

使用四維變分同化都卜勒雷達資料 以改進短期定量降雨預報之研究- 2008 SoWMEX/TiMREX IOP8 鋒面個案之分析與預報

戴聖倫¹ 廖宇慶¹ Juanzhen Sun² 張少凡¹

¹國立中央大學大氣物理研究所

²National Center for Atmospheric Research, USA

摘要

前人之研究曾經利用美國國家大氣研究中心 (NCAR) 所發展之都卜勒雷達變分分析系統 (Variational Doppler Radar Analysis System, VDRAS)，即時分析低層風場及輻合/散場以進行雷暴雨之預報，也曾同化單一或多個都卜勒雷達觀測資料以分析並預報超大胞與飆線系統，但大多使用於廣大開闊的平原地區，本研究則首次將 VDRAS 應用在臺灣四面環海且地形複雜的環境。

為了檢視此同化系統應用於臺灣及鄰近地區的表現，吾人選取 2008 年 SoWMEX/TiMREX (西南氣流實驗) IOP8 (第八次密集觀測期) 中 6 月 14 日的鋒面系統作為研究個案，匯集探空、地面測站及 VAD 等觀測資料進行模式中背景場分析，並且利用 VDRAS 同化中央氣象局七股及墾丁兩座 S-band 都卜勒雷達之觀測資料 (包含回波以及徑向風)，藉此完成雲模式初始化得到最佳分析場，最後再由分析場進行預報。同時，為了納入台灣的地形對於定量降水預報的影響，吾人更嘗試將 VDRAS 之最佳分析場置入具有地形解析能力的 WRF (Weather Research and Forecasting Model) 模式進行預報，並比較其中差異。

檢視同化後的分析場，發現 VDRAS 能有效反應觀測的影響，風場與回波都與觀測相當吻合；在預報場方面，模式對於主要線狀對流之移動方向有很好的掌握，並且兩小時累計降水預報在門檻值 6 毫米之 ETS 則為 0.2。如將 VDRAS 置入 WRF 進行預報，兩小時累計降水預報分數在較大降雨門檻值時皆較只使用 VDRAS 的預報為佳。

關鍵字：VDRAS, 四維變分資料同化

一、前言

臺灣每年都會發生因午後熱對流、梅雨鋒面、颱風環流或旺盛之西南氣流所造成的豪大雨事件，對於這些極端降水現象，如有較為精準之短期定量降水預報提供參考資訊，相信對於防災減災之工作會有很大的助益。

雷達之觀測具有高時間及空間解析度的優點，對於中尺度或是對流尺度的天氣系統能有很好的掌握度。藉由將都卜勒雷達觀測資料 (如徑向風與回波強度等) 同化進雲模式，可以得到較佳之中尺度分析場，進而改善中尺度之定量降水預報。Snyder and Zhang (2003)、Dowell et al. (2004)、Xiao et al. (2005, 2007)、Hu et al. (2006)、Sun (2005a)、Kawabata et al. (2007) 等研究都表示，利用雷達資料初始化數值天氣預報模式對於定量降水預報有正面的影響。本研究嘗試利用美國國家大氣研究中心 (National Center for Atmospheric Research, NCAR) 所發展之都卜勒雷達變分分析系統 (Variational Doppler Radar Analysis System: VDRAS)，同化 2008 年西南氣流實驗期間蒐集之雷達觀測資料，並檢驗此同化系統對於臺灣地區短期定量降水預報之結果。

此外，吾人也將 VDRAS 之最佳分析場置入 NCAR 發展之天氣研究與預報模式 (Weather Research and

Forecasting Model, WRF Version 3.1) 中，期盼能較佳地掌握臺灣地形對於降水預報的影響，並可做為 VDRAS 日後使用之參考。

二、個案介紹

本研究模擬的個案來自於 2008 年西南氣流實驗 IOP8 (Intensive Observation Period 8)。此密集觀測期間為 2008 年 6 月 14 日 0000 UTC 至 6 月 17 日 0000 UTC。14 日 1000 UTC 的衛星雲圖顯示 (圖未示)，強對流區呈現東西向壟罩在臺灣中部以南地區。如果觀察 1200UTC 的地面、500hpa 與 200hpa 的綜觀天氣分析圖 (圖未示)，可以發現在台灣海峽南部與巴士海峽海面上低層有強盛之西南氣流並且位於低壓範圍內，而高層則是受到高壓控制，使得中尺度對流系統在低層有輻合運動，能將暖濕空氣從海上帶進系統中，同時高層有良好的輻散更讓系統中對流胞能不斷升起。

