

國立中央大學

大氣科學學系
碩士論文

利用 2016 年 TASSE 實驗期間 X-band 雷達資料
反演及分析雨滴粒徑分布特性

研究生：曾昭誠

指導教授：林沛練 教授

陳台琦 教授

中華民國 一〇六年六月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(104 年 5 月最新修正版)

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)

(V)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」

(V)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： 曾昭誠

學號： 104621008

論文名稱：

利用 2016 年 TASSE 實驗期間 X-band 雷達資料反演及分析雨滴粒徑分布特性

指導教授姓名： 林沛練 教授、陳台琦 教授

系所： 大氣物理研究 所 博士班 碩士班

填單日期： 2017-08-22

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 學系/研究所

曾昭誠 研究生所提之論文 利用 2016 年 TASSE 實驗期間 X-band 雷達資料反演及分析雨滴粒徑分布特性 係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授



106年6月30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 學系/研究所

曾昭誠 研究生所提之論文 利用 2016 年 TASSE
實驗期間 X-band 雷達資料反演及分析雨滴粒徑分布
特性 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

鍾高陞

林沛緯

陳台琦

張岸磊

鍾高陞

中華民國 106 年 7 月 12 日

摘要

雨滴譜儀觀測可以獲得雨滴粒徑分布(DSD)特徵，配合雙偏極化雷達高時空解析度的觀測，使用相關公式即可反演大範圍的 DSD 參數。以往使用長期統計之 DSD 特徵作為反演的依據，但 DSD 的特徵會因時間、空間、降雨類型的不同而改變，故一時一地觀測的 DSD 特性並不能一體適用在其他地區或時間。了解雨滴粒徑分佈的變化有助於改善反演 DSD 參數的成效。

本研究使用 2016 年 9 月 1 日到 9 月 10 日，雙北都會區夏季暴雨觀測預報實驗(TASSE)期間，五股的移動式 X 波段雙偏極化都卜勒雷達(TEAM-R)；新店、翡翠水庫撞擊式雨滴譜儀(JWD)的觀測資料進行研究。Gamma 形式的雨滴粒徑分布可由形狀參數 μ 、斜率參數 Λ 及截距參數 N_0 描述。偏極化參數可由 Gamma 參數經散射模擬求出，過程中需使用形狀參數及斜率參數的約束關係。

本研究中 DSD 反演所需的 $\mu - \Lambda$ 關係式使用本次個案 9/8~9/10 翡翠水庫 JWD 統計所得的關係式及利用 Brandes 在 2003 年針對對流系統統計的 $\mu - \Lambda$ 關係式做比較。使用以上兩種關係式以 TEAM-R 觀測反演對流胞 DSD 參數的三維結構。另外再加入以 JWD 計算之 DSD 參數、JWD 使用散射模擬之雷達參數直接擬合的關係式做討論，代入雷達觀測資料可直接求出 DSD 參數。本研究此用以上三種方法討論反演 DSD 參數的成效，評估後兩種使用 $\mu - \Lambda$ 關係式所得的反演結果較佳。

本研究探討 2016 TASSE 實驗中九月九日觀測到的對流胞，反演後得到對流胞的 DSD 三維結構能有效的提供對流發展時的雲微物理資訊。在對流初生時觀察到較窄的雨滴粒徑分布及較小的雨滴、較低的雨滴濃度；對流成熟時觀察到較寬的粒徑分布及較大的雨滴，雨滴濃度則比對流初生期高數百至數千倍；在層狀降雨時觀察到偏窄的雨滴粒徑分布、與較低的雨滴濃度，雨滴大小則介於對流初生期及對流成熟期之間。兩方法得到雲物理特徵十分一致，證實雨滴譜儀與偏極化雷達能有效的反演 DSD 的結構相當符合雲物理機制。

Abstract

Polarimetric radar system provide high temporal and high-spatial resolution data and disdrometers can show the characteristic of Drop Size Distribution (DSD). Base on the information of disdrometer data, dual Polarimetric Radar data can be used to retrieve the parameters of DSD. The DSD varies from case to case or even in the different periods of a case. Therefore, understanding the variety of DSD is helpful to improve the accuracy of DSD parameters retrieved by radar.

The data of Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar (TEAM-R) and Impact Disdrometer (JWD) observations collected in Taipei Summer Storm Experiment (TASSE) during early September of 2016 was used. From the disdrometer data, the three Gamma distribution parameters including the intercept N_0 , the shape (μ) and rate (Λ) parameters can be calculated through moment method. Through the scattering calculation the relations between polarimetric variables and gamma distribution parameters can be derived. The constrain relation between the shape (μ) and rate (Λ) parameters is necessary to retrieve the three Gamma distribution parameters from polarimetric variables Z_{DR} and K_{dp} . In this study, two constrain relations were applied: first one is the well known relation proposed by Brandes et al, , the second one is from the statistics during the three days disdrometer observation of thunderstorms in TASSE. The retrieved three dimensional distribution of DSD are compared between these two retrieval applications. A third approach is directly fitting the DSD Gamma parameters with the polarimetric variables to retrieve three Gamma parameters from fitting functions. Because the limitation of very large drop in disdrometer, the third method is not be able to retrieve reasonable DSD at large Z_{DR} situation.

The retrieved three dimensional DSDs in different stages of thunderstorm reveal very bounty microphysical information. The relatively smaller concentration and drop diameter were found in the initiation stage, while the deep convection was developed one to two order of magnitude of concentration were found through the convective core. More cases studies and much longer statistics and validation should be conducted in the near future.

致謝

這六年在中央的時光說長不長說短也不短，能一路走到碩士班畢業實屬不易，過程中受了許多人的幫助跟支持。首先感謝阿練老師從大一入學前就開始關心我們，初次見面是您約暑期預修的大家到人行道見面聊天，很高興時任系主任的阿練老師就像是我們的大家長，大學時不論是課業或活動，老師跟師母都熱心的關心跟支持我們。在研究所的這兩年也提供了很多資源與機會，讓我可以嘗試很多我想做的事、研究上老師也幫我們了很多資源跟提供許多方向跟建議，也給我很多機會發揮我的專長。這兩年來也獲得許多與校外交流的機會，讓我做到了很多我完全沒想過的事。

台琦老師感謝你這兩年對我研究上許多的指導，每次跟老師您討論研究時我總覺得心虛，但在討論的過程中我能感受到老師對知識的熱情跟好奇，也能鼓勵我當下的結果並給我許多建議，給了我許多信心跟繼續做研究的動力。平時老師也向家人一樣跟我們分享生活跟寒暄，讓雷達實驗室像是個大家庭。也感謝偉裕老師常常在我卡關的時候提點我解決問題的關鍵跟觀點也分享許多研究的經驗，而且您總是充滿無限的活力跟熱情。宇慶老師、高陞老師你們也熱心的指導每一位雷達實驗室的學生，你們就像朋友一般的活潑親切。

求學路上朋友們也給我許多的幫助跟陪伴，感謝大學四年、藝工隊、地科營及各項活動的朋友們帶給我的回憶，也讓我學到許多合作及做事的技巧。PBLAP 的六年同窗們，感謝小花在很多事情上的幫忙，很多事沒你幫忙我辦不到；感謝柿柿總是提醒我粗心漏掉的細節、也鼓勵我給我信心，在我心情不好的時候聽我說話陪我聊天讓我心情變好；也感謝阿真總是給我很多很快速有效的點子是很有力的幫手。筱柔博凱秉毅感謝你們替我們分擔很多事情。實驗室的學長姐們 Chose,QQ,書維,Boy,小兔子,Tina,姚姚,崇穎跟育真學姐幫我們處理了很多麻煩的行政，也教我們出觀測架站還有提供很多研究上的經驗跟建議。

雷達實驗室的學長姐們也在研究上給了我許多幫助，感謝如瑜學姊總是在百忙中幫我看摘要 ppt、檢查英文和解答我很多問題，閒暇時跟我聊天跟聽我屁話。沛瑜學姊感謝你在我碩一時教我使用很多工具讓我在研究上更順手，也因此學會了使用 MATLAB。也感謝種學長姐們為實驗室開發了各種強大的工具。

俊瑋跟你當了將近 6 年的室友、立昕點點恰恰這段時間也受了你們許多幫助。Look 等學弟妹們為研究生活帶來許多樂趣。

最後感謝我家人放我踏進大氣這個領域，這六年來無時無刻的在背後支持我，讓我可以沒有顧慮的在學校做我想做的事，雖然我常常不回家你們也戲稱我把家裡當民宿住，但每次我有需要幫忙或我累的時候家裡總是幫助我最多也讓我最能放鬆地方；雖然我常常忘了打電話跟傳訊息回家，當我覺得心力交瘁的時候常會傳來幾句關心的訊息、問我最近過得好不好啊~什麼時候要回家啊~總讓我覺得無比暖心。也謝謝你們從小的給我的教育教我很多生活知識技術跟能力，讓我在這將近 20 年的求學路程上能更加的多采多姿、成就了我現在的所有，謝謝你們。

目錄

摘要.....	i
Abstract	ii
致謝.....	iii
目錄.....	iv
表目錄.....	vi
圖目錄.....	vii
一、 緒論.....	1
1-1 前言	1
1-2 文獻回顧	1
1.3 研究方向.....	3
二、 資料來源.....	4
2-1 觀測實驗介紹	4
2.2 個案介紹.....	4
2.3 觀測儀器介紹.....	5
三、 資料處理.....	6
3-1 參數介紹	6
3-1-1 雨滴粒徑分布的計算	6
3-1-2 Gamma DSD 參數介紹.....	6
3-1-3 偏極化參數介紹	9
3-2 資料品管	10
3-2-1 撞擊式雨滴譜儀(JWD)	10
3-2-2 TEAMR 雙偏極化雷達	10
四、 DSD 反演方法討論.....	14
4-1 使用 Z_h, Z_{dr}, K_{dp} 與 $\mu - \Lambda$ 關係式反推雨滴粒徑分布	14
4-2 DSD 反演方法比較	15
五、 對流個案討論.....	19
5-1 對流初生期	20

5-2 對流成熟期	21
5-3 層狀降雨	23
5-4 小結	24
六、 結論與未來展望	26
6-1 結論	26
6-2 未來展望	28
七、 參考文獻	29
附表	31
附圖	32

表目錄

表格 1	撞擊式雨滴譜儀 20 種雨滴粒徑及相對應之終端落速與間隔。.....	31
表格 2	0757UTC 對流初生期、0623UTC 對流成熟期、1123UTC 層狀降雨 三個案各參數平均正負兩個標準差的值區間.....	31

圖目錄

圖 1. 1	$\Lambda = 4.1R - 0.21 \text{ mm} - 1$, Marshall and Palmer (1948).....	32
圖 2. 1	2016 雙北暴雨實驗實驗儀器位置圖	32
圖 2. 2	2017/09/09 00Z 地面天氣圖	33
圖 2. 3	09/09 03Z 國防大學探空圖.....	33
圖 2. 4	09/09 00Z 紅外線衛星雲圖.....	34
圖 2. 5	09/09 05Z 紅外線衛星雲圖.....	34
圖 2. 6	09/09 08Z 紅外線衛星雲圖及強調色畫雲圖 color bar	34
圖 2. 7	09/09 05Z~13Z 台灣雷達合成回波圖	35
圖 2. 8	TEAMR 雙偏極化都卜勒雷達	36
圖 2. 9	2016 TASSE TEAMR PPI 掃瞄範圍	36
圖 2. 10	撞擊式雨滴譜儀(JWD)	37
圖 3. 1	改變 Λ 對 DSD 的影響.....	37
圖 3. 2	改變 μ 對 DSD 的影響.....	37
圖 3. 3	改變 N_0 對 DSD 的影響	38
圖 3. 4	改變 μ, Λ 對 DSD 的影響.....	38
圖 3. 5	使用 9/8-9/10 翡翠水庫 JWD 計算衰減修正參數式與 JWD 計算 AH、AHV 分布圖.....	38
圖 3. 6	1613 UTC TEAMR 垂直掃描 0~360 度 Zh.....	39
圖 3. 7	1613 UTC TEAMR 垂直掃描 0~360 度 Zdr.....	39
圖 3. 8	1552 UTC- 1628 UTC 各高度平均 Zh 分布圖	40
圖 3. 9	9/9 1552 UTC- 1628 UTC 各高度 Zh 分布圖	40
圖 3. 10	使用翡翠 JWD 計算 Zh、Zdr、Kdp 約束關係式與 JWD 計算 Zh、Zdr、Kdp 之分布.....	41
圖 3. 11	使用翡翠 JWD 計算 Zh、Kdp 約束關係式與 JWD 計算 Zh、Kdp 之分布 41	
圖 3. 12	9/9 全天 1 度仰角 PPI 掃描 Zh bias 機率分布	42
圖 3. 13	9/9 0930~0957 UTC TEAMR 垂直掃描共 14 個時間點，藍線為 TEAMR 1 公里高的 Zh 值與同地點的五股地面 JWD 計算之 Zh 比較.....	42
圖 3. 14	TEAMR 9/9 0720 UTC 0.5 度仰角 PPI 掃描 Zh、Zdr 機率分布圖與 JWD 觀測(白點)比較	43
圖 3. 15	TEAMR 9/9 0720 UTC 1 度仰角 PPI 掃描 Zh、Zdr 機率分布圖與 JWD 觀測(白點)比較	43
圖 3. 16	TEAMR 9/9 0720 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 Zh、Zdr 機率分布圖與 JWD 觀測(白點)比較	43
圖 3. 17	TEAMR 9/9 0720 UTC 3.5 度仰角 PPI 掃描 Zh、Zdr 機率分布圖與 JWD 觀測(白點)比較	44

圖 4.1	使用 $\mu - Zdr$ 關係求出 μ	44
圖 4.2	使用 $\mu - 10 \times \log KdpN0$ 關係求出 $N0$	44
圖 4.3	$\mu - Zdr$ 關係圖	45
圖 4.4	$\Lambda - Zdr$ 關係圖	45
圖 4.5	$\mu - 10 \times \log ZhN0$ 關係圖	45
圖 4.6	$\mu - 10 \times \log KdpN0$ 關係圖	45
圖 4.7	9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式與 Brandes 2003 年之 $\mu - \Lambda$ 關係式比較	45
圖 4.8	使用 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式、Brandes 2003 年之關係式計算與由 JWD 直接擬合 $\mu - Zdr$ 關係	46
圖 4.9	使用 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式、Brandes 2003 年之關係式計算與由 JWD 直接擬合 $\Lambda - Zdr$ 關係	46
圖 4.10	使用 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式、Brandes 2003 年之關係式計算與由 JWD 直接擬合 $\mu - 10 \times \log ZhN0$ 關係	47
圖 4.11	使用 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式、Brandes 2003 年之關係式計算與由 JWD 直接擬合 $\mu - 10 \times \log KdpN0$ 關係	47
圖 4.12	9/9 101018 UTC 0.5 度仰角 PPI 掃描 Zh 分布	48
圖 4.13	9/9 101018 UTC 0.5 度仰角 PPI 掃描 Zdr 分布	48
圖 4.14	101018 UTC 0.5 度仰角 PPI 掃描 Kdo 分布	48
圖 4.15	9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 Brandes 2003 年統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式計算 μ 的分布	49
圖 4.16	9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式計算 μ 的分布	49
圖 4.17	9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 擬合關係計算 μ 的分布	49
圖 4.18	9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 Brandes 2003 年統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式計算 Λ 的分布	50
圖 4.19	9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式計算 Λ 的分布	50
圖 4.20	9/9 使用 101018 UTC 0.5 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 擬合關係計算 Λ 的分布	50
圖 4.21	9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 Brandes 2003 年統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式計算 Dm 的分布	51
圖 4.22	9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式計算 Dm 的分布	51
圖 4.23	9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 擬合關係計算 Dm 的分布	51
圖 4.24	9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 Brandes 2003 年統計之	

$\mu - \Lambda$ 關係式計算 Nw 的分布.....	52
圖 4.25 9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計 之 $\mu - \Lambda$ 關係式計算 Nw 的分布.....	52
圖 4.26 9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 擬合 關係計算 Nw 的分布	52
圖 5.1 a 9/9 0500 UTC~0728 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 Zh 分布.....	53
圖 5.2 9/9 1055 UTC~1300 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 Zh 分布.....	55
圖 5.3 9/9 075936 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 Zh 、 Zdr 、 Kdp 分布	56
圖 5.4 9/9 075936 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 μ 分布	57
圖 5.5 9/9 075936 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 λ 分布	57
圖 5.6 9/9 075936 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 Dm 分布	57
圖 5.7 9/9 075936 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 Nw 分布	57
圖 5.8 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Zh 、 Zdr 、 Kdp 分布	58
圖 5.9 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 0~15 公里 μ 分布	59
圖 5.10 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 0~15 公里 λ 分布 ...	59
圖 5.11 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 0~15 公里 Dm 分布	59
圖 5.12 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 0~15 公里 Nw 分布	59
圖 5.13 對流初生期 μ 、 λ 平均值垂直分布.....	59
圖 5.14 對流初 Brandes et al. (2003)生期 Nw 、 Dm 平均值垂直分布.....	59
圖 5.15 9/9 0626 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Zh 、 Zdr 、 Kdp 分布	60
圖 5.16 9/9 0626 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 μ 分布	61
圖 5.17 9/9 0626 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 λ 分布	61
圖 5.18 9/9 0626 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Dm 分布	61
圖 5.19 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Nw 分布	61
圖 5.20 9/9 0623 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Zh 、 Zdr 、 Kdp 分布	62
圖 5.21 9/9 0623 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 μ 分布	63
圖 5.22 9/9 0623 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 λ 分布	63
圖 5.23 9/9 0623 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Dm 分布	63
圖 5.24 9/9 0623 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Nw 分布	63
圖 5.25 對流成熟期 μ 、 λ 平均值垂直分布.....	63
圖 5.26 對流成熟期 Nw 、 Dm 平均值垂直分布	63
圖 5.27 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 15~40 公里 Zh 、 Zdr 、 Kdp 分布	64
圖 5.28 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 15~40 公里 μ 分布 .	65
圖 5.29 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 15~40 公里 λ 分布 .	65
圖 5.30 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 15~40 公里 Dm 分布	
65	
圖 5.31 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 15~40 公里 Dm 分布	

圖 5.32	9/9 1126 UTC PPI 掃描雷達南方 8 公里東西向剖面 Zh 、 Zdr 、 Kdp 分布	66
圖 5.33	9/9 1126 UTC PPI 掃描雷達南方 8 公里東西向剖面 μ 分布	67
圖 5.34	9/9 1126 UTC PPI 掃描雷達南方 8 公里東西向剖面 λ 分布	67
圖 5.35	9/9 1126 UTC PPI 掃描雷達南方 8 公里東西向剖面 Dm 分布	67
圖 5.36	9/9 1126 UTC PPI 掃描雷達南方 8 公里東西向剖面 Nw 分布	67
圖 5.37	9/9 1126 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Zh 、 Zdr 、 Kdp 分布	68
圖 5.38	9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 μ 分布	69
圖 5.39	9/9 1126 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 λ 分布	69
圖 5.40	9/9 1126 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Dm 分布	69
圖 5.41	9/9 1126 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Nw 分布	69
圖 5.42	9/9 1126 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Zh 、 Zdr 、 Kdp 分布	70
圖 5.43	9/9 0626 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 μ 分布	71
圖 5.44	9/9 0626 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 λ 分布	71
圖 5.45	9/9 1123 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Dm 分布	71
圖 5.46	9/9 1123 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Nw 分布	71
圖 5.47	層狀降雨 μ 、 λ 平均值垂直分布	71
圖 5.48	層狀降雨 Nw 、 Dm 平均值垂直分布	71
圖 5.49	對流初生期 μ 、 λ 值分布	72
圖 5.50	對流初生期 Nw 、 Dm 值分布	72
圖 5.51	對流成熟期 μ 、 λ 值分布	73
圖 5.52	對流成熟期 Nw 、 Dm 值分布	73
圖 5.53	層狀降雨 μ 、 λ 值分布	74
圖 5.54	層狀降雨 Nw 、 Dm 值分布	74
圖 5.55	對流初生期使用方法三反演之 Nw 、 Dm 機率分布圖	75
圖 5.56	對流成熟期使用方法三反演之 Nw 、 Dm 機率分布圖	75
圖 5.57	層狀降雨使用方法三反演之 Nw 、 Dm 機率分布圖	75
圖 5.58	對流初生期、對流成熟期、層狀降雨 μ 值垂直分布圖	76
圖 5.59	對流初生期、對流成熟期、層狀降雨 λ 值垂直分布圖	76
圖 5.60	對流初生期、對流成熟期、層狀降雨 Dm 值垂直分布圖	77
圖 5.61	對流初生期、對流成熟期、層狀降雨 Nw 值垂直分布圖 3	77
圖 5.62	使用 Brandes 2003 的關係式反演對流初生期使用方法三反演之 Nw 、 Dm 機率分布圖	78
圖 5.63	使用 Brandes 2003 的關係式反演對流成熟期使用方法三反演之 Nw 、 Dm 機率分布圖	78
圖 5.64	使用 Brandes 2003 的關係式反演層狀降雨使用方法三反演之 Nw 、 Dm 機率分布圖	78

圖 5. 65	使用 Brandes 2003 的關係式反演對流初生期、對流成熟期、層狀降雨 μ 值垂直分布圖	79
圖 5. 66	使用 Brandes 2003 的關係式反演對流初生期、對流成熟期、層狀降雨 Λ 值垂直分布圖	79
圖 5. 67	使用 Brandes 2003 的關係式反演對流初生期、對流成熟期、層狀降雨Dm值垂直分布圖	80
圖 5. 68	使用 Brandes 2003 的關係式反演對流初生期、對流成熟期、層狀降雨Nw值垂直分布圖	80

一、緒論

1-1 前言

短延時強降水的劇烈天氣系統日益常見，台灣夏季好發午後雷陣雨，常發生一小時累積雨量達四十毫米以上或三小時一百毫米以上的大雨、豪雨事件，若發生在都會區易導致排水不及而致災，故了解雷雨胞發展的物理過程對日後強降雨發生前的即時監測有極大的幫助。

雨滴譜儀觀測可以獲得雨滴粒徑分布(Drop Size Distribution, DSD)特徵，配合雙偏極化雷達高時空解析度的觀測，使用相關公式即可反演大範圍的 DSD 參數。前人依不同季節、氣候區、天氣型態統計 DSD 特徵作為反演的依據，但 DSD 的特徵會因時間、空間、降雨類型的不同而改變，長期統計的結果必會平均掉許多降雨特徵，故一時一地觀測的 DSD 特性並不能一體適用在其他地區或時間。了解午後雷陣雨的粒徑分布特徵是本論文的主要研究主題。

了解雨滴粒徑分佈的變化將有助於改善雷達估計 DSD 參數的能力。本研究使用 2016 雙北都會區夏季暴雨觀測預報實驗(TASSE)資料，探討單一個案的觀測資料在使用前人 $\mu - \Lambda$ 關係式反演 DSD 參數的成效及限制，另外測試直接使用雨滴譜儀觀測資料擬合、計算 DSD 參數的成效及差異。並以此反演法分析 2016 年 TASSE 實驗中觀測到的雷雨胞，探討雷雨胞在不同發展階段的雨滴粒徑分布與相關的雲物理特性。結果並可提供給模式雲物理模組的校驗。

1-2 文獻回顧

雨滴粒徑分布的數學表示形式最早由 Marshall and Palmer (1948)提出，DSD 被假設成指數函數形式

$$N(D) = N_0 e^{-\Lambda D} \quad (1-1)$$

$N(D)$ 指單位體積單位粒徑間距的雨滴個數， N_0 為常數 $8000m^{-3}mm^{-1}$ ，表示截距參數； Λ 代表雨滴粒徑分布的斜率， Λ 愈大則雨滴個數隨雨滴粒徑變大而減少的速率越快，即大

雨滴的個數相對就少。從 Marshall and Palmer 的觀測得到 Λ 雨降雨率 R 成反比，表示為 $\Lambda = 4.1R^{-0.21} \text{ mm}^{-1}$ ，如圖 1. 1。顯示當降雨率 R 上升， Λ 值則下降代表函數斜率降低，DSD 往大雨滴擴張。但因 N_0 為定值，小雨滴分布不會因降雨率變化出現明顯的增減。故指數分布在描述小雨滴以及大雨滴的部分與實際觀測資料比對皆有描述不佳的情形。於是 Ulbrich (1983)提出了使用 Gamma 分布描述的雨滴粒徑分布，表示為

$$N(D) \left(\frac{\#}{\text{mm} \cdot \text{m}^3} \right) = N_0 D^\mu e^{-\Lambda D} \quad (1-2)$$

與 Marshall and Palmer (1948)不同為增加形狀參數 μ 對小雨滴做描述，以三參數的形式描述 DSD 比指數分布更接近真實的觀測。Kozu and Nakamura (1991)提出 Gamma 分布 DSD 的反演法也說明了三種參數描述的 DSD 與觀測相當接近。偏極化參數有反演 DSD 的能力，Seliga and Bringi (1976, 1978)使用 Z_H 、 ϕ_{dp} 搭配 Z_{DR} 反演 N_0 、 D_0 計算指數型 DSD，1983 年 Ulbrich 提出以 gamma 分布描述的雨滴粒徑分布後可以更精確的描述 DSD；但討論 DSD 時 N_0 會受到其單位中的 μ 值影響，故 Testud et al. (2001)提出標準化的雨滴濃度 N_w ，統一的單位使雨滴濃度更容易被討論。Zhang et al. (2001)、Brandes et al. (2003)利用 Gamma DSD 中的形狀參數 μ 與斜率參數 Λ 間的約束關係配合 Gamma DSD 形式的 Z_H 、 Z_{DR} 可反求 Gamma DSD。X-band 雷達在長距離及強降雨的觀測易受衰減之影響使觀測距離受到限制，雷達本身也會有系統偏差，Bringi et al. (1990)、Gorgucci et al. (1999)、Vivekanandan et al. (2003)對系統偏移修正和衰減修正提出解決的方法。張(2002)、林(2004)、紀(2005)、呂(2006)利用五分山雷達、中大 C-pol 雷達、雨滴譜儀應用在雷達估計降雨、雨滴粒徑分析反演皆有不錯的成果。劉(2002)利用南海季風實驗(SCSMEX)的 C-pol 雷達觀測進行降水之雲物理特性分析；廖(2009)第一次使用 TEAMR X-band 雷達做降雨估計的研究；盧(2012)針對侵台颱風凡那比的颱風降水雨滴粒徑進行分析，探討不同颱風雨帶以及颱風眼牆的 DSD 分布與變化特徵；黃(2012)使用 TEAMR 雷達與 JWD 討論凡那比颱風的雲微物理變化。

DSD 在不同季節、不同氣候區及不同降雨類型都會有不同的特徵(吳, 2006)。Chang et al. (2009)使用 2DVD 討論納莉颱風的 DSD 特徵。簡(2006)討論台灣北部地區的不同季

節及不同降水型態的雨滴粒徑分布差異；蔣(2010)探討 2009 SoWMEX 期間台灣南部和北部的 DSD 特徵差異；陳(2013)探討鋒面強降雨個案；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；陳(2009)與陳(2009)分析 2008 SoWMEX 的 DSD 特性，並與 Bringi et al. (2003)的結果做降雨型態的比較，層狀降水較相似、對流降水型態差異較大。且 JWD 因儀器設計的限制，在強降雨率發生時有 Dead time 發生，JWD 觀測原理為接收雨滴撞擊感應器的力量產生訊號，每一顆雨滴撞擊 JWD 後都需要一段極短的時間處理訊號才能再接受下一顆雨滴的撞擊。所以當強降雨發生時大量雨滴撞擊 JWD 將導致許多雨滴因為 Dead time 沒被記錄到，多數研究顯示中小雨滴的觀測會有低估的狀況，蔣(2010)使用 2DVD 與 JWD 探討此效應對觀測結果的差異，並使用 Sauvageot and Lacaux (1995)提出的 Dead time correction 修正 JWD 在小雨滴的數量誤差。

1.3 研究方向

本研究使用 TEAMR 觀測及雨滴譜儀觀測資料，資料品質處理後，由雨滴譜儀觀測求取本次觀測實驗的 $\mu - \Lambda$ 關係式，將此 $\mu - \Lambda$ 關係式與 Brandes 在 2003 年計算的 $\mu - \Lambda$ 關係式反推各別 DSD 參數與雷達參數關係。另採用直接由雨滴譜儀計算之雷達參數與 DSD 參數做擬合關係式。以上三種反演方式代進雷達觀測，比較以上方式反演 DSD 的特性差異與優缺點。並使用以上方法分析 2016 年 TASSE 期間觀測到的雷雨胞。

二、 資料來源

2-1 觀測實驗介紹

本研究使用 2016 年九月五日至九月十日在台北盆地實施之雙北都會區夏季暴雨觀測預報實驗 (TAIpei Summer Storm Experiment, TASSE)，本實驗目的為了解雙北地區豪雨型午後雷暴的環境特性、雲動力與微物理特性等。本研究使用的觀測儀器有部署在五股河岸的移動式 X-band 雙偏極化都卜勒雷達 (TEAMR)，五股、新店檢校中心、翡翠水庫各設置一座撞擊式雨滴譜儀 (JWD)儀器配置圖如圖 2.1 所示。2016 年 TASSE 實驗為 2017 年 TASSE 實驗的預實驗。

2.2 個案介紹

2016 TASSE 期間 9/5 到 9/7 台灣處於強勁西南風的環境，多為由海上移入的對流系統。山區熱對流事件集中在 9/8~9/10 間，本篇研究針對 9/9 下午一系列的熱對流做討論。

圖 2.2 地面天氣圖顯示 9/9 00Z 有一滯留鋒在台灣北部海面，台灣處於鋒面前西南風不穩定的環境。在 9/9 00Z、03Z、06Z、09Z、12Z 在國防大學施放加密探空觀測，圖 2.3 是 03Z 的探空資料，可見整層皆潮濕，低層至中層大多吹西南風及西風。

圖 2.4 為 9/9 00Z 的衛星雲圖可以看到在台灣海峽上及花蓮外海有中尺度對流，但台灣海峽上的系統已經在消散的階段，花蓮外海的對流系統持續發展。圖 2.5 為 05Z 的紅外線雲圖，台灣山區的雷雨胞約在此時開始出現；圖 2.6 為 08Z 雷雨胞已發展的相當旺盛。由圖 2.7 9/9 05Z 到 13Z 的雷達合成回波圖，由 05Z 的雷達回波圖已可看見台北地區開始有 40dBZ 以上的 Z_h 值出現，9/9 北部的雷雨胞由此時開始出現；06Z 高 Z_h 值大部分出現在台北市附近；07Z ~ 08Z 有高 Z_h 值的強對流在西北部山麓開始發展、台北地區對流也持續發展，約 09Z 時西北部山麓大範圍的強對流向西移動，大約於 11Z ~ 12Z 間通過台北市區，方伴隨著大片層狀降雨。北部陸地的對流持續到 13Z 過後逐漸消散。

本文將針對 9/9 05Z ~ 13Z 探討對流在各生命週期的特性。

2.3 觀測儀器介紹

移動式 X-band 雙偏極化都卜勒雷達(TEAMR)

TEAMR 全名為 Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar，由當時的行政院國家科學委員會在 2006 年 9 月核准，由國立中央大學大氣科學系負責執行，於 2008 年 3 月成功建置國內第一部以實驗為主的移動式氣象雷達，同年投入西南氣流實驗(Taiwan's Southwesterly Monsoon Experiment – 2008, SoWMEX-08)。TEAMR 為 X-band 雙偏極化都卜勒雷達，波長為三點一二公分，儀器外觀如圖 2.8。本次實驗 TEAMR 部署在五股河岸，掃描範圍大致涵蓋大台北都會區。雷達掃描策略分為水平掃描(PPI)及垂直掃描(RHI)，本次實驗掃描策略由二至三個方位角的 RHI 掃描與八個仰角的 PPI 掃描組合完成一次掃描。PPI 掃描範圍為方位角 $35^{\circ}\sim 185^{\circ}$ ，如圖 2.9。PPI 掃描仰角有 $0.5^{\circ}, 1.0^{\circ}, 2.0^{\circ}, 3.5^{\circ}, 5.5^{\circ}, 8.5^{\circ}, 13.5^{\circ}, 18.5^{\circ}$ ，RHI 有 $141^{\circ}, 151^{\circ}, 157^{\circ}$ 三個方位角，此次觀測有十分規律的 PPI 及 RHI 掃描間格，完成一次體積掃描需時 7.5 分鐘，對研究雷雨胞的演變效果很好。RHI 掃描部分約占一分二十八秒；PPI 部分約占五分四十七秒。

撞擊式雨滴譜儀(JWD)

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 2.10。撞擊式雨滴譜儀只能量測 $0.359\text{mm}\sim 5.373\text{mm}$ 的雨滴大小，並分為二十份不等間距的雨滴粒徑，小於 0.359mm 的雨滴無法被觀測，大於 5.373mm 的雨滴全部歸類於 5.373mm ，故 JWD 在小雨滴的觀測誤差可能影響後續的參數計算。本研究使用的雨滴譜儀資料以翡翠水庫的為主，該站點觀測到的降雨時間較長，取得樣本數也是五股、翡翠、新店三站中最多的一個。另在五股河岸的 TEAMR 旁部署的一部同型 JWD 將做為雷達校驗使用。

三、 資料處理

3-1 參數介紹

3-1-1 雨滴粒徑分布的計算

JWD 一分鐘收集一筆雨滴分布的資訊，如前述，收集到的雨滴被分為二十份不等間距的雨滴粒徑，二十種不同粒徑間距相對應的粒徑大小與落速參照表 1。可依不同分析需求將數分鐘的雨滴粒徑分布資訊加總後再計算，計算方法如(3-1)式。

$$N(D_i) = \frac{n_i}{F \times t \times V(D_i) \times \Delta D_i} \quad (3-1)$$

$N(D_i)$ $\left(\frac{\#}{\text{mm} \cdot \text{m}^3}\right)$: JWD 觀測之單位體積單位粒徑間距的雨滴個數

