

國立中央大學

大氣科學學系
碩士論文

利用雙偏極化雷達及雨滴譜儀觀測資料分
析 2008 年西南氣流實驗期間強降雨事件的
雲物理過程

研究生：盧可昕

指導教授：廖宇慶 博士

中華民國一零七年六月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

本授權書授權本人撰寫之碩/博士學位論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」。(以下請擇一勾選)

同意 (立即開放)

同意 (請於西元 _____年____月____日開放)

不同意，原因是：_____

在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」

同意 (立即開放)

同意 (請於西元 _____年____月____日開放)

不同意，原因是：_____

以非專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統圖書館與國家圖書館，基於推動「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名： 盧可昕 學號： 105621006

論文名稱： 利用雙偏極化雷達及雨滴譜儀觀測資料分析 2008 年西南氣流實驗期間強降雨事件的雲物理過程

指導教授姓名： 廖宇慶 博士

系所： 大氣科學學系 博士班 碩士班

填單日期： 2018/7/24

備註：

1. 本授權書之授權範圍僅限電子檔，紙本論文部分依著作權法第 15 條第 3 款之規定，採推定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽，如您有申請專利或投稿等考量，不同意紙本上架陳列，須另行加填申請書，詳細說明與紙本申請書下載請至本館數位博碩論文網頁。
2. 本授權書請填寫並親筆簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
3. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應遵守著作權法規定。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

大氣科學學系大氣物理碩士班 盧可昕 研究生所提
之論文 利用雙偏極化雷達及雨滴譜儀觀測資料分析
2008 年西南氣流實驗期間強降雨事件的雲物理過程
係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授



(簽章)

107 年 7 月 5 日

國立中央大學碩士班研究生
論文口試委員審定書

大氣科學學系大氣物理碩士班 盧可昕 研究生
所提之論文 利用雙偏極化雷達及雨滴譜儀觀測資料
分析 2008 年西南氣流實驗期間強降雨事件的雲物理
過程 經本委員會審議，認定符合碩士資格標準。



學位考試委員會召集人
委員

陳正平
廖宇慶
張保亮
張傳銘
毛鳳琴

中華民國 107 年 7 月 5 日

摘要

雲物理過程為水象粒子在空氣中的變化，然而並沒有直接的觀測能量測到雲物理過程，因此要以觀測的角度來了解雲物理過程是一個具挑戰性的課題。然而 2008 年西南氣流實驗擁有足夠的觀測資料(美國 National Center for Atmospheric Research S-band Polarimetric radar system, NCAR S-POL 雷達及 11 部雨滴譜儀 Disdrometer)，可以透過這些觀測資料來了解雲物理過程。

本研究首先利用雙偏極化雷達資料的垂直統計特性，分析西南氣流實驗中七個強降雨個案(5/26, 6/2, 6/4, 6/5, 6/13, 6/14, 6/16)的雲物理特徵，再進一步根據地面 DSD (drop size distribution)的結果，透過雙偏極化雷達資料的垂直特性，找到不同地面 DSD 所對應的上方雲物理過程差異。從七個個案的分析結果發現有明顯的兩個群組特徵，(1) 5/26 及 6/13 為深對流獨立降水系統其垂直發展較高、地面有較大的雨滴、明顯的碰撞結合過程及高層較多的軟雹，但卻有較低的液態水含量，(2) 6/5 及 6/16 為有組織性的中尺度對流系統(mesoscale convective system)從南中國海向北移入台灣，其垂直發展較低、地面有較小的雨滴、碰撞結合過程較不明顯，卻有較高的液態水含量。

第二部分統計了西南氣流實驗期間近兩個月的資料，將地面雨滴譜儀資料劃分成 48 個特性組，針對每個特性組所對應的正上方雷達資料做平均，找到不同特性組中雷達資料的差異。其結果顯示雨滴越大且數量越多的 DSD 特徵組，其 1 公里高度的 Z_{HH} 與 K_{DP} 值越大，對流發展越高，有越明顯的碰撞結合過程，此外 Z_{DR} 此變數與雨滴大小較有關，此結果與第一部份結果相符。本研究結果顯示可透過雙偏極化雷達及雨滴譜儀兩種觀測資料來了解降水雲物理過程。

Abstract

Studying the microphysical processes of precipitation systems from the perspective of observations is important and challenging. During the 2008 Southwest Monsoon Experiment /Terrain-influenced Monsoon Rainfall Experiment (SoWMEX/TiMREX), huge amount of observational data were collected, which allowed us to study microphysical processes using the observations of a dual-polarimetric radar (NCAR S-POL) and disdrometers.

In the first part of this research, we use vertical profiles of dual-polarimetric measurements to investigate the microphysics characteristics of seven heavy rainfall events. In the second part, we further investigate the differences of vertical structure and microphysics characteristics from different DSD results near the ground observed by disdrometers. Two distinct types of precipitating characteristics can be found in the analyses of seven heavy events. They are: (1) Deep convection (5/26 and 6/13) containing large rain drops, low liquid water content, high graupel water content and pronounced collision coalescence process. (2) Organized convection (6/5 and 6/16) with small rain drops, high liquid water content and less pronounced coalescence process.

In the second part, two months of disdrometer data near the ground during the 2008 SoWMEX are classified into 48 groups. The averages of the vertical profiles of dual-polarimetric measurements above the disdrometer are used to analyze the differences of microphysical processes based on these 48 groups. The results indicate that large and high concentration raindrops are associated with large Z_{HH} , K_{DP} at $Z = 1.0$ km, deep convection, as well as pronounced collision coalescence process. In addition, the value of Z_{DR} is proportional to the size of raindrops. The results are consistent with those from the first part.

Overall, this study successfully demonstrates the application of combining dual-polarimetric and disdrometer data to investigate the microphysical processes in heavy rainfall events.

致謝

在短暫的兩年研究所生涯中，接觸了大學時期很少接觸的雷達領域，學到了很多研究工具及方法。在這一路上感謝指導老師廖宇慶老師及張偉裕老師的鼓勵與幫助，感謝廖老師總是不厭其煩地教導我口頭報告的技巧、研究的細節，也時常在研究及生活上給予關心，提供許多自己的經歷及意見；感謝張老師給我如此有趣的研究題目，一路上幫助我解決問題，教導我許多研究的技巧，在跟老師討論的過程中總是學習到很多。謝謝陳台琦老師不僅在研究上提供很多建議、指導，也總是微笑面對我，給我許多鼓勵及正面力量。感謝鍾高陞老師在關鍵時刻給予建議及鼓勵。感謝口試委員陳正平、張保亮及王重傑老師在口試時給我寶貴的建議及鼓勵，協助我將此份論文寫得更完整。

除了有師長的幫助，在研究生活中遇到的大小事都有實驗室成員們的陪伴，這一切的點點滴滴都成為我珍貴的回憶。感謝信廷對儀器的照顧；感謝小那除了為大家分擔瑣碎的行政公務外，也在我不開心時陪我聊天。謝謝大柯學姊在研究上的幫助，陪我度過晚上在實驗室寫論文、加班、畫圖的日子。謝謝如瑜學姊在研究上的指導、幫助，一起在相同的研究領域奮鬥，變成在實驗室無話不談的朋友；謝謝八千、詠霖、少凡、Olan、立昕學長的幫忙，以及實驗室同學英璋、勁宏一起討論研究上的問題、互相 cover。謝謝學弟妹在我忙碌時給予許多幫助。謝謝健身房好朋友(齡慧、映潔、哲玄、容瑩、思涵)、俊偉、栢均、糟糟，與朋友的相處總能在繁忙的研究生活中找到喘息的機會，休息片刻後又可以繼續帶著飽滿的能量往前行。

謝謝媽媽建議我來讀大氣科學系，讓我有機會踏入大氣科學這個領域。從大學到研究所，感謝父母的栽培及無怨無悔的付出，讓我能順利的完成學業、做自己想做的事。最後，謝謝所有幫助我完成此論文的人，接下來會繼續帶著大家的鼓勵及支持朝著未來邁進。

目錄

摘要.....	I
Abstract	II
誌謝.....	III
目錄.....	IV
表目錄.....	VI
圖目錄.....	VII
第一章 緒論.....	1
1.1 動機.....	1
1.2 文獻回顧.....	2
1.3 研究方向.....	5
第二章 資料與方法.....	6
2.1 觀測實驗介紹.....	6
2.2 雨滴譜觀測資料介紹.....	6
2.2.1 雨滴譜觀測儀器介紹.....	6
2.2.2 雨滴粒徑分佈計算.....	7
2.2.3 Gamma 分布計算.....	8
2.2.4 雨滴譜觀測資料品管.....	10
2.3 NCAR S-POL 雷達資料介紹.....	11
2.3.1 S-POL 雷達介紹.....	11
2.3.2 雙偏極化雷達參數介紹.....	11
2.3.3 S-POL 雷達資料品管.....	14
2.4 雨滴粒徑分布(DSD)反演方法.....	14
2.4.1 利用雷達參數 Z_{HH} 、 Z_{DR} 反演 D_m 、 N_w 關係式.....	14
2.4.2 D_m 、 N_w 平均方法.....	17
2.5 對流、層狀降雨分類方法.....	17

第三章 七個降雨個案分析	19
3.1 七個個案天氣簡述	19
3.2 CFADs 分析結果	21
3.3 雲物理過程分析結果	24
3.4 DSD 分析結果	25
3.5 PID 分析結果	26
3.6 綜合分析討論	26
第四章 不同地面 DSD 的雲物理過程差異	29
4.1 劃分近地面 DSD 結果方法介紹	29
4.2 不同特徵組垂直結構差異分析	30
4.3 不同特徵組暖雲雲物理過程分析	34
4.4 綜合分析討論	35
第五章 結論與未來展望	36
5.1 結論	36
5.2 未來展望	37
參考資料	39
附表	42
附圖	47

表目錄

表 2.1	實驗儀器位置.....	42
表 2.2	11 部雨滴譜儀儀器間誤差.....	42
表 2.3	雙偏極化雷達參數介紹.....	43
表 2.4	七個個案理想誤差，紅色框為由於 6/13 資料量不足造成誤差較大.....	44
表 3.1	Xu(2015)七個個案分類.....	44
表 3.2	七個個案介紹、對流/層狀分布比例.....	45
表 3.3	七個個案特性統整表格.....	46
表 4.1	48 特徵組結果整理.....	46

圖目錄

- 圖 1.1 Marshall and Palmer(1948)指數分布型式；橫軸為雨滴粒徑 D (單位 mm)，縱軸為雨滴數量 $N(D)$ (單位 $m^{-3}mm^{-1}$)。.....47
- 圖 1.2 Ulbrich and Atlas (1983) Gamma 分布型式；橫軸為雨滴粒徑 D (單位 mm)，縱軸為雨滴數量 $N(D)$ (單位 $m^{-3}mm^{-1}$)。.....47
- 圖 1.3 Bringi et al. (2003)統計對流降雨型態結果；橫軸為雨滴粒徑 D_m (單位 mm)，縱軸為雨滴數量 $\log N_w$ (單位 $m^{-3}mm^{-1}$)。虛線為降雨率 10 mmhr^{-1} 等值線。 D_m 2~2.75、 $\log N_w$ 3~3.5 為大陸型對流降雨。 D_m 1.5~1.75、 $\log N_w$ 4~4.5 為海洋型對流降雨。.....48
- 圖 1.4 2001 年納莉颱風、2005 年海棠颱風個案雨滴粒徑分布結果[Chang et al. (2009)]；橫軸為雨滴粒徑 D_m (單位 mm)，縱軸為雨滴數量 $\log N_w$ (單位 $m^{-3}mm^{-1}$)。對流降雨 DSD 皆位於大陸型對流及海洋性對流之間。.....48
- 圖 1.5 Kumjian et al. (2014) 利用一維模式定義暖雲雲物理過程；橫軸 $\Delta Z_{HH} = Z_{HH} \text{ ground} - Z_{HH} 3\text{km}$ ，縱軸 $\Delta Z_{DR} = Z_{DR} \text{ ground} - Z_{DR} 3\text{km}$ 。.....49
- 圖 2.1 儀器配置圖；黑色星號為 SPOL 雷達位置，紅色為 Supersite 位置(有三台雨滴譜儀儀器 JWD1、POSS3、2DVD)，綠色點為 POSS 位置，藍色為 JWD 位置。.....49
- 圖 2.2 雨滴譜觀測儀器外觀 (a)JWD；(b)2DVD；(c)POSS50
- 圖 2.3 (a)不同相態水象粒子的軸比和 Z_{DR} 的相對關係圖；橫軸代表水象粒子軸比(短軸長度除長軸長度)，縱軸代表 Z_{DR} 。四條線分別代表雨滴 (Raindrop)、冰雹(Hail)、軟雹(Graupel)、雪花(Snowflake)在不同軸比和 Z_{DR} 的相對關係(摘自 Bringi and Chandrasekar,2001)。 (b) 雨滴降落時的示意圖；a、b 分別代表雨滴兩軸的一半長度。.....51
- 圖 2.4 原始雷達 RHI 資料圖，山區附近有非氣象回波，圖(a)(c)(e)為原始資料，

分別為參數 Z_{HH} 、 R_{HV} 、 L_{DR} ；圖(b)(d)(f)為 QC 後的結果，分別為參數 Z_{HH} 、 R_{HV} 、 L_{DR} (圖(e)(f)中色階範圍不同).....	52
圖 2.5 本研究利用 Zhang et al. (2001)方法 (a) μ - Λ 約束關係 (b)反演結果.....	53
圖 2.6 (a) D_m - Z_{DR} 關係圖 (b) N_w - Z_{DR} 關係圖.....	53
圖 2.7 (a)(2.16)式中決定 Z_{HH} 次方係數方法 (b)(2.17)式中決定 Z_H 次方係數方法.....	53
圖 2.8 反演方法誤差 (a) D_m - $\log N_w$ 關係圖，藍點為雨滴譜儀觀測資料；紅點為反演得到的資料 (b) D_m 誤差 (c) $\log N_w$ 誤差.....	54
圖 2.9 Retrieval 方法加入隨機誤差結果，(a)(c)為 D_m 相關係數及相對標準差(%)；(b)(d)為 N_w 相關係數及相對標準差(%).....	55
圖 2.10 利用不同 R_{HV} 門檻濾除不佳的 Retrieval 資料， R_{HV} 門檻 (a) 0.8；(b) 0.95；(c) 0.99，隨著 R_{HV} 門檻增加，過大 D_m 及過小 $\log N_w$ 的資料被濾除越多 ...	56
圖 2.11 背景平均回波 Z_{bg} ：以格點向外 11 公里範圍平均.....	56
圖 2.12 Steiner et al. (1995)方法中第三個條件.....	57
圖 2.13 (a) CAPPI 3 公里回波圖 (b) Steiner et al. (1995) 分類方法(本研究定義層狀降雨為圖中藍色區域，淺藍色為條件①、綠色為條件②、橘色為條件③)(c) 只考慮①③條件的結果(圖中淺藍色為條件①、橘色為條件③，橘色與淺藍色為本研究對流降雨).....	57
圖 3.1 5/26 氣象局雷達網最大回波圖。南北向線性對流向東通過北台灣 (a)0330 UTC；(b)0430 UTC；(c)0530 UTC；(d)0630 UTC.....	58
圖 3.2 6/13 氣象局雷達網最大回波圖。飆線(Squall line)系統位於中國沿海尚未移入台灣 (a) 1930 UTC；(b)2030 UTC；(c)2130 UTC；(d)2230 UTC.....	59
圖 3.3 6/14 氣象局雷達網最大回波圖。.....	60
圖 3.4 6/2 氣象局雷達網最大回波圖。.....	62
圖 3.5 6/4 氣象局雷達網最大回波圖。.....	64

圖 3.6	6/5 氣象局雷達網最大回波圖。	66
圖 3.7	6/16 氣象局雷達網最大回波圖。	68
圖 3.8	七個個案 Z_{HH} CFADs (a)5/26 ; (b)6/2 ; (c)6/4 ; (d)6/5 ; (e)6/13 ; (f)6/14 ; (g)6/16 ; 紅色虛線為 40dBZ 發展高度輔助線。	70
圖 3.9	七個個案 Z_{DR} CFADs (a)5/26 ; (b)6/2 ; (c)6/4 ; (d)6/5 ; (e)6/13 ; (f)6/14 ; (g)6/16.....	71
圖 3.10	七個個案 K_{DP} CFADs (a)5/26 ; (b)6/2 ; (c)6/4 ; (d)6/5 ; (e)6/13 ; (f)6/14 ; (g)6/16.....	72
圖 3.11	七個個案 R_{HV} CFADs (a)5/26 ; (b)6/2 ; (c)6/4 ; (d)6/5 ; (e)6/13 ; (f)6/14 ; (g)6/16.....	73
圖 3.12	七個個案 L_{DR} CFADs (a)5/26 ; (b)6/2 ; (c)6/4 ; (d)6/5 ; (e)6/13 ; (f)6/14 ; (g)6/16.....	74
圖 3.13	七個個案 CFADs 0.1%以上資料平均結果 (a) Z_{HH} (b) Z_{DR} (c) K_{DP} (d) R_{HV} (e) L_{DR}	75
圖 3.14	七個個案暖雲雲物理過程結果 (a)5/26 ; (b)6/2 ; (c)6/4 ; (d)6/5 ; (e)6/13 ; (f)6/14 ; (g)6/16 ; (h)七個個案平均結果.....	76
圖 3.15	CFADs 資料範圍；黑色三角形為 S-POL 雷達位置，紅色區域為本研究選去雷達資料的範圍。	77
圖 3.16	選取計算雲物理過程(ΔZ_{HH} 、 ΔZ_{DR})範圍方法，紅色方格為 20×20km，以紅色方格為單位在雷達觀測範圍中移動。	77
圖 3.17	七個個案 DSD 結果(不同 Z_{HH} 門檻 DSD 平均) (a) CAPPI DSD retrieval 結果 (b) PPI DSD retrieval 結果 (c)雨滴譜儀觀測結果.....	78
圖 3.18	七個個案 PID 結果 (a) Liquid water content of rain(液態水含量) (b) Liquid water content of graupel (軟雹).....	79
圖 4.1	48 個特徵組示意圖	80

圖 4.2 選取雷達資料範圍示意圖	80
圖 4.3 特徵組對應正上方雷達資料(a)劃分 48 個特徵組;(b)右上方四個值為雨滴 譜儀算得的降雨率(mm hr^{-1})、回波(dBZ)、液態水含量(g m^{-3})、雨滴譜儀資料 點數。	81
圖 4.4 計算特徵組中(a)對應的雷達資料;(b)平均值、標準差;(c)斜率,紅色為 4 公里以下斜率;右上方四個值為雨滴譜儀算得的降雨率(mm hr^{-1})、回波 (dBZ)、液態水含量(g m^{-3})、雨滴譜儀資料點數。	81
圖 4.5 特徵組中 Z_{HH} 垂直結構,橫軸 $D_m(\text{mm})$;縱軸 $\log N_w(\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3})$	82
圖 4.6 特徵組中 Z_{DR} 垂直結構,橫軸 $D_m(\text{mm})$;縱軸 $\log N_w(\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3})$	83
圖 4.7 特徵組中 K_{DP} 垂直結構,橫軸 $D_m(\text{mm})$;縱軸 $\log N_w(\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3})$	84
圖 4.8 特徵組中 R_{HV} 垂直結構,橫軸 $D_m(\text{mm})$;縱軸 $\log N_w(\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3})$	85
圖 4.9 特徵組中 L_{DR} 垂直結構,橫軸 $D_m(\text{mm})$;縱軸 $\log N_w(\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3})$	86
圖 4.10 不同特徵組 1 km 雷達變數平均值 (a) Z_{HH} 、(c) K_{DP} 雨滴粒徑越大數量越 多(往右上角)增加;(b) Z_{DR} 雨滴粒徑越大(往右)增加	87
圖 4.11 不同特徵組回波發展高度(km) (a)20 dBZ;(b)15 dBZ;(c)10 dBZ;(d)5 dBZ 雨滴粒徑越大數量越多(往右上角)發展高度越高.....	88
圖 4.12 四公里以下斜率 (a) Z_{HH} (dBZ km^{-1})、(c) K_{DP} 雨滴粒徑越大數量越多(往 右上角)向下增加越多;(b) Z_{DR} (dB km^{-1}) 雨滴粒徑越大(往右)向下增加越多	89
圖 4.13 雙偏極化參數亮帶特徵示意圖 (a) Z_{HH} ;(b) R_{HV} ;(c) L_{DR}	90
圖 4.14 (a) Z_{HH} 極大值高度;4.5 公里各雷達參數平均值(b) Z_{HH} ;(c) R_{HV} ;(d) L_{DR}	90
圖 4.15 不同特徵組雲物理過程 (a)~(d)左上角格子為 48 個特徵組,不同顏色代 表不同特徵組雲物理過程結果,雨滴粒徑越大數量越多(往右上角),碰撞結 合過程越明顯	91

第一章 緒論

1.1 動機

每逢 5、6 月梅雨季及 7-9 月的颱風季、午後對流均為台灣帶來豐沛的降雨。然而，極端的豪大雨總造成台灣地區嚴重的災情，例如各地淹水、山區土石流、溪水暴漲等都對人身安全、農業、經濟等方面造成重大的威脅。近年來許多研究致力於改善對強降雨事件的天氣監測、定量降水預報(Quantitative Precipitation Forecast, QPF)及估計(Quantitative Precipitation Estimation, QPE)，藉由提供準確且即時的資訊來有效的降低災害的發生。

隨著不同氣候及環境的影響，降水雲物理過程會有顯著的差異，因此對於台灣降水系統雲物理過程的了解，也是重要議題之一。雲物理過程係指各類水象粒子在空氣中的變化，雨滴從空中掉落到地面上所發生的過程(例如雨滴碰撞結合、碰撞分裂、蒸發、溶解、淞化等過程)，由於並沒有一個觀測儀器可以直接的量測到這些過程，想要從觀測的角度了解雲物理過程是一個具挑戰性的課題。本研究利用雨滴譜儀(Disdrometer)及雙偏極化雷達(Dual-polarimetric radar)的觀測資訊來了解雲物理過程，從雨滴譜儀的觀測可以獲得雨滴粒徑分布(Drop Size Distribution, DSD)特徵，即為雨滴掉落到地面時的大小及數量，也就是所有雲物理過程的最終結果，但雨滴譜儀為地面上單點的觀測，並不能代表降雨系統全面的特徵；而雷達為一個高時間、空間解析度的掃描，透過雙偏極化雷達參數能清楚的掌握水象粒子的型態及形狀，因此可以藉由雙偏極化雷達參數在空中的變化來了解水象粒子在空氣中的行為，但由於台灣地形陡峭受到地形阻擋的影響及雷達本身觀測的限制，無法量測到近地面的資訊。本研究希望透過結合此兩儀器的優點來進行降水系統雲物理過程、特性的分析。

2008 年西南氣流觀測實驗中，在台灣西南部有美國國家大氣研究中心 NCAR S-POL (National Center for Atmospheric Research S-band Polarimetric radar system) 雷達及 11 部的雨滴譜儀進行了近兩個月的觀測實驗，藉由這些資料的分析及討論來了解台灣 5、6 月梅雨季時期在西南氣流影響下的降水雲物理過程，此外本論文也利用雙偏極化雷達及雨滴譜儀的結合來分析降水雲物理過程的研究。

1.2 文獻回顧

雨滴粒徑分佈(Drop size distribution, DSD)可以從數學函數來描述降水的基本特性。最早由 Marshall and Palmer (1948)提出，假設雨滴粒徑分布為一個指數分布型態。

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (1.1)$$

$N(D)$ ：單位體積單位粒徑間距內的雨滴個數，單位為 $\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}$ 。 N_0 ：一常數 $8000(\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1})$ ，其表示截距參數。 Λ ：雨滴粒徑分布的斜率， Λ 愈大則雨滴個數隨著雨滴粒徑變大而減少的速率越快，即大雨滴的個數相對較少。從 Marshall and Palmer(1948)的研究顯示 Λ 與降雨率 R 成反比($\Lambda = 4.1R^{-0.21} \text{mm}^{-1}$)，如圖 1.1 顯示當斜率 Λ 減少，降雨率 R 會增加，雨滴粒徑分佈往大雨滴擴張。而在 Marshall and Palmer(1948)研究結果中 N_0 為定值，因此小雨滴分布不會因降雨率變化而出現明顯的增減。

隨著觀測儀器及方法的進步，發現 M-P 提出的指數分布型式所描述的小雨滴及大雨滴與實際觀測資料相比皆有描述不佳的情形，無法反映出雨滴粒徑分布的多變性，尤其小雨滴在 M-P 分布型式中皆為高估的狀況，因此 Ulbrich(1983)提出了更接近實際觀測的數學型式來描述雨滴粒徑分布，即為 Gamma 分布型式，

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (1.2)$$

此方法與 M-P 方法最大的差異在於多了一個形狀參數 μ 來描述小雨滴的多寡，利用三個參數 N_0 、 μ 、 Λ 修正小雨滴及大雨滴的表現，如圖 1.2，當 μ 大於 0 時在

小雨滴部份的曲線型式為往下彎(小雨滴減少)， μ 小於 0 時為往上彎(小雨滴增加)， μ 等於 0 時即為 Marshall and Palmer(1948)方法所描述的指數分布型式。Ulbrich(1985)也證實 Gamma 分布比 M-P 分布更能有效的反映真實觀測的雨滴分布變化。然而 Gamma 分布型式中的截距參數 N_0 (單位為 $\text{mm}^{-1-\mu} \text{m}^{-3}$)會隨著 μ 的變化而改變，Testud et al. (2001)經過一系列的推導重新定義了標準化的截距參數 N_w (單位為 $\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$)，詳細推導見本文 2.2.3 節。

Bringi et al. (2003)使用 Testud et al.(2001)的標準化雨滴粒徑分布將全球不同區域的資料進行統計，考慮在不同環境影響下降雨特性的表現，定義出兩種對流型態 (1)大陸型對流降雨(Continental type)，其特性為雨滴粒徑(D_m)大但數量(N_w)少；(2)海洋型對流降雨(Marine type)特性為雨滴粒徑(D_m)小但數量(N_w)多，如圖 1.3 所示。Chang et al.(2009)分析 2001 年納莉及 2005 年海棠颱風個案，發現颱風登陸台灣期間對流降雨的雨滴粒徑分布皆不屬於 Bringi et al.(2003) 所定義的大陸型對流降雨或海洋型對流降雨，而是分布在兩者之間，如圖 1.4。簡(2006)討論台灣北部不同季節及不同降水型態的雨滴粒徑分布差異，冬季及鋒面型態雨滴粒徑分布(DSD)以小雨滴居多；梅雨 DSD 分布較廣，雨滴粒徑較大；颱風則偏中大雨滴，雨滴粒徑分布較窄；午後雷陣雨的雨滴粒徑最大。毛(2007) 探討台灣北部地區層狀與對流降水的雨滴粒徑分布特性，層狀降水的雨滴粒徑分布較接近指數型態，小雨滴數量多；對流降水在小雨滴數量比層狀降水少許多，而在降雨率相同的情況下，層狀降水的雨滴粒徑大於對流降水。陳(2009a)與陳(2009b)分析 2008 西南氣流實驗的 DSD 特性，並與 Bringi et al. (2003)的結果做比較，發現層狀降水特性相似，但對流降水 DSD 特性差異較大。

雨滴粒徑分布(DSD)的統計結果可以得知降雨特性(即所有雲物理的結果)，但什麼原因造成地面 DSD 的結果也是個重要的議題，因此有很多研究嘗試使用雙偏極化雷達參數垂直上的變化來解釋降水雲物理過程。Brandes et al.(2004)利

用不同氣候環境下，結合觀測及模式結果的平均 Z_{HH} 、 L_{DR} 、 R_{HV} 垂直結構(vertical profile)來探討融解層(0°C 等值線位置)的高度。Kumjian et al.(2010)利用簡單的一維模式，模擬在不同濕度環境及不同 Gamma 分布假設下蒸發過程對雙偏極化參數的變化。發生蒸發過程時，小雨滴先被蒸發，平均雨滴大小增加，因此 Z_{DR} 值會有些微增加，然而整體液態水含量減少， Z_{HH} 、 K_{DP} 值也有減少的情形，其測試結果顯示在越乾燥的環境下蒸發過程越明顯，此現象也反映在雙偏極化參數及降雨率變化中；此外小雨滴越多、大雨滴越少的初始雨滴粒徑分佈(例如 M-P 指數型分布型態)假設下，會導致 Z_{DR} 值有最大的改變量，然而蒸發過程只會在降雨率較小($R < 10 \text{ mmhr}^{-1}$)時才有明顯的影響。

此外，Kumjian et al.(2014)也利用一維的雲物理模式模擬雨滴落下過程中發生不同暖雲雲物理過程(雨滴碰撞結合、碰撞碎裂、蒸發過程)時雙偏極化雷達參數的變化，例如發生雨滴碰撞結合過程時，小雨滴數量會減少而大雨滴數量增加導致 Z_{HH} 值往地面增加、 Z_{DR} 往地面些微增加且 K_{DP} 值也往地面增加；反之，若發生雨滴碰撞碎裂過程時，相對小雨滴數量增加而大雨滴數量減少導致 Z_{HH} 、 Z_{DR} 及 K_{DP} 值都有往地面減少的情形。最終從 Z_{HH} 及 Z_{DR} 值隨高度的變化可以定義出四種不同的雲物理過程(如圖 1.5)，分別有碰撞結合、碰撞碎裂、蒸發及碰撞碎裂及結合平衡的過程。圖 1.5 中，橫軸為 Z_{HH} 的變化(底層的 Z_{HH} 值減掉高層的 Z_{HH} 值)，縱軸為 Z_{DR} 的變化(底層的 Z_{DR} 減掉高層的 Z_{DR})，因此當 Z_{HH} 增加 Z_{DR} 也增加時(ΔZ_{HH} 、 ΔZ_{DR} 皆為正值)定義為碰撞結合過程(雨滴變大)； Z_{HH} 減少 Z_{DR} 也減少時(ΔZ_{HH} 、 ΔZ_{DR} 皆為負值)定義為碰撞碎裂過程(雨滴變小)； Z_{HH} 減少但 Z_{DR} 增加時(ΔZ_{HH} 為負、 ΔZ_{DR} 為正)定義為蒸發過程(由於蒸發過程為小雨滴先被蒸發，因此相對 Z_{DR} 值減少但 Z_{HH} 值會增加)。

1.3 研究方向

從前人的研究中，發現有許多研究是對不同地區降水特性的統計分析(即不同雨滴粒徑分佈情形)，也有的研究是利用雙偏極化雷達參數 Z_{HH} 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 R_{HV} 、 L_{DR} 等來描述降水的雲物理過程，而本研究結合這兩種儀器來分析雨滴從空中落到地面所發生完整的雲物理過程及降水特性，尤其第二部分為第一個利用雨滴譜儀結果將降水系統分類的研究。在 2008 年西南氣流實驗中，因為有高品質的觀測資料(NCAR S-POL 雷達及 11 部雨滴譜儀)可以用來進行實驗期間降水系統的雲物理特性統計及分析。

本研究沿用 Xu et al.(2015)選取的七個強降雨個案，藉由雷達資料與雨滴譜儀資料的搭配來分析不同個案的降雨特性、結構及雲物理過程。接著第二部分利用統計的方法將 2DVD 雨滴譜儀資料進行劃分，分成 6×8 共 48 個雨滴粒徑分布特徵組，在每個特徵組中選出對應正上方的雙偏極化雷達資料做平均，進而找到不同特性組中雙偏極化雷達資料的差異，即為不同雨滴粒徑分布下垂直結構及雲物理過程的差異。

本研究目地為希望從觀測的角度，透過近兩個月的資料統計分析，期望對台灣降雨系統雲物理過程有更多的了解。

第二章 資料與方法

2.1 觀測實驗介紹

本研究使用 2008 年 5 月 15 日至 6 月 30 日的西南氣流觀測實驗(SoWMEX/TiMREX, Southwest Monsoon Experiment/Terrain-Influenced Monsoon Rainfall Experiment)資料，針對台灣夏季梅雨期的中尺度對流系統進行陸海空密集氣象觀測實驗，實驗地點涵括台灣海峽、南中國海北部海域以及台灣雲嘉南高屏等地區。其目標為因應豪雨預警、防災需求與改進短期定量降水估計及預報精確度。

實驗期間除了加放探空氣球、自動氣象測站觀測外，為了更深入了解豪大雨天氣系統的降雨物理過程，中央氣象局都卜勒雷達、科技部中央大學車載 X 波段移動式雷達(TEAM-R)以及美國國家大氣研究中心(NCAR) S 波段雙偏極化都卜勒雷達(S-POL)等儀器也加入了觀測，期望收集到三維空間中完整且高解析度的降雨特徵資料。另一方面，此實驗特別在屏東山區(廣興國小)增設降雨監測超級站(rain measurement super-site)，利用剖風儀、雨滴譜儀等儀器增加對近地面降水及風場的觀測。在近兩個月實驗期間共進行 9 次密集觀測(IOP)，時間分別為 5/19 – 5/22, 5/27 – 5/29, 5/29 – 5/31, 6/1 -6/ 3, 6/3 – 6/4, 6/4 – 6/6, 6/12 - 13, 6/14 – 6/16, 6/23 – 6/26。