從 1054 至 1354UTC 中央氣象局七股與墾丁雷達合成最大回波隨時間變化圖 (圖 1)，梅雨鋒面上明顯的在台灣南部海面上有三條較強的線狀回波，吾人將其各稱為 A、B、C，此時段是本研究主要研究時間，鋒面系統大致往東南東方向移動，鋒面上的對流系統在通過台灣地形後造成大雨，隨後強度漸減弱，但仍有海面上新

生的雲帶往陸地移動。

三、研究與校驗方法

在本研究中所使用的雷達資料同化系統為 NCAR 所發展之 VDRAS 系統(Sun and Crook, 1997; Crook and Sun, 2002; Sun, 2005a)，此系統能整合探空、剖風儀及地面觀測站等資料得到背景分析場，並利用四維變分資料同化方法同化高解析度的都卜勒雷達觀測資料(各觀測站分布如圖 2)，以達到初始化雲模式的目的，再利用此模式進行預報。此模式為一不可壓縮模式，使用 Kessler 之暖雲微物理參數化方法，預報變數為 u 、 v 、 w (三維風場向量)、 θ_1 (液態水位溫)、 q_r (雨水混合)、 q_t (總液態水混合比)。

由於本研究為同化雷達觀測之徑向風與回波資料，故使用於變分計算中之價值函數可以下式表示：

$$J = (\mathbf{x}_0 - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x}_0 - \mathbf{x}_b) + \sum_{\sigma, t} \left[\eta_v (v_r - v_r^o)^2 + \eta_q (q_r - q_r^o)^2 \right] + J_p \quad (1)$$

其中， \mathbf{x} 代表模式狀態變數， \mathbf{y} 代表觀測變數。下標 0 代表同化窗區的開始時間，下標 b 則表示此為背景場相關變數。符號 \mathbf{B} 意指背景誤差協方差矩陣， η_v 和 η_q 分別代表徑向風與雨水混合比觀測誤差的倒數， v_r 表示經由模式風場， v_r^0 表示雷達觀測之徑向風， q_r 為模式雨水混合比， q_r^0 由觀測回波計算得到之雨水混合比。 J_p 表示空間與時間的平滑懲罰項，主要作用為讓模式對於觀測的擬合較為平滑。在經過模式向後積分及其伴隨模式向前積分，得到價值函數對初始場的梯度後，並進行多次疊代運算，最後即可得到擁有最小價值函數的初始場。

校驗方法部分，吾人主要討論降水預報校驗之方法。觀測降雨量資料來源為中央氣象局的自動雨量站統計資料，由於吾人所模擬之範圍並不是全臺灣，故挑選位於分析範圍內的自動雨量站進行降雨量之統計。模式降雨量計算方式，由於 VDRAS 並無地形，故吾人主要以模式第一層之輸出量來計算，並可以下式表示：

$$PRE = 1000 \left(\frac{1}{\rho_w} \right) q_r (V_t - w) \rho_{air} dt \quad (2)$$

ρ_w 為水的密度值 (kg/m^3)、 q_r 是雨水混合比 (kg/kg)、 V_t 為終端落速 (m/s)、 w 代表垂直速度 (m/s)，而 ρ_{air} 則為空氣密度 (kg/m^3)， dt 為模式的時間步長，則 PRE 的單位即為 mm 。由於觀測降雨量並不是正好分佈於分析網格，故比較網格上之模式降雨量與觀測降雨量時，使用 Barnes 客觀分析法，以到觀測點距離為權重分析出觀測點位置之模式降雨量。

校驗降水預報之得分與指數方面，利用廣被氣象作業及研究單位所採用的公正預兆得分 ETS (Equitable Threat Score, Schaefer 1990) 及偏離指數 Bias 進行降水預報校驗。ETS 是在計算除了模式與觀測皆無降水且不是隨機猜中的情況下，模式正確預測降水的機率，ETS 分數愈高代表模式降雨預報愈準確，其定義如下：

$$ETS = \frac{H - R}{F + O - H - R} \quad (3)$$

上式的 F 為預測降雨的次數， O 為觀測降雨的次數， H 代

表預報與觀測皆有降雨的次數， $R = FO/N$ 為隨機可正確預測降水的次數， N 為預報次數與觀測次數之和。而偏離係數 $Bias = F/O$ ，即模式預測降水次數與觀測降水次數之比，當 $Bias$ 值大於 1 代表模式高估降水次數，小於 1 則代表模式低估降水次數，綜合 ETS 與 $Bias$ 得分的結果，可判斷降水預報的正確性。

