國 立 中 央 大 學

大 氣 科 學 學 系

碩 士 論 文

評估 TAHOPE 觀測實驗同化 S-PolKa 徑向風、回波與折射指數對短期降雨預報的影響：觀測系統模擬實驗(OSSE)之測試

研 究 生：蔡博安

指導教授：鍾高陞 博士

中 華 民 國 一零九 年 六 月

國立中央大學圖書館學位論文授權書

填單日期：2020 / 08 / 19　　2019.9 版

授權人姓名	蔡博安	學 號	107621020
系所名稱	大氣科學學系大氣物理碩士班	學位類別	☑碩士　□博士
論文名稱	評估 TAHOPE 觀測實驗同化 S-PolKa 徑向風、回波與折射指數對短期降雨預報的影響：觀測系統模擬實驗(OSSE)之測試	指導教授	鍾高陞

學位論文網路公開授權

授權本人撰寫之學位論文全文電子檔：

- 在「**國立中央大學圖書館博碩士論文系統**」.
  - (√)同意立即網路公開
  - (　)同意 於西元_____年_____月_____日網路公開
  - (　)不同意網路公開，原因是：_____
- 在**國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」**
  - (√)同意立即網路公開
  - (　)同意 於西元_____年_____月_____日網路公開
  - (　)不同意網路公開，原因是：_____

依著作權法規定，非專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統與國家圖書館，不限地域、時間與次數，以文件、錄影帶、錄音帶、光碟、微縮、數位化或其他方式將上列授權標的基於非營利目的進行重製。

學位論文紙本延後公開申請 (紙本學位論文**立即公開者此欄免填**)

本人撰寫之學位論文紙本因以下原因將延後公開

- **延後原因**
  - (　)已申請專利並檢附證明，專利申請案號：
  - (　)準備以上列論文投稿期刊
  - (　)涉國家機密
  - (　)依法不得提供，請說明：_____
- **公開日期**：西元_____年_____月_____日

※繳交教務處註冊組之紙本論文(送繳國家圖書館)若不立即公開，請加填「國家圖書館學位論文延後公開申請書」

研究生簽名：蔡博安　　指導教授簽名：鍾高陞

*本授權書請完整填寫並親筆簽名後，裝訂於論文**封面之次頁**。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

大氣科學學系 學系/研究所 蔡博安 研究生所提之論文 評估 TAHOPE 觀測實驗同化 S-PolKa 徑向風、回波與折射指數對短期降雨預報的影響：觀測系統模擬實驗(OSSE)之測試 係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 鍾高陞 (簽章)

109 年 6 月 29 日

國立中央大學碩士班研究生

論文口試委員審定書

大氣科學學系大氣物理研究所 學系/研究所 蔡博安 研究生所提之論文 評估 TAHOPE 觀測實驗同化 S-PolKa 徑向風、回波與折射指數對短期降雨預報的影響：觀測系統模擬實驗(OSSE)之測試 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 林沛練

委　　員 馮雅莉

楊舒芝

鍾高陞

中華民國 109 年 07 月 22 日

摘要

過往研究指出低層水氣資訊與對流系統的發生與否有很高的相關性，而雷達折射率觀測資料對近地表的水氣變化非常敏感，因此可使用雷達低仰角掃描所觀測之折射指數作為低層水氣資訊的依據。本研究中使用系集資料同化系統探討同化雷達回波、徑向風和折射率資料的效果，並選擇於 2012 年 6 月 11 日為北臺灣帶來豐沛的降水，導致各地出現嚴重的淹水災情的梅雨鋒面系統作為研究個案。利用觀測系統模擬實驗進行一系列的同化測試，測試的項目包括：(1)將近地表(~50m)的折射率資訊錯位至 0.5 度仰角上進行同化，比較其和同化在正確位置上(近地表)的差異；(2)增加水氣局地化半徑的影響；(3)新增溫度場資料同化的效益；(4)檢視新增新竹 S-PolKa 雷達所觀測之回波、徑向風、折射率資料所帶來的效益；(5)比較在不同模式解析度(3 公里與 1 公里)下同化雷達折射率的差異。

結果顯示同化雷達回波與徑向風資料能有效修正鋒面系統的位置，進一步同化雷達折射率資料能改善近地表濕度場，並提升局部地區的短期預報能力；若將近地表的折射率資料置於 PPI 上進行同化會產生錯誤的修正；增加水氣的局地化半徑可以修正更大範圍的水氣；同化溫度資料可以藉由溫度與濕度的交相關性修正濕度場，改善降雨預報；位於新竹的 S-PolKa 雷達海拔高度較低、位置較靠近鋒面帶，能提供更多鋒面底層以及上游的資料，對於重建以及維持鋒面結構有很大的幫助；提升模式解析度能模擬更小尺度的渦流系統，有助於增強折射指數的同化效益。

Abstract

Past studies show a strong link between low-level moisture information and convective initiation(CI). Radar refractivity data is sensitive to the change of near-surface moisture, so refractivity observed by radar low-elevation angle scan can be used as the information about low-level water vapor. In this study, ensemble data assimilation system was used to discuss the effect of assimilating radar reflectivity, radio wind and refractivity. 11 June 2012 Mei-Yu front system case was chosen for research. It brought heavy precipitation over the north western Taiwan, and cause flooding. OSSEs is utilized to conduct a series of sensitivity test, including: (1) Assimilating refractivity data from near surface at 0.5 elevation angle, and compare it with assimilating at right position(near-surface). (2) Impact of increasing localization distance. (3) Improvement of assimilating temperature data. (4) Benefit of additional radar data (reflectivity, radio wind and refractivity) observed by S-PolKa radar. (5) Compare the result between assimilating refractivity data at difference model resolution (3km and 1km).

Result shows that assimilating reflectivity and radial wind can correct the position of frontal system. Assimilating radar refractivity can modify near-surface moisture field. Assimilating refractivity at PPI plane will cause wrong adjustment. Increasing localization distance of water vapor field can modify larger area of water vapor field. Assimilating temperature data can modify moisture field by the cross-correlation between temperature and water vapor, and improve precipitation forecast. Since the altitude of S-PolKa radar is low, it can provide more information about the structure of frontal system at lower level. Increasing the resolution of model can simulate smaller scale turbulent convective features, and improve the benefit of assimilating refractivity.

誌謝

不知不覺已在中央大學生活了六年的時間，在研究所的這兩年間感謝鍾高陞老師對我的指導，總是不厭其煩地提醒我不論是做研究或是報告時應該注意的事情，常看到老師晚上還回辦公室加班，老師您辛苦了。謝謝楊舒芝老師及林沛練老師願意擔任我的口試委員，給了我很多寶貴的建議，使我了解我的論文內容還有哪些地方需要做調整。謝謝馮雅茜學姊遠在美國還透過視訊幫我口試，也幫我點出論文內關於折射率說明有問題的地方。謝謝大科學姊幫我解決研究上的各種疑難雜症，也花了很多時間及心力聽我報告，每次給的建議都讓我覺得受益良多。謝謝廖宇慶老師及張偉裕老師在每次的 meeting 提出許多精闢的見解，幫助我突破研究時遇到的瓶頸。也謝謝雷達實驗室的各位成員這兩年來的照顧。

感謝研究室好夥伴丁日、小豪、鈞澤、翔裕、奶綠、Branda、Dennis、蘇偉、黑利歐、沙沙陪我一起度過這兩年的研究生活，也要謝謝猩猩幫我解答各種小學生問題，還有空組的同學們饅頭、肉鬆、Weiting、致維，謝謝你們有空時還能一起出來吃飯聊天打電動。最後要謝謝我的家人一直在背後默默的支持我，讓我在這兩年能無後顧之憂的讀書做研究。

非常地謝謝大家。

蔡博安 謹致

目錄

摘要 I

ABSTRACT II

誌謝 III

目錄 IV

圖目錄 VI

表目錄 XII

一、 緒論 1

1-1 前言與文獻回顧 1

1-2 研究目的 2

二、 個案介紹 4

三、 研究方法 5

3-1 WRF 模式設定 5

3-2 WLRAS 系統介紹 5

3-3 觀測算符 7

3-4 模擬雷達觀測 8

3-5 校驗方式 9

四、 OSSE 實驗結果與結果分析 11

4-1 實驗設計 11

4-2 真實場與背景場 12

4-3 同化徑向風觀測的影響 14

4-4 折射率同化位置差異比較 15

4-5 增加水氣局地化半徑 17

4-6 同化溫度場資訊 19

4-7 新竹 S-PolKa 雷達資料的重要性 20

4-7-1 加入 S-PolKa 雷達回波、徑向風資料 21

4-7-2 加入 S-PolKa 雷達折射率資料 22

4-7-3 累積降雨表現 22

4-8 小結 23

五、 增加解析度之敏感度測試 25

5-1 實驗設計 25

5-2 實驗結果 26

5-3 修改同化流程 27

六、 結論與未來展望 28

6-1 結論 28

6-2 未來展望 29

參考文獻 31

附圖 35

附表 93

圖目錄

圖 1：折射率在不同溫度及濕度下的變化情形，橫軸為折射率，縱軸為溫度，實線為相對濕度。資料來源：FABRY (1997) 35

圖 2：楊梅測站累積降雨，橫軸為時間，長條圖為每小時的累積降雨，橘線為累積降雨 36

圖 3：2012 年 06 月 11 日 12UTC 500HPA 天氣圖，資料來源：中央氣象局 36

圖 4：2012 年 06 月 11 日 12UTC 925HPA 天氣圖，資料來源：中央氣象局 37

圖 5：2012 年 06 月 11 日 12UTC 300HPA 天氣圖，資料來源：中央氣象局 37

圖 6：2012/06/11 13:00 UTC 雷達合成回波圖，資料來源：中央氣象局 38

圖 7：2012/06/11 16:00 UTC 到 2012/06/12 00:00 UTC 總共 8 小時的累積降雨觀測，資料來源：中央氣象局 38

圖 8：WRF 模式網格配置，整張圖是 D01 的網格範圍；白色方框為 D02 的網格範圍；較大的紅色方框為 D03 的網格範圍；D04 的範圍則包含了臺灣北部及北部外海區域 39

圖 9：同化流程示意圖，單箭號為單一模擬，三箭號代表系集模擬；TRUE 代表使用 EC 再分析資料作為初始場進行模擬的真實場；EXP 代表實驗組，從 1300 UTC 開始每格 15 分鐘進行一次資料同化到 1400 UTC；NODA_ENS 代表沒有進行資料同化的實驗；NODA_DET 代表使用 NCEP 再分析資料作為初始場所進行的背景場決定性預報 39

圖 10：雷達觀測資料分布圖，藍色為五分山雷達的觀測資料點，綠色點為中大雷達的觀測資料點，粉色為 S-POLKA 雷達的觀測資料點 40

圖 11：雷達折射率觀測分布，藍色為中大雷達觀測點，橘色為 S-POLKA 雷達觀測點，咖啡色為兩雷達觀測點重疊的位置 40

圖 12：模式垂直方向第二層網格海拔高度，單位為公尺 41

圖 13：真實場最大雷達回波隨時間變化圖(A)1200 UTC、(B) 1300 UTC、(C) 1400 UTC、(D) 1500 UTC 42

圖 14：真實場海拔 500M 輻散場隨時間變化圖，箭頭為風場，(A)1200 UTC、(B) 1300 UTC、(C) 1400 UTC、(D) 1500 UTC、 43

圖 15：真實場於 1300 UTC 不同高度 QVAPOR 的分布(A)模式地勢追隨座標第二層，

(B)海拔 1500M，單位：G/KG，箭頭為風場.....44

圖 16：真實場於 1300 UTC 不同高度位溫的分布(A)模式地勢追隨座標第二層，(B)海拔 1500M，單位：K，箭頭為風場.....44

圖 17：真實場從 1400 到 1600 UTC 兩小時累積降雨，單位為 MM.....45

圖 18：真實場中(A)折射率、(B)濕度、(C)溫度及(D)壓力於 1300 UTC 時模式第二層的分布情形.....46

圖 19：(A)NODA_DET 於 1300 UTC 的最大雷達回波圖；(B) NODA_DET 於 1300 UTC 海拔 500M 的輻散場，箭頭為風場.....47

圖 20：NODA_DET 於 1300 UTC 不同高度 QVAPOR 的分布(A)模式地勢追隨座標第二層，(B)海拔 1500M，單位：G/KG，箭頭為風場.....47

圖 21：NODA_DET 於 1300 UTC 不同高度位溫的分布(A)模式地勢追隨座標第二層，(B)海拔 1500M，單位：K，箭頭為風場.....48

圖 22：NODA_DET 從 1400 到 1600 UTC 兩小時累積降雨，單位為 MM.....48

圖 23：各實驗於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：G/KG)，箭頭為風場，(A)真實場，(B)NODA_ENS，(C)RWN，(D)RWN_VRXQV 49

圖 24：(A)RWN、(B)RWN_VRXQV 於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 增量場，單位為 G/KG.....50

圖 25：(A)虛線為垂直剖面位置，(B)真實場水氣三垂直剖面平均圖.....50

圖 26：(A)RWN、(B)RWN_VRXQV 於 1300 UTC 水氣場剖面.....51

圖 27：(A)RWN、(B)RWN_VRXQV 於 1300 UTC 水氣增量場剖面.....51

圖 28：(A)RWN、(B)RWN_VRXQV 於 1300 UTC 同化前後誤差修正情形剖面.....52

圖 29：1300 UTC 中大雷達徑向風 1.4 度仰角的觀測增量(背景場系集平均扣掉觀測值)，單位為 M/S.....53

圖 30：1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層背景場系集平均減去真實場的風場差值，(A)U 風場；(B)V 風場，單位為 M/S.....53

圖 31：以中大雷達為中心計算的徑向風(紅色星號位置)對模式第二層 QVAPOR 的交相關係數分布圖，(A)紅色星號座標為(5,175,249)；(A)紅色星號座標為(5,172,251)...54

圖 32：中大雷達 0.5 度仰角(星號)與模式第二層網格(藍色點)隨雷達距離的高度分布圖.....55

圖 33：NL2_NCUONLY 於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層同化後的增量場(A)QVAPOR，單位為 G/KG、(B)位溫，單位為 K、(C)U 風場，單位為 M/S、(D)V 風場，單位為 M/S 56

圖 34：各實驗於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：G/KG)，箭頭為風場，(A) NODA_ENS，(B) RWN_VRXQV，(C) RWN_NL2_VRXQV，(D) RWN_NE1_VRXQV 57

圖 35：1300 UTC 紅色星號位置位置的回波與模式第二層 QVAPOR 的相關係數分布圖 58

圖 36：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NE1_VRXQV 於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層的水氣增量場，單位為 G/KG 59

圖 37：各實驗 1300 UTC QVAPOR 分析場剖面，(A) 真實場，(B) NODA_ENS，(C) RWN_NL2_VRXQV，(D) RWN_NE1_VRXQV 60

圖 38：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NE1_VRXQV 於 1300 UTC 水氣增量場剖面 61

圖 39：中大位置上模式地勢追隨座標第二層的水氣(QVAPOR)對周圍水氣場的相關係數分布圖 62

圖 40：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_50KM 於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：G/KG)，箭頭為風場 63

圖 41：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_50KM 於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層水氣場增量，單位為 G/KG 63

圖 42：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_50KM 1400 UTC 水氣分析場剖面 64

圖 43：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_50KM 1400 UTC QVAPOR 誤差修正情形剖面 64

圖 44：(A)真實場、(B) RWN_VRXQV、(C) RWN_NL2_VRXQV、(D) RWN_NL2_VRXQV_50KM 1400 UTC 海拔 500 公尺輻散場的分析場，箭頭為風場 65

圖 45：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_50KM 1400 UTC 海拔 500 公尺輻散場的背景場，箭頭為風場 65

圖 46：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_50KM 1400 UTC 海拔 500 公尺風場 V 分量的增量 66

圖 47：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_50KM 1400 UTC 海拔 500 公尺風場 V 分量的標準差 66

圖 48：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_50KM 1400 至 1600 UTC 的 2 小時累積降雨圖 67

圖 49：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_T 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層位溫分析場，箭頭為風場 68

圖 50：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_T 1400 UTC 模式地勢追隨座標第二層位溫分析場，箭頭為風場 68

圖 51：中大雷達位置上(紅色星號)的位溫(THETA)對模式第二層水氣(QVAPOR)的相關係數分布圖 69

圖 52：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_T 於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：G/KG)，箭頭為風場 70

圖 53：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_T 於 1400 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：G/KG)，箭頭為風場 70

圖 54：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_T 1400 UTC 水氣分析場剖面 71

圖 55：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_T 1300 UTC V 風場增量 71

圖 56：(A)(B)(C) RWN_NL2_VRXQV 分別為 1400、1500、1600 UTC 海拔 500 公尺輻散場；(D)(E)(F) RWN_NL2_VRXQV_T 分別為 1400、1500、1600 UTC 海拔 500 公尺輻散場。箭頭為風場 72

圖 57：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_T 1400 至 1600 UTC 的 2 小時累積降雨圖 73

圖 58：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWN_NL2_VRXQV_T 於 1600 UTC 最大雷達回波圖 73

圖 59：各實驗 1400 UTC 海拔 500 公尺輻散場，箭頭為風場，(A) 真實場，(B) NODA_ENS，(C) RWN _VRXQV，(D) RWNS_VRXQV 74

圖 60：中大雷達(星號)與 S-POLKA 雷達(藍點)0.5 度仰角觀測高度隨距離變化圖 75

圖 61：(A)(B)(C) RWN_NL2_VRXQV 1400 到 1500 UTC 海拔 500 公尺輻散場；(D)(E)(F) RWN_NL2_VRXQV_T 1400 到 1500 UTC 海拔 500 公尺輻散場，箭頭為風場 76

圖 62：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWNS_NL2_VRXQV 於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：G/KG)，箭頭為風場 77

圖 63：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWNS_NL2_VRXQV 1300 UTC 水氣增量場，單位為 G/KG 77

圖 64：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWNS_NL2_VRXQV 於 1400 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：G/KG)，箭頭為風場 78

圖 65：(A) RWN_NL2_VRXQV、(B) RWNS_NL2_VRXQV 1300 UTC 水氣剖面增量場 . 78

圖 66：各實驗 1400 到 1600 UTC 兩小時累積降雨，(A) RWN_ VRXQV，(B) RWNS_ VRXQV，(C) RWN_NL2_VRXQV，(D) RWNS_NL2_VRXQV 79

圖 67：虛線方框為 RMSE 及 ETS 計算範圍 80

圖 68：各實驗模式水氣場 RMSE 隨時間變化圖 81

圖 69：各實驗模式水氣場 RMSE 隨高度變化圖 81

圖 70：各實驗的 ETS 隨時間變化圖，(A)門檻為 10MM；(B)門檻為 40MM 82

圖 71：ZVR1330_NL2_D03 同化流程圖 83

圖 72：ZVR1330_NL2_D04 同化流程圖 83

圖 73：ZVR1330 同化流程圖 83

圖 74：(A) (B) (C) (D)為真實場、ZVR1330、ZVR1330_NL2_D03、ZVR1330_NL2_D04 水氣分析場；(E) ZVR1330_NL2_D03 水氣增量場；(F) ZVR1330_NL2_D04 水氣增量場。(單位：G/KG) 84

圖 75：(A) ZVR1330_NL2_D03、(B) ZVR1330_NL2_D04 於 1400 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：G/KG)，箭頭為風場 85

圖 76：各實驗 1400 UTC 最大雷達回波圖，(A) 真實場，(B) ZVR1330，(C) ZVR1330_NL2_D03，(D) ZVR1330_NL2_D04 86

圖 77：各實驗 1500 UTC 最大雷達回波圖，(A) 真實場，(B) ZVR1330，(C) ZVR1330_NL2_D03，(D) ZVR1330_NL2_D04 87

圖 78：各實驗 1400 到 1600 UTC 兩小時累積降雨，(A) 真實場，(B) ZVR1330，(C) ZVR1330_NL2_D03，(D) ZVR1330_NL2_D04 88

圖 79：ZVR1400_NL2HR_D04 同化流程圖 89

圖 80：各實驗海拔 500 公尺輻散場，箭頭為風場，(A) 真實場，(B) ZVR1330，(C) ZVR1330_NL2_D04，(D) ZVR1400_NL2HR_D04 90

圖 81：1400 UTC 最大雷達回波圖，(A) 真實場，(B) ZVR1330，(C)

ZVR1330_NL2_D04，(D) ZVR1400_NL2HR_D04 91

圖 82：各實驗 1400 到 1600 UTC 兩小時累積降雨，虛線代表真實場 30MM 累積降雨等值線位置，(A) 真實場，(B) ZVR1330，(C) ZVR1330_NL2_D04，(D) ZVR1400_NL2HR_D04 92

表目錄

表 1：WLRAS 系統設定.....93

表 2：各雷達座標及海拔高度.....93

表 3：計算 ETS 所使用到的列聯表 93

表 4：實驗總表，”-”代表不進行同化；NODA_ENS 為 40 組系集不經過任何同化單純進行模擬，用來作為實驗的對照組；NL2_NCUONLY 代表只同化 NCU 折射率資料的實驗；其他所有的實驗均同化回波與徑向風資料， RWN 代表使用五分山雷達以及中大雷達的觀測資料，RWNS 代表使用五分山、中大、S-POLKA 雷達的觀測資料；_VRXQV 代表限制徑向風觀測無法更新水氣場；_NL2 代表同化折射率資料於第二層模式網格上；_NE1 代表同化折射率資料但同化於 0.5 度仰角高度上；_50KM 代表將水氣場的局地化半徑由 24 公里增加為 50 公里；_T 代表同化位溫擾動資料。 94

一、 緒論

1-1 前言與文獻回顧

臺灣四面環海，常會受到許多劇烈天氣系統的影響，像是颱風、鋒面等，加上地形複雜，使得天氣預報的難度更加提升，尤其短延時強降雨事件常造成嚴重的災情，利用雷達高時間及空間解析度的觀測特性，可以幫助我們了解此種變化快速的中小尺度天氣系統，隨著技術的進步雷達能提供的資訊越來越多，除了傳統的回波與徑向風觀測外，雙偏極化雷達觀測對於了解成雲降雨的雲微物理也有很大的幫助，透過熱力反演的方法更能得到三維空間的溫度與壓力資訊(Liou and Chang 2009)。

使用雷達回波外延法能即時提供定量降雨預報，但預報能力侷限於一到兩小時；利用數值天氣預報能有效增加預報時間，將擁有高時空解析度特性的雷達資料透過資料同化的方式與模式場結合，更能進一步提升模式預報能力(Chung et al. 2009; Dowell et al. 2011; Montmerle et al. 2002; Sun and Crook 1997)；Xiao et al. (2005)使用 3DVAR 系統同化雷達徑向風資料，提升了模式短期降雨預報的能力；Xiao et al. (2007)透過 MM5 3DVAR 系統同化雷達回波資料，發現雷達回波觀測能夠調整颱風的雨帶結構、熱力場及動力場，並改善颱風的降雨預報；若同時同化雷達回波及徑向風資料，相較於只同化其中一種觀測資料(雷達回波或徑向風)，能同時修正動力及熱力場，進一步提升降雨預報能力(Xiao and Sun 2007)；除了 3DVAR 系統外亦有許多研究透過 LETKF 系統同化雷達資料，均能有效改善模式的降雨預報表現(Chang et al. 2014; Tsai et al. 2014; Wu et al. 2020; Yang et al. 2017; 吳品穎 2015; 邵彥銘 2015)。

雖然同化雷達回波及徑向風資料能有效增強模式預報能力，但只有在系統開始發展後才能觀測到資料，然而過去有許多研究指出近地表濕度場的準確性是對流肇始(convective initiation, CI)預報的重要關鍵(Crook 1996; Emanuel et al. 1995; Koch et

al. 1997)，而初始的水氣場在對流系統的預報中扮演重要角色(Ge et al. 2013)，若能取得高時空解析度的近地表濕度資料比能大大提升對流系統的預報(Dabberdt et al. 1996; Weckwerth 2000)。Fabry et al. (1997)提出了能透過量測雷達波相位變化反演折射率的方法，由於空氣中的折射率對水氣敏感的特性，因此能用來估計近地表的水氣資訊，圖 1 為折射率在不同溫度及濕度下的變化情形，可以發現隨著溫度的上升，折射率受到水氣的影響會變得更敏感；透過反演雷達折射率獲得水氣資訊的過程中儘管存在許多不確定性以及誤差，像是無法準確地得知所有地表目標物的高度以及垂直方向上的折射率變化，有可能使反演出來的折射率出現問題。然而，因為近地表水氣資訊的重要性，亦有許多研究提出並嘗試修正及解決這些問題(Bodine et al. 2011; Fabry 2004; Feng and Fabry 2018; Feng et al. 2016; Park and Fabry 2010)，進而提升反演所得之水氣資料的應用價值。

有了雷達折射率的觀測資料提供高時空解析度的近地表水氣資訊，便能用來分析地表水氣與對流系統之間的關係(Weckwerth and Parsons 2006; Weckwerth et al. 2005)，一些研究更進一步討論折射率資料在模式中的效益(Montmerle et al. 2002; Nicol et al. 2014; Seko et al. 2017; Sun 2005)，Gasperoni et al. (2013)使用 3DVAR 系統，測試不同背景場、觀測誤差與觀測點數下同化折射率資料對對流肇始預報的影響，結果顯示同化折射率資料可以降低大氣底層水氣誤差，增強模式對對流肇始的預報能力。除了雷達能夠提供近地表的濕度資訊外，透過衛星資料的反演技術，也能提供垂直方向上的水氣資訊，修正模式中的濕度場，達到提升降雨預報能力的效果(Huang et al. 2016; Yang et al. 2014; Yang et al. 2020)。

1-2 研究目的

「臺灣區域豪雨觀測與預報實驗」(Taiwan-Area Heavy rain Observation and Prediction Experiment, TAHOPE)中，原定於 2020 年 5 到 8 月期間，與美國、日本三

方進行國際聯合觀測實驗，由於 Coronavirus disease 2019COVID-19 疫情的關係，延至 2021 年舉行，屆時將於新竹架設來自美國國家大氣研究中心(NCAR)的 S-PolKa 雷達，此雷達為雙偏極化、雙波段的都普勒雷達，可以同時發射波長 10 公分(S-band)及 0.86 公分(Ka-band)的訊號，與一般臺灣作業用雷達不同的地方在於，S-PolKa 雷達能夠儲存相位資料，進而估計大氣中的折射率；為了在觀測實驗開始前評估架設於新竹岸邊的 S-PolKa 雷達資料所帶來的效益，本研究將測試在已經同化了台灣現有的雷達資料(五分山及中大雷達)的情況下，增加 S-PolKa 雷達資料能否進一步改善模式的初始場提升短期降雨預報能力。

另外尚未有研究測試臺灣地區雷達折射率資料的同化效果，而 S-PolKa 有能力提供雷達折射率資料，因此折射率資料同化相關的測試也會是本研究的重點，測試的方式將透過觀測系統模擬實驗(observation system simulation experiment, OSSE)來進行；在過往的研究中，大多使用透過公式將雷達折射率轉換為水氣的資料作為觀測資料，過程中需要使用到近地表二維的溫度及壓力資料，但在傳統的觀測中缺乏這樣的資料，只有站點的觀測，為了得到二維的溫度及壓力分佈資料只能進行客觀分析，透過這樣的方式將折射率轉換為水氣勢必會產生誤差，所以本研究的作法則是直接將折射率資料作為觀測資料同化進模式中，讓同化系統自行決定對模式變數的調整量。

二、 個案介紹

本研究選擇的個案為發生於 2012 年 06 月 11-12 日的梅雨鋒面個案，此事件在短時間內為北臺灣帶來豐沛的降水，多處地區因排水不及而淹水，期中楊梅測站觀測到最大的降雨強度達 123mm/hr，十小時累積了超過 400mm 的雨量(圖 2)。

2012/06/11 1200UTC 鋒面位於臺灣北方海面上正要接近臺灣，此時由 500hPa 天氣圖(圖 3)可看出臺灣位於槽前的位置，為有利系統發展的環境，且鋒面南側有大於風速 15m/s 的強勁西南風，即低層噴流 (圖 4)，為臺灣附近海域提供大量的暖濕空氣，與北方冷空氣於臺灣北方海面輻合，產生一不穩定的環境，搭配高層 300hPa 天氣圖(圖 5)，臺灣位於輻散區下方，當此鋒面系統靠近臺灣後，便為臺灣北部地區帶來大量的降雨。

從雷達合成回波圖來看(圖 6)，鋒面雨帶約於 1300 UTC 接觸臺灣北部陸地，且雨帶持續停留於臺灣北部長達數小時，收到西南風帶來充足水氣的影響，鋒面雨帶上一直有新的對流產生，導致了此次北部的極端降雨事件。圖 7 為 8 小時的累積降雨觀測，圖中顯示鋒面造成的降雨集中在臺灣北部地區，且雨量最多的地區累積了超過 300 毫米的降雨。

根據 Wang et al. (2016)的研究，此強降雨事件的主因來自於中尺度對流系統中 back-building (BB)的過程；針對這個個案 Chen et al. (2018)利用觀測資料及模式模擬的結果進行個案分析，其指出環境場的不穩定條件(底層高濕度通量)，搭配地形噴流及雪山山脈地形阻擋的效應，為造成此次北部強降雨事件的主要原因；而 Ke et al. (2019)則更進一步透過雷達風場、壓力與溫度反演技術，分析鋒面內部的溫度及壓力結構，討論此個案的降雨機制。

三、 研究方法

3-1 WRF 模式設定

本研究所使用的模式為 WRF3.9.1 版，全名為 Weather Research and Forecasting，是一個可壓縮且非靜力的氣象模式，採用四層雙向巢狀網格(two-way nesting)，使用蘭伯特(lambert)投影法，網格配置如圖 8，水平解析度分別為 27、9、3 和 1 公里，垂直方向有 52 層，模式層頂為 10 百帕。模擬的時間從 2012 年 6 月 11 日 0000 UTC 至 2012 年 6 月 12 日 0000 UTC，積分步階為 90 秒。所使用的參數化方案有：長波輻射物理參數化為 Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) (Mlawer et al. 1997)、短波輻射物理參數化為 Dudhia (Dudhia 1989)、邊界層物理參數化為 Yonsei University (YSU)行星便藉曾參數化法(Hong and Dudhia, 2006)、積雲參數化為 Grell-Devenyi 系集法(僅 D01、D02) (Grell and Devenyi, 2002)、微物理參數化為 Goddard GCE scheme(Tao et al., 2003)。

3-2 WLRAS 系統介紹

本研究所使用的同化系統為 WLRAS(WRF-LETKF Radar Assimilation System)，為 Tsai et al. (2014)所建置的雷達同化系統，此系統會利用局地化系集轉換卡爾曼濾波器(Local Ensemble Transform Kalmen Filter, LETKF)結合 WRF 模式場(背景場)與雷達觀測資料，得到一個新的模式初始場(分析場)，LETKF 同化方法由 Hunt et al. (2007)提出，底下將簡單介紹此方法的同化過程。LETKF 進行同化時會對模式的系集平均與系集擾動分別進行更新，其分別代表模式的狀態與不確定性，更新時會根據局地化半徑的設定使用範圍內的觀測資訊，並且每個模式網格獨立計算，可用矩陣方程式表示為：

$$\overline{\mathbf{x_a}} = \overline{\mathbf{x_b}} + \mathbf{X_b}\overline{\mathbf{w}} \tag{1}$$

$$\mathbf{X_a}=\mathbf{X_b}\mathbf{W} \tag{2}$$

其中$\bar{\mathbf{x}}$為模式變數的系集平均行向量，$\mathbf{X}$為模式的系集擾動量矩陣，下標 a 和 b 分別代表分析場與背景場，$\overline{\mathbf{w}}$與$\mathbf{W}$分別為平均場跟繞動場的權重係數，(1)(2)式代表分析場為背景場系集繞動的線性組合，而權重係數中包含了觀測及系及背景場的資訊，計算方式為：

$$\overline{\mathbf{w}} = \widetilde{\mathbf{P_a}}\mathbf{Y_b^T}\mathbf{R^{-1}}(\mathbf{y_o} - \overline{\mathbf{y_b}}) \tag{3}$$

$$\mathbf{W} = \left[(K-1)\widetilde{\mathbf{P_a}}\right]^{\mathbf{1/2}} \tag{4}$$

$\widetilde{\mathbf{P_a}}$代表在系集空間中分析誤差斜方差矩陣，定義為：

$$\widetilde{\mathbf{P_a}} = \left[(\boldsymbol{K}-\mathbf{1})\mathbf{I}/\boldsymbol{\rho} + \mathbf{Y_b^T}\mathbf{R^{-1}}\mathbf{Y_b}\right]^{-\mathbf{1}} \tag{5}$$

Y_b與$\overline{y_b}$為背景場在觀測空間中的系集擾動與系集平均，y_o為觀測向量，R為觀測誤差斜方差矩陣，因假設各觀測誤差彼此獨立所以為對角線矩陣，K為系集成員數，$\mathbf{I}$為單位矩陣，ρ為擴張係數，用來解決系集離散度不足的問題，最終系集的分析場x_a可表示為：

$$\mathbf{x_a} = \overline{\mathbf{x_a}} + \mathbf{X_a} = \overline{\mathbf{x_b}} + \mathbf{X_b}\overline{\mathbf{w}} + \mathbf{X_b}\mathbf{W} \tag{6}$$

之後再利用更新完後的分析場進行預報。

使用 LETKF 同化的優勢在於背景誤差斜方差矩陣具有流場相依(flow-dependent)特性，比起 3DVAR 系統中固定背景場誤差斜方差，能根據不同時間及地點得到更好的誤差結構；雖然 LETKF 和 4DVAR 具有相當的同化效益，但 4DVAR 需要根據不同的模式撰寫相對應的正切以及伴隨模式(Adjoint model)，LETKF 能更

有效率的介接不同的模式，可用性較高；進行分析步階時 LETKF 容易進行平行化運算，減少計算時間。

3-3 觀測算符

LETKF 同化過程中需要將模式場轉變為觀測變數，轉換時須透過觀測算符來達成，其中又分為空間內插以及變數轉換兩部分，在進行空間內插時，會尋找模式中將觀測點上下包住的 8 個最近的網格點，利用反距離權重的方式的方式內插到觀測點位置上，而在本研究中所使用的觀測變數有雷達回波、徑向風以及雷達折射率。

在 Marshall-Palmer 雨滴粒徑分布的假設下，回波(Z)的轉換關係式參考 Dowell et al. (2011)的算法，由雨水(rain)、軟雹(graupel) 、雪(snow)的回波所組成：

$$Z = Z_r + Z_s + Z_g \tag{7}$$

計算方式分別為

$$Z_r = 3.63 \times 10^9 (\rho_a q_r)^{1.75} \tag{8}$$

$$Z_g = 1.12 \times 10^9 \left(\rho_a q_g\right)^{1.75} \tag{9}$$

而Z_s又細分為乾雪($\mathrm{T} \leq 0°\mathrm{C}$)與濕雪($\mathrm{T} > 0°\mathrm{C}$)

$$Z_s = 2.79 \times 10^8 (\rho_a q_s)^{1.75},\ (\mathrm{T} \leq 0°\mathrm{C}) \tag{10}$$

$$Z_s = 1.21 \times 10^{11} (\rho_a q_s)^{1.75},\ (\mathrm{T} > 0°\mathrm{C}) \tag{11}$$

ρ_a為空氣密度，q_r 、q_g 、q_s則分別代表雨水、軟雹、雪的混和比。

徑向風$\mathrm{V_r}$的轉換方式則是根據 Sun and Crook (1997)的方式，將模式的三維風場

(u、v、w)及終端落速(v_t)投影到雷達波束觀測上：

$$V_r = u\frac{x}{r} + v\frac{y}{r} + (w - v_t)\frac{z}{r} \tag{12}$$

x、y、z為觀測點在直角坐標下相對於雷達的位置，$r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$代表相對於雷達的距離，同樣在 Marshall-Palmer 雨滴粒徑分布的假設下，終端落速可估計為：

$$v_t = 5.40\left(\frac{p_0}{\bar{p}}\right)^{0.4}(\rho_a q_r)^{0.125} \tag{13}$$

其中p_0為地表壓力，$\bar{p}$為基態(base state)氣壓。

而雷達折射率轉換式，根據 Smith and Weintraub (1953)的研究，在微波的頻率下可表示為：

$$\mathrm{N} = (n-1)\times 10^6 = 77.6\frac{P}{T} + 373000\frac{e}{T^2} \tag{14}$$

