國 立 中 央 大 學

大 氣 科 學 學 系
碩 士 論 文

使用 X 與 K 波段雷達衰減差反演液態水含量與雷達估計粒徑：模擬實驗與個案研究

研 究 生：林華恩

指導教授：張偉裕 博士

中 華 民 國 一 一 二 年 六 月

國立中央大學圖書館學位論文授權書

填單日期：2023 / 7 / 19　　2019.9 版

授權人姓名	林華恩	學 號	110621010
系所名稱	大氣科學學系大氣物理碩士班	學位類別	■碩士　□博士
論文名稱	使用 X 與 K 波段雷達衰減差反演液態水含量與雷達估計粒徑：模擬實驗與個案研究	指導教授	張偉裕

學位論文網路公開授權

授權本人撰寫之學位論文全文電子檔：

- 在「**國立中央大學圖書館博碩士論文系統**」.
  - (✓)同意立即網路公開
  - (　)同意 於西元_____年_____月_____日網路公開
  - (　)不同意網路公開，原因是：_____
- 在**國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」**
  - (✓)同意立即網路公開
  - (　)同意 於西元_____年_____月_____日網路公開
  - (　)不同意網路公開，原因是：_____

依著作權法規定，非專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統與國家圖書館，不限地域、時間與次數，以文件、錄影帶、錄音帶、光碟、微縮、數位化或其他方式將上列授權標的基於非營利目的進行重製。

學位論文紙本延後公開申請 (紙本學位論文**立即公開者此欄免填**)

本人撰寫之學位論文紙本因以下原因將延後公開

- **延後原因**
  - (　)已申請專利並檢附證明，專利申請案號：
  - (　)準備以上列論文投稿期刊
  - (　)涉國家機密
  - (　)依法不得提供，請說明：_____
- **公開日期**：西元_____年_____月_____日

※繳交教務處註冊組之紙本論文(送繳國家圖書館)若不立即公開，請加填「國家圖書館學位論文延後公開申請書」

研究生簽名：林華恩　　指導教授簽名：張偉裕

*本授權書請完整填寫並親筆簽名後，裝訂於論文**封面之次頁**。

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 林華恩 研究生

所提之論文 使用X與K波段雷達衰減差反演液態水含量與雷達估計粒徑：模擬實驗與個案研究

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 張偉裕 (簽章)

112 年 6 月 21 日

1120621

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 林華恩 研究生

所提之論文 使用X與K波段雷達衰減差反演液態水含量與雷達估計粒徑：模擬實驗與個案研究

經由委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人 張保亮

委　　員 廖宇慶

張偉裕

中　華　民　國　112　年　7　月　14　日

1120703

摘要

本研究探討基於 ZPHI 與冪定律擬合(FIT)的兩種雙波長技術(Dual-wavelength technique)，在反演雲雨結構中液態水含量(Liquid water content, LWC)和雷達估計粒徑(Radar estimate size, RES)之能力。並建立一系列資料 QC 流程，測試其對反演結果不確定性之改善效益。這些雙波長技術利用從 X 波段和 K 波段雷達所得到的路徑總和衰減(Path-integrated attenuation, PIA)來估計每一格點之衰減率(Specific attenuation, A)。在理想模擬實驗中，本研究使用雨滴譜儀資料與背向散射模擬來獲得模擬觀測之雙波長回波場。實驗結果顯示，資料品質對反演結果影響甚鉅。評估 FIT 法反演之衰減率誤差，引入基礎 ZPHI 衰減修正與米氏散射(Mie scattering)修正，能使 MAPE 從 32.3%下降至 25.9%。比較不同反演方法之表現，無論 LWC 或 RES 場，ZPHI 法皆較為貼合真實場的分布特徵，以 LWC 場為例，其擁有較高的相關係數(0.84)及較低的 RMSE(0.11 g m^{-3})，而米氏散射修正流程能減少部分因電磁波背向散射強度減弱而導致的回波強度誤差。

在實際個案探討，本研究使用 2021 年宜蘭劇烈降雨觀測實驗(YESR 2021)與台灣區域豪雨觀測和預測實驗(TAHOPE)期間之 TEAM-R 與 MRR-PRO 雙波長觀測資料進行反演。並分別與雨滴譜儀模擬結果與 NCAR S-Pol 之雙偏極參數反演結果進行驗證。實驗結果顯示，得益於可在每個格點作調整的常數係數，ZPHI 法反演之 LWC-Z 與 RES-Z 關係較為離散，在統計上與 S-Pol 雙偏參數反演結果更加吻合，其機率分布重疊比率分別為 42 及 47%。使用本研究發展之資料同調及米氏散射修正等資料品管流程後，能有效減少反演結果之異常分布，其中又以 FIT 法結果之改善最為明顯。比較兩個案之降水特性差異，YESR 反演之 LWC 量值較 TAHOPE 為高，RES 則較小，反應冬季淺對流及梅雨期鋒面深對流之降水特性差異。

ABSTRACT

This study investigates the capabilities of two dual-wavelength techniques, the ZPHI-based method and the power-law fitting (FIT) method, in retrieving liquid water content (LWC) and radar estimate size (RES) in cloud-rain regions. These techniques utilize path-integrated attenuation (PIA) obtained from X- and K-band radar to estimate specific attenuation (A) at each grid point. This study also establishes a series of data quality control (QC) processes to test the effectiveness in improving the uncertainty of retrievals. In the ideal simulation experiments, distrometer data and T-matrix backscattering simulations were used to generate simulated reflectivity fields. The results demonstrate the significant impact of data quality on the retrievals. Evaluating the A errors in the FIT method, the introduction of basic ZPHI attenuation correction and Mie scattering correction reduces the mean absolute percentage error (MAPE) from 32.3% to 25.9%. Comparing the performance of different retrieval methods, ZPHI method exhibit better agreement with the distribution characteristics of the truth for LWC and RES fields. For example, the LWC field shows a higher correlation coefficient of 0.84 and lower RMSE of 0.11 g m^{-3}. The Mie scattering correction process reduces the error in reflectivity caused by the weakening of backscattering intensity.

In the case study, the retrieval was conducted using dual-wavelength observations from TEAM-R and MRR-PRO during the Yilan Extreme Storm Observation Experiment 2021 (YESR 2021) and Taiwan Heavy Rainfall Observation and Prediction Experiment (TAHOPE). The results were validated against simulated distrometer data and dual-pol retrievals from NCAR S-Pol RHI. The results indicate that, benefiting from adjustable constant coefficients at each grid point, the ZPHI method exhibits better statistical agreement with the S-Pol retrievals. The overlapping probability distribution

ratios of the LWC-Z and RES-Z relationships is 42% and 47%, respectively. After applying the data synchronization and Mie scattering correction processes, the anomalous distribution in the retrievals is effectively reduced, with the most significant improvement observed in the FIT method. Comparing the precipitation characteristics between two cases, the LWC retrieved from YESR is higher than those from TAHOPE, while the RES is smaller. It reflects the differences in precipitation characteristics between shallow convective events during winter and deep convective events during the Mei-yu season.

致謝

時光荏苒，就讀碩士班近兩年的旅程即將迎來尾聲，細數這段日子中研究與生活的點滴，有太多人需要致上謝意。首先要感謝指導老師張偉裕老師，在研究主軸上給予許多重要的建議，也時常與我分享求學的經歷，並鼓勵我在職涯規劃與各樣事務上多方的探索，不自我受限。您對研究充滿熱情，並事事親力親為的態度，是我需要學習的方向。感謝陳台琦老師、廖宇慶老師與鍾高陞老師在大咪時，對尚不成熟的研究進度提出問題與建議，使我能回過頭來審視成果的不足之處。感謝口試委員張保亮博士、廖宇慶老師與張偉裕老師，在口試時對論文架構與撰寫技巧提出許多需改善之處，使論文更加詳盡，也讓我對此研究的未來發展延伸出許多想法。

感謝雷達氣象實驗室的助理與學長姐，對於實驗室各樣事務的付出，不管是教育訓練、雷達設備與工作站的運作維護，還是觀測計畫的擬定與執行、資料的 QC 與技術開發，都讓我們有豐沛的資源快速學習成長，無後顧之憂的完成小小的成果。謝謝 Haidy 與晨語學姊提供資料 QC、繪圖與變分的程式碼，並在繪圖與報告的呈現上提供寶貴的建議。感謝修維學長與 Haidy 學姊對於工作站的維護，每次有問題時都要很不好意思的麻煩你們幫忙。感謝詠荃學姊與承泰學長不吝分享過去研究生活的相關經驗。也感謝鎧蒂與小那學姊，協助處理每次出差報帳等等繁雜的公文事務。感謝晨豪學長在 TAHOPE 實驗期間的照顧，一肩扛起報告與溝通的重責大任。也感謝秉學學長能參與口試並點出研究能更加精進的方向。

謝謝在雷達實驗室同甘苦共患難的好友同學們，泓寬、倩瑜、沁全、展皇、育蕎與思婷，常相約一起吃飯聊天與運動，雖然好像大部分都是在聊研究與實驗室，但能在熟悉的話題上彼此排憂解悶，倒也是件幸福的事。很開心在碩士生活中有你們的陪伴。感謝大學時期的室友與好友孟偉、俊傑與子峻，我們在畢業後各自奔向不同的人生目標，但仍常找出能一起吃飯出遊的時間，在繁忙的課業中，

顯得彌足珍貴。感謝這段時間的知心好友，凱莉、伯聖與雅馨，一起出遊、吃飯、運動、聊天、嘗試新鮮的事物，讓研究生活不再那麼枯燥單調。在生活上彼此扶持，給與了許多能量。沒有你們，我應該會更快的完成研究進度，但肯定會後悔沒有與你們相識。

感謝我的家人，在成長與求學路上給予自由的環境，尊重我的任何決定並無條件的支持，讓我能無後顧之憂的完成學業。最後，我要感謝我自己，在艱辛的研究路上堅持下去，為發掘新事物的熱忱與成就感而努力。希望此篇研究，能對後人在毫米波雷達或雙波長雷達的理解與應用上，有微小的幫助。

道阻且長，行則將至。

目錄

摘要.....i

ABSTRACT.....ii

致謝.....iv

目錄.....vi

表目錄.....ix

圖目錄.....x

第一章 緒論.....1

1.1 研究背景.....1

1.2 文獻探討.....2

1.3 研究方向.....4

第二章 資料與儀器.....5

2.1 理想模擬實驗.....5

2.1.1 撞擊式雨滴譜儀.....5

2.1.2 T-matrix 電磁波背向散射模擬.....6

2.2 觀測個案.....6

2.2.1 個案介紹.....6

2.2.2 雷達簡介.....7

第三章 方法.....9

3.1 基於雙波長雷達系統之衰減率反演方法.....9

3.1.1 FIT 衰減率估計法.....9

3.1.2 ZPHI 衰減率估計法.....11

3.2 建立變數間冪定律關係.....12

3.2.1 Z-A 關係式.....12

3.2.2 A-LWC 關係式.....13

3.3 品管方法.....13
3.3.1 基礎 ZPHI 衰減修正.....14
3.3.2 氣體衰減修正.....15
3.3.3 米氏散射修正.....15
3.3.4 觀測時間遲滯修正.....17
3.3.5 垂直網格偏移修正.....17
3.4 S-Pol 雙偏參數反演 LWC 方法.....18
第四章 理想模擬實驗.....20
4.1 資料品質差異於反演結果之表現.....20
4.1.1 實驗設計.....20
4.1.2 實驗結果.....21
4.2 反演方法差異於反演結果之表現.....21
4.2.1 實驗設計.....21
4.2.2 實驗結果.....22
第五章 觀測個案.....24
5.1 實驗設計與資料品管流程.....24
5.2 YESR 2021 IOP2 觀測個案.....25
5.2.1 反演結果.....25
5.2.2 與雨滴譜儀反演資料比較.....25
5.3 TAHOPE IOP3 觀測個案.....26
5.3.1 反演結果.....26
5.3.2 PIA 驗證與分析.....26
5.3.3 與 S-Pol 反演結果比較.....27
5.3.4 垂直變化過程分析.....29
5.4 個案比較.....31
第六章 結論與未來展望.....32

6.1 結論.....32
6.2 未來展望.....34
參考資料.....36
附錄.....38
RES 之推導.....38
RES 與 D_0、D_m 關係.....39
附表.....40
附圖.....41
第二章.....41
第三章.....44
第四章.....54
第五章.....59
附錄.....72

表目錄

表 1.1 常見物理量與雨滴直徑之矩量關係.....40

表 2.1 T-matrix 電磁波背向散射模擬參數設定.....40

表 4.1 理想模擬實驗分組-資料依原始順序排列 40

圖目錄

圖 2.1 2021 年 11 月 26 日 8 時之地面天氣圖。.....41

圖 2.2 2021 年 11 月(a) 26 日 (b) 28 日 之日累積雨量。.....41

圖 2.3 2022 年 6 月 7 日 8 時之地面天氣圖。.....42

圖 2.4 2022 年 6 月(a) 7 日 (b) 8 日 (c) 11 日 之日累積雨量。.....42

圖 2.5 TAHOPE 期間，TEAM-R 與 MRR-PRO 並置於桃園永安漁港進行觀測。.....43

圖 2.6 TAHOPE 期間，S-Pol 設置於新竹港南濱海風景區進行觀測。.....43

圖 2.7 TAHOPE 期間，S-Pol 與 TEAM-R/MRR-PRO 相對位置圖。.....43

圖 3.1 模擬之雙波長回波及雙波長比隨距離變化。.....44

圖 3.2 平均 Z-A 關係，黑點代表波束平均值。.....44

圖 3.3 以自助抽樣法多次擬合 X 波段 Z-A 冪定律關係之 a、b 係數值密度分布。.....44

圖 3.4 基礎 ZPHI 衰減修正之修正誤差(RMSE)隨距離之變化，X 波段 (a)使用擬合結果中密度最高之係數值 (b)Park et al. (2005)之係數值。.....45

圖 3.5 以自助抽樣法多次擬合 K 波段 Z-A 冪定律關係之 a、b 係數值密度分布。.....45

圖 3.6 基礎 ZPHI 衰減修正之修正誤差(RMSE)隨距離之變化，K 波段 (a)使用擬合結果之平均係數值 (b)使用擬合結果中密度最高之係數值 (c)經調整之係數值。.....46

圖 3.7 以自助抽樣法多次擬合 X 波段 Z 與 K 波段 A 冪定律關係之 a、b 係數值密度分布。.....46

圖 3.8 以自助抽樣法多次擬合 LWC 與 K 波段 A 冪定律關係之 a、b 係數值密度分布。.....46

圖 3.9 K 波段 A-LWC 密度分布圖，紅色線段為使用自助法多次擬合之平均係數，

黑色線段則為單次擬合全部資料的結果。.....47
圖 3.10 (a) YESR 2021 IOP2 (b)TAHOPE IOP3 期間於雷達位置假設之大氣環境垂直分布，假設環境為飽和且氣溫以濕絕熱遞減。.....47
圖 3.11 2021 年 11 月 26 日 03 時於宜蘭站測得之探空斜溫圖，圖片取自中國文化大學大氣科學系天氣資料庫。.....48
圖 3.12 2022 年 6 月 27 日 06 時於新竹站測得之探空斜溫圖，圖片取自中國文化大學大氣科學系天氣資料庫。.....48
圖 3.13 X 與 K 波段回波與單一雨滴粒子直徑關係。.....49
圖 3.14 使用觀測 DSD 資料模擬之 DWR 與 D_0 密度分布。.....49
圖 3.15 統計之 DSD 機率分佈，資料經 Gamma 方程擬合，橘色線段為經雨滴直徑 3 次方加權，與 LWC 成正比。.....49
圖 3.16 米氏散射修正 (a)前 (b)後 之 X 波段回波與 DWR 密度分布。.....50
圖 3.17 米氏散射修正 (a)前 (b)後，DWR 隨高度之密度分布。.....50
圖 3.18 理想模擬實驗中，四條波束之 X 波段回波(藍線)、K 波段回波(橘線)、米氏散射修正之 K 波段回波(橘虛線)、DWR 真值(黑虛線)、由原始回波計算之 DWR(黃線)、經米氏散射修正之 DWR(黃虛線)。其中 DWR 真值為計算自模擬之 K 波段衰減率。.....51
圖 3.19 (a)TEAM-R (b)MRR-PRO 於 2022 年 6 月 8 日，徑向風於 4 至 6 公里之時間序列圖，在降水環境中，垂直觀測之徑向風可近似為落速。紅色格點為每條垂直剖線中，落速增量最大位置。黑色線段為新竹探空所測得攝氏 0 度高度，探空施放頻率為 6 小時。MRR-PRO 因參數設定特性，有明顯摺疊(Folding)現象發生。.....52
圖 3.20 (a)內插前 (b)內插後 TEAM-R 與 MRR-PRO 偵測之融化層高度分布直方圖。.....52
圖 3.21 (a)內插前 (b)內插後 DWR 隨高度變化之密度分布圖。.....53
圖 3.22 2022 年 6 月 8 日 S-Pol 利用雙偏參數反演之(a)LWC (b)RES 垂直分布時

間序列圖，使用距離 21.9 km 處之 RHI 資料，方位角為 30 度。.....53
圖 4.1 經衰減效應之(a)X 波段回波(b)K 波段回波(c)DWR 垂直剖線圖，資料依 JWD 收集之原始順序排列。 54
圖 4.2 (a)K_true (b)X_true (c)Obs (d)X_ZPHI (e)Corr 五組回波場組合，經 FIT 法反演後，與真實場相比之衰減率密度分布圖。.....55
圖 4.3 理想模擬實驗中，資料依觀測回波特徵排列之資料處理流程圖，DSD 與電磁波散射資料庫將以觀測的回波特徵作排列，並分為 X_ZPHI 與 Corr 兩組，後者資料進一步使用米氏散射修正。.....56
圖 4.4 經衰減效應之(a)X 波段回波(b)K 波段回波(c)雙波長比 垂直剖線圖，資料依 TAHOPE IOP3 期間觀測之 X 波段回波特徵排列。.....56
圖 4.5 (a)真實值 (b)FIT 法 (c)ZPHI 法反演之 LWC 場，使用之回波場組合為 X_ZPHI。.....57
圖 4.6 反演 LWC 場與真實場相比之密度分布圖。 (a)X_ZPHI 回波組使用 FIT 反演法 (b)Corr 回波組使用 FIT 反演法 (c) X_ZPHI 回波組使用 ZPHI 反演法 (d) Corr 回波組使用 FIT 反演法。.....57
圖 4.7 (a)真實值 (b)FIT 法 (c)ZPHI 法反演之 RES 場，使用之回波場組合為 X_ZPHI。.....58
圖 4.8 分組與圖 4.6 相同，反演變數為 RES。 58
圖 5.1 觀測個案實驗流程圖，依 QC 程度不同分為 Basic_QC 及 Adv_QC 兩組。JWD 模擬使用於 YESR 個案，S-Pol 驗證使用於 TAHOPE 個案。.....59
圖 5.2 2022 年 6 月 8 日 00 至 12Z (a) TEAM-R (b) MRR-PRO 垂直觀測之回波剖線時間序列。.....59
圖 5.3 2021 年 11 月 26 日 MRR-PRO 與 TEAM-R 利用 (a)FIT 法 (b)ZPHI 法 反演之 LWC 垂直分布時間序列圖。 60
圖 5.4 與圖 5.3 相同，反演變數為 RES。 61
圖 5.5 2021 年 11 月 26 日 TEAM-R 垂直觀測之回波剖線時間序列。 62

圖 5.6 YESR 觀測個案期間 (a)FIT 法 (b)ZPHI 法 反演之 LWC-Zx 密度分布圖，紅色等值線為中大 JWD DSD 資料經 T-matrix 模擬後之統計密度分布，由外而內分別為 0.05、0.1、0.2 及 0.3%。 62
圖 5.7 YESR 觀測個案期間，波束平均回波與平均衰減率關係，擬合冪定律關係之 b 係數為 0.22。使用 Adv_QC 資料。 63
圖 5.8 2022 年 6 月 8 日 MRR-PRO 與 TEAM-R 利用 (a)FIT 法 (b)ZPHI 法 反演之 LWC 垂直分布時間序列圖。 63
圖 5.9 與圖 5.8 相同，反演變數為 RES。 64
圖 5.10 2022 年 6 月 8 日 TEAM-R 與 MRR-PRO 回波差異(DWR)之垂直剖線時間變化。資料未經 QC 流程。 64
圖 5.11 2022 年 6 月 8 日 ZPHI 法反演之 PIA 垂直剖線時間變化。 65
圖 5.12 (a)FIT 法 (b)FIT 法經米氏散射修正 (c)ZPHI 法 (d)ZPHI 法經米氏散射修正 估計之 PIA 與觀測 DWR 的密度分布圖。 65
圖 5.13 S-Pol 雙偏參數反演量與雙波長技術反演量比較，使用 1.2 至 4.2 公里之波束平均值，且平均回波強度需大於 15 dBZ，並依觀測時間差異分為兩組。統計分數只使用觀測時間差異不大於 180 秒之資料。(a)FIT 法反演 LWC (b)ZPHI 法反演 LWC (c)FIT 法反演 RES (d)ZPHI 法反演 RES。使用 Basic_QC 資料。 66
圖 5.14 與圖 5.13 相同，使用 Adv_QC 資料。 66
圖 5.15 使用 S-Pol 觀測雙偏參數反演之 (a)LWC-Zs (b)RES-Zs 密度分布圖。 .67
圖 5.16 使用雙波長技術反演之雲微物理量與回波之密度分布圖。(a)FIT 法反演 LWC (b)FIT 法反演 RES (c)ZPHI 法反演 LWC (d)ZPHI 法反演 RES。使用 Basic_QC 資料。紅色等值線為圖 5.15 S-Pol 反演結果較密集區域，在 LWC-Zs 關係中為 0.05%，在 RES-Zs 關係中，由外而內分別為 0.05、0.15%。 67
圖 5.17 與圖 5.16 相同，使用 Adv_QC 資料。 68
圖 5.18 雙波長反演技術與雙偏參數反演之平均雲物理量變化量散佈圖，並依垂

直剖線最大回波強度分為對流性及非對流性。(a)S-Pol 雙偏參數反演 (b)FIT 法 (c)ZPHI 法。變化量之定義詳見 5.3.4 節式(5.2)。 69
圖 5.19 雙波長反演技術與雙偏參數反演之平均雲物理量變化量比較散佈圖。(a)FIT 法反演平均 LWC 變化量 (b)FIT 法反演平均 RES 變化量 (c)ZPHI 法反演平均 LWC 變化量 (d)ZPHI 法反演平均 RES 變化量。變化量之定義詳見 5.3.4 節式(5.3)。 70
圖 5.20 六組平均回波區間中，各方法反演之平均(a)LWC (b)RES 變化量大於零之佔比，折線圖表示 S-Pol 與 TEAM-R 在各組的資料數量。 71
圖 5.21 YESR 2021 IOP2 與 TAHOPE IOP3 兩觀測個案(a)LWC (b)RES 反演結果之盒狀圖，使用回波大於 30 dBZ 之格點。 71
圖 A2.1 D_m、D_0 在不同 DSD 形狀參數下，與 RES 之比值。 72

第一章 緒論

1.1 研究背景

雷達技術應用於大氣領域已有數十年，得益於其高空間與時間解析度的觀測特性，可針對中尺度降水系統進行即時觀測，提供人們有關區域降水強度的資訊。而雙偏極化雷達更使用水平及垂直極化的電磁波，能獲得降水粒子大小等特性，進一步提升定量降水估計的準確度。然而，在雲雨系統發展的過程中，降水為相對中後期之現象，其性質與機制受雲微物理過程影響，包含凝結(Condensation)、碰撞結合(Collisional coalescence)、蒸發(Evaporation)、分裂(Breakup)等。若能在降水發生前，了解雲雨系統之雲微物理過程，便能掌握降水特性，進一步對極短期定量降水預報帶來助益。

在遵守雷利散射(Rayleigh scattering)條件下(散射物大小遠小於電磁波長)，水滴對入射電磁波的背向散射截面積(Backscattering cross section)可以式(1.1)表示：

$$\sigma_b = \frac{\pi^5}{\lambda^4}|K_m|^2 D^6 \tag{1.1}$$

其中λ為波長、K_m為水的介電係數(Dielectric factor)、D為水滴直徑。此式描述，若觀測物的直徑較小，透過波長較短的電磁波觀測，能取得較多的背向散射能量。目前廣泛使用的氣象雷達，其電磁波波長約在 10 公分(S 波段)至 3 公分(X 波段)，主要應用在觀測降水系統，對小雨滴(Drizzle)或是雲滴的敏感度不佳。在針對雲的觀測上，常使用毫米級雷達，其波長介於 1 公分(Ka 波段)至 0.32 公分(W 波段)。雖然波長較短的雷達更適合觀測雲滴、冰晶等細微的水象粒子(Hydrometeor)，但也受到諸多條件限制。電磁波在空間中傳遞時，會受到路徑上氣體與液態物質的衰減，導致回波(Reflectivity, Z)強度下降。其衰減率(Specific attenuation, A)除了與路徑上的大氣狀態(氣體衰減)、液態水含量(Liquid water content, LWC)(液態衰減)有關，也與電磁波波長成反比。毫米級雷達相比於公分級雷達，其觀測將受到更強烈的衰減效應影響(Kollias et al. 2007)。

此外，由於 Z 與水象粒子直徑之 6 次方成正比，毫米波雷達針對雲雨混合區域觀測時，Z 之值易受少數小雨滴主導，無法真實表現雲滴之 LWC 多寡，意即小水滴的存在，

影響雲滴之Z-LWC關係。Oguchi (1983)曾提及在雷利散射的條件下，A因為矩量(Moment)相近，與 LWC 的一致性較高。表 1.1 整理常見物理量與水象粒子直徑之關係，可以發現，LWC 與雨滴直徑的 3 次方成正比，A 約與雨滴直徑的 3 至 4 次方成正比，因此若利用 A 來估計 LWC，在理論上會比使用 Z 更加準確。

在公分級雷達領域，A 常使用差異相位差(Differential phase shift, Φ_{DP})此雙偏極化參數作估計，以對回波作進一步的衰減修正。但對於雲滴或小水滴之觀測，其接近正圓之形體並無法使極化參數產生差異。因此，常使用雙波長雷達系統作為估計 A 的解決方案。若使用兩不同波長的電磁波對某區域進行觀測，電磁波通過雲雨區時，短波長的電磁波，強度衰減較長波長明顯，兩者的回波強度便出現差異。透過比較此回波差異隨距離的變化，便可估計出短波長電磁波在每個解析體積(Resolution volume)中的 A。在雷利散射的假設下，A 與該區域的 LWC 有良好的正相關性，並且較不受雨滴粒徑分布(Drop size distribution, DSD)的變化影響(Oguchi 1983)，因此可以作為 LWC 及其他參數反演之用。

為了提升對雲微物理過程之理解，以增進降雨預報之準確度，交通部中央氣象局已規劃購置具研究性質之毫米級雙波長雷達。在建置觀測儀器前，自主發展相關反演技術，為推進未來科學探究進程之重要階段。本研究主要目的為評估兩種衰減率反演方法在估計雲微物理量之表現，包含使用冪定律擬合的 FIT 法(Ellis and Vivekanandan 2011)及應用 ZPHI 關係的 ZPHI 法(修改自 Ryzhkov et al. (2014))，並且針對目前台灣擁有之雙波長雷達觀測資料發展一系列資料品質控管(Quality control, QC)流程，以期能改善反演結果。

1.2 文獻探討

雙波長技術(Dual-wavelength technic)，指的是利用兩個不同波長的雷達，針對同一區域觀測的資料，所開發出的相關技術與應用。早期常被應用在冰雹的探測(Sulakvelidze, 1965, 1968)，但常因短波長回波的衰減效應影響而高估冰雹大小。為了解決此問題，前人(Eccles 1979; Jameson and Heymsfield 1980)使用雙波長比(Dual-wavelength ratio, DWR)的資料，擬合出嚴格遞增的函數來估計短波長回波的累積衰減量。DWR 為不同波長回

波值之比值，在分貝(Decibel)等對數單位下，相當於不同波長的回波值差異，詳見 3.1.1 節之說明。Tuttle and Rinehart (1983)提出新的擬合方法，使用 Z 與 A 之間的冪定律(Power law)關係來計算每個格點的衰減，此關係式的係數可隨不同波束而調整，減輕因雨滴 DSD 差異所造成的誤差。

估計短波長的衰減率除了可以幫助更準確地估計冰雹大小，此資訊也可以用來估計 LWC。此概念最早由 Atlas (1954)提出，被應用於估計雨滴的 LWC。Eccles and Mueller (1971)則建構一個估計 LWC 的資料處理架構，預期使用頻率為 3 與 10 GHz(S-X)的雙雷達系統。在實際資料應用上，Martner et al. (1993)、Vivekanandan et al. (1999)與 Vivekanandan et al. (2001)皆使用來自美國國家海洋暨大氣總署(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)環境科技實驗室(Environmental Technology Laboratory, ETL)所建置的 10 與 35 GHz (X-Ka)的雙波長雷達系統，來嘗試估計雲雨結構的 LWC。Hogan et al. (2005)則使用 35-94 GHz (Ka-W)垂直指向雷達，觀測層積雲(Stratocumulus)的 LWC 分布，結果顯示與微波輻射計(Radiometer)所測量的液態水路徑(Liquid water path, LWP)有良好的一致性。Ellis and Vivekanandan (2011)提出另一種估計 LWC 的方法，此法與 Tuttle and Rinehart (1983)提出的擬合方法類似，先計算每條射線區段(Ray segments)的平均衰減率與平均回波強度(長波長雷達的回波)，收集大量資料後建立兩者之間的冪定律關係，再使用回波強度計算每個格點上的衰減率，最後利用關係式將衰減率轉換為 LWC，此關係式為溫度的函數(Vivekanandan et al. 1999)。此方法應用在美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)的 S-PolKa 雙波長雷達系統，其反演結果與觀測飛機實際測量值相似，並可在時間與空間上顯示 LWC 與水相粒子大小的變化。

在使用雙波長雷達資料反演雲物理參數時，同樣也受到諸多物理及儀器條件限制，產生估計誤差。Eccles and Mueller (1971)評估雷達資料在存有隨機誤差的狀況下，不同平均方法所能得到的最小可測量 LWC 值與不確定性。Martner et al. (1993)在使用頻率更高的 10 與 35 GHz (X-Ka)的雙波長雷達來反演 LWC 時，發現此波長組的雙向差異衰減率較小 (每 g m^{-3} 的 LWC 造成 1.5 dB km^{-1} 的回波強度差異)，在針對雲滴的觀測時，需

有長於 4 公里的觀測長度才能做有效的估計。並且大雨滴所造成之非雷利散射、X 波段雷達的觀測敏感度皆會影響 LWC 的反演。另外，使用實際觀測的雨滴資料做計算，Martner et al. (1993)發現仍有 35%的誤差是來自於將估計的衰減率轉換 LWC 的過程，此數值代表著 DSD 變異度所造成的誤差。Hogan et al. (2005)使用理論推導估計誤差，發現針對 35-94 GHz (Ka-W)波長組合的回波資料，使用 1 分鐘的時間平均及 150 m 的距離平均後，LWC 的測量精確度可達到 0.04 g m^{-3}。若使用 10-35 GHz (X-Ka)的波長組合，精確度會顯著下降至 0.34 g m^{-3}，主因為不足的單位距離差異衰減率。

