

# 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

游承融<sup>1</sup> 鍾高陞<sup>1</sup> 蔡直謙<sup>2</sup>

1 國立中央大學大氣科學系

2 國家災害防救科技中心

(中華民國 109 年 1 月 21 日 收稿；中華民國 109 年 8 月 21 日定稿)

## 摘 要

臺灣氣象雷達網近年正逐步升級成雙偏極化雷達，使得未來雷達資料的分析與應用日趨豐富。本研究參考 Jung et al.(2008a)建置了一套雙偏極化雷達參數觀測算符(dual-polarimetric radar observation operator)，可將模式的輸出變數轉換為雙偏極化雷達變數，以利數值模式與觀測之驗證。本研究藉由模擬 2008 年西南氣流實驗 IOP8(intensive observation period #8)期間 6 月 14 日的颱風個案，使用美國大氣科學研究中心於臺灣西南部架設之 S 波段雙偏極化雷達進行驗證。同時，以系集雷達資料同化系統，同化雷達回波與徑向風，使得個案分析場之雲動力場更接近真實大氣狀態，以利系統結構與偏極化雷達變數之分析。確認觀測算符能成功將模式變數轉換成觀測變數後，再藉由 CFAD(contour frequency by altitude diagram)分析雙偏極化雷達觀測與資料同化後之分析場進行校驗。同時，進一步將降水系統分成對流與層狀區，評估數值模式在不同區域之特性。由對流層狀區分析結果顯示，回波的模擬與觀測分布接近，但差異反射率則皆有高估的情形，特別是雙矩量微物理方案的 WDM6 與 Morrison 實驗中尤為明顯。比差異相位差則是在對流區分布之表現較接近觀測，而 GCE 和 WSM6 的分布更接近觀測。此外，各實驗之系集平均預報結果經雨量分數校驗與 CFAD 比較顯示，單矩量微物理方案如 GCE 與 WSM6 表現較佳。最後，利用不同組敏感度實驗測試，了解改變雙偏極化雷達參數觀測算符的參數設定對於雙偏極化雷達參數的改變程度為何，藉此了解此雙偏極化雷達參數觀測算符之特性。希望藉由此個案評估，透過數值模式之校驗，探討如何調整觀測算符使之適合台灣環境。

**關鍵字：**雙偏極化雷達參數觀測算符、雙偏極化雷達觀測、模式校驗

## 一、前言

臺灣山勢高峻且複雜的地形使得雷達選址及其覆蓋範圍皆是一大考驗，中央氣象局(Central Weather Bureau, CWB)所屬的四座 S 波段雷達，掃描範圍雖涵蓋全臺，仍會受地形遮蔽影響，使得部分地區的雷達覆蓋率不足。近年來，氣象局與水利署合作建置的 C 波段雙偏極化降雨雷達將分布於臺灣都會區和低窪地區，進而提高雷達覆蓋率。此外，五分山 S 波段雷達完成雙偏極化雷達升級，而七股雷達亦正在進行遷移與雙偏極化更新。因此，待臺灣雷達網建立完全後，便有大量的雙偏極化雷達參數資料可供使用。由於雙偏極化雷達的建立，使得觀測資料多元化，而衍生相當多的用途。雙偏極化雷達除了提供風場(radial wind,  $V_r$ )以及回波場(reflectivity,  $Z_H$ )資訊外，另可提供差異反射率(differential reflectivity,  $Z_{DR}$ )、比差異相位差(specific differential phase,  $K_{DP}$ )、相關係數(co-polar correlation coefficient,  $\rho_{HV}$ )等雙偏極化雷達參數。藉由雙偏極化雷達參數，可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，補足都卜勒雷達之不足，並且能幫助氣象界了解碰撞結合、淞附過程(rimming)以及雲物理機制，如粒徑分選

(size sorting)等。此外，還能運用於定量降水估計(quantitative precipitation estimation, QPE)、水象粒子分類(precipitation identified, PID)，或是進行雷達資料品質控管(quality control, QC)等。Kumjiam and Ryzhkov (2008)提出雙偏極化雷達參數在劇烈天氣系統如超級胞(supercell)中之特徵與分布。其中提出多種雙極化雷達參數特徵如：差異反射率柱( $Z_{DR}$  column)、差異反射率弧( $Z_{DR}$  arc)以及龍捲風沙塵特徵(tornado debris signature)等，對於災防預警有極大的幫助。雙偏極化雷達參數亦可進行模式校驗或是資料同化，改善數值天氣預報之能力。

現今數值模式中並無輸出雙偏極化雷達參數可與觀測進行比對。因此，近年來，相關研究著重於建置雙偏極化雷達資料觀測算符，可將模式輸出變數轉成雙偏極化雷達參數。Jung et al. (2008a)首先提出雙偏極化雷達觀測資料模擬器(polarimetric radar data simulator, PRDS)，將數值模式輸出的水象粒子混合比(mixing ratio,  $q$ )和總體粒子個數濃度(total number concentration,  $N_T$ )經運算轉換成雙偏極化參數。利用觀測系統模擬實驗(observing system simulation experiments, OSSEs)測試超級胞(supercell)個案。其結果顯示，在冰雹混和比(hail mixing ratio,  $q_h$ )極大值處，

其 $Z_{DR}$ 值較小，而在雨水混和比(rain water mixing ratio,  $q_r$ )極大處，其 $K_{DP}$ 則大，水相粒子和雙偏極化參數分布關係相近，成功利用 PRDS 將模式變數轉換為觀測變數。同一年，Pfeifer(2008)提出 synthesis polarimetric radar (SynPolRad)，利用 T-matrix 法模擬雷達波在大氣中傳遞的情形，再將模式變數轉換成雙偏極化參數如差異反射率、線性退偏極比(linear depolarization ratio,  $L_{DR}$ )以及回波值，與觀測比對後，認為對於天氣系統的特徵與水象粒子分類之掌握度佳，但在冰相粒子的分佈誤差較為明顯。Ryzhkov et al. (2011)提出以適用於 spectral (bin) microphysics scheme 的雙偏極化雷達資料觀測算符，並進行真實個案模擬。結果顯示其對於雙偏極化雷達參數化之模擬與雨滴粒徑分布(drop size distribution, DSD)較總體水物模式(bulk model)之表現為佳，特別是以單矩量參數化方案與 bin model 之比較更為明顯，但是，融化層以上的過程如冰雹、凍雨的過程仍須進一步探討。而 Kumjian et al.(2019)提出以 DSD 之矩量法(moment)進行暖雨的雙偏極化雷達資料觀測算符，方法為蒐集全球的雨滴譜儀觀測，為數超過 200 萬筆的觀測資料已具有統計意義且減少不確定性，建立矩量與雙偏

極化雷達參數間的關係，結果顯示以第 6 矩量和第 9 矩量的組合最佳，比起 bulk model 之第 3 與第 0 矩量結果還要好。上述的研究顯示，雙偏極化雷達資料觀測算符提供了觀測與模式變數間轉換的橋樑，亦可了解模式對於個案模擬的掌握能力與特性。

建立雙偏極化雷達資料觀測算符後，可進一步應用於模式校驗以及資料同化，進而了解進行高解析度數值天氣預報模式時，採用不同微物理參數化方案的優缺點。許多文獻，如 Jung et al. (2010), Jung et al. (2012), Putnam et al. (2014), Johnson et al. (2016) 等研究指出，由於單矩量微物理參數化方案只預報混合比，即只能改變雨滴粒徑譜的斜率參數(slope parameter,  $\Lambda$ )且固定截距參數(intercept parameter,  $N_0$ )下，和觀測降雨系統之雨滴粒徑譜有些許落差，導致在進行雙偏極化雷達參數的模擬時，造成一定程度的偏差，而利用雙矩量微物理參數化進行模擬時，能夠獲得較好的雙偏極化雷達觀測變數特徵與降雨結構。此外，在 Putnam et al.(2017)的文章指出，利用雙偏極化雷達參數的模擬，除了了解單、雙矩量微物理方案之差異，亦可對微物理參數化中的設定進行調整，例如 Morrison 參數化方案中底層過多的軟雹使得 $Z_{DR}$

值過大的狀況。

雙偏極化雷達參數在資料同化用途上，Jung et al. (2008b)以 OSSE 架構與 EnKF 進行雙偏極化雷達資料同化，結果顯示同化雙偏極化雷達參數將有助於提升分析場結果，而 Tsai et al. (2017) 則利用局地系集轉換卡爾曼濾波器 (local ensemble transform Kalman filter, LETKF) 同化系統，以 2015 年蘇迪勒颱風個案為例，同化雙偏極化雷達資料。結果顯示，同化雙偏極化雷達資料後能夠提升 3 小時內的定量降水預報準確度，且同化  $K_{DP}$  參數的效果最好。Augros et al. (2018) 以雷達與雙偏極化資料反演相對濕度垂直剖面後，再利用三維變分同化系統 (Three-dimensional variational) 進行同化，同化結果顯示經同化後系統位置校正與雨量分布皆有助益。Putnam et al. (2019) 使用同化徑向風與回波，再加入 2 公里以下的  $Z_{DR}$  資料，結果顯示，分析場更能夠掌握對流系統結構與回波與  $Z_{DR}$  分布外， $Z_{DR}$  arc 的特徵亦被凸顯出來，證明雙偏極化雷達資料對於分析場品質有所提升。因此，進行資料同化時，若加入雙偏極化雷達資料，除達到傳統雷達資料同化之效果外，能夠更精準的掌握分析場之風場結構與回波分佈以及降雨表現，使得同化結果更貼近真實大氣。以上例子說明雙偏極化資料能夠提供粒

子形狀與液態水含量外，並可提供氣象界作為模式校驗、改善為物理參數化方案或是資料同化用途，進而提升預報準確度。

目前臺灣雷達網正進行雙偏極化的升級與建置，使得未來有大量雙偏極化雷達資料可供分析應用。在臺灣特殊的地理位置與四季受到不同天氣系統的影響下，預計觀測上會有不同的雙偏極化參數特徵。雙偏極化雷達資料之運用，能協助了解天氣系統的雲微物理過程、提升定量降雨估計與預報、模式校驗以及資料同化等。本研究先從梅雨鋒面著手，使用不同雲微物理參數化方案 (microphysics parameterization schemes, MP) 進行模擬，藉由模擬雙偏極化雷達參數，了解不同 MP 方案之差異。此外，藉此建立一套雙偏極化雷達資料觀測算符，以便進行不同面向之模式校驗或後續的雙偏極化雷達資料同化分析研究。本研究中，將利用觀測算符轉換後之雙偏極化雷達觀測變數和美國國家大氣科學研究中心 (National Center for Atmospheric Research, NCAR) S 波段雙偏極化雷達 (S-POL) 觀測比較，檢視模式與不同微物理方案在雲物理過程的表現為何。進行模式驗證前，先使用 WRF (Weather research and forecast)-LETKF 資料同化系統，進行傳統雷達

資料的同化，藉此提升數值模式之雲動力場、熱力場，以確保分析場與個案之真實大氣狀態相近。除了利用累積雨量進行模式校驗外，同時探討同化傳統雷達資料對於雙偏極化雷達參數的影響，以及雷達資料同化對於預報的表現。最後，進行觀測算符中的參數敏感度測試，藉此了解觀測算符的特性，並依此為基礎而進行觀測算符的修正，使得觀測算符的參數設定能夠更符合臺灣的環境，以便未來的驗證或資料同化用途能夠更為精確。

## 二、 飈線個案描述

本研究選擇西南氣流實驗(Southwest Monsoon Experiment, SoWMEX)第八次密集觀測期(intensive operation period, IOP#8)之飈線個案進行研究分析。西南氣流實驗自 2008 年 5 月 15 日開始，2008 年 6 月 30 日結束。此實驗為國際合作實驗，觀測資料包含 NCAR 支援之 S-POL、國立中央大學之 X 波段雙偏極化移動式雷達(Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar, TEAM-R)、多點探空加放、雨量站與雨滴譜儀等。實驗目的在了解西南氣流下劇烈天氣系統動力與熱力結構，同時在臺灣複雜地形交互作用下之物理機制，並且提升防災預警與定量降雨預報之能力。IOP#8 期間為 6 月

14 日 0000UTC 至 6 月 17 日 0000UTC。由天氣圖檢視綜觀條件(未附圖)，6 月 14 日 0000UTC 之地面天氣圖，梅雨鋒面分布於中國東南沿海處，臺灣位於鋒前，而 850 百帕呈現低層有潮濕而暖之西南氣流帶來豐富水氣。同時間之 500 百帕天氣圖顯示，臺灣位於槽前，有助系統成長，且 200 百帕高空圖亦有分流於臺灣附近海域，綜合以上條件，顯示臺灣周圍區域適合有利於系統生成發展。

前人對於 IOP#8 期間之研究甚多，如邵(2015)與鄭(2017)皆以系集卡爾曼濾波同化系統同化傳統雷達資料，結果顯示有效改善定量降水預報，前者更討論同化零值回波的效益，有效抑制虛假回波的出現，提升預報表現。楊(2012)利用四維變分資料同化系統(4-dimension variational data assimilation, 4D-VAR)同化多座雷達資料，藉以獲得最佳分析場，與 WRF 結合後，有效改善與提升降雨結果。另外，盧(2018)則是將降雨系統分類後，再利用雨滴譜儀與雙偏極化雷達資料，進行雲物理過程之探討，系統發展之深淺，影響雨滴大小、碰撞結合效應(collision-coalescence)與液態水含量的多寡。本研究嘗試結合觀測與數值模式的資料，藉由模式變數轉換之雙偏極化參數與

觀測間的關係，進一步檢驗高解析度數值模式在雲微物理之表現。

### 三、 模式設定與資料同化策略

本研究使用 WRF 3.9.1 版進行模擬，並採用三層巢狀網格，水平解析度為 27-9-3 公里，依序為 domain #1(D01)、domain #2(D02)和 domain #3(D03)。採用地勢追隨座標(eta level)，垂直層共有 52 層。模式層頂為 10 百帕。網格配置與涵蓋範圍如圖 1 所示，D03 的水平網格解析度為 210\*210 個格點。所使用的物理參數化方案如下：Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)長波輻射傳輸模式(Mlawer et al. 1997)、Dudhia 短波傳輸模式(Dudhia 1989)、延世大學(YSU)行星邊界層參數化方案(Hong and Dudhia 2006)、以及 Grell-Freitas 積雲參數化方案(Grell and Devenyi 2002)。而本研究使用了四種不同的微物理參數化方案，分別是 Goddard GCE(Tao et al. 2003)、WSM6(Lim and Hong 2010)、WDM6(Hong and Lim 2006)和 Morrison(Morrison and Thompson 2009)微物理參數化方案。初始條件和邊界條件則是利用 NCEP FNL 1 度\*1 度的再分析資料。本研究使用 WRF data assimilation (WRFDA) 3.9.1 版進行系集成員擾動，並利用 WRFDA 提供的 cv\_option=3 選項(簡稱 CV3)進行系集成員擾動。CV3

為美國環境預測中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)之全球預報系統(Global forecasting system, GFS)統計之全球背景誤差(background error covariance)結果。且 WRFDA 中已提供 CV3 誤差統計結果，無須再自行統計模擬範圍之誤差結構，藉此誤差結構進行系集成員的擾動。其方式為將 D01 初始條件中的水平風(U、V)、溫度(temperature, T)與水氣量(water vapor mixing ratio, Qvapor)進行擾動，接著再將 D01 內插至 D02 與 D03 後再進行系集預報。

研究中所使用的同化系統是 Tsai et al.(2014)建置的 WRF-LETKF 系統。進行分析步階(analysis step)時，其核心概念以 Hunt et al.(2007)年提出的局地系集轉換卡爾曼濾波器(local ensemble transform Kalman filter, LETKF)為框架。在進行預報步階(forecast step)時，則是利用 WRF 模式進行同化窗區間的短預報。WRF-LETKF 能夠引入多部雷達的徑向風或回波資訊對模式中的三維風場(U、V 和 W)、以及水象粒子混合比(q)、重力位擾動(PH)、溫度依序調整，水象粒子混合比包括水氣(vapor)、雲冰(cloud ice)、雲水(cloud water)、雨水(rain)、雪(snow)、軟雹(graupel)或冰雹(hail)。進行同化時，以某一點為中心，選取局地化半徑內的所有觀測點，最後根據

