交通部中央氣象局委託研究計畫期末成果報告

垂直指向降雨雷達觀測與雙偏極化雷達技術產品 調校之應用(1/3)

- 計畫類別:■氣象 □海象 □地震
- 計畫編號: MOTC-CWB-105-M-06
- 執行期間: 105年3月28日至105年12月31日
- 計畫主持人: 周仲島教授
- 執行單位:國立臺灣大學大氣科學系

中華民國 105 年 12 月

政府研究計畫期末報告摘要資料表

計畫中文名稱	垂直指向降雨雷達觀測與雙偏極化雷達技術產品調校之應用 (1/3)				
計畫編號	MOTC-CWB-105-M-06				
主管機關	交通部中央氣象局				
執行機構	國立臺灣大學				
年度	105 年	執行期間 自3月28		3日起至12月31日止	
本期經費	880 千元				
(單位:千元)	880 9 72				
執行進度	預定(%)	實際(%)		比較(%)	
	100	100		0	
您 费 古 用	預定(千元)	實際(千元)		支用率(%)	
經貞又而	880	880		100	
研究人員	計畫主持人	協同主持人		研究助理	
	周仲島博士			修榮光	
				查亭宇	
				朱琇榕	
報告頁數	73	使用語	后言	中文	
中英文關鍵詞	台北市豪雨型午後雷暴、雙偏極雷達參數、颱風蘇迪勒				
研究目的	雷達定量降雨估計的能力在開始使用雙偏極化雷達後有				
	長足的進步,但不同地區、降雨系統的雨滴粒徑譜變異大,使				
	用當地發展的演算式來反演粒徑分布或是降雨率有其必要				
	性。本計畫書提出「垂直指向雷達資料進行雙偏極化雷達技術				
	產品在地化調校技術分析研究」構想,結合降雨觀測實驗收集				
	之雙偏極化雷達、垂直指向雷達、雨滴粒徑譜儀等資料,瞭解				
	梅雨季及颱風季期間之垂直降雨結構特徵,嘗試建立豪大雨系 統生命期間之物理特徵以及發展機制,進一步調整、改進雙偏				
	極化雷達技術產品。由於垂直指向雷達期初正進行檢校,本計				
	畫先行進行都會區豪雨個案以及颱風個例的雙偏極化雷達資				
	料分析,讓學生助理先行了解資料品質,作為後續研徑校準的				
ாஸ்பா	基礎 。 前期研究顯示	五分小雪泽	資料且右-	一定可信度(周仙皀笠	
' ' 竹	2015)。本期計劃繼續針對午後雷雨個案深入分析。分析 201				
	年6月14日午後雷雨偏極化雷達及地面測站(每10分鐘)資料。				

	初步分析結果顯示 10 分鐘地面資料配合雷達風場回波場資料
	對於豪雨型午後雷暴卻寶可提供寶貴資訊值得進一步深入分
	析。
	本計畫也分析 2015 侵台颱風蘇迪勒雙偏極化觀測。從雷
	達回波圖中可清晰看見五個雨帶,各自有不同的生命期和不同
	的結構。由雙偏極化參數變化可得知雨帶登陸後受到地形影響
	降雨增加,水象粒子數量變多、粒徑分布範圍變廣,不均勻性
	增加。雨帶3和雨帶4皆受颱風北側東南風的影響,有明顯輻
	合輻散分佈。但雨帶3底層為輻散,高層為輻合,已達其成熟
	期;雨带4則底層為輻合,高層為輻散,是正在發展中的雨帶。
	此為初步分析工作,蘇迪勒颱風為五分山雷達被颱風吹壞前為
	一觀測到的颱風資料,資料寶貴,本研究特別進行雨帶分析,
	希望對登陸颱風雨帶的降雨過程特徵有所認識。
	垂直指向雷達觀測回波有顯著減弱,且伴隨垂直運動速度
	的異常。經雷達檢整,評估發射機目前的工作狀態有顯著的頻
	率漂移以及能量衰减,可能因老化而無法勝任工作,且此型發
	射機無法調整工作頻率。建議應更換發射機,並特別注意發射
	機之定期檢校與維護,以確保觀測品質。
具體落實應用	1. 藉由豪大雨系統之地面測站觀測以及回波風場之相關資
情形	料,深入了解豪大雨發生的原因,並建立豪大雨系統生命
	期包括形成、發展、維持以及消散過程之物理特徵以及機
	制。
	 改進雲達定量降雨仕計技術, 逆進其左臺灣梅雨季, 適用
	2. 以近田建大里件的旧时投附 省之兴位至乌梅的于一边川
	江、伯杰中时俱积帆心候式、业议告数值俱报候式干到库
	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·

目錄	

第一章、前言1
第二章、雙偏極化雷達在台北都會區豪雨型午後雷暴研究5
2.1 五分山雷達降雨回波分析5
2.2 台北市區地面測站風場和氣溫分析6
2.3 五分山雷達都卜勒風場分析6
2.4 五分山雷達雙偏極化參數特徵8
2.5 結果討論12
第三章、蘇迪勒颱風(2015)雨帶特徵及雙偏極化雷達分析41
3.1 前言41
3.2 研究方法與資料分析41
3.3 分析結果與討論41
3.4 初步結論與未來工作43
第四章、S波段垂直指向降雨雷達檢整進度說明53
第五章、結論與建議63
致謝65
參考文獻65

第一章、前言

本報告主要討論雙偏極化雷達在豪大雨天氣系統:包括颱風蘇 迪勒 2015.8.7 和劇烈午後雷暴系統 2015.6.14 的觀測特徵以及對於即 時預報可能提供的資訊。S 波段垂直指向雷達因資料異常,正在進行 檢整,預定本年度下半年加入觀測。

本期中成果報告第一章為前言。第二章為大臺北都會區豪雨型午後雷暴降雨特性分析,尤其是雙偏極化雷達觀測特徵。第三章為雙偏極化雷達在登陸颱風蘇迪勒(2015)的觀測分析,尤其是針對外為雨帶的特徵進行分析討論。第四章簡要說明現階段S波段垂直指向降雨雷達檢整進度。第五章為結論與建議。

台灣地區發生的豪雨,可以簡單區分成**颱風豪雨**和非**颱風豪雨**雨 類。一般颱風豪雨的發生可以是颱風近中心環流所造成,譬如桃芝 (2001)、龍王(2005)、蘇力(2012)等,主要災害發生在近颱風中心內核 區。此種類型颱風豪雨,正確的路徑和強度預報對於豪大雨發生時間 和地點至為重要。同時近中心環流因為受到地形影響產生變化,對於 豪大雨的預報造成很大的不確定性 (Wu and Kuo 1999)。除此之外, 颱風豪雨也可以是颱風環流和環境交互作用所產生,譬如東北季風共 伴(Wu et al. 2009)或是西南季風共伴(Fang et al. 2011; Wu et al. 2011) 所造成的豪雨。這種豪雨發生位置可以離颱風中心甚遠,有時又稱颱 風的遠距豪雨(distant heavy rain) (Wang et al. 2009; Schumacher et al. 2011)。此時除了颱風路徑和強度外,綜觀環境特徵的掌握扮演重要 關鍵 (Bao et al. 2015)。

至於非颱風所造成的豪雨,情況較為複雜,主要以中尺度對流系 統以及類型複雜的中尺度過程為主(Kuo and Chen 1990; Jou et al. 2011)。簡單來說可以分成下面三類:(一)鋒面豪雨,每年五六月為主, 又稱梅雨季豪雨,秋天偶也有之;(二)熱帶低壓豪雨,也可以稱之西 南氣流豪雨,一般發生在七~九月,與季風槽關係密切;(三)午後雷

暴豪雨,一般從六月下旬開始,可以持續至九月初。這三種豪雨的差 異,可以用綜觀天氣條件的顯著性來區隔,前兩者可以稱之為強綜觀 環境豪雨,而第三類為弱綜觀環境豪雨。

非颱風豪雨三者的特徵與差異可以大致說明如下。(一)鋒面豪雨: 與鋒面帶所在位置息息相關,鋒前、鋒上、鋒後都有可能發生,持續 時間一般超過6小時,長者可以數天,視鋒面的動態而定,譬如鋒面 移動速度、冷空氣強度、鋒面北退更會拉長時間,鋒後冷空氣的行為 至為重要。(二)熱帶低壓豪雨:與熱帶低壓擾動位置和移動很有關係, 一般當低壓所在位置於大陸華南沿岸,台灣西南方威脅特別大, 通 常和西南季風(西南氣流)一起,持續時間可以超過2-3 天,經常伴隨 顯著中尺度對流系統,中尺度過程顯著。(三)午後雷暴豪雨:一般發 生在午後太陽加熱之不穩定大氣環境下產生,生命期一般不超過6小 時,持續時間短,局部地區地形和區域環流的影響顯著,一般無法通 案處理,數值預報能力差,對模式模擬的要求甚高 (Jou et al. 2011)。

依據龔楚媖等(2015)有關台灣地區極端降雨事件的統計資料 (1992-2013),颱風豪雨約佔 60%,非颱風豪雨佔 40%。在非颱風豪 雨部分,鋒面豪雨發生的次數最多,約 50%;而熱帶低壓豪雨 (包括 西南氣流) 次之,約 45%。至於午後雷暴豪雨由於降雨延時短,總累 積雨量無法進入到前面排名,因此沒有個案被收錄。現階段數值預報 模式對前兩者豪雨都有一定的掌握(Wang 2014), 但是對於午後雷暴 豪雨的掌握能力非常有限。現有都會地區人口密集,對於集中式極短 期強降雨的韌度非常有限,又缺乏準確的事前預警方法,無法有效防 禦,很容易造成民怨。

有關臺灣午後雷暴的發生和發展,在有利環境場分析以及雷暴發 展特徵已經有不錯的基礎(Chen (CS) et al. 1991; Chen (CS) and Chen (YL) 2003; Johnson and Bresch 1991; Jou (1994); Lin et al. 2011; Ruppert Jr. et al. 2013; Wang et al. 2010; 洪景山等 林熺閔等,林品芳

等2012), 甚至也已經有午後雷暴是否發生的雛形預報系統 (Lin et al. 2012; 林品芳等 2012)。然而現階段最大的問題在於, 此種預報系統 無法事前區分一般型午後雷暴和豪雨型午後雷暴。這方面不僅僅是相關的數值模式預報準確度低, 對於造成豪雨型午後雷暴個案的分析, 也非常有限。從災害角度來定義造成局部地區積淹水之豪雨型午後雷暴個案是較簡易且實用的。但是要注意的是, 都會區每次積淹水的原因不一而足, 有些個例並不一定和降雨強弱成正比, 因此必須將此狀 況予以考慮在內。

依據現行中央氣象局有關豪大雨分級的定義(中央氣象局2015年 5月新修訂),分別為:1小時雨量大於40mm 或24小時雨量大於 80mm 稱之未雨;3小時累積降雨大於100mm 或24小時雨量大於 200mm 稱之豪雨。至於大豪雨 (350mm /24 小時)或超大豪雨 (600mm /24 小時),就只針對24小時累積雨量進行分級。然而對於 都會區短延時強降雨造成的積淹水災害,24 小時累積雨量或傳統整 點時雨量並無法提供防災所需要的資訊,採用更短時距的雨量資料是 必要的手段。在本研究中採取10分鐘雨量超過20mm 連續發生2次, 或是60分鐘累積雨量超過80mm 連續發生3次,就稱之為都會區豪 雨。這個定義的選取主要在凸顯短延時強降雨特徵 (充分利用 10 分 鐘雨量觀測值)。這個定義的選取,主要考量都市排水系統設計背景 以及都市防災最佳應用,因此不同都會區可以應需要採用不同的閾 值。

利用雙偏極化雷達觀測參數的特殊訊號進行劇烈天氣的辨識,包 括雷雨系統是否下雹、雹暴粒子的大小、龍捲是否觸地、以及結冰層 所在高度等,都是過去未使用雙偏極化雷達前很難確切獲得的資訊。 台灣雖然從本世紀開始就已經擁有研究用雙偏極化雷達,並在定量降 雨估計和資料同化技術方面進行一系列研究(陳台琦等;廖宇慶等) 但是在針對劇烈天氣偵測與辨識方面的工作至今仍付之闕如。