Williams and Vivekanandan (2007)較系統性的整理出雙波長雷達在估計雲中 LWC 的誤差來源，主要包含：受環境溫濕壓影響的氣體與液態水衰減係數、兩雷達解析體積的不匹配、米氏散射、觀測隨機誤差及數值方法(差分)的誤差。

Kollias et al. (2007)則統整了毫米波雷達的發展歷史、優勢及未來展望。由於毫米波雷達觀測之回波強度會同時受衰減效應與非雷利散射影響，增加對於雲雨系統的解析困難度，Kollias et al. (2007)指出使用包含毫米波雷達的雙波長雷達系統，能提供更多資訊以幫助反演雲物理量。

1.3 研究方向

本研究目標是基於台灣目前有限之雙波長雷達觀測資料，並同時使用理想模擬實驗，進行以下三個主題的探討：

一、比較不同 LWC 反演方法的表現。

二、評估雙波長雷達系統反演 LWC 之誤差來源，提出修正方法。

三、測試不同資料 QC 程度對反演結果的改善程度。

本研究第一章為緒論，描述雙波長雷達之優勢及相關應用。第二章介紹研究中使用的儀器及資料。第三章詳細說明反演及資料 QC 方法。第四章呈現理想模擬實驗之實驗設計架構與反演結果。第五章描述兩個實際觀測個案的資料品管流程與反演結果，並以其他觀測資料進行驗證。第六章為結論及未來展望。

第二章 資料與儀器

本研究同時使用理想模擬實驗與觀測個案，評估雙波長衰減率反演方法的表現，以下介紹兩研究主題使用到的儀器資料。其中，2.1 節介紹理想模擬實驗中，所使用的雨滴譜儀資料與產生模擬回波場之流程，2.2 節介紹觀測個案與使用的儀器。關於理想模擬實驗與觀測個案的實驗架構設計，將分別於第四章與第五章進行說明。

2.1 理想模擬實驗

理想模擬實驗使用撞擊式雨滴譜儀(Joss-Waldvogel disdrometer, JWD) (Joss and Waldvogel 1967)觀測之 DSD 資料庫，此資料庫包含 DSD 參數、LWC、降雨率等資料，可作為真值(Truth)在驗證階段與反演值相比對。DSD 參數隨後進行 T-matrix 電磁波背向散射模擬(Vivekanandan et al. 1991)，在給定環境參數下，能模擬電磁波經過 DSD 的各樣散射特性，建立與 DSD 資料庫相對應的模擬電磁波參數資料庫。為了模擬與觀測個案相似的資料分佈特性(垂直觀測)，在理想模擬實驗中，前述之資料庫將以垂直剖線的方式進行排列，其格點解析度為 50 公尺，並將排列之剖線橫向相連，代表時間上的變化。關於詳細的實驗設計，將於第四章與實驗結果一併說明。

2.1.1 撞擊式雨滴譜儀

本研究使用位於國立中央大學氣象觀測坪的 JWD 觀測資料，觀測時間區間為 2005 年 1 月至 2015 年 11 月，時間解析度為每 6 分鐘一筆 DSD 資料。在 QC 流程中去除時雨量小於 1 mm hr^{-1} 的資料後，總計有 29413 筆 DSD 資料。JWD 利用雨滴撞擊至感測器所產生的電流脈衝強弱來分辨雨滴粒徑大小，觀測之雨滴直徑範圍介於 0.3 至 5.6 mm，並分為 20 個不等區間，分別計算該區間之雨滴數量。非連續的 DSD 資料隨後使用矩量法(Moment method)(Kozu and Nakamura 1991)擬合，得到連續分布的 Gamma 形式 DSD (Ulbrich 1983)與其 DSD 參數，分別為中值體積直徑(Median volume diameter, D_0)、截距參數(Intercept parameter, N_0)與形狀參數(Shape parameter, μ)，如式(2.1)所示，並可進一步積分計算 LWC 與降雨率。

$$N(D) = N_0 D^{\mu} \exp\left[-(3.67+\mu)\left(\frac{D}{D_0}\right)\right] \quad (2.1)$$

2.1.2 T-matrix 電磁波背向散射模擬

在雷利散射假設下，DSD 的電磁波散射特性可直接由理論計算得出，如式(2.2)及式(2.3)分別為計算 Z 與 A 之方程式。

$$Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 N(D) dD; \quad mm^6 m^{-3} \quad (2.2)$$

$$A = 4.343 \times 10^{-3} \left(\frac{18\pi}{\lambda}\right) \frac{\varepsilon_r''}{|\varepsilon_r+2|^2} \int_{D_{min}}^{D_{max}} \frac{\pi}{6} D^3 N(D) dD; \quad dB\ km^{-1} \quad (2.3)$$

其中 N(D)為 Gamma 形式 DSD(式(2.1))，λ為電磁波波長，ε_r為水的介電係數，為一複數($\varepsilon_r = \varepsilon_r' - j\varepsilon_r''$)。但在真實觀測觀測環境，電磁波散射特性還受溫度、入射角、雨滴形狀等因素影響，對於波長較短之電磁波，也會產生較多的非雷利散射，無法使用式(2.2)及式(2.3)計算。因此本研究使用 T-matrix 電磁波背向散射模擬，其可在給定 DSD、電磁波波長、電磁波發射仰角、環境溫度、雨滴軸比關係、雨滴傾斜角度以及晃動標準差等資訊下，模擬假想電磁波通過 DSD 後所得之各樣雙偏極化雷達散射特性。由於本研究中使用之觀測資料為垂直掃描(Vertical pointing)型，在此理想模擬實驗也使用相同的設定，意即電磁波從雨滴底部入射，其入射角設為 90 度。環境溫度設定為攝氏 10 度，此溫度接近 2021 宜蘭劇烈降雨觀測實驗在融化層以下之平均溫度。雨滴軸比(Axis ratio)關係使用 Brandes et al. (2002)，並針對 X 波段與 K 波段進行模擬，使用 Z 與 A 兩個輸出變數，波段的選擇與觀測個案將使用的雙波長雷達觀測資料相同。其餘參數設定詳見表 2.1。

2.2 觀測個案

2.2.1 個案介紹

在觀測個案中，使用兩個觀測實驗的雷達觀測資料，分別為 2021 宜蘭劇烈降雨觀測實驗(2021 Yilan Experiment for Severe Rainfall, YESR 2021)之第二密集觀測期(Intense Observation Period, IOP)以及臺灣區域豪雨觀測與預報實驗(Taiwan-Area Heavy rain

Observation and Prediction Experiment, TAHOPE)之第三密集觀測期。其觀測之降水系統分別代表了冬季與梅雨季之降水特性。YESR 2021 IOP2 期間，由圖 2.1 之地面天氣圖可發現，台灣北部地區主要受大陸冷高壓所帶來之東北風影響，在迎風面與宜蘭地區有長時間持續性的降水，又受氣流與地形之交互作用，使得降水熱點產生差異，本實驗中使用降雨持續時間較長的 11 月 26 日及 11 月 28 日之觀測資料，並以 YESR 觀測個案代稱，兩日之日累積降水分布分別顯示於圖 2.2(a)、(b)。TAHOPE IOP3 觀測期間為 2022 年 6 月 6 日至 12 日，由圖 2.3 之地面天氣圖可發現，此期間台灣地區主要受到梅雨期鋒面影響，並在西北部有較高的累積降水。本研究使用的觀測資料時間為發生劇烈降雨時間較長的 6 月 7 日、8 日及 11 日，並以 TAHOPE 觀測個案代稱，三日之日累積降水分布分別顯示於圖 2.4(a)、(b)、(c)。

2.2.2 雷達簡介

YESR 及 TAHOPE 觀測個案期間均使用臺灣移動式雙偏極化都卜勒雷達(Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar, TEAM-R)與微波降水雷達(Micro Rain Radar PRO, MRR-PRO)的資料進行雙波長衰減率反演。於 TAHOPE 期間並使用美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)的 S 波段雙偏極化都卜勒雷達(S-Pol)資料進行驗證。以下分別針對三個雷達之特性與參數設置作介紹。

1. MRR-PRO 微波降水雷達

MRR-PRO 為一垂直指向式的調頻連續波(Frequency Modulated Continuous Wave, FMCW)雷達，波長為 1.238 公分，波段屬於 K-band，觀測解析度與波束寬分別為 50 公尺及 1.5 度。因其較低的建置成本及可攜性，被廣泛用於定量降水估計與降水物理過程等相關領域的研究。本研究中使用的產品為未經衰減校正後的相當回波(Attenuated equivalent reflectivity factor, Zea)。在 YESR 期間，此雷達被部署於宜蘭縣礁溪鄉的淡江大學蘭陽校區，海拔高度約為 400 公尺。在 TAHOPE 期間，此雷達被部署於桃園市觀音區的永安漁港，海拔高度約為 22 公尺。兩實驗中皆與 TEAM-R 相鄰並置(Collocated)，如圖 2.5 所示。

2. TEAM-R 移動式雙偏極化都卜勒雷達

TEAM-R 為國立中央大學大氣科學學系於 2008 年建置的車載移動式氣象雷達，波長為 3.109 公分，波段屬於 X-band，觀測解析度與波束寬分別為 50 公尺及 1.2 度，與 MRR-PRO 相近。為了與 MRR-PRO 有相同的觀測區域，本研究使用其在垂直掃描模式的觀測資料，在 YESR 與 TAHOPE 期間的觀測頻率分別約為 6 分 30 秒及 12 分 30 秒。

3. S-Pol 雙偏極化都卜勒雷達

S-Pol 為 NCAR 所建置之地基式雙偏極化都卜勒雷達，並具有可拆裝移動至異地觀測的特點。其觀測波長為 10 公分，波段屬於 S-band，觀測解析度與波束寬分別為 150 公尺及 0.92 度。在 TAHOPE 期間，此雷達被部署於新竹市香山區的港南濱海風景區(圖 2.6)。在本研究中，將使用此雷達面向 MRR-PRO 與 TEAM-R 方向(方位角 30 度)之垂直剖面(Range height indicator, RHI)掃描資料(圖 2.7)，並取 TEAM-R 所在位置 21.8 公里處之垂直剖線資料，作為獨立觀測，與雙波長反演結果作驗證。在 TAHOPE IOP3 期間的觀測頻率約為 12 分鐘。由於並非垂直觀測之資料，可使用雙偏參數進行資料品質控管與 DSD 參數反演，並進一步以轉換子(Operator)計算欲與雙波長反演比較之物理量，LWC 與 RES。詳見 3.4 節。

第三章 方法

本研究之目的包含評估雙波長反演技術的表現，以及開發一系列針對真實觀測資料之 QC 方法。3.1 節將說明兩個雙波長衰減率估計法之估計原理。3.2 節建立反演與 QC 過程中所需要之變數關係。3.3 節針對觀測或模擬資料多種的誤差來源與修正方法進行詳細的討論。其目的為減低其他影響估計準確度的因素，最佳化反演結果。3.4 節則說明使用 S-Pol 觀測之雙偏參數資料進行雲微物理量反演之方法及流程，其結果將於第五章觀測個案使用。

3.1 基於雙波長雷達系統之衰減率反演方法

此節詳細說明兩種衰減率估計方法之估計原理，兩方法皆假設 A 與 Z 之間為冪定律關係(式(3.1))，其係數能隨著不同波束亦或是格點變化，因此反演結果更能反映 DSD 之變異性。

$$A = aZ^b \tag{3.1}$$

3.1.1 FIT 衰減率估計法

此法最早由 Tuttle and Rinehart (1983)提出，目的為修正在短波長回波的衰減效應，以在 S 與 X 波段雙波長系統中更好的偵測冰雹訊號。Ellis and Vivekanandan (2011)將此法應用於估計 Ka 波段的衰減率。由於其主要概念是擬合(Fitting)平均 A 與 Z 之間的冪定律關係，本文中以 FIT 法作為簡稱。在 FIT 法中，每個格點的 A 是由式(3.2)計算：

$$A_s(m,n) = a(\mathrm{m}) * Z_l(m,n)^b \tag{3.2}$$

其中A_s為每個格點之短波長電磁波衰減率，單位為 dB km^{-1}。冪定律中的 a 係數只隨波束(Beam)而變化，在同一條波束中(m)為定值，n 則為與雷達之距離(Range)。冪定律中的 b 係數在反演過程中為定值，將在反演流程初期擬合得出。Z_l為長波長回波，單位為 mm^{6}m^{-3}。此法首先針對每條波束的雙波長觀測回波，計算波束中長波長的平均值$\overline{Z_l}$以及短波長的平均衰減率$\overline{A_s}$。如式(3.3)所示，$\overline{A_s}$是計算自路徑總合衰減(Path-integrated attenuation, PIA)與波束長度的比值，假設長波長回波的衰減效應遠小於短波長，則兩雷

達在波束末端觀測的回波強度差異只來自短波長電磁波沿路徑的累積衰減量(PIA)。由於兩雷達觀測之回波強度可能存在系統誤差，此系統誤差可由波束前端的回波差異計算並扣除，因此 PIA 之計算，是由波束兩端之雙波長比(Dual-wavelength ration, DWR)差異得出。DWR 為不同波長回波之比值，在分貝(Decibel)等對數尺度下，相當於不同波長的回波差異。本研究中，DWR 代表長波長回波與短波長回波的差異，如式(3.4)所示，其單位為 dB。

$$\overline{A_s}(m) = \frac{PIA(m)}{L(m)} = \frac{DWR(m,n=L) - DWR(m,n=0)}{L(m)} \quad (3.3)$$

$$DWR(m,n) = \mathrm{dB}Z_l(m,n) - \mathrm{dB}Z_s(m,n) \quad (3.4)$$

圖 3.1 為模擬在實際觀測環境之雙波長回波及 DWR 在波束中的分布。觀測之 DWR 因雷達測量隨機誤差、米氏散射、氣體衰減以及兩雷達觀測之解析體積(Resolution volume)未完全重合等原因，會造成回波測量的誤差，並表現於 DWR 的波動。若使用移動平均等方法平滑 DWR 場，雖能有效降低誤差，但也降低估計值的空間解析度，造成高解析度的反演較為困難(Williams and Vivekanandan 2007)，因此 FIT 法使用平均值作擬合，能減少反演量之變異性。

將觀測的每一個波束重複做運算，可繪製出$\overline{Z_l}$與$\overline{A_s}$的散佈圖，如圖 3.2 所示，此時可利用最小平方法(Least squares method)進行擬合，以取得冪定律關係中的 b 係數。此係數在 Z-A 關係中可被近似為常數(Tuttle and Rinehart 1983)，而 a 係數則隨波束而變化。因此，下一步驟為針對每一波束之$\overline{Z_l}$與$\overline{A_s}$，代入式(3.2)計算出該波束之 a 係數。最後，在每一格點的衰減率，是由相同的 b 係數、因波束而相異的 a 係數以及該格點之長波長 Z 所計算得出。在本實驗中，估計之 A 會進一步使用運算子轉換為 LWC 以及雷達估計粒徑(Radar estimate size, RES)，其單位分別為 g m^{-3} 及 mm (式(3.11)及式(3.5))。A-LWC 之轉換運算子是由 JWD 觀測與 T-matrix 模擬資料擬合而得，詳見 3.2 節。RES 是直接由 Z 及 LWC 兩個不同矩量所計算出的粒子大小，其優點是不需要任何 DSD 假設，其量值對 DSD 中較大的雨滴敏感，因此通常會大於 D_0 與質量權重平均直徑(Mass-weighted mean diameter, D_m)，關於式(3.5)的推導及 RES 與 D_0、D_m 之關係，詳見附錄。

$$RES = 0.0806(Z/LWC)^{1/3} \tag{3.5}$$

3.1.2 ZPHI 衰減率估計法

Ryzhkov et al. (2014)使用差異相位差(Differential phase shift, Φ_{DP})之變化量估計衰減率，並進一步估計降雨率。本文將其修改應用至雙波長雷達系統，並簡稱為 ZPHI 法，其主要概念是將波束的 PIA，基於在 Z-A 冪定律關係中給定的 b 係數，逐一分配至每個格點。計算之方程式如式(3.6a)，其方程式形態亦為冪定律。式中第一個中括弧相當於冪定律中的 a 係數，且為距離的函數。I(r1, r2)為波束中第一個回波格點至最後一個回波格點之積分值(式(3.6b))，I(r, r2)為欲計算衰減率之格點至最後一個回波格點之積分值(式(3.6c))。C(b, PIA)在單一波束中為定值，並受 PIA 限制(式(3.6d))。因 Ryzhkov et al. (2014)使用雙偏極化雷達作降雨率估計，其 PIA 是由Φ_{DP}的變化量作估計(式(3.6e))。在本研究中，使用雙波長雷達資料，因此 PIA 是由波束兩端之 DWR 差異得出(式(3.7))，取代式(3.6e)。在式(3.6a)中，Z_s代表觀測上已經過衰減效應之短波長回波，與 FIT 法式(3.2)中使用的長波長回波不同，因此為了補償Z_s隨距離的衰減效應，式(3.6a)中第一個中括弧之數值會隨著距離而變化。而 b 係數在此法中固定為擬合值 0.83，此數值擬合自 T-matrix 之模擬資料庫，為針對 K 波段衰減率估計所使用的係數值，詳見 3.2.1 節。與 FIT 法使用觀測平均值擬合 b 係數的方法相異。最後，利用此法估計之A_s同樣會經運算子轉換為 LWC 及 RES(式(3.11)及式(3.5))。

$$A_s(r) = \left[\frac{C(b,\mathrm{PIA})}{I(r_1,r_2)+C(b,PIA)I(r,r_2)}\right][Z_s(r)]^b \tag{3.6a}$$

$$I(r_1,r_2) = 0.46b\int_{r_1}^{r_2}[Z_s(s)]^b ds \tag{3.6b}$$

$$I(r,r_2) = 0.46b\int_{r}^{r_2}[Z_s(s)]^b ds \tag{3.6c}$$

$$C(b,\mathrm{PIA}) = \exp(0.23b\mathrm{PIA}) - 1 \tag{3.6d}$$

$$\mathrm{PIA}(r_1,r_2) = \alpha[\Phi_{DP}(r_2) - \Phi_{DP}(r_1)] \tag{3.6e}$$

$$\mathrm{PIA}(r_1,r_2) = \mathrm{DWR}(r_2) - \mathrm{DWR}(r_1) \tag{3.7}$$

3.2 建立變數間冪定律關係

由於液態水含量、衰減率及回波皆為雨滴直徑的矩量，分別正比於 3 次方、3 至 4 次方以及 6 次方。在 Gamma DSD 的假設下，三變數彼此之間的關係為冪定律，並可直接計算出理論之關係式。但在實際觀測中，此關係會受到 DSD 變異性影響，例如在相同衰減率值或液態水含量，大雨滴環境的回波強度會遠大於小雨滴環境。因此，需要針對一地長期的 DSD 特性，重新進行物理量之間冪定律關係式的擬合。以在統計上更好的描述物理量彼此的關係。在本研究中，3.3.1 節基礎 ZPHI 衰減修正與 3.1.2 節 ZPHI 衰減率估計法，分別需使用 Zx-Ax(於 X 波段之回波與衰減率關係)與 Zk-Ak 冪定律關係式。FIT 與 ZPHI 法反演後的衰減率場，則需使用 Ak-LWC 的關係式作變數之間的轉換。

3.2.1 Z-A 關係式

擬合所使用之 DSD 與電磁波參數資料庫與 2.1 節相同，為國立中央大學 JWD 約 10 年的 DSD 觀測資料，並使用 T-matrix 電磁波背向散射模擬進行 X 與 K 波段之模擬。針對資料庫變數的擬合過程，多次使用自助抽樣法(Bootstrapping method)進行分組隨機抽樣，以避免擬合結果在資料量較多的弱回波區域有過高的權重。圖 3.3 為針對 X 波段 Z-A 關係進行 1000 次自助抽樣法擬合之係數值密度分布，其中 a 與 b 分別為冪定律關係中的常數與指數係數。圖中黑點為係數平均值，紅點為密度最高之係數值，綠點則為 Park et al. (2005)提出的係數值。擬合結果在指數係數的變化可從 0.55 至 0.92 之多，因此本研究進一步使用 4.2.1 節理想模擬實驗所排列的模擬回波場，測試不同係數應用在基礎 ZPHI 衰減修正(3.3.1 節)上的誤差。

圖 3.4 繪製基礎 ZPHI 衰減修正之修正誤差(RMSE)隨距離的變化，(a)為使用擬合結果中密度最高之係數值，(b)則為 Park et al. (2005)。圖中可發現誤差隨距離逐漸增加，並且使用 Park et al. (2005)之係數值有最小的誤差量，在 4.25 公里以下平均誤差增加率為 7.82×10^{-3} dB km^{-1}。因此在本研究中使用此係數代表 X 波段 Z-A 之間的關係，如式(3.8)所示。

$$A_X = 1.367 \times 10^{-4} {Z_X}^{0.78} \tag{3.8}$$

針對 K 波段的 Z-A 關係，使用相同的方法嘗試求得係數。圖 3.5 為進行 10000 次自助法擬合之係數值密度分布，其指數係數介於 0.73 至 0.92 之間。使用係數平均值與密度最高之係數值進行誤差測試，其結果繪製於圖 3.6(a)、(b)。使用係數平均值的結果，在 4.25 公里以下誤差增加率，有著較低的數值(0.266 dB km^{-1})，但在接近 3 公里處有明顯的峰值出現。此現象應為在進行基礎 ZPHI 衰減修正時，有少數波束出現不穩定修正結果，影響整體誤差表現。在經過數次調整測試後，圖 3.6(c)顯示調整後係數之誤差表現。此係數與密度最高之係數數值相近，誤差增加率也相近，在 4.25 公里以下平均誤差增加率為0.265 dB km^{-1}，但並無出現圖 3.6(a)之峰值，因此在本研究中使用此係數代表 K 波段 Z-A 之間的關係，如式(3.9)所示。

$$A_K = 5.93 \times 10^{-4} {Z_K}^{0.83} \tag{3.9}$$

針對 X 波段 Z 與 K 波段 A 的 Zx-Ak 關係，使用相同的方法求得係數。圖 3.7 為進行 10000 次自助法擬合之係數值密度分布，其指數係數較為密集的分布範圍為 0.55 至 0.65。密度最高之關係式如式(3.10)所示。

$$A_K = 6.38 \times 10^{-3} {Z_X}^{0.61} \tag{3.10}$$

3.2.2 A-LWC 關係式

與前一節使用相同的資料庫與方法，圖 3.8 為進行 10000 次自助法擬合之係數值密度分布，其指數係數介於 0.75 至 0.95 之間。本研究使用係數平均值代表 LWC 與 K 波段 A 與之間的關係，如式(3.11)所示。圖 3.9 比較了使用自助法與否的擬合線差異。相對於資料庫之密度分布趨勢，單次擬合全部資料的結果(黑線)會對強衰減區域的 LWC 產生低估，但在弱衰減區域有很好的一致性。使用自助法的結果(紅線)則相反，在強衰減區域有較好的表現，但在弱衰減區域有低估 LWC 的狀況。

$$LWC = 3.73 \times 10^{-1} {A_K}^{0.844} \tag{3.11}$$

3.3 品管方法

本節詳細介紹在本研究中採用的資料品管方法，其中基礎 ZPHI 衰減修正與米氏散

射修正同時被用於理想模擬實驗(第四章)與觀測個案(第五章)。其餘方法只被用於觀測個案，時間遲滯修正用於評估觀測個案中，兩雷達觀測資料在時間上是否有遲滯；氣體衰減修正用於計算觀測個案之氣體衰減量並予以扣除；網格偏移修正為在觀測個案中，針對 MRR-PRO 所實施的 QC 方法。

3.3.1 基礎 ZPHI 衰減修正

本研究中，X 波段為相對於 K 波段受衰減影響較小的波長，為了符合在雙波長衰減率估計法中，長波長回波衰減效應極小的假設，需針對 X 波段回波進行衰減修正。一般在雙偏極化雷達中，常使用Φ_{DP}進行總衰減量的估計與修正，稱為 ZPHI 衰減修正，在本研究的實際觀測資料中，由於使用垂直觀測，並無法獲得相位差的資訊，因此使用較為簡化之 ZPHI 衰減修正法，意即只使用 Z 的強度作衰減率估計及修正。對於每個格點，衰減率可由式(3.12)計算。其中波束中第一點之衰減率$A(r_1)$，便由擬合的 X 波段 Z-A 關係式求得(式(3.9))。

$$A(r) = \frac{A(r_1)[Z_a(r)]^b}{[Z_a(r_1)]^b - A(r_1)I(r_1,r)} \tag{3.12a}$$

$$I(r_1,r) = 0.46b\int_{r_1}^{r}[Z_a(s)]^b ds \tag{2.12b}$$

有關基礎 ZPHI 衰減修正法的修正誤差已於 3.2.1 節進行定量估計，使用 2.1.4 節理想模擬實驗的回波場與 Park et al. (2005)的係數，在 4.25 公里以下的平均誤差增加率為 7.82×10^{-3} dB km^{-1}，因此在本研究中，經 ZPHI 衰減修正的 X 波段回波可近似為無衰減的長波長回波，符合雙波長反演技術的假設。

本研究於 3.1.2 節介紹之 ZPHI 衰減率估計法(式(3.6))，與本節的基礎 ZPHI 衰減修正(式(3.12))，皆基於 Testud et al. (2000)所提出的 ZPHI 法進行修改。ZPHI 衰減率估計法應用於雙波長系統中，估計短波長電磁波(K 波段)的衰減率，並進行後續雲微物理量之反演，其流程將使用到雙波長回波計算的 PIA 作為限制，在本文中常簡稱為 ZPHI 法。而本節所說明之基礎 ZPHI 衰減修正，在本研究中應用於長波長電磁波(X 波段)的衰減率估計與修正，使回波場能近似為無衰減。流程中只使用 X 波段回波強度與擬合的 X 波段 Z-A 關係式(式(3.9))。兩方法雖然名稱相似，在應用上仍有許多相異之處。

3.3.2 氣體衰減修正

電磁波在大氣中傳遞所受到的氣體衰減，主要來自水氣、氧氣及氮氣，其衰減量又受波長、氣壓、氣溫及溼度影響(Williams and Vivekanandan 2007)。在雙波長雷達系統中，計算之 PIA 同時包含 LWC 衰減與氣體衰減，因此需估計兩波長電磁波的差異氣體衰減量並進行修正，以減少反演 LWC 的誤差。本研究中，使用較為簡化的模型描述大氣垂直剖面。假設在觀測個案期間，融化層以下之低層大氣可近似為飽和且溫度以濕絕熱遞減，則可利用地面氣壓及溫度計算出整層大氣之氣壓、溫度及絕對溼度分布。圖 3.10(a)與(b)，繪製了在此假設下，5 公里以下的氣壓、溫度及混和比變化，(a)代表 YESR 觀測個案期間位於雷達觀測位置之大氣環境，地面氣溫及氣壓設定為 20 度及 970 百帕；(b)代表 TAHOPE 觀測個案期間位於雷達觀測位置之大氣環境，地面氣溫與氣壓分別設定為攝氏 25 度及 1013 百帕。圖 3.11 為 2021 年 11 月 26 日 03 時宜蘭站測得之探空圖，圖 3.12 為 2022 年 6 月 27 日 06 時新竹站測得之探空圖，兩圖皆取自中國文化大學大氣科學系天氣資料庫。從觀測之探空圖可發現，5 公里以下大氣接近飽和且氣溫隨高度變化大致呈濕絕熱遞減，與本研究中假設之環境相似。

假設之大氣剖線隨後使用國際電信聯盟(International telecommunication union, ITU)之大氣氣體衰減模型(Sector 2013)計算 X 與 K 波段之差異氣體衰減率，並依照實際觀測的波束長度，計算氣體差異衰減量。以 TAHOPE 環境為例，4.25 公里長的波束，其末端累計有 2.66 dB 之氣體衰減量，而在 YESR 環境，3.45 公里長的波束，其末端則有 1.69 dB 之氣體衰減量。在 FIT 與 ZPHI 法之反演過程中，由 DWR 計算出的 PIA 皆會扣除氣體差異衰減量，並且會將 PIA 低於氣體差異衰減量的波束剔除於反演方法外，此類波束將使用 Z-A 關係經驗式進行衰減率計算。在 FIT 法中仍然使用式(3.2)擬合之關係式計算，但 a 係數為其他波束計算出的平均值，ZPHI 法則使用式(3.9)計算。

3.3.3 米氏散射修正

當散射粒子直徑大於電磁波波長的十分之一，其散射特性將進入米氏散射區域。發生米氏散射時，粒子背向散射之能量會較雷利散射為低，因此雷達測量到的回波強度也

較弱。為了探討米氏散射效應對於 DWR 的影響，本研究使用單一粒子作 T-matrix 背向散射模擬，以表達不同大小雨滴在較長波長(X 波段)與較短波長(K 波段)的回波強度，如圖 3.13。在兩波段分別發生米氏散射效應的雨滴大小之間(1.24 至 3.11 毫米)，可發現 K 波段的回波較 X 波段為強。此現象與前述米氏散射回波減弱的特性並不符合，其原因來自於 K 波段在米氏散射前段之共振效應(Resonance effect)，使回波在減弱前，有部分強度增加的區域。除了使用單一粒子模擬，本研究也使用中大長年收集的 DSD 資料進行 T-matrix 電磁波背向散射模擬，並計算 DWR 與 D_0 之密度分布，如圖 3.14。圖中也同樣顯示，大部分之 DSD 資料，其模擬之 K 波段回波皆大於 X 波段，形成負值的米氏散射誤差。圖 3.15 為統計 DSD 的機率分佈圖，其中橘線為經直徑 3 次方加權，正比於 LWC。從分佈可發現，雨滴直徑 1 至 3 毫米是貢獻整體 LWC 較高的區域，這表明若須使用 DWR 計算 PIA 並進一步反演 A 與 LWC，須考慮米氏散射對於回波強度的影響。

若欲針對每一觀測的回波格點，精確估計其米氏散射誤差，則需求得該格點之 DSD 分布，但此目標在實務上存有困難，假使能求得 DSD，也不再需要雙波長技術進行雲微物理量之反演，可直接針對 DSD 進行分析。因此，本文嘗試使用統計方式，修正米氏散射所造成的系統性誤差。圖 3.16(a)為模擬的 X 波段回波與 DWR 之密度分布圖，資料來源同樣為中大長年收集的 DSD 資料。綠色線段為隨 X 波段回波計算之 DWR 中位數，紅色線段則為擬合中位數之修正曲線，以修正統計上較密集出現的誤差量。此曲線在 20 至 35 dBZ 之間以 3 次多項式擬合，在 35 至 55 dBZ 之間以 2 次多項式擬合，以達到最貼近的擬合結果。米氏散射修正的修正方程如式(3.13)所示，當模擬或觀測之 X 波段回波介於 20 至 55 dBZ 時，便會使用此式進行誤差估計，並在反演階段修正 K 波段之回波場。

