

交通部中央氣象局委託研究計畫期末成果報告

垂直指向雷達觀測與雙偏極化雷達技術產品 調校之應用(2/3)

計畫類別：氣象 海象 地震

計畫編號：MOTC-CWB-106-M-06

執行期間：106年1月23日至106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 106 年 12 月

政府研究計畫期末報告摘要資料表

計畫中文名稱	垂直指向雷達觀測與雙偏極化雷達技術產品調校之應用 (2/3)		
計畫編號	MOTC-CWB-106-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	106 年	執行期間	自 1 月 23 日起至 12 月 31 日止
本期經費 (單位：千元)	750 千元		
執行進度	預定 (%)	實際 (%)	比較 (%)
	100	100	0
經費支用	預定(千元)	實際(千元)	支用率 (%)
	750	750	100
研究人員	計畫主持人	協同主持人	研究助理
	周仲島博士		朱琇榕
			鄭明法
		鞠志遠	
報告頁數	49	使用語言	中文
中英文關鍵詞	雙偏極雷達、颱風蘇迪勒、雙北暴雨實驗		
研究目的	本計畫利用雙偏極化雷達進行颱風、梅雨、以及午後雷暴天氣系統降雨結構特徵，嘗試建立降雨天氣系統生命期間之物理特徵以及發展機制，並改進雙偏極化雷達產品。		
研究成果	本計畫分析 2015 侵台颱風蘇迪勒雙偏極化觀測。本研究的初步分析主要分成兩個部份，分別是雨帶的動力結構和雨帶雙偏極化參數垂直分布。雨帶受颱風東側東南風的影響，有明顯輻合輻散分佈。有的雨帶底層為輻散，高層為輻合，已達其成熟期；有的雨帶則底層為輻合，高層為輻散，是正在發展中的雨帶。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。		
具體落實應用情形	<ol style="list-style-type: none"> 藉由降雨天氣系統之雙偏極化雷達分析，了解豪雨發生原因，並建立形成、發展、以及消散之物理特徵及機制。 改進雷達定量降雨估計技術，增強即時預報概念模式，並改善數值預報模式中對降雨模擬過程之不確定性。 		

目 錄

第一章、前言.....	1
第二章、蘇迪勒颱風(2015)雙都卜勒雷達分析及雨帶特徵.....	4
2.1 個案介紹.....	4
2.2 資料來源、品質控制與處理.....	4
2.3 雨帶定義與特徵.....	6
2.4 雙偏極化參數分析.....	8
2.5 結論.....	11
第三章、S 波段垂直指向雷達檢修概況說明.....	19
3.1 整修概述.....	19
3.2 目前狀況.....	25
第四章、ZDR 柱以及 KDP 柱的計算與解釋.....	28
4.1 ZDR 柱與 KDP 柱的意義.....	28
4.2 2008 年 6 月 20 日屏東平原雷雨個案分析.....	29
第五章、總結.....	39
致謝.....	40
參考文獻.....	40

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譬如颱風蘇迪勒 2015.8.7 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。

本期末成果報告第一章為前言。第二章為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。第三章簡要說明現階段 S 波段垂直指向降雨雷達檢整進度。第四章為 ZDR 和 KDP 計算結果以及討論結論與建議。

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**兩類。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)。

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，對於颱風豪雨特徵提供了關鍵的資訊。本研究將針對這個課題，利用五分山雷達所觀測到的 2015 蘇迪勒颱風提出一些分析結果。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，接受的能量也減半，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 $-25\sim-35\text{dB}$ ，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 特別敏感，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($=ZHH/ZVW$ ，其中 ZVW 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。本文將著重討論颱風雨帶內這些參數的分布與變化特徵。

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。此報告將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 蘇迪勒颱風(2015)雙都卜勒雷達分析及雨帶特徵

2.1 個案介紹

蘇迪勒颱風在 2015 年 8 月 7 日到 8 月 8 日影響台灣，在 8 月 8 日 0440LST 於花蓮秀林鄉登陸，其為五分山雷達自 2014 年以來升級為雙偏極化雷達以來第一個觀測到的登陸颱風。在颱風登陸前後共 10 小時，烏來測站量測之累積雨量高達 544mm，太平山測站量測之累積雨量甚至達到 717mm(圖 2.1)，蘇迪勒颱風的強度只有 CATEGORY 3，但短時間為北台灣地區帶來的強降水，導致北台灣山區有土石流的發生，北台灣的水庫受到嚴重的污染，造成飲用水的問題，不僅如此，在颱風登陸後的幾小時，五分山雷達受到強勁陣風影響而導致損壞。

雖然有關颱風的研究很多，但是對於登陸颱風的對流尺度結構變化瞭解非常有限，近年來因為長距離雙偏極化雷達的建立，開始對類似問題可以有初步的探討，因此，本研究的初步分析主要分成兩個部份，分別是雨帶的運動場結構和雨帶的雙偏極化參數垂直分布特徵。

2.2 資料來源、品質控制與處理

(1) 資料來源

本研究所使用的資料包含：

- ◆ 中央氣象局之五分山雙偏極化雷達資料，每六分鐘一筆體積掃描之雷達回波(Z_{HH})、徑向風場(V_r)以及雙偏極化參數(Z_{DR} 、 ρ_{HV} 、 ϕ_{DP})
- ◆ 中央氣象局之花蓮都卜勒雷達資料，每六分鐘一筆體積掃描之雷達回波(Z_{HH})、徑向風場(V_r)。
- ◆ 中央氣象局局屬無人測站雨量觀測資料，每十分鐘一筆十分鐘雨量和每十分鐘一筆一小時雨量資料。

(2) 雷達資料品質控制

參考 Ryzhkov et al., 2016 的論文，選擇單一仰角(通常選擇較高仰角)的雷達資料，以方位角做平均，得到雷達資料在某段時間內的空間平均，此為 Quasi Vertical Profile (QVP)，以高度對時間作圖的形式表現。QVP 可以用來檢視降雨組成之雲物理結構隨時間的變化，以及偵測雷達訊號的突然變化(不連續)的部分，藉此來對雷達資料的品質做控制。

從時間為 8 月 7 日 1600UTC 到 8 月 8 日 0613UTC 五分山雷達資料的 QVPs (圖 2.2) 來看:由 Z_{HH} 的 QVP 可以看到在 1851UTC 附近的資料在時間上不連續, 在高度 5 公里附近, Z_{HH} 從原本的 30-40dBZ 減少至 20dBZ, 而 2338UTC 之後的時間所顯示的結構與前面完全不同, 且較無組織性, 在高度 3-5 公里處 Z_{HH} 原來分布 30-40dBZ 下降至 15-25dBZ, 甚至低於 10dBZ, 可能是五分山雷達受到颱風強勁陣風的影響所致, 雷達資料品質出現不穩定的情況, 另外, 由其他參數 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 、 ϕ_{DP} 的 QVP 也可以看到同樣不連續的情況。依據當時探空資料顯示融解層大約位於高度 5 公里, 從 QVP 上也可以很明顯地看到此處有亮帶的特徵: Z_{HH} 增強、 Z_{DR} 增強、 ρ_{HV} 較低, 為水相粒子融解的特徵。因此, 在雷達資料上顯示為時間上不連續的時段, 將不選用來做分析, 本研究初步分析主要針對位於颱風移動第一象限的次雨帶, 從海面上移動到陸地上這段期間。

(3) 資料處理

- ◆ 雙都卜勒風場的反演:

將五分山雷達和花蓮雷達的回波場資料和速度場資料, 利用 NCAR 的 REORDER 以解析度水平 1 公里、垂直 0.5 公里, 影響半徑為水平 1.5 公里、垂直 1 公里 (因為花蓮雷達底層受到遮蔽, 資料多缺漏不完整, 故使用水平影響半徑 1.5 公里)。使用 Cressman Weighting Function 做權重內插, 得到網格資料。再將網格資料用 CEDRIC 反演出雙都卜勒風場, 水平風場的調整利用變分法積分, 獲得三維風場資料。

- ◆ 雙偏極化參數:

利用五分山雷達的雙偏極化參數(Z_{DR} 、 ρ_{HV} 、 ϕ_{DP}), 使用 raw data 來分析, 只以相關係數(ρ_{HV})0.8 作為門檻, 小於其值直接被濾掉。

2.3 雨帶定義與特徵

(1) 雨帶定義

在蘇迪勒颱風登陸前大約三小時的回波整合圖(圖 2.3), 可以很明顯地看到颱風眼, 以及颱風眼周圍強回波的眼牆結構(不對稱的眼牆結構), 此時在台灣東北方外海可以發現結構和主雨帶類似之回波, 在眼牆與主雨帶之間有多條明顯的帶狀回波, 為次雨帶, 位於颱風移動方向的第一象限。

在 0130LST 時, 可以發現在颱風眼南側, 有一條東西走向的帶狀回波, 為

颱風環流和台灣東岸地形交互影響所致；在 0212LST 時，原本在南側的東西走向帶狀回波，隨著颱風環流，反鐘向地移到眼牆附近，同時，在眼牆和主雨帶之間次雨帶回波增強；到了 0254LST，原本位於台灣東北方外海的主雨帶減弱消散，而位於較北邊的次雨帶將其取代，成為主雨帶，而在台灣北邊外海也出現類似外圍雨帶的回波結構；0300-0336LST 這段時間，隨著颱風往陸地移動的過程中，位於在宜蘭南部外海的次雨帶，回波發展更有達到 45dBZ 以上，隨後，此處分裂成兩條明顯的帶狀結構，且回波逐漸增強，結構趨於完整，定義這兩條帶狀結構為分別為本研究中的次雨帶。

本研究定義的三條次雨帶之中，主雨帶為雨帶一，較北邊的次雨帶為雨帶二，較靠近颱風眼(較南邊)的為雨帶三(圖 2.4)。過去對於颱風雨帶的觀測研究顯示，在鑑別雨帶的時候，常利用 25dBZ 作為門檻(Barnes et al. 1983)，也有利用 32.5dBZ 作為門檻(Skwira et al. 2005)來凸顯雨帶中的強降雨且同時去除層狀降雨。本研究選用 40dBZ 做為標準，因為從雷達回波顯示為帶狀結構且較有組織。

(2) 雨帶特徵

利用五分山雷達和花蓮雷達的資料反演出雙都卜勒風場，範圍為紅色虛線的部份(圖 2.5)，大小為 60 × 90 公里，回波場的部份為五分山雷達回波與花蓮雷達回波資料之合成回波，在五分山雷達和花蓮雷達重疊的部分選用較大的值作為其值。隨著颱風靠近台灣東岸的過程中(圖 2.6)，可以看到颱風眼內縮，且在颱風眼北邊沒有看到眼牆結構，次雨帶外旋遠離颱風中心，回波大值也逐漸向陸地靠近，到了 2017UTC，南邊的眼牆進入第一象限，取代次雨帶。以垂直方向上來做比較，在 1931UTC，雨帶二的回波大值(45dBZ)可以達到 4.5 公里以上，而雨帶三在高層(大約 4.5 公里)則沒有明顯的回波大值，隨著時間發展，到了 2000TUC，雨帶二明顯減弱，且變得較無組織性，相反地，雨帶三則慢慢增強，在高層出現回波有 45dBZ 以上。

在輻散場的部分(圖 2.7)，雨帶二在底層為輻散，最強輻散在 2 公里，大約是 $2 \times 10^{-3} s^{-1}$ ，在大約 4 公里高度轉成輻合；雨帶三的情況則是完全相反，在底層是輻合，最大輻合約在 1-2 公里，大約是 $3 \times 10^{-3} s^{-1}$ ，在高度大約 4 公里處轉成輻散。另外，從雷達回波也可以看到最大回波處位於最強輻合處的下游，

受到颱風環流平流所造成。

(3) 雨帶垂直剖面

本研究以颱風弱回波區其中一點作為原點，選了橫跨三個雨帶的方向做垂直剖面，在 1931UTC(圖 2.8)，雨帶三有上升運動，上升速度平均約為 3 ms^{-1} ，雨帶二為下沉運動，下沉速度平均約為 1 ms^{-1} ，雨帶一的內側也有上升運動，上升速度平均約為 3 ms^{-1} ，而眼牆附近有明顯的下沉運動；在 1947UTC(圖 2.9)，眼牆的下沉運動減弱，雨帶三的上升運動增強，上升速度增加為 4 ms^{-1} ，雨帶二的下沉運動也是增強的，下沉速度平均約為 3 ms^{-1} ，而雨帶一的上升速度則是稍微減弱。除此之外，也可以觀察到雨帶是遠離颱風中心的。

因此，綜合以上的情況來看，颱風次雨帶外旋遠離颱風中心，颱風北側眼牆減弱一致，而南側的眼牆則是在增強，與颱風整體強度增強的觀測結果一致。從雙都卜勒風場分析的初步結果顯示兩個次雨帶處於不同的生命期：雨帶二已達成熟期，受到降雨導致回波大值較集中在中低層，而雨帶三則是正在發展中的雨帶。

2.4 雙偏極化參數分析

(1) 雙偏極化參數隨距離之分布

以五分山雷達為中心，分別取了兩個方位角的資料(如圖 2.10)來看雙偏極化參數隨距離的變化：

第一個方位角的資料(如圖 2.11)顯示雷達波束經過雨帶二和雨帶三時雙偏極化參數的變化，從雙偏極化參數的變化分布可以得知，雷達波束在距離雷達中心大約 60 公里處和 80 公里處經過強降雨區域， Z_{HH} 變大、 ϕ_{DP} 變大且伴隨正值 K_{DP} ， ρ_{HV} 量值接近 1，顯示在雨帶的區域，相態均勻，大部分都為水相粒子，而從 Z_{DR} 的分布也可以得知，在雨帶二和雨帶三， Z_{DR} 均為正值，且相較於距離 60 公里以內以及距離 80 公里以外， Z_{DR} 值較大，顯示此處粒子較為扁平，為直徑較大的雨滴。

第二個方位角的資料(如圖 2.12)顯示雷達波束經過地形時雙偏極化參數的變化，在距離雷達中心大約 15 公里和 60 公里處，可以看到不僅是 Z_{HH} ， Z_{DR} 、 ρ_{HV} 和 ϕ_{DP} 的分布都出現不連續的變化， Z_{HH} 突然增強， Z_{DR} 突然增強， ρ_{HV} 突然下降，

ϕ_{DP} 突然增強，此現象為雷達波束分別經過五分山雷達南側地形和宜蘭山區的訊號，顯示雙偏極化參數對地形是很敏感的。

(2) 雙偏極化參數之垂直分布

依據垂直剖面(圖 2.8a)上雨帶二和雨帶三的位置來看雙偏極化參數垂直分布的情況(圖 2.13 和圖 2.14)，從回波和雙偏極化參數顯示雨帶皆有明顯的亮帶特徵，依據當時探空顯示融解層大約位於高度 5 公里處，此處有 Z_{HH} 增強， Z_{DR} 增加，且分布的標準差也變大，可推測在此層水象粒子的大小、形狀不均勻，是水相粒子融解的特徵；另外，在高度 5 公里處， ρ_{HV} 減小，且分布的標準差也變大，可推測在此層水相粒子相態不均勻，為亮帶特徵。

