# **國 立 中 央 大 學** 大 氣 科 學 學 系 碩 士 論 文

同化雙偏極化雷達差異反射率之方法與影響評估: 2021 年宜蘭降雨觀測實驗 IOP2 個案分析 Impact of Assimilating Differential Reflectivity with Different Approaches: 2021YESR #IOP2 Wintertime Rainfall Case Study

研究生:張沁全

指導教授: 鍾高陞 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://ン/ク/ノレ

填單日期: /1レ/_	1-14		2019.9 版
授權人姓名	張沁全	學 號	110621017
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	同化雙偏極化雷達差異反射率之方法與 影響評估:2021 年宜蘭降雨觀測實驗 IOP2 個案分析	指導教授	鍾高陞

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:	
<ul> <li>         ・在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」     </li> </ul>	х
(✓)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:	
伏莱休梅汁相宁,北南國,怎麼派牌网上古上一段 人 激吸人 1 明 6	
依者作権法規定,非等屬、無償授權國卫平央大学、台灣聯合大学系 時間處次數,以文件、錄影帶、錄音帶、坐碟、微綻、數位化式其	統與國家圖書館,不限地域、
營利目的進行重製。	也力式府上列投催标的基於非
学位論文紙本延後公開甲請 (紙本學位論文立即	公開者此欄免填)
本入撰為之字位論又紙本因以下原因將延後公開 • <b>延後                                   </b>	u da
()户申請專利並檢附證明,專利申請安號;	
()准備以上列論文招種期刊	5
()汗病《上八嗎入役禍为八	
( )依注不得提供,善證明:	
() ) 成本不可提示" 明 动 切 ·	×
・ <b>公開日期</b> :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)芸不立即小問,	青加埴「國家圖建館學仲於中」
延後公開申請書」	内心云 四个四百阳子位明义

頭 10 R RA 研究生簽名: 一天 心全 指導教授簽名: \*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 張沁全 研究生 所提之論文 同化雙偏極化雷達差異反射率之方法與影響評估: 2021年宜蘭降雨觀測實驗IOP2個案分析 係由本人指導撰述,同意提付審查。

指導教授 建二百姓 (簽章) 112年\_6月\_20日

## 國立中央大學碩士班研究生 論 文 口 試 委 員 審 定 書

大魚科學學系大氣物理碩士班 學系/研究所 張沁全 研究生 所提之論文 同化雙偏極化雷達差異反射率之方法與影響評估: 2021年宜蘭降雨觀測實驗IOP2個案分析 經由委員會審議,認定符合碩士資格標準。



中華民國 //2 年 7月1)日

本研究利用 WRF-LETKF Radar Assimilation System (WLRAS, Tsai et al., 2014)分析 場與預報場結果,評估宜蘭冬季降水個案同化差異反射率觀測之效益,並比較莊(2021) 提出的新更新法:Mean Diameter Update (MDU) Approach,與傳統變數更新法的異同, 以尋找最佳的微物理分析場。同化實驗共有四組設置,第一組(VrZ)僅同化傳統雷達觀測 資料(Z<sub>H</sub>, Vr), 第二組(VrZZ)則多同化差異反射率(Z<sub>DR</sub>)並用傳統方法進行更新, 其餘兩組 (NwDm與qrDm)則多同化 ZDR 並使用 MDU Approach 中兩種不同設定進行變數更新。研 究結果顯示,同化 ZDR 觀測資料能調整模式分析場雨水混合比與水氣混合比,並改變整 體雨滴平均粒徑大小,改善分析場微物理結構與近地表水氣表現,但仍存在參數化方案 與觀測算符造成的偏差。使用新方法進行變數更新時,微物理結構調整更多且更快速, 使得回波與差異反射率更加接近真實觀測表現。短期定量降水預報分析上,未同化的系 集(noDA)有一定的能力描述降雨分佈與極值位置,但無法描述降雨生成、消散與移動的 過程。同化傳統雷達觀測時,能改善第一個小時的降水表現,但嚴重低估第二個小時降 水,使得 2~6 小時累積降水表現較 noDA 差。相較之下,同化 Zor 在分析場增加的近地 表水氣、平均雨滴粒徑與雨水混合比,其效益能維持至預報第2~3小時,並大幅改善定 量降水預報表現。此外使用 qrDm法更新模式變數,在預報表現上能調整局部降水強度, 增加降水表現改善幅度。綜合所有研究結果,在2021YESR IOP2 冬季個案中同化 ZDR 資 料,能改善分析場微物理與熱力結構,提升短期定量降水預報能力,並且利用 MDU Approach 更新模式變數,能有更好的分析場微物理結構,減少與觀測之差異。

## Abstract

In this study, the WRF-LETKF Radar Assimilation System (WLRAS, Tsai et al., 2014) analyses and forecasts of the wintertime rainfall case have been evaluated and confirmed the impact of assimilating differential reflectivity ( $Z_{DR}$ ) with different approaches. Two sets of experiments that VrZ assimilates reflectivity and radial velocity, and VrZZ assimilates reflectivity, radial velocity and  $Z_{DR}$  are examined. In addition, the impact of assimilating  $Z_{DR}$  with the two updating strategies in the Mean Diameter Update (MDU) approach, N<sub>w</sub>D<sub>m</sub> and q<sub>r</sub>D<sub>m</sub>, has been investigated to validate the performance between different update methods.

Results of assimilating  $Z_{DR}$  show that the water vapor and rain water mixing ratios are enhanced in analyses, which adjust the mean drop size and modify the  $Z_{DR}$  structure toward observations. Besides, the MDU approach has much more improvement than the traditional update method. However, due to configuration of the observation operator and double-moment microphysics scheme, the bias of the  $Z_{H}$ - $Z_{DR}$  structure still remains. The first hour Quantitative Precipitation Forecast (QPF) has been improved after assimilating traditional radar data; however, the underestimation in the second hour causes a the worse accumulated rainfall performance than ensemble forecasts without data assimilation (noDA) after the first hour. By contrast, after  $Z_{DR}$  assimilation, the enhancement of water vapor and rain water mixing ratios continues to the second hour in the forecasts, which leads to a better Probabilistic QPF (PQPF) and a lower underestimation. Also, using the q<sub>t</sub>D<sub>m</sub> strategy may enhance partial rainfall. To sum up, properly assimilating additional  $Z_{DR}$  observations can not only have a better description of the uniform  $Z_{DR}$  structure but lead to a better precipitation forecast in the wintertime rainfall case.

## 致謝

升國中的暑假,氣象局局慶一場生動有趣的演講開啟了我追逐大氣夢的旅程,再 回首已過了十三個春秋。細數十三年來的日子,掙扎地考上了理想的高中,拚命進了 中央大學,輾轉才來到大氣系,幸運的考上研究所,萬年的備取生,也終於完成了碩 士論文。一路上遇見了許多的人,幫助我的、砥礪我的、支持我的,還有許多是不看 好我的人,無論如何,很感謝你們的陪伴與羈絆,才能使我在這一路上持續前行。

能夠完成碩士論文,首先必須要感謝<u>鍾高陞</u>老師兩年多來的教導。在碩士班的學 習期間,因為有老師非常細心、嚴謹的指導,才能夠使迷糊的我逐漸地學會嚴謹地做 研究,並更有條理的表達自己的想法。老師在碩士班對我的訓練,也讓我更加確定自 已對於模式研究、資料同化領域的興趣,使我不再像從前一般迷惘。謝謝老師願意收 留我,願意不斷指引我鞭策我,願意在我迷茫的時候陪伴我,因為有您的耐心教導, 才讓我能成為今天的樣子。

感謝一路走來教導我的其他師長,包括高中地科專題的<u>萬</u>老師、轉系第一年的導 師<u>王聖翔</u>老師、氣象局<u>黄</u>博士還有氣象局實習帶我的學長姐,因為有你們的栽培與鼓 勵,我才能夠在一次次跌倒的時候,爬起來繼續追逐夢想。還要特別感謝<u>廖宇慶</u>老師 與<u>張偉裕</u>老師,不管是學術上的建議與指導,或是做研究的方法態度,甚至是生涯規 劃,老師們都給予我許多寶貴的建議。最後必須感謝<u>郭鴻基</u>老師、<u>林沛練</u>老師與<u>蔡直</u> 謙博士願意擔任我的口試委員,因為有老師們的建議與斧正,讓我的碩士論文能更加 地精確與完整,此外老師們的鼓勵,也著實給與我許多的能量。

在研究上,必須感謝國研院國網中心提供計算資源,使本研究得以順利進行。

感謝雷達實驗室兩年來的照顧,尤其感謝學長姐無私的分享研究經驗、幫助我度 過種種難關,甚至在我失落地時候傾聽我的心聲、陪伴我成長。感謝<u>大柯</u>學姊與<u>老大</u> 的輔導,讓我在慌張地轉圈圈的時候能夠冷靜下來突破困難,此外學姊們不斷地鼓勵 與提醒,也使我慢慢地找回自信的樣子。感謝<u>秉學</u>學長這七年來的陪伴與指引,學長 就像是汪洋中的一盞燈塔,一直指引我該怎麼前行、該如何跨越洶湧的難關,陪伴我 在汪洋中度過每一段旅程。我能夠走到今天這段旅程,都是因為有學長不斷地鼓勵、 砥礪,如果未來有機會,希望也能夠貢獻微薄之力報答學長。

感謝同梯各位兄弟姊妹的陪伴,這些大家一起努力、相互鼓勵的日子,相信會是 一段好玩又深刻的回憶。我想以後的日子裡,可能還是會時常想起<u>展皇</u>的冷笑話、想 起跟<u>華恩</u>一起吃華堡領獎金的快樂、想起跟<u>育蕎</u>一起撑過的每周四的 meeting time、 想起跟<u>泓寬</u>一起吃的每一頓爆料晚餐、想起跟<u>倩瑜</u>一起去打的每一場籃球、想起跟<u>思</u> <u>婷</u>無理頭的亂講話。除了雷達實驗室的伙伴,還必須感謝同化實驗室的<u>景岳與孟偉</u>, 能夠跟你們一起完成功課、討論研究,還有分享生活上有趣的事情,像是棒球、吉他 等等,真的豐富了我的碩士班生活。當然還會想起跟大家一起做的每一份生日卡片、

iii

一起征戰的研討會、一起在實驗室熬夜還開音樂唱歌……。還有很多很多,我想這輩 子都想不完的。

感謝諮商中心的<u>柏宇</u>老師,這一年來陪伴著我在心靈上突破自己,努力擺脫自卑 的心境。雖然到此刻還不算真正的成長,但我不會停下反思的腳步,相信有一天一定 可以真實的認識自己,不再迷失於外在評價之中。

感謝最好的兄弟<u>貫軒</u>,不管我有多大的情緒起伏,遇到多奇怪的事,總是陪著我 一起想辦法度過。這些年我們都在面臨自己人生角色轉換的時期,雖然會遇見許多陣 痛,但希望你一定要挺住,相信不遠的未來,咱俩都能夠堅定地向前,勇敢逐夢(包含 女朋友)。太煽情的話就不多說了,就說一句,有你真好。

最後我想感謝這些年來支持我的家人,總是給予我許多的能量,讓我不斷地努力 向前。感謝妹妹,從小到大總是在我遇到難關(尤其是追女生)時鼓勵、陪伴我,讓我 撐過困難,繼續完成研究。感謝乾爸乾媽,在家裡遇到困難的時候,總是安慰我們、 陪伴我們家度過,此外也一直關心著我們的身心靈狀況,讓我能更有能量去挑戰碩士 生活。感謝<u>小詠</u>總是在家裡遇到問題的第一時間陪伴我,分享許多心理的話,讓我能 減少焦慮,轉換心情繼續完成研究。感謝父母無私的奉獻,從小到大一直栽培我、陪 伴我、支持我,在我難過的時候陪我哭泣,在我開心的時候為我開心。因為有爸媽溫 暖的後盾,我才能義無反顧地向前,突破重重難關,完成碩士學業。希望不久的未來 我也能夠站穩腳步,分擔你們的壓力,讓你們好好休息調養身體,健康地過生活。

感謝天,感謝每一個碩士班期間幫助過我的所有好人。取之於社會,希望未來也 能貢獻綿薄的力量,回饋於社會,非常感謝!

日郯	目	錄
----	---	---

摘要i
Abstractii
致謝iii
目錄v
表目錄vii
圖目錄viii
一、緒論1
二、資料與個案回顧7
2.1 2021YESR IOP2 個案回顧7
2.2 模式設定
2.3 雷達資料使用與品質管理(Quality Control)
2.4 WDM6 雙矩量微物理參數化方案10
三、同化方法與實驗設計12
3.1 WRF-LETKF Radar Assimilation System (WLRAS)12
3.2 觀測算符
3.3 Mean Diameter Update approach16
3.4 實驗設計
四、驗證方法19
4.1 分析場驗證19
4.1.1 方均根餘量(Root Mean Square Residual)19
4.1.2 Z <sub>H</sub> -Z <sub>DR</sub> 差異聯合機率分布圖19
4.2 QPESUMS 降雨資料概述與驗證20
4.2.1 PQPF 與 QPFP
4.2.2 客觀分數與性能圖
五、實驗結果與討論
5.1 資料同化分析場驗證與表現

5.1.1 雙偏極化雷達參數表現	
5.1.2 分析場動力與熱力表現	
5.1.3 分析場微物理表現	
5.2 資料同化預報場表現	
5.2.1 六小時定量降水預報表現	
5.2.2 各小時定量降水預報表現	
5.2.3 預報場水氣與微物理表現	
5.3 Z <sub>DR</sub> 地面水氣更新敏感度實驗	
六、結論與未來展望	
參考文獻	
附表	
附圖	

## 表目錄

表一	WLRAS 變數更新設定	.46
表二	水象粒子背向散射振幅擬合係數	. 46
表三	水象粒子傾角效應設定	. 47
表四	實驗設定	. 47
表五	0600UTC 探空資料施放地點	. 47
表六	門檻值 2 mm/hr 下累積降水客觀分數表現	. 48
表七	門檻值4mm/hr下累積降水客觀分數表現	. 50

## 圖目錄

圖一	2021/11/26 00UTC (a)500hPa 高空天氣圖與(b)700hPa 高空天氣圖。資料來源:中	ב
	央氣象局。	2
圖二	2021/11/26 00UTC (a)850hPa 高空天氣圖與(b)地面天氣圖。資料來源:中央氣象	
	局。	3
圖三	2021/11/26 06UTC 宜蘭觀測站探空資料圖。54	1
圖四	2021/11/26 04~10UTC 五分山雷達回波觀測在 2 公里高度上表現。	1
圖五	2021/11/26 04~10UTC QPESUMS 反演小時累積降雨表現。	5
圖六	WRF 模式網格範圍設定。	5
圖七	2021/11/26 060150UTC 五分山雷達 0.5 度仰角(a)超級觀測點回波資料(b)回波真質	賣
	觀測(c)Z <sub>DR</sub> 真實觀測(d)K <sub>DP</sub> 真實觀測表現。56	5
圖八	資料同化流程圖。	5
圖九	2021/11/26 06UTC 宜蘭地區 3000 公尺以下探空觀測(a)資料高度與(b)觀測時間(	由
	初始時間開始計算,以秒為單位)。57	7
圖十	04~10 UTC QPESUMS 反演降水結果。其中黑色框線內為計算降雨客觀分數選取	Z
	區域,關注宜蘭地區陸上降雨變化,範圍設定為北緯24.3~25度,東經	
	121.5~122.0度,且切除雪山山脈段區域。57	7
圖十	- 2021/11/26 0600、0630 與 0700UTC 五分山雷達觀測、未同化系集(noDA)與各	-
	組實驗2公里高度層回波表現。黑色線段為雷達觀測大於25dBZ區域,紅色	
	圓圈範圍內為三分之四地球半徑假設下雷達觀測範圍。	3
圖十.	ニ 2021/11/26 0600、0630 與 0700UTC 五分山雷達觀測、未同化系集(noDA)與各	-
	組實驗2公里高度層差異反射率表現。黑色線段為雷達觀測大於25dBZ區	
	域,紅色圓圈範圍內為三分之四地球半徑假設下雷達觀測範圍。59	)
圖十.	三 各組實驗回波與差異反射率方均根餘量(RMSR)表現。60	)
圖十	四 各組實驗與真實觀測 Z <sub>H</sub> - Z <sub>DR</sub> 差異聯合機率分布圖在 0415~0500UTC (cycle02	

viii

~cycle05)表現。......61

- 圖十七 各組實驗與真實觀測 Z<sub>H</sub> Z<sub>DR</sub>聯合機率分布圖在 0630UTC (cycle11)表現。.67
- 圖十八 各組實驗徑向風方均根餘量(RMSR)表現。......68
- 圖十九 0600UTC 各實驗組與探空觀測近地表水氣誤差 CFAD 表現。 ...... 69
- 圖二十 水象粒子時序變化平均涵蓋範圍與五分山雷達站位置。其中藍色框線內為計算

平均選取區域,考量宜蘭地區與宜蘭近海整體環境變化,範圍設定為北緯

24.3~25 度,東經 121.5~122.5 度,且切除雪山山脈段區域。......69

圖二十一 各組實驗分析場水象粒子混合比時序圖。其中紅色系表示雨水混合比(qr)、

藍色系表示雪混合比(qs),彩色線段表示水氣混合比(qv),灰色線段表示雲水混

圖二十四 2021/11/26 0815UTC 五分山雷達觀測與各組實驗 2 公里高度層差異反射率表

現。黑色線段為雷達觀測大於25dBZ區域,紅色圓圈範圍內為三分之四地球

半徑假設下雷達觀測範圍。......73

圖二十五 0600UTC~1200UTC QPESUMS 降雨表現,與 noDA、各實驗組6小時累積

圖二十六 0630UTC~1230UTC QPESUMS 降雨表現,與 noDA、各實驗組 6 小時累積

圖二十七 0700UTC~1300UTC QPESUMS 降雨表現,與 noDA、各實驗組6小時累積

圖二十八 0600UTC~1200UTC noDA 與各實驗組 6 小時累積降雨 12 mm PQPF 表現。

黑色線段表示 QPESUMS 達到門檻值的區域,預報初始場為 0600 分析場。

- 圖二十九 0630UTC~1230UTC noDA 與各實驗組 6 小時累積降雨 12 mm PQPF 表現。 黑色線段表示 QPESUMS 達到門檻值的區域,預報初始場為 0630 分析場。
- 圖三十 0700UTC~1300UTC noDA 與各實驗組 6 小時累積降雨 12 mm PQPF 表現。黑 色線段表示 OPESUMS 達到門檻值的區域,預報初始場為 0700 分析場。... 79

圖三十一 0600UTC~1200UTC noDA 與各實驗組 6 小時累積降雨 30 mm PQPF 表現。

黑色線段表示 QPESUMS 達到門檻值的區域,預報初始場為 0600 分析場。

圖三十二 0630UTC~1230UTC noDA 與各實驗組 6 小時累積降雨 30 mm PQPF 表現。 黑色線段表示 QPESUMS 達到門檻值的區域,預報初始場為 0630 分析場。

圖三十三 0700UTC~1300UTC noDA 與各實驗組 6 小時累積降雨 30 mm PQPF 表現。黑

色線段表示 QPESUMS 達到門檻值的區域,預報初始場為 0700 分析場。...82

圖三十四 各實驗組系集平均6小時累積降雨12mm 客觀分數性能圖表現。初始場分

別使用(a)0600UTC、(b)0630UTC 與(c)0700UTC 分析場進行預報。......83

圖三十五 各實驗組系集平均6小時累積降雨24mm 客觀分數性能圖表現。初始場分

別使用(a)0600UTC、(b)0630UTC 與(c)0700UTC 分析場進行預報。......84

圖三十六 0600UTC~0900UTC 各小時 QPESUMS 結果,與 noDA、各實驗組 QPFP30 表

圖三十七 0900UTC~1200UTC 各小時 QPESUMS 結果,與 noDA、各實驗組 QPFP30 表

圖三十八 0630UTC~0930UTC 各小時 QPESUMS 結果,與 noDA、各實驗組 QPFP30 表

圖三十九 0930UTC~1230UTC 各小時 QPESUMS 結果,與 noDA、各實驗組 QPFP30 表

現(初始場:0630分析場)。
圖四十 0700UTC~1000UTC 各小時 QPESUMS 結果,與 noDA、各實驗組 QPFP30 表現
(初始場:0700 分析場)。
圖四十一 0700UTC~1000UTC 各小時 QPESUMS 結果,與 noDA、各實驗組 QPFP30
表現 (初始場:0700 分析場)。90
圖四十二 0600UTC~0900UTC noDA 與各小時實驗組 2mm PQPF 表現(初始場:0600
分析場)。91
圖四十三 0900UTC~1200UTC noDA 與各小時實驗組 2mm PQPF 表現(初始場:0600
分析場)。92
圖四十四 0630UTC~0930UTC noDA 與各小時實驗組 2mm PQPF 表現(初始場:0630
分析場)。
圖四十五 0930UTC~1230UTC noDA 與各小時實驗組 2mm PQPF 表現(初始場:0630
分析場)。94
圖四十六 0700UTC~1000UTC 各小時實驗組 2mm PQPF 表現(初始場:0700 分析
場)。95
圖四十七 1000UTC~1300UTC noDA 與各小時實驗組 2mm PQPF 表現(初始場:0700
分析場)。96
圖四十八 各實驗組系集平均 1~6 小時累積降雨 2 mm 客觀分數性能圖表現。預報初始
場:0600UTC 分析場。97
圖四十九 各實驗組系集平均 1~6 小時累積降雨 2 mm 客觀分數性能圖表現。預報初始
場:0630UTC 分析場。98
圖五十 各實驗組系集平均1~6小時累積降雨2mm 客觀分數性能圖表現。預報初始
場:0700UTC 分析場。99
圖五十一 各組實驗 0600~1200UTC 預報場水象粒子混合比時序圖。其中紅色系表示雨
水混合比(qr)、 藍色系表示雪混合比(qs),彩色線段表示水氣混合比(qv),灰色
線段表示雲水混合比(qc)。預報初始場:0600UTC 分析場。100

