

國立中央大學

大氣物理研究所

博士論文

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)

研究生：蔡直謙

指導教授：廖宇慶 博士

楊舒芝 博士

中華民國 103 年 6 月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(101 年 9 月最新修正版)

本授權書授權本人撰寫之碩/博士學位論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」。(以下請擇一勾選)

- 同意 (立即開放)
 同意 (請於西元 _____ 年 _____ 月 _____ 日開放)
 不同意，原因是： _____

在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」

- 同意 (立即開放)
 同意 (請於西元 _____ 年 _____ 月 _____ 日開放)
 不同意，原因是： _____

以非專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統圖書館與國家圖書館，基於推動「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名： _____ 蔡直謙 _____ 學號： _____ 986401001 _____

論文名稱： _____ 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) _____

指導教授姓名： _____ 廖宇慶、楊舒芝 _____

系所： _____ 大氣物理 _____ 所 博士班 碩士班

備註：

1. 本授權書之授權範圍僅限**電子檔**，紙本論文部分依著作權法第 15 條第 3 款之規定，採推定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽，如您有申請專利或投稿等考量，不同意紙本上架陳列，須另行加填申請書，詳細說明與紙本申請書下載請至本館數位博碩論文網頁。
2. 本授權書請填寫並**親筆**簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
3. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應遵守著作權法規定。

國立中央大學博士班研究生
論文指導教授推薦書

大氣物理 研究所 蔡直謙 研究生所提之論文
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） 係由
本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 廖宇慶
楊舒芝 (簽章)

103 年 3 月 3 日

國立中央大學博士班研究生
論文口試委員審定書

大氣科學學系大氣物理博士班 蔡直謙 研究生
所提之論文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) 經本委員會審議，認定符合博士資格標準。

學位考試委員會召集人

委

員

吳俊傑

廖宇慶

洪昇

蕭玲霞

黃清勇

楊舒芝

中華民國 103 年 3 月 27 日

摘要

本研究建置一套都卜勒雷達資料同化系統，結合局地系集轉換卡爾曼濾波器與天氣研究預報模式，並針對在台灣中、南部造成降雨紀錄和嚴重災害的莫拉克颱風(2009)個案，進行觀測系統模擬實驗與真實觀測實驗，以評估此雷達資料同化系統對於定量降水即時預報的助益。而研究的最大意義，為在台灣地形複雜且四周海域缺乏觀測等不利預報的條件下，提供以雷達資料同化改善颱風降雨即時預報的有效方案。

在觀測系統模擬實驗中，三維風場和雨水混合比為同化徑向風和回波之後改善最多的預報變數，可歸因於觀測算符內的直接關係。在降雨預報方面，雷達資料的正面影響可長達 6 小時。同化回波的改善主要在預報初期，同化徑向風的改善則較為延遲，而兩者皆同化的降雨預報表現最好。增加上游對流區域的觀測覆蓋量，亦可大幅提升降雨預報表現。另外，本研究針對颱風環流下所發展的對流雨帶，提出使用混合局地法進行雷達資料同化，以進一步改善降雨預報。

在真實觀測實驗中，此雷達資料同化系統仍能有效改善定量降水即時預報。同化回波時須使用變數局地化法，只用來更新雨水混合比。使用觀測空間的統計方法，能診斷預報偏差和理想系集離散度。混合局地化法在真實觀測實驗的效益更加明顯，尤其能提升觀測資料稀疏或破碎處的風場準確度，進而改善降雨預報。

Abstract

This study develops a Doppler radar data assimilation system, which couples the local ensemble transform Kalman filter with the Weather Research and Forecasting model. Its benefits to quantitative precipitation nowcasting (QPN) are evaluated with observing system simulation experiments (OSSEs) and real observation experiments on Typhoon Morakot (2009), which brought record-breaking rainfall and extensive damage to central and southern Taiwan. The purpose is to provide a useful plan of radar data assimilation for improving typhoon rainfall nowcasts in Taiwan, which are challenges due to complex terrain and the lack of in-situ observations over the surrounding sea.

In the OSSEs, the assimilation of radial velocity and reflectivity improves the three-dimensional winds and rain-mixing ratio most significantly because of the direct relations in the observation operator. For QPN, the positive impact of radar data lasts for 6 hours; the performance responds to reflectivity assimilation more quickly than radial velocity assimilation while assimilating both is most recommended. Increasing the observation coverage over upstream convection areas also largely enhances the QPN performance. For multi-scale interactions, we propose a mixed localization method, which yields further improvement.

Our system also improves QPN effectively with real observations. When real reflectivity data are assimilated, the variable localization method must be used to update only the rain mixing ratio. With observation-space statistics, the model bias and ideal ensemble spread can be diagnosed. The mixed localization method, which is more beneficial in the real case, enhances the accuracy of the wind field especially for the areas with sparse or discontinuous radar observations and also improves QPN.

致謝

七年多前，已在職場打滾多年的我，沒有想過自己會進入氣象研究的領域，更不能想像一路進修到博士畢業。論文完成的這一刻，除了感覺到人生際遇的奇妙，心中只有滿滿的感謝。首先當然要謝謝我的兩位指導老師—廖宇慶教授與楊舒芝教授，在我博士求學階段給予我最多的教導與資源。無論是專業領域的知識或待人接物的道理，從不吝於傳授。

同時謝謝陳台琦教授最初的啟蒙，以及林沛練主任不時的關心。也要感謝黃清勇教授、吳俊傑教授、洪景山博士與蕭玲鳳博士，在百忙之中仍抽空擔任我的論文口試委員，在本文定稿前給予我寶貴的建議。

此外，要謝謝兩個實驗室所有朝夕相處的夥伴。與大家一起研究和玩樂，是最單純的幸福。謝謝少凡學長常常給予我技術上的支援，也謝謝豪大和黑輪，共進午餐真是每天最輕鬆的時光。在此也向雷達氣象實驗室和資料同化與可預報度實驗室的所有學弟妹致謝，尤其是靜仔、沛瑜、小高、小胖、Tank、阿龐、志謙和維尼。謝謝彥銘和品穎，未來還要一起努力和切磋。

最後，感謝我最親愛的家人：爸爸、媽媽、老婆和至翔。由於您們在這段期間的寬容與陪伴，讓我能無後顧之憂地往前邁進。希望在我回到職場的未來每一天，您們能繼續以我為榮。

目錄

中文摘要	i
英文摘要	ii
致謝	iii
目錄	iv
表目錄	vi
圖目錄	vii
第一章 緒論	1
1-1 前言	1
1-2 莫拉克颱風及其文獻回顧	2
1-3 雷達資料同化用於 QPN 之文獻回顧	4
1-4 EnKF 雷達資料同化之文獻回顧	6
1-5 研究目的與介紹	7
第二章 研究方法	8
2-1 LETKF 資料同化方法	8
2-2 NWP 模式與雷達觀測算符	10
2-3 雷達資料的準備	11
第三章 OSSE 實驗及其結果討論	14
3-1 真實場	14
3-2 實驗設計	15
3-3 單點同化測試的啟示	16

3-4	控制組的分析表現·····	17
3-5	控制組的QPN表現·····	19
3-6	個別同化策略的敏感度·····	22
第四章	真實觀測實驗及其結果討論·····	25
4-1	實驗設計·····	25
4-2	同化徑向風的助益·····	25
4-3	同化回波的限制·····	27
4-4	預報偏差和理想系集離散度的診斷·····	28
4-5	混合局地化法的影響範圍·····	30
4-6	地形解析度的重要性·····	31
第五章	結論與未來展望·····	33
5-1	結論·····	33
5-2	未來展望·····	34
	參考文獻·····	36
	附表·····	45
	附圖·····	50

表目錄

- 表 1 OSSE 實驗總表。
- 表 2 所有 OSSE 實驗於 8 月 8 日 1800 UTC 的最後一個分析場，其 u 、 v 、 w 、 θ' 、 q_v 、 q_c 和 q_r 的系集平均方均根誤差，及相較於 NoDA 的改善百分比。統計範圍為七股雷達掃描範圍內最低 14 層的網格點。框線用來強調比 CTRL 更好的表現。
- 表 3 所有 OSSE 實驗從 8 月 8 日 1800 UTC 開始的決定性即時預報，其 1、2、3、4、5 和 6 小時累積雨量的方均根誤差，及相較於 NoDA 的改善百分比。統計範圍為七股雷達掃描範圍。框線用來強調比 CTRL 更好的表現。
- 表 4 真實觀測實驗總表。
- 表 5 所有真實觀測實驗從 8 月 8 日 1800 UTC 開始的決定性即時預報，其 1、2、3、4、5 和 6 小時累積雨量與中央氣象局地面雨量觀測比較的相關係數。統計範圍為台灣本島陸地。框線用來強調比 NoDA 更好的表現。

圖目錄

- 圖 1 本研究採用的三層雙向互動巢狀網格。黑點和紅點為中央氣象局提供的莫拉克颱風最佳路徑，間距為 6 小時。綠線為真實場的颱風路徑，時間為 8 月 8 日 0000 UTC 至 9 日 0000 UTC，與紅點時間對應。藍點和藍圓為七股雷達的位置和掃描範圍，紫紅點和紫紅圓則代表虛設的金門雷達。
- 圖 2 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ FNL 資料中，8 月 8 日 1800 UTC 之 1 公里高度水平風場（箭號）和水氣混合比場（色塊）。黑色塊代表高於 1 公里的山區。
- 圖 3 中央氣象局地面雨量觀測資料中，從 8 月 8 日 1800 UTC 開始之 6 小時累積雨量。
- 圖 4 8 月 8 日 1800 UTC 之虛擬雷達資料：七股雷達的 (a) 徑向風和 (b) 回波，以及金門雷達的 (c) 徑向風和 (d) 回波。PPI 仰角皆為 0.5 度。
- 圖 5 8 月 8 日之真實雷達資料：七股雷達的 (a) 1800 UTC 徑向風和 (b) 1730 UTC 回波。PPI 仰角皆為 0.5 度。
- 圖 6 8 月 8 日 (a) 1615、(b) 1630、(c) 1645、(d) 1700、(e) 1715、(f) 1730、(g) 1745 和 (h) 1800 UTC 所同化之七股雷達超級觀測，隨每一公里高度的數量分布情形。綠色代表徑向風，紅色代表回波。
- 圖 7 8 月 8 日 1800 UTC 至 9 日 0000 UTC 之 (a) 真實場的 700 hPa 環流中心（黑點）和 6 小時累積雨量（色塊）；(b) 中央氣象局的莫拉克颱風最佳路徑和 6 小時累積雨量。

- 圖 8 1 公里高度 w 場（色塊）和所有高度 q_r 最大值複合場（ 1 g kg^{-1} 等值線）。左至右行依序為真實場、CTRL 和 NoDA。上至下列依序為 8 月 8 日 1800、1900、2000 和 2100 UTC。灰色塊代表高於 1 公里的山區。英文大寫字母標示本文所討論的螺旋雨帶。七股雷達位於正中央（東經 120.0860 度，北緯 23.1467 度）。
- 圖 9 （a 和 b）真實場、(c 和 d) CTRL 和 (e 和 f) NoDA 從 8 月 8 日 1800 UTC 開始之 1 小時和 3 小時累積雨量，以及 (g 和 h) 改善量。改善量為 NoDA 的絕對誤差減去 CTRL 的絕對誤差。七股雷達位於正中央（東經 120.0860 度，北緯 23.1467 度）。
- 圖 10 OSSE 實驗的示意圖。黑點代表七股雷達的虛擬資料。單箭號和三箭號分別代表單一模擬和系集模擬。
- 圖 11 和圖 8a 相同，但增加標示三次單點同化的位置。p 點為東經 119.5 度，北緯 23.35 度。q 點為東經 120 度，北緯 23.5 度。r 點為東經 120.5 度，北緯 23.65 度。三點高度皆為 2 公里。綠線為圖 12 垂直剖面的剖線。七股雷達位於正中央（東經 120.0860 度，北緯 23.1467 度）。
- 圖 12 CTRL 在 8 月 8 日 1800 UTC 的最後一個分析循環，三次單點同化的分析增量垂直剖面（剖線如圖 11）。左至右行依序為 p、q 和 r 三個位置，上至下列依序為 u 、 v 、 w 和 q_r 。橫軸為距離，縱軸為高度，單位為公里。白色塊代表地形。
- 圖 13 NoDA 從 8 月 8 日 1200 至 1800 UTC 之 (a) u 、(b) v 、(c) w 、(d) θ' 、(e) q_v 、(f) q_c 和 (g) q_r 的系集平均方均根誤差（實線）和系集方均根標準差（虛線）。統計範圍為七股雷達掃描範圍內最低 14 層的網格點。

- 圖 14 8 月 8 日 1200 UTC 之 (a) 真實場與 (b) 初始系集平均在 1 公里高度的 u 場 (色塊) 和水平風場 (箭號)。灰色塊代表高於 1 公里的山區。藍圓為七股雷達的掃描範圍。
- 圖 15 和圖 13 相同，但時間區間縮小為 1600 至 1800 UTC (即圖 13 的紅線之後)，且增加 CTRL 的系集平均方均根誤差 (紅實線) 和系集方均根標準差 (紅虛線)。
- 圖 16 CTRL (紅線) 和 NoDA (黑線) 從 8 月 8 日 1800 UTC 至 9 日 0000 UTC 之時雨量與真實場比較的 (a) RMSE、(b) CC、(c) ETS 和 (d) Bias。統計範圍為七股雷達掃描範圍。ETS 和 Bias 的時雨量門檻值為 15 毫米。
- 圖 17 (a) VZ0、(b) KM 和 (c) UV24 從 8 月 8 日 1800 UTC 開始之 1 小時降雨預報相較於 CTRL 的改善量。七股雷達位於正中央 (東經 120.0860 度，北緯 23.1467 度)，而虛設的金門雷達位於西北角 (東經 118.4181 度，北緯 24.4615 度)。
- 圖 18 真實觀測實驗的示意圖。黑點代表七股雷達的真實資料。單箭號和三箭號分別代表單一模擬和系集模擬。
- 圖 19 8 月 8 日 1800 UTC 之 (a) 七股雷達 0.5 度 PPI 的徑向風，以及所對應之 (b) Single、(c) NoDA 和 (d) VR 的徑向風分析場。矩形 A 和 B 標示本文所討論的區域。
- 圖 20 8 月 8 日 1730 UTC 之 (a) 七股雷達 0.5 度 PPI 的回波，以及所對應之 (b) VR 和 (c) VZqr 的回波分析場。矩形 C、D 和 E 標示本文所討論的區域。
- 圖 21 (a) 中央氣象局地面雨量觀測、(b) Single、(c) NoDA、(d) VR、(e) VZqr、(f) V36 和 (g) 2kmVR 從 8 月 8 日 1800 UTC

開始之 3 小時累積雨量。矩形 C'、D'和 E'標示本文所討論的主要降雨區域。

圖 22 8 月 8 日 1800 UTC 之 (a) VR、(b) ZH、(c) CTRL 和 (d) VZqr 在 1 公里高度的 u 場 (色塊) 和水平風場 (箭號)。灰色塊代表高於 1 公里的山區。矩形 F 和 G 標示本文所討論的區域。七股雷達位於正中央 (東經 120.0860 度, 北緯 23.1467 度)。

圖 23 VZqr 從 8 月 8 日 1600 至 1800 UTC 之分析循環期間, (a) 徑向風和 (b) 回波的平均觀測增量 (黑線)、方均根觀測增量 (藍線)、系集方均根標準差 (紅實線) 和理想系集方均根標準差 (紅虛線)。

圖 24 VR 在 8 月 8 日 1800 UTC 的背景誤差相關係數場, 介於 1 公里高度的 (a) u 、(b) v 、(c) w 和 (d) q_r 與黑點處的徑向風之間。黑點位於東經 119.8138 度, 北緯 23.3372 度, 高度 1 公里。灰色塊代表高於 1 公里的山區。七股雷達位於正中央 (東經 120.0860 度, 北緯 23.1467 度)。

圖 25 8 月 8 日 1800 UTC 之七股雷達 0.5 度 PPI 徑向風減去所對應之 (a) VR 和 (b) V36 徑向風分析場的分析殘差。H 標示本文所討論的區域。七股雷達位於正中央 (東經 120.0860 度, 北緯 23.1467 度)。

圖 26 (a) VR 和 (b) 2kmVR 於第三層網格所使用的地形。前者解析間距為 40.5 公里, 後者為 2 公里。

第一章 緒論

1-1 前言

台灣位於熱帶與副熱帶交界的低緯度區，也位於東亞與西北太平洋交界的季風氣候區，暖濕而多雨。同時，台灣有高聳的山脈，大多呈南北走向，其迎風面常為主要降雨區域。每年十月至隔年四月盛行東北季風，降雨區域集中於東、北部。五至九月則盛行西南季風，西半部常有豪大雨發生，尤其梅雨鋒面滯留或颱風通過時更為嚴重 (Chen and Chen 2003)。而豪大雨是洪水、土石流和山崩等天然災害的主要原因，常造成生命財產的損失，莫拉克颱風 (2009) 即為慘痛的例子。此颱風地面最大風速的峰值為 40 米／秒，只達中央氣象局中度颱風標準，但侵台期間卻打破多項降雨紀錄，例如阿里山氣象站創下 48 小時累積雨量達 2361 毫米的單站紀錄 (NCDR 2010)。此驚人雨量造成台灣中、南部嚴重災情，包括近五百人罹難的高雄甲仙小林村大規模山崩。許多坡地崩塌的研究指出，降雨強度愈大，引發崩塌所需的降雨持續時間愈短，甚至數小時就足夠 (Caine 1980; Guzzetti et al. 2008)。因此，對於此類災害的即時預警和風險降低，高空間解析度的定量降水即時預報 (quantitative precipitation nowcasting; 以下簡稱 QPN) 扮演重要的角色。

即時預報 (nowcasting) 意指 0 至 6 小時的預報，也可稱為極短期預報 (very short-term forecasting; Sun et al. 2013)。此時間尺度的預報對象，主要為中尺度對流系統在高空間解析度下的移動和變化，解析間距一般不超過 5 公里。而氣象雷達的回波觀測資料，與對流系統的降雨率高度相關，且資料的時間和空間解析度高，故長久以來雷達回波外推法 (radar echo

extrapolation) 為 QPN 的有效方法 (例如: Browning et al. 1982; Germann and Zawadzki 2002; Mandapaka et al. 2012)。此方法使用各種外推模式, 依照最接近當下的雷達回波時序變化, 進行對流胞的追蹤, 或回波的變分追蹤, 以其移動趨勢推測未來降雨的分布。由於雷達回波源自空中水象的背向散射, 而對流系統中的水象由空中落地需要一段時間, 使回波形狀在短時間內變化有限, 故雷達回波外推法在 1 至 2 小時內預報準確度高。然而 2 小時之後的回波, 幾乎全數來自新生成的對流胞, 難以再使用外推模式預報其位置 (Mandapaka et al. 2012)。

為了突破雷達回波外推法的時間限制, 愈來愈多研究單位使用同化雷達資料後的數值天氣預報 (numerical weather prediction; 以下簡稱 NWP) 模式, 進行高空間解析度的 QPN。同化雷達資料的目的, 在於提供 NWP 模式良好的對流尺度初始條件。而初始化的 NWP 模式, 能透過精緻的物理過程, 預報新生成對流胞的位置, 乃至於水象和降雨的分布。本研究即利用天氣研究與預報 (Weather Research and Forecasting; 以下簡稱 WRF) 模式, 結合局地系集轉換卡爾曼濾波器 (local ensemble transform Kalman filter; 以下簡稱 LETKF; Hunt et al. 2007) 資料同化方法, 建置一套高空間解析度的雷達資料同化系統, 並以莫拉克颱風侵台帶來最強豪雨期間為標的, 評估此系統改善 QPN 的能力。

1-2 莫拉克颱風及其文獻回顧

進入研究主題之前, 首先介紹莫拉克颱風的生命史和相關研究文獻, 以清楚瞭解此個案的特性。2009 年 8 月 2 日, 一熱帶性低氣壓於西北太平洋生成並向東移動 (路徑如圖 1 所示)。3 日, 此熱帶性低氣壓升級為輕度颱風, 由日本氣象廳命名為莫拉克。4 日, 莫拉克颱風轉向, 此後一路向西

朝台灣前進。5日，莫拉克升級為中度颱風，中央氣象局開始發布颱風警報。6日，颱風眼形成，中央氣象局開始發布超大豪雨特報。7至9日，是莫拉克颱風影響台灣最鉅的期間，此時其路徑逐漸偏北穿越台灣北部陸地，且移動速度明顯減緩（最低降至2.6米／秒），導致集中於南側的螺旋雨帶長時間滯留台灣中、南部，打破多項降雨紀錄（如前言所述），並釀成各地重大災害。10日以後，莫拉克颱風於中國東部沿海地區逐漸消散。

針對莫拉克颱風侵台期間的變化機制，Wu et al. (2011) 進行綜觀尺度的觀測分析，指出颱風環流與低頻的西南季風交互作用，是颱風移速緩慢和降雨結構非對稱的主因；此低頻的季風氣流迫使颱風減速並北偏，本身則長駐於台灣西南外海，維持侵台暖溼西風的強度，使豪大雨連續數天不停。此項推論，在其續篇 Liang et al. (2011) 的 NWP 實驗中得到驗證。同時，Chien and Kuo (2011) 藉由莫拉克颱風和其他 18 個路徑相仿颱風的比較，指出颱風侵台期間的總雨量和移速約成反比，並指出莫拉克颱風的緩慢移速與太平洋副高所主宰的高層駛流場減弱息息相關。圖 2 為 8 月 8 日 1800 UTC 之 1 公里高度水平風場和水氣混合比場，資料來源為 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ FNL(Final Analysis) 資料。此時颱風中心位於台灣海峽北部，正是移速最緩慢的期間，可以發現台灣西南外海的西南季風挾帶大量水氣，並與颱風環流輻合。

另一方面，針對莫拉克颱風的降雨機制，Liou et al. (2013) 利用雷達和雨量計觀測資料進行對流尺度的分析，發現中央山脈對於移入的對流系統有顯著的抬升作用，使大多數水氣在抵達山頂之前凝結殆盡，而大幅減少背風面的雨量。同樣地，此項發現呼應了 Fang et al. (2011) 的系集模擬實驗結果；該結果顯示有真實地形的降雨模擬遠勝過移除地形，而系集成員間存在明顯差異，則反映此個案降水預報的挑戰性。圖 3 為中央氣象局

地面雨量觀測資料中，從 8 月 8 日 1800 UTC 開始之 6 小時累積雨量。可以看見整個西半部迎風面都有明顯降雨，尤其集中在中、南部山區和嘉義沿海地區。屬於盆地地形的北部和背風面的東部，則受惠於地形阻擋而無豪大雨發生。

儘管充滿挑戰，試圖改善莫拉克颱風預報的 NWP 研究絡繹不絕。Xie and Zhang (2012) 使用 WRF 模式的模擬結果說明：準確的路徑是預報此個案降雨分布的先決條件，然後雨量再取決於地形坡度、水平風強度和中低對流層水氣量等三個因素。Wang et al. (2012) 則使用 CReSS (Cloud-Resolving Storm Simulator) 模式，成功模擬莫拉克颱風侵台期間的路徑、移速和非對稱降雨結構；也從水氣的敏感度實驗中發現，減少水氣會導致雨量的減少和颱風移速的增加。除了 NWP 模式本身品質之外，也有研究發現在莫拉克颱風初期植入虛擬渦旋 (Nguyen and Chen 2011)，或同化衛星微波 (Schwartz et al. 2012)、飛機投落送 (Xie et al. 2013; Chen et al. 2013) 等綜觀尺度觀測資料，有助於改善數天期的路徑、強度和降雨等預報。另外，系集預報在降水方面也有所貢獻。Zhang et al. (2010) 使用全球 EDA (Ensemble Data Assimilation) 系統的即時系集，進行台灣地區的定量降水機率預報 (probabilistic quantitative precipitation forecasting; 以下簡稱 PQPF)，其表現優於使用 GSI (global statistical interpolation) 分析場初始化的單一預報。Fang and Kuo (2013) 則提出新的機率撮合方法，進一步提升此個案 PQPF 的準確度。

