

2015 年 7 月 20 日臺南新化龍捲風個案分析

張怡蕙¹ 劉清煌^{2*}

¹中國文化大學地學研究所

²中國文化大學大氣科學系

(中華民國一〇五年十月七日收稿；中華民國一〇五年十一月四日定稿)

摘 要

2015 年 7 月 20 日 6 時 30 分(LST)左右於臺南新化區發生龍捲風，導致逾 20 棟民宅與無數農作物損害，其中以山腳里、知義里及東榮里受災較嚴重。勘災資料顯示，致災路徑呈南北走向（幾乎沿國道 3 號），總長度逾 9 km，平均移速約 12.0 ms^{-1} ，持續時間約 15 分鐘左右。

綜觀天氣顯示低層有一低壓中心位於海南島附近，由南中國海進到臺灣海峽的偏南風較強，帶來強勁暖濕空氣；臺灣一帶之高空風(300 hPa)呈反氣旋式。此外，本研究個案發生位置正好位處高層分流區，更有利於該區之劇烈對流系統發展；馬公氣象站探空圖顯示底層有較強垂直風切，且風徑圖顯示風向隨高度順轉，顯示有利不穩定天氣發展。七股雷達回波顯示眾多對流胞出現在臺灣西南海面，產生龍捲風的對流胞出現於臺南、高雄一帶海邊，上岸後迅速加強且伴隨明顯的中尺度氣旋，並出現鉤狀回波，雷達徑向風場估計風切渦度約 $37.26 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。初步分析結果顯示，本研究個案生成之關鍵為位於其後方弧形回波之外流邊界，該外流邊界與低層環境風場形成水平風切不穩定，不僅提供低層空氣強迫舉升，並驅使外流邊界前緣形成一新生對流雲系。弧形回波後方明顯入流區，使得新生對流雲系追上本研究之中尺度氣旋，並與之產生交互與合併作用，激發出迷你超大胞龍捲風。

過去臺灣地區的龍捲風主要是出現在梅雨季鋒面前緣的不穩定區域，本個案發生之綜觀環境較為不同。致災路徑寬度均較以往個案寬，回波垂直剖面顯示似迷你超大胞之結構，即有著鉤狀回波與弱回波區，以及中尺度氣旋的強度、水平及垂直尺度均較傳統超大胞為小。本案例乃臺灣地區內迷你超大胞首次被分析之個案。

關鍵字：中尺度氣旋、外流邊界、龍捲風、勘災、鉤狀回波、迷你超大胞

*通訊作者地址：劉清煌，11114 臺北市士林區華岡路 55 號，中國文化大學大氣科學系
E-mail: ching_hwang@yahoo.com TEL: 02-2862-5110

一、前言

龍捲(龍捲風(陸龍捲)及水龍捲)為劇烈對流系統中產生之空間尺度小、生命期短且破壞力強的災害性天氣,就全球而言,美國中西部為龍捲發生頻率最高的區域,主因為該區位處不同性質氣團交會處,利於劇烈對流系統產生,為絕大多數超大胞(Supercell)生成地,其伴隨龍捲之強度與影響範圍亦最顯著。因此,該地區又稱為「龍捲巷」(Bluestein 1999)。過去文獻針對龍捲之研究,將龍捲分成超大胞龍捲(Supercell Tornado)與非超大胞龍捲(Non-Supercell Tornado)兩大類(Wakimoto and Wilson 1989),絕大多數地區(包括臺灣)發生之龍捲屬於後者類型,其強度與生命期均小於超大胞龍捲。臺灣地區之龍捲可再細分成三類,分別為界面型(鋒面、飆線等)、積雲型及伴隨颱風(颶風、熱帶氣旋)生成之龍捲。就發生在臺灣之龍捲個案而言,大多屬界面型與積雲型,少數伴隨颱風生成之龍捲。其中,伴隨界面(如鋒面、飆線等)生成之龍捲,通常發生於4~6月鋒面/梅雨鋒面前緣約50~100公里處之對流胞,該對流胞呈現線狀排列且其移動方向幾乎垂直於界面移動方向,這些對流胞從初生期至成熟期只需1~2小時,龍捲在對流胞生成過程中即有可能被激發(劉與張 2004; Liu and Chang 2007; 劉與蔡 2011)。此類龍捲生成之有利條件為界面前不穩定的暖濕空氣、較強西南風及界面快速移動,使得界面前緣之對流胞能於短時間內快速成長,甚至伴隨中尺度氣旋。當對流胞接近成熟期時,強烈之舉升作用則可能激發龍捲(Holle and Majer 1980; Nilton and Bluestein 2000; Simpson et al. 1986; Simpson et al. 1991; Wakimoto and Wilson 1989)。而後隨著對流胞減弱,龍捲亦跟著消散。但目前由於高時空解析度的觀測資料不足,

因此對此類龍捲生成機制瞭解仍很有限,尚待進一步深入研究,以釐清並瞭解綜觀環境特徵及其形成機制。

Liu (2010)統計 1998~2010 年臺灣發生龍捲總數,確定案件共 55 個,年發生頻率約 4.2 個(水龍捲約 3.6 個,陸龍捲約 0.6 個),且多數龍捲發生在南部地區。本研究接續統計 2011~2015 年臺灣發生龍捲總數,並針對臺灣近 18 年(1998~2015 年)來發生龍捲個案之資料進行統整,資料結果顯示龍捲確定案件共 103 個(水龍捲 72 個,陸龍捲 31 個),年發生頻率約 5.7 個(水龍捲約 4.0 個,陸龍捲約 1.7 個),另外,有 8 個漏斗雲及 18 個可疑案例。顯示近年來龍捲似乎有顯著增加之趨勢,但事實上,早期龍捲紀錄多透過媒體報導得知,缺乏有系統之勘災及資料記載,以致於部分疑似個案無法確認,甚至未被記錄,因此,個案總數可能遭低估。近年則隨著數位相機及智慧型手機普及化,龍捲個案更易記錄下來且能快速廣泛地傳遞,統計資料較為完整。再者,近年來龍捲生成數顯著增加是否有其他原因(如:氣候變遷、全球暖化等),則待更長期且完整之個案觀測及分析資料佐證,以利進一步釐清。**圖 1** 為 1998~2015 年龍捲風/水龍捲位置分布圖,顯示南部地區(臺南、高雄及屏東)發生龍捲之頻率最高,達 41.7% (43 個),有「龍捲風巢」之稱(劉 1996),其次為東南部地區達 20.4% (21 個);季節分布(**圖 2**)而言,影響臺灣之龍捲主要發生在 5~9 月最為顯著,發生次數介在 11~19 次之間,時間分布(**圖 3**)則以 14~17 時(LST)最易發生,顯示影響臺灣之龍捲主要好發於暖季的午後。

隨著氣象觀測資料的增加,漸漸觀測到部份龍捲個案之生成有類似超大胞的結構,該龍捲稱

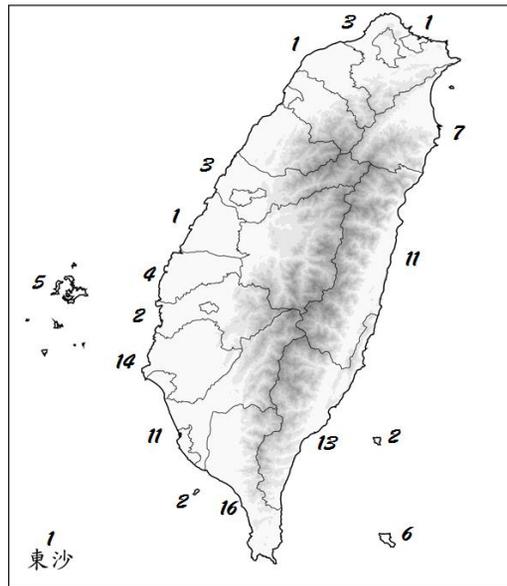


圖 1 1998~2015 年臺灣地區發生龍捲風/水龍捲之位置分布圖，數字為發生次數。

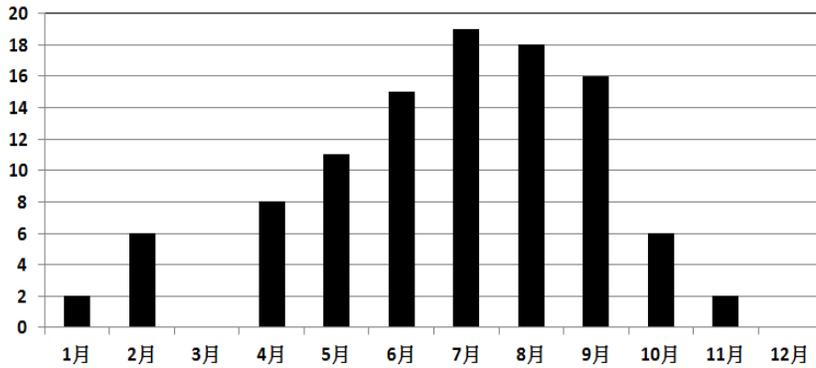


圖 2 1998~2015 年臺灣地區發生龍捲風/水龍捲季節分布圖，橫軸代表月份，縱軸代表發生次數。

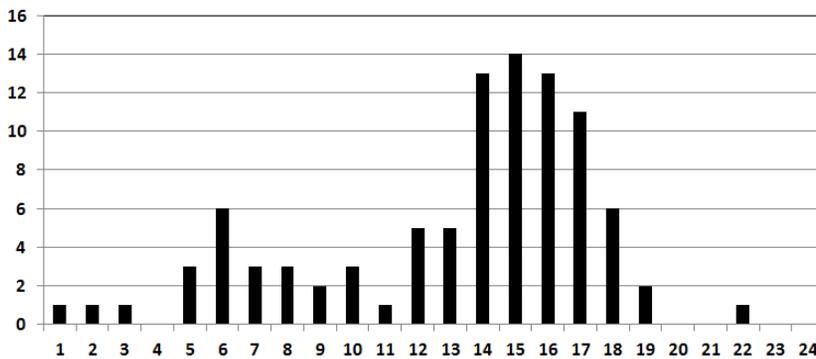


圖 3 1998~2015 年臺灣地區發生龍捲風/水龍捲時間分布圖，橫軸代表時間(LST)，縱軸代表發生次數。

為迷你超大胞龍捲(Mini-Supercell Tornado)，此類型的龍捲強度往往較一般中尺度氣旋產生之龍捲來的強。迷你超大胞顧名思義即有著類似超大胞之結構特徵，包括同樣有著鈎狀回波(Hook echo)、弱回波區(Weak Echo Region, WER)及移動路徑朝平均風向之右方偏移，移速則較超大胞慢，水平與垂直尺度(< 5 km, 水平尺度與垂直尺度比例約 1:1)均較超大胞小(Suzuki et al. 2000; McCarthy et al. 2006)。此外，伴隨熱帶氣旋(颱風、颶風)之迷你超大胞主要生成於颱風危險半圓之前半圓(颱風行進方向之右前方象限)(Novlan and Gray 1974; Gentry 1983; Suzuki et al. 2000)。

然而，迷你超大胞龍捲風生成條件類似於弱風切(垂直風切較典型超大胞為弱)下生成龍捲風般，須搭配 1.近地面已存在輻合帶，2.低層(距地 3 km 以下)有相當的對流可用位能(Convective Available Potential Energy, CAPE)，約 200 J Kg^{-1} (中緯度地區需達約 1600 J Kg^{-1})，3.風暴(Storm)移動路徑朝平均風向之右方偏移，以及 4.低層風向隨高度順轉等綜觀特徵條件則有機會生成此類龍捲風(Suzuki et al. 2000; Davies 2002a and b)。

接著透過文獻案例，進一步瞭解迷你超大胞產生龍捲風之過程，如 Suzuki et al. (2000)針對 1990 年 9 月 19 日夜間於日本關東大平原(位處颱風行進方向之右前方象限)生成數個迷你超大胞龍捲風進行分析。由雷達回波(圖 4a)顯示，距離雷達約 9 km 處，迷你超大胞有一像穹窿狀的弱回波區被蓋在距地約 3 km 處強回波區底下之結構特徵，其中，強回波區可達 45 dBZ。對應之徑向速度場分布(圖 4b)顯示有一強上衝流(updraft)，其最大速度值可達約 30 m s^{-1} ，且所呈現之型態類似典型超大胞特徵(e.g. Browning 1964)。圖 4b 中黑色箭頭顯示該迷你超大胞之散

度(divergence)之垂直結構為距地 2 km 以下有一強輻合，2 km 以上則為輻散，Suzuki et al. (2000)觀測到的垂直結構與 McCaul and Weisman (1996)模擬丹尼(Danny)颶風裡形成超大胞之環境場的結果幾乎是相同的。圖 4c 為迷你超大胞龍捲風生成前之探空資料繪製而成的風徑圖(Hodograph)，圖中顯示距地 4 km 以下之該迷你超大胞移動方向(黑色粗箭頭)較平均風向(紅色粗箭頭)右偏；迷你超大胞相對風向量(黑色細箭頭)隨高度變化則顯示距地 1 km 以下之垂直風切非常強(1~7 km 則相對較弱)，且近地面 4 km 以下存在一強垂直風切且隨高度順轉。圖 4d 為地面至距地 8 km 處之垂直渦度隨時間與高度的變化圖，圖中顯示垂直渦度值大於 $1.0 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ 者所處高度均低於 4 km，於迷你超大胞龍捲風生成前 45 分鐘左右，上層(距地約 3 km 處)之垂直渦度值高於底層(距地約 0.5 km 處)，相差逾 1 倍；龍捲風生成前 15 分鐘(即 2200 JST)，底層垂直渦度(距地約 0.5 km 處)增強幅度明顯且高於距地約 3 km 處之垂直渦度，龍捲風生成(2215~2220 JST)時之底層(距地約 0.5 km 處)垂直渦度達最大值，較上層(距地約 3 km 處)之垂直渦度值大逾 3 倍，且垂直渦度隨高度向上減弱。

