

國立中央大學

大氣物理研究所

碩士論文

利用局地系集轉換卡爾曼濾波器雷達資料同化
系統改善短期定量降雨預報: SoWMEX IOP8
個案分析

研究生：邵彥銘

指導教授：廖宇慶 博士

楊舒芝 博士

中華民國一〇四年六月



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：_____ 邵彥銘 _____ 學號：_____ 102621020 _____

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短期定量降雨預報: SoWMEX IOP8 個案分析

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，須另行加填聲明書，詳細說明與紙本聲明書請至 <http://thesis.lib.ncu.edu.tw/> 下載。
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. 請加印一份單張之授權書，填寫並親筆簽名後，於辦理離校時交圖書館（以統一代轉寄給國家圖書館）。
4. 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。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

大氣科學系大氣物理碩士班 邵彥銘 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
系統改善短期定量降雨預報：SoWMEX IOP8 個案分析
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)

104年7月13 日

國立中央大學碩士班研究生
論文口試委員審定書

大氣科學系大氣物理碩士班 邵隆銘 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
料同化系統改善短期定量降雨預報：SoWMEX IOP8
個案分析經本委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人
委員

洪學正

廖宇慶

楊舒芝

洪學正

鍾高陞

中華民國 104 年 7 月 13 日

摘要

本研究使用一套結合局地系集轉換卡爾曼濾波器(LETKF)與天氣研究預報模式(WRF)，同化多座都卜勒雷達資料，針對 2008 年西南氣流密集觀測實驗(IOP8)的兩個個案做分析與模擬，這兩個個案(0614、0616)分別都對台灣南部帶來龐大降雨，而本研究的實驗目的為探討此雷達資料同化系統是否能夠改善梅雨個案的短期預報降雨能力以及改善的程度。

在 0614 的個案裡，首先比較在觀測使用 0dbz 與沒使用 0dbz 的同化實驗，而結果顯示，在沒有雷達回波的位置補上 0dbz 能夠有效的壓制模式中錯誤的回波生成，且不會降低主要雨帶的降雨強度。而同化實驗長度由一小時加長為兩小時後降雨預報在預報的最後幾個小時比其他實驗都好，但是在前期受到 EnKF 起轉問題而有低估降雨的現象，對此，若以隨機擾動採樣進行 EnKF 初始化較能展現出梅雨時期的大尺度不確定性，亦較有利於同化。

在 0616 的個案裡，由於在台灣東部非雷達觀測區域的初始擾動偏濕，而使得實驗結果在此區域有較大的濕偏差。若直接使用 ECMWF 再分析資料所做的單一預報此偏差情形並沒有那麼嚴重，比對再分析資料後發現，水相粒子在擾動後起轉的分布情形與再分析場的濕度有關，由於此個案的再分析場濕度較大，濕偏差的情形也較嚴重，而此現象也因無觀測而有誤差持續累積的情形。但台灣西南方的降雨一樣有較好的估計，因此綜合兩個個案的實驗結果，使用 WRF-LETKF 雷達資料同化系統能有效改善梅雨的定量降雨預報結果。

Abstract

The Local Ensemble Transform Kalman Filter (LETKF) method, coupled with Weather Research and Forecast (WRF) model, is applied to assimilate data from five Doppler radars in Taiwan, with the purpose of investigating the improvement on short-term quantitative precipitation forecast (QPF) for rainfall events occurred during the Mei-Yu season. Two heavy precipitation cases from the 2008 SoWMEX IOP#8 field experiments are selected.

The overall results demonstrate that by using WRF-LETKF to assimilate the radar data, the performance of model QPF for representing the Mei-Yu rainfall can be significantly improved. In the first case of June 14, 2008, it is found that by assimilating the 0 dBZ data, the spurious convection can be effectively suppressed. Extending the length of the radar data assimilation to two hours produces better rainfall forecast results. Generating initial perturbations from randomly selected, 6-hr apart data from the NCEP $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ re-analysis data turns out to be a better way to capture the uncertainty related to the Mei-Yu frontal flow than the original NCEP NMC method does.

The same model setup and assimilation method is applied to the second event on June 16, 2008. The pattern and amount of the forecasted rainfall pattern and over southwestern Taiwan indicates a very encouraging result. However, the rainfall prediction over eastern Taiwan becomes unrealistic strong, and this over-estimation cannot be mitigated due to the lack of radar data in this area. This indicates the importance of having a complete radar coverage over Taiwan and vicinity area.

致謝

從大學部就在中央大氣，而兩年後的現在是真的要離開中央了，回首這幾年所做過的、做得到的，有的只是對於一路上所幫助過的人的感謝，感謝廖宇慶與楊舒芝老師這兩年來一路的提攜，令我在這兩年不管是專業知識或是人生處世的方式，每每話語中總是能感受到廖老師恨鐵不成鋼的督促，對於人生態度上有很大的轉變。

感謝陳台琦老師平時對於實驗室大家的照顧與指導，而在研究進入尾聲的最後趕上鍾高陞老師回國後的指導與關心，使我更受益良多，更感謝老蔡學長花了很多時間教導我研究上所需的知識與工具，與小高學長給予我很多技術上的指導。

一開始進來什麼都不知道，而兩個實驗室的學長姐們都很熱心很厲害的給予我很多大大小小的幫助，謝謝 Olan 學長、少凡學長、豪大學長、沛瑜學姊、大柯學姊、Tank 學長、楚琺學姊、和小瓜呆學長們不時的問候，在研究的路上也受到很多的溫暖，大媽和詠霖、感謝你們兩個在研究中不時的討論，使我們相輔相成，還有昀靖、崇穎、QQ、馬甲、于力、JJ、小白和知航的午餐與晚餐時間，這兩年來還能保有跟大學部一樣快樂的時光。

最後當然要感謝我的家人，這一路上有你們在背後支持，在畢業典禮時更全員到齊來參加，還有毓瑋這兩年的陪伴，雖然我常常很忙而壓縮到相處的時間，但始終不離不棄，接下來妳也要加油，感謝一路走來大家的支持，讓我能順利走過，接下來是我人生的下一步，給予各位最大的祝福，我也會繼續努力前行。

目錄

摘要.....	I
Abstract.....	II
致謝.....	III
目錄.....	IV
圖表目錄.....	VI
一、 緒論.....	1
1-1 前言.....	1
1-2 文獻回顧.....	2
1-3 IOP8 6月14日個案介紹.....	3
二、 研究方法.....	5
2-1 LETKF 資料同化方法.....	5
2-2 Weather Research and Forecasting Model.....	7
2-3 雷達觀測算符.....	8
2-4 雷達資料處理與超級觀測化.....	9
2-5 觀測資料中補 Odbz.....	11
三、 實驗設計.....	12
3-1 實驗長度與策略.....	12
3-2 同化結果之診斷分析方式.....	13
3-3 降雨驗證方法與分數.....	14

四、	IOP8 6 月 14 日 結果討論	16
	4-1 NoDA 與 DA 實驗之比較	16
	4-2 同化零回波與沒同化零回波之比較.....	16
	4-3 加長同化實驗長度之結果討論.....	19
	4-4 PM(Probability Matched mean)降雨估計法.....	21
	4-5 使用隨機擾動製作背景場之結果討論.....	23
	4-6 降雨分數之驗證.....	26
五、	IOP8 6 月 16 日 結果討論	29
	5-1 IOP8 0616 個案介紹.....	29
	5-2 實驗設計	29
	5-3 分析結果之討論	30
	5-4 降雨結果之討論	31
六、	結論與未來展望.....	33
	6-1 結論	33
	6-2 未來展望	35
	參考文獻.....	37
	附表.....	42
	附圖.....	44

圖表目錄

表 3-1	個案 1 實驗總表	42
表 3-2	分析步階之同化策略	42
表 5-1	個案 2 實驗總表	43
圖 1-1	2008 年 6 月 14 日 1200UTC 在 200hPa 天氣圖，等值線為重 力位高度場，色階為水平幅合幅散場與風標。	44
圖 1-2	2008 年 6 月 14 日 1200UTC 在 500hPa 天氣圖，等值線為重 力位高度場，色階為相對渦度場與風標。	44
圖 1-3	2008 年 6 月 14 日 1200UTC 在 850hPa 天氣圖，等值線為重 力位高度場，色階為相對濕度場與風標。	45
圖 1-4	2008 年 6 月 14 日 1200UTC 地面天氣圖，等值線為壓力場 與風標。	45
圖 1-5	2008 年 6 月 14 日 0600UTC QPESUMS 觀測的雷達最大回 波圖。	46
圖 1-6	2008 年 6 月 14 日 1100UTC QPESUMS 觀測的雷達最大回 波圖。	46
圖 2-1	(a)WRF 模式網格配置，d01 網格間距 15 公里 d02 網格間距 3 公里。(b)所同化的五座雷達的位置與最低仰角可掃描的最大 距離。	47

圖 2-2	七股雷達在 2008 年 6 月 14 日 1200UTC 0.5 度仰角的(a)原始雷達徑向風資料，(b)超級觀測化後的徑向風資料，(c)原始雷達回波資料，(d)超級觀測化後的雷達回波資料，(e)超級觀測化與補上 0 回波資料後的雷達回波資料。	48
圖 3-1	沒同化的實驗組(NoDA)與有同化的實驗組(DA)的同化時間長度，綠線為同化長度為 1 小時之實驗分析步階開始時間紅線表示 2HR 這組實驗的分析步階開始之時間，藍線是每次預報步階的長度為十五分鐘。	49
圖 3-2	2008 年全台自動無人測站位置。	49
圖 4-1	(a)觀測、(b)NoDA、(c)EC、(d)ECdb0、(e)2HR、(f)fnlcv3 與 (g)fnl 實驗的一小時累積降雨圖，A、B 為本研究主要探討之降雨區域。	50
圖 4-2	(a)觀測、(b)NoDA、(c)EC、(d)ECdb0、(e)2HR、(f)fnlcv3 與 (g)fnl 實驗的兩小時累積降雨圖，A、B 為本研究主要探討之降雨區域。	51
圖 4-3	(a)觀測、(b)NoDA、(c)EC、(d)ECdb0、(e)2HR、(f)fnlcv3 與 (g)fnl 實驗的三小時累積降雨圖，A、B 為本研究主要探討之降雨區域。	52

圖 4-4	(a)觀測、(b)NoDA、(c)EC、(d)ECdb0、(e)2HR、(f)fnlcv3 與 (g)fnl 實驗的四小時累積降雨圖，A、B 為本研究主要探討之降 雨區域。.....	53
圖 4-5	(a)觀測、(b)NoDA、(c)EC、(d)ECdb0、(e)2HR、(f)fnlcv3 與 (g)fnl 實驗的五小時累積降雨圖，A、B 為本研究主要探討之降 雨區域。.....	54
圖 4-6	(a)觀測、(b)NoDA、(c)EC、(d)ECdb0、(e)2HR、(f)fnlcv3 與 (g)fnl 實驗的六小時累積降雨圖，A、B 為本研究主要探討之降 雨區域。.....	55
圖 4-7	EC 實驗組從 6 月 14 日 1100UTC 至 1200 每十五分鐘之徑向 風平均觀測增量(黑線)、方均根觀測增量(藍線)、系集離散程度 (紅線)與理想系集離散程度(虛線)。.....	56
圖 4-8	(a)EC 實驗組與(b)ECdb0 實驗組從 6 月 14 日 1100UTC 至 1200 每十五分鐘之雷達回波平均觀測增量(黑線)、方均根觀測 增量(藍線)、系集離散程度(紅線)與理想系集離散程度(虛線)。	56
圖 4-9	(a)觀測、(b)EC 實驗組之分析場、(c)ECdb0 實驗組之分析場 在 1100UTC 時的最大雷達回波圖，(d)觀測、(e)EC 實驗組之分	

析場、(f)ECdb0 實驗組之分析場在 1200UTC 時的最大回波圖。	57
圖 4-10 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 系集預報 5 小時模式第 11 層之 Qrain 系集離散程度，與 B 雨帶的位置。	58
圖 4-11 (a)EC 與 ECdb0 實驗組開始第一次分析步階開始前之 Qrain 在模式 4km 高度之背景場、(b)EC 實驗組最後一次分析步階結 束後之 Qrain 在模式 4km 高度之分析場，與 B 雨帶的位置。 .	58
圖 4-12 2HR 實驗組與從 6 月 14 日 1000UTC 至 1200UTC 每十五 分鐘之(a)雷達徑向風、(b)雷達回波之平均觀測增量(黑線)、方 均根觀測增量(藍線)、系集離散程度(紅線)與理想系集離散程度 (虛線)。	59
圖 4-13 2008 年 6 月 14 日 1000UTC 系集預報 4 小時模式第 11 層之 Qrain 系集離散程度。	59
圖 4-14 NoDA 從 6 月 14 日 0600 到 1200UTC 之(a)U、(b)V、 (c)W、(d)QV、(e)Qc、(f)Qr、(g)Qs、(h)Qg 與(i) θ' 的系集方均 根標準差。	60
圖 4-15 (a)EC 平均降雨、(b)ECdb0 平均降雨、(c)2HR 平均降雨、 (d)EC 實驗組 PM 降雨、(e)ECdb0 實驗組 PM 降雨與(f)2HR 實 驗組 PM 降雨的 1 小時累積雨量。	61

- 圖 4-16 (a)EC 平均降雨、(b)ECdb0 平均降雨、(c)2HR 平均降雨、
 (d)EC 實驗組 PM 降雨、(e)ECdb0 實驗組 PM 降雨與(f)2HR 實
 驗組 PM 降雨的 3 小時累積雨量。62
- 圖 4-17 (a)EC 平均降雨、(b)ECdb0 平均降雨、(c)2HR 平均降雨、
 (d)EC 實驗組 PM 降雨、(e)ECdb0 實驗組 PM 降雨與(f)2HR 實
 驗組 PM 降雨的 3 小時累積雨量。63
- 圖 4-18 (a)fnlcv3 實驗組、(b)fnl 實驗組從 6 月 14 日 1100UTC 至
 1200UTC 每十五分鐘之雷達回波平均觀測增量(黑線)、方均根
 觀測增量(藍線)、系集離散程度(紅線)與理想系集離散程度(虛
 線)。64
- 圖 4-19 (a)fnlcv3 實驗組、(b)fnl 實驗組在 2008 年 6 月 14 日
 1000UTC 系集預報 4 小時後模式第 11 層之 Qrain 系集離散程
 度。64
- 圖 4-20 NoDA、EC、ECdb0、2HR、fnl 與 fnlcv3 六組實驗在(a)第
 1 小時、(b)第 3 小時與(c)第 5 小時累積降雨之公正預兆得分。
65
- 圖 4-21 NoDA、EC、ECdb0、2HR、fnl 與 fnlcv3 六組實驗 6 個小
 時的空間相關係數。65

- 圖 4-22 NoDA、EC、ECdb0、2HR、fnl 與 fnlcv3 六組實驗在(a)第 1 小時、(b)第 3 小時與(c)第 5 小時累積降雨之 Bias 分數。66
- 圖 4-23 NoDA、EC、ECdb0、2HR、fnl 與 fnlcv3 六組實驗 6 個小時的方均根誤差。66
- 圖 4-24 EC(mean)、EC(PM)、ECdb0(mean)、ECdb0(PM)、2HR(mean)與 2HR(PM)六組實驗在(a)第 1 小時、(b)第 3 小時與(c)第 5 小時累積降雨之公正預兆得分。67
- 圖 4-25 EC(mean)、EC(PM)、ECdb0(mean)、ECdb0(PM)、2HR(mean)與 2HR(PM)六組實驗 6 個小時的空間相關係數。 ..67
- 圖 4-26 EC(mean)、EC(PM)、ECdb0(mean)、ECdb0(PM)、2HR(mean)與 2HR(PM)在(a)第 1 小時、(b)第 3 小時與(c)第 5 小時累積降雨之 Bias 分數。68
- 圖 4-27 EC(mean)、EC(PM)、ECdb0(mean)、ECdb0(PM)、2HR(mean)與 2HR(PM)六組實驗 6 個小時的方均根誤差。68
- 圖 5-1 2008 年 6 月 16 日 0600UTC 在 200hPa 天氣圖，等值線為重力位高度場，色階為水平幅合幅散場與風標。69
- 圖 5-2 2008 年 6 月 16 日 0600UTC 500hPa 天氣圖，等值線為重力位高度場，色階為相對渦度與風標。69

圖 5-3	2008 年 6 月 16 日 0600UTC 850hPa 天氣圖，等值線為重力 位高度場，色階為相對濕度與風標。.....	70
圖 5-4	2008 年 6 月 16 日 0000UTC 地面天氣圖，等值線為壓力場 與風標。.....	70
圖 5-5	QPESUMS 在 2008 年 6 月 16 日 0600UTC 時的最大雷達回 波圖。.....	71
圖 5-6	2008 年 6 月 14 日 0000UTC 到 1200UTC 的 12 小時觀測累 積降雨(圖出自中華民國中央氣象局)。.....	71
圖 5-7	NoDA0616、與兩組有做 DA(0616、0616db0)的實驗與 Single 實驗組的時間長度，藍線是每次預報步階的長度為十五 分鐘。.....	72
圖 5-8	0616 實驗組從 6 月 16 日 0400UTC 至 0600UTC 每十五分鐘 之徑向風平均觀測增量(黑線)、方均根觀測增量(藍線)、系集離 散程度(紅線)與理想系集離散程度(虛線)。.....	73
圖 5-9	(a)0616 實驗組與(b)0616db0 實驗組從 6 月 14 日 1100UTC 至 1200UTC 每十五分鐘之雷達回波平均觀測增量(黑線)、方均 根觀測增量(藍線)、系集離散程度(紅線)與理想系集離散程度 (虛線)。.....	73

圖 5-10	2008 年 6 月 16 日 0400UTC 系集預報 4 小時後模式第 11 層之 Qrain 系集離散程度。	74
圖 5-11	(a)無人測站觀測、(b)NoDA0616、(c)Single、(d)0616 與 (e)0616db0 的 1 小時累積雨量。	75
圖 5-12	(a)無人測站觀測、(b)NoDA0616、(c)Single、(d)0616 與 (e)0616db0 的 3 小時累積雨量。	76
圖 5-13	(a)無人測站觀測、(b)NoDA0616、(c)Single、(d)0616 與 (e)0616db0 的 5 小時累積雨量。	77
圖 5-14	(a)0616、(b)0616db0 在 2008 年 6 月 16 日 0600UTC 時分析場之最大雷達回波。	78

一、緒論

1-1 前言

台灣位於副熱帶與熱帶交界，西方有歐亞大陸而東方有太平洋，處於溫暖而潮濕地季風氣候區，台灣地形複雜，山脈狹長，大致呈東北西南走向，迎風面通常為主要的降雨區域，冬季吹東北季風，夏季吹西南季風，且常有颱風侵襲。台灣常常在強降雨事件之後發生災害，因此如果能準確的預知降雨所在的地點，與降雨的量值，也就是定量降水預報(Quantitative Precipitation Forecast)，即能夠在降雨系統到達之前預警，而提供防災單位將災害的損失降到最低。

都卜勒雷達具有高空間與時間解析度的特性，能夠即時得到大氣中水相粒子與風場的三維結構，對於降雨系統的動力結構上能有較好的解析，但台灣地形複雜、山脈延伸，雷達覆蓋率有限，因此本研究使用多座都卜勒雷達觀測資料以取得降雨系統更完整的結構。

雷達資料同化與對流尺度天氣預報已有多年歷史，但近十年來 EnKF 同化雷達資料的能力開始受到應用與重視。近幾年台灣亦發展出自己的雷達 EnKF 同化系統，此系統為結合 LETKF 與 WRF 模式。本研究使用 WRF-LETKF 系統研究 2008 年西南氣流實驗觀測期間，多座雷達資料對梅雨鋒面系統下對流降雨預報的影響。透過資料同化過程，將模式結合當時的觀測資料，經由降雨預報的模擬，期望能對於降雨預報有所改進，並藉以了解 WRF-LETKF 對於梅雨個案的預報能力，更期望能對於豪雨的預知而降低地面上災害的損失。

1-2 文獻回顧

首次使用 EnKF 系統同化雷達資料是從 Snyder and Zhang(2003)開始，Snyder 等人使用系集方根濾波器(ensemble square-root filter；簡稱 EnSRF；Whitaker and Hamill 2002)，在觀測系統的模擬實驗架構(Observing System Simulation Experiment；OSSE)下發現同化雷達資料能準確分析出對流胞的結構特徵，而 Dowell et al.(2004)在真實觀測的實驗上也能夠得到對流胞的特徵，Zhang et al.(2004)研究說明初始系集對於分析結果的表現和觀測資料分布對分析結果的敏感度，Tong and Xue(2005)使用奧克拉荷馬大學所開發的 ARPS(Advanced Regional Prediction System)模式來探討同化策略與同化變數的效益，發現在同化時，將觀測變數用來同化與其相關性最高的模式變數的分析結果最好，Zhang et al.(2009)使用 WRF-EnSRF 系統成功的同化雷達資料後，改善 Humberto 颶風的路徑模擬預報，而且提出了逐次協方差局地化法(Successive Covariance Localization；SCM)，使用不同比例的雷達觀測資料分別同化三層網格，分別改善不同尺度的流場特性，且拿來與 3DVAR 比較結果較好，Aksoy et al.(2009 2010)使用以系集調整卡爾曼濾波器(Ensemble Adjustment Kalman Filter；EAKF；Anderson 2001)為主體架構的 DART(Data Assimilation Research Testbed)系統，同化都卜勒雷達得觀測資料，分析不同真實個案的對流系統在同化雷達資料時的分析結果表現，與同化 0 dbz 後的優點，和比較分析結果與降雨結果的表現之間的關聯性，Tsai et al.(2014)使用 WRF-LETKF 雷達資料同化系統與台灣七股的雷達觀測資料在 OSSE 的框架下成功的改善了颱風莫拉克的短期降雨預報能力。

而關於 SoWMEX IOP8 的研究個案的文獻有：Tai et al(2011)選定 2008 年西南氣流觀測實驗的一強降水系統個案以 VDRAS(Variational Doppler Radar Analysis System)四維變分雷達資料同化方法應用在台灣地形上，改善了降雨的預

報結果，而楊(2012)將 VDRAS 的分析場結合 WRF 的模式預報場進一步改善了 IOP8 0614 個案的 4 小時內降雨預報，而廖(2014)使用 Liou(2001)提出的熱動力反演方法，將水平及垂直動量方程式及熱動力方程式結合在單一價值函數中，透過都卜勒雷達觀測得到風場進一步反演出三維風場，使用 3DVAR 的方式得到三維的壓力擾動梯度與溫度擾動場與水氣調整的方式來同化 IOP8 6 月 14 日的個案，結果也改善了此個案的降雨預報，Yang et al.(2014)則使用 WRF-LETKF 資料同化系統同化 GPSRO 掩星觀測資料，探討掩星觀測對於強降雨的影響，在同化 COSMIC RO 偏折角之後，對於 SoWMEX IOP8 6 月 16 日個案的降雨預報有正面效益，但與雷達所同化及預報的時間尺度不一樣。而本篇研究為延續 Tsai et al.(2014)的實驗，且使用與前述研究較為不同的方式，利用 WRF-LETKF 雷達資料同化系統，同化多座雷達觀測資料，以證明此系統能夠成功的改善梅雨等對流胞的個案的降雨預報能力。

1-3 IOP8 6 月 14 日個案介紹

本實驗的目的為的是要驗證 WRF-LETKF 系統同化雷達資料以改善短期降雨預報的能力，而 IOP8 0614 已被多位前人研究分析的個案，因此本研究首先選用此個案進行同化分析，圖 1-1 為 ECMWF $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 的再分析資料分析出來的 200hPa 天氣圖，台灣位於南亞高壓的邊緣，且在台灣南方有一輻散場，對於地面對流系統發展有較好的環境，而從 500hPa 的天氣圖來看(圖 1-2)，台灣北方有一強大的氣旋系統，而此氣旋系統帶來的鋒面系統從渦度場可以看到，正渦度場由此系統向西南方延伸至中國南海，為台灣帶來豐沛的西南季風，台灣位於 500hPa 的鋒前，而從 850hPa(圖 1-3)中層大氣的分析結果中，在此高度氣旋較強，而且位於海上有很高的相對濕度，且此氣旋所帶來的強烈西南氣流也有很高的水氣存在，且地面天氣圖(圖 1-4)的風標中可以看到，台灣位於西南氣流兩太平洋高壓

的系統幅合的區域，因此在台灣附近相當不穩定，而圖 1-5 與圖 1-6 分別為 2008 年 6 月 14 日 0600UTC 與 1100UTC 觀測的最大回波圖，在 0600UTC 時，在台灣西南方外海有一成熟的中尺度對流系統形成，而在 1100UTC 時，此對流系統發展成飈線(squall line)系統，而此個案很特殊的如圖 1-6 中標示的 A、B 與 C 三條飈線系統，C 系統在本實驗的同化時間開始前已往台灣東方遠去，而 A 及 B 飈線系統對台灣西南方帶來了將近 200 毫米的日累積雨量。

二、研究方法

2-1 LETKF 資料同化方法

局地轉換卡爾曼濾波器(Local Ensemble Transform Kalman Filter : LETKF, Hunt et al. 2007; Ott et al., 2004)屬於系集平方根濾波器(EnSRF)的其中一種，此類的濾波器定義系集擾動為誤差協方差的平方根，且不需擾動觀測，因此可以避免觀測抽樣後的誤差，而 LETKF 更使用局地化半徑的概念，分析場是經由一特定範圍內的觀測資料與背景場資訊獲得，背景場誤差的相關性也會隨著距離而遞減，另外，LETKF 與其他系集卡爾曼濾波器較不同的地方是，LETKF 同化方式是針對數值天氣預報模式的網格，同化模式網格點在局地化半徑裡的所有觀測點，以此方式逐步同化各個模式網格點，而傳統 EnKF、EAKF 和 EnSRF 則是逐個同化觀測點，利用每個觀測點來分析其局地化半徑內的網格點，因此 LETKF 較不會有觀測點先後同化導致模式網格點更新時也會有先後同化的問題，LETKF 有所有的系集卡爾曼濾波器的優點，(1)在背景場資訊來源中，能夠擁有流場相依的特性，不會只有一均值且均向性的背景誤差協方差，(2)與 4DVAR 需要的伴隨模式的大量運算需與預報模式使用同一種積分方式，因此對於當預報模式的積分方式不一樣，伴隨模式的積分方式也必須改變，因此程式的撰寫較為麻煩，(3)使用模式的非線性動力過程與非線性觀測算符，較能符合大氣的非線性動力過程，(4)使用協方差局地化法，可以有效降低採樣誤差(sampling error)。

在 LETKF 的公式中，需先令一矩陣 x_b 儲存各系集成員的狀態，第 i 行為第 i 個系集的預報場狀態， \bar{x}_b 為系集平均的行向量， X_b 為系集擾動矩陣，其運算方式為 $X_a = x_b^{(i)} - \bar{x}_b$, $\{i = 1, 2, 3 \dots K\}$ ， K 為系集成員總數，而有了系集擾動矩陣後

可以計算背景場誤差協方差矩陣 P_a ，計算方式為 $(K-1)^{-1}X_bX_b^T$ ，上述公式中下標 b 表示為背景場，而使用分析場運算則為分析場之矩陣與向量，則為下標 a。

上述公式為 square root filter 的基本假設，而 LETKF 的公式則引用了一個 $K \times K$ 的轉換矩陣，直接將局地化半徑內背景場的擾動項轉換為分析誤差，將公式改寫為：

$$P_a = \frac{1}{(K-1)}X_aX_a^T = X_b\tilde{P}_aX_b^T \quad (2.1)$$

Hunt(2007)將 \tilde{P}_a 矩陣定義為：

$$\tilde{P}_a = \left[\frac{(K-1)I}{\rho} + Y_b^T R^{-1} Y_b \right]^{-1} \quad (2.2)$$

上式中， Y_b 為觀測位置上的系集背景場擾動矩陣，第 i 行為第 i 個系集成員在觀測位置上的背景場系集擾動的數值，每個元素可以看成 $H(x_b^{(i)}) - H(\bar{x}_b)$ ， $x_b^{(i)}$ 為第 i 個系集在觀測位置上的背景場資訊， H 觀測算符，將模式變數轉換到觀測位置上的觀測變數， R 為觀測誤差 ρ 為乘法性的擴張係數，LETKF 以背景場的系集空間分布作為分析增量與擾動場更新的處要依據，在極小化分析誤差方差的運算方式下，得到更新系集擾動與系集平均的公式，首先更新系集平均的公式如下：

$$\bar{x}_a = \bar{x}_b + X_b\tilde{P}_aY_b^TR^{-1}(y_o - \bar{y}_b) = \bar{x}_b + X_b\bar{w} \quad (2.3)$$