同化變數和模式變數之間的背景誤差協方差關係，進行模式變數的修正。因此，回波與徑向風可修正上述模式之動力、熱裡以及水相變數。若是使用雙矩量微物理方案之實驗，則可額外調整總體粒子個數濃度。不同模式變數之間的水平局地化半徑 (horizontal localization radius) 設定也略有不同垂直局地化半徑 (vertical localization radius) 以及擴張係數 (inflation factor) 的設定與 Tsai et al. (2014) 和邵 (2015) 中相同，如表 1 所示。本研究選用五顆雷達之資料進行資料同化：S 波段的五分山雷達 (RCWF)、七股雷達 (RCCG)、墾丁雷達 (RCKT) 與 S-POL 以及位於國立中央大學的 C 波段雙偏極化雷達 (NCU C-POL)。進行資料同化時，雷達資料已使用國立中央大學雷達實驗室所發展的 RAKIT (Radar Kit) 雷達資料處理系統，濾除非天氣資訊 (non-weather signal)、地形雜波 (ground clutter) 與風速反折錯 (unfolding)，而雙偏極化雷達則以相關係數 0.85 (S-POL) 與 0.92 (NCU C-POL) 濾

除非天氣訊號。再將原始雷達資料以雷達中心之切向方向每 5 度方位角、徑向方向每 5 公里範圍內，將範圍內之雷達資料，並以該範圍中心，採距離倒數之權重計算出代表該區域的超級觀測格點 (Super observation)。進行同化時，回波的觀測誤差假設為 5 dBZ，徑向風則是  $3m/s$ 。

資料同化策略如下：使用 WRFDA V3.9.1 擾動出 50 組系集成員後，於各個微物理方案實驗中，以該微物理方案設定，從 6 月 14 日 0000 UTC 開始預報，經過 10 小時的起轉 (spin up) 後，於 1000UTC 開始進行五次的資料同化，每 15 分鐘進行一次同化循環，於 1100UTC 完成同化。資料同化後，再將系集成員做平均，以系集平均分析場進行五小時的預報。作為對照的背景場組則繼續預報至 1100UTC 後，再利用系集平均預報至 1600UTC，比較預報表現時則是利用兩個系集平均場結果，流程如圖 2。

表格 1 WRF-LETKF 變數水平局地化半徑、垂直局地化半徑與擴張係數設定。

預報變數	U、V	W	PH、T	$q_v$ 、 $q_c$ 、 $q_i$	$q_r$ 、 $q_s$ 、 $q_g$
水平局地化半徑(km)	36	12		24	12
垂直局地化半徑(km)	4				
擴張係數	1.08				

表格 2 水象粒子之背向散射振幅係數。

種類 常數	雨水	冰雹	軟雹	雪
$\alpha_{xa}$	$4.28 \times 10^{-4}$	$0.191 \times 10^{-3}$	$8.1 \times 10^{-5}$	$0.194 \times 10^{-4}$
$\beta_{xa}$	3.04	3	3	3
$\alpha_{xb}$	$4.28 \times 10^{-4}$	$0.165 \times 10^{-3}$	$7.6 \times 10^{-5}$	$0.191 \times 10^{-4}$
$\beta_{xb}$	2.77	3	3	3

續 表 2

	濕雪	濕冰雹	濕軟雹
$\alpha_{xa}$	$(0.194+7.094f_w-$ $2.135f_w^2 -$ $5.225f_w^3) \times 10^{-4}$	$(0.191+23.9f_w-$ $12.57f_w^2+38.71f_w^3 -$ $65.53f_w^4+56.16f_w^5 -$ $18.98f_w^6) \times 10^{-3}$	$(0.081+2.04f_w-$ $7.39f_w^2+18.14f_w^3 -$ $26.02f_w^4+19.37f_w^5 -$ $5.75f_w^6) \times 10^{-3}$
$\beta_{xa}$	3	3	3
$\alpha_{xb}$	$(0.191+6.916f_w-$ $2.841f_w^2 -$ $1.160f_w^3) \times 10^{-4}$	$(0.165+1.72f_w-$ $9.92f_w^2+32.15f_w^3 -$ $56.0f_w^4 + 48.83f_w^5 -$ $16.69f_w^6) \times 10^{-3}$	$(0.076+1.74f_w-$ $7.52f_w^2+20.22f_w^3 -$ $30.42f_w^4+23.31f_w^5 -$ $7.06f_w^6) \times 10^{-3}$
$\beta_{xb}$	3	3	3



## WPS Domain Configuration

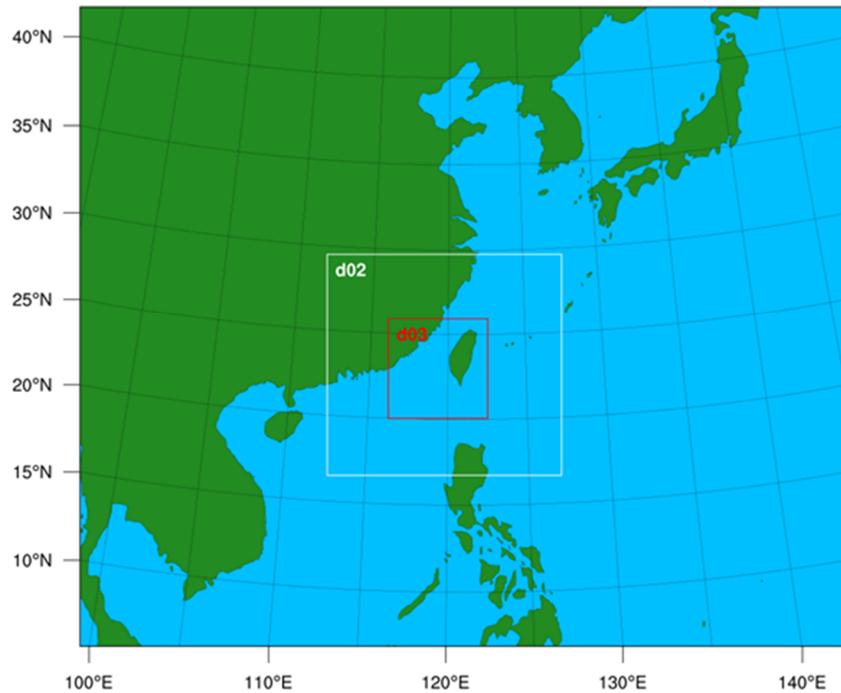


圖 1 本研究網格涵蓋範圍與配置，d01 為圖片所示全範圍，網格解析度 27km，共 181\*151 個格點。d02 則為 9km，166\*157 個格點。d03 則為 3km，211\*211 格點。

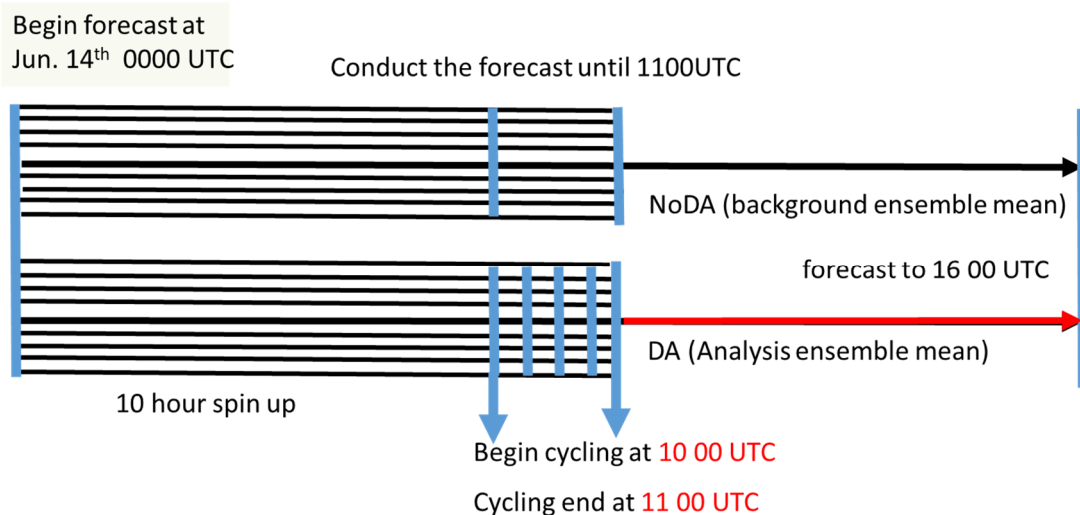


圖 2 系集預報實驗流程圖。無資料同化(NoDA 實驗)之對照組由 50 組系集成員，自 2008 年 6 月 14 日 0000UTC 進行 11 小時預報至 1100UTC 後，獲得系集平均作為初始場，再進行五小時預報至 1600UTC。而同化雷達資料之各微物理方案實驗，由 0000UTC 進行 10 小時預報後，在 1000UTC 開始進行資料同化，1100UTC 結束，15 分鐘進行一次同化，共 5 次同化循環。結束後，將系集平均進行五小時預報至 1600UTC。

#### 四、雷達資料觀測算符

進行資料同化時，需利用雷達觀測算符將模式變數內插至觀測空間和觀測變數。本研究中先將模式變數內插至觀測空間後，再利用觀測算符轉換成觀測變數。而內插到觀測空間的方法是將狀態變數，如風、溫度、氣壓、水象粒子混合比、總體粒子個數濃度等內插到超級觀測格點上。而內插的方式是利用超級觀測格點之周圍八個模式格點，利用距離倒數權重內插至觀測格點的位置。而本節將分為兩部分，第一節介紹徑向風之觀測算符。第二節則介紹回波之觀測算符，並一併

介紹雙偏極化雷達參數的轉換式。

##### (一)、徑向風觀測算符

(1)式為徑向風的轉換公式，能夠將模式三維風場轉換成徑向風的資訊。 $x, y$  和  $z$  代表於直角坐標下，模式格點與雷達位置中心的東西、南北與高度上的距離，分母則是格點與雷達中心的距離。而  $u, v$  和  $w$  代表的是三維風場。 $v_t$  代表的是雨滴的終端落速 (terminal velocity)。而雨滴終端落速可以利用(2)式求得。(2)式中， $p_0$  表示地表的氣壓值， $\bar{p}$  表示該高度下的平均氣壓場， $\rho_a$  代表該處的空氣密度，而  $q_r$  則是雨水混合比。

$$V_r = [ux + vy + (w - v_t)z]/(x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

$$v_t = 5.4(p_0/\bar{p})^{0.4}(\rho_a q_r)^{0.125} \quad (2)$$

##### (二)、偏極化雷達參數之觀測算符

本研究則是利用 Jung et al.(2008a) 提出的 PRDS，其最重要的用途是將模式輸出變數，轉換成雙偏極化雷達觀測變數，因此可作為模式校驗或資料同化中的觀測算符。由於本研究只同

化回波與徑向風，進行資料同化時，只利用回波轉換公式進行變數間的轉換，後續校驗及分析才會使用到偏極化變數之轉換。而本小節將對於雙偏極化雷達資料觀測算符進行詳細說明：

雨水、雪、雹的反射電磁波的能力

有所不同，使得回波強度而有所差異，且水象粒子的形狀差異使得垂直與水平背向散射能量有所差異。J08a 利用 T-matrix 法以及雷氏散射 (Rayleigh scattering)，反演出電磁波在大氣中傳遞的狀況。此法反演電磁波傳遞與散射振幅時，需要水象粒子的軸比 (axis ratio,  $r$ ) 資訊，J08a 所採用之雨水的軸比

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

至於雪和冰雹的軸比則為定值 0.75，與雨水設定不同。J08a 為了後續計算便利，將背向散射振幅擬合成一個冪次函數的形式。如(4)與(5)所示。 $f_a$  表示水平方向的背向散射振幅， $f_b$  表示垂直方向的背向散射振幅， $|\dots|$  則表示取其量值 (magnitude)。 $\alpha_x$  和

關係如(3)式所示， $D$  表示粒子直徑 (單位：mm)。此外還需要當地氣候平均溫度以及雷達波長資訊，方能反演出雷達波的水平、垂直向散射振幅。本研究中，沿用 J08a 的設定，使用波長 10.7 公分的 S 波段雷達，以及環境溫度 10°C 進行測試。

$\beta_x$  則是擬合後的係數，表 2 中列出不同之水象粒子的背向散射振幅係數。經由(4)、(5)式可以理解到，散射振幅的強度和物體粒子的直徑大小有關聯，粒子直徑越大的情況下，回波訊號越強。

$$|f_a| = \alpha_{xa} D^{\beta_{xa}} \quad (\text{unit : mm}) \quad (4)$$

$$|f_b| = \alpha_{xb} D^{\beta_{xb}} \quad (\text{unit : mm}) \quad (5)$$

J08a 亦考慮了於融化層附近，因為冰相粒子的相態轉變，使得該處冰水共存。冰相粒子在融化時，由表層開始融化，

使得一層水覆於冰相粒子外，由於冰、水對於散射截面不同，對融化中的冰相粒子而言，容易被雷達誤認為直徑

較大的液態水象粒子，使得回波值增大。此現象是在雷達氣象觀測中，融化層附近容易出現的亮帶(bright band)結構。J08a 對於混相粒子的處理方法是將模式輸出的雨水、冰雹/軟雹以及雪，進行調整、運算，額外考慮兩種粒子—濕雪 (rain-snow)、濕雹 (rain-hail/rain-graupel)。而其做法如下：

倘若在某一個網格點，同時有雨水和雪，便會考慮濕雪粒子的貢獻，混和比計算方式則是取出部分比例的雨水和雪混和比後再相加。轉換比例則是根據(6)式計算， $F_{max}$ 表示粒子最大轉換比例， $F$ 則是轉換比例。根據各個微物理方案中冰象粒子的分類多寡， $F_{max}$ 設定則有所不同。若某微物理方案中，只有雪與雹分類，則對於雪的 $F_{max}$ 設定為 0.5，雹類則是 0.4(軟雹)或是 0.3(冰雹)。若方案中，將冰象粒子分類為雪、軟雹與冰雹，則雪的 $F_{max}$ 設定

為 0.4，軟雹則是 0.35 以及冰雹為 0.25。將雨水和雪的混合比之和，乘上轉換比例後，即可得出濕雪的混合比，如(7)式所示。(8)式則是計算混相粒子的含水量比例(water fraction,  $f_w$ )，用於計算粒子密度，以及散射振幅函數的係數。此外，混相粒子的密度也需要額外再計算，方式為(9)式所示，為一經驗公式，利用雨水、雪之密度與 $f_w$ 進行權重，得出密度值。考慮混相粒子後，因需達到質量平衡，須將原本的雨水與雪的混合比進行調整。在雙矩量微物理參數化方案中，總體粒子個數濃度轉換的個數則是以(10)式來計算，和混合比計算方式略微不同。由於雪花在融化時，是以冰相粒子為主體，而水則是附著於冰相粒子的表面，因此在混相粒子個數僅將原有的冰相粒子個數乘上轉換比例求得。

$$F = F_{max} [\min(q_s/q_r, q_r/q_s)]^{0.3} \quad (6)$$

$$q_{rs} = F * (q_r + q_s) \quad (7)$$

$$f_w = q_s / (q_r + q_s) \quad (8)$$

$$\rho_{rs} = \rho_r f_w^2 + \rho_s (1 - f_w^2) \quad (9)$$

$$N_{t,rs} = F * (N_{t,s}) \quad (10)$$

此外，考慮了冰相或混相的雪及雹在落下時會有傾斜、翻滾或旋轉現象，使得粒子的水平與垂直向直徑有所變化，造成回波強度差異。 $\bar{\phi}$ 表示的是平均傾斜角度，而 $\sigma$ 則是平均傾角的標準差。不同粒子的平均傾角與標準差數值皆不同，(表 3)列出粒子傾角資訊。