圖五十二 各組實驗 0630~1230UTC 預報場水象粒子混合比時序圖。其中紅色系表示雨 水混合比(qr)、 藍色系表示雪混合比(qs),彩色線段表示水氣混合比(qv),灰色

線段表示雲水混合比(qc)。預報初始場:0630UTC 分析場。......101

圖五十三 各組實驗 0700~1300UTC 預報場水象粒子混合比時序圖。其中紅色系表示雨

水混合比(qr)、 藍色系表示雪混合比(qs),彩色線段表示水氣混合比(qv),灰色

線段表示雲水混合比(qc)。預報初始場:0700UTC 分析場。......102

圖五十四 各組實驗 0600~1200UTC 預報場雨水總體粒子個數濃度(N<sub>Tr</sub>)時序圖。預報初

始場:0600UTC 分析場。.....103

圖五十五 各組實驗 0630~1230UTC 預報場雨水總體粒子個數濃度(NTr)時序圖。預報初

始場:0630UTC 分析場。.....104

圖五十七 各組實驗 0600~1200UTC 預報場雨滴質量權重平均粒徑 (D<sub>m</sub>)時序圖。預報

初始場:0600UTC 分析場。.....106

圖五十八 各組實驗 0630~1230UTC 預報場雨滴質量權重平均粒徑 (Dm)時序圖。預報

初始場:0630UTC 分析場。.....107

圖五十九 各組實驗 0700~1300UTC 預報場雨滴質量權重平均粒徑 (D<sub>m</sub>)時序圖。預報

初始場:0700UTC 分析場。.....108

圖六十 no\_qv 回波與差異反射率方均根餘量(RMSR)表現。......109

圖六十一 no\_qv分析場水象粒子混合比時序圖。其中紅色系表示雨水混合比(qr)、 藍

色系表示雪混合比(qs),彩色線段表示水氣混合比(qv),灰色線段表示雲水混合

圖六十二 no\_qv 分析場雨水總體粒子個數濃度(N<sub>Tr</sub>)時序圖。 ......110

緒論

位處於歐亞大陸與太平洋交界處,臺灣的天氣系統常年受到東亞季風的影響,使得 各個季節的降雨分布有明顯的差異。舉例來說,夏季時臺灣會受到颱風、午後對流等事 件影響,使得全臺都會有降水產生;冬季時,臺灣則主要受到東北季風與地形交互作用 影響,使得迎風面的東北部地區,成為主要降雨發生的區域(Chen and Chen, 2003)。相較 於夏季常會發生的強對流降雨系統,臺灣冬季降雨多為長延時強度弱的降水事件,對生 命財產安全並不會立即造成威脅,因此相較夏季降雨事件,過往較少被關注。不過冬季 降雨為何持續發生、降雨空間分布和複雜地形的關聯性、持續性降水的微物理特性,仍 是我們在必須去研究與理解的課題。

冬季北方冷高壓勢力影響產生的東北風,其勢力範圍主要在低層大氣,因此臺灣東 北部的高山雖然沒有西南部來的高,仍能有效阻擋東北風的氣流,並造成山前降雨。Su et al. (2022) 統計 1961-2018 臺灣地區冬季降水 (每年 11 月至隔年 2 月) 表現,結果顯 示在東北角以及蘭陽平原南部有明顯的累積降雨極值,而蘭陽平原南方山區日累積雨量 大於 100mm 的日數更加頻繁。然而相較於東北角區域主要為丘陵地形,蘭陽平原由於 其北側的雪山山脈為東北西南走向,加上南側又有中央山脈,使其呈現一個特殊的三角 形袋狀地形分布。此種特殊的地形結構,使得不同強度、風向的北風流入蘭陽平原時, 會產生不同的流場結構(樺澤實,1950)。此外,樺澤實更提出「第二類地形性降雨」的 概念模型,認為蘭陽平原西側雪山山脈阻擋會使得 1-2 公里高的流場沉降並產生回流, 並與低層後續的東北風輻合產生降雨。陳(2000)、葉(2003)透過 MM5 模式分別對不同的 冬季降雨個案進行模擬,結果顯示東北風在接近蘭陽平原西側時,由於地形阻擋會在迎 風坡產生分流,其中一股流場會在平原東南方中央山脈前緣和盛行東北風輻合,並造成 顯著的降雨。陳(2000)以及 Chen et al.(2013)亦針對不同地形進行敏感性測試,發現不同 的的形高度以及不同形狀的地形分布,皆會影響降雨區域分布與降水極值強度,顯示由 於袋狀地形產生的地形鏡流,是維持迎風面降雨強度的重要因子。Su et al.(2022)利用

2020 年宜蘭強降雨觀測實驗(Yilan Experiment for Severe Rainfall, YESR)雨次密集觀測期 (Intensive Observation Period, IOP)的觀測資料建構蘭陽平原降水剖面模型,相較於樺澤 實(1950)認為地表輻合區域為降水主要分布區,其認為降水主要表現發生在蘭陽平原南 部山區並伴隨風場不穩定的形成的亂流,而地表輻合帶則限制了雨區分布的範圍。除了 地形阻擋造成動力上的改變,前人研究亦提及熱力條件的不同亦會對宜蘭冬季降水系統 產生影響。葉(2003)針對熱力影響的因子進行敏感度測試,顯示在忽略潛熱釋放與地表 通量的情況下,會減少累積降水模擬的數值。Chen et al.(2013)提及,除了蘭陽平原特殊 的袋狀地形外,低層水氣含量的多寡亦為降雨形成與維持不可或缺的因素。吳(2022)將 中央山脈或雪山山脈地形移除進行敏感性實驗,發現到雪山山脈的阻擋將宜蘭地區降水 冷池限制在蘭陽平原內,並舉升低層潮濕空氣,以維持系統發展。若是將中央山脈移除, 會減弱重力波訊號,並影響羅士比變形半徑內的東北風熱力性質,造成冷池與東北風熱 力差異減少,減少東北風舉升強度。前人研究主要著墨在動力與熱力結構對於宜蘭降水 個案的影響,然而在降雨發生時,微物理結構上各個水象粒子的交互作用亦會使降水型 態有所改變,造成不一樣的降水表現,因此關於宜蘭降水事件的微物理特徵表現,仍是 必須要研究的課題。

在觀測的角度上,由於微物理過程多半發生在雲雨系統當中,除了飛行器與探空的 觀測外,多半需要透過遙測系統,才能對雲中的水象粒子進行觀測。氣象雷達觀測擁有 高時空解析度的優勢,在降水系統產生時,能夠即時的觀測系統的三維結構,捕捉系統 的生消與移動,不僅在作業上利於追蹤系統發展,研究上更利於分析系統的動力與微物 理表現。近年來,為提升對於降水系統的認知,傳統的都卜勒雷達相繼更新成雙偏極化 雷達。相較於傳統雷達只能提供徑向風與回波資訊,雙偏極化雷達更能提供更多的變數, 來描述降雨系統的不同微物理表現。像是差異反射率(differential reflectivity, ZDR)能描述 水象粒子的形狀、比差異相位差(specific differential phase, KDP)能反映液態水含量分布, 而相關係數(co-polar correlation, phv)則能夠代表水象粒子的純度並指出是否有混相發生。 在應用層面上,雙偏極化雷達參數能用以進行水象粒子分類(hydrometeor classification or particle identification; Park et al. 2009),以描述系統微物理結構。在災害預警上,透過雙

偏極化參數,亦可以對劇烈天氣系統當中的特徵結構進行研究,以改善龍捲風與冰雹等 災害預警。此外含有微物理特徵的雙偏極化參數,更能夠增進定量降水估計(quantitative precipitation estimation, QPE)的能力(Ryzhkov and Zrnić 1996; Brandes et al. 2002; 陳等人, 2017)。因此雙偏極化雷達的設置,不僅能增加對於系統微物理的理解,更能夠提升災害 預警的能力,減少生命財產損失。

在模式的角度上,由於微物理過程多發生在微米至毫米尺度,遠低於模式網格尺度 的設置,因此必須透過微物理參數化方案,來描述次網格的微物理過程。常見的微物理 參數化方案可分為兩種:spectral microphysics schemes (SMS) 與總體微物理參數化方案 (bulk microphysics schemes, BMS)。SMS 在計算上會將粒徑分布(drop size distribution, DSD)細分為微小的粒徑區間,再針對不同區間進行積分得到粒徑分布譜表現,因此擁有 較高的自由度,但在計算上較為花費資源,使其較難投入作業使用。相較於 SMS,BMS 利用 Gamma distribution 描述 DSD 表現,使用較少運算資源,較能夠投入作業使用。在 設定上,BMS 會先將水象粒子分成不同種類,再針對不同的水象粒子進行 DSD 計算。 常見的 DSD 公式如下(Ulbrich, 1983):

$$N_X(D_X) = N_{0,X} D_X^{\mu} \exp(-\Lambda_X D_X)$$
(1-1)

其中 N(D)表示特定粒徑大小時的粒子個數濃度,x是不同的水象粒子,D則表示粒徑大 小。在 Gamma distribution 的假設下,不同水象粒子的 DSD 會透過斜率參數(slope parameter, Λ)、形狀參數(shape parameter, μ)與截距參數(intercept parameter, N<sub>0</sub>)進行擬合。 在實際作業上,單矩量(single moment)與雙矩量(double moment)微物理參數化方案是最 常見的 BMS,其中單矩量參數化方案會固定截距參數與形狀參數,只更動斜率參數,並 依此預報水象粒子混合比;雙矩量參數化方案則會固定形狀參數,更動其餘兩參數並預 報水象粒子混合比與總體粒子個數濃度。在前人研究中提及,雙矩量微物理參數化方案 在描述 DSD 時能有更高的自由度,可以描繪更複雜的微物理過程,像是 size sorting (Jung et al. 2010; Putnam et al. 2019, 2021)與淞附機制(rimming process, Labriola et al. 2020)等等。 此外由於不同的參數化方案對微物理過程所使用的公式與門檻不盡相同,因此就算是對 同一個天氣系統進行模擬,亦會有不同的微物理表現(Labriola et al. 2020; You et al., 2020; Chen et al. 2021),因此在選取所使用的微物理參數化方案時,仍須了解其特性,才能有效描述天氣系統的微物理過程。

雖然微物理參數化方案有一定的能力描述複雜的微物理過程,然而各種門檻、公式 假設以及有限差分帶來的不確定性,仍會影響微物理結構預報的描述,因此必須透過資 料同化來適時修正模式表現。資料同化能將觀測上的特徵與模式建構出的特徵進行結合, 建構出接近於真實場表現的分析場。實際操作上,資料同化有兩大常見方法:變分法 (Variational method, Sun and Crook 1997; Xiao et al. 2005; Chung et al. 2009)與系集卡爾曼 濾波器法(Ensemble Kalman Filter, EnKF, Snyder and Zhang 2003; Zhang et al. 2004; Chang et al. 2014)。常見的變分法資料同化有三維變分法(3DVAR)與四維變分法(4DVAR)兩種。 四維變分法考慮同化窗區的三維結構隨時間的變化,相較於三維變分法長期統計得到的 均向性背景誤差結構,可以獲得流場相依的誤差結構,較能描述系統發展。然而,四維 變分法執行時必須經歷 tangent linear model 向前積分以及 adjoint model 向後積分過程, 需花費較多計算資源,計算時間較長。系集卡爾曼濾波器可以利用系集中不同成員的離 散度,計算三維空間中各個變數的背景誤差協方差結構,相較於四維變分法能獲得流場 相依的誤差結構,因此在前人研究中,EnKF 已廣泛用於傳統雷達資料(Z<sub>H</sub>, Vr)同化中 (Snyder and Zhang, 2003; Zhang et al. 2004; Chang et al. 2014; Labriola et al. 2020; You et al. 2020)。伴隨愈來愈多傳統雷達升級成雙偏極化雷達,雙偏極化雷達資料觀測算符的開發 以及資料同化已成為熱門課題(Jung et al. 2008a, 2010; Pfeifer 2008; Ryzhov et al. 2011; Kumjian et al. 2019)。Jung et al.(2008a, b)利用 T-matrix 法與 power law 函數擬合背向散射 振幅並建立雙偏極化雷達模擬器(Polarimetric Radar Data Simulator, PRDS),並在觀測系 統模擬實驗(observation system simulation experiments, OSSEs)中,成功描繪深對流的微 物理結構的微物理特徵,像是 ZDR 槽與融化層等構造。在真實個案中, Putnam et al. (2019) 利用 Milbrandt and Yau (2005a) 雙矩量微物理參數化方案搭配 EnKF 同化 Z<sub>H</sub>、Vr 與低層 ZDR 觀測資料,結果顯示資料同化能有效改善 ZDR 結構模擬,並利用背景誤差協方差將 ZDR觀測所得到的資訊上傳至中上層大氣,並改善動力場表現。Tsai and Chuang(2020)針 對蘇迪勒颱風個案進行雙偏極化雷達資料同化,顯示 ZDR與 KDP 資料同化可以改善預報

初始場,並改善小時累積降雨與客觀分數表現。Putnam et al. (2021)指出在超級胞成熟期 前同化 Z<sub>DR</sub> 觀測會影響冷池強度,進而使上升支強度與 DSD 受到調整,並改善預報的 雷達回波表現。莊(2021)針對午後對流與西南氣流個案進行資料同化,指出同化雙偏極 化雷達參數可以減少雷達參數誤差、調整底層水氣表現、增強上升支(updraft)強度,並 改善極短期定量降水預報(quantitative precipitation forecast, QPF)表現。此外其莊(2021)在 傳統資料同化更新方法外建立新的資料同化更新法 Mean Diameter Update Approach (MDU Approach)。MDU Approach 建立在 Z<sub>DR</sub>與質量權重平均粒徑(mass-weighted mean diameter, D<sub>m</sub>)之間在背景誤差協方差結構上的高相關性,將模式混合比與總體粒子個數 濃度轉換為 D<sub>m</sub>後,再直接更新 D<sub>m</sub>,以預期能傳輸更多觀測資訊進入模式當中。在實際 個案測試中,可以見到經由 MDU Approach 的實驗有更低的 Z<sub>DR</sub>誤差表現,顯示更多的 觀測資訊同化進模式能改善模式微物理結構,改善雙偏極化雷達參數表現。

前人研究已顯示利用 EnKF 同化雙偏極化雷達資料有改善模式微物理結構的效果, 但大多關注在夏季強對流系統的個案,對於冬季個案的研究較少。然而,夏季強對流個 案與冬季淺對流個案的微物理結構是截然不同的。林等人(2019)分析 2005-2014 十年間 臺灣北部四季降雨特徵,發現冬季降水平均粒徑為0.97mm為四季最低,而夏季降水平 均粒徑為1.5mm則為四季最高,顯示冬季個案是由更小的雨滴組成,在微物理結構上與 夏季個案明顯不同。因此,雙偏極化雷達資料同化在冬季個案中,是否能夠如夏季個案 研究結果,有效調整模式微物理結構,並合理描述系統微物理特徵,仍需要進行深入地 驗證與分析。本研究旨在評估冬季淺對流個案中,使用不同方法同化雙偏極化雷達差異 反射率(Z<sub>DR</sub>),對於模式分析場與預報的影響,並希望找到冬季降水個案中最佳的同化策 略。實驗設計上,除了分析同化傳統雷達資料與多同化 Z<sub>DR</sub> 的效益外,更比較 MDU Approach方法與傳統更新方法的表現,以評估不同更新法在冬季個案的優劣。模式驗證 上,除了利用雙偏極化雷達參數比較分析場表現,還利用不同實驗組分析場作為初始條 件進行6小時預報,以驗證定量降水預報表現,並評估效益能夠維持的時間。最後在驗 證分析以外,本研究關注分析場與預報場模式微物理表現的變化,以說明資料同化如何 調整模式微物理結構,以改變模式表現。本論文架構如下:第二章為資料與個案回顧,

會介紹所選取的個案、雷達觀測資料以及模式模擬的設定;第三章為同化方法與實驗設計,介紹所使用的同化方法、觀測算符、MDU Approach 以及設定的實驗組;第四章為驗證方法,各自介紹驗證模式分析場、預報場所使用的資料,以及驗證方法;第五章為結果與討論,會針對各組實驗驗證結果進行討論,並測試水氣更新對於宜蘭個案之影響; 最後一章則為結論與未來展望。

## 二、資料與個案回顧

### 2.1 2021YESR IOP2 個案回顧

臺灣東北部在冬季時常有顯著地降雨事件發生,但過往臺灣地區的觀測實驗主要仍 是以人口較多且夏季個案較為頻繁的西部地區為主,研究中對於冬季東北部降水的著墨 較為稀少。然而長時間的持續性降水,仍會對於當地居民的生活造成影響,此外降水系 統背後的物理過程,仍是大氣科學當中非常重要的課題。為探討宜蘭地區冬季強降水背 後的成長機制,以及局地環流、微物理過程、亂流擾動對於降水的影響,自 2020 年起 至 2022 年為止,中央氣象局、中央研究院以及臺灣各大學互相合作,在每年 11 月東北 季風影響造成強降雨事件發生時,進行宜蘭強降雨觀測實驗 (Yilan Experiment for Severe Rainfall, YESR),針對冬季降水系統,進行密集的觀測與分析。

本研究選取的個案為 2021YESR 第二次密集觀測期(Second Intensive Observation Period, IOP2, 2021/11/28-11/26)間,11/26 日發生的淺對流糸統降水個案。在綜觀場表現 上,可以見到 500hPa 重力位高度場在華北地區有槽線東移(圖一a),並伴隨近地面高壓 向東南方移動(圖二b),並增強臺灣附近區域的東北風場。在垂直層上,由探空資料顯示 在 850hPa 至 700hPa 重力位高度層中間有明顯的風向順轉現象,顯示低層有冷平流的風 場結構(圖三)。此外亦可注意到在 850hPa 重力位高度層主要還是東北風影響的結構(圖 二a),而在 700hPa 重力位高度層則受到中層副熱帶高壓邊緣影響為西南風結構(圖一b), 極大的風場差異也對於淺對流降水個案系統發展與移動造成影響。在低層主要受到北方 高壓系統影響,東北風經過洋面並帶入水氣,造成底層潮濕環境利於系統發展。然而中 高層明顯的風向差異,加上受到副熱帶高壓勢力影響,使得系統多為近地表發展的淺對 流系統。中尺度的表現上,可以見到在 04UTC 前有東北風增強的趨勢,並在東北角外 海產生線狀對流系統,而淺對流則不斷地在對流線西南側肇始並沿著對流線向東北方移 動(圖四),而在高層亦不斷有系統從西南方移入並影響淺對流。此對流線在 04UTC 以後 隨著東北風增強逐漸南下,在 05UTC 左右開始影響宜蘭地區,並在 06UTC 開始對於宜 蘭地區造成大於 15mm/hr 的降雨,直到 09UTC 以後才逐漸緩和(圖五)。本研究為驗證 整個降水個案發生期間的微物理分析場變化,因此選取 04-10UTC 的區間進行雷達資料 同化,並選取 0600UTC、0630UTC 以及 0700UTC 作為初始條件進行短期定量降水預報, 以驗證模式對於冬季個案降水的可預報度。

#### 2.2 模式設定

本研究使用 Weather Research and Forecasting(WRF) 區域模式 4.1.3 版本,針對宜蘭 豪雨實驗個案進行模擬。模式初始時間為 2021/11/25 12UTC 並分別經過 16 小時的起轉 後,再開始進行後續資料同化。初始條件與邊界條件使用 NCEPFNL 0.25°×0.25°再分析 資料,並設置四層巢狀網格,解析度分別為 Domain 01(D01)27 公里、Domain 02(D02)9 公里、Domain 03(D03)3 公里以及 Domain 04(D04)1 公里,如圖六所示。垂直層使用地 勢追隨座標,一共 52 層,模式頂層為 10hPa。為描述物理過程,本研究參考莊(2021)設 定使用以下物理參數化方案: Dudhia 短波輻射參數法(Dudhia 1989)、RRTM (Rapid Radiative Transfer Model)長波輻射參數法(Mlawer et al. 1997)以及 Yonsei University (YSU) 行星邊界層參數化方案(Hong et al. 2006),另外在 D01 與 D02 亦有使用 Grell-Freitas 積 雲參數化方案(Grell and Dévényi 2002)。除此之外,本研究使用 WRF Double-Moment 6class scheme, WDM6(Lim and Hong 2010)雙矩量微物理參數化方案,以探討宜蘭降雨個 案中,淺對流系統的微物理過程。最後,為了進行系集卡爾曼慮波資料同化,本研究利 用 WRF Data Assimilation (WRFDA)當中的 cv3 option 加入擾動,產生 128 個成員的系 集預報作為資料同化的背景場。初始擾動會在模式初始時間時,擾動 D01 的溫度、水平 風(U、V)和水氣等參數,並將其降尺度至 D02~D04 中後再進行後續模擬。

## 2.3 雷達資料使用與品質管理(Quality Control)

本研究使用中央氣象局五分山雷達站(Wufenshan Weather Radar Station, RCWF)觀測 資料進行資料同化與模式驗證。五分山雷達為S波段雙偏極化都卜勒雷達,除了傳統都 卜勒雷達可提供的徑向風(V<sub>r</sub>)與回波(Z<sub>H</sub>)觀測外,更能透過水平與垂直不同相位的電磁 波觀測,提供雙偏極化雷達參數,進而以觀測的角度描述降水系統的微物理特徵。在個 案發生期間,五分山雷達的掃描策略主要利用 15 個仰角(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°, and 19.5°)進行掃描,大約6分鐘能完成一次 體積掃描(volume scan)。