四、VDRAS 模式設定與同化流程

本研究所使用之 VDRAS 模式設定為：模式中心經緯度：東經 120.0515 度、北緯 21.93484 度。水平網格 x 方向為 264 個格點、 y 方向 216 個，間距皆 2 公里；垂直方向第一層為 0.25 公里，網格間距 0.5 公里，共 30 層。實驗設計部分，由於 Sun and Zhang (2007) 提出，VDRAS 於兩同化窗區間加入一短時間之預報對於真實個案之預報結果有明顯助益，故吾人採用相似之循環程式，同化流程如圖 3 所示。在第一個同化循環始於 1046UTC、結束於 1101UTC，此同化窗區同化兩個墾丁雷達之體積掃描資料與三個七股雷達之體積掃描資料。於第一同化循環與第二同化循環之間有間隔一近十分鐘之預報，以藉由模式方程式將同化之觀測資訊(動力、微物理)傳遞至熱力部分，有助於最後之預報準確性，最後第三個同化循環結束於 1154UTC。

五、實驗設計

除了單獨使用 VDRAS 進行資料同化與預報外，由於 VDRAS 目前並無地形解析能力，故吾人嘗試將 VDRAS 得到之最佳分析場置入 WRF 模式，藉由 WRF 模式的地形解析能力以及較完備的微物理參數化方法，檢視是否可改進模式降水預報的結果，以提供 VDRAS 未來應用上的參考。

為了能夠使置入的 VDRAS 分析場與 WRF 的預報場差距最小，吾人取出 WRF 的輸出資料當作虛擬探空資料，使得 VDRAS 的中尺度背景場與 WRF 環境相似，並以 ECMWF Atmospheric Model 1.125° × 1.125° 與 NCEP Global Final Analyses (FNL) 1.0° × 1.0° 解析度、每 6 小時一筆的全球模式分析場作為模式初始場。為避免 WRF 模式預報的誤差帶入 VDRAS 背景場中，吾人採用屬於初始時間的 6 月 14 日 1200UTC 的分析場作為虛擬探空資料。模式網格積分範圍是以台灣南部為主的兩層巢狀網格，D1 與 D2 之解析度分別為 6 公里與 2 公里，其中較細網格 (D2) 與 VDRAS 分析之範圍與解析度相同，垂直方向採用追隨地勢的 σ 座標，共 46 層。另微物理參數化方法使用 Lin scheme (Lin et al., 1983)。吾人將使用真實觀測資料、NCEP FNL、ECMWF 作為背景分析場資料來源的三個實驗簡稱為「CTL」、「NCP」、「ECM」，檢視三者預報的結果後並選擇 NCP 與 ECM 實驗中預報結果較佳的 VDRAS 分析場於 1200UTC 置入 WRF 進行預報(因 WRF 使用同樣再分析場資料，能避免置入後不連續情形)，並將前述實驗簡稱「WRF_12VD」，並為了比較未置入 VDRAS 之 WRF 預報結果，吾人將 WRF 自 1200UTC 預報實驗簡稱「WRF_12」，如表一所示。

六、實驗結果

圖 4.1 為 CTL 實驗預報回波與觀測回波比較圖，觀察預報回波與觀測回波的變化可以發現，在預報 30 以及 60 分鐘時，除了 C 線狀對流外，兩者仍舊相當接近，並且在 120 分鐘時掌握到 B 線狀對流位置以及其減弱的趨勢，但是相對來說，距離陸地較遠的 A 及 C 線狀對流預報的位置有明顯的差距。針對 A 線狀對流，由於雷達觀測範圍限制造成同化雷達資料時並無法完全掌握整個線狀對流系統，故可以預期在預報結果方面勢必較 B、C 對流為差。

圖 4.2 為 NCP 實驗預報回波與觀測回波比較圖，在預報 60 分鐘之前，模式對於 A、B、C 三個線對流的位置預報表現相當良好，惟由於 NCEP FNL 再分析場資料而做成之背景場，在台灣海峽中間區域之輻合運動及濕度都較大，以至預報過程中在該區域產生較大回波，由此可以知道，背景場對於預報的影響不容小覷。在 60 分鐘至 120 分鐘的預報中，回波強度增強幅度明顯，B 對流在預報中並無如觀測有減弱趨勢，必定對於降水預報結果有一定的影響。