2.2 雨滴譜觀測資料介紹

本研究使用 2008 年西南氣流實驗期間共 6 部雨滴譜儀(2DVD, JWD)、5 部降雨探測器(POSS)，其介紹如下：

2.2.1 雨滴譜觀測儀器介紹

共使用了 5 部撞擊式雨滴譜儀(JWD)、1 部光學式雨滴譜儀(2DVD)以及 5 部降雨觀測器(POSS)，其位置皆位於 SPOL 雷達東北方屏東山區如圖 2.1，詳細位

置見表 2.1。

(1) 撞擊式雨滴譜儀

撞擊式雨滴譜儀(Joss-Waldvogel disdrometer, JWD)利用雨滴撞擊感測器的力量推算雨滴的粒徑大小，儀器外觀如圖 2.2(a)。撞擊式雨滴譜儀量測雨滴粒徑範圍為 0.359mm~5.373mm，並分為 20 份不等間距的雨滴粒徑及所對應的雨滴落速。(Tokay et al. 2013)

(2) 二維光學式雨滴譜儀

二維光學式雨滴譜儀(2D-video distrometer, 2DVD)，儀器有兩個互相垂直且不同高度的光束，當雨滴落下時光束會被雨滴遮蔽，紀錄光束遮斷的長度可得到雨滴的形狀及直徑，並藉由雨滴落下過程中經過兩個光束的時間差可算得雨滴的垂直落速，儀器外觀如圖 2.2(b)。(Schönhuber et al. 1997)

(3) 降雨觀測器

降雨觀測器(Precipitation Occurrence Sensor System, POSS)為 X-band 都卜勒雷達、副靜式天線(一邊發射連續波段另一邊接收)，當雨滴落下時會有頻率、振幅的改變，進而得到雨滴的大小及落速，儀器外觀如圖 2.2(c)。降雨觀測器量測雨滴粒徑範圍為 0.34mm~5.34mm，共分為 34 份不等間距的雨滴粒徑及所對應的雨滴落速。(Sheppard (1990))

2.2.2 雨滴粒徑分佈計算

由於雨滴譜儀提供了每一個雨滴的等體積直徑(D_i)及垂直落速(V_t)，因此可以利用(2.1)式來計算雨滴粒徑分布

$$N(D_i) = \frac{1}{\Delta t \Delta D_i} \sum_{j=1}^n \frac{1}{AV_j} \quad (2.1)$$

$N(D)(m^{-3}cm^{-1})$ ：單位體積單位粒徑的雨滴個數

Δt ：選取資料的時間窗區

ΔD : 選取的粒徑間距

V_j : 雨滴垂直落速

A : 觀測面積

n : 雨滴個數

2.2.3 Gamma 分布計算

利用 Kozi and Nakamura(1991)方法將觀測的雨滴粒徑分布 $N(D)$ 擬合到 Gamma 分布，求得 Gamma 分布的三個參數：截距參數 N_0 、形狀參數 μ 、斜率參數 Λ 。首先定義矩量(2.2)式及 Gamma function(2.3)式

$$M_x = \int_0^{\infty} D^x N(D) dD \quad (2.2)$$

$$\frac{\Gamma(v)}{\Lambda^v} = \int_0^{\infty} x^{v-1} e^{-\Lambda x} dx \quad (2.3)$$

將(1.2)式代入(2.2)式，利用(2.3)式可以得到(2.4)式

$$M_x = N_0 \frac{\Gamma(x+\mu+1)}{\Lambda^{x+\mu+1}} \quad (2.4)$$

代表不同的降雨積分參數(Ulbrich (1983))，將雨滴譜儀的資料 $N(D)$ 代入(2.2)式，並分別代入 x 等於 3、4、6， M_3 可用於計算液態水含量、 M_4 可用於計算雨滴粒徑、 M_6 可用於計算回波反射率。即可算得 M_3 、 M_4 及 M_6 。結合 M_3 、 M_4 及 M_6 如(2.5)式，可定義常數 G

$$G = \frac{M_4^3}{M_3^2 M_6} = \frac{\left(\frac{N_0 \Gamma(5+\mu)}{\Lambda^{5+\mu}}\right)^3}{\left(\frac{N_0 \Gamma(4+\mu)}{\Lambda^{4+\mu}}\right)^2 \left(\frac{N_0 \Gamma(7+\mu)}{\Lambda^{7+\mu}}\right)} = \frac{\mu^2 + 8\mu + 16}{\mu^2 + 11\mu + 30} \quad (2.5)$$

將(2.4)式代入(2.5)式移項後化簡可依序得到 μ 、 Λ 及 N_0 ，其結果如(2.6)、(2.7)、(2.8)式

$$(1 - G)\mu^2 + (8 - 11G)\mu + (16 - 30G) = 0 \quad (2.6.1)$$

$$\mu = \frac{11G - 8 + \sqrt{G(G+8)}}{2(1-G)} \quad (2.6.2)$$

$$\Lambda = \frac{(\mu+4)M_3}{M_4} \quad (2.7)$$

$$N_0 = \frac{\Lambda^{\mu+4} M_3}{\Gamma(\mu+4)} \quad (2.8)$$

因此可以利用(2.6)、(2.7)及(2.8)式中三個參數的組合得到 Gamma 分布型式的雨滴粒徑分布來描述實際觀測所得到的雨滴粒徑分布。

得到三個 Gamma 分布參數後，即可計算其他降雨參數，本篇所使用的參數介紹如下：

(1) 質量權重平均粒徑(Mass-weighted diameter, D_m)

本研究利用 D_m 來描述雨滴的大小， D_m 亦指以質量為權重的雨滴粒徑，其公式如(2.9)式所示：

$$D_m = \frac{\int_0^{\infty} D^4 \pi \left(\frac{D}{2}\right)^3 \rho_W N(D) dD}{\int_0^{\infty} \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2}\right)^3 \rho_W N(D) dD} = \frac{\int_0^{\infty} D^4 N(D) dD}{\int_0^{\infty} D^3 N(D) dD} \quad (2.9)$$

$$\Lambda D_m = 4 + \mu \quad (2.10)$$

另外，由(2.10)式中我們可以從 μ 、 Λ 計算得到 D_m 。從(2.10)式得知當 D_m 增加時， Λ 值會降低、 μ 值會增加，表示小雨滴數量減少、大雨滴數量增加，雨滴粒徑分布往大雨滴方向伸展。

(2) 標準化截距參數(Normalized interception, N_W)

在(1.2)式中截距參數 N_0 的單位($\text{mm}^{-1-\mu} \text{m}^{-3}$)中含有 μ ，其會隨著 μ 的變動而有所變化，因此需先將 N_0 標準化。由總含水量公式(2.11)可得到 W 、 N_0 及 μ 之間的關係，

$$W = \frac{10^{-3} \pi \rho_W N_0 \Gamma(4+\mu)}{6(4+\mu)^{\mu+4}} D_M^{\mu+4} \quad (2.11)$$

將(2.11)式移項代入(1.2)式得

$$N(D) = N_W f(\mu) \left(\frac{D}{D_M}\right)^{\mu} e^{-\Lambda D} \quad (2.12)$$

$$N_W = \frac{4^4}{\pi \rho_W} \frac{10^3 W}{D_M^4} \quad (2.13)$$

$$f(\mu) = \frac{6}{4^4} \frac{(4+\mu)^{4+\mu}}{\Gamma(4+\mu)} \quad (2.14)$$

當 $\mu=0$ 時， $f(\mu) = 1$ 此時雨滴粒徑分佈為 Marshall and Palmer(1948)的指數型式。(2.13)式中 N_w 的單位為 $(\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3})$ ，代表最小雨滴的數量，本研究利用此參數來討論雨滴個數。

2.2.4 雨滴譜觀測資料品管

首先為了避免單一標本雨滴數量過少造成計算的錯誤，先將降雨強度小於 1mmhr^{-1} 的資料去除。

(1) 撞擊式雨滴譜儀

由於撞擊式雨滴譜儀儀器的限制，強降雨時，有太多小雨滴及大雨滴很快地掉落在撞擊感測器上會導致儀器對小雨滴量測的誤判及漏失，小雨滴數量容易有太少或沒被偵測到的情形，因此利用 Sauvageot and Lacaux (1995) 提出的修正方法(稱為 Dead Time Correction)來修正此誤差。

(2) 二維光學式雨滴譜儀

在二維光學式雨滴譜儀(2DVD)觀測中，雨滴掉落時會有水花濺起導致雨滴落速量測的誤差，從(2.1)式得知若出現過小或過大的雨滴落速會容易產生過大的 $N(D)$ ，因此為了避免不好的雨滴落速資料導致計算上的誤差，本研究將觀測的終端落速與理想曲線(Brandes et al. 2003)終端落速做比較，如(2.15)式，若兩者差值大於理想曲線終端落速的 0.4 倍時，就將該點資料移除。

$$V_t(D) = -0.1021 + 4.932D - 0.9551D^2 + 0.07934D^3 - 0.002362D^4 \quad (2.15)$$

V_t 為雨滴終端落速，其單位為 m sec^{-1} ； D 為雨滴等體積粒徑，單位為 mm 。

除了各儀器本身限制所造成資料誤差外，在西南氣流實驗前(STAGE I)有將這 11 部雨滴譜觀測儀器放置在同一的地方，量測相同時段、地區及降雨個案的雨滴粒徑分布資料，以 2DVD 資料為準，藉由不同儀器所觀測到降雨量、回波的

差異來調整儀器與儀器間的誤差，不同儀器間的誤差詳細資訊如表 2.2。此外，為了配合雷達資料每 7.5 分鐘一次完整掃描策略，因此本研究將雨滴譜儀資料以時間間格每 7.5 分鐘為單位做切割。本研究所使用的雨滴譜儀資料皆為每 7.5 分鐘一筆。

2.3 NCAR S-POL 雷達資料介紹

2.3.1 S-POL 雷達介紹

2008 年西南氣流實驗期間，NCAR S-POL 雷達放置於台灣西南部高屏溪出海口處(北緯 22.53 度, 東經 120.43 度)，S-POL 為 S-band (波長 10.7 公分) 雙偏極化都卜勒雷達。其掃描策略分為水平掃描(PPI)、垂直掃描(RHI)兩種，每一次體積掃描約 7.5 分鐘。雷達參數包含 Z_{HH} 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 R_{HV} 、 L_{DR} 、 V_R (徑向風)等。

2.3.2 雙偏極化雷達參數介紹

雙偏極化雷達能同時發射水平和垂直偏極化方向的電磁波來觀測，因此除了擁有原本都卜勒雷達能觀測的水平偏極化回波此參數外，還可得到水平和垂直兩個不同偏極化方向回波的比值及相位差的資訊。本研究共使用五個參數來分析降水雲物理過程，其介紹如下：

(1) Z_{HH} (Reflectivity, 回波)

Z_{HH} 是指水平偏極化方向的共極(co-polar)回波，即電磁波發射和接收時的偏極化方向都在水平方向。在雷利散射近似假設下，若觀測目標皆為圓球體的水象粒子，則 Z_{HH} 會與雨滴粒徑六次方成正比，公式可表示為： $Z_{HH} =$

$$\int_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 N(D) dD$$

，粒徑越大或雨滴數量越多回波值會越大，單位為 dBZ。

(2) Z_{DR} (Differential reflectivity, 差異反射率)

雨滴在降落過程中會扭曲變成橢圓狀，只有直徑很小的雨滴會成圓球體，

因此，水平、垂直偏極化電磁波的反散射截面會不同。根據 Seliga and Bringi (1976)， Z_{DR} 定義為垂直方向回波(Z_{HH})除以水平方向回波(Z_{VV})，公式可表示為： $Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} \right)$ 。如圖 2.3 所示，各種水象粒子在同一軸比(axis ratio)時(形狀相同)，會因介電常數不同而對應到不同的 Z_{DR} ，但對同一種水象粒子(介電常數固定)而言， Z_{DR} 和軸比是呈一對一關係的。降落中的中、大雨滴($D \geq 1\text{mm}$)平衡態為扁球體，其對應到的 Z_{DR} 值隨雨滴扁平程度的增加而增加，而雨滴的扁平程度和大小有關，因此可由 Z_{DR} 來判斷雨滴的大小，當觀測物為小而圓的雨滴時，雨滴兩軸比接近 1，此時 Z_{DR} 值會趨近於 0。此外，降落中的冰雹或軟雹常因翻滾而造成觀測區域內 Z_{HH} 、 Z_{VV} 的平均值相近，使 Z_{DR} 值趨近於零，因此， Z_{DR} 參數也可以輔助區別冰雹或軟雹的存在區域。在雨滴落下的過程中，若 Z_{DR} 值變小有可能是發生雨滴碎裂的過程，使得雨滴變小；相反的，若 Z_{DR} 值變大有可能是發生雨滴碰撞結合使雨滴變大。

(3) K_{DP} (Specific differential phase shift, 比差異相位差)

當雷達發射電磁波穿透水象粒子時，降水區中的粒子所接受到的電磁波有兩個來源：其一為雷達本身所發射之電磁波，另一來源為介於粒子到雷達之間的水象粒子經由吸收雷達電磁波後再產生的前散射(forward scatter)電磁波。因此，電磁波在粒子處疊加後的淨電場(net electric field)將和雷達所發射電磁波的電場有一相位偏移，此偏差量稱為相位差(propagation phase shift, Jameson and Mueller 1985)，因為水象粒子並非全為圓球體，前散射分量會因不同偏極化方向的入射電磁波而有所不同，所以造成之相位偏移也就不會相同。 Φ_{DP} (Differential phase shift)定義為在同一距離內的解析體積內由於對粒子的垂直及水平相位增量產生之相位差($\Phi_{DP} = \Phi_H - \Phi_V$)，其值會隨著兩電

磁波在降水區傳播距離的增加而增加或維持不變，所以在弱降雨區累積量少，在強降水區累積量較大。

K_D 為 Φ_{DP} (Differential phase shift, 差異相位差) 計算而來： $K_{DP} = \frac{1}{2} \left(\frac{d\Phi_{DP}}{dr} \right)$ 。

在強降水區雨滴數量及密度越大， Φ_{DP} 增加越多， K_{DP} 值也會越大，因此 K_{DP} 與雨滴濃度大小及液態水含量有關，單位為 $^{\circ} \text{km}^{-1}$ 。

(4) R_{HV} (Correlation coefficient, 相關係數)

相關係數為在連續時間裡雷達觀測到 Z_{HH} 和 Z_{VV} 之間相關性的一個指標，其定義為： $R_{HV} = \frac{\langle S_{vv} S_{hh}^* \rangle}{\sqrt{\langle |S_{hh}|^2 \rangle \langle |S_{vv}|^2 \rangle}}$ 。其中 S_{hh} 代表水平偏極化電磁波入射水象粒子而造成水平偏極化反射的反散射矩陣元素 (element of the backscatter matrix)， S_{vv} 代表垂直偏極化電磁波入射水象粒子而造成垂直偏極化反射的反散射矩陣元素，“ $\langle \rangle$ ”代表期望值。在電磁波持續打在同一觀測目標的時間裡，若該解析體積裡的水象粒子的統計特性不變 (形狀、大小、方位等)，各脈衝所測到的 Z_{HH} 和 Z_{VV} 的相對關係相近，則相關係數就大，例如純雨區的 R_{HV} 值通常會接近 1，若在觀測該解析體積時，水象粒子有翻滾、破碎或者有其他不同性質的水象粒子 (冰水混合) 存在該解析體積內等現象，皆會造成散射行為的不一致性，則各脈衝所觀測到的 Z_{HH} 和 Z_{VV} 的相對關係差異性就大，該觀測區的相關係數 (R_{HV} 值) 就會降低。

(5) L_{DR} (Linear depolarization ratio, 線退偏極比)

跨極 (cross-polar) 參數 L_{DR} 代表發射水平方向電磁波，接收垂直方向回波，其公式表示為： $L_{DR} = 10 \log \left(\frac{Z_{VH}}{Z_{HH}} \right)$ 。此參數為電磁波退極化強度，若觀測到的粒子為正圓形， L_{DR} 值會很小；觀測到混相粒子時，由於有水的出現使得退極化強度增強，因此在混相粒子存在的區域 L_{DR} 值會增加。以 S-POL

雷達為例，通常雷達掃描體積內若粒子同質性高，以純雨為例， L_{DR} 值會接近-30 dB，觀測到混相、地形時 L_{DR} 值會增加，其範圍約位於-30~0 dB 之間。

2.3.3 S-POL 雷達資料品管

本研究利用 NCAR 處理過的 S-POL 雷達資料，然而在山區附近仍有一些不屬於氣象訊號的回波，例如圖 2.4(c)(e)中距離雷達 30~50 公里、高度 0.5 公里的區域($R_{HV} < 0.7$ 、 $L_{DR} > -7.5$ dB)，因此利用 L_{DR} 、 R_{HV} 兩個參數將非氣象資訊去除。首先將 L_{DR} 大於-10 dB 的資料去除，接著 R_{HV} 門檻嘗試從 0.75 到 0.85，由於考慮到門檻調太高融解層會有太多資料被去除，為了保留冰水混合相(距離雷達 30~50 公里、高度 5 公里左右亮帶位置)的觀測資訊，因此最終使用 R_{HV} 小於 0.8 的資料濾除，濾除後資料結果如圖 2.4(b)(d)(f)。

2.4 雨滴粒徑分布(DSD)反演方法

2.4.1 利用雷達參數 Z_{HH} 、 Z_{DR} 反演 D_m 、 N_w 關係式

我們可以利用雨滴譜儀直接觀測到近地面雨滴粒徑分布(DSD)資料。然而雨滴譜儀為一單點觀測，若降雨系統位於儀器附近但沒有移動到儀器正上方，則雨滴譜儀無法捕捉到降雨系統的雨滴粒徑分布。而雷達是一個三維空間中高解析度的觀測，可以得到空間中完整的觀測資料，因此本研究希望藉由雷達資料反演雨滴粒徑分布(DSD)來增加雨滴譜儀觀測資料，此外若有一個好的反演方法也能得到空間中完整的雨滴粒徑分布來描述降雨的特性。

(1) DSD 反演關係式

Zhang et al.(2001)方法中，利用 μ - Λ 的約束關係來反演雨滴粒徑分布，從(2.10)式移項後可得知 D_m 為 μ 、 Λ 兩參數的斜率，因此將 D_m 等值線畫在 μ - Λ 關係圖上如圖 2.5(a)，分別有 D_m 等於 1、1.5、2、2.5 mm，若利用雨滴

譜儀資料擬合得到的 μ - Λ 關係式與 D_m 等值線幾乎平行，則反演所得到的雨滴粒徑大小會有所限制。如圖 2.5(a)顯示假設 μ - Λ 關係式為紅色虛線，則反演的雨滴粒徑大小被限制在 1.5 – 2.0mm。圖(2.5(b))顯示雷達反演所得到的範圍很小只介於 2.0 – 2.5(mm)之間。

因此本研究參考 Cao et al.(2008)方法利用 Z_{HH} 、 Z_{DR} 兩雷達參數來反演雨滴粒徑分佈參數，其方法如下：利用 T-Matrix 在給定溫度、電磁波波長、雨滴粒徑軸比等假設下，可將雨滴譜儀觀測的雨滴粒徑分布資料模擬成雙偏雷達參數。本研究將溫度設為 20° C、波長為 10.7cm、雨滴粒徑軸比套用 Brandes et al.(2003)的假設。

將 2008 年西南氣流實驗期間近兩個月所有的雨滴譜儀資料計算所得的 D_m 、 N_w 與 T-Matrix 模擬的 Z_{DR} 兩者結果繪製成圖 2.6，圖中以資料數取 log 的方式來呈現，代表資料分布、集中的位置。從圖 2.6 中得知， D_m 與 Z_{DR} 成正比關係， Z_{DR} 增加 D_m 也增加； N_w 與 Z_{DR} 成反比關係， Z_{DR} 增加但 N_w 減少。參照 Cao et al. (2008)反演公式將雨滴譜儀得到的 D_m 、 N_w 與 T-Matrix 模擬的 Z_{HH} 、 Z_{DR} 兩者進行多項式擬合，得到以下兩個關係式(2.16 式)、(2.17 式)：

$$\frac{D_m}{Z_{HH}^{0.042}} = 0.0477 Z_{DR}^3 - 0.1445 Z_{DR}^2 + 0.5846 Z_{DR} + 0.8240 \quad (2.16)$$

$$\log\left(\frac{N_w}{Z_{HH}^{0.63}}\right) = -0.2451 Z_{DR}^3 + 1.2246 Z_{DR}^2 - 2.8395 Z_{DR} + 2.8268 \quad (2.17)$$

D_m ：質量權重平均粒徑，單位 mm^{-1}

N_w ：標準化截距參數，單位 $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$

Z_{HH} ：回波，單位 mm^6m^{-3}

Z_{DR} ：差異反射率，單位 dB

Z_{HH} 的次方求得方法以(2.16)式為例，每次做多項式擬合前先給定一個 Z_{HH} 次方係數，擬合後會得到其他係數值，經由擬合結果計算得到的 D_m 與

實際觀測的 D_m 做比較，藉由測試不同大小的 Z_{HH} 次方係數找到誤差最小的係數以及所對應到擬合的結果做為最終反演公式的係數，如圖 2.7(a)，其橫軸為不同次方係數大小，縱軸為 D_m 標準差。同理(2.17)式中為比較的 N_w 誤差，比較誤差結果如圖 2.7(b)。

由以上結果，我們只要有 Z_{HH} 、 Z_{DR} 兩參數即可從(2.16)、(2.17)式計算得到 D_m 及 N_w 。

(2) 理想誤差

在正式使用此方法前希望檢驗其準確性，因此我們將 T-Matrix 模擬的 Z_{HH} 、 Z_{DR} 套回(2.16)、(2.17)兩式得到的 D_m 、 N_w 與實際觀測的 D_m 、 N_w 做比較，如圖 2.8(a)其分布位置幾乎吻合且從圖 2.8(b)、2.8(c)所示 D_m 及 N_w 的誤差皆為 0 左右、相關係數也都高達 0.8、0.9，相關性很高。

接著利用一樣的方法比較本研究第一部分(本文第三章)所選用的七個強降兩個案(七個個案介紹在本文 3.1 天氣簡述中)。目的為檢驗兩個反演關係式是否適用在不同個案中，比較過程中除了計算 D_m 、 N_w 兩參數外，也利用反演所得到的 D_m 、 N_w 代入(2.18)式得到液態水含量(LWC, liquid water content)與雨滴譜儀計算所得的液態水含量做比較。

$$LWC = 10^{-3} N_w \rho \pi \left(\frac{D_m}{4} \right)^4 \quad (2.18)$$

比較誤差結果如表 2.4，除了 6/13 資料不足產生較大誤差外，其餘六個個案平均誤差(mean bias)皆小於 0.1 且相關係數(correlation coefficient)皆高達 0.8、0.9 左右。

除此之外，將 T-Matrix 模擬的 Z_{HH} 、 Z_{DR} 分別加入 1~1.5 dB、0.1~0.2 dB 的隨機誤差，與沒有加入隨機誤差的 Z_{HH} 、 Z_{DR} 結果做比較，計算得到圖 2.9 中相關係數及標準差(standard deviation)的結果，圖 2.9(a)~(d)結果皆隨著 Z_{DR}

隨機誤差增加而改變，此顯示 Z_{DR} 對此方法影響較大。分別有 D_m 、 N_w 在 Z_{HH} 、 Z_{DR} 加入擾動前後其結果的相關係數皆在 0.64、0.59 以上；相對標準差約 18%、10%左右。此表示即使在 Z_{HH} 、 Z_{DR} 值有些微偏差的情形下依然有足夠的可信度。

2.4.2 D_m 、 N_w 平均方法

本研究將雷達反演得到的 D_m 、 N_w 做平均，希望藉由平均的結果來分析七個強降兩個案降雨特性的差異。使用雷達底層資料反演 D_m 、 N_w 時，由於資料中出現很大的 Z_{DR} 值且很小的 Z_{HH} 值時，會算出過大的 D_m 、過小的 N_w ，使得在計算平均時會被這些資料影響，得到不合理的平均結果。因此，本研究利用兩種方法將它去除：

(1) 調高 R_{HV} 門檻

在做雷達資料反演 DSD 的過程中，希望保有較好的資料，尤其在底層容易受地形阻擋影響造成資料品質不佳，為了保留純雨的觀測資訊，將本來所使用的 QC 門檻值調高(R_{HV} 門檻從 0.8 調高成 0.99)，從圖 2.10 中可以發現門檻調高後，右下角的資料點(過大 D_m 及過小 N_w 的資料)減少了許多。

(2) 將一個標準差以外的資料去除

雖然已經使用較高的 R_{HV} 門檻值(0.99)，仍有一些不好的資料存在，因此希望避免計算平均的過程中將極端值也加入計算，另外將將一個標準差以外的資料去除，進而取得較中間的資料來做平均。

2.5 對流、層狀降雨分類方法

(1) 層狀降雨

本研究利用 Steiner et al. (1995)提出的方法來決定層狀降雨。其方法有三個步驟：(1) CAPPI 3 公里高度上，回波大於 40 dBZ (2)該點的回波值 Z

與背景平均回波值 Z_{bg} (該點向外半徑 11 公里範圍的平均，如圖 2.11)的差異滿足(2.19 式)

$$Z - Z_{bg} = \Delta Z = \begin{cases} 10, & Z_{bg} < 0 \\ 10 - \frac{Z_{bg}^2}{180}, & 0 \leq Z_{bg} < 42.43 \\ 0, & Z_{bg} \geq 42.43 \end{cases} \quad (2.19)$$

(3)符合(1)(2)條件的區域往外延伸數公里(圖 2.12)。將滿足此三個步驟以外的區域定義為層狀降雨，如圖 2.13(b)所見深藍色範圍。

(2) 對流降雨

由於本研究第一部分(本文第三章)統計長時間的雷達資料，在對流初生期及消散期會有弱對流的出現，因此使用 Steiner et al. (1995)的方法定義對流降雨時，會含括很多弱對流，無法將強對流降雨特性區分得很清楚。故本研究更改 Steiner et al. (1995)方法，將本來的三個條件改成只有兩個條件，且調高第一個條件的門檻：(1) CAPPI 3 公里高度上，回波大於 45 dBZ (2)符合(1)條件的區域往外延伸，將滿足以上兩個條件的點定義為對流降雨，因此能更明確的分辨出強對流區域與層狀區域的差異。如圖 2.13(c)所見橘色及淺藍色的範圍，此方法比起圖 2.13(b)所定義的對流降雨範圍來的小。

第三章 七個降雨個案分析

本研究第一部分參考 Xu et al.(2015)的七個個案，Xu(2015)利用日累積雨量與每小時閃電次數多寡挑出 2008 年西南氣流實驗期間七個強降雨個案(5 月 26 日、6 月 2 日、6 月 4 日、6 月 5 日、6 月 13 日、6 月 14 日、6 月 16 日)，進行了動力、熱力等特性的分析，最終藉由回波垂直結構及閃電次數多寡將此七個個案進行分類，其分類結果整理成表 3.1：首先，閃電次數大於每小時 500 次，分類為強對流個案(intense convection)；閃電次數小於每小時 500 次，分類為中度對流個案(moderate convection)。對流發展高度差異分成大陸型降雨與海洋型降雨。強對流個案(intense convection)有 5 月 26 日、6 月 13 日、6 月 14 日；中度對流個案(moderate convection)有 6 月 4 日、6 月 5 日、6 月 16 日。大陸型(continental)降雨為 6 月 14 日；海洋型(oceanic)降雨為 6 月 2 日、6 月 5 日及 6 月 16 日。

表 3.1 中每個個案的字用不同顏色代表，在接下來的分析中，皆使用表 3.1 中相同的顏色；此外之後日期會以數字、斜線表示(例如：5 月 26 日以 5/26 表示)。

3.1 七個個案天氣簡述

以下為七個個案降雨系統的描述與 S-POL 雷達觀測範圍中對流及層狀降雨的分佈比例。由本文 2.5 小節層狀、對流降雨分類方法得知，本研究所定義的對流降雨範圍比 Steiner et al. (1995)方法範圍小，因此對流降雨與層狀降雨所占的百分比相加不是 100%，如表 3.2。

(1) 5/26

選擇的個案時間為 0300 - 0800 UTC (共 5 小時的資料)，5/26 有南北向線性對流系統向東通過北台灣，然而西南部並沒有完整的系統，直到 0330 UTC，由於天氣不穩定，台灣南部山區開始有午後對流發展。此時 S-POL 雷

達開始觀測到零星的對流系統出現(如圖 3.1)。整體而言，在本研究所使用的資料中，對流降雨占了 26%，層狀降雨 40%。

(2) 6/13

個案時間為 1900 - 2400 UTC (持續 5 小時資料)，6/13 為 IOP8 鋒面系統(6/14 颱風)移入前的系統，東北-西南走向颱風位於中國沿海尚未移入台灣，在 SPOL 觀測範圍內為颱風周圍的零星對流降雨，尤其 2030 UTC 後在台灣東南方形成零散的線性對流。故 6/13 為鋒前零星對流系統(如圖 3.2)，其中對流降雨占了 30%，層狀降雨 47%。

(3) 6/14

個案時間為 0000 - 1500 UTC (共 15 小時資料)，此個案為完整的颱風系統從台灣海峽向東北移入南台灣。從 0000 UTC 颱風系統開始移進台灣西南部，在 1100 UTC 時雷達回波圖呈現兩條線性強對流系統持續向東北方移動，1200 UTC 開始第二個線性對流從台灣海峽移入台灣南部，直到 1400 UTC 第一個線性對流已經移出 SPOL 觀測範圍只剩下第二個對流系統。S-POL 雷達觀測到完整的系統(附大片的層狀系統)，如圖 3.3，對流降雨占了 17%，層狀降雨 58%。

(4) 6/2

個案時間為 0000 - 1000 UTC (共 10 小時資料)，0500 UTC 開始有一西北-東南走向線性對流從台灣海峽向東北移入台灣南部，接著 0700 UTC 對流系統經過後，大片的層狀對流緊接著移入台灣西南部。SPOL 雷達觀測到完整的對流系統(如圖 3.4)，對流降雨占了 13%，層狀降雨 52%。

(5) 6/4

個案時間 0000 - 0800 UTC (共 8 小時的資料)，0200 UTC 有一東-西走

向的線性對流系統從台灣海峽向東移入台灣內陸，0500 UTC 後有大片尾隨的層狀系統移入，直到 0800 UTC S-POL 觀測範圍中(黑色框內)幾乎以層狀降雨系統為主。因此 S-POL 雷達亦能觀測到完整的對流系統(如圖 3.5)，其中對流降雨占了 22%，層狀降雨 43%。

(6) 6/5

個案時間 0000 - 1400 UTC (共 14 小時的資料)，為中尺度對流系統 (Mesoscale convective system, MCS)由南海向東北移入台灣內陸，從 0430 UTC 開始有大面積且強的對流系統移入，接著到 1330 UTC 後系統移出，台灣西南部(尤其 S-POL 雷達觀測範圍內)系統減少許多，如圖 3.6，對流降雨占了 44%，層狀降雨 52%。

(7) 6/16

個案時間為 0000 - 1400 UTC (共 14 小時的資料)，6/16 亦為中尺度對流系統(Mesoscale convective system, MCS)從南海向北移入南台灣。0330 UTC MCS 系統位於台灣南部，持續向北移動，南部皆為面積大且強的對流系統(圖 3.7 中紅色範圍回波值高達 60 dBZ)，直到 1330 UTC 開始有較多的層狀對流系統移入(如圖 3.7)。其中對流降雨占了 9%，層狀降雨 59%。

從以上介紹得知，5/26、6/13 為獨立的零星對流系統； 6/14、6/2、6/4 為線性對流系統從台灣海峽移入台灣； 6/5、6/16 為 MCS 從南海向北移進台灣內陸。

3.2 CFADs 分析結果

為了了解不同個案垂直結構的差異，並從各個參數垂直上的變化進一步了解雲物理過程，本研究進行了雙偏極化雷達參數： Z_{HH} 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 R_{HV} 、 LDR CFADs (Contour Frequency by Altitude Diagrams, Yuter and Houze 1995)的分析。首先先將每個個案經由本文 2.5 節的方法分類出對流及層狀降雨，挑出對流降雨的部分繪

製成 CFADs，其結果如圖 3.8-圖 3.12。在圖 3.8-圖 3.12 中，高層約 16 公里以上由於資料量較少，導致統計得到高層的 CFADs 結果不佳。此外也將 CFADs 資料比率大於百分之 0.1 的資料做平均，得到分別描述不同個案的平均線如圖 3.13。

由於雷達掃描為錐狀掃描，在接近雷達處高層會沒有資料，距離雷達太遠的區域低層會沒資料，故利用 CFADs 分析個案時，本研究將 CAPPI 資料選取範圍移到距離雷達 20 公里至 80 公里的範圍(如圖 3.15)，以得到垂直結構上完整的分析，其水平及垂直解析度皆為 0.5 公里。

(1) Z_{HH} (Reflectivity, 回波)