氣象雷達觀測時,電磁波會受到地形阻擋、海面波浪、地形障礙物、飛機船舶等等, 甚至是生物的影響,產生不同程度的非氣象雜訊。然而,不管是利用雷達資料進行模式 驗證,或是進行雷達資料同化,都必須要使用正確的氣象資訊,才能夠準確評估模式表現,並獲得正確的預報初始場,改善可預報度。本研究使用中央大學雷達實驗室開發的 Radar Kit(RAKIT)軟體進行資料品質管理,資料處理流程如下:

1. 計算近雷達中心的 Φ<sub>dp</sub> 數值,並將各仰角的 Φ<sub>dp</sub> 進行去折疊。

將 ρ<sub>hv</sub> 小於 0.9 且 Φ<sub>dp</sub> 標準差大於 10 的門檻將非氣象回波進行濾除。

3. 將 Φ<sub>dp</sub> 沿著徑向進行平滑以濾除雜訊。

4. 將風場進行去摺疊。

由於雷達資料解析度較模式高,因此在資料同化進行前,必須進行資料降解析度, 以防止過度擬合、減少模式計算時間,並盡可能滿足資料同化系統中,觀測資料在空間 上不相關的假設。常見的資料降解析度方法有兩種,分別為資料稀化(data thinning)與超 級觀測化(superobservation)。進行資料稀化時,會先設定一個與模式網格相當地的間距 將資料點分散至各區域中,再隨機從各區域取樣以代表觀測資訊。其雖然能夠保留強對 流的特徵,但抽樣亦會造成觀測誤差的增大。超級觀測化會先以方位角作為依據,並以 適當角度做為單位挑選特定方位的徑向資料,再沿著選定的方位角以適當的間距框選資 料,最後再將各個區域的資料做高斯權重分配並算出代表值。相較於資料稀化,超級觀 測化能減少觀測誤差,使得資料更有代表性,但同時須注意過度平滑資料不一定能保留 系統特徵。本研究使用超級觀測化方法,將資料以2度2公里作為解析度設定,計算各 區間內的超級觀測點。圖七為五分山雷達0.5度仰角觀測以及回波超級觀測化資料,可 以見到本研究經過超級觀測化處理後的資料,仍可以清楚描繪淺對流系統的涵蓋範圍與 特徵,因此進行資料同化時,使用超級觀測化資料仍能有效將系統特徵傳遞入模式中,

並更新模式表現。最後,前人在夏季個案中進行雙偏極化雷達資料同化時,除了同化 Z<sub>DR</sub> 外,多半會同化比差異相位差(K<sub>DP</sub>)資料進入模式當中。然而在冬季降水個案中,由於降 水強度較夏季個案弱,且雨滴粒徑小形狀接近於正球形,使得電磁波累積的相位偏移量 低,水平與垂直向相位差異並不明顯,造成 K<sub>DP</sub>量值低,無法區分強、弱降水區以及計 算產生的雜訊等訊號,如圖七所示。因此本研究在冬季個案同化雙偏極化雷達資料時, 並未同化 K<sub>DP</sub> 觀測進入模式當中,只關注同化 Z<sub>DR</sub> 觀測的對於模式微物理結構的影響。

## 2.4 WDM6 雙矩量微物理參數化方案

本研究使用 WRF Double-Moment 6-class scheme (WDM6, Lim and Hong 2010)微物 理參數化方案,描述宜蘭冬季降水個案中,淺對流系統的微物理過程。WDM6 建立在 WRF Single-Moment 6-class microphysics scheme (WSM6, Hong and Lim, 2006)之上,除了 描述雲滴、雨滴、雲冰、冰雹、雪以及水氣的混合比變化之外,更考慮雲滴與雨滴總體 粒子個數濃度造成的影響,以及雲凝結核活化的效應,使其更有能力描述暖雨過程產生 的微物理結構。在模式的設定上,改變自式(1-1),WDM6 將水象粒子粒徑分布譜的表示 式更改為以下形式:

$$N_x(D_x) = N_x \frac{\alpha_x}{\Gamma(\nu_x)} \lambda_x^{\alpha_x \nu_x} D_x^{\alpha_x \nu_x - 1} \exp[-(\lambda_x D_x)^{\alpha_x}]$$
(2-1)

其中 X 表示不同的水象粒子,Λ 表示斜率參數,N<sub>0</sub>則表示截距參數。雲滴與兩滴的計 算為雙矩量形式,因此在描繪 DSD 時,Λ 與 N<sub>0</sub>可由混合比(q<sub>x</sub>)與總體粒子個數濃度(N<sub>T,x</sub>) 兩個參數進行計算,其計算方法如下:

$$\Lambda_{\chi} = \left[\frac{\pi \rho_{\chi} N_{T,\chi} \Gamma(\mu_{\chi} + 4)}{6 \rho_{a} q_{\chi} \Gamma(\mu_{\chi} + 1)}\right]^{\frac{1}{3}}$$
(2-2)

$$N_{0,x} = \frac{\Lambda_x^{\mu_x + 1} N_{T,x}}{\Gamma(\mu_x + 1)}$$
(2-3)

其中ρ<sub>x</sub>表示水象粒子密度,q<sub>x</sub>表示水象粒子混合比,N<sub>T,x</sub>表示水象粒子總體粒子個數濃度,ρ<sub>a</sub>則為空氣密度。相較於原本式(1-1)的設定,WDM6 在形狀參數(μ)上將其分為 α 與 ν 兩個參數進行組合而成。在雨水粒徑分布譜的設定上,α 與 ν 兩個參數分別設定為1 與 2,使得形狀參數設定為μ=1,相較於WSM6使用指數形式粒徑分布譜(μ=0)的設

定,粒徑分布更加緊縮,更有能力來描述粒徑較為一致的冬季暖雨結構。最後,前人研究中亦提及較大的形狀參數能減少總體粒子個數濃度與混合比在終端落速的差異,並減緩雙矩量微物理參數化方案所造成的 over-size-sorting problem (Kumjian and Ryzhkov, 2012)。

## 三、同化方法與實驗設計

## **3.1 WRF-LETKF Radar Assimilation System (WLRAS)**

本研究使用 WRF-LETKF Radar Assimilation System (WLRAS, Tsai et al., 2014)進行 雷達資料同化。WLRAS 建立在局地系集卡爾曼濾波器(Local Ensemble Transform Kalman Filter, LETKF; Ott et al. 2004; Hunt et al. 2007)上,屬於決定性(deterministic) EnKF,與傳 統隨機性(stochastic) EnKF 之差別在於不需要擾動觀測,可以有效地降低抽樣誤差。 LETKF 在同化進行時,會將模式分成平均場與擾動場各自更新,公式如下:

$$\bar{x}_a = \bar{x}_b + X_b \bar{w} \tag{3-1}$$

$$X_a = X_b W \tag{3-2}$$

其中xa與xb表示分析場與背景場系集平均,Xa與Xb則表示分析場與背景場擾動。W表示 平均場更新權重,W表示擾動場更新權重。權重計算方法如下:

$$\overline{w} = \widetilde{P}_a Y_b^T R^{-1} (y_o - H \overline{x}_b) \tag{3-3}$$

$$W = [(n-1)\tilde{P}_a]^{0.5} \tag{3-4}$$

權重會受到轉換矩陣( $ilde{P}_a$ )、觀測誤差協方差(R)、觀測空間背景擾動( $Y_b$ )與觀測空間上的 觀測增量( $y_o - H\bar{x}_b$ )影響。 $ilde{P}_a$ 計算公式如下:

$$\tilde{P}_a = \left[\frac{(n-1)l}{\alpha} + Y_b^T R^{-1} Y_b\right]^{-1}$$
(3-5)

n表示系集數量、I為單位矩陣。EnKF進行資料同化時,會使用系集成員描述模式背景 場誤差結構,但是在有限的系集數量下,抽樣誤差可能會低估模式誤差大小,使得(3-3) 式中平均場更新權重減少,造成觀測資料的資訊無法有效調整系集平均表現,產生filter divergence。為解決上述問題,前人使用許多方法以擴張背景場誤差協方差,像是使用協 方差擴張因子、relaxation-to-prior-perturbations (RTPP; Zhang et al., 2004; Ying and Zhang, 2015)、relaxation-to-prior-spread method (RTPS; Whitaker and Hamill, 2012)等等。常見的 協方差擴張因子有加法性(Sandu et al. 2007, Houtekamer et al. 2009)與乘法性(Anderson, 2001)兩種。加法性擴張因子會直接加入空間上擾動值以擴張系集的離散度,然而擾動值 多半源於一段時間統計的結果,除了利用 ensemble singular vectors 得到擾動值(Yang et al. 2015),大部分方法求得的擾動值無法有流場相依的特性。乘法性擴張因子則是將原 有的背景誤差協方差乘上一定的數值,以增加系集離散度,能夠保留背景場流場特性。 本研究參考游(2019)與莊(2021)之設置,使用乘法性協方差擴張因子(α),並參考前人研 究將其設為經驗值 1.08,在系集數量為莊(2021)兩倍的情況下,預期集成員可以維持一 定的離散度,避免 filter divergence 造成的影響。

除了模式背景誤差協方差的影響,R矩陣亦會影響(3-5)式計算結果。LETKF會將局 地化半徑設定在R矩陣內,使得同化進行時能一次同化待更新網格點局地化半徑內所有 觀測資料。關於R矩陣設定,本研究中Vr、Z<sub>H</sub>與Z<sub>DR</sub>的觀測誤差標準差設置分別為2m/s、 5dBZ與0.2dB,在進行同化時,只同化與背景場相差三倍標準差以內的觀測資料,以避 免觀測極端值造成分析場動力嚴重不平衡。在設定局地化半徑時,WLRAS使用混和局 的化法(mixed localization; Tsai et al. 2014),考慮不同模式變數與觀測變數的背景誤差協 方差結構,因此不同變數在進行更新時,會有各自的局地化影響半徑。最後本研究在同 化Z<sub>DR</sub>的觀測時,只同化3公里以下大於0的觀測資料,目的在同化單純液相兩滴的資 訊進入模式中。表一為本研究更新變數局地化半徑、乘法性協方差擴張因子設定。

#### 3.2 觀測算符

在進行資料同化時,模式不一定會輸出觀測變數,且觀測點不一定位於模式網格點上,因此必須透過觀測算符(observation operator),將模式變數轉換至觀測點上,並算出 模式中觀測變數的數值,才能進行資料同化。本研究中同化的觀測變數包含 Vr、ZH 與 ZDR 三種變數,其中 Vr 的觀測算符使用與莊(2021)、游(2019)相同設定,如下列所式:

$$V_r = \frac{Ux + Vy + (W - V_t)z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{0.5}}$$
(3-6)

其中 U, V與 W 代表模式三維風場表現, x,y 與 z 則表示該點與雷達在直角座標系中三 維距離。在計算 Vr 時, 垂直向速度除了 W 以外,必須考慮到雨滴終端落速(Terminal velocity, V<sub>t</sub>)的影響,其計算式如下:

$$V_t = 5.4(\rho_a q_r)^{0.125} (\frac{p_0}{\bar{p}})^{0.4}$$
(3-7)

其中考慮到空氣密度(p<sub>a</sub>)與雨水混合比(q<sub>r</sub>)的影響,以及地表氣壓(p<sub>0</sub>)與該高度層平均氣 壓(p̄)之比率影響,以計算在雨滴下降到不同高度時,受到周遭環境空氣阻擋而達成的終 端落速大小。

Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub> 的觀測算符與游(2019)、莊(2021)相同,皆使用 Jung et al.(2008a)所開發的 雙偏極化雷達觀測資料模擬器(Polarimetric Radar Data Simulator, PRDS),其利用 T-matrix 法搭配上冪次函數反演電磁波背向散射振幅大小,再用來計算模式雙偏極化雷達變數。 進行電磁波反演時,環境溫度設定為 10°C,並針對 S 波段雷達(波長 10.7cm)進行反演。 此外考量到不同粒徑大小的兩滴形狀會有所差異,故進行電磁波模擬須考量到水象粒子 的軸比資訊,才能有效描繪背向散射振幅。本研究中冰相粒子的軸比關係則設定為 0.75, 雨水軸比關係式則如下式:

$$r = 1.0148 - 2.0465 \times 10^{-2}D - 2.0048 \times 10^{-2}D^{2}$$
$$+3.095 \times 10^{-3}D^{3} - 1.453 \times 10^{-4}D^{4}$$
(3-8)

在設定完環境變數與軸比關係後,即可利用冪次函數擬合水平背向散射振幅(f<sub>h</sub>)與垂直 背向散射振幅(f<sub>n</sub>),其擬合函式如下:

$$|f_h| = \alpha_{h,x} D_x^{\beta_{h,x}} \tag{3-9}$$

$$|f_{\nu}| = \alpha_{\nu,x} D_x^{\beta_{\nu,x}} \tag{3-10}$$

其中 D 為粒子直徑大小, α與β 為函式的擬合係數, x 則表示不同的水象粒子, 不同水象 粒子的擬合係數如表二所示。

在水象粒子掉落過程中會有旋轉、翻滾等現象,亦會影響背向散射強度。在 PRDS 中,在計算雙偏極化雷達參數時會利用以下參數將傾角效應考慮其中:

$$A = \frac{1}{8} (3 + 4\cos 2\bar{\Phi}e^{-2\sigma^2} + \cos 4\bar{\Phi}e^{-8\sigma^2})$$
(3-11)

$$B = \frac{1}{8} (3 - 4\cos 2\bar{\Phi}e^{-2\sigma^2} + \cos 4\bar{\Phi}e^{-8\sigma^2})$$
(3-12)

$$C = \frac{1}{8} (1 - 4\cos 4\bar{\Phi}e^{-8\sigma^2})$$
(3-13)

其中Φ表示水象粒子翻滾過程中的平均傾斜角度、σ則表示傾角的標準差,這兩個變數在 不同的水象粒子中設定不一,如表三所示。在PRDS中,混相粒子的傾角效應亦會受到 不同相態的混合比例影響,因此需要使用融化層模式來計算混相粒子造成的影響。PRDS 融化層模式的主要計算式如下:

$$F_{x} = F_{max,x} \left[ \min(\frac{q_{x}}{q_{r}}, \frac{q_{r}}{q_{x}}) \right]^{\frac{3}{10}}$$
(3-14)

$$q_{rx} = F \times (q_r + q_x) \tag{3-15}$$

$$\rho_{rx} = \rho_r f_w^2 + \rho_x (1 - f_w^2) \tag{3-16}$$

$$N_{T,rx} = F \times (N_{Tx}) \tag{3-17}$$

$$\sigma_{rx} = 60^{\circ} (1 - cf_w) \tag{3-18}$$

上式中 x 表示不同冰相粒子的表現。F 為轉換比率, 會受到不同粒子的轉換比率最大值 (F<sub>max,x</sub>)設定有不同表現, 並影響混相粒子混合比(q<sub>rx</sub>)與總體粒子個數濃度(N<sub>T,rx</sub>)量值。 F<sub>max,x</sub>數值設定,則會隨著不同微物理參數化方案在冰相粒子預報數目的不同,而有所 變化,在本研究中使用 WDM6 微物理參數化方案,其冰相粒子會預報雲冰、雪與軟雹, 並不會預報冰雹(hail),因此F<sub>max,x</sub>數值設定上為F<sub>max,s</sub> = 0.5以及F<sub>max,g</sub> = 0.4。在密度計 算上,考慮到兩水佔整體混相粒子的整體比例(f<sub>w</sub>)影響, 會使混相粒子有不同的整體密 度表現。最後濕冰雹、濕軟雹的混相粒子的傾角效應係數(σ<sub>rx</sub>),亦會受到f<sub>w</sub>與係數 c 影 響而有不同表現, c 的設定上在冰雹(或軟雹)混合比大於 0.2 g/kg 時會設定為 0.8, 混合 比小於 0.2 g/kg 時則會設定成四倍混合比大小,並隨著混合比而改變。

在計算完背向散射振幅、傾角效應係數以及混相粒子表現後,即可計算雙偏極化觀 測變數。下列為積分形式雙偏極化雷達回波因子計算式:

$$Z_{h,x} = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K_w|^2} \int N_x(D) (A |f_{h,x}(\pi)|^2 + B |f_{v,x}(\pi)|^2 + 2C |f_{h,x}(\pi)| |f_{v,x}(\pi)|) dD$$
(3-19)

$$Z_{\nu,x} = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K_w|^2} \int N_x(D) (A |f_{\nu,x}(\pi)|^2 + B |f_{h,x}(\pi)|^2 + 2C |f_{h,x}(\pi)| |f_{\nu,x}(\pi)|) dD$$
(3-20)

其中λ為反演電磁波的波長、K<sub>w</sub>為介電系數,積分式內則將背向散射振幅與傾角效應係 數沿著粒徑分布做積分,以描述空間中整體的粒子對電磁波的影響。在總體微物理方案 中,雨滴粒徑分布為 Gamma 分布(式 1-1)情況下,(3-19)與(3-20)式可被改寫為以下形式:

$$Z_{h,x} = \frac{4\lambda^4 N_{0,x}}{\pi^4 |K_w|^2} \left( A \alpha_{h,x}^2 \frac{\Gamma(\mu_x + 2\beta_{h,x} + 1)}{\Lambda_x^{\mu_x + 2\beta_{h,x} + 1}} + B \alpha_{\nu,x}^2 \frac{\Gamma(\mu_x + 2\beta_{\nu,x} + 1)}{\Lambda_x^{\mu_x + 2\beta_{\nu,x} + 1}} + 2C \alpha_{h,x} \alpha_{\nu,x} \frac{\Gamma(\mu_x + \beta_{h,x} + \beta_{\nu,x} + 1)}{\Lambda_x^{\mu_x + \beta_{h,x} + \beta_{\nu,x} + 1}} \right)$$
(3-21)

$$Z_{\nu,x} = \frac{4\lambda^4 N_{0,x}}{\pi^4 |K_w|^2} \left( A \alpha_{\nu,x}^2 \frac{\Gamma(\mu_x + 2\beta_{\nu,x} + 1)}{\Lambda_x^{\mu_x + 2\beta_{\nu,x} + 1}} + B \alpha_{h,x}^2 \frac{\Gamma(\mu_x + 2\beta_{h,x} + 1)}{\Lambda_x^{\mu_x + 2\beta_{h,x} + 1}} + 2C \alpha_{h,x} \alpha_{\nu,x} \frac{\Gamma(\mu_x + \beta_{h,x} + \beta_{\nu,x} + 1)}{\Lambda_x^{\mu_x + \beta_{\nu,x} + 1}} \right)$$
(3-22)

其中μ<sub>x</sub>在不同模式中會有不同的設定,Λ<sub>x</sub>與N<sub>0,x</sub>則會分別利用(2-2)與(2-3)式進行計算。 最後,利用所有粒子的雷達回波因子,我們可以計算模式 Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub>,公式如下:

$$Z_{H} = \log_{10}(Z_{h,rain} + Z_{h,snow} + Z_{h,graupel} + Z_{h,rs} + Z_{h,rg})$$
(3-23)

$$Z_{V} = \log_{10}(Z_{v,rain} + Z_{v,snow} + Z_{v,graupel} + Z_{h,rs} + Z_{h,rg})$$
(3-24)

$$Z_{DR} = \log_{10}\left(\frac{Z_{h,rain} + Z_{h,snow} + Z_{h,graupel} + Z_{h,rs} + Z_{h,rg}}{Z_{v,rain} + Z_{v,snow} + Z_{v,graupel} + Z_{h,rs} + Z_{h,rg}}\right)$$
(3-25)

雖然 Jung et al.(2008b)顯示此觀測算符能有效描述強對流微物理結構,然而其設定 仍有限制存在。其一,在擬合雨滴背向散射振幅時,f<sub>h,r</sub>比f<sub>b,r</sub>來得大,使得雨滴粒徑小 於 1 mm 時,垂直背向散射振幅則會大於水平背向散射振幅,使得後續計算 Z<sub>DR</sub> 會有負 偏差產生。再者,冰相粒子的β<sub>v,x</sub>與β<sub>h,x</sub>皆為 3.0,使得水平與垂直背向散射振幅差異小, 計算出的 Z<sub>DR</sub>數值接近於 0,然而真實情況中冰相粒子的 Z<sub>DR</sub>數值不完全接近 0,有時 甚至會低於 0,顯示冰相粒子 Z<sub>DR</sub>與真實觀測有所出入。最後,觀測算符在計算雷達回 波因子時,水平與垂直向回波計算會對整體粒子做積分,因此當粒子粒徑大於 1 mm, 且平均粒徑增大時,Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub> 會同時增長。然而在現實觀測中,Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub>觀測不一定 是有相關性的,且若是 Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub> 會同時增加,其增加幅度的關係亦會因為不同天氣系 統有不一樣的表現,使得觀測算符不一定能描述真實的現象。綜上所述,在使用觀測算 符時,需理解其特性,才能夠有效描述同化實驗中微物理驗證的結果。