圖 4.3 則為 ECM 實驗預報回波與觀測回波比較圖，與前兩者實驗類似的地方在於，模式在 60 分鐘內的預報都有很好的表現。但是如針對個別的線對流來討論，ECM 實驗對於 A 線狀對流的預報在位置上較前兩實驗與觀測有較大的差距；B 線狀對流的整體預報則是略遜於 CTL 實驗，移動速度落後於觀測結果；最後，C 線狀對流的預報，ECM 實驗不管在回波強度或是位置都是三個實驗中最佳。

如果以兩小時的累計降雨量來看（如圖 5），VDRAS 所預報之降水量普遍都多過於實際觀測的降水量，可能的原因有可能是降水量估計公式需要修正，另一原因可能是模式本身預報太多的液態水含量。並且，由於 VDRAS 無地形解析能力，使得對流系統可以無阻礙地往原山後發展移動造成降雨。雖然如此，在個別的累計降雨量方面仍有差異，如整體來說，CTL 實驗的降水量較接近觀測值，並且在山前區域之降水多過山後；NCP 實驗之降水量比起 CTL 高出許多，山後之降水也明顯大於山前之降水；ECM 實驗雖然仍高估了大部分地區的降水量，但是較 NCP 實驗為佳。假使我們利用 ETS 及 Bias 來檢驗各實驗的降水預報結果（圖 6a、6b），可以發現 CTL 之公正預兆得分 ETS，除了門檻為 14mm 之外都是三者之中最高的，其次為 ECM 實驗，最後才是 NCP。此外，也可以觀察到 VDRAS 對於小兩門檻的降雨掌握度較高，ETS 會隨著門檻的升高而降低。Bias 的比較圖則說明了 VDRAS 之降水預報都屬於高估的情形。

從上述 VDRAS 對於背景場的敏感性實驗中可以知道，使用 ECMWF 再分析場的降水預報結果較使用 NCEP FNL 資料要來的好，故吾人採用 ECMWF 之環境場進行下面將 VDRAS 分析場置入 WRF 的實驗。在置入的過程中，吾人置入 u 、 v 、 w 、 q_r 、 q_c 、 q_v 、 θ ，並以距雷達觀測距離為權重，逐漸平滑 VDRAS 與 WRF 各變數場之間的差異，避免不連續的情形產生。由於置入 WRF 之時間為

1200UTC，故如同樣預報兩小時則停止預報時間為 1400UTC。

圖 7 與 8 分別為 WRF_12（未置入 VDRAS 分析場）與 WRF_12VD（置入 VDRAS 分析場）兩實驗之預報最大回波圖，結果明顯顯示，沒有置入 VDRAS 分析場的預報場並無法掌握三條線狀回波的細微結構，只有在山區有較大的降雨，而 WRF_12VD 則約有 90 分鐘之內的預報能力。從兩小時累計降雨圖（圖 9）也同樣可以印證置入 VDRAS 分析場對於短期降水預報有一正面的影響，因為假使比較 WRF_12、WRF_12VD 與 ECM 三個實驗的兩小時累計降雨 ETS（圖 10）可以發現，所有門檻皆是 WRF_12VD 最佳，顯示置入 VDRAS 分析場不僅提升 WRF 短期降水預報的能力，也能夠增進對於大雨的預報分數。除此之外，為了檢視 WRF 地形解析能力對於降水預報的影響程度，吾人另計算 500 公尺以上自動雨量站之公正預兆得分（如圖 11），結果顯示，WRF_12D 與 ECM 之差距均拉大，表示 WRF 地形解析能力確實對於降水預報結果產生正面影響。

七、結論與展望

本研究顯示將 VDRAS 應用在台灣複雜的地形環境中，仍舊可以有不錯的預報表現。從中尺度背景場的敏感性實驗中也發現背景場資料的差異對於 VDRAS 預報有很大的影響，假使在洋面上空的綜觀尺度觀測資料能夠更密集、雷達資料覆蓋更為廣闊，相信 VDRAS 能有更好的預報結果。在基於測試地形解析能力對於定量降水預報的影響下所進行的預報實驗中，吾人也發現地形在台灣地區定量降水預報中的確扮演一個極為重要的角色，因此將 VDRAS 與 WRF 結合，比單獨使用 VDRAS 或 WRF，可以更進一步提升對於降雨預報的表現。

本研究中只同化了兩座雷達資料，受限於雷達觀測的距離，當對流系統範圍龐大時，就無法完整掌握其動向。未來可嘗試同化清泉崗或馬公等其他雷達觀測資料，相信對於風場與對流系統的結構會有更好的分析及預報結果。最後，將 VDRAS 加入冰相微物理過程與地形，亦是未來的發展方向。

