

# 台灣海峽弓形回波與中尺度渦旋之雷達分析

趙坤 周仲島

國立台灣大學大氣科學系

## 摘要

2004年9月10日傍晚，在台灣北部海面大範圍雲雨區中有一弓形回波(bow echo)並伴隨中尺度渦旋(mesovortex)。綜觀分析顯示此時台灣東北部和西南部海面分別存在一個熱帶低壓系統，弓形回波發生在兩個低壓環流的交界處，具有明顯的氣流輻合。馬公探空顯示環境風切為西風，強度中等偏弱( $0\sim 5$ 公里  $12\text{ms}^{-1}$ )，有明顯的暖平流，對流可用位能為  $1613\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ，屬於中度風切不穩定環境。本文利用台灣北部民用航空局中正機場都卜勒雷達資料，針對該弓形回波和中尺度渦旋之回波架構和環流特徵進行中尺度分析。

雷達回波顯示，弓形回波長度約 60 公里，寬度約 20 公里，東北西南走向，往上風切處突出顯弓形。值得注意的是最強回波出現下凹陷處(在弓形回波移動方向後側)，其前緣回波反而較弱，與一般鋒前西風風切環境下所形成的前導對流側層狀(leading convection trailing stratiform)線狀對流系統明顯不同。在對流區南側首先形成低層內向噴流，加強弓形回波南側回波強度，並逐漸形成氣旋式強回波區，呈鉤狀，與中緯度超級雷暴系統常見之鉤狀回波(hook echo)以及相伴隨之有界回波區(bounded weak echo region: BWER)相似。

在此回波演變過程，隨著低層內向噴流的加強，在鉤狀回波區形成一直徑約 10 公里，高度超過 8 公里的中尺度氣旋式渦旋。本文利用呈對偶之都卜勒風場估計渦旋渦度場以及渦旋內核直徑大小演變過程，結果發現此一渦旋由低層形成後往上發展，最高可達 8 公里以上，內核直徑先是低層大中層小，之後中層擴大與低層接近成圓柱狀，之後快速減弱，整個過程約 2 小時。本文也利用 GBVTD 方法估計該渦旋的切向和徑向速度特徵，發現最大切向速度在 2 公里高度可達  $18\text{ms}^{-1}$ ，徑向速度以內流為主，生命期中未形成類似颱風隨高度外傾之環流架構，顯示高層之外流並未形成。

另外值得一提的是，在鉤狀回波前沿產生顯著線狀對流，此一結果似為內向噴流下沉形成之對流尺度下沖流，在其前緣形成陣風鋒面與環境風場輻合所造成。

關鍵詞：弓形回波(bow echo)，傾斜上沖流(tilting updraft)，低層內向噴流(low-level inflow jet)，鉤狀回波(hook echo)，有界弱回波區(bounded weak echo region)，中尺度渦旋(mesovortex)，陣風鋒面(gust front)，地基風速軌跡顯示法(GBVTD)。

## 一、前言

弓形強回波帶與強烈的地面風相伴的事實已被國內外同行廣為研究。Fujita(1978)首先將嵌在線狀回波(LEWP)中的凹(或凸)形回波定義為弓形回波，並給出弓形回波發展的概念模式，包括弓形回波發展同下擊暴流的關係以及兩端形成氣旋和反氣旋渦旋。此後陸續有觀測揭示弓形回波內部的架構特徵，Smull and Houze (1987)研究指出，弓形回波形成同後側內向噴流(rear-inflow jet)有關，它將高空具有高動量的干空氣帶進下沉氣流，並透過垂直傳輸和蒸發加強地面出流的強度。Jorgensen and Smull (1990)利用飛機雷達觀測證實了後側內向噴流的存在。Przybylinski (1995)識別後側內向噴流伴隨的回波槽口特徵。最近觀測研究表明弓形回波內的中尺度渦旋同龍捲風和地面的直線風很強的聯繫，雷達觀測(DeWald et al. 1998; Funk et

