜觀環境條件、雷達回波、徑向風場、回波之水平及垂直結構特徵等之異同。因為國外弓形回波之研究較多了解也較多，因此本文先回顧中緯度之美國地區與歐洲地區以及熱帶地區弓形回波之型態與特徵以及發展之環境條件，最後再針對台灣地區弓形回波之型態、特徵及環境條件進行分析探討，並與其他地區進行比較探討。

二、資料與分析

本文利用桃園機場 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 10 個不同仰角每 15~30 分鐘間距之都卜勒模體積掃描資料 (掃描半徑為 120 公里)，進行弓形回波個案觀測資料診斷分析研究。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，最大不混淆速度達 $\pm 48 \text{ m s}^{-1}$ ，因此風速摺錯 (folding) 現象不易發生。雷達資料先去除地形雜波，對於降水回波與徑向速度異常資料亦做主觀剔除，再將原始空域極座標資料內插至直角座標上，以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。桃園機場都卜勒雷達於 1993 年 10 月啓用新雷達系統，掃描半徑為 120 公里，解析度為 500 公尺，在雙 PRF 交替使用下，最大不混淆速度達 $\pm 31.8 \text{ m s}^{-1}$ 。

利用日本氣象廳東亞地面天氣圖與中央氣象局板橋站和福建廈門之探空站資料，分析弓形回波之環境條件、對流可用位能 (convective available potential energy; CAPE)、垂直風切及水氣垂直分佈等參數。CAPE 之求取，在板橋探空站係以地面氣塊舉升，廈門探空站則從懷俄明 (Wyoming) 大學之大氣探空資料網取得，該網站 CAPE 係以最低 50 hPa 氣塊舉升求得。

三、中緯度之弓形回波

(一) 美國地區

1. 型態與結構

Nolen (1959) 最早觀測到在一颶線系統內之弓形對流線段，並將此種回波結構稱為線狀回波波動型態 (line echo wave pattern; LEWP)，即對流線段之一部分受到加速而其鄰近之部分則減速，因而造成對流線之中尺度波動型態。Hamilton (1970) 強調在線狀對流系統減弱期，LEWP 內凸出加速部分之重要性，以及此種回波特徵與破壞性線狀風暴 (指 *derecho* 產生之強風) 之相關性。

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 (bow echo)，弓形回波或 LEWP 是一種獨特之組織性劇烈對流系統 (Weisman 2001)，弓形尖端指向前進方向，代表一種劇烈之天氣特徵，地面破壞性線狀風暴常與弓形回波相伴發生。Fujita 並將弓形回波之演變歸納成三個階段，即大型回波期、弓形回波期及逗點狀回波期 (圖 1)，這種回波可單獨發生或僅係更大尺度回波帶 (如颶線) 之一

部份。依據 Fujita (1978) 最早定義之弓形回波在某些方面類似 LEWP，因此，就尺度而言，雖然過去文獻並未有明確討論，但顯然具有兩種不同型式之弓形回波存在，即颶線型與單胞型弓形回波。颶線型弓形回波在颶線範圍內，一般具有一個或以上之凸出與凹洞區，空間尺度從數十至數百公里。而水平尺度較小之單胞雷暴亦能發展為弓形回波型態 (Fujita and Byers 1977; Fujita 1985; Lee et al. 1992)，Fujita and Byers (1977) 將此種雷達特徵稱為矛頭回波 (spearhead echo)，其尺度約 10~15 公里。Klimowski et al. (2004) 研究發生於美國地區之 273 個弓形回波個案，主要關注於弓形回波形成前之雷達回波特徵，發現弓形回波之初生形式，主要有弱組織胞型、颶線型及超大胞型等三種，其中並以弱組織胞型 (佔 45%) 與颶線型 (佔 40%) 最多。弓形回波形成期約有 50~55% 伴隨雷雨胞合併，當雷雨胞合併後，弓形回波之進展變得十分迅速。此外，並發現約有一半左右之弓形回波，在綜觀尺度或中尺度界面附近形成，且沿著界面移動。Klimowski et al. (2003) 分析發生於北美高原區之暖季劇烈風報告 ($> 25 \text{ ms}^{-1}$)，結果發現約 29

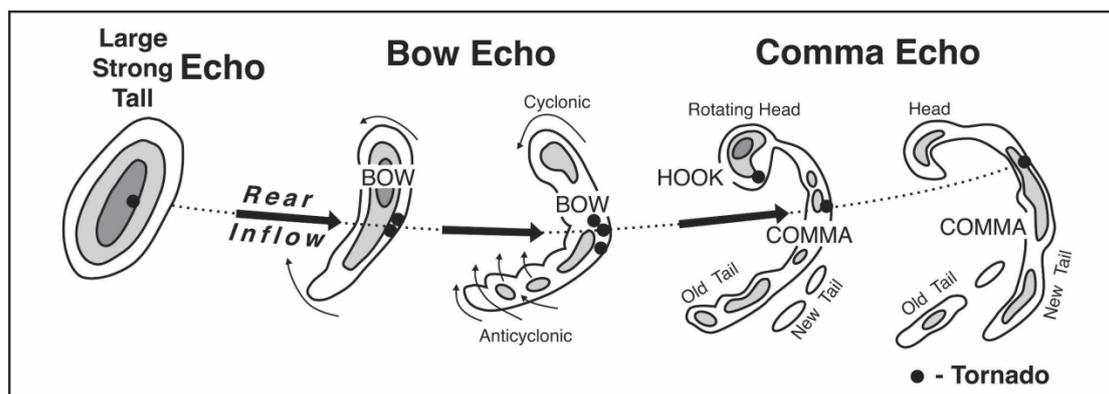


圖 1 弓形回波生命史示意圖，粗箭頭表示後方內流的大約位置，黑點為龍捲風或下爆氣流形成的位置 (Fujita 1978)。

%劇烈風暴事件係由弓形回波產生，典型生命史約 2~4 小時，另有 20%與 9%分別來自颶線與超大胞。

美洲地區之春末至夏季期間，產生寬廣且顯著破壞性強風之迅速移動性對流系統，在 19 世紀後葉之科學文獻上已有報導，且稱為“derecho” (Hinrichs 1888)。derecho 是用來描述對流系統能夠產生超過 26 ms^{-1} 線狀破壞性強風，且集中於長度至少 400 公里之區域內，derecho 經常與弓形回波相伴隨 (Przybylinski and Decaire 1985; Johns 1993)。Przybylinski (1995) 根據 23 個 derecho 個案之雷達回波結構特徵，區分四種雷達回波型態，其中型態 1、2 與 3 最為普遍。型態 1 通常具有二個或三個弓形回波線段之特徵，每一獨立線段可長達一百公里，且在近逗狀頭部可能伴隨一個微弱之中尺度環流，沿弓形前緣具有強烈低層回波梯度，標示上衝流中心位置，短而強之後方內流凹洞 (rear inflow notches, RINs) 位於每一獨立弓形線段之拖曳區，顯示其為向弓形前緣傳送冷乾空氣之蒸發區。型態 2 具有一個短且結實之弓形回波對流線段，長度約 80~100 公里，並有一個零碎之對流回波帶伴隨地面滯留鋒面，在弓形回波北端向下風處擴展，一個或以上之顯著 RINs 位於弓形線段之拖曳區；另一獨特現象為在弓形回波前方約 50~80 公里處存在一個孤立對流胞，當弓形回波逼近時，胞迅速發展且併入弓形系統內。型態 3 為一個堅實之弓形回波線段擴展至長度約 40~120 公里，沿弓形前緣具有強烈低層回波梯度，以及唯一之 RINs 則位於拖曳區，但少數個案在衰減期可能從一個弓形線段轉變成二或三個弓形線段。隨後，Przybylinski et al. (2000) 並發現最初之弓形回波，經常在對流線和外在邊界交叉點附近發展。

Fujita (1981) 指出弓形回波與低層強烈輻散風有關，且有些弓形回波會進一步發展為逗點狀回波，使具有一旋轉之頂部 (圖 1)。其中加速向前凸出之線狀部分，乃因後方之下沉內流噴流擠壓所造成，此後方內流噴流可引發地面下爆氣流，產生強烈外流與破壞性強風 (Smull and Houze 1985; Lee et al. 1992; Przybylinski 1995; Weisman 2001)，也可在弓形回波凸出段前緣產生短生命期之弱龍捲風 (Atkins et al. 2004, 2005)。對於後方內流產生之原因，Smull and Houze (1987) 認為係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) 數值模擬發現，強烈且深厚之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。Weisman (1992) 之研究進一步指出，由冷池產生之水平渦度與環境垂直風切和後方內流噴流所具有之水平渦度間之相對平衡，控制系統前緣舉升作用之特徵，而後方內流噴流之產生係對流上衝流向上風切傾斜之反應，亦即對流系統後緣之水平浮力梯度造成中層空氣從後方進入系統，這支後方內流將中層冷乾空氣攜入系統後側，透過蒸發過程侵蝕回波而產生回波凹洞。都卜勒雷達資料的研究更進一步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)。Schmocker et al. (1996) 與 Funk et al. (1999) 研究指出，中層高度之徑向速度輻合 (midaltitude radial velocity convergence; MARC) 徵兆，可作為預報颶線與弓形回波產生劇烈地面風之實作指標，他們發現在低層顯著弓形回波發生前，在 3~7 公里高度 MARC 值 (即徑向速度差) 超過 25

ms^{-1} 。

Johns (1993) 指出，預報員偶而也觀測到迅速移動之弓形回波，並未產生任何地面強風，Klimowski et al. (2003) 之氣候資料統計分析顯示，僅 86% 之弓形回波伴隨地面強風。Wakimoto et al. (2006) 研究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; BAMEX; Davis et al. 2004) 期間之弓形回波，亦發現最強都卜勒速度區並非總是伴隨破壞性地面強風，認為這種差異可能與一穩定之夜間邊界層發展有關。Jorgensen et al. (2005) 研究一快速移動之弓形回波系統，雖然雷達回波具有顯著弓形結構且有強烈中層後方內流噴流 ($\sim 40 \text{ ms}^{-1}$)，但僅產生微弱地面風，他們認為當低層穩定層存在時，可能抑制後方內流噴流下降至地面，因此減低弓形回波內破壞性強風之形成。