致謝

本研究由國科會計畫 NSC98-2111-M-008-022 與 NSC98-2625-M-008-001 資助。

參考文獻

- 簡芳菁、洪景山、張文錦、周仲島、林沛練、林得恩、劉素屏、繆睿如、陳致穎，2006：WRF 模式之敏感度測試，第二部分：定量降水預報校驗，大氣科學，第 34 期，第 3 卷，261-276。
- Crook, N. A., and J. Sun, 2002: Assimilating radar, surface and profiler data for the Sydney 2000 forecast demonstration project. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 888-898.
- Dowell, C. D., 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.

Hu, M., M. Xue, J. Gao, and K. Brewster, 2006: 3DVAR and cloud analysis with WSR-88D level-II data for the prediction of the Fort Worth, Texas, tornadic thunderstorms. Part II: Impact of radial velocity analysis via 3DVAR. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 675–698.

Kawabata et al. 2007: An assimilation and forecasting experiment of the Nerima heavy rainfall with a cloud-resolving nonhydrostatic 4-dimensional variational data assimilation system, *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 255–276.

Lin, Y.L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Appl. Meteor.*, **22**, 1065–1092.

Schaefer, J. T., 1990: The critical success index as an indicator of warning skill. *Weather and Forecasting*, **5**, 570–575

Snyder, C., and F. Zhang, 2003: Assimilation of simulated Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1663–1677.

Sun, J., and Y., Zhang, 2007: Analysis and prediction of a

squall line observed during IHOP using multiple WSR-88D observations. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2364–2388.

Sun, J., 2005a: Initialization and numerical forecasting of a supercell storm observed during STEPS. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 793–813.

Sun, J., and N. A. Crook, 1997: Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observation using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1642–1661.

Sun, J., and N. A. Crook, 2001: Real-time low-level wind and temperature analysis using single WSR-88D data. *Wea. Forecasting*, **16**, 117–132.

Xiao, Q., and J. Sun, 2007: Multiple radar data assimilation and short-range QPF of a squall line observed during IHOP_2002. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3318–3404.

Xiao, Q., Y.-H. Kuo, J. Sun, W.-C. Lee, E. Lim, Y. 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.

(c)

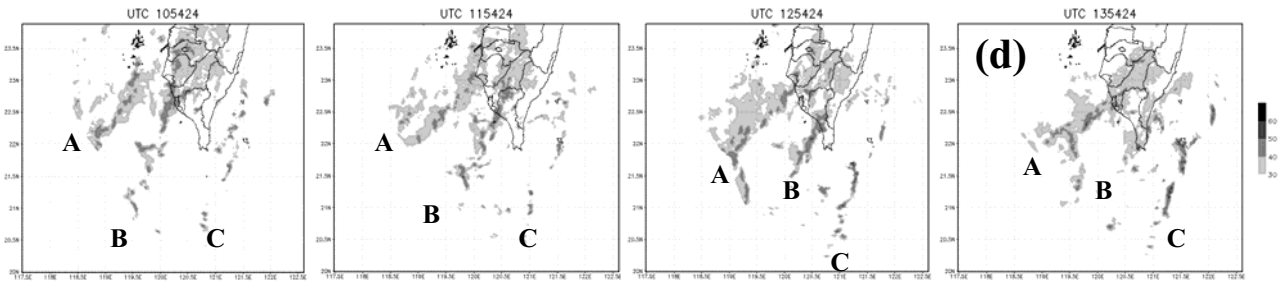


圖 1 七股與墾丁雷達合成最大回波圖，時間分別為：(a) 105424 UTC、(b) 115424 UTC、(c) 125424 UTC、(d) 135424 UTC。陰影為回波值，單位為 dBZ。僅顯示回波值 30dBZ 以上區域。