從 Z_{HH} 的垂直分布可以看出，雨帶二(圖 2.13)在融解層以下，可以發現在高度 3 到 5 公里，隨著雨帶二越來越接近陸地， Z_{HH} 變小，但是，在高度 3 公里到接近地表， Z_{HH} 逐漸增加；而從 Z_{DR} 的垂直分布，也可以發現類似的分布，越接近地表， Z_{DR} 逐漸增加； K_{DP} 的垂直分布也可以看到越接近地面， K_{DP} 有明顯的增加，顯示液態水含量主要集中在低層(高度 3 公里到地表)。在 Kumjian and Prat 2014 的論文中有提到， Z_{HH} 和 Z_{DR} 的量值向地面逐漸增加，為雨滴經過碰撞聚合的雲物理過程而成長的特徵，因此，從雨帶二的雙偏極化參數垂直分布看來，具有雨滴碰撞聚合成長的特徵。

雨帶三的雙偏極化參數垂直分布(圖 2.14)，除了 Z_{HH} 在融解層高度沒有明顯的增強之外，其他雙偏極化參數同樣地顯示雨帶三具有亮帶特徵。如同雨帶二，雨帶三的 Z_{HH} 、 Z_{DR} 和 Z_{DR} 的垂直分布上，越接近地面，量值越大，但是和雨帶二不同的是，雨帶三的雙偏極化參數量值增加的幅度較小，且量值較大。在 Didlake and Kumjian 2017 的論文中有提到，若雙偏極化參數的垂直分布比較延伸、平滑，是對流性降雨的特徵，因為上升運動會將水相粒子上下帶動，故在垂直分布上會較為平滑，因此，從雙偏極化參數的垂直分布上，雨帶三相較於雨帶二較有對流性降雨的特徵。

(3) 雙偏極化參數海上和陸上之差異

隨著颱風中心接近台灣，次雨帶也登陸(圖 2.3)，本研究選了雨帶三的兩個區域，一個位於海面上，一個位於地形上，來探討雨帶的雙偏極化參數在登陸

前後的變化(圖 2.15)。可以發現，雨帶三在登陸之後，4 公里以下， Z_{HH} 增加大約 2-3dBZ， Z_{DR} 增加 0.1-0.5dB， K_{DP} 也大幅的增加，從 0.5 deg/km 增加至 1.2 deg/km，顯示雨帶三登陸之後，降雨明顯的增強，且水相粒子變得較為扁平(雨滴直徑變大)，可能是受到地形舉升影響所致。

2.5 結論

- (1) 次雨帶外旋遠離颱風中心，與颱風北側眼牆減弱的結果一致；而南側的眼牆則是在增強當中，與颱風整體強度增強的觀測結果一致。
- (2) 雙都卜勒風場分析結果顯示，兩個次雨帶處於不同的生命期：雨帶二底層為輻散，高層(4 公里)轉為輻合，顯示已達其成熟期，受降雨影響所致，下沉運動逐漸增強；雨帶三則底層為輻合，高層為輻散，伴隨明顯得上升運動，是正在發展中的雨帶。
- (3) 海上雨帶之雙偏極化參數垂直分布不太相同，但是同樣都具有明顯亮帶特徵：在融解層以下 Z_{HH} 聚集在 30-50dBZ， Z_{DR} 約在 0-2dB；在融解層高度附近， Z_{HH} 、 ρ_{HV} 、 Z_{DR} 的分布範圍變大，可推測在此層水相粒子的大小、形狀不均勻而且相態不均勻，為水相粒子融解的特徵。
- (4) 從雙偏極化參數的垂直分布結果看來，與雙都卜勒風場分析結果很一致，兩個次雨帶處於不同生命期，動力場結構完全不同，雲物理結構亦不相同：雨帶二伴隨下沉運動，且雙偏極化參數的垂直分布顯示水相粒子經過碰撞成長的過程，較具有層狀降雨的特徵，而雨帶三伴隨上升運動，且其雙偏極化參數垂直分布較為平滑，較具有對流性降雨的特徵。
- (5) 雨帶在登陸後，受到地形舉升的影響， Z_{HH} 和 K_{DP} 增加顯示降雨增強， Z_{DR} 增加表示降水粒子的直徑也變大、較為扁平，顯示降雨增強可能為大雨滴粒子所致。

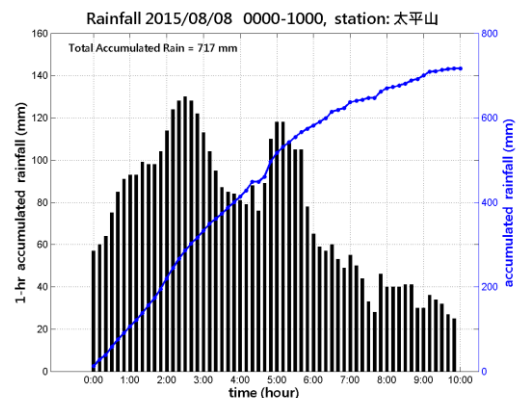
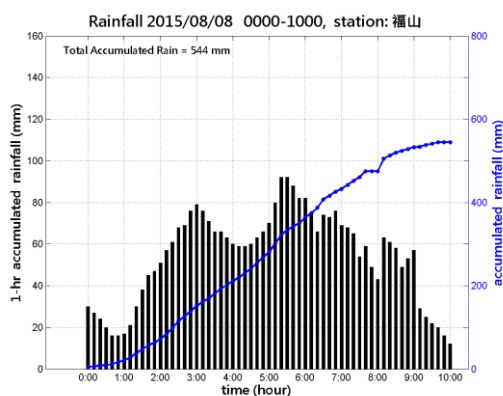


圖 2.1 局屬無人測站(a)福山測站(COU710)、(b)太平山測站(COA560)，8月8日 0000LST-1000LST 每小時雨量資料和 10 小時累積雨量。

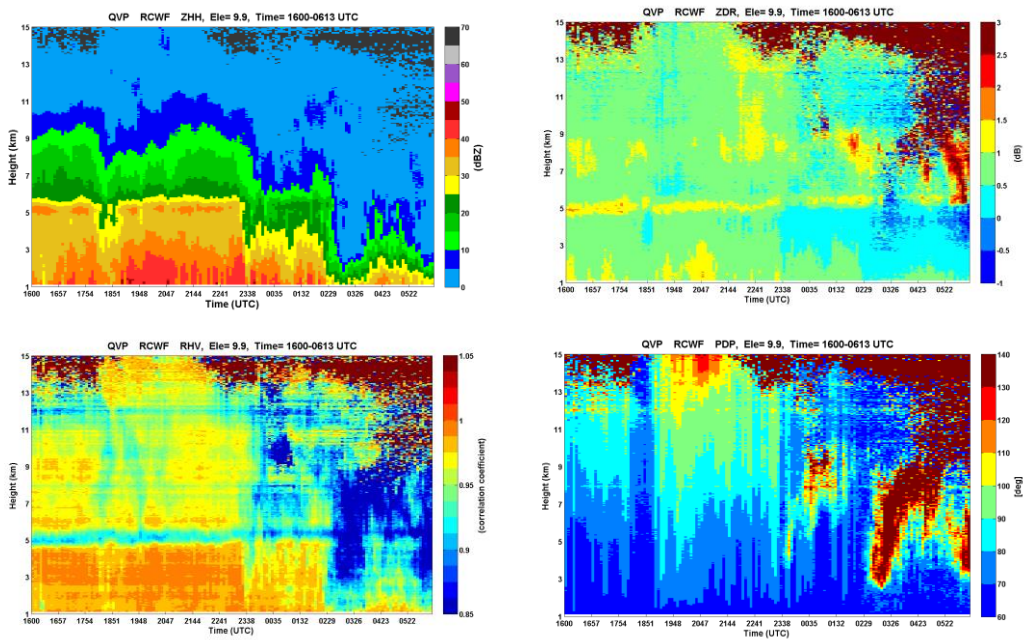
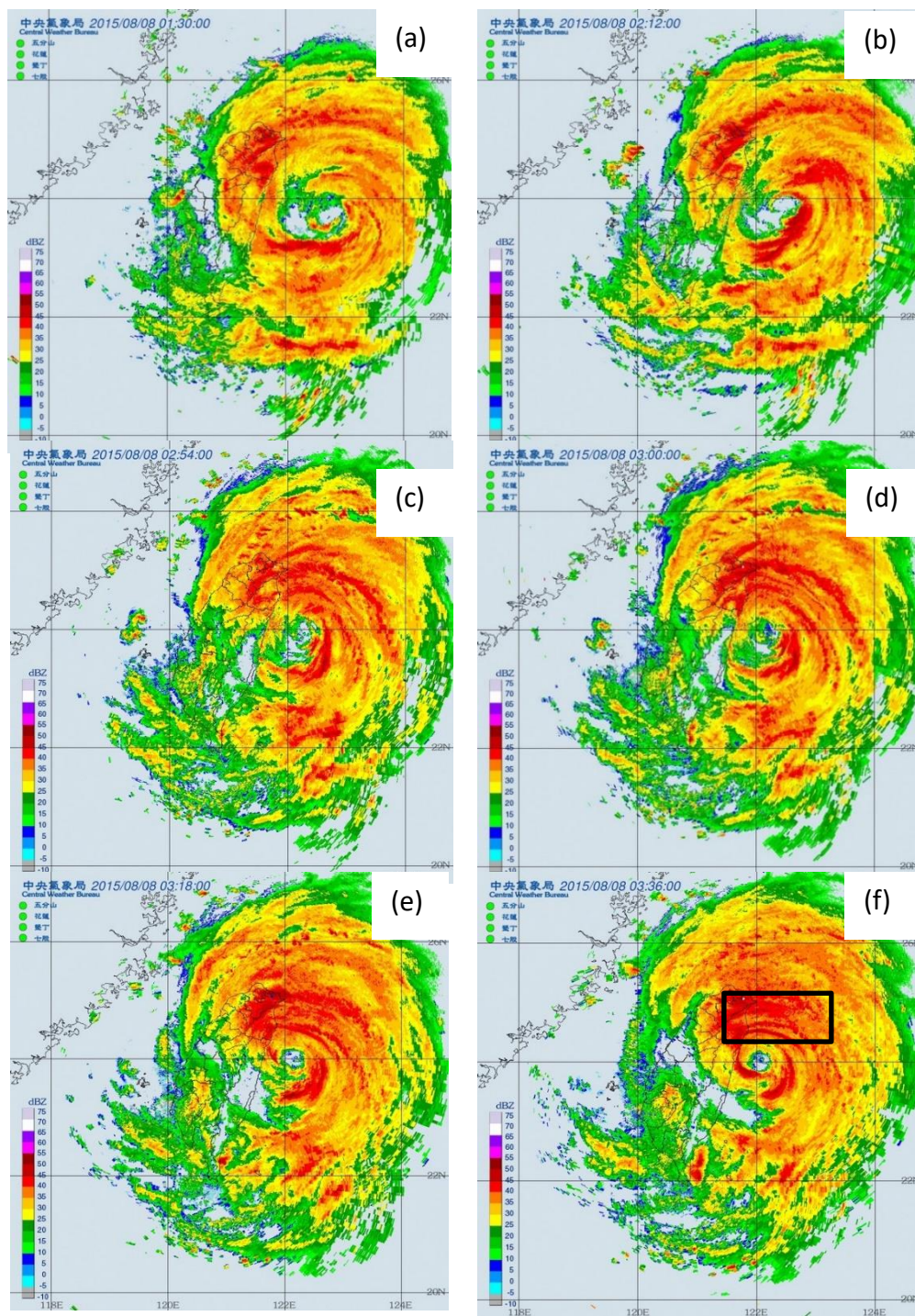


圖 2.2 五分山雷達資料之 Quasi Vertical Profiles(QVPs)，仰角 9.9 度，時間為 8 月 7 日 1600UTC 到 8 月 8 日 0613UTC。(a)回波(Z_{HH})、(b)差異反射率(Z_{DR})、(c)相關係數(ρ_{HV})、(d)比差異相位差(ϕ_{DP}) 之 QVPs。



圖

2.3 中央氣象局回波整合圖，時間分別為 8 月 8 日 (a)0130LST、(b)0212LST、(c)0254LST、(d)0300LST、(e)0318LST、(f)0336LST。