將回波參數 Z_{HH} CFADs 結果繪製在圖 3.8 中，回波參數與雨滴大小及數量皆有關，可以利用 Z_{HH} 來比較系統發展的高度。因此，比較七個個案 40 dBZ 發展高度，如圖 3.8 中紅色虛線所示，在相同 0.1% 等值線 5/26、6/13 發展高度皆高於 8 公里、6/14 發展高度到 8 公里左右，而其他四個個案 0.1% 等值線高度皆小於 8 公里。比較七個個案回波平均線[圖 3.13(a)]在 30dBZ 發展高度中，5/26、6/13 及 6/14 皆高於 7 公里，然而其他四個個案皆小於 7 公里；25 dBZ 發展高度最高為 5/26、6/13 約 8.5 公里，接著 6/14 約 8 公里，其餘皆小於 8 公里。詳見表 3.3。

(2) Z_{DR} (Differential reflectivity, 差異反射率)

Z_{DR} 與雨滴粒徑大小有關，因此從圖 3.13(b)的平均結果看來，5/26、6/13 相對於其他五個個案在 1 公里有較大的 Z_{DR} 值，代表有較大的雨滴，CFADs 1% 等值線在低層延伸到 2dB 左右(圖 3.9)。除此之外，從圖 3.9 結果也可以看到 Z_{DR} 隨高度的變化，七個個案四公里以下 Z_{DR} 值的變化皆為向下增加，此表示雨滴粒徑向下增加，其中增加最大的為 5/26、6/13，增加最少的為 6/16。

分析冰相部分，從圖 3.13(b)及圖 3.9 中發現 Z_{DR} 在高層約 12 公里左右有一極大值，而到約 10 公里左右 Z_{DR} 開始減少。尤其 6/5、6/16 此兩個個案

最為明顯，從圖 3.13(b)得知 Z_{DR} 在 12 公里高度有最大值。推測此現象原因可能為在高層(12 公里左右)以片狀冰相粒子為主，導致有較大的 Z_{DR} 值，隨著冰相粒子往下掉落，掉落過程中由於發生聚合過程(aggregation)，片狀的冰相粒子結合成較大顆且不規則形狀的冰晶，由於翻滾而造成觀測區域內 Z_{HH} 、 Z_{VV} 的平均值相近，使 Z_{DR} 值減少。

5/26 在高層相對其他個案出現極大值現象叫不明顯，其原因為此個案屬於發展較高的獨立對流系統，有較強的上升氣流。上升氣流將底下的水氣往上帶，推測在高層有過冷水遇到冰相粒子發生撞凍(accretion)的過程，使得從 8 公里到 12 公里左右皆以較大顆粒的冰晶為主，導致 Z_{DR} 值變化不大。

(3) K_{DP} (Specific differential phase shift, 比差異相位差)

K_{DP} 與液態水含量多寡有關。從圖 3.13(c) 顯示 K_{DP} 的結果與 Z_{DR} 相反，在 1 公里高度 6/16 有最大的 K_{DP} 值，5/26、6/13 K_{DP} 值卻相對較小；圖 3.10 顯示 5/26、6/13 CFADs 1% 等值線在低層約有 $0.7^\circ \text{ km}^{-1}$ ，而其餘的個案 1% 等值線延伸到 1° km^{-1} ，尤其 6/5、6/16 1% 等值線甚至超過 1° km^{-1} ，此表示 6/5 及 6/16 有較大的液態水含量。此外，圖 3.10 中七個個案四公里以下(暖雲過程) K_{DP} 值皆向下增加，此表示液態水含量有向下增加的情形。

K_{DP} 高層的變化情形與 Z_{DR} 相似。圖 3.13(c)及 3.10 中發現 6/5 及 6/16 在高度 12 公里左右 K_{DP} 有最大值；5/26 及 6/13 高層(6 公里以上) K_{DP} 值變化不大。推測 5/26 及 6/13 兩個獨立的對流系統因為有較大上升氣流的關係，導致高層以大顆冰相粒子為主，使得垂直、水平方向相位差變化相似使得 K_{DP} 值較小。

(4) R_{HV} (Correlation coefficient, 相關係數)、 L_{DR} (Linear depolarization ratio, 線退偏振比)

利用 R_{HV} (圖 3.11)與 L_{DR} (圖 3.12)兩參數判斷七個個案融解層的冰水混

相過程，每個個案在約五公里左右有 R_{HV} 值減少、 L_{DR} 值增加的情形，此表示在五公里高度左右有冰水混合的情形所導致。接著比較七個個案融解層(五公里處) R_{HV} 、 L_{DR} 變化程度的多寡，從圖 3.11(a)、(e)兩張圖可以看到在融解層(五公里處) R_{HV} 值變化很少；相反的，圖 3.11(b、c、d、f、g) R_{HV} 值有較明顯減少的情形。同理，從圖 3.12 L_{DR} 參數也有相似的結果，圖 3.12(a)、(e) 中， L_{DR} 在五公里處變化較不明顯，然而其他個案 3.12(b、c、d、f、g) L_{DR} 有明顯增加的情形。此現象表示 5/26、6/13 兩個個案相較於其他個案冰水混相較不明顯(R_{HV} 、 L_{DR} 值變化不大)，原因為此兩天為獨立的降雨系統，發展較高較強的深對流，沒有明顯的混相過程。從平均值圖 3.13(d)、(e)中也有相同的結果。

綜合以上分析，從雙偏極化參數結果發現 5/26、6/13 兩個個案對流發展高度較高，高度 1 公里處有較大的雨滴(Z_{DR} 值較大)、較少的液態水含量(K_{DP} 值較小)，高度 5 公里處從 R_{HV} 、 L_{DR} 結果看來冰水混合過程也較不明顯。另外 6/5 及 6/16 結果正好相反，此兩個個案對流發展高度較低，1 公里高度雨滴較小(Z_{DR} 值較小)、液態水含量較多(K_{DP} 值較大)，有較明顯的冰水混合過程。也可將 CFADs 結果整理在表 3.3，比較七個個案更明顯的發現七個個案中有很明顯的兩個群組，第一類為發展高度較高的深對流獨立降水系統(5/26、6/13)；第二類為組織完整的 MCS 系統(6/5、6/16)。

3.3 雲物理過程分析結果

將 Kumjian et al.(2014)的方法(圖 1.5)運用在七個個案中，結果如圖 3.14，由於 0.5 公里的雷達資料品質不佳，因此底層資料選用 1 公里來做計算，而高層則選用 4 公里(由於台灣融解層位置大約位於 4.5~5 公里左右，因此高層選用 4 公里位置，將 4 公里以下代表暖雲過程)。

本研究以範圍東西方向 20 公里、南北方向 20 公里的正方形為單位來計算平均的 ΔZ_{HH} 、 ΔZ_{DR} ，由於希望得到較多的資料，本研究將此正方形的中心點在網格點上移動(如圖 3.16)。另外為了分別出層狀及對流降雨的雲物理過程，若正方形範圍內對流降雨占有所有資料的 50%以上，則分為對流降雨；若正方形範圍內層狀降雨占有所有資料的 50%以上，則分為層狀降雨。

圖 3.14(a)~(g)為分別為七個個案的雲物理過程結果，圖中底層的色階為每個 20×20 公里範圍所計算得到的 ΔZ_{HH} 及 ΔZ_{DR} ，色階使用百分比的方式表示，代表資料集中的位置，結果顯示 ΔZ_{HH} 、 ΔZ_{DR} 皆分布在碰撞結合過程有較大的百分比；此外，黑色圓形的點為對流降雨的 ΔZ_{HH} 、 ΔZ_{DR} 平均，黑色星星符號為對流降雨的 ΔZ_{HH} 、 ΔZ_{DR} 平均；圖 3.14(h)為不同個案對流降雨 ΔZ_{HH} 、 ΔZ_{DR} 的平均值。因此從圖 3.14(h)結果發現 5/26、6/13(第一類：發展高度較高個案)有明顯的碰撞結合過程(紅色點及深紫色點較靠近右上方)；6/5、6/16(第二類)碰撞結合過程較不明顯(較靠近中心)。

3.4 DSD 分析結果

近地面 DSD 分析除了雨滴譜儀觀測外，也有 S-POL 雷達反演結果，如圖 3.17。圖中每個點為取不同 Z_{HH} 門檻範圍 D_m 、 N_w 的平均，其目的為了解在不同降雨強度下 DSD 的變化為何，從圖可知隨著降雨強度越大其 DSD 會越往右甚至右上方移(代表當回波強度增加時，雨滴會變大顆且甚至數量也會跟著增加)。

無論是雨滴譜儀還是反演資料兩種結果比較發現其趨勢很相似，第一類的個案(5/26-紅色、6/13-深紫色)皆為雨滴較大顆、數量較少，第二類(6/5-淺綠色、6/16-淺藍色)為雨滴較小顆、數量較多。利用 Z_{HH} 門檻值 40~45dBZ 的 DSD 平均結果(圖 3.17 中以米字符號“*”表示)與雙偏極化雷達參數結果進行比較，第一類降雨個案相對其他個案為雨滴較大、數量較少： D_m 約為 2 mm、 N_w 約為 3.6 $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-1}$

³，對應到 CFADs 相似結果在高度一公里處較大 Z_{DR} 、較小 K_{DP} 值：平均 Z_{DR} 約為 1 dB、 K_{DP} 約為 0.2°km^{-1} ，表示有大雨滴、液態水含量少；第二類降雨個案為雨滴較小、數量較多： D_m 約為 1.8 mm、 N_w 約為 $3.8 \text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ ，對應到 CFADs 相似結果在一公里處較大 Z_{DR} 、較小 K_{DP} 值：平均 Z_{DR} 約為 0.6 dB、 K_{DP} 約為 0.5°km^{-1} ，為小雨滴、液態水含量高(如表 3.3)。

此外也發現雨滴譜儀觀測資料分布比雷達反演資料分布廣，其原因可能為雨滴譜儀為單點的觀測，其可以觀測到較極端的大雨滴及小雨滴，然而雷達觀測為解析體積的平均，會容易將大雨滴及小雨滴平均掉，故此相較雨滴譜儀其分佈就較窄。

3.5 PID 分析結果

由於不同水象粒子(液相、冰相)在各個雙偏極化雷達參數均有不同的特性，因此本研究使用 S-POL 雷達資料進行水象粒子分類(Precipitation Identified, PID)來探討七個個案降雨特性的差異。水象粒子分類利用模糊邏輯(fuzzy logic)方法將觀測的降水資訊分類，分成純雨(rain)、軟雹(graupel)、雪(snow)、冰(ice)等類別，本研究將分類得到的純雨以及軟雹含量做平均得到圖 3.18。

圖 3.18(a)為經過水象粒子分類後計算得到的平均液態水含量，而圖 3.18(b)為平均的軟雹多寡。從圖 3.18 結果顯示第一類的系統(5/26、6/13)皆有較少的液態水含量，但軟雹皆發展到較高的高度；第二類則相反，6/5(淺綠色)、6/16(淺藍色)兩天皆含有較高的雨(液態水含量)，但軟雹發展較低且較少。

3.6 綜合分析討論

從雙偏雷達及地面雨滴譜儀資料分析七個強降雨個案，七個個案中有明顯的兩個群組的特徵 (如表 3.3)：

① 深對流獨立降水系統(5/26、6/13)：

為獨立的對流系統，其發展高度較高、底層(1公里)有較大的平均 Z_{DR} 值(較大的雨滴)、較小的平均 K_{DP} 值(較少的液態水含量)、融解層冰水混合較不明顯、暖雲過程有明顯的碰撞結合過程(Z_{HH} 及 Z_{DR} 值皆向下增加)；近地面雨滴譜儀資料也顯示較大的雨滴但數量較少；PID 結果顯示冰雹發展高度較高、液態水含量(純雨)較少。

② 有組織性的 MCS 系統(6/5、6/16)：

皆來自於南海的往北移進台灣的系統，其對流發展較低、1公里高度有較小的平均 Z_{DR} 值(較小的雨滴)、較大的平均 K_{DP} 值(較多的液態水含量)、融解層冰水混合較明顯、暖雲過程中碰撞結合過程較不明顯；近地面雨滴譜儀資料也顯示較小的雨滴但數量較多；PID 結果顯示冰雹發展高度較低且較少、液態水含量(純雨)較高。

此兩個極端也與 Bringi et al.(2003)的結果相呼應，第一類為獨立的系統，雨滴粒徑大數量少的對流降雨，其對流發展較高，較偏向於 Bringi et al.(2003)定義的大陸型對流降雨；反之第二類為雨滴粒徑小數量多，發展較低，較偏向於海洋型對流。此外從雲物理的角度來看，當雨滴數量多顆粒小時，水滴與空氣接觸表面積越大，越容易使雲滴附著而增加降水效率，因此第二類系統雖然發展沒那高但卻可能造成較多降水(K_{DP} 值較高)。

從本研究第一部分結果中發現一個特徵，相似的 DSD 會對應到相似的垂直結構及微物理過程，例如第一類 DSD 資料顯示有大的 D_m 、小的 N_w ，其垂直結構發展較高且對應到一公里較大的 Z_{DR} 值(較大的雨滴)及較小的 K_{DP} 值(較少的液態水含量)，且 Z_{DR} 值向下增加幅度大，代表雨滴粒徑向下增加快速，因此碰撞結合過程也較明顯，第二類也是如此。由於每個個案從對流初始、發展再到消散期間 DSD 會有所改變，因此在接續的分析中(本文第四章)我們不再以個案的

方式討論其與垂直結構的關係，將直接以 DSD 的結果來分類，找出不同 DSD 情形下對應到垂直結構及微物理過程的差異。

第四章 不同地面 DSD 的雲物理過程差異

本研究第二部分統計 2008 年西南氣流實驗期間所有的降雨事件，將地面雨滴譜儀資料劃分成 6×8 共 48 個特性組，針對每個特性組所對應的正上方雷達資料做平均，找到不同特性組中雷達資料(雲物理過程、特性)的差異。

4.1 劃分近地面 DSD 結果方法介紹

統計西南氣流實驗期間近兩個月的 2DVD 資料，2DVD 資料為配合雷達掃描策略每 7.5 分鐘一個資料點繪製如圖 4.1，接著將地面雨滴譜儀資料劃分成 6×8 共 48 個特性組(如圖 4.1 中橘色格子)，每個特徵組為 D_m 範圍 0.25(mm)、 $\log N_w$ 範圍 $0.25(\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3})$ 。針對每個特性組所對應的正上方雷達資料做平均，雷達資料範圍(如圖 4.2)為雨滴譜儀前後左右各 10 公里高度 20 公里，解析度為 0.5 公里。

圖 4.1 中每個特徵組會有不同數量的雨滴譜儀資料，針對每個雨滴譜儀資料對應正上方雷達資料隨高度的平均，可以得到一條平均線代表雷達資料隨高度的變化，因此特徵組中有幾個雨滴譜儀資料點，就會對應到幾條平均線，可用來分析水象粒子雨滴在空中的雲物理特徵。如圖 4.3，在 D_m 範圍 1.75~2 且 $\log N_w$ 範圍 3.5~3.75 的特徵組中有 71 個雨滴譜儀資料(對應到 71 組雷達資料)就可以得到 71 條平均線。

再將特徵組中對應到的所有平均線(圖 4.3(b)中的平均線)取平均值及標準差，其結果如圖 4.4(b)，此外也可藉這些平均線計算斜率(參數隨高度的變化)，如圖 4.4(c)中 4 公里以下(暖雲過程)的斜率。

將圖 4.4 的三種圖(a)(b)(c)按照不同特徵組位置排列後，得到圖 4.5 - 4.9，其中橫軸為雨滴粒徑(D_m)，縱軸為雨滴數量($\log N_w$)，因此圖左下方代表雨滴粒徑小且數量也少的特徵組；圖右上方代表雨滴粒徑大且數量也多的特徵組。我們可以

藉由圖 4.5 - 4.9 分析不同特徵組中雙偏參數(Z_{HH} 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 R_{HV} 、 L_{DR})垂直結構的差異。

4.2 不同特徵組垂直結構差異分析

圖 4.5 - 4.9 中，每個特徵組有一張小圖代表此特徵組正上方的雷達資料，橫軸為每個參數的量值(例如圖 4.5 為回波參數 Z_{HH} ，其橫軸範圍從 -5 ~ 45 dBZ)，縱軸為高度(0~16 公里)，圖中左上角(圖 4.5、圖 4.7)或右上角(圖 4.6、圖 4.8 及圖 4.9)的數字分別為雨滴譜儀計算所得的降雨率(mmhr^{-1})、回波值(dBZ)、液態水含量(gm^{-3})及雨滴譜儀資料數。紅色線為每一行的平均(相同 $\log N_w$ 範圍的特徵組紅色線皆相同)，黑色線為每一列的平均(相同 D_m 範圍的特徵組黑色線皆相同)，在分析中可以更明顯利用紅色及黑色線來看不同特徵組中垂直結構的差異。

比較 Z_{HH} 在不同特徵組的差異(如圖 4.5)，比較紅色線，在相同 N_w 的情況下紅色線皆相同，因此比較相同 N_w 範圍但不同 D_m 大小的特徵組， D_m 越大的特徵組藍色線會越往右邊移動，甚至有時會超過紅色線(位於紅色線的右側)，例如 D_m 1~1.25、 $\log N_w$ 3.5~3.75，此特徵組在高度四公里以下藍色線平均位於 30 dBZ 左右的位置，而紅色平均值較大約為 35 dBZ；雨滴粒徑增加時， D_m 2~2.25、 $\log N_w$ 3.5~3.75 的特徵組在高度四公里以下藍色線平均值增加到 40 dBZ(超過紅色線 35 dBZ)。比較黑色線，在有相同 D_m 範圍的特徵組中黑色線皆相同，因此比較相同 D_m 範圍但不同 N_w 大小的特徵組，當 N_w 越大的特徵組藍色線會越往右移甚至位於黑色線的右側，例如 D_m 1.75~2、 $\log N_w$ 3~3.25，此特徵組在高度四公里以下藍色線平均位於 30 dBZ 左右的位置，而黑色平均值較大約為 35 dBZ；雨滴數量越多時($\log N_w$ 增加)， D_m 1.75~2、 $\log N_w$ 3.5~3.75 的特徵組在高度四公里以下藍色線平均值增加約 32 dBZ；而 D_m 1.75~2、 $\log N_w$ 3.75~4 高度四公里以下藍色線平均值增加到約 39 dBZ(超過黑色線)，此表示雨滴越大顆(D_m 越大)或數量越多($\log N_w$

越大)時，回波會越強，尤其在四公里以下(暖雲過程)更為明顯。比較高層的回波值，在相同 N_w 情況下，雨滴越大顆，回波值明顯增加(藍色線往右移)，但隨著雨滴數量增加，高層回波值變化並不明顯，此表示地面觀測到越大顆的雨滴與系統發展高度較有關。

接著比較 Z_{DR} 在不同特徵組的差異(如圖 4.6)，比較紅色線，在相同 N_w 的情況下紅色線皆相同，因此比較相同 N_w 範圍但不同 D_m 大小的特徵組， D_m 越大的特徵組藍色線會越往右邊移動，甚至有時會超過紅線(位於紅線的右側)，以 $\log N_w$ 為 3.5~3.75 的特徵組為例，此範圍的特徵組中四公里以下藍色線平均值約為 0.5dB，在 D_m 1~1.25、 $\log N_w$ 3.5~3.75 的特徵組中四公里以下藍色線值皆小於 0.5 dB；但隨著 D_m 增加， D_m 2~2.25、 $\log N_w$ 3.5~3.75 的特徵組藍色線平均值增加到 0.7 dB 左右。然而比較相同 D_m 範圍不同 N_w 的特徵組發現藍色線與黑色線很相似並沒有明顯的差異。此結果表示 Z_{DR} 與雨滴粒徑大小較有關。

比較 K_{DP} 在不同特徵組的差異(如圖 4.7)， K_{DP} 結果與 Z_{HH} 結果相似，雨滴粒徑越大、數量越多， K_{DP} 值會越大。比較相同 N_w 範圍但不同 D_m 大小的特徵組(其紅色線皆相同)， D_m 越大的特徵組藍色線會越往右邊移動，甚至有時會超過紅線(位於紅線的右側)，例如 D_m 1~1.25、 $\log N_w$ 3.5~3.75 特徵組，四公里以下紅色平均值約為 $0.07^\circ \text{ km}^{-1}$ ，藍色線約為 $0.05^\circ \text{ km}^{-1}$ ；雨滴粒徑增加到 D_m 2~2.25、 $\log N_w$ 3.5~3.75 特徵組，高度四公里以下藍色線平均值增加到約 $0.1^\circ \text{ km}^{-1}$ (超過紅色線)。比較相同 D_m 範圍但不同 N_w 大小的特徵組(其黑色線皆相同)，當 N_w 越大的特徵組藍色線會越往右移甚至位於黑線的右側，例如 D_m 1.75~2、 $\log N_w$ 3~3.25，此特徵組在高度四公里以下黑色線平均約為 $0.09^\circ \text{ km}^{-1}$ ，藍色線平均較小約為 $0.05^\circ \text{ km}^{-1}$ ；雨滴數量越多時($\log N_w$ 增加)， D_m 1.75~2、 $\log N_w$ 4~4.25 高度四公里以下藍色線平均增加到約 $0.09^\circ \text{ km}^{-1}$ (與黑色線接近)。此表示雨滴越大顆(D_m 越大)或數量越多($\log N_w$ 越大)時，四公里以下(暖雲過程)除了回波會越強

外，液態水含量也越多。

比較 R_{HV} 及 L_{DR} 兩參數，如圖 4.8、4.9，其差異較大的部分皆位於中高層(四到六公里左右)，以紅色線為準，比較相同 N_W 特徵組中藍色線的差異，當 D_m 越大，平均 R_{HV} 值會越往右移(R_{HV} 值增加)且相對其他高度在 4.5 公里左右 R_{HV} 出現極小值的情形越不明顯、 L_{DR} 值越往左移(L_{DR} 值減少)且相對其他高度在 4.5 公里左右 L_{DR} 出現極大值情形越不明顯，例如 D_m 1~1.25、 $\log N_W$ 3.5~3.75 特徵組，4.5 公里高度 R_{HV} 、 L_{DR} 紅色線約為 0.97、-20.5 dB，藍色線約為 0.97、-21.7 dB；雨滴粒徑增加到 D_m 2~2.25、 $\log N_W$ 3.5~3.75 特徵組，4.5 公里高度藍色線平均 R_{HV} 值增加到約 0.98、 L_{DR} 減少約 -22 dB。同理，以黑色線為準，比較相同 D_m 情況下藍色線的差異，當 N_W 越大，平均 R_{HV} 值也會越往右移並且融解層(4.5 km 左右高度) R_{HV} 出現極小值情形越不明顯、 L_{DR} 值也越往左移且融解層(4.5 km 左右高度) L_{DR} 出現極大值情形不明顯，例如 D_m 1.75~2、 $\log N_W$ 3~3.25，此特徵組在高度 4.5 公里 R_{HV} 、 L_{DR} 黑色線平均約為 0.97、-21.5 dB，藍色線約為 0.97、-21 dB；雨滴數量越多時($\log N_W$ 增加)， D_m 1.75~2、 $\log N_W$ 4~4.25 約高度 4.5 公里藍色線平均 R_{HV} 些微增加到約 0.98 且 L_{DR} 減少約 -22 dB。此結果表示隨著雨滴越大、數量越多系統發展越劇烈、上升氣流越強，導致亮帶特徵越不明顯。

從圖 4.5 - 4.9 可以看出不同特徵組中雷達資料有些微的差異，然而圖 4.5 - 4.9 中含有太多資訊，因此將它簡化成四個部份來討論，分別有底層(1 公里)雷達參數平均、固定回波高度、四公里以下(暖雲過程)斜率及融解層(亮帶特徵)四個部分。

在以下的分析中，由於有的特徵組資料不足(例如 D_m 2.25~2.5、 $\log N_W$ 3.75~4 特徵組中只有兩筆雨滴譜儀資料)，在統計上沒有足夠的代表性，因此本研究選出資料量足夠的特徵組：資料點數大於 9，來進行分析(如圖 4.10 - 4.12 中黑色框線範圍內的特徵組)。

(1) 底層(1 km)雷達參數

圖 4.10 中的數字為 1 公里雷達參數的平均值，圖 4.10(a)、(b)、(c)分別為參數 Z_{HH} 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 。其中隨著雨滴越大數量越多(越往圖 4.10(a)(c)右上方)的特徵組，1 公里 Z_{HH} 平均值從 26 dBZ 增加到 42 dBZ， K_{DP} 從 $0.02^{\circ} \text{ km}^{-1}$ 增加到 $0.14^{\circ} \text{ km}^{-1}$ 左右，此表示雨滴越大數量越多時回波越強、液態水含量越多。然而 Z_{DR} 值有隨著雨滴粒徑增加而變大的趨勢，隨著 D_m 增加 Z_{DR} 從 0.3dB 增加到 0.7 甚至 0.8dB，表示地面量測到雨滴越大顆，底層雷達所得到的 Z_{DR} 值也越大。

(2) 固定回波(Z_{HH})發展高度

給定不同回波值(20 dBZ、15 dBZ、10 dBZ、5 dBZ)計算不同特徵組中回波發展高度的差異，如圖 4.11。圖中的數字為回波發展的高度，單位為公里。圖 4.11 顯示，雨滴越大數量越多時回波發展高度越高，尤其在 20dBZ [圖 4.11(a)中]最明顯，其高度從 6 公里增加到 9 公里；而圖 4.11(b)、(c)、(d)中沒辦法那麼明顯的看出 DSD 特徵組間規則的高度差異分布，尤其 10 dBZ、5 dBZ[圖 4.11(c)、(d)]分布較雜亂，因此建議未來可以利用 20 dBZ 來判斷系統發展高度。

(3) 四公里以下(暖雲過程)斜率

比較 48 個特徵組中四公里以下(暖雲過程)的斜率，圖 4.12 中的數字即為斜率，藍色代表斜率為負值，雷達參數向下增加，藍色顏色越深向下增加越多；紅色代表斜率為正值，雷達參數向下減少，紅色顏色越深向下減少越多。

圖 4.12(a)、(c)結果顯示，越往圖右上方藍色顏色越深，其表示雨滴越大數量越多時， Z_{HH} 、 K_{DP} 值向下增加越多，尤其 Z_{HH} 值斜率從正值變成負值(從紅色變淺藍色再變成深藍色)，本來從向下減少、不變到向下增加的情形。

此結果顯示隨著雨滴越大數量越多，回波及液態水含量會往地面增加越多。然而從圖 4.12(b)中發現 Z_{DR} 越往圖右方藍色越深，其表示斜率隨著雨滴粒徑增加而減少(Z_{DR} 值向下增加)，代表地面量測到雨滴越大， Z_{DR} 值向下增加越多。

(4) 融解層(亮帶特徵)

本研究利用 Z_{HH} 、 R_{HV} 、 L_{DR} 三個參數描述亮帶特徵，如圖 4.13 在亮帶位置(台灣約 5 公里左右) Z_{HH} 值會有一個極大值出現，受到冰水混相的影響 R_{HV} 值會減少、 L_{DR} 值會增加。

因此從四到六公里 Z_{HH} 平均值來判斷每個特徵組是否有亮帶特徵，若極大值出現在四公里及六公里之間判斷為有亮帶特徵，若極大值正好出現在四公里或六公里的位置則判斷為無亮帶特徵。結果如圖 4.14(a)，只有左下角十個特徵組有亮帶特徵， Z_{HH} 極大值皆位於 4.5 公里左右，此外比較 Z_{HH} 極大值的差異，如圖 4.14(b)所示，當雨滴越大數量越多時其 Z_{HH} 在 4.5 公里處的極大值會越大。

然而其他特徵組雖在 Z_{HH} 參數的特性上沒看到亮帶特徵的出現，但受冰水混相的影響， R_{HV} 及 L_{DR} 值仍有些許的變化(圖 4.8、4.9 可以發現)，因此我們以 Z_{HH} 極大值高度為準比較其平均值的差異，如圖 4.14(c)(d)，可以看到隨著雨滴越大數量越多 R_{HV} 值有些微的增加(0.97 增加到 0.98)、 L_{DR} 值減少(-20 減少到-22)，其表示隨著雨滴越大數量越多由於系統發展越強，因此冰水混相情形越不明顯。

4.3 不同特徵組暖雲雲物理過程分析

利用 Kumjian et al.(2015)的方法定義不同特徵組雲物理過程的差異，如圖 4.15，其中左上角的格子為 48 個特徵組，其中的顏色代表不同的特徵組所對應

的雲物理過程。將 48 個特徵組從左下角(雨滴小數量少)到右上角(雨滴大數量多)，發現雨滴小數量也少的特徵組(圖 4.15(a))雲物理過程皆位於四個象限中間甚至到碰撞分裂(breakup)、蒸發(evaporation)過程的情形。圖 4.15(b)雨滴相對較大數量較多時，雲物理過程漸漸從中間往碰撞結合過程(collision coalescence)移動，接著圖(c)~(d)特徵組越靠近右上方(雨滴大數量多)碰撞結合過程越明顯。

4.4 綜合分析討論

本研究第二部分利用地面觀測到的雨滴粒徑大小及數量多寡將降雨系統分類，共分成 48 個特徵組，比較不同特徵組間降雨垂直結構的差異，其結果如表 4.1：

- ① 當雨滴粒徑(D_m)越大且數量(N_w)越多時，底層(1km) Z_{HH} 、 K_{DP} 值越大、 Z_{HH} 、 K_{DP} 向下增加越多、系統發展高度越高且碰撞結合過程也越明顯。
- ② Z_{DR} 與雨滴粒徑較相關，雨滴粒徑越大底層(1km) Z_{DR} 值越大、向下增加也越多。

此外，由此結果希望未來既使沒有雨滴譜儀資料我們也可以藉由雷達資料推測地面 DSD 的結果(例如海上的系統)，甚至在只有傳統雷達的地方也能藉由 Z_{HH} 參數隨高度的變化(Z_{HH} vertical profile)得知地面 DSD 的結果。

第五章 結論與未來展望

5.1 結論

本研究利用雙偏極化雷達及地面雨滴譜儀兩種觀測資料來分析 2008 年西南氣流實驗期間降雨事件的雲物理過程及特性。本研究共有兩個部分，首先挑選西年氣流實驗七個強降雨個案，結果有兩種群組特徵：① 深對流獨立降雨系統(5/26、6/13) ② 有組織性的 MCS 系統(6/5、6/16)，發現類似的地面雨滴粒徑分布(DSD)結果會對應到類似的降雨結構及特性。因此在第二部分中，不再利用個案的方式來討論不同降雨系統的差異，而是直接討論不同 DSD 的雲物理過程差異，結果如下：

(1) 七個強降雨個案分析結果

在七個個案中，5/26 及 6/13 為獨立的降雨系統；6/14、6/2 及 6/4 為線性對流從台灣海峽向東移入台灣；6/5 及 6/16 為中尺度對流系統(MCS)由南海向北移進台灣內陸。其降雨特性分析結果七個個案有明顯的兩個群組特徵：

① 5/26、6/13

Z_{HH} 發展高度較高、大的 Z_{DR} 值、小的 K_{DP} 值，且對應到雨滴譜儀資料有大的 D_m 、小的 N_w 。由雷達參數變化可看出此種降雨類型中有明顯的碰撞結合過程且冰水混相較不明顯。PID 結果發現有發展較高且多的軟電(Graupel)、液態水含量較少。

② 6/5、6/16

Z_{HH} 發展高度較低、小的 Z_{DR} 值、大的 K_{DP} 值，且對應到雨滴譜儀資料有小的 D_m 、大的 N_w 。由雷達參數變化可看出此種降雨類型中碰撞結合過程較不明顯、但有明顯的冰水混相情形。PID 結果發現軟電(Graupel)含量較少、液態水含量較多。

以上結果發現七個個案中獨立的降雨系統有類似的特性：深對流系統、

發展較高、雨滴粒徑較大但液態水含量較少；從南海北移入台灣的两个個案也有很類似的特性：發展高度不高、雨滴粒徑較小但液態水含量較高。然而從台灣海峽移入的三個個案卻沒有如此類似的降雨特徵，夾雜在兩個類別降雨型態中間。

(2) 不同地面 DSD 特徵的雲物理過程差異

第二部分分析 48 個 DSD 特徵組間雲物理過程的差異，結果如下：

① Z_{HH} 、 K_{DP} 與雨滴粒徑(D_m)、數量(N_w)皆有關。地面觀測到雨滴粒徑(D_m)越大數量(N_w)越多，1 公里 Z_{HH} 、 K_{DP} 值越大，且向下增加越多，回波(Z_{HH})發展高度越高，碰撞結合過程也越明顯。

② Z_{DR} 則與雨滴粒徑大小有關。雨滴粒徑越大，1 公里 Z_{DR} 值越大且向下增加越多。

第二部分利用雨滴粒徑分布的特徵(雨滴粒徑大小及數量多寡)將降雨系統分類，發現當地面觀測到雨滴越大數量越多時，其系統發展高度越高，有越強的降雨，且與第一部分結果相符合，發展高度越高的強降雨事件其碰撞結合過程越明顯。

(3) 從本文分析結果得知， L_{DR} 與 R_{HV} 參數效應相似，皆反應在冰水混相時有極大值及極小值的出現。因此，既使台灣的雷達沒有 L_{DR} 參數仍可用 R_{HV} 來判斷亮帶、冰水混相的特徵。

5.2 未來展望

本研究從觀測的觀點分析台灣夏季降雨的雲物理過程，也利用雨滴粒徑分布的特徵將降雨系統分類。此結果未來除了可以提供雲物理模式的校驗外，也希望透過第二部分的結果來改進定量降水估計係數的計算。

(1) 在第一部分結果中發現從台灣海峽移入的三個降雨個案(6/14、6/2 及 6/4)特

性介於兩種極端類型之間。有很多因素會影響雲物理過程結果，因此未來希望從動力及熱力等方面探討這三個個案，希望找到其降雨特性位於兩個極端之間的原因。

- (2) 第二部分利用地面 DSD 結果將降雨系統分類，我們從觀測資料明確的得知實際的降雨特性及雲物理過程，因此在未來能提供雲物理模式進行校驗。
- (3) 從第二部分分類結果得知，地面不同 DSD 特徵對應到正上方雷達資料的結果，因此在未來希望能從雷達資料得知地面雨滴粒徑分布的狀況。也就是在沒有雨滴譜儀觀測的區域也能從雷達資料得知地面雨滴粒徑分布的情形，進而從 DSD 結果改進 QPE 公式係數的計算。

參考資料

- 簡巧菱, 2006:「台灣北部地區不同季節以及不同降水型態的雨滴粒徑分布特性」, 國立中央大學碩士論文, 119頁。
- 毛又玉, 2007:「台灣北部地區層狀與對流降水的雨滴粒徑分布特性」, 國立中央大學碩士論文, 101頁。
- 陳奕如, 2009:「SoWMEX 實驗期間雨滴粒徑分佈特性之研究」, 國立中央大學碩士論文, 99頁。
- 陳姿瑾, 2009:「西南氣流實驗之雨滴譜分析研究」, 國立台灣大學碩士論文, 87頁。
- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2003: An evaluation of a drop distribution-based polarimetric radar rainfall estimator. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 652–660.
- Brandes, E. A., and K. Ikeda, 2004: Freezing-level estimation with polarimetric radar. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 1541–1553.
- Bringi, V. N., and V. Chandrasekar 2001: Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications, Cambridge Univ. Press, 63 pp.
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, J. Hubbert, E. Gorgucci, W. L. Randeu, M. Schoenhuber, 2003: Raindrop Size Distribution in Different Climatic regimes from Disdrometer and Dual-Polarized Radar Analysis. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 354–365.
- Cao, Q., G. Zhang, E. Brandes, T. Schuur, A. Ryzhkov, and K. Ikeda, 2008: Analysis of video disdrometer and polarimetric radar data to characterize rain microphysics in Oklahoma. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 2238–2255.
- Chang, W.-Y., T.-C. C. Wang, and P.-L. Lin, 2009: Characteristics of the raindrop size distribution and drop shape relation in typhoon systems in the western Pacific from the 2D video disdrometer and NCU C-band polarimetric radar. *J. Atmos. Oceanic*

- Technol.*, **26**, 1973–1993.
- Jameson, A. R., and E. A. Mueller, 1985: Estimation of propagation-Differential Phase Shift from Sequential Orthogonal Linear polarization Radar Measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **2**, 133–137.
- Kozu, T., and K. Nakamura, 1991: Rainfall parameter estimation from dual-radar measurements combining reflectivity profile and path-integrated attenuation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **8**, 259–270.
- Kumjian, M., and A. Ryzhkov, 2010: The impact of evaporation on polarimetric characteristics of rain: Theoretical model and practical implications. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 1247–1267.
- Kumjian, M. R., and O. P. Prat, 2014: The impact of raindrop collisional processes on the polarimetric radar variables. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 3052–3067.
- Marshall, J. S. and Palmer, W. M. K., 1948: The distribution of raindrops with size, *J. Meteor.*, **5**, 165–166.
- Sauvageot, H., and J.-P. Lacaux, 1995: The shape of averaged drop size distributions. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1070–1083.
- Schönhuber, M., H. Urban, J. P. V. P. Baptista, W. Randeu, and W. Riedler, 1997: Weather radar versus 2D-video-disdrometer data. *Weather Radar Technology for Water Resources Management*, B. P. F. Bragg Jr. and O. Massambani, Eds., Unesco Press, 159–171.
- Seliga, T. A., and V. N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 69–76.
- Sheppard, B. E., 1990: Measurement of raindrop size distributions using a small Doppler radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 255–268.

