

分析不同微物理參數化方案之系集預報不確定性：SoWMEX

IOP8 午後對流個案

梁晏彰 鍾高陞* 陳立昕

國立中央大學大氣科學系

(中華民國 110 年 5 月 31 日收稿；中華民國 111 年 4 月 11 日定稿)

摘要

研究中使用四種微物理參數化方案: Goddard (GCE)、WRF SM 6-category (WSM6)、WRF DM 6-category (WDM6)與 Morrison (MOR)，四種方案皆進行系集預報，欲瞭解不同微物理參數化方案於系集預報中不確定性之表現。利用 2008 年 6 月 16 日台灣北部熱對流個案，探討在對流成熟期時，強對流區之系集離散程度與協方差，討論不同微物理參數化方案間之不確定性差異。

不同參數化方案模擬結果顯示，GCE 有量值最顯著的冰相混合比，因此回波發展最高；在低層暖雨過程中，雖然 WDM6 有最大的雨水混合比，但回波卻是最弱的，而 MOR 之雨水混合比並非特別顯著，但回波強度卻是最大的，其原因為 WDM6 的預報產出大量的粒子數量，而 MOR 的粒子數量則是最少，因此導致上述的回波特徵。此結果顯示使用雙矩量微物理方案時，不可忽視粒子數量所帶來的影響，而雨滴粒子數量不只影響回波，降雨與蒸發效率也可能因為不同雨滴大小、數量而有不同。

以系集法(Ensemble-based method, Houtekamer et al. 1996)估計背景場之不確定性，根據不同微物理參數化設定，方差分布也有不同的特徵，GCE 之系集預報在高層有較大的系集離散度，WDM6 的最大系集離散度則在低層，而 MOR 則是出現在融化層附近。研究中發現 GCE 在冰相有較多不確定性，WDM6 則在暖雨過程離散程度較大，因此在進行系集資料同化時，考慮計算資源受限的情況，推測使用 GCE 與 WDM6 可在有限的系集個數下，有效地增加系集間的離散度。研究中亦討論背景場之誤差相關性，在 MOR 的回波自相關中也可以看到粒子數量所帶來的影響，使得其背景誤差相關性在融化層附近較弱。此外，對流區之垂直風速與潛熱釋放作用具有高度相關性。

關鍵字：微物理過程、背景誤差協方差、方差、相關係數

*通訊作者: 鍾高陞，320 桃園市中壢區中大路 300 號 科二館七樓， Email: kaoshen.chung@gmail.com

一、前言

台灣充滿許多不同類型的劇烈降雨系統，如颱風、梅雨、午後雷雨等，經常造成可觀損失，然而數值模式往往無法完全掌握此類非線性劇烈降雨系統，因此儘管困難，如何增進對劇烈天氣系統的預報能力以減少災害風險依然是許多研究的共同目標。

對於數值天氣預報模式來說，其邊界及初始條件之給定非常重要，如果可以盡可能地提供較接近真實大氣(誤差較小)的初始場與邊界條件，將有效提升模式之可預報度。過去許多研究都在利用資料同化方法求得較佳的預報初始場，期望增進預報結果，而常見的資料同化方法有變分同化、系集同化等。根據前人研究，系集同化方法，因其流場相依(flow-dependent)的背景誤差協方差特性，可以較好掌握變化快速且極非線性的中小尺度天氣特徵 (Dowell et al. 2004; Snyder and Zhang 2003; Tong and Xue 2005)，所以大量的被使用在研究中。

然而，除了初始場的影響之外，預報亦受模式本身的誤差影響，其來源很多，像是解析度不足或是次網格物理過程之參

數化所造成的模式誤差，此類誤差常導至系集預報結果存在偏差、離散度過小等問題，進而導致系集資料同化系統過於偏向模式背景場，無法有效地利用觀測資料，因此如何減少模式誤差所造成的影響相當重要。過去的研究中顯示，考慮模式誤差之後可以改善離散度不足問題、增加資料同化效益，改善系集同化的分析結果 (Houtekamer et al. 1996)，例如加入不同模式或參數化方案即為一常見方法，此亦為本研究欲瞭解不同微物理參數化之誤差特性重要目的之一。

隨著電腦計算資源的增加，數值天氣預報解析度大幅提升，也更能掌握小尺度的天氣現象，在模擬對流系統時，微物理參數化決定其雲物理的發展過程，因此微物理參數化的影響不可忽視。目前常見的微物理參數化方法多使用總體水物法 (bulk-method) 描述微物理過程，其中又分為單矩量及雙矩量。單矩量參數化僅能預報質量混合比，而雙矩量參數化可以額外透過預報截距參數調整粒子濃度，因此在預報中有更高的自由性，已經有許多研究提出使用雙矩量微物理參數化後有更佳的模擬結果且更接近觀測 (Morrison et al. 2009; Xue et al. 2010)，此外 Morrison et al.

(2009)提到雙矩量參數化可以自由預報粒子數量、大小，而粒子大小又會影響到潛熱、溫度、浮力和垂直速度等，在動力與熱力上都有影響。微物理參數化在模擬強對流系統非常重要，但是在過去研究中顯示沒有特定一參數化方法被廣泛認為是最佳的選擇(Fresnay et al. 2012)，其中還存在了許多不確定性，值得深入研究與探討。

不同微物理參數化過程有各自不同的特性與限制，導致不同預報結果，這些差異也會造成不同誤差結構和偏差，因此對資料同化成效有所影響。如不考慮參數化所造成的模式誤差，易低估模式的不確定性(Tapiador et al. 2012)，增加同化資料困難。為了盡量減緩上述現象，近來研究常使用的方法為在系集中使用擾動過的微物理參數化(Xue et al. 2010; Yussouf and Stensrud 2011)或是使用多種微物理參數化方法克服低估模式誤差之問題，也有研究提出在協方差中加入模式誤差的影響，比起對其進行人工的協方差擴張(Covariance inflation)有更好的預報表現(Ha et al. 2015)。

為了解不同微物理參數化在台灣之表現以及誤差特性，選擇台灣北部午後熱對流個案，討論著重在強對流區中各變數之

垂直分布。在繆 (2017)中，探討 2015 年大台北地區對流個案，結果顯示模式中冷池強度、發展對流胞合併扮演重要角色，其文中表示經過測試多種微物理參數化實驗之後，發現 WDM6 可以較好的模擬出對流胞合併現象，這表示使用不同微物理參數化在台灣北部對流系統中對於冷池、對流系統發展可能會有不同的反應。本研究集中討論不同微物理參數化特徵，而冷池、蒸發冷卻與微物理參數化中雨滴數量及大小有很大的關連性，因此雨滴粒子數量帶來的影響也是本篇討論重點之一，最後還會進一步分析不同微物理變數與回波間交相關性的差異。文章中選用四種參數化方法(GCE、WSM6、WDM6 與 MOR)，分別討論各方法之微物理特性，且利用系集方法估計不確定性和其之間的相關性，期望提供系集方法之預報與同化之參考依據。

二、研究方法

(一) 背景誤差協方差

本研究使用系集法(Ensemble-based method, Houtekamer et al. 1996)，採用不同初始條件且有限成員之系集預報，假設系集平均為真值，背景誤差協方差由系集成

員為樣本估計，此方法是系集卡爾曼濾波器同化系統之核心。基本概念如式(1)，主要是利用模式之背景誤差協方差(B)與觀測誤差協方差(R)矩陣所組成之權重矩陣K(Kalman Gain)，將觀測增量(Innovation, $y_0 - H(X_b)$)轉換為分析增量(Increment, $X_a - X_b$)。 X_a 、 X_b 與 y_0 分別為分析場、背景場以及觀測資料。

$$X_a - X_b = K[y_0 - H(X_b)] \quad (1)$$

$$K = BH^T(HBH^T + R)^{-1} \quad (2)$$

$$B = \frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^N (X_n - \bar{X})(X_n - \bar{X})^T \quad (3)$$

從式(2)可知模式背景誤差協方差(B)在權重(K)中扮演一重要角色，決定其大小及結構。 \bar{X} 為系集平均，N為不同系集成員(n=1, 2, …, N)。

文章將系集間之協方差分解成方差及誤差相關係數兩部分來討論，其分別對觀測資料過濾(filter)以及資訊傳遞(propagation)效益有決定性的影響。方差代表系集間離散的程度，代表背景場之不確定性，公式如下式(4)：

$$\sigma_X^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{n=1}^N (X_n - \bar{X})^2 \quad (4)$$

N為不同系集成員(n=1, 2, …, N)。在資料同化系統中，方差緊密影響分析增量大小，在方差較大區域，可較有效利用觀測資料。

同化資料時，觀測資訊將隨著系集間不確定性之相關性傳遞(協方差)，公式見式(5)：

$$\text{Corr}(X, Y) = \frac{\sum_{n=1}^N (X_n - \bar{X})(Y_n - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{n=1}^N (X_n - \bar{X})^2 \sum_{n=1}^N (Y_n - \bar{Y})^2}} \quad (5)$$

當 $X = Y$ 時，為自相關(auto correlation)；當 $X \neq Y$ ，為交相關(cross correlation)。除了利用自相關修正模式內與觀測資料相同之變數，透過交相關可利用現有觀測資料修正無觀測資料之變數。

由系集法計算出之背景誤差協方差(B)，相較於氣候統計之背景誤差協方差更能代表當下的誤差結構，且可利用氣象變數間之交相關修正非觀測之變數，上述之優勢使得系集資料同化被大量運用在對流尺度的天氣研究中。

(二) 模式設定

研究使用區域模式 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式 3.7.1 版本，

此為可壓縮、非靜力的模式。使用四層單向的巢狀網格，解析度依序為 27、9、3 和 1 公里(圖 1)，格點數為 181×151、160×151、190×190 和 151×151，垂直層數為 52 層，

模式層頂高度為 10 hPa。預報時間為 2008 年 6 月 15 日 1800 UTC 至 2008 年 6 月 16 日 0900 UTC，模式輸出時間之解析度為十五分鐘。

WPS Domain Configuration

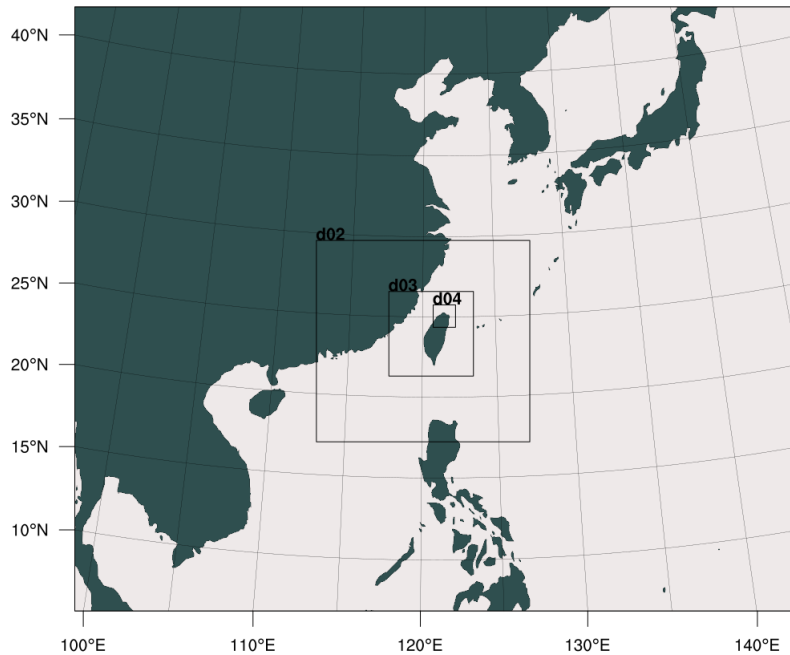


圖 1 WRF 巢狀網格配置圖，水平解析度 D01 為 27 公里；D02 為 9 公里；D03 為 3 公里，D04 為 1 公里。

系集初始場來自 Yang et al. (2014)的區域系集分析場(D01, 27 km)，其使用 WRF 三維變分同化系統(WRF-VAR)加入隨機擾動至美國國家預報中心(NCEP)的 FNL 再分析資料($1^{\circ} \times 1^{\circ}$)製作 36 組系集成員，並利用 WRF-LETKF 系統同化傳統氣象觀測、大氣運動向量(atmospheric motion vector, AMV)與 GPS-RO 的偏折角(bending angle)，同化窗區為 2008 年 6 月

13 日 0000 UTC 至 2008 年 6 月 15 日 1800 UTC，每 6 小時進行資料同化並產出系集分析場，以及擾動 FNL 再分析資料作為系集的邊界條件。D02 至 D04 初始場由 D01 內差而來。本研究使用 6 月 15 日 1800 UTC 之 36 組系集分析場進行預報，且以此系集分析場之平均作為決定性預報所使用之初始場。

所使用的參數化設定如下，Rapid

Radiative Transfer Model (RRTM)長波輻射法(Mlawer et al. 1997)、Dudhia 短波輻射法(Dudhia 1989)、Yonsei University (YSU)邊界層參數化方法(Hong et al. 2006b)與 Grell-Freitas 積雲參數化方法(Grell and Freitas 2014),積雲參數化僅在最外兩層開啟(D01、D02)。本次實驗共測試四種微物理參數化方法,包括 Goddard (GCE)、WRF SM 6-category (WSM6)、WRF DM 6-category (WDM6)、Morrison (MOR),微物理參數化細節在下一章節介紹。

實驗結果將分為三大部分,第一部分將討論微物理參數化特性比較,第二部分討論方差結構,第三部分討論背景誤差之相關性,每一部分討論皆會比較四種微物理參數化結果。

(三) 微物理參數化簡介

文章選用四種總體水物法(bulk microphysics scheme, BMP),兩個單矩量及兩個雙矩量。BMP 中,各種微物理過程及粒子粒徑分布多使用 Gamma distribution 描述:

$$N_{tx}(D) = N_{0x} D^{\mu_x} e^{-\Lambda_x D} dD \quad (6)$$

D 表示粒子粒徑、x 是不同水象粒子、 N_0 截距參數、 Λ 斜率參數、 μ 形狀

參數。 Λ 、 N_0 、 N_t 公式及關係如下:

$$\Lambda_x = \left[\frac{\pi \rho_w N_{0x} \Gamma(\mu_x + 4)}{6 \rho_a q_x} \right]^{\frac{1}{\mu_x + 4}} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} N_{tx} &= \int_0^{\infty} N_{0x} D^{\mu_x} e^{-\Lambda_x D} dD \\ &= N_{0,x} \frac{\Gamma(\mu_x + 1)}{\Lambda^{\mu_x + 1}} \end{aligned} \quad (8)$$

q 為混合比、 N_t (total number concentration)粒子數量,由此兩變數可推算出平均粒子粒徑

D_m (drop mean mass diameter), ρ_a 為空氣密度、 ρ_w 為水的密度:

$$D_{mx} = \left(\frac{6 q_x \rho_a}{N_{tx} \pi \rho_w} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (9)$$

單矩量及雙矩量差別在於可預報的變數不同,單矩量僅可預報質量混合比,其截距參數為一固定常數,粒子數量由質量混合比診斷而來;雙矩量除質量混合比還可預報截距參數,給予模式更高的自由度。