弓形回波系統之另一項重要特徵為在中層具有一對渦旋偶，Lee et al. (1992) 透過單胞型弓形回波之個案研究，發現弓形回波與一對氣旋式／反旋式渦旋偶相結合，這對渦旋偶在 2~4 公里高度具有最大強度，而要形成強烈渦旋偶則必需具有一支強烈下衝流，這也說明了為何弓形回波經常伴隨強風事件發生。Weisman (1993) 數值模擬結果指出，在 2~3 公里高度有一強烈後方內流噴流伸展至弓形前緣，且向下降低至地面層，同時在弓形回波南北兩側分別具有反旋式和氣旋式渦旋，即書夾式 (book-end) 或線尾式 (line-end) 渦旋。模擬與觀測研究均顯示 (Schmidt and Cotton 1989, Burge and Smull 1990; Weisman 1993; Skamarock et al. 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之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之主要形成機制，乃沿陣風鋒面系統上下衝流間之水平渦度被扭轉成垂直向而來。然而，在許多個案中渦旋偶並非以對稱性結構呈現，受科氏效應影響，北(南)端氣旋式(反旋式)渦旋增強(減弱)，最後從對稱性結構發展成為逗點狀非對稱性系統 (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，弓形回波產生之地面破壞性強風，係由外流邊界前緣發展之近地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; Wolf 2000; Atkins et al. 2004)。Atkins et al. (2005) 分析 BAMEX 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之尖端，而是發生在弓形尖端北方，主要由形成在弓形回波前緣之近地層中尺度渦旋所產生 (Wheatley and Trapp 2006; Wakimoto et al. 2006)。Trapp and Weisman (2003) 數值模擬結果顯示，這些低層中尺度渦旋之強度與環境風切大小有關，當無方向風切超過 20 ms^{-1} ，近地層中尺度渦旋可持續數小時之久，且產生大範圍地面破壞性強風，近地層中尺度渦旋之形成，乃係由降水前緣下衝氣流附近之氣旋式／反旋式渦旋偶所造成。

2. 環境條件

John and Hirt (1987) 分析氣候資料發現弓形回波有兩種基本型態，一種為前進式 (progressive)，即單一弓形回波在微弱滯留鋒面上或鋒面北測之冷區內發展，幾乎平行於鋒面且稍偏向暖區移動，弓形回波走向幾乎垂直於平均

風向，且大約在平均氣流方向上凸起，最常發生於暖季之弱綜觀強迫條件下；另一種為串列式（serial）之 LEWP，通常由一颶線在冷鋒上或冷鋒前發展，弓形回波內嵌於颶線內發展且隨颶線移動，經常與強烈移動性低壓系統相伴。他們研究暖季 derecho 發展，發現超過 80%之個案屬於 progressive，即沿著或位於一東西走向之準滯留鋒面北側形成且幾乎沿鋒面稍偏向暖區移動，對流初生區具有顯著低層暖平流，環境為極端對流不穩定，具有潮濕之低層與相對乾之中層大氣，地面露點通常大於 20°C，平均舉升指數為 -9°C。John et al. (1990) 分析發生於 6、7 月之 derecho 環境條件，顯示 CAPE 平均超過 2400 m^2s^{-2} 且地面露點至少 20°C，地面至 700hPa 平均風切值約 15 ms^{-1} ，地面至 500hPa 平均風切值約 20 ms^{-1} 。如上所述，氣候資料分析顯示，弓形回波形成之有利環境條件，包括沿鋒面帶之低層輻合、環境具較大不穩度及較大之低層垂直風切。

表一為弓形回波形成之環境條件（CAPE 與垂直風切），包括個案觀測值、氣候統計值及數值模擬建議值。Weisman (1992、1993) 模式研究顯示，劇烈且長生命史之弓形回波為一獨特之中尺度對流組織型態，僅在特殊環境條件下才能形成與發展，即需要有較大 CAPE 值 ($>2000 \text{m}^2\text{s}^{-2}$) 與強烈環境垂直風切 (2.5 公里高度以下 $>20 \text{ms}^{-1}$)，才可使後方內流噴流較強且維持相當高度至系統前緣，維持對流沿前緣之冷池，以提供低層空氣深厚之強迫舉升，使強烈且垂直之對流胞可以沿陣風鋒面持續發展；對於弱垂直風切個案 (約 15 ms^{-1})，則 CAPE 需增加至超過 2500 m^2s^{-2} 。Przybylinski (1995) 氣候統計研究顯示，對於強烈垂直風切個案，僅需具有一適中之不穩定大氣，CAPE 約 1300 m^2s^{-2} ；而適中之垂直風切

個案，則需較高 (2100~3400 m^2s^{-2}) 之 CAPE。

Evans and Doswell (2001) 對 derecho 環境條件之統計研究顯示，在特定範圍之 CAPE/風切環境下，可產生破壞性強風事件，但較數值模擬限定之條件範圍更為寬廣，他們並提醒預報員應認知在比數值模擬建議值為弱之風切環境下，derecho 仍具形成潛力，在沒有強烈中層槽與相伴地面冷鋒之情況下更是如此，當綜觀尺度強迫較弱時 (通常發生於暖季)，CAPE 須更大 (約 2000~3000 m^2s^{-2}) 才可維持 derecho 之發展，與其它暖季弓形回波具有極端浮力條件之結果一致 (Klimowski et al. 2003)；當強烈綜觀尺度強迫存在時，通常意味著深厚氣流與深厚風切層更強烈，但不穩度則相對較弱，即使 CAPE 幾近於零，derecho 仍可發展。如此，在有利 derecho 發展之環境條件下，將造成一個長生命期且快速移動之弓形回波，可橫跨美國數州並導致一幾乎連貫之破壞性線狀強風暴區。

Coniglio et al. (2004) 氣候研究顯示，弓形回波成熟期之環境具有低層潮濕而高層相對乾燥之特徵，弱綜觀強迫個案之平均 CAPE $>1000 \text{m}^2\text{s}^{-2}$ (其中 50%的個案 CAPE $>2700 \text{m}^2\text{s}^{-2}$)，0~2.5 公里和 0~5 公里垂直風切分別為 11.4 ms^{-1} 和 18.8 ms^{-1} ，低層相對內流較為深厚；此外，當 derecho 移至較小不穩度與較小垂直風切之環境時，強度將減弱。他們之觀測與數值模擬結果比較顯示，低層風切 (0~2.5 公里) 觀測值比模擬建議值為低，但較深厚層之風切 (0~5 公里) 僅有 20%個案風切值低於 15 ms^{-1} ，顯然低層風切不適合做為劇烈弓形回波之預報指標，而較深厚層之風切較具參考價值。Klimowski et al. (2003) 研究暖季劇烈對流風暴亦有相似結果，他們發現各類造成劇烈風暴之對流系統，其低層垂直風切

表一 弓形回波形成環境條件（CAPE 與垂直風切）之個案觀測值、氣候統計值及數值模擬建議值，表內※為氣塊舉升最不穩定情況之 CAPE，U 為垂直於對流線之風分量。

			CAPE (m^2s^{-2})	垂直風切 (ms^{-1}) 0 - 2 ~ 3 km	垂直風切 (ms^{-1}) 0 - 5(6) km
個案觀測值	美國	Akin et al.(2005)	2558	14	18
		Dunn and Best(2011)	2000~3000	10~15	10~21
		Wakimoto et al.(2006)	1500~3000	11	24
		Wheatley et al.(2006)	633~734 (5, 6 月) 1439~3079 (7 月)	10~14 6~10	27~33
	歐洲	Gatzen (2004)	~1000	15	
		Haase-Straub et al. (1997)	~1000~2294		
		Ramis et al. (1999)	~1400~4400		
		Schmid et al. (2000)	~890		
	熱帶	Jorgensen et al. (1997)	~1440	13	
		Kawashima et al (2011)	~1680	15.3	22.4
氣候統計值	美國	Coniglio et al. (2004)	平均 > 1000 (50% case > 2700)	11.4	18.8
		Cohen et al. (2007)	平均~2600	11/7.5 (U)	22.5/16 (U)
		Evan and Doswell (2001)	2664~4194※	8.0~15.0	10.5~20.0
		John et al. (1990)	平均 > 2400	15	20
		Klimowski et al. (2003)	平均~3132		
		Przybylinski (1995)	2100~3400	15~21	
數值模擬建議值		Weisman (1992、1993)	> 2400	> 20	
		Weisman and Trapp (2003)	> 2200	> 20	

值(0~3公里)平均約 15.4 ms^{-1} ,但彼此並無明顯差異。Cohen et al.(2007)對暖季準線狀中尺度對流系統之統計研究顯示,0~6公里平均垂直風切,弱MCS與derecho MCS分別為 15 ms^{-1} 和 22.5 ms^{-1} ,但0~2公里則分別為 9 ms^{-1} 和 11 ms^{-1} ,顯然深厚層之垂直風切更適合做為劇烈弓形回波之預報指標。另低層相對於MCS系統之內流亦為鑑別MCS劇烈與否之最佳指標之一,此乃因MCS移速與其劇烈程度有關,他們之研究發現90%derecho MCS移速很大($>18\text{ ms}^{-1}$),derecho MCS之平均CAPE高達 $2600\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$ 。

Weisman and Trapp (2003)模擬研究顯示,當最低2.5或5公里高度之垂直風切 $>15\sim 20\text{ ms}^{-1}$ 時,最有利於高架式後方內流噴流與前緣低層中尺度渦旋(mesovortex)之發展。Atkins et al. (2005)分析BAMEX期間產生龍捲風之弓形回波個案之環境條件,弓形回波沿著滯留鋒面上移動,具有大CAPE與適中之低層垂直風切($11\sim 14\text{ ms}^{-1}$)。Wheatley et al. (2006)分析BAMEX期間伴隨低層中尺度渦旋產生地面強風之5個弓形回波個案,發現5、6月個案CAPE較小,分別約633和 $743\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$,0-2 km垂直風切為14和 10 ms^{-1} ,0~6 km垂直風切為33和 27 ms^{-1} ;而7月兩個個案則有較大CAPE(1439和 $3079\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$)與較弱低層風切(6和 10 ms^{-1})。Wakimoto et al. (2006)之研究亦有相似結果。最近Dune and Best (2011)之個案研究顯示,弓形回波亦可形成在弱綜觀強迫、適中之對流不穩定,且微弱之垂直風切環境條件下,其垂直風切低於數值模擬所需之強烈垂直風切下限值。