F : 觀測面積，JWD 為 50 平方公分

t : 資料的時間間隔

$V(D_i)$: 第 i 種雨滴粒徑的落速

ΔD_i : 第 i 種雨滴粒徑的間距

3-1-2 Gamma DSD 參數介紹

在 1.2 節提到雨滴粒徑分布有 Marshall and Palmer (1948)的指數型的描述以及 Ulbrich (1983)修正後的 Gamma 形式的 DSD，Gamma DSD 三參數的計算由 Kozu and Nakamura (1991)提出，可將觀測到的雨滴粒徑分布擬合至 Gamma 型態的 DSD，求得截距參數 N_0 、形狀參數 μ 、斜率參數 Λ ，此方法可稱為 Moment method. 首先定義矩量為(3-2)式及 gamma function (3-3)式

$$M_x = \int_0^{\infty} D^x N(D) dD \quad (3-2)$$

$$\Gamma(v+1) = \int_0^v x^v e^{-x} dx = v! \quad (3-3)$$

將(1.1)式代入 M_x ，利用(3-3)式得(3-4)式

$$M_x = N_0 \frac{\Gamma(x + \mu + 1)}{\Lambda^{x + \mu + 1}} \quad (3-4)$$

在將 M_x 中的 x 代入 3、4、6， M_3 可用於計算液態水含量、 M_6 可用於計算回波反射率。得到不同矩量之 M_3, M_4, M_6 ，(3-5)式為結合 M_3, M_4, M_6 求得無矩量的 G

$$G = \frac{M_4^3}{M_3^2 M_6} \quad (3-5)$$

將(3-4)式代入(3-5)式即可依序求得 μ 、 Λ 、 N_0

$$\mu = \frac{11G - 8 + [G(G + 8)]^{0.5}}{2(1 - G)} \quad (\text{dimensionless}) \quad (3-6)$$

$$\Lambda = \frac{(\mu + 4)M_3}{M_4} \left(\frac{1}{mm} \right) \quad (3-7)$$

$$N_0 = \frac{\Lambda^{(\mu+4)}M_3}{\Gamma(\mu + 4)} \left(\frac{1}{mm^{1+\mu}m^3} \right) \quad (3-8)$$

將雨滴譜儀觀測到的 $N(D)$ 代入(3-2)式，即可得到 M_3, M_4, M_6 ，再使用(3-6)、(3-7)、(3-8)式計算每一筆雨滴粒徑分布的 μ 、 Λ 、 N_0 。

為了更能了解三個參數對雨滴粒徑分布的作用，在此使用不同組合的 μ 、 Λ 、 N_0 測試相對應的 Gamma DSD 表現，圖 3.1 固定 N_0 、 μ ，調整 Λ ，當 Λ 值降低時，DSD 中、大雨滴部分向上、向外擴張，代表中、大雨數量增加、最大粒徑增大；圖 3.2 固定 Λ 、 N_0 ，調整 μ ，當 μ 值降低時，DSD 小雨滴部分向上拱起，代表小雨滴數量增加，且縱軸是對數座標，故小雨滴增減的幅度相當大；圖 3.3 固定 μ 、 Λ ，調整 N_0 ，當 N_0 值上升時 DSD 整體向上提升，代表總雨滴數量增加。圖 3.4 綜合以上測試，當 μ 、 Λ 值同時增加時，表示 DSD 的小雨滴大雨滴減少，向下彎、向中間縮，意即 DSD 變窄、組成 DSD 的粒徑類別減少；當 μ 、 Λ 值同時下降時，表示 DSD 的小雨滴、中大雨滴同時增加，DSD 向上拱、變寬，組成 DSD 的粒徑增多。

得到這三個參數後即可計算其他降雨參數，本篇使用到的參數將在以下分別做介紹。本篇使用 D_m 討論 DSD 的平均粒徑， D_m 為質量權重平均粒徑，亦稱均值粒徑，意即將雨滴以質量作為權重計算得的平均粒徑，計算方式如(3-9)式所示，

也可表示為(3-10)式，在(3-10)式中得知 D_m 值增加時， Λ 值會降低，雨滴粒徑分布會向大雨滴方向伸展，降低 DSD 圖形較大雨滴部分的斜率。故當 Λ 值降低時，表示雨滴平均大小增加。

$$D_m = \frac{\int_0^{D_{max}} D^4 N(D) dD}{\int_0^{D_{max}} D^3 N(D) dD} \quad (D_m, mm) \quad (3-9)$$

$$\Lambda D_m = 4 + \mu \quad (3-10)$$

由(1-2)式 Gamma DSD 中知道 $N(D)$ 的單位是 $\left(\frac{\#}{mm \cdot m^3}\right)$ ，表示在單位體積內單位粒徑大小雨滴的個數。如欲討論雨滴濃度可從 N_0 下手，但由(3.7)式發現 $N_0 \left(\frac{1}{mm^{1+\mu m^3}}\right)$ 和 $N(D) \left(\frac{\#}{mm \cdot m^3}\right)$ 的單位並不相同， N_0 的分母中含有 μ ，單位會受到不同的 μ 變動，故使用 N_0 討論雨滴濃度時較難直接解釋其物理意義。因此需先將 N_0 標準化為 N_w ，藉由總含水量 W 推導 N_0 、 W 、 μ 的關係

$$W(g m^{-3}) = 10^{-3} \frac{\pi \rho_w N_0 \Gamma(4 + \mu)}{6 (4 + \mu)^{4+\mu}} D_m^{4+\mu} \quad (3-11)$$

$$\Rightarrow N_0 = \frac{6W10^3 (4 + \mu)^{4+\mu}}{\pi \rho_w D_m^4 \Gamma(4 + \mu)} D_m^{-\mu} \quad (3-12)$$

將 N_0 代回 $N(D)$ 得

$$N(D) = N_w f(\mu) \left(\frac{D}{D_m}\right)^\mu e^{-\Lambda D} \quad (3-13)$$

$$N_w = \frac{(4.0)^4 \left(\frac{10^3 W}{D_m^4}\right)}{\pi \rho_w} \left(\frac{\#}{mm \cdot m^3}\right) \quad (3-14)$$

$$f(\mu) = \frac{6 (4.0 + \mu)^{\mu+4}}{(4.0)^4 \Gamma(\mu + 4)} \quad (3-15)$$

當 $\mu = 0, f(0) = 1$ 時可得到 Marshall and Palmer 的指數型函數雨滴粒徑分布，統整以上計算可視為將 N_0 單位中的 μ 移除得到 N_w ，(3-14)式的 N_w 單位與 $N(D)$ 相同皆為單位體積內單位粒徑大小雨滴的個數，可以直接以 N_w 討論雨滴個數。

3-1-3 偏極化參數介紹

不同於傳統雷達只能發射跟接收水平偏振方向電場的電磁波，雙偏極化雷達可以發射垂直與垂直方向的電磁波，由此可以用來分析水象粒子的特性。

反射率(reflectivity)，分為兩種水平反射率(Z_{HH}) 為水平方向發射、水平接收的回波；垂直反射率(Z_{VV}) 為垂直方向發射、垂直方向接收的回波，公式可表示為(3-16)、(3-17)式

$$Z_{HH} = \int_0^{D_{max}} D_{eq}^6 \sigma_H N_0 D_{eq}^\mu e^{-\lambda D} dD \quad (3-16)$$

$$Z_{VV} = \int_0^{D_{max}} D_{eq}^6 \sigma_V N_0 D_{eq}^\mu e^{-\lambda D} dD \quad (3-17)$$

粒徑越大或雨滴數量越多回波值會越大，但回波無法分辨粒徑大的粒子是大雨滴還是冰雹等其他種類非液態的水像粒子，故使用差異相位差 differential reflectivity- Z_{DR} 來判斷粒子的形狀，表示為(3-18)式

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} \quad (3-18)$$

雨滴越扁 Z_{DR} 值越大。但以上三個參數都會因為空間距離衰減，在大雨區之後的值可能有所偏差，所以另外使用比差異相位差 Specific Differential Phase K_{dp} ，表示為(3-19)式

$$K_{dp} = \frac{k_0 \pi}{12} \left\{ \int D^3 N(D) C(1-r) D^\mu e^{-\lambda D} dD \right\} = \frac{1}{2} \frac{d\phi_{dp}}{dr} \quad (3-19)$$

K_{dp} 以電磁波的相位差異作為測量目標，由差異相位差 differential phase, ϕ_{dp} 計算而來，以可以不受電磁波能量衰減的影響，在大雨區能有較好的參考價值。

相關係數代表反射回來的水平、方向垂直方向回波的相關性， S_{vv} 、 S_{hh} 為垂直及水平反射的反散射矩陣，如(3-20)式

$$\rho_{hv}(0) = \frac{\langle S_{vv} S_{hh}^* \rangle}{\sqrt{\langle |S_{hh}|^2 \rangle \langle |S_{vv}|^2 \rangle}} \quad (3-20)$$

雷達掃描體積內若粒子同質性高，得到的 S_{vv} 、 S_{hh} 相關性越高，如純雨組成的區域 ρ_{hv} 接近1，若為地形、海沫、冰水夾雜則會讓 ρ_{hv} 值降低。

3-2 資料品管

3-2-1 撞擊式雨滴譜儀(JWD)

本篇 JWD 取樣間隔為 6 分鐘一筆資料。為了避免單一樣本與滴數量過少造成計算的錯誤，先將降雨強度小於 1mm/hr 的資料去除再做後續計算，篩選後共 138 筆。因撞擊式雨滴譜儀儀器本身的限制，當降雨量太大時，大量小雨滴及大雨滴落在 JWD 上會導致誤判或漏失，使小雨滴數量劇減或無法被偵測，通常強降雨時應有大雨滴與大量的小雨滴同時出現，所以 JWD 在強降雨時誤差會增加。Sauvageot and Lacaux (1995)提出了修正方法稱為 Dead Time Correction，本研究中使用此方法修正。

3-2-2 TEAMR 雙偏極化雷達

雷達觀測接收到的原始資料並不完全是需要的氣象資訊，觀測到的氣象回波中也會因空中有能量的衰減，在強降雨時尤其明顯。雷達硬體本身也可能含有本身系統的偏移，相位的資訊也可能出現超過半個波長的偏差，以上都需要在使用雷達資料前一一修正。

首先使用相關係數濾除非氣象資訊，在 S-band 雷達可使用 0.9 以上作為濾除門檻，但 X-band 雷達使用 0.9 作門檻可能會濾除太多因衰減使 ρ_{nv} 值下降的氣象資訊。故本研究使用 0.85 作為過濾門檻。

K_{dp} 由差異相位差 differential phase, ϕ_{dp} 計算而來，但當 ϕ_{dp} 累積超過 180° 時 ϕ_{dp} 會由 0° 從新開始計算，故計算 K_{dp} 前使用劉在 2002 年、紀在 2005 年的方法對 ϕ_{dp} 去折疊後做 17 點平滑處理，再將處理後平滑的 ϕ_{dp} 使用(3-21)式計算 K_{dp} ，得到 K_{dp} 後再對 K_{dp} 做一次平滑。

$$K_{dp} = \frac{1}{2} \frac{d\phi_{dp}}{dr} \quad (3-21)$$

雷達接收到的原始資料包含硬體本身的系統偏差(bias)及電磁波空氣、降水中

衰減的影響(attenuation)，雷達接收到的原始資料組成如(3-22)及(3-23)式所示，

$$Z_h^{corr} = Z_h^{obs} + A_H + Z_h^{bias} \quad (3-22)$$

$$Z_{dr}^{corr} = Z_{dr}^{obs} + A_{HV} + Z_{dr}^{bias} \quad (3-23)$$

Z_h^{obs} 、 Z_{dr}^{obs} 為實際觀測值， A_H 、 A_{DP} 為 Z_h 、 Z_{dr} 空間衰減的修正量， Z_h^{bias} 、 Z_{dr}^{bias} 為系統自身偏移值。

本個案衰減修正計算使用本次實驗期間翡翠水庫 JWD 計算衰減修正係數，用來計算 Z_h 、 Z_{dr} 在空間中的能量衰減。本次使用的衰減修正公式為(3-24)、(3-25)式

$$A_H = 0.30327K_{DP} \quad (3-24)$$

$$A_{HV} = 0.038539K_{DP} \quad (3-25)$$

當空氣中含水量越高，造成的電磁波衰減程度也越高，故(3-24)、(3-25)式中衰減量 A_H 、 A_{HV} 與 K_{DP} 呈正相關且相關性高，圖 3.5 使用由翡翠 JWD 觀測計算的衰減修正係數關係式與 JWD 直接計算的 A_H 、 A_{HV} 、 K_{DP} 散布圖，JWD 包含所有降雨事件的資料，所以本衰減修正係數在各種降雨型態的雷達資料都合用。

接著處理 Z_{dr} 的系統偏差值，使用 Gorgucci et al. (1999)提出的垂直掃描法修正，當降雨均勻廣泛、降雨率不大時最為適合，故垂直掃描通常在層狀降雨時實施，此時的雨滴小且偏扁圓、落下氣流或雨滴過程變化不大，雷達垂直向上觀測時 Z_{dr} 應要是；若雨滴受風影響傾斜落下，垂直掃描時雷達會做360°旋轉， Z_{dr} 一圈的加總也應等於0。本次實驗中 TEAMR 實施 11 次垂直掃描觀測，每次實施時長度不同。9/6 1552UTC-1628UTC、9/9 0930UTC – 0957UTC 兩次垂直掃描皆在層狀降雨時實施，垂直掃描 Z_h 、 Z_{dr} 如圖 3.6、圖 3.7，圖 3.8、圖 3.9 對這段期間垂直掃描資料的每層高度做平均，取 4.5 公里以下資料，確保取得的樣本都是雨水。對以上資料平均後可得本是個案的 Z_{dr} 系統偏移量為 0.02，使用 Z_{dr} 時需先減去 0.02，在此完成 Z_{dr} 的衰減修正及系統偏移修正。

Z_h 系統偏移修正需使用 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 三者的約束關係求取理論的 Z_h 值，如(3-26)式所示，圖 3.10 為(3-26)式與 JWD 計算之 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 的散布圖。將前面已修正完成的 K_{dp} 、 Z_{dr} 代入此式即可一此約束關係求出的 Z_h 理論值，再將衰減修正後的 Z_h 減去理論 Z_h 值計算誤差，因 K_{DP} 在強降雨區有較好的品質，故設定當 $K_{DP} > 1$ 時才取用該點資料做計算，另外亦將 $Z_h > 40$ 及 $Z_{dr} > 0.5$ 加入篩選門檻，確保代進(3-26)式不受弱降雨區的微小值影響。 Z_{dr} 值太小時資料品質可能不理想，故 $Z_{dr} < 0.5$ 時改用(3-27)式求取 Z_h 理論值計算，圖 3.11 為(3-27)式與 JWD 計算之 Z_h 、 K_{dp} 的散布圖。

$$K_{DP} = 6.744 \times 10^{-5} Z_h Z_{DR}^{-1.112} \quad (3-26)$$

$$K_{DP} = 0.001587 Z_h^{0.6715} \quad (3-27)$$

圖 3.12 計算 9/9 當天所有 1° 仰角 PPI 掃描的 Z_h bias，統計得 Z_h bias 為-2.2，使用 Z_h 前需加上 2.2。雷達資料修正完成。

在此使用五股 TEAMR 旁的 JWD 與 TEAMR 垂直掃描做驗證，圖 3.13 為使用 9/9 0930 UTC 到 0957 UTC 由五股 JWD 計算的 Z_h 與 TEAMR 垂直掃描上空一公里處的 Z_h 值做比較，為配合 TEAMR 垂直掃描時間為兩分鐘完成一次掃描，JWD 也使用兩分鐘一筆做計算。圖中顯示校正後的 Z_h 已有一定程度的相關。

圖 3.14、圖 3.15、圖 3.16、圖 3.17 為使用 9/9 0720 UTC 不同仰角的 PPI 掃描檢驗修正後的 Z_h 、 Z_{dr} 與 JWD 計算出的理想 Z_h 、 Z_{dr} 的相符程度。圖 3.14 可以發現 0.5 度仰角掃描獲得的 Z_h 、 Z_{dr} 機率分布明顯的偏離翡翠水庫 JWD 所計算出以白色點表示的 Z_h 、 Z_{dr} ，顯示雷達獲得的 Z_h 、 Z_{dr} 資料就算經過前述的衰減修正及系統偏移校正後仍有 Z_h 偏低、 Z_{dr} 偏高的狀況；圖 3.15 為 1 度仰角 PPI 的 Z_h 、 Z_{dr} 機率分布圖，仍舊有 Z_h 偏低、 Z_{dr} 偏高的現象，與 0.5 度仰角相比已有改善，但還是不能使用這個仰角的資料做後續的 DSD 反演。圖 3.16、圖 3.17 為 2 度仰角及 3.5 度仰角 PPI 的 Z_h 、 Z_{dr} 機率分布，從 2 度仰角以上 PPI 獲得的 Z_h 、 Z_{dr} 與 JWD 觀測到的特徵相符。造成 0.5、1 度仰角出現偏差的原因還不得而知，以往討論 DSD 近地面的分布通常選用雷達的最低仰角掃描，但本實驗最低兩個仰角

有 Z_h 、 Z_{dr} 的偏差，故後續的討論以 2 度仰角 PPI 掃描為主；RHI 掃描也略過 2 度仰角以下的資料。

四、 DSD 反演方法討論

4-1 使用 Z_h, Z_{dr}, K_{dp} 與 $\mu - \Lambda$ 關係式反推雨滴粒徑分布

Zhang et al. (2001)使用形狀參數 μ 與斜率參數 Λ 間的約束關係與 Gamma DSD 表示的 Z_h, Z_{dr}, K_{dp} 計算 Gamma DSD 三個參數與偏極化參數的關係。由(4-1)、(4-2)、(4-3)式得知 Z_{HH}, Z_{VV}, K_{dp} 為 N_0, μ, Λ 的函數；以(4-1)、(4-2)式的定義得知 Z_{dr} 可由 Z_{HH}, Z_{VV} 的商求得，故如(4-3)式所示 Z_{dr} 僅為 μ, Λ 的函數。再來僅需要取得一組 $\mu - \Lambda$ 關係式，即可由(4-3)式的 Z_{dr} 和(4-4)式的 $\mu - \Lambda$ 關係式組成的二元一次方程組。

$$\begin{cases} Z_{HH} = N_0 f(\mu, \Lambda) \\ Z_{VV} = N_0 g(\mu, \Lambda) \end{cases} \quad (4-1)$$

$$K_{dp} = N_0 I(\mu, \Lambda) \quad (4-2)$$

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} = h(\mu, \Lambda) \quad (4-3)$$

$$\Lambda = a + b\mu + c\mu^2 \quad (4-4)$$

由上述的二元一次方程組，先將(4-4)式代入 Z_{DR} 的定義(4-3)式將 Z_{DR} 簡化為 μ 的函數，如圖 4. 1，將已知的 Z_{dr} 的觀測值就可以得到該觀測點的 μ ；再把得到的 μ 代回 $\mu - \Lambda$ 關係式求得 λ 。

同樣使用簡化的 $Z_{DR} - \mu$ 的函數帶進 Z_{HH} 與 K_{dp} 的定義：(4-2)、(4-3)式，得到 $10 \times \log \frac{Z_h}{N_0}$ 及 $10 \times \log \frac{K_{dp}}{N_0} - \mu$ 為 μ 的函數，圖 4. 2 藉由前述觀測點的到的的 μ, λ 以及已知的 Z_{HH}, K_{dp} 觀測值求出 N_0 。為了反演計算的效率，先將以上計算過程產出相對關係表。圖 4. 3、圖 4. 4 為 $Z_{dr} - \mu, Z_{dr} - \Lambda$ 關係；圖 4. 5 為 $10 \times \log \frac{Z_h}{N_0} - \mu$ 關係；圖 4. 6 為 $10 \times \log \frac{K_{dp}}{N_0} - \mu$ 關係。

圖 4. 5、圖 4. 6 都能求取 N_0 ，但顧慮到 Z_h 在大雨區有較嚴重的衰減， K_{dp} 在小雨區表現較雜亂。於是在計算 N_0 時使用紀 2005 年提出的門檻，當 $Z_h < 30\text{dBZ}$ 且 $K_{dp} < 0.1$ 時使用 $10 \times \log \frac{Z_h}{N_0} - \mu$ 關係；其餘使用 $10 \times \log \frac{K_{dp}}{N_0} - \mu$ 關係。

4-2 DSD 反演方法比較

$\mu - \Lambda$ 關係式在不同個案、季節、氣候區都不同，甚至台灣南部、北部的雨滴譜儀觀測也會得到不同特徵。前人針對不同季節及不同降雨類型計算各自的 $\mu - \Lambda$ 關係式，但長期氣候統計或不同時間之 $\mu - \Lambda$ 關係式無法完整呈現出本次個案的降雨特徵。

故本文針對 TASSE 實驗中 9/8 到 9/10 的翡翠水庫 JWD 資料使用最小平方法計算 $\mu - \Lambda$ 關係式(4-6)式，再以 Brandes 在 2003 年提出的 $\mu - \Lambda$ 關係式(4-5)式進行比較。圖 4.7 為 Brandes 2003 年與 9/8 到 9/10 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式與 JWD 在 9/8 到 9/10 實際觀測的比較，明顯發現兩者有相當程度的差異。在 4-1 節提到 Zhang et al. (2001)的反演法在太小及太大的 Z_{DR} 值計算出的 μ 、 Λ 會有很大的不確定性，所以不同 $\mu - \Lambda$ 關係式有不同的可反演區間。本研究使用三種不同設定的反演方法比較反演的成效：

方法一：

使用 Zhang et al. (2001)的 DSD 反演方法，套用 Brandes et al. (2003)提出的 $\mu - \Lambda$ 關係式：

$$\text{Brandes, 2003 } \Lambda = 0.0365\mu^2 + 0.735\mu + 1.935 \quad (4-5)$$

方法二：

使用 Zhang et al. (2001)的 DSD 反演方法，套用翡翠水庫 JWD 9/8 到 9/10 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式：

$$9/8 - 9/10 \quad \Lambda = -0.010335\mu^2 + 1.0365\mu + 0.96268 \quad (4-6)$$

方法三：

另外設定不同降雨率及不同資料時間為門檻，測試短期 JWD 資料統計的 $\mu - \Lambda$ 關係式，結果常有 Z_{DR} 可反演最小值過高及反演範圍過窄的狀況發生，但一般雷達觀測到的 Z_{DR} 值可由 0 到 5 以上，可以反演的 Z_{DR} 區間對後續 DSD 參數反演的效果有一定的影響。為了改善反演區間的限制，在此使用 JWD 計算之 N_0 、 μ 、 Λ 與散射模擬得到的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} ，使用指數型函數擬合出 $\mu - Z_{dr}$ 、 $\lambda - Z_{dr}$ 關係，如(4-7)式、(4-8)式；使用二次多項式擬合

$10 \times \log \frac{Z_h}{N_0} - \mu$ 、 $10 \times \log \frac{K_{dp}}{N_0} - \mu$ 關係，如(4-9)式、(4-10)式。

$$\mu = 7.647e^{-2.503Z_{dr}} + 4.698e^{-0.0387Z_{dr}} \quad (4-7)$$

$$\Lambda = 14.46e^{-4.947Z_{dr}} + 7.498e^{-0.3779Z_{dr}} \quad (4-8)$$

$$\log_{10} \left(\frac{K_{DP}}{N_0} \right) = 0.0095835\mu^2 - 1.5646\mu - 4.0275 \quad (4-9)$$

$$\log_{10} \left(\frac{Z_h}{N_0} \right) = 0.01301\mu^2 - 1.5748\mu - 2.0505 \quad (4-10)$$

圖 4.8~圖 4.11 比較以上三種方法計算之 DSD - 雷達參數關係與 JWD 計算之 DSD 參數與雷達參數散布圖做比較，青色線為使用方法一得出的結果，黑色線為方法二的結果。方法一 Brandes, 2003 的 $\mu - \Lambda$ 關係式可反演的 Z_{DR} 區間為 $0.06dB \sim 3.72dB$ ；方法二 9/8 到 9/10 的 $\mu - \Lambda$ 關係式 Z_{DR} 反演區間為 $0.5dB \sim 5.6dB$ ，使用方法二的最小可反演 Z_{DR} 值遠高於方法一。

從圖 4.8、圖 4.9 中可以看出三種方法所求得的 μ, Z_{dr} 、 λ, Z_{dr} 關係與 JWD 實際觀測的比較。約在 $Z_{DR} > 1$ 時，兩個 $\mu - \Lambda$ 關係式的結果中 μ, Λ 值皆有低估的狀況，方法一的結果比方法二的結果更偏離 JWD 實際觀測，而方法二的結果比較接近 JWD 在這三天的實際觀測。而方法三可以最貼近真實觀測的結果。但須留意 JWD 在此個案中幾乎沒有 2.2 以上之 Z_{dr} 被 JWD 計算出來，在此三種方法無法討論大於此 Z_{dr} 值與 JWD 實際觀測的相關性。

若將此三種方法分別使用在 DSD 參數反演，在 Z_{DR} 相同時，使用方法一計算出的 μ, Λ 值皆低於方法二的結果，表示在相同的雷達觀測下，方法一的計算結果會有較多的大雨滴跟小雨滴，雨滴分布也會比較寬廣；在 Z_{DR} 約大於 1.5 時，使用方法一的結果會出現 $\mu < 0$ 的情況； Z_{DR} 值接近 3 時 Λ 會趨近於 0，這結果會呈現出小雨滴部分向上彎、大雨滴的分布向非常大的粒徑延伸，可能會呈現出不符自然條件的分布。而方法二的結果則可以在 Z_{DR} 較大時， μ, Λ 值仍維持在 0 以上。此結果可以比較適用於常有高 Z_{DR} 值出現的午後雷陣雨，在 JWD 觀測中鮮少出現 $\mu, \Lambda < 0$ 的狀況。

由此可推論針對個案、區域統計的方法二與長期統計相比能有更貼近實際觀測的效

果。但兩者與觀測還是有一定程度的偏差，而方法二可能因樣本數少導致 Z_{DR} 可反演的 Z_{DR} 範圍比 Brandes 2003 年的小，將 9/8 到 9/10 三天統計關係式的結果應用在雷達觀測， $Z_{DR} < 0.5$ 時沒有依據做計算。

將此三種方式帶入後續雷達觀測中比較反演成效。圖 4.12、圖 4.13、圖 4.14 分別為 9/9 101018 UTC 的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 觀測，可看見在雷達南方、西南方存在三區高 Z_h 、高 Z_{dr} 、高 K_{dp} 的強對流發生，內含許多的大雨滴及相當高的液態水含量。圖 4.15、圖 4.16、圖 4.17 為依序使用前述三種方法一、方法二、方法三的 μ ；圖 4.18、圖 4.19、圖 4.20 為 Λ 反演結果；圖 4.21、圖 4.22、圖 4.23 為 D_m 反演結果；圖 4.24、圖 4.25、圖 4.26 為 N_w 反演結果。三種方法在高 Z_{dr} 值區都有較周圍低的 μ 、 Λ 值及較高的 D_m 值，意即此區含有較多的大雨滴及小雨滴、較寬的 DSD 分布型態與較大的均值粒徑，符合強降雨的特徵；周圍弱回波區則表現出較高的 μ 、 Λ 值及較低的 D_m 值，即為較少的大雨滴及小雨滴、較窄的 DSD 分布型態與較小的均值粒徑，表示降雨強度不高、空間中的雨滴個數使的雨滴在落下的過程中不易與其他雨滴碰撞，能保持較固定的粒徑組成。以上結果表示使用三種反演方式反演 μ 、 Λ 、 D_m 都有良好的掌握。

計算 N_w 時，使用方法一及 9/8 到方法二的反演結果在高回波區有較周圍低的值，對應到同點的 D_m 也較周圍高，表示在均值粒徑越大時，所含的雨滴顆數越少，反之亦然。使用三天統計關係式的 N_w 反演結果卻顯示 N_w 增加， D_m 也隨著增加，意義上等同於該區有極高的含水量，這在物理意義上是不合理的。回到圖 4.8~圖 4.11，探討原因應為使用 JWD 觀測擬合式時，真正忠實反映觀測的只在 JWD 有觀測到的部分，約在 $Z_{DR} > 2.2$ 部分對雨滴譜儀是未知的，不同於使用 $\mu - \Lambda$ 約束關係的反演法，此方法是分別擬合參數，沒有以 N_0 、 μ 、 Λ 為定義的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 為基礎，所以當雷達觀測 $Z_{DR} > 2.2$ 時使用方法三進一步計算含有 N_0 的參數會出現不合理的值。

綜合以上分析，使用方法三的反演結果最接近地面雨滴譜儀觀測，但須注意當雷達觀測到的 Z_{DR} 超過 JWD 有觀測到的 Z_{DR} 最大值時會出現不符合物理意義的反演結果，肇

因為 JWD 觀測擬合式缺乏高 Z_{DR} 的描述；使用 $\mu - \Lambda$ 關係式的反演結果較 JWD 觀測擬合式偏離觀測值，但能合理的遵守以 N_0 、 μ 、 Λ 定義的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 描述高 Z_{DR} 區域的 DSD 特性，使用方法二的結果較方法一接近觀測值，可反演的 Z_{DR} 最小值會偏高、最大值也較高，適合在本次強對流的雷達觀測，可視需求選擇最適合的反演方法。接下來對流發展的討論選用方法二 9/8 到 9/10 統計的 $\mu - \Lambda$ 關係式的反演結果做討論，其可反演的最高 Z_{DR} 值較高且兩種關係式定性上的物理特性描述一致，本次雷達觀測觀測到許多 4 以上的 Z_{DR} 值，若使用 Brandes2003 的關係式在本實驗中將無法反演部分雷雨胞高 Z_{DR} 值得區域，使用方法二可反演出 Brandes 關係式無法反演的部分，方便討論雷雨胞中的雲物理特徵。

五、 對流個案討論

九月九日下午在雙北地區對流不斷發展，在許多時間皆存在不同發展階段的對流。本研究分析取 0500UTC 到 1300UTC 的 TEAMR 觀測，由雷達觀測資料大致可分為兩階段，0500 UTC ~ 1025 UTC 多為台北盆地區域許多各別的對流發展，這段時間的 2 度仰角 PPI Z_h 分布如

圖 5.1 所示；

圖 5.2 則是 1052 UTC~1300 UTC 受西部山麓發展的大範圍對流移入台北地區影響，此系統範圍較廣且結構較完整。

第一階段的 0500UTC~ 0539 UTC 可以見到約在雷達東方十公里處有對流發展並向東移動， Z_h 值有 50dBZ 以上隨後逐漸減弱，同時在台北盆地內及新店方向有多個 Z_h 30~40 dBZ 的對流被偵測，多數未繼續發展。0539UTC 開始有一群對流由雷達西南方移入雷達掃描範圍，這些對流胞被觀測到時都已發展成熟，隨後開始減弱。此時山區也開始有大量對流發生且持續發展。由 0736UTC 開始，盆地內開始有對流初生並迅速發展，向東移動過程中通過部分 RHI 掃描，獲得對流的垂直剖面結構，同時有大量發展中對流由西南風移入雷達掃描範圍；0815UTC 雷達上空有 $Z_h > 50dBZ$ 的強對流通過造成整個觀測範圍的能量衰減，強烈的能量衰減使距離雷達約 15 公里外無法被觀測。0909 UTC ~ 0925 UTC 有 $Z_h > 50dBZ$ 的強對流直接通過雷達上方，0930 UTC 到 1000 UTC 進行垂直掃描觀測，沒有 PPI 觀測。1000 UTC 重新開始 PPI+RHI 掃描，此時在台北市區北側有觀察到三個發展成熟之對流，隨後逐漸減弱

到第二階段西部強對流開始進入台北地區，並在 1025 UTC 再一次發生 $Z_h > 50dBZ$ 回波通過雷達上空的狀況，此時掃描策略切換為垂直掃描測觀測強對流的垂直結構。1052 UTC 換回 PPI+RHI 掃描，1025 UTC 到 1052 UTC 間有大範圍的南北向強回波由三峽地區向台北市區移動。1052UTC 時再台北東方延伸至新店及翡翠水庫地區且持續向東方移動，對流帶東方為層狀降雨區， Z_h 大約 30 dBZ，在此之後降雨持續減弱。

以下分別對這段期間雷達觀測到的對流胞之對流初生期、對流成熟期、層狀降雨做討論。

5-1 對流初生期

0757UTC :

圖 5.3 為當時 2 度仰角 PPI Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 分布圖，此時可看見距離雷達 10~15 公里、此處雷達資料高度約 520 公尺，141 度方位角處有兩處 Z_h 30~40 dBZ 的對流， Z_{DR} 值不大； K_{dp} 值低；同樣在 141 度方位角距離 20 到 30 公里處有發展較成熟的對流，雷達資料高度約 870 公尺，此處 $Z_h > 50$ 、 $Z_{dr} > 2$ 、 K_{dp} 也比距雷達較近的對流明顯且高。由前後時間點的雷達觀測判斷距雷達 10 到 15 公里的對流為初生的對流胞，圖 5.4、圖 5.5、圖 5.6、圖 5.7 為當時 2 度仰角 PPI μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 分布圖，DSD 參數反演結果顯示該初生對流胞的 μ 、 Λ 值比距雷達 20 到 30 公里處的成熟對流高； D_m 、 N_w 偏小，顯示近地面的低仰角掃描在不同對流強度時能觀察到初生對流比強對流有較窄的雨滴粒徑分布及較小的均質粒徑。

141 度 RHI 掃描可以清楚看見對流的垂直結構，圖 5.8 分別為 141.1 度 RHI 掃描的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 垂直分布；圖 5.9、圖 5.10、圖 5.11、圖 5.12 為 μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 垂直分布。在此將圖中距雷達 5 公里的對流胞稱為對流 A；距雷達 8~10 公里的稱為對流 B。A、B 兩初生對流的發展高度都未超過 4 公里，對流內的雲物理過程為暖雲過程， Z_h 大約都在 30~40dBZ 且 A 對流較 B 對流弱，可能是 B 對流發展時間比 A 長。比較對流 A、B，對流 A 整體的 μ 、 Λ 值比 B 大，因為 A 的發展時間較 B 短，對流 A 應屬於降雨過程中凝結成雨滴的階段，粒子的組成為較小且較相似的粒徑，所以對流 A 呈現出高 μ 、 Λ 的窄 DSD 分布型態；對流 B 右側則出現較低的 μ 、 Λ 值，可見該處已出現明顯的降雨，雨滴在向下降落的過程中會碰撞結合及破碎，過程中會產生更大的雨滴或破碎成小雨滴，增加的大雨滴及小雨滴使雨滴譜變寬，故在對流 B 呈現較小的 μ 、 Λ 值，比較 D_m 顯示對流 B 的 D_m 較大，同樣由增加的大雨滴造成。A、B 兩者 N_w 也呈現不同特徵，對流 A 較高 N_w 值出現在對流上部，顯示對流上部為凝結發生最有效率的部分，而對流 B 則是均勻

分布在對流整體，因為已經有明顯降雨所以上部的雨滴已被帶往下層。

圖 5.13 為對流初生期 μ 、 Λ 的垂直平均值分布圖，大致上在初生對流胞的垂直結構中 μ 值約在 3~5、 Λ 值約在 4~6 間， μ 、 Λ 向下有微微下降的趨勢，應證了上段文中描述的雲物理過程，在圖 5.14 中 D_m 、 N_w 值較小、垂直變化不大，表示在對流初生時對流胞中雨滴大致上偏小、雨滴數目也不多。