2014 年 3 月中央氣象局五分山雷達升級為雙偏極化雷達,對於 區分一般型午後雷暴和豪雨型午後雷暴提供了關鍵的資訊。本研究將 針對這個課題,利用五分山雷達所觀測到的台北都會區午後雷暴個例 提出一些分析結果。五分山雙偏極化雷達為台灣唯一一部 WSR-88D 升級之雷達,其規格包括 750 千瓦 Klystron 發射機, 8.35 公尺大型天 線,升級為雙偏極化雷達是採用雙偏極化電磁波同時發射同時接收技 術 (周等 2015; Doviak et al. 2001), 此一方法和雙偏極化交替式發射 接收技術相當大的不同,最主要有兩個部分。(1)發射能量減半,接 受的能量也减半,對於一些較弱回波將無法有效探測,譬如晴空積雲 回波。(2)對於一些跨極(cross-polar)參數無法接收處理,譬如線退 比(LDR linear depolarization ratio),由於同時發射接收僅能對共極 (co-polar)部分進行接收,因此對於跨極部分將無法像交替式雷達進行 反散射回波的接收與處理。一般情形在純水或是純冰狀態,LDR 都 是很大的負值,大約在 -25~-35dB,也就是反散射跨極能量遠小於反 散射共極能量。但是在混合態降水情況下,如雨雹粒子或是雨霰粒子, LDR 特别敏感,會產生異常大值。

五分山雙偏極化雷達主要觀測參數有 ZHH 水平(極化)反射率, ZDR 為差異反射率(=ZHH/ZVV,其中 ZVV 為垂直反射率),RHV 跨 極相關係數,PDP 總相位差異,以及 KDP 為比相位差異,是總相位 差異對距離的微分項。本文將著重討論當豪雨型午後雷暴發生時,這 些參數的分布與變化特徵。

另外蘇迪勒颱風於 2015 年 8 月 7 至 8 日影響台灣,在短時間內帶 來強降水並導致北台灣有嚴重土石流情況發生。為五分山雷達升級成 S-band 及雙偏極參數後第一個觀測到的登陸颱風。在颱風登陸幾小時 之後,五分山雷達受強勁陣風影響導致損壞。此報告第二部分著重分 析颱風雨帶的動力結構、亮帶特徵以及雨帶特性。

第二章、雙偏極化雷達在台北都會區豪雨型午後雷暴研究

2.1 五分山雷達降雨回波分析

本節特別針對2015年6月14日1400-1500LST特大降雨伴隨之 雷達回波變化進行中尺度分析,分析內容包括胞合併回波分析,伴隨 之都卜勒風場分析,以及地面測站變化分析。

圖 2.1 為 2015 年 6 月 14 日 1353-1521 LST 平均間隔約每 6~12 分鐘一張五分山雷達 0.5⁰ 仰角平面位置顯示 (Plan Position Indicator, PPI)回波分布。在 1411LST,多個雷暴在台北市新北市以及桃園市同 時獨立發展,到 1422-1435 LST (圖 2.1b-2.1c),台北(A 胞)和新北(B 胞)發展較為強烈,到 1446 LST(圖 2.1d) A 和 B 胞合併,此時桃園新 竹交界之對流胞持續發展,但是和 AB 胞合併並無關係。

胞合併最明顯之回波特徵有強回波(大於 50dBZ)區的出現,且強 度和範圍可以維持達 30 分鐘。從 1446-1503 LST 也就是公館雨量站 量測到連續兩個 10 分鐘雨量大於 30mm 時間,這一段時間強回波區 並沒有明顯的移動跡象,一直到 1509 LST 強回波區稍減弱後,才明 顯往西北西方向移動。原本降雨不強外流風場也不強,此時外流風場 主要在舉升暖濕空氣維持對流。等合併後,降雨顯著增強,外流風場 也顯著增強,可能是造成降雨系統顯著移動的原因。

圖 2.2 為相同時間五分山雷達觀測回波沿圖 2.1 之 C1 垂直剖面。 在這一系列圖中, A 胞和 B 胞之合併被清楚呈現(圖 2.2b 和 2.2c)。 合併前後回波顯著增強範圍增大,大回波區(>40dBZ)也由原本 4-5 公 里高度直衝 7-8 公里。令人好奇的是此種回波變化似乎並無法由前期 回波結構予以預期,是否每一個回波合併後都有類似增大增強結果, 還是在特定環境條件下才成立,這是下一步要分析探討的。 2.2 台北市區地面測站風場和氣溫分析

圖 2.3 為大台北地區地面測站 1200 和 1400LST 風場、溫度場、 以及水平輻合輻散場分布。1200 LST 溫度場分布顯示 (圖 2.3a),北 市區大部分氣溫高達 34℃,以中正萬華等區最熱。地面風場則以西 北風(淡水河流域)或東北風(基隆河流域)為主, 顯示此時是由海上往 台北盆地的氣流。圖 2.3b 為利用地面風場資料內插網格計算之水平 輻散場,顯示台北地區在 1200LST 有大範圍微弱風場輻合。此風場 輻合在台北西南區特別明顯。到了午後 (1400 LST 圖 2.3c 和 2.3d), 台北市南區溫度由 34℃驟降至 26℃,造成盆地溫度分布一分為二, 北區仍有 31~32℃,而南區僅有 26~28℃。伴隨此降溫,盆地南區風 場由北風換成南風,在盆地中心和北區北風交會,形成帶狀大強度之 輻合區,此種顯著集中的近地面水平風場輻合結構在當天早些是沒有 被觀測到的。此強化之風場輻合區主要集中在氣溫 30℃前緣,輻合 強度是原本的 2~3 倍。

個別測站資料有些有趣的特徵,以台北測站為例 (見表 2.1),在 日出前氣溫大約在 26-27℃之間,日出後(0600LST) 氣溫快速增加, 到中午達到當天最高溫 33.5℃,之後開始減弱。首先是微降,但在 1400-1600LST,由 33℃快速降溫至 26℃,溫差超過 7℃,之後變化 才再趨於平緩。相較於氣溫,露點溫度的變化要平緩許多,從清晨到 早晨 0900LST,露點大約增加 2℃ (23.2 到 25.4℃)。

2.3 五分山雷達都卜勒風場分析

圖 2.4 為五分山雷達觀測之 0.5 度 PPI 都卜勒風場分布,我們特別選取 A和 B 胞合併前(2.4a 為 1435 LST)、合併後(2.4b 為 1452 LST) 之低層風場進行分析。在胞合併前,遠離雷達風和接近雷達風在 25 公里處交會,沿著雷達波束方向風速雨者大約都在8m/s以下。胞合 併後,遠離雷達風迅速增強至11~12m/s,甚至有接近15m/s風速, 這種風速快速增大情形,持續最少有30分鐘以上。這種伴隨著胞合 併所造成的短暫時間內風速快速增強現象,顯示大氣有劇烈之動量交 換,而伴隨強烈的對流尺度上下衝流是一種可能的過程(Arkins et al. 1995)。圖2.5為相同時間通過胞合併區都卜勒風場的垂直剖面。胞合 併前,大風速區主要在近地面;胞合併後,強風速區可以延伸達7~8 公里高度,主要輻合區往西南延伸至34~35公里處。在此特別說明, 由於作業雷達守視掃描上下層觀測時間大約有2~3分鐘差異,因此容 易造成垂直剖面製圖時上下層虛假的傾斜現象。由於本文的目的之一 是想提供讀者觀測資料所獲得的資訊有深刻印象,並沒有要進行仔細 的定量計算,因此我們並沒有進行不同層資料在時間空間上的調整。

雙都卜勒風場合成資料處理:五分山雷達選取 1418LST 至 1447LST 每六分鐘的體掃描資料,利用 soloii 軟體,將跨極相關係數 小於 0.8 的部分、以及回波小於 15dBZ(第一至第六層仰角),小於 10 dBZ (第七至第九層仰角)的部分消除;手動選取台北盆地內及雪山山 脈北麓的雜訊消除。民航局雷達部分,使用其較 high-PRF 的時間: 1405,1420,1435,1450LST,手動將雜波的部分濾除,並進行徑向風場 反折錯處理。之後兩顆雷達利用 REORDER 軟體轉換至迪卡兒座標, 網格解析度為 0.5 公里,自 0.5 公里高延伸至 12 公里高,影響半徑為 1 公里,利用 Cressman 函數作網格內插;之後利用 CEDRIC 軟體, 以五分山雷達資料為主,與相近時間的民航局雷達資料作雙都卜勒風 場合成。垂直速度計算是設底部在 0.5 公里高,速度為 0m/s,利用向 上積分來計算。雷暴北半部大多位於基線內,在北緯 25.03 度以南的 風場與地面風場有一致性,推測有其代表性(在 2.5.1 節會討論到)。 但尚未對不同層做時間修訂,因此目前仍為初步分析結果。

圖 2.6 中為五分山與民航局雷達反演雙都卜勒風場,在 1435LST

雷暴剛開始合併時,在1公里高的 CAPPI 回波場中可以看到 45dBZ 的回波相連,在這個區域內有3個大於 50dBZ 的回波區,東北方那 個是圖 2.1c 中提到的A 胞,西南邊的是 B 胞,<u>胞合併</u>的位置發生在 中間,在此稱為 C。大於 45dBZ 的區域由北側的北風、東側的東南 風轉東北風以及西側的西南轉西風會合成輻合區;輻散區位於此區域 東南側以及西北側。在2公里高,大於 45dBZ 回波區域以西為西南 西轉西北風,南側為西南風與南風,輻合區為在此區域南側(由西南 風與南風會合)與北側(西北側西北風與東側西南風會合)兩個區域,都 是胞合併的區域。3公里高,胞合併的區域出現大於 5dBZ 以上的回 波,在此區域轉為西風分量,與其餘區域的西南風輻合。4 公里高以 上,風場大致上是西南風,在胞合併區域開始轉為輻散場。5 公里高 以上有 50dBZ 以上區域的僅有2塊,分別對應到1公里高的 B 胞與 C 胞,A 胞的 5 公里高以上稍弱,為 45~50dBZ。隨時間變化的情況 於 2.5.1 討論。

2.4 五分山雷達雙偏極化參數特徵

圖 2.7 為 2015 年 6 月 14 日 1435 LST 五分山雷達所觀測之雙偏 極化參數垂直剖面,其中(a)為回波反射率(Zhh)、(b)為跨極相關係數 (Rhv)、(c)為差異反射率(Zdr)、以及(d)為比相位差異(Kdp)。在 1435LST 離雷達西南方 25-30 km 距離處,第七層仰角 Zhh 資料顯示有回波反 射率超過 60 dBZ 存在於高度約 5.5-7.5 公里處。而同一位置大於 55 dBZ 回波則從近地面發展至 9 公里高度。在相同位置有較小的 Rhv (<0.95),顯示有非純水(雨滴)或純冰(冰晶或雪花)混合水象粒子存在。 此一高度大約在融解層(5.3 公里)上方 1-3 公里,符合冰水混合物存在 環境。在相同位置 Zdr 數值較鄰近稍大 1.5~2 dB 左右,但是有相當大 比相位差異存在,其值可達 2.75-3 deg./km,範圍超過 5 公里寬。 在相同位置(25-30 公里處)較低仰角所觀測之特徵有很大不同, 在第四、五、六層仰角 Zdr 有極大值(4~5dB)呈柱狀,顯示粒子扁平 度大,伴隨大回波(大於 55 dBZ),此時 Kdp 也有 2.25~1.25 deg./km。 在近地面雖然有大於 55 dBZ 之回波值,但是 Zdr 僅有 3 dB 且 Kdp 沒有超過 2.0 deg./km。低層 Kdp 分布和降雨強度有很好相關,從 22~30 公里,Kdp 大於 1.0 deg./km,是地面主要降雨位置。