就臺灣過去對龍捲分析案例而言，主要為一般中尺度氣旋形成的龍捲風(陸龍捲)或水龍捲，但迷你超大胞形態產生之龍捲尚無分析案例。本研究分析 2015 年 7 月 20 日於臺南新化地區出現之龍捲風，其綜觀環境、回波特性及文獻之迷你超大胞龍捲風極為類似，此乃臺灣地區首次被分析之迷你超大胞龍捲風案例，故特針對此迷你超大胞龍捲風個案進行探討。本文第二節介紹資料來源與分析方法；第三節則進行個案分析，內容包含綜觀天氣分析與迷你超大胞龍捲風分析；最

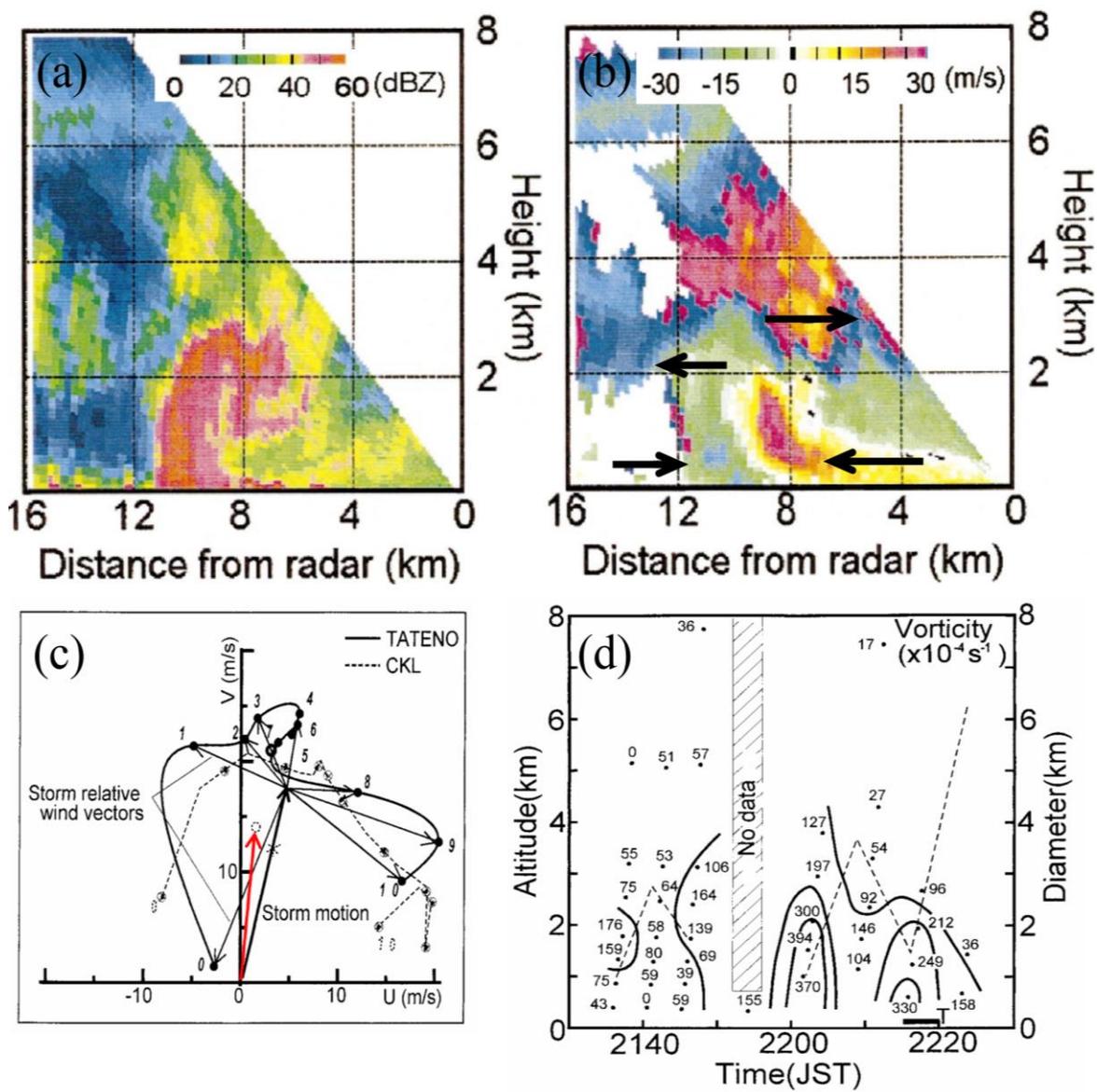


圖 4 激發龍捲風之迷你超大胞的(a) RHI 回波(dBZ)，(b) RHI 徑向速度 (ms^{-1})，黑色箭頭（修改原文箭號大小及粗細）為相對於雷達之風向。(c)風徑圖，紅色粗箭頭（依原圖加繪）為環境場之平均風向量、黑色粗箭頭為迷你超大胞移動向量、黑色細箭頭為迷你超大胞相對風向量。(d)迷你超大胞垂直渦度隨時間與高度之變化圖。（取自 Suzuki et al., 2000, Fig.6, Fig.12, Fig.13c, and Fig.13d）

後，於第四節進行結果與討論。

二、資料來源與分析方法

運用中央氣象局 2015 年 7 月 20 日 0800 LST 之東亞地區地面天氣圖與高空分析圖（700 hPa、500 hPa 及 300 hPa），分別疊加 925 hPa、700 hPa、500 hPa 及 300 hPa 美國海軍全球環境模式(The Naval Global Environmental Model, NAVGEM)分析風場資料（解析度為 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ），以及馬公(46734)氣象站探空觀測資料與運用其資料繪製之風徑圖，分析綜觀環境特徵條件。

本文迷你超大胞龍捲風個案分析，則使用中央氣象局接收日本 MTSAT2 之可見光雲圖資料(7 月 20 日 0601 至 0701 LST，間距約每 30 分鐘一張)，並進行太陽光角訂正(林與曾 1994)後，使用電腦軟體適度調亮以利判讀對流雲系之分布及發展；另外，運用相對應之中央氣象局整合雷達回波圖，以及中央氣象局 7 月 20 日澎湖站(46735)及琉球嶼站(C0R27)觀測資料，進一步瞭解本研究個案周遭之更關鍵資訊。

利用 7 月 20 日七股雷達站每 7.5 分鐘間距觀測資料平面位置顯示圖(plan-position indicator, PPI)與距離高度顯示圖(range-height indicator, RHI)之回波與徑向速度進行中尺度分析，徑向速度經過反折(unfolding)且計算最大正負速度之風切渦度，以瞭解本文迷你超大胞龍捲風之生成環境與迷你超大胞大致結構。本文亦取用 Garmin 地圖圖資，將迷你超大胞龍捲風之現地勘災資訊繪製於該圖上，以利瞭解龍捲風移動路徑與致災範圍。

三、個案分析

(一) 綜觀天氣分析

2015 年 7 月 20 日 0800 LST 地面與高空綜觀環境形勢，如圖 5 所示。圖 5a 至圖 5c 顯示臺灣東部外海存在一冷心由高層（至少 300 hPa）向下伸展至 700 hPa，其中，300 hPa 為冷心低壓(cold core low, CCL)。地面天氣圖疊加紅外線雲圖與 925 hPa NAVGEM 分析風場（圖 5d）顯示有一低壓中心位在海南島東北東方靠香港沿海一帶，臺灣位於低壓槽前緣之暖濕區域，加上有強風軸（南南西風）存在，有助於將暖濕空氣北送。700 hPa 高空天氣圖疊加 700 hPa NAVGEM 分析風場（圖 5c）顯示，臺灣位處強風軸區（南南西風），為臺灣帶來不穩定之暖濕空氣，且在海南島附近可見一低壓中心。500 hPa 高空天氣圖疊加 500 hPa NAVGEM 分析風場（圖 5b）中，臺灣位處東亞主槽（黑色粗線）之槽前輻合區及強風軸區（南南西風），有助於不穩定度之提升，海南島附近之低壓中心於 500 hPa 仍可見。更值得一提的是 300 hPa 高空天氣圖疊加 300 hPa NAVGEM 分析風場（圖 5a）可看到臺灣高空有一反氣旋式環流 (Anticyclonic Circulation, AC)（紅色空心圓）。另本文研究個案所在位置正好位處分流區（紅色虛線箭頭代表該區風向），更強化了該系統發展之有利條件。綜整地面至高空綜觀天氣分析資料(圖 5)結果顯示，位於海南島附近之低壓系統不僅從地面發展至 500 hPa，且到高層（300 hPa）為暖心，並為臺灣帶來強勁且深厚之暖濕偏南風（925 hPa 至 500 hPa），臺灣高層(300 hPa)則呈現一反氣旋式環流，亦即臺灣位處大氣環境為低層輻合、高層輻散。然而，東部外海存在一高層冷心低壓（冷心下伸至 700 hPa），其中心屬下沉區、外圍為上升區，臺灣正位處其外圍區域，與本個案高

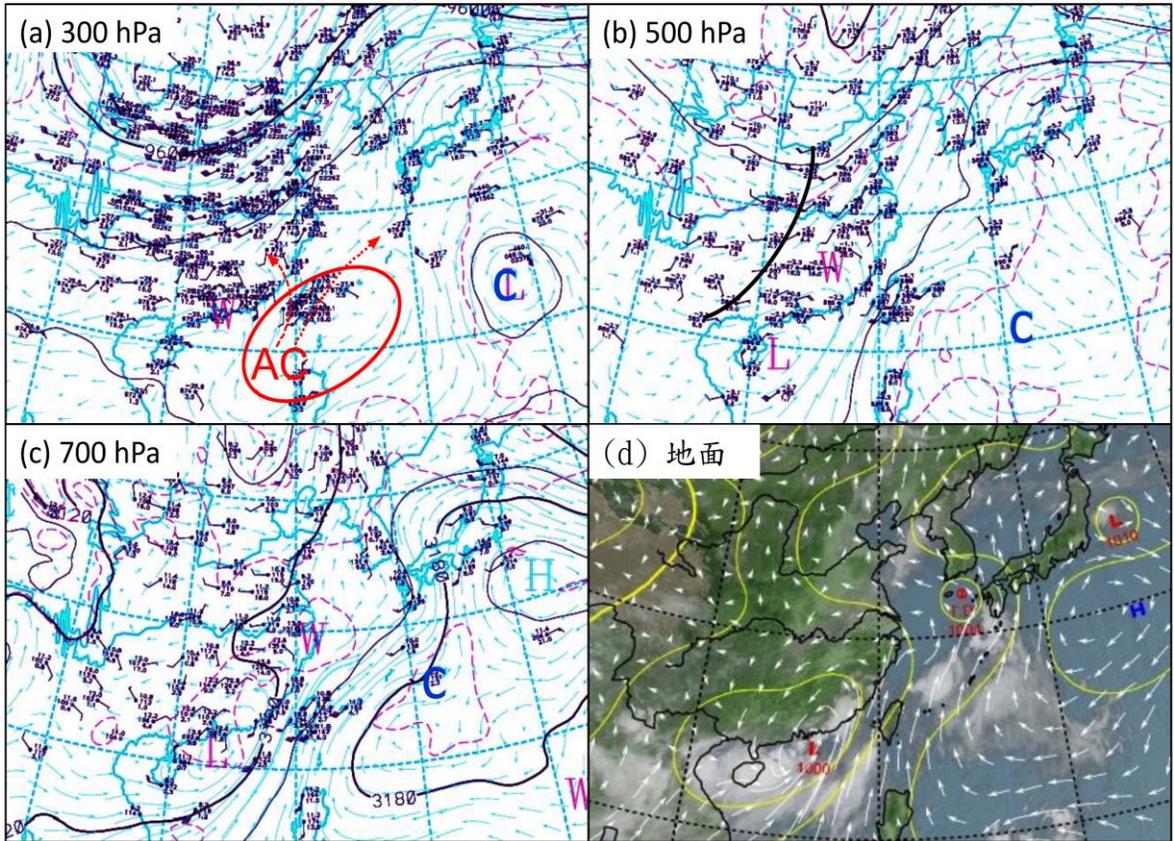


圖 5 2015 年 7 月 20 日 0800LST (a) 300 hPa、(b) 500 hPa、(c) 700 hPa 中央氣象局天氣分析圖，分別疊加 300 hPa、500hPa、700hPa NAVGEM 分析風場，其中，黑色實線為等高線（間距為 30 gpm），紫紅色虛線為等溫線（間距為 3°C），藍色箭頭代表風向及風速，L 為低壓、H 為高壓、C 為冷心、W 為暖心，紅色空心圓為反氣旋式環流(AC)位置，紅色虛線箭頭代表該區風向；(d)中央氣象局地面天氣圖疊加紅外線雲圖及 925 hPa NAVGEM 分析風場，白色箭頭代表風向及風速。

層(300 hPa)分流區，共同增強臺灣一帶之高層輻散，這意味著更利於該區之劇烈對流系統發展。且無論是低壓系統或臺灣均位處槽前(500 hPa)，皆為對流系統提供了良好發展環境。

