

國立中央大學

大氣科學學系  
碩士論文

評估北台灣 S 波段雙偏極化雷達定量降水估計  
垂直修正之效益

研究生：劉倩瑜

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：112/ 9 / 19

2019.9 版

授權人姓名	劉倩瑜	學號	110621014
系所名稱	大氣科學學系大氣物理碩士班	學位類別	<input checked="" type="checkbox"/> 碩士 <input type="checkbox"/> 博士
論文名稱	評估北台灣 S 波段雙偏極化雷達定量降水估計垂直修正之效益	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： 劉倩瑜

指導教授簽名： 張偉裕

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 劉倩瑜 研究生

所提之論文 評估北台灣S波段雙偏極化雷達定量降水估計垂直修正之效益

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授

張偉毅

(簽章)

112 年 6 月 19 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 劉倩瑜 研究生  
所提之論文 評估北台灣S波段雙偏極化雷達定量降水估計垂直修正之效益

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

委

員

林品芳

鍾高陞

張偉裕

中華民國

112年

7月

11日



## 摘要

雷達定量降水估計(Quantitative precipitation estimation, QPE)產品往往容易低估，由於波束加寬、部分波束遮蔽(Partial beam blockage, PBB)影響和垂直高度上的雲物理變化等。在雷達波束採樣到最低高度下方，經由暖雨過程發展，所導致明顯的低層降雨增強的情況，尤為顯著低估降雨的誤差來源。本研究使用降雨垂直剖面(Vertical profile of rain, VPR)修正方法評估S波段雙偏極化的五分山雷達(RCWF)在2017年至2021年間各類降水事件的降雨估計表現，包括梅雨鋒面、颱風及冬季冷鋒鋒面類型。此外，藉由自洽(Self-consistency)方法，改善弱降水時推估比差異相位差(Specific differential phase,  $K_{DP}$ )參數的不確定性。實際個案分析顯示相較使用沿路徑計算 $K_{DP}$ 的QPE結果，基於自洽法的降雨估計在中小雨區能減緩 $K_{DP}$ 參數高估的情況，至少5%的改進。而VPR方法的應用，依不同的降雨類型和雷達變數而異，在層狀降水事件期間，對PBB效應最嚴重的區域具有顯著的改善，以 $R(Z, Z_{DR})$ 關係式改進最為明顯，使得標準化平均偏差(NMB)降低至少20%。另一方面，颱風期間的強降水事件則對 $K_{DP}$ 相關的降雨估計結果皆有負面的影響。

# Abstract

The radar-based quantitative precipitation estimation (QPE) products are well known that tend to underestimate due to the beam broadening effect, partial beam blockage (PBB) effect, vertical microphysical evolution, and sampling discrepancy. The underestimation of the QPE is most pronounced for the precipitation with pronounced low-level enhancement due to warm-rain processes. This study assessed the vertical profile of rain (VPR) correction for the radar-based QPE of S-band polarimetric radar (RCWF) at various types of precipitation events from 2017 to 2021. In addition, the retrieved  $K_{DP}$  from self-consistency method, where  $K_{DP}^*$  ( $K_{DP}^{**}$ ) was based on reflectivity( $Z$ ) (along with differential reflectivity ( $Z_{DR}$ )) were investigated to reduce the uncertainties of deriving specific differential phase ( $K_{DP}$ ) in light rain. The results of the real case study indicate that the  $K_{DP}^*$  ( $K_{DP}^{**}$ )-based QPE shows improvement in normalized mean bias by at least 5 % at low and moderate rain rates compared to the range-derivative  $K_{DP}$ -based QPE. Moreover, the impact of the VPR method varies with different rainfall types and radar variables. The improvements are most pronounced in the regions where the PBB effect is most severe. The VP-R( $Z, Z_{DR}$ ) shows significant improvement during the stratiform precipitation event with the normalized mean bias decreasing by at least 20%. On the other hand, the heavy precipitation event during the typhoon has a negative impact on all  $K_{DP}$ -based rainfall estimations.

## 誌謝

度過了兩年的碩士班生活，短暫卻很充實，在期間的所見所聞，像參與 2022 TAHOPE 時的 TEAM-R 觀測值班，在現場分析是否有明顯天氣系統發展而調整雷達掃描策略，同時有學長姊實地教學的寶貴經驗；以及氣象學會舉行的研究生研討會，依然記得在發表成果時感到緊張的情緒，接著帶來的是成就感。由衷感謝張偉裕老師，剛踏入實驗室時讓我決心做定量降水估計相關的研究，在頻繁的討論過程中不斷嘗試解決問題並發現新的挑戰，當面對龐大難題而有所退卻時，提醒著我如同”If you have to eat a frog, eat the biggest one first.”的研究精神，激勵我們具備企圖心，影響我許多。同時很感謝廖宇慶老師和鍾高陞老師，能受到三位老師的教導，給予改進研究的關鍵，其引導我能更全面的思考；並且累積了許多報告經驗，明白自己仍然有進步的空間，無論是在傳達清晰脈絡，還是理解觀眾問題並給予回應的能力方面。也謝謝林品芳博士與鍾高陞老師撥冗蒞臨擔任我的口試委員，指點出關於論文寫作及內容所欠缺的論點，讓其整體可以更加完備。

在雷達實驗室的日子裡，身旁的學長姊和學弟妹們都是我值得效仿的，營造一個既可以相互學習，又能放鬆聊天的環境，對 Haidy、修維、晨語、詠笙、玉霜、鎧蒂及小那學長姊們尤為感謝，帶我熟悉程式操作及日常尋求解惑的討論；謝謝同屆的夥伴們，思婷、育蕎、華恩、泓寬、沁全和展皇，下次聚會是一起解放工作的壓力了吧；謝謝老朋友們怡翔、惠文和巧玲，早已對中央的食物麻木，但與妳們一起享用時卻額外有樂趣；以及女籃學妹們，還有張健及容瑩，在一起打球的時光總會特別起笑，不至於整天埋首在研究中。謝謝老太婆群組的女孩們，從你們身上學會無比自信。謝謝啓舜陪我時而耍宅，時而用功，是最無話不談的對象，以後繼續創造更多共同的回憶。謝謝系辦阿姨們平日的照顧，同時謝謝余嘉裕老師及 Uncle Bob 冠名推薦，讓我很榮幸能獲得中華扶輪教育基金會所提供的豐厚獎學金，還結交到來自不同研究領域的朋友。最後謝謝我的家人們信任我讀碩班的選擇，往後換我成為你們的依靠，期許自己將邁向的另一段旅途，能持續保持對研究一樣的熱忱，並不斷挑戰自我。

# 目錄

摘要 .....	i
Abstract.....	ii
誌謝 .....	iii
目錄 .....	iv
表目錄 .....	vi
圖目錄 .....	vii
第一章 緒論 .....	1
1.1 動機 .....	1
1.2 文獻回顧 .....	2
1.3 研究方向 .....	4
第二章 資料與方法 .....	6
2.1 雷達資料來源與處理 .....	6
2.1.1 五分山 S 波段雷達 .....	6
2.1.2 雷達資料品質控管 .....	7
2.2 <b>KDP</b> 估計 .....	9
2.3 定量降雨估計 .....	11
2.3.1 QPE 關係式係數 .....	12
2.3.2 資料品質(texture)測試 .....	12
2.3.3 降雨垂直剖面(Vertical profile of rain, VPR)修正方法 .....	13
2.4 雨量驗證方法 .....	14
第三章 結果與討論 .....	15
3.1 雷達觀測條件對降雨估計影響 .....	15
3.2 <b>KDP</b> 估計方法比較 .....	15
3.3 區域性 VPR 的降雨特性表現 .....	16
3.4 雷達降雨估計比較與分析 .....	17
3.4.1 降雨估計式在不同降雨強度的表現 .....	17

3.4.2 局地 VPR 方法對不同降雨類型影響 .....	19
第四章 結論與未來展望 .....	23
4.1 結論 .....	23
4.2 未來展望 .....	24
參考文獻 .....	26
附表 .....	31
附圖 .....	36
附錄 A. 即時 QPE 資料品質處理過程 .....	74
附錄 B. 誤差分布表現 .....	78



## 表目錄

表 2.1 地面觀測儀器資訊	31
表 2.2 RCWF 雷達系統規格	31
表 2.3 挑選的五個降雨事件列表。包含起始時間、降雨類型、最大/第 90 百分位時雨量、 有雨資料數[部分(測站高度 > 0.5 km)/總資料數]	32
表 2.4 S 波段雷達對不同降雨類型之降雨關係式係數表(取自陳 2016)	32
表 2.5 所使的 QPE 關係式組合。VP 表示經垂直剖面校正的降雨估計	33
表 3.1 對流降雨個案分別使用八種 QPE 組合方法及其 VPR 結果，與地面時雨量比較時 所對應的誤差表現。個案編號如表 2.3 所述，以平地測站(高度 < 500 m)為分析範圍。 紅粗體(底線)分數表示對於個案進行 VPR 修正前後為最佳(次佳)表現的降雨估計方 法	34
表 3.2 層狀降雨個案分別使用八種 QPE 組合方法及其 VPR 結果，與地面時雨量比較時 所對應的誤差表現。個案編號如表 2.3 所述，以平地測站(高度 < 500 m)為分析範圍。 紅粗體(底線)分數表示對於個案進行 VPR 修正前後為最佳(次佳)表現的降雨估計方 法	35

## 圖目錄

- 圖 2.1 台灣北部 RCWF 雷達選定分析範圍與儀器地理位置分佈圖。以低於 500 m 等高線之區域作為與地面雨量站驗證的區域，黑點為地面雨量站網，青矩形為雨滴譜儀包括撞擊式(JWD)與光學式(2DVD)兩種，紅三角形為 S 波段的五分山雷達。.....36
- 圖 2.2 經過濾除 PBB 影響範圍後，雷達仰角更新(2019 年 4 月 19 日)前後所選取的最低有效資料高度分布。以(a) 2018 年 1 月 7 日和(b) 2021 年 11 月 26 日為例。.....36
- 圖 2.3 五分山雷達(RCWF)於 2021 年 11 月 26 日 0736 UTC 仰角 1.3 度之計算徑向梯度的 KDP 場。.....37
- 圖 2.4 以 2021 年 11 月 26 日 0730 UTC  $R(KDP^*)$  的局地降雨垂直剖面，包括(a)瞬時降雨估計場和(b)於左圖中黑色方框範圍內的垂直降雨結構。橫軸雨量採用對數形式。粉色線表示 VPR 擬合函數。.....37
- 圖 2.5 在 2021 年 11 月 26 日 0730 UTC  $R(KDP^*)$  所得(a)VPR 比值，(b)雷達最低有效高度和(c)PBB 理論值的分布。虛線範圍表示嚴重受 PBB 影響的地區。.....38
- 圖 3.1 雷達最低三個仰角(a)  $0.5^\circ$ ，(b)  $0.9^\circ$  以及(c)  $1.3^\circ$  其估計的理論 PBB(%)，日累積回波( $mm6m - 3$ )和日累積雨量( $R - (Z, ZDR)$ , mm)比較。RCWF 雷達位在原點位置，虛線圓圈範圍說明受 PBB 嚴重影響的區域。在日累積雨量圖中圓點量值為地面雨量觀測。.....39
- 圖 3.2 在 2017 年 6 月 1 日至 6 月 3 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間，在自洽法中分別使用  $KDP - Z$  和  $KDP - (Z, ZDR)$  關係式所估計的係數  $a_{volume}$  (紅)與  $a_{2\_volume}$  (藍)之逐時變化。灰線表示從長期 DSD 資料統計的  $a$  值。.....40
- 圖 3.3 自洽法以(a)  $KDP - Z$  和(b)  $KDP - (Z, ZDR)$  形式套用兩係數組對應的  $Z - KDP$  分布。分別套用來自雷達觀測逐時調整(圖 3.2)與 Loh et al. (2022)其 DSD 模擬參數取

得，顏色為資料密度(%)。 .....	41
圖 3.4 同圖 3.3(b) 其資料相應的ZDR參數(dB)觀測變化。 .....	41
圖 3.5 五分山雷達(RCWF)於 2021 年 11 月 26 日 0736 UTC 仰角 1.3 度之(a)衰減偏差修正後的回波場，(c)經平滑處理的ZDR場，(e) $\Phi DP$ 增量場，(b)、(d)和(f)分別表示由自洽法估計( $KDP^*$ 和 $KDP^{**}$ )與計算徑向梯度的KDP場。青線為雷達 172.75°方位角之剖面線。 .....	42
圖 3.6 位在雷達 172.75°方位角(圖 3.5，青線)的徑向(a) Z 和(b) KDP剖面。黑、紅(藍)線分別表示由計算徑向梯度與自洽法以 $KDP - Z (KDP - (Z, ZDR))$ 形式估計之 $KDP^* (KDP^{**})$ 值。 .....	43
圖 3.7 五分山雷達(RCWF)於 2021 年 11 月 26 日 0736 UTC 仰角 1.3 度之 $\Phi DP$ 增量分布。分別為(a)經去折疊和去除 $\Phi 0$ 過程的觀測場，以及由(b) $KDP^*$ 和(c) $KDP^{**}$ 推估的估計場。 .....	44
圖 3.8 對於不同 QPE 組合於 2018 年 1 月 6 日 2242 UTC，透過 $h_0$ 為 0 km 及 $h_1$ 為 3 km 設定所得之 VPR 比值。 .....	45
圖 3.9 在 2018 年 1 月 6 日 2242 UTC 最低有效資料高度的回波觀測。圖中以三角形為中心收集其周圍 20 km 範圍內的降水估計空間資料。 .....	46
圖 3.10 所對應圖 3.9 以三角形為中心其周圍 20 km 範圍內， $R(KDP^*)$ 之 CFADs 空間分布表現。圖中顏色表示資料的頻率分布，米字符號表示每 500 m 高度區間的降雨估計平均值，粉色線表示 VPR 擬合函數，而褐色方框範圍說明位於雷達西側其降雨垂直結構較為集中的區域。 .....	47
圖 3.11 在五個降雨事件期間，以地面觀測每 5 mm/hr 的降雨強度區間計算不同 QPE 組合其(a) RRMSE 和(b)NMB 表現。 .....	48
圖 3.12 在五個降雨事件期間，基於 $R(KDP, ZDR)$ 估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr，	

(b) 10-50 mm/hr, 以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之 RRMSE 與 NMB 誤差空間分布表現。 .....	49
圖 3.13 在五個降雨事件期間, 基於R( $KDP^*$ , $ZDR$ )估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr, (b) 10-50 mm/hr, 以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之 RRMSE 與 NMB 誤差空間分布表現。 .....	50
圖 3.14 在五個降雨事件期間, 基於R( $KDP^{**}$ , $ZDR$ )估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr, (b) 10-50 mm/hr, 以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之 RRMSE 與 NMB 誤差空間分布表現。 .....	51
圖 3.15 在不同降雨類型中所使用的 QPE 組合其時累積降雨估計之誤差表現。淺、深色分別表示來自最低有效資料高度及其經過 VPR 修正過程的驗證分數。個案代表編號如表 2.3 所述。 .....	52
圖 3.16 在 2017 年 6 月 1 日至 6 月 3 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間的(a) RZ和(b)VP- RZ, 以及(c) RZ, $ZDR$ 和(d)VP- RZ, $ZDR$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖, 以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	53
圖 3.17 在 2017 年 6 月 1 日至 6 月 3 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間的(a) $RKDP$ 和(b)VP- $RKDP$ , 以及(c) $RKDP$ , $ZDR$ 和(d)VP- $RKDP$ , $ZDR$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖, 以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	54
圖 3.18 在 2017 年 6 月 1 日至 6 月 3 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間的(a) $RKDP^*$ 和(b)VP- $RKDP^*$ , 以及(c) $RKDP^*$ , $ZDR$ 和(d)VP- $RKDP^*$ , $ZDR$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖, 以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	55
圖 3.19 在 2017 年 6 月 1 日至 6 月 3 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間的(a) $RKDP^{**}$ 和(b)VP- $RKDP^{**}$ , 以及(c) $RKDP^{**}$ , $ZDR$ 和(d)VP- $RKDP^{**}$ , $ZDR$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖, 以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 ....	56

圖 3. 21 在 2017 年 6 月 14 日至 6 月 18 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間的(a) <i>RKDP</i> 和(b) <i>VP-RKDP</i> ，以及(c) <i>RKDP, ZDR</i> 和(d) <i>VP- RKDP, ZDR</i> 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	58
圖 3. 22 在 2017 年 6 月 14 日至 6 月 18 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間的(a) <i>RKDP *</i> 和(b) <i>VP- RKDP *</i> ，以及(c) <i>RKDP *, ZDR</i> 和(d) <i>VP- RKDP *, ZDR</i> 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	59
圖 3. 23 在 2017 年 6 月 14 日至 6 月 18 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間的(a) <i>RKDP **</i> 和(b) <i>VP- RKDP **</i> ，以及(c) <i>RKDP **, ZDR</i> 和(d) <i>VP- RKDP **, ZDR</i> 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	60
圖 3. 24 在 2020 年 8 月 3 日(UTC)哈格比颱風觀測期間的(a) <i>RZ</i> 和(b) <i>VP- RZ</i> ，以及(c) <i>RZ, ZDR</i> 和(d) <i>VP- RZ, ZDR</i> 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	61
圖 3. 25 在 2020 年 8 月 3 日(UTC)哈格比颱風觀測期間的(a) <i>RKDP</i> 和(b) <i>VP- RKDP</i> ，以及(c) <i>RKDP, ZDR</i> 和(d) <i>VP- RKDP, ZDR</i> 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	62
圖 3. 26 在 2020 年 8 月 3 日(UTC)哈格比颱風觀測期間的(a) <i>RKDP *</i> 和(b) <i>VP- RKDP *</i> ，以及(c) <i>RKDP *, ZDR</i> 和(d) <i>VP- RKDP *, ZDR</i> 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	63
圖 3. 27 在 2020 年 8 月 3 日(UTC)哈格比颱風觀測期間的(a) <i>RKDP **</i> 和(b) <i>VP- RKDP **</i> ，以及(c) <i>RKDP **, ZDR</i> 和(d) <i>VP- RKDP **, ZDR</i> 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	64
圖 3. 28 在 2018 年 1 月 6 日至 1 月 7 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a) <i>RZ</i> 和(b) <i>VP-</i>	



RZ，及(c) RZ, ZDR和(d)VP- RZ, ZDR所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。.....	65
圖 3. 29 在 2018 年 1 月 6 日至 1 月 7 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a) RKDP和(b)VP- RKDP，及(c) RKDP, ZDR和(d)VP- RKDP, ZDR所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	66
圖 3. 30 在 2018 年 1 月 6 日至 1 月 7 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a) RKDP *和(b)VP- RKDP *，及(c) RKDP *, ZDR和(d)VP- RKDP *, ZDR所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 ....	67
圖 3. 31 在 2018 年 1 月 6 日至 1 月 7 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a) RKDP **和(b)VP- RKDP **，及(c) RKDP **, ZDR和(d)VP- RKDP **, ZDR所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	68
圖 3. 32 在 2021 年 11 月 26 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a) RZ和(b)VP- RZ，及(c) RZ, ZDR和(d)VP- RZ, ZDR所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	69
圖 3. 33 在 2021 年 11 月 26 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a) RKDP和(b)VP- RKDP，及(c) RKDP, ZDR和(d)VP- RKDP, ZDR所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	70
圖 3. 34 在 2021 年 11 月 26 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a) RKDP *和(b)VP- RKDP *，及(c) RKDP *, ZDR和(d)VP- RKDP *, ZDR所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	71
圖 3. 35 在 2021 年 11 月 26 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a) RKDP **和(b)VP- RKDP **，及(c) RKDP **, ZDR和(d)VP- RKDP **, ZDR所表現的事件總累積雨量分	

布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。 .....	72
圖 3. 36 對於所使用的 QPE 組合分別在五個降雨事件中，應用 VPR 方法前後的改善程度。顏色代表不同降雨事件。 .....	73
圖 A. 1 在 2017 年 6 月 17 日 0505 UTC 仰角 0.5 度於五分山雷達(RCWF)西南方，經資料品質處理前後(由左至右)之(a) $R(Z)$ ，(b) $R(Z, ZDR)$ ，(c) $R(KDP)$ ，以及(d) $R(KDP, ZDR)$ 公式所取得的瞬時降雨估計結果。 .....	75
圖 A. 2 在 2017 年 6 月 17 日 0505 UTC 仰角 0.5 度於五分山雷達(RCWF)西南方，經資料品質處理前後(由左至右)之(a) $R(KDP^*)$ ，(b) $R(KDP^*, ZDR)$ ，(c) $R(KDP^{**})$ ，以及(d) $R(KDP^{**}, ZDR)$ 公式所取得的瞬時降雨估計結果。 .....	76
圖 A. 3 根據圖 A. 1 和圖 A. 2 中的分析範圍，對不同 QPE 組合所對應其取代的資料率。 .....	77
圖 B. 1 在五個降雨事件期間，基於 $R(Z)$ 估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr，(b) 10-50 mm/hr，以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之 RRMSE 與 NMB 誤差空間分布表現。 .....	78
圖 B. 2 在五個降雨事件期間，基於 $R(Z, ZDR)$ 估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr，(b) 10-50 mm/hr，以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之 RRMSE 與 NMB 誤差空間分布表現。 .....	79
圖 B. 3 在五個降雨事件期間，基於 $R(KDP)$ 估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr，(b) 10-50 mm/hr，以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之 RRMSE 與 NMB 誤差空間分布表現。 .....	80
圖 B. 4 在五個降雨事件期間，基於 $R(KDP^*)$ 估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr，(b) 10-50 mm/hr，以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之 RRMSE 與 NMB 誤差空間分布表現。 .....	81

圖 B.5 在五個降雨事件期間，基於R(KDP \*\*)估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr，(b) 10-50 mm/hr，以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之 RRMSE 與 NMB 誤差空間分布表現。 ..... 82

# 第一章 緒論

## 1.1 動機

雷達定量降水估計(Quantitative Precipitation Estimation, QPE)應用，對於劇烈天氣監測、洪水預報等極為重要。特別是在台灣處於複雜地形的情况，天氣系統與環境交互影響下，暖季(5-10月，如梅雨鋒面、颱風和午後對流)時能出現時雨量超過90 mm的極端降雨，冬季時則在北台灣迎風面容易有持續性的降雨，降水過程發展出不同特性的雲物理機制，適時調整QPE以因應雨滴粒徑分布(Drop Size Distribution, DSD)其時空間變化，在完善的定量降水估計是不可或缺的一環。

氣象雷達具有高時空解析度的觀測能力，能提供足以代表降水結構和演變的即時面觀測資訊，彌補地面雨量站為單點觀測且分布不均的限制。在近十幾年由傳統單偏極化(都卜勒)雷達升級為雙偏極化雷達後，對於定量降雨估計技術有重大進展，除了傳統的回波(Reflectivity,  $Z$ )外，能直接量測差異反射率(Differential reflectivity,  $Z_{DR}$ )，差異相位差(Differential phase,  $\Phi_{DP}$ )和相關係數(Correlation coefficient,  $\rho_{hv}$ )，分別可以了解水象粒子的形狀、液態水含量的分布以及氣象訊號之辨別，提供有利於分析降水過程的新觀點，從過去台灣相關研究中，幫助進行雷達資料品質控管的流程處理(紀 2005；Loh et al. (2022))，隨之對DSD反演(Chang et al. 2009；盧 2018)及後續的雷達定量降水估計應用(Liou et al. 2013；Wang et al. 2013；周 2015；陳 2016；Chang et al. 2021)皆能明顯提升其準確度；或運用在數值天氣預報(Numerical Weather Prediction, NWP)模型，有更好的微物理參數化模擬(游 2019)。

然而，儘管雙偏極化雷達參數多方面展現其優勢，但仍受限於雷達量測的方式，需克服雷達波束隨觀測範圍越遠而增高、變寬的採樣差異。所造成缺乏低層的降雨強度變化，以及具有相對低的解析體積(resolution volume)，這對位於北台灣S波段雙偏極化的

五分山作業雷達(RCWF)同樣面臨此類問題，因此考慮降雨空間變異性的情況下，藉由使用更高仰角且未受阻擋的降雨估計其垂直結構變化，找出具備代表垂直層的降雨梯度來推估地表雨量，提拱較完整的近地表降雨估計，進一步提升RCWF雷達其定量降雨估計的準確度。

## 1.2 文獻回顧

從過去研究顯示利用雙偏極化雷達參數對定量降雨估計發展的改進表現(Ryzhkov et al. 2005; 廖 2009; Chang et al. 2016; 陳 2016; 洪 2020; 楊 2021; Chang et al. 2021; Ryzhkov et al. 2022)，包含  $Z_{DR}$  參數的加入，具有與雨滴粒徑大小成正比的特性，能減緩僅利用  $Z$  估計降雨時，與降雨率分別以雨滴直徑( $D$ )的6及3.67次方成正比，受雨滴粒徑分布(Drop Size Distribution, DSD)變化敏感的問題(Battan 1973)。然而兩者因受部分波束遮蔽(Partial beam blockage, PBB)效應(Zhang et al. 2013)、能量衰減及系統偏差所引起的觀測誤差，限制了使用  $Z$ 、 $Z_{DR}$  參數其降雨估計的能力。或透過相位變化的  $K_{DP}$  參數，則與  $D$  的4次方成正比，更為接近降雨率  $R$  的  $D$  次方項(3.67)，因而對DSD變異性較不敏感，且不受PBB、能量衰減及雷達系統偏差的影響，因此在中至大雨，甚至是冰水混相時， $K_{DP}$  參數能更準確地估計降雨強度，但在觀測上小雨區易受到  $\Phi_{DP}$  觀測雜訊的影響。

藉由局地量測的DSD特性和適當的擬合方法，求得雷達參數與降雨率之間的理想參數化關係(Ryzhkov and Zrníc 1996; Pepler et al. 2011)為單一的降雨關係式帶來顯著的改進。同時透過發展各雷達參數優點結合的降雨估計式組合，如Ryzhkov et al. (2005)提出基於  $Z$  相關的門檻，以決定樹(decision-tree)的架構，避免小雨時運用  $R(K_{DP})$  方法估計降水；或Pepler et al. (2011); (2012)基於模擬雷達參數其降雨估計的誤差特徵，分配多個估計式的權重，求得降雨強度區間內最佳化的降雨關係式組合，來降低雷達參數各自觀測的不確定性。

其中以  $K_{DP}$  參數從差異相位差(Differential phase,  $\Phi_{DP}$ )觀測上獲得準確的  $K_{DP}$  估計方



面仍然存在問題，通常弱降雨的 $\Phi_{DP}$ 增量不夠明顯，導致易受到觀測雜訊變化主導而不可信。如紀(2005)使用中心差分法(Central difference)進行 $K_{DP}$ 反演，即在距離上包括前後兩資料點計算其相位梯度變化，此作法容易摻入鄰近的 $\Phi_{DP}$ 雜訊，基本上採用多點平滑減緩局部影響；但反之，過度平滑則造成減弱局部降水極值特徵。另一方面，負 $K_{DP}$ 值的出現，特別容易發生在強風暴的後方或外圍梯度區域，此時負 $K_{DP}$ 值最為顯著(Wang and Chandrasekar 2009)。為了克服梯度計算的問題，且同時保持降水原有的空間結構，Scarchilli et al. (1996)提出 $Z - K_{DP}$ 形式的自洽(Self-consistency)方法，兩參數皆與降雨強度有關，因此基於回波變化來抑制估計弱降水區的 $K_{DP}$ 波動，應用於較短波長(如C、X波段)時，可以有效消除背向散射(Backscattering phase)效應和 $K_{DP}$ 負值(Lim et al. 2013); Chen et al. (2021)結合自洽法的 $K_{DP}$ 所取得的降水估計結果，相較使用經由徑向處理的 $K_{DP}$ 值，在中雨和大雨中表現的偏差減少。

對於降雨估計主要誤差來源，不僅是雷達參數分別在不同觀測環境條件下的影響差異，且受非均質的垂直降水變化產生不確定因素(Joss et al. 1990)。當與地面雨量站進行驗證時，雷達所面臨高空觀測的限制，隨著與雷達的距離增加，降水資料高度隨之提高，而無法獲取雷達波束採樣到最低高度以下的降水產生機制，如以碰撞合併為主的暖雨過程，導致雷達QPE受垂直降水強度變化引起的偏差影響。而PBB效應進一步阻礙在複雜地形上近地表的雷達降水監測，因受地形阻擋導致部分或完全波束遮蔽，而後回波值減弱。為了消除此類低估，利用垂直剖面修正方法，藉由使用更高仰角雷達觀測或降雨估計的垂直結構變化來推估近地表降雨。

過去許多研究關注於冷季應用時的技術挑戰(Bellon et al. 2005; Matrosov et al. 2007; Gourley et al. 2009; Zhang and Qi 2010; Zhang et al. 2012; Hanft et al. 2022)，雷達觀測因常見發生在融化層(Melting level, ML)內部或上方，因此主要用來修正ML內的顯著Z增強與ML上方的冰水混相存在而Z減少，透過來自即時或長期統計的資料(Wen et al. 2016)重建其垂直降雨結構模型，然而這些修正通常假設Z在ML以下恆定，未考慮任何降水產生的過程進行處理。對於近地表的資料缺失，除了使用數值模擬進行雲物理變化過程的理想

模型(Kumjian and Prat 2014)外，在雷達觀測方面，執行在作業雷達周圍其體積掃描資料上，同時也配合垂直指向(Qi et al. 2014; Chen et al. 2020)，或高度剖面(Range-Height Indicator, RHI)其指定方位角上截面掃描(Kitchen et al. 1994; Matrosov et al. 2007; Kalogiros et al. 2013)的觀測策略，反映局地降水系統的垂直結構特徵，提供額外空間變化的修正參考。以上所具備的大量資料，在近年盛行發展深度學習模型來進行演算，如Marzano et al. (2004)其中運用人工神經網路(artificial neural network)技術訓練Z資料集，允許快速構建回波的垂直剖面，幫助改善Z-R關係式的降雨估計誤差。

並且雙偏極化參數的加入改進修正方法，應用變數間的觀測特性，帶來了更多對降雨垂直結構的相關資訊，如具有更可信的亮帶高度判別(Hanft et al. 2022)或依據各參數垂直強度變化的剖面修正(Bechini et al. 2013; Wang et al. 2013; Chen et al. 2023)，其中Wang et al. (2013)應用 $K_{DP}$ 參數於台灣地區沿PBB嚴重的山區，有效地減少降雨低估，具有重現低層降雨強度的潛力；另一方面，可能限制雙參數的QPE關係式於垂直剖面修正後的使用，在這種情況下，由Montopoli et al. (2017)提出利用當前具有區域調整係數的雙偏極化雷達QPE公式進行垂直修正的想法，先將雷達參數間進行降雨估計的結合，確保當所有雷達參數修正至地面應能有一致的推估，以維持考慮雙參數公式時的相關性。此外，大多數現有的方法通常假設均向性(Kalogiros et al. 2013; Koistinen and Pohjola 2014)，指以雷達周圍特定影響半徑內的體積掃描，水平空間平均後估計其垂直剖面結構作為修正之參考，可能無法充分處理對流和層狀混合降雨類型的情況，Chen et al. (2023)也透露應根據降水系統的演變而有局地變化，需進一步考慮區域上的降雨特性。

### 1.3 研究方向

所使用的S波段雙偏極化五分山雷達(RCWF)面臨的挑戰是，與較短波段(如C、X波段)的相位解析相比，有相較低敏感的特性，尤其在小雨區的 $\Phi_{DP}$ 增量較小，估計 $K_{DP}$ 的過程容易受 $\Phi_{DP}$ 觀測雜訊影響。並且雷達位在地勢較高處(766 m)，使得部分觀測的最低覆蓋高度無低於1 km的大氣層，加上受地形遮蔽、低仰角處的地面雜波問題，最終僅保

留較高層資料。

此篇研究在台灣北部複雜地形的情況下，探討RCWF雷達其 (1) $K_{DP}$ 估計(來自自洽法)，(2)局地的降雨垂直剖面校正方法建立，且(3)應用在不同降水類型期間其定量降水估計之效益。藉由分析各類降水系統其定量降水估計成果，例如在台灣其颱風個案可利用 $K_{DP}$ 參數有效改善降雨估計準確度(Liou et al. 2013; Wang et al. 2013)，對於梅雨鋒面系統也主要以考慮 $K_{DP}$ 進行降雨估計的表現為佳(周 2015；陳 2016)，同時包括過去台灣較少相關層狀降雨系統的研究一併考量，以確認方法的穩定性及適用性，修正並改善來自S波段雷達於弱降水時不顯著的 $\Phi_{DP}$ 增量和垂直降雨變異性方面的誤差來源，來增進五分山作業雷達估計降雨的能力。

## 第二章 資料與方法

本篇研究使用雨滴譜儀、地面雨量站與雷達的數據(表 2.1、表 2.2)，進行降雨估計與評估程序。雨滴譜儀資料主要用於求取雷達參數-降雨率關係式，並在雷達資料處理過程提供觀測修正的理論值；而雨量站資料作為雷達降雨估計的驗證工具。觀測儀器配置如圖 2.1。

### 2.1 雷達資料來源與處理

#### 2.1.1 五分山 S 波段雷達

選用五分山S波段雙偏極化雷達(RCWF)觀測北部地區降雨個案，相較於同地觀測的C波段(波長為5.3 cm)雷達，其長波段(10.7 cm)的特性具有較不受衰減效應，以及能接收相對穩定的觀測訊號的能力。位在臺北盆地的東北方，高度因處在766 m的相對高點位置，受地形的遮蔽較少，部分資料能有更完整的連續性，但在雷達的西南方仍存在顯著的PBB影響，因此對於RCWF雷達，選取最低資料高度過程，將限制雷達觀測的最低覆蓋高度範圍(圖2.2)。而近年RCWF作業期間，有經歷雷達掃描策略的變更，在2019年4月19日後的個案，仰角高度方面從9個增加至15個仰角掃描，進而獲取更多高度上的觀測資訊，其體積掃描所需時間皆在6分鐘內完成，分別約為5分36秒及5分46秒。從圖2.2呈現經過濾除PBB影響範圍後，雷達仰角更新前後所選取的最低有效資料高度分布，對於受PBB嚴重影響的區域，更新後的掃描策略能保留較低高度的觀測資料。

在2017年至2021年間共挑選出五個降雨事件，包括兩梅雨鋒面、颱風及兩起冬季低層層狀降雨類型(表2.3)。在2017年6月發生兩波梅雨鋒面個案(C1、C2)，前者鋒面系統伴隨顯著的西南氣流，北部地區首當其衝受沿海旺盛對流雲系緩慢南移的影響，降下超大豪雨(24小時累積雨量超過500毫米)，引發多處淹水災情；後者則降雨強度相對弱，但維持較長時間的降雨。哈格比颱風個案(C3)主要受外圍螺旋雨帶移入影響導致劇烈降雨，