其中 T 為溫度(K)，P 為氣壓(hPa)，e 為水氣壓(hPa)。

3-4 模擬雷達觀測

同化過程中所使用的模擬觀測為真實場中 D03 的資料透過觀測算符轉換而得，轉換後會加上隨機擾動用來模擬觀測誤差，回波的觀測誤差為 5 dBZ、徑向風的觀測誤差為 5 m/s。實驗中模擬了三座雷達的觀測，分別為五分山雷達(RCWF)、中央大學(簡稱中大)雷達(NCU-CPOL)、S-PolKa 雷達，其各自的經緯度座標及海拔高度如表 2 所示；三座雷達均能提供回波及徑向風觀測，五分山及 S-PolKa 雷達為 S 波段雷達掃描範圍可達 230 公里；中大雷達為 C 波段雷達，考慮實際觀測訊號衰減問題，限制觀測範圍為 150 公里。為避免觀測解析度高於模式解析度，將超級觀測(superobservation)的方位角解析度定為 4 度，徑向間距為 4 公里，並且包含 9 個 PPI(plan position indicator)仰角的資料，分別為 0.5、1.4、2.4、3.4、4.3、6.0、9.9、

14.6 和 19.5 度，圖 10 為雷達回波及徑向風的觀測分布圖，藍色為五分山雷達的觀測資料點，綠色點為中大雷達的觀測資料點，粉色為 S-PolKa 雷達的觀測資料點。

Fabry et al. (1997)的研究指出，可以透過量測雷達與地表目標物(Ground Target)間的相位變化反演折射率，受限於地形、地表目標物與雷達發射仰角，雷達折射率的反演距離通常為 30 公里左右，且由於海上區域沒有目標物，所以不會有折射率資料，另外折射率需藉由地表目標物來量測，因此雷達折射率為近地表的資料，而非如傳統雷達觀測資料位於隨距離上升的 PPI 位置上。根據上述的限制，本研究模擬的雷達折射率觀測分布情況如圖 11 所示，藍色點為中大雷達的觀測資料，橘色點為 S-PolKa 雷達的觀測資料，為了簡單起見，直接提取真實場中模式地勢追隨座標第二層的資料，其海拔高度分布如圖 12，由於為 D03 的模式資料，所以解析度為 3 公里，再根據式(14)轉換為折射率，觀測範圍為 30 公里，且海上無資料，因為五分山雷達海拔較高，相較於其他兩個雷達，周圍的地表目標物較少，所以假設其沒有折射率觀測資料;折射率觀測誤差則是參考許修維 (2019)的研究將其觀測誤差訂為 4.5N。

3-5 校驗方式

LETKF 同化時會透過背景誤差斜方差矩陣來更新模式變數，為了確認更新過程是否出現問題，將檢視變數在空間中相關係數分布情形，計算方式如下：

$$\text{correlation coefficient} = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2\sum_{i=1}^{n}(y_i-\bar{y})^2}} \tag{15}$$

n 代表系集成員數，$\bar{x}$、$\bar{y}$為系集平均值。

由於使用 OSSE 進行研究，實驗組中包含理想的真實場，非常適合透過計算方均根誤差(root-mean-square error, RMSE)的方式來檢視實驗的誤差大小，算法如下：

$$\mathrm{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(F_i - O_i)^2}{N}} \tag{16}$$

F 為實驗組數值，O 為真實場，N 為較驗範圍內的資料點總數。

為了更直覺的表現同化所帶來的效益，本研究會計算與 NoDA_ens 相比的誤差修正情形，計算方式如下：

$$\text{error correction} = \left|x_{exp} - x_{true}\right| - \left|x_{noDA} - x_{true}\right| \tag{17}$$

正值代表誤差同化使誤差增加，負值代表同化降低誤差，可用來呈現經過同化後是否真的改善了模式場。

比較降雨表現時，會使用公正預兆得分 (Equitable Threat Score, ETS)來表示，又稱 Gilbert skill score(GSS)，計算時會先決定一門檻，根據表 3 的方式決定有無超過門檻的格點數，總共會有四種情況，(a)命中(Hit)代表真實場與實驗組的模擬皆超過門檻值的格點數；(b)錯誤預報(False Alarm)代表真實場未超過門檻，但實驗組模擬超過門檻的格點數；(c)失誤(Miss)代表真實場超過門檻，但實驗組模擬未超過門檻的格點數；(d)正確識別(correct negative)代表真實場與實驗組的模擬皆未達門檻的格點數，而 ETS 的計算方式如下：

$$\mathrm{ETS} = \frac{\mathrm{a} - \mathrm{a_r}}{a+b+c-a_r} \tag{18}$$

$$\mathrm{a_r} = \frac{(a+b)(a+c)}{a+b+c+d} \tag{19}$$

ETS 的值會介於-1/3 到 1 之間，數值越大代表模擬的表現越好。

四、 OSSE 實驗結果與結果分析

由於本研究透過觀測系統模擬實驗的方式進行同化測試，在介紹完實驗設計之後，於本章的一開始(4-2)會先簡介真實場的模擬情形；接下來在 4-3 節會先檢視同化時徑向風觀測對模式場的影響；4-4 節討論於錯誤位置同化折射率資料的影響；在 4-5、4-6 節會分別討論增加局地化半徑以及新增位溫場資料的影響;新竹 S-PolKa 雷達資料所帶來的效益會在 4-7 節進行討論。

4-1 實驗設計

為了瞭解 S-PolKa 雷達資料以及雷達折射率資料所帶來的同化效益，將設計一系列觀測系統模擬實驗(OSSE)進行評估，透過 OSSE 進行觀測資料的評估有幾個優點：(1)由於模擬觀測與同化系統使用相同的方程式進行轉換，因此可以忽略觀測算符誤差所帶來的影響；(2)能隨意調整觀測資料的觀測時間及位置，找出最適當的觀測方法；(3)可以利用真實場驗證同化效益；(4)能在實際獲得觀測資料前進行同化效益的評估。

進行 OSSE 時需要準備真實場及實驗組，本研究中兩者分別使用不同的再分析資料作為初始場進行模擬，分別為真實場(True)與考慮模式誤差的背景場(NoDA_det)，真實場使用的是 ERA-interim 0.75°×0.75°再分析資料，背景場使用 NCEP-FNL 1°×1°再分析資料，初始時間皆為 2012 年 6 月 11 日 0000 UTC。實驗組系集初始場會先利用 WRF-3DVAR 系統，以 CV3 的方式將 NoDA_det 初始場 D01 中的 U、V、T、QVAPOR 變數進行擾動，產生 40 組系集，再內插出較高解析度的模式網格 D02 與 D03。WLRAS 會將觀測資料同化於 D03，並透過 WRF 模式中雙向嵌套 (two-way nesting)的方式，將同化的資訊回饋至較粗解析度的網格。

同化的流程如圖 9 所示，模擬從 0000 UTC 開始進行 13 小時的起轉(spin up)用以產生足夠的系集離散度，以便進行同化，同化時所使用的觀測資料由真實場提供。同化窗區的起始時間為 1300 UTC，同化後會進行 15 分鐘的短預報，完成一次的同化循環，總共進行五次的同化，持續時間為 1 小時，結束於 1400 UTC 並產生分析場的系集平均，最後進行 10 小時的預報，與真實場做比較分析同化效益。

WLRAS 同化時更新的模式狀態變數包括風場(U、V、W)、位溫擾動(T')、水氣(QVAPOR)、雨水(QRAIN)、雪(QSNOW)、軟雹(QGRAUP)、雲水(QCLOUD)，同化時基本不限制觀測資料所更新的模式變數，但經測試後發現徑向風觀測對 QVAPOR 會有不良的影響，因此除了第 4-3 節所討論的實驗外，其餘的實驗均使用變數局地化法限制徑向風觀測不更新模式水氣場。本研究參考 Tsai et al. (2014)與邵彥銘(2015) WLRAS 的設定，使用混和局地化法，分別對不同的模式變數設定局地化半徑，設定方式基本如表 1 所示，在第 4-5 節的中會討論增加水平局地化半徑的影響，所以實驗 RWN_NL2_VrXQv_50km 中水氣的水平局地化半徑會由原本的 24 公里調整成 50 公里。

表 4 為三公里解析度同化的實驗表格，NoDA_ens 為 40 組系集不經過任何同化單純進行模擬，用來作為實驗的對照組；NL2_NCUonly 代表只同化 NCU 折射率資料的實驗；其他所有的實驗均同化回波與徑向風資料， RWN 代表使用五分山雷達以及中大雷達的觀測資料，RWNS 代表使用五分山、中大、S-PolKa 雷達的觀測資料；_VrXQv 代表限制徑向風觀測無法更新水氣場；_NL2 代表同化折射率資料於第二層模式網格上；_Ne1 代表同化折射率資料但同化於 0.5 度仰角高度上；_50km 代表將水氣場的局地化半徑由 24 公里增加為 50 公里；_T 代表同化位溫擾動資料。

4-2 真實場與背景場

在真實場的模擬中，由最大雷達回波圖判斷鋒面雨帶於 1200UTC 開始影響臺

灣北部地區(圖 13a)，且雨帶停留在北臺灣上空持續了數小時之久；由海拔 500m 的輻散場可以更明顯看出鋒面於 1200UTC 接觸臺灣陸地(圖 14a)，輻合帶呈東西向，持續停留在新竹一帶長達數小時時間；圖 15 a 為 1300 UTC 真實場模式第二層的水氣分布圖，此時鋒面的乾濕交界帶正好位於 S-PolKa 的架設位置，以北濕度較低，以南濕度較高，並且有西南風持續帶來暖濕空氣，圖 15b 為海拔 1500m 的水氣分布，相較於近地表的水氣場，此處的濕度較低，濕度較高處主要集中在鋒面雨帶上；從模式第二層的位溫分布(圖 16a)同樣可以看出鋒面的特徵，S-PolKa 的架設位置有很強的溫度梯度，以北溫度較低，以南溫度較高；圖 17 為 1400 到 1600 UTC 的兩小時累積降雨圖，真實場中的降雨從新竹外海延伸到臺灣內陸，主要的降雨集中在新竹桃園一帶，而極值則是出現在海上地區。

檢視真實場中折射率、濕度、溫度及壓力於 1300 UTC 時模式第二層的分布情形，此時在桃園新竹一帶的折射率大約介於 360 到 390(圖 18a)，可以清楚看出鋒面交界的特徵，整體分布情形與水氣分布最為相近(圖 18b)，而壓力場較無水平方向的差異，壓力的大小變化與地形有關(圖 18d)。

在實驗組背景場的單一預報模擬中(NoDA_det)，鋒面位置與真實場有落差，真實場在 1300 UTC 時鋒面雨帶已經接觸臺灣北部陸地，但背景場的雨帶仍在臺灣北方的海面上(圖 19a)，鋒面的輻合帶同樣也位於臺灣北方的海面上(圖 19b)，但強度較真實場的輻合帶弱，與真實場相同鋒面南側均為西南風，但因為背景場的鋒面位置較偏北，所以臺灣西部沿海均為西南風，真實場台灣北部區域則是吹西風；而模式第二層的濕度場(圖 20a)雖然也能看到鋒面乾濕交界的特徵，不過濕度梯度較小，且鋒面南側臺灣海峽上的濕度也較真實場的濕度低；海拔 1500m 處的溼度場(圖 20b)不像真實場那樣，濕度較高的區域都集中在雲帶上，而是整個台灣海峽上方都呈現濕度較高的情形；至於近地表的位溫場在鋒面帶上的梯度同樣比真實場弱，且此時真實場臺灣北部地區的位溫較低南部較高(圖 16a)，而背景場的位溫分布卻是

北部較高南部較低的情形(圖 21a)；圖 22 為 1400 到 1600 UTC 的兩小時累積降雨圖，由於鋒面位置偏北的關係，主要降雨的地方集中在海面上，沒有進到陸地來。

4-3 同化徑向風觀測的影響

LETKF 的特色之一就是能夠根據不同變數間空間相關性分布的特性，對模式預報變數進行調整，因此在同化過程中先讓所有的模式預報變數都會被更新。在進行折射率同化之前為確保系統運作正常，首先進行雷達回波與徑向風的同化測試。RWN 為同化五分山以及中大雷達回波、徑向風資料的實驗，圖 23a-c 分別為 1300 UTC 真實場、RWN 實驗背景場及分析場的水氣混合比分布，可以發現在真實場中桃園的陸地及外海為濕度較低的環境，雖然 RWN 只有同化回波及徑向風資料，但很明顯的增加了此區域的溼度(圖 23a)，為錯誤的調整，由增量場(圖 24a)可以看出同化後增加了 2g/kg 的水氣；進一步檢視濕度場垂直剖面的分布情形，剖面位置如圖 25a 所示，通過中大以及 S-PolKa 雷達位置，包含乾區和濕區，為了呈現整體趨勢，所以計算三剖面的平均值，每條剖面間距為 10 公里；圖 25b 為真實場剖面平均圖，左半邊位於鋒面南側濕度較高，右半邊位於鋒面北側濕度較低，RWN 在經過同化之後增加了中大附近的濕度場(圖 26a 中 50 到 75 之間區域)，增量場剖面(圖 27a)顯示同化造成濕度增加的效果可以延伸至海拔 2 公里以上，雖然近地表加濕的情況為錯誤的調整， 圖 28a 為 RWN 同化前後誤差修正情形分布圖，透過此圖可以知道海拔 1.5 公里以下的區域同化後誤差增加了。

此錯誤調整的情形推測為同化徑向風所造成，於是調整同化設定，限制徑向風觀測在同化時不對模式的水氣場進行調整，重新進行同化(實驗 RWN_VrXQv)，結果顯示去除徑向風對水氣的影響之後，原本中大附近以及桃園外海濕度不合理增加的情形明顯改善許多(圖 26b)，垂直剖面的水氣增量場 RWN_VrXQv 就沒有出現像 RWN 從地表到海拔 2 公里高的區域濕度都增加的情形(圖 27b)；而 RWN_VrXQv

同化前後誤差修正情形分布(圖 28b)，原本 RWN 中從地表延伸至海拔 1.5 公里處誤差增加的區域，幾乎完全消失。因為 RWN_VrXQv 在水氣場的同化表現較佳，所以在此之後的實驗，都會透過變數局地化的方式，限制同化徑向風時不更新模式水氣場(QVAPOR)。

同化徑向風觀測之所以在同化時對水氣場產生如此大的錯誤調整，推測有底下幾個原因，(1)真實場與背景場鋒面位置有落差，所以在中大雷達附近背景場與真實場相比會出現一個過渡區，導致中大雷達徑向風的觀測增量大(15m/s)(圖 29)，圖 30a、b 分別為 U、V 風場背景場與真實場的差，由於在這個時間點背景場吹南南西風的緣故，所以徑向風觀測增量的貢獻主要來自於緯向風(圖 30b)；(2)徑向風對水氣的交相關性高，有約 0.5 左右的相關性，圖 31 為中大雷達北側及南側位置的徑向風對模式第二層的 QVAPOR 相關係數分布圖，圖 31a 於中大雷達附近的相關性為負值，對應到星號位置的徑向風為正值，會對水氣場造成正的修正量；而圖 31b 於中大雷達附近的相關性為正值，對應到星號位置的徑向風為負值，同樣會對水氣場造成正的修正量； (3)資料點數多，由於雷達觀測特性的關係，距離雷達越近觀測密地越高，導致模式解析度為三公里，但觀測格點在雷達附近的密度高於模式解析度的情形。上述三項(1)背景場與真實場鋒面位置有落差(2)徑向風對水氣的交相關係數高(3)觀測點密度高，為我認為同化徑向風會產生錯誤水氣調整的原因。

4-4 折射率同化位置差異比較

電磁波在空氣中傳播時會因大氣介質特性的轉變而偏折，雷達折射率就是利用其對空氣中水氣敏感的特性來達到獲得水氣資訊的目的，但是一般雷達在進行掃描時會使用 4/3 地球半徑的假設來決定目標物(target)在垂直方向上的位置，也就是 $\frac{\mathrm{dn}}{\mathrm{dh}} = \frac{-1}{4a}$，a 是地球半徑，而雷達 0.5 度仰角掃描距離雷達每增加 10 公里，高度就會上升將近 100 公尺，但在真實的觀測中距離雷達 30 公里處仍然可以透過地表目標

物得到雷達折射率資料，可能的原因為當下環境的折射指數隨高度變化小於$\frac{-1}{4a}$就有機會出現雷達波向下偏折的情形，Feng et al. (2016)便針對$\frac{\mathrm{dN}}{\mathrm{dh}}$討論反演折射率的誤差來源，然而在過往的研究中尚未有文獻討論折射率資料在同化時若存在位置上的誤差時，對模式會有何種影響，以往的做法通常是將折射率資料同化於模式中接近地表的高度，Gasperoni et al. (2013)將折射率資料同化於地表，Seko et al. (2017)假設折射率資料高度與雷達高度相同(60m)，本研究僅討論最簡單的情況，也就是將近地表的折射率資料分別同化於模式網格第二層高度與 0.5 度仰角高度的差別。

圖 32 為中大雷達 0.5 度仰角掃描與模式第二層網格隨雷達距離的高度分布圖，在雷達折射率最遠觀測距離 30 公里位置 PPI 與模式網格的高度差最大可以達到 300 公尺以上，但高度都低於海拔一公里，水氣混合比在地表濃度最高且隨高度遞減，這部分的測試可檢視若將近地表高濕度的資訊同化在較高的位置時，對模式會有什麼樣的影響。

首先檢視單純同化折射率資料時對模式會產生何種調整，圖 33 分別為經過一次同化 NCU 雷達折射率資料後的(a)QVAPOR、(b)位溫及(c)U、(d)V 風場的增量，可以發現同化了折射率資料後可以對水氣場產生約 1g/kg 的調整；由於折射率為同為溫度的函數，所以對位溫場的修正量約為 2k；雖然在上一小節有提到徑向風觀測會對水氣場生嚴重的錯誤修正情況，但是同化折射率資料對 U、V 風場的調整量卻非常微小，大部分區域都小於 1m/s。

比較各實驗組經過一次同化後與真實場的差異，真實場中(圖 15b)模式第二層的水氣場於鋒面北側地濕度約 17.5g/kg 為較乾的區域，在 NoDA_ens 中的溼度約 19g/kg 明顯較真實場的溼度高(圖 34a)，RWN_VrXQv(圖 34b)雖然僅同化了五分山及中大雷達的徑向風及回波資料，但回波與水氣存在交相關性(圖 35)，所以可以看出中大附近的濕度場有被些微的調整(約增加 0.5g/kg)，若進一步同化中大的折射率

資料，由於真實場中大周圍的水氣較乾的關係，RWN_NL2_VrXQv(圖 34c)在中大周圍濕度有被降低的情形；而 RWN_Ne1_VrXQv(圖 34d)將近地表的折射率資料同化在位置較高的 PPI 上，導致水氣不但沒有被減少反而還加濕的情形。

透過同化前後的增量場可以更明顯的看出 RWN_NL2_VrXQv 將鋒面北側的溼度降低(圖 36a)，且增加了鋒面南側的濕度，因 LETKF 能利用系集相關性的方式將觀測資料的同化效果延伸出去，即便海上沒有折射率的觀測仍然能降低桃園外海的濕度；RWN_Ne1_VrXQv 則出現中大周圍濕度都被增加的情形(圖 36b)，且隨距離雷達位置越遠增加越多，代表高度差越大，錯誤調整的狀況越嚴重。

水氣在垂直方向上隨高度遞減，將真實場的水氣沿著圖 25a 的方式計算三剖面平均，由於剖面通過鋒面帶，所以可以清楚呈現鋒面在垂直方向上的乾、濕交界，RWN_NL2_VrXQv(圖 37c)相較於 NoDA_ens(圖 37b)降低了北側的濕度，而 RWN_Ne1_VrXQv 於近地表的濕度明顯較高(圖 37d)，且從增量場剖面來看水氣增加的極值出現位置較高，可能就是同化於 0.5 度仰角位置所導致(圖 38b)。

4-5 增加水氣局地化半徑

雷達折射率資料的觀測範圍有限，只能得到距離雷達半徑 30 公里內的資料，且只有陸地上有資料，海上沒有目標物所以無法量測，為了讓資料發揮其最大的效用，增加水平局地化半徑是一種有效的方式，圖 39 為使用 40 組系集計算中大位置上的水氣(QVAPOR)對周圍水氣場的相關係數分布圖，由此可見相關係數大於 0.8 以上的範圍可以延伸至 50 公里左右，因此這部分的實驗為測試將水氣的水平局地化半徑由 24 公里增加至 50 公里時對同化結果的影響。

經過一次同化之後，與 RWN_NL2_VrXQv(圖 40a)相比，RWN_NL2_VrXQv_50km(圖 40b)有更大範圍的水氣受到同化的影響而被調整，由

於只有同化由中大雷達所觀測到的雷達折射率資料，因此最明顯的差別會出現在海上，海面上無折射率資料，只能透過系集的相關性將同化效果傳送至海上，增加水氣的局地化半徑便能加大同化折射率對水氣的影響範圍，由同化前後的增量場來看，RWN_NL2_VrXQv_50km(圖 41b)在中大雷達周圍修正的範圍增加了，但調整量與RWN_NL2_VrXQv(圖 41a)差不多，並沒有因為增加了局地化半徑而出現更大的增量；在同化的過程中除了雷達折射率資料之外，雷達回波也能夠更新水氣場，所以在距離海岸線外 50 公里的海面上以及新竹以南的地區，也出現了量級不小的增量，表示回波對水氣的修正有一定程度的影響力，增加局地化半徑會增加回波對水氣的修正量。

檢視最後一個同化窗區的水氣分析場沿著平行海岸線的三垂直剖面平均圖，RWN_NL2_VrXQv(圖 42a)與 RWN_NL2_VrXQv_50km(圖 42b)均能重建鋒面底層的乾溼交界，但 RWN_NL2_VrXQv_50km 於 1 公里以上的區域濕度較低，與真實場(圖 37a)的差異較大，圖 43a 顯示 RWN_NL2_VrXQv 與 NoDA_ens 相比在一公里左右的高度誤差是降低的，但 RWN_NL2_VrXQv_50km(圖 43b)反而卻增加了誤差，有可能回波資料造成的錯誤修正，也有可能是底層有較大範圍的水氣混合比被調低，在積分過程中傳送到高層所導致，這部分還需要進一步做測試才能得知。

比較最終的分析場海拔 500 公尺輻合散情形，真實場在 1400 UTC 時於新竹有一很強的東西向輻合帶(圖 44a)，RWN_VrXQv(圖 44b)與 RWN_NL2_VrXQv(圖 44c)在完成五次的同化後雖然強度與真實場相比稍弱，但是都有重建此輻合帶，而RWN_NL2_VrXQv_50km(圖 44d)不僅強度較弱，輻合帶也不集中。至於為何輻合帶強度會較弱，將從 V 風場同化更新的過程來解釋，首先檢視 1400 UTC 背景場的輻散場分布情形，再進行第五次的同化更新前 RWN_NL2_VrXQv_50km(圖 45b)就已經存在輻合帶相對較弱的情況，所以從實驗組風場 V 分量扣掉真實風場 V 分量的增量來看，RWN_NL2_VrXQv_50km 會有較大的增量(圖 46b)，但是此時 V 分量在

系集空間中的標準差卻比 RWN_NL2_VrXQv 還小(圖 47 紅色圓圈處)，導致同化後 RWN_NL2_VrXQv 輻合帶有被修正且增強，而 RWN_NL2_VrXQv_50km 即便有較大的增量卻因為系集標準差太小，使同化前後沒有太大的改變。

結束同化後使用系集平均進行預報，圖 48b 為 RWN_NL2_VrXQv_50km 從 1400 至 1600 UTC 的 2 小時累積降雨圖，降雨集中至新竹外海，雨量最多的地方達 100mm 與真實場(圖 17)相近，但雨帶範圍較廣，由於同化了中大雷達折射率資料，使更大範圍的近地表溼度降低，且輻合帶強度較 RWN_NL2_VrXQv 弱，造成在陸地上的累積降雨減少。

4-6 同化溫度場資訊

在(Crook 1996; Ge et al. 2013)的研究裡提到，熱力場中的溫度變數對於重建對流風暴的重要性僅次於水氣場，因此這部分測試是想探討除了同化回波、徑向風和雷達折射率資料，另外再加入溫度場的資訊後能否進一步提升模式預報能力。加入溫度資訊的方式為將模式中的位溫擾動場(T')內插到與雷達回波相同的觀測格點上並加上隨機擾動(觀測誤差)，之後將其同化到模式中，而位溫擾動的觀測誤差值為 1 度。

圖 49b 為 RWN_NL2_VrXQv_T 經過一次同化後模式第二層的位溫分析場，由於同化了位溫資料，所以改善了整體的位溫場；圖 50 為經過五次同化後的位溫分析場，雖然 RWN_NL2_VrXQv(圖 50a)沒有同化溫度資料，但在中大附近仍可看出修正的效果，推測為雷達同化雷達折射指數的貢獻，而 RWN_NL2_VrXQv_T(圖 50b)直接加入了位溫的資料，從位溫場的分布位置狀況來看表現最佳。

圖 51 為中大雷達位置上的位溫(theta)對模式第二層水氣(QVAPOR)的相關係數分布圖，顯示位溫與水氣間的相關係數最大可以到達 0.5 左右，代表溫度資料具

有調整水氣場的能力，因此 RWN_NL2_VrXQv_T 在同化過程中能夠進一步降低中大雷達附近以及鋒面北方海面上近地表的溼度(圖 52b)；從 1400UTC 的水氣混合比分析場可以明顯看出 RWN_NL2_VrXQv_T(圖 53b)於鋒面北側近地表的濕度場比 RWN_NL2_VrXQv(圖 53a)低上許多，整體的分布情形較接近真實場(圖 23a)；從 1400 UTC 水氣場的垂直剖面上來看，RWN_NL2_VrXQv_T(圖 54b)在鋒面南側以及近地表的表現都還不錯，但是在 1.5 公里高的區域濕度明顯較高，表現較差。

比較 RWN_NL2_VrXQv 與 RWN_NL2_VrXQv_T 第一次同化的 V 風場增量(圖 55)，可以發現圖 55b 臺灣北方海面上的值比較低，表示同化位溫資料能夠進一步調整模式風場；圖 56a、d 分別為 RWN_NL2_VrXQv 與 RWN_NL2_VrXQv_T 於 1400 UTC 海拔 500m 分析場的輻散場，雖然 RWN_NL2_VrXQv 的輻合帶比 RWN_NL2_VrXQv_T 強，但 RWN_NL2_VrXQv 臺灣北方海面上普遍吹西南風偏西風，而 RWN_NL2_VrXQv_T 則多為西風且風速較弱，比較接近真實場的情況(圖 44a)，所以 RWN_NL2_VrXQv_T 的輻合帶能維持至 1600 UTC(圖 56c)，而 RWN_NL2_VrXQv 從 1500 UTC 開始已無法從輻散場判斷鋒面帶位置(圖 56b)。

完成五次的同化後同樣於 1400 UTC 開始進行預報，圖 57 為 2 小時的累積降雨，雖然 RWN_NL2_VrXQv_T 降雨集中在陸地上(圖 57b)，與真實場(圖 17)的位置有落差，但強度與真實場較接近；最大雷達回波圖中 RWN_NL2_VrXQv_T(圖 58b)強回波區域維持的時間也較長，RWN_NL2_VrXQv(圖 58a)則是從 1600 UTC 開始出現消散的狀況，對應到 RWN_NL2_VrXQv_T 能進一步修正模式風場使得輻合帶能維持較長的時間，這也是為什麼 RWN_NL2_VrXQv_T 能產生較強且持續時間長的降雨的緣故。

4-7 新竹 S-PolKa 雷達資料的重要性

S-PolKa 雷達將架設於新竹的海邊，海拔高度不到 10 公尺，能夠觀測到非常近

地表的氣象資訊，包含風場以及水氣資料，鋒面系統其中一項主要的成雲降雨機制為冷暖氣團交會造成氣塊的抬升，而臺灣附近鋒面的厚度約為 1 公里，也就是說若能取得越多底層的資料，對鋒面系統的預報就越有幫助，加上折射率資料為 S-PolKa 雷達重要的觀測變數之一，因此這部分測試的目的就是為了討論新增新竹 S-PolKa 雷達資料所帶來的效益為何，並分三個部分進行討論，分別為(1)增加回波、徑向風觀測的影響，(2)進一步同化折射率所產生的效益，(3)累積降雨的表現。

4-7-1 加入 S-PolKa 雷達回波、徑向風資料

比較新增 S-PolKa 雷達回波、徑向風資料前後海拔 500 公尺高輻散場的分析場(圖 59c、d)，可以發現 RWNS_VrXQv 在海拔 500 公尺處的輻合帶比 RWN_VrXQv 要強上許多，且強度接近真實場(圖 59a)，主要原因為 S-PolKa 雷達正好位於鋒面交界上，海拔高度又低，所以能完整的觀測到此輻合帶，雖然鋒面交界帶也在中大雷達的觀測範圍內，但是中大雷達的海拔高度較高，加上雷達為仰角掃描的關係，距離越遠高度越高，能觀測到的底層資料與架設於新竹的 S-PolKa 相比較為有限；圖 60 為中大雷達與 S-PolKa 雷達 0.5 度仰角觀測高度隨距離變化圖，由於 S-PolKa 雷達海拔高度較低，若同樣要觀測 1 公里以下的資料，S-PolKa 雷達可以延伸至 70 公里，而中大雷達只有 60 公里，也就是說在觀測風場上 S-PolKa 有先天的位置優勢，因此 RWNS_VrXQv 在重建輻合帶上有較好的表現。

進一步檢視完成五次同化之後，進行預報時鋒面輻合帶的變化情形，圖 61 為海拔 500 公尺處輻散場隨時間變化圖，由於 RWNS_VrXQv 同化了較多低層的風場資訊，鋒面的結構較為完整，隨著預報時間拉長，輻合帶的強度慢慢減弱，但於 1500 UTC 時仍可透過輻合帶辨別鋒面的位置(圖 61f)；而 RWN_VrXQv 在完成五次同化之後輻合帶強度不如 RWNS_VrXQv，因此從 1430 UTC 便開始消散(圖 61b)，到 1500 UTC 時已無法從輻散場判斷鋒面帶位置(圖 61c)。

4-7-2 加入 S-PolKa 雷達折射率資料

此鋒面個案之所以會為北臺灣帶來強降雨，西南風所帶來的暖濕空氣是一個重要的因素，在此節之前的實驗中都只有同化中大雷達的折射率資料，因鋒面位置偏南的關係，缺乏鋒面南側濕度較高的資訊，若增加了新竹 S-PolKa 的折射率資料，就可以補足這部分的不足(圖 62b)，不僅能增加模式底層的濕度，在同化窗區的一小時內也持續提供鋒面上游的水氣資訊，幫助鋒面系統的重建；比較 RWN_NL2_VrXQv 與 RWNS_NL2_VrXQv 經過一次同化後的增量場，可以發現 RWNS_NL2_VrXQv(圖 63b)進一步增加了鋒面南側的濕度，且完成了五次的同化循環之後能更有效的增加陸地上的濕度，使陸地上鋒面的乾溼交界更加明顯(圖 64b)。

從水氣剖面的增量場來看，RWN_NL2_VrXQv 只能降低北側的濕度(圖 65a)，而 RWNS_NL2_VrXQv 加入 S-PolKa 的折射率資料後能進一步增加南側的濕度，且影響的範圍可以從地表延伸至海拔 1 公里左右(圖 65b)。

4-7-3 累積降雨表現

圖 66 為 1400 UTC 到 1600 UTC 的兩小時累積降雨，可以發現 RWN_VrXQv(圖 66a)與 RWN_NL2_VrXQv (圖 66c)的降雨情形差異不大，桃園附近降雨量最大為 60mm，雷達折射率資料的同化效益不明顯；RWNS_VrXQv(圖 66b)為新增 S-PolKa 雷達回波及徑向風的結果，其大幅提升了降雨量，降雨量最大達 80mm，但與真實場相比有過度預報的情形，若近一步加入雷達折射率的資料(RWNS_NL2_VrXQv)，能降低過度預報的情形，並修正雨帶分布的位置(圖 66d)。

4-8 小結

在 3 公里模式解析度的同化測式中，測試了折射率在不同高度同化的差別，結果顯示若在錯誤的位置同化折射率資料，會使水氣產生錯誤的修正；增加水氣的局地化半徑雖然能修正更大範圍近地表的濕度場，兩小時累積降雨的分布也較接近真實場，但是高層水氣及近地表的輻合帶表現變差；增加位溫場資訊能修正溫度場且透過變數交相關性調整近地表的水氣場，累積降雨量有增加的情形但極值位置與真實場有落差;相較於只同化中大的折射率、增加水氣局地化半徑及新增位溫場觀測，增加新竹 S-PolKa 雷達回波、徑向風資料能更有效的重建鋒面結構，但不論有沒有同化 S-PolKa 雷達資料，折射指數的同化效益都非常的局部，不容易分辨有無同化折射率資料的差異。

接下來透過計算 RMSE 比較各實驗之間表現優劣的情形， 圖 68 為模式水氣場的 RMSE 隨時間變化圖，計算範圍為圖 67 虛線方框內網格點從地表延伸至海拔 5 公里處，從水氣分析場於 1400 UTC RMSE 的情形來看，表現最好的實驗為 RWNS_NL2_VrXQv，RWNS_VrXQv 雖然沒有同化折射率資料，但仍能將水氣場誤差調整到與 RWN_NL2_VrXQv 相當的情形，顯示環境風場的重要性；在同化窗區內若沒有同化折射指數資訊，水氣場誤差可能會出現增加的情形，代表同化回波資訊有機會對水氣場造成不良的影響;由紅色線與橘色線以及紫色線與粉色線於 1500 UTC 重和的情形可以看出，開始進行預報後折射率資料的同化效益大約能維持一小時左右。

圖 69 為 1400 UTC 模式水氣場 RMSE 隨高度變化情形，計算範圍為圖 67 紅色方框內網格點，由紅色線與橘色線以及紫色線與粉色線於海拔 1 公里左右重合的情形可說明，折射率資料能修正近地表 1 公里的水氣資訊；同化溫度場及增加水氣局地化半徑雖然能降低底層水氣誤差，但也有可能會造成中層水氣誤差增加的情形。

圖 70a、b 為各實驗計算圖 67 虛線方框內從 1400 UTC 開始累積降雨的 ETS 隨時間變化，圖 70a 的門檻定為 10mm，代表模式對小雨的預報表現，可以發現有增加 S-PolKa 雷達資料的兩組實驗(RWNS_VrXQv、RWNS_NL2_VrXQv)，在前兩個小時的分數明顯較佳，表示低層的風場資訊非常重要，能有效調整鋒面位置與短期降雨強度，而比較有無折射率同化的表現(RWN_VrXQv 對 RWN_NL2_VrXQv；RWNS_VrXQv 對 RWNS_NL2_VrXQv)，由於對降雨的影響非常局部，所以在 ETS 的表現上差異並不明顯；圖 70b 的門檻定為 40mm，代表模式對大雨的預報表現，可以發現一小時的累積降雨(1400 到 1500 UTC)，在未同化 S-PolKa 雷達資料前，增加溫度場資訊或增加水氣的局地化半徑(RWNS_NL2_VrXQv_T 及 RWNS_NL2_VrXQv_50km)，能有效的增加降雨強度，使降雨預報有更好的表現，代表修正模式熱力場能提升短期降雨預報能力；而同化了 S-PolKa 雷達資料的兩組實驗(RWNS_VrXQv、RWNS_NL2_VrXQv)擁有較好的低層環境場，對於大雨的 ETS 表現同樣也優於其他的實驗組。

五、 增加解析度之敏感度測試

即便折射率對於水氣變化很敏感，能用來更新模式低層的水氣場，前面幾族實驗的測試都是將折射率資料同化於3公里解析度網格，由於先天上觀測原理的限制，折射率的觀測範圍有限(半徑 30 公里)，導致同化後對降雨預報的影響非常局部，效果不明顯，而增加模式解析度能夠模擬更小尺度的對流特徵，增進中尺度對流系統的預報能力，本節的測試為探討是否能透過增加模式解析度，提升雷達折射率的同化效益。

