

WRF 三維變分雷達資料同化個案研究

蔡雅婷 洪景山 陳依涵 方偉庭
邵彥銘 江琇瑛 馮欽賜

中央氣象局

(中華民國 107 年 10 月 15 日 收稿；中華民國 108 年 9 月 03 日定稿)

摘 要

本研究使用 2 公里解析度 WRF 模式，以 WRF 三維變分資料同化為基礎，選取 2017 年 6 月 1 至 4 日造成臺灣重大淹水之梅雨鋒面雨帶個案，評析同化雷達觀測對模式定量降水預報的影響。

本研究設計三組實驗，分別為無雷達資料同化實驗(NoDA)，冷啟動(Cold)和循環更新(Full)實驗。2017 年 6 月 1 日 18 UTC 個案分析顯示，NoDA 和 Cold 均有顯著模式水象粒子起轉(spun-up)的問題，導致第 1 小時預報的回波強度偏弱。NoDA 實驗模式鋒面雨帶位置有偏北的預報誤差，這主要是全球模式初始場中鋒面位置誤差所致。在 Cold 實驗中僅同化回波和徑向風仍無法修正全球模式鋒面偏北的預報誤差。透過循環更新(Full)過程，高解析度雷達資料同化系統可有效改善模式預報之鋒面的位置，而且可以取得模式熱力、動力和水象粒子之間更好的平衡關係，從而減少模式的起轉問題。

針對本個案累積連續 55 次的同化預報實驗，模式預報 6 小時累積雨量之 FSS 得分，校驗結果和個案類似，Full 預報結果最佳，Cold 次之，NoDA 表現最差。特別在大於 20 mm/6hr 閾值以上的大雨區間，Full 實驗的預報結果具有明顯的優勢。

關鍵字：定量降水預報、三維變分資料同化、模式起轉、循環更新

一、前言

Westra et al. (2013, 2014) 指出近年來全球各地短延時、強降水事件發生的頻率有明顯增長的趨勢，使得水災發生的頻率和強度隨之增加，面對類似短延時、強降水天氣事件，如何能提早防範以減少災害的發生成為重要的議題。龔等 (2015) 分析了 21 年的降水資料，定義 3 小時內雨量達 130 毫米或 6 小時內雨量達 200 毫米，稱之為短延時、強降水天氣事件，此一門檻足以反應短延時、強降水天氣事件與災害的關係，並作為防災操作的參考依據。

短延時、強降水系統具有劇烈的降水過程以及系統快速演變的特性，同時又深受台灣複雜地形的影響，因此其可預報度相當有限。囿於有限的可預報度，為了提升對短延時、強降水天氣系統的預報能力，整合當下衛星或雷達等各式觀測資料，以建構快速更新的即時定量降水預報，是提升災害預警能力的重要作為之一。但是，發展中尺度甚至是對流尺度的即時預報系統，提供即時且有效的預報指引，在實務作業與科學研發上仍有待進一步的努力。

數值天氣預報期望能掌握劇烈天氣系統的演變，模式解析度是首要關鍵。Weisman et al. (1997) 由飈線系統

的數值模擬中指出，4 公里模式解析度是解析劇烈天氣系統之對流行為的最低門檻。然而，僅提高模式解析度仍不能有效掌握短延時、強降水天氣系統的結構和演變，欲提升模式的可預報度仍需仰賴一個好的模式初始場。因此，有效的對流尺度資料同化技術，特別是同化雷達觀測，為提供即時定量降水預報的一個重要關鍵。

資料同化的基本概念是結合觀測與數值預報模式輸出，依觀測誤差和模式背景場誤差統計特性，以估計當下時刻的最佳大氣狀態，例如最佳內插法 (Gandin 1965)、三維變分法 (Three-dimensional variational; 3DVAR; Parrish and Derber 1992, Lorenc 2003, Barker et al. 2004)、四維變分法 (4DVAR; Lewis and Derber 1985, Le Dimet and Talagrand 1986) 和系集卡爾曼濾波法 (Ensemble Kalman Filter, EnKF; Burgers et al. 1998, Evensen 1994, Houtekamer and Mitchell 1998) 等。在不同資料同化方法中，如何建立適當的模式背景誤差協方差 (background error covariances, BEC)，是主導資料同化效能的關鍵之一。傳統三維變分法之 BEC 是根據一段時間的模式預報個案進行統計分析，計算模式長期平均之預報誤差特性。3DVAR 計算效率高，並且容易於價值函數 (cost function) 加入適當的約束條

件，以使分析場滿足適當的大氣平衡關係。不過 3DVAR 的 BEC 特性為等向性、靜態且不隨時間改變，這是三維變分資料同化主要的限制。

雖然相較於四維變分法和系集卡爾曼濾波法而言，靜態的 BEC 是三維變分法的限制，但是許多文獻也證實以三維變分法同化雷達資料可有效改善短期的定量降水預報。例如，Xiao et al. (2005, 2007) 經由實際個案的實驗中證明三維變分的雷達資料同化可以具體改善模式對劇烈天氣的預報能力。Xue et al. (2010) 在 Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS; Gao et al. 2004) 運用三維變分雷達資料同化配合雲分析技術，針對 2008、2009 年春季長時間的預報作業，結果顯示對於美國中西部劇烈對流系統的短期定量降水預報具有相當穩定成熟的表現。

傳統都卜勒雷達僅提供徑向風和回波觀測，主要反應風場和水象變數分布的資訊(雨水、雪和軟雹混合比)，Xiao and Sun (2007) 和 Sugimoto et al. (2009) 就指出徑向風和回波分別主宰風場和水象變數在分析與預報的影響。但如何在資料同化中有效使用雷達資料，仍有許多不同的作法，例如 Xiao and Sun (2007) 直接同化雷達回波，再修正分析場中的水象變數，然而 Wang et al. (2013) 指出雷達回波與水象變數

的關係式具高度非線性，因此在變分資料同化方法中同化回波觀測時，為了使價值函數在最小化求解計算過程可收斂，將雷達回波與水象變數的關係式線性化，導致分析後的水象變數分布有低估的結果，反而降低定量降水預報能力。因此，有別於 Xiao and Sun (2007)，Wang et al. (2013) 先由回波導出水象資訊，包括雨水、雪混合比等，再以導出的水象資訊進行資料同化，結果顯示此方法可更進一步強化降水系統位置以及強度之預報。

傳統大尺度變分分析多使用流函數和速度位 (ϕ, χ) 作為分析變數，以有效建構以熱力風為基礎的多變數相關，例如 WRF 變分分析 (Weather and Research Forecast Variational analysis, 簡稱 WRFVAR, Barker 2012)。進而，變分分析必須在觀測 (模式) 風場 (U, V) 和分析 (ϕ, χ) 之間進行變數的轉換。 (ϕ, χ) 和 (U, V) 之間的轉換需處理邊界條件的問題，會使得分析場變得更為勻滑，小尺度的資訊易被忽略。因此，小區域、對流尺度的同化系統使用 (ϕ, χ) 作為分析變數，其影響尤顯重要。Sun et al. (2016) 將 WRFVAR 的 (ϕ, χ) 分析變數轉為 (U, V) ，其結果顯示使用 (U, V) 分析變數同化雷達徑向風可以進一步改善模式的預報表現。然而，使用 $(U,$

V) 分析變數將使變分分析無法呈現多變數相關之特性；為改善此一問題，可在價值函數增加以連續方程為主的約束條件，透過此約束條件重建 U 和 V 的關係 (Tong et al., 2016)。

基於上述說明指出，三維變分具有較高的計算效率，且文獻上也有相當的研究成果支持使用三維變分法進行雷達資料同化可增進模式定量降水預報。同時，因應對流尺度雷達資料同化的特性，水象和風場分析變數的使用對於預報結果的影響甚鉅。本研究以三維變分法為基礎，針對 2017 年 6 月 1 至 4 日造成臺灣重大淹水之梅雨鋒面雨帶個案，評析同化雷達觀測對模式定量降水預報的影響，期以建立作為中央氣象局雷達資料同化研究，以及未來 LETKF 和 Hybrid 3DnVAR 先期研發的評估基線。第二章說明雷達資料處理的策略，第三章為個案介紹和資料同化實驗設計，實驗結果列於第四章，最後則是結論。

二、雷達資料前處理

雷達資料品質控制與前處理是雷達資料同化的關鍵所在。本研究對雷達回波與徑向風場之資料品管採用中央氣象局之都卜勒雷達資料品管流程 (張等 2004, Chang et al. 2009)，包括去除地形雜波、海面回波、非正常傳播

回波 (Anomalous Propagation, AP)、干擾回波以及不明回波等雜訊，此外，也包括對徑向風場的反折錯處理 (Zhang and Wang, 2006)。

經過資料品管之後的雷達觀測資料，在靠近雷達的區域其水平與垂直觀測解析度遠高於模式，而遠離雷達處又解析度偏低，特別是受限於有限的掃描仰角數目，其觀測垂直解析度普遍低於模式解析度。因此有必要進一步進行前處理程序，以減少不必要的高密度觀測資料 (Xiao et al. 2005)，除了可以更有效同化觀測資料外，並能大幅減少資料同化所需的運算資源，特別是後者，此對於資料同化的作業應用尤為重要，例如，使用中央氣象局超級電腦 64 core 分別同化 188568 筆與 94284 筆觀測資料，各需花費 7 分鐘與 3.5 分鐘，所節省的時間可用來提供給其他資料同化策略使用或增加模式預報積分時間。本研究針對徑向風場和回波場採用不同的處理策略，分述如下：

(一) 徑向風場

考慮徑向風場具有向量的特性，因此有別於使用超級觀測 (super-observation) (Alpert and Kumar 2007, Chen et al. 2017, Zhang et al. 2009, 蔡 2014) 或內插 (Li et al. 2012) 的作法，本研究直接在各個雷達的平面位置顯