氣象局於8月1日21時30分(UTC)發佈海上颱風警報，行徑路徑由臺灣東北部海面經過，往北北西方向移動。而兩起冬季降雨事件而言，2018年個案(S1)因有華南雲雨帶發展相當豐沛的水氣配合下，使得大陸冷氣團前緣鋒面在通過臺灣時造成全臺都有明顯雨勢；2021年宜蘭劇烈降雨觀測實驗(Yilan Experiment for Severe Rainfall, YESR)期間個案(S2)，在冬季東北季風環境下低層大氣的層狀降雨過程，加上中層由西南方傳輸的水氣來源而持續降雨。

## 2.1.2 雷達資料品質控管

對原始雷達資料經由一系列處理流程如下：

### 1) 濾除非氣象資訊及雜訊影響

利用相關係數( $\rho_{hv}$ )濾除非降水粒子，因氣象訊號具有較高的相關性，門檻設定為0.8 (洪 2020)。隨後沿波束計算每五個資料點的標準差，當判定異常高值時則中心資料點將被濾除，減緩雙偏極化參數(即 $\Phi_{DP}$ ,  $Z_{DR}$ )在觀測時發生過多雜訊的區域。 $\Phi_{DP}$ 標準差以 $15^\circ$ 為門檻，同時滿足 $\Phi_{DP}$ 標準差需小於 $10^\circ$ 且 $\rho_{hv}$ 標準差小於0.05的條件。

統一去除雷達周圍半徑3.5 km內的觀測資料，避免取用到受近地面干擾而不穩定的資料，在後續以得到更準確的 $\Phi_{DP}$ 初始值或防止近雷達處有錯誤的 $\Phi_{DP}$ 去折疊(unfolding)判斷。

### 2) 處理部分波束遮蔽和融化層(Melting level, ML)問題

因地形導致部分波束遮蔽(PBB)的資料，利用  $4/3$  地球半徑的假設求得各波束高度 (陳 2016)，其部分值若低於地形高度(即存在能量被遮蔽)，則刪除此波束該點後的所有資料。並排除高度 4 km 以上的資料，避免具有冰、水混相的融化層及更高層影響。

### 3) 相位參數處理

對相位參數的 $\Phi_{DP}$ 進行去折疊(unfolding)後，扣除由雷達體積掃描所計算的平均初始相位值( $\Phi_0$ )，作為沿波束初始相位差從 $0^\circ$ 開始的增量，後續沿用 $\Phi_{DP}$ 表示之。

### 4) $Z$ 和 $Z_{DR}$ 參數處理

能量衰減修正方法，套用 Loh et al. (2022)使用國立中央大學(National Central University, NCU)的撞擊式雨滴譜儀(Joss-Waldvogel disdrometer, JWD)對 S 波段雷達模擬計算之衰減修正係數( $\alpha$  和  $\beta$ )，利用(2.1)、(2.2)式修正  $Z$  和  $Z_{DR}$  因降雨所致的能量衰減量，分別為比衰減(Specific attenuation, PIA)及比衰減差(Specific attenuation difference, PIDA)(Bringi et al. 1990)，單位為 dB：

$$PIA = \alpha \times \Delta\Phi_{DP} \quad (2.1)$$

$$PIDA = \beta \times \Delta\Phi_{DP} \quad (2.2)$$

其中 $\Delta\Phi_{DP}$ 為 $\Phi_{DP}$ 觀測的增量值，單位為 $^\circ$ ；將其衰減量代入(2.3)、(2.4)式，對觀測( $Z_H^{obs}$  和  $Z_{DR}^{obs}$ )進行修正，以求得衰減修正後的 $Z'_H$ 和 $Z'_{DR}$ 參數，單位皆為 dB。

$$Z'_H = Z_H^{obs} + PIA \quad (2.3)$$

$$Z'_{DR} = Z_{DR}^{obs} + PIDA \quad (2.4)$$

$Z$  偏差量修正，根據自洽關係式( $K_{DP} = aZ^b$ )推導為(2.5)式的形式，透過衰減修正後的回波( $Z'_H$ )所估計的 $\Phi_{DP}$ 增量( $\Delta\Phi'_{DP}$ )代入(2.6)式中，與觀測的 $\Delta\Phi_{DP}$ 之比較，求得  $Z$  差異量( $Z_{diff}$ ，單位為 dB)，進而具有衰減及偏差修正處理之  $Z$  值( $\hat{Z}_h$ )。

$$\Delta\Phi'_{DP} = 2 \int K_{DP} ds = 2 \int aZ_H^b ds \quad (2.5)$$

$$Z_{diff} = 10 \log_{10}(Z'_h) - 10 \log_{10}(\hat{Z}_h) = 10 \times \frac{1}{b} \times \log_{10}\left(\frac{\Delta\Phi'_{DP}}{\Delta\Phi_{DP}}\right) \quad (2.6)$$

(2.6)式中， $Z'_h$ 和 $\hat{Z}_h$ 分別表示經衰減校正與進一步偏差修正後的  $Z$  值，在此為線性單位 ( $mm^6m^{-3}$ )。

$Z_{DR}$  參數偏差修正則以統計法計算，針對個案期間雷達所觀測到的弱回波區(15–25 dBZ)所對應的平均值，與位在 NCU 長期的 JWD 資料模擬所得的理論值之差異( $Z_{DR}^{bias} = Z_{DR}^{rad} - Z_{DR}^{dsd}$ )進行校正，其單位為 dB：

$$\hat{Z}_{DR} = Z'_{DR} + Z_{DR}^{bias} \quad (2.7)$$

$Z_{DR}$  參數平滑。使用上述(2.7)式完成觀測修正的 $Z_{DR}$ 資料與其周圍(即空間上相鄰方位角和沿波束相鄰點組成)共 9 點之平均值取代中心位置的 $Z_{DR}$ 值，來減緩此參數的隨機誤差對降雨估計的影響，後續說明以 $\hat{Z}_{DR}$ 沿用表示之，其單位為 dB。

## 2.2 $K_{DP}$ 估計

利用17點平滑過程以降低 $\Phi_{DP}$ 雜訊影響，將此代入(2.8)式其沿徑向路徑( $r$ )前後共五點的中心差分法所計算之 $K_{DP}$ 值(紀 2005)。然而在觀測層狀降雨類型時，發現 $\Phi_{DP}$ 增量不夠明顯而造成由徑向梯度估計的 $K_{DP}$ 方法存在不少雜訊(圖2.3)，進而後續其降水估計結果不如應用在強降水時來的有效。

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{\partial \Phi_{DP}}{\partial r} \quad (2.8)$$

其中  $r$  表示徑向資料間的距離，單位為 km； $\Phi_{DP}$  表示差異相位差的觀測增量，單位為 $^{\circ}$ ； $K_{DP}$  表示由徑向梯度計算的比差異相位差參數，單位為 $^{\circ}/km$ 。

另一種方案則透過基於回波的自洽關係式，根據(2.9)-(2.11)式求得調整的  $a$  值，此值結合兩區觀測的總相位增量( $\Delta\Phi_{DP}$ )和衰減校正後的回波( $\hat{Z}_h$ )其路徑積分，推導如下：

$$K_{DP} = aZ^b \quad (2.9)$$

$$2 \int_{r_0}^{r_m} K_{DP} ds = \Phi_{DP}(r_m) - \Phi_{DP}(r_0) = \Delta\Phi_{DP} \quad (2.10)$$

經(2.10)式，將 $K_{DP}$ 參數改寫成 $\Phi_{DP}$ 的形式後(Lim et al. 2013)，

$$a = \frac{K_{DP}}{[\hat{Z}_h(r)]^b} = \frac{\Delta\Phi_{DP}}{2 \int_{r_0}^{r_m} [\hat{Z}_h(r)]^b ds} \quad (2.11)$$

$\hat{Z}_h$  ( $mm^6 m^{-3}$ )為衰減修正後回波， $(r_0, r_m)$ 為沿傳播路徑兩區始末範圍區間，兩區定義在有 $Z$ 觀測值且 $\rho_{hv}$ 大於0.85的條件； $s$ 為其徑向範圍距離(km)。而 $b$ 值為常數，來自DSD模擬之 $K_{DP} - Z$ 關係式係數(Loh et al., 2022)。

在(2.11)式逐時進行係數調整的過程中，選取沿傳播路徑超過10%可用資料量門檻的雷達波束，在其路徑上利用經雷達資料品質管過程使 $\Phi_{DP}$ 初始值為 $0^\circ$ 的特性，將最後5個明顯 $\Phi_{DP}$ 增量( $> 5^\circ$ )的平均值來代表 $\Delta\Phi_{DP}$ ，而非定義沿徑向路徑兩區的始末位置 $(r_0, r_m)$ 條件。並為了確保足夠資料量進行計算，在每雷達體積掃描週期內，最終以較低仰角( $< 2.0^\circ$ )的方位角資料總和來計算 $a$ 值，表示為 $a_{volume}$ ，其基於回波所估計之 $K_{DP}$ 值為 $K_{DP}^*$ ，進而其公式如(2.12)、(2.13)式所示：

$$K_{DP}^*(r) = a_{volume} [\hat{Z}_h(r)]^b \quad (2.12)$$

$$a_{volume} = \frac{\sum^{azi} \Delta\Phi_{DP}}{\sum^{azi} 2 \int_{r_0}^{r_m} [\hat{Z}_h(s)]^b ds} \quad (2.13)$$

其中 $azi$ 為在較低仰角掃描的方位角。

此外，考量 $Z_{DR}$ 參數提供雨滴形狀的資訊，增加與降雨強度的相關性，進行基於 $Z$ 和 $Z_{DR}$ 形式的自洽法，將經平滑後 $Z_{DR}$ 參數( $\hat{Z}_{dr}$ ，單位為 $mm^6 m^{-3}$ )應用於自洽法計算 $K_{DP}^{**}$ 值，以 $a_{2\_volume}$ 代表其所得的 $a$ 值。



$$K_{DP}^{**}(r) = a_{2\_volume} [\hat{Z}_h(r)]^b [\hat{Z}_{dr}(r)]^c \quad (2.14)$$

$$a_{2\_volume} = \frac{\sum^{azi} \Delta\Phi_{DP}}{\sum^{azi} 2 \int_{r_0}^{r_m} [\hat{Z}_h(s)]^b [\hat{Z}_{dr}(s)]^c ds} \quad (2.15)$$

在(2.14)、(2.15)式中，當 $\hat{Z}_{dr}$ 值不足 0.5 dB 時，則以 0.5 dB 取代來避免受其極小值過度影響。 $azi$ 為在較低仰角掃描的方位角。

### 2.3 定量降雨估計

以單參數 $R-Z$ 、 $R-K_{DP}$ 和雙參數公式 $R-(Z, Z_{DR})$ 、 $R-(K_{DP}, Z_{DR})$ 求得與降雨率間的關係，公式表示如(2.16)-(2.19)式：

$$R(Z_h) = aZ_h^b \quad (2.16)$$

$$R(Z_h, Z_{DR}) = aZ_h^b Z_{DR}^c \quad (2.17)$$

$$R(K_{DP}) = aK_{DP}^b \quad (2.18)$$

$$R(K_{DP}, Z_{DR}) = aK_{DP}^b Z_{DR}^c \quad (2.19)$$

回歸計算時 $Z_h$ 為線性單位( $mm^6 m^{-3}$ )， $Z_{DR}$ 為dB， $K_{DP}$ 為 $^{\circ}/km$ ， $R$ 為mm/hr。

用於衰減偏差修正後取得合理 $Z$  (大於 0 dBZ)的雷達觀測，根據(2.16)-(2.19)式所述 QPE 關係式進行降雨估計；並針對基於 $K_{DP}$ 參數的 QPE 估計式，使用 $R-Z/R-K_{DP}$ 、 $R-Z/R-(K_{DP}, Z_{DR})$ 的組合型(hybrid)公式來減緩 $K_{DP}$ 參數在估計弱降水時較不可信的情況。當小於經驗值 30 dBZ 的 $Z$ 或  $0.05^{\circ}/km$  的 $K_{DP}$ (或  $Z_{DR}$ 小於 0.05 dB)時由 $R-Z$ 取代之。

將極座標上所估計的雨量場投影至以水平直角坐標和仰角高度表示之座標，其水平解析度為  $0.5 km \times 0.5 km$ ，垂直解析度則為原始雷達仰角設定( $^{\circ}$ )，並取得最低有效資料作為最終降雨估計之結果，後續將與經過降雨垂直剖面(Vertical profile of rain, VPR)修正的 QPE 產品相比。

### 2.3.1 QPE 關係式係數

係數的計算和適當性，與降雨型態、DSD差異和擬合方法有關，藉由局地量測的DSD特性求得該地區雷達參數與降雨率之間的理想參數化關係(Ryzhkov and Zrníc 1996; Pepler et al. 2011)。

以代表台灣北部地區降雨的DSD特性，因此採用陳(2016)根據台灣降水系統的特性(Chen and Chen 2003)，將位在NCU於2000年10月至2007年6月間所收集的長期DSD資料依月份分類，所對應的季節性QPE係數如表2.4。對於依月份劃分的降雨型態，主要分成春雨(Spring, 3-4月)、梅雨(Mei-Yu, 5-6月)、午後對流(Convection, 7-9月)、颱風(Typhoon, 以發出海陸警報時間為主)和冷鋒鋒面(Winter cold front, 10-2月)，從雨滴譜儀資料以每組6分鐘的DSD資料透過T-matrix技術(Waterman 1971) 模擬S波段雷達參數，進而和降雨率間求出各類型降雨關係式係數，在本研究中所分析的五個降雨事件，C1、C2對應於梅雨鋒面，C3於颱風，及S1、S2於冬季冷鋒鋒面的降雨類型之係數組，分別套用於(2.16)-(2.19)式的QPE組合。

### 2.3.2 資料品質(texture)測試

考慮雷達在瞬時的時間尺度上進行降雨估計，容易受觀測資料狀況所引起的誤差而產生異常峰值(spike)，後續在進行降雨垂直剖面(Vertical profile of rain, VPR)修正過程，或在與地面觀測驗證時，摻入不合理的降雨估計值，因此透過空間上與環境雨量差異過大作為判斷。同(2.20)式，當差異值( $R_{central} - R_{mean}$ )超過 1.5 倍的平均雨量( $R_{mean}$ )時予以濾除，並由較大範圍(環繞該點的 24 點且排除滿足(2.20)式之資料點)的平均值來取代該點資料，以降低資料異常值的影響。

$$R_{central} - R_{mean} > 1.5 R_{mean} \quad (2.20)$$

在(2.20)式中， $R_{central}$ 表示在目標點的降雨估計值， $R_{mean}$ 表示以目標點為中心其周圍所環繞 8 點(即相鄰方位角與沿波束相鄰兩點所組成)的瞬時降雨估計平均值，單位皆為 mm。

同時填補雨區內的缺值，可能來自雷達資料品質處理過程中濾除過多的資訊，以 $R_{central}$ 為缺值但 $R_{mean}$ 大於 0 mm 為界定，同樣藉由較大範圍的平均值取代之，使得整層資料分布更為均勻。經資料品質處理的效果於附錄 A 中舉例描述。

### 2.3.3 降雨垂直剖面(Vertical profile of rain, VPR)修正方法

為了修正並減低降雨垂直變化和PBB問題，透過使用較高且未受阻擋高度的雷達資料，建立降雨在垂直高度上的關係，方法由以下兩部分組成。

#### 1) 決定代表性垂直剖面

收集雷達高時空降雨數據時，不同於以往透過雷達周圍特定影響半徑內其方位角平均表示(Kalogiros et al. 2013; Koistinen and Pohjola 2014)，而是在雷達掃描週期內，以水平直角坐標上逐步對每一個格點其周圍 20 km 範圍內的垂直降水結構，進行與高度之間的擬合，來代表區域性的 VPR 剖面(圖 2.4)，進而獲取鄰近降雨系統演變的特徵，與高度( $h$ )相關的降雨函數表示如(2.21)式(Montopoli et al., 2017)：

$$VPR = 10^{0.1[a \cdot h + b]} \quad (2.21)$$

其 VPR 單位為 mm。 $h$  為海拔高度，單位為 km，擬合的資料高度限制在 3.5 km 以下。 $a$  值假設為負值，因考慮暖雨過程而導致下降至地表的降雨率增加。

#### 2) QPE 的垂直修正

透過(2.22)式其地表( $h_0$ )與雷達最低有效高度( $h_1$ )間的 VPR 比值，最終將雷達最低有效的降雨估計結果修正至地面。位於 PBB 影響的區域，雷達資料採樣高度則相對增加，會產生與相鄰平地地區，更高的 VPR 比值來增強降雨(圖 2.5)。

$$R^c(x, y, h_0) = R(x, y, h_1) \frac{VPR_{h_0}}{VPR_{h_1}} \quad (2.22)$$

(2.22)式中， $(x, y)$ 為水平網格位置， $h_0$ 和 $h_1$ 分別為地面高度和雷達觀測最低有效高度，

單位為km， $R^c(x, y, h_0)$ 為垂直修正後的雨量值，單位為mm。

## 2.4 雨量驗證方法

QPE 以時累積降雨估計( $R$ , mm/hr)為基本單位，對小時內的瞬時降雨估計進行累積平均，隨後對有雨的地面雨量站( $R_G > 0$  mm/hr)計算其周圍半徑 2 km 內的時雨量格點平均值，作為該雨量站所對應的雷達降雨估計值。

共八種不同的降雨估計組合經垂直剖面校正的結果(VP-R)(表 2.5)，與中央氣象局(Central Weather Bureau, CWB)局屬地面雨量計觀測資料( $R_G$ )計算兩者間的相對均方根差(Relative root-mean-square error, RRMSE)、標準化平均偏差(Normalized mean bias, NMB)和相關係數(Pearson's correlation coefficient, CC)，比較分析各種 QPE 的表現，使用公式如(2.23)-(2.25)式：

$$RRMSE = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (R_i - R_{Gi})^2}{N}}}{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N R_{Gi}^2}{N}}} \quad (2.23)$$

$$NMB = \frac{\sum_{i=1}^N (R_i - R_{Gi})}{\sum_{i=1}^N R_{Gi}} \quad (2.24)$$

$$CC = \frac{\sum_{i=1}^N (R_i - \bar{R})(R_{Gi} - \bar{R}_G)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (R_i - \bar{R})^2 \sum_{i=1}^N (R_{Gi} - \bar{R}_G)^2}} \quad (2.25)$$

在(2.23)-(2.25)式中， $N$ 為QPE-雨量計的資料對數； $R_i$ 和 $R_{Gi}$ 為為第 $i$ 站所對應的雷達估計結果和地面測站雨量資料； $\bar{R}$ 與 $\bar{R}_G$ 分別為 $R_i$ 和 $R_{Gi}$ 的平均值。

## 第三章 結果與討論

### 3.1 雷達觀測條件對降雨估計影響

進行一組雷達資料未經 PBB 處理的情況，如圖 3.1 的虛線圓圈內顯示分布在宜蘭和山區其嚴重受 PBB 影響的區域，在 0.5 度仰角高度平面上的累積回波和降雨估計呈現明顯的不連續波束狀分布，即當波束通過山脈後，因完全或部分波束能量遮蔽程度的影響，所對應的回波相對減弱，進而造成使用  $Z$  相關的降雨估計低估，而當隨著仰角增加時(圖 3.1 從(a)至(c))，受 PBB 影響減緩。

此實驗組反映了對於 RCWF 雷達觀測同樣面臨 PBB 效應阻礙在複雜地形上近地表的雷達降水監測的問題，因受地形阻擋導致完全或部分波束遮蔽，在地形後方的能量消失或減弱。因此需要彌補雷達所能觀測到的高度限制及消除 PBB 影響產生的不確定性，在後續 3.4.2 節進一步透過垂直降雨剖面修正方法比較分析。

### 3.2 $K_{DP}$ 估計方法比較

依據雷達量測雨區的  $\Phi_{DP}$  和  $Z$  (及  $Z_{DR}$ ) 的方式調整的係數  $a_{volume}$  (或  $a_{2\_volume}$ )，其具有隨降雨系統演變而逐時調整的特性，如 2017 年梅雨鋒面個案(圖 3.2)。並與 Loh et al. (2022) 在 2017 年梅雨季期間(5-6 月，27°C 環境平均溫度)透過 DSD 模擬所統計出的係數組其  $Z - K_{DP}$  分布比較，如圖 3.3 說明此個案的觀測資料主要集中在 40 dBZ 以下的回波強度，隨著回波增強，使用  $a_{volume}$  係數組合之  $K_{DP}$  估計更為彈性，還原不同觀測環境下的 DSD 差異，因此與 DSD 模擬的  $Z - K_{DP}$  函數曲線( $a$  為常數)比較時，在相同回波值呈現的  $K_{DP}$  範圍更廣，當自洽法計算過程考慮  $Z_{DR}$  參數時尤為顯著。而圖 3.4 分別使用 DSD 模擬計算的係數  $a$  與雷達觀測逐時調整的  $a_{2\_volume}$  之間的差異對  $K_{DP}$  估計較為低敏感，然而後者仍提供較明顯變化，其資料對應相同的  $Z_{DR}$  參數範圍(如 0.5–3.5 dB 之間)

表現更寬。

圖 3.5 以 2021 年 11 月 26 日 0736 UTC 發生弱降水時，顯示 RCWF 雷達所觀測到  $\Phi_{DP}$  增量不明顯的情況下，自洽法之  $K_{DP}^*$  和  $K_{DP}^{**}$  能提供空間連續且相對顯著的  $K_{DP}$  分布。在其徑向剖面上(圖 3.6)，可見此方法能確保去除不合理的負  $K_{DP}$  估計，並且其變化與回波變動相似，當回波較強時則反映出相對的  $K_{DP}$  峰值，與徑向梯度計算的  $K_{DP}$  值明顯增加位置一致。進一步檢視當使用(2.3)式將自洽法所得的  $K_{DP}$  推估回  $\Phi_{DP}$  增量，來與觀測值比較每一波束上完整的  $\Delta\Phi_{DP}$  變化時(圖 3.7)，回復了兩處較明顯累積的  $\Delta\Phi_{DP}$  分布，但對於徑向路徑上的  $\Delta\Phi_{DP}$  量值整體呈現高於觀測值，顯現在自洽法計算 a 值過程中，總相位增量選取波束上末端平均可能仍不足以表示路徑上完整的  $\Delta\Phi_{DP}$  變化。

### 3.3 區域性 VPR 的降雨特性表現

對於降雨空間變異性的影響，以 2018 年 1 月 6 日 2242 UTC 在冬季冷鋒鋒面個案期間的即時觀測為例。當建立區域性 VPR 過程時，會依據所使用的 QPE 方法不同而異，因此為了檢視個別方法其垂直修正程度( $\frac{VPR_{h_0}}{VPR_{h_1}}$ )的水平分布，給予相同的資料高度條件，即每處以 0 km 與較高層 3 km 間進行 VPR 比值的計算，如圖 3.8 呈現此極端的模擬結果。在此瞬時降雨估計而言，從不同 QPE 方法取得的 VPR 比值分布相似，同時也顯示在水平空間上的降水特性差異，圖中以位在雷達南邊超過 500 m 等高線的山區及宜蘭地區，對假設的高度差異越是敏感。

進一步觀察因區域的降水特性不同，所代表其局地垂直空間上降雨強度變化的 VPR 剖面。從最低有效高度的 Z 資料得知(圖 3.9)，位在雷達西側和南方兩地為主要發生降雨區域，並由圖 3.9 中三角形位置作為各 CFADs (Contour Frequency by Altitude Diagrams)(Yuter and Houze 1995)所相應其周圍 20 km 範圍的中心，展示使用  $R(K_{DP}^*)$  的垂直降雨結構(圖 3.10)，整體高空的水象粒子落至地面的過程，傾向於增加降雨量。也如上述 VPR 比值表現，具有傾斜程度上的差異，於雷達西側(褐色範圍)降雨估計的垂直結

構相對集中；另一方面，雷達南邊的降雨強度分布隨高度有明顯變化，可觀察到降水系統遇到地形時，低層降雨更為增強，顯現降水系統的局地演變。此外，呈現可預期的區域性資料數變動，除了因降雨系統演變，主要受離雷達遠近影響，當資料點距離雷達越遠時，受限於所能選取的最低有效資料高度。通常在觀測範圍邊緣(位在 RCWF 雷達西南方)由於資料高度過高，加上地勢較高而受 PBB 效應嚴重，僅能觀測到降水系統的頂部或完全錯失其整層降雨過程資訊，進而可能造成資料不合理的外延問題，增加在降雨估計資料擬合的挑戰性。

### 3.4 雷達降雨估計比較與分析

使用多種 QPE 組合(表 2.5)求得降雨估計結果，其經過資料品質(texture)處理後，以地面雨量站作為實際雨量進行比較。此節先檢視當所有個案期間其整體降雨估計隨降雨強度變化的誤差表現及分布，接著評估在不同降雨型態其 VPR 方法的影響，表 3.1、表 3.2 分別整理對流和層狀降雨個案其時累積雨量所計算的 RRMSE，NMB 和 CC 分數，以平地測站(高度 < 500 m)為主要分析範圍，最多共 84 站。

#### 3.4.1 降雨估計式在不同降雨強度的表現

納入所有個案期間其降雨估計結果的綜合評估(強降雨主要為梅雨鋒面和颱風事件所貢獻)，圖 3.11 表示各 QPE 組合依據地面雨量站所觀測的時雨量強度範圍之誤差變化，首先比較單參數公式(圖 3.11，虛線)的表現，對於 R(Z)公式如預期在大多數的降雨強度區間內，通常具有相對較高的 RRMSE 和顯著的降雨低估(NMB < 0)，並且誤差隨雨量增加其改善幅度減緩，說明儘管針對不同月份劃分的降雨型態套用相應的 QPE 係數，以降低 DSD 變異性的影響，但僅利用 Z 進行降雨估計的不確定性仍相當大。而以  $K_{DP}$  參數相關的 QPE 方法取代在較強回波(> 30 dBZ)的 R(Z)公式時，除了當驗證弱降水部分因雨量少而產生明顯誤差變動外，基本上誤差值隨降雨率增加而減少；對於 RRMSE

和 NMB 兩方面，皆比使用  $R(Z)$  方法提高了降雨估計的準確度，當強降水時能較改善約 10% 的誤差量。

在圖 3.11 中實線的部分，為結合  $Z_{DR}$  參數的降雨估計誤差表現，因提供更多的 DSD 資訊(如雨滴粒徑)，進一步取得更準確的降雨估計結果。尤其基於  $Z$  的降雨估計結果對其值相當敏感，因  $Z_{DR}$  參數的加入，減緩分別利用  $Z$  和  $K_{DP}$  參數估計降雨的誤差差距，如位在較高降雨率( $> 20$  mm/hr)時，表現趨於一致。從定量比較來看，相較使用  $R(Z)$  公式所存在的降雨低估問題， $R(Z, Z_{DR})$  有助於降低偏差，其 NMB 值能達到超過 30% 其可觀的改進。然而誤差擺盪的現象，可能由於  $Z_{DR}$  參數的觀測誤差所致。

此外，基於不同  $K_{DP}$  參數相關的降雨估計比較(圖 3.11 中為黃、淺藍和深藍色部分)，其強降雨的誤差趨勢相當，反觀在較低降雨率( $< 50$  mm/hr)的範圍內，可見來自不同  $K_{DP}$  估計其效果，相較徑向計算的  $K_{DP}$  參數解析度會受差分方法與平滑過程而降低，然而自洽法所估計的  $K_{DP}$  (包括  $K_{DP}^*$ 、 $K_{DP}^{**}$ ) 其降雨估計更為傾向於低估；進一步透過結合  $Z_{DR}$  參數，則具有 RRMSE 能降至 0.2 以下，NMB 約  $\pm 0.1$  內的較佳表現，不同於  $R(Z)/R(K_{DP}, Z_{DR})$  公式在中小雨區明顯高估的特徵。在整體誤差表現上，藉由自洽法的降雨估計普遍介於使用  $Z$  和徑向計算的  $K_{DP}$  參數間，且在大雨區更偏向同後者行為。

而在空間相關的誤差分布情況，隨著降雨強度變化，共分成三個主要時雨量區間(0-10、10-50 與 50-100 mm/hr)其地面測站所對應的 RRMSE 和 NMB 之空間分布表現，來比較來自各位置的誤差貢獻。圖 3.12 至圖 3.14 為基於  $K_{DP}$  相關的雙參數公式所計算的結果，透過以上在所有降雨強度範圍內具有較佳表現的 QPE 組合，當在較低降雨率( $< 50$  mm/hr)的圖中，皆可見誤差以宜蘭地區和其餘地區作為區別，說明受地形遮蔽程度所致的差異，經過濾除低層 PBB 影響後，前者對於進一步獲取近地表降雨產生資訊的需求更為迫切，在不同 QPE 結果中顯示為主要區域造成降雨低估的來源；而隨降雨強度增加時，發生降雨區域集中在雷達西側，此時展現出結合  $Z_{DR}$  參數有利於對強降雨估計表現，誤差普遍偏低。對於其他 QPE 組合其誤差空間分布的情況則詳見於附錄 B。



### 3.4.2 局地 VPR 方法對不同降雨類型影響

#### 1) 對流降雨

對於梅雨及颱風事件(圖 3. 15 中 C1-C3，詳細分數整理如表 3. 1)，同前一小節所討論基於  $Z$  的降雨關係式，相較於其他 QPE 組合，其往往具有相對較高的 RRMSE 和顯著的降雨低估(NMB<0)，而經過垂直修正過程後，有助於消除負偏差，誤差明顯降低。

其中，在兩個梅雨鋒面事件期間(圖 3. 15 中 C1、C2)，由基於自洽法的  $K_{DP}^*$  和  $K_{DP}^{**}$  參數的降雨估計展現其優勢。以  $R(K_{DP}^*, Z_{DR})$  公式與  $R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$  公式作為在 C1 個案期間最佳和次佳的降雨估計組合，從圖 3. 16 至圖 3. 19 所示，與地面雨量站於 2017 年 6 月 1 日至 6 月 3 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間(C1)的比較中，凸顯出兩者無論在事件總累積雨量和時雨量分布皆呈現與地面雨量觀測相當一致的結果(圖 3. 18c、圖 3. 19c)，其誤差表現之 RRMSE 低於 0.2，NMB 至 0.07 以內，以及 CC 達近 0.98 的分數。

圖 3. 20 至圖 3. 23 為 2017 年 6 月 14 日至 6 月 18 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間(C2)與地面站降雨驗證的結果，此個案的時雨量強度集中在中小雨，其中  $R(Z, Z_{DR})$  貼近於在地面所觀測的各種降雨強度表現，不過 NMB 仍偏向為負值。當進行 VPR 方法時，對於僅利用  $K_{DP}$  參數相關的降雨關係式，除了在較低降雨率(< 10 mm/hr)呈現明顯偏差的  $R(K_{DP})$  其整體表現變差的影響(圖 3. 21a,b)外，透過自洽法所估計的  $R(K_{DP}^*)$  和  $R(K_{DP}^{**})$  其垂直修正前後的 RRMSE 分數相當下，增強了降雨量，改善降雨低估的狀況；尤其是 VP- $R(K_{DP}^*)$  表現(圖 3. 22a,b)，使得從  $R(K_{DP}^*)$  之 NMB 降低了約 22%，達到整體時雨量分布進一步抬高，此斜率更接近於一。然而整體資料分布較發散，CC 值減少。若進一步採用考量  $Z_{DR}$  的雙參數 QPE 公式時，反而對進行 VPR 修正相當敏感，更容易產生降雨高估的現象而不可信，由較長觀測期間的 C2 個案結果，誤差放大最為顯著，RRMSE 方面出現超過 1.0。

在颱風個案期間(圖 3.15, C3), 以圖 3.24 至圖 3.27 所示的不同 QPE 組合與地面觀測比較, 當中的子圖(a)和(c)表現此個案考量 $Z_{DR}$ 參數後, 對於降雨估計結果影響不顯著, 另外由梅雨和颱風季之間的指數係數  $c$  比較(表 2.4), 可解釋後者因其係數絕對值相對較小, 因此在進行颱風個案的降雨估計結果整體對所觀測到的 $Z_{DR}$ 參數變化, 包含其產生的誤差較不敏感。如圖 3.24 基於  $Z$  的降雨關係式, 同時皆透過 VPR 方法, 修正 $R(Z)$ 和 $R(Z, Z_{DR})$ 兩公式在地面降雨極值不足的範圍, 更趨近於與地面雨量一致的關係。而相反地, 利用 $K_{DP}$ 相關的降雨估計式, 其中以  $R(K_{DP})$ 公式(圖 3.15, C3 淺黃色)最適用於此個案的降雨估計表現下, 於圖 3.25 至圖 3.27 中的降雨估計垂直修正結果, 皆產生過多修正的現象, 顯現 VPR 的負面影響。可能因個案期間降雨主要由颱風外圍螺旋雨帶移入產生, 雷達能有較完整的降雨系統觀測, 且其液態水總含量並無明顯垂直差異的影響, 進行 VPR 方法較無幫助。

## 2) 層狀降雨

對於層狀降雨情況(圖 3.15 中 S1、S2, 詳細分數整理如表 3.2), 從 2018 年的冬季降雨事件(S1)中, 整體時雨量估計表現明顯偏向低估(圖 3.15,  $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 除外), 由於雷達南方受 PBB 影響顯著, 且位在東北季風迎風區, 隨其盛行風場將海上的暖濕空氣往內陸平流, 與地形效應作用下, 有利在宜蘭地區激發局部淺對流的生成與維持的機制, 以至於實際圖 3.28 至圖 3.31 中(a)和(c)部分的總累積雨量估計分布不足以表示發生在宜蘭地區近地表的降雨發展, 相較地面測站量測超過 70 mm 的總累積雨量觀測分布, 僅達到約 30-70 mm 間的降雨強度。而經垂直修正後的 QPE 組合, 促使原先的負偏差減緩, 因加強在 PBB 效應嚴重地區的降雨估計, 尤其使用  $VP-R(Z, Z_{DR})$ 和  $VP-R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ 組合, 能與地面時雨量觀測的驗證分數達 RRMSE 約 0.4 及 NMB 值 $\pm 0.04$  以內的準確度。而在  $VP-R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ 和  $VP-R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$ 其降雨估計結果中(圖 3.30d、圖 3.31d), 僅出現零星的降雨高估離散值, 提供相較  $VP-R(K_{DP}, Z_{DR})$ 穩定的弱降水垂直結構; 但對此個案 VPR 結果的水平分布上, 除了  $VP-R(Z)$ 公式外, 其他 QPE 組合在雷達西側皆產生過度修正的