$y_o - \bar{y}_b$ 代表觀測增量，也就是在觀測點上，關測資料與背景場的差異，而系集擾動場的更新方式如下：

$$X_a = X_b[(K-1)\tilde{P}_a]^{1/2} = X_bW \quad (2.4)$$

此式中以 \tilde{P}_a 的平方根表示 W 有個幾個好處 1.)可以確保 X_a 中每一行的平均為零，因此擾動為無偏差(unbias)的狀態，2.)可以讓 W 與 \tilde{P}_a 有連續性的關係(Hunt et al. 2007.)，綜合 2.3 與 2.4 式， \bar{w} 可以讓系集平均狀態保有觀測的資訊，而 W

則是帶有流場相依(flow-dependent)的誤差結構特性，而每個系集成員最後的分析場為：

$$x_a^{(i)} = \bar{x}_a + X_a^{(i)} \quad (2.5)$$

本實驗所使用的是改良自 Tsai et al.(2014)所發展的 WRF-LETKF 系統，在分析步階時使用 LETKF 運算原理，而預報步階使用的是 WRF(Weather Research and Forecasting Model)區域預報模式，此系統能一次同化多座雷達資料，且在更新模式變數時，能選擇要更新的模式變數，且每個變數能分別使用不同的膨脹係數(inflation)，與局地化半徑(localization)，與雷達觀測算符增加冰相粒子在雷達回波上的貢獻，而使用 2-3 節所描述的觀測算符將模式變數轉換到觀測點上，使用混和局地化半徑法(mixed localization ; Tsai et al. 2014)，因為不同變數有不同尺度的誤差協方差結構，因此同化時使用不同大小的局地化半徑，在更新時，增加水平風場的水平局地化半徑對於觀測資料較稀疏的區域能有較好的分析結果，以增加觀測變數在同化中的效益，另外，系統中對於觀測資料也有選取的設定，在本實驗中，所有同化實驗皆只同化觀測增量(觀測與背景場差異)小於 3 倍觀測誤差的資料點，目的是確保觀測資料的品質。

2-2 Weather Research and Forecasting Model

本實驗所使用的區域天氣預報模式是WRF(Weather Research and Forecasting) model(WRF-ARW)，由美國國家大氣研究中心(NCAR)、美國國家環境預測中心(NCEP)與美國國家海洋暨大氣總署(NOAA)合力開發之天氣預報模式，模式使用地勢追隨的 η 座標，且是一個可壓縮的非靜力模式，本篇實驗使用的是3.3.1版本，使用兩層雙向互動的巢狀網格，將台灣放在兩個網格的正中央(圖2-1)，網格間距分別為15公里與3公里，第一層有水平網格181×181個網格點，第二層則

有331×331個網格點，垂直由 η 值分成45層，最低層 η 值為1，最高層 η 值為0，在物理方法的部分，雲微物理方法用的是Goddard GCE scheme，積雲參數化法為Kain-Fritsch Scheme，與延世大學行星邊界層方法，長波輻射用RRTM，短波輻射方法選用Goddard short wave等。

2-3 雷達觀測算符

WRF-LETKF的背景場來源需要將模式轉換成雷達觀測的徑向風與回波，而觀測算符主要有兩個步驟，一個是空間上的距離內插，與不同變數之間的轉換計算，在空間的部分，計算模式網格點的直角座標與利用4/3地球半徑模式計算雷達觀測點的直角座標，之後從個雷達資料的觀測點上找最靠近的8個模式網格點，而這8個網格點分別會將此雷達觀測點包住，再利用距離倒數權重的方式將與雷達變數相關的變數內插到雷達觀測點上，而變數的轉換過程則是有徑向風(V_r)與雷達回波(Z_h)兩個，徑向風方面則是使用三維風場投影到以雷達為圓心的極座標的方式，公式如下：

$$V_r = [ux + vy + (w - v_t)z]/(x^2 + y^2 + z^2)^{-\frac{1}{2}} \quad (2.6)$$

其中， x, y, z 分別代表觀測點相對於雷達的直角座標， v_t 為雨滴之終端落速 (terminal velocity)，而在Marshall-Palmer雨滴粒徑分布的假設下，終端落速可以用以下公式算出：

$$v_t = 5.4(p_0/\bar{p})^{0.4}(\rho_a q_r)^{0.125} \quad (2.7)$$

其中， p_0 為地表氣壓值， \bar{p} 為溫度為273 K時的基態氣壓， ρ_a 為空氣密度， q_r 為雨水混和比，而雷達回波的部分可以看成：

$$Z_e = Z_r + Z_s + Z_h \quad (2.8)$$

其中 Z_e 為估計的雷達回波， Z_r 、 Z_s 與 Z_h 分別為雨水、雪與軟雹所產生的雷達回

波，而估計值為此三項水相粒子所產生的回波值相加，而他們分別的計算公式如下：

$$Z_r = \frac{7.2 \times 10^{20} (\rho_a q_r)^{1.75}}{\pi^{1.75} n_{0r}^{0.75} \rho_r^{1.75}} \quad (2.9)$$

其中， ρ_r 為雨水密度， n_{0r} 為截距參數，本實驗截距參數的設定為 $8 \times 10^6 m^{-4}$ (Lin et al. 1983 ; Gilmore et al. 2004a)， Z_r 的估計值為 $3.63 \times 10^9 (\rho q_r)^{1.75}$ ，同樣的， Z_s 的估計值如下：

$$Z_s = \frac{0.23 \left(\frac{\rho_s^2}{\rho_r^2} \right) 7.2 \times 10^{20} (\rho_a q_s)^{1.75}}{\pi^{1.75} n_{0s}^{0.75} \rho_s^{1.75}} \quad T \leq 0^\circ C \text{ (乾雪)} \quad (2.10)$$

$$Z_s = \frac{7.2 \times 10^{20} (\rho_a q_s)^{1.75}}{\pi^{1.75} n_{0s}^{0.75} \rho_s^{1.75}} \quad T > 0^\circ C \text{ (濕雪)} \quad (2.11)$$

n_{0s} 與 ρ_s 分別為雪的截距參數與雪的密度，截距參數使用的也是前人研究的估計值 $n_{0s} = 3 \times 10^6 m^{-4}$ (Lin et al. 1983 ; Gilmore et al. 2004a)，而 $\rho_s = 100 kg m^{-3}$ 乾雪與濕雪分別的估計值為 $9.8 \times 10^8 (\rho q_s)^{1.75}$ 與 $4.26 \times 10^{11} (\rho q_s)^{1.75}$ ，而軟雹的估計值如下：

$$Z_h = \frac{0.23 \left(\frac{\rho_h^2}{\rho_r^2} \right) 7.2 \times 10^{20} (\rho_a q_h)^{1.75}}{\pi^{1.75} n_{0h}^{0.75} \rho_h^{1.75}} \quad (2.12)$$

n_{0h} 與 ρ_h 分別為軟雹的截距參數與軟雹的密度，它們分別的估計值為 $4 \times 10^4 m^{-4}$ 與 $900 kg m^{-3}$ ，因此 Z_h 變為 $4.33 \times 10^{10} (\rho q_h)^{1.75}$ 。

2-4 雷達資料處理與超級觀測化

本實驗使用的雷達觀測資料為真實觀測資料，使用的是 SoWMEX IOP8 密集觀測實驗，美國 NCAR(National Center for Atmospheric Research)在台灣西南部架設了一座波長十公分(S-band)雙偏極化都卜勒雷達(SPOL)，加上中華民國中央氣象局的七股(RCCG)、五分山(RCWF)與墾丁(RCKT)的都卜勒雷達，另外再加上國立中央大學大氣系所擁有波長為五公分(C-band)的雙偏極化都卜勒雷達(CPOL)，

以包含觀測台灣西南部與西部的降雨特性，上述五座雷達的位置如圖 2-1 所示，本實驗同化雷達徑向風與回波，中央氣象局的三座雷達每七分半即有一個 PPI(plan position indicator)的體積掃描(volume scan)，一個體積掃描有九個仰角：0.5 度、1.4 度、2.4 度、3.4 度、4.3 度、6.0 度、9.9 度、14.6 度與 19.5 度，回波的最大觀測距離可以達到 460 公里，徑向風為 230 公里，NCAR 的 S-pol 有九個仰角，分別為：0.5 度、1.1 度、1.8 度、2.6 度、3.6 度、4.7 度、6.5 度、9.1 度與 12.8 度，七分半一筆體積掃描資料，徑向風與回波的最大觀測半徑為 150 公里，CPOL 一筆的體積掃描有 11 個仰角，分別為：0.5 度、1 度、1.5 度、2 度、3 度、4 度、5 度、7 度、9 度、12 度與 15 度，約九分半可以完成次體積掃描，最大觀測半徑約為 230 公里，這邊要強調由於 CPOL 最大折疊風場為 5.3m/s，而在判斷探空與五分山雷達風場後認為 CPOL 的徑向風場在未處理前應該有二次摺疊的現象，但由於無法判斷二次摺疊的位置，無法將 CPOL 的雷達資料做出正確無誤的徑向風場資料，因此選擇捨棄 CPOL 的徑向風場資料而不使用。

由於每一筆雷達資料都是使用原始資料，因此都還沒有經過資料品質管理 (quality control ; QC)，因此還需要經過濾除非氣象資訊與去除風場摺疊等步驟，以確保雷達回波能正確代表大氣中水相粒子的表現與三維風場的結構，本研究使用國立中央大學雷達實驗室所發展的 RAKIT 雷達資料處理系統，在回波的部分，皆先經由地形檔濾除經由山脈反射的地形雜波(ground clutter)，而非雙偏極化雷達的三座中央氣象局雷達再使用回波高於 30dBz 與徑向風低於 2m/s 的門檻再濾除一次地形檔所濾不掉的地形雜波，而 SPOL 與 CPOL 雷達則是利用回波的相關係數 0.85 與 0.92 為門檻濾掉非氣象資訊，再經由空間連續去除風場摺疊。

而雷達觀測資料的解析度在徑向方向約為數百公尺，而模式的網格間距為數公

里，兩者差了一個數量級，因此為了減少擬合不足的問題、降低計算的費用與時間與降低相鄰的觀測間的空間相關性，必須將雷達資料密度降至網格水平解析度，而本實驗使用的方式為超級觀測化(Superobbing ; Linkog et al. 2004 ; Zhang et al. 2009)。作法是將徑向間距為 5 公里，方位角間距為 5 度的扇形，以扇形的中間，即為徑向方向第 3 公里，方位角方向第 3 度為中心，做距離的高斯權重平均，圖 2-2 為 6 月 14 日 1200UTC 七股雷達徑向風與雷達回波在未做超級觀測化與做完之後的比較，可以看出在做完超級觀測化之後，觀測點的數目雖然減少了，但是還是保有在那個區域上的觀測特性。

2-5 觀測資料中補 0dbz

由於雷達觀測範圍中若某位置無對流系統，則將顯示為觀測資料，在進行同化時便認為沒有資料做修正，然而傳達給模式的並不是實際降水粒子所呈現的情形，因此我們便在這種沒有對流系統的觀測位置上，補上 0dbz 回波值，目的是為了傳達給模式在觀測資料中的那個位置是真的沒有對流系統的。所採取做法是在做超級觀測時，若在設定的平均範圍的扇形內都沒有有效的觀測值，且以此超級觀測點為主的徑向往雷達方向之內的觀測點皆沒有被地形阻擋的話，則在這個超級觀測點補上 0dbz 回波值，和觀測中無資料的觀測點做一個分別，而此作法能夠保留雷達資料原來的特性，且在補 0dbz 時也能有所設定的範圍內的代表性，圖 2-2e 描繪出 6 月 14 日 1200UTC 以七股雷達為例做完超級觀測化與補完零回波後的雷達觀測資料。跟圖 2-2d 比較，在有雷達回波的位置一樣能保有原本的強度特性，而在外海沒有對流系統的地方則是可以補上 0dbz 以做區別，而在台灣東部被地形阻擋的部分則是認為觀測無法到達因此沒有做補 0dbz 的動作。

三、實驗設計

3-1 實驗長度與策略

圖 3-1 為實驗示意圖，我們在 2008 06/14 0600UTC 時使用歐洲中期天氣預報中心(ECMWF)所產出之 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 6 小時再分析資料，再使用 WRF-Var 系統在 15km 解析度初始場加入擾動(取自 NCEP background model ; be.cv3)，生成 40 組系集成員，此擾動方式會擾動模式中的 U、V、T、與 Qvapor，因此擾動後再經由五小時一段起轉(spin up)時間，使模式系集成員生成位置略有不同，以避免在對流尺度中的離散程度不足。DA 代表有同化雷達資料的實驗組，而 NoDA 表示未同化雷達資料的實驗，主要的目的為探討同化雷達資料對於改善 1200UTC 到 1800UTC 的降雨預報模擬之影響。而 DA 的實驗組配置如表 3-1，本實驗首先探討 0dbz 同化與否的重要性，而之後個別實驗將於 4-2 與 4-3 討論。

所有實驗在分析步階時皆使用同一種同化策略，如表 3-2 所示。與前人研究不同的是，在更新模式變數時，只更新與都卜勒雷達觀測資料最直接相關的變數:三維風場、Qrain、Qsnow 與 Qgrapel，模式的三維風場主要利用相關性最強的徑向風同化更新，而水相粒子才用雷達回波同化更新。根據 Tsai et al.(2014)使用 WRF-LETKF 系統同化莫拉克颱風個案雷達資料的經驗，同化回波更新模式風場對於風場會有較不良的影響，而直接同化與風場相關的徑向風較能保留觀測的效益。水平局地化半徑的設定使用的是混合局地化半徑，引用 Tsai et al.(2014)的結果，風場有較大的水平相關性與連續性，且在使用此方法在觀測較為稀疏的地方的風場有較佳的分析結果，垂直局地化半徑與膨脹係數則是使用經驗值的 4km 與 1.08%。

3-2 同化結果之診斷分析方式

在本實驗中，主要同化的觀測變數為徑向風與回波，而主要診斷的方式為計算平均觀測增量與理想系集離散程度來探討同化策略的設定，而簡單的步驟描述如下，首先先計算各個觀測點的觀測增量 d_i :

$$d_i = y_i - \overline{H_i(\mathbf{x})} \quad (3.1)$$

y_i 為空間中的某一點觀測變數， H 為非線性觀測算符， \mathbf{x} 為模式變數，利用觀測算符將模式轉換到觀測格點，而若觀測點有 M 個，則有可計算平均觀測增量 $\langle d \rangle$:

$$\langle d \rangle = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M d_i \quad (3.2)$$

平均觀測增量可以用來判斷模式和觀測之間的整體誤差，越小的話代表模式與觀測整體上越接近，而另外還有方均根觀測增量 $\langle r \rangle$:

$$\langle r \rangle = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M (d_i - \langle d \rangle)^2} \quad (3.3)$$

所計算出來的可以代表為觀測增量的離散程度，而若 LETKF 系統有良好的運作，且符合基本假設 1)觀測變數之間無相關，2)設定的觀測誤差合理，則觀測增量的變異程度可看成下式:

$$\langle r \rangle^2 = \sigma_o^2 + \text{var}[H_i(x^f)] \quad (3.4)$$

即觀測增量的變異數為實驗中所設定的觀測誤差 σ_o 的大小加上模式的變異數，因此有可以計算理想的系集方均根標準差 $\langle S_i \rangle$ 為:

$$\langle S_i \rangle = \sqrt{\langle r \rangle^2 - \sigma_o^2} \quad (3.5)$$

然而，本實驗中有遇到方均根觀測增量比觀測誤差還要小的情形，而在計算時令根號內的值為絕對值，即 $|\langle r \rangle^2 - \sigma_o^2|$ ，讓公式不會出現虛數，而模式的系集方均根標準差可計算為:

$$\langle S \rangle = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left\{ \frac{1}{K} \sum_{j=1}^K [H_i(x_j) - \overline{H_i(x)}]^2 \right\}} \quad (3.6)$$

可以經由比較 $\langle S_i \rangle$ 和 $\langle S \rangle$ 來判斷系集在觀測空間的離散程度是否合理。

3-3 降雨驗證方法與分數

驗證降雨主要是將模式的預報降雨和當時台灣自動測站的降雨資料計算降雨分數，圖 3-2 為 2008 年台灣 385 個自動無人測站的位置圖，在計算分數時是利用 Barnes 的客觀分析方式(Barnes 1973)，將影響半徑設定為十公里，將模式的格點用距離權重的方式內插到無人測站的位置，在計算降雨分數，本研究主要使用的降雨分數有公正預兆得分(Equitable Threat Score ; ETS)、偏離指數(Bias)、空間相關係數(Spatial Correlation Coefficient ; SCC)與方均根誤差(Root Mean Square Error ; RMSE)。

公正預兆得分(ETS)表示模式正確預報降水的機率，其中考慮了模式與觀測皆無降水不是隨機猜中的情況下所造成的誤差，ETS 預報分越高代表模式降雨預報越準確，其公式如下：

$$ETS = \frac{H-R}{F+O-H-R} \quad (3.7)$$

F為預報降雨達到門檻的次數，O為觀測降雨達到門檻的次數，H為預報與觀測皆達到門檻的次數，而 $R = \frac{F \times O}{N}$ 為隨機預報可達到門檻的次數，N為所有雨量測站的個數，ETS分數越高代表在那個門檻值的預報能力越好。

Bias代表預報達到門檻與觀測達到門檻次數的比值，其公式如下：

$$Bias = \frac{F}{O} \quad (3.8)$$

F為預報達到門檻的次數，O為觀測達到門檻的次數，Bias大於1表示模式高估降雨，小於1表示模式低估降雨，而另外要強調的是，Bias只能反映整體的高估與低估，與降雨空間的分佈沒有關係，而在本實驗中，在計算ETS與Bias時所設定

的門檻是跳動的，第一個門檻是氣象局在預報降雨時的最低標準0.1而之後分別是大雨、豪雨、大豪雨與超大豪雨的降雨標準換算成每個小時累積降雨量所應到達的門檻而設定。

為了檢視空間中降水分布的狀況，使用空間相關係數(SCC)做驗證，其定義如下式：

$$SCC = \frac{\sum_{i=1}^N (F_i - \bar{F})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (F_i - \bar{F})^2 \sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2}} \quad (3.9)$$

上式中，N 表示測站總數，F 表示模式在該測站的累積降雨量， \bar{F} 表示模式在測站累積降雨量的平均，O 是觀測在該測站的累積降雨量， \bar{O} 是觀測累積降雨量的平均，SCC 越接近 1 表示模式與觀測的降雨分部情形越一致。

而為了得到對於觀測降雨的總體誤差量值，還會計算方均根誤差，其公式表示如下：

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (F_i - O_i)^2}{N}} \quad (3.10)$$

F 為模式在該測站的累積降雨量，O 是觀測在該測站的累積降雨量，N 為測站總數，此分數主要是直接計算模式與觀測降雨的總體差距。

四、 IOP8 6 月 14 日 結果討論

4-1 NoDA 與 DA 實驗之比較

我們首先利用有同化與未同化雷達資料之實驗確認雷達資料同化之影響，圖 4-1b 到圖 4-6b 為 NoDA 實驗之六小時降雨，圖 4-1c 到圖 4-6c 為 EC 實驗組之六小時降雨，第 1 小時時 NoDA 實驗組在台灣南方降雨僅有零星的降雨，一直到第 3 小時時才在台南附近有較強的降雨，但和觀測相差甚遠，而 EC 實驗組在同化雷達回波後在第 1 小時時在台灣南部山區即馬上有較接近觀測中的降雨，且能夠一直維持到第 3 小時，在第 4 小時時才出現與 NoDA 實驗組相似之在台南海邊的降雨，而此降雨是觀測中所沒有的。但在前 3 小時的降雨結果中可以很明顯的看出同化雷達資料後的正面效益。而 Aksoy et al. (2009) 的研究中指出，在雷達回波的觀測資料將弱回波($< 5\text{dbz}$)資料點改為 0dbz ，而同化這些資料點能有效抑制模式中與觀測差異較大的假回波生成。因此在接下來的實驗中，我們為了將模式中生成的對流系統但觀測中確認為無對流的位置抑制降水的發生，因此在無雷達觀測資料之位置加上 0dbz 以預期能抑制模式中錯誤對流的生長，進而改善模式中如 NoDA 的偏差，而加入 0dbz 的方式如 2-5 節所說。

4-2 同化零回波與沒同化零回波之比較

接著討論有同化零回波(ECdb0)與沒同化零回波(EC)之結果，同化策略如表 3-1 所示，針對這兩個實驗診斷其徑向風與回波的平均觀測增量與理想系集離散程度，以探討同化徑向風與回波的效益，圖 4-7 是 EC 實驗組的徑向風 $\langle d \rangle$ 、 $\langle r \rangle$ 、

$\langle S \rangle$ 與 $\langle S_i \rangle$ 。因為此兩組實驗的徑向風的觀測量相同，同化結果之統計資訊差異不大，因此省略 ECdb0 結果。從平均觀測增量可以看到在預報步階都有負偏差，但跟觀測差異不大，而每次分析步階都可以將平均觀測增量向 0 值線靠攏，即表示在徑向風在分析步階的同化很有效益。而觀察理想系集離散程度的資訊，在每次分析步階甚至比預報步階還要大的原因是 $\langle r \rangle$ 所算出來的數值比觀測誤差還要小，而上述公式在計算時須符合 EnKF 的基本假設如下 1) 模式誤差無偏，2) 觀測誤差無偏，3) 模式誤差與觀測誤差無相關，4) 實驗所設定的觀測誤差正確，而真實個案或許不符合前三項假設，且我們所能使用的觀測誤差為一猜測值。能因應的方式之一為更改觀測誤差的設定，而目前所使用的觀測誤差為參考 Tsai et al. (2014) 研究中颱風的個案所設定的參考值，雷達徑向風觀測會隨風場大小而有不同的觀測誤差大小，因此觀測誤差的理想設定是令一個議題。但是從平均觀測增量可以看出同化還是非常有效益，未來可針對觀測的不確定性做更完整的討論與調整。

圖 4-8 是雷達回波的在觀測空間的統計資訊，從 EC 與 ECdb0 兩組實驗的統計資訊來看，從平均觀測增量(黑線)來看，兩組實驗的模式皆有負偏差，即模式的水相粒子比觀測還要多，而 ECdb0 這組實驗每次分析步階將模式向觀測靠攏更加劇烈，因此可以判斷將模式拉向觀測的能力更強，因此有將模式中過多的水相粒子減少的趨勢。兩組實驗的系集離散程度(紅線)與理想系集離散程度(虛線)的差距來看，皆有不足的現象。此外，在觀測資訊加上 0 回波會讓理想系集離散程度增加(圖 4-8b)，乃因在觀測加上 0dbz 後的這些位置觀測與模式差距應該會很大，因此可能會增加 $\langle d_i \rangle$ 的離散程度，導致 $\langle S_i \rangle$ 的數值也變大。

圖 4-9 是觀測及兩組同化模擬實驗的最大回波圖，ECdb0(圖 4-9c)的實驗組

比起 EC 的實驗組(圖 4-9b)在台灣西北部外海與南部外海從第一個分析步階開始就有減弱模式中假的回波的現象，而到了最後一個分析步階時，ECdb0(圖 4-9f)比起 EC(圖 4-9e)更為接近 QPESUMS 的觀測(圖 4-9d)，更進一步證實了經過多次的分析循環同化 0 回波後，能有效修正模式中錯誤的回波生成，有助於更有效同化觀測。

圖 4-1 到圖 4-6 為觀測與各實驗組的 1 到 6 小時累積降雨，比較 EC、ECdb0 兩組實驗組與觀測的降雨分布，首先討論 A 區的降雨，在 A 區，有同化的兩組模擬實驗從第 1 小時開始就能大致模擬出沿著屏東沿海往高雄山區的主要降雨帶(圖 4-1c)(圖 4-1d)，雖然還是有部分低估的情形，且在第 2 到 3 小時的中南部山區降雨帶雖有稍微偏北的趨勢，但相較 NoDA(圖 4-2b)，此兩組同化能正確模擬出觀測(圖 4-3a)中高雄沿海到高雄山區到屏東沿海的人字形結構，且兩組同化模擬實驗在 A 區前三小時的降雨位置與強度相當，兩者的差異直到第 4 小時後才有明顯的不同，因此同化 0dbz 對前 3 小時的降雨預報而言並不會減弱主要的降雨帶。但至第 5 小時後 ECdb0 在高雄沿海的降雨反而較強，因此同化 0dbz 對降雨預報在 5 小時之後的影響是好是壞還有待評估。整體相較於 NoDA 來說，對於台灣南部的降雨帶皆能對於觀測有較好的近似。

B 區台灣中西部的降雨，兩組同化模擬實驗組的第 1 個小時累積降雨在 B 區有很明顯的低估的情形，然而從第 2 小時開始逐漸累積到與觀測相當的降雨，直到第 4 小時的累積降雨在中部沿海的高估情形，而此區的同化效益可以從比較 NoDA 與 EC 在第 4 小時後台中山區的降雨看到，EC 的實驗組在台中山區有較為接近觀測的降雨而 ECdb0 也有同樣的結果，但 NoDA 則是沒有此一結果，因此同化的益處一目了然。但 EC 及 ECdb0 兩組實驗的降雨在前 3 小時並沒有很大的差異，因為受到回波改善較多的位置在台灣南方及西北方外海，在台灣島上

的降雨帶並沒有直接相關，但在第 4 小時之後，ECdb0 在某些地方的降雨反而比 EC 還要強，因此同化 0dbz 的效益還需要更進一步的探討。

而在此兩組預報結果中第一小時降雨皆有低估的情形。圖 4-10 為 EC 實驗組在第一次的分析步階前，模式 Qrain 變數在模式第 11 層的系集離散程度中，從圖中可以看到，在 B 區系集離散程度明顯不足，因此影響了在同化雷達回波時，模式 Qrain 變數無法有效傳播觀測資訊。圖 4-11 為模式 Qrain 變數在 1100UTC 時的背景場與 1200UTC 時的分析場在 4 公里高度的分布情形，從圖中可以看到，在開始分析之前直到最後一個分析步階結束，此高度的降雨粒子在 B 區變化並不是很大，與模式中 Qrain 變數的離散程度較小的位置相符，由此可知在同化雷達回波更新 Qrain 時，模式的系集離散程度分布不均導致此低估之情形。

4-3 加長同化實驗長度之結果討論

由於 LETKF 跟所有 EnKF 一樣，在同化觀測資料時很仰賴系集所代表之背景場誤差協方差結構。而 EnKF 系統隨著模式的幾次分析循環與模式預報的過程的起轉(spun up)後，模式的誤差協方差結構也會漸漸的包含觀測的資訊而漸漸有鋒面或是對流胞之結構形成，而若同化一個小時，這只有五次的分析循環或許會不足以讓 EnKF 系統起轉或是才剛起轉即結束同化，而導致同化的效益不明顯，因此為了探討此一情形，同化實驗長度延長到兩小時共有九次的分析步階。此同化實驗名稱為 2HR，與 EC 實驗組比較降雨結果。

圖 4-12 為 2HR 實驗的徑向風與回波的平均觀測增量與理想系集離散程度，在徑向風的部分，在分析步階的方均根觀測增量也是低於實驗所設定的觀測誤差 (3m/s)(藍線)，但觀察平均觀測增量的表現與 EC 實驗組是一致的，預報皆有一個

正偏差，但每次的分析步階都能將預報向觀測靠攏，因此風場的同化效益都是很明顯的，而從雷達回波的平均觀測增量(黑線)來看，模式的負偏差沒有 EC 實驗組那麼嚴重，即模式的水相粒子較少，但理想系集離散程度(虛線)與系集離散程度(紅線)比起 EC 實驗組的差距更大(圖 4-8)，尤其是在第四次的分析循環之後兩者的差距比前兩次分析循環更大，因此模式的水相粒子的變數在系集之間差異比 EC 實驗組更小，此現象可能反應出水相粒子在後面幾次的分析步階時同化的效益並不大。

圖 4-1e 到圖 4-6e 為 2HR 實驗組的 1 到 6 小時累積降雨，與觀測(圖 4-1a 到圖 4-6a)和 EC 的實驗組(圖 4-1c 到圖 4-6c)比較，在第 1 小時，2HR 的 A 區降雨也能模擬出從屏東沿海延伸到高雄山區的降雨，但在北邊與 B 區降雨明顯低估，且此一低估情形一直持續到第 3 小時，第三小時時，在 A 區北方山區的降雨才逐漸出現，且人字型的降雨結構更明顯，而 B 區在中部沿海的降雨一直都有低估的情形，EC 實驗組低估的情形並不像 2HR 的情形，但在第四小時之後，A 區山區與沿海的降雨逐漸追上觀測，值得一提的是，在第 5 小時時，2HR 在 A 區中沿著山區的降雨比起 EC 實驗組更接近觀測，且在 B 區沿海的高估情形並不像 EC 那麼嚴重，但在第 6 小時時與 EC 實驗組的降雨結果差異已經並不明顯了。因此可以推斷同化雷達資料的效益到第 6 小時已經不是很明顯了，但由於先前提到的，此一實驗的模式 Qrain 的系集離散程度較低，因此可能會影響到水相粒子的同化結果，而在前 3 小時的降雨預報 2HR 相較於 EC 的確是低估的情形，而到了第 4 小時之後，乃至於第 5 小時，降雨強度才比 EC 還高而更接近觀測，而推論可能是由於前 3 小時的降雨結果與可水相粒子的同化效益有關，而較後期的預報與風場的同化效益有關(蔡 2014)。