示器 (Plan Position Indicator, PPI) 上進行稀化處理 (如圖 1 所示), 目標是將徑向風場稀化 (thinning) 到和模式模式相近的解析度:

- 在方位角方向: 如圖 1 所示, 自方位角 0 度, 由雷達中心往外選取扇形區域, 此一扇形範圍依距離雷達遠近選取不同的雷達波束數目, 距離雷達越遠, 扇形範圍所包含的雷達掃描波束數目會逐步減少, 在距離雷達中心 6-15/15-30/30-60/60-120 公里和 120 公里以上所選取的波束數目分別為 6/5/3/2/1。
- 在徑向方向: 假設雷達徑向解析度為 0.5 公里, 模式解析度為 2 公里, 則在扇形範圍內每一個波束會由 4 筆資料所組成。

以 15-30 公里範圍為例, 每一個扇形由 5 個雷達波束組成, 因此 360° 掃描共有 72 個扇形分布; 每一個扇形區域在徑向方向包含 4 筆資料, 因此總共有 20 個雷達觀測, 此一扇形面積大約和模式網格面積相當。在此一扇形區域中選取最靠近扇形中心的風場資料, 如果該點缺資料, 則以扇形中心 2.5 公里範圍選取最靠近中心的資料點, 其餘資料則捨棄, 以達到稀化的目的。

為使每一個扇形範圍內稀化的資料具有代表性, 所選取的資料必須符

合 2 個挑選條件, 第一, 該扇形範圍內之有效觀測資料點數目必須大於該區域內全部格點數之 25%; 第二, 所選取之資料點的風速和該區域內所有有效觀測平均風速的差值, 必須小於該區域內風速觀測的標準差, 以避免選取到離群值。

圖 2 為針對 2017 年 06 月 1 日 2355 UTC 個案, 五分山雷達第一個仰角掃描之徑向風場資料, 左圖為經品管過後之徑向風場, 右圖為稀化後的徑向風場, 圖中顯示經稀化後的資料分布較均勻, 此可以減少因資料分布不均勻而導致價值函數空間分布不均的現象。另外, 資料量由原本的 155,297 筆減少為 14,628 筆, 減少約 1 個數量級, 此對於增加三維變分運算的效率可以有很大的助益。再者, 此一稀化的策略並沒有進行內插或平均, 因此可以避免徑向風場在內插或平均過程中, 造成風場向量處理的不確定性。

(二) 回波場

不同於徑向風場, 回波場採用超級觀測的概念進行稀化, 方式是將各個雷達的極座標資料內插至等高平面位置顯示器 (Constant Altitude Plan Position Indicator, CAPPI), 其中水平內插至模式網格系統, 垂直解析度為 0.25 公里, 高度由 0.25 公里至 12 公里, 共 48 層。

本研究使用 Adaptive Barnes (Askelson et al. 2000) 方法進行資料的內插：

$$f_a \approx \frac{\sum w(k) \cdot f_o(k)}{\sum w(k)} \quad (1)$$

其中 f_a 為分析點數值， w 為權重函數， f_o 為觀測值。相較於傳統僅使用距離決定權重的 Barnes 方法，Adaptive Barnes 同時使用徑向距離差 (r_{ik})、方位角差 (ϕ_{ik}) 以及仰角差 (θ_{ik}) 三者所整合之權重。一方面符合極座標上的特性，另一方面可隨三者解析度的不同，對各別權重進行調整，權重公式如下：

$$w = \exp\left(-\frac{r_{ik}^2}{k_r} - \frac{\phi_{ik}^2}{k_\phi} - \frac{\theta_{ik}^2}{k_\theta}\right) \quad (2)$$

其中 k_r 、 k_ϕ 、 k_θ 為平滑係數，經實際測試後設定為 0.336。

圖 3 為回波內插方法示意圖，紅點為分析點，採用最靠近該分析點之上下兩個仰角，與 3 個方位角，總共 18 點的觀測資料進行 Adaptive Barnes 內插。當該分析點低於 0° 或高於最高仰角以及分析點周圍觀測資料點少於 6 個時，則不進行分析。本研究使用上述方法產生各雷達之 CAPPI 資料，再依序合併為三維的整合回波，當格點同時有兩個以上雷達觀測時，取其中最大值。此一合成的三維卡式座標回波

場以 MOSAIC 回波場稱之。Liu et al. (2016) 使用類似的雷達回波前處理概念，將雷達觀測內插成 MOSAIC 回波 (Zhang et al. 2005) 以供美國國家環境預報中心 (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) 雷達資料同化系統使用。

由於水象變數 (雨水、雪、軟雹) 具有高度的不連續性，因此很難在 BEC 中正確估計模式水象變數的誤差統計特性，再者，模式對水象變數的預報誤差相對於觀測誤差也較大，因此資料同化的結果更倚賴於觀測所提供的資訊。Liu et al. (2016) 將雷達回波內插到水平解析度 1 公里，垂直 31 層的特定卡式座標系統，本研究則是將極座標的雷達資料內插至模式水平網格系統，垂直共 48 層的卡式座標系統，此一策略可以在進行資料同化時，盡量減少藉由 BEC 的統計資訊將觀測增量外延至模式網格點上的分析增量，而減少水象變數的分析誤差。

圖 4 為使用 Adaptive Barnes 內插方法和使用最近點內插法 (將 PPI 之雷達觀測指定給最近格點，如 Ridal and Dahlbom 2017, Chang et al. 2014) 的比較，兩者皆為 MOSAIC 回波圖，前者透過內插過程可以將觀測資料適當外延，後者則接近於使用原始的雷達觀測。圖中顯示最近點內插法會因為有

限的掃描仰角而產生觀測間隙，而 Adaptive Barnes 內插法則可以得到更完整的雷達觀測分布。雖然內插過程可能帶來額外誤差的不確定性，但藉由內插過程適當延展觀測的覆蓋範圍，並減少有限掃描仰角所產生的觀測間

隙，仍可預期帶來正面的資料同化效益。Ivanov et al. (2018) 提出使用與模式相同網格解析度之雷達資料並適當地外延雷達觀測，不但可保留系統特徵，亦可改善降雨預報。

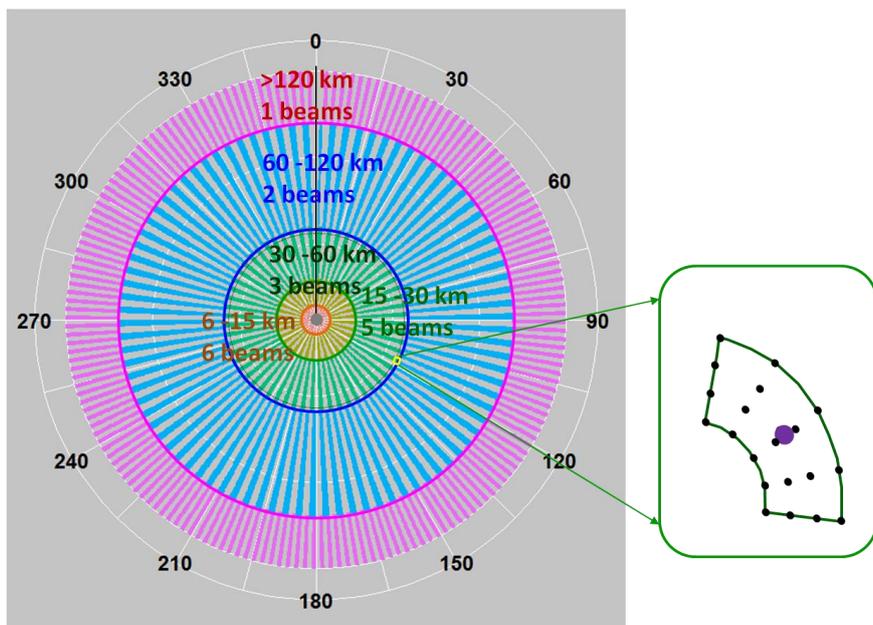


圖 1：雷達徑向風場稀化方法示意圖。依照不同徑向距離（以不同顏色區分）選取方位角方向不同雷達波束數量，使得所選取的扇形區域和模式格點面積相近（詳內文），綠色框為徑向距離 15-30 公里處之扇形區域示意圖，包含 25 個觀測資料，紫色點即為此面積內所選取之徑向風資料點。

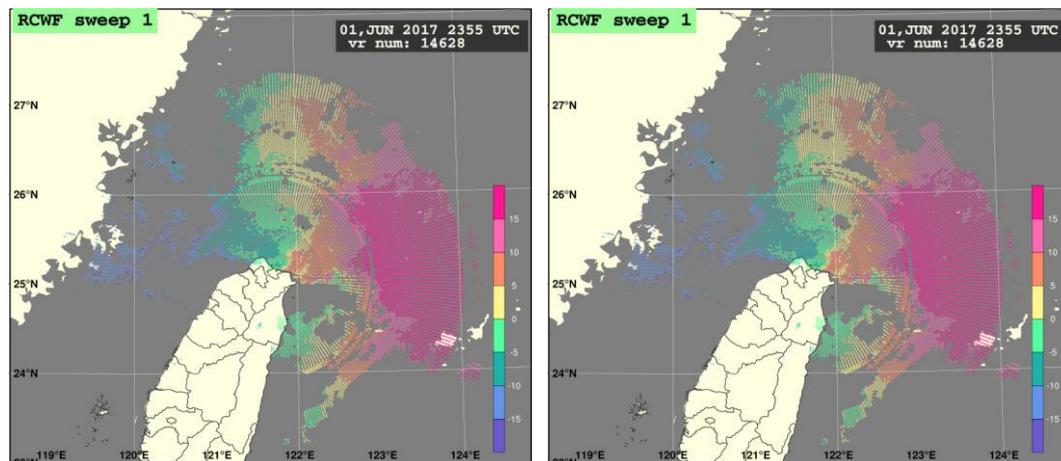


圖 2：以 2017 年 06 月 1 日 2355 UTC 之五分山雷達第一個仰角掃描觀測為例，左圖為原始徑向風場資料分布，右圖為稀化後徑向風場資料分布，顏色代表徑向風速。