(a) GCE

GCE 為單矩量且共有三種選項: 2ICE (cloud ice and snow)、3ICE-graupel (cloud ice, snow and graupel)、3ICE-hail (cloud ice, snow and hail)。研究中使用 3ICE-graupel,基於 Lin et al. (1983)及 Rutledge and Hobbs (1983)微物理過程,並由 Tao et al. (1989)所提出之飽和方法,修改凝結、沉降、蒸發

和昇華等過程而成。

根據 Tao et al. (2011)比較 2ICE GCE、3ICE-graupel GCE、3ICE-hail GCE、Lin、WSM6 與 Thompson 參數化方法，結果顯示在 Lin 與 3ICE GCE 高空中會有較大的潛熱釋放。垂直分布上顯示，這些參數化差別主要是在高層的冰相過程，而 3ICE-graupel GCE 產出特別多的雪。

(b) WSM6

此方案由 Hong and Lim (2006a)提出，其在 WSM3 與 WSM5 方案之基礎上，加入軟雹混合比之預報，軟雹之相關過程是參考 Lin et al. (1983)及 Rutledge and Hobbs (1983)所提出的方法。WSM6 有兩大特色，(1)冰的截距參數會隨溫度變化，溫度越低截距參數越大、(2)假設冰晶的數量會隨溫度改變。Hong and Lim (2006a)中比較 WSM5 與 WSM6 的表現，WSM6 比起 WSM5 有較少的水象粒子且有較多的降雨量，可能原因為 WSM6 增加了軟雹且其密度大於雪，因此在粒子下落時，融化過程中產出更多的雨水。

(c) WDM6

基本上設定和 WSM6 相似，Lim and Hong (2009)在 WSM6 中加入雨和雲的粒子數量預報而成，因此 WDM6 在雲和雨

是雙矩量的微物理參數化，且在雨的形狀參數 μ ，WSM6 是 0、WDM6 則是 1，表示 WDM6 中的雨滴粒子粒徑分布在較小顆的粒子之數量會有所下修。大致上來說，WDM6 冰相設定基本上和 WSM6 相同，差異在暖雨的部分，除了是雙矩量，WDM6 的雨水自動轉化過程 (auto-conversion)和收集作用 (accretion)是參考 Cohard and Pinty (2000)。相較於 WSM6，WDM6 小雨較少且融化層附近的亮帶結構較明顯。WDM6 主要的優點是在使用合理的運算資源下，透過預報雨滴數量提供較合理的雨滴大小。

(d) MOR

MOR 方案基於 Morrison et al. (2005)版本，額外加入軟雹混合比、粒子數量的微物理過程而成，而有關軟雹的為物理過程為參考 Reisner et al. (1998)之方法。雨水、軟雹和雲冰的 $\mu=0$ ，因此粒子之粒徑呈現 Marshall-Palmer 分布，雲水的部分， μ 是根據 Martin et al.(1994)中所提出觀測資料所建立，其值與雲滴粒子數量有關。絕大多數雙矩量參數化方案只有部分水/冰相粒子是雙矩量的設定，而 MOR 是一個較完整的雙矩量微物理參數化，在雲、冰、雨、軟雹、雪都是雙矩量的設定。

三、個案簡介

本研究之個案為 2008 年西南氣流觀測實驗 (Southwest Monsoon Experiment, SoWMEX) IOP8 (Intensive Observation Period 8) 期間的台灣北部對流個案，密集觀測實驗期間為 6 月 14 日 0000 UTC 至 17 日 1200 UTC。6 月 15 日 1700 UTC 到 16 日 1700 UTC 期間，台灣西南部之中尺度對流系統為台灣帶來大量的降雨，24 小時累積雨量圖可達到 300 毫米以上。而在 2008 年 6 月 16 日台灣北部也有一對流系統個案生成，當日在新北、桃園山區產生對流，該日最高累積降雨達到 150 mm 左右(圖 2)。由五分山雷達觀測可知，系統大

約於 2008 年 6 月 16 日 0300 UTC 出現，0530 UTC 左右達到成熟期，回波在山區生成、發展(圖 3)，並在 0700 UTC 後消散。

此期間內台灣綜觀環境暖濕，分別在台灣南、北出現不同的對流系統，根據簡與洪(2010)，圖 4a 為 2008 年 6 月 16 日 0000 UTC 中央氣象局地面天氣圖，鋒面由海南島西側的華南低壓中心通過台灣北方延伸至日本東側，台灣位於太平洋高壓脊與華南低壓之氣流輻合處，風向為南南西和南風，並產生低層噴流，帶來豐沛的水氣，整體而言台灣處於較溫暖、潮濕的區域。850 hPa 天氣圖(圖 4b)可見，華南低壓隨高度往北傾斜。華南低壓槽從東海往東北延伸至日本南端。500 hPa 天氣圖

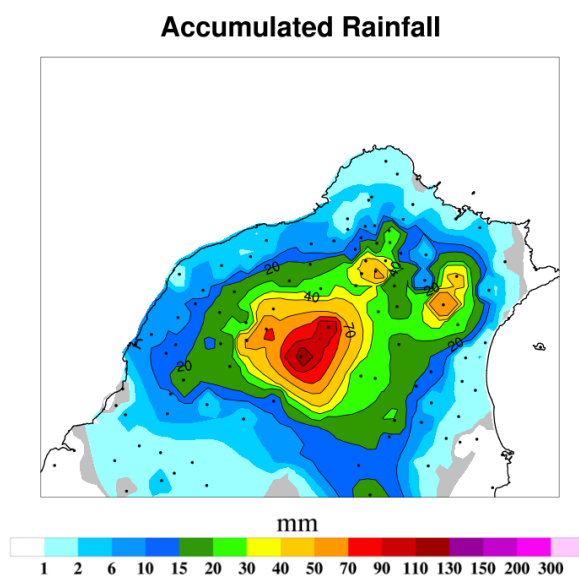


圖 2 6 小時地面觀測累積雨量圖，單位為 mm，時間為 2008 年 06 月 16 日 0200-0800 UTC，黑點為雨量站位置。

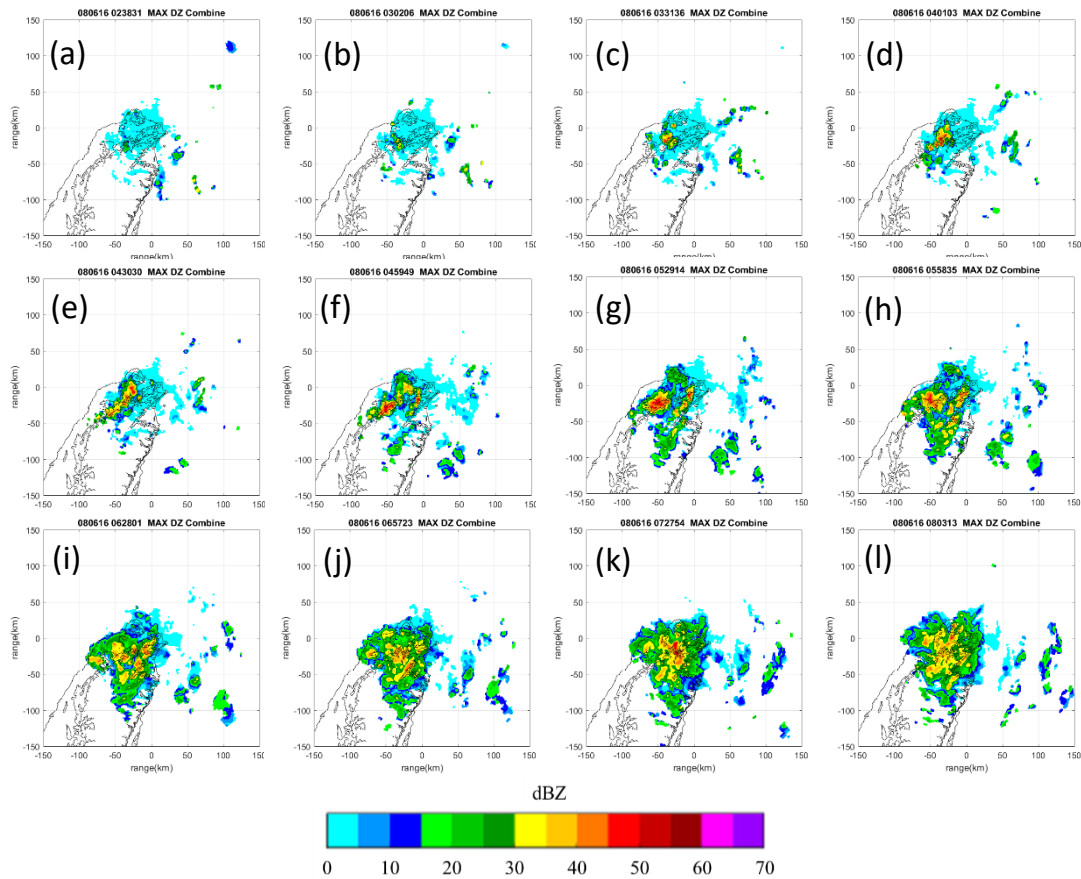


圖 3 五分山雷達觀測最大回波合成圖，單位為 dBZ，(a)-(l)時間為 2008 年 06 月 16 日 0238-0803 UTC，間格約 30 分鐘。

(圖 4c)中，華北有一割離低壓，在台灣北方有東西向的低壓槽，槽的北方有一阻塞高壓(blocking height)使天氣系統受到滯留。200 hPa 天氣圖(圖 4d)中，台灣位在低壓槽前，且受南亞高壓影響，高空環境呈現輻散，綜觀環境足以提供對流系統發展之條件。

四、結果與分析

(一)系集預報之表現

由於降水區域在空間上為不連續分布，各個系集成員的極值位置不同，使

得系集平均(ensemble mean)有可能會平滑極值，導致降水強度被低估的情形，因此本研究使用機率擬合系集平均(Probability-matched ensemble Mean, PM)方法(見附錄 A)取代系集平均，此方法能顯現系集預報之降水回波的分布，且能保存系集成員中出現的極值。

根據 PM 雷達回波(圖 5)，在 0300 UTC 時，桃園與新北山區開始出現 40 dBZ 以上強回波，隨時間發展，對流系統往北移動，成熟期約在 0500 UTC 前後。從圖 5 可知，MOR 在強度及範圍上明顯較強於其他