由於 2HR 實驗組在第 1 小時 B 區的降雨低估的情形比 EC 還嚴重，圖 4-13 為

加入初始擾動後系集預報 4 小時(2HR 實驗組第一次分析步階前的背景場)的模式 Qrain 變數在模式第 11 層的系集離散程度，與圖 4-10 比較，圖 4-13 在台灣西南方外海與台灣中部受到多次觀測同化影響將系集離散程度壓得更低，而此一結果也影響了 Qrain 變數在同化雷達回波時的效率，而因為 NCEP 背景誤差模式擾動的變數為 U、V、T、Qvapor，使系集中各個成員有不同的初始場，而後在預報過程中不同的動力與熱力條件，會使系集生成的對流區域位置與強度不同，讓系集中不同成員的水相粒子在同一地有不同的表現，如此才能有足夠系集離散程度。從圖 4-14 這 6 小時內的各項模式變數的系集方均根標準差，統計範圍為同化實驗中雷達的最大觀測範圍所包含的矩形，而垂直層的選取隨變數而定，除了冰相粒子為模式的十層到第二十層之外，其餘變數皆為第一層到第十四層，而從圖 14 可以看到，控制模式動力的三維風場在一開始差異較大，但到了 1000UTC 時便趨於一穩定離散程度，意味著各系集成員的模式趨於動力上的平衡，而水相粒子則較為特殊，特別的是，雨水混和比(Qrain)在 0800UTC 前快速上升，而 0800UTC 到 1000UTC 時下降後又持續上升，才導致圖 4-13 中呈現的離散程度不足的現象，從動力的角度上可以看出個系集的模式已經趨於穩定，但 4 小時的起轉時間還不足以讓各個模式在水相粒子上有足夠的離散程度。

4-4 PM(Probability Matched mean)降雨估計法

由於之前的實驗使用的降雨預報都是先將分析場取平均後再做單一預報，而此做法有些缺點，由於大氣的預報方程式為非線性的方程式，若預報的初始場稍微有點偏差，預報一段時間後會造成很大的誤差，因此單一預報較仰賴初始場的品質，而雖然 LETKF 的假設中，分析場的平均是無偏的，但是因為使用的是有限的系集數目，因此取完平均之後有可能會有偏差，而使用系集預報較不仰賴初始場，且能提供不同的動力特性，但若使用系集平均估計降雨的話，很容易低估降

雨的極值，因此本實驗另外進行 EC、ECdb0 與 2HR 分析系集所起始之 6 小時系集預報，但降雨的估計則是利用 PM 的降雨估計法(Ebert, 2001)，而做法如下：

假設有三組系集成員，而降雨之在個別的網格點分布如下，單位為 mm

成員 1			成員 2			成員 3		
33	20	0	2	55	40	20	30	10
50	0	2	0	1	0	21	1	15
40	3	0	0	6	0	0	0	0

1. 進行系集平均的排序，黑色字為系集平均之降雨，紅色字為排序之順序。

系集平均		
18.3	4	16.7
23.7	3	5.7
26.7	2	0

2. 將所有成員之所有格點進行排序，因此範例中共有三個系集成員，且各自有九個格點，因此進行 27 個格點的排序，而因為有三個成員，再將每三個為一組進行分組，以每一組的中位數作為此組的降雨估計值。

排序	1	2	3	4	5	6	7	8	9
降雨值	55	50	40	40	33	30	21	20	20
組別	1			2			3		
排序	10	11	12	13	14	15	16	17	18
降雨值	15	10	6	3	2	2	1	1	0
組別	4			5			6		
排序	19	20	21	22	23	24	25	26	27
降雨值	0	0	0	0	0	0	0	0	0
組別	7			8			9		

3. 將每組的中位數依序放進步驟 1 所排序好的降雨估計排名之格點上，此即為 PM 降雨產品，此做法可以保留降雨之極值，卻會低估中小雨的降雨。

PM降雨估計值		
10	50	2
20	0	1
33	0	0

圖 4-15 到圖 4-17 為 EC、ECdb0 與 2HR 的平均降雨與 PM 降雨估計的差異，可以看到使用平均降雨估計，台灣中南部的降雨相當平滑，而降雨極值主要集中在南部山區，2HR 的實驗組比起其他兩組更能抓到觀測中山區降雨的趨勢，但是中小雨的分布非常廣泛，而到了第 3 小時時降雨低估的情形就已很明顯，而第 5 小時的結果比起觀測低估很多，而看 PM 的降雨估計方法，雖然降雨的分布情形與使用平均降雨一樣有平滑的結果，但是在第 1 小時時山區降雨的極值較大，但是在台灣中部平均降雨所呈現的應該降雨的位置消失了，且在第 3 小時與第 5 小時時，對於台灣南部的估計高估的非常嚴重，但是比起平均降雨更能凸顯大雨的量值。

4-5 使用隨機擾動製作背景場之結果討論

因為本實驗使用的是乘法性的擴張係數法，此方法只能增加背景誤差大小，卻無法改善背景誤差的結構。由於 NCEP 背景誤差模式主要是 3DVAR 背景場誤差的來源，而做法是使用 NMC 法，對於全球模式的 48 小時與 24 小時預報間的差距，而在計算時分成水平與垂直兩個方向的尺度運算，而主要計算的變數為流函數、速度位勢函數、溫度與相對濕度等，此方式算出來的背景場誤差結構在動力方面會呈現正壓且較大尺度的誤差結構，因此將此背景場應用在對流尺度不穩定狀態較難以符合所需，而根據 Whitaker et al.(2008)的研究，使用 6 小時再分析資料的趨勢結構調整背景場誤差結構，所做出來的誤差結構會較為呈現綜觀尺度且會較符合斜壓大氣的發展結構，而相較於 3DVAR 的背景誤差系統較有利於系集差異發展，因此我們使用此擾動方式以取代 NCEP 背景誤差模式。我們的做法是使用整個 6 月的 NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的再分析資料，在這一整個月的時間中，隨機取 40 組間隔 6 小時的兩筆再分析資料的差距將之加入 2008 年 6 月 14 日的 NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析資料中，期望此一擾動方式能夠隨機的汲取 NCEP 再分析資料在 2008

年 6 月的每 6 小時與梅雨季時大尺度流場的不穩定性有關的不確定性，此為 fnl 實驗組。

然而，要與前面的實驗做比較的話，必須要同樣使用 ECMWF $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的再分析資料，但因為我們並沒有 ECMWF $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 一整個月的再分析資料，因此使用 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 的再分析資料予以擾動，而為了方便比較，我們也做了一組使用 NCEP 背景場誤差模式擾動 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析資料以製作背景場的實驗組，即 fnlcv3 實驗組，如表 3-1 所示。

圖 4-18 為 fnl 實驗組與 fnlcv3 實驗組的雷達回波平均觀測增量與理想系集離散程度的統計，首先觀察平均觀測增量(黑線)，不管是 fnl 或是 fnlcv3，雷達回波的平均觀測增量都有負偏差的情形，即模式的水相粒子有偏多的情形，與前面的同化模擬實驗呈現同樣的情況，然而這可能與模式的物理方法有關，導致模式整體容易有濕偏差(wet bias)，但觀察 fnl 的實驗組在 1 個分析步階與第 2 個分析步階後的分析剩餘項(analysis residual)，有將模式向 0 直線靠攏的情形，而 fnlcv3 的實驗組則是一直維持在 -10 到 -15 之間震盪，因此可以斷定在水相粒子的同化結果應該是 fnl 的實驗組較接近觀測而較有同化效益。而觀察系集離散程度(紅線)與理想系集離散程度(虛線)的差值，fnlcv3 在一開始兩者的差值比起 fnl 實驗組大上許多，而這系集離散程度不足的現象也反應在前兩次平均觀測增量的統計資訊裡，反應出模式同化觀測資料時無法有效地同化進觀測的資訊，因此無法向 0 靠攏，而雷達徑向風則是與前面的實驗結果相同(未附圖)，在風場的同化方面相當的有效益。

而前面實驗存在著水相粒子的系集離散程度分布不佳的情形在本實驗的探討由圖 4-19 所示，圖 4-19 為 fnl 與 fnlcv3 兩組實驗在初始擾動後預報 4 小時在第

1 次分析步階前的模式 Qrain 在模式第 11 層的系集離散程度，比較 a 圖與 b 圖的分布情形可以發現若使用 NCEP 背景誤差模式擾動的話，系集所呈現的差異分布主要在台灣西北方的台灣海峽上，而台灣本島與西南方外海這些主要關心的降雨地帶與系統移進台灣的前置區域的系集離散程度都在 0.0005 以下，甚至大部分的區域都趨近於 0，而相較之下，fnl 實驗組的分布情形則從台灣中部地區一直到台灣海峽都有沿著東北西南走向的平均分布分布，而雖然最大量值不如 fnlc3 的實驗組，但是分布的位置較有利於西南氣流個案的同化。

圖 4-1f 到圖 4-6f 與 4-4h 到圖 4-6h 分別為 fnlc3 與 fnl 實驗組的 1 到 6 小時累積降雨，首先看 A 區，fnlc3 的實驗在 A 區的降雨較沒有從高雄山區往屏東沿海延伸的趨勢，反而是從高雄山區往高雄平地延伸，與觀測差距較大，而 fnl 在此區較能抓住觀測(圖 4-1a)中由高雄山區往屏東山區延伸的雨帶，且在第 3 小時之後，fnlc3 在 A 區中降雨的極值偏在嘉南平原與較北邊的南部山區，且第 4 小時之後甚至主要的降雨區域落在 B 區的台中一帶，而更南方位於屏東降雨則嚴重低估，與觀測大相逕庭，而反觀 fnl，除了第 1 小時屏東沿海的降雨，第 2 到第 4 小時中與觀測(圖 4-2a 到圖 4-4a)在主要的降雨區是先落在嘉南一帶而後在第 5 與第 6 小時在屏東一帶的主要降雨都非常符合觀測的結果，在南部的降雨結果較好的原因是在台灣西南部外海的水相粒子的系集離散程度分布較平均且數值較大，而讓雷達回波的資訊能被有效同化，得以修正模式場。但模式的水相粒子的系集離散程度較大的分布位置位於台灣西北方，與西南氣流系統所影響的範圍相去甚遠，導致主要的降雨區域或系統進入台灣的前置區域在同化雷達回波的效益不佳的情形。之後，也許能使用適性擴張法(adaptive inflation ; Anderson 2010)來解決系集離散程度分布不均的問題，但反觀此兩組實驗，在降雨分布上皆較其各自未同化的實驗組(未附圖)更接近於觀測。

4-6 降雨分數之驗證

而除了用肉眼判斷模式預報模擬的降雨時空分布之外，計算降雨分數可以立刻判斷降雨分布或是降雨量預估的整體表現，圖 4-20 為 NODA、EC、ECdb0、fnl 與 fnlc3 的第 1、第 3 與第 5 小時的公正預兆得分，在第 1 小時時(圖 4-20a)，0.1 門檻的 ETS 分數表現上，EC 的實驗組較 ECdb0 高，或許 ECdb0 在 B 區降雨帶稍微低估此區降雨的情形，導致 0.1 門檻的得分較低，而此情形在 2HR 更為嚴重，因此也反應在 2HR 在 0.1 門檻的得分上，且在第 1 小時，由於 2HR 的降雨分布低估的最嚴重，因此 2HR 在豪雨以下的門檻是所有實驗最低的，但 EC、ECdb0 與 2HR 的 ETS 降與分數都比 NoDA 來的高，這也闡釋了有同化的效益，而同時，fnl 這組實驗在 0.1、2.1、5.4 皆有最高的 ETS 分數，表示使用再分析資料的隨機擾動方式能夠解決 Qrain 系集離散程度分布不佳的問題，而讓同化雷達回波的效益較大，因此水相粒子在第 1 小時能及時反應在降雨上，因此在中小雨的降雨會有較好的結果，且 fnl 在 A 區的降雨分布較好而讓它在豪雨等級以上的降雨門檻表現優於 fnlc3，然而在第 3 小時(圖 4-20b)，此時可以看作是一個轉捩點，2HR 的降雨分數追上 EC 的實驗組，然而因為 2HR 的實驗在第 3 小時時還是普遍有低估的情形，所以在豪雨的以上的門檻表現是最差的，然而到了第 5 小時(圖 4-20c)，2HR 的降雨分數則是遠高於 EC 與 ECdb0，而使用較粗略的再分析資料的 fnl 與 fnlc3 這兩組實驗在此時豪雨以上的門檻的降雨分數已經非常低了，因此可以判斷到了第 5 小時的降雨和背景場有很大的關係，。

從空間相關係數來檢視降雨的分布情形，同樣的，在第 1 小時，2HR 相較於 EC 與 ECdb0 的空間相關係數有較低的得分，但在第 3 小時開始在這三組實驗一直保持著最高的空間相關係數，表示在第 3 小時候有好的空間分布情形與 ETS 的結果一致，且在這 6 個小時中這三組實驗的空間相關係數都高於 NoDA 的實

驗組，因此同化可以改善降雨的分布情形，而 2HR 的實驗組分數在的 3 小時開始分數較高，同化兩小時對於較外圍的風場的同化效益較高的緣故，而 fnl 實驗組由於雷達迴波的同化效益較高，因此在此時有最高的空間相關係數，且與 fnlcv3 相比，空間相關係數一直保持比 fnlcv3 高，因此使用再分析資料做隨機擾動的方式在降雨的空間分布上可以有較好的結果。

圖 4-22 與圖 4-20 一樣，不過是計算降雨的偏差，主要是用來判斷模式在觀測點上的降雨預估到達門檻的數目與觀測到達門檻的數目的比值，用來判斷模式預報對於觀測的偏差，與降雨分布沒有直接關係，而首先觀察第 1 小時的 Bias，由於 EC、ECdb0 與 2HR 的實驗組在一開始低估的情形很明顯，因此在所有門檻的偏差都是小於 0.6，而 2HR 在大雨以上的門檻更是可以低於 0.3，而 fnl 在中小雨則是維持到 0.5 以上，然而在大豪雨以上的門檻也是介於 0.3 之間，而到了第 3 小時(圖 4-22b)，使用 ECMWF 再分析資料的三組實驗在 0.1 門檻已經高於 1，代表此時模式有降雨的地方已經比觀測還多了，但是大雨的門檻還是都偏低，但不同於第 1 小時的情況，2HR 的實驗在此時的偏差已經與 EC 和 ECdb0 差不多，可能與此 2HR 拉長同化時間，風場的同化效益在第 3 小時開始反應的結果有關，因此在第五小時(圖 4-22c)，EC、ECdb0 與 2HR 三組實驗的偏差都介於 0.5 到 1 之間，反觀 NCEP 再分析資料的兩組實驗，fnlcv3 這組實驗的偏差一直都比 fnl 高的原因是因為 fnlcv3 在台中一帶的降雨偏差導致(圖 4-18)，而到了第 5 小時(圖 4-22)，fnlcv3 在大雨門檻以上的偏差都高於 1.5，說明此一實驗的降雨的濕偏差非常嚴重，而使用隨機擾動所製作出的背景場就在第 3 小時所得到的降雨並不會有此嚴重的偏差。

而另外從圖 4-23 看降雨的總體誤差，在前 3 小時，EC、ECdb0 與 2HR 三組實驗的方均根誤差差異不大，在 4mm 左右，從第 4 小時開始，2HR 的方均根誤差

就一直保持著比 EC 與 ECdb0 還要低 2mm 左右的表現，而三者的方均根誤差 NoDA 皆比還要低，直到第 6 小時，ECdb0 的方均根誤差甚至比 NoDA 高，但總體來說有同化的實驗在前 5 小時的降雨都比 NoDA 好，而 2HR 在第 4 小時之後的降雨分數更是有最好的表現，而 fnl 這組實驗在前 3 小時的方均根誤差也是較低，雖然並不明顯，但是到了第 4 小時之後 fnlcv3 的方均根誤差快速上升，而 fnl 的方均根誤差的上升幅度則是沒那麼快。

圖 4-24 到圖 4-27 為 EC、ECdb0 與 2HR 三組實驗分別使用平均降雨估計與 PM 降雨估計法所計算出來的 ETS、SCC、Bias 與 RMSE 的降雨分數，從 ETS(圖 4-24)中可以看到，使用 PM 降雨估計後，在大豪雨與超大豪雨的門檻的分數明顯比使用平均降雨的估計高，且到了的 3 小時與第 5 小時尤其明顯。但是在 0.1 這個判斷是否降雨的門檻上明顯較低，乃是因為 PM 降雨估計會低估中小雨的降雨所致，但是對於強雨的預報是有優勢的，而從 SCC 來看，PM 降雨估計都較平均降雨的估計方式低，推測應是 PM 降雨估計法所計算出來的降雨太極端，導致在計算時分母所計算出來的值過大所致，但 PM 的降雨分布應該是以平均降雨為基地的，而從 Bias 中很明顯可以看到，在大雨以上的門檻 PM 所估計的降雨的偏差都相當大，因此完全高估了降雨，也與 ETS 相呼應，此一降雨高估的位置主要集中在台灣南邊，此處也是此個案的主要降雨帶，因此此高估的現象剛好造成 ETS 的大豪雨的預報能夠有較好的分數，但此現象也反映在 RMSE 上，由於 PM 的降雨估計高估的太嚴重了，因此 PM 降雨估計法的 RMSE 比平均降雨的 RMSE 還要高，而且隨著預報時間誤差上升的越來越快，總體來說，PM 比起平均降雨估計較能突出大雨的極值，但是高估的情形相當嚴重，但是如果系集預報所呈現的降雨分布位置是正確且誤差不大的話，使用 PM 降雨是較能取得致災等級的降雨的預報能力的。

五、 IOP8 6 月 16 日 結果討論

5-1 IOP8 0616 個案介紹

根據前面模擬實驗已驗證 WRF-LETKF 系統同化雷達資料是有改善梅雨系統的降雨預報潛力，因此將前面較好的實驗的設定再同化另一個個案已再次驗證此能力，此個案根據 ECMWF 的再分析資料，200hPa 的天氣圖(圖 5-1)顯示，在中國華北上方有一槽線，而台灣為於槽前區域，且此時台灣位於南亞高壓的邊緣，使台灣南方在 200hPa 的高空幅散，有利於低層對流的發展，而從 500hPa 的天氣圖(圖 5-2)，在此高度台灣東部有很強的相對渦度場，且有一短波槽延伸到中國華南一帶，而對應到 850hPa，中國東北有一低壓系統，為台灣引進西南氣流，且台灣位於此系統與太平洋高壓的交界有利於對流系統發展，而從地面天氣圖(圖 5-4)可以看到地面低壓為於中國南海沿岸，而台灣東方的地面水平風切較大，意味著地面鋒面的位置為於台灣的東方，而從 2008 年 6 月 16 日的最大雷達回波圖(圖 5-5)中可以看到在台灣西南方外海有一發展旺盛的中尺度對流系統(MCS)侵襲台灣西南方的沿岸，而從雷達的最大回波的時序圖(未附圖)中看到，有一系統直接在台灣北方生成而造成降雨，圖(5-6)為 2008 年 6 月 16 日 0000UTC 到 1200UTC 的 12 小時觀測累積降雨，可以看到此一系統為台灣西南方在 12 小時內帶來超過 300 毫米的降雨量，和新北市及桃園山區造成的 110 毫米左右的降雨。

5-2 實驗設計

有鑑於 2HR 實驗的在降雨分布與降雨分數的結論，兩個小時的同化實驗長度對於三到六小時的預報改善能力較佳，而儘管在前三小時在降雨的分布上，非主要降雨帶有低估的情形，但對於主要降雨帶並沒有很嚴重的低估的情形，因此將

與 2HR 同樣的實驗設定對於 IOP8 0616 的個案做同化與預報，以探討同化效益與降雨結果的改善，表 5-1 為 2008 年 6 月 16 日的個案實驗總表，圖 5-7 為這個個案四組實驗的同化時間，在 2008 年 6 月 16 日 0000UTC 時使用 ECMWF $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的再分析資料與 NCEP 背景誤差模式擾動 40 組系集，接著 2HR 一樣，系集預報 4 小時起轉後開始第一次的分析步階，同化長度為 2 小時，而本實驗多了一組不做同化與擾動的 12 小時單一預報，為 Single，將 Single 後面 6 小時的累積降雨分布與 NoDA、0616 和 0616db0 的降雨結果做比較，詳細的討論會在 5-4 進行，分析步階的同化策略前面實驗一樣，如表 3-2 所示。

5-3 分析結果之討論

圖 5-8 為 0616 實驗徑向風的系集離散程度與平均觀測增量的統計資訊，在這個個案中，從平均觀測增量可以看到，預報步階與分析步階的平均觀測增量差異不大，因此背景場與觀測似乎沒有相當大的差異，但從系集離散程度(紅線)中可以看到，每次分析步階完還是將系集離散程度減小，因此還是有將觀測的資訊同化，而與前面實驗(EC、2HR 等)一樣，分析步階的方均根觀測增量都有比觀測誤差小的情形。

圖 5-9 0616 實驗組與 0616db0 實驗組雷達回波的系集離散程度與平均觀測增量的統計資訊，我們可以觀察圖 5-9a 中系集離散程度與理想系集離散程度的變化，先觀察兩組同化實驗系集離散程度(紅線)與理想系集離散程度(虛線)的差異，此個案系集離散程度與理想系集離散程度的差異並沒有 2HR 的實驗大，因此此個案的 4 個小時起轉時間已經足夠，而從平均觀測增量來看，加上 0db 後(圖 5-10b)的會增加平均觀測增量與 0 直線的距離是因為模式本身就比觀測偏濕，0dbz 的觀測點與背景場的差異就會相當大，進而影響增加平均觀測增量與方均根觀測

增量，且從 0616db0 的前兩次分析步階來看，平均觀測增量甚至繼續降低，而後再向 0 值線靠攏，由此可知，前面幾次的分析都是給系統起轉的作用。

圖 5-10 為 NoDA0616 實驗組在一開始擾動後系集預報 4 小時 Qrain 在模式第 11 層的系集離散程度，與 NoDA 的實驗(圖 4-12)相比，同樣系集預報 4 小時，NoDA0616 在此時的系集離散程度明顯比 NoDA 實驗大上許多，而比較圖 1-3 與圖 5-3，即擾動時的 ECMWF 再分析資料在 850hPa 天氣圖，從圖 5-3 可以看到，2008 年 6 月 16 日在此高度的相對濕度是從台灣東部一直延伸到台灣西部都有將近高達 100% 的相對溼度，因此各個模式較能因為不同的風場而在短時間內在不同位置生成強度不同的對流，因此系集離散程度較大，所以也反應在圖 5-9 中，而反觀 2008 年 6 月 14 日的個案，在台灣附近相對溼度較大的地方大概只在台南與高雄外海一帶，且僅在接近 100% 的區域不大，而此情形也與 6 月 14 日的個案的 Qrain 系集離散程度與主要降雨區域的位置符合。

5-4 降雨結果之討論

而接下來直接觀察降雨量的分布，圖 5-11 為觀測與四組實驗的 1 小時累積雨量，觀測的主要降雨在台灣西南方(紅圈處)約位於台南與高雄沿海，而 0616 與 0616db0 實驗組在此處皆有些許的降雨發生，而 NoDA0616 在此處則是沒有降雨，而 Single 的實驗在紅圈內雖然有降雨，但是降雨分布主要位於嘉南一帶與屏東沿海地區，在位置稍微有點偏差，但 0616 與 0616db0 在台灣東部從花蓮一路延伸到台東都有降雨，而觀測則是沒有的此情形，而 NoDA0616 也有此一情況，因此研判是經由擾動產生的降雨偏差，而接下來看第 3 小時(圖 5-12)與第 5 小時(圖 5-13)，兩組同化實驗在紅圈處的降雨皆比 NoDA0616 與 Single 的降雨還要接近觀測，儘管在山區有些高估降雨，而在第 3 小時時(圖 5-12)，0616db0 在高雄

沿海的降雨分布沿著海岸連續的情形又比 0616 好，但是到了第 5 小時(圖 5-13)，0616db0 在紅圈內的降雨高估情形較嚴重，但在非主要降雨帶確實有稍微壓抑模式降雨的偏差。

而此偏差卻無法消除，圖 5-14 為觀測、Single、0616、0616db0 與 NoDA0616 在 2008 年 6 月 16 日 0600UTC 時的最大雷達回波圖，比較 NoDA0616 與 Single 可以發現，NoDA0616 在擾動後各自預報的平均場的最大回波強度並不會像 Single 一樣高，但是主要的回波雨帶是沿著 ECMWF 的再分析資料(圖 5-3)濕度較大的區域，主要的原因應該是在系集預報後某些系集個體不會生成雨帶，因此在平均後會拉低極值，但是 NoDA0616 在屏東東方的外海的雨帶回波比 Single 的區域還要大，而隨著預報的時間繼續，NoDA0616 也會持續台灣東部生成雨帶(未附圖)，但 Single 在台灣本島的偏差則沒那麼大(未附圖)，而 0616 與 0616db0 在這部份則繼承了 NoDA0616 的背景場，而且加上 0dbz 也無法有效地將模式在台灣東部外海的濕偏差去除，而所有模式的輸出都與觀測差異非常大，主要也是在分析資料在台灣附近太濕的緣故，而當時我們並沒有當時花蓮雷達的觀測資料且墾丁雷達的覆蓋率也無法到達花蓮，而墾丁雷達在低仰角也被屏東的山擋住北邊的掃描，導致墾丁雷達的低仰角觀測覆蓋無法到達台東，因此無法抑制台灣東部回波的生長，但是在台灣西南部同化的效益卻很明顯。

六、 結論與未來展望

6-1 結論

本篇研究使用 WRF-LETKF 雷達資料同化系統同化兩個梅雨觀測實驗的個案，以期望能改善模式預報短期降雨的能力，我們使用當時的五座雷達觀測資料，同化雷達回波與徑向風，在 IOP8 0614 的個案中，我們分別使用 ECMWF 所產出之 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 再分析資料與 NCEP 的 fnl 再分析資料與 NCEP 背景誤差模式和使用再分析資料的隨機擾動方式，對於同化與改善降雨預報的能力做一系列的分析與討論，而在這個個案中主要結論如下：

- (1) 所有實驗皆因同化雷達資料後而改善降雨預報，而台灣西南部的降雨改善尤其明顯，而主要雨帶的三座雷達功不可沒，主要對流區域的觀測覆蓋是定量降水預報的一關鍵因素，也證明了 WRF-LETKF 系統同化雷達觀測資料以改善降雨預報能力在梅雨個案的能力。
- (2) 在比較同化零回波與為同化零回波的結果後，同化零回波並不會減弱主要的降雨帶，而模式中的背景場所產生的假的回波卻可以因此而減弱或消失，但在開始預報後的第 4 小時之後，同化零回波的影響效益是正面的或負面的還有待評估。
- (3) 由於雷達回波直接同化的水相粒子為 Qrain、Qsnow 與 Qgrapel，而 NCEP 的背景誤差模式擾動的是水平風場與 Qvapor，因此在同化開始時，模式背景場的水相粒子的系集離散程度會影響到同化的效益，而使用 NCEP 背景誤差模式擾動產生的背景場對於 Qrain 會有起轉時間問題，而從 2HR 與 EC 兩組實驗的比較可以看出，在此個案 4 小時的起轉時間並不足以使 Qrain 生成

足夠的系集離散程度，而此結果也造成了 3 小時內降雨預報低估的情形。

- (4) 比較 2HR 與 EC 兩組實驗，在加長同化實驗長度後，儘管 3 小時內的降雨預報有低估的情形，但是在第 4 小時的降雨預報不管是強度或是降雨分布都更接近觀測，因此加長同化時間長度對於降雨預報在第 3 小時之後的結果有較好的影響。
- (5) 使用 PM 降雨估計法能夠改善前 3 小時降雨低估之情形，但相較之下會有高估之情形，從 ETS 分數中可以發現，在豪雨以上的門檻較有可預報度，因此較適合用來做致災性降雨的降雨估計。
- (6) 從 fnlc3 與 fnl 兩組實驗的比較，可以得知使用當月的再分析資料的 6 小時間距當作擾動的方式來製作背景場，在經過 5 小時的起轉後，Qrain 的系集離散程度的空間分布較有利於西南氣流個案的同化。
- (7) 在開始預報後的第 4 小時開始，有同化的實驗漸漸與未同化的實驗的降雨分佈接近，乃因兩者有相近的綜觀尺度，因此隨著預報時間的拉長，同化雷達資料的效益也會漸漸減小。
- (8) 但比較所有實驗組後，發現同化長度為 2 小時且使用 NCEP 背景誤差模式擾動所製作的背景場所同化出來的實驗降雨結果，雖然在前 3 小時有稍微低估的情形，但是到了第 5 小時較能維持同化效益，且降雨分數較全面與平均，因此此個案使用此方式為最佳設定。