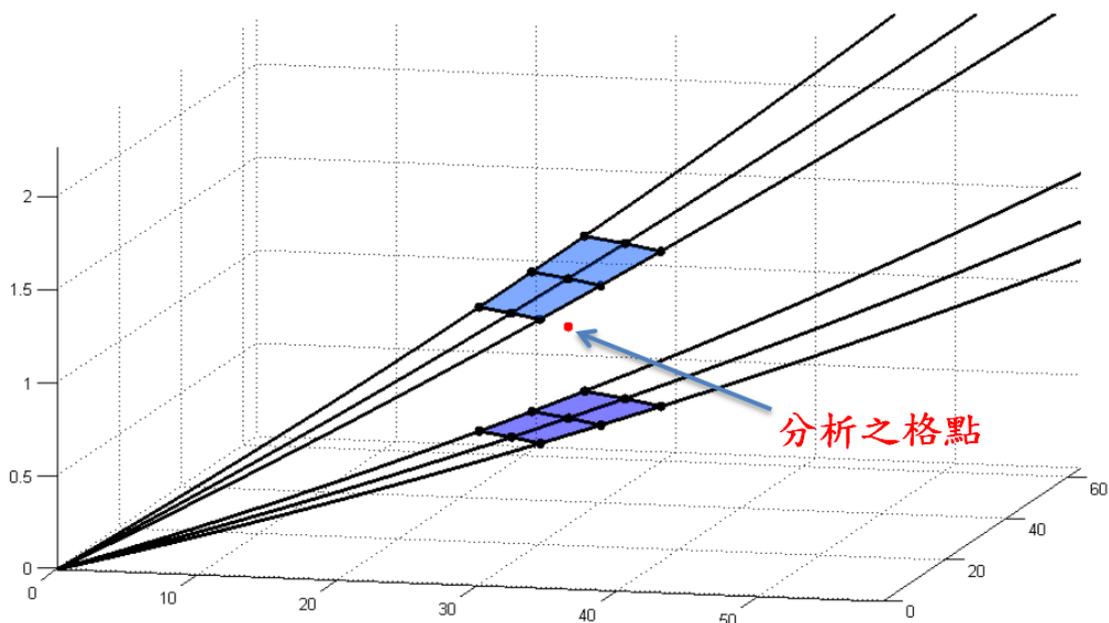


圖 3： Adaptive Barnes 內插法示意圖。

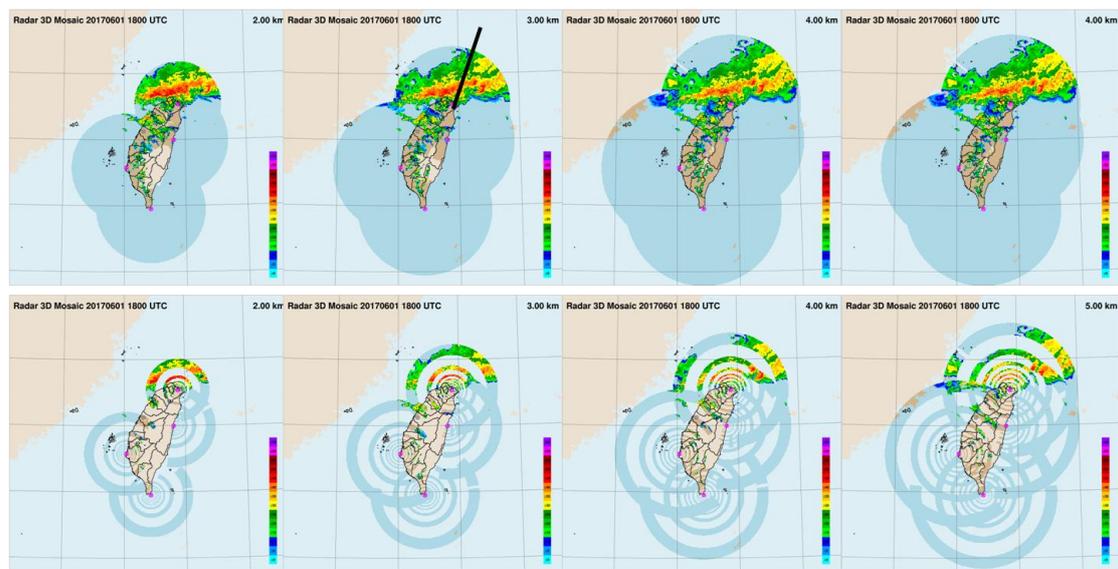


圖 4：針對 2017 年 6 月 1 日 18 UTC 個案之 MOSAIC 回波圖，由左至右分別為 2 公里至 5 公里高度。上圖為採用 Adaptive Barnes 內插法，下圖為使用最近點內插法。黑色線段為圖 5 之垂直剖面所在位置。

三、 個案簡介與實驗設計

本研究選取 2017 年 6 月 1-4 日期間受滯留鋒面影響導致的劇烈降水事件，以評估三維變分雷達資料同化的定量降水預報能力。圖 5 顯示該個案

中的梅雨鋒面伴隨劇烈的線狀對流系統，緩緩地自臺灣北部向南移動。對流系統的發展分為兩個階段，在 6 月 1 日 18 UTC 至 6 月 2 日 06 UTC 主要降水系統集中在北臺灣區域，接著系統在 6

月 2 日 12 UTC 至 6 月 3 日 00 UTC 移至中部地區，並產生另一波大降水事件，兩個階段在臺灣陸地的最大累積雨量分別達 763 mm 和 696 mm（如圖 6）。

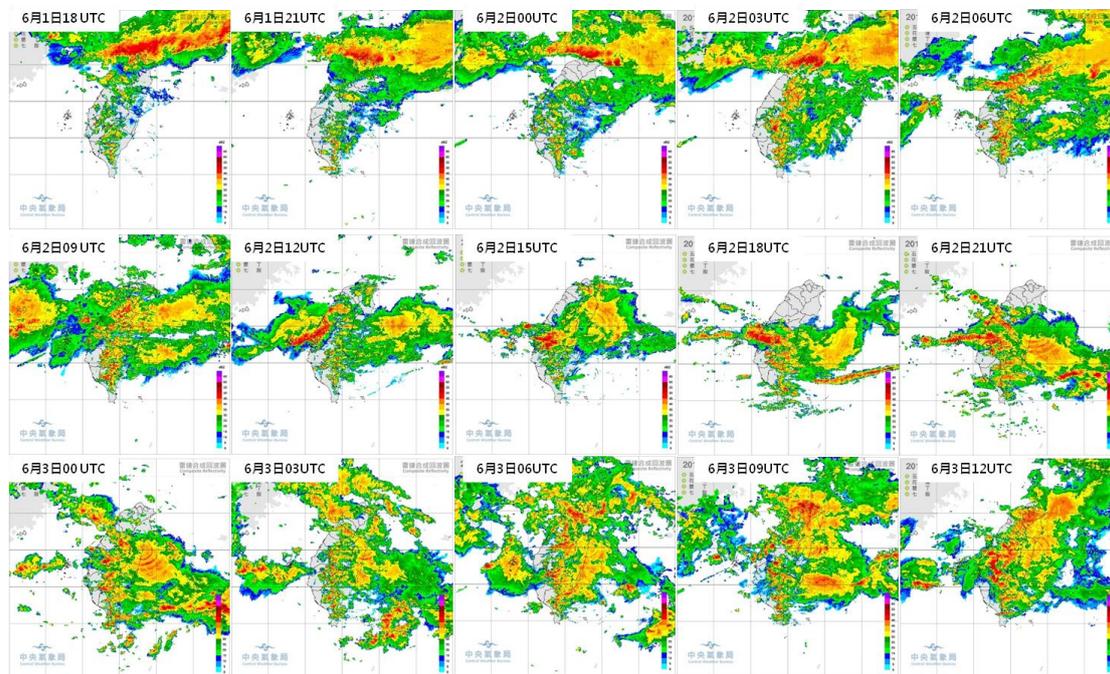


圖 5：2017 年 6 月 1 日 18 UTC 至 2017 年 6 月 3 日 12 UTC，每 3 小時之雷達合成最大回波圖。

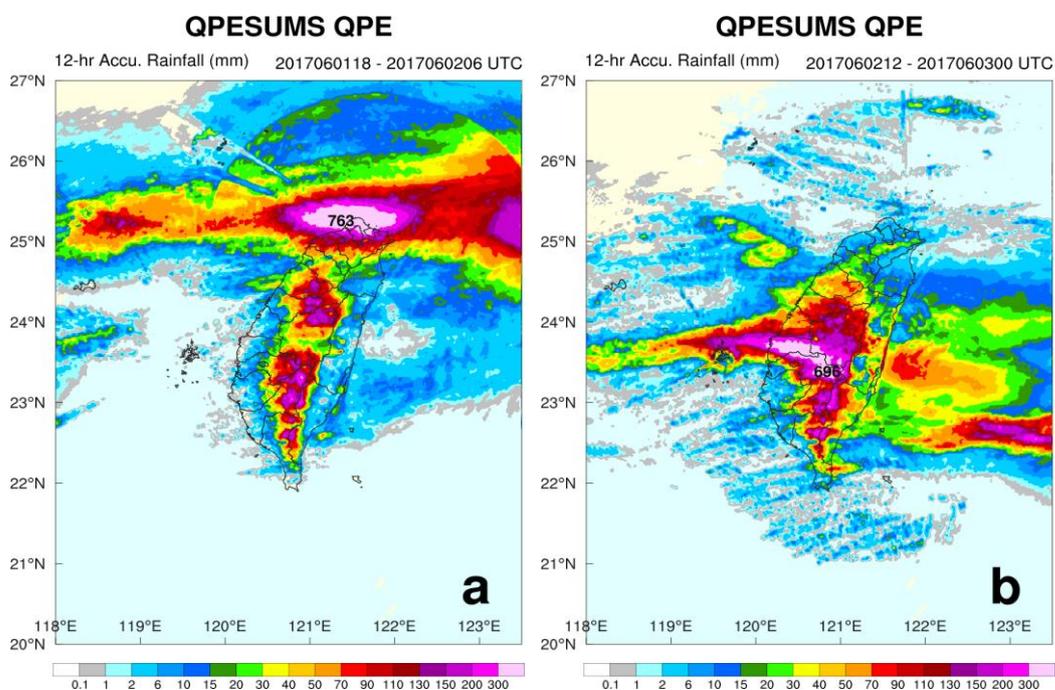


圖 6：(a) 2017 年 6 月 1 日 18 UTC 至 6 月 2 日 06 UTC，(b) 6 月 2 日 12 UTC 至 6 月 3 日 00 UTC，中央氣象局雷達估計 12 小時累積雨量。