圖 3.16(b)為經修正的 X 波段回波與 DWR 密度分布圖，紅色虛線為相對於 0 值線的方均根偏差(Root-mean-square deviation, RMSD)。經米氏散射修正後，DWR 隨回波變化之 RMSD 皆低於修正前(圖 3.16(a)洋紅色虛線)，且在 40 dBZ 以下之 RMSD 低於 1 dB。圖 3.17(a)、(b)繪製米氏散射修正前後，DWR 與高度之密度分布，回波排列方式使用 4.2.1 節之設定。比較兩圖，可發現在修正前距離較近的區域，其 DWR 會因米氏散射

而小於零值，而經修正後，大部分波束的 DWR 更集中於零值線。

$$f(x)=\begin{cases} 0,\ x<20 \\ 1.983\times10^{-4}x^3-1.253\times10^{-2}x^2+0.1137x+1.106,\ 20\le x<35 \\ 1.439\times10^{-2}x^2-1.079x+18.36,\ 35\le x<55 \\ 0,\ x\ge 55 \end{cases} \quad (3.13)$$

前述的修正結果，雖然在 DWR 數值上展現良好的修正效益，但如 3.1 節所介紹，FIT 與 ZPHI 法皆是使用波束的 PIA 作為反演的輸入參數，而 PIA 是計算自波束頭尾 DWR 之差，因此須檢視米氏散射修正在對波束造成 Z 變化的區域，以評估修正法對 PIA 的影響。圖 3.18 為四條波束之 X 波段回波、K 波段回波、米氏修正後之 K 波段回波、真實 PIA、DWR 與米氏修正後之 DWR。若米氏修正只影響波束尾端，如圖 3.18 (a)所示，將增加此波束的 PIA，修正原本不合理的負值 PIA。若米氏修正只影響波束頭端，如圖 3.18 (b)所示，雖然會減少 PIA，但其量值與真實值(黑色虛線)更加接近。若米氏修正只影響波束之頭尾兩端亦或是只影響中段，如圖 3.18 (c)、(d)所示，則不會影響該波束 PIA 的數值。

3.3.4 觀測時間遲滯修正

在 YESR 及 TAHOPE 實驗之中，TEAM-R 及 MRR-PRO 兩雷達皆相鄰設置，但由於MRR-PRO 有較高的時間解析度(30 秒)，使兩雷達之觀測資料存有時間遲滯之可能性。本研究以 TEAM-R 垂直觀測之回波剖線時間序列為基準，計算與在時間上錯置之 MRR-PRO 回波場之相關係數，並以最大值所在位置為時間遲滯之修正量，其單位為 30 秒的倍數。實驗結果顯示，在進行 3.3.5 節之網格偏移修正以及 150 秒之時間移動窗區平均後，TAHOPE 觀測個案之時間遲滯修正從 60 秒減為 0 秒，YESR 觀測個案之時間遲滯修正從 60 秒減為 30 秒，兩觀測個案之時間遲滯存有差異，可能原因包含降水系統的降水性質差異、降水系統移速差異以及雷達設置距離差異。

3.3.5 垂直網格偏移修正

圖 3.19(a)、(b)分別為 TEAM-R 及 MRR-PRO 在 TAHOPE 觀測個案期間，6 月 8 日之徑向風時間序列圖，繪製高度為 4 至 6 公里。由於使用垂直掃描資料，在降水環境中，

若無強對流的上升氣流影響，徑向風可近似於降水粒子的落速。冰相粒子在進入環境溫度高於冰點的區域時，會因融化為液態水而減低空氣阻力，從而增加終端落速。圖中紅色格點為每條垂直剖線中，落速增量最大之高度，本研究中將此高度定義為融化層高度。而黑色線段則標明新竹探空所測得攝氏 0 度之高度。比較兩圖中紅色格點與黑色線段之位置關係，TEAM-R 所測得的融化層高度大多低於探空 0 度層，而 MRR-PRO 測得之高度則明顯高於探空 0 度層，後者明顯為不合理之現象。推論在本實驗中所使用之 MRR-PRO，在觀測實驗的參數設定下，其空間解析度存在偏差，應大於其標稱的 50 公尺。

本研究接下來使用兩雷達觀測之回波場進行相關係數分析，將回波場時間序列進行高度方向偏移，以探討各高度層之回波時間序列相似度最高的偏移量。結果顯示，在 TAHOPE 期間，MRR-PRO 的網格解析度約為 TEAM-R 的 107.5% (53.75 公尺)，在 YESR 期間則為 107.8% (53.9 公尺)。為了降低此網格解析度差異所造成之回波強度誤差，本研究使用上述比率將 MRR-PRO 之回波場進行內插。圖 3.20 分別為內插前後，針對兩雷達融化層高度繪製的直方圖，可發現在內插後，兩雷達的融化層高度分布，呈現更相似的分布。而圖 3.21 則分別顯示內插前後，DWR 隨距離變化之密度分布圖。圖 3.21(a)中於融化層附近存有較明顯的 DWR 波動，此波動源於垂直網格偏移導致之亮帶(Bright band)高度差異。經修正後，圖 3.21(b)的 DWR 分布更加平滑，並穩定隨距離而增加，顯示垂直網格偏移修正之效益。

3.4 S-Pol 雙偏參數反演 LWC 方法

如 2.2.2 節所述，本研究在 TAHOPE 觀測個案部分，將使用 S-Pol 方位角 30 度之 RHI 剖面資料進行 DSD 反演，與雙波長技術之反演結果進行驗證比較。以下簡述其 QC 及雲物理參數反演方法。

S-Pol 觀測之 RHI 資料首先濾除相關係數(Cross-correlation ratio, ρ_{HV})小於 0.9 及信噪比(Signal noise ratio, SNR)小於 0 dB 的格點，避免地面雜波對觀測之影響。經此 QC 流程之水平極化回波強度(Reflectivity factor at horizontal polarization, Z_{HH})與差異反射率(Differential reflectivity, Z_{DR})資料隨後使用式(3.14)及式(3.15)計算 DSD 參數，包含 D_m 與

標準化截距參數(Normalized interception, N_w)。兩式皆引用自盧(2018)，其使用 2008 年西南氣流實驗(Southwest Monsoon Experiment / Terrain-Influenced Monsoon Rainfall Experiment, SoWMEX/ TiMREX)期間多部雨滴譜儀 DSD 資料與 T-matrix 模擬結果，進行多項式擬合的結果。資料隨後內插至卡式座標(Cartesian coordinate)，其水平方向解析度設定為 150 公尺，垂直方向設定為 50 公尺，以與 TEAM-R 及 MRR-PRO 垂直解析度吻合。TEAM-R 設置地點位於 S-Pol 方位角 30 度 RHI 剖面之 21.85 公里處，因此取用最接近此點之垂直格點資料，作為雙波長反演結果之第三方驗證資料。需要注意的是，由於地面雜波與部分波束受遮擋(Partial beam blockage)，此處不受影響的最低高度約為 1.2 公里，而不受融化層影響的最高高度約為 4.2 公里，因此在後續的比較分析上，雙波長反演結果與雙偏參數反演結果皆只使用此高度範圍內的資料。

$$\frac{D_m}{{Z_{HH}}^{0.042}} = 0.0477\,{Z_{DR}}^3 - 0.1445\,{Z_{DR}}^2 + 0.5846\,Z_{DR} + 0.8240 \qquad (3.14)$$

$$\log\left(\frac{N_w}{{Z_{HH}}^{0.63}}\right) = -0.2451\,{Z_{DR}}^3 + 1.2246\,{Z_{DR}}^2 - 2.8395\,Z_{DR} + 2.8268 \qquad (3.15)$$

D_m 及 N_w 資料將進一步進行 LWC 與 RES 之計算。首先將大於 3 個標準差之 D_m 及 N_w 資料濾除，以排除極端數值。隨後使用式(3.16)及式(3.5)計算 LWC 與 RES，式(3.5)中的 Z 值改使用 S-Pol 觀測之回波強度。最後再次將大於 3 個標準差之 LWC 資料濾除，排除極端數值。圖 3.22(a)及(b)分別繪製雙偏參數反演之 LWC 及 RES 於 2022 年 6 月 8 日的垂直剖線時間序列。

$$LWC = 10^{-3}\boldsymbol{N_w}\rho_w\pi\left(\frac{\boldsymbol{D_m}}{4}\right)^4 \qquad (3.16)$$

第四章 理想模擬實驗

理想模擬實驗可在不考慮觀測誤差等其餘變因下，探討引入之變因對於反演結果的影響，並可使用真實值作誤差的定量估計。本章進行兩組實驗，其資料排列架構皆是以垂直剖線的時間序列作表示，但因實驗目的差異而對應至兩種不同資料排序。4.1 節為測試資料品質差異於反演結果之表現，資料將依 JWD 收集 DSD 的順序排列。4.2 節為比較 ZPHI 與 FIT 反演方法的表現，資料將使用實際觀測的回波特徵作排列。本章理想模擬實驗並不考慮氣體衰減、觀測隨機誤差及觀測系統誤差，並且兩回波場之格點在時間及空間上為完全重合，無須內插。

4.1 資料品質差異於反演結果之表現

4.1.1 實驗設計

本節實驗之目的，為測試資料受到不同效應影響後，於反演結果之差異，以及使用現行修正方法後，對結果之改善程度，因此不針對回波場做特定排列，以雨滴譜儀原始觀測的 DSD 順序呈現，使每條假想波束皆有足夠的衰減量。台灣地區平均之融化層高度約為 5 公里，本實驗使用相同的波束長度，在 50 公尺格點解析度下，每條波束共有 100 個格點，且每一格點皆有回波值。以此規則排列所產生之衰減後 X 與 K 波段回波場如圖 4.1(a)與(b)所示，共有 294 條波束。而其 DWR 場為圖 4.1(c)，在底層可發現因 K 波段米氏散射影響所形成之 DWR 負值，而隨著距離增加，DWR 逐漸受衰減差異影響，轉為正值。實驗所使用的回波場分為五組，K_true 組使用未經衰減作用之 K 波段回波及衰減後之 K 波段回波進行衰減率反演，兩回波場之差異僅有 K 波段衰減；X_true 組使用未經衰減作用之 X 波段回波及衰減後之 K 波段回波，兩回波場之差異相較 K_true 組增加了不同波長之散射性質差異；Obs 組使用衰減後之 X 波段回波及衰減後之 K 波段回波，此組在理想模擬實驗中最為接近實際觀測特性，包含了兩波長隨路徑的衰減效應與散射性質差異；X_ZPHI 組使用經基礎 ZPHI 衰減修正之 X 波段回波及衰減後之 K 波段回波，減少了在 X 波段的衰減效應；Corr 組使用經基礎 ZPHI 衰減修正之 X 波段回波

及米氏散射修正後之 K 波段回波，其目的為測試米氏散射修正方法對結果之改善程度，可與前四組相比較。五組回波組將使用 FIT 法進行衰減率反演，並與模擬之 K 波段衰減率場進行比較，關於 FIT 與 ZPHI 法之反演結果比較，將在 4.2 節呈現。

4.1.2 實驗結果

圖 4.2 為五種不同資料組，經 FIT 法反演後，與真實場相比之衰減率密度分布圖。此節只比較衰減率表現，可避免 A-LWC 關係式轉換所引入的誤差。K_true 組(圖 4.2(a))由於皆使用 K 波段的模擬結果，故其整體反演結果與真實場最相近，相關係數(Pearson correlation coefficient, CC)可達 0.98，平均絕對百分比誤差(Mean absolute percentage error, MAPE)為 24.8%。X_true 組(圖 4.2(b))在增加 X 與 K 波段之散射差異後，反演結果明顯受影響，其 MAPE 增加至 29.4%。而 Obs 組(圖 4.2(c))使用衰減後之 X 波段回波，相較 X_true 組增加了在實際觀測時的回波衰減特性，因此其結果為四組之中最為不理想的，MAPE 為 32.3%。X_ZPHI 組(圖 4.2(d)) 針對 X 波段回波使用基礎 ZPHI 衰減修正，其結果在統計分數上有明顯的改善，接近使用無衰減 X 波段回波的 X_true 組，證明使用基礎 ZPHI 衰減修正能有效減低 X 波段衰減效應。Corr 組(圖 4.2(e))則增加對 K 波段的米氏散射修正，其表現介於 K_true 組與 X_true 組之間，代表米氏散射修正能減少 X 波段與 K 波段之間的電磁波散射性質差異。綜合來說，五組實驗在衰減率小於 0.5 dB km^{-1} 時，與真實場較為接近，但隨著衰減率增加，皆出現明顯的低估。五組實驗使用 FIT 法擬合，估計之 A-Z 冪定律關係 b 係數分別為 0.725/0.612/0.603/0.604/0.650，與 3.2 節擬合之關係比較，K_true 組估計之 b 係數低於 Zk-Ak 關係的模擬值 0.83(圖 3.5)，而其餘四組的數值則與 Zx-Ak 模擬值之密度分布相似，如圖 3.7 所示，可發現 b 係數較密集分佈的區域界於 0.55 至 0.65 之間。

4.2 反演方法差異於反演結果之表現

4.2.1 實驗設計

在第二種排列方法中，DSD 與電磁波散射資料庫將以觀測的回波特徵作排列，以評

估在模擬實際觀測回波分布狀態下，反演方法的表現。其資料處理流程如圖 4.3 所示。真實觀測回波為 TEAM-R 於 TAHOPE IOP3 期間，在 2022 年 6 月 7 日、8 日與 11 日觀測之垂直剖線時序分布。關於儀器及實驗之介紹，詳見 2.2 節。前述模擬之回波資料，會以觀測之 X 波段回波特徵作隨機排列。舉例而言，若觀測場某一格點之回波強度為 30 dBZ，即隨機選擇資料庫中 X 波段回波介於 29.5 至 30.5 dBZ 的 DSD 資料，填入相對應的格點。隨機選擇之目的為表現 DSD 在空間中的變異性。依此步驟完成之 X 波段及 K 波段模擬回波場，會進行衰減作用，以更加符合真實觀測場。本實驗分為兩組，X_ZPHI 組使用經基礎 ZPHI 衰減修正之 X 波段回波及衰減後之 K 波段回波進行衰減率反演；Corr 組則使用經基礎 ZPHI 衰減修正之 X 波段回波及米氏散射修正後之 K 波段回波。兩組資料皆會使用 FIT 法及 ZPHI 法進行 A 及雲微物理量之反演，與前述之真值作比較。圖 4.4 為依此法排列之衰減後 X 波段回波場、衰減後 K 波段回波場及 DWR。

4.2.2 實驗結果

圖 4.5 分別顯示(a)真實值、(b)FIT 法與(c)ZPHI 法反演之 LWC 場，單位為 g m^{-3}。在本實驗中，真實場之 DSD 格點為隨機選取，因此同一條波束中的 LWC 值變異度較高，這樣的特徵以 ZPHI 法的掌握度最佳，FIT 法的結果較為平滑。整體來說，兩方法在 LWC 較低的區域，其反演值皆有低估的現象。進一步將反演值與真實值互相比較，繪製密度分布圖，如圖 4.6 所示，其中(b)、(d)為資料經米氏散射修正的結果。比較(a)、(c)圖可發現，ZPHI 法的結果分布，相較於 FIT 法更接近對角線，代表一致性更高。而兩種方法在經過米氏散射校正後，在統計分數上皆有部分的改進，相關係數在 FIT/ZPHI 法從 0.81/0.842 上升至 0.826/0.864。在四組中，以經米氏散射修正後的 ZPHI 法，在各樣統計分數上表現最好，包含平均絕對誤差(Mean absolute error, MAE)、RMSE 與 CC。

圖 4.7 與圖 4.5 相似，但比較的變數為 RES，單位為 mm。從分布同樣顯示，ZPHI 法較能反演出 RES 在同一波束變異的特徵。而從圖 4.8 之密度分布比較圖也展現米氏衰減修正對結果的改進，在 RES 的結果中又以 ZPHI 法較為明顯。總結來說，在理想模擬實驗中，無論是 LWC 或 RES，皆是使用 ZPHI 反演方法搭配米氏散射修正，能展現最

佳的反演結果。

第五章 觀測個案

本章首先描述兩觀測個案觀測資料的資料品管流程，並在使用不同的資料品保程度或雙波長衰減率反演方法下，比較反演結果，與第三方資料或雷達進行驗證。同時分析反演之雲微物理量在垂直空間的變化趨勢。5.1 節介紹針對兩觀測個案的實驗設計與 QC 流程，多個於第三章介紹之 QC 方法被應用於觀測資料。5.2 節為 YESR 觀測個案之反演結果，使用雨滴譜儀之統計分布進行驗證。5.3 節為 TAHOPE 觀測個案之反演結果，使用 S-Pol 雙偏參數反演結果進行驗證，並討論雲微物理量在垂直空間的變化趨勢。5.4 節比較兩觀測個案反演量之統計分布差異。

5.1 實驗設計與資料品管流程

在真實個案中，觀測資料會受到諸多因素影響，限制可進行反演的區域。首先，由於冰相粒子對於電磁波的散射特性與雨滴相異，且融化層導致的回波亮帶將嚴重影響估計之衰減率分布，因此本研究將專注於融化層以下區域，亮帶以上之回波資料不使用雙波長技術進行反演，此反演高度上界在 YESR 觀測個案為 3.85 公里，在 TAHOPE 觀測個案為 4.27 公里。而 TEAM-R 回波資料在近地表 500 公尺受地面雜訊影響，因此反演區域之下界為距地表 500 公尺。

圖 5.1 為觀測個案之資料處理流程圖。本研究將依資料品質修正程度分為兩組，分別為基礎品管流程(Basic_QC)與進階品管流程(Adv_QC)。在基礎品管流程中，TEAM-R 之垂直指向回波觀測資料首先去除小於-10 dBZ 之弱回波，隨後進行方位角平均、系統偏差修正與 X 波段基礎 ZPHI 衰減修正，得到近似無衰減之回波垂直剖線時間序列，如圖 5.2(a)所示。TEAM-R 回波之系統偏差於 YESR 觀測個案期間為-5.8 dB ，於 TAHOPE 觀測個案期間則為-4.75 dB。針對 X 波段之基礎 ZPHI 衰減修正法詳見 3.3.1 節。MRR-PRO 則使用 ERUO (Enhancement and Reconstruction of the spectrUm for the MRR-PRO) (Ferrone et al. 2022)重新處理回波資料，去除觀測的雜訊及獲得較高的觀測敏感度。修正後之回波時間序列如圖 5.2(b)所示。在進階品管流程中，經過基礎品管流程的回波資料

會再進行資料同調(Data synchronization)流程與米氏散射(Mie scattering)修正。資料同調之目的為增加兩雷達回波資料的一致性，包含進行觀測時間遲滯修正(Time lag correction)、MRR-PRO 資料之垂直網格偏移修正與時間平均，詳見 3.3.4 至 3.3.5 節。其中時間平均使用 150 秒之移動窗區平均，可減少 MRR-PRO 觀測的隨機誤差及時間遲滯。兩組觀測資料經雙波長衰減率反演法後，其結果會使用 PIA、雨滴譜儀模擬(僅 YESR)及 S-Pol 觀測資料(僅 TAHOPE)進行比較與驗證。

5.2 YESR 2021 IOP2 觀測個案

5.2.1 反演結果

圖 5.3 分別為 FIT 法與 ZPHI 法在 2021 年 11 月 26 日之 LWC 反演結果，使用的資料皆經過米氏散射修正及資料同調流程(Adv_QC)。比對兩反演方法的量值，FIT 法在弱雨區的 LWC 約為 0.1 至 0.3 g m^{-3}，ZPHI 法則為 0.05 至 0.15 g m^{-3}。而在強降雨時段，ZPHI 反演之量值明顯大於 FIT 法，顯示其較高的變異度。圖 5.4 則為 RES 反演結果，整體而言以 ZPHI 法反演之量值較大，約為 0.4 至 1.4 mm。值得注意的是，兩方法之反演結果在特定時間皆出現離群值，例如 04:10、07:10 與 12:40 左右皆反演出較高的 RES，在 07:05 與 09:10 則出現較低值。細探其原因，前者主因為在較高的回波值下有著較低的測量 PIA，由於其 RES 約為 5 mm，顯為不合理之量值，可能的原因為兩雷達之隨機測量誤差或時間遲滯現象。後者則可歸因於 TEAM-R 在觀測時受供電異常的影響，圖 5.5 為 TEAM-R 觀測的回波強度時序分布，可觀察在前述兩時間點有明顯較弱之回波值。

5.2.2 與雨滴譜儀反演資料比較

在此觀測個案中，由於在三維空間中沒有適合的第三方儀器作為反演結果的驗證，本研究嘗試以統計分佈的角度，與中大 JWD DSD 資料經 T-matrix 模擬的資料庫進行比較。圖 5.6 分別為 FIT 法與 ZPHI 法反演之 LWC，與 X 波段回波之間的密度分布，其中紅色等值線為資料庫之密度分布，由外而內分別為 0.05、0.1、0.2 及 0.3%。FIT 法使用擬合之 b 係數及在同一波束相同的 a 係數描述 Zx-Ak 關係，而 LWC 在本研究中只為 Ak

的函數，因此在圖 5.6(a)中，其密度分布呈現數條平行線之特徵，與 Ellis and Vivekanandan (2011)之圖 12 相似。ZPHI 法所建構的 a 係數在同一波束中會因回波值而調整，因此在圖 5.6(b)中，其分布較為離散且連續。與 JWD 模擬結果相比較，在相同的回波值下，兩法皆呈現明顯的高估。由於 JWD 只量測落至地表之降水粒子，無論是觀測的 DSD 亦或是擬合後的 Gamma 形式 DSD，可能忽略雲滴對於 LWC 及回波衰減之貢獻。在雲雨混合的環境中，LWC 應較模擬值為高，此為造成反演值較高的可能原因。此外，此觀測個案主要觀測宜蘭冬季淺對流降水，DSD 與衰減特性會與中大 JWC 之長期觀測統計有所差異，圖 5.7 為 FIT 法擬合之平均 Zx-Ak 關係，其 b 係數僅 0.22，顯示此個案之衰減率對回波之敏感度較低，代表回波值較弱而有較高 LWC 值，與層狀降水雨滴小而數量多之特性相符合。比較反演與模擬 LWC-Zx 關係之重合比率，以 ZPHI 法之表現較佳，約有 19%的區域重合(圖 5.6(b))。

5.3 TAHOPE IOP3 觀測個案

5.3.1 反演結果

圖 5.8 分別為 FIT 法與 ZPHI 法在 2022 年 6 月 8 日之 LWC 反演結果，使用的資料皆經過米氏散射修正及資料同調流程(Adv_QC)。由於此觀測個案 TEAM-R 的觀測周期較長(約 12 分 30 秒)，此時間序列並無法明顯解析一降水系統通過觀測地的降水特性變化。分析兩方法的反演結果差異，ZPHI 法在強降水時段的反演值較高，其餘時段之垂直剖線，兩方法反演的 LWC 量值與分布相似。圖 5.9 則為 RES 反演結果，兩方法之反演結果相似，皆可發現在 20:00 後有將近 2 小時的降水，具有 RES 大於 1.5 mm 的特徵。

5.3.2 PIA 驗證與分析

針對實際觀測個案的反演結果評估，首先比較觀測的 DWR 場與反演的 PIA 場之間的一致性，前者直接來自於回波場的差異(式(3.4))，後者則是將反演的衰減率場，沿路徑積分而得(式(5.1))。

$$PIA(r) = \int_{r_0}^{r} A\,(s)ds \tag{5.1}$$

圖 5.10 及圖 5.11 分別顯示在 2022 年 6 月 8 日，DWR 與 PIA 時序分布，其中 PIA 為積分自 ZPHI 法的反演結果。由於 TEAM-R 觀測資料因雜訊干擾，0.5 km 以下區域在 QC 階段即濾除，但近地面至此高度層之間已有衰減差異發生，因此 DWR 場在約 0.5 km 高並非零值。本研究使用的雙波長反演技術，皆使用 DWR 在波束兩端的差異來計算 PIA，因此兩雷達回波系統性的誤差並不會對反演結果造成明顯的影響。將 DWR 與 PIA 場相比較，繪製密度分布比較圖，如圖 5.12 所示，圖中除了分為 FIT 法與 ZPHI 法反演結果，也分為 Basic_QC 與 Adv_QC 兩組 QC 等級。比較不同反演方法(圖 5.12(a)、(c))，FIT 法在強降雨(衰減)環境低估 PIA，而 ZPHI 法的結果與觀測更加吻合。在經過資料同調與米氏散射修正後(圖 5.12(b)、(d))，兩方法的 DWR 皆更集中於黑色線段，意即與觀測更加接近，且 FIT 法在強衰減區域之低估情形也有改善。

5.3.3 與 S-Pol 反演結果比較

在 TAHOPE 觀測個案期間，反演結果同時也會與 S-Pol 之雙偏參數反演結果相比較(3.4 節)，本研究首先比較反演時間相近之垂直剖線平均值。圖 5.13 與圖 5.14 分別顯示 Basic_QC 與 Adv_QC 之反演結果。散佈圖中之圓點之位置代表 S-Pol 反演平均值(X 軸)與雙波長技術反演平均值(Y 軸)，並依觀測時間差異分為兩組，藍色圓點代表 TEAM-R 與 S-Pol 觀測時間差異小於 180 秒，橘色圓點代表大於 180 秒，由於 TEAM-R 觀測週期約為 12 分 30 秒，因此最高觀測時間差異可達 375 秒。此外，為了降低在弱衰減環境的反演不確定性，圖中只繪製剖線平均回波大於 15 dBZ 之結果。觀察整體分布趨勢，無論使用何種 QC 程度資料亦或是反演方法，雙波長技術反演之 LWC 在高 LWC 區域皆有低估的趨勢，RES 在大雨滴區域則明顯高估。

比較不同方法之反演結果(圖 5.13(a)與(b)、圖 5.13(c)與(d))，無論是以 LWC 或是 RES 作為比較的變數，在定量之統計分數上，FIT 法之表現較 ZPHI 法理想，與 S-Pol 的反演結果較相近。以使用 Basic_QC 資料反演 LWC 為例，相關係數在 FIT 與 ZPHI 法分別為 0.655 與 0.61。比較不同資料品質修正程度之反演結果(圖 5.13 與圖 5.14)，可發現資料同調與米氏散射修正流程，對兩法之反演結果有明顯之改進，以 LWC 為例，FIT 與

ZPHI 法與 S-Pol 反演結果之相關係數提升至 0.722 與 0.695，平均絕對誤差從 0.197/0.207 分別下降至 0.186/0.192。分別有 5.6%及 7.2%之改進。

此節之結果與理想模擬實驗及前述之結果並不一致，為 FIT 法在統計上有更好的表現，可能的原因來自於資料在時間與空間上的錯配(Mismatch)。在時間上，雖然本研究已使用觀測時間差異不長於 3 分鐘之資料進行統計分數計算，比較散佈圖不同顏色的圓點，也顯示觀測時間差異較小的資料顯示較低的離散度。但在 TAHOPE 觀測個案對流快速移動之環境下，此時間差異還是可能使欲觀測之雲雨結構有明顯差異。由於 ZPHI 法之反演結果變異度較 FIT 法高(得益於可調整之 a 係數)，此錯配將大幅減低 ZPHI 法與 S-Pol 反演結果之一致性。在空間上，兩儀器相距約 22 公里，以距地 2 公里之格點為例，S-Pol 在執行 RHI 掃描時，其在 TEAM-R 位置之解析體積約為 $1.44*10^7$ 立方公尺，遠大於 TEAM-R 垂直掃描之解析體積 $6.89*10^4$ 立方公尺，S-Pol 所反演之物理量，實際上代表更廣區域的平均狀態，與雙波長反演結果所代表的區域有差異。因此，本研究改以比較在觀測期間，統計之 LWC-Z / RES-Z 趨勢差異，此法便不受時間錯配之影響。

圖 5.15 為針對 S-Pol 反演結果之密度分布圖，(a)為 LWC-Z 關係，(b)為 RES-Z 關係，此結果可以與雙波長反演技術的結果相比較。圖 5.16 及圖 5.17 分別為資料經 Basic_QC 與 Adv_QC 之反演結果，並分為不同反演方法及雲微物理量，圖中紅色等值線為 S-Pol 反演結果中較密集分佈的區域。在 Basic_QC 組中，FIT 法所反演之 LWC-Z 與 RES-Z 分布較為集中(圖 5.16(a)、(b))，且在 LWC 的趨勢(斜率)明顯小於 S-Pol 反演結果。在經過米氏散射修正及資料同調流程後，其反演之 LWC-Z 與 RES-Z 關係明顯與 S-Pol 反演結果較為吻合(圖 5.17(a)、(b))。兩密度分布所重疊的區域(Overlapping area)占比，在 LWC 從約 31%上升至 36%，在 RES 從約 37%上升至 44%。ZPHI 法得益於其在每個格點皆可調整之參數，其密度分布較為離散，與 S-Pol 反演結果相比，能有更高的重疊比率，在各組中皆高於 FIT 法。綜合各組的結果，在相似的回波強度下，雙波長反演技術較雙偏參數反演技術反演出較低的 LWC 與較高的 RES 數值，並且較為缺乏 15 dBZ 以下弱回波的反演結果，可能的原因包含兩反演法在理論本質上的不同以及儀器觀測敏感度的差異。比較不同資料 QC 程度對結果之影響，Adv_QC 能增進反演方法的表現，

尤其對於 FIT 反演法。

5.3.4 垂直變化過程分析

水象粒子在掉落過程中會經歷各樣的微物理過程，由反演之微物理量變化能協助判斷可能主導的過程，例如 LWC 的增加可能代表凝結(Condensation)過程，減少表示蒸發(Evaporation)效應；而 RES 的增加代表由碰撞結合(Collisional coalescence)主導的過程，減少表示分裂(Breakup)。本節分析雙波長技術與雙偏參數反演量在垂直方向上的變化，嘗試解析其可能代表的微物理過程。使用的資料皆經過 Adv_QC 流程。

圖 5.18 繪製於 TAHOPE 觀測個案，雙偏參數與雙波長技術反演雲微物理量垂直變化量之散佈圖，並分為對流性(Convective)及非對流性(Non-convective)剖線。由於 S-Pol 可用資料之高度限制(見 3.4 節)，此處所指之垂直變化量代表在一反演垂直剖線中，距地 1.2-2.2 km 格點平均值與 3.2-4.2 km 格點平均值之差異，並且各高度區間中的有效值比例須大於 50%，如式(5.2)所示，正值代表在掉落過程中雲微物理量增加，負值代表掉落過程中雲微物理量減少。對流性剖線定義為垂直剖線在融化層以下區域，最大回波強度大於 35 dBZ，其餘為非對流性剖線。

$$\Delta\mathrm{LWC} = \overline{\mathrm{LWC}}_{1.2\sim2.2\ \mathrm{km}} - \overline{\mathrm{LWC}}_{3.2\sim4.2\ \mathrm{km}} \tag{5.2a}$$

$$\Delta\mathrm{RES} = \overline{\mathrm{RES}}_{1.2\sim2.2\ \mathrm{km}} - \overline{\mathrm{RES}}_{3.2\sim4.2\ \mathrm{km}} \tag{5.2b}$$