## 3.3 Mean Diameter Update approach

使用EnKF進行資料同化時,會透過卡爾曼增益(Kalman gain)來決定有多少觀測增量 (innovation)的資訊能用來更新模式。常見的EnKF與卡爾曼增益(K矩陣)公式如下:

$$X_{a} = X_{b} + K(y_{o} - HX_{b})$$
(3-26)

$$K = \frac{BH^T}{HBH^T + R} \tag{3-27}$$

其中B矩陣為背景誤差協方差矩陣,H則為觀測算符。由上式可知,卡爾曼增益會因為不同的背景誤差協方差(B)與觀測誤差協方差(R)大小,產生不同的權重。在觀測誤差設定 不變的情況下,若是背景誤差增大,則會讓卡爾曼增益跟著增大,使得模式更新時,會 加入更多的觀測資訊進入分析場中。跨變數間的背景誤差協方差,能夠表示不同變數在 空間當中相互影響的程度,若選定一個參考點x、一個參考變數A,則可運用下列公式計 算空間當中B變數與x點上A變數的相關性:

$$Corr(A_{\chi}, B) = \frac{Cov(A_{\chi}, B)}{\sigma_{A,\chi}\sigma_B}$$
(3-28)

由上式可知,當相關性愈大時,變數間的協方差亦會增大,此時若同化X點的A變數進入 模式,則能夠有更多的A變數觀測資訊傳入模式當中。為討論同化ZDR對於模式變數調整 的方向與影響程度,莊(2021)以上升支中4公里以下最大上升速度處做為參考點,分別計 算模式背景場雨水混合比(q<sub>r</sub>)、總體雨滴粒子個數濃度(N<sub>Tr</sub>)、Dm三個變數與ZDR之相關 性。結果顯示在參考點附近,三個變數與ZDR皆有正相關存在,而Dm與ZDR有更高的相關 性存在。建立在此高相關性之上,莊(2021)提出新的模式變數更新方法:MeanDiameter Update (MDU) Approach,希望在進行同化時,直接以ZDR更新背景場Dm後,再算回模式 分析場變數,以期能傳輸更多觀測資訊進入模式,並修正模式微物理結構。

$$\lambda_r = \left[\frac{\pi}{6} \frac{4! N_{Tr}}{\rho_a q_r}\right] \tag{3-29}$$

$$D_m = \frac{4+\mu_r}{\Lambda_r} \tag{3-30}$$

$$N_{w} = \frac{4^{4}\rho_{a}q_{r}}{\rho_{w}\pi D_{m}^{4}}$$
(3-31)

$$N_{Tr} = \left[\frac{1000(4+\mu)}{D_m}\right]^3 \frac{6q_r \Gamma(\mu+1)}{\pi \rho_w \Gamma(\mu+4)}$$
(3-32)

$$q_r = \frac{N_W \rho_W D_m^4}{\rho_a 4^4}$$
(3-33)

將 WDM6 設定帶入公式(3-29)中,即可以得到中雨滴粒子λ<sub>r</sub>表現。MDU Approach 在操 作上會先利用(3-30)~(3-31)將q<sub>r</sub>與N<sub>Tr</sub>計算成 D<sub>m</sub>與 N<sub>w</sub>,接下來在進行資料同化時直接更 新這兩個變數,最後再利用(3-32)與(3-33)算出分析場q<sub>r</sub>與N<sub>Tr</sub>。在轉換過程中,考慮到模 式背景場計算在N<sub>Tr</sub>量值非常小時,可能出現不合理的 D<sub>m</sub>,因此參考 WDM6 中λ<sub>r</sub>最大 值門檻,設定一個 D<sub>m</sub><2.5mm 的門檻,在進行模式更新時,僅允許格點在此平均粒徑大 小以下時做變數轉換,其餘格點則使用傳統方法更新模式。

MDU Approach 在實際操作上可分為兩種方法:N<sub>w</sub>Dm與 q<sub>r</sub>Dm。前者在變數轉換時 如前一段所述,會將q<sub>r</sub>與N<sub>Tr</sub>的資訊計算成 Dm與 Nw並進行變數轉換,這會使得模式因 變數轉換得到的調整量會被分配到分析場q<sub>r</sub>與N<sub>Tr</sub>中。第二種方法則是在變數轉換時, 只計算 Dm並進行轉換,最後再將 Dm算回分析場N<sub>Tr</sub>,這會使得調整量最終只作用在N<sub>Tr</sub> 中,顯現不同數量濃度對於模式微物理結構的影響。在實際個案測試中,莊(2021)使用 MDU Approach 同化雙偏極化雷達觀測資料時,有更低的 Z<sub>DR</sub>誤差表現,顯示更多的觀 測資訊同化進模式時,能改善模式微物理結構,改善雙偏極化雷達參數表現。然而莊 (2021)主要是透過夏季飑線個案、午後對流系統個案進行測試,冬季淺對流個案是否能 有相同的結果,仍需要進行驗證。

#### 3.4 實驗設計

為了解在冬季個案中雙偏極化雷達資料同化的效益,本研究共設定四組資料同化實驗,其設置如表四所示。其中,第一組實驗為只同化傳統雷達資料(Vr、Z<sub>H</sub>)的實驗組(VrZ), 第二組實驗為加入差異反射率同化(Vr、Z<sub>H</sub>與Z<sub>DR</sub>)的實驗組(VrZZ),這兩組實驗主要觀 察冬季個案中同化Z<sub>DR</sub>之效益。第三組、第四組實驗亦同化Vr、Z<sub>H</sub>與Z<sub>DR</sub>三種變數, 但分別使用 MDU Approach 的兩個方法(N<sub>w</sub>Dm與q<sub>i</sub>D<sub>m</sub>)進行變數更新,以測試不同變數 更新法在冬季個案中的表現。同化實驗時間設定如圖八所示,由 04UTC 開始,每 15 分 鐘進行一次資料同化至 10UTC 停止,以密切追蹤淺對流系統發展。此外本研究更利用 0600、0630、0700UTC 三個時間的分析場作為初始場,進行 6 小時短期定量降水預報, 以驗證不同實驗組 QPF 表現。

## 四、驗證方法

#### 4.1 分析場驗證

本研究利用五分山雷達超級觀測化資料,以及宜蘭強降雨觀測實驗在 2021/11/26 06UTC 施放的探空資料,對於模式分析場進行驗證,以了解資料同化前後,模式動力、 熱力與微物理結構是如何進行調整,並評估不同實驗組的效益。在實驗中共使用 06UTC 探空資料進行驗證,考慮到時間差異大時,淺對流系統所處環境可能會有變化,因此剔 除經過重新施放的站點資料,最後一共使用大福、頂寮、三星、五結與宜蘭五站點探空 資料進行驗證,其分布位置大致平均分布在蘭陽平原中,測站詳細位置如表五所示。探 空資料驗證主要關注在3公里以下的動力與熱力表現,由於探空資料施放後會隨著時間 向上飄移,故每筆資料時間不盡相同,因此在進行驗證時會使用與該點資料時間最近的 分析場進行驗證。圖九為本研究所使用探空資料,在3公里以下高度與時間表現。本文 共有兩種分析場資料驗證方法,如下文所示。

## 4.1.1 方均根餘量(Root Mean Square Residual)

Root Mean Square Residual (RMSR)的計算式如(4-1),其中括號內為Residual (餘量), 可以視為觀測與模式分析場之間的差異。透過RMSR,可以了解模式分析場與觀測整體 差異表現,並檢視模式在同化後是否能拉近與觀測的差距,以求接近兩者間的真實場。 若我們將觀測表現視為真實場表現,則RMSR可以被視為方均根誤差(RMS Error)。

$$RMSR = \sqrt{\frac{\Sigma(y^o - H\bar{x}^a)^2}{n}}$$
(4-1)

## 4.1.2 ZH-ZDR 差異聯合機率分布圖

為了解分析場 Z<sub>H</sub> 與 Z<sub>DR</sub> 整體表現,本研究將 Z<sub>H</sub> -Z<sub>DR</sub> 與觀測之差異計算出來後, 利用聯合機率分布,評估整體模式表現。關於聯合機率分布圖,計算與繪製方法如下:

- 將模式變數如水象粒子混合比、總體個數濃度,以及其他狀態變數如溫度、氣 壓、水氣混合比等,內插至超級觀測化觀測資料點上。
- 2. 利用觀測算符將模式變數轉換為模式分析場 Z<sub>H</sub> 與 Z<sub>DR</sub>。
- 3. 計算分析場 Z<sub>H</sub> 和 Z<sub>DR</sub> 與觀測表現的差異。
- 4. 將 Z<sub>H</sub> 和 Z<sub>DR</sub> 差異以每1 dBZ 與 0.1 dB 作為間距分為不同區間。
- 統計 Z<sub>H</sub> 與 Z<sub>DR</sub> 差異在不同區間內的分布機率,並以 Z<sub>H</sub> 差異作為橫軸, Z<sub>DR</sub> 差 異分布作為縱軸,將不同區間內分布機率繪製成圖。

另外在計算上,必須在模式觀測算符有報出數值,且 Z<sub>H</sub> 和 Z<sub>DR</sub> 觀測大於一定門檻時 (Z<sub>H</sub> ≥ -5dBZ 且 Z<sub>DR</sub> ≥ 0dB),才會進一步計算模式與觀測差異,以合理描述差異表 現。最後 Z<sub>H</sub>-Z<sub>DR</sub> 差異聯合機率分布圖可以顯示觀測與模式之間的差異,並可以利用 差異的正負值評估模式整體表現是否有高估、低估,以及模式與觀測的差異分布離散 程度,利於後續判別各組實驗在調整模式微物理結構的能力。

#### 4.2 QPESUMS 降雨資料概述與驗證

本研究使用中央氣象局劇烈天氣監測系統 QPESUMS (Quantitative Precipitation Estimation and Segregation Using Multiple Sensor, CWB)資料,進行模式定量降水預報驗證。QPESUMS 運作上先利用雷達觀測資料,針對不同雷達以陳等人(2017)之方法,擬合最適的雨量關係式並估計降雨,再結合測站雨量筒資料進行修正,以得到降水二為空間分布,如圖十所示。

## 4.2.1 PQPF 與 QPFP

評估系集預報表現時,可以利用 Probability of Quantitative Precipitation Forecast (PQPF)與 QPF Percentile (QPFP),用統計的方法來定量的描述系集降水預報表現。

在操作上 PQPF 會先設定一個降雨門檻值,並在每一個關注格點上判別有多少系集 成員超越門檻,再計算超越門檻的機率。在計算 PQPF 時,門檻設定需要配合不同的系 統而有所差異,而冬季個案降水表現,相較夏季個案明顯地少,因此會設定較為低的降
雨門檻。在本研究中參考觀測上降雨表現,使用 12 mm 與 30 mm 降雨門檻對 6 小時 QPF 結果進行驗證,此外在分析每個小時降水表現時,則使用 2 mm/hr 門檻進行驗證,以清 楚的理解系集成員對不同強度降雨預報的掌握程度。

系集降雨預報在空間上表現,往往會因為各成員間的動力、熱力環境不同,使得各 成員有不一樣的降水預報表現,因此如何合理地描述系集成員降水表現,亦是非常重要 的。若使用系集平均作為方法呈現降雨表現,會平滑掉系集成員中的極值表現,對系集 成員預報判別產生影響。在前人研究中,除了系集平均以外,Probability-matched Ensemble Mean (PM; Elbert 2001)亦常被作為評估系集成員降雨的方法(莊,2021),然而 PM 雖然 能夠保留極值位置、提升降雨客觀分數表現,但會高估降雨極大值大小(蘇等人,2016)。 此外在宜蘭冬季降水個案中,除了降水極值發生的區域外,部分地區受到淺對流系統、 迎風面地形降雨影響,仍會造成零星降水,但在進行 PM 計算後,系集成員對零星降水 預報表現無法被顯現出來,因此本研究未採用 PM 方法評估系及降水表現。相較之下, QPF Percentile (QPFP)能夠以定量降水預報的方式,將系集預報的機率表現也加入其中, 且在適用的門檻下對於極值並不會過度平滑,亦不會忽略零星降雨表現,因此本研究使 用 QPFP 描述定量降水在空間分布表現。在 QPFP 門檻選擇上,本研究參考黃等人(2016) 分析結果,使用 QPQF30 作為機率門檻,以驗證系集降雨預報表現。

#### 4.2.2 客觀分數與性能圖

除了前述方法外,本研究亦利用客觀分數,對宜蘭地區模式系集平均降水進行驗證, 並將客觀分數結果繪製效能圖,以判別系集降雨表現。驗證區域如圖十黑色框線區域所 示,由於QPESUMS是利用雨量筒觀測進行修正,因此驗證主要區域為宜蘭陸上區域。 在客觀分數計算上,會先設定一個閾值,並判別模式與觀測是否達到門檻。若是模式與 觀測皆達門檻,則會判定為命中(hits);若是模式變數達門檻但觀測未達門檻,則會判定 為錯誤預報(false alarm);當模式變數未達門檻,但觀測變數達門檻時,則判定為失誤 (miss);最後當模式變數與觀測變數皆未達門檻時,則判定為正確識別(correct negative)。 透過以上四個變數組合,可以計算不同意義的客觀變數,以驗證模式表現。本研究使用

的客觀變數包含預兆得分(Threat Score,TS)、成功率(Success Ratio, SR)、可偵測機率 (Possibility of Detection, POD)與偏倚得分(Bias),其計算式如(4-2)~(4-5)所式:

$$TS = \frac{\text{Hits}}{\text{Hits} + \text{False alarms} + \text{Misses}}$$
(4-2)

$$SR = \frac{\text{Hits}}{\text{Hits}^+ \text{ False alarms}}$$
(4-3)

$$POD = \frac{Hits}{Hits + Missess}$$
(4-4)

$$Bias = \frac{Hits + False \ alarms}{Hits + Misses}$$
(4-5)

其中,TS表示降水事件模式預報正確率;SR表示模式預報事件中,成功掌握真實事件 的能力;POD表示觀測真實事件中,成功被模式掌握的能力。三個分數皆介於0~1間, 且數值愈接近1時,皆表示模式表現愈正確。Bias表示模式偏差,若Bias大於1表示高 估,低於1表示低估,若與觀測表現相當則Bias會等於1。為了更有效觀察客觀分數表 現,可以將客觀分數繪製成性能圖(Perform Diagram; Robber, 2009),橫軸為SR,縱軸為 POD,斜直線為Bias,曲線為TS。因此當模式表現愈接近右上角時,表示模式有更好表 現,此外當模式愈靠近中間的斜值線時,則表示模式偏差較低,預報表現與觀測量集相 當。透過客觀分數與性能圖,我們可在定性的觀察降雨分布以外,定量的描述降水預報 的表現。然而在計算客觀分數,門檻值亦會影響整體驗證分數表現。舉例來說,夏季個 案通常降水強度較冬季個案劇烈,若使用相同的門檻進行分數計算,可能會造成「冬季 個案觀測根本達不到門檻」、「夏季個案根本沒有低於門檻的觀測量值」等現象。因此在 判別降水強度時,需要針對不同降水強度的個案設定不同門檻,才能有效描述降水狀況。 在本研究中經由測試,選取12 mm 與24 mm 門檻值判別6小時累積降水表現、使用2 mm/hr 門檻值判別1小時累積降水表現,以驗證模式對於不同強度降水的掌握程度。

## 五、實驗結果與討論

## 5.1 資料同化分析場驗證與表現

資料同化的目的在於結合模式與觀測的資訊,尋找與真實場最接近的分析場,以利 於了解真實大氣三維結構,並得到更好的預報初始場,因此在驗證資料同化表現時,分 析場表現是不可忽略的。本研究利用五分山雷達資料與探空資料進行模式分析場驗證, 並討論各實驗組分析場表現與差異,分析結果會在本節說明。

#### 5.1.1 雙偏極化雷達參數表現

圖十一、十二為 0600、0630、0700UTC 未同化系集(noDA)平均、各組實驗分析場 平均以及觀測上 Z<sub>H</sub>、Z<sub>DR</sub>在 2 km 高度層上的表現。圖中紅色等值線為利用三分之四地 球半徑推估五分山雷達在各高度層上的觀測範圍圖中,黑色等值線為觀測上達 25dBZ 的 區域,用以比較各組實驗對於系統的掌握程度。noDA 系集平均計算時,使用觀測算符 對於無效值判斷的設定做為門檻值(Z<sub>H</sub>>-20 dBZ; Z<sub>DR</sub>>-2.0 dB),將各格點上之系集成員 做加總後,再除以大於門檻總系集數,以得到系集平均的結果。

由圖十一結果顯示,系集在同化任何雷達資料以前,就有能力掌握因為複雜地形與 東北風交互作用,在蘇澳地區產生較大降雨發生的現象,然而其量值與觀測相比有低估 表現,且不能夠描述淺對流系統隨時間生長、消散與移動的過程。相較之下,在經過雷 達資料同化後的回波表現,深綠色區域與黑色等值線皆有高度重合,顯示分析場對於系 統的 Z<sub>H</sub>表現,亦即淺對流系統整體強度有一定的描述能力。然而,各實驗組分析場 Z<sub>DR</sub> (圖十二)的結果,則顯示在回波大於 25dBZ 的區域各組實驗皆會高估 Z<sub>DR</sub>數值,而在小 於 25dBZ 的區域亦出現低估 Z<sub>DR</sub> 的情形,無法精準地描述觀測所見到量值集中在 0~0.8 dB 的均相 Z<sub>DR</sub>結構。相較之下,未同化任何觀測資料的系集平均場,反而有更接近均相 Z<sub>DR</sub> 的結構,但這是由於系集平均會平滑極值表現,且忽略各成員中系統生長、消散與 移動表現,因此仍無法合理地用物理過程描述冬季個案預報的真實結構。

除了直接觀察分析場 Z<sub>H</sub>、Z<sub>DR</sub>表現,亦可以計算 RMSR,了解資料同化各組實驗間 的表現差異。為清楚地描述同化實驗中各個時期的差異表現,以下分析會將同化分為同 化前期(第1~8循環,0400~0545UTC)、同化中期(第9~16循環,0600~0745UTC)與同 化後期(第17~25 循環,0800~1000 UTC)進行描述。圖十三為分析場 Z<sub>H</sub> 與 Z<sub>DR</sub> RMSR 表現,可以看見資料同化前期的表現中,進行雷達資料同化後,各組實驗的分析場 ZH 與 ZDR RMSR 皆有下降趨勢,顯示模式分析場在同化循環間愈來愈接近於觀測表現,而此 下降趨勢約在第8個同化循環(0545 UTC) 左右達到平衡。在Z<sub>H</sub> RMSR 數值表現上,可 以見到 VrZ與 VrZZ 在整體表現上並無明顯優劣之分,相較之下另外兩組實驗有較低的 數值,顯示使用 MDU Approach 更新模式變數,能夠有效的降低分析場與觀測整體的回 波差異。然而,在同化後期可以見到四組實驗的 Z<sub>H</sub> RMSR 皆有上升趨勢。在 Z<sub>DR</sub> RMSR 數值表現上, VrZZ 相較於 VrZ, 在第 20 個同化循環(0845 UTC)前大部分的時間有較低 的數值表現,但在第20個循環以後,VrZZ則有明顯的ZDR RMSR上升趨勢。使用 MDU Approach 更新模式時,可以見到 Z<sub>DR</sub> RMSR 表現相較於 VrZZ 在 07UTC 前有更低的數 值,此外在同化前期有更快的 RMSR 下降趨勢。經由上述結果,顯示在同化 ZDR 時使用 變數轉換直接更新平均粒徑,能更有效改善整體模式微物理表現,並得到與觀測更接近 的Z<sub>H</sub> 與Z<sub>DR</sub>分析場。

為更深入了解模式與觀測差異分布,本研究計算 Z<sub>H</sub>-Z<sub>DR</sub> 差異聯合機率分布圖,以 了解各組實驗與觀測點對點差異分布。圖十四為第 2~5 同化循環的分析場 Z<sub>H</sub>-Z<sub>DR</sub> 差異 聯合機率分布,可以見到在同化前期各實驗組都有高估 Z<sub>H</sub> 與 Z<sub>DR</sub> 的情形發生,但隨著 同化持續進行,Z<sub>H</sub>高估情形有逐漸進行修正。Z<sub>DR</sub> 差異分布表現上,雖然經由同化 VrZ 整體高估情形有逐漸修正,但是整體差異表現並沒有縮小趨勢。相較之下,同化 Z<sub>DR</sub> 之 後,Z<sub>DR</sub> 與觀測差異有明顯下修趨勢,使得差異分布變緊縮。此外利用 MDU Approach 同化 Z<sub>DR</sub> 時,聯合機率分布的趨勢更加靠近原點,且差異下修趨勢比 VrZZ 還要更快, 顯示使用 MDU Approach 能更有效、更快速地調整模式微物理結構,減少與觀測的差異。 圖十五為第 9~12 同化循環分析場 Z<sub>H</sub> - Z<sub>DR</sub> 差異聯合機率分布表現,可以見到在同化中 期,各實驗組與觀測的 Z<sub>H</sub> 差異隨時間變化較小,但仍可以見到 MDU Approach 相較於

VrZZ,接近Z<sub>H</sub>差異零值線的分布點數略微增多,顯示其有更好的Z<sub>H</sub>差異表現。Z<sub>DR</sub>差 異表現上則可發現,在同化中期分析場傾向低估Z<sub>DR</sub>量值,而在同化Z<sub>DR</sub>後可以改善低 估情形,此外 MDU Approach 亦有更加靠近原點的趨勢,且 N<sub>w</sub>D<sub>m</sub>效益更明顯。圖十六 為第17~20 同化循環分析場Z<sub>H</sub>-Z<sub>DR</sub>差異聯合機率分布表現,可以見到在同化後期各實 驗組的機率分布表現上,整體資料點數有下降趨勢,這是由於主要影響系統在同化後其 強度逐漸減弱且逐漸移出雷達觀測範圍。在同化後期的差異分布上,可以見到 VrZ 有低 估Z<sub>DR</sub>的情形,而在同化Z<sub>DR</sub>後可以改善。MDU Approach 在第17~19 個循環仍有較好 的表現,但在第20 個循環以後,系統減弱的情況下能夠被計算出的點數變少,使得機 率分布的差異並不像前面的循環來的明顯。綜上所述,不管是 RMSR 或是差異聯合機率 分布結果,皆顯示同化Z<sub>DR</sub> 能使得分析場Z<sub>DR</sub> 結構更加接近觀測,此外利用 MDU Approach 同化Z<sub>DR</sub>能夠更快速、更有效調整模式微物理結構,並得到更加接近真實的Z<sub>H</sub> 與Z<sub>DR</sub>表現。