3. 小結

美國地區弓形回波之型態與結構分析顯示,弓形回波主要具有兩種型式,即颶線型與單胞

型。颶線型弓形回波在颶線範圍內,一般具有一個或以上之凸出尖端與後方弱回波凹洞區,空間尺度從數十至數百公里,其中大尺度颶線系統又稱為線狀回波波動型態(LEWP)。單胞型即指單胞雷暴(超大胞)發展成之弓形回波型態,或稱為矛頭回波,其水平尺度較小,僅10~15公里。後方內流噴流的獨特動力結構乃是弓形回波形成之主因,此後方內流噴流典型強度可達 40 ms^{-1} 以上,可引發地面下爆氣流,產生強烈外流與破壞性強風,近地層並可能形成中尺度渦旋,或伴隨弱龍捲風之發生。另一重要特徵為中層具有一對渦旋偶,而要形成強烈渦旋偶則必需具有一強烈之下衝流,因此,弓形回波經常伴隨強風事件之發生,但許多個案中對稱性渦旋偶受科氏效應之影響,北(南)端之氣旋式(反氣旋)渦旋增強(減弱),最後從對稱性結構發展成為逗點狀之非對稱性系統。

綜觀環境條件分析顯示,弓形回波之發展有兩種基本型態,一為前進式(progressive),即單一弓形回波在微弱滯留鋒面上發展且幾乎平行於鋒面移動,最常發生於暖季之弱綜觀強迫條件下;另一為串列式(serial)LEWP,通常由一颶線在冷鋒上或冷鋒前發展,經常與強烈移動性低壓系統相伴。數值模擬和觀測研究均顯示,系統前環境需有高對流可用位能與強烈低層垂直風切(Weisman 1993; Przybylinski 1995; Evans and Doswell 2001),氣候統計顯示,當綜觀尺度強迫較弱時,低層垂直風切適中偏弱(約 $10\sim 15\text{ ms}^{-1}$),CAPE必須更大(約 $2000\sim 3500\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$)才可維持弓形回波之發展,一般發生於夏季;當強烈綜觀尺度強迫存在時,意味著深厚強烈氣流與深厚強烈風切($\geq 20\text{ ms}^{-1}$),低層風切超過 15 ms^{-1} ,但不穩度則相對較弱(約 $1000\sim 1300$

m^2s^{-2})，通常發生於春末夏初。當弓形回波移至較小不穩度與較小垂直風切之環境時，其強度將減弱。

(二) 歐洲地區

1. 型態與結構

歐洲弓形回波之相關研究相對較少，Schmid et al. (2000) 分析發生於瑞士夏季之三個劇烈風暴，其中兩個具有弓形回波結構，這些弓形回波系統與美洲者相似 (Funk et al. 1996a)。Gatzen (2004) 研究發生於德國之 derecho 個案，發現雷達回波亦具有弓形結構、後方內流凹洞與強烈後方內流噴流等特徵。Oprea and Bell (2009) 分析羅馬尼亞南部產生劇烈破壞性強風之內嵌弓形回波之颶線系統 (5 月)，顯著之高層槽線提供強烈綜觀尺度強迫，使颶線系統在低壓冷鋒前之暖區內發展，類似於 John and Hirt (1987) 所描述之串列式 (serial) 型態，雷達回波顯示一支強烈之後方內流噴流造成後方內流凹洞、對流線前緣強烈之筆直對流胞與回波梯度，僅在弓形回波左側存在一個氣旋式渦旋，此颶線並產生三個龍捲風。

2. 環境條件

Ramis et al. (1999) 研究一發生於西班牙之夏季 (8 月) 颶線，雷達分析顯示此颶線伴隨弓形回波結構，該弓形回波由西向東橫越西班牙東北部期間，產生地面強風、大冰雹及豪雨等劇烈天氣，唯地面強風 (20 ms^{-1}) 與危害區域均較美洲所定義之 derecho 為小，雖然與串列式 (serial) 型態較為相似，但動力上明顯較弱。對流前環境條件顯示，CAPE 值為 $1400\sim 4400 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，但低層風速與低層垂直風切均相當微弱。

Schmid et al. (2000) 研究發生於瑞士之夏季

劇烈弓形回波系統，結果顯示鋒前輻合線有利於深厚對流之發展，但 CAPE 僅約 $890 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，明顯低於美洲者，他們認為強烈鋒面強迫與複雜地形和風暴間之交互作用，顯然對中尺度對流系統之組織發展具有顯著影響。Haase-Straub et al. (1997) 研究一個發生於德國西南部與瑞士之夏季颶線，系統快速移動過程中造成地面出現 24 ms^{-1} 強陣風，此發展於冷鋒前暖濕氣團內之颶線具有弓形回波特徵，地面舉升之 CAPE 約 $1000\sim 2294 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 。Gatzen (2004) 研究發生於德國之夏季 derecho 個案，發現此 derecho 形成於中層具有強烈短波槽之強烈次綜觀強迫作用下，符合 John and Hirt (1987) 之串列式或動力型 derecho 之發展條件，在高層強烈噴流條熱力間接環流影響下，出區左側下方提供強烈暖濕平流之低層噴流亦被加強 (約在 850 hPa ，風速約 20 ms^{-1})，弓形回波系統前強烈之低層垂直風切 (15 ms^{-1}) 顯示高架式後方內流噴流之存在，平均 50 hPa 層舉升之 CAPE 約 $1000 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 。

3. 小結

歐洲地區弓形回波之分析顯示，其發生頻率不若美國地區，雷達回波型態與結構則與發生於美國地區者相似，但所造成之地面破壞性強風與危害區域則不若美國者強烈，少數個案亦伴隨龍捲風發生，並可達 derecho 標準但危害區域較小。而綜觀環境條件顯示，弓形回波發展型態以串列式為主，大多數個案屬強綜觀強迫，中層盛行西南氣流，低層垂直風切強烈 (約 20 ms^{-1})，CAPE 超過 $1000 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ；若綜觀強迫較弱，且低層垂直風切微弱，則 CAPE 需大於 $1400 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 。

四、熱帶之弓形回波

1. 型態與特徵

熱帶地區颶線之觀測研究顯示 (Barnes and Sieckman 1984)，大多數颶線是由東向西移動，與熱帶地區中低層盛行風向一致，環境低層具強垂直風切之颶線移動速度較弱垂直風切者為快。然而，Jorgensen et al. (1997) 分析熱帶海洋全球大氣偶合海氣反應實驗 (TOGA CORAE) 期間資料，發現一位於熱帶海洋上且由西向東移動之颶線，飛機雷達觀測資料顯示，對流系統由一對稱之線狀回波發展為明顯之弓形回波結構，並有一中尺度氣旋式渦旋在系統北端中低層發展，氣流場顯示颶線前緣一強烈前方內流隨高度向上向後發展為上升氣流，其下方則為一從系統後方向對流線前緣且向下之後方內流，因此產生後方內流凹陷之弱回波區，其型態雖似中緯度之弓形回波，但其強度則不若中緯度者那般劇烈。

Kawashima et al. (2011) 研究發生於印尼蘇門答臘西部之中尺度對流系統，雷達觀測顯示此熱帶對流系統之北端具有類似中緯度弓形回波結構，包括凸出之對流線、一支下降後方內流噴流位於弓形尖端及後方內流噴流兩側之中尺度渦旋。這支在對流系統後側形成之強烈低層東風通道，乃造成弓形結構之主因，且加速向前於對流前緣向下降至地面，造成強烈地面輻散外流氣流。他們並發現乾空氣穿越降水區後側進入對流系統內，造成蒸發冷卻之增強，並增強東風動量之有效下傳。

2. 環境條件

熱帶和中緯度地區之颶線或弓形回波系統之發展、強度及動力性質，與環境之低層熱力穩度及垂直風切大小有關，對流風暴之性質與理查遜

數 (Richardson number；即 CAPE 與垂直風切強度之比值) 密切相關，典型之熱帶颶線具有較小 CAPE 和垂直風切值。Jorgensen et al. (1997) 研究具有弓形回波結構之熱帶海洋颶線個案，發現所處之大氣環境條件，在 800 hPa 具有 12 ms^{-1} 之低層噴流，使地面至 800 hPa 之低層西風垂直風切為 13 ms^{-1} ，CAPE 約 $1440 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 。Kawashima et al (2011) 研究之熱帶中尺度對流系統，發現其發展之環境 CAPE 約 $1680 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，且有強烈低層東風垂直風切。

3. 小結

熱帶地區弓形回波之分析顯示，弓形回波相當罕見，由熱帶颶線內某一線段向前凸出發展而成，雷達回波型態和結構與發生於美國地區者相似，但後方內流噴流強度較一般發生於美國地區者為小，造成之地面破壞性強風與危害區域亦不若美國地區者強烈，均未達 *derecho* 標準且無龍捲風發生。綜觀環境條件顯示，弓形回波發展於適中之低層垂直風切 (約 13 ms^{-1})，最低 50 hPa 氣塊舉升之 CAPE 至少 $1400 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 。

五、台灣地區之弓形回波

表二為台灣地區梅雨季 (5~6 月) 弓形回波個案之發生時間、生命史及雷達結構特徵。其中個案 1~3 發生於北台灣且通過桃園機場雷達站，個案 4 則發生於南台灣 (魏等 2005)。最近陳等 (2011) 針對發生於 2000 年 6 月 6 日之弓形回波進行個案分析 (即個案 3)，發現其形成於冷鋒前暖區內，環境條件具有高 CAPE 與微弱垂直風切。