影響。其中的可能原因為近地面雜訊的處理，過度濾除低層的降水資訊，進而降低局地 VPR 代表性。

另一方面，對於降雨整體相對較弱的 2021 年個案(圖 3.15, S2)，VP- $R(Z, Z_{DR})$ 公式仍有效估計弱降水，從圖 3.15 顯示在應用 VPR 方法前後其 RRMSE 相當的前提下，改進了最為低估的狀況，約降低 40%之 NMB 值；與基於徑向梯度計算的 $K_{DP}$ 其降雨估計在強回波取代  $R(Z)$ 時相比， $R(K_{DP})$ 和  $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 僅能稍微改善低估的問題，由圖 3.32、圖 3.33 中顯示降雨估計分布仍集中在對角線下方，當兩公式經降雨垂直修正後，則具有正偏差結果。此外，來自自洽法(基於  $K_{DP}^*$  或  $K_{DP}^{**}$ )的降雨垂直修正表現，要比 S1 個案誤差來得高很多，此情況從圖 3.34 和圖 3.35 中事件總累積雨量分布，儘管顯示同樣加強了受 PBB 影響地區的降雨，但在小雨區卻相對敏感，所對應原先使用最低層有效降雨估計的時雨量分布相當發散，CC 值均低於 0.6 左右，進而影響其垂直梯度變化的可信度，其準確度不及 Z 相關的垂直修正結果。

在預期相較於垂直運動明顯的強降雨事件，冬季層狀降雨系統應對 VPR 方法的需求來得高，以取得低層降雨資訊，其中使用不同 QPE 組合能否達到一致改善的趨勢。因此進一步將以上五個降雨事件一同討論，透過相對於雷達最低有效降雨估計，應用 VPR 方法的改善程度(圖 3.36)，其藉由兩者 RRMSE、NMB 和 CC 分數差異比較，公式表示如 (3.1)-(3.3)式：

$$\text{RRMSE-based improvement} = -(\text{RRMSE}_{VPR} - \text{RRMSE}) \quad (3.1)$$

$$\text{NMB-based improvement} = -(|\text{NMB}_{VPR}| - |\text{NMB}|) \quad (3.2)$$

$$\text{CC-based improvement} = \text{CC}_{VPR} - \text{CC} \quad (3.3)$$

比較 RRMSE 和 NMB 時，取負號的原因是兩者最佳誤差表現皆為 0，最終都以正值代表使用 VPR 方法的進步。具有絕對值的 NMB 則表示與無偏差情況的相對距離。

從圖 3.36 顯示透過使用局地 VPR 方法，以減緩雷達(高空)與地面觀測間的採樣差

異，這對 DSD 變異性具高敏感度的  $Z$  參數，其降雨估計在所有個案中皆帶來更好的表現；而  $R(Z, Z_{DR})$  則在颱風及冬季降雨個案，具有超過 20% 之 NMB 的改善空間。除此之外，同樣在冬季降雨事件(圖 3.36，冷色系)有明顯提升降雨估計的準確度，包括使用  $R(K_{DP}^*)$  和  $R(K_{DP}^{**})$  公式，其效果對梅雨鋒面事件也相當適用，反映出兩種鋒面垂直特徵；反觀，因 S2 個案的降雨強度偏弱，當使用  $R(K_{DP})$  的組合型公式時，多以  $R(Z)$  估計降雨為主，使得成為唯一 VP- $R(K_{DP})$  呈現改善的事件。基於  $K_{DP}$  有關雙參數公式的比較，皆讓各個個案其降雨估計表現整體變差的趨勢，容易受原本估計結果傾向高估的影響，在垂直修正過程逐步放大其誤差，限制了 VPR 方法發揮。

在不同 QPE 組合的條件下，能區別對流和層狀降雨兩類間共通的差異性為 CC 值趨勢，主要來自有效提升受 PBB 影響地區的降雨估計準確度；此外大雨時對 VPR 比值大小相對敏感，進而觀察到對流降雨時，資料較為發散。

## 第四章 結論與未來展望

### 4.1 結論

透過台灣北部的 S 波段雙偏極化五分山雷達(RCWF)觀測，共分析在 2017 年至 2021 年间的五個降水事件，包含梅雨鋒面、颱風及冬季冷鋒鋒面的降雨類型，依此套用當地所對應的季節性 QPE 係數來估計降水外。為了使近地面的降水估計過程更加完善，本研究以較嚴苛的標準(PBB=0)，濾除所有受 PBB 影響的低層資料，並進行對瞬時降雨估計包括考慮自洽法估計 $K_{DP}$ 參數的使用，其資料品質(texture)的處理，再藉由 VPR 技術而有主要以下其影響：

1. 透過自洽法除了提供 Z 偏差修正量外，並進行 $K_{DP}$ 估計，基於 Z(及 $Z_{DR}$ )變化抑制了雷達長波段特性所造成在小雨區的 $K_{DP}$ 波動。以具有隨降雨系統演變而逐時調整的係數 $a_{volume}$ (或 $a_{2\_volume}$ )檢視弱降水觀測時，相較徑向梯度計算的 $K_{DP}$ ，使用自洽法估計的 $K_{DP}^*$ (及 $K_{DP}^{**}$ )參數後能確保合理且相對穩定的 $K_{DP}$ 值。
2. 由 VPR 垂直剖面的水平分布，顯示各地受不同程度的暖雨過程發展，同時呈現區域性資料數變動。以 S1 個案的即時 $R(K_{DP}^*)$ 結果所示，各位置皆根據較高層且未受阻擋的降雨估計變化，在降水系統遇到地形時，進而取得低層降雨更為增強的資訊；但也存在無法充分解決 RCWF 雷達遠處山區資料不穩定和解析體積降低的狀況，因此後續以平地測站(高度 $< 500$  m)進行時雨量驗證。
3. 統整所有個案期間的 QPE 組合其雷達最低層有效降雨估計的評估，以 $R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ 之組合型公式最適用於所有降雨強度範圍，但仍呈現宜蘭地區所估計的雨量不足。在中小雨( $< 50$  mm/hr)時，自洽法所估計的 $R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ 和 $R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$ 能適時減緩 $K_{DP}$ 參數高估的情況，其表現能在 $\pm 0.1$ 的 NMB 值以內；其來自空間分布的誤差貢獻方面，相對雷達西側平地區域，觀察到由於缺乏近地表降雨產生資訊，造成嚴重受 PBB

影響所在的宜蘭地區其 NMB 趨於負值。

4. 從不同降雨類型的比較，顯示 VPR 方法結果幫助增強了地面降雨估計，皆有正偏差的趨勢，但對於不同的 QPE 組合亦會影響其表現。對於受 DSD 變異性影響顯著的 Z 參數其改善明顯，而相反地，使用  $R(K_{DP})$  公式及  $K_{DP}$  相關的雙參數 QPE 公式時，對進行 VPR 修正相當敏感，容易產生超過 20% 的誤差變化而不可信，其中會因  $K_{DP}$  變數其液態水總含量並未有明顯的垂直差異存在，因此進行 VPR 方法則較無幫助改善。
5. 整體而言，在對流和層狀降雨類型間適用 VPR 方法的情形，無法完全達到一致性的趨勢，從層狀降雨來看，皆提升 CC 值表現，因有效增進受 PBB 影響的宜蘭地區其降雨量估計，此地區冬季多為淺對流的降水系統，以  $VP-R(Z, Z_{DR})$  較穩定提升降雨估計結果；從對流降雨來看，如 C1 和 C3 個案伴隨著劇烈降雨，透過雷達最低有效降雨估計著實足夠，特別是颱風個案期間(C3)， $R(K_{DP})$  具有最佳降雨估計表現，基於  $K_{DP}$  參數相關的降雨估計應用 VPR 方法時，則降低整體降雨估計的準確度。

## 4.2 未來展望

初步提供了應用局地 VPR 方法於台灣北部的成效，然而此階段 VPR 方法的建立仍有不少改善空間與限制值得討論，從不同面向而言：

受降雨空間變異性的影響，當發生在格點周圍內降雨不均勻分布時，仍會降低 VPR 的代表性，利用降雨多寡或回波觀測等標準判斷其中與格點具有相似的降雨特性，進一步建立較一致的垂直降雨結構。或是藉由大型觀測實驗中，如臺灣區域豪雨觀測與預報實驗計畫(Taiwan-Area Heavy rain Observation and Prediction Experiment, TAHOPE)，雷達觀測所提供的 RHI 掃描模式，來加以驗證在特定方向上的目標降水系統結構。

受雷達觀測資料狀況影響，由於雷達波束隨範圍變高變寬，在淺對流的情況下，離雷達較遠處僅能觀測到降水系統頂部或完全錯失其整層降雨過程資訊，進而造成資料不

合理的外延問題，因此若整合多座雷達觀測資料，減緩區域資料數量變動，期望使其效益大幅提升。此外，因逐點進行修正，計算過程相當耗時且過度仰賴有限的資料特性，當結合長期統計不同降雨類型的降雨結構其垂直變化特徵，有助於提供相對穩定的 VPR 剖面。並將考慮近地表的雨量觀測，如雨滴譜儀資料，額外提供地面實際值，進而約束僅使用雷達資料時，可能導致不恰當的擬合結果。

受選用的 QPE 方法準確度影響，如第二個冬季層狀降雨事件中藉由自洽法的  $K_{DP}$  估計，可能來自不恰當的係數及使用回波等觀測引入其不確定性，其中沿波束末端平均值決定總相位增量，無法完全表現徑向  $\Phi_{DP}$  的變化，未來能以更嚴謹的方式改進方法中的係數。

## 參考文獻

- 周仲島、鍾吉俊、修榮光，2015：S 波段雙偏極化雷達在梅雨季豪大雨天氣系統定量降雨估計之應用。 *大氣科學*, **43**, 91-113.
- 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，70 頁。
- 紀博庭、陳台琦、呂崇華，2008：雙偏極化雷達觀測參數反求雨滴粒徑分佈以及降水估計。 *大氣科學*, **36**, 21-41.
- 洪晨語，2020：「雙偏極化雷達參數變分法定量降水估計評估：五分山 S 波段與 C 波段」。國立中央大學碩士論文，66 頁。
- 陳如瑜，2016：「S 與 C 波段雙偏極化雷達參數定量降雨估計之探討」。國立中央大學碩士論文，88 頁。
- 陳如瑜、張偉裕、陳台琦，2017：北台灣 S 與 C 波段雙偏極化雷達定量降雨估計之比較。 *大氣科學*, **45**, 57-81.
- 游承融，2019：「利用雙偏極化雷達觀測資料進行極短期天氣預報評估—2008 年西南氣流實驗 IOP8 期間颱風系統個案」。國立中央大學碩士論文，105 頁。
- 楊詠筌，2021：「使用 Morrison 方案和雙偏極化雷達進行中尺度對流系統雲物理特性上的模擬和驗證」。國立中央大學碩士論文，89 頁。
- 廖信豪，2009：「利用 SoWMEX/TiMREX 實驗期間 X-band 雷達資料估計降雨」。國立中央大學碩士論文，105 頁。
- 盧可昕，2018：「利用雙偏極化雷達及雨滴譜儀觀測資料分析 2008 年西南氣流期間強降雨事件的雲物理過程」。國立中央大學碩士論文，91 頁。
- Battan, L. J., 1973: *Radar Observation of the Atmosphere*. University Press.
- Bechini, R., L. Baldini, and V. Chandrasekar, 2013: Polarimetric Radar Observations in the Ice Region of Precipitating Clouds at C-Band and X-Band Radar Frequencies. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **52**, 1147-1169.
- Bellon, A., G. W. Lee, and I. Zawadzki, 2005: Error Statistics of VPR Corrections in Stratiform Precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, **44**, 998-1015.
- 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*, **41**, 674-685.



- 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.
- Chang, P.-L., J. Zhang, Y.-S. Tang, L. Tang, P.-F. Lin, C. Langston, B. Kaney, C.-R. Chen, and K. Howard, 2021: An Operational Multi-Radar Multi-Sensor QPE System in Taiwan. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **102**, E555-E577.
- 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.
- Chang, W.-Y., J. Vivekanandan, K. Ikeda, and P.-L. Lin, 2016: Quantitative Precipitation Estimation of the Epic 2013 Colorado Flood Event: Polarization Radar-Based Variational Scheme. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **55**, 1477-1495.
- Chen, C.-S., and Y.-L. Chen, 2003: The Rainfall Characteristics of Taiwan. *Monthly Weather Review*, **131**, 1323-1341.
- Chen, H., R. Cifelli, and A. White, 2020: Improving Operational Radar Rainfall Estimates Using Profiler Observations Over Complex Terrain in Northern California. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **58**, 1821-1832.
- Chen, J.-Y., S. Trömel, A. Ryzhkov, and C. Simmer, 2021: Assessing the Benefits of Specific Attenuation for Quantitative Precipitation Estimation with a C-Band Radar Network. *Journal of Hydrometeorology*, **22**, 2617-2631.
- Chen, J.-Y., R. Reinoso-Rondinel, S. Trömel, C. Simmer, and A. Ryzhkov, 2023: A Radar-Based Quantitative Precipitation Estimation Algorithm to Overcome the Impact of Vertical Gradients of Warm-Rain Precipitation: The Flood in Western Germany on 14 July 2021. *Journal of Hydrometeorology*, **24**, 521-536.
- Gourley, J. J., D. P. Jorgensen, S. Y. Matrosov, and Z. L. Flamig, 2009: Evaluation of Incremental Improvements to Quantitative Precipitation Estimates in Complex Terrain. *Journal of Hydrometeorology*, **10**, 1507-1520.
- Hanft, W., J. Zhang, and M. Simpson, 2022: Dual-pol VPR Corrections for Improved Operational Radar QPE in MRMS. *Journal of Hydrometeorology*.
- Joss, J., A. Waldvogel, and C. G. Collier, 1990: Precipitation Measurement and Hydrology. Radar in Meteorology: Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteorology Conference, D. Atlas, Ed., American Meteorological Society, 577-606.

- Kalogiros, J., M. N. Anagnostou, E. N. Anagnostou, M. Montopoli, E. Picciotti, and F. S. Marzano, 2013: Correction of Polarimetric Radar Reflectivity Measurements and Rainfall Estimates for Apparent Vertical Profile in Stratiform Rain. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **52**, 1170-1186.
- Kitchen, M., R. Brown, and A. G. Davies, 1994: Real-time correction of weather radar data for the effects of bright band, range and orographic growth in widespread precipitation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **120**, 1231-1254.
- Koistinen, J., and H. Pohjola, 2014: Estimation of Ground-Level Reflectivity Factor in Operational Weather Radar Networks Using VPR-Based Correction Ensembles. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **53**, 2394-2411.
- Kumjian, M. R., and O. P. Prat, 2014: The Impact of Raindrop Collisional Processes on the Polarimetric Radar Variables. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **71**, 3052-3067.
- Lim, S., R. Cifelli, V. Chandrasekar, and S. Y. Matrosov, 2013: Precipitation Classification and Quantification Using X-Band Dual-Polarization Weather Radar: Application in the Hydrometeorology Testbed. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30**, 2108-2120.
- Liou, Y.-C., T.-C. C. Wang, Y.-C. Tsai, Y.-S. Tang, P.-L. Lin, and Y.-A. Lee, 2013: Structure of precipitating systems over Taiwan's complex terrain during Typhoon Morakot (2009) as revealed by weather radar and rain gauge observations. *Journal of Hydrology*, **506**, 14-25.
- Loh, J. L., W. Y. Chang, H. W. Hsu, P. F. Lin, P. L. Chang, Y. L. Teng, and Y. C. Liou, 2022: Long-Term Assessment of the Reflectivity Biases and Wet-Radome Effect Using Collocated Operational S- and C-Band Dual-Polarization Radars. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **60**, 1-17.
- Marzano, F. S., G. Vulpiani, and E. Picciotti, 2004: Rain field and reflectivity vertical profile reconstruction from C-band Radar volumetric data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **42**, 1033-1046.
- Matrosov, S. Y., K. A. Clark, and D. E. Kingsmill, 2007: A Polarimetric Radar Approach to Identify Rain, Melting-Layer, and Snow Regions for Applying Corrections to Vertical Profiles of Reflectivity. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**, 154-166.
- Montopoli, M., N. Roberto, E. Adirosi, E. Gorgucci, and L. Baldini, 2017: Investigation of Weather Radar Quantitative Precipitation Estimation Methodologies in Complex Orography. *Atmosphere*, **8**, 34.
- Pepler, A. S., P. T. May, and M. Thurai, 2011: A Robust Error-Based Rain Estimation Method for Polarimetric Radar. Part I: Development of a Method. *Journal of Applied Meteorology*

- and Climatology*, **50**, 2092-2103.
- Pepler, A. S., and P. T. May, 2012: A Robust Error-Based Rain Estimation Method for Polarimetric Radar. Part II: Case Study. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **51**, 1702-1713.
- Qi, Y., J. Zhang, B. Kaney, C. Langston, and K. Howard, 2014: Improving WSR-88D Radar QPE for Orographic Precipitation Using Profiler Observations. *Journal of Hydrometeorology*, **15**, 1135-1151.
- Ryzhkov, A., and D. Zrnić, 1996: Assessment of Rainfall Measurement That Uses Specific Differential Phase. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **35**, 2080-2090.
- Ryzhkov, A., P. Zhang, P. Bukovčić, J. Zhang, and S. Cocks, 2022: Polarimetric Radar Quantitative Precipitation Estimation. *Remote Sensing*, **14**, 1695.
- Ryzhkov, A. V., S. E. Giangrande, and T. J. Schuur, 2005: Rainfall Estimation with a Polarimetric Prototype of WSR-88D. *Journal of Applied Meteorology*, **44**, 502-515.
- Sarchilli, G., V. Gorgucci, V. Chandrasekar, and A. Dobaie, 1996: Self-consistency of polarization diversity measurement of rainfall. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34**, 22-26.
- Wang, Y., and V. Chandrasekar, 2009: Algorithm for Estimation of the Specific Differential Phase. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 2565-2578.
- Wang, Y., J. Zhang, A. V. Ryzhkov, and L. Tang, 2013: C-Band Polarimetric Radar QPE Based on Specific Differential Propagation Phase for Extreme Typhoon Rainfall. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30**, 1354-1370.
- Waterman, P. C., 1971: Symmetry, Unitarity, and Geometry in Electromagnetic Scattering. *Physical Review D*, **3**, 825-839.
- Wen, Y., P. Kirstetter, Y. Hong, J. J. Gourley, Q. Cao, J. Zhang, Z. Flamig, and X. Xue, 2016: Evaluation of a Method to Enhance Real-Time, Ground Radar-Based Rainfall Estimates Using Climatological Profiles of Reflectivity from Space. *Journal of Hydrometeorology*, **17**, 761-775.
- Yuter, S. E., and R. A. Houze, 1995: Three-Dimensional Kinematic and Microphysical Evolution of Florida Cumulonimbus. Part II: Frequency Distributions of Vertical Velocity, Reflectivity, and Differential Reflectivity. *Monthly Weather Review*, **123**, 1941-1963.
- Zhang, J., and Y. Qi, 2010: A Real-Time Algorithm for the Correction of Brightband Effects in Radar-Derived QPE. *Journal of Hydrometeorology*, **11**, 1157-1171.

- Zhang, J., Y. Qi, D. Kingsmill, and K. Howard, 2012: Radar-Based Quantitative Precipitation Estimation for the Cool Season in Complex Terrain: Case Studies from the NOAA Hydrometeorology Testbed. *Journal of Hydrometeorology*, **13**, 1836-1854.
- Zhang, P., D. Zrnić, and A. Ryzhkov, 2013: Partial Beam Blockage Correction Using Polarimetric Radar Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30**, 861-872.

## 附表

表 2.1 地面觀測儀器資訊。

	雨滴譜儀	雨量計
種類	撞擊式	
位置	國立中央大學	北台灣範圍
經緯度	(121.18°E, 24.97°N)	(24.17°N 以北)
時間解析度	1 min	1 hr
觀測變數	雨滴粒徑(D, mm)、 雨滴數量(N, #)	雨量(mm)
模擬雷達參數 (Waterman 1971)	T-Matrix 假設： (2005 年至 2015 年) ● 波長: 10.0 mm ● 溫度: 20°C ● 雨滴粒徑軸比: Brandes et al. (2002)	-

表 2.2 RCWF 雷達系統規格。

	RCWF
位置	
經緯度	(121.77°E, 25.07°N)
高度	766 m
模組	NEXRAD WSR-88D
波段與極化類型	S dual (10.7 cm)
波束寬	0.5°
徑向解析度	250 m
掃描週期	~6 min
掃描策略	[0.5°, 0.9°, 1.3°, 1.8°, 2.4°, 3.1°, 4.0°, 5.1°, 6.4°, 8.0°, 10.0°, 12.0°, 14.0°, 16.7°, 19.5°] / (2019 年 4 月 19 日前) [0.5°, 1.5°, 2.4°, 3.4°, 4.3°, 6.0°, 9.9°, 14.6°, 19.5°]

表 2.3 挑選的五個降雨事件列表。包含起始時間、降雨類型、最大/第 90 百分位時雨量、有雨資料數[部分(測站高度> 0.5 km)/總資料數]。

個案	日期(UTC)及持續時間	降雨類型	最大時雨量 (mm/hr)	第 90 百分位時雨量 (mm/hr)	有雨資料數(#)
C1	2017/06/01 15:00 (49 h)	Mei-Yu	112	26	541 /2,828
C2	2017/06/14 20:00 (92 h)	Mei-Yu	26	6	893 /5,703
C3	2020/08/03 21:00 (14 h)	Typhoon	85.5	16.5	174 / 991
S1	2018/01/06 03:00 (37 h)	Winter cold front	16	6	376 /2,802
S2	2021/11/26 00:00 (24 h)	Winter cold front	24	4.5	485 /1,813

表 2.4 S 波段雷達對不同降雨類型之降雨關係式係數表(取自陳 2016)。

Rain type		All data	Spring	MeiYu	Convection	Typhoon	NE front
Month		1-12	3-4	5-6	7-9	Selected case	10-2
R(Z)	a	0.0279	0.0197	0.0244	0.0435	0.0282	0.0408
	b	0.6619	0.6874	0.6779	0.6233	0.6624	0.6173
R(K <sub>DP</sub> )	a	47.5998	44.6864	48.0516	48.3448	64.3293	42.5163
	b	0.7605	0.7950	0.7915	0.7725	0.7278	0.7225
R(Z,Z <sub>DR</sub> )	a	0.0046	0.0019	0.0018	0.0011	0.0013	0.0033
	b	0.8492	0.9452	0.9578	1.0017	0.949	0.8888
	c	-0.6193	-0.9734	-1.0434	-1.1240	-0.7988	-0.7439
R(K <sub>DP</sub> ,Z <sub>DR</sub> )	a	64.8411	61.9421	63.3873	62.3633	73.0964	60.2012
	b	0.988	0.9782	0.9766	0.9727	0.9476	0.9486
	c	-0.6921	-0.6445	-0.6403	-0.6196	-0.6039	-0.5836

表 2.5 所使的 QPE 關係式組合。VP 表示經垂直剖面校正的降雨估計。

QPE 關係式
(VP-) $R(Z)$
(VP-) $R(Z, Z_{DR})$
(VP-) $R(Z)/R(K_{DP})$
(VP-) $R(Z)/R(K_{DP}, Z_{DR})$
(VP-) $R(Z)/R(K_{DP}^*)$
(VP-) $R(Z)/R(K_{DP}^*, Z_{DR})$
(VP-) $R(Z)/R(K_{DP}^{**})$
(VP-) $R(Z)/R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$

表 3. 1 對流降雨個案分別使用八種 QPE 組合方法及其 VPR 結果，與地面時雨量比較時所對應的誤差表現。個案編號如表 2. 3 所述，以平地測站(高度 < 500 m)為分析範圍。紅粗體(底線)分數表示對於個案進行 VPR 修正前後為最佳(次佳)表現的降雨估計方法。

個案	$R(Z)$	$R(Z, Z_{DR})$	$R(Z)/R(K_{DP})$	$R(Z)/R(K_{DP}, Z_{DR})$	$R(Z)/R(K_{DP}^*)$	$R(Z)/R(K_{DP}^*, Z_{DR})$	$R(Z)/R(K_{DP}^{**})$	$R(Z)/R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$
RRMSE								
C1	0.3510	<u>0.1967</u>	0.2402	0.2270	0.2828	<b>0.1879</b>	0.2693	<u>0.1969</u>
with VPR	0.2744	0.3549	<b>0.2611</b>	0.4765	<u>0.2671</u>	0.3809	<u>0.2643</u>	0.4139
C2	0.5248	<b>0.3275</b>	0.4084	0.4473	0.3890	0.4050	<u>0.3821</u>	0.4409
with VPR	<b>0.3758</b>	0.5957	0.4982	0.9291	<u>0.4078</u>	1.0771	0.4284	1.1771
C3	0.5096	0.5090	<b>0.3109</b>	0.3466	0.3385	<u>0.3311</u>	0.3418	0.3458
with VPR	<u>0.3973</u>	<b>0.3848</b>	0.6132	0.8347	0.5142	0.5979	0.5225	0.6231
NMB								
C1	-0.2683	0.1134	-0.0531	0.2450	-0.1734	<b>0.0370</b>	-0.1706	<u>0.0441</u>
with VPR	-0.0982	0.2942	0.1785	0.5430	<b>0.0311</b>	0.2866	<u>0.0340</u>	0.2975
C2	-0.4252	-0.1239	-0.1626	<u>0.0449</u>	-0.2729	-0.0595	-0.2647	<b>-0.0375</b>
with VPR	-0.2265	0.2564	0.1772	0.5267	<b>0.0453</b>	0.4543	<u>0.0600</u>	0.4939
C3	-0.4112	-0.4468	<b>0.0056</b>	0.1640	-0.0902	<u>-0.0161</u>	-0.1066	-0.0340
with VPR	<b>-0.2012</b>	<u>-0.2254</u>	0.4654	0.7118	0.2909	0.3886	0.2597	0.3555
CC								
C1	0.9629	<b>0.9813</b>	0.9740	<b>0.9803</b>	0.9608	<u>0.9771</u>	0.9642	<u>0.9773</u>
with VPR	0.9530	<b>0.9685</b>	0.9580	0.9563	0.9503	<u>0.9616</u>	0.9527	<u>0.9605</u>
C2	0.8529	<b>0.8977</b>	0.8377	0.8631	<u>0.8944</u>	0.8665	<u>0.8945</u>	0.8557
with VPR	<b>0.8882</b>	<u>0.8760</u>	0.8707	0.8720	<u>0.8761</u>	0.7998	<u>0.8731</u>	0.7874
C3	0.9106	0.9149	<u>0.9221</u>	<b>0.9256</b>	0.9097	0.9139	0.9084	0.9105
with VPR	0.8934	<b>0.9000</b>	0.8936	0.8952	0.8916	<u>0.8984</u>	0.8930	<u>0.8973</u>



表 3. 2 層狀降雨個案分別使用八種 QPE 組合方法及其 VPR 結果，與地面時雨量比較時所對應的誤差表現。個案編號如表 2. 3 所述，以平地測站(高度 < 500 m)為分析範圍。紅粗體(底線)分數表示對於個案進行 VPR 修正前後為最佳(次佳)表現的降雨估計方法。

個案	$R(Z)$	$R(Z, Z_{DR})$	$R(Z)/R(K_{DP})$	$R(Z)/R(K_{DP}, Z_{DR})$	$R(Z)/R(K_{DP}^*)$	$R(Z)/R(K_{DP}^*, Z_{DR})$	$R(Z)/R(K_{DP}^{**})$	$R(Z)/R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$
RRMSE								
S1	0.5184	0.4767	<b>0.4600</b>	0.5481	0.4720	<u>0.4681</u>	<u>0.4695</u>	0.4713
with VPR	<b>0.3942</b>	<b>0.3935</b>	0.5818	0.8804	<u>0.4183</u>	0.5271	0.4257	0.5545
S2	0.6672	0.6180	<u>0.6025</u>	<b>0.5680</b>	0.6350	0.6458	0.6441	0.6753
with VPR	<b>0.4983</b>	0.6065	<u>0.5174</u>	0.6246	0.6912	1.0609	0.7124	1.1132
NMB								
S1	-0.3637	-0.3054	<b>-0.0732</b>	<u>0.1003</u>	-0.2470	-0.1737	-0.2402	-0.1609
with VPR	-0.1415	<b>-0.0351</b>	0.2910	0.5552	<b>0.0358</b>	0.1546	<u>0.0466</u>	0.1746
S2	-0.3989	-0.4538	-0.2649	-0.2031	-0.1443	<u>-0.0206</u>	-0.1344	<b>0.0019</b>
with VPR	-0.1482	<b>0.0152</b>	<u>0.0642</u>	0.1720	0.2560	0.4955	0.2693	0.5259
CC								
S1	<u>0.7076</u>	<b>0.7258</b>	0.6884	0.6783	0.6853	0.6625	0.6855	0.6583
with VPR	<b>0.7683</b>	<u>0.7624</u>	0.7392	0.7130	0.7299	0.6841	0.7273	0.6772
S2	0.6925	<b>0.7701</b>	0.6866	<u>0.7070</u>	0.5977	0.6208	0.5845	0.5983
with VPR	<b>0.7920</b>	<u>0.7888</u>	0.7801	0.7773	0.7276	0.7234	0.7195	0.7115

## 附圖

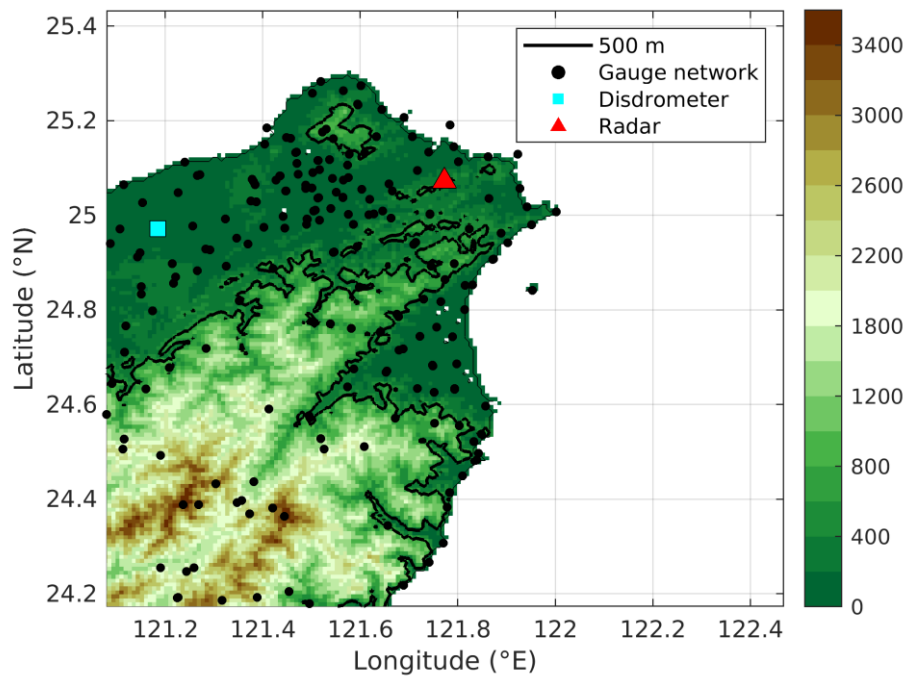


圖 2. 1 台灣北部 RCWF 雷達選定分析範圍與儀器地理位置分佈圖。以低於 500 m 等高線之區域作為與地面雨量站驗證的區域，黑點為地面雨量站網，青矩形為雨滴譜儀包括撞擊式(JWD)與光學式(2DVD)兩種，紅三角形為 S 波段的五分山雷達。

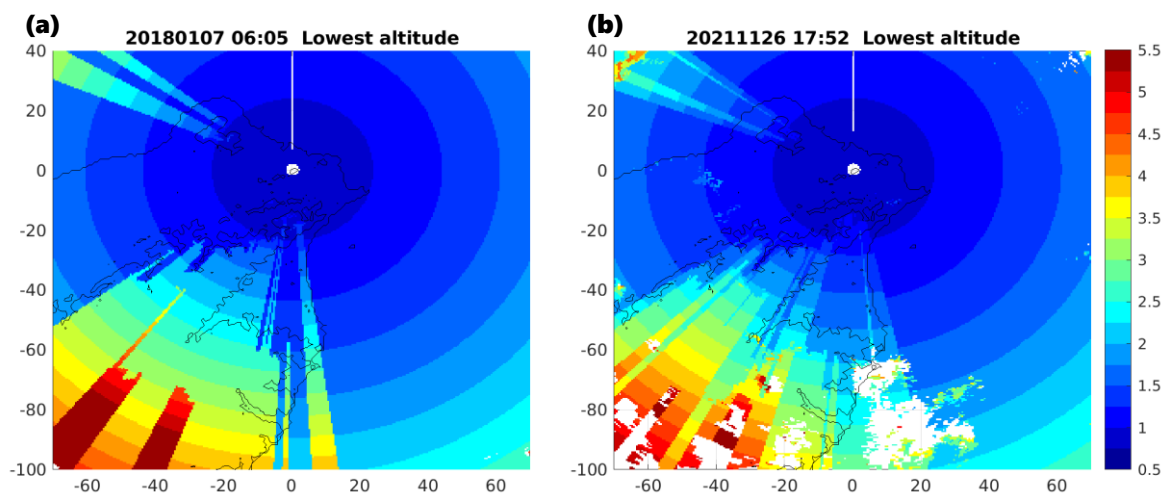


圖 2. 2 經過濾除 PBB 影響範圍後，雷達仰角更新(2019 年 4 月 19 日)前後所選取的最低有效資料高度分布。以(a) 2018 年 1 月 7 日和(b) 2021 年 11 月 26 日為例。