al. 1996a,b; Funk et al. 1999; Arnott and Atkins 2002)顯示中 $\gamma$ 尺度(2-20km)的渦旋常在弓形回波的前沿生成，渦旋的主要特徵是：在生成初期無中層的渦旋，旋轉先在低層( $<3\text{km}$ )開始，並向上發展，並且維持時間很短( $<1$ 小時)。Funk et al. (1999)研究發現渦旋通常發生在弓形回波凸出處的氣旋性輻合區，並在向北側移動過程中拉升加強，強度有時可與超級單體中尺度氣旋相當。當新的對流和低層渦旋在弓形回波凸出處產生時，原來的渦旋向後移動並逐漸減弱。觀測也顯示低層的渦旋加強也有利于龍卷的生成。他們提出渦旋拉升是其環流加強的主要原因，這同Wakimoto et al. (1989)的觀點相當一致。Arnott and Atkins (2002)分析了弓形回內的 13 個低層渦旋發現，龍卷渦旋比非龍卷渦旋的旋轉速度更強，且持續時間更長，而其中兩個嵌入的弓形回波段中所伴隨的中層渦旋

(Booken vortices)和低層渦旋發展沒有任何關係。

許多數值類比的研究 (Rotunno et al.1988; Weisman and Klemp 1988; Weisman 1993; Weisman 等 1998)也對於線狀對流和弓形回波的產生機製和架構特徵進行了探討。Weisman(1993)的類比研究表明線狀對流的發展取決於降水所形成的冷池和低層環境風切產生的水準渦度。當冷池激發的水準渦度較大時，對流向上風切傾斜。由於前側上升流和地面冷池的向后擴展所引起的水準渦度作用，會觸發後側內向噴流，在對流的前緣產生輻合，並形成弓形回波。環境風切越大，形成的地面冷池越深，弓形回波也越強。在弓形回波兩端，垂直運動導致環境水準渦管傾斜，常常導致中低對流層產生明顯的氣旋和較弱的反氣旋 (Booken-vortices)。最近 Weisman 等(2003)利用三維數值雲模式探討了線狀對流內低層渦旋形成的機製和架構，顯示渦旋產生需要中等強度低層環境風切 (最低 2~5km 風切為

10-15ms<sup>-1</sup>)，其一般生成在的線狀對流的前沿特別是弓形回波的凸出處，下沉氣流造成水準渦度傾斜成垂直渦度是渦旋產生的原因，此後由輻合引起的行星渦度垂直拉升使渦旋加強。同超級單體中的中尺度氣旋相比，這種渦旋沒有中層持續的旋升氣流和強的垂直動力強迫。

弓形回波所伴隨的渦旋在台灣地區的觀測相當罕見。在 2004 年 9 月 10 日在台灣海峽上觀測到一次弓形回波並伴隨中尺度渦旋。本文針對該個案利用台灣北部民航局的雷達資料針對此弓形回波和中尺度渦旋之回波架構和環流特徵進行中尺度分析。該個案較以前研究不同的是，弓形回波生成在海面上，而非陸地上。另外當時發生環境屬於中度風切不穩定環境，同 Weisman (2003)的類比研究中提到的中度弱風切的環境相當一致，因此可進一步驗證模式的相關結果。