圖 2.8 與圖 2.7 相同,但時間為 17 分鐘後(1452 LST)。此時近地 面 Kdp 大於 1.0 deg./km 範圍已經由 22 公里往南往西延伸至接近 40 公里處,是原先同一降雨強度大約兩倍範圍。前節提到胞合併的一個 重要特徵就是降雨區變大且降雨強度變強,這個現象不僅僅在地面雨 量站被測到,在雙偏極化雷達參數 Kdp 也被清楚觀測到。在 1435LST 時,近地面 Kdp 沒有超過 1.75 deg./km 數值存在。然而胞合併後, Kdp 大於 2.0 deg./km 的範圍接近 4 公里寬度 (23~26 km)。此時臺灣 大學觀測坪撞擊式雨量計(Vasalla-WST520)測得雨量強度達 106 mm/h。另外值得注意的,原本存在高層的大 Kdp 已經不復存在,有 往較低高度移動情形,原本存在 Zdr 柱狀分布也不復存在,Zdr 僅有 0.5-2dB, Rhv 接近於 1,顯示純降雨特徵。

圖 2.9 為 3.5 公里高的差異反射率,這邊主要著重在描寫胞合併 區域的變化。在 1418LST,大於 2dB 的部分僅出現在西南及西北, 到了 1424LST 開始減弱。然而,到了 1429LST,在原來北邊大於 2dB 的胞(C 的位置)附近,ZDR 開始增大到 3.5dB 以上;到了 1435LST, ZDR 的值稍微下降到 3~3.5dB,但回波開始增強到 50~55dBZ,到了 1441LST,回波繼續增強到 55~60dBZ,ZDR 大於 2dB 的面積持續擴 張,最大值也持續維持在 3.5~4dB,之後持續往北移動。在這時段可 以發現 ZDR 大於 dB 的區域一直都在位在地面輻合的入流區(西北側), 回波值約 20~55dBZ 之間。在此個案中,胞合併區域的 3.5 公里高的 差異反射率增大的時間較回波增大為早,因此高層的差異反射率增大,

也就是出現較大的雨滴,可視為胞的增強前兆。另外,1公里高 CAPPI 的差異反射率在 1429~1441LST,差異反射率最大值也有從 2.5~3dB 增加到 3~3.5dB,但增加的時間較 3.5 公里高為晚。此個案中最大的 差異反射率都出現在融解層之下,其上的差異反射率最大值大約在 2~2.5dB,區域很小不到 10 個格點(約 1 平方公里)。

KDP 最大值出現在差異反射率的大值區南方與東邊(圖 2.10),但 回波強度差不多的情況下,可以推測出,西北側是產生大粒子區域, 而東南側是雨滴沒那麼大,但雨滴濃度較大的區域。比較各層的 KDP 值,KDP 最大值都先出現在6或9.9 度仰角,最大值可超過3 deg./km, 6~12 分鐘之後 1.5 度仰角才出現,最大值為 2.5~3 deg./km。從 1435 LST 開始, KDP 從 1.5~2 deg./km 增加到 2.5~3 deg./km。

在五分山雷達第八層仰角 PPI(圖 2.11),大約6公里高左右,在C 處融解層之上,也能看到 ZDR 大於2 dB 的訊號,這顯示有 ZDR 柱 的形成;另外,KDP 也有 0.75deg./km,亦有 KDP 柱的訊號。

2.4.1 KDP 計算方法討論

在周等(2015)中提到,使用三次 25 點波束上滑動平均,再進行 數值微分算出 KDP。這邊討論在滑動平均之後做出的平滑效果。

首先,這邊測試使用三次25點波束上滑動平均,發現在有資料 的外側仍然有些雜波,因此想要嘗試將他濾除。之後發現總相位傳播 偏移差(1)用跨極相關係數小於0.9濾除,(2)做出波束上相鄰9點的總 相位傳播偏移差之標準差(3)對於已做出KDP的資料亦進行波束上相 鄰9點的比相位傳播偏移差之標準差。如此可將資料外側的雜波濾除。 其次,圖2.12 可以看到做一次至三次濾波的不同,上圖中利用比較 簡單的三點外插法,因此原來邊緣的起伏往外延伸,未來尚有改進空 間,但邊緣地帶不是今天所討論的重點;其次,可以看到濾波一次的 紅色曲線的總相位偏移差有些部分還是遞減的,而做二次濾波(紫色 曲線)的除了頭尾兩端的資料都是遞增的,做三次濾波也是類似的情況。下圖比相位偏移差,可以看到做一次濾波(紅色)的極值有到 2 deg/km,部分資料的 KDP 為負值,但都在-0.5deg/km,做二次濾波(紫 色)後,極值已經降至 1.5 deg/km,仍有小於 0 的值出現,做三次濾波 效果與做二次濾波效果類似,極值降至 1.4 deg/km。主要的問題是, 多做濾波的效果,仍然有負值的部分,但是極值降了 25%,濾波效果 沒有達到去除負值的效果。最後,KDP 在做一與三次 25 點濾波前後 於水平面上呈現的結果(圖 2.13),可以看到僅做一次 25 點滑動平均 之 PHIDP,所算出之 KDP 極值在局部地區較大,做三次 25 點滑動平 均之 KDP 值較平滑而極值變小,未來仍需拿兩種 KDP 值來與地面兩 量站做分析。下段討論之 KDP 為做二次 25 點滑動平均之結果。

2.4.2 雙偏極化參數在豪雨型雷暴中的分布

更仔細來看雷達中各參數,這裡發現 9.9 度仰角的 ZDR 與 KDP 參數在雷暴合併前後有劇烈的變化(圖 2.14),1425LST 時高層沒有 ZDR 大於 2dB 與 KDP 大於 1deg/km 的部分(圖未附),到了 1433LST, 在台北市南區合併區開始出現 KDP 大於 1deg/km 與 ZDR 大於 2dB 的部分。到了 1439 LST,KDP 大於 1dB 的部分範圍擴大,在東邊有 大於 50dBZ 的回波,之後進到四獸山區域移速變慢,西邊中永和的 回波往東移動靠近東邊的回波,在中間的回波加強。至 1445LST 與 1451LST 近內湖與四獸山的 ZDR 增強,且西南邊中和的回波往東北 併入,使得 KDP 大於 1deg/km 的範圍自內湖到中和都相連起來,自 1456LST 後,大 KDP 區域內之 ZDR 減弱,而高層強回波延續至 1510LST。

2.4 度仰角(圖 2.15)可以看到 1~2 公里高的 ZDR 自 1431LST 大於 2dB 的部分都在大回波區域的西北側, KDP 大於 1deg/km 的部分尚 未相連,至 1437LST 於公館西南側相連。之後 ZDR 大於 3dB 的部分 都在 50dBZ 西北側,但高層都沒有強回波,這邊是入流區的淺層新 生回波較大雨滴;之前提到對流合併的南側區域,則是接近山區有部 分增強到 2dB 的較大雨滴。KDP 則持續維持在 1~2deg/km 之間。

2.4.3 水象粒子分布特徵

這邊使用 NCAR 水象粒子鑑別(Vivekanandan et al. 1999),使用 幾種參數:回波、差分反射率、跨極相關係數、溫度與差分反射率、 速度、總相位偏移差的波束上相鄰 9 點標準差,利用 2008 年實驗期 間後修訂的 membership function 進行模糊邏輯運算,反演出最有可能 的水象粒子。和原來的資料相比,少了 LDR 與 KDP 兩個參數來進行 初步計算,但之前有比較過 SPOL 在西南氣流實驗期間的個案,拿掉 LDR 與 KDP 之參數,對於水象粒子反演結果差異不大,在此先以此 版本做討論。

從圖 2.16 看到,在 1427LST 胞合併之前,多為霰雨混合與霰小 雹混合;到了胞合併後,1441LST 加強至雹雨混合,甚至 14.6 度仰 角還有一條冰雹為主的訊號。2 度仰角以下的水象粒子則呈現胞合併 前為大雨為主,胞合併後則以雹雨混合為主。而各種水象粒子的主要 雙偏極化參數分布值請參照表 2.6。

2.5 結果討論

本報告分析 2015 年 6 月 14 日台北都會區豪雨型午後雷暴的觀測 特徵,主要強調兩個概念:(1)對流胞的合併以及有利胞合併之環境 條件,以及(2)發生豪雨型午後雷暴雙偏極化雷達參數特徵和變化。 針對胞合併,主要強調和強化的水平輻合場有關,有利對流上衝流的 建立與發展,而本個案中強化的水平輻合場形成原因值得進一步分析 討論。至於雙偏極化參數的變化特徵,本節中也將討論。最後針對豪 雨型午後雷暴的可預測度問題予以說明。

2.5.1 局地強化近地面水平輻合場的形成原因

圖 2.17a 為 2015 年 6 月 14 日台北市區 1200-1400 LST 雨小時累 積降雨圖,主要降雨區仍在台北市-新北市交界處,累積降雨量不超 過 20 mm。降雨區往東往北延伸佔據台北市東區和南區。圖 2.17b 為 1400LST 台北市區溫度分布,以台大校園測站為例,溫度由 1200LST 的 33.5℃降到此時的 27.1℃ (請見表 2.2)。此一降溫伴隨著相對溼度 的增加,氣壓的微幅上升,風向的快速轉變,以及風速的增強,這些 現象都符合文獻中常提到的降雨蒸發所產生的冷池-外流邊界(cold pool-outflow boundary)現象。在冷池的前緣常與環境形成一個類似鋒 面的界面(溫度、濕度、風向、風速等氣象參數的改變都符合),此一 界面由於有顯著風速風向的改變,因此也伴隨著強化的氣流輻合現象。 台北市南區地形呈現南高北低的地勢分布,在斜坡形成的冷池沿著地 形往市區流動延伸,由冷池通過時間可計算其移動速度,也和理論計 算數值相當。另外,冷池移動方向除了和降雨系統移動方向有關外, 也和地形斜坡方向有關。

另一個值得討論的是海風環流可能扮演的角色。表 2.1 為中央氣 象局台北測站 2015 年 6 月 14 日 0800-1900LST 每小時水平風速風向、 陣風風速風向、氣溫、露點、相對濕度、降雨、以及氣壓等氣象變數 一覽表。這個表有幾個值得注意的地方: (1)風速風向的變化, 1100-1200LST 風向由 190 轉為 330 度。板橋探空地面風向在 0800LST 為 190。淡水站在 0900 由 170 轉 270 度至 300~310 度 1000LST 以後 持續吹 300-310 風向,與淡水河口呈平行。台北測站在 1200-1300LST 都是吹 330-350 風向,但是在 1400LST 風向快速轉為 80 度,風速從 原本微弱(0.5~2m/s)增強為 4m/s,此一較強東風持續至 1600LST 之後 減弱。在此期間陣風也有類似的變化,從原本 330 度/5.6m/s 轉為 90~100/8.6~11.6m/s。(2) 氣溫也快速變化從 33.5-33.0-28.6-26.0-25.6 短短幾個小時溫度驟降接近 8℃,露點溫度變化較為緩和,原本大約

24-25℃,但是在 1100-1200LST 上升至 26.5℃,有趣的是 1300LST 之後露點溫度不升反降,到 1600LST 已經由 26.5℃降到 23.3℃。參 考周和修(2015)由地面測站溫度和露點溫度的變化,以及風向風速的 轉變來辨識海風鋒面通過測站時間。從上述資料可以理解在 1100-1200LST 海風鋒面通過台北測站,風向順轉,風速微升,陣風 加大,溫度微降,露點升高,沒有降雨,這些都是海風鋒面通過時的 特徵。台北測站在 1300-1400LST 又經歷一次風向風速的較大變化, 風向由西北風轉成東風,陣風幾乎加倍,伴隨顯著降溫以及顯著降雨 這是降雨蒸發冷池通過的訊號。此處值得一提的是當時降雨並不強烈, 但是已經有顯著降溫,應該是原本大氣乾燥,對於微弱降雨有非常顯 示的蒸發效應。

經由上述分析可見,圖 2.3d 中冷池前緣與西北風產生輻合,主 要是海風鋒面和陣風鋒面相遇所造成,而類似的現象在世界其他許多 地方都有發生(美國佛州,日本關東,以及以色列等)。這種輻合帶的產 生和降雨冷池有關,冷池的形成強度主要和對流下衝流強度、降雨強 度、以及邊界層乾燥度有關。