另外，濕冰雹的傾角標準差值會與濕冰雹的混合比有所關聯，是由於冰雹融化時，水會包覆在冰雹表面，使得搖擺、翻滾效應趨緩。後續計算回波時，使用(11)至(13)式計算之 A、B、C 三項係數進行傾角效應的調整。

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

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

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

最後，將五種水象粒子：雨水、雪、雹、濕雪、濕雹，依照(14)至(19)式進行雷達回波及雙偏極化參數的轉換，其中(14)至(16)式為雨水的轉換公式，而(17)至(19)式為雪、雹、濕雪與濕冰雹的轉換公式，式中 x 可為雪(snow, s)、雹(hail, h)、濕雪(rain-snow, rs)與濕冰雹(rain-hail, rh)，其中包含了粒子傾斜翻轉效益的計算。 $\lambda$  代表雷達波長、 $K_w$  代表的是水的介電常數、 $\Lambda$  代表斜率參數、 $N_0$  則是截距參數。最後利用(20)

至(23)式再將各粒子計算值加總、運算後，即可得到該格點的雷達參數值。單矩量的微物理參數化方案中，只預報混合比， $N_0$ 是為定值，因此只要從(24)式中求得 $\Lambda$ 即可帶入公式換算雷達參數。若是雙矩量微物理參數化方案，因模式預報混合比和總體粒子個數濃度，則需要(25)和(26)式來進行運算。其中 $\mu$ 表示雨滴粒徑公式中的形狀參數(shape parameter)，多數的微物理參數化方案中，會設定此值為零。

$$Z_{h,r} = \frac{4\lambda^4 \alpha_{ra}^2 N_{0r}}{\pi^4 |K_w|^2} \Lambda_r^{-(2\beta_{ra}+1)} \Gamma(2\beta_{ra} + 1) (mm^6 m^{-3}) \quad (14)$$

$$Z_{v,r} = \frac{4\lambda^4 \alpha_{rb}^2 N_{0r}}{\pi^4 |K_w|^2} \Lambda_r^{-(2\beta_{rb}+1)} \Gamma(2\beta_{rb} + 1) (mm^6 m^{-3}) \quad (15)$$

$$K_{DP,r} = \frac{180\lambda}{\pi} \alpha_{rk} N_{0r} \Lambda_r^{-(\beta_{rk}+1)} \Gamma(\beta_{rk} + 1) \quad (^\circ km^{-1}) \quad (16)$$

$$Z_{h,x} = \frac{2880\lambda^4 N_{0x}}{\pi^4 |K_w|^2} \Lambda_x^{-7} (A\alpha_{xa}^2 + B\alpha_{xb}^2 + 2C\alpha_{xa}\alpha_{xb}) \quad (17)$$

$$Z_{v,x} = \frac{2880\lambda^4 N_{0x}}{\pi^4 |K_w|^2} \Lambda_x^{-7} (B\alpha_{xa}^2 + A\alpha_{xb}^2 + 2C\alpha_{xa}\alpha_{xb}) \quad (18)$$

$$K_{DP,x} = \frac{180\lambda}{\pi} \alpha_{xk} N_{0x} \Lambda_x^{-4} \Gamma(4) \quad (19)$$

$$Z_h = 10 \log_{10}(Z_{h,r} + Z_{h,h} + Z_{h,s} + Z_{h,rs} + Z_{h,rh}) \quad (20)$$

$$Z_v = 10 \log_{10}(Z_{v,r} + Z_{v,h} + Z_{v,s} + Z_{v,rs} + Z_{v,rh}) \quad (21)$$

$$Z_{DR} = 10 \log_{10}\left(\frac{Z_h}{Z_v}\right) = 10 \log_{10}\left(\frac{Z_{h,r}+Z_{h,h}+Z_{h,s}+Z_{h,rs}+Z_{h,rh}}{Z_{v,r}+Z_{v,h}+Z_{v,s}+Z_{v,rs}+Z_{v,rh}}\right) \quad (22)$$

$$K_{DP} = K_{DP,r} + K_{DP,h} + K_{DP,s} + K_{DP,rs} + K_{DP,rh} \quad (23)$$

$$\Lambda = \left[ \frac{\pi \rho N_0 \Gamma(\mu+4)}{6 \rho_a q} \right]^{\frac{1}{\mu+4}} \quad (24)$$

$$\Lambda = \left[ \frac{\pi \rho N_t \Gamma(\mu+4)}{6 \rho_a q \Gamma(\mu+1)} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (25)$$

$$N_0 = N_t * \Lambda^{\mu+1} / \Gamma(\mu + 1) \quad (26)$$

於本研究進行資料同化時，只取回波之轉換公式進行雷達回波的資料同化。且進行同化時，觀測算符將本研究各同化實驗中所使用之微物理參數化方案同步，如使用 GCE 方案模擬時，便使用 GCE 版本之觀測算符，其餘實驗之概念皆同。

表格 3 水象粒子之平均傾角及標準差。

	雨	雪	濕雪	冰雹/軟雹	濕冰雹/濕軟雹
平均傾角( $\bar{\phi}$ )	$0^\circ$				
傾角標準差( $\sigma$ )	$0^\circ$	$20^\circ$	$60^\circ$	$60^\circ * (1 - C_{fw})$ , $C=4q_{rh,rg}(q_{rh,rg} < 0.2g/kg)$ $C=0.8(q_{rh,rg} \geq 0.2g/kg)$	

## 五、 結果討論

### (一)、資料同化與雨量校驗結果

本研究在進行模式與雙偏極化雷達參數校驗前，利用資料同化技術，使模式氣象場得到改善，使分析場之雲動力、熱力結構更接近真實大氣後再進行分析場與極短期預報校驗。圖 3(a) 是 S-POL 雷達於 1100 UTC 之回波觀測，可見一道飈線系統於臺南、高雄上空處，而另一道飈線則是位於西南外海上。在無同化實驗對照組(以下稱 NoDA 模擬)1100UTC，不同微物理方案模擬結果，飈線系統的位置於臺灣外海處，且沒有模擬出兩道明顯的飈線系統，四個微物理方案所模擬的強回波區域分布在系統的前緣，在 Morrison 參數化方案中，強回波區域比其他三者強上許多。未經過資料同化的模擬具有時間和空間上的誤差，在天氣系統的掌握度也有待改善(圖未示)。圖

3(b) - (e)是四個微物理參數化方案實驗經過資料同化後之分析場，比對回波的表現，同化結果皆能夠掌握飈線系統強降水區域之特徵。而資料同化後之實驗組明顯提升風場與回波場空間分布與觀測相近，而將各微物理方案之分析場風場投影至以七股雷達為中心的極座標後，各分析場之徑向風場結構與觀測相當接近，且各方案間之風場差異甚少(圖未示)。圖 4 是圖 3(a)中沿黑色實線之東西向剖面，該剖面在觀測(圖 4a)中，經過強回波區域，以檢視模式與觀測的垂直結構，觀測資料已內插至模式網格點位置。GCE、WSM6 與 Morrison 方案在  $120^\circ\text{N}$  附近的系統結構與觀測較相似，皆呈現劇烈降水發生於此區域，而 WDM6 方案在 3 公里高度左右的回波強度也較其他三者弱且分散，以及層狀區不明顯。圖 5 與圖 6 分別為同化窗區分析場

1000 UTC 至 1100 UTC 之水象粒子混和比、總體粒子個數濃度區域平均值隨高度變化之時序圖。區域選取範圍則是將 SPOL 雷達投影至模式位置後，選取 50 公里內資料進行平均。GCE、WSM6 方案兩者在雨水分布與數量較為相近，且 WDM6 約在 4 公里處達到峰值，Morrison 方案是在四個微物理方案中，雨水混和比含量最低。WSM6 與 WDM6 在冰象粒子中處理方式一樣，兩者的量級與分布差異不大，冰象粒子在四個方案中約在 8 公里處達到峰值。GCE 方案的軟雹、雪混和比量值較其他三者多，使得在圖 4 (b)中，高層回波較其餘三者強的原因。圖 6 中，單矩量方案實驗之總體粒子個數濃度則是利用(26)式推估而來。在雨水總體粒子個數濃度中，Morrison 方案最少，而 WDM6 方案較其他三者高出一個數量級，對應 Morrison 剖面回波值較強，此為雨水總體粒子個數濃度低，可推知為較大的雨滴，使得回波值高。WDM6 方案中，雨水總體粒子個數濃度極高，峰值集中在 1-3 公里，使得在剖面中回波值偏弱的原因。WSM6 與 WDM6 方案中，由於雪的截距參數與溫度有關，溫度越低，截距參數將會越大，使得在雪總體粒子個數濃度上，越往高空，量值越大。藉由混和比與總體粒子個數濃度的垂直分布，便可對應回波分佈

的特徵，以及各個微物理方案中微物理變數分布特徵。

由上述結果顯示，四個微物理方案在回波分析場，雖都能夠掌握颶線位置與強度，但單矩量微物理參數化的 GCE 和 WSM6 方案，在此個案之強度與結構都更為接近觀測，而雙矩量的 WDM6 與 Morrison 方案的掌握度反而沒有單矩量方案來得理想。推測其主要原因為：雙矩量微物理參數化方案中，總體粒子個數濃度亦為預報變數之一，在僅同化回波與徑向風的資訊下，雷達觀測並沒有提供完整的資訊調整水象粒子混合比與總體粒子個數濃度，使得兩變數之改善程度有限。此外，此天氣系統包含強對流區以及廣泛之層狀區，不同區域的微物理特性，是否有效地透過系集同化系統之交相關來改變混合比與總體粒子個數濃度，亦是值得探討的議題。

圖 7 是觀測累積雨量與系集平均預報雨量，在不同雨量門檻值的表現，預報累積 1-5 小時的雨量公正預兆得分(equitable threat score, ETS)校驗結果。雨量資料為中央氣象局自動站和局屬測站小時累積雨量結果，所使用的站點為以 SPOL 半徑 150 公里之雷達覆蓋範圍內之測站。圖 7 中虛線代表 NoDA 實驗預報結果，ETS 都相當低，表示 NoDA 模擬無法掌握降雨的位置



以及強度的準確預報。在圖 7 (a)-(b)中，前三小時的累積雨量表現為 WSM6 方案較佳，其次為 GCE、Morrison 與 WDM6。WDM6 在進行預報後經剖面檢視，只有明顯的強對流區域，而層狀區域強度過低。利用高門檻值累積雨量進行 ETS 校驗後，可比較不同微物理方案經過同化後，對於劇烈降雨的掌握度。圖 7 (c-d)為門檻值 10mm 與 20mm 的 ETS 折線圖，可以發現到 WSM6 的表現仍是最高，而 WDM6、GCE 的表現次之，Morrison 方案在強降雨的掌握

度差。WSM6 與 WDM6 在掌握強降雨區域較為準確，其雨量分布較深入內陸，和觀測較為接近。GCE 方案在進行預報時，系統多在海岸邊生成，使得在海岸周邊地區之累積雨量偏高，系統進入內陸就開始減弱和消散。Morrison 方案則是在開始預報後，系統快速向內陸移動，且整體回波強度偏強，層狀範圍偏廣，使得累積降雨偏高，因此在 ETS 分數校驗後在高、低雨量門檻值表現皆不佳(水平回波分佈圖未展示)。

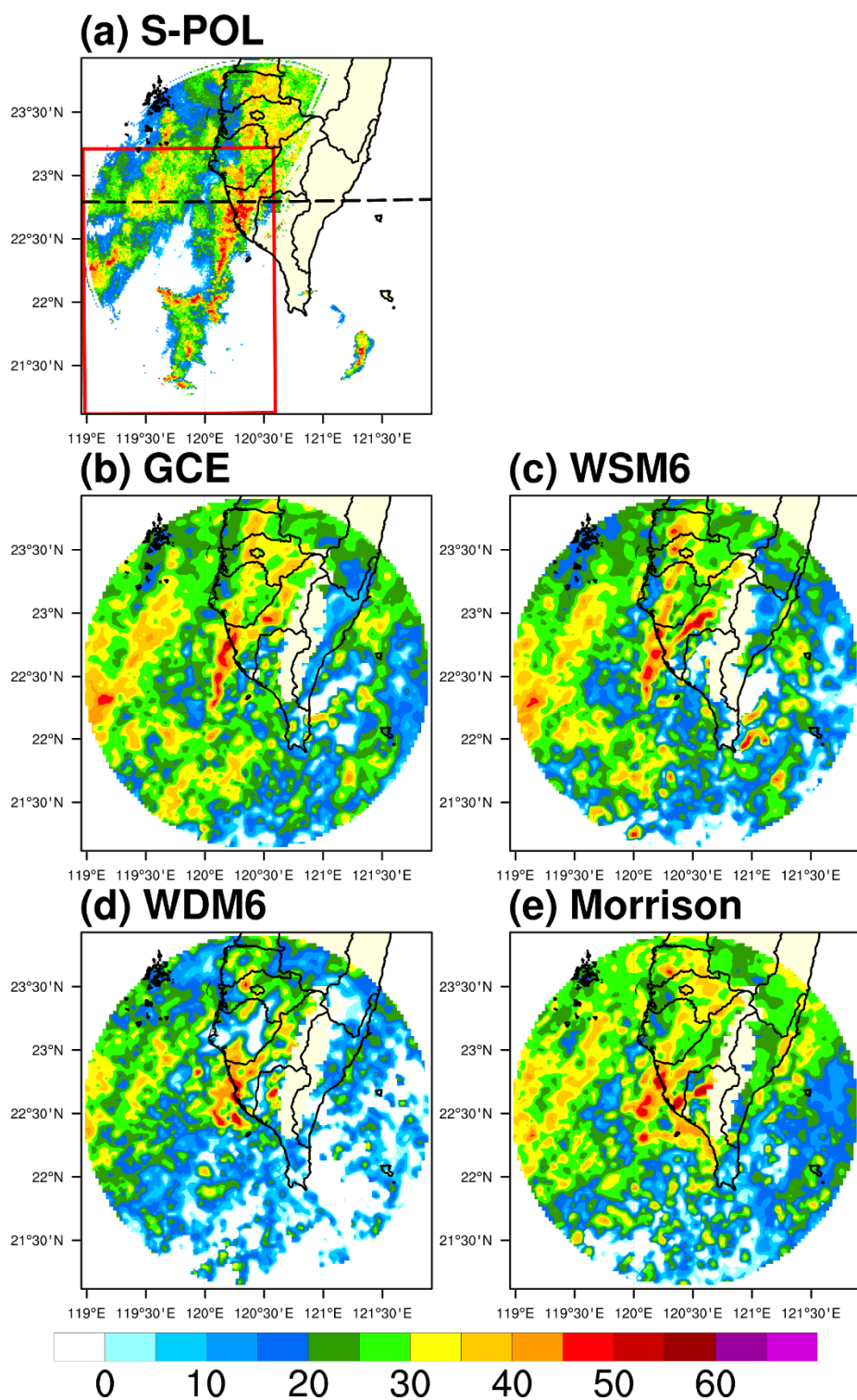


圖 3 6月14日1100 UTC S-POL 雷達觀測與同化後分析場在1.1度仰角上之比較。(a) S-POL 觀測；(b)GCE；(c)WSM6；(d)WDM6；(e)Morrison。(a)中黑色虛線為圖4 觀測與模式之剖面線。紅色方框範圍為後續觀測及模式 CFAD 比較所選取之區域。