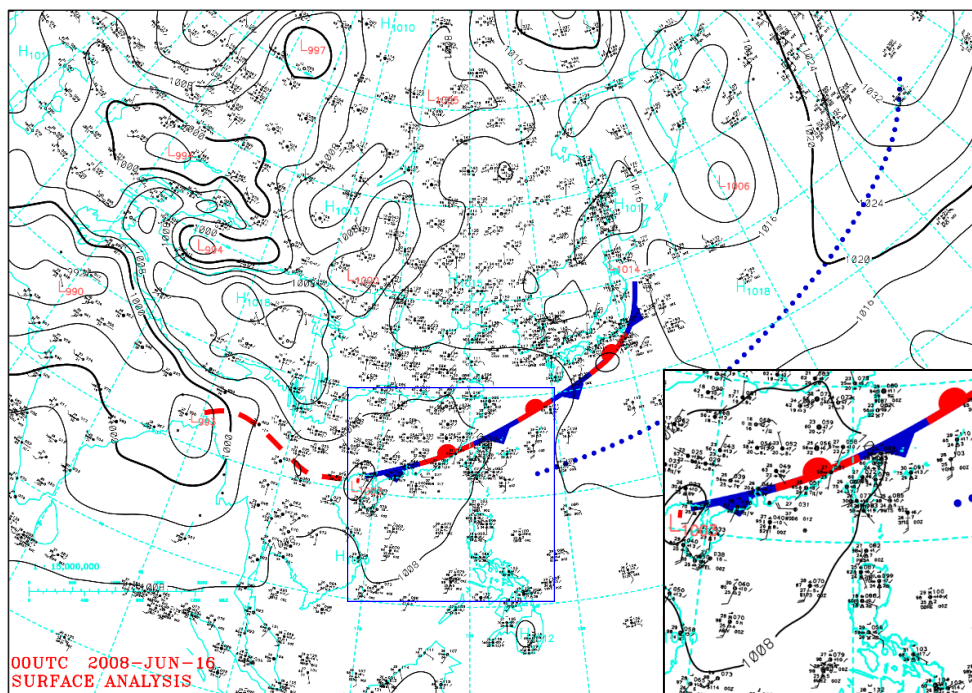


圖 4 (a) 地面 中央氣象局綜觀天氣圖，時間為 2008 年 06 月 16 日 0000 UTC (取自 簡與洪，2010)。

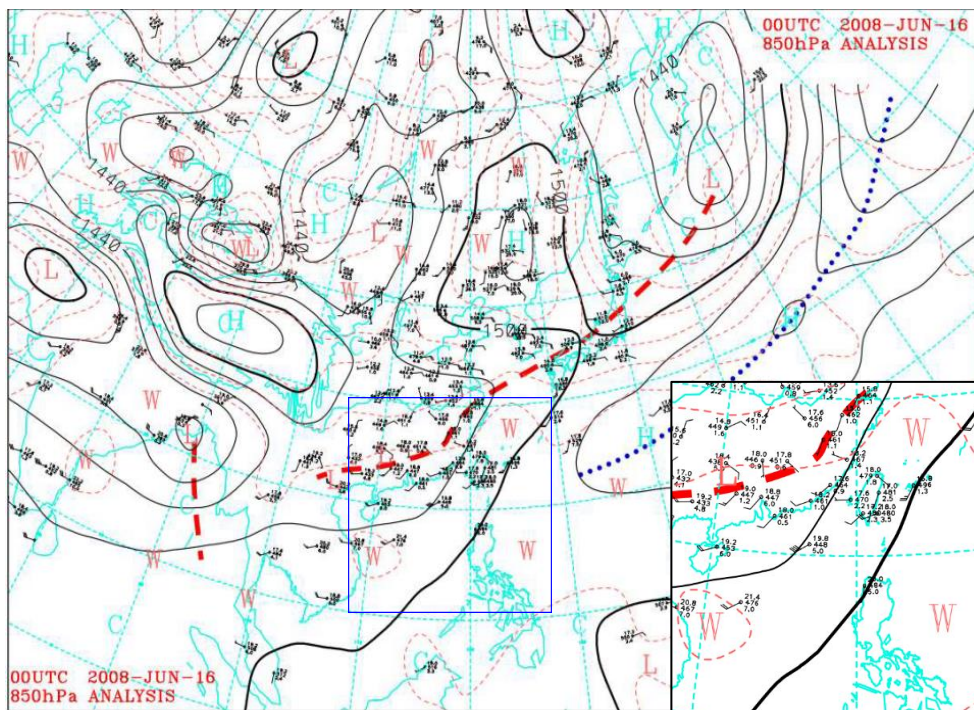


圖 4 (b) 850 hPa 中央氣象局綜觀天氣圖，時間為 2008 年 06 月 16 日 0000 UTC (取自 簡與洪，2010)。

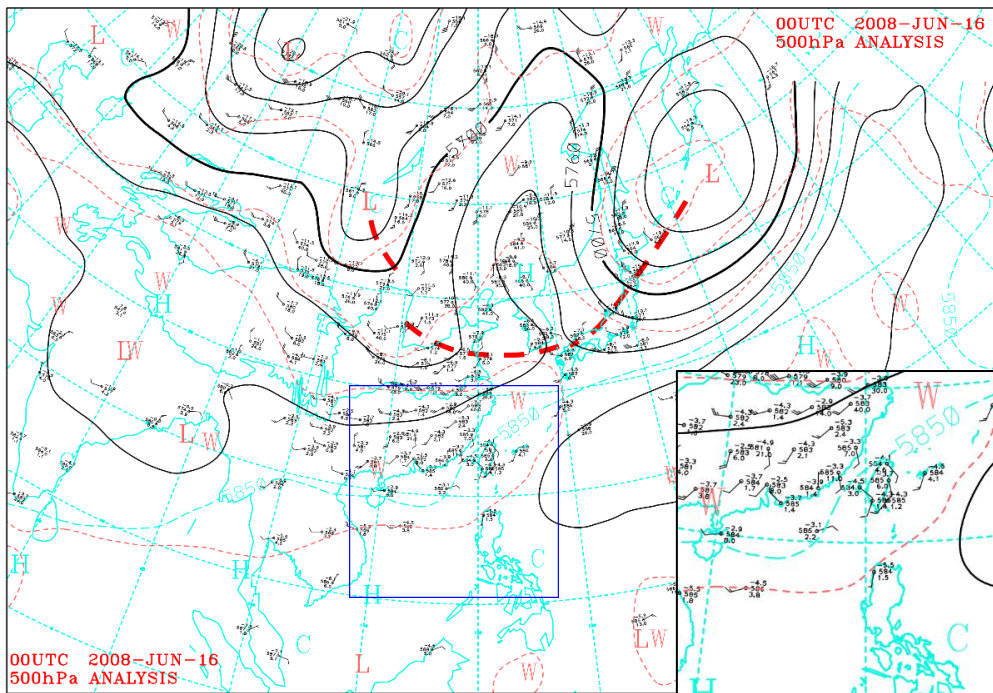


圖 4 (c) 500 hPa 中央氣象局綜觀天氣圖，時間為 2008 年 06 月 16 日 0000 UTC (取自 簡與洪，2010)。

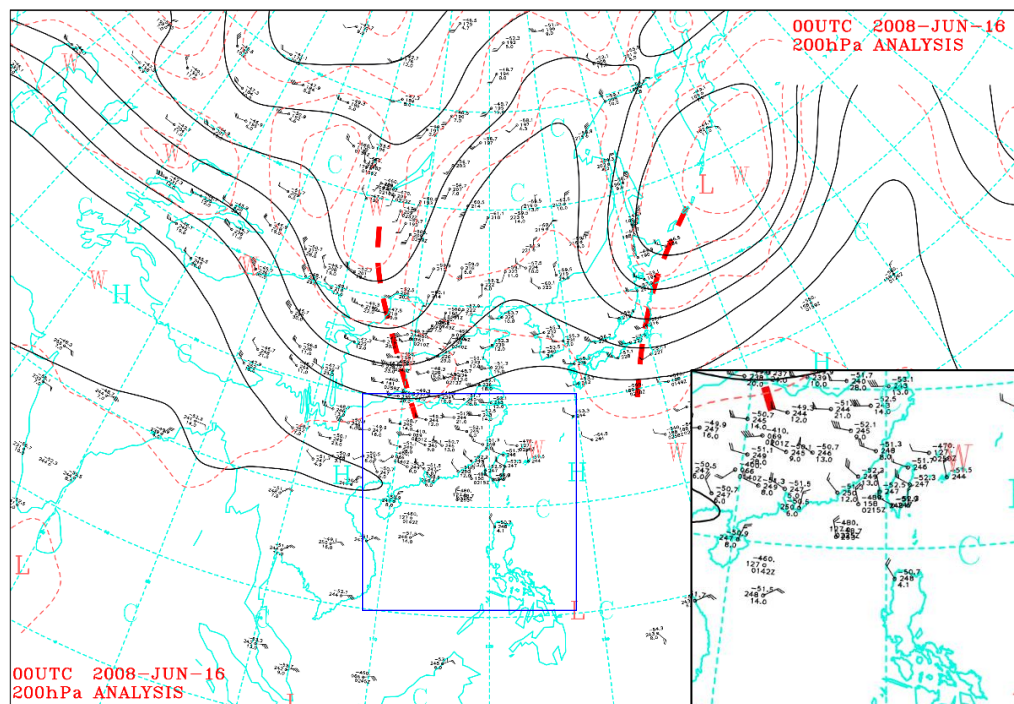


圖 4 (d) 200 hPa 中央氣象局綜觀天氣圖，時間為 2008 年 06 月 16 日 0000 UTC (取自 簡與洪，2010)。

實驗組，分布也較廣，WDM6 則是回波最弱、分布區域較小。

利用圖 5 回波模擬結果與五分山雷達觀測比較(圖 3)，四種方案實驗與雷達觀測中，桃園與新北山區附近之對流系統生成、發展位置相差不遠，且皆於 0500 至 0600 UTC 發展至成熟期，接著開始消散。另外

觀測與模擬中，宜蘭山區也可發現回波生成，模擬結果皆高估此系統強度。雖然位置與觀測相似，但在 MOR 實驗中，回波強度明顯大於觀測，其原因為雨滴大小導致，此現象將在後續章節詳述。

接下來分析將集中在強對流區，圖 6 利用盧 (2018)修正 Steiner et al. (1995)所

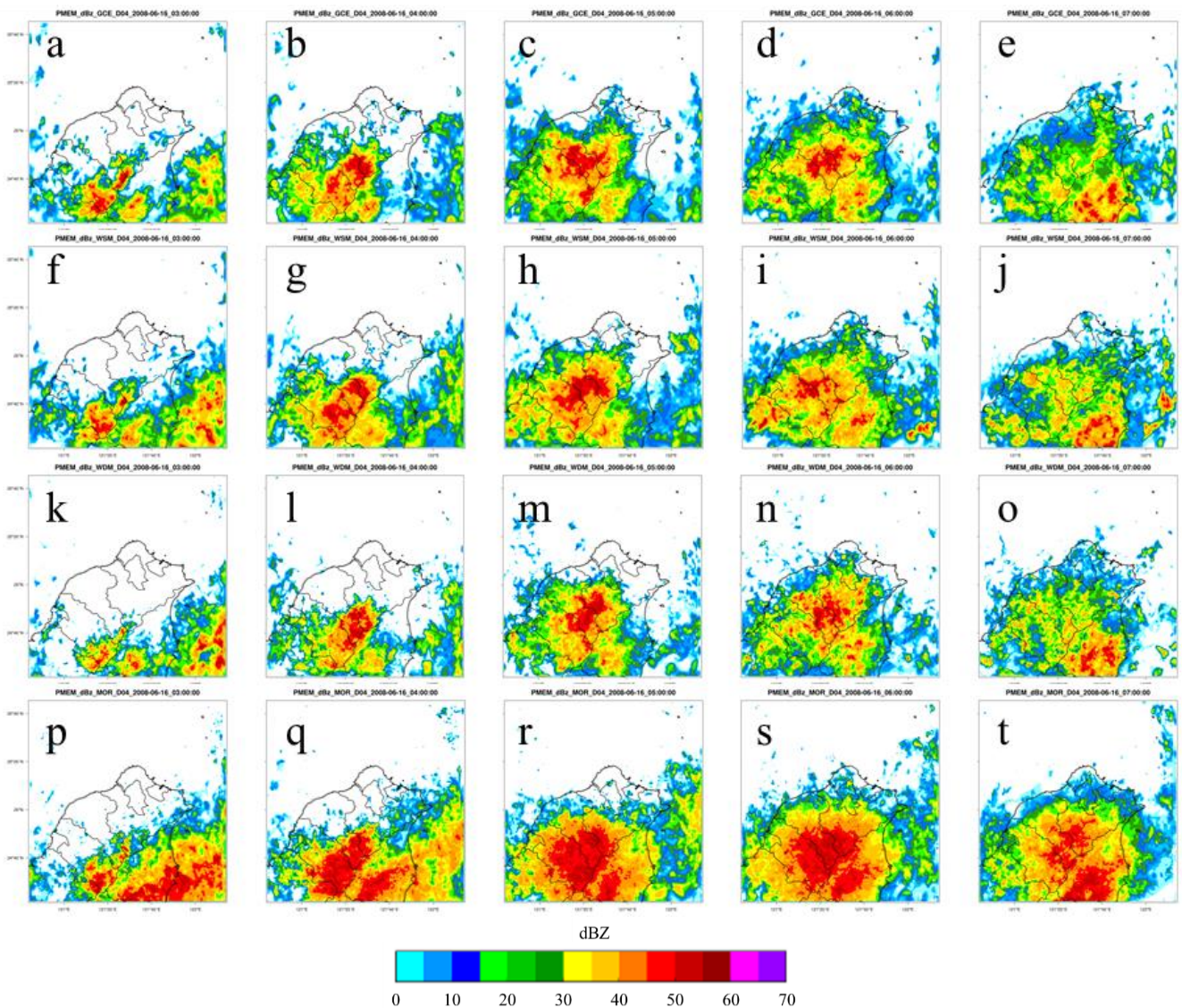


圖 5 機率擬合系集平均(PM)雷達回波圖，單位為 dBZ，時間為 2008 年 06 月 16 日 0300-0700 UTC，(a)-(e) GCE，(f)-(j) WSM6，(k)-(o) WDM6，(p)-(t) MOR。

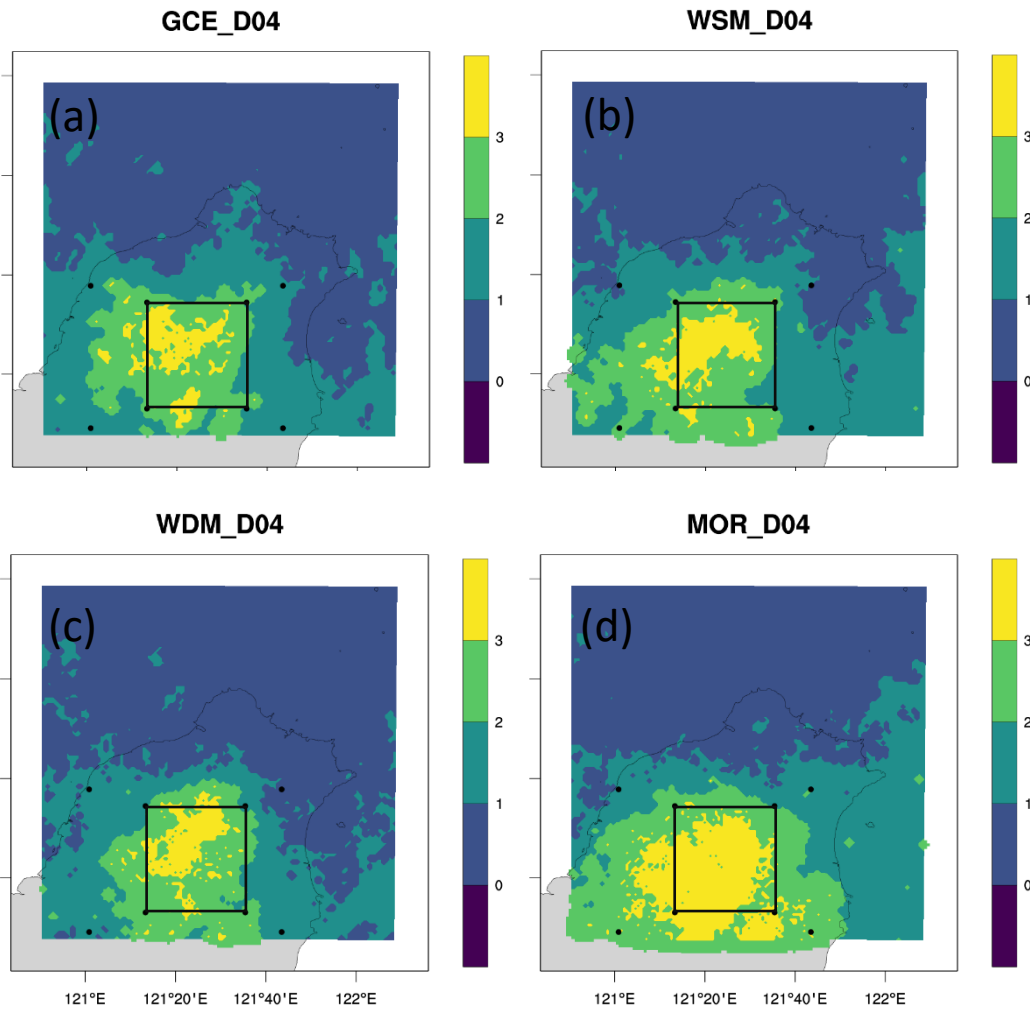


圖 6 PM 回波的對流與層狀區分類圖，深綠色為層狀區(1-2)、淺綠色為對流區(2-3)、黃色為強對流區(3)，時間為 2008 年 06 月 16 日 0500 UTC，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。

提出之方法(見附錄 B)定義對流及層狀區，黃色為強對流區、淺綠為對流區、深綠是層狀區，MOR 的強對流區、對流區明顯分布較廣，WSM6 次之，WDM6 和 GCE 則是較少。接下來討論各參數化在此個案之強對流區統計平均下的狀態，分析之時間為 0445 UTC 至 0515 UTC(30 分鐘)，樣本選取代表對流區之方框內(圖 6)，系集平均

初始場所預報之垂直風速前 10 % 的點(共 99 個點)，作為取樣之位置，每個樣本的位置點向東西方向延伸 51 公里，取其東西方向之垂直的剖面，並將所有樣本之剖面取平均，計算強對流中強上升氣流區各變數的平均狀態。