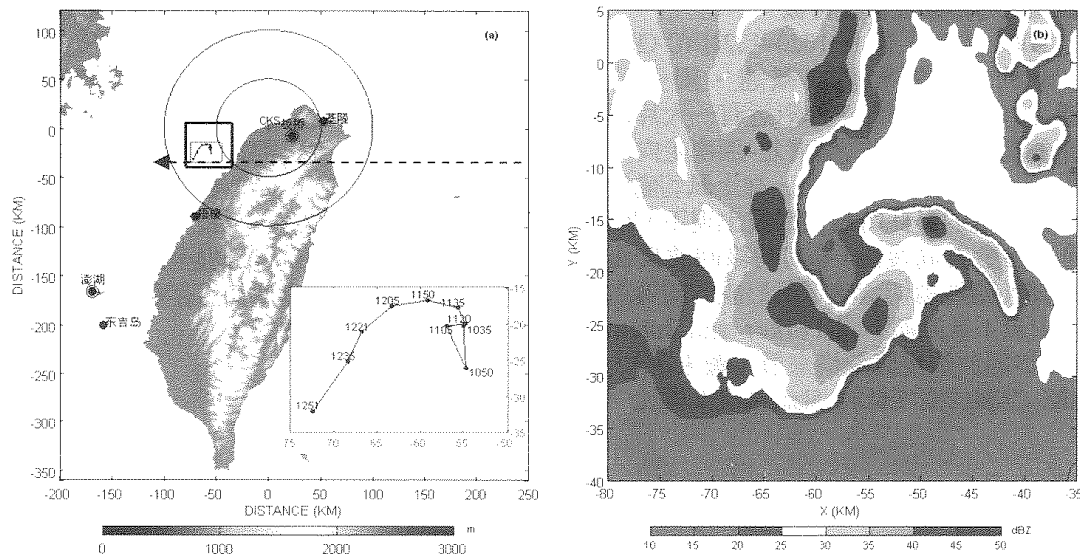


圖 1 (a)分析範圍的位置關係圖，其中+號表示 CKS 雷達所在位置，距離圈為雷達掃描半徑，每個距離代表 50 公里；粗黑點代表地面觀測站，紅色方框內的曲線代表中尺度氣旋環流中心的移動路徑，其中的數字代表時間(UTC)；(b)CKS 雷達觀測的 2km 弓形回波圖，時間為 1120UTC，位置為圖(a)中黑色方框。

## 二、資料分析與結果

### (一)資料來源

本文資料來源為台灣民航局 CKS 都普勒雷達(C波段；徑向分辨率 200 米；最大不模糊速度 19.875 米/秒) 每 15 分鐘一次降水回波場和徑向風場。美國國家環境預報中 (NCEP) 高分辨率的 FNL(Final Analyses)資料；馬公測站每 12 小時的探空圖及地面觀測站小時資料。美國 GEOS9 衛星每小時紅外、水汽和可見光資料。雷達和地面站的位置分佈圖見圖 1。

本文中對 CKS 都普勒雷達的資料預處理包括奇異點濾除，採用 NCAR 的 SOLO 對資料進行解模糊，9 點平滑濾波等等。氣旋中心定位方法採用 Wood and Brown(1992) (WB92)，環流反演利用周等(1994)及採用 Lee et al.(1999)提出的 GBVTD(Ground Based

Velocity Track Display) 方法，GBVTD 分析的水準分辨率為 0.4 公里，半徑從 0.4 公里到 12 公里，共 30 圈，垂直解析度為 1 公里，高度從 1 公里到 6 公里共 6 層。

### (二)環境條件

由 2004 年 9 月 10 日台灣地區每小時衛星紅外雲圖顯示 (圖未示)，0600UTC 在台灣東北部近海和西南海面上各有一明顯的中尺度雲團，兩雲團架構緊密、對流發展深濃，其中西南部雲團幾乎覆蓋了整個台灣海峽。0600~1200UTC，北部雲團向西北方向移動並不斷增強，而南部雲團則向東運動。在 1000UTC，台灣海峽中北部(CKS 雷達西南部海面上)有一新生對流，對流的激發很可能是東北氣流和東南氣流的輻合產生。此後該新生對流不斷增強，並

在 1200UTC 發展成一有相當有組織的雲系，其溫度小於  $-60^{\circ}\text{C}$  的面積也相當廣。由 2004 年 9 月 10 日 0600UTC 地面天氣圖和高空天氣圖顯示在台灣東北部近海面上和西南部海面上分別存在一個熱帶低壓，台灣處於這兩個低壓所形成的東北-西南方向延伸的低壓帶上，值得注意的是這兩個低壓都相當淺薄。受東北部熱帶低壓影響，台灣西北部沿岸大多吹東北風，與西南部低壓伴隨的東南風在台灣的中部到台灣海峽形成一條顯著的東西走向的風切帶。2004 年 9 月 10 日 0000UTC (渦旋發生前 10 小時) 馬公探空站顯示 1000hPa 以下為弱東南風，1000hPa 到 200hPa 則以西南風為主，環境的垂直風切為中等偏弱，0~5 公里風切約為  $12\text{ms}^{-1}$ ，風向隨高度順轉，有顯著的暖平流，CAPE 值為  $1613.6\text{m}^2\text{s}^{-2}$ ，抬升凝結高度 (LCL) 和自由對流高度 (LFC) 分別為 213 米和 381 米，表明當時環境為中度風切不穩定 (Weisman 2003)。

