

國立中央大學

大氣科學學系

碩士論文

以雷達反演資料改善熱動力場結構及梅雨季定量降水預報之研究：以 2022 年 TAHOPE IOP#1 為例

研究生：陳 佩 安

指導教授：廖 宇 慶 博士

中華民國 115 年 1 月

# 國立中央大學圖書館學位論文授權書

填單日期：115 / 1 / 22

2025.9 版

授權人姓名	陳媿安	學號	108621012
系所名稱	大氣科學學系大氣物理碩士班	學位類別	<input checked="" type="checkbox"/> 碩士 <input type="checkbox"/> 博士
論文名稱	以雷達反演資料改善熱動力場結構及梅雨季定量降水 預報之研究：以 2022 年 TAHOPE IOP#1 為例	指導教授	廖宇慶

## 學位論文網路公開授權

本人同意學位論文全文電子檔公開方式如下：

- 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
- 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

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：  
( ) 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： 陳媿安

指導教授簽名： 廖宇慶

國立中央大學碩士班研究生  
論文指導教授推薦書

大氣科學學系大氣物理碩士班 學系/研究所 陳嫻安 研究生  
所提之論文 以雷達反演資料改善熱動力場結構及梅雨季定量降  
水預報之研究：以2022年TAHOPE IOP#1為例  
係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 廖宇慶 (簽章)

114 年 12 月 12 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碩士班 學系/研究所 陳婉安 研究生  
所提之論文 以雷達反演資料改善熱動力場結構及梅雨季定量降  
水預報之研究：以2022年TAHOPE IOP#1為例  
經由委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人

蘇嘉倫

委

員

廖宇慶

鍾高陞

中 華 民 國

115 年

1 月

20 日

# 中文摘要

本研究採用多都卜勒雷達風場合成方法(WInd Synthesis System using DOppler Measurement, WISSDOM)及熱動力反演技術(Terrain-Permitting Thermodynamic Retrieval Scheme, TPTRS)，建立複雜地形上的三維風場、壓力場、溫度場與水氣場，並將其納入 WRF 模式同化中。以 2022 年 TAHOPE (Taiwan-Area Heavy rain Observation and Prediction Experiment)梅雨鋒面降水個案(#IOP1)為例，探討雷達資料同化後對定量降水預報(Quantitative Precipitation Forecast, QPF)及熱動力場結構模擬的改善情形。

研究結果顯示，同化雷達反演資料能使降雨分布的預報更符合實際觀測，但在雨量強度方面仍有低估的情形，且改善效果主要集中在預報前 4 小時。雷達反演後的熱動力初始場及回波分布貼近觀測之外，模式對於近地層鋒面移速的模擬亦較未同化時準確；若進一步加入地面觀測風場，改善效益的持續時間則更為延長。然而，地面氣壓場的誤差改善有限，顯示模式在熱力結構及地表通量的處理上仍存在不足，而近地面氣溫及相對溼度則有些微改善。整體而言，雷達資料的同化有助於提昇降雨空間分布及低層風場的模擬品質，同時改善模式對鋒面系統位置與移動速度的掌握。但由於效果仍偏短期，加上降雨量級的低估問題尚未完全解決，後續可從邊界層參數化、水氣場調整或同化策略等方向進一步改進，以提升預報的穩定度與實務應用價值。

# Abstract

This study applies the Wind Synthesis System using Doppler Measurements (WISSDOM) and the Terrain-Permitting Thermodynamic Retrieval Scheme (TPTRS) to reconstruct three-dimensional wind, pressure, temperature, and moisture fields over complex terrain, and assimilates these fields into the WRF model. Using the 2022 TAHOPE Mei-yu frontal case (IOP1) as an example, we examine how assimilating radar-derived fields influences quantitative precipitation forecasts (QPF) and the simulation of thermodynamic and dynamic structures.

The results show that assimilating radar-retrieved fields improves the spatial distribution of rainfall forecasts, bringing them closer to observations, although the rainfall intensity remains generally underestimated. The improvements are most evident within the first four hours of the forecast. With initial thermodynamic fields and radar echo structures closer to observations, the model better captures the near-surface frontal propagation speed; furthermore, incorporating surface wind observations extends the duration of the positive assimilation impact. However, improvements in surface pressure remain limited and slight improvements are observed in near-surface air temperature and relative humidity, suggesting deficiencies in the model's representation of thermodynamic structure and surface flux processes. Overall, radar data assimilation enhances the simulation of rainfall distribution and low-level wind fields, and improves the model's ability to represent frontal position and movement. Nevertheless, the effect diminishes after a short lead time, and the underestimation of rainfall magnitude persists. Future work may benefit from refinements in boundary layer parameterization, moisture adjustment strategies, or assimilation techniques to further improve forecast stability and operational applicability.

# 致謝

在大學畢業後隨即進入氣象局工作，為了讓自己在專業上更進一步，也希望能學習更多大氣科學相關的知識，因此選擇在職就讀碩士班。當時還沒接觸過雷達相關知識的我，毅然決然選擇了中央大學，也如願進入了雷達實驗室。

由衷的感謝指導教授廖宇慶老師在修習課程時，不辭辛勞配合工作與學業兩頭燒的我，在課程中慢慢引導我學習雷達及相關知識；透過書報討論與進度報告，不僅讓我大量閱讀文獻，也逐漸鍛鍊了口頭報告的能力，更在尋找研究方向的過程中，獲得許多啟發。後來因為家中接連發生一些事情，我不得不先暫停學業，感謝老師當時的理解與包容，也謝謝您在我休學兩年後仍願意接納我回來。同時也謝謝雷達實驗室的鍾高陞老師及張偉裕老師，不僅在 Group meeting 時提出不同的討論方向，亦在平常的交流中也給了我不少實用的建議；最後由衷感謝口試委員鍾高陞老師及蔡嘉倫老師，在討論中給出不同的研究建議及方向，使研究能更加精實。

在碩班的漫長時光中經歷了很多變動，謝謝同屆的子睿、采蓉、玉婕、詠荃、秉學，在互相討論作業、分享課程內容，讓我成長了很多，並且在程式卡住時亦提供了不少靈感，尤其感謝子睿及采蓉，在我回歸時提供交接及幫助，讓我更快地適應新時代的節奏，並接觸及累積不少的新知識，衷心祝福你們未來都能在各自的道路上順利展翅；也謝謝實驗室的學長姊們不厭其煩地幫助及小那協助處理各種行政公文，都讓我節省了許多時間與精力。最後，更要感謝一起工作的同事及長官們，在我修課與研究的期間，因為調班與請假頻繁，仍願意體諒並協助我完成學業，讓我可以順利地走到最後，這段時間雖然辛苦但也非常充實，希望自己能帶著這份對研究的熱情，繼續向前邁進。

# 目錄

中文摘要.....	i
Abstract.....	ii
致謝.....	iii
目錄.....	iv
表目錄.....	vi
圖目錄.....	vi
<b>第一章 緒論.....</b>	<b>1</b>
1.1 前言.....	1
1.2 文獻回顧.....	2
1.3 研究動機與目的.....	3
<b>第二章 使用資料及研究方法.....</b>	<b>5</b>
2.1 使用之觀測資料.....	5
2.1.1 雷達資料.....	5
2.1.2 探空資料.....	6
2.1.3 地面觀測資料.....	6
2.1.4 模式初始與邊界條件資料.....	7
2.2 都卜勒雷達風場合成.....	7
2.2.1 價值函數.....	7
2.2.2 沉浸邊界法.....	11
2.3 熱動力反演.....	12
2.4 水氣及溫度場調整.....	14

2.5 定量校驗方法 .....	15
2.5.1 誤差校驗 .....	16
2.5.2 相關性校驗 .....	16
2.5.3 機率驗證 .....	16
<b>第三章 梅雨鋒面個案風場反演與分析 .....</b>	<b>18</b>
3.1 2022 年 TAHOPE IOP#1 個案介紹 .....	18
3.2 模式模擬設定 .....	19
3.2.1 模式設定 .....	19
3.2.2 使用觀測資料 .....	20
3.2.3 背景場 .....	20
3.3 反演驗證與分析 .....	21
3.3.1 反演風場之驗證 .....	21
3.3.2 渦度方程診斷 .....	21
3.3.3 反演場分析 .....	21
3.4 預報實驗設計 .....	22
3.5 預報結果 .....	23
<b>第四章 結語與未來展望 .....</b>	<b>27</b>
4.1 結語 .....	27
4.2 未來展望 .....	28
<b>參考文獻 .....</b>	<b>30</b>
<b>附表 .....</b>	<b>33</b>
<b>附圖 .....</b>	<b>36</b>

# 表目錄

表 2.1 溫度場與水氣場調整流程.....	33
表 3.1 WRF 模式設定.....	34
表 3.2 PM 方法計算流程.....	35
表 3.3 NPM 方法計算流程.....	35

# 圖目錄

圖 2.1 沉浸邊界法格點分類示意圖。黑色實線為地形邊界，灰色圓圈(G)為虛網格點，紅色圓圈(I)為內部點，橘色三角形(F)則為流域點。.....	36
圖 3.1 日本氣象廳地面天氣圖。(a)時間為 5 月 26 日 00UTC，臺灣北部海面有一道滯留鋒面延伸至中國華南地區；(b)時間為 5 月 26 日 06UTC，臺灣北部海面的滯留鋒面稍微南壓至基隆北海岸，接近新北的石門、萬里地區。.....	37
圖 3.2 NCEP 再分析場資料在臺灣附近 850 百帕層場分析圖，黑色等值線為重力位高度(gpm)，色階為相當位溫(K)，風場以風標(barbs)表示。(a)時間為 5 月 26 日 00UTC，臺灣附近相當位溫大於 340K，且軸線(黃色虛線)指向臺灣；(b)時間為 5 月 26 日 06UTC。..	38
圖 3.3 NCEP 再分析場資料在臺灣附近 700 百帕層場分析圖，黑色等值線為重力位高度(gpm)，色階為比濕( $g\ kg^{-1}$ )，風場以風標(barbs)表示。(a)時間為 5 月 26 日 00UTC，(b)時間為 5 月 26 日 06UTC，有一槽線(黃色虛線)位於馬祖附近。.....	39
圖 3.4 NCEP 再分析場資料在臺灣附近 500 百帕層場分析圖，黑色等值線為重力位高度(gpm)，色階為相對渦度( $\times 10^5\ s^{-1}$ )，風場以風標(barbs)表示。(a)時間為 5 月 26 日 00UTC，槽線(黃色虛線)位於中國福建省，(b)時間為 5 月 26 日 06UTC，槽線向西移動，位於馬祖附近。.....	40
圖 3.5 NCEP 再分析場資料在東亞 200 百帕層場分析圖，黑色為流線場，色階為風速(m/s)。	

(a)時間為 5 月 26 日 00UTC，高層噴流位於中國華南地區；(b)時間為 5 月 26 日 06UTC，高層噴流向西移動，已位於臺灣附近。 .....	41
圖 3.6 新竹測站之探空觀測，其中紅色實線為氣溫( $^{\circ}\text{C}$ )，藍色實線為露點溫度( $^{\circ}\text{C}$ )，紅色區塊為 $\text{CAPE}(\text{J}/\text{kg})$ ，藍色區塊則為 $\text{CIN}(\text{J}/\text{kg})$ ，(a)為 00UTC，(b)為 06UTC。 .....	42
圖 3.7 TAHOPE #IOP1 之 WRF 模擬區域(domain)設置示意圖，共分成四個 domain，最外圍為 D01。 .....	43
圖 3.8 中央氣象署在 03 UTC 至 04 UTC 之合成回波圖，可看到北部近海之對流正逐漸加強並向東移往北部陸地。 .....	44
圖 3.9 實驗使用之觀測資料分布圖，藍色圓點為自動地面觀測站，紅色三角形為雷達站點，而橘色星型為探空站點。 .....	45
圖 3.10 都卜勒風場合成中在不同高度之雷達資料覆蓋率，深藍色為有 1 個雷達覆蓋，淺藍色為有 2 個雷達覆蓋，橘色為有 3 個雷達覆蓋，(a)至(d)為分別為高度 0.25 公里、1.0 公里、3.0 公里及 5.0 公里之水平剖面。 .....	46
圖 3.11 實驗所使用之背景風場，箭頭為水平風場(單位： $\text{ms}^{-1}$ )，色階為風速(單位： $\text{ms}^{-1}$ )，等值線為垂直速度(單位： $\text{ms}^{-1}$ )，(a)至(d)分別為高度 0.25 公里、1.0 公里、3.0 公里及 5.0 公里之水平剖面。 .....	47
圖 3.12 反演前之 Ctrl run、反演後之 WISSDOM 風場投影至 TEAM-R 雷達位置(紅色十字記號)及觀測之徑向風場比較，(a)至(c)高度為 1 公里，(d)至(f)高度為 3 公里。 .....	48
圖 3.13 反演前之 Ctrl run、反演後之 WISSDOM 風場投影至 SPOL 雷達位置(紅色十字記號)及觀測之徑向風場比較，(a)至(c)高度為 1 公里，(d)至(f)高度為 3 公里。 .....	49
圖 3.14 反演前之 Ctrl run、反演後之 WISSDOM 風場投影至 RCNT 雷達位置(紅色十字記號)及觀測之徑向風場比較，(a)至(c)高度為 1 公里，(d)至(f)高度為 3 公里。 .....	50

圖 3.15 都卜勒風場反演前(Ctrl run)、後(Wisssdom)投影至各雷達位置之徑向風場計算之各高度 RMSE 及 SCC，(a)、(b)、(c)為 Ctrl run 投影至各雷達，(d)、(e)、(f)為 WISSDOM 投影至各雷達。.....	51
圖 3.16 都卜勒風場反演之渦度方程診斷，剖線為北緯 25°。(a)為高度 1 公里之值，藍色線為左式(趨勢項)之值，綠色線為右式(平流項、抽拉項及傾斜項)之總和；(b)為高度 1 公里之右式各項比較，藍線為平流項，綠線為抽拉項，橘線為傾斜項；(c)、(d)為高度 3 公里之結果；(e)、(f)則為高度 5 公里之結果。.....	52
圖 3.17 都卜勒風場反演及熱動力反演診斷。(a)為 2022 年 5 月 26 日 0200UTC 之最大雷達合成回波圖，包含 SPOL、TEAM-R 和 RCNT 三座雷達(單位：dBZ)，(b)為高度 1.5 公里反演之水平風場(單位： $\text{m s}^{-1}$ )及輻散場(單位： $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ )，(c)為高度 1.5 公里反演之氣壓擾動場(單位：hPa)，(d)為高度 1.5 公里反演之位溫擾動場(單位：K)。.....	53
圖 3.18 都卜勒風場反演及熱動力反演在北緯 25°之垂直剖面圖。(a)色階為輻散場(單位： $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ )，箭頭為 U-W 風場，並且 W 放大五倍顯示(單位： $\text{m s}^{-1}$ )，(b)色階反演之位溫擾動場(單位：K)，等值線為反演之氣壓擾動場(單位：hPa)。.....	54
圖 3.19 水氣調整後在不同高度之水氣場(單位： $\text{g kg}^{-1}$ )。(a)高度為 1 公里，(b)高度為 3 公里。.....	55
圖 3.20 模式在高度 0.25 公里模擬之風場，箭頭為水平風場(單位： $\text{ms}^{-1}$ )，色階為風速(單位： $\text{ms}^{-1}$ )，等值線為垂直速度(單位： $\text{ms}^{-1}$ )，(a)、(b)分別為 03UTC 時之 noDA 及 WDM6 之風場，(c)、(d)分別為 06UTC 時之 noDA 及 WDM6 之風場，(e)、(f)分別為 08UTC 時之 noDA 及 WDM6 之風場。.....	56
圖 3.21 板橋探空(46692)、彭佳嶼探空(46695)與模式預報之水平風場的垂直剖面(單位： $\text{ms}^{-1}$ )，紅色線為探空，藍色線為 WDM6，淺藍色為 WDM6_sta，灰色線為 noDA；而(a)為 03UTC，(b)為 06 UTC。.....	57

圖 3.22 02UTC 至 07 UTC 之最大雷達回波圖。(a)至(f)為實際合成雷達回波圖，(g)至(l)為 noDA，而(m)至(r)為 WDM6。 .....	58
圖 3.23 1 至 6 小時累積降水分布圖。(a)至(f)為實際雨量站觀測，(g)至(l)為 noDA，而(m)至(r)為 WDM6。 .....	59
圖 3.24 1 至 6 小時累積降水分布圖。(a)至(f)為 WSM6，(g)至(l)為 MOR，而(m)至(r)為 GCE。 .....	60
圖 3.25 1 至 6 小時累積降水分布圖。(a)至(f)為 PM，(g)至(l)為 NPM。 .....	61
圖 3.26 (a)至(f)為 WDM6_sta 的 1 至 6 小時累積降水分布圖。 .....	62
圖 3.27 定量降水預報之公正預兆得分(ETS)。 .....	63
圖 3.28 定量降水預報之誤報率(FAR)。 .....	63
圖 3.29 定量降水預報之命中率(POD)。 .....	64
圖 3.30 定量降水預報之偏離率(Bias)。 .....	64
圖 3.31 定量降水預報之比例技巧得分(FSS)；實線為雨量門檻 0.1 毫米，虛線為對應大雨之門檻。 .....	65
圖 3.32 地面氣象變數之方均根誤差(RMSE)；(a)為地面氣壓場，(b)為地表 2 公尺高度之氣溫，(c)為地表 2 公尺高度之相對濕度。 .....	66



# 第一章 緒論

## 1.1 前言

臺灣位於太平洋與歐亞大陸之過渡地帶，屬於亞熱帶季風氣候區，不僅是四面環海的海島地形，內部更是山巒起伏、地貌多變，這樣的地理與氣候環境使得臺灣在四季會受到不同的天氣系統影響，也對氣候變化非常敏感，每年從春末進入梅雨季節開始，到夏秋之際的颱風季，再到午後熱對流旺盛的夏日午後，劇烈且集中的強降水事件時常發生，對農業、交通與民眾生活帶來不小衝擊。強降水事件往往在短時間內即會發生，除了地面自動觀測資料外，需仰賴極短期(0 至 6 小時)定量降水預報(Quantitative Precipitation Forecast, QPF)提供更即時、精準的預報資訊，準確預測降水事件、降低災損風險，是一項迫切且重要的課題。

近年來，隨著觀測資料來源日益豐富，包括地面觀測、探空、衛星資料與雷達回波的高頻率更新，使得資料同化(Data Assimilation, DA)在中尺度天氣系統模擬中的應用日益重要，成為提升極短期定量降水預報準確性不可或缺的技術之一。相對於地面觀測及探空的時空間隔較大，雷達(Radio Detection And Ranging, RADAR)可以透過無線電波對大氣進行逐層掃描，提供高時空解析度的觀測資料，並且反演出重要的大氣物理變數，例如風場、水氣場分布等，透過資料同化將觀測資料有效整合進數值天氣預報系統中，建立一個更貼近真實大氣狀態的初始場，並捕捉中尺度對流系統的發展特性，提升降水預報的準確性，常見的資料同化方法包括三維變分法(3DVAR)、四維變分法(4DVAR)、集合卡爾曼濾波(Ensemble Kalman Filter, EnKF)及結合兩者優勢的混合同化技術(如 Hybrid EnVar)等。

本研究針對臺灣梅雨季節進行的 TAHOPE 實驗個案，利用實驗期間所獲得的雷達與探空觀測資料，分別採用多都卜勒風場合成法及熱動力反演法，以重建大氣動力場與熱力場的三維結構。接著，將反演得到之初始場取代數值模式模擬之原始資料，進行後續的預報模擬，並針對預報結果中的大氣物理變數及定量降水預報進行評估與校驗。

## 1.2 文獻回顧

在中尺度對流的模式預報中，須建立貼近大氣狀態的動力場與熱力場的三維結構，然而，傳統的地面自動儀器觀測及探空受限於時空解析度，無法完整描繪出快速變化的對流系統，因此具高時空解析度的雷達觀測成為彌補觀測缺口的關鍵。在雷達觀測應用於大氣初始場建構的早期研究中，Gal-Chen (1978)即指出準確建構動力初始場對模式模擬的穩定性至關重要，Gal-Chen 並探討在無重力波假設下(anelastic approximation)利用三維動量方程進行熱力場擾動反演，然而，該方法僅能獲得擾動場與擾動場平均之偏差量，並無法準確得知真實擾動場分布，因此較適合分析熱力場的水平結構，但若反演區域內各高度層具備至少一組實際壓力與溫度資料，則能進一步取得整體熱力擾動場的三維結構。Lin et al.(1993)將多部都卜勒雷達觀測導入實際對流模擬中，改善模擬真實風暴的結構，該研究顯示多雷達資料所反演之三維風場與溫度場等熱力變數，有助於提升模擬初期的動力場結構，為雷達觀測資料在短期定量降水預報與中尺度模式初始化中的應用提供重要實證支持。隨著模式與觀測技術日益進步，Sun and Crook(1997, 1998)發展出結伴隨模式(adjoint model)之變分反演技術，可以同時反演動力場與微物理參數(例如：液態水含量等)，首次同時評估雲水、雨水等水相粒子的初始分布，並針對實際的對流系統進行驗證。Protat and Zawadzki(2000)則採用變分法發展多雷達風場反演技術，並且在反演過程中考慮雷達佈局的幾何條件，為觀測網設計提供量化依據。

在 Weygandt et al. (2002a, 2002b)研究中則使用單都卜勒雷達風場合成技術反演之風場以及觀測之水相粒子資訊，同化後模式對風暴的發展掌握可延長 35 分鐘；而 Chung et al. (2009)透過 McGill 雷達資料同化技術進行雷達回波與徑向風之同化，在同化一次時，模式預報能力不到 60 分鐘，但同化兩次後可延長至 90 分鐘；Liou et al. (2009, 2012, 2014)則是透過變分方法發展多都卜勒雷達風場合成技術：**W**Ind Synthesis System using **D**Oppler Measurements (WISSDOM)，結合多個約束條件於一個價值函數內，進行變分極小化的迭代計算，反演出貼近真實情況的三維風場，並且 Liou et al.(2019)發展出可以應用在複雜地形上的熱動力反演方法：**T**errain-**P**ermitting **T**hermodynamic **R**etrieval Scheme

(TPTRS)，並應用在 2008 年的 SoMEX 實驗之 IOP#8 西南季風劇烈降水個案及 2014 年的夏季午後熱對流個案，同化雷達觀測變數及反演變數後，可改善預報降雨強度與分布，並且透過 TPTRS 水氣調整方案的改善，不僅使對流的邊界的水氣平滑外，更可表現出對流系統的細微結構，但局部地區的降水仍與實際情況稍有不同，但預報降水改善程度在西南季風劇烈降水個案可以達到 180 分鐘，而夏季午後對流個案則是 90 分鐘。