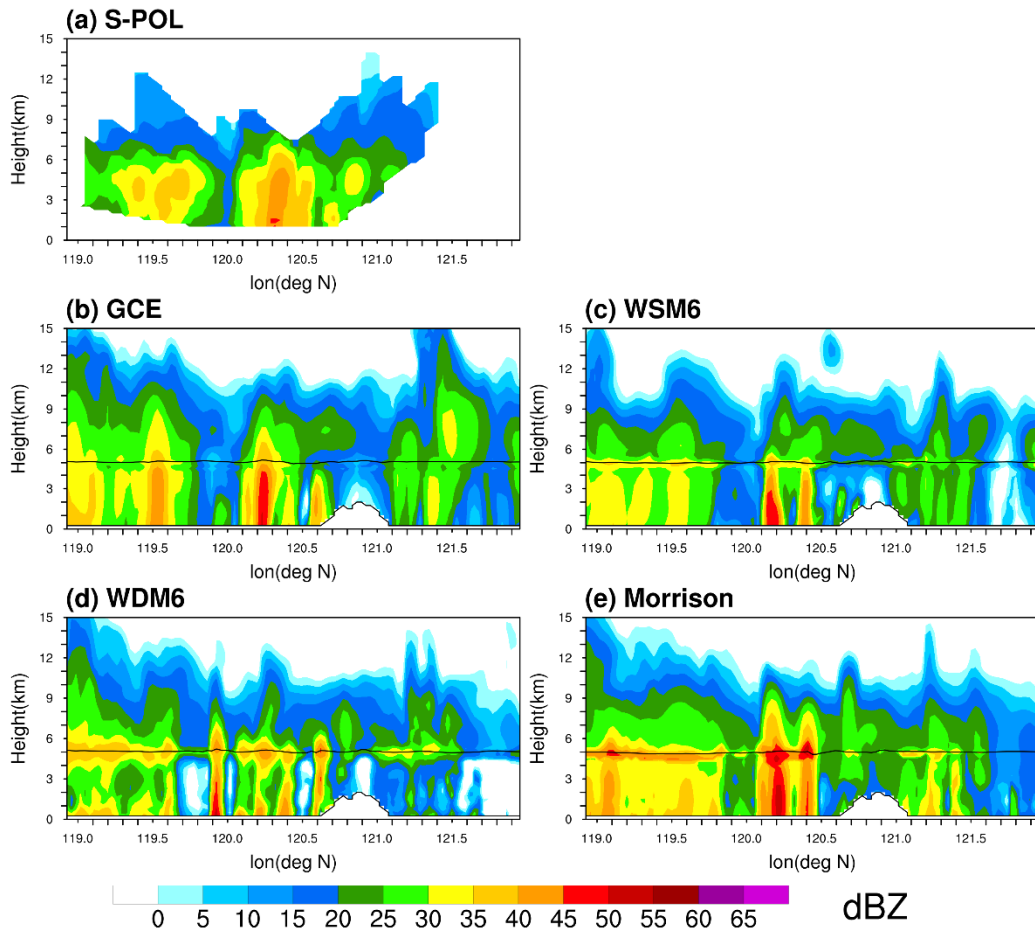


圖 4 同圖 3，但為不同微物理方案分析場結果之回波剖面圖。

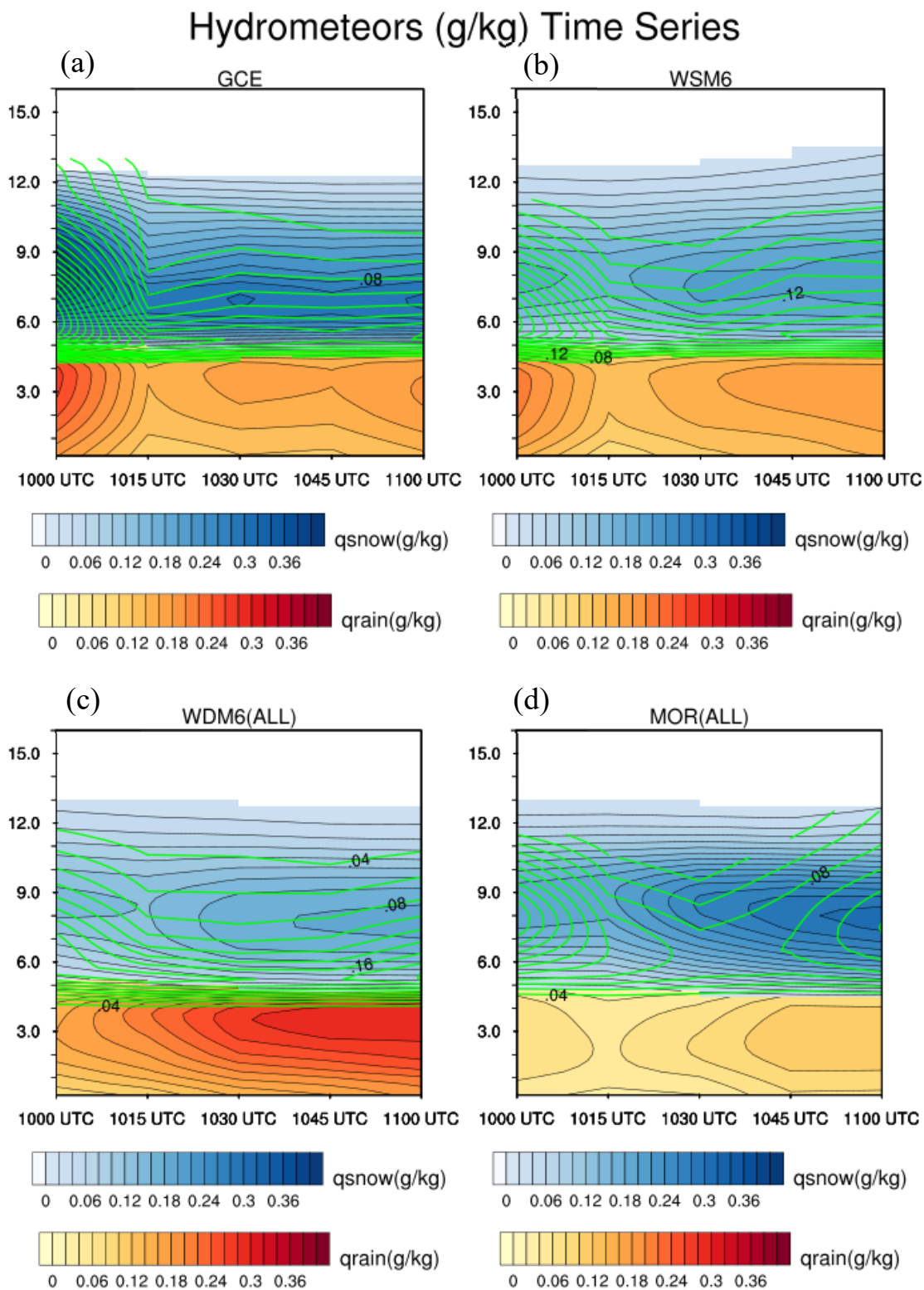


圖 5 同化窗區分析場之水象粒子混和比區域平均值隨高度變化時序圖。藍色系底色表示雪，橘色系底色表示雨水，綠色等值線代表軟雹。(a) GCE 方案; (b) WSM6 方案; (c) WDM6 方案; (d) Morrison 方案。

## Hydrometeors NT(#/m3) Time Series

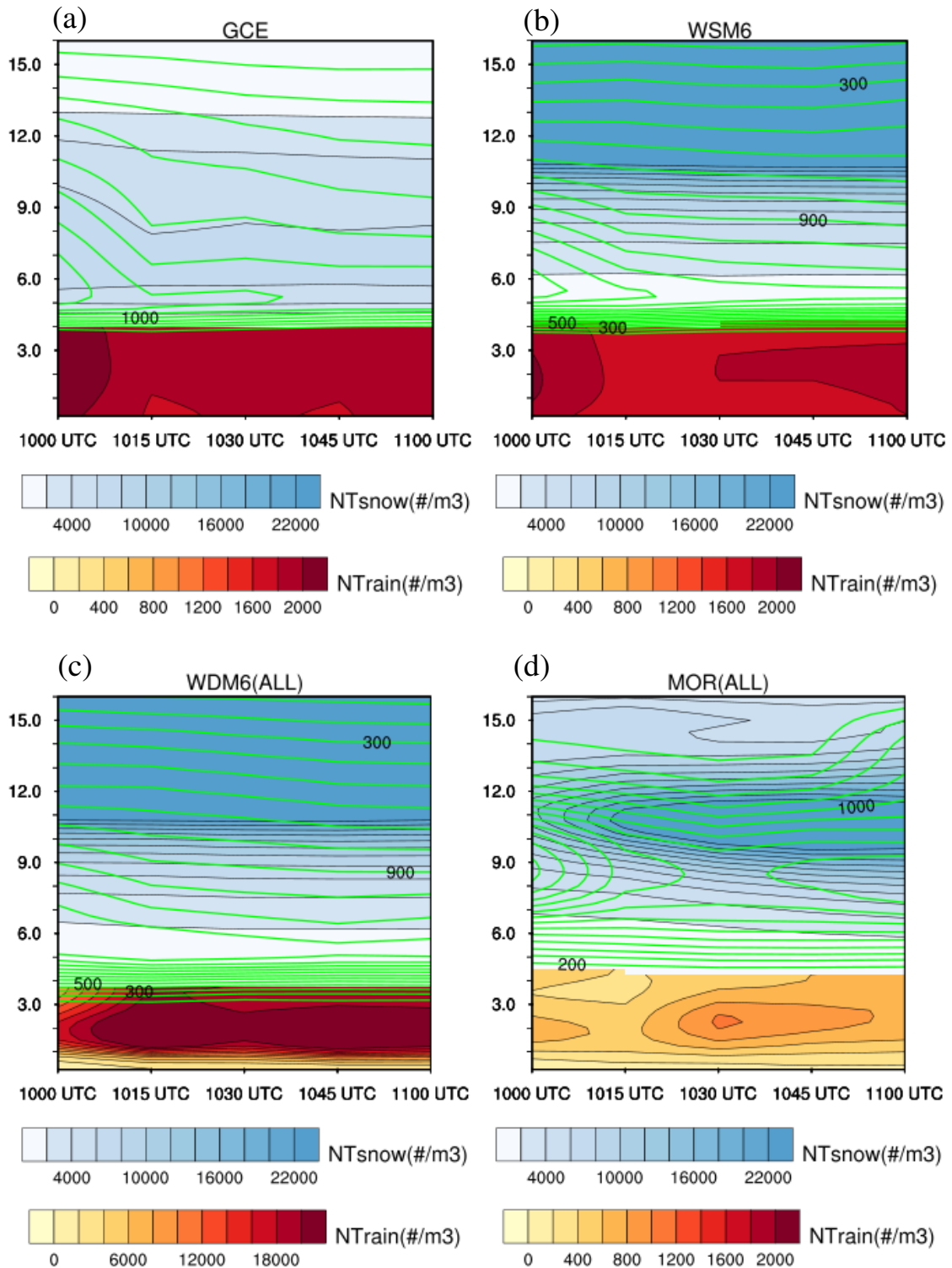


圖 6 同化窗區分析場之水象粒子總體粒子個數區域平均值隨高度變化時序圖。藍色系底色表示雪，橘色系底色表示雨水，綠色等值線代表軟雹。特別注意 WDM6 雨水色階與其他三者不同。(a) GCE 方案; (b) WSM6 方案; (c) WDM6 方案; (d) Morrison 方案。

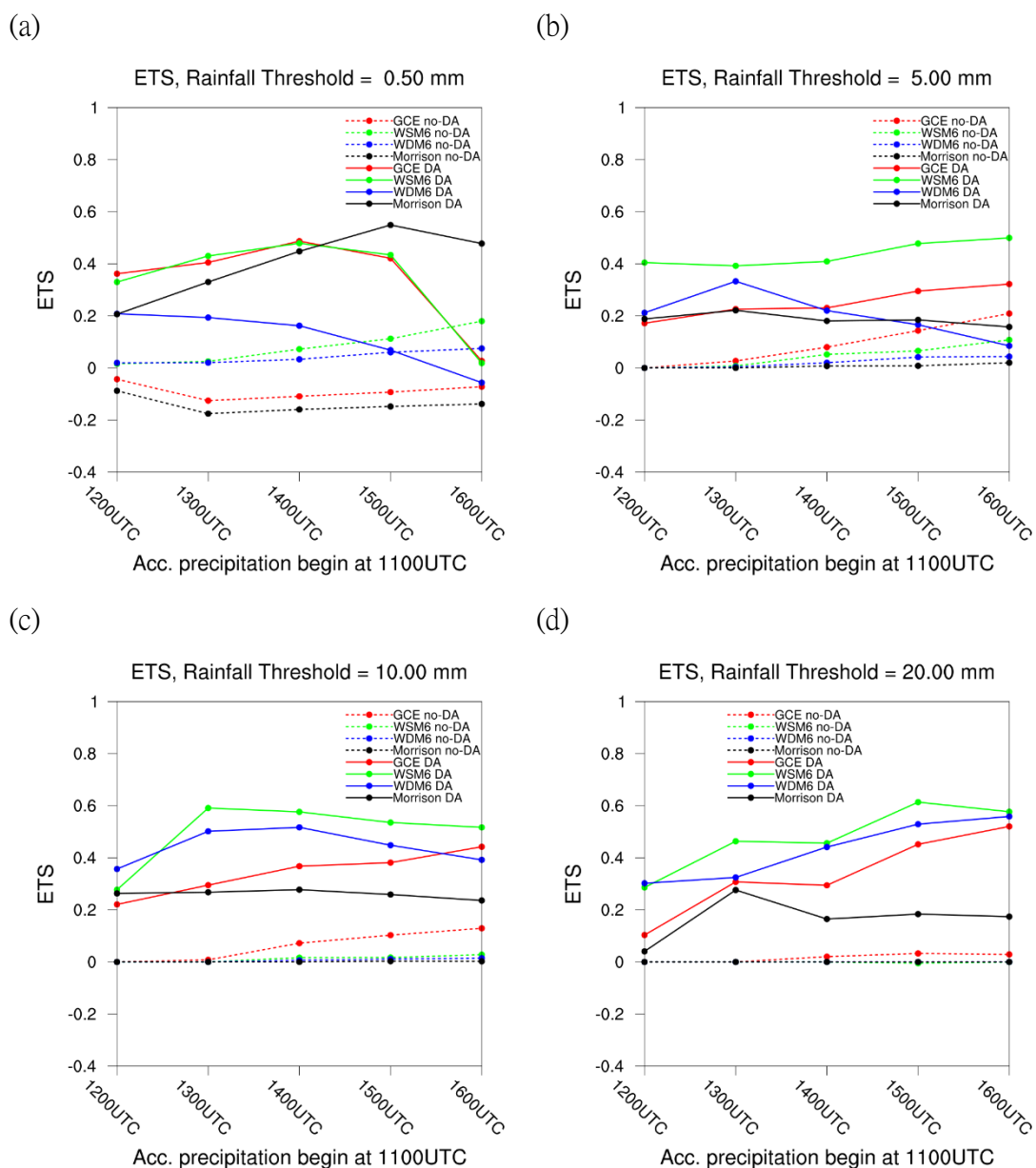


圖 7 四種微物理參數化方案實驗，自 1100UTC 開始預報之 1 至 5 小時累積雨量 ETS 折線圖。虛線代表背景場(NoDA 模擬)，實線則是同化後的系集平均預報。紅色線表示 GCE、綠色線—WSM6、藍色線—WDM6、黑色線—Morrison 方案。(a)門檻值為 0.5 mm;(b)門檻值為 5 mm;(c)門檻值為 10 mm;(d)門檻值為 20 mm。

表格 4 繪製 CFAD 的各變數資料區間與組間間隔

雷達變數	回波	差異反射率	比差異相位差
資料選取範圍	-1~66 dBZ	-0.6~4.6 dB	-0.01~1.01°/km
各組間距	1 dBZ	0.05dB	0.01 °/km