### (三) 雷達觀測之弓形回波演變特徵

圖 2 是 2004 年 9 月 10 日 1020~1221UTC CKS 雷達觀測 2km 的回波圖和徑向風速。圖中可見 1020UTC (圖 2a) 在台灣西北沿岸附近有一大片回波帶，在其東側有一弓形回波，呈東北-西南走向，向西南方向以  $5\text{ms}^{-1}$  左右的速度移動，往上風切處突出顯弓形。值得注意的是此時最強回波出現下凹陷處 (在弓形回波移動方向後側)，其前緣回波反而較弱，與一般鋒前西風風切環境下所形成的前導對流側層狀線狀對流系統明顯不同 (Parker and Johnson 2000)。同時從回波的垂直架構來看 (圖未示)，強回波 ( $>45\text{dBZ}$ ) 發展的高度低於 5km，強度明顯比一般

的超級單體弱。1035~1120UTC (圖 2b~e)，弓形回波兩側向後彎曲，北側對流有減弱的趨勢，南側的對流加強，並逐漸形成氣旋式強回波區，呈鉤狀與中緯度超級雷暴系統常見之鉤狀回波以及相伴隨之有界波區相似 (Lemon and Doswell 1979)。相應的速度場顯示，在弓形回波南側有一明顯的負都卜勒速度區在低層發展，透過 1035UTC 的垂直剖面圖可見 (圖 3)，負速度區高度在 3 公里以下，在其上方為大範圍的正速度區，弓形回波的南側邊緣位於正負速度的交界處並有新的對流單體生成。隨後時間的剖面圖顯示負速度區加深且範圍逐漸加大 (圖未示)。該現象表明在對流區南側首先形成低層內向噴流，其上為傾斜上沖流，噴流的發展加強弓形回波南側回波強度，此觀測結果同 Weisman (1993) 類比的後側內向噴流形成相當的類似。另外在多普勒的徑向速度圖上有一個明顯的氣旋式切變速度對，其中正負速度中心相當對稱，氣旋的旋轉速度約為  $20\text{ms}^{-1}$ ，另一點值得注意的是，此時在氣旋的東側有一新的線狀雨帶開始生成，此一結果似為內向噴流下沉形成之對流尺度下沖流，在其前緣形成陣風鋒面與環境風場輻合所造成。1120UTC 剖面圖顯示弓形回波南端的對流高度超過 10 公里，40dBZ 以上的強回波高度在 3 公里以下，新生雨帶的高度約 3km。1120~1205UTC (圖 2e~h)，弓形回波強度減弱，其南側的對流明顯減弱，回波強度降至 35dBZ 以下，弱回波區逐漸被填塞，而旁邊的雨帶則發展至最強，45dBZ 回波高度達到 5km 左右。速度偶仍然存在，但強度明顯減弱。1205UTC 以弓形回波向。