臺灣在每年的 5 至 6 月進入梅雨季節，期間大氣環境變化迅速且複雜，此時常有中高層的南支槽從華中及華南地區向東移出，並且在槽線前方的近地面層容易發展低氣壓，並伴隨向西南延伸的鋒面系統接近臺灣，過去研究指出，影響臺灣及鄰近地區之梅雨鋒面，在結構與動力特性上具有不同於典型中緯度冷鋒的特徵。Chen(1993)利用臺灣地區中尺度實驗 (Taiwan Area Mesoscale Experiment, TAMEX) 期間之觀測資料，顯示鋒面在華南陸地上空時仍具有明顯的溫度與濕度梯度，然而當鋒面移出陸地並進入海洋環境、接近臺灣後，其低層熱力對比會顯著減弱；在此情境下，梅雨鋒面的維持與降雨發展，轉而依賴高空槽線提供的斜壓結構，以及低層西南氣流輸送的豐沛水氣通量。然而，在天氣尺度強迫較弱的環境下，降雨型態常展現高度的變異性與局部性。針對降雨分布的高變異性，Wang et al.(2021)進一步運用系集敏感度分析 (ESA) 探討致災性準靜止雨帶的極端個案，該研究證實，極端降雨的預報挑戰源於系統強烈的非線性性質，經定量識別，影響降雨量的核心因子包括地面鋒面位置與移速、700 百帕風切線位置、水氣含量、鋒面擾動及鋒面強度。其中，鋒面滯留與低層輻合增強的耦合作用，是導致北部沿岸出現長時段極端降雨的主因。

### 1.3 研究動機與目的

梅雨季期間，短時間內可能有多個南支槽接連影響臺灣，使得水氣持續自華南地區輸送至臺灣附近；同時，鋒面帶南側常伴隨較高之對流性不穩定度，有利於中尺度對流系統之生成。當綜觀尺度天氣系統明顯活躍時(例如：冷暖鋒面通過或強西南氣流影響)，高、低層大氣之動力與熱力結構往往具有良好耦合條件，有利於強對流發展，亦為大氣科學中相對成熟且廣泛探討之研究議題。在此類情境下，數值天氣預報模式對於降雨之

時空分布通常具有較高的可預報度。然而，於鋒面結構不明顯或天氣尺度強迫較弱之情況下，鋒面可能滯留於臺灣附近並在缺乏顯著冷暖空氣交替的背景下，仍維持充沛水氣供應，進而導致頻繁且持續的降雨現象。此類降雨事件在對流生成與移入臺灣的過程中，常因低層風場微弱，使對流系統之發展與移動易受到局地環流（如地形效應、海陸風及山谷風）之調節與影響，進而增加降雨發生位置與強度之不確定性，造成數值天氣預報之可預報度顯著降低。此一特性亦使得此類梅雨降雨事件成為現行定量降水預報中最具挑戰性的問題之一。

2022 年 TOHOPE 實驗期間梅雨滯留鋒面降水事件#IOP1 初期，鋒面南下時其結構尚不明顯，但鋒面南側之西南風仍持續輸送充沛水氣至臺灣附近，導致北部地區出現長時間且持續性的降雨。此類降雨事件雖未伴隨顯著之鋒面結構或強天氣尺度強迫，卻常造成累積雨量顯著之長延時大雨，其對流生成與降水分布易受局地環流與地形效應調節，使得降雨時空演變不易掌握，進而導致數值天氣預報之可預報度偏低。基於上述背景，為提升梅雨季降雨事件之可預報度，並改善定量降水預報之準確性，以提供即時且具示警效能之降水預報資訊，本研究選取該個案之北部地區降雨為研究對象，進行定量降水預報修正方法之評估與大氣物理變數的誤差改善分析。

## 第二章 使用資料及研究方法

本章節分為四大部分，第一部分為本研究所使用之觀測資料（包括雷達、探空及地面觀測站資料），第二部分為都卜勒雷達觀測資料反演三維風場之方法，第三部分為利用反演之風場搭配探空資料進一步反演出熱動力場之方法（包括壓力、位溫等），最後則是將模式預報結果與自動觀測站比較之定量較驗方法說明。

### 2.1 使用之觀測資料

#### 2.1.1 雷達資料

TAHOPE (Taiwan-Area Heavy-rain Observation and Prediction Experiment) 為一項針對臺灣地區梅雨與夏季強降雨系統之大型氣象觀測與預報實驗研究計畫，旨在深入探討天氣系統（如梅雨鋒面、中尺度對流系統與颱風等）之動力機制與可預報度。該實驗於 2022 年 5 月中旬至 8 月初期間啟動密集觀測。本研究分析之個案為梅雨鋒面降水事件，其水氣來源主要為鋒面前之偏南風所攜帶。為確保水氣輸送特徵與鋒面前臺灣海峽偏南風之反演風場結果具有良好之代表性與穩定性，本研究選擇中大雷達 (TEAM-R)、SPOL 雷達及南屯雷達 (RCNT) 作為雷達回波資料整合之主要來源。相較之下，五分山雷達 (RCWF) 位處較高海拔，且其掃描範圍與 SPOL 及 TEAM-R 雷達具有高度重疊，對於本研究關注之區域所能提供之額外資訊有限；此外，樹林雷達 (RCSL) 於新竹以南地區之觀測易受地形屏障影響，雷達回波訊號較為不足，較難作為穩定之參考資料。因此，本研究未納入上述雷達作為主要分析來源。

由於原始雷達觀測資料存在可能受回波偏差與雜訊干擾，故須進行雷達資料品管 (Quality Control, QC)。本研究採用國立中央大學雷達實驗室研發之品管系統 **RA**dar tool **KIT**(RAKIT)，以定位上述雷達座標及篩選回波資料在反演區域內之格點位置及對應之回波值。由於 WISSDOM 需依賴兩筆雷達掃描間隔之資料方可進行反演，故選定雷達掃描時間最接近同化時刻之兩筆雷達資料，作為後續反演之依據。時間間隔設定以三部雷

達體積掃描間隔的平均，設定為 10 分 27 秒。以下針對各雷達進行簡要說明：

(a) 中

#### 大雷達(TEAM-R)

TEAM-R 為移動式雷達車，於 TAHOPE 實驗期間設置於桃園（東經 121.01278°，北緯 24.99028°，海拔 22 公尺），是 X 波段（波長 3.1 公分）之雙偏極化雷達，觀測仰角分別為 0.5、1.5、2.4、3.4、4.3、6.0、9.9、14.6 以及 19.5 度，一共 9 個仰角之體積掃描。

(b) SP

#### OL 雷達

於 TAHOPE 實驗期間到臺灣北部觀測，設置在新竹沿海（東經 120.90722°，北緯 24.81889°，海拔 10 公尺），是 S 波段（波長 10.5 公分）之雙偏極化雷達，觀測仰角分別為 0.5、1.0、1.5、2.0、3.0、4.0、5.0、7.0、9.0 以及 11.0 度，一共 10 個仰角之體積掃描。

(c) 南

#### 屯雷達(RCNT)

為中央氣象署與經濟部水利署合作建置的防災降雨雷達站，設置於臺中南屯區的望高寮（東經 120.57944°，北緯 24.14417°，海拔 293 公尺），是 C 波段（波長 5 公分）之雙偏極化雷達，觀測仰角分別為 0.5、1.4、2.4、3.4、4.3、6.0、9.9、14.6、19.5、24.5 以及 29.9 度，一共 11 個仰角之體積掃描。

### 2.1.2 探空資料

在 TAHOPE 實驗期間除了現行的探空氣球發放地點（新北、花蓮及彭佳嶼）及時間（00UTC 及 12UTC）外，額外新增了新竹探空觀測地點及觀測時間（03UTC、06UTC、15UTC 及 18UTC）。

### 2.1.3 地面觀測資料

使用中央氣象署地面自動(雨量)站的 10 分鐘觀測資料，並設定測站高度在 200 公尺以下進行校驗，以剔除山區氣象變數容易因為海拔高度及地形多變因素造成的影響。

### 2.1.4 初始與邊界條件資料

本研究在模式的初始與側邊界條件資料使用美國國家環境預報中心 (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) 所提供之 Final Operational Global Analysis (FNL) 資料。NCEP FNL 為全球分析資料，係整合地面觀測、探空、衛星與飛機觀測等多源資料，並透過資料同化系統產生，具有較完整且一致之大尺度環流結構描述。FNL 資料之水平解析度為  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ，時間解析度為 6 小時。

## 2.2. 都卜勒雷達風場合成

本研究採用 Liou et al. (2009, 2012, 2014) 提出的多都卜勒雷達合成風場方法 (WISSDOM)，利用多都卜雷達觀測之徑向風場透過應用數學之變分方法進行大氣之三維風場合成。由於都卜勒雷達觀測之徑向風是沿電磁波束方向的風速分量，無法直接量測垂直於波束的風速，因此必須透過風場合成技術來反演完整的三維風場(u、v、w)；WISSDOM 利用變分原理極小化價值函數，得到之三維風場還可同時滿足價值函數內的約束條件，優點包含：(a)可復原雷達基線(baseline)上的風場缺口，有效提升數據完整性；(b)可使用任意數量的雷達觀測資料，彈性適應不同場域的觀測需求，增加風場重建的適用性；(c)能結合多種背景場資料，如探空、自動觀測站、數值模式預報、再分析場等，以填補無雷達覆蓋的區域，提供更完整的三維風場結構；(d)約束條件滿足垂直渦度方程的三維風場，有助於後續渦度收支分析，並減少熱動力反演的誤差(Protat and Zawadzki, 2000)；(e)應用沉浸邊界法(Immersed Boundary Method, IBM)，根據 Tseng and Ferziger(2003)的方法處理複雜地形影響，利用地勢高度梯度計算邊界條件，提升山區及高度差較大區域的風場準確度。

## 2.2.1 價值函數(cost function)

WISSDOM 之價值函數包含 6 個若約束條件，分別為(a)徑向風與三維風場關係式；(b)背景風場；(c) 非彈性連續方程式；(d) 垂直渦度方程式；(e) Laplacian 二次維分平滑項；(f)垂直 fitting 項，價值函數表示如下：

$$J = \sum_{i=1}^6 J_i \quad (2.1)$$

其中 $J_i$ 為個約束條件之價值函數， $J$ 為總價值函數，是 6 個價值函數之總和；所使用之各價值函數闡述如下。

$$J_1 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \sum_{i=1}^N \alpha_1 (T_{1,i,t})^2 \quad (2.2)$$

$$T_{1,i,t} = (V_r)_{i,t} - \frac{(x - P_x^i)}{r_i} u_t - \frac{(y - P_y^i)}{r_i} v_t - \frac{(z - P_z^i)}{r_i} (w_t + W_T) \quad (2.3)$$

$$r_i = \sqrt{(x - P_x^i)^2 + (y - P_y^i)^2 + (z - P_z^i)^2} \quad (2.4)$$

(2.2)式為價值函數第一式，為使反演之三維風場投影回雷達座標上應大致符合雷達之徑向風場，其中下標 $i$ 為使用雷達的個數( $N$ )， $t$ 為同化時間最接近之雷達掃描的兩個時間， $\alpha_1$ 為雷達覆蓋之權重係數，若該點無雷達資料覆蓋，則 $\alpha_1 = 0$ ； $T$ 則為徑向風與三維風場之約束條件，見(2.3)式， $V_r$ 為觀測之雷達徑向風， $(P_x^i, P_y^i, P_z^i)$ 為第 $i$ 座雷達之座標位置， $(u_t, v_t, w_t)$ 為待反演之風場， $r_i$ 為 $(x, y, z)$ 網格點至第 $i$ 座雷達的直線距離，見(2.4)式； $W_T$ 為終端落速，可由雷達回波之經驗公式推估，在 Marshall-Palmer 型態粒徑大小分布下空氣中的雨水混合比( $q_r$ )與雪水混合比( $q_s$ )可經由回波資料推估而得(Tong and Xue, 2005)，經驗公式如下：

$$\text{dBZ} = 43.4 + 17.5 \log_{10} \rho q_r, \text{ if } T \geq 0^\circ\text{C} \quad (2.5)$$

$$\text{dBZ} = 37.3 + 17.5 \log_{10} \rho q_s, \text{ if } T < 0^\circ\text{C} \quad (2.6)$$

其中 $\rho$ 為空氣密度(單位： $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ )， $T$ 為溫度(單位： $^\circ\text{C}$ )；(2.5)式與(2.6)式分別為雨

水混合比 $q_r$ (單位： $g \cdot kg^{-1}$ )與雪水混合比 $q_s$ (單位： $g \cdot kg^{-1}$ )和回波之間的關係式，其中隨高度變化的空氣密度及溫度來源為反演區域內的探空資料，若在反演時間無探空觀測，則使用 WRF(Weather Research and Forecasting)模式分層之平均溫度及密度。

根據 Lin et al.(1983)提出質量權重之平均終端落速(mass-weighted mean terminal velocity)可用來推估終端落速 $W_T$ ，式子如下：

$$U_r = \frac{\alpha \Gamma(4 + b)}{6 \lambda_r^b} \left( \frac{\rho_0}{\rho_a} \right)^{0.5} \quad (2.7)$$

$$\lambda_r = \left( \frac{\pi \rho_r n_{0r}}{\rho_a q_r} \right)^{0.25} \quad (2.8)$$

$$U_s = \frac{c \Gamma(4 + d)}{6 \lambda_s^d} \left( \frac{\rho_0}{\rho_a} \right)^{0.5} \quad (2.9)$$

$$\lambda_s = \left( \frac{\pi \rho_s n_{0s}}{\rho_a q_s} \right)^{0.25} \quad (2.10)$$

$U_r$ 及 $U_s$ 分別為雨水和雪的終端落速(單位： $m \cdot s^{-1}$ )， $\alpha = 2115.0 \text{ cm}^{1-b} \cdot s^{-1}$ ， $b = 0.8$ ， $c = 152.93 \text{ cm}^{1-d} \cdot s^{-1}$ ， $d = 0.8$ ， $\rho_r = 1.0 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 及 $\rho_s = 0.1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 分別為雨水及雪水的密度， $\rho_a$ 和 $\rho_0$ 分別為空氣密度和環境密度(單位： $kg \cdot m^{-3}$ )， $n_{0r} = 8.0 \times 10^{-2} \text{ cm}^{-4}$ 和 $n_{0s} = 3.0 \times 10^{-2} \text{ cm}^{-4}$ 分別為雨水和雪水的截距參數。若反演區域內的格點有觀測到回波值，即可透過(2.5)式至(2.10)式估計出雨水或雪水的終端落速，最後再代回(2.3)式供價值函數計算使用。

$$J_2 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_2 (\vec{V}_t - \vec{V}_{B,t})^2 \quad (2.11)$$

(2.11)式為價值函數第二式，是反演風場( $\vec{V}_t$ )與背景風場( $\vec{V}_{B,t}$ )的差異約束條件，目的為透過背景風場來彌補無雷達資料覆蓋之區域， $\alpha_2$ 為權重係數，若格點有雷達區域覆蓋則 $\alpha_2 = 0$ ；因為雷達觀測會有死角，例如：超過觀測距離、地形阻擋等，在缺乏觀測值的區域可由背景風場來進行彌補，而背景風場可由模式預報、探空觀測或再分析資料提供，本研究使用模式預報資料作為背景風場。

$$J_3 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_3 \left[ \frac{\partial(\rho_a u_t)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_a v_t)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_a w_t)}{\partial z} \right]^2 \quad (2.12)$$

(2.12)式為價值函數第三式，即非彈性連續方程式項， $\alpha_3$ 為權重係數， $\rho_a$ 為空氣密度， $\rho_a = \rho_a(z)$ 隨高度而改變，取得方式與(2.5)式及(2.6)式相同。

$$J_4 = \sum_{xyz} \alpha_4 \left\{ \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \overline{\left[ \left( u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + w \frac{\partial \zeta}{\partial z} \right) + (\zeta + f) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left( \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) \right]} \right\}^2 \quad (2.13)$$

$$\zeta \equiv \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad (2.14)$$

$$f \equiv 2\Omega \sin \phi \quad (2.15)$$

(2.13)式為價值函數第四式，即垂直渦度方程式之約束條件，等號右邊依序為渦度趨勢項(tendency term)、平流項(advection term)、抽拉項(stretching term)及傾斜項(tilting term)，上標之橫線代表兩個雷達掃描時間之平均。 $\alpha_4$ 為權重係數， $f$ 為科氏參數，定義見(2.15)式，其中 $\Omega = 7.292 \times 10^{-5} \text{ rad} \cdot \text{s}^{-1}$ ，代表地球自轉角速度， $\phi$ 為格點之緯度。經由(2.13)式約束條件極小化後，有利於渦度收支之判斷，並且使剩餘項(residual term)不易產生，可幫助提升後續熱動力反演之準確度。

$$J_5 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_5 [\nabla^2 (u_t + v_t + w_t)]^2 \quad (2.16)$$

$$\nabla^2 \equiv \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad (2.17)$$

(2.16)式為價值函數第五式，即 Laplacian 平滑項，可以減少並抑制反演風場中的雜訊， $\alpha_5$ 為權重係數。

$$J_6 = \sum_{t=1}^2 \sum_{xyz} \alpha_6 (\vec{V}_t - \vec{V}_{F,t})^2 \quad (2.18)$$

$$\vec{V}_{F,t} = (u_{F,t}, v_{F,t}) \quad (2.19)$$

$$u_{F,t} = u_{top,t}W_{top,t} + u_{bot,t}W_{bot,t} \quad (2.20)$$

$$v_{F,t} = v_{top,t}W_{top,t} + v_{bot,t}W_{bot,t} \quad (2.21)$$

(2.18)式為價值函數第六式，主要描述當模式格點在垂直方向上位於雷達資料層與測站資料層之間時，其分析結果會同時受到兩者影響。式中的下標  $t$  為 1 至 2，代表與分析時間最接近觀測資料( $t = 2$ )與前一筆時間觀測資料( $t = 1$ )；向量 $\vec{V}_{F,t}$ 是利用雷達與測站在垂直方向上的距離權重所計算出的水平風場，包含 $u_{F,t}$ 與 $v_{F,t}$ 兩個分量，其計算分別由(2.19)至(2.21)式給出。其中， $u_{top,t}$  ( $v_{top,t}$ )代表垂直方向上最低層的雷達風場，而 $u_{bot,t}$  ( $v_{bot,t}$ )則是最高層的測站風場； $W_{top,t}$ 與 $W_{bot,t}$ 分別為雷達與測站對該格點的影響權重； $\alpha_6$ 則為此項在價值函數中的權重係數。

利用 WISSDOM 滿足各個約束條件，並將設定變分迭代 1000 次得到良好收斂後，即可反演出一組最接近真實大氣的三維風場，本研究之權重係數設定如下： $\alpha_1 = 10^2$ ， $\alpha_2 = 10^{-1}$ ， $\alpha_3 = 4 \times 10^8$ ， $\alpha_4 = 4 \times 10^{13}$ ， $\alpha_5$ 在水平風沿水平(垂直)方向為 $10^{15}$ ( $10^{11}$ )，在垂直風沿水平(垂直)方向為 $10^{14}$ ( $10^{12}$ )， $\alpha_6 = 10^3$ 。

## 2.2.2 沉浸邊界法(Immersed Boundary Method, IBM)

為使 WISSDOM 反演之風場考慮地形效應的影響，Liou et al.(2012)採用 Tseng and Ferziger(2003)提出的沉浸邊界法，此方法利用地形梯度而給定邊界的條件。首先需先將反演之三維格點分別定義出流域點(flow region)、虛網格點(ghost cell)及在地形內部的內部點，虛網格點為與流域點距離最近之地形內部點，如圖 2.1 所示。

為避免模式變數在計算上之不穩定性，利用虛網格沿著地形找到與其對應的鏡像點，此鏡像點位於流域區，虛網格與鏡像點間的連線垂直於地形邊界且兩點與地形邊界之間的距離相等；接著利用反距離權重法，將鄰近於鏡像點的網格點內插計算鏡像點之數值，如下所示：

$$W_m = \left( \frac{R - r_m}{Rr_m} \right)^a \quad (2.22)$$

$$\phi_0 = \frac{1}{q} \sum_{m=1}^n (W_m \phi_m)^a \quad (2.23)$$

$$q = \sum_{i=1}^n \left( \frac{R - r_i}{R r_i} \right)^q \quad (2.24)$$

(2.22)式中 $R$ 為最遠可內插之距離， $r_m$ 為第 $m$ 個網格點與鏡像點之距離， $W_m$ 則為計算出的第 $m$ 個網格點之權重；(2.24)式為各點之權重總和，代入(2.23)式作權重內插。將鏡像點搜索範圍內之格點數值 $\phi_m$ 內插至鏡像點後可得 $\phi_0$ ，再根據與虛格點之距離與邊界條件轉換成虛格點之數值，重複迭代後即可得應用於複雜地形上之三維風場。

## 2.3 熱動力反演

本研究將都卜勒雷達觀測之徑向風透過上節風場合成方法得到一組反演之三維風場，再利用此風場與熱力場之關係式進行熱動力反演，即可得大氣之壓力與溫度的擾動場，熱動力反演所使用之非彈性近似動量方程在卡氏座標的關係式如(2.25)式至(2.27)式：

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[ \frac{\partial u}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla u - fv + turb(u) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} \equiv -F \quad (2.25)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[ \frac{\partial v}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla v + fu + turb(v) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} \equiv -G \quad (2.26)$$

$$\frac{1}{\theta_{v0}} \left[ \frac{\partial w}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla w + turb(w) + g(q_r + q_s) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial z} + g \frac{\theta'_c}{\theta_{v0} \theta_0} \equiv -H \quad (2.27)$$

$$\pi = C_p \left( \frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (2.28)$$

$\vec{V}$ 為三維風場( $u, v, w$ )， $\pi$ 為無因次化之氣壓，定義如(2.28)式，其中 $P$ 為氣壓(單位：hPa)， $P_0 = 1000 \text{ hPa}$ 為參考氣壓，氣體常數 $R = 287 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ，等壓比熱常數 $C_p = 1005 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ；(2.25)式至(2.27)式中之下標 $0$ 代表基本態(basic state)，並且假設基本態為一水平均勻分布，並隨高度而變化，本研究以系統發生前最接近時間之探空觀測作為基本態，而上標( $'$ )代表相對於基本態之擾動量，例如： $\pi'$ 即代表標準化壓力相對於基本態之擾動量。