除了直接觀察模式與觀測的差異,亦可以利用 Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub> 聯合機率分布圖來了解模 式與觀測整體表現是否有差異。圖十七為 0630UTC 觀測 Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub> 聯合機率分布圖,結 果顯示觀測上 Z<sub>H</sub>分布集中在 10~30 dBZ 之間,而 Z<sub>DR</sub>分布則集中在 0.5dB 以下,顯示 宜蘭冬季個案降水的粒徑大小差異不大,造成回波強度增加是由於更多的小粒徑雨滴組 成。然而,分析場表現中,Z<sub>DR</sub>隨著 Z<sub>H</sub>一同增長的斜率較觀測更大,使得在回波較強的 區域會產生 Z<sub>DR</sub>高估的情形,回波較弱的區域則低估 Z<sub>DR</sub>表現。這個現象與觀測算符特 性有關,在第三章有提及垂直與水平背向散射振幅挺合過程中,皆會伴隨著更大的粒 徑增加,而其增加的幅度與背向散射振幅擬合函數設定有關。在 Jung et al. (2008a)中, 利用 T-matrix 進行函數擬合時,使用 Zhang et al.(2001)得出的軸比關係式,此關係式是 利用 Green (1975)的平衡模式做擬合得到的結果。然而 Jung et al. (2008a)亦提及使用此 軸比關係式會在小兩滴(其定義為 1 mm< D <4 mm)發生時產生更扁平的形狀,使得 Z<sub>DR</sub> 數值隨著粒徑變化有更大的增加幅度,誤差平均值約在 0.2dB。此外利用 gamma function 進行背向散射振幅擬合,會使得在粒子小於 1 mm 以下時,垂直背向散射振幅會大於水 平背向散射振幅,造成小於 0 的數值產生。因此 Jung et al.(2010)針對原本觀測算符進行

調整時,將雨水軸比關係式改用 Brandes et al.(2002)由觀測上修正的軸比關係式,以求 得到更接近正球形的雨滴,減少 Z<sub>DR</sub>數值隨著粒徑變化的增加幅度。另外,在背向散射 振幅擬合上,Jung et al.(2010)將雨滴粒徑區分為 100 個小區間,再進行背向散射振幅擬 合,在不直接使用 power law 型式進行擬合情況下,有機會緩解小於 1 mm 會產生負 Z<sub>DR</sub> 的現象。除了觀測算符設定,在雙矩量微物理參數畫方案中,形狀參數設定為定值,因 此在進行模擬時僅能調整 DSD 的斜率參數與截距參數進行擬合,這會使得模式不一定 能描述「雨滴粒徑差異小但數量多」的分布型態,亦會造成偏差產生。總結來說,雖然 同化 Z<sub>DR</sub> 能得到與觀測更接近的分析場,但模式與觀測在描述 Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub> 結構時仍有偏 差產生,必須透過改善觀測算符與微物理參數化方案,才能根本上改善偏差。

#### 5.1.2 分析場動力與熱力表現

中尺度系統發展時會受到動力、熱力特性影響,使其在微物理表現上會有所差異, 並影響 Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub>表現。在本研究中除了進行 Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub>同化外,亦同化 V<sub>r</sub>資料,以修正 模式背景場風場資訊,盡可能使其與真實觀測的動力結構相似。然而本研究在進行變數 更新時,Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub>亦會調整動力變數,並不是直接用 V<sub>r</sub>調整風場。此外本研究在進行 資料同化時,會一次同化 V<sub>r</sub>、Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub> 資料進入模式中,而三種變數之間的協方差結 構也會影響同化的表現。因此分析場動力結構在進行資料同化以後是否與觀測接近,也 需要進行驗證。

圖十八是四組實驗分析場 Vr RMSR 表現,可以見到個實驗組表現的趨勢相當,在 第二個同化循環時與觀測的差異就已經收斂,量值大致介於 1.5~1.75 m/s,小於觀測誤 差大小,顯示模式分析場結果與真實場表現相當接近。若是要比較各組實驗結果,則可 以發現多同化 Z<sub>DR</sub> 資料會使 Vr RMSR 有上升趨勢,且使用 MDU Approach 與傳統方法 更新模式的差異不大。相較之下, VrZ 有最小的 Vr RMSR 表現,顯示其動力結構與觀測 最為相近。

除了利用五分山雷達計算 Vr RMSR 以驗證動力場表現外,考量到五分山雷達電磁 波傳送到宜蘭地區時已超過1.5 公里高,故近地表風場是否有接近觀測的表現仍需要進

一步驗證。然而,測站風的觀測資料在風速弱時會受到近地表粗糙度、地形影響,使其 產生風向的誤差,影響模式驗證可信度。因此本研究利用宜蘭強降雨觀測實驗在 0600UTC 所施放的探空資料,對於近地表 1.5 公里以下風場資料,盡可能驗證分析場近 地表風場表現。結果顯示,未經過資料同化的系集(noDA),U風場 RMSR 為 4.71 m/s、 V 風場 RMSR 為 5.18 m/s,皆大於風場觀測誤差標準差量值。在 VrZ 中,U、V 風場 RMSR 分別改善為 4.02 m/s 與 2.92 m/s,顯示傳統雷達資料同化在近地表 1 公里內明顯 改善 V風場動力場結構。VrZZ 的表現中,U、V 風場 RMSR 分別改善為 3.57 m/s 與 2.58 m/s,雖然相較 VrZ 仍有下修趨勢,但差異並不明現。最後使用 MDU Approach 的兩組 實驗中,NwDm的 U、V風場 RMSR 分別改善為 3.84 m/s 與 2.67 m/s,qrDm的 U、V 風 場 RMSR 分別改善為 3.61 m/s 與 2.75 m/s,顯示使用新方法會比 VrZZ 略為增加近地表 1 公里內的水平風場誤差,但與前兩組實驗差異並不明顯。綜合以上兩段結果,雷達資 料同化能調整 V 風場動力場表現,使其更靠近觀測表現,而多同化 Z<sub>DR</sub>對於動力場雖然 有調整但整體差異不大。

接下來利用 0600UTC 的探空資料,對分析場低層水氣進行驗證,以了解分析場水 氣差異。結果顯示,noDA 在 3 公里以下水氣混合比 RMSR 為 1.84 g/kg,而在 VrZ 中則 調整為 1.38 g/kg,顯示雷達資料同化能夠改善近地表水氣表現。同化 Z<sub>DR</sub> 的三組實驗表 現類似,VrZZ、N<sub>w</sub>D<sub>m</sub>、q<sub>i</sub>D<sub>m</sub> 在 3 公里以下水氣混合比 RMSR 分別為 0.81 g/kg、0.81 g/kg、0.80 g/kg,皆小於 VrZ 的表現,顯示多同化 Z<sub>DR</sub>進入模式中,能調整近地表水氣, 使其與觀測更加接近。為了解近地表水氣與觀測的差異表現,除了 RMSR 以外,本研究 更計算各個高度層上觀測與分析場差異,並將其繪製成 Contoured Frequency by Altitude Diagram (CFAD),以評估整體水氣高估或是低估情形(圖十九)。結果顯示,VrZ 在 3 公 里以下的水氣皆有低估的情形發生,高頻率量值約為 -0.75~-1.25 g/kg。相較之下,同 化 Z<sub>DR</sub> 的三組實驗,高頻率量值介於為-0.25~-0.75 之間,相較 VrZ 低估情形明顯改善, 且水氣差異量值的分布相較於 VrZ 更加集中。綜合上述結果,雷達資料同化能減少系集 平均場與觀測水氣的差異,此外多同化 Z<sub>DR</sub>進入模式中,能增加近地表水氣混合比,改 善模式分析場水氣低估情形。

#### 5.1.3 分析場微物理表現

由前一小節結果得知,在冬季個案中同化傳統雷達資料,能調整動力與熱力結構, 使分析場比 noDA 更加接近觀測表現。此外同化 ZDR 資料進入模式中,能有效改善模式 近地表水氣低估情形。本小節則著重在微物理結構的表現與差異,以各實驗間水象粒子 表現差異,說明 Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub>結構調整的原因。為討論各實驗組整體水象粒子表現,本研 究框選宜蘭地區與宜蘭近海區域(北緯 24.3~25 度,東經 121.5~122.5 度,並去除雪山 山脈區域,如圖二十)的分析場水象粒子變數,將其在不同高度層上做平均後,以橫軸為 時間縱軸為高度繪製成時序圖,以了解宜蘭地區水象粒子在同化循環進行時的改變。圖 二十一為各組實驗在宜蘭地區的水象粒子混合比時序圖,其中紅色系表示雨水混合比  $(q_r)$ 、藍色系表示雪混合比 $(q_s)$ ,彩色線段表示水氣混合比 $(q_v)$ ,灰色線段表示雲水混合  $\mathfrak{L}(q_c)$ 。結果顯示,四組實驗有相似的趨勢,像是 $q_v$ 隨著時間逐漸減少、 $q_r$ 與 $q_s$ 在 05UTC 與 06~09UTC 有較高的數值等等。此外在垂直結構上,也可以看見 06~09UTC 時, qc最 大值發生的區域會夾在q,,與q,最大值發生的區域間。各實驗間主要差異表現在q,,與q,的 數值上。q,,表現中, VrZ 近地表水氣在降雨發生的 06~09UTC 時約為 11.5 g/kg,其餘三 組實驗的水氣混合比則約為 12.0 g/kg,甚至有大於 12.5 g/kg 的表現,印證前一小節提 及,在同化 ZDR之後,地面水氣有明顯增加趨勢。qr表現中,四組實驗近地表qr表現類 似,在降雨發生的 06~09UTC 時約為 0.15~0.25 g/kg, 但在 2.0~3.5 公里高度層上,則可 以見到同化 ZDR 的三組實驗有較大的數值,顯示 ZDR 同化調整qr主要發生在2公里以上, 且  $N_w D_m$  有更大的數值。除了 $q_v$ 與 $q_r$ ,  $q_s$ 在使用  $N_w D_m$  時也有相較於 VrZZ 略為增加的 情形,顯示新方法除了調整qr與Nrr外,亦可以透過積分影響到上層冰相粒子,進而影響 垂直上微物理結構。

圖二十二為各組實驗在宜蘭地區的N<sub>Tr</sub>時序圖,可以見到四個實驗組有些微差異, 在經過Z<sub>DR</sub>資料同化後最大值會略微減少。不過N<sub>Tr</sub>最大差異量值約在4000 #/m<sup>3</sup>左右, 若以 VrZ 平均最大值在28000 #/m<sup>3</sup>做計算,約佔總體數值14.2%。相較之下,q<sub>r</sub>平均 值最大差異在0.05~0.10 g/kg,若以 VrZ 平均最大值在0.25~0.30 g/kg做計算,約佔總體

數值 16~40%,高於 $N_{Tr}$ 差異的比率。由公式(3-24)~(3-25)的計算,可知整體雨滴粒子在 經過上述調整之後, $D_m$ 應會有上升趨勢。圖二十三為宜蘭地區近地表  $D_m$ 時序圖,可以 見到四組實驗 0400~0445UTC 的表現沒有太大差異,主要差異發生在 0500 ~ 0830UTC 間。首先,在 0500~0545 UTC 時,可以見到 VrZ 大於 1.0 mm 的範圍在 500 公尺以下, 但其餘三組實驗的範圍都大於 500 公尺高。接下來,看到在 0545~0645 UTC 之間,VrZ 近地表平均粒徑約為 0.8~0.9 mm,而其餘三組實驗的數值有超過 0.9 mm 的數值發生。 再來看到,0645~0800 UTC 之間,VrZ 的平均粒徑隨著時間從 0.8 mm 增加到 1.0 mm, 但其餘實驗組有增加到 1.1 mm 以上的表現。最後看到 0800 ~ 0830 UTC 時,VrZ 有大於 1.1 mm 的表現,但在 VrZZ 中並沒有達到此量值。此外, $q_rD_m$ 與  $N_wD_m$ 雖然有報到大於 1.1 mm 的表現,但深度較 VrZ 低。統整以上結果,宜蘭地區雨滴  $D_m$ 表現中,同化  $Z_{DR}$ 的實驗組在 0500~0800UTC 有較大的  $D_m$ ,在 0800 UTC~0830 UTC 時則有較小的  $D_m$ 。

上述結果可以對應到 Z<sub>H</sub> 與 Z<sub>DR</sub>驗證的表現。在 0500 ~ 0745UTC 時, Z<sub>H</sub> - Z<sub>DR</sub> 差異 聯合機率分布圖的表現可以見到 VrZ 對於 Z<sub>DR</sub> 有低估的情形,但在同化 Z<sub>DR</sub>之後,宜蘭 地區雨滴 D<sub>m</sub>有所提升,使得低估的情形在 VrZZ 中被修正。而使用 MDU Approach 能 在這個區間內將 D<sub>m</sub>增加更多,使 Z<sub>DR</sub> 表現更接近於觀測值。在 0800 ~ 0830UTC 時, VrZ 有較大的 D<sub>m</sub> 量值,雖然在 Z<sub>H</sub> - Z<sub>DR</sub> 差異聯合機率分布圖的表現與其餘實驗組差異 不大,但若直接觀察 0815UTC 1.5 公里高 Z<sub>DR</sub> 表現(圖二十四),可以明顯看到 VrZ 在宜 蘭近海有 Z<sub>DR</sub> 高估的情形。相較之下,同化 Z<sub>DR</sub> 的實驗組在雷達資料涵蓋範圍內能有效 下修高估情形,減少分析場與觀測之間的差異。綜上所述,在本個案中同化 Z<sub>DR</sub> 資料能 有效調整分析場q<sub>r</sub>,使得近地表 D<sub>m</sub>有所調整,並得到與觀測更接近的 Z<sub>DR</sub>結構。

## 5.2 資料同化預報場表現

進行短期天氣預報時,數值模式積分會將初始場的誤差放大,使得預報結果與真實 產生差異,因此如何取得的初始場結構,對於預報來說非常重要。資料同化可以利用權 重調整模式與觀測結合資訊,得到與真實值接近的分析場,可作為短期預報的初始場, 以增進預報表現。本研究利用 0600UTC、0630UTC 與 0700UTC 模式分析場作為預報初 始場,進行六小時定量降水預報,並分析不同實驗組得到的初始場在降水預報表現,詳 細結果與分析會在本節進行說明。

### 5.2.1 六小時定量降水預報表現

圖二十五、二十六、二十七為 noDA 與四組同化實驗,以不同初始時間進行 6 小時 預報的 QPFP30 表現,以及 QPESUMS 擬合的結果。首先觀察不同時間區間的 QPESUMS 表現,可以見到隨著時間進行,整體兩區位置差異不大,而整體降水數值有略微下降趨 勢。接下來比較 QPESUMS 與模式預報結果,可以見到以不同初始場進行預報時,noDA 的 QPFP30 對於宜蘭地區降水極值都有一定的掌握程度,但對於東北角迎風面地區的降 雨掌握程度較低。相較之下,經過資料同化的實驗組除了能掌握宜蘭地區有降水產生, 亦可描述東北角地區的降水。然而進一步比較降水數值表現時,則會發現 noDA 以及所 有實驗組皆低估降水量值,且 VrZ 低估的情形甚至比 noDA 還要嚴重,必須要同化 Z<sub>DR</sub> 進入模式當中,才能改善低估情形。最後針對 VrZZ 與使用 MDU Approach 的實驗組做 比較,則可以發現三組實驗在宜蘭地區對於降雨極值分布描述的差異不大,主要差異在 些微的兩區分布上,q,Dm 在以 0600UTC 與 0630UTC 分析場作為初始場進行預報時,會 在蘭陽平原西側預報較大的降雨數值,使其與觀測更加接近。

圖二十八至三十三為 noDA 與四組同化實驗,以不同初始時間進行 6 小時預報,並 分別以 12 mm 與 30 mm 作為降雨門檻的 PQPF 表現。首先關注以 12 mm 作為門檻值的 表現,可以看見 noDA 在極值發生區域有較大的超越機率發生,數值約達 35~45%。VrZ 的表現與 noDA 類似,但在 0630UTC 與 0700UTC 的發生機率有些微提升。相較之下,

同化 Z<sub>DR</sub>的實驗組的發生機率在宜蘭地區有明顯提升,甚至有超過 80%的表現。此外以 0600UTC 與 0630UTC 分析場作預報初始場時, q<sub>r</sub>D<sub>m</sub>在宜蘭西側有較大的機率發生,而 在以 0700UTC 分析場作預報初始場時,則在宜蘭南方山脈前緣有更高的機率發生,表 示模式預報與觀測有更加接近的表現。接下來關注以 30 mm 作為門檻值的 PQPF 表現, 可以見到相較於 12 mm 作為門檻的表現,QPESUMS 降雨區域縮小,只剩下宜蘭南部 與蘇澳地區有觀測發生,因此使用這個門檻進行驗證,主要是要了解模式對於降雨大值 區的掌握程度。結果顯示,noDA 在觀測極值發生區域有大於周圍的超越機率發生,但 機率約在 40%以下,且在觀測未達到門檻的區域,仍有少量系集會有大於門檻值的預報。 VrZ 的超越機率在這個門檻下非常低,甚至不到 20%,顯示只同化傳統雷達資料,無法 有效地掌握這個量值的降雨表現。相較之下,同化 Z<sub>DR</sub>後的三組實驗中,在觀測大於門 檻的地區有超越 40%以上的超越機率,且對於沒有達到此門檻的區域亦不會有在 noDA 的誤報產生,顯示同化 Z<sub>DR</sub>能有效改善 30 mm 門檻的降雨預報機率,且能很好掌握雨區 的分布位置。

除了直接觀察系集機率分布表現,定量降水預報亦可以利用客觀分數進行驗證。圖 三十四為 noDA 與四組同化實驗,以不同初始時間進行 6 小時預報,並以 12 mm 作為降 雨門檻的系集平均客觀分數表現,實際數值如表六當中 6 小時累積降水所示。可以見到 不同時間區間的 noDA 預報,SR 數值分別為 0.71、0.69 與 0.67,POD 數值分別為 0.44、 0.47 與 0.49,顯示其對於 6 小時降雨表現有一定的描述能力,但真實事件發生時,大約 只有一半的事件能被模式掌握。相較之下,VrZ 的 POD 數值相較 noDA 更低,數值分別 為 0.13、0.28 與 0.28,且 Bias 的數值 (數值為 0.16、0.39 與 0.33)也低於 noDA(數值為 0.62、0.67 與 0.74)表現,顯示其對於 6 小時累積降雨低估程度比 noDA 還要嚴重。若觀 察同化 Z<sub>DR</sub>後的三組實驗,則可以看見雖然 SR 與 noDA 相差不多,但 POD 數值有明顯 增加,數值約在 0.6 左右,顯示模式失誤(misses)比率下修趨勢,整體真實事件的掌握程 度有明顯改善。此外,同化 Z<sub>DR</sub>後 Bias 數值也有明顯提升,甚至有接近1的表現,顯示 模式低估情形有明顯修正。相同的改善情形在以 24 mm 作為降雨門檻時也可以看見(圖 三十五與表七),同化 Z<sub>DR</sub>後的三組實驗的 POD 量值相較於 noDA 有提升的表現,且

qrDm的改善幅度更加明顯。相較之下,使用 24 mm 做為門檻時,可以見到 VrZ 因低估 降水數值,模式無法報出大於門檻的數值,在計算時 SR 數值為無效值,POD 則為 0, 無法掌握大於 24 mm 的降水表現。總結以上 6 小時定量降水預報分析結果,noDA 對於 6 小時降水有一定的掌握程度,但無法精準掌握蘇澳地區以外的降雨分布區域,且有低 估降水的情形。VrZ 對於 6 小時降水表現明顯低估,且在不同降水門檻的情境下,皆無 法有效提升降水發生機率。而同化 ZDR 資料則能夠明顯改善6 小時定量降水預報的數值, 並提升不同門檻的發生機率,以及對於降雨區域的掌握程度。

## 5.2.2 各小時定量降水預報表現

進行雷達資料同化時,由於資料涵蓋的範圍有限,因此多半只能調整模式中與觀測 範圍相近的區域,然而區域模式除了受到初始條件影響,邊界條件的差異亦會透過平流 改變有同化資料的區域,影響模式預報的結果,因此雷達資料同化在預報場的效益能維 持多久,亦需要進行驗證。圖三十六至四十一分別為 noDA 與四組同化實驗,以不同初 始時間進行6小時預報,得到第1~6小時累積降雨 QPFP30 表現,以及 QPESUMS 擬合 的結果。首先先關注不同時間 QPESUMS 擬合降水表現,可以見到主要降水發生在 0600 ~1030UTC,且雨區隨著時間由蘭陽平原內逐漸向蘇澳移動,而在1030UTC以後降水快 速減弱,在1130UTC以後幾乎沒有降水發生。noDA 降雨表現雖然在6小時預報中有一 定的能力描述降雨區域與極值位置,但是由小時累積降水表現可見, noDA 認為宜蘭地 區降雨是持續發生的,量值與雨區分部在時間上並沒有太大的差異,與真實 QPESUMS 表現中,降雨先強後弱有明顯差異。在第一個小時的累積雨量表現上, VrZ 相較 noDA 能掌握降水分布與強度,仍有不錯的預報表現,但是在第二個小時卻在宜蘭地區無報出 幾乎無降雨的表現,這也導致 VrZ 在 6 小時累積降雨表現上比 noDA 差。同化 ZDR 的三 組實驗表現,則可以看見模式對於第一、第二小時的降雨量值以及雨區分部有更好的掌 握程度,且量值也比 noDA 與 VrZ 更加接近 QPESUMS 表現。再進一步關注 MDU Approach 與 VrZZ 之差異,則可以看見 qrDm 預報第一小時在蘭陽平原內側有更高的降 水數值,第二小時在中央山脈前緣有較大的降水數值,這個數值分布的差異與觀測上「雨