而接下來是第二個個案-IOP8 0616 的結論，我們比照 2HR 的實驗設定將同化長度設定為 2 小時，使用 ECMWF 所產出之 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 再分析資料與 NCEP 背景誤差模式製作背景場，而此個案的結論如下：

- (1) 將一開始的再分析資料擾動後，會因為再分析資料的品質而影響擾動結果，原本再分析資料沒有，或是本來對流發展不強的區域，會因為擾動而生成對流系統，因此需要雷達資料與填補 Odbz 以抑制模式的對流，而經過擾動後的系集平均，其對流最大強度會不如單一預報的對流的最大強度。

- (2) 此個案 4 小時的起轉時間足以使背景場的 Qrain 產生足夠的系集離散程度，且離散程度較大的地方與主要雨帶一致，而綜合第一個個案的天氣圖分析，此起轉時間與再分析資料中的相對濕度有很大的關連。
- (3) 同化 0dbz 能稍微的抑制假的對流系統的生成，但無法改變綜觀尺度所帶來的影響。
- (4) 經由擾動後所製作出來的背景場，其對流生成區域會與再分析資料息息相關，而對流生成區域與觀測相去甚遠，且會生成假的對流系統，因此要改善台灣全島的降雨預報能力，雷達資料的覆蓋率是關鍵，而儘管完全抑制假的對流生成，同化後的實驗還是較能在主要降雨區域得到較好的分布與強度。

本實驗期望除了闡釋 WRF-LETKF 雷達資料同化系統在同化梅雨個案的能力，更希望能夠提供理想的同化設定，而綜合以上結論，使用隨機擾動後使模式起轉 4 小時而同化長度 2 小時的方式是較為理想的一個實驗設定。

6-2 未來展望

如以上所述，本篇文章成功使用 WRF-LETKF 雷達資料同化系統改善梅雨真實個案的短期降雨預報能力，而儘管如此，還是發現許多要解決的問題，因此未來還是有很多相關的工作與問題的討論，而我們認為需要努力與執行的工作如下：

- (1) 結合不同性質的觀測資料:結合其他如衛星、地面、探空等觀測資料，以期改善綜觀尺度的條件，而將同化的效益時間拉長。
- (2) 再測試更多個案:在 2008 年，此個案僅有六座雷達同時掃描，而台灣在未來預計總共建置 13 座雷達，因此可以同化較近期的個案以闡釋建置雷達的效

益。

- (3) 同化雙偏極化都卜勒雷達資料:本篇研究同化都卜勒雷達資料，未來可嘗試經由更複雜的觀測算符以同化雙偏極化雷達資料，以期改善微物理之預報變數的狀態。
- (4) 使用適性擴張法:因本篇研究發現在某些區域的系集離散程度有分布不佳的情形，而適性擴張法比起乘法性擴張法較能解決分布不佳的問題，且使用的擴張係數不是一定值，較能因地制宜，或許能解決背景場起轉時間的問題。

參考文獻

- 陳尉豪與廖宇慶，2012: 同化多都卜勒雷達資料以改善模式定量降水預報-2008 SoWMEX IOP8 個案分析。大氣科學，第 40 期，323 - 348。
- 廖浩彥，2014: 利用雷達觀測直接反演氣象變數進行資料同化以改進短期定量降水預報 - 2008 SoWMEX IOP8 個案分析。國立中央大學大氣物理所碩士論文，1 - 89。
- 高晟傑，2012: 利用 WRF-LETKF 同化系統探討掩星折射率觀測對於強降水事件預報之影響。國立中央大學大氣物理所碩士論文，1 - 70。
- 邱健倫，2013: 使用氣象雷達改善對流尺度定量降水預報研究 - 理想與真實個案之分析結果。國立中央大學大氣物理所碩士論文，1 - 82。
- 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。
- 楊靜仔，2012: 使用四維變分都卜勒雷達變分分析系統(VDRAS)與 WRF 改善短期定量降水預報。國立中央大學大氣物理所碩士論文，1 - 83。
- Aksoy, A., D. C. Dowell, and C. Snyder, 2009: A multicas e comparative assessment of the ensemble Kalman filter for assimilation of radar observation. Part I: Storm-scale analyses. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1805-1824.
- Aksoy, A., D. C. Dowell, and C. Snyder, 2010: A multicas e comparative assessment of the ensemble Kalman filter of 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., 2006: An adaptive covariance inflation error correction algorithm for

- ensemble filters. *Tellus A*, **59**, 210-224.
- Anderson, J. L., 2009: Spatially varying adaptive covariance inflation for ensemble filters. *Tellus A*, **61**, 72-83.
- 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.
- 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.
- Dowell, D. C., F. Zhang, L. J. Wicher, 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.
- Dowell, D. C., L. J. Wicher, C. Snyder, 2011: Ensemble kalman filter assimilation of radar observations of the 8 May 2003 Oklahoma city supercell: influences of reflectivity observations on storm-scale analyses. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 272-294.
- Ebert, Elizabeth E., 2001: Ability of a poor man's ensemble to predict the probability and distribution of precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2461-2480.
- Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo method to forecast error statistics. *J. Geophys. Res.*, **99**, 10143-10162.
- 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.
- 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.

- 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 operator for reflectivity and polarimetric variables. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 2228-2245.
- 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.
- 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., 2001: The derivation of absolute potential temperature perturbations and pressure gradients from wind measurements in three-dimensional space. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 577-590
- 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.
- 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., 2005: Initialization and numerical forecasting of a supercell storm observed during STEPS. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 793-813.
- 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 radardata asiimilation system: Observing system simulation experiments. *Tellus A*, **66**, 21804, doi: 10.3402/tellusa.v66.21084.
- Whitaker, J. S. and T. M. Hamill, 2002: Ensemble data assimilation without perturbed observations. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 1913-1924.
- Whitaker, J. S., Hamill, T. M., Wei, X., Song, Y. and Toth, Z. 2008, Ensemble data assimilation with the NCEP Global Forecast System. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 463-481.
- Yang, S.-C., S.-H. Chen, S.-Y. Chen, C.-Y. Huang, C.-S. Chen, 2014: Evaluating the impact of the COSMIC RO bending angle data on predicting the heavy precipitation episode on 16 June 2008 during SoWMEX IOP8. *Mon. Wea. Rev.*, **142**:11, 4139-4163.
- Zhang, F., C. Snyder, and J. Sun, 2004: Impact of initial estimate and observation availability on convective-scale data assimilation with an ensemble Kalman filter. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1238-1253.
- Zhang, F., Z. Meng, and A. Aksoy, 2005: Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part I: perfect model experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 722-736.

- Zhang, F., Z. Meng, and A. Aksoy, 2006: Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part II: imperfect model experiments. *Mon. Wea .Rev*, **135**, 1403-1423.
- Zhang, F., Z. Meng, and A. Aksoy, 2007: Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part III: comparison with 3DVAR in a real-data case study. *Mon. Wea .Rev*, **136**, 522-540.
- Zhang, F., Z. Meng, and A. Aksoy, 2008: Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part IV: comparison with 3DVAR in a month-long experiment. *Mon. Wea .Rev*, **136**, 3671-3682.
- Zhang, F., Y. Wang, 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.

附表

表 3-1 個案 1 實驗總表

代號	同化策略			
	同化時間長度	是否同化 0dbz	再分析資料類型	擾動方式
NoDA	N	N	ECMWF 0.25 度	NCEP 背景誤差模式
EC	1 小時	N	ECMWF 0.25 度	NCEP 背景誤差模式
ECdb0	1 小時	Y	ECMWF 0.25 度	NCEP 背景誤差模式
2HR	2 小時	N	ECMWF 0.25 度	NCEP 背景誤差模式
fnl	1 小時	N	NCEP 1 度	隨機擾動
fnlcv3	1 小時	N	NCEP 1 度	NCEP 背景誤差模式

表 3-2 分析步階之同化策略

更新之模式變數	分析策略			
	同化之觀測變數	水平局地化半徑(km)	垂直局地化半徑(km)	膨脹係數
U	Vr	36	4	1.08
V	Vr	36	4	1.08
W	Vr	12	4	1.08
Qrain	Vr,Zh	12	4	1.08
Qsnow	Zh	12	4	1.08
Qgrapel	Zh	12	4	1.08

表 5-1 個案 2 實驗總表

代號	同化策略			
	同化時間長度	是否同化 0dbz	再分析資料類型	擾動方式
NoDA	N	N	ECMWF 0.25 度	NCEP 背景誤差模式
Single	N	N	ECMWF 0.25 度	NCEP 背景誤差模式
0616	2 小時	N	ECMWF 0.25 度	NCEP 背景誤差模式
0616db0	2 小時	Y	ECMWF 0.25 度	NCEP 背景誤差模式

附圖

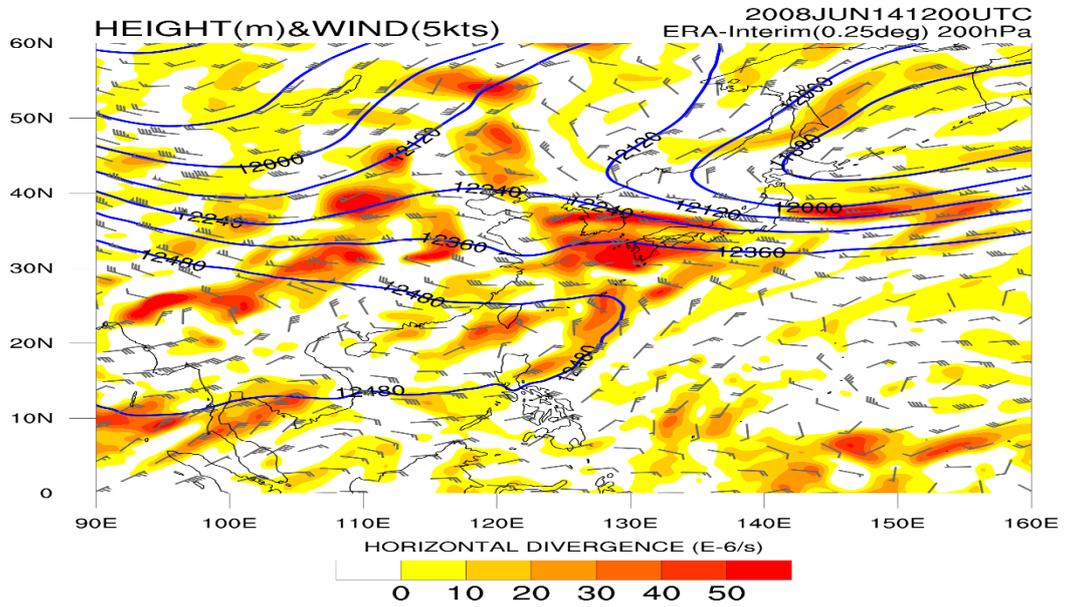


圖 1-1 2008 年 6 月 14 日 1200UTC 在 200hPa 天氣圖，等值線為重力位高度場，色階為水平幅合幅散場與風標。

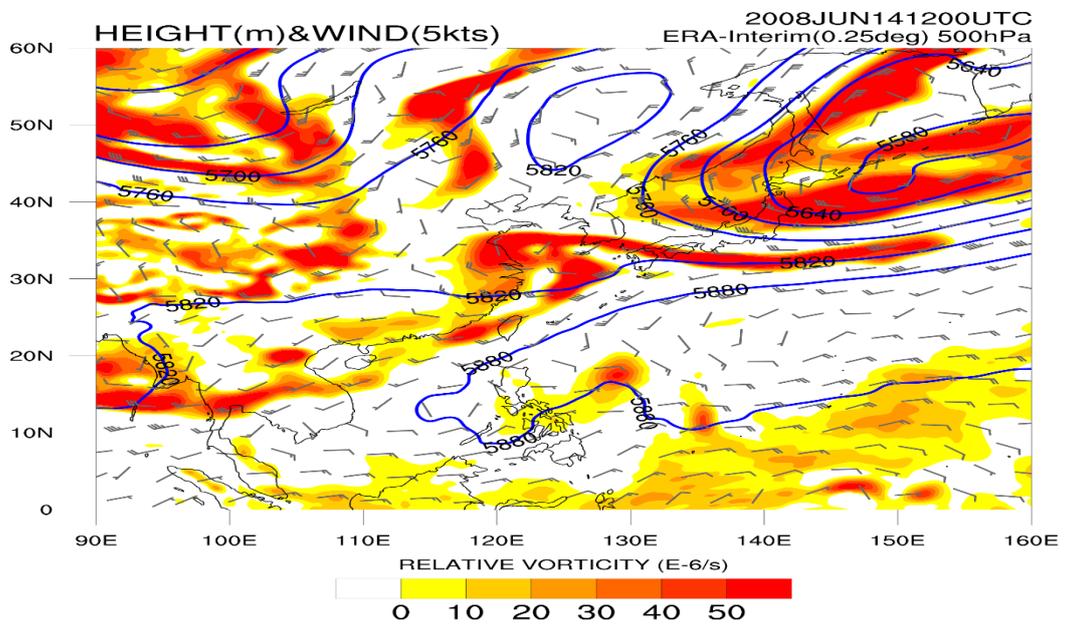


圖 1-2 2008 年 6 月 14 日 1200UTC 在 500hPa 天氣圖，等值線為重力位高度場，色階為相對渦度場與風標。

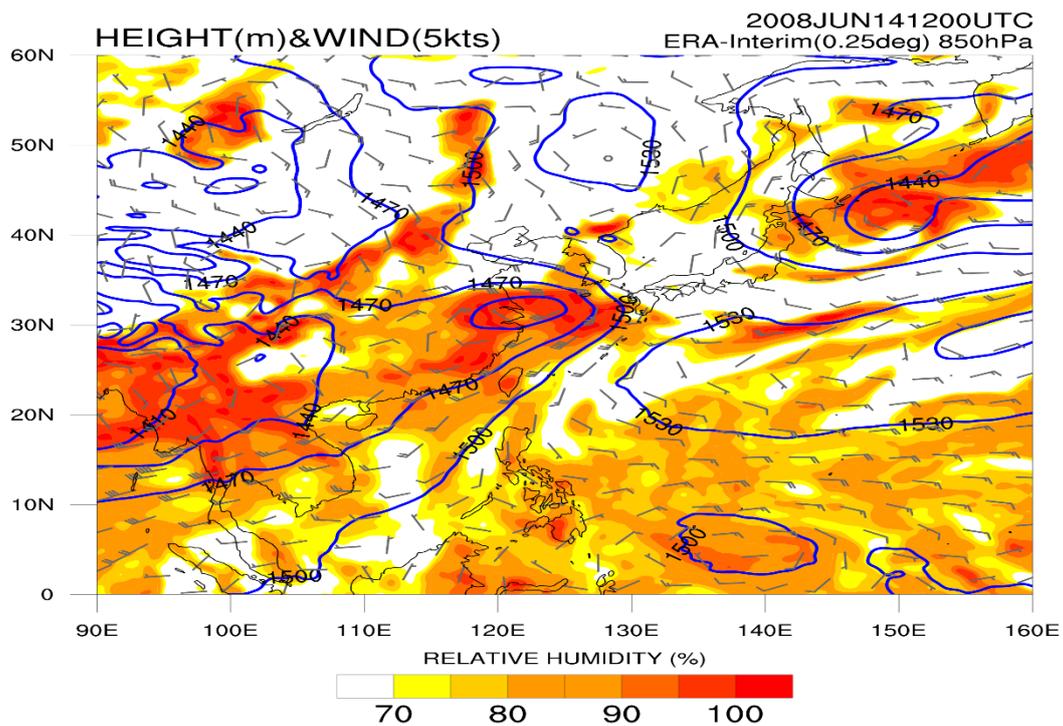


圖 1-3 2008 年 6 月 14 日 1200UTC 在 850hPa 天氣圖，等值線為重力位高度場，色階為相對濕度場與風標。

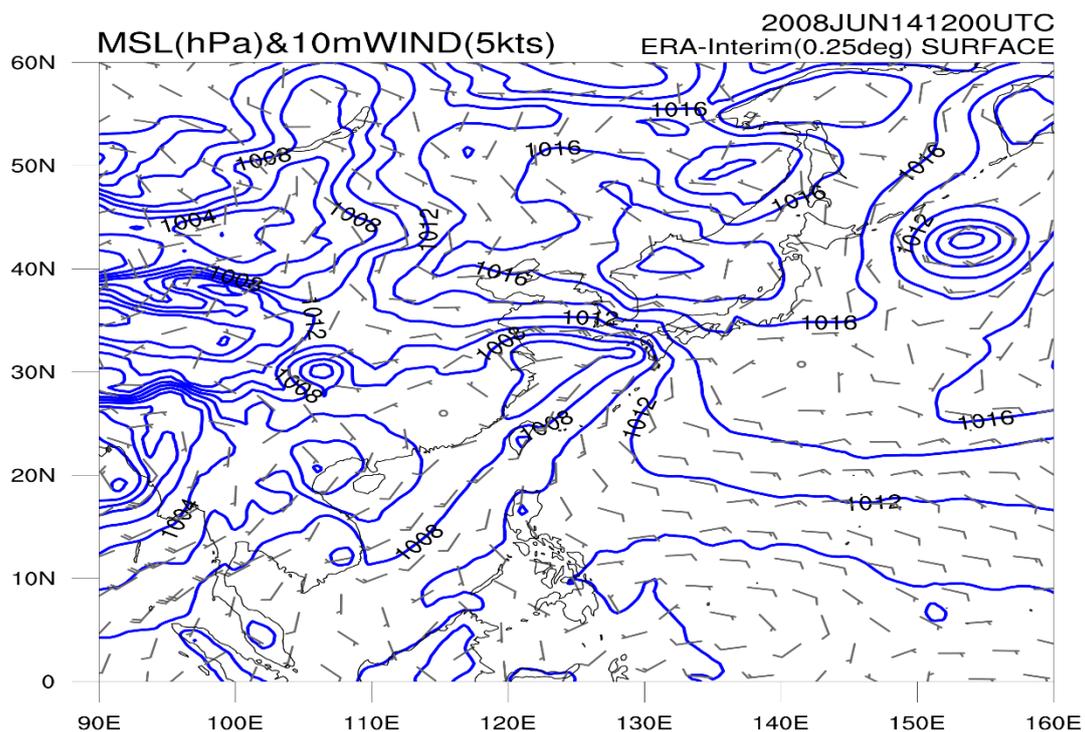


圖 1-4 2008 年 6 月 14 日 1200UTC 地面天氣圖，等值線為壓力場與風標。

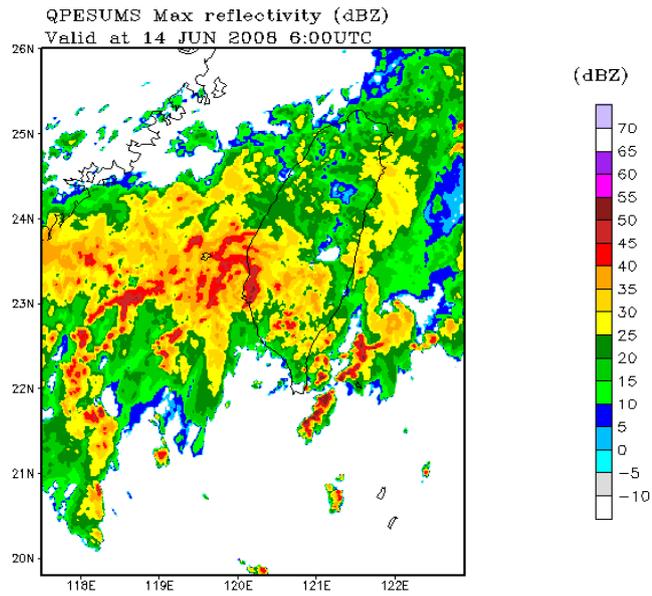


圖 1-5 2008 年 6 月 14 日 0600UTC QPESUMS 觀測的雷達最大回波圖。

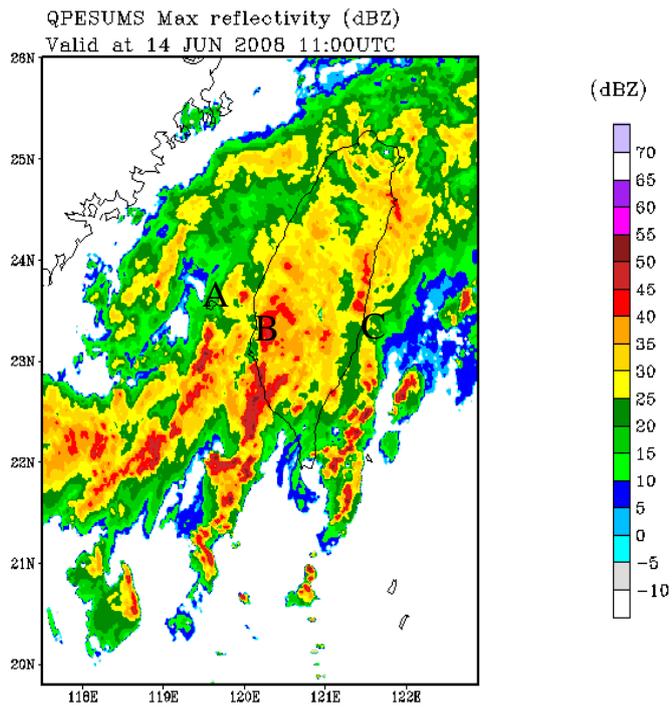


圖 1-6 2008 年 6 月 14 日 1100UTC QPESUMS 觀測的雷達最大回波圖。

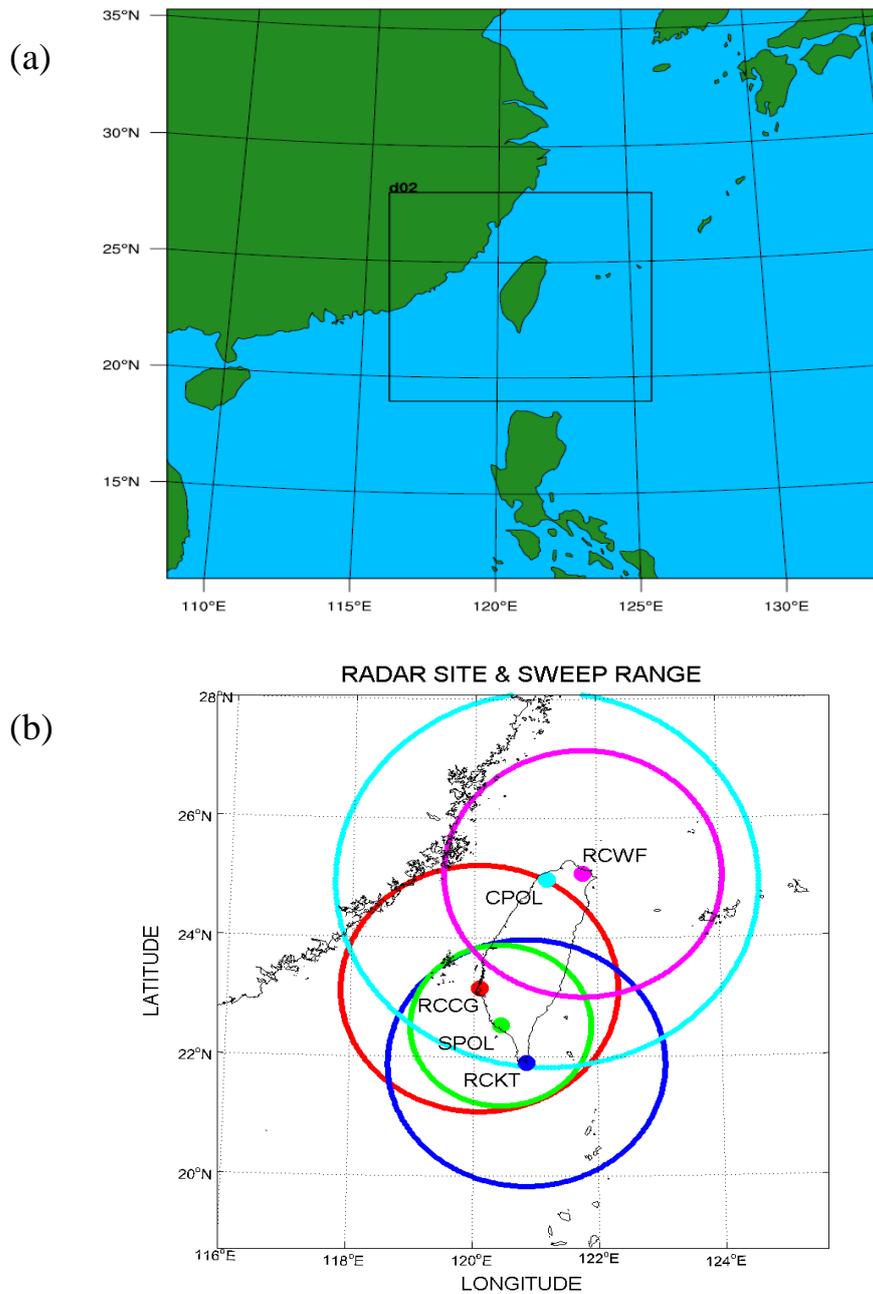


圖 2-1 (a)WRF 模式網格配置，d01 網格間距 15 公里 d02 網格間距 3 公里。(b)所同化的五座雷達的位置與最低仰角可掃描的最大距離。

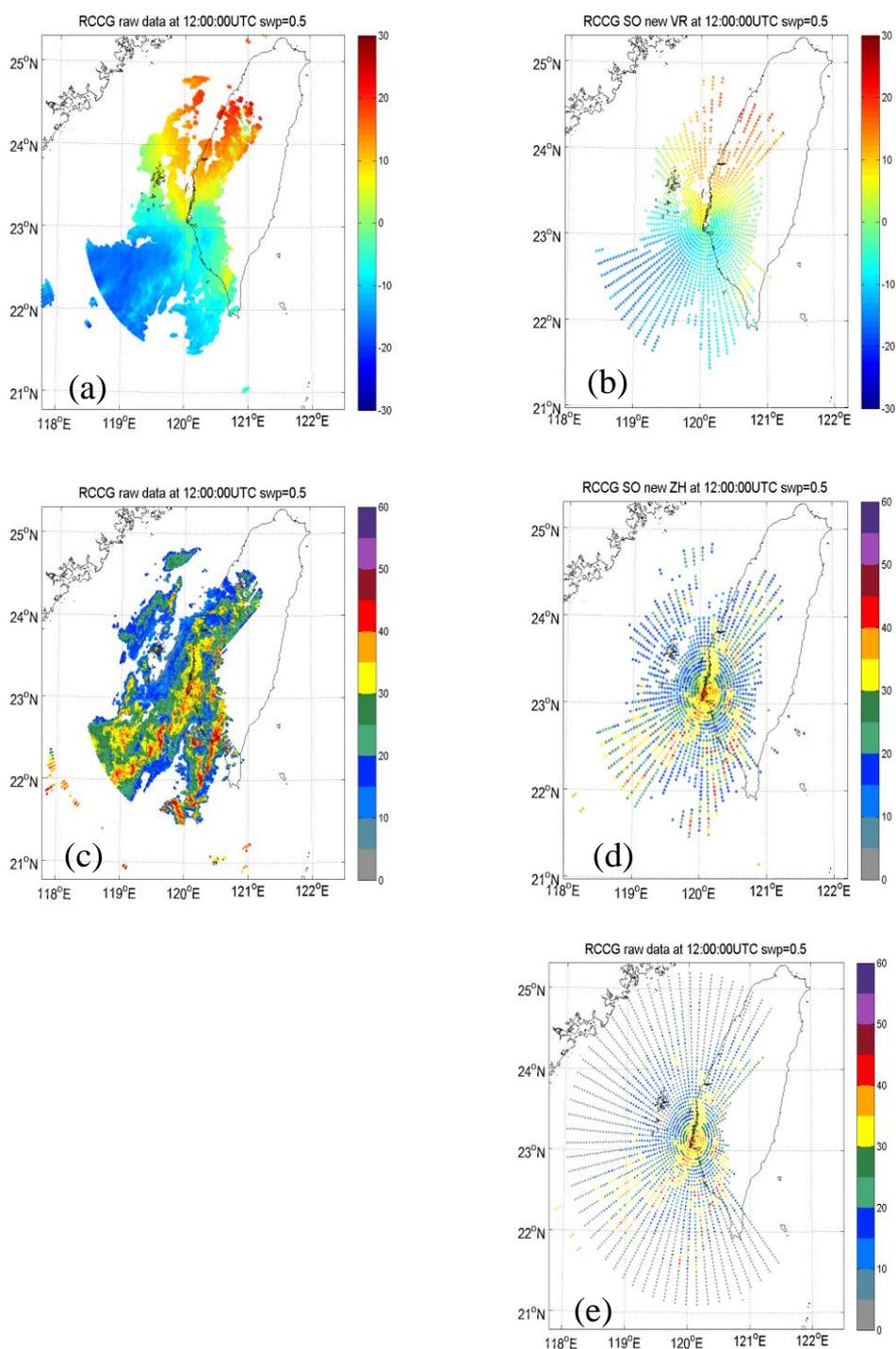


圖 2-2 七股雷達在 2008 年 6 月 14 日 1200UTC 0.5 度仰角的(a)原始雷達徑向風資料，(b)超級觀測化後的徑向風資料，(c)原始雷達回波資料，(d)超級觀測化後的雷達回波資料，(e)超級觀測化與補上 0 回波資料後的雷達回波資料。