$\theta_v$ 為虛位溫(單位：K)，定義如(2.29)式，其中 $\theta$ 為位溫(單位：K)， $q_v$ 為水氣混合比(單位： $kg \cdot kg^{-1}$ )。(2.24)式中的 $q_r$ 及 $q_s$ 可由(2.5)式及(2.6)式推估而得，而 $\theta'_c$ 則為虛雲位溫擾動(單位：K)，定義如(2.30)式，其中 $q_c$ 為雲水混合比(單位： $kg \cdot kg^{-1}$ )， $\theta_0$ 為位溫的基本態， $\theta'$ 則為位溫擾動。

$$\theta_v \equiv \theta(1 + 0.61q_v) \quad (2.29)$$

$$\theta'_c = \theta' + (0.61q'_v - q_c)\theta_0 \quad (2.30)$$

$turb()$ 為次網格亂流項(單位： $m^{-1} \cdot s^{-1}$ )，定義如(2.31)式，以參數化方式估計，括弧內可為任意方向之風場， $K$ 則為次網格黏滯係數。

$$turb() = K \left( \frac{\partial^2()}{\partial x^2} + \frac{\partial^2()}{\partial y^2} + \frac{\partial^2()}{\partial z^2} \right) \quad (2.31)$$

(2.32)式為熱動力方程式，其中 $S$ 為源匯項，可由(2.33)式計算而得，包含 $\theta'_c$ 之趨勢項、擴散項與各種水相粒子之混合比趨勢項。

$$u \frac{\partial \theta'_c}{\partial x} + v \frac{\partial \theta'_c}{\partial y} + w \frac{\partial \theta'_c}{\partial z} + w \frac{d\theta_0}{dz} + S = 0 \quad (2.32)$$

$$S = \frac{\partial \theta'_c}{\partial t} + turb(\theta'_c) - \frac{dq}{dt} \quad (2.33)$$

Gal Chen(1978)提出的熱動力反演方法(簡稱GC78)在極小化的過程中使用水平動量方程作為約束條件，因此反演變數中包含隨高度變化之常數，導致其唯一解僅能透過扣除熱動力擾動場之水平平均來獲得，而若要取得絕對解，則必須在反演區域內有隨高度觀測之各水平層的至少一個觀測值來求取。不同於GC78，本研究根據Liou et al.(2019)發展的可應用於複雜地形之熱動力反演法(TPTRS)，透過給定可應用於地形上的弱勢約束條件，並透過(2.25)式至(2.27)式及(2.32)式的熱動力資訊F、G、H及熱動力方程進行變分中的弱勢約束條件極小化，獲得一組最佳化的三維擾動量 $\pi'$ 及 $\theta'_c$ 。

$$J = \sum_{i=1}^4 J_i \quad (2.34)$$

(2.34)式為總價值函數 $J$ ，其中 $J_i$ 為第 $i$ 個價值函數，包含各約束條件，如(2.35)

式至(2.38)式：

$$J_1 = \sum_{xyz} \alpha_1 \left[ \frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right]^2 \quad (2.35)$$

$$J_2 = \sum_{xyz} \alpha_2 \left[ \frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right]^2 \quad (2.36)$$

$$J_3 = \sum_{xyz} \alpha_3 \left[ \frac{\partial \pi'}{\partial z} - g \frac{\theta'_c}{\theta_0 \theta_{v0}} - H \right]^2 \quad (2.37)$$

$$J_4 = \sum_{xyz} \alpha_4 \left[ u \frac{\partial \theta'_c}{\partial x} + v \frac{\partial \theta'_c}{\partial y} + w \frac{\partial \theta'_c}{\partial z} + w \frac{d\theta_0}{dz} + S \right]^2 \quad (2.38)$$

$\alpha_1 \sim \alpha_4$ 為各弱勢約束條件之權重係數，可依據不同格點性質調整權重並針對非邊界點及流域點作進行極小化，其中流域點相對於地形的的位置亦會分為起始點(starting-point)、中間點(interior point in the flow region)、結束點(end-point)及地形內部點(points inside the terrain)，以用單邊差分或中央差分方式取得梯度值；價值函數經持續迭代極小化後使 $\pi'$ 、 $\theta'_c$ 的梯度值及 $S$ 趨近極小值，本研究設定迭代次數為 12000 次。

## 2.4 水氣及溫度場調整

本研究參考 Liou et al.(2014)所提出的溫濕調整方案，判定格點之水氣是否已達飽和，判定標準包括兩項：(a)雷達回波值須大於 10 dBZ；(b)格點之高度須位於舉升凝結高度(LCL)之上。當網格點滿足上述兩項條件時，即視為水氣已達飽和的狀態，並進一步透過迭代方式調整水氣場及溫度場直至收斂，以改善模式初始場中水氣低估的情形，詳細步驟如表 2.1。

$$\theta' \approx \left( \frac{1000 \text{ hPa}}{p_0} \right)^{\frac{R}{C_p}} T' - \frac{R}{C_p} \frac{\theta_0}{p_0} p' \quad (2.39)$$

首先利用(2.30)式計算初始場之位溫擾動猜測值的三維結構，其中由模式初始預報提供雲水混合比 $q_c$ ，並且 $q_v'$ 初始假設為0；接著將初始位溫擾動 $\theta'$ 代入(2.39)式計算溫度擾動 $T'$ ，加上溫度基本場 $T_0$ 即可得三維溫度場 $T$ 。

$$T_d = \frac{B}{\ln \left( \frac{A \varepsilon}{(q_{v0} P)_{sfc}} \right)} \quad (2.40)$$

$$H_{LCL} \approx \left( \frac{T - T_d}{8} \right)_{sfc} \quad (2.41)$$

將熱動力反演所得之壓力代入(2.40)式得出露點溫度 $T_d$ ，其中 $A = 2.533 \times 10^8 (k \cdot Pa)$ ； $B = 5.417 \times 10^3 (K)$ ； $\varepsilon = 0.622$ 。此時藉由地面之溫度與露點溫度可估計舉升凝結高度(Rogers and Yau, 1989)，如(2.41)式。

$$e_s \approx A \exp \left( -\frac{B}{T} \right) \quad (2.42)$$

$$q_{vsat} \approx \varepsilon \frac{e_s}{p} \quad (2.43)$$

$$q_v = q_{vsat} \text{ , if } z \geq H_{LCL} \text{ and } dBZ \geq 10 \quad (2.44)$$

$$q_v' = q_v - q_{v0} \quad (2.45)$$

將上述所得之溫度 $T$ 代入(2.42)式，求得飽和水氣壓 $e_s$ 後，再代入(2.43)式求得飽和水氣混合比 $q_{vsat}$ （單位： $kg \cdot kg^{-1}$ ），並藉由(2.44)式判定格點是否為飽和，再透過(2.45)得到經過調整的 $q_v'$ 。算出的新 $q_v'$ 重新代回(2.30)式算出新的位溫擾動場，持續進行上述步驟進行迭代，直到水氣混合比擾動量及溫度擾動量收斂到一定差值以下，則結束水氣場與溫度場的調整。本研究收斂條件設定為，經水氣調整後的水氣混合比擾動量與上一次迭代的水氣混合比擾動量之間的差值小於等於 $5 \times 10^{-5} kg \cdot kg^{-1}$ ，以及同個網格點經調整後之溫度值與上一次迭代的溫度值相差小於等於 $10^{-2} K$ ，即為收斂並停止迭代。

## 2.5 定量校驗方法

為探討在雷達觀測同化後的定量降水預報及氣象參數相對於地面觀測值有無改善，本研究使用包含定量的誤差校驗、空間相關性校驗及機率驗證方法分述如下。

### 2.5.1 誤差校驗

$$Bias = \frac{\sum A_R}{\sum A_T} \quad (2.46)$$

偏離率(Bias)定義如(2.46)式， $A$ 代表任意物理變量，下標  $R$  代表模式預報值，下標  $T$  代表真實值；Bias 是用來衡量模式預報是否有系統性的偏差，若等於 1 表示無偏差，大於 1 表示模式預報有高估的現象，小於 1 則表示模式預報為低估。

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum(A_R - A_T)^2}{N}} \quad (2.39)$$

方均根誤差(RMSE)定義如(2.47)式， $N$  為計算總數；RMSE 是用來比較模式預報值與真實值之間平均差異的指標，數值愈小代表模式預報愈接近真實。

### 2.5.2 相關性校驗

$$SCC = \frac{\sum(A_R - \bar{A}_R)(A_T - \bar{A}_T)}{\sqrt{\sum(A_R - \bar{A}_R)^2 \sum(A_T - \bar{A}_T)^2}} \quad (2.48)$$

空間相關係數(SCC)定義如(2.48)式，上標  $\bar{\quad}$  表示物理變量的空間平均值；SCC 用來衡量模式預報數值與真實場之間的場域分布一致性，SCC 愈接近 1 代表模式預報與真實場之間空間分布愈相近，SCC 等於 0 代表完全無相關性。

### 2.5.3 機率驗證

$$ETS = \frac{H - H_r}{H + M + F - H_r} \quad (2.49)$$

$$H_r = \frac{(H + F)(H + M)}{H + M + F + C} \quad (2.50)$$

公正預兆得分(ETS)定義如(2.49)式， $H$ 為模式預報有降水，真實觀測也有降水的命中總個數， $M$ 為預報無降水，但真實觀測有降水的漏報總個數， $F$ 則為預報有降水，但真實觀測無降水的誤報總個數，而 $H_r$ 為隨機命中的期望值，定義見(2.50)式，其中 $C$ 為正確預測無降水總個數，因此(2.50)式中的分母即為總格點數，分子的 $(H + F)$ 為預報有降雨事件的總個數，而 $(H + M)$ 為實際有降雨事件的總個數； $H_r$ 是用來估算在完全隨機猜測下，有多少命中是猜測值，ETS 計算時需扣掉 $H_r$ 使得得分較為公正。

$$FSS = 1 - \frac{\sum (f_0 - f_p)^2}{\sum f_0^2 + \sum f_p^2} \quad (2.51)$$

比例技巧得分(Fractions Skill Score, FSS)定義如(2.51)式， $f_0$ 為降水觀測在預報範圍內的發生比例， $f_p$ 則為降水預報在預報範圍內的發生比例；FSS 等於 1 則認為真實場和預報場是完全一致的，而 FSS 等於 0 則認為真實場和預報場是完全無關的，而 FSS 趨近於 1 代表預報場有捕捉到降水系統位置及型態；FSS 適用於空間性質突出且具間歇性的降水事件，可以透過局部範圍內的降水事件發生比例之比較，來衡量真實場與預報場在空間上分布的相似程度，並且可以減少傳統格點對格點(point-to-point)的驗證方法對於預報誤差過於敏感的問題。

# 第三章 梅雨鋒面個案風場反演與分析

本章節會使用第二章提及的雷達資料反演技術，針對 2022 年的 TAHOPE 實驗 IOP#1 北部梅雨鋒面降水個案進行反演分析並進行模式同化預報，探討此技術對於梅雨鋒面之定量降水預報及熱動力場改善情形。

## 3.1 2022 年 TAHOPE IOP#1 個案介紹

IOP#1 為梅雨鋒面個案，觀測時段為 2022 年 5 月 26 日 00 UTC 至 5 月 28 日 00 UTC，此鋒面系統接近臺灣時，近地面鋒面結構相對微弱，降雨主要來自鋒面南緣所伴隨之西南風所輸送的水氣；根據觀測資料顯示，於 5 月 26 日 06 UTC 起，該鋒面系統滯留於臺灣中部地區，誘發顯著降水事件。大氣垂直結構上，850 百帕以上各層風場為逐漸增強之西南風及偏西風，顯示大氣處於高水氣含量及有利對流發展之環境。本研究聚焦於鋒面接近期間北部地區降雨特性之分析，旨在探討其與環流場、水氣分布與地形交互作用之關聯性，進一步提升對於類似天氣型態下降雨預報之理解與預測能力。

本研究首先根據觀測資料判定鋒面位置，並進一步比較日本氣象廳（Japan Meteorological Agency, JMA）與中央氣象署（Central Weather Administration, CWA）之地面天氣分析圖，結果顯示 JMA 所分析之鋒面位置與地面觀測資料之判定結果較為一致，故本研究後續分析中選擇以 JMA 地面天氣圖作為鋒面位置之呈現依據。依據日本氣象廳 5 月 26 日之地面分析圖顯示在 00 UTC 時有一道滯留鋒面位於臺灣北部海面，並延伸至中國華南地區，並且在 06 UTC 時的位置有稍微往南移動，接近基隆北海岸（見圖 3.1）。藉由 NCEP 再分析場資料（解析度  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ）分析各層場可知，850 百帕風場為西南風，並且在 06 UTC 時臺灣北部沿海風速增強，而相當位溫軸線在 00 UTC 及 06 UTC 皆指向臺灣，並且在 06 UTC 時相當位溫亦有增加趨勢（見圖 3.2）；700 百帕風場為西南風，在臺灣北部海面之西南風風速也在 06 UTC 有增強的現象，而槽線在 06 UTC 位於馬祖附近，並且水氣在 00 UTC 及 06 UTC 在臺灣附近皆偏多（見圖 3.3）；500 百帕之槽線在 00 UTC 時位於中國福建一帶，而 06 UTC 時槽線向西移動至馬祖地區附近，除

了 500 百帕槽線附近正渦度較強之外，臺灣東部海面上正渦度也偏強（見圖 3.4）；200 百帕之噴流離臺灣較遠，但流線場顯示高層分流在 00 UTC 時位於中國華南地區，06 UTC 時向西移動至臺灣上空（見圖 3.5）。

圖 3.6(a)與(b)分別顯示新竹測站於 00 UTC 及 06 UTC 的探空觀測結果。由圖可知，06 UTC 時 500 百帕以下之西南風相較於 00 UTC 有明顯增強趨勢，並且大氣中的對流可用位能(Convective Available Potential Energy, CAPE)亦略為上升，顯示自 00 UTC 至 06 UTC 期間，大氣環境逐漸有利於對流之發展。

綜合上述大氣各層場之分析結果，臺灣附近之近地面有滯留鋒緩慢接近基隆北海岸，並且中低層西南風強度逐漸增強，亦具備充足水氣，850 百帕之相當位溫軸線亦指向臺灣，顯示大氣具潛在不穩定性，而在中高層槽線則是逐漸通過臺灣北部海面，臺灣上空在 06 UTC 亦顯示高層有明顯之分流現象，在此種大氣環境配置下，若有對流產生，將有利於對流系統向上發展，形成較深厚的對流雲系。

## 3.2 模式模擬設定

### 3.2.1 模式設定

本研究使用 WRFv3.8.1 進行模擬實驗（詳細設定如表 3.1），並使用美國國家環境預報中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  全球再分析資料進行模式初始化預報(Ctrl run)，同化實驗模擬時間為 2022 年 5 月 26 日 02 UTC 至 08 UTC，並在 2022 年 5 月 25 日 18 UTC 即進行 spin-up，以便 WRF 可以逐步調整到動力與熱力平衡的過程。在 5 月 25 日 18 UTC 開始進行 spin-up 並模擬至 5 月 26 日 08 UTC 的時段中採用雙層網格設計(Two-way nesting)，代表父網格與子網格會互相交換資訊，並分為四個鑲嵌的模擬區域(D01 至 D04)，見圖 3.7，其中 D04 包括#IOP1 回波通過主要區域及臺灣北部海面，解析度分別為 27 公里、9 公里、3 公里及 1 公里，垂直層分為 52 層，邊界層則為 YSU scheme，並且積雲參數化在 D01、D02 使用 Kain-Fritsch scheme，但 D03、D04 因解析度足夠並無使用積雲參數化，微物理參數化為 WRF double moment,

6-class scheme(WDM6)，相較於單矩微物理方案，WDM6 除預報雲與降水粒子之質量混合比外，亦同時預報粒子數濃度，使其能更完整描述雲雨粒徑分布及其演化過程，進而提升對暖雨過程與對流系統結構之物理合理性。Hong et al.(2010)指出，WDM6 在對流系統模擬中可改善降水結構與中尺度對流組織特徵，使模擬結果較單矩方案更接近觀測。基於上述研究成果，本研究選用 WDM6 作為微物理參數化設定，以期提升對流結構模擬與定量降水預報之表現。

### 3.2.2 使用觀測資料

雷達回波顯示，02 UTC 回波已在北部沿海建立，並在 03 UTC 至 04 UTC 之間移入臺灣陸地（如圖 3.8(a)、(b)），故本研究選定 02UTC 作三維風場及熱力場反演，並採用第二章所述之雷達、探空及地面觀測站資料，其空間分布圖如圖 3.9 所示。雷達於 0.25 公里、1 公里、3 公里及 5 公里的覆蓋率則呈現在圖 3.10 中，因南屯雷達地勢較高，因此 1 公里以下多為 1 至 2 個雷達覆蓋區域，1 公里以上則開始有 3 個雷達覆蓋區域。探空資料方面，以新竹站探空作為反演基本場的依據，並選用彭佳嶼與新北探空資料進行預報結果的驗證；地面觀測資料則作為反演使用並且選取高度 200 公尺以下的平地測站作為校驗使用。

### 3.2.3 背景場

由於預報時間正值鋒面南下接近臺灣的過程，模式預報在 02 UTC 至 04 UTC 期間臺灣附近風場主要為偏南風或西南風，故本研究選擇以彭佳嶼測站的風向觀測以及鋒面位置作為比對基準，進行不同時間的風場校驗，並以模擬的風向與彭佳嶼實測最為接近之時刻，選定為反演所採用的背景場。如圖 3.11 所示，除 0.25 公里高度於臺灣西北側海面上可見氣旋式風切之外，1 公里以上之風場在臺灣附近普遍為西南風，其中 1 公里高度之西南風主要在臺灣北部陸地及近海地區較為偏強，3 公里高度之西南風則是在臺灣北部地區及臺灣北部海面明顯偏強，且風速軸有往東北方向逐漸增強的趨勢，5 公里高度在臺灣北部海面則為偏西風，風速偏強區域主要在北側的海面上。

### 3.3 反演驗證與分析

#### 3.3.1 反演風場之驗證

本實驗使用第 2.2 節所述之都卜勒風場合成方法，該方法以極小化價值函數為核心，並將雷達徑向風與三維風場的一致性作為第一個約束條件，進而求得反演之三維風場，為驗證反演結果之可信度，將所獲得之反演風場投影至各雷達觀測位置，並與原始雷達徑向風進行比對，以評估其正確性；此外，亦將背景風場投影至各雷達觀測位置，進行相同的校驗，以比較反演前後徑向風之差異。高度 1 公里及 3 公里反演前後之徑向風場如圖 3.12 至圖 3.14 所示，顯示在此高度風向多以西南風為主；相較於反演前，反演後之風場相較於反演前更加平滑，主要是因為都卜勒風場合成方法中納入了平滑項作為約束條件所致，此外，反演後之風場在結構上更貼近實際觀測結果，相較於反演前西南風中之南風分量占比相對較高。

本研究並計算反演前後風場投影至各雷達之徑向風與實際徑向風觀測值的 RMSE 及 SCC 步評估反演對風場垂直結構的改進程度；圖 3.15 顯示，各雷達之 RMSE 及 SCC 在反演後風場校驗結果皆有所改善，但在底層因雷達覆蓋率低表現較差，其中在 TEAM-R 及 RCNT 雷達之頂層亦因為雷達回波覆蓋率偏低造成 SCC 數值偏低。

#### 3.3.2 渦度方程診斷

在第 2.2 節所述之都卜勒風場合成方法中，其中一項約束條件為渦度方程的守恆，因此尚需檢驗反演所得風場在渦物方程左、右兩式上之一致性，其中左式代表趨勢項，右式則包含平流項、抽拉項及傾斜項。圖 3.16 顯示各高度場於北緯 $25^{\circ}$ 的剖線，結果顯示，在各高度之左式與右式整體量值相近，且在經度分布上的變化趨勢亦較為一致，進一步比較右式各分項可知，平流項與傾斜項為主要貢獻來源，抽拉項則相對數值較小。

#### 3.3.3 反演場分析

由圖 3.17(a)可知，雷達回波較大區域位於北部近海，並往北延伸至臺灣北部海面，

其回波會受西南風引導而吹往臺灣北部陸地，然而，回波強度最高約為 35 至 45dBZ，相較於劇烈降雨事件而言，整體回波值稍弱。

進一步分析高度 1.5 公里之氣象條件，圖 3.17(b)顯示，輻合與輻散交錯區域出現在桃園至新竹一帶；同時，該高度下桃園至新竹沿海反演風場轉為偏南風，會與西南風產生輻合帶。圖 3.17(c)亦顯示氣壓擾動的負值區位於桃園、新竹沿海，而圖 3.17(d)則顯示在該區對應位溫擾動的正值區。檢視北緯 25°之垂直剖面結果(圖 3.18)，圖 3.18(a)顯示在東經 121°附近(約為桃園沿海一帶)，U-W 風場中存在顯著之上升對流區，且於 5 公里以下呈現輻合區，而 5 公里以上則轉為輻散；相對應地，圖 3.18(b)顯示該輻合區域內伴隨位溫擾動之正值分布，並於 9 公里以下為氣壓擾動之負值區，綜合判斷該區具備有利於對流發展之環境條件。

圖 3.19 為經過第 2.4 節所述之溫度及水氣場調整後，在不同高度之水氣場分布(單位： $g \cdot kg^{-1}$ )。於高度 1 公里(圖 3.19(a))，水氣較高之區域主要分布於桃園以北及宜蘭一帶；而在高度 3 公里(圖 3.19(b))，較高水氣區域之空間範圍則略為縮小，主要集中於基隆北海岸及宜蘭地區，顯示桃園至臺北一帶之底層大氣具有較為豐沛之水氣條件。

### 3.4 預報實驗設計

本研究探討在同化反演動力場及熱力場後，對於定量降水預報的修正評估，並且透過同化地面測站資料，觀察其對於定量降水預報及風場修正程度，設計了以下實驗。

#### (a) noDA

無進行任何資料同化，僅依 3.2.1 節之模式設定進行純模式預報模擬 6 小時，作為本同化實驗之對照組。

#### (b)

WD

M6/WSM6/MOR/GCE

將反演所得變數替換為氣象場中主要參數 $\{u, v, w, p, t, q_v, q_s, q_r\}$ ，並進行 6 小時的模式預報模擬。為避免單一微物理參數化方案對定量降水預報產生偏差，除原本的 WDM6

外，額外使用 Morrison 2-mom (MOR)、WSM6、Goddard (GCE)三種微物理參數化方案進行平行模擬，以檢驗結果的一致性與敏感度。

(c) PM/  
NPM

根據葉等人(2016)針對定量降水預報改善所提出之機率擬合平均(Probability-matched ensemble Mean, PM)概念，以及其修正的新機率擬合平均方法(New Probability-matched ensemble Mean, NPM)；PM 方法的核心精神是保留集合模擬的降水強度分布，讓平均結果不會因平滑化而失去原本的強天氣訊號；而 NPM 則是在 PM 的基礎上進行調整，使其在極端雨量的擬合上更穩定，並改善 PM 在部分情況下可能出現的過度放大問題。本研究將前述(b)段落中提及之各物理參數化方案所產生的決定性預報結果，依照葉等人(2016)所示步驟（詳見表 3.2 及表 3.3）進行 PM 與 NPM 的後處理與統計分析。