分析三圖，S-Pol 的格點分布於第二象限較多，意即 LWC 的減少與 RES 的增加，推測有較多的垂直剖線，其微物理過程以蒸發效應主導。對流性格點之分布相較非對流性較為分散。FIT 法則是呈現正向相關的 LWC 與 RES 變化量分布。綜合分析，三者呈現的結果不甚理想，對流性與非對流性垂直剖面之微物理量變化，並沒有展現明顯的特徵差異，而其可能原因包含下列兩點：

1. 在 FIT 法中，Zx-Ak 關係式的 a、b 係數在同一條波束中為固定值(式(3.2))，Ak-LWC 關係在本研究中亦為固定關係(式(3.11))，因此反演之 LWC 為 Z 的函數。而 RES 是透過 LWC 與 Z 計算(式(3.5))，故 RES 亦為 Z 之函數。在同一條波束中，LWC 與 RES 彼此並非獨立變化之物理量，會隨 Z 同步增減。而 S-Pol 雙偏

參數 DSD 反演使用 Z_{HH} 與 Z_{DR} 兩獨立觀測參數進行反演，其計算之 LWC 與 RES 自由度較高。

2. 兩觀測個案之特性皆為快速移動之對流，觀測之垂直剖線資料將包含不同階段降水系統之水象粒子，其經歷的微物理過程也不同。例如觀測某回波垂直剖線，其特性為上層回波大於底層，其可能原因除了中層乾空氣逸入造成之蒸發作用，也可能代表一已移出觀測範圍之弱降水系統，其殘餘降水仍位於底層，搭配正在移入之強降水系統，強降水從上層開始掉落。此因素影響任何限制於一維之反演結構，包含本研究中作驗證之用的 S-Pol 雙偏參數 DSD 反演。

由於 S-Pol 與 TEAM-R 之觀測時間並不一致，為了比較在同一時間區間內的反演結果差異，本研究進一步探討反演量平均垂直變化量，在時間上的平均變化。於 TAHOPE 觀測個案期間，使用 20 分鐘的移動窗區，每 5 分鐘計算一次窗區範圍內有觀測的垂直剖線，其反演物理量之垂直變化量。如式(5.3)所示。

$$\Delta\mathrm{LWC}(\mathrm{n}) = \overline{\mathrm{LWC}}\,{}^{\mathrm{t-10\sim t+10}}_{\mathrm{1.2\sim 2.2\ km}} - \overline{\mathrm{LWC}}\,{}^{\mathrm{t-10\sim t+10}}_{\mathrm{3.2\sim 4.2\ km}},\ \mathrm{t} = (\mathrm{n}+1) * 5\ \mathrm{min.} \qquad (5.3a)$$

$$\Delta\mathrm{RES}(\mathrm{n}) = \overline{\mathrm{RES}}\,{}^{\mathrm{t-10\sim t+10}}_{\mathrm{1.2\sim 2.2\ km}} - \overline{\mathrm{RES}}\,{}^{\mathrm{t-10\sim t+10}}_{\mathrm{3.2\sim 4.2\ km}},\ \mathrm{t} = (\mathrm{n}+1) * 5\ \mathrm{min.} \qquad (5.3b)$$

圖 5.19 為雙波長反演技術(FIT、ZPHI)與雙偏參數反演(S-Pol)反演之平均雲微物理量變化量比較。而從 LWC 變化量之比較，圖 5.19(a)、(c)之相關係數(r 值)接近零，顯示 FIT/ZPHI 與 S-Pol 反演結果變化量之間幾乎沒有相關性。比較 RES 變化量，圖 5.19(b)、(d)之相關係數則接近中度正相關，且以 FIT 法的表現為佳。綜合比較下，S-Pol 反演之變化量皆較 FIT 與 ZPHI 法大，散佈點於 X 軸的分布較 Y 軸分散。

將前述之變化量依回波強度進行分組，圖 5.20 繪製各組中變化量大於零之數量占比，折線圖則表示各組資料數量。觀察 LWC 變化量大於零之占比(圖 5.20(a))，FIT 及 ZPHI 法在平均回波小於 15 dBZ 的組別，顯示約三成五的占比，代表較多的反演結果，其 LWC 數值在底層較上層低。隨著平均回波增加，LWC 變化量大於零之占比增加至約七成。上述之趨勢也可於 RES 反演結果發現(圖 5.20(b))，又以 FIT 法的增加趨勢更為明顯。總結上述特徵，回波較強的環境下，LWC 及 RES 之垂直分布特性傾向隨高度減少而增加。然而，若與 S-Pol 反演結果比較，可發現於 LWC 的反演趨勢並不一致，在平均

回波大於 35 dBZ 的組別，LWC 變化量大於零之占比僅約一成五，遠小於 FIT/ZPHI 法將近七成的占比。本段結果顯示，在經過時間與空間之平均後，雖然能減少觀測時間的不匹配，雙波長反演技術與雙偏參數反演結果仍有明顯的差異。

5.4 個案比較

圖 5.21 比較 YESR 與 TAHOPE 觀測個案在回波大於 30 dBZ 的環境下，FIT 法與 ZPHI 法反演 LWC 與 RES 之盒狀圖，反應較強對流環境下的雲物理量統計特性。圖中可發現，YESR 觀測個案反演之 LWC 皆較 TAHOPE 為多，且 RES 較小。這表現出 YESR 的降水粒子特性為較小顆且數量較多的雨滴，較符合冬季淺對流的降水粒子特性。而 TAHOPE 的降水粒子特性為較大顆且數量較少的雨滴，較符合梅雨期鋒面深對流的降水粒子特性。

第六章 結論與未來展望

6.1 結論

本研究為台灣首次使用並置垂直同步觀測的雙波長雷達觀測資料(TEAM-R 與 MRR-PRO)，在 YESR 2021 IOP2 與 TAHOPE IOP3 兩觀測個案中，進行衰減率估計與雲物理量反演，包含液態水含量(Liquid water content, LWC)與雷達觀測粒徑(Radar estimated size, RES)兩變數，並嘗試進行雲微物理過程的分析。使用的反演方法包含擬合衰減率(Specific attenuation, A)與回波(Reflectivity, Z)之間冪定律關係的 FIT 法，以及修改自 ZPHI 衰減率修正法的 ZPHI 法。這些雙波長技術皆利用從 X 波段和 K 波段雷達所得到的路徑總和衰減(Path-integrated attenuation, PIA)來估計每一格點之 A，並進一步以轉換子(Operator)計算雲物理量。受限於觀測資料型態與品質，本研究發展資料同調及米氏散射等資料品管流程，改善反演結果，並使用雨滴譜儀及 S-Pol 雷達嘗試驗證反演成果。同時，本研究也使用雨滴譜儀長期觀測資料與 T-matrix 電磁波背向散射模擬，建立理想模擬實驗，測試資料品質對反演結果的影響程度，以及 FIT 法及 ZPHI 法估計衰減率的表現。

基於雙波長雷達系統的衰減率反演法須假設波長較長的回波近似未衰減，本研究使用基礎 ZPHI 衰減修正法修正 X 波段觀測資料。氣體衰減修正則利用簡化的大氣模型計算濕大氣對電磁波的衰減量，減少其對液態水衰減率估計的影響。毫米波雷達觀測之回波強度包含雨滴之非雷利散射，本研究因此以統計角度建立米氏散射修正方程，系統性修正減弱的回波。而 TEAM-R 與 MRR-PRO 兩雷達觀測資料，在時間與空間上皆存在錯位，可由觀測時間遲滯修正及垂直網格偏移修正來調適。

由理想模擬實驗可發現，資料品質對反演結果影響甚鉅。評估 FIT 法反演之衰減率誤差，引入基礎 ZPHI 衰減修正與米氏散射修正，能使 MAPE 從 32.3%下降至 25.9%。綜合來說，衰減率較高的區域，FIT 法的反演量在各組皆出現低估的狀況。比較不同反演方法之表現，無論是 LWC 或是 RES 場，ZPHI 法皆較為貼合真實場的分布特徵。以

LWC 場為例，ZPHI 法之反演結果與真實場有較高的相關係數(0.84)及較低的 RMSE(0.11 g m^{-3})，而米氏散射修正流程能減少部分因背向散射強度減弱而導致的回波強度誤差，與 ZPHI 法搭配，能展現最佳的反演結果。

由 YESR 2021 IOP2 觀測個案之實驗可發現，雙波長技術反演之 LWC 較雨滴譜儀模擬結果有高估的趨勢，除了雨滴譜儀觀測忽略雲滴對於 LWC 及回波衰減之貢獻，個案降水特性與長期統計之差異，亦為影響驗證成效的因素。在 TAHOPE IOP3 觀測個案中，由於觀測解析體積之差距及對流系統快速移動生消的環境影響，雙波長技術反演結果與 S-Pol 雙偏參數反演結果在時間與空間上易產生錯配，影響驗證成效。在改以統計之 LWC-Z / RES-Z 密度分布來分析差異後，發現在相似的回波強度下，雙波長反演技術較雙偏參數反演技術反演出較低的 LWC 與較高的 RES 數值，並缺乏 15 dBZ 以下弱回波的反演結果。可能的原因包含兩反演法在理論本質上的不同以及儀器觀測敏感度的差異。綜合兩觀測個案的實驗結果，ZPHI 法得益於可在每個格點作調整的 a 係數，ZPHI 法反演之 LWC-Z 與 RES-Z 關係較為離散，在統計上與 JWD 及 S-Pol 雙偏參數反演結果更加吻合。在使用一系列資料 QC 流程後，能有效減少 ZPHI 法反演結果之異常分布，並在 FIT 法的反演結果有最為明顯的改善。

分析反演之雲微物理量在垂直方向的變化，FIT 法在 RES 的垂直變化趨勢，相較於 ZPHI 法，與 S-Pol 反演結果有較高的相關係數。而在經過時間平均，並依回波強度分組後，本研究發現在回波較強時段(>35 dBZ)，FIT 與 ZPHI 法皆反演出 LWC 與 RES 隨高度減少而增加的趨勢，此趨勢占該組總數約六至八成。

比較 YESR 與 TAHOPE 觀測個案反演結果之統計差異，在回波大於 30 dBZ 的環境下，兩雙波長反演技術於 YESR 觀測個案反演之 LWC 較 TAHOPE 有較高的趨勢，且 RES 較低。顯示 YESR 的降水粒子特性為較小顆且數量較多的雨滴，較符合冬季淺對流特性。而 TAHOPE 的降水粒子特性為較大顆且數量較少的雨滴，較符合梅雨期鋒面深對流特性。

6.2 未來展望

在觀測個案探討中，使用之雙波長並置同步觀測資料僅有垂直觀測型態，且時間解析度不足，限制對降水系統更細微的解析，未來將嘗試使用國外觀測之雙波長體積掃描資料進行反演，例如美國能源部(U.S Department of Energy, DOE)大氣輻射觀測(Atmospheric Radiation Measurement, ARM)計畫的 W 波段雲雷達(W-band Scanning ARM Cloud Radar, WSACR)與 Ka 波段雲雷達(Ka-band Scanning ARM Cloud Radar, KASACR)。如 4.3.4 節所述，本研究使用的雙波長反演技術，在本質上皆是將波束之總衰減量(PIA)依回波強度分配至每一格點，因此在同一條波束(垂直剖線上)反演之 LWC 與 RES 變數皆高度與回波強度相關，並非完全獨立反演之變數。若改以體積掃描資料進行反演，在垂直方向上每個格點之 Z-A 關係式是來自不同波束的反演結果，將更有利於展現雲微物理量的垂直變化。此外，在個案挑選上，將優先選擇較為均勻分布且系統移速較慢的降水系統，減少在垂直方向上分布之 DSD 並非來自同一降水系統的問題。

本研究中，反演過程所使用的變數關係係數(Z-A 與 A-LWC)，皆使用位於中央大學觀測坪雨滴譜儀之長期觀測資料進行電磁波背向散射模擬，未來將嘗試使用觀測個案期間之雨滴譜儀觀測資料，以更貼近觀測個案的 DSD 分布特性。

包含毫米波雷達的雙波長雷達觀測系統，在雷利散射的假設下，能利用衰減率估計雲雨系統中的 LWC，相較於傳統使用回波強度估計，能避免因小雨滴主導回波強度，降低估計準確度的狀況。若此系統與公分級雷達進行並置觀測，後者能利用雙偏極化雷達參數進行雨滴的定量降水估計(Quantitative precipitation estimation, QPE)，而前者則能估計總體 LWC，因此在小雨的環境下(避免太多非雷利散射影響)，兩者之估計值能計算出在三維空間中純雲滴的 LWC，對於產生降水過程中的雲微物理過程解析有莫大的幫助。

在環境垂直風較小的環境下，雙波長雷達觀測系統也能使用垂直掃描模式分別解析雲滴、小雨滴(Drizzle)與雨滴之 LWC。總體 LWC 使用雙波長技術進行反演，小雨滴與雨滴等降水粒子則可使用雨滴直徑與終端落速之關係，利用徑向風資料反演 DSD，DSD 即可計算降水粒子之 LWC，進一步計算雲滴的 LWC。未來將進一步使用 TEAM-R 垂直

觀測的徑向風資料進行 DSD 反演，嘗試解析雲滴與雨滴對於總體 LWC 的貢獻量。

若雙波長雷達觀測系統擁有足夠之觀測敏感度，預期也能針對近地面霧滴進行觀測與雲微物理量的反演，增進對霧現象原理的解析。雷達高時空解析度的遙測特性，也能針對霧的分布進行極短期的追蹤，提供更多資訊幫助飛航與交通安全的評估。

參考資料

盧可昕，2018:「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」，國立中央大學論文，91 頁。

中國文化大學 大氣科學學系 天氣資料庫 CCU/SSL。檢索日期：2023 年 7 月 2 日。檢自：http://140.137.32.27/exp/

國立中央大學 PBLAP Figures Collection Center。檢索日期：2023 年 5 月 1 日。檢自：https://obs.pblap.tw/figPicker.php

Atlas, D., 1954: The estimation of cloud parameters by radar. *Journal of Atmospheric Sciences*, **11,** 309-317.

Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2002: Experiments in rainfall estimation with a polarimetric radar in a subtropical environment. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **41,** 674-685.

Eccles, P. J., 1979: Comparison of remote measurements by single-and dual-wavelength meteorological radars. *IEEE Transactions on Geoscience Electronics*, **17,** 205-218.

Eccles, P. J., and E. A. Mueller, 1971: X-band attenuation and liquid water content estimation by a dual-wavelength radar. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **10,** 1252-1259.

Ellis, S. M., and J. Vivekanandan, 2011: Liquid water content estimates using simultaneous S and K a band radar measurements. *Radio Science*, **46,** 1-15.

Ferrone, A., A.-C. Billault-Roux, and A. Berne, 2022: ERUO: a spectral processing routine for the Micro Rain Radar PRO (MRR-PRO). *Atmospheric Measurement Techniques*, **15,** 3569-3592.

Hogan, R. J., N. Gaussiat, and A. J. Illingworth, 2005: Stratocumulus liquid water content from dual-wavelength radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **22,** 1207-1218.

Jameson, A., and A. Heymsfield, 1980: Hail growth mechanisms in a Colorado storm. Part I: Dual-wavelength radar observations. *Journal of Atmospheric Sciences*, **37,** 1763-1778.

Joss, J., and A. Waldvogel, 1967: Ein spektrograph für niederschlagstropfen mit automatischer auswertung. *Pure and applied Geophysics*, **68,** 240-246.

Kollias, P., E. E. Clothiaux, M. A. Miller, B. A. Albrecht, G. L. Stephens, and T. P. Ackerman, 2007: Millimeter-Wavelength Radars: New Frontier in Atmospheric Cloud and Precipitation Research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88,** 1608-1624.

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.

Martner, B., and Coauthors, 1993: An evaluation of wind profiler, RASS, and microwave radiometer performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **74,** 599-614.

Oguchi, T., 1983: Electromagnetic wave propagation and scattering in rain and other hydrometeors. *Proceedings of the IEEE*, **71,** 1029-1078.

Park, S., M. Maki, K. Iwanami, V. Bringi, and V. Chandrasekar, 2005: Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation at X band. Part II: Evaluation and application. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **22,** 1633-1655.

Ryzhkov, A., M. Diederich, P. Zhang, and C. Simmer, 2014: Potential utilization of specific attenuation for rainfall estimation, mitigation of partial beam blockage, and radar networking. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **31,** 599-619.

Sector, I., 2013: Recommendation itu-r p. 676–10, attenuation by atmospheric gases. *International Telecommunications Union*.

Testud, J., E. Le Bouar, E. Obligis, and M. Ali-Mehenni, 2000: The Rain Profiling Algorithm Applied to Polarimetric Weather Radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17,** 332-356.

Tuttle, J. D., and R. E. Rinehart, 1983: Attenuation correction in dual-wavelength analyses. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **22,** 1914-1921.

Ulbrich, C. W., 1983: Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *Journal of climate and applied meteorology***,** 1764-1775.

Vivekanandan, J., W. Adams, and V. Bringi, 1991: Rigorous approach to polarimetric radar modeling of hydrometeor orientation distributions. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **30,** 1053-1063.

Vivekanandan, J., G. Zhang, and M. Politovich, 2001: An assessment of droplet size and liquid water content derived from dual-wavelength radar measurements to the application of aircraft icing detection. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, **18,** 1787-1798.

Vivekanandan, J., D. Zrnic, S. Ellis, R. Oye, A. Ryzhkov, and J. Straka, 1999: Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. *Bulletin of the american meteorological society*, **80,** 381-388.

Williams, J. K., and J. Vivekanandan, 2007: Sources of error in dual-wavelength radar remote sensing of cloud liquid water content. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **24,** 1317-1336.

附錄

RES 之推導

液態水含量定義為大氣每單位體積中含有的液態水質量，在本研究中單位為 g m^{-3}，可由式(A1.1)表示：

$$LWC = \int_0^\infty \frac{4}{3}\pi\left(\frac{D}{2}\right)^3 \rho_w N(D)dD \qquad (A1.1)$$

其中 D 為雨滴直徑，單位為 mm；ρ_w為液態水密度，單位為 g mm^{-3}，在本研究中為定值 10^{-3}；N(D)為雨滴粒徑分布，單位為# m^{-3}。

在雷利散射假設下，回波強度則可由式(A1.2)表示，單位為 mm^6 m^{-3}：

$$Z = \int_0^\infty D^6 N(D)dD \qquad (A1.2)$$

DSD 之矩量則由式(A1.3)定義，單位為 mm^x m^{-3}：

$$M_X = \int_0^\infty D^X N(D)dD \qquad (A1.3)$$

因此 Z 為 DSD 的第六矩量(6th moment)，而 LWC 可由第三矩量表示：

$$LWC = \frac{\pi}{6}\rho_w M_3 \qquad (A1.4)$$

RES 代表權重平均的雨滴大小，單位為 mm，可由 DSD 之第六矩量與第三矩量計算，並可進一步以 Z 與 LWC 表示。

$$RES = \left(\frac{M_6}{M_3}\right)^{1/3} = \left(\frac{Z}{\frac{6}{\pi\rho_w}LWC}\right)^{1/3} = \left(\frac{\pi}{6}10^{-3}\right)^{1/3}\left(\frac{Z}{LWC}\right)^{1/3} \cong 0.0806\left(\frac{Z}{LWC}\right)^{1/3} \qquad (A1.5)$$

RES 與 D_0、D_m 關係

設 DSD 為 gamma 形式，則式(A1.3)可表達為：

$$M_X = \int_0^\infty D^{X+\mu} N_0 e^{-\Lambda D} dD = N_0 \frac{\Gamma(X+\mu+1)}{\Lambda^{X+\mu+1}} \quad (A2.1)$$

其中 N_0 為截距參數(Intercept parameter)；Λ為斜率參數(Slope parameter)；μ為形狀參數(Shape parameter)，Γ為 Gamma 方程。因此 RES 可表達為：

$$RES = \left(\frac{M_6}{M_3}\right)^{1/3} = \left(\frac{N_0 \frac{\Gamma(7+\mu)}{\Lambda^{7+\mu}}}{N_0 \frac{\Gamma(4+\mu)}{\Lambda^{4+\mu}}}\right)^{1/3} = \Lambda^{-1}\left(\frac{\Gamma(7+\mu)}{\Gamma(4+\mu)}\right)^{1/3} = \Lambda^{-1} f'(\mu) \quad (A2.2)$$

又 D_0 與 D_m 與Λ分別有以下關係：

$$\Lambda D_0 = 3.67 + \mu \quad (A2.3)$$

$$\Lambda D_m = 4 + \mu \quad (A2.4)$$

因此 RES 與 D_0 與 D_m 之數值差異完全取決於μ之數值，並且在常見μ數值範圍下，RES 將大於 D_0 與 D_m。圖 A1.1 繪製μ值在-1 至 5 的範圍內，D_0、D_m 與 RES 之比值，可見 D_0、D_m 一般為 RES 之 0.9 至 0.7 倍，三者之大小排序為 RES>D_m> D_0。

$$RES = \frac{D_m}{(4+\mu) f'(\mu)} = \frac{D_0}{(3.67+\mu) f'(\mu)} \quad (A2.5)$$

附表

表 1.1 常見物理量與雨滴直徑之矩量關係

Moment (D^m)	**Physical meaning**
1	Drop Size
3	LWC
3.67	Rainfall rate (RR)
~4	Specific attenuation (A)
6	Reflectivity (Z)

表 2.1 T-matrix 電磁波背向散射模擬參數設定

波長	X(3.109 公分)、K(1.238 公分)
溫度	攝氏 10 度
雨滴直徑	0.01 至 0.8 公分，每 0.01 公分為區間
水象粒子種類	液態水(雨滴)
雨滴軸比關係	Brandes et al. (2002)
電磁波發射仰角	90 度
粒子平均傾斜角度	0 度
粒子傾斜角度之標準差	1 度

表 4.1 理想模擬實驗分組-資料依原始順序排列

分組名稱	**K_true**	**X_true**	**Obs**	**X_ZPHI**	**Corr**
使用之回波場	未衰減 K 波段	未衰減 X 波段	衰減 X 波段	ZPHI 衰減修正 X 波段	ZPHI 衰減修正 X 波段
	衰減 K 波段	衰減 K 波段	衰減 K 波段	衰減 K 波段	米氏散射修正 K 波段