7 月 20 日 0800 LST 馬公氣象站探空觀測資料(圖 6)顯示無明顯正能區(3.84 J Kg⁻¹)及負能區(17.94 J Kg⁻¹)，螺旋度(Helicity)則為 56.66 m² s⁻² (圖未示)，其中，螺旋度為可用來預報強對流系統的參數(Davies-Jones et al.1990)，而這樣的螺旋

度是有利於中尺度氣旋式渦旋發展；就環境風場(圖 6)而言，則透過該探空觀測資料計算 925 hPa、850 hPa、700 hPa、500 hPa、400 hPa、300 hPa 及 250 hPa 風場而得到之平均風向 200°(方位 20°)、平均風速為 7.4 m s⁻¹，另外，風場隨高度之變化則顯示底層有較顯著之垂直風切，這表示底層有著較多的水平渦度，且透過上升運動的傾斜(tilting)作用可將水平渦度轉變為垂直渦度，即上層無顯著風切的狀態之下，渦度只能源自於低層，再透過輻合作用增強垂直渦度，亦即為大

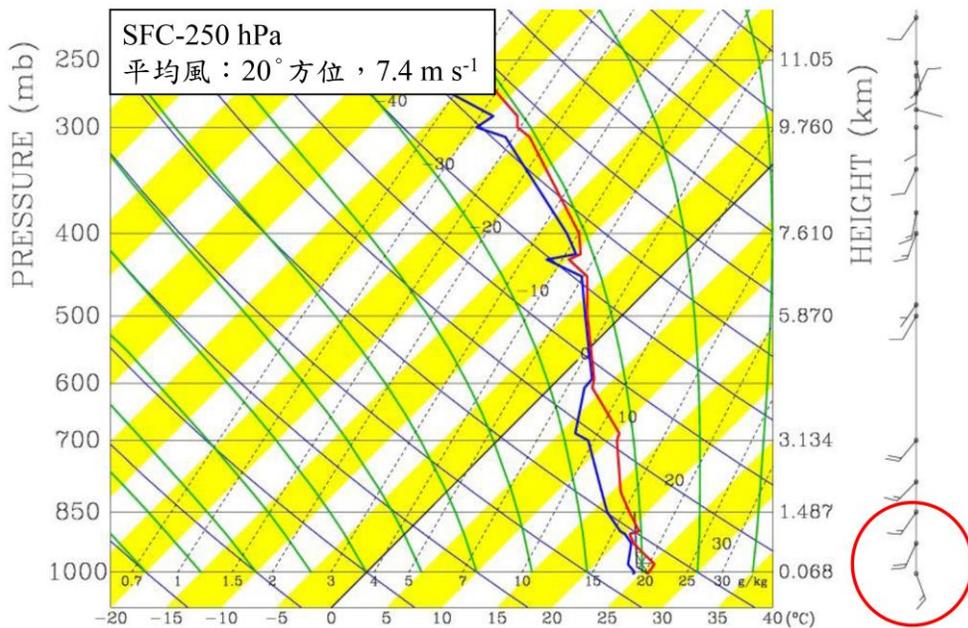


圖 6 2015 年 7 月 20 日 0800 LST 馬公氣象站探空圖。紅色實線為溫度線、藍色實線為露點溫度線及風標長桿與短桿分別代表風速 5 m s^{-1} 與 2.5 m s^{-1} 。

氣渦度方程中傾斜項 (tilting term) 及輻合項 (convergence term) 之貢獻，許多文獻 (e.g. Rotunno and Klemp 1985) 亦有相關說明，即在強垂直風切下，中層中尺度氣旋發展之垂直渦度主要是透過水平渦度傾斜成垂直渦度，然後藉由伸展 (stretching) 擴大。Klemp (1987) 指出，當風暴中的上升氣流與環境場垂直風切氣流相互作用時，水平渦度傾斜為垂直渦度，使得於風暴中之上升氣流左右兩側各形成反氣旋式及氣旋式渦旋。當環境場風向隨高度順轉（即垂直風切方向隨高度順轉）之狀態下，於風暴上升氣流右側形成向上之氣壓梯度力，強化氣旋式渦旋之上升氣流，使得氣旋式渦旋得以進一步發展。左側之反氣旋式渦旋處則形成向下氣壓梯度力，下沉氣流則抑制了反氣旋式渦旋發展。然而，圖 7 為本研究依據 7

月 20 日 0800 LST 馬公氣象站探空觀測資料繪製之風徑圖，顯示地面至 500 hPa 之風向隨高度順轉 (veering)，視有利於氣旋式渦旋發展。此亦與 Suzuki et al. (2000) 針對迷你超大胞龍捲風之分析結果一致，雖然探空資料是在龍捲風發生後約 50 分鐘，但仍呈現很多重要且合理的資訊 (0800 LST 的探空一般在 0720 LST 升空)。

(二) 迷你超大胞龍捲風分析

臺南新化龍捲風事件發生於 2015 年 7 月 20 日凌晨約 6 時 30 分至 6 時 45 分 (LST)，圖 8 為 20 日 0601 至 0701 LST 約每半小時之可見光雲圖（經太陽光角訂正）與相對應時間之整合雷達回波圖（0601 LST 之衛星資料是衛星開始掃描的時間，掃到臺灣地區時需要約 10 分鐘左右，因此，

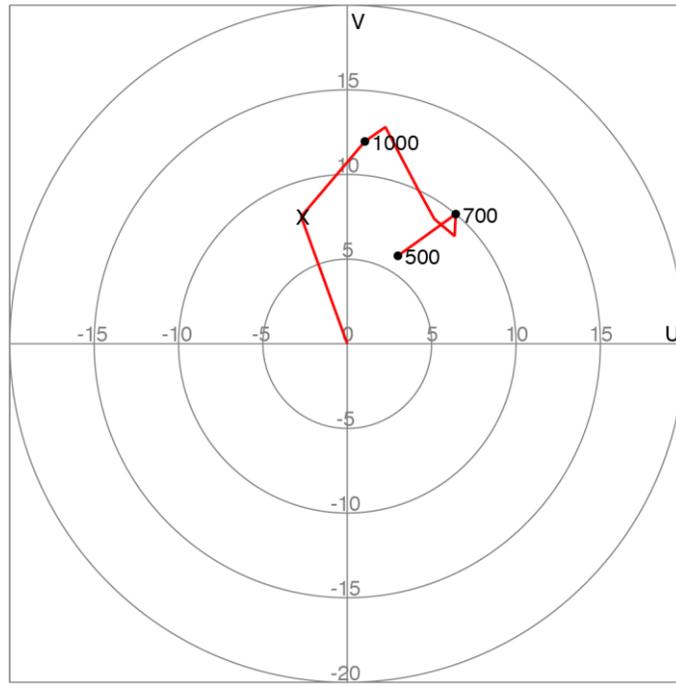


圖 7 2015 年 7 月 20 日 0800LST 馬公氣象站探空觀測資料繪製出之地面至 500 hPa 風徑圖。

衛星雲圖之實際時間約為 0611 LST，其餘依此類推)，分別代表龍捲風發生前（圖 8a 及 b）、發生時（圖 8c 及 d）及發生後（圖 8e 及 f）。龍捲風發生前，可見光雲圖（圖 8a）中大致可見一對流系統（以黑色空心圓標示）從臺南高雄沿海一帶移入（本系統在 20 日凌晨 2 時左右生成於 119.2°E、21.5°N 海上，隨著時間逐漸發展。到了凌晨 3 時 30 分左右，該系統第一次分裂成兩個對流雲系，其中，右側之對流雲系繼續發展，大約於 6 時左右到達高雄沿海一帶。未圖示），本文龍捲風個案即由此對流雲系所激發。龍捲風發生時（圖 8c），該對流系統朝北北東方向移動且與龍捲風發生前之可見光雲圖來比較有增強趨勢。隨著龍捲風發生後（圖 8e），對流系統之強度減弱並持續朝北北東往內陸方向移動；另於龍捲風發

生前、中、後可看到該對流系統後（西南側）亦有一些其他對流系統發展，但這些對流系統移入陸地後並未激發出龍捲風。除此之外，透過可見光雲圖並無法分析出是否有更關鍵資訊來說明，為何只有該對流系統激發出龍捲風之可能原因。因此，進一步搭配相對應時間（0612、0642 及 0712 LST，分別代表龍捲風發生前、發生時及發生後）之整合雷達回波圖（圖 8b、d 及 f）顯示在龍捲風發生前，該對流系統後方有一從澎湖群島南側延伸至小琉球西側之弧形回波移入，且回波強度達 45 dBZ 以上，其移動方向與產生龍捲風之對流雲系移動方向一致。之後該弧形回波追上本對流系統且生成龍捲風（圖 8d），當龍捲風發生後（圖 8f），該對流雲系往內陸方向移動，逐漸減弱，而此弧形回波在龍捲風生成過程中扮演不

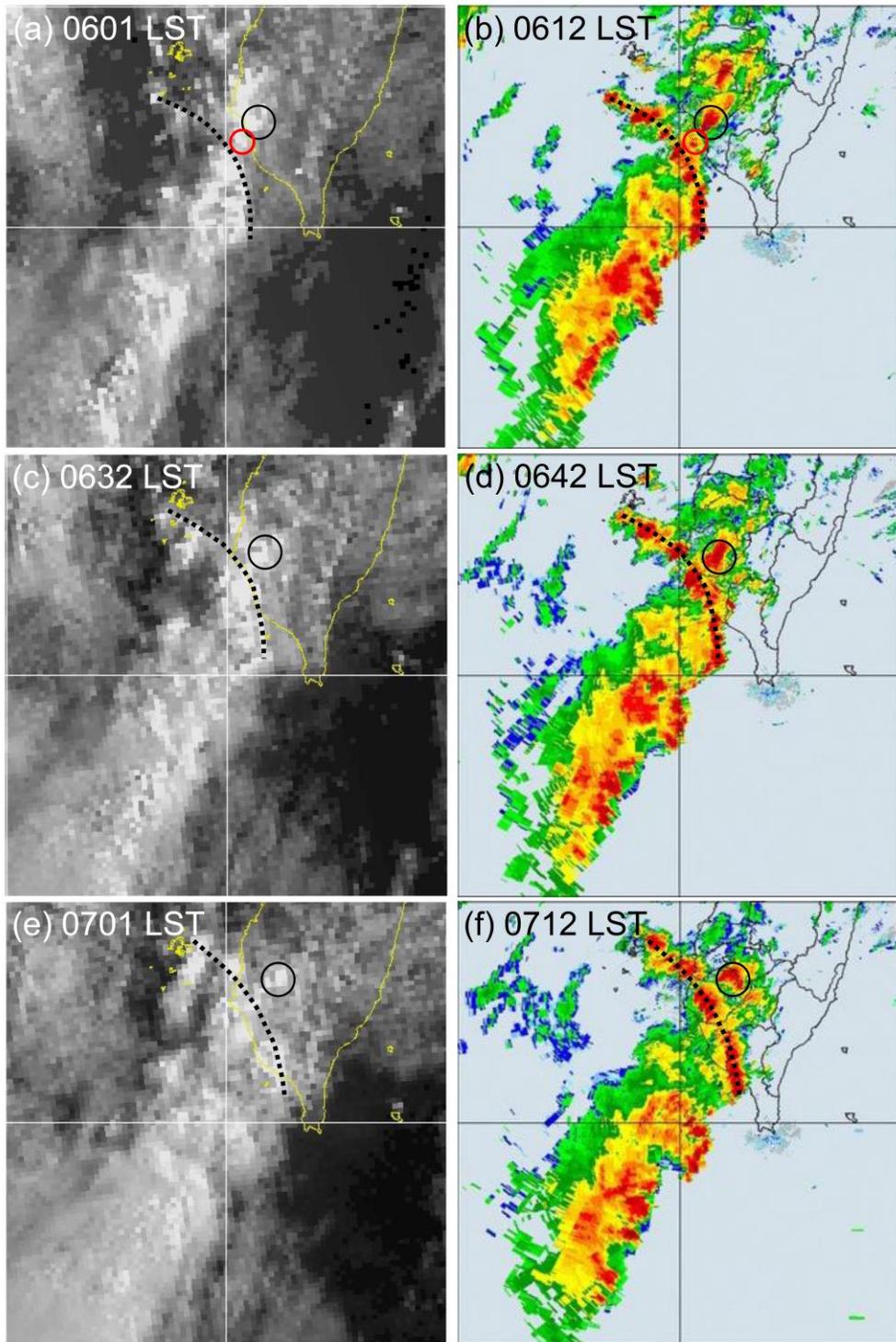


圖 8 2015 年 7 月 20 日(a)0601、(c)0632、(e)0701 LST 之可見光衛星雲圖；(b)0612、(d)0642、(f)0712 LST 整合雷達回波圖，黑色空心圓代表激發龍捲風之中尺度氣旋，黑色虛線為弧形回波所在位置，紅色空心圓代表弧形回波前緣新生之對流雲系。

可忽視之角色。此外，透過圖 8 中之雷達回波圖顯示，弧形回波位置在 0612 LST 時仍在海上，0642 LST 時已碰觸臺灣本島陸地，而在 0712 LST 時，已進入內陸。然而，對流系統與弧形回波間之相對位置及距離似乎無太大變動。再者，於圖 8b 中發現於弧形回波前緣有一新生對流雲系（以紅色空心圓標示），為瞭解該新生對流雲系、弧形回波及本研究之中尺度氣旋之間是否有進一步之