5-1 實驗設計

為了公平的比較同化在 3 公里解析度網格與同化在 1 公里解析度網格的差異，必須重新設計同化流程，同化過程中使用的雷達回波、徑向風觀測由真實場的 D03 網格透過觀測算符計算而得，包含五分山、中大以及 S-PolKa 雷達的資料，資料的解析度及分布情形與先前實驗相同；而雷達折射率資料則是來自真實場 D04 透過觀測算符轉換而得，只有中大以及 S-PolKa 提供雷達折射率資料，為了配合 3 公里解析度網格的同化，每 3 公里間格取一個資料，此做法可以使資料保有 1 公里解析度的資訊，但又不會產生觀測解析度大於模式解析度的問題。

圖 71 為三公里模式解析度網格的同化流程，首先會從 1230 UTC 開始每隔 15 分鐘進行雷達回波、徑向風資料的同化，同化於模式 D03 網格，總共同化五次，目的是為了建立良好的動力條件以及環境場，以利後續雷達折射率資料的同化，理由是若鋒面結構的動力條件不佳，即便調整好水氣場，仍無法有效改善降雨預報(在此未展示)；1330 UTC 完成最後一次雷達回波及徑向風資料的同化後，接著進行雷達折射率資料的同化，同化於模式 D03 網格，一樣間隔 15 分鐘同化一次，總共同化 3 次，於 1400 UTC 產生分析場系集平均，並做 10 小時的預報。將此同化流程的實

驗名稱命名為 ZVr1330_NL2_D03。

圖 72 為一公里模式解析度網格的同化流程，同樣從 1230 UTC 至 1330UTC 間格 15 分鐘於 D03 進行雷達回波及徑向風資料的同化，之後透過 ndown 的方式產生 1 公里解析度的模式網格(D04)，此做法可以確保進行雷達折射率資料同化前 D04 與 D03 有相同的初始背景場，之後從 1330 UTC 至 1400 UTC 每間格 15 分鐘於 D04 同化雷達折射率資料，最後產生分析場系集平均，並做 10 小時的預報。將此同化流程的實驗名稱命名為 ZVr1330_NL2_D04。

圖 73 為不進行折射率資料同化的流程圖，同樣從 1230 UTC 至 1330UTC 間格 15 分鐘於 D03 進行雷達回波及徑向風資料的同化，之後透過 ndown 的方式產生 1 公里解析度的模式網格(D04)，之後不同化任何資料單純做系集預報直到 1400 UTC，最後產生分析場系集平均，並做 10 小時的預報。將此同化流程的實驗名稱命名為 ZVr1330，用來作為對照組。

5-2 實驗結果

圖 74 為 1300 UTC 的水氣分析場以及水氣增量場，可以發現不論是將折射率資料同化在何種解析度的網格上，因為局地化半徑設定相同的關係，影響的範圍一致(圖 74e-f)，但 ZVr1330_NL2_D04 同化折射指數資料對水氣的修正量較大(圖 74f)；圖 75 為 1400 UTC 水氣分析場，ZVr1330_NL2_D03 與 ZVr1330_NL2_D04 分布情形大致相同但 ZVr1330_NL2_D04 能保有更多的細節(圖 75b)。

圖 76 到圖 77 為 1400 到 1500 UTC 的最大雷達回波圖，結果顯示不論將雷達折射率資料同化於何種解析度的網格，與不同化折射率資料的實驗相比，在 S-PolKa 雷達東南方生成了一個新的對流，隨時間往東北東方移動(圖 76c-d、圖 77c-d)。

圖 78 為 1400 到 1600 UTC 兩小時的累積降雨，同化雷達折射率資料使得主雨

帶的東南方多出了一條雨帶，且 ZVr1330_NL2_D04(圖 78b)的降雨量比 ZVr1330_NL2_D03(圖 78a)多了 5 mm 左右，但折射率資料所帶來的效益未如預期的明顯。

5-3 修改同化流程

為了充分發揮 1 公里解析度模擬的優勢，將調整同化流程期望能加強折射率資料的同化效果，調整後的同化流程如圖 79 所示，更動的地方有兩處，其一為在 D03 繼續進行雷達回波與徑向風資料的同化，目的是使 D04 能有更良好的邊界條件，另一項為增加雷達折射率的觀測密度，由 3 公里解析度提升為 1 公里，先前的測試為了配合 3 公里解析度網格的同化測試，所以將觀測解析度限制為 3 公里，但是既然增加了模式的解析度，一併增加觀測的解析度才能帶來最大的效益。將此同化流程的實驗名稱命名為 ZVr1400_NL2HR_D04。

檢視 1600 UTC 的輻散場，由於 ZVr1400_NL2HR_D04(圖 80d)擁有較好的邊界條件的緣故，與 ZVr1330_NL2_D04(圖 80c)相比，即便經過兩小時的預報，輻合帶仍能維持在較南邊的位置。圖 81 為 1400 UTC 最大雷達回波圖，ZVr1400_NL2HR_D04 同樣在 S-PolKa 雷達東南方有一對流胞，且強度更強(圖 81d)。

圖 82 為 1400 到 1600 UTC 兩小時的累積降雨，圖中虛線為真實場中 30mm 降雨量等值線位置，調整過同化流程後，有了更良好的邊界條件，使得 ZVr1400_NL2HR_D04 在新竹外海產生了與真實場同樣強度的降雨(100mm)(圖 82d)；增加折射率觀測的密度，有效地增加了南邊雨帶的降雨量，降雨量大於 30mm 的分布位置也更接近真實場。

六、 結論與未來展望

6-1 結論

本研究使用 WLRAS 系統針對 S-PolKa 雷達與雷達折射率資料進行 OSSE，挑選梅雨鋒面事件作為測試的天氣系統，設計一系列實驗，藉由真實場評估增加雷達觀測資料以及折射率資料對短期降雨預報的影響。

進行折射率資料同化前，原本預期 LETKF 系統能透過系集相關性的方式對模式場進行修正，若變數間相關性不高就不會有嚴重的不良影響，意外發現風場與水氣場雖然只有 0.5 左右的相關性，但背景場與真實場的鋒面位置有嚴重的落差，使得觀測增量比一般情形要來的大，若是變數間的交相關係數分布情形有一點錯誤，就容易產生不良的修正，因此在同化的過程中建議使用變數局地化的方式，讓同化徑向風觀測時不更新水氣場。

同化折射率資料能夠提供模式近地表的濕度資訊修正水氣場，修正的效果可以從地表延伸至海拔 1.5 公里左右，但前提是折射率資料必須擺放在正確的位置上，即便是高度上一兩百公尺的錯位，都有可能導致錯誤的修正效果。

由於雷達折射率觀測方法的限制，觀測範圍有限，無法在系統到達之前，事先對模式場進行修正，透過增加變數局地化半徑的方式，能使折射率資料的影響範圍擴大，進而達到提前修正模式場的效果，但必須注意雷達回波資料可能因此對較高層的水氣造成錯誤修正。

在前人的研究中指出，溫度與水氣場的修正對對流尺度的天氣現象有一定程度的幫助；透過計算溫度場與水氣場間的相關係數可知同化溫度變數有能力對水氣場進行調整，增加三維溫度場的觀測彌補了折射率觀測範圍不足問題，同時也修正了模式的溫度場，對提升降雨預報有很大的幫助。

TAHOPE 實驗中將於新竹架設 S-PolKa 雷達，架設位置靠近海岸邊，海拔高度不到 10 公尺，能夠觀測到比現行臺灣北部作業用的雷達都還要低的資料，結果顯示修正模式底層風場，除了能有效提升降雨率外，還有助於延長維持鋒面結構的時間，有了更好的環境風場表現的條件下，再進行雷達折射率的同化，能進一步凸顯折射率資料的同化效益，得到更好的降雨預報。

增加模式解析度除了增強模式對小尺度對流系統的掌握度，也能有效利用雷達高空間解析度的觀測資料，且雷達折射率資料的同化效果必須在觀測資料與模式解析度都調整到一公里時才會被凸顯出來。

6-2 未來展望

本研究所測試的個案為鋒面系統，在這樣的系統中風場結構的好壞會主導降雨預報的成效，折射率資料的同化效益難以被凸顯出來，若改以午後熱對流系統或者模式本身的動力結構已經掌握得不錯的個案進行測試，有助於折射率資料同化效果的分析；SoWMEX 觀測期間有蒐集臺灣地區雷達相位觀測資料，許修維(2019)的研究中成功利用此資料反演雷達折射率資料，但尚未有人進行真實個案的折射率同化測試，未來可以利用此資料進行同化效益評估。

本研究除了徑向風觀測外，回波以及折射率資料在同化的過程中都沒有限制更新的模式變數，但是在檢驗同化表現的過程中偶爾會發現一些不量修正的情形，像是回波可能會降低鋒面南側近地表的濕度，且加大局地化半徑時這樣的情況會加明顯，因此考慮測試每種觀測實驗對各個模式變數的修正效果，並且將局地化半徑也納入測試項目，找出最佳的同化設定。

本篇研究認為低層的觀測資料，不論是風場、水氣或是溫度場，對於提升天氣系統模擬的準確度來說是不可或缺的，而明年 TAHOPE 觀測實驗進行時，新竹 S-

PolKa 雷達將會是當時臺灣北部地區海拔最低的雙偏極化都普勒雷達，相較於其他雷達能提供天氣系統更底層的觀測資料，考慮整體雷達觀測的效益，會希望增加低仰角的掃描頻率並降低高仰角的掃描頻率，由 S-PolKa 雷達負責觀測資料較少的底層位置，高層的資訊則由其他雷達補足，屆時不論是進行天氣系統的分析或者是資料同化時，會有比較完整且高效益的觀測資料。

參考文獻

吳品穎，2015：利用系集重新定位法改善對流尺度定量降水即時預報：2009 年莫拉克颱風個案研究，碩士論文，國立中央大學。

邵彥銘，2015：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，碩士論文，國立中央大學。

許修維，2019：2008 年 SoWMEX 期間雷達折射率之特徵及應用，碩士論文，國立中央大學。

Bodine, D., and Coauthors, 2011: Understanding Radar Refractivity: Sources of Uncertainty. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **50,** 2543-2560.

Chang, W., K.-S. Chung, L. Fillion, and S.-J. Baek, 2014: Radar Data Assimilation in the Canadian High-Resolution Ensemble Kalman Filter System: Performance and Verification with Real Summer Cases. *Monthly Weather Review*, **142,** 2118-2138.

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. *Monthly Weather Review*, **137,** 4115-4135.

Crook, N. A., 1996: Sensitivity of Moist Convection Forced by Boundary Layer Processes to Low-Level Thermodynamic Fields. *Monthly Weather Review*, **124,** 1767-1785.

Dabberdt, W. F., T. W. Schlatter, and w. c. f. t. r. o. t. PDT-2, 1996: Research Opportunities from Emerging Atmospheric Observing and Modeling Capabilities*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77,** 305-324.

Dowell, D. C., L. J. Wicker, and 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. *Monthly Weather Review*, **139,** 272-294.

Emanuel, K., and Coauthors, 1995: Report of the first prospectus development team of the US Weather Research Program to NOAA and the NSF**,** 1194-1208.

Fabry, F., 2004: Meteorological Value of Ground Target Measurements by Radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **21,** 560-573.

Fabry, F., C. Frush, I. Zawadzki, and A. Kilambi, 1997: On the Extraction of Near-Surface Index of Refraction Using Radar Phase Measurements from Ground Targets. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **14,** 978-987.

Feng, Y.-C., and F. Fabry, 2018: Quantifying the Error of Radar-Estimated Refractivity by Multiple Elevation and Dual-Polarimetric Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **35,** 1897-1911.

Feng, Y.-C., F. Fabry, and T. M. Weckwerth, 2016: Improving Radar Refractivity Retrieval by Considering the Change in the Refractivity Profile and the Varying Altitudes of Ground Targets. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **33,** 989-1004.

Gasperoni, N. A., M. Xue, R. D. Palmer, and J. Gao, 2013: Sensitivity of Convective Initiation Prediction to Near-Surface Moisture When Assimilating Radar Refractivity: Impact Tests Using OSSEs. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30,** 2281-2302.

Ge, G., J. Gao, and M. Xue, 2013: Impacts of Assimilating Measurements of Different State Variables with a Simulated Supercell Storm and Three-Dimensional Variational Method. *Monthly Weather Review*, **141,** 2759-2777.

Huang, C.-Y., S.-Y. Chen, S. K. A. V. P. Rao Anisetty, S.-C. Yang, and L.-F. Hsiao, 2016: An Impact Study of GPS Radio Occultation Observations on Frontal Rainfall Prediction with a Local Bending Angle Operator. *Weather and Forecasting*, **31,** 129-150.

Hunt, B. R., E. J. Kostelich, and I. J. P. D. N. P. Szunyogh, 2007: Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter, **230,** 112-126.

Koch, S. E., A. Aksakal, and J. T. McQueen, 1997: The Influence of Mesoscale Humidity and Evapotranspiration Fields on a Model Forecast of a Cold-Frontal Squall Line. *Monthly Weather Review*, **125,** 384-409.

Liou, Y.-C., and Y.-J. Chang, 2009: A Variational Multiple–Doppler Radar Three-Dimensional Wind Synthesis Method and Its Impacts on Thermodynamic Retrieval. *Monthly Weather Review*, **137,** 3992-4010.

Montmerle, T., A. Caya, and I. Zawadzki, 2002: Short-Term Numerical Forecasting of a Shallow Storms Complex Using Bistatic and Single-Doppler Radar Data. *Weather and Forecasting*, **17,** 1211-1225.

Nicol, J. C., A. J. Illingworth, and K. Bartholomew, 2014: The potential of 1 h refractivity changes from an operational C-band magnetron-based radar for numerical weather prediction validation and data assimilation†, **140,** 1209-1218.

Park, S., and F. Fabry, 2010: Simulation and Interpretation of the Phase Data Used by the Radar Refractivity Retrieval Algorithm. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **27,** 1286-1301.

Seko, H., E.-i. Sato, H. Yamauchi, and T. Tsuda, 2017: Data assimilation experiments of refractivity observed by JMA operational radar. *Data Assimilation for Atmospheric, Oceanic and Hydrologic Applications (Vol. III)*, Springer, 327-336.

Smith, E. K., and S. J. P. o. t. I. Weintraub, 1953: The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies, **41,** 1035-1037.

Sun, J., 2005: Convective-scale assimilation of radar data: progress and challenges, **131,** 3439-3463.

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. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **54,** 1642-1661.

Tsai, C., S. Yang, and Y. J. T. Liou, Ser. A, 2014: Improving short-term QPFs with a WRF-LETKF radar data assimilation system: OSSEs on Typhoon Morakot (2009), **66,** 21804.

Weckwerth, T. M., 2000: The Effect of Small-Scale Moisture Variability on Thunderstorm Initiation. *Monthly Weather Review*, **128,** 4017-4030.

Weckwerth, T. M., and D. B. Parsons, 2006: A Review of Convection Initiation and Motivation for IHOP_2002. *Monthly Weather Review*, **134,** 5-22.

Weckwerth, T. M., C. R. Pettet, F. Fabry, S. J. Park, M. A. LeMone, and J. W. J. J. o. A. M. Wilson, 2005: Radar refractivity retrieval: Validation and application to short-term forecasting, **44,** 285-300.

Wu, P.-Y., S.-C. Yang, C.-C. Tsai, and H.-W. Cheng, 2020: Convective-scale sampling error and its impact on the ensemble radar data assimilation system: A case study of heavy rainfall event on 16th June 2008 in Taiwan. *Monthly Weather Review*.

Xiao, Q., and J. Sun, 2007: Multiple-Radar Data Assimilation and Short-Range Quantitative Precipitation Forecasting of a Squall Line Observed during IHOP_2002. *Monthly Weather Review*, **135,** 3381-3404.

Xiao, Q., Y.-H. Kuo, J. Sun, W.-C. Lee, D. M. Barker, and E. Lim, 2007: An Approach of Radar Reflectivity Data Assimilation and Its Assessment with the Inland QPF of Typhoon Rusa (2002) at Landfall. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46,** 14-22.

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. *Journal of Applied Meteorology*, **44,** 768-788.

Yang, S.-C., S.-H. Chen, S.-Y. Chen, C.-Y. Huang, and C.-S. Chen, 2014: Evaluating the Impact of the COSMIC RO Bending Angle Data on Predicting the Heavy Precipitation Episode on 16 June 2008 during SoWMEX-IOP8. *Monthly Weather Review*, **142,** 4139-4163.

Yang, S.-C., Z.-M. Huang, C.-Y. Huang, C.-C. Tsai, and T.-K. Yeh, 2020: A Case Study on the Impact of Ensemble Data Assimilation with GNSS-Zenith Total Delay and Radar Data on Heavy Rainfall Prediction. *Monthly Weather Review*, **148,** 1075-1098.

Yang, S.-C., S.-H. Chen, K. Kondo, T. Miyoshi, Y.-C. Liou, Y.-L. Teng, and H.-L. Chang, 2017: Multilocalization data assimilation for predicting heavy precipitation associated with a multiscale weather system, **9,** 1684-1702.

附圖

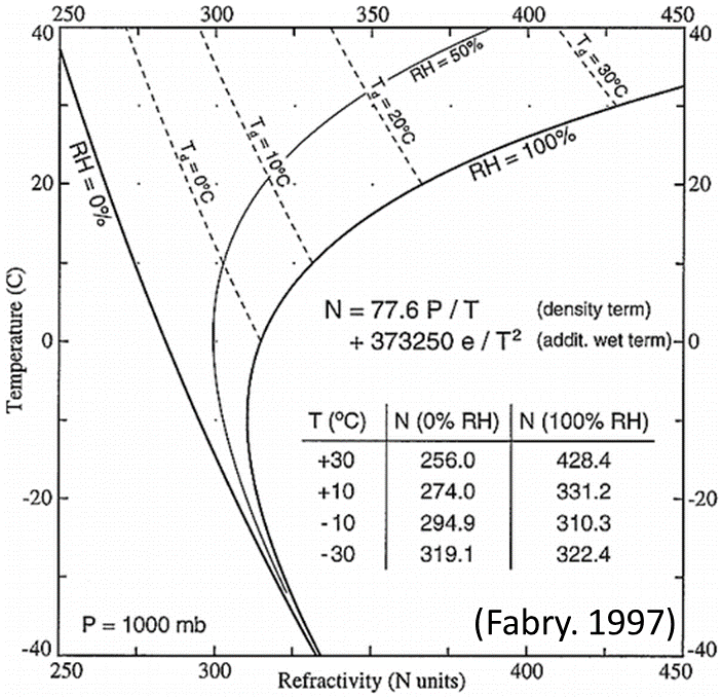


圖 1：折射率在不同溫度及濕度下的變化情形，橫軸為折射率，縱軸為溫度，實線為相對濕度。資料來源：Fabry (1997)

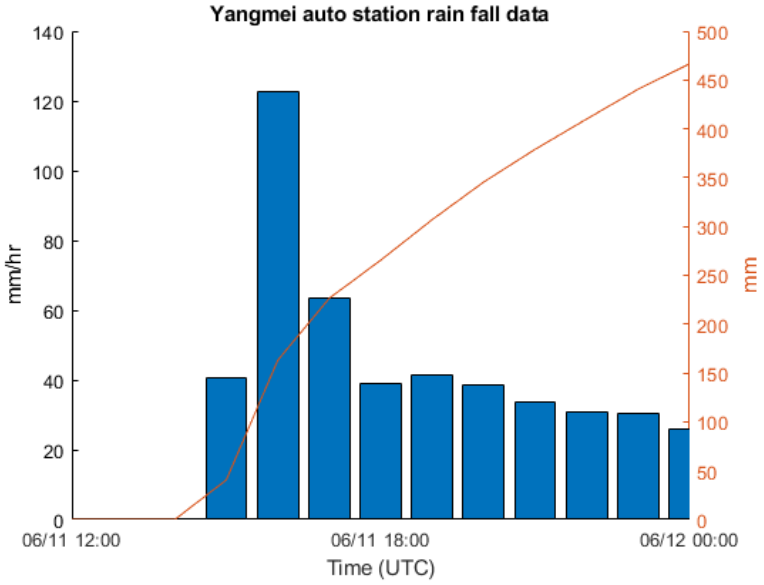


圖 2：楊梅測站累積降雨，橫軸為時間，長條圖為每小時的累積降雨，橘線為累積降雨

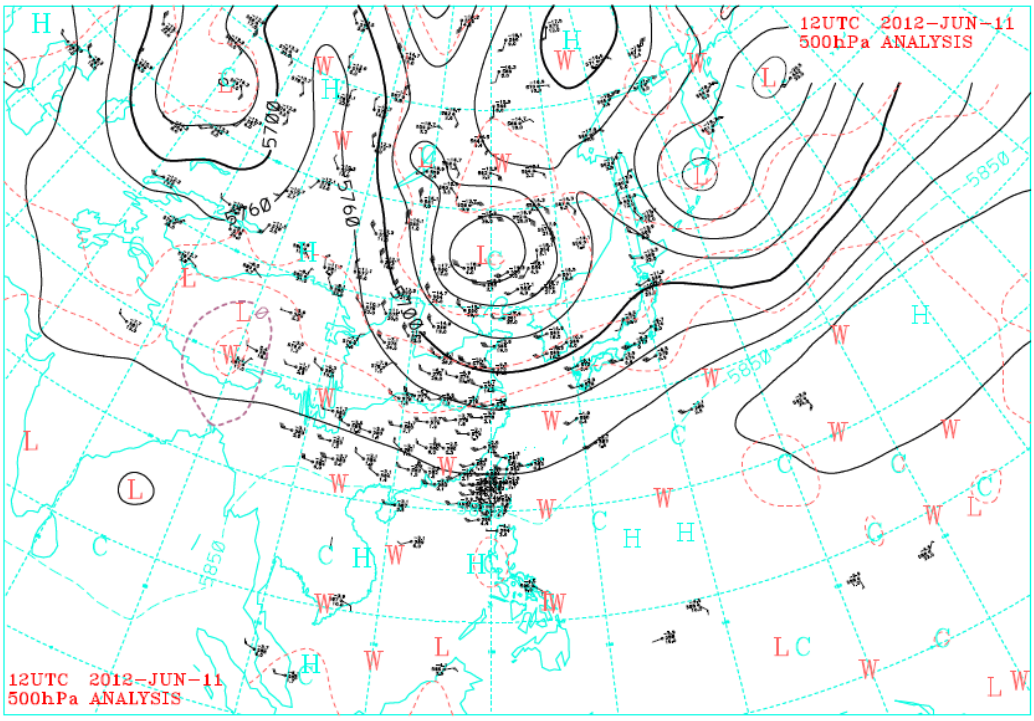


圖 3：2012 年 06 月 11 日 12UTC 500hPa 天氣圖，資料來源：中央氣象局

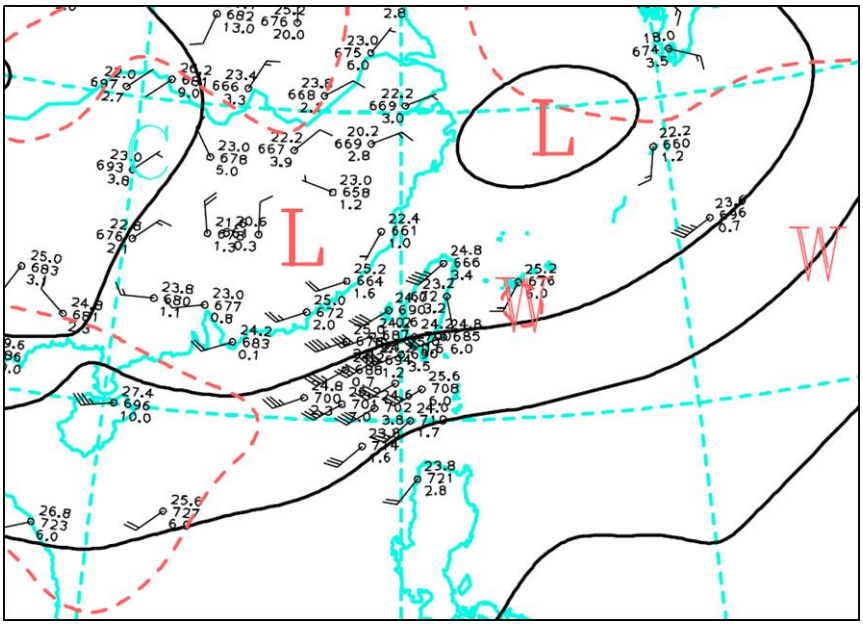


圖 4：2012 年 06 月 11 日 12UTC 925hPa 天氣圖，資料來源：中央氣象局

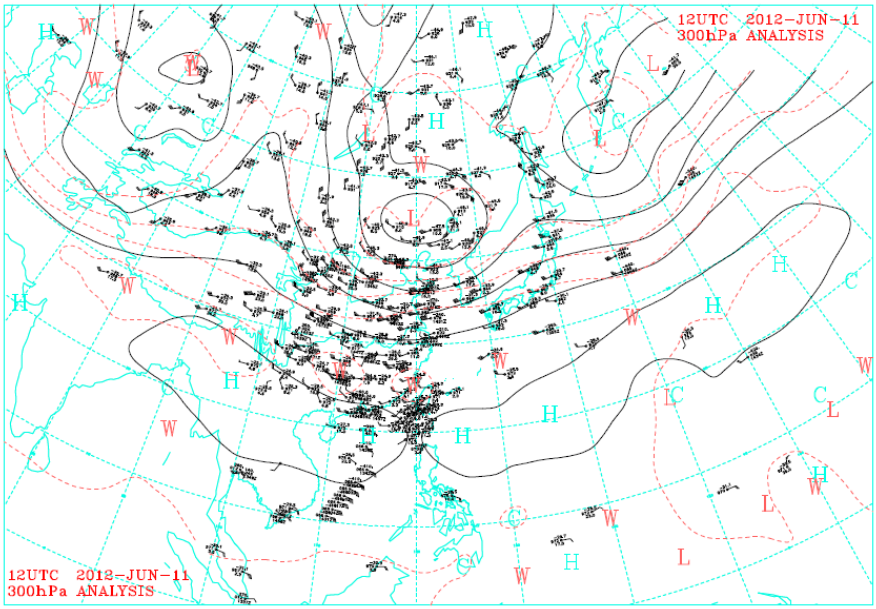


圖 5：2012 年 06 月 11 日 12UTC 300hPa 天氣圖，資料來源：中央氣象局

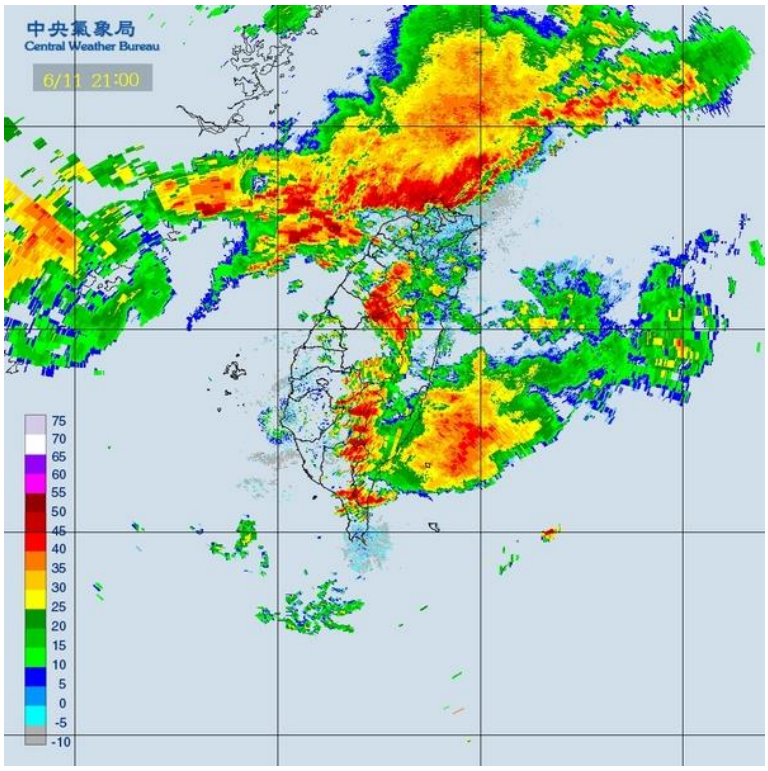


圖 6：2012/06/11 13:00 UTC 雷達合成回波圖，資料來源：中央氣象局

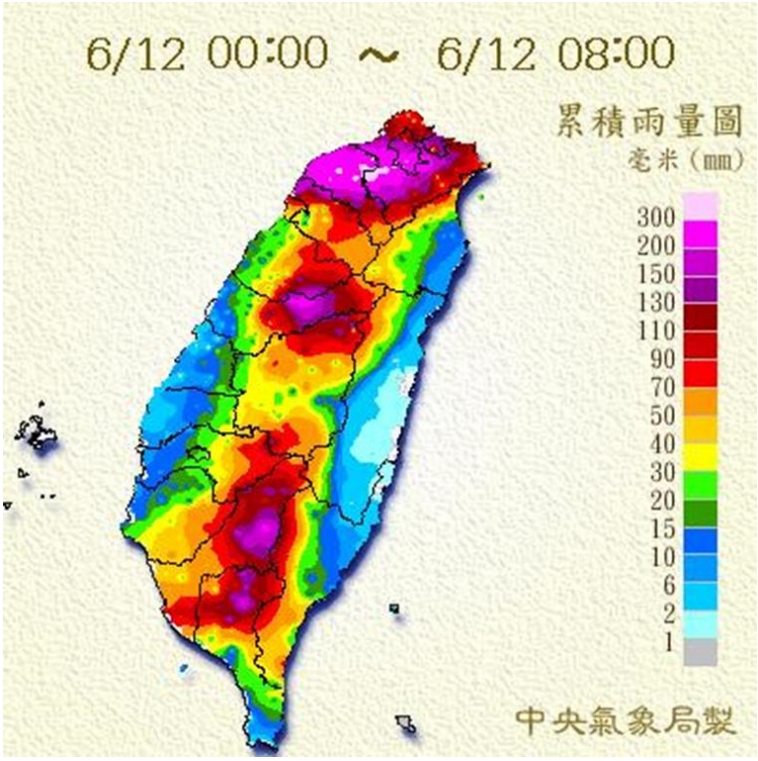


圖 7：2012/06/11 16:00 UTC 到 2012/06/12 00:00 UTC 總共 8 小時的累積降雨觀測，資料來源：中央氣象局

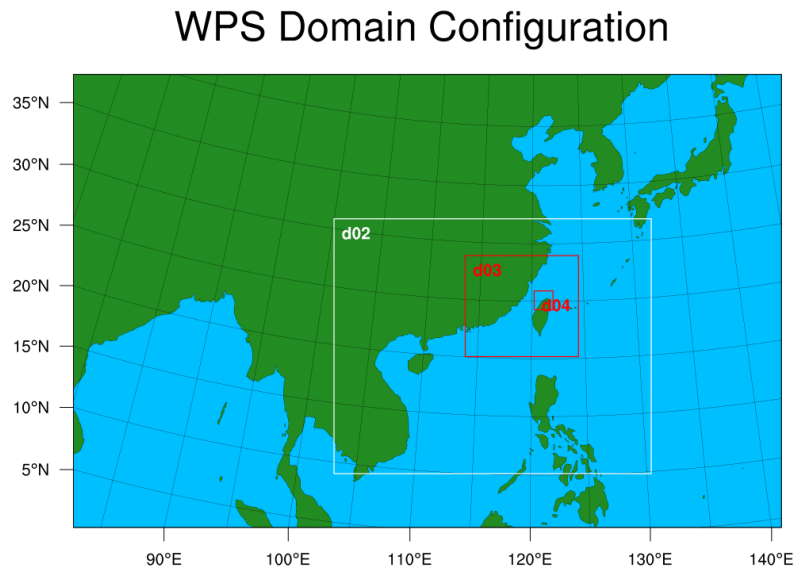


圖 8：WRF 模式網格配置，整張圖是 d01 的網格範圍；白色方框為 d02 的網格範圍；較大的紅色方框為 d03 的網格範圍；d04 的範圍則包含了臺灣北部及北部外海區域

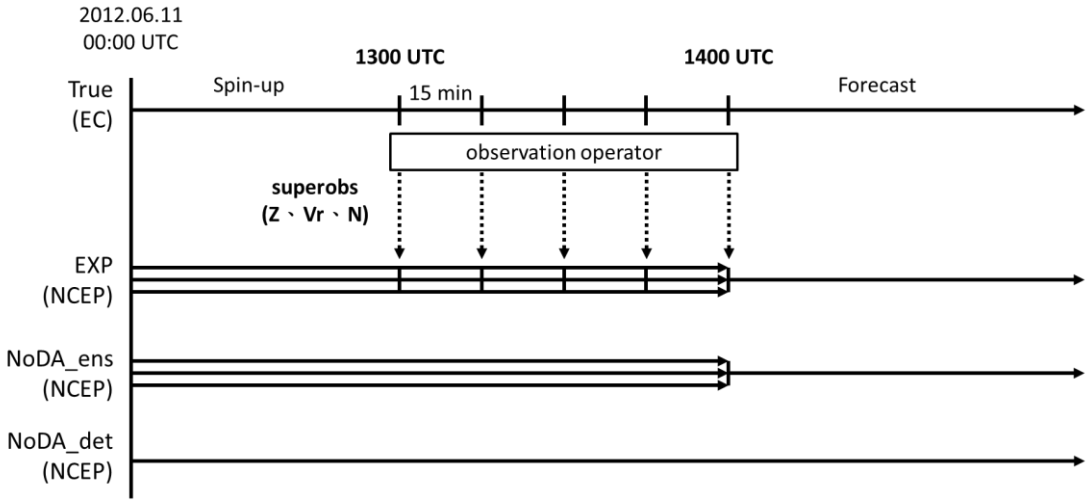


圖 9：同化流程示意圖，單箭號為單一模擬，三箭號代表系集模擬；True 代表使用 EC 再分析資料作為初始場進行模擬的真實場；EXP 代表實驗組，從 1300 UTC 開始每格 15 分鐘進行一次資料同化到 1400 UTC；NoDA_ens 代表沒有進行資料同化的實驗；NoDA_det 代表使用 NCEP 再分析資料作為初始場所進行的背景場決定性預報