(d) WD  
M6\_sta

在反演風場時加入地面測站約束條件，並使用 200 公尺以下測站資料，所反演之變數 $\{u, v, w, p, t, q_v, q_s, q_r\}$ 替換初始場後，依照 3.2.1 節之模式設定進行同化模擬 6 小時。

### 3.5 預報結果

在高度 0.25 公里之低層風場比較中（見圖 3.20），WDM6 於 03 UTC（預報第 1 小時）之鋒面位置與 noDA 相似（如圖 3.20(a)、(b)），皆位於臺灣北部海面；然而，WDM6 在鋒面附近之風速較偏強，對流活動也相對旺盛，並於新竹及苗栗沿海一帶存在強風區。至 06 UTC（預報第 4 小時，如圖 3.20(c)、(d)），WDM6 的鋒面位置已移動至基隆北海岸附近，其位置與地面天氣圖（如圖 3.1(b)）相符；相比之下，noDA 鋒面南下速度略顯偏慢。到了 08 UTC（預報第 6 小時，如圖 3.20(e)、(f)），實際鋒面應已南移至苗栗及臺中一帶，但 noDA 與 WDM6 的風場結構仍相當類似，並且鋒面位置皆仍位於基隆北海岸附近，顯示預報之鋒面南下速度偏慢。

由水平風場之垂直剖面圖（圖 3.21）可見，於 03 UTC 時，WDM6 在低層（約 5 公里以下）之 u、v 兩分量均相較於 noDA 更趨近於探空觀測；若加入地面觀測同化 (WDM6\_sta) 之結果亦略有改善，但整體仍與 WDM6 風場較為相近；至於中高層風場，在同化前後差異不大，僅在板橋探空之 v 方向風場及彭佳嶼探空之 u 方向風場略有改善。至 06 UTC 時，WDM6 及 WDM6\_sta 在低層 u 方向風場相較於 noDA 表現稍弱，但 WDM6\_sta 在彭佳嶼探空仍有相當改善，與探空觀測更為接近；另一方面，在中高層的風場垂直變化趨勢中，WDM6 及 WDM6\_sta 亦相對於 noDA 較貼近觀測。

根據實際雷達回波圖的變化情形所示，本研究個案在 02 UTC 時（如圖 3.22(a)），主要的對流系統位於臺灣北部近海，並且隨時間逐漸向東移入陸地，在移入過程中系統強度有增強的現象（如圖 3.22(b)至(d)）。當此系統在進入北部山區後，其後方仍有水氣持續向東輸送至陸地，在 06 UTC 時因鋒面帶已位於臺灣北部上空，其後更進一步在苗栗、臺中一帶激發出更為強烈的對流發展（如圖 3.22(e)、(f)）。

noDA 純模式預報實驗結果顯示，02 UTC 時（如圖 3.22(g)）雷達回波主要分布於山區及近山區地區，在 03 UTC 至 04 UTC 期間（如圖 3.22(h)、(i)），主要對流系統位於東北角及苗栗以南地區，而在 05 UTC 之後（如圖 3.22(j)至(l)），新竹以北地區才開始出現較明顯對流，但北部沿海地區的水氣仍相對不足。相較之下，WDM6 在修正初始場 02 UTC 後（見圖 3.22(m)），其初始對流系統與實際觀測結果相當一致，於 03 UTC 至 05 UTC 期間（如圖 3.22(n)至(p)），系統向東移入陸地並伴隨強度增強的特徵；然而，其回波移動方向略偏向東北，並且相較於實際雷達觀測，對流移動速度則有較快的情形；此外，系統後方缺乏持續的水氣補充，因此在 05 UTC 之後，北部沿海地區的水氣亦相對不足（如圖 3.22(q)、(r)）。

1 至 6 小時實際累積降雨分布圖如圖 3.23 所示，當對流系統移入陸地後，首先在北部沿海地區及中部山區產生降雨，並隨時間持續累積（如圖 3.22(a)至(c)）；至第 4 小時時（如圖 3.22(d)），降雨範圍已向東擴展至北部山區，在此之前北部平地的累積降雨仍較山區為多；至第 5 小時後，中部地區因有較強對流發展而有明顯的降雨累積（如圖

3.22(e)、(f))。noDA 純模式的 6 小時累積降雨分布圖（見圖 3.23(g)至(l)）顯示，降雨主要分布在北部山區及其他地區，其中較強降雨區域集中在中部地區與東北角，與實際觀測結果存在明顯差異；相對來說，WDM6（見圖 3.23(m)至(r)）在第 1 小時的降雨分布與實際觀測較為相近，降雨從北部沿海隨時間逐漸向北部山區累積，然而，因模擬的對流移動速度偏快且移動方向略偏東北，使得整體累積降雨較實際觀測小且較快往東北側累積，此外，在第 4 小時起，WDM6 的降雨分布與 noDA 結果趨於相似，主要降雨仍集中在中部地區及其他山區。而在三種額外使用的微物理參數化方案之預報累積降水分布（如圖 3.24）顯示，降水時序分布與 WDM6 相似，僅在累積降雨的量值上有所差異，其中，WSM6 及 GCE 的降雨量較多，但整體與實際觀測值仍存在明顯差異。而在系統性統計分析中（如圖 3.25），PM 及 NPM 之間差異甚小，與各物理參數化之模擬結果相比，僅在累積 3 小時的山區降雨極值稍下有修。在風場反演中加入地面觀測站資料後，其同化結果如圖 3.26 所示，與 WDM6 的定量降水預報相比，降雨範圍略為擴大，且自預報第 3 小時起，北部沿海的降雨量有所提升，更接近實際觀測；同時，原先位於山區降雨的過度預報情形亦略為緩和，然而整體山區的整體降雨量仍較實際觀測值偏高，平地降雨仍有低估情形。

為進一步評估不同同化實驗在定量降水預報上的表現，本研究採用 ETS、FAR 與 POD 等客觀驗證指標進行分析，由於各實驗之預報降雨量普遍偏低，故本研究將 0.1 毫米作為降雨門檻，用以評估是否發生降雨。如圖 3.27 所示，所有同化實驗之 ETS 分數在預報前 6 小時皆高於 noDA，顯示定量降水預報在同化下有所改善，然而，僅在預報前 3 小時，部分同化實驗的 ETS 可達 0.1 至 0.2，其後自預報第 4 小時起分數便開始下降，至預報第 5 至 6 小時時，大多數同化實驗的分數與 noDA 相近；在各物理參數化同化實驗中，以 WDM6 的 ETS 改善時間最長，MOR 則是在預報第 3 小時後即明顯下滑；至於 WDM6<sub>sta</sub>，其 ETS 表現相較於 WDM6 並無明顯優勢，但在預報第 4 小時起對 ETS 分數下降有一定的緩和效果；而 PM 及 NPM 在 ETS 上相對各物理參數化同化實驗並未有明顯改善。在 FAR 指標方面（見圖 3.28），各同化實驗的分數皆低於 noDA，顯示虛

報情形有所改善，但此差異自預報第 4 小時起明顯縮小；而各同化實驗的 POD（見圖 3.29）表現則普遍高於 noDA，且在預報 6 小時內皆維持明顯差距，代表同化實驗在降雨抓取能力上，相對 noDA 具較佳表現。

除了 ETS、FAR 與 POD 外，本研究亦進一步以 BIAS 指標檢視不同同化實驗的降雨偏差情形。如圖 3.30 所示，noDA 在整段預報期間皆呈現低估；而各同化實驗在預報第 1 小時則多表現為高估，推測與定量降水分布圖分析所顯示之降雨提早發生有關，自預報第 2 小時起，WDM6 及 WDM6\_sta 轉為低估，其餘同化實驗仍維持高估情形，惟至預報第 5 至 6 小時，各同化實驗之 BIAS 逐漸趨近 1，顯示整體降雨量級偏差減弱，但 ETS 未顯著提高，表示降雨事件在時空分布上仍存在明顯誤差，並未達到良好預報效果，因此本研究進一步採用 FSS 檢驗各同化實驗之降雨空間預報表現。由圖 3.31 可見，在整體降雨分布方面，FSS 於預報期間呈現上升趨勢，並且逐漸接近 1.0，表示降雨空間分布的預報技巧隨時間有所改善；然而，在大雨標準（時雨量 3 毫米）之情況下，FSS 表現皆偏低，各同化實驗在預報前 4 小時雖仍優於 noDA，但自預報第 5 小時起反而皆低於 noDA，顯示同化實驗對於大雨分布的改善效果主要於預報 4 小時內為佳。

為評估同化對近地層環境場的影響，本研究亦進一步分析地面氣壓場、距地表 2 公尺相對濕度及氣溫之模擬結果。在地面氣壓場的 RMSE 表現方面（見圖 3.32(a)），各同化實驗在預報的前 6 小時內的誤差相近，而 noDA 的 RMSE 雖整體略低於同化實驗，但自預報第 3 小時起兩者差異逐漸縮小；整體而言，同化對於地面氣壓場的改善幅度有限。在距地表 2 公尺高度之相對濕度及氣溫的 RMSE 表現方面（見圖 3.32(b)、(c)），noDA 與各同化實驗亦相差不大；然而，在預報前 3 小時，各同化實驗略低於 noDA，顯示其改善時效與定量降水預報相近，大約自預報第 4 小時起改善幅度趨於有限。

## 第四章 結語與未來展望

### 4.1 結語

本研究針對臺灣梅雨季節中常見之滯留鋒面降水事件，在鋒面接近時，不僅南下鋒面移速是實際民眾所關注的焦點，其中在不穩定的大氣環境中，對流系統發展及鋒面強度亦是定量降水預報的挑戰；特別是在鋒面結構不明顯、降雨時空分布高度不確定且可預報度偏低之情境中，本研究結合 WISSDOM 與 TPTRS 反演技術，進行雷達觀測資料之反演與同化，評估其對模式初始大氣動力結構及定量降水預報之改善成效。

研究結果顯示，在此類以局地環流與低層動力條件主導之降雨事件中，透過觀測資料同化可有效修正模式初始場誤差，並提升短時降水預報之可預報度；此外，本研究亦探討不同同化設計對降水模擬與大氣物理變數的影響及改善效果，相關結論歸納如下。

- (1) 採用都卜勒風場合成法進行之三維風場反演，能有效改善模式初始場與雷達觀測逕向風場間的一致性，RMSE 與 SCC 皆較背景場改善，顯示該方法可合理重建風場結構。反演結果之渦度方程驗證亦顯示左、右兩式在量值及分布趨勢上相符，平流項與傾斜項為主要貢獻來源，具良好物理一致性。
- (2) 反演結果指出，北部近海之回波主要受西南風引導進入陸地，於桃園至新竹沿海形成明顯輻合與輻散交錯區，對應之位溫擾動為正值，顯示該區具對流觸發條件，與實際降雨起始分布相符。
- (3) 經由資料同化後，模式對近地面鋒面移速的模擬表現有所提升，顯示同化能有效改善初期鋒面位置與移速；然而，隨著預報時間至第 4 小時後，此改善效益逐漸降低。
- (4) 在水平風場垂直剖面之比較結果可知，資料同化能有效改善低層風場結構，特別是在 03 UTC 時，顯示同化觀測資料對近地層動力場具有即時修正效益，而至 06 UTC 後改善幅度減弱；中高層風場在同化前後之變化則相對有限，整體上顯示同化效果主要體現在預報初期之低層風場。

- (5) 各同化實驗在預報前 3 小時內之降雨表現皆優於無同化實驗 (noDA)，ETS 可提升到 0.1 至 0.2，FAR 下降且 POD 提升，顯示對降雨發生位置與時機的捕捉更為準確。然而，自預報第 4 小時起改善效果趨於減弱，顯示同化的影響具短時效性。
- (6) 各微物理參數化方案在降雨時序上表現一致，但量值略有差異；其中，WSM6 與 GCE 略偏強，WDM6 表現最穩定；而 PM 與 NPM 統計方法對整體降雨分布之改善有限，僅在山區極值略有下修。
- (7) 加入地面觀測站資料修正反演風場後，北部沿海降雨量略為增加，且降雨範圍亦略為擴大，與觀測更為接近，同時山區降雨之高估現象略有緩解，ETS 修正效果亦可延續較長時間，顯示地面觀測資料能對定量降水預報產生正向的修正效果。
- (8) 資料同化能有效改善模式在預報初期之降雨分布的空間一致性，然而，改善效果隨預報時間延長逐漸減弱，並在大雨門檻下的 FSS 明顯下降，顯示同化效果改善主要集中於短時預報，且對強降雨之量值與區域分布影響仍有限。
- (9) 同化後之地面氣壓場、近地面之相對濕度及氣溫的 RMSE 整體改善有限，僅在預報前 3 小時之相對濕度與氣溫略優於無同化實驗 (noDA)，顯示同化效益主要集中於預報初期，與定量降水預報之改善時效相符。

## 4.2 未來展望

初始雷達回波、對流系統位置之修正及反演技術確實能提升降雨的預報模擬分數與分布情形，特別是在預報初期；然而，本研究結果顯示仍有降雨低估的問題，且改善效益多集中於前數小時，顯示若要在實務上提升預報精準度與提升防災、減災效益，仍需進一步改善資料同化技術之表現。基於本研究個案尚未完全修正之部分，以下提出未來可持續努力的方向，供後續研究參考：

- (1) 本研究個案顯示，模式在處理局地環流（如海陸風與地形誘發上升氣流）之細部交互作用上仍存在偏弱或偏強情形，反映出邊界層參數化與初始風場仍有修正空間。未來可透過改善邊界層參數化方案，或加入更高解析度的地面觀測資料以修

正反演之初始風場。

- (2) 加入地面觀測資料進行初始風場修正後，不僅能略為改善水平風場的垂直結構，亦可有效提升定量降水預報與近地面溫度、相對溼度之模擬結果；然而，對於地面氣壓場的改善幅度仍不如預期。未來可將地面測站之氣壓、氣溫等資料納入熱力場反演，或改善地表通量參數化，使近地面層之熱力結構更貼近真實環境，以評估其對地面層場模擬之助益。
- (3) 本研究之同化實驗在地面鋒面移速的模擬表較貼近實際觀測，顯示資料同化對低層風場及鋒面系統具有一定改善效果。若能進一步延伸至多個梅雨個案，將有助於驗證同化方法在不同環境條件下的適用性，並可歸納常見之預報誤差特徵。
- (4) 雖同化後的降雨空間分布已獲得明顯改善，但在降雨量級上仍偏低估，尤其在大雨門檻的 FSS 改善有限。此結果顯示，除動力結構修正外，底層水氣環境之描述仍為影響梅雨降雨模擬之關鍵因素之一。文獻回顧章節中指出，梅雨季期間低層噴流 (low-level jet, LLJ) 在水氣輸送與輻合結構的建立上扮演重要角色，對降雨強度與持續時間具有顯著影響。未來研究可檢視更低層之層場 (約 900 百帕以下) 並進一步參考鄭(2019)所提出之水氣調整方案，結合低層噴流特徵，針對底層水氣場進行更具物理意義之調整，使模式環境更貼近梅雨季之氣候背景，以評估其對降雨量級低估問題之改善效果。
- (5) 熱動力場反演雖能有效改善低層風場結構及 QPF，但其影響在預報約 4 小時後即明顯減弱，顯示反演所得之動力資訊在模式中的可維持性仍有限，且容易隨模式自身動力調整而快速耗散。後續研究可評估不同的資料同化頻率，或引入具時間連續之同化策略，例如在模式積分初期結合 nudging 技術，於一段預報時間內持續將模式風場及水氣場調整至反演或觀測所代表之狀態，以延長低層動力及水氣結構改善效果；此外，亦可進一步評估採用具完整時間同化能力之方法 (如 4D-Var)，以提升動力場修正在後續預報中的穩健性與持續性。

## 參考文獻

- 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。
- 鄧詠霖，2015：利用雷達觀測與反演變數改善模式定量降水預報之能力：2008 年西南氣流實驗 IOP#8 個案分析。國立中央大學大氣物理研究所，1-95。
- 鄭羽廷，2019：同化雷達觀測與反演變數改善模式對流尺度降雨預報能力：探討 OSSE 與真實個案。國立中央大學大氣物理研究所，1-92。
- 葉世瑄、林沛練、洪景山、黃椿喜，2016：機率擬合之系集定量降水預報後處理方法。*大氣科學*，**44(1)**，83-112。
- Chung, K.-S., Zawadzki, I., Yau, M. K., & Fillion, L. 2009: Short-Term Forecasting of a Midlatitude Convective Storm by the Assimilation of Single-Doppler Radar Observations. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 4115-4135.
- Gal-Chen, T., 1978: A Method for the Initialization of the Anelastic Equations: Implications for Matching Models with Observations. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 587-606.
- Liou, Y.-C. and Y.-J. Chang, 2009: A Variational Multiple-Doppler Radar Three-Dimensional Wind Synthesis Method and Its Impacts on Thermodynamic Retrieval. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3992-4010.
- \_\_\_\_\_, S.-F. Chang, and J. Sun, 2012: An Application of the Immersed Boundary Method for Recovering the Three-Dimensional Wind Fields over Complex Terrain Using Multiple-Doppler Radar Data. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1603-1619.
- \_\_\_\_\_, J.-L. Chiou, W.-H. Chen, and H.-Y. Yu, 2014: Improving the Model Convective Storm Quantitative Precipitation Nowcasting by Assimilating State Variables Retrieved from Multiple-Doppler Radar Observations. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 4017-4035.
- \_\_\_\_\_, P.-C. Yang, and W.-Y. Wang, 2019: Thermodynamic Recovery of the Pressure and Temperature Fields over Complex Terrain Using Wind Fields Derived by Multiple-

- Doppler Radar Synthesis. *Mon. Wea. Rev.*, **147**, 3843-3857.
- Protat, A. and I. Zawadzki, 2000: Optimization of Dynamic Retrievals from a Multiple-Doppler Radar Network. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 753-760.
- Rogers R. R., and M.K. Yau, 1989: A short course in cloud physics, Pergamon, Oxford, England, 293pp.
- Sun, J. and N. A. Crook, 1997: Dynamical and Microphysical Retrieval from Doppler Radar Observations Using a Cloud Model and Its Adjoint. Part I: Model Development and Simulated Data Experiments. *J. Appl. Meteor.*, **54**, 1642-1661.
- \_\_\_\_\_, and \_\_\_\_\_, 1998: Dynamical and Microphysical Retrieval from Doppler Radar Observations Using a Cloud Model and Its Adjoint. Part II: Retrieval Experiments of an Observed Florida Convective Storm. *J. Appl. Meteor.*, **55**, 835-852.
- Weygandt, S. S., A. Shapiro, and K. K. Droegemeier, 2002a: Retrieval of Model Initial Fields from Single-Doppler Observations of a Supercell Thunderstorm. Part I: Single-Doppler Velocity Retrieval. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 433-453.
- \_\_\_\_\_, \_\_\_\_\_, and \_\_\_\_\_, 2002b: Retrieval of Model Initial Fields from Single-Doppler Observations of a Supercell Thunderstorm. Part II: Thermodynamic Retrieval and Numerical Prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 454-476.
- Chen, Y.-L., 1993: Some synoptic-scale aspects of the surface fronts over southern China during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **121(1)**, 50-64.
- Wang, C.-C., Li, M.-S., Chang, C.-S., Chuang, P.-Y., Chen, S.-H., and Tsuboki, K., 2021: Eemble-based sensitivity analysis and predictability of an extreme rainfall event over northern Taiwan in the Mei-yu season: The 2 June 2017 case. *Atmospheric Research*, **259**, Article 105684.
- Hong, S.-Y., Lim, K.-S. S., Lee, Y.-H., Ha, J.-C., Kim, H.-W., Ham, S.-J., and Dudhia, J., 2010: Evaluation of the WRF Double-Moment 6-Class microphysics scheme for

precipitating convection. *Advances in Meteorology*, **2010**, Article 707253.