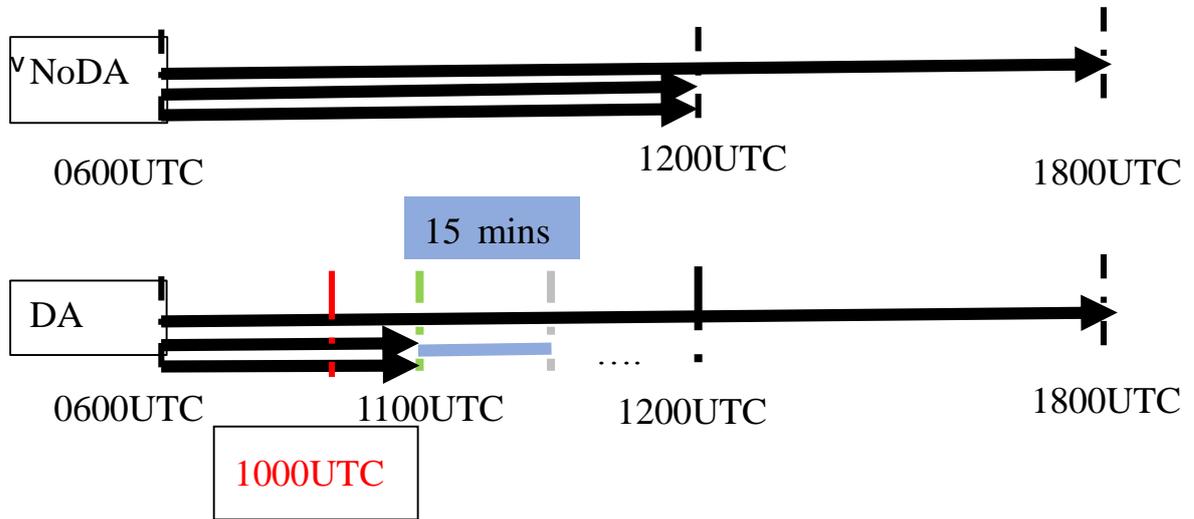


圖 3-1 沒同化的實驗組(NoDA)與有同化的實驗組(DA)的同化時間長度，綠線為同化長度為 1 小時之實驗分析步階開始時間紅線表示 2HR 這組實驗的分析步階開始之時間，藍線是每次預報步階的長度為十五分鐘。

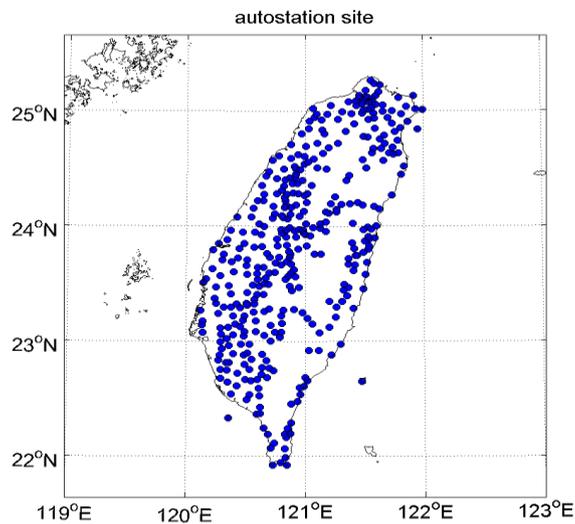


圖 3-2 2008 年全台自動無人測站位置。

1 小時

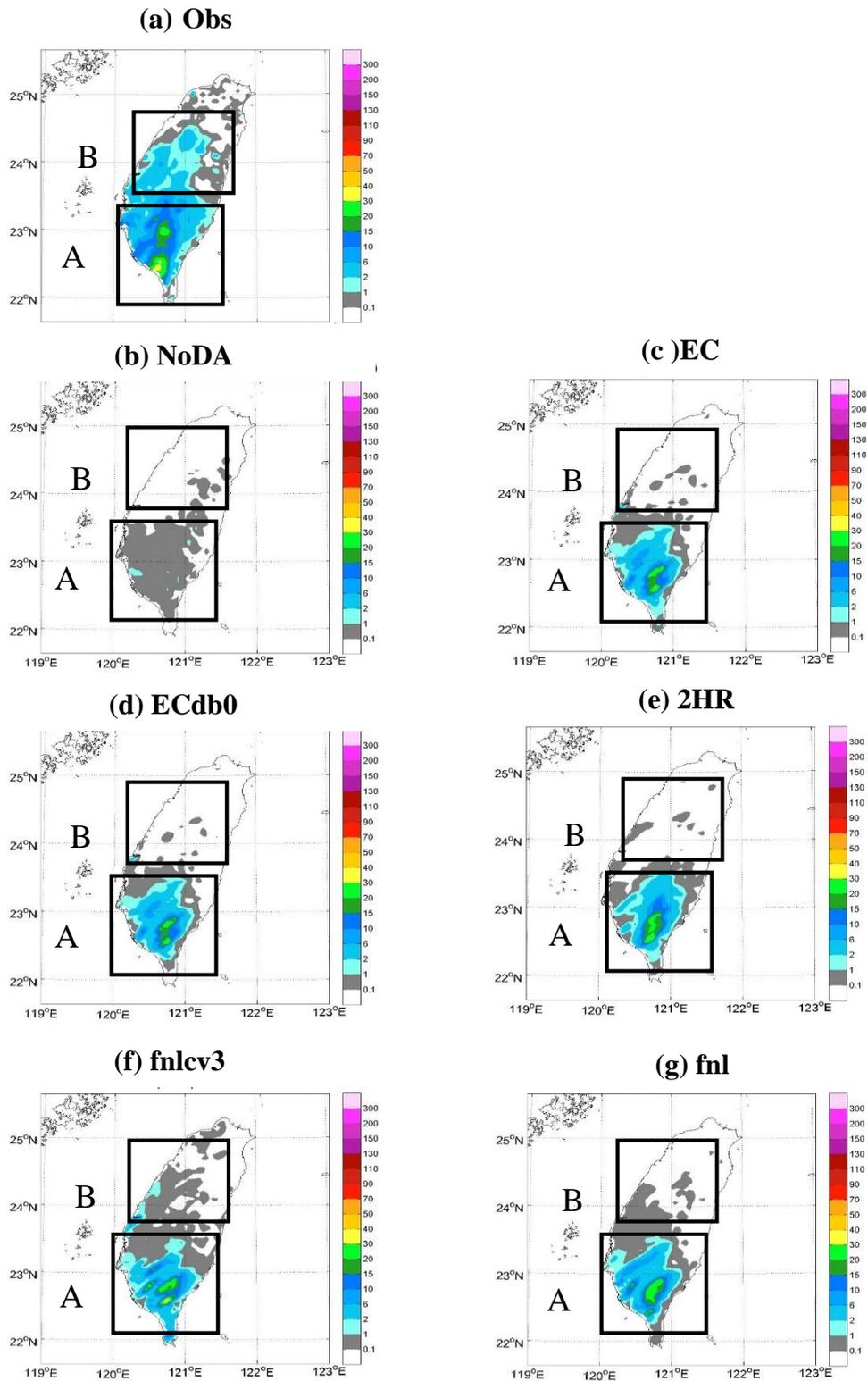


圖 4-1 (a)觀測、(b)NoDA、(c)EC、(d)ECdb0、(e)2HR、(f)fnlcv3 與(g)fnl 實驗的一小時累積降雨圖，A、B 為本研究主要探討之降雨區域。

2 小時

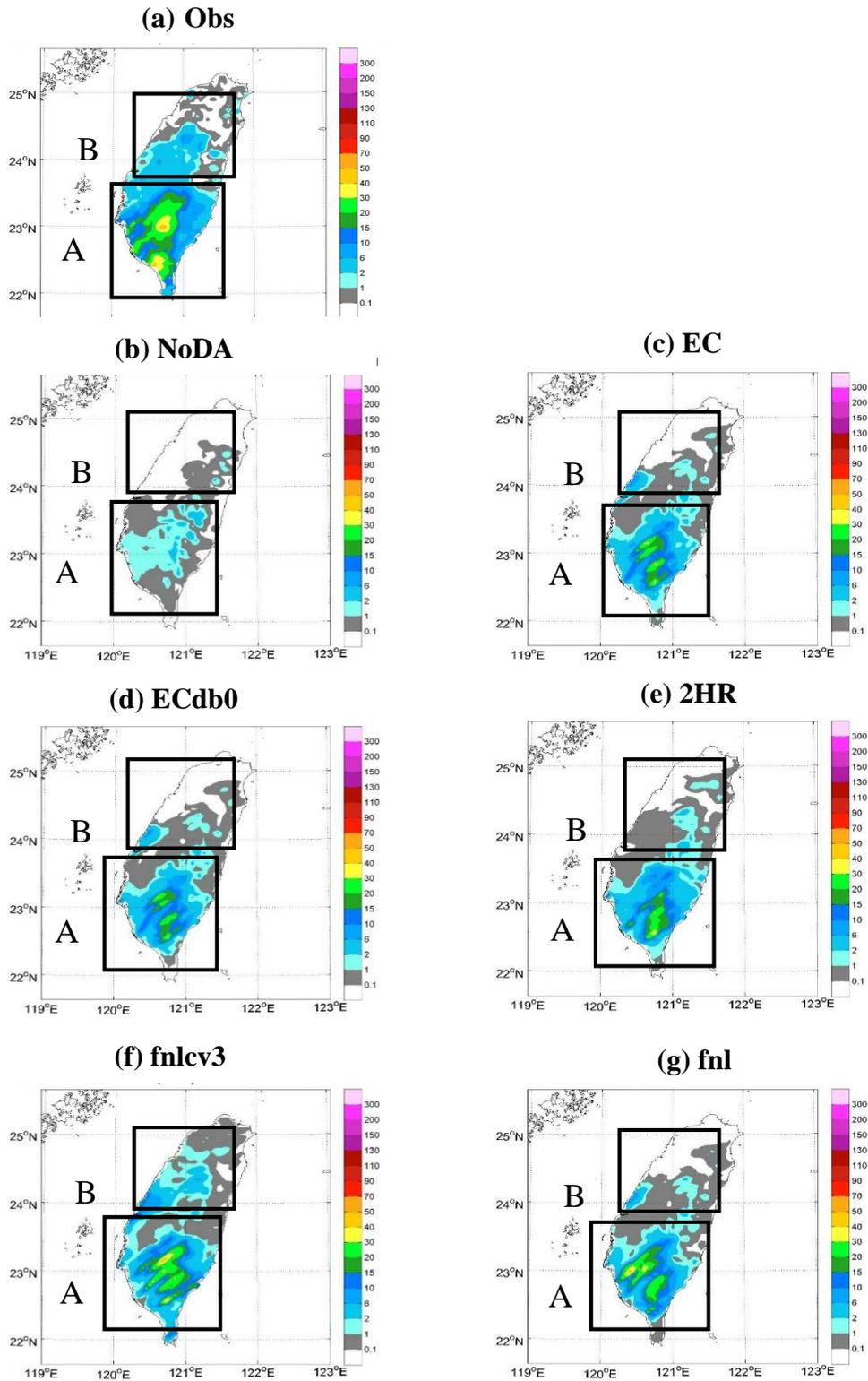


圖 4-2 (a)觀測、(b)NoDA、(c)EC、(d)ECdb0、(e)2HR、(f)fnlcv3 與(g)fnl 實驗的兩小時累積降雨圖，A、B 為本研究主要探討之降雨區域。

3 小時

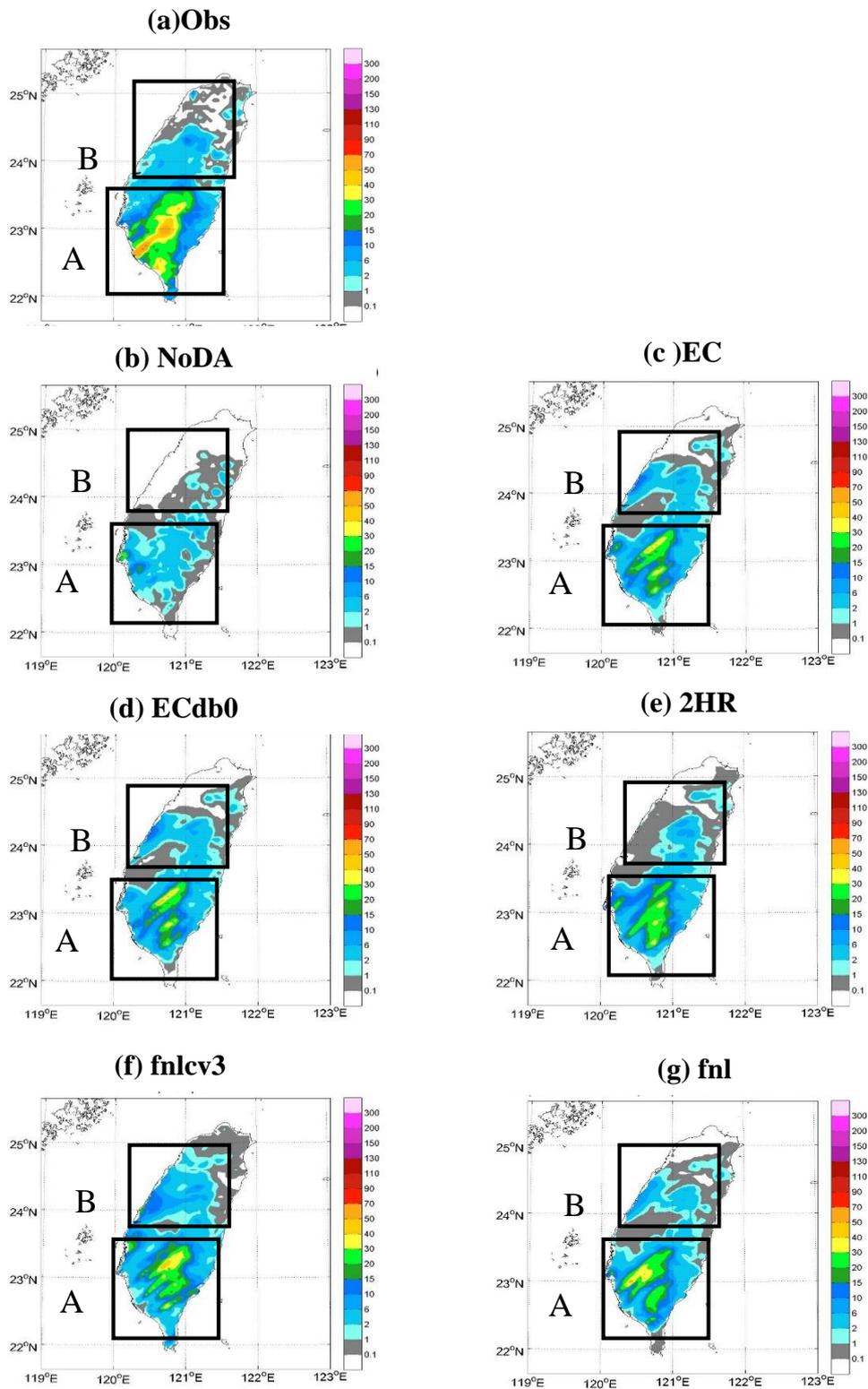


圖 4-3 (a)觀測、(b)NoDA、(c)EC、(d)ECdb0、(e)2HR、(f)fnlcv3 與(g)fnl 實驗的三小時累積降雨圖，A、B 為本研究主要探討之降雨區域。

4 小時

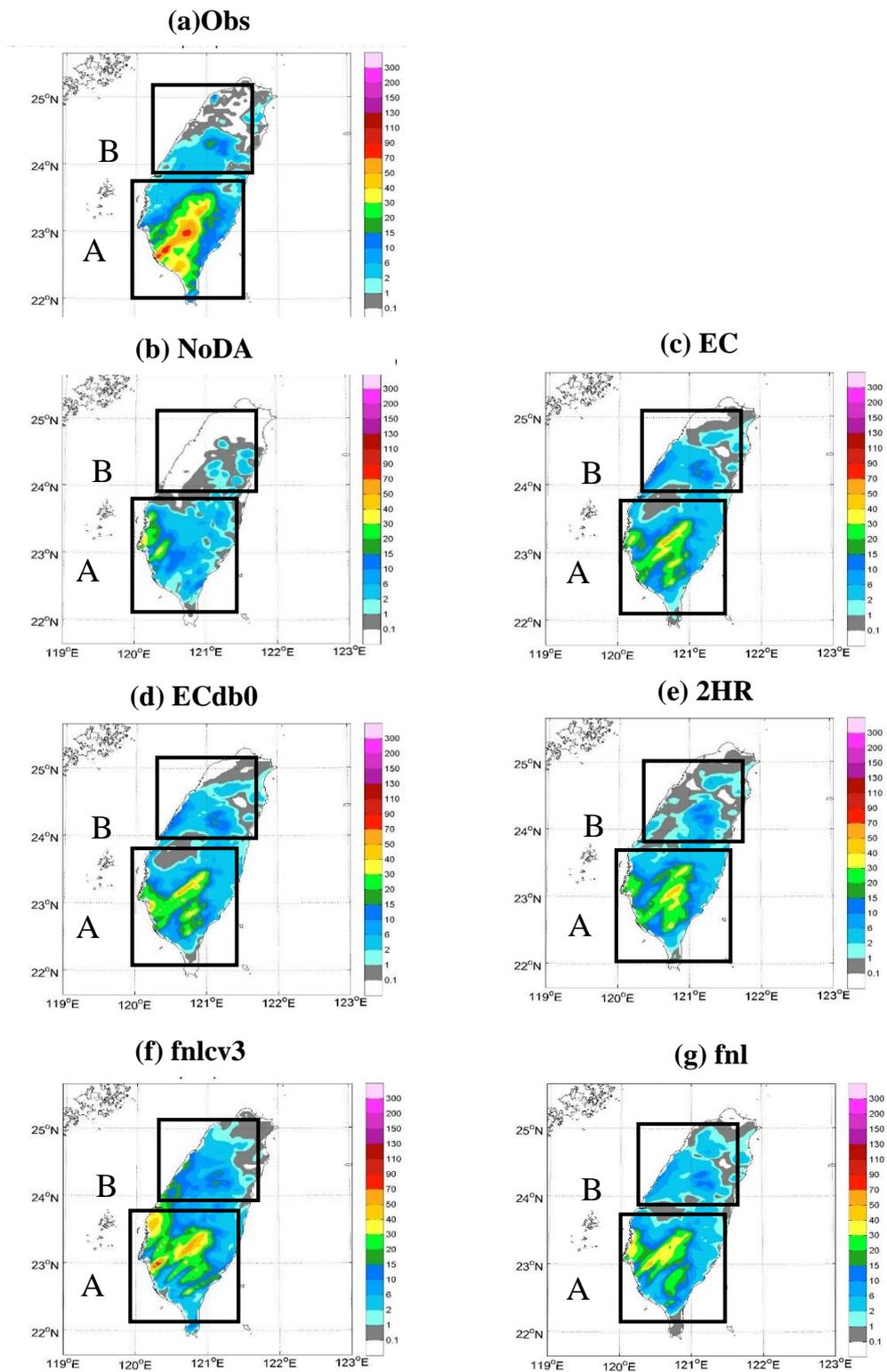


圖 4-4 (a)觀測、(b)NoDA、(c)EC、(d)ECdb0、(e)2HR、(f)fnlc3 與(g)fnl 實驗的四小時累積降雨圖，A、B 為本研究主要探討之降雨區域。

5 小時

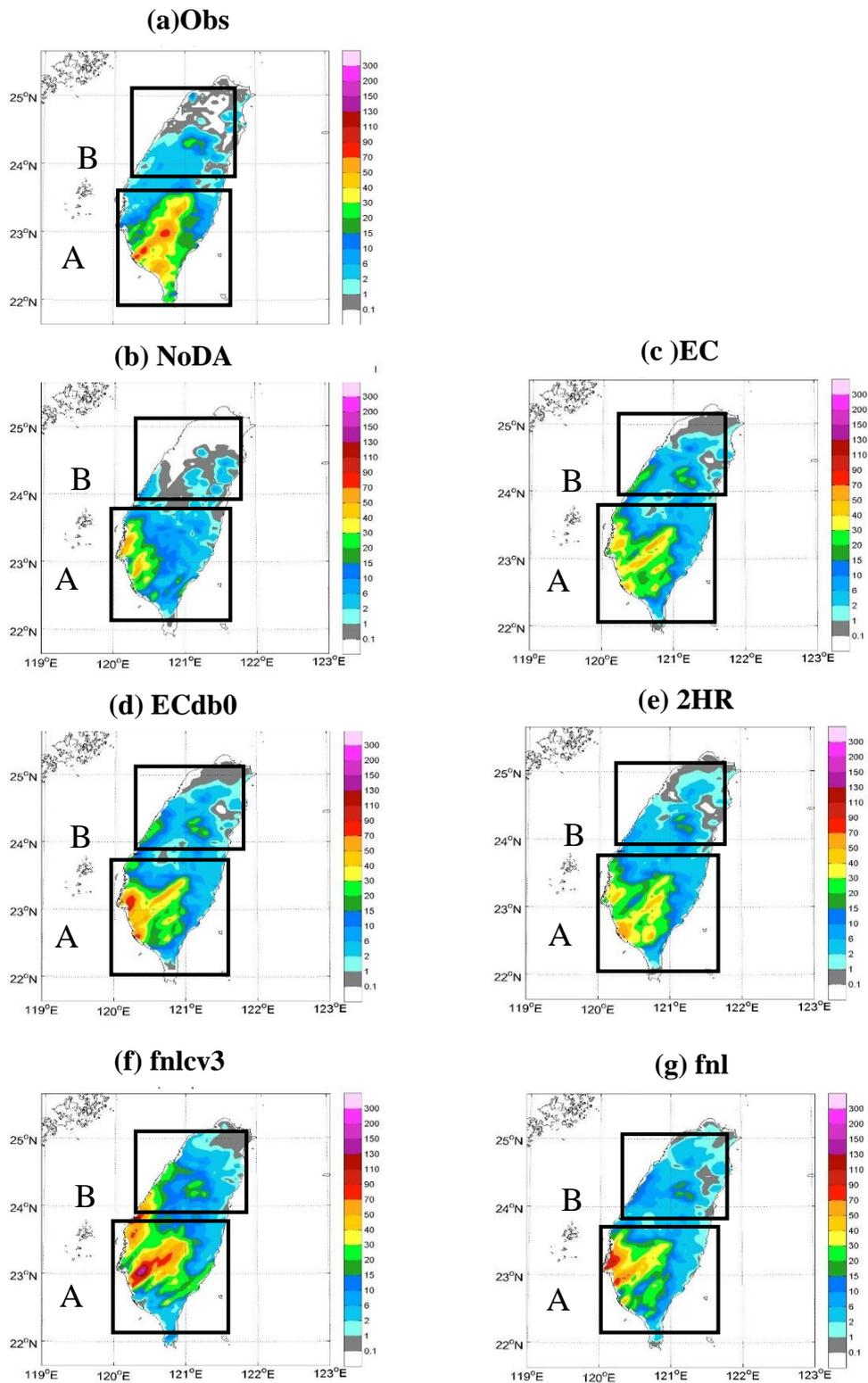


圖 4-5 (a)觀測、(b)NoDA、(c)EC、(d)ECdb0、(e)2HR、(f)fnlcv3 與(g)fnl 實驗的五小時累積降雨圖，A、B 為本研究主要探討之降雨區域。

6 小時

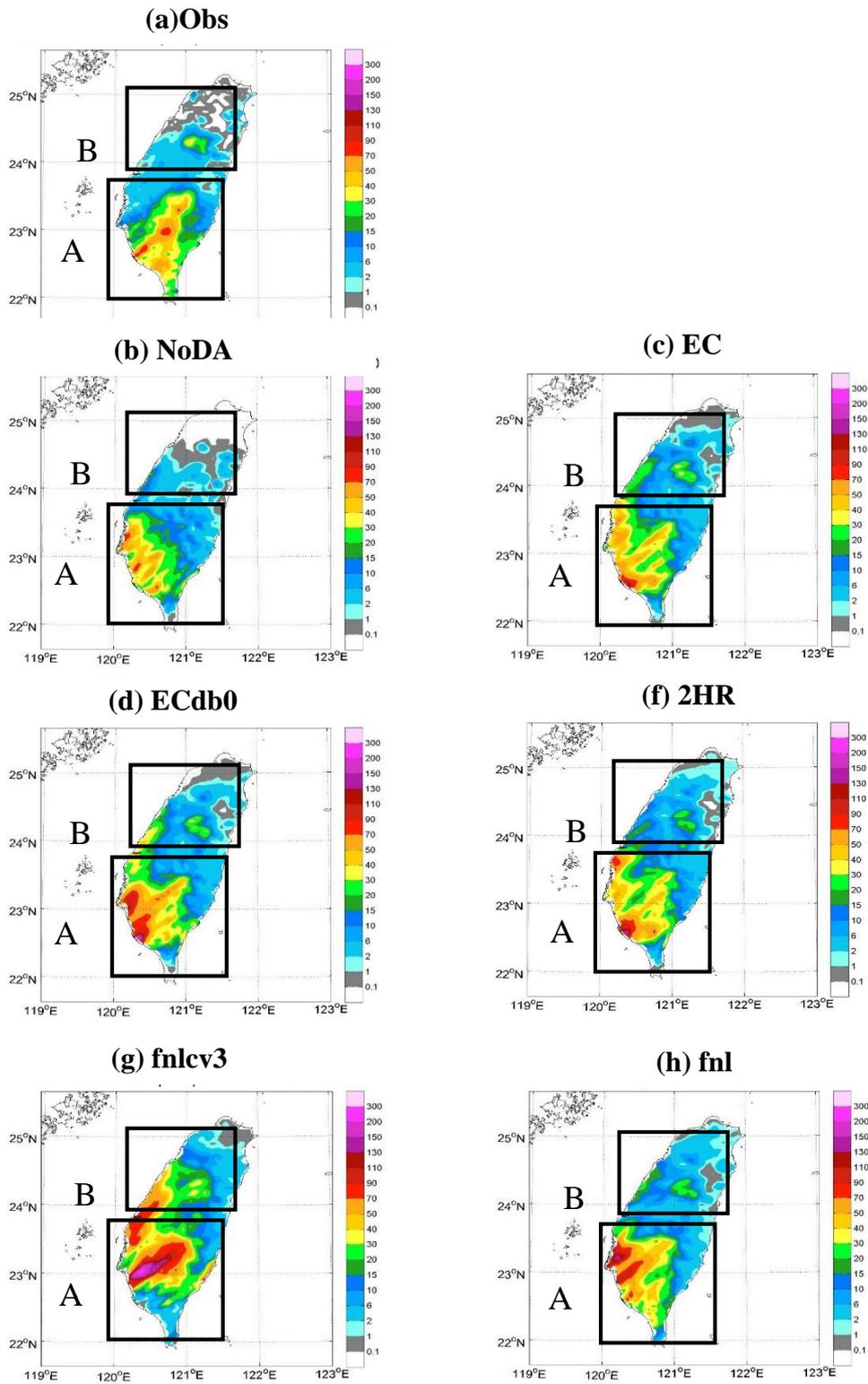


圖 4-6 (a)觀測、(b)NoDA、(c)EC、(d)ECdb0、(e)2HR、(f)fnlcv3 與(g)fnl 實驗的六小時累積降雨圖，A、B 為本研究主要探討之降雨區域。

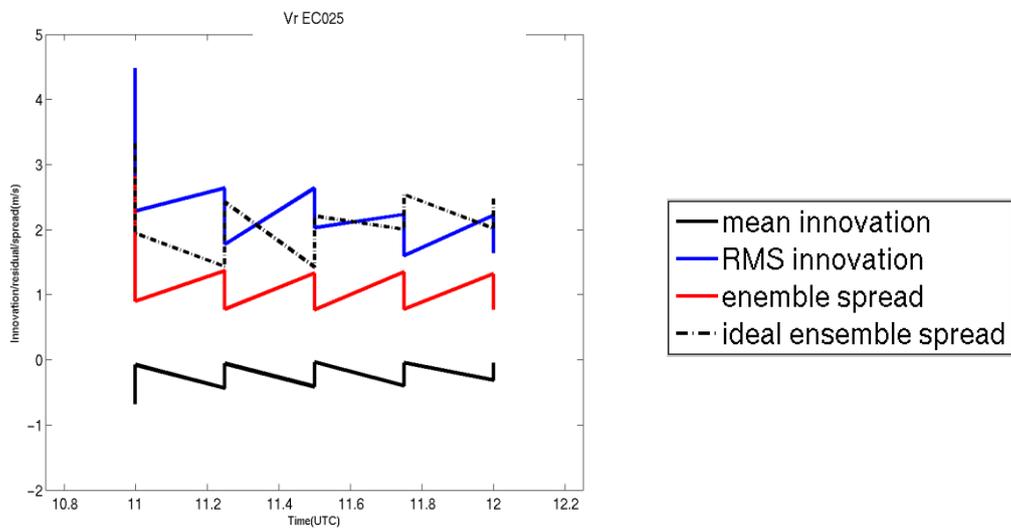


圖 4-7 EC 實驗組從 6 月 14 日 1100UTC 至 1200 每十五分鐘之徑向風平均觀測增量(黑線)、方均根觀測增量(藍線)、系集離散程度(紅線)與理想系集離散程度(虛線)。