本文針對北台灣另兩個梅雨季個案 (個案 1 和 2) 進行與陳等 (2011) 類似之綜觀尺度、中尺度及雷達資料分析，其中個案 1 (1993 年 6 月

表二 弓形回波個案發生時間、生命史、雷達回波及徑向風場之特徵。個案 3 為陳等（2011）北台灣個案，個案 4 為魏等（2006）南台灣個案。

個案	個案時間	起迄時間 LST	弓形回波 生命史(小時)	回波型態	弓形回波 主軸走向	移向/移速 度/(ms^{-1})	最大長度 公里	後方內流強度 2 公里高度(ms^{-1})	桃園機場地面風 度/陣風(ms^{-1})
1	1993.06.08	1530~1930	3	線尾型	030~210	100/19	~100	290/27	270/G22.5
2	1994.05.14	1630~1900	2.5	獨立型	045~225	130/16	~160	315/25	320/G22
3	2000.06.06	1445~1800	3.25	獨立型	040~220	130/16	~120	310/25	330/G16.5
4	2003.06.07	0800~1500	~7	獨立型	030~210	090/15	~200	280/30	南台灣個案

8 日) 之弓形回波造成桃園機場 22.5 ms^{-1} 之瞬間最大西北陣風，為所有個案中最強烈者，但仍未達 *derecho* 最低地面風速值。雷達回波顯示，伴隨冷鋒發展之已存飈線位於台灣海峽北部（圖 2；3a），飈線呈東北東—西南西走向，且隨鋒面緩慢向東南移動。本個案係由飈線西南端之短而結實對流線（圖 2 虛圓圈處）發展而成線尾型弓形回波，乃因此對流線段於快速向東南東移動過程中，回波中段出現弓形結構，乃一支強烈後方內流噴流從系統後側進入系統內，造成前緣回波凸出與後方弱回波凹洞之特徵；顯然，此線尾型弓形回波的移動與飈線有明顯之差異，乃因弓形回波後側具有強烈後方內流噴流所致。弓形回波平均移速約 19 ms^{-1} ，成熟期於弓形回波南北兩端出現一對書夾式渦旋偶。綜觀環境顯示，伴隨地面鋒面之高空槽線隨高度向西北傾斜，顯示此為類似典型中緯度鋒面斜壓系統，台灣與鄰近地區對流層盛行西南/西風。板橋探空 8 日 0000 UTC 之 CAPE 約 $749 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，垂直風場結構顯示，800 hPa 存在風速約 27.5 ms^{-1} 之低層噴流，地面至噴流層（約 2 公里）垂直風切風向為 260° ，風速為 27.5 ms^{-1} ，地面至 700 hPa 垂直風切風向為 260° ，風速為 17.5 ms^{-1} ，垂直風切主要由速度風切而來。顯然，偏弱之 CAPE 與強烈低層垂直風切之環境條件與 John and Hirt (1987) 之串列式或動力型

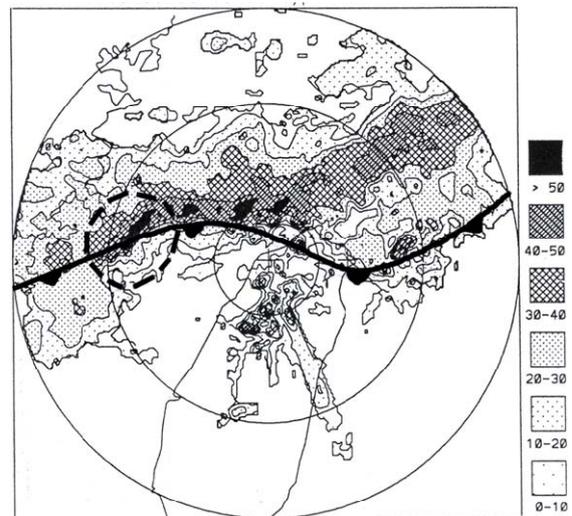


圖 2 1993 年 6 月 8 日 0800 UTC 最大降水回波圖 (dBZ)。內圓至外圍半徑分別為 50、150 及 240 公里。粗實線為 0900 UTC 之地面鋒面，虛圓圈為形成期之弓形回波。

derecho 相似。

另一發生於 1994 年 5 月 14 日梅雨季個案 2 之發展型態與陳等 (2011) 研究之梅雨季個案 3 相似，皆為獨立型，即在梅雨鋒前暖區發展之獨立線狀回波，於快速向東南移動過程中發展成為弓形回波（圖 3b），此弓形回波於接近臺灣西北部陸地後，強度迅速減弱，但仍造成桃園機場 22 ms^{-1} 之瞬間最大西北陣風，造成弓形回波系統迅速減弱之原因值得進一步探討。板橋探空 14 日

0000 UTC 於系統前之環境條件顯示，台灣北部地區之 CAPE 為 $0 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，但廈門探空資料顯示，由最低 50 hPa 舉升之對流可用位能為 $765 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，板橋垂直風場結構顯示，對流層整層風速微弱，最大風速位於 500 hPa，僅有 9.5 ms^{-1} ，使地面至 500 hPa 垂直風切相當微弱，風向為 291° ，風速為 9.5

ms^{-1} 。顯然，北台灣無對流可用位能與微弱低層垂直風切之環境條件與其它梅雨季個案（陳等 2011；魏等 2006）明顯不同，應是造成弓形回波在接近西北部陸地後強度迅速減弱之原因。

1. 型態與結構

台灣地區弓形回波之雷達回波特徵，顯示有兩種不同類型之回波發展型態（圖 3）。一為線尾型弓形回波（圖 3a），如表二所示個案 1，其特色為伴隨鋒面發展已存之線狀回波或飢線，在其西南端（線尾）形成一條長度約 100 公里之線狀回波，於快速移動過程中，造成線段中心之回波向前凸出與後方弱回波凹洞之回波特徵，Chen et al.(2007)所研究之冬季弓形回波個案亦為此類發展型態。另一為獨立型弓形回波（圖 3b），如表二所示之個案 2、3 與 4，其回波特徵為初期由對流胞群組織而成之線狀回波，在快速移動過程中，該線之中段回波產生向前凸出，而拖曳後緣為後方內流凹陷區，弓形回波長度約 120~200 公里。

台灣地區弓形回波系統之雷達回波特徵，有許多與中緯度地區者相似，以 1993 年 6 月 8 日為例（圖 4、圖 5 與圖 6），包括 1) 回波中段向前凸出之弓形尖端、2) 凸出前緣具有強烈回波梯度、3) 拖曳區之弱回波凹洞、4) 後方內流噴流及、5) 一對書夾式渦旋偶等，而後方內流噴流之獨特動力結構（圖 5），乃是造成弓形回波之主因。陳等（2011）針對表二所示個案 3 之弓形回波研究顯示，初期後方內流僅是對流下衝流於地面層所形成輻散外流之向系統前緣之一支，當系統達成成熟期時，強烈後方內流噴流從系統後方將中層冷乾空氣向前向下攏入對流下衝流內，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。此噴流約在 2~4 公里高度

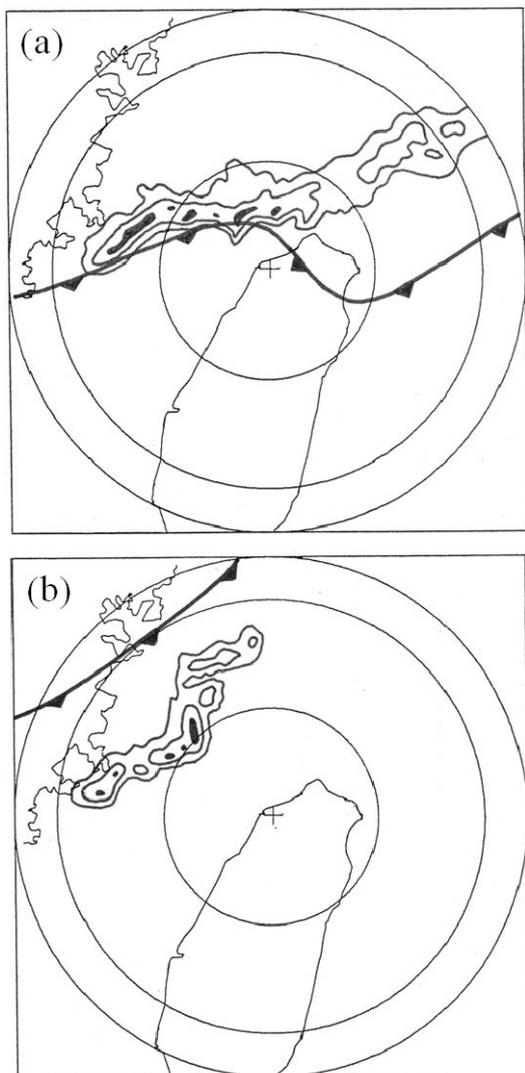


圖 3 於飢線上發展(a) 1993 年 6 月 8 日 0900 UTC 線尾型與(b) 1994 年 5 月 14 日 0900 UTC 獨立型之弓形回波雷達回波分布，等值線由外往內為回波值 >30 、 40 、 50 dBZ 。內圓至外圓半徑分別為 100、200 和 240 公里。▲ 為地面鋒面位置。