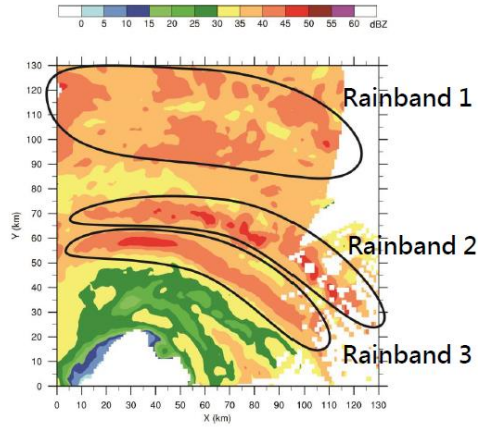


圖 2.4 將位於蘇迪勒颱風移動方向第一象限的三條雨帶分別定義為雨帶一、雨帶二和雨帶三。

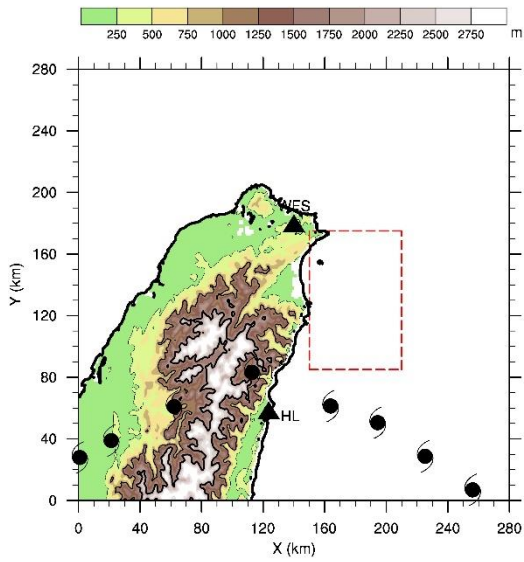


圖 2.5 紅色虛線區域為利用五分山雷達和花蓮雷達的資料反演出的雙都卜勒風場範圍，颱風中心定位為根據中央氣象局發布的颱風警報單。

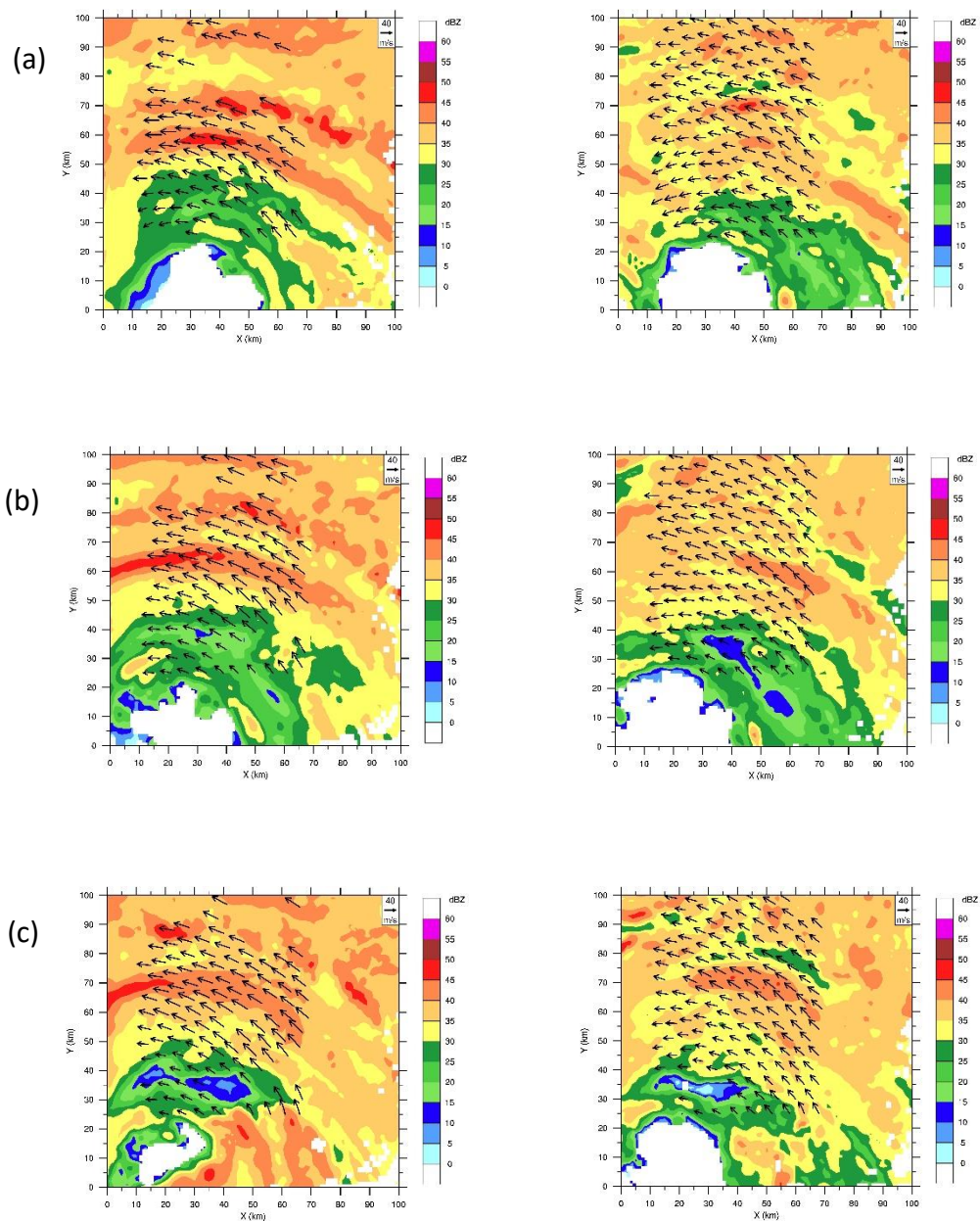


圖 2.6 (a) 1931UTC、(b) 1947UTC、(c) 2000UTC 回波場與雙都卜勒風場，高度分別為 1.5 公里和 4.5 公里，範圍主要涵蓋雨帶 2、雨帶 3 和部分的雨帶 1。五分山雷達位於座標位置(0,120)，花蓮雷達位於座標位置(-16,-1)。

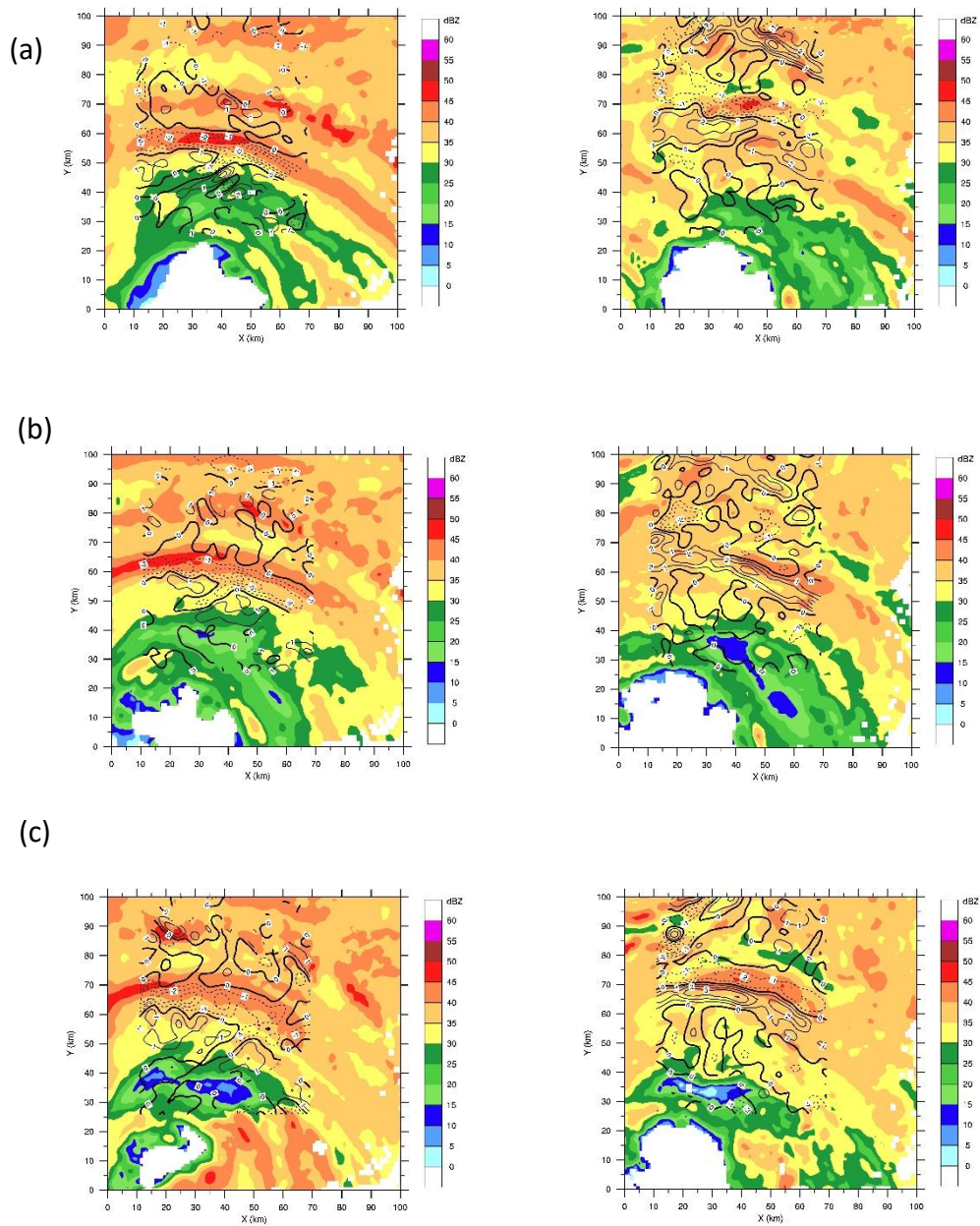


圖 2.7 (a) 1931UTC、(b) 1947UTC、(c) 2000UTC 回波與輻合輻散場(實線為輻散，虛線為輻合，單位： $10^{-3} s^{-1}$)，高度分別為 1.5 公里和 4.5 公里，範圍主要涵蓋範圍主要涵蓋雨帶 2、雨帶 3 和部分的雨帶 1。五分山雷達位於座標位置(0,120)，花蓮雷達位於座標位置(-16,-1)。

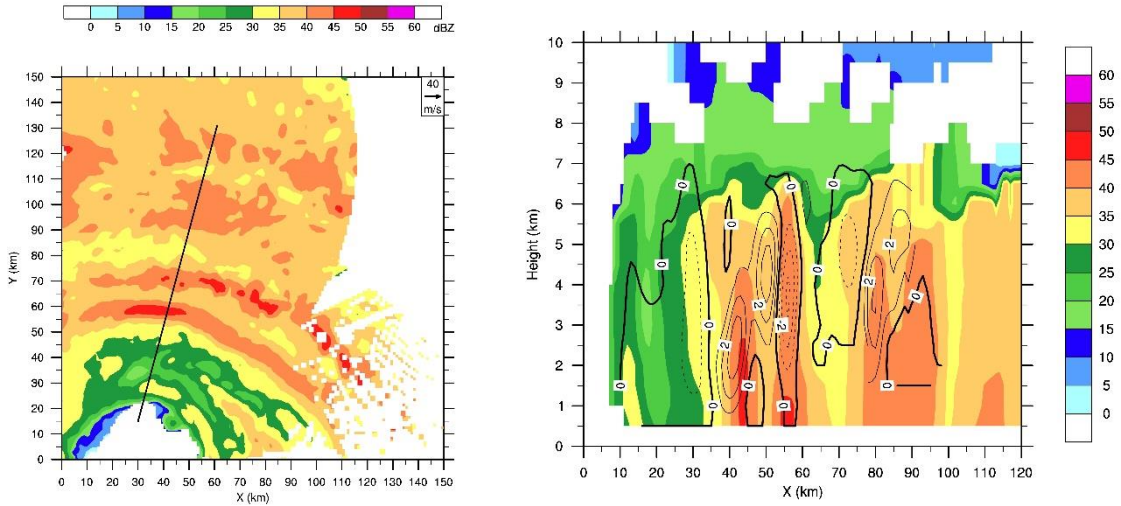


圖 2.8 時間 1931UTC，五分山雷達與花蓮雷達的合成回波。(a)剖面起始座標為(30,15)，長度為 120 公里，角度為 30 度(北北東方向)。(b)五分山雷達與花蓮雷達的合成回波和垂直速率(實線為上升，虛線為下沉，單位： ms^{-1})。

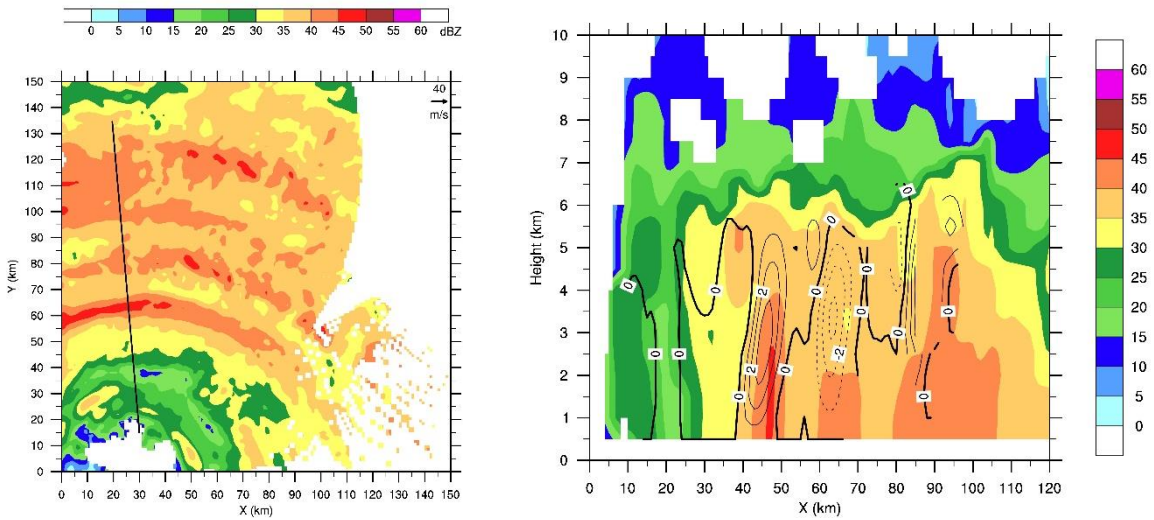


圖 2.9 時間 1947UTC，五分山雷達與花蓮雷達的合成回波。(a)剖面起始座標為(30,15)，長度為 120 公里，角度為 355 度。(b)五分山雷達與花蓮雷達的合成回波和垂直速率(實線為上升，虛線為下沉，單位： ms^{-1})。

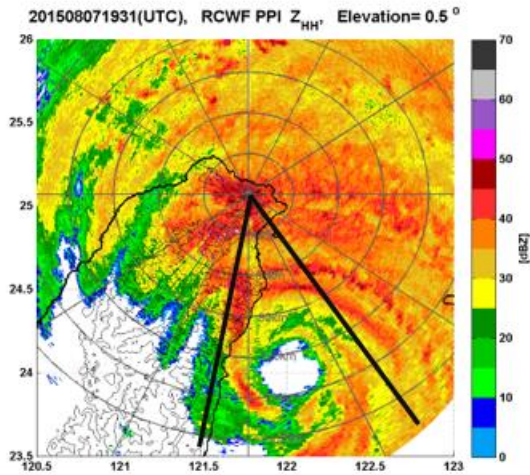


圖 2.10 五分山雷達回波 PPI，仰角 0.5 度，黑色實線分別為方位角 140 度(雷達波束經過兩條次雨帶)與 190 度(雷達波束經過位於五分山雷達南側的地形，以及宜蘭山區)。

Range Profiles of Polarimetric Variables, azimuth = 140°, elevation= 0.5° (RHV>0.8)

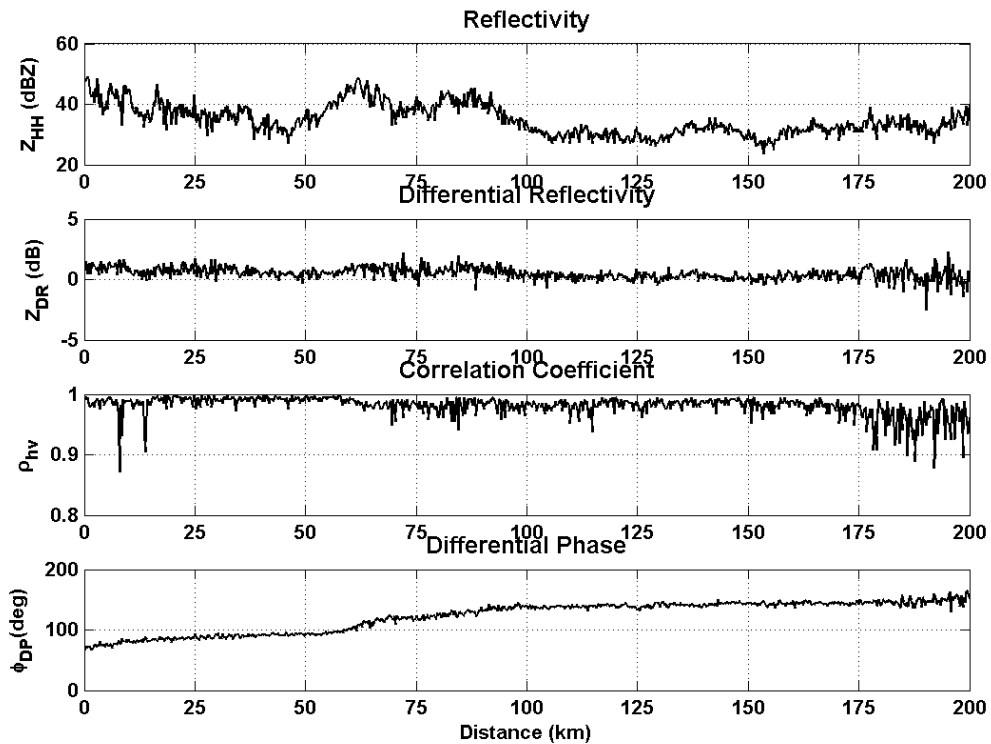


圖 2.11 五分山雷達雙偏極化參數隨距離變化之分布圖，仰角 0.5 度，方位角 140 度，使用相關係數(ρ_{HV})0.8 作為門檻，小於其值皆被濾掉。

Range Profiles of Polarimetric Variables, azimuth = 190° , elevation = 0.5° (RHV > 0.8)