1-3 雷達資料同化用於 QPN 之文獻回顧

上一節所述之改善莫拉克颱風預報的 NWP 研究，預報長度皆為數天，並非聚焦於高空間解析度的 QPN，也未同化雷達資料，故本節將回顧其他

與本研究較為類似的文獻，儘管天氣個案和資料同化方法有所不同。三維變分法(three-dimensional variational scheme; 以下簡稱 3DVAR; Sasaki 1958) 是作業化 NWP 系統中最常見的資料同化方法，穩定性佳且計算費用低，故也是過去雷達資料同化研究的主要方法。缺點是完全使用固定的背景誤差結構，其結構源自氣候統計而有均質與均向性，分析準確度較低。Xiao et al. (2005) 使用 3DVAR 同化單雷達的徑向風資料，改善了鋒面雨帶個案的降雨預報。除了徑向風之外，Xiao and Sun (2007) 和 Sugimoto et al. (2009) 發現同化回波資料對於 QPN 也有助益；兩者皆指出，徑向風和回波分別主宰風場和水象的分析結果。

隨著電腦計算能力的提升，四維變分法 (four-dimensional variational scheme; 以下簡稱 4DVAR; Le Dimet and Talagrand 1986)、系集卡爾曼濾波器 (ensemble Kalman filter; 以下簡稱 EnKF; Evensen 1994; Bishop et al. 2001; Anderson 2001; Whitaker and Hamill 2002; Hunt et al. 2007) 和混成法 (hybrid method; Hamill and Snyder 2000; Wang et al. 2007) 等更先進的資料同化方法，愈來愈受到矚目。此三種方法皆考慮了流場相依 (flow-dependent) 的預報誤差結構，分析準確度較高。VDRAS (Variational Doppler Radar Analysis System; Sun and Crook 1997) 系統為近年來 4DVAR 雷達資料同化的領導者，曾準確預報北美大平原上超級胞 (Sun 2005) 和颶線 (Sun and Zhang 2008) 個案的降雨。而在 VDRAS 未納入地形影響之前，為了準確預報台灣梅雨鋒面個案的降雨，Tai et al. (2011) 使用 VDRAS 分析場做為 WRF 模式的初始場，再進行 WRF 模式預報，以考慮複雜地形對降雨的效應。至於使用 EnKF 或混成法同化雷達資料的研究，除了本研究之外，大多致力於分析對流系統或對流胞的內部結構，非聚焦於 QPN。儘管如此，下一節仍將回顧使用 EnKF 同化雷達資料的主要文獻。

1-4 EnKF 雷達資料同化之文獻回顧

使用 EnKF 同化雷達資料，是從一系列美國中、南部超級胞個案的研究開始。Snyder and Zhang (2003) 與 Dowell et al. (2004) 使用系集方根濾波器(ensemble square-root filter; 以下簡稱 EnSRF; Whitaker and Hamill 2002)，將雷達資料同化至 Sun and Crook (1997) 的 NWP 模式，分別成為首篇觀測系統模擬實驗 (observing system simulation experiment; 以下簡稱 OSSE) 和真實觀測實驗的研究，兩者皆發現同化雷達資料能準確分析超級胞的特徵結構。Zhang et al. (2004) 延續 Snyder and Zhang (2003) 的實驗，說明分析表現對於初始系集和觀測資料分布的敏感度。美國奧克拉荷馬大學則使用 ARPS (Advanced Regional Prediction System) 模式，進一步探討其他同化策略的正面效應，諸如：Tong and Xue (2005) 發現在初期的分析循環，回波只用來更新與其直接相關的預報變數，分析結果最佳；Xue et al. (2006) 增加同化 X 波段雷達網的觀測資料，以彌補 S 波段雷達網在低層的觀測盲點，大幅降低低層的分析誤差；Gao and Xue (2008) 提出雙解析度法，以低空間解析度系集演化背景誤差結構，再內插至高空間解析度進行分析與預報，節省計算費用；Jung et al. (2008a, 2008b) 發現在同化徑向風和回波之外，增加同化雙偏極化觀測變數，可提高分析準確度。

相對之下，EnKF 雷達資料同化應用於多重尺度天氣個案的研究較為有限。Zhang et al. (2009) 使用 WRF-EnSRF 系統模擬 Humberto 颶風 (2007)，並提出逐次協方差局地化法 (successive covariance localization) 同化三座 S 波段雷達的徑向風資料，由外而內逐次分析三層巢狀網格，有效改善颶風路徑和強度的預報，其表現比 WRF-3DVAR 系統優異；同時，此研究呈現系集成員的離散程度，以代表颶風增強期間 NWP 模式預報的不確定性。Weng and Zhang (2012) 也使用 WRF-EnSRF 系統和逐次協方差局地化法，

同化機載雷達的徑向風資料，改善 Katrina 颶風（2005）的路徑預報。Aksoy et al.（2009，2010）則使用以系集調整卡爾曼濾波器（ensemble adjustment Kalman filter；以下簡稱 EAKF；Anderson 2001）為主體的 DART（Data Assimilation Research Testbed）系統，同化徑向風和回波資料，準確分析與預報數個不同對流型態的真實個案。

1-5 研究目的與介紹

綜合上述可知，本研究之創新在於首次將 EnKF 雷達資料同化，應用於多重尺度和地形效應顯著的侵台颱風個案，並以改善攸關災害預警的 QPN 為研究目的。所使用的雷達資料同化系統，是建置在國立中央大學大氣科學系楊舒芝老師所發展的區域系集同化系統（Yang et al. 2012，2013）下，結合了 WRF 模式與 LETKF 資料同化方法。研究內容包括 OSSE 實驗和真實觀測實驗兩大部分，皆以莫拉克颱風侵台帶來最強豪雨期間為標的。前者為評估資料同化系統表現所需採取的重要工作，其完整實驗結果已發表於 *Tellus A* 期刊（Tsai et al. 2014）。後者則依照前者所優化的策略，同化真實雷達資料，以檢驗此系統的真實助益。下一章將首先說明研究方法，包括 LETKF 資料同化方法及其特性、使用的 NWP 模式和雷達觀測算符、雷達資料的準備等。第三章說明 OSSE 實驗的設計，並討論其結果，包括單點同化測試的啟示、控制組的分析表現和 QPN 表現、個別同化策略的敏感度等。第四章為真實觀測實驗的結果，包括同化徑向風的助益、同化回波的限制、預報偏差和理想系集離散度的診斷、混合局地化法的影響範圍、地形解析度的重要性等。第五章則為結論與未來展望。

第二章 研究方法

2-1 LETKF 資料同化方法

LETKF 是由美國馬里蘭大學 Weather and Chaos 團隊於系集轉換卡爾曼濾波器 (ensemble transform Kalman filter ; 簡稱 ETKF ; Bishop et al. 2001) 中加入協方差局地化所開發而成(Ott et al. 2004), 完整的演算法首見於 Hunt et al. (2007)。此方法與 EnSRF、EAKF 皆屬於決定性 (deterministic) 的 EnKF, 與隨機性 (stochastic) 的傳統 EnKF (Evensen 1994) 相比, 不需經過擾動觀測的步驟, 減少了抽樣誤差的來源。而 LETKF 在同化觀測資料的程序上, 與傳統 EnKF、EnSRF 和 EAKF 三者有明顯不同: 前者針對 NWP 模式的任一網格點, 一次同化其附近局地化半徑 (作用於觀測誤差協方差矩陣) 內的所有觀測點, 每個網格點獨立分析; 後三者則序列地同化觀測點, 每個觀測點用來分析其附近局地化半徑 (作用於背景誤差協方差矩陣) 內的所有網格點。

上述四種建立在卡爾曼濾波器架構下的同化方法, 皆基於最小方差無偏估計 (Kalnay 2003) 推導而得。當同化觀測資料時, 分析系集的平均和擾動獨立更新, 並分別代表模式狀態和不確定性的最佳估計。而 LETKF 在每個網格點的分析步階 (analysis step), 以矩陣方程式表示為:

$$\bar{\mathbf{x}}_a = \bar{\mathbf{x}}_b + \mathbf{X}_b \bar{\mathbf{w}} \quad (1)$$

$$\mathbf{X}_a = \mathbf{X}_b \mathbf{W} \quad (2)$$

其中, $\bar{\mathbf{x}}$ 為儲存模式變數系集平均的行向量, \mathbf{X} 為其第 k 行儲存第 k 個系集成員擾動的矩陣, $\bar{\mathbf{w}}$ 和 \mathbf{W} 為權重係數向量和矩陣, 下標 b 和 a 分別代表背景和分析。由此可見, 分析系集平均的增量和分析系集擾動, 皆為背景系集

擾動的線性組合。使用網格點附近局地化半徑內的背景和觀測資訊， $\bar{\mathbf{w}}$ 和 \mathbf{W} 可計算為：

$$\bar{\mathbf{w}} = \tilde{\mathbf{P}}_a \mathbf{Y}_b^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{y}_o - \bar{\mathbf{y}}_b) \quad (3)$$

$$\mathbf{W} = [(K - 1) \tilde{\mathbf{P}}_a]^{1/2} \quad (4)$$

其中， $\tilde{\mathbf{P}}_a$ 為系集空間中的分析誤差協方差矩陣，可計算為：

$$\tilde{\mathbf{P}}_a = [(K - 1) \mathbf{I} / \rho + \mathbf{Y}_b^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{Y}_b]^{-1} \quad (5)$$

在方程式 (3) 至 (5) 中，行向量 $\bar{\mathbf{y}}_b$ 和矩陣 \mathbf{Y}_b 為觀測空間中的背景系集平均和擾動， \mathbf{y}_o 為觀測向量， \mathbf{R} 為觀測誤差協方差矩陣， \mathbf{I} 為單位矩陣， K 為系集成員數；而 ρ 為乘法性協方差擴張因子 (Anderson 2001)，用來處理系集離散不足和模式誤差的問題。本研究假設觀測誤差彼此獨立，故 \mathbf{R} 為一個對角矩陣，而 ρ 採用經驗值 1.08。值得一提的是，Anderson (2010) 與 Miyoshi (2011) 先後針對協方差擴張因子提出過適性擴張法 (adaptive inflation)，以考慮觀測分布不均對於系集離散度的影響，然而本研究尚未測試此方法。

LETKF 擁有所有 EnKF 的共同優點 (Kalnay et al. 2007)：(a) 預報系集所計算的背景誤差協方差為流場相依，比 3DVAR 使用的固定背景誤差協方差更能代表當下的誤差結構；(b) EnKF 與使用短窗區的 4DVAR 所得的分析準確度相當 (如：Caya et al. 2005；Yang et al. 2009；Miyoshi et al. 2010)，但 EnKF 不需撰寫 NWP 模式的正切線性模式與伴隨模式，因此可應用度較高；(c) 使用完整的非線性模式與非線性觀測算符，一定程度符合大氣的非線性過程；(d) EnKF 的分析步階可以容易地進行平行運算。此外，EnKF 採用某些協方差局地化的技術 (如：Greybush et al. 2011)，處理系集空間之誤差協方差的可靠度問題。舉例而言，Kang et al. (2011) 提出變數局地化法 (variable localization)：「當某對模式變數與觀測變數缺乏物理相關性，

使得抽樣誤差主宰兩者的誤差協方差時，此協方差可在分析步階設為零而關閉」。本研究則提出混合局地化法 (mixed localization; Tsai et al. 2014)：「當某對模式變數與觀測變數的誤差協方差空間尺度較大時，可使用較大的協方差局地化半徑」。在 LETKF 中，混合局地化的做法為：當更新方程式 (1) 和 (2) 不同列的模式變數時，改變方程式 (3) 至 (5) 中作用於觀測誤差協方差矩陣 \mathbf{R} 的局地化半徑。此方法對於本研究個案的助益將於下文中討論。

2-2 NWP 模式與雷達觀測算符

本研究使用 Advanced Research WRF (ARW; Skamarock et al. 2008) 模式 3.2.1 版本，採三層雙向互動巢狀網格，台灣位於網格正中央 (圖 1)。第一層有 89×89 個水平網格點，間距為 40.5 公里；第二層有 133×133 個水平網格點，間距為 13.5 公里；第三層有 199×199 個水平網格點，間距為 4.5 公里。垂直層數為 28，頂層氣壓為 50 hPa。採用的物理方法包括 Purdue Lin 微物理方法 (Lin et al. 1983)、Kain-Fritsch 積雲參數化方法 (Kain 2004)、Noah 地表模式 (Chen and Dudhia 2001) 和延世大學 (Yonsei University) 行星邊界層方法 (Hong et al. 2006) 等。預報變數則包括三維風場 (以下簡稱 u 、 v 和 w)、位溫擾動 (θ')、重力位擾動 (φ')、乾空氣地表氣壓擾動 (μ') 以及水氣 (q_v)、雲水 (q_c)、雨水 (q_r)、雲冰 (q_i)、雪 (q_s) 和軟雹 (q_g) 的混合比。

本研究為楊舒芝老師發展的 WRF-LETKF 系統建置雷達觀測算符，用來模擬或同化徑向風和回波資料。此算符依序處理空間內插與變數轉換兩個部分。在空間內插方面，首先為每個雷達觀測點 (坐落於球座標) 找到最接近的 8 個網格點 (坐落於追隨地勢座標)，然後將相關的模式變數，依

距離倒數權重從此 8 個點內插至觀測點。同時，此算符使用 4/3 地球半徑模型考慮地球的地表彎曲和大氣折射，也考慮地形的阻擋。在變數轉換方面，則透過 Sun and Crook (1997) 所使用的關係式，將內插後的模式變數轉換成徑向風和回波。徑向風 (V_r) 是由 u 、 v 、 w 和終端速度 (v_t) 在雷達波束上的投影相加而得：

$$V_r = [ux + vy + (w - v_t)z](x^2 + y^2 + z^2)^{-1/2} \quad (6)$$

其中， x 、 y 和 z 為觀測點相對於雷達的直角座標，而 v_t 在 Marshall-Palmer 雨滴粒徑分布 (Marshall and Palmer 1948) 的假設下可計算為：

$$v_t = 5.40(p_0/\bar{p})^{0.4}(\rho_a q_r)^{0.125} \quad (7)$$

其中， p_0 為地表氣壓， \bar{p} 為基態氣壓， ρ_a 為空氣密度。同樣在 Marshall-Palmer 雨滴粒徑分布的假設下，回波 (Z_h) 可計算為：

$$Z_h = 43.1 + 17.5 \log(\rho_a q_r) \quad (8)$$

值得注意的是，方程式 (8) 只考慮雨水所貢獻的回波。在 OSSE 實驗中，我們直接使用此式依照真實場模擬回波資料，故同化時的觀測算符可視為無誤差。但在同化真實回波資料時，未來必須檢驗此式是否仍然適當，或者也需要考慮冰相水象所貢獻的回波 (如：Smith et al. 1975)。

2-3 雷達資料的準備

隸屬於中央氣象局 S 波段都卜勒氣象雷達網的七股雷達，位於台灣西南部海岸 (東經 120.0860 度，北緯 23.1467 度；圖 1)。由於此雷達的掃描範圍涵蓋本研究個案的主要降雨區域，故 OSSE 實驗和真實觀測實驗分別同化其虛擬和真實觀測資料，包含徑向風和回波。此雷達一般作業的掃描半徑 (最大不模糊距離) 為 230 公里，體積掃描週期為 7.5 分鐘，9 個 PPI (plan position indicator) 仰角分別為 0.5、1.4、2.4、3.4、4.3、6.0、9.9、

14.6 和 19.5 度。包括七股雷達在內，氣象雷達的距閘 (range gate) 間距皆取決於脈衝重複頻率，大多為數十或數百公尺。此徑向的空間解析度，通常比區域 NWP 模式所使用的水平網格解析度高一個數量級。為了處理此擬合不足 (underfitting) 的問題，減省計算費用，並避免相鄰距閘的觀測誤差相依 (如：Berenguer and Zawadzki 2008)，雷達資料的空間解析度，必須在同化之前降低至網格解析度的水準。有兩種主流方法：資料稀化 (data thinning；如：Montmerle and Faccani 2009；Chung et al. 2009) 與超級觀測化 (superobbing；如：Lindskog et al. 2004；Zhang et al. 2009；Kawabata et al. 2011；Weng and Zhang 2012)。前者每隔適當的間距挑選出少部分距閘，捨棄其他大部分的距閘，優點是可能保護最大或最小值不被平滑掉，而呈現較佳的對流尺度特徵。後者則群聚彼此接近的距閘，每一群依高斯權重平均為一個超級觀測 (superobservation)，優點是超級觀測對其代表的較低空間解析度資訊，有較小的代表性誤差。

我們在 OSSE 實驗中為了簡單起見，跳過降低空間解析度的程序，而使用真實場與觀測算符，直接模擬較低空間解析度的觀測資料。徑向間距為 5 公里，方位角間距為 5 度，且觀測資料只出現於回波大於 0 dBZ¹ 的區域。徑向風和回波的觀測誤差，分別採用經驗值 3 米／秒和 5 dBZ。圖 4a 和 4b 為 8 月 8 日 1800 UTC 之七股雷達虛擬徑向風和回波資料，PPI 仰角為 0.5 度。可看見愈靠近雷達處的資料愈密集，雷達東方則因地形阻擋而缺乏觀測。徑向風場顯示雷達掃描範圍內由西風主宰，回波場則有明顯的螺旋雨帶結構，故模擬結果合理。除了七股雷達之外，OSSE 的其中一組實驗假想於金門 (東經 118.4181 度，北緯 24.4615 度；圖 1) 設置相同的雷達，以測試分析表現和 QPN 表現對於在西風上游區域增加觀測資料的敏感度，

¹ 真實回波資料的下限，取決於雷達的敏感度和資料品質控制的標準。

如圖 4c 和 4d 所示。圖中可見金門地區的風向為北風，與圖 2 的 NCEP 再分析資料所示一致。

真實觀測實驗方面，則使用中央氣象局 QPESUMS (Quantitative Precipitation Estimation and Segregation Using Multiple Sensor; Gourley et al. 2002; Chang et al. 2009; Zhang et al. 2011) 系統自動品質控制後的七股雷達資料。此系統為作業化的定量降水估計系統，故對於回波資料的品質控制流程十分嚴謹，可剔除地面雜波、海面雜波、生物回波、晴空回波、電子干涉、太陽閃頻和異常傳播等非降水訊號。對於徑向風資料的品質控制則較為不足，在颱風等高風速個案中仍有少數折疊 (aliasing) 情形，須經手動去折疊方可使用。QPESUMS 雷達資料的徑向間距已稀化為 1 公里，方位角間距為 1 度，但空間解析度仍然高於本研究使用的網格解析度，故我們將其製成間距 5 公里和 5 度的超級觀測 (圖 5)，再進行同化。比較虛擬 (圖 4a 和 4b) 和真實 (圖 5) 的七股雷達資料，可發現前者在雷達東方缺乏觀測的範圍較小，主要是因為 WRF 模式地形比真實地形平滑的緣故。圖 6 則為真實觀測實驗所同化之七股雷達超級觀測，隨每一公里高度的數量分布情形。從 8 月 8 日 1615 UTC 至 1800 UTC 共同化 8 筆體積掃描，分析循環週期為 15 分鐘。顯而易見地，觀測數量隨高度而遞減，大部分位於 5 公里 (約融解層高度) 以下。徑向風資料的數量分布隨時間穩定不變，但要附註的是，1645、1745 和 1800 UTC 時 0.5 和 1.4 度 PPI 的回波資料短缺 (也是為何圖 5b 選擇 1730 UTC 為範例)，使得這三個時間的低層回波數量減少。另外，由於超過 5 公里的回波資料可能來自冰相水象，不適用於方程式(8)，所以在本實驗皆捨棄而不同化。

第三章 OSSE 實驗及其結果討論

3-1 真實場

新建資料同化系統的初期評估，常進行 OSSE 實驗，模擬一組可做為定量比較標準的真實場 (nature run)。為了模擬出近似莫拉克颱風侵台帶來最強豪雨期間的真實場，我們以 8 月 8 日 0000 UTC 為初始時間，進行 40 組為期 24 小時的系集預報，並從中挑選出最接近觀測的成員。每個成員的初始和邊界條件皆產生自 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ FNL 資料，再依 WRF-3DVAR 系統中的背景誤差協方差加以擾動。與中央氣象局的觀測比較 (圖 7)，獲選為真實場的成員有相仿的路徑和 6 小時雨量 (8 日 1800 UTC 至 9 日 0000 UTC)；路徑雖略為偏南 (圖 1)，但優於其他所有成員。此 24 小時期間，莫拉克颱風中心由台灣北部陸地移至台灣海峽北部。同時，由暖濕西南季風與颱風環流輻合而成的西風，持續侵襲台灣中、南部，並在中央山脈迎風面造成長時間的豪大雨，和前言所述的小林村大規模山崩。

大部分颱風的結構可分成內部的滯留雨帶複合體 (stationary band complex; Willoughby et al. 1984) 與外部的對流螺旋雨帶。前者由眼牆和與眼牆相切的雨帶組成，切向的旋轉運動不明顯；後者呈螺旋狀延伸，離颱風中心較遠，常伴隨劇烈的垂直對流運動，且平移速度較快 (Houze et al. 2006)。圖 8a、8d、8g 和 8j 為真實場於 1800 至 2100 UTC 的 1 公里高度 w 場和所有高度 q_r 最大值複合場，可看出真實場模擬出具有強上升氣流和豐沛雨水的外部螺旋雨帶，且隨著西風由台灣海峽移至陸地。為了更仔細觀察這些螺旋雨帶的演變，我們用英文大寫字母標示個別雨帶的上升氣流位置 (紅色和黃色塊)。在 1800 UTC 時，具有呈團狀之較弱上升氣流的 A 雨帶

正在生成，而狹長的 B 雨帶已到達最大強度。從 1800 至 2100 UTC，A 雨帶內的上升氣流增強且排成長列，而 B 雨帶逐漸消散。C 雨帶在 1900 UTC 於 B 雨帶南邊生成，但未隨時間增強。至於非雨帶的區域，上升氣流大多出現在中央山脈的迎風面，下降氣流則出現在背風面。前者可能造成除了雨帶之外，額外的局部對流降雨。圖 9a 和 9b 為真實場從 1800 UTC 開始之 1 小時和 3 小時累積雨量，可以看見螺旋雨帶造成的降雨佔大多數。而從迎風面與背風面的對比可知，中央山脈對於降雨強度和分布的地形效應十分顯著（如：Wu et al. 2002；Fang et al. 2011）。

3-2 實驗設計

圖 10 為 OSSE 實驗的示意圖，CTRL 代表雷達資料同化的控制組，NoDA 代表未同化雷達資料組。兩組實驗使用相同的初始系集，系集成員數為 40。為了具有相異於真實場的綜觀尺度條件，以減輕完美模式實驗所常見的同卵雙生（identical twin；Arnold and Dey 1986）問題，此系集的初始化時間（1200 UTC）比真實場初始化時間晚 12 小時。同樣地，此系集的初始和邊界條件皆產生自 FNL 資料，再使用 WRF-3DVAR 系統擾動。在 CTRL 和 NoDA 實驗中，我們假設 FNL 資料已包含傳統與衛星觀測等綜觀尺度資訊，只討論增加雷達資料同化的影響。由於初始系集屬於冷啟動（cold start），而且是依綜觀尺度的背景誤差結構，在第一層網格（圖 1 的 D1 範圍）擾動而成，在對流尺度的離散度不足，所以必須積分數小時以起轉（spin up）模式動力以及系集在對流尺度的背景誤差結構，才能有利於雷達資料的同化。

接下來，CTRL 從 1600 至 1800 UTC 同化七股雷達的虛擬觀測資料，但 NoDA 沒有同化。值得一提的是，所有雷達資料皆位於第三層網格內，

故 CTRL 的同化只分析此層網格的預報變數，再將更新的資訊透過雙向互動回饋至前兩層網格，而未使用 Zhang et al. (2009) 的逐次協方差局地化法（原因下一節說明）。最後，1800 UTC 時的 CTRL 分析系集平均和 NoDA 預報系集平均，分別用來初始化兩個 6 小時決定性即時預報，並進行定量比較。此外，CTRL 的同化策略包括：(a) 同時同化徑向風和回波，兩者皆用來更新所有預報變數；(b) 同化時間長度為 2 小時；(c) 分析循環週期為 15 分鐘；(d) 所有預報變數的水平協方差局地化半徑皆為 12 公里。為了探討這些策略個別的敏感度，除了 CTRL 之外還進行一系列的同化實驗，詳列於表 1，並將於第 3-6 節討論。