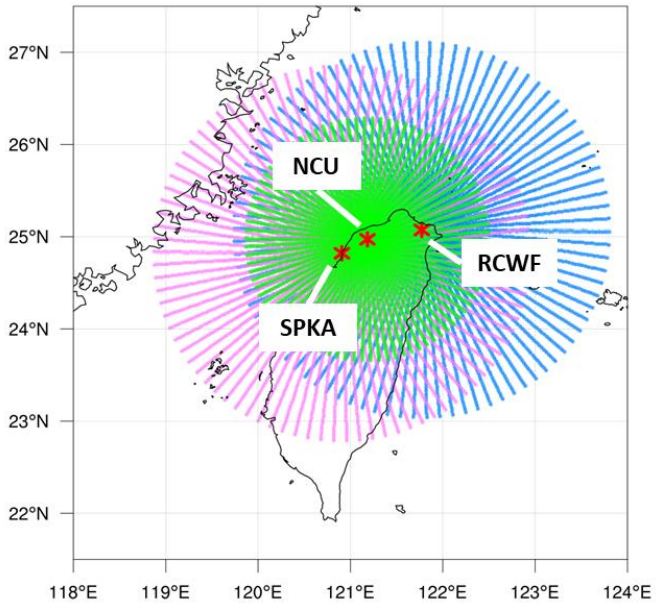


圖 10：雷達觀測資料分布圖，藍色為五分山雷達的觀測資料點，綠色點為中大雷達的觀測資料點，粉色為 S-PolKa 雷達的觀測資料點

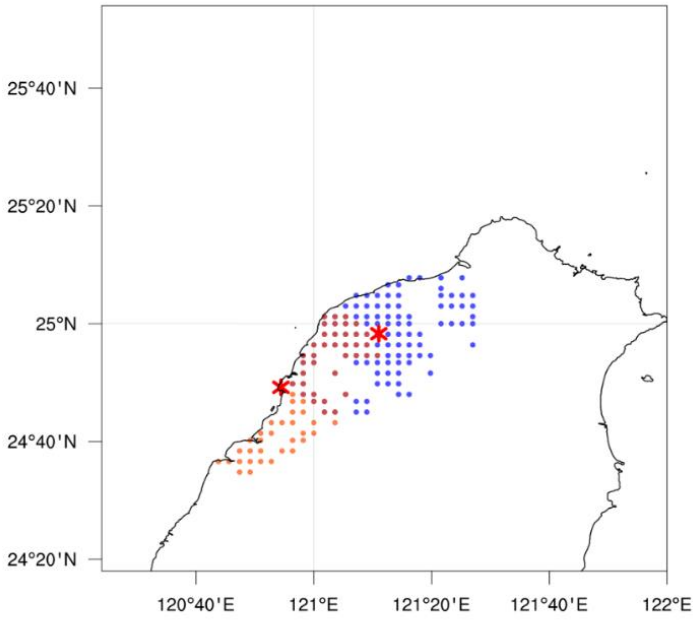


圖 11：雷達折射率觀測分布，藍色為中大雷達觀測點，橘色為 S-PolKa 雷達觀測點，咖啡色為兩雷達觀測點重疊的位置

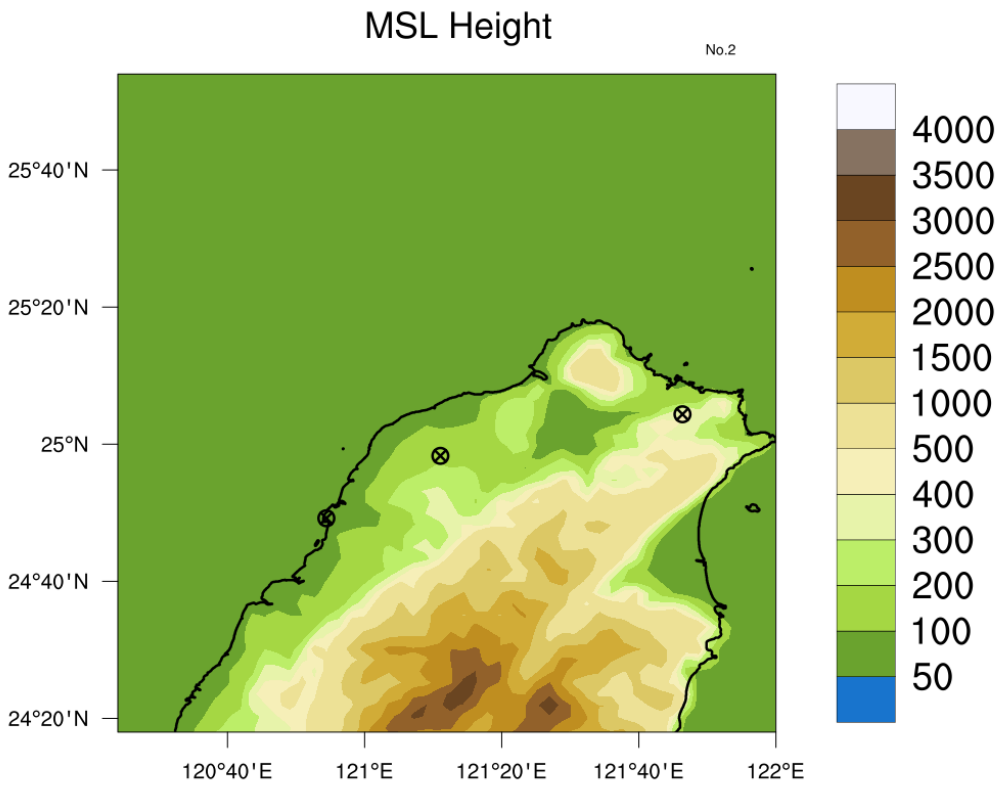


圖 12：模式垂直方向第二層網格海拔高度，單位為公尺

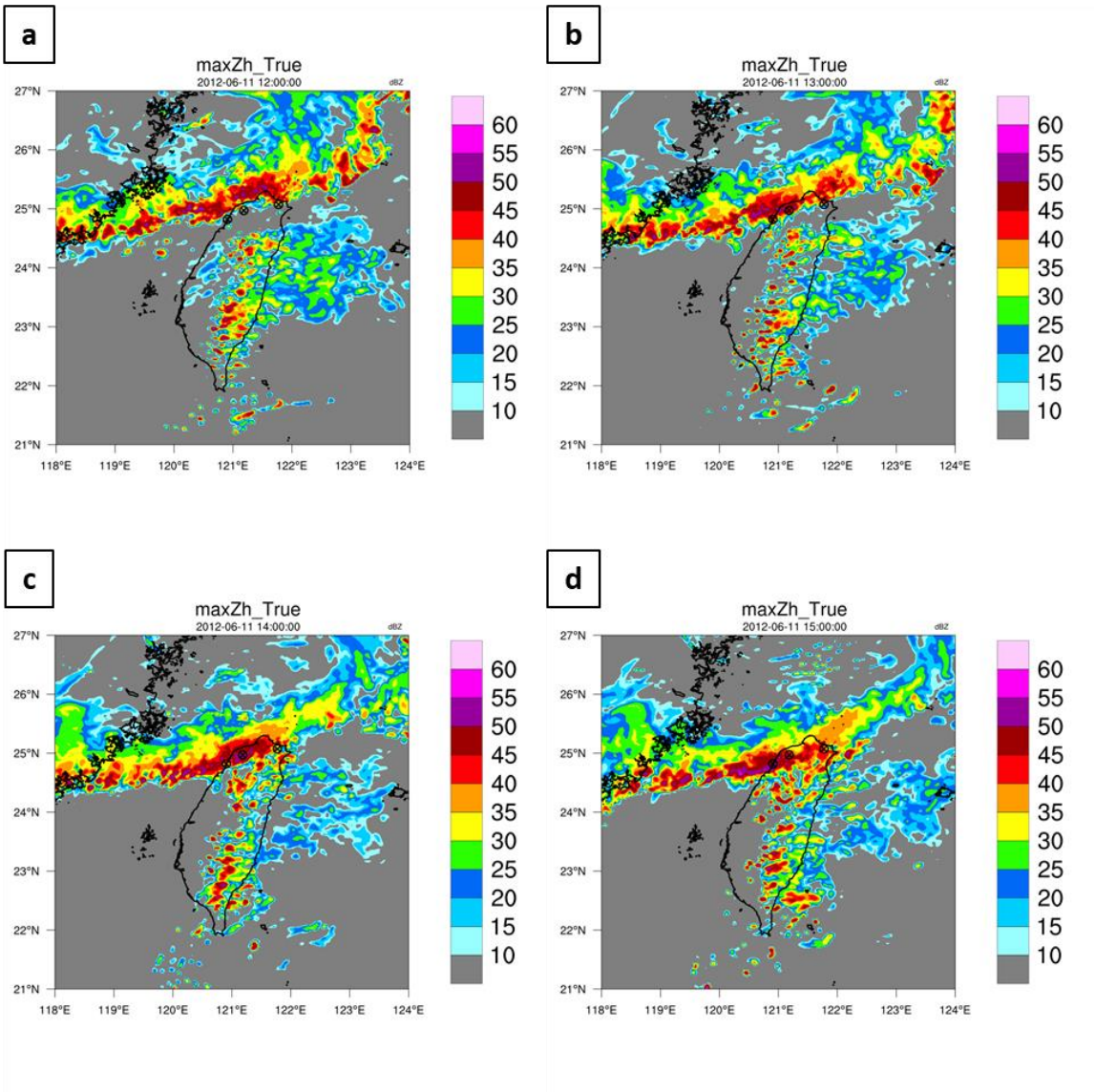


圖 13：真實場最大雷達回波隨時間變化圖(a)1200 UTC、(b) 1300 UTC、(c) 1400 UTC、(d) 1500 UTC

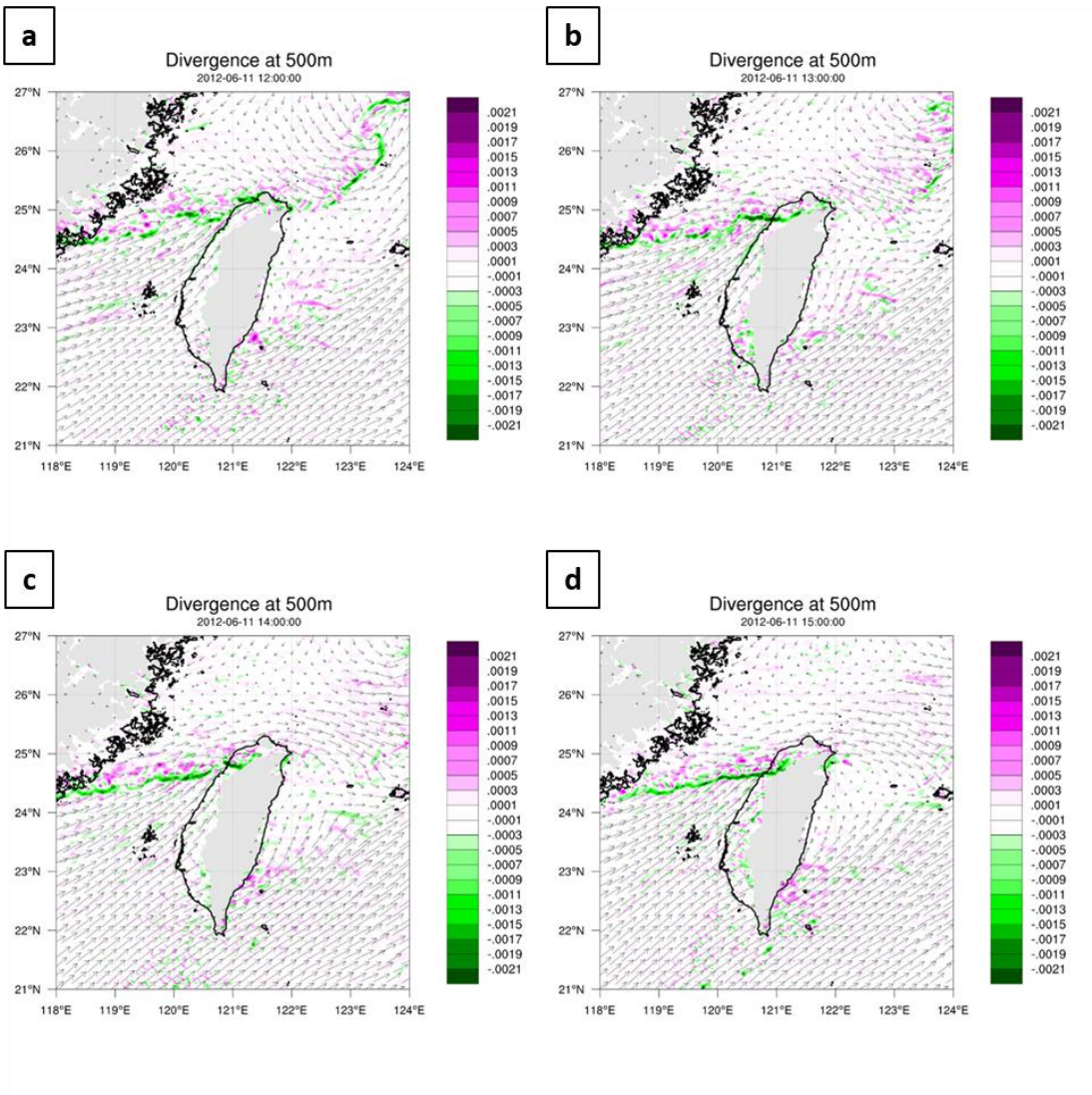


圖 14：真實場海拔 500m 輻散場隨時間變化圖，箭頭為風場，(a)1200 UTC、(b) 1300 UTC、(c) 1400 UTC、(d) 1500 UTC、

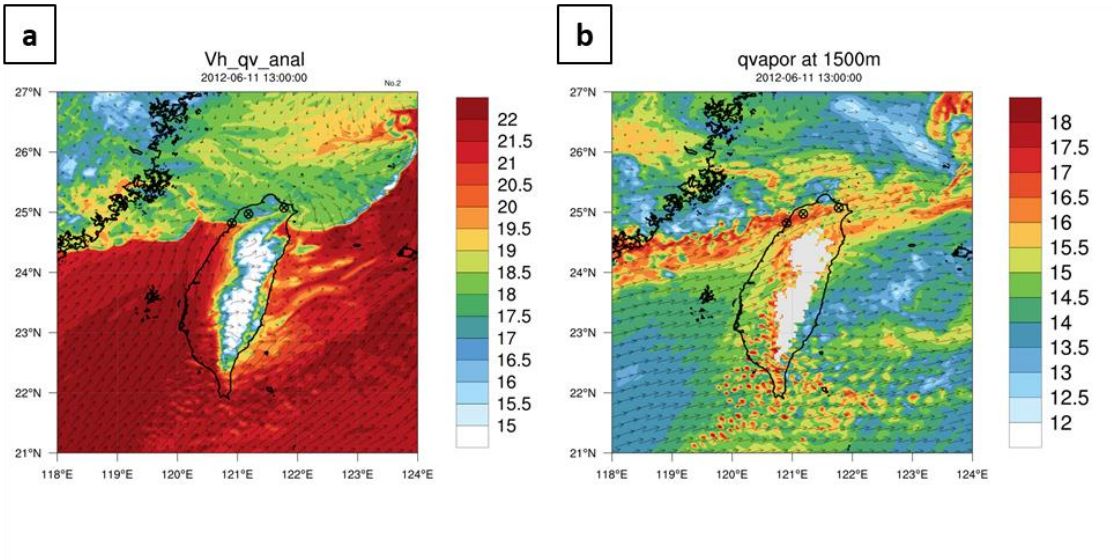


圖 15：真實場於 1300 UTC 不同高度 QVAPOR 的分布(a)模式地勢追隨座標第二層，(b)海拔 1500m，單位：g/kg，箭頭為風場

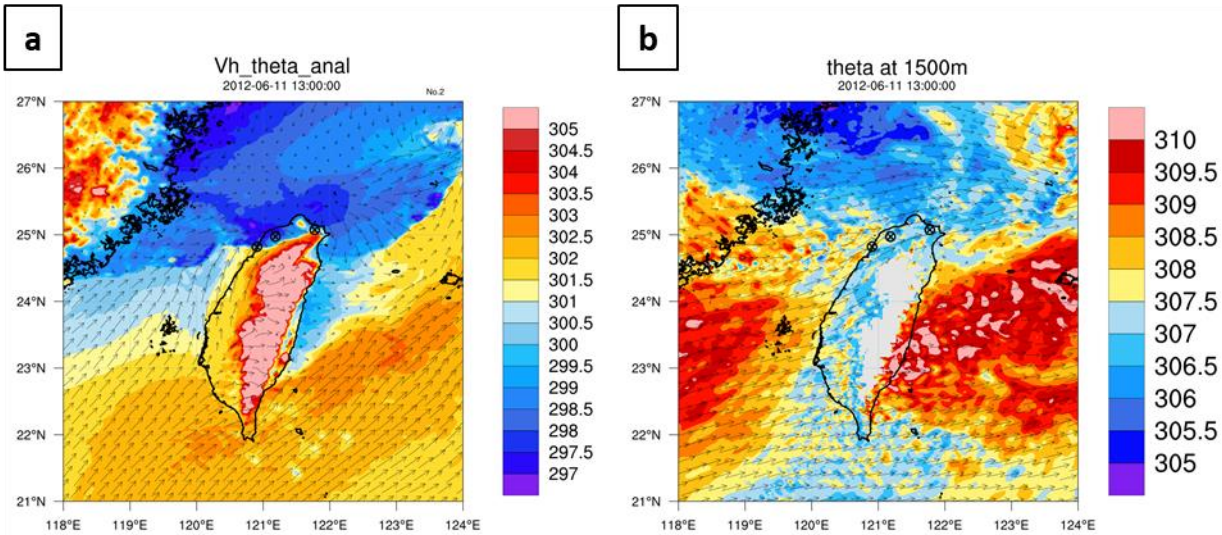


圖 16：真實場於 1300 UTC 不同高度位溫的分布(a)模式地勢追隨座標第二層，(b)海拔 1500m，單位：k，箭頭為風場

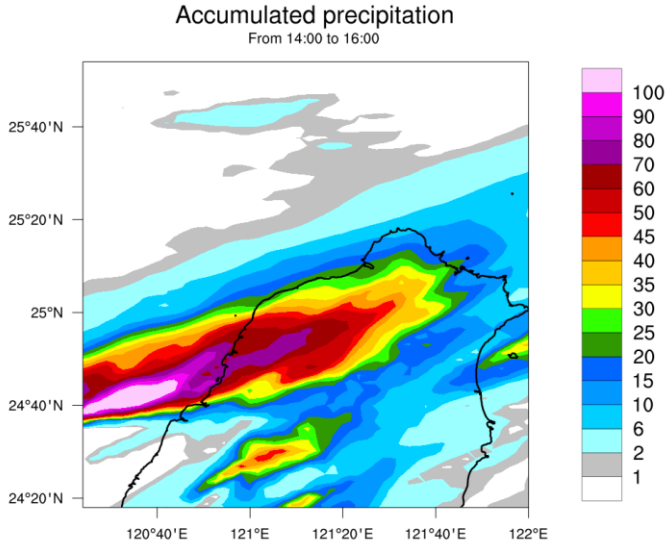


圖 17：真實場從 1400 到 1600 UTC 兩小時累積降雨，單位為 mm

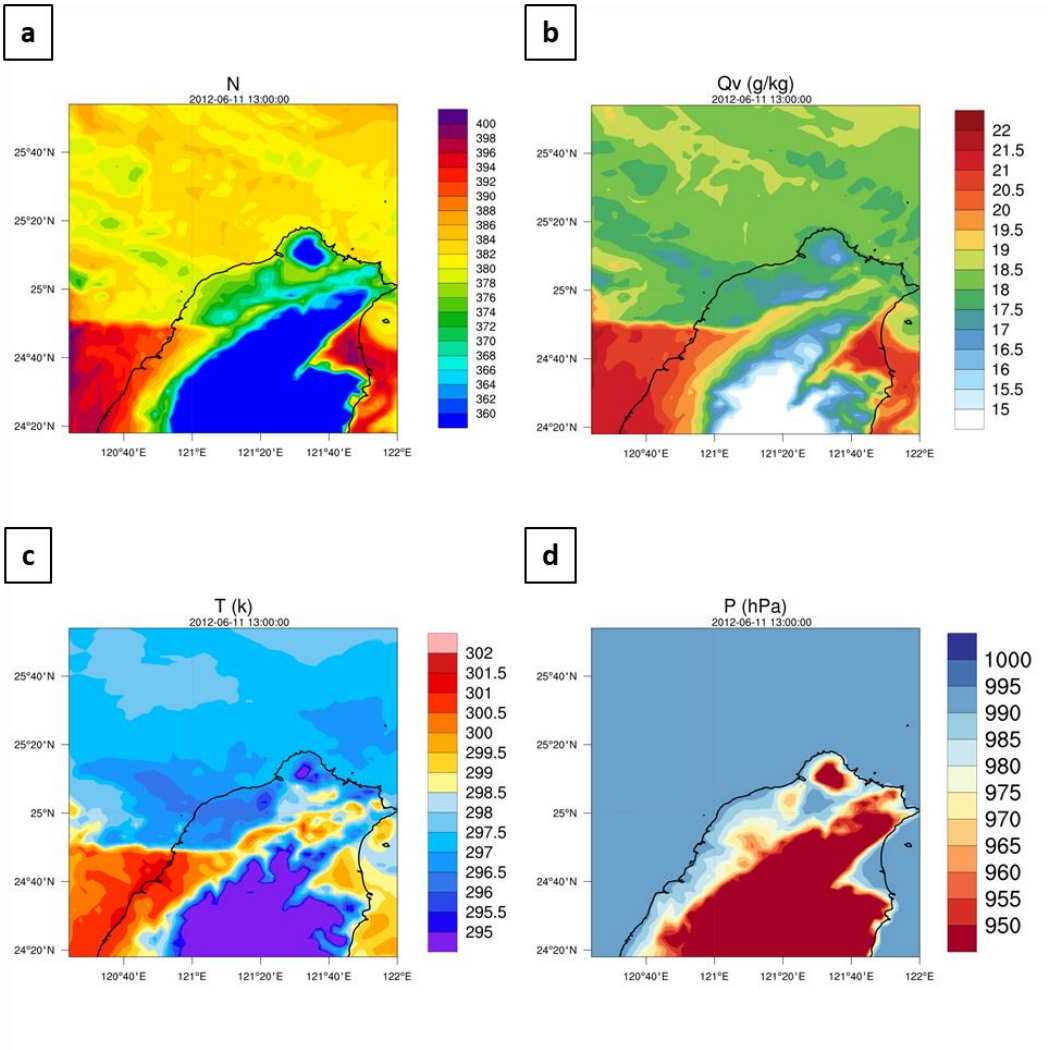


圖 18：真實場中(a)折射率、(b)濕度、(c)溫度及(d)壓力於 1300 UTC 時模式第二層的分布情形

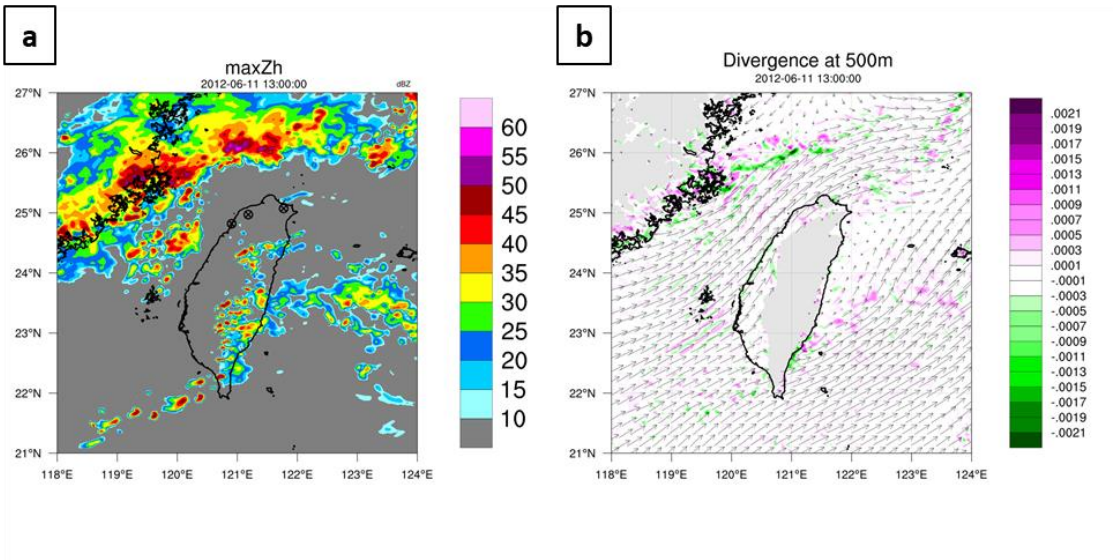


圖 19：(a)NoDA_det 於 1300 UTC 的最大雷達回波圖；(b) NoDA_det 於 1300 UTC 海拔 500m 的輻散場，箭頭為風場

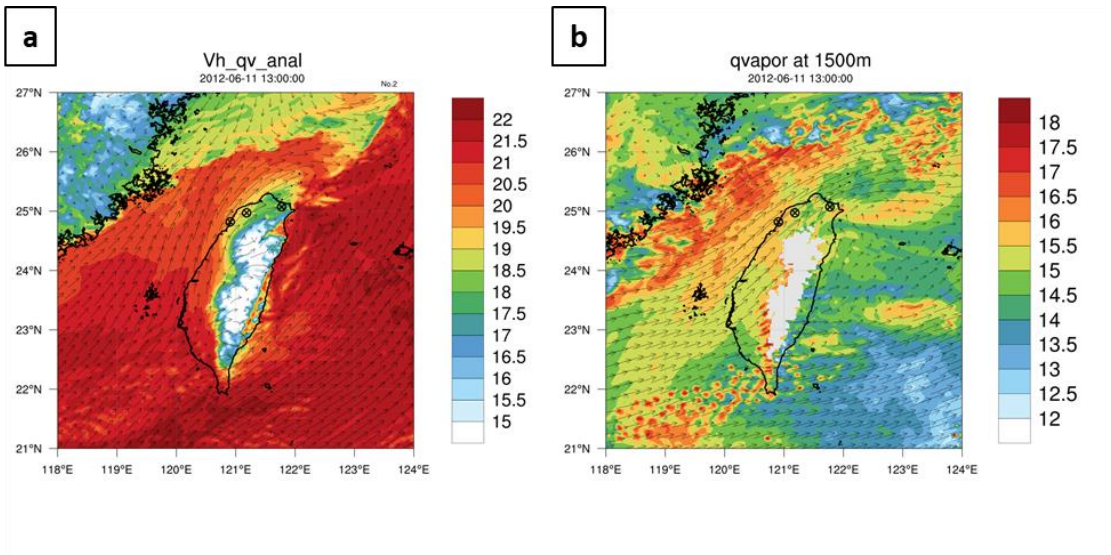


圖 20：NoDA_det 於 1300 UTC 不同高度 QVAPOR 的分布(a)模式地勢追隨座標第二層，(b)海拔 1500m，單位：g/kg，箭頭為風場

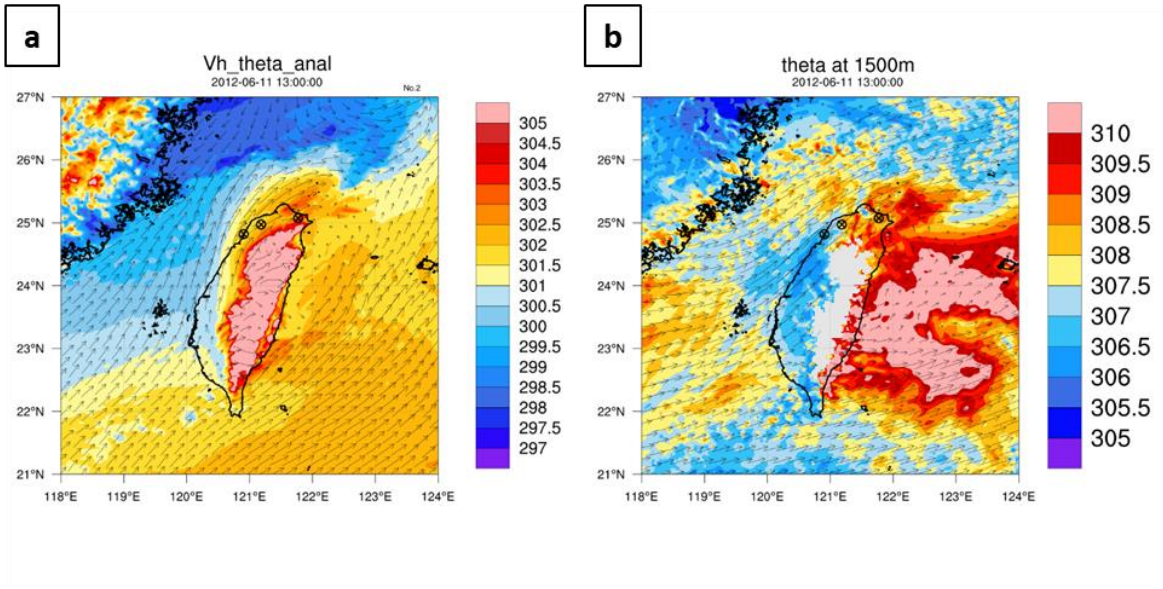


圖 21：NoDA_det 於 1300 UTC 不同高度位溫的分布(a)模式地勢追隨座標第二層，(b)海拔 1500m，單位：k，箭頭為風場

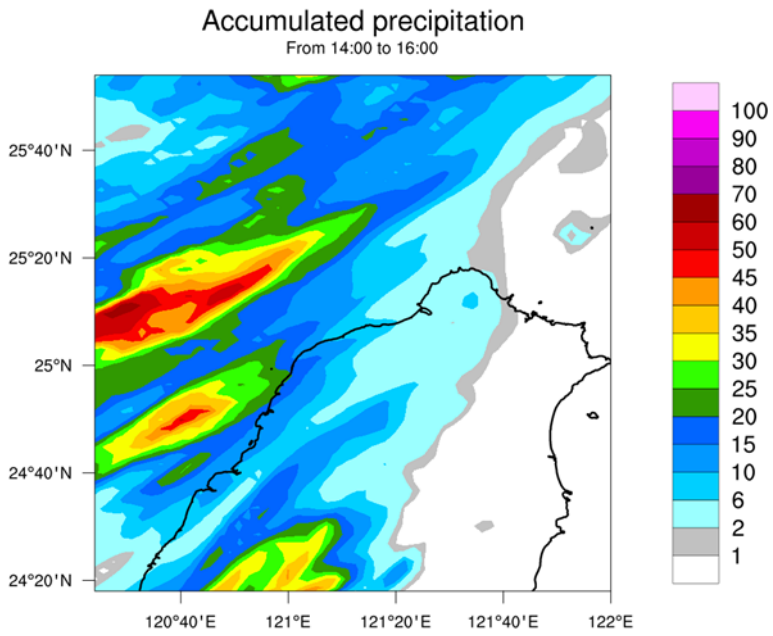


圖 22：NoDA_det 從 1400 到 1600 UTC 兩小時累積降雨，單位為 mm

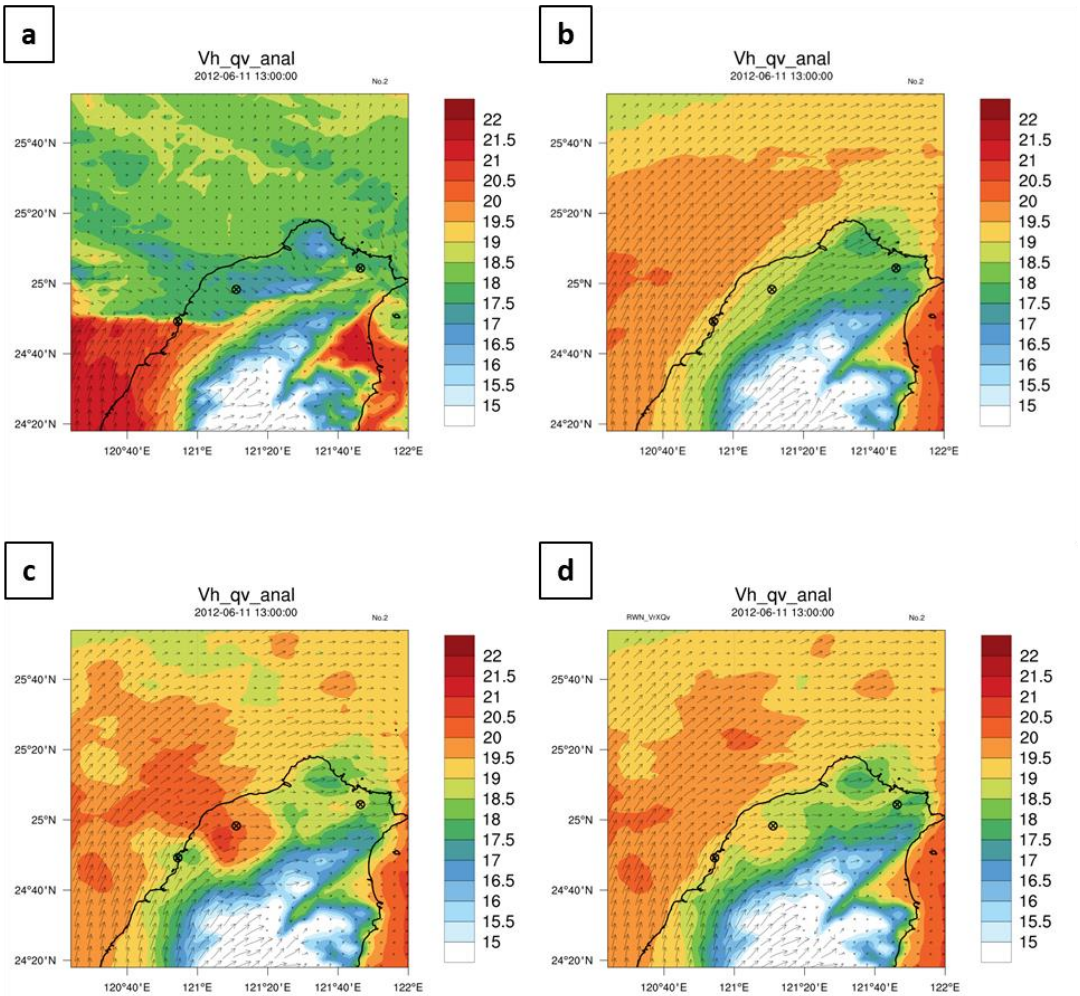


圖 23：各實驗於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：g/kg)，箭頭為風場，(a)真實場，(b)NoDA_ens，(c)RWN，(d)RWN_VrXQv

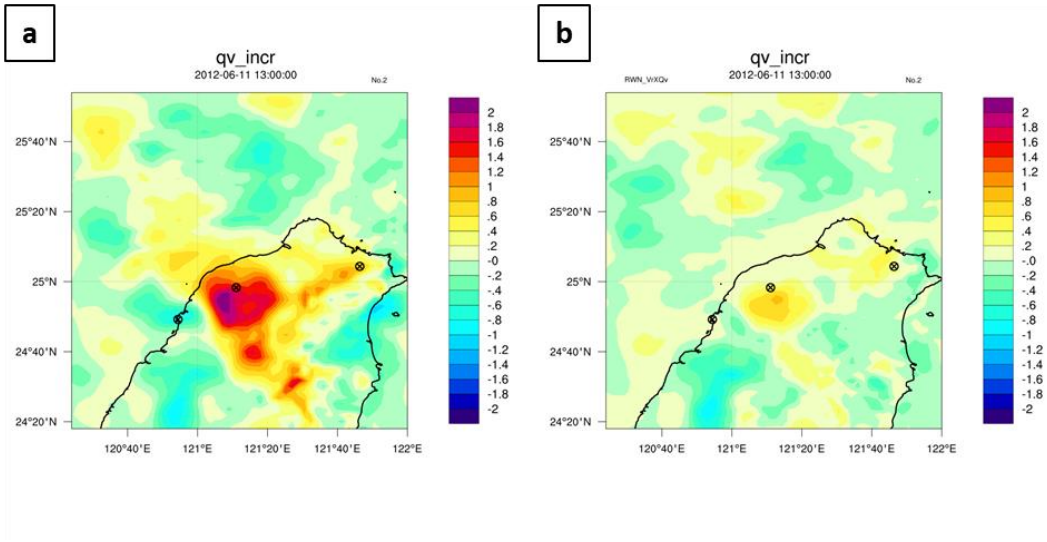


圖 24：(a)RWN、(b)RWN_VrXQv 於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 增量場，單位為 g/kg