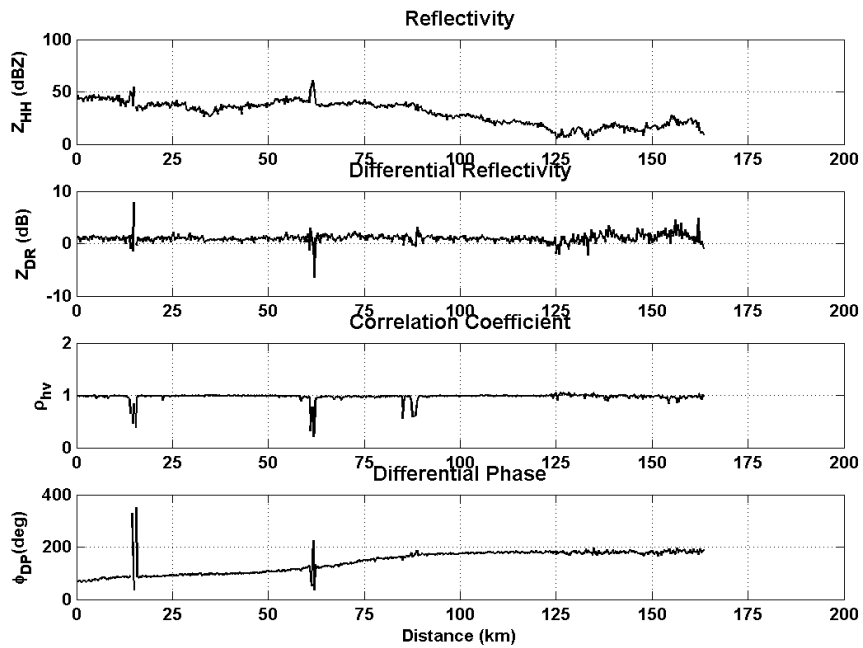


圖 2.12 五分山雷達雙偏極化參數隨距離變化之分布圖，仰角 0.5° ，方位角 190° ，使用相關係數(ρ_{HV})0.8 作為門檻，小於其值皆被濾掉。

Vertical Profiles of Rainband 2 (RHV > 0.8)

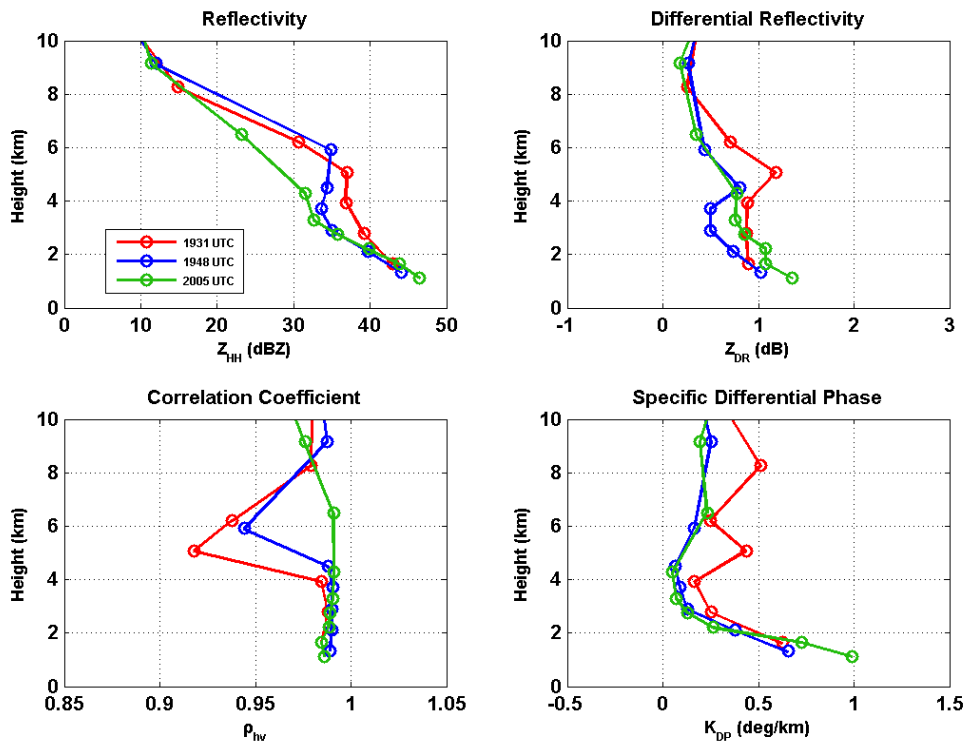


圖 2.13 雨帶二之雙偏極化參數(Z_{HH} 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 、 K_{DP})垂直分布圖，紅線為 1931UTC，藍線為 1948UTC，綠線為 2005UTC。以相關係數(ρ_{HV})0.8 作為門檻，小於其值皆被濾掉。

Vertical Profiles of Rainband 3 (RHV>0.8)

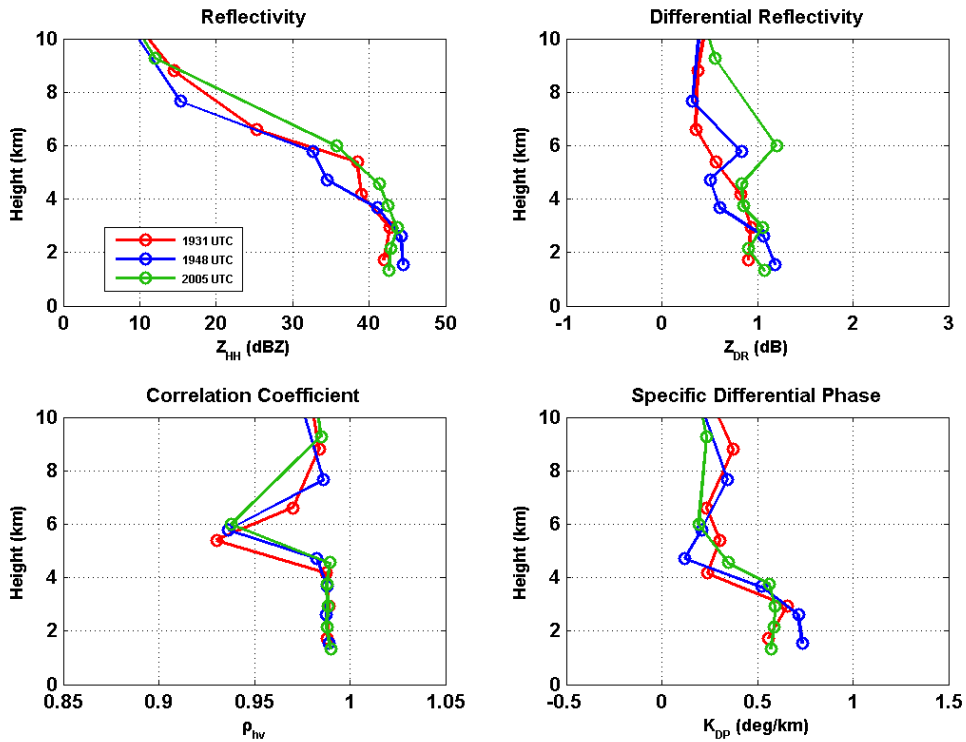


圖 2.14 雨帶三之雙偏極化參數(Z_{HH} 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 、 K_{DP})垂直分布圖，紅線為 1931UTC，藍線為 1948UTC，綠線為 2005UTC。以相關係數(ρ_{HV})0.8 作為門檻，小於其值皆被濾掉。

Vertical Profiles of Rainband 3 (RHV>0.8), Time= 2005 UTC

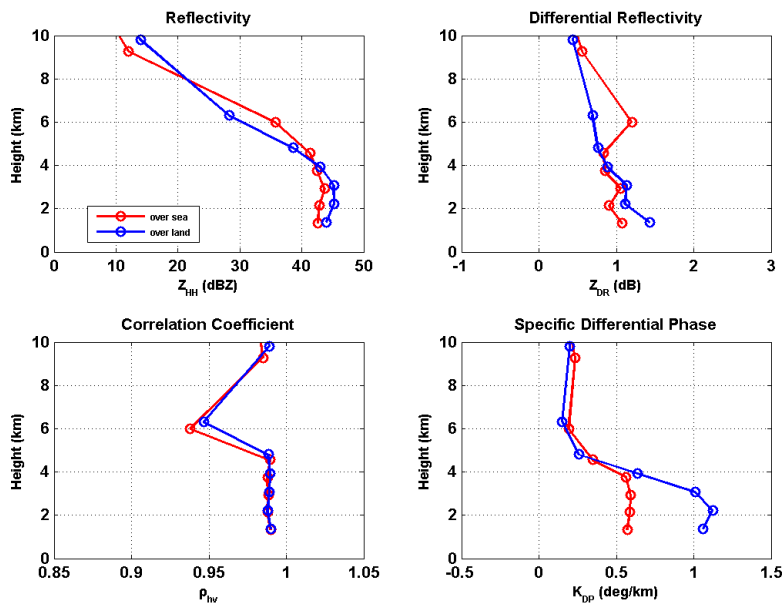


圖 2.15 雨帶三之雙偏極化參數(Z_{HH} 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 、 K_{DP})垂直分布圖，時間 2005UTC，紅線為雨帶在海上的部分，藍線為雨帶登陸宜蘭地區的部分。以相關係數(ρ_{HV})0.8 作為門檻，小於其值皆被濾掉。

第三章 S 波段垂直指向雷達檢修概況說明

3.1 維修概述

2017 年 1 月 24 日 上午至中央大學颯洪中心儲存室進行 S50VRR 降頻器安裝以及發射機 與控制電腦測試，目前電腦可正常開機並執行操作軟體，發射機測試部分如後所述。

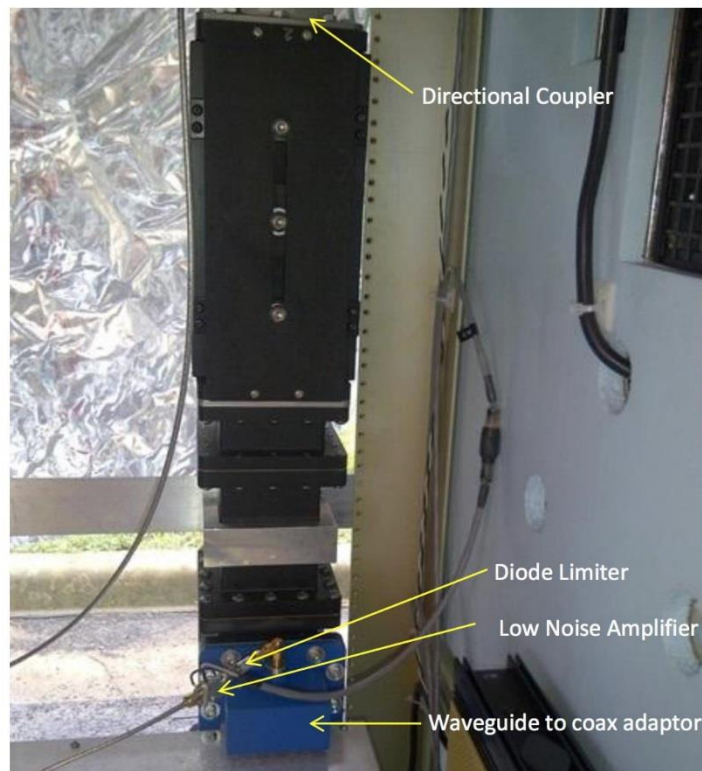


圖 3.1 發射機耦合器外部接線圖

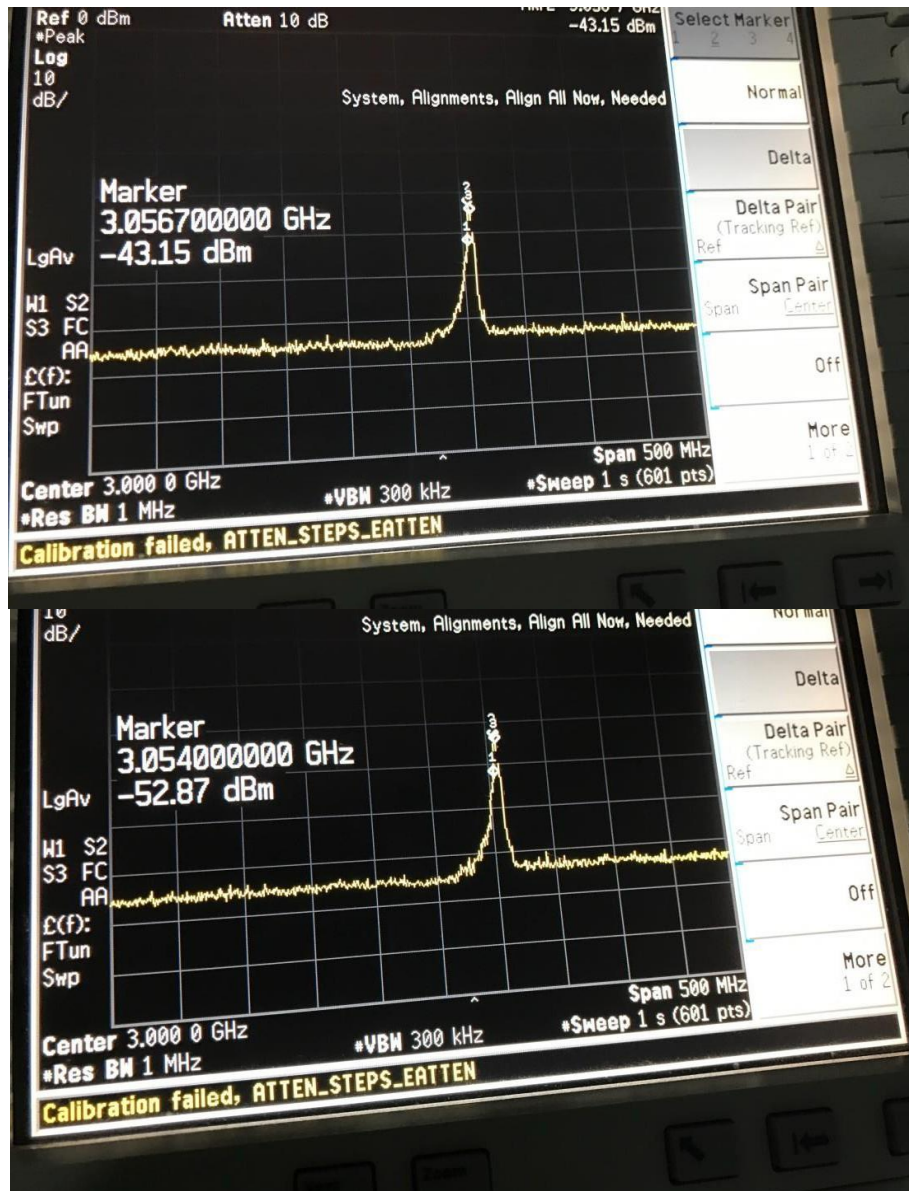
發射機測試流程如下

1. 連接假負載(Dummy Load)
2. 斷開圖 3.1 中 directional coupler 處以及 waveguide to coax adaptor 處與接收機的 RF 連接線連接。
3. 開啟控制電腦
4. 開啟磁控管發射機本體
5. 發射雷達信號
6. 以頻譜分析儀測試 directional coupler 處信號
7. 以頻譜分析儀測試 waveguide to coax adaptor 處信號

發射機耦合器 directional coupler 端量測結果如下圖，圖 3.2 為其頻譜以及最強信號的頻率位置，由圖可知約在 3.0567GHz，圖 3.3 則為原最大信號出現位置 3.054GHz 的信號強度，與圖 2.比較，差異約在 10dB。