區逐漸由蘭陽平原西側往蘇澳地區移動」的趨勢有很好的對應,也使得 q<sub>r</sub>D<sub>m</sub> 預報的降 水比其他兩個同化 Z<sub>DR</sub> 的實驗組,更加接近真實觀測表現。但若繼續觀察後三小時表現, 則可以見到後三小時所有實驗組的表現都與 noDA 非常接近,顯示同化回波與徑向風的 效益,僅能夠維持1小時左右,而多同化 Z<sub>DR</sub>之後,則能延長至 2~3 小時。

相同的表現在 POPF 分析中也能看見。圖四十二至四十七為 noDA 與四組同化實驗, 以不同初始時間進行6小時預報,並以2mm 作為降雨門檻的各小時 PQPF 表現。可以 看見在以 2 mm 為門檻時, noDA 的發生機率隨時間變化不大, 無法在降雨較為明顯的 時間有更高的發生機率,與 QPFP30 的結果一致。VrZ 的表現上則可以看見在第一個小 時有明顯的高機率值發生,顯示傳統雷達資料同化仍能改善降雨預報表現,但是無法延 續至第二個小時的預報。相較之下,同化ZDR的三組實驗在第二個小時仍有較高的降雨 發生機率,且在第三個小時雖然發生機率下降,但仍比 noDA 與 VrZ 高,印證前一段提 及多同化 ZDR之後,能延長效益至3小時左右的結果。此外若比較第二個小時的 PQPF 表現,則可以看見 qrDm 在中央山脈前緣有較大的發生機率,使降雨預報更加接近觀測 表現。除了關注各預報時間上實驗組間的差異,亦可以關注不同預報初始場對於機率預 報的掌握程度。然而若比較不同預報初始場的機率預報結果,則可以發現機率隨著時間 减弱的趨勢,並不會因為後期初始場同化更多雷達資料而有改善。此外將圖十一、十二 分析場回波、差異反射率與 PQPF 比較,結果可以發現預報第一小時降水高機率分布位 置與原始分析場回波分布位置非常類似,顯示雷達資料同化能有效的把真實降水系統的 資訊傳遞進模式中,以模擬與觀測類似的系統結構。而在發展與消散快速的淺對流系統 中,則更需要不斷經過資料同化更新模式分析場,才能夠得到更精準的系統結構,並增 進短期天氣預報。

最後以客觀分數直接對於 1~6 小時累積降雨進行驗證。圖四十八、四十九、五十分 別為 noDA 與四組同化實驗,以不同初始時間進行 6 小時預報,並以 2 mm/hr 作為降雨 門檻的系集平均客觀分數表現,實際數值由表六所示。結果顯示,在第一小時的累積降 水表現上,除了同化 Z<sub>DR</sub> 的三組實驗有較好的表現外,VrZ 相較 noDA 皆有較高的 POD 數值(VrZ: 0.83、0.81 與 0.74; noDA: 0.29、0.34 與 0.39),且 Bias 分別為 1.07、0.94 與

0.76,接近於1,顯示在第一小時中所有實驗組表現都比 noDA 來的接近觀測。但從2~5 個小時累積降水表現中則可以看見,VrZ 的 POD 數值明顯下降,甚至到3小時以後低 於 noDA 數值,且 Bias 數值愈來愈少,可知模式在3~5小時累積降水表現低估情形比 noDA 嚴重。相較之下,同化 Z<sub>DR</sub> 的三組實驗數值雖然隨著時間 POD、Bias 與 TS 也有 下降趨勢,但是整體仍有優於 noDA 與 VrZ 的表現。綜合以上所有結果,noDA 傾向預 報持續且量級變化少的降水事件,使得6小時累積降水有不錯表現,但忽略降水系統的 生成與消散。VrZ 在第一個小時有優於 noDA 的發生機率與降雨量值表現,但在第二個 小時嚴重低估降水,導致3~6小時累積降水表現甚至比 noDA 還要差。若要改善低估情 形,並且延長資料同化對於降水改善效益,則必須同化 Z<sub>DR</sub> 進入模式當中,才能夠獲得 更高的超越機率,以及更接近真實的降水表現。此外,利用 qrDm 方法更新模式,能夠調 整局部地區降水結構,使其有更高的降水數值與更高的發生機率,改善定量降水預報表現。

#### 5.2.3 預報場水氣與微物理表現

為了解釋預報場降水表現差異的來源,本小節嘗試利用預報場微物理表現的差異切 入,討論造成降雨預報差異的原因。圖五十一、五十二、五十三分別為四組同化實驗, 以不同初始時間進行6小時預報的宜蘭地區混合比時序圖。從中可以看見,四組實驗主 要差異發生在預報前2小時,在預報3小時以後各組實驗表現趨於一致,這個結果與降 水表現中,資料同化效益維持約1~3小時有很好的對應。先前提及同化ZDR能有效提升 分析場近地表qu量值,此提升的效益延續到前兩小時的預報中,直到第三個小時以後, 各組實驗的近地表水氣量才趨於一致,隨著時間不斷減少。除了qu量值的差異,同化ZDR 亦能增加分析場近地表qr量值,此結果也造成預報前兩小時中,使得預報場也有高於 noDA與VrZ的qr,且使用 MDU Approach更新模式變數會使qr提升的幅度更大。圖五 十四、五十五、五十六分別為四組同化實驗,以不同初始時間進行6小時預報的宜蘭地 區Nrr時序圖。可以見到四個實驗組Nrr隨著預報時間,皆有逐漸減少趨勢,與qr隨時間

變化的趨勢一致。若比較四個實驗組在N<sub>Tr</sub>的差異,則可以見到 VrZZ 相較於其他實驗 組,在3公里高度上有些微增加的情形,但整體差異不大,差異量值介於 0~4000 #/m<sup>3</sup>。

圖五十七、五十八、五十九分別為四組同化實驗,以不同初始時間進行6小時預報 的宜蘭地區兩滴 Dm時序圖。可以見到 VrZ 的近地表兩滴 Dm在預報開始 30 分鐘後有明 顯下修趨勢,使得預報第二個小時有較低的 Dm數值。相較之下,同化 ZDR 的實驗組在 預報開始 30 分鐘內 Dm 仍逐漸增加,且整體 Dm 大小一直到預報第三個小時以後才和 VrZ 趨於一致。這個結果是由於預報前三小時中,同化 ZDR 的實驗組有qr較大的表現, 使得在總體粒子個數濃度差異不大的情況下,會產生比 VrZ 更大的粒徑。此外在水氣場 表現上,同化 ZDR 能增加近地表水氣量值,使得近地表蒸發的效應減弱,讓近地表能有 更大的 Dm存在。綜合以上微物理分析結果,同化 ZDR 進入模式並調整水象粒子,會使 分析場qr、qv增加,且效益可以在預報場中維持 1~3 小時,搭配上總體粒子個數濃度差 異比率較小的情況下,混合比不僅影響整體兩滴 Dm大小,並直接影響近地表降水表現, 使降水低估情形在預報 1~3 小時有所改善。

## 5.3 ZDR 地面水氣更新敏感度實驗

前兩節分析中提及,同化 Z<sub>DR</sub>進入模式中會增加近地表水氣量值,進而使得近地表 蒸發效應降低,增加近地表整體兩滴 D<sub>m</sub>大小,又或是提供淺對流更良好的發展條件。 然而,Z<sub>DR</sub>與q<sub>v</sub>在物理上無直接的關係,必須透過兩到三步驟的微物理過程,才能把 Z<sub>DR</sub> 代表的兩滴形狀資訊與近地表q<sub>v</sub>做連結。考量到 Z<sub>DR</sub>與q<sub>v</sub>無直接的相關性,本小節嘗試 在進行雷達資料同化時,不讓 Z<sub>DR</sub> 資料更新近地表水氣(no\_q<sub>v</sub>),以觀察 Z<sub>DR</sub> 更新模式時 更新水氣與否的差異,並討論 Z<sub>DR</sub> 利用協方差結構的跨變數相關資訊更新q<sub>v</sub>的必要性。

圖六十為 VrZZ 和 no\_qv 分析場 Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub> RMSR 表現。可以見到在 Z<sub>DR</sub> 未更新的qv 情況下, Z<sub>DR</sub> RMSR 大致與原始 VrZZ 類似,但是在第 15~18 個同化循環中會有更高的 趨勢。而 Z<sub>H</sub> RMSR 的表現則顯示在第 6 至 12 個同化循環(0515~0615UTC),以及第 15 至 17 個同化循環的 RMSR 明顯比原始還要高。這也顯示不讓 Z<sub>DR</sub> 資料更新近地表水氣

時,就算 Z<sub>DR</sub>資料仍可以直接更新其餘水象粒子參數,仍會在雨滴粒子混合比與粒徑表現有差異產生,使其更加偏離觀測。

圖六十一為 no qy 宜蘭地區分析場混合比時序圖,可以見到在 05UTC 以前 no qy 與 VrZ 在近地表q,表現並無太大變化,但在 05UTC 以後 no q,的水氣量逐漸減少,並在 07UTC 以後有低於 VrZZ 與 VrZ 的表現。顯示若 ZDR 不更新近地表水氣的情況下,在同 化中期以後會有更乾燥的環境產生,不利於系統發展,且會增加蒸發的強度。接下來看 到 $q_r$ 的變化,在 no  $q_v$ 當中可以看到 $q_r$ 不管在近地表或是 3 公里高明顯有更低的趨勢, 甚至比 VrZ 還要低,顯示更乾燥的近地表環境在積分過程中亦會影響gr表現,使得gr可 被 ZDR 更新的情況下,仍不如原本 VrZZ 的量值,這也可以對應到 ZH RMSR 明顯比原 本 VrZZ 低的表現。圖六十二為 no qv 宜蘭地區分析場 NTt 時序圖,與其餘實驗組分析場 結果差異不大,因此可知資料同化仍主要更新qr為主。接下來看到 no qv 宜蘭地區分析 場雨滴 Dm時序變化(圖六十三),與其餘實驗組(圖二十三)相比, no qv在 0545UTC 以後 明顯的有更小的 Dm數值,且與其餘實驗組至少相差 0.2~0.3 mm,顯示整體兩滴在近地 表環境更乾燥的情況下,粒徑也跟著變小,其背後原因應和系統強度與蒸發效應有很大 關係。若在更仔細看到 1.5 公里至 3 公里的資料,即使用五分山雷達在宜蘭地區驗證的 範圍內,則也可以看到 Dm數值仍有變小趨勢,這也使得 ZDR RMSR 有數值增加的情形。 從上述結果可以證明,近地表水氣量在宜蘭個案中,對於維持系統微物理結構,扮演非 常重要的角色。然而水氣增加對於整體微物理結構在積分過程的影響,仍需要後續的分 析進行確認。

## 六、結論與未來展望

在冬季時,迎風面的臺灣東北部地區受到盛行季風影響,成為降雨主要發生區域。 其中,宜蘭地區受到特殊的口袋地形以及東北風交互作用,產生較高的大雨事件發生機 率,雖然相較夏季強對流系統較無威脅,但仍對民生造成一定影響。前人研究中對於宜 蘭降水個案的動力、熱力機制已有一定了解,然而降水過程背後的微物理過程如何影響 降雨產生,仍是不可忽略的議題。此外本研究在未同化任何雷達資料(noDA)的系集表現, 就有一定的能力描述宜蘭降雨事件,然而其背後的微物理過程是否正確,仍需要分析與 確認。在微物理分析與驗證上,前人研究已證明同化雙偏極化雷達參數在夏季個案中, 能顯著改善分析場動力、熱力與微物理結構,並使 QPF 表現有所提升。然而夏季與冬季 降水型態迥異,除了動力條件與熱力條件不同外,微物理過程亦明顯不同,因此雙偏極 化雷達差異反射率資料同化在冬季降水個案的效益,仍需要進行驗證。本研究宗旨在評 估冬季淺對流系統降水個案中,同化 ZoR 之效益,更比較莊(2021)提出的新變數更新法 MDU Approach 與傳統方法的異同,希望尋找最接近真實的實驗組,以利後續針對宜蘭 冬季降水個案微物理結構進行分析。

分析場結果顯示,在冬季個案中同化 Z<sub>DR</sub>資訊,能夠有效地降低分析場 Z<sub>DR</sub> 與觀測 差異,並且在不同時段中,有效修正 Z<sub>DR</sub>低估與高估表現,使 Z<sub>DR</sub>更加接近觀測上見到 的均相結構。除此之外,同化 Z<sub>DR</sub>並使用 MDU Approach 更新模式變數時,可以更快速 的調整並改善 Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub>結構,使其結構與觀測最為接近。進一步驗證動力與熱力場表 現,結果顯示,相較於 noDA 的誤差表現,雷達資料同化能夠改善平均場環流特徵,並 提升近地表水氣量值,改善近地表水氣負偏差。再比較各實驗組動力上誤差表現,顯示 同化 Z<sub>DR</sub>進入模式中會些微提高徑向風 RMSR,但整體來說差異並不明顯。相反地,同 化 Z<sub>DR</sub>對於熱力場水氣變化的差異較為明顯,在同化 Z<sub>DR</sub>進入模式中後,近地表水氣會 有更大的提升幅度。由分析場微物理表現顯示,同化 Z<sub>DR</sub>能夠在 05~0830UTC 提升 3 公 里以下雨水混合比數值,在總體粒子個數濃度差異不大的情況下,使得近地表平均粒徑

有所提升,並改善模式 Z<sub>DR</sub>整體低估的情形。最後由 Z<sub>DR</sub>地面水氣更新敏感度實驗結果, 顯示近地表水氣量在宜蘭個案中對於維持系統微物理結構,扮演非常重要的角色。

在短期天氣預報表現上,由 OPFP30表現顯示, noDA 對於 6 小時累積降水分布有 一定的掌握程度,但關注各小時累積降水表現可知,noDA 對於各小時預報差異不明顯, 無法描述降水隨著時間變化的情形,且低估整體降水量值。相較於 noDA 結果,傳統雷 達資料同化(VrZ)能改善第一個小時的降水表現,不僅能掌握降雨強度,更可以有很好地 機率預報表現。但 VrZ 在預報場q,r不斷減少的情況下,第二小時嚴重低估降水表現兩機 率,造成 2~6 小時累積降水客觀分數、機率預報表現不佳。同化 ZDR 的實驗組在第一個 小時有比 VrZ 更高機率且更高量值的降水表現,減緩降雨低估表現,且能針對系統存在 區域,有更高的 POPF 機率預報。在第二個小時表現中,不僅能維持一定的降水量值, 其超越機率表現更明顯地勝過 VrZ表現,顯示 ZDR 資料同化能有效改善短期定量降水預 報表現。從微物理分析上,同化 ZDR在分析場提升qr,與qn的效益能維持到預報第二小時, 使得近地表有更多降水發生,並產生更大的雨滴平均粒徑。進一步比較不同的變數更新 法,則可發現利用 q.Dm方法更新模式變數,在第二小時預報中,局部地區能夠有更高的 降水發生機率,使得降水趨勢與觀測更加接近,改善定量降水預報低估的表現。最後比 較不同預報初始場的表現,可以發現機率隨著時間減弱的趨勢,並不會因為後期初始場 同化更多雷達資料而有改善,顯示在發展與消散快速的淺對流系統中,需要不斷經過資 料同化更新模式,才能夠得到更精準的系統結構,並增進短期天氣預報。

综合分析場與短期天氣預報結果,在冬季淺對流系統個案中同化 Z<sub>DR</sub>觀測,能夠有 效調整分析場q<sub>r</sub>與 D<sub>m</sub>,改善分析場微物理結構,使分析場 Z<sub>DR</sub>更加接近真實觀測表現。 此外同化 Z<sub>DR</sub>觀測能透過背景誤差協方差結構提升近地表水氣量,改善水氣低估情形。 使用 MDU Approach 時,能夠更快速調整模式,並得到與觀測差異最小的 Z<sub>H</sub>與 Z<sub>DR</sub>結 構。最後,同化 Z<sub>DR</sub>改善的水氣與微物理結構能夠將效益延續至預報第 2~3 小時,改善 降水低估表現,並提高不同降水門檻下的可預報度,此外使用 q<sub>r</sub>D<sub>m</sub> 能調整局部降水強 度,進一步改善降水時空表現。

雖然本研究已得出在冬季個案中同化 Z<sub>DR</sub>,能有效改善模式分析場雙偏極化雷達參 數與觀測的差異,並提升定量降水表現,但是仍有許多課題需進一步討論:

- 本研究中各組實驗的微物理結構差異,其來源可能來自模式短預報積分過程中, 微物理過程造成的影響,亦可能與資料同化更新有關,因此需要更深入的研究, 來確認各組微物理結構差異的成因。
- 前人研究中提及,宜蘭降水個案的冷池強度可能會影響降水強度變化,是否在本研究各組實驗組也有類似的情形發生,目前正在進行研究。
- 3. 本研究在動力結構上結果顯示,同化雙偏極化雷達觀測資料的影響不顯著,但此結果只透過單一時間探空資料,以及五分山雷達徑向風觀測進行驗證,若要更仔細的驗證近地表動力結構,則需要使用更多的近地表觀測,或使用像是Wind Synthesis System using DOppler Measurement (WISSDOM; Liou et al., 2014) 反演的風場資料進行驗證,才能更了解動力結構上的改變。
- 本研究使用五分山雙偏極化雷達觀測進行同化與驗證,然而五分山雷達位處於 海拔756公尺,其雷達電磁波在宜蘭僅能關注1.5公里以上的範圍,因此若要進 一步驗證微物理表現,應該要使用近地表雨滴譜儀等觀測資料進行驗證。
- 5. 目前使用的雷達觀測算符是針對 S 波段雷達開發的,因此不適用於其他波段雷達資料,若要使用其餘波段雷達進行驗證與同化,像是中央大學 Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar(TEAM-R)的 X 波段觀測資料,則需要先調整觀測算符的設定。此外觀測算符背向散射振幅擬合造成的偏差,可能來自於 power law 假設或是軸比關係式等等,都需要進一步測試與驗證,以找到臺灣地區不同季節、不同天氣系統最佳的擬合設定。
- 6. 雙矩量微物理參數化方案在 DSD 模擬的參數設定,仍會限制整體雨滴粒徑分布 表現,使得模式不一定能描述觀測表現。因此如何調整模式設定,或是使用更多 矩量的方案,以及嘗試使用 spectral microphysics schemes 以描述更加複雜的為 物理結構,都可能是未來雙偏極化雷達資料同化的研究方向。

# 參考文獻

- Anderson, J. L., 2001: An ensemble adjustment Kalman filter for data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2884-2903.
- 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.
- Chang, W., K.-S. Chung, L. Fillion, and S.-J. Baek, 2014: Radar Data Assimilation in the Canadian High-Resolution Ensemble Kalman Filter System: Performance and Verification with Real Summer Cases. *Monthly Weather Review*, **142**, 2118-2138.
- Chen, C. S. and Y. L. Chen, 2003: The Rainfall Characteristics of Taiwan. Monthly Weather Review, **131**,1323-1341.
- Chen, C. S., Y. L. Lin, H. T. Zheng, C. Y. Chen and C. L. Liu, 2013: Orographic effects on heavy rainfall events over northeastern Taiwan during the northeasterly monsoon season. *Atmosphere Research*, **122**, 310-335.
- Chen, C., K. Chung, S. Yang, L. Chen, P. Lin, and R. D. Torn, 2021: Sensitivity of Forecast Uncertainty to Different Microphysics Schemes within a Convection-Allowing Ensemble during SoWMEX-IOP8. *Mon. Wea. Rev.*, 149, 4145–4166
- Chung, K.-S., I. Zawadzki, M. K. Yau, and L. Fillion, 2009: Short-Term Forecasting of a Midlatitude Convective Storm by the Assimilation of Single–Doppler Radar Observations. *Monthly Weather Review*, **137**, 4115-4135.
- Dolan, B., B. Fuchs, S. A. Rutledge, E. A. Barnes, and E. J. Thompson, 2018: Primary Modes of Global Drop Size Distributions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **75**, 1453-1476.
- Green, A. W., 1975: An Approximation for the Shapes of Large Raindrops. Journal of Applied Meteorology, 14,1578–1583.