關聯性，因此，藉由更詳細且高時間頻度之雷達回波圖來分析，以利釐清這三者之間的關係。圖 9 為 20 日 0604~0657 LST（0630~0645 LST 為龍捲風發生時間）每 7.5 分鐘之七股雷達 1.5°仰角 PPI 回波場。0604 LST（圖 9a）時，弧形回波前緣已有一新生對流雲系（以紅色空心圓標示），最大回波值達 45 dBZ，此時，新生對流雲系位處高雄近海處，與其後方之弧形回波距離很近。0612

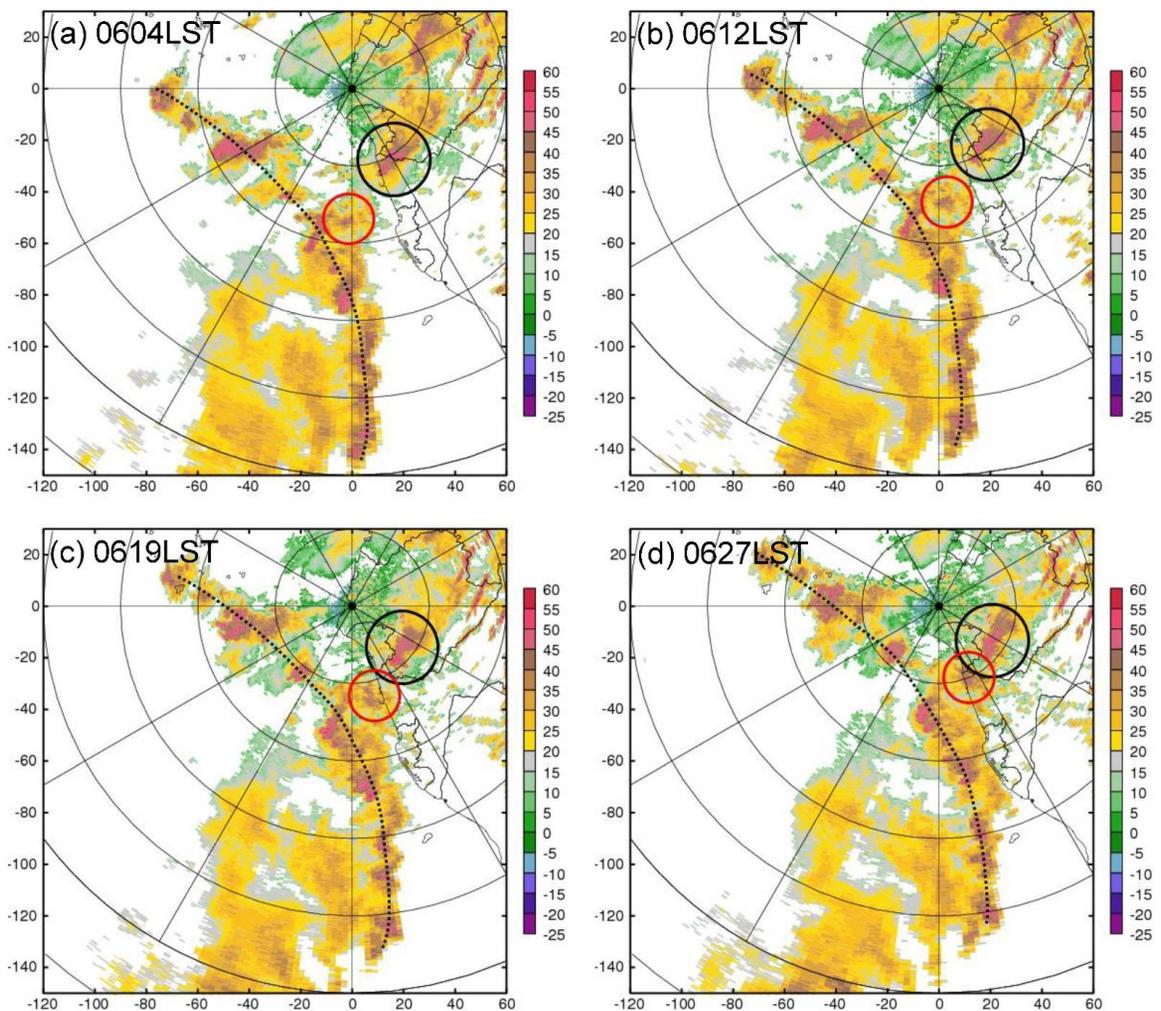


圖 9 2015 年 7 月 20 日七股雷達於 1.5°仰角 PPI 之(a) 0604、(b) 0612、(c) 0619、(d) 0627、(e) 0634、(f) 0642、(g) 0649、(h) 0657 LST 回波(dBZ)，黑色空心圓代表激發龍捲風之中尺度氣旋，黑色虛線為弧形回波所在位置，紅色空心圓代表弧形回波前緣新生之對流雲系。

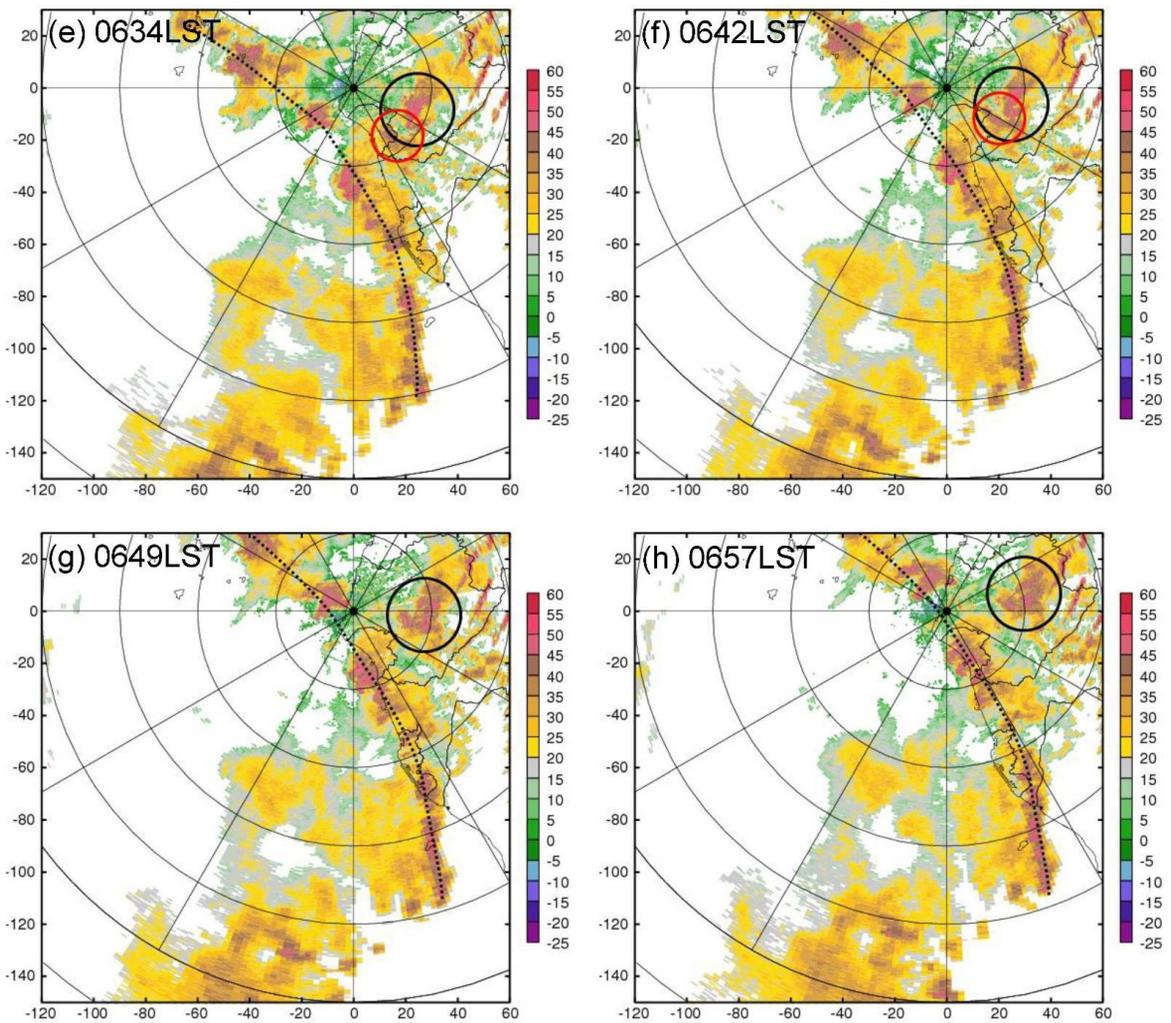


圖 9 (續)

LST (圖 9b) 時，新生對流雲系隨著後方之弧形回波持續往臺灣陸地推進，該新生對流雲系持續發展且更靠近高雄陸地。與前一時間來比，新生對流雲系、弧形回波及本研究個案之中尺度氣旋的相對位置與距離幾乎沒變動。0619 LST (圖 9c) 時，新生對流雲系持續發展中，仍與後方之弧形回波移速大致上為同步 (兩者間之距離跟上一個時間來比差不多)，且新生對流雲系已碰觸高雄沿海一帶之陸地，逐漸追上本研究之中尺度氣旋，

即代表弧形回波與新生對流雲系於此時之移速變得較中尺度氣旋快。0627 LST (圖 9d) 時，即龍捲風生成前幾分鐘。該新生對流雲系移速加快，移速較後方弧形回波快並追上中尺度氣旋，且中尺度氣旋已可看到具鉤狀回波之結構 (詳見後文分析)。到了 0634~0642 LST (圖 9e 與 f) 時，為龍捲風已生成階段。該新生對流雲系持續增強且逐漸併入中尺度氣旋中。其中，0634 LST 顯示，仍可看到中尺度氣旋之鉤狀回波結構仍顯著 (詳

見後文分析)。到了 0649 LST，該新生對流雲系已與本研究之中尺度氣旋合併成一個，此時，已在龍捲風發生之後。0657 LST，則可看到整併後的對流雲系較前一個時間有些微減弱之趨勢。然而，弧形回波與本研究之中尺度氣旋相對距離雖無明顯變化，但透過圖 9 顯示，弧形回波前緣新生之對流雲系於龍捲風生成前約 10 分鐘，加速移近本研究之中尺度氣旋。於龍捲風生成前 3 分鐘 (0627 LST)，新生對流雲系從原先與弧形回波移速同步的狀態轉成為較弧形回波移速快，並於龍捲風發生時，與中尺度氣旋已產生交互與合併作用，龍捲風發生後則已合併完成。這樣的結果顯示，此弧形回波在本研究中確實扮演不可或缺之重要角色。

接著透過 20 日 0627 LST (接近龍捲風發生時間，但於龍捲風發生前)七股雷達 1.5°仰角 PPI 回波及徑向速度場 (圖 10)，更詳細分析此弧形回波及本研究個案之中尺度氣旋狀態 (圖 10a)，弧形回波 (以黑色虛線標示) 位於雷達站西南方之臺南、高雄近海處，離七股雷達站之最短距離約 18 km。本研究個案之中尺度氣旋 (以黑色空心圓標示) 則位在七股雷達站東南方約 18 km、於弧形回波前緣約 20 km 處，中尺度氣旋之最大回波值均可達 45 dBZ 以上，且隱約可看到有鈎狀回波的結構 (以紅色箭頭標示)。徑向速度場 (圖 10b) 顯示有一正負徑向速度區 (以紅色箭頭標示)，即本文研究個案之所在處 (更詳細的速度場請參見後文)。而在弧形回波後側有一明顯之入流區 (以黑色空心箭頭標示)，且徑向速度可達 -24 m s^{-1} 。為進一步了解弧形回波之特徵，選定位於弧形回波南北兩側所經之澎湖站與琉球嶼站的觀測資料進行相關分析。澎湖站於 7 月 20 日之觀測資料 (圖 11a) 顯示，0620 LST 至 0640 LST 之

風向轉變，即有陣風鋒面通過。通過後，該站氣溫驟降約 1.2°C 、氣壓略微上升、相對濕度則略微下降 (因陣風鋒面通過後，帶來相對乾冷空氣，雨停)。琉球嶼站 (圖 11b) 則顯示 0640 LST 至 0700 LST 風向明顯轉變 (南南東轉為南南西風)，陣風鋒面通過後，該站氣溫驟降約 2.5°C ，氣壓與相對濕度則略微上升。陣風鋒面通過後因仍有對流系統移入產生兩波降雨，使得相對濕度上升。其中，因系統通過時受地形分流影響，使得澎湖站之風向呈逆時鐘方向轉變，琉球嶼站則呈現順時鐘方向轉變。此結果顯示，該弧形回波具陣風鋒面 (gust front) 特性，而這樣的外流邊界 (outflow boundary) 與低層暖濕偏南風之環境風場形成水平風切不穩定，不僅提供低層空氣強迫舉升，並驅使外流邊界前緣產生渦層 (vortex sheet) 擾動，形成一新的對流雲系，當與原先存在之中尺度氣旋產生交互、合併作用時，集中垂直渦度並強化該中尺度氣旋環流，甚至激發出龍捲風 (Lee and Wilhelmson 1997)。於本研究中之圖 10b 顯示，在弧形回波後方較強之入流 (黑色空心箭號指示之區域) 所產生的推力，使得龍捲風個案發生前，弧形回波前緣之新生對流系統加速逐漸趕上中尺度氣旋，而後，弧形回波前緣之新生對流系統與中尺度氣旋產生交互與合併作用，並激發龍捲風生成。