圖 3.2 發射機頻譜以及最強信號的頻率位置

圖 3.3 發射機頻譜以及原最強信號的頻率位置之信號強度



接收機 waveguide to coax adaptor 端量測結果如圖 3.4~圖 3.6 所示,由於本系統用假負載承受功率有限因此仍能在 waveguide to coax adaptor 端接收到信號,而且由於脈波發射以及假負載反射信號時間差與頻率響應的差異所產生的駐波會在接收頻譜上呈現如同圖 3.4 的展頻效果,其中最強信號發生在 3.0575GHz,原圖 3.1/圖 3.2 所測到的 3.054GHz 以及 3.0567GHz 在接收端功率差值約在 4.5dB,圖 3.7 中呈現接收主信號第一陷落點頻率位置為 3.0383GHz,與原先的 3.052MHz~3.058MHz 範圍差 14MHz~22MHz。依原技術手冊 18 頁中對 HiQ 版中 頻濾波所述,最大信號 3.0575GHz 應仍在其濾波器涵蓋的範圍內。

圖 3.4 接收機 waveguide to coax adaptor 端量測頻譜與最強信號。

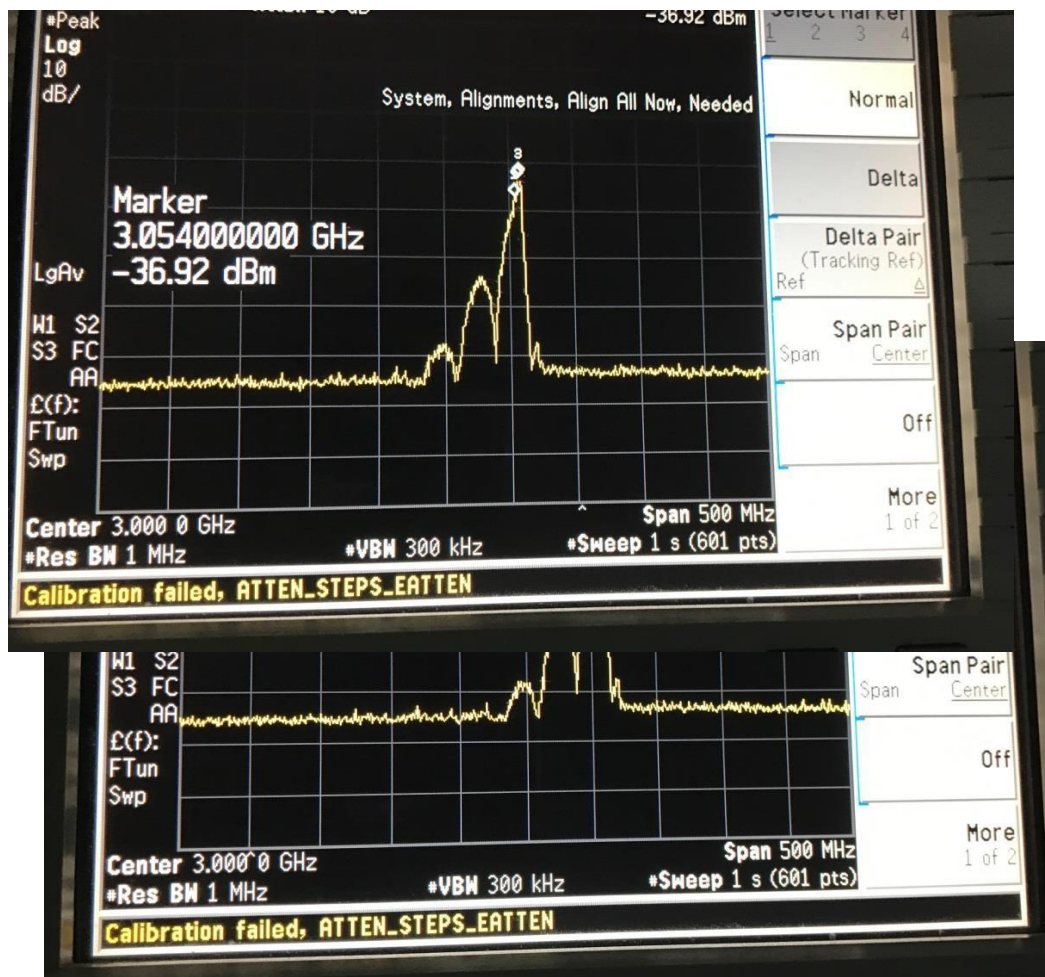


圖 3.5 接收機 waveguide to coax adaptor 端量測頻譜與 3.054GHz 信號。

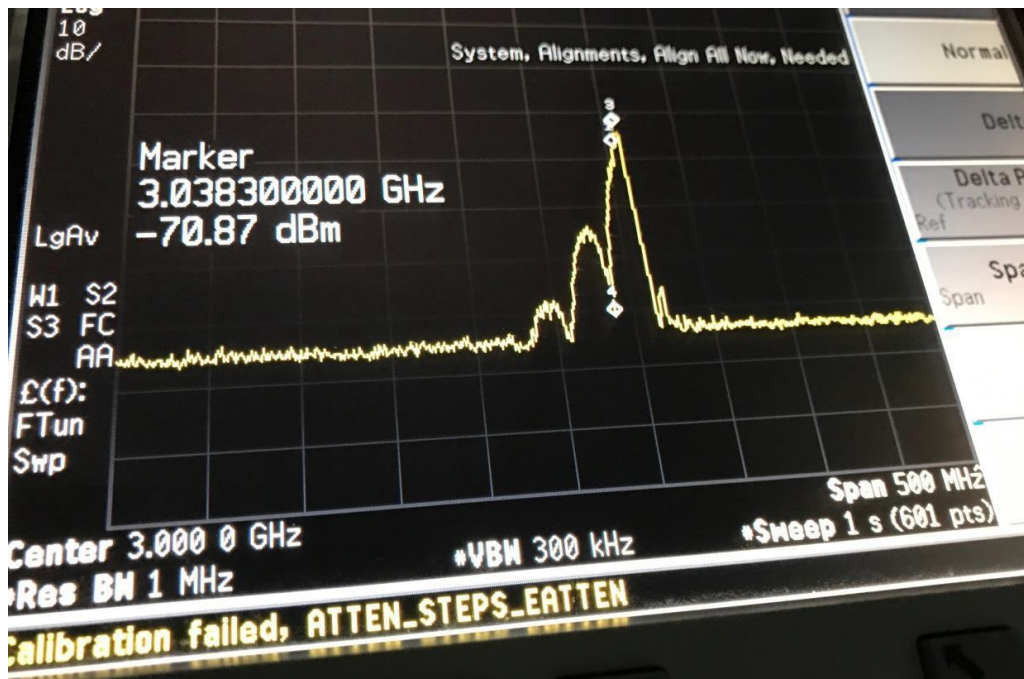


圖 3.6 接收機 waveguide to coax adaptor 端量測頻譜與 3.0567GHz 信號。

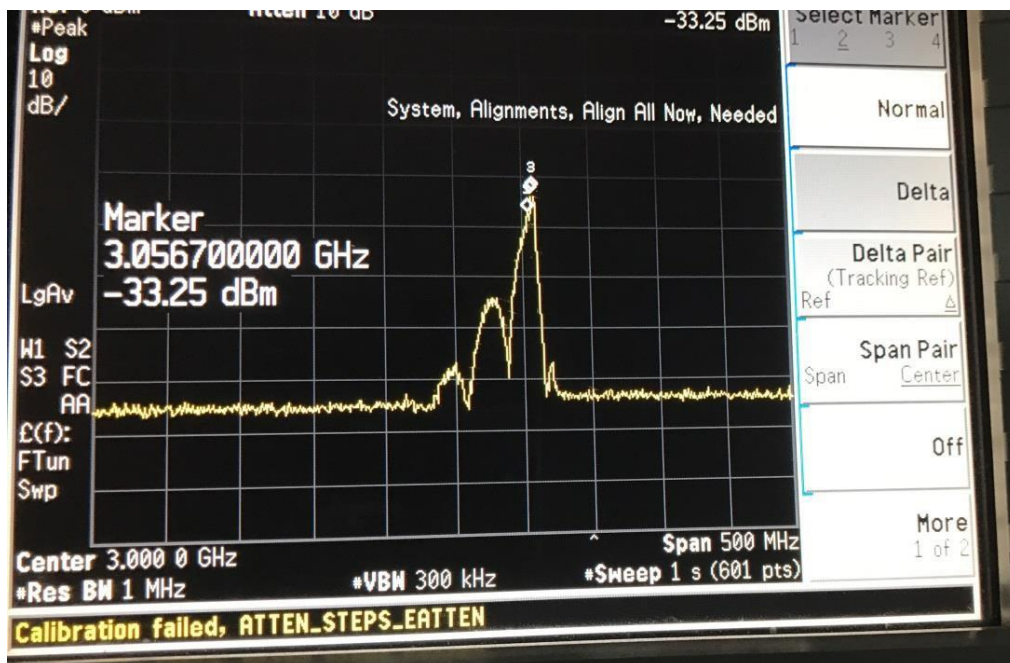


圖 3.7 接收機 waveguide to coax adaptor 端第一陷落點(Null)頻譜。

接著需進行戶外測試，就必須運回臺大組裝測試。

3月28日中午由中央大學颶洪中心儲存室運達臺大大氣系觀測坪，開始組裝並拉電源線接上電源(如圖 3.8)，隨著開機測試運轉一切正常。3月30日請人來查看直接拉網路線的可行性，可行就向學校申請拉線，並於4月14日完工順利連接上雷達內部網路(如圖 3.9)，再請鍾吉俊由遠端連線測試顯示沒問題。後續工作就剩下冷氣機及一組電池需解決。



圖 3.8 組裝及接上電源



圖 3.9 拉網路線及接上網路

電池在 4 月 27 日拆去換新(如圖 3.10)，於 5 月 8 日裝回(如圖 3.11)。而 4 月 19 日安排廠商來拆冷氣回去修理(如圖 3.12)，於 5 月 9 日修復裝回(如圖 3.13)，通過測試機櫃內恢復有冷氣環境。至此一切恢復開機運作，並且 E-mail 給國外請他們遠端連線搜查電腦設定問題。



圖 3.10 拆電池組



圖 3.11 裝回電池組



圖 3.12 拆冷氣機



圖 3.13 裝回冷氣

於 6 月 1 日準備開雷達掃描觀測，發現第 2 顆電腦未運作，用手動也無法開啟，事後聯絡昇品公司王先生來查看，用手動有開啟，但會發出雜音，只好全部關機讓機器休息。至 6 月 13 日昇品公司王先生再次來開機，結果第 2 顆電腦還是用手動開機，但是會發出 5 短 1 長音，就像以前主機板壞掉之情況一樣，顧判斷為主機板又壞掉，無法執行觀測任務。7 月 5 日與 7 月 7 日鞠博士及電腦公司人員分別查看皆判斷為主機板有問題，7 月 10 日電腦公司派人來拆機器回去測試(如圖 3.14)，7 月 12 日回報主機板壞掉。8 月 1 日主機板換好裝回開機掃瞄測試(如圖 3.15)。



圖 3.14 拆機器回去測試



圖 3.15 裝回開機掃瞄測試

8月2日鞠博士過來查看有在正常運作，於8月10日帶儀器要來測試輸出卻發現無法關雷達，第2顆沒反應。11日請電腦公司人員來檢查，發現是6支記憶體中有一支壞了，15日安裝新記憶體，重開機測試掃瞄顯示正常。25日吉俊透過遠端連線查看掃瞄結果，只能找到圖檔卻無法找到資料檔。持續掃瞄測試幾次得到同樣結果，因此同時找來電腦公司人員與昇品王先生檢查，確定掃瞄資料有進記憶體內但就是沒有進電腦內，他們提出建議送回原廠修護或著重灌軟體。

3.2 目前狀況

雷達可以掃瞄觀測運作，但是只有螢幕上出現掃瞄訊號，電腦內卻找不到資料，此為最須優先解結任務；其次則須考慮更換不斷電系統及冷氣機，不斷電系統已壞如斷電則機器會停掉；冷氣機太舊冷房效果不佳，常常冷氣送出很短時間就自動停止，使得冷氣無法達到下面空間，如機器在運作中會過熱，容易讓內部出現問題(如記憶體很容易壞掉)。

第四章、ZDR 柱以及 KDP 柱的計算與解釋

4.1 ZDR 柱和 KDP 柱的意義

如第一章所提到，利用偏極化參數可以探測更了解系統內的降水分布及微物理過程。此外，本章將著重於討論對流系統中，融解層之上出現垂直往上延伸的 ZDR、KDP 相對較大值的部分。Snyder et al. (2015)中提到 ZDR 柱(ZDR Column)對於風暴上衝流的增強是個重要的指標。首先這邊解釋一下 ZDR 參數：從圖 4.1 看到 ZDR 是水平接收的能量除以垂直接收的能量之後取分貝值。若是主要掃描的對象是雨滴，其相當直徑越大則形狀越扁平，所偵測到的 ZDR 值也就越大；若是對於冰雹而言，因為形狀接近於正球體且落下時會滾動，因此大致上偵測到的 ZDR 值趨近於 0 dB。融化之後外層先融化成水包覆在冰外層，下落時可能形成比較扁平的粒子，因此 ZDR 值可達 3 dB。因此，較 0 dB 為大的 ZDR 值可能顯示有液態水象粒子，可能受到一些垂直上升運動以及潛熱釋放的因素，使得在融解層之上有被舉升相較旁邊為大的 ZDR 的正偏差值，而這在融解層之上可能延伸數公里厚相對數值較大的 ZDR 區域就稱之為 ZDR 柱(ZDR Column)。

在即時預報上，對於劇烈對流系統的上衝流強度的偵測與預警是最重要的，因為上衝流強度與低層垂直渦度(low-level vertical vorticity)與質量通量有關，這兩者可能和劇烈降雨、冰雹以及閃電甚至龍捲風有關係。以往偵測超級胞中的主要上衝流的位置是利用低層被包圍的有界弱回波區 (bounded weak-echo region, BWER) 和上衝流有很強的關聯。

對於 ZDR 柱，過去的實際觀測上，藉由飛機與雙都卜勒雷達分析，發現 ZDR 柱和含有一定量過冷水的上衝流有一定的關係；另外，從數值模擬上發現 ZDR 柱的厚度與上衝流強度，在數量上有成正比的關係。因此，有人推測 ZDR 柱的出現與有界弱回波區有高度相關。然而，在超級胞內，卻蠻常出現 ZDR 柱卻沒有有界弱回波區的情形。

圖 4.2 顯示利用 WSR88-D 觀測一個超級胞內 ZDR 柱、KDP 柱、有界弱回波區的相對位置。圖 4.3 顯示通常可以發現到 ZDR 柱的最高高度與最大上升運動這裏有一個成正比的關係，另外 ZDR 柱出現在粉紅色與黃色之間，也就是凍結區與雨之間，顯示出與淞化過程密切相關。圖 4.4 為 Kumjian et al. (2014)利用雲模式模擬出 ZDR column，可以發現 ZDR column 產生在融解層之上最大上升運動區域，其上還有更大的上升運動極值出現在 6~12 公里高，另外 ZDR 柱的生命期大約是 360 秒(6 分鐘)以內。

KDP 柱的部分，在融解層之上可能延伸數公里厚相對數值較大的正值 KDP 區域就稱之為 KDP 柱。Van Lier-Walque et al. (2016)提出 KDP 參數的優點：由於比相位偏移差 KDP 只對液態水粒子敏感，因此推測此處有懸浮在融解層之上的液態水粒子或者是水包覆在外層融化中的冰粒子，出現在深對流的上衝流中。由於觀測上有一些不確定性，在對流系統中的整個生命期中