- Hong, S.-Y., J.-H. Kim, J.-o. Lim, and J. Dudhia, 2006: The WRF single moment microphysics scheme (WSM). *Journal of the Korean Meteorological Society*, 42, 129-151.
- Houtekamer, P. L., Mitchell, H. L. & Deng, X. ,2009: Model error representation in an operational ensemble Kalman filter. *Monthly Weather Review*, **137(7)**, 2126–2143.
- Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, 230, 112-126.
- Jung, Y., G. Zhang, and M. Xue, 2008a: Assimilation of Simulated Polarimetric Radar Data for a Convective Storm Using the Ensemble Kalman Filter. Part I: Observation Operators for Reflectivity and Polarimetric Variables. *Monthly Weather Review*, 136, 2228-2245.
- Jung, Y., M. Xue, G. Zhang, and J. M. Straka, 2008b: Assimilation of Simulated Polarimetric Radar Data for a Convective Storm Using the Ensemble Kalman Filter. Part II: Impact of Polarimetric Data on Storm Analysis. *Monthly Weather Review*, **136**, 2246-2260.
- Jung, Y., M. Xue, and G. Zhang, 2010: Simulations of Polarimetric Radar Signatures of a Supercell Storm Using a Two-Moment Bulk Microphysics Scheme. Journal of Applied *Meteorology and Climatology*, 49, 146-163.
- Kumjian, M. R., and A. V. Ryzhkov, 2012: The Impact of Size Sorting on the Polarimetric Radar Variables. *Journal of Atmospheric sciences*, 69, 2042-2060.
- Kumjian, M.R.; Martinkus, C.P.; Prat, O.P.; Collis, S.; van Lier-Walqui, M.; Morrison, H.C., 2019: A moment-based polarimetric radar forward operator for rain microphysics. J. *Appl. Meteorol. Climatol.*, **58**, 113–130.
- Labriola, J., Snook, N., Jung, Y., & Xue, M., 2020: Evaluating Ensemble Kalman Filter Analyses of Severe Hailstorms on 8 May 2017 in Colorado: Effects of State Variable Updating and Multimoment Microphysics Schemes on State Variable Cross

Covariances, Monthly Weather Review, 148(6), 2365-2389.

- Liou, Y.-C., Chiou, J.-L., Chen, W.-H., & Yu, H.-Y. (2014). Improving the Model Convective Storm Quantitative Precipitation Nowcasting by Assimilating State Variables Retrieved from Multiple-Doppler Radar Observations. *Monthly Weather Review*, 142(11), 4017- 4035.
- Lim, K. S. S., and S.-Y. Hong, 2010: Development of an Effective Double-Moment Cloud Microphysics Scheme with Prognostic Cloud Condensation Nuclei (CCN) for Weather and Climate Models. *Monthly Weather Review*, **138**, 1587-1612.
- Milbrandt, J. A., and M. K. Yau, 2005: A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part I: Analysis of the Role of the Spectral Shape Parameter. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**, 3051-3064.
- Ott, E., and Coauthors, 2004: A local ensemble Kalman filter for atmospheric data assimilation. *Tellus A*, **56**, 415-428.
- Park, H. S., A. V. Ryzhkov, D. S. Zrnić, and K.-E. Kim, 2009: The Hydrometeor Classification Algorithm for the Polarimetric WSR-88D: Description and Application to an MCS. *Weather and Forecasting*, 24, 730-748.
- Pfeifer, M., G. C. Craig, M. Hagen, and C. Keil, 2008: A polarimetric radar forward operator for model evaluation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 3202– 3220
- Putnam, B., M. Xue, Y. Jung, N. Snook, and G. Zhang, 2019: Ensemble Kalman Filter Assimilation of Polarimetric Radar Observations for the 20 May 2013 Oklahoma Tornadic Supercell Case. *Monthly Weather Review*, 147, 2511-2533.
- Putnam, B. J., Jung, Y., Yussouf, N., Stratman, D., Supinie, T. A., Xue, M., Kuster, C. and Labriola, J. (2021). The Impact of Assimilating ZDR Observations on Storm-Scale Ensemble Forecasts of the 31 May 2013 Oklahoma Storm Event, *Monthly Weather Review*, **149(6)**, 1919-1942

- 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., M. Pinsky, A. Pokrovsky, and A. Khain, 2011: Polarimetric Radar Observation Operator for a Cloud Model with Spectral Microphysics. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **50**, 873-894.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Liu, Z., Berner, J., W. Wang., J. G. Powers., M. G. Duda., D. M. Barker., X. Y. Huang, 2019: A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4.1. NCAR Tech. Note NCAR/TN-556+STR, 162 pp.
- Sandu, A., Constantinescu, E. M., Carmichael, G. R., Chai, T., Seinfeld, J. H. & Daescu,
   D. ,2007: Localized ensemble kalman dynamics data assimilation for atmospheric chemistry. *Lecture Notes Comput. Sci.* 4487, 1018–1490.
- Snyder, C., and F. Zhang, 2003: Assimilation of Simulated Doppler Radar Observations with an Ensemble Kalman Filter. *Monthly Weather Review*, **131**, 1663-1677.
- Su, S.H., Y. H. Chang, C. H. Liu, W. T. Chen, W. Y. Chang, J. P. Chen, W. N. Chen, K. S. Chung, J. P. Hou, M. K. Hsieh, Y. S. Jang, H. C. Kuo, Y. C. Lee, P. Liam. Lin, P. Y. Lin, P. H Lin, M. H. Lo, S. H. Wang, C. M. Wu, J. H. Yang, M. J. Yang, 2022:
  Observing severe precipitation near complex topography during the Yilan Experiment of Severe Rainfall in 2020 (YESR2020). *Q J R Meteorol Soc.*, 2022, 1–20.
- Sun, J., and N. A. Crook, 1997: Dynamical and Microphysical Retrieval from Doppler Radar Observations Using a Cloud Model and Its Adjoint. Part I: Model Development and Simulated Data Experiments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54, 1642-1661.
- Tsai, C.-C., S.-C. Yang, and Y.-C. Liou, 2014: Improving quantitative precipitation nowcasting with a local ensemble transform Kalman filter radar data assimilation system: observing system simulation experiments. *Tellus A*, 66, 21804.
- Tsai, C.-C., and K.-S. Chung, 2020: Sensitivities of Quantitative Precipitation Forecasts for 43

Typhoon Soudelor (2015) near Landfall to Polarimetric Radar Data Assimilation. *Remote Sensing*, **12**, 3711.

- Ulbrich, C. W., 1983: Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **22**, 1764-1775.
- Xiao, Q., Y.-H. Kuo, J. Sun, W.-C. Lee, E. Lim, Y.-R. Guo, and D. M. Barker, 2005: Assimilation of Doppler Radar Observations with a Regional 3DVAR System: Impact of Doppler Velocities on Forecasts of a Heavy Rainfall Case. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 44, 768-788.
- Yang, S.-C., E. Kalnay, and T. Enomoto, 2015: Ensemble singular vectors and their use as additive inflation in EnKF. *Tellus*, 67A, 26536.
- Ying, Y., and F. Zhang, 2015: An adaptive covariance relaxation method for ensemble data assimilation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 141, 2898–2906.
- You, C. R., K. S. Chung, and C. C. Tsai, 2020: Evaluating the Performance of a Convection-Permitting Model by Using Dual-Polarimetric Radar Parameters: Case Study of SoWMEX IOP8. *Remote Sensing*, 12, 3004.
- Whitaker, J.S. and Hamill, T.M., 2012: Evaluating methods to account for system errors in ensemble data assimilation. *Monthly Weather Review*, **140(9)**, 3078–3089.
- Zhang, G., J. Vivekanandan and E. Brandes, 2001: A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **39(4)**, 830-841.
- Zhang, F., C. Snyder, and J. Sun, 2004: Impacts of Initial Estimate and Observation Availability on Convective-Scale Data Assimilation with an Ensemble Kalman Filter. *Monthly Weather Review*, **132**, 1238-1253.
- 樺澤實,1950:第2種地形性降雨の實例について,気象庁研究時報,第二卷,第三號,p65-69。

- 陳盈曄,2000: 宜蘭地區秋冬季降雨特性之研究,碩士論文,國立中央大學大氣物理研究所,118頁。
- 葉嘉靜,2003: 宜蘭地區秋冬季豪大雨特性之研究,碩士論文,國立中央大學大氣物 理研究所,137頁。
- 蔡直謙,2014:利用局地系集轉換卡爾曼濾波器雷達資料同化系統改善定量降水即時 預報:莫拉克颱風(2009),博士論文,國立中央大學大氣物理研究所,85頁。 蘇亦叡、洪景山、李志昕,2016:系集機率擬合平均定量降水預報產品之特性分析:

以 2014 年梅雨季為例。*大氣科學*,44(2),113-134。

- 黃椿喜、葉世瑄、呂國臣、洪景山,2016: 系集定量降水預報方法之探討與分析-系 集平均、機率擬合平均與超越機率之定量降水預報。*大氣科學*,44(2),173-196。
- 林沛練、李孟澤、張偉裕、Balaji Kumar Seela,2019:臺灣北部雨滴粒徑與雷達回波 氣候統計分析與定量降水估計研究,中央氣象局108年天氣分析與預報研討 會。
- 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(1),57-80。
- 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 期間颮線系統個案,碩士論文,國立中央大學大氣物理研究所,
  - 105頁。
- 莊秉學,2021:使用局地系集轉換卡爾曼濾波器同化雙偏極化參數的全新方法:夏季 真實個案中的分析場與預報場,碩士論文,國立中央大學大氣物理研究所,155 頁。
- 吳若瑜,2022:東北季風環境下宜蘭冬季降雨特徵之地形效應,碩士論文,國立臺灣 大學理學院大氣科學研究所,101頁。

# 附表

表一 WLRAS 變數更新設定

更新變數	U, V	W	PH, T,	$q_v, q_c, q_i, N_{Tc}$	$q_r, q_s, q_g, N_{Tr}$
水平局地化半	36 km	12 km	12 km	24 km	12 km
徑					
垂直局地化半				4 km	
徑					
擴張係數				1.08	

	$\alpha_{h,x}$	$\alpha_{v,x}$	$\beta_{h,x}$	$\beta_{v,x}$
Rain	$4.28 \times 10^{-4}$	$4.28 \times 10^{-4}$	3.04	2.77
Snow	$0.194 \times 10^{-4}$	$0.191 \times 10^{-4}$	3.0	3.0
Graupel	$8.1 \times 10^{-5}$	$7.6  imes 10^{-5}$	3.0	3.0
Wet snow	(a)	(b)	3.0	3.0
Wet graupel	(c)	(d)	3.0	3.0
(a) $\alpha_{h,rs} = (0.0194)$	$+7.094f_w + 2.135f_w^2$	$f_{w}^{2} - 5.225 f_{w}^{3}) \times 10^{-4}$		

表二 水象粒子背向散射振幅擬合係數

(b)  $\alpha_{v,rs} = (0.0191 + 6.916f_w + 2.135f_w^2 - 5.225f_w^3) \times 10^{-4}$ 

(c)  $\alpha_{h,rg} = (0.081 + 2.04f_w - 7.39f_w^2 + 18.14f_w^3 - 26.02f_w^4 + 19.37f_w^5 - 5.75f_w^6) \times 10^{-3}$ 

(d)  $\alpha_{v,rg} = (0.076 + 1.74f_w - 7.52f_w^2 + 20.22f_w^3 - 30.42f_w^4 + 23.31f_w^5 - 7.06f_w^6) \times 10^{-3}$ 

	平均傾斜角度	傾斜角度標準差o <sub>x</sub>
Rain	0°	0°
Snow and Wet snow		20°
Graupel		60°
Wet graupel		$\sigma_{rx} = 60^{\circ}(1 - cf_w)$
		$c = 0.8$ when $q_{rg} \ge 0.2$
		$c = 4q_{rg}$ when $q_{rg} \ge 0.2$

表三 水象粒子傾角效應設定

表四 實驗設定

實驗名稱	同化變數	更新方法
VrZ	Vr Z <sub>H</sub>	q <sub>r</sub> 與N <sub>Tr</sub> 直接由 Z <sub>H</sub> 與 Z <sub>DR</sub> 進行更新
VrZZ	Vr Z <sub>H</sub> Z <sub>DR</sub>	
$N_w D_m$	(Z <sub>DR</sub> 僅同化3公	qr與NTr以 MDU Approach 變數轉換法進行更新
$q_r D_m$	里以下觀測資料)	q <sub>r</sub> 直接由 Z <sub>H</sub> 與 Z <sub>DR</sub> 進行更新, N <sub>Tr</sub> 利用 MDU
		Approach 變數轉換法進行更新

表五 0600UTC 探空資料施放地點

測站名稱	經度(°E)	緯度(°N)
大福	121.8038	24.7932
頂寮	121.8340	24.6420
三星	121.6541	24.6712
五結	121.8181	24.6948
宜蘭	121.7565	24.7639

noDA		小時累利		2	2小時累利	責	3	小時累積	
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.29	0.34	0.39	0.35	0.39	0.44	0.39	0.42	0.46
SR	0.52	0.63	0.77	0.66	0.79	0.88	0.78	0.81	0.85
Bias	0.56	0.54	0.51	0.52	0.50	0.50	0.50	0.52	0.54
TS	0.23	0.28	0.35	0.30	0.35	0.42	0.35	0.38	0.43
	4	小時累利	生貝	5	5 小時累积	ま 貝	6	小時累積	も見
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.42	0.45	0.48	0.44	0.46	0.49	0.44	0.47	0.49
SR	0.78	0.80	0.81	0.77	0.75	0.72	0.71	0.69	0.67
Bias	0.54	0.56	0.59	0.57	0.62	0.67	0.62	0.69	0.74
TS	0.38	0.40	0.43	0.39	0.40	0.41	0.38	0.39	0.40
VrZ	1	小時累利	生貝	2	2小時累利	青	3	小時累積	生貝
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.83	0.81	0.74	0.45	0.58	0.51	0.29	0.44	0.46
SR	0.78	0.85	0.96	0.92	0.97	0.98	0.96	0.94	0.95
Bias	1.07	0.95	0.77	0.49	0.60	0.52	0.30	0.44	0.48
TS	0.67	0.71	0.72	0.43	0.57	0.50	0.28	0.41	0.45
	Z	小時累积	上	5小時累積			6小時累積		
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.17	0.37	0.42	0.13	0.38	0.40	0.16	0.34	0.33
SR	0.94	0.93	0.93	0.91	0.90	0.87	0.81	0.82	0.86
Bias	0.17	0.37	0.42	0.13	0.38	0.40	0.16	0.34	0.33
TS	0.16	0.33	0.37	0.12	0.33	0.34	0.12	0.26	0.27
VrZZ	1	小時累积	生良	2	小時累积	責	3小時累積		
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.88	0.88	0.74	0.83	0.80	0.86	0.81	0.80	0.83
SR	0.74	0.80	0.81	0.80	0.83	0.88	0.81	0.79	0.83
Bias	1.18	1.10	1.10	1.03	0.96	0.97	1.00	1.01	1.00
TS	0.67	0.73	0.73	0.69	0.69	0.77	0.68	0.66	0.70
	Z	小時累积	も見	5	5 小時累积	責	6	小時累利	生具
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.73	0.72	0.77	0.67	0.70	0.69	0.63	0.69	0.66
SR	0.76	0.74	0.79	0.74	0.72	0.73	0.75	0.68	0.68
Bias	0.96	0.97	0.98	0.91	0.98	0.95	0.84	1.01	0.97
TS	0.59	0.58	0.64	0.54	0.55	0.55	0.52	0.52	0.50

表六 門檻值 2 mm/hr 下累積降水客觀分數表現

$N_{\rm w}D_{\rm m}$	]	小時累和	責	2	2小時累积	責		3小時累积	責
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.89	0.88	0.81	0.74	0.74	0.81	0.73	0.72	0.74
SR	0.71	0.80	0.87	0.82	0.86	0.91	0.85	0.84	0.84
Bias	1.25	1.10	1.00	0.90	0.85	0.89	0.86	0.85	0.88
TS	0.65	0.72	0.77	0.64	0.66	0.75	0.64	0.60	0.65
	2	1小時累利	責	4	5小時累积	責	6	5小時累积	責
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.67	0.69	0.67	0.61	0.64	0.64	0.56	0.58	0.61
SR	0.81	0.82	0.80	0.79	0.81	0.74	0.75	0.75	0.70
Bias	0.83	0.85	0.83	0.83	0.80	0.86	0.75	0.78	0.86
TS	0.58	0.60	0.57	0.52	0.56	0.52	0.47	0.49	0.48
	1小時累積								
$q_r D_m$	1	小時累利	青	2	小時累積	も見	3	小時累積	ま見
qrDm 初始時間	1 0600	小時累利 0630	責 0700	2 0600	小時累利 0630	責 0700	3 0600	小時累利 0630	責 0700
qrDm 初始時間 POD	1 0600 0.90	小時累利 0630 0.90	責 0700 0.86	2 0600 0.77	小時累利 0630 0.82	責 0700 0.88	3 0600 0.82	小時累利 0630 0.81	責 0700 0.84
qrDm 初始時間 POD SR	1 0600 0.90 0.74	小時累利 0630 0.90 0.80	責 0700 0.86 0.86	2 0600 0.77 0.82	2 小時累利 0630 0.82 0.84	責 0700 0.88 0.90	3 0600 0.82 0.84	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.81</li> <li>0.83</li> </ul>	責 0700 0.84 0.84
qrDm 初始時間 POD SR Bias	1 0600 0.90 0.74 1.22	小時累利 0630 0.90 0.80 1.13	費 0700 0.86 0.86 1.01	2 0600 0.77 0.82 0.94	2 小時累利 0630 0.82 0.84 0.98	責 0700 0.88 0.90 0.98	3 0600 0.82 0.84 0.97	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.81</li> <li>0.83</li> <li>0.98</li> </ul>	責 0700 0.84 0.84 0.99
q <sub>r</sub> D <sub>m</sub> 初始時間 POD SR Bias TS	1 0600 0.90 0.74 1.22 0.69	小時累利 0630 0.90 0.80 1.13 0.73	費 0700 0.86 0.86 1.01 0.75	2 0600 0.77 0.82 0.94 0.65	2 小時累利 0630 0.82 0.84 0.98 0.71	0700                  0.88                 0.90                 0.98                 0.88	3 0600 0.82 0.84 0.97 0.71	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.81</li> <li>0.83</li> <li>0.98</li> <li>0.70</li> </ul>	0700         0.84         0.84         0.99         0.73
qrDm 初始時間 POD SR Bias TS	1 0600 0.90 0.74 1.22 0.69	小時累利 0630 0.90 0.80 1.13 0.73 小時累利	責 0700 0.86 0.86 1.01 0.75 責	2 0600 0.77 0.82 0.94 0.65	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.82</li> <li>0.84</li> <li>0.98</li> <li>0.71</li> <li>小時累利</li> </ul>	責 0700 0.88 0.90 0.98 0.80 責	3 0600 0.82 0.84 0.97 0.71 6	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.81</li> <li>0.83</li> <li>0.98</li> <li>0.70</li> <li>小時累利</li> </ul>	責 0700 0.84 0.84 0.99 0.73 責
qrDm 初始時間 POD SR Bias TS 初始時間	1 0600 0.90 0.74 1.22 0.69 4 0600	小時累利 0630 0.90 0.80 1.13 0.73 小時累利 0630	責 0700 0.86 0.86 1.01 0.75 責 0700	2 0600 0.77 0.82 0.94 0.65 5 0600	2 小時累利 0630 0.82 0.84 0.98 0.71 5 小時累利 0630	責 0700 0.88 0.90 0.98 0.80 責 0700	3 0600 0.82 0.84 0.97 0.71 6 0600	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.81</li> <li>0.83</li> <li>0.98</li> <li>0.70</li> <li>小時累利</li> <li>0630</li> </ul>	責 0700 0.84 0.84 0.99 0.73 責 0700
qrDm 初始時間 POD SR Bias TS 初始時間 POD	1 0600 0.90 0.74 1.22 0.69 4 0600 0.70	小時累利 0630 0.90 0.80 1.13 0.73 小時累利 0630 0.70	責 0700 0.86 0.86 1.01 0.75 責 0700 0.76	2 0600 0.77 0.82 0.94 0.65 5 0600 0.60	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.82</li> <li>0.84</li> <li>0.98</li> <li>0.71</li> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.64</li> </ul>	責 0700 0.88 0.90 0.98 0.80 責 0700 0.66	3 0600 0.82 0.84 0.97 0.71 6 0600 0.54	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.81</li> <li>0.83</li> <li>0.98</li> <li>0.70</li> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.64</li> </ul>	責 0700 0.84 0.84 0.99 0.73 責 0700 0.66
qrDm 初始時間 POD SR Bias TS 初始時間 POD SR	1 0600 0.90 0.74 1.22 0.69 4 0600 0.70 0.81	小時累利 0630 0.90 0.80 1.13 0.73 小時累利 0630 0.70 0.79	責         0700         0.86         0.86         1.01         0.75         責         0700         0.76         0.80	2 0600 0.77 0.82 0.94 0.65 5 0600 0.60 0.78	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.82</li> <li>0.84</li> <li>0.98</li> <li>0.71</li> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.64</li> <li>0.78</li> </ul>	責         0700         0.88         0.90         0.98         0.98         0.80         責         0700         0.66         0.73	3 0600 0.82 0.84 0.97 0.71 6 0600 0.54 0.77	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.81</li> <li>0.83</li> <li>0.98</li> <li>0.70</li> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.64</li> <li>0.73</li> </ul>	責 0700 0.84 0.84 0.99 0.73 責 0700 0.66 0.66
qrDm 初始時間 POD SR Bias TS 初始時間 POD SR Bias	1 0600 0.90 0.74 1.22 0.69 4 0600 0.70 0.81 0.87	小時累利 0630 0.90 0.80 1.13 0.73 小時累利 0630 0.70 0.79 0.88	黄 0700 0.86 0.86 1.01 0.75 責 0700 0.76 0.80 0.95	2 0600 0.77 0.82 0.94 0.65 5 0600 0.60 0.78 0.76	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.82</li> <li>0.84</li> <li>0.98</li> <li>0.71</li> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.64</li> <li>0.78</li> <li>0.81</li> </ul>	黄 0700 0.88 0.90 0.98 0.80 責 0700 0.66 0.73 0.91	3 0600 0.82 0.84 0.97 0.71 6 0600 0.54 0.77 0.70	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.81</li> <li>0.83</li> <li>0.98</li> <li>0.70</li> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.64</li> <li>0.73</li> <li>0.85</li> </ul>	責         0700         0.84         0.84         0.99         0.73         責         0700         0.66         0.66         0.92