針對上述個案，本研究使用 WRF 模式 (Weather Research and Forecasting model, Michalakes et al. 2001)，配合 WRF 3DVAR (Barker et al. 2012) 建構的資料同化系統，用以評估同化雷達資料對模式定量降水預報的影響。模式網域設計如圖 7 所示，網格水平解析度為 2 公里，垂直解析度設定為 52 層，模式大氣層頂設為 20 hpa。模式物理參數法包括 NOAH 土壤模式 (Tewari et al. 2004)、Goddard 微物理參數法 (Tao et al. 2016)、YSU 邊界層參數法 (Hong et al. 2006)、RRTMG 長波和短波輻射參數法 (Iacono et al. 2008) 等，各參數法之介紹參見 WRF 使用手冊 (Skamarock et al. 2008)。

本研究共有三組實驗設計，如表 1 所示，自 6 月 1 日 18 UTC 至 4 日 00 UTC 期間，每一個小時均進行未來 6 小時的定量降水預報，總計 55 次的同化與預報實驗個案。

Full 和 Cold 實驗同化的變數為徑向風場與回波場，包括中央氣象局五分山 (RCWF)、花蓮 (RCHL)、七股 (RCCG) 和墾丁 (RCKT) 4 座 S 波段

都卜勒雷達，以及空軍清泉崗 (RCCK)、馬公 (RCMK) 及綠島 (RCGI) 3 座 C 波段雷達等共 7 座雷達站，雷達位置與掃描範圍如圖 7。

本研究主要針對雷達資料同化之定量降水預報進行評估，雨量觀測資料為中央氣象局所發展，經由雨量站觀測修正之雷達估計降水產品 (唐等 2016)。定量降水預報校驗採用相鄰校驗方法 (Neighborhood-based fractions skill score, FSS, Roberts 2008)，使用空間機率的概念，而非直接針對觀測和模式點對點校驗。FSS 計算方法如 (3)，其中， N 為給定範圍內網格個數，本研究 N 為 25 (半徑 4 km)。 P_f 與 P_o 代表模式預報與觀測超過雨量門檻之空間機率， FBS 值介於 0-1 之間， FBS_{worst} 表示為最大 FBS 值，也就是最差之 FBS 。亦即，當給定 4×4 公里範圍之校驗區塊時，若模式預報降水與觀測降水在此區塊有相同的機率，此時 FBS 為 0， FSS 等於 1，即為最佳的預報。

$$FSS = 1 - \frac{FBS}{FBS_{worst}} \quad (3)$$

$$FBS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_f - P_o)^2 ; FBS_{worst} = \frac{1}{N} \left(\sum_{i=1}^N P_f^2 + \sum_{i=1}^N P_o^2 \right) \quad (4)$$

RADAR observation network

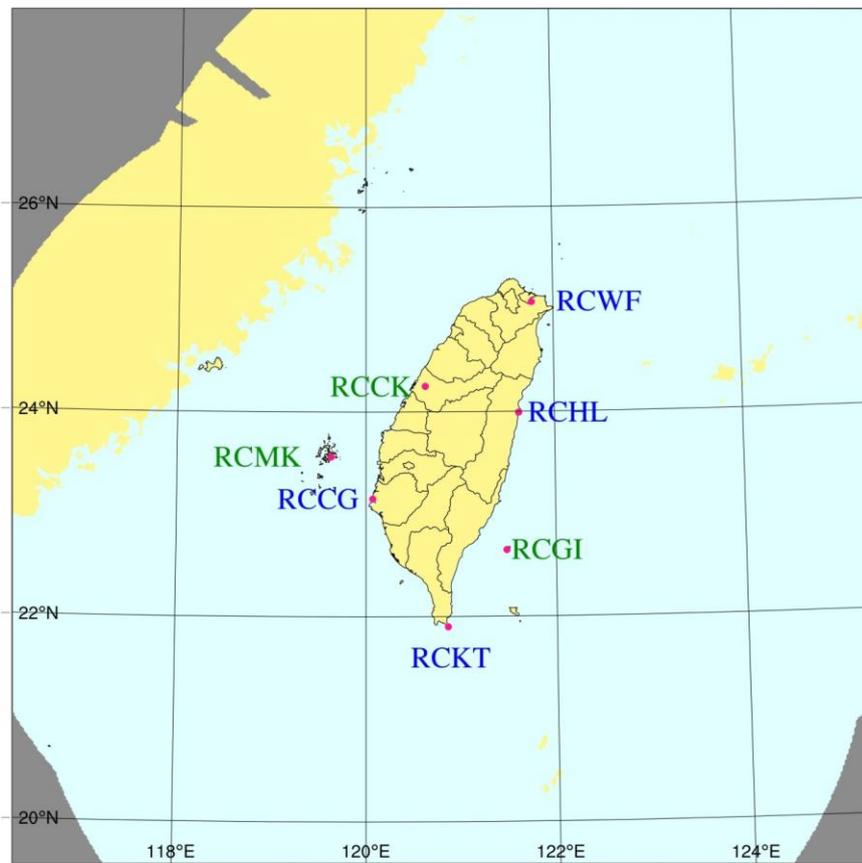


圖 7：模式 2 公里網域內之雷達觀測範圍。RCWF(五分山)、RCHL (花蓮)、RCKT (墾丁) 和 RCCG (七股) 為中央氣象局 S 波段雷達站，RCKK (清泉崗)、RCMK (馬公) 和 RCGI (綠島) 為空軍 C 波段雷達站。

表 1，實驗設計。

實驗名稱	初始猜測場	邊界條件	附註
NoDA 無雷達資料同化	00/06/12/18 UTC 使用 NCEP 全球模式的分析場，其餘時間使用 NCEP 全球模式 1-5 小時預報場。	NCEP 全球模式預報場	
Cold 冷啟動			
Full 循環更新	WRF 模式的 1 小時預報		5 月 31 日 12 UTC 冷啟動，隨後即進行連續的逐時循環更新

四、 實驗結果與分析

圖 8 為分別同化圖 4 之 MOSAIC 回波場後的回波分析場垂直剖面，和圖 4 相似，經過資料同化後，使用 Adaptive Barnes 內插法之 MOSAIC 回波的分析場（圖 8b）呈現出較為連續的對流結構；相對之下，使用最近點內插法之 MOSAIC 回波的分析場（圖 8a），在垂直方向則因有限仰角而產生明顯的間隙。初始場中回波分布不連續的現象，同時發生在垂直和水平方向，此容易導致模式積分過程水象變數的起轉（spin-up）問題，但此一現象如何影響預報結果，則仍有待更進一步的研究。

（一）背景誤差統計特性

如前言所述，變分分析多使用流函數和速度位（ ψ ， χ ）作為分析變數以建構熱力風為基礎的多變數相關。也因此，變分分析必須在觀測（模式）風場變數（U，V）和分析變數（ ψ ， χ ）之間進行變數的轉換，此一作法在 WRFVAR 中的設定選項為 cv_option=5，簡稱 CV5 BEC。Sun et al. (2016) 在 WRFVAR 中發展以（U，V）為分析變數的功能，用以進行對流尺度高解析度資料同化，以改善 CV5 BEC 風場分析尺度太大的問題，此一作法在 WRFVAR 中的設定選項為 cv_option=7，簡稱 CV7 BEC。CV5 和 CV7 BEC 分析

變數的差異主要是在風場，其餘水氣、溫度和地面壓力變數都是一樣的。此外，CV5 會產生 U 和 V 風場以及風場和溫度場的多變數相關，但在對流尺度中 CV5 多變數相關的分析增量都很小，接近於單變數分析（圖未示），CV7 則為單變數分析。

本研究針對 2017 年 7 月 1 至 31 日期間，每日 00 UTC 和 12 UTC 共 60 個案，以 NCEP GFS 分析場驅動本研究之 WRF 模式進行 24 小時預報，並收集 12 小時和 24 小時預報場，以 NMC 方法（Parrish and Derber 1992）建置 CV5 和 CV7 BEC，並透過單觀測點實驗評估兩者對風場分析的差異。使用 7 月個案資料進行 BEC 之統計建置，主要是為建構劇烈降水之大氣和水象粒子的統計特性。圖 9 是在模式第 15 層置入觀測增量為 3 m/s 之 U 風速的分析增量，兩者風場的觀測誤差皆為 1.1 m/s。CV5 和 CV7 的比較結果顯示 CV5 有較大的水平分析尺度，CV5 最大分析增量為 1.5 m/s，CV7 的最大分析增量則達 2.7 m/s，這說明和 CV5 相比，CV7 的分析結果中觀測所佔的權重較大，模式預報的權重較少；換言之，CV7 所推導出模式誤差比 CV5 來得大，因此分析結果較接近觀測場。對流尺度天氣系統的可預報度較低，相對地預報誤差也就較大，因此，定性而言，CV7 BEC 的