圖 2.18 顯示 1418LST 時於 1 公里高,在台北盆地西南側由西側 的西南風與西風、北側的北風會合形成 4 個輻合區,輻合區位置大多 與 45dBZ 一致,輻散區則在其西北側與東南側。在 1429LST,不僅 原來的輻合區逐漸整併,其間沒有輻散區,且東南方轉為東南風,使 得輻合區增強,在 1435LST 連成一塊,新的回波也在此區域加強。 在 1441LST 後,輻合區東側的東風增強,輻合區稍往西移動。最後, 在 1447LST 北風分量北退,在徑向風場或雙都合成風場上都看到東 風增強,北風消退的情況,此時強回波區持續往西北移動。

和圖 2.3c 的地面測站比較,北風的部分與淡水河谷的海風是一 致的,東風分量的部分在與地面測站的東風分量一致,大致分布到文 山區,在 1429LST 後往西南延伸至永和;西南風與大漢溪河谷的西

風分量一致。1公里高的北風與西風,與東風之輻合區較地面為東南 推進,而東風勢力較地面東退,配合地面溫度,推測西、北兩股風是 暖空氣上升,東風為降雨後冷空氣下沉的結果。

2.5.2 雙偏極化參數分布變化與豪雨

Kumjian and Ryzhkov (2008)在超級胞中重複觀測到一些雙偏極 化參數特徵 這些包括"龍捲著地訊號" (tornadic debris signature, TDS), 伴隨龍捲落地;低層觀測到的"差異反射率弧"(Zdr arc);風暴低層內 流區以及上衝流區觀測到低跨極相關係數區;延伸至融解層之上的" 差異反射率柱"和"比相位偏移差柱"(Zdr and Kdp columns);以及中層 強化的 (減弱的) 差異反射率 (跨極相關係數) 環 (Zdr ring and Rhv ring)。其中伴隨雷暴上衝流所觀測到的 Zdr 柱,可以說是最早出現在 文獻中的 (Caylor and Illingworth 1987; Meischner et al. 1991; Conway and Zrnic 1993; Brandes et al. 1995; Kennedy et al. 2001; Loney et al. 2002)。Zdr 柱是由混合態降雨粒子所組成,是一個由近地面往上穿過 融解層再向上延伸大約 2~3 公里的垂直 Zdr 分布,其位置幾乎和上衝 流位置相同,稍微往下風切處傾斜。研究中指出 Zdr 柱主要是由數目 不多的大雨滴粒子以及外部包覆水的冰雹粒子所组成,這些粒子的來 源有人認為是經由暖雲過程的碰撞與聚合過程形成,伴隨著對流上衝 流的邊緣,由於上衝流速度夠大,可以讓少部分大粒子懸浮雲中不致 掉落。也有人認為主要是由砧狀雲落下的融化冰晶或是融化中的霰, 在風暴周圍被帶入,由上衝流再次往上循環所造成,是一種濕成長過 程的結果。

Hubbert et al. (1998)在一些例子注意到,發展中的對流雲和加強中的Zdr有不錯的相關,或許可以做為預報員用來區分發展中或是減弱中的對流胞。但是由於掃描策略的緣故,現有作業雷達並不容易追蹤這種訊號 (Kumjian and Ryzhkov 2008)。

利用雙偏極化雷達參數 Kdp (比相位偏移差) 來定量估計降雨是

重要的應用 (Ryzhkov et al. 2005; Wang et al. 2013)。依據周(2015)利 用台灣地區觀測之雨滴譜所計算,Kdp和雨量站測得降雨強度經由線 性回歸所求得的回歸方程為 R=59 x Kdp^{0.8},這也就是說當 Kdp=1 deg./km 時,降雨強度為 59mm/h,依此可以類推。圖 2.19a 為五分山 雷達所觀測 2015 年 6 月 14 日 1452 LST 最低仰角 Kdp 空間分布, 由公館測站的每分鐘降雨強度觀測(見表 2.3)可知,在 1443~1458 LST 有多次分鐘降雨強度大於 100mm/h,超過 110mm/h 強度的分別發生 在 1443 (113.8 mm/h),1445 (119.2 mm/h),1449 (110.0mm/h),以及 1451 (111.7mm/h) LST。因此可以推斷,對公館站而言,這一段時間 是降雨最強的二十分鐘,最大值發生在 1445 LST。此時雷達觀測之 Kdp 最大值接近 2.3 deg./km,用回歸方程換算成降雨強度大約是 135 mm/h,這個結果和實際公館測站量測相當接近。不僅如此,Kdp 的 分布也和 1200-1600 LST 累積降雨分布相當接近 (圖 2.19b),顯示比 相位偏移差異確實是不錯的定量降雨估計參數。

表2.4選取北緯24.96~25度,東經121.45~121.55度的區域來做上升 運動、輻合、回波與差異反射率的計算;這區域是自1418LST開始持 續是寬廣的輻合區,之後有回波加強的區域。首先看到在3.5公里高, 回波與差異反射率出現最大值的高度,可以看到自1429LST開始,上 升運動加倍,回波也增加了8dB,ZDR也從小於1增加到了1.3~1.4dB。 在1公里高,輻合強度在1429LST比之前加倍,上升運動也逐漸加強, 回波則在1435LST增強至46dBZ。差異反射率的部分一直維持在1.5dB 左右,而到了1435LST也有增加到接近2dB。由圖2.10也可以看到KDP 自1435LST到1447LST數值有加倍的情況。這顯示了胞合併過程中, 上升運動在高層增加,底層配合輻合增強,使得這兩層回波與差異反 射率都在增加,KDP則顯示了降雨強度也在增加。另外從圖2.14可以 看到在合併後的雷暴,於台北市市區及西南邊融解層之上可以看到有 大於1deg/km之KDP及大於2dB之ZDR,顯示有ZDR柱及KDP柱的出現。自 圖2.20,可以看到配合上升速度在回波大值西側,且近雷暴中心風速 較弱,此合併後豪雨型雷暴之上升運動最強區域在其上游處(上風切 處),而之後還有比較小的胞自上游處併入此雷暴中。

2.5.3 豪雨型午後雷暴的可預測度

臺北盆地人口眾多且密集,所處之地理環境位置,每年春夏午後 對流性雷陣雨帶來局部地區短延時高強度降水之影響,造成都會地區 之局部積淹水災情。依據林品芳等(2012)所提出台北市是否發生午後 雷雨之檢查表,依據淡水、基隆、臺北三個地面觀測站上午8時至下 午 13 時之觀測數據與板橋站 0000UTC 探空觀測數據進行評估,若 是項數高過8項,表示午後雷暴發生機率很高。本文利用此一方法針 對 2015 年 6 月 14 日進行評估,結果顯示(見表 2.5)符合項目由早上 7~8 項增加至 10~12 項(1200-1300LST)。當日午後對流影響臺北市時 間大約自 1330LST 至 1800LST,中正、大安、信義及文山區對流發 展較為旺盛,其中大安區影響最為嚴重。很可惜此一方法僅能提供是 否有雷暴會發生,卻無法對雷暴降雨是否為豪雨型提供更多資訊。這 也是本文的重點,特別指出對流胞合併是豪雨型雷暴的重要機制,卻 很難在數小時前由地面測站資料提供訊息,而雙偏極化雷達參數的分 布特徵(如 Kdp),可以提供降雨強度的估計。

針對數值預報模式的結果,我們參考日本名古屋發展之 CReSS 模式 (參考台師大王重傑教授網頁,http://140.122. 249.147/RUN_5p0km_NTNU/2015/vortex.php)以及美國發展之 WRF 模式(參考中央大學林沛練教授 MEFSEA 網頁, http://pblap.atm.ncu.edu.tw/mefsea/)預報結果顯示,當天降雨落區主 要在山區,而高解析度模擬結果在平地並沒有降雨訊號,反倒是較低 解析度模式有,但出現時間並不正確且量也太小。這結果表示模式對 於當天是否有午後雷雨,可以提供一部分訊息,但是對於是否會產生

豪雨型午後雷雨以及相對應位置時間,現階段並沒有很好的表現,有 待進一步的努力。



圖 2.1 2015 年 6 月 14 日 五 分 山 雷 達 觀 測 回 波 0.5 PPI,時間 分 別 為: (a) 1411 (b) 1422 (c) 1435 (d) 1446 (e) 1452 (f) 1457 (g) 1503 (h) 1509 以及 (i) 1527 LST。



圖 2.2 沿圖 2.1 之 C1 五分山雷達回波垂直剖面: (a) 1417 (b) 1435 (c) 1441 (d) 1452 (e) 1503 以及 (f) 1521 LST。



圖 2.3 2015 年 6 月 14 日台北市區地面測站 1200 LST 溫度場和風場(a),以及水 平輻散輻合場(b);(c)和(d)與(a)和(b)同,但為 1400 LST。



000000

圖 2.4 2015 年 6 月 14 日五分山雷達(+位置所在)0.5 度 PPI 都卜勒風場(a)1435LST 和 (b)1452LST。紅實線分別代表離開雷達 20, 30, 40 公里距離, 暖色系代表遠離 雷達, 冷色系代表接近雷達風場。



圖 2.5 2015 年 6 月 14 日五分山雷達觀測方位角 258⁰ 都卜勒風場分布, (a) 1435LST 和(b)1452LST。雷達位置在右下角,三角點代表公館測站位置。



圖 2.6 2015 年 6 月 14 日 14 時 35 分,五分山與民航局雷達 1 至 6 公里高雙都 合成風場與輻散場(單位:10⁻³s⁻¹),疊合五分山雷達回波,黑色實線為 25 dBZ(細)、 45 dBZ(粗),紅色實線為 50dBZ(細)、55 dBZ (粗)。藍色線為地形高度,分別為 100(實線)、500(虛線)、1000(粗實線)公尺高。粉紅色圈所夾的區域為雙雷達分析

之基線。



圖 2.7 2015 年 6 月 14 日 1435LST 五分山雷達觀測沿方位角 258°之雙偏振參數 (a)Zhh, (b)Rhv, (c)Zdr, and (d)Kdp。



圖 2.8 與圖 2.7 同,但為 1452 LST。



121.6 121.65 121.7

CEDRIC ZDR of RCWF Field DAY:150614 Time:062954LST Height 3.5 km

121.7

121.45 121.5 121.55

121.35 121.4

1429LST

25.15

25.1

25.05

25

24.95

24.9

24.85

24.8

121.35 121.4 121.45 121.5 121.55 121.6 121.65 121.7 121

CEDRIC ZDR of RCWF Field DAY:150614 Time:061813LST Height 3.5 km



CEDRIC ZDR of RCWF Field DAY:150614 Time:062403LST Height 3.5 km





圖 2.9 2015 年 6 月 14 日 14 時 18 分至 14 時 47 分,3.5 公里高的五分山與民航 局雷達雙都合成風場與五分山差異反射率,疊合五分山雷達回波,線的顏色同圖 2.6。





0.5deg ELE KDP KDP, 2015/06/14 064101UTC, Elevation 0.5 °





1441LST

25.2

25.15

25.1

24.8 121.3 121.35 121.4 121.45 121.5 121.5 121.65 121.65 121.7 121.75 121.8





-2

圖 2.10 2015 年 6 月 14 日 14 時 35、41 及 46 分,五分山雷達 0.5 度仰角的差異 反射率與比相位偏移差。



圖 2.11 2015 年 6 月 14 日 14 時 41 分,五分山 14.6 度仰角的 PPI,(a)為差異反 射率,(b)為比相位偏移差。(紫色圈部分為明顯的 ZDR 柱)



圖 2.12 6月14日 14點35分 0.5度仰角,257度方位角波束之總相位偏移差(上 圖)及比相位偏移差(下圖)做1~3次25點滑動平均之結果。



圖 2.13 做(a) 一次、(b) 二次及(c) 三次之 25 點滑動平均之 KDP(6月14日1435LST, 0.5 度仰角)。



圖 2.14 2015 年 6 月 14 日(a)1433LST (b)1439LST (C)1445LST 之五分山雷達 9.9 度仰角回波疊合 KDP(紅線,細線為 1deg/km,粗線為 2deg/km)與 ZDR(藍線,細線為 2dB,粗線為 3dB),圖的上方為西北方,紫色為縣市界,黑色為 100 公尺等高線,淺藍線為所在高度,由左到右分別為為 8,7,6,5(淺綠線),4,3,2 公里高。