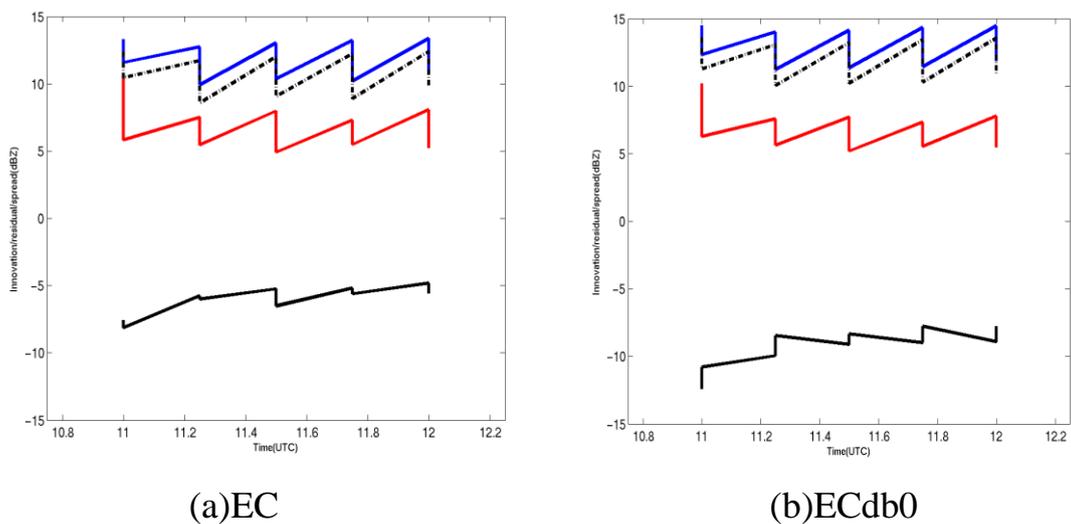


圖 4-8 (a)EC 實驗組與(b)ECdb0 實驗組從 6 月 14 日 1100UTC 至 1200 每十五分鐘之雷達回波平均觀測增量(黑線)、方均根觀測增量(藍線)、系集離散程度(紅線)與理想系集離散程度(虛線)。

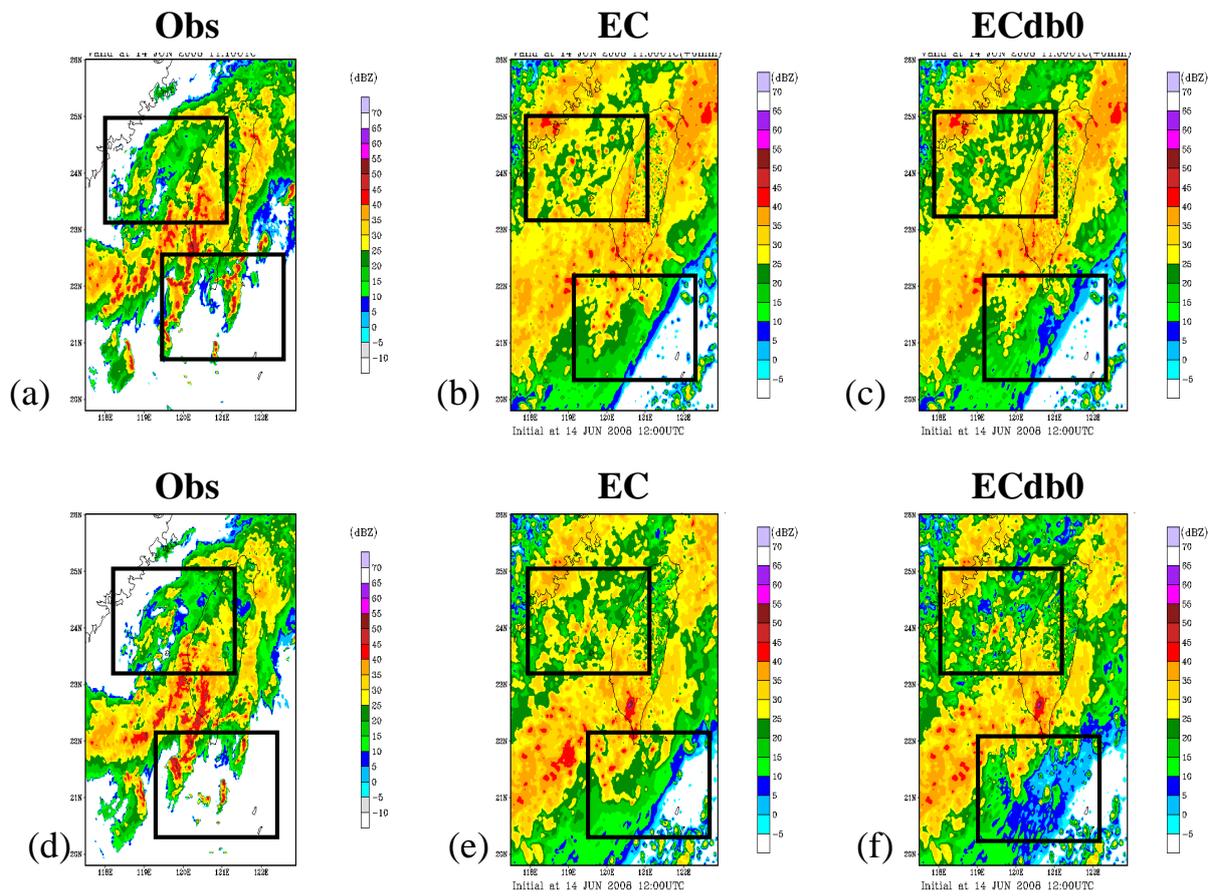


圖 4-9 (a)觀測、(b)EC 實驗組之分析場、(c)ECdb0 實驗組之分析場在 1100UTC 時的最大雷達回波圖，(d)觀測、(e)EC 實驗組之分析場、(f)ECdb0 實驗組之分析場在 1200UTC 時的最大回波圖。

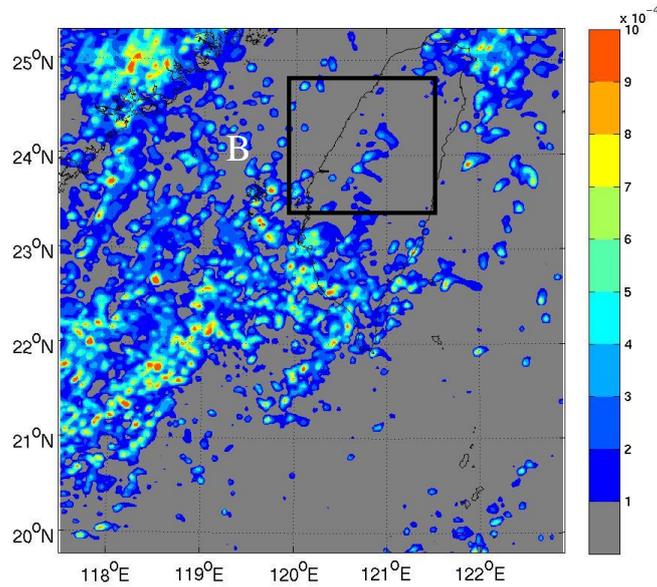


圖 4-10 2008 年 6 月 14 日 1100UTC 系集預報 5 小時候模式第 11 層之 Qrain 系集離散程度，與 B 雨帶的位置。

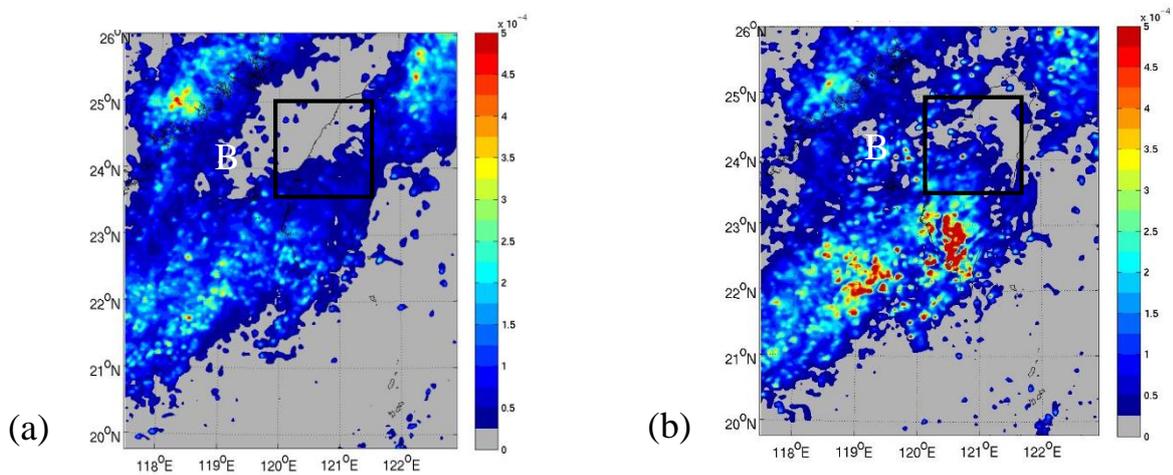


圖 4-11 (a)EC 與 ECdb0 實驗組開始第一次分析步階開始前之 Qrain 在模式 4km 高度之背景場、(b)EC 實驗組最後一次分析步階結束後之 Qrain 在模式 4km 高度之分析場，與 B 雨帶的位置。

2HR

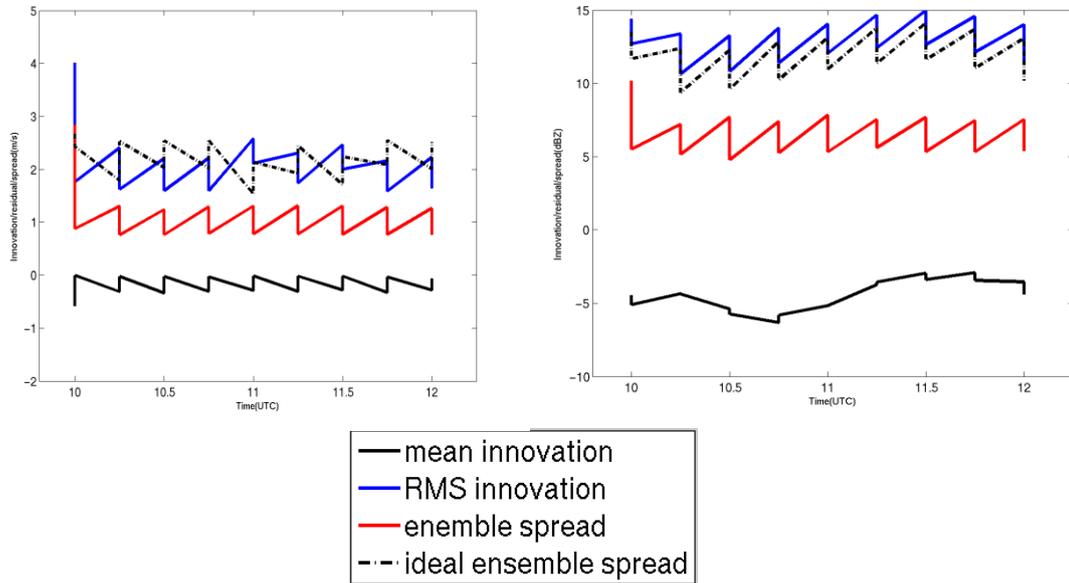


圖 4-12 2HR 實驗組與從 6 月 14 日 1000UTC 至 1200UTC 每十五分鐘之 (a)雷達徑向風、(b)雷達回波之平均觀測增量(黑線)、方均根觀測增量(藍線)、系集離散程度(紅線)與理想系集離散程度(虛線)。

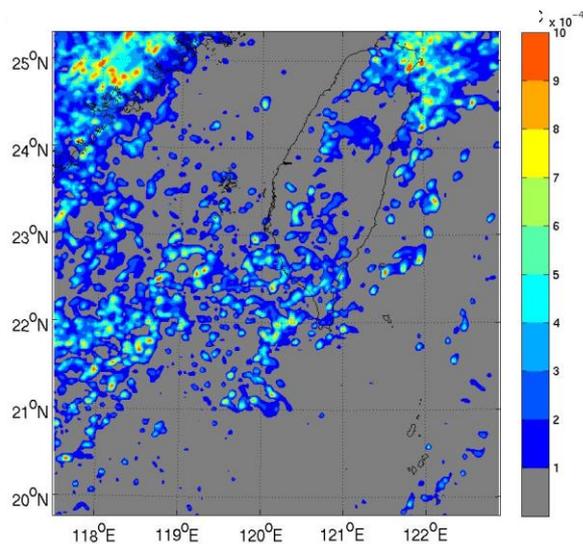


圖 4-13 2008 年 6 月 14 日 1000UTC 系集預報 4 小時候模式第 11 層之 Qrain 系集離散程度。

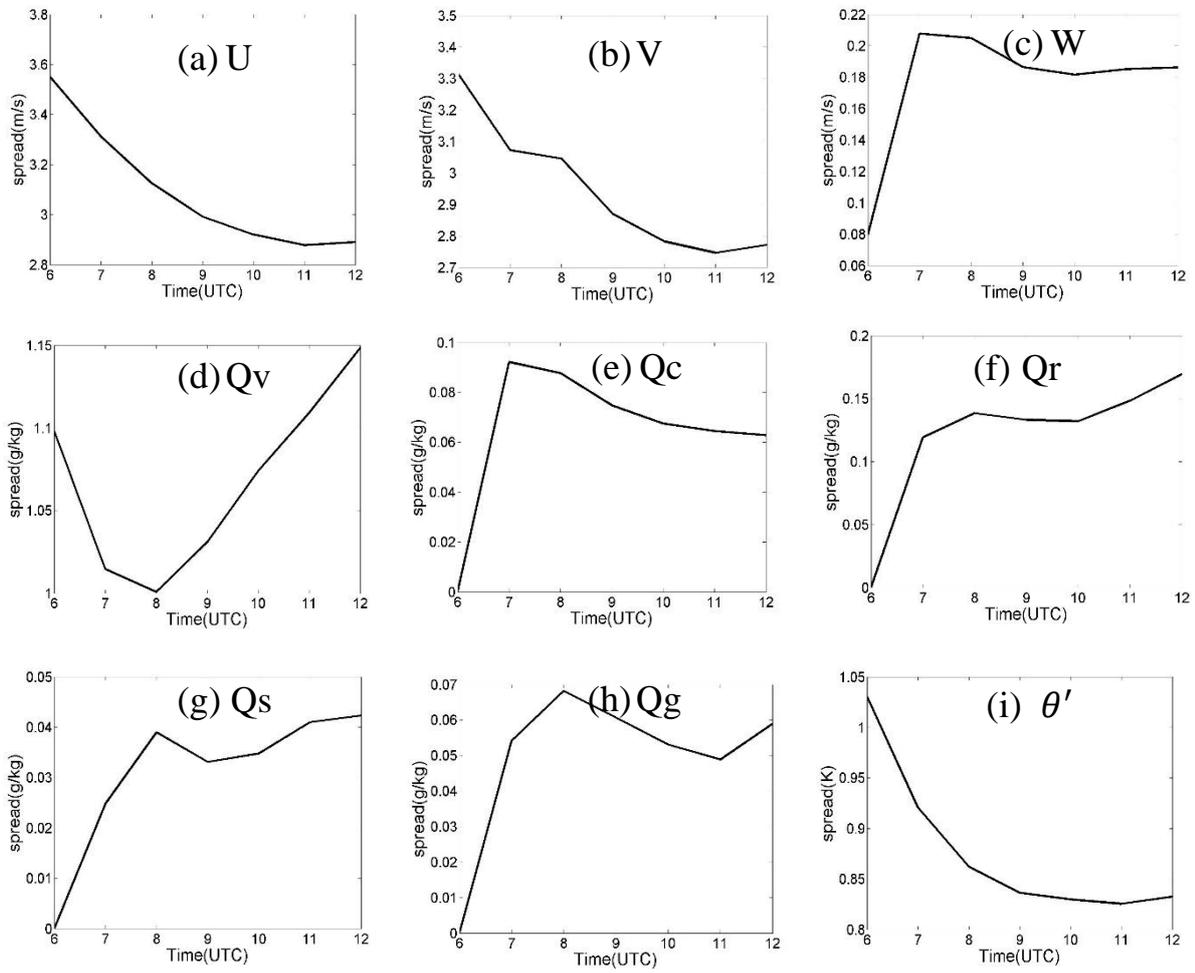


圖 4-14 NoDA 從 6 月 14 日 0600 到 1200UTC 之(a)U、(b)V、(c)W、(d)Qv、(e)Qc、(f)Qr、(g)Qs、(h)Qg 與(i) θ' 的系集方均根標準差。

1 小時

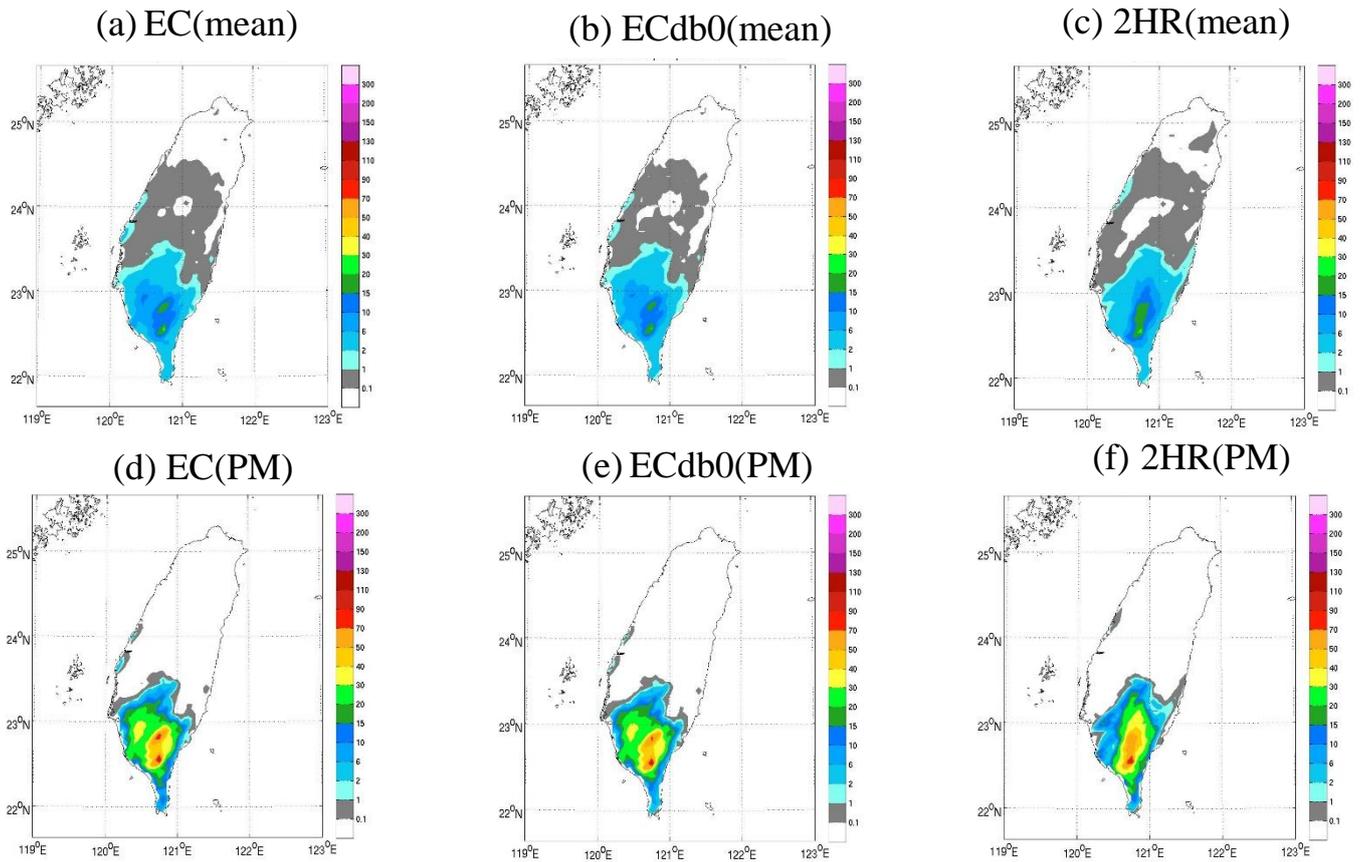


圖 4-15 (a)EC 平均降雨、(b)ECdb0 平均降雨、(c)2HR 平均降雨、(d)EC 實驗組 PM 降雨、(e)ECdb0 實驗組 PM 降雨與(f)2HR 實驗組 PM 降雨的 1 小時累積雨量。

3 小時

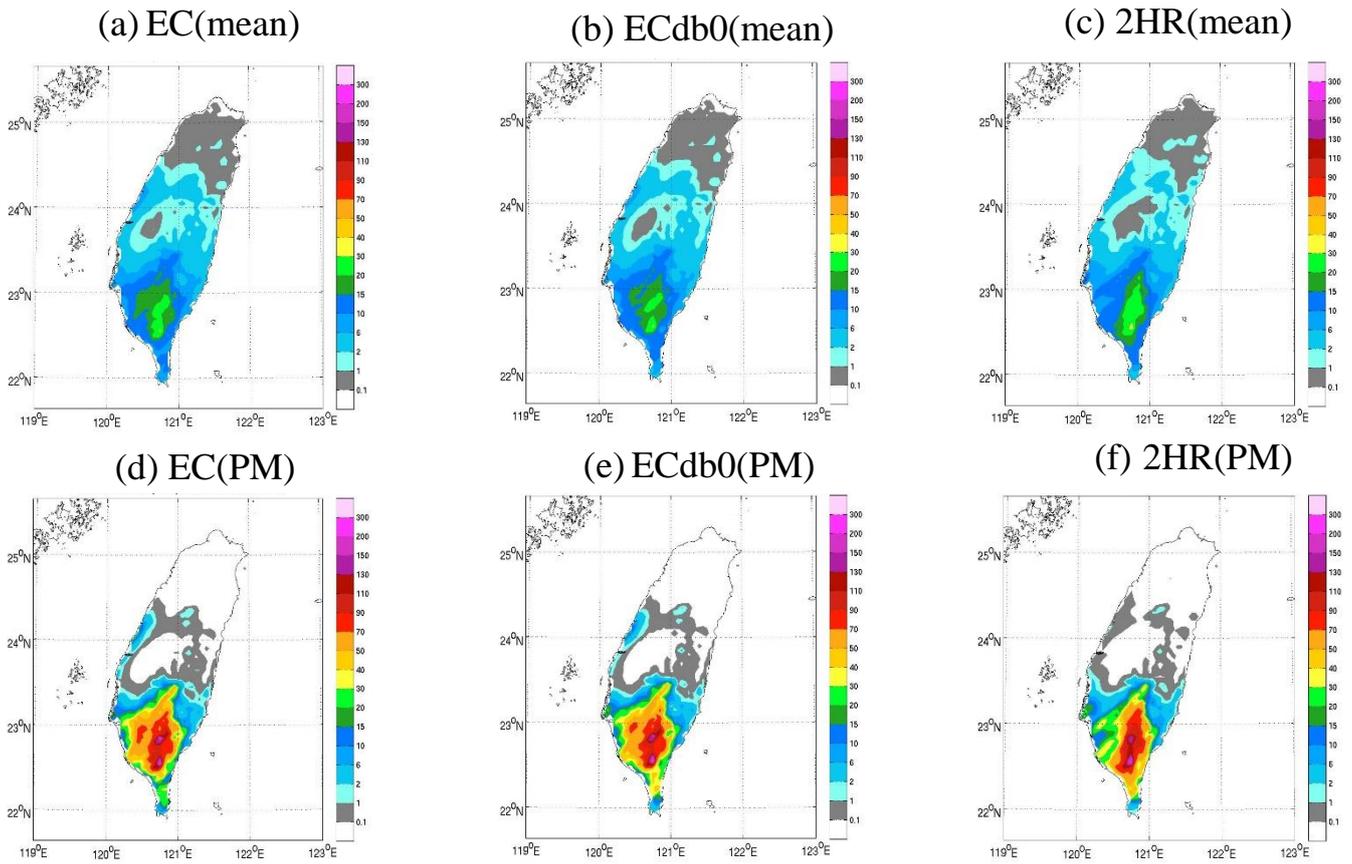


圖 4-16 (a)EC 平均降雨、(b)ECdb0 平均降雨、(c)2HR 平均降雨、(d)EC 實驗組 PM 降雨、(e)ECdb0 實驗組 PM 降雨與(f)2HR 實驗組 PM 降雨的 3 小時累積雨量。

5 小時

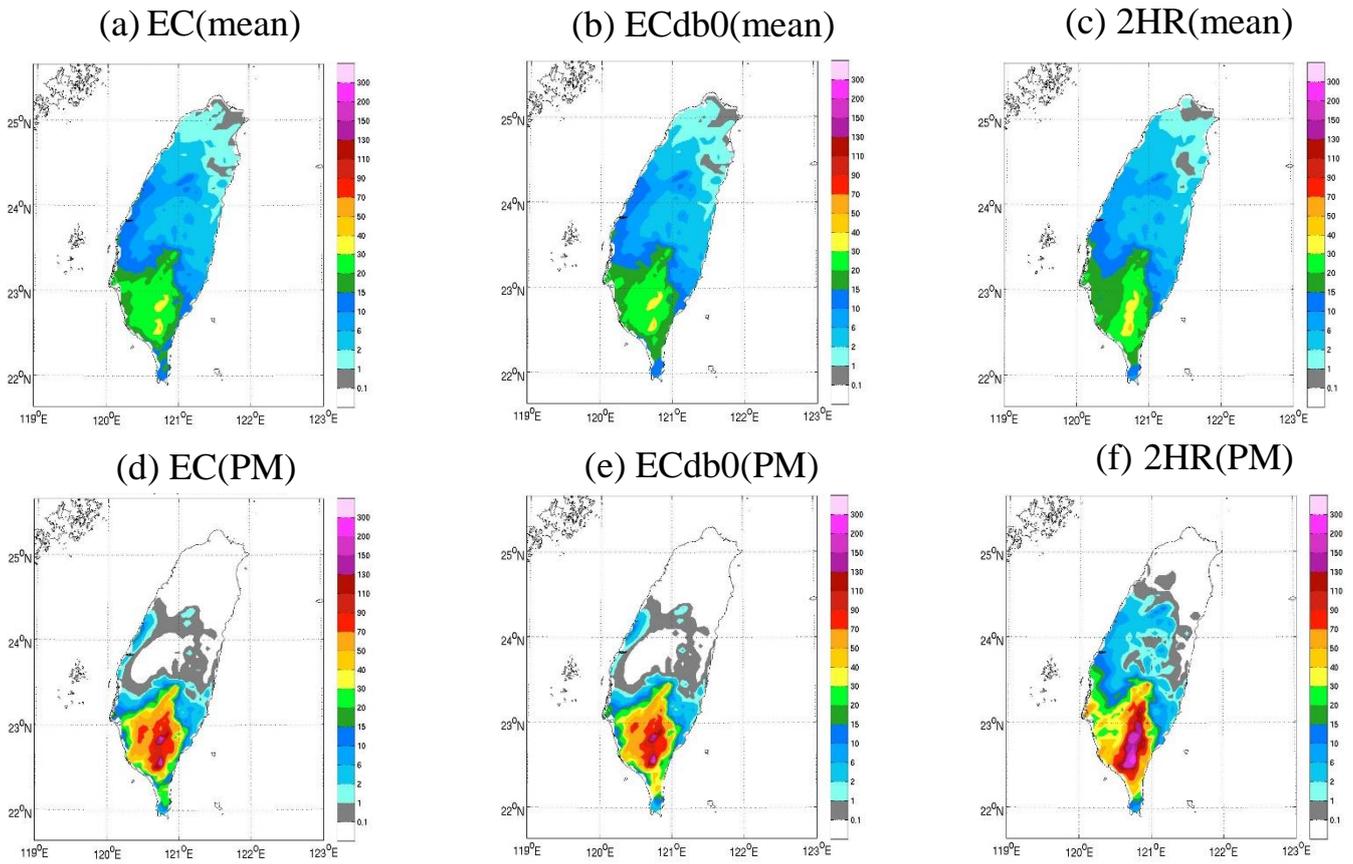


圖 4-17 (a)EC 平均降雨、(b)ECdb0 平均降雨、(c)2HR 平均降雨、(d)EC 實驗組 PM 降雨、(e)ECdb0 實驗組 PM 降雨與(f)2HR 實驗組 PM 降雨的 3 小時累積雨量。