附圖

第二章

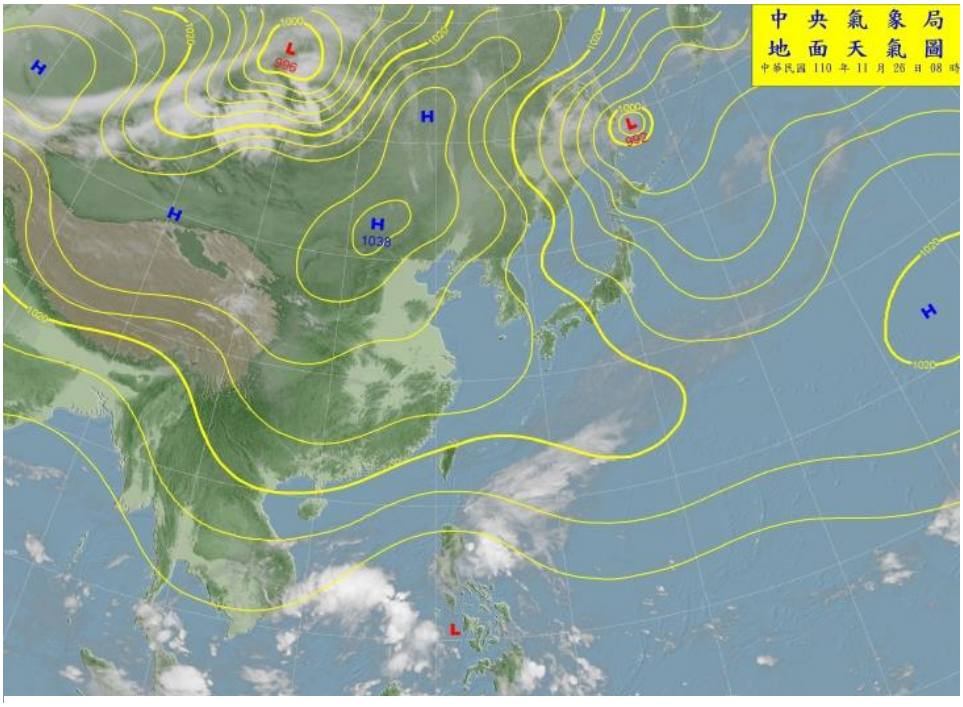


圖 2.1 2021 年 11 月 26 日 8 時之地面天氣圖。

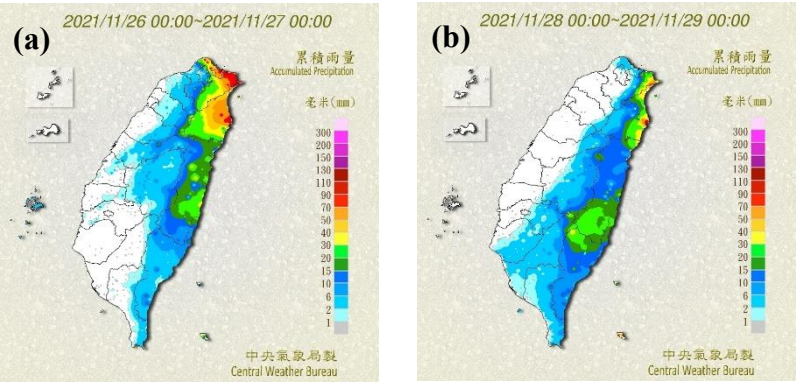


圖 2.2 2021 年 11 月(a) 26 日 (b) 28 日 之日累積雨量。

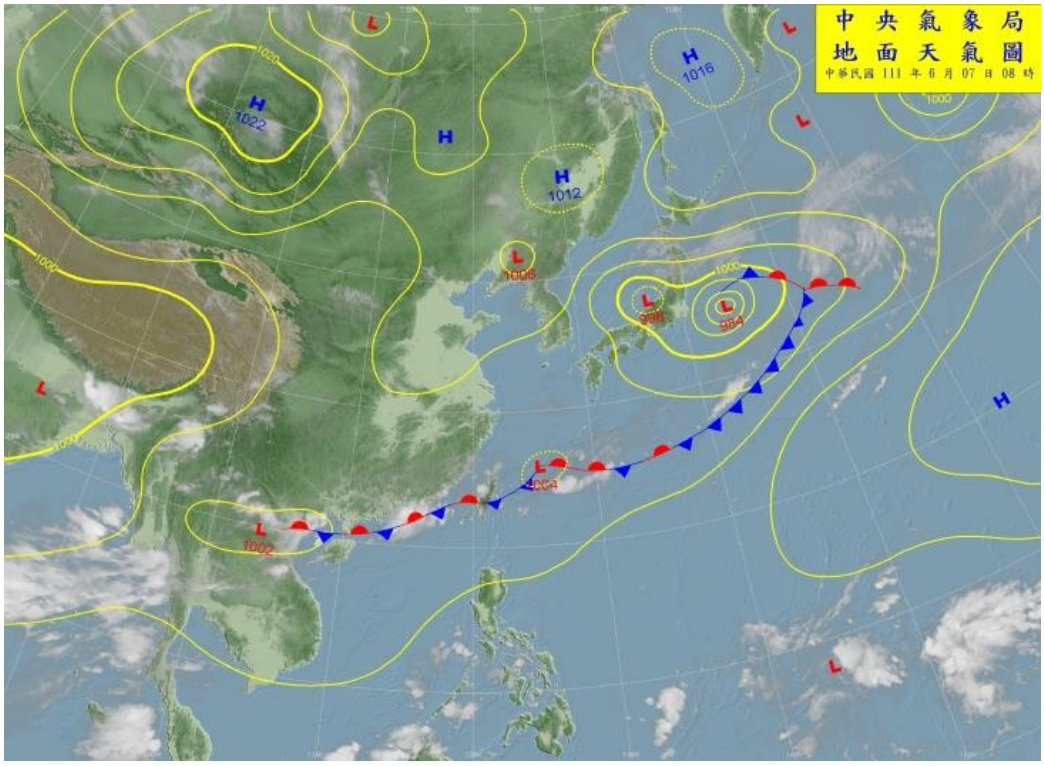


圖 2.3 2022 年 6 月 7 日 8 時之地面天氣圖。

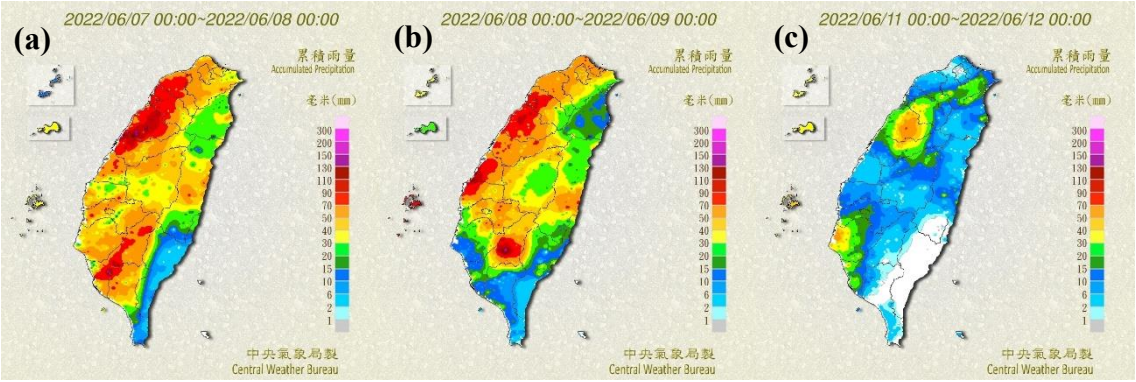


圖 2.4 2022 年 6 月(a) 7 日 (b) 8 日 (c) 11 日 之日累積雨量。

圖 2.5 TAHOPE 期間，TEAM-R 與 MRR-PRO 並置於桃園永安漁港進行觀測。

圖 2.6 TAHOPE 期間，S-Pol 設置於新竹港南濱海風景區進行觀測。

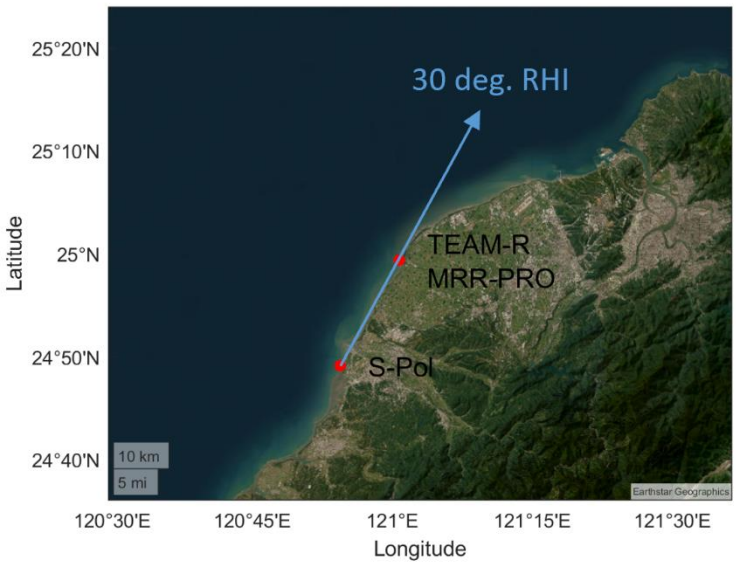


圖 2.7 TAHOPE 期間，S-Pol 與 TEAM-R/MRR-PRO 相對位置圖。

第三章

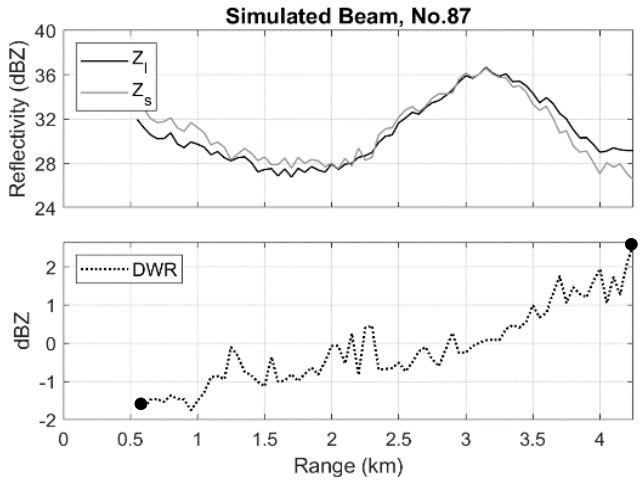


圖 3.1 模擬之雙波長回波及雙波長比隨距離變化。

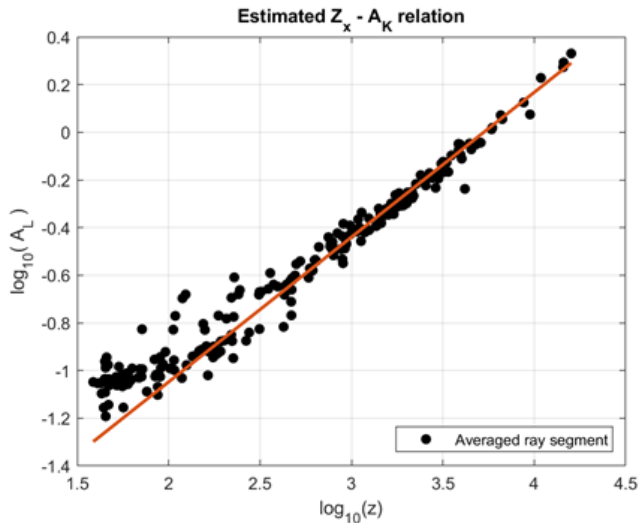


圖 3.2 平均 Z-A 關係，黑點代表波束平均值。

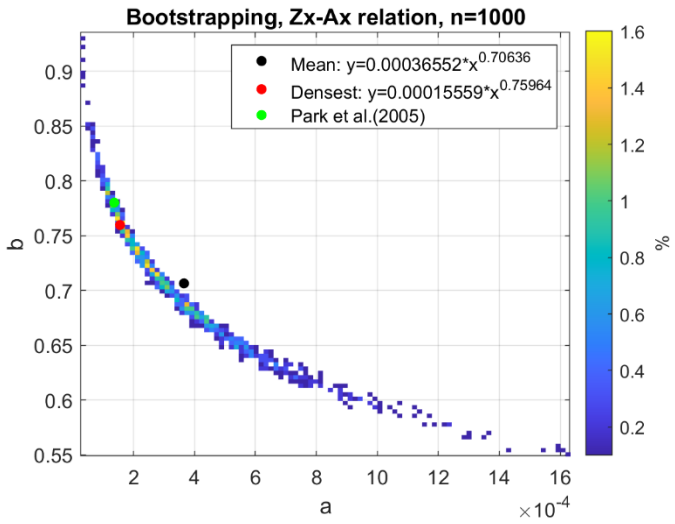


圖 3.3 以自助抽樣法多次擬合 X 波段 Z-A 冪定律關係之 a、b 係數值密度分布。

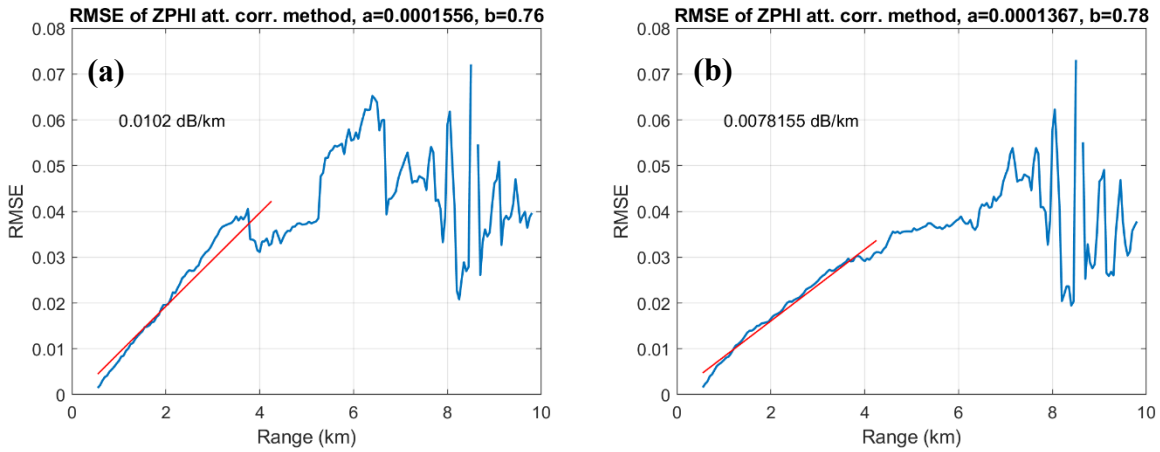


圖 3.4 基礎 ZPHI 衰減修正之修正誤差(RMSE)隨距離之變化，X 波段 (a)使用擬合結果中密度最高之係數值 (b)Park et al. (2005)之係數值。

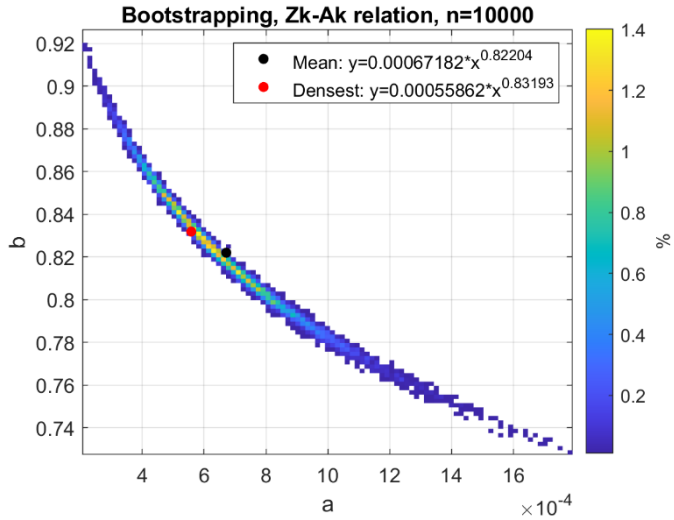
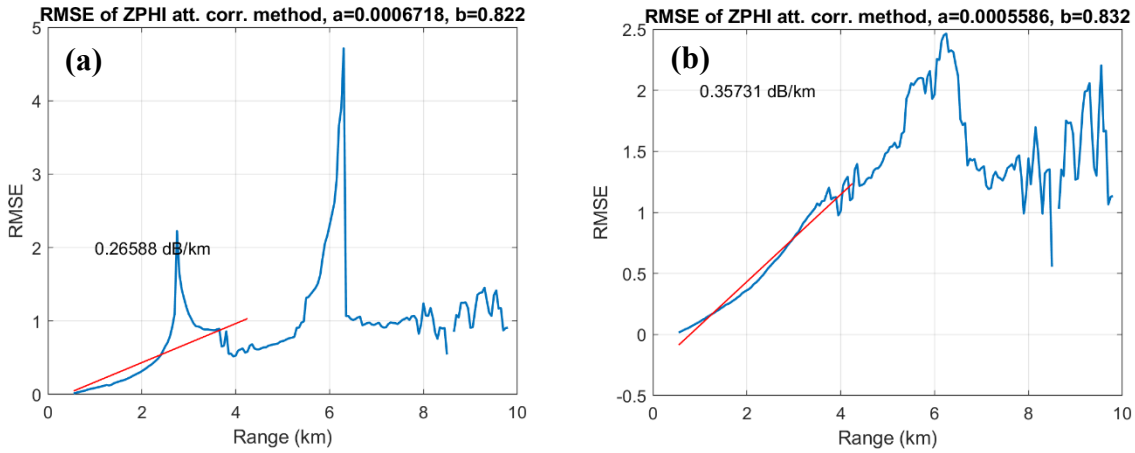


圖 3.5 以自助抽樣法多次擬合 K 波段 Z-A 冪定律關係之 a、b 係數值密度分布。



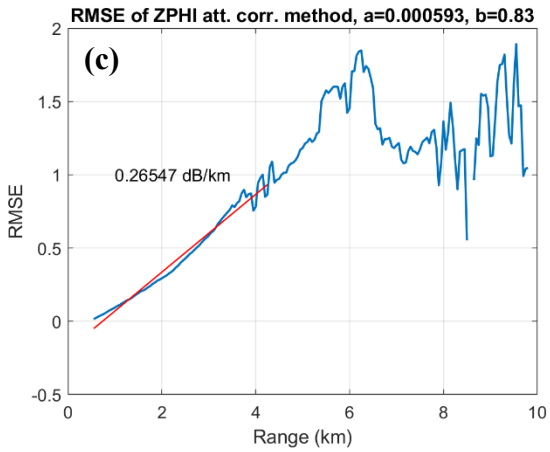


圖 3.6 基礎 ZPHI 衰減修正之修正誤差(RMSE)隨距離之變化，K 波段 (a)使用擬合結果之平均係數值 (b)使用擬合結果中密度最高之係數值 (c)經調整之係數值。

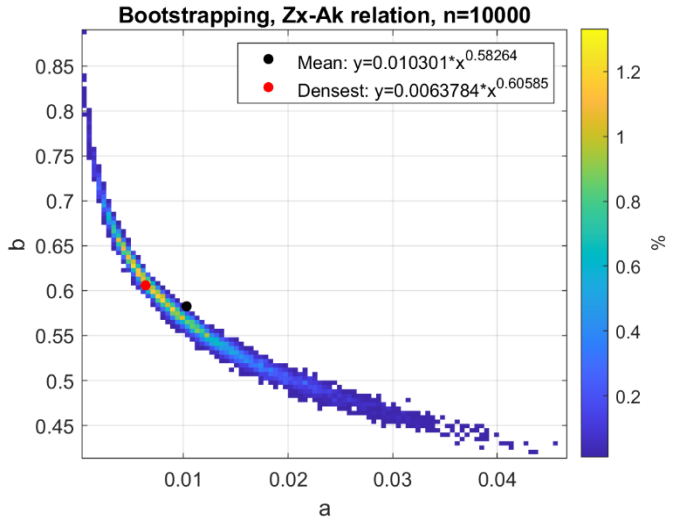


圖 3.7 以自助抽樣法多次擬合 X 波段 Z 與 K 波段 A 冪定律關係之 a、b 係數值密度分布。

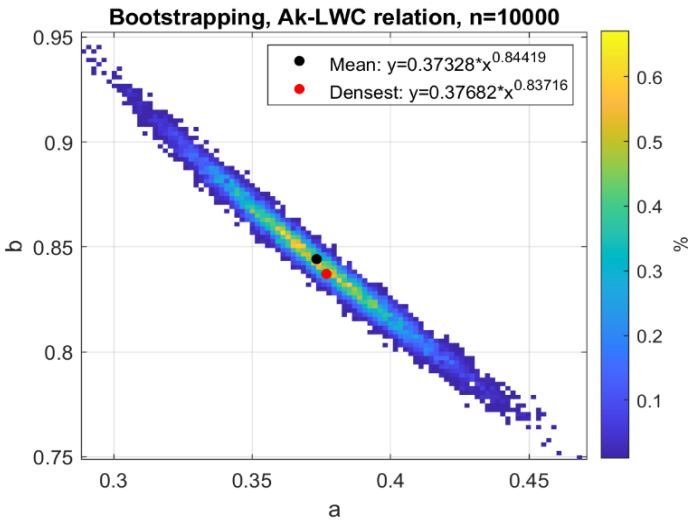


圖 3.8 以自助抽樣法多次擬合 LWC 與 K 波段 A 冪定律關係之 a、b 係數值密度分布。

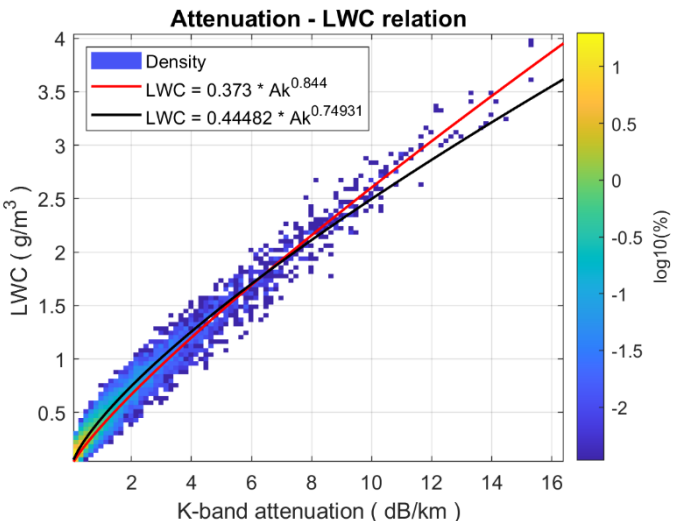


圖 3.9 K 波段 A-LWC 密度分布圖，紅色線段為使用自助法多次擬合之平均係數，黑色線段則為單次擬合全部資料的結果。

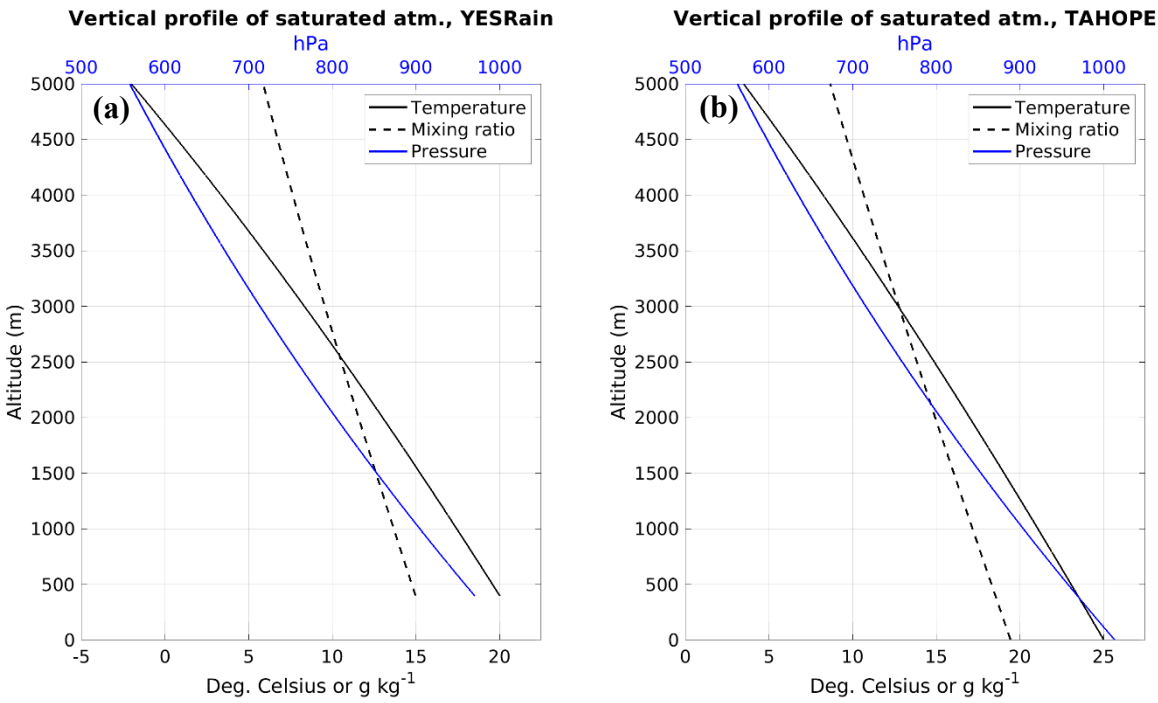


圖 3.10 (a) YESR 2021 IOP2 (b)TAHOPE IOP3 期間於雷達位置假設之大氣環境垂直分布，假設環境為飽和且氣溫以濕絕熱遞減。

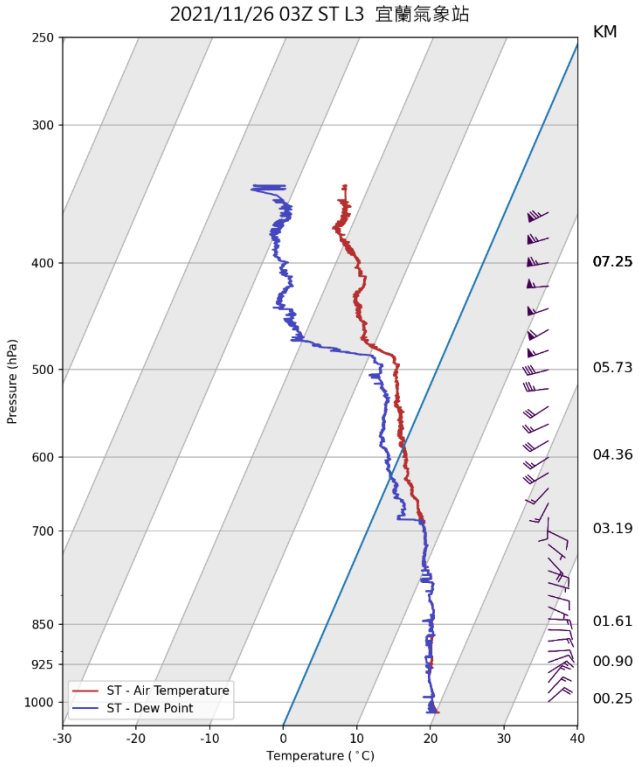


圖 3.11 2021 年 11 月 26 日 03 時於宜蘭站測得之探空斜溫圖，圖片取自中國文化大學大氣科學系天氣資料庫。

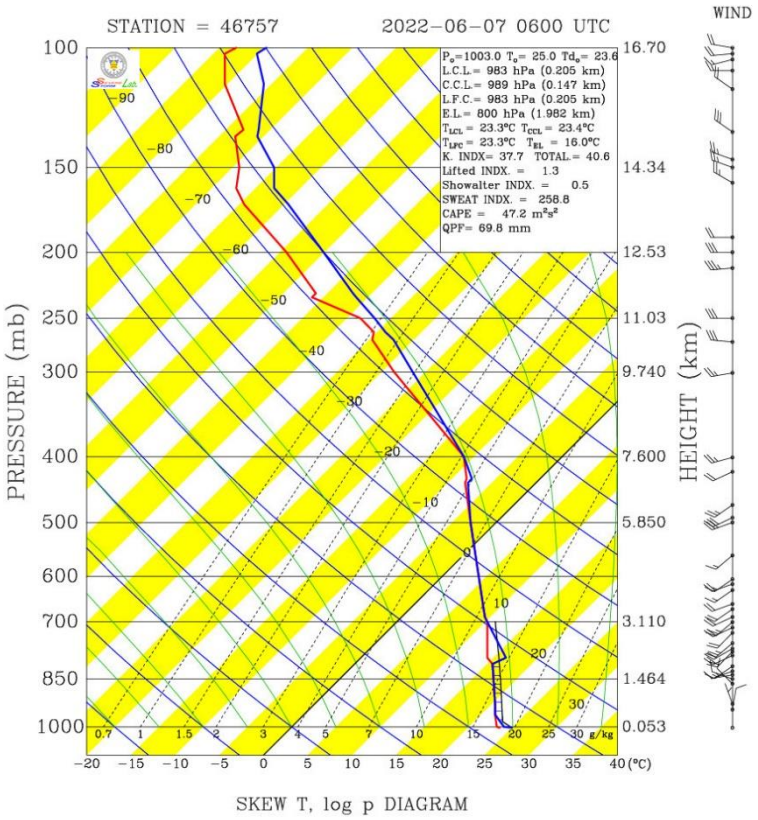


圖 3.12 2022 年 6 月 27 日 06 時於新竹站測得之探空斜溫圖，圖片取自中國文化大學大氣科學系天氣資料庫。

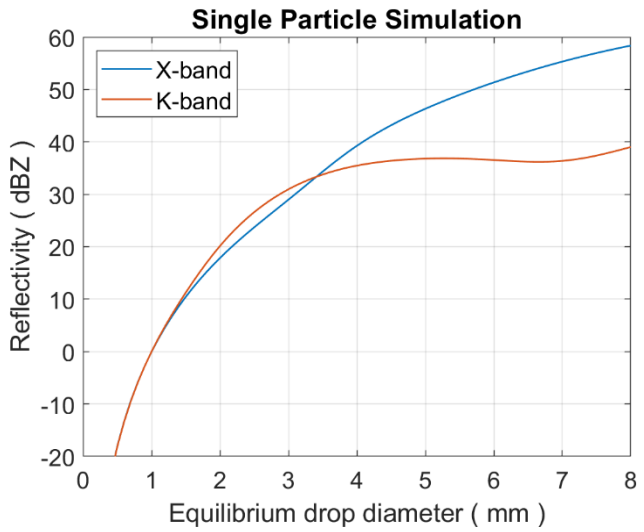


圖 3.13 X 與 K 波段回波與單一雨滴粒子直徑關係。

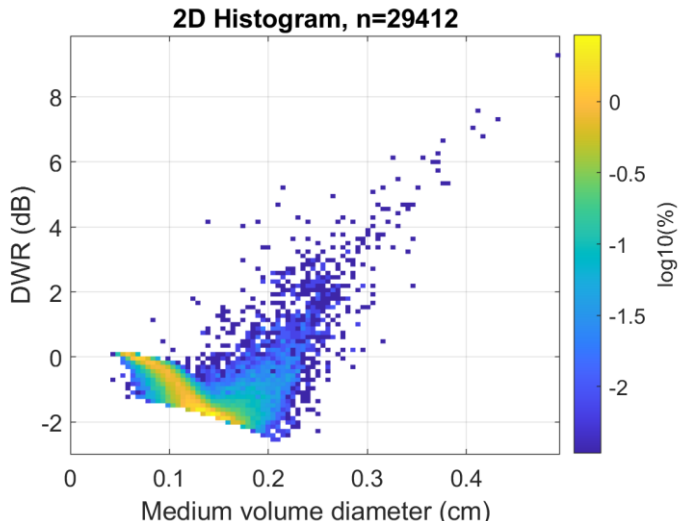


圖 3.14 使用觀測 DSD 資料模擬之 DWR 與 D_0 密度分布。

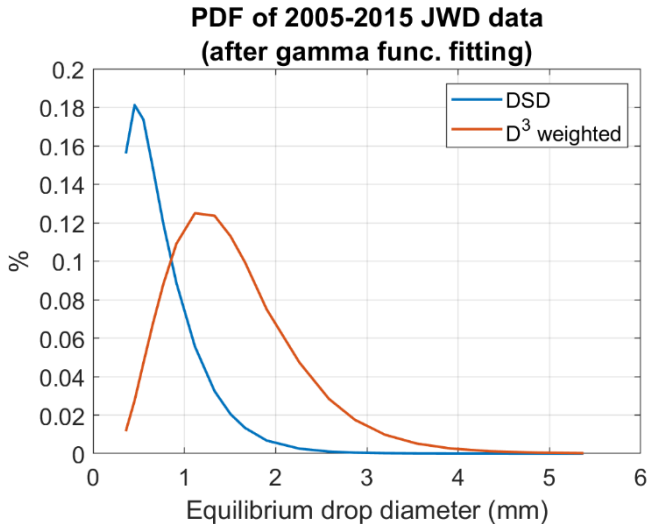


圖 3.15 統計之 DSD 機率分佈，資料經 Gamma 方程擬合，橘色線段為經雨滴直徑 3 次方加權，與 LWC 成正比。

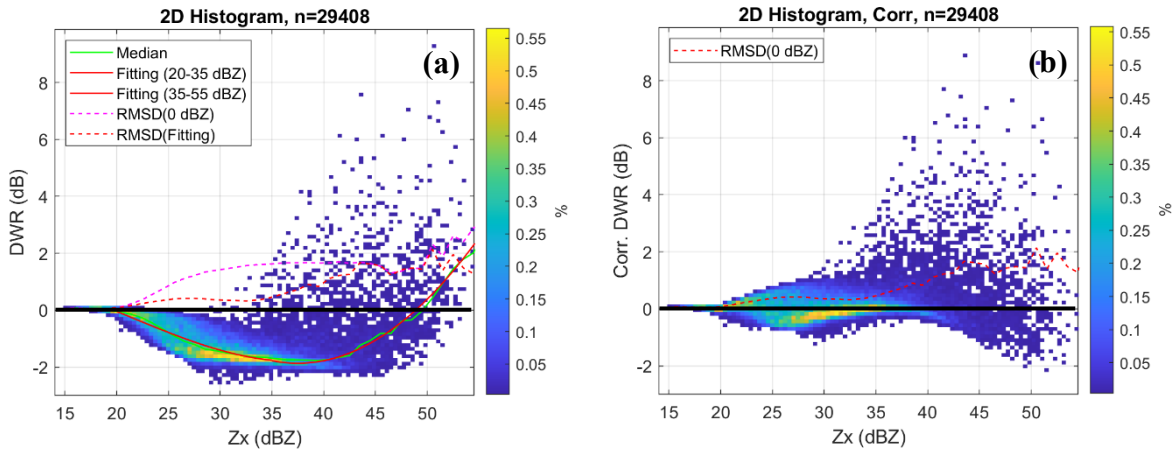


圖 3.16 米氏散射修正 (a)前 (b)後 之 X 波段回波與 DWR 密度分布。

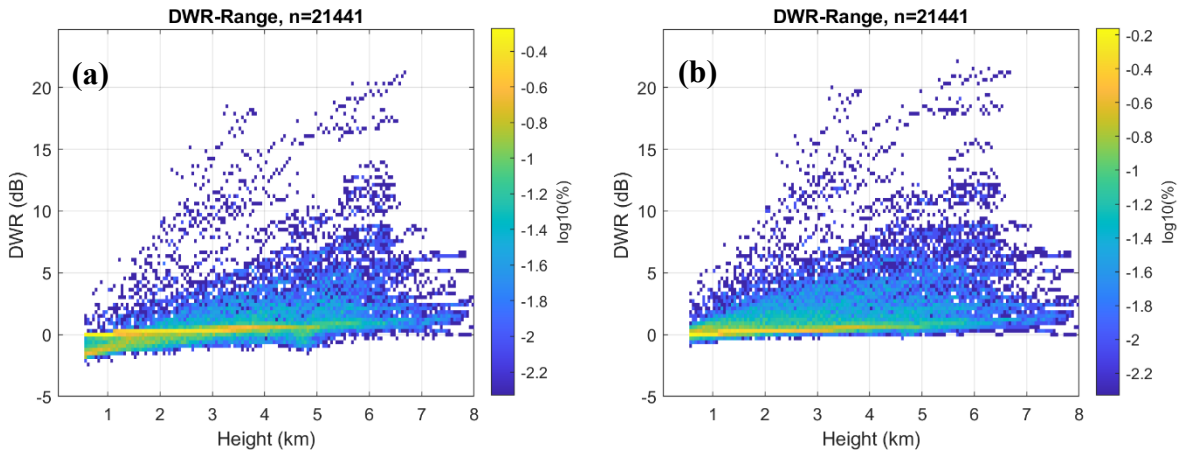


圖 3.17 米氏散射修正 (a)前 (b)後，DWR 隨高度之密度分布。

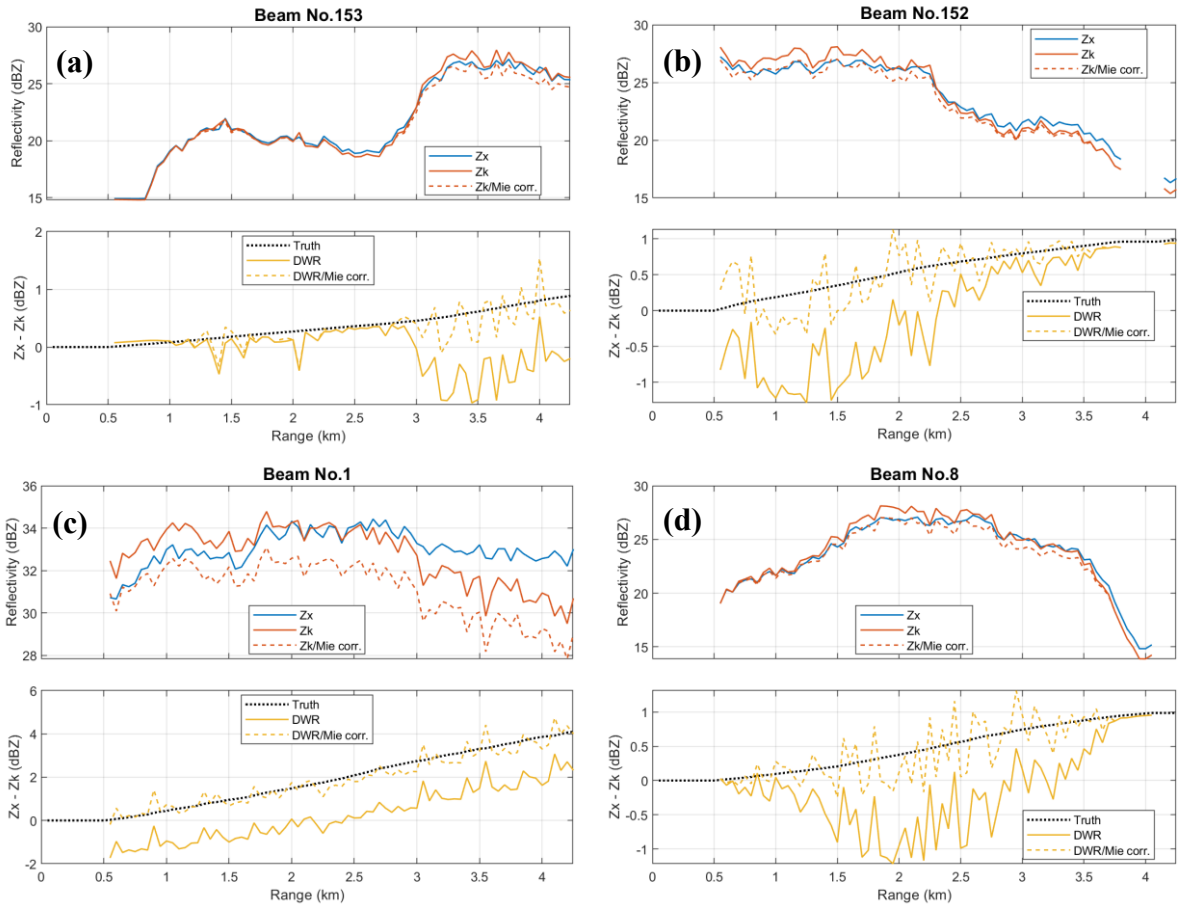
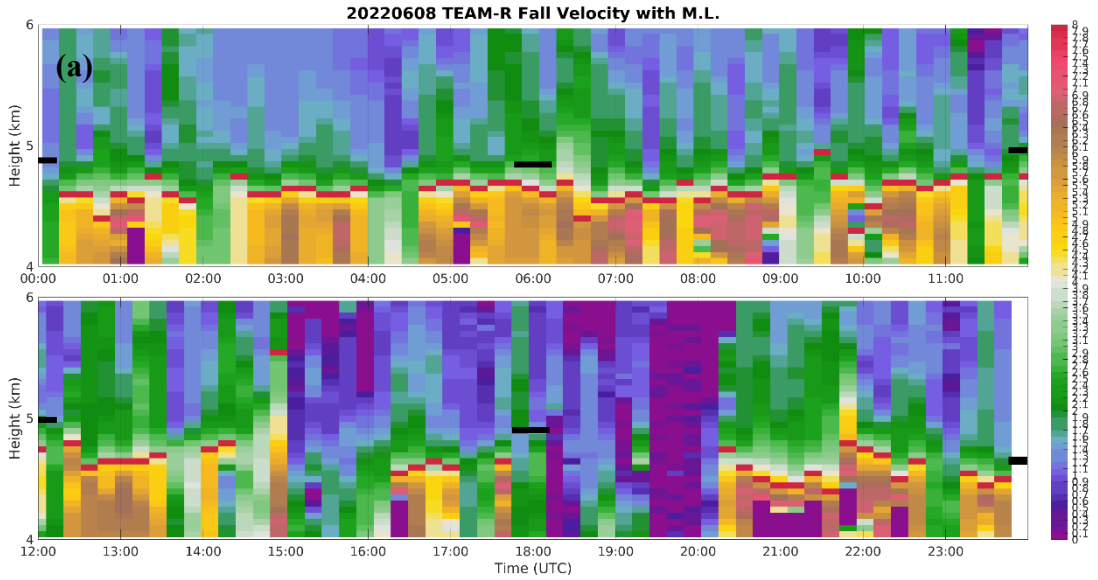