# 附表

表 2.1 溫度場與水氣場調整流程

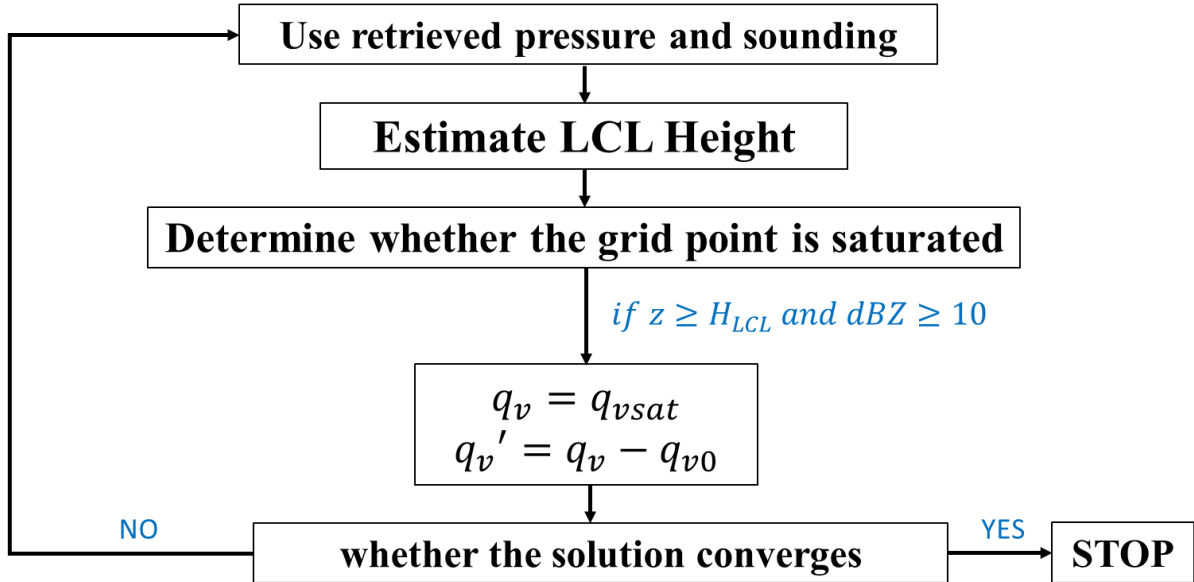


表 3.1 WRF 模式設定

	D01	D02	D03	D04
<b>Data</b>	NCEP FNL ( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ )			
<b>Horizontal resolution</b>	27 km	9 km	3 km	1 km
<b>Vertical resolution</b>	52 levels			
<b>Micro Physics schemes</b>	WDM6			
<b>PBL</b>	YSU			
<b>Cumulus schemes</b>	Kain–Fritsch		No use	
<b>Simulation Time</b>	2022/05/25 18 UTC to 2022/05/26 08 UTC			

表 3.2 PM 方法計算流程

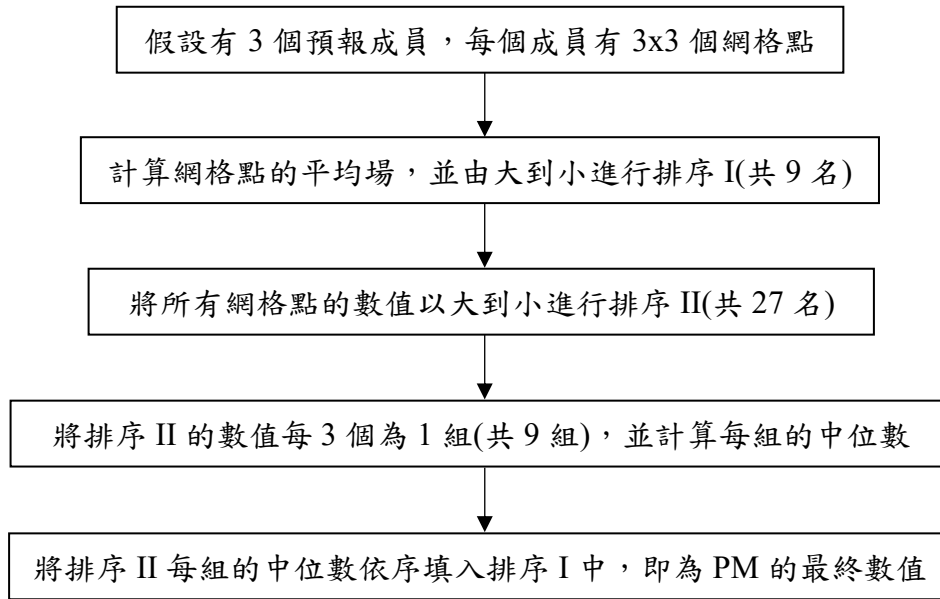
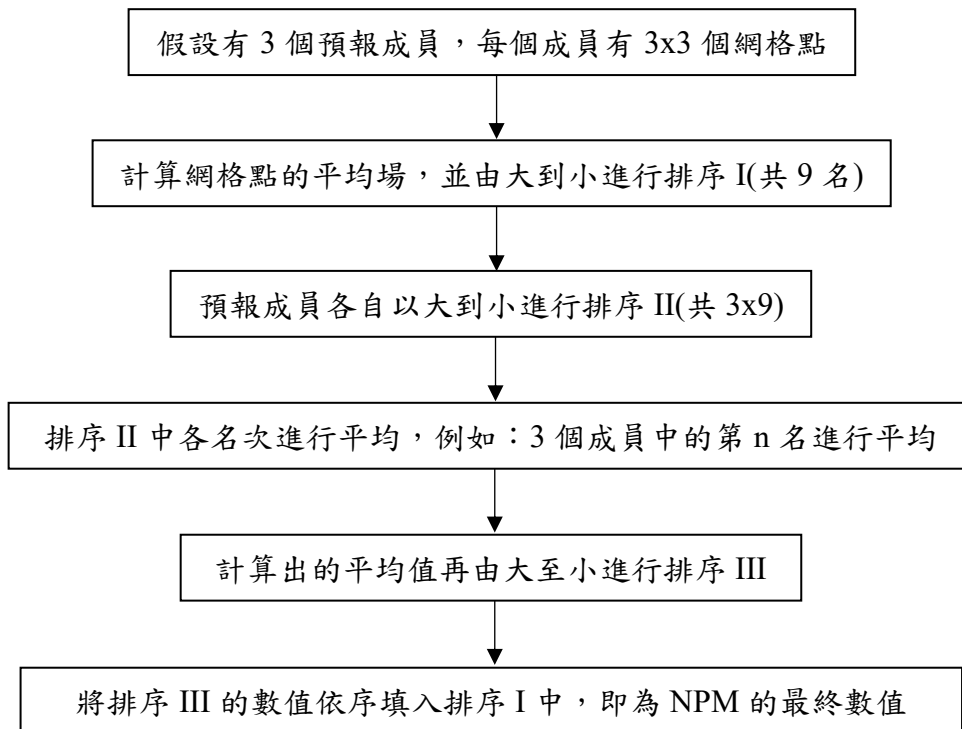


表 3.3 NPM 方法計算流程



# 附圖

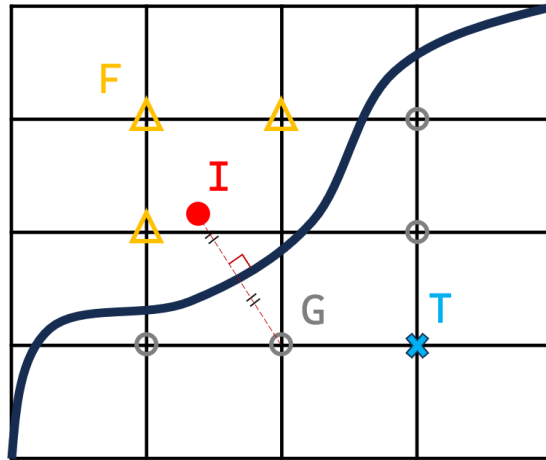
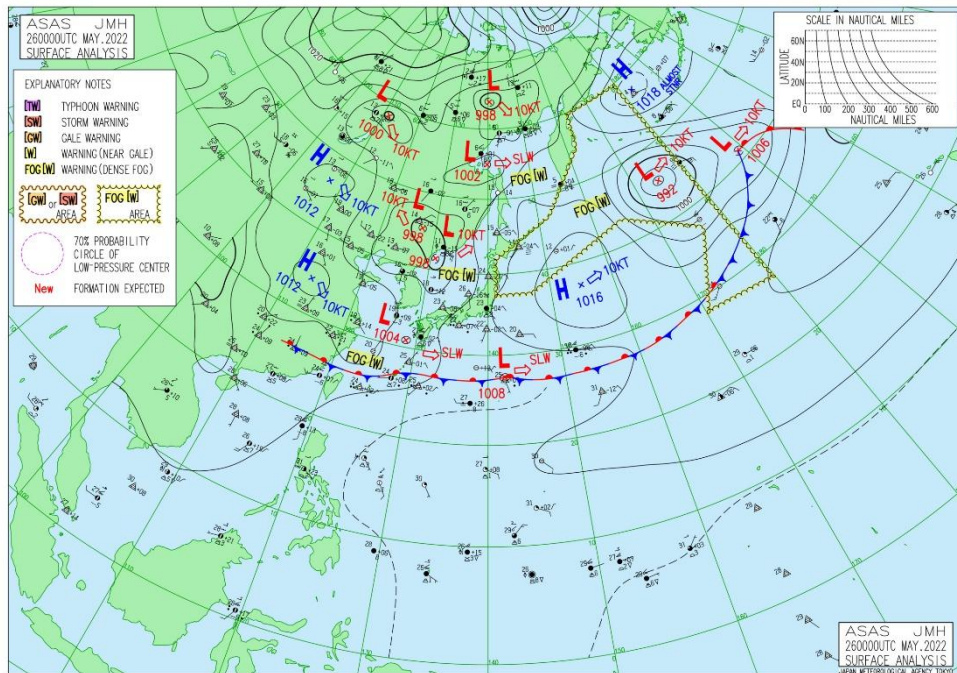


圖 2.1 沉浸邊界法格點分類示意圖。黑色實線為地形邊界，灰色圓圈(G)為虛網格點，紅色圓圈(I)為鏡像點，橘色三角形(F)則為流域點，藍色 X 字號(T)則為地形內部點。

(a)



(b)

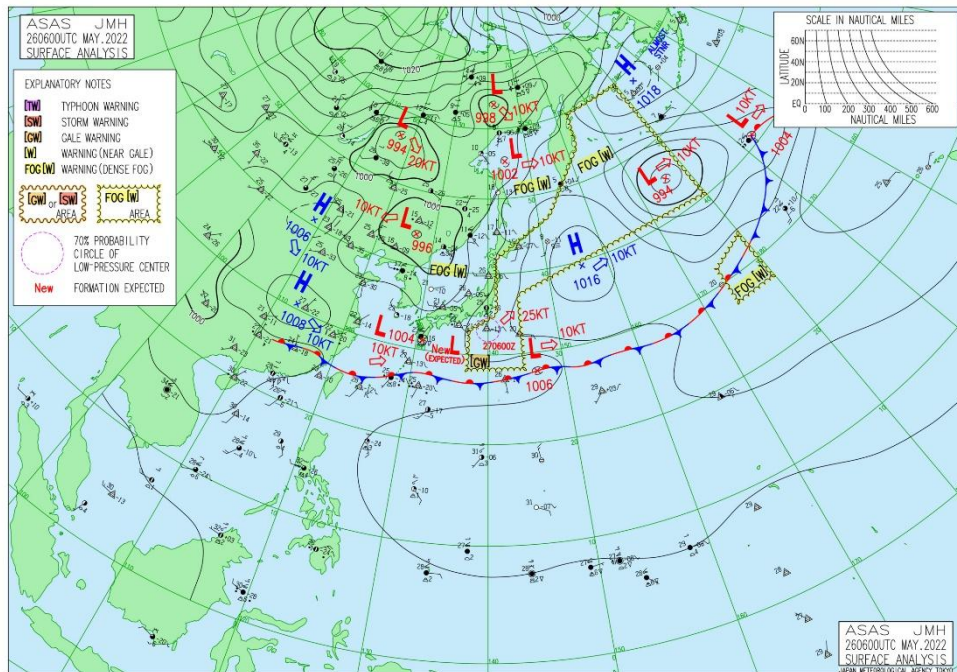
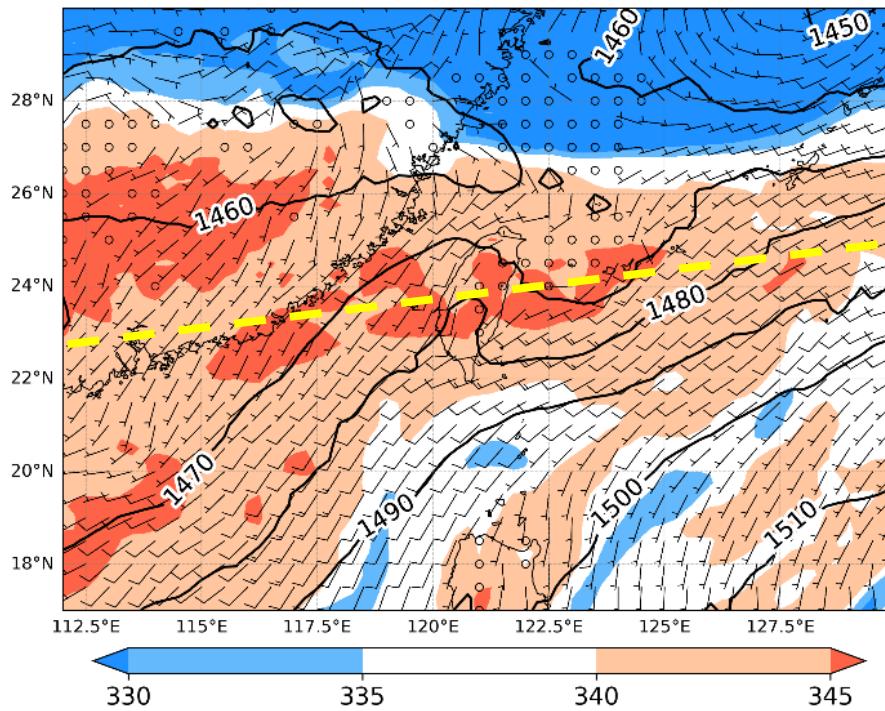


圖 3.1 日本氣象廳地面天氣圖。(a)時間為 5 月 26 日 00UTC，臺灣北部海面有一道滯留鋒面延伸至中國華南地區；(b)時間為 5 月 26 日 06UTC，臺灣北部海面的滯留鋒面稍微南壓至基隆北海岸，接近新北的石門、萬里地區。

(a) 850hPa, 00 UTC



(b) 850hPa, 06 UTC

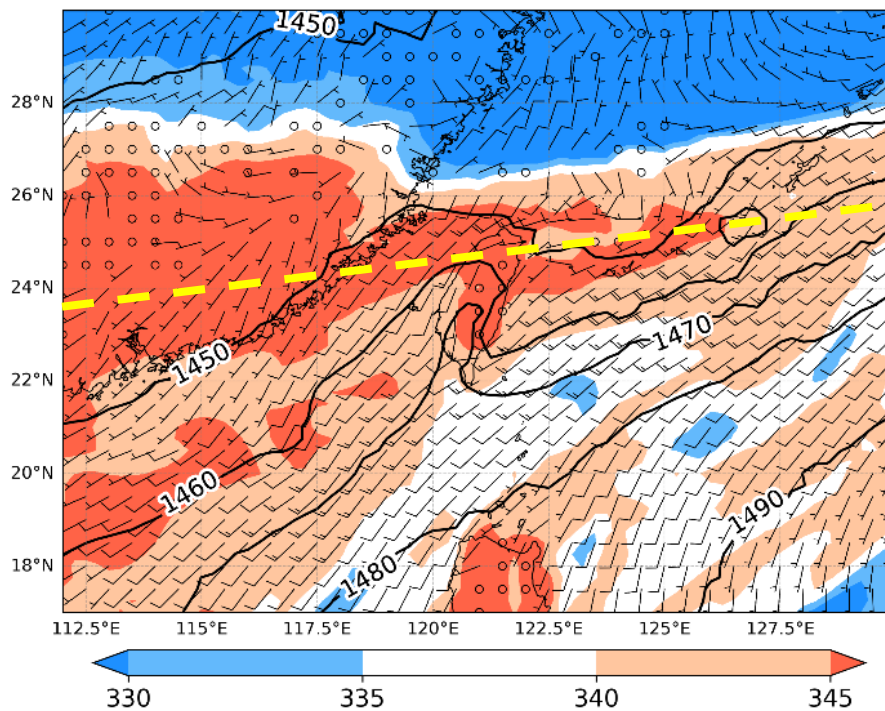
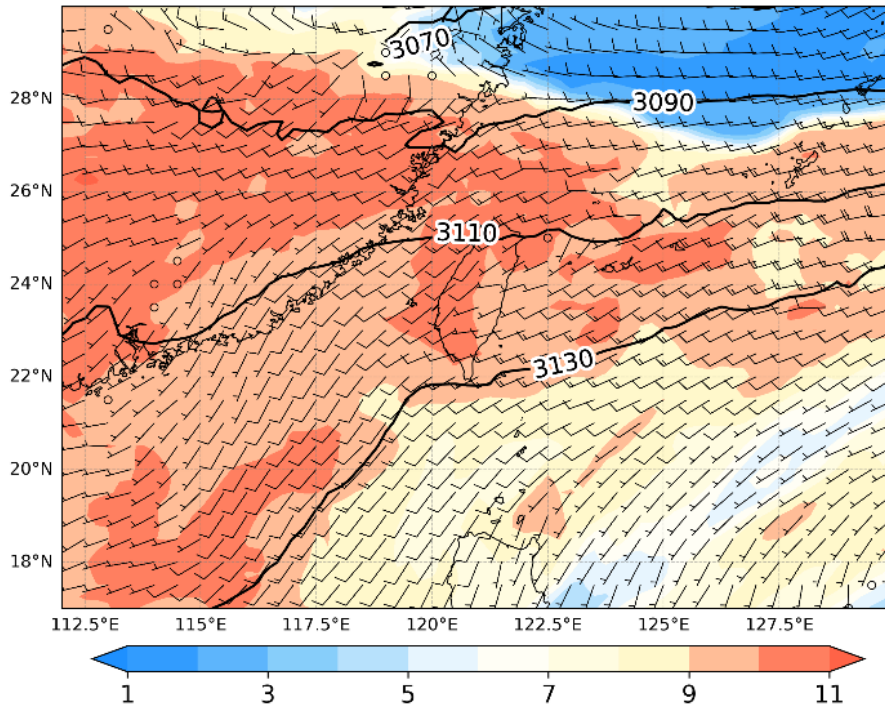


圖 3.2 NCEP 再分析場資料在臺灣附近 850 百帕層場分析圖，黑色等值線為重力位高度 (gpm)，色階為相當位溫(K)，風場以風標(barbs) 表示。(a)時間為 5 月 26 日 00UTC，臺灣附近相當位溫大於 340K，且軸線(黃色虛線)指向臺灣；(b)時間為 5 月 26 日 06UTC。

(a) 700hPa, 00 UTC



(b) 700hPa, 06 UTC

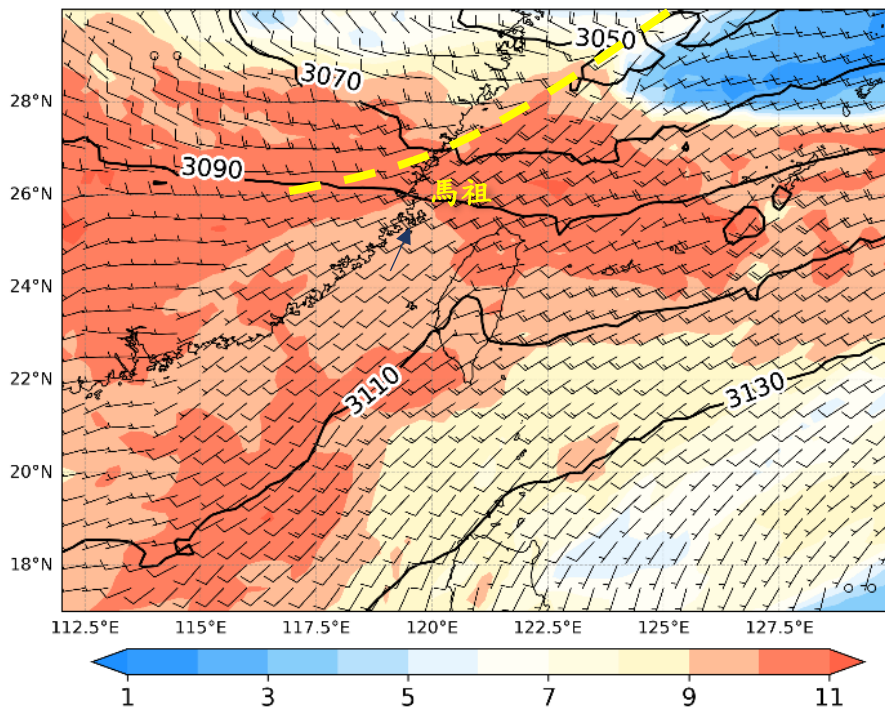
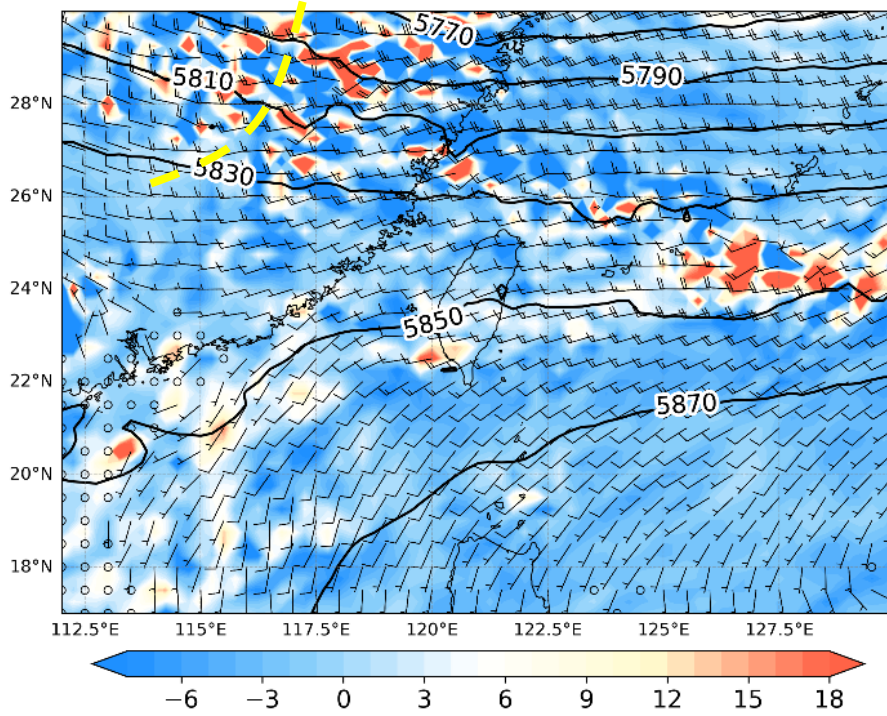


圖 3.3 NCEP 再分析場資料在臺灣附近 700 百帕層場分析圖，黑色等值線為重力位高度 (gpm)，色階為比濕(g/kg)，風場以風標(barbs) 表示。(a)時間為 5 月 26 日 00UTC，(b)時間為 5 月 26 日 06UTC，有一槽線（黃色虛線）位於馬祖附近。