3-3 單點同化測試的啟示

在進入同化大量雷達資料之 CTRL 實驗的結果討論前，為了瞭解對流系統中單一雷達觀測點對於模式空間各預報變數的可能影響和尺度差異，以及地形上的效應，首先利用 CTRL 在 1800 UTC 的最後一個分析循環（背景誤差結構已起轉），針對對流最旺盛的 B 雨帶區域，做不同三個觀測點的徑向風同化測試（如圖 11 所示）。三者分別位於台灣海峽海面（p 點），海陸交界處（q 點）和陸地地形（r 點）上空，高度皆為 2 公里。觀測值（與觀測增量）則依序為 -30.4 (-2.0)、3.1 (7.7) 和 30.6 (2.1) 米/秒，可見所觀測到的風速大於模式背景場。我們將所有預報變數的水平協方差局地化半徑都增加至 100 公里，以方便檢視同化後之分析增量的尺度差異。

圖 12 為三個單點同化測試之 u 、 v 、 w 和 q_r 分析增量的垂直剖面。可發現同化任一點都使其附近範圍的西風增強（圖 12a 至 12c），與觀測到的趨勢一致，代表徑向風和 u 在系集空間中的誤差相關性可靠度佳。同理，由於 B 雨帶區域在經向有南風分量，而 v 的分析增量多為正值（圖 12e 至 12f），

也與風速較強的觀測資訊一致。在 w 和 q_r 方面，其分析增量在水平方向上有波長較短的現象，可推論此兩變數與徑向風的背景誤差協方差空間尺度較小。而 w 和 q_r 的分析增量在空間中的正負相位相關度高，上升氣流增強位置與雨水增加位置頗為一致（反之亦然），代表系集空間之背景誤差結構所描述的降水物理關係有一定的準確度。另外，四個預報變數的分析增量在低層大多呈現較小或為零的量值，且沿地形分布，可能由於近地面之模式動力非線性大，使其與較高層空間的誤差相關性小。由於 u 和 v 分析增量在水平方向上的空間尺度大於 w 和 q_r ，我們推論最佳的局地化半徑可隨預報變數不同而不同，故本研究在 OSSE 實驗和真實觀測實驗中，皆嘗試使用混合局地化法驗證此推論，結果將於下文中討論。

上一節曾提到本研究未使用逐次協方差局地化法，原因是應用後效果不佳：應用時依照 Zhang et al. (2009) 中的設定，逐次使用 1215、405 和 135 公里的水平協方差局地化半徑分批同化徑向風資料，更新三層網格的所有預報變數，結果發現三層網格的分析場空間結構皆有模糊現象，且 QPN 的表現甚至不如未同化雷達資料的 NoDA（未附圖）。本人與該文作者討論此結果後，歸納出兩點可能的原因：(a) 該文聚焦於颶風路徑與強度的數天期預報，相較於本研究的 6 小時即時預報，更需要綜觀尺度的局地化半徑以改善大範圍初始場；(b) 該文同化三座 S 波段雷達的資料，範圍可涵蓋 Humberto 颶風包括中心在內的大部分區域，而本研究同化的七股雷達資料，只涵蓋莫拉克颱風南側的外部螺旋雨帶，難以透過綜觀尺度的局地化半徑準確分析整體颱風環流。對於此兩點推論的進一步驗證，則有待未來更詳細的研究。

3-4 控制組的分析表現

在本研究各組同化實驗中，初始系集必須積分數小時以起轉對流尺度的背景誤差結構，才開始分析循環。圖 13 為 NoDA 從 1200 至 1800 UTC 之 u 、 v 、 w 、 θ' 、 q_v 、 q_c 和 q_r 的系集平均方均根誤差和系集方均根標準差。由於系集的離散程度代表其平均狀態的不確定性，故理論上合理的系集方均根標準差應趨近於系集平均方均根誤差 (Murphy 1988)。圖 13 的統計範圍為七股雷達掃描範圍內最低 14 層的網格點，此圓柱狀範圍包圍了所有雷達觀測點，故可視為資料同化作用的區域。可以看見所有變數的方均根誤差和方均根標準差在前 4 個小時快速變化，然後才彼此接近而趨於穩定，差值小於 10% (除了 u 之外)。這表示系集直到 1600 UTC 才起轉，適當地代表對流尺度的背景誤差結構。因此，1600 UTC 為 CTRL 的分析循環開始時間。 u 的例外則顯示系集平均的 u 場，與真實場的差異太大，而此差異源自 FNL 資料本身的綜觀尺度結構。圖 14 比較 1200 UTC 時，真實場和初始系集平均在 1 公里高度的 u 場和水平風場，可發現初始系集的颱風環流中心較為偏東，且在七股雷達掃描範圍 (統計範圍) 內的西風明顯偏弱。

圖 15 和圖 13 相同，但時間區間縮小為 1600 至 1800 UTC，且增加 CTRL 的系集平均方均根誤差和系集方均根標準差。鋸齒狀曲線代表 CTRL 的分析循環中，交替的預報步階和分析步階。顯而易見地， u 、 v 、 w 和 q_r 為同化期間改善最多的預報變數。在最後一個分析步階時，此四個變數的方均根誤差分別到達 4.5 米/秒、3.3 米/秒、0.35 米/秒和 0.34 g kg^{-1} 的最小值，比 NoDA 的方均根誤差分別減少 36%、29%、21% 和 45% (圖 15a 至 15c 和 15g；也可見表 2)。由於 u 、 v 、 w 和 q_r 如方程式 (6) 至 (8) 所示，與觀測變數直接相關，故其傑出的分析表現十分合理。然而， w 在四者中改善程度相對較少，這是因為 w 的量值比 u 和 v 小一個數量級，故 w 在低仰角雷達波束的投影量可以忽略，甚至比徑向風的觀測誤差還小。換句話說， w 幾乎觀測不到。而其他完全觀測不到之變數 (θ' 、 φ' 、 μ' 、 q_v 、 q_c 、 q_i 、 q_s 和

q_g) 的分析準確度，則取決於它們和觀測變數之間誤差協方差的可靠度。此可靠度存在於 q_c ，可從 q_c 的方均根誤差在每個分析步階都減少看出 (圖 15f)。 θ' 和 q_v 的方均根誤差在分析步階變化不大，反而在預報步階減少 (圖 15d 和 15e)，代表此兩變數受益於其他已改善變數的動力調整。整體而言，在雷達資料同化之後，大部分預報變數的方均根誤差和方均根標準差變得更一致。至於剩下的 φ' 、 μ' 、 q_i 、 q_s 和 q_g 等變數，CTRL 和 NoDA 的差距非常小 (未附圖)；前兩者不像 θ' 和 q_v 一樣受益於動力調整的原因仍有待研究，而後三者主要是因為融解層以上雷達資料稀疏的緣故。

為了瞭解分析表現的空間分布，我們比較真實場 (圖 8a)、CTRL 分析系集平均 (圖 8b) 和 NoDA 預報系集平均 (圖 8c) 在 1800 UTC 的 1 公里高度 w 場和所有高度 q_r 最大值複合場。當系集被平均後，CTRL 的螺旋雨帶結構仍然清晰可見，但 NoDA 的結構微弱。這代表不同成員的對流分布在同化雷達資料後變得非常相像。CTRL 的 w 和 q_r 場與真實場類似，尤其是如 B 雨帶等靠近七股雷達 (圖正中央) 的區域。相反地，NoDA 的高 q_r 值區域位置錯誤且缺乏強上升氣流。雖然 A 雨帶在 CTRL 中的分析較不準確，但仍然遠勝過 NoDA。A 雨帶的分析較不準確有兩個原因：(a) 此區域的雷達資料稀疏且只分布於高層；(b) 在同化期間，觀測不到的對流系統持續從北方移入此區域，稀釋分析步階所更新的資訊。可以預見在同化結束之後，愈來愈多觀測不到的對流系統移入統計範圍，會使預報變數的改善程度隨預報時間消散。因此推論，在西風上游區域增加觀測資料，是延長雷達資料同化正面效應的有效方法，稍後將加以證明。

3-5 控制組的 QPN 表現

天氣預報可分為決定性預報與系集預報兩種。前者使用單一的模擬預

報唯一的大氣狀態，而後者使用系集的模擬預報大氣狀態的機率分布。要再次說明的是，本研究同化的雷達資料只涵蓋莫拉克颱風南側的外部螺旋雨帶，不足以分析整體颱風環流，故 CTRL 和 NoDA 的颱風路徑預報並無差異（未附圖），著重的是高空間解析度的 QPN 表現。就系集預報而言，系集平均不是估計降雨的好方法，因為峰值會被不同系集成員降雨區域的錯位平滑掉。較好的方法應為 PQPF（如：Wilks 1990；Krzysztofowicz et al. 1993；Ruiz et al. 2009；Fang and Kuo 2013）。然而決定性預報與系集預報的比較不屬於本研究範疇，故我們選擇進行上文所述的 6 小時決定性預報，並與真實場比較，以四種不同標準評估其 QPN 表現：(a) 方均根誤差（root-mean-square error；以下簡稱 RMSE）；(b) 相關係數（correlation coefficient；以下簡稱 CC）；(c) 公正預兆得分（equitable threat score；以下簡稱 ETS）；(d) 偏倚得分（bias score；以下簡稱 Bias）。前兩種標準代表整體的 QPN 表現，後兩種則聚焦於豪大雨的表現。在本研究中，ETS 和 Bias 的時雨量門檻值為 15 毫米，這也是中央氣象局發布大雨特報的標準。

圖 16 為 CTRL 和 NoDA 從 8 月 8 日 1800 UTC 至 9 日 0000 UTC 之時雨量的 RMSE、CC、ETS 和 Bias。統計範圍為七股雷達掃描範圍。顯而易見地，CTRL 在每個小時都有較低的 RMSE、較高的 CC、較高的 ETS 和比較接近 1 的 Bias，皆意謂比 NoDA 準確的降雨預報。在第一小時中，RMSE 到達 7.4 毫米的最小值，比 NoDA 改善 39%（也可見表 3），且 CC 高達 0.83。而接下來的數小時，改善程度逐漸減少，每種標準的 CTRL 和 NoDA 曲線變化類似；同樣的現象在預報變數的即時預報也看得到（未附圖）。這說明在本 OSSE 實驗中，同化單一雷達的資料雖能大幅修正對流尺度的模式狀態，但無法改變綜觀尺度的演變趨勢。同時，這種局部的同化也伴隨分析場動力不平衡的疑慮，未來可藉由計算地表氣壓對時間的二階導數（Houtekamer and Mitchell 2005）等指標來評估不平衡度。

第 3-1 節曾提到，颱風引起的降雨大部分是螺旋雨帶所造成。為了檢驗對於真實場 A、B 和 C 雨帶的預報表現，我們也在 CTRL (圖 8e、8h 和 8k) 和 NoDA (圖 8f、8i 和 8l) 的 w 和 q_r 預報場，用英文大寫字母標示個別雨帶的上升氣流位置。若與真實場的位置大致相符，則使用相同字母。可以看見 A 和 B 雨帶在 1900 UTC 時繼續存在於 CTRL，但是從未在 NoDA 出現。然而，CTRL 和 NoDA 皆未出現應於 1900 UTC 生成的 C 雨帶，反而出現較為偏北的 D 雨帶。在 2000 UTC 時，CTRL 的 A 和 B 雨帶仍然存在，但強度不正確。2100 UTC 時，B 雨帶像真實場一樣消散，但 A 雨帶未能增強。此四個雨帶的演變可說明雷達資料同化的效力限制。由於 A 和 B 雨帶存在於最後一個分析場，故預報表現良好，B 雨帶的預報更因為同化雷達附近較密集的觀測資料而優於 A 雨帶。C 和 D 雨帶則分別代表漏報 (miss) 和誤報 (false alarm)，可能因為其附近的雷達資料相對較少 (圖 4a 和 4b)，所分析的低層輻合帶與大氣穩定度等資訊不夠準確。

圖 9 為真實場、CTRL 和 NoDA 從 1800 UTC 開始之 1 小時和 3 小時累積雨量以及改善量，改善量為 NoDA 的絕對誤差減去 CTRL 的絕對誤差。從 1 小時降雨預報可看出，CTRL 比 NoDA 更能掌握 B 雨帶的豪大雨區域 (圖 9a、9c 和 9e)。CTRL 的峰值 (124 毫米) 接近真實場的峰值 (135 毫米)，而 NoDA 的峰值 (53 毫米) 嚴重低估且位置錯誤。此大幅的改善對於即時預警系統有潛在助益，滿足其對於極短期降雨分布和強度準確性的需求。改善量圖則顯示，無論螺旋雨帶區域，抑或七股雷達掃描範圍內的其他區域，皆受惠於雷達資料同化 (圖 9g)。至於 3 小時降雨預報方面，CTRL 和 NoDA 皆誤報的 D 雨帶導致最大降雨區域的南偏 (圖 9b、9d 和 9f)。儘管如此，CTRL 所預報的降雨峰值仍然較佳，改善區域也同樣分布寬廣 (圖 9h)。

3-6 個別同化策略的敏感度

基於 CTRL 的分析表現和 QPN 表現，本節進一步探討這些表現對於個別同化策略的敏感度為何。為了總覽所有敏感度實驗的結果，表 2 詳列所有實驗的最後一個分析場，其 u 、 v 、 w 、 θ' 、 q_v 、 q_c 和 q_r 的系集平均方均根誤差及相較於 NoDA 的改善百分比。表 3 則詳列所有實驗的決定性即時預報，其 1 至 6 小時累積雨量的方均根誤差及相較於 NoDA 的改善百分比。在此兩表中，若改善百分比優於 CTRL，則使用框線加以強調。首先，我們檢驗只同化徑向風（VR 實驗）或回波（ZH 實驗）一種觀測變數的影響。在表 2 中可以看見，幾乎所有預報變數在 CTRL 中的表現，都勝過 VR 和 ZH。比較 VR 和 ZH 時，方均根誤差相差大於 10% 的變數有 u 、 θ' 和 q_r ，其中 VR 有較好的 u 和 θ' ，ZH 有較好的 q_r ，此結果呼應觀測算符中的關係式而十分合理。在表 3 中，ZH 相對於 VR 有較準確的 1 至 4 小時降雨預報，但較不準確的 6 小時降雨預報。此結果意味著 QPN 表現對於水象調整的反應，比對於風場調整的反應快，也同理於前言所述之雷達回波外推法的時間限制。而風場調整有助於預測新生成對流胞的位置，改善相對較長的降雨預報，則是合理的推論。同樣地，所有不同長度的降雨預報在 CTRL 中的表現，都勝過 VR 和 ZH，證明了結合風場調整和水象調整的重要性。

第二，將無回波區（echo-free zone；以下簡稱 EFZ）的回波視為 0 dBZ 並加以同化，已被證明有助於抑制錯誤對流胞的發展（如：Tong and Xue 2005；Kawabata et al. 2011），而我們對於此方法是否也有助於此颱風個案的 QPN 感到興趣。VZ0 實驗即假設 EFZ 中的回波為 0 dBZ，並與原本既有的徑向風和回波資料一起被同化。與 CTRL 相比，VZ0 有較準確的 v 、 w 、 θ' 、 q_c 和 q_r 分析（表 2）與 1 小時降雨預報（表 3）。圖 17a 也顯示，1 小時

降雨預報比 CTRL 好的區域，大於比 CTRL 差的區域。然而，降雨預報的改善在 1 小時後快速消失，但由於額外的觀測資料，VZ0 在分析步階的計算費用²大約比 CTRL 多 50%。這意味著 0 dBZ 回波的同化與否，取決於有限的改善量是否值得所增加的計算費用。

第三，上文曾推論在西風上游區域增加觀測資料，能延長雷達資料同化的正面影響。因此，KM 實驗在七股雷達之外，增加同化虛設之金門雷達的徑向風和回波資料。如預期所料，KM 在各方面的結果都勝過其他所有同化實驗（表 2 和表 3）。圖 17b 也顯示，1 小時降雨預報比 CTRL 好的區域分布寬廣，且改善量十分明顯，尤其是金門雷達的鄰近區域。換言之，對流生成區域的觀測覆蓋量是分析表現和 QPN 表現的最重要因素。

第四，若觀測覆蓋量固定，改變同化時間長度或分析循環週期，仍然可能獲得更多改善。在 P1 和 P3 實驗中，同化時間長度分別減少至 1 小時（1715 UTC 為第一個分析步階）和增加至 3 小時（1515 UTC 為第一個分析步階）。結果發現 P3 所有預報變數的方均根誤差皆小於 CTRL，P1 則相反（表 2）。相較於 CTRL，P3 也改善了 1 小時、5 小時和 6 小時降雨預報（表 3）。這表示增加同化時間長度，能累積觀測資訊而有助於 QPN。在 I7.5 和 I30 實驗中，分析循環週期分別減少至 7.5 分鐘和增加至 30 分鐘，皆為七股雷達體積掃描週期的倍數。同樣地，I7.5 的表現優於 CTRL，I30 則相反（表 2 和表 3）。頻繁的雷達資料同化，能進一步改善 1 小時和 2 小時降雨預報。總言之，增加同化時間長度和同化作業雷達每一筆體積掃描資料，可視為優化 QPN 表現的適當策略。但由於分析循環數增加，使用者同理必須決定，有限的改善量是否值得所增加的計算費用。

² 使用 8 個 CPU 平行運算，執行 CTRL 一個 15 分鐘分析循環所需要的時鐘時間約為 85 分鐘（包含 70 分鐘之 40 個系集成員預報步階，和 15 分鐘之 LETKF 分析步階）。

最後，根據第 3-3 節單點同化測試的啟示，我們嘗試使用混合局地化法驗證 u 和 v 適用較大的水平協方差局地化半徑。當所有預報變數的局地化半徑均一時，使用 12 公里(即 CTRL)在此個案的表現最佳，而 UV24 和 UV36 兩組實驗分別將 u 和 v 的局地化半徑增加至 24 和 36 公里。與 CTRL 相比，UV24 有較準確的 u 、 v 、 w 和 q_r 分析，UV36 有較準確的 u 和 w 分析(表 2)，顯示混合局地化法有益於與徑向風和回波直接相關的預報變數，以 u 的改善最明顯。由表 3 也可見，UV24 和 UV36 提供比 CTRL 更準確的 1 小時和 2 小時降雨預報。在圖 17c 的改善量圖中，改善和惡化的區域夾雜，不過前者量值較大。雖然此方法在 OSSE 實驗中獲得初步的成功，但我們認為改善結果有限，與虛擬雷達資料分布的空間連續性佳有關，並猜想此方法的最大效益應出現在資料稀疏或破碎處，透過延伸的局地化半徑，加強觀測空洞處的水平風場調整。因此，在接下來的真實觀測實驗中，我們將更仔細地分析此方法的主要影響區域，以驗證此猜想。

第四章 真實觀測實驗及其結果討論

4-1 實驗設計

在 OSSE 實驗之後，為了檢驗本系統對於 QPN 的真實助益，我們針對相同的個案，依照 OSSE 實驗所優化的策略，同化七股雷達真實資料，再進行決定性降雨預報。WRF 模式的網格設定（圖 1）和物理方法，以及系集成員數和產生方法，與 OSSE 實驗完全相同。由於真實觀測實驗不再像 OSSE 實驗有真實場可進行定量比較，而雷達資料已是三維空間中最密集的觀測資料，故各真實觀測實驗的模式場，將反演至觀測空間，再與雷達資料相比。降雨預報的結果則將與地面雨量觀測比較，使用的是中央氣象局 384 個雨量站的資料，再將其內插至台灣本島所有陸地範圍。表 4 詳列所有真實觀測實驗，與表 1 的 OSSE 實驗相比，策略相同者使用相同的代號，包括 CTRL、VR、ZH 和 NoDA；其餘各組則首見於真實觀測實驗，包括 VZqr、V36、2kmVR 和 Single。而圖 18 為真實觀測實驗的示意圖，與 OSSE 實驗（圖 10）相比，除了虛擬觀測改為真實觀測之外，亦解釋全程使用單一模擬的 Single 實驗。本章以下各節將依序探討同化徑向風、同化回波、使用混合局地化法和增加地形解析度等策略的效應，檢驗各組實驗 QPN 的實際表現。

4-2 同化徑向風的助益

在進行實驗之前，首先了解此個案中徑向風場、回波場和降雨的真實分布情形，做為各實驗比較標準。圖 19a（同圖 5a）為 1800 UTC 時，七股雷達 0.5 度 PPI 的徑向風。與 OSSE 實驗虛擬資料相同的是，第二和第三象

限內的資料皆為負值，可知台灣海峽上空由西風主宰。圖 20a (同圖 5b) 則為 1730 UTC 時的回波，可看見 40 dBZ (紅色塊) 以上的強回波呈現螺旋雨帶結構，如圖中 C、D 和 E 三個矩形區域所示。此三個雨帶隨著西風東移，勢必為其下游區域帶來較大雨勢，從雨量觀測即可驗證。圖 21a 為 1800 UTC 開始，中央氣象局所觀測之 3 小時累積雨量。此期間的主要降雨區域包括台中山區 (C')、嘉義山區 (D') 和屏東山區 (E')，即分別為上述三個雨帶的下游區域。而降雨峰值出現在 D' 區，也與 D 區雨帶的回波最強一致。

接著我們檢視 Single 和 NoDA 兩組未同化雷達資料的實驗結果。兩者皆在 1200 UTC 冷啟動，不同的是前者進行 12 小時的決定性預報，後者則進行 6 小時的系集模擬，取平均後再進行 6 小時的決定性預報。必須說明的是，NoDA 的作法其實缺乏實用價值。這是因為進行系集模擬的目的，在於預報大氣狀態的機率分布，若中途取平均而改行單一預報，便失去意義且浪費了大量資源。然而本研究納入 NoDA，是為了做為同化實驗的對照組，同樣有系集起轉的程序，唯一的差別在於不做 LETKF 分析循環。圖 19b 和 19c 分別為 Single 和 NoDA 在 1800 UTC 的徑向風分析場，與圖 19a 的觀測對應。在圖中的 A 區，可發現兩組實驗所模擬的風速皆明顯偏低，且零值區域錯位代表風向也有偏差。另外，Single 在 B 區產生一個錯誤的輻合帶，NoDA 則因為平均了系集，故成員中類似的錯誤會被平滑。在 QPN 方面，Single 的錯誤輻合帶導致台南沿海地區雨量的高估，且和 NoDA 皆低估了 C'、D' 和 E' 三個區域的超大豪雨 (圖 21b 和 21c)。

相較於 Single 和 NoDA，同化徑向風資料的 VR 成功汲取正確的風場資訊，分析出接近觀測的徑向風場，尤其大幅修正前兩組實驗在 A 區中西風偏弱的情形 (圖 19d)。這與 OSSE 實驗中，VR 分析場以 u 之改善百分比最

高(表 2)的結果一致。而西風的增強，結合中央山脈的地形抬升效應，使 WRF 模式得以模擬出更強的降雨。因此，VR 在 C'區的降雨預報有明顯改善，在 D'區的雨量峰值增加，而 E'區的雨量也小幅提升(圖 21d)。表 5 為所有真實觀測實驗從 1800 UTC 開始的決定性即時預報，其 1、2、3、4、5 和 6 小時累積雨量與中央氣象局地面雨量觀測比較的相關係數。統計範圍為台灣本島陸地，而框線用來強調比 NoDA 更好的表現。可以看見無論預報長度為何，VR 的表現均優於 Single 和 NoDA。

4-3 同化回波的限制

在 OSSE 實驗中，只同化徑向風(VR)或回波(ZH)都能有效改善降雨預報，其中回波因為直接修正 q_r ，在預報初期的貢獻尤其顯著(表 3)。而同時同化兩種觀測的 CTRL，QPN 表現更在 VR 和 ZH 之上。於是我們緊接著進行 ZH 和 CTRL 的真實觀測實驗，檢驗結果是否一致。未如預期地，表 5 中 ZH 和 CTRL 之降雨預報與觀測的相關係數，反而不如 NoDA，顯示同化真實回波的分析步階必定出現嚴重問題。由於到目前為止的同化策略中，所有預報變數在分析步階都更新，故必須檢查回波對於風場是否有不良影響。圖 22a 至 22c 分別為 VR、ZH 和 CTRL 在 1800 UTC 時 1 公里高度的水平風分析場。首先觀察 u 場(色塊)在 F 區中的分布差異，可以發現 VR 在此區的西風結構完整，而 ZH 和 CTRL 的結構破碎，有不合理的低值參差其中。VR 在 F 區的東南側分析出明顯的強風帶，但此強風帶在 CTRL 中較弱，在 ZH 中則不存在。由此可知，同化回波的確降低了風場準確度。接著觀察位於台東近海的 G 區，可以發現有同化徑向風的 VR 和 CTRL，才能分析出山脈背風面風速較弱的尾流(wake)特徵，而只同化回波的 ZH 則不能。