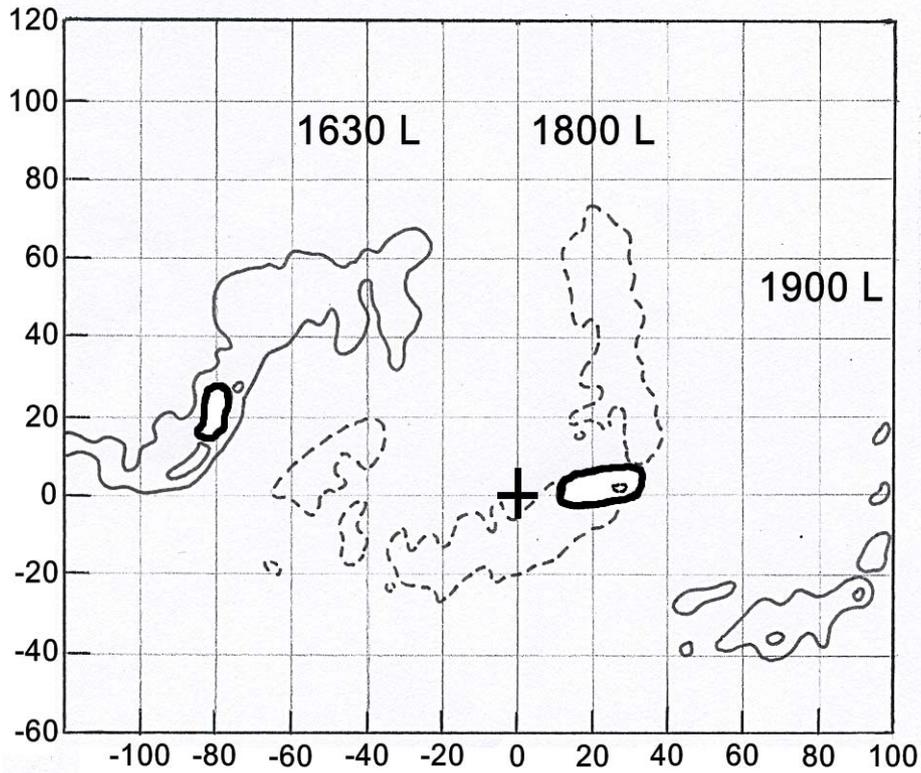


圖 4 1993 年 6 月 8 日 0830~1100 UTC (1630~1900 LST) 2 公里高度 CAPPI 降水回波演變圖 (實線與虛線)。0830 和 1000 UTC 回波值 > 40、50 dBZ，1100 UTC 回波值 > 30、40 dBZ。粗實線為最強後方內流噴流中心位置，雷達站位置為 (0.0)。

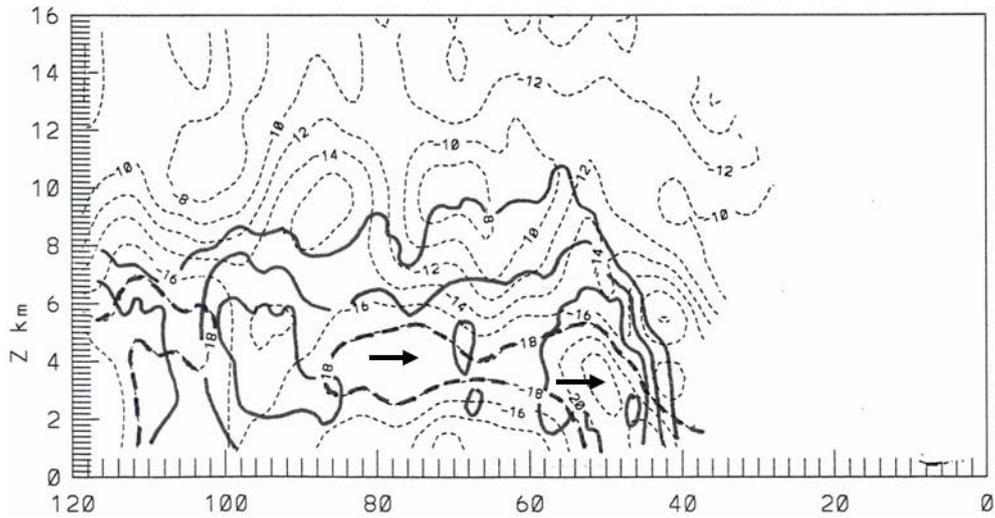


圖 5 1993 年 6 月 8 日 0905 UTC 283° 方位角之 RHI 回波與徑向風場 (細虛線, ms^{-1}) 分布。粗實線為 > 20、30、40 及 50 dBZ 之回波等值線，粗虛線表示徑向風速 $\geq 18 \text{ ms}^{-1}$ 。箭頭為後方內流噴流。

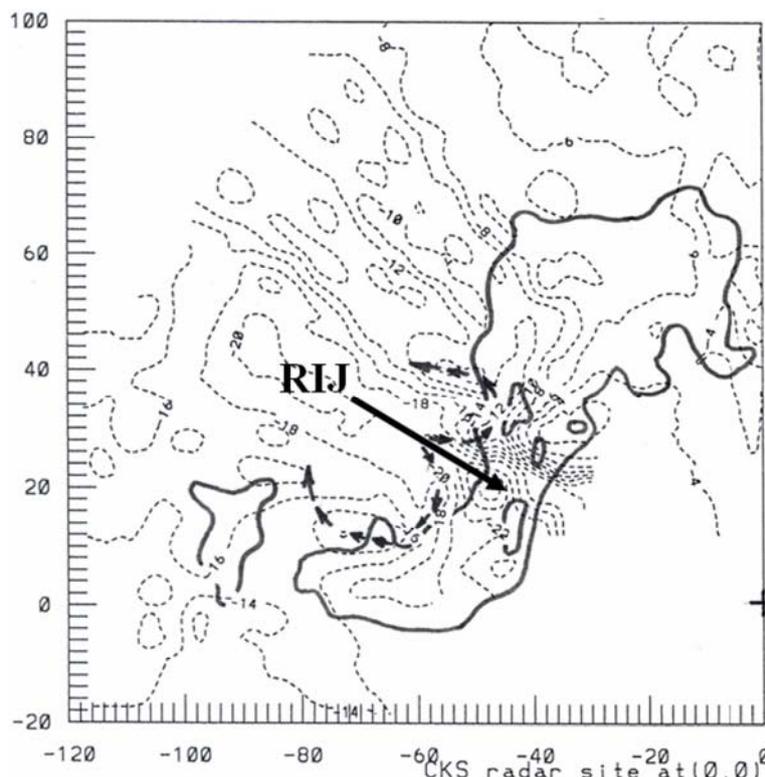


圖 6 1993 年 6 月 8 日 0905 UTC 仰角 1° 之 PPI 徑向風場 (ms^{-1}) 與降水回波分布。粗實線為 > 40 與 50 dBZ 之回波等值線，粗箭頭為後方內流噴流 (RIJ)，旋轉箭頭為書夾式渦旋偶。雷達站位置為 $(0,0)$ 。

達最大強度，速度雖在 25 至 30 ms^{-1} 之間，但明顯低於美國地區典型個案之強度 (Burgess and Smull 1990; Atkins *et al.* 2004)。該個案在 3 公里高度以下，弓形回波並與一對氣旋式／反旋式渦旋偶 (即書夾式渦旋偶) 相結合，以 2 公里高度最顯著，最大渦度值約 $1.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，但強度較中緯度所觀測者為弱 (Lee *et al.* 1992)。

1993 年 6 月 8 日仰角 1° 之 PPI 徑向速度場顯示 (圖 6)，在弓形回波南北兩端發展出一對書夾式渦旋偶，弓形回波北端之氣旋式渦旋較南端之反旋式渦旋為強，最大負值中心 $(-48, 19)$ 顯示後方內流噴流之強度約 27 ms^{-1} (高度約 1.1 公里)。陳等 (2011) 分析 2000 年 6 月 6 日弓形回波之垂直速度場 (圖 7) 顯示，對流區具有向

上筆直之強烈上衝內流區，最大上升速度約位於 8 公里高度，因中層後方內流噴流進入對流系統後緣後併入下衝流，而於 3 公里高度產生最大下降速度，因此，認為渦旋偶之形成與後方內流噴流／下衝流之增強同時發生。有些個案之反旋式渦旋較不顯著或不存在，如魏等 (2006) 之南台灣個案僅在弓形回波北端存在氣旋式渦旋，並可達到 7 公里高度，估計渦旋強度約 $10^{-4} \sim 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 數量級，使系統呈現逗點狀回波，此可能乃因為受科氏效應影響，北 (南) 端之氣旋式 (反旋式) 渦旋增強 (減弱)，最後從對稱性結構發展成為逗點狀之非對稱性系統 (Fujita 1978; Jorgensen and Smull 1993)。這對渦旋偶形成後，後方內流噴流之強度明顯增強，產生更強下衝流使凸出回

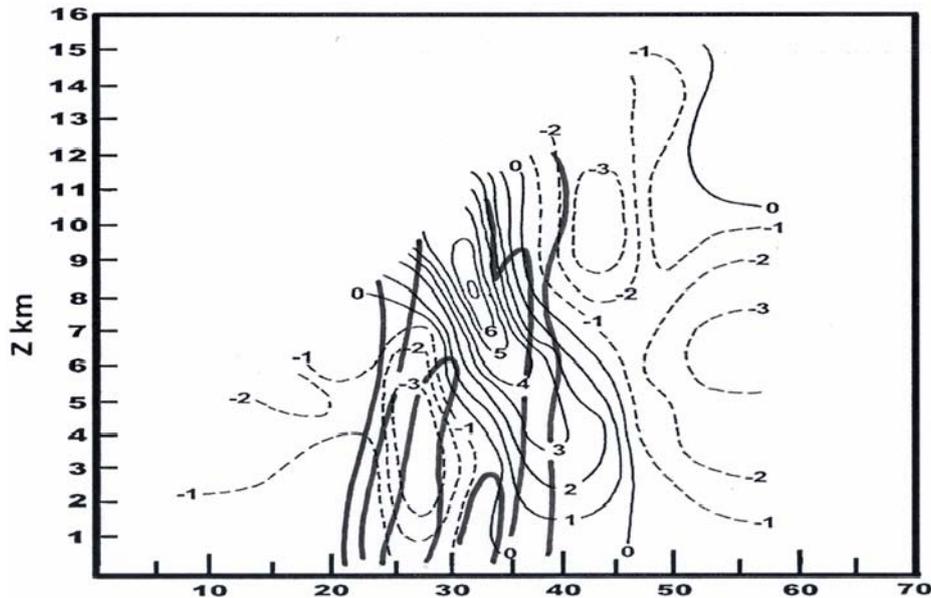


圖 7 2000 年 6 月 6 日 0900 UTC 方位角 114° 之垂直速度分布圖。細實線為上升速度，細虛線為下降速度(ms^{-1})，粗實線為 > 30 、 40 和 50 dBZ 之回波等值線 (陳等 2011)。