## (二)、CFAD 分布結果

本小節將利用 CFAD (contoured frequency by altitude diagram)進行 S-POL 雷達與分析場之表現，藉以檢視同化後，分析場對於垂直、水平方面的微物理參數的調整程度。CFAD 為將一定範圍內資料分成數個等高面後，再將各個等高面的資料，依照數值大小分成若干組，每個高度層皆重複相同的分組，藉此了解檢視範圍內資料在垂直層上的分布狀況。CFAD 的選取範圍，在觀測資料與模式的選取範圍如圖 3(a)紅色範圍所示，且將 S-POL 雷達為中心 135 公里以外的資料捨去不用。觀測與模式資料均處理成相同解析度：水平解析度為 3 公里，垂直範圍取高度 1 公里至 15 公里，每 0.25 公里為一間隔。本文中將使用回波、差異反射率與比差異相位差的 CFAD 進行後續的討論，三種變數的分組資訊如表 4 所示。圖 8 是 S-POL 觀測資料之 CFAD，(a)-(c)依序表示 6 月 14 日 1100 UTC 的回波、差異反射率以及比差異相位差 CFAD。(d)則是 1100-1200UTC，時間區間內比差異相位差之 CFAD，採用不同時間資料是為了增加資料樣本數。CFAD 中的黑線參考 Min et al.(2015)，黑線代表 25%、50%以及 75%的累積機率線，類似於四分位數，藉以檢視資料的離散

程度。另外，在本研究中，參考 Steiner et al. (1995)提出的分類方法，以 3 公里高回波大於 40dBZ 者為對流區；介於 10-30dBZ 者為層狀區。將颱風系統分為層狀與對流區域後，可強調 $K_{DP}$ 的變化趨勢。由於在觀測算符轉換結果中，雪和雹之水平與垂直背向散射振幅公式的次方項設定為 3，使得在高層 $Z_{DR}$ 和 $K_{DP}$ 參數差異極小。再者，由於中高層冷雲過程觀測的不確定性，微小的雲冰可能使得 $K_{DP}$ 參數有所變化。因此本研究只針對暖雨的部分進行 $Z_{DR}$ 和 $K_{DP}$ 參數的討論，而 6 公里以上的模式與觀測資料暫不比較。

圖 8(a)為 6 月 14 日 SPOL 觀測回波 CFAD，從回波機率分布可判斷，融化層高度約在 5 公里高。5 公里以下之回波中位數值落在 26dBZ 左右，回波分布也較高層離散，25%與 75%累積機率線約是 20 與 35dBZ。高於 5 公里處回波中位數越往高層越低，且分布較為集中，回波值約在 10 至 20dBZ 之間。圖 8(b)則是 SPOL 觀測差異反射率 CFAD，低層的 $Z_{DR}$ 中位數值約落在 0.5dB，25%-75%的資料落在 0.2-0.8dB 之間，顯示中小雨滴偏多、形狀多接近正球體的狀況。而在強對流區，25%至 75%累積機率線於 0.8-1.2dB 之間，即使在強對流區域，大雨滴出現機率並

不高(圖未示)。圖 8(c)則是比差異相位差 CFAD，由於 $K_{DP}$ 對於雨水含量較低的區域不敏感，在層狀、弱降水之區域， $K_{DP}$ 多在  $0.1^\circ/km$  之下。因此，檢視預報表現時，將會利用對流區之 $K_{DP}$  CFAD 進行比較。圖 8(d)則是累積一小時之 S-POL  $K_{DP}$  對流區 CFAD，強降水區域多對應到高 $K_{DP}$ ，25%-75%累積機率線介於  $0.2-0.6^\circ/km$  之間，將劇烈降水區域分開檢視，將有助於模式校驗的判斷。

圖 9 是 NoDA 模擬中 6 月 14 日 1100UTC 的 CFAD，(a)-(d)分別表示 GCE、WSM6、WDM6 與 Morrison 方案的回波 CFAD。在 NoDA 模擬中，在 5 公里以下，中位數線幾乎都偏低，四個方案 GCE、WSM6、WDM6、Morrison 之中位數值約 23、20、15、24 dBZ。WDM6 在 5 公里以下的回波值比其他三者分布更低，研判原因來自於 WDM6 中，雨水粒子個數偏多，雨滴偏小，使得回波值較低。在高層部分，與觀測結果比較後，回波機率分布較不集中且偏弱。

圖 10 為經過資料同化的系集平均分析場結果，(a)-(d)分別是 GCE、WSM6、WDM6 與 Morrison 方案。結果發現，四個方案在經過資料同化後，五公里以上的回波分布趨近於觀測。GCE、WSM6、Morrison 五公里以下的回波中

位數線大致落在 25 dBZ 左右，和觀測較為接近。而 WDM6 的回波中位數落在 20 dBZ 左右，稍微低估了一些。高度 6-9 公里之較低回波值，經過資料同化修正後，回波值分布高值出現機率增加。顯示資料同化過後，成功將觀測資訊傳遞至模式當中。此外，在 GCE 和 WSM6 實驗中，一樣都是單矩量的微物理方案，約 8 公里上空高層的 CFAD 也有些微的不同。先前章節提到，由於 WSM6 在雪的截距參數設定，WSM6 在高層的雪粒子偏多，導致回波出現機率分布多數介於 0 至 5 dBZ 之間。在圖 9 與圖 10，WSM6 與 WDM6 方案在高層回波分布狀況類似，原因是兩方案在冰相粒子的處理方式完全相同。低層分布有所差異，則是 WDM6 在雲水與雨水以雙矩量處理有關，總體粒子個數濃度也影響回波計算。整體而言，WDM6 回波值在累積機率線值皆偏小，可藉由圖 5 與圖 6 中得知 WSM6 與 WDM6 在總體粒子個數濃度差距一個數量級，顯示 WDM6 中模擬出之總體粒子個數濃度偏高，在混和比差異不大之下，較多的粒子個數顯示平均粒徑偏小，使得回波值偏小。

本研究在同化雷達回波與徑向風之下，藉由系集同化系統之變數間交相關關係(cross-correlation)，以改變水象粒子的分佈狀況，了解雙偏極化雷



達參數在同化前後的變化，分析各微物理方案的特性。圖 11 是 1100 UTC NoDA 模擬之  $Z_{DR}$  CFAD，(a)-(d) 分別是 GCE、WSM6、WDM6 與 Morrison 方案。GCE 和 WSM6 方案的四分位線的分布情形與 SPOL 觀測類似， $Z_{DR}$  中位數值較 S-POL 觀測場高。WDM6 方案  $Z_{DR}$  CFAD 分布隨著高度遞減，量值呈現先下降，再慢慢上升的狀況。造成此現象推測是由於雪和雹都是單矩量的設定，在經過融化層相態的轉化後，使得大量的雪、雹粒子轉化成雨水粒子，使得雨水粒子大量增加。轉換成雨水後，再因碰撞結合作用的作用，使得 WDM6 在近地表的  $Z_{DR}$  的增加。最後則是 Morrison 的分布，有隨著明顯高度降低而  $Z_{DR}$  值升高的狀況。在雨水以單矩量處理的 GCE、WSM6 與雙矩量之 WDM6、Morrison，單、雙矩量參數化方案在  $Z_{DR}$  的垂直分布上有很大的不同，單矩量方案之  $Z_{DR}$  隨著高度增減不會有太大的差異，而雙矩量方案  $Z_{DR}$  則都有隨高度變化的現象。造成 CFAD 結構表現不同的原因則是，在單矩量參數化方案中，由於截距參數固定，只有斜率參數能自由變動，而雙矩量參數化方案之截距參數、形狀參數皆可變動，故兩者相比下，雙矩量參數化方案的自由度較高。且雙矩量微物理參數化中，由

於碰撞結合作用能夠改變整體粒子個數濃度 ( $N_T$ )，模擬實際微物理過程，減少直徑小的粒子，使大粒子增加，因此可以看到雙矩量微物理方案在地表附近看到  $Z_{DR}$  的高值。WDM6 擁有最多的  $N_T$ ，使得其粒子的平均直徑偏小，因此在計算  $Z_{DR}$  時，便計算出較小的  $Z_{DR}$  值。Morrison 則是和 WDM6 相反， $N_T$  偏少，使得  $Z_{DR}$  較大。

圖 12 則是 1100UTC 系集平均分析場差異反射率 CFAD 的結果。兩個單矩量參數化方案 GCE(圖 12a) 和 WSM6(圖 12b) 方案的  $Z_{DR}$  中位數、25% 與 75% 累積機率線皆上升，使得同化後結果  $Z_{DR}$  增大。WDM6 中，則是出現過多  $Z_{DR}$  負值，原因是過多雨滴粒子所造成。Morrison 之  $Z_{DR}$  值在同化後也有上升的現象。認為造成同化結果差異不明顯的原因是系集平均的結果，在圖 9 中，四個方案回波值之 NoDA 模擬 CFAD 分布皆偏低， $Z_H$  值皆不超過 35dBZ，由於將系集成員平均後，較強的訊號便會被削弱，而在同化後， $Z_H$  值很明顯地跟著被提高。由於 GCE 與 WSM6 中， $Z_H$  與  $Z_{DR}$  的皆是混和比的函數，使得資料同化系統在改變水象粒子混合比後，便能夠很直接的影響到  $Z_{DR}$  的表現。而在 Morrison 與 WDM6 中， $Z_{DR}$  是利用混和比與總體粒子個數濃

度求得，因此，若沒有提供額外的雙偏極化參數同化，僅利用 $Z_H$ 與模式變數的交相關關係進行修正，可能沒辦法提供正確且有效的訊息給模式變數進行修正。另外，本研究所使用的雙偏極化雷達資料觀測算符中所使用的雨水軸比關係，是北美地區觀測結果，雨滴顆粒偏大。因此，將算符直接套用於臺灣個案使用時，造成 $Z_{DR}$ 的高估。

圖 13(a-d)為四個微物理方案在 1100UTC 的 NoDA 模擬比差異相位差結果，四者 $K_{DP}$ 分布多出現於  $0.01^\circ/km$  以下，或接近於 0，只有少部分的數值在  $0.1^\circ/km$  左右，顯示 NoDA 模擬中的水含量值遠遠被低估。圖 14 則是 1100UTC 系集平均分析場比差異相位差 CFAD。(a)-(d)代表 GCE、WSM6、WDM6 與 Morrison 方案。四者在 $K_{DP}$ 值以及機率分布皆提高，表示資料同化對於 $K_{DP}$ 的改善有一定的程度，但整體而言 $K_{DP}$ 的量值仍是低估。在 SPOL 觀測中，中位數和 75%機率累積線，約是  $0.1$  和  $0.25^\circ/km$  左右，而四個微物理方案分布皆在  $0.1^\circ/km$  以下，低估的狀況很明顯。Putnam et al.(2017)指出無論單矩量或雙矩量微物理參數化方案皆傾於低估液態水含量，而本研究的分析結果與其論點相似，從 CFAD 中可看到液態水含量的低估。

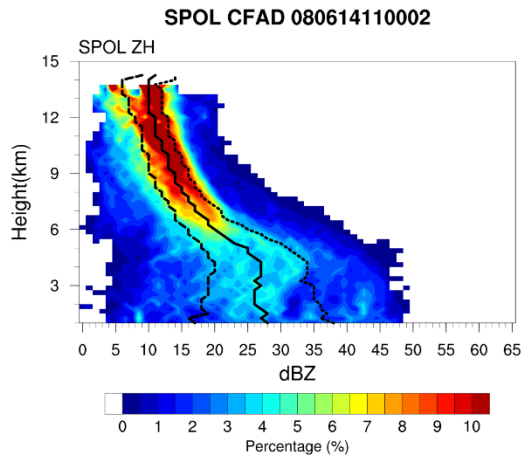
先前的比較與分析皆利用雙偏極

化參數與同化後之分析場作比較，接下來檢視極短期天氣預報之表現。將系集平均後之分析場進行 0-1 小時即短期預報，並著重在強對流區之結果分析。圖 15 (a)-(d)是四個微物理方案預報之 $K_{DP}$  其 CFAD 分布。區分出對流區的好處是可以將 $K_{DP}$  訊號反應不敏感的區域剔除，更容易比較模式間差異。此外，為考慮系統在空間與時間上之相位誤差(phase error)以及增加統計樣本，採用模式 0-1 小時以內每 15 分鐘一筆模式輸出，共 4 個時段的整合結果來進行分析驗證。結果顯示: GCE 與 WSM6 在分布和累積機率線與觀測較為接近。而 GCE、WSM6、Morrison 在  $0.2-0.3^\circ/km$  間出現的機率較 WDM6 高，表示經過資料同化後，對於強對流區域的掌握度較佳。而四個方案在一小時預報後，S-POL 雙偏極化觀測與四種不同微物理方案比對皆有相當差異(未圖示)，顯示模式誤差(model error)此時已經主導模式之表現。

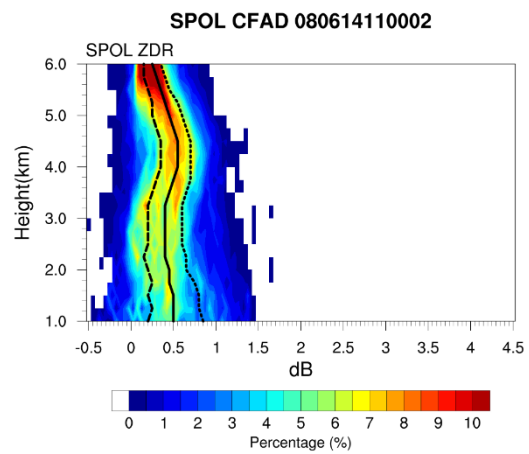
綜合以上分析結果顯示，同化徑向風與回波，對於雙偏極化雷達參數的修正有一定程度的幫助，例如 $K_{DP}$ 值的表現。不過，僅同化回波能夠提供的資訊有限，對於 $Z_{DR}$ 值修正仍有所侷限。本研究認為，若要使用雙矩量為物理參數化方案，則需要額外的雙偏極化雷達資料提供額外的資訊改善微物理

變數的分佈，也說明雙偏極化雷達參數同化之必要性。

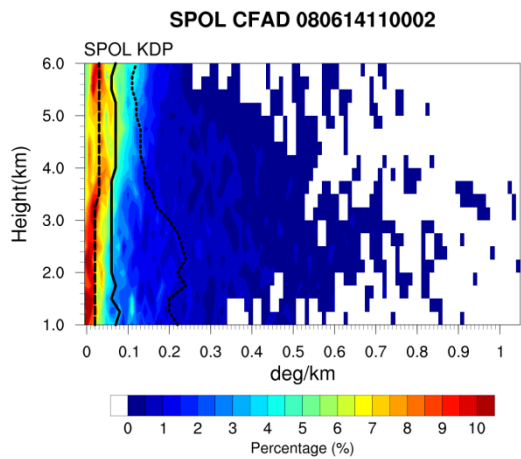
(a)



(b)



(c)



(d)

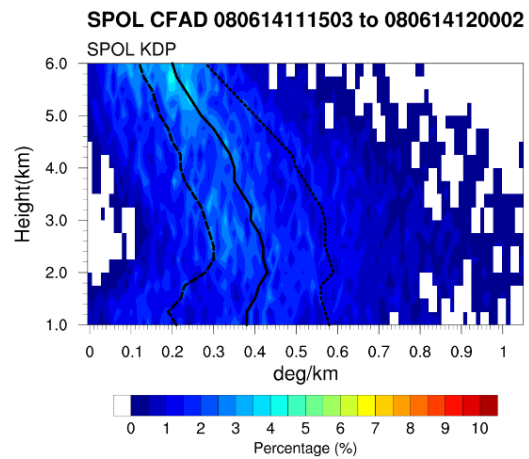


圖 8 2008 年 6 月 14 日 S-POL 雷達觀測之: (a)回波; (b)差異反射率; (c)比差異相位差其 CFAD 分布; (d)為 1100 至 1200 UTC 一小時內對流區之比差異相位差 CFAD 分布。