(a) 500hPa, 00 UTC



(b) 500hPa, 06 UTC

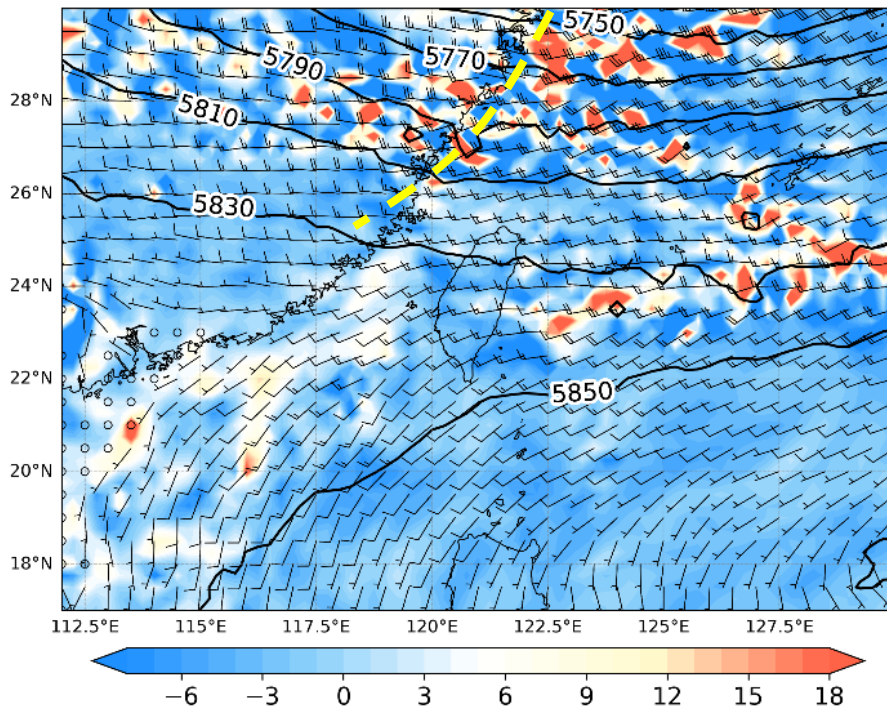
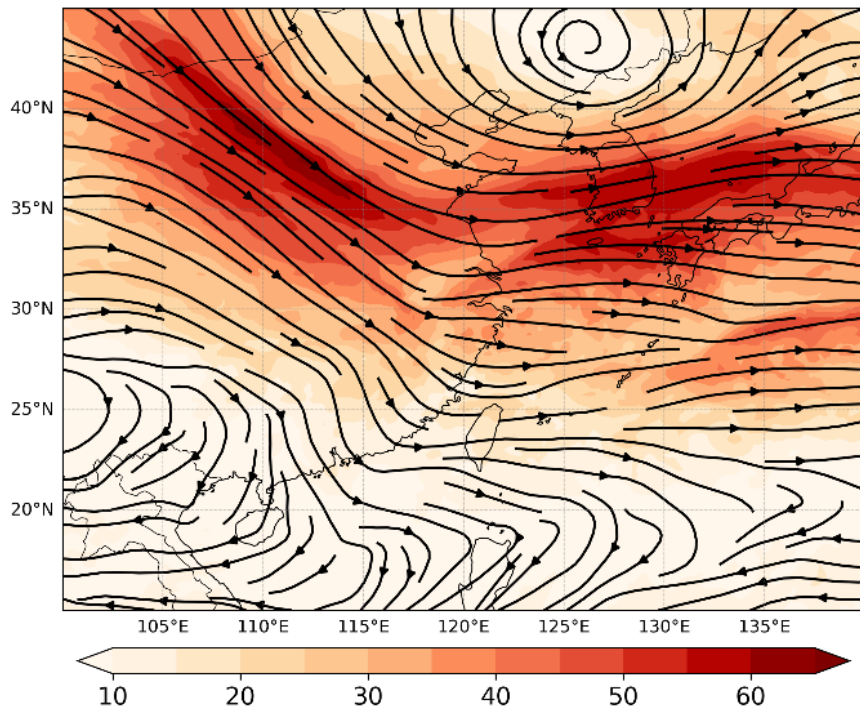


圖 3.4 NCEP 再分析場資料在臺灣附近 500 百帕層場分析圖，黑色等值線為重力位高度 (gpm)，色階為相對渦度 ( $\times 10^5 s^{-1}$ )，風場以風標 (barbs) 表示。(a) 時間為 5 月 26 日 00 UTC，槽線 (黃色虛線) 位於中國福建省，(b) 時間為 5 月 26 日 06 UTC，槽線向西移動，位於馬祖附近。

(a) 200hPa, 00 UTC



(b) 200hPa, 06 UTC

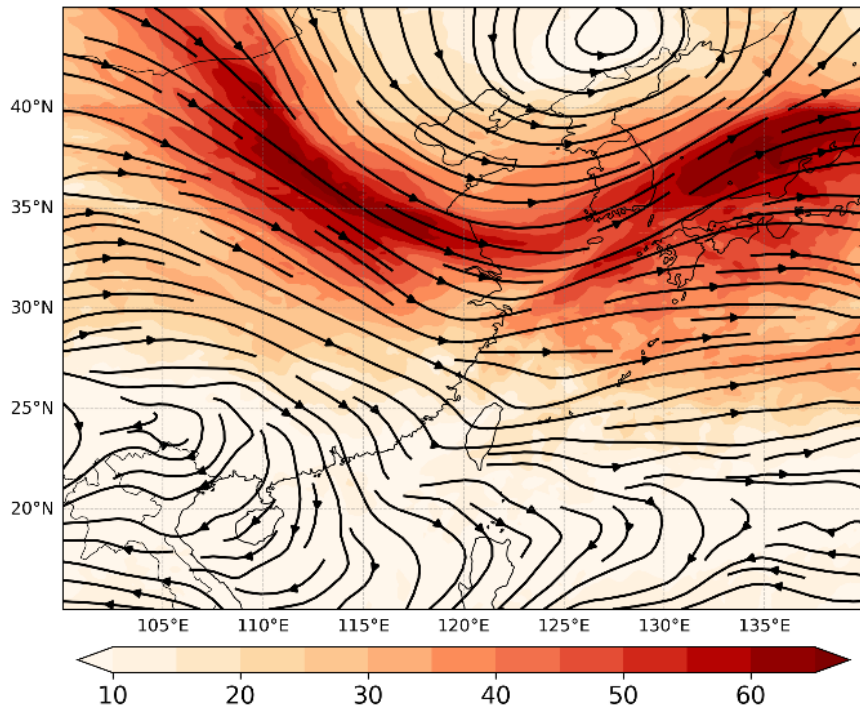
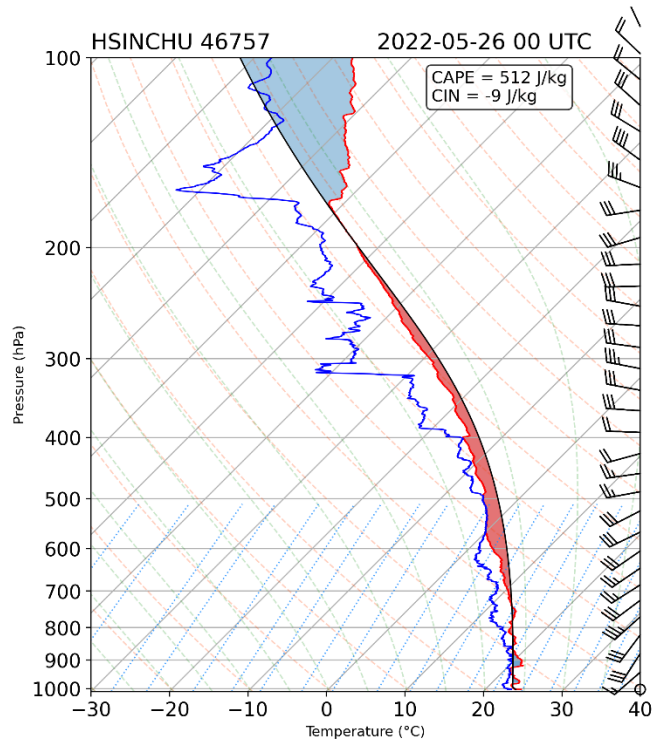


圖 3.5 NCEP 再分析場資料在東亞 200 百帕層場分析圖，黑色為流線場，色階為風速(m/s)。(a)時間為 5 月 26 日 00UTC，高層噴流位於中國華南地區；(b)時間為 5 月 26 日 06UTC，高層噴流向西移動，已位於臺灣附近。

(a)



(b)

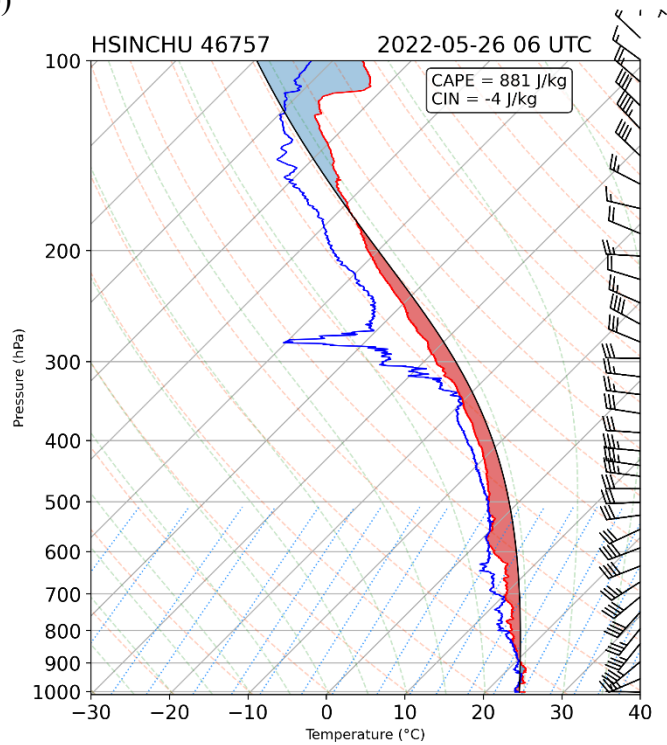


圖 3.6 新竹測站之探空觀測，其中紅色實線為氣溫(°C)，藍色實線為露點溫度(°C)，紅色區塊為 CAPE(J/kg)，藍色區塊則為 CIN(J/kg)，(a)為 00UTC，(b)為 06UTC。

### WPS Domain Configuration

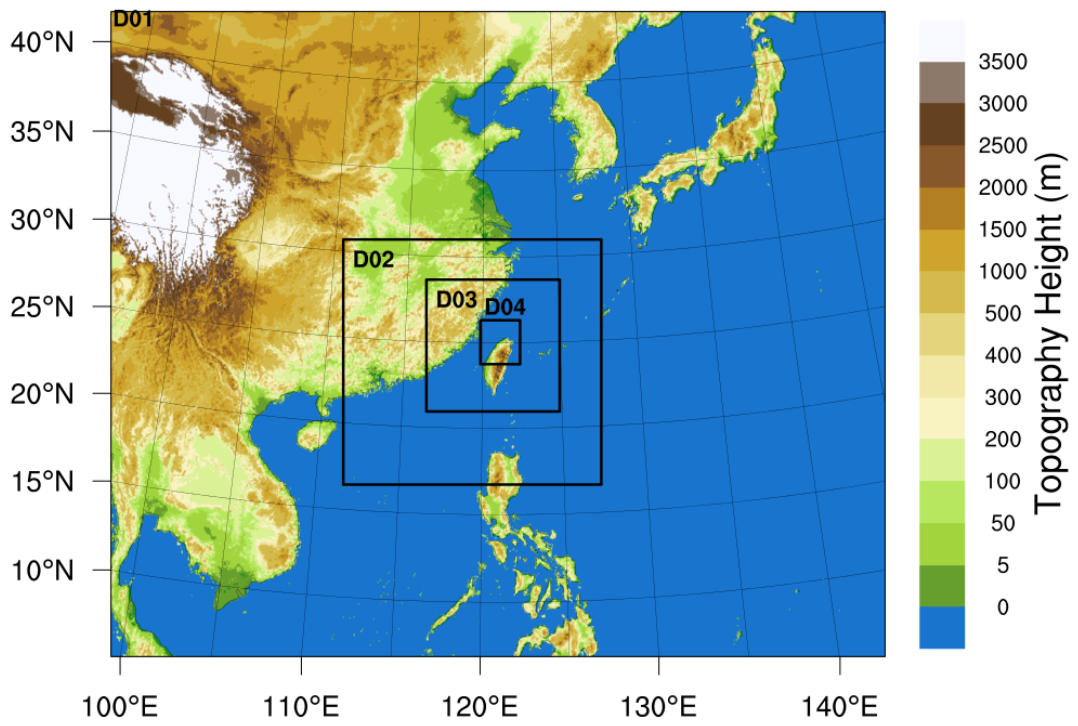


圖 3.7TAHOPE #IOP1 之 WRF 模擬區域(domain)設置示意圖，共分成四個 domain，最外圍為 D01。



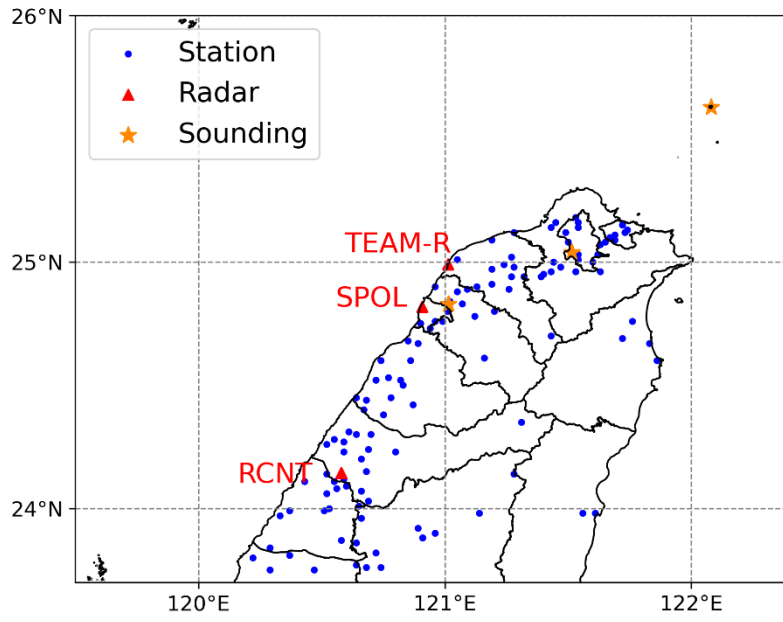


圖 3.9 實驗使用之觀測資料分布圖，藍色圓點為自動地面觀測站，紅色三角形為雷達站點，而橘色星型為探空站點。

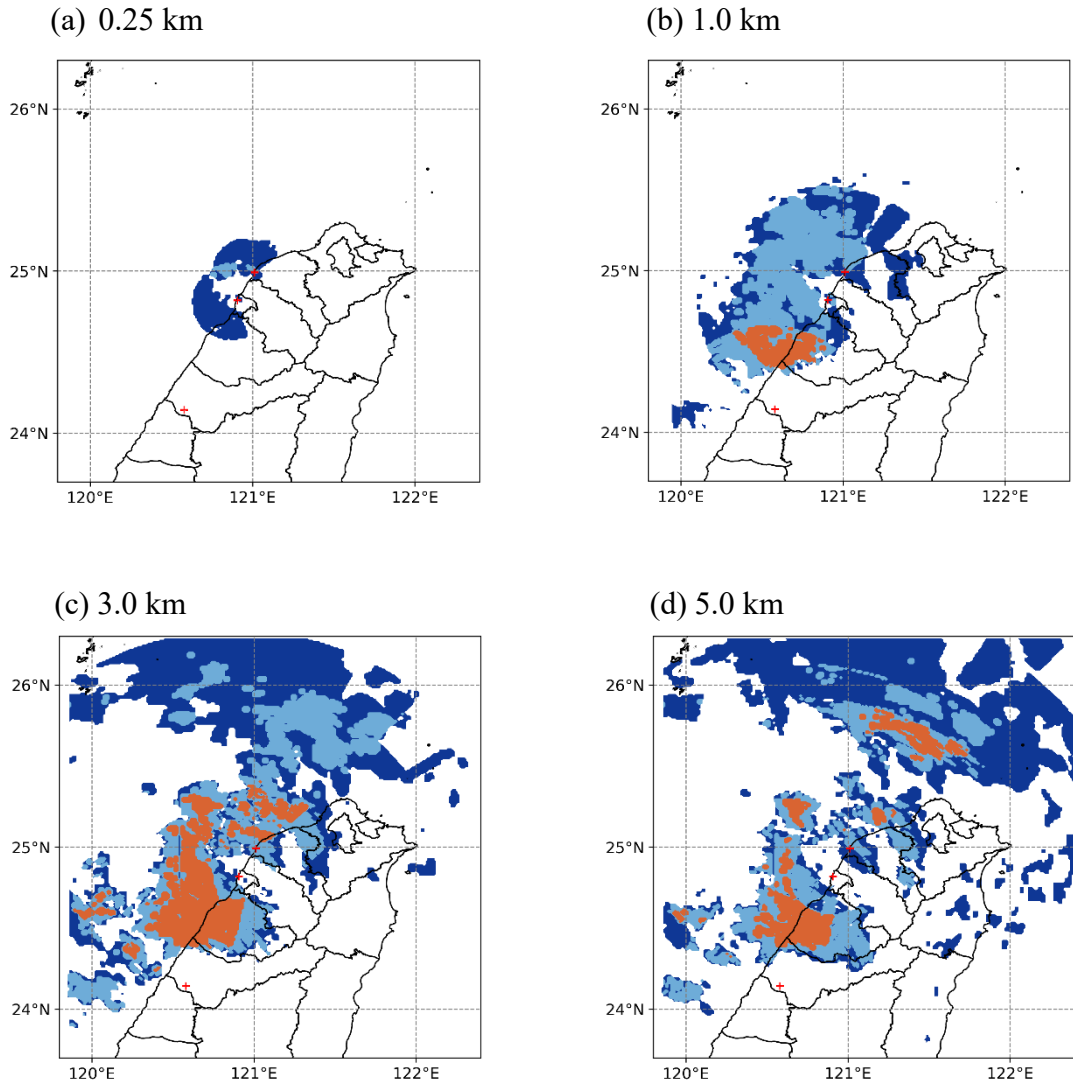


圖 3.10 都卜勒風場合成中在不同高度之雷達資料覆蓋率，深藍色為有 1 個雷達覆蓋，淺藍色為有 2 個雷達覆蓋，橘色為有 3 個雷達覆蓋，而紅色十字記號為使用之三顆雷達位置，(a)至(d)為分別為高度 0.25 公里、1.0 公里、3.0 公里及 5.0 公里之水平剖面。

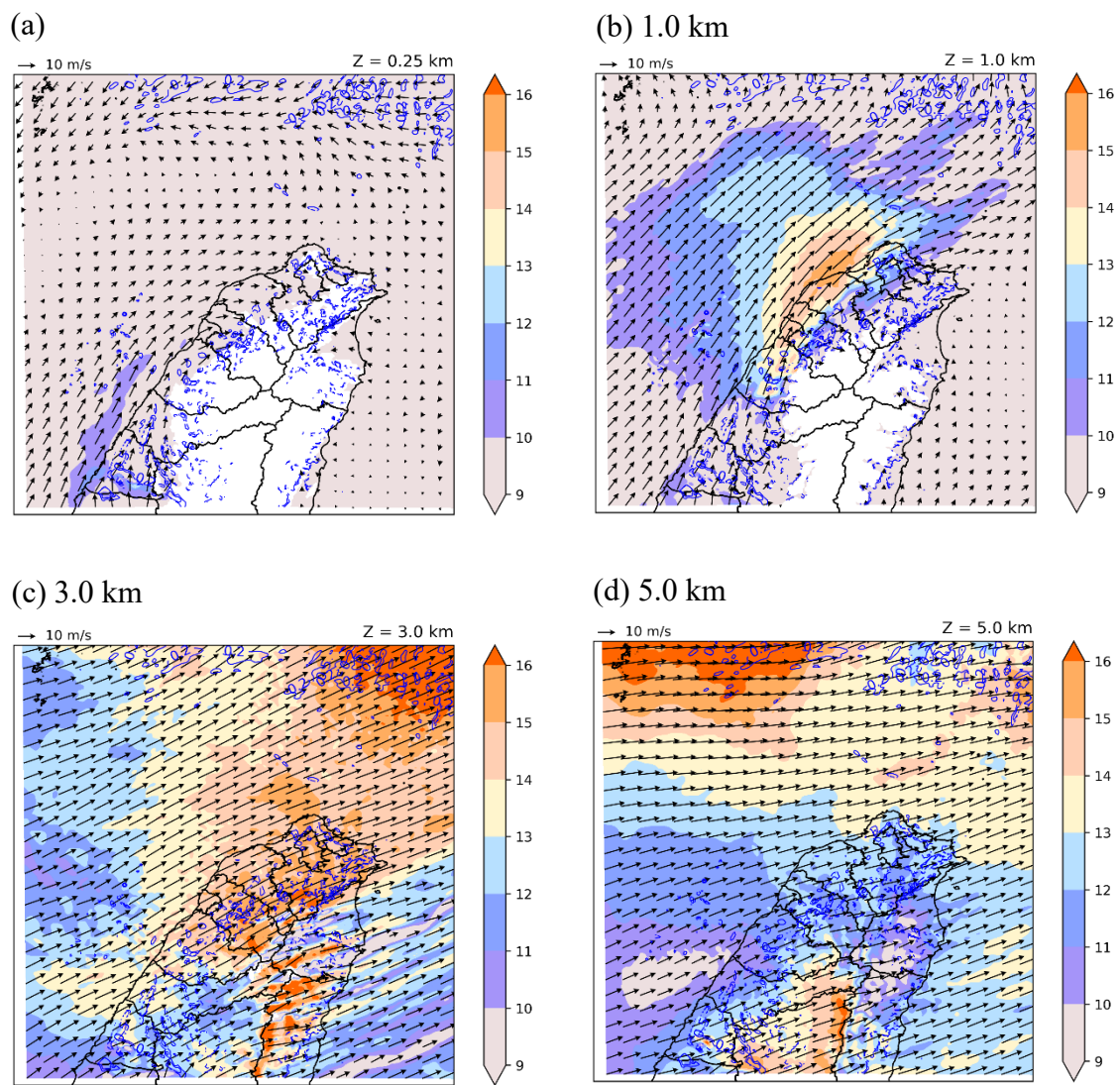
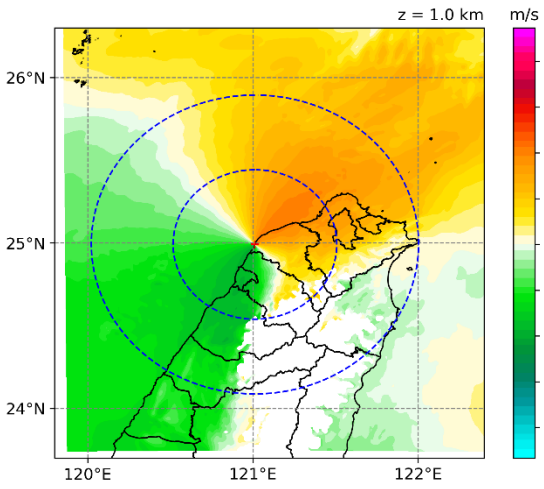
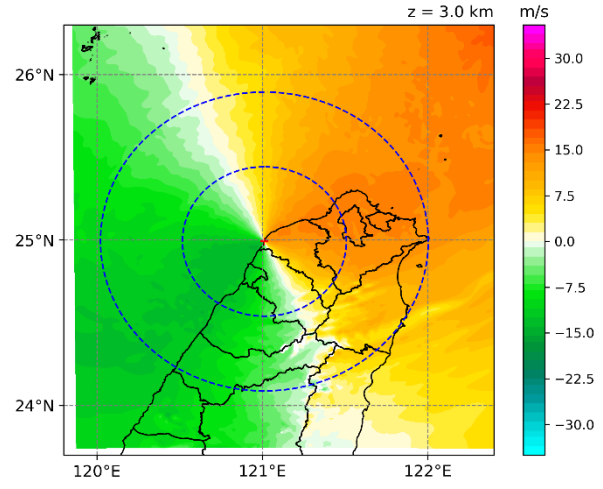