融解層以上，KDP 較 ZDR 與雨滴及水包覆在外層的冰粒子為更強的觀測指標。另外 KDP 與降雨率有比較好的精確度，即使雷達頻率可有些衰減的誤差。差分反射率 ZDR 在對流初始發展時是比較先能觀測到上衝流的訊號，因為他不需要明顯濃度的橢圓雨滴粒子即可有明顯訊號，可以在融解層上先發現低濃度的液態水粒子時先發現。但是對於深對流來說比較推薦 KDP 為參考的參數，因為 ZDR 可能同時反映不同相態的水象粒子，比較起來 KDP 僅和液態水有關。另外，考慮到只有下雨，雷利散射假設下的雷達反射率與液滴尺寸分佈的第六矩量成正比。為了前向模擬的觀測的目的，導致對模擬中雨滴粒徑分佈中假設的強烈而非線性敏感度。相比之下，KDP 與雨滴粒度分佈的第四至第五矩量大致相關，與雨量密切相關。詳細比較可以參閱表 4.1。

在電離活動上，冰雹主要產生在淞化為主導的區域，也就是上衝流所在的位置。例如 Deierling and Petersen (2008) 確認風暴中的上衝流體積與閃電頻率有很強的關聯。混和相態分離電荷的角色可由融解層上觀測到的偏極化參數如 KDP 與 ZDR 大值來推測。

4.2 2008 年 6 月 20 日屏東平原雷雨個案分析

此節對於 2008 年 6 月 20 日之午後雷雨個案來做 ZDR 柱及 KDP 柱的計算，並與其他資料(閃電、雨量)作比對來說明。6 月 20 日雷暴自 1315LST 於屏東泰武、萬巒鄉之間的山腳激發，自 1345LST 再度發展後持續往西北移動，北邊、西側以及西南、東南側持續有新胞發展，但以北邊的最強，1530LST 發現西側有對流外流邊界之回波脫離強回波區往西移動。RHI 掃描到雷暴回波頂於 1445LST 達 17 公里高，之後低層雷達回波一直延續到 1730LST。圖 4.6 呈現 1445LST 之雷達回波，而此時通過西南氣流實驗期間的 Supersite 站，有觀測到雨量如圖 4.7，分鐘雨量於 1445~1450LST 間最大達 2.5mm/min，之後 1456~1502LST 有第二波大雨勢達 2mm/min。此時利用 SPOL 的扇形掃描來做 ZDR>1dB、KDP>0.75deg/km 的統計，此時 SPOL 進行 2 次低層仰角 0.5,1.1 度的 full-PPI，並進行了 21 個自 1.6 度抬升到 32 度對於雷暴範圍(大致是雷達的東北方)的扇形掃描。

參考 Van Lier-Walque et al. (2016)，對於 ZDR 柱及 KDP 柱進行計算及寫了一個方法來找出柱的數量，文中是利用 ZDR>1dB 以及 KDP>0.75deg/km 來進行計算，因此本節遵循此標準分別進行計算。

首先，計算 ZDR>1dB 的如圖 4.8 及表 4.2。表 4.2 中 0~1 公里的 ZDR 主要是晴空回波造成，數量為 4 萬左右，為其他層的 2 倍以上，這是因為底層兩層是方位角 360 度的掃描，且晴空回波不僅出現在降雨區域，因此最底層結果不畫在圖 4.8 中。圖 4.8 中可以看到主要 ZDR>1dB 在低層大約 1 萬至 1 萬 5 間，4 公里高的資料少，5 公里以上的資料則自 1400LST 開始逐漸增加，數量都在 1000 以下，到了 1445LST 開始增加到 1000 以上，並於

1452LST 達到第一次高峯值，之後到了 1507LST 有第二波的增加，之後至 1537LST 慢慢下降。對應到低層的 ZDR 來看，1445LST 後的整體數量都有在上升，應該有受到中層 ZDR 增加的情況增加，因此上升的時間稍微落後於融解層之上，1~2 公里高的最大值出現在 1500LST，但 4~5 公里最大的 ZDR 數量出現在 1507LST。總體看融解層之上的折線圖可以發現 1430LST 後快速增加，1500LST 突然掉下來，之後 1507LST 達最高值，維持在 4000 筆以上，數量至 1537LST 才掉下來。

KDP>0.75 deg/km 部分，從圖 4.9 看到中層資料主要是 5 公里高的資料最多，其他高度的資料除了 6 公里高以外皆在 50 筆以下。5 公里高自 1415LST 起有近 300 筆資料，也是到了 1445LST 開始增加，但到 1452LST 有最大值，大約都在 350~400 筆間，在 1515LST 後數量急遽減少到 100 筆以下。較高層 10 公里以上的數量反而在 1515LST 後有些許增加，但皆不到 50 筆，因此猜測可能是雜波。低層 KDP 部分從 1400LST 資料量不多逐漸增加，自 1430LST 起維持在 2500 筆左右，到了 1445LST 到達 3500 筆左右，資料最多的都是 0~2 公里這三層資料，3 公里高為 1700 筆，4 公里高為 1000 筆左右，各低層資料在 1500LST 達最大值，僅 1~2 公里延續 3500 筆至 1515LST，其他層皆在減少。至 1530LST 後各層大約都不到 2000 筆。融解層之上的折線圖顯示 1437LST 後快速增加至 400 筆，延續到 1452LST 時達最大值為 450 筆(表 4.3)。

在這邊比對一下 ZDR 柱、KDP 柱與雨量出現的時間，其中雨量部分雖為超級站當地局地資料，但 1500LST 前最劇烈的部分剛好通過此地可以參考。雨量最強為 1445~1450LST，次強為 1456LST~1502LST；ZDR 柱次強出現在 1452LST，最強在 1507LST。KDP 柱最強出現在 1452LST。最後圖 4.10 顯示閃電次數最大值為第一波 1437~1452LST，最強為 1507LST。歸納一下結果，可以看到第一波 KDP 柱先在 1437LST 出現，對應到雷暴逐漸增強，這是之前 Van Lier-Walque et al. (2016)提到 KDP 柱較 ZDR 柱先發現雷暴的增強。其次，第一波閃電似乎與 KDP 柱比較有相關，也造成較大的雨量。之後第二波閃電與最強的 ZDR 柱產生的時間一致，似乎顯示中層仍有淞化、霰形成並造成閃電的情形依然劇烈，但相對來說的 KDP 卻少很多，這是個蠻有趣的現象，在未來可以進一步分析探討。

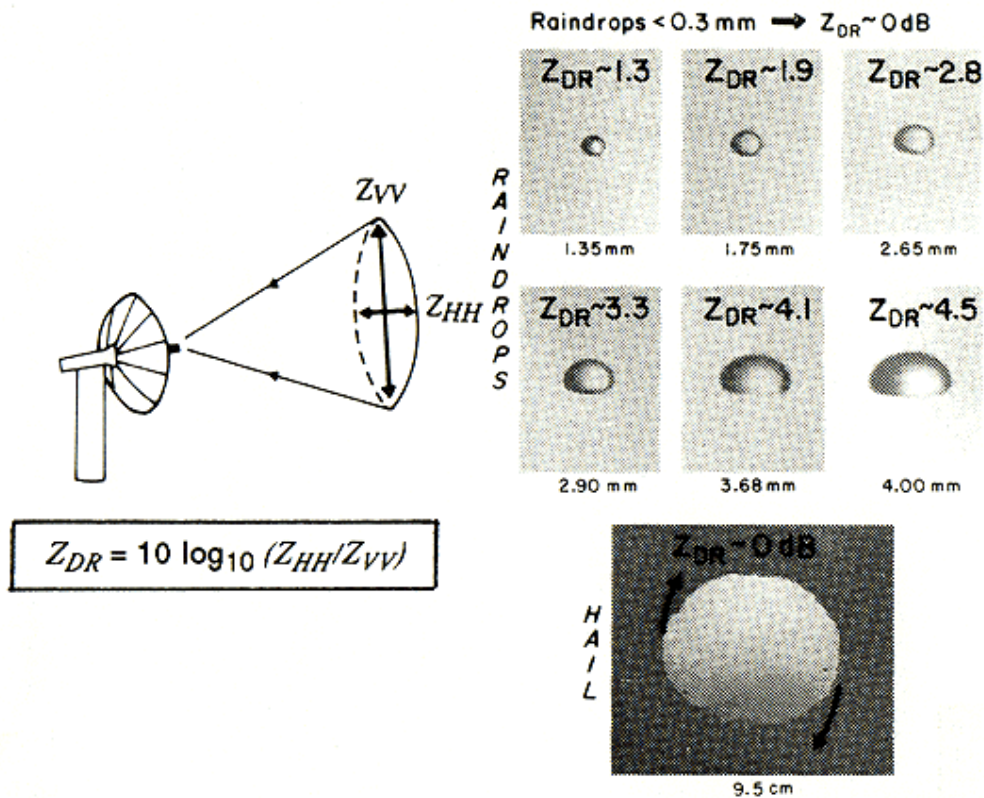


圖 4.1 ZDR 的計算方法，以及在雨滴與冰雹的數值，其中雨滴粒子越大則越扁平。圖片取自 Pruppacher and Klett (1997)

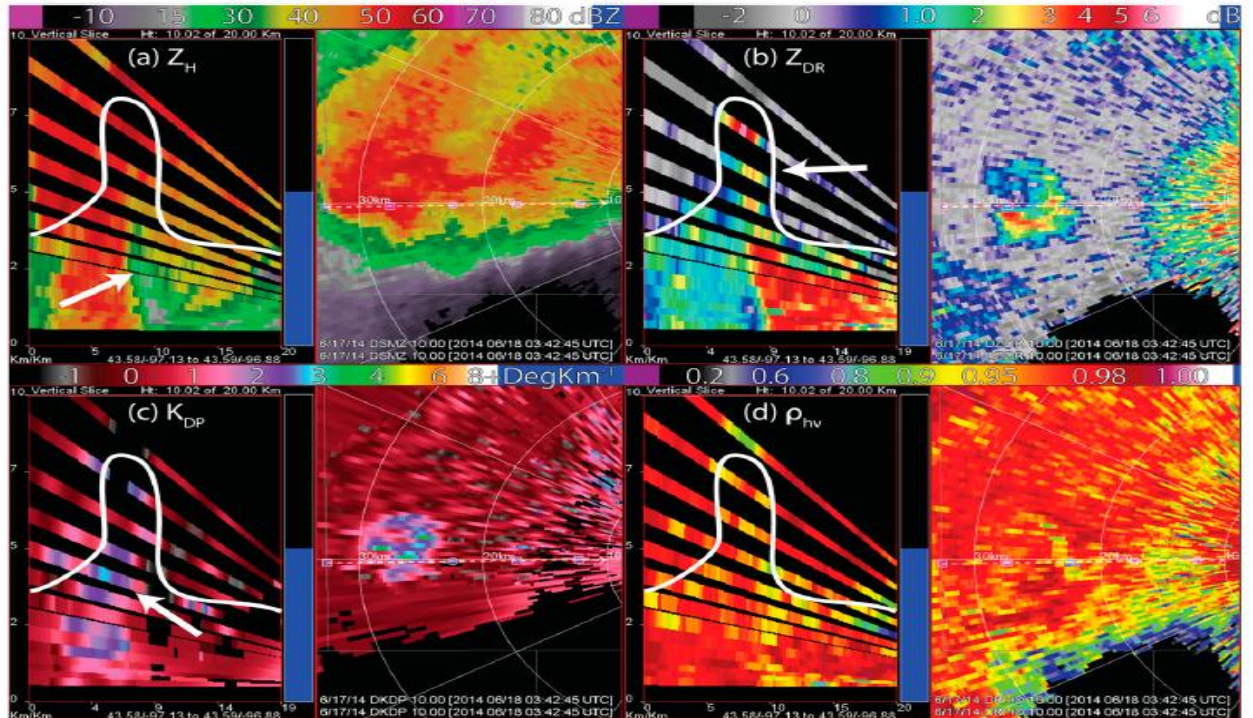


圖 4.2 取自於 Snyder et al. (2015)，左上為雷達回波反射率，右上為 ZDR，左下為 KDP，右下為 ρ_{HV} ，白色線為手繪標示的 ZDR Column，(a) 的白色箭頭為 BWER 有界弱回波區，(b)(c) 則分別指出 ZDR Column 及 KDP Column。

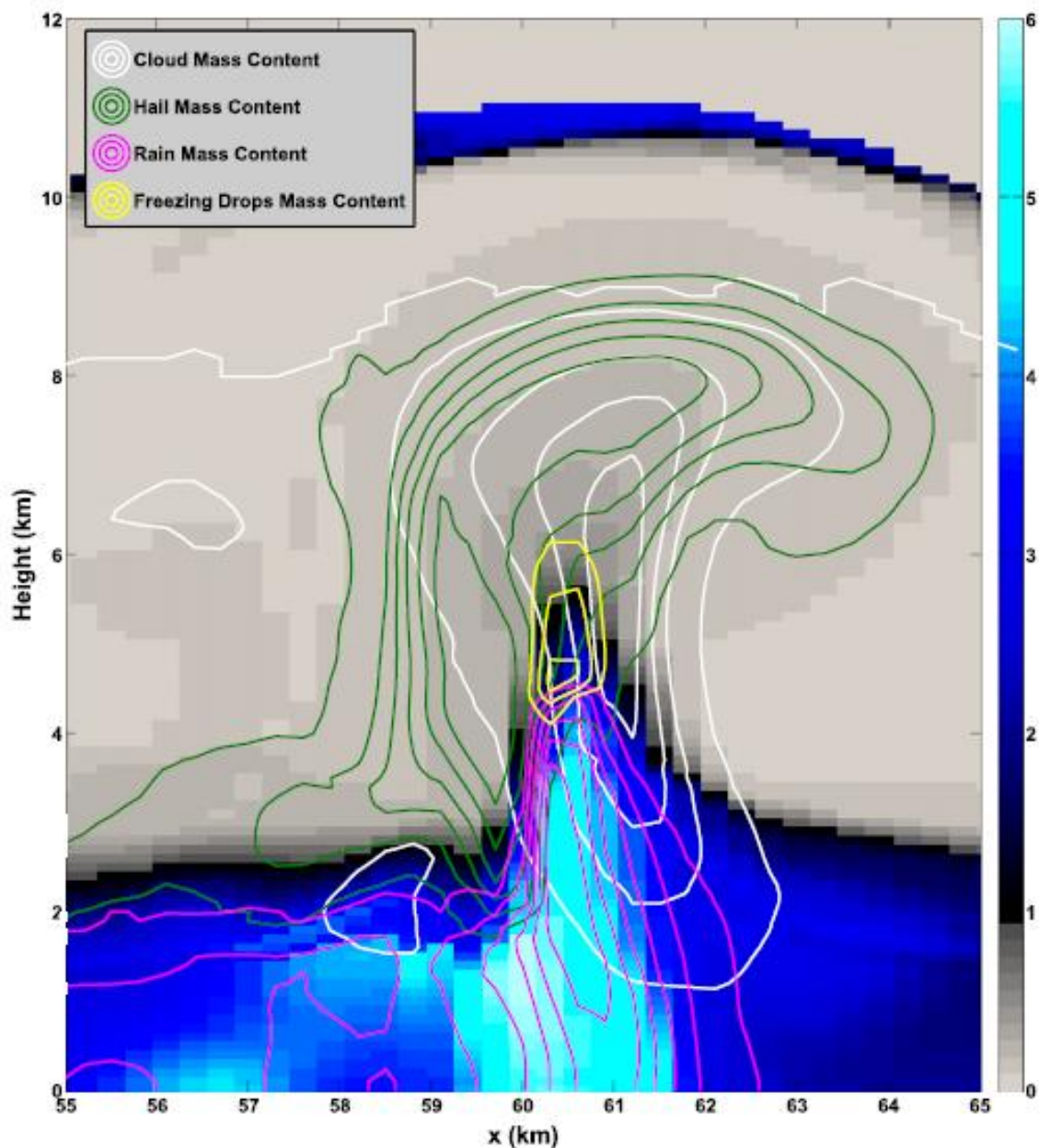


圖 4.3 Kumjian et al. (2014)利用雲模式模擬第 4680 秒之對流系統中的 ZDR(底色)，疊加在上面的是各水象粒子之質量：雲滴(白線),雨(粉紅線),雹(綠線),凍結粒子(黃線)，數值從 0.5 gm^{-3} 開始間距為 0.5 gm^{-3} 畫等值線。