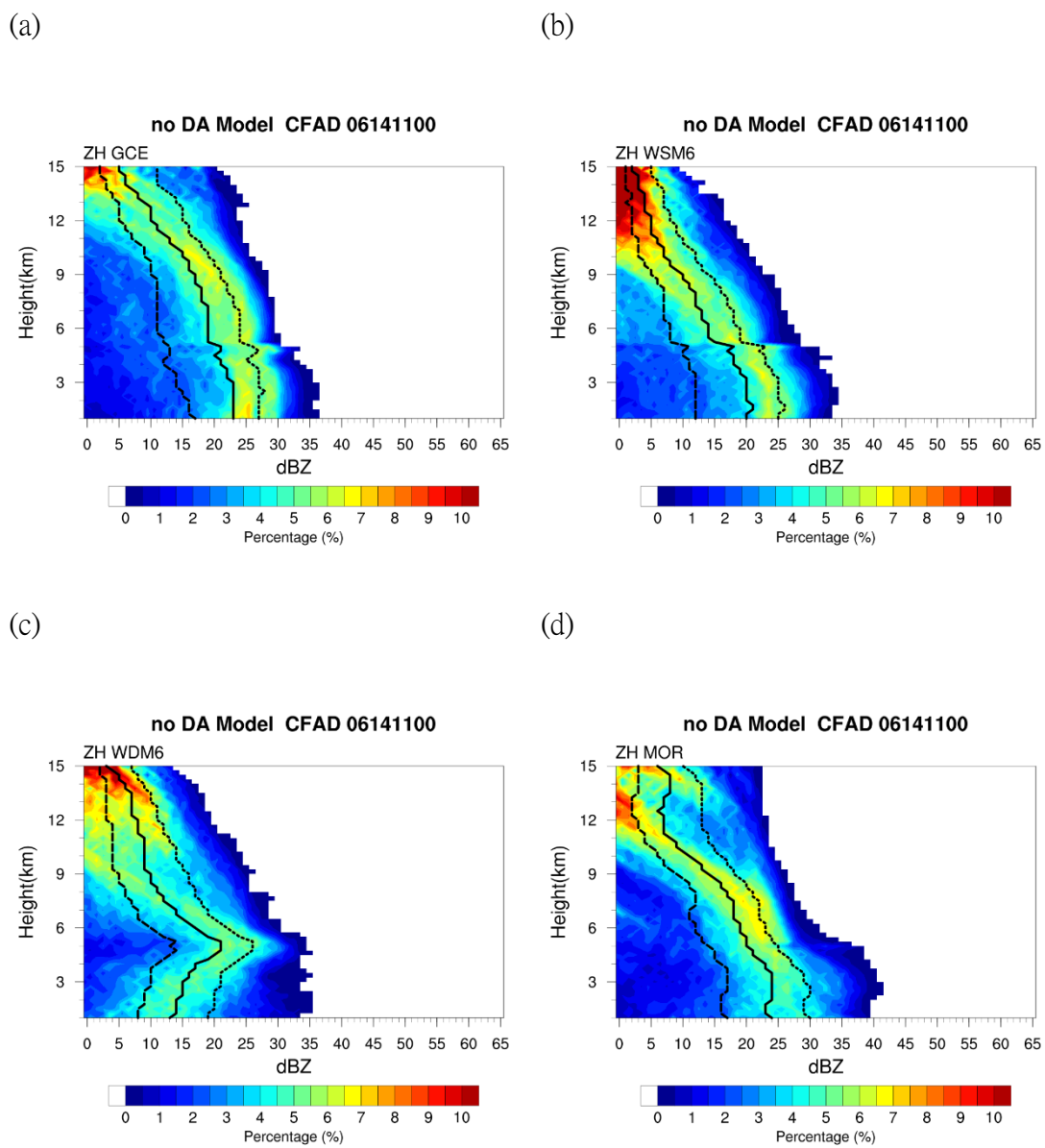


圖 9 NoDA 對照組在 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 之回波 CFAD 分布:(a) GCE; (b) WSM6; (c) WDM6; (d) Morrison °

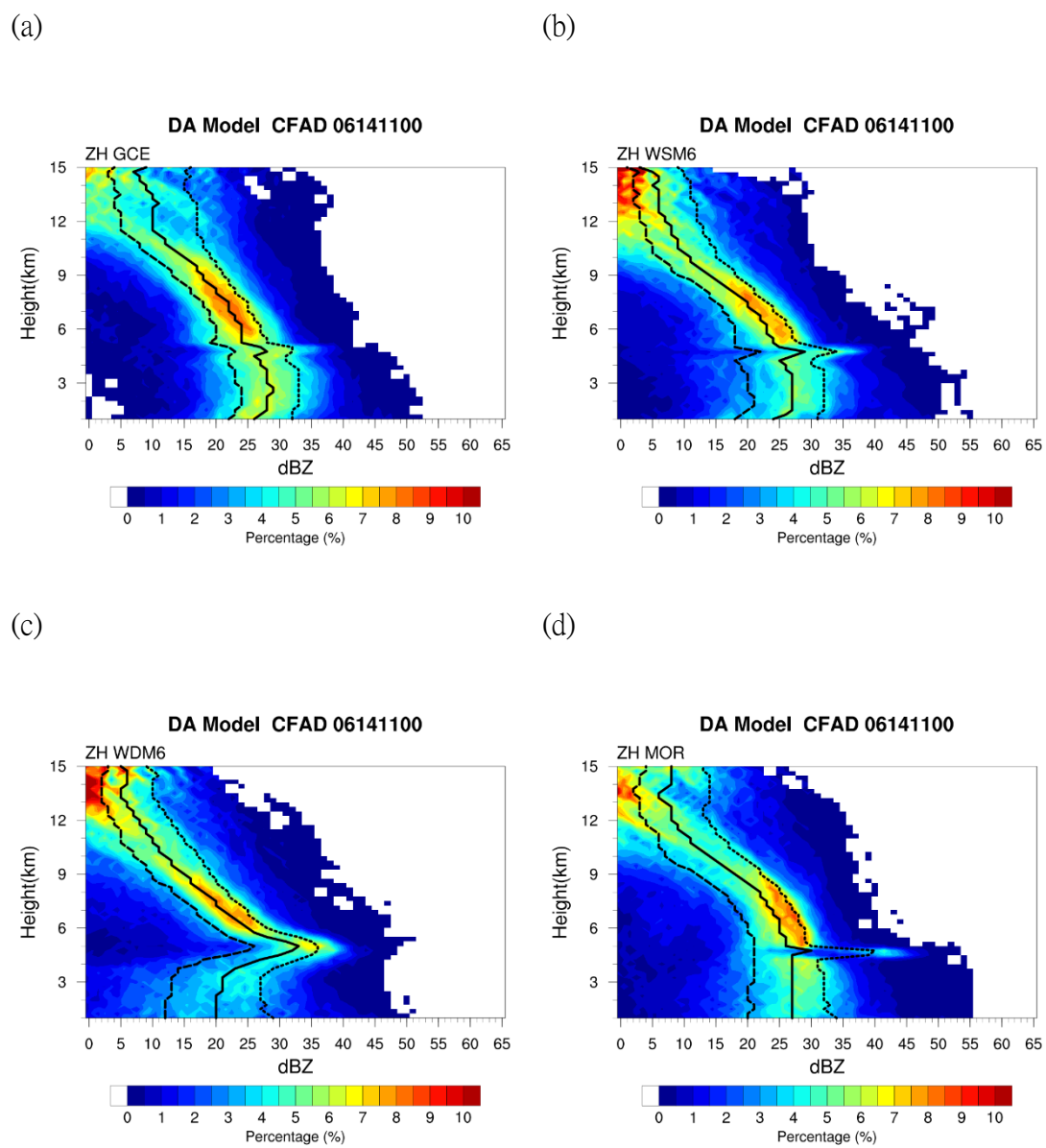
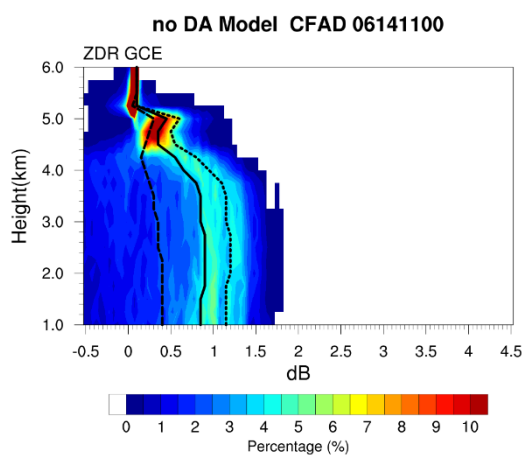
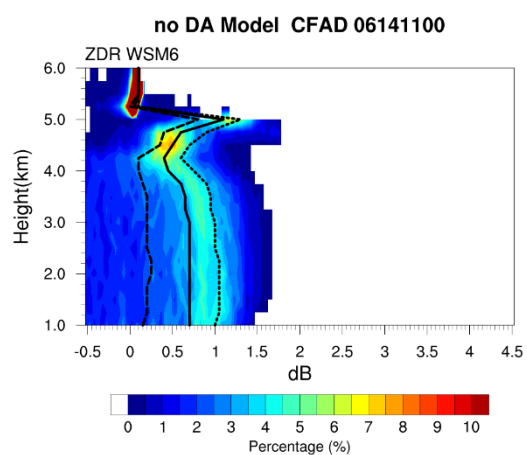


圖 10 同圖 9，但為同化雷達資料後由系集平均獲得之分析場其回波 CFAD 分布。

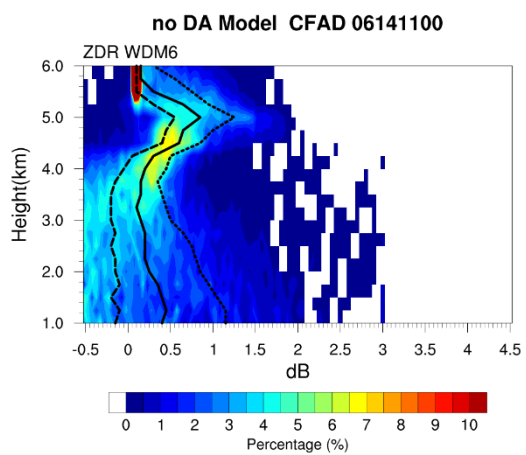
(a)



(b)



(c)



(d)