圖 12 為本研究龍捲風個案部分路徑災損區域圖。本圖選用受災較嚴重之區域，以利辨識龍捲風災損範圍。透過現地勘災資料顯示，龍捲風移動路徑總長約 9 km，大約位於國道 8 與國道 10 (圖未示) 間之國道 3 路段。由受災較嚴重區域來看災損範圍 (災損位置以綠色點位標示之)，並依圖中右下角 200 m 比例尺之長度顯示，明顯可見此龍捲風事件影響之最大寬度超過 150 m。根

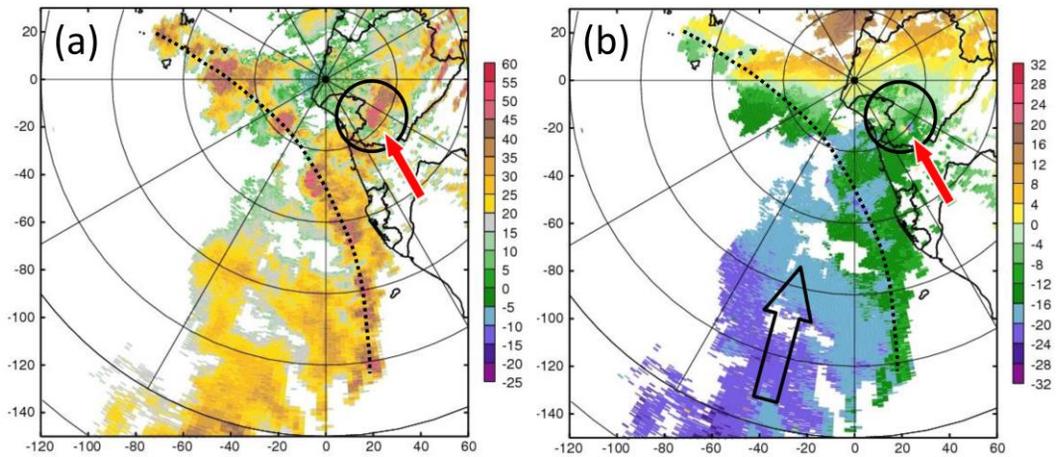


圖 10 2015 年 7 月 20 日 0627 LST 七股雷達於 1.5°仰角 PPI 之(a)回波(dBZ)、(b)徑向速度(m s^{-1})。座標軸單位為公里，原點位置為七股雷達站，黑色實線弧線距離為 30 km，黑色虛線為弧形對流雲系所在位置，黑色空心圓為中尺度氣旋所在位置，紅色箭頭各標示鈎狀回波與正負徑向速度區，黑色空心箭頭代表較強入流區。

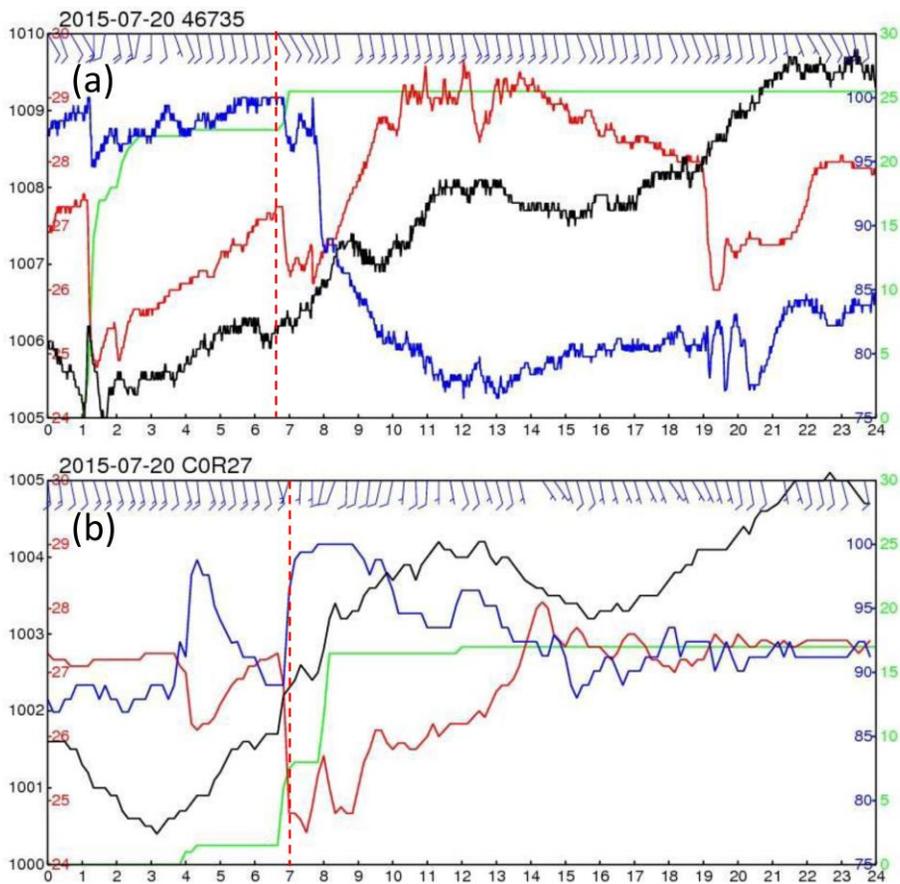


圖 11 2015 年 7 月 20 日(a)澎湖站(46735)、(b)琉球嶼站(C0R27)觀測資料，黑色線代表氣壓(hPa)、紅色線代表氣溫($^{\circ}\text{C}$)、藍色線代表相對濕度(%)、綠色實線代表累積雨量(mm)，以及風標長桿與短桿分別代表風速 5 m s^{-1} 與 2.5 m s^{-1} 。紅色虛線為陣風鋒面通過時產生之風向轉變。

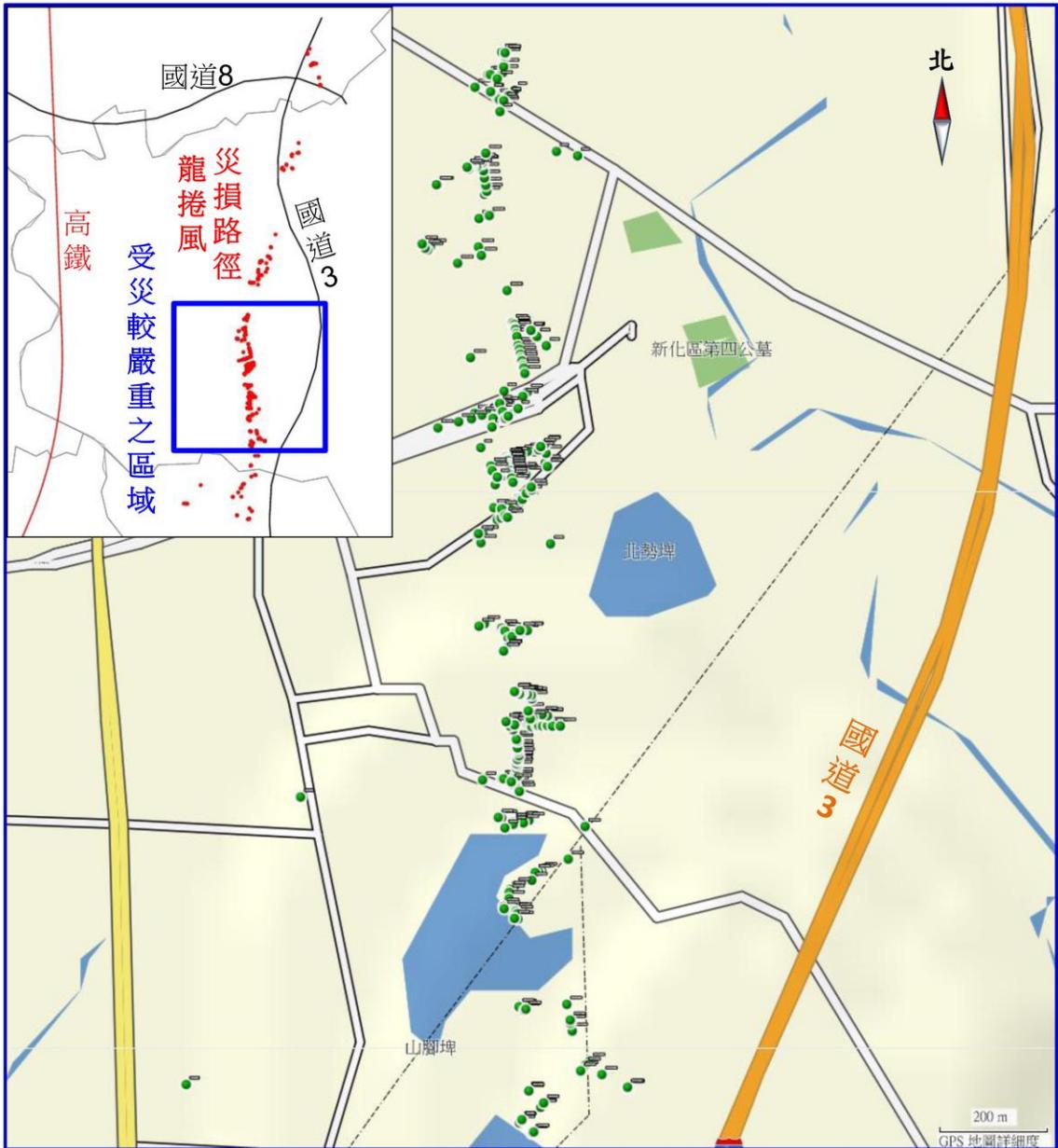


圖 12 龍捲風部分路徑災損區域圖。本圖選用受災較嚴重之區域（相當於左上縮圖內之藍色框選區域），以利辨識龍捲風災損範圍。比例尺為 200 m，綠色點位為災損點。（地圖圖資取自於 Garmin）

據過去對影響臺灣地區之龍捲風路徑的場勘紀錄，顯示寬度均為數十公尺左右，鮮有超過百公尺，本案例多處受影響區域可達百公尺以上，影響範圍較以往發生在臺灣的龍捲風要寬。其中以山腳里、知義里及東榮里受災較嚴重，該龍捲風事件，導致逾 20 棟民宅受損與無數農作物損害。龍捲風形成後，由災損痕跡可看出龍捲風以擺線方式朝偏北方向移動，龍捲風呈擺線路徑乃因龍

捲風位於中尺度氣旋內會繞著中尺度氣旋做圓周運動，當中尺度氣旋移動時，龍捲風的路徑就會呈擺線路徑(Wakimoto et al. 2003)。圖 13 為龍捲風擺線路徑(藍線)分析圖，結果顯示擺線波長約為 5.5 km、擺動幅度約為 0.7 km，中尺度氣旋移速約為 12.0 m s^{-1} 。因此，移行 5.5 km 所需之時間約為 7.6 分鐘，此時間為龍捲風繞行中尺度氣旋一圈的時間。另外，值得一提的是擺動幅度，

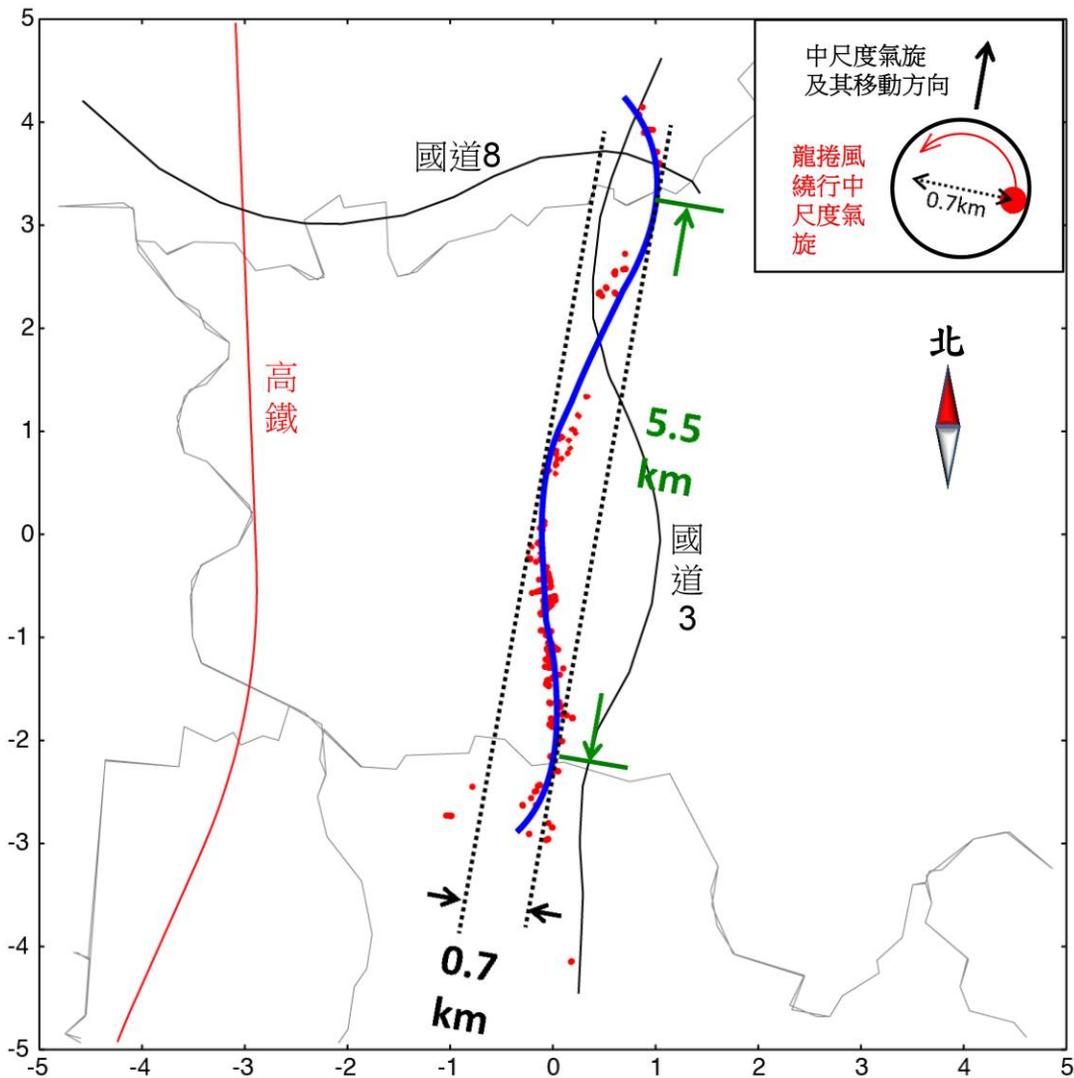


圖 13 龍捲風擺線路徑(藍線)分析圖。其中，紅點為龍捲風經過所造成之災損位置，其擺線擺動幅度為 0.7 km，波長為 5.5 km。圖右上方為龍捲風繞中尺度氣旋旋轉之示意圖。