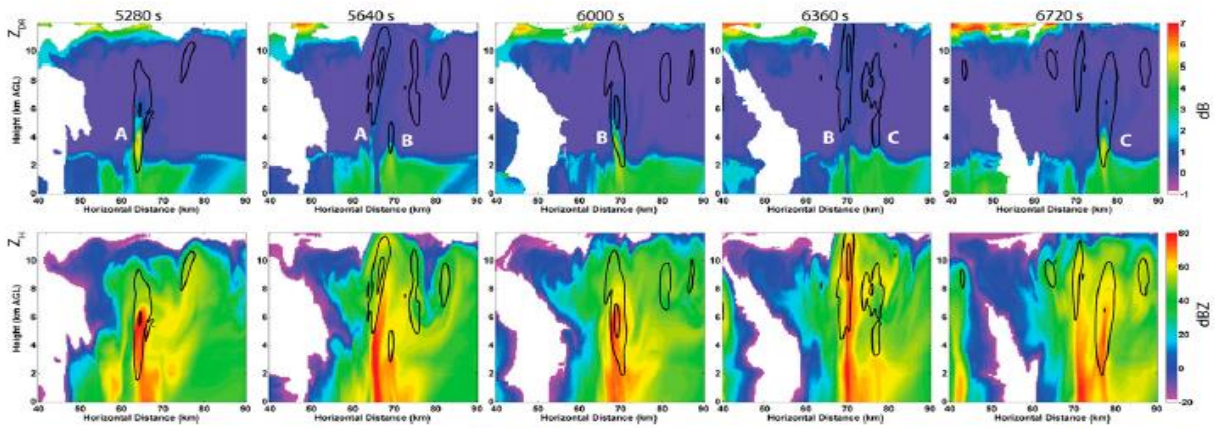


FIG. 6. Results of (top) Z_{DR} and (bottom) Z_{RH} from the HUCM simulation at five different times between 5280 and 6720 s every 360 s. Upward vertical velocities are contoured in black at 10 and 30 m s^{-1} . White letters A, B, and C at top mark three different Z_{DR} columns that occur during the represented time period.

圖 4.4 Snyder et al.(2015)利用雲模式模擬出從第 5280 秒至 6720 秒，每 360 秒的結果，上圖為 ZDR，下圖為回波反射率。黑色實線為 10 與 30 ms^{-1} 的上升運動。白色字分別標示出此時鑑別出產生的三個 ZDR column, A,B,C。

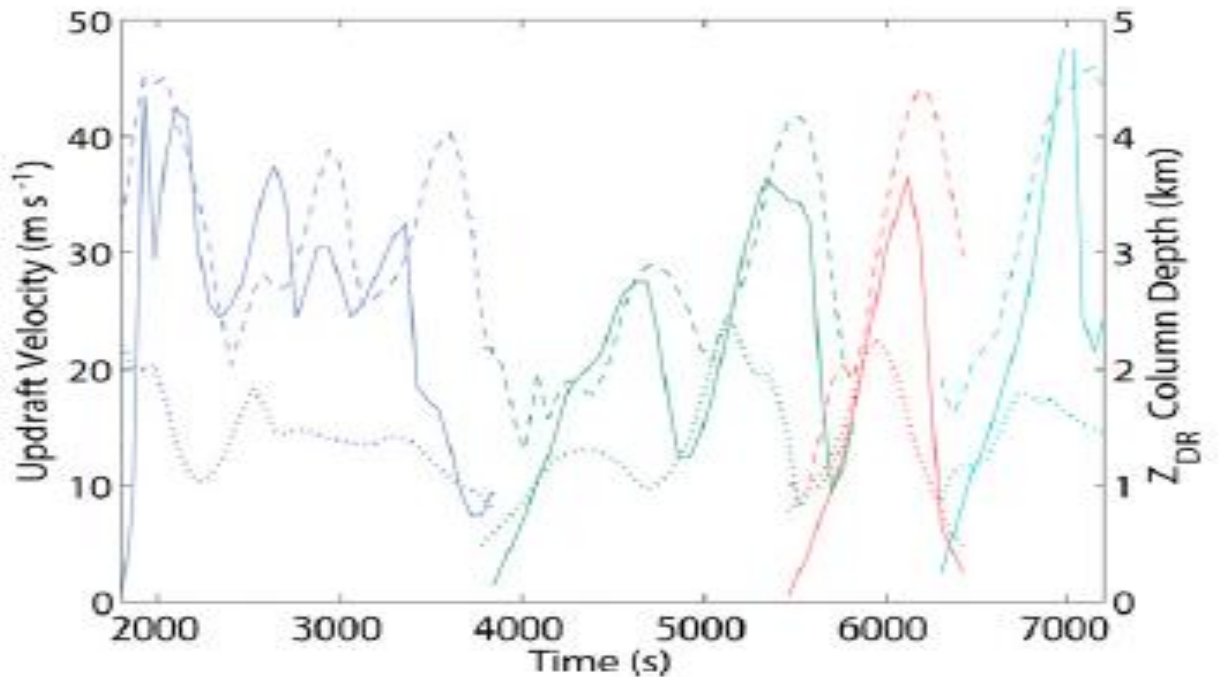


圖 4.5 Snyder et al.(2015)利用雲模式模擬出自第 1800 秒至 7200 秒分別四個 ZDR column 的最大 ZDR 柱厚度(實線)、4 公里高最大上升運動(點線)、最大上升運動所在高度(點線)。其中分別標示為藍、綠、粉紅、藍綠色，後面三個分別為圖 4.4 所標示的 ZDR 柱 A,B,C。

	Affected by attenuation/ differential attenuation?	Affected by partial beam blockage?	Requires calibration?	Affected by particle density?	Affected by resonance scattering?
Z_H	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes
V_r	No	No	No	No	No
W	No	No	No	No	No
Z_{DR}	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes
K_{DP}	No	No	No	Yes	Yes
$CC(\rho_{hv})$	No	No	No	Yes*	Yes
	Affected by depolarization?	Affected by NBF?	Dependent on number concentration?	Affected by DSD variability?	Biased by noise (low SNR)?
Z_H	No**	Yes	Yes	Yes	Yes
V_r	No	No	No	No	No
W	No	No	No	No	Yes
Z_{DR}	Yes	Yes	No	Yes	Yes
K_{DP}	Yes	Yes	Yes	Yes	No
$CC(\rho_{hv})$	No	Yes	No	Yes	Yes

表 4.1 影響雙偏極化參數表現的各個因素，表中列出一一般都卜勒雷達參數回波 Z_H 、都卜勒速度 V_r 、上升速度 W 以及偏極化 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} 。(Kumjian, 2013a)

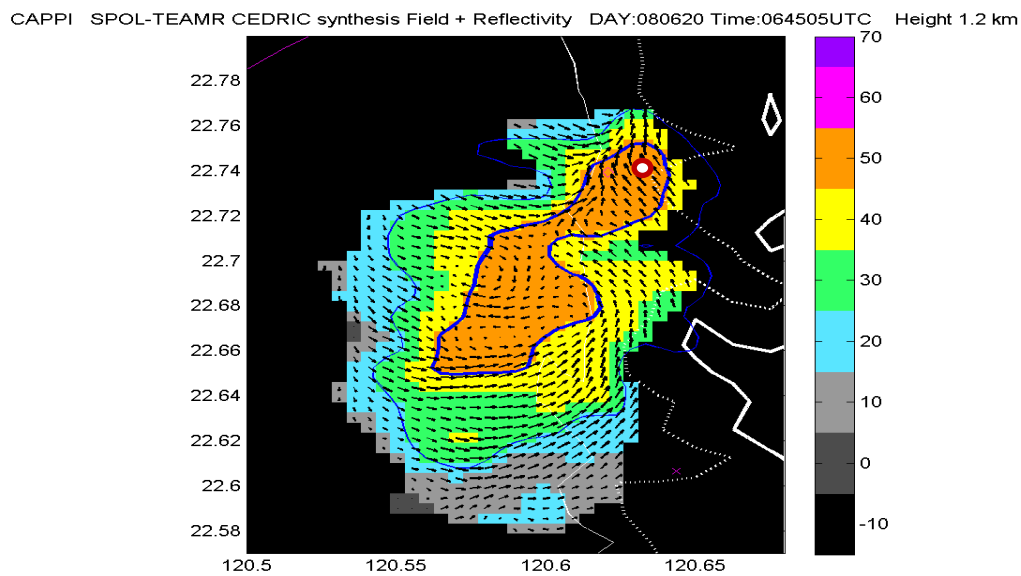


圖 4.6 2008 年 6 月 20 日 1445LST 時 1.2 公里高 CAPPI 雷達回波疊合雙都卜勒水平風場。紅點為西南氣流實驗超級站位置。

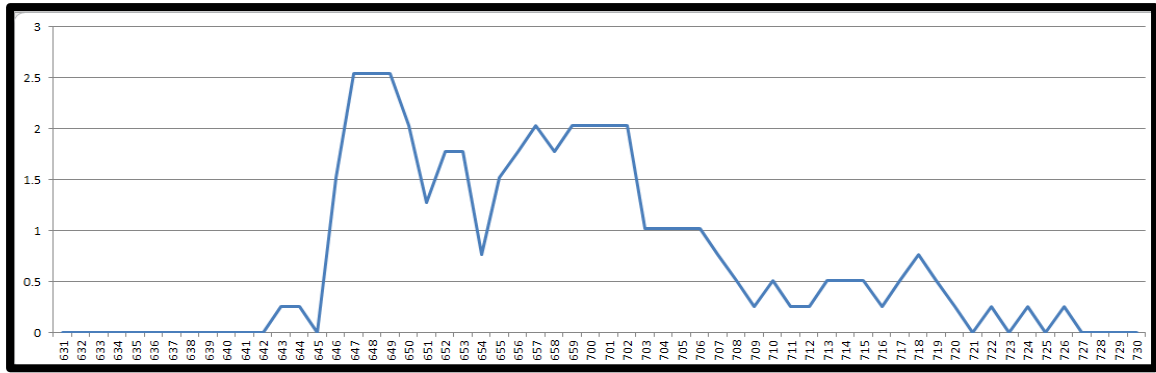


圖 4.7 2008 年 6 月 20 日西南氣流實驗期間超級站之每分鐘雨量，總共觀測到 43.68mm，降雨時間自 1442LST 至 1526LST 持續了 43 分鐘。橫軸時間為 UTC 單位。

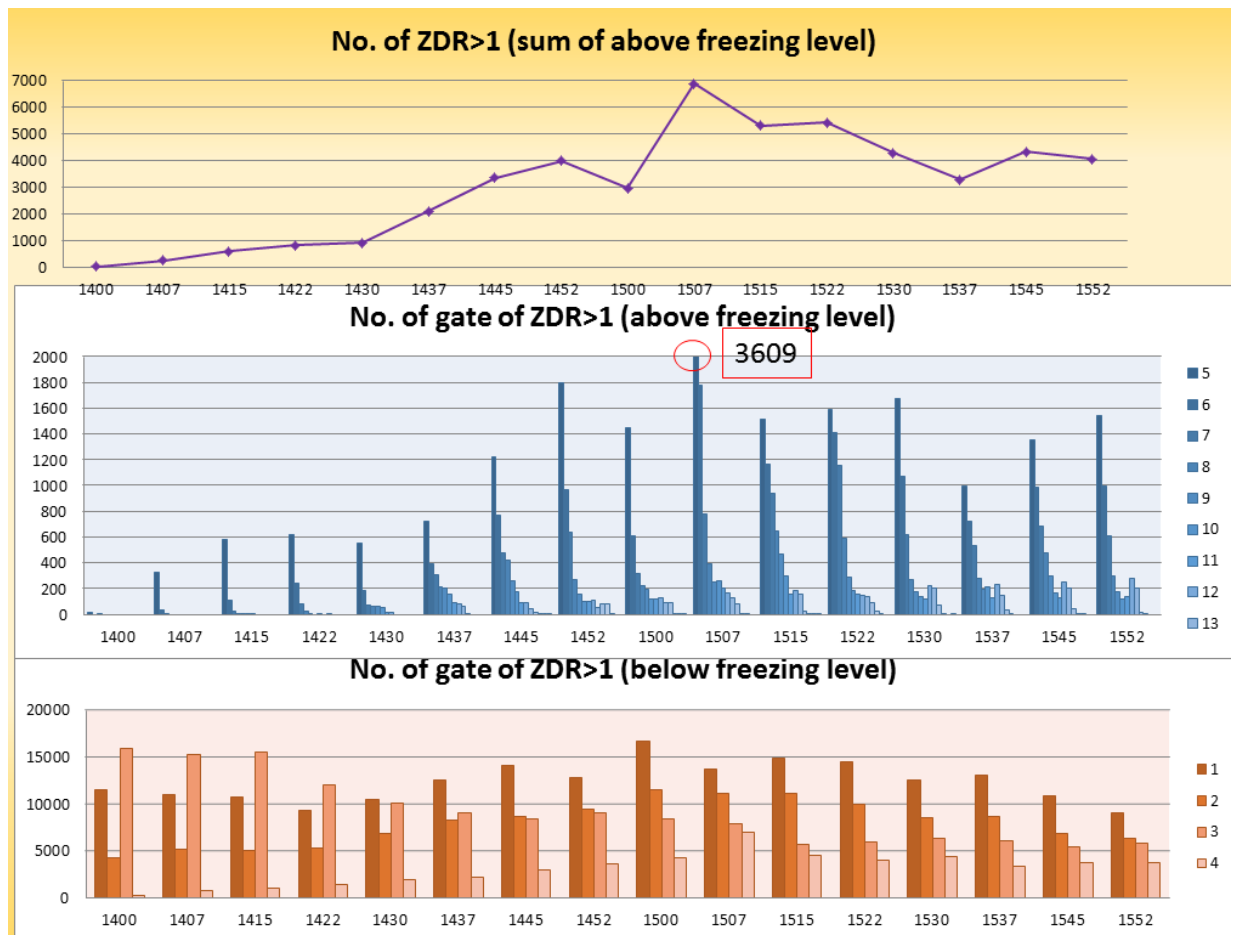


圖 4.8 2008 年 6 月 20 日自 1400LST 至 1559LST 每 7.5 分鐘為一組時間累加各層 PPI 掃描所得之 ZDR>1dB 的資料格點數，縱軸為高度，每一公里為一區間。橫軸為時間，每 7.5 分鐘為一組時間。最上面為融解層(5.175 公里)之上的累加個數折線圖，中間為中高層 5~13 公里的各層長條圖，每組由左往右顏色深至淺為 5~17 公里高的資料。底下為低層 1~4 公里高的各層長條圖。1507LST5~6 公里高的資料數特別多為 3609 筆超出圖軸特別標示出。