圖 7 為各參數化強對流區回波的平均狀態剖面，MOR 在中低層回波強、WDM6

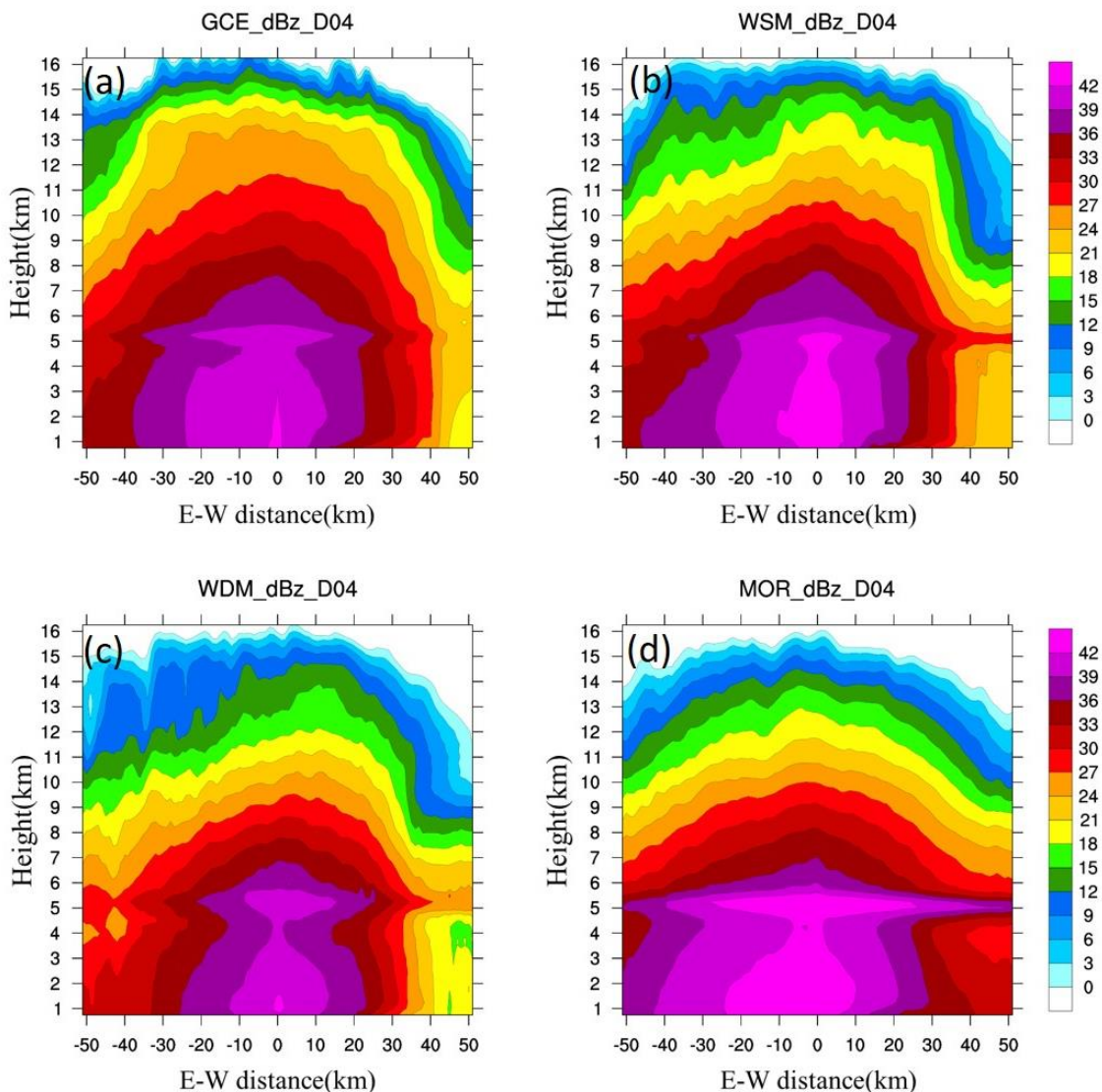


圖 7 系集預報中強對流區之平均狀態回波剖面圖，單位為 dBZ，強對流區位置之判定為圖 6 方框內，系集平均初始場所預報之垂直風速前 10 % 的點(共 99 個點)，時間為 2008 年 06 月 16 日 0445-0515 UTC，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。

最弱，GCE 發展高度較高。在水(冰)相粒子質量混合比(圖 8)則是 WDM6 有最多的雨、MOR 最少的雨，GCE 在高層有最多的冰象粒子，而這對應到 GCE 高層回波較強(圖 7a)。

圖 7 與 8 中，在剖面上雨水混合比的平均值大小之排序，依序是 WDM6、

WSM6、GCE 與 MOR，回波強度依序為 MOR、WSM6、GCE 與 WDM6，可以發現到回波最強的 MOR，雨水混合比卻是偏少的；WDM6 回波最弱，但雨水混合比的量值最為顯著。為了瞭解原因，需知道回波與混合比之間的關係。模式中計算雨水貢獻之回波方法如(式 10)：

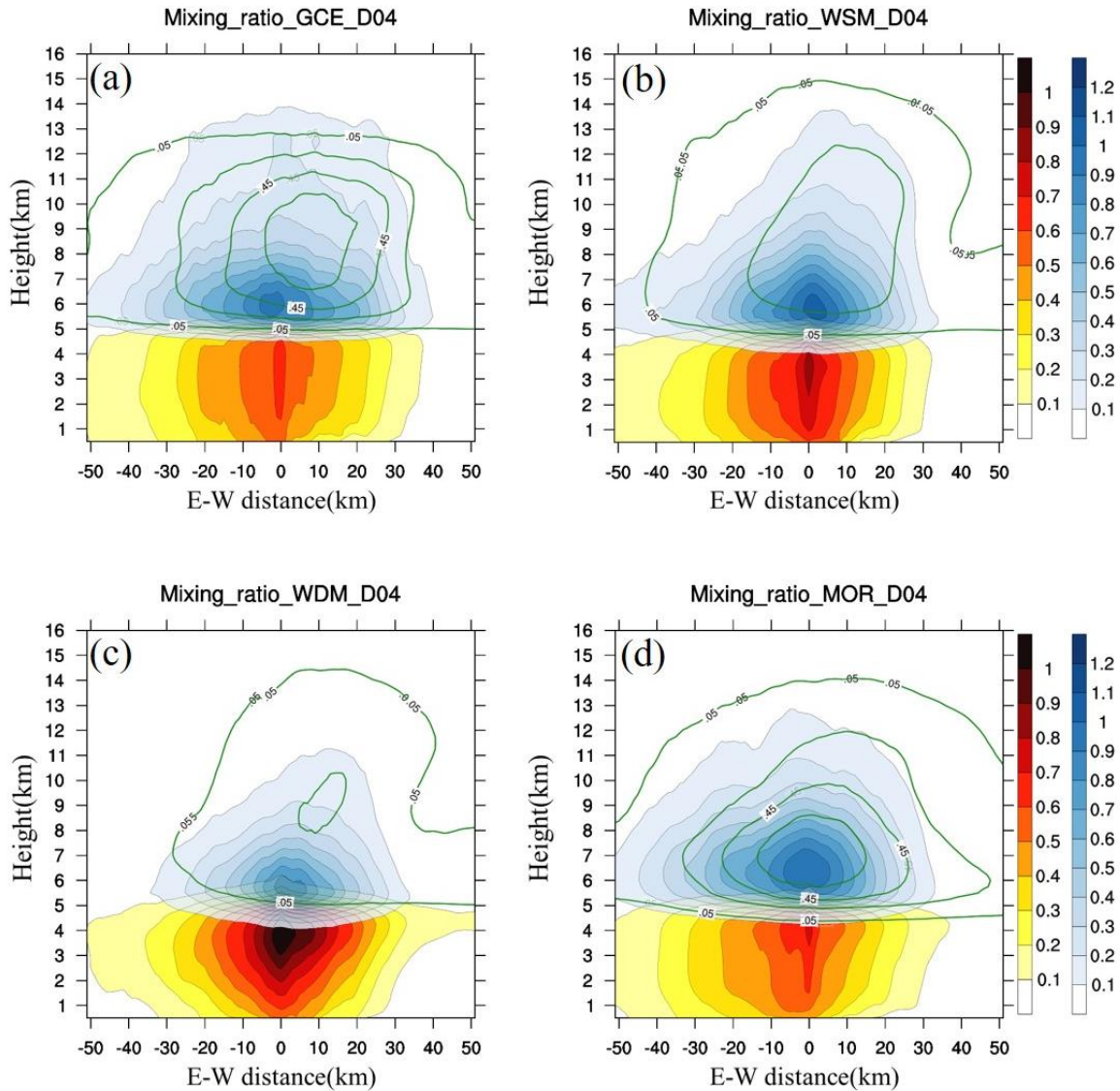


圖 8 系集預報中強對流區之平均狀態水(冰)相粒子質量混合比剖面圖，單位為 g kg^{-1} ，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。

$$Z_{e,r} = \int_0^{\infty} D_r^6 N_r(D_r) dD_r = N_{0r} \frac{\Gamma(\mu_r+7)}{\Lambda_r^{\mu_r+7}} \quad (10)$$

綜合式(10)與式(7)，可知回波 $Z_{e,r}$ 與混合比 q_r 成正比、與截距參數 N_{0r} 成反比，因此在雙矩量方案中(WDM6, MOR)，截距參數並非固定常數，故在討論回波特徵時，除混合比，截距參數之貢獻也不可忽視。

圖 9 為不同參數化方法之粒子數量 N_t 的表現，雨滴數量多寡的排序，依序是 WDM6、WSM6、GCE 與 MOR，由式(8)可知，粒子數量與截距參數成正比，單矩量方案的 GCE 和 WSM6 的雨滴數量因為截距參數固定，因此粒子數量分布與混合比類似(圖 8)，雙矩量方案的 WDM6 與

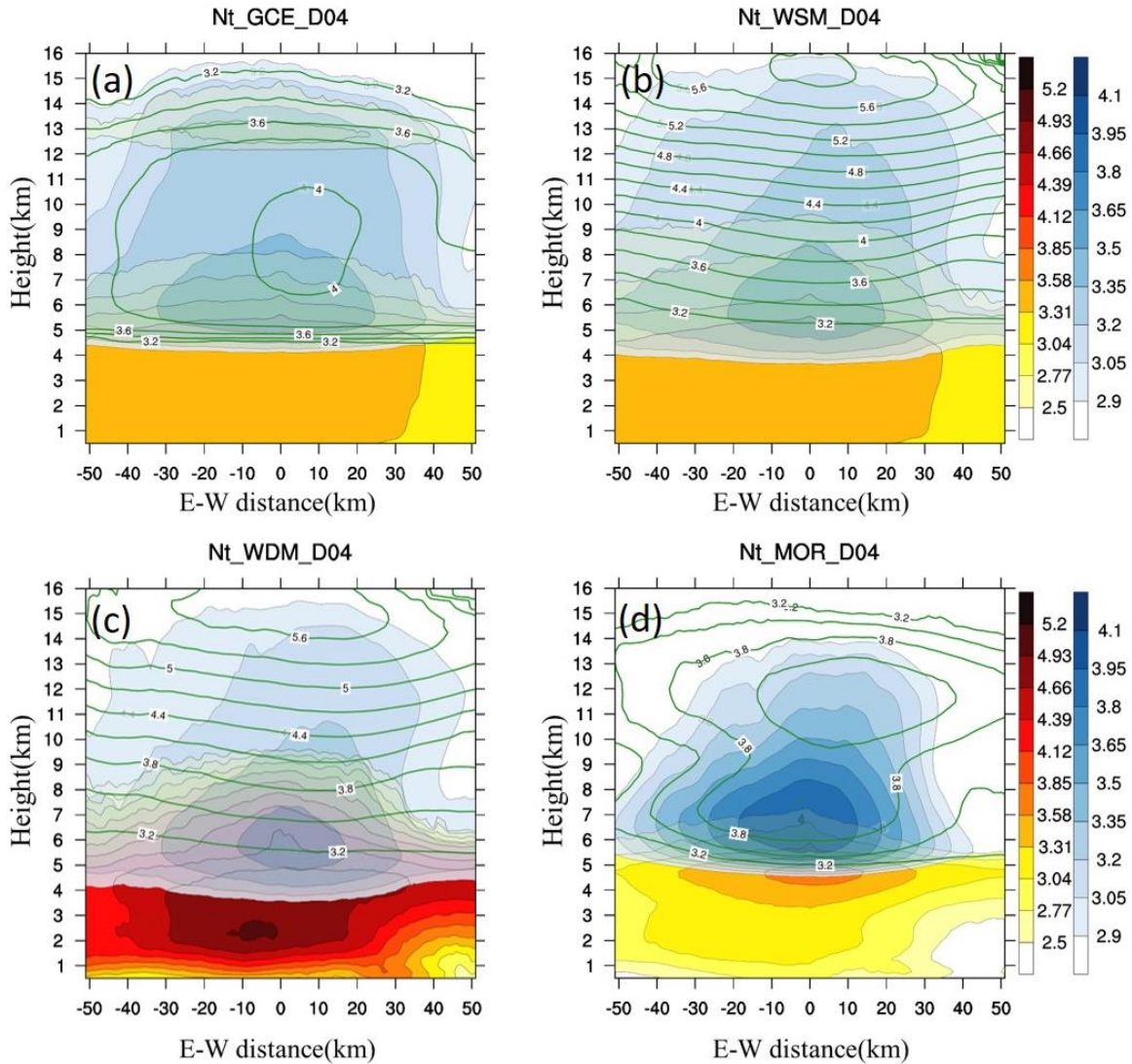


圖 9 系集預報中強對流區之平均狀態水(冰)相粒子數量剖面圖，單位為 $\log_{10}(\text{m}^{-3})$ ，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。

MOR 之雨滴粒子數量在對流區的表現，MOR 雨滴數量明顯較 WDM6 少，此結果造成 MOR 雨水混合比最少而回波最顯著，WDM6 雨水混合比最多而回波最小的原因。另外根據 Hong et al. (2004)，WSM6 與 WDM6 雪的截距參數會隨溫度變化，溫度越低截距參數越大，因此可發現其雪截距參數明顯隨著高度增加。

在雨滴粒徑大小(D_{mr})的部分，由式(9)可知，其正比於混合比，反比於截距參數，因此根據不同微物理參數化的雨水混合比及截距參數，分別產生不同雨滴粒徑。圖 10c 與 d 中，雙矩量方案之大雨滴多分布在低層，此分布情形較符合觀測，總體來說 WDM6 產生最多的雨滴，因此雨滴粒徑較小，而 MOR 則是相反，最少的雨滴

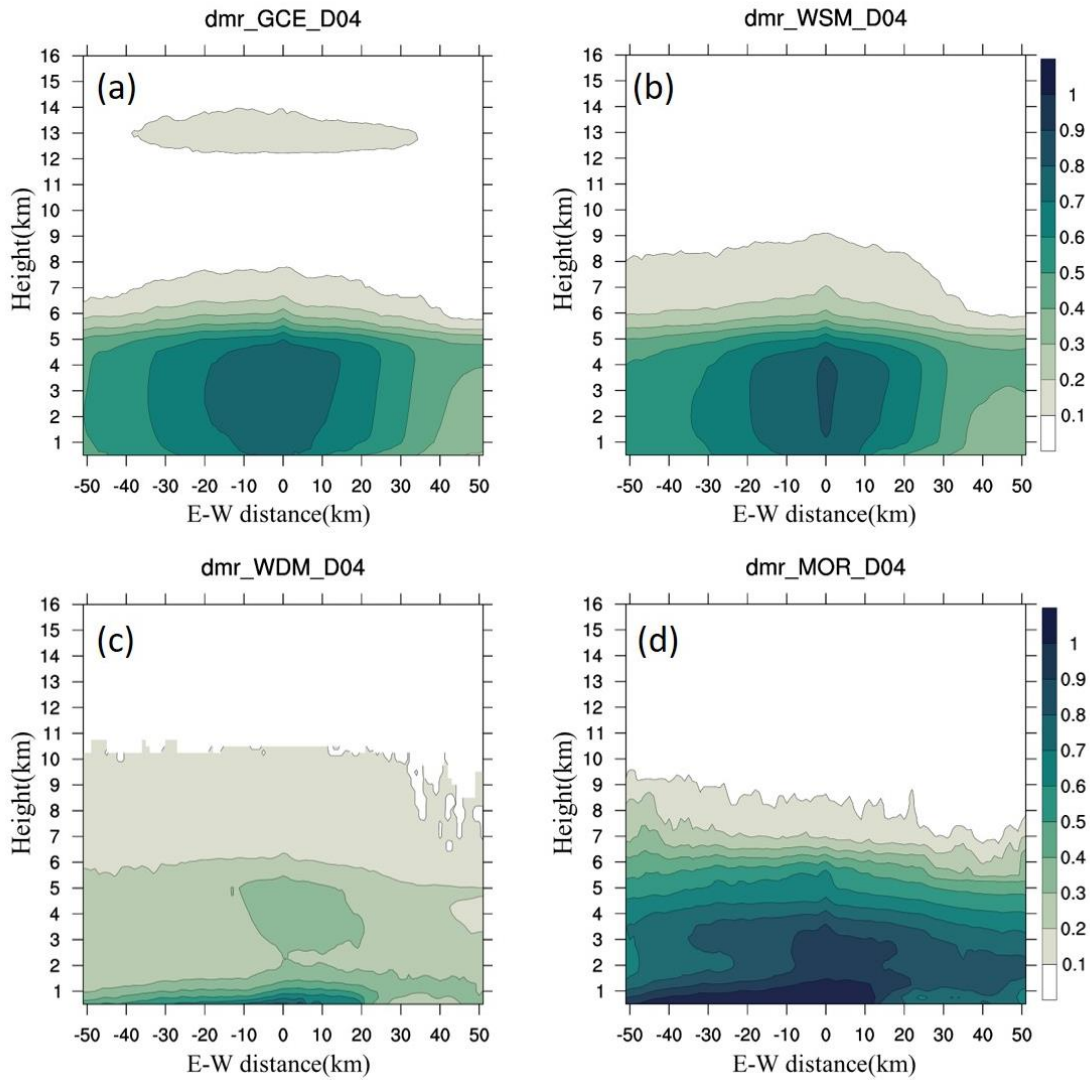


圖 10 系集預報中強對流區平均狀態之雨滴粒子粒徑(D_m)剖面圖，單位為 mm，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。