NWP 模式之分析與預報的誤差來源，不外乎模式本身、觀測資料和同化方法三者。OSSE 實驗沒有模式誤差和觀測算符誤差，故系集空間之模式變數與觀測變數的背景誤差協方差較為可靠，同化時也沒有觀測誤差設定不佳的疑慮。反之，真實觀測實驗無法避免上述各誤差來源，加上回波與水象的物理關係呈高度非線性，故可預期系集空間之回波與非直接相關模式變數的背景誤差協方差較不可靠，使用後可能有濾波器發散（filter divergence）的問題，導致如 ZH 和 CTRL 兩組實驗的結果。因此，我們嘗試在 VZqr 實驗中使用變數局地化法，限制回波只用來更新與其直接相關的 q_r （方程式（8）），徑向風則維持更新所有的預報變數。結果顯示，VZqr 分析場的風場結構與 VR 類似，不再受到回波的不良影響（圖 22d），但卻能保留回波的助益，分析出比 VR 更接近真實觀測的螺旋雨帶結構（圖 20b 和 20c）。在 QPN 方面，VZqr（圖 21e）相較於 VR（圖 21d）更能掌握 D' 區的雨量峰值；統計表現上，VZqr 在 3 小時內的降雨預報皆優於 VR，則與 OSSE 實驗中回波貢獻主要是在預報初期的結論一致。

4-4 預報偏差和理想系集離散度的診斷

值得一提的是，在驗證本系統亦成功改善真實個案的 QPN 之後，我們另外使用 Aksoy et al. (2009) 的觀測空間統計方法，針對 VZqr 實驗，診斷其徑向風與回波的預報偏差和理想系集離散度，可做為未來系統調整的參考。首先介紹該方法的流程：令 y_i 為空間中某點的觀測變數， \mathbf{x} 為模式變數， H 為非線性觀測算符，則該點的觀測增量 (d_i) 可計算為：

$$d_i = y_i - \overline{H_t(\mathbf{x})} \quad (9)$$

又令觀測點有 P 個，則平均觀測增量 ($\langle d \rangle$) 可計算為：

$$\langle d \rangle = \frac{1}{P} \sum_{i=1}^P d_i \quad (10)$$

方均根觀測增量 ($\langle r \rangle$) 可計算為：

$$\langle r \rangle = \sqrt{\frac{1}{P} \sum_{i=1}^P (d_i - \langle d \rangle)^2} \quad (11)$$

又令系集成員數有 K 個，則系集方均根標準差 ($\langle s \rangle$) 可計算為：

$$\langle s \rangle = \sqrt{\frac{1}{P} \sum_{i=1}^P \left\{ \frac{1}{K-1} \sum_{j=1}^K [H_i(\mathbf{x}_j) - \overline{H_i(\mathbf{x})}]^2 \right\}} \quad (12)$$

接下來，假設觀測誤差 σ_o 正確，而模式預報誤差和觀測誤差皆為無偏且不相關，則理想的系集方均根標準差 ($\langle s_{ideal} \rangle$) 可計算為：

$$\langle s_{ideal} \rangle = \sqrt{\langle r \rangle^2 - \sigma_o^2} \quad (13)$$

此後，我們可以觀察 $\langle d \rangle$ 的走勢，研判模式在觀測空間中的預報偏差。也可以比較 $\langle s \rangle$ 和 $\langle s_{ideal} \rangle$ ，研判系集在觀測空間中的離散度是否合理。

圖 23 為 VZqr 從 1600 至 1800 UTC 之分析循環期間，徑向風和回波的 $\langle d \rangle$ 、 $\langle r \rangle$ 、 $\langle s \rangle$ 和 $\langle s_{ideal} \rangle$ ，鋸齒狀曲線代表交替的預報步階和分析步階。在徑向風方面，可發現 $\langle d \rangle$ 值在每個預報步階都有正偏差（圖 23a），意即預報場 $\overline{H_i(\mathbf{x})}$ 有負偏差。又因統計範圍內的徑向風絕大多數為負值，故預報場負偏差代表西風在預報時有偏強的趨勢。而 $\langle d \rangle$ 值在每個分析步階都往零值方向拉回，源自徑向風的同化。在回波方面，可發現 $\langle d \rangle$ 值在每個預報步階都有負偏差（圖 23b），意即預報場有正偏差，代表水象在預報時有偏多的趨勢。同樣地， $\langle d \rangle$ 值在每個分析步階都往零值方向拉回，則源自回波的同化。針對風場和水象的預報偏差，未來可嘗試調整 NWP 模式的參數和物理方法，或測試不同的初始化資料，以尋求改善。在 $\langle s \rangle$ 和 $\langle s_{ideal} \rangle$ 的比較中，可發現徑向風的系集有離散不足的現象（圖 23a），可能會造成同化觀測資訊的困難。而回波的系集則離散良好（圖 23b）。針對系集離散不足的問題，未來可嘗試增加協方差擴張或使用協方差鬆弛（Zhang et al. 2004）等方法，以尋求改善。

4-5 混合局地化法的影響範圍

在 OSSE 實驗的單點同化測試中，我們發現在同化徑向風之後，水平風場的分析增量在水平方向上的空間尺度較大，因而推論水平風場與徑向風的誤差協方差空間尺度較大。為了驗證此推論在真實觀測實驗中成立，圖 24 繪出 VR 實驗在 1800 UTC 時，空間中某點之徑向風與 u 、 v 、 w 和 q_r 的背景誤差相關係數分布。此圖相當於卡爾曼方程中 \mathbf{HP}_b 矩陣的部分結構，其中 \mathbf{H} 為觀測算符， \mathbf{P}_b 為背景誤差協方差矩陣。若聚焦於圖中相關係數值相對較高的區域（紅色塊），可發現 u 和 v 的高值區域空間尺度較大，從該點位置往東西方向延伸，且結構較為均勻。 q_r 的空間尺度相對較小，而 w 場與該點徑向風的相關性不佳，且空間結構紊亂。由此可見，在真實觀測實驗中使用混合局地化法仍有其意義。由於此方法只作用於徑向風，故本節中針對此方法的敏感度實驗，先不進行回波同化以減少變因。

如表 4 所示，VR 中所有預報變數的水平協方差局地化半徑皆為 12 公里，V36 則將水平風場的局地化半徑增加至 36 公里。為了更清楚檢視兩者分析場的差距，圖 25 繪出兩者在 1800 UTC 時的徑向風分析殘差（analysis residual），也就是觀測減去分析的差值。可發現在圖中的 H 區，VR 存在許多負值的資料點，而 V36 多為零值。由於此區的觀測為負值，風向為西風，故依分析殘差的定義可推知，VR 在此區的西風偏弱，而 V36 的西風接近觀測。因此，在此區下游的 C' 區（圖 21），V36 模擬出比 VR 更準確的降雨。統計表現上，無論預報長度為何，前者皆大幅領先後者（表 5）。此外，從圖 19a 徑向風觀測資料的分布情形可見，在 A 區北側附近（相當於圖 25 的 H 區）的資料較為稀疏（距雷達較遠）且破碎。這驗證了我們在 OSSE 實驗中所提出的猜想，即混合局地化法能透過水平風場局地化半徑的延伸，

調整觀測空洞處的水平風場，故觀測資料稀疏或破碎處為此方法的主要影響範圍。

4-6 地形解析度的重要性

Wu et al. (2002) 曾針對賀伯颱風 (1996) 侵台期間進行 NWP 研究，探討降雨模擬對於不同網格和地形解析度的敏感度。該文指出在颱風路徑準確的前提下，網格和地形的解析度愈高，模擬的降雨愈準確，且兩種解析度的重要性相當。本研究上述所有實驗之第三層 (最小) 網格的網格和地形解析間距，分別為 4.5 公里和 40.5 公里，後者明顯不佳³。為了瞭解改善此缺失後的 QPN 表現差異，本節進行另一組徑向風同化實驗 (2kmVR)，將網格和地形解析間距皆縮小為 2 公里。其使用的三層巢狀網格大小不變 (圖 1)，但網格間距改為 50、10 和 2 公里。圖 26 為 VR (或其他上述實驗) 和 2kmVR 於第三層網格所使用的地形，可清楚看見前者受到嚴重的平滑，最大高度甚至不及 2000 公尺 (玉山高度 3952 公尺)，後者則可解析出山脈與河谷的細微結構，高度也準確許多。

從圖 21g 中，可發現 2kmVR 大幅改善了 QPN 的能力。與其他實驗相比，地形效應較為真實。迎風面的降雨沿著南北山脈的西側分布，而背風面的地形阻擋也較紮實，沒有錯誤的降雨過山情形發生。對於 C'、D' 和 E' 三個主要降雨區域之位置的掌握，2kmVR 明顯優於其他實驗，儘管強度上仍有誤差 (D' 區的低估和 E' 區的高估)。統計表現上，2kmVR 也領先其他實驗 (除了 V36 的前 4 小時)。尤其 6 小時累積雨量的相關係數 (0.770) 拉開與其他實驗的差距，說明了模式積分的時間愈久，地形解析度的影響

³ 此缺失是因為研究初期在製作初始系集時，第二和第三層網格的氣象場和地形資訊，皆源自擾動後之第一層網格的內插，但並未進行後續的地形置換程序。

愈顯著。此實驗結果再次驗證 Wu et al. (2002) 的結論，也確立了本系統未來皆採用高網格和地形解析度的重要性。

第五章 結論與未來展望

5-1 結論

本研究建置 WRF-LETKF 雷達資料同化系統，並分別利用 OSSE 實驗和真實觀測實驗，針對莫拉克颱風（2009）侵台帶來最強豪雨期間，評估此系統改善 QPN 的能力。在 OSSE 實驗中，我們選擇一組颱風路徑和降雨最接近觀測的 24 小時模擬當做真實場，再依真實場模擬中央氣象局七股雷達的徑向風和回波資料，進行一系列同化實驗，比較其分析表現和 QPN 表現的異同。OSSE 實驗的主要結論包括：

- (1) 同化單點的徑向風觀測後，水平風分析增量在水平方向上的空間尺度較大，意即水平風與徑向風的背景誤差協方差空間尺度較大，為使用混合局地化法的原因。
- (2) 由於與觀測變數直接相關， u 、 v 、 w 和 q_r 為同化徑向風和回波資料後改善最多的預報變數。不同系集成員的對流分布，在同化後變得一致，尤其在雷達附近觀測密集的区域。
- (3) 6 小時內降雨預報的強度和分布，皆因雷達資料同化而改善，但改善程度隨預報長度增加而衰退。同化和未同化的兩組預報，有相似的綜觀尺度演變趨勢。
- (4) 最後一個分析場能掌握的螺旋雨帶，其預報表現較佳。而雷達資料同化也大幅改善降雨峰值的預報，對於災害即時預警系統有潛在助益。
- (5) QPN 表現對於同化回波的反應，比對於同化徑向風的反應快，而兩者皆同化的表現最佳。另外，對流生成區域的觀測覆蓋量是分析表現和 QPN 表現的最重要因素。
- (6) 增加 0 dBZ 回波的同化、增加同化時間長度和同化每一筆體積掃描，皆

能小幅改善 QPN 表現，但必須考量計算費用的增加。

- (7) 使用混合局地化法適度延伸水平風的水平協方差局地化半徑，能進一步改善與觀測變數直接相關的預報變數，以及 2 小時內的降雨預報。

接著在真實觀測實驗中，我們依照 OSSE 實驗所優化的策略，同化七股雷達真實資料，再將模式場反演至觀測空間，與雷達資料比較。降雨預報則與地面雨量觀測比較，以檢驗本系統在 QPN 方面的真實助益。真實觀測實驗的主要結論包括：

- (1) 同化徑向風可汲取正確的風場資訊，有效修正水平風的強度，進而改善地形上的降雨預報。
- (2) 由於回波與非直接相關模式變數的背景誤差協方差較不可靠，同化回波時須使用變數局地化法，限制回波只用來更新 q_r ，而回波對 QPN 的貢獻主要是在預報初期。
- (3) 利用觀測空間的統計方法，可以診斷徑向風與回波的預報偏差和理想系集離散度，以供未來尋求改善的參考。
- (4) 混合局地化法在真實觀測實驗的效益更加明顯，尤其能提升觀測資料稀疏或破碎處的風場準確度，進而改善降雨預報。
- (5) 網格和地形的解析度愈高，模擬的降雨愈準確，影響力隨模式積分時間增加。

5-2 未來展望

如上文所述，本雷達資料同化系統在真實個案中的 QPN 已有良好的表現，給予我們許多鼓舞。在已知結論的基礎之上，未來還有更多相關問題值得探討，可行的工作項目包括：

- (1) 調整模式設定：不同的參數和物理方法，會造成不同的預報偏差。由於

本研究尚未進行此敏感度測試，故在透過統計方法診斷出預報偏差後，可開始嘗試調整模式設定，以尋求修正。

- (2) 改變初始化資料：預報偏差也可能來自於綜觀尺度的初始條件，除了 NCEP 的 FNL 資料外，也可嘗試使用其他再分析資料進行 WRF 模式的初始化。
- (3) 結合其他觀測：除了雷達資料同化之外，結合地面、探空和衛星等其他觀測產品的同化，也有助於改善綜觀尺度的初始條件。
- (4) 增加雷達數目：觀測覆蓋量是分析表現和 QPN 表現的重要因素，而同化更多雷達，同樣有助於改善綜觀尺度的初始條件。
- (5) 改善回波觀測算符：增加考慮冰相水象所貢獻的回波，以尋求改善回波和預報變數之間背景誤差協方差的可靠度，進而有利於分析表現和 QPN 表現。
- (6) 測試不同個案：測試其他強降雨的天氣型態，例如梅雨鋒面和局部雷雨等，以瞭解本系統對該天氣型態的 QPN 能力，並檢驗系統是否需要調整。
- (7) 系統效能的優化：高空間解析度的雷達資料同化系統，需要的計算費用十分昂貴。持續改善程式碼的效能，並善用平行運算，是系統邁向作業化的重要工作。

參考文獻

- Aksoy, A., D. C. Dowell, and C. Snyder, 2009: A multicaser comparative assessment of the ensemble Kalman filter for assimilation of radar observations. Part I: Storm-scale analyses. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1805-1824.
- Aksoy, A., D. C. Dowell, and C. Snyder, 2010: A multicaser comparative assessment of the ensemble Kalman filter for assimilation of radar observations. Part II: Short-range ensemble forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1273-1292.
- Anderson, J. L., 2001: An ensemble adjustment Kalman filter for data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2884-2903.
- Anderson, J. L., 2010: A non-Gaussian ensemble filter update for data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 4186-4198.
- Arnold Jr., C. P., and C. H. Dey, 1986: Observing-systems simulation experiments: Past, present, and future. *B. Am. Meteor. Soc.*, **67**, 687-695.
- Berenguer, M., and I. Zawadzki, 2008: A study of the error covariance matrix of radar rainfall estimates in stratiform rain. *Wea. Forecasting*, **23**, 1085-1101.
- Bishop, C. H., B. J. Etherton, and S. J. Majumdar, 2001: Adaptive sampling with the ensemble transform Kalman filter. Part I: Theoretical aspects. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 420-436.
- Browning, K. A., C. G. Collier, P. R. Larke, P. Menmuir, G. A. Monk, and R. G. Owens, 1982: On the forecasting of frontal rain using a weather radar network. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 534-552.
- Caine, N., 1980: The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geogr. Ann.*, **62A**, 23-27.
- Caya, A., J. Sun, and C. Snyder, 2005: A comparison between the 4DVAR and the ensemble Kalman filter techniques for radar data assimilation. *Mon.*

- Wea. Rev.*, **133**, 3081-3094.
- 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, B., M. Mu, and X. Qin, 2013: The impact of assimilating dropwindsonde data deployed at different sites on typhoon track forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 2669-2682.
- Chen, C.-S., and Y.-L. Chen, 2003: The rainfall characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1323-1341.
- Chen, F., and J. Dudhia, 2001: Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569-585.
- Chien, F.-C., and H.-C. Kuo, 2011: On the extreme rainfall of Typhoon Morakot (2009). *J. Geophys. Res.*, **116**, D05104, doi: 10.1029/2010JD015092.
- Chung, K.-S., I. Zawadzki, M. K. Yau, and L. Fillion, 2009: Short-term forecasting of a midlatitude convective storm by the assimilation of single-Doppler radar observations. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 4115-4135.
- 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.
- Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.*, **99**, 10143-10162.
- Fang, X., and Y.-H. Kuo, 2013: Improving ensemble-based quantitative precipitation forecasts for topography-enhanced typhoon heavy rainfall over Taiwan with a modified probability-matching technique. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 3908-3932.
- Fang, X., Y.-H. Kuo, and A. Wang, 2011: The impacts of Taiwan topography on

- the predictability of Typhoon Morakot's record-breaking rainfall: A high-resolution ensemble simulation. *Wea. Forecasting*, **26**, 613-633.
- Gao, J., and M. Xue, 2008: An efficient dual-resolution approach for ensemble data assimilation and tests with simulated Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 945-963.
- Germann, U., and I. Zawadzki, 2002: Scale-dependence of the predictability of precipitation from continental radar images. Part I: Description of the methodology. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2859-2873.
- Gourley, J. J., R. A. Maddox, K. W. Howard, and D. W. Burgess, 2002: An exploratory multisensor technique for quantitative estimation of stratiform rainfall. *J. Hydrometeor.*, **3**, 166-180.
- Greybush, S. J., E. Kalnay, T. Miyoshi, K. Ide, and B. R. Hunt, 2011: Balance and ensemble Kalman filter localization techniques. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 511-522.
- Guzzetti, F., S. Peruccacci, M. Rossi, and C. P. Stark, 2008: The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: An update. *Landslides*, **5**, 3-17.
- Hamill, T. M., and C. Snyder, 2000: A hybrid ensemble Kalman filter-3D variational analysis scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2905-2919.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, and J. 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, 2005: Ensemble Kalman filtering. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3269-3289.
- Houze, R. A., S. S. Chen, W.-C. Lee, R. F. Rogers, J. A. Moore, G. J. Stossmeister, M. M. Bell, J. Cetrone, W. Zhao, and S. R. Brodzik, 2006: The hurricane rainband and intensity change experiment: Observations and modeling of Hurricanes Katrina, Ophelia, and Rita. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1503-1521.

- 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.
- Jung, Y., G. Zhang, and M. Xue, 2008a: Assimilation of simulated polarimetric radar data for a convective storm using the ensemble Kalman filter. Part I: Observation operators for reflectivity and polarimetric variables. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2228-2245.
- Jung, Y., M. Xue, G. Zhang, and J. M. Straka, 2008b: Assimilation of simulated polarimetric radar data for a convective storm using the ensemble Kalman filter. Part II: Impact of polarimetric data on storm analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2246-2260.
- Kain, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 170-181.
- Kalnay, E., 2003: *Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability*. Cambridge University Press, New York, NY, USA, 340 pp.
- Kalnay, E., H. Li, T. Miyoshi, S.-C. Yang, and J. Ballabrera-Poy, 2007: 4-D-Var or ensemble Kalman filter? *Tellus A*, **59**, 758-773.
- Kang, J.-S., E. Kalnay, J. Liu, I. Fung, T. Miyoshi, and K. Ide, 2011: "Variable localization" in an ensemble Kalman filter: Application to the carbon cycle data assimilation. *J. Geophys. Res.*, **116**, D09110.
- Kawabata, T., T. Kuroda, H. Seko, and K. Saito, 2011: A cloud-resolving 4DVAR assimilation experiment for a local heavy rainfall event in the Tokyo metropolitan area. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1911-1931.
- Krzysztofowicz, R., W. J. Drzal, T. R. Drake, J. C. Weyman, and L. A. Giordano, 1993: Probabilistic quantitative precipitation forecasts for river basins. *Wea. Forecasting*, **8**, 424-439.
- Le Dimet, F.-X., and O. Talagrand, 1986: Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: Theoretical aspects. *Tellus A*, **38**, 97-110.

- Liang, J., L. Wu, X. Ge, and C.-C. Wu, 2011: Monsoonal influence on Typhoon Morakot (2009). Part II: Numerical study. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 2222-2235.
- 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.
- Lindskog, M., K. Salonen, H. Järvinen, and D. B. Michelson, 2004: Doppler radar wind data assimilation with HIRLAM 3DVAR. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1081-1092.
- Liou, Y.-C., T.-C. Chen Wang, Y.-C. Tsai, Y.-S. Tang, P.-L. Lin, and Y.-A. Lee, 2013: Structure of precipitating systems over Taiwan's complex terrain during Typhoon Morakot (2009) as revealed by weather radar and rain gauge observations. *J. Hydrology*, **506**, 14-25.
- Mandapaka, P. V., U. Germann, L. Panziera, and A. Hering, 2012: Can Lagrangian extrapolation of radar fields be used for precipitation nowcasting over complex Alpine orography?. *Wea. Forecasting*, **27**, 28-49.
- Marshall, J. S., and W. McK. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
- Miyoshi, T., 2011: The Gaussian approach to adaptive covariance inflation and its implementation with the local ensemble transform Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1519-1535.
- Miyoshi, T., Y. Sato, and T. Kadowaki, 2010: Ensemble Kalman filter and 4D-Var intercomparison with the Japanese operational global analysis and prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 2846-2866.
- Montmerle, T., and C. Faccani, 2009: Mesoscale assimilation of radial velocities from Doppler radars in a preoperational framework. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1939-1953.
- Murphy, J. M., 1988: The impact of ensemble forecasts on predictability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 463-493.
- NCDR, 2010: *Disaster Survey and Analysis of Morakot Typhoon* (in Chinese). National Science and Technology Center for Disaster Reduction, New

Taipei City, Taiwan, 109 pp.

- Nguyen, H. V., and Y.-L. Chen, 2011: High-resolution initialization and simulations of Typhoon Morakot (2009). *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1463-1491.
- Ott, E., B. R. Hunt, I. Szunyogh, A. V. Zimin, E. J. Kostelich, M. Corazza, E. Kalnay, D. J. Patil, and J. A. Yorke, 2004: A local ensemble Kalman filter for atmospheric data assimilation. *Tellus A*, **56**, 415-428.
- Ruiz, J., C. Saulo, and E. Kalnay, 2009: Comparison of methods used to generate probabilistic quantitative precipitation forecasts over South America. *Wea. Forecasting*, **24**, 319-336.
- Sasaki, Y., 1958: An objective analysis based on the variational method. *J. Meteor. Soc. Japan*, **36**, 77-88.
- Schwartz, C. S., Z. Liu, Y. Chen, and X.-Y. Huang, 2012: Impact of assimilating microwave radiances with a limited-area ensemble data assimilation system on forecasts of Typhoon Morakot. *Wea. Forecasting*, **27**, 424-437.
- 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*. National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA, 113 pp.
- Smith, P. L., Jr., C. G. Myers, and H. D. Orville, 1975: Radar reflectivity factor calculations in numerical cloud models using bulk parameterization of precipitation processes. *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1156-1165.
- Snyder, C., and F. Zhang, 2003: Assimilation of simulated Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1663-1677.
- Sugimoto, S., N. A. Crook, J. Sun, Q. Xiao, and D. M. Barker, 2009: An examination of WRF 3DVAR radar data assimilation on its capability in retrieving unobserved variables and forecasting precipitation through Observing System Simulation Experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 4011-4029.