- Steiner, M., R. A. Houze, and S. E. Yuter, 1995: Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1978–2007.
- Testud, J., S. Oury, R. A. Black, P. Amayenc, and X. Dou, 2001: The concept of “normalized” distribution to describe raindrop spectra: A tool for cloud physics and cloud remote sensing. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1118–1140.
- Tokay, A., W. A. Petersen, P. Gatlin, and M. Wingo, 2013: Comparison of raindrop size distribution measurements by collocated disdrometers. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **30**, 1672–1690.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1764–1775.
- Ulbrich, C. W., 1985: The effects of drop size distribution truncation on rainfall integral parameters and empirical relations. *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 580–590.
- Xu, W., and E. J. Zipser, 2015: Convective intensity, vertical precipitation structures, and microphysics of two contrasting convective regimes during the 2008 TiMREX. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 4000–4016.
- Yuter S. E., and R. A. Houze Jr., 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.
- Zhang, G., V. Vivekanandan, and E. Brandes, 2001: A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **39**, 830–841.

附表

表 2.1 實驗儀器位置

儀器	經度(°)	緯度(°)
SPOL	120.43	22.53
Supersite(2DVD, J1, P3)	120.62	22.74
J2	120.6103	22.7014
J3	120.6175	22.7639
J4	120.5720	22.7023
J5	120.6411	22.8169
P1	120.5769	22.7356
P2	120.7024	22.7706
P4	120.5008	22.7553
P5	22.5951	120.4895

表 2.2 11 部雨滴譜儀儀器間誤差

ID	mean bias	ID	mean bias
2DVD	0	6 (J1)	0.012
1 (P1)	-0.740	7 (J2)	0.028
2 (P2)	-0.899	8 (J3)	0.149
3 (P3)	-1.538	9 (J4)	-0.259
4 (P4)	-1.042	10 (J5)	0.199
5 (P5)	-1.194		

表 2.3 雙偏極化雷達參數介紹

Variables	Definition	Unit	Relationship
Z_{HH} (reflectivity, 回波)	$\int_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 N(D) dD$	dBZ	Large Z_{HH} → big raindrop, high concentration
Z_{DR} (differential reflectivity, 差異反射率)	$10\log\left(\frac{Z_{HH}}{Z_{VV}}\right)$	dB	Large Z_{DR} → big raindrop
K_{DP} (Specific differential propagation phase, 比差異相位差)	$\frac{1}{2} \frac{d\Phi_{DP}}{dr}$	deg km ⁻¹ (° km ⁻¹)	Large K_{DP} → high LWC
R_{HV} (Correlation coefficient, 相關係數)			Small K_{DP} → Mixing
L_{DR} (Linear depolarization ratio, 線退偏極比)	$10\log\left(\frac{Z_{VH}}{Z_{HH}}\right)$	dB	Small L_{DR} → Mixing

表 2.4 七個個案理想誤差，紅色框為由於 6/13 資料量不足造成誤差較大

個案	D _M (mm)		logN _w		LWC(g m ⁻³)	
	Mean Bias	Correlation	Mean Bias	Correlation	Mean Bias	Correlation
0526	0.0808	0.9713	-0.0954	0.8841	-0.0817	0.9834
0602	-0.0029	0.9053	-0.0049	0.7318	0.0282	0.9621
0604	-0.0280	0.9102	-0.0023	0.8873	-0.0503	0.9644
0605	-0.0117	0.9213	0.0031	0.8531	0.0007	0.9579
0613	-0.0374	0.8328	-0.0608	0.4726	-0.2737	0.0803
0614	0.0120	0.8949	-0.0207	0.7880	0.0074	0.9453
0616	-0.0574	0.8316	0.0661	0.7619	0.0594	0.9131

表 3.1 Xu(2015)七個個案分類

	Intense Lightning > 500 hr ⁻¹	Moderate Lightning < 150 hr ⁻¹	
Oceanic		6/5, 6/16	6/2
Continental	6/14		
	5/26, 6/13	6/4	

表 3.2 七個個案介紹、對流/層狀分布比例

Event	Event period(UTC)	SPOL	Con(%)	Str(%)
5/26	0300-0800	An isolated system	26	40
6/13	1900-2400	Unorganized isolated convection	30	47
6/14	0000-1500	Large Squall line moves from Taiwan Strait through south Taiwan	17	58
6/2	0000-1000	Linear system moves from Taiwan Strait to inland	13	52
6/4	0000-0800	Linear system moves from Taiwan Strait to inland with large stratiform precipitation	22	43
6/5	0000-1400	MCS moves from South China Sea to inland	44	52
6/16	0000-1400	MCS moves from South China Sea to south Taiwan	9	59

表 3.3 七個個案特性統整表格

	Dual-Polarimetric radar					DSD (40-45 dBZ)	
	DZ			DR	KD	DM	logNW
	1 km (dBZ)	30 dBZ (km)	18 dBZ (km)	1 km (dB)	1km (° km ⁻¹)	mm	mm ⁻¹ m ⁻³
5/26	39.68	7	14	1.12	0.24	1.94	3.72
6/13	39.98	7	12	0.94	0.22	2.04	3.60
6/14	40.02	6.5	9.5	0.73	0.34	1.95	3.72
6/4	40.73	6	8.5	0.74	0.46	1.88	3.85
6/2	39.67	6	9	0.57	0.35	1.85	3.90
6/5	41.22	6	9.5	0.68	0.42	1.89	3.82
6/16	41.07	6	8	0.67	0.56	1.87	3.87

表 4.1 48 特徵組結果整理

DSD (near surface)	S-POL radar
Large D_m , large N_w	<ol style="list-style-type: none"> 1. larger Z_{HH}, K_{DP} at $Z=1$ km 2. Z_{HH}, K_{DP} increase toward ground 3. development higher 4. Pronounced collision coalescence
Large D_m	<ol style="list-style-type: none"> 1. larger Z_{DR} at $Z=1$ km 2. Z_{DR} increase toward ground

附圖

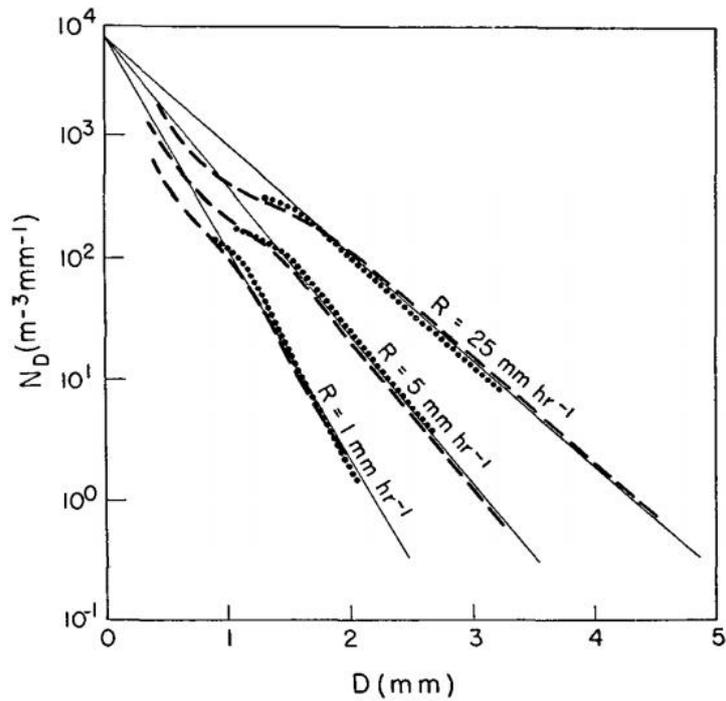


圖 1.1 Marshall and Palmer(1948)指數分布型式；橫軸為雨滴粒徑 D (單位 mm)，縱軸為雨滴數量 $N(D)$ (單位 $\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}$)。

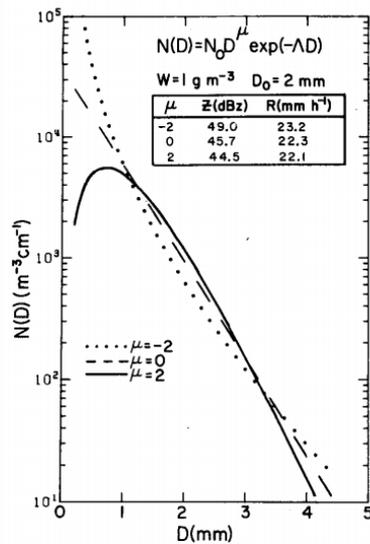


圖 1.2 Ulbrich and Atlas (1983) Gamma 分布型式；橫軸為雨滴粒徑 D (單位 mm)，縱軸為雨滴數量 $N(D)$ (單位 $\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}$)。

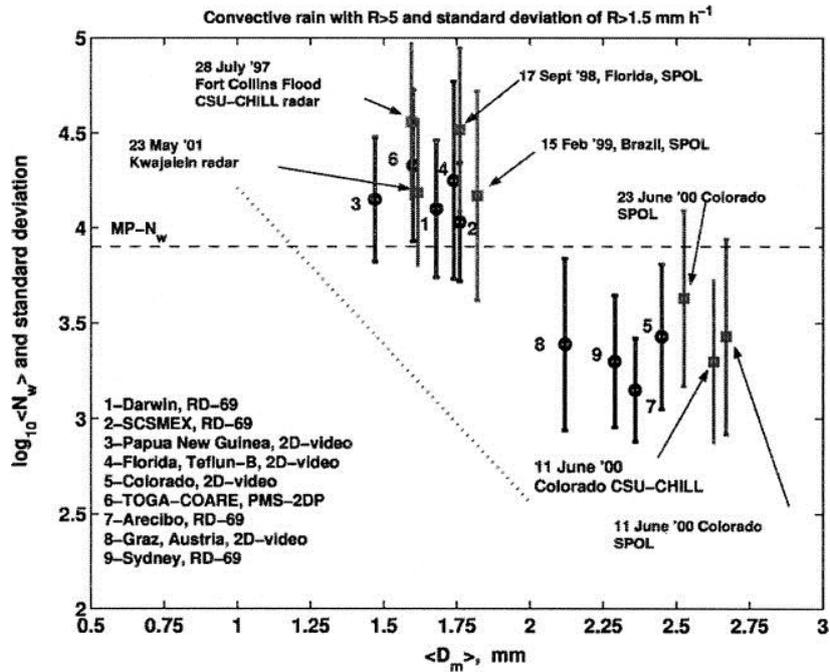


圖 1.3 Bringi et al. (2003) 統計對流降雨型態結果；橫軸為雨滴粒徑 D_m (單位 mm)，縱軸為雨滴數量 $\log N_w$ (單位 $m^{-3}mm^{-1}$)。虛線為降雨率 10 mmhr^{-1} 等值線。 D_m 2~2.75、 $\log N_w$ 3~3.5 為大陸型對流降雨。 D_m 1.5~1.75、 $\log N_w$ 4~4.5 為海洋型對流降雨。

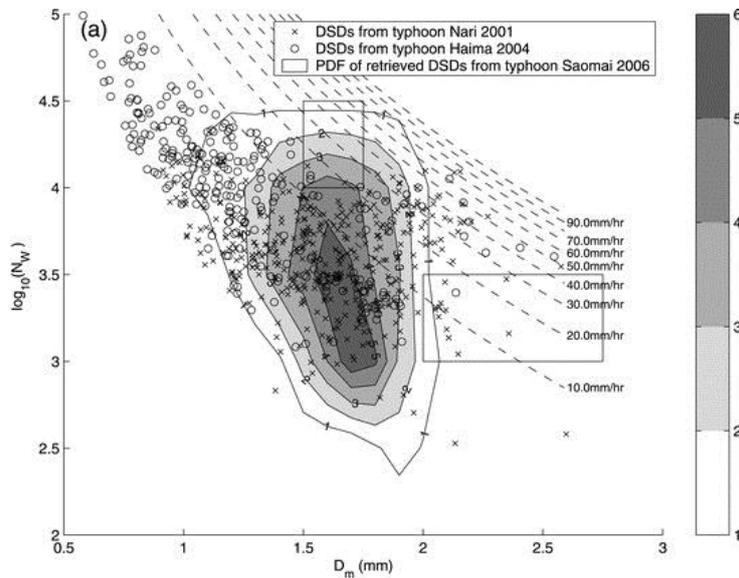


圖 1.4 2001 年納莉颱風、2005 年海棠颱風個案雨滴粒徑分布結果 [Chang et al. (2009)]；橫軸為雨滴粒徑 D_m (單位 mm)，縱軸為雨滴數量 $\log N_w$ (單位 $m^{-3}mm^{-1}$)。對流降雨 DSD 皆位於大陸型對流及海洋性對流之間。

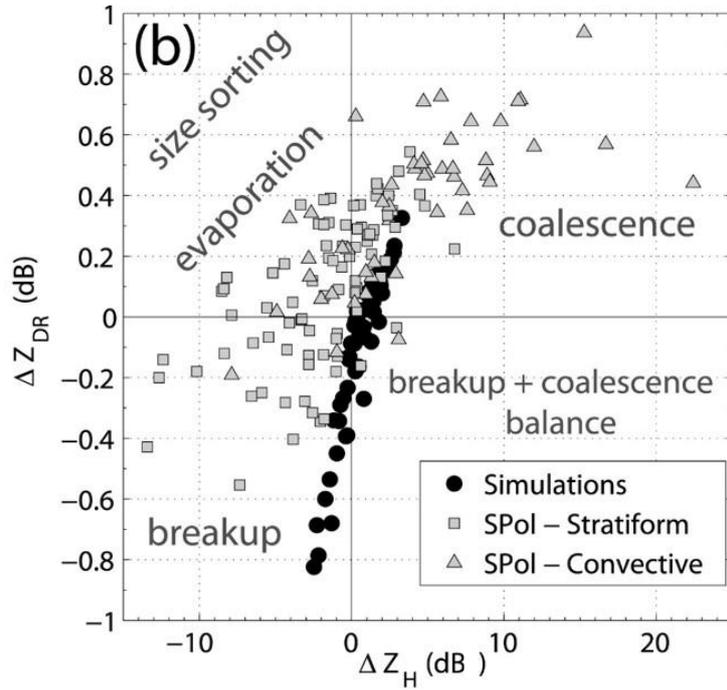


圖 1.5 Kumjian et al. (2014) 利用一維模式定義暖雲雲物理過程；橫軸 $\Delta Z_{HH} = Z_{HH}$
 ground - Z_{HH} 3km，縱軸 $\Delta Z_{DR} = Z_{DR}$ ground - Z_{DR} 3km。

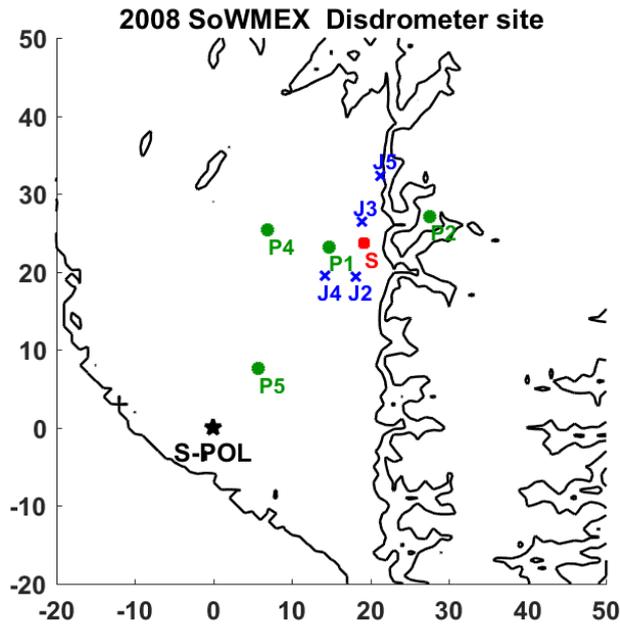
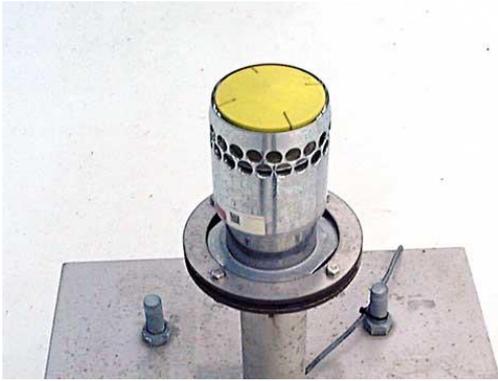


圖 2.1 儀器配置圖；黑色星號為 SPOL 雷達位置，紅色為 Supersite 位置(有三台
 雨滴譜儀儀器 JWD1、POSS3、2DVD)，綠色點為 POSS 位置，藍色為 JWD 位
 置。

(a)



(b)



(c)



圖 2.2 雨滴譜觀測儀器外觀 (a)JWD ; (b) 2DVD ; (c)POSS

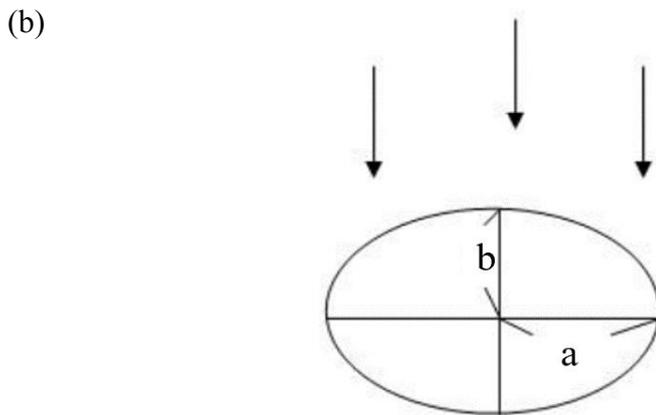
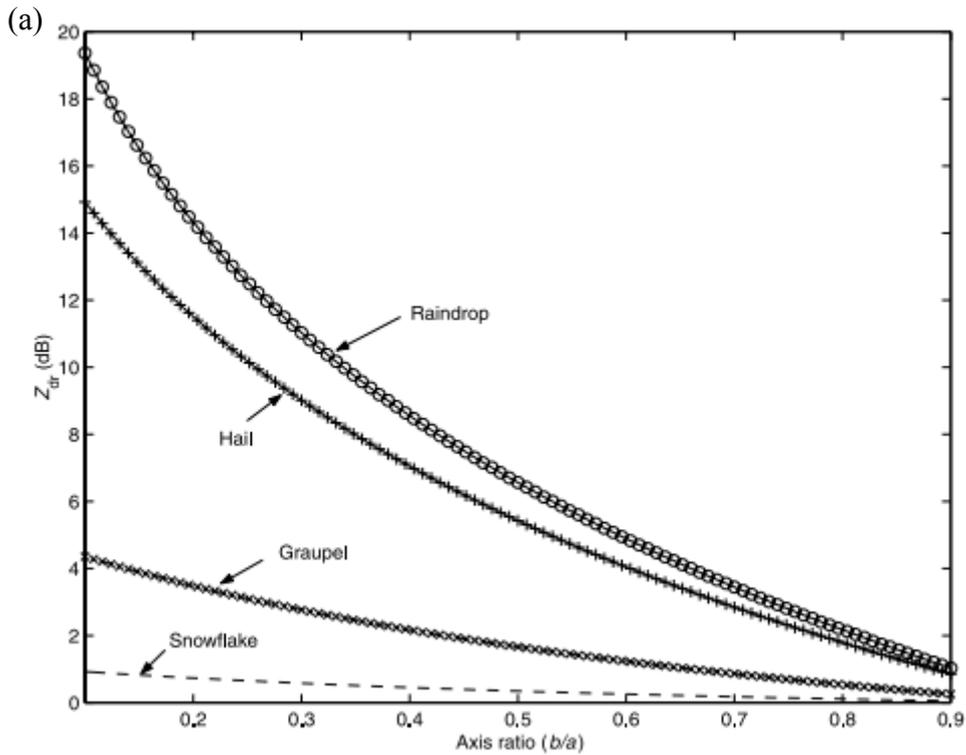


圖 2.3 (a)不同相態水象粒子的軸比和 Z_{DR} 的相對關係圖；橫軸代表水象粒子軸比 (短軸長度除長軸長度)，縱軸代表 Z_{DR} 。四條線分別代表雨滴 (Raindrop)、冰雹(Hail)、軟雹(Graupel)、雪花(Snowflake)在不同軸比和 Z_{DR} 的相對關係 (摘自 Bringi and Chandrasekar,2001)。(b) 雨滴降落時的示意圖；a、b 分別代表雨滴兩軸的一半長度。

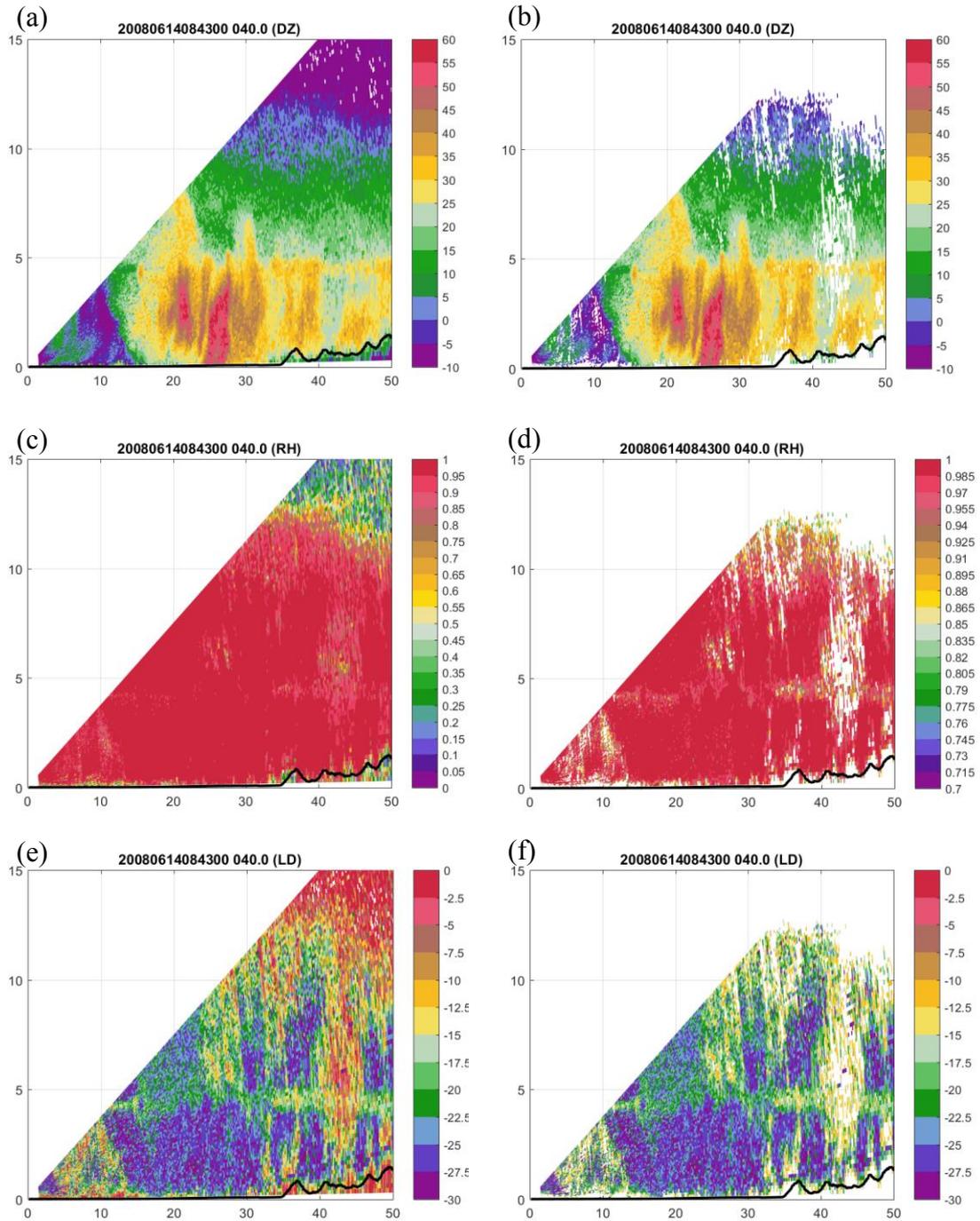


圖 2.4 原始雷達 RHI 資料圖，山區附近有非氣象回波，圖(a)(c)(e)為原始資料，分別為參數 Z_{HH} 、 R_{HV} 、 LDR ；圖(b)(d)(f)為 QC 後的結果，分別為參數 Z_{HH} 、 R_{HV} 、 LDR (圖(e)(f)中色階範圍不同)

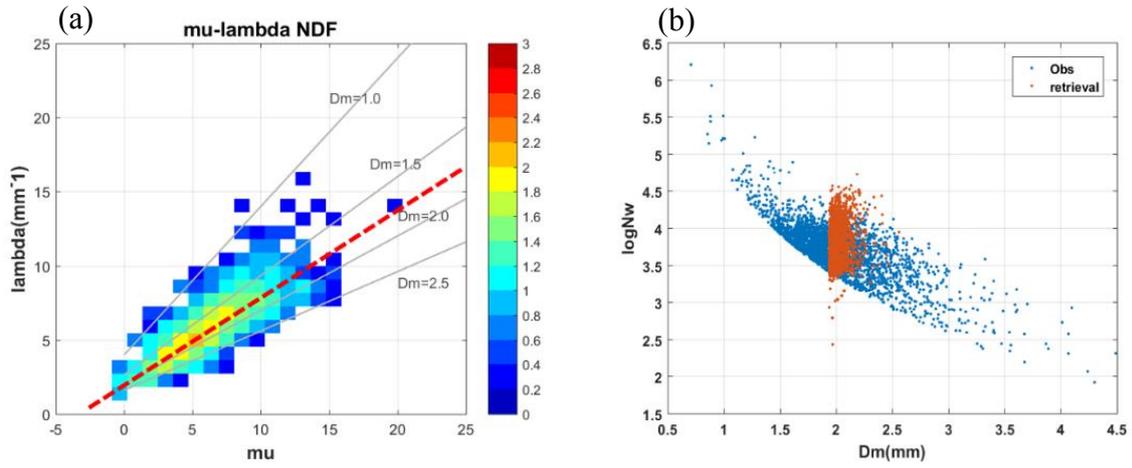


圖 2.5 本研究利用 Zhang et al. (2001)方法 (a) μ - λ 約束關係 (b)反演結果

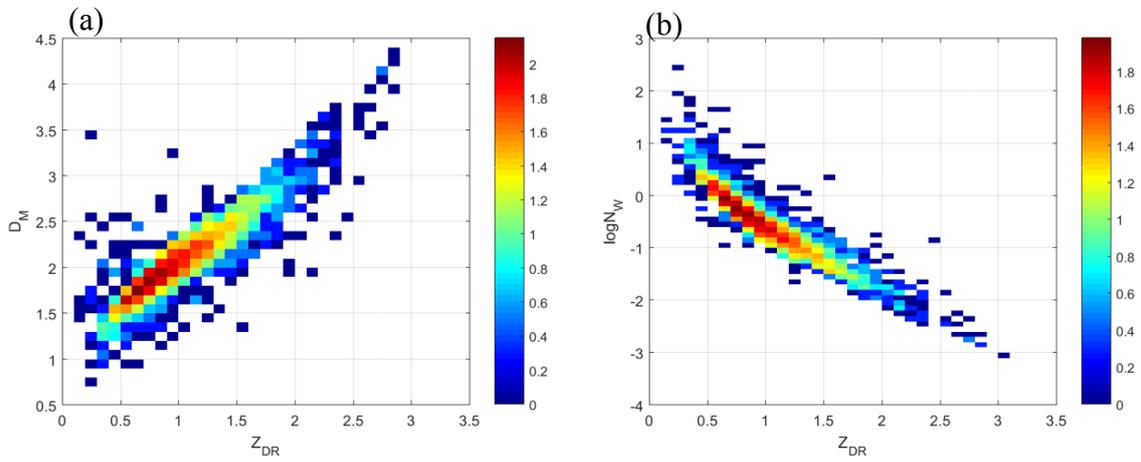


圖 2.6 (a) D_m - Z_{DR} 關係圖 (b) N_w - Z_{DR} 關係圖

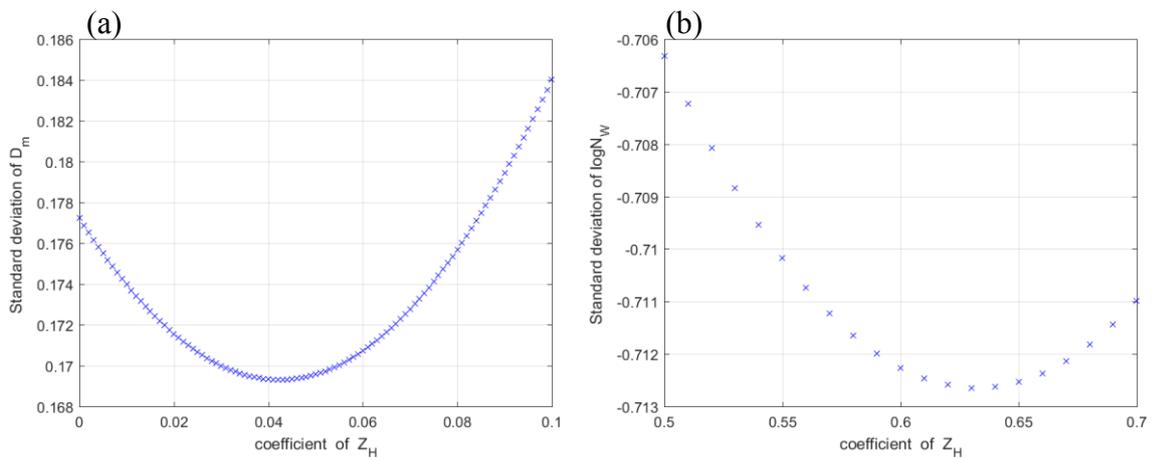


圖 2.7 (a) (2.16)式中決定 Z_{HH} 次方係數方法 (b) (2.17)式中決定 Z_H 次方係數方法

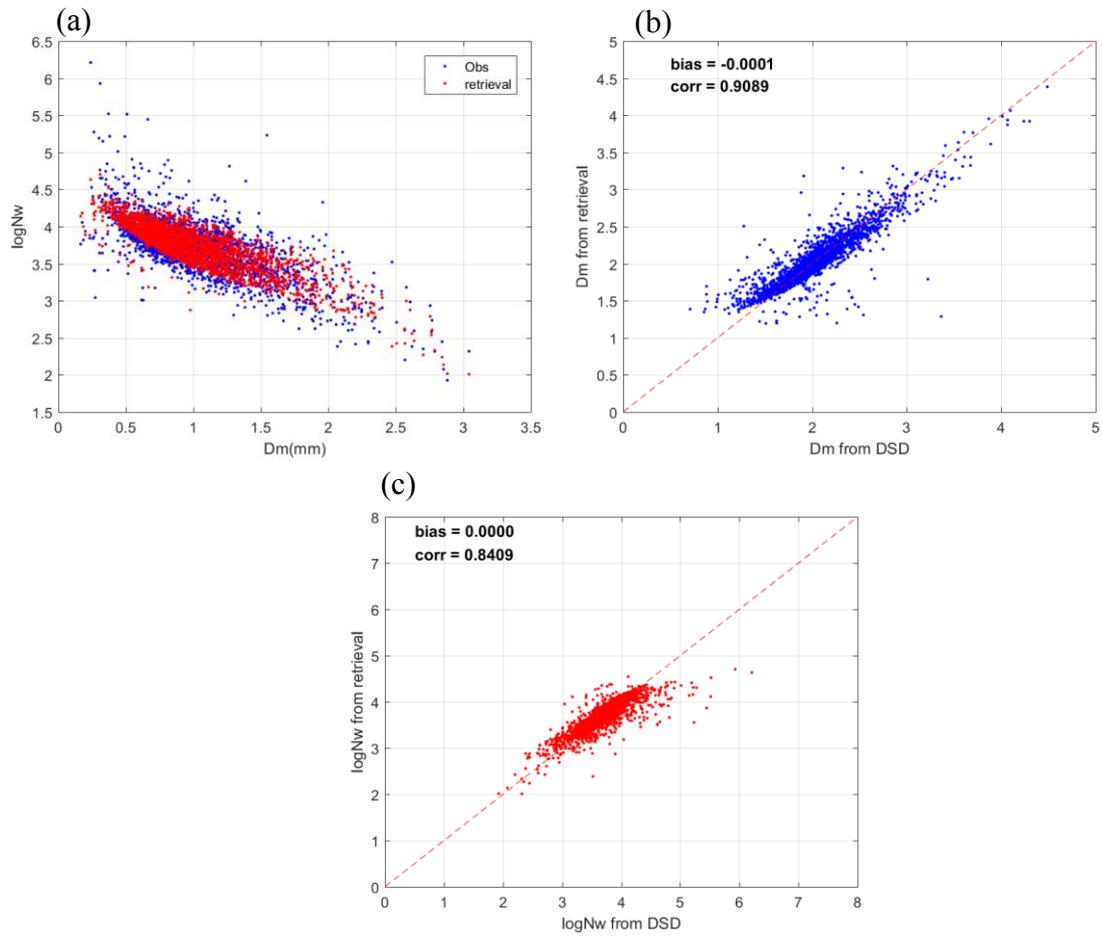


圖 2.8 反演方法誤差 (a) D_m - $\log N_w$ 關係圖，藍點為雨滴譜儀觀測資料；紅點為反演得到的資料 (b) D_m 誤差 (c) $\log N_w$ 誤差