圖 2.14 (續) (d)1451LST (b)1456LST (C)1502LST 之五分山雷達 9.9 度仰角回波疊 合 KDP(紅線, 細線為 1deg/km,粗線為 2deg/km)與 ZDR。



圖 2.15 2015 年 6 月 14 日(a)1431LST (b)1437LST (C)1442LST 之五分山雷達 2.4 度仰角回波疊合 KDP(紅線,細線為 1deg/km,粗線為 2deg/km)與 ZDR(藍線,細線為 2dB,粗線為 3dB),圖的上方為西北方,紫色為縣市界,黑色為 100 公尺等高線,淺藍線為所在高度,由右到左分別為 1、2 公里高。



圖 2.15 2015 年 6 月 14 日(a)1448LST (b)1454LST (C)1500LST。之五分山雷達 2.4 度仰角回波疊合 KDP 與 ZDR。


圖 2.16 2015 年 6 月 14 日(a)1427LST (b)1433LST 五分山雷達 9.9 度仰角水象粒 子分類,藍色為縣市界,黑色為 100,500,1000 公尺等高線,紅色為距離雷達遠, 由內到外為 10~50 公里遠,每五公里一圈。



圖 2.16 (續) 2015 年 6 月 14 日(c)1439LST (d)1445LST 五分山雷達 9.9 度仰角水象 粒子分類。



圖 2.17 2015 年 6 月 14 日台北市區 (a)1200-1400 LST 兩小時累積降雨, (b)1400 LST 氣溫和風場分布, 粗實線為主要輻合區。



CEDRIC RCWF-RCTP Divergence Field DAY:150614 Time:062403LST Height 1 km

۵

1424LST

25.1

CEDRIC RCWF-RCTP Divergence Field DAY:150614 Time:061813LST Height 1

٥

1km Divergence

1418LST

25.15

圖 2.18 2015 年 6 月 14 日 14 時 18 分至 14 時 47 分,五分山與民航局雷達 1 公 里高雙都合成風場與輻散場(單位: 10⁻³s⁻¹),疊合五分山雷達回波,線的顏色同 圖 2.6。



圖 2.19 2015 年 6 月 14 日 (a)1452 LST 五分山雷達 Kdp 分布; (b)台北市區 1200-1600 LST 降雨分布。



圖 2.20 2015 年 6 月 14 日 1441LST 1 公里高 CAPPI,底圖為回波場疊合風場, 藍色線為-3*10⁻³s⁻¹之輻散場(輻合),紅色線為 3*10⁻³s⁻¹之輻散場,白色線為輻散 場為 0*10⁻³s⁻¹,黑線為等高線,點虛線為 100 公尺高、點線為 500 公尺高,粗線 (惟圖左下角有)為 1000 公尺高。



圖 2.21 2015 年 6 月 14 日 1441LST 3.5 公里高 CAPPI,底圖為回波場疊合風場, 紅色為 10ms⁻¹之上升速度,藍色為-5ms⁻¹之上升速度,黑線為等高線,點虛線為 100 公尺高、點線為 500 公尺高,粗線(惟圖左下角有)為 1000 公尺高。

表 2.1 2015 年 6 月 14 日中央氣象局台北測站每小時水平風向風速、陣風風向 風速、氣溫、露點、相對濕度、降雨、以及氣壓變化。

Time	Vd	Gd (deg.)/	Тетр	Td	RH	Hourly	Pressure
(LST)	(deg.)/	Gh	(°C)	(°C)	(%)	Rainfall	(hPa)
	Vh	(m/sec)				(mm)	
	(m/sec)						
0800	180/0.7	150/2.4	29.5	24.8	76	0	1006.2
0900	130/0.5	160/2.7	31.4	25.4	71	0	1006.5
1000	60/0.3	70/3.5	32.6	25.7	67	0	1006.2
1100	190/0.6	280/3.4	33.3	25.2	63	0	1006.5
1200	330/0.8	330/5.8	33.5	26.5	67	0	1005.9
1300	350/1.9	40/5.9	33.0	26.5	69	0	1005.4
1400	80/4.0	90/8.6	28.6	25.4	83	0.9	1005.3
1500	100/5.4	100/11.1	26.0	24.0	89	29.8	1006.4
1600	140/1.7	90/11.6	25.6	23.3	87	29.2	1005.9
1700	200/0.9	160/4.9	26.2	24.2	89	5.4	1005.8
1800	110/1.1	150/3.4	26.8	24.8	89	0.5	1006.5
1900	180/0.9	190/2.3	26.5	24.2	87	0	1007.1

表 2.2 2015 年 6 月 14 日 1400-1510 LST 每 10 分鐘台大公館測站氣壓、氣溫、 相對濕度、以及分鐘降雨強度。

Time (LST)	Pressure (hPa)	Temperature (℃)	Relative humidity (%)	Rainfall intensity (mm/h)
1400	1007.8	27.1	90.2	24.1
1410	1007.7	26.5	90.4	56.0
1420	1007.4	26.3	90.5	48.9
1430	1007.5	26.2	91.4	84.4
1440	1007.7	25.8	91.9	91.6
1450	1009.0	25.8	93.4	109.2

1500	1008.7	25.1	92.7	83.4
1510	1008.6	25.0	94.1	64.8

表 2.3 2015 年 6 月 14 日 自 1440 至 1500 LST 每分鐘之分鐘降雨強度分布 (單位 mm/h)。

1440	1441	1442	1443	1444	1445	1446	1447	1448	1449	1450
91.6	84.6	75.7	113.8	98.2	119.2	101.4	99.4	108.3	110.0	109.2
1450	1451	1452	1453	1454	1455	1456	1457	1458	1459	1500

表 2.4 計算胞合併區域(東經 121.45~121.55 度, 北緯 24.96~25 度)在 1418~1441LST,於 3.5 及1公里高的輻合、上升運動、回波強度及差異反射率。

3.5 公里高	1418	1424	1429	1435	1441	1447
差異反射率(dB)	0.8	0.9	1.3	1.4	1.4	1.3
回波(dBZ)	28.3	31.4	39.4	45.9	48.3	48.0
輻合(10 ⁻³ s ⁻¹)	-1.3	-0.1	0.8	0.5	0.1	1.8
上升運動(m/s)	0.5	3.0	7.3	5.0	9.8	4.5
1公里高	1418	1424	1429	1435	1441	1447
差異反射率(dB)	1.5	1.4	1.6	1.9	1.8	1.6
回波(dBZ)	35.1	35.4	39.3	46.0	48.5	49.1
輻合(10 ⁻³ s ⁻¹)	0.6	0.9	1.8	1.7	2.8	0.7
上升運動(m/s)	1.1	1.4	1.9	2.3	3.9	0.1

表2.5 臺北市於2015年6月14日是否發生午後雷雨之評估檢查表(林等2012), 使用包括淡水、基隆、臺北三個地面觀測站0800-1300 LST 之觀測數據及板橋站 0800 LST 探空觀測數據。

STATION	Hour	8	9	10	11	12	13
11	VDDE(hpa)	29	30.5	31	31.5	31	31
	VPRE(upa)	V	FALSE	FALSE	FALSE	FALSE	V
		74	70.5	69	67.5	67	67.5
3×+	HUMD(%)	V	FALSE	FALSE	FALSE	FALSE	V
(16000)		160	250	240	270	280	280
(40330)	WDIR(degree)	190	310	310	310	320	320
	10 CO. 10	V	V	V	FALSE	V	V
	WDSD(m/s)	1.5	2	2	3.5	4.5	4.5
	WDSD(111/8)	V	V	FALSE	V	V	V
8	VDDE(hpa)	28.5	28	28.5	28.5	28.5	28.5
	VFRE(lipa)	V	V	V	V	V	V
		68	61	61.5	59	62	60
甘降	HUMD(%)	V	V	V	V	V	V
在16604)		170	30	10	20	0	0
(40094)	WDIR(degree)	240	50	50	50	50	50
		FALSE	FALSE	V	FALSE	V	V
	WDSD(m/s)	3	2.5	3.5	4	4.5	5
	WDSD(III/S)	V	V	V	V	V	V
	VDDE(hea)	28	29	29.5	28.5	28.5	29.5
	VFRE(lipa)	V	V	V	V	V	V
		70.5	65.5	59	56	54	57
4-11-	HUMD(%)	V	V	V	V	V	V
(46602)		140	180	230	230	260	280
(40092)	WDIR(degree)	200	210	280	330	350	360
		V	FALSE	FALSE	FALSE	V	V
	WDSD(m/s)	1.5	1.5	2	2	2.5	3
-	WDSD(111/8)	V	V	V	V	V	V
87	符合標準項目數 (總數12項)	11	8	8	7	10	12

08LST	hpa	1000	925	850	700	500			
	CADE		>500						
	CAPE			Х		_			
	ጥ ጥብ	<4	<4	<6	<9.5	<11			
拓桥恢定	1-10	Х	Х	V	Х	Х			
似简休空	WDID	210	230-280	220-280	200-270	200-250			
	WDIK	V	Х	Х	V	V			
	WDOD	<1.5	<4	<4.5	<6.5	<6.5			
	WDSD	V	V	V	V	Х			
		2	1	2	2	1			

表 2.6 影響 6 月 1	14 日豪雨個案之重要水象粒子	·之雙偏極化參數主要分布值。
----------------	-----------------	----------------

水象粒子	回波 ZHH(dBZ)	差異反射率 ZDR(dB)	跨極相關係數 RHOHV	比相位偏移差 KDP(deg/km)
大雨	45~55	2~4	0.9~0.95	0.1~5
冰雹	45~70	-1~0.5	0.88~0.96	0~0.2
雹雨混合	45~60	-3~0.5	0.86~0.97	0.5~1.2
霰雨混合	35~55	0.3~1.4	0.85~0.97	0.1~0.97
霰小雹	35~55	0.5~4	0.87~0.97	0.08~1

第三章、蘇迪勒颱風(2015)兩帶特徵及雙偏極化雷達分析

3.1 前言

蘇迪勒颱風於2015年8月7至8日影響台灣,在短時間內帶來 強降水並導致北台灣有嚴重土石流情況發生。為五分山雷達升級成 S-band 及雙偏極參數後第一個觀測到的登陸颱風。在颱風登陸幾小時 之後,五分山雷達受強勁陣風影響導致損壞。此部分報告著重分析颱 風雨帶的動力結構、亮帶特徵以及雨帶特性。

3.2 研究方法與資料分析

使用五分山雷達(RCWF)雙偏極資料(回波場、速度場、 ρ_{HV} 、 Z_{DR} 、 \emptyset_{DP} 和 K_{DP})以及花蓮雷達(RCHL)回波場及速度場。

分析時間:2015 年 8 月 7 日 1931 UTC,如圖 3.1。

五分山雷達資料以跨極相關係數為 0.8 及 0.975 作為門檻,小於其值 被濾掉。以 RCWF 及 RCHL,利用 NCAR 的 REORDER 以水平解析 度1公里、垂直解析度 0.25 公里,水平影響半徑 1.5 公里、垂直影響 半徑1公里, Cressman weighting function 進行內插,將網格資料再利 用 CEDRIC 做出的雙都卜勒速度場,範圍如圖 3.2 所示。CEDRIC 之 水平風場的調整利用變分法積分,獲得三維風場資料。

3.3 分析結果與討論

▶ 雨帶定義

從 PPI 圖中可以明顯看到有五條帶狀結構,回波值皆在 40 dBZ 的範圍較具有組織性,故由北往南分別定義為雨帶 1、2、3、4 和 5。(圖 3.3a)

雨帶 1~4 位在颱風移動方向的第一象限,雨帶 5 位在颱風移動 方向的第2象限。 ▶ 雨帶特徵

海上雨帶雙偏極參數垂直分布相似,在溶解層以下回波聚集在 30-50 dBZ, Z_{DR}約在 0-2dB,在溶解層高度(約五公里)處,Z_{HH}、 Z_{DR}以及跨極相關係數的分布標準差變大,可推測在此層水象 粒子的大小、形狀不均勻,為亮帶特徵。(圖 3.6) 當雨帶從海上移動到陸地上時,可以明顯看到雨帶與地形的交 互作用。雨帶在陸地上之平均Z_{DR}變大,且回波亦增強,但Z_{DR}的 最小值卻變小,推測為登陸後受地形影響水象粒子變小、數量 變多,因此雨量亦增加,由K_{DP}可證實雨帶進入陸地後其值增 加(圖 3.7)。