- Sun, J., 2005: 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 observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1642-1661.
- Sun, J., M. Xue, J. W. Wilson, I. Zawadzki, S. P. Ballard, J. Onvlee-Hooimeyer, P. Joe, D. Barker, P.-W. Li, B. Golding, M. Xu, and J. Pinto, 2013: Use of NWP for nowcasting convective precipitation: Recent progress and challenges. *B. Am. Meteor. Soc.*, doi: 10.1175/BAMS-D-11-00263.1.
- Sun, J., and Y. Zhang, 2008: Analysis and prediction of a squall line observed during IHOP using multiple WSR-88D observations. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2364-2388.
- Tai, S.-L., Y.-C. Liou, J. Sun, S.-F. Chang, and M.-C. Kuo, 2011: Precipitation forecasting using Doppler radar data, a cloud model with adjoint, and the Weather Research and Forecasting model: Real case studies during SoWMEX in Taiwan. *Wea. Forecasting*, **26**, 975-992.
- 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.
- Tsai, C.-C., S.-C. Yang, and Y.-C. Liou, 2014: Improving quantitative precipitation nowcasting with a local ensemble transform Kalman filter radar data assimilation system: Observing system simulation experiments. *Tellus A*, **66**, 21804, doi: 10.3402/tellusa.v66.21804.
- Wang, C.-C., H.-C. Kuo, Y.-H. Chen, H.-L. Huang, C.-H. Chung, and K. Tsuboki, 2012: Effects of asymmetric latent heating on typhoon movement crossing Taiwan: The Case of Morakot (2009) with extreme rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 3172-3196.
- Wang, X., C. Snyder, and T. M. Hamill, 2007: On the theoretical equivalence of

- differently proposed ensemble-3DVAR hybrid analysis schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 222-227.
- Weng, Y., and F. Zhang, 2012: Assimilating airborne Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter for convection-permitting hurricane initialization and prediction: Katrina (2005). *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 841-859.
- Whitaker, J. S., and T. M. Hamill, 2002: Ensemble data assimilation without perturbed observations. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1913-1924.
- Wilks, D. S., 1990: Probabilistic quantitative precipitation forecasts derived from PoPs and conditional precipitation amount climatologies. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 874-882.
- Willoughby, H. E., F. D. Marks, and R. J. Feinberg, 1984: Stationary and moving convective bands in hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 3189-3211.
- Wu, C.-C., T.-H. Yen, Y.-H. Kuo, and W. Wang, 2002: Rainfall simulation associated with Typhoon Herb (1996) near Taiwan. Part I: The topographic effect. *Wea. Forecasting*, **17**, 1001-1015.
- Wu, L., J. Liang, and C.-C. Wu, 2011: Monsoonal influence on Typhoon Morakot (2009). Part I: Observational analysis. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 2208-2221.
- 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.
- Xiao, 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.
- Xie, B., and F. Zhang, 2012: Impacts of typhoon track and island topography on the heavy rainfalls in Taiwan associated with Morakot (2009). *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 3379-3394.
- Xie, B., F. Zhang, Q. Zhang, J. Poterjoy, and Y. Weng, 2013: Observing strategy

- and observation targeting for tropical cyclones using ensemble-based sensitivity analysis and data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 1437-1453.
- Xue, M., M. Tong, and K. K. Droegemeier, 2006: An OSSE framework based on the ensemble square root Kalman filter for evaluating the impact of data from radar networks on thunderstorm analysis and forecasting. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **23**, 46-66.
- Yang, S.-C., M. Corazza, A. Carrassi, E. Kalnay, and T. Miyoshi, 2009: Comparison of local ensemble transform Kalman filter, 3DVAR, and 4DVAR in a quasigeostrophic model. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 693-709.
- Yang, S.-C., E. Kalnay, and T. Miyoshi, 2012: Accelerating the EnKF spinup for typhoon assimilation and prediction. *Wea. Forecasting*, **27**, 878-897.
- Yang, S.-C., K.-J. Lin, T. Miyoshi, and E. Kalnay, 2013: Improving the spin-up of regional EnKF for typhoon assimilation and forecasting with Typhoon Sinlaku (2008). *Tellus A*, **65**, 20804, doi: 10.3402/tellusa.v65i0.20804.
- Zhang, F., C. Snyder, and J. Sun, 2004: Impacts of initial estimate and observation availability on convective-scale data assimilation with an ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1238-1253.
- Zhang, F., Y. Weng, Y.-H. Kuo, J. S. Whitaker, and B. Xie, 2010: Predicting Typhoon Morakot's catastrophic rainfall with a convection-permitting mesoscale ensemble system. *Wea. Forecasting*, **25**, 1816-1825.
- 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, C. Langston, S. Vasiloff, B. Kaney, A. Arthur, S. Van Cooten, K. Kelleher, D. Kitzmiller, F. Ding, D.-J. Seo, E. Wells, and C. Dempsey, 2011: National Mosaic and Multi-Sensor QPE (NMQ) system: Description, results, and future plans. *B. Am. Meteor. Soc.*, **92**, 1321-1338.

附表

表 1 OSSE 實驗總表。

代號	同化策略			
	同化的觀測資料	同化時間長度	分析循環週期	水平協方差局地化半徑
CTRL	徑向風、回波	2 小時	15 分鐘	所有預報變數皆為 12 公里
VR	徑向風	*	*	*
ZH	回波	*	*	*
VZ0	徑向風、回波、0-dBZ 回波	*	*	*
KM	徑向風、回波 (增設金門)	*	*	*
P1	*	1 小時	*	*
P3	*	3 小時	*	*
I7.5	*	*	7.5 分鐘	*
I30	*	*	30 分鐘	*
UV24	*	*	*	<i>u</i> 和 <i>v</i> 增加至 24 公里
UV36	*	*	*	<i>u</i> 和 <i>v</i> 增加至 36 公里
NoDA	未同化雷達資料			

註：符號*代表與 CTRL 的設定相同。

表 2 所有 OSSE 實驗於 8 月 8 日 1800 UTC 的最後一個分析場，其 u 、 v 、 w 、 θ' 、 q_v 、 q_c 和 q_r 的系集平均方均根誤差，及相較於 NoDA 的改善百分比。統計範圍為七股雷達掃描範圍內最低 14 層的網格點。框線用來強調比 CTRL 更好的表現。

代號	系集平均方均根誤差及相較於 NoDA 的改善百分比													
	u (m s ⁻¹)	%	v (m s ⁻¹)	%	w (m s ⁻¹)	%	θ' (K)	%	q_v (g kg ⁻¹)	%	q_c (g kg ⁻¹)	%	q_r (g kg ⁻¹)	%
CTRL	4.5	36	3.3	29	0.35	21	0.88	4	0.81	7	0.14	11	0.34	45
VR	4.9	30	4.1	13	0.41	7	0.86	7	0.87	1	0.14	6	0.57	8
ZH	6.3	11	3.8	19	0.39	12	0.97	-5	0.87	1	0.14	7	0.38	39
VZ0	4.5	35	3.2	31	0.33	26	0.87	6	0.82	7	0.13	13	0.31	51
KM	3.6	49	2.7	42	0.31	31	0.84	9	0.78	11	0.12	19	0.27	57
P1	5.1	27	3.9	17	0.37	17	0.87	6	0.86	2	0.14	8	0.37	41
P3	4.2	40	3.2	32	0.34	23	0.86	7	0.80	9	0.13	12	0.33	47
I7.5	4.2	40	3.2	30	0.32	27	0.92	0	0.87	1	0.14	11	0.30	52
I30	5.0	29	3.8	19	0.38	14	0.88	5	0.84	4	0.14	7	0.43	32
UV24	4.1	42	3.2	31	0.34	23	0.89	4	0.82	6	0.14	10	0.34	46
UV36	4.0	43	3.4	27	0.35	22	0.89	3	0.85	3	0.14	9	0.37	41
NoDA	7.0		4.7		0.44		0.92		0.88		0.15		0.63	

表 3 所有 OSSE 實驗從 8 月 8 日 1800 UTC 開始的決定性即時預報，其 1、2、3、4、5 和 6 小時累積雨量的方均根誤差，及相較於 NoDA 的改善百分比。統計範圍為七股雷達掃描範圍。框線用來強調比 CTRL 更好的表現。

代號	方均根誤差及相較於 NoDA 的改善百分比											
	1 小時 (mm)	%	2 小時 (mm)	%	3 小時 (mm)	%	4 小時 (mm)	%	5 小時 (mm)	%	6 小時 (mm)	%
CTRL	7.4	39	12.5	38	16.7	39	22.0	35	26.8	31	30.6	32
VR	11.5	5	17.3	14	22.6	17	27.5	19	31.8	19	36.5	19
ZH	8.2	32	14.2	29	20.1	27	25.9	23	31.5	19	36.8	18
VZ0	6.7	44	12.6	37	17.8	35	22.8	32	27.8	29	31.9	29
KM	6.2	49	11.1	45	15.6	43	18.5	45	21.9	44	26.8	40
P1	9.0	26	14.3	29	18.4	33	23.0	32	27.9	28	33.1	26
P3	7.2	41	13.0	35	17.2	37	22.2	34	26.5	32	30.3	32
I7.5	6.9	43	12.0	40	16.7	39	22.3	34	27.7	29	31.2	30
I30	8.5	29	14.1	30	17.8	35	23.1	32	28.1	28	32.3	28
UV24	7.0	42	12.2	39	16.9	38	22.5	33	27.7	29	31.0	31
UV36	7.2	40	12.1	40	17.0	38	22.6	33	27.3	30	31.5	30
NoDA	12.1		20.1		27.4		33.7		39.0		44.8	

表 4 真實觀測實驗總表。

代號	同化策略			
	同化的觀測資料	同化時間長度	分析循環週期	水平協方差局地化半徑
CTRL	徑向風、回波	2 小時	15 分鐘	所有預報變數皆為 12 公里
VR	徑向風	*	*	*
ZH	回波	*	*	*
VZqr	徑向風、回波 (更新 q_r)	*	*	*
V36	徑向風	*	*	u 和 v 增加至 36 公里
2kmVR	徑向風	*	*	*
NoDA	未同化雷達資料			
Single	全程單一模擬，未同化雷達資料			

註：符號*代表與 CTRL 的設定相同。

表 5 所有真實觀測實驗從 8 月 8 日 1800 UTC 開始的決定性即時預報，其 1、2、3、4、5 和 6 小時累積雨量與中央氣象局地面雨量觀測比較的相關係數。統計範圍為台灣本島陸地。框線用來強調比 NoDA 更好的表現。

代號	與地面雨量觀測比較的相關係數					
	1 小時	2 小時	3 小時	4 小時	5 小時	6 小時
CTRL	0.459	0.422	0.594	0.644	0.632	0.622
VR	0.569	0.644	0.655	0.685	0.673	0.654
ZH	0.433	0.438	0.569	0.603	0.600	0.606
VZqr	0.586	0.653	0.666	0.682	0.668	0.655
V36	0.637	0.658	0.712	0.730	0.725	0.705
2kmVR	0.588	0.651	0.687	0.709	0.742	0.770
NoDA	0.509	0.638	0.644	0.637	0.639	0.629
Single	0.369	0.543	0.606	0.618	0.618	0.636

附圖

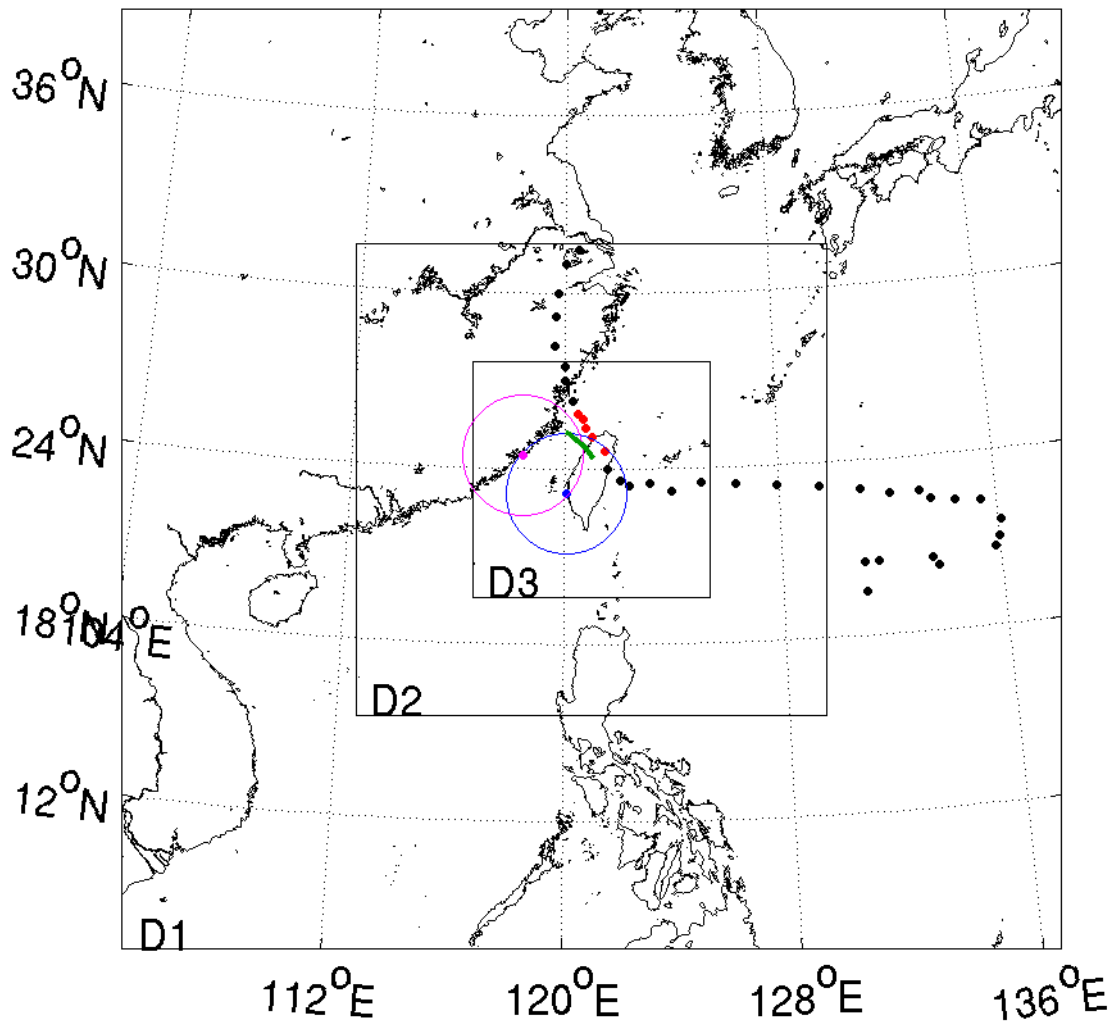


圖 1 本研究採用的三層雙向互動巢狀網格。黑點和紅點為中央氣象局提供的莫拉克颱風最佳路徑，間距為 6 小時。綠線為真實場的颱風路徑，時間為 8 月 8 日 0000 UTC 至 9 日 0000 UTC，與紅點時間對應。藍點和藍圓為七股雷達的位置和掃描範圍，紫紅點和紫紅圓則代表虛設的金門雷達。

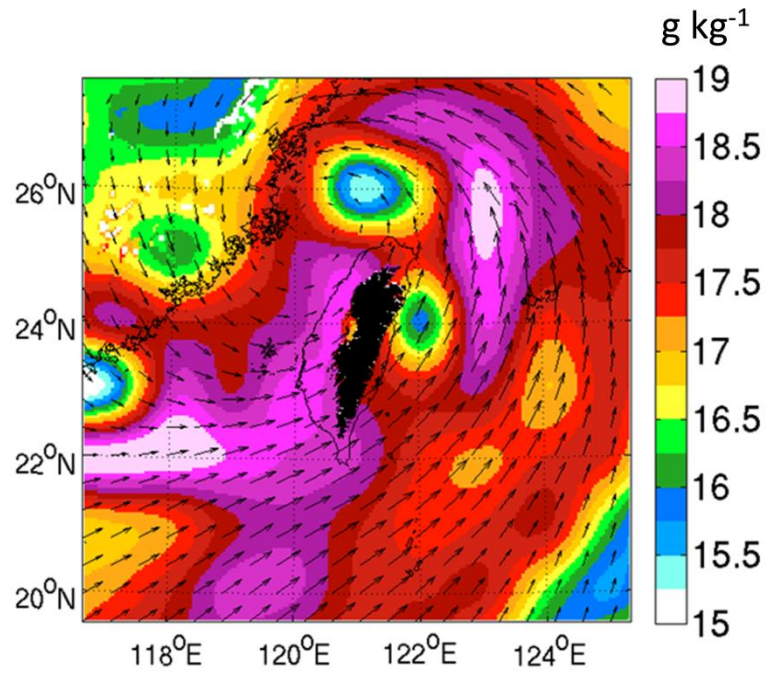


圖 2 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ FNL 資料中，8 月 8 日 1800 UTC 之 1 公里高度水平風場（箭號）和水氣混合比場（色塊）。黑色塊代表高於 1 公里的山區。

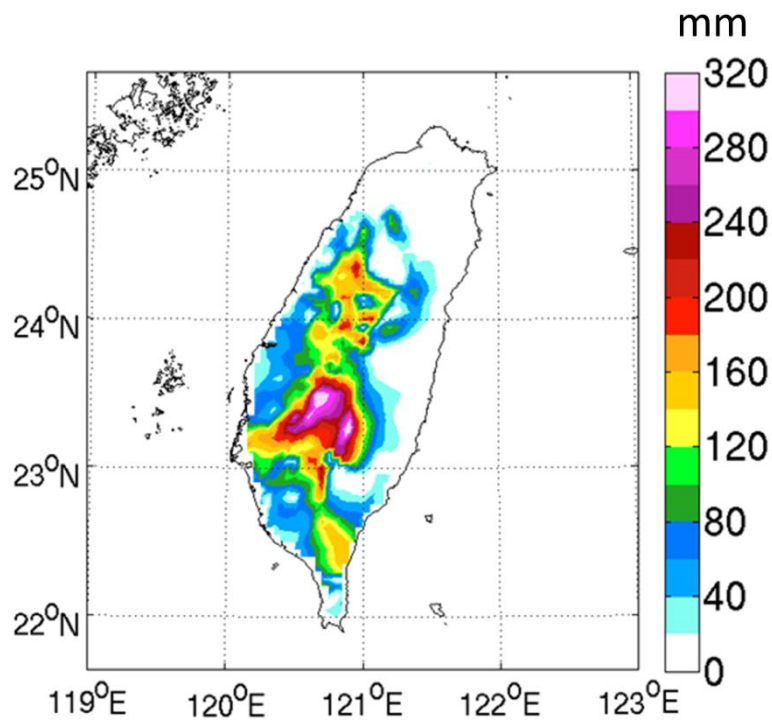


圖 3 中央氣象局地面雨量觀測資料中，從 8 月 8 日 1800 UTC 開始之 6 小時累積雨量。

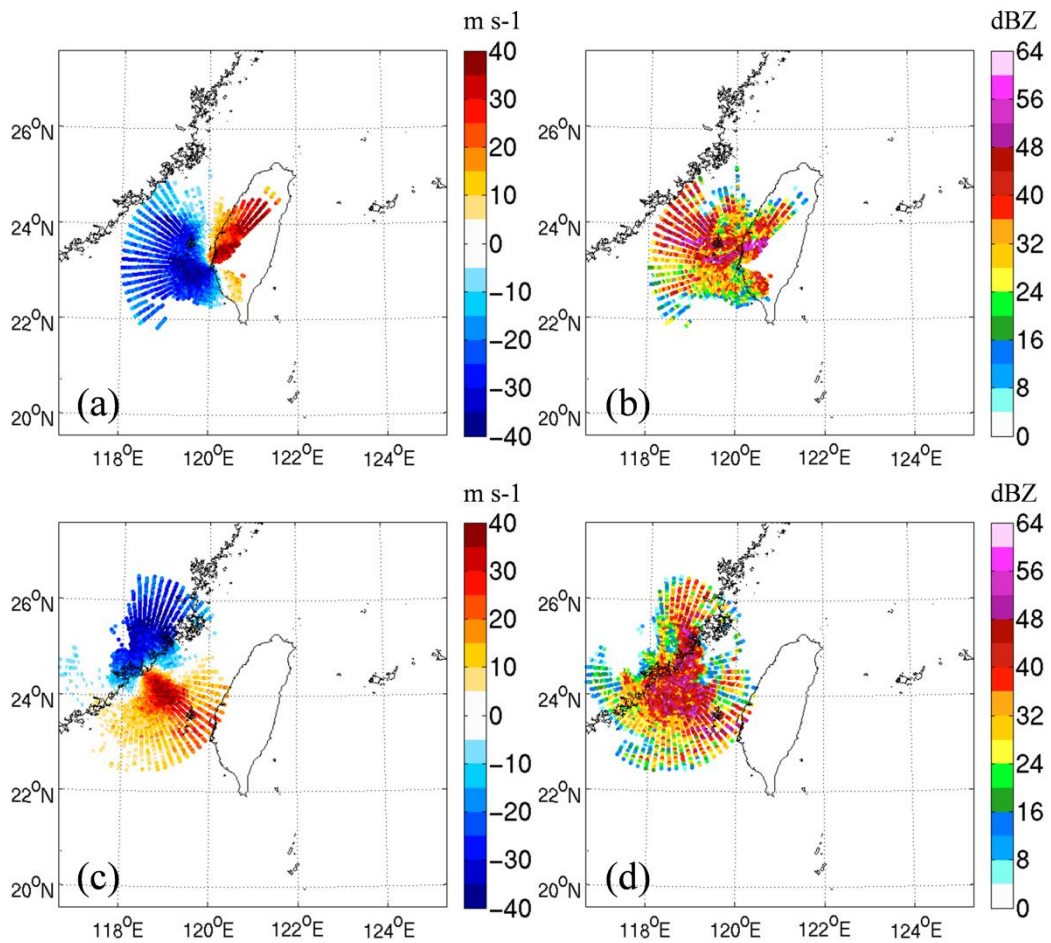


圖 4 8月8日1800 UTC之虛擬雷達資料：七股雷達的(a)徑向風和(b)回波，以及金門雷達的(c)徑向風和(d)回波。PPI仰角皆為0.5度。

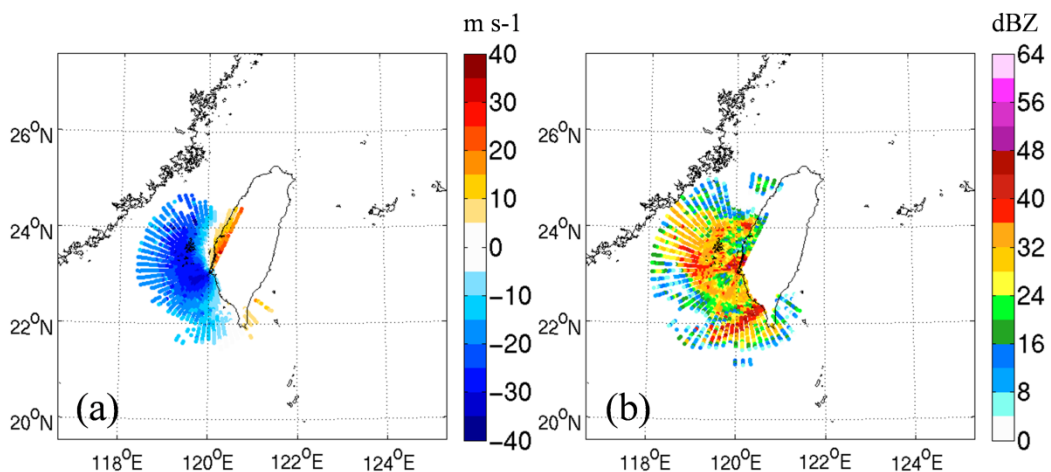


圖 5 8月8日之真實雷達資料：七股雷達的(a)1800 UTC徑向風和(b)1730 UTC回波。PPI仰角皆為0.5度。

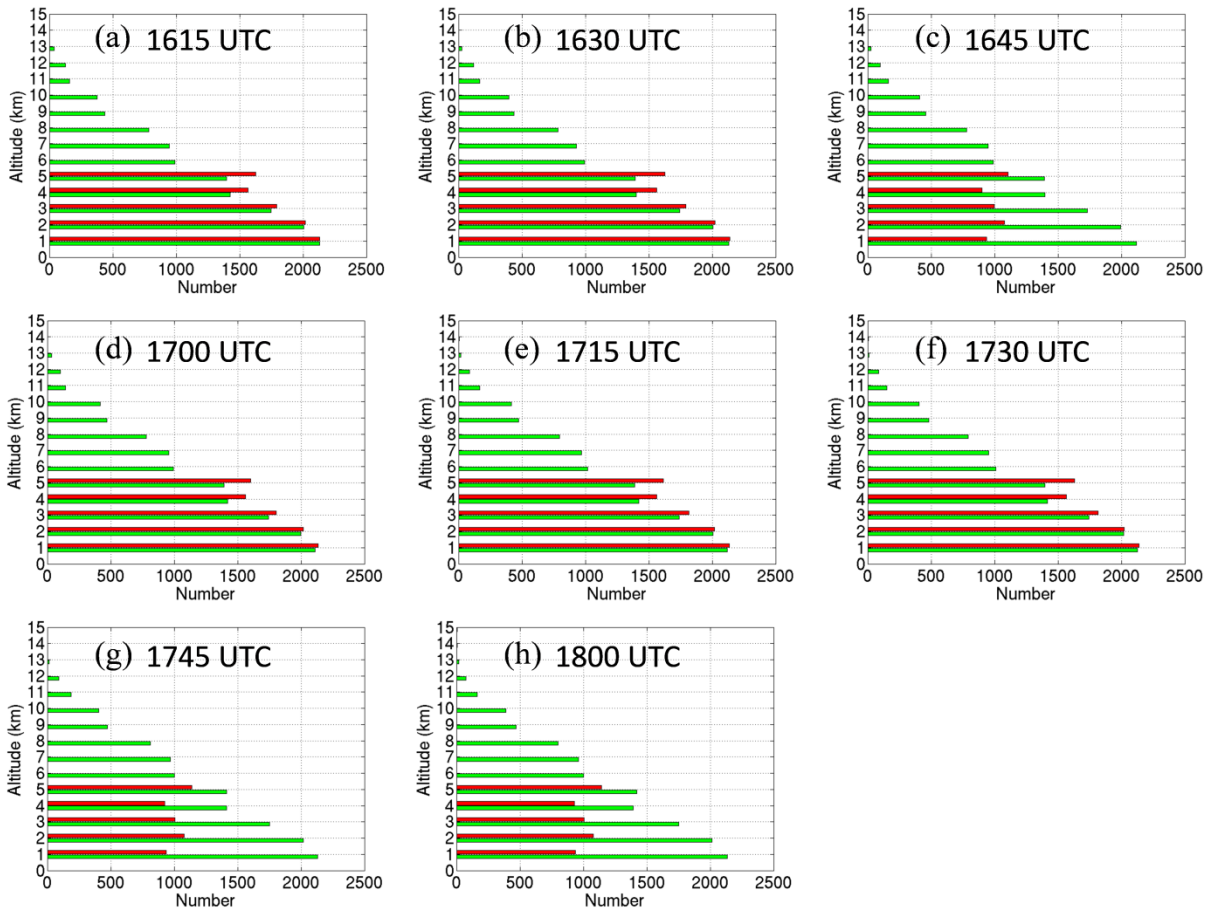


圖 6 8 月 8 日 (a) 1615、(b) 1630、(c) 1645、(d) 1700、(e) 1715、(f) 1730、(g) 1745 和 (h) 1800 UTC 所同化之七股雷達超級觀測，隨每一公里高度的數量分布情形。綠色代表徑向風，紅色代表回波。