圖 3.18 理想模擬實驗中，四條波束之 X 波段回波(藍線)、K 波段回波(橘線)、米氏散射修正之 K 波段回波(橘虛線)、DWR 真值(黑虛線)、由原始回波計算之 DWR(黃線)、經米氏散射修正之 DWR(黃虛線)。其中 DWR 真值為計算自模擬之 K 波段衰減率。



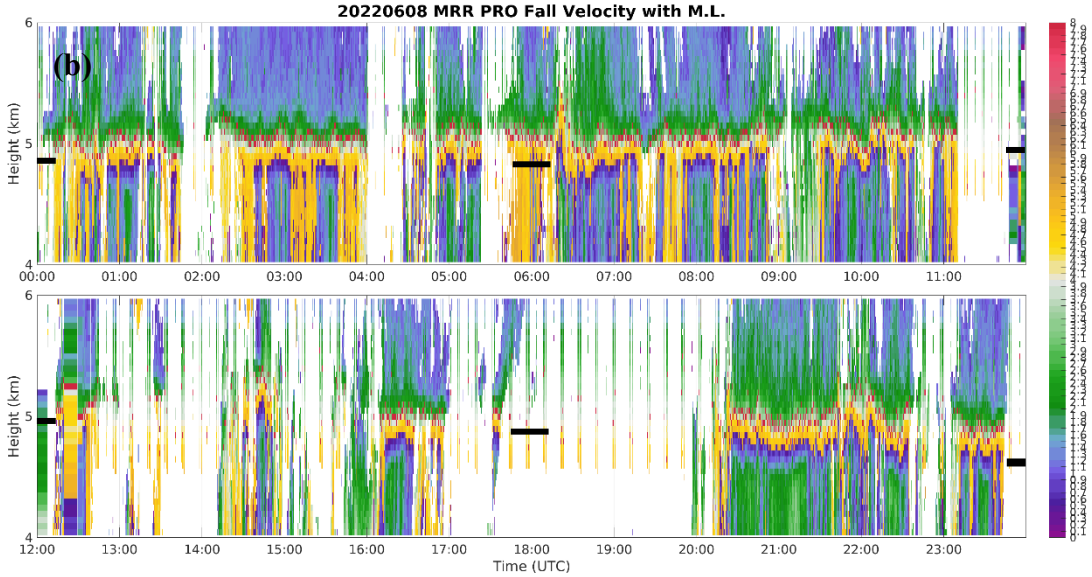


圖 3.19 (a)TEAM-R (b)MRR-PRO 於 2022 年 6 月 8 日，徑向風於 4 至 6 公里之時間序列圖，在降水環境中，垂直觀測之徑向風可近似為落速。紅色格點為每條垂直剖線中，落速增量最大位置。黑色線段為新竹探空所測得攝氏 0 度高度，探空施放頻率為 6 小時。MRR-PRO 因參數設定特性，有明顯摺疊(Folding)現象發生。

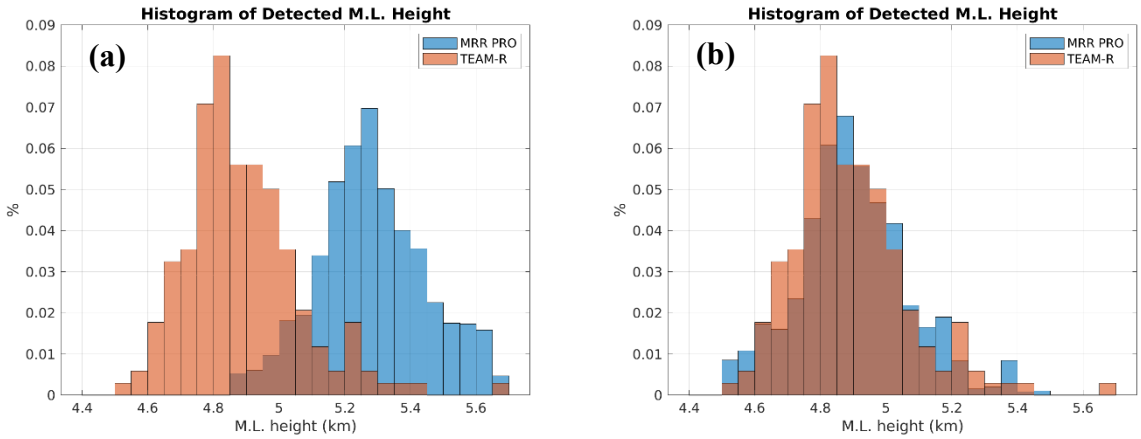


圖 3.20 (a)內插前 (b)內插後 TEAM-R 與 MRR-PRO 偵測之融化層高度分布直方圖。

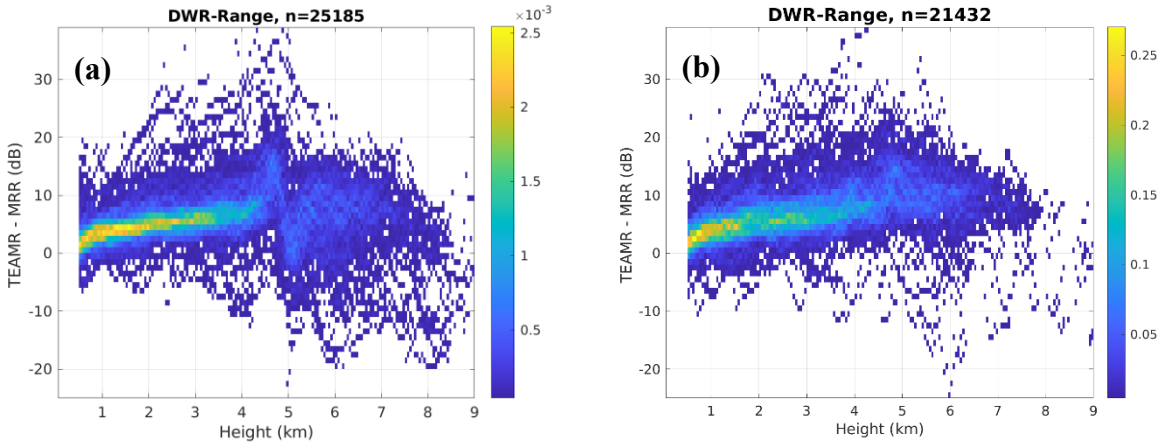


圖 3.21 (a)內插前 (b)內插後 DWR 隨高度變化之密度分布圖。

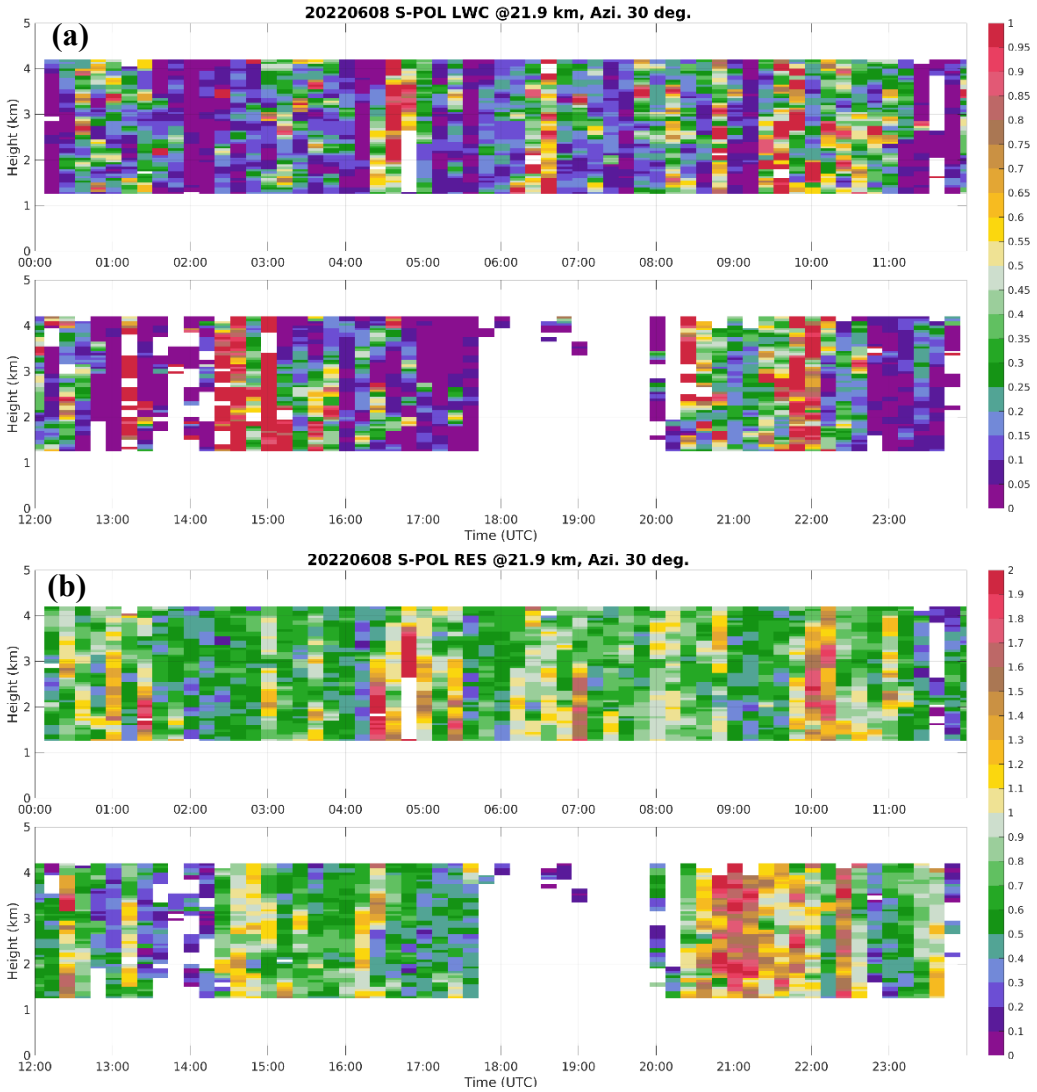


圖 3.22 2022 年 6 月 8 日 S-Pol 利用雙偏參數反演之(a)LWC (b)RES 垂直分布時間序列圖，使用距離 21.9 km 處之 RHI 資料，方位角為 30 度。

第四章

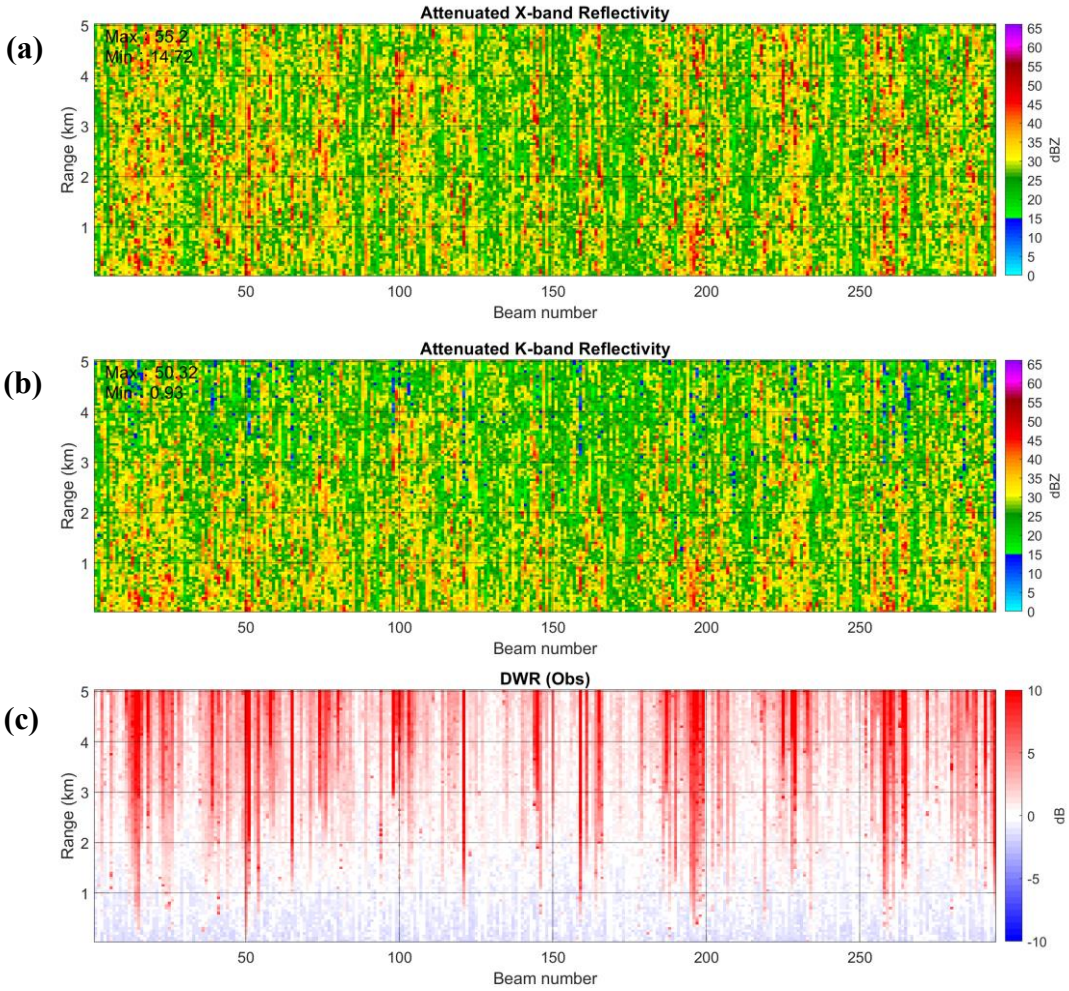


圖 4.1 經衰減效應之(a)X 波段回波(b)K 波段回波(c)DWR 垂直剖線圖，資料依 JWD 收集之原始順序排列。

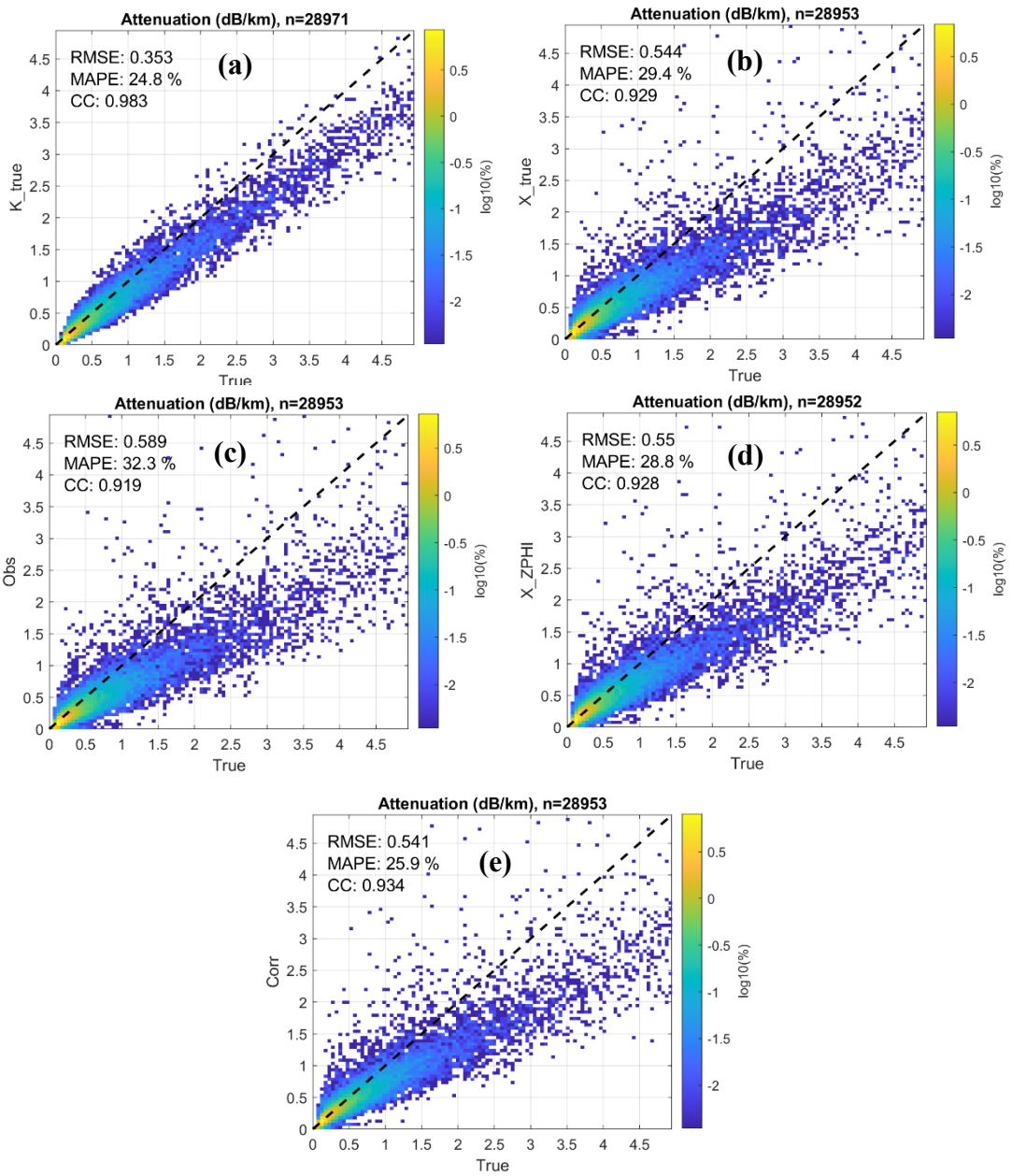


圖 4.2 (a)K_true (b)X_true (c)Obs (d)X_ZPHI (e)Corr 五組回波場組合，經 FIT 法反演後，與真實場相比之衰減率密度分布圖。

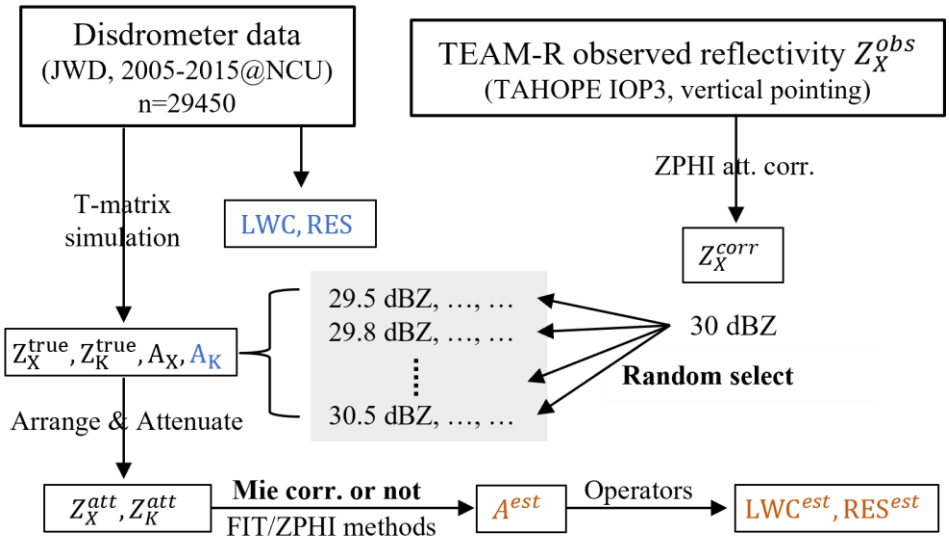


圖 4.3 理想模擬實驗中，資料依觀測回波特徵排列之資料處理流程圖，DSD 與電磁波散射資料庫將以觀測的回波特徵作排列，並分為 X_ZPHI 與 Corr 兩組，後者資料進一步使用米氏散射修正。

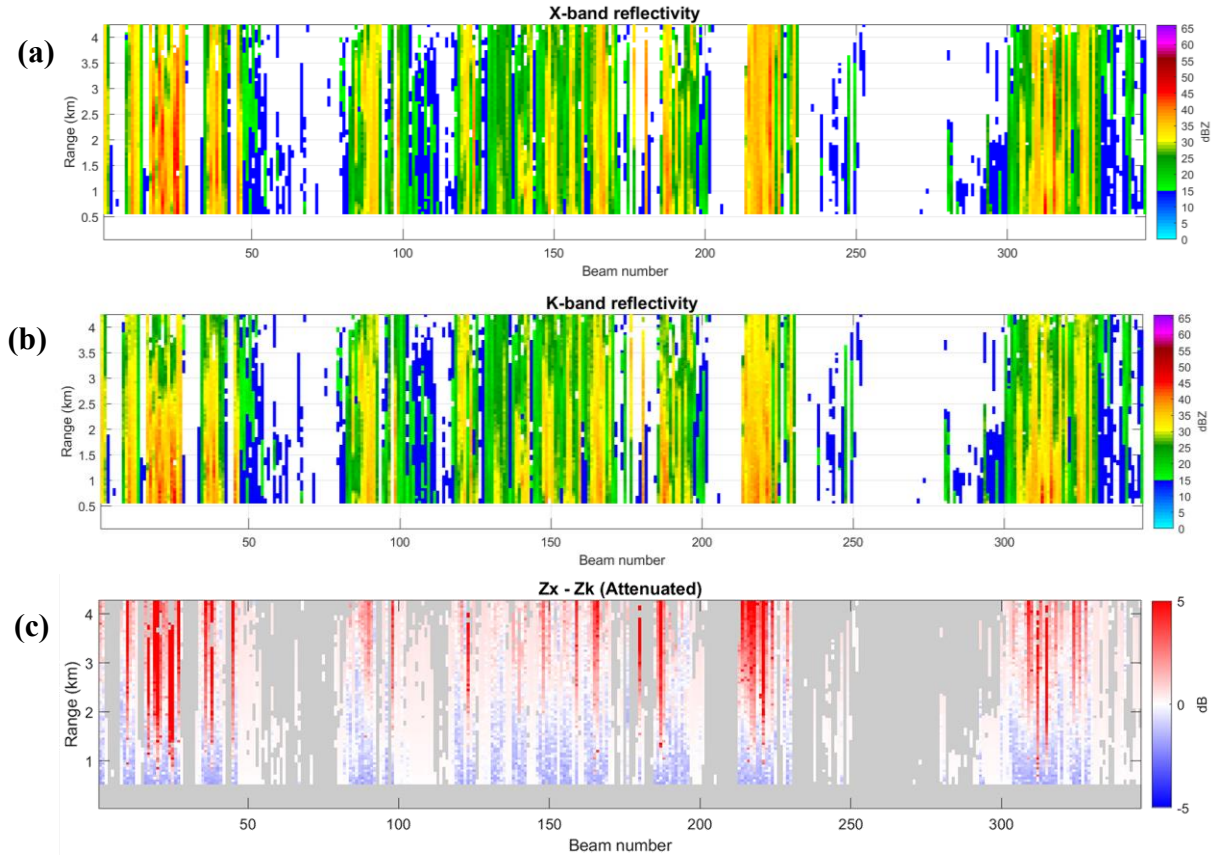


圖 4.4 經衰減效應之(a)X 波段回波(b)K 波段回波(c)雙波長比 垂直剖線圖，資料依 TAHOPE IOP3 期間觀測之 X 波段回波特徵排列。

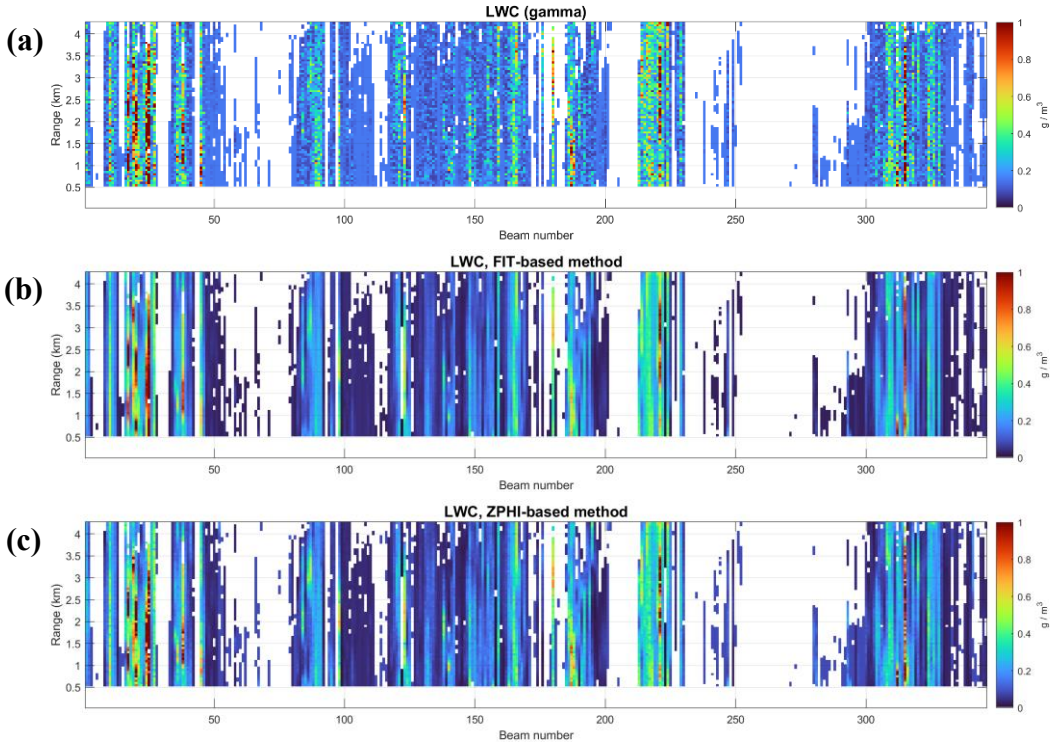


圖 4.5 (a)真實值 (b)FIT 法 (c)ZPHI 法反演之 LWC 場，使用之回波場組合為 X_ZPHI。

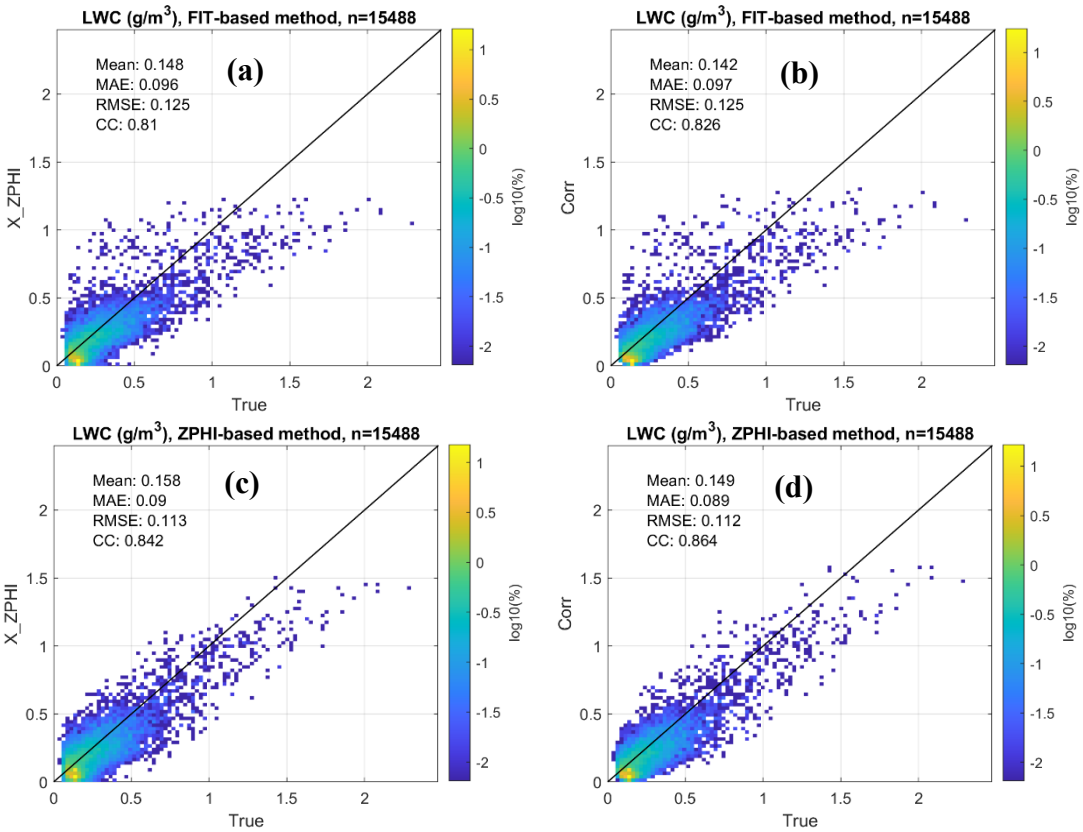


圖 4.6 反演 LWC 場與真實場相比之密度分布圖。 (a)X_ZPHI 回波組使用 FIT 反演法 (b)Corr 回波組使用 FIT 反演法 (c) X_ZPHI 回波組使用 ZPHI 反演法 (d) Corr 回波組使用 FIT 反演法。