表三 弓形回波個案與地面鋒面之相對位置，及板橋與屏東探空站顯示之環境條件。*個案 2 之 CAPE 係以 0300 UTC 之地面溫度與露點估算。

個案	個案時間	鋒面 相對位置	CAPE (m^2s^{-2})	1000-700 hPa 垂直風切(ms^{-1})	1000-500 hPa 垂直風切(ms^{-1})	850 hPa 風場 (ms^{-1})	地面溫度/露點 ($^{\circ}\text{C}$)	500 hPa (T-Td) ($^{\circ}\text{C}$)	板橋探空時間 UTC
1	1993.06.08	鋒面上	749	260/17.5	268/14.5	220/15.5	25.2/23.6	4.3	06.08.0000
2	1994.05.14	鋒面前	*1200	279/6	291/9.5	245/6	23.8/21.6	5	05.14.0000
3	2000.06.06	鋒面前	3047	256/12	256/14.5	270/10	29.6/24.7	10	06.06.0300
4	2003.06.07	鋒面前	2566	275/10	---	235/5	28.8/24.6	~2	06.06.1200(屏東)

波更加突顯，並使凸出回波快速向前移動，當前方內流減弱或被後方內流噴流切斷時，凸出部分迅速減弱消失 (陳等 2011)。

表二顯示台灣地區四個暖季弓形回波之雷達回波特徵，目前文獻上南台灣僅魏等 (2006) 發表一篇梅雨季弓形回波個案研究，即表二與表三所示之個案 4，其發展型態與獨立型弓形回波相近，因此亦將此個案之雷達回波特徵與屏東探空顯示之環境條件呈現於表二與表三。北台灣個案皆發生於午後，生命史約 2.5~3.25 小時，南台灣

個案發生於早上但橫跨至午後，魏等 (2006) 估算生命史長達 7 小時以上，此種明顯的南北差異部分可能乃因不同計算基礎所致，其文章內僅研究個案前 3 小時之弓形回波結構特徵，其後並無圖示或描述是否仍具弓形回波特徵。弓形回波初生期主軸均呈東北-西南走向，獨立型弓形回波之長度較線尾型者為大，最長者為南台灣個案可達 200 公里，線尾型個案 1 之長度較小僅約 100 公里。

表二各個案 2 公里高度之後方內流噴流顯

示，風向為西北西~西北風，最大速度為 $25\sim 30\text{ ms}^{-1}$ ，這支中層噴流從系統後方吹向對流前緣向下降至地面，產生之地面風向為西~西北風，最大陣風為 $16.5\sim 22.5\text{ ms}^{-1}$ ，大致反應中層後方內流噴流下降之結果，南台灣個案因弓形凸出區未經過陸地而無地面風資料。顯然，地面風向與後方內流噴流具有顯著正相關，但風速較雷達測得之噴流強度略低。台灣地區弓形回波雖不若中緯度者常見，且伴隨之天氣現象亦不若中緯度者劇烈，但一旦發生仍會造成豪雨、雷擊與地面強風，當弓形回波前緣之陣風鋒面通過桃園機場時，除產生瞬間強陣風外，隨後並伴隨驟雨、氣壓急升與溫度驟降等假冷鋒天氣現象（陳等 2011）。

此外，這些個案分析亦顯示系統移動方向與後方內流噴流有顯著正相關，後方內流噴流之風向若為西北西風，系統移動方向偏東，若為西北風則移動方向偏東南；移動速度顯示線尾型較獨立型為快，北台灣個案噴流強度愈強則移動速度愈快且地面陣風強度亦愈大，與 Cohen et al. (2007) 統計研究系統移速與劇烈程度有關之結果一致。南台灣個案噴流強度最強，移動速度卻最慢，唯因南台灣弓形回波凸出區未經過陸地而無地面陣風觀測資料，北台灣系統移速與劇烈程度有關之結果是否也發生於南台灣值得進一步探討。

當觀測到線狀對流系統且出現弓形回波時，即可確定強烈後方內流噴流之存在，但非所有弓形回波均會造成豪（大）雨與破壞性強風等劇烈天氣（Jorgensen et al. 2006）。圖 8 顯示 2009 年 4 月 19 日 2321 UTC (20 日 0721 LST) 在雷達站西方約 42 公里處有一弓形回波發展(粗虛線為弓形回波對流前緣)，弓形尖端後側有一顯著的後方內流噴流，強度約 33 ms^{-1} ，且伴隨一對書夾式渦

旋偶。通過噴流中心之垂直徑向風場顯示，此支噴流從系統後方進入系統前緣後，僅存在於 2~5 公里高度，系統並未在近地面層產生顯著的對流下衝流，風場結構與造成地面強陣風之表二所示個案 1 弓形回波明顯不同(圖 5)，此個案板橋探空顯示環境條件(圖未示)，地面至 925 hPa 為穩定逆溫層，且 925 hPa 溫度露點差約 9°C ，與 Jorgensen et al. (2006) 所研究之無地面破壞性強風之弓形回波環境相似。

2. 環境條件

弓形回波發生之鋒面相對位置與通過前 12 小時內板橋探空站顯示之環境條件，如表三所示。因北台灣個案皆形成於福建沿海或台灣海峽北部，故於西南風上游之廈門探空站所提供之環境條件亦具參考價值，廈門探空站 0000 UTC 顯示之環境條件如表四所示。在各項環境條件參數中，CAPE 與低層垂直風切為是否形成弓形回波之兩項重要指標（Weisman 1993），500 hPa 溫度露點差代表中層相對溼度大小，則是決定後方內流噴流造成後方回波凹洞之參考指標（Smullans Houze 1985）。顯然，個案 2 與個案 3 發展於鋒面前暖區內，個案 1 則在鋒面上發展。不論板橋或廈門探空均顯示，地面溫度和露點為弓形回波能否形成之重要指標，各個案之地面露點皆大於 21.6°C ，而廈門地面溫度露點差皆小於 2°C 。

個案 1 發生在鋒面上，以 0000 UTC 探空估算 CAPE 數值；但個案 2 與個案 3 發生在鋒前，由 0000 到 0300 UTC 地面快速加熱使 CAPE 值快速增加，個案 3 該兩時刻探空之 CAPE 由 0000 UTC 之 $0.4\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，劇增為 3 小時後之 $3047\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 。個案 2 雖無 0300 UTC 探空觀測，但可由地面溫度與露點估算，求得 CAPE 由 0000 UTC 接近 $0\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 增為 0300 UTC 之 $1200\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 。廈門探空站顯

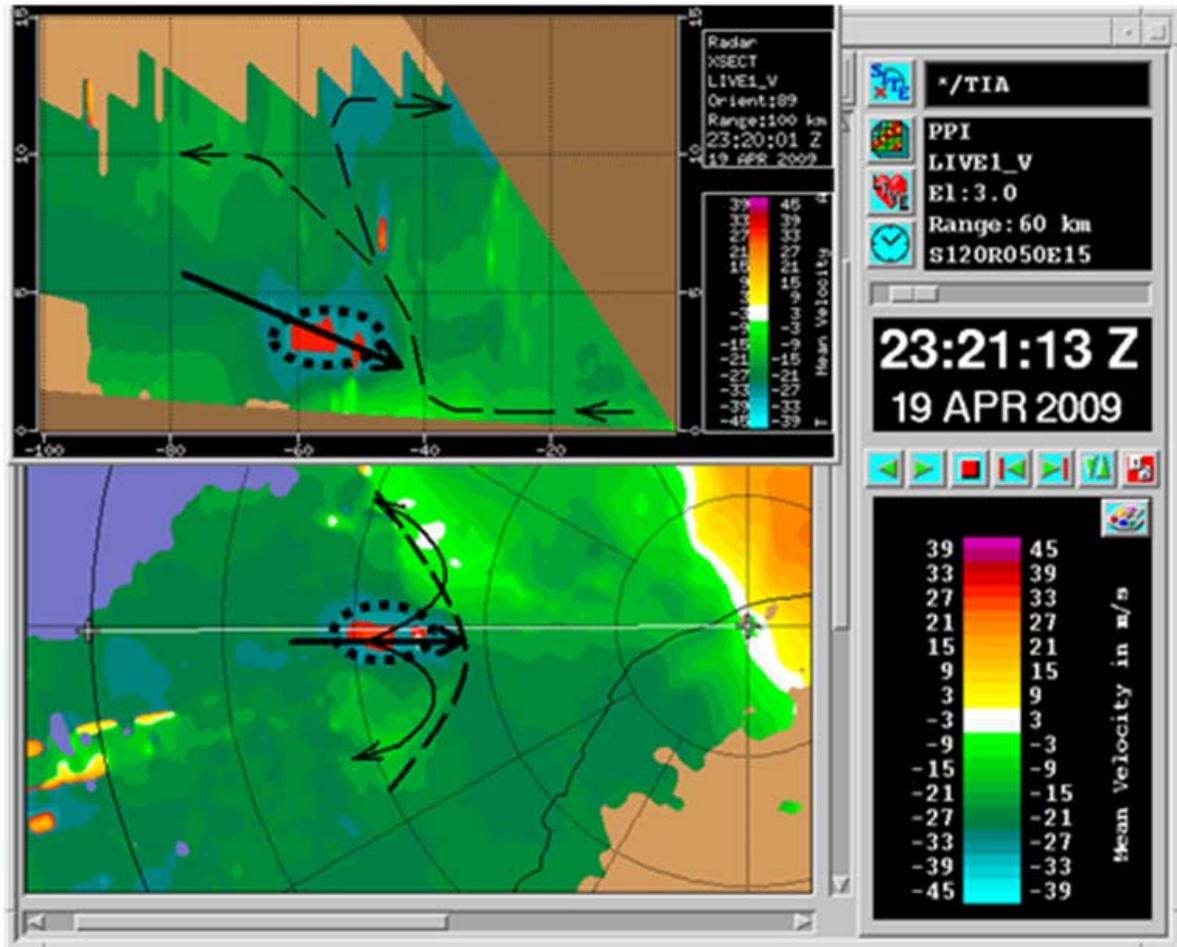


圖 8 2009 年 4 月 19 日 2321 UTC 仰角 30° PPI 徑向風速圖，左上角為方位角 269° 之徑向風場垂直剖面圖。粗虛線為弓形回波對流線位置，粗實線箭頭為後方內流噴流，虛線箭頭為上衝流，細實線箭頭為書夾式渦旋偶。點線區為速度折返（folding，最大不混淆速度為±31.8 ms⁻¹）。