5-2 對流成熟期

0623UTC：

在 141 度方位角 RHI 在離雷達約 12 公里處通過一發展中對流胞，圖 5.15 為當時 2 度仰角 PPI Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 分布圖，雷達在此處的資料高度約 420 公尺，顯示該處 Z_h 接近 60dBZ、 $Z_{dr} > 2$ 、 $K_{dp} > 4$ ，顯示有強回波、強降雨、高含水量；圖 5.16、圖 5.17、圖 5.18、圖 5.19 為當時 2 度仰角 PPI μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 分布圖， μ 、 Λ 值偏低顯示此區也含有多量的小雨滴及大雨滴，算是接近成熟階段的對流胞。

垂直結構可以看見對流發展到 10 公里以上，圖 5.20 為 141.1 度 RHI 掃描的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 垂直分布；圖 5.21、圖 5.22、圖 5.23、圖 5.24 為 μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 垂直分布。此對流發展高度已經高於融解層，已有冷雲過程的降水發生，在低於零度的環境水像粒子可以冰晶或過冷水的形態存在，故在探討發展高度高的對流時須特別留意偏極化雷達參數、DSD 參數已經不同於前述純水的特性，須以冰相做討論。且低層的降雨會因為冷雲過程的存在使降水 DSD 的討論比前述的暖雲降水複雜許多。本研究中 DSD 特徵由地面 JWD 蒐集雨滴而成，故參數的討論僅限於雨滴狀態的 DSD，對流高層的 DSD 反演數值無討論的依據，除非日後有針對冷雲的 DSD 觀測，高層的偏極化參數才有反演冷雲中 DSD 的依據。

在對流下半部 $Z_h > 50$ 、 $Z_{dr} > 2$ 、 $K_{dp} > 3$ ，表示此高度含有大雨滴、總含水量高，顯示已有顯著降雨現象，在對流上半部 μ 、 Λ 值接近 10，比下半部低的 μ 、 Λ 值高很多，圖 5.25、圖 5.26 為對流成熟期的 μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w ，在各高度的平均值，顯示出在對流

胞的降雨過程中，因為空間中雨滴濃度大，雨滴的碰撞結合破碎很容易發生，也因雨滴互相碰撞結合及破碎的進行，空間中會產生含有較多的小雨滴及大雨滴、較寬的雨滴譜呈現出 μ 、 Λ 向下減少；也因雨滴碰撞結合的過程使小粒徑的雨滴逐漸成長成粒徑較大的雨滴，使 D_m 、 Z_{dr} 值向下增加，同理雨滴在下的過程中，相互結合增長的雨滴會使雨滴的數量逐漸減少，故對流中的 N_w 值越往對流下半部越低。

0757UTC：

另外在圖 5. 3 同樣也能發現成熟對流存在，在雷達 141.1 度方位角 $Z_h > 40$ 、 $Z_{dr} > 2$ 、 K_{dp} 值 2~3 之間；圖 5. 4、圖 5. 5、圖 5. 6、圖 5. 7 為當時 2 度仰角 PPI μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 分布圖， μ 、 Λ 值皆小於 2， $D_m > 2$ 、 $N_w > 3$ ，顯示此處有強回波，較大的均質粒徑及高雨滴濃度；圖 5. 27 為 141.1 度 RHI 掃描該成熟對流胞的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 垂直分布， Z_h 最大處約在距雷達 25 公里處，同樣位置也有高的 Z_{dr} 值、 K_{dp} 值也到 3，在圖 5. 28~圖 5. 31 μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 垂直分布圖同樣位置上也有觀察到低的 μ 、 Λ 值，且低層 1~2 公里處的 μ 、 Λ 又比 4~5 公里處更低，表示著在此對流中有大量的小雨滴及大雨滴存在，且由融解層向地面墜落的過程中碰撞結合破碎的效率很高，使雨滴譜的兩端不斷擴張， D_m 值也向下增大， N_w 值約 3~5，空間中高濃度的雨滴有助於以上降水物理過程進行。

1126 UTC：

圖 5. 4、圖 5. 5、圖 5. 6、圖 5. 7 為當時 2 度仰角 PPI μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 分布圖。台北東方有較強對流系統， $Z_h > 50$ 範圍由台北是東北方延伸至翡翠水庫東方，與前述的幾個案例相比本時間點的對流系統較大也較有組織。此對流系統由台北西方向東通過，強對流帶在此系統的前緣發展，後方有大片層狀降雨區。 $Z_h > 50$ 的區域也顯示了低 μ 、 Λ 值、高 D_m 、 N_w 值。

此時 Z_h 最強發生在雷達東南東方約 20~25 公里處，沿 $y = -8$ 剖面，圖 5. 32 為 141.1 度該剖面的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 垂直分布；圖 5. 33~圖 5. 36 為 μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 垂直分布。主要的強對流區在 X 方向 20~23 公里處， $Z_h > 50$ 且發展高度接近 8 公里，同樣位置也出現了高 Z_{dr} 、 K_{dp} ；低 μ 、 Λ 值及高 D_m 、 N_w 值，符合前述對流降雨的特性。

5-3 層狀降雨

1126UTC:

圖 5. 37 為當時 2 度仰角 PPI Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 分布圖；圖 5. 38、圖 5. 39、圖 5. 40、圖 5. 41 為當時 2 度仰角 PPI μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 分布圖。此時臺北盆地被層狀回波覆蓋，山區有具對流性的回波，在 2 度仰角 PPI 掃描中層狀區的回波分布較均勻、廣泛， Z_h 值約 30dBZ、 Z_{dr} 不大、 K_{dp} 反應不大， μ 、 Λ 值較高，表示雨滴粒徑組成較一致，呈現較窄的雨滴粒徑分布。在 141 度 RHI 掃描中觀察到此系統發展高度高於 10 公里，層狀降雨在前人研究中為對流周圍下沉的區域，降雨強度較低。而受一旁強對流上升運動形成的冰相粒子可藉由高空風吹往下風處的層狀區，冰相粒子再由層狀區的上空向下落。

圖 5. 42 為 141.1 度 RHI 掃描的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 垂直分布；圖 5. 43、圖 5. 44、圖 5. 45、圖 5. 46 為 μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 垂直分布，此處可觀察到反演出的參數有許多空白處，原因是方法二無法反演太小的 Z_{DR} 值，在層狀降水中多數 Z_{DR} 值小，方法二 $Z_{DR} < 0.5$ 時無法反演，所以在層狀的 RHI 剖面有許多空白。在約 5 公里高度能觀察到高 Z_h 、 Z_{dr} 值，此處為冰相粒子通過融解層，造成較強的雷達反射，雷達資料在此處會有較多空洞的部分，因為在雷達資料處理時會使用相關係數 ρ_{hv} 對雷達資料做篩選，當冰相粒子在此高度融解時，空間中會同時存在冰粒子與水滴使相關係數下降。距離雷達 25 公里內主要是層狀降水的區域，五公里以上的 $Z_h < 20$ ；約五公里高的 Z_h 急增到 30~40dBZ、 Z_{dr} 也增加到 2~3dB，此即為融解層的特徵，也稱之為亮帶。在距雷達 25 公里外有觀測到強對流，可以看見七公里以上 Z_{dr} 值異常，此處即為冰相粒子的反射特徵。層狀區在融解層以下 Z_h 約 30 dBZ、 Z_{dr} 約 0.5dB、 K_{dp} 值不明顯，且三種偏極化參數都分布的很均勻。整體 $\log(N_w)$ 值約 3~4，並不算少； D_m 值不大，表示層狀降雨區含有大量雨滴，且雨滴大小集中在某一粒徑，故 μ 、 Λ 值偏高、雨滴分布窄。

圖 5. 47 顯示層狀降雨中 μ 、 Λ 的同高度平均值隨高度變動不大，圖 5. 48 為 D_m 、 N_w 垂直分布， N_w 值高、 D_m 值低顯示上述層狀降雨區雨滴粒徑較小但雨滴數量多的特性。

5-4 小結

統計以上使用方法二 9/8 到 9/10 統計的 μ - Λ 關係式的結果做各參數的垂直分布分析，對流初生期取 0757UTC 141 度方位角 RHI 掃描中距雷達 0 到 15 公里範圍中兩初生對流胞，圖 5.49、圖 5.50 為此個案為 μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 反演值的分布；對流成熟期取 1623 UTC 141 度方位角 RHI 掃描中距雷達 10 到 15 公里範圍內之成熟對流胞，圖 5.51、圖 5.52 為此個案為 μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 反演值的分布；層狀對流取 1123UTC 141 度方位角 RHI 掃描中距雷達 0 到 25 公里間的層狀回波區，圖 5.53、圖 5.54 為此個案為 μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 反演值的分布。取樣的個案皆依 9/9 03Z 探空資料 0°C 發生的高度去除高度 4.8 公里以上的雷達資料，在統計上能有效的排除冰相粒子的回波資訊，只針對液態水作統計。假定各參數在個案中的數量呈常態分布，將以上個案 0 到 4.8 公里以高度計算各參數平均值正負兩個標準差的區間。對流初生期 Z_h 值約 -0.86~13.94 dBZ， Z_{dr} 值約 -0.31~0.81， K_{dp} 值 -1.43~3.03， μ 值較大約 2.34~10.74、 Λ 值約 2.5~15.9，是窄的 DSD 型態， D_m 值小約 1.04~1.56 mm， N_w 值可由 0.69~2.49；對流成熟期的特徵為 Z_h 多 30.11~45.66 dBZ， Z_{dr} 約 0.64~2.06 dB， K_{dp} 值明顯且有 0.58~3.29， μ 值約 0.63~5.34、 Λ 值在 2.17~9.01 間，是很廣的 DSD 型態， D_m 值可達 1.38~2.8， N_w 3.2~4.18；層狀降雨區的 Z_h 值約 28.92~31.85 dBZ 且分布廣泛均勻， Z_{dr} 值 0.2434~0.7310 dB， K_{dp} 值 0.064~0.7572， μ 值 5.8~8.52、 Λ 值約 8.15~11.55 為偏窄的 DSD 型態， D_m 值不大約 1.17~1.43， N_w 值 3.6~4.0，為粒徑種類集中、平均粒徑中等且個數不少的狀態。

圖 5.55 為對流初生期的 D_m 、 N_w 反演值的機率分布圖，樣本最多的地方位在層狀的區域，顯示降雨率不高、具對流特徵的 D_m 、 N_w 分布還不明顯。圖 5.56 為對流成熟期的 D_m 、 N_w 反演值的機率分布圖，發生機率最大的區域已移到對流區，且本個案的對流特性分布在大陸型對流降雨與海洋型對流降雨間。圖 5.57 為層狀降雨的 D_m 、 N_w 反演值的機率分布圖，樣本的 D_m 、 N_w 分布高度集中在層狀降雨特徵的部份。

圖 5.58、圖 5.59 為三種降雨類型的 μ 、 Λ 垂直分布圖，在三個降雨類型中，成熟對流的 μ 、 Λ 值皆為三者中最小的，且值隨高度下降降低，表示成熟對流的雨滴分布最廣、

且隨高度下降雨滴粒徑分布越寬，顯示出成熟對流中有效率地進行碰撞結合及破碎。而相較於對流成熟期，初生的對流及層狀降雨皆為較窄的雨滴粒徑分布，且隨高度變化較小。圖 5. 60、圖 5. 61 為三種降雨類型的 D_m 、 N_w 垂直分布圖，明顯地顯示出成熟對流具有三者降雨類型中最大的均值粒徑 D_m ，且也因為碰撞結合的進行 D_m 值隨高度下降而上升，對流成熟期的 N_w 值也很大，因降雨時碰撞結合及破碎的進行， N_w 值隨高度下降有減少的趨勢；對流初生期在垂直分布中擁有較小的 D_m 、 N_w 值且隨高度變化不大；層狀降雨的 D_m 、 N_w 垂直分布是三種降雨類型中垂直變化最小的，其 D_m 值小但 N_w 值接近對流成熟期的 N_w 值，充分表達了層狀降雨中層狀降雨中雨滴小而多的特性。

圖 5. 62 到圖 5. 64 的 D_m 、 N_w 反演值的機率分布圖，可以發現有較小的 D_m 反演空間，但大的反演範圍也明顯偏低，分布特徵與方法二結果相似，對流成熟期較偏向海洋型對流，表現出 Brandes 2003 $\mu - \Lambda$ 關係式的反演特徵。圖 5. 65 至圖 5. 68 為使用 Brandes 2003 年 $\mu - \Lambda$ 關係式的反演結果，四個參數垂直分布的特性皆與使用 9/8~9/10 關係式相同，唯整體的值有平移的現象，表示使用 $\mu - \Lambda$ 關係式所反演的結果皆可有效的定性描述 DSD 參數特徵，但反演值與觀測的相近程度仍是以針對本觀測做統計的 $\mu - \Lambda$ 關係式較佳。

六、 結論與未來展望

6-1 結論

本研究使用 2016 年 9 月 1 日到 9 月 10 日，雙北都會區夏季暴雨觀測預報實驗 (TASSE) 期間，五股的移動式 X 波段雙偏極化都卜勒雷達 (TEAM-R)；新店、翡翠水庫撞擊式雨滴譜儀 (JWD) 的觀測資料進行研究。雙偏極化雷達可以提供高時空解析度的觀測；雨滴譜儀觀測可以獲得雨滴粒徑分布 (DSD) 特徵。以往使用長期統計之 DSD 特徵作為反演的依據，但 DSD 的特徵會因時間、空間、降雨類型的不同而改變，故一時一地觀測的 DSD 特性並不能一體適用在其他地區或時間。本次個案中對流主要發生的時間為 9/8 到 9/10，本研究使用翡翠水庫 JWD 在這段期間收集到的資料計算雷達衰減修正及系統偏移修正所需的參數，皆可有效的對本次實驗 TEAMR 的 Z_h 、 Z_{DR} 觀測值做修正，但修正過後仍發現 0.5 度及 1 度仰角的雷達資料仍出現 Z_h 偏低、 Z_{DR} 偏高的狀況，故本文以 2 度仰角以上的雷達資料做討論。

Gamma 形式的雨滴粒徑分布可由形狀參數 μ 、斜率參數 Λ 及截距參數 N_0 描述。偏極化參數可由 Gamma 參數經散射模擬求出，過程中需使用形狀參數 μ 及斜率參數 Λ 的約束關係，故獲得 $\mu - \Lambda$ 關係式及可使用雷達參數反演 DSD 參數。本研究使用三種不同設定的反演方法比較反演的成效。方法一使用 Zhang et al. (2001) 的 DSD 反演方法，套用 Brandes et al. (2003) 提出的 $\mu - \Lambda$ 關係式；方法二套用翡翠水庫 JWD 9/8 到 9/10 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式；方法三使用 JWD 計算之 N_0 、 μ 、 Λ 與散射模擬得到的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} ，使用指數型函數擬合出 $\mu - Z_{dr}$ 、 $\lambda - Z_{dr}$ 關係，代入雷達觀測資料可直接求出 DSD 參數。

方法一的結果比方法二的結果更偏離 JWD 實際觀測，而方法二的結果比較接近 JWD 在這三天的實際觀測。使用方法一的結果會出現 $\mu < 0$ 的情況； Z_{DR} 值接近 3 時 Λ 會趨近於 0，這結果會呈現出小雨滴部分向上彎、大雨滴的分布向非常大的粒徑延伸，可能會呈現出不符自然條件的分布。而方法二的結果則可以在 Z_{DR} 較大時， μ 、 Λ 值仍維持在 0 以上。此結果可以比較適用於常有高 Z_{DR} 值出現的午後雷陣雨顯示針對此個案蒐集

的 JWD 資料有改進 DSD 反演的效果。使用方法三時須注意 JWD 因儀器的限制無法觀測到較大的 Z_{DR} 值，雷達觀測之 Z_{DR} 值在 JWD 可提供的範圍內時會有最好的反演結果，當 Z_{DR} 值過大、超過 JWD 的上限時，反演結果會出現不合理的結果而無法使用。

在對流初生時觀察到較窄的雨滴粒徑分布及較小的雨滴、較低的雨滴濃度，可以表現出對流初期雲滴結成許多小雨滴的過程，碰撞結合還不顯著。對流成熟時觀察到較寬的粒徑分布及較大的雨滴，雨滴濃度則比對流初生期高數百至數千倍，此時已有非常大量的雨滴，且碰撞結合雨破碎很有效率的進行。層狀降雨時觀察到偏窄的雨滴粒徑分布、與較低的雨滴濃度，雨滴大小則介於對流初生期及對流成熟期之間，此時降雨趨於和緩且高空冰晶的下落經過融解層使的此區雨滴不至太小、數量雖多但也遠低於對流時期。由三種降雨型態的 DSD 垂直結構來看，成熟期、出生期與層狀期可以明顯看出差異，成熟期的 D_m 有向下增加的趨勢，十分有效率的碰撞結合可能可以解釋這個特徵，層狀及對流初生期隨高度上的變化相對的不明顯許多。

本研究探討 2016 TASSE 實驗中九月九日觀測到的對流胞，透過雨滴譜儀及雙偏極化雷達反演雨滴粒徑分布的三維結構，反演後得到對流胞的 DSD 三維結構能有效的提供對流發展時的雲微物理資訊，藉此可以更了解雲的物理過程、降水過程，也可提供模式的雲物理參數化一個參考依據。

6-2 未來展望

前人提到撞擊式雨滴譜儀存在較大誤差且無法觀測到 0.359 mm 以下及 5.373 mm 以上粒徑的雨滴。可能會直接的影響到 μ 、 Λ 值的計算；JWD 使用 Dead time correction 修正後仍存在一定誤差，且蔣(2010)提到誤差值隨著降雨率不同而有差異。未來希望在 2017 TASSE 實驗使用對小雨滴及大雨滴有較佳觀測能力的光學式雨滴譜儀，例如 2DVD、parsivel 做相同的討論，比較同樣方法在光學雨滴譜儀與 JWD 間的差異。

在 2016 TASSE 中仍有許多對流胞尚未分析，可將對流胞在各生命期的 DSD 參數做比較，以便了解雷雨發展過程 DSD 特徵的變化。也期待能有更多不同類型的降雨，如梅雨、颱風、鋒面降雨，分析各種降雨的 DSD 特徵也可幫助我們了解不同降雨類型雲物理過程的差異。

七、 參考文獻

- 張偉裕, 2002: 利用雨滴譜儀分析雨滴粒徑分佈(納莉颱風個案), 國立中央大學碩士論文
- 劉慈先, 2002: SCSMEX 期間利用 C-Pol 偏極化雷達氣象參數觀測降水系統之分析, 國立中央大學碩士論文
- 林位總, 2004: 利用二維雨滴譜儀研究雨滴譜特性, 國立中央大學碩士論文
- 紀博庭, 2005 「利用中央大學雙偏極化雷達資料反求雨滴粒徑分佈及降雨率方法的研究」, 國立中央大學碩士論文
- 呂崇華, 2006: 雙偏極化雷達資料分析梅雨鋒面雨滴粒徑分佈的物理特性, 國立中央大學碩士論文
- 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
- 吳舜華, 2006: 「利用雨滴譜儀分析不同降水系統之為物理特徵研究」, 國立中央大學碩士論文
- 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
- 廖信豪, 2009: 利用 SoWMEX/TiMREX 實驗期間 X-band 雷達資料估計降雨, 國立中央大學大氣物理研究所碩士論文
- 陳奕如, 2009: 「SoWMEX 實驗期間雨滴粒徑分佈特性之研究」
- 陳姿瑾, 2009: 「西南氣流實驗之雨滴譜分析研究」
- 蔣育真, 2010: 「2009 年台灣梅雨季雨滴粒徑分佈特性之比較研究」, 國立中央大學碩士論文
- 黃沛瑜, 2012: 使用多部都卜勒/偏極化雷達分析凡那比颱風(2010)的眼牆重建過程。國立中央大學碩士論文
- 盧又嘉, 2012: 「颱風侵台期間雨滴粒徑之觀測研究」, 國立中央大學碩士論文
- 陳盈臻, 2013: 「台灣北部鋒面強降水個案之雨滴粒徑觀測比較研究」, 國立中央大學碩士論文
- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2003: An Evaluation of a Drop Distribution-Based Polarimetric Radar Rainfall Estimator. *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 652-660.
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, N. Balakrishnan, and D. S. Zrnić, 1990: An Examination of Propagation Effects in Rainfall on Radar Measurements at Microwave Frequencies. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **7**, 829-840.
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, J. Hubbert, E. Gorgucci, W. L. Randeu, and M. Schoenhuber, 2003: Raindrop Size Distribution in Different Climatic Regimes from Disdrometer and Dual-Polarized Radar Analysis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **60**, 354-365.
- 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. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 1973-1993.
- Gorgucci, E., G. Scarchilli, and V. Chandrasekar, 1999: A procedure to calibrate multiparameter weather radar using properties of the rain medium. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **37**, 269-276.
- Kozu, T., and K. Nakamura, 1991: Rainfall Parameter Estimation from Dual-Radar Measurements Combining Reflectivity Profile and Path-integrated Attenuation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **8**, 259-270.
- Marshall, J. S., and W. M. K. Palmer, 1948: THE DISTRIBUTION OF RAINDROPS WITH SIZE. *Journal of Meteorology*, **5**, 165-166.
- Sauvageot, H., and J.-P. Lacaux, 1995: The Shape of Averaged Drop Size Distributions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52**, 1070-1083.
- Seliga, T. A., and V. N. Bringi, 1976: Potential Use of Radar Differential Reflectivity Measurements at Orthogonal Polarizations for Measuring Precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, **15**, 69-76.
- , 1978: Differential reflectivity and differential phase shift: Applications in radar meteorology. *Radio Science*, **13**, 271-275.
- 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. *Journal of Applied Meteorology*, **40**, 1118-1140.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**, 1764-1775.
- Vivekanandan, J., G. Zhang, S. M. Ellis, D. Rajopadhyaya, and S. K. Avery, 2003: Radar reflectivity calibration using differential propagation phase measurement. *Radio Science*, **38**, n/a-n/a.
- Zhang, G., J. Vivekanandan, and E. Brandes, 2001: A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **39**, 830-841.

附表

表格 1 撞擊式雨滴譜儀 20 種雨滴粒徑及相對應之終端落速與間隔。

Dropsizes class in DISDRODATA program	Average diameter of drop in class i	Fall velocity of a drop with diameter Di	Diameter interval of drop size class i
i	mm	v(Di) m/s	Delta Di mm
1	0.359	1.435	0.092
2	0.455	1.862	0.1
3	0.551	2.267	0.091
4	0.656	2.692	0.119
5	0.771	3.154	0.112
6	0.913	3.717	0.172
7	1.116	4.382	0.233
8	1.331	4.986	0.197
9	1.506	5.423	0.153
10	1.665	5.793	0.166
11	1.912	6.315	0.329
12	2.259	7.009	0.364
13	2.584	7.546	0.286
14	2.869	7.903	0.284
15	3.198	8.258	0.374
16	3.544	8.556	0.319
17	3.916	8.784	0.423
18	4.35	8.965	0.446
19	4.859	9.076	0.572
20	5.373	9.137	0.455

表格 2 0757UTC 對流初生期、0623UTC 對流成熟期、1123UTC 層狀降雨三個案各參數平均正負兩個標準差的值區間

	0757UTC 對流初生	0623UTC 對流成熟期	1123UTC 層狀降雨
Z_h	-0.86~13.94 dBZ	30.11 ~ 45.66 dBZ	28.92~31.85 dBZ
Z_{dr}	-0.31~0.81dB	0.64 ~ 2.06 dB	0.2434~0.7310 dB
K_{dp}	-1.43~3.03	0.58 ~ 3.29	0.064~0.7572
μ	2.34~10.74	0.63~5.34	5.8~8.52
Λ	2.5~15.9	2.17~9.01	8.15~11.55
D_m	1.04~1.56 mm	1.38~2.8 mm	1.17~1.43 mm
N_w	0.69~2.49	3.2~4.18	3.6~4.0

附圖

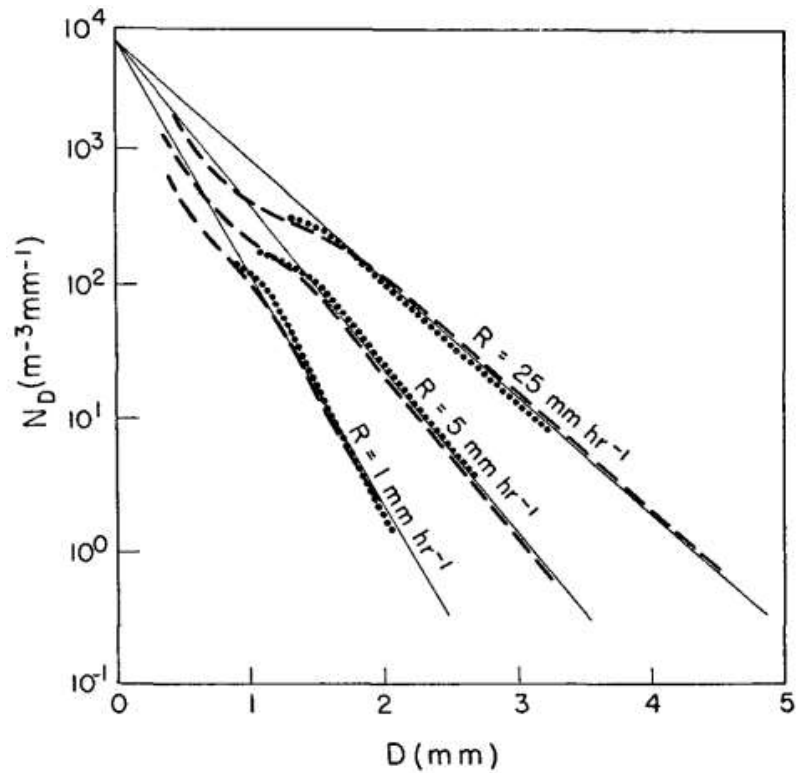


圖 1.1 $\Lambda = 4.1R^{-0.21} \text{ mm}^{-1}$, Marshall and Palmer (1948)

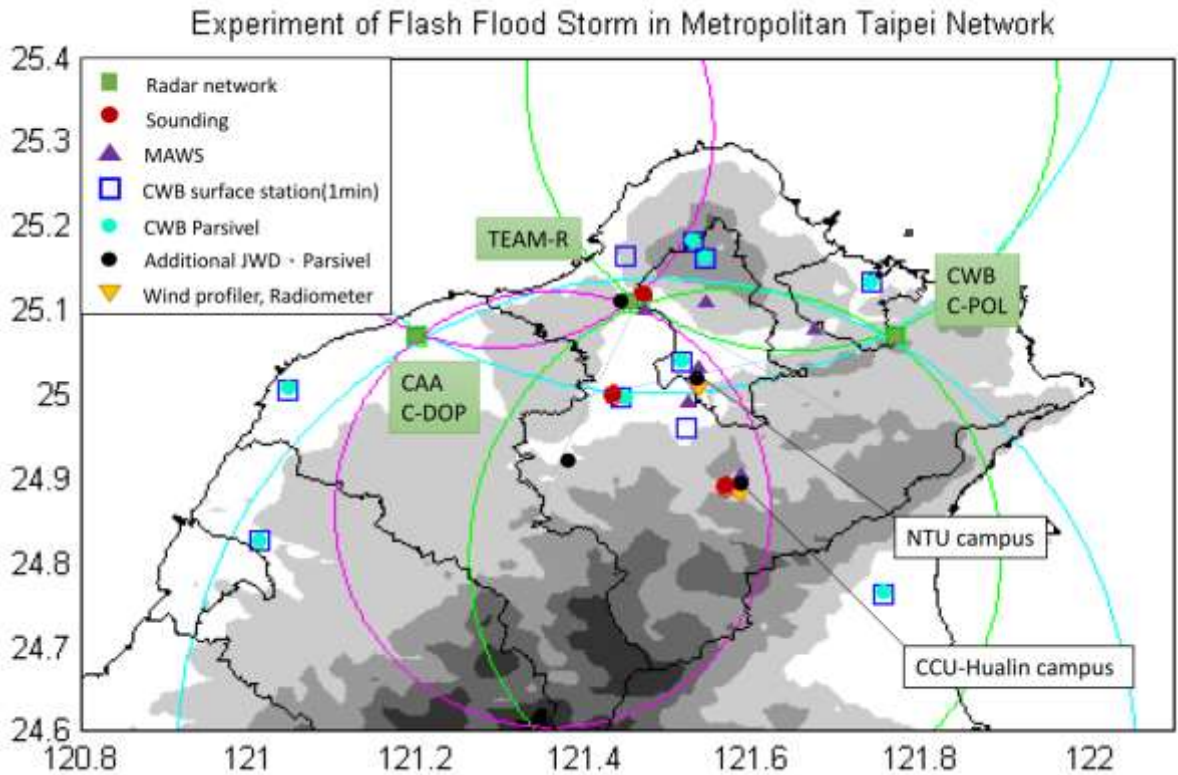


圖 2.1 2016 雙北暴雨實驗實驗儀器位置圖

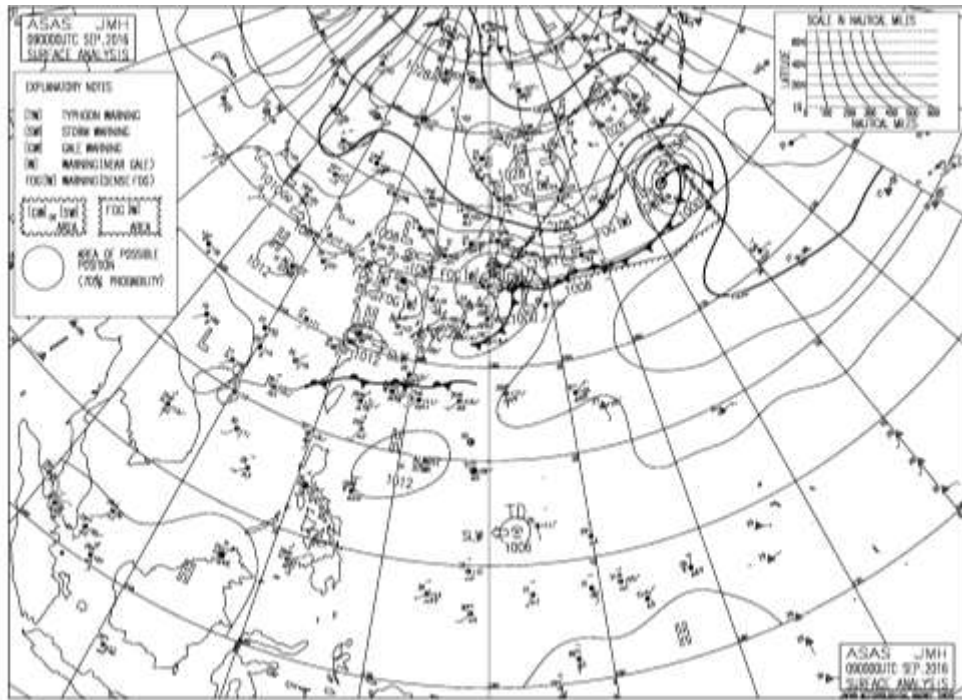


圖 2.2 2017/09/09 00Z 地面天氣圖

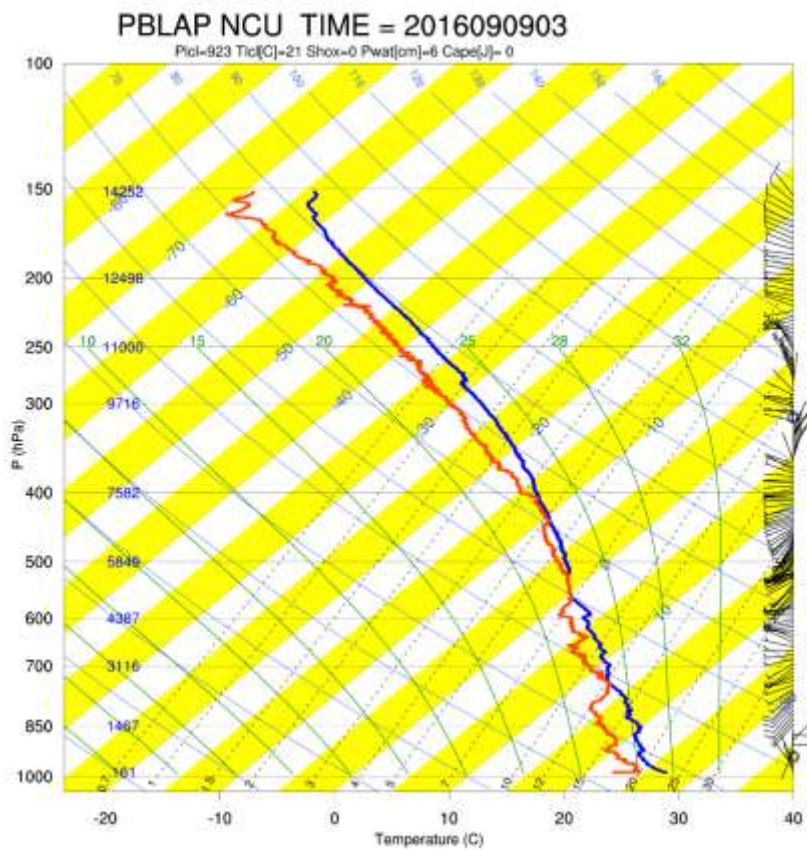


圖 2.3 09/09 03Z 國防大學探空圖

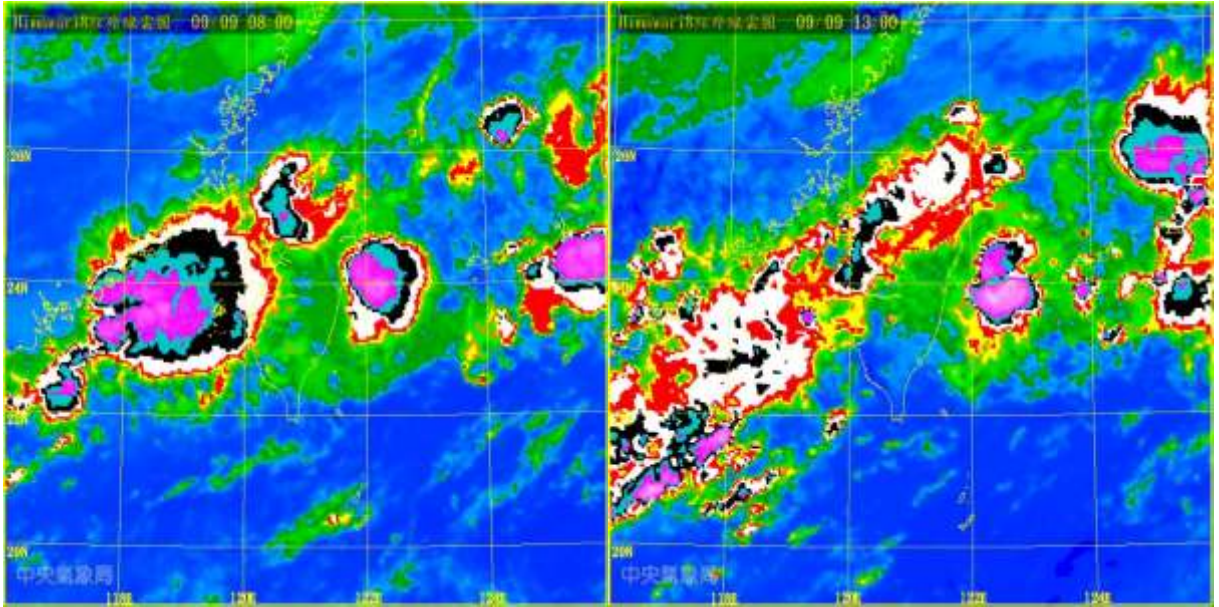


圖 2.4 09/09 00Z 紅外線衛星雲圖

圖 2.5 09/09 05Z 紅外線衛星雲圖

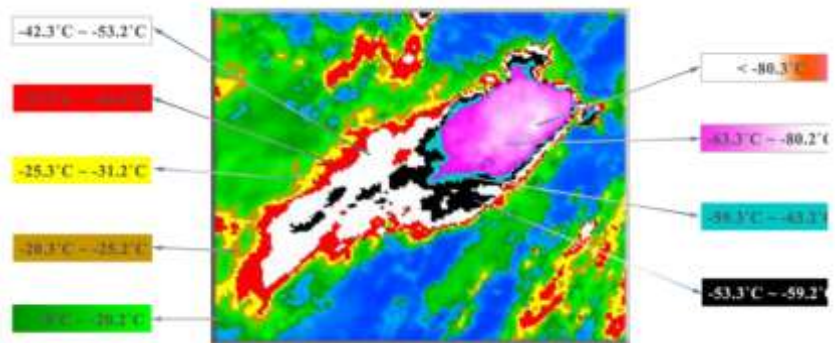
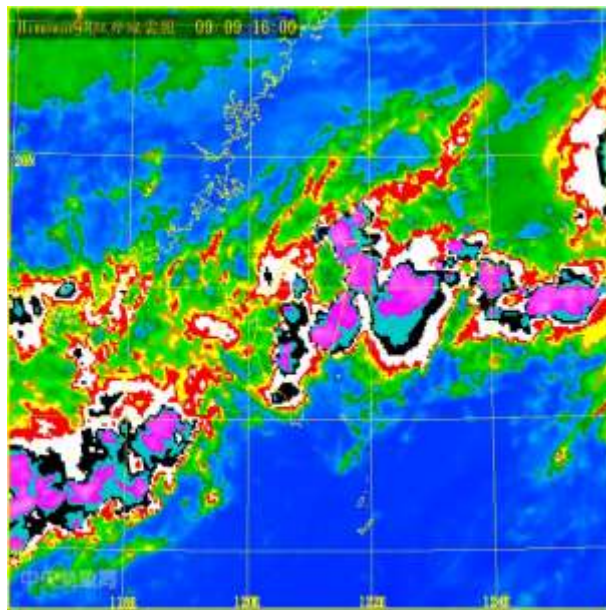