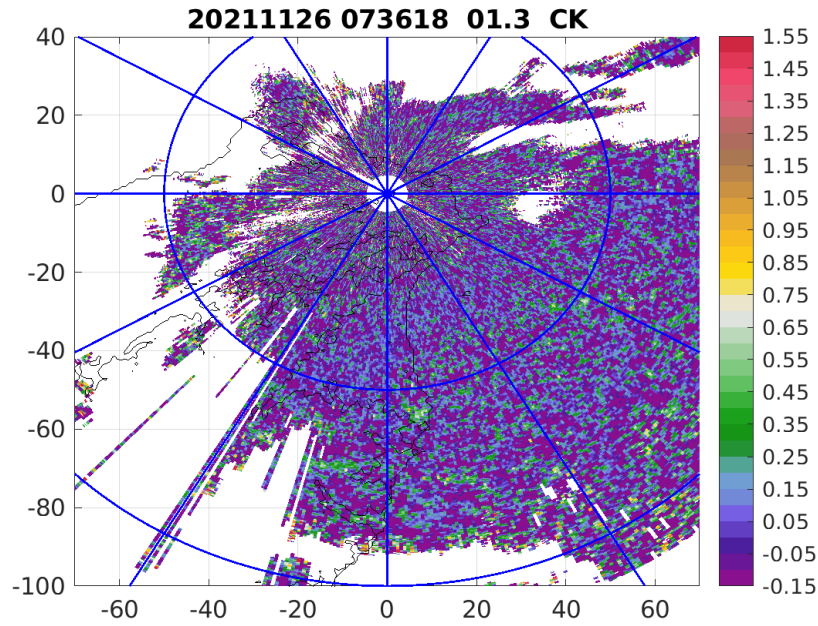


圖 2.3 五分山雷達(RCWF)於 2021 年 11 月 26 日 0736 UTC 仰角 1.3 度之計算徑向梯度的  $K_{DP}$  場。

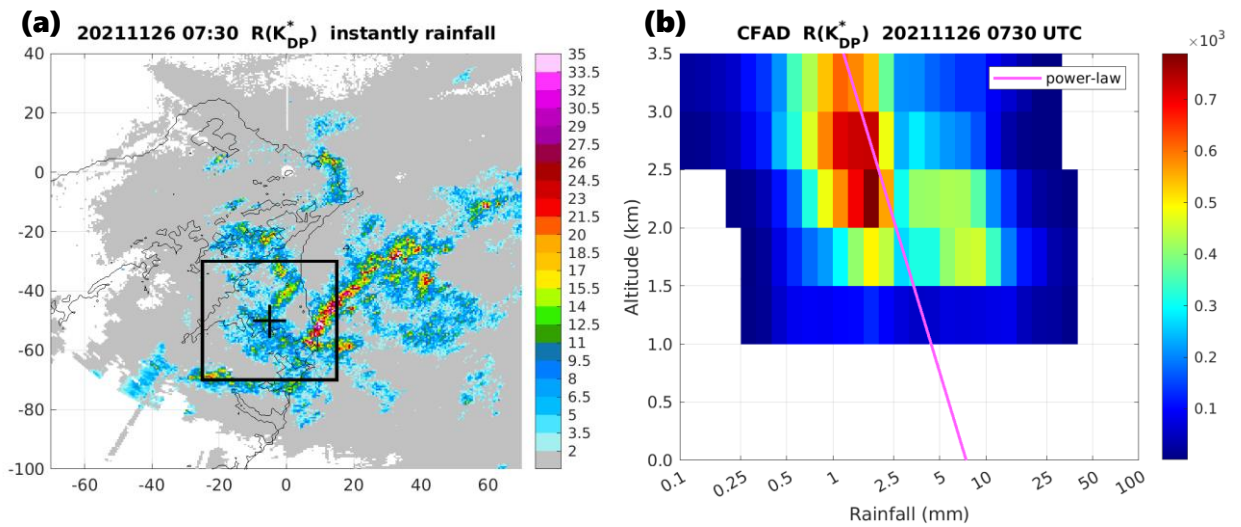


圖 2.4 以 2021 年 11 月 26 日 0730 UTC  $R(K_{DP}^*)$  的局地降雨垂直剖面，包括(a)瞬時降雨估計場和(b)於左圖中黑色方框範圍內的垂直降雨結構。橫軸雨量採用對數形式。粉色線表示 VPR 擬合函數。

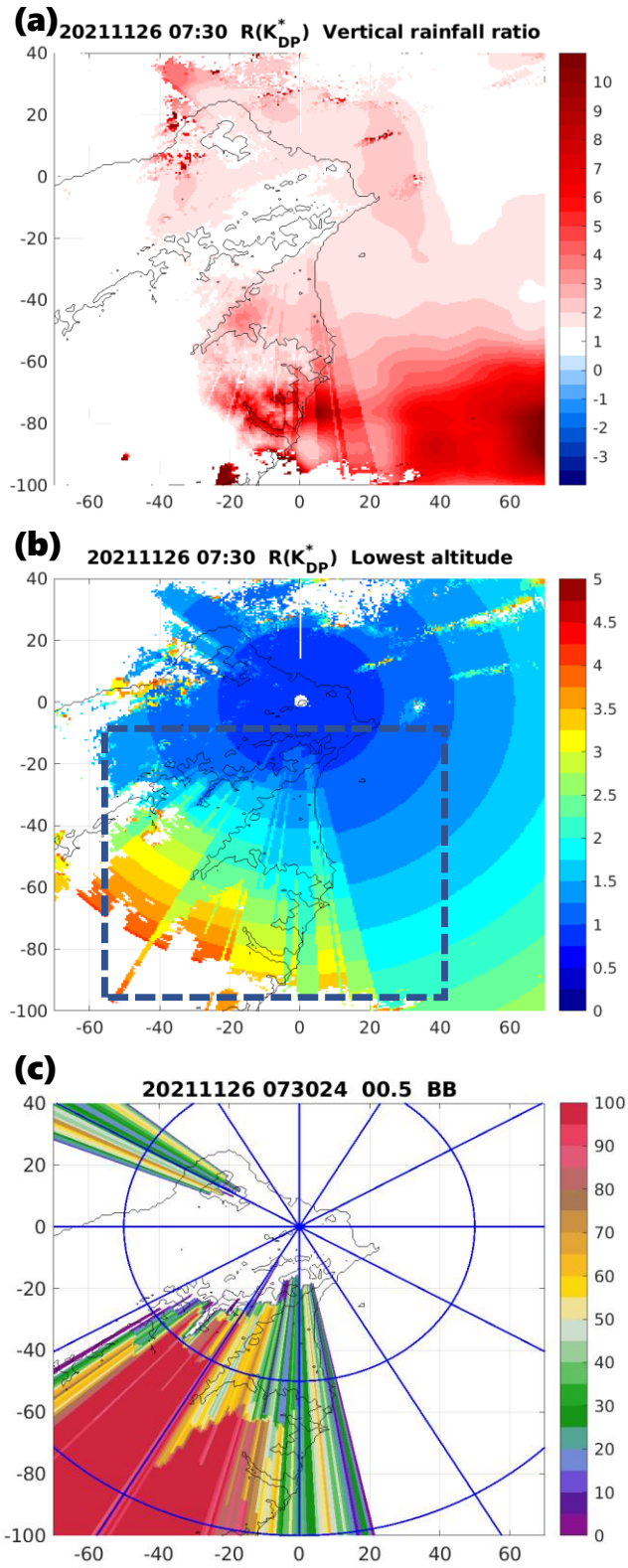


圖 2.5 在 2021 年 11 月 26 日 0730 UTC  $R(K_{DP}^*)$ 所得(a)VPR 比值，(b)雷達最低有效高度和(c)PBB 理論值的分布。虛線範圍表示嚴重受 PBB 影響的地區。



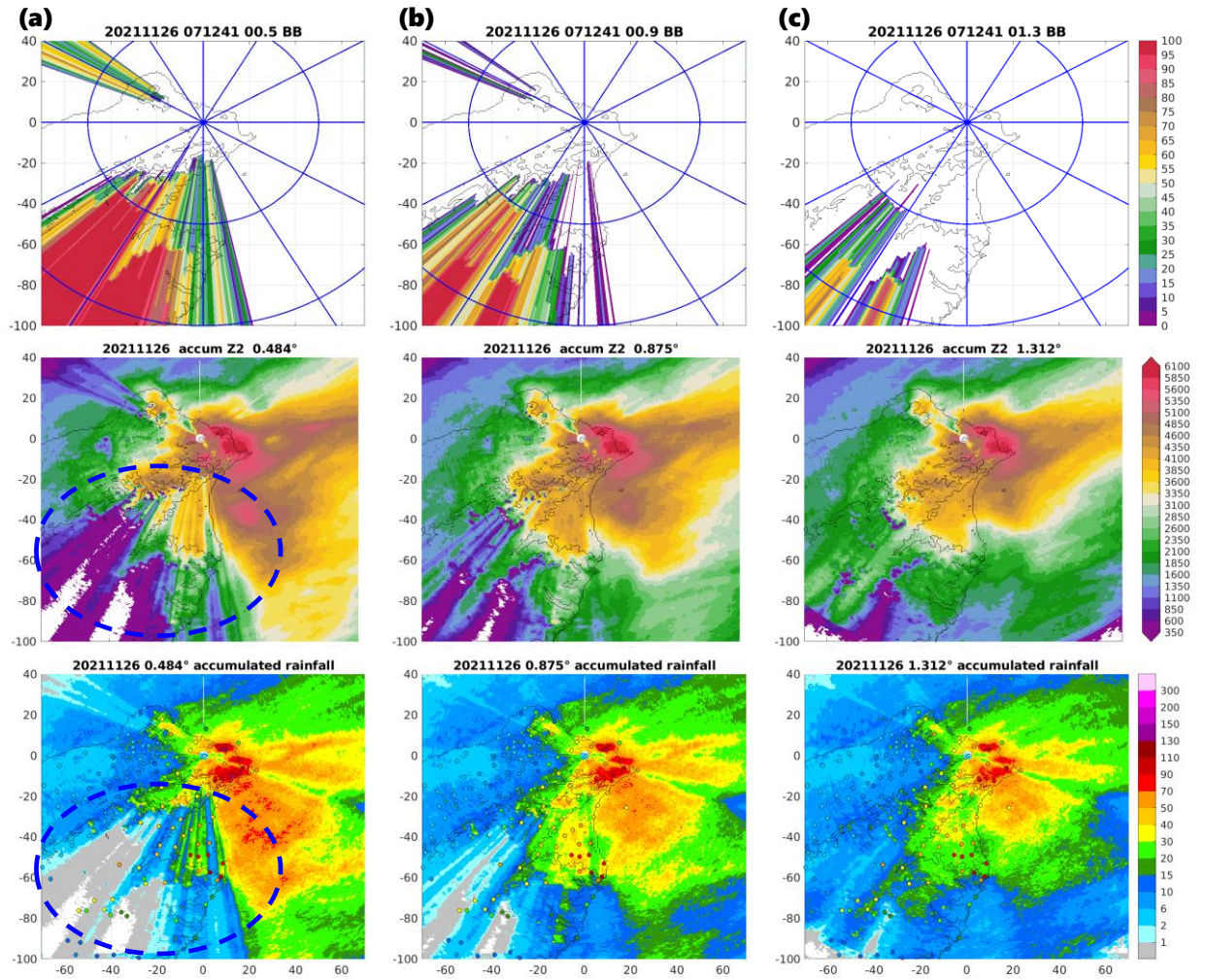


圖 3.1 雷達最低三個仰角(a)  $0.5^\circ$ ，(b)  $0.9^\circ$  以及(c)  $1.3^\circ$  其估計的理論 PBBS(%), 日累積回波( $mm^6m^{-3}$ )和日累積雨量( $R - (Z, Z_{DR})$ , mm)比較。RCWF 雷達位在原點位置，虛線圓圈範圍說明受 PBBS 嚴重影響的區域。在日累積雨量圖中圓點量值為地面雨量觀測。

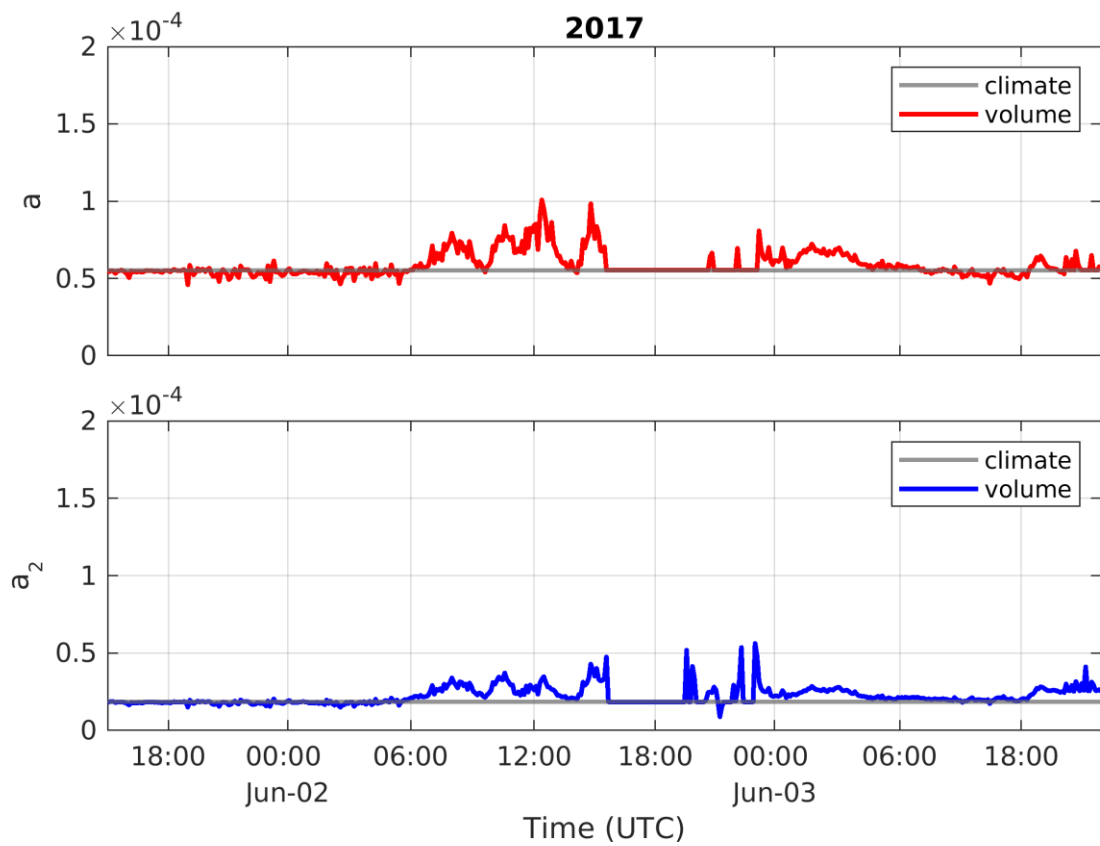


圖 3.2 在 2017 年 6 月 1 日至 6 月 3 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間，在自洽法中分別使用  $K_{DP} - Z$  和  $K_{DP} - (Z, Z_{DR})$  關係式所估計的係數  $a_{volume}$  (紅) 與  $a_{2\_volume}$  (藍) 之逐時變化。灰線表示從長期 DSD 資料統計的  $a$  值。

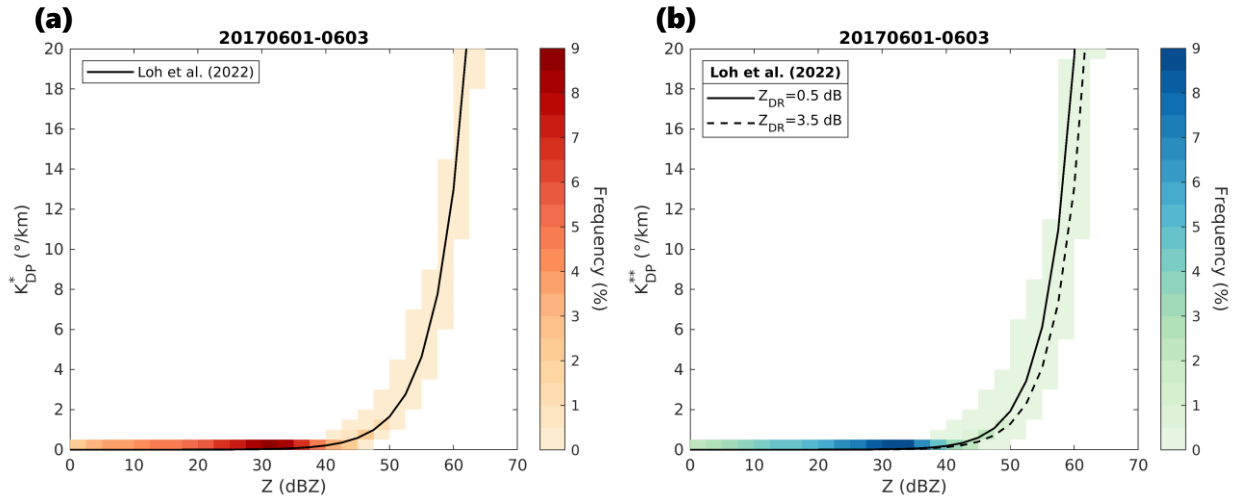


圖 3.3 自洽法以(a)  $K_{DP} - Z$ 和(b)  $K_{DP} - (Z, Z_{DR})$ 形式套用兩係數組對應的 $Z - K_{DP}$ 分布。分別套用來自雷達觀測逐時調整(圖 3. 2)與 Loh et al. (2022)其 DSD 模擬參數取得，顏色為資料密度(%)。

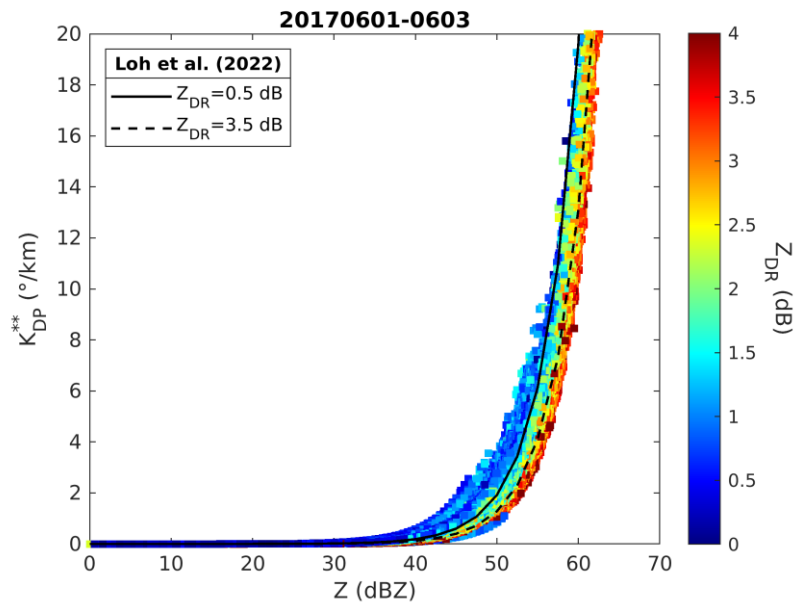


圖 3.4 同圖 3. 3(b) 其資料相應的 $Z_{DR}$ 參數(dB)觀測變化。



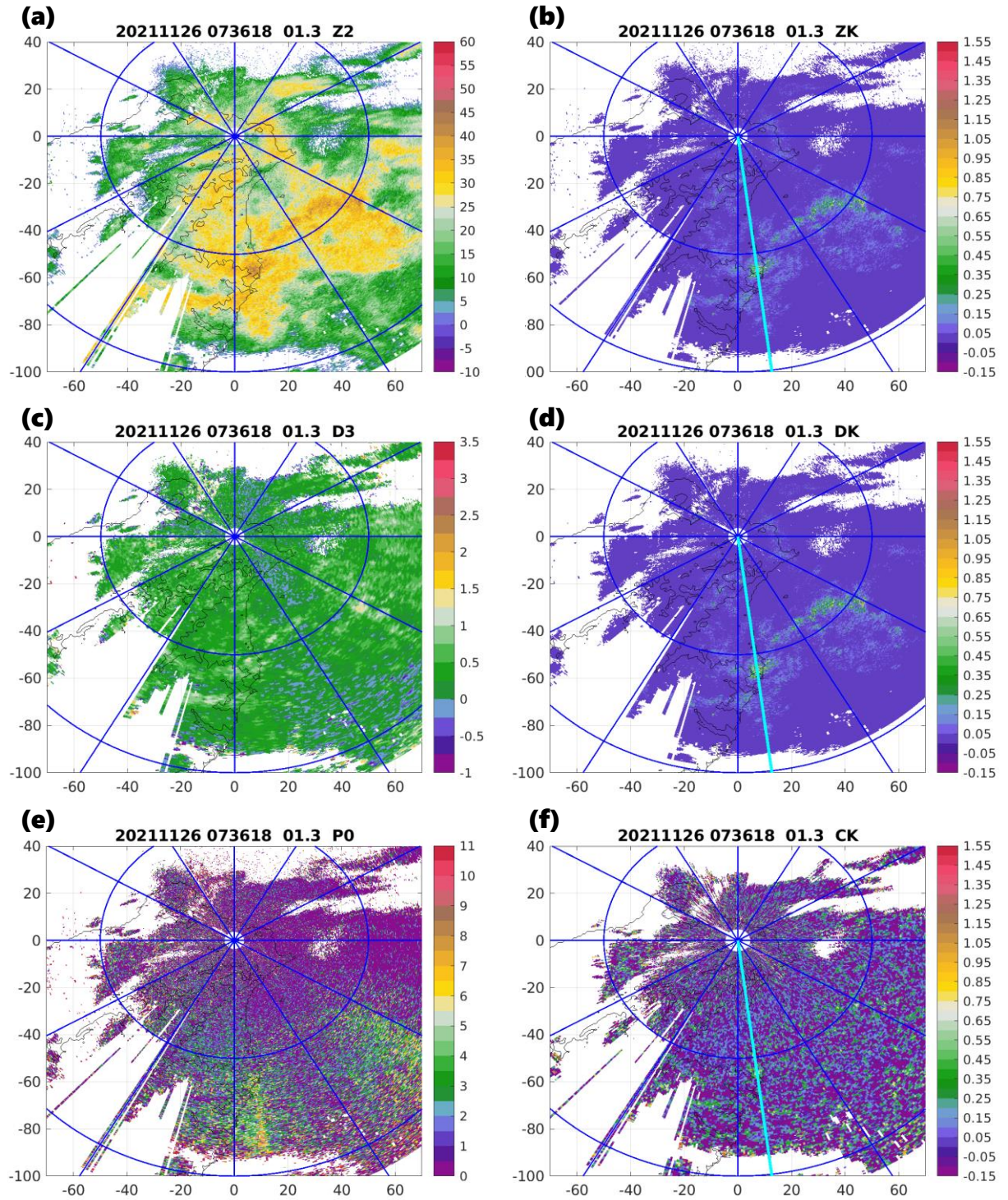


圖 3.5 五分山雷達(RCWF)於 2021 年 11 月 26 日 0736 UTC 仰角 1.3 度之(a)衰減偏差修正後的回波場，(c)經平滑處理的 $Z_{DR}$ 場，(e) $\Phi_{DP}$ 增量場，(b)、(d)和(f)分別表示由自洽法估計( $K_{DP}^*$ 和 $K_{DP}^{**}$ )與計算徑向梯度的 $K_{DP}$ 場。青線為雷達 172.75°方位角之剖面線。



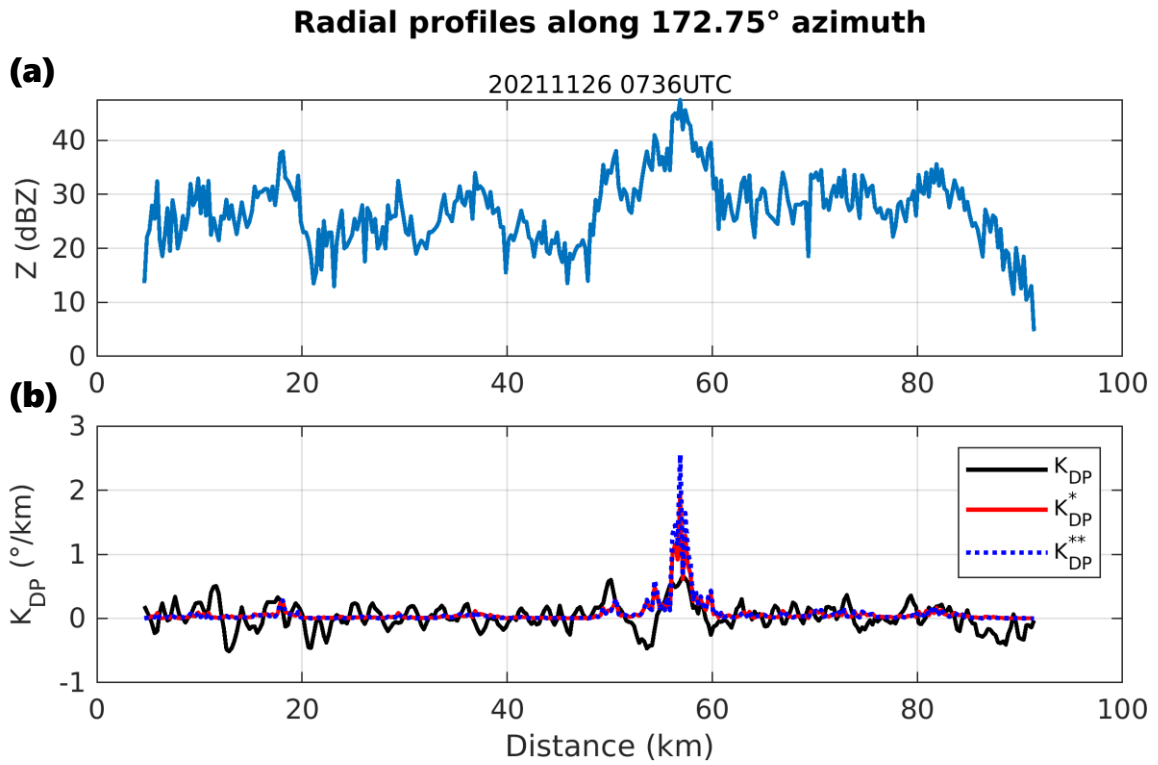


圖 3.6 位在雷達 172.75° 方位角(圖 3.5, 青線)的徑向(a) Z 和(b)  $K_{DP}$  剖面。黑、紅(藍)線分別表示由計算徑向梯度與自洽法以  $K_{DP} - Z (K_{DP} - (Z, Z_{DR}))$  形式估計之  $K_{DP}^*$  ( $K_{DP}^{**}$ ) 值。

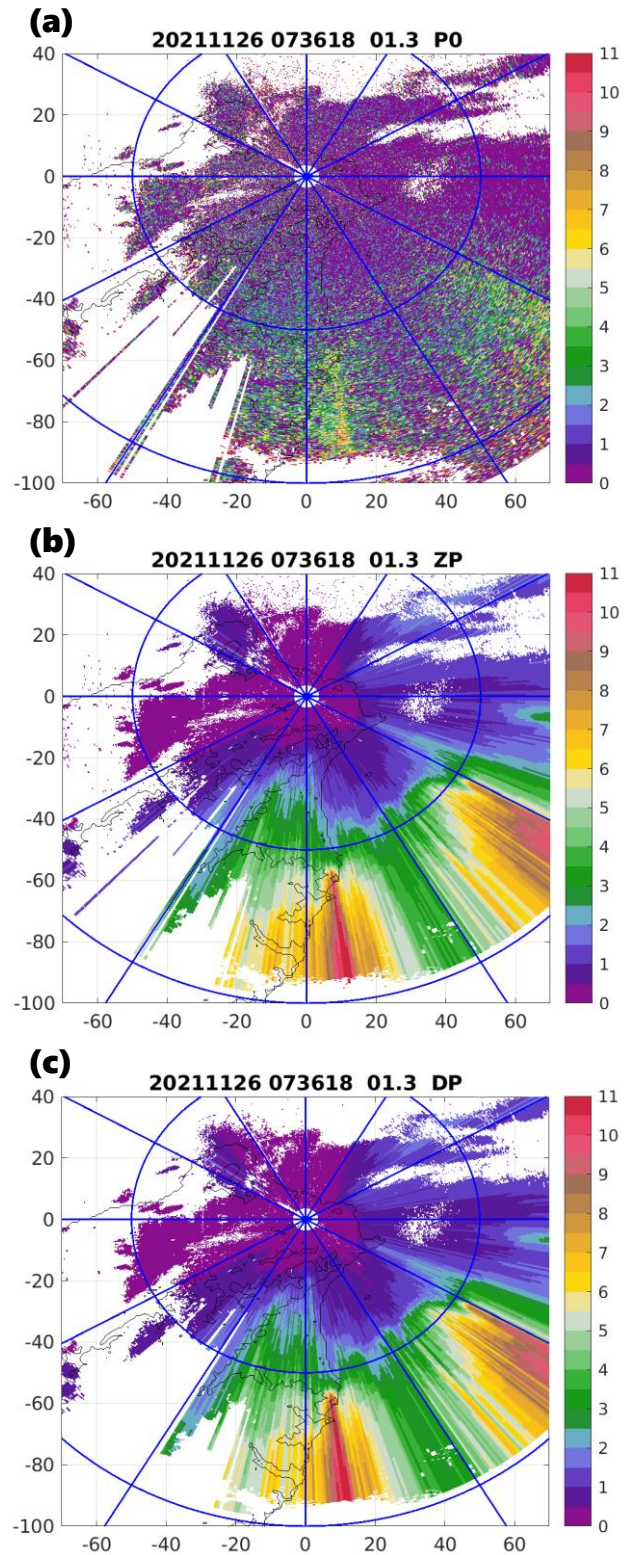


圖 3.7 五分山雷達(RCWF)於 2021 年 11 月 26 日 0736 UTC 仰角 1.3 度之  $\Phi_{DP}$  增量分布。分別為(a)經去折疊和去除  $\Phi_0$  過程的觀測場，以及由(b)  $K_{DP}^*$  和(c)  $K_{DP}^{**}$  推估的估計場。

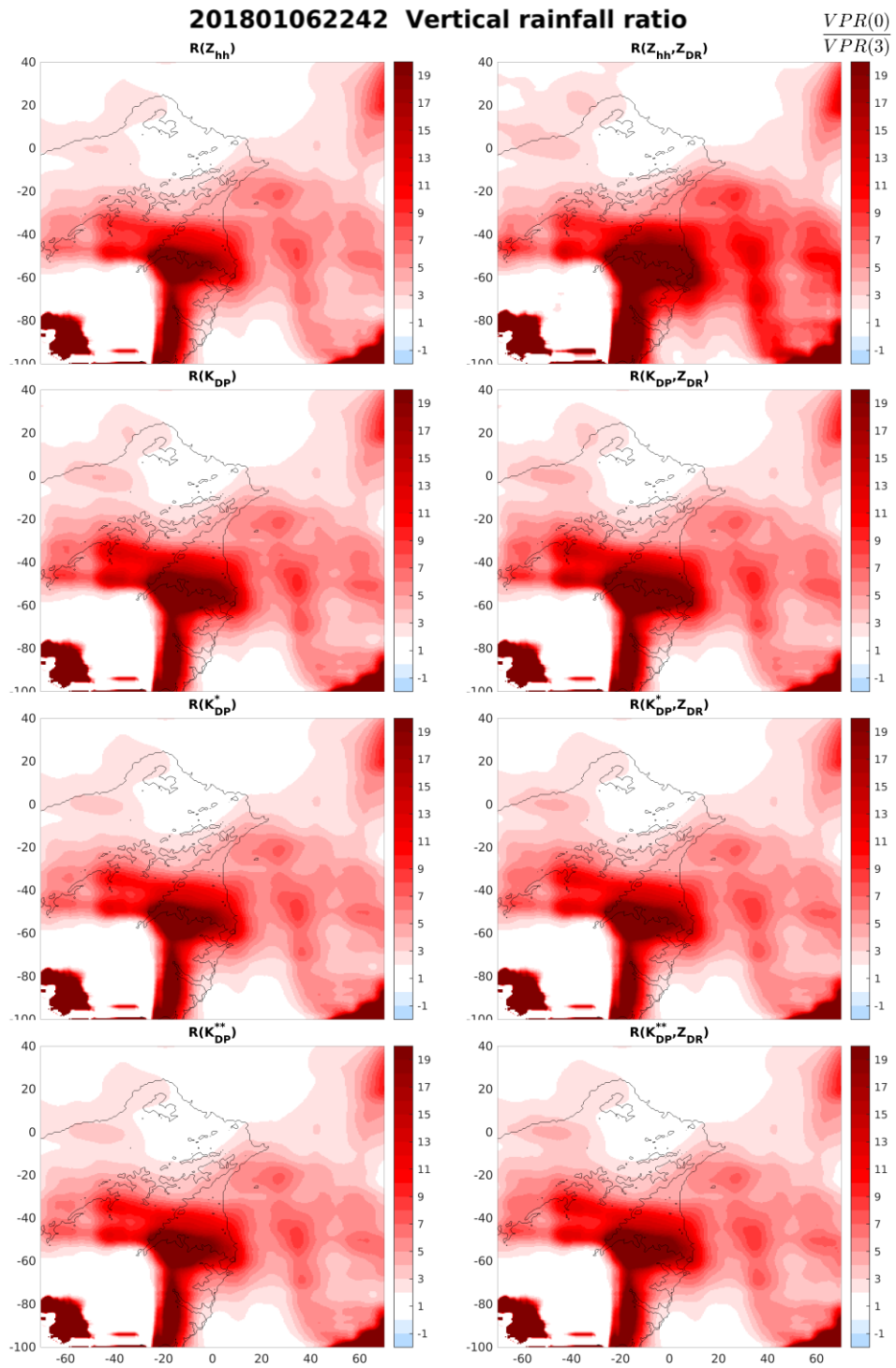


圖 3.8 對於不同 QPE 組合於 2018 年 1 月 6 日 2242 UTC，透過  $h_0$  為 0 km 及  $h_1$  為 3 km 設定所得之 VPR 比值。

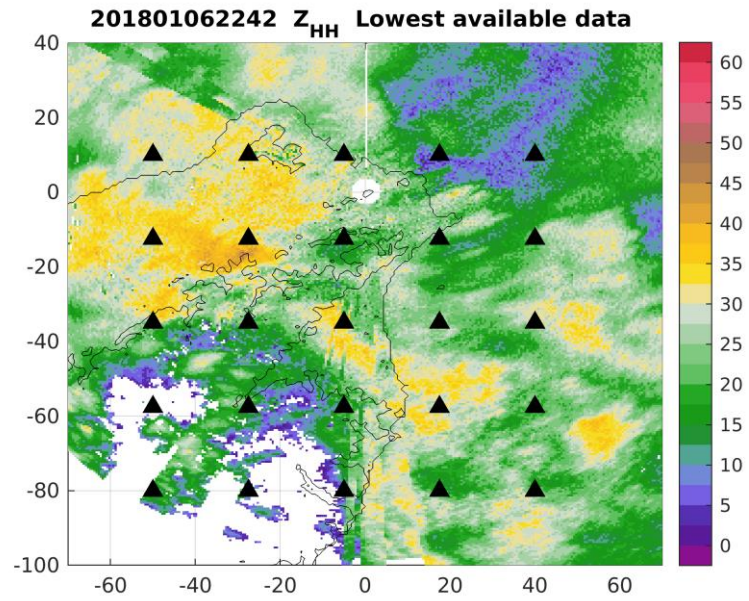


圖 3. 9 在 2018 年 1 月 6 日 2242 UTC 最低有效資料高度的回波觀測。圖中以三角形為中心收集其周圍 20 km 範圍內的降水估計空間資料。