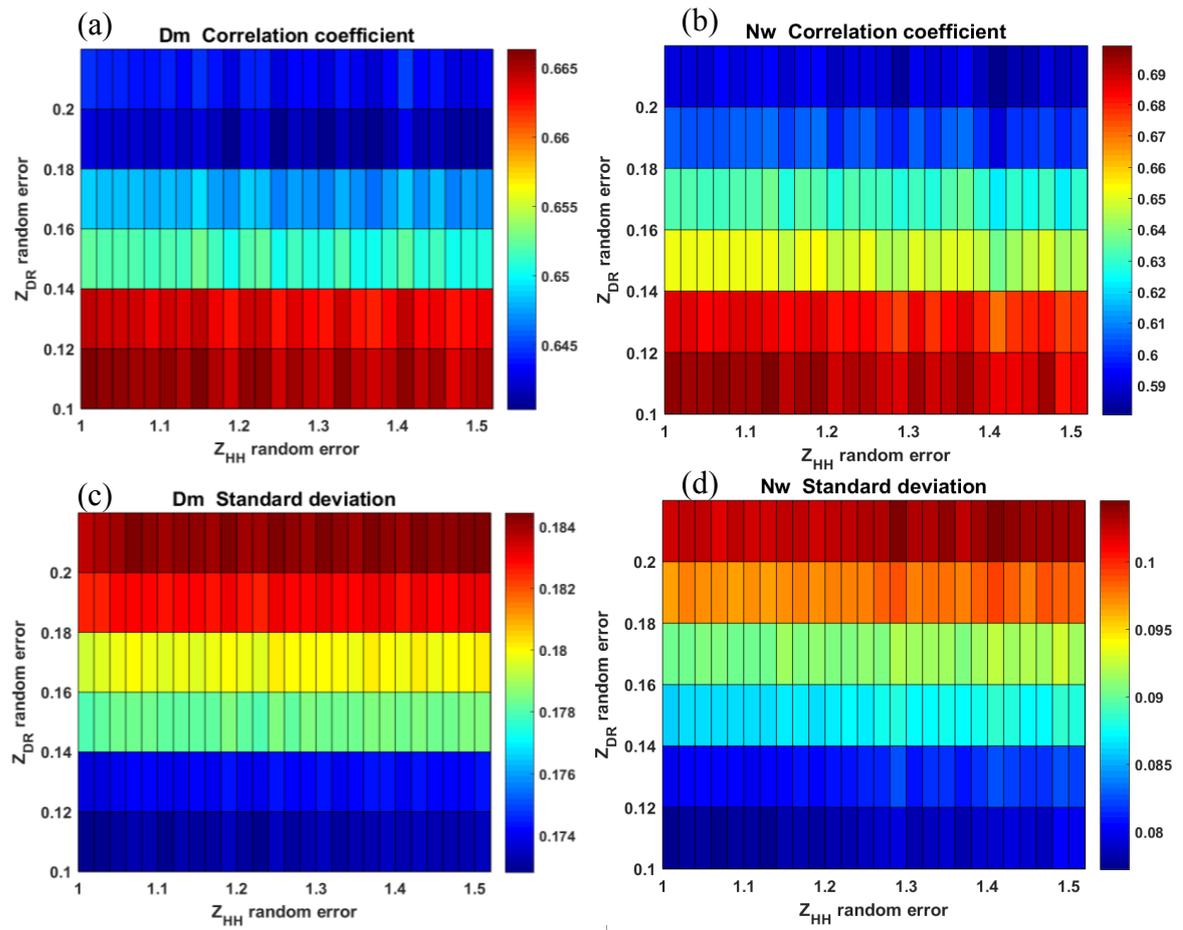


圖 2.9 Retrieval 方法加入隨機誤差結果，(a)(c)為 D_m 相關係數及相對標準差(%)；
 (b)(d)為 N_w 相關係數及相對標準差(%)

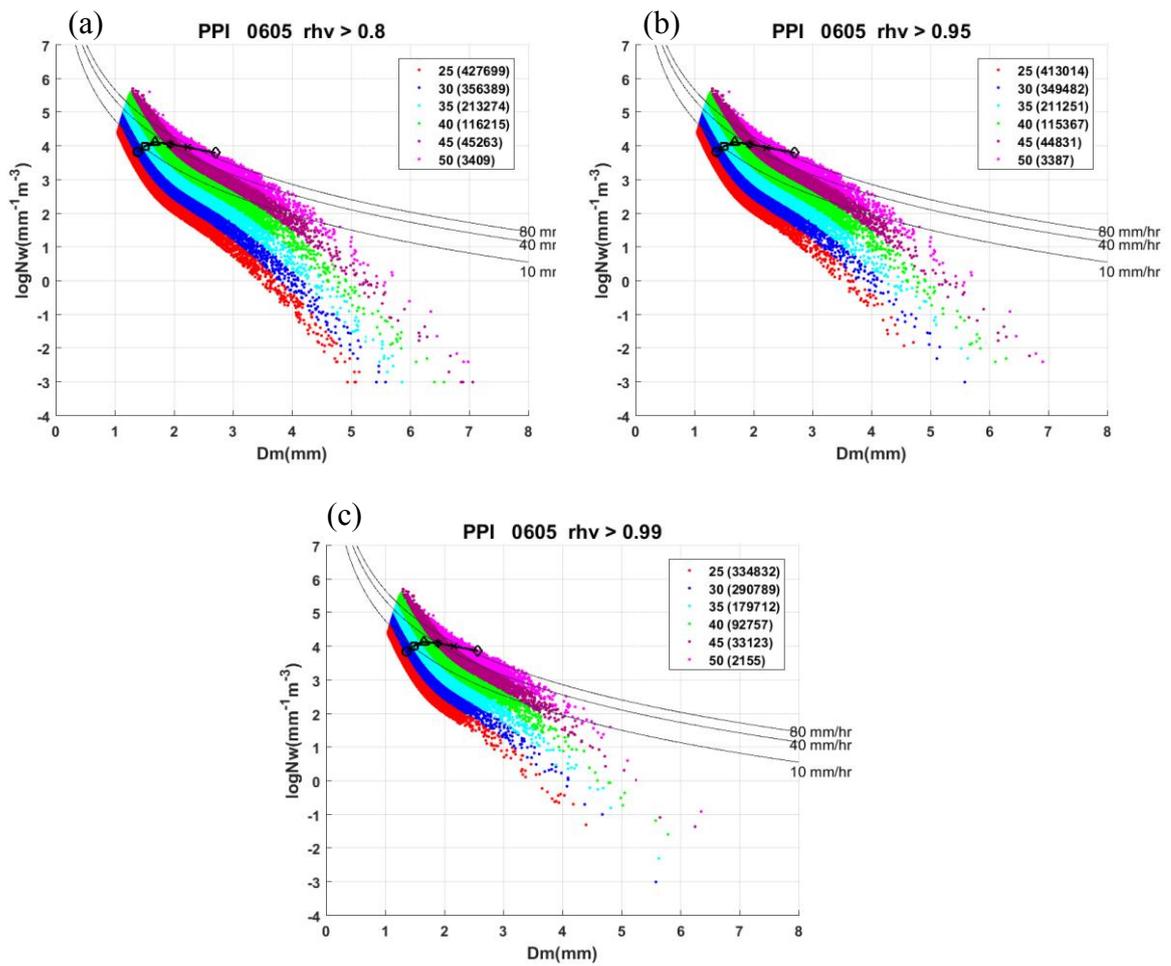


圖 2.10 利用不同 R_{HV} 門檻濾除不佳的 Retrieval 資料， R_{HV} 門檻 (a) 0.8; (b) 0.95; (c) 0.99，隨著 R_{HV} 門檻增加，過大 D_m 及過小 $\log N_w$ 的資料被濾除越多

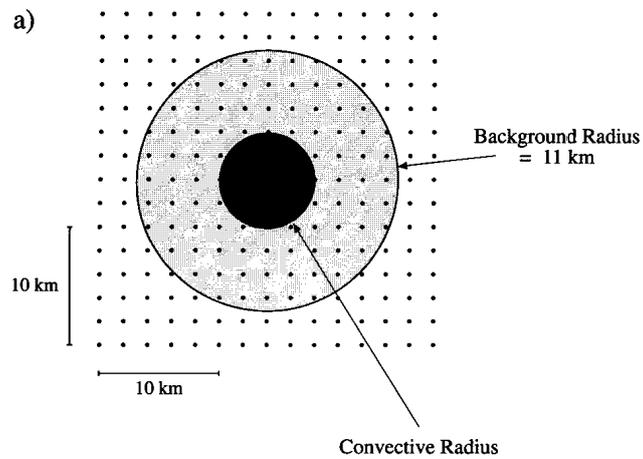


圖 2.11 背景平均回波 Z_{bg} ：以格點向外 11 公里範圍平均

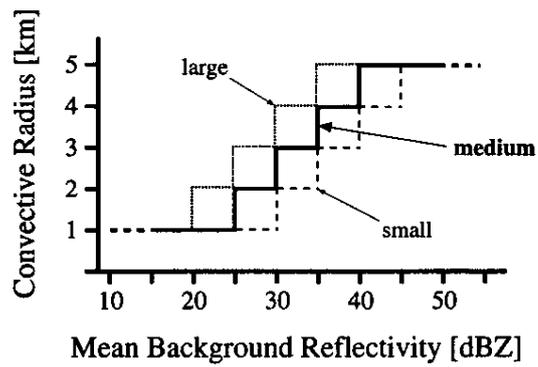


圖 2.12 Steiner et al. (1995)方法中第三個條件

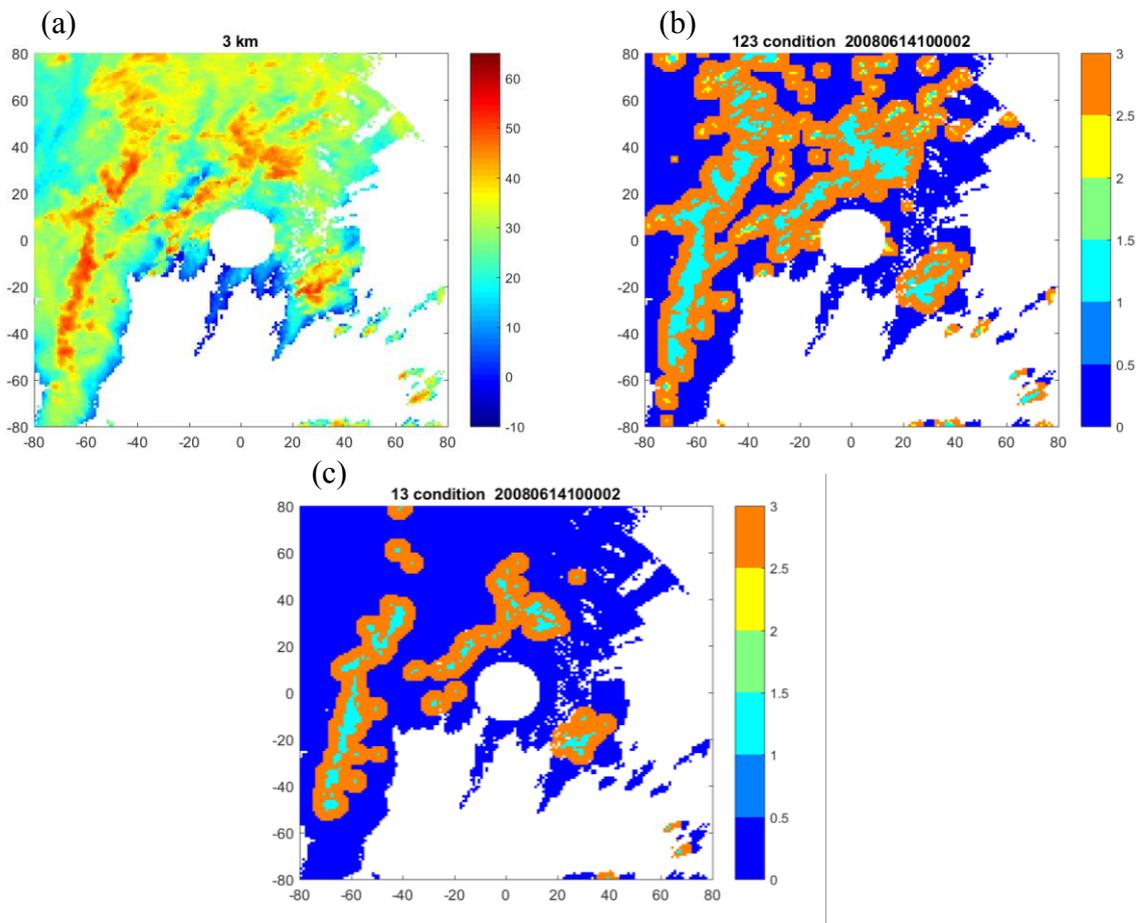


圖 2.13 (a) CAPPI 3 公里回波圖 (b) Steiner et al. (1995) 分類方法(本研究定義層狀降雨為圖中藍色區域，淺藍色為條件①、綠色為條件②、橘色為條件③)(c) 只考慮①③條件的結果(圖中淺藍色為條件①、橘色為條件③，橘色與淺藍色為本研究對流降雨)

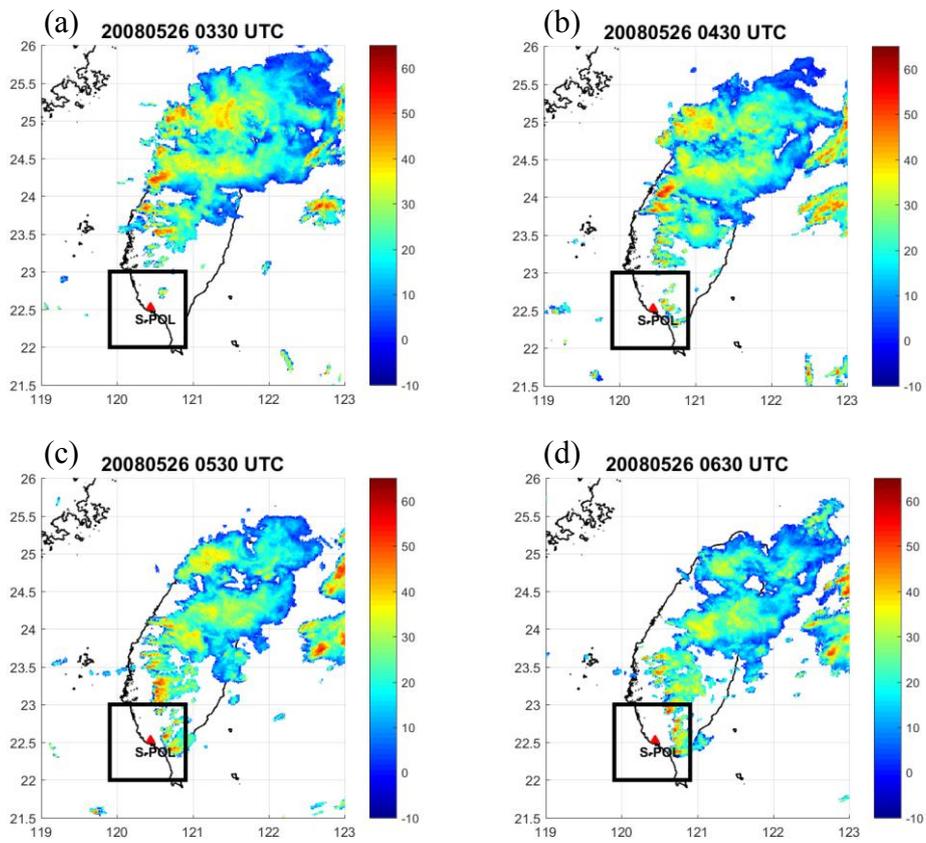


圖 3.1 5/26 氣象局雷達網最大回波圖。南北向線性對流向東通過北台灣
 (a)0330 UTC ; (b)0430 UTC ; (c)0530 UTC ; (d)0630 UTC

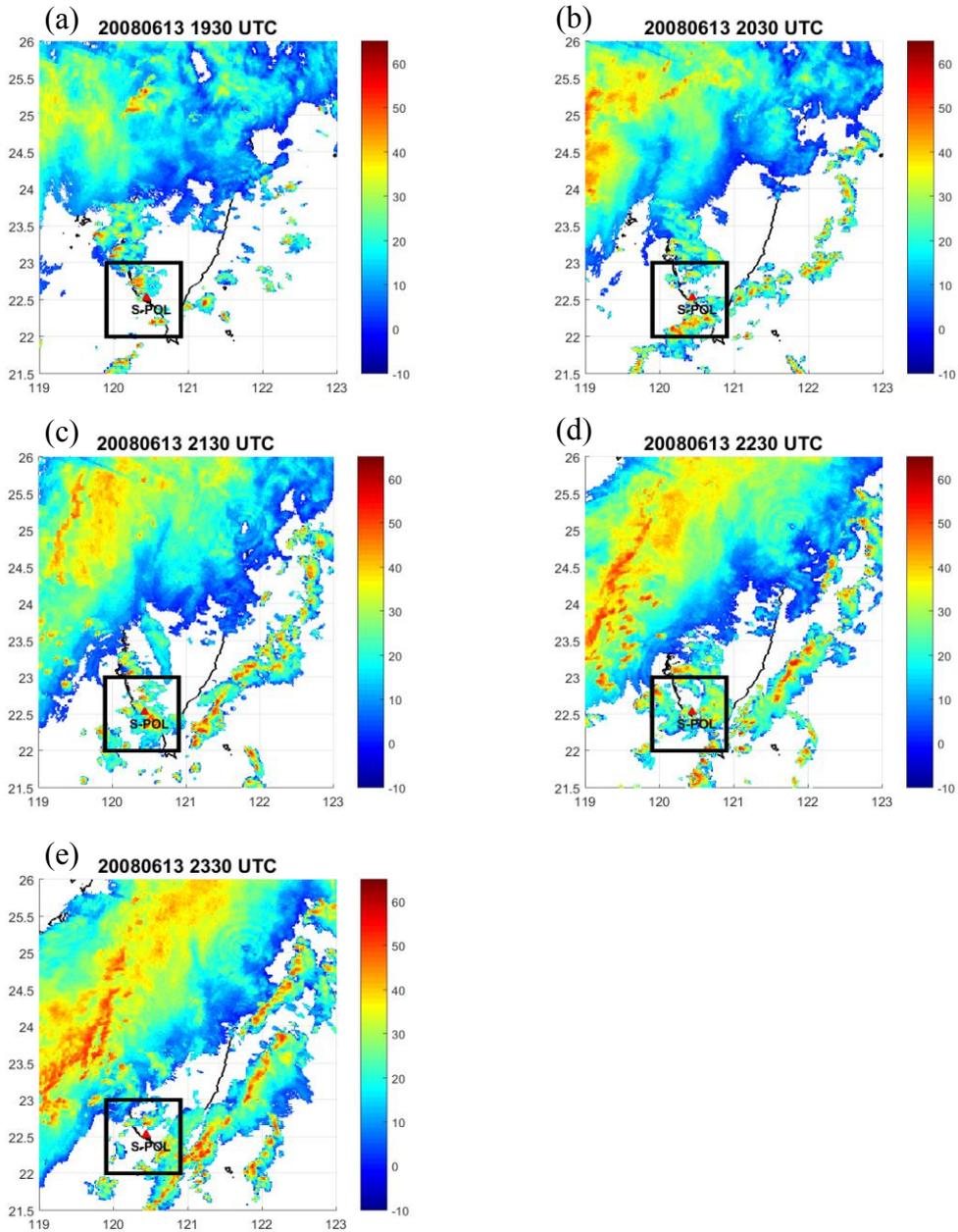


圖 3.2 6/13 氣象局雷達網最大回波圖。飆線(Squall line)系統位於中國沿海尚未移入台灣 (a) 1930 UTC ; (b)2030 UTC ; (c)2130 UTC ; (d)2230 UTC

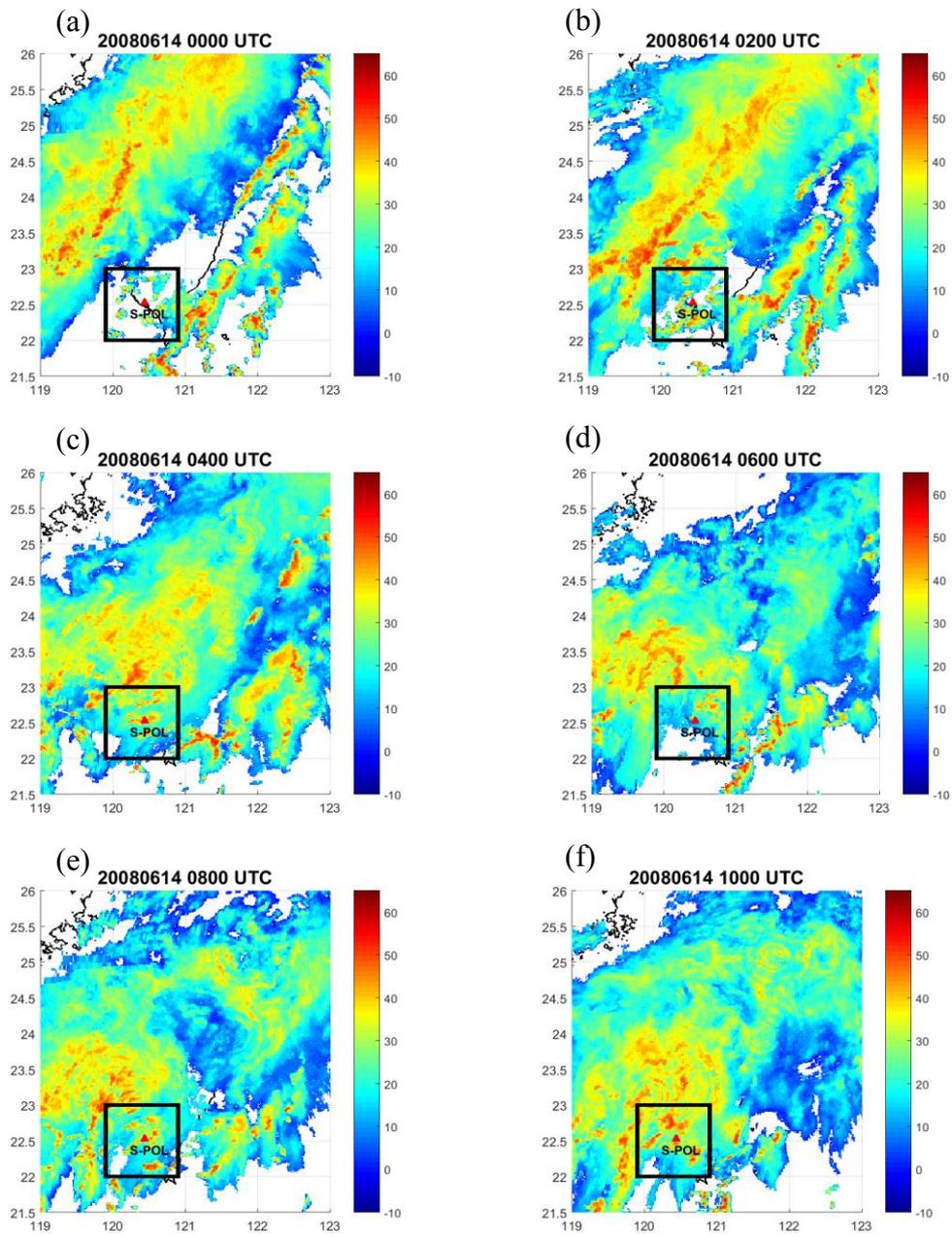


圖 3.3 6/14 氣象局雷達網最大回波圖。

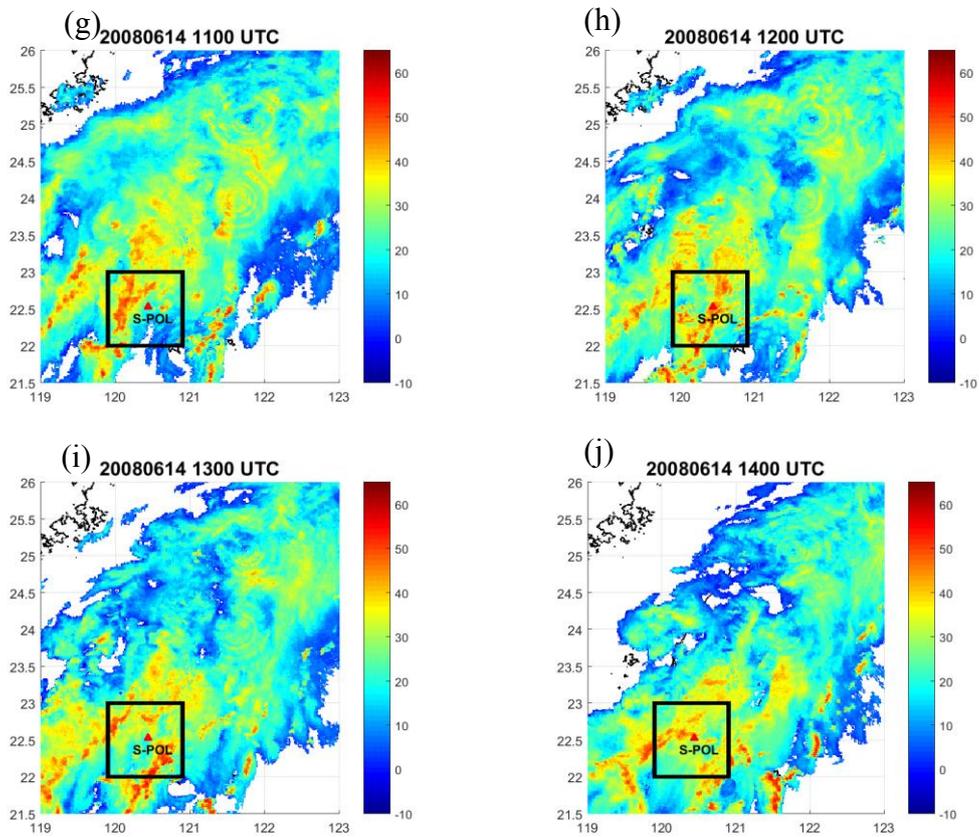


圖 3.3(續) 6/14 氣象局雷達網最大回波圖。飆線(Squall line)系統向東北移入台灣 (a)0000 UTC ; (b)0200 UTC ; (c)0400 UTC ; (d)0600 UTC ; (e)0800 UTC ; (f)1000 UTC ; (g)1100 UTC ; (h)1200 UTC ; (i)1300 UTC ; (j)1400 UTC