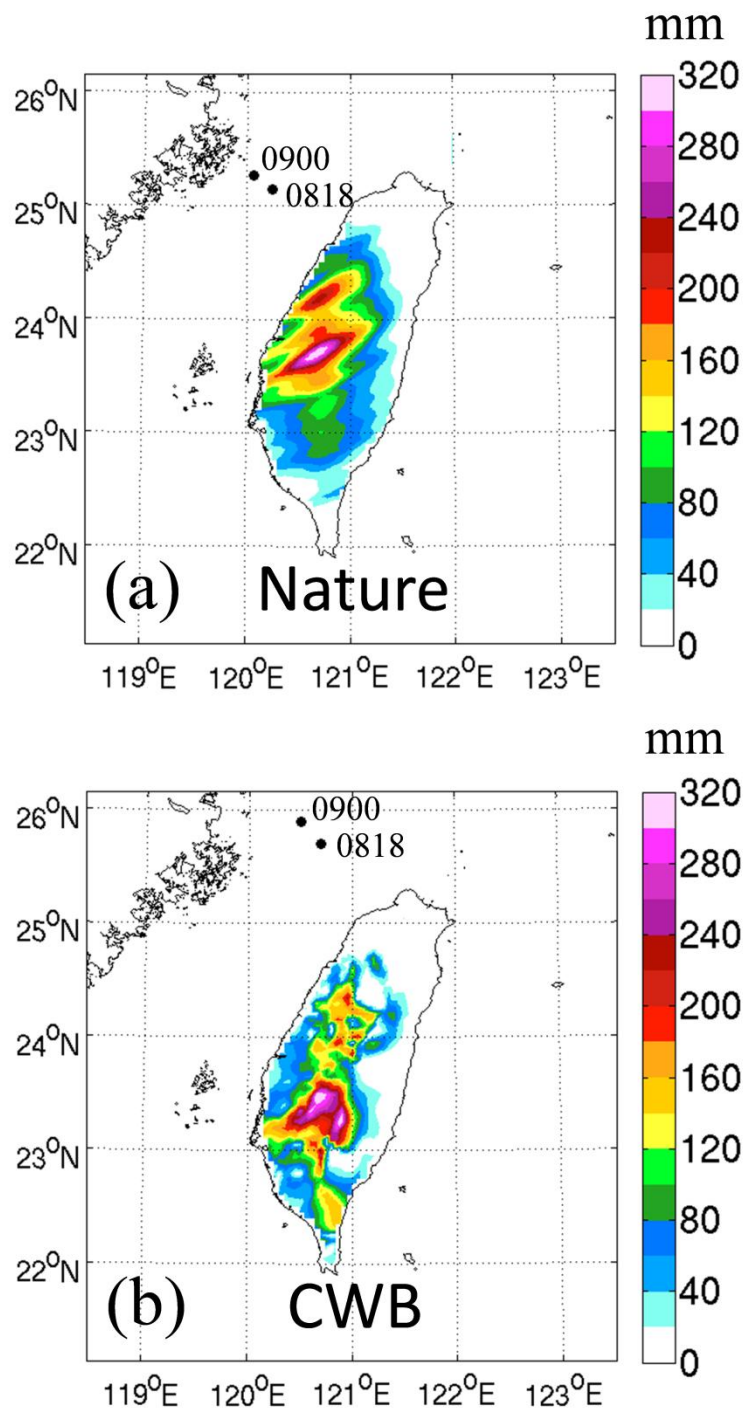


圖 7 8 月 8 日 1800 UTC 至 9 日 0000 UTC 之 (a) 真實場的 700 hPa 環流中心 (黑點) 和 6 小時累積雨量 (色塊); (b) 中央氣象局的莫拉克颱風最佳路徑和 6 小時累積雨量。

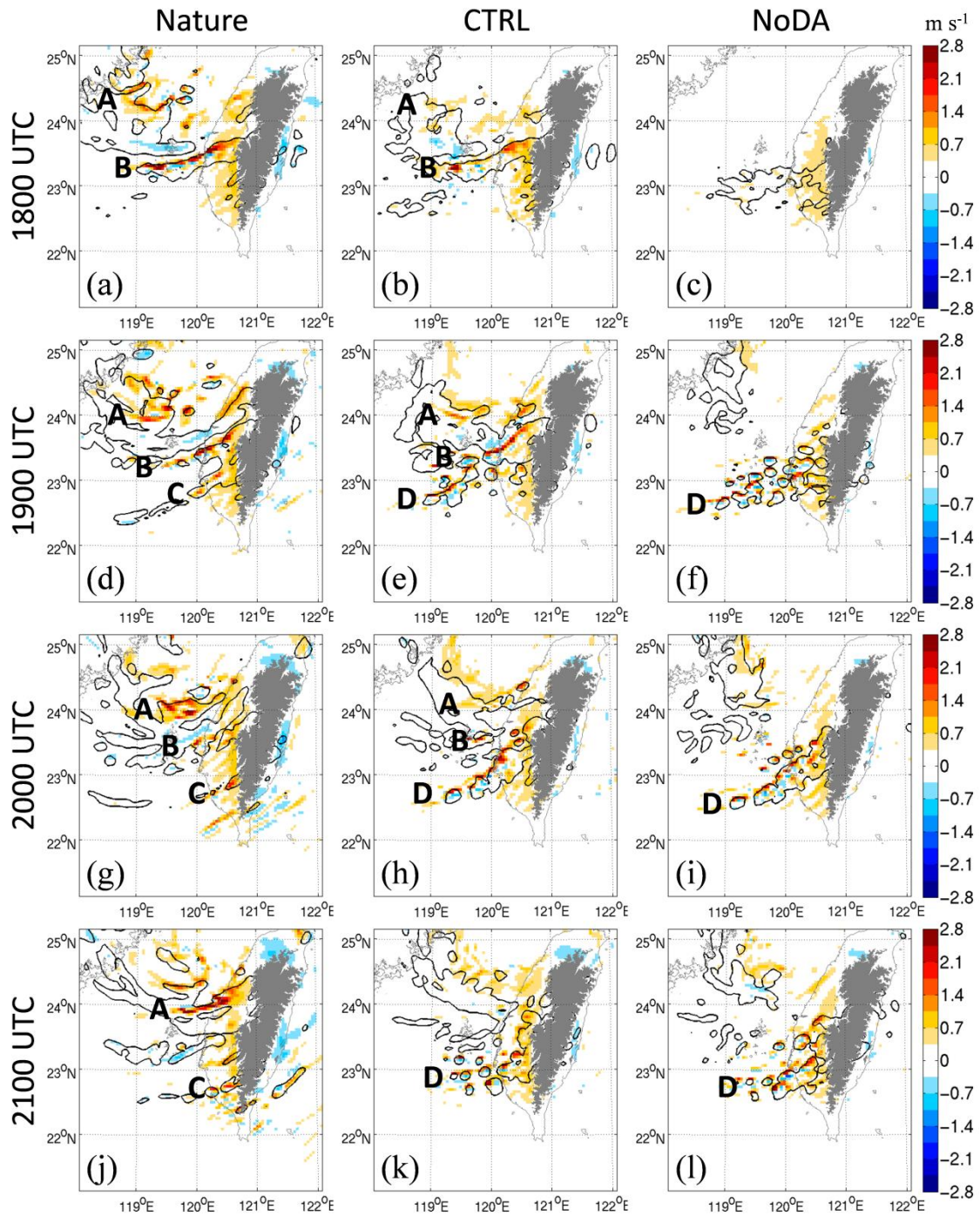


圖 8 1 公里高度 w 場(色塊)和所有高度 q_r 最大值複合場(1 g kg^{-1} 等值線)。左至右行依序為真實場、CTRL 和 NoDA。上至下列依序為 8 月 8 日 1800、1900、2000 和 2100 UTC。灰色塊代表高於 1 公里的山區。英文大寫字母標示本文所討論的螺旋雨帶。七股雷達位於正中央(東經 120.0860 度, 北緯 23.1467 度)。

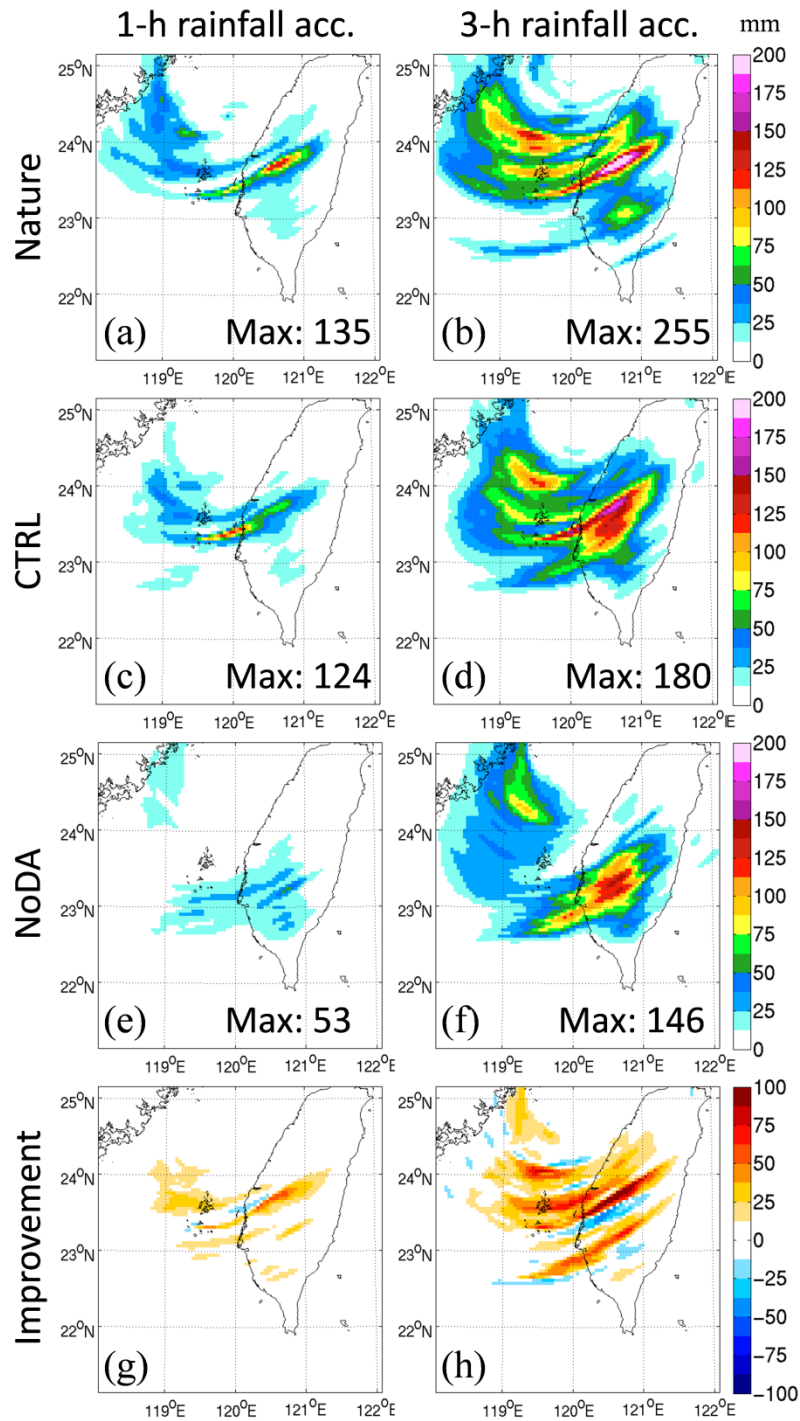


圖 9 (a 和 b) 真實場、(c 和 d) CTRL 和 (e 和 f) NoDA 從 8 月 8 日 1800 UTC 開始之 1 小時和 3 小時累積雨量，以及 (g 和 h) 改善量。改善量為 NoDA 的絕對誤差減去 CTRL 的絕對誤差。七股雷達位於正中央（東經 120.0860 度，北緯 23.1467 度）。

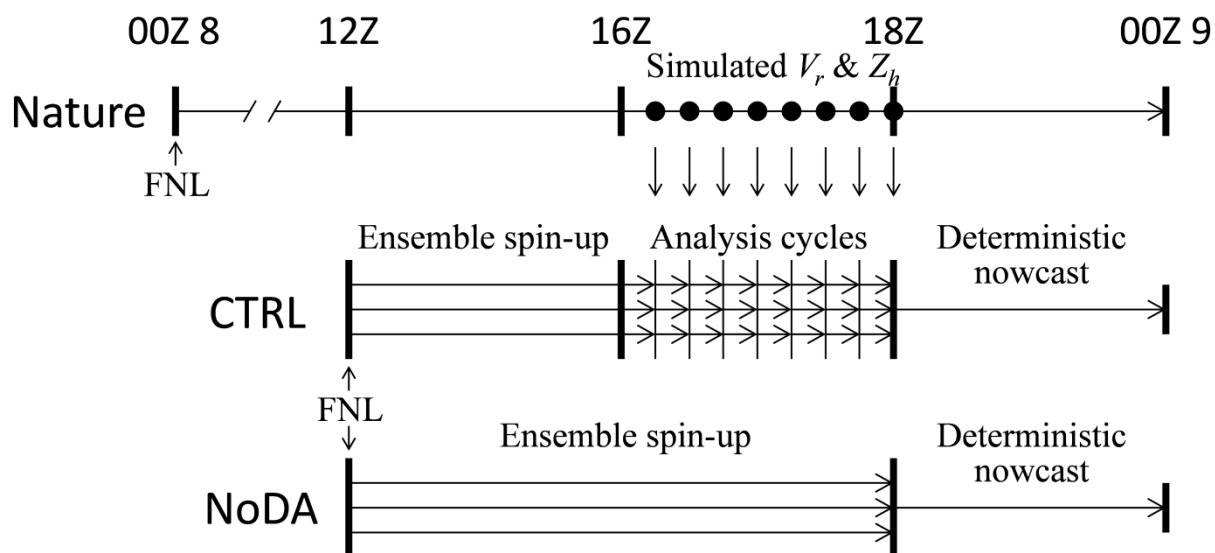


圖 10 OSSE 實驗的示意圖。黑點代表七股雷達的虛擬資料。單箭號和三箭號分別代表單一模擬和系集模擬。

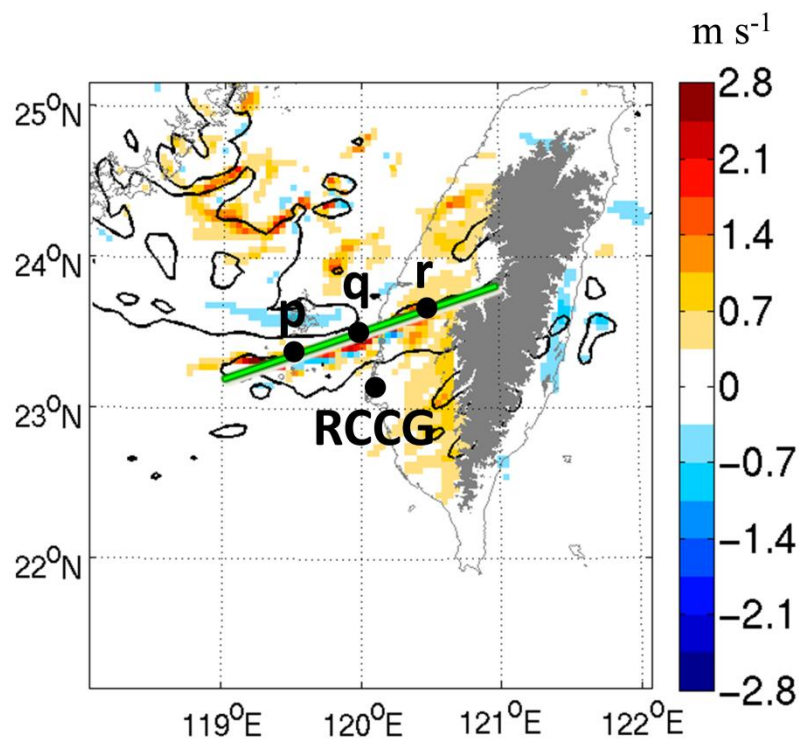


圖 11 和圖 8a 相同，但增加標示三次單點同化的位置。p 點為東經 119.5 度，北緯 23.35 度。q 點為東經 120 度，北緯 23.5 度。r 點為東經 120.5 度，北緯 23.65 度。三點高度皆為 2 公里。綠線為圖 12 垂直剖面的剖線。七股雷達位於正中央（東經 120.0860 度，北緯 23.1467 度）。

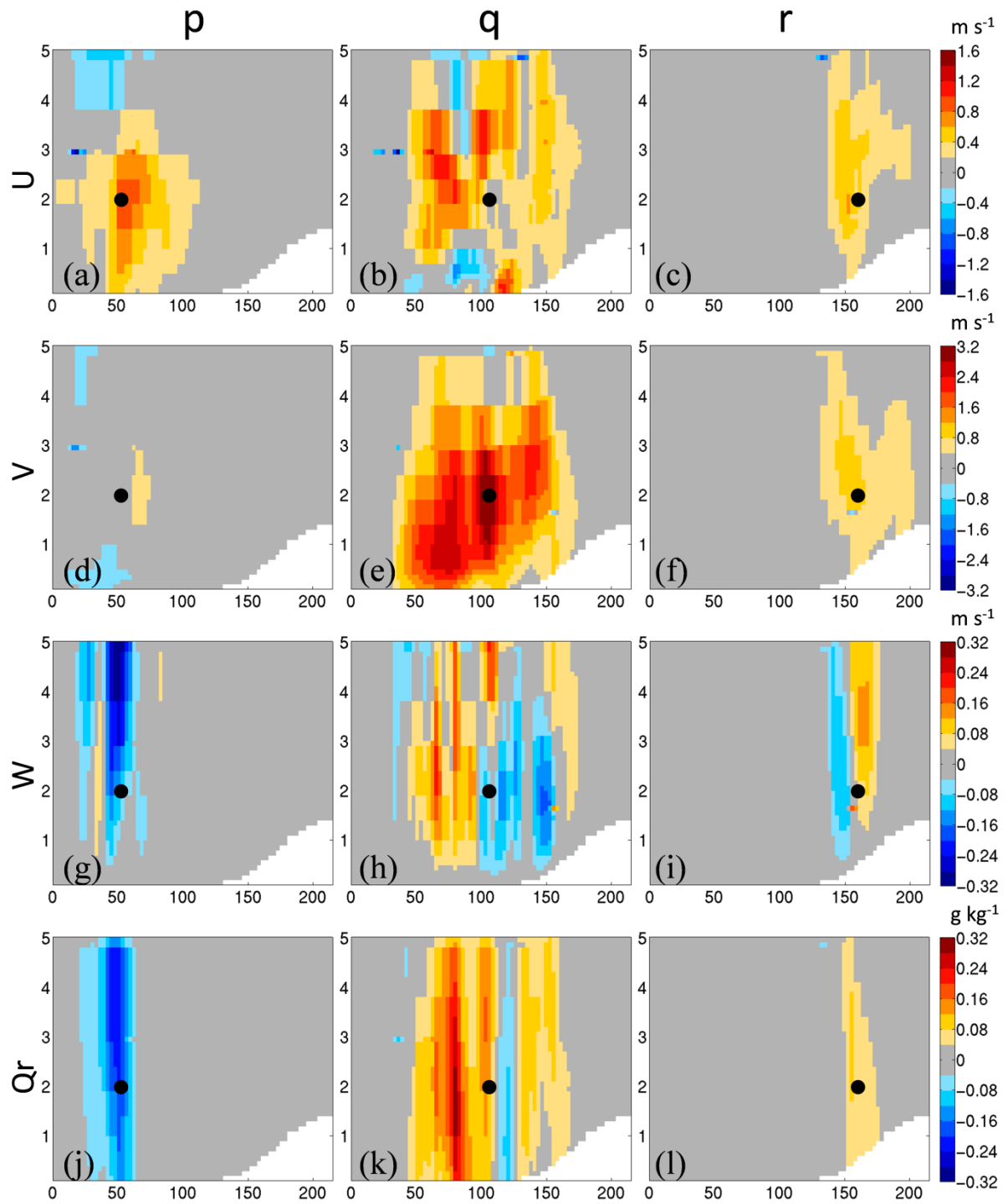


圖 12 CTRL 在 8 月 8 日 1800 UTC 的最後一個分析循環，三次單點同化的分析增量垂直剖面（剖線如圖 11）。左至右行依序為 p、q 和 r 三個位置，上至下列依序為 u 、 v 、 w 和 q_r 。橫軸為距離，縱軸為高度，單位為公里。白色塊代表地形。

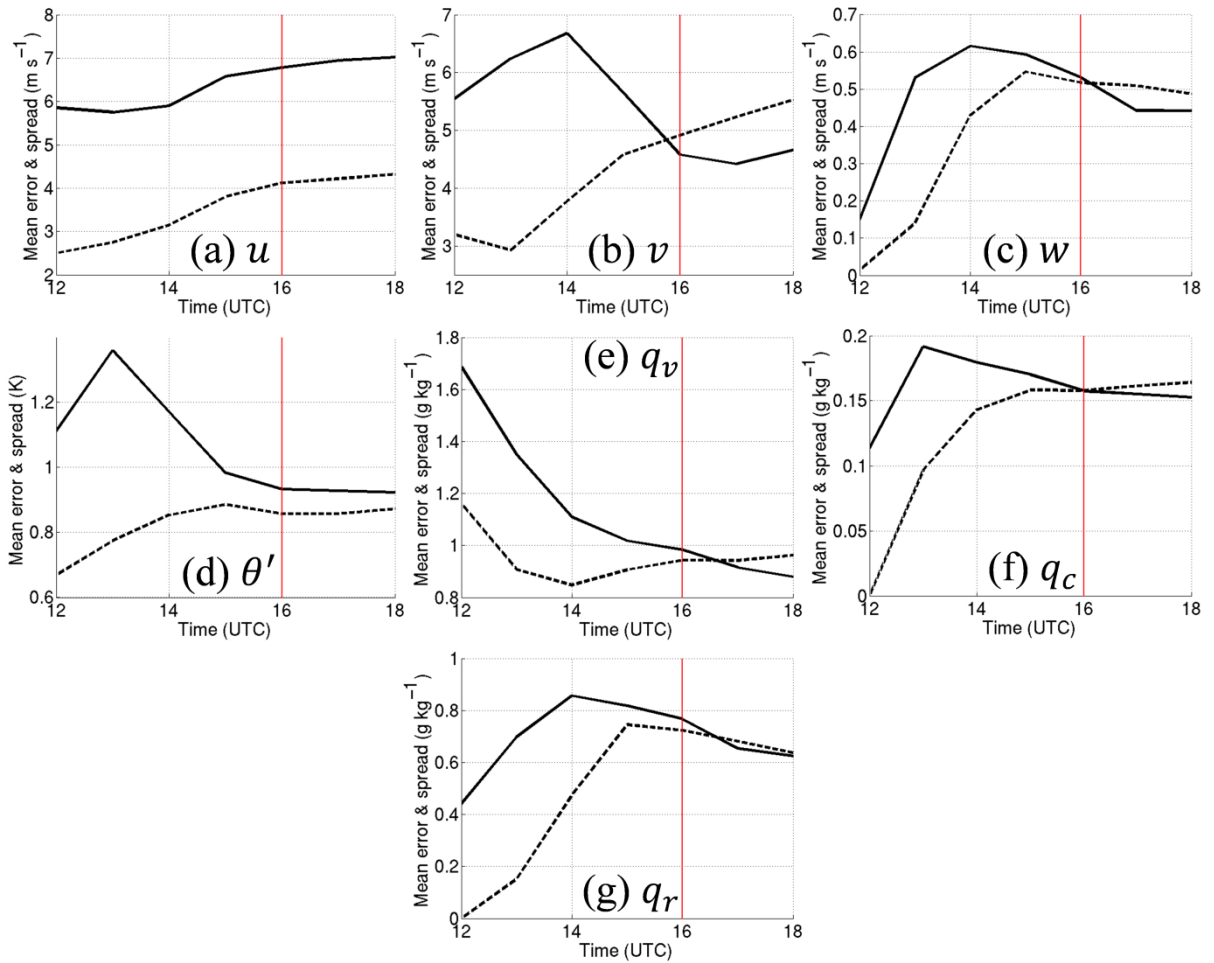


圖 13 NoDA 從 8 月 8 日 1200 至 1800 UTC 之 (a) u 、(b) v 、(c) w 、(d) θ' 、(e) q_v 、(f) q_c 和 (g) q_r 的系集平均方均根誤差 (實線) 和系集方均根標準差 (虛線)。統計範圍為七股雷達掃描範圍內最低 14 層的網格點。