分析結果比 CV5 較接近主觀的預期。另外，圖 9 也顯示 CV5 在南北邊界有負的分析增量產生，這是因為 (U, V) 和 (ϕ, χ) 進行變數的轉換之邊界條件所導致的結果，當模式積分範圍較小時，此一不合理分析增量的情形尤為嚴重。本文使用 CV7 BEC 進行雷達資料同化研究。

此外，本研究採用 WRF 三維變分資料同化模組同化雷達徑向風場與回

波場資料，其徑向風場之觀測算符為公式 (5)， μ 為仰角， φ 為方位角， V_t 為雨水終端落速。其中，分析更新變數只更新水平風。

$$V_r = u \sin\varphi \cos\mu + v \cos\varphi \cos\mu + (w - vt) \sin\mu \quad (5)$$

另，參考 Gao and Stensrud (2012)，由觀測回波 (Z_{dBZ}) 估計雨水 (q_r)、雪 (q_s) 和軟雹 (q_g) 的貢獻，再依 (6) - (8) 轉為混和比。

$$Z_{dBZ} = 10 \log_{10} Z_e, \quad Z_e = Z(q_r) + Z(q_s) + Z(q_g) \\ Z(q_r) = 3.63 \times 10^9 (\rho q_r)^{1.75} \quad (6)$$

$$\begin{cases} Z(q_s) = 9.80 \times 10^8 (\rho q_s)^{1.75}, & T_b < 0^\circ\text{C} \\ Z(q_s) = 4.26 \times 10^{11} (\rho q_s)^{1.75}, & T_b > 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad (7)$$

$$Z(q_g) = 4.33 \times 10^{10} (\rho q_g)^{1.75} \quad (8)$$

ρ 為大氣密度， T_b 為模式背景場溫度。

$$Z_e = \begin{cases} Z(q_r), & T_b > 5^\circ\text{C} \\ Z(q_s) + Z(q_g), & T_b < -5^\circ\text{C} \\ \alpha Z(q_s) + (1 - \alpha)[Z(q_s) + Z(q_g)], & -5^\circ\text{C} < T_b < 5^\circ\text{C} \end{cases}$$

α 的值隨著溫度由 -5 至 5°C 由 0 至 1 之間線性增加。

每一個雷達都有最低可偵測訊號門檻 (Minimum Detectable Signal, MDS)，當低於 MDS 時雷達就偵測不到有意義的訊號。以 WSR-88D (Weather Surveillance Radar - 88 Doppler) 而言，當靠近雷達時，MDS 為 -15 dBZ，在 120 公里時則為 5 dBZ。本研究在雷達回波強度小於 -15 dBZ 時即將雨水、雪和軟

雹混合比觀測設為 0，表示為無降水之觀測。如第二章所述，本研究所使用之雷達資料皆經過中央氣象局之都卜勒雷達資料品管流程進行資料品管，顯著雜訊可有效去除，但小回波觀測雖容易有一些雜訊，但大的雜訊容濾除，小雜訊則對資料同化不至造成顯著影響，因此使用 -15dBZ 作為為無降水觀

測之門檻是可行的作法。在進行水象變數資料同化時，我們必須進一步提供水象變數的 BEC。在 WRFVAR 中水象變數的設定選項為 cloud_cv，本研究使用 cloud_cv=3，模式水象粒子各垂直層之間沒有相關，背景誤差方差及水平相關尺度使用給定的經驗值。由於水象粒子具有高度的非線性，而且並非常態分布，因此，如何從統計資料中計算出合理的 BEC 仍有待更進一步的研究。圖 10 為在模式第 15 層(約 3500 公尺)置入觀測增量為 0.2 g/Kg 之 qr 與在模式第 30 層(約 9800 公尺)置入觀測增量為 0.2 g/Kg 之 qs 和 qg 的分析

增量(觀測誤差均為 0.5 g/Kg)。垂直剖面顯示水象變數分析增量之垂直尺度相當小，這意味觀測的回波資訊無法透過 BEC 在垂直方向修正模式的預報誤差。而對於不同的水象變數給定的背景誤差值是相同的，故在相同觀測增量與觀測誤差之情況下，不同變數產生的分析最大增量亦會相同。為避免此一限制，本研究將體積掃描的雷達回波觀測處理成垂直解析度為 250 公尺的 MOSAIC 回波，此一高解析度的 MOSAIC 回波除了可以改善雷達垂直掃描層數之不足外，也可以改善水象變數 BEC 垂直尺度過小的限制。

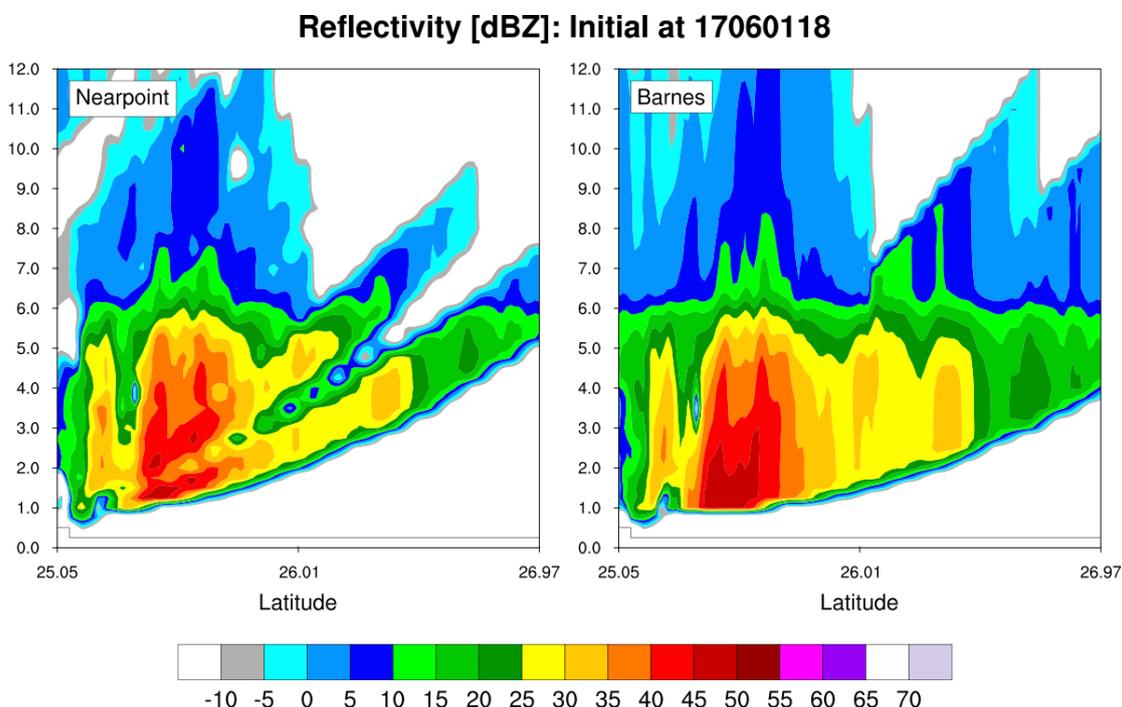


圖 8：針對 2017 年 6 月 1 日 18 UTC 個案，同化圖 4 MOSAIC 回波後的回波分析場，a 為最近點內插法，b 為 Adaptive Barnes 內插法，垂直剖面位置如圖 4 所示。

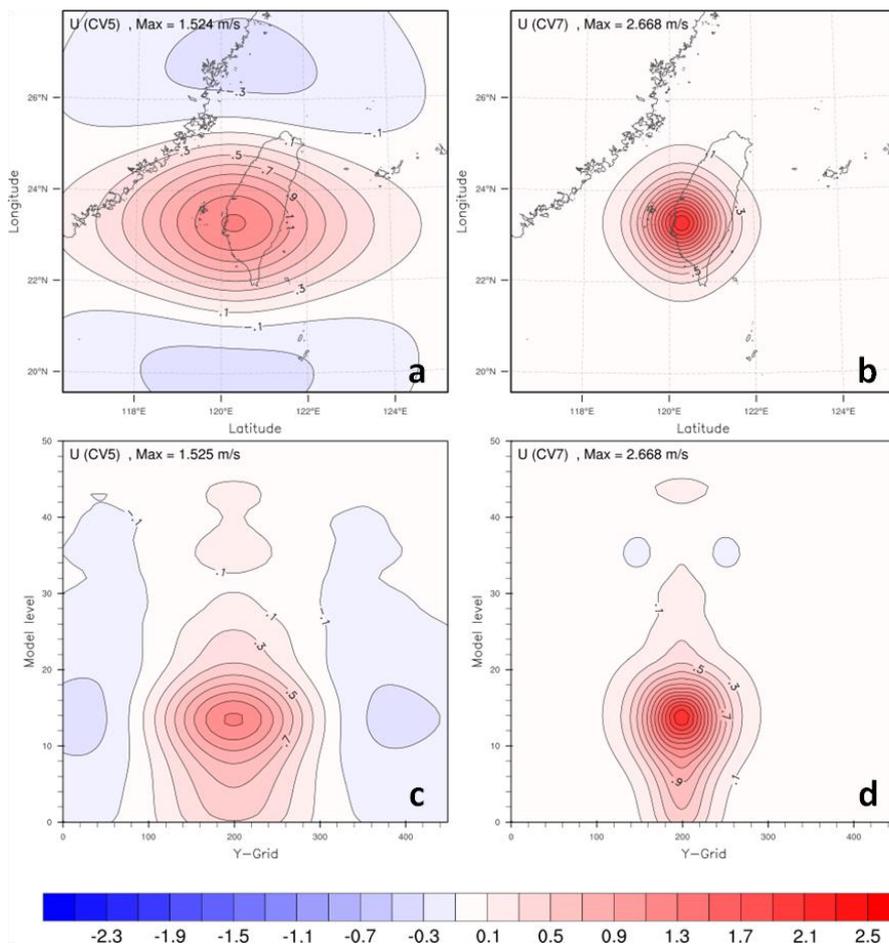


圖 9：CV5 (a, c) 和 CV7 (b, d) 之 U 風場單觀測點實驗，a 和 b 為模式第 15 層之水平分析增量，c 和 d 為南北垂直剖面之分析增量。水平和垂直軸分別為模式網格點與垂直層數。