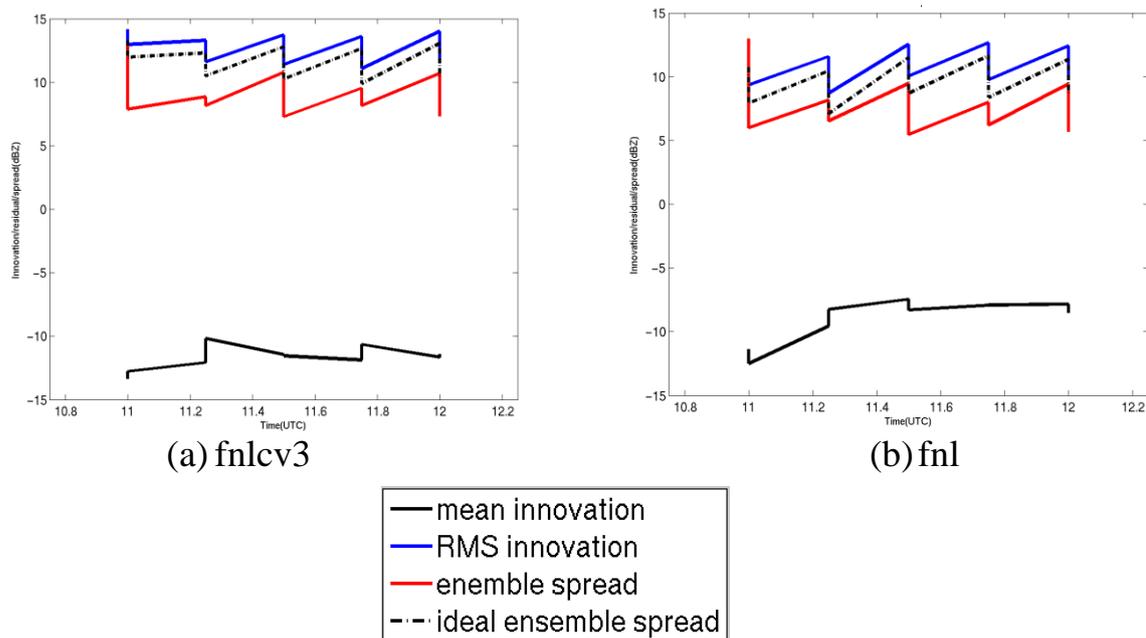


圖 4-18 (a)fnlcv3 實驗組、(b)fnl 實驗組從 6 月 14 日 1100UTC 至 1200UTC 每十五分鐘之雷達回波平均觀測增量(黑線)、方均根觀測增量(藍線)、系集離散程度(紅線)與理想系集離散程度(虛線)。

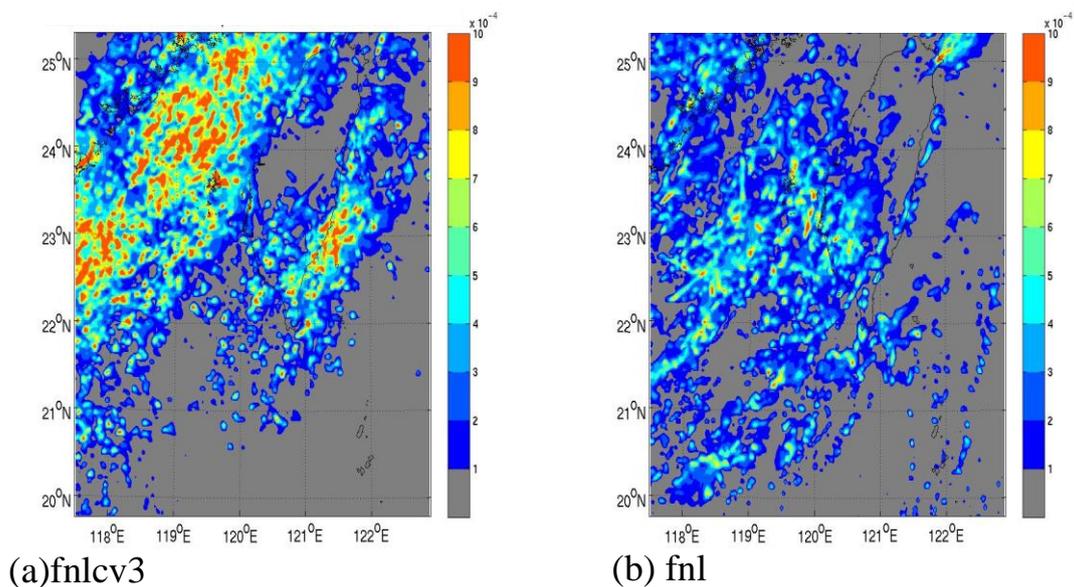


圖 4-19 (a)fnlcv3 實驗組、(b)fnl 實驗組在 2008 年 6 月 14 日 1000UTC 系集預報 4 小時後模式第 11 層之 Qrain 系集離散程度。

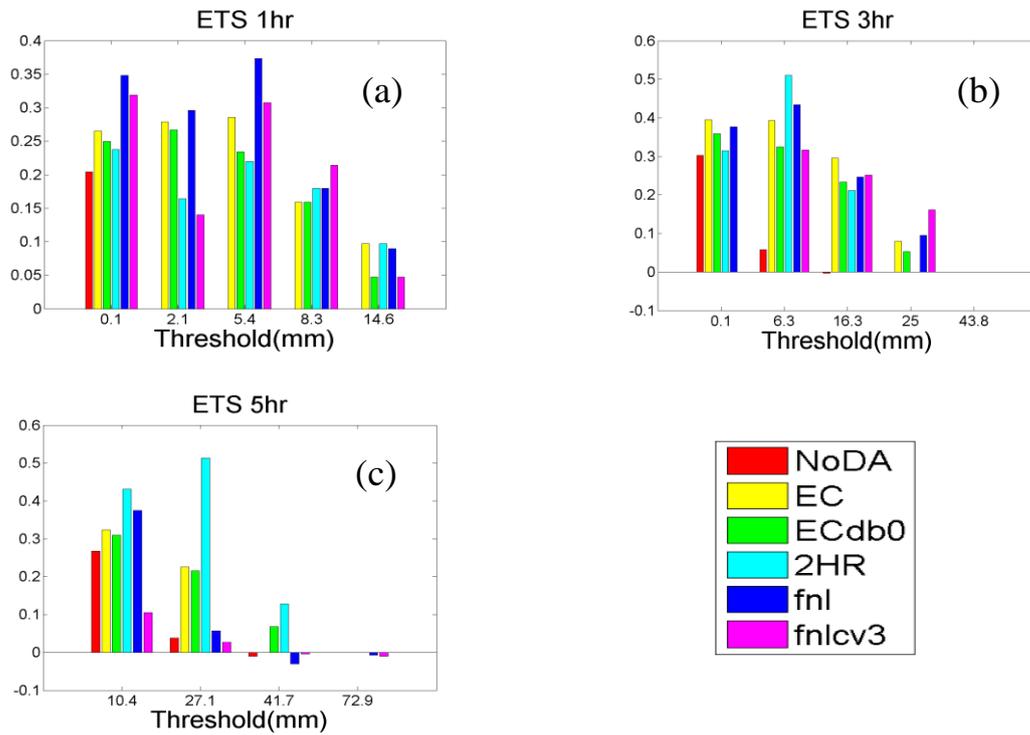


圖 4-20 NoDA、EC、ECdb0、2HR、fnl 與 fnlcv3 六組實驗在(a)第 1 小時、(b)第 3 小時與(c)第 5 小時累積降雨之公正預兆得分。

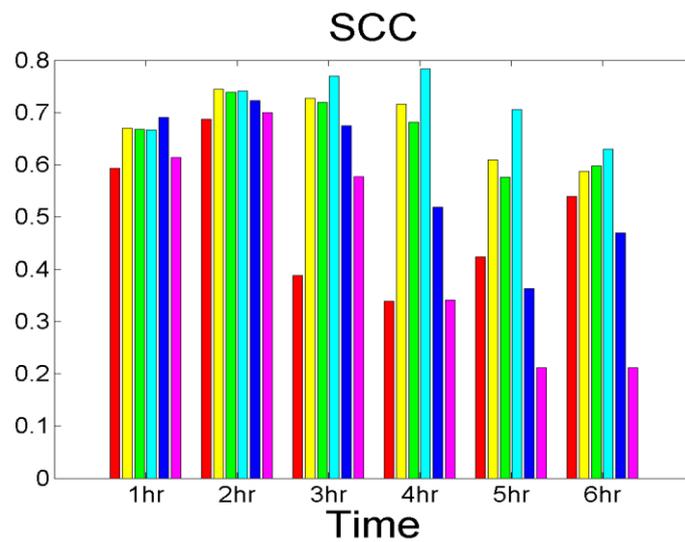


圖 4-21 NoDA、EC、ECdb0、2HR、fnl 與 fnlcv3 六組實驗 6 個小時的空間相關係數。

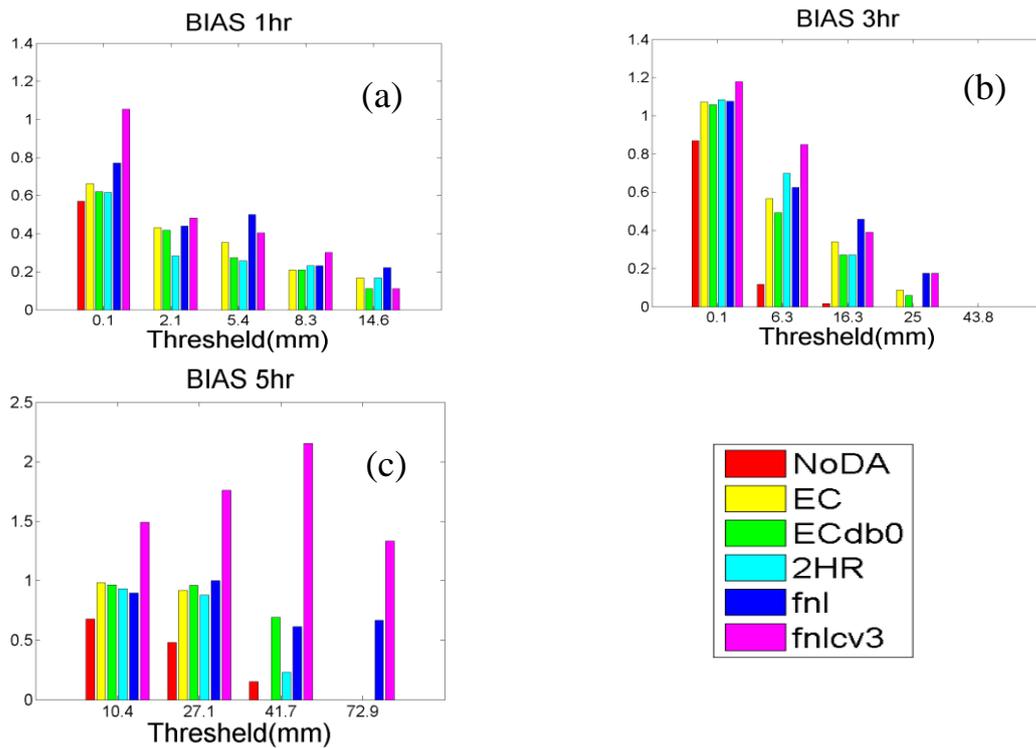


圖 4-22 NoDA、EC、ECdb0、2HR、fnl 與 fnlcv3 六組實驗在(a)第 1 小時、(b)第 3 小時與(c)第 5 小時累積降雨之 Bias 分數。

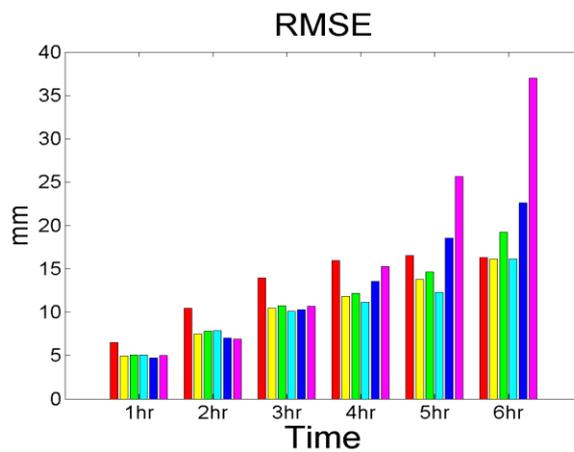


圖 4-23 NoDA、EC、ECdb0、2HR、fnl 與 fnlcv3 六組實驗 6 個小時的方均根誤差。

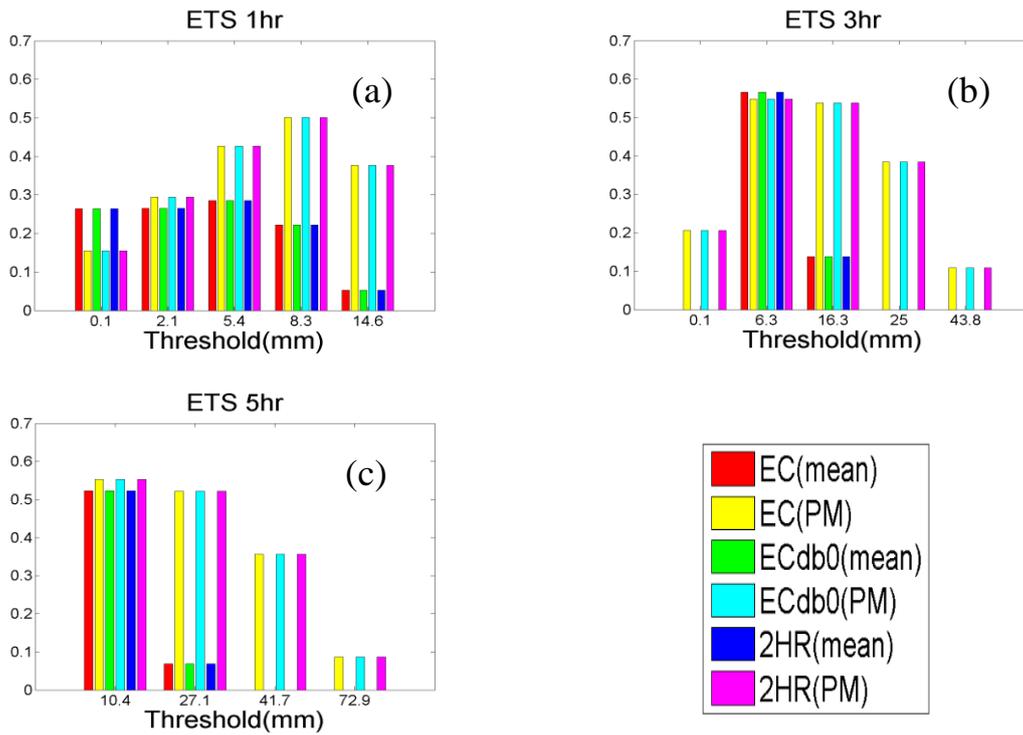


圖 4-24 EC(mean)、EC(PM)、ECdb0(mean)、ECdb0(PM)、2HR(mean)與 2HR(PM)六組實驗在(a)第 1 小時、(b)第 3 小時與(c)第 5 小時累積降雨之公正預兆得分。

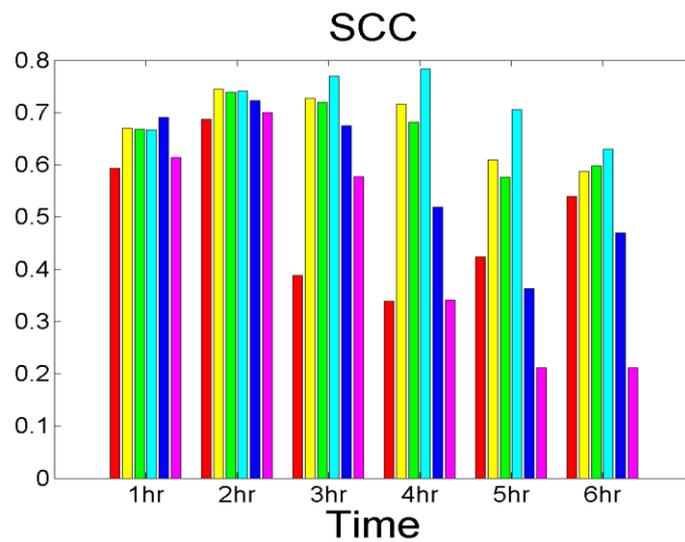


圖 4-25 EC(mean)、EC(PM)、ECdb0(mean)、ECdb0(PM)、2HR(mean)與 2HR(PM)六組實驗 6 個小時的空間相關係數。

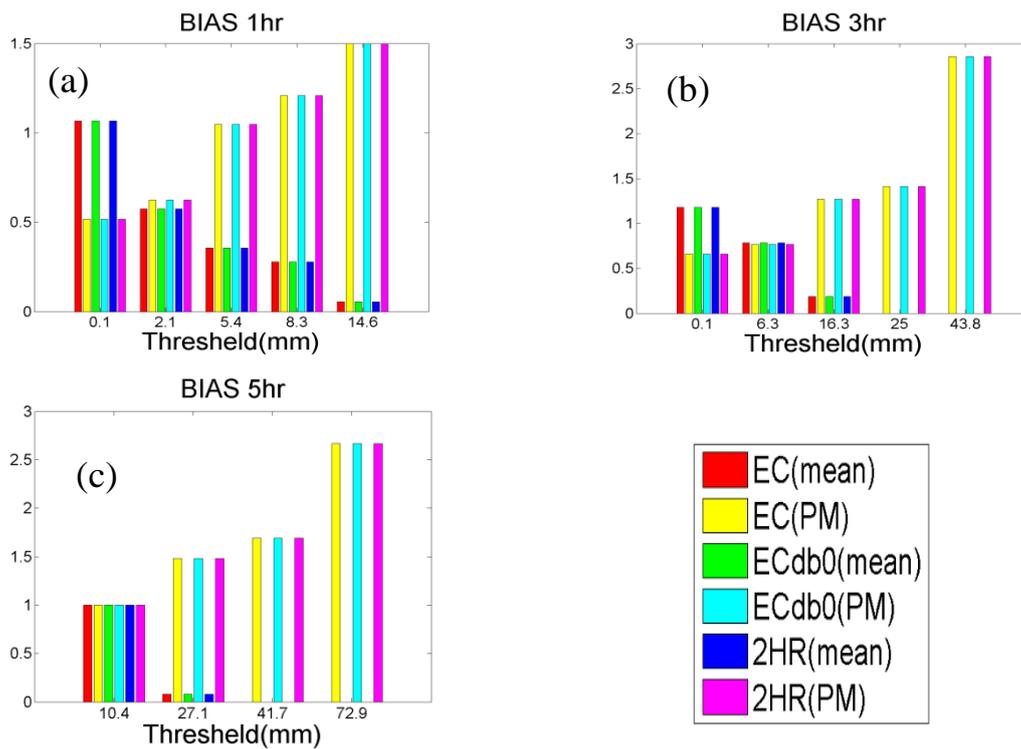


圖 4-26 EC(mean)、EC(PM)、ECdb0(mean)、ECdb0(PM)、2HR(mean)與 2HR(PM)在(a)第 1 小時、(b)第 3 小時與(c)第 5 小時累積降雨之 Bias 分數。