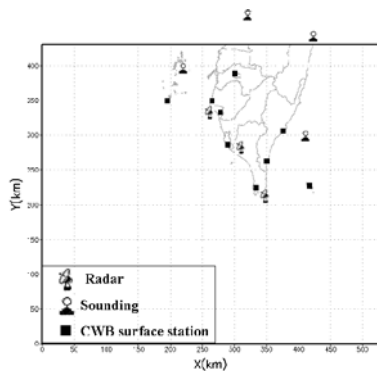


圖 2 各類觀測站分佈圖。

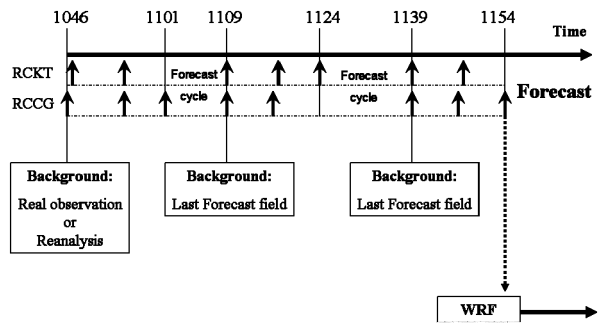


圖 3 VDRAS 同化循環程序 (Cycling Procedure) 圖。

表 1 VDRAS 背景場與置入 VDRAS 分析場之 WRF 預報敏感實驗總表

VDRAS experiments		Background data source	
CTL		Real soundings and surface stations	
NCP		NCEP Global Final Analyses 1.0°x1.0°	
ECM		ECMWF Atmospheric Model 1.125°x1.125°	
WRF experiments		Initialization setting	
WRF_12		WRF initialized at 1200 UTC	
WRF_12VD		WRF initialized at 1200 UTC with VDRAS	