▶ 雨帶的垂直結構

由圖 3.3b 可看到雨帶 1、2、3 和 4 的垂直運動速度與強回波區。 雨帶最強回波處與強上升速度區並沒有很一致。可能是颱風環 流風速大造成平流緣故。

雨带1、2 為消散中的雨帶,為沉降區。雨帶3、4 為發展中的雨帶,上升運動較強。

雨帶3強回波45dBZ以上可達到五公里,底層上升速度沒有很大,但往北10公里處底層有強上升速度4(m/s),且往北傾斜,為雨帶3接下來的移動方向。

雙都卜勒速度場受分析範圍的限制,可以進一步分析動力結構 的雨帶為雨帶3和雨帶4,如圖 3.4 所示。

雨帶3主要受東南風偏東風的影響,雨帶4受到北邊東南風偏 東風以及南邊東南風的影響,故發現雨帶4的對流區位於此氣 流輻合處,透過輻散場的計算,也可以看到此現象,同時也可 以發現雨帶3為氣流輻散處。(圖3.5)

透過雨帶的回波與垂直速度之垂直結構,也可以發現此現象。

42

▶ 雙偏極化雷達資料的快速檢測

QVP (quasi-vertical profile)方法是 Ryhzkov et al. (2016)所發展 的一種快速檢測雙偏極化雷達資料品質好壞的方法。圖 3.8 利 用五分山雷達所觀測的蘇迪勒颱風資料(2015/8/8-9)兩天資料所 計算的各參數結果(ZHH, ZDR, RHV, and PDP),從該圖可以快 速發現資料在 2015/8/9 清晨之後品質變差,沒多久雷達天線就 被颱風所吹壞,因此確實提供一種辨識資料品質好壞的方法。

3.4 初步結論與未來工作

- ◆從雷達回波圖中可清晰看見五個雨帶,各自有不同的生命期和 不同的結構。
- ◆ 由雙偏極化參數變化可得知雨帶登陸後受到地形影響降雨增加, 水象粒子數量變多、粒徑分布範圍變廣,不均勻性增加。
- ◆ 雨帶3和雨帶4皆受颱風北側東南風的影響,有明顯輻合輻散 分佈。但雨帶3底層為輻散,高層為輻合,已達其成熟期;雨 帶4則底層為輻合,高層為輻散,是正在發展中的雨帶。
- ◆此為初步分析工作,蘇迪勒颱風為五分山雷達被颱風吹壞前為 一觀測到的颱風資料,資料寶貴,本研究特別進行雨帶分析, 希望對登陸颱風雨帶的降雨過程特徵有所認識。



圖 3.1 五分山 (RCWF) 和花蓮 (RCHL) 第一層仰角合成回波圖。時間為 2015 年 8 月 7 日 1931UTC。



圖 3.2 雙都卜勒和成風場計算範圍為圖中紅色虛線所示,圖示為 2015 年 8 月 7 日 1715 - 8 日 0315 UTC 之颱風中心路徑。



圖 3.3 (a) 黑點為雨帶 1、2、3、4、5 以及陸地取樣範圍的分布位置圖。(b) 距五 分山雷達東邊 35 公里處所做的由南往北的垂直剖面,可對照圖 3.3a 的黑線。底 圖為回波,單位為 dBZ,等值線為垂直運動速度,單位為 m/sec。



圖 3.4 雨帶 3(北)和 4(南)高度 2 公里雙都卜勒合成水平風場,底圖為回波最大值 (利用 RCWF 和 RCHL 重疊範圍取回波最大值)。



圖 3.5 高度 2 公里輻散場(單位為10⁻³s⁻¹),底圖為回波最大值。



圖 3.6 (a) 利用五分山雷達資料取出雨帶 1 的回波值,以跨極相關係數 0.975 作為門檻。黑色點為實際值,紅色圈為該層平均回波值,綠色線為該層回波分布的標準差。(b) 方法同上,雨帶 1 的Z_{DR} 垂直分布。



圖 3.7 (a) 利用五分山雷達資料取出雨帶 1、2、3、4、5 及陸地上的平均回波值。 (b)同上,但為*K_{DP}*,單位為度每公里。



圖 3.8 五分山雷達所做的 Quasi-Vertical Profiles 準垂直剖面(a)回波強度(b)差分 反射率,自 2015 年 8 月 8 日 1600Z 畫到 8 月 9 日 0613Z。





圖 3.8 (續)五分山雷達所做的 Quasi-Vertical Profiles 準垂直剖面(c)跨極相關係數 (d)總相位偏移差,自 2015 年 8 月 8 日 1600Z 畫到 8 月 9 日 0613Z。

第四章、S波段垂直指向降雨雷達檢整進度說明

2013 年下半年垂直指向雷達觀測回波有顯著減弱,且伴隨垂直 運動速度的異常。經與國內外專家之交流,建議立即對雷達進行檢整, 以確認雷達目前的工作狀態,評估是否需更換發射機。未來在進行移 地作業時,也需特別注意發射機之防震。垂直指向雷達於 2015 年 8 月 27 日由臺灣大學觀測坪,搬運至臺灣颱風洪水研究中心中壢棚廠 (位於中央大學)檢修。為方便運送以及後續架設,雷達機體於移機作 業中拆解為兩大部分來搬運,分別為天線部以及機櫃框架部。雷達搬 遷程序由臺灣大學研究團隊及協力廠商共同執行。搬遷程序如下。

移機前置作業

移機前先測試系統性能是否正常。導波管兩端分別連接天線部與 機櫃部,須先行拆解並將導波管等電磁波通路外露之部分加以保護或 密封,防止碰撞或潮濕影響觀測精度。天線底座與機櫃框架固定之螺 絲可先行放鬆便於後續工作,但不得抽出。機櫃內各部件需確認固定 妥當,並移出電腦螢幕。卸除固定之鋼纜

吊掛及運輸作業

此垂直指向降雨雷達於天線四週有一電磁波吸收遮罩,因拆解組 裝費時,故搬運時仍維持其組合於天線碟盤。由於此遮罩主要結構為 鋁金屬材質,若碰撞或受力則有變形之可能,因此於吊掛時須配合使 用十字型吊架,避免吊帶直接施力於遮罩側面造成變形。當天線部已 吊住時,則可將天線底座(即機櫃框架之頂部)螺絲卸除,將天線部吊 離機櫃框架裝運上車。接著將機櫃部起吊及裝運。

雷達架設作業

安置機櫃框架之地面需平整且盡量水平不傾斜,並以木條或水泥 磚墊高,使框架離地約10公分便於爾後吊掛作業,也避免機櫃部受 潮。先將機櫃部吊至地面定位,再以吊架將天線底座吊至框架上方, 以螺絲鎖定組合後,才可卸除吊帶。天線部與機櫃部組合後,接上導 波管並進行天線水平調整,天線座支架間水平傾斜角須小於 0.2 度。

本期進行之作業在棚廠內,除了檢整階段不安裝天線外,為避免 發射之高能量電磁波在封閉空間內造成不良影響,因此須於發射路徑 中裝置加壓輸出假負載(dummy load),將是本雷達專用之檢校設備。

系統檢測及設定

架設作業完成後,將雷達系統開機、發射以進行檢測,並設定解 析度、觀測距離等參數以及設置遠端控制之網路連線。

本期進行之檢整作業含:高壓電源供應器調整、發射機組檢修調 校(包括 Filament, Frequency, Transmitter output, Pulse width, PRF)、系 統性能檢測(包括 Receiver MDS, AFC)。主要功能性問題如下:

• PGEN Servo Computer: Unstable & Appear error

檢校過程中,發現 PGEN 主機在開機運作一至兩小時後,多次當機並顯示錯誤訊息"CPU1 DIMM error ,ECC error",最後一次無法開啟。經線上連繫 Super Micro Computer Inc. Technical Support 故障檢測 及故障排除,仍無法排除。

經氣象局同意將主機板送回經原廠檢測後,確認故障並更換故障 元件。更換後將 PGEN 連續開機確認狀態穩定,再裝回雷達機櫃進行 後續檢校,運作順暢。

Transmitter status: Operation Turn On Mode Display "Warming "

檢校初期,符合規格之 dummy load 尚未備便,首先將發射機發 射功率由 3.7 降載為 2.0,而在發射過程中指示燈號有跳動之情況。 發射功率調整回額定值以上後,運作順暢。

• Uninterrupted Power Supply - Battery 40% invalid

不斷電系統因電池老化而有顯著容量減低之情形,在情形持續惡 化前,必須特別注意系統電力是否接妥通路,以免突然斷電而導致系 統損傷。

• Transmitter output poor waveform

於 PGEN 不穩定前完成量測(0.4us,0.6us,0.8us,1.0us mode)之 PRF 分 別為(2250Hz,1500Hz,1125Hz,900Hz)及發射功率 2.0 與 3.7Level 瞬間 峰值功率。主要問題包括頻率漂移情況顯著,且調整發射功率高於額 定值,量測 MDS 仍有困難,可能要查看雷達內是哪個儀器故障。 現階段電腦已經置換,等待新發射機來號即可接上進行觀測。



圖 4.1 利用 PGEN 量測之波型。中央為發射機頻率 3.054GHz, 顯見頻率漂移情形嚴重。

雷達零件、降頻器檢測及預計更換零件

7月20日與昇品科技公司王晴彥先生至臺灣颱風洪水研究中心 中壢棚廠查看,發現自動不斷電系統電池續航力不足,以及冷氣無法 冷卻雷達內氣溫,常使得機器過熱當機,建議維修。

委託良儀科技公司鞠志遠博士,於8月18日至臺灣颱風洪水研究 中心中壢棚廠查看。推測第二次於9月22日上午拆卸降頻器及相關 輸出輸入導線。內有: S50VRR 降頻器本體、射頻同軸線、中頻同軸 線、外部低噪放大器、20dB 同軸衰減器、SMA(m-m)連結器。將降頻 器於實驗室中拆解後測試,以下為測試報告。

降頻器可分為:

主動元件類

1.STALO穩定震盪器

2.中頻放大器

3.外部低噪放大器

被動元件類

4.映像抑制混波器

5.混波器

6.功率分配器

7.可調衰減器

8. 微波射頻限制器

9.外部衰減器

測試結果:

本次測試針對降頻器內所有微波元件與同軸電纜、接頭等進行相 關參數量測,並針對降頻器全機進行整測,藉以確定降頻器工作是否 正常。降頻器內容如圖4.2及圖4.3所示。



圖 4.2 原廠降頻器方塊圖。



圖 4.3 實際開啟後的內部擺設圖。



圖4.4 接收機元件量測編號圖(數字為元件,英文字為線路) 將上述測試結果整理如表 4.1,除微波射頻限制器無法作動以及映像 抑制混波器轉換衰減略低於規格 0.07dB 外,其餘元件均在原廠設計 範圍內,建議將微波射頻限制器更換後進行後續工作。

元件名稱	安裝位置	主要規格	符合	不符合
STALO 穩定震盪器	降頻器內	頻率: 2.9205+-5ppm	•	
		功率: >13dBm	\bullet	
中頻放大器	降頻器内	增益: >17dB@131.5MHz	•	
低噪放大器	降頻器外	增益: >32dB@2.7~3.05GHz	•	
映像抑制混波器	降頻器内	轉換衰減: <11.5dB		•*
		抑制率: >25dB	\bullet	
混波器	降頻器內	轉換衰減: <7dB		
功率分配器	降頻器内	L 端内部損耗: <1.5dB	•	
		U 端內部損耗: <1.6dB	\bullet	
可調衰減器	降頻器內		\bullet	
微波射頻限制器	降頻器外	內部損耗: <0.5dB		•*
外部衰減器	降頻器外	衰减值: 20dB		
射頻同軸電纜	降頻器內外		•	

表 4.1 降頻器內各元件檢測表

檢測詳圖如下:

● 微波功率限制器:(Limiter)