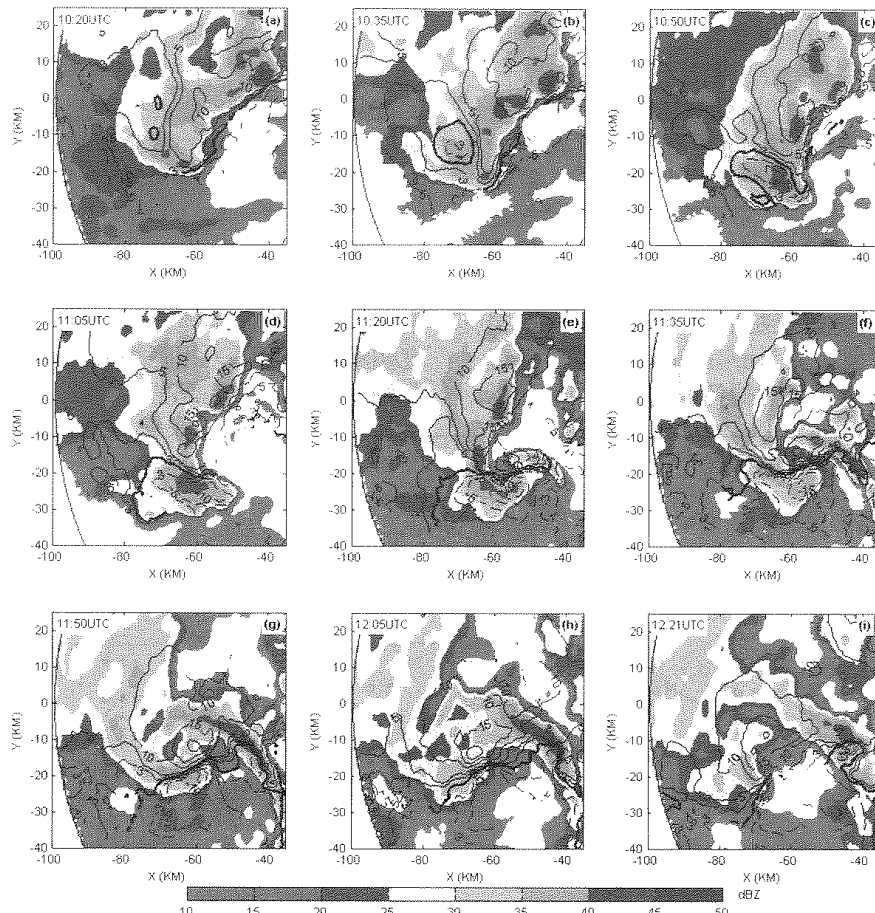


圖 2 2004 年 9 月 10 日 1020~1221UTC 氣旋發展前後，CKS 雷達 2km 回波場和徑向風場隨時間的變化，其中細實線表示正的多普勒速度，虛線表示負的多普勒速度，粗實線表示零速度線。

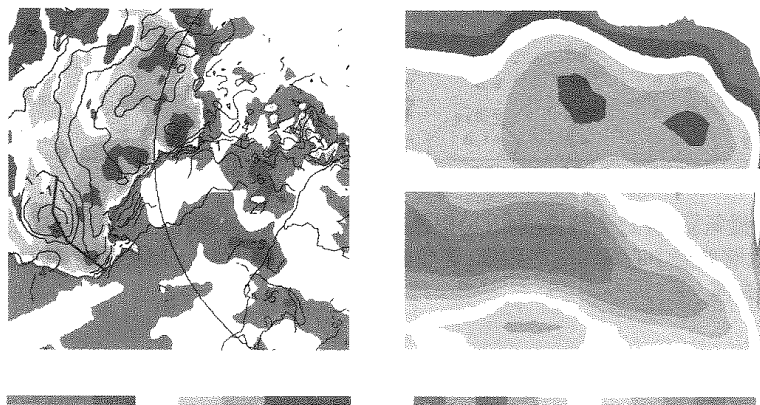


圖 3 2004 年 9 月 10 日 1020~1221UTC 氣旋發展前後，CKS 雷達回波場(a)和(b)(c)垂直剖面(位置如 a 中所示)。

西移動和雨帶分離，並在移動過程中逐漸減弱（圖 2i）

#### (四)中尺度渦旋的特徵分析

本研究中的中尺度渦旋于 1035UTC 在弓形回波南側生成（移動的路徑可參見圖 1），為一氣旋式渦旋，於 1120UTC 發展至成熟並伴有一有界弱回波區，1251UTC 才逐漸消散，其持續時間長達 2 小時，遠高

於 Funk et al. (2004) 的非龍卷氣旋和龍捲風氣旋持續的時間（分別為 32 分鐘和 76 分鐘），達到超級單體風暴中的中層渦旋持續的時間長度（Burgess et al. 1982）。圖 4 是 1035~1251 每 15 分鐘氣旋的旋轉速度和核半徑隨時間和高度的變化（旋轉速度和核直徑的計算參考 Wood and Brown (1992)）。圖中可見，在氣旋發展初期(1035~1120UTC)，其首先在低層增強，並向上發展，高度達到 8 公里以上，內

核直徑是下面大上面小，呈喇叭形，旋轉速度也有類似架構，並且最大旋轉速度在 2 公里以下，約  $21\text{ms}^{-1}$ ，相應的核半徑  $11.3\text{km}$ 。對比圖 2 可以看出，此階段正好是弓形回波南側的低層內向噴流發展增強期，且其產生輻合的位置同並氣旋位置相當一致，因此拉伸項可能是氣旋發展的主要原因 (Wakimoto, 1989)。1120~1150 UTC，氣旋繼續向上發展，內核直徑中層擴大與低層接近圓柱狀，旋轉速度仍然維持中層小低層大，但 2km 以上旋轉速度明顯增加，最大旋轉速度仍維持在 2km 以下，約為  $20.6\text{ms}^{-1}$ ，核直徑縮小到  $7.5\text{km}$ 。1150~1251UTC，氣旋高度降低至 4km，其架構仍然維持圓柱狀，中層到低