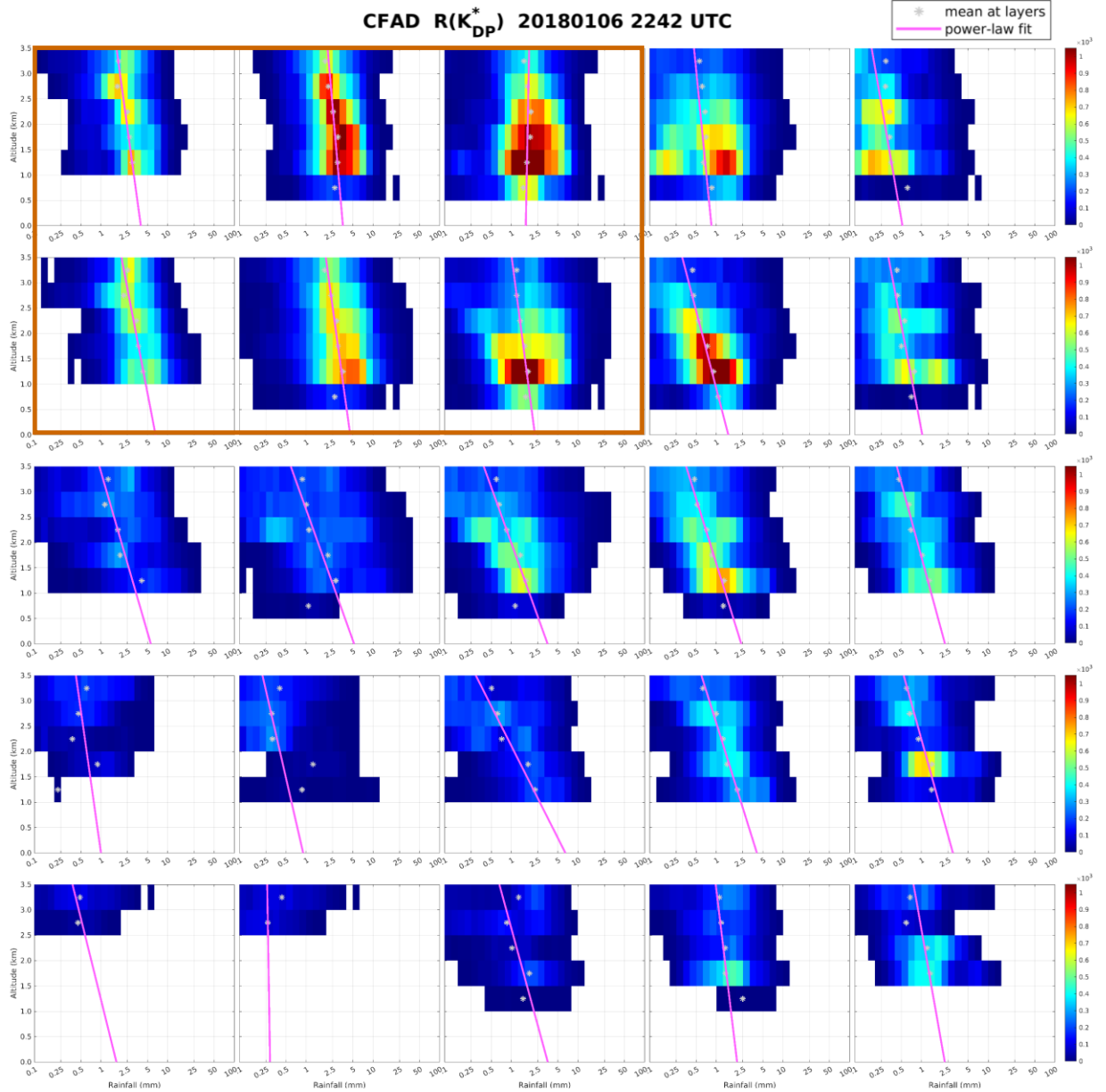


圖 3.10 所對應圖 3.9 以三角形為中心其周圍 20 km 範圍內， $R(K_{DP}^*)$ 之 CFADs 空間分布表現。圖中顏色表示資料的頻率分布，米字符號表示每 500 m 高度區間的降雨估計平均值，粉色線表示 VPR 擬合函數，而褐色方框範圍說明位於雷達西側其降雨垂直結構較為集中的區域。

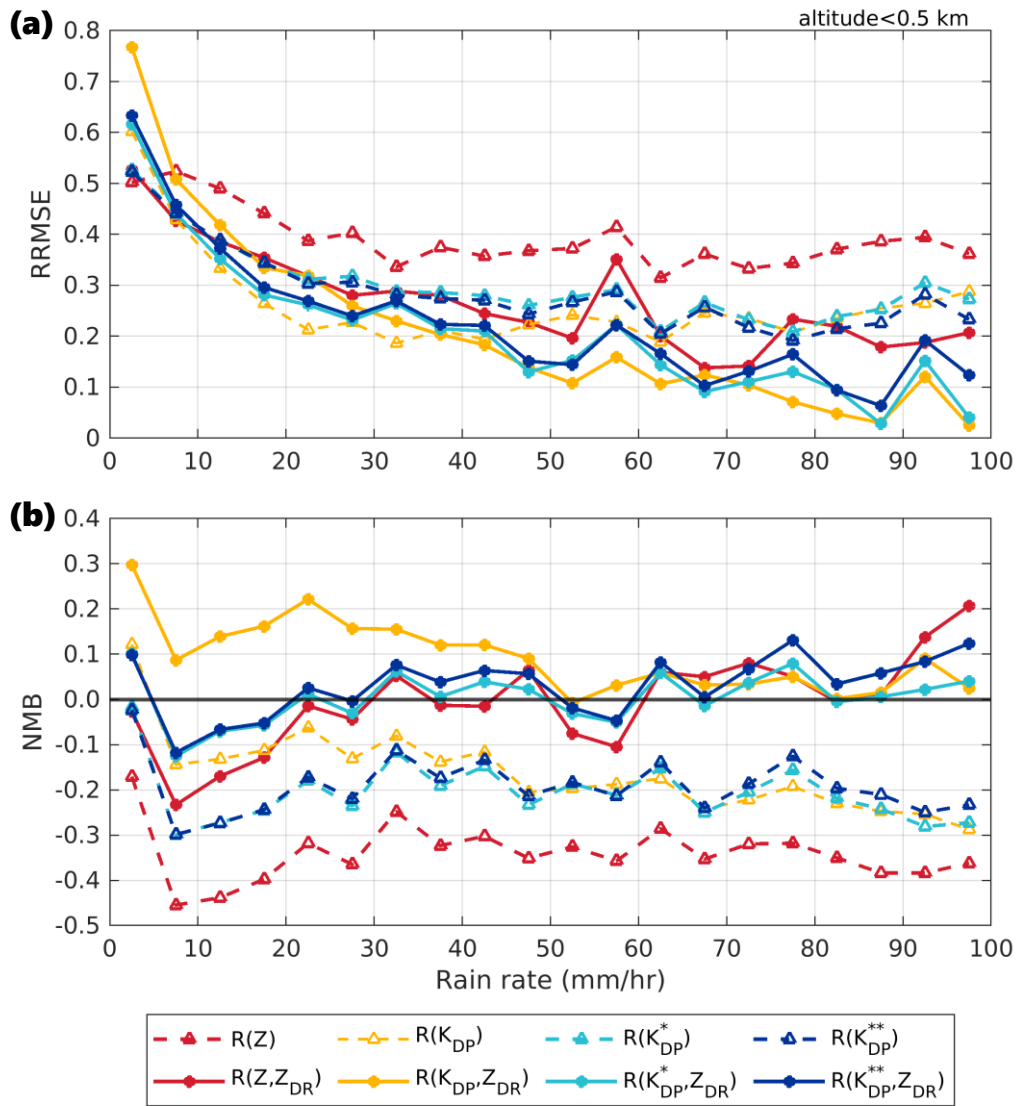


圖 3.11 在五個降雨事件期間，以地面觀測每 5 mm/hr 的降雨強度區間計算不同 QPE 組合其(a) RRMSE 和(b)NMB 表現。



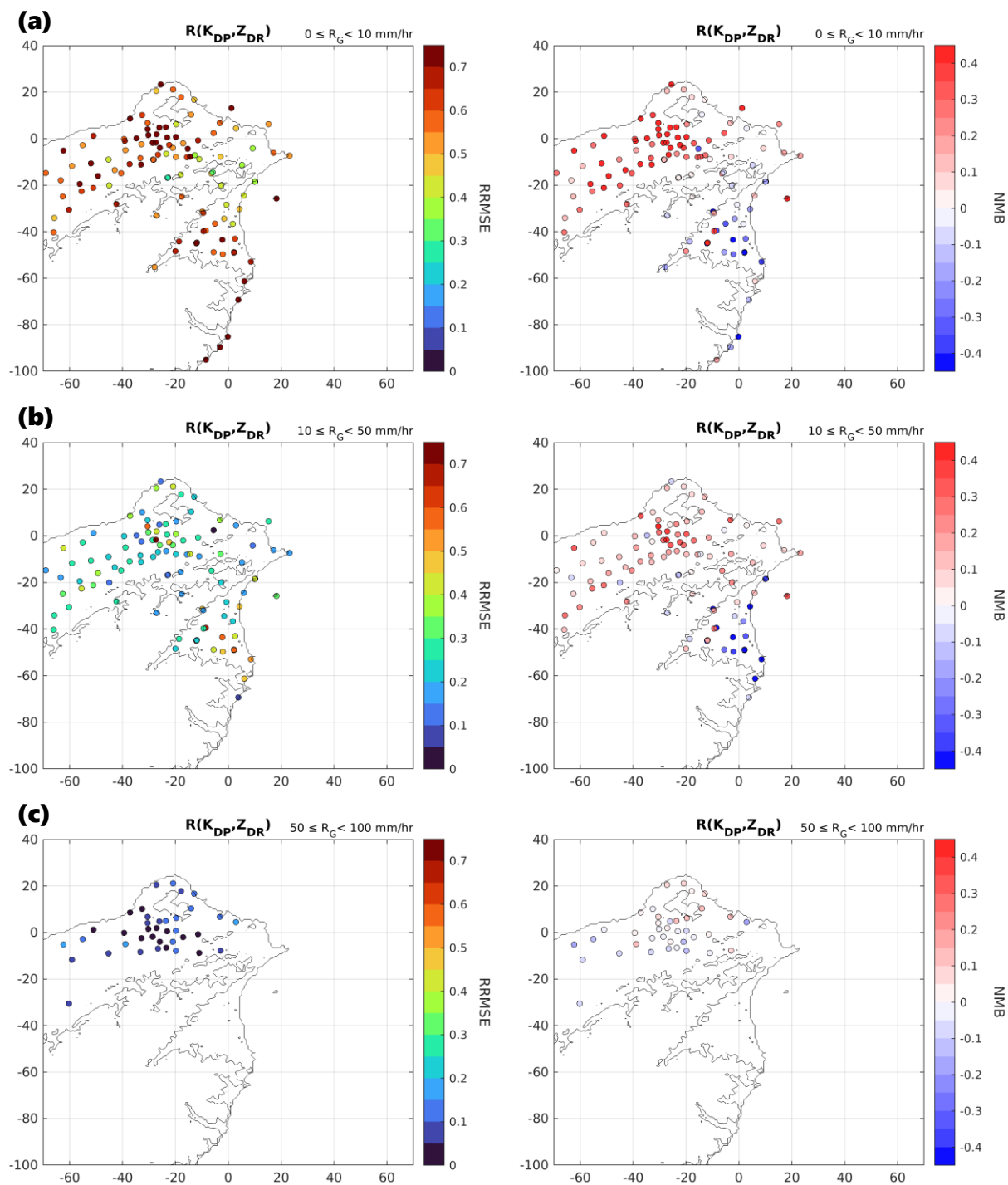


圖 3.12 在五個降雨事件期間，基於 $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr，(b) 10-50 mm/hr，以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之 RRMSE 與 NMB 誤差空間分布表現。

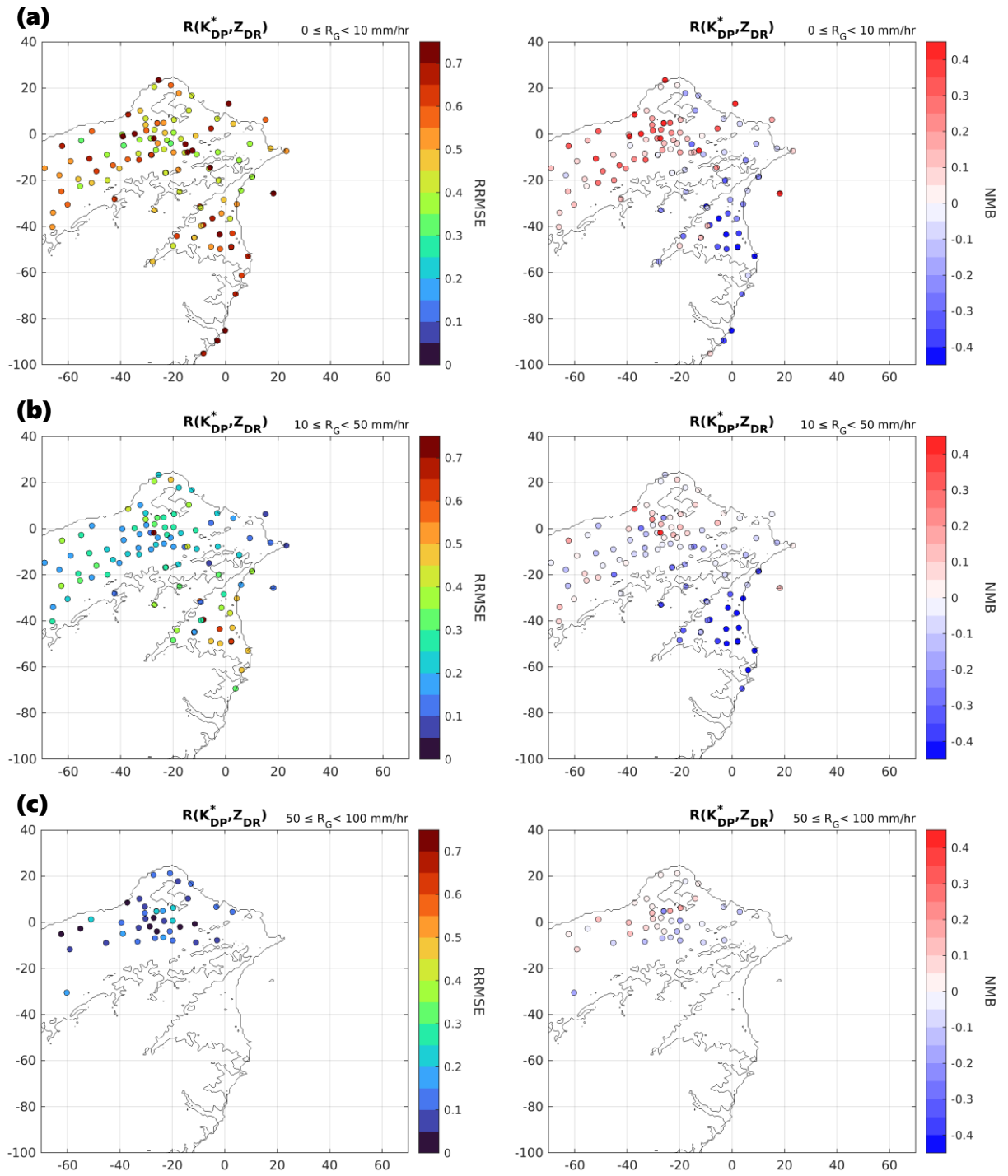


圖 3.13 在五個降雨事件期間，基於 $R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ 估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr，  
 (b) 10-50 mm/hr，以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之 RRMSE 與  
 NMB 誤差空間分布表現。



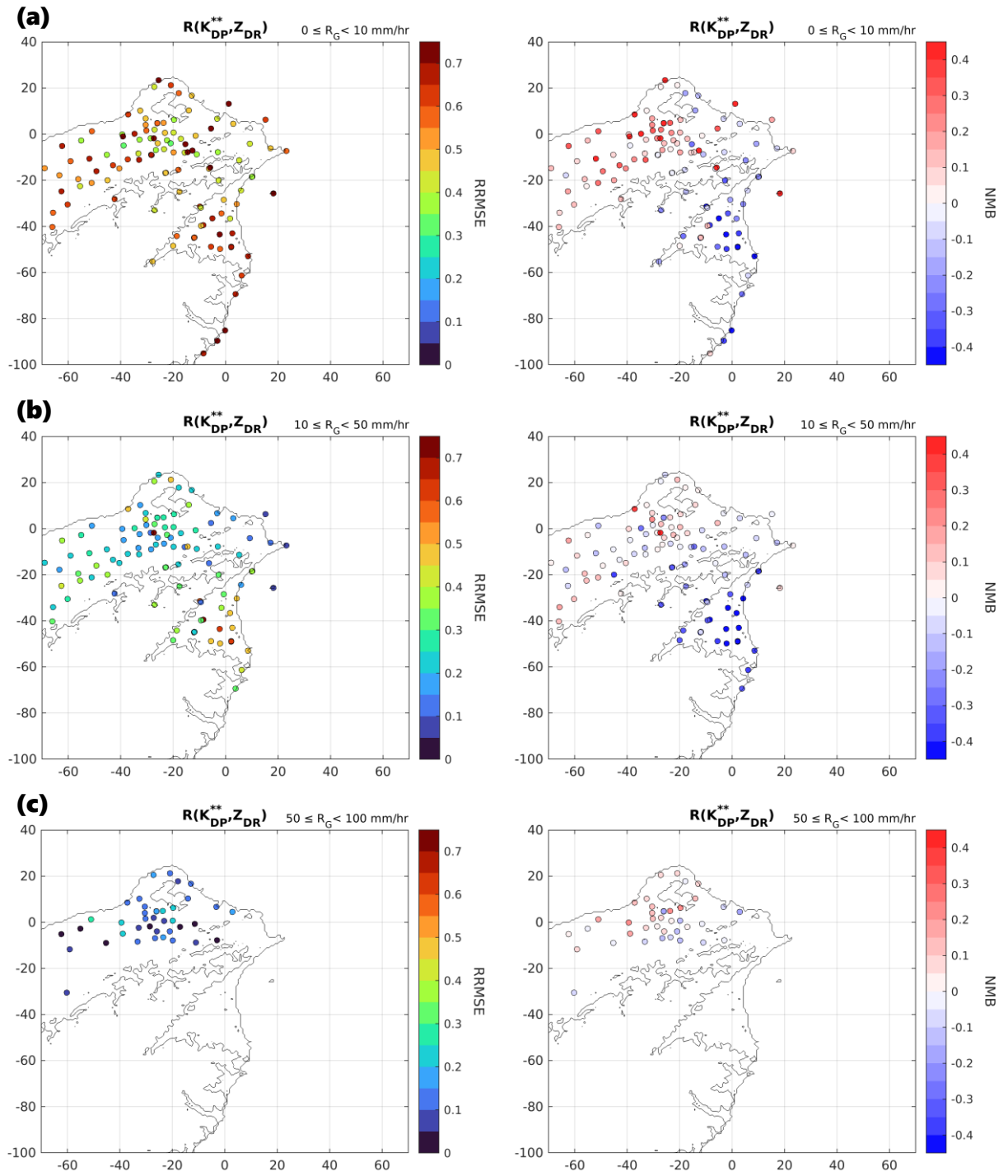


圖 3.14 在五個降雨事件期間，基於 $R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$ 估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr，(b) 10-50 mm/hr，以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之 RRMSE 與 NMB 誤差空間分布表現。

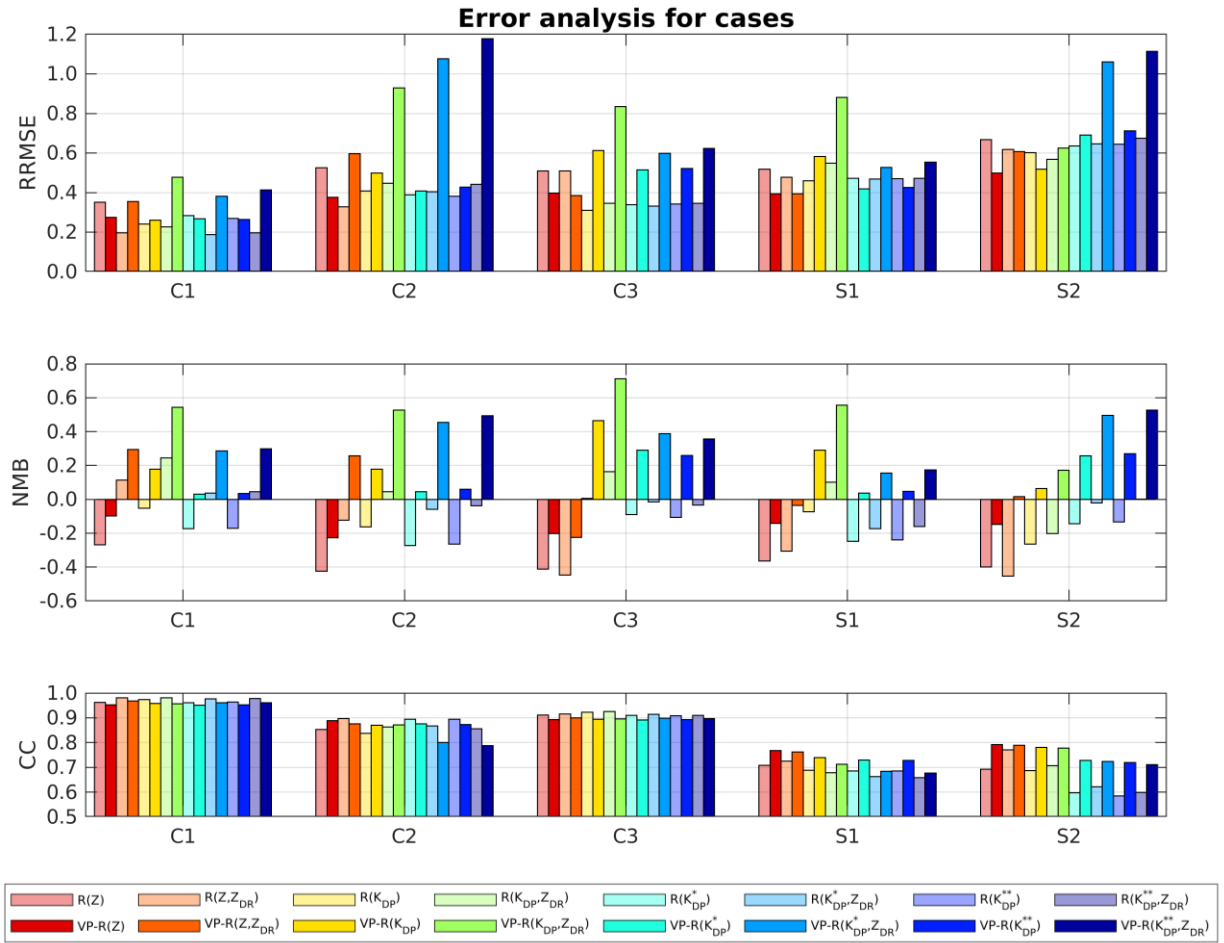


圖 3.15 在不同降雨類型中所使用的 QPE 組合其時累積降雨估計之誤差表現。淺、深色分別表示來自最低有效資料高度及其經過 VPR 修正過程的驗證分數。個案代表編號如表 2.3 所述。

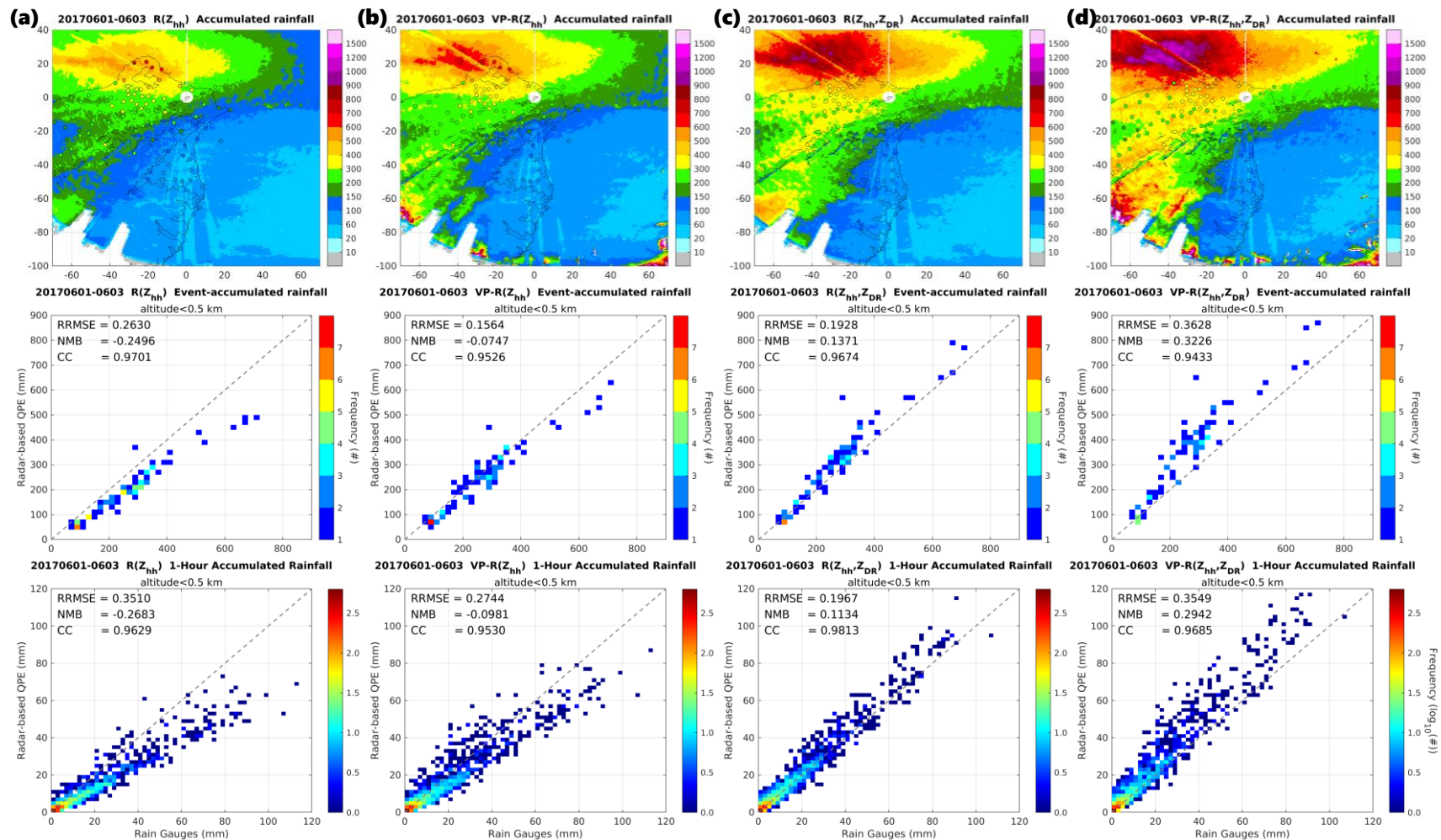


圖 3.16 在 2017 年 6 月 1 日至 6 月 3 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間的(a) R(Z)和(b)VP- R(Z)，以及(c) R(Z,  $Z_{DR}$ )和(d)VP- R(Z,  $Z_{DR}$ )所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。

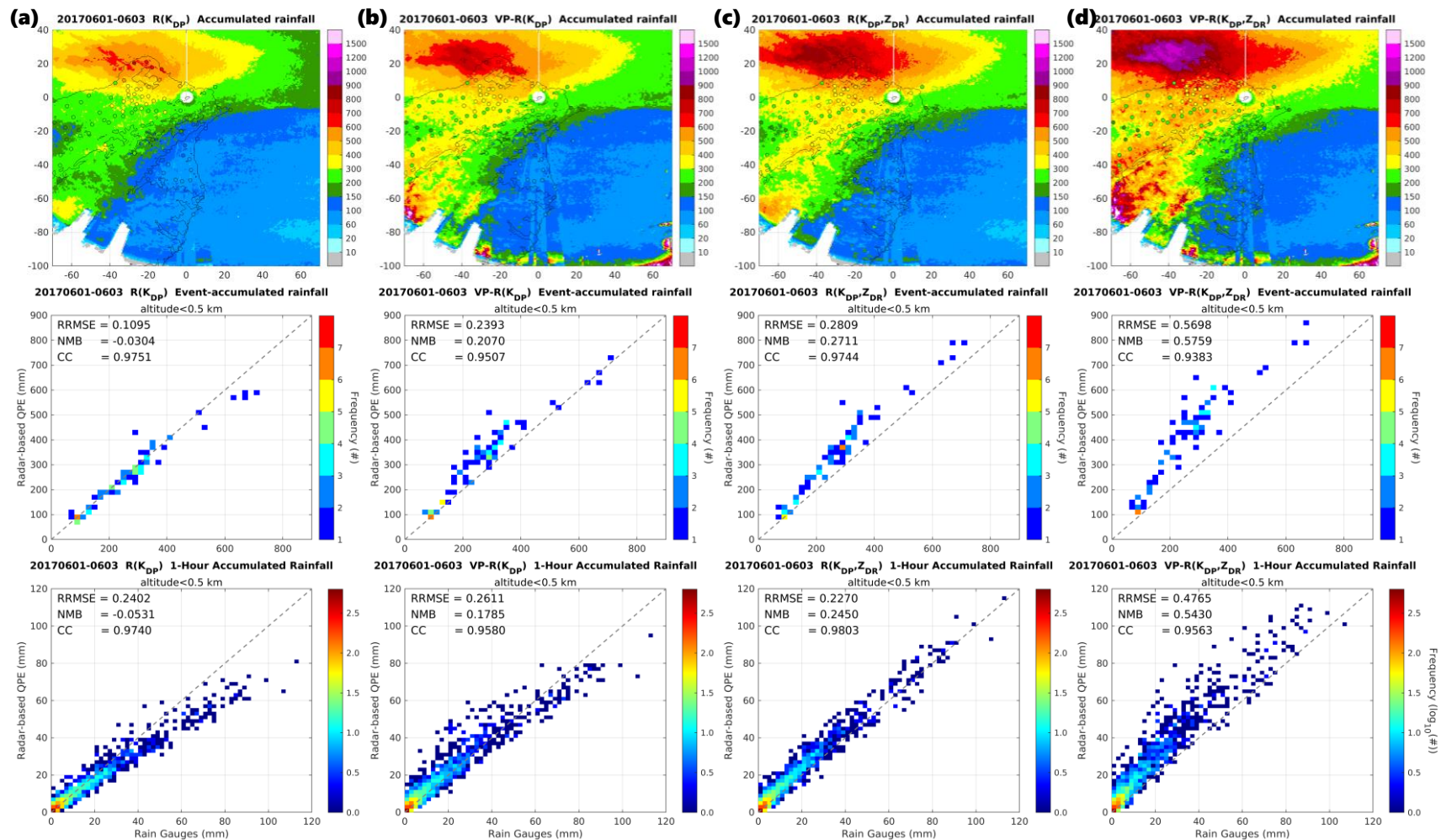


圖 3.17 在 2017 年 6 月 1 日至 6 月 3 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間的(a)  $R(K_{DP})$ 和(b)VP-  $R(K_{DP})$ ，以及(c)  $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 和(d)VP-  $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。

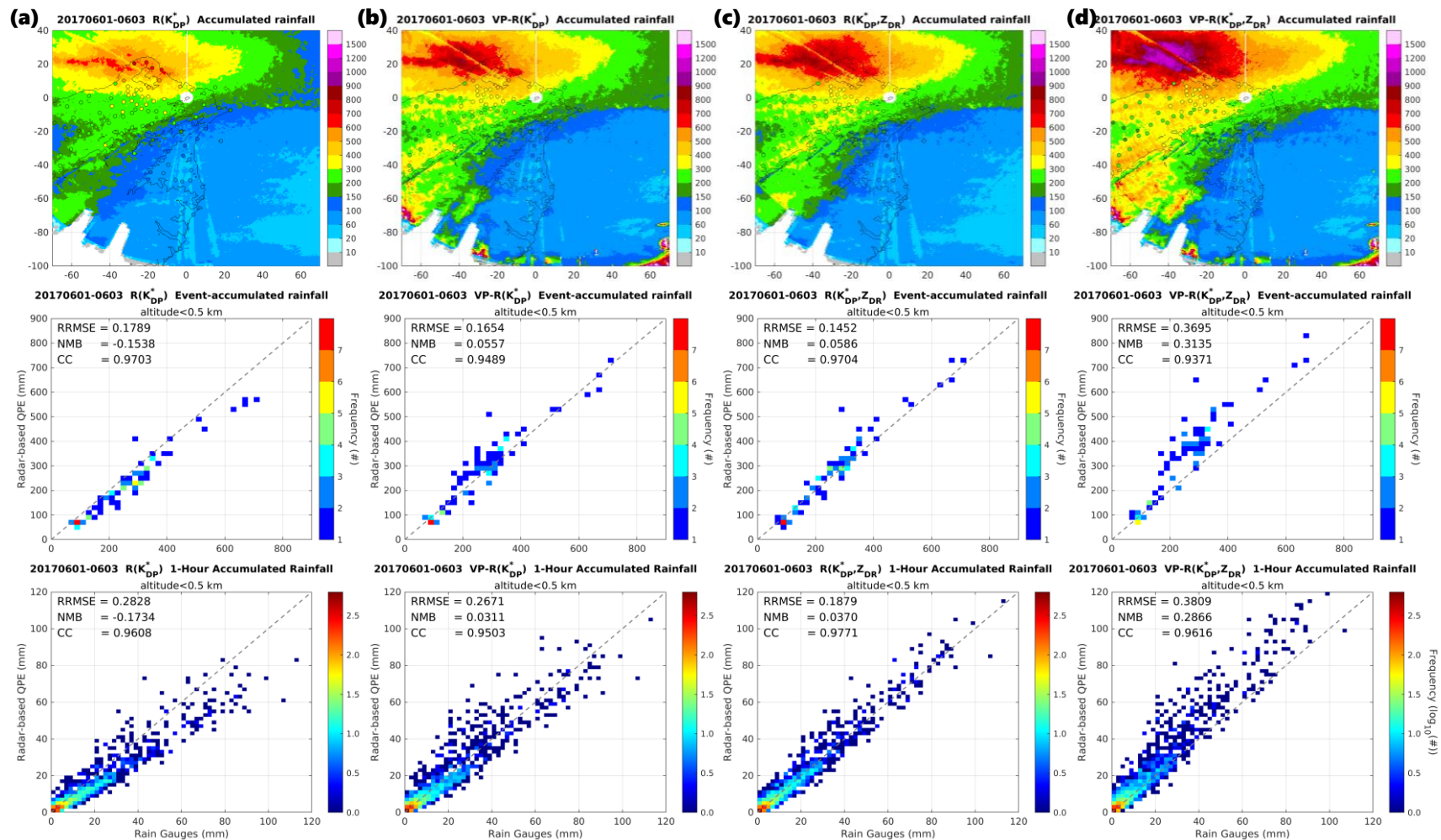


圖 3.18 在 2017 年 6 月 1 日至 6 月 3 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間的(a)  $R(K_{DP}^*)$ 和(b)VP-  $R(K_{DP}^*)$ ，以及(c)  $R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ 和(d)VP-  $R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。