因為龍捲風是繞中尺度氣旋旋轉，因此，擺動幅度即為中尺度氣旋之內核(inner core)大小，此數值與後文估計中尺度氣旋風切渦度所用之距離(表 1)相當吻合。

於圖 10b 徑向速度場顯示，本研究個案所在處一帶為正負徑向速度對比顯著區(以紅色箭頭標示)，為瞭解正負徑向速度配置情形，因此，進一步分析產生龍捲風的中尺度氣旋(0604 至 0657 LST)之雷達回波及徑向速度分布，以瞭解龍捲風發生前、發生時至發生後的變化情形(圖 14)。由七股雷達於仰角 1.5°之 PPI 回波(圖 14a)隨時間變化顯示，中尺度氣旋(紅點)於 0604 LST 結構鬆散，隨著時間序列變化於 0627 LST 之回波結構變得有組織，並出現鉤狀回波。到了 0634 LST，回波結構及強度更為顯著，且依舊看的到鉤狀回波，此時，龍捲風亦已生成，其移動軌跡(黑色點位)以擺線方式朝偏北方向前進。該中尺度氣旋回波強度於 0642 LST 達最強，強度達 45 dBZ 以上，但已不見鉤狀回波，之後逐漸減弱。至於徑向速度場隨時間變化(圖 14b)，顯示中尺度氣旋於 0604 LST 之正負徑向速度對比弱且鬆散，但隨著時間序列正負徑向速度對比逐漸加大、愈來愈緊縮，於 0627 至 0634 LST 達最顯著。龍捲風亦在此時段生成，大約維持至 0642 LST 左右而後隨著時間漸漸消散。然而，中尺度氣旋前一段時間(0604 至 0627 LST)朝約 30°方位移動，移動方向偏向平均風(20°方位)之右側，當發展為成熟之中尺度氣旋後(0627 LST 開始)，則朝平均約 10°方位移動。

進一步分析龍捲風發生前(0627 LST)於 1.5°之 PPI 回波場(圖 15a)，可看到距離七股雷達站約 24 km、方位角約 134°處，有一鉤狀回波，即具有類似超大胞之特徵結構；徑向速度場(圖

15b)中黑色箭頭為徑向速度方向(亦將該箭頭位置繪入圖 15a 中)，顯示有明顯風切，紅色空心圓即為中尺度氣旋所在處(亦將其位置繪入圖 15a 中)，因此，選定 132°方位角之垂直剖面來看龍捲風發生前之中尺度氣旋結構。龍捲風發生前(0627 LST)於 RHI 回波場之垂直剖面圖(圖 15c)顯示，距離雷達約 28 km 之近地面有一弱回波區，該中尺度氣旋之水平及垂直尺度呈現約 1:1，垂直發展高度約 3.5 km；徑向速度場之垂直剖面圖(圖 15d)可看到近地面明顯的入流(以紅色箭頭標示，亦將該資訊繪入圖 15c)，徑向速度 -24 m s^{-1} ，約 2~3 km 處則呈現輻散的狀態。此外，於近地面離雷達約 27~30 km 處，有速度場輻合。龍捲風發生時(0634 LST)，回波場(圖 16a)之鉤狀回波更為明顯；徑向速度場(圖 16b)顯示，最大正負速度場之距離比前一個時間更為緊縮(最大正負速度及間距請參見表 1)；另選定 121.5°方位角之垂直剖面來看中尺度氣旋結構，於回波場垂直剖面圖(圖 16c)顯示，水平尺度變得較 0627 LST 窄，垂直發展高度(約 3.5 km)較 0627 LST 高，距離雷達約 26 km 處弱回波區較前一個時間更為明顯；徑向速度垂直剖面圖(圖 16d)則顯示近地面亦有顯著入流(inflow)，徑向速度為 -30 m s^{-1} ，約 3~4 km 處呈現輻散的狀態，且距離雷達約 26~27 km 之近地面輻合場亦較前一個時間顯著，顯示該中尺度氣旋具迷你超大胞之特徵結構。

四、結果與討論

本研究乃發生於臺灣地區之迷你超大胞龍捲風首次被分析的案例，其綜觀環境特徵有別於一般發生在臺灣的龍捲風(主要伴隨梅雨季鋒面前緣的不穩定區域之對流系統生成)，且本案例透過現地勘災資料顯示多處影響範圍達百公尺以上，

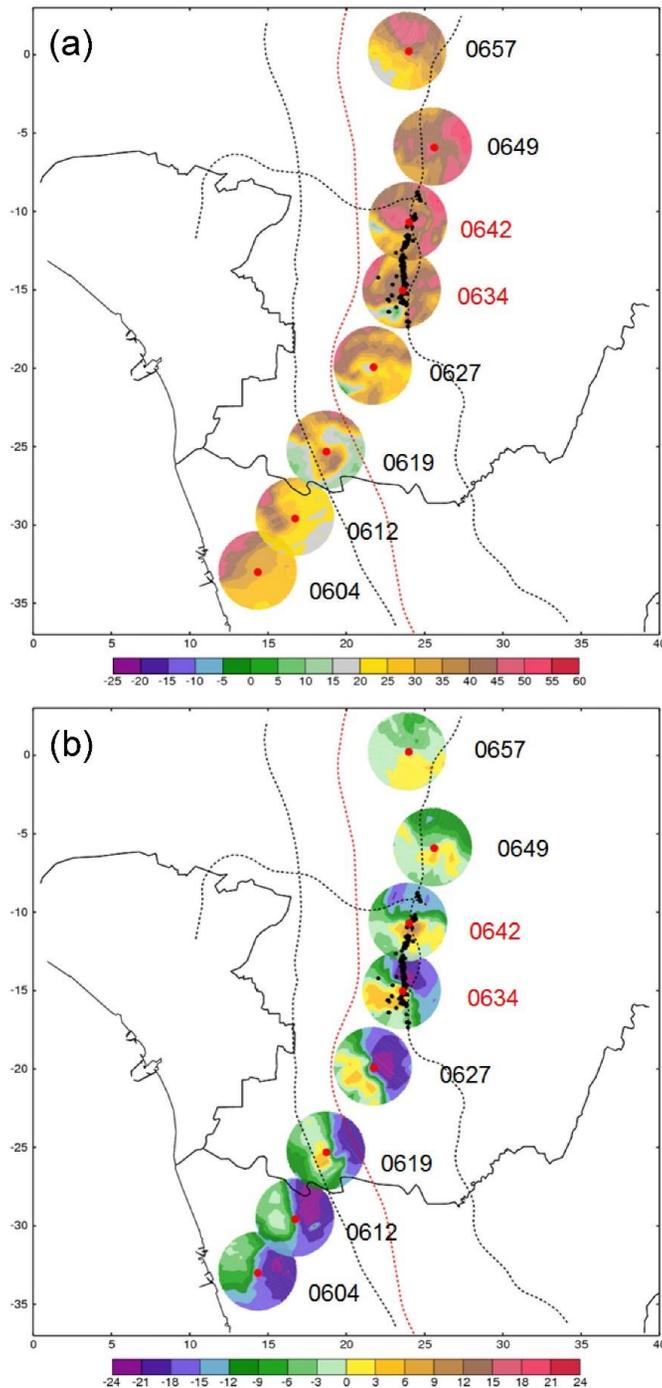


圖 14 2015 年 7 月 20 日 0604 至 0657 LST (每 7.5 分鐘) 七股雷達於 1.5° 仰角 PPI 觀測到中尺度氣旋伴隨龍捲風發生前、發生時及發生後之 (a) 回波 (單位: dBZ)、(b) 徑向速度 (單位: ms^{-1}) 變化一覽圖。紅點為中尺度氣旋中心, 黑色點位為龍捲風災損軌跡, 黑色點線為國道 1 (左) 與國道 3 (右), 紅色點線為高鐵, 黑色實線為縣市邊界; 0630~0645 LST 為龍捲風大約生成維持時間, 故 0634 與 0642 LST 以紅字標示, 其餘以黑字標示。

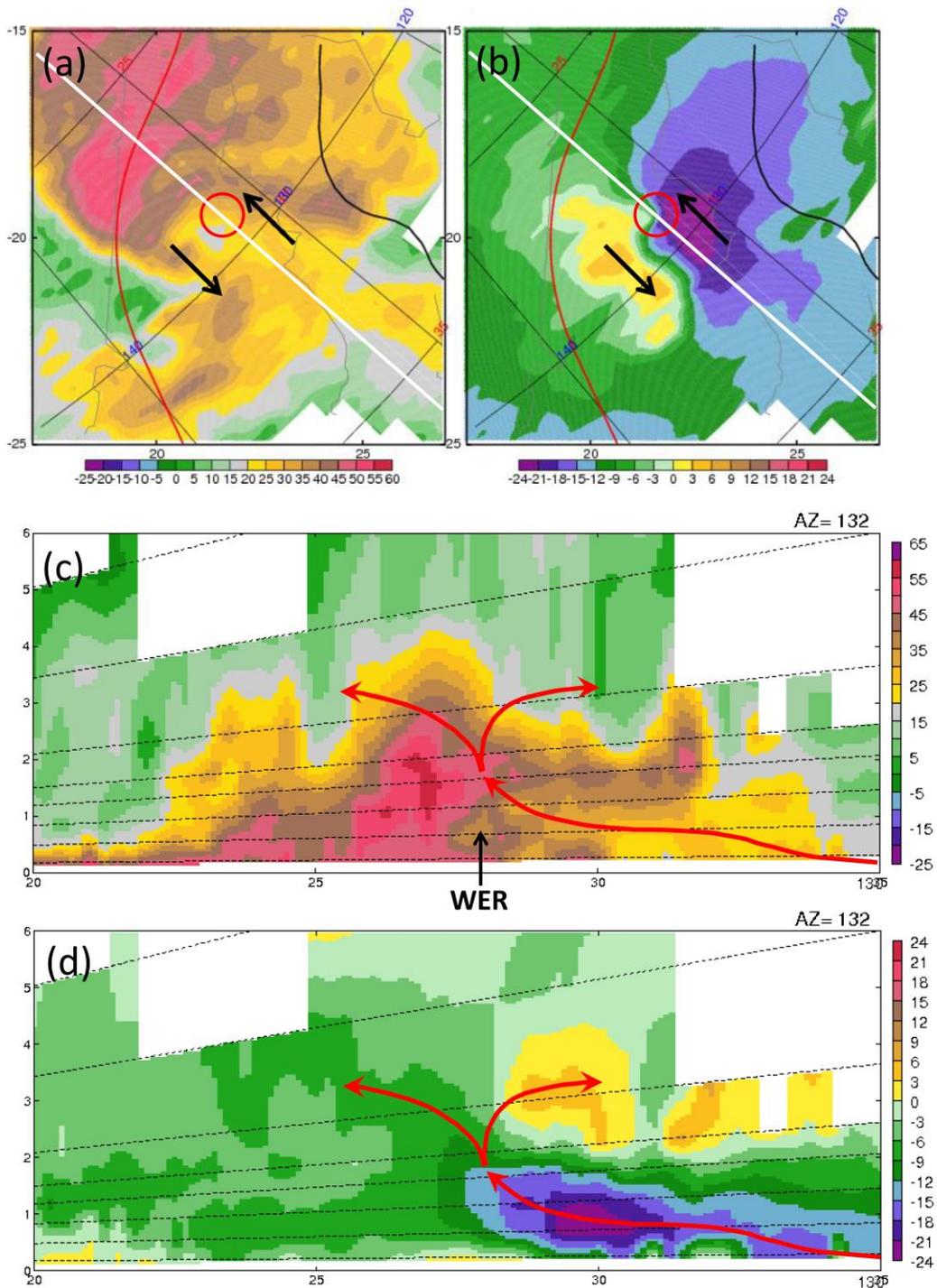


圖 15 2015 年 7 月 20 日 0627 LST 七股雷達站於 1.5°仰角之(a) PPI 回波 (單位: dBZ)、(b) PPI 徑向速度 (單位: $m s^{-1}$)，黑色箭頭為徑向速度場定出之風向及紅色空心圓為中尺度氣旋所在位置，白色實線為選定之 132°方位角。於 132°方位角之(c) RHI 回波 (單位: dBZ)、(d) RHI 徑向速度 (單位: $m s^{-1}$)，紅色箭頭代表入流及輻散位置，WER 為弱回波區。