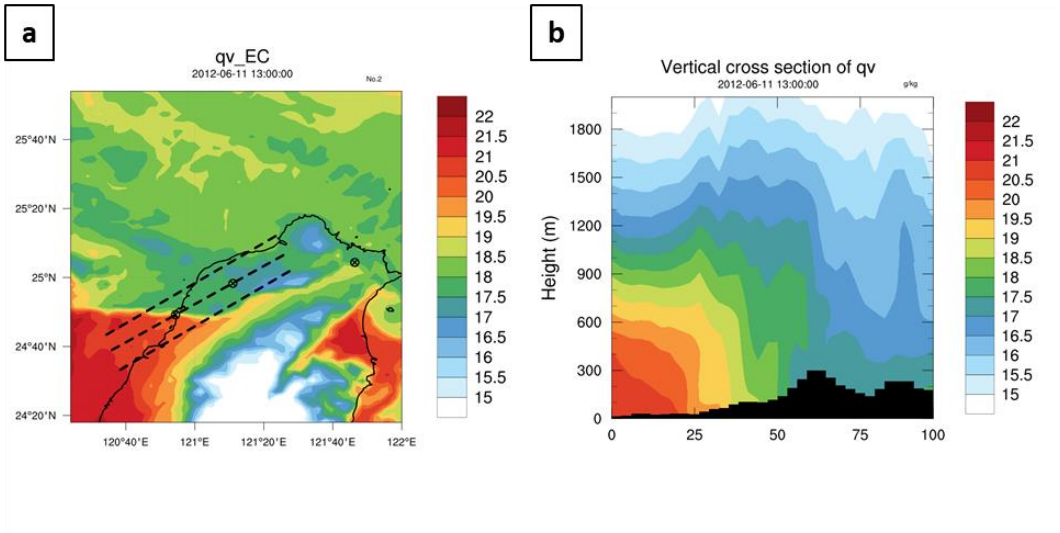


圖 25：(a)虛線為垂直剖面位置，(b)真實場水氣三垂直剖面平均圖

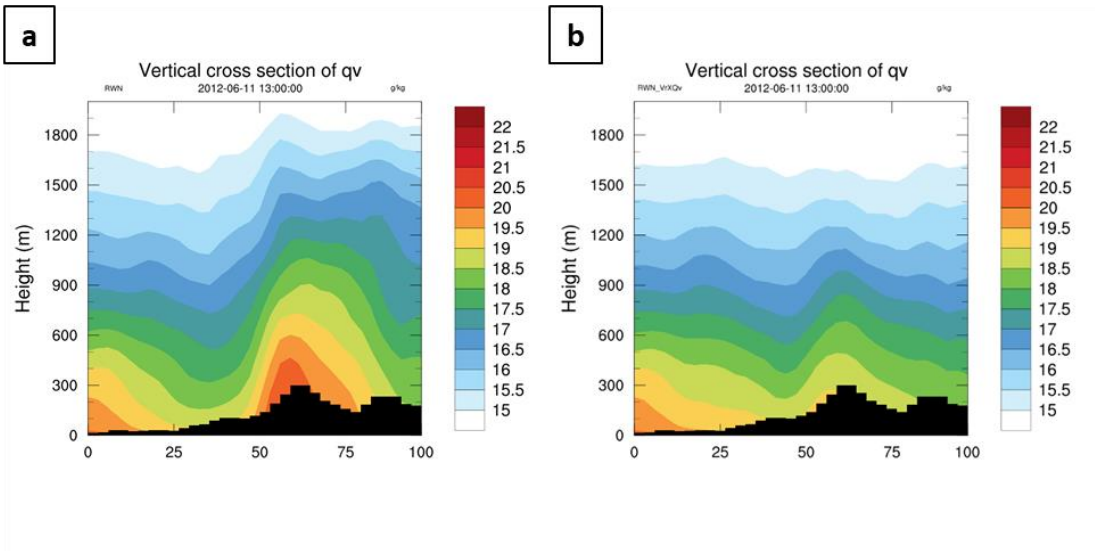


圖 26：(a)RWN、(b)RWN_VrXQv 於 1300 UTC 水氣場剖面

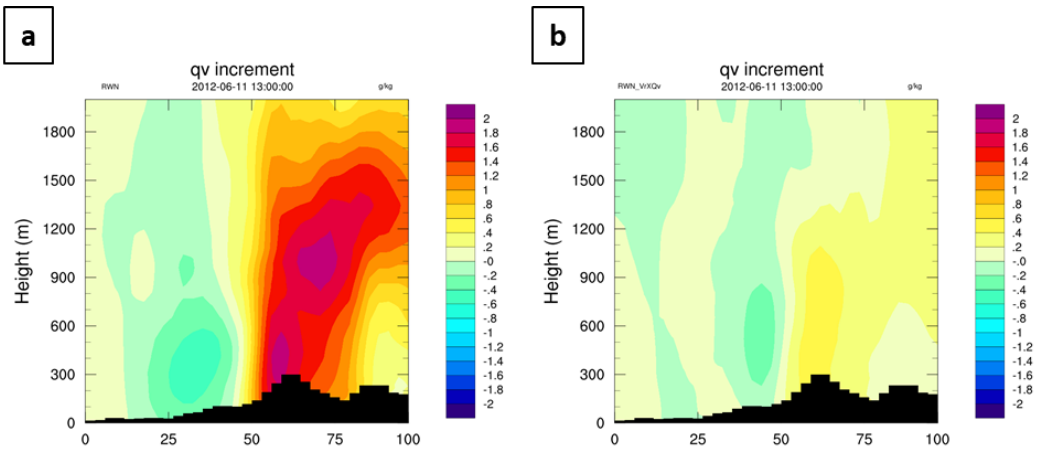


圖 27：(a)RWN、(b)RWN_VrXQv 於 1300 UTC 水氣增量場剖面

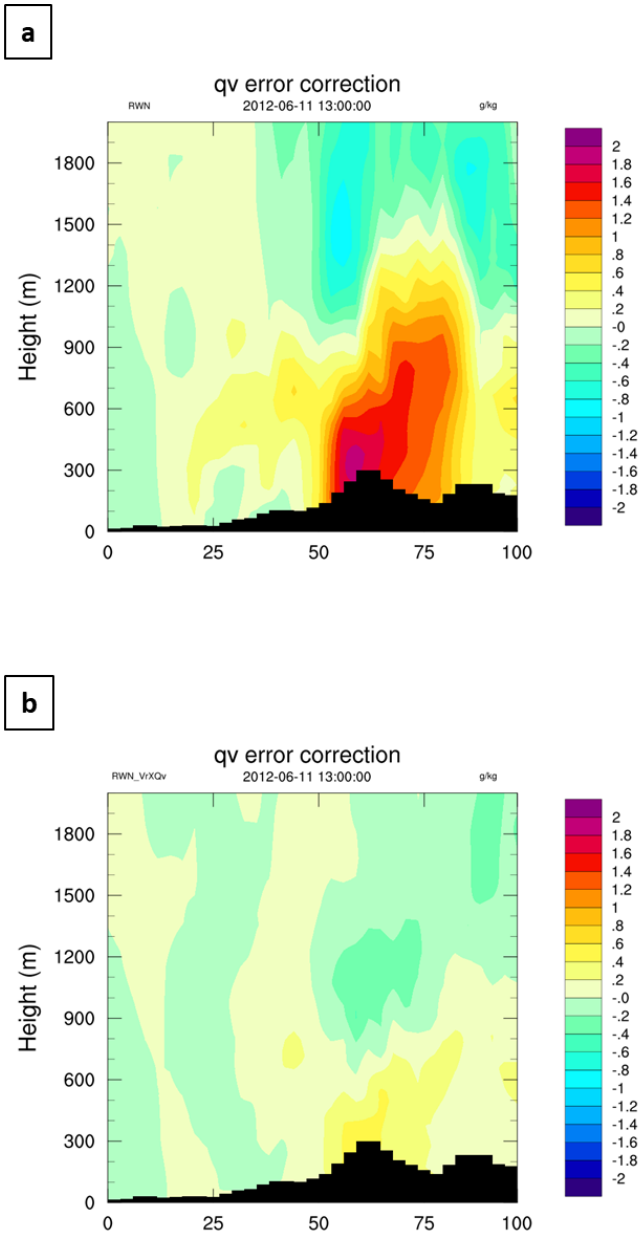


圖 28：(a)RWN、(b)RWN_VrXQv 於 1300 UTC 同化前後誤差修正情形剖面

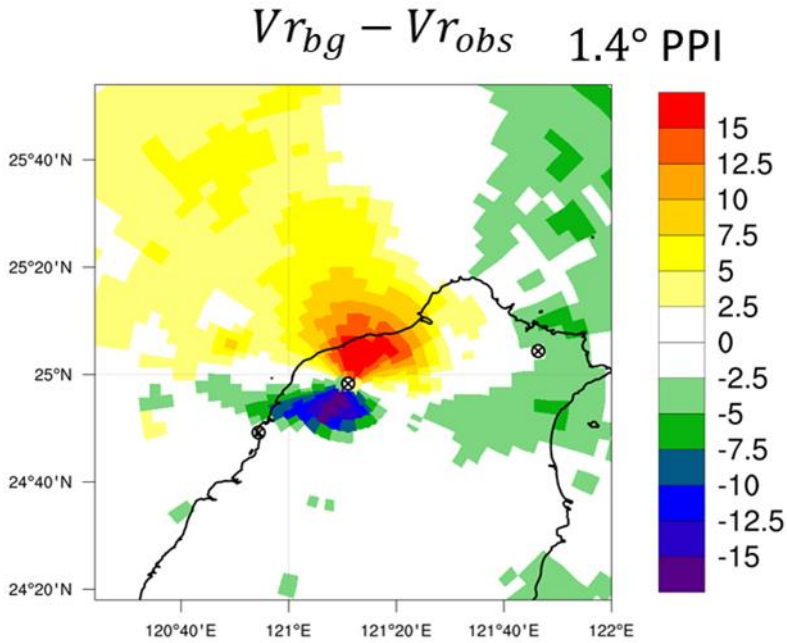


圖 29：1300 UTC 中大雷達徑向風 1.4 度仰角的觀測增量(背景場系集平均扣掉觀測值)，單位為 m/s

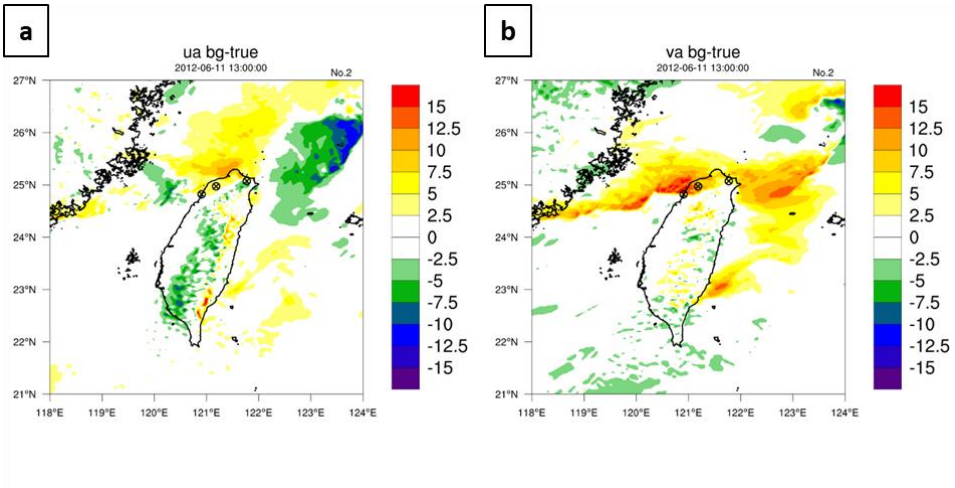
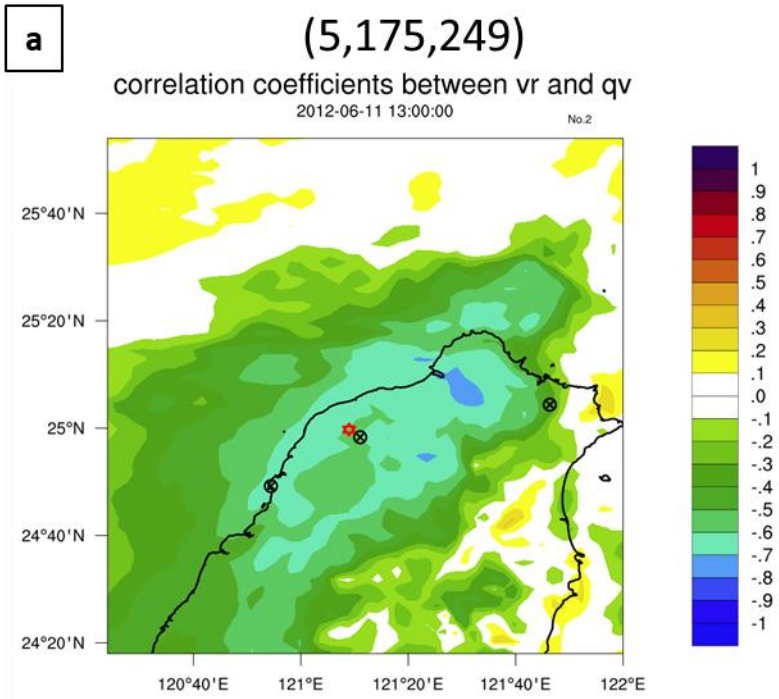


圖 30：1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層背景場系集平均減去真實場的風場差值，(a)U 風場；(b)V 風場，單位為 m/s



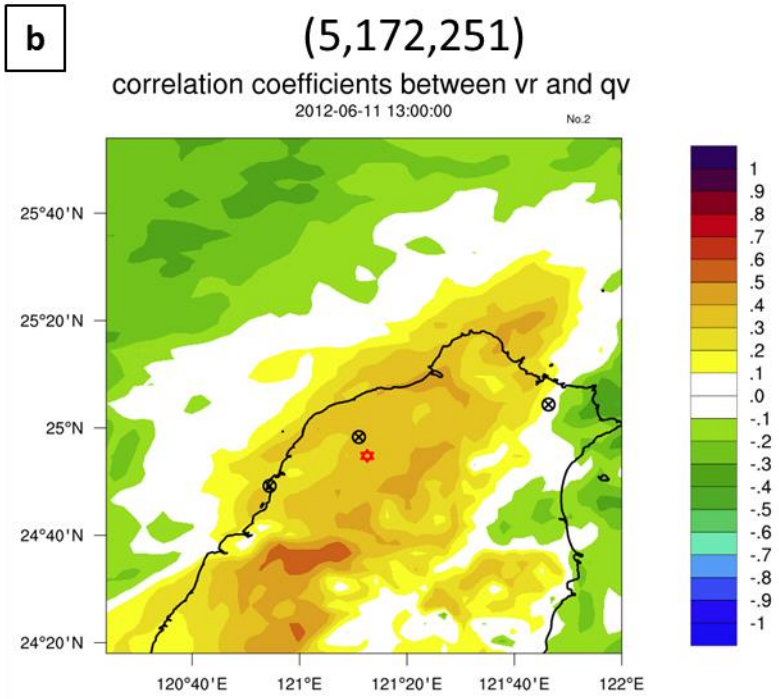


圖 31：以中大雷達為中心計算的徑向風(紅色星號位置)對模式第二層 QVAPOR 的交相關係數分布圖，(a)紅色星號座標為(5,175,249)；(a)紅色星號座標為(5,172,251)

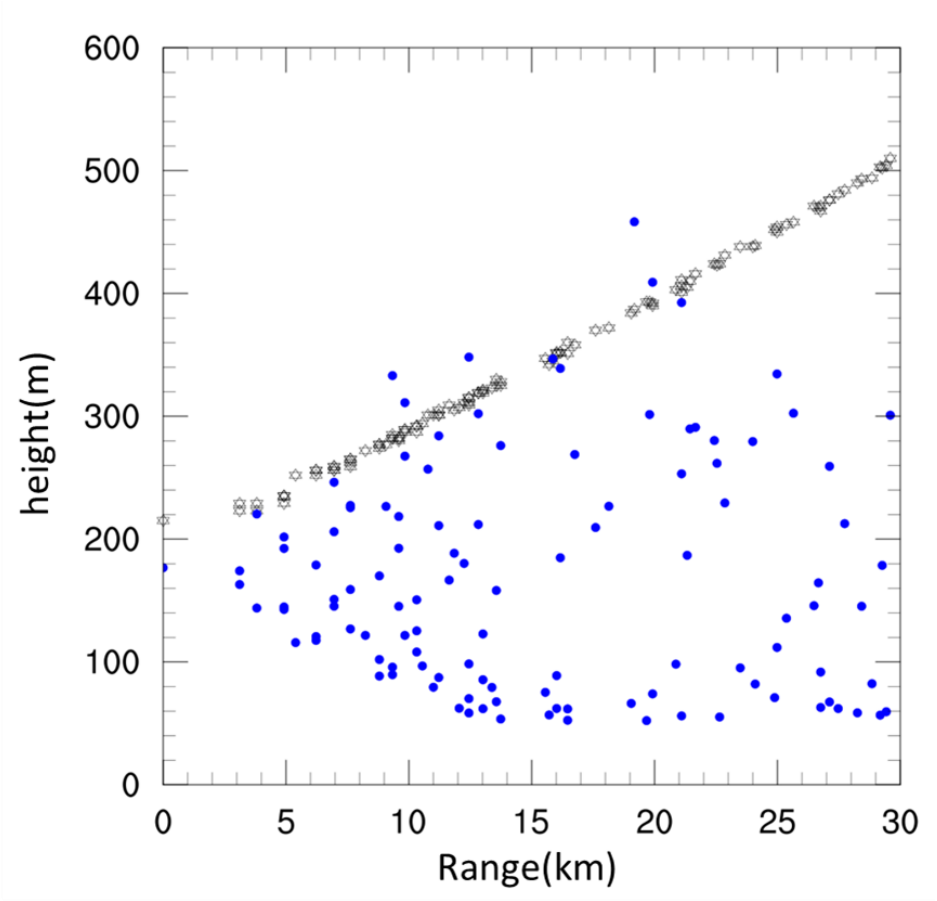


圖 32：中大雷達 0.5 度仰角(星號)與模式第二層網格(藍色點)隨雷達距離的高度分布圖

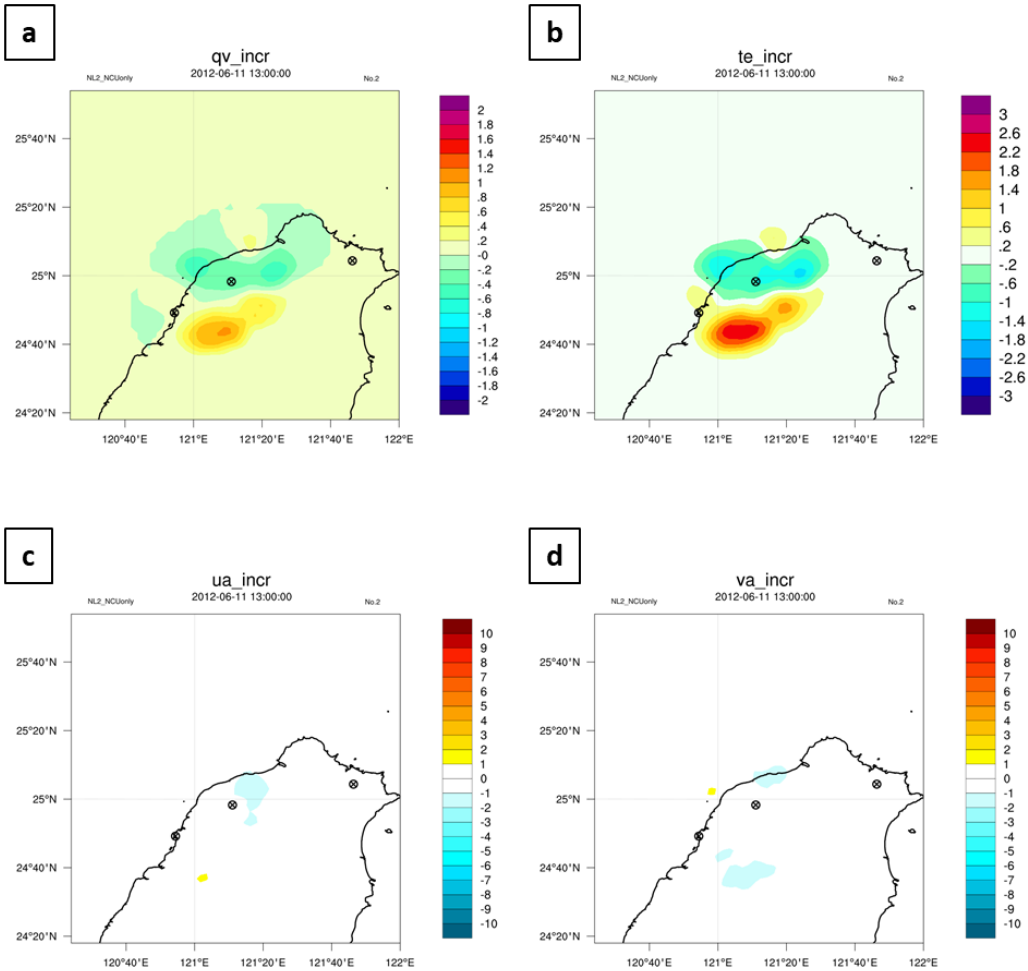


圖 33：NL2_NCUonly 於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層同化後的增量場(a)QVAPOR，單位為 g/kg、(b)位溫，單位為 k、(c)U 風場，單位為 m/s、(d)V 風場，單位為 m/s

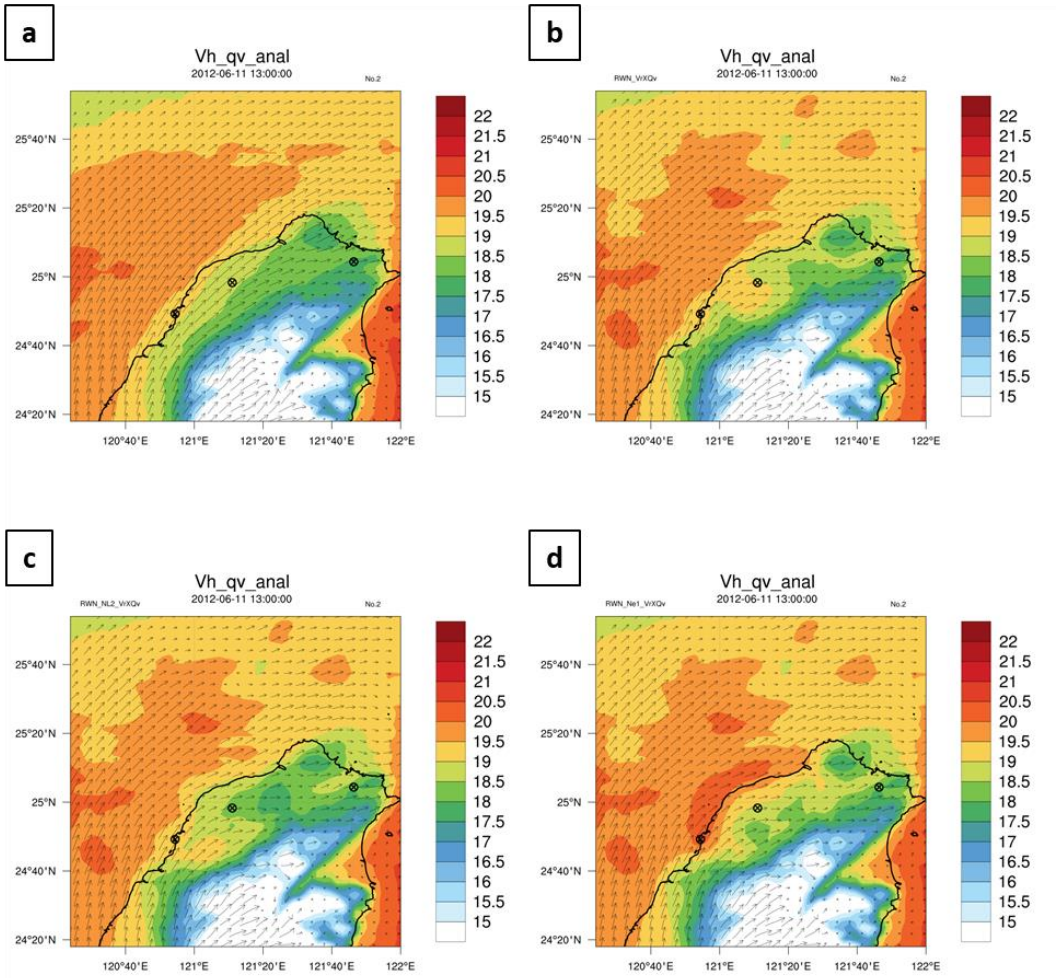


圖 34：各實驗於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：g/kg)，箭頭為風場，(a) NoDA_ens，(b) RWN_VrXQv，(c) RWN_NL2_VrXQv，(d) RWN_Ne1_VrXQv

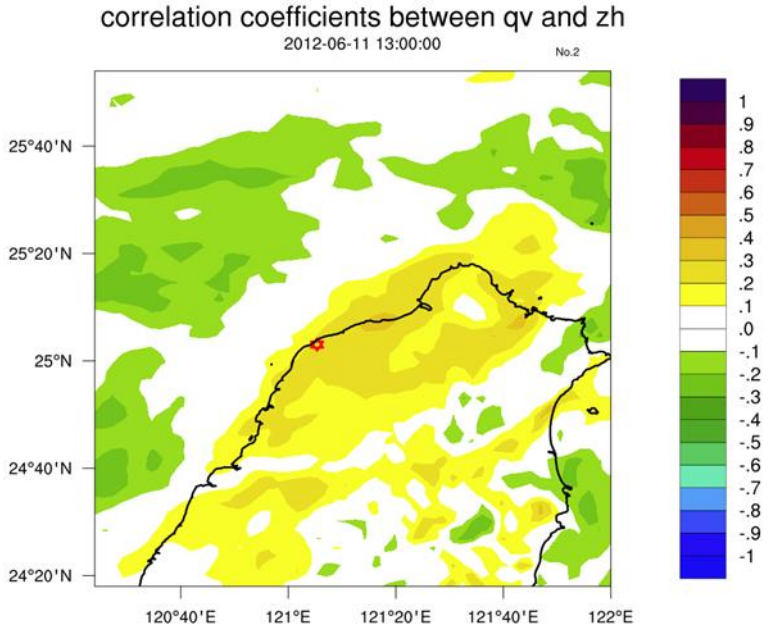


圖 35：1300 UTC 紅色星號位置位置的回波與模式第二層 QVAPOR 的相關係數分布圖

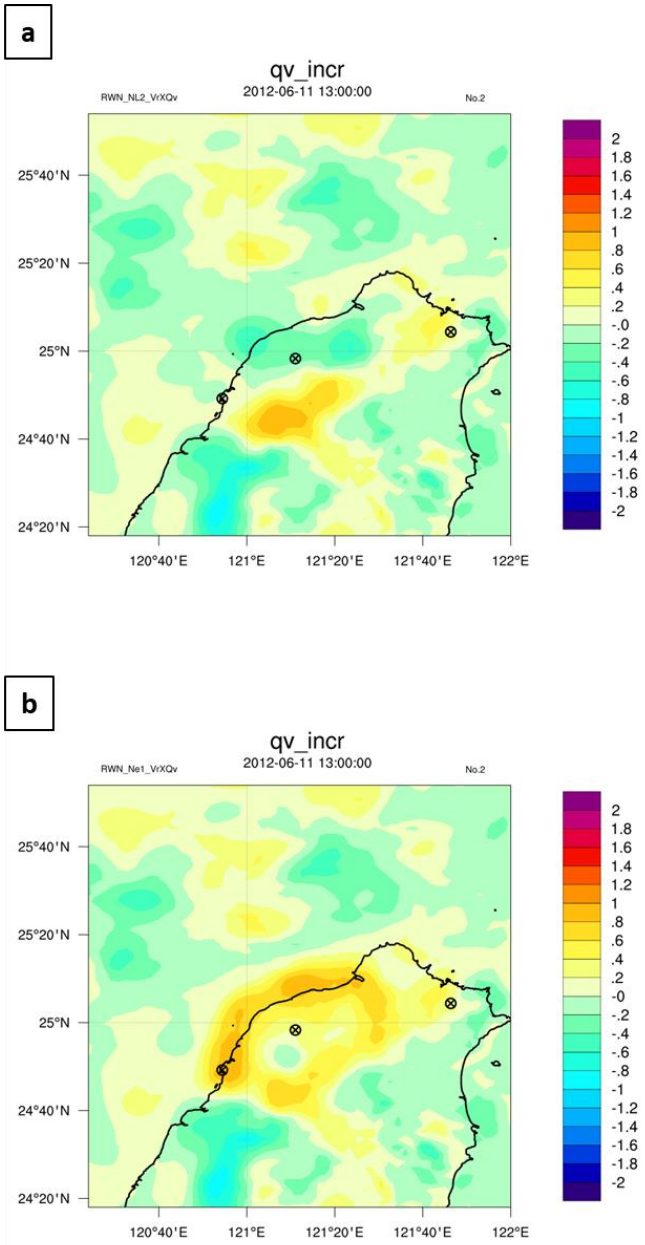


圖 36：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_Ne1_VrXQv 於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層的水氣增量場，單位為 g/kg

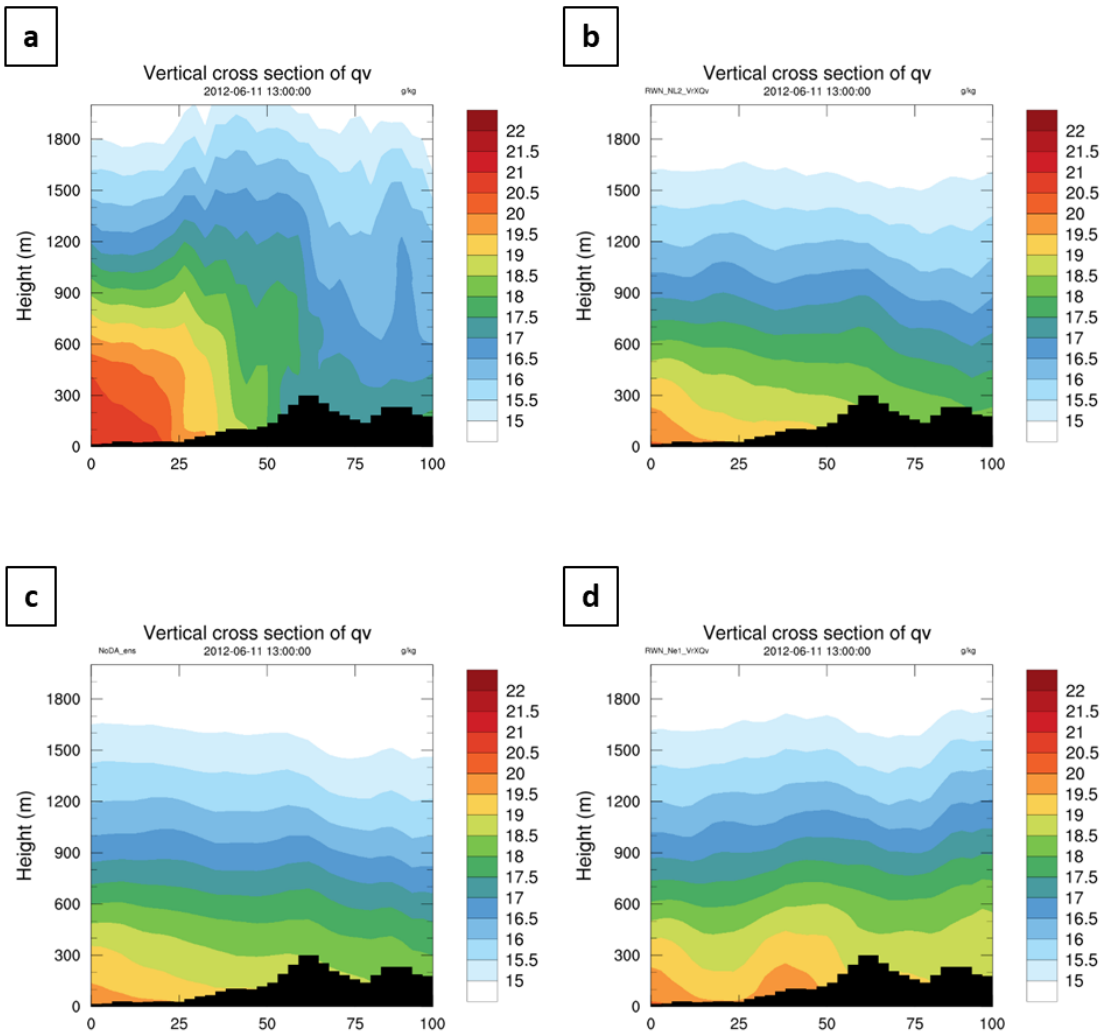


圖 37：各實驗 1300 UTC QVAPOR 分析場剖面，(a) 真實場，(b) NoDA_ens，(c) RWN_NL2_VrXQv，(d) RWN_Ne1_VrXQv

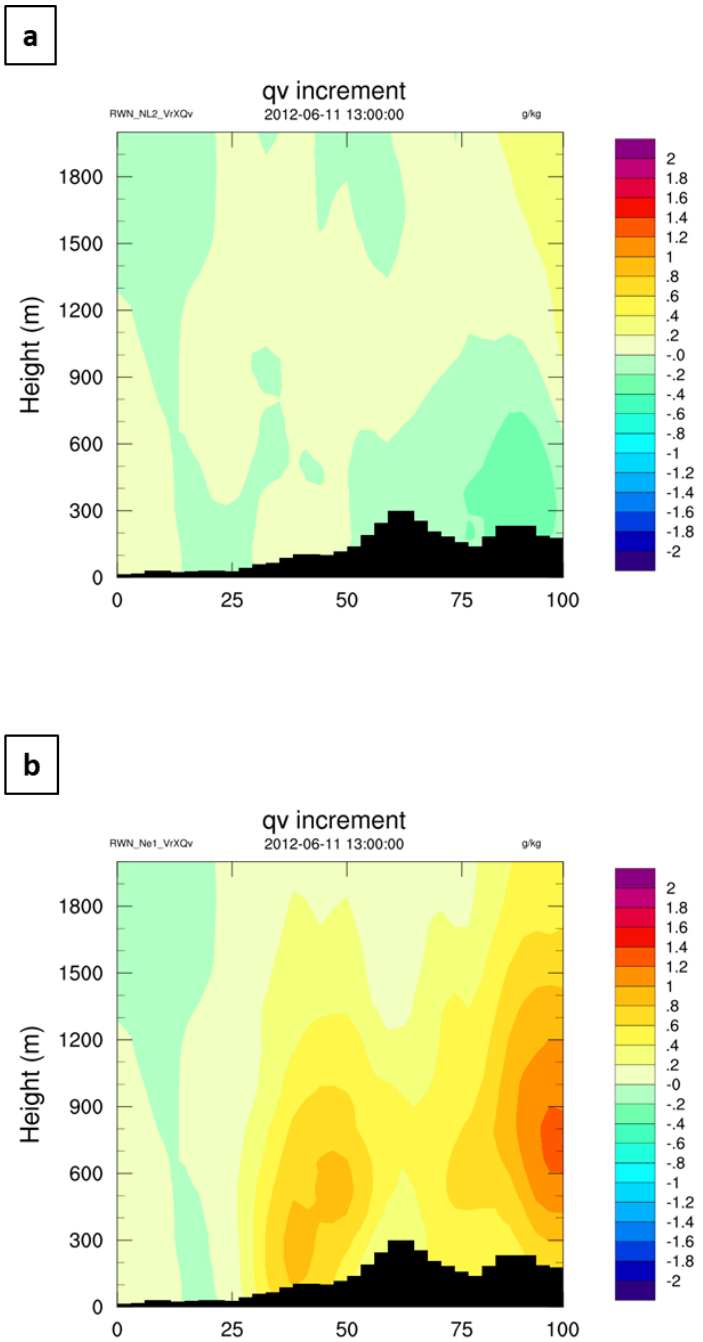


圖 38：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_Ne1_VrXQv 於 1300 UTC 水氣增量場剖面

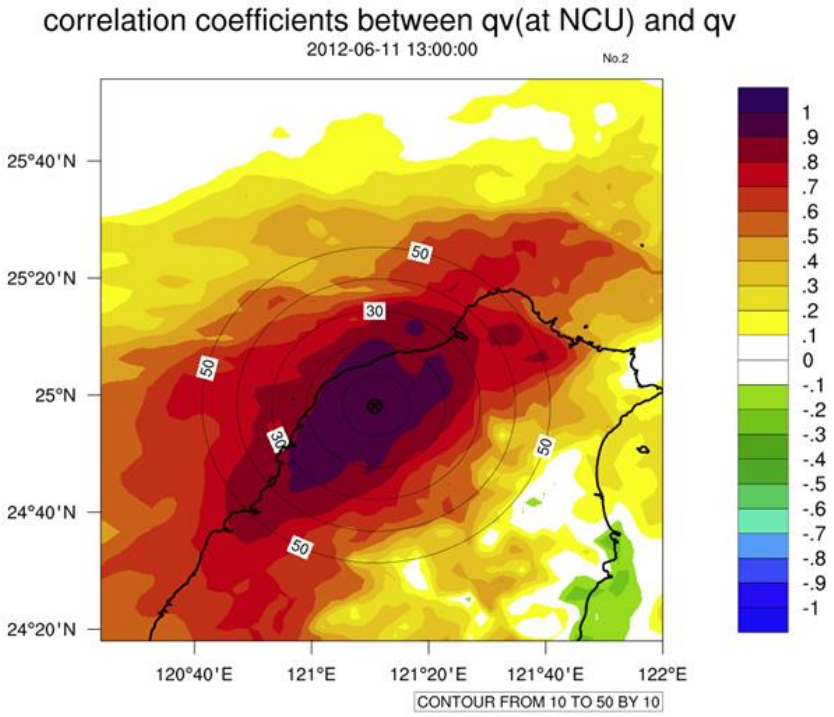


圖 39：中大位置上模式地勢追隨座標第二層的水氣(QVAPOR)對周圍水氣場的相關係數分布圖

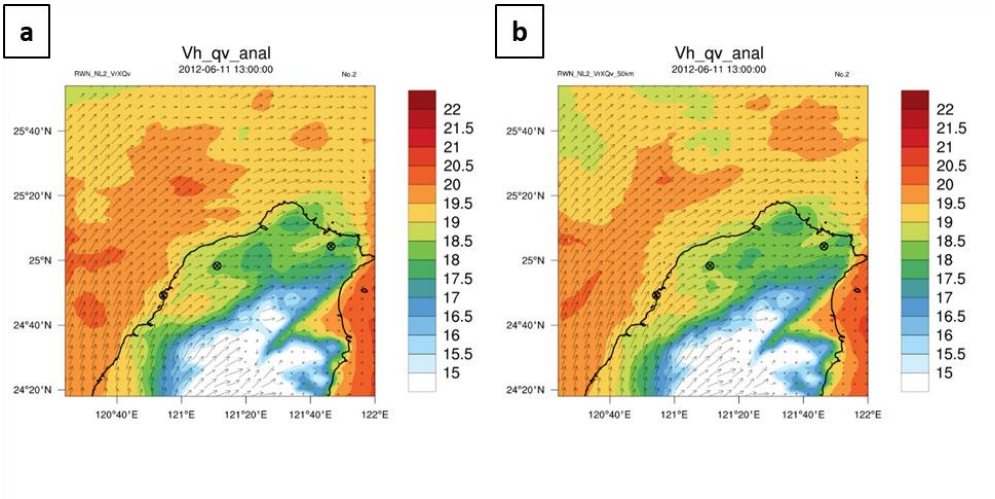


圖 40：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_50km 於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：g/kg)，箭頭為風場