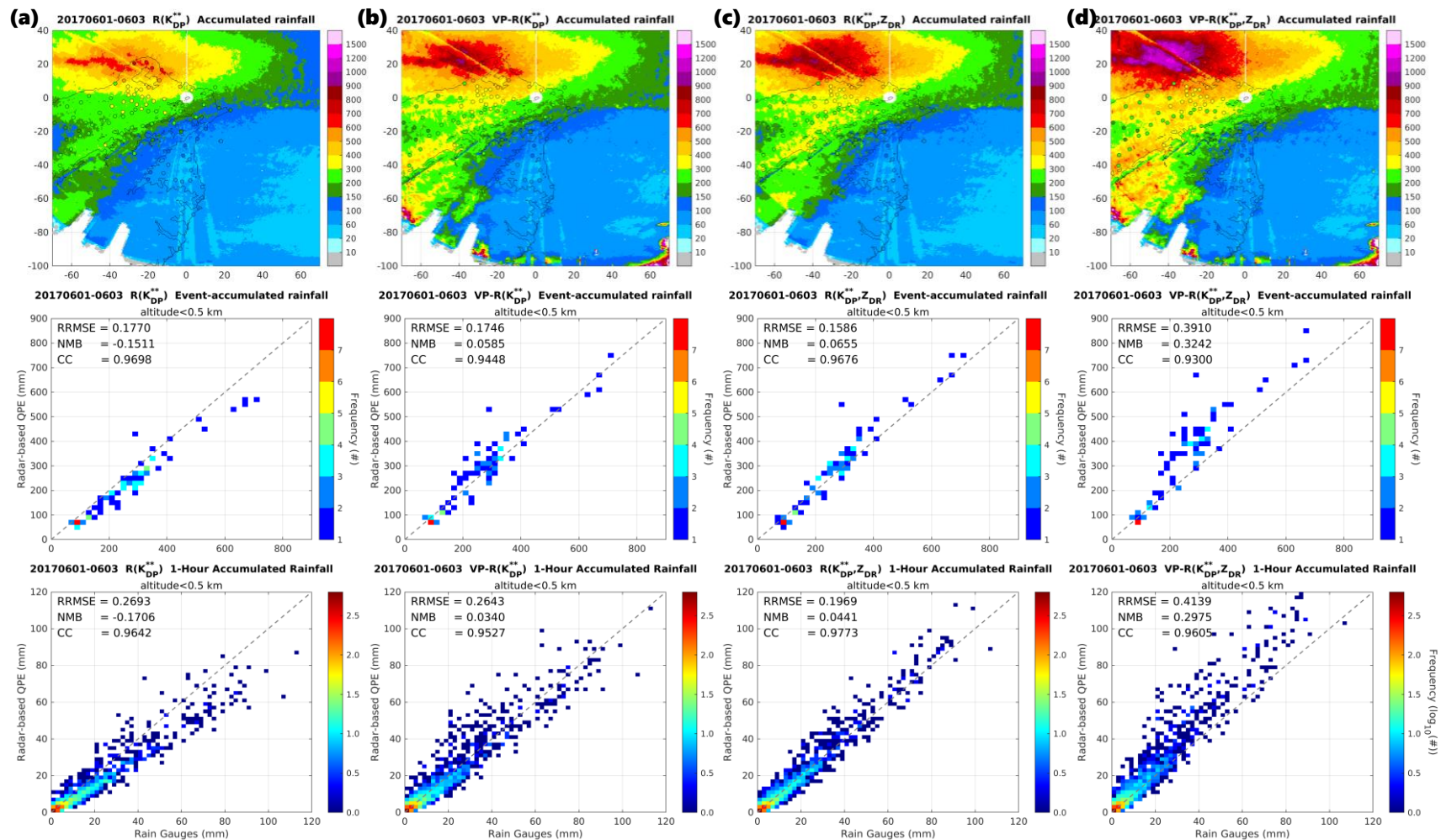


圖 3.19 在 2017 年 6 月 1 日至 6 月 3 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間的(a)  $R(K_{DP}^{**})$ 和(b)  $VP-R(K_{DP}^{**})$ ，以及(c)  $R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$ 和(d)  $VP-R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。

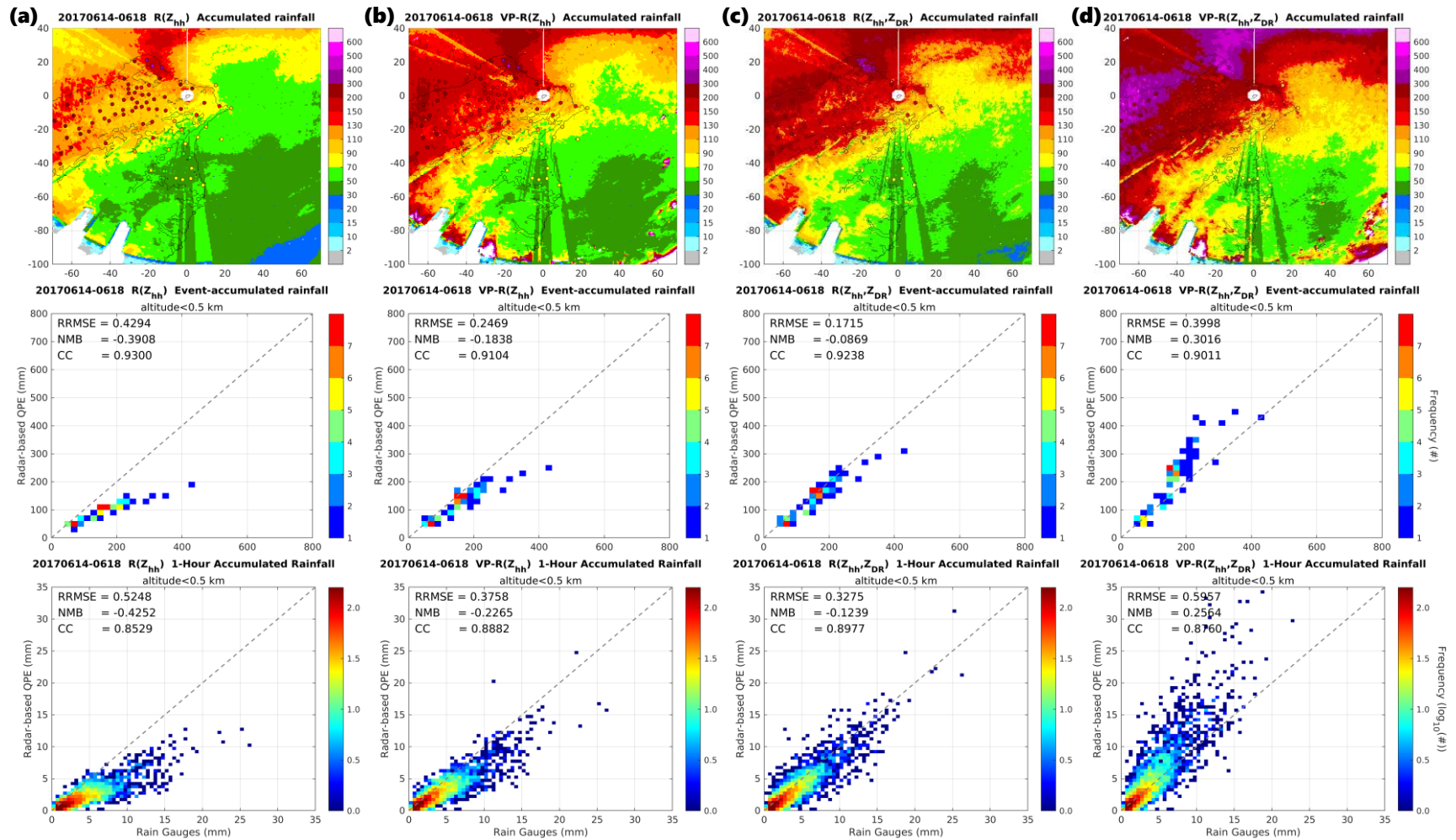


圖 3.20 在 2017 年 6 月 14 日至 6 月 18 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間的(a)  $R(Z)$ 和(b)VP-  $R(Z)$ ，以及(c)  $R(Z, Z_{DR})$ 和(d)VP-  $R(Z, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。

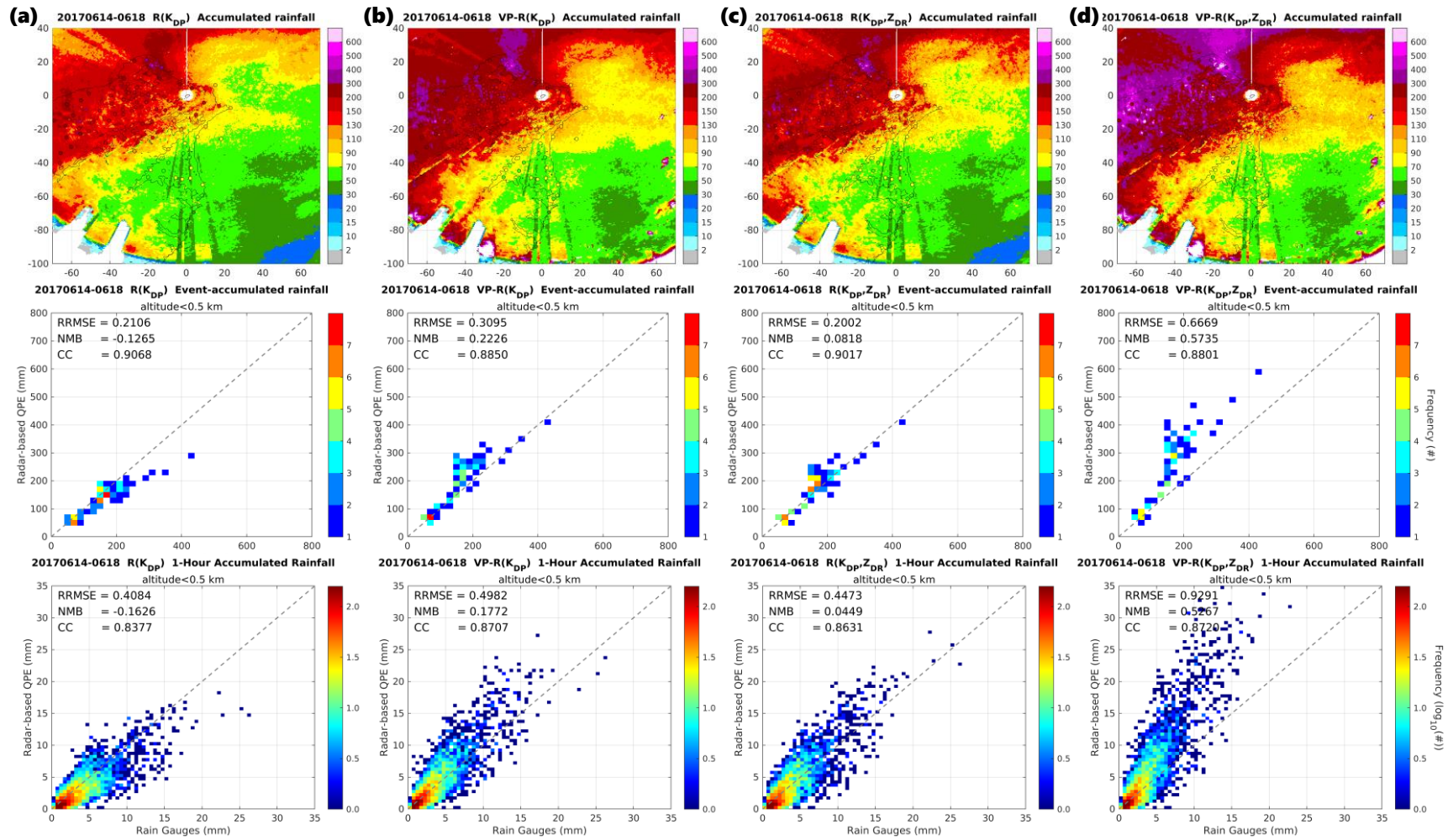


圖 3.21 在 2017 年 6 月 14 日至 6 月 18 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間的(a)  $R(K_{DP})$ 和(b)VP-  $R(K_{DP})$ ，以及(c)  $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 和(d)VP-  $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。



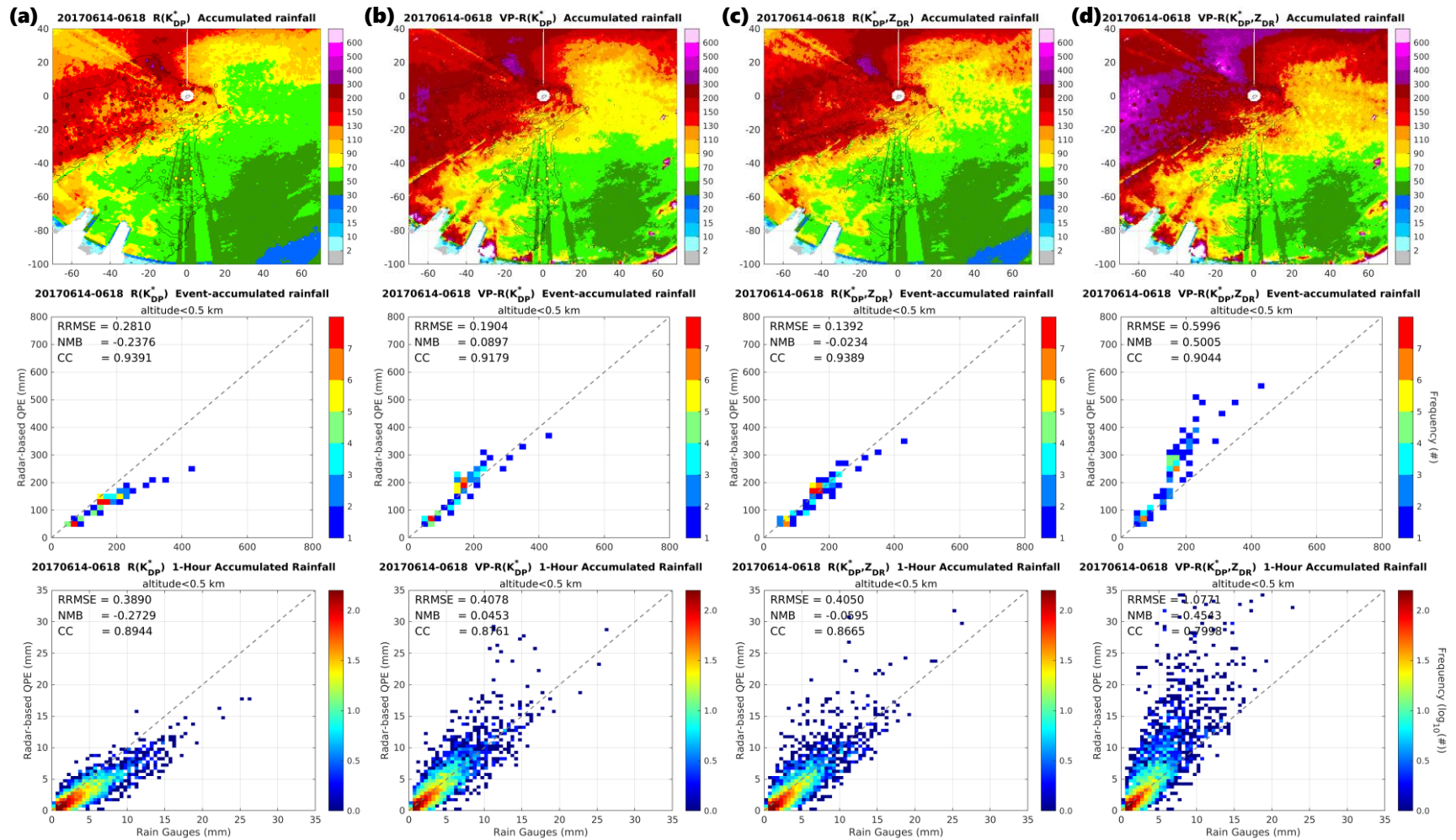


圖 3.22 在 2017 年 6 月 14 日至 6 月 18 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間的(a)  $R(K_{DP}^*)$ 和(b)VP-  $R(K_{DP}^*)$ ，以及(c)  $R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ 和(d)VP-  $R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。

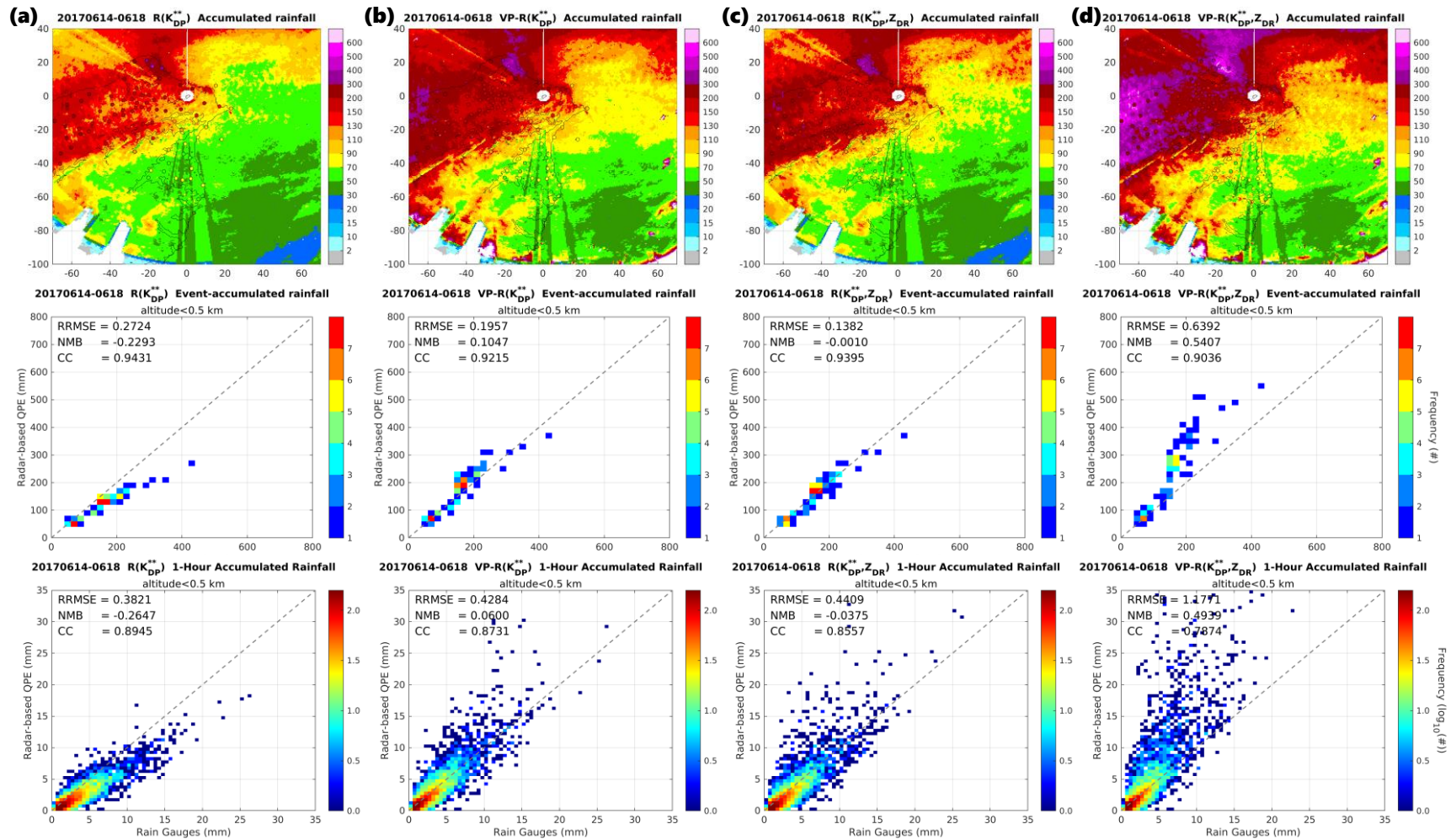


圖 3.23 在 2017 年 6 月 14 日至 6 月 18 日(UTC)梅雨鋒面觀測期間的(a)  $R(K_{DP}^{**})$ 和(b)VP-  $R(K_{DP}^{**})$ ，以及(c)  $R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$ 和(d)VP-  $R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。

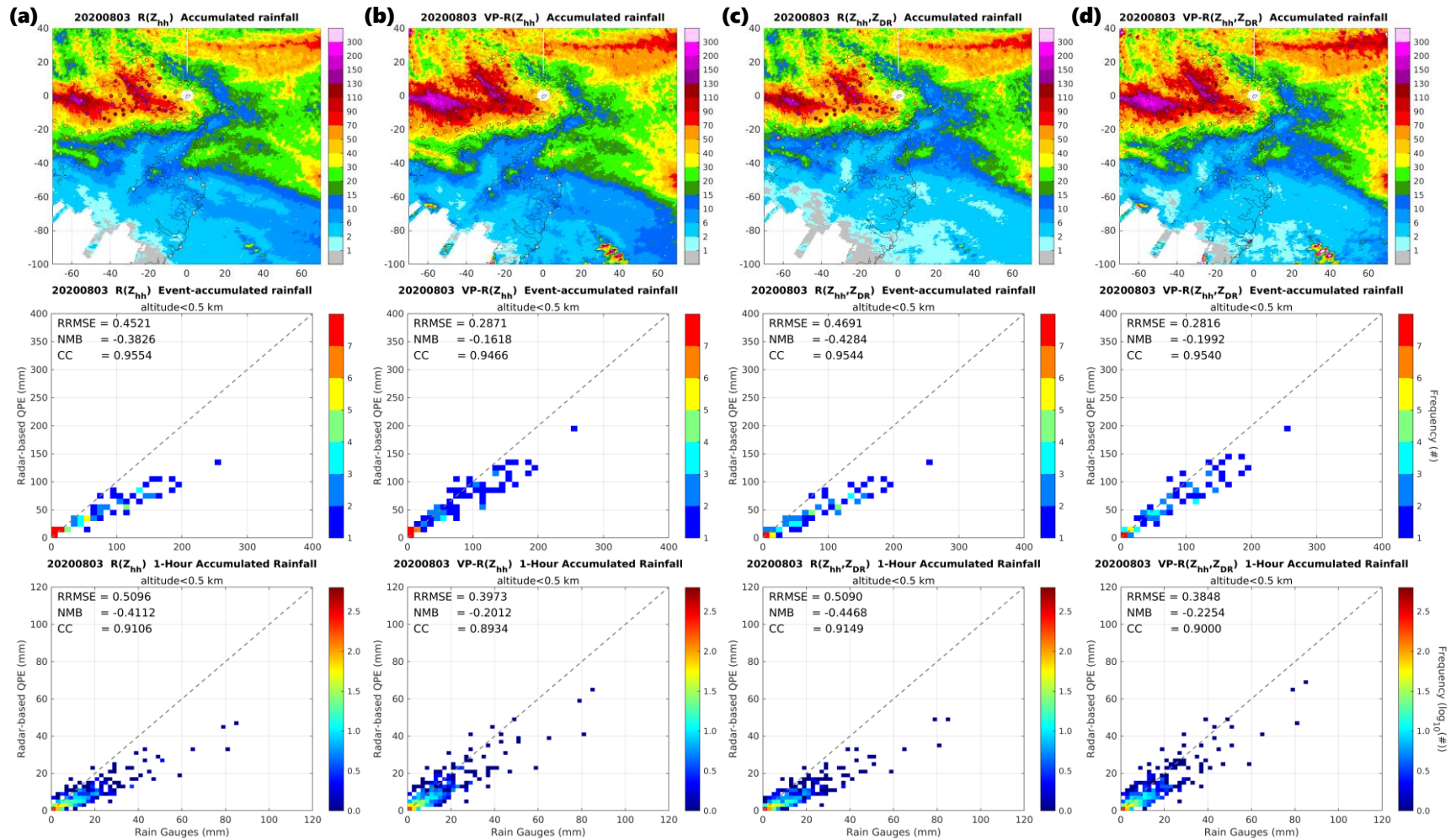


圖 3.24 在 2020 年 8 月 3 日(UTC)哈格比颱風觀測期間的(a)  $R(Z)$ 和(b)  $VP-R(Z)$ ，以及(c)  $R(Z, Z_{DR})$ 和(d)  $VP-R(Z, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。



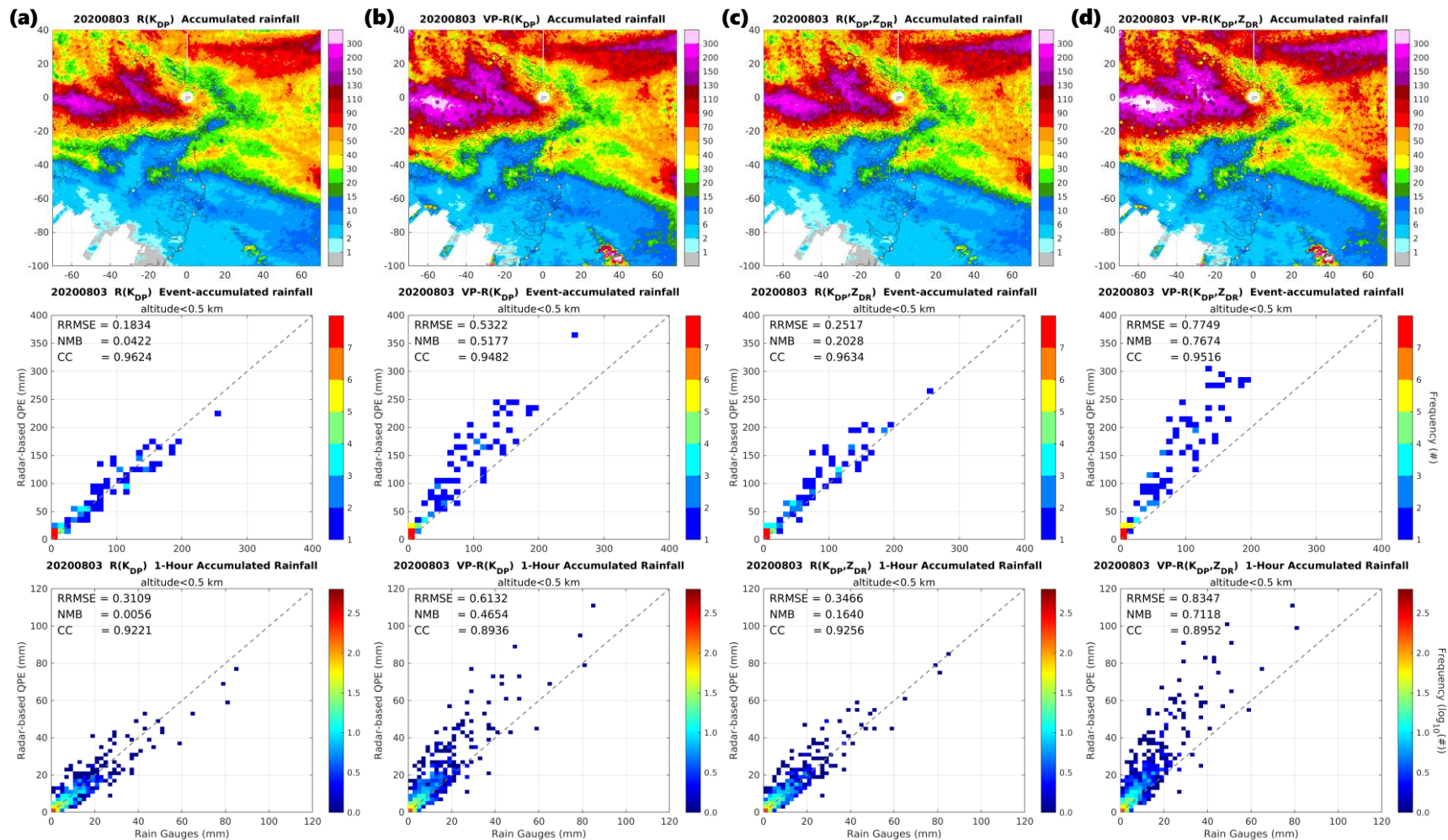


圖 3. 25 在 2020 年 8 月 3 日(UTC)哈格比颱風觀測期間的(a)  $R(K_{DP})$ 和(b)VP-  $R(K_{DP})$ ，以及(c)  $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 和(d)VP-  $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。

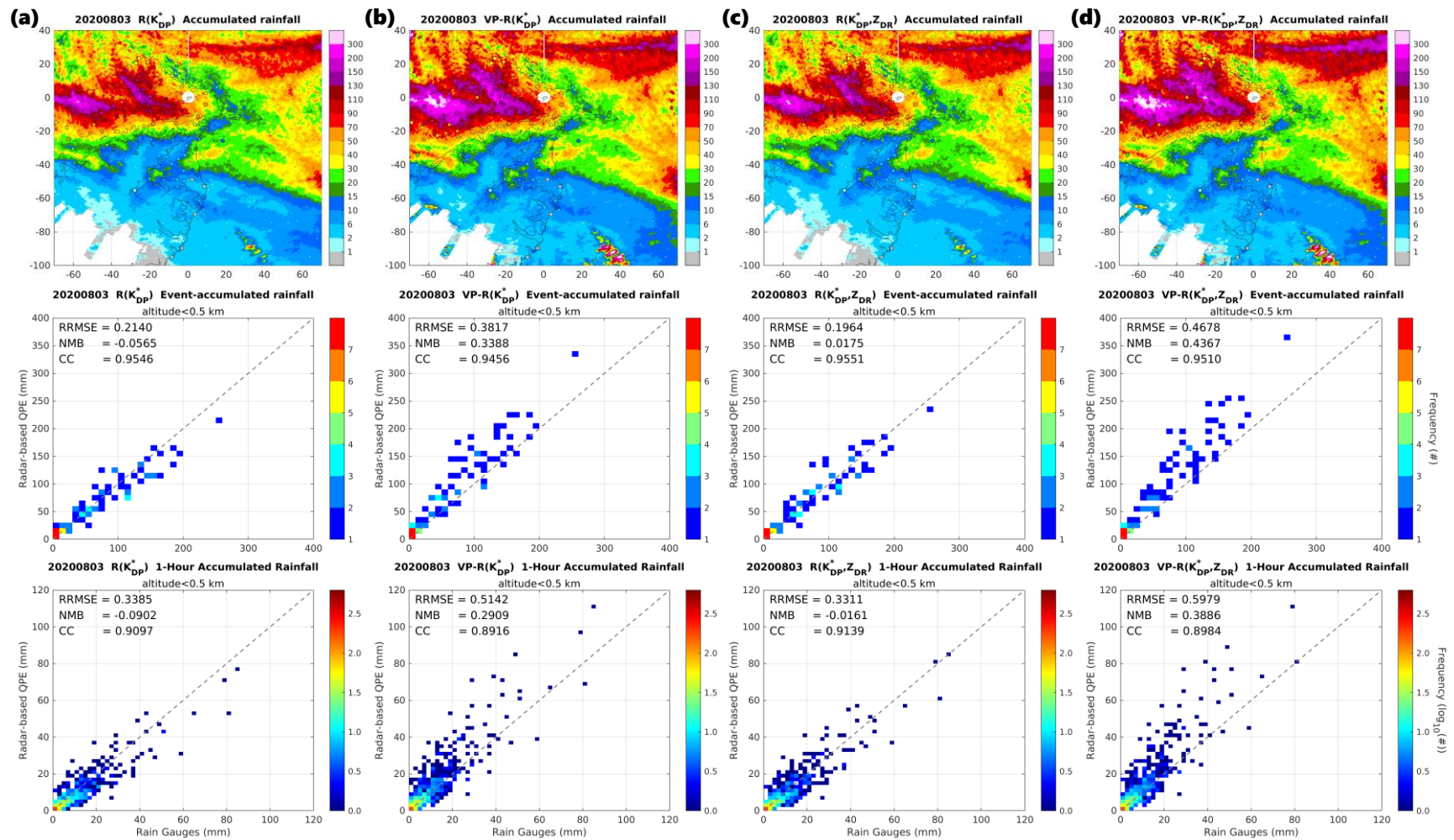


圖 3. 26 在 2020 年 8 月 3 日(UTC)哈格比颱風觀測期間的(a)  $R(K_{DP}^*)$ 和(b)VP-  $R(K_{DP}^*)$ ，以及(c)  $R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ 和(d)VP-  $R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。