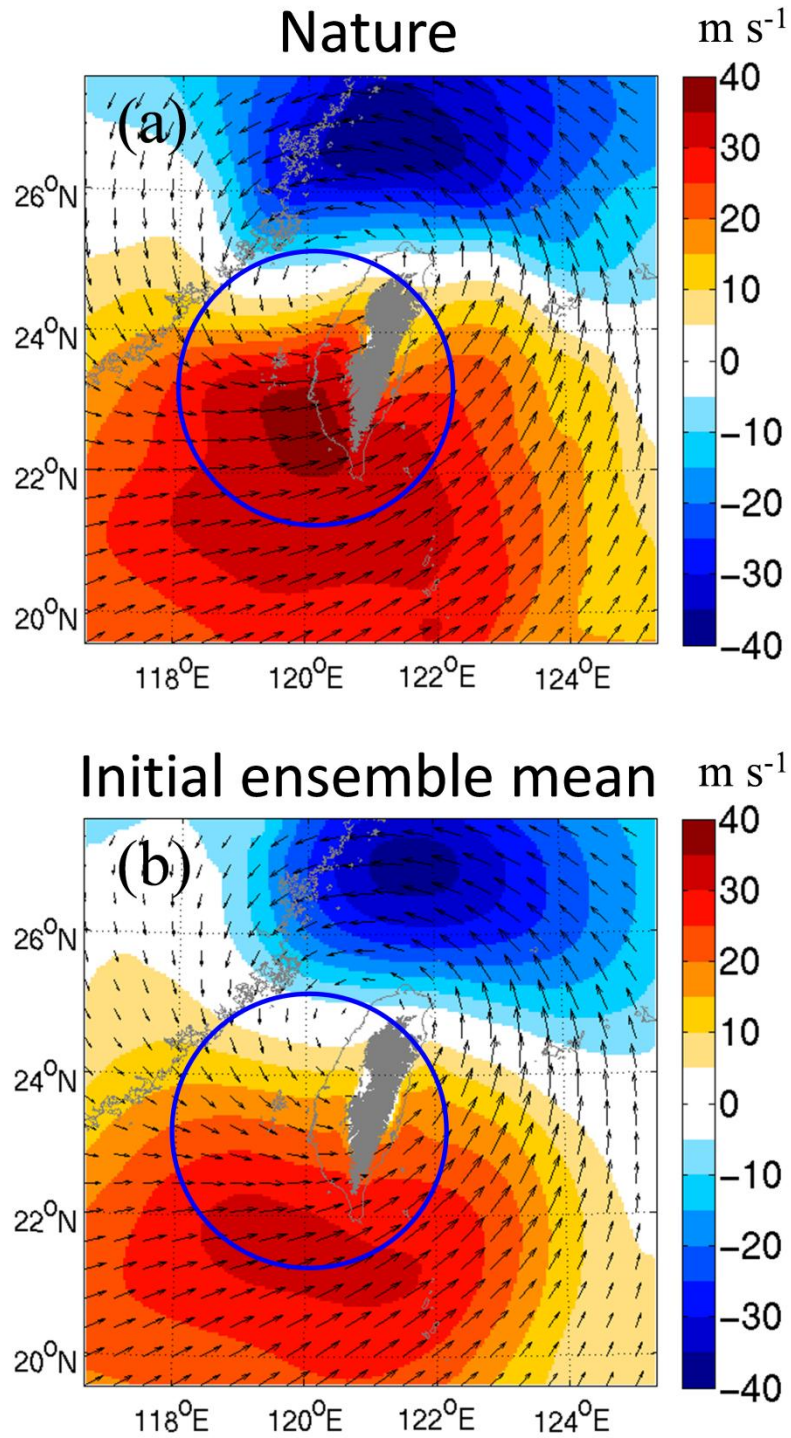


圖 14 8 月 8 日 1200 UTC 之 (a) 真實場與 (b) 初始系集平均在 1 公里高度的 u 場 (色塊) 和水平風場 (箭號)。灰色塊代表高於 1 公里的山區。藍圓為七股雷達的掃描範圍。

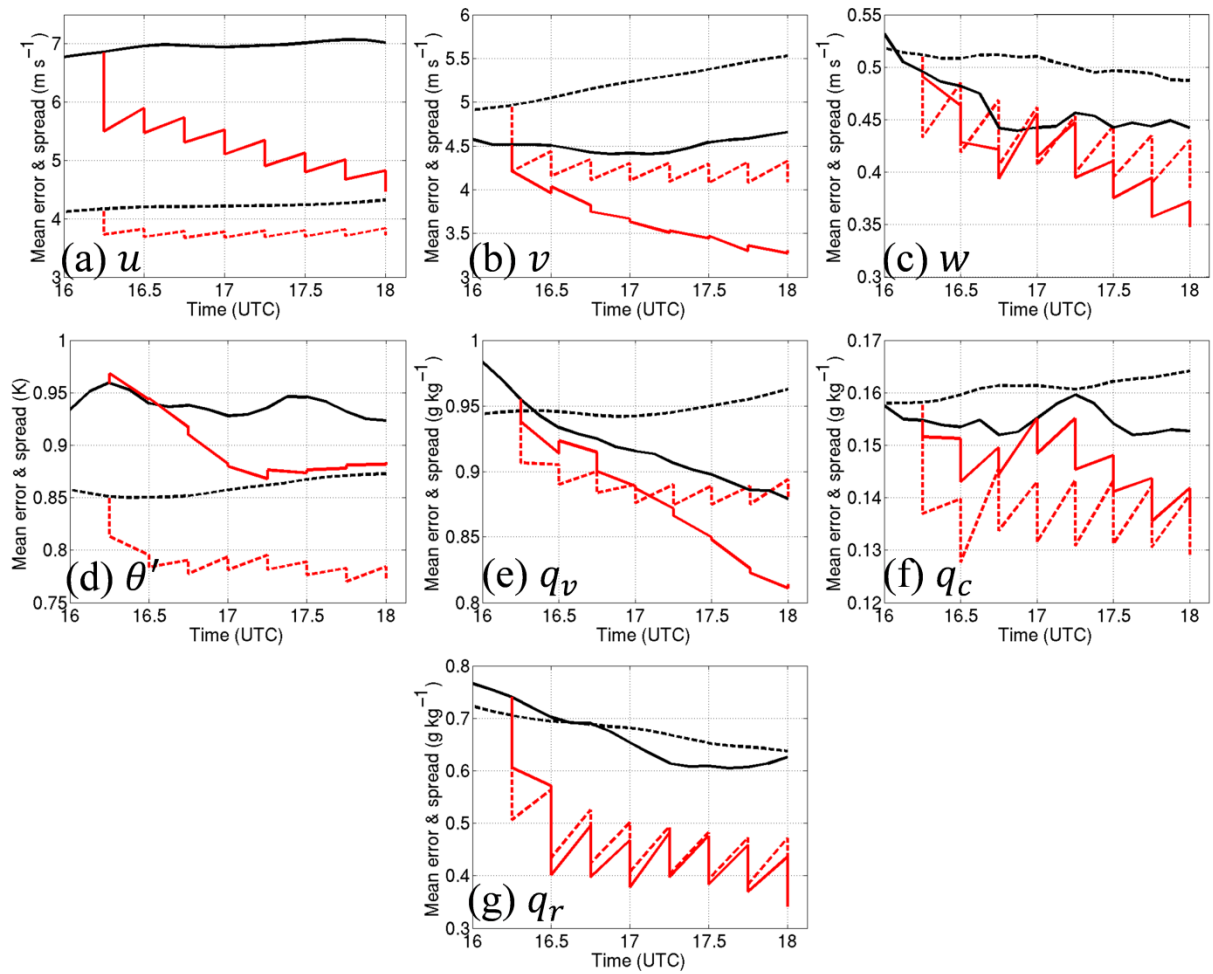


圖 15 和圖 13 相同，但時間區間縮小為 1600 至 1800 UTC（即圖 13 的紅線之後），且增加 CTRL 的系集平均方均根誤差（紅實線）和系集方均根標準差（紅虛線）。

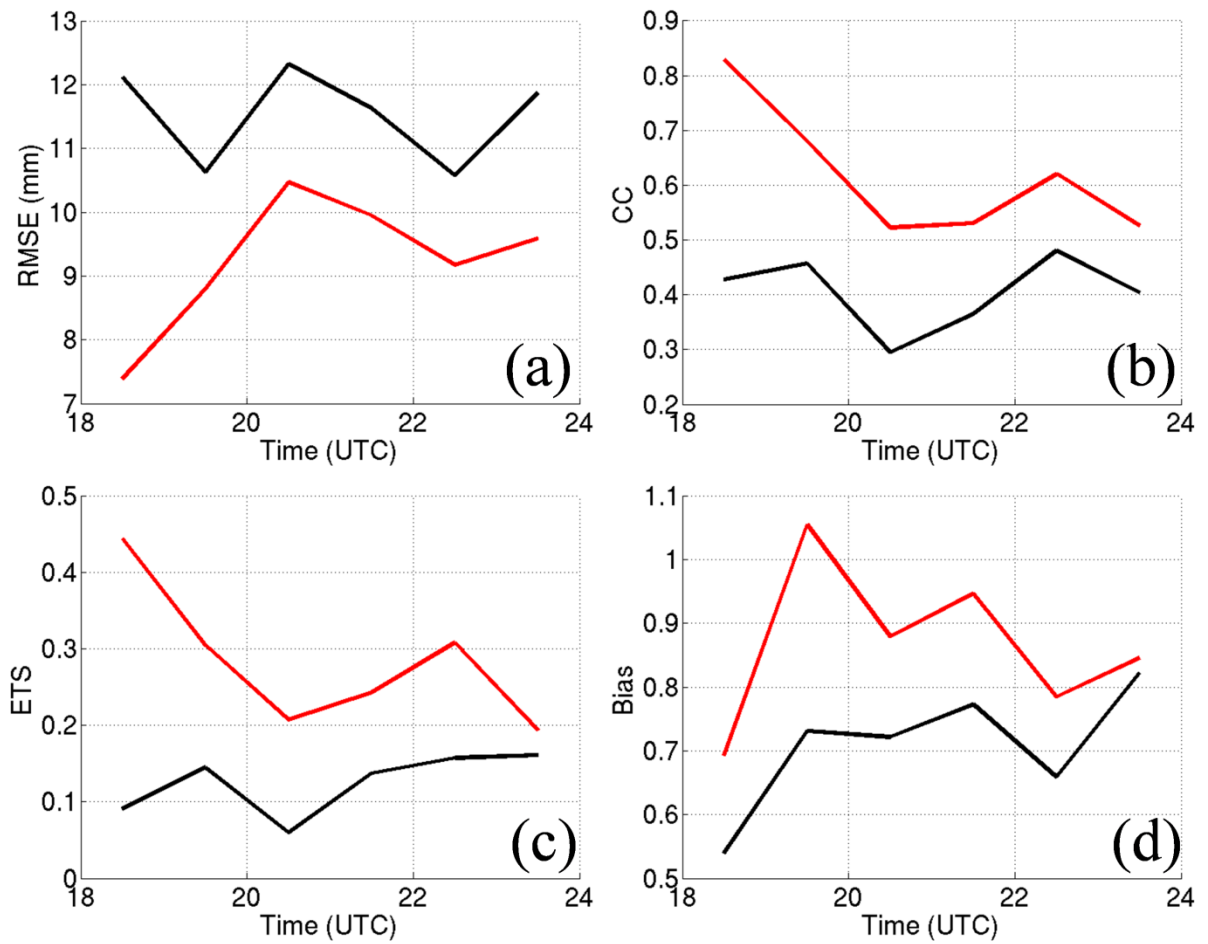


圖 16 CTRL (紅線) 和 NoDA (黑線) 從 8 月 8 日 1800 UTC 至 9 日 0000 UTC 之時雨量與真實場比較的 (a) RMSE、(b) CC、(c) ETS 和 (d) Bias。統計範圍為七股雷達掃描範圍。ETS 和 Bias 的時雨量門檻值為 15 毫米。

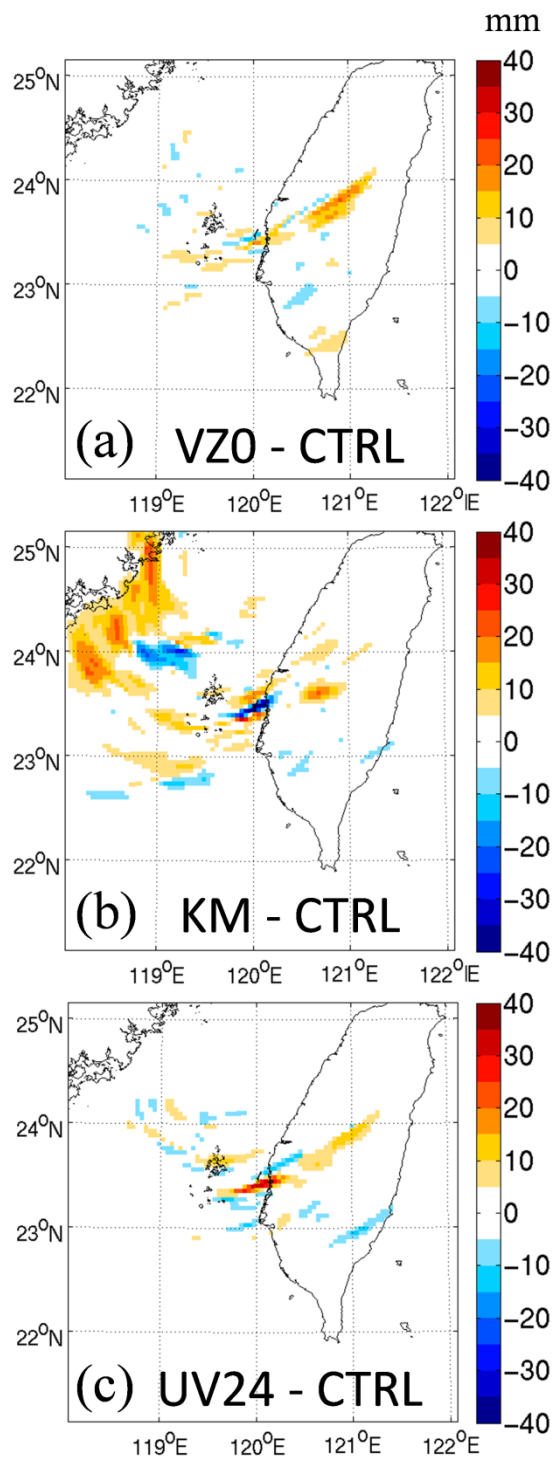


圖 17 (a) VZ0、(b) KM 和 (c) UV24 從 8 月 8 日 1800 UTC 開始之 1 小時降雨預報相較於 CTRL 的改善量。七股雷達位於正中央(東經 120.0860 度，北緯 23.1467 度)，而虛設的金門雷達位於西北角(東經 118.4181 度，北緯 24.4615 度)。

12Z

16Z

18Z

00Z 9

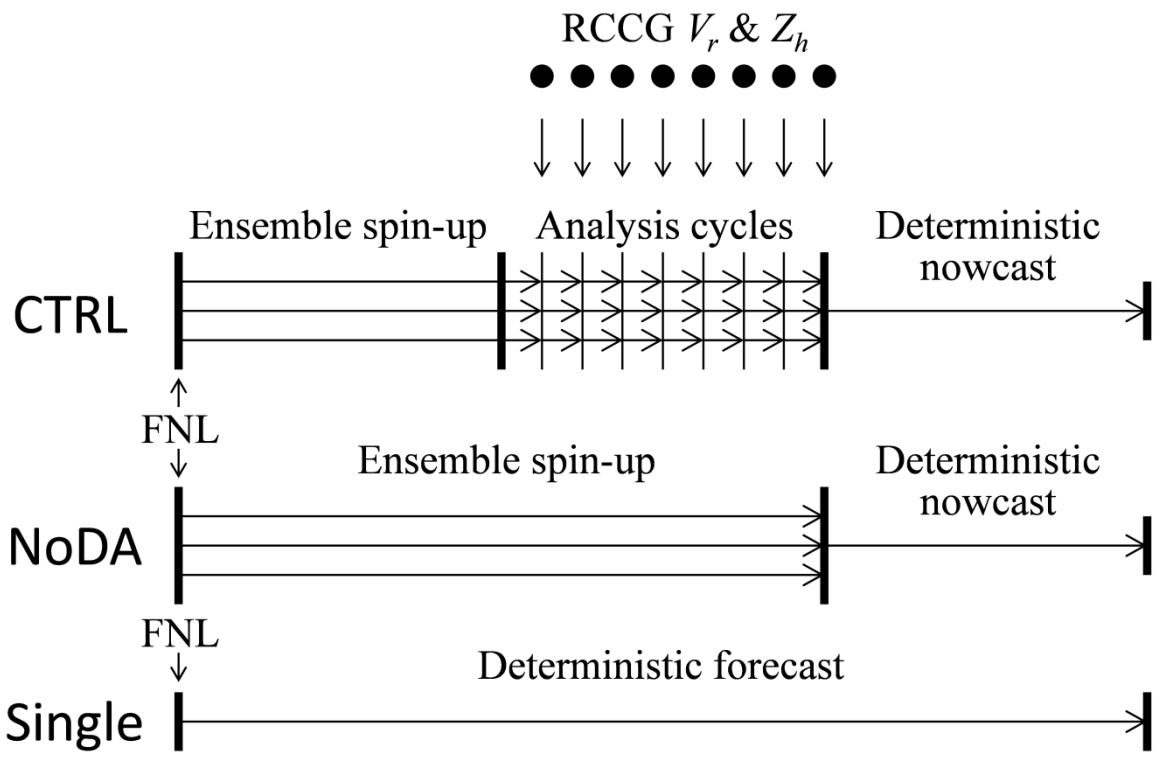


圖 18 真實觀測實驗的示意圖。黑點代表七股雷達的真實資料。單箭號和三箭號分別代表單一模擬和系集模擬。

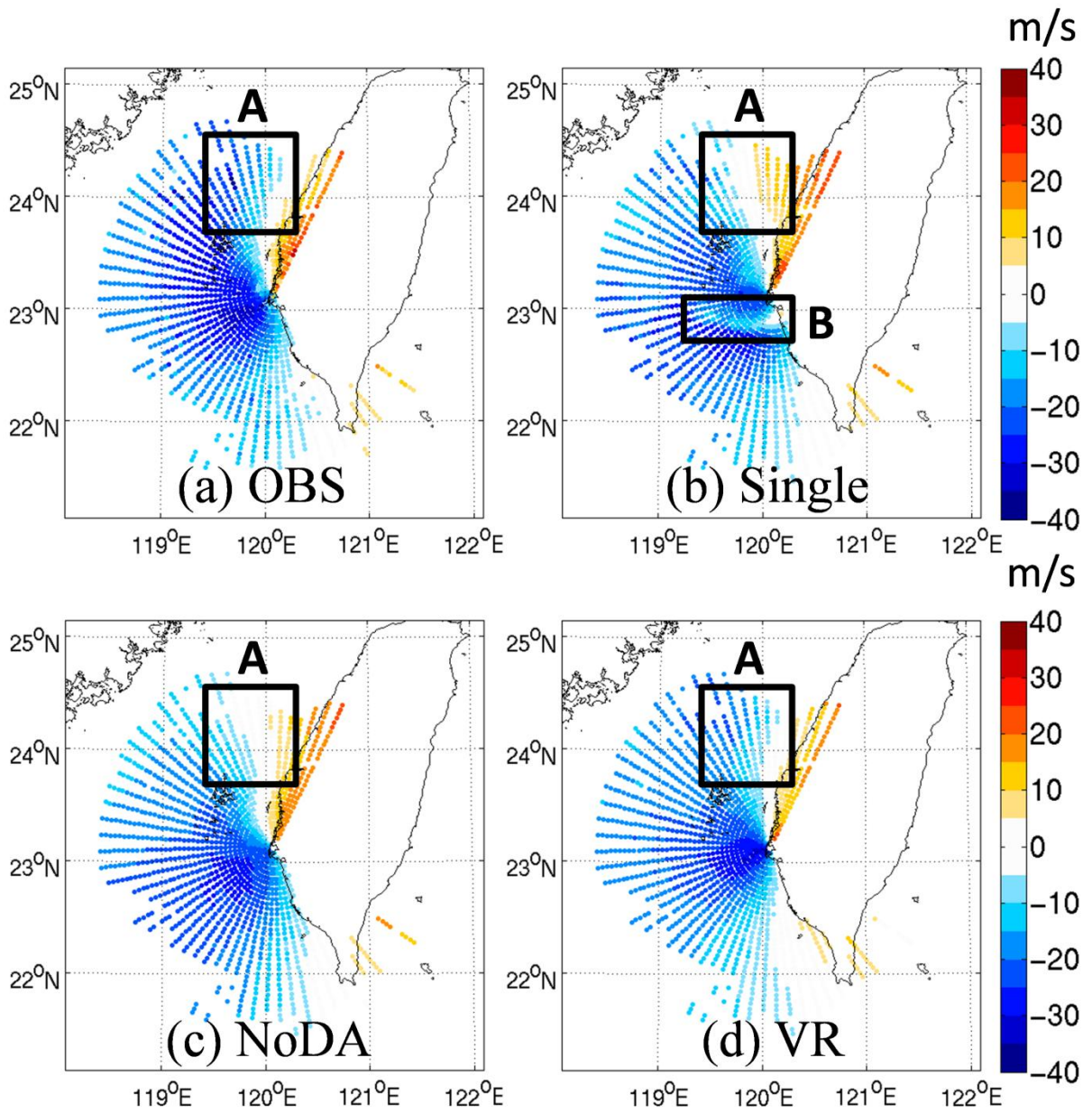


圖 19 8月8日 1800 UTC 之 (a) 七股雷達 0.5 度 PPI 的徑向風，以及所對應之 (b) Single、(c) NoDA 和 (d) VR 的徑向風分析場。矩形 A 和 B 標示本文所討論的區域。