圖 2.6 09/09 08Z 紅外線衛星雲圖及強調色畫雲圖 color bar

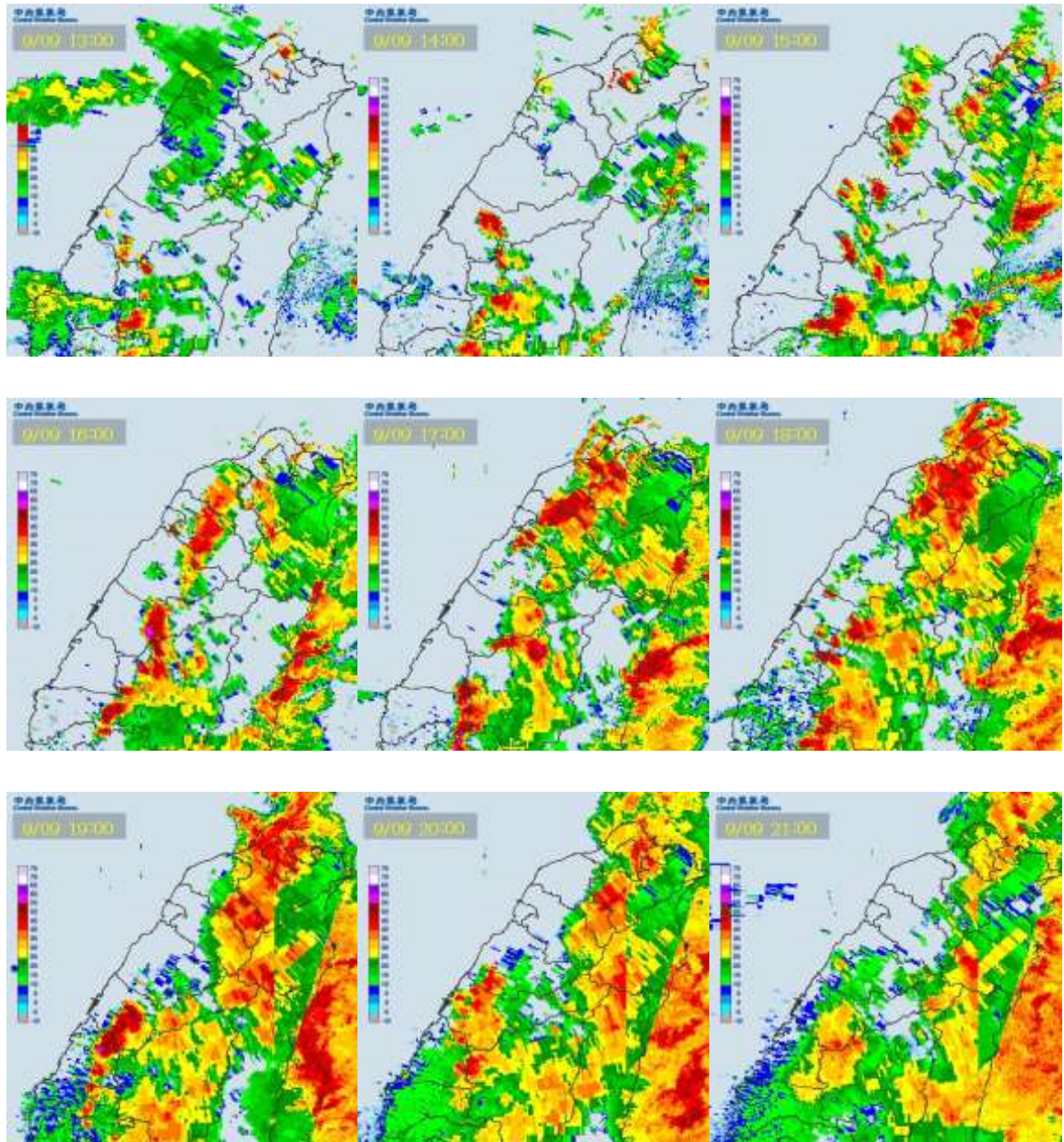


圖 2.7 09/09 05Z~13Z 台灣雷達合成回波圖



圖 2.8 TEAMR 雙偏極化都卜勒雷達

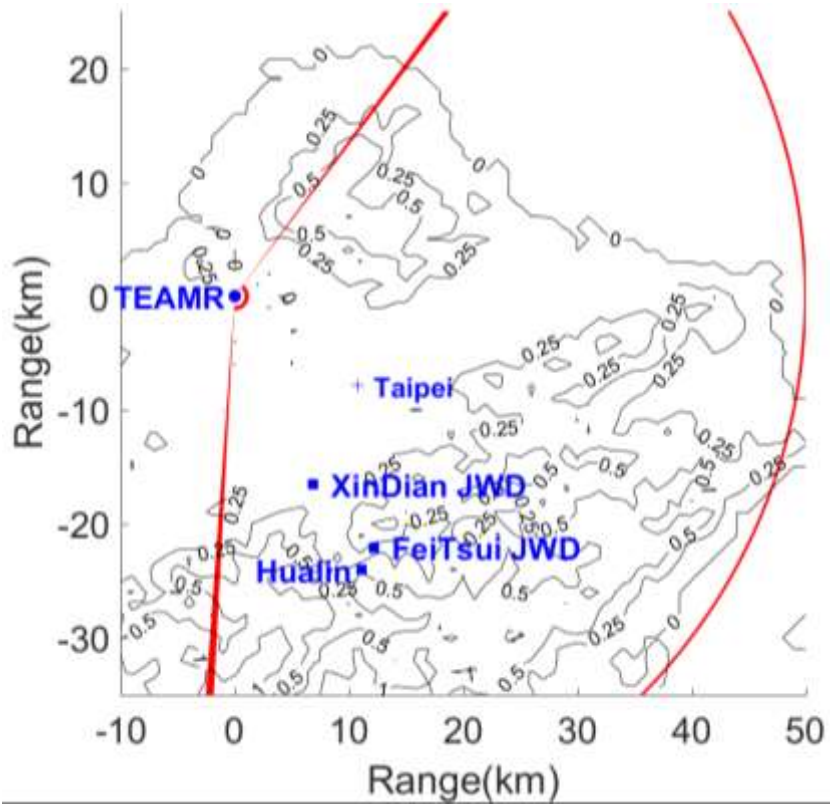


圖 2.9 2016 TASSE TEAMR PPI 掃瞄範圍

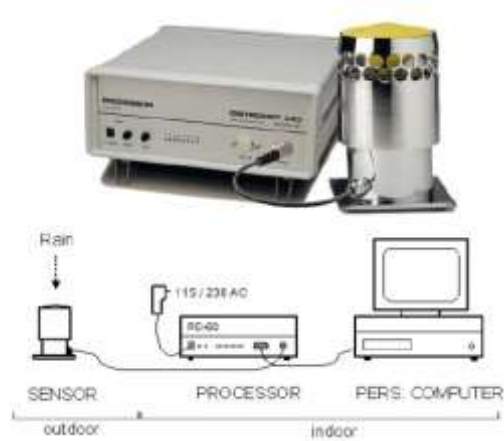


圖 2.10 撞擊式雨滴譜儀(JWD)

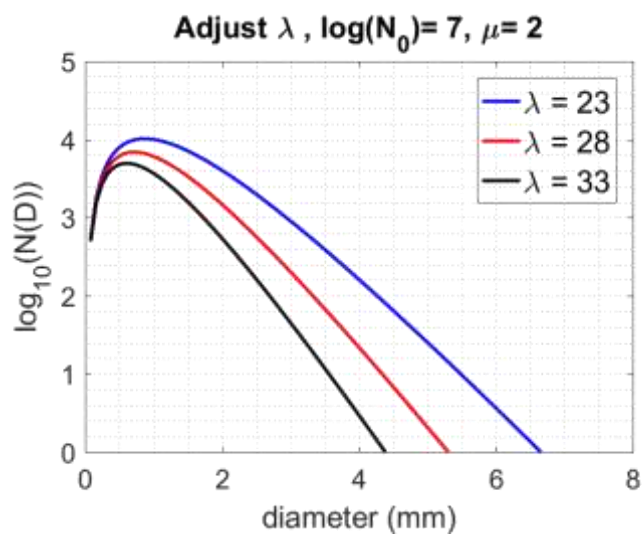


圖 3.1 改變 λ 對 DSD 的影響

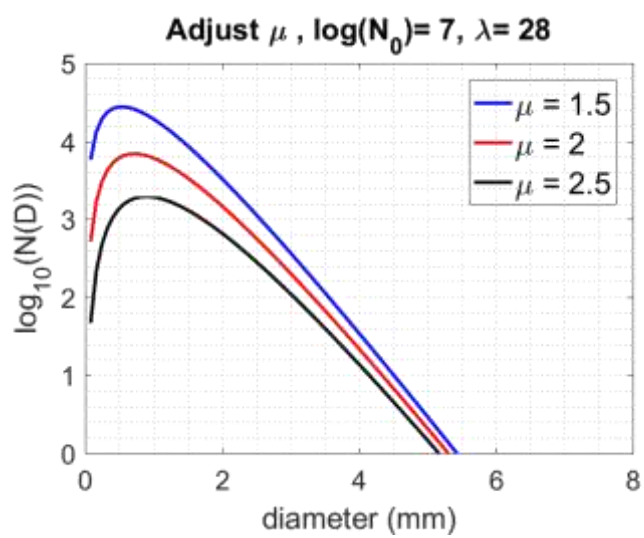


圖 3.2 改變 μ 對 DSD 的影響

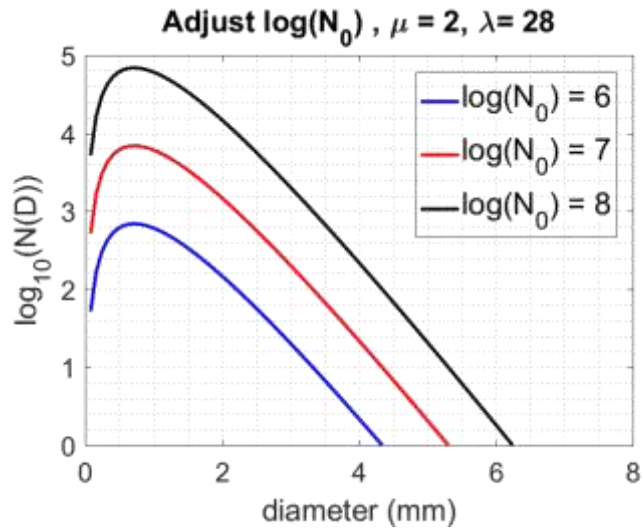


圖 3.3 改變 N_0 對 DSD 的影響

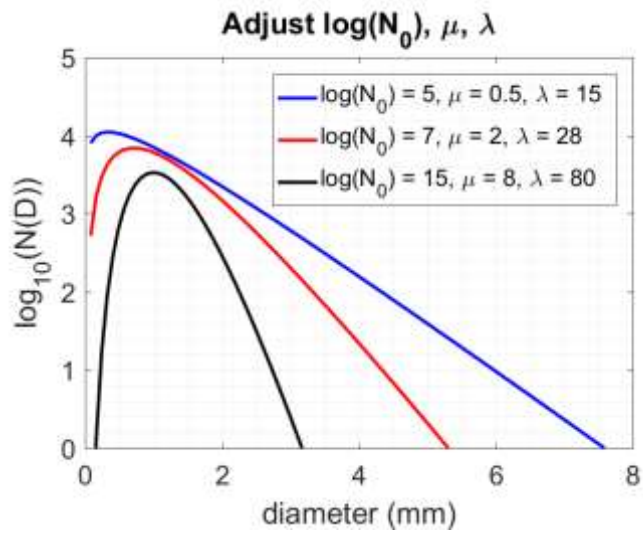


圖 3.4 改變 μ, λ 對 DSD 的影響

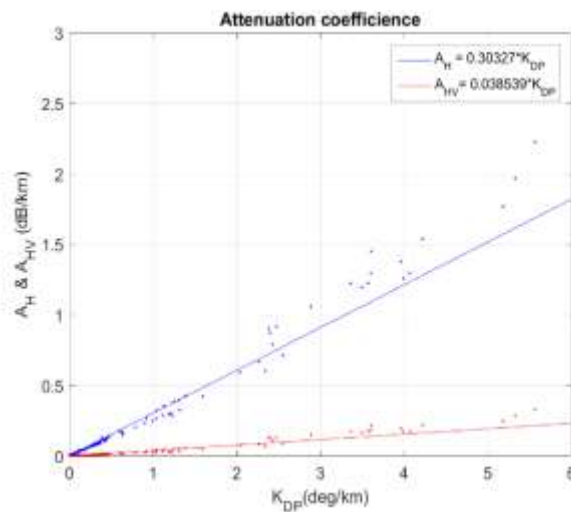


圖 3.5 使用 9/8-9/10 翡翠水庫 JWD 計算衰減修正參數式與 JWD 計算 A_H 、 A_{HV} 分布

圖

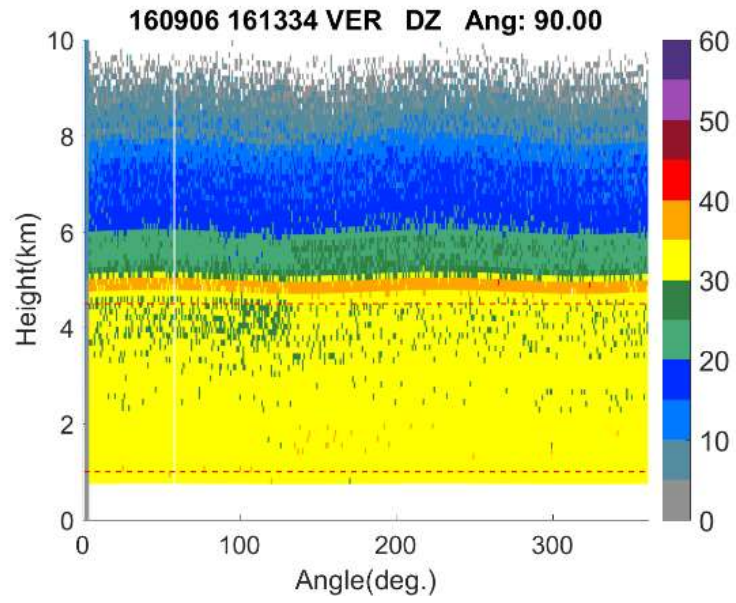


圖 3.6 1613 UTC TEAMR 垂直掃描 0~360 度 Z_h

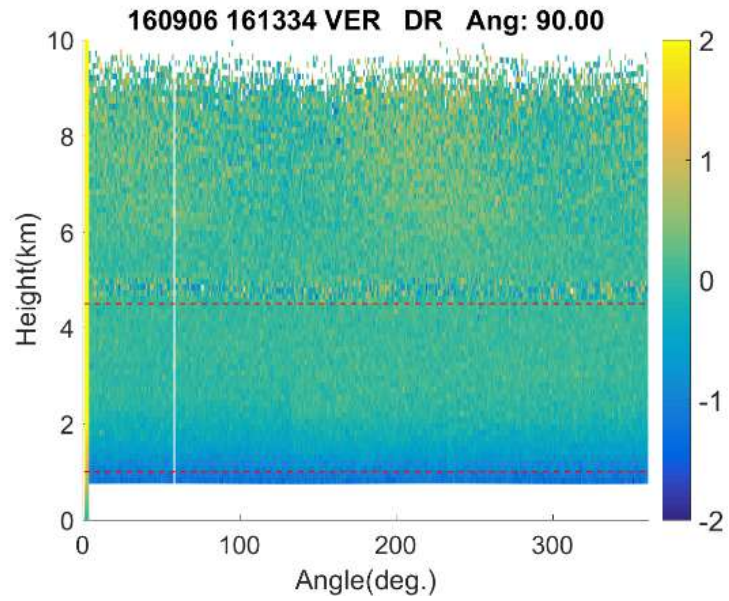


圖 3.7 1613 UTC TEAMR 垂直掃描 0~360 度 Z_{dr}

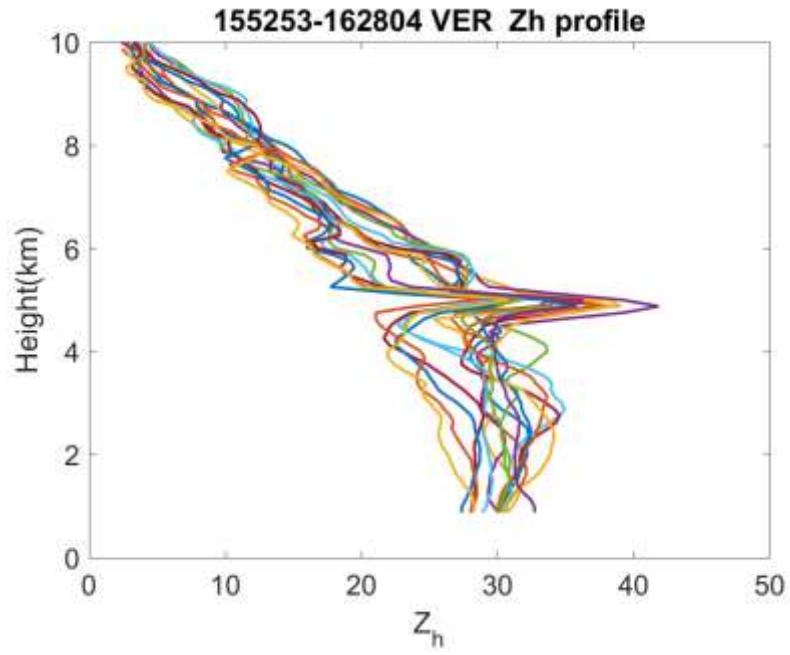


圖 3.8 1552 UTC- 1628 UTC 各高度平均 Z_h 分布圖

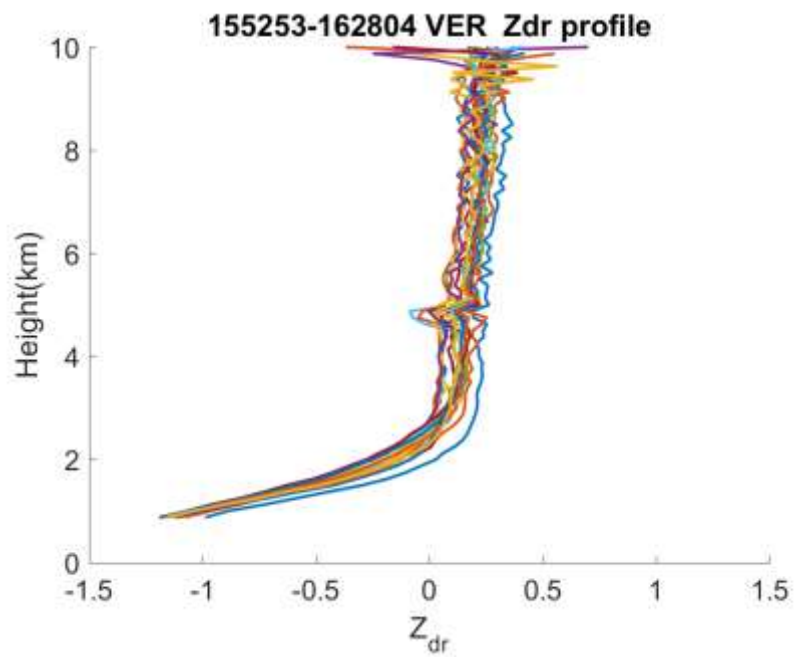


圖 3.9 9/9 1552 UTC- 1628 UTC 各高度 Z_h 分布圖

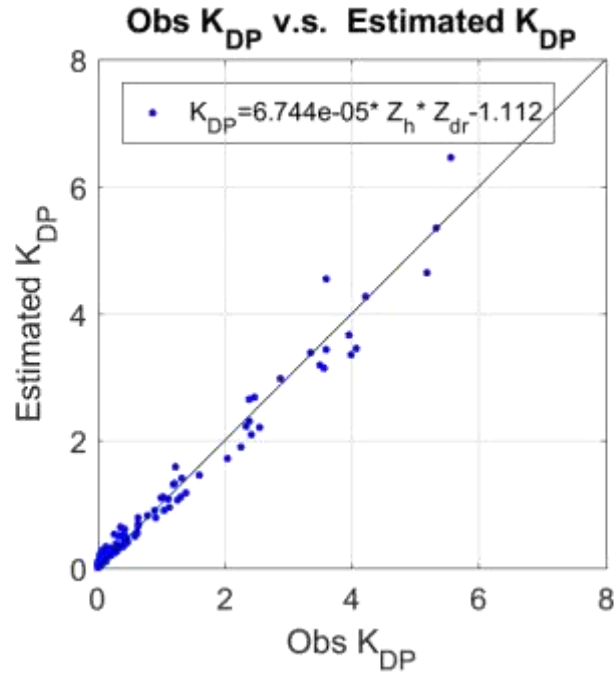


圖 3.10 使用翡翠 JWD 計算 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 約束關係式與 JWD 計算 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 之分布

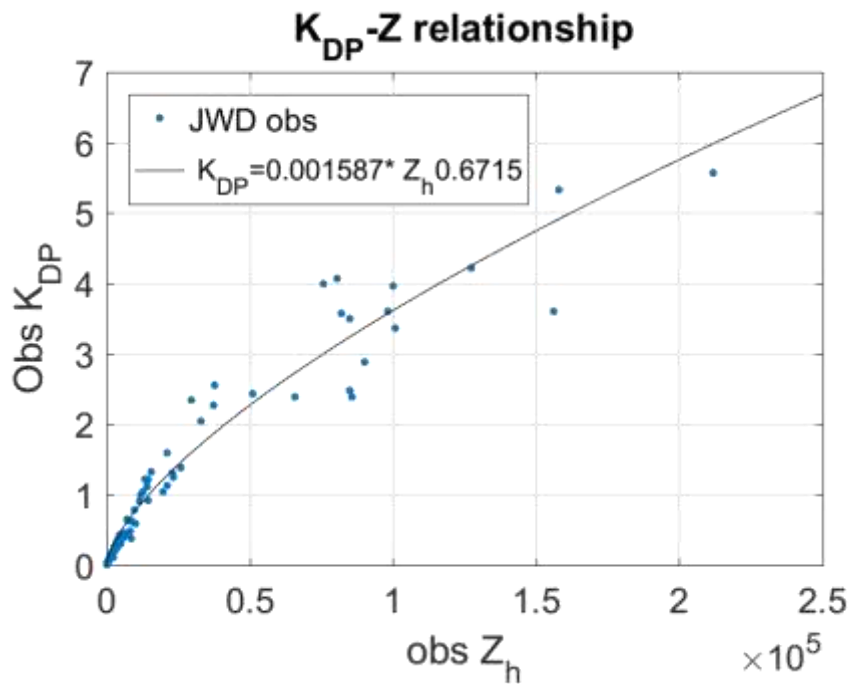


圖 3.11 使用翡翠 JWD 計算 Z_h 、 K_{dp} 約束關係式與 JWD 計算 Z_h 、 K_{dp} 之分布

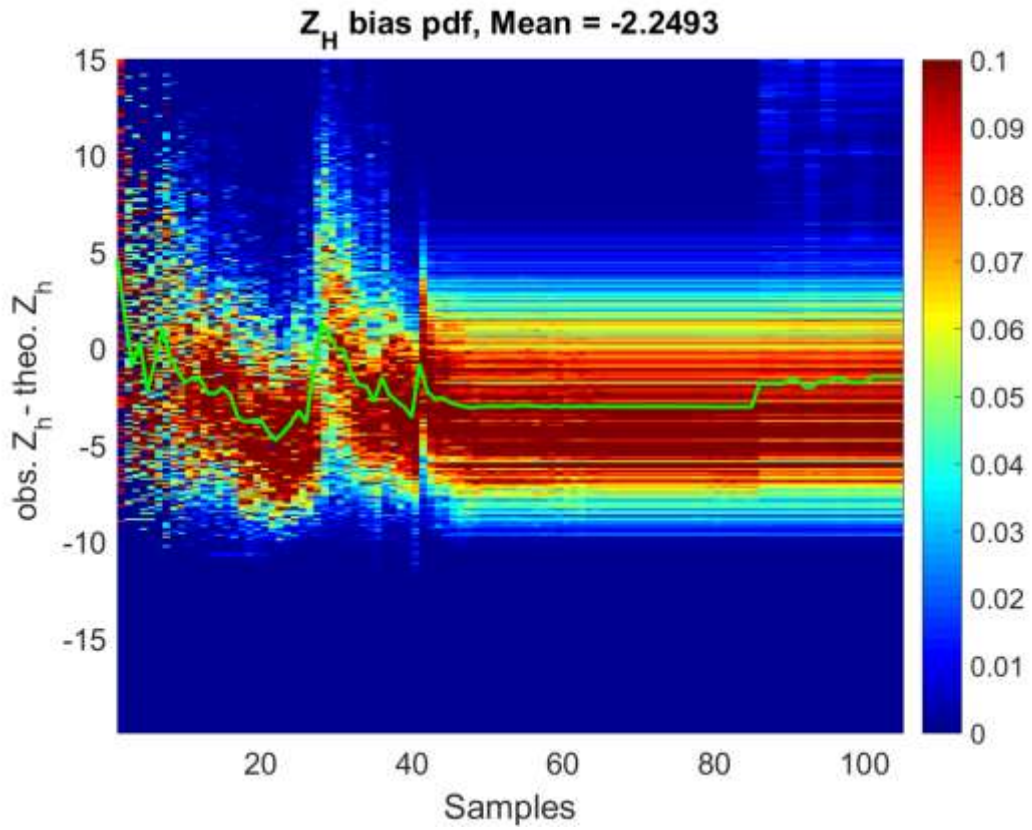


圖 3.12 9/9 全天 1 度仰角 PPI 掃描 Z_h bias 機率分布

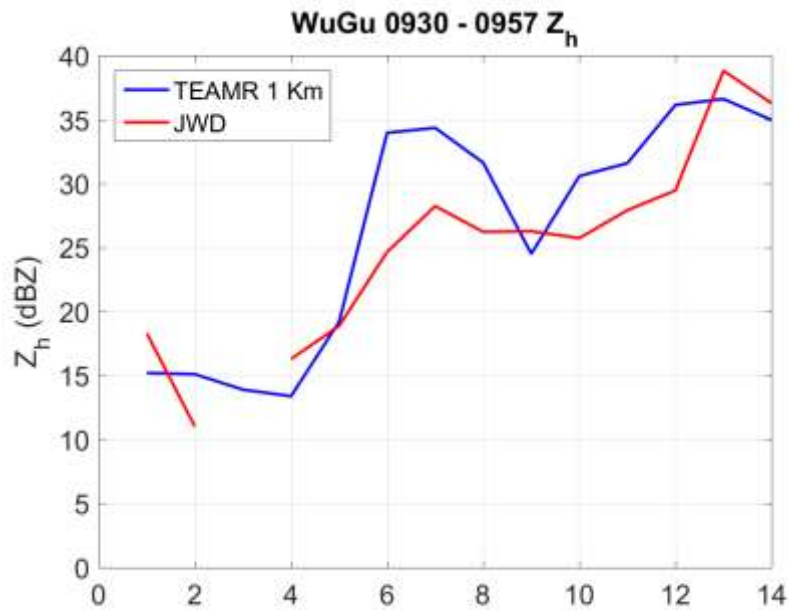


圖 3.13 9/9 0930~0957 UTC TEAMR 垂直掃描共 14 個時間點，藍線為 TEAMR 1 公里高的 Z_h 值與同地點的五股地面 JWD 計算之 Z_h 比較

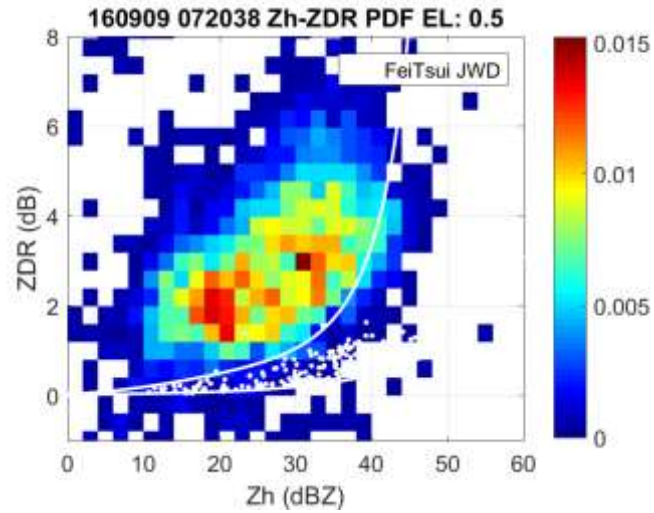


圖 3.14 TEAMR 9/9 0720 UTC 0.5 度仰角 PPI 掃描 Z_h 、 Z_{dr} 機率分布圖與 JWD 觀測(白點)比較

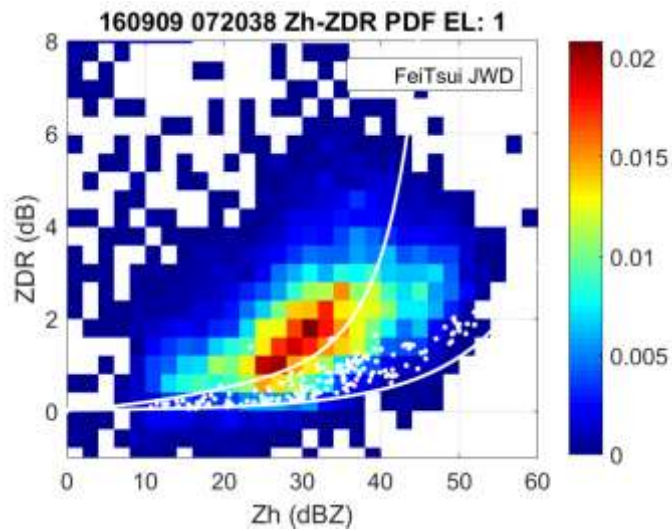


圖 3.15 TEAMR 9/9 0720 UTC 1 度仰角 PPI 掃描 Z_h 、 Z_{dr} 機率分布圖與 JWD 觀測(白點)比較

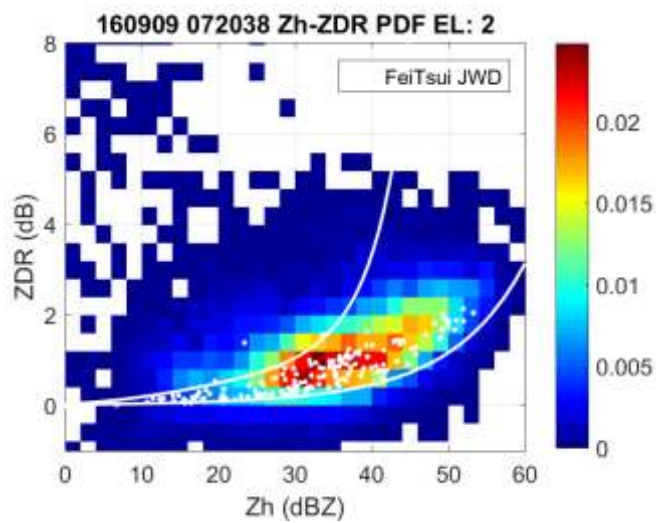


圖 3.16 TEAMR 9/9 0720 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 Z_h 、 Z_{dr} 機率分布圖與 JWD 觀測(白點)比較