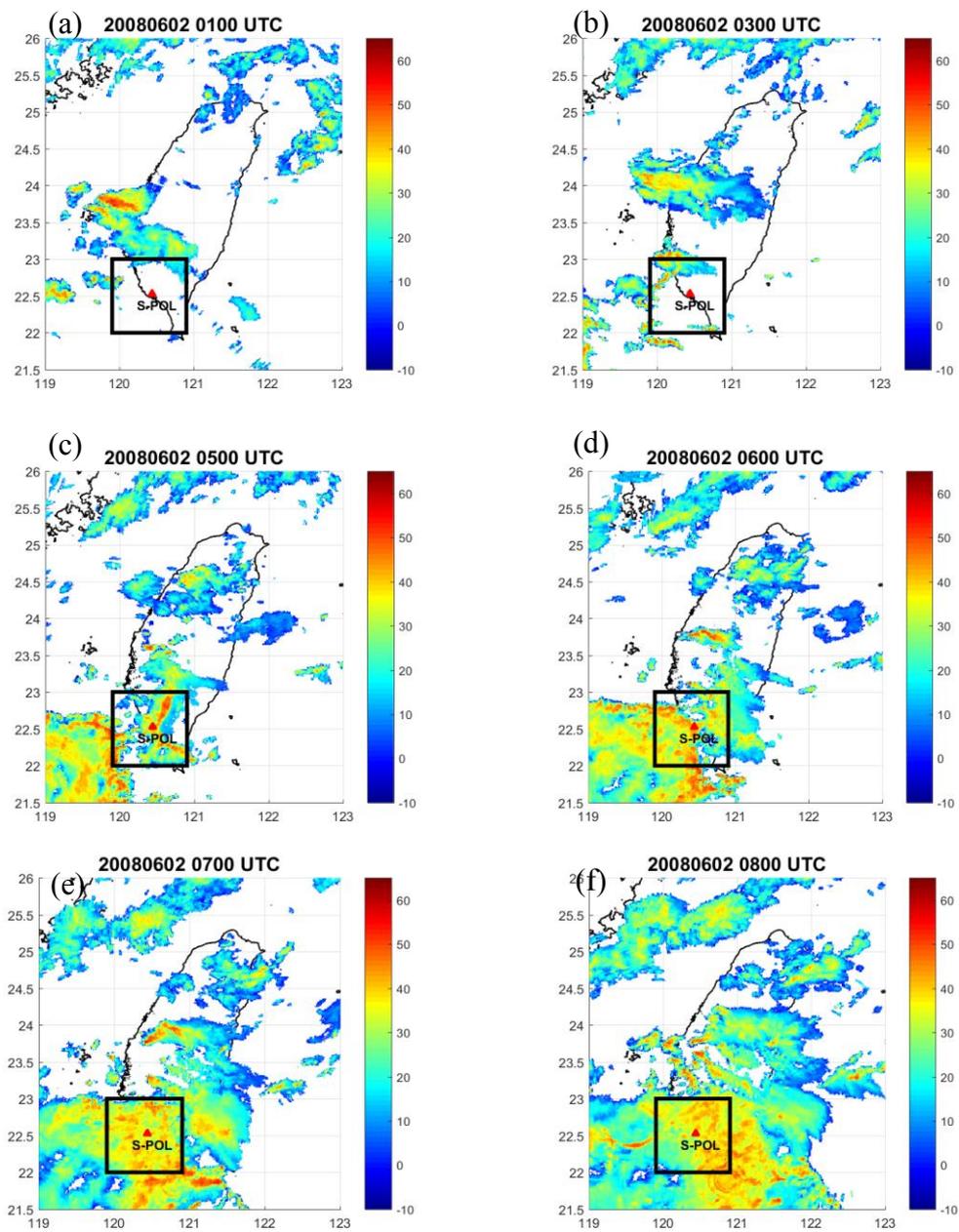


圖 3.4 6/2 氣象局雷達網最大回波圖。

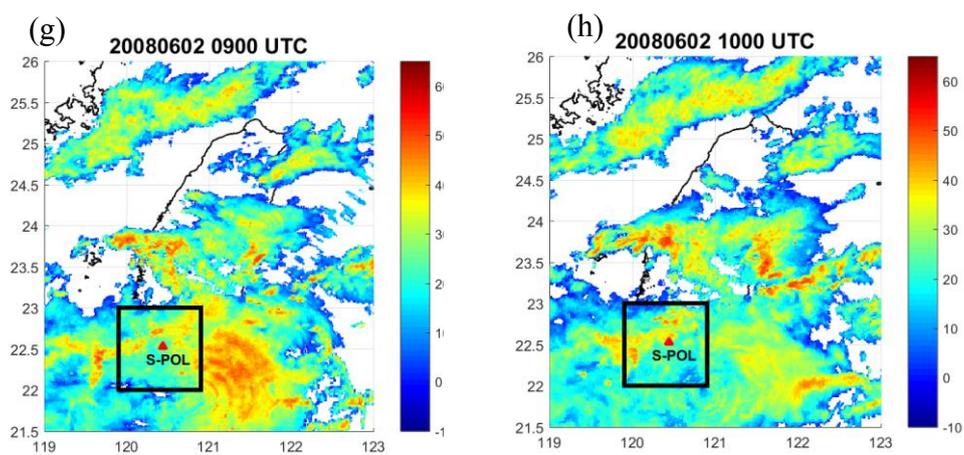


圖 3.4(續) 6/2 氣象局雷達網最大回波圖。西北-東南走向線性對流向東北移入台灣 (a)0100 UTC ; (b)0300 UTC ; (c)0500 UTC ; (d)0600 UTC ; (e)0700 UTC ; (f)0800 UTC ; (g)0900 UTC ; (h)1000 UTC

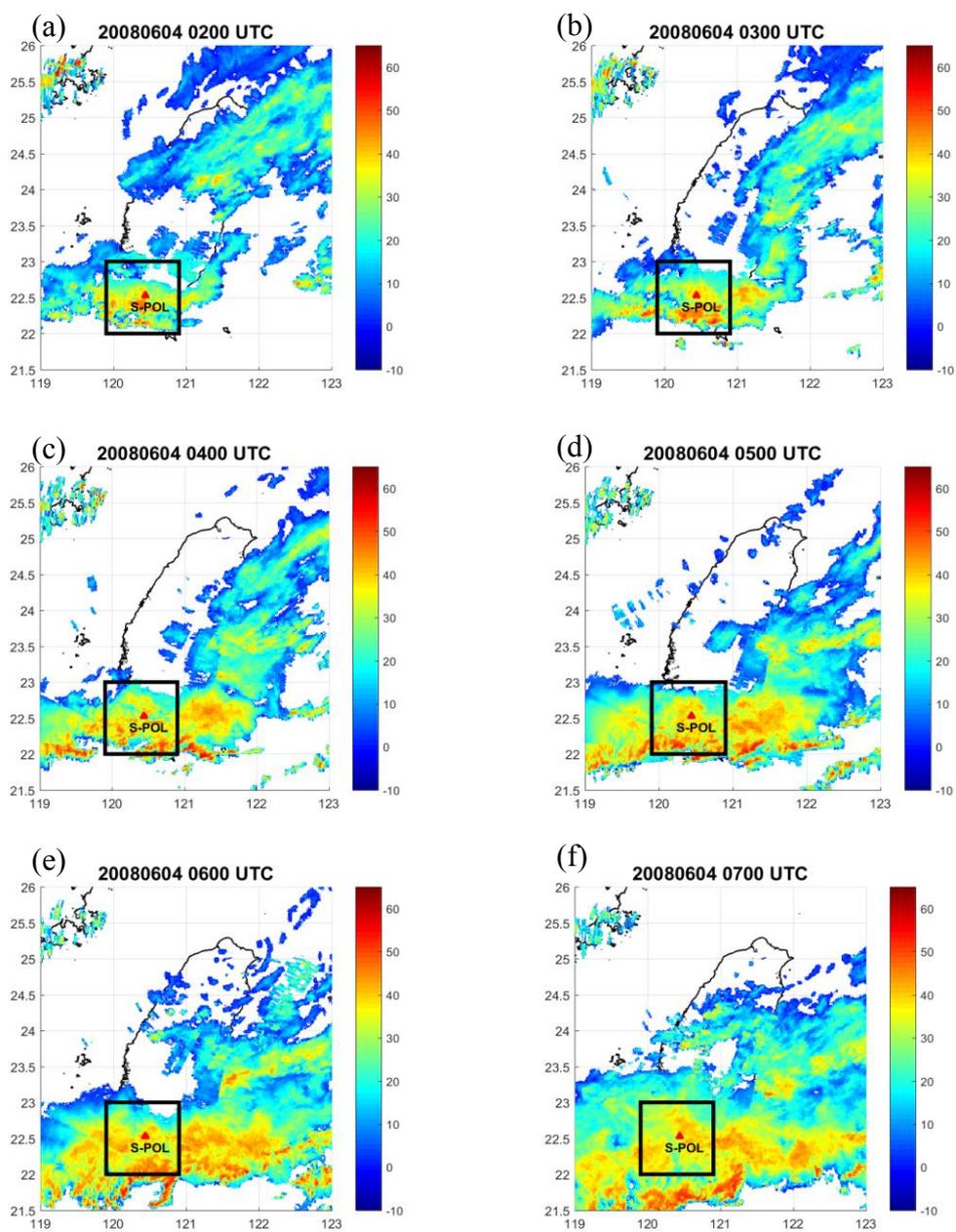


圖 3.5 6/4 氣象局雷達網最大回波圖。

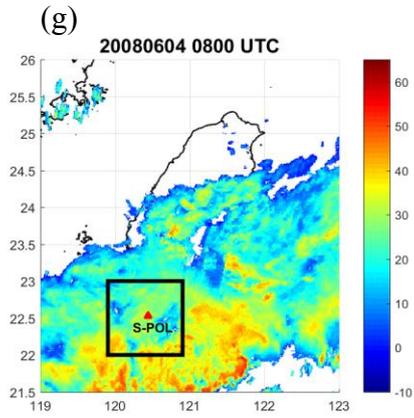


圖 3.5(續) 6/4 氣象局雷達網最大回波圖。東-西走向線性對流向東移入台灣
(a)0200 UTC ; (b)0300 UTC ; (c)0400 UTC ; (d)0500 UTC ; (e)0600 UTC ; (f)0700
UTC ; (g)0800 UTC

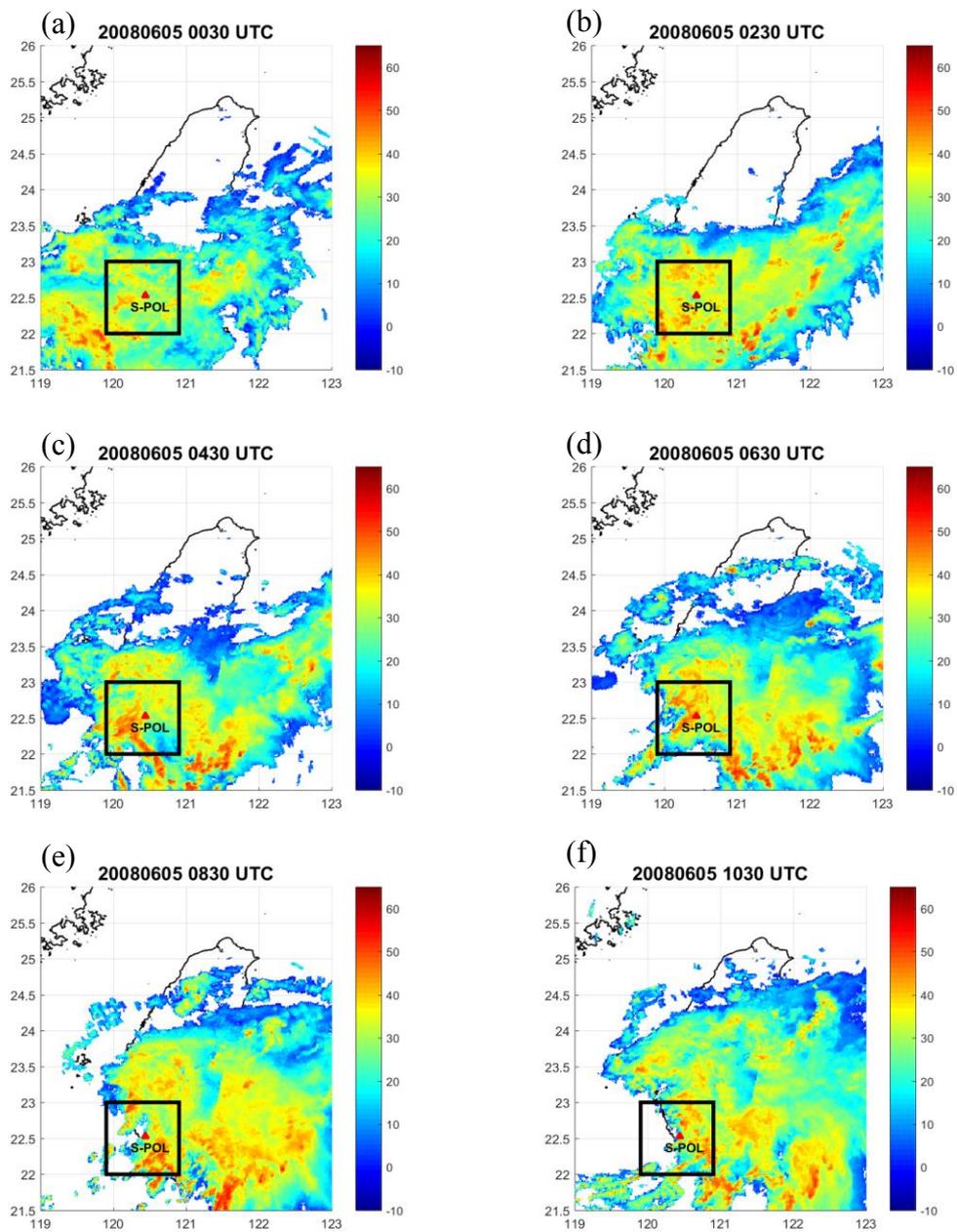


圖 3.6 6/5 氣象局雷達網最大回波圖。

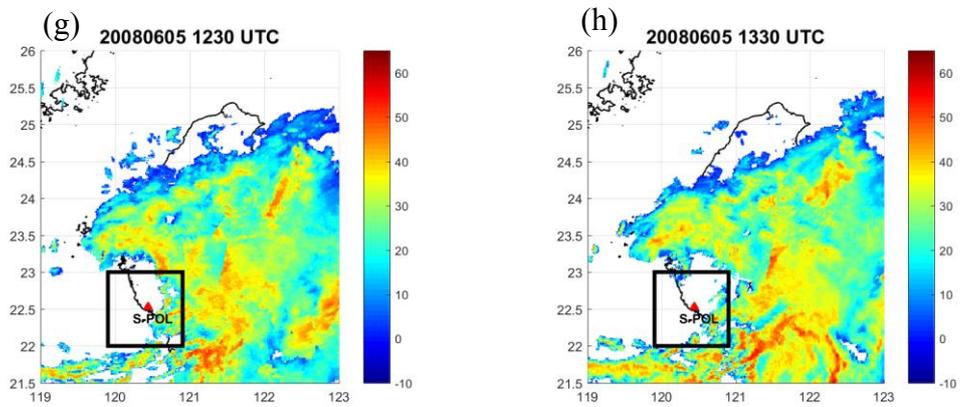


圖 3.6(續) 6/5 氣象局雷達網最大回波圖。中尺度對流系統(MCS)向東北移入台灣 (a)0030 UTC ; (b)0230 UTC ; (c)0430 UTC ; (d)0630 UTC ; (e)0830 UTC ; (f)1030 UTC ; (g)1230 UTC ; (h)1330 UTC

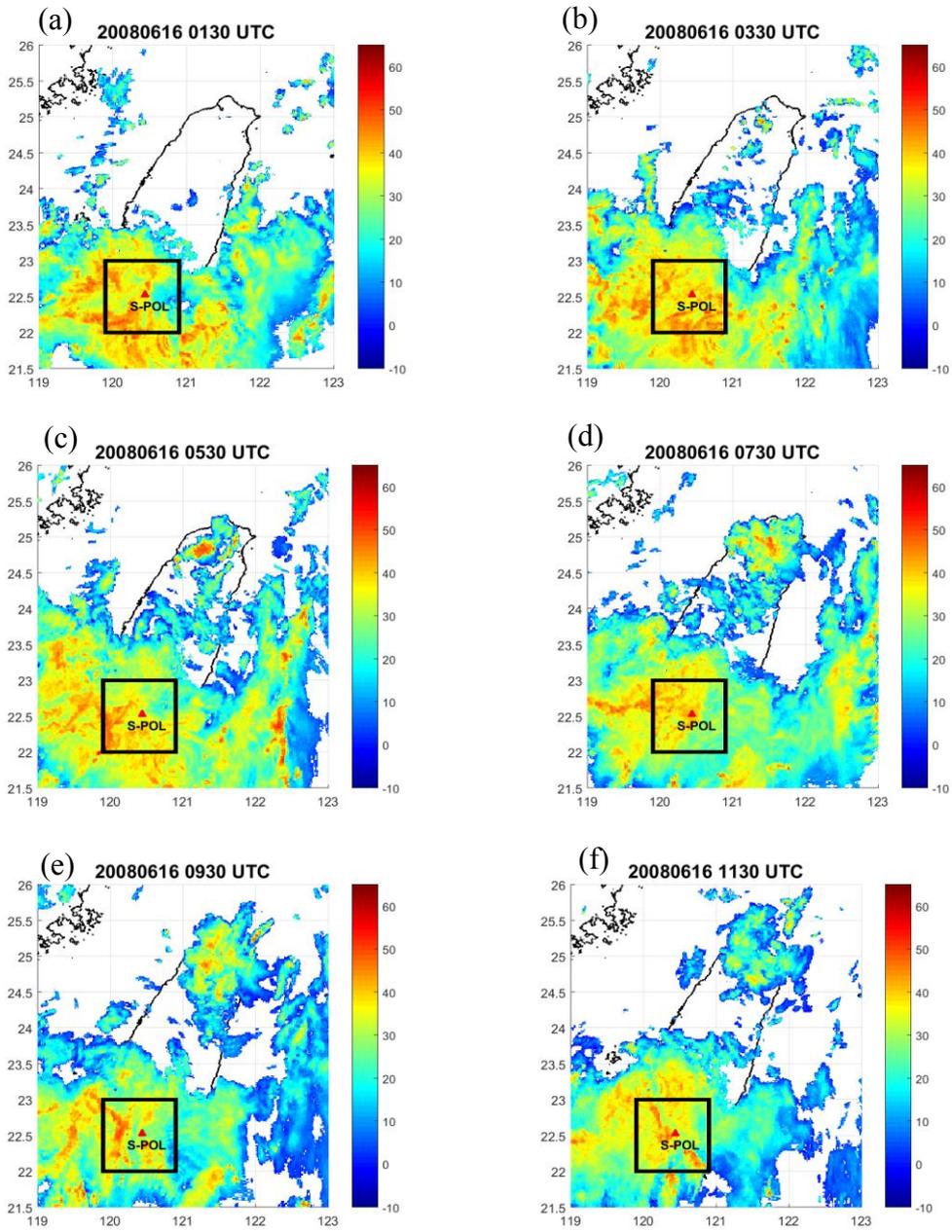


圖 3.7 6/16 氣象局雷達網最大回波圖。

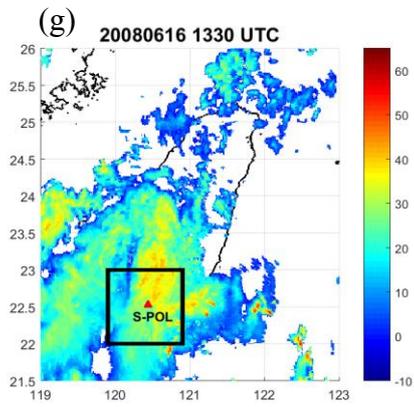


圖 3.7(續) 6/16 氣象局雷達網最大回波圖。中尺度對流系統(MCS)向北移入台灣 (a)0130 UTC ; (b)0330 UTC ; (c)0530 UTC ; (d)0730 UTC ; (e)0930 UTC ; (f)1130 UTC ; (g)1330 UTC

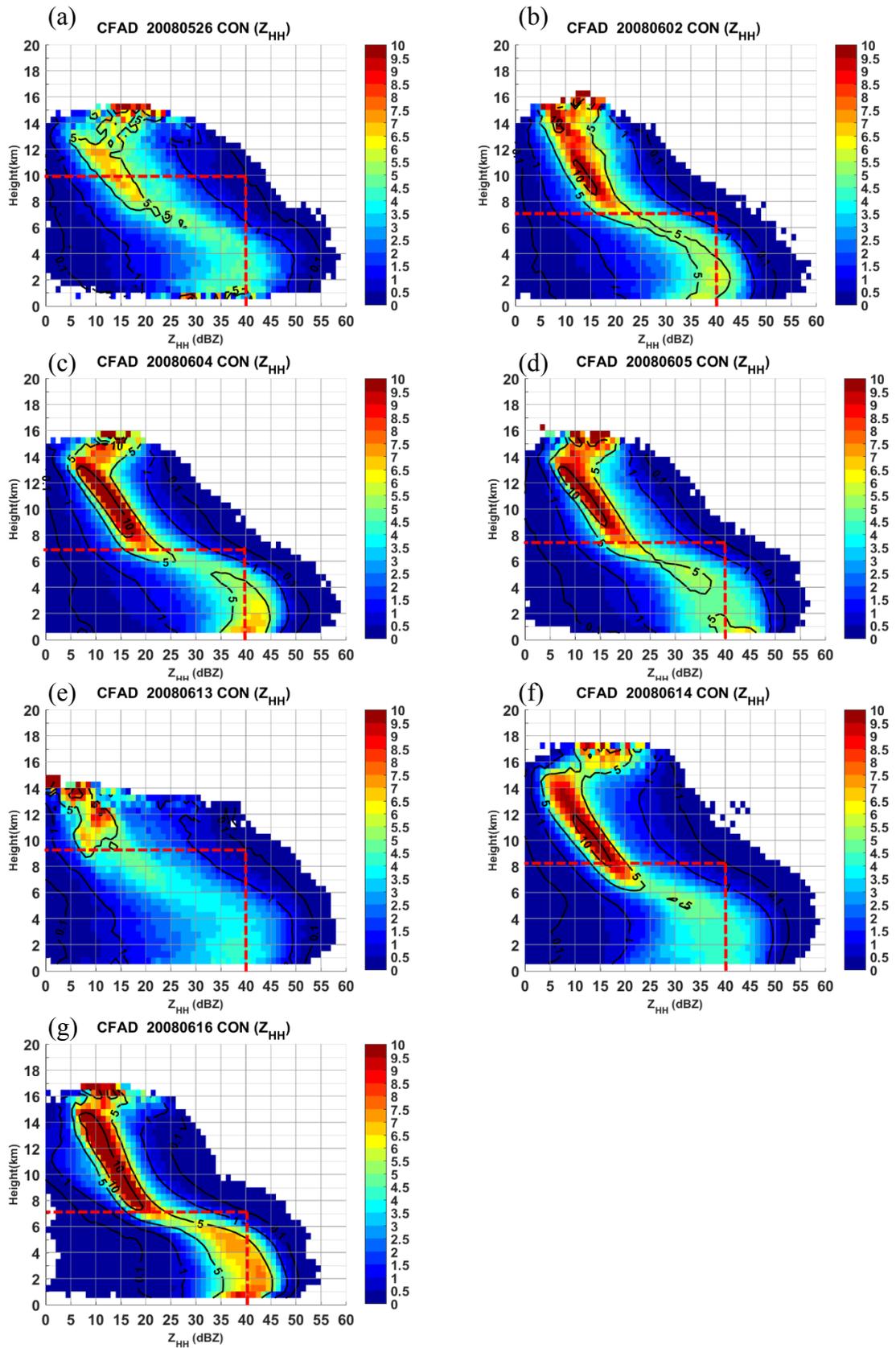


圖 3.8 七個個案 Z_{HH} CFADs (a)5/26 ; (b)6/2 ; (c)6/4 ; (d)6/5 ; (e)6/13 ; (f)6/14 ; (g)6/16 ; 紅色虛線為 40dBZ 發展高度輔助線。

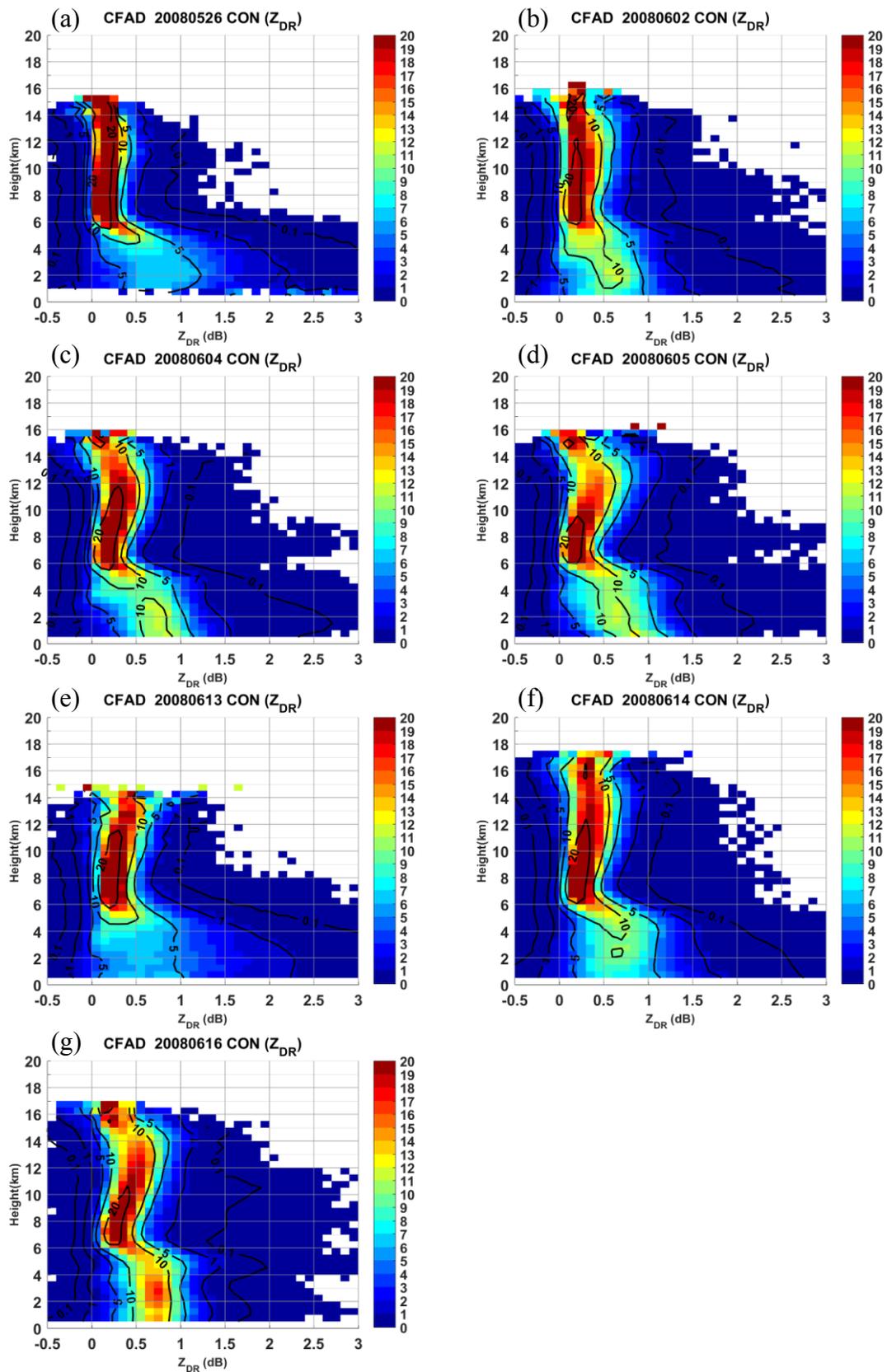


圖 3.9 七個個案 Z_{DR} CFADs (a)5/26 ; (b)6/2 ; (c)6/4 ; (d)6/5 ; (e)6/13 ; (f)6/14 ; (g)6/16

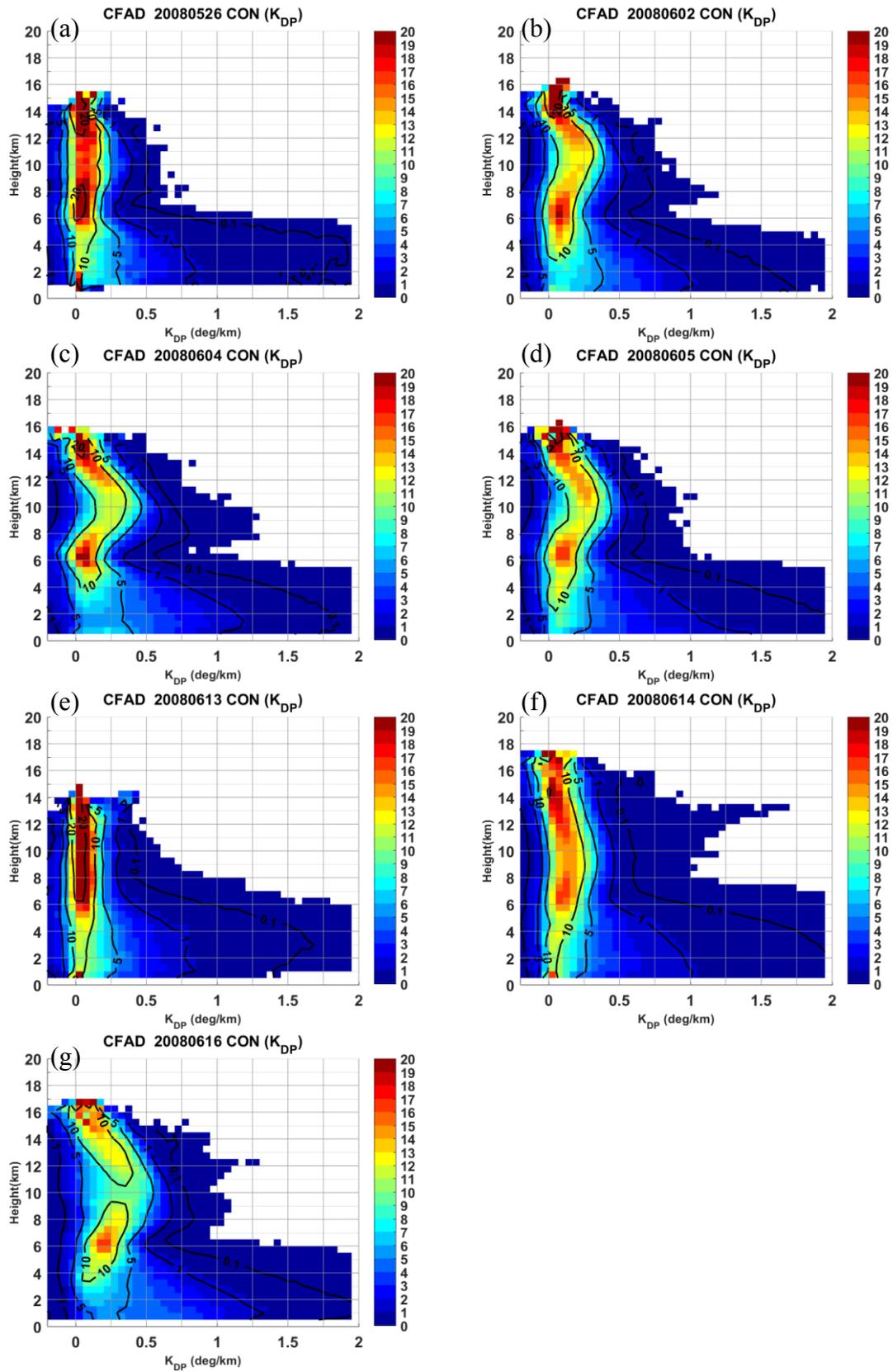


圖 3.10 七個個案 K_{DP} CFADs (a)5/26 ; (b)6/2 ; (c)6/4 ; (d)6/5 ; (e)6/13 ; (f)6/14 ; (g)6/16

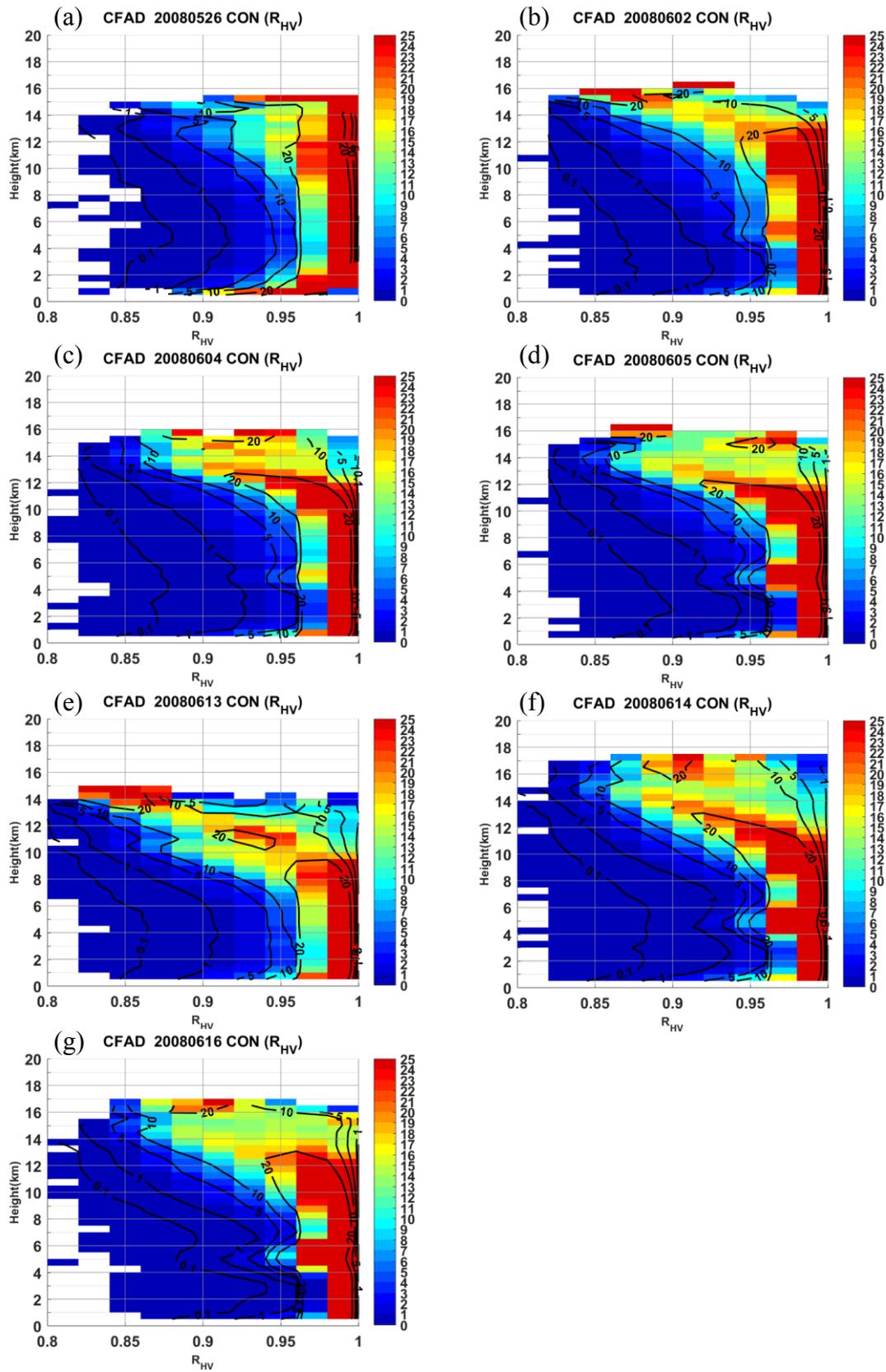


圖 3.11 七個個案 R_{HV} CFADs (a)5/26 ; (b)6/2 ; (c)6/4 ; (d)6/5 ; (e)6/13 ; (f)6/14 ; (g)6/16