數量而粒徑最大。根據 Lee et al. (2019) 研究，統計中央大學之 10 年期間 Joss-Waldvogel Disdrometer (JWD) 資料，結果顯示夏季對流系統的平均 D_{mr} 為 1.75 mm、標準差為 0.43，平均雨滴濃度為 3.85 ($\log(m^{-3}) mm^{-1}$)、標準差為 0.48 (見 Lee et al. 2019 之 Table 5)，而在本研究中 MOR 的雨滴粒徑大小最接近此觀測統

計結果，在此個案 MOR 強對流區，模式最低高度之 D_{mr} 約為 1.20 mm 左右，而在雨滴數量 MOR 則是遠低於觀測，WDM6 則較接近觀測統計結果(圖 9c)。

根據 Rutledge and Hobbs (1983) 所提出計算蒸發作用之方法：

$$PREVP = \frac{2\pi N_{or}(S-1)}{A'+B'} \left[\frac{0.78}{\Lambda_r^2} + 0.31 \frac{\left(\frac{a'\rho}{\mu}\right)^{\frac{1}{2}}}{\Lambda_r^3} \Gamma(3) \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{0.2} \right] \quad (11)$$

S 為液態水飽和率，A'和B'為與潛熱釋放有關的熱動力變數，μ 黏滯係數。可知模式在計算雨水所造成的蒸發冷卻會考慮截距參數N_{or}，即N_{or}越大、雨滴越細小越容

易蒸發，因此雨滴粒徑較小的 WDM6 產生相對較強的雨蒸發冷卻作用(圖 11 c)。

(二)系集方差

在強回波區域表示有劇烈天氣現象，常有災害性危害出現，因此改善劇烈天氣預報品質為眾多研究共同目標之一，而回波較明顯系統發展區域，系統發展快速且為非線性，如系集間存在微小差異，在此處都

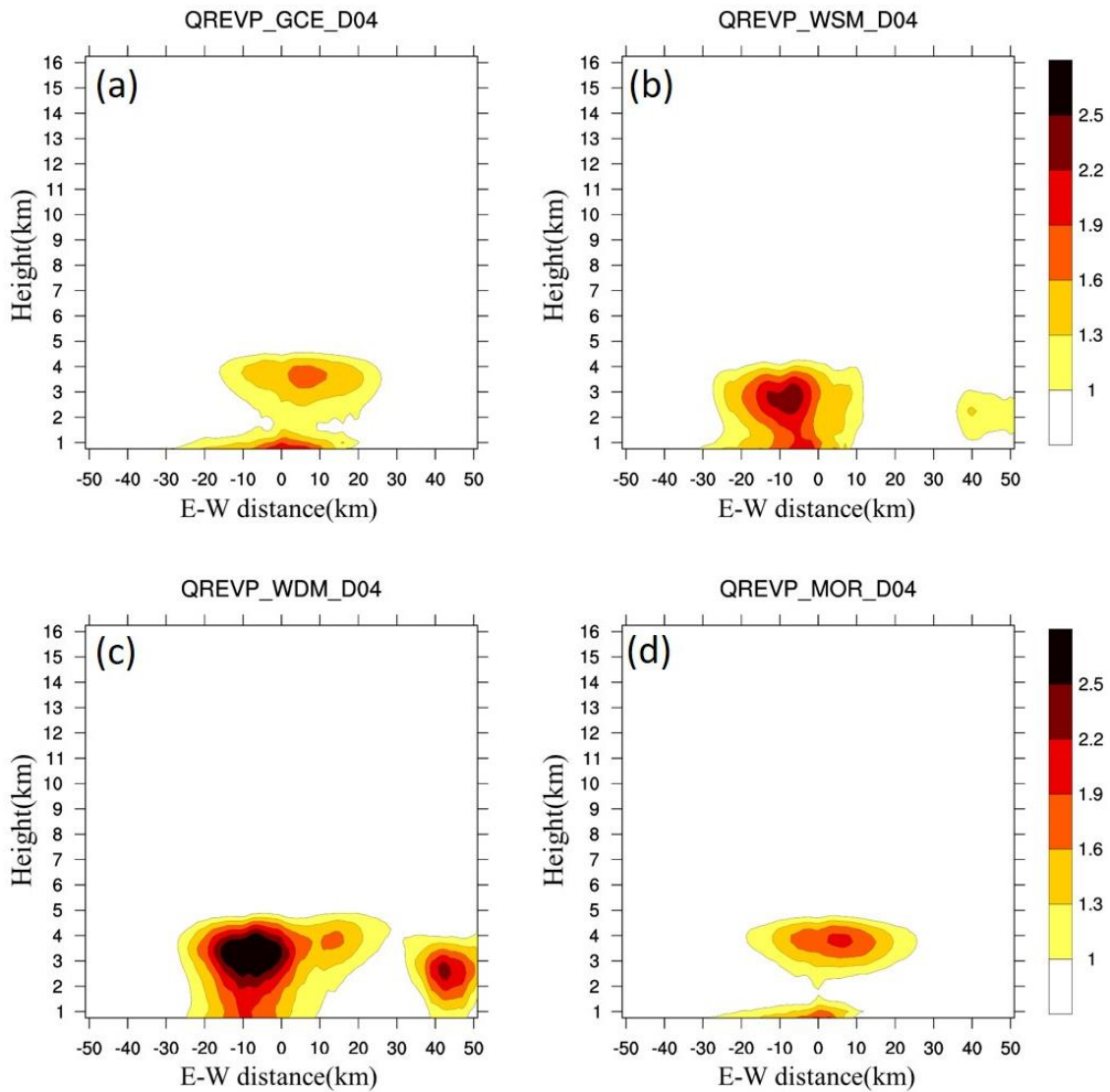


圖 11 系集預報中強對流區平均狀態之蒸發冷卻溫度變化率(QREVP)剖面圖，單位為 $10^{-3} K s^{-1}$ ，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。

容易被放大，導致系集方差較大，又因方差較大，利於系集資料同化系統有效利用觀測資料並改善預報品質。綜合前述原因，本文將討論強對流區系集方差表現。

期望呈現具有代表強對流區平均狀態之方差(系集預報之離散度)，選取圖 6 中方框範圍內，系集平均初始場所預報之垂直風速前 10 % 的點(共 99 個點)，作為取樣之位置，估計每一剖面其系集間的方差，最後將 99 個方差剖面取平均。

將系集預報中強對流區平均狀態的回波方差剖面進行水平方向之平均(東西方向各 51 公里)，得到回波方差垂直分布圖(圖 12)，可以發現不同參數化在不同高度，

模式離散程度特徵都不太一樣，例如低層 WDM6 方差特別大，高層卻是 GCE 較大，或 MOR 在融化層有較大的不確定性等，此章節希望可以透過分析降水相關之氣象變數的方差表現，試圖解釋圖 12 所看到的特徵。

強對流區平均狀態之雨水、軟雹、雪混合比的方差剖面圖(圖 13)顯示，雨水混合比的不確定性，應是由於 WDM6 的混合比方差最大的是 WDM6，同時 WDM6 有最多的雨水混合比(圖 8c)，GCE 因為高層有較多的軟雹存在(圖 8a)，造成高層有較大的軟雹混合比方差。雪混合比的方差發展位置較軟雹高，GCE 有最大的雪混合比

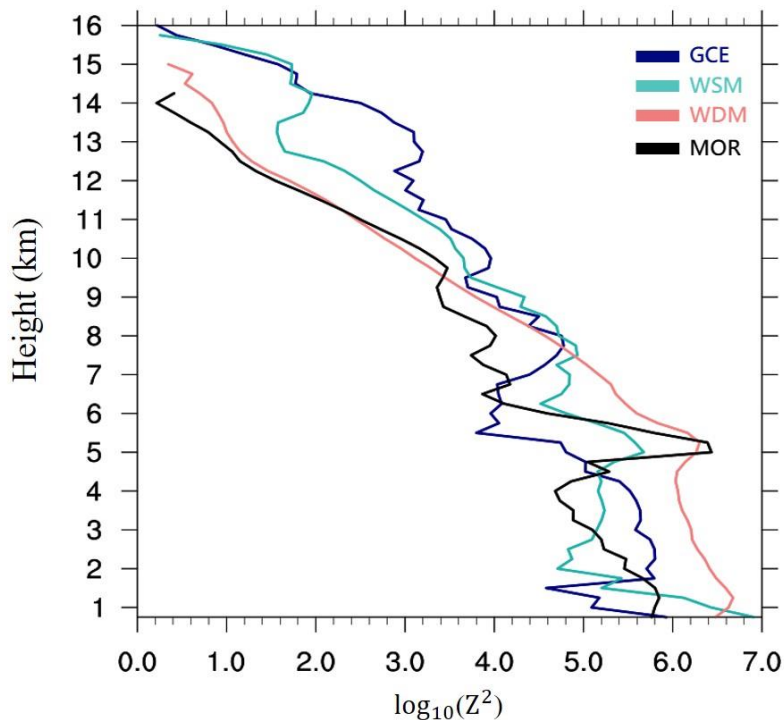


圖 12 系集預報中強對流區平均狀態之回波方差垂直分布圖，單位為 $\log_{10}(Z^2)$ 。

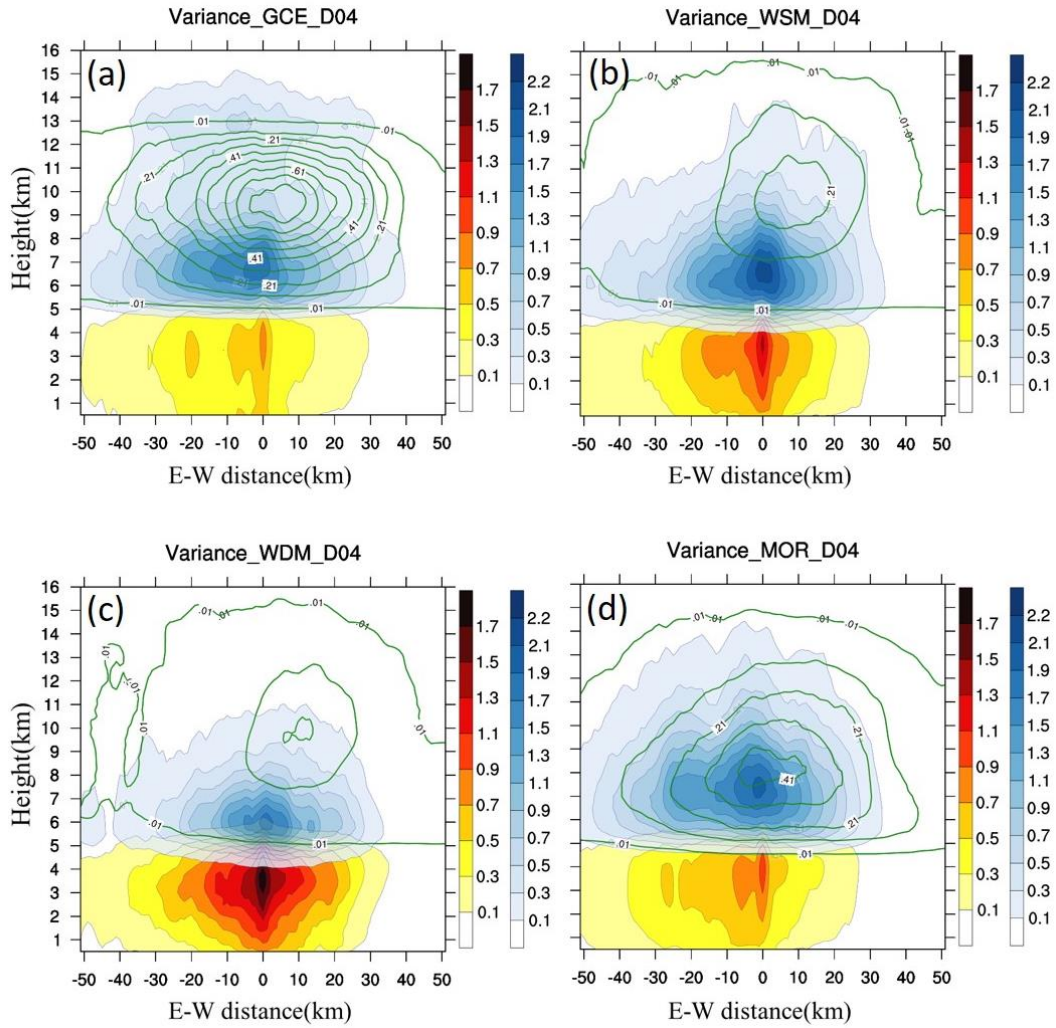


圖 13 系集預報中強對流區平均狀態之水(冰)相粒子質量混合比方差剖面圖，單位為 $g^2 kg^{-2}$ ，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。

之方差。整體來說，GCE 冰相粒子混合比在系集間的差異程度略大，而雨水混合比之方差則是 WDM6 最顯著，因為其有最多的雨水混合比。比較單矩量的 WSM6 與雙矩量的 WDM6，WSM6 在軟雹的表現上系集較為離散，WDM6 在雨有雨水為雙矩量設定，使得方差較大。

粒子數量方差如圖 14 中，針對雙矩量設定之變數計算其粒子數量方差(WDM6：

雨水，MOR：雨水、雪與軟雹)，方差發展結構和粒子數量(圖 9c 與 9d)分布類似，在強對流區 MOR 雨滴粒子數量方差分布較 WDM6 高且多集中在融化層附近(圖 14b)。量值方面，因為 WDM6 本身粒子數量就比其他參數化方案顯著，所以方差也較 MOR 大。