表六(續) 門檻值 2 mm/hr 下累積降水客觀分數表現

noDA	1	小時累利	主	2	小時累利	主	3	小時累利	主
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.13	0.12	0.11	0.12	0.13	0.14	0.14	0.15	0.15
SR	0.71	0.64	0.73	0.72	0.74	0.78	0.75	0.78	0.77
Bias	0.19	0.18	0.15	0.17	0.17	0.18	0.18	0.19	0.20
TS	0.13	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.13	0.15	0.15
	4	小時累積	圭貝	5	5 小時累利	圭貝	6	小時累利	上 手 貝
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.14	0.16	0.16	0.14	0.18	0.20	0.18	0.21	0.26
SR	0.77	0.78	0.86	0.84	0.85	0.84	0.82	0.81	0.79
Bias	0.19	0.20	0.18	0.17	0.21	0.24	0.22	0.26	0.32
TS	0.14	0.15	0.15	0.14	0.17	0.19	0.17	0.20	0.24
VrZ	1	小時累积	青	2	2小時累积	真	3	小時累積	青
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.31	0.64	0.63	0.0	0.16	0.34	0.0	0.0	0.09
SR	0.48	0.79	0.85	-	0.96	0.74	-	-	1.00
Bias	0.53	0.81	0.74	0.0	0.16	0.46	0.0	0.0	0.09
TS	0.26	0.55	0.57	0.0	0.16	0.30	0.0	0.0	0.09
	2	小時累积	青	5	5小時累积	まして	6小時累積		
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SR	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bias	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TS	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
VrZZ	1	小時累积	圭貝	2	2小時累积	主貝	3	小時累積	圭貝
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.61	0.71	0.76	0.47	0.57	0.60	0.40	0.50	0.48
SR	0.50	0.55	0.66	0.78	0.64	0.60	0.84	0.73	0.63
Bias	1.21	1.30	1.15	0.60	0.89	1.00	0.47	0.76	0.69
TS	0.38	0.45	0.55	0.41	0.43	0.43	0.37	0.42	0.38
	2	小時累积	青	5	5小時累积	まして	6	小時累利	圭貝
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.35	0.42	0.36	0.36	0.33	0.37	0.24	0.39	0.42
SR	0.86	0.77	0.69	0.89	0.77	0.70	0.79	0.74	0.66
Bias	0.41	0.54	0.53	0.40	0.43	0.52	0.31	0.53	0.64
TS	0.33	0.37	0.31	0.34	0.30	0.32	0.23	0.34	0.35

表七 門檻值4mm/hr下累積降水客觀分數表現

$N_{\rm w}D_{\rm m}$	1	小時累利	責	2	2小時累利	責	3	3小時累积	責
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.62	0.71	0.69	0.48	0.57	0.58	0.36	0.47	0.39
SR	0.61	0.62	0.65	0.78	0.74	0.66	0.86	0.76	0.76
Bias	1.01	1.14	1.08	0.62	0.78	0.89	0.42	0.61	0.52
TS	0.44	0.49	0.50	0.42	0.48	0.45	0.34	0.41	0.35
	2	+小時累积	責	5	5小時累积	責	6	5小時累积	責
初始時間	0600	0630	0700	0600	0630	0700	0600	0630	0700
POD	0.34	0.38	0.34	0.33	0.31	0.33	0.26	0.37	0.40
SR	0.91	0.81	0.85	0.92	0.82	0.81	0.87	0.79	0.81
Bias	0.38	0.47	0.40	0.36	0.38	0.41	0.30	0.48	0.50
TS	0.33	0.35	0.32	0.32	0.30	0.31	0.25	0.34	0.36
	1小時累積								
$q_r D_m$	1	小時累積	上町	2	小時累利	主貝	3	小時累利	主員
qrDm 初始時間	1 0600	小時累利 0630	青 0700	2 0600	小時累利 0630	責 0700	3 0600	小時累利 0630	責 0700
qrDm 初始時間 POD	1 0600 0.61	小時累利 0630 0.77	責 0700 0.76	2 0600 0.54	小時累利 0630 0.64	責 0700 0.57	3 0600 0.45	小時累利 0630 0.57	責 0700 0.50
qrDm 初始時間 POD SR	1 0600 0.61 0.52	小時累利 0630 0.77 0.57	責 0700 0.76 0.68	2 0600 0.54 0.82	2 小時累利 0630 0.64 0.70	0700 0.57 0.61	3 0600 0.45 0.81	小時累利 0630 0.57 0.65	責 0700 0.50 0.63
qrDm 初始時間 POD SR Bias	1 0600 0.61 0.52 1.17	小時累利 0630 0.77 0.57 1.33	青 0700 0.76 0.68 1.12	2 0600 0.54 0.82 0.66	2 小時累利 0630 0.64 0.70 0.92	費 0700 0.57 0.61 0.94	3 0600 0.45 0.81 0.56	小時累利 0630 0.57 0.65 0.88	責 0700 0.50 0.63 0.80
q <sub>r</sub> D <sub>m</sub> 初始時間 POD SR Bias TS	1 0600 0.61 0.52 1.17 0.39	小時累利 0630 0.77 0.57 1.33 0.49	費 0700 0.76 0.68 1.12 0.56	2 0600 0.54 0.82 0.66 0.48	2 小時累利 0630 0.64 0.70 0.92 0.50	す 0700 0.57 0.61 0.94 0.42	3 0600 0.45 0.81 0.56 0.41	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.57</li> <li>0.65</li> <li>0.88</li> <li>0.44</li> </ul>	黄 0700 0.50 0.63 0.80 0.39
qrDm 初始時間 POD SR Bias TS	1 0600 0.61 0.52 1.17 0.39 4	小時累利 0630 0.77 0.57 1.33 0.49 小時累利	費 0700 0.76 0.68 1.12 0.56	2 0600 0.54 0.82 0.66 0.48	2 小時累利 0630 0.64 0.70 0.92 0.50 小時累利	責 0700 0.57 0.61 0.94 0.42 責	3 0600 0.45 0.81 0.56 0.41 6	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.57</li> <li>0.65</li> <li>0.88</li> <li>0.44</li> <li>小時累利</li> </ul>	責 0700 0.50 0.63 0.80 0.39 責
qrDm 初始時間 POD SR Bias TS 初始時間	1 0600 0.61 0.52 1.17 0.39 4 0600	小時累利 0630 0.77 0.57 1.33 0.49 小時累利 0630	責 0700 0.76 0.68 1.12 0.56 責 0700	2 0600 0.54 0.82 0.66 0.48 5 0600	2 小時累利 0630 0.64 0.70 0.92 0.50 5 小時累利 0630	責 0700 0.57 0.61 0.94 0.42 責 0700	3 0600 0.45 0.81 0.56 0.41 6 0600	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.57</li> <li>0.65</li> <li>0.88</li> <li>0.44</li> <li>小時累利</li> <li>0630</li> </ul>	責 0700 0.50 0.63 0.80 0.39 責 0700
qrDm 初始時間 POD SR Bias TS 初始時間 POD	1 0600 0.61 0.52 1.17 0.39 4 0600 0.43	小時累利 0630 0.77 0.57 1.33 0.49 小時累利 0630 0.52	↓ 0700 0.76 0.68 1.12 0.56 ↓ 0700 0.49	2 0600 0.54 0.82 0.66 0.48 5 0600 0.43	2 小時累利 0630 0.64 0.70 0.92 0.50 5 小時累利 0630 0.54	t 0700 0.57 0.61 0.94 0.42 た 0700 0.54	3 0600 0.45 0.81 0.56 0.41 6 0600 0.46	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.57</li> <li>0.65</li> <li>0.88</li> <li>0.44</li> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.58</li> </ul>	責 0700 0.50 0.63 0.80 0.39 責 0700 0.42
qrDm 初始時間 POD SR Bias TS 初始時間 POD SR	1 0600 0.61 0.52 1.17 0.39 4 0600 0.43 0.81	小時累利 0630 0.77 0.57 1.33 0.49 小時累利 0630 0.52 0.73	t 0700 0.76 0.68 1.12 0.56 た 0700 0.49 0.68	2 0600 0.54 0.82 0.66 0.48 5 0600 0.43 0.89	2 小時累利 0630 0.64 0.70 0.92 0.50 小時累利 0630 0.54 0.80	0700 0.57 0.61 0.94 0.42 責 0700 0.54 0.79	3 0600 0.45 0.81 0.56 0.41 6 0600 0.46 0.84	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.57</li> <li>0.65</li> <li>0.88</li> <li>0.44</li> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.58</li> <li>0.73</li> </ul>	責 0700 0.50 0.63 0.80 0.39 責 0700 0.42 0.77
qrDm 初始時間 POD SR Bias TS 初始時間 POD SR Bias	$ \begin{array}{r} 1\\ 0600\\ 0.61\\ 0.52\\ 1.17\\ 0.39\\ 4\\ 0600\\ 0.43\\ 0.81\\ 0.53\\ \end{array} $	小時累利 0630 0.77 0.57 1.33 0.49 小時累利 0630 0.52 0.73 0.72	↓ 0700 0.76 0.68 1.12 0.56 ↓ 0700 0.49 0.68 0.73	2 0600 0.54 0.82 0.66 0.48 5 0600 0.43 0.89 0.48	2 小時累利 0630 0.64 0.70 0.92 0.50 5 小時累利 0630 0.54 0.80 0.67	す 0700 0.57 0.61 0.94 0.42 す 0700 0.54 0.79 0.68	$\begin{array}{c} 3\\ 0600\\ 0.45\\ 0.81\\ 0.56\\ 0.41\\ 6\\ 0600\\ 0.46\\ 0.84\\ 0.55\\ \end{array}$	<ul> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.57</li> <li>0.65</li> <li>0.88</li> <li>0.44</li> <li>小時累利</li> <li>0630</li> <li>0.58</li> <li>0.73</li> <li>0.79</li> </ul>	責 0700 0.50 0.63 0.80 0.39 責 0700 0.42 0.77 0.55

表七(續) 門檻值4mm/hr下累積降水客觀分數表現

附圖



圖一 2021/11/26 00UTC (a)500hPa 高空天氣圖與(b)700hPa 高空天氣圖。



圖二 2021/11/26 00UTC (a)850hPa 高空天氣圖與(b)地面天氣圖。



圖三 2021/11/26 06UTC 宜蘭觀測站探空資料圖。



圖四 2021/11/26 04~10UTC 五分山雷達回波觀測在 2 公里高度上表現。



圖五 2021/11/26 04~10UTC QPESUMS 反演小時累積降雨表現。



WPS Domain Configuration

圖六 WRF 模式網格範圍設定。



圖七 2021/11/26 060150UTC 五分山雷達 0.5 度仰角(a)超級觀測點回波資料(b)回波 真實觀測(c)Z<sub>DR</sub>真實觀測(d)K<sub>DP</sub>真實觀測表現。



圖八 資料同化流程圖。


圖九 2021/11/26 06UTC 宜蘭地區 3000 公尺以下探空觀測(a)資料高度與(b)觀測時間 (由初始時間開始計算,以秒為單位)。



圖十 04~10 UTC QPESUMS 反演降水結果。其中黑色框線內為計算降雨客觀分數選 取區域,關注宜蘭地區陸上降雨變化,範圍設定為北緯 24.3~25 度,東經 121.5~122.0 度,且切除雪山山脈段區域。



圖十一 2021/11/26 0600、0630 與 0700UTC 五分山雷達觀測、未同化系集(noDA)與 各組實驗 2 公里高度層回波表現。黑色線段為雷達觀測大於 25dBZ 區域,紅 色圓圈範圍內為三分之四地球半徑假設下雷達觀測範圍。



圖十二 2021/11/26 0600、0630 與 0700UTC 五分山雷達觀測、未同化系集(noDA)與 各組實驗 2 公里高度層差異反射率表現。黑色線段為雷達觀測大於 25dBZ 區 域,紅色圓圈範圍內為三分之四地球半徑假設下雷達觀測範圍。



圖十三 各組實驗回波與差異反射率方均根餘量(RMSR)表現。



圖十四 各組實驗與真實觀測 Z<sub>H</sub> - Z<sub>DR</sub> 差異聯合機率分布圖在 0415~0500UTC (cycle02 ~ cycle05)表現。



圖十四(續) 各組實驗與真實觀測 Z<sub>H</sub> - Z<sub>DR</sub> 差異聯合機率分布圖在 0415~0500UTC (cycle02~cycle05)表現。



圖十五 各組實驗與真實觀測 Z<sub>H</sub> - Z<sub>DR</sub> 差異聯合機率分布圖在 0600~0645UTC (cycle09~cycle12)表現。



圖十五(續) 各組實驗與真實觀測 Z<sub>H</sub> - Z<sub>DR</sub> 差異聯合機率分布圖在 0600~0645UTC (cycle09~cycle12)表現。



圖十六 各組實驗與真實觀測 Z<sub>H</sub> - Z<sub>DR</sub> 差異聯合機率分布圖在 0800~0845UTC (cycle17~cycle20)表現。



圖十六(續) 各組實驗與真實觀測 Z<sub>H</sub> - Z<sub>DR</sub> 差異聯合機率分布圖在 0800~0845UTC (cycle17~cycle20)表現。



圖十七 各組實驗與真實觀測 Z<sub>H</sub> - Z<sub>DR</sub>聯合機率分布圖在 0630UTC (cycle11)表現。



圖十八 各組實驗徑向風方均根餘量(RMSR)表現



圖十九 0600UTC 各實驗組與探空觀測近地表誤差 CFAD 表現。



圖二十 水象粒子時序變化平均涵蓋範圍與五分山雷達站位置。其中藍色框線內為 計算平均選取區域,考量宜蘭地區與宜蘭近海整體環境變化,範圍設定為 北緯 24.3~25 度,東經 121.5~122.5 度,且切除雪山山脈段區域。



圖二十一 各組實驗分析場水象粒子混合比時序圖。其中紅色系表示雨水混合比 (qr)、 藍色系表示雪混合比(qs),彩色線段表示水氣混合比(qv),灰色線段 表示雲水混合比(qc)。



圖二十二 各組實驗分析場雨水總體粒子個數濃度(N<sub>Tr</sub>)時序圖。



圖二十三 各組實驗分析場兩滴質量權重平均粒徑 (Dm)時序圖。



圖二十四 2021/11/26 0815UTC 五分山雷達觀測與各組實驗 2 公里高度層差異反射 率表現。黑色線段為雷達觀測大於 25dBZ 區域,紅色圓圈範圍內為三分之四 地球半徑假設下雷達觀測範圍。



圖二十五 0600UTC~1200UTC QPESUMS 降雨表現,與 noDA、各實驗組 6 小時累 積降雨 QPFP30 表現 (初始場: 0600 分析場)。



圖二十六 0630UTC~1230UTC QPESUMS 降雨表現,與 noDA、各實驗組 6 小時累 積降雨 QPFP30 表現 (初始場: 0630 分析場)。



圖二十七 0700UTC~1300UTC QPESUMS 降雨表現,與 noDA、各實驗組6小時累 積降雨 QPFP30 表現(初始場:0700 分析場)。



圖二十八 0600UTC~1200UTC noDA 與各實驗組 6 小時累積降雨 12 mm PQPF 表現。黑色線段表示 QPESUMS 達到門檻值的區域,預報初始場為 0600 分析場。



圖二十九 0630UTC~1230UTC noDA 與各實驗組 6 小時累積降雨 12 mm PQPF 表現。黑色線段表示 QPESUMS 達到門檻值的區域,預報初始場為 0630 分析場。



圖三十 0700UTC~1300UTC noDA 與各實驗組 6 小時累積降雨 12 mm PQPF 表現。 黑色線段表示 QPESUMS 達到門檻值的區域,預報初始場為 0700 分析場。



圖三十一 0600UTC~1200UTC noDA 與各實驗組 6 小時累積降雨 30 mm PQPF 表現。黑色線段表示 QPESUMS 達到門檻值的區域,預報初始場為 0600 分析場。



圖三十二 0630UTC~1230UTC noDA 與各實驗組 6 小時累積降雨 30 mm PQPF 表現。黑色線段表示 QPESUMS 達到門檻值的區域,預報初始場為 0630 分析場。



圖三十三 0700UTC~1300UTC noDA 與各實驗組 6 小時累積降雨 30 mm PQPF 表現。黑色線段表示 QPESUMS 達到門檻值的區域,預報初始場為 0700 分析場。



圖三十四 各實驗組系集平均 6 小時累積降雨 12 mm 客觀分數性能圖表現。初始場 分別使用(a)0600UTC、(b)0630UTC 與(c)0700UTC 分析場進行預報。



圖三十五 各實驗組系集平均 6 小時累積降雨 24 mm 客觀分數性能圖表現。初始場 分別使用(a)0600UTC、(b)0630UTC 與(c)0700UTC 分析場進行預報。



圖三十六 0600UTC~0900UTC 各小時 QPESUMS 結果,與 noDA、各實驗組 QPFP30 表現(初始場:0600 分析場)。



圖三十七 0900UTC~1200UTC 各小時 QPESUMS 結果,與 noDA、各實驗組 QPFP30 表現(初始場:0600分析場)。



圖三十八 0630UTC~0930UTC 各小時 QPESUMS 結果,與 noDA、各實驗組 QPFP30 表現(初始場:0630 分析場)。



圖三十九 0930UTC~1230UTC 各小時 QPESUMS 結果,與 noDA、各實驗組 QPFP30 表現(初始場:0630 分析場)。



圖四十 0700UTC~1000UTC 各小時 QPESUMS 結果,與 noDA、各實驗組 QPFP30 表現(初始場:0700 分析場)。



圖四十一 0700UTC~1000UTC 各小時 QPESUMS 結果,與 noDA、各實驗組 QPFP30 表現(初始場:0700 分析場)。



圖四十二 0600UTC~0900UTC noDA 與各小時實驗組 2mm PQPF 表現(初始場: 0600 分析場)。



圖四十三 0900UTC~1200UTC noDA 與各小時實驗組 2mm PQPF 表現(初始場: 0600 分析場)。


圖四十四 0630UTC~0930UTC noDA 與各小時實驗組 2mm PQPF 表現(初始場: 0630 分析場)。



圖四十五 0930UTC~1230UTC noDA 與各小時實驗組 2mm PQPF 表現(初始場: 0630 分析場)。



圖四十六 0700UTC~1000UTC 各小時實驗組 2mm PQPF 表現(初始場:0700 分析場)。



圖四十七 1000UTC~1300UTC noDA 與各小時實驗組 2mm PQPF 表現(初始場: 0700 分析場)。



圖四十八 各實驗組系集平均 1~6 小時累積降雨 2 mm 客觀分數性能圖表現。預報 初始場:0600UTC 分析場。



圖四十九 各實驗組系集平均 1~6 小時累積降雨 2 mm 客觀分數性能圖表現。預報 初始場:0630UTC 分析場。



圖五十 各實驗組系集平均 1~6 小時累積降雨 2 mm 客觀分數性能圖表現。預報初 始場:0700UTC 分析場。



圖五十一 各組實驗 0600~1200UTC 預報場水象粒子混合比時序圖。其中紅色系表 示雨水混合比(qr)、 藍色系表示雪混合比(qs),彩色線段表示水氣混合比 (qv),灰色線段表示雲水混合比(qc)。預報初始場:0600UTC 分析場。



圖五十二 各組實驗 0630~1230UTC 預報場水象粒子混合比時序圖。其中紅色系表 示雨水混合比(qr)、 藍色系表示雪混合比(qs),彩色線段表示水氣混合比 (qv),灰色線段表示雲水混合比(qc)。預報初始場:0630UTC 分析場。



圖五十三 各組實驗 0700~1300UTC 預報場水象粒子混合比時序圖。其中紅色系表 示雨水混合比(qr)、 藍色系表示雪混合比(qs),彩色線段表示水氣混合比 (qv),灰色線段表示雲水混合比(qc)。預報初始場:0700UTC 分析場。



圖五十四 各組實驗 0600~1200UTC 預報場雨水總體粒子個數濃度(N<sub>Tr</sub>)時序圖。預 報初始場:0600UTC 分析場。



圖五十五 各組實驗 0630~1230UTC 預報場雨水總體粒子個數濃度(N<sub>Tr</sub>)時序圖。預 報初始場: 0630UTC 分析場。



圖五十六 各組實驗 0700~1200UTC 預報場雨水總體粒子個數濃度(N<sub>Tr</sub>)時序圖。預 報初始場:0700UTC 分析場。



圖五十七 各組實驗 0600~1200UTC 預報場雨滴質量權重平均粒徑 (D<sub>m</sub>)時序圖。預 報初始場:0600UTC 分析場。



圖五十八 各組實驗 0630~1230UTC 預報場雨滴質量權重平均粒徑 (D<sub>m</sub>)時序圖。預 報初始場: 0630UTC 分析場。



圖五十九 各組實驗 0700~1300UTC 預報場雨滴質量權重平均粒徑 (D<sub>m</sub>)時序圖。預 報初始場:0700UTC 分析場。



圖六十 no\_qv 回波與差異反射率方均根餘量(RMSR)表現。



圖六十一 no\_qv 分析場水象粒子混合比時序圖。其中紅色系表示雨水混合比(qr)、 藍色系表示雪混合比(qs),彩色線段表示水氣混合比(qv),灰色線段表示雲 水混合比(qc)。



圖六十二 no\_qv 分析場雨水總體粒子個數濃度(NTr)時序圖。



圖六十三 no\_qv 分析場雨滴質量權重平均粒徑(Dm)時序圖。