表四 弓形回波個案於廈門探空站顯示之環境條件。CAPE 以最低 50hPa 氣塊舉升求得。*為 1000~850hPa 之垂直風切。

個案	個案時間	CAPE (m ² s ⁻²)	1000-700 hPa 垂直風切 (ms ⁻¹)	1000-500 hPa 垂直風切 (ms ⁻¹)	850 hPa 風場 (ms ⁻¹)	地面溫度/露點 (°C)	500 hPa (T-Td) (°C)	廈門探空時間 UTC
1	1993.06.08	850	248/15.5	252/13.5	245/13.5	24.0/23.7	2.1	06.08.0000
2	1994.05.14	765	* 282/10	297/8	275/12.5	26.0/24.4	6	05.14.0000
3	2000.06.06	210	249/12.5	258/12.5	240/9.5	24.0/23.0	16	06.06.0300

示，弓形個案之 CAPE 介於 $210\sim 850\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，屬微弱至中度之不穩定大氣。板橋探空 500 hPa 溫度露點差顯示，個案 3 高達 10°C ，個案 1 與個案 2 分別為 4.3°C 與 5°C ，其中個案 1 因受降水影響，故溫度露點差較小，但往前 12 小時其值則高達 11°C ，廈門探空結果相似。北台灣個案較大之 500 hPa 溫度露點差，有利於後方拖曳區內流凹洞的形成 (Smullans Houze 1995; Weisman 2001)，而南台灣個案 500 hPa 溫度露點差最小僅約 2°C 。

板橋探空垂直風切顯示，地面至 700hPa 低層垂直風切風向以西北西或西南西風為主，垂直風切強度以個案 1 最大為 17.5 ms^{-1} ，若以地面至低層噴流高度則垂直風切更高達 27.5 ms^{-1} ，梅雨季其它個案風切值微弱，約 $6\sim 12\text{ ms}^{-1}$ ，以個案 2 最小；地面至 500 hPa 垂直風切強度約 $9.5\sim 14.5\text{ ms}^{-1}$ 。廈門探空地​​面至 700hPa 低層垂直風切為 $10\sim 15.5\text{ ms}^{-1}$ ，地面至 500hPa 垂直風切強度為 $8\sim 13.5\text{ ms}^{-1}$ 。顯然，僅個案 1 滿足 Weisman (1992、1993) 數值模擬所需之最低風切值。板橋探空 850hPa 風場除個案 3 為西風外，其餘個案皆為西南風，此低層暖濕西南氣流與系統後方較冷之西或西北外流匯聚形成一條風切輻合帶，有利於新對流胞在弓形回波西南端不斷形成，當弓形回波移入台灣西北部陸地後，在風切輻合帶上產生一條東北東—西南西走向之線狀回波，且緩慢向南移動，造成西北部沿海陸地降下大或豪雨 (Chen et al. 2007; 陳等 2012)。

2. 小結

台灣地區弓形回波並不常見，雷達回波型態與結構與美國地區者相似，但後方內流噴流強度約 $23\sim 30\text{ ms}^{-1}$ ，明顯低於美國地區之典型個案，其造成地面破壞性強風之強度與危害區域不如美國者，並未達 derecho 標準，亦未觀測到龍捲風，

劇烈程度與熱帶地區較相似。梅雨季之弓形回波可分線尾型與獨立型，初生期主軸均呈東北—西南走向，生命史約 $2.5\sim 7$ 小時，獨立型長度較線尾型為長，南台灣個案最長可達 200 公里，線尾型最長僅 100 公里。北台灣弓形回波之後方內流噴流愈強則移速愈快，產生之地面陣風強度亦愈大。北台灣弓形回波伴隨一對氣旋式／反氣旋式渦旋偶，在 2 公里高度最明顯，南台灣個案僅北端伴隨氣旋式渦旋，且最後發展成非對稱性之逗點狀回波，渦度值皆較美國者為弱。

綜觀環境條件顯示，弓形回波在鋒面上或鋒面前暖區內發展，發生於鋒上之弓形回波環境條件為較小 CAPE 與較大低層垂直風切，發生於鋒面前暖區內者，則具有較大 CAPE 與相對較微小低層垂直風切，與熱帶海洋地區者 (Jorgensen et al. 1997) 較為相近。發生於鋒面上之個案 1，具有小 CAPE 與強烈低層垂直風切 (17.5 ms^{-1})，與 Przybylinski (1995) 之強烈低層風切個案和歐洲夏季個案 (Schmid et al. 2000) 較類似，微弱對流不穩定與弱垂直風切之系統前環境條件，不利於弓形回波之發展與維持 (Coniglio et al. 2004)。

六、總結

本文首先回顧中緯度(包括美國與歐洲地區)與熱帶地區暖季弓形回波系統之雷達回波結構特徵與有利形成之綜觀環境條件，再探討影響台灣地區之弓形回波系統，利用桃園機場都卜勒雷達資料分析北台灣弓形回波之中尺度結構特徵，並利用系統前探空資料分析弓形回波發展之有利環境條件，最後比較發生於台灣地區之弓形回波特徵與其他地區者之異同，結果可歸納如下：

1. 台灣地區梅雨季之弓形回波初生期主軸均呈東北—西南走向，生命史約 2.5~7 小時，具有兩種不同發展型態。一為獨立型，發展於鋒前暖區內，由一獨立線狀回波或飈線形成，長度較大最長可達 200 公里，並向東南或東移動，後方內流噴流之風向為西北或西風。另一為線尾型，發展於鋒面上，係在飈線線尾形成，長度較小僅約 100 公里，並偏東南東向移行，後方內流噴流之風向以西北西風為主，移動速度較獨立型為快。
2. 因獨立型與線尾型弓形回波分別發生於鋒前與鋒面上，故其環境條件恰如預期反映其與鋒面相對位置之關係。獨立型具有中度至強烈之對流可用位能 ($1200\sim 3047\text{ m}^2\text{s}^{-2}$) 與較小低層垂直風切 ($6\sim 12\text{ ms}^{-1}$)，且有乾空氣存在於中對流層，與中緯度暖季弱綜觀條件下，中度之垂直風切需較大 CAPE 之個案(Coniglio et al. 2004) 相似。線尾型則有偏小之 CAPE ($749\text{ m}^2\text{s}^{-2}$) 與較大低層垂直風切 (17.5 ms^{-1})。
3. 台灣地區弓形回波之雷達特徵與中緯度地區相似，包含線狀回波中段向前凸出、凸出前緣具有強烈回波梯度、一或兩支後方內流噴流造成系統後方拖曳區之弱回波凹洞，以及一對書夾式渦漩偶等，但後方內流噴流約在 2~4 公里高度達最大強度 ($25\sim 30\text{ ms}^{-1}$)，明顯低於典型美國地區者，但與熱帶地區者相似。
4. 北台灣弓形回波之後方內流噴流愈強則移速愈快，產生之地面陣風強度亦愈大，但南台灣個案似無此種相關。
5. 在弓形回波成熟期，北台灣個案於系統南(北)

側 1~3 公里高度處，分別出現中尺度反旋式(氣旋式)渦旋，但南台灣個案則僅在弓形回波北端中低層出現一氣旋式渦旋。

6. 台灣地區弓形回波產生之地面天氣現象，除風暴之強度較美國地區者為弱外，亦無近地層之中尺度渦旋與龍捲風。

台灣地區弓形回波因非常見之天氣現象，過去較少引起學者專家們之重視，但其產生之地面強陣風、雷擊及暴雨等現象，可導致飛航安全與相關氣象災害，為不可忽略之劇烈天氣現象。本文探討台灣梅雨季弓形回波之結構特徵及其與其他地區者之異同，希望除可在學術上增進對本地區弓形回波一些基本了解之外，亦可在實務作業上提供梅雨季劇烈天氣預報之參考。期待未來有更多研究者針對弓形回波現象進行研究，以對其天氣、氣候及動力性質增加了解，並進一步改進其預報能力。

致謝

感謝王子軒先生、吳連育先生及邱嫚君小姐之協助，本研究在國科會 NSC100-2119-M-002-010 與 NSC100-2625-M-002-001 支助下完成。

參考文獻

- 鄧仁星與陳景森，1990：台灣地區飈線環境之分析。《大氣科學》，18，149-157。
- 鄧財文、陳景森及陳台琦，1992：1990 年 6 月 9 日北部地區豪雨個案的綜觀環境及降水分析。《大氣科學》，20，97-118。
- 周仲島、洪景山及鄧秀明，1990：梅雨鋒面對流雨帶雙都卜勒雷達分析。《大氣科學》，18，3，239-264。

- 陳泰然與沈里音，1996：台灣梅雨季海峽北部與鄰近地區線狀對流之環境條件。《大氣科學》，**24**，233-247。
- 陳泰然、周鴻祺、林宗嵩及楊進賢，1996：台灣海峽北部與鄰近地區春夏中尺度對流系統之氣候特徵。《大氣科學》，**24**，145-164。
- 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飈線個案研究。《大氣科學》，**27**，257-271。
- 陳泰然、王重傑及周鴻祺，2003：TAMEX IOP-13 飈線個案特徵之觀測研究。《大氣科學》，**31**，131-158。
- 陳泰然、周鴻祺、黃心怡及楊進賢，2011：台灣梅雨季弓形回波（Bow Echo）之結構與演變。《大氣科學》，**39**，177-199。
- 陳泰然、周鴻祺、黃心怡、楊進賢及張子琦，2012：梅雨季竹苗豪雨個案之中尺度現象探討。《大氣科學》，已接受。
- 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.
- Barnes, G. M., and K. Sieckman, 1984: The environment of fast- and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1782-1794.
- 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 Park, AB, Canada, Amer. Meteor. Soc.*, 203-208.
- 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 characteristic 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.
- Cohen, A. E., M. C. Coniglio, S. F. Corfidi, and S. J. Corfidi, 2007: Discrimination of mesoscale convective system environments using sounding observations. *Wea. Forecasting*, **22**, 1045-1062.