圖 12 為不同參數化之回波方差垂直分布。GCE 高層回波發展旺盛，軟雹、雪

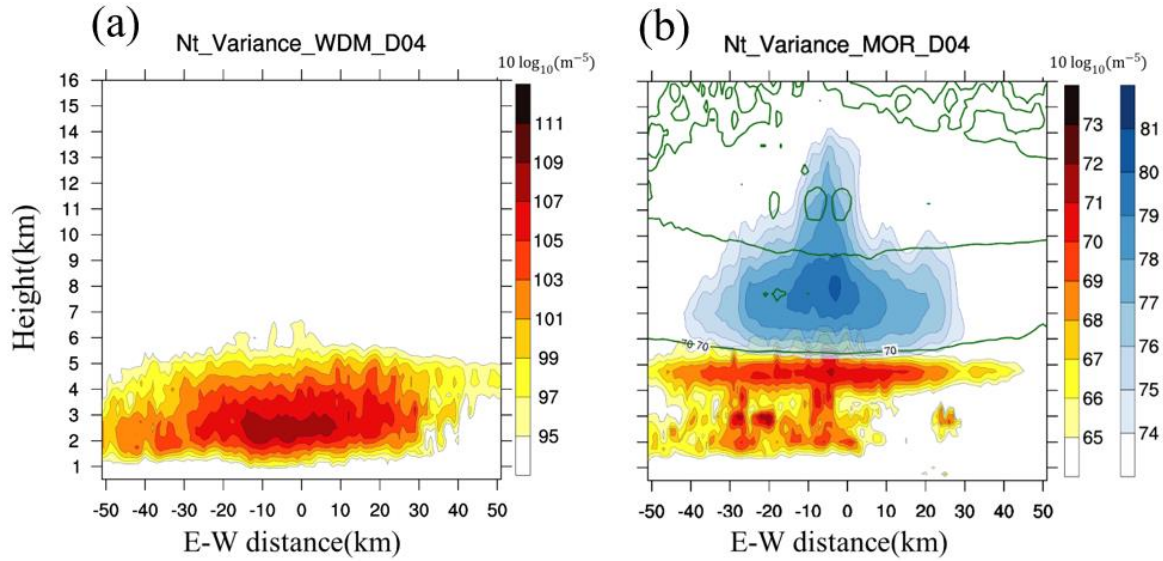


圖 14 系集預報中強對流區平均狀態之水(冰)相粒子數量方差剖面圖，單位為 $10 \log_{10}(\text{m}^{-5})$ ，雨(橘紅色)、軟雹(藍色)、雪(綠色線)，(a)WDM6，(b) MOR。

方差較大(圖 13a)，高層回波主要為冰象粒子組成，因此方差為四組實驗中最大。WDM6 有最多的雲水與雨水混合比(圖 8c)，以及大量的雨滴數量(圖 9c)，且其在暖雨過程有很大的不確定性，回波在 5 公里以下有最大的方差。MOR 在融化層附近，回波有最大的方差，其雨水混合比方差並無此特徵(圖 13d)，此現象主要由雨滴粒子數量之方差貢獻，其方差極值集中在融化層附近(圖 14b)。比較 WSM6 與 WDM6，WSM6 雖然在低層雨水的方差小於雙矩量的 WDM6(圖 13b 與 13c)，但是由於其垂直上升風速較強，導致在高層有較大的回波方差產生。

綜合上述討論，在對流發展區域，大量水象粒子生成，伴隨著強風、熱能交換

及粒子間的型態變換，大量粒子存在之處通常有較大的系集離散度，然而回波較為特殊，當比較單舉量模式與雙舉量模式時，需考慮雙矩量參數化中，粒子數量造成的不確定性。

(三)背景誤差之空間相關性

系集成員不同氣象變數相對於平均狀態下之誤差相關性，可由第二章第一節計算估計。利用 Snyder and Zhang 2003 之類似研究，本章節主要探討若同化某一點之回波資訊(參考點為高度 8 公里)，其觀測資訊對於強對流區不同水象粒子之傳遞效力。由於回波是雨水、軟雹與雪計算而來，根據這三種粒子分布高度不同，在不同高度其影響模式變數的狀況也不同，低層主

要和雨水相關，中高層則是軟雹與雪，因此除了探討回波的自相關外，進一步討論回波和雨水混合比、軟雹混合比、雪混合比與粒子數量的交相關。

首先討論參考點回波與其周邊回波的自相關(圖 15)，在參考點附近，四種參數化方案之回波都有很高的自相關，但是在

較高層及融化層以下各參數化方法之間就存在較明顯差異，高度大約 11 公里以上 GCE 的相關性是最高的，融化層以下 GCE 和 WDM6 相關性較弱，尤其 WDM6 相關性大約只有 0.3 至 0.5，而 MOR 分布較廣，且在 5 公里附近有一明顯不連續結構，上述特性將在此小節討論。

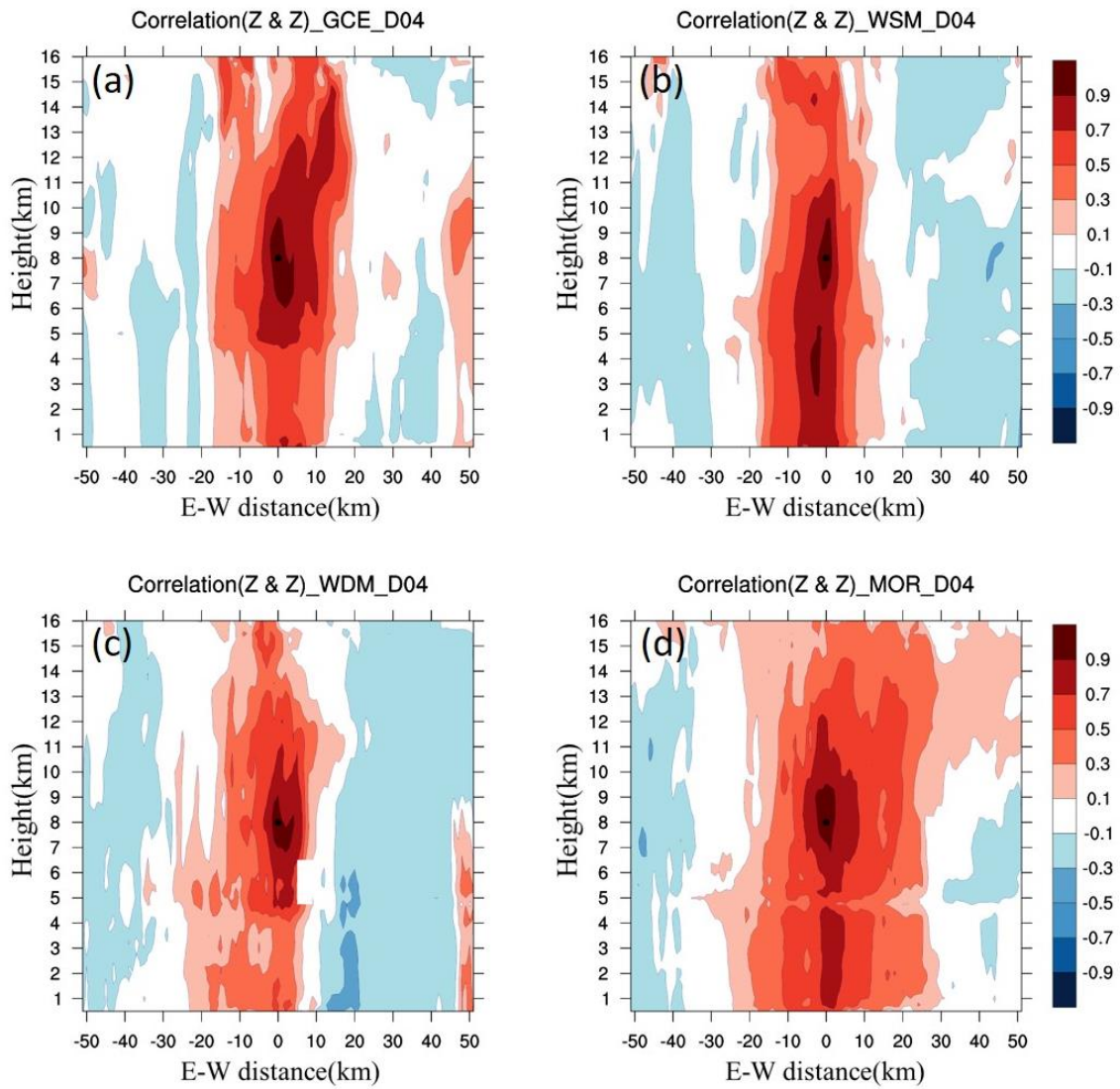


圖 15 系集預報中強對流區平均狀態之回波自相關剖面圖，黑點為參考點位置，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。

圖 16b 顯示 WSM6 之參考點回波和雨水有很強的相關性，使得圖 15b 中 WSM6 在低層的相關性大於其他方案，而相較於 WSM6，WDM6 之回波與雨的誤差相關性弱許多(圖 16c)，導致其回波自相關在 5 公里以下小於 WSM6(圖 15c)，推測可能是低層的雨水源自強風區雲滴碰撞結

合形成，而 WDM6 雲水與雨水為雙矩量設定，雲滴與雨滴大小會隨著質量混合比與粒子濃度而改變，因此過程中不確定性大於單矩量之 WSM6，進而導致相關性降低，而在圖 16a 中，GCE 回波和雨之交相關在高層(12 公里以上)有相關性的存在，原因為 GCE 在高層存在著非常少量的雨

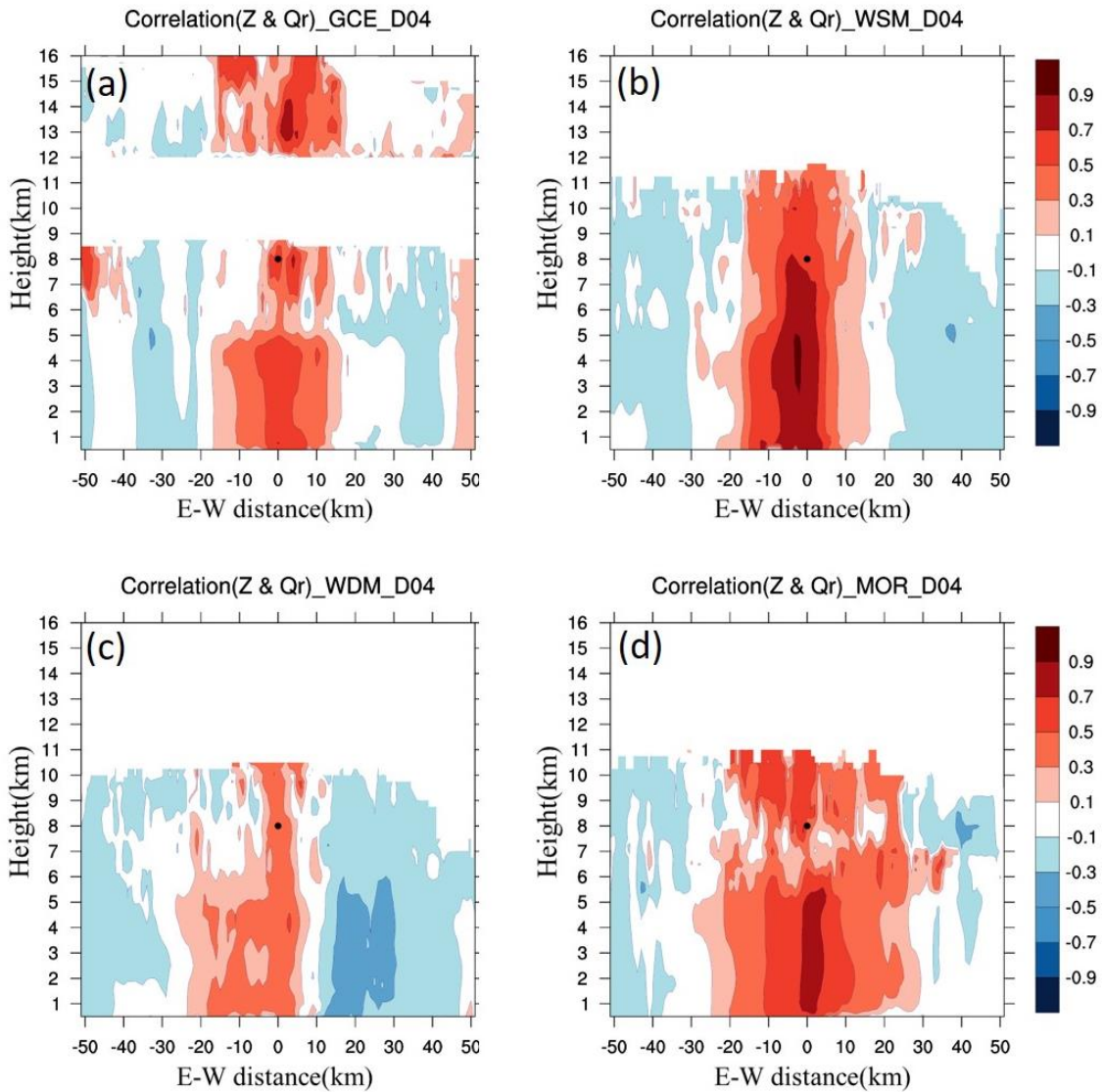


圖 16 系集預報中強對流區平均狀態之回波與雨水混合比之交相關，黑點為回波參考點位置，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。

水，而此現象在其他參數化中並無出現。圖 17 是參考點回波和軟雹的誤差相關，從圖 8 得知大約高度 6 至 9 公里以軟雹居多，因此中高層的回波自相關性(圖 15)與回波與軟雹的交相關性結構非常類似。GCE 在高層(11 公里以上區域)有較多的軟雹(圖 8a)，因此回波及軟雹交相關在高層有較大的相關性。相較於軟雹(圖 17)，參

考點回波和雪的交相關(圖 18)之分布高度更上層。可以發現 GCE 的回波和雪的誤差相關性(圖 18a)最強，因為 GCE 雪混合比(圖 8a)較其他參數化方案顯著。

圖 19 分別是 WDM6 與 MOR 回波與截距參數(N_{or})，以及雨滴濃度(N_{tr})的交相關，可以看到 MOR 回波對 N_{or} 與 N_{tr} ，相較於 WDM6 皆具有較大的相關性(圖 19b 與