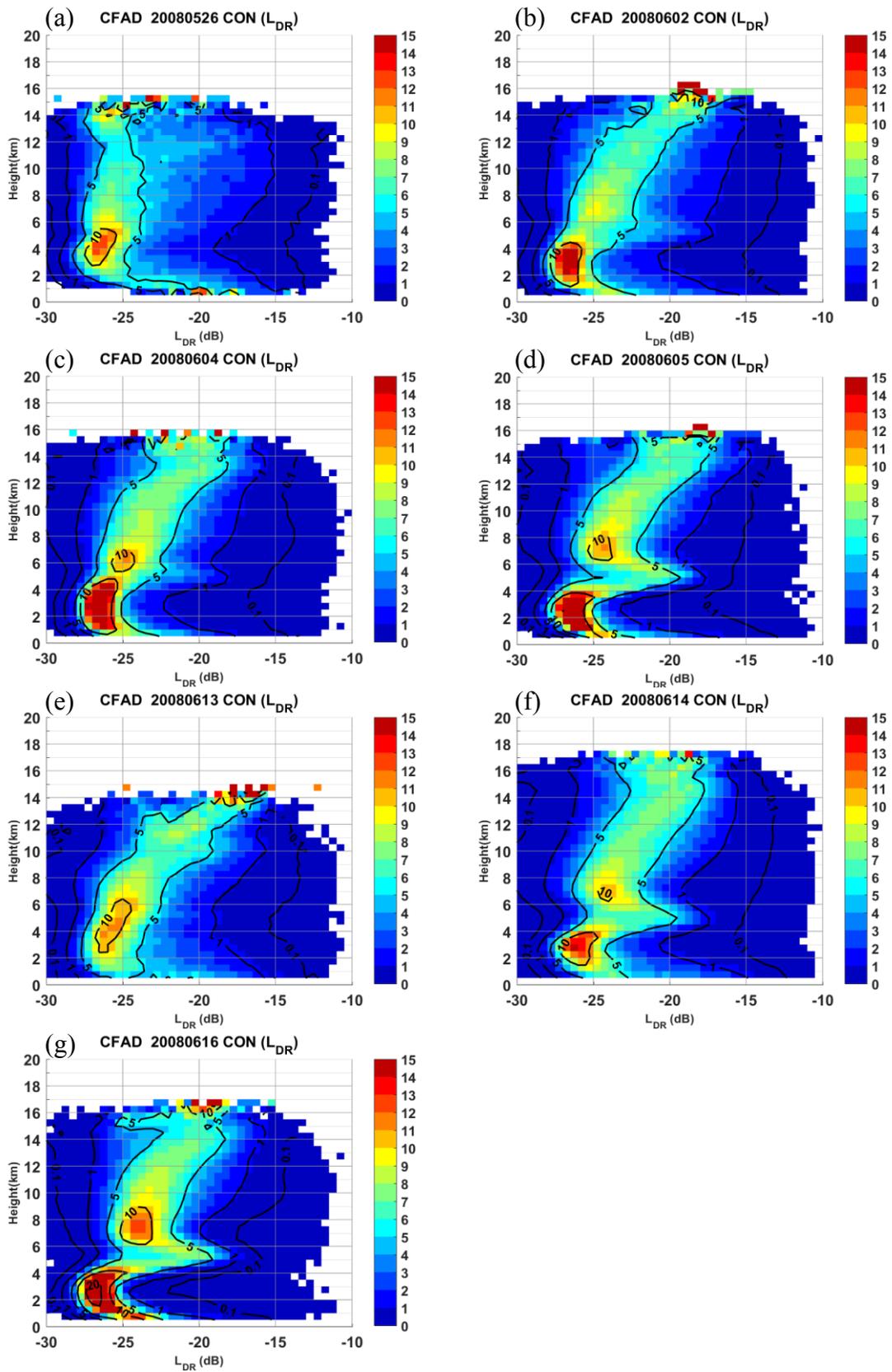


圖 3.12 七個個案 L_{DR} CFADs (a)5/26 ; (b)6/2 ; (c)6/4 ; (d)6/5 ; (e)6/13 ; (f)6/14 ; (g)6/16

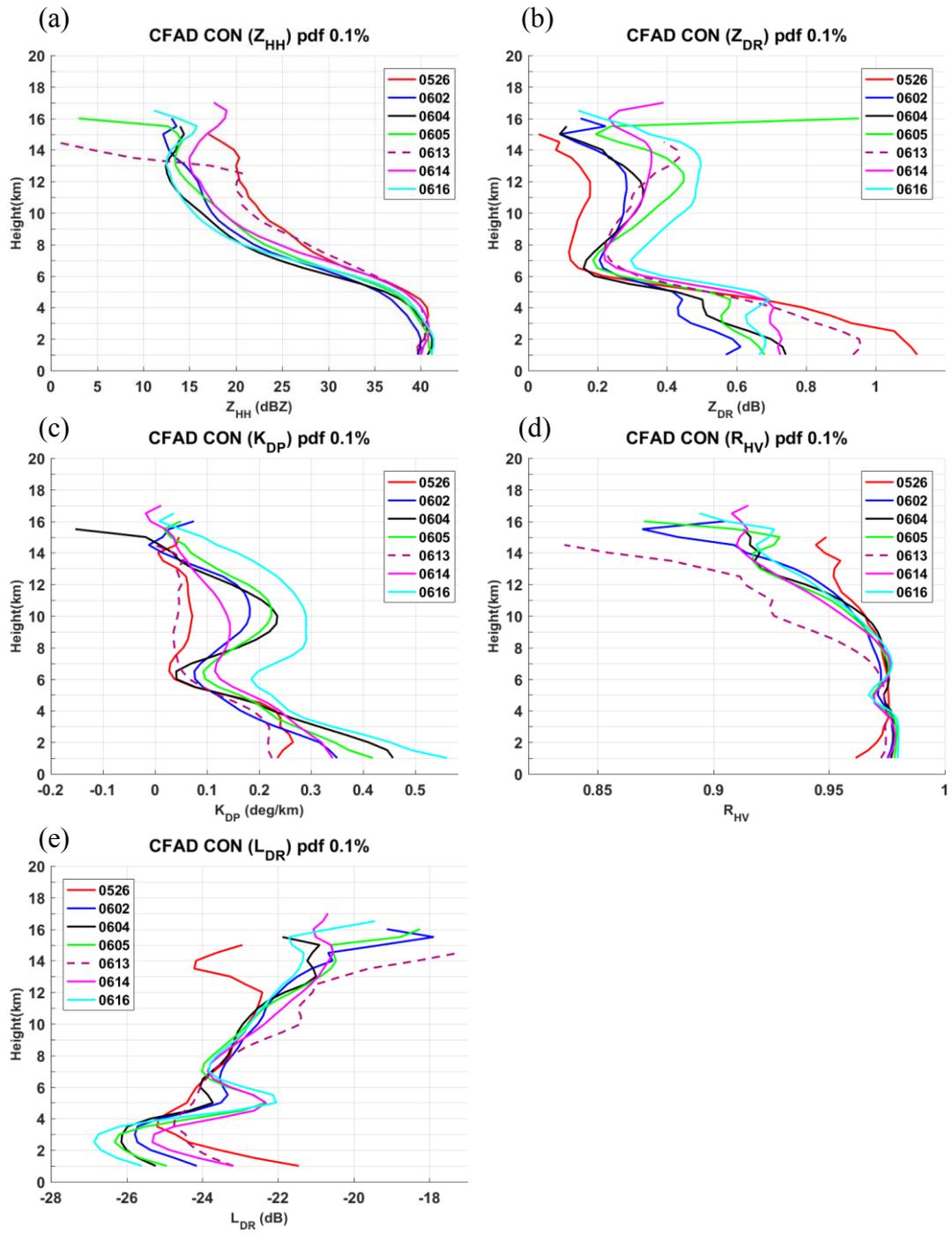


圖 3.13 七個個案 CFADs 0.1%以上資料平均結果 (a) Z_{HH} (b) Z_{DR} (c) K_{DP} (d) R_{HV} (e) L_{DR}

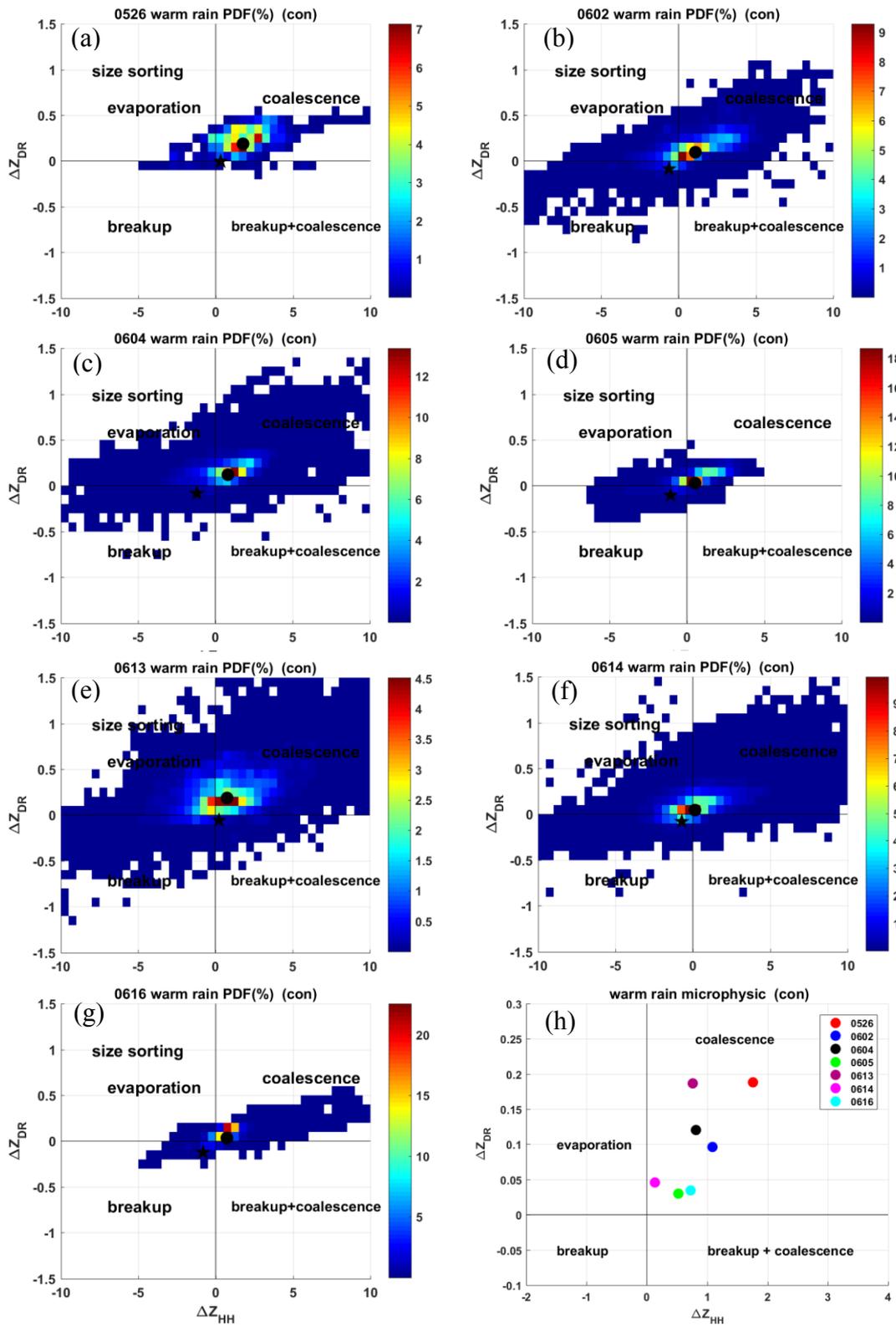


圖 3.14 七個個案暖雲雲物理過程結果 (a)5/26 ; (b)6/2 ; (c)6/4 ; (d)6/5 ; (e)6/13 ; (f)6/14 ; (g)6/16 ; (h)七個個案平均結果

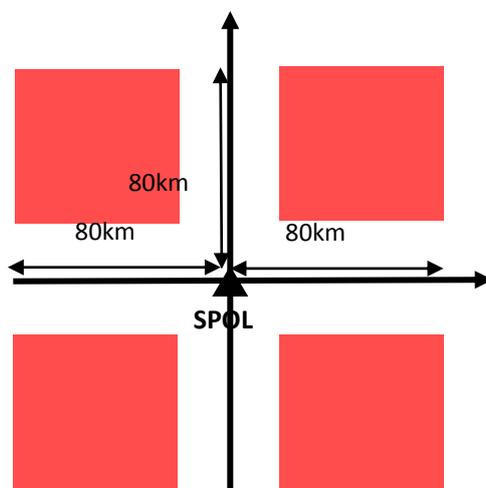


圖 3.15 CFADs 資料範圍；黑色三角形為 S-POL 雷達位置，紅色區域為本研究
所選去雷達資料的範圍。

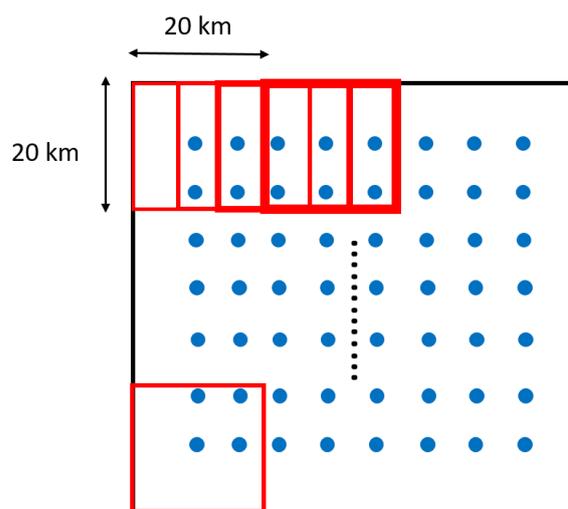


圖 3.16 選取計算雲物理過程(ΔZ_{HH} 、 ΔZ_{DR})範圍方法，紅色方格為 $20 \times 20 \text{ km}$ ，以
紅色方格為單位在雷達觀測範圍中移動。

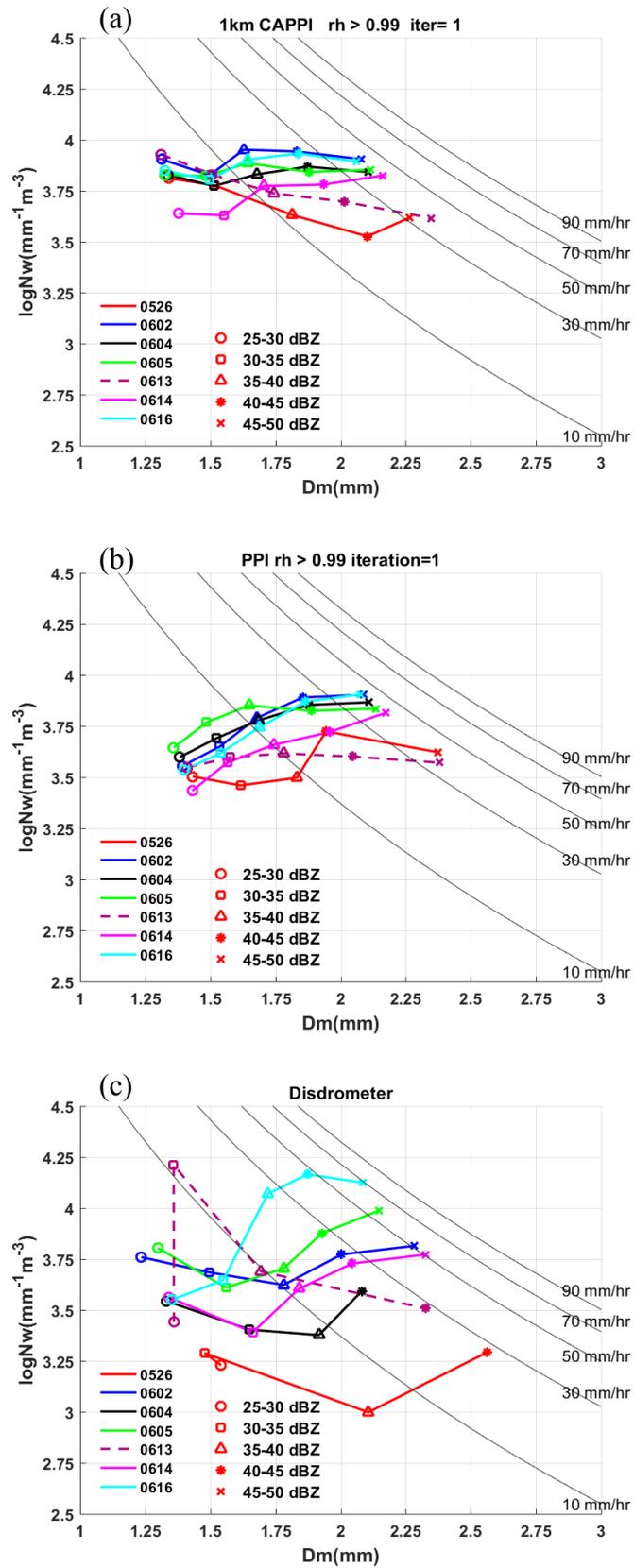


圖 3.17 七個個案 DSD 結果(不同 Z_{HH} 門檻 DSD 平均) (a) CAPPI DSD retrieval 結果 (b) PPI DSD retrieval 結果 (c) 雨滴譜儀觀測結果

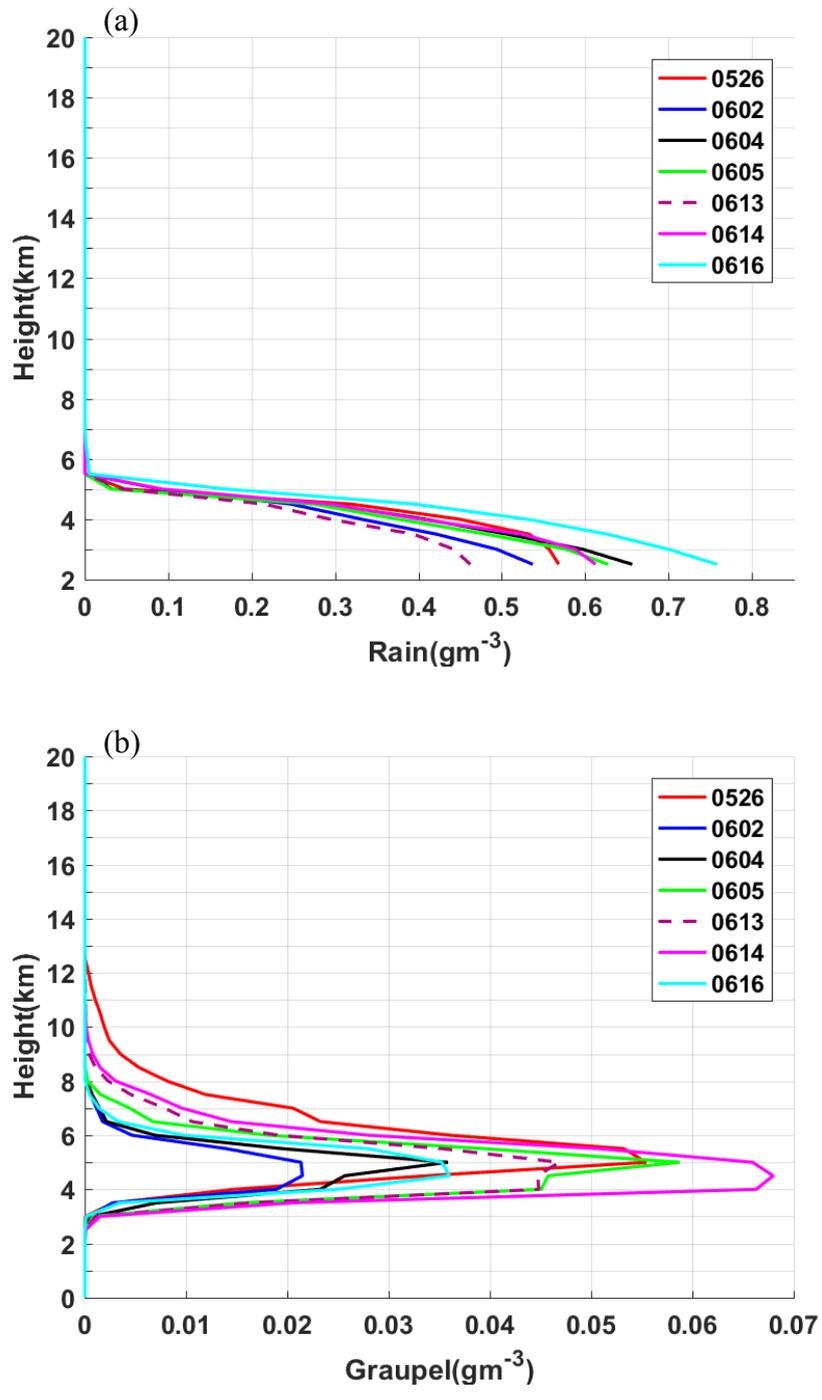


圖 3.18 七個個案 PID 結果 (a) Liquid water content of rain(液態水含量) (b) Liquid water content of graupel (軟雹)

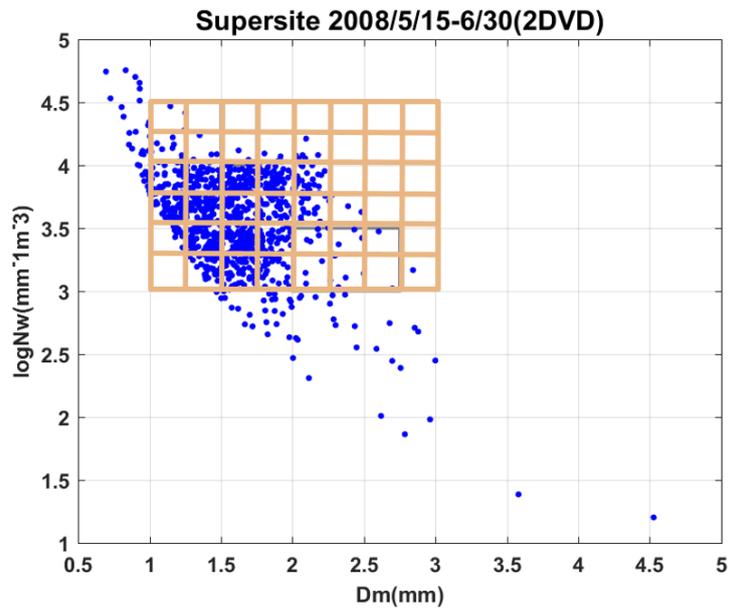


圖 4.1 48 個特徵組示意圖

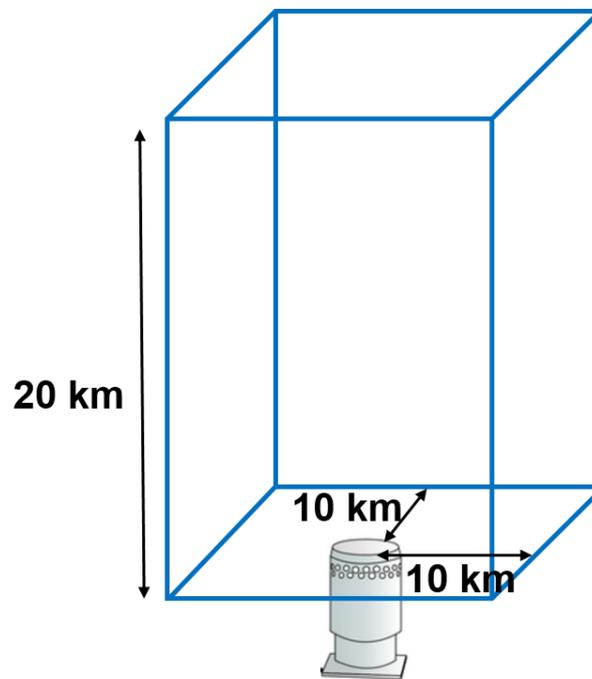


圖 4.2 選取雷達資料範圍示意圖

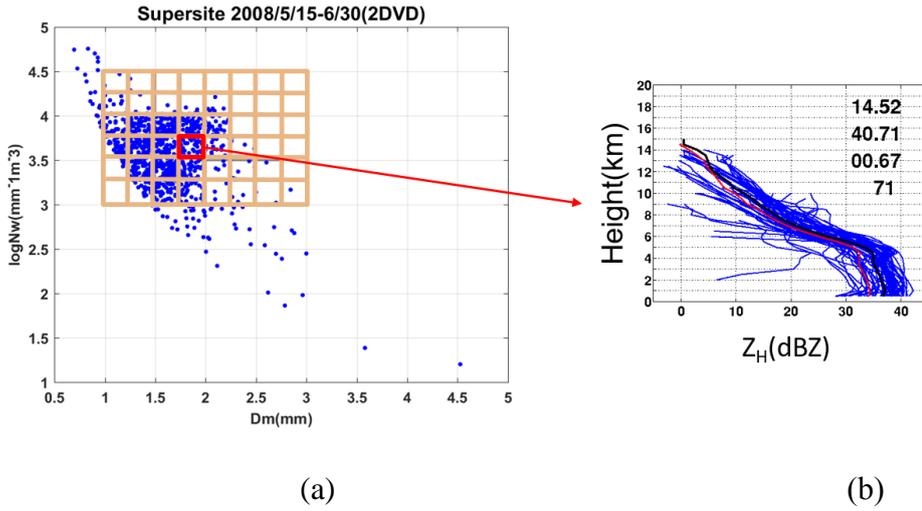
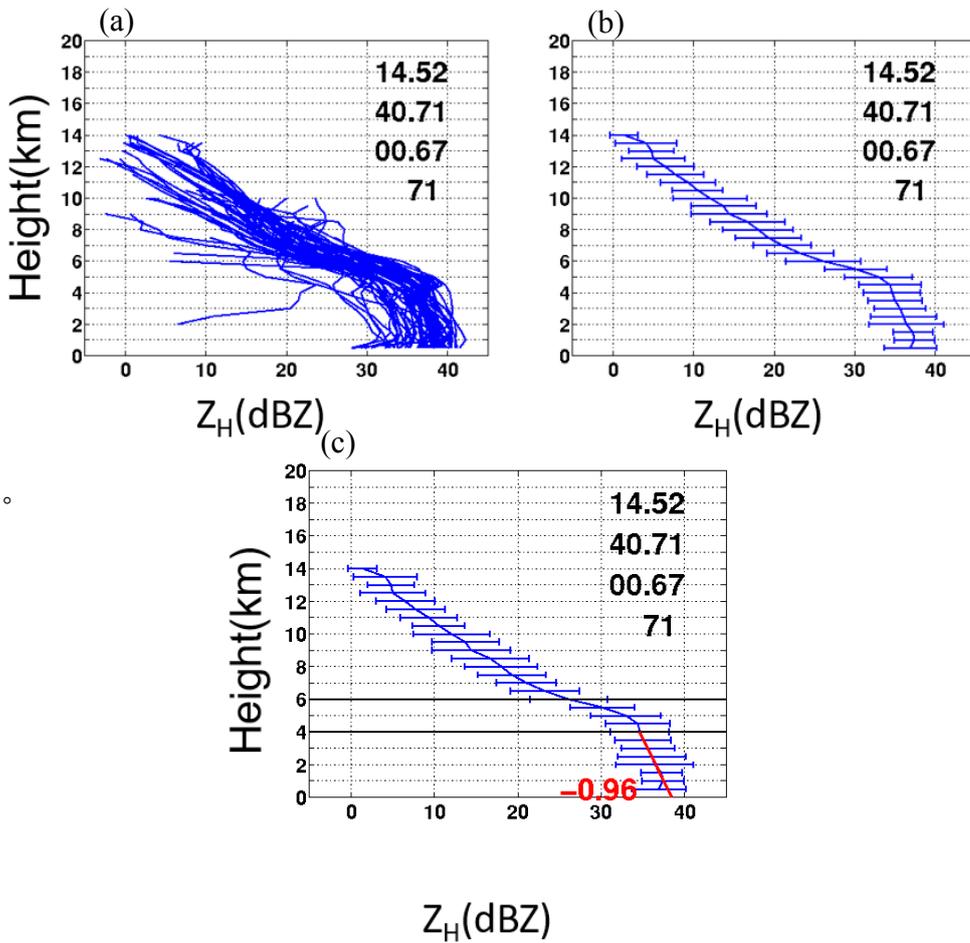


圖 4.3 特徵組對應正上方雷達資料(a)劃分 48 個特徵組；(b)右上方四個值為雨滴譜儀算得的降雨率(mm hr^{-1})、回波(dBZ)、液態水含量(g m^{-3})、雨滴譜儀資料點



數。

圖 4.4 計算特徵組中(a)對應的雷達資料；(b)平均值、標準差；(c)斜率，紅色為 4 公里以下斜率；右上方四個值為雨滴譜儀算得的降雨率(mm hr^{-1})、回波(dBZ)、

液態水含量(g m^{-3})、雨滴譜儀資料點數。

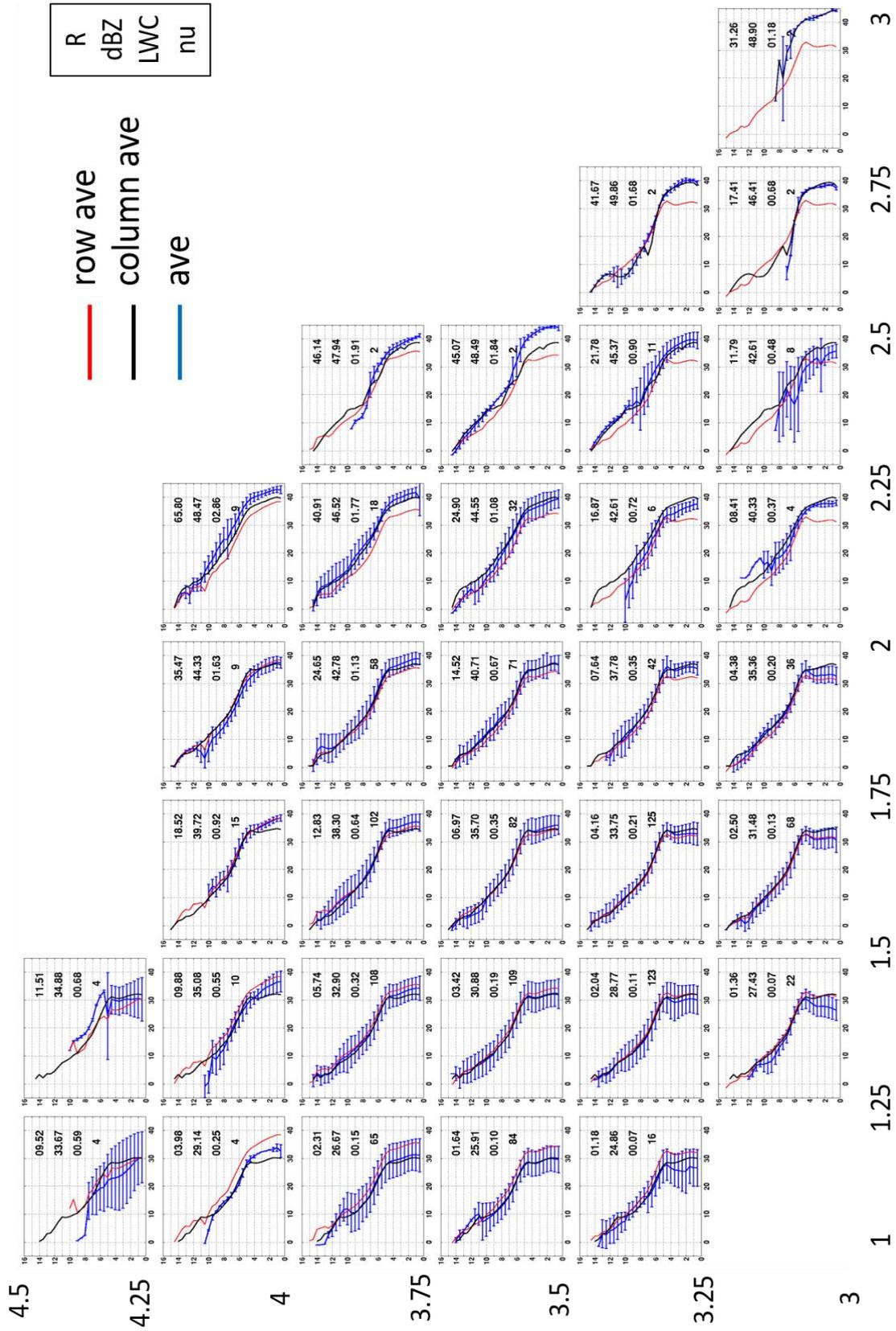


圖 4.5 特徵組中 Z_{HH} 垂直結構，橫軸 D_m (mm)；縱軸 $\log N_w$ ($\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$)