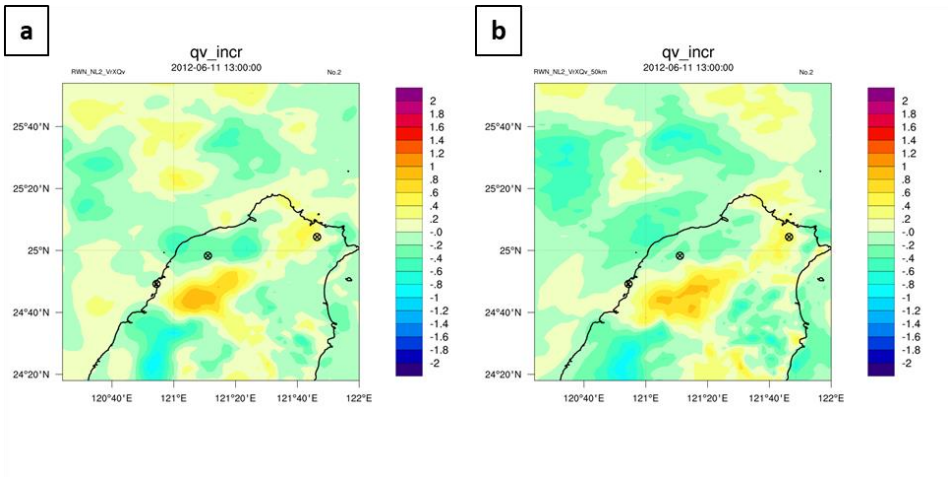


圖 41：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_50km 於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層水氣場增量，單位為 g/kg

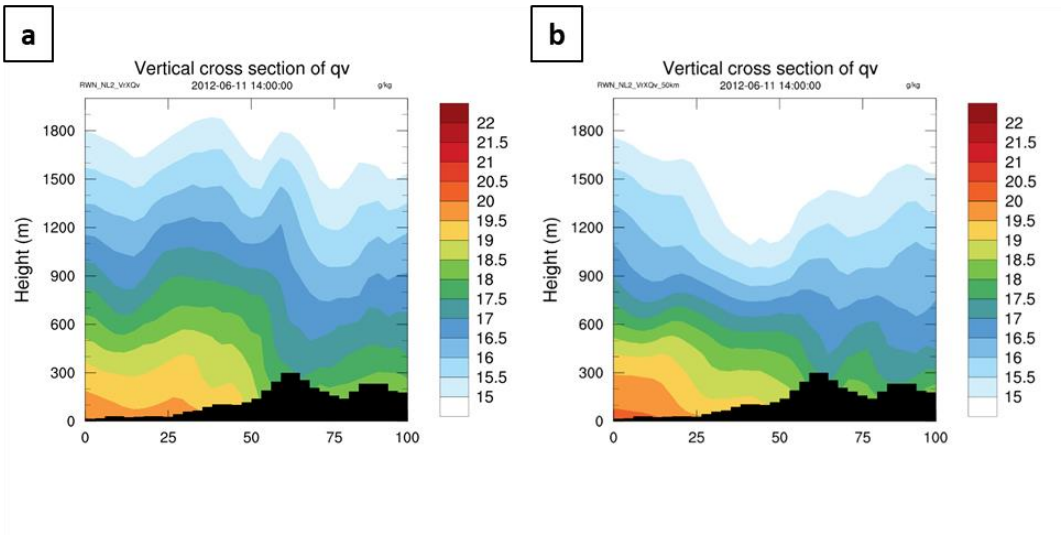


圖 42：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_50km 1400 UTC 水氣分析場剖面

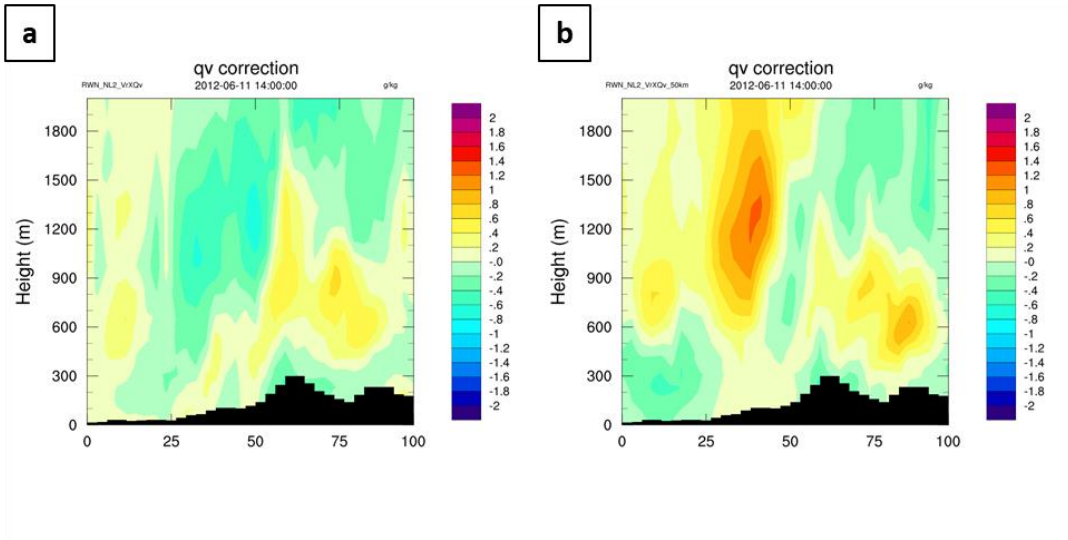


圖 43：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_50km 1400 UTC QVAPOR 誤差修正情形剖面

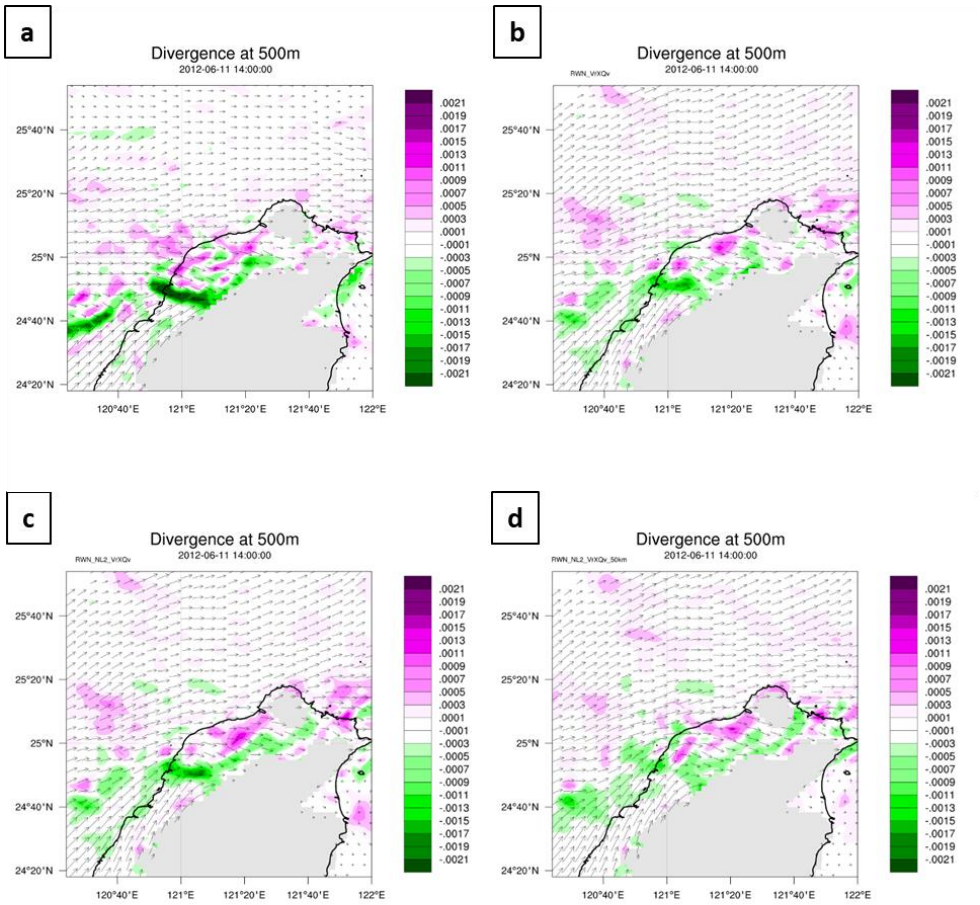


圖 44：(a)真實場、(b) RWN_VrXQv、(c) RWN_NL2_VrXQv、(d) RWN_NL2_VrXQv_50km 1400 UTC 海拔 500 公尺輻散場的分析場，箭頭為風場

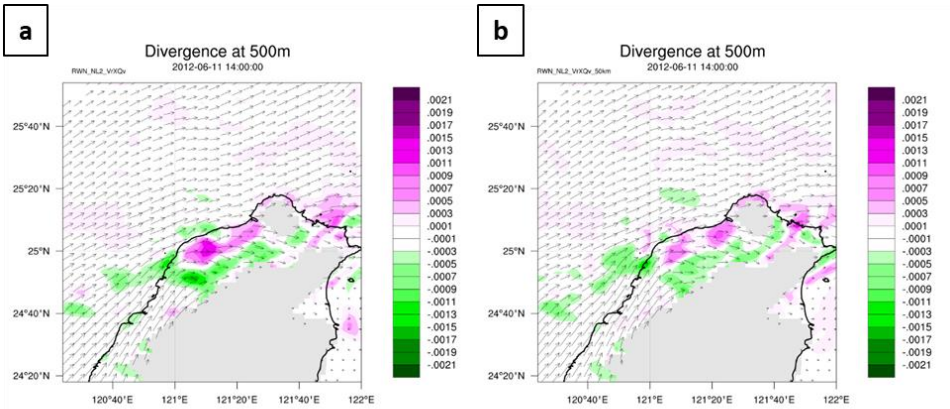


圖 45：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_50km 1400 UTC 海拔 500 公尺輻散場的背景場，箭頭為風場

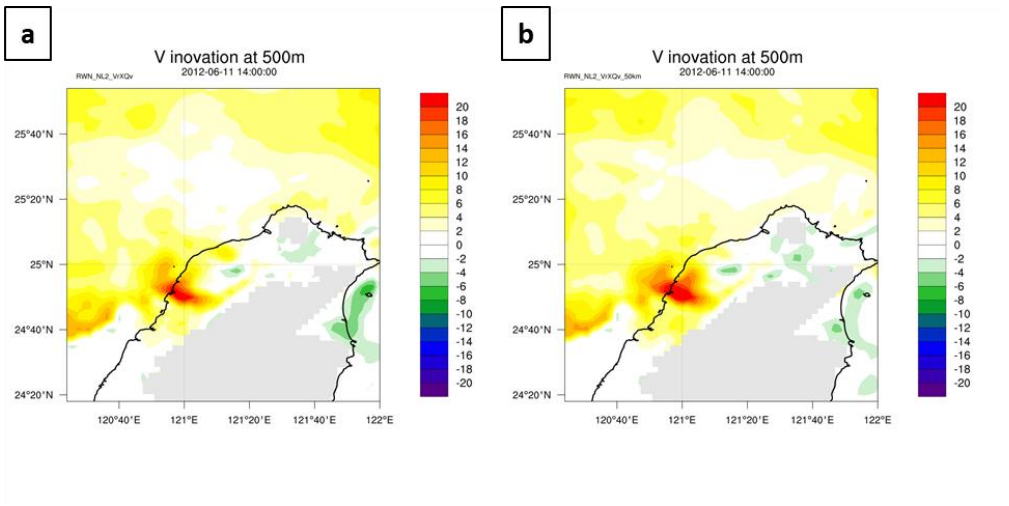


圖 46：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_50km 1400 UTC 海拔 500 公尺風場 V 分量的增量

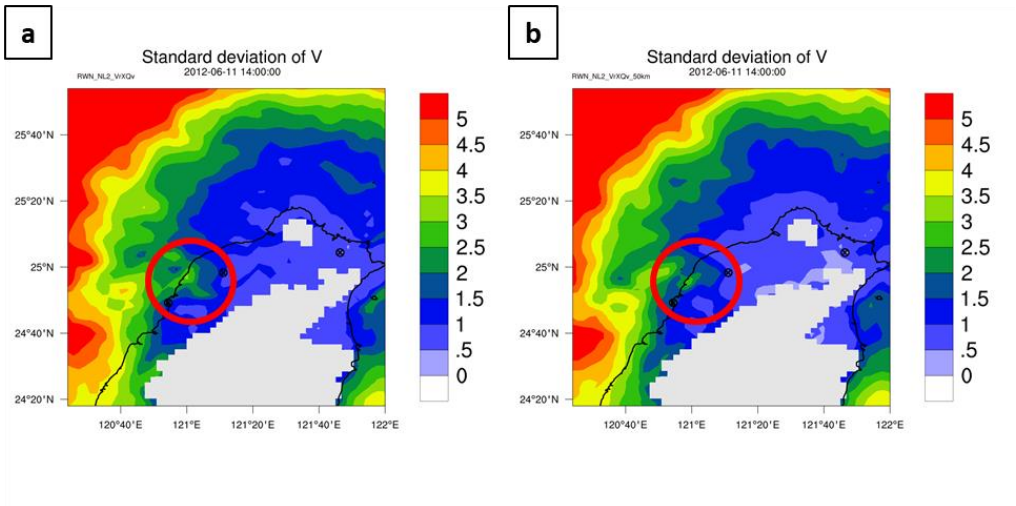


圖 47：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_50km 1400 UTC 海拔 500 公尺風場 V 分量的標準差

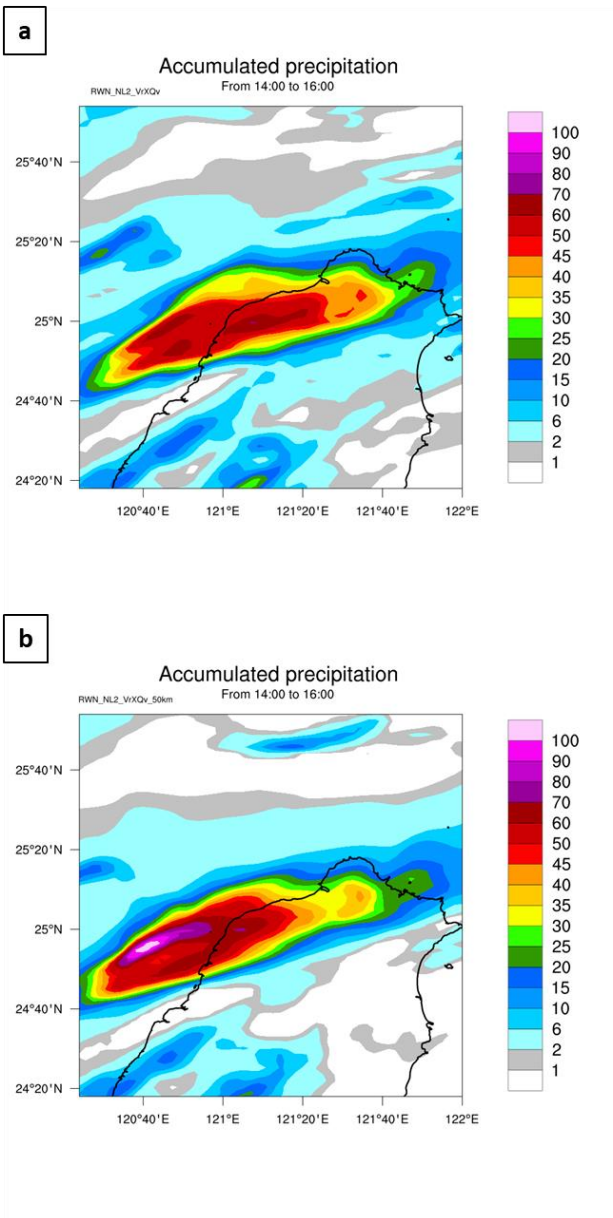


圖 48：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_50km 1400 至 1600 UTC 的 2 小時累積降雨圖

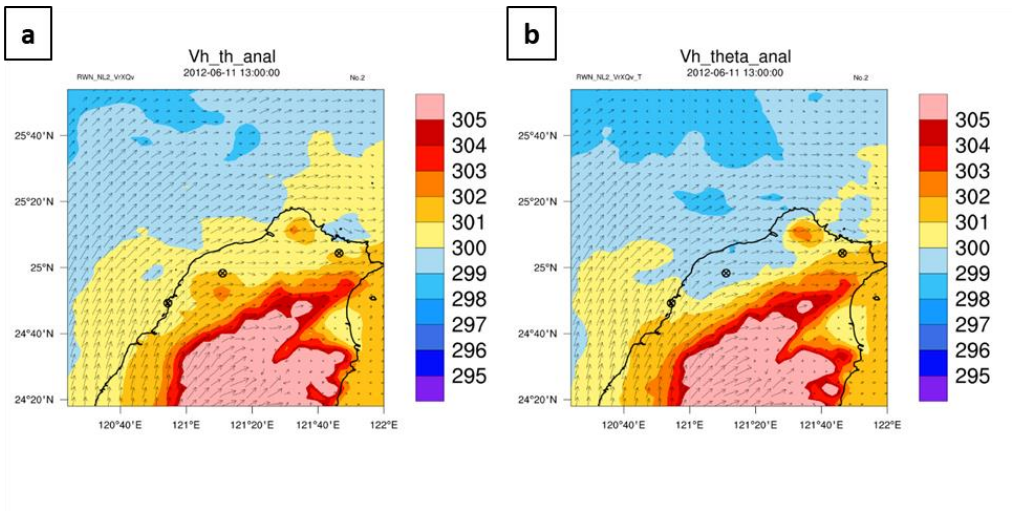


圖 49：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_T 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層位溫分析場，箭頭為風場

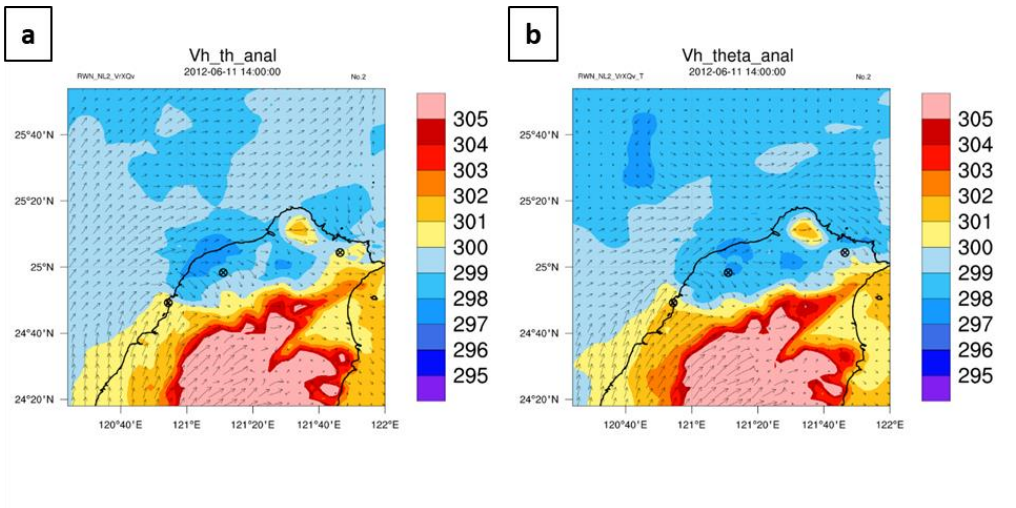


圖 50：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_T 1400 UTC 模式地勢追隨座標第二層位溫分析場，箭頭為風場

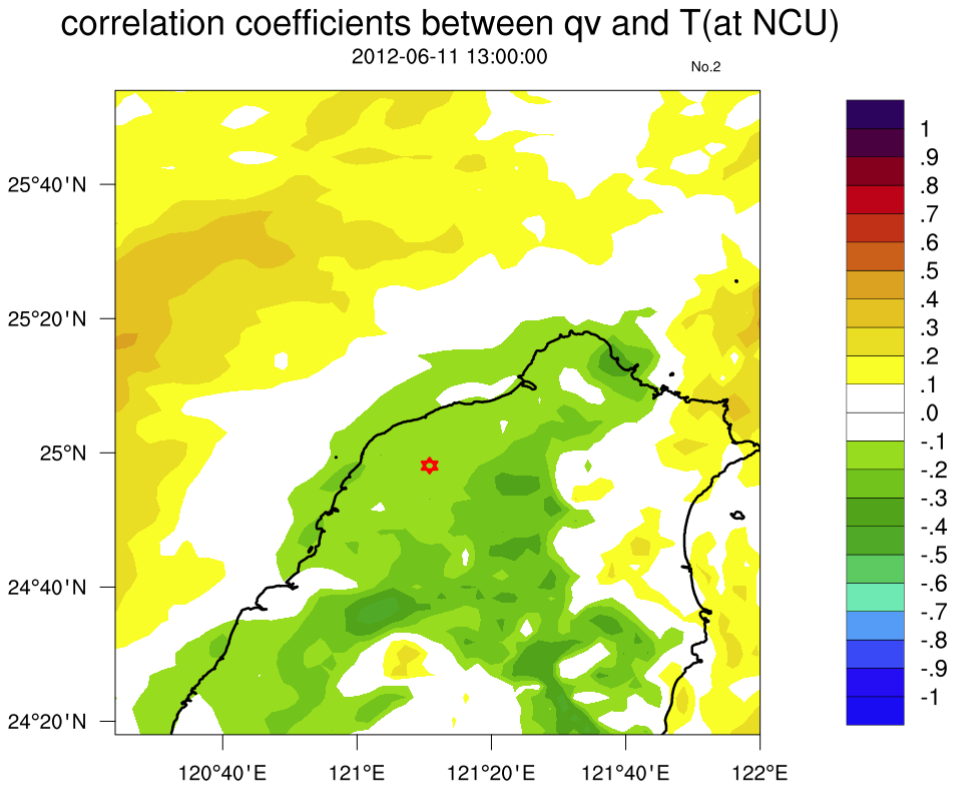


圖 51：中大雷達位置上(紅色星號)的位溫(theta)對模式第二層水氣(QVAPOR)的相關係數分布圖

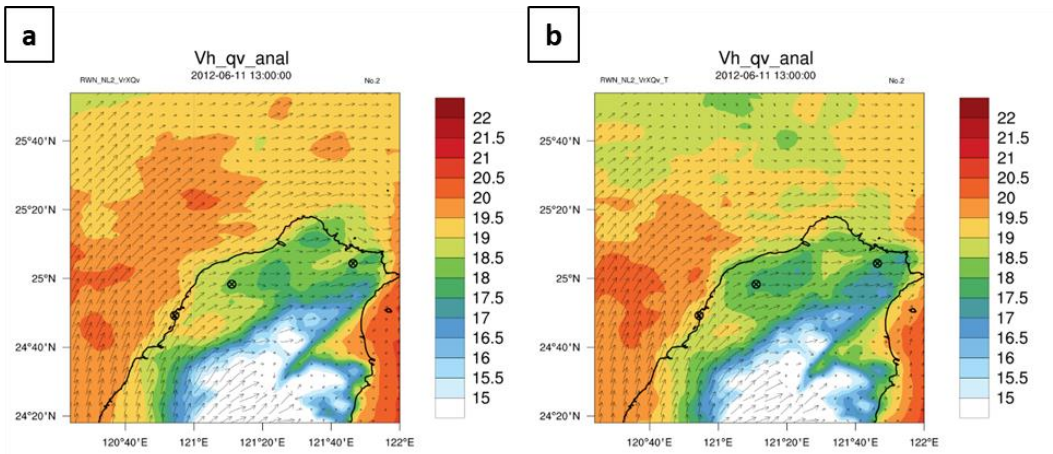


圖 52：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_T 於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：g/kg)，箭頭為風場

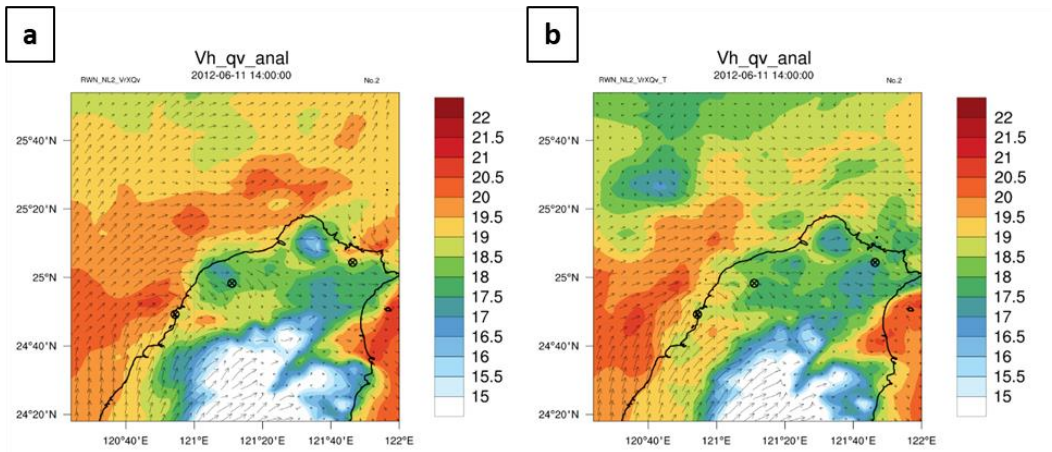


圖 53：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_T 於 1400 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：g/kg)，箭頭為風場

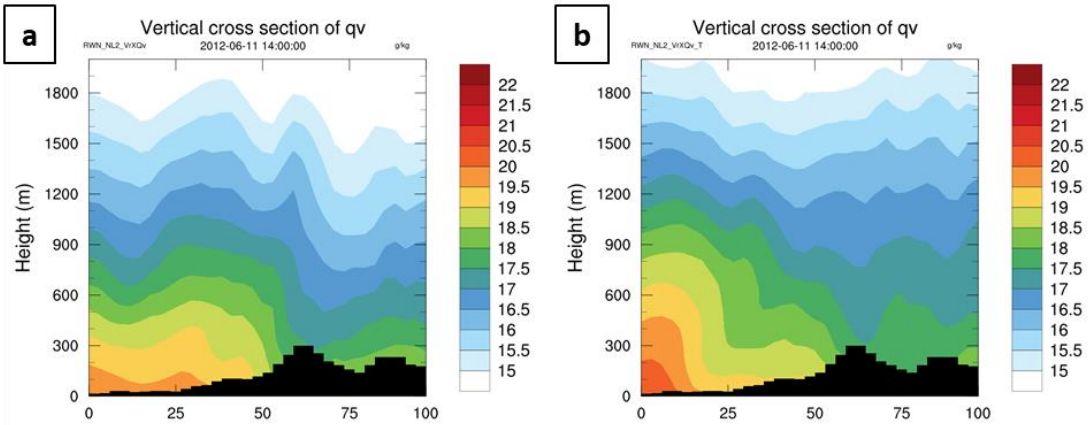


圖 54：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_T 1400 UTC 水氣分析場剖面

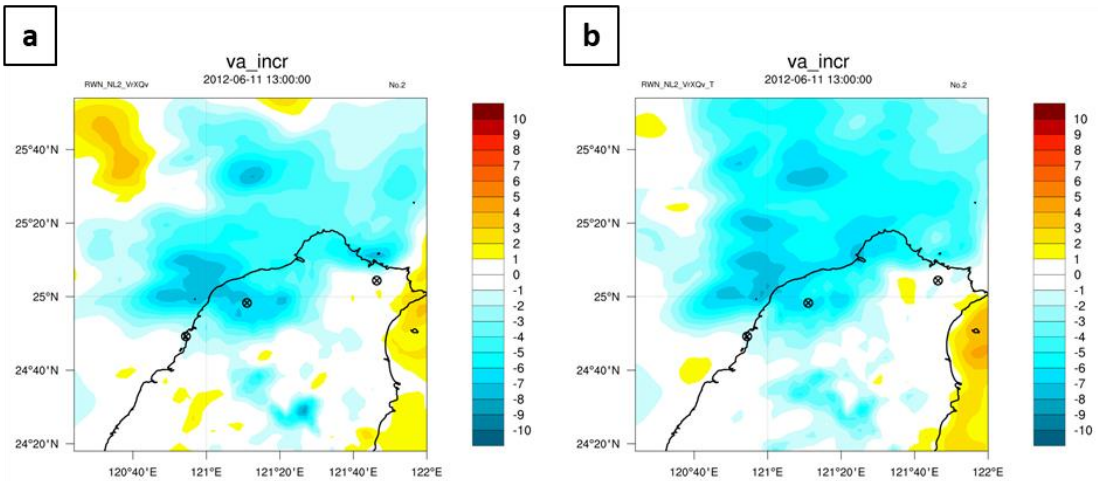


圖 55：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_T 1300 UTC V 風場增量

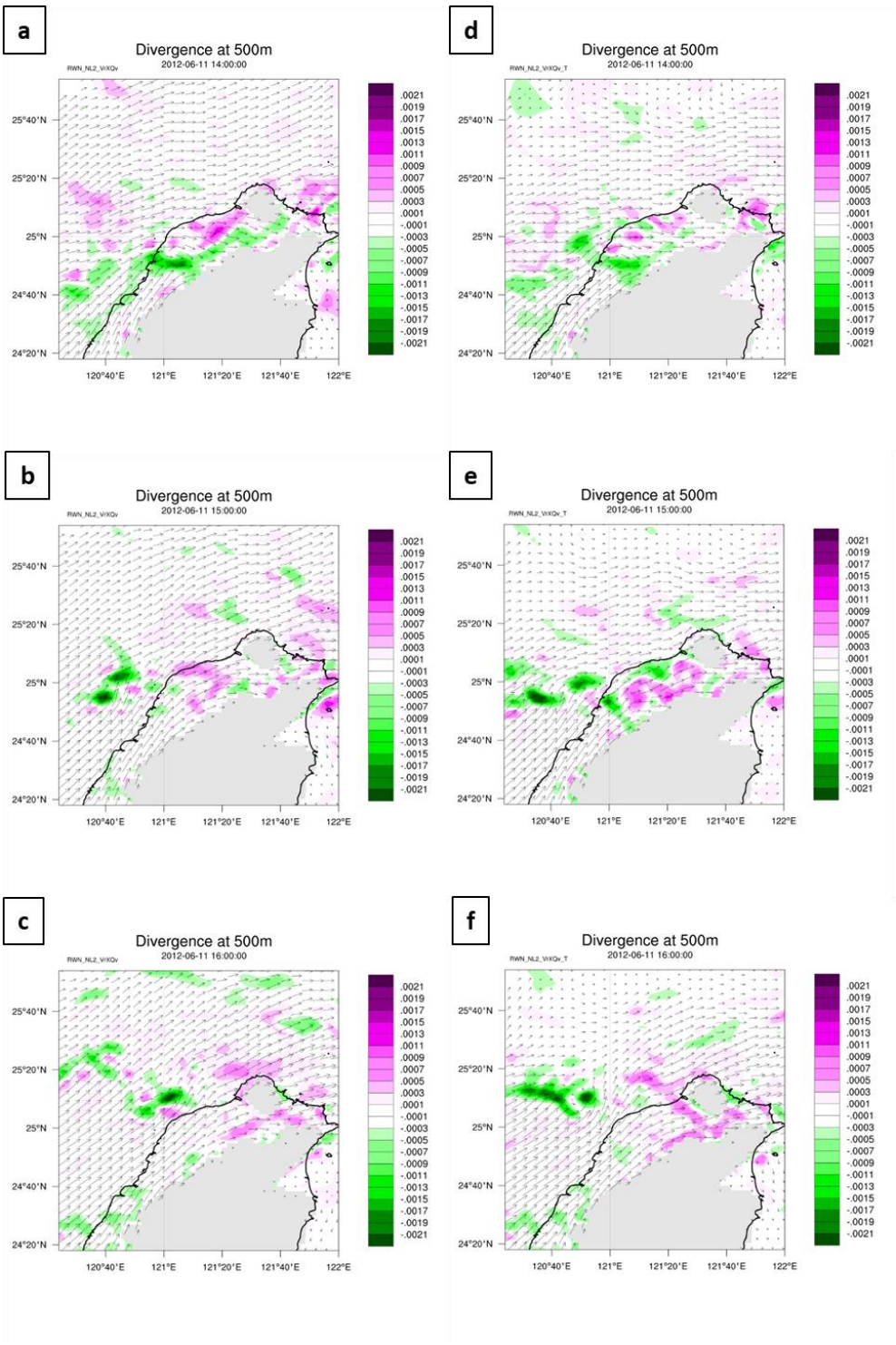


圖 56：(a)(b)(c) RWN_NL2_VrXQv 分別為 1400、1500、1600 UTC 海拔 500 公尺輻散場；(d)(e)(f) RWN_NL2_VrXQv_T 分別為 1400、1500、1600 UTC 海拔 500 公尺輻散場。箭頭為風場

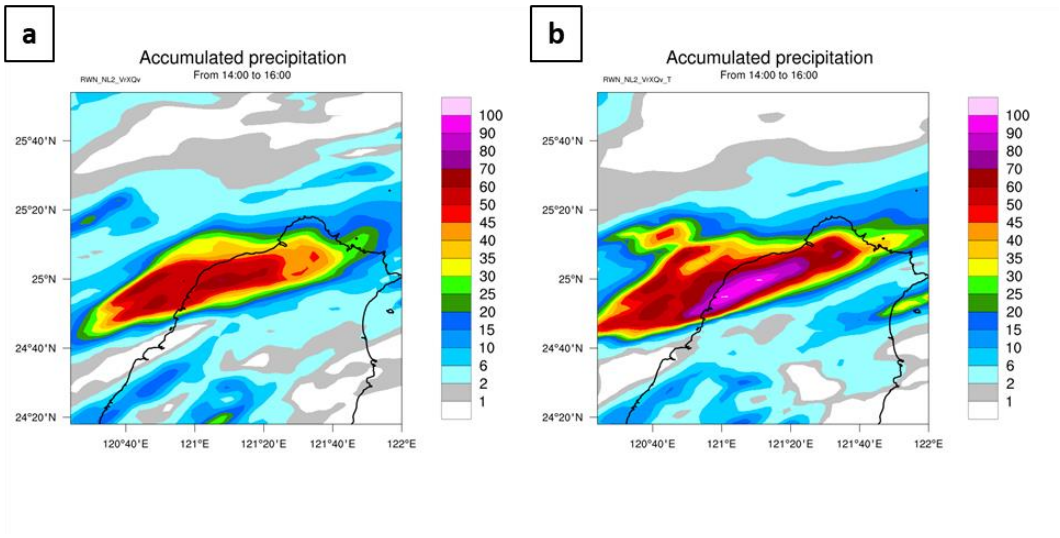


圖 57：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_T 1400 至 1600 UTC 的 2 小時累積降雨圖