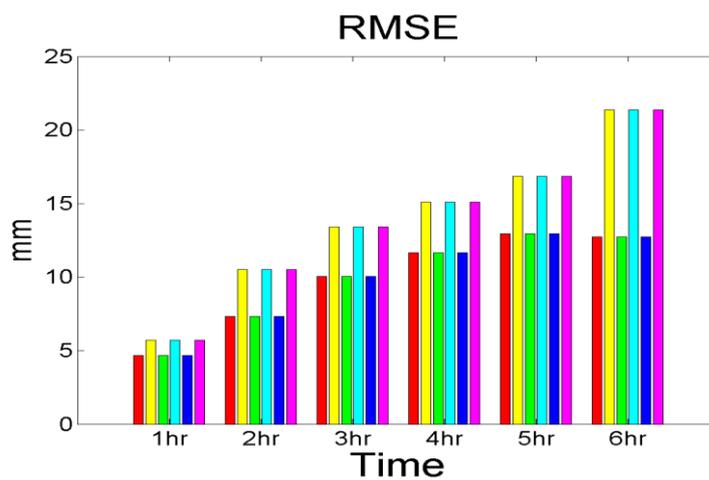


圖 4-27 EC(mean)、EC(PM)、ECdb0(mean)、ECdb0(PM)、2HR(mean)與 2HR(PM)六組實驗 6 個小時的方均根誤差。

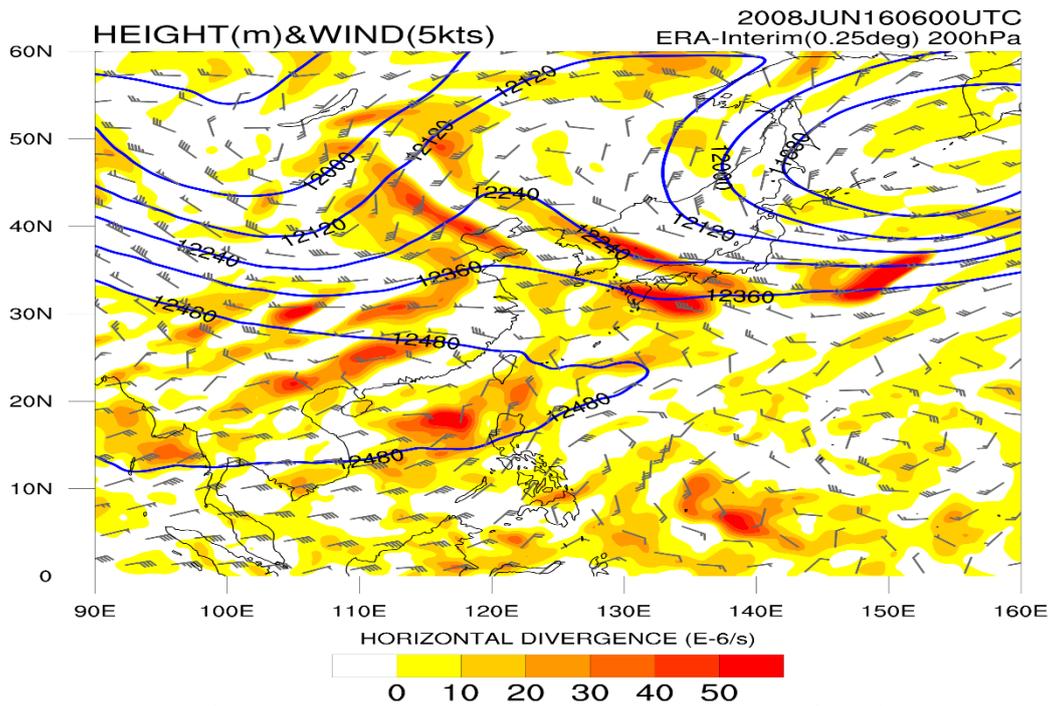


圖 5-1 2008 年 6 月 16 日 0600UTC 在 200hPa 天氣圖，等值線為重力位高度場，色階為水平幅合幅散場與風標。

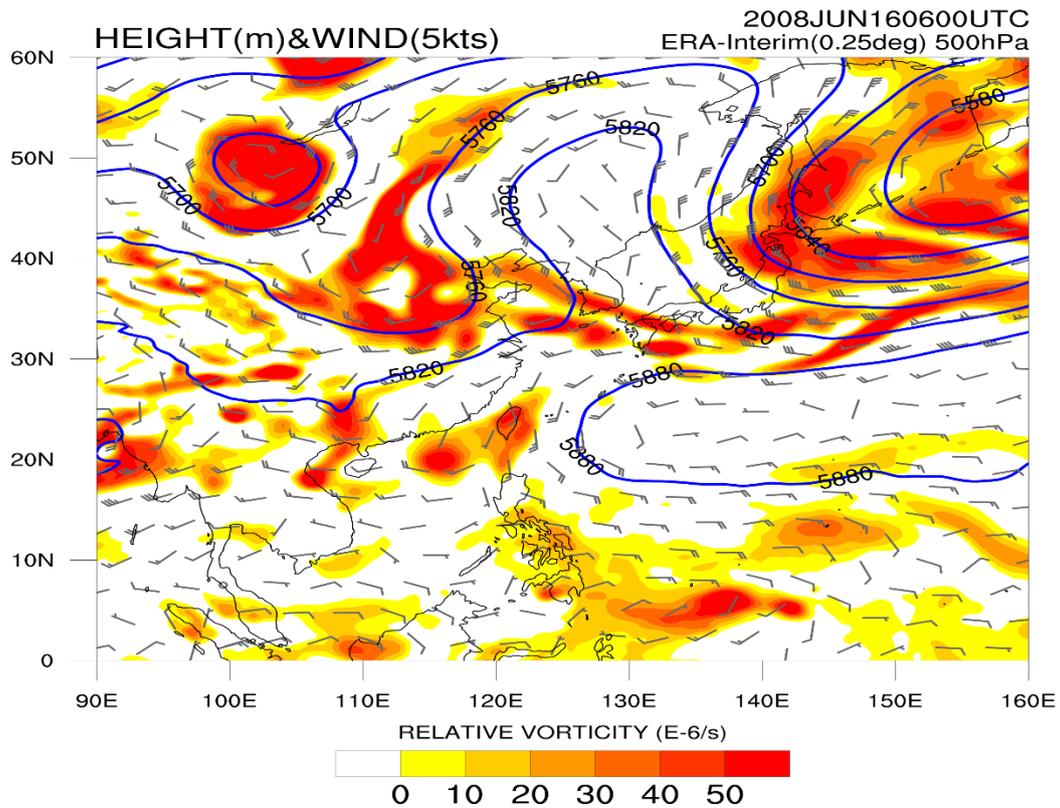


圖 5-2 2008 年 6 月 16 日 0600UTC 500hPa 天氣圖，等值線為重力位高度場，色階為相對渦度與風標。

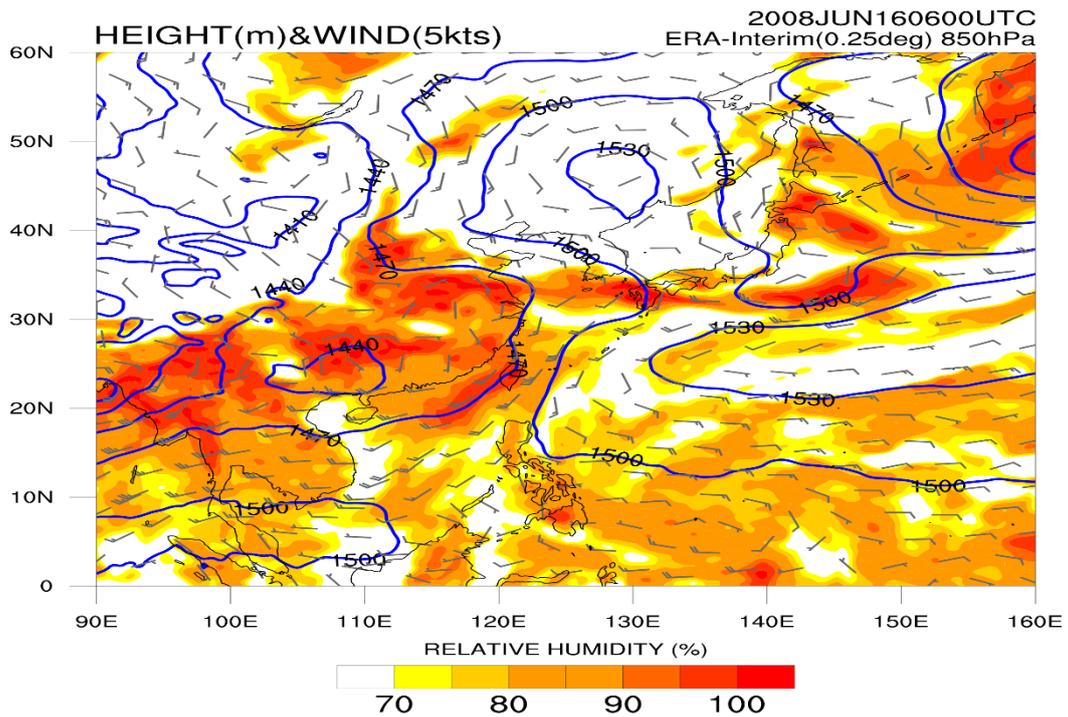


圖 5-3 2008 年 6 月 16 日 0600UTC 850hPa 天氣圖，等值線為重力位高度場，色階為相對濕度與風標。

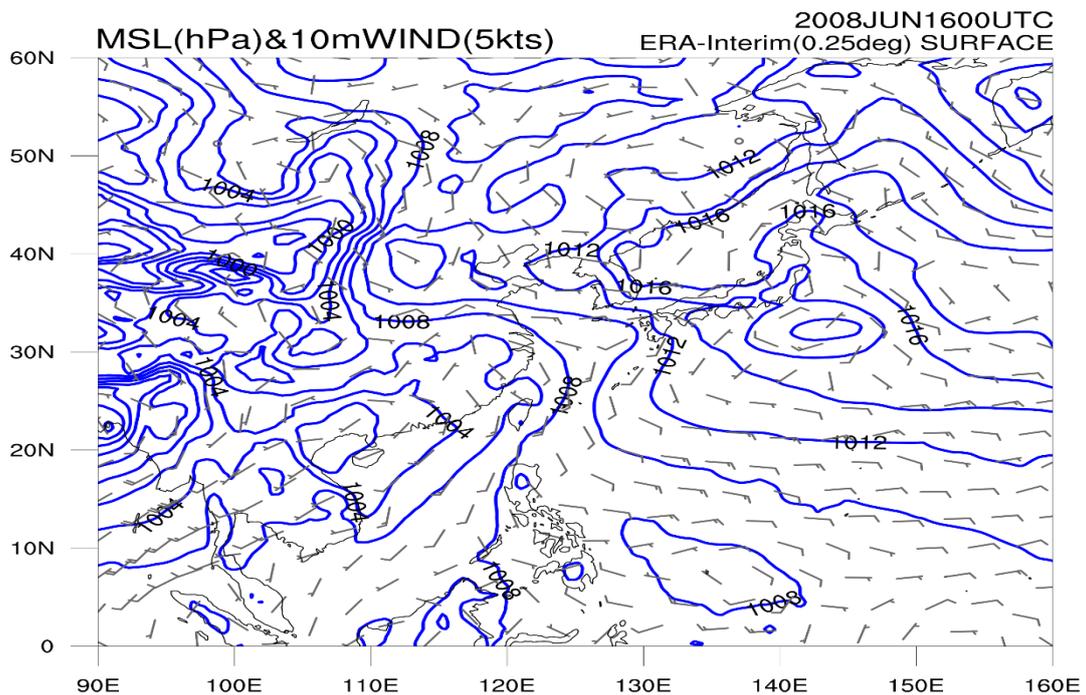


圖 5-4 2008 年 6 月 16 日 0000UTC 地面天氣圖，等值線為壓力場與風標。

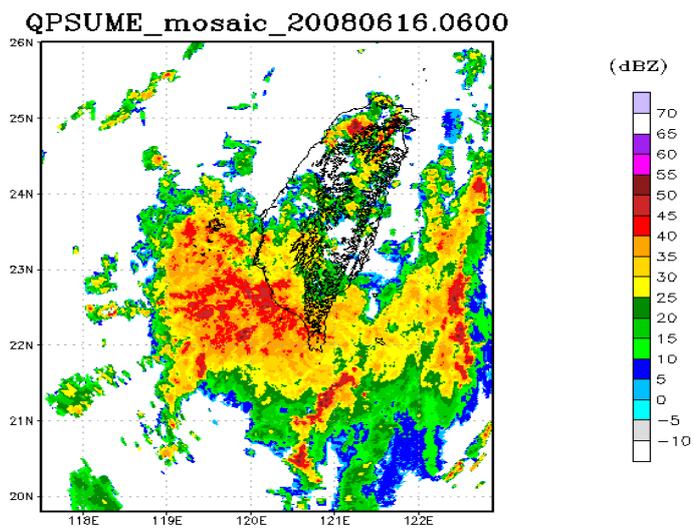


圖 5-5 QPESUMS 在 2008 年 6 月 16 日 0600UTC 時的最大雷達回波圖。

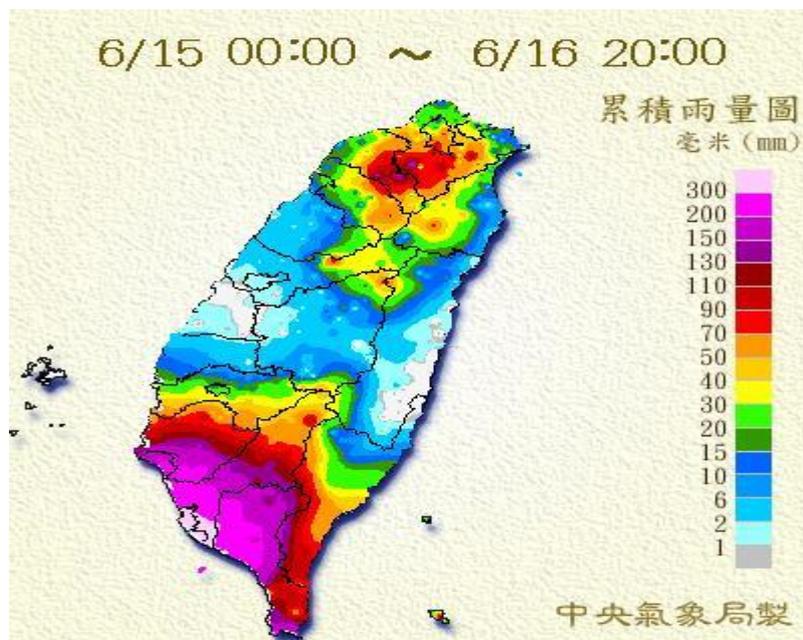


圖 5-6 2008 年 6 月 14 日 0000UTC 到 1200UTC 的 12 小時觀測累積降雨 (圖出自中華民國中央氣象局)。

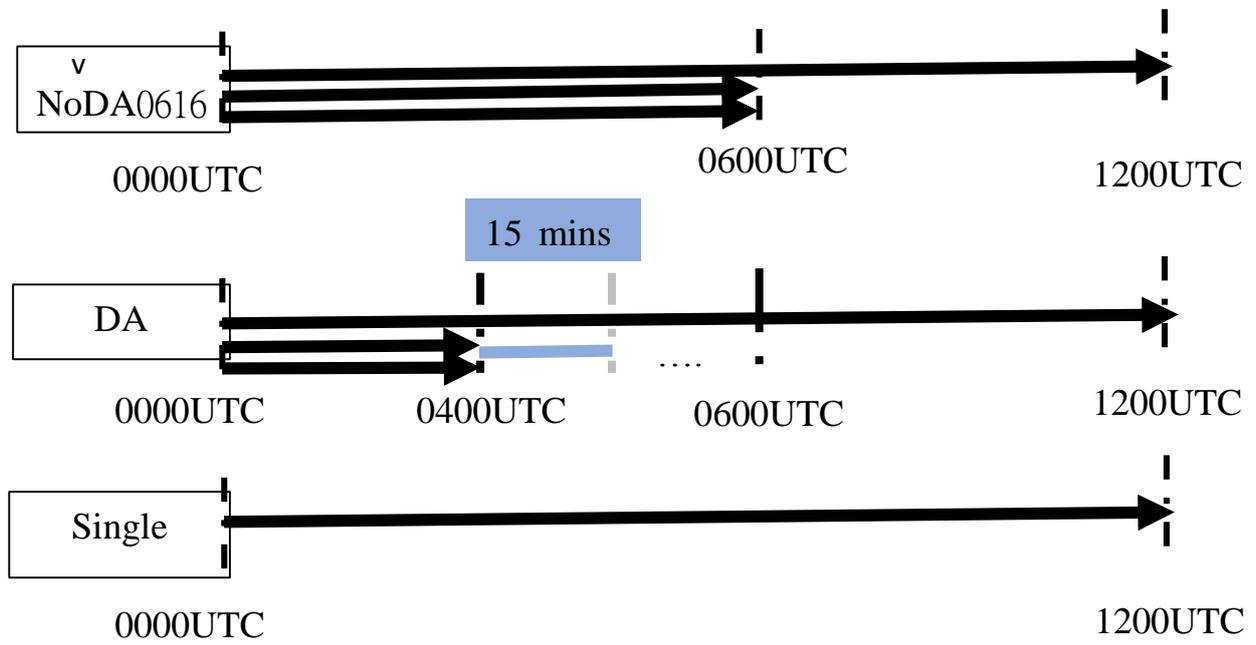


圖 5-7 NoDA0616、與兩組有做 DA(0616、0616db0)的實驗與 Single 實驗組的時間長度，藍線是每次預報步階的長度為十五分鐘。

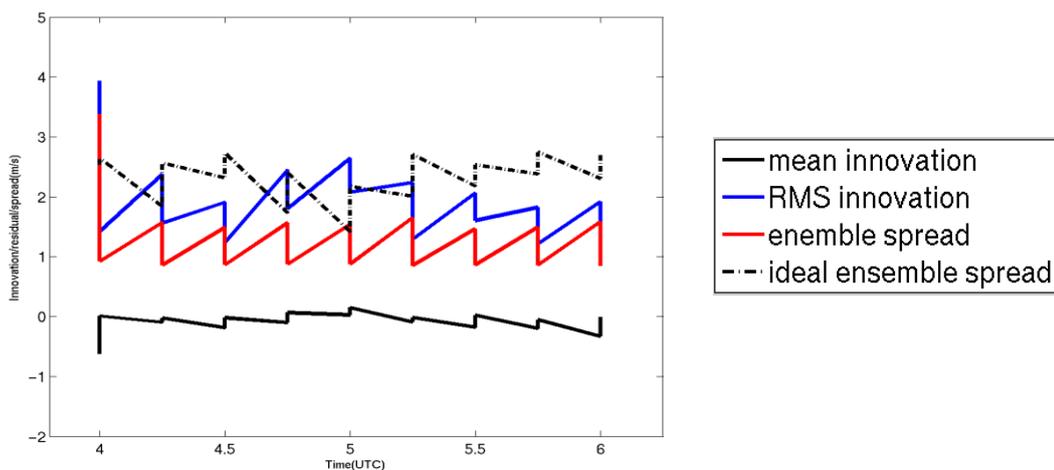


圖 5-8 0616 實驗組從 6 月 16 日 0400UTC 至 0600UTC 每十五分鐘之徑向風平均觀測增量(黑線)、方均根觀測增量(藍線)、系集離散程度(紅線)與理想系集離散程度(虛線)。

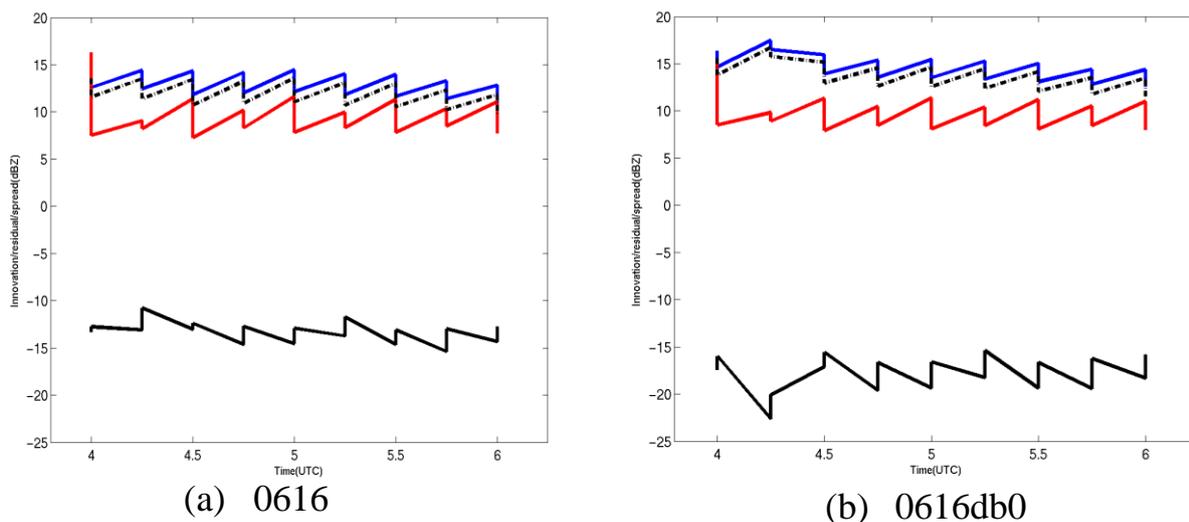


圖 5-9 (a)0616 實驗組與(b)0616db0 實驗組從 6 月 14 日 1100UTC 至 1200UTC 每十五分鐘之雷達回波平均觀測增量(黑線)、方均根觀測增量(藍線)、系集離散程度(紅線)與理想系集離散程度(虛線)。

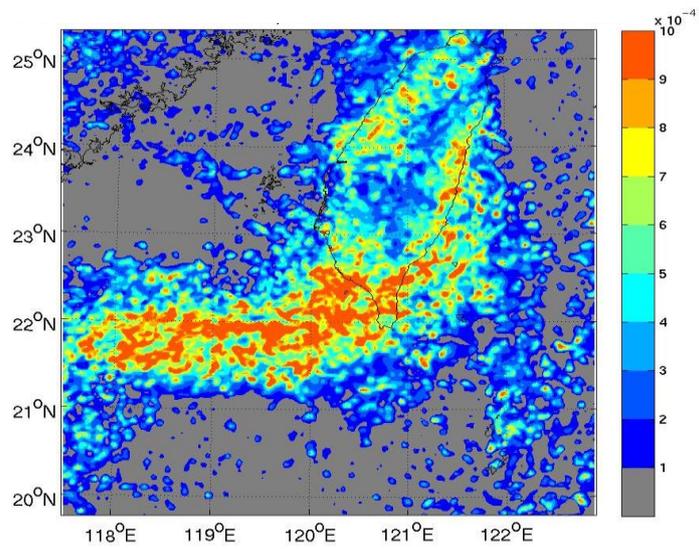


圖 5-10 2008 年 6 月 16 日 0400UTC 系集預報 4 小時後模式第 11 層之 Qrain 系集離散程度。

1 小時

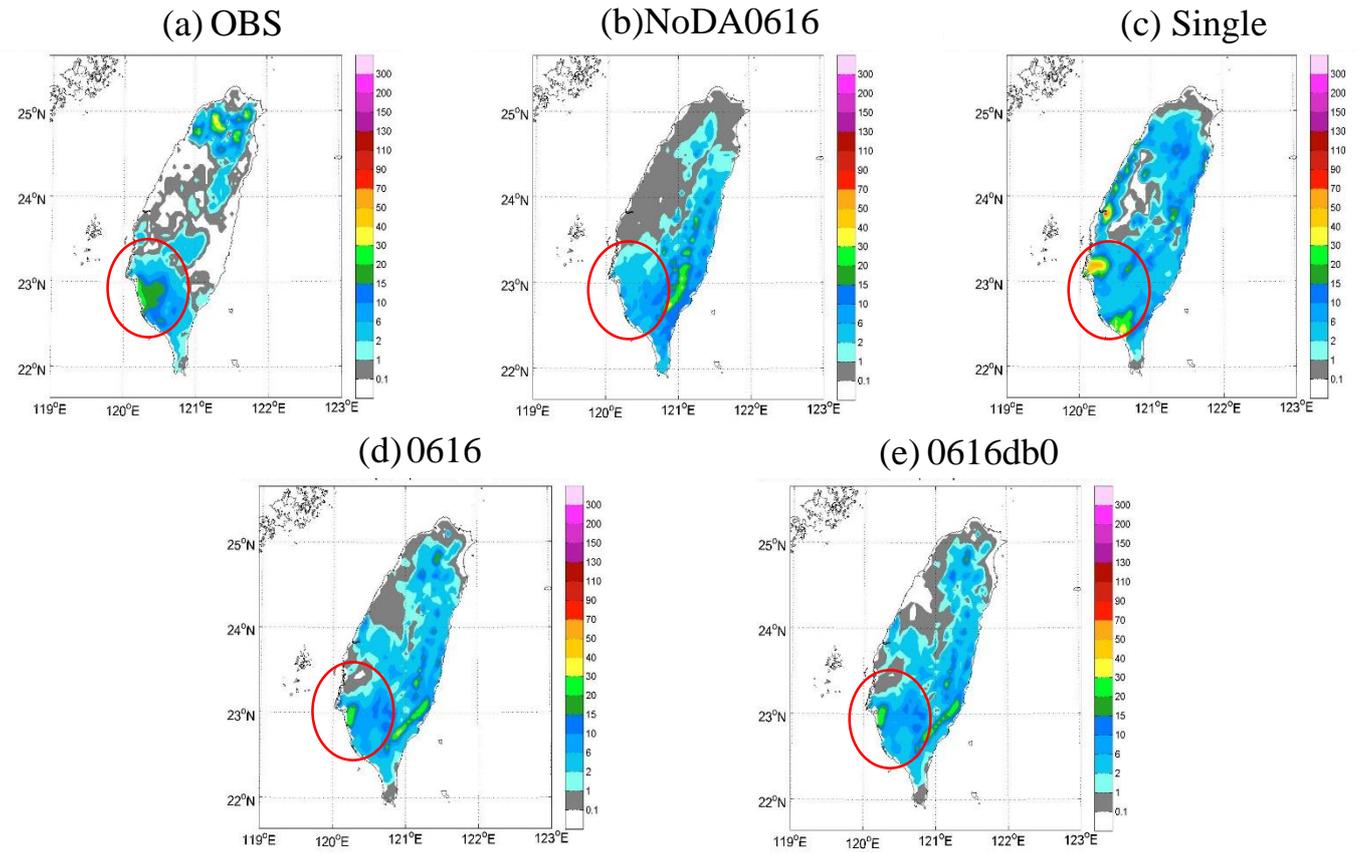


圖 5-11 (a)無人測站觀測、(b)NoDA0616、(c)Single、(d)0616 與 (e)0616db0 的 1 小時累積雨量。

3 小時

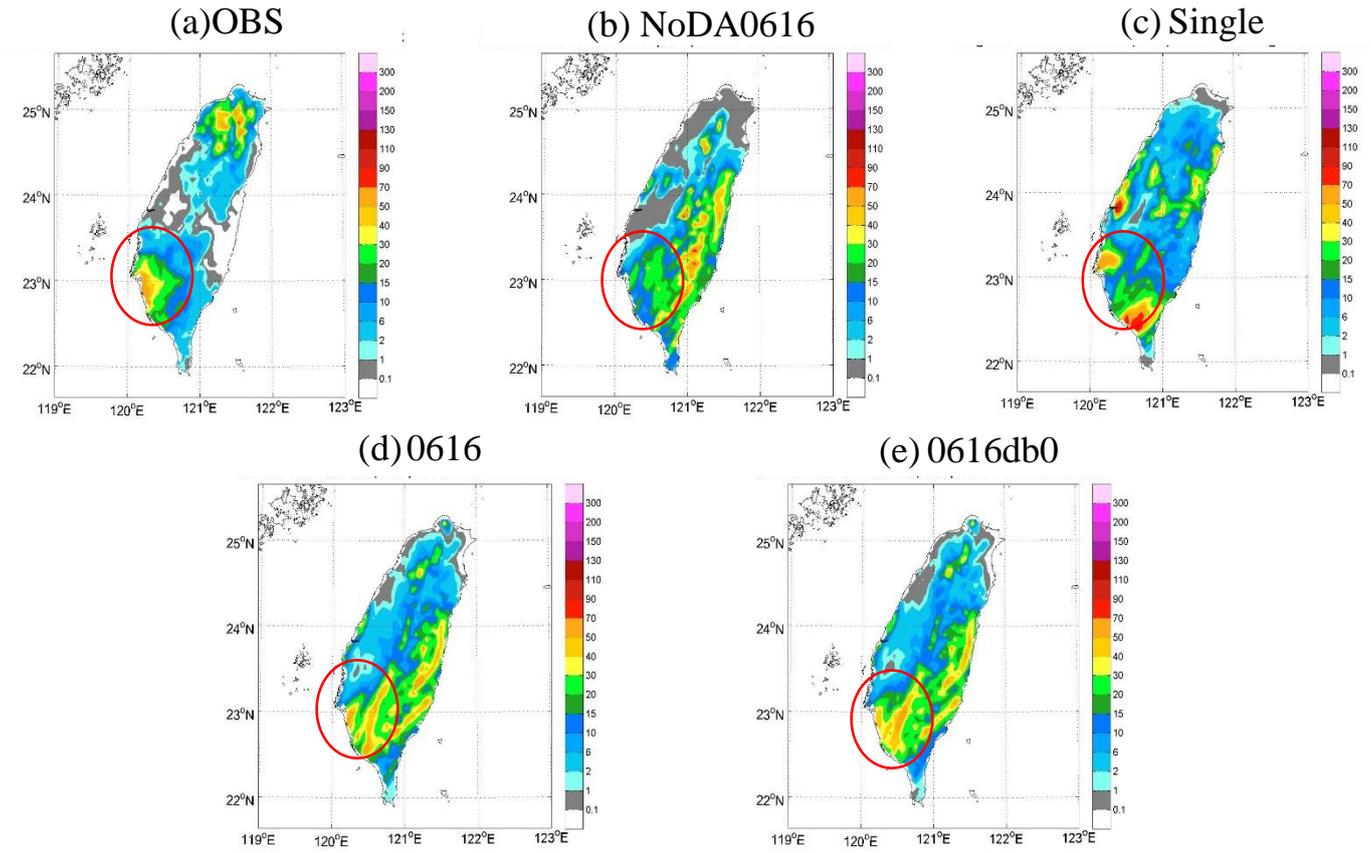


圖 5-12 (a)無人測站觀測、(b)NoDA0616、(c)Single、(d)0616 與 (e)0616db0 的 3 小時累積雨量。

5 小時

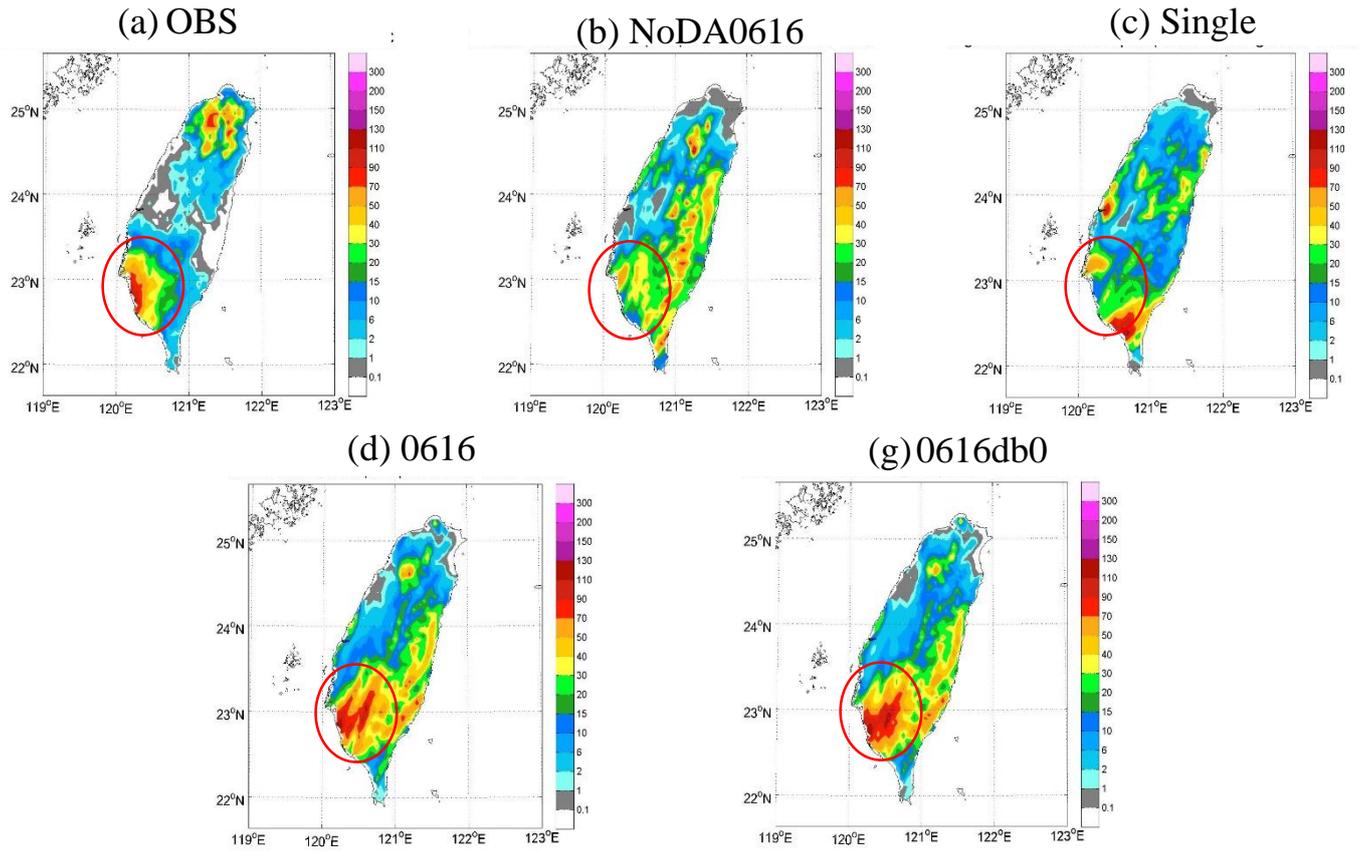


圖 5-13 (a)無人測站觀測、(b)NoDA0616、(c)Single、(d)0616 與 (e)0616db0 的 5 小時累積雨量。

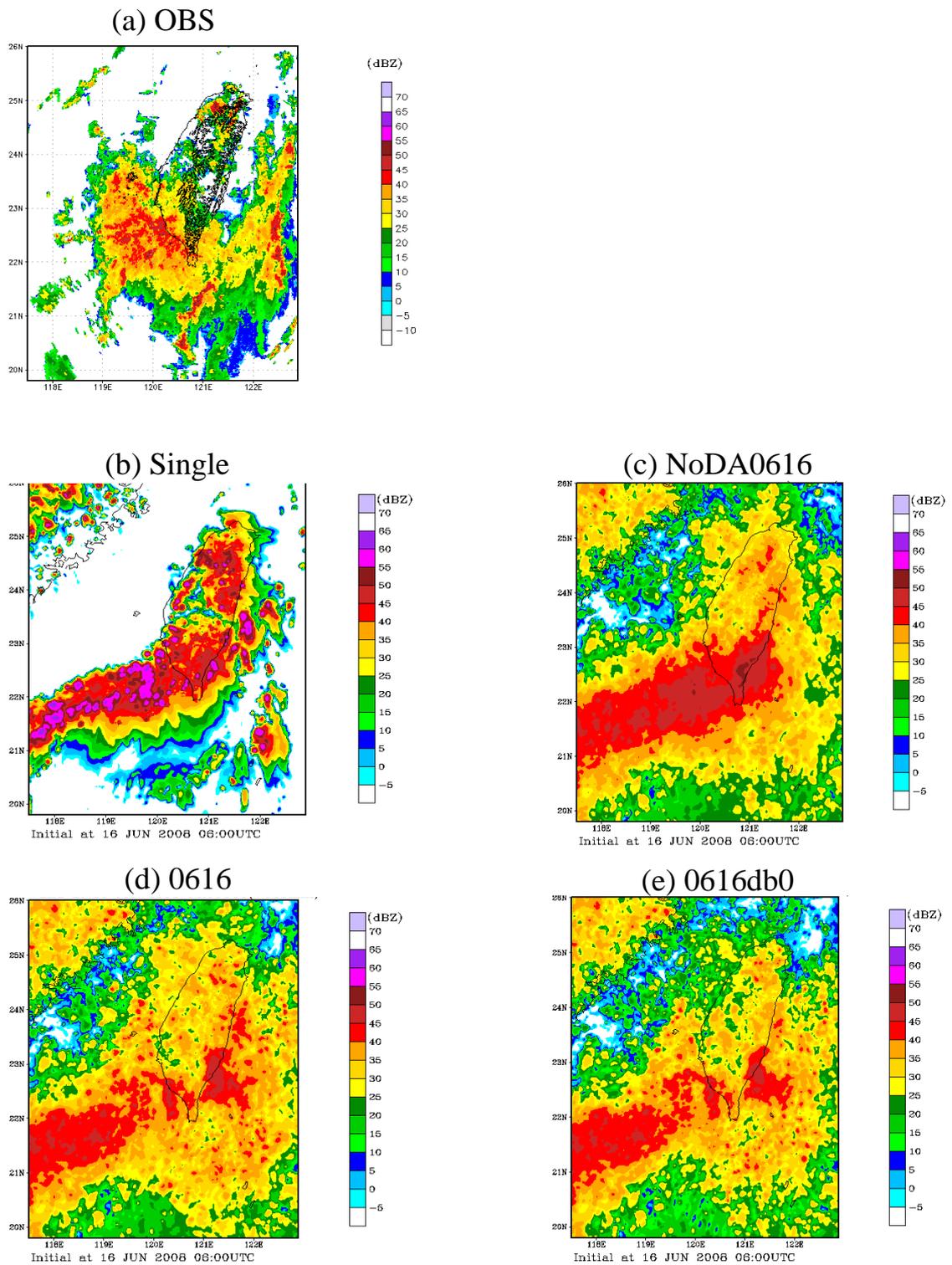


圖 5-14 (a)0616、(b)0616db0 在 2008 年 6 月 16 日 0600UTC 時分析場之最大雷達回波。