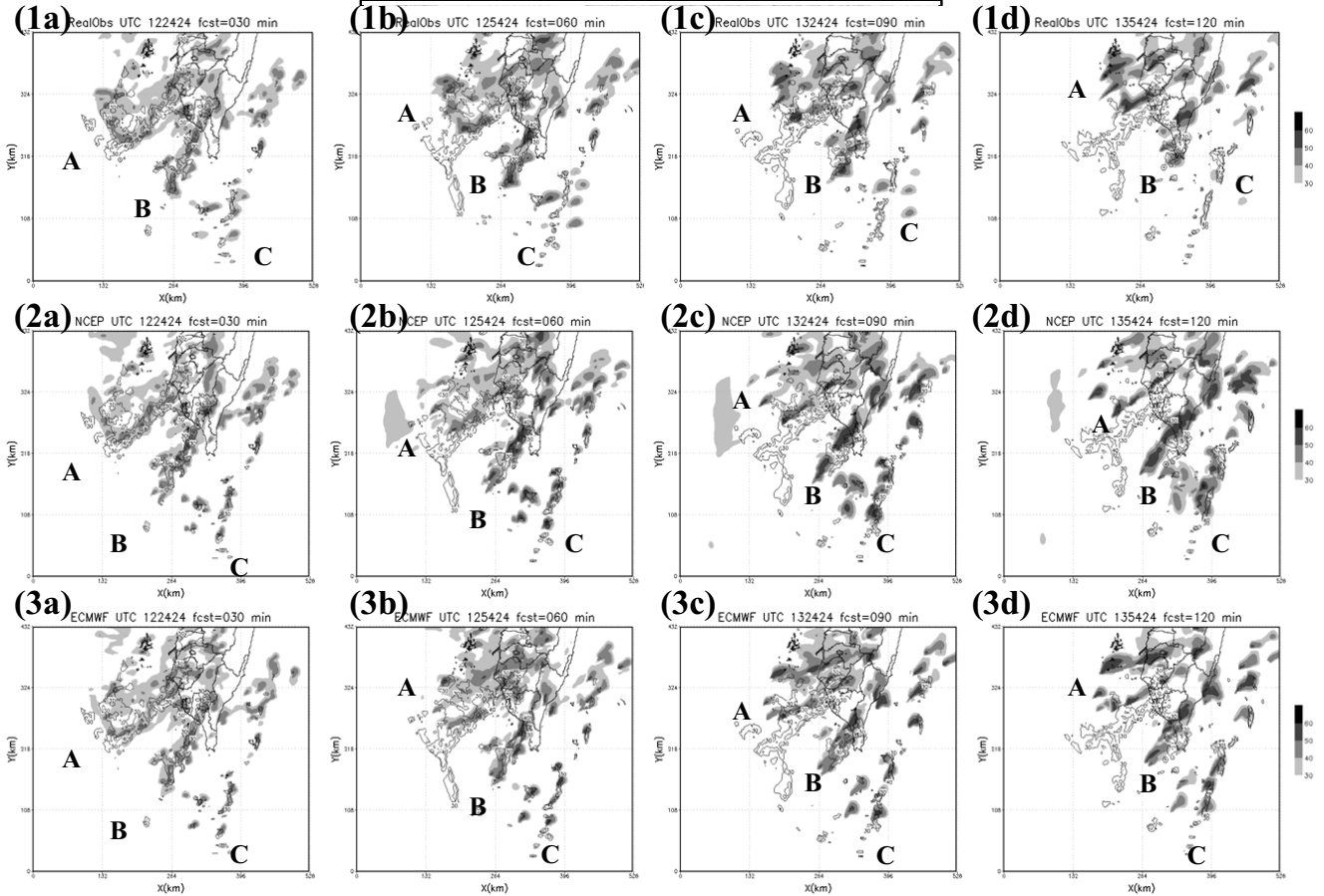


圖 4 (1) CTL、(2) NCP、(3) ECM 實驗預報回波與觀測回波於 0.25 公里高度比較圖：預報時間分別為：(a) 30 分鐘、(b) 60 分鐘、(c) 90 分鐘、(d) 120 分鐘。陰影為預報回波，等值線為七股及墾丁合成回波，色階與等值線皆為 30 至 60dBZ，間隔 10dBZ。

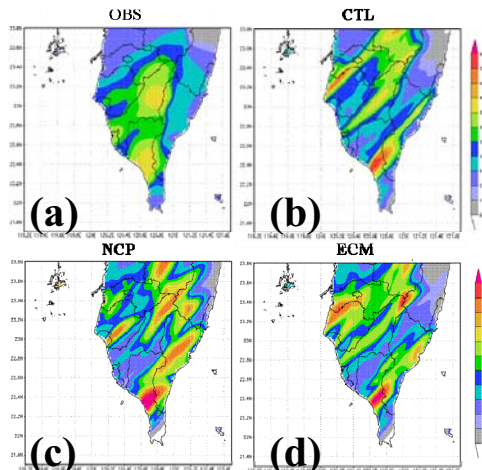


圖 5 VDRAS 各實驗：(a) OBS、(b) CTL、(c) NCP、(d) ECM 之兩小時累計降雨圖。

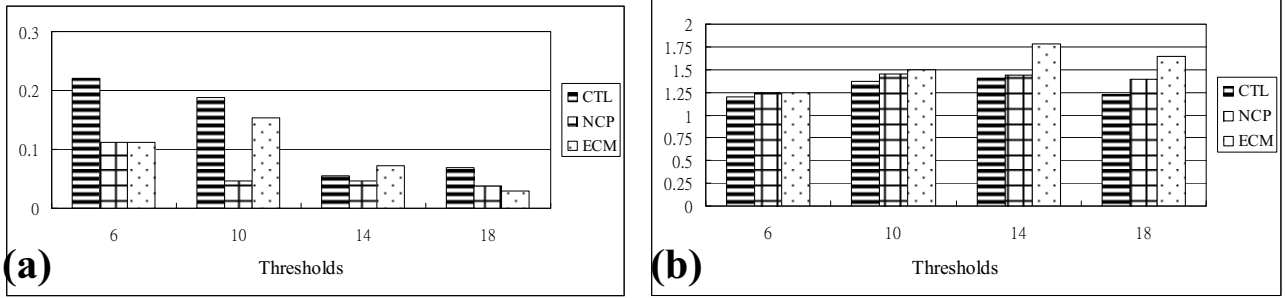


圖 6 VDRAS 各實驗兩小時累計降雨之 (a) ETS、(b) Bias。

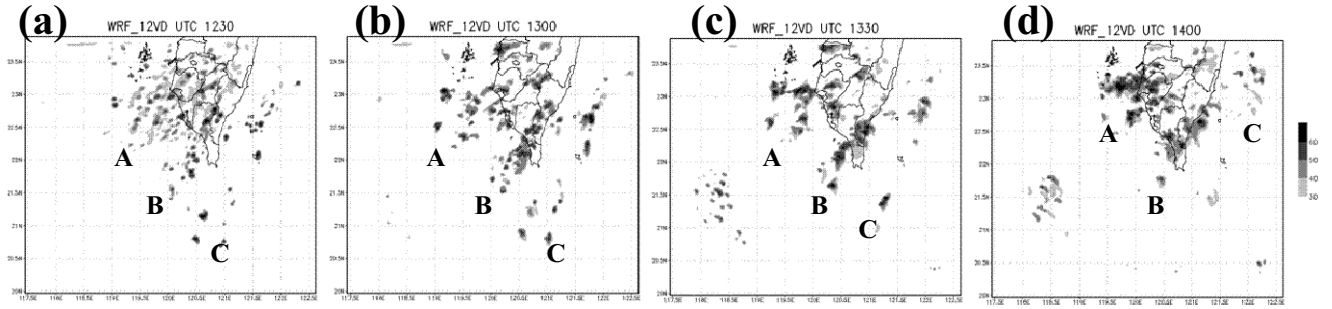


圖 7 WRF_12VD 預報最大回波圖，預報時間分別為：(a) 30 分鐘、(b) 60 分鐘、(c) 90 分鐘、(d) 120 分鐘，色階為 30 至 60dBZ，間隔 10dBZ。