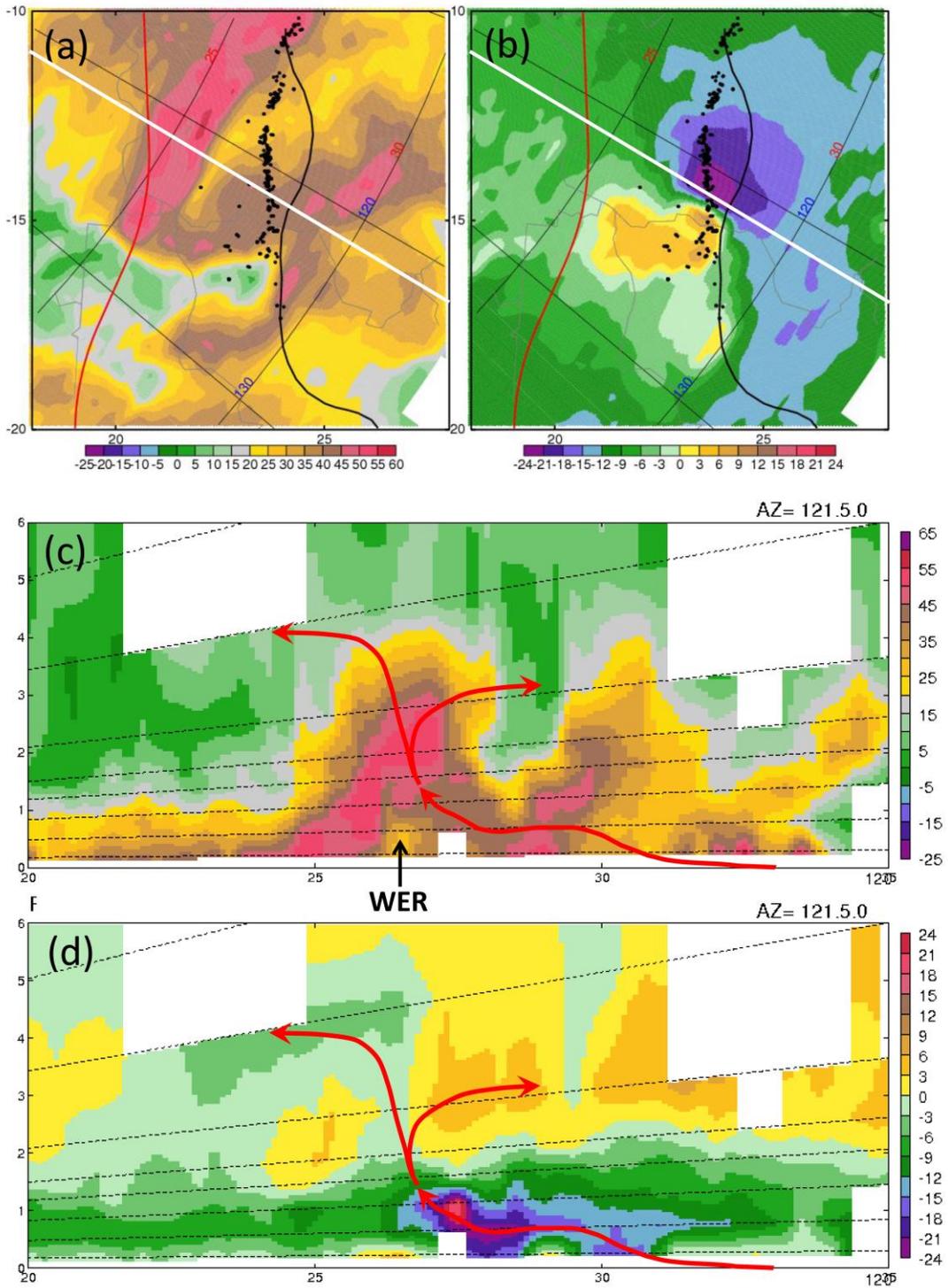


圖 16 2015 年 7 月 20 日 0634 LST 七股雷達站於 1.5°仰角之(a) PPI 回波 (單位: dBZ)、(b) PPI 徑向速度 (單位: m s^{-1})，黑色點位為龍捲風軌跡，白色實線為選定之 121.5°方位角。於 121.5°方位角之(c) RHI 回波 (單位: dBZ)、(d) RHI 徑向速度 (單位: m s^{-1})，紅色箭頭代表入流及輻散位置，WER 為弱回波區。

較以往發生在臺灣的龍捲風（數十公尺左右）要廣。綜觀天氣形勢分析顯示臺灣大氣環境受到位於海南島附近一帶低壓系統（從地面發展至 500 hPa）帶來之強勁暖濕南南西風影響，處於不穩定狀態。再者，臺灣位處槽前輻合區、300 hPa 為反氣旋式環流，再加上東部外海存在一冷心低壓且本研究個案發生位置正好位處高層(300 hPa)分流區，共同增強臺灣一帶之高層輻散，使得臺灣一帶大氣環境較為不穩定，為劇烈對流系統提供了良好發展環境之條件。然而，如 2015 年 5 月 24 日臺南下營龍捲風個案（張與劉 2015）並無這些有利條件存在，主要為臺灣常見於梅雨鋒面前之中尺度氣旋伴隨龍捲風生成的案例。就國外文獻而言，目前被分析的案例（如：Suzuki et al. (2000)）均在颱風外圍環境下所產生，其生成環境與本案例有所不同。雖然類似的環境在臺灣地區也有，但目前尚無觀測到類似之個案。

馬公探空資料與風徑圖顯示，底層有較強之垂直風切（上層無顯著風切）、螺旋度有利於中尺度氣旋式渦旋發展，且地面至 500 hPa 風向隨高度順轉，利於氣旋式渦旋生成。亦即當 1. 低層有顯著垂直風切（上層無顯著風切）時，可透過上升運動之傾斜作用將水平渦度轉成為垂直渦度；2. 垂直風切方向隨高度順轉時，所產生之穿過上升氣流的水平氣壓梯度加強了風暴右側之上升運動，利於風暴右側之氣旋式渦旋發展(Klemp 1987)。再加上前述條件及特徵，均有利於迷你超大胞生成與發展。除此之外，該中尺度氣旋在前期以 12.0 m s^{-1} 的速度朝約 30° 方位移動，其移動方向偏向平均風（ 20° 方位）之右側，產生龍捲風時之移動方向才轉為南北向（約 10° ）。再者，雷達回波與徑向速度場顯示，本研究個案具有鈎狀回波與徑向速度輻合場。本文中尺度氣旋激發出

龍捲風時，其水平與垂直尺度呈現約一比一之比例，45 dBZ 回波垂直發展高度約 3.5 km（底層輻合、上層輻散），且具有近地面有強入流、上層外流，以及弱回波區之垂直結構特徵，這些特性均顯示該中尺度氣旋具類似迷你超大胞之特有特徵結構，且觀測結果與 Suzuki et al. (2000)一致。即本研究個案與 Suzuki et al. (2000)同樣具有類似之環境特徵，包括 1. 底層有較強勁之垂直風切（上層無顯著風切），2. 風向（垂直風切方向）隨高度順轉，3. 原存在低層輻合場。就結構特徵而言，同樣具有鈎狀回波、弱回波區、徑向速度輻合場，且近地面有強入流、上層外流之垂直結構特徵。

然而，雷達回波顯示一促使本文迷你超大胞龍捲風生成之關鍵條件為位於其後方之弧形回波，該弧形回波透過所經之澎湖站及琉球嶼站觀測資料分析顯示，具陣風鋒面特性。而這樣的外流邊界(outflow boundary)與低層暖濕偏南之環境風場形成水平風切不穩定，不僅提供低層空氣強迫舉升，並驅使外流邊界前緣產生渦層(vortex sheet)擾動，渦層捲起而形成一新生對流雲系。隨著弧形回波後方明顯入流區，使得新生對流雲系追上本研究之中尺度氣旋，並與中尺度氣旋產生交互、合併作用，在這樣集中垂直渦度並強化該中尺度氣旋環流的狀態下，激發出本研究之迷你超大胞龍捲風。並將此迷你超大胞龍捲風激發示意圖繪製成圖 17 來呈現之。

本文探討迷你超大胞於龍捲風個案於生成前及生成時之風切渦度隨時間的變化（詳細資訊參見表 1），另與一般在臺灣的中尺度氣旋生成之龍捲風—2015 年 5 月 24 日臺南下營區龍捲風個案，張與劉(2015)進行相互比較。圖 18a 顯示於迷你超大胞龍捲風發生前 30 分鐘(0604 LST)至發生

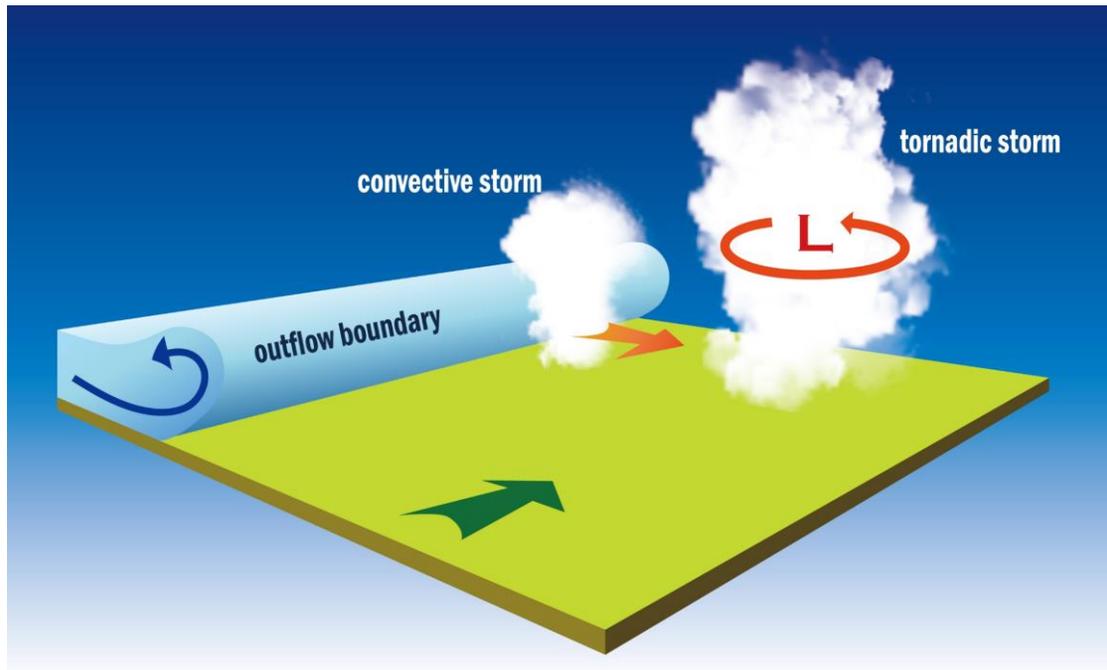


圖 17 迷你超大胞龍捲風激發示意圖。其中，綠色箭頭為環境風場，橘色箭頭為對流系統移動方向。

表 1 2015 年 7 月 20 日 0604 至 0657 LST，迷你超大胞於 1.5°及 2.4°仰角之正負速度(VR)，正負速度間之距離 (Δs)以及風切渦度(ζ)隨時間之變化一覽表。

LST	0604		0612		0619		0627		0634		0642		0649		06:57	
仰角	1.5°		1.5°		1.5°		1.5°		1.5°		1.5°		1.5°		1.5°	
VR(s^{-1})	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.
	-2.2	-21.9	-0.5	-47.7	7.0	-21.2	5.7	-24.1	10.8	-23.8	12.8	-18.7	4.7	-13.7	4.7	-8.0
Δs (km)	2.4		1.7		2.1		1.5		0.9		1.3		1.9		2.5	
ζ ($\times 10^{-3} s^{-1}$)	8.38		14.02		13.23		19.93		37.26		24.38		9.68		5.06	
LST	0604		0612		0619		0627		0634		0642		0649		06:57	
仰角	2.4°		2.4°		2.4°		2.4°		2.4°		2.4°		2.4°		2.4°	
VR(s^{-1})	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.	max.	min.
	-4.8	-23.6	0.7	-24.3	6.3	-22.3	5.0	-23.3	3.7	-30.9	9.8	-13.8	6.0	-8.8	9.5	-4.0
Δs (km)	2.3		2.2		2.1		2.0		1.8		1.4		2.3		2.7	
ζ ($\times 10^{-3} s^{-1}$)	8.18		11.15		13.61		14.42		18.93		17.58		6.52		4.93	