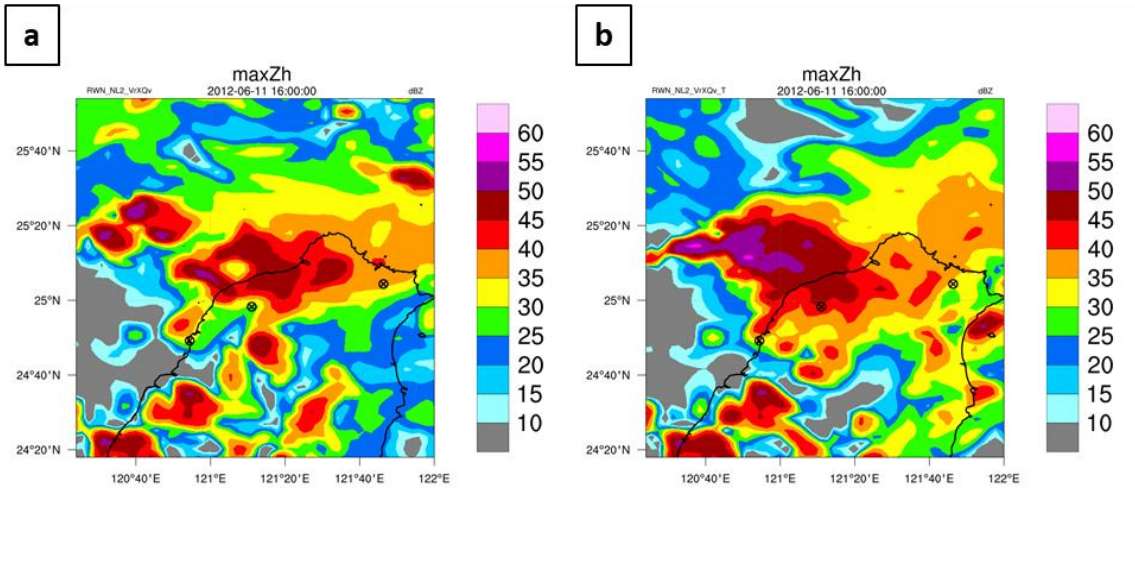


圖 58：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWN_NL2_VrXQv_T 於 1600 UTC 最大雷達回波圖

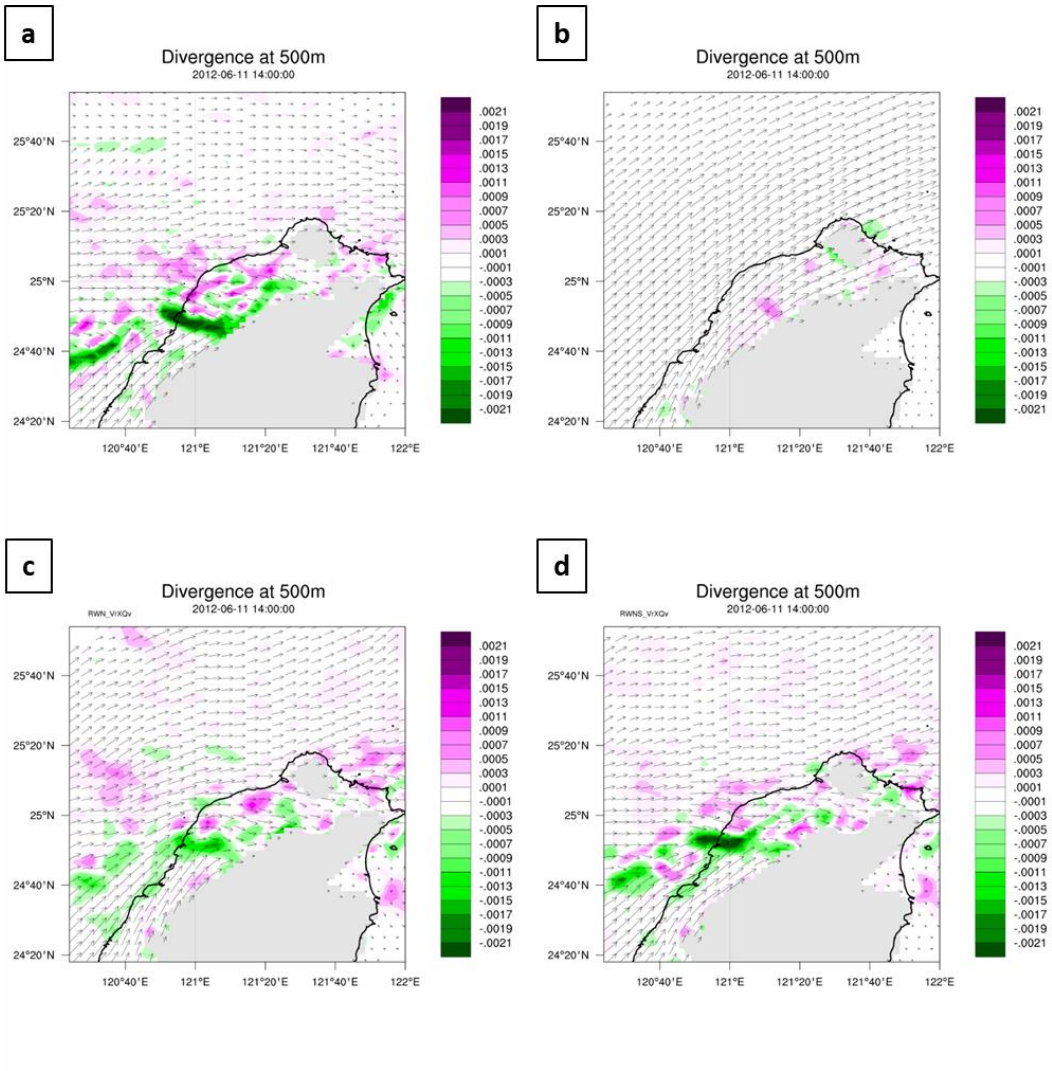


圖 59：各實驗 1400 UTC 海拔 500 公尺輻散場，箭頭為風場，(a) 真實場，(b) NoDA_ens，(c) RWN _VrXQv，(d) RWNS_VrXQv

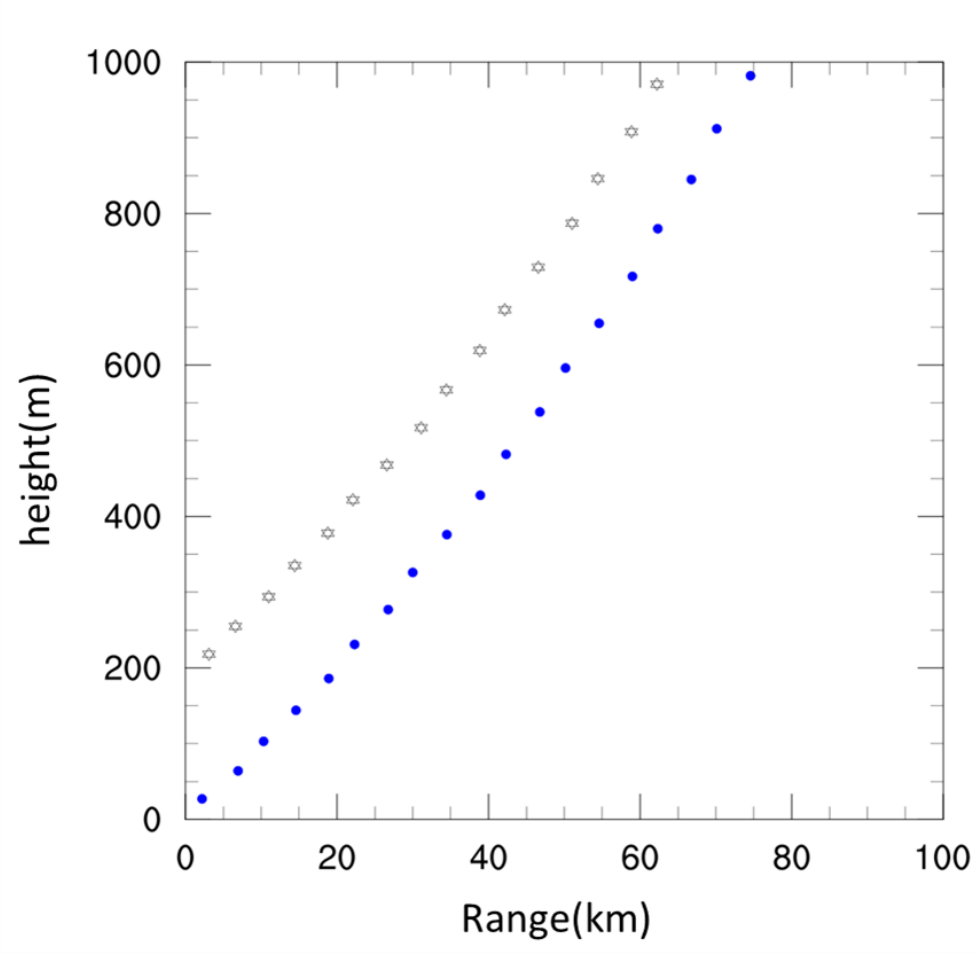


圖 60：中大雷達(星號)與 S-PolKa 雷達(藍點)0.5 度仰角觀測高度隨距離變化圖

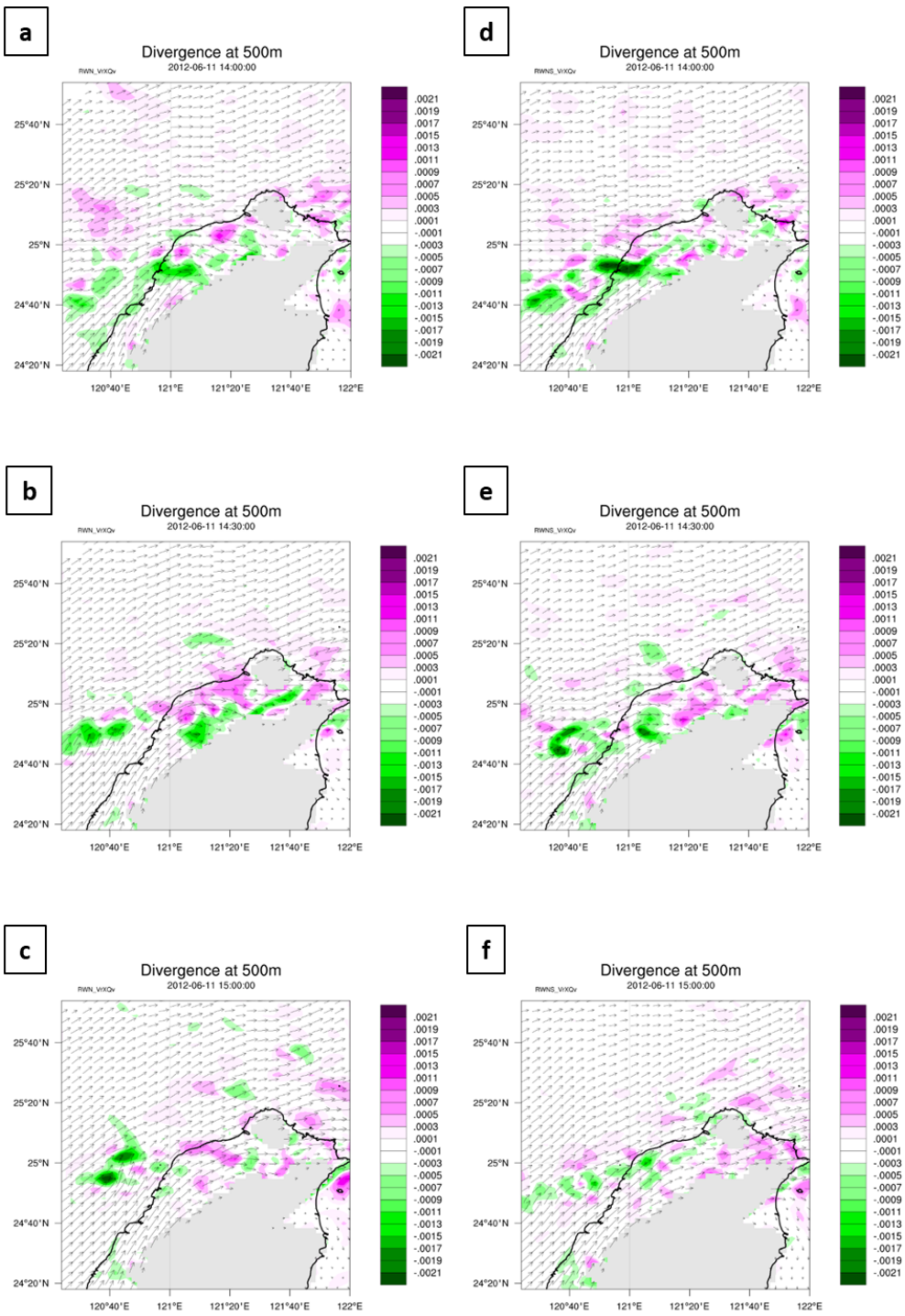


圖 61：(a)(b)(c) RWN_NL2_VrXQv 1400 到 1500 UTC 海拔 500 公尺輻散場；(d)(e)(f) RWN_NL2_VrXQv_T 1400 到 1500 UTC 海拔 500 公尺輻散場，箭頭為風場

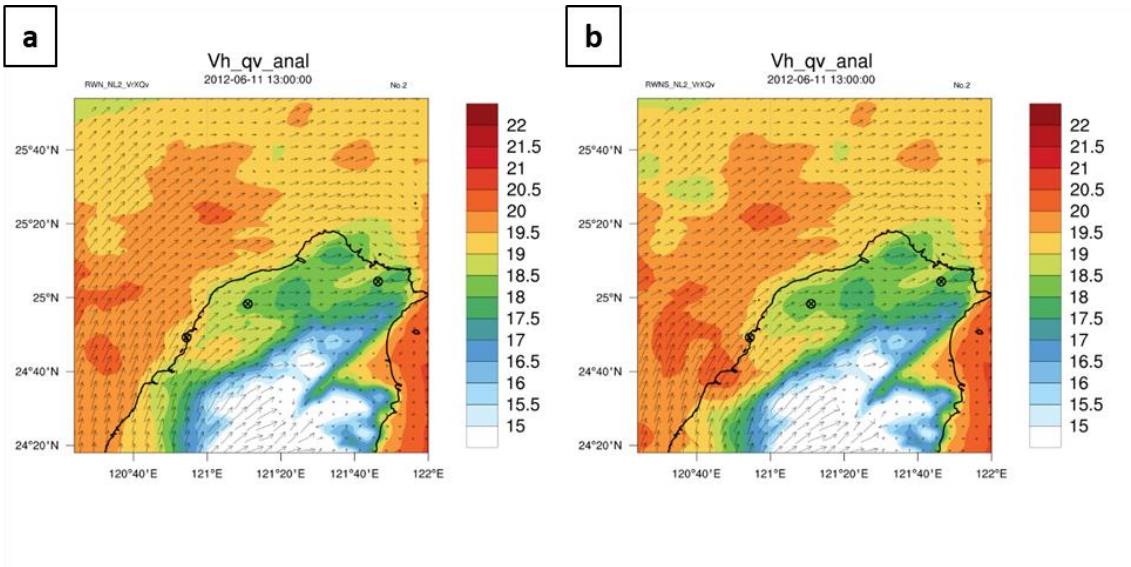


圖 62：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWNS_NL2_VrXQv 於 1300 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：g/kg)，箭頭為風場

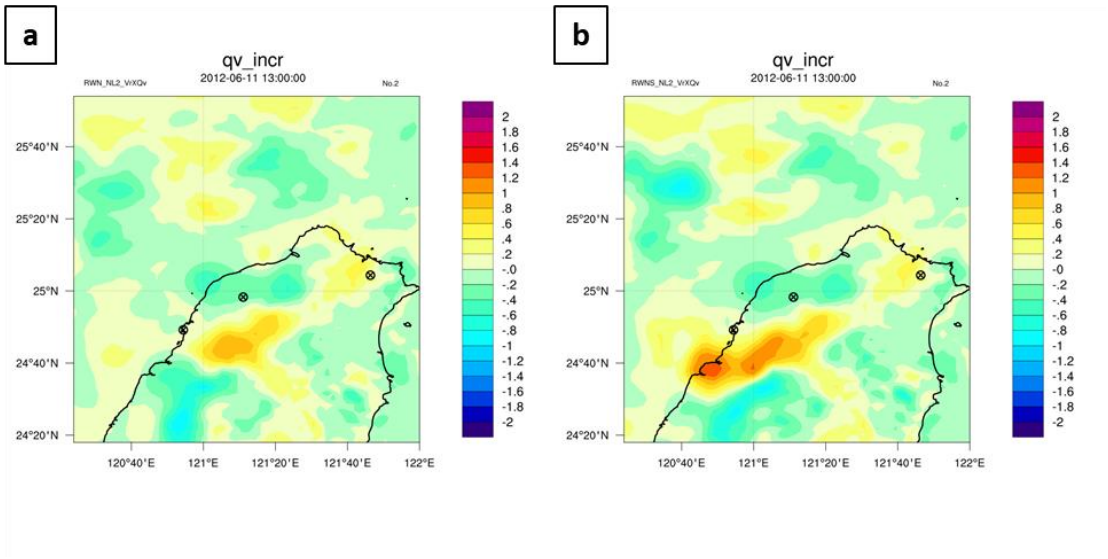


圖 63：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWNS_NL2_VrXQv 1300 UTC 水氣增量場，單位為 g/kg

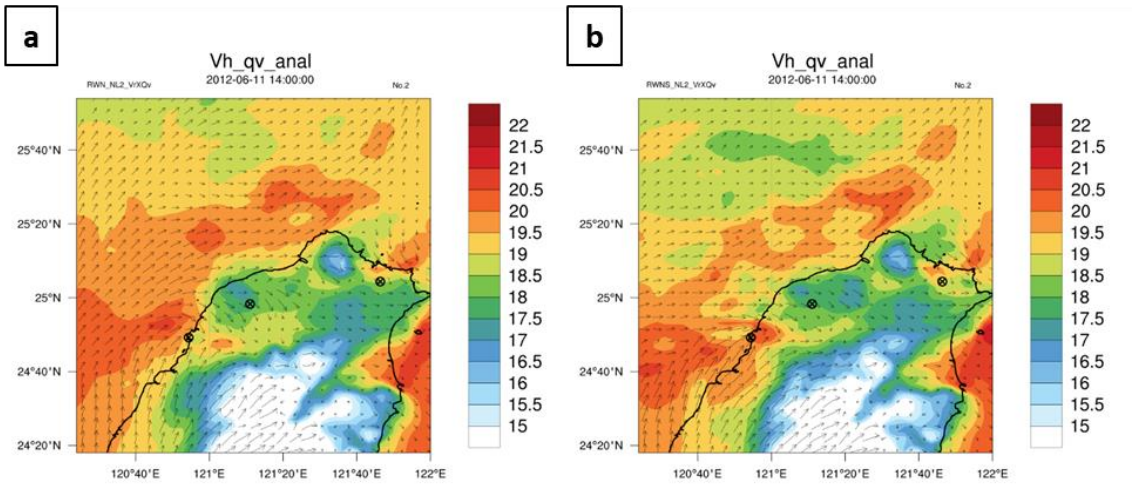


圖 64：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWNS_NL2_VrXQv 於 1400 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：g/kg)，箭頭為風場

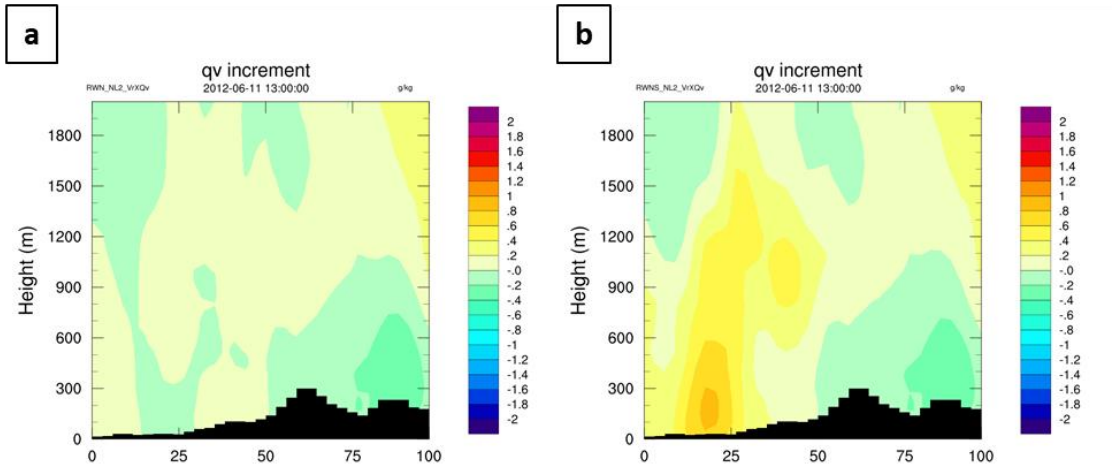


圖 65：(a) RWN_NL2_VrXQv、(b) RWNS_NL2_VrXQv 1300 UTC 水氣剖面增量場

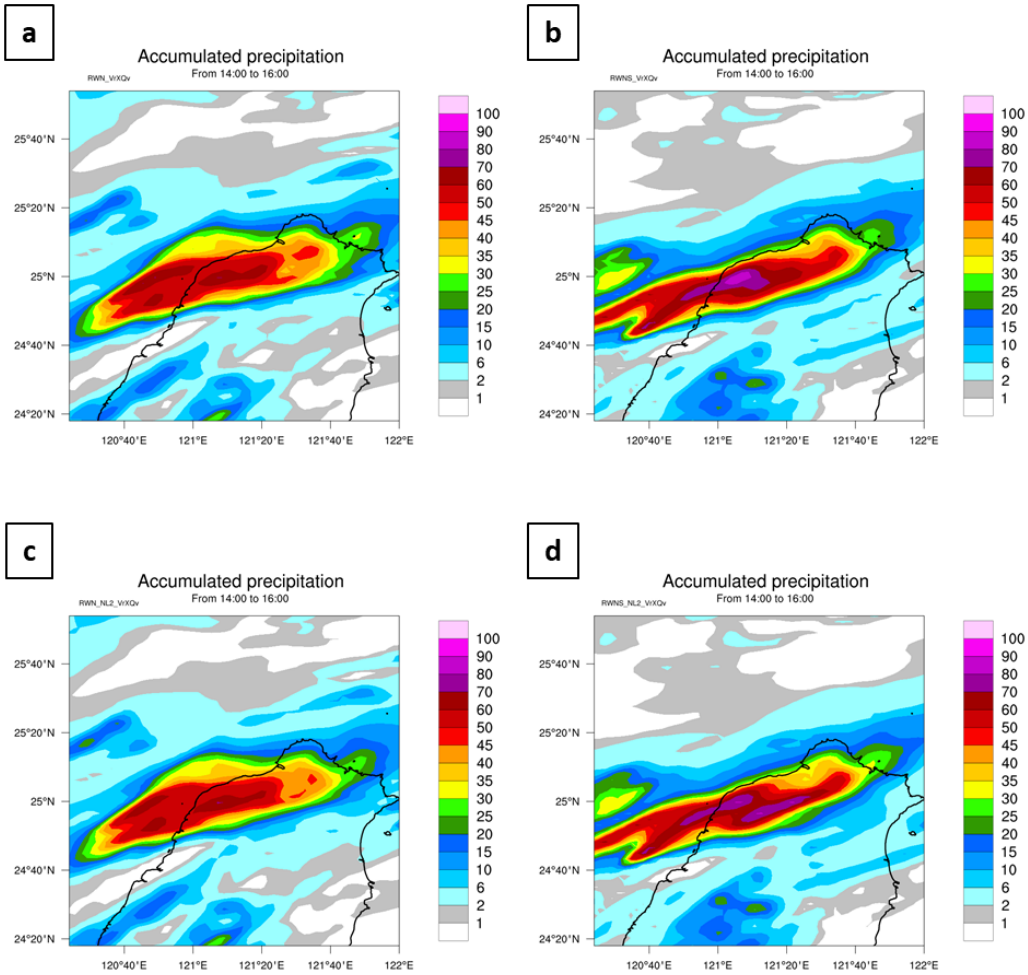


圖 66：各實驗 1400 到 1600 UTC 兩小時累積降雨，(a) RWN_ VrXQv，(b) RWNS_ VrXQv，(c) RWN_NL2_VrXQv，(d) RWNS_NL2_VrXQv