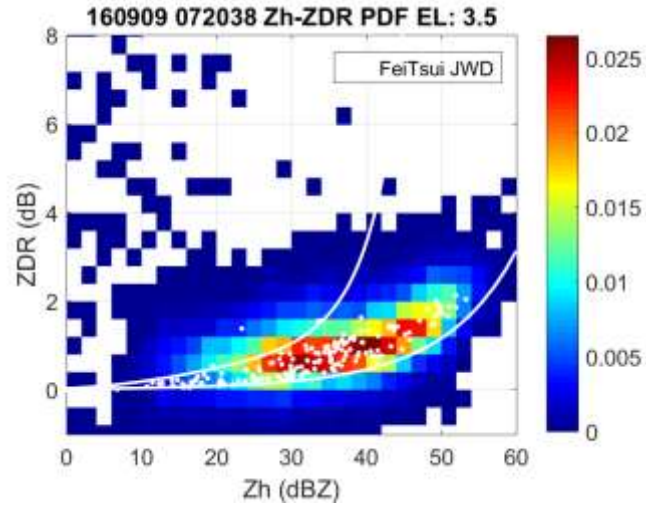


圖 3.17 TEAMR 9/9 0720 UTC 3.5 度仰角 PPI 掃描 Z_h 、 Z_{dr} 機率分布圖與 JWD 觀測 (白點)比較

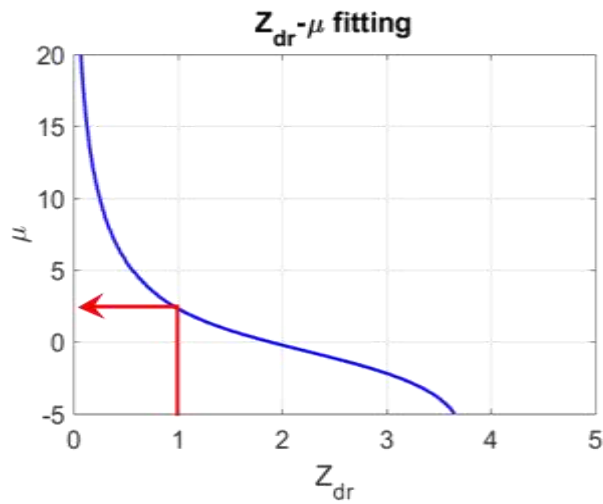


圖 4.1 使用 $\mu - Z_{dr}$ 關係求出 μ

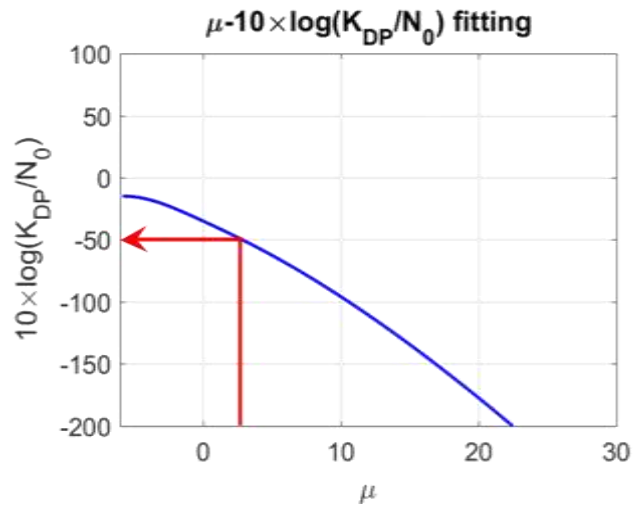


圖 4.2 使用 $\mu - 10 \times \log \frac{K_{dp}}{N_0}$ 關係求出 N_0

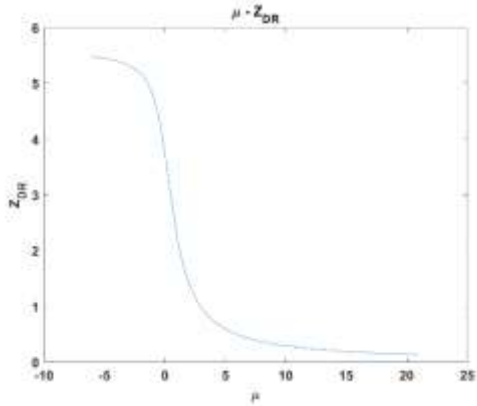


圖 4.3 $\mu - Z_{dr}$ 關係圖

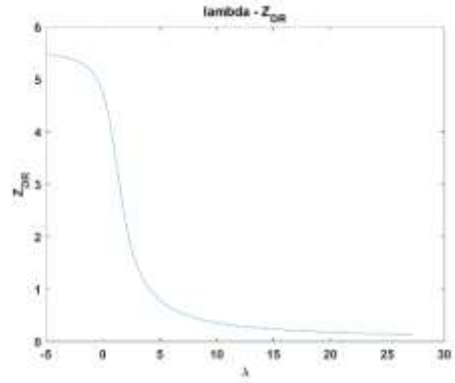


圖 4.4 $\Lambda - Z_{dr}$ 關係圖

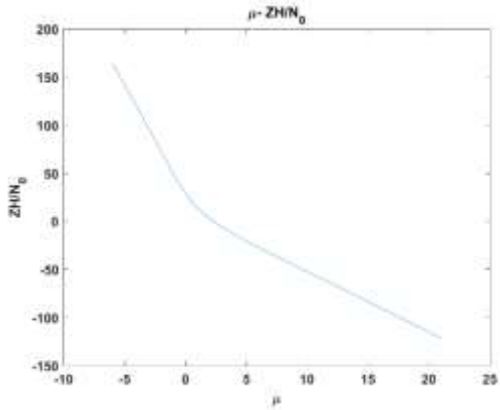


圖 4.5 $\mu - 10 \times \log \frac{Z_h}{N_0}$ 關係圖

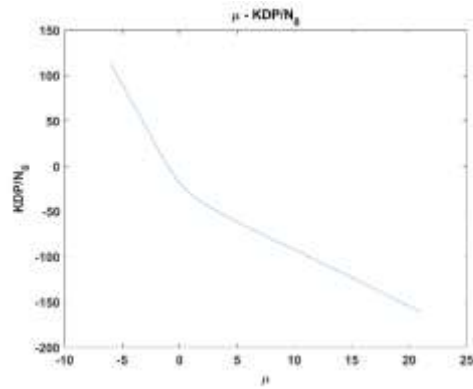


圖 4.6 $\mu - 10 \times \log \frac{K_{dp}}{N_0}$ 關係圖

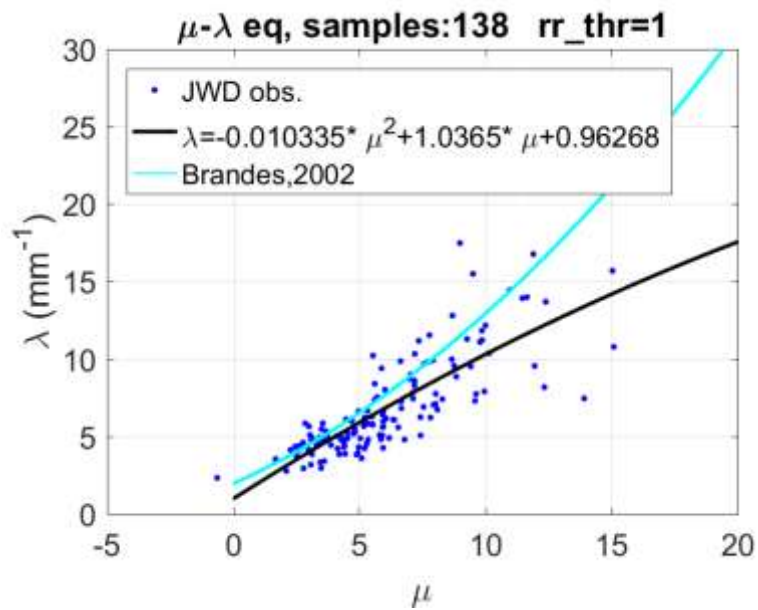


圖 4.7 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式與 Brandes 2003 年之 $\mu - \Lambda$ 關係式比較

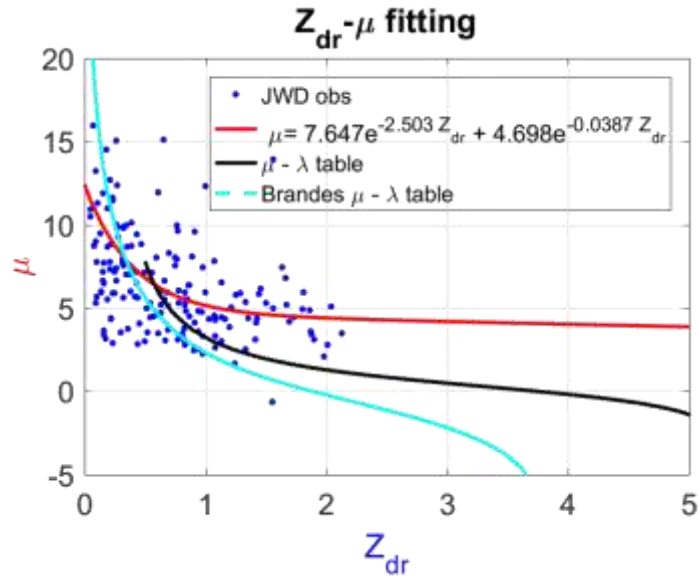


圖 4.8 使用 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \lambda$ 關係式、Brandes 2003 年之關係式計算與由 JWD 直接擬合 $\mu - Z_{dr}$ 關係

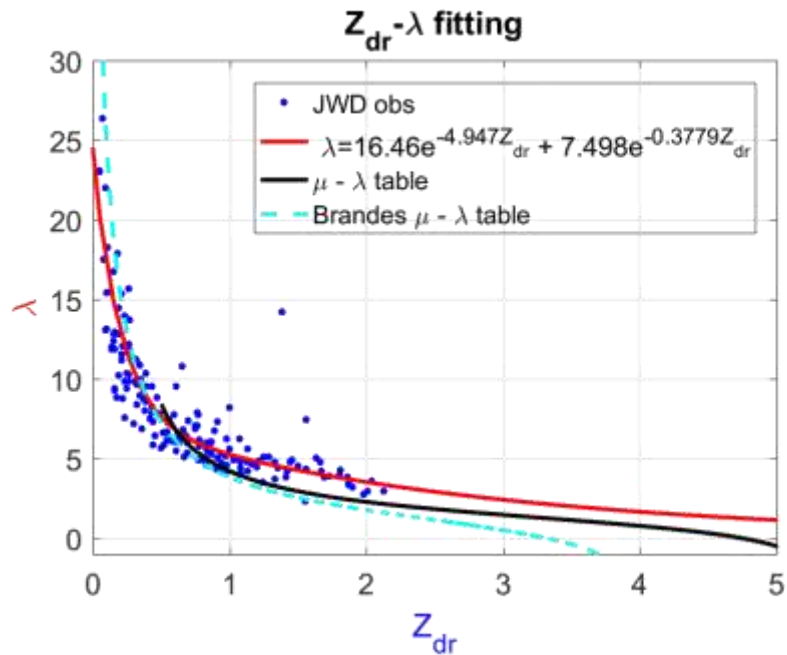


圖 4.9 使用 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \lambda$ 關係式、Brandes 2003 年之關係式計算與由 JWD 直接擬合 $\lambda - Z_{dr}$ 關係

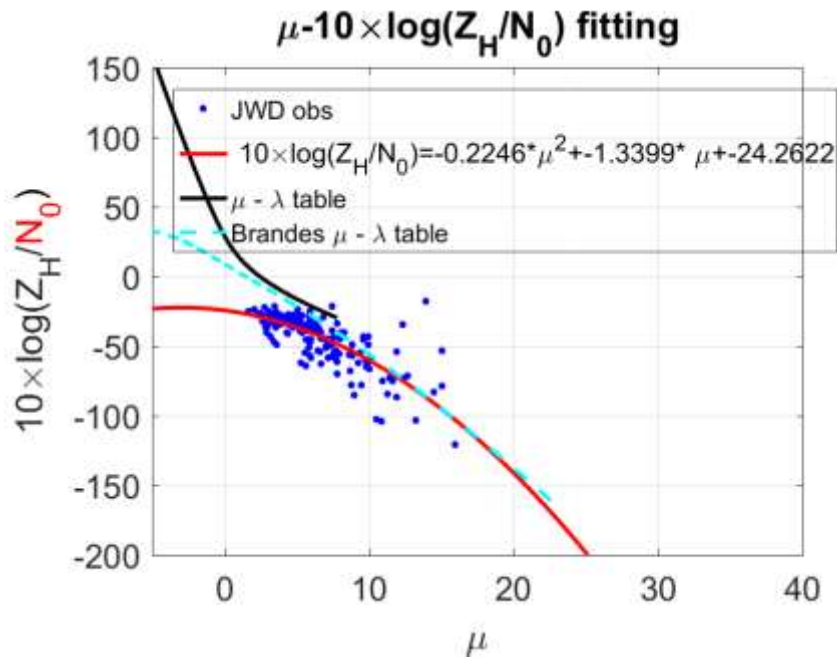


圖 4.10 使用 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \lambda$ 關係式、Brandes 2003 年之關係式計算與由 JWD 直接擬合 $\mu - 10 \times \log \frac{Z_h}{N_0}$ 關係

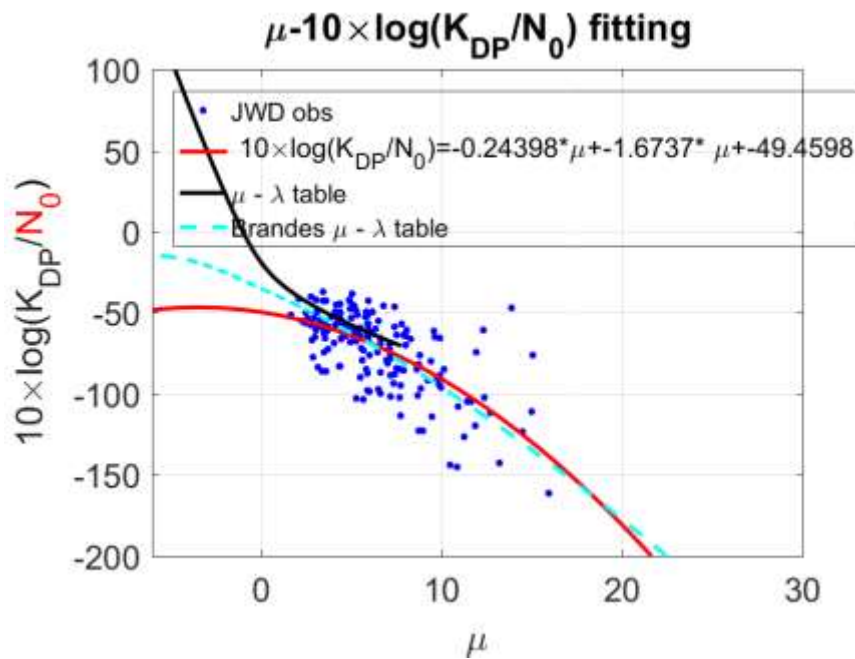


圖 4.11 使用 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \lambda$ 關係式、Brandes 2003 年之關係式計算與由 JWD 直接擬合 $\mu - 10 \times \log \frac{K_{dp}}{N_0}$ 關係

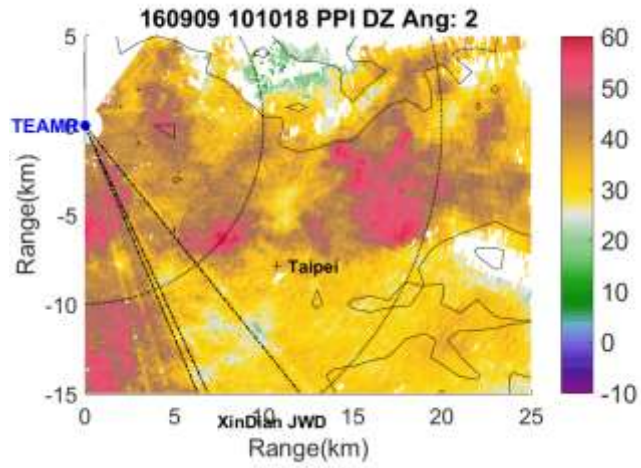


圖 4.12 9/9 101018 UTC 0.5 度仰角 PPI 掃描 Z_h 分布

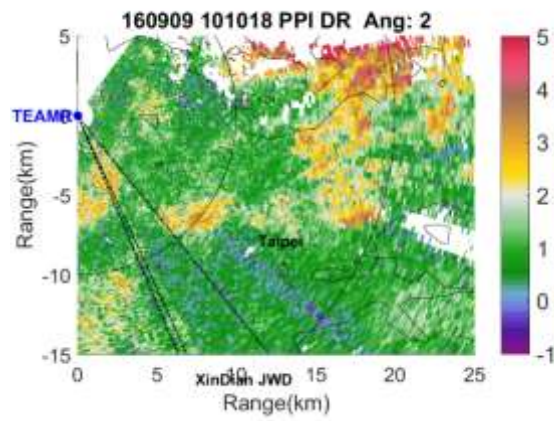


圖 4.13 9/9 101018 UTC 0.5 度仰角 PPI 掃描 Z_{dr} 分布

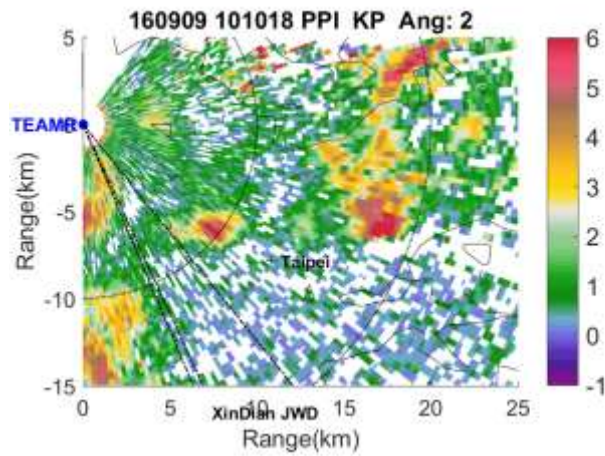


圖 4.14 101018 UTC 0.5 度仰角 PPI 掃描 K_{do} 分布

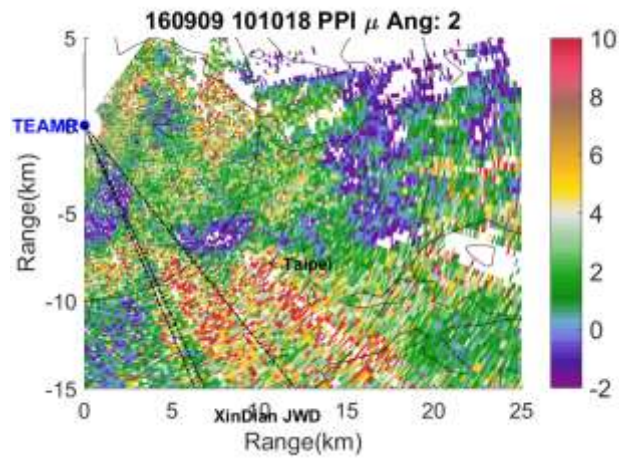


圖 4.15 9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 Brandes 2003 年統計之 $\mu - \Delta$ 關係式計算 μ 的分布

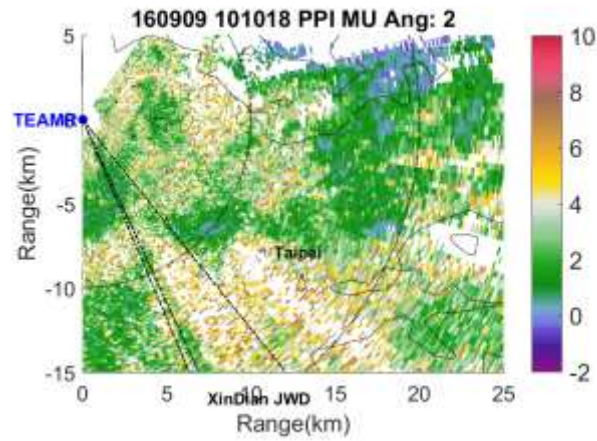


圖 4.16 9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \Delta$ 關係式計算 μ 的分布

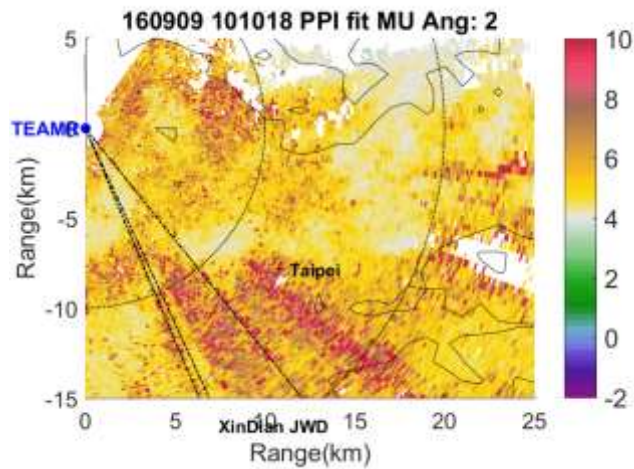


圖 4.17 9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 擬合關係計算 μ 的分布

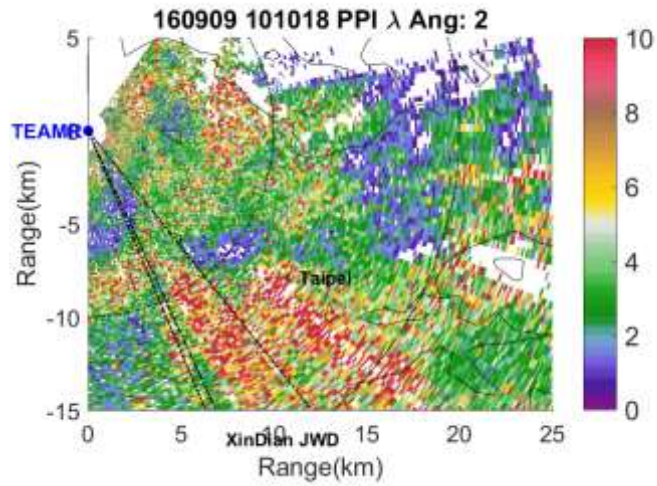


圖 4.18 9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 Brandes 2003 年統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式計算 Λ 的分布

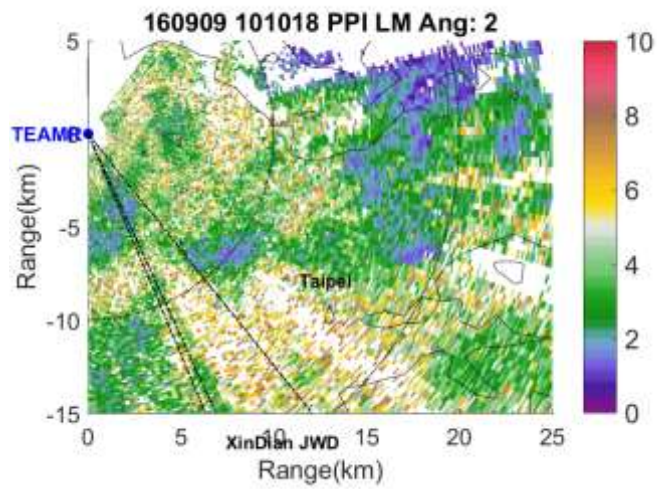


圖 4.19 9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式計算 Λ 的分布

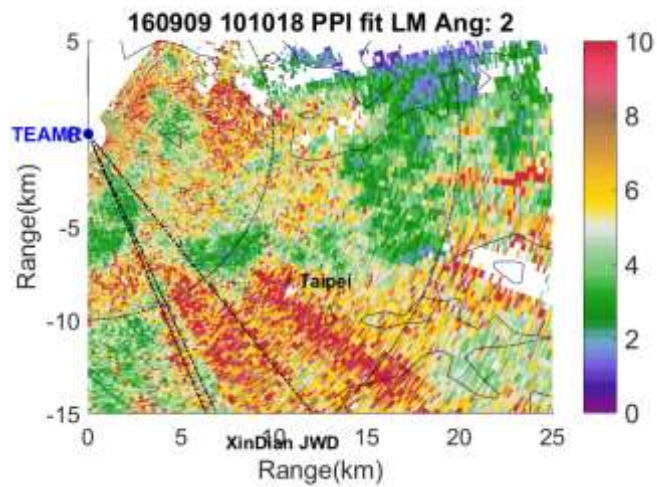


圖 4.20 9/9 使用 101018 UTC 0.5 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 擬合關係計算 Λ 的分布

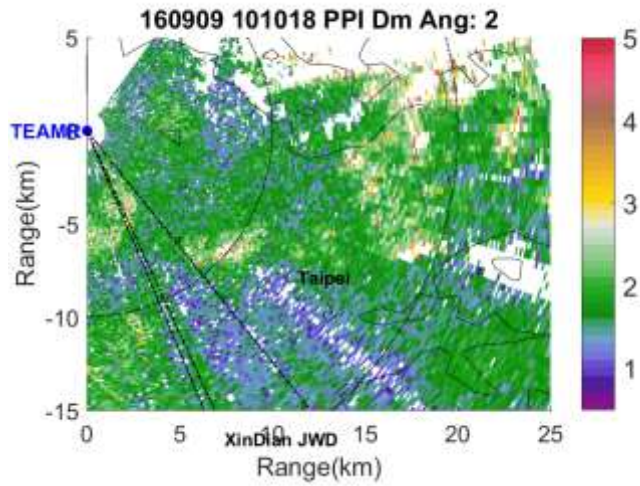


圖 4.21 9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 Brandes 2003 年統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式計算 D_m 的分布

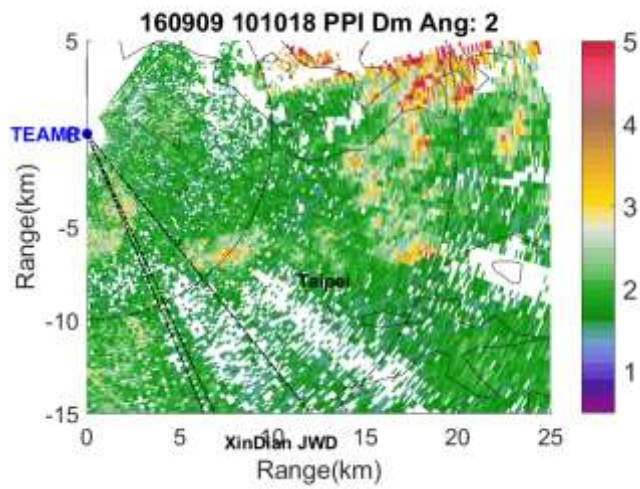


圖 4.22 9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式計算 D_m 的分布

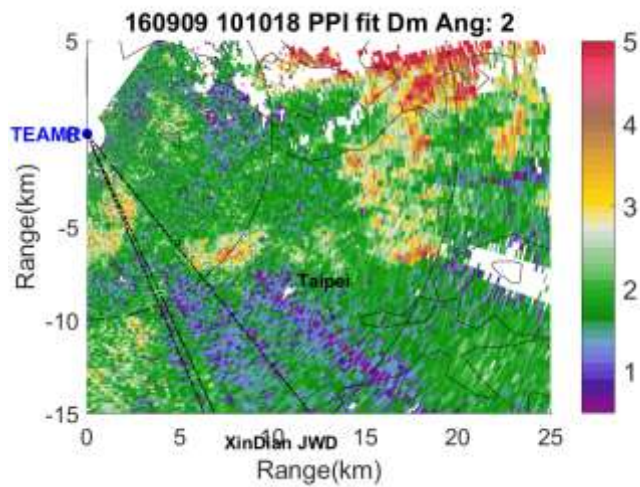


圖 4.23 9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 擬合關係計算 D_m 的分布

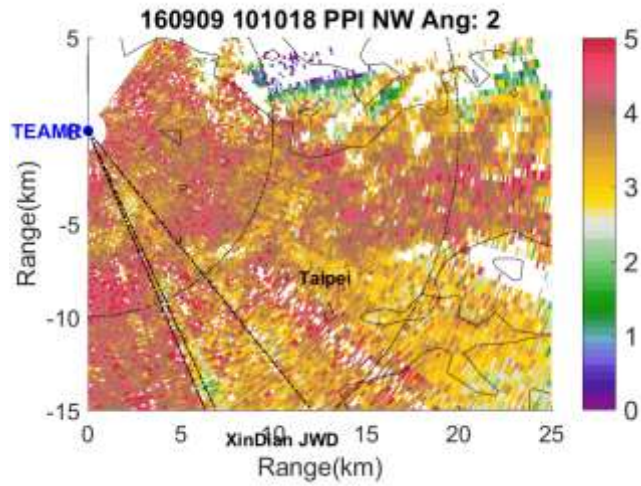


圖 4.24 9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 Brandes 2003 年統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式計算 N_w 的分布

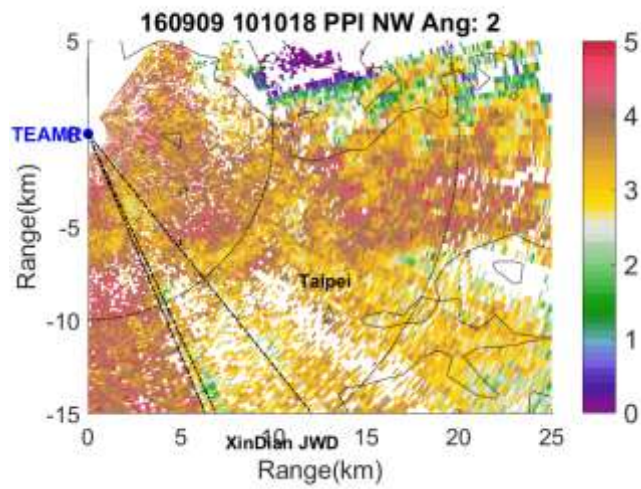


圖 4.25 9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式計算 N_w 的分布

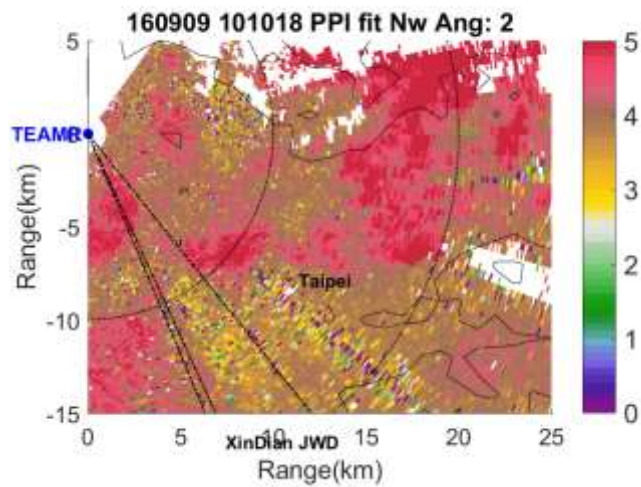


圖 4.26 9/9 使用 101018 UTC 2 度仰角 PPI 掃描及 9/8-9/10 翡翠 JWD 擬合關係計算 N_w 的分布

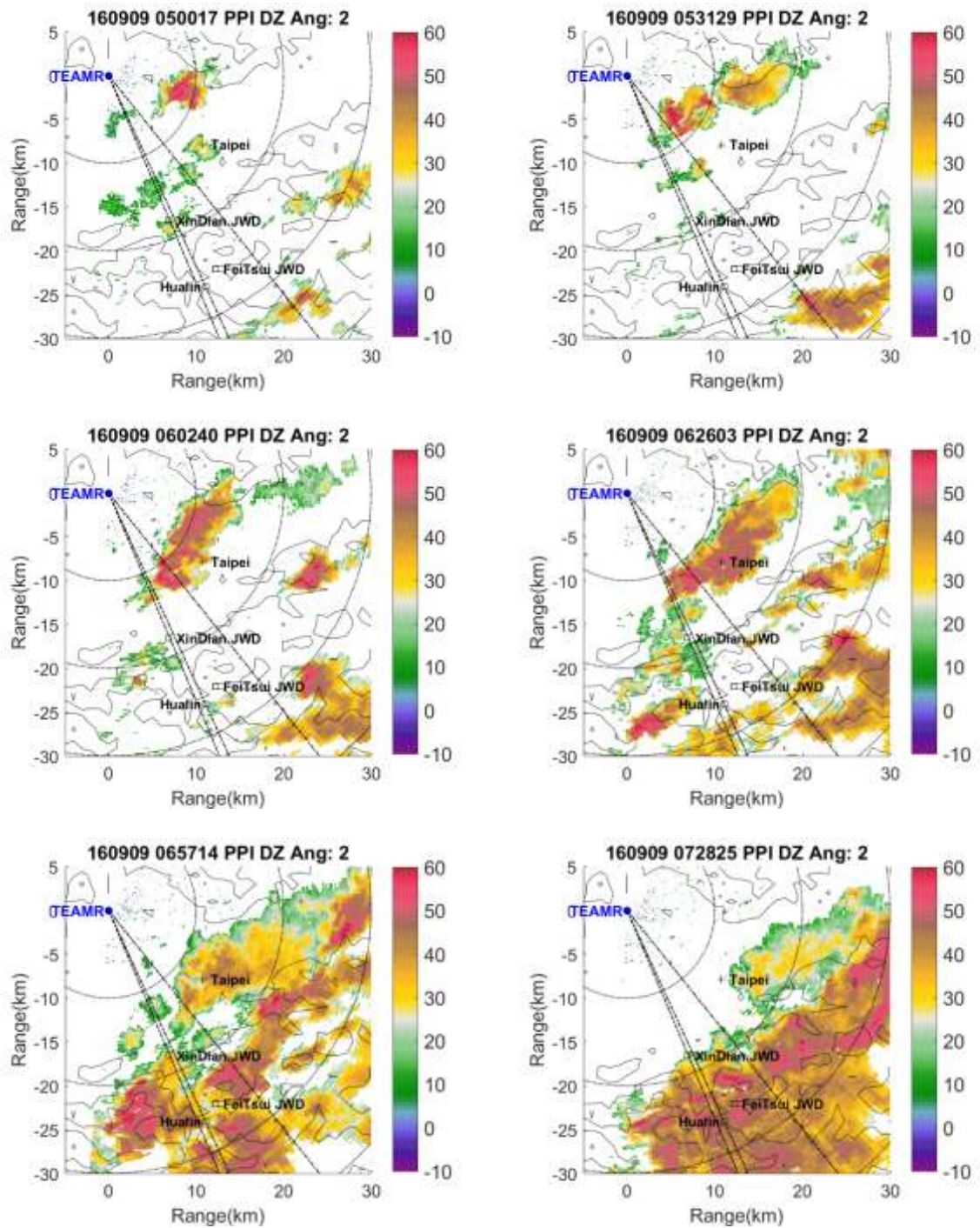


圖 5.1 a 9/9 0500 UTC~0728 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 Z_h 分布