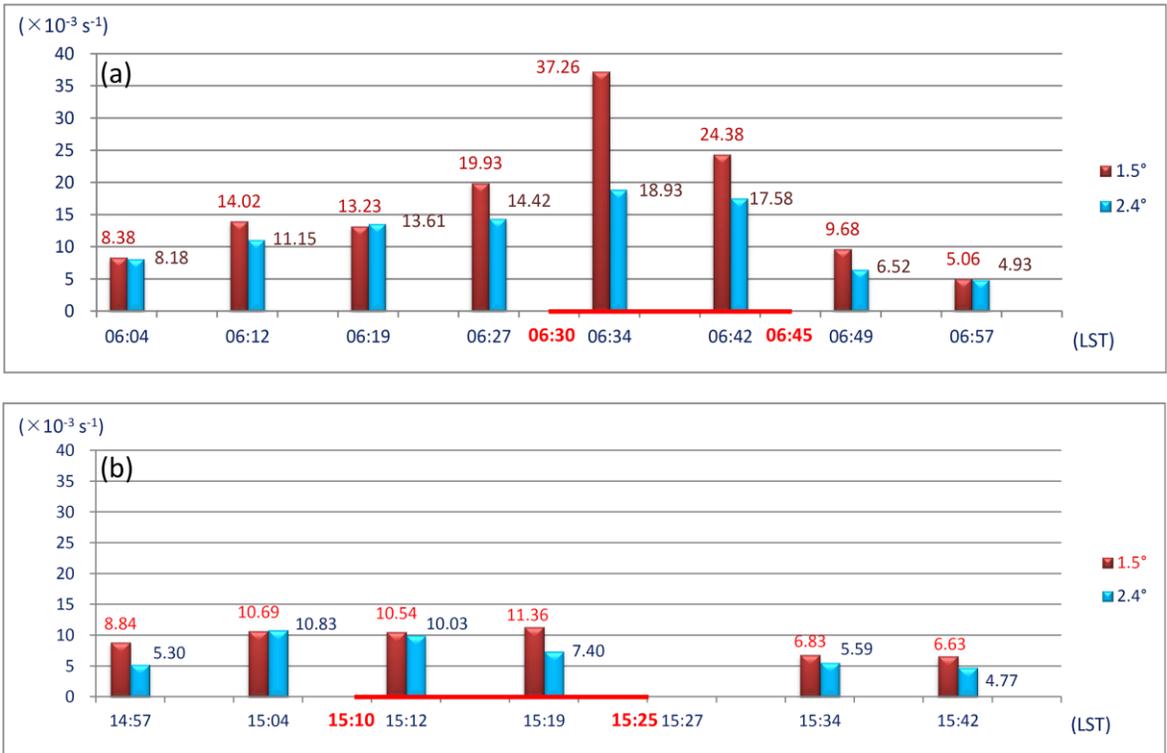


圖 18 風切渦度隨時間變化之分布圖(a) 2015 年 7 月 20 日臺南新化迷你超大胞龍捲風事件（紅色粗線代表發生時間 0630~0645 LST）、(b) 2015 年 5 月 24 日臺南下營龍捲風事件（發生時間約為 1510~1525 LST）。其中，紅色直條圖代表仰角 1.5° 、藍色直條圖代表仰角 2.4° 之風切渦度值 ($\times 10^{-3} s^{-1}$)。

(0634LST)時，低層（仰角 1.5° ）渦度值增強之幅度（逾 4 倍）大於上層（仰角 2.4° ，逾 2 倍）。此外，由 0627 至 0634 LST，低層風切渦度呈現快速且明顯增強，且於龍捲風發生時(0634 LST)達最大值($37.26 \times 10^{-3} s^{-1}$)，約為上層之 2 倍，而後逐漸減弱，在龍捲風發生後（0649 至 0657 LST）隨之減弱。圖 18b 為 2015 年 5 月 24 日 1510 LST 於臺南下營區生成一般中尺度氣旋伴隨龍捲風個案（該日臺灣受鋒面影響，屬常見影響臺灣之龍捲風類型），顯示龍捲風發生前至發生(1512 LST)時之風切渦度，低層及上層之渦度值增強幅度為 1-2 倍左右，成長幅度較為緩和，且風切渦度最大值为 $11.36 \times 10^{-3} s^{-1}$ (1519 LST)，較本研究個案 ($37.26 \times 10^{-3} s^{-1}$) 小逾 3 倍，與本研究個案結果

呈現強烈對比。此外，本研究個案於生成一開始 (0634 LST)，低層風切渦度達最大值，較上層大逾 2 倍，與 Suzuki et al. (2000) (圖 4d) 結果類似（該研究個案，於迷你超大胞龍捲風生成時，低層風切渦度達最大值，較上層大逾 3 倍），低層風切渦度最大值之數值大小則與 Suzuki et al. (2000) 相當。

此外，運用簡化之渦度方程式

$$\frac{d\zeta}{dt} \approx -\zeta(\nabla \cdot \vec{V}) \tag{1}$$

積分可得

$$\zeta \approx \zeta_0 \exp(-\nabla \cdot \vec{V} \times t) \tag{2}$$

轉換為簡化之散度方程式

$$-\nabla \cdot \bar{v} \approx \frac{\ln(\zeta / \zeta_0)}{t} \quad (3)$$

其中， ζ 為風切渦度， ζ_0 為初始風切渦度， t 為經過時間， $-\nabla \cdot \bar{v}$ 為散度。本個案運用表 1 中 0627~0634 LST 之風切渦度變化，計算而得之輻合值約為 $1.39 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，較傳統的輻合值 (10^{-5} s^{-1}) 大了兩個數量級。

分析龍捲風擺線路徑圖 (圖 13)，該擺線波長約 5.5 km、週期約 7.6 分鐘，擺動幅度約為 0.7 km，代表中尺度氣旋之內核大小。20 日迷你超大胞於 1.5° 仰角之最大正負徑向速度間距離 (Δs) 隨時間之變化 (表 1) 顯示，龍捲風發生時 (0634 LST)，其最大正負徑向速度之距離為 0.9 km，與龍捲風擺線擺動幅度相當。根據 Wakimoto et al. (2003) 繪製之中尺度氣旋移速不同時之龍捲風擺線路徑概念圖與本研究龍捲風擺線路徑比對結果顯示，本研究個案屬於龍捲風繞行速度明顯慢於中尺度氣旋移動速度之結果。

本個案乃臺灣地區研究迷你超大胞龍捲風之首例，未來將分析該類龍捲風與一般非超大胞龍捲風之綜觀環境場與形成過程之異同，以利瞭解迷你超大胞龍捲風之生成可能機制，另進一步考慮數值模擬的可行性。

誌謝

本研究得以順利完成要特別感謝中央氣象局提供寶貴氣象資料，感謝曾鴻陽老師、張智昇先生、賴竟豪先生、楊菁華小姐及謝嘉明先生多方協助。特別感謝編輯委員與兩位審查委員迅速的審查，並且提供諸多的建議及修改，使得本文科學性大為提昇。最後，感謝中國文化大學大氣科

學系提供資料分析所需的設備，以及中央氣象局 MOTC-CWB-104-M-04、1042153C，科技部 MOST 104-2625-M-034-001、MOST 105-2625-M-034-003、陽明山國家公園管理處 1050703 的支持。

參考文獻

- 林博雄、曾忠一，1994：GMS 地球同步衛星影像數位資料在雲分類上的應用。*大氣科學*，**22**，319-335。
- 張智昇、劉清煌，2015：梅雨季台南地區龍捲風致災事件分析。*104 年天氣分析與預報研討會*，A1-12。
- 劉昭民 1996：台灣的氣象與氣候。常民文化，365 頁。
- 劉清煌、張智昇，2004：2003 年伴隨梅雨鋒面所發生之水龍捲及龍捲風。*第八屆全國大氣科學學術研討會*，桃園龍潭，2004 年 5 月 17 日至 20 日。
- 劉清煌、蔡沛旻，2011：宜蘭南澳水龍捲之分析。*大氣科學*，**39**，117-146。
- Bluestein, H. B., 1999: Tornado Alley - Monster of the Great Plains. Oxford University Press, Inc., 180pp.
- Browning, K. A., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 634-668.
- Davies-Jones, R. P., D. Burgess, and M. Foster, 1990: Test of helicity as a tornado forecast parameter. Preprints, 16th Conf. on Severe Local Storms,

- Kananaskis Park, AB, Canada, *Amer. Meteor. Soc.*, 588-592.
- Davies, J., 2002a: Significant tornadoes in environments with relatively weak shear, *Preprints*, 21st Conf. Severe Local Storms, San Antonio, TX, *Amer. Meteor. Soc.*, 651-654.
- _____, 2002b: On low-level thermodynamic parameters associated with tornadic and non-tornadic supercells. *Preprints*, 21st Conf. Severe Local Storms, San Antonio, TX, *Amer. Meteor. Soc.*, 603-606.
- Gentry, R. C., 1983: Genesis of tornadoes associated with hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1793-1805.
- Holle, R. L., and M. W. Majer, 1980: Tornado formation from downdraft interaction in the FACE mesonet. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1010-1028.
- Klemp, J. B., 1987: Dynamics of tornadic thunderstorms. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **19**, 369-402.
- Lee, B. D., and R. B. Wilhelmson, 1997: The numerical simulation of non-supercell tornadogenesis. Part I: Initiation and evolution of pretornadic mesocyclone circulations along a dry outflow boundary. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 32-60.
- _____, and _____, 1997: The numerical simulation of nonsupercell tornadogenesis. Part II: Evolution of a family of Tornadoes along a weak outflow boundary. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2387-2415.
- Liu, C.-H., 2010: A waterspout observed under weak southwesterly flow near Kauhsiung on 7 July 2010. *Third SoWMEX/TIMREX Science Workshop*, 3-5 November 2010, Taipei, Taiwan.
- _____, and C. -S. Chang, 2007: A study of 2007-04-17 Tainan tornado. *Conf on Mesoscale Meteorology and Typhoon in East Asia (ICMCS-VI)*, 6-8 November, 2007, Taipei, Taiwan.
- McCarthy P. J., S. Massey, and D. Patrick, 2006: Tornadic mini-supercells in Northern Canada. *23rd Conference on Severe Local Storms*, St. Louis, MO. 8 November, 2006.
- McCaul, E. W., and M. L. Weisman, 1996: Simulations of shallow supercell storms in landfalling hurricane environments. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 408-429.
- Nilton, O. R., and H. B. Bluestein, 2000: A simple theory for waterspout, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 927-932.
- Novlan, D. J., and W. M. Gray, 1974: Hurricane-spawned tornadoes. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 476-488.
- Rotunno, R., and J. B. Klemp, 1982: The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 136-151.
- _____, and _____, 1985: On the rotation and propagation of simulated supercell thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 271-292.

- Simpson, J., B. R. Morton, M. C. McCumber, and R. S. Penc, 1986: Observations and mechanisms of GATE waterspouts. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 753-782.
- _____, G. Roff, B. R. Morton, K. Labas, G. Dietachmayer, M. McCumber, and R. S. Penc, 1991: A Great Salt Lake waterspout. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2741-2770.
- Suzuki, O., H. Niino, H. Ohno, and H. Nirasawa, 2000: Tornado-producing mini supercells associated with typhoon 9019. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1868-1882.
- Wakimoto, R. M., H. V. Murphey, D. C. Dowell, and H. B. Bluestein, 2003: The Kellerville tornado during VORTEX: Damage survey and Doppler radar analyses. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2197-2221.
- _____, and C. -H. Liu, 1998: The Garden City, Kansas, storm during VORTEX 95. Part II: The wall cloud and the tornado. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 393-408.
- _____, and J. W. Wilson, 1989: Non-supercell tornadoes. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1113-1140.

A Case Study of Tornado Occurred at Hsin-Hua in Tainan on 20 July, 2015

Yi-Hui Chang¹ Ching-Hwang Liu²

¹ Graduate Institute of Earth Science, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan

² Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan

(manuscript received 7 October 2016 ; in final form 4 November 2016)

ABSTRACT

A tornado touched down at Hsin-Hua district in Tainan at 0630 LST on 20 July, 2015. More than 20 houses were damaged and severe agricultural damages, especially at Sun-Jao, Chih-Yi, and Dong-Rong villages. Based on damage survey, it shows the track was almost in north-south direction along freeway 3. The track length was about 9 km and lasted for about 15 minutes with average speed $\sim 12 \text{ m s}^{-1}$. The synoptic condition has shown a low pressure center located near the Hai-Nan Island and strong southerly wind brought the warm moist air from South China Sea into Taiwan Strait area. The upper level (300 hPa) wind showed an anti-cyclone over the top of Taiwan area. In addition, the location of this case is right below the upper level diffluent area where is much favorable for severe convection to develop. The Mar-Kong sounding has shown strong low level wind shear and veering hodograph indicated an unstable atmosphere for severe weather to develop. A large area of convective cells located over the ocean at southwest side of Taiwan was observed from Chi-Gu radar. The cell that produced this tornado appeared near the Tainan coastal line. As soon as this cell made landfall, the intensity of mesocyclone greatly strengthened and the hook echo was evident. The maximum shear vorticity estimated is about $37.26 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$. Based on our analysis, the outflow boundary from the back (southwest) side played an important role left the air upward and then triggered the tornado. According the past studies, tornadoes mainly occur at the leading portion of Mei-Yu fronts. However, the synoptic set-up is quite different in this case. The width of tornado damage path is generally broader compared to the previous cases based on the damage survey. The vertical profile of radar echo indicates the system is very similar to “mini supercell” type structure, i.e. hook echo, weak echo region, and intense mesocyclone (slightly weaker than typical supercell). Its horizontal and vertical dimensions is compatible but smaller than supercell. This study provides the first study of mini-supercell tornado in Taiwan area.

Key Words: Mesocyclone, Outflow boundary, Tornado, Damage survey, Hook echo, Mini-supercell