- Coniglio, M. C., D. J. Stensrud, and M. B. Richman, 2004: An observational study of derecho-producing convective systems. *Wea. Forecasting*, **19**, 320-337.
- Davis, C., and Coauthors, 2004: The Bow Echo and MCV Experiment: Observations and opportunities. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 1075-1093.
- Dunn, J., and T. Best, 2011: Bow echo and mesovortex evolution during the 2 May 2007 North Texas derecho. *Electronic J. Severe Storms Meteor.*, **6** (4), 1-25.
- Evans, J. S., and C. A. Doswell, 2001: Examination of derecho environments using proximity soundings. *Wea. Forecasting*, **16**, 329-342.
- Finley, C. A., W. R. Cotton, and R. A. Pielke Sr., 2001: Numerical simulation of tornadogenesis in a high-precipitation supercell. Part I: Storm evolution and transition into a bow echo. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1597-1629.
- Fujita, T. T., 1978: Manual of Downburst Identification for Project Nimrod. *Satellite and Mesometeorology Research Paper*. No.156, Department of Geophysical Sciences, University of Chicago, 104 pp.
- , 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1164-1181.
- , 1985: The downburst: Microburst and macroburst. (SMRP) Research Paper 210, University of Chicago, 122 pp.
- and H. R. Byers., 1977: Spearhead Echo and Downburst in the Crash of an Airliner. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 129-146.
- Funk, T.W., K.E. Darmofal, J.D. Kirkpatrick, M.T. Shields, R.W. Przybylinski, Y.J. Lin, G.K. Schmocker, and T.J. Shea, 1996a: Storm reflectivity and mesocyclone evolution associated with the 15 April 1994 derecho, Part II: Storm structure and evolution over Kentucky and southern Indiana. *Preprints, 18th Conf. on Severe Local Storms, San Francisco, CA, Amer. Meteor. Soc.*, 516-520.
- , ——, 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.
- Gatzen, C., 2004: A Derecho in Europe: Berlin, 10 July 2002. *Forecasting*, **19**, 639-645.
- Haase-Straub, S. P., M. Hagen, T. Hauf, D. Heimann, M. Peristeri, and R. K. Smith, 1997: The squall line of 21 July 1992 in Southern Germany: An observational case study. *Contrib. Atmos. Phys.*, **70**, 147-165.
- Hamilton, R. E., 1970: Use of detailed intensity radar data in mesoscale surface analysis of the 4 July 1969 storm in Ohio. *Preprints, 14th Radar Meteorology Conf., Tucson, AZ, Amer. Meteor. Soc.*, 339-342.
- Hinrichs, G., 1888: Tornadoes and derechos. *Amer. Meteor. J.*, **5**, 306-317, 341-349.

- Houze, R.A., Jr., S.A. Rutledge, M.I. Biggerstaff, and B.F. Smull, 1989: Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **70**, 608-619.
- Johns, R. H., 1993: Meteorological conditions associated with bow echo development in convective storms. *Wea. Forecasting*, **8**, 294-299.
- , and W. D. Hirt, 1987: Derechos: Widespread convectively induced wind-storms. *Wea. Forecasting*, **2**, 32-49.
- , K.W. Howard, and R.A. Maddox, 1990: Conditions associated with long-lived derechos- An examination of the large scale environments. Preprints, 16th Conf. Severe Local Storms, Kananaskis Park, Alberta, Canada, Amer. Meteor. Soc., 408-412.
- 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.
- , H.V. Murphey, and R.M. Wakimoto, 2005: Rear-inflow structure in severe and non-severe bow-echoes observed by airborne Doppler radar during BAMEX. Preprints, 11th Conf. on Mesoscale Processes, Albuquerque, NM, Amer. Meteor. Soc.
- Jou, J.-D. B., and S.-M. Deng, 1991: Structure of a low-level jet and its role in triggering and organizing moist convective over Taiwan : A TAMEX study. *Terre. Atmos. Ocea.*, **3**, 39-58.
- Kawashima, M., Y. Fujiyoshi, M. Ohi, T. Honda, S. Mori, N. Sakurai, Y. Abe, W. Harjupa, F. Syam- sudin, and M. D. Yamanaka, 2011: Case Study of an Intense Wind Event Associated with a Mesoscale Convective System in West Sumatra during the HARIMAU2006 Campaign. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. **89A**, 239-257.
- Klimowski, B. A., M. J. Bunkers, M. R. Hjelmfelt, and J. N. Covert, 2003: Severe convective windstorms over the northern High Plains of the United States. *Wea. Forecasting*, **18**, 502-519.
- , Mark R. Hjelmfelt, Matthew J. Bunkers, 2004: Radar Observations of the Early Evolution of Bow Echoes. *Wea. Forecasting*, **19**, 727-734.
- 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.
- Li, J., Y. -L. Chen, and W. -C. Lee, 1997: Analysis of a heavy rainfall event during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1060-1081.

- 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.
- , R. W. Pasken, and H. W. Chang, 1992: The structure of a subtropical prefrontal convective rainband. Part I: Mesoscale kinematic structure determined from dual-Doppler measurement. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1816-1836.
- Nolen, R. H., 1959: A radar pattern associated with tornadoes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **40**, 277-279.
- Oprea, I.C., and A. Bell, 2009: Meteorological environment of a tornado outbreak in Southern Romania, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **9**, 609-622.
- Przybylinski, R. W., 1995: The bow echo: Observations numerical simulations, and severe weather detection methods. *Wea. Forecasting*, **10**, 203-218.
- , and D. M. DeCaire, 1985: Radar signatures associated with the derecho, a type of mesoscale convective system. Preprints, 14th Conf. on Severe Local Storms, Indianapolis, IN, Amer. Meteor. Soc., 228-231.
- , G.K. Schmocker, and Y.-J. Lin, 2000: A study of storm and vortex morphology during the intensifying stage of severe wind mesoscale convective systems. Preprints, *20th Conf. on Severe Local Storms*. Orlando, FL. Amer. Meteor. Soc. 173-176.
- Ramis, C., López, J.M., Arús, J., 1999. Two cases of severe weather in Catalonia (Spain): a diagnostic study. *Meteorol. Appl.* **6**, 11-27.
- 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: Atribute to T.T.Fujita. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 97-116.
- , 2002: The role of low-level vertical wind shear in promoting long-lived, severe wind-producing convective systems. Preprints, *21st Conf. on Severe Local Storms*, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., 1-4.
- , and J. B. Klemp, 1982: The dependece of numerically simulated convective storms on vertical wind shere 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. Atmos. Sci.*, **55**, 2603-2622.
- , 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.

Characteristics and Environmental conditions of Bow Echoes Occurred Over Taiwan and Other Areas

George Tai-Jen Chen¹ Hon-Chi Chou²
Shui-Shang Chi³ Shin-Yi Huang¹ Jinn-Shang Yang²

¹ Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

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

³ Central Weather Bureau, Ministry of Transportation and Communications

(manuscript received 14 February 2012 ; in final form 31 March 2012)

ABSTRACT

Bow echo is not a common phenomenon in the warm season over Taiwan area. Over northern Taiwan, there were only three events which produced strong gale winds $> 16 \text{ ms}^{-1}$ at Taoyuan International Airport, whereas over southern Taiwan there was only one event being reported in the open literature. The main purpose of this paper is to study the mesoscale characteristics of radar reflectivity and wind field associated with bow echo as well as the environmental conditions for the development of bow echo which produced strong gale winds. Also, the differences and similarities of bow echoes over Taiwan and other areas will be investigated.

Results show that bow echoes occurred over Taiwan had a life time of 2.5~7 hours with two different types of development. The isolated type developed from an isolated line echo or a squall line which occurred in the warm sector ahead of front. The length scale was relatively larger with a maximum of 200 km. The line-tail type developed from the tail end of a squall line which formed along a front. The length scale was relatively small only about 100 km. At the formation stage, the axis of bow echo oriented in a NE-SW direction. The central part of the bow echo is signified the leading edge of the system with strong surface gust winds reflecting the strength of rear inflow jet at mid-level. At the mature stage, a mesoscale cyclonic-anticyclonic vortex couplet was observed at 1~3 km level for the bow echo over northern Taiwan, whereas that occurred over southern Taiwan only cyclonic vortex over northern part of the bow echo was

observed. Environmental conditions for different types of bow echoes reflected the relative position with respect to front. The isolated type developed in the warm sector ahead of front had conditions with relatively large CAPE ($1200\sim 3047\text{ m}^2\text{s}^{-2}$) and small low-level vertical wind shear ($6\sim 12\text{ ms}^{-1}$). The line-tail type, on the other hand, developed along the front had condition with small CAPE ($749\text{ m}^2\text{s}^{-2}$) and large low-level vertical shear (17.5 ms^{-1}).

There are some similarities of the bow echoes occurred over Taiwan and the other areas. These include the center of the bow forming a speared, a strong low-level reflectivity gradient along the leading edge of the bow, and one or two branches of rear inflow jets forming rear inflow notches of weak echo along the trailing edge of the bow, as well as the look-end vortices. There are some differences as well. The rear inflow jet was weaker for the Taiwan cases as compared to those occurred over the United States area. The strength of surface gust wind associated with the Taiwan case was also weaker and never reached derecho strength as observed over the United States. The tornado and mesoscale vortices at the surface level were never observed for the Taiwan case. The strength of the bow echo over Taiwan was similar to those occurred in the tropical area.

Key Words: Bow echo, mesoscale, CAPE, vertical wind shear, derecho