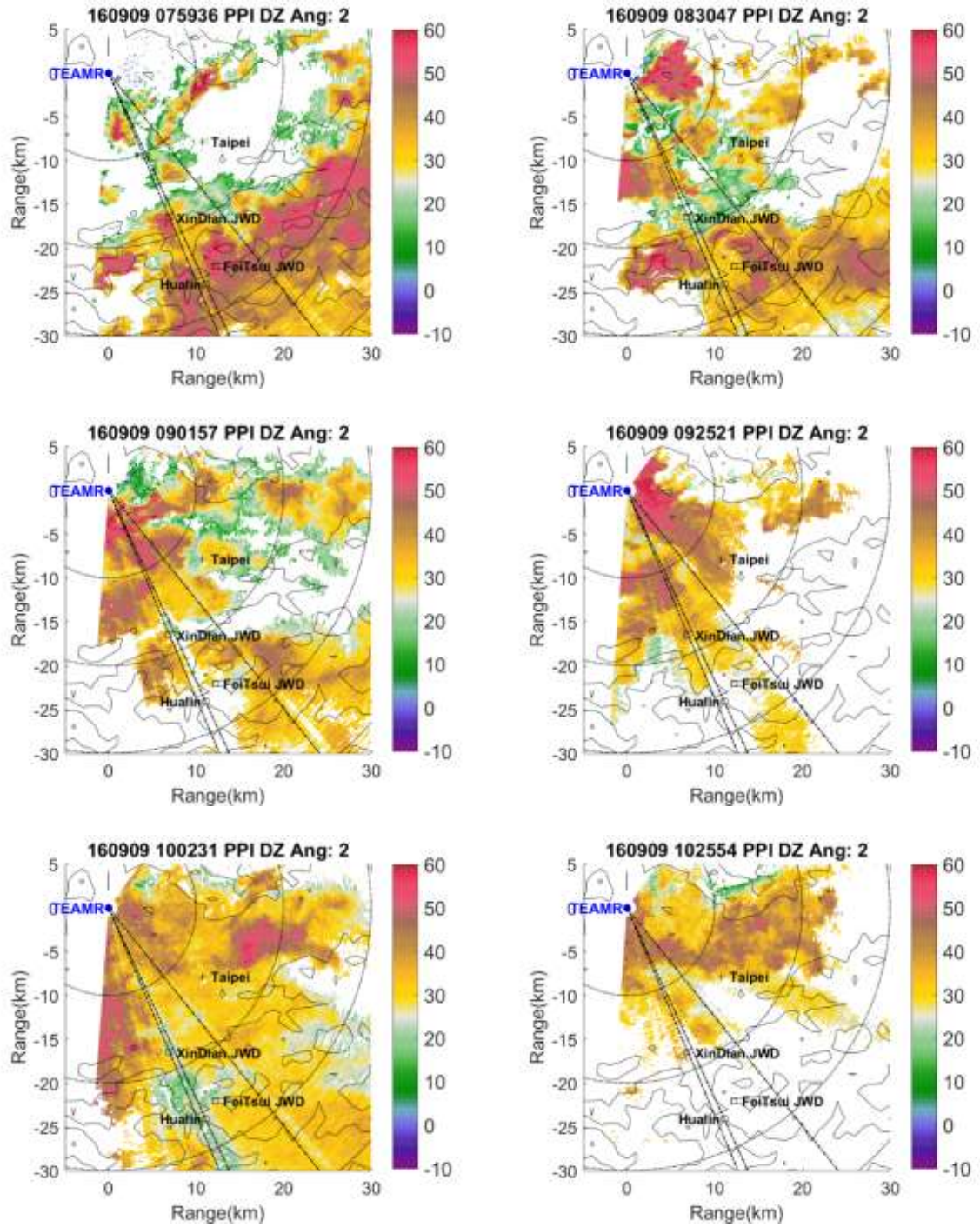


圖 5.1b 9/9 0759 UTC~ 1025UTC 2 度仰角 PPI 掃描 Z_h 分布

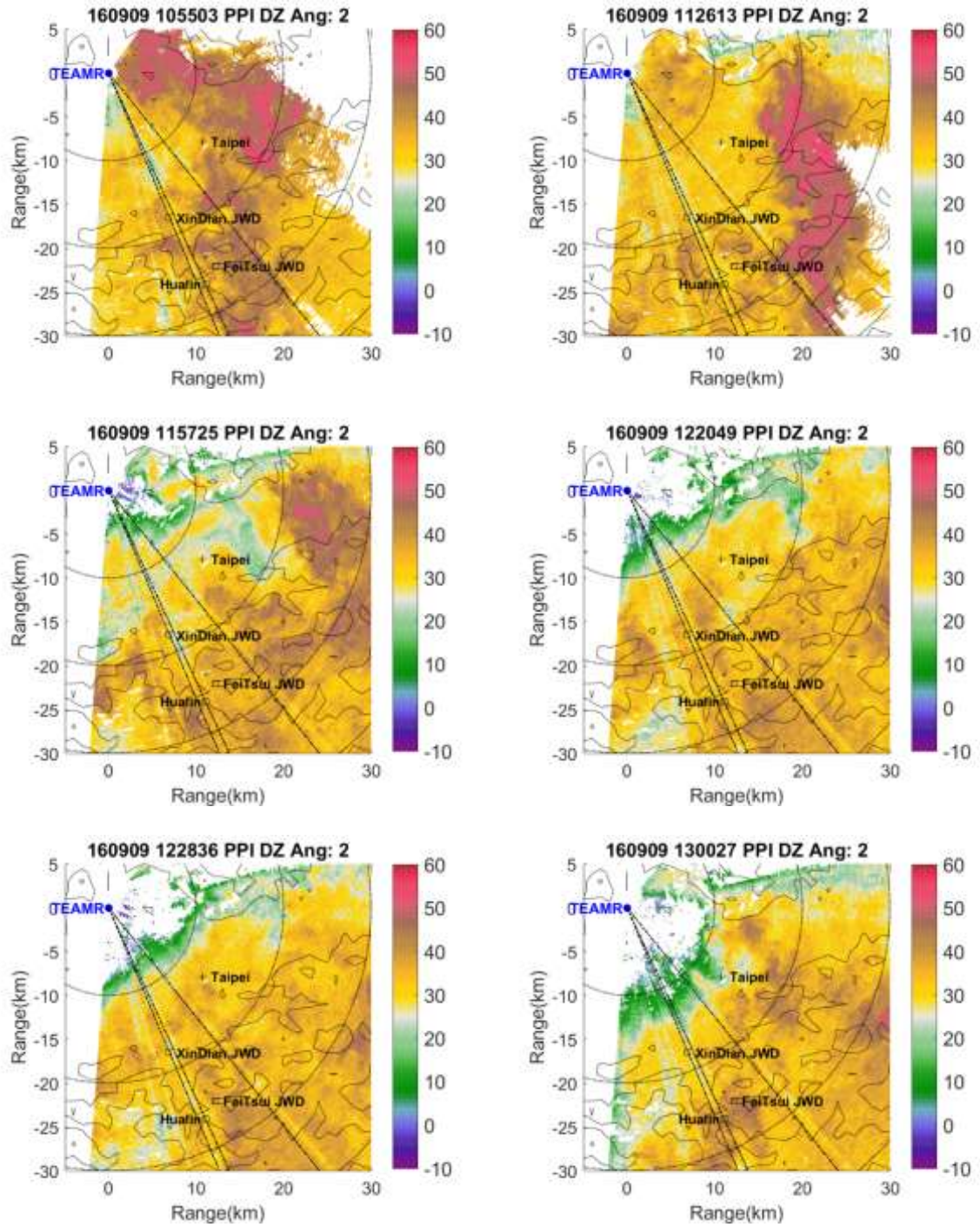


圖 5.2 9/9 1055 UTC~1300 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 Z_h 分布

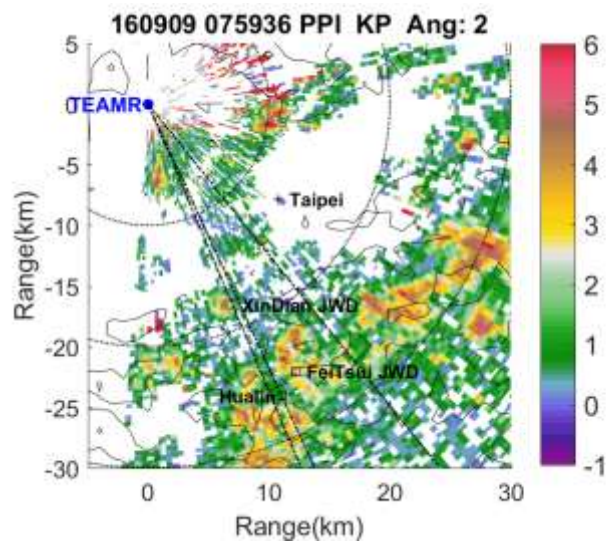
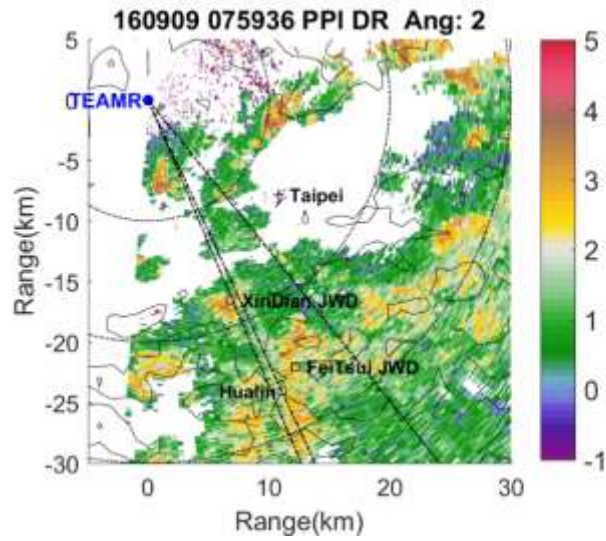
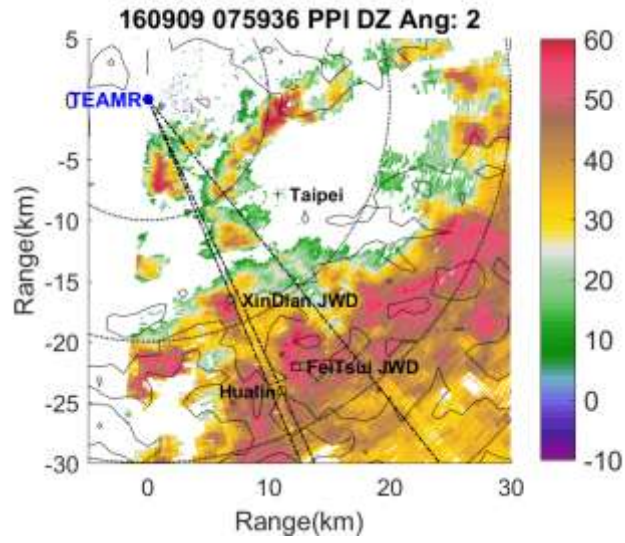