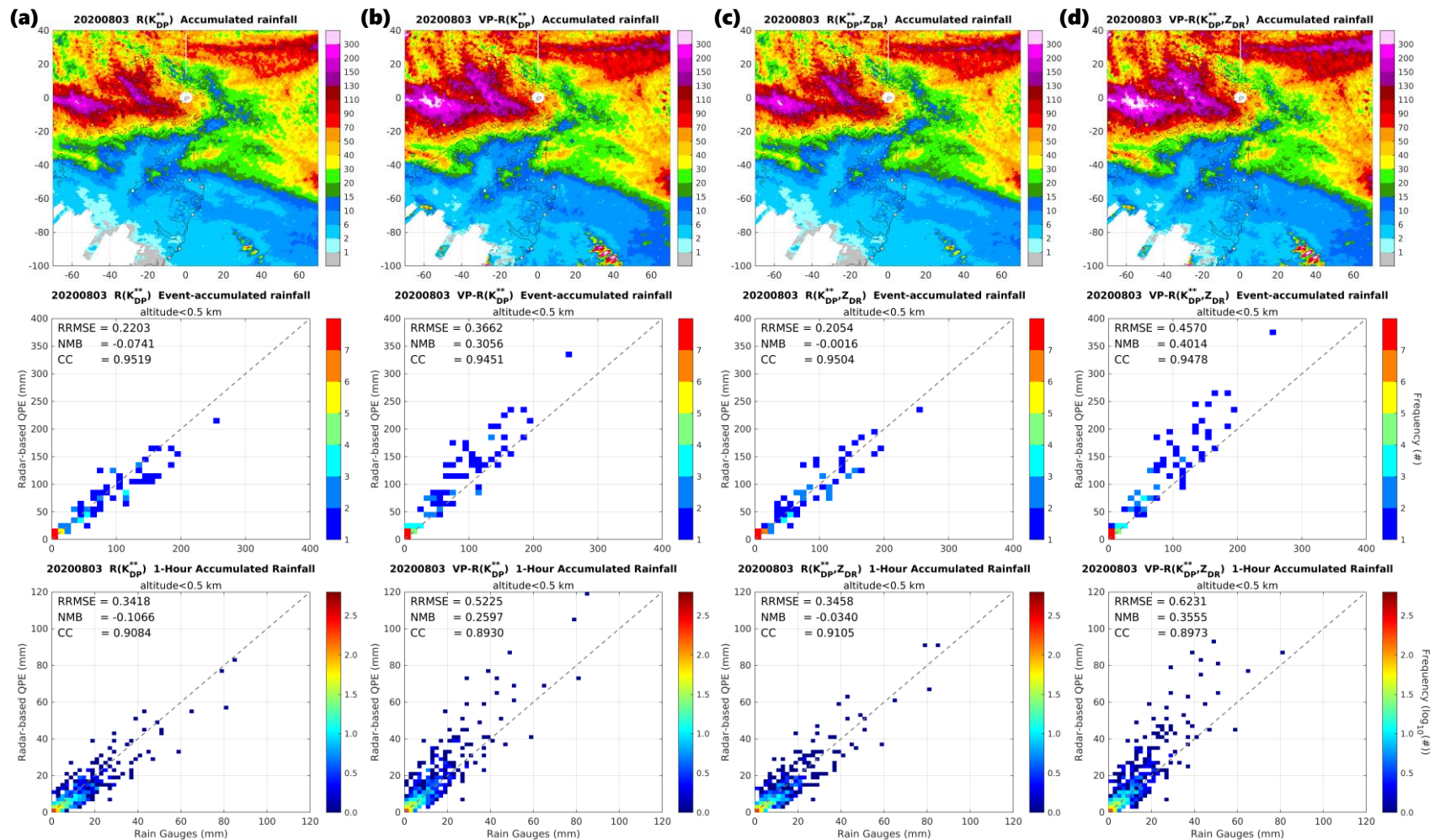


圖 3. 27 在 2020 年 8 月 3 日(UTC)哈格比颱風觀測期間的(a)  $R(K_{DP}^{**})$ 和(b)VP-  $R(K_{DP}^{**})$ ，以及(c)  $R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$ 和(d)VP-  $R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。



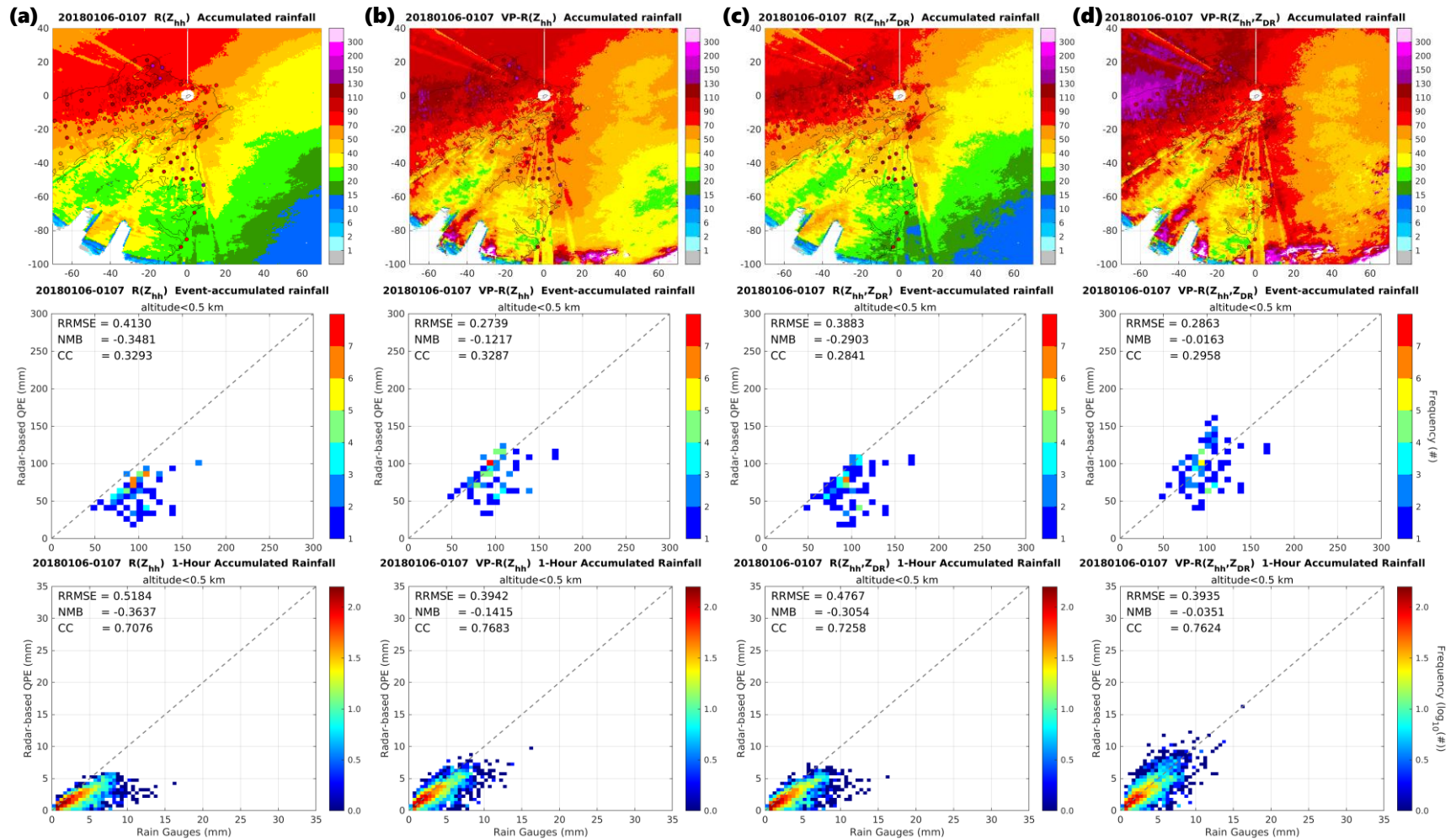


圖 3.28 在 2018 年 1 月 6 日至 1 月 7 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a) R(Z)和(b)VP- R(Z)，及(c) R(Z,  $Z_{DR}$ )和(d)VP- R(Z,  $Z_{DR}$ )所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。

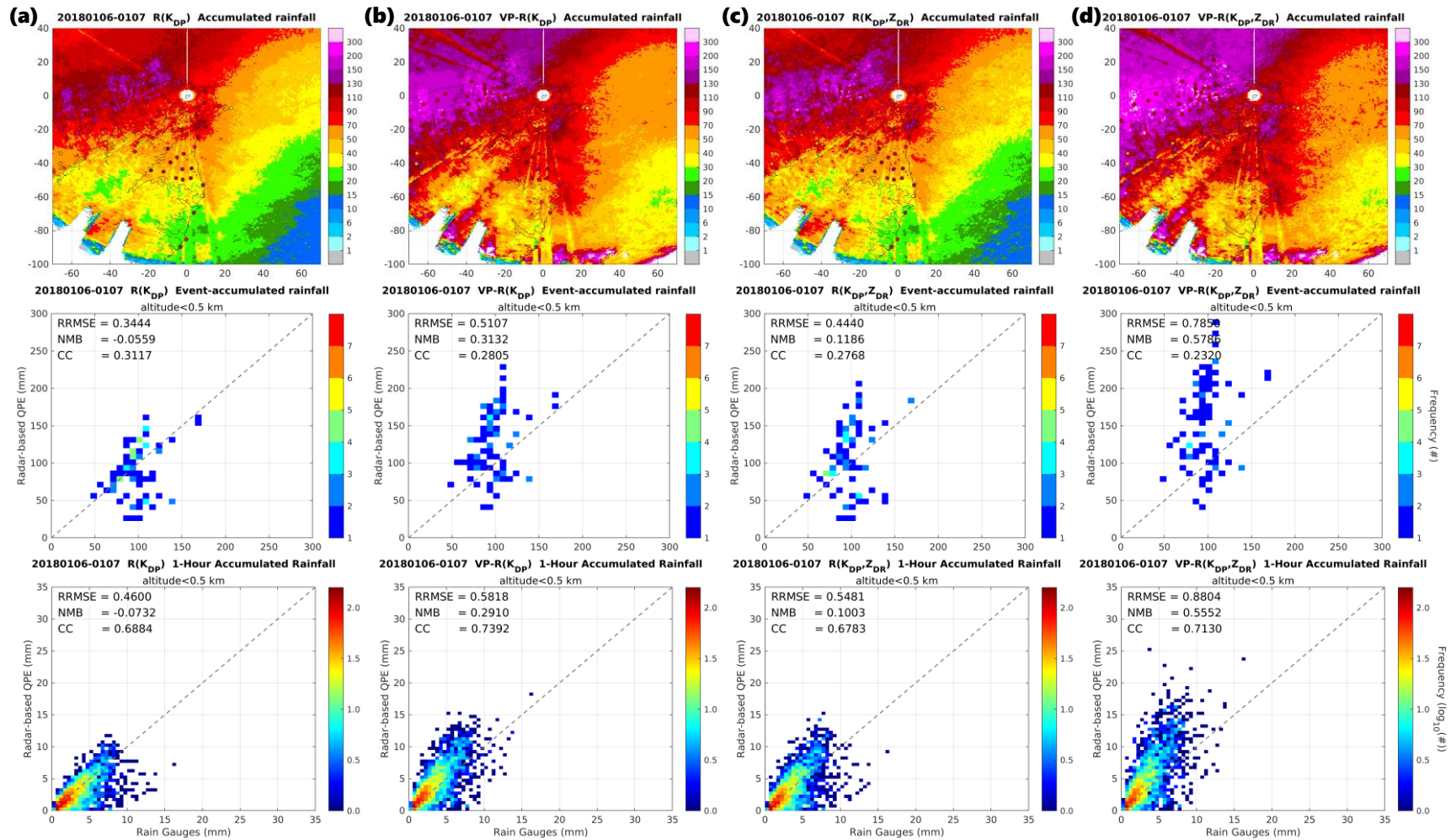


圖 3.29 在 2018 年 1 月 6 日至 1 月 7 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a)  $R(K_{DP})$ 和(b)  $VP-R(K_{DP})$ ，及(c)  $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 和(d)  $VP-R(K_{DP}, Z_{DR})$

所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。



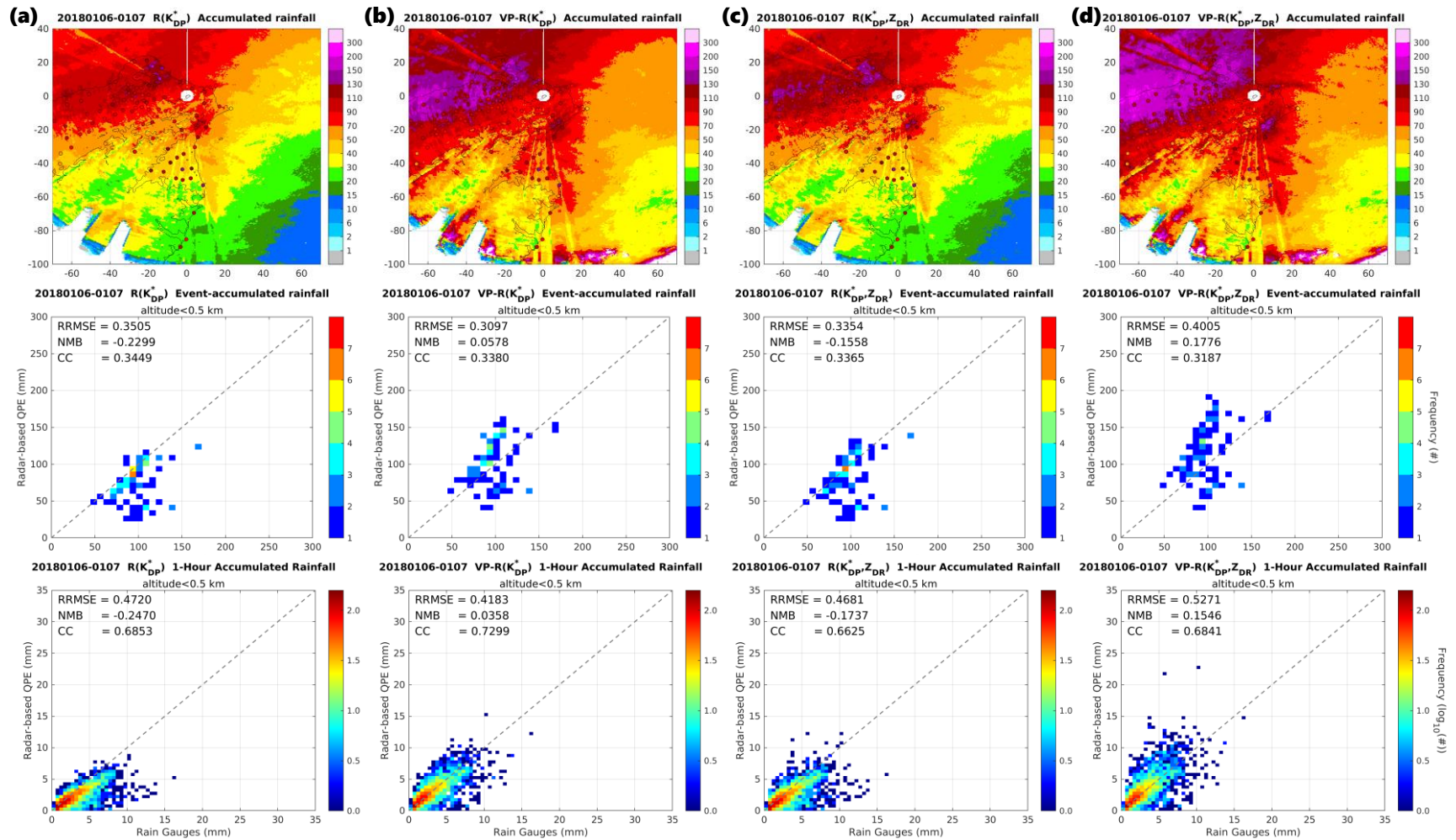


圖 3.30 在 2018 年 1 月 6 日至 1 月 7 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a)  $R(K_{DP}^*)$ 和(b)VP-  $R(K_{DP}^*)$ ，及(c)  $R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ 和(d)VP-  $R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。

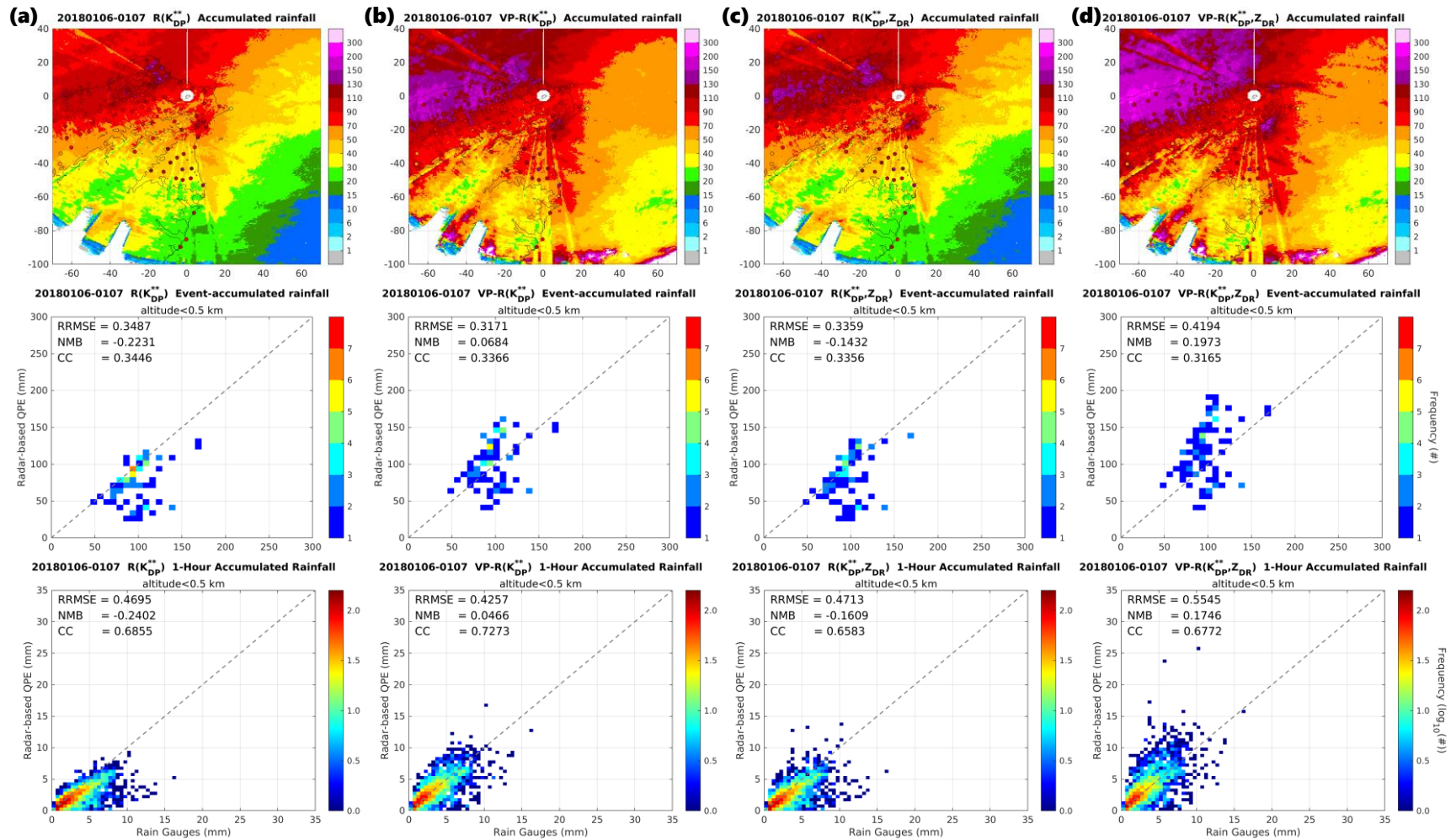


圖 3.31 在 2018 年 1 月 6 日至 1 月 7 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a)  $R(K_{DP}^{**})$ 和(b)  $VP-R(K_{DP}^{**})$ ,及(c)  $R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$ 和(d)  $VP-R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。

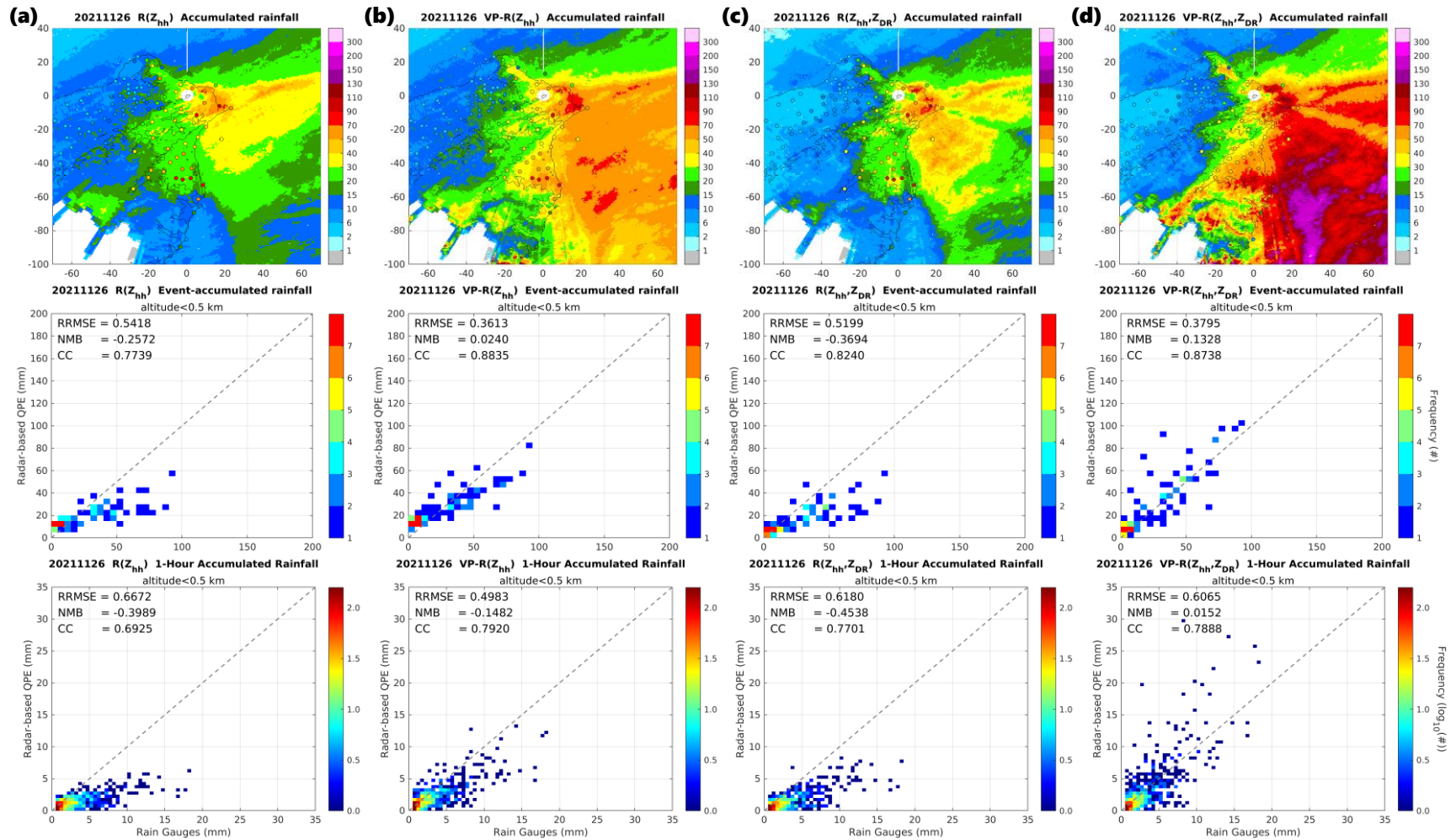


圖 3.32 在 2021 年 11 月 26 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a) R(Z)和(b)VP- R(Z)，及(c) R(Z, Z<sub>DR</sub>)和(d)VP- R(Z, Z<sub>DR</sub>)所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。



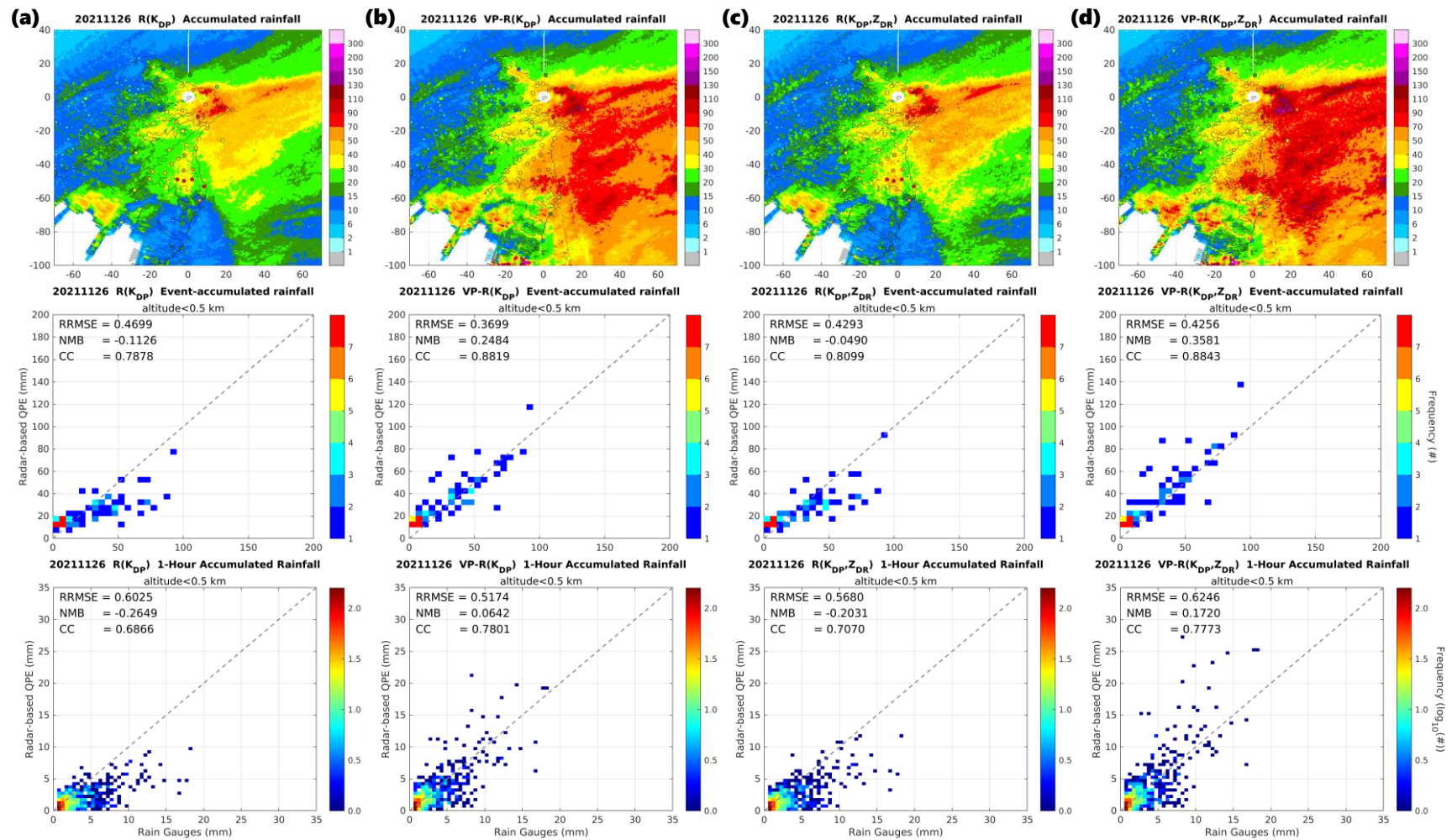


圖 3.33 在 2021 年 11 月 26 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a)  $R(K_{DP})$ 和(b)  $VP-R(K_{DP})$ ，及(c)  $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 和(d)  $VP-R(K_{DP}, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。

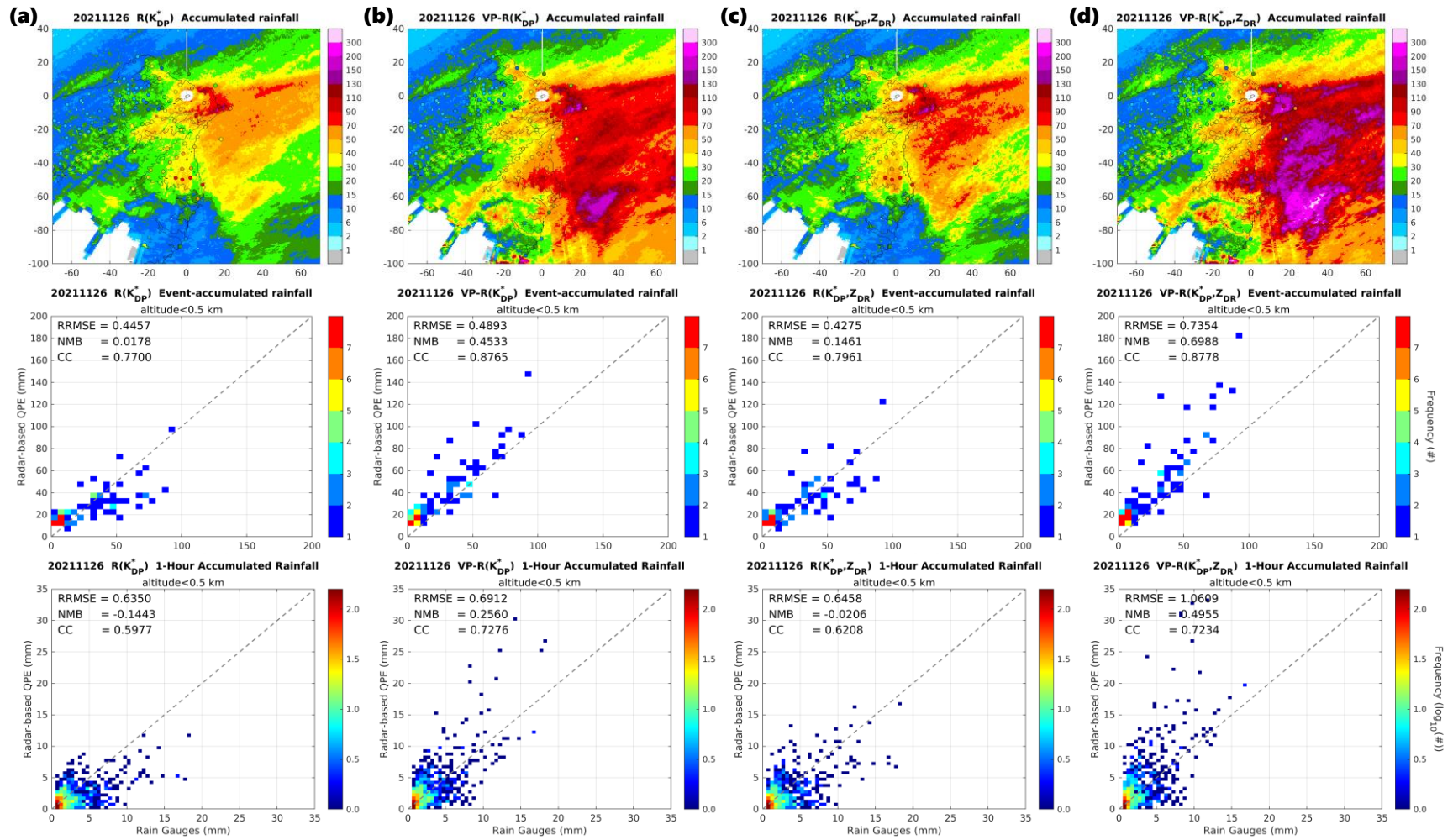


圖 3.34 在 2021 年 11 月 26 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a)  $R(K_{DP}^*)$ 和(b)VP-  $R(K_{DP}^*)$ ，及(c)  $R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ 和(d)VP-  $R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。

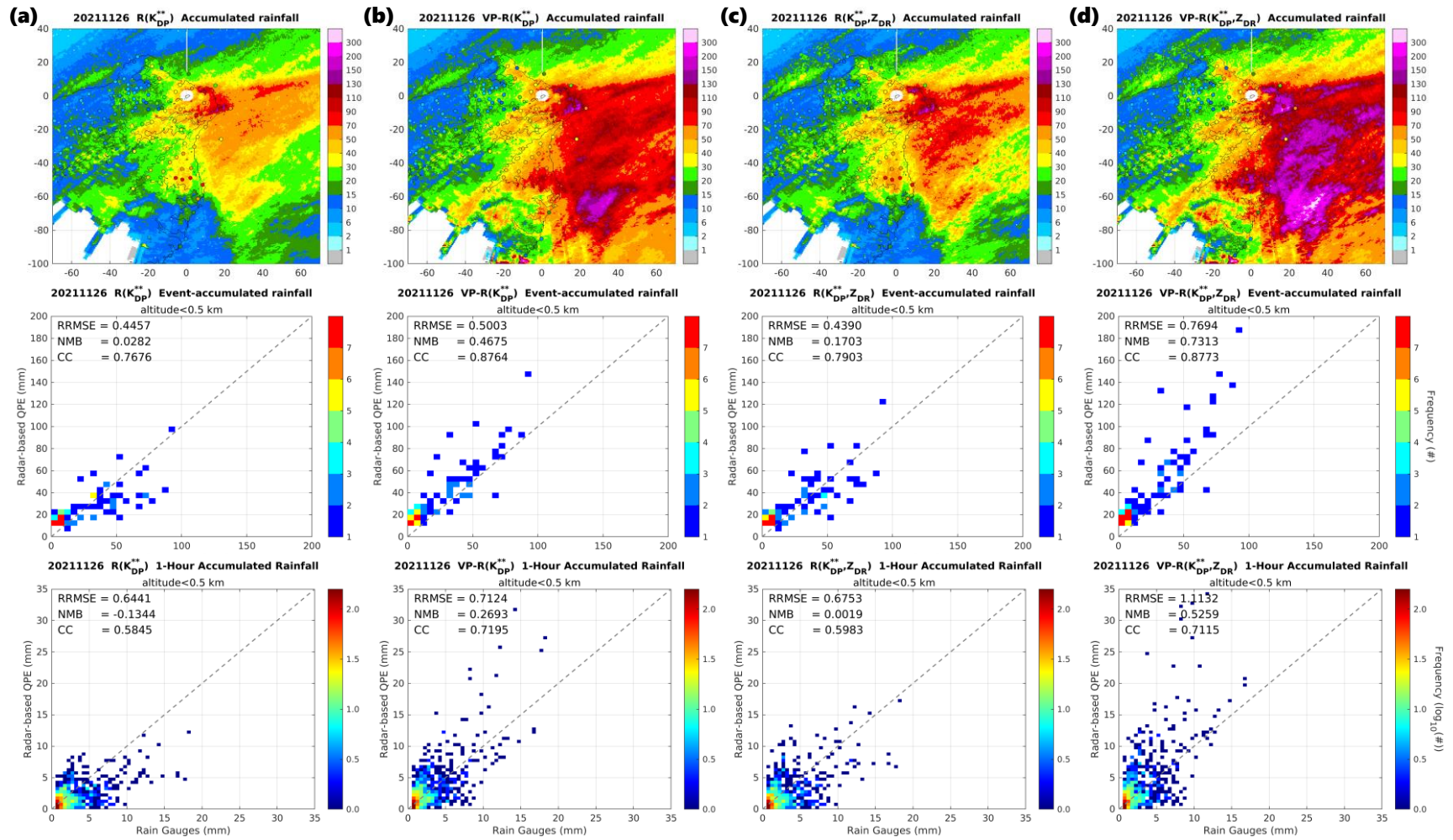


圖 3.35 在 2021 年 11 月 26 日(UTC)冬季冷鋒鋒面觀測期間的(a)  $R(K_{DP}^{**})$ 和(b)VP-  $R(K_{DP}^{**})$ ，及(c)  $R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$ 和(d)VP-  $R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$ 所表現的事件總累積雨量分布和其散佈圖，以及時雨量散佈圖(由上至下)。散佈圖中顏色表示資料數。