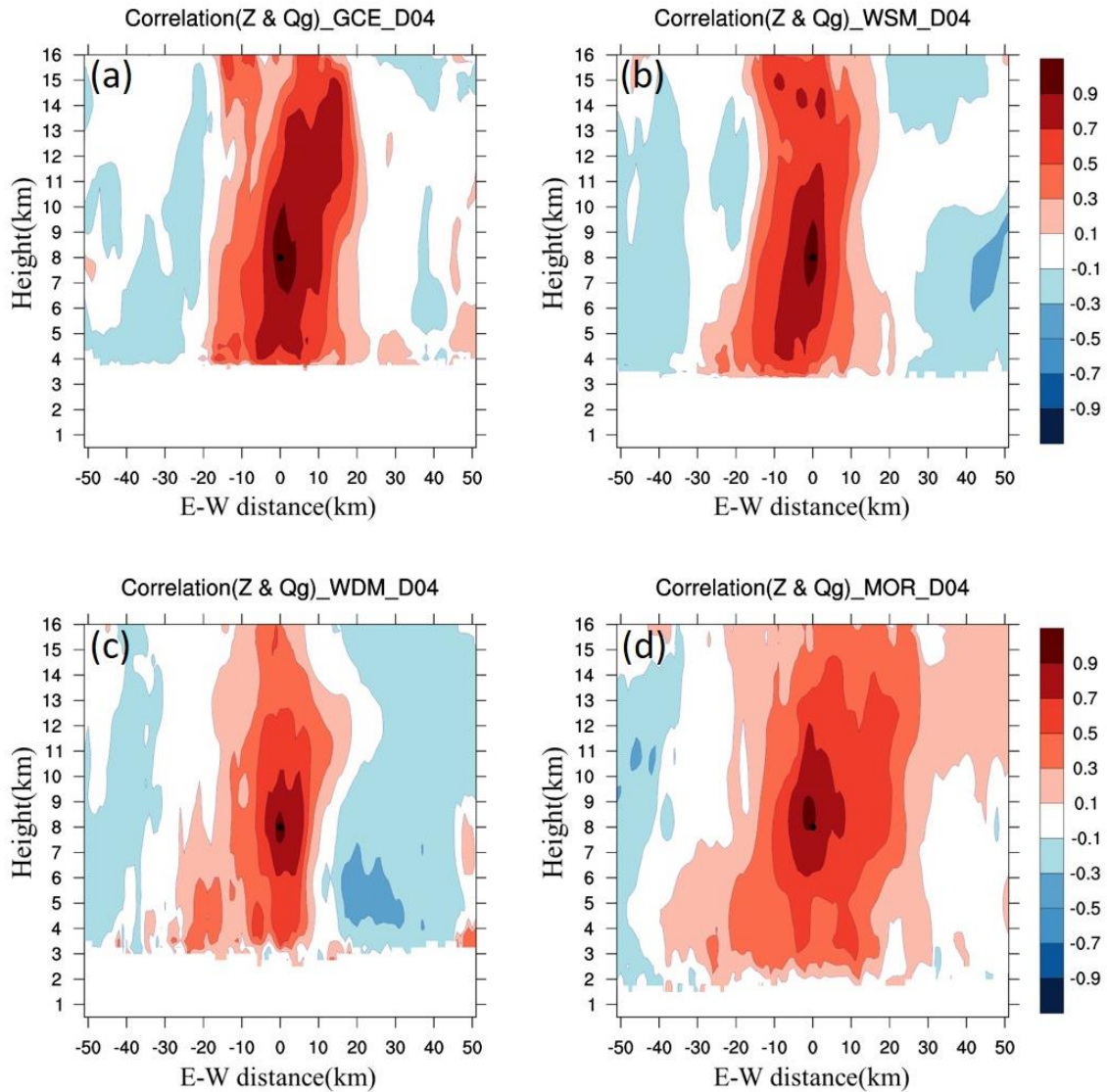


圖 17 系集預報中強對流區平均狀態之回波與軟雹混合比之交相關，黑點為回波參考點位置，(a) GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d) MOR。

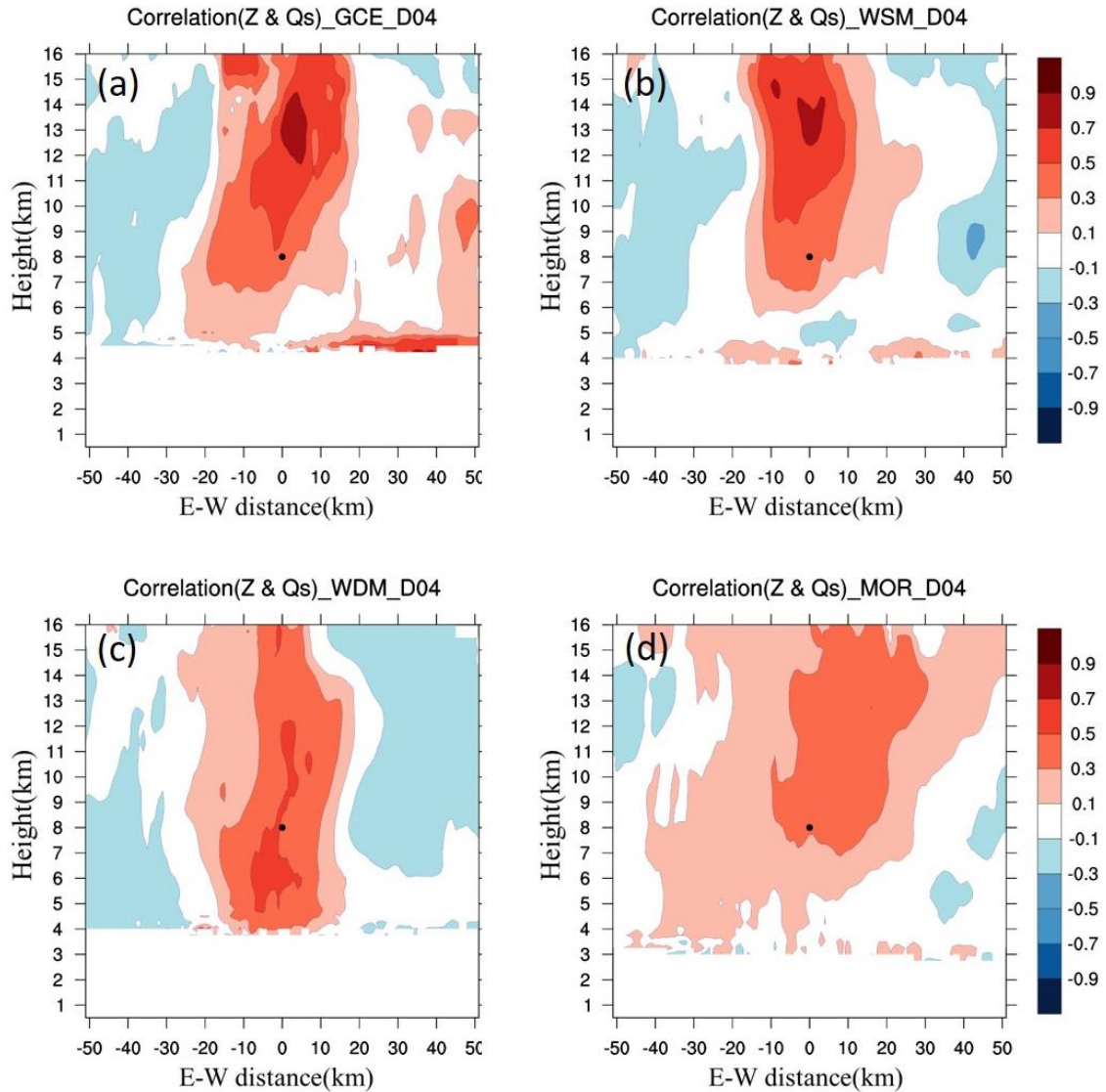


圖 18 系集預報中強對流區平均狀態之回波和雪混合比之交相關，黑點為回波參考點位置，(a)GCE，(b) WSM6，(c) WDM6，(d)MOR。

19d)。在融化層附近，MOR 截距參數和回波有明顯的正相關(圖 19b)，而回波自相關(圖 15d)有一特別弱之特徵，原因應為截距參數上升，增加了粒子數量導致整體粒子變小、回波減弱，因此 MOR 回波之自相關在融化層附近呈現負值。圖 20 為 MOR 的回波與軟雹、雪粒子截距參數(N_{0g} , N_{0s})，以及粒子濃度(N_{tg} , N_{ts})的交相

關，顯示在強上升風速區，回波和冰相粒子數量也是呈現正相關的結果。

五、結論

本研究比較四種微物理參數化方案之表現，分別為兩種單矩量(GCE、WSM6)、兩種雙矩量(WDM6、MOR)，深入討論各種微物理變數，共分為三大部分，首先第

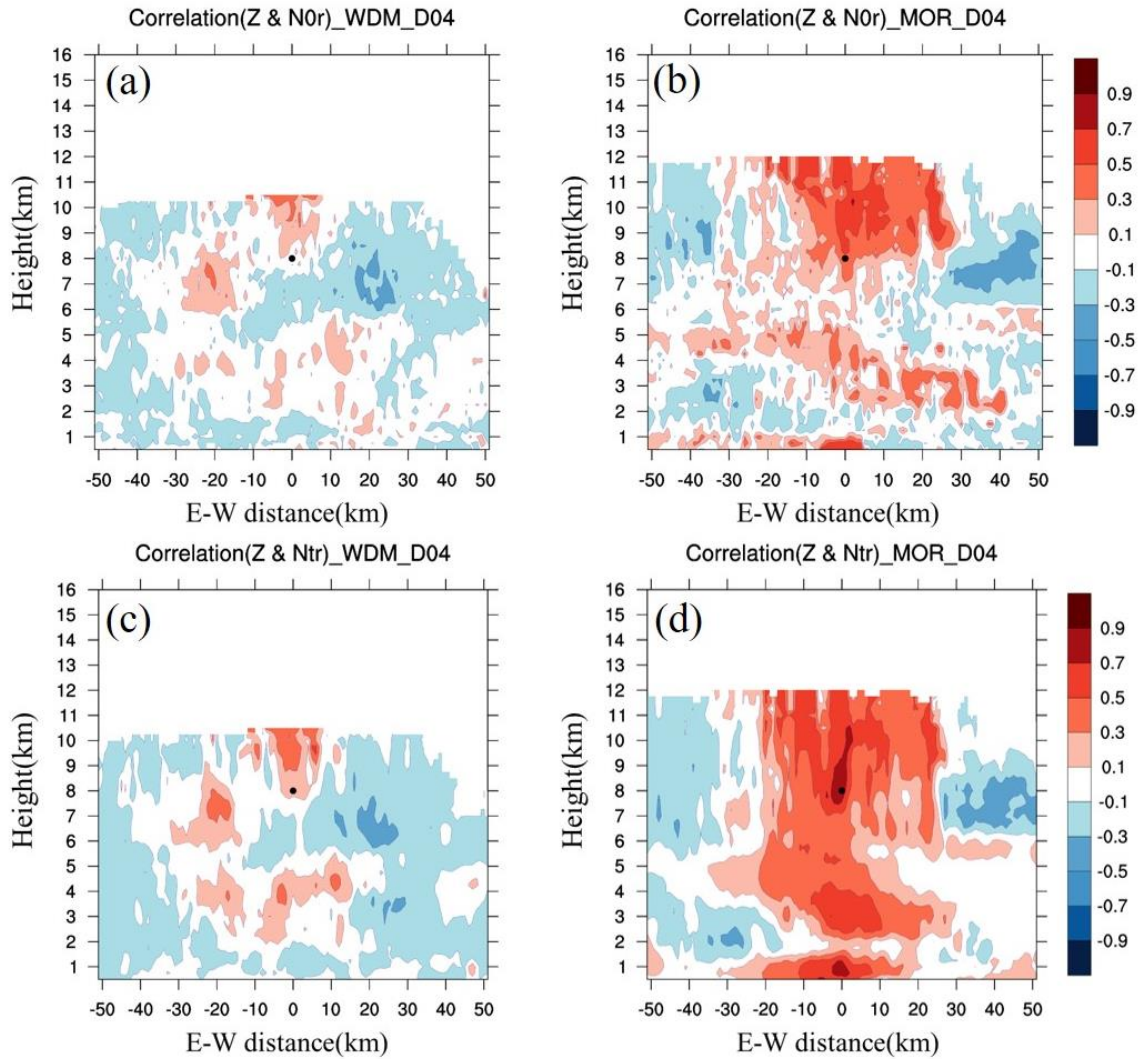


圖 19 系集預報中強對流區平均狀態之回波和雨滴截距參數之交相關(a)WDM6，(b)MOR，(c)與 (d)同(a)與(b)，但其為與雨滴數量之交相關。

一部分討論微物理變數之分布特徵，第二部分探討系集方差，第三部分則是系集間不確定性之相關性。 以下是利用 2008 年 6 月 16 日單一午後熱對流個案分析短期系集預報所得到之結論：

(a)微物理變數之分布特徵

第一部分先探討強對流區各參數化方案之特徵，GCE 高層有較多的冰象變數，

尤其是雪和冰，而 WDM6 則是產生較多的雨水與雲水，且具有最多的雨滴粒子數量。然而在融化層以下，回波最強的是 MOR、最弱的是 WDM6，此與雨水混合比結果相反，而透過式(10)可知造成此結果的原因為粒子個數的差異。GCE 高層回波較強，此乃由於其在高層有較多軟雹與雪所造成。雨滴數量除了對回波有影響，對降雨與蒸發冷卻作用也有影響，MOR 回波

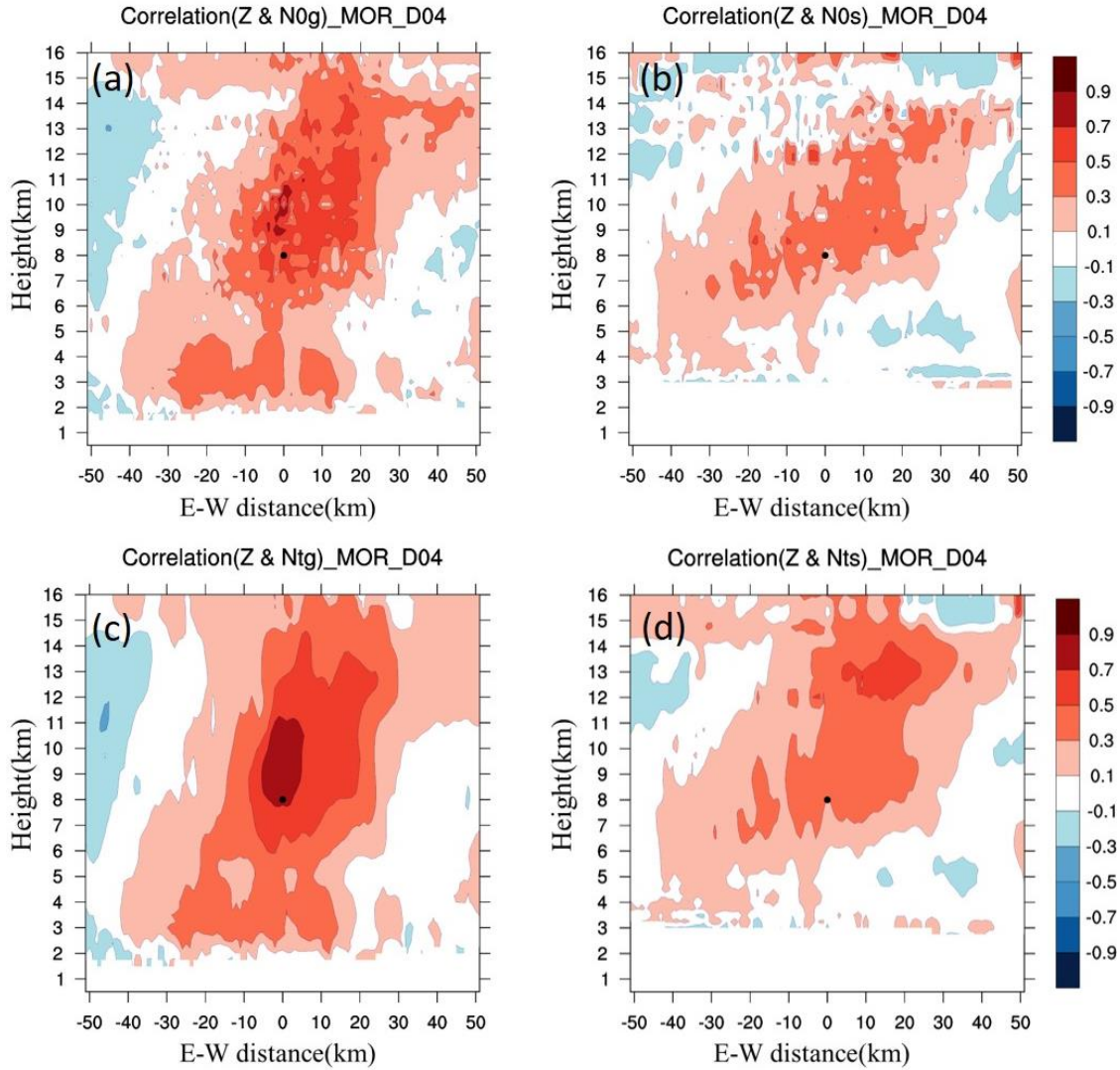


圖 20 MOR 的系集預報中強對流區平均狀態之回波和冰相粒子截距參數之交相關，(a)軟雹，(b)雪，(c)與(d)同(a)與(b)，但其為與冰相粒子數量之交相關。