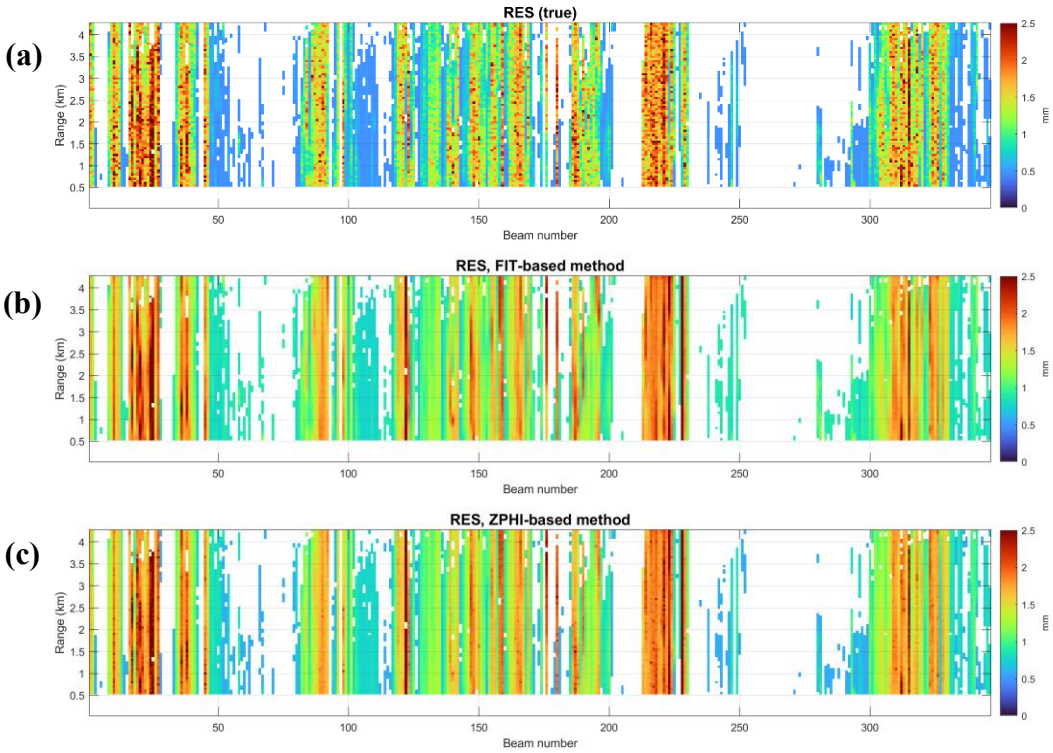


圖 4.7 (a)真實值 (b)FIT 法 (c)ZPHI 法反演之 RES 場，使用之回波場組合為 X_ZPHI。

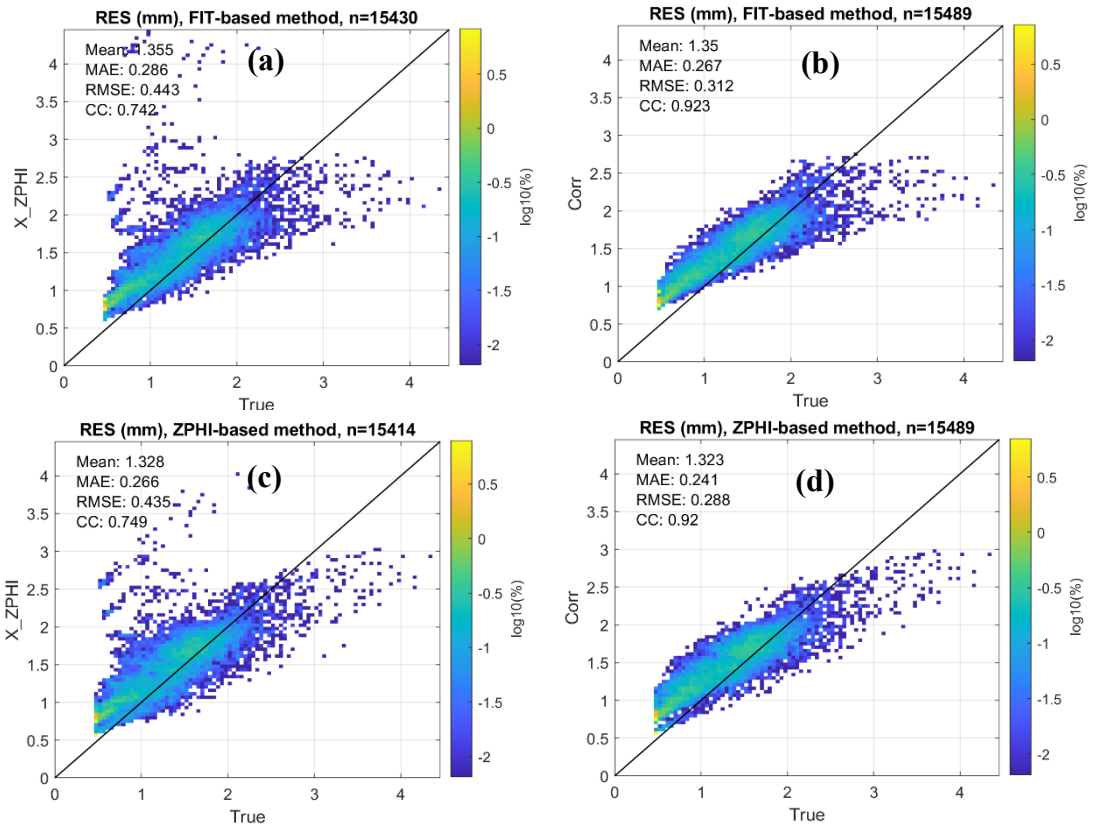


圖 4.8 分組與圖 4.6 相同，反演變數為 RES。

第五章

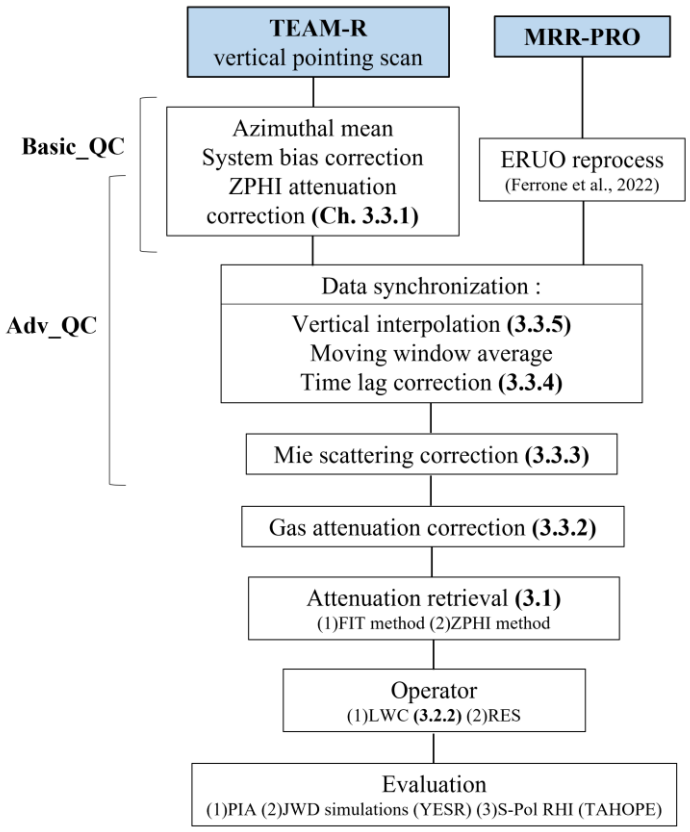


圖 5.1 觀測個案實驗流程圖，依 QC 程度不同分為 Basic_QC 及 Adv_QC 兩組。JWD 模擬使用於 YESR 個案，S-Pol 驗證使用於 TAHOPE 個案。

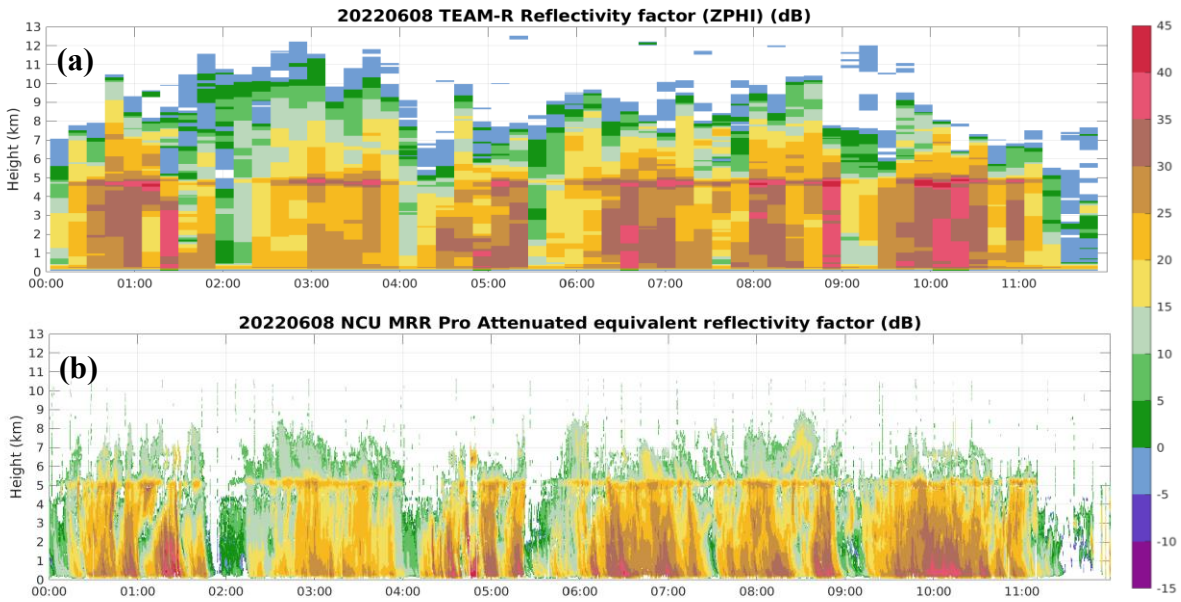


圖 5.2 2022 年 6 月 8 日 00 至 12Z (a) TEAM-R (b) MRR-PRO 垂直觀測之回波剖線時間序列。

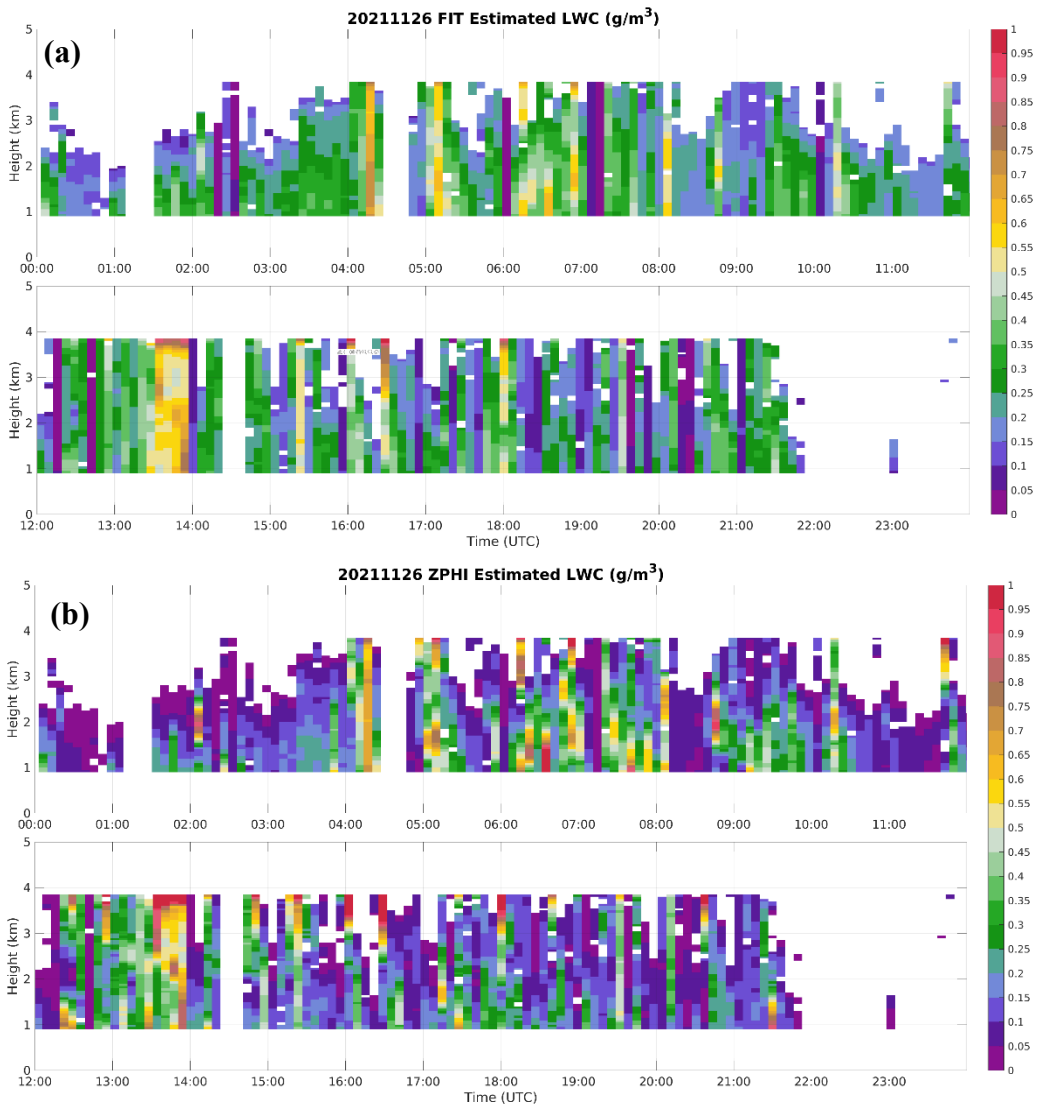


圖 5.3 2021 年 11 月 26 日 MRR-PRO 與 TEAM-R 利用 (a)FIT 法 (b)ZPHI 法 反演之 LWC 垂直分布時間序列圖。

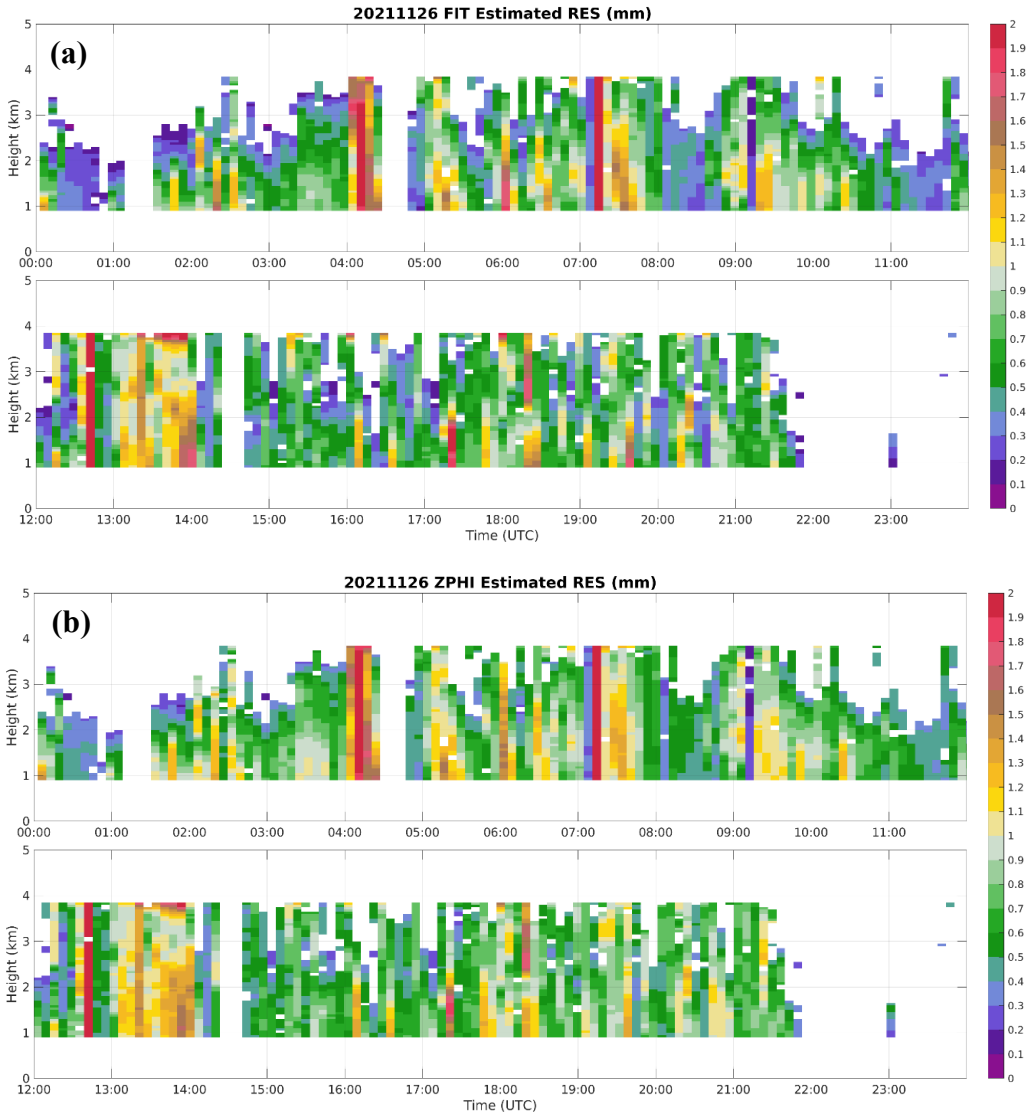


圖 5.4 與圖 5.3 相同，反演變數為 RES。

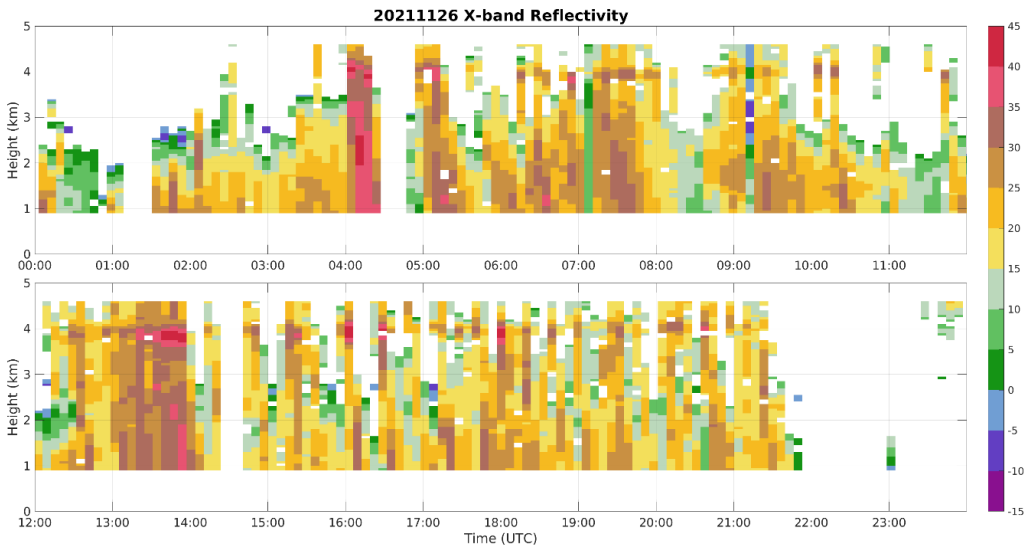


圖 5.5 2021 年 11 月 26 日 TEAM-R 垂直觀測之回波剖線時間序列。

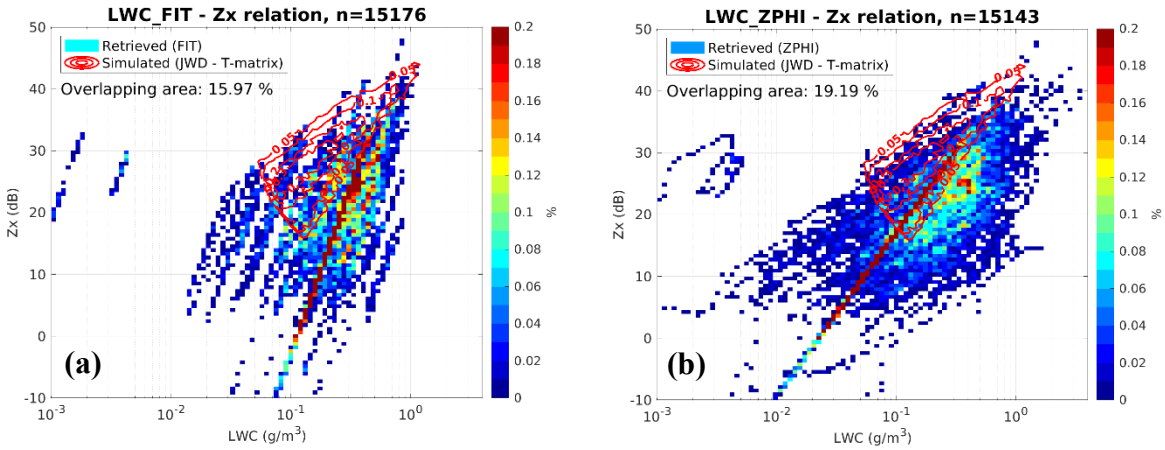


圖 5.6 YESR 觀測個案期間 (a)FIT 法 (b)ZPHI 法 反演之 LWC-Zx 密度分布圖，紅色等值線為中大 JWD DSD 資料經 T-matrix 模擬後之統計密度分布，由外而內分別為 0.05、0.1、0.2 及 0.3%。