層旋轉速度均有所降低，且大小比較接近約為  $13\text{ms}^{-1}$ ，內核直徑擴大約為  $15\text{km}$ ，而相應的核半徑為  $15\text{km}$  左右。儘管由於雷達觀測的限制，我們無法確定在氣旋生成前，是否有中層渦旋的存在，但是從氣旋強度垂直變化的特徵可知，該氣旋首先是在低部發展，並向上拉伸所致 (Wakimoto, 1989; Funk et al. 1999)。

圖 4 是利用 GBVTD 反演的氣旋接近成熟期 (1120UTC) 的環流 (圖未示)。可發現氣旋最大風速半徑和最大回波半徑相當一致，最大風速半徑隨高度明顯向內傾斜，相應的降水回波有類似的情形。而軸對稱徑向風在高度 1-6 公

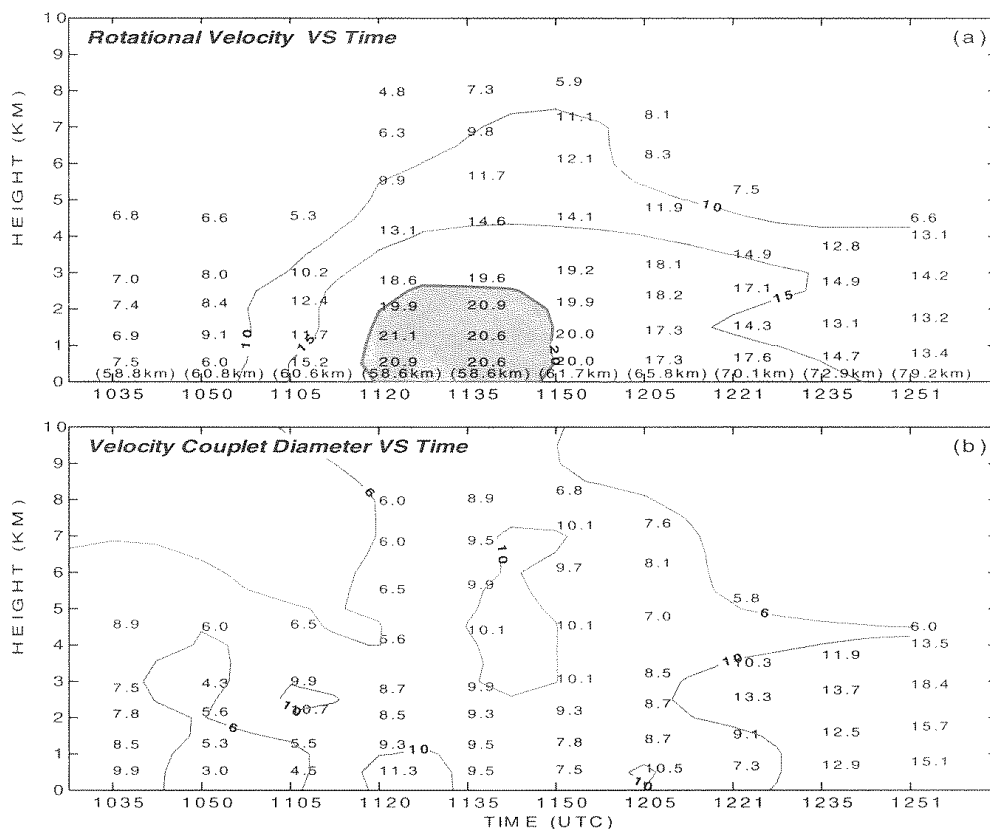


圖 4 1035~1251 每 15 分鐘氣旋的(a)旋轉速度和(b)核直徑隨時間和高度的變化，其中(a)中的數值表示旋轉速度，最底部擴號裡的數字表示最低層渦旋中心離雷達的距離，等值線表示等旋轉速度線，陰影部分表示旋轉速度大於 20 的區域。(b)中數字表示氣旋的核直徑。

里徑向風場在最大半徑以內有外流，以外有內流，然後同成熟颱風的架構 (周仲島等 1994; Lee et al. 2000) 比較可以發現，其徑向速度以內流為主，生命期中未形成類似颱風隨高度外傾之環流架構，顯示高層之外流並未形成。

### 三、結論

2004 年 9 月 10 日傍晚，在台灣北部海面大範圍雲雨區中有一弓形回波並伴隨中尺度渦旋。本文利用台灣北部民用航空局中正機場都卜勒雷達資料，針對該弓形回波和中尺度渦旋之回波架構和環流特