微波功率限制器安置於外部低噪放大器(LNA)前,主要是避免 RF ECHO 接收信號過強造成限制器後降頻器相關元件損壞,使用 Advanced Control Component(現 Cobham)之 ACLM-4531-1K 限制器, 其規格如下表 8 所述,操作頻率為 2~4GHz,內部傳輸損耗為 0.5dB, 1K opt 耐受最高輸入峰值功率為 1000W,連續波功率則為 5W。測試 數據如圖 4.5 所示,此限制器連接儀器後輸出信號值趨近雜訊位準, 信號無法傳輸。

Parameter	Standard	1K opt	Unit of Measure
Frequency Range (min)	2 – 4	2 – 4	GHz
Peak Input Power (max)	100	1000	W
CW Input Power (max)	2	5	W
Peak Flat Leakage (max)	20	20	dBm
CW Flat Leakage (max)	17	17	dBm
Insertion Loss (max)	0.5	0.5	dB
VSWR (max)	1.4:1	1.4:1	ratio



表 4.2 ACLM-4531 規格表

圖 4.5 微波功率限制器頻率響應

● 映像抑制混波器(MX1)

降頻器中映像抑制混波器是用來將 RF ECHO 信號降頻為 131.5MHz 的 IF ECHO 中頻信號,採用 Polyphase 出產的 IRM2040B 系列,其規格如表 4.3 所述,工作時 RF 頻率需大於 LO 頻率且 LO 頻率需在 2GHz~4GHz 並提供+13dBm~+16dBm 間 的驅動功率, RF-IF 轉換衰減介於 9.5dB~11.5dB,映像抑制率在 25dB~35 dB 間。

混波器量測架構為同時連接兩台信號產生器與一台頻譜分 析儀,並將所使用的連接線進行歸零校正(圖 4.6)。映像抑制混波 器特性為僅輸出 RF-LO>0Hz 的頻率另一 LO-RF 的對稱頻率將被 抑制,圖 4.7 與圖 4.8 為測試中頻 131.5MHz 時標準頻率與抑制頻 率的輸出,標準頻率轉換衰減為 11.57dB 略低於規格,抑制頻率 的功率抑制率則為符合規格的 27dB。

PARAMETER	TEST CONDITIONS	MIN	ТҮР	MAX	UNITS
LO Frequency Range ¹		2000		4000	MHz
LO Power		+13	+15	+16	dBm
LO VSWR			1.5:1		Ratio
RF VSWR			2.5:1		Ratio
IF Output Impedance ²			50		Ω
Conversion Loss ²			9.5	11.5	dB
Noise Figure ²			10		dB
Input IP2 ²			+64		dBm
Input IP3 ²	2-Tone, ∆f = 1 MHz		+17		dBm
Input P1dB ²			+6		dBm
LO-RF Isolation	No IF input	45	55		dB
LO-IF Isolation	No IF input		45		dB
Image Rejection ²		25	35		dB
Operating Temperature Range		-40		+85	°C
RF/IF Input Power w/o Damage				+25	dBm

表 4.3 IRM2040B 規格表。



圖 4.6 為混波器量測接線照片



圖 4.7 映像抑制混波器降頻工作 RF: 3.052GHz LO: 2920.5MHz IF:131.5MHz 轉換衰減 11.57dB。



圖 4.8 映像抑制混波器降頻工作(抑制頻率)RF: 2.789GHz LO: 2920.5MHz IF:131.5MHz 抑制率約 27dB。

目前評估訂製,更換微波功率限制器後,垂直指向雷達之頻率飄 移有機會修復。但因為選購承受1KW的opt1K是屬於訂製品,初步 回覆最小出貨量是五顆,總價約在3000美金,交貨期16週內,訂單 已於10月底遞出,預計明年初進行更換,對垂直指向雷達進行更換 及測試,之後同時進行不斷電系統的更新與冷氣檢修。

第五章、結論與建議

本研究針對2015年6月14日台北都會區豪雨型午後雷暴進行觀 測分析與特徵討論,主要發現為(1)豪雨型午後雷暴伴隨顯著對流胞 的合併,胞合併不僅增大對流面積,也顯著增高大回波厚度。(2)有 利胞合併之環境條件主要為強化的低層輻合場。(3)胞合併前後雙偏 極化雷達參數產生顯著變化,包括Zdr 柱狀結構,其高度往上延伸超 過融解層 2~3 公里;Kdp 也呈現柱狀結構,和回波反射率有很好的相 關。Kdp 低層分布和劇烈降雨有很好的相關,顯示 Kdp 是很好的定 量降雨估計指標。最後本論文也針對豪雨型午後雷暴的可預測度問題 進行討論。

有利豪雨型午後雷暴發生的綜觀條件,光是太陽加熱顯然是不足 的,必須有足夠強的動力或熱力強迫以維持垂直運動,充分的水氣供 應也是不可或缺的成分。本文中特別討論局部環流(海風環流)和對 流動力(外流邊界)的交互作用,但是地形的角色並未深入討論。另 外在胞合併過程,雙偏極化雷達所觀測到之 Zdr 柱和 Kdp 柱,這些 參數和豪雨型午後雷暴的關係應該進一步予以釐清。

豪雨型午後雷暴預報上的難題不僅僅是預估是否會有雷雨發生 (包括時間地點),更重要的是還須預估降雨量要超過某一個門檻值。 現有大範圍暖季降雨預報的表現較之颱風仍有很大改進空間。未來工 作方面,了解水氣供應水氣輸送過程是非常重要的,整合雙偏極化雷 達所觀測的複合式雷暴系統雲與降雨特徵,分析可能之降雨過程,再 結合雲物理動力為主之高解析度模式,進行資料同化模擬實驗,並且 和雙偏極化雷達觀測結果比較校驗是必須努力的方向。閃電特徵和雙 偏極化參數關係也值得進一步探討。都市閃洪雷暴之定量降雨估計和 預報結果應用在積淹水預報,必須盡速建立資料流程與交換平台,達 到有效預警及時應變的目標,這些都必須和水利工程研究人員緊密合 作。淹水模式需要降雨歷線作為模式的輸入值,現有歷線主要使用高

63

斯分布(常態分布),然而短延時強降雨的豪雨型午後雷暴其歷線近 似伽瑪分布,前期快速增加,後期慢慢減弱,是相當困難預測的。在 氣象數值模式尚無法有效掌握時期,即時監測是最佳策略,以個案分 析為基礎建立概念模式,據此發展即時預報系統。為達到此目標,強 化對雙偏極化雷達參數訊號的理解與認識,是無可迴避的手段。

在雷達回波和地面降雨觀測的比對,顯示五分山雷達對公館觀測 所得之降雨好發時間和地面降雨發生頻率峰值相當符合。午後降雨系 統對總雨時和降雨量的貢獻皆大,垂直指向雷達和五分山雷達所測得 的結構與特徵分佈極為相似,而以前者提供了高時空解析度。對於目 前所收集的雷達以及雨滴譜資料,是具有相當之可信度,有效率地進 行資料篩選與品管極為重要。分析 2015 年 6 月 14 日午後雷雨偏極化 雷達及地面雨滴譜儀資料,利用地面雨滴譜儀資料對偏極化參數進行 校驗和比對,顯示兩者具有一定之相關性。

對於午後雷雨型態之降雨系統,本個案分析顯示(1)除了對流核 心區域的融解層附近可能有混合態粒子,降雨區大部分都屬於均值的 粒子(phv大於 0.95),(2)在 45dBZ 以上的強回波約略可以對應到大 於 1 的 Kdp,(3)降雨核心區域或是對流前緣都可能出現較高的 Zdr。 以五分山雷達測試水象粒子分類方法,可以看到在胞合併後,高層冰 水混合態粒子,從霰雨混合增強到雹雨混合。

由蘇迪勒颱風資料的初步分析可以看到,不同降雨型態的垂直結 構有顯著差異,地面無降雨或不同降雨強度之降雨結構是值得繼續進 行討論的議題,更進一步可以檢視降雨事件前後的雷達參數變化情形。 目前對於五分山雷達在近地面觀測的缺乏,在S波段垂直指向雷達修 整完成前,建議考慮使用微波降雨雷達,進行資料填補和分析。

2013 年下半年垂直指向雷達觀測回波有顯著減弱,且伴隨垂直 運動速度的異常。經雷達檢整,評估發射機目前的工作狀態有顯著的 頻率漂移以及能量衰減,另外冷氣及自動不斷電系統需維修更新,目

64

前已經檢測出雷達降頻器內之微波功率限制器與映像抑制混波器,其 功率與當初設計規格不符,已經與國外下訂單購買微波功率限制器, 也將維修冷氣機及不斷電系統。未來也需特別注意發射機之定期檢校 與維護,以確保觀測品質。

致謝

首先感謝中央氣象局各方面的協助,使研究計畫能順利進行。

参考文獻

周仲島、修榮光,2015:屏東平原海風環流之 SPOL 雷達觀測。*大氣科學*,43(1), 47-67。

周仲島、鍾吉俊、修榮光,2015:S波段雙偏極化雷達在梅雨季豪大雨天氣系統 定量降雨估計之應用。*大氣科學*,43(2),91-113。

林品芳、張保亮、周仲島,2012:弱綜觀環境下台灣午後對流特徵及其客觀預報。 大氣科學,40(1),77-108。

龔楚媖、顏葆琳、李宗融、吳宜昭、于宜強,2015:臺灣極端降雨事件 1992-2013 年重要事件彙整。新北市:國家災害防救科技中心。

廖信豪、陳台琦,2013:X波段雷達定量降水估計研究-SoWMEX/TiMREX期IOP8 個案。*大氣科學*,41(1),65-89。

- Akaeda, K., J. Reisner, and D. Parsons, 1995: The role of mesoscale and topographically induced circulations initiating a flash flood observed during the TAMEX project. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1720-1739.
- Amitai, E., 2000: Systematic variation of observed radar reflectivity–rainfall rate relations in the tropics. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2198–2208.

- Arkins, N. T., R. M. Wakimoto, T. M. Weckwerth, 1995: Observations of the sea-breeze front during CaPE. Part II: Dual-Doppler and aircraft analysis. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 944-969.
- Austin, P. M., 1987: Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1053–1070.
- Bao, X., N. E. Davidson, H. Yu, A. C. N. Hankinson, Z. Sun, L. J. Rikus, J. Liu, Z. Yu, D. Wu, 2015: Diagnostics for an extreme rain event near Shanghai during the landfall of typhoon Fitow (2013). *Mon. Wea. Rev.*, 143, 3377-3405.
- Barnes, S. L., 1978: Oklahoma thunderstorms on 29-30 April 1970. Part II: Radar-observed merger of twin hook echoes. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 685-696.
- Brandes, E. A., J. Vivekanandan, J. D. Tuttle, and C. J. Kessinger, 1995: A study of thunderstorm microphysics with multiparameter radar and aircraft observations. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3129-3143.
- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2003: An evaluation of a drop distributionbased rainfall estimator. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 652-660.
- Bringi, V. N., G. Huang, and V. Chandrasekar, 2002: A Methodology for Estimating the Parameters of a Gamma Raindrop Size Distribution Model from polarimetric Radar Data: Application to a Squall-Line Event from the TRMM/Brazil Campaign. J. Atmos. Oceanic Technol., 19, 633-645.
- Browning, K. A., J. C. Fankhauser, J. P. Chalon, P. J. Eccles, R. G. Strauch, F. H. Merrem, D. J. Musil, E. L. May, and W. R. Sand, 1976: Structure of an evolving hailstorm. Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 603-610.
- Byers, H. R., and R. R. Braham, Jr., 1949: The Thunderstorm: Report of the Thunderstorm Project. U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 287 pp.
- Caylor, I. C., and A. J. Illingworth, 1987: Radar observations and modeling of warm rain initiation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113, 1171-1191.