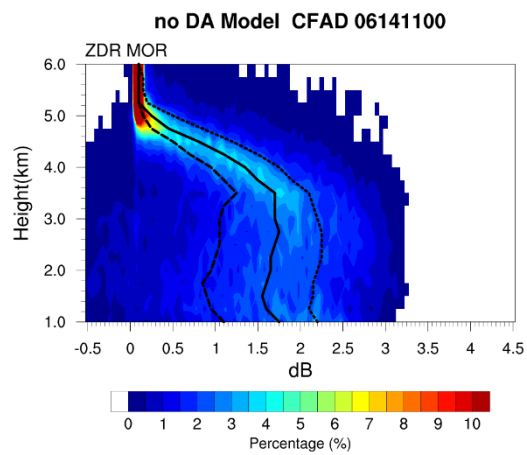


圖 11 同圖 9，但為 NoDA 對照組之差異反射率 CFAD 分布。

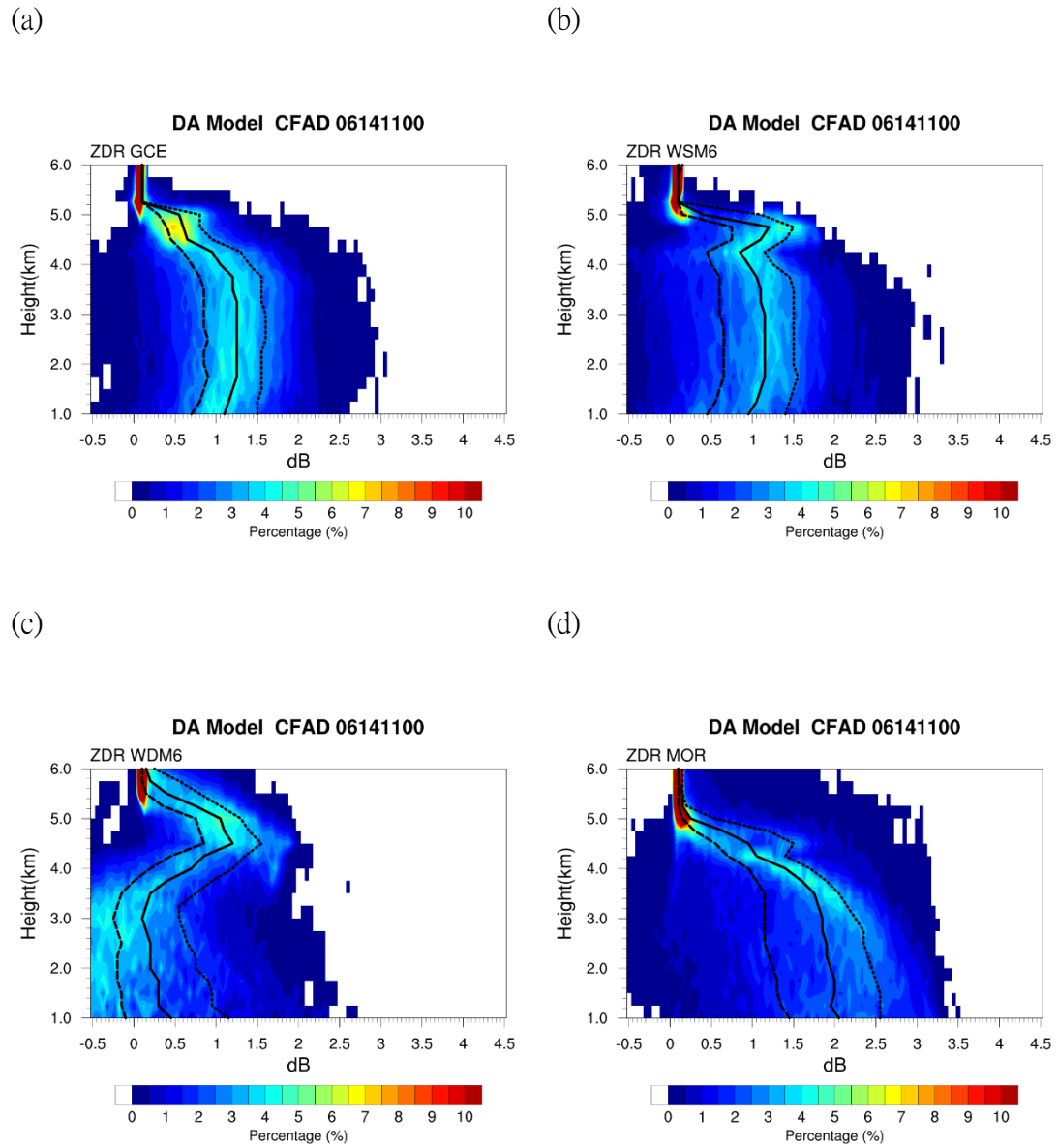


圖 12 同圖 10，但為同化雷達資料後由系集平均獲得之分析場其差異反射率 CFAD 分布。

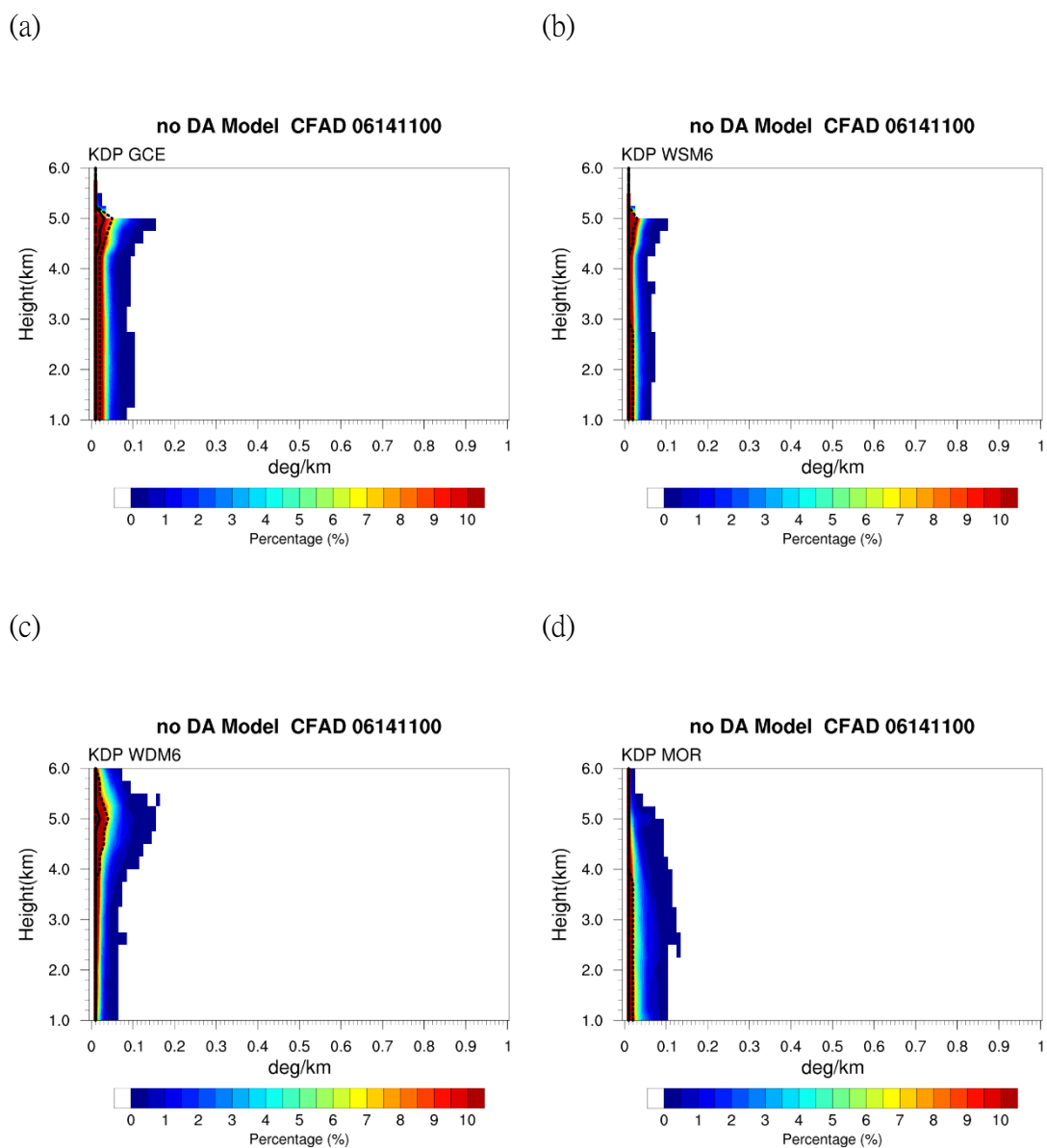
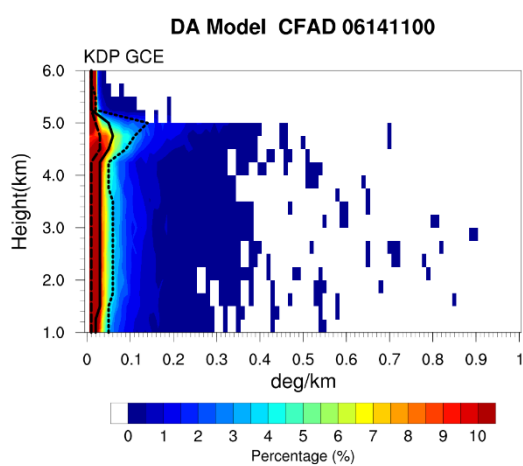


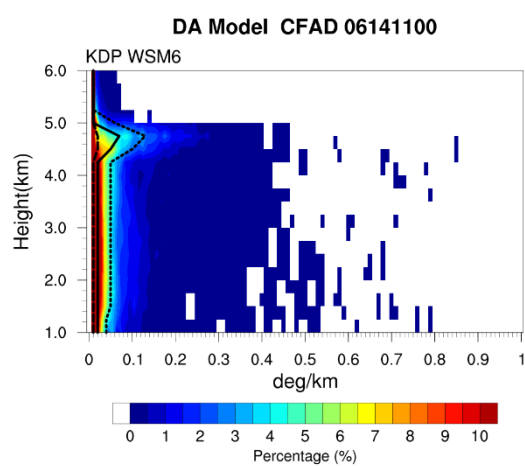
圖 13 同圖 9，但為 NoDA 對照組之比差異相位差 CFAD 分布。



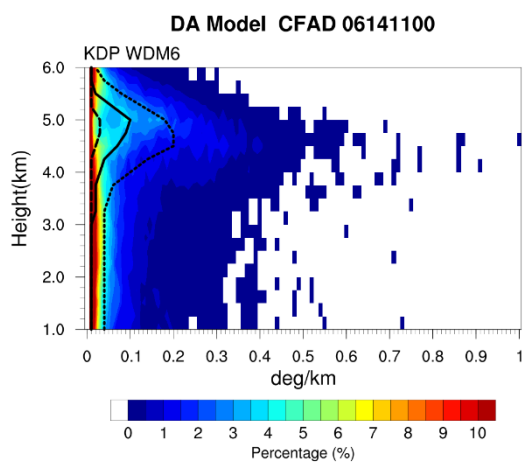
(a)



(b)



(c)



(d)

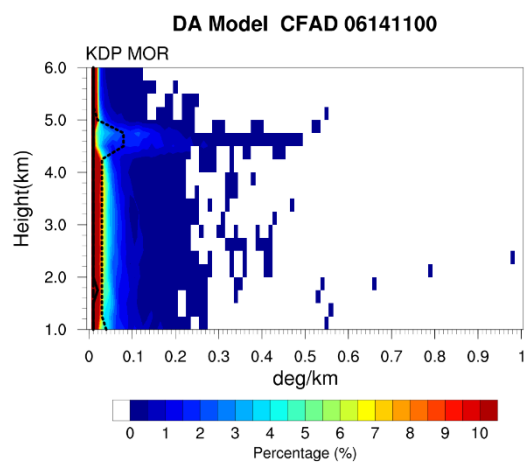


圖 14 同圖 10，但為同化雷達資料後由系集平均獲得之分析場其比差異相位差 CFAD 分布。

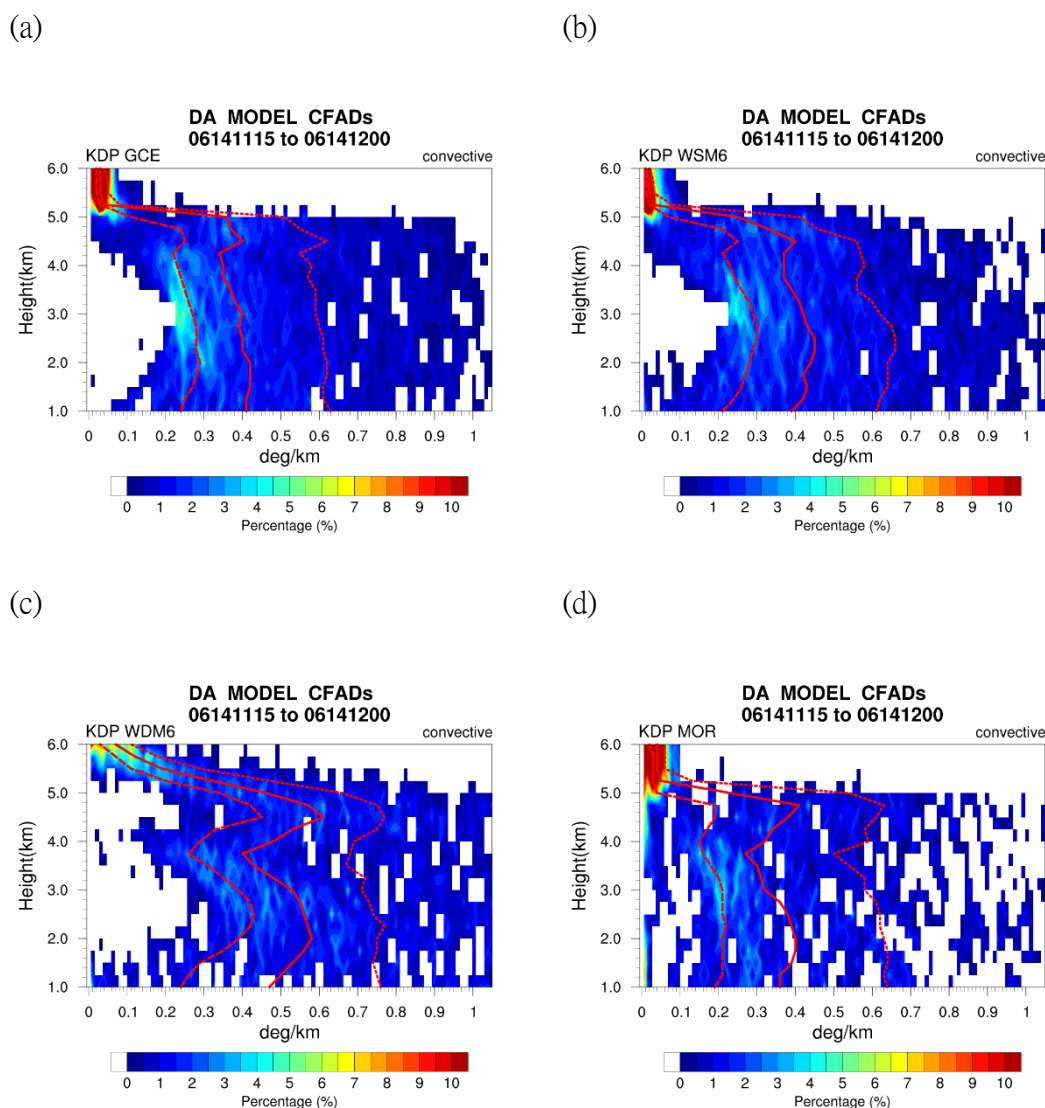


圖 15 2008 年 6 月 14 日 1100UTC-1200UTC 預報一小時之對流區比差異相位差 CFAD 分布: (a) GCE; (b) WSM6; (c) WDM6; (d) Morrison。

### (三)、敏感度測試

由於觀測算符中，考慮到融化層相態改變中的水象粒子，因此要決定將多少比例的液態與固態水象粒子混和比轉換至混相粒子混和比是一個值得討論的重點，而將影響到資料同化與模式模擬的表現。本小節將對於觀測算符進行敏感度測試，目的於找到

適合臺灣環境的混相比例。

圖 16 是粒子之最大轉換比例 ( $F_{max}$ ) 之測試，以 CFAD 進行比較。圖 16 (a) 表示 SPOL 雷達觀測結果，(b) 是未考慮混相水象粒子之結果，而可以看到機率分布非常連續且平滑，但無法分辨何處是融化層，難以判斷其高度。(c) 則是使用觀測算符之預設值，可以看到其機率分布很明顯的向外突出，

產生一個不連續、斷面的亮帶結構，而此結果與過往的觀測結果，顯得些許不自然。而(d)則是將最大轉換比例減半後的結果，可以發現將最大轉換比例減半後對於不連續帶的改善沒有很明顯的助益，反而在融化層之回波值有明顯被加強的狀態。而經過檢驗後，造成不連續帶明顯的原因為雙矩量實驗中，混相粒子之總體粒子個數濃度計算結果。認為是在融化層處理時，由於雙矩量實驗中多一項預報變數 $N_T$ ，使得計算轉換比例時也需要考慮 $N_T$ 的轉換數量。假設在融化層中，具有一定質量之混相粒子，在 $N_T$ 過低的狀態下，

即類似大直徑的混相粒子，使得回波過大，因此，在進行雙矩量觀測算符在處理混相粒子之 $N_T$ 值時，需要進行門檻值限制，以剔除過低的 $N_T$ 值。圖 17 為 $N_T$ 進行調整後的敏感度測試結果，(a)-(c) 則是將  $N_T$  低於  $10 \text{ \#}/m^3$ 、 $100 \text{ \#}/m^3$ 、 $1000 \text{ \#}/m^3$  ( $\text{\#}$ : 個數) 門檻值以下，便不進行混相粒子轉換之測試。圖 17(a) 在濾除後，不連續的情況仍是很明顯，而在圖 17(c) 中，亮帶結構較不明顯，濾除掉太多粒子。圖 17(b) 則出現亮帶結構，且機率分布上較為平滑， $100 \text{ \#}/m^3$  應是較合理的門檻值。

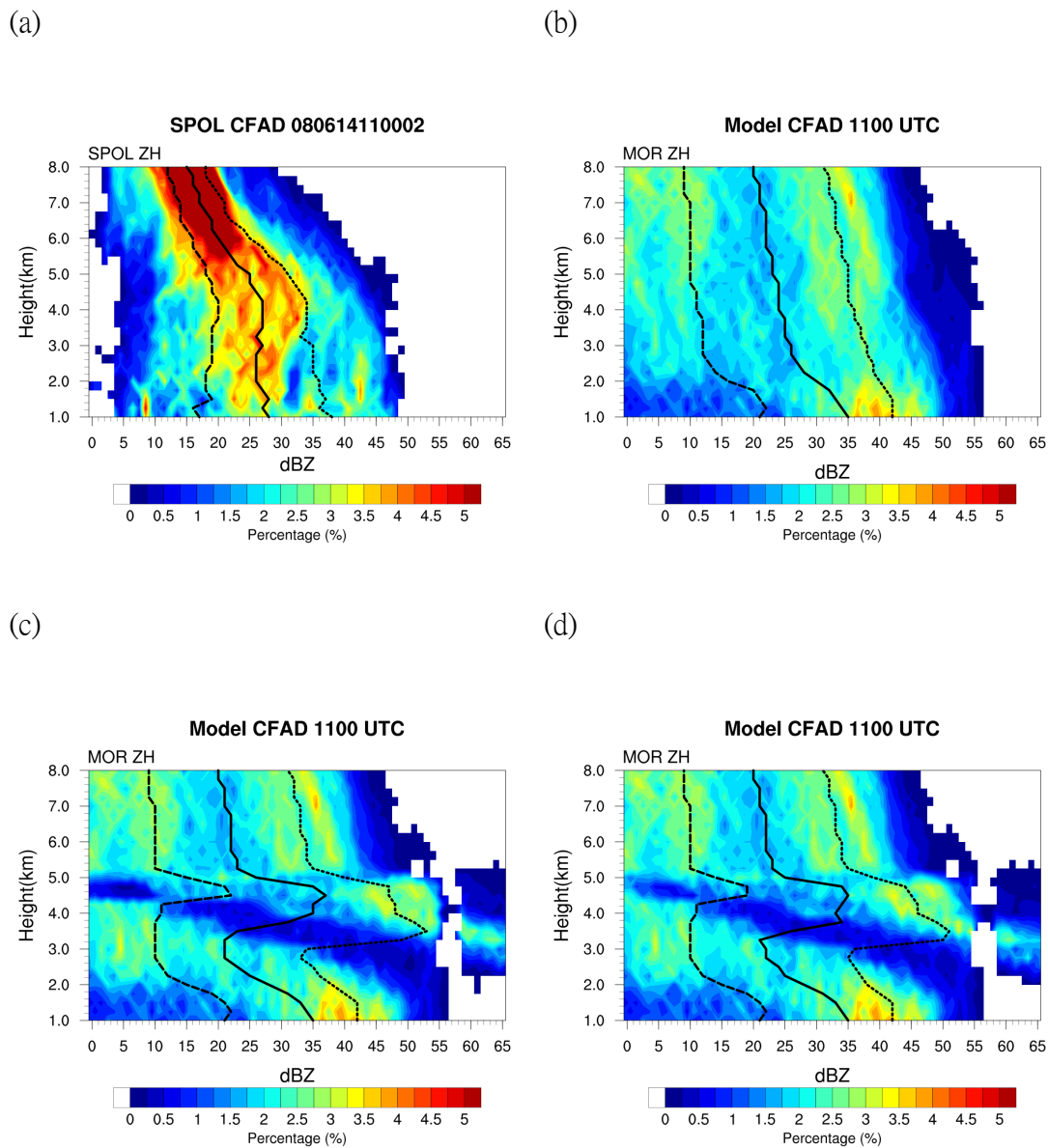


圖 16 最大轉換比例之敏感度測試，以 Morrison 單一預報在 6 月 14 日 1100 UTC 為例: (a) S-pol 雷達觀測; (b) 考慮無混和態粒子; (c) J08a 預設值; (d) 最大轉換比例減半。