徵進行中尺度分析。主要結論如下：

- (1) 弓形回波長度約 60 公里，寬度約 20 公里，東北西南走向，往上風切處突出顯弓形，其架構與一般鋒前西風風切環境下所形成的前導對流側層狀線狀對流系統明顯不同。在弓形回波南側對流區有“低層內向噴流”形成，並加強弓形回波南側回波強度，逐漸形成氣旋式強回波區，呈鉤狀，與中緯度超級雷暴系統常見之鉤狀回波以及相伴隨之有界回波區相似。
- (2) 在鉤狀回波區形成一直徑約 10 公里，高度超過 8 公里的中尺度氣旋式渦旋。本文利用呈對偶之都卜勒風場估計渦旋渦度場以及渦旋內核直

徑大小演變過程，結果發現此一渦旋由低層形成后往上發展，最高可達8公里以上，內核直徑先是低層大中層小，之后中層擴大與低層接近成圓柱狀，之后快速減弱，整個過程約2小時。本文也利用GBVD方法估計該渦旋的切向和徑向速度特徵，發現最大切向速度在2公里

高度可達18ms<sup>-1</sup>，徑向速度以內流為主，生命期中未形成類似颱風隨高度外傾之環流架構，顯示高層之外流並未形成。

- (3) 在鉤狀回波前沿產生顯著線狀對流，此一結果似為內向噴流下沉形成之對流尺度下沖流，在其前緣形成陣風鋒面與環境風場輻合所造成。

#### 四、參考文獻

周仲島、張保亮與李文兆,1994:都卜勒雷達在颱風中心定位於最大風速半徑決定的應用，大氣科學，24,1-24.

Arnott, J. M., and N. T. Atkins, 2002: Tornadogenesis within quasilinear convective systems. Part I: Radar and storm damage analysis of the 29 June 1998 derecho. Preprints, 21st Conf. on Severe Local Storms, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., 494-497.

Burgess, D. W., and B. F. Smull, 1990: Doppler radar observations 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.

DeWald, V. L., and T. W. Funk, 2000: WSR-88D reflectivity and velocity trends of a damaging squall line event on 20 April 1996 over south-central Indiana and central Kentucky. Preprints, 20th Conf. on Severe Local Storms, San Francisco, CA, Amer. Meteor. Soc., 516-520.

Fujita, T. T., 1978: Manual of downburst identification for project Nimrod. Satellite and Mesometeorology research Paper 156, Dept. of Geophysical Sciences, University of Chicago, 104 pp. [NTIS PB-286048.]

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., 521-526.

—, B. F. Smull, and J. D. Ammerman, 1996b: Structure and evolution of an intense bow echo embedded within a heavy rain producing MCS over Missouri. Preprints, 18th Conf. on Severe Local Storms, San Francisco, CA, Amer. Meteor. Soc., 521-526.

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

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.

Nolan T. Atkins, Justin M. Arnott, Ron W. Przybylinski, Ray A. Wolf and Bradley D. Ketcham. 2004: Vortex Structure and Evolution within Bow Echoes. Part I: Single-Doppler and Damage Analysis of the 29 June 1998 Derecho. *Monthly Weather Review: Vol. 132*, No. 9, pp. 2224-2242.

Wen-Chau Lee, Ben J.-D. Jou, Pao-Liang Chang and Frank D. Marks Jr.. 2000: Tropical Cyclone Kinematic Structure Retrieved from Single-Doppler Radar Observations. Part III: Evolution and Structures of Typhoon Alex (1987). *Monthly Weather Review: Vol. 128*, No. 12, 3982-4001.

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 lines. *J. Atmos. Sci.*, 45, 463-485.

Smull, B. F., and R. A. Houze Jr., 1987: Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2869-2889.

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.

Weisman, M. L., and R. Rotunno, 1988: Structure and evolution of numerically simulated squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1990-2013.

—, and C. A. 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.

Wakimoto, R. M., and J. W. Wilson, 1989: Non-supercell tornadoes. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1113-1140.

Wilson, J. W., and R. M. Wakimoto, 2001: The discovery of the downburst: T. T. Fujita's contribution. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 49-62.

Vincent T. Wood and Rodger A. Brown. 1992: Effects of Radar Proximity on Single-Doppler Velocity Signatures of Axisymmetric Rotation and Divergence. *Monthly Weather Review: 120*, 2798-2807