- Chang, W.-Y., J. Vivekanandan, T.-C. C. Wang, 2014: Estimation of X-band polarimetric radar attenuation and measurement uncertainty using a variational method. J. Appl. Meteor. Climatol., 53, 1099-1119.
- Changnon, S. A., 2001: Damaging thunderstorm activity in the United States. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, 597-608.
- Chen, C. S., and Y. L. Chen, 2003: The rainfall characteristic of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 1323-1341.
- Chen, G. T.-J., H. C. Chou, T. C. Chang, and C. S. Liu, 2001: Frontal and non-frontal convection over northern Taiwan in mei-yu season. (in Chinese with English abstract). *Atmos. Sci.*, 29, 37-52.
- Chen, T. C., M. C. Yen, J. C. Hsieh, and R. W. Arritt, 1999: Diurnal and seasonal variations of the rainfall measured by the automatic rainfall and meteorological telemetry system in Taiwan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2299-2312.
- Conway, J. W., and D. S. Zrnic, 1993: A study of production and hail growth using dual-Doppler and multiparameter radars. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2511-2528.
- Dennis, A. S., C. A. Schock, and A. Koscielski, 1970: Characteristics of hailstorms of western South Dakota. *J. Appl. Meteor.*, 9, 127-135.
- Doviak, R. J., V. Bringi, A. Ryzhkov, A. Zahrai, and D. Zrnic, 2000: Considerations for polarimetric upgrades to operational WSR-88D radars. J. Atmos. Oceanic Technol., 17, 257-278.
- Doviak, R. J. and D. S. Zrnić, 1993: *Doppler Radar and Weather Observations*. Academic Press, 2nd edition, 562pp.
- Fabry, F., and I. Zawadzki, 1995: Long-term radar observations of the melting layer of precipitation and their interpretation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 838–851.
- Fang, X., Y. H. Kuo, A. Wang, 2011: The impact of Taiwan topography on the predictability of typhoon Morakot's record-breaking rainfall: A high-resolution ensemble simulation. *Wea. Forecasting*, 26, 613-633.
Foote, G. B., and H. W. Frank, 1983: Case Study of a Hailstorm in Colorado. Part III: Airflow from Triple-Doppler Measurements. *J. Atmos. Sci.*, 40, 686-707.

Houze, R. A., 1993: Cloud Dynamics. Academic Press, San Diego, 573 pp.

- —, 1997: Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox?. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2179–2196.
- Hubbert, J., V. N. Bringi, L. D. Carey, and S. Bolen, 1998: CSU-CHILL polarimetric measurements from a severe hailstorm in eastern Colorado. J. Appl. Meteor., 37, 749-755.
- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1991: Diagnosed Characteristics of Precipitation Systems over Taiwan during the May–June 1987 TAMEX. Mon. Wea. Rev., 119, 2540-2557.
- Jou, B. J.-D., 1994: Mountain-originated mesoscale precipitation system in northern Taiwan: A case study 21 June 1991. *TAO*, 5, 169-197.
- Jou, B. J.-D., W. C. Lee, and R. H. Johnson, 2011: An overview of SoWMEX/TiMREX. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*, Edited by C. P. Chang, World Scientific Series on Asia-Pacific Weather and Climate, Vol. 5, 303-318.
- Kennedy, P. C., S. A. Rutledge, W. A. Petersen, and V. N. Bringi, 2001: Polarimetric radar observations of hail formation. J. Appl. Meteor., 40, 1347-1366.
- Kumjiam, M. R., and A. V. Ryzhkov, 2008: Polarimetric signatures in supercell thunderstorms. *J. Appl. Meteor.*, 47, 1940-1961.
- Lemon, L. R., 1976: The flanking line, a severe thunderstorm intensification source. *J. Atmos. Sci.*, 33, 686-694.
- Lin, P. F., P. L. Chang, B. J.-D. Jou, J. Wilson, and R. Roberts, 2011: Warm season afternoon thunderstorm characteristics under weak synoptic-scale forcing over Taiwan Island. *Wea. Forecasting*, 26, 44-60.

- Lin, P. F., P. L. Chang, B. J.-D. Jou, J. Wilson, and R. Roberts, 2012: Objective prediction of warm season afternoon thunderstorm in northern Taiwan using a fuzzy logic approach. *Wea. Forecasting*, 27, 1178-1197.
- Liou, Y.-C., T.-C. C. Wang, Y.-C. Tsai, Y.-S. Tang, P.-L. Lin, and Y.-A. Lee, 2013: Structure of precipitating systems over Taiwan's complex terrain during Typhoon Morakot (2009) as revealed by weather radar and rain gauge observations. J. Hydrology, 506, 14-25.
- Loney, M. L., D. S. Zrnic, J. M. Straka, and A. V. Ryzhkov, 2002: Enhanced polarimetric radar signatures above the melting level in s supercell storm. J. *Appl. Meteor.*, 41, 1179-1194.
- Malkus, J. S., 1954: Some results of a trade-cumulus cloud investigation. *J. Meteor.*, 11, 220-237.
- Marshall, J. S., and W. Mc K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165–166.
- Meischner, P. F., V. N. Bringi, D. Heimann, and H. Holler, 1991: A squall line in southern Germany: Kinematics and precipitation formation as deduced by advanced polarimetric and Doppler radar measurements. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 678-701.
- Petersen, R. E. Jr., 1984: A triple-Doppler radar analysis of discretely propagating multicell convective storm. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2973-2990.
- Rasmussen, E. N., and A. J. Heymsfield, 1987: Melting and shedding of graupel and hail. Part I: Model physics. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2754-2763.
- Ruppert Jr. J. H., R. H. Johnson, and A. K. Rowe, 2013: Diurnal circulations and rainfall in Taiwan during SoWMEX/TiMREX (2008). *Mon. Wea. Rev.*, 141, 3851-3872.

- Ryzhkov, A. V., D. W. Burgess, P. L. Heinselman, S. E. Giangrande, and D. S. Zrnic, 2005a: The Joint Polarization Experiment: Polarimetric rainfall measurements and hydrometeor classification. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **86**, 809–824.
- Ryzhkov, A. V., P. Zhang, and Heather Reeves, 2016: Quasi-Vertical Profiles- A New Way to Look at Polarimetric Radar Data. J. Atmos. Oceanic Technol., 33, 551-562.
- Ryzhkov, A. V., S. E. Giangrande, and T. J. Schuur, 2005b: Rainfall Estimation with a Polarimetric Prototype of WSR-88D. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 502-515.
- Sachidananda, M., and D. S. Zrnic, 1987: Rain rate estimates from differential polarization measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 588–598.
- Schumacher, R. S., and R. H. Johnson, 2008: Mesoscale Processes Contributing to Extreme Rainfall in a Midlatitude Warm-Season Flash Flood. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 3964–3986. doi: <u>http://dx.doi.org/10.1175/2008MWR2471.1</u>
- Schumacher, R. S., T. J. Galameau, L. F. Bosart, 2011: Distant effects of a recurving tropical cyclone on rainfall in a mid-latitude convective system: A high-impact predecessor rain event. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 650-667.
- Scorer, R. S., and F. H. Ludlam, 1953: Bubble theory of penetrative convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 79, 94-103.
- Seliga T. A. , and V. N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. J. Appl. Meteorol., 15, pp.69-76.
- Simpson, J., 1980: Downdrafts as a linkages in dynamic cumulus seeding effects. J. *Appl. Meteor.*, 19, 477-487.
- Simpson, J., and W. L. Woodley, 1971: Seeding cumulus in Florida: New 1970 results. *Science*, 172, 117-126.

- Stalker, J. R., and K. R. Knupp, 2003: Cell merger potential in multi-cell thunderstorms of weakly sheared environments: Cell separation distance versus planetary boundary layer depth. Mon. Wea. Rev., 131, 1678-1693.
- Tokay, A., and D. A. Short, 1996: Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. J. Appl. Meteor., 35, 355–371.
- —, —, C. R. Williams, W. L. Ecklund, and K. S. Gage, 1999: Tropical rainfall associated with convective and stratiform clouds: Intercomparison of disdrometer and profiler measurements. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 302–320.
- —, P. Hartmann, A. Battaglia, K. S. Gage, W. L. Clark, and C. R. Williams, 2009: A field study of reflectivity and Z–R relations using vertically pointing radars and disdrometers. J. Atmos. Oceanic Technol., 26, 1120–1134.
- Tao, W. K., and J. Simpson, 1984: Cloud interactions and merging: Numerical simulations. J. Atmos. Sci., 41, 2901-2917
- Tao, W. K., and J. Simpson, 1989: A further study of cumulus interactions and mergers: Three-dimensional simulations with trajectory analyses. J. Atmos. Sci., 46, 2974-3004
- Ulbrich, C.W., 1983: National variations in the analytical form of the raindrop size distribution. J. Climate Appl. Meteor., 22, 1764-1775.
- —, C. W, L. G. Lee, 1999: Rainfall measurement error by WSR-88D radars due to variations in Z–R law parameters and the radar constant. J. Atmos. Oceanic Technol., 16, 1017–1024.
- Vivekanandan, J., Ellis, S. M., Oye, R., Zrnic, D. S., Ryzhkov, A. V., & Straka, J., 1999: Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. *Bulletin of the American meteorological society*, 80(3), 381-388.
- Wang, C.-C., 2014: On the Calculation and Correction of Equitable Threat Score for Model Quantitative Precipitation Forecasts for Small Verification Areas: The

Example of Taiwan. *Wea. Forecasting*, **29**, 788–798. doi: http://dx.doi.org/10.1175/WAF-D-13-00087.1

- Wang, C.-C., J. C. Hsu, G. T. Chen, and D. I. Lee, 2014: A Study of Two Propagating Heavy-Rainfall Episodes near Taiwan during SoWMEX/TiMREX IOP-8 in June 2008. Part II: Sensitivity Tests on the Roles of Synoptic Conditions and Topographic Effects. *Mon. Wea. Rev.*, 142, 2644–2664. doi: <u>http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-13-00330.1</u>
- Wang, Y., Y. Wang, H. Fudeyasu, 2009: The role of typhoon Songda (2004) in producing distantly located heavy rainfall in Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 3699-3716.
- Wang, Y., J. Zhang, A. V. Ryzhkov, and L. Tang, 2013: C-band polarimetric radar QPE based on specific differential propagation phase for extreme typhoon rainfall. J. Atmos. Oceanic Technol., 30, 1354-1370.
- Wang, Y., J. Zhang, A. V. Ryzhkov, and L. Tang, 2013: C-band polarimetric radar QPE based on specific differential propagation phase for extreme typhoon rainfall. J. Atmos. Oceanic Technol., 30, 1354-1370.
- Westcott, N. E., 1984: A historical perspective on cloud mergers. Bull. Amer. Meteor. Soc., 65, 219-227.
- Westcott, N. E., and P. C. Kennedy, 1989: Cell development and merger in an Illinois thunderstorm observed by Doppler radar. J. Atmos. Sci., 46, 117-131.
- Williams, C. R., W. L. Ecklund, and K. S. Gage, 1995: Classification of precipitating clouds in the tropics using 915-MHz wind profilers. J. Atmos. Oceanic Technol., 12, 996–1012.
- Wu, C. C., and Y. H. Kuo, 1999: Typhoon affecting Taiwan: Current understanding and future challenges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 67-80.
- Wu, C. C., T. H. Yen, Y. H. Huang, C. K. Yu, and S. K. Chen, 2016: Statistical characteristic of heavy rainfall associated with typhoons near Taiwan based on

the high-density automatic rain gauge data. Bull. Amer. Meteor. Soc., 96, in press.

- Wu, C. C., K. K. W. Cheung, Y. Y. Lo, 2009: Numerical study of the rainfall event due to the interaction of typhoon Babs (1998) and the northeasterly monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 2049-2064.
- Wu, L., J. Liang, and C. C. Wu, 2011: Monsoonal influence on typhoon Morakot (2009). Part I: Observational analysis. J. Atmos. Sci., 68, 2208-2221.
- Xu, W., E. J. Zipser, Y. L. Chen, C. Liu, Y. C. Liou, W. C. Lee, B. J.-D. Jou, 2012: An orography-associated extreme rainfall event during TiMREX: Initiation, storm evolution, and maintenance. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 2555-2574.
- You, C.-H., D.-I. Lee, and M.-Y. Kang, 2014: Rainfall estimation using specific differential phase for the first operational polarimetric radar in Korea. Adv. In Meteor., 2014, ID 413717, 10 pages.
- Yuter, S. E., and R. A. Houze, 1995: Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1941– 1963.