最強、雨水混合比最小且雨滴粒徑大小最大，使其雨水蒸發冷卻作用較小，而 WDM6 則是相反的情況。

較強的回波不代表會有相應較大的質量混合比，而粒子數量除了對回波有影響，對潛熱釋放作用與降雨都有密切關聯。在看雨滴大小分布時，也可發現到雙矩量之方案更符合觀測統計結果，此個案之模擬

顯現雙矩量參數化方案對於雨滴表現之優勢。

(b)系集方差

在圖 12 中顯示，不同參數化在不同高度有不一樣的回波不確定性表現。GCE 在高層冰象粒子發展旺盛，軟雹、雪方差也較大，所以導致其回波在高層有最顯著的方差量值。WDM6 有最多的雲水與雨水混

合比，加上大量的雨滴數量，造成其在暖雨過程有很大的不確定性，因此回波在 5 公里以下有最大的方差。MOR 在融化層附近，回波有最大的方差，原因是因為其在 5 公里左右有大量的雨滴粒子數量造成的不確定性(圖 14b)。比較 WSM6 與 WDM6 方案，單矩量的 WSM6 雖然在低層雨水的方差低於雙矩量的 WDM6，但是由於其垂直上升風速較強，導致在高層有較大的方差產生。從結果可發現回波較大不一定其方差就會較顯著，尤其是雙矩量參數化必須考慮粒子數量造成的不確定性。

與陳(2018)以不同雲微物理參數化方法模擬南部的中尺度對流系統的結果比較，在北部熱對流個案中，同樣發現 MOR 有最強的回波、WDM6 回波較弱，GCE 在冰相較強，導致其在高層的不確定性較大、MOR 中冰相粒子的發展高度高於其他方案，MOR 整體不確定性都較小，不過在本研究之北部熱對流個案中，MOR 在 5 公里高度左右有最大的方差，原因可能是因為在此高度附近有大量的粒子數量存在所造成。不相同的是在陳(2018) WSM6 與 WDM6 間的比較中，冰相粒子發展是相似的，但在本篇研究中發現，WSM6 高層冰相粒子較多，可能是因為熱對流之垂直風

速、凝結加熱率的作用較顯著，造成不確定性增加。

(c)系集誤差相關性

在回波自相關中，高層主要是由回波與冰相粒子之交相關主導，低層則是和雨水粒子之交相關有關連。GCE 因為高層冰相粒子較多，因此其回波自相關或回波和冰相粒子之交相關性較大。在 WDM6 中，因為其暖雨過程為雙矩量，不確定性較大，因此其在低層的相關性較 WSM6 小。MOR 回波自相關在融化層附近較小(圖 15d)，顯示假如同化參考點之回波資訊對融化層的回波修正較小，原因可能是加入回波資訊後，根據與雨滴粒子數量的交相關(圖 19b)，5 公里左右的雨滴粒子數量修正隨之增加，而粒子數量修正變多導致回波修正變弱。

致謝

感謝科技部與中國文化大學「大氣水文研究資料庫」之資料提供，使本研究得以順利完成。感謝兩位匿名審查者對文章內容給與之建議。

參考文獻

- 簡芳菁、洪玉秀，2010：梅雨季西南氣流氣候平均與個案之數值研究。大氣科學，38，237-267。
- 陳勁宏，2018：不同微物理方案在雲可解析模式的系集預報分析：SoWMEX-IOP8 個案。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
- 盧可昕，2018：不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研究所碩士論文。
- 繆炯恩，2017：2015 年 6 月 14 日臺北盆地劇烈午後雷暴個案之高解析度模擬研究。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文。
- Cohard, J.-M., and J.-P. Pinty, 2000: A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme. I: Description and tests. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 1815–1842.
- Dowell, D. C., F. Zhang, L. J. Wicker, C. Snyder, and N. A. Crook, 2004: Wind and Temperature Retrievals in the 17 May 1981 Arcadia, Oklahoma, Supercell: Ensemble Kalman Filter Experiments. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 1982-2005.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077–3107.
- Ebert, E. E., 2001: Ability of a poor man's ensemble to predict the probability and distribution of precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 2461–2480.
- Ferrier, B. S., W.-K. Tao, and J. Simpson, 1995: A Double-Moment Multiple-Phase Four-Class Bulk Ice Scheme. Part II: Simulations of Convective Storms in Different Large-Scale Environments and Comparisons with other Bulk Parameterizations. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1001-1033.
- Fresnay, S., A. Hally, C. Garnaud, and E. Richard, 2012: Heavy precipitation events in the Mediterranean: Sensitivity to cloud physics parameterisation uncertainties. *Nat.*

- Hazards Earth Syst. Sci., 12, 2671–2688.
- Gilmore, M. S., J. M. Straka, and E. N. Rasmussen, 2004: Precipitation Uncertainty Due to Variations in Precipitation Particle Parameters within a Simple Microphysics Scheme. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 2610–2627.
- Grell, G. A., and S. R. Freitas, 2014: A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 5233–5250.
- Ha, S., J. Berner, and C. Snyder, 2015: A Comparison of Model Error Representations in Mesoscale Ensemble Data Assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, 143, 3893–3911.
- Hong, S. Y., and J.-O. J. Lim, 2006a: The WRF single-moment microphysics scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc.*, 42, 129–151.
- , J. Dudhia, and S.-H. Chen, 2004: A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 103–120.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006b: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2318–2341.
- Houtekamer, P. L., L. Lefaiivre, J. Derome, H. Ritchie, and H. L. Mitchell, 1996: A System Simulation Approach to Ensemble Prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 1225–1242.
- Lee, M.-T., P.-L. Lin, and W.-Y. Chang, 2019: Microphysical Characteristics and Types of Precipitation for Different Seasons over North Taiwan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 97, 841–865.
- Lim, K.-S. S., and S.-Y. Hong, 2009: 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.
- Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville,

- 1983: Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1065-1092.
- Martin, G. M., D. W. Johnson, and A. Spice, 1994: The Measurement and Parameterization of Effective Radius of Droplets in Warm Stratocumulus Clouds. *J. Atmos. Sci.*, 51, 1823-1842.
- McCumber, M., W.-K. Tao, J. Simpson, R. Penc, and S.-T. Soong, 1991: Comparison of Ice-Phase Microphysical Parameterization Schemes Using Numerical Simulations of Tropical Convection. *J. Appl. Meteor.*, 30, 985-1004.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102, 16 663–16 682.
- Morrison, H., J. A. Curry, and V. I. Khvorostyanov, 2005: A New Double-Moment Microphysics Parameterization for Application in Cloud and Climate Models. Part I: Description. *J. Atmos. Sci.*, 62, 165-1677.
- , G. Thompson, and 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.
- Reisner, J., R. M. Rasmussen, and R. T. Bruintjes, 1998: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124, 1071–1107.
- Rutledge, S. A., and P. Hobbs, 1983: The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. VIII: A Model for the “Seeder-Feeder” Process in Warm-Frontal Rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1185-1206.
- Snyder, C., and F. Zhang, 2003: Assimilation of Simulated Doppler Radar Observa-

- tions with an Ensemble Kalman Filter. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 163-1677.
- Steiner, M., R. A. Houze, and S. E. Yuter, 1995: Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J. Appl. Meteor.*, 34, 1978–2007.
- Tao, W.-K., J. Simpson, and M. McCumber, 1989: An Ice-Water Saturation Adjustment. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 231-235.
- , J. J. Shi, S. S. Chen, S. Lang, P.-L. Lin, S.-Y. Hong, C. PetersLidard, and A. Hou, 2011: The impact of microphysical schemes on hurricane intensity and track. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, 47, 1-16.
- Tapiador, F. J., W. K. Tao, J. J. Shi, C. F. Angelis, M. A. Martinez, C. Marcos, A. Rodríguez, and A. Hou, 2012: A comparison of perturbed initial conditions and multiphysics ensembles in a severe weather episode in Spain. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 51, 489–504.
- Tong, M., and M. Xue, 2005: Ensemble Kalman Filter Assimilation of Doppler Radar Data with a Compressible Nonhydrostatic Model: OSS Experiments. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 1789-1807.
- Xue, M., Y. Jung, and G. Zhang, 2010: State estimation of convective storms with a two-moment microphysics scheme and an ensemble Kalman filter: Experiments with simulated radar data. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136, 685-700.
- Yussouf, N., and D. J. Stensrud, 2011: Comparison of Single-Parameter and Multiparameter Ensembles for Assimilation of Radar Observations Using the Ensemble Kalman Filter. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 562-586.
- Yang, S.-C., S.-H. Chen, S.-Y. Chen, C.-Y. Huang, and C.-S. Chen, 2014: Evaluating the Impact of the COSMIC RO Bending Angle Data on Predicting the Heavy Precipitation Episode on 16 June 2008 during SoWMEX-IOP8. *Mon. Wea. Rev.*, 142, 4139-4163.

附錄

A. 機率擬合系集平均(Probability Matched mean, PM)

因為系集預報間存在差異，因此單純的系集預報平均，可能會低估極值，因此文章中使用了 PM 方法(Ebert 2001)來合成回波，此方法不只保存系集平均的結構，也可以強調系集成員中出現的極值。做法如下：

假設有 3 個系集成員

11	1	34	21	13	31	10	10	43
64	6	2	63	5	30	26	4	16
63	27	15	38	20	17	34	52	31

1. 取系集平均將其排序

系集平均			排序		
14	08	36	7	8	3
51	05	16	1	9	6
45	33	21	2	4	5

2. 將所有系集中格點排序並分組，範例中因為有三組成員，因此每三個為一組共 9 組。取每組中位數代表此組。

64、 63 、63	52、 43 、38	34、 34 、31
31、 30 、27	26、 21 、20	17、 16 、15
13、 11 、10	10、 05 、06	04、 02 、01

3. 將每組中位數依照大小填入步驟 1 中系集平均中的排序。

11(7)	05(8)	34(3)
63(1)	02(9)	16(6)
43(2)	30(4)	21(5)

B. 對流與層狀降雨分類方法

層狀降雨：

層狀降雨是利用 Steiner et al. (1995)所提出的方法所定義，過程如下：

(1) CAPPI 3 公里高度上，回波大於 40 dBZ

(2) 計算每點與其背景平均回波值(Z_{bg} ，以該點為圓心，取半徑 11 公里範圍平均)之差值

(圖 B1a)，滿足下列關係:

$$\begin{cases} Z - Z_{bg} = 10 & , \text{當 } Z_{bg} < 0 \\ Z - Z_{bg} = 10 - \frac{Z_{bg}^2}{180} & , \text{當 } 0 \leq Z_{bg} < 42.43 \\ Z - Z_{bg} = 0 & , \text{當 } Z_{bg} \geq 42.43 \end{cases}$$

(3) 符合條件(1)、(2)的區域往外延伸數公里(圖 B1b)。

將滿足上述所有步驟以外的區域定義為層狀降雨。

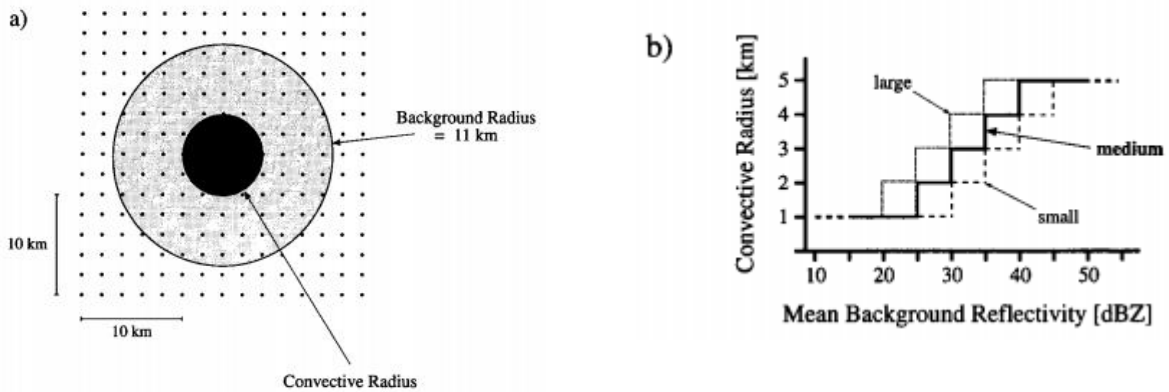


圖 B1 (a)背景平均回波取樣示意圖，(b)符合條件(1)、(2)條件區域向外延伸公里數之依據(取自 Steiner et al. 1995)。

對流降雨：

對流降雨根據盧 (2018)研究發現，使用 Steiner et al. (1995)的方法定義對流降雨時，許多弱對流也同時被囊括，因此可能無法明確展現對流降雨特徵，並在其研究中更改 Steiner et al. (1995)方法，提高條件(1)的門檻，將本來的條件改為：

(1) CAPPI 3 公里高度上，回波大於 45 dBZ

(2) 符合條件(1)的區域往外延伸

將滿足以上兩個條件的點定義為對流降雨，以凸顯對流與層狀降雨間之差異。

Analysis of Ensemble Uncertainty in Different Microphysics Schemes :Thunderstorm during SoWMEX-IOP8

Yen-Chang Liang, Kao-Shen Chung*, Li-Hsin Chen

Department of Atmospheric Sciences, National Central University, Taiwan

(manuscript received 31 May 2021 ; in final form 11 April 2022)

ABSTRACT

To understand the characteristics of different microphysics schemes and investigate the forecast uncertainty structure in very short-term forecast, four microphysics schemes are used in the study. They include two single-moment schemes: Goddard (GCE) 、WRF SM 6-category (WSM6), and two double-moment schemes of WRF DM 6-category (WDM6) and Morrison (MOR). A thunderstorm case in northern Taiwan on June 16, 2008 is selected.

The results show that GCE has the most ice-related mixing ratio, so the reflectivity development is the highest. In the low-level warm rain process, WDM6 (MOR) has the most (fewest) rain mixing ratio and the weakest (strongest) reflectivity due to large (small) number of rain total number concentration. It is found that when using the double-moment microphysics scheme, the influence of the total number concentration cannot be ignored.

According to different microphysics scheme settings, the variance also has different characteristics. With the same ensemble members (36), it is found that GCE (WDM6) has more uncertainty in ice-related processes (warm rain processes). Therefore, using combination of these two schemes can effectively increase ensemble spread and improve the benefits of data assimilation. The error correlation between different variables is also discussed in the study. In the convective zone, the vertical wind and the latent heat release are highly correlated. In addition, the reflectivity auto-correlation in MOR is greatly affected by the number of particles around melting layer.

Keywords: Microphysics, Background Error Covariance, Variance, Error Correlation.

doi: 10.53106/025400022022040050001

*corresponding author, **Kao-Shen Chung**: kaoshen.chung@gmail.com