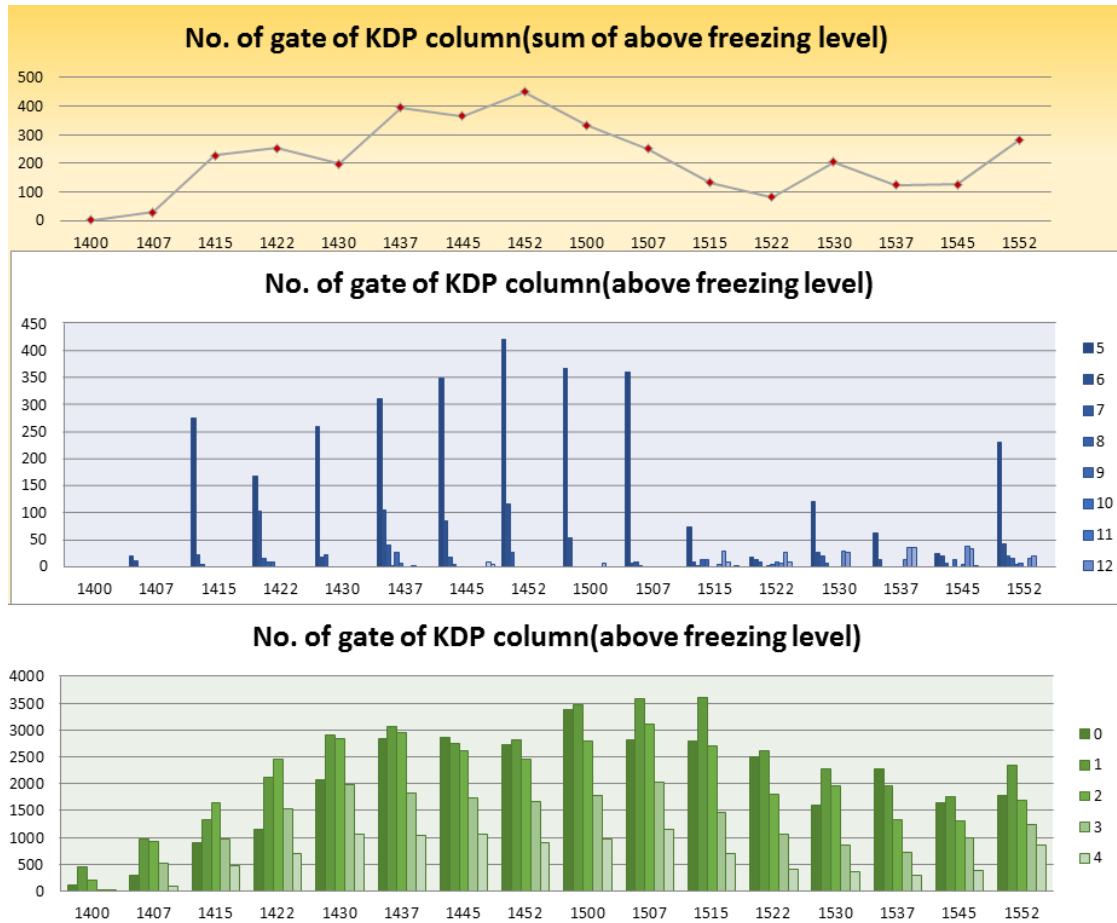


圖 4.9 2008 年 6 月 20 日自 1400LST 至 1559LST 每 7.5 分鐘為一組時間累加各層 PPI 掃描所得之 $KDP > 0.75 \text{ deg/km}$ 的資料格點數，縱軸為高度，每一公里為一區間。同圖 4.8。

Frequency of lightning

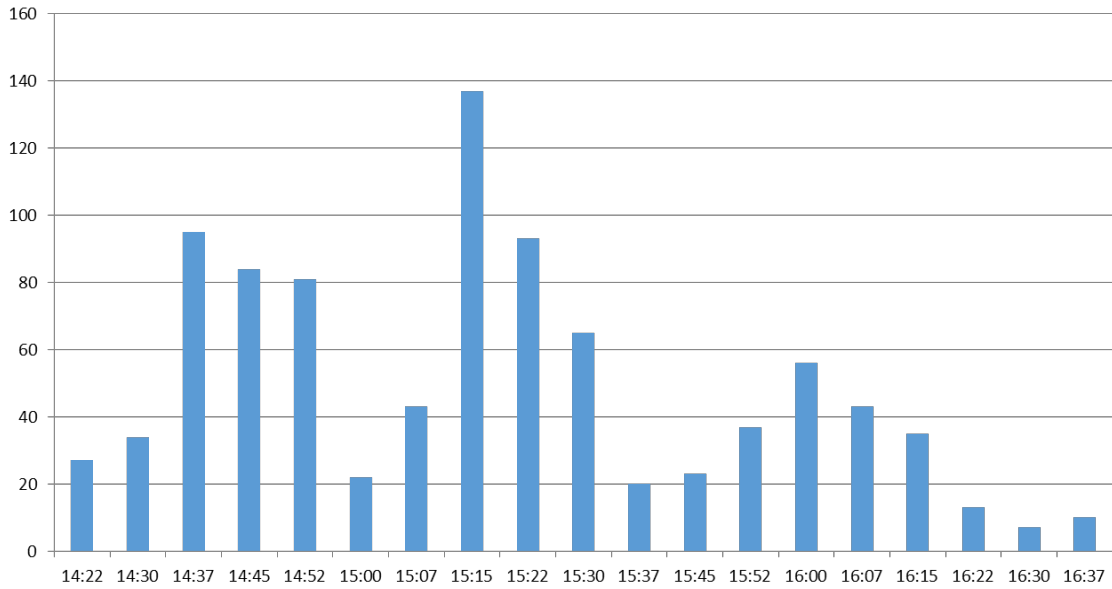


圖 4.10 2008 年 6 月 20 日 1422LST~1637LST 整場雷暴發生期間之台電閃電資料，原始資料為每筆皆紀錄其時間及經緯度，在這邊依照時間組內的每 7~8 分鐘統計發生的次數做成長條圖。

		ZDR>1															
融解層上		14	244	589	817	922	2100	3360	3998	2976	6898	5316	5425	4297	3287	4345	4071
高度/時間		1400	1407	1415	1422	1430	1437	1445	1452	1500	1507	1515	1522	1530	1537	1545	1552
17								8		2		1		1			
16								10	2	1	1	4	1			1	
15								8	88	7	5	9	25	3	1	3	1
14							2	18	85	92	86	31	92	78	39	48	22
13				2			68	44	59	92	132	159	144	212	151	213	211
12					17		90	96	119	137	174	191	149	229	236	253	285
11			2	1	17		93	91	108	127	211	164	164	126	135	138	146
10			3		56		166	180	106	123	263	305	187	142	219	167	121
9			1	12	64		212	267	158	204	252	477	295	177	200	299	183
8			6	34	70		223	424	271	224	394	651	593	274	283	483	305
7	1	2	31	85	79		313	481	646	325	782	950	1166	627	536	694	613
6		43	118	244	194		401	775	974	612	1789	1172	1419	1074	725	994	1005
5	19	333	584	628	558		732	1231	1806	1459	3609	1525	1602	1684	999	1362	1548
4	296	874	1094	1508	1976		2290	3053	3606	4292	7076	4559	4059	4381	3463	3839	3790
3	15942	15256	15612	12015	10096		9027	8488	9057	8382	7972	5700	5936	6364	6146	5498	5824
2	4321	5206	5086	5331	6857		8342	8724	9491	11526	11200	11187	9950	8630	8706	6835	6372
1	11526	10991	10750	9311	10480		12550	14091	12803	16729	13678	14938	14488	12525	13083	10911	9147
0	47584	45737	46674	40016	37614		37574	38355	39896	40872	39567	36106	36115	33763	32820	31608	28774

表 4.2 計算 2008 年 6 月 20 日自 1400LST 至 1559LST 每組時間累加各層 PPI 掃描所得之 ZDR>1dB 的資料格點數。縱軸為高度，每一公里為一區間。橫軸為時間，每 7.5 分鐘為一組時間。最上面為融解層(5.175 公里)之上的累加個數。

		KDP>0.75																
融解層上 高度/時間	0	27	226	252	198	395	364	450	332	251	131	81	203	122	125	281		
	1400	1407	1415	1422	1430	1437	1445	1452	1500	1507	1515	1522	1530	1537	1545	1552		
17~18							4											
16~17							9				1							
15~16																		
14~15									6		7	9		36	2			
13~14						2					28	26	26	34	32	20		
12~13											3	5	29	12	37	15		
11~12												9			4			
10~11						6						3				5		
9~10				7		27						12	1		13	4		
8~9				9		1	3				1	13		6		14	300~249	
7~8			3	14	21	39	17	27			7	2	7	19		6	19	350~399
6~7		10	21	102	17	104	84	116	53		5	7	12	25	12	20	42	>400
5~6		20	276	168	260	311	350	421	368	361	73	17	121	61	24	230		
4~5	20	101	477	709	1066	1040	1071	909	984	1156	710	421	370	312	396	867	<999	
3~4	34	537	973	1535	1982	1834	1752	1681	1794	2028	1480	1071	858	726	999	1248	1000~1499	
2~3	220	927	1658	2469	2851	2961	2611	2464	2804	3117	2704	1801	1960	1342	1311	1689	1500~1999	
1~2	449	972	1345	2121	2918	3064	2753	2814	3483	3582	3609	2622	2289	1977	1767	2343	2000~2499	
0~1	112	303	905	1166	2084	2851	2862	2741	3388	2824	2804	2514	1616	2276	1658	1793	2500~2999	
																	3000~3499	
																	>3500	

表 4.3 計算 2008 年 6 月 20 日自 1400LST 至 1559LST 每組時間累加各層 PPI 掃描所得之 KDP>0.75 deg/km 的資料格點數。方式同表 4.2。

第五章 總結

在蘇迪勒颱風的分析方面，初步結論包括：(1) 次雨帶外旋遠離颱風中心，與颱風北側眼牆減弱的結果一致；而南側的眼牆則是在增強當中，與颱風整體強度增強的觀測結果一致。(2) 雙都卜勒風場分析結果顯示，兩個次雨帶處於不同的生命期：雨帶二底層為輻散，高層(4 公里)轉為輻合，顯示已達其成熟期，受降雨影響所致，下沉運動逐漸增強；雨帶三則底層為輻合，高層為輻散，伴隨明顯得上升運動，是正在發展中的雨帶。(3) 海上雨帶之雙偏極化參數垂直分布不太相同，但是同樣都具有明顯亮帶特徵：在融解層以下 Z_{HH} 聚集在 30-50dBZ， Z_{DR} 約在 0-2dB；在融解層高度附近， Z_{HH} 、 ρ_{HV} 、 Z_{DR} 的分布範圍變大，可推測在此層水相粒子的大小、形狀不均勻而且相態不均勻，為水相粒子融解的特徵。(4) 從雙偏極化參數的垂直分布結果看來，與雙都卜勒風場分析結果很一致，兩個次雨帶處於不同生命期，動力場結構完全不同，雲物理結構亦不相同：雨帶二伴隨下沉運動，且雙偏極化參數的垂直分布顯示水相粒子經過碰撞成長的過程，較具有層狀降雨的特徵，而雨帶三伴隨上升運動，且其雙偏極化參數垂直分布較為平滑，較具有對流性降雨的特徵。雨帶在登陸後，受到地形舉升的影響， Z_{HH} 和 K_{DP} 增加顯示降雨增強， Z_{DR} 增加表示降水粒子的直徑也變大、較為扁平，顯示降雨增強可能為大雨滴粒子所致。

有關 ZDR 柱，本次報告也有著墨。ZDR 是水平接收的能量除以垂直接收的能量之後取分貝值。若是主要掃描的對象是雨滴，其相當直徑越大則形狀越扁平，所偵測到的 ZDR 值也就越大；若是對於冰雹而言，因為形狀接近於正球體且落下時會滾動，因此大致上偵測到的 ZDR 值趨近於 0 dB。融化之後外層先融化成水包覆在冰外層，下落時可能形成比較扁平的粒子，因此 ZDR 值可達 3 dB。因此，較 0 dB 為大的 ZDR 值可能顯示有液態水象粒子，可能受到一些垂直上升運動以及潛熱釋放的因素，使得在融解層之上有被舉升相較旁邊為大的 ZDR 的正偏差

值，而這在融解層之上可能延伸數公里厚相對數值較大的 ZDR 區域。在 2008/6/20 以及 2015/6/14 都有類似 ZDR column 現象被觀測到。完整的分析將在第三年完成，希望對偵測短延時強降雨系統，提供緊急應變使用。

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。

參考文獻

- 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。
- 龔楚嫻、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。
- 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. and K. Ikeda, 2004: Freezing-Level Estimation with Polarimetric Radar. *J. Appl. Meteor.*, 43, 1541–1553, <https://doi.org/10.1175/JAM2155.1>
- 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, P., B. J.-D. Jou, and J. Zhang, 2009: An Algorithm for Tracking Eyes of Tropical Cyclones. *Wea. Forecasting*, 24, 245–261, <https://doi.org/10.1175/2008WAF2222112.1>

- 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.
- Deierling, W., and W. A. Petersen, 2008: Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics. *J. Geophys. Res.*, **113**, D16210
- 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.
- Houze, R.A., 2010: Clouds in Tropical Cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 293–344, <https://doi.org/10.1175/2009MWR2989.1>
- 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.

- Kumjian, M. R., 2013a: Principles and applications of dualpolarization weather radar. Part I: Description of the polarimetric radar variables. *J. Oper. Meteor.*, 1, 226–242
- Kumjian, M. R., A. P. Khain, N. Benmoshe, E. Ilotoviz, A. V. Ryzhkov, and V. T. J. Phillips, 2014: The anatomy and physics of ZDR columns: Investigating a polarimetric radar signature with a spectral bin microphysical model. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 53, 1820–1843
- Snyder, J. C., A. V. Ryzhkov, M. R. Kumjian, A. P. Khain, and J. Picca, 2015: A ZDR column detection algorithm to examine convective storm updrafts. *Wea. Forecasting*, 30, 1819–1844
- Van Lier-Walqui, M., and Coauthors, 2016: On polarimetric radar signatures of deep convection for model evaluation: Columns of specific differential phase observed during MC3E. *Mon. Wea. Rev.*, 144, 737–758
- Didlake, A.C. and M.R. Kumjian, 0: Examining polarimetric radar observations of bulk microphysical structures and their relation to vortex kinematics in Hurricane Arthur (2014). *Mon. Wea. Rev.*, 0, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-17-0035.1>
- 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 a 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., P. Zhang, H. Reeves, M. Kumjian, T. Tschallener, S. Trömel, and C. Simmer, 2016: Quasi-Vertical Profiles—A New Way to Look at Polarimetric Radar Data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 33, 551–562, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0020.1>
- 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: <http://dx.doi.org/10.1175/2008MWR2471.1>
- 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., Zrnica, 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: <http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-13-00330.1>
- 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.

Wang, M., K. Zhao, M. Xue, G. Zhang, S. Liu, L. Wen, and G. Chen (2016), Precipitation microphysics characteristics of a Typhoon Matmo (2014) rainband after landfall over eastern China based on polarimetric radar observations, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 12,415–12,433, doi:10.1002/2016JD025307.

Yu, C. and C. Tsai, 2010: Surface Pressure Features of Landfalling Typhoon Rainbands and Their Possible Causes. *J. Atmos. Sci.*, 67, 2893–2911, <https://doi.org/10.1175/2010JAS3312.1>