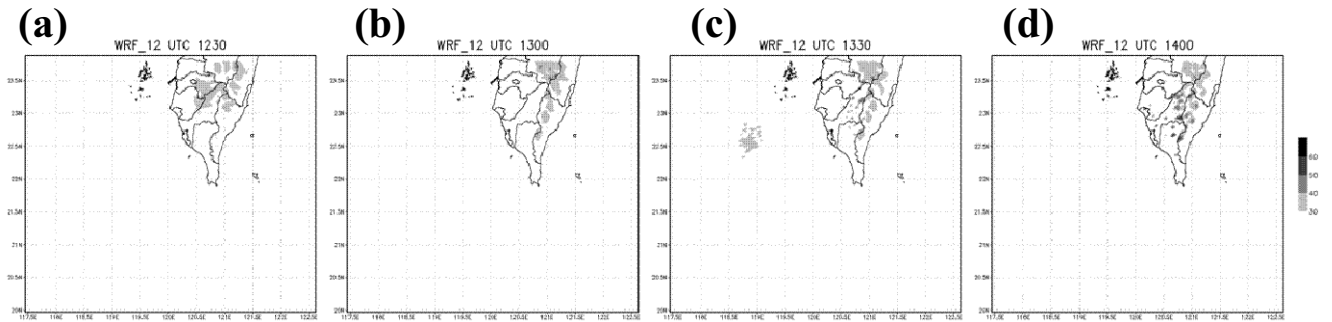


圖 8 WRF_12 預報最大回波圖，預報時間分別為：(a) 30 分鐘、(b) 60 分鐘、(c) 90 分鐘、(d) 120 分鐘。

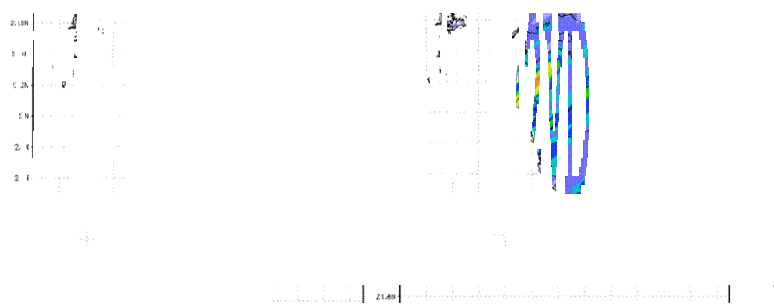


圖 9 WRF_12 與 WRF_12VD 兩小時累計降雨圖。

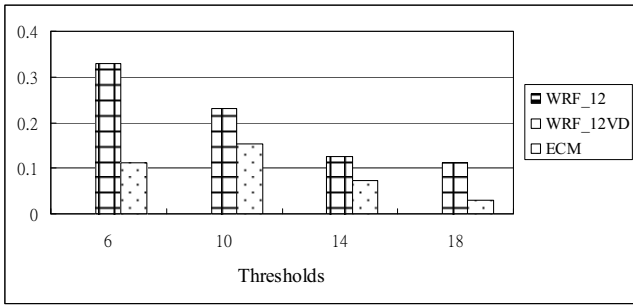


圖 10 WRF_12、WRF_12VD 與 ECM 兩小時累計降雨之 ETS 比較。

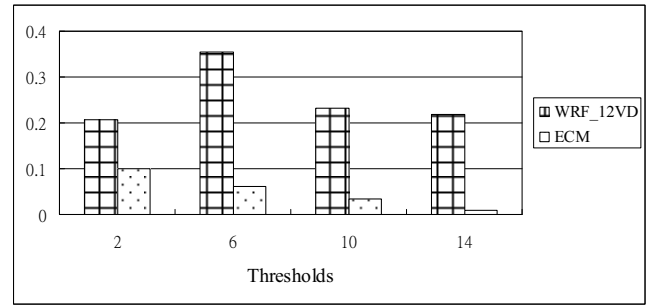


圖 11 WRF_12VD 與 ECM 兩小時累計降雨（於大於 500 公尺之自動雨量站）之 ETS 比較。