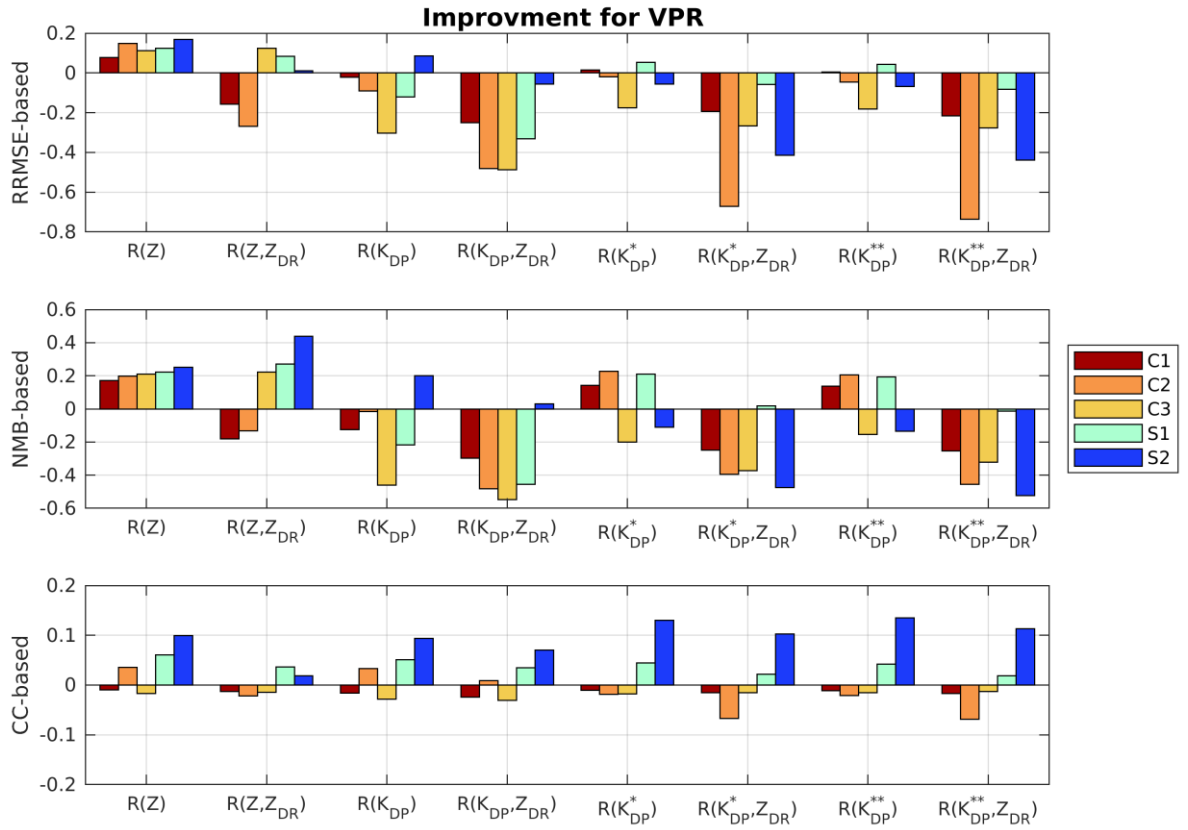


圖 3.36 對於所使用的 QPE 組合分別在五個降雨事件中，應用 VPR 方法前後的改善程度。顏色代表不同降雨事件。



## 附錄 A. 即時 QPE 資料品質處理過程

如圖 A.1 和圖 A.2 梅雨鋒面觀測期間的降雨估計為例，當其體積掃描週期內，存在於雷達西南方的雨帶觀測，對於空間上降雨估計相對穩定的  $R(Z)$  公式而言，如預期在資料品質處理前後結果的影響不大；然而當改由  $R(Z, Z_{DR})$  公式時，其影響相對顯著，產生出更多強降雨率結果，且零星散布在各位置上，其變化可能來自  $Z_{DR}$  參數低估的影響，並在基於  $K_{DP}$  的降雨估計組合中普遍共同增強雨量，有部分極值分散在主要降雨區域外。同樣在根據(2.20)式門檻判斷及填補雨區內的缺值，所受影響的降雨估計資料比例之計算，如圖 A.3 為 QPE 組合其相應取代的資料率，顯示  $R(Z)$  影響最少，反觀使用  $R(Z, Z_{DR})$  經資料品質處理前後影響最為顯著；此外，基於  $K_{DP}$  的雙參數公式，這些呈現均勻的高降雨率分布，其影響僅有輕微增加。整體而言，此過程是有助於減緩觀測資料狀況的影響，而降低單獨峰值資料的出現，並對降雨估計場的資料能更為連續。

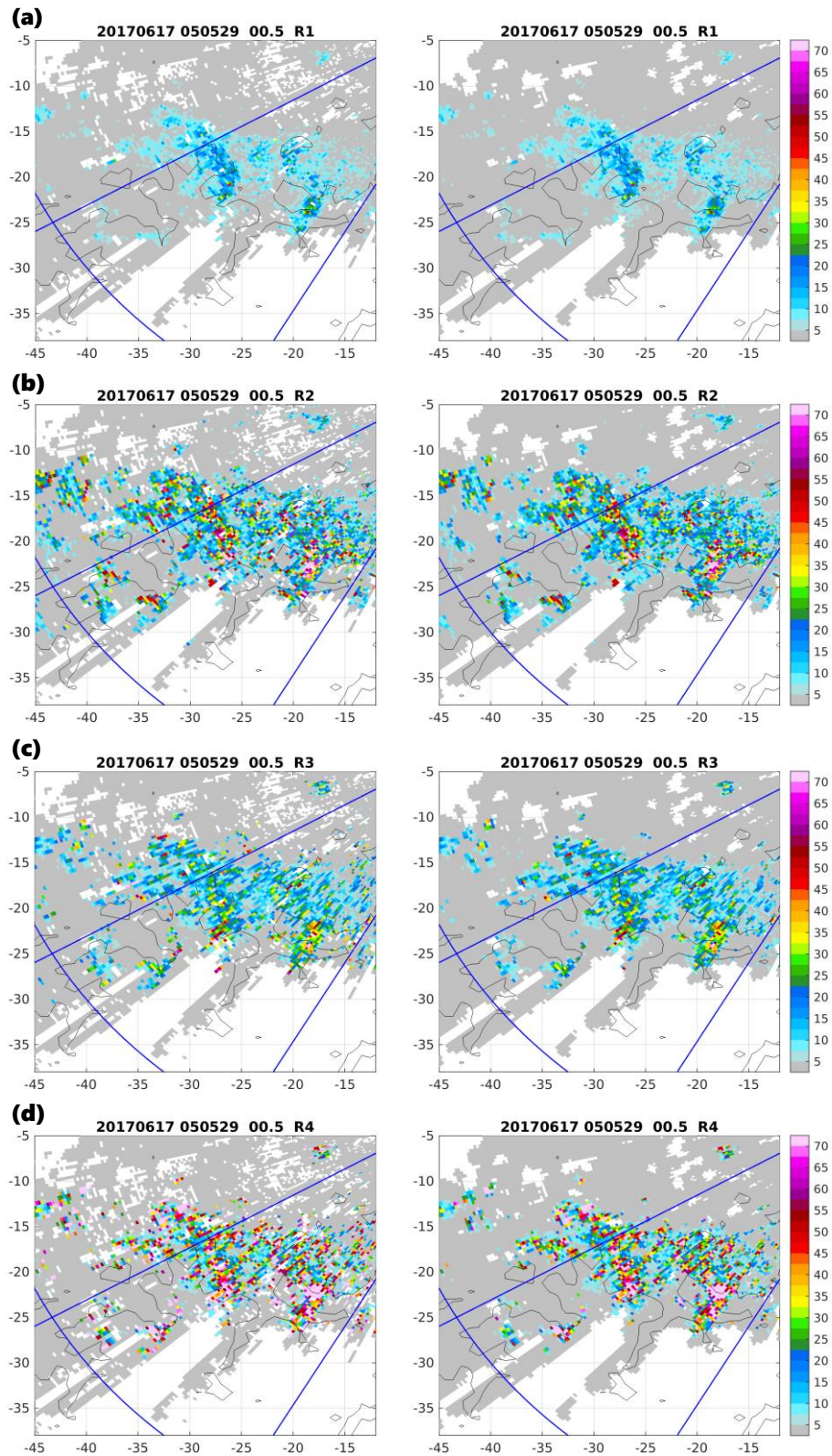


圖 A. 1 在 2017 年 6 月 17 日 0505 UTC 仰角 0.5 度於五分山雷達(RCWF)西南方，經資料品質處理前後(由左至右)之(a)  $R(Z)$ ，(b)  $R(Z, Z_{DR})$ ，(c)  $R(K_{DP})$ ，以及(d)  $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 公式所取得的瞬時降雨估計結果。

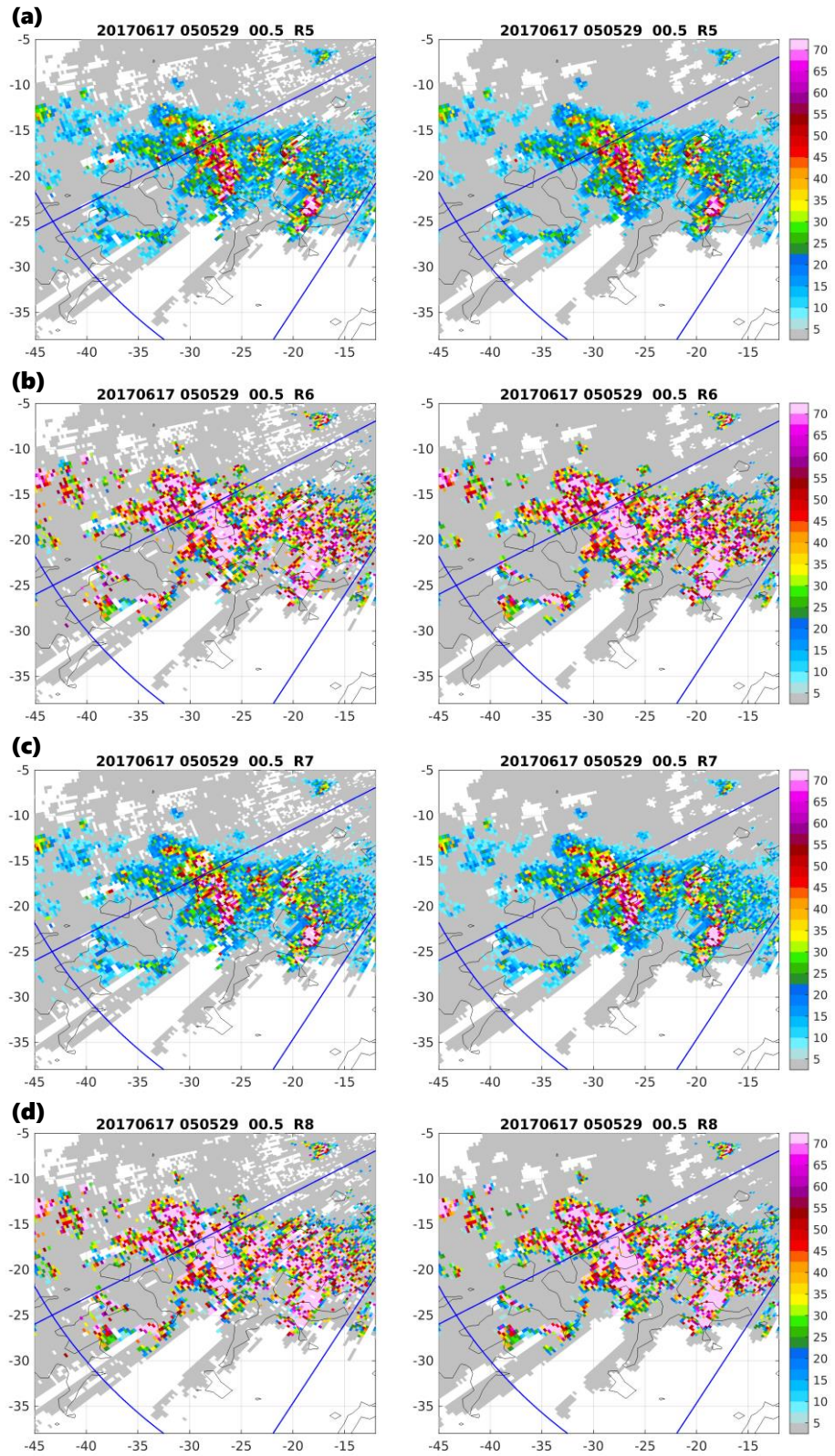


圖 A. 2 在 2017 年 6 月 17 日 0505 UTC 仰角 0.5 度於五分山雷達(RCWF)西南方，經資料品質處理前後(由左至右)之(a) $R(K_{DP}^*)$ ，(b) $R(K_{DP}^*, Z_{DR})$ ，(c) $R(K_{DP}^{**})$ ，以及(d) $R(K_{DP}^{**}, Z_{DR})$ 公式所取得的瞬時降雨估計結果。

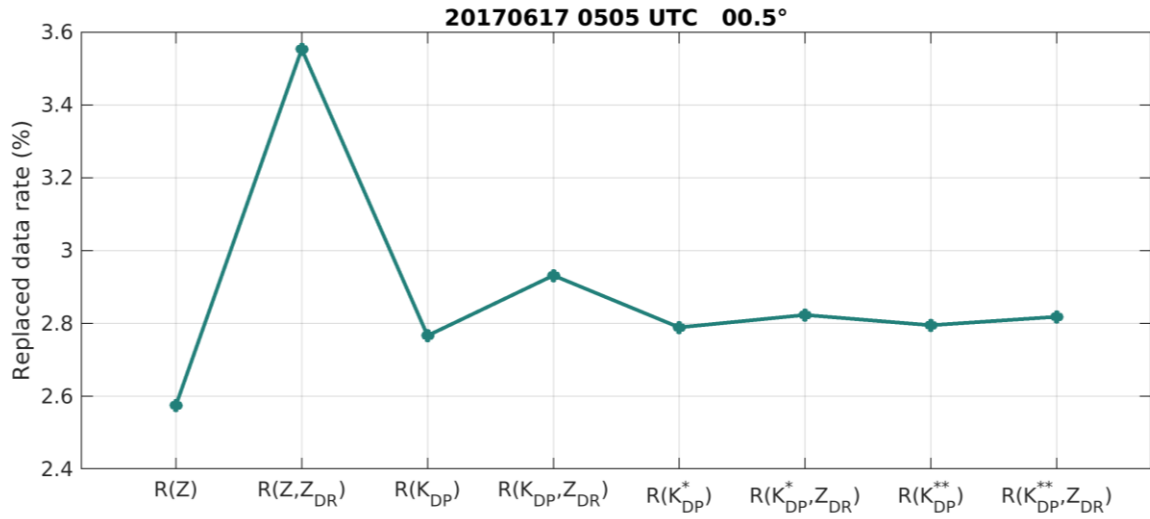


圖 A.3 根據圖 A.1 和圖 A.2 中的分析範圍，對不同 QPE 組合所對應其取代的資料率。



## 附錄 B. 誤差分布表現

關於 Z 相關和基於  $K_{DP}$  其單參數公式的 QPE 組合其誤差空間分布的情況：

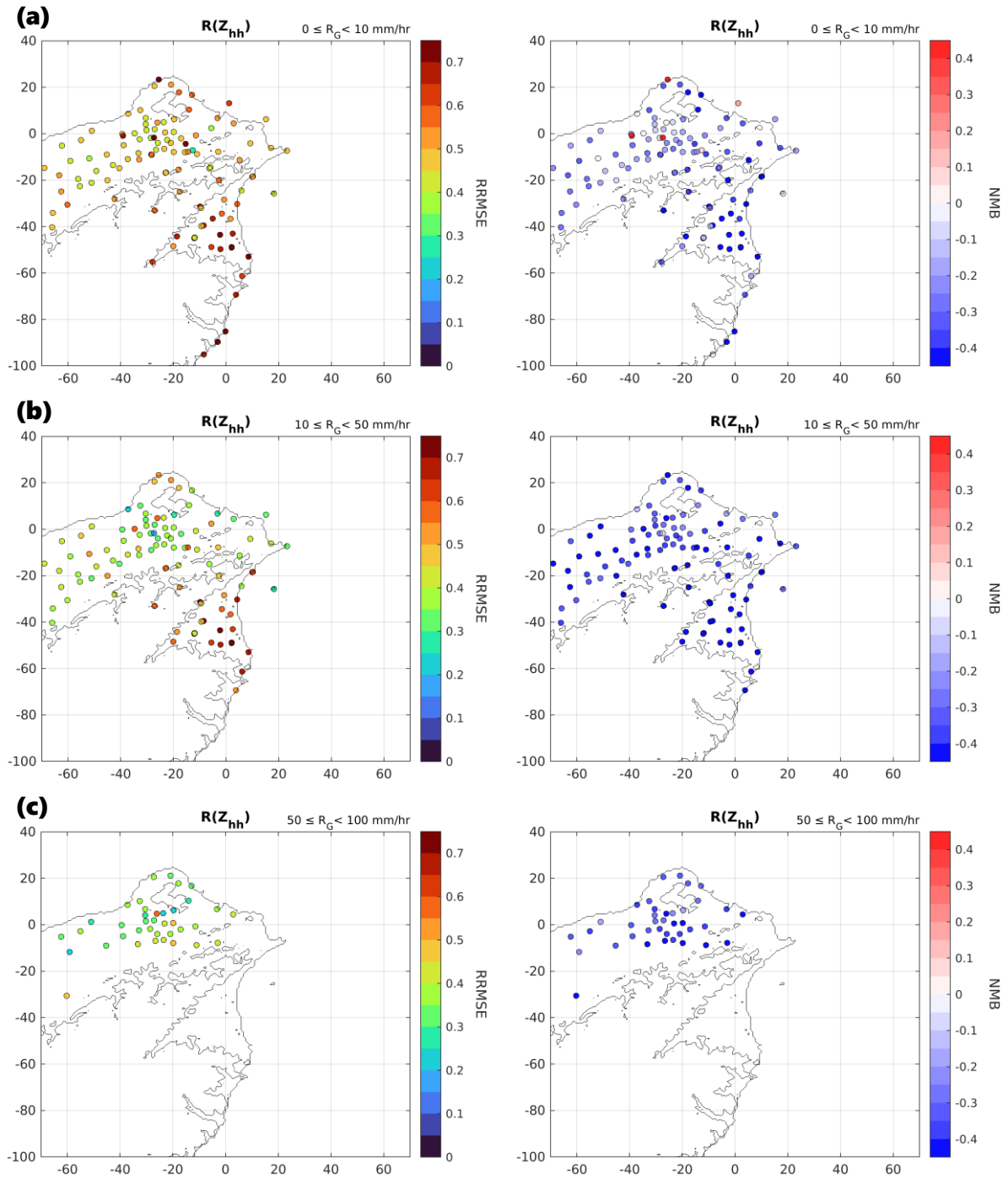


圖 B.1 在五個降雨事件期間，基於  $R(Z)$  估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr，(b) 10-50 mm/hr，以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之 RRMSE 與 NMB 誤差空間分布表現。

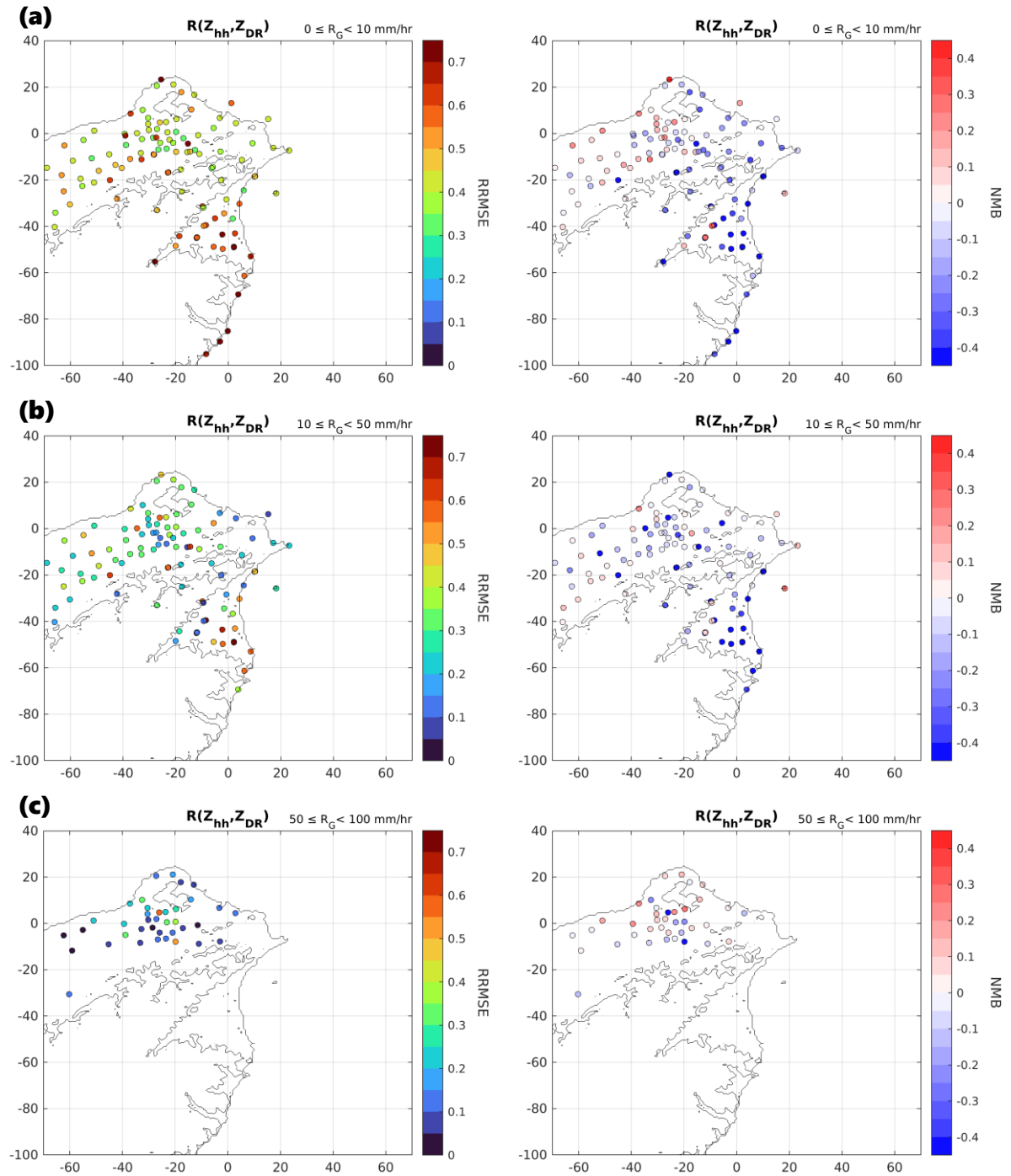


圖 B. 2 在五個降雨事件期間，基於 $R(Z, Z_{DR})$ 估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr，(b) 10-50 mm/hr，以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之 RRMSE 與 NMB 誤差空間分布表現。

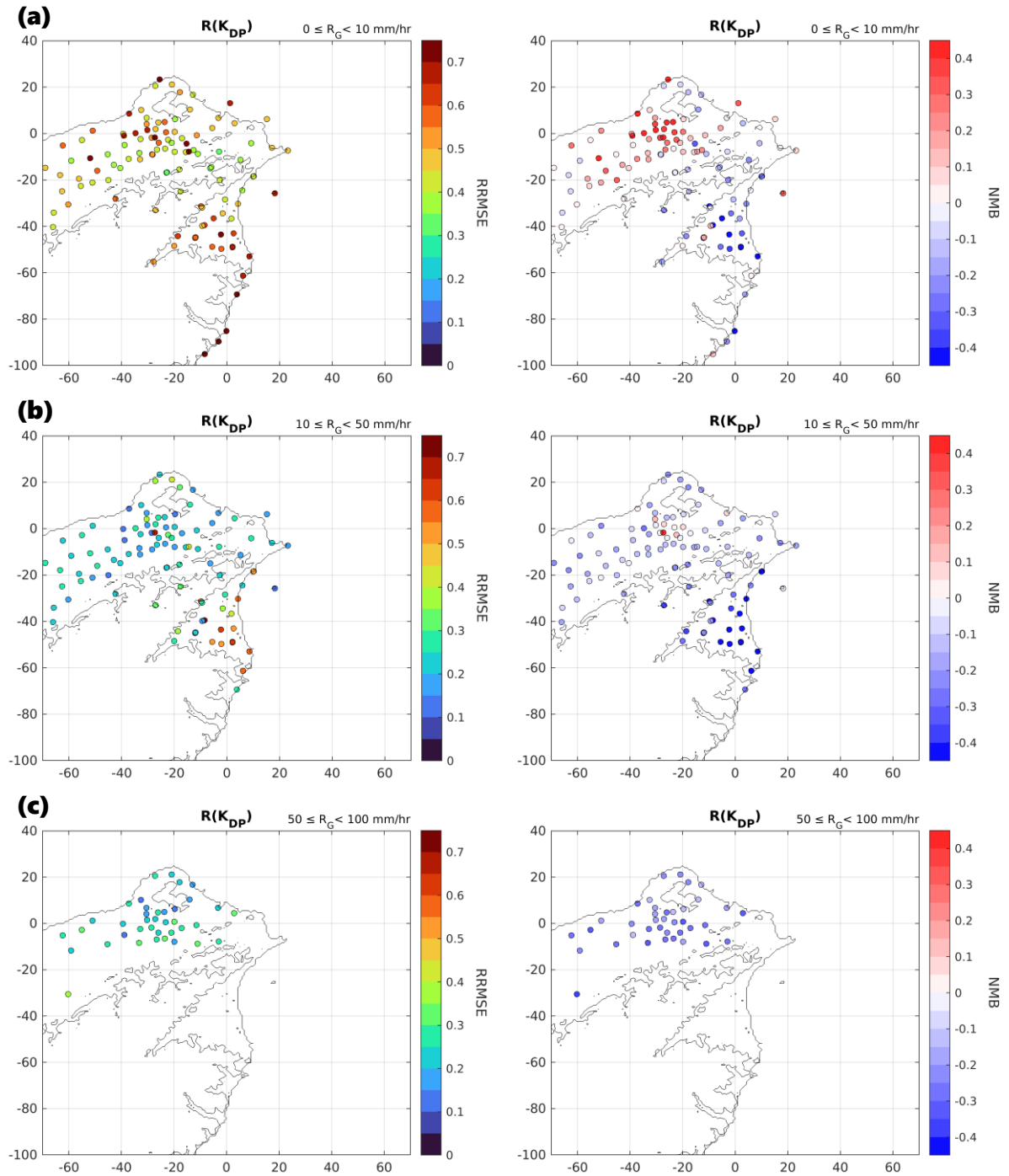


圖 B.3 在五個降雨事件期間，基於 $R(K_{DP})$ 估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr，(b) 10-50 mm/hr，以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之RRMSE 與 NMB 誤差空間分布表現。



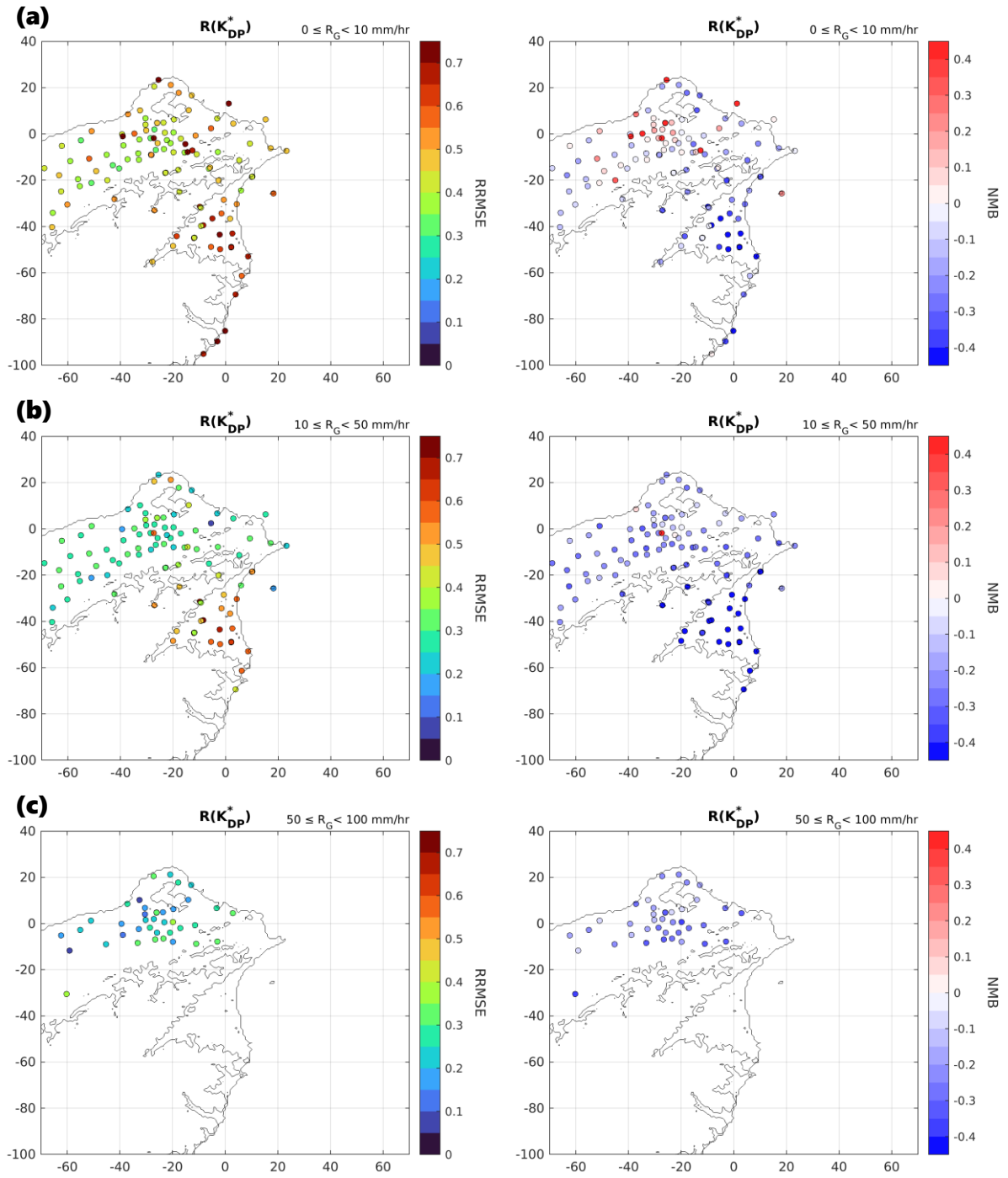


圖 B.4 在五個降雨事件期間，基於 $R(K_{DP}^*)$ 估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr，(b) 10-50 mm/hr，以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之RRMSE 與 NMB 誤差空間分布表現。

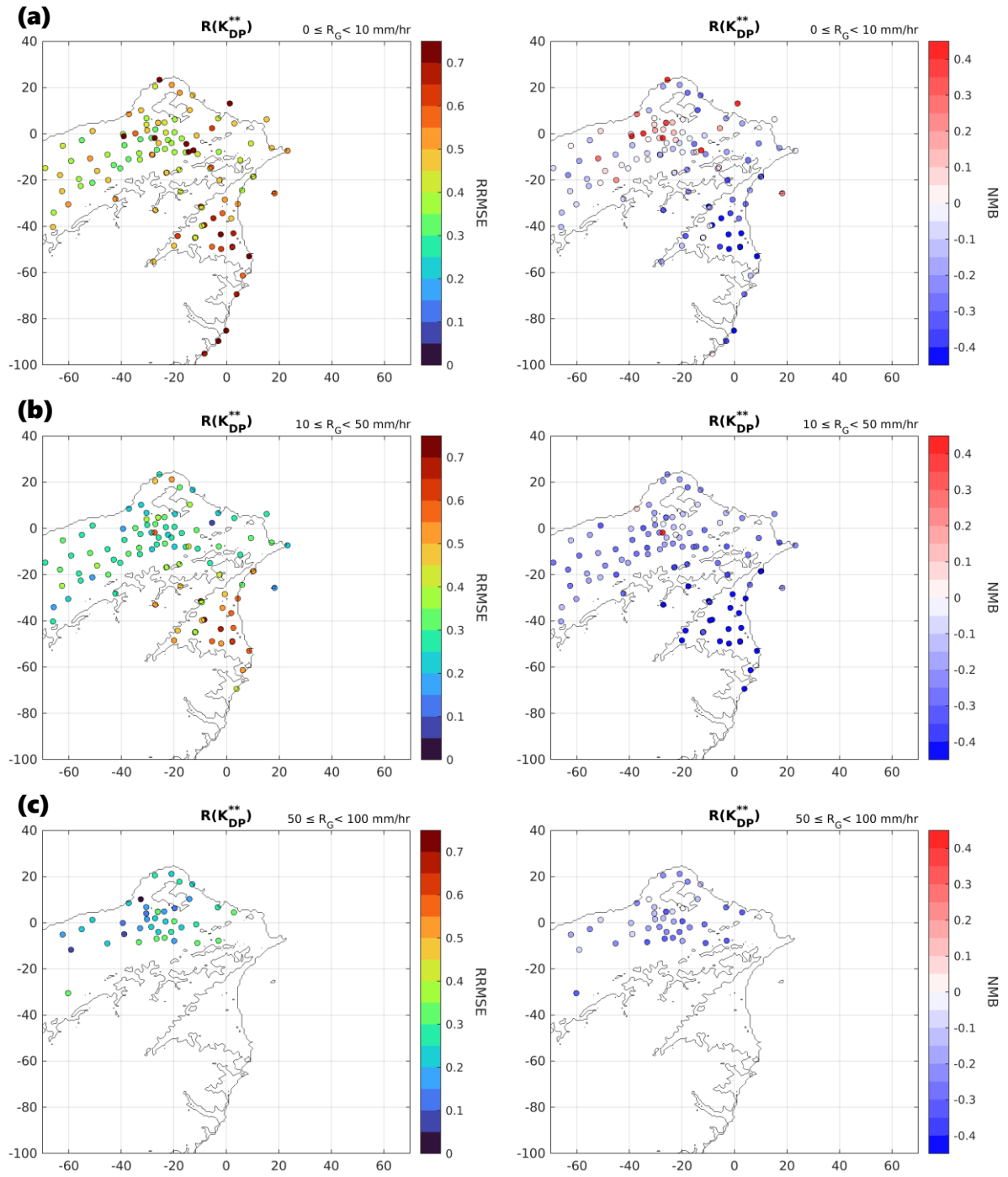


圖 B.5 在五個降雨事件期間，基於 $R(K_{DP}^{**})$ 估計分別以地面觀測到(a) 0-10 mm/hr，(b) 10-50 mm/hr，以及(c) 50-100 mm/hr 的降雨強度範圍內所計算之RRMSE 與 NMB 誤差空間分布表現。