圖 3.11 實驗所使用之背景風場，箭頭為水平風場(單位： $ms^{-1}$ )，色階為風速(單位： $ms^{-1}$ )，等值線為垂直速度(單位： $ms^{-1}$ )，(a)至(d)分別為高度 0.25 公里、1.0 公里、3.0 公里及 5.0 公里之水平剖面。

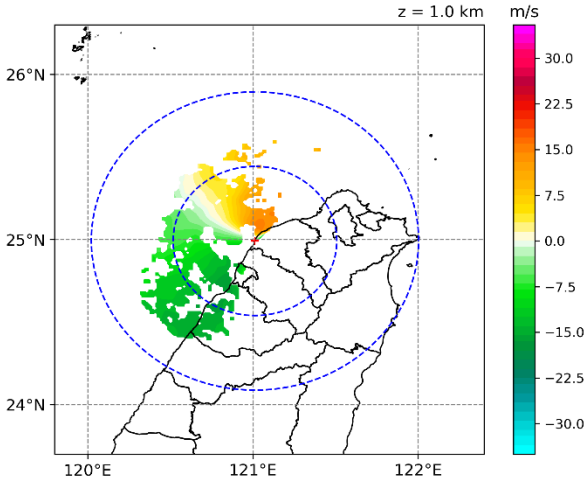
(a) Ctrl run 投影到 TEAM-R 之徑向風



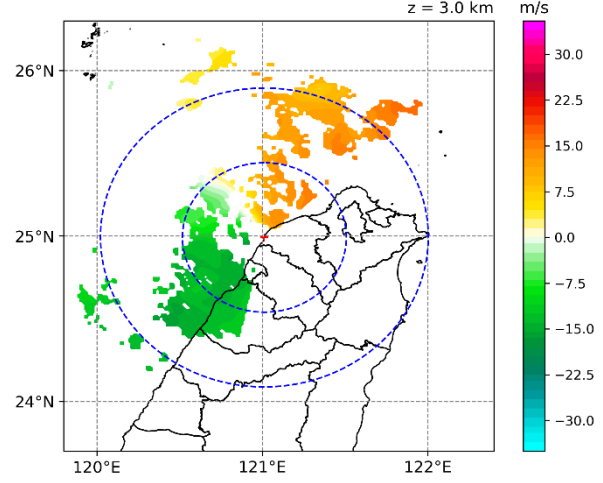
(d) Ctrl run 投影到 TEAM-R 之徑向風



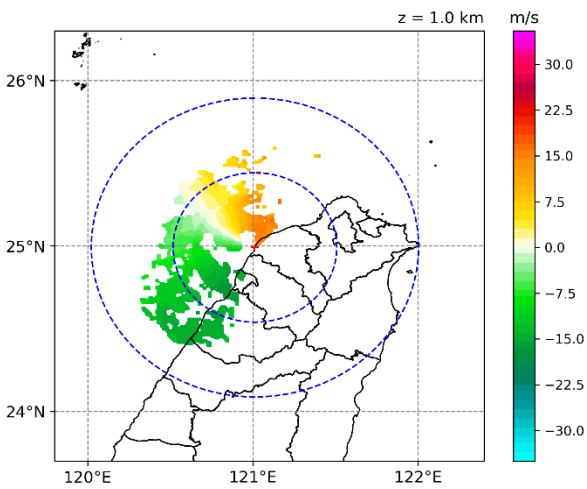
(b) WISSDOM 投影到 TEAM-R 之徑向風



(e) WISSDOM 投影到 TEAM-R 之徑向風



(c) TEAM-R 觀測之徑向風



(f) TEAM-R 觀測之徑向風

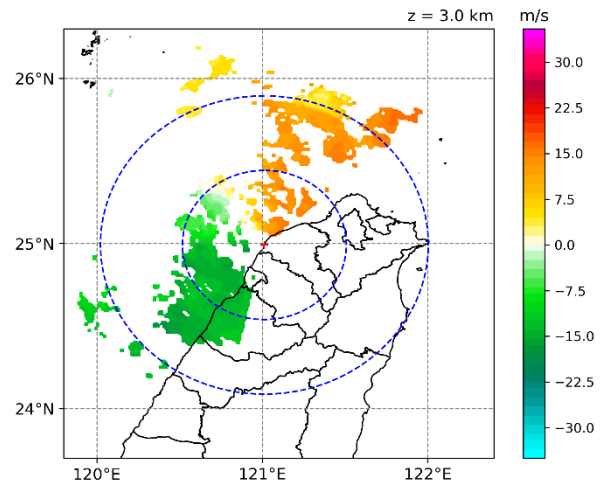
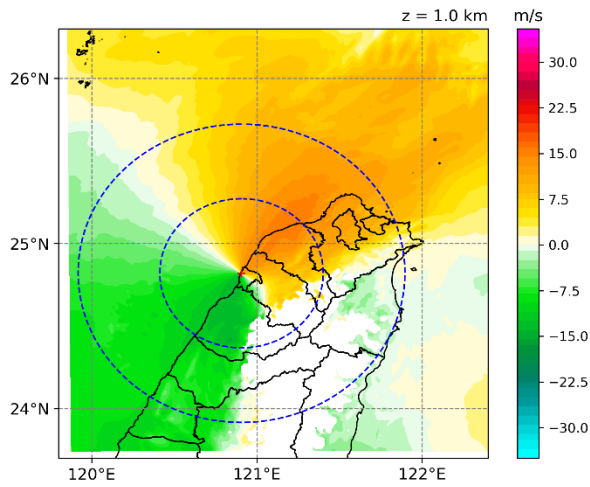
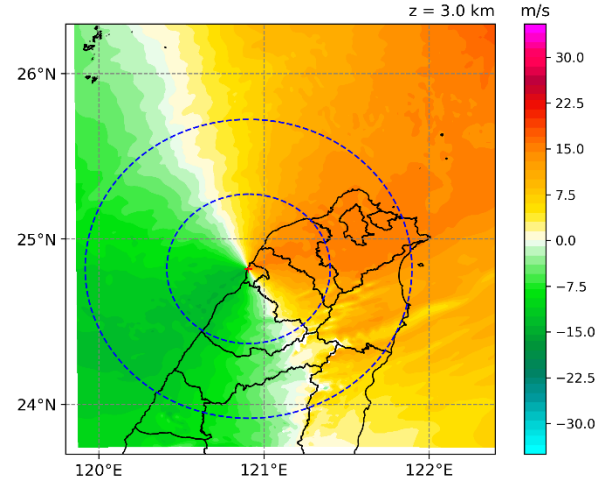


圖 3.12 反演前之 Ctrl run、反演後之 WISSDOM 風場投影至 TEAM-R 雷達位置 (紅色十字記號) 及觀測之徑向風場比較, (a)至(c)高度為 1 公里, (d)至(f)高度為 3 公里。

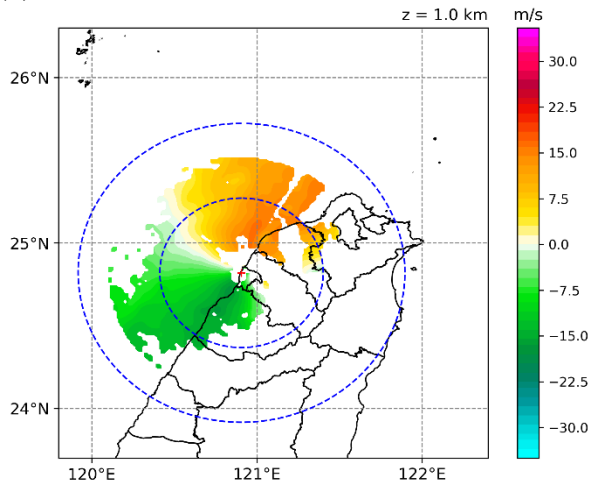
(a) Ctrl run 投影到 SPOL 之徑向風



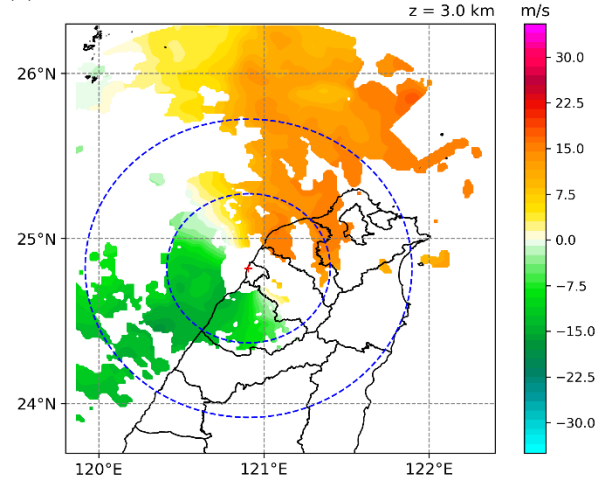
(d) Ctrl run 投影到 SPOL 之徑向風



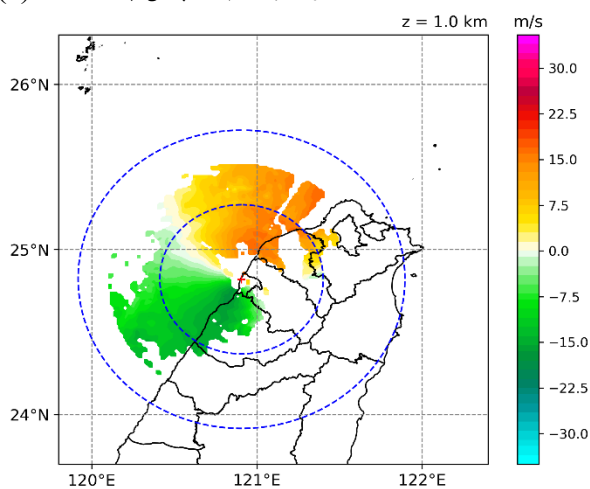
(b) WISSDOM 投影到 SPOL 之徑向風



(e) WISSDOM 投影到 SPOL 之徑向風



(c) SPOL 觀測之徑向風



(f) SPOL 觀測之徑向風

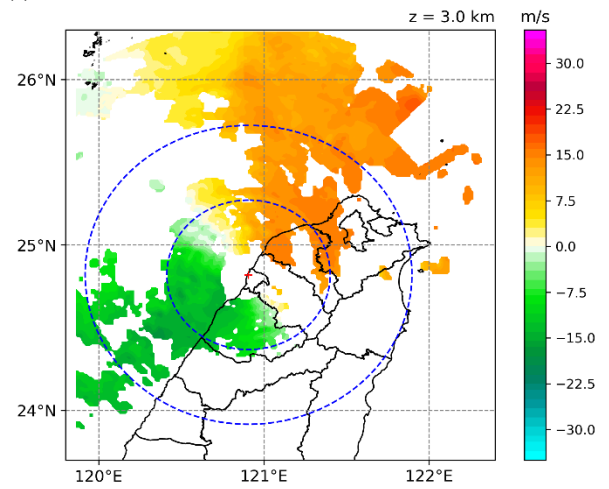
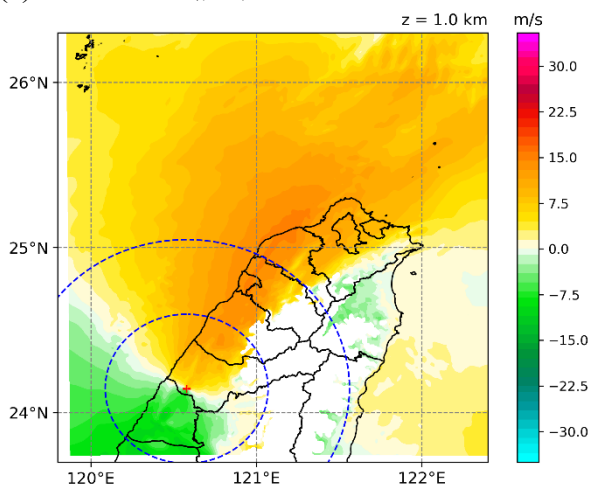
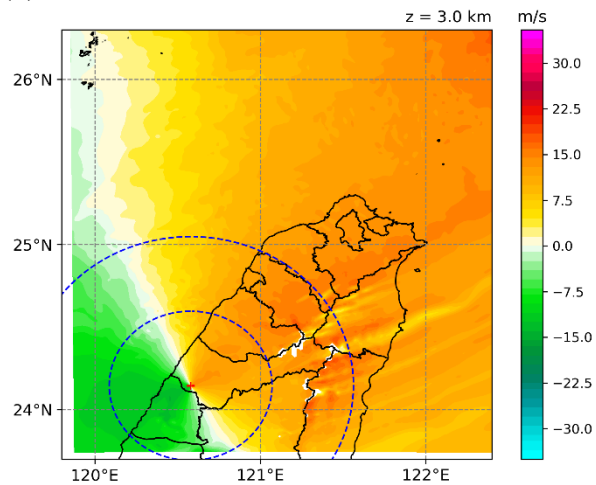


圖 3.13 反演前之 Ctrl run、反演後之 WISSDOM 風場投影至 SPOL 雷達位置 (紅色十字記號) 及觀測之徑向風場比較, (a)至(c)高度為 1 公里, (d)至(f)高度為 3 公里。

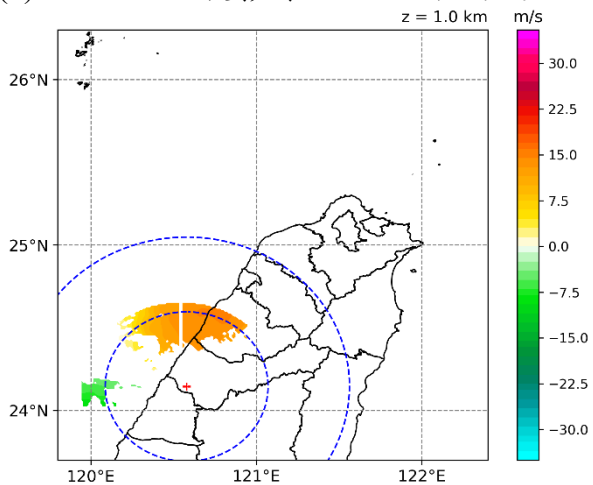
(a) Ctrl run 投影到 RCNT 之徑向風



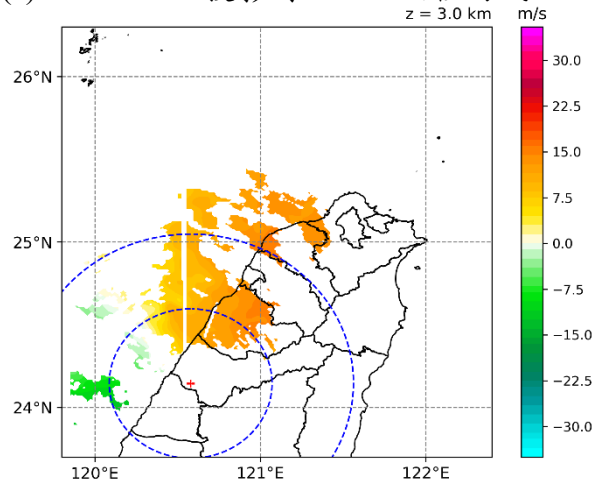
(d) Ctrl run 投影到 RCNT 之徑向風



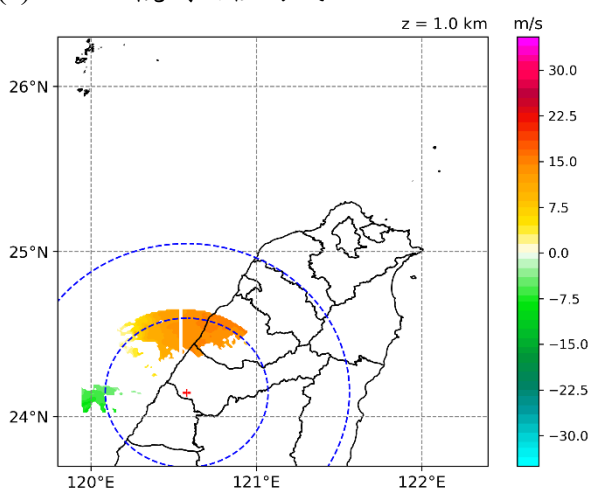
(b) WISSDOM 投影到 RCNT 之徑向風



(e) WISSDOM 投影到 RCNT 之徑向風



(c) RCNT 觀測之徑向風



(f) RCNT 觀測之徑向風

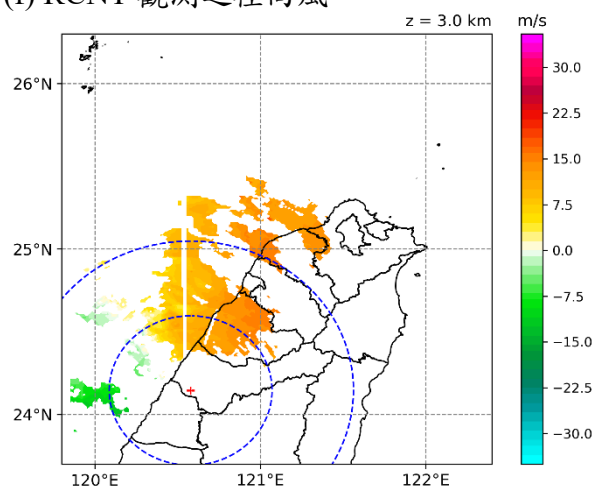


圖 3.14 反演前之 Ctrl run、反演後之 WISSDOM 風場投影至 RCNT 雷達位置 (紅色十字記號) 及觀測之徑向風場比較, (a)至(c)高度為 1 公里, (d)至(f)高度為 3 公里。

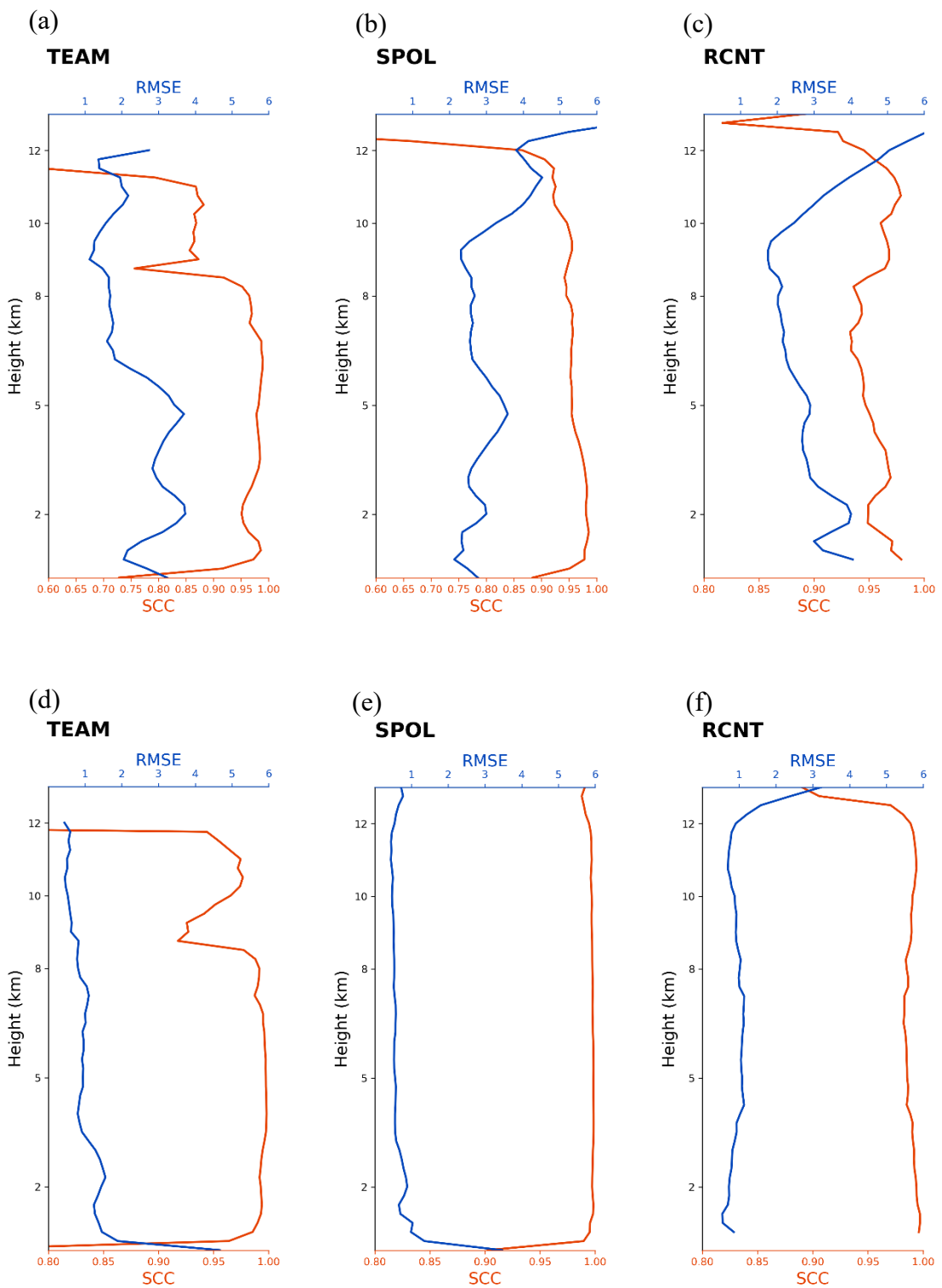
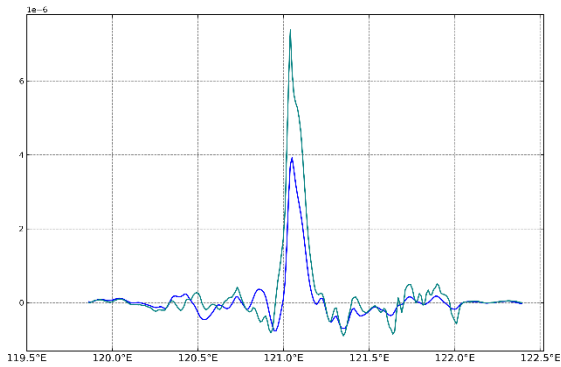
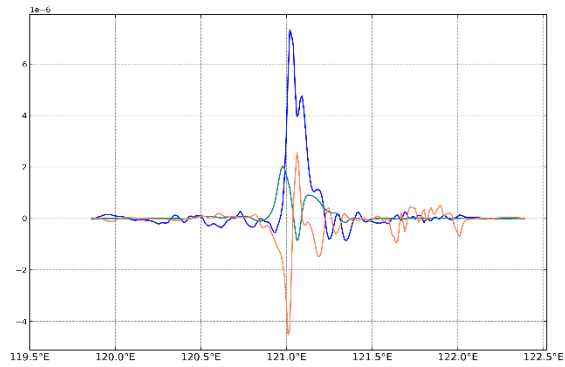