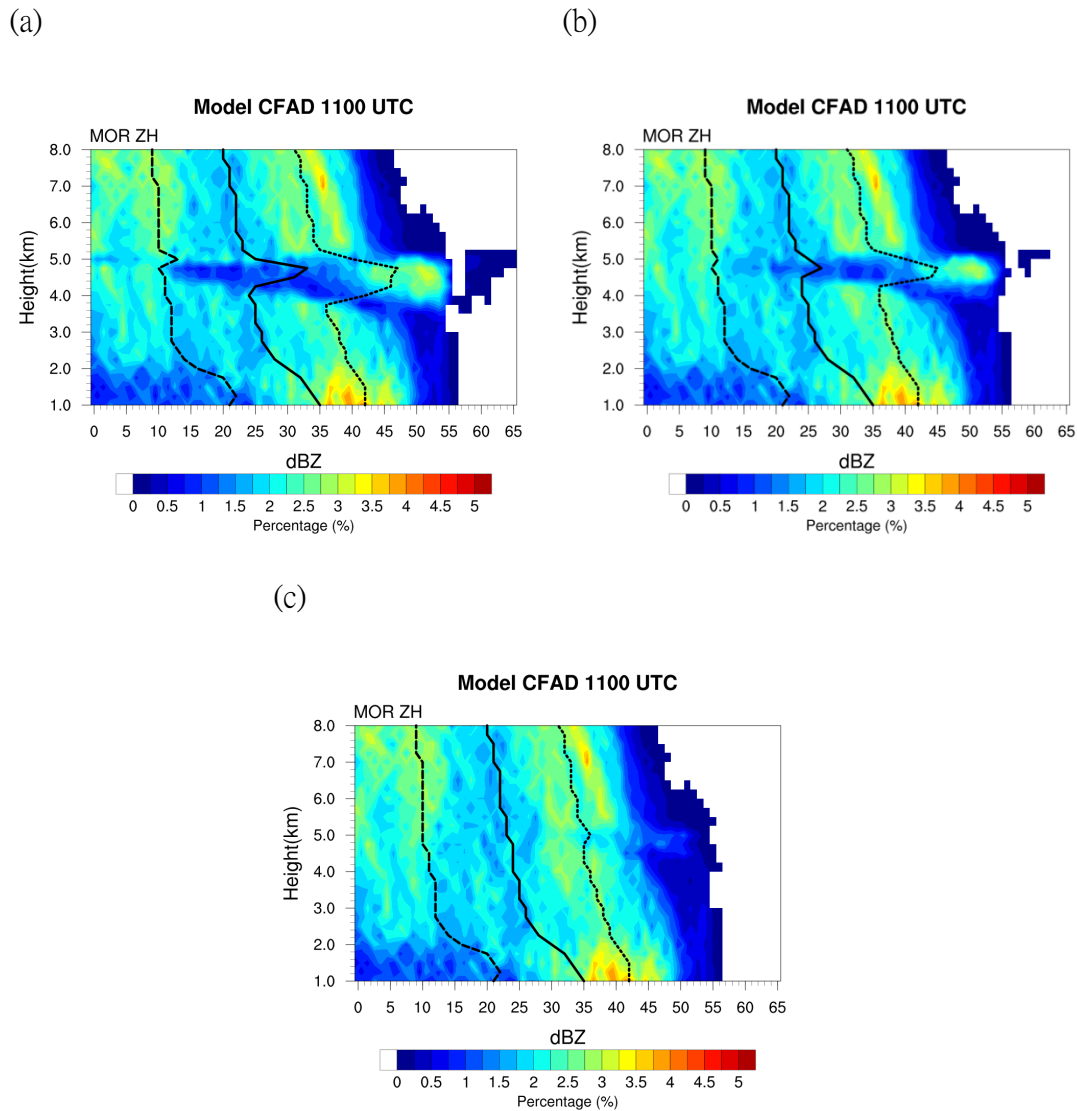


圖 17 混相粒子之總體個數濃度限制，以 Morrison 單一預報在 6 月 14 日 1100 UTC 為例。(a)  $N_T$  少於  $10 \text{ \#/m}^3$  則不轉換。(b)  $N_T$  少於  $100 \text{ \#/m}^3$  則不轉換。(c)  $N_T$  少於  $1000 \text{ \#/m}^3$  則不轉換。

## 六、 結論

本文利用雙偏極化雷達資料觀測算符將模式變數轉換為雙偏極化雷達參數後，與觀測之雙偏極化雷達參數進行比較，藉此進行模式的校驗，了解模式的雲物理過程的表現，並使用 GCE、WSM6、WDM6 與 Morrison 不同

之微物理方案進行模擬。接著透過 WRF-LETKF 資料同化系統同化雷達回波與徑向風，確保模式的雲動力場與真實場相近，再進行短期預報。藉由時間序列與回波剖面檢視同化後的分析場特性，並分析微物理方案間的差異。在 ETS 的校驗中，除了雨量門檻值為

0.5mm 的校驗折線圖顯示 WSM6 的表現不佳外，門檻值較高的每小時折線圖皆顯示 WSM6 有較好的表現。而 WDM6 在小雨量的校驗表現不佳，認為與前人研究提到的抑制層狀降水的表現有關。而 Morrison 在高門檻累積雨量的校驗上，表現相對不理想。

利用模擬之雙偏極化雷達參數進行比較，能夠了解各微物理參數化方案間的差異，進而評估較適合臺灣的微物理參數化方案。結果顯示單矩量微物理方案的 WSM6 擁有較好的模式降雨結果與雙偏極化雷達參數模擬。且同化後，發現到單矩量微物理參數化方案在整體而言，對於回波、差異反射率、比差異相位差的表現都較其他兩個雙矩量微物理參數化方案佳。此結果與 Jung et al.(2012)中同化回波與徑向風之實驗，結論為雙矩量微物理方案在偏極化參數模擬的表現較為理想有所不同。其原因如下：一、Jung et al.(2012)之研究個案為局地之超級胞個案，而本研究之天氣系統包含強對流區與廣泛之層狀區，因此使得雙偏極化參數模擬結果與分布特性(如偏極化特徵 $Z_{DR}$  arc)有所差異，此部分未來可利用不同天氣系統作進一步研究與檢視。二、模式解析度與初始及邊界條件問題，該篇論文中使用 1km 水平解析度，且在粗解析度(3 公里)模擬範圍中

同化探空和地面站等傳統觀測資料，藉以改善綜觀與中尺度之氣象場，並且於 1km 模擬範圍中擾動系集成員和進行五分鐘一次，共一小時之密集的系集資料同化。此實驗過程與本研究實驗流程有著差異，本研究於 D01 便進行擾動。此外，Morrison 方案中高估回波與差異反射率的狀況較其他三者強，此現象是源於 Morrison 方案本身設定，Morrison 方案允許較大雨滴的出現，而此現象和臺灣的觀測特性不同，因此若採用此微物理方案研究臺灣天氣個案時，需要對參數化方案進行調整。另外，資料同化系統可將回波以及比差異相位差進行修正，但效果有所侷限。如在差異反射率的調整則不明顯，認為雷達回波提供之資訊不足，使得變數的修正程度低。因此，顯示雙偏極化雷達資料的同化有其必要性。此外，比差異相位差由於其觀測特性(對於高液態水含量區域敏感)，使得在對流區的改善較為明顯。因此將同化結果分離出層狀或對流區域來校驗，結果顯示分析場結果與觀測場結果相似度很高，但是對於層狀區域的低估具有改善的空間。

鑒於雙偏極化雷達的設置，觀測資料趨於豐富下，能夠進行模式校驗以及資料同化用途。目前雙偏極化算符除了本研究敏感度測試混相比例以

及粒子數量濃度之外，其設定皆參考 J08a 之設定，如美國之雨水軸比關係以及平均氣溫，預計未來能夠採用臺灣之雨水軸比關係式與平均氣溫，再利用 T-matrix 方法重新擬合雷達波傳遞的背向散射振幅(S 波段、C 波段與 X 波段)，使得雙偏極化雷達資料與觀測算符更加廣泛應用。例如使用 PID 技術進一步區別融化層之水象粒子分布狀況，藉此改善觀測算符，使之更吻合臺灣之觀測特性。另外，延續本研究，進一步同化雙偏極化雷達參數在鋒面系統之表現，為目前正在進行的分析研究。

## 致謝

感謝兩位審查委員提供寶貴的意見，使本文能夠更加完善。本研究由行政院科技部研究計畫 107 - 2111 - M - 008 - 018 - 經費資助。

## 參考文獻

- 邵彥銘，2015：利用局地系集轉換卡爾曼濾波器雷達資料同化系統改善短期定量降雨預報：SoWMEX IOP8 個案分析，國立中央大學大氣物理所碩士論文，1-78 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)。國立中央大學大氣物理所博士論文，1-71 頁。
- 鄭翔文，2017：雷達資料同化於多重尺度天氣系統(梅雨)的強降雨預報影響：SoWMEX IOP#8 個案研究國立中央大學大氣物理所碩士論文，1-68 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 年西南氣流實驗期間強降雨事件的雲物理過程。國立中央大學大氣物理所碩士論文，1-91 頁。
- Augros, C., Caumont, O., Ducrocq, V., and Gaussiat, N., 2018: Assimilation of radar dual-polarization observations in the AROME model, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **144**, 1352 - 1368
- Dawson, D.T., E.R. Mansell, Y. Jung, L.J. Wicker, M.R. Kumjian, and M. Xue, 2014: Low level  $Z_{DR}$  signatures in supercell forward flanks: The role of size sorting and melting of hail. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 276 - 299.
- Hong, S., J. Dudhia, and S. Chen, 2004: A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon. Wea.*

- Rev.*, **132**, 103 – 120.
- Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: a local ensemble transform Kalman filter. *Physica D*, **230**, 112-126.
- Johnson, M., Y. Jung, D. Dawson, and M. Xue, 2016: Comparison of simulated polarimetric signatures in idealized supercell storms using two-moment bulk microphysics schemes in WRF. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 971 – 996,
- Jung, Y., G. Zhang, and M. Xue, 2008: Assimilation of simulated polarimetric radar data for a convective storm using ensemble Kalman filter. Part I: Observation operators for reflectivity and polarimetric variables. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2228 – 2245.
- Jung, Y., M. Xue, G. Zhang, and J.M. Straka, 2008: Assimilation of simulated polarimetric radar data for a convective storm using the ensemble Kalman filter. Part II: impact of polarimetric data on storm analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2246 – 2260,
- , ——, and G. Zhang, 2010: Simulations of polarimetric radar signatures of a supercell storm using a two-moment bulk microphysics scheme. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 146 – 163.
- , ——, and M. Tong, 2012: Ensemble Kalman filter analyses of the 29 – 30 May 2004 Oklahoma tornadic thunderstorm using one- and two-moment bulk microphysics schemes, with verification against polarimetric radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1457 – 1475.
- Kumjian, M.R. and A.V. Ryzhkov, 2008: Polarimetric signatures in supercell thunderstorms. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 1940 – 1961,
- , C.P. Martinkus, O.P. Prat, S. Collis, M. van Lier-Walqui, and H.C. Morrison, 2019: A moment-based polarimetric radar forward operator for rain microphysics. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **58**, 113 – 130,
- 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. *Mon. Wea. Rev.*, **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. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3051 – 3064.
- Min, K., S. Choo, D. Lee, and G. Lee, 2015: Evaluation of WRF cloud microphysics schemes using radar observations. *Wea. Forecasting*, **30**, 1571 – 1589,
- Morrison, H., G. Thompson, V. Tatarskii, 2009: Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one – and two – moment schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 991 – 1007
- , and Jason A. Milbrandt, 2015: Parameterization of cloud microphysics based on the prediction of bulk ice particle properties. Part I: Scheme description and idealized tests. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 287–311.
- Pfeifer, M., G. C. Craig, M. Hagen, and C. Keil, 2008: A polarimetric radar forward operator for model evaluation. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 3202 – 3220
- Putnam, B.J., M. Xue, Y. Jung, N. Snook, and G. Zhang, 2014: The analysis and prediction of microphysical states and polarimetric radar variables in a mesoscale convective system using double-moment microphysics, multinet radar data, and the ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 141 – 162
- , ——, ——, G. Zhang, and F. Kong, 2017: Simulation of polarimetric radar variables from 2013 CAPS spring experiment storm-scale ensemble forecasts and evaluation of microphysics schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 49 – 73
- , ——, ——, N. Snook, and G. Zhang, 2019: Ensemble Kalman filter assimilation of polarimetric radar observations for the 20 May 2013 Oklahoma tornadic supercell case. *Mon. Wea. Rev.*, **147**, 2511 – 2533.
- Ryzhkov, A. V., M. Pinsky, A. Pokrovsky, and A. P. Khain, 2011: Polarimetric radar observation operator for a cloud model with spectral microphysics. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **50**, 873 – 894.
- Tsai, C. C., Y. Jung, 2017: Sensitivities of very short-term numerical prediction to polarimetric radar data assimilation:

- Typhoon Soudelor (2015) 38<sup>th</sup> Conference on Radar Meteorology.
- , 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.

# Evaluating very Short-term Forecast by Using Dual-Polarimetric Radar Observations: A Case Study of the SOWMEX-IOP8

Cheng-Rong You<sup>1</sup> Kao-Shen Chung<sup>1</sup> Chih-Chien Tsai<sup>2</sup>

1 Department of Atmospheric Sciences, National Central University, Taiwan

2 National Science and Technology Center for Disaster Reduction, Taiwan

(manuscript received 21 January 2020 ; in final form 21 August 2020)

## Abstract

The Taiwan Meteorological Radar Network is gradually upgrading into polarization radar, which enables the use of radar data in different aspects. In this study, a polarimetric radar observation operator, which provides a connection between model and observational variables, was established for high resolution model verification. This study used the National Center for Atmospheric Sciences (NCAR) S-band dual polarized radar which deployed in southwestern Taiwan during Southwest Monsoon Experiment (SoWMEX). A squall line case occurred on June 14, 2008 (IOP #8) was selected. To ensure the analysis of dynamics and thermodynamic are close to reality in this event, the ensemble-based data assimilation system is used to assimilate radar reflectivity and radial wind. First, it is confirmed that the simulator can successfully convert the model variables into radar echoes, the differential reflectivity and specific differential phase. Second, contour frequency by altitude diagrams (CFADs) are used to compare the polarimetric radar observations and the analysis obtained from data assimilation system. The precipitation system is further partitioned into convection and stratiform areas and the characteristics of the numerical model in different regions are evaluated. The results show that the simulations of the radar reflectivity are close to the observed structure. Besides, the specific differential phase are closer to the observation in the convection area while GCE and WSM6 are utilized. However, the differential reflectivity is overestimated both in convective and stratiform regions, especially when double-moment microphysical schemes such as WDM6 and Morrison are used. In addition, the short-term forecasts using analysis ensemble mean demonstrated that the GCE and WSM6 perform better by evaluating the rainfall and CFADs of radar parameters. Furthermore, sensitivity tests of different coefficients are investigated to explore the variations of reflectivity and bright band structure by changing the parameter settings of operator. Based on this research, a set of dual-polarization radar parameter observation operators suitable for the Taiwan area was established to facilitate the subsequent statistical validation of the numerical model.

**Key Words:** dual-polarimetric radar observation operator, dual-polarimetric observation, model verification. doi: 10.3966/025400022020104801001