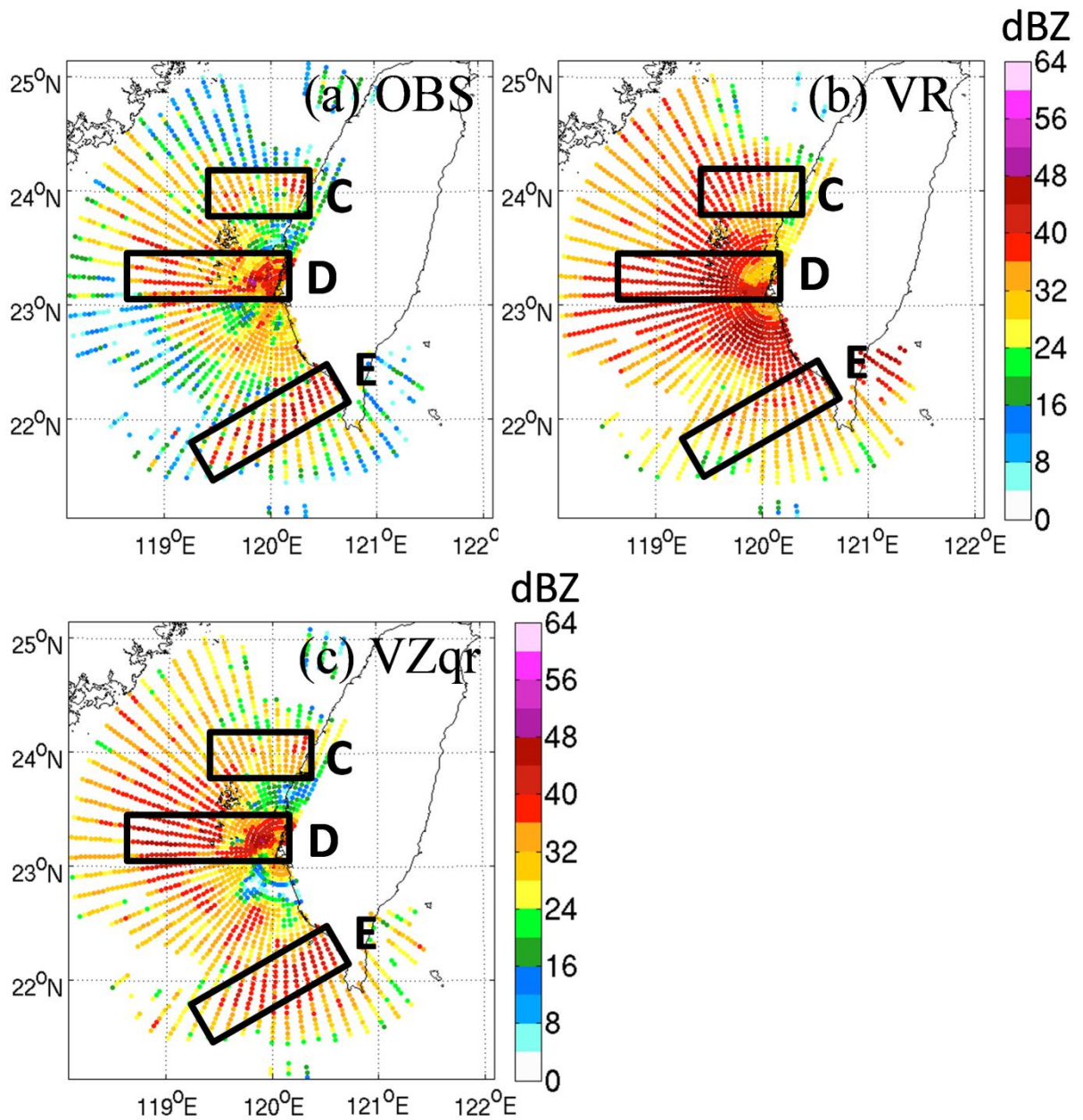


圖 20 8月8日 1730 UTC 之 (a) 七股雷達 0.5 度 PPI 的回波，以及所對應之 (b) VR 和 (c) VZqr 的回波分析場。矩形 C、D 和 E 標示本文所討論的區域。

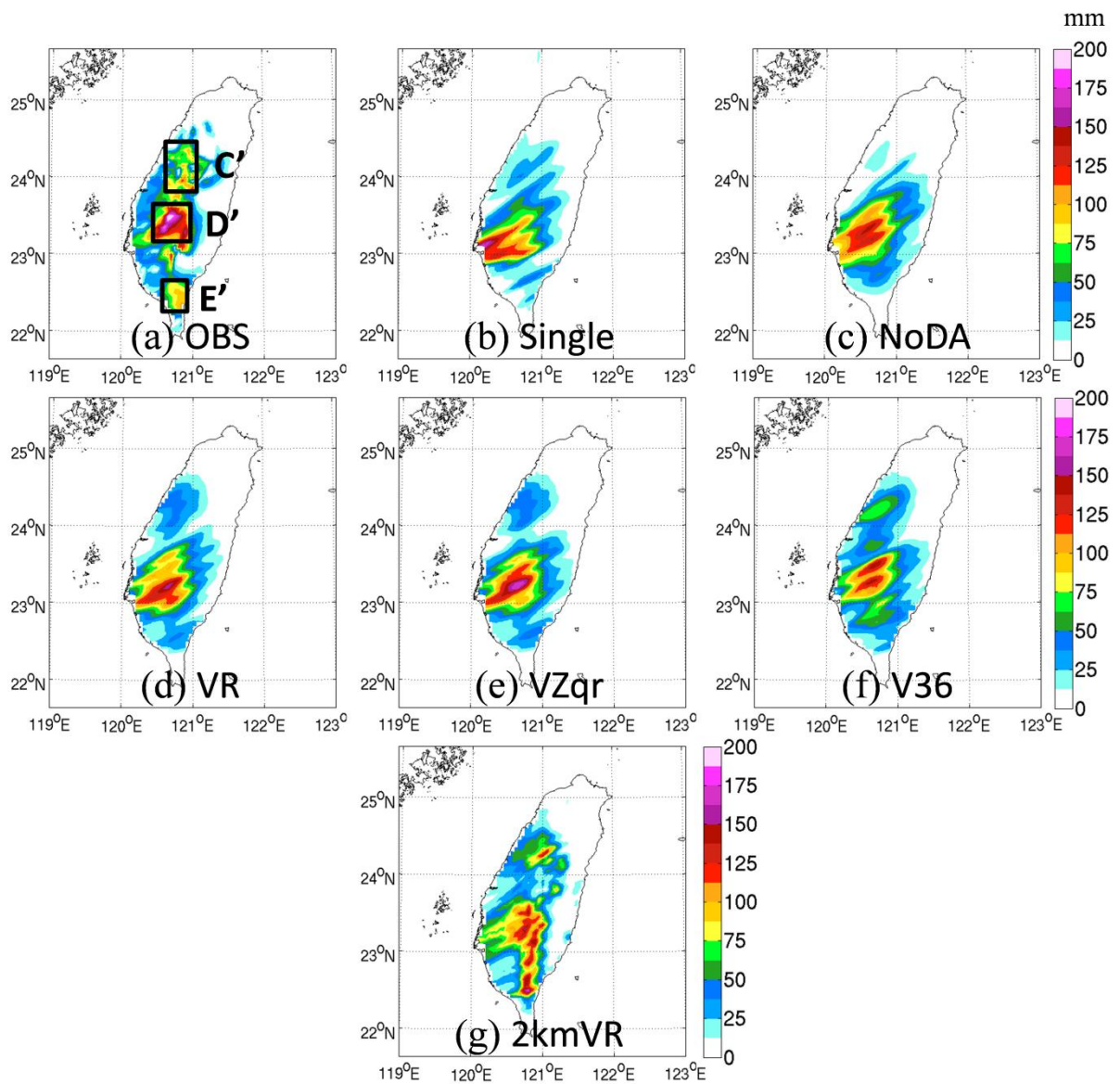


圖 21 (a) 中央氣象局地面雨量觀測、(b) Single、(c) NoDA、(d) VR、
 (e) VZqr、(f) V36 和 (g) 2kmVR 從 8 月 8 日 1800 UTC 開始之 3 小時
 累積雨量。矩形 C'、D' 和 E' 標示本文所討論的主要降雨區域。

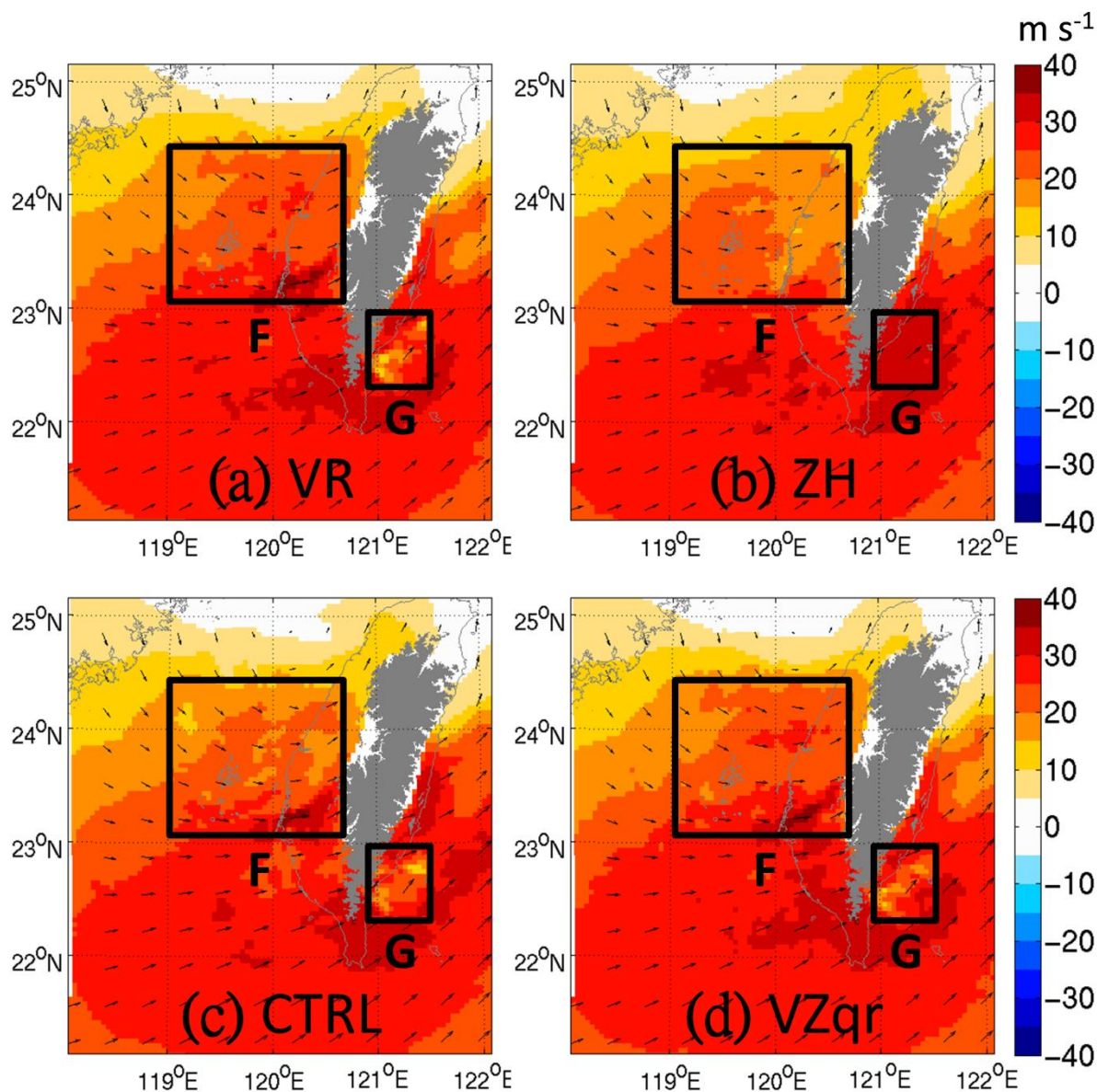


圖 22 8 月 8 日 1800 UTC 之 (a) VR、(b) ZH、(c) CTRL 和 (d) VZqr 在 1 公里高度的 u 場 (色塊) 和水平風場 (箭號)。灰色塊代表高於 1 公里的山區。矩形 F 和 G 標示本文所討論的區域。七股雷達位於正中央 (東經 120.0860 度, 北緯 23.1467 度)。

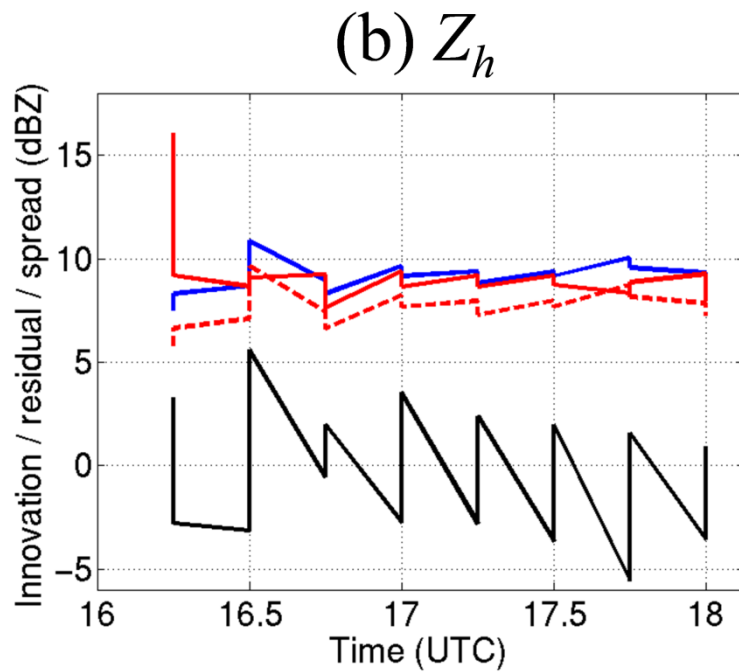
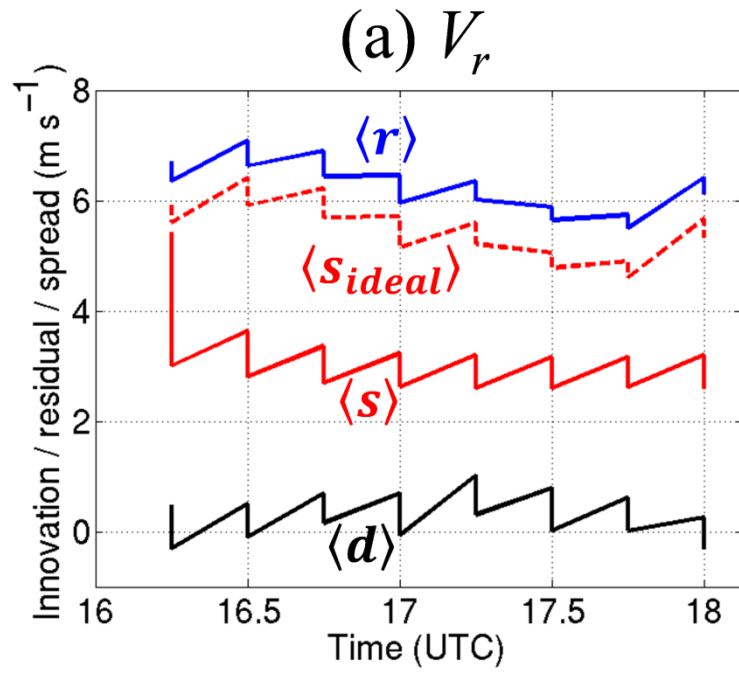


圖 23 VZqr 從 8 月 8 日 1600 至 1800 UTC 之分析循環期間，(a) 徑向風和 (b) 回波的平均觀測增量（黑線）、方均根觀測增量（藍線）、系集方均根標準差（紅實線）和理想系集方均根標準差（紅虛線）。

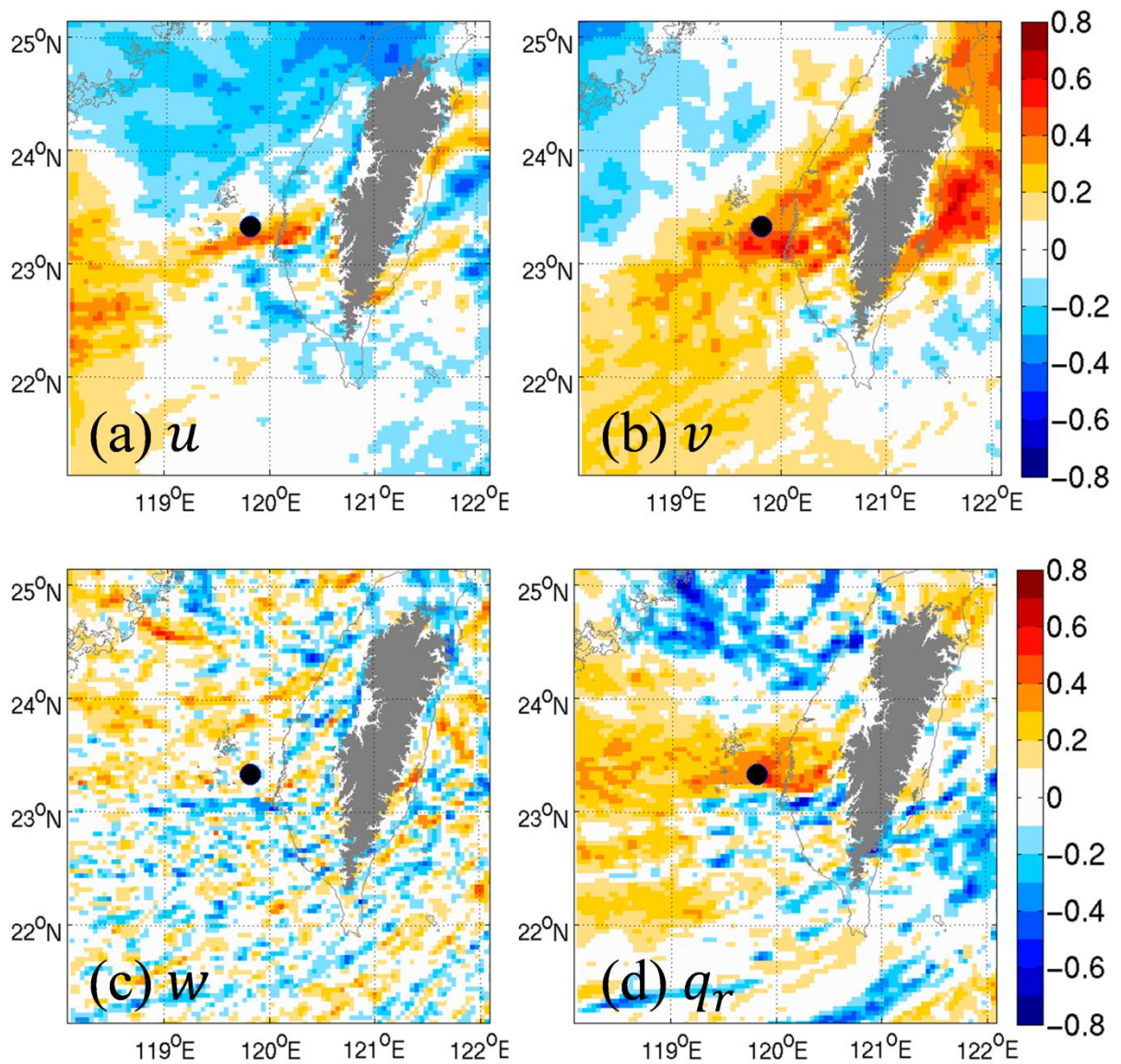


圖 24 VR 在 8 月 8 日 1800 UTC 的背景誤差相關係數場，介於 1 公里高度的 (a) u 、(b) v 、(c) w 和 (d) q_r 與黑點處的徑向風之間。黑點位於東經 119.8138 度，北緯 23.3372 度，高度 1 公里。灰色塊代表高於 1 公里的山區。七股雷達位於正中央（東經 120.0860 度，北緯 23.1467 度）。

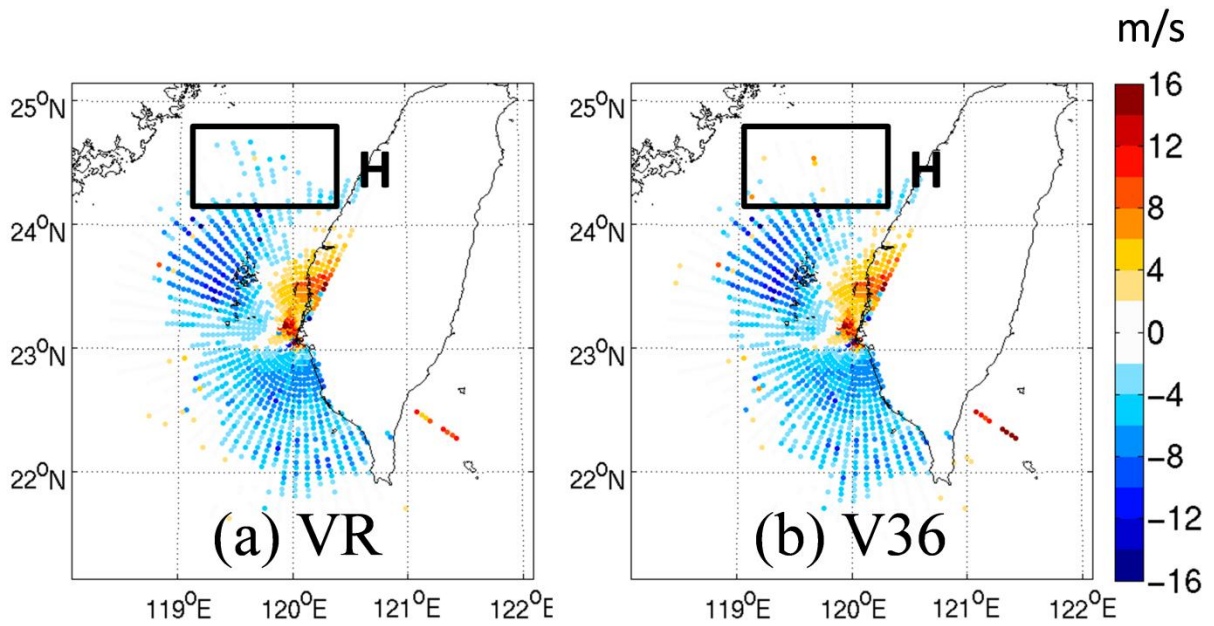


圖 25 8 月 8 日 1800 UTC 之七股雷達 0.5 度 PPI 徑向風減去所對應之 (a) VR 和 (b) V36 徑向風分析場的分析殘差。H 標示本文所討論的區域。七股雷達位於正中央 (東經 120.0860 度，北緯 23.1467 度)。

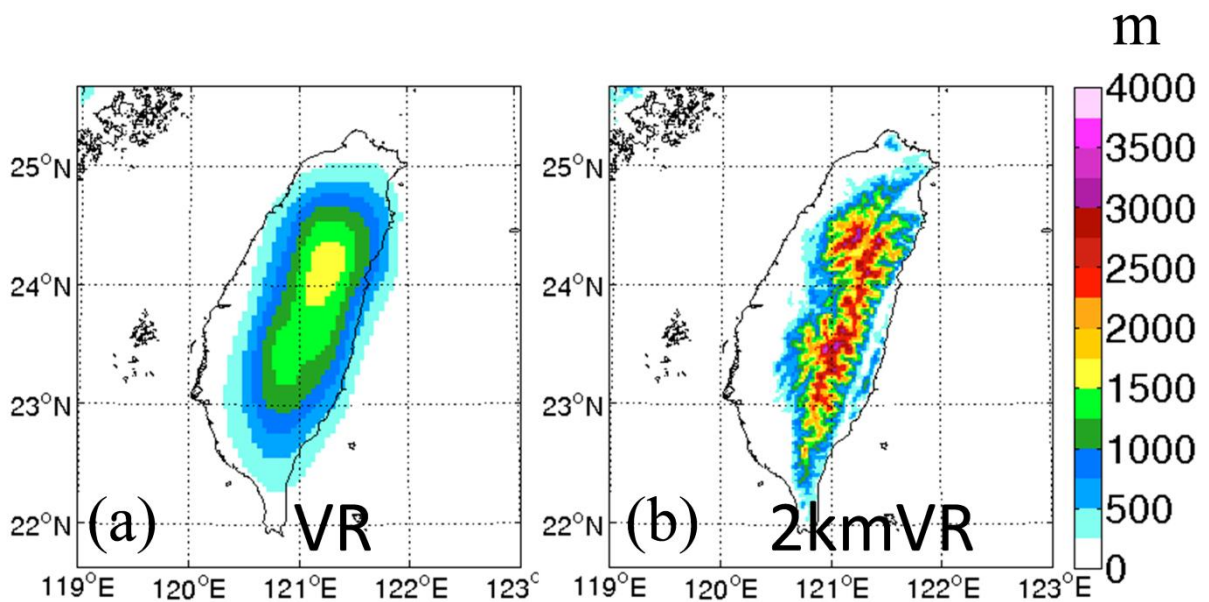


圖 26 (a) VR 和 (b) 2kmVR 於第三層網格所使用的地形。前者解析間距為 40.5 公里，後者為 2 公里。