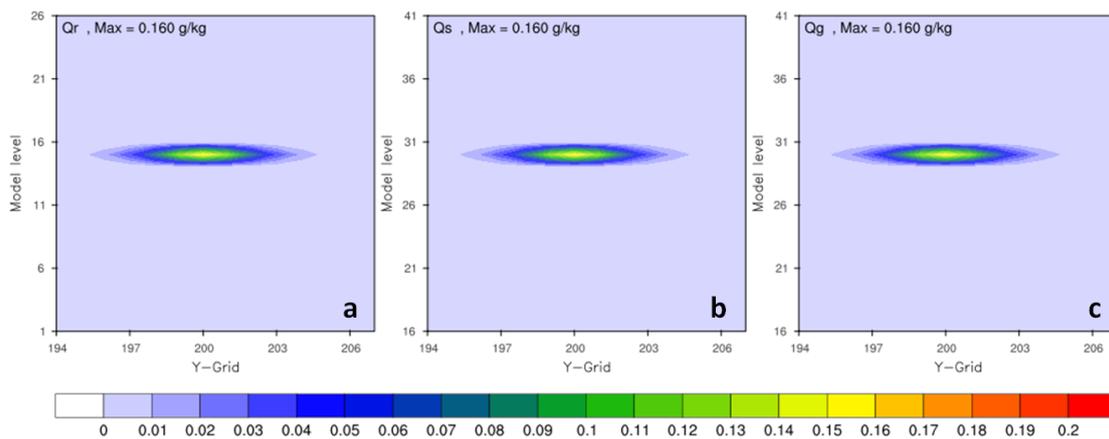


圖 10：水象粒子單觀測點實驗 (a) Q_r ，(b) Q_s ，(c) Q_g 南北剖面之分析增量。水平和垂直軸分別為模式網格點與垂直層數。

(二) 預報結果分析

圖 11 是以初始時間 2017 年 6 月 1 日 18 UTC 個案為例，說明 NoDA、Cold 與 Full 實驗 0 至 5 小時預報的比較。另外，圖中 OBS 所示為經雷達資料前處理程序後，模式所使用之觀測資料。全球模式分析場所有水象粒子均為零，因此 NoDA 初始場的回波值為零。1 小時預報後模式發展出鋒面雨帶，由於模式水象粒子的起轉，因此預報的回波強度偏弱。特別注意的是鋒面雨帶位於臺灣北部，和觀測（如圖 11d）相比雨帶位置有明顯偏北的誤差，這主要是全球模式的鋒面位置誤差所致。在隨後一直到 5 小時的預報，鋒面雨帶有稍微往南移動的趨勢，但仍有明顯的偏北誤差。Cold 實驗在 NoDA 的基礎上同化回波和徑向風場，初始場回波和觀測相當一致，顯見同化回波的結果是成功的。但 1 小時後回波強度迅速減弱，而且結構和位置均與 NoDA 的預報結果相近，顯見 Cold 只同化回波和徑向風場，但其他溫度、壓力、水氣場等仍然是來自 NoDA，模式

的熱力和動力條件不足以支撐同化回波所產生的水象粒子，這些水象粒子在模式積分 1 小時均成為降水，而模式依環境的熱力和動力條件發展出和 NoDA 類似的鋒面雨帶。相對地，在 Full 實驗中，無論是初始場或模式預報均較其他兩個實驗更接近觀測的結果，而且沒有顯著的起轉現象。此一結果可能來自兩個面向，第一，高解析度模式可以更正確掌握中尺度鋒面系統和對流尺度鋒面雨帶之間多重尺度的交互作用，較正確的模式預報當然可以改善資料同化的結果，此一模式優勢可以透過循環更新資料同化過程逐次改善模式的初始場；第二，循環更新資料同化過程中逐時同化雷達觀測，可以逐步修正模式的預報誤差，模式預報誤差改善後可以得到更好的初始猜測場，進而改善資料同化的結果。以上二者交互影響導致模式分析場的改善，並且取得模式熱力、動力和水象粒子之間更好的平衡關係，從而減少模式的起轉現象和更好的定量降水預報結果。

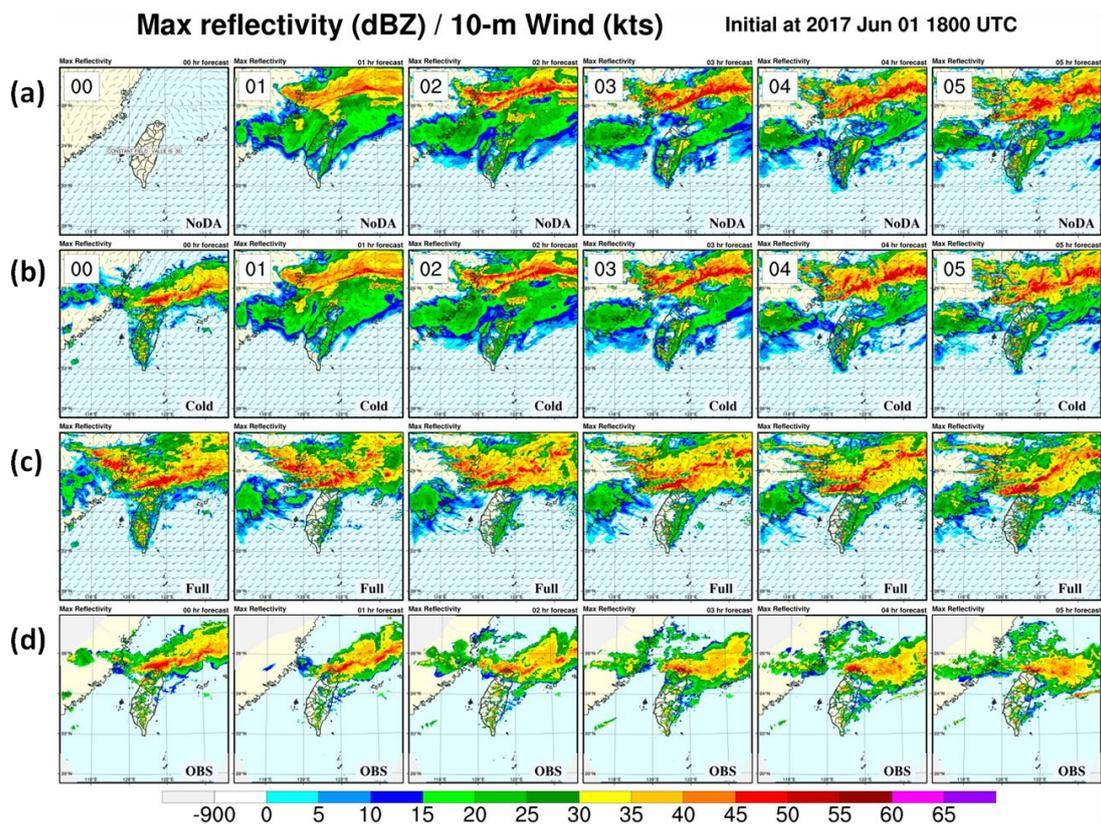


圖 11：初始時間 2017 年 6 月 1 日 18 UTC 個案，a)NoDA、b)Cold 與 c)Full 實驗模式預報 0 至 5 小時與相對應之 d)觀測最大回波圖。

圖 12 是選取本個案在臺灣北部和中部兩個主要顯著降水區間的個案，比較 NoDA、Cold 與 Full 實驗 6 小時定量降水預報結果。圖中顯示 NoDA 和 Cold 在 6 月 1 日個案雨帶的位置有顯著偏北的預報誤差，而 6 月 2 日個案則因為模式起轉問題導致降水預報偏弱。Full 實驗和觀測相比雖然也有些差異，但均較 NoDA 和 Cold 實驗來的好。

圖 13 是針對 6 月 1 日 18 UTC 至 4 日 00 UTC，總計連續 55 次的同化與預報實驗個案，模式預報 6 小時累積雨量之 FSS 校驗得分。校驗結果和個案類似，Full 預報結果最佳，Cold 次之，NoDA 表現最差。特別在大於 20 mm/6hr 閾值以上的大雨區間，Full 實驗的預報結果具有明顯的優勢。