圖 5.3 9/9 075936 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 分布

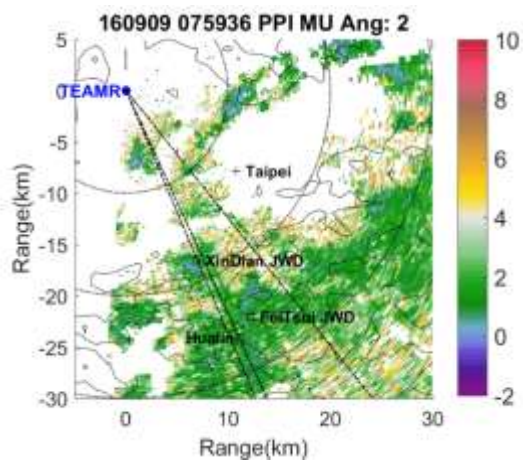


圖 5.4 9/9 075936 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 μ 分布

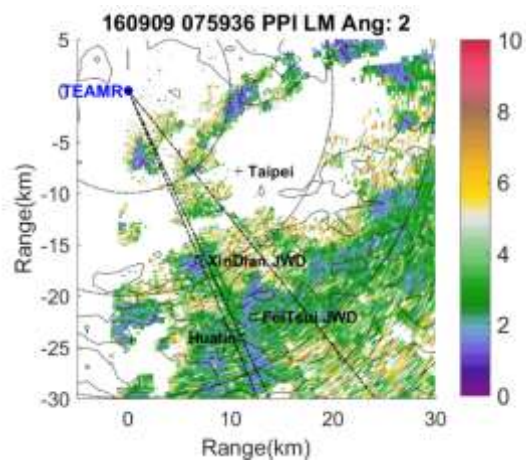


圖 5.5 9/9 075936 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 λ 分布

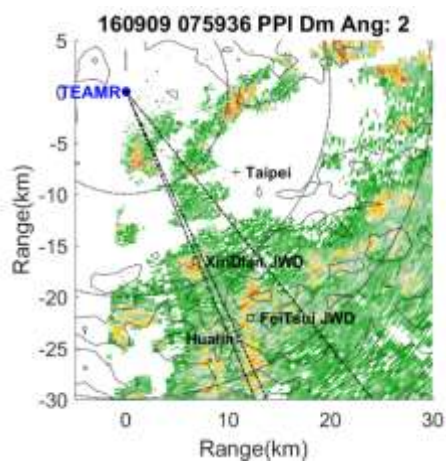


圖 5.6 9/9 075936 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 D_m 分布

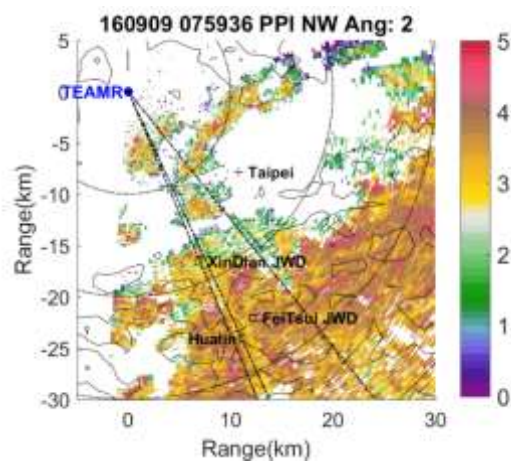


圖 5.7 9/9 075936 UTC 2 度仰角 PPI 掃描 N_w 分布

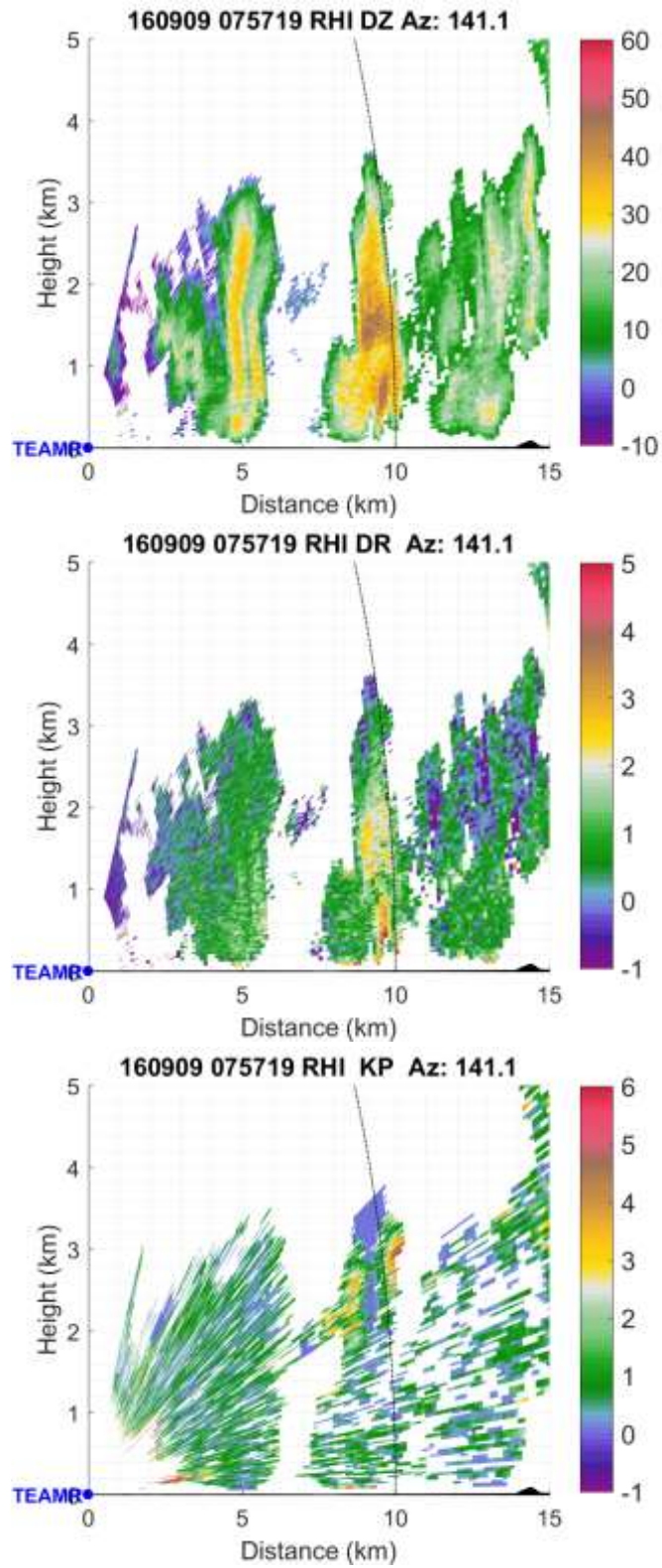


圖 5.8 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 分布

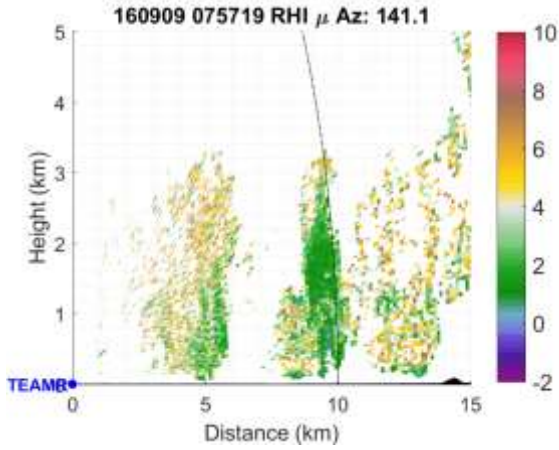


圖 5.9 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 0~15 公里 μ 分布

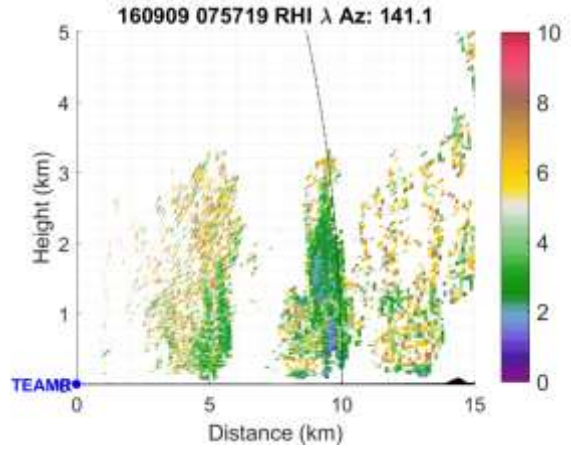


圖 5.10 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 0~15 公里 λ 分布

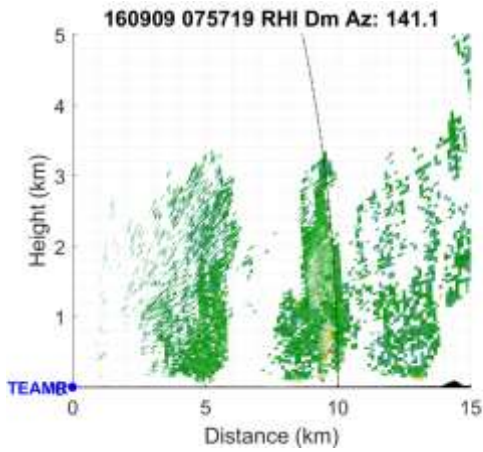


圖 5.11 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 0~15 公里 D_m 分布

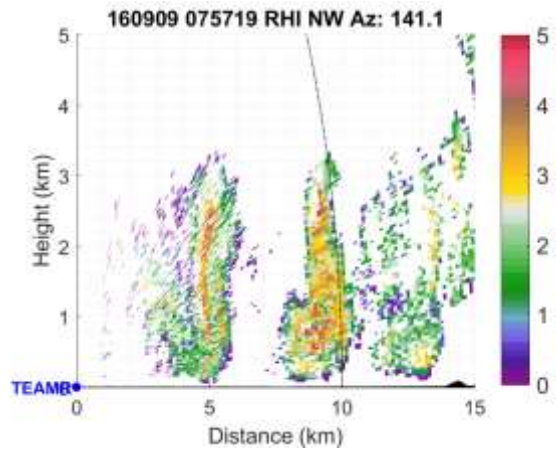


圖 5.12 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 0~15 公里 N_w 分布

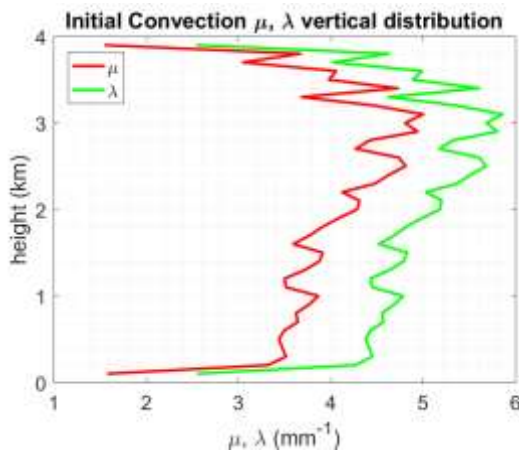


圖 5.13 對流初生期 μ 、 λ 平均值垂直分布

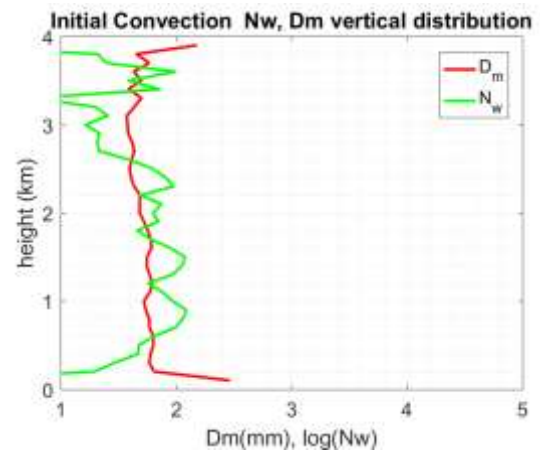


圖 5.14 對流初 Brandes et al. (2003) 生期 N_w 、 D_m 平均值垂直分布

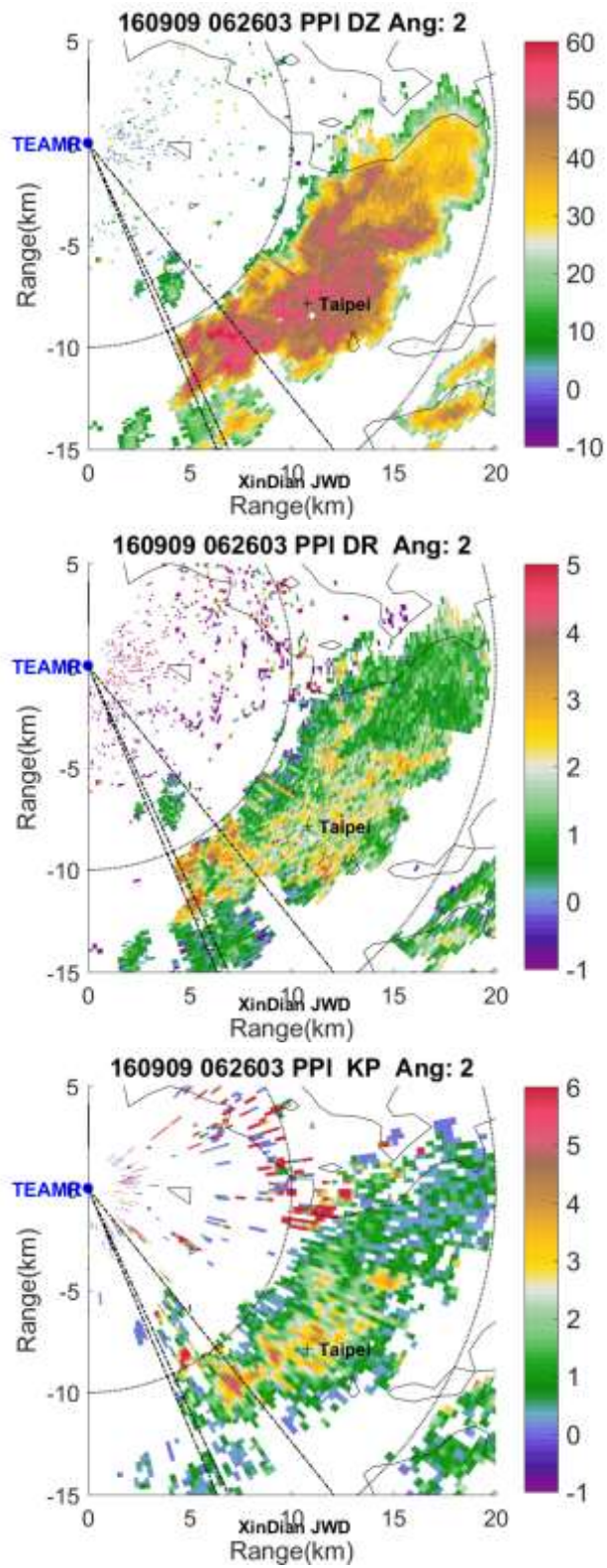


圖 5.15 9/9 0626 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 分布

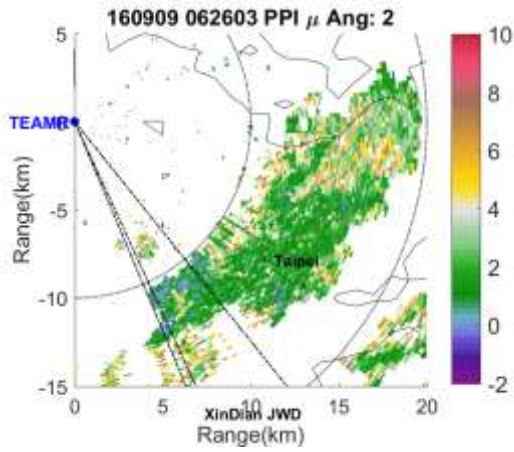


圖 5.16 9/9 0626 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 μ 分布

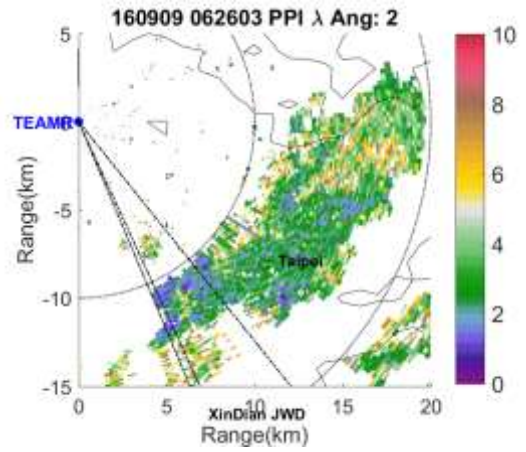


圖 5.17 9/9 0626 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 λ 分布

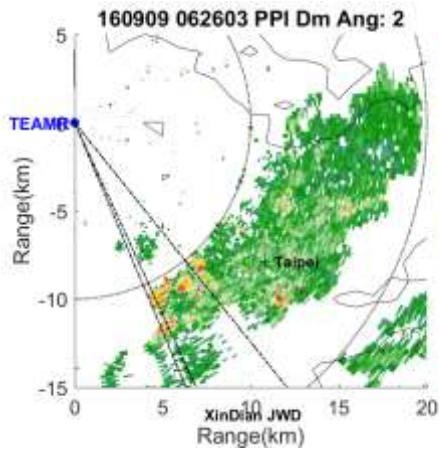


圖 5.18 9/9 0626 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 D_m 分布

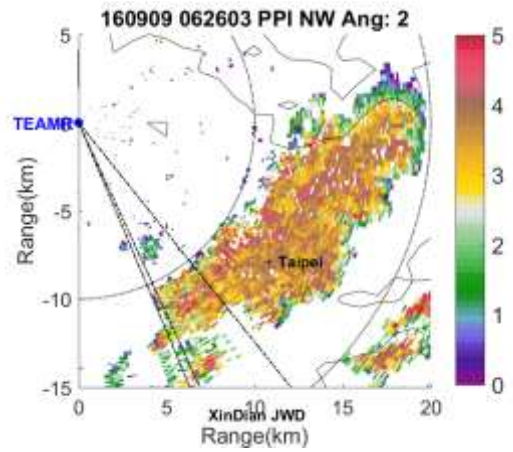


圖 5.19 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 N_w 分布

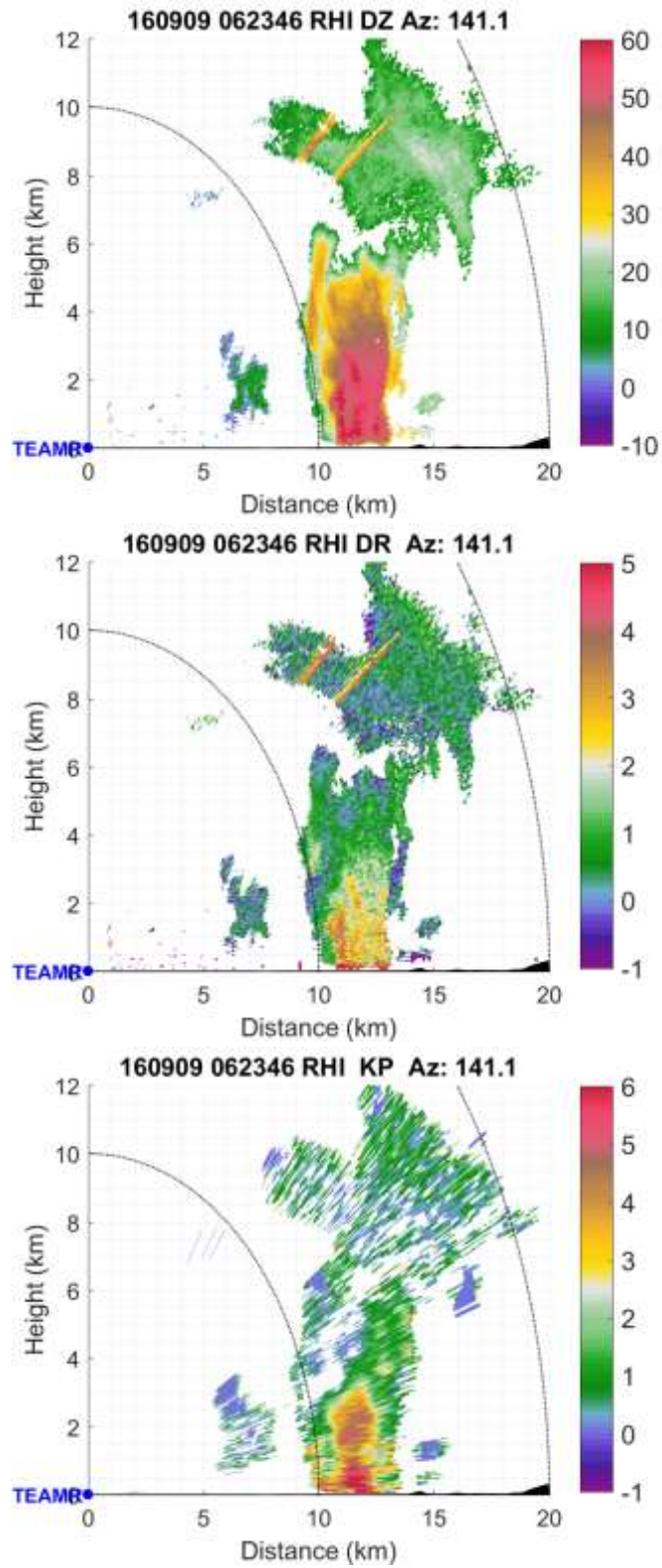


圖 5.20 9/9 0623 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 分布

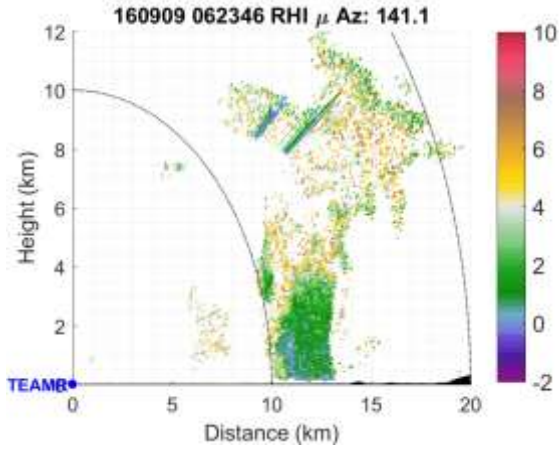


圖 5.21 9/9 0623 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 μ 分布

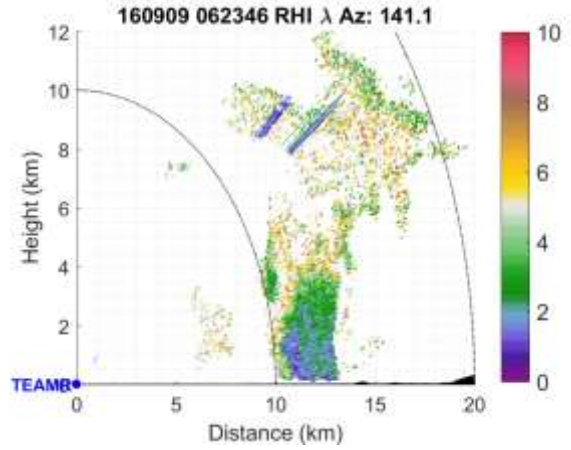


圖 5.22 9/9 0623 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 λ 分布

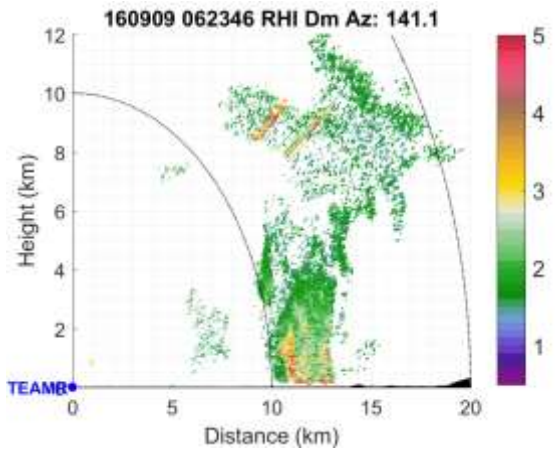


圖 5.23 9/9 0623 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 D_m 分布

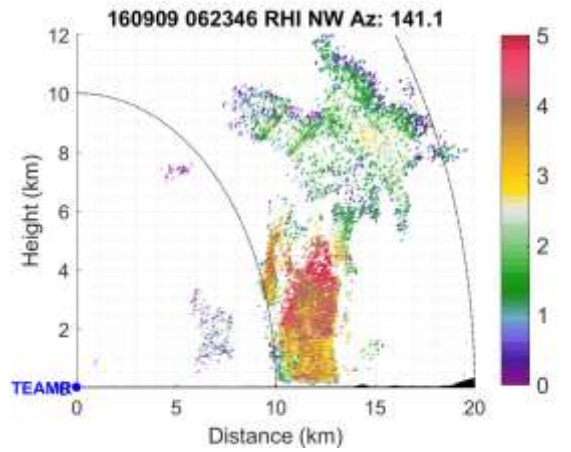


圖 5.24 9/9 0623 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 N_w 分布

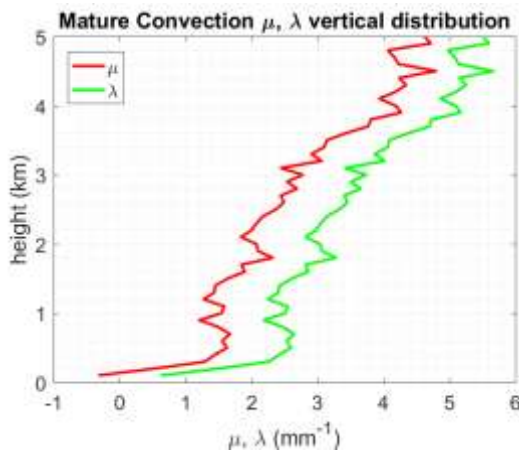


圖 5.25 對流成熟期 μ 、 λ 平均值垂直分布

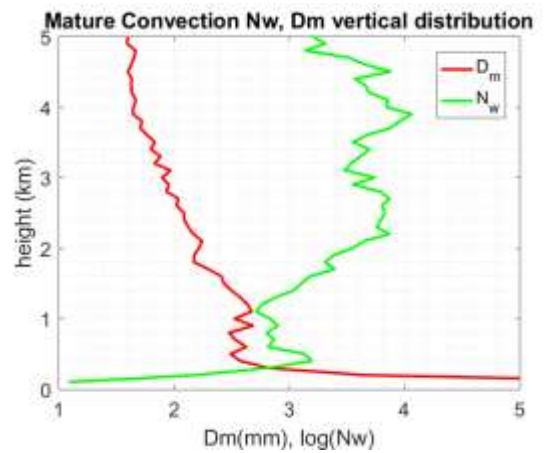


圖 5.26 對流成熟期 N_w 、 D_m 平均值垂直分布

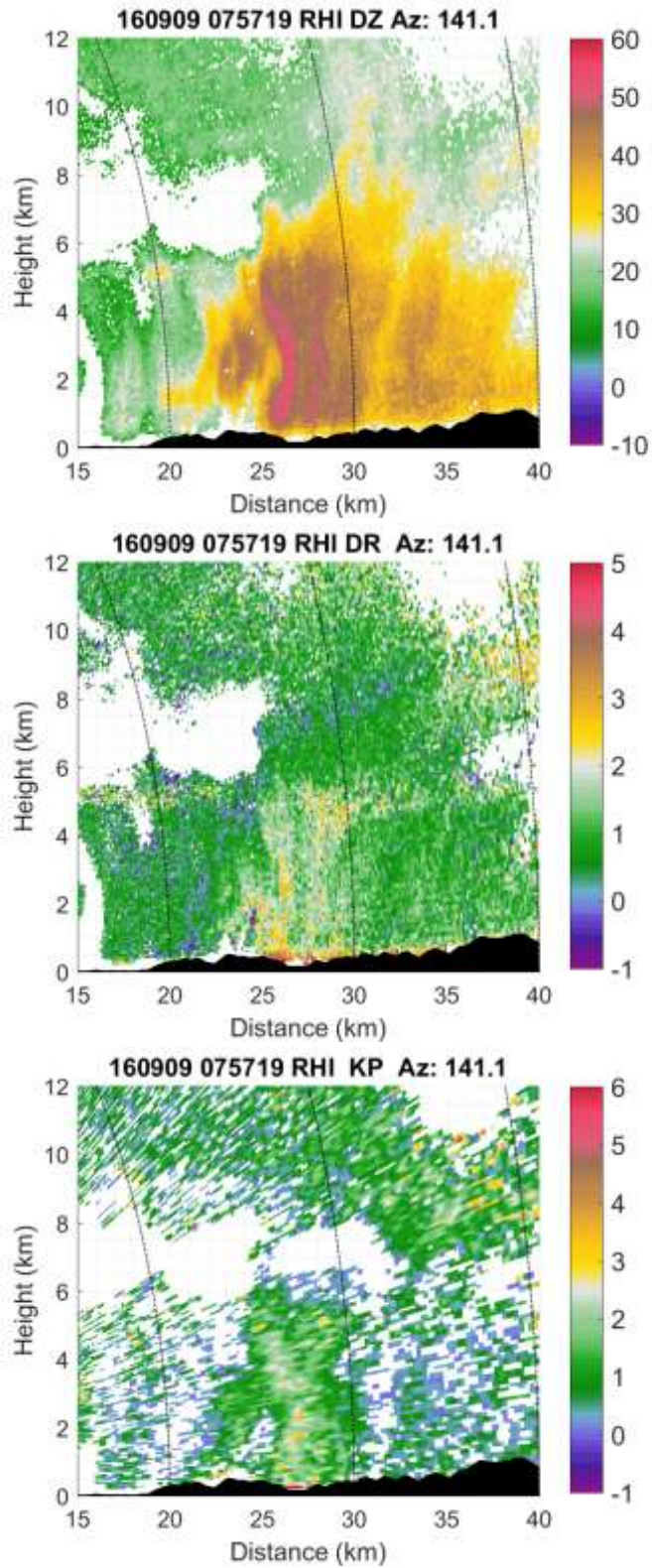


圖 5.27 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 15~40 公里 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 分布

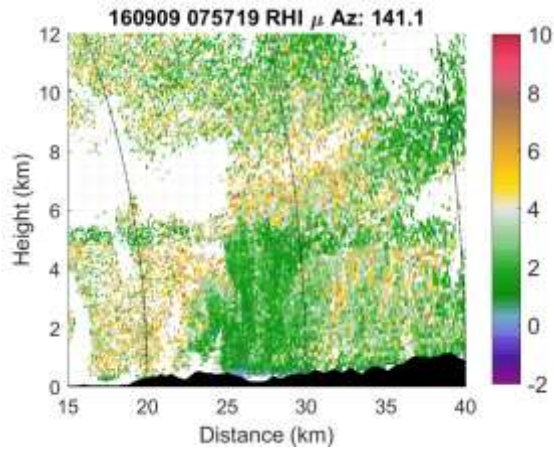


圖 5.28 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 15~40 公里 μ 分布

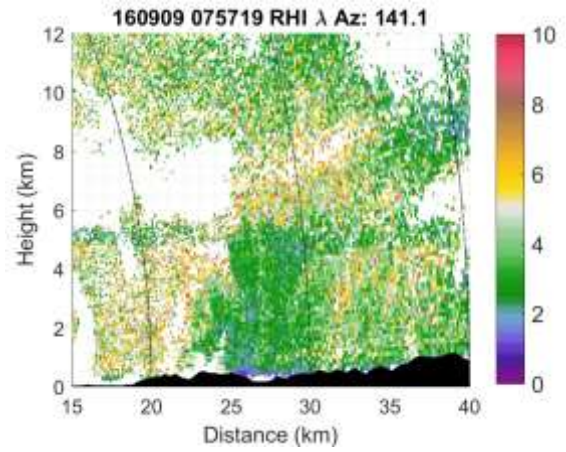


圖 5.29 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 15~40 公里 λ 分布

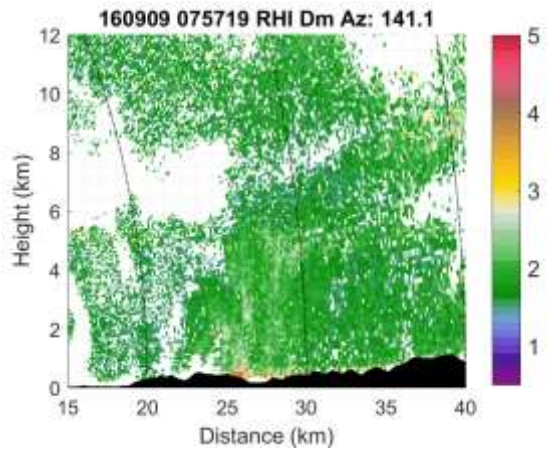


圖 5.30 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 15~40 公里 D_m 分布

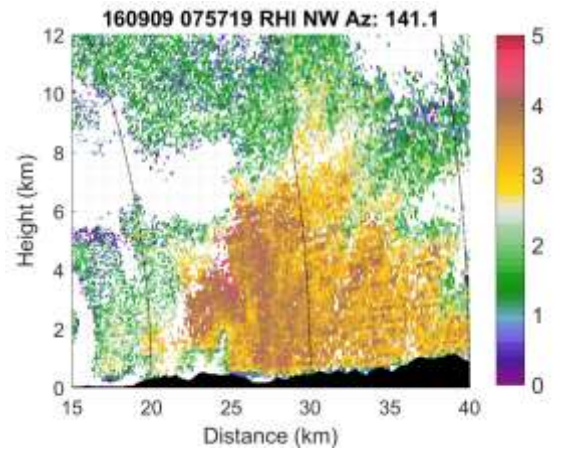


圖 5.31 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 15~40 公里 D_m 分布

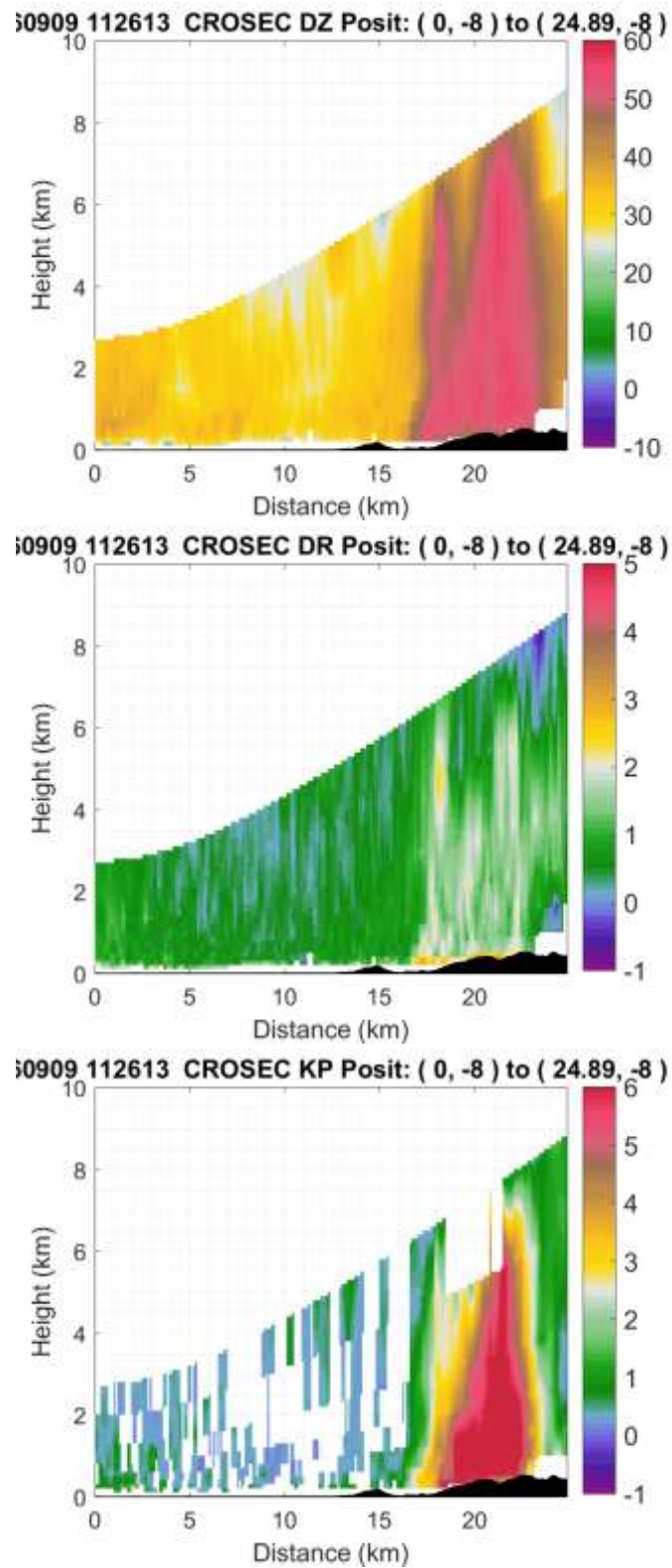


圖 5.32 9/9 1126 UTC PPI 掃描雷達南方 8 公里東西向剖面 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 分布