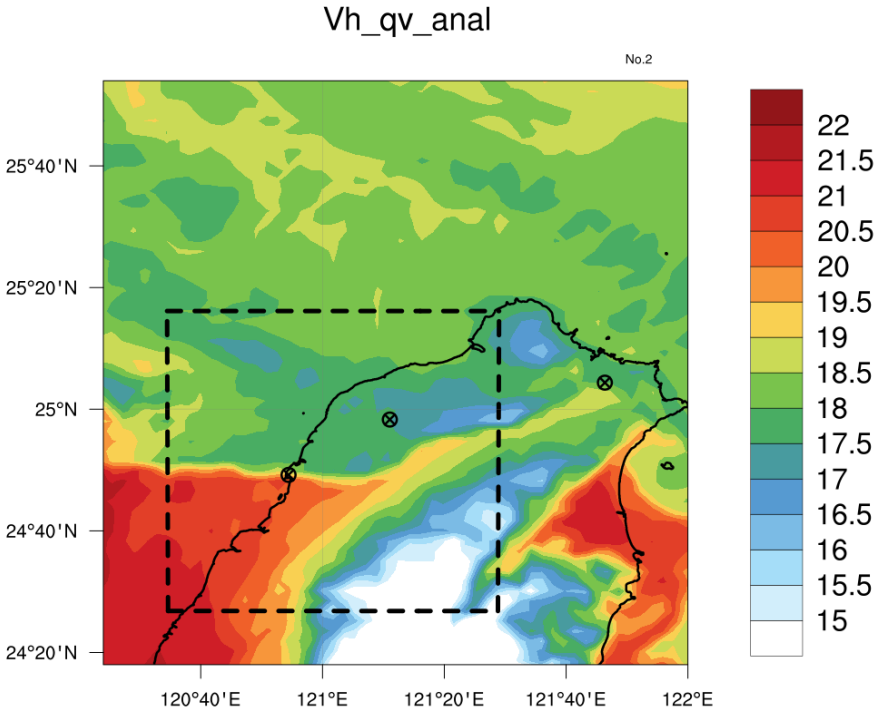


圖 67：虛線方框為 RMSE 及 ETS 計算範圍

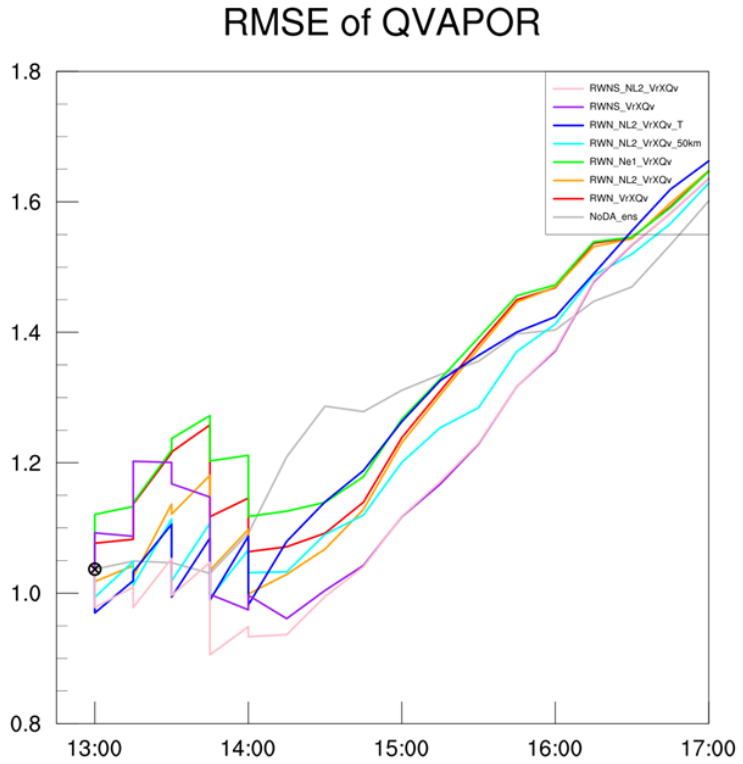


圖 68：各實驗模式水氣場 RMSE 隨時間變化圖

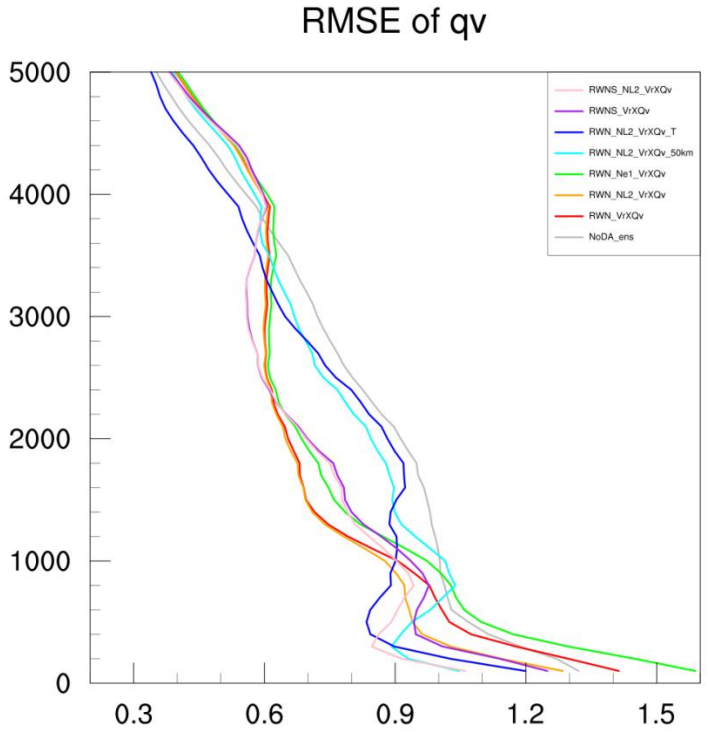


圖 69：各實驗模式水氣場 RMSE 隨高度變化圖

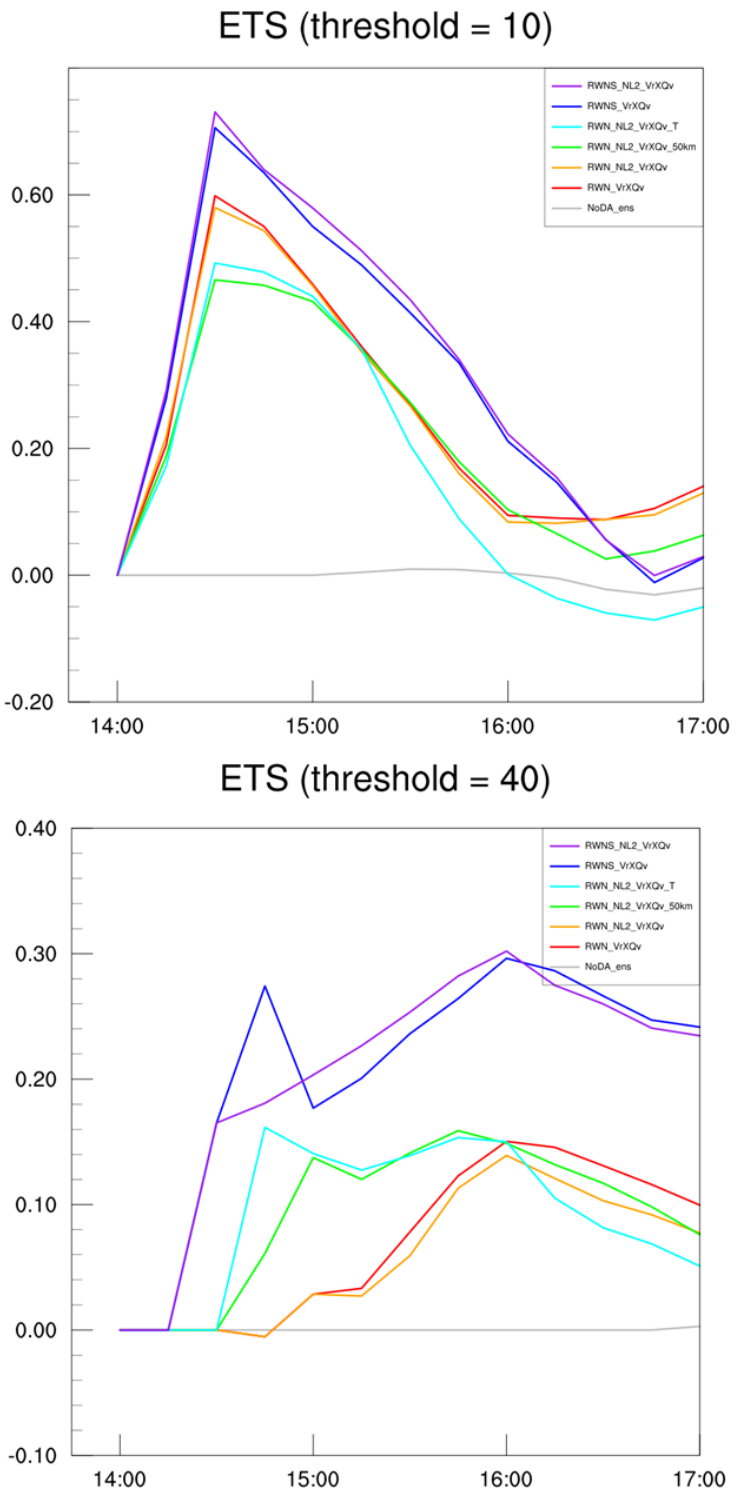


圖 70：各實驗的 ETS 隨時間變化圖，(a)門檻為 10mm；(b)門檻為 40mm

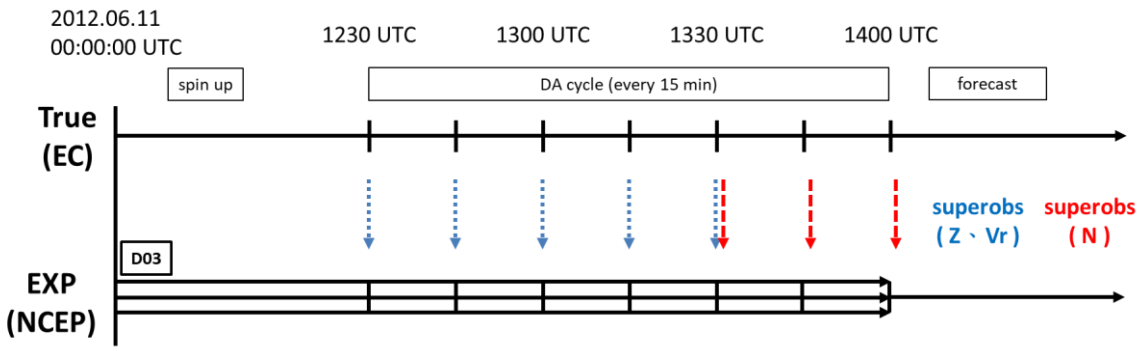


圖 71：ZVr1330_NL2_D03 同化流程圖

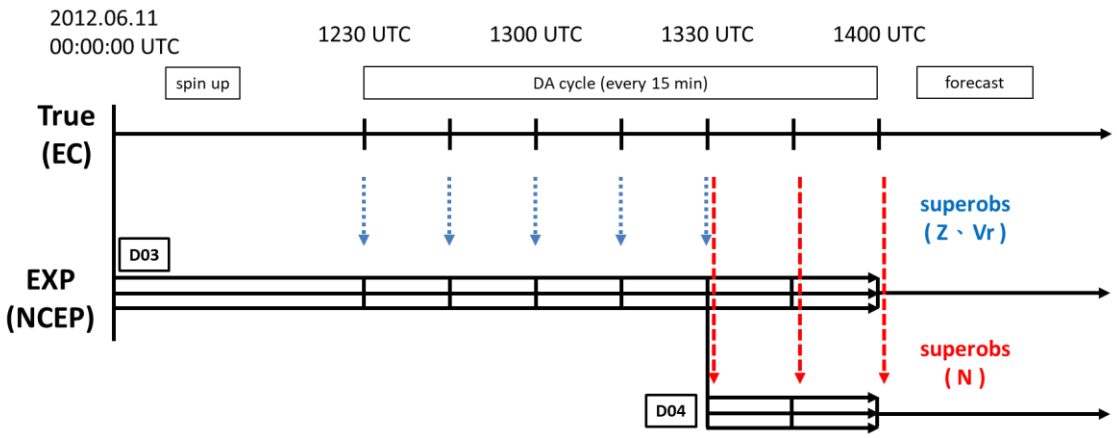


圖 72：ZVr1330_NL2_D04 同化流程圖

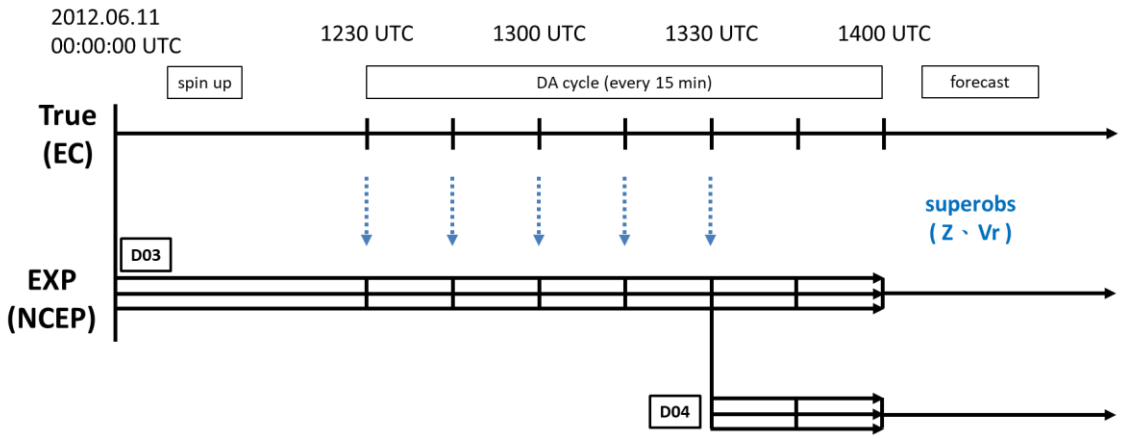


圖 73：ZVr1330 同化流程圖

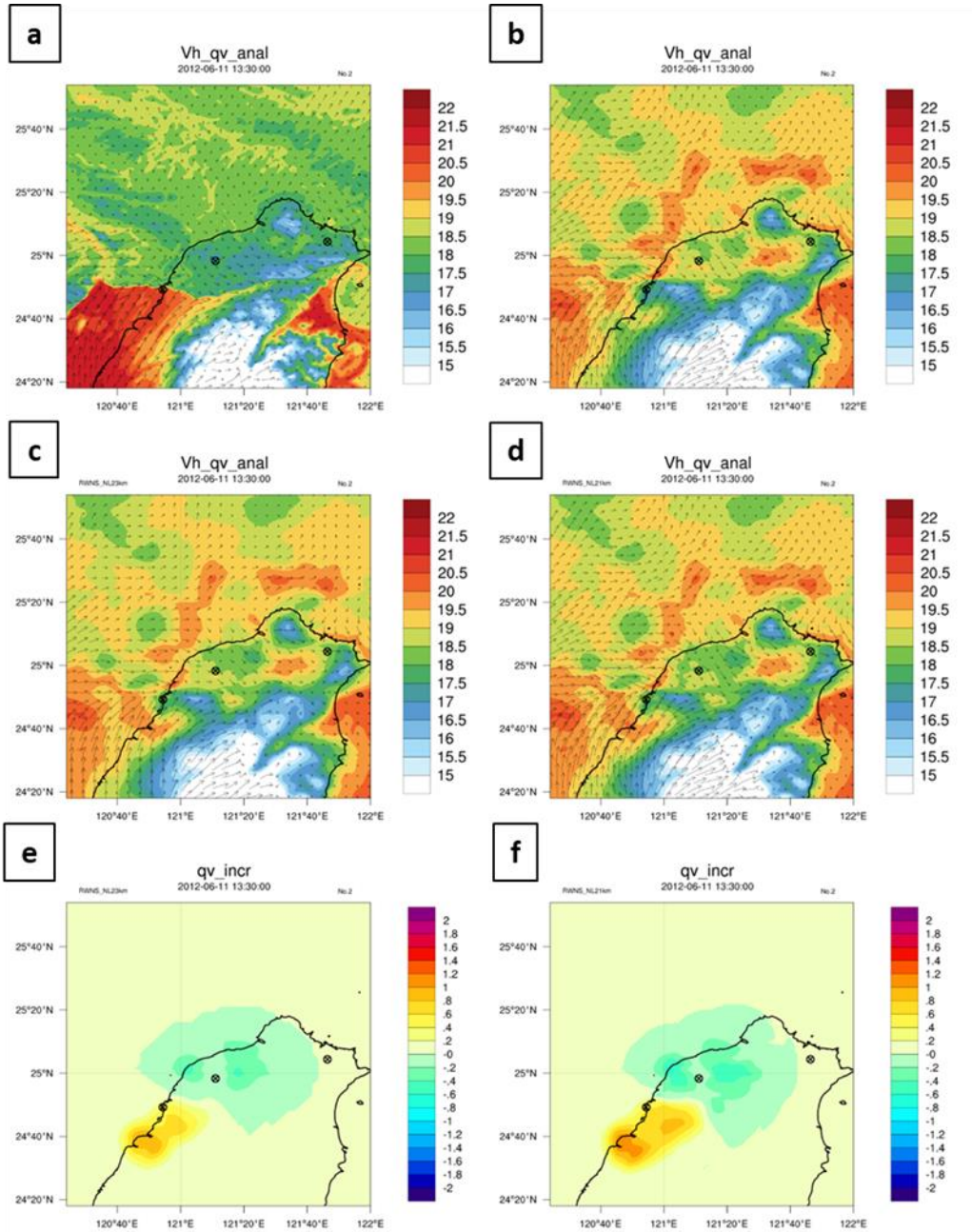


圖 74：(a) (b) (c) (d)為真實場、ZVr1330、ZVr1330_NL2_D03、ZVr1330_NL2_D04 水氣分析場；(e) ZVr1330_NL2_D03 水氣增量場；(f) ZVr1330_NL2_D04 水氣增量場。(單位：g/kg)

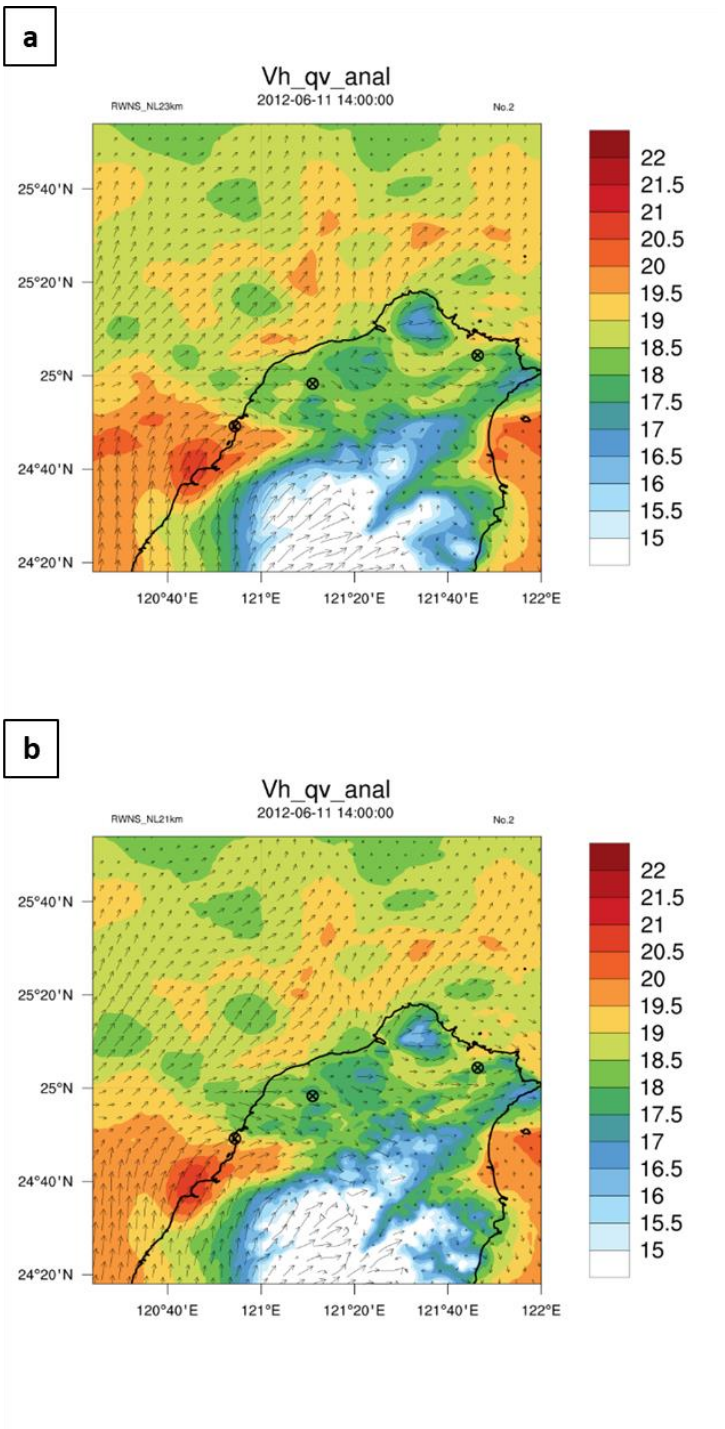


圖 75：(a) ZVr1330_NL2_D03、(b) ZVr1330_NL2_D04 於 1400 UTC 模式地勢追隨座標第二層 QVAPOR 的分布(單位：g/kg)，箭頭為風場

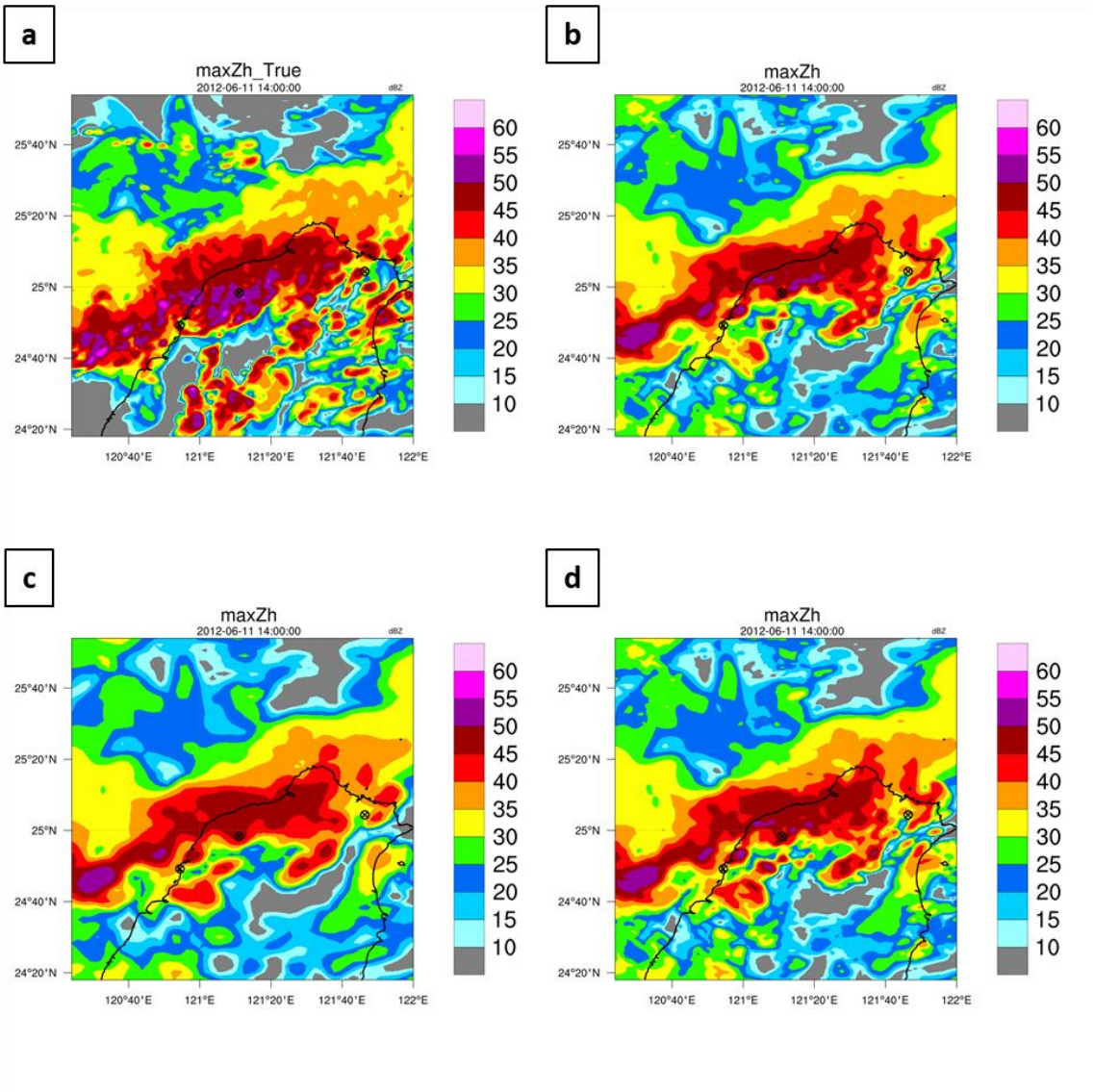


圖 76：各實驗 1400 UTC 最大雷達回波圖，(a) 真實場，(b) ZVr1330，(c) ZVr1330_NL2_D03，(d) ZVr1330_NL2_D04

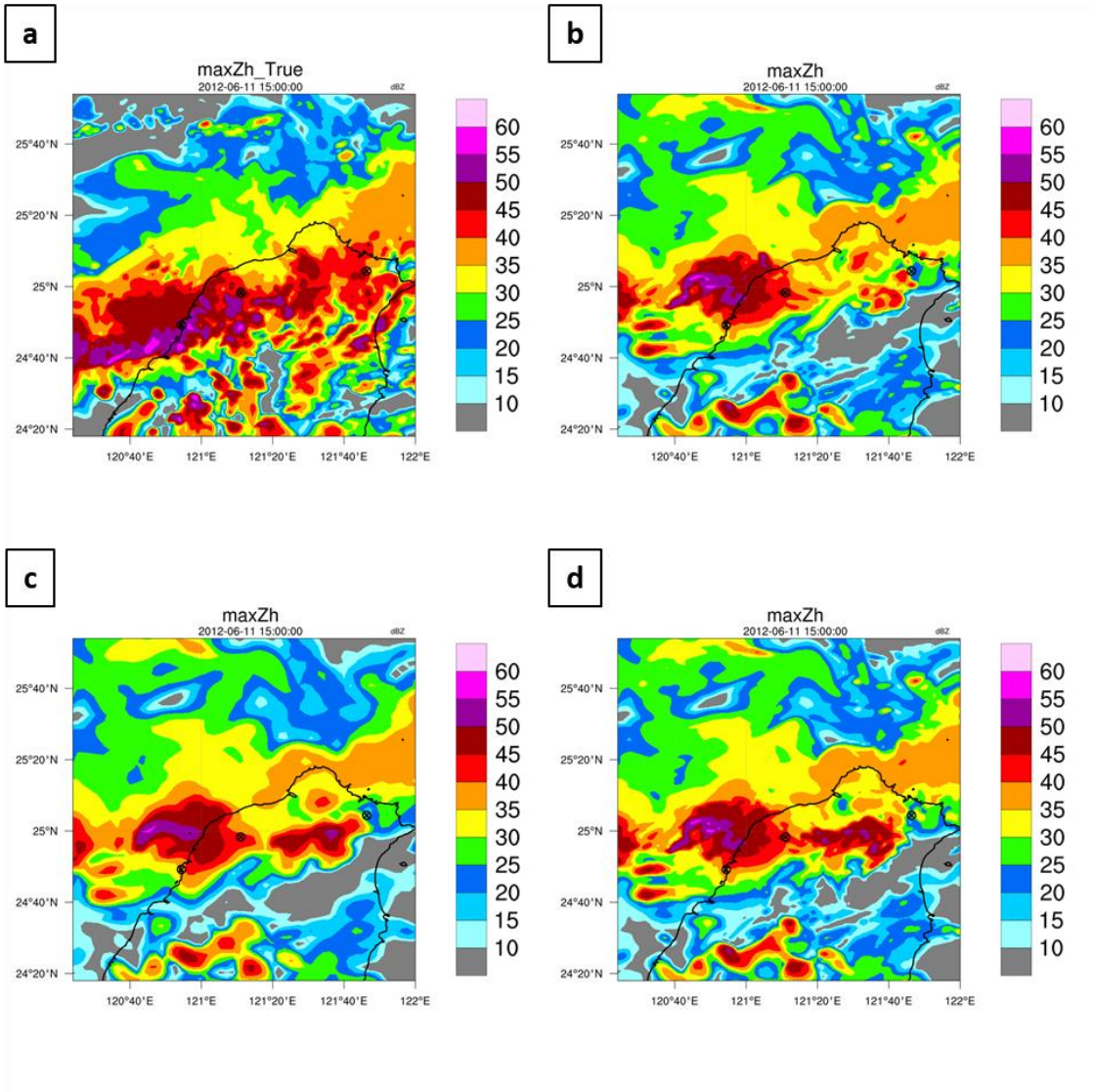


圖 77：各實驗 1500 UTC 最大雷達回波圖，(a) 真實場，(b) ZVr1330，(c) ZVr1330_NL2_D03，(d) ZVr1330_NL2_D04

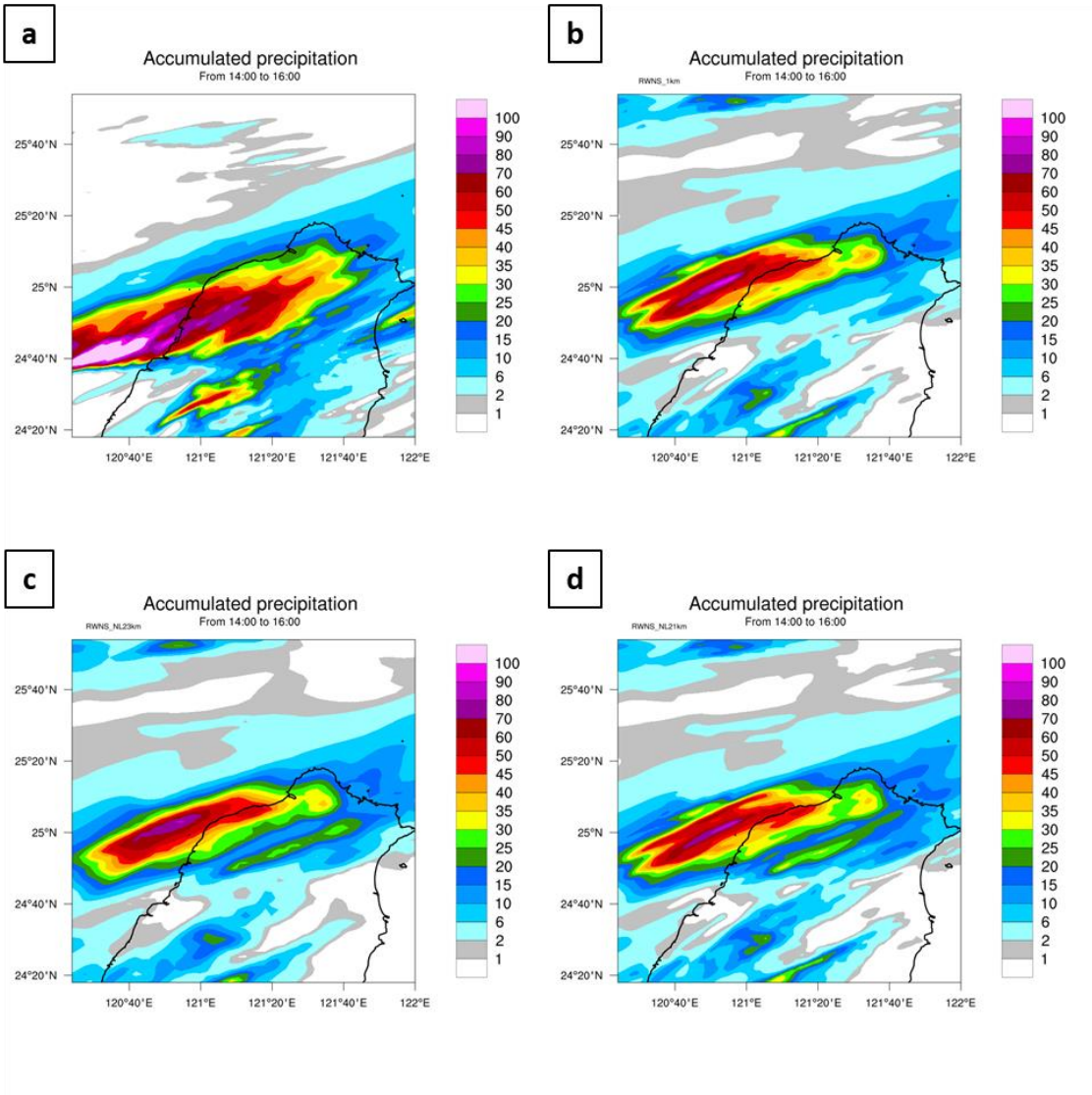


圖 78：各實驗 1400 到 1600 UTC 兩小時累積降雨，(a) 真實場，(b) ZVr1330，(c) ZVr1330_NL2_D03，(d) ZVr1330_NL2_D04

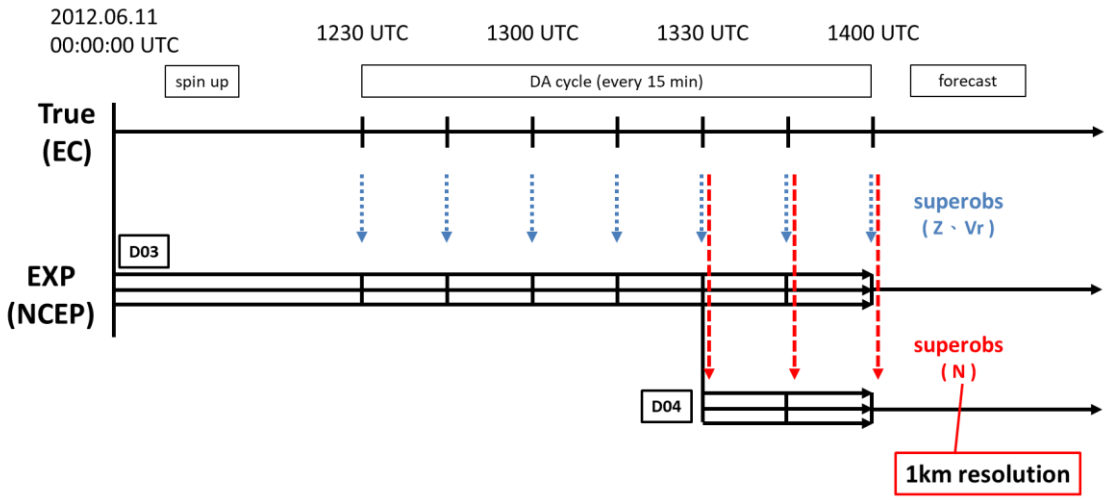


圖 79：ZVr1400_NL2HR_D04 同化流程圖

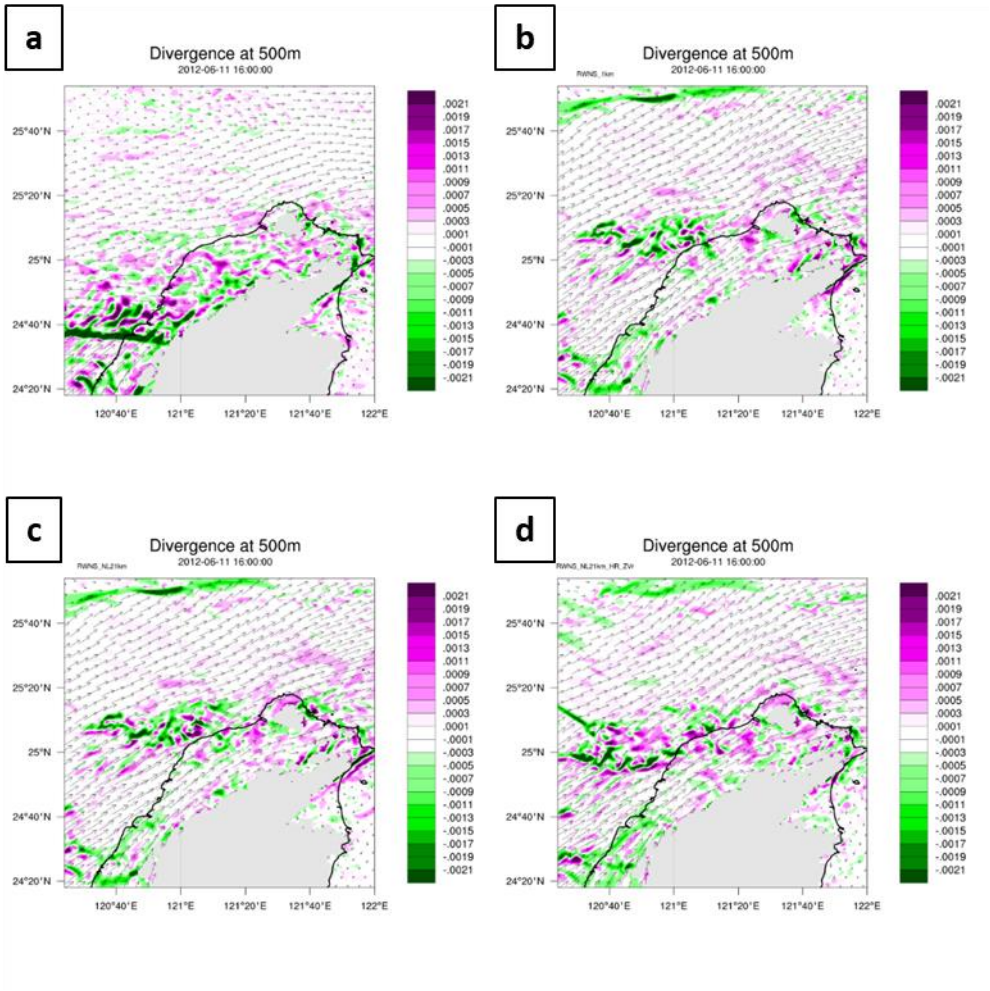


圖 80：各實驗海拔 500 公尺輻散場，箭頭為風場，(a) 真實場，(b) ZVr1330，(c) ZVr1330_NL2_D04，(d) ZVr1400_NL2HR_D04

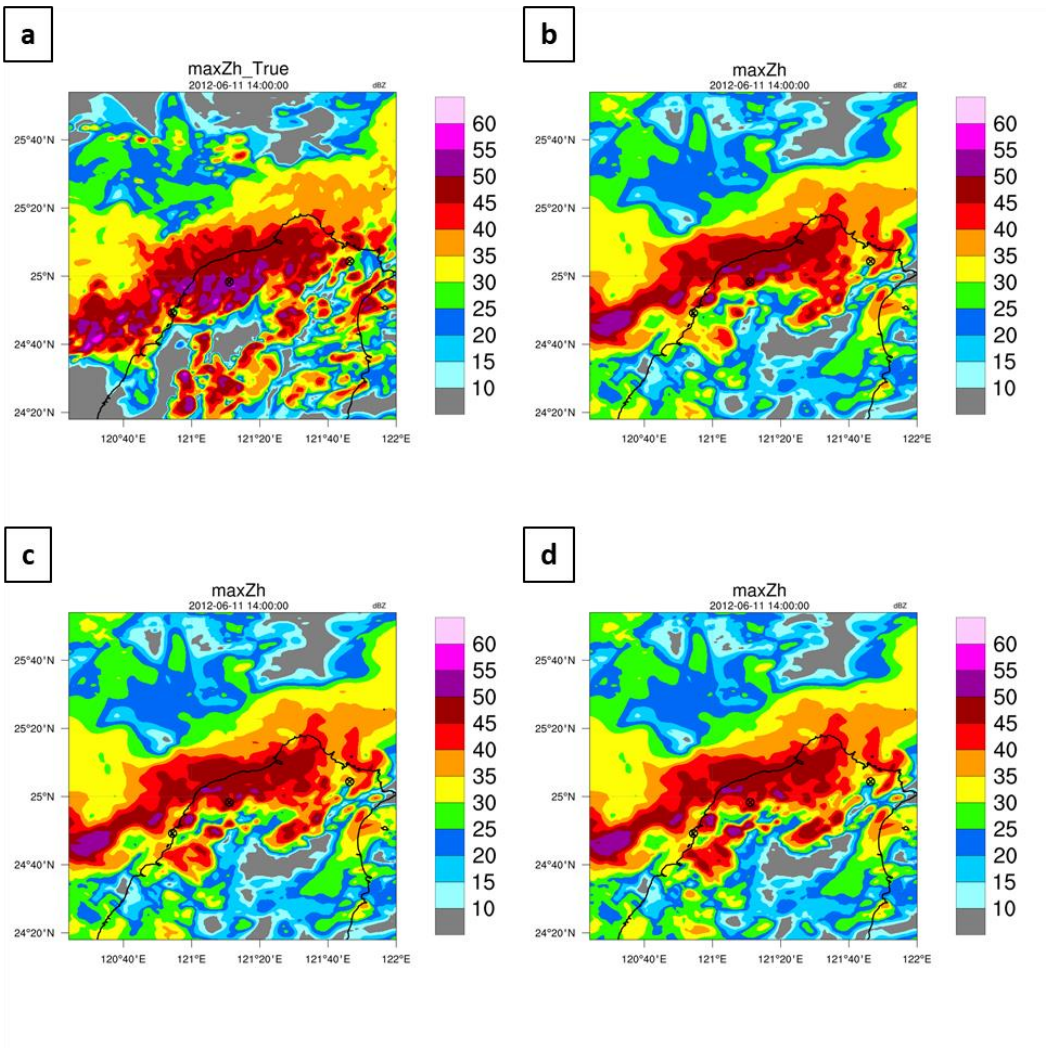


圖 81：1400 UTC 最大雷達回波圖，(a) 真實場，(b) ZVr1330，(c) ZVr1330_NL2_D04，(d) ZVr1400_NL2HR_D04

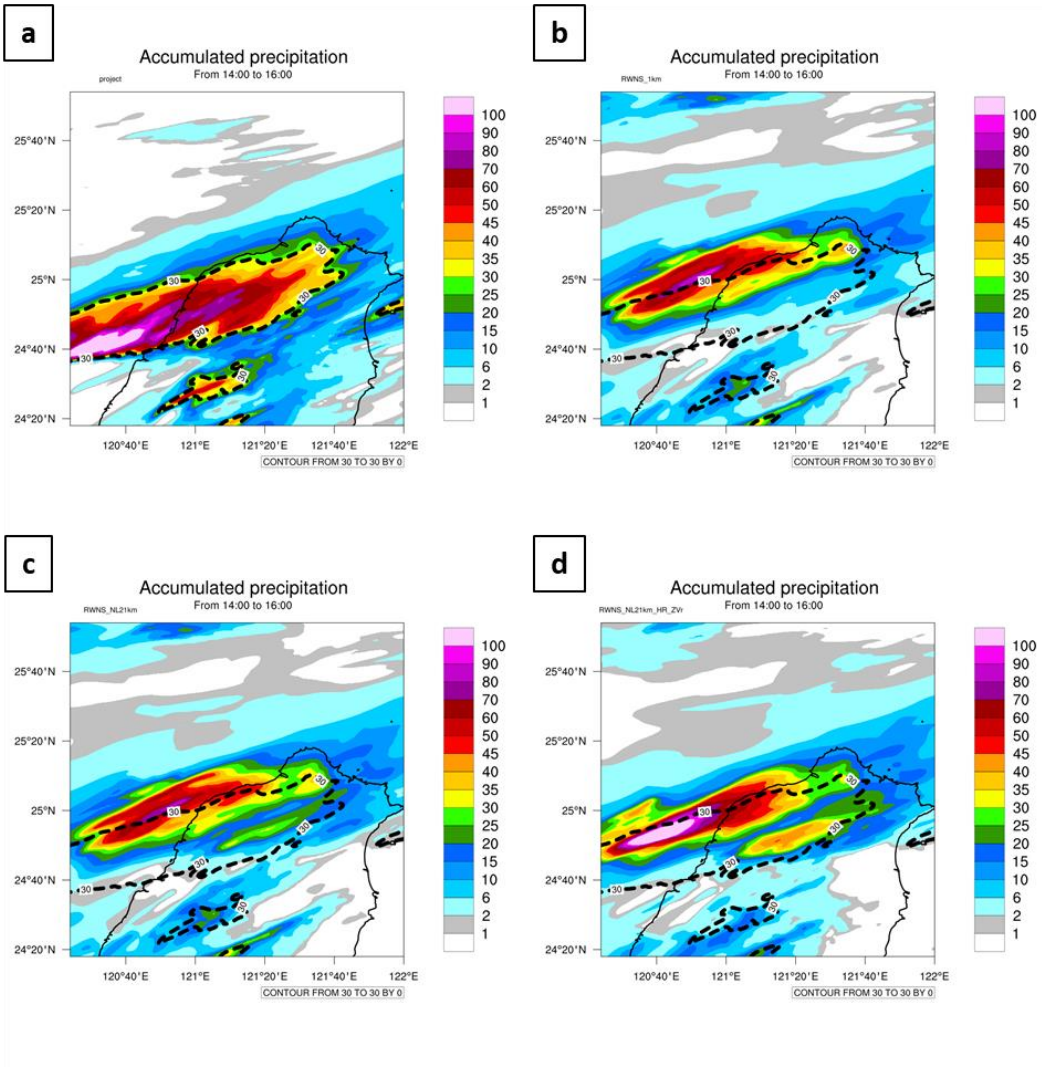


圖 82：各實驗 1400 到 1600 UTC 兩小時累積降雨，虛線代表真實場 30mm 累積降雨等值線位置，(a) 真實場，(b) ZVr1330，(c) ZVr1330_NL2_D04，(d) ZVr1400_NL2HR_D04

附表

WLRAS namelist										
Number of members	40									
Assimilation window	2012.06.11 13:00 ~ 14:00 UTC (every 15 min)									
Observation error	Zh		Vr		N					
	5 dBZ		3 m/s		4.5					
Update variable	U, V, W, Qr, Qs, Qg, T, P, Qv, Qc									
Localization distance	U	V	W	Qr	Qs	Qg	T	Qv	Qc	P
horizontal (km)	36	36	12	12	12	12	24	24/50	24	24
vertical (km)	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
inflation	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08

表 1：WLRAS 系統設定

	RCWF	**NCU**	**S-PolKa**
Longitude	121.77278	121.18417	120.907
Latitude	25.07278	24.97167	24.820
Height (m)	766	196	5

表 2：各雷達座標及海拔高度

		真實場	
		超過門檻	未達門檻
實驗組	超過門檻	a.命中(Hit)	b.錯誤預報(False Alarm)
	未達門檻	c.失誤(Miss)	d.正確識別(Correct negative)

表 3：計算 ETS 所使用到的列聯表

	zh			Vr			N			T		
	RCWF	NCU	S-PolKa	RCWF	NCU	S-PolKa	RCWF	NCU	S-PolKa	RCWF	NCU	S-PolKa
NoDA_ens	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NL2_NCUonly	-	-	-	-	-	-	-	NL2	-	-	-	-
RWN	V	V	-	V	V	-	-	-	-	-	-	-
RWN_VrXQv	V	V	-	XQv	XQv	-	-	-	-	-	-	-
RWN_Ne1_VrXQv	V	V	-	XQv	XQv	-	-	Ne1	-	-	-	-
RWN_NL2_VrXQv	V	V	-	XQv	XQv	-	-	NL2	-	-	-	-
RWN_NL2_VrXQv_50km	V	V	-	XQv	XQv	-	-	NL2	-	-	-	-
RWN_NL2_VrXQv_T	V	V	-	XQv	XQv	-	-	NL2	-	V	V	-
RWNS_VrXQv	V	V	V	XQv	XQv	XQv	-	-	-	-	-	-
RWNS_NL2_VrXQv	V	V	V	XQv	XQv	XQv	-	NL2	NL2	-	-	-

表 4：實驗總表，”-”代表不進行同化；NoDA_ens 為 40 組系集不經過任何同化單純進行模擬，用來作為實驗的對照組；NL2_NCUonly 代表只同化 NCU 折射率資料的實驗；其他所有的實驗均同化回波與徑向風資料， RWN 代表使用五分山雷達以及中大雷達的觀測資料，RWNS 代表使用五分山、中大、S-PolKa 雷達的觀測資料；_VrXQv 代表限制徑向風觀測無法更新水氣場；_NL2 代表同化折射率資料於第二層模式網格上；_Ne1 代表同化折射率資料但同化於 0.5 度仰角高度上；_50km 代表將水氣場的局地化半徑由 24 公里增加為 50 公里；_T 代表同化位溫擾動資料。