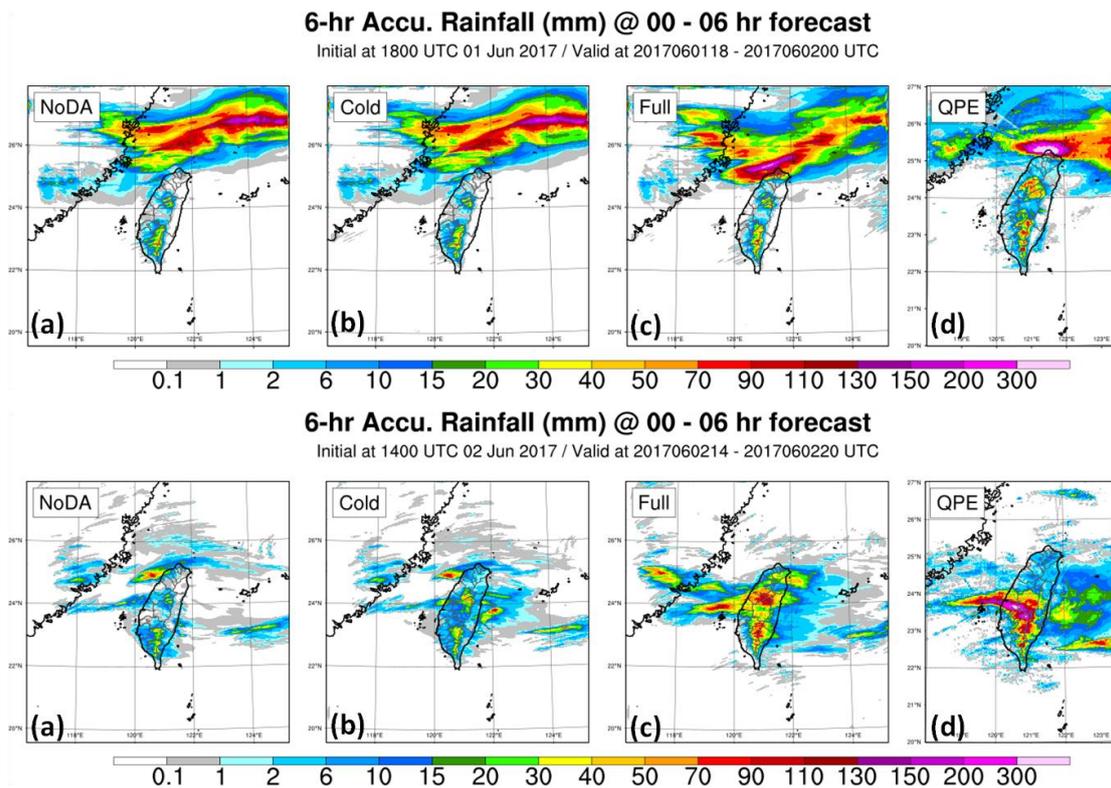


圖 12：初始時間 2017 年 6 月 1 日 18 UTC 和 6 月 2 日 14 UTC 個案，a)NoDA、b)Cold 與 c)Full 實驗 6 小時累積雨量與相對應之 d)觀測累積雨量。

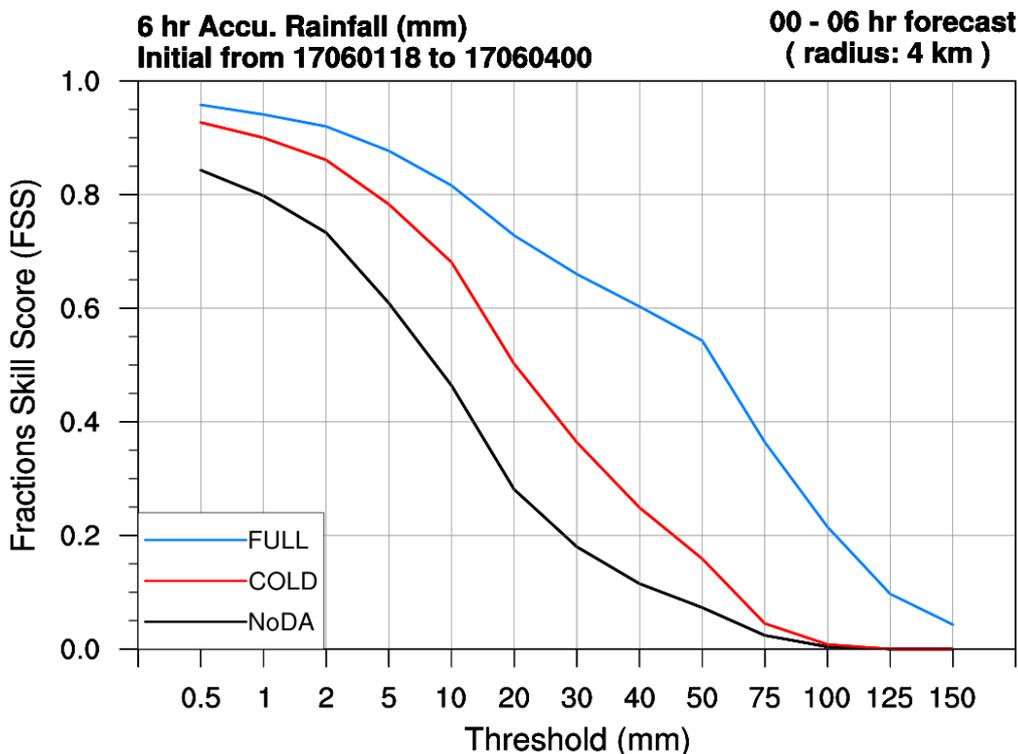


圖 13：NoDA、Cold 與 Full 實驗初始時間 2017 年 06 月 1 日 18 UTC 至 4 日 00 UTC，總計 55 個個案模式預報 6 小時累積雨量之 FSS 校驗得分，橫軸為 6 小時累積雨量的閾值。

五、 結論與未來展望

本研究使用 2 公里解析度模式，以 WRF 三維變分法為基礎，選取 2017 年 6 月 1 至 4 日造成臺灣重大淹水之梅雨鋒面雨帶個案，評析同化雷達觀測對模式定量降水預報的影響。

雷達資料品質控制與前處理是雷達資料同化的關鍵所在。本研究採用中央氣象局之都卜勒雷達資料品管流程，包括去除地形雜波、海面回波、非正常傳播回波、干擾回波以及不明回波等雜訊，此外，也包括對徑向風場的反折錯處理。

經過資料品管之後的雷達觀測資料進一步進行稀化處理，以去除多餘的高密度觀測資料。在徑向風場方面，考慮徑向風場具有向量的特性，本研究直接在各個雷達的 PPI 上進行稀化處理，目標是將徑向風場稀化到和模式相近的水平解析度。經過稀化後觀測數量可以減少達 1 個數量級，此對於增加三維變分運算的效率可以有很大的助益。再者，此一稀化的策略並沒有進行內插或平均，因此可以避免徑向風場在內插或平均過程中，造成風場向量處理的不確定性。

在回波場方面則採用超級觀測的概念，使用 Adaptive Barnes 方法，考慮極座標的權重特性，將各個雷達的 PPI

資料內插至 CAPPI，其中 CAPPI 的水平格點和模式網格一致，垂直解析度則為 0.25 公里，高度由 0.25 公里至 12 公里，共 48 層。最後則整併各個雷達 CAPPI 的回波觀測合成三維卡式座標的 MOSAIC 回波場。此一 MOSAIC 回波圖可透過內插過程將觀測資料適當外延，而避免因有限雷達體積掃描解析度所導致的觀測間隙，而得到更完整的雷達觀測分布。

同化的雷達觀測包括中央氣象局五分山、花蓮、七股和墾丁 4 座 S 波段都卜勒雷達，以及空軍清泉崗、馬公及綠島 3 座 C 波段雷達。WRF 3DVAR 中的風場使用 (U, V) 為分析變數 (CV7)，其特徵為單變數分析，較小的水平相關尺度，較大的方差，以及避免傳統使用 (ϕ, χ) 為分析變數時，因較小模式積分範圍所導致的邊界條件問題。總的來說，CV7 是一個比較適合對流尺度資料同化的設計。

本研究設計三組實驗，控制組為無雷達資料同化實驗 (NoDA)，另外兩組為冷啟動 (Cold) 和循環更新 (Full) 實驗。短延時強降水系統往往是多重尺度天氣系統交互作用的結果，欲得到正確的模式定量降水預報，必須能正確掌握各個尺度的天氣系統。2017 年 6 月 1 日 18 UTC 個案分析顯示，

NoDA 和 Cold 均有顯著模式水象粒子起轉的問題，因此 1 小時預報的回波強度偏弱。NoDA 實驗模式鋒面兩帶位置有偏北的預報誤差，這主要是全球模式初始場中鋒面位置誤差所致。在 Cold 中僅同化回波和徑向風仍無法修正全球模式鋒面偏北的預報誤差，特別是徑向風只是風向量的一個分量，仍不足以表達完整的三維風向量，更重要的是，本研究分析變數不含垂直速度，觀測中也沒有溫度和水氣場，這都無法支撐水象粒子分析場所需的熱動力條件。這些水象粒子在模式積分 1 小時均成為降水，而模式則繼續依環境的熱力和動力條件發展出和 NoDA 類似的鋒面兩帶。透過循環更新 (Full) 過程，高解析度雷達資料同化系統可有效改善模式預報之鋒面的位置，而且可以取得模式熱力、動力和水象粒子之間更好的平衡關係，從而減少模式的起轉問題。反之，如果全球模式能提供更精確的初始或邊界條件，當可以提供有限區域模式較大尺度的有利環境，同化雷達回波之後，可進一步提供模式初始場中正確的水象資訊，徑向風則可以修正對流尺度的動量場，如此可有更大的機會正確掌握多重尺度天氣系統的交互作用，並得到更正確的模式預報結果。

針對本個案累積連續 55 次的同化

預報實驗，模式預報 6 小時累積雨量之 FSS 得分，校驗結果和個案類似，Full 預報結果最佳，Cold 次之，NoDA 表現最差。特別在大於 20 mm/6hr 閾值以上的大雨區間，Full 實驗的預報結果具有明顯的優勢。

本研究顯示三維變分透過循環更新可以有效改善模式對短延時強降水事件的定量降水預報能力，然而三維變分僅考慮靜態的背景誤差特性，這對高度非線性和快速演變之中尺度對流系統的資料同化會產生很大的限制。對決定性預報而言，進一步發展混合式變分-系集資料同化技術，結合系集資料同化流場相關背景誤差和變分分析的優勢，預期可以更進一步改善模式定量降水預報能力。

致謝

本研究在中央氣象局氣象資訊中心提供之計算支援以及科技部研究計畫 MOST 105-2625-M-052-003 支援下完成。

參考文獻

- 張保亮、丘台光、王碧霞和林品芳，2004：網連雷達雜波統計特性分析。大氣科學，32，57-72。
- 唐玉霜、黃葳芃、張保亮和陳嘉榮：2016：劇烈天氣監測系統(QPESUMS)之