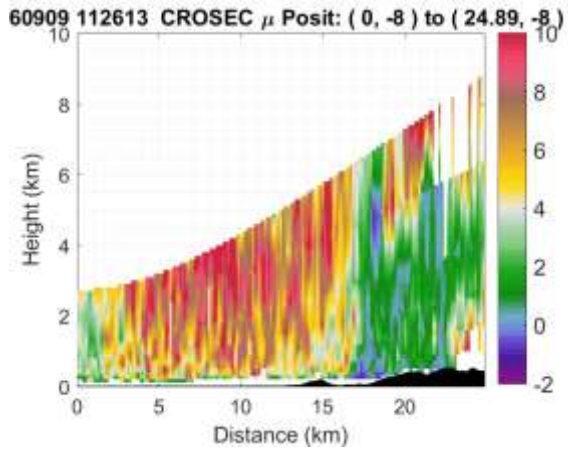


圖 5.33 9/9 1126 UTC PPI 掃描雷達南方 8 公里東西向剖面 μ 分布

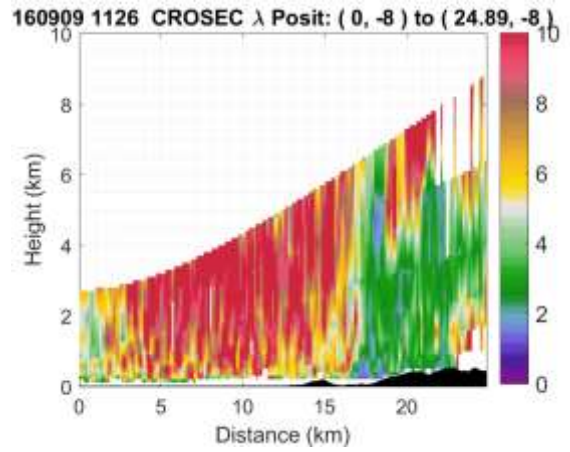


圖 5.34 9/9 1126 UTC PPI 掃描雷達南方 8 公里東西向剖面 λ 分布

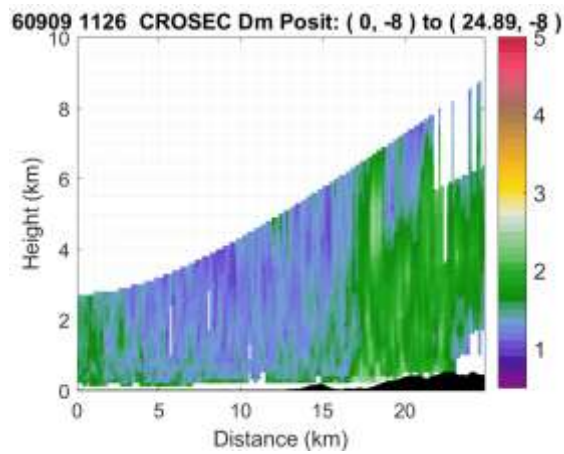


圖 5.35 9/9 1126 UTC PPI 掃描雷達南方 8 公里東西向剖面 D_m 分布

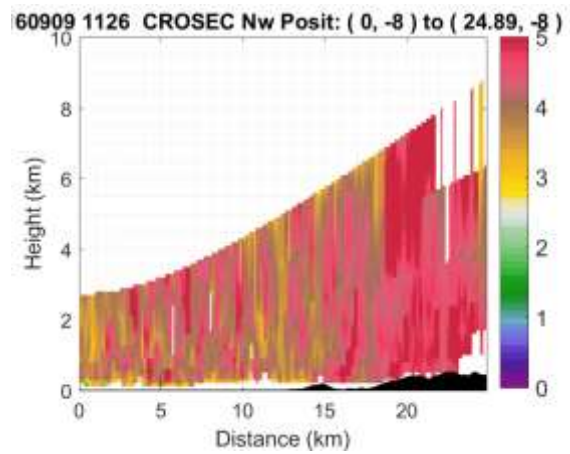


圖 5.36 9/9 1126 UTC PPI 掃描雷達南方 8 公里東西向剖面 N_w 分布

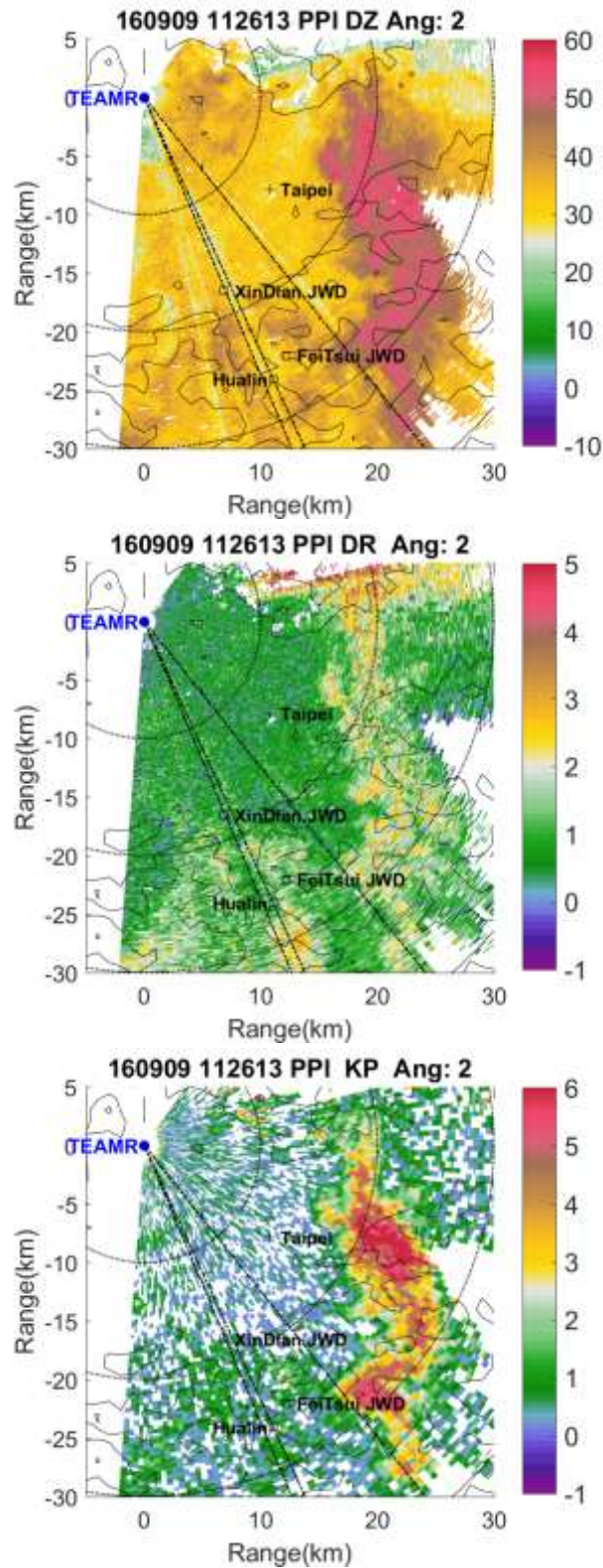


圖 5.37 9/9 1126 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 分布

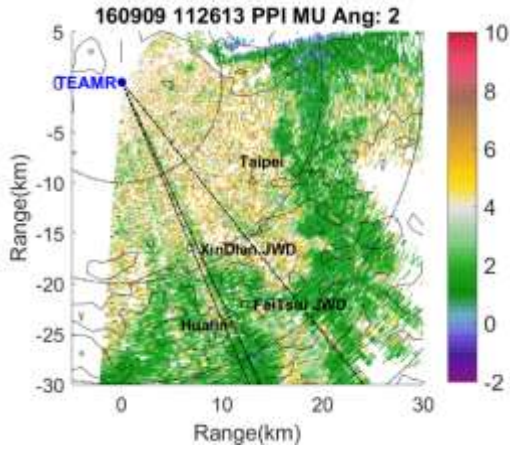


圖 5.38 9/9 075719 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 μ 分布

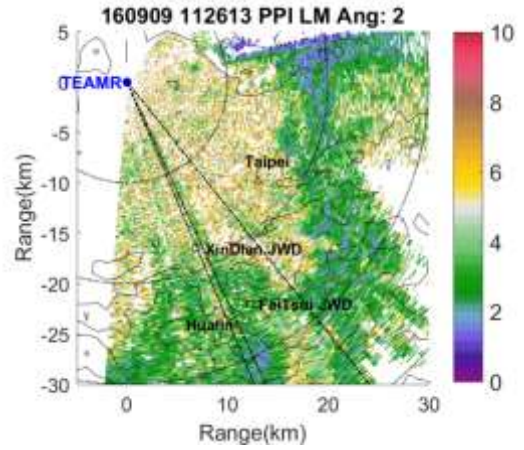


圖 5.39 9/9 1126 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 λ 分布

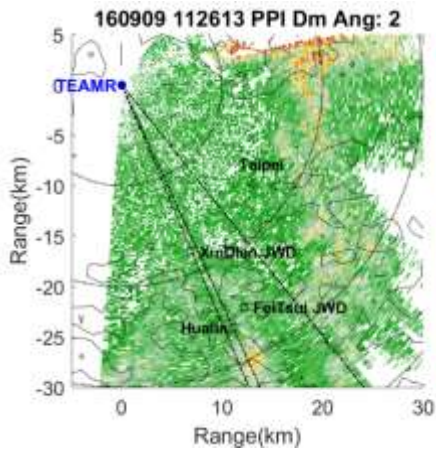


圖 5.40 9/9 1126 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 D_m 分布

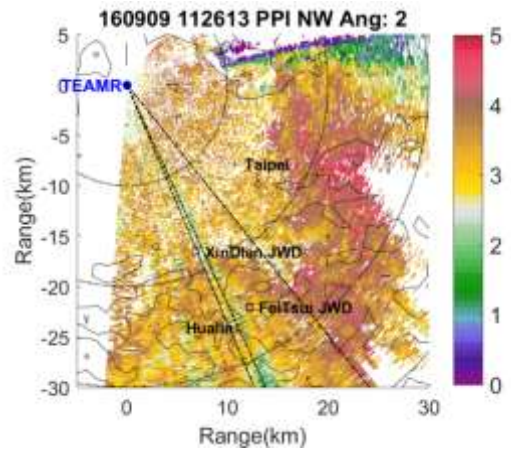


圖 5.41 9/9 1126 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 N_w 分布

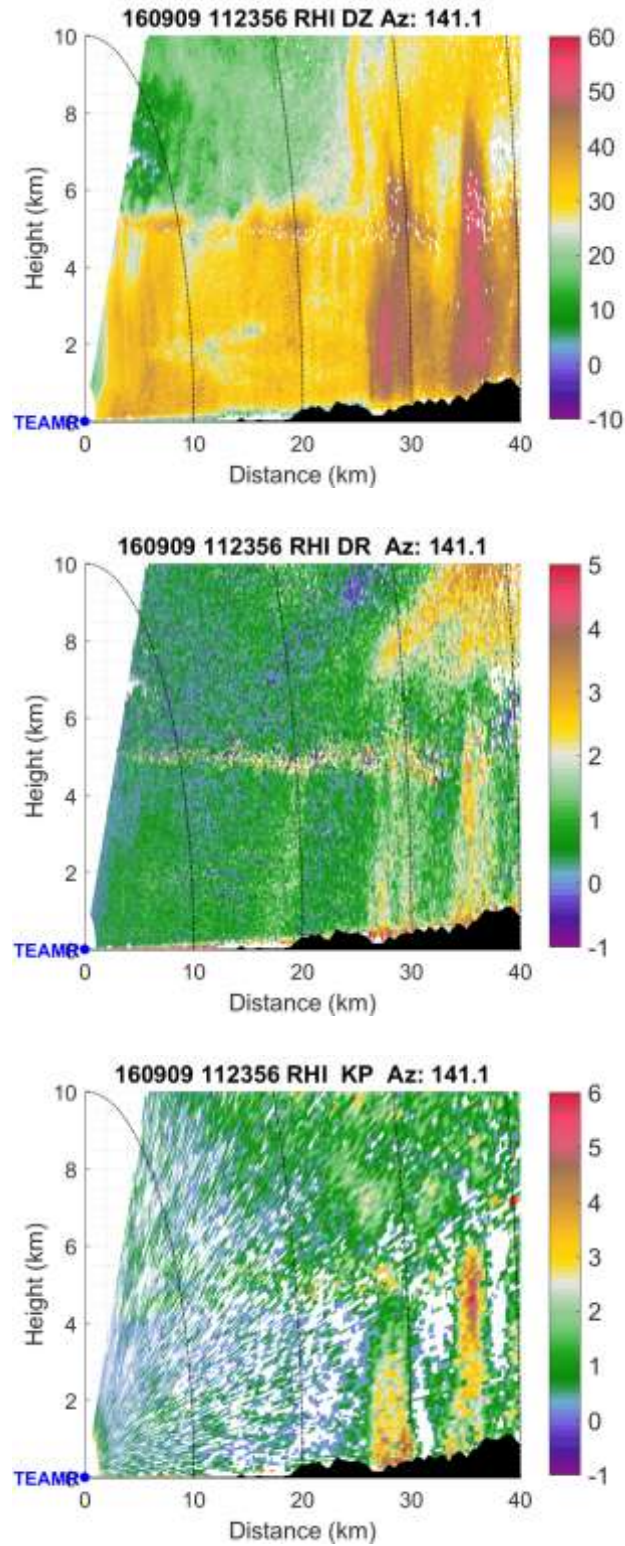


圖 5.42 9/9 1126 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 分布

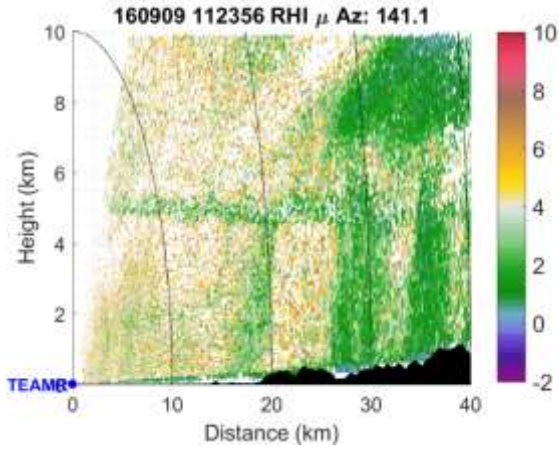


圖 5.43 9/9 0626 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 μ 分布

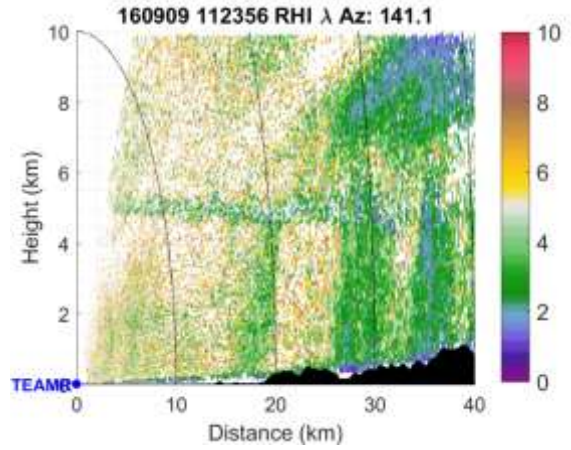


圖 5.44 9/9 0626 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 λ 分布

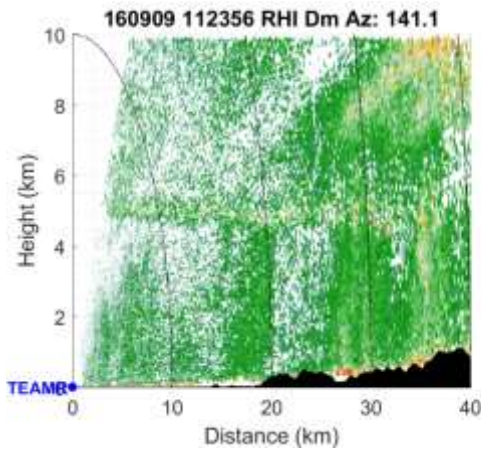


圖 5.45 9/9 1123 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 D_m 分布

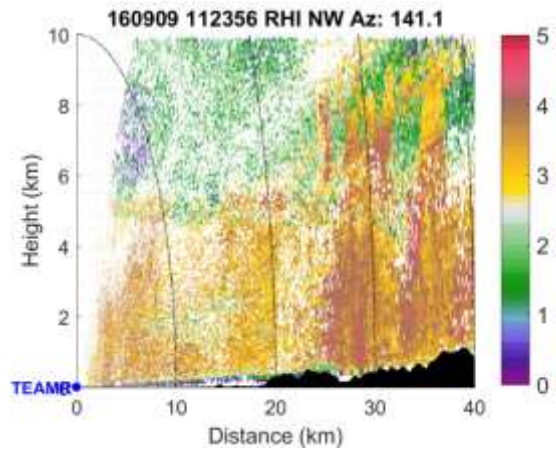


圖 5.46 9/9 1123 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 N_w 分布

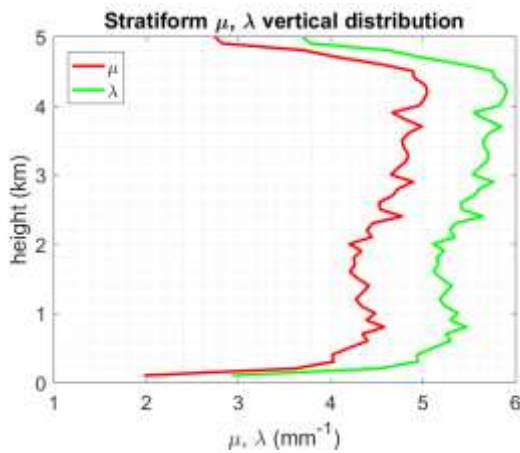


圖 5.47 層狀降雨 μ 、 λ 平均值垂直分布

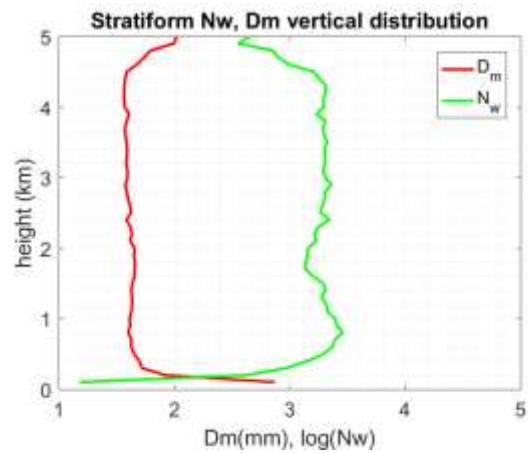


圖 5.48 層狀降雨 N_w 、 D_m 平均值垂直分布

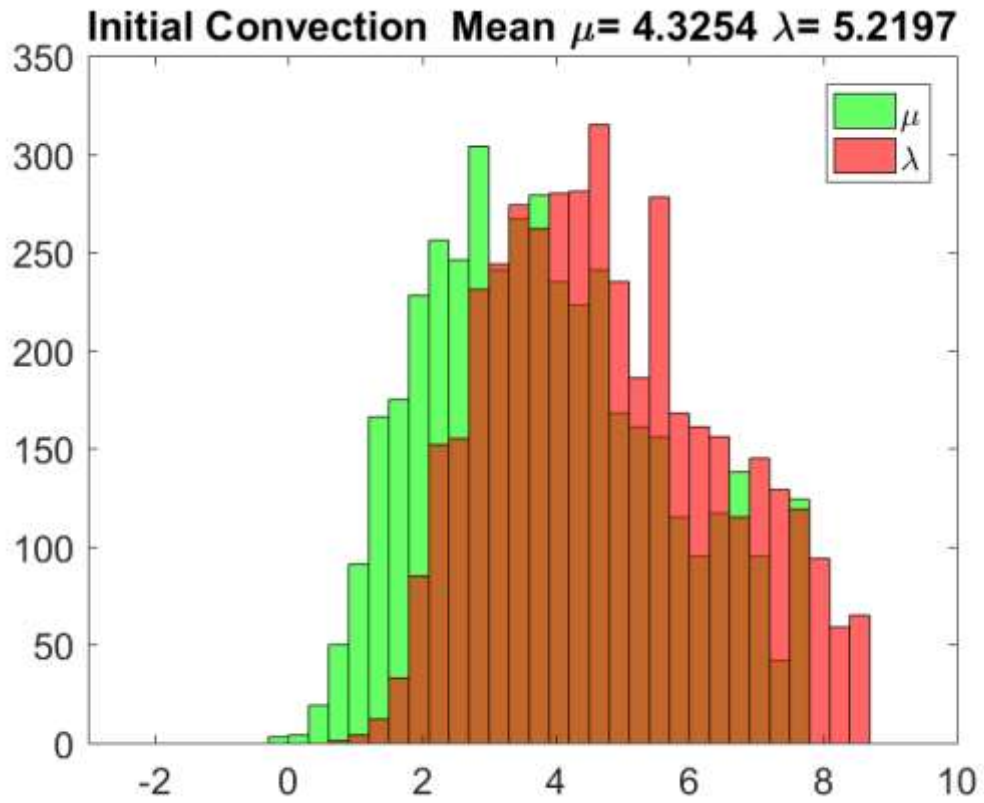


圖 5.49 對流初生期 μ 、 λ 值分布

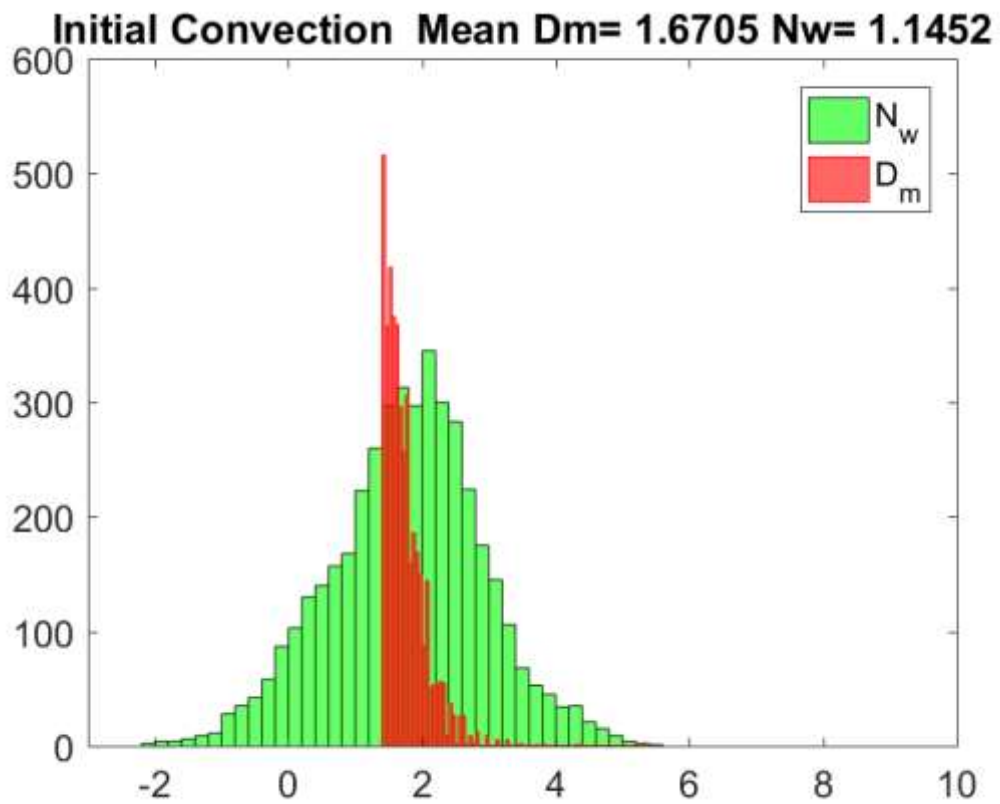


圖 5.50 對流初生期 N_w 、 D_m 值分布

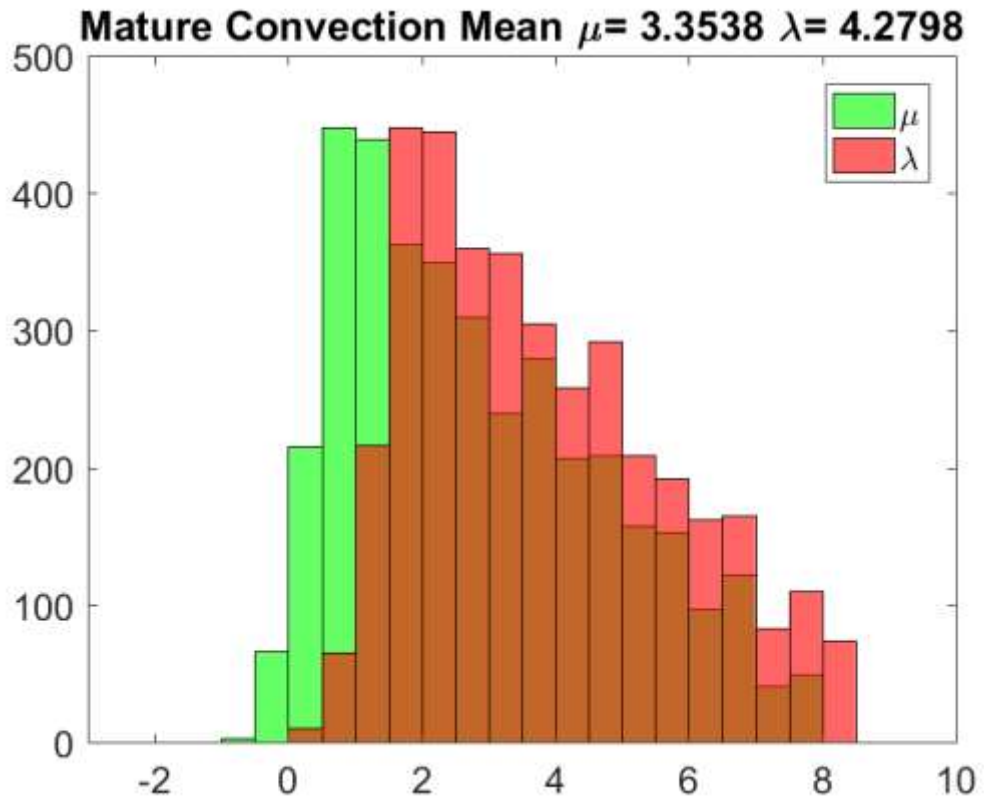


圖 5.51 對流成熟期 μ 、 λ 值分布

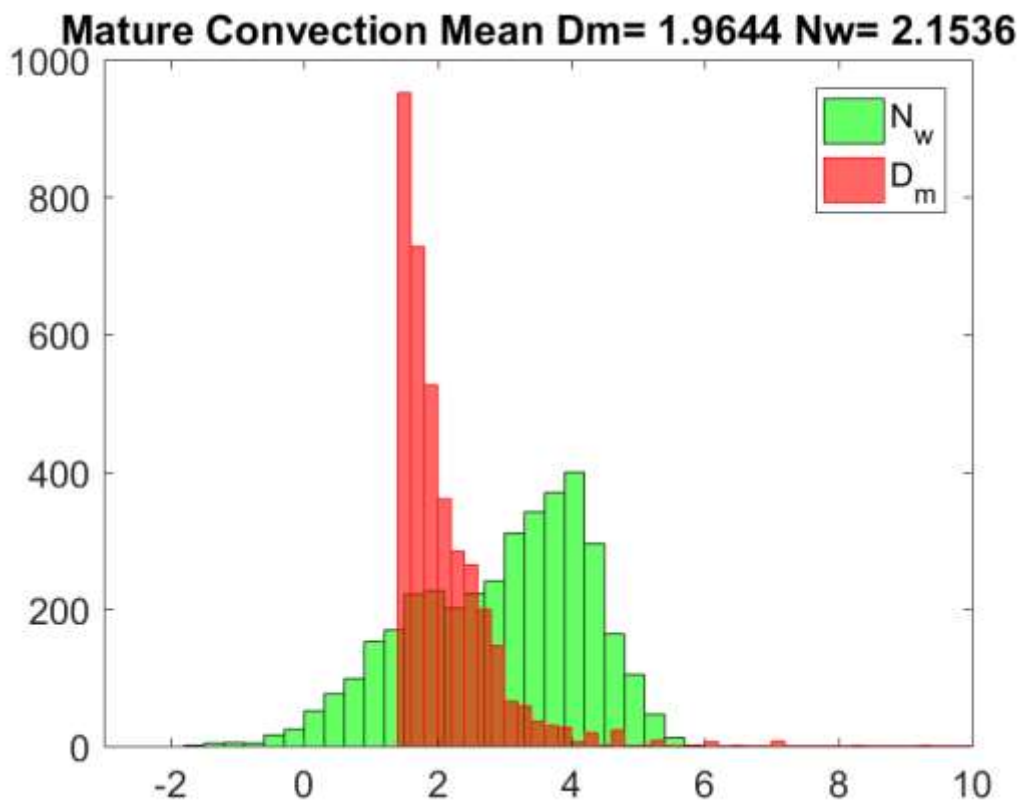


圖 5.52 對流成熟期 N_w 、 D_m 值分布

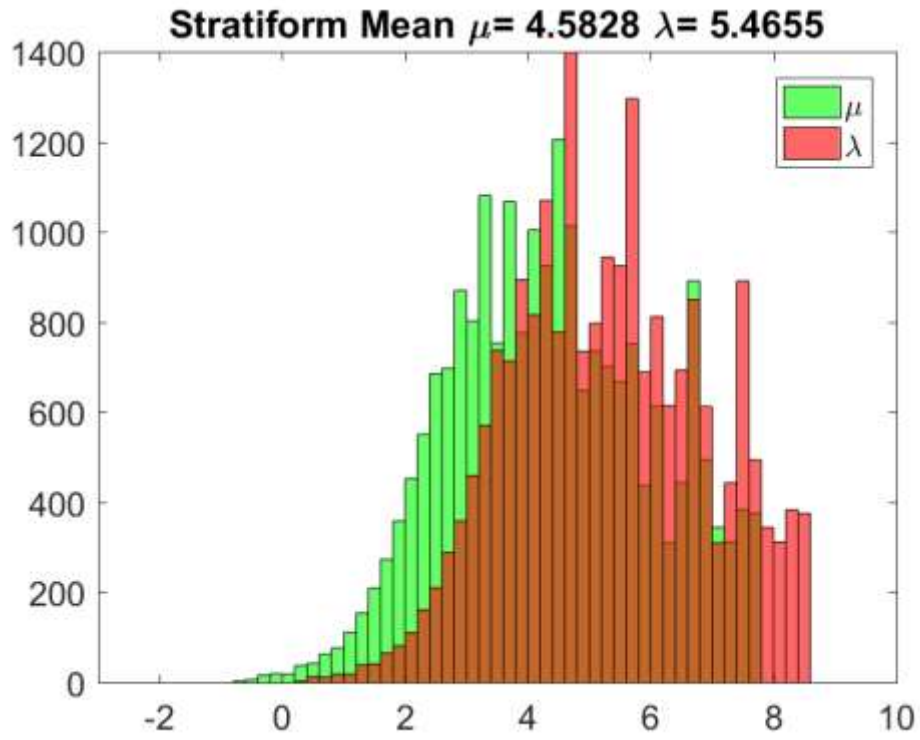


圖 5.53 層狀降雨 μ 、 λ 值分布

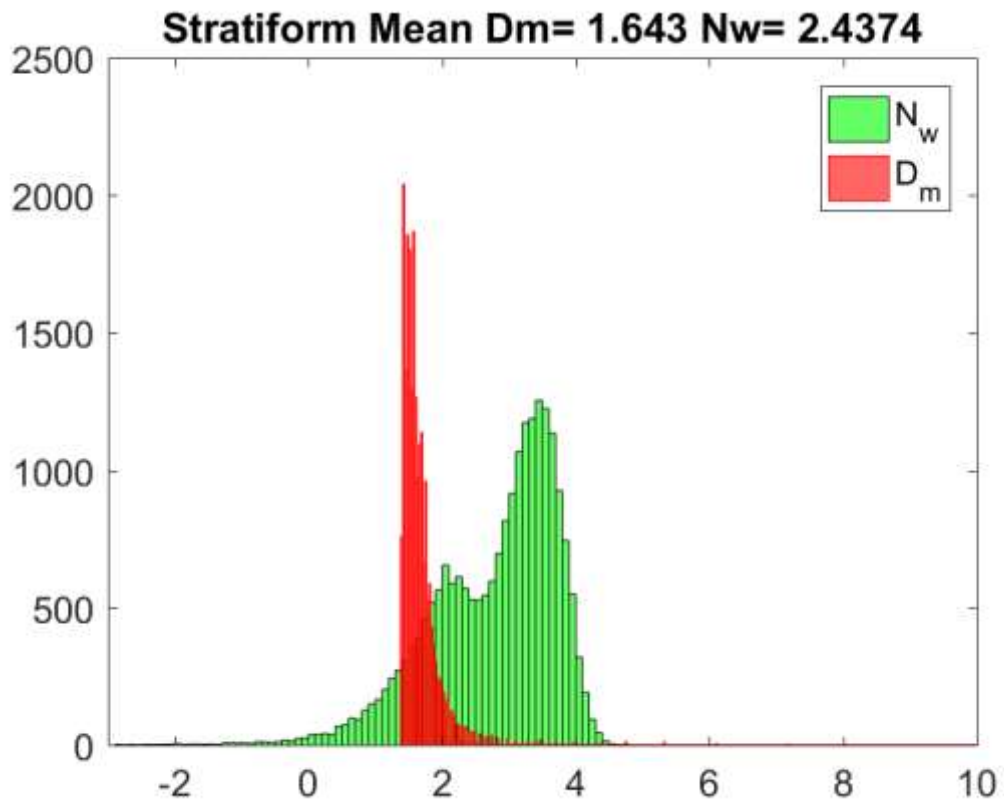


圖 5.54 層狀降雨 N_w 、 D_m 值分布

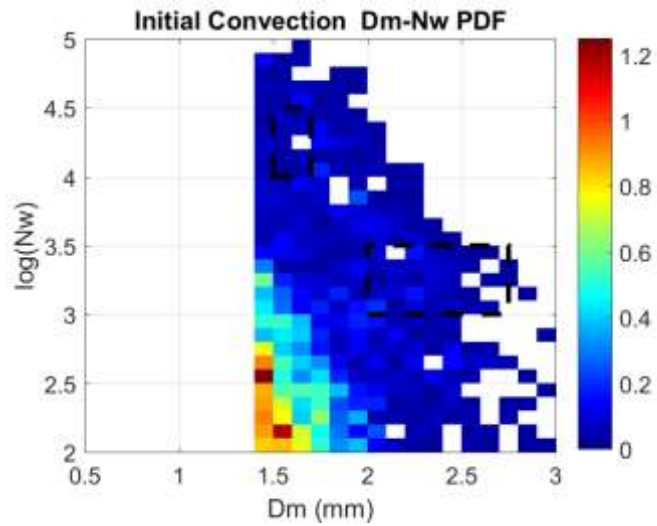


圖 5.55 對流初生期使用方法三反演之 N_w 、 D_m 機率分布圖

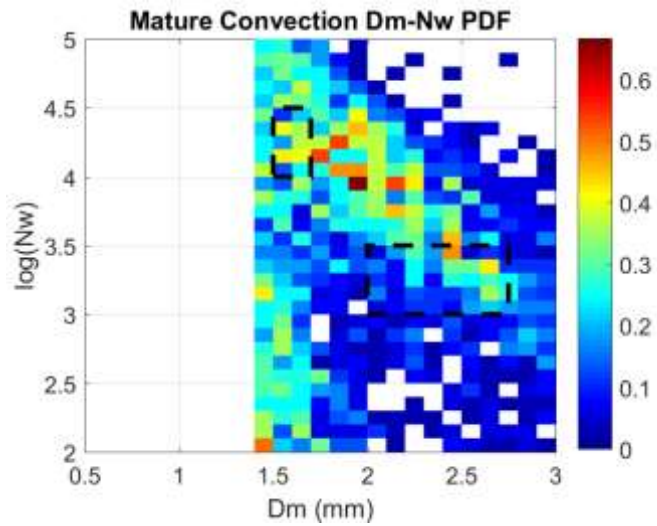


圖 5.56 對流成熟期使用方法三反演之 N_w 、 D_m 機率分布圖

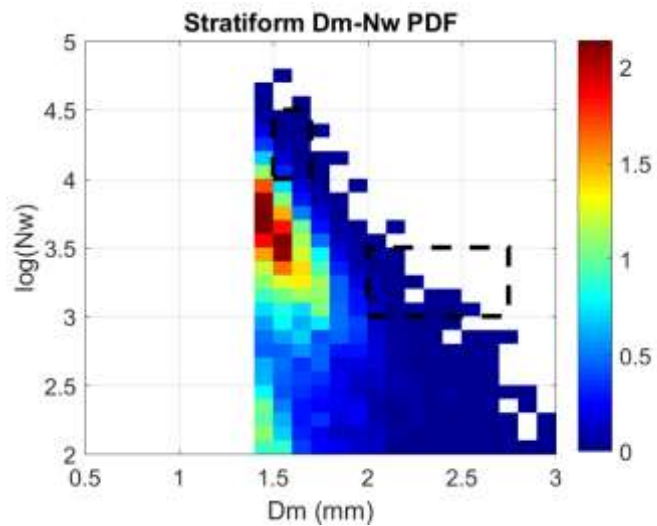


圖 5.57 層狀降雨使用方法三反演之 N_w 、 D_m 機率分布圖

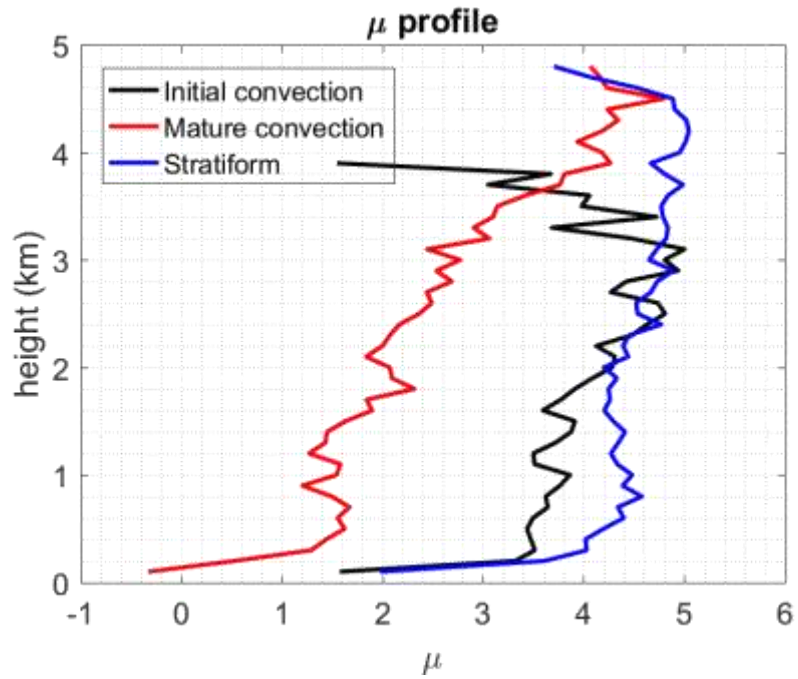


圖 5.58 對流初生期、對流成熟期、層狀降雨 μ 值垂直分布圖

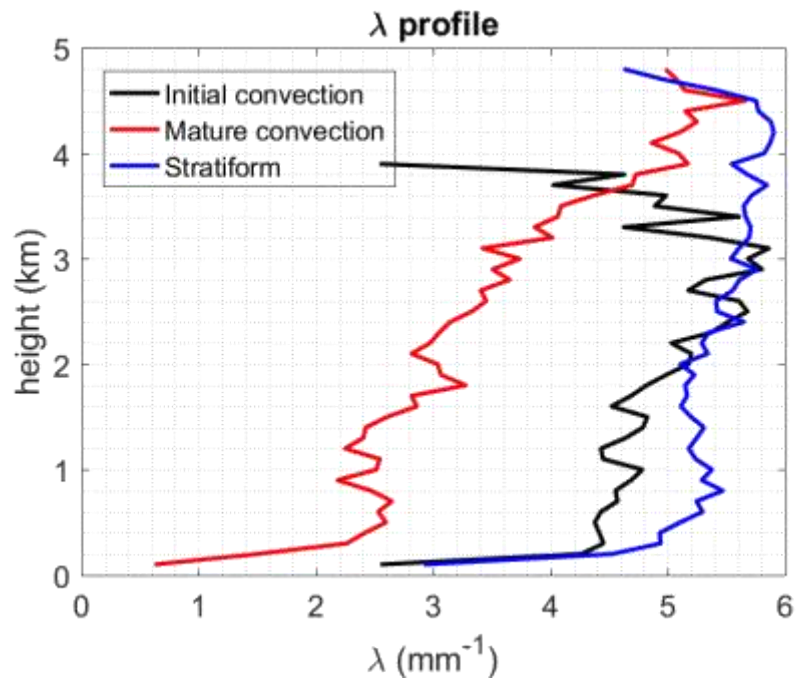


圖 5.59 對流初生期、對流成熟期、層狀降雨 λ 值垂直分布圖

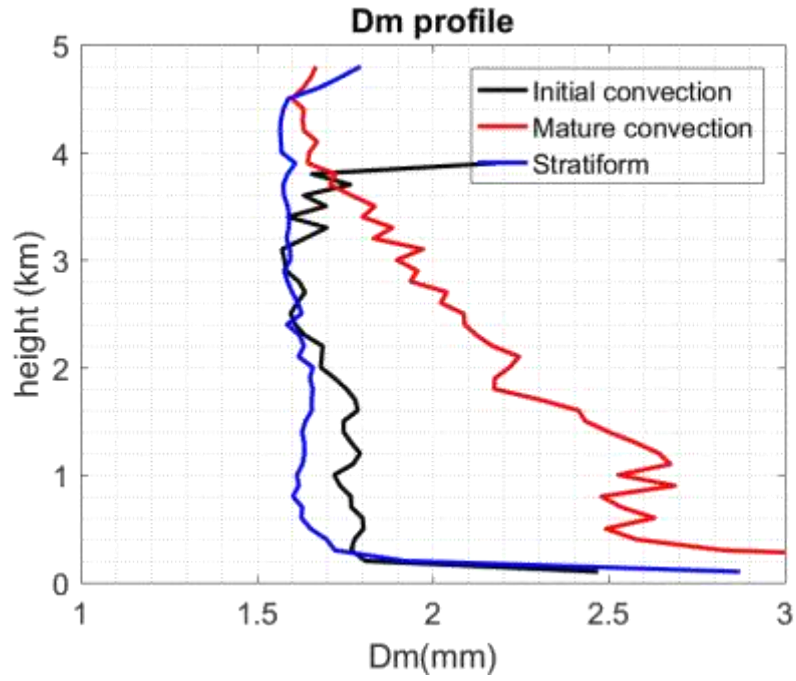


圖 5.60 對流初生期、對流成熟期、層狀降雨 D_m 值垂直分布圖

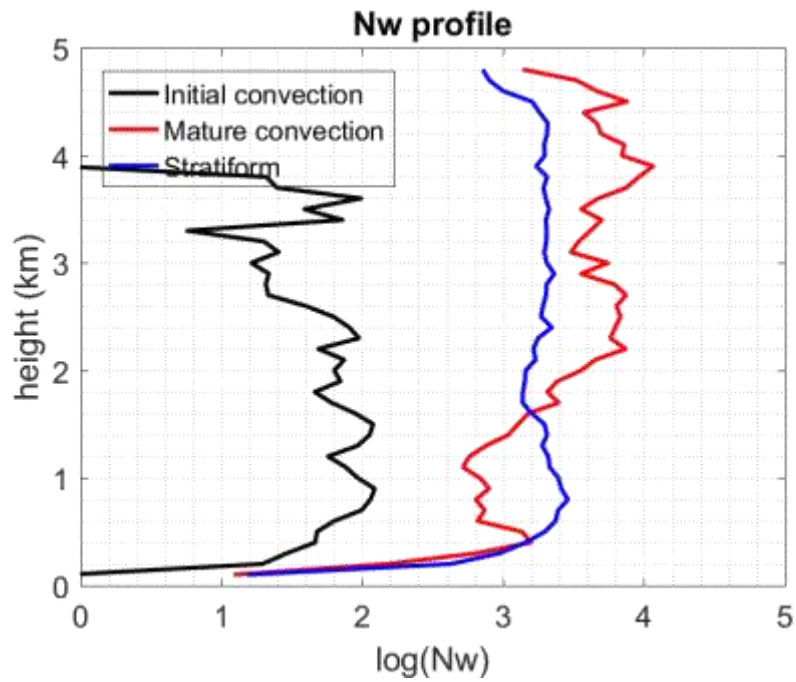


圖 5.61 對流初生期、對流成熟期、層狀降雨 N_w 值垂直分布圖 3

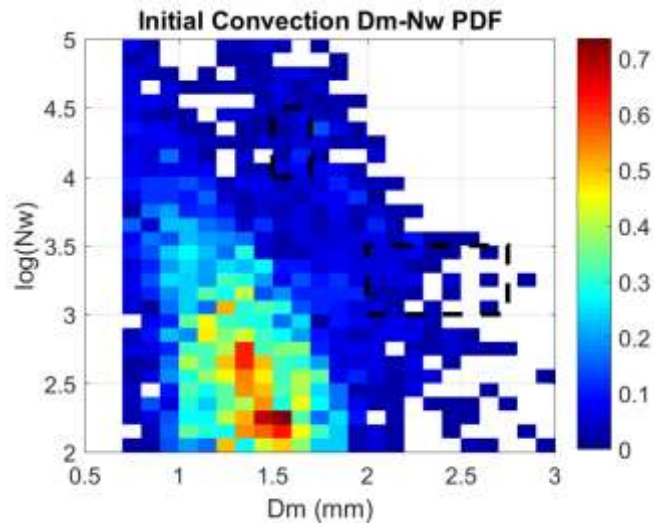


圖 5. 62 使用 Brandes 2003 的關係式反演對流初生期使用方法三反演之 N_w 、 D_m 機率分布圖

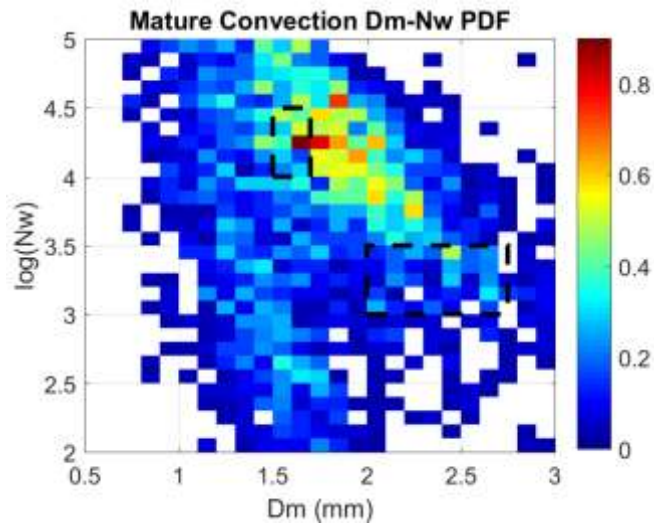


圖 5. 63 使用 Brandes 2003 的關係式反演對流成熟期使用方法三反演之 N_w 、 D_m 機率分布圖

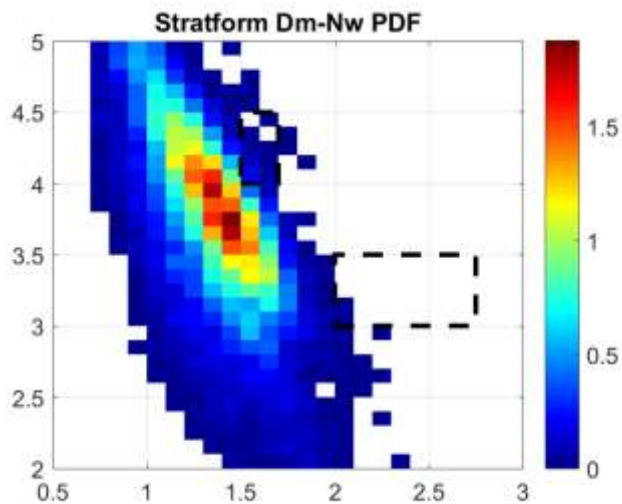


圖 5. 64 使用 Brandes 2003 的關係式反演層狀降雨使用方法三反演之 N_w 、 D_m 機率分布圖

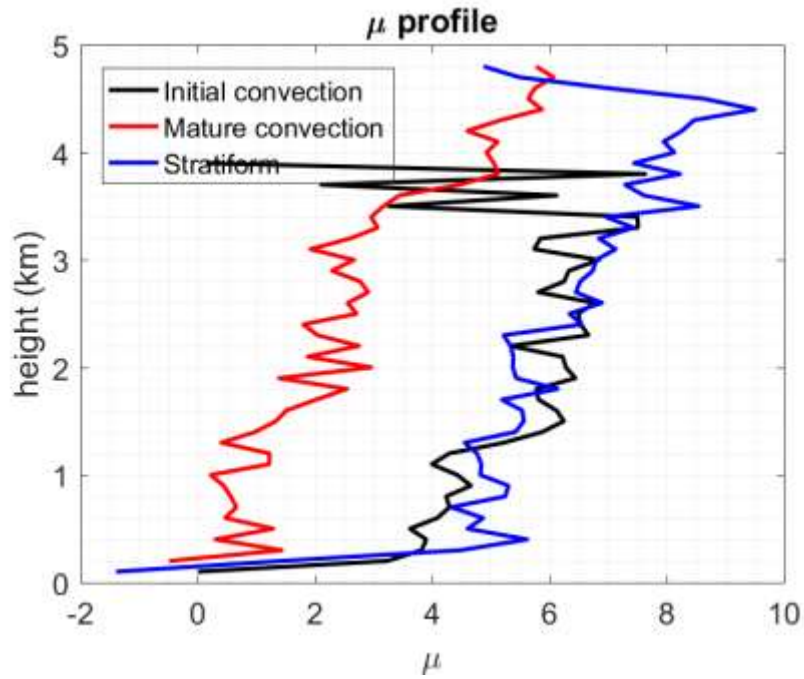


圖 5.65 使用 Brandes 2003 的關係式反演對流初生期、對流成熟期、層狀降雨 μ 值垂直分布圖

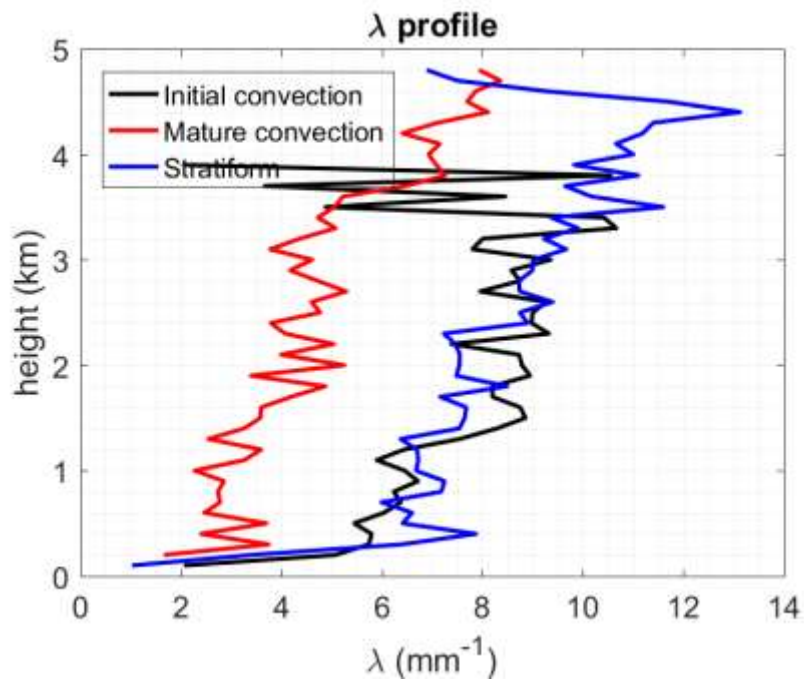


圖 5.66 使用 Brandes 2003 的關係式反演對流初生期、對流成熟期、層狀降雨 λ 值垂直分布圖

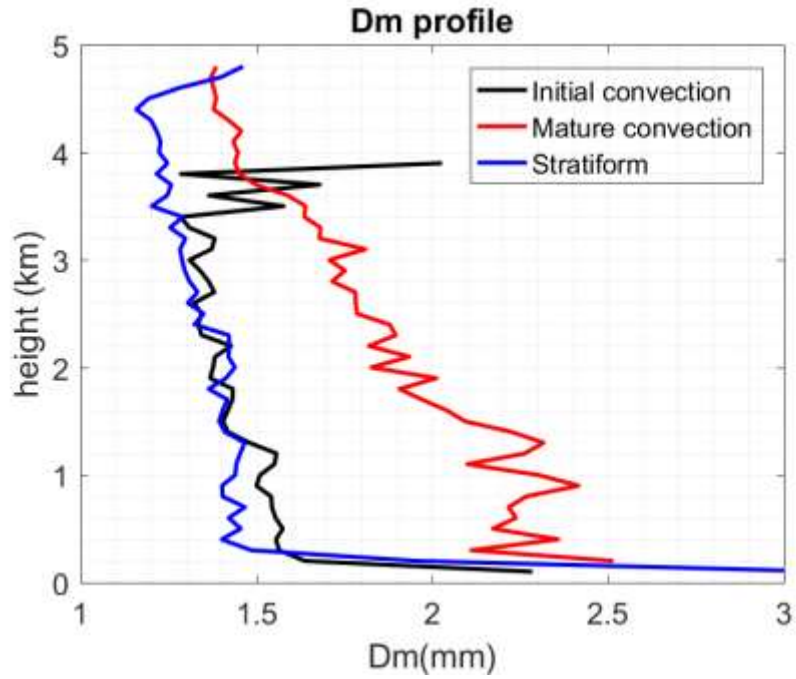


圖 5.67 使用 Brandes 2003 的關係式反演對流初生期、對流成熟期、層狀降雨 D_m 值垂直分布圖

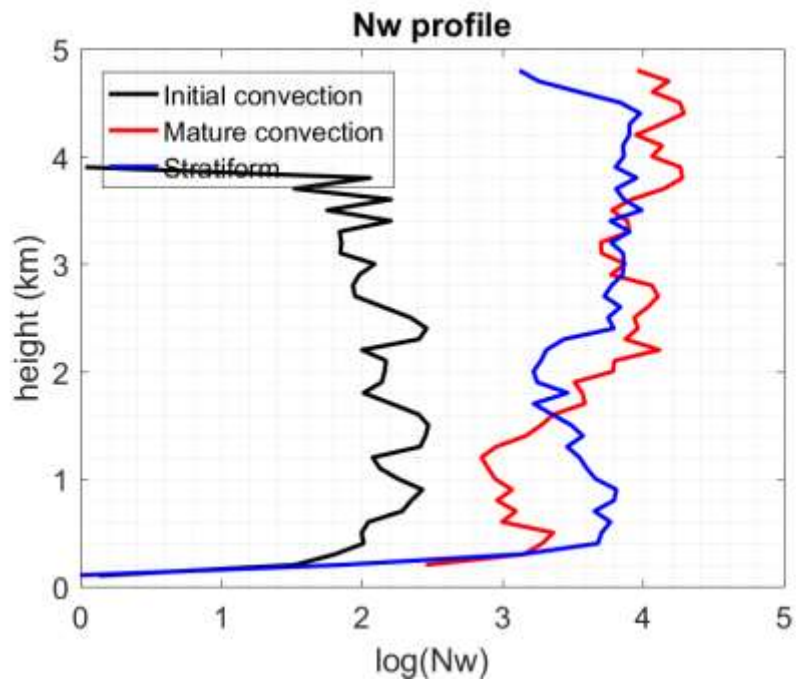


圖 5.68 使用 Brandes 2003 的關係式反演對流初生期、對流成熟期、層狀降雨 N_w 值垂直分布圖