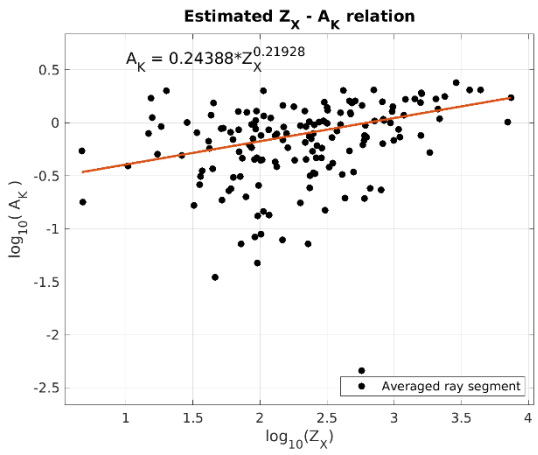


圖 5.7 YESR 觀測個案期間，波束平均回波與平均衰減率關係，擬合冪定律關係之 b 係數為 0.22。使用 Adv_QC 資料。

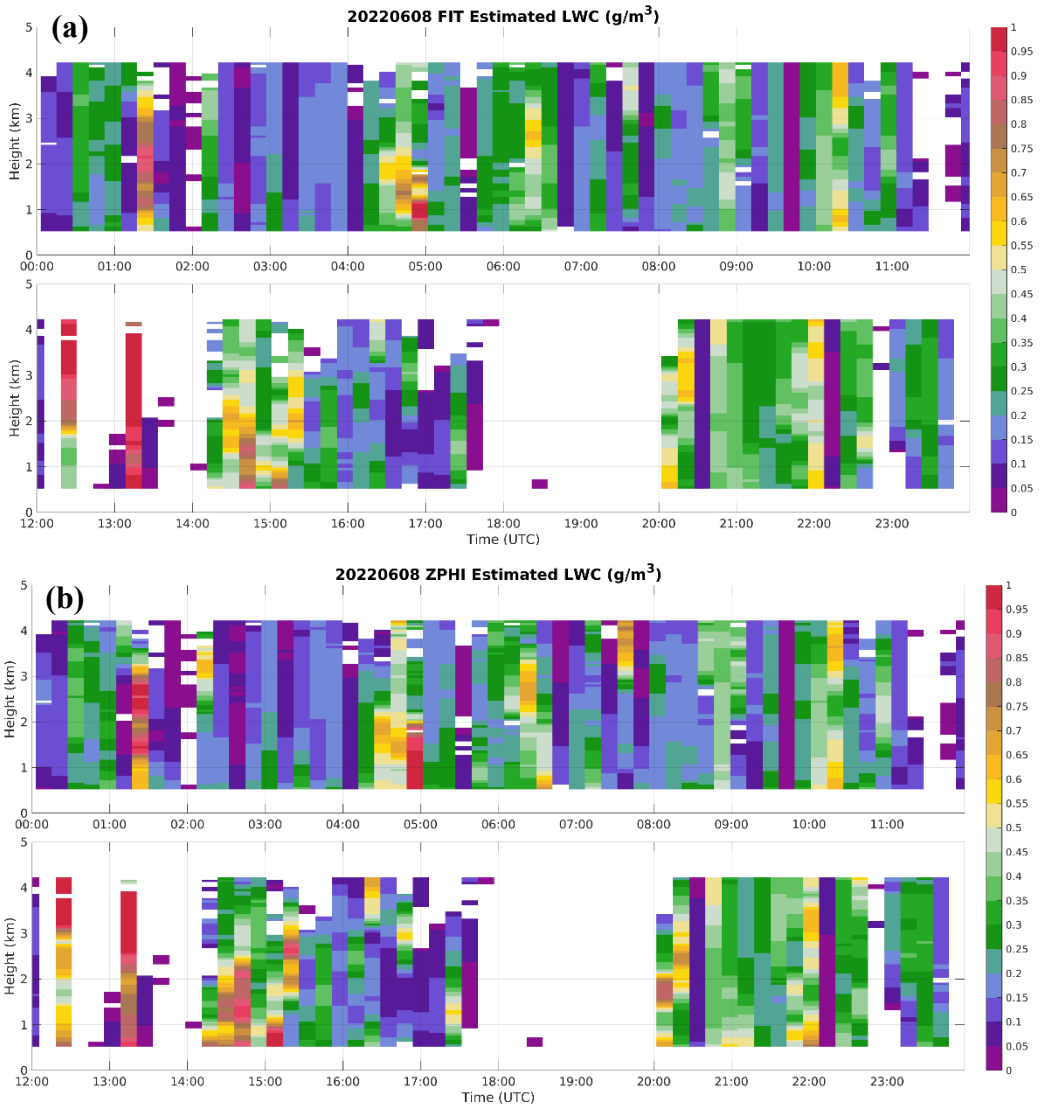


圖 5.8 2022 年 6 月 8 日 MRR-PRO 與 TEAM-R 利用 (a)FIT 法 (b)ZPHI 法 反演之 LWC 垂直分布時間序列圖。

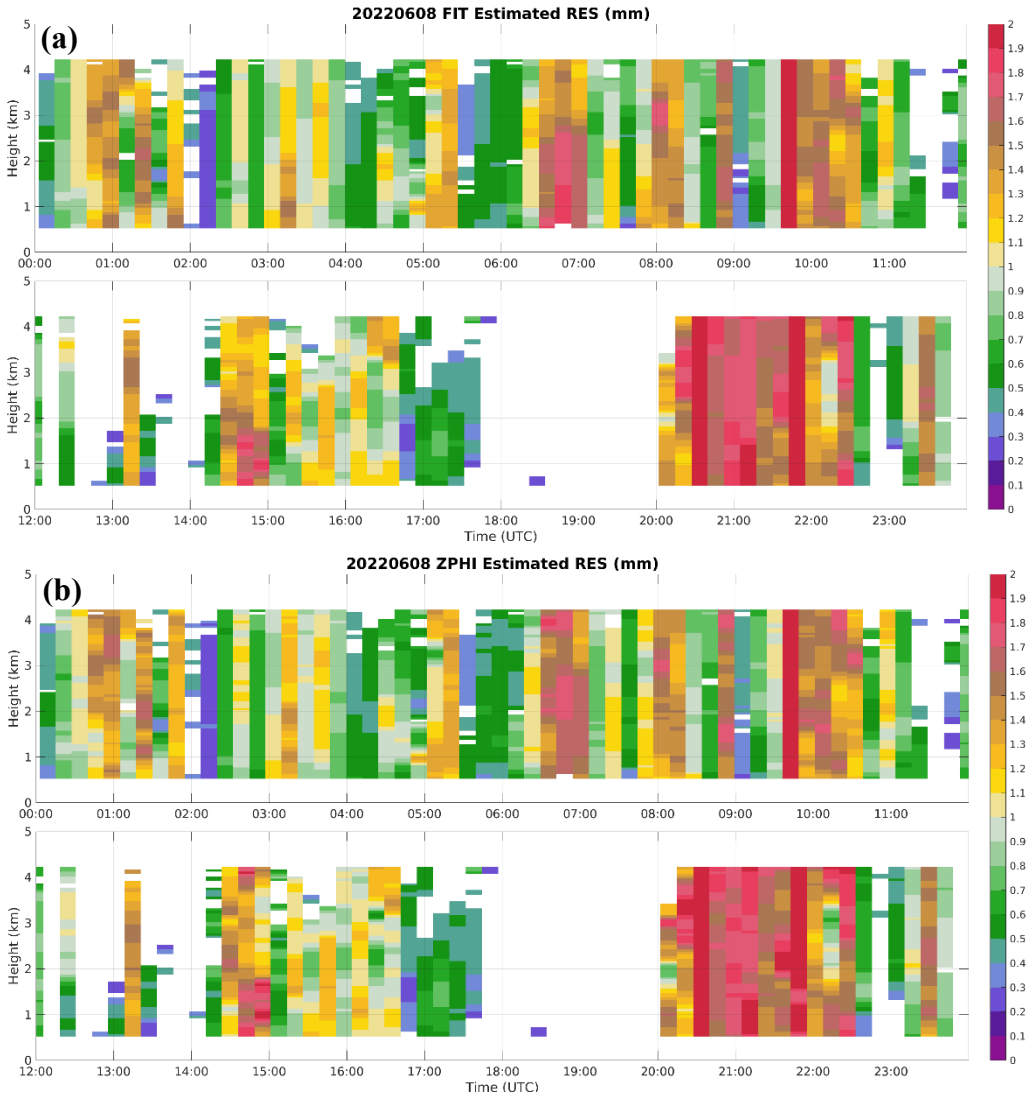


圖 5.9 與圖 5.8 相同，反演變數為 RES。

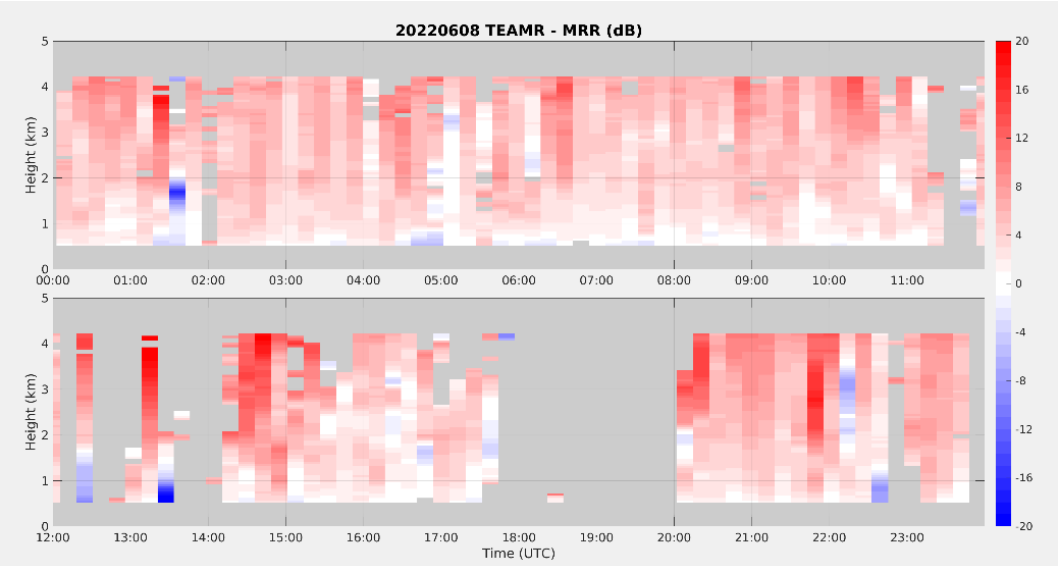


圖 5.10 2022 年 6 月 8 日 TEAM-R 與 MRR-PRO 回波差異(DWR)之垂直剖線時間變化。資料未經 QC 流程。

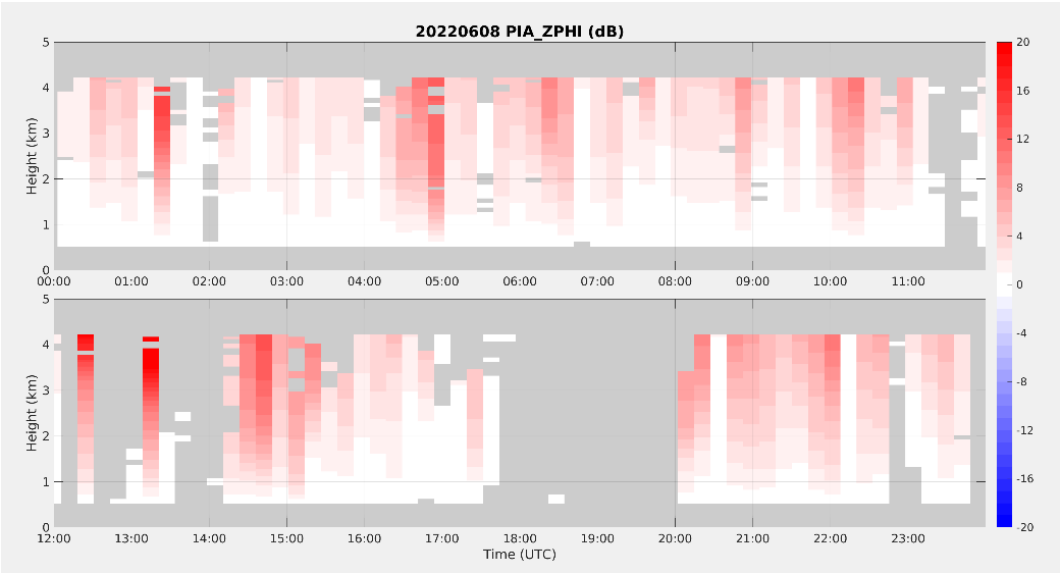


圖 5.11 2022 年 6 月 8 日 ZPHI 法反演之 PIA 垂直剖線時間變化。

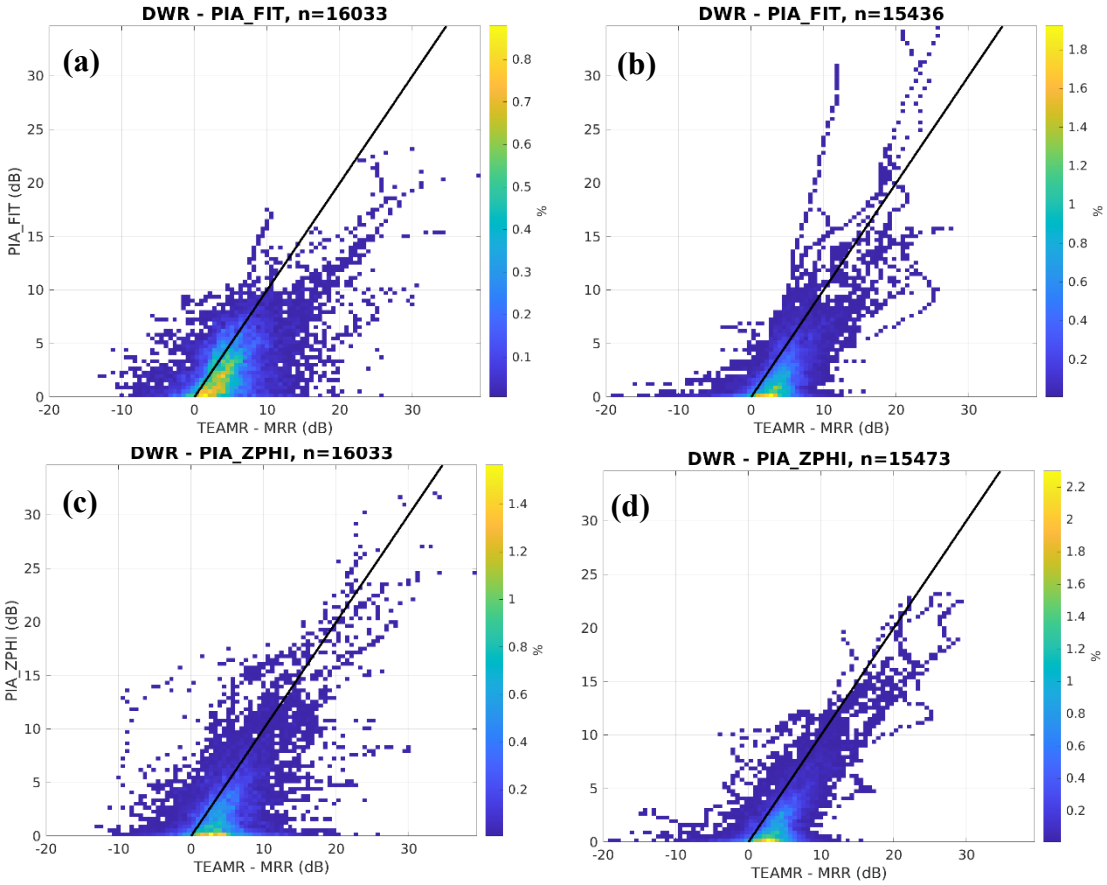


圖 5.12 (a)FIT 法 (b)FIT 法經米氏散射修正 (c)ZPHI 法 (d)ZPHI 法經米氏散射修正估計之 PIA 與觀測 DWR 的密度分布圖。

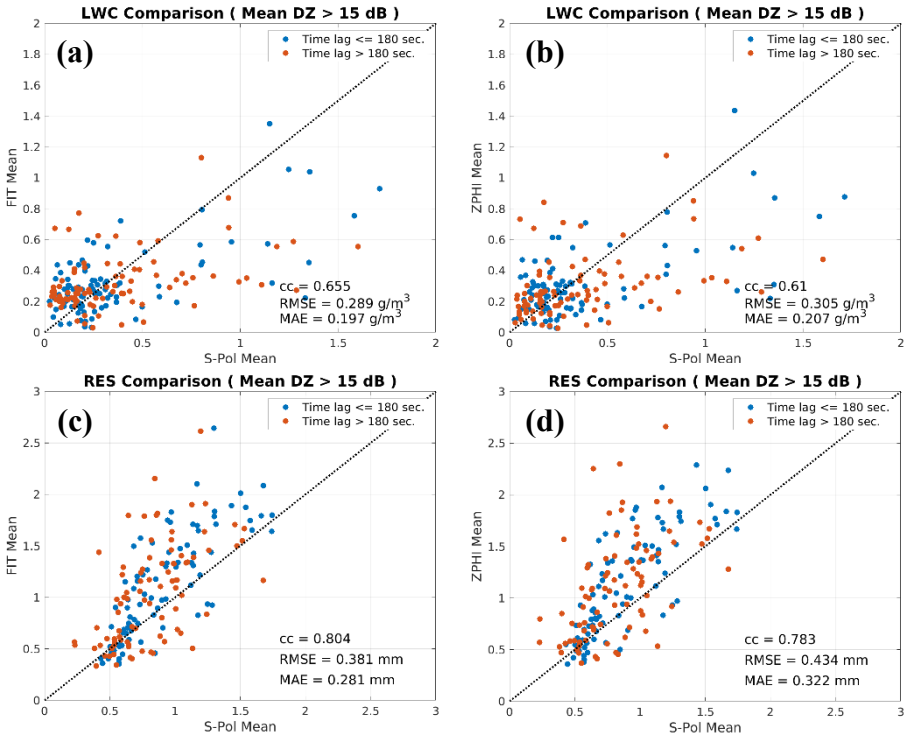


圖 5.13 S-Pol 雙偏參數反演量與雙波長技術反演量比較，使用 1.2 至 4.2 公里之波束平均值，且平均回波強度需大於 15 dBZ，並依觀測時間差異分為兩組。統計分數只使用觀測時間差異不大於 180 秒之資料。(a)FIT 法反演 LWC (b)ZPHI 法反演 LWC (c)FIT 法反演 RES (d)ZPHI 法反演 RES。使用 Basic_QC 資料。

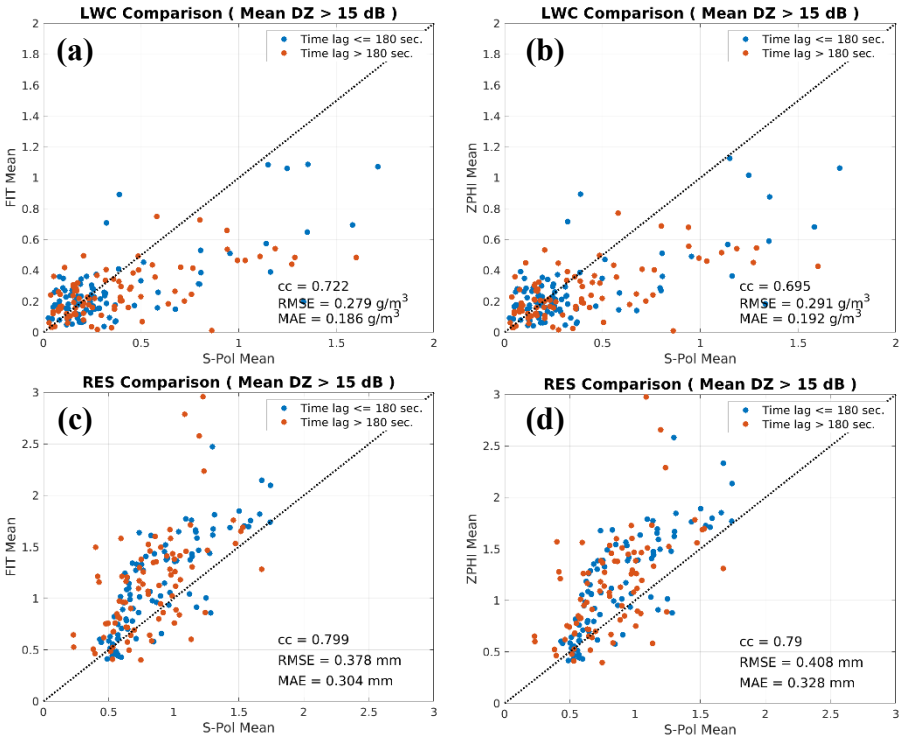


圖 5.14 與圖 5.13 相同，使用 Adv_QC 資料。

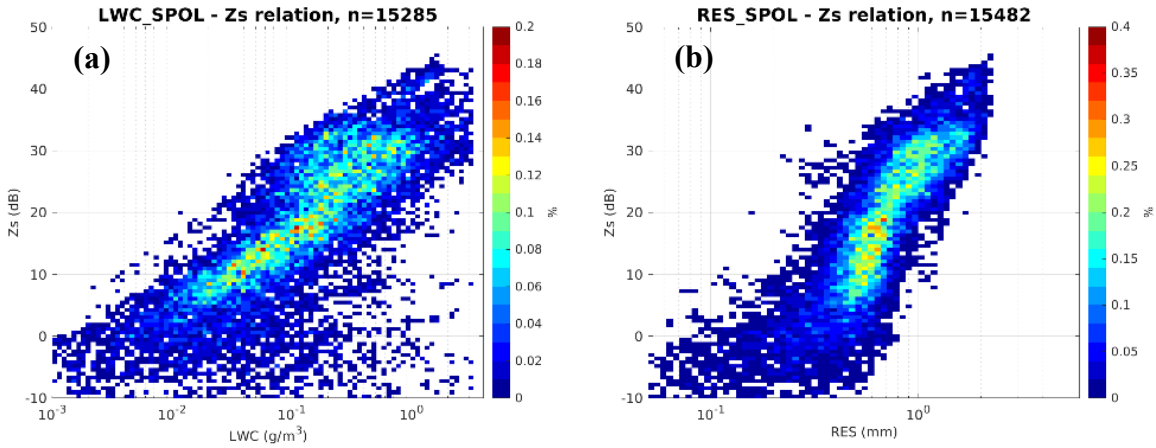


圖 5.15 使用 S-Pol 觀測雙偏參數反演之 (a)LWC-Zs (b)RES-Zs 密度分布圖。

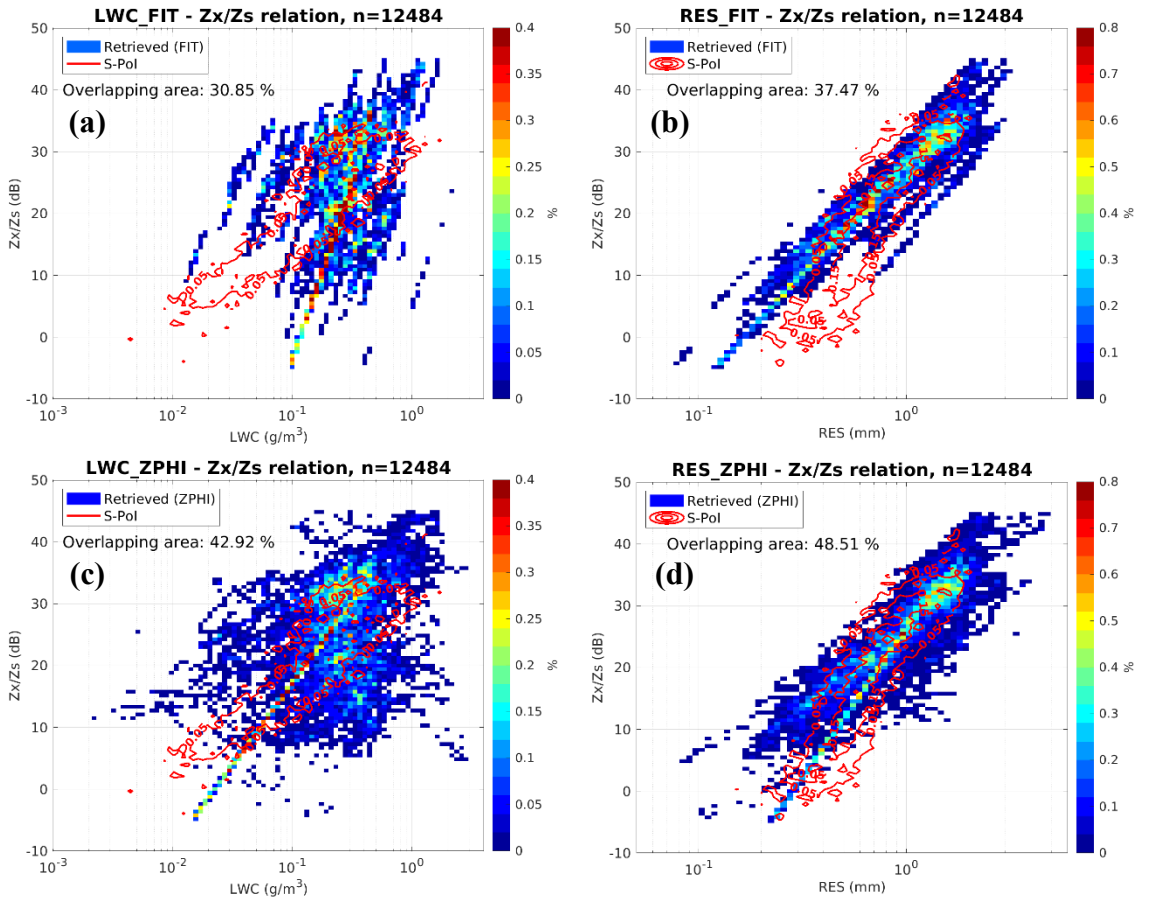


圖 5.16 使用雙波長技術反演之雲微物理量與回波之密度分布圖。(a)FIT 法反演 LWC (b)FIT 法反演 RES (c)ZPHI 法反演 LWC (d)ZPHI 法反演 RES。使用 Basic_QC 資料。紅色等值線為圖 5.15 S-Pol 反演結果較密集區域，在 LWC-Zs 關係中為 0.05%，在 RES-Zs 關係中，由外而內分別為 0.05、0.15%。

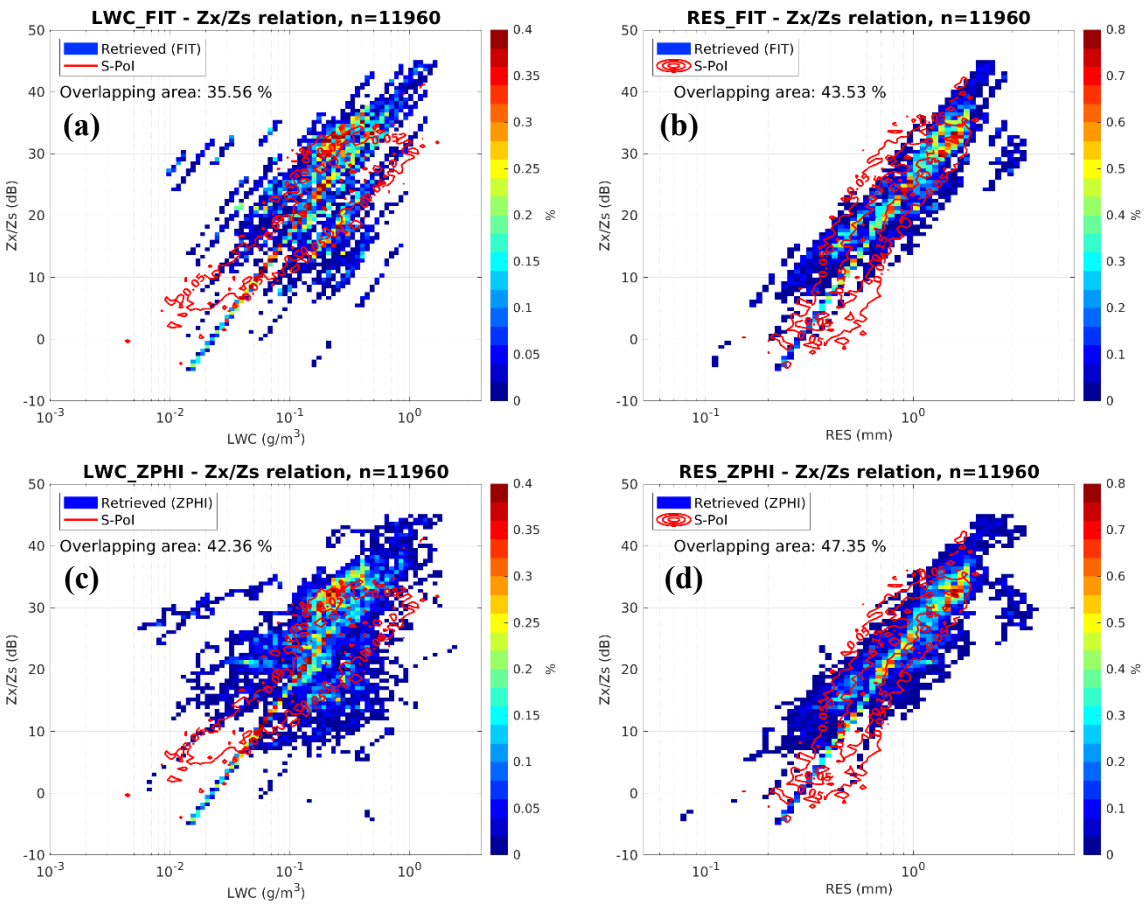


圖 5.17 與圖 5.16 相同，使用 Adv_QC 資料。

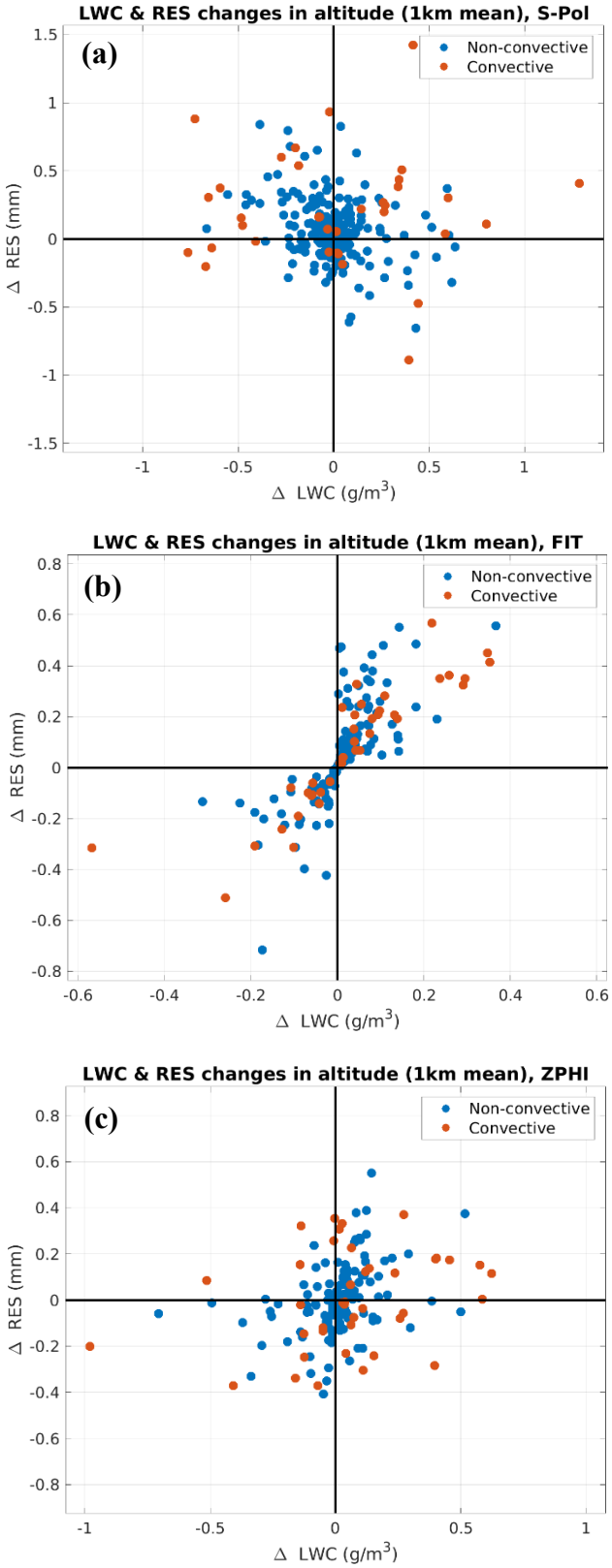


圖 5.18 雙波長反演技術與雙偏參數反演之平均雲物理量變化量散佈圖，並依垂直剖線最大回波強度分為對流性及非對流性。(a)S-Pol 雙偏參數反演 (b)FIT 法 (c)ZPHI 法。變化量之定義詳見 5.3.4 節式(5.2)。

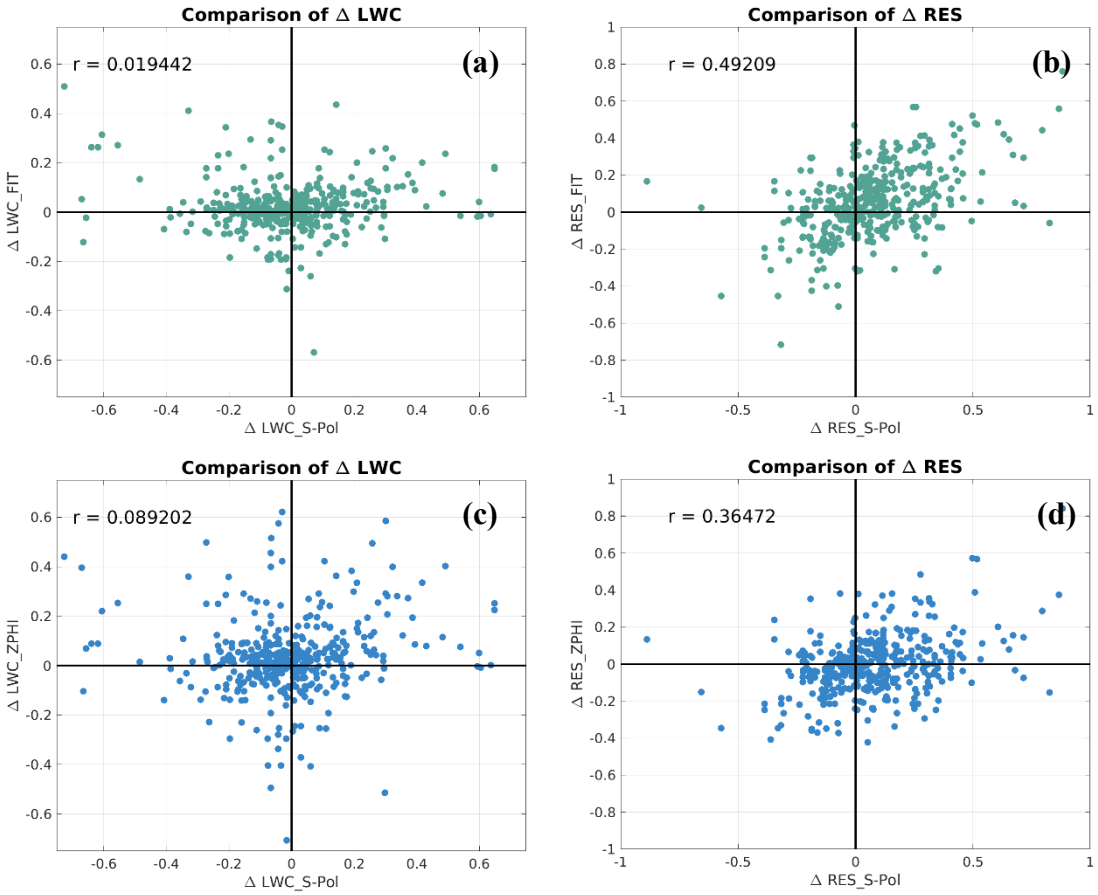


圖 5.19 雙波長反演技術與雙偏參數反演之平均雲物理量變化量比較散佈圖。(a)FIT 法反演平均 LWC 變化量 (b)FIT 法反演平均 RES 變化量 (c)ZPHI 法反演平均 LWC 變化量 (d)ZPHI 法反演平均 RES 變化量。變化量之定義詳見 5.3.4 節式(5.3)。

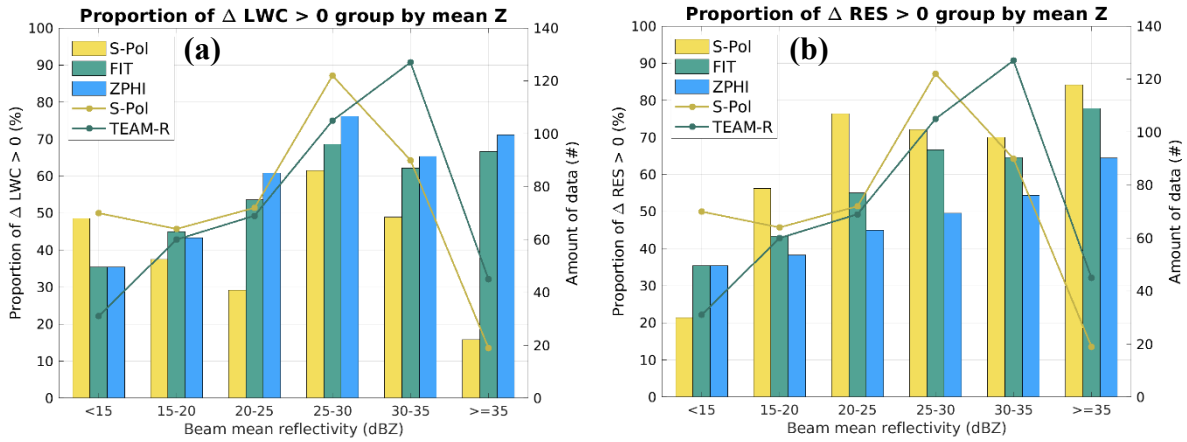


圖 5.20 六組平均回波區間中，各方法反演之平均(a)LWC (b)RES 變化量大於零之佔比，折線圖表示 S-Pol 與 TEAM-R 在各組的資料數量。

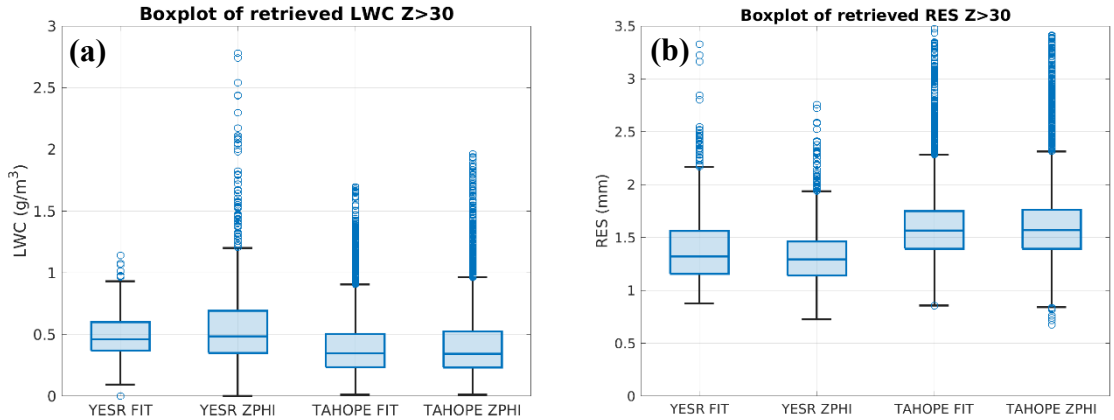


圖 5.21 YESR 2021 IOP2 與 TAHOPE IOP3 兩觀測個案(a)LWC (b)RES 反演結果之盒狀圖，使用回波大於 30 dBZ 之格點。

附錄

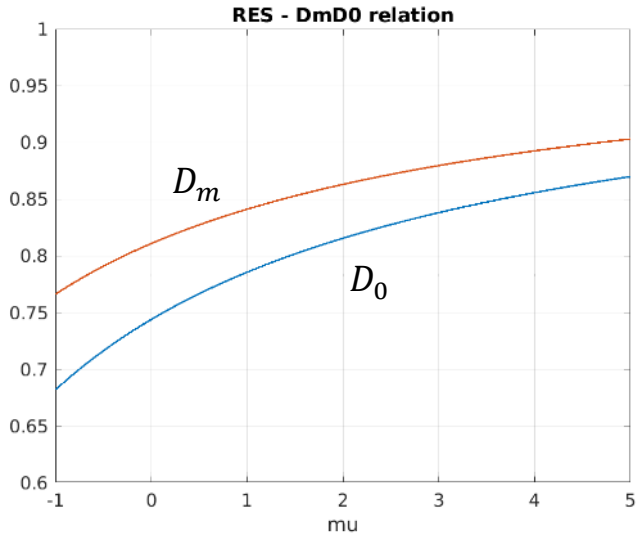


圖 A2.1 D_m、D_0 在不同 DSD 形狀參數下，與 RES 之比值。