圖 3.15 都卜勒風場反演前(Ctrl run)、後(Wissdom)投影至各雷達位置之徑向風場計算之各高度 RMSE 及 SCC，(a)、(b)、(c)為 Ctrl run 投影至各雷達，(d)、(e)、(f)為 WISSDOM 投影至各雷達。

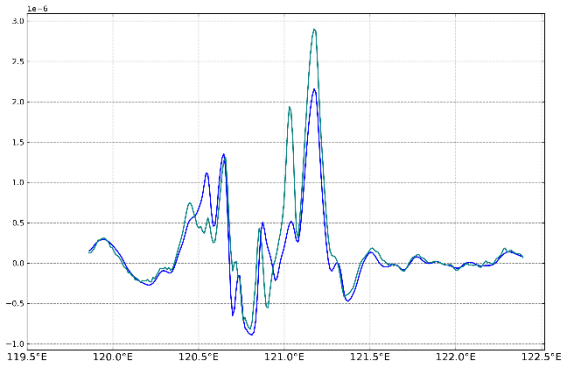
(a) 1 km 渦度方程左式及右式比較



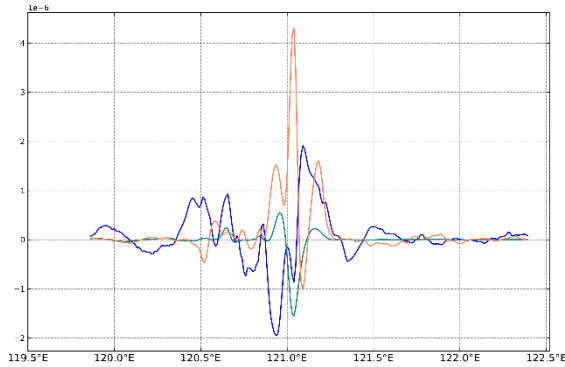
(b) 1 km 渦度方程右式各項比較



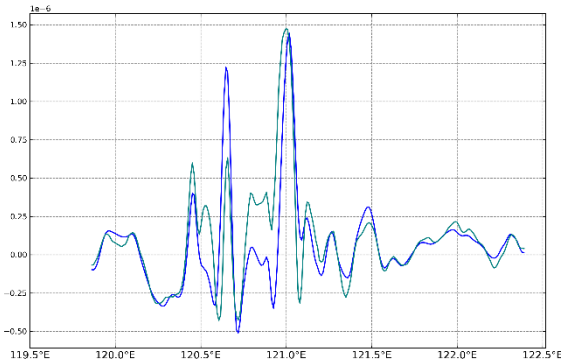
(c) 3 km 渦度方程左式及右式比較



(d) 3 km 渦度方程右式各項比較



(e) 5 km 渦度方程左式及右式比較



(f) 5 km 渦度方程右式各項比較

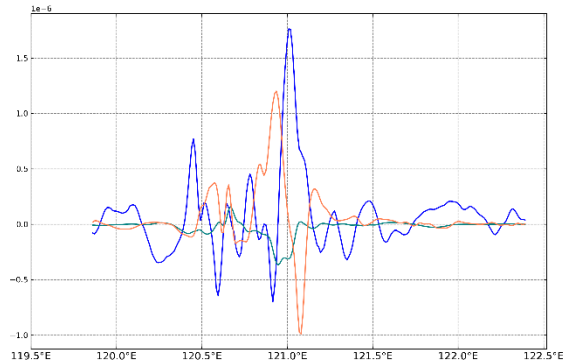


圖 3.16 都卜勒風場反演之渦度方程診斷，剖線為北緯 $25^{\circ}$ 。(a)為高度 1 公里之值，藍色線為左式(趨勢項)之值，綠色線為右式(平流項、抽拉項及傾斜項)之總和；(b)為高度 1 公里之右式各項比較，藍線為平流項，綠線為抽拉項，橘線為傾斜項；(c)、(d)為高度 3 公里之結果；(e)、(f)則為高度 5 公里之結果。

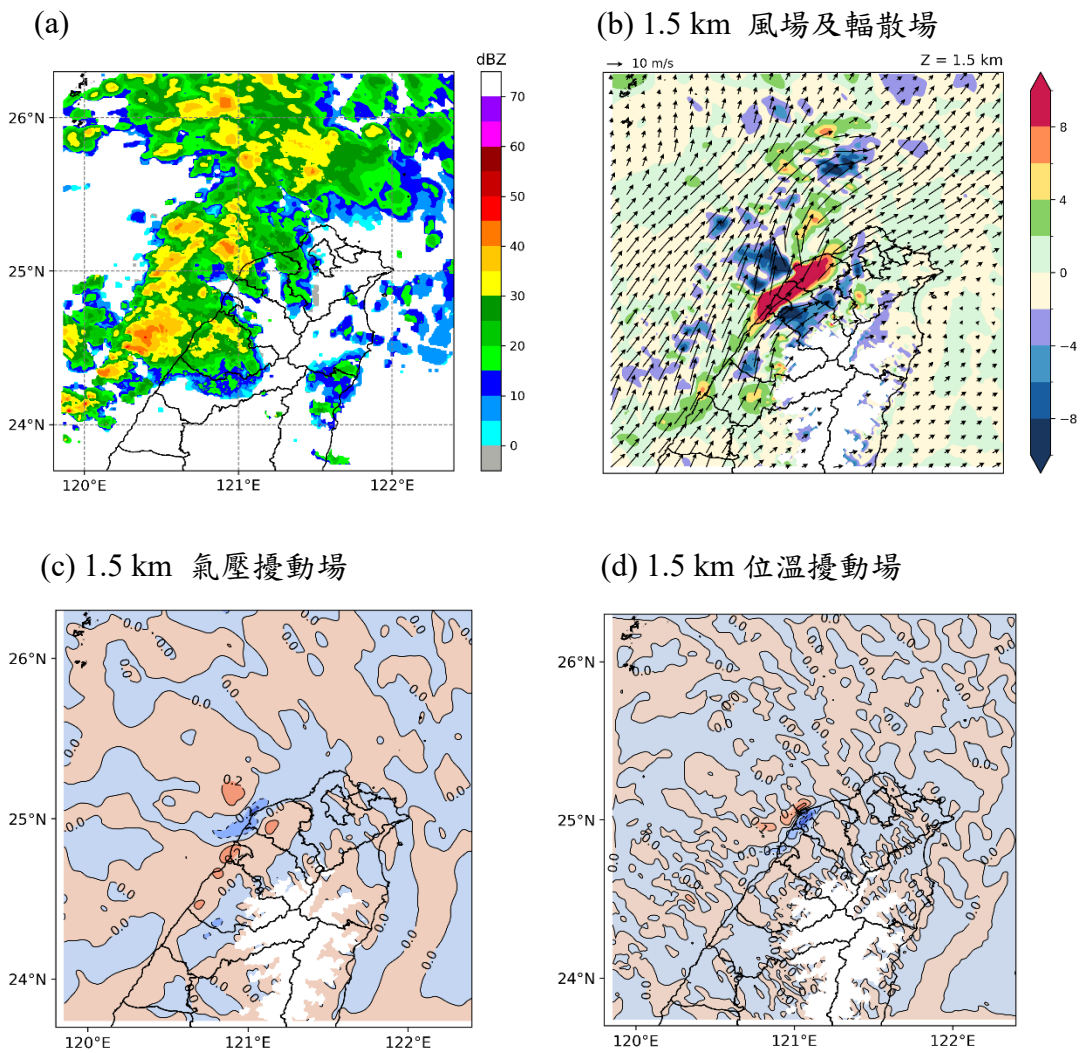


圖 3.17 都卜勒風場反演及熱動力反演診斷。(a)為 2022 年 5 月 26 日 0200UTC 之最大雷達合成回波圖，包含 SPOL、TEAM-R 和 RCNT 三座雷達(單位：dBZ)，(b)為高度 1.5 公里反演之水平風場(單位： $\text{m s}^{-1}$ )及輻散場(單位： $10^{-4}\text{s}^{-1}$ )，(c)為高度 1.5 公里反演之氣壓擾動場(單位：hPa)，(d)為高度 1.5 公里反演之位溫擾動場(單位：K)。

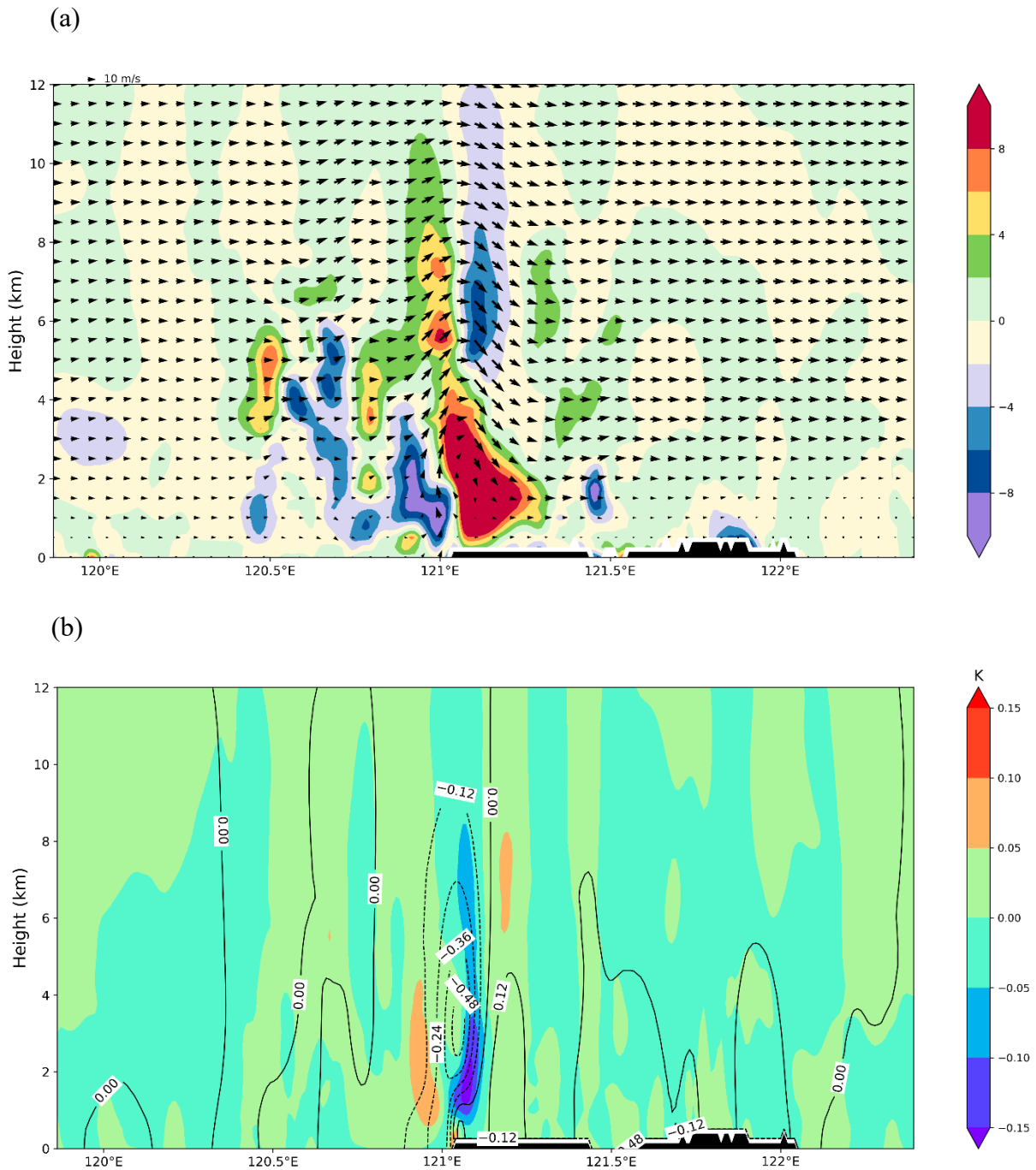
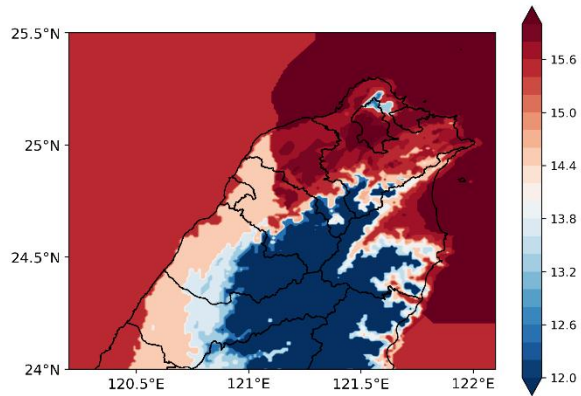


圖 3.18 都卜勒風場反演及熱動力反演在北緯 $25^{\circ}$ 之垂直剖面圖。(a)色階為輻散場(單位： $10^{-4}s^{-1}$ )，箭頭為 U-W 風場，並且 W 放大五倍顯示(單位： $m s^{-1}$ )，(b)色階反演之位溫擾動場(單位：K)，等值線為反演之氣壓擾動場(單位：hPa)。

(a) 1 公里



(b) 3 公里

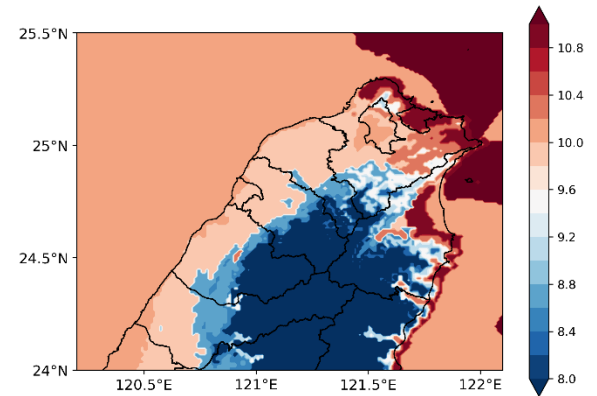


圖 3.19 水氣調整後在不同高度之水氣場(單位： $g \cdot kg^{-1}$ )。(a)高度為 1 公里，(b)高度為 3 公里。

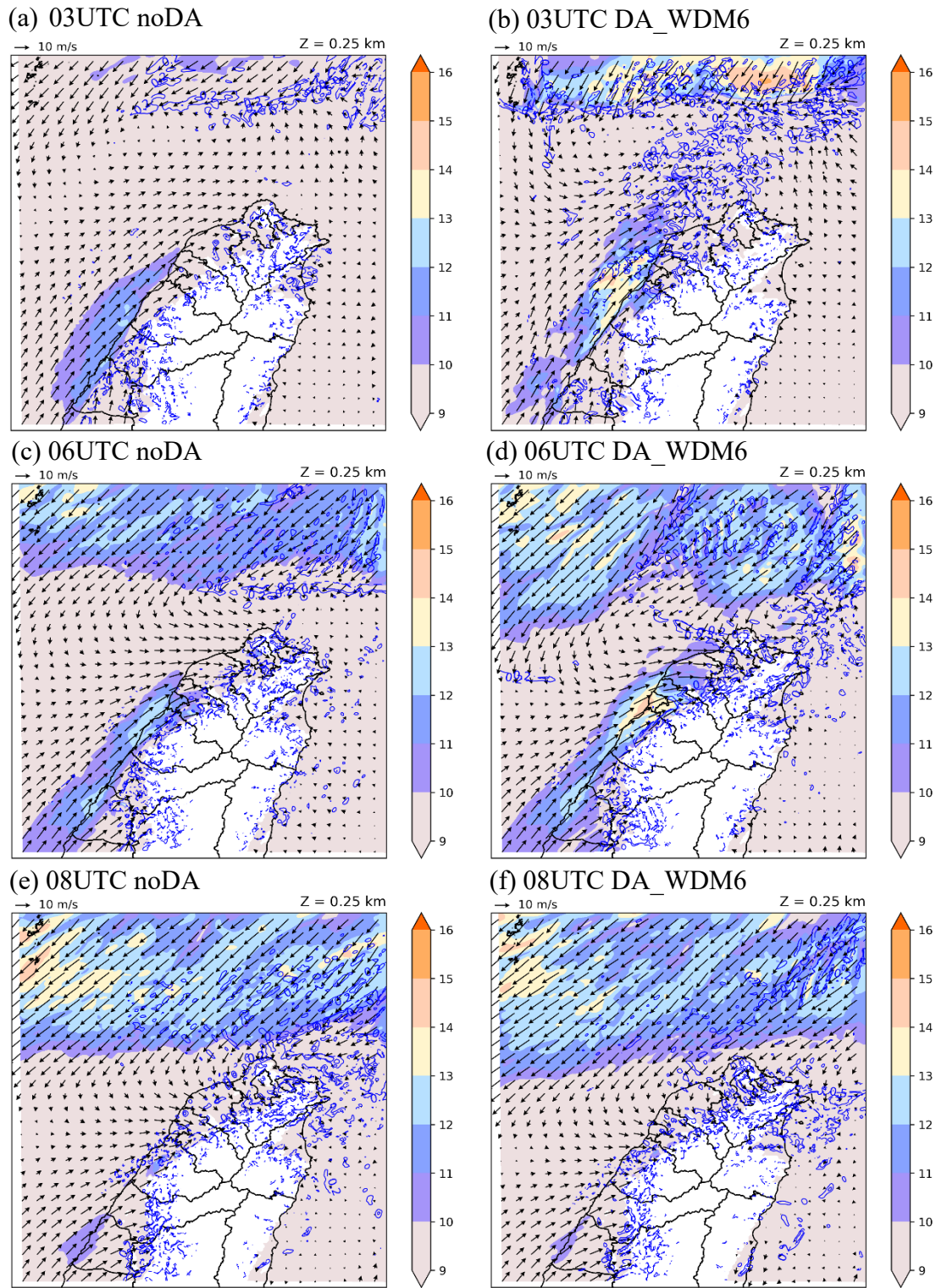


圖 3.20 模式在高度 0.25 公里模擬之風場，箭頭為水平風場(單位： $ms^{-1}$ )，色階為風速(單位： $ms^{-1}$ )，等值線為垂直速度(單位： $ms^{-1}$ )，(a)、(b)分別為 03UTC 時之 noDA 及 WDM6 之風場，(c)、(d)分別為 06UTC 時之 noDA 及 WDM6 之風場，(e)、(f)分別為 08UTC 時之 noDA 及 WDM6 之風場。

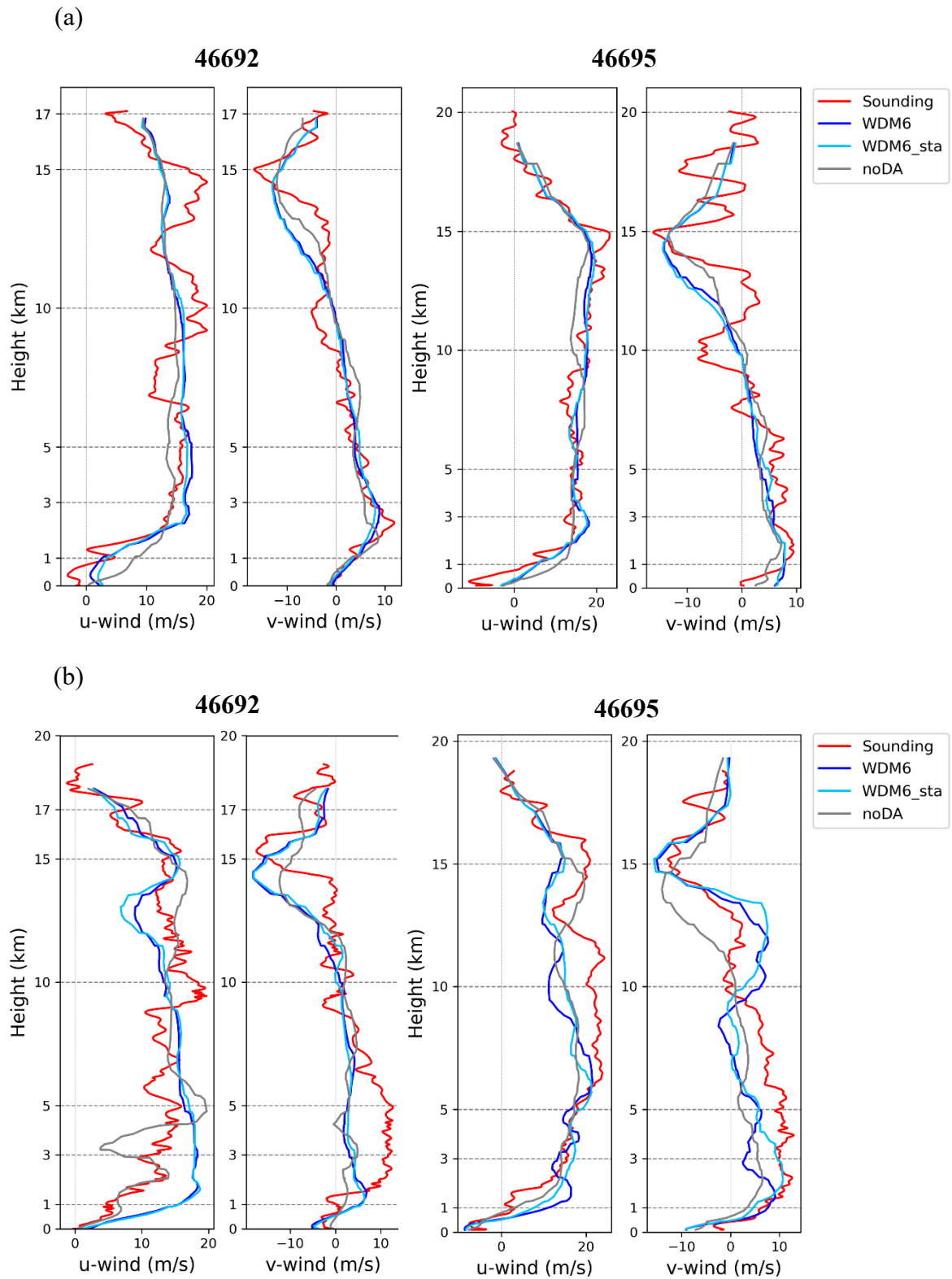


圖 3.21 板橋探空(46692)、彭佳嶼探空(46695)與模式預報之水平風場的垂直剖面(單位： $ms^{-1}$ )，紅色線為探空，藍色線為 WDM6，淺藍色為 WDM6\_sta，灰色線為 noDA；而 (a)為 03UTC，(b)為 06 UTC。