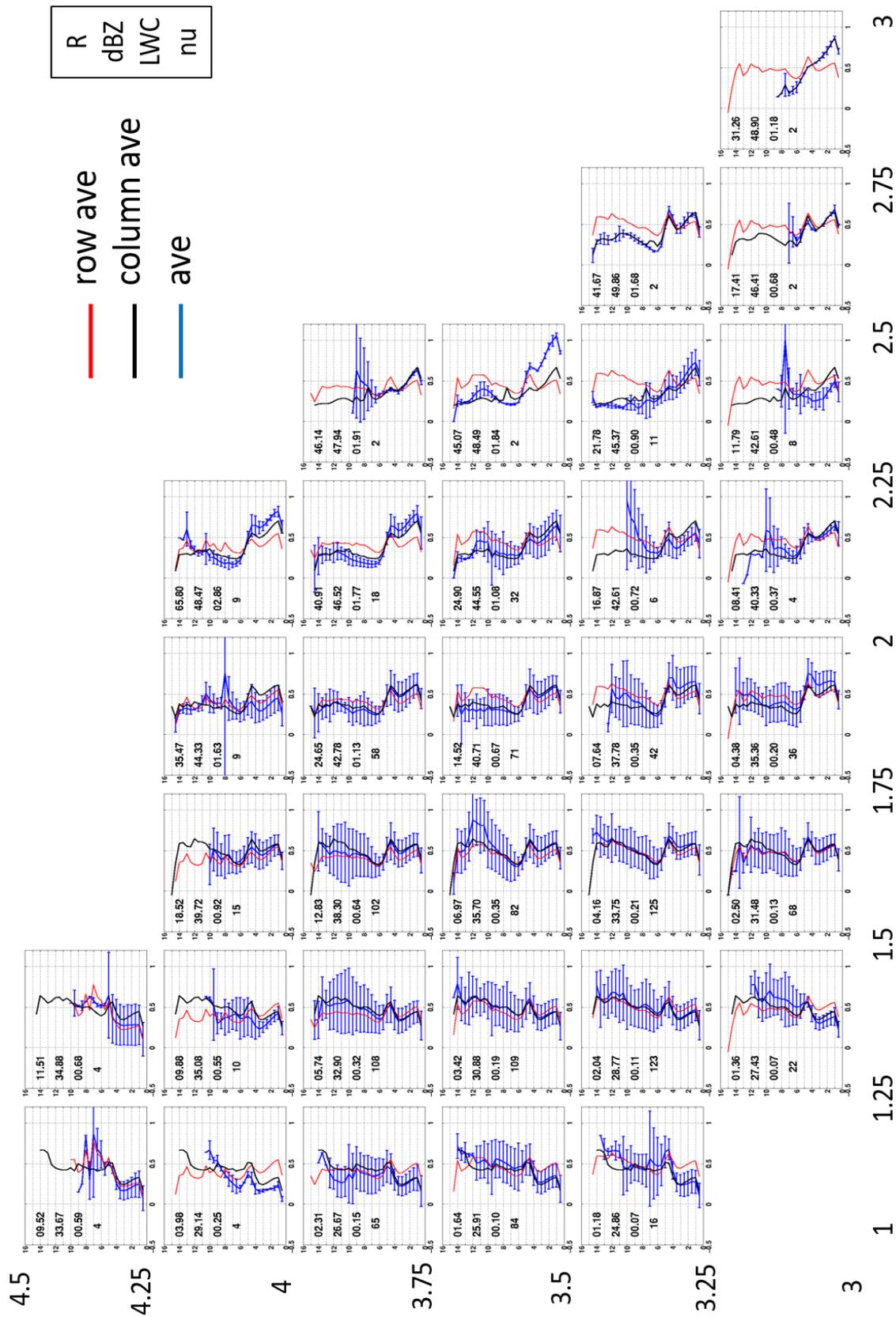


圖 4.6 特徵組中 Z_{DR} 垂直結構，橫軸 $D_m(\text{mm})$ ；縱軸 $\log N_w(\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3})$

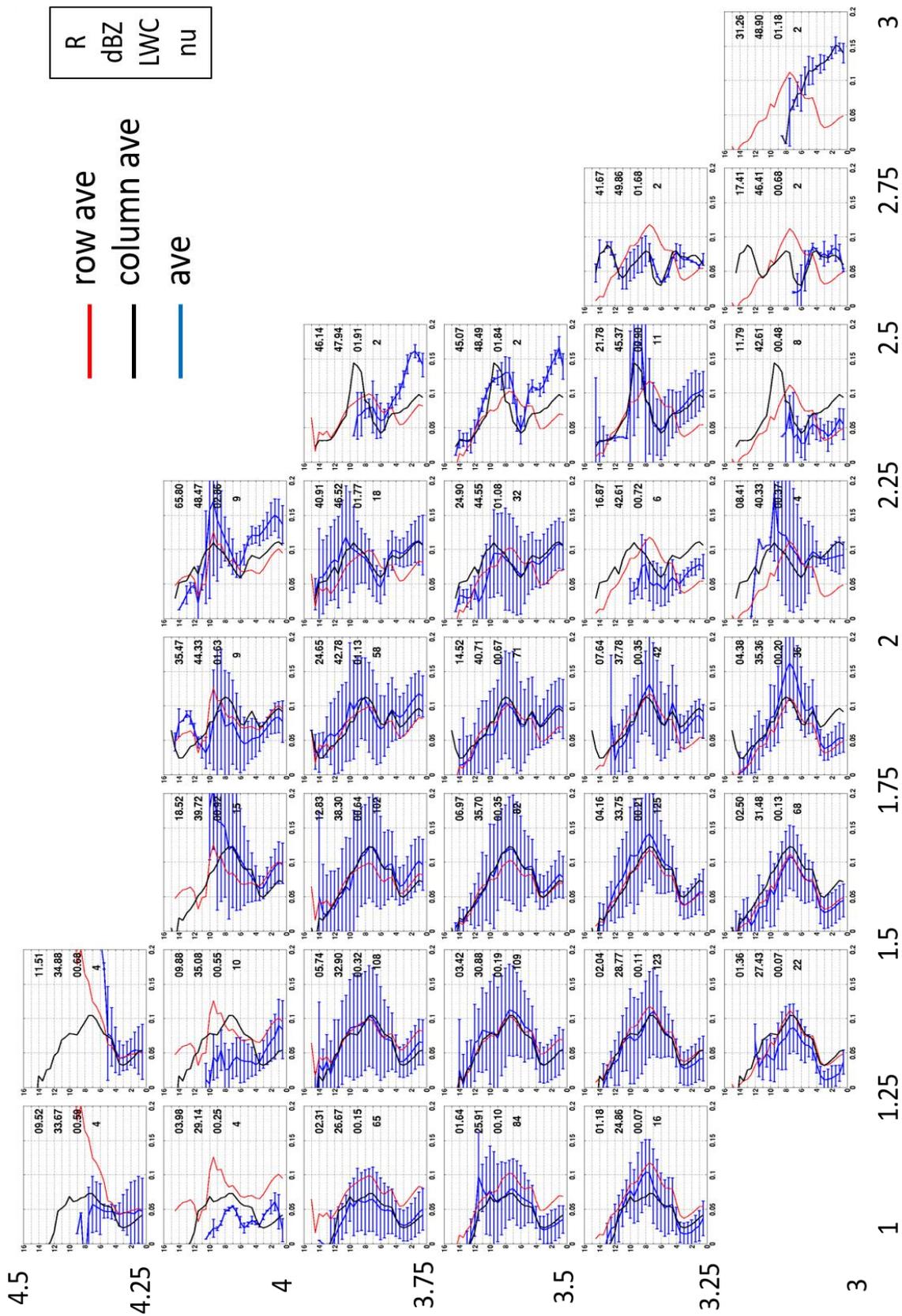


圖 4.7 特徵組中 K_{DP} 垂直結構，橫軸 $D_m(\text{mm})$ ；縱軸 $\log N W(\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3})$

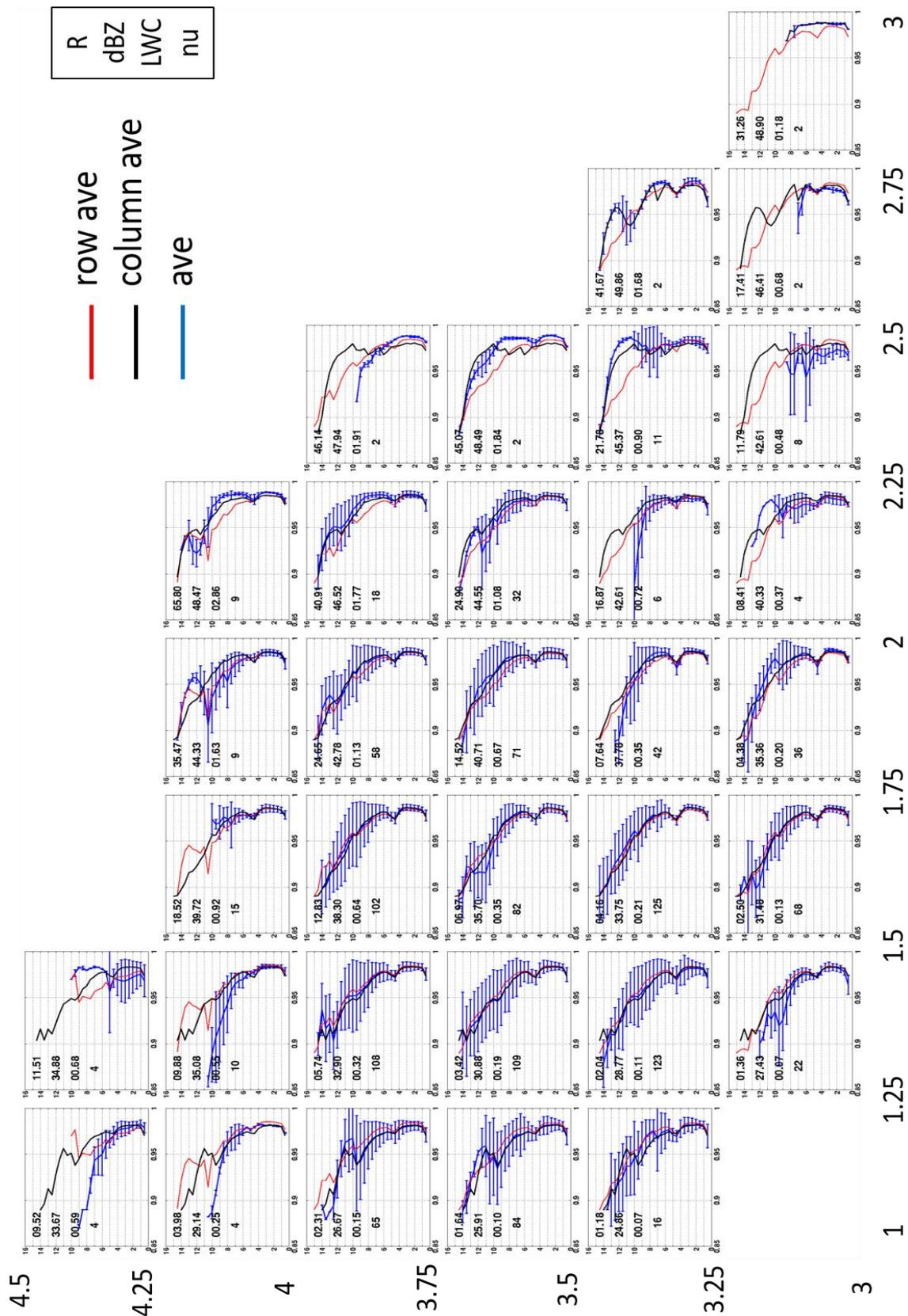


圖 4.8 特徵組中 R_{HV} 垂直結構，橫軸 $D_m(\text{mm})$ ；縱軸 $\log NW(\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3})$

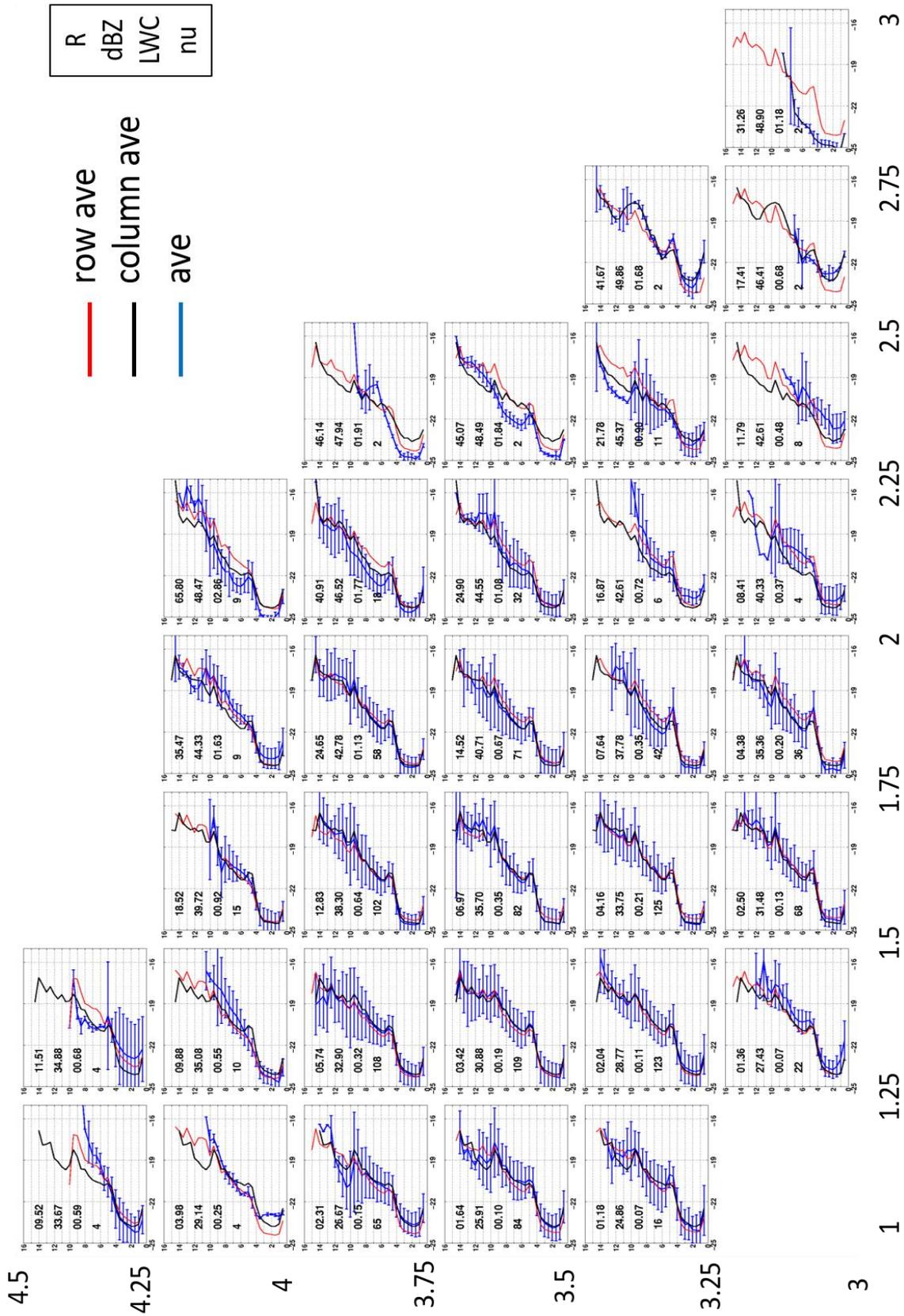


圖 4.9 特徵組中 LDR 垂直結構，橫軸 $D_m(\text{mm})$ ；縱軸 $\log N_w(\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3})$

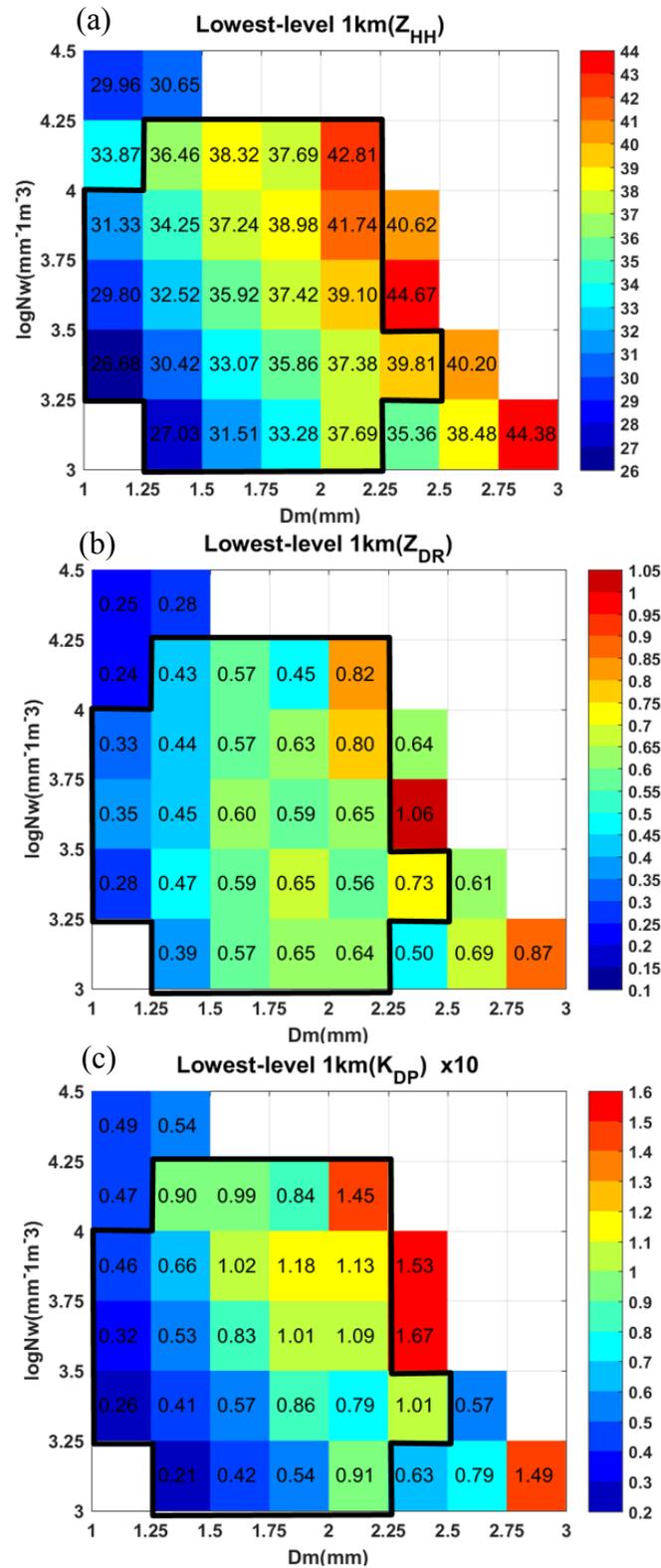


圖 4.10 不同特徵組 1 km 雷達變數平均值 (a) Z_{HH} 、(c) K_{DP} 雨滴粒徑越大數量越多(往右上角)增加；(b) Z_{DR} 雨滴粒徑越大(往右)增加

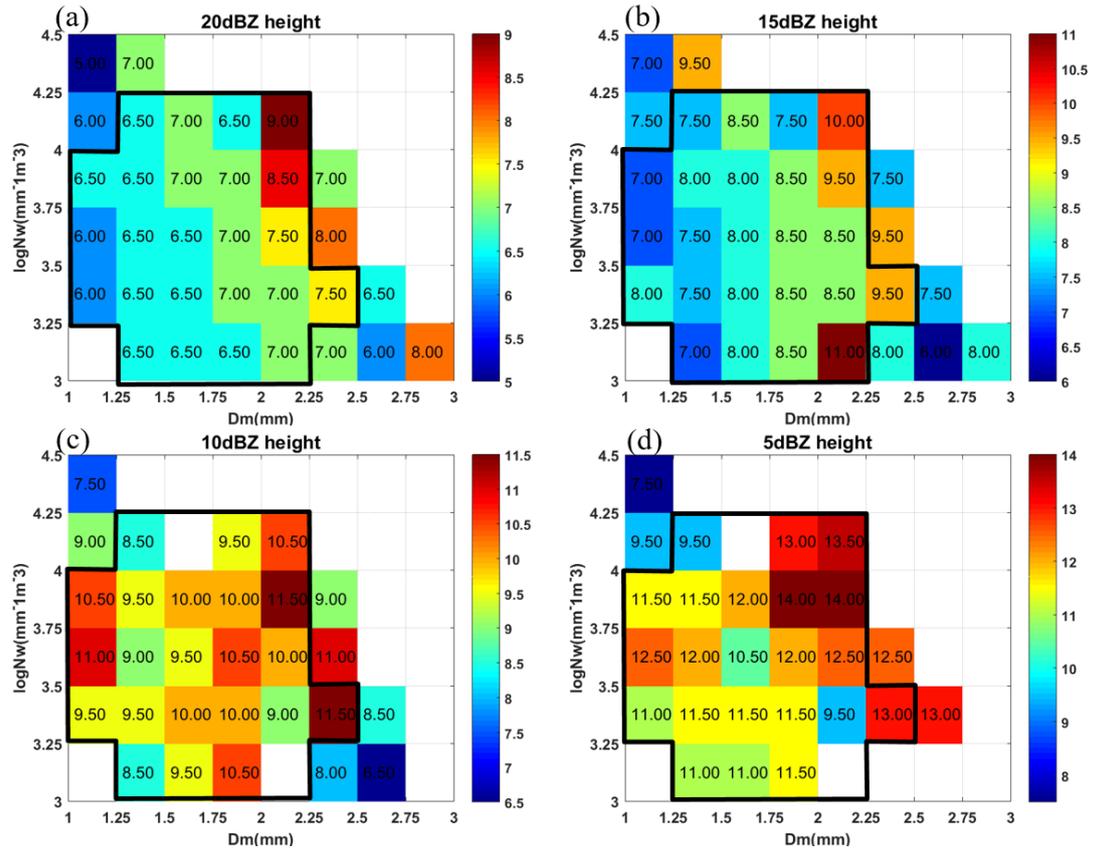


圖 4.11 不同特徵組回波發展高度(km) (a)20 dBZ ; (b)15 dBZ ; (c)10 dBZ ; (d)5 dBZ 雨滴粒徑越大數量越多(往右上角)發展高度越高

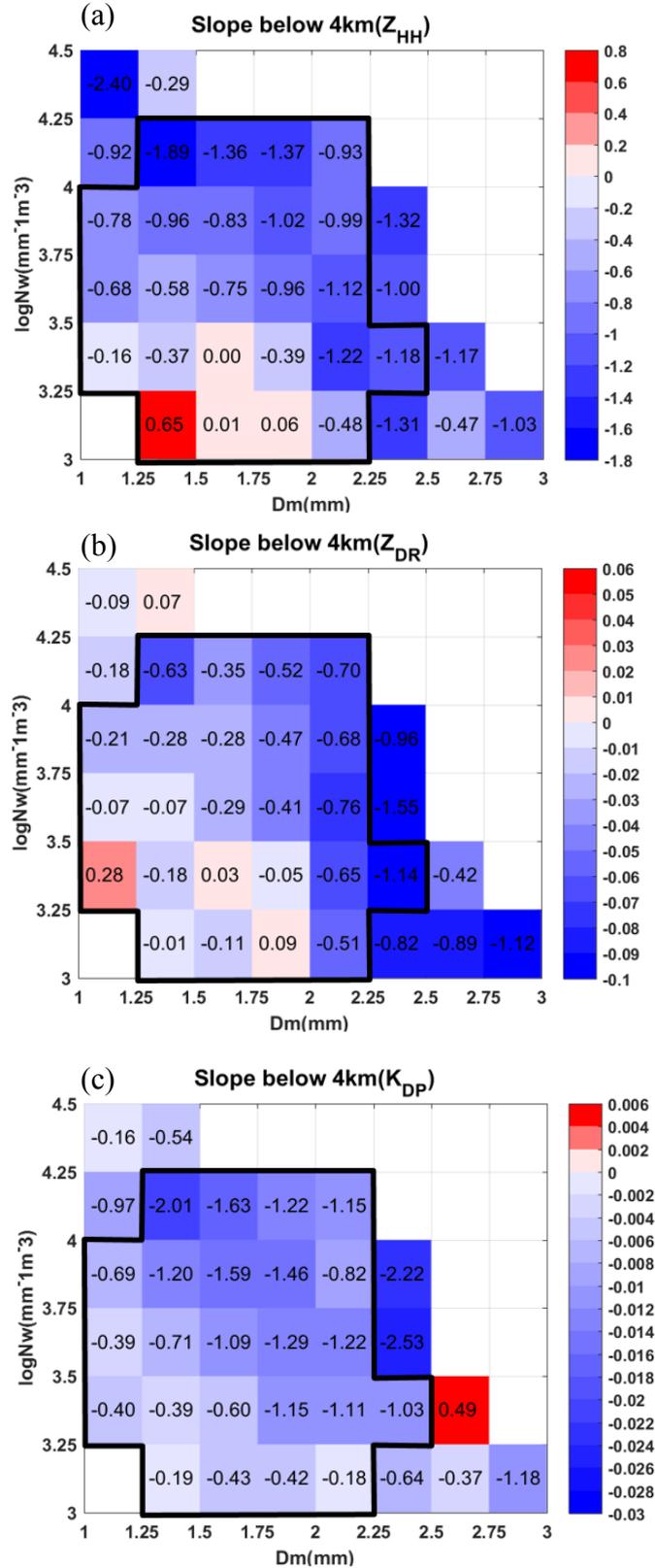


圖 4.12 四公里以下斜率 (a) Z_{HH} (dBZ km^{-1})、(c) K_{DP} 雨滴粒徑越大數量越多(往
 右上角)向下增加越多；(b) Z_{DR} (dB km^{-1}) 雨滴粒徑越大(往右)向下增加越多

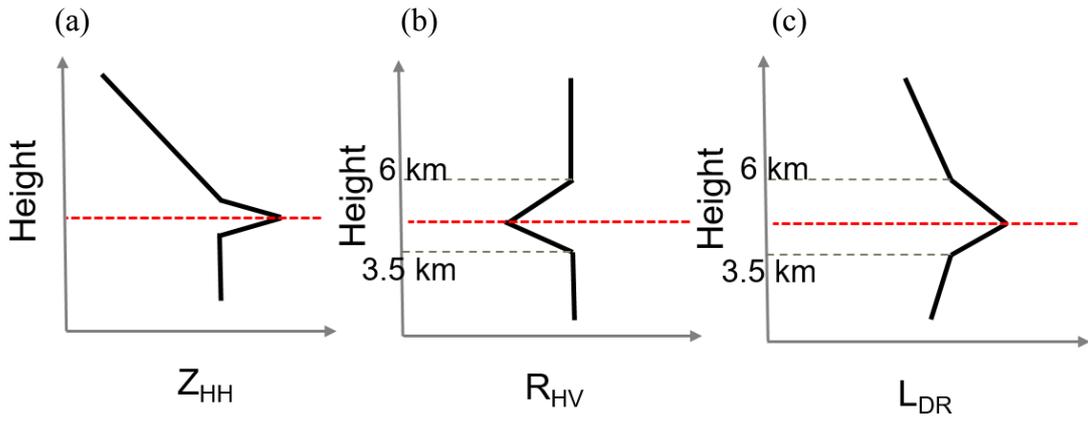


圖 4.13 雙偏極化參數亮帶特徵示意圖 (a) Z_{HH} ; (b) R_{HV} ; (c) L_{DR}

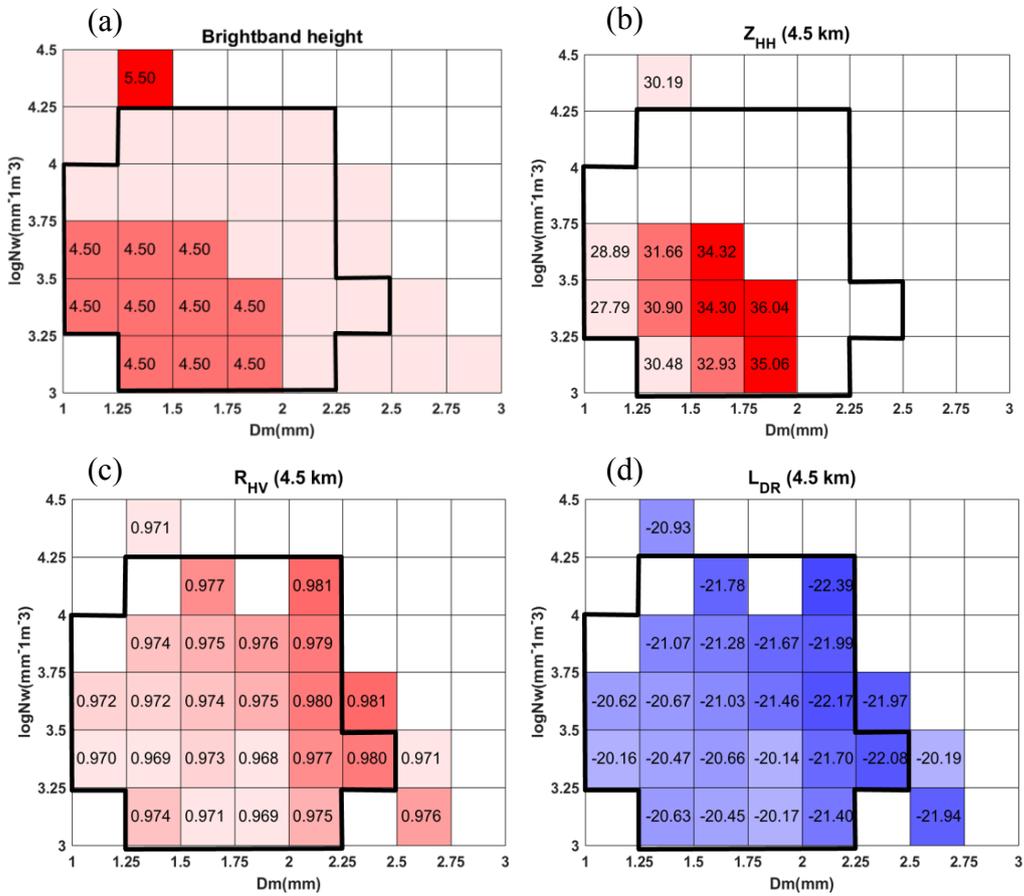


圖 4.14 (a) Z_{HH} 極大值高度；4.5 公里各雷達參數平均值(b) Z_{HH} ; (c) R_{HV} ; (d) L_{DR}

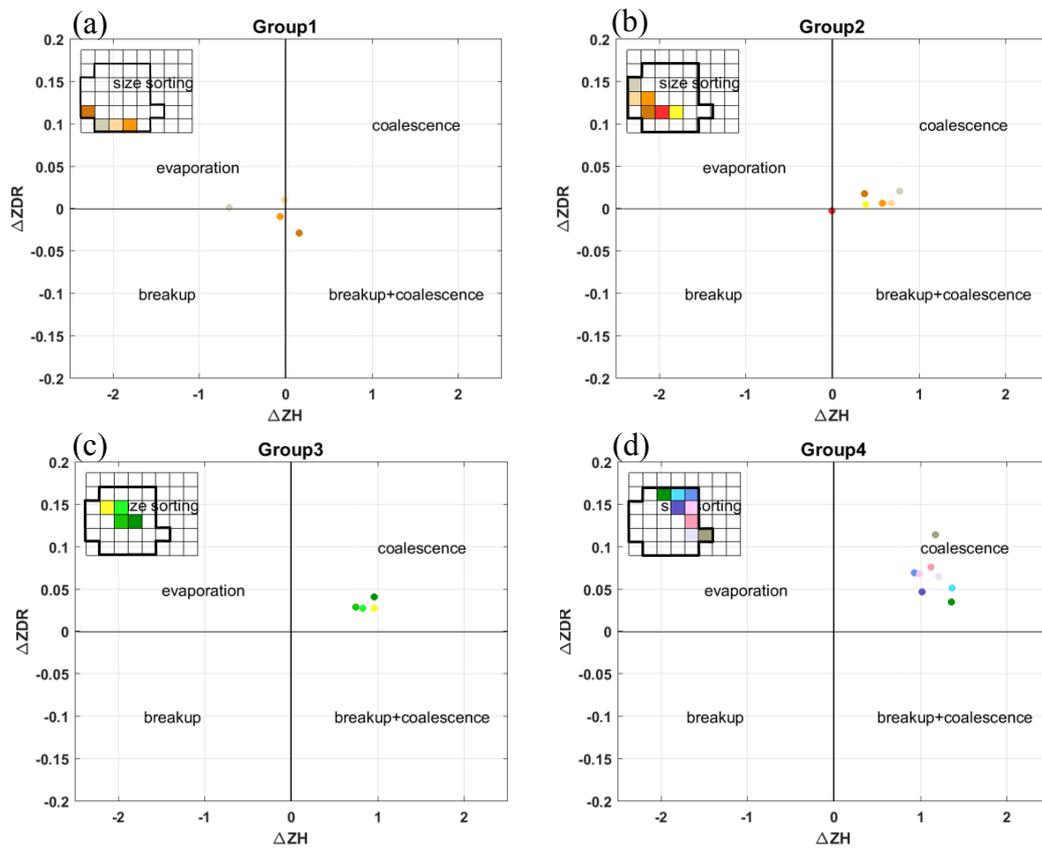


圖 4.15 不同特徵組雲物理過程 (a)~(d)左上角格子為 48 個特徵組，不同顏色代表不同特徵組雲物理過程結果，雨滴粒徑越大數量越多(往右上角)，碰撞結合過程越明顯