- 防災應用。天氣分析與預報研討會，中央氣象局。
- 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。
- 龔楚嫻、顏葆琳、李宗融、吳宜昭和于宜強，2015：台灣極端降雨事件：1992-2013 年重要事件彙整。新北市：國家災害防救科技中心，195 pp。
- Alpert, J.C. and V.K. Kumar, 2007: Radial Wind Super-Obs from the WSR-88D Radars in the NCEP Operational Assimilation System. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1090 - 1109.
- Askelson, M. A., J.-P. Aubagnac, and J. M. Straka, 2000: An adaptation of the Barnes filter applied to the objective analysis of radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3050 - 3082.
- Barker, D., and Coauthors, 2012: The Weather Research and Forecasting Model's Community Variational/Ensemble Data Assimilation System: WRFDA. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 831 - 843.
- Barker, D. M., W. Huang, Y.-R. Guo, A. Bourgeois, and X. N. Xio, 2004: A three-dimensional variational data assimilation system for MM5: Implementation and initial results. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 897 - 914.
- Burgers, G., P. J. van Leeuwen, and G. Evensen, 1998: Analysis scheme in the ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1719 - 1724.
- 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. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 2118 - 2138.
- Chang, P.-L., P.-F. Lin, B. J.-D. Jou, and J. Zhang, 2009: An application of reflectivity climatology in constructing radar hybrid scans over complex terrain. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1315 - 1327.
- Chen, F., X. Liang, and H. Ma, 2017: Application of IVAP-Based Observation Operator in Radar Radial Velocity Assimilation: The Case of Typhoon Fitow. *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 4187 - 4203.
- Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J.*

- Geophys. Res.*, **99 (C5)**, 10 143 – 10 162.
- Gandin, L. S., 1965: Objective analysis of meteorological fields. *Israel Program for Scientific Translation*, Jerusalem, 242 pp.
- Gao, J. and D. J. Stensrud, 2012: Assimilation of Reflectivity Data in a Convective-Scale, Cycled 3DVAR Framework with Hydrometeor Classification. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 1054 – 1065
- Gao, J., M. Xue, K. Brewster, and K. K. Droegemeier, 2004: A three-dimensional variational data analysis method with recursive filter for single-Doppler radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 457 – 469.
- Hong, Song – You, Yign Noh, Jimy Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318 – 2341.
- Houtekamer, P. L., and H. L. Mitchell, 1998: Data assimilation using an ensemble Kalman filter technique. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 796 – 811.
- Iacono, M. J., J. S. Delamere, E. J. Mlawer, M. W. Shephard, S. A. Clough, and W. D. Collins, 2008: Radiative forcing by long – lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *J. Geophys. Res.*, **113**, D13103.
- Ivanov, S.; Michaelides, S.; Ruban, I, 2018: Mesoscale resolution radar data assimilation experiments with the Harmonie model. *Remote Sens.*, **10**, 1453.
- Le Dimet, F., and O. Talagrand, 1986: Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: Theoretic aspects. *Tellus*, **38A**, 97 – 110.
- Lewis, J., and J. Derber, 1985: The use of adjoint equations to solve a variational adjustment problem with advective constraints. *Tellus*, **37A**, 309 – 227.
- Li, Y., X. Wang, and M. Xue, 2012: Assimilation of Radar Radial Velocity Data with the WRF Hybrid Ensemble – 3DVAR System for the Prediction of Hurricane Ike (2008). *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 3507 – 3524.
- Liu, S., G. DiMego, S. Guan, V.K. Kumar, D. Keyser, Q. Xu, K. Nai, P. Zhang, L. Liu, J. Zhang, K. Howard, and J. Ator, 2016: WSR-88D Radar Data Processing at NCEP. *Wea. Forecasting*, **31**, 2047 – 2055.

- Lorenc, A. C., 2003: The potential of the ensemble Kalman filter for NWP—A comparison with 4D-VAR. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 3183 – 3203.
- Michalakes, J., S. Chen, J. Dudhia, L. Hart, J. Klemp, J. Middlecoff, and W. Skamarock 2001: Development of a next generation regional Weather Research and Forecast model. *Proceedings of the Ninth ECMWF Workshop on the Use of High Performance Computing in Meteorology*. Eds. Walter Zwiefelhofer and Norbert Kreitz. World Scientific, Singapore, 269-276.
- Parrish, D. F., and J. C. Derber, 1992: The National Meteorological Center's spectral statistical interpolation analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1747 – 1763.
- Ridal, M. and M. Dahlbom, 2017: Assimilation of Multinational Radar Reflectivity Data in a Mesoscale Model: A Proof of Concept. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **56**, 1739 – 1751.
- Roberts, N. M., 2008: Assessing the spatial and temporal variation in skill of precipitation forecasts from an NWP model. *Meteor. Appl.*, **15**, 163 – 169.
- Sugimoto, S., N. A. Crook, J. Sun, Q. Xiao, and D. Barker, 2009: Assimilation of Doppler radar data with WRF 3DVAR: Evaluation of its potential benefits to quantitative precipitation forecasting through observing system simulation experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 4011 – 4029.
- Sun, J., H. Wang, W. Tong, Y. Zhang, C. – Y. Lin, and D. Xu, 2016: Comparison of the Impacts of Momentum Control Variables on High-Resolution Variational Data Assimilation and Precipitation Forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 149 – 169.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X. Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR.
- Tao, W.-K., D. Wu, S. Lang, J.-D. Chern, C. Peters-Lidard, A. Fridlind, and T. Matsui, 2016: High-resolution NU-WRF simulations of a deep convective-precipitation system during MC3E: Further improvements and comparisons between Goddard microphysics schemes and observations. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **121**,

- 1278 – 1305.
- Tewari, M., F. Chen, W. Wang, J. Dudhia, M. A. LeMone, K. Mitchell, M. Ek, G. Gayno, J. Wegiel, and R. H. Cuenca, 2004: Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model. *20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction*, pp. 11 – 15.
- Tong, W., G. Li, J. Sun, X. Tang, and Y. Zhang, 2016: Design Strategies of an Hourly Update 3DVAR Data Assimilation System for Improved Convective Forecasting. *Wea. and Forecasting*, **31**, 1673 – 1695.
- Wang, H., J. Sun, S. Fan, and X.-Y. Huang, 2013: Indirect Assimilation of Radar Reflectivity with WRF 3D-Var and Its Impact on Prediction of Four Summertime Convective Events. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **52**, 889 – 902.
- Weisman, M. L., W. C. Skamarock, and J. B. Klemp, 1997: The resolution dependence of explicitly modeled convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 527 – 548.
- Westra, S., L. V. Alexander, and F. W. Zwiers, 2013: Global Increasing Trends in Annual Maximum Daily Precipitation. *J. Climate*, **26**, 3904 – 3918.
- , H. J. Fowler, J. P. Evans, L. V. Alexander, P. Berg, F. Johnson, E. J. Kendon, G. Lenderink, and N. M. Roberts, 2014: Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall. *Reviews of Geophysics*, **52**, 522-555.
- 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. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 768-788.
- , ——, ——, ——, D. M. Barker, and E. Lim, 2007: An approach of radar reflectivity data assimilation and its assessment with the inland QPF of Typhoon Rusa (2002) at landfall. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **46**, 14 – 22.
- , Q., and J. Sun, 2007: Multiple-radar data assimilation and short-range quantitative precipitation forecasting of a squall line observed during IHOP_2002. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3381 – 3404.
- Xue, M., and Coauthors, 2010: CAPS

- realtime storm scale ensemble and high resolution forecast for the NOAA Hazardous Weather Testbed 2010 Spring Experiment. *Preprints, 25th Conf. Severe Local Storms*, Denver, CO, Amer. Meteor. Soc., P7B.3.
- Zhang, J., and S. Wang, 2006: An automated 2D multipass Doppler radar dealiasing scheme. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **23**, 1239 – 1248.
- Zhang, F., Y. Weng, J. A. Sippel, Z. Meng, and C. H. Bishop, 2009: Cloud-resolving hurricane initialization and prediction through assimilation of Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 2105 – 2125.
- Zhang, J., K. Howard, and J.J. Gourley, 2005: Constructing Three-Dimensional Multiple-Radar Reflectivity Mosaics: Examples of Convective Storms and Stratiform Rain Echoes. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **22**, 30 – 42.

Case study of the WRF Three-Dimensional Variation Radar Data Assimilation system

Ya-Ting Tsai Jing-Shan Hong I-Han Chen Wei-Ting Fang
Yan-Ming Shao Siou-Ying Jiang Chin-tzu Fong

Central Weather Bureau

(manuscript received 15 October 2018 ; in final form 03 September 2019)

Abstract

This study investigates the impact of the radar data assimilation (DA) on the model quantitative precipitation forecast (QPF) by using the WRF 3DVAR. A total of three experiments for the severe Mei-Yu frontal rainfall event in 1-4 June 2017 were designed: no radar DA (NoDA), cold start (Cold), and full cycle run (Full).

Case study shows that NoDA and Cold have apparent spin-up issue and result in the less rainfall forecast in the first one hour. The location of the model frontal rainband has the bias to the north in NoDA. It is because of the errors from the global model. Assimilating the reflective and radial wind in the Cold has similar bias as NoDA. However, the prediction of the frontal rainband in Full experiment outperforms the other two, showing the best QPF performance. In addition, the Full experiment also shows the less spin-up issue compared with the NoDA and Cold. The statistics over the 55 case also show the performance that the Full is the best, Cold the second, while NoDA the worst. In particular, the Full has significant QPF performance better than NoDA and Cold as the rainfall threshold is larger 20 mm/6hr.

Key word: quantitative precipitation forecast, 3DVAR data assimilation, spin-up, full cycle. doi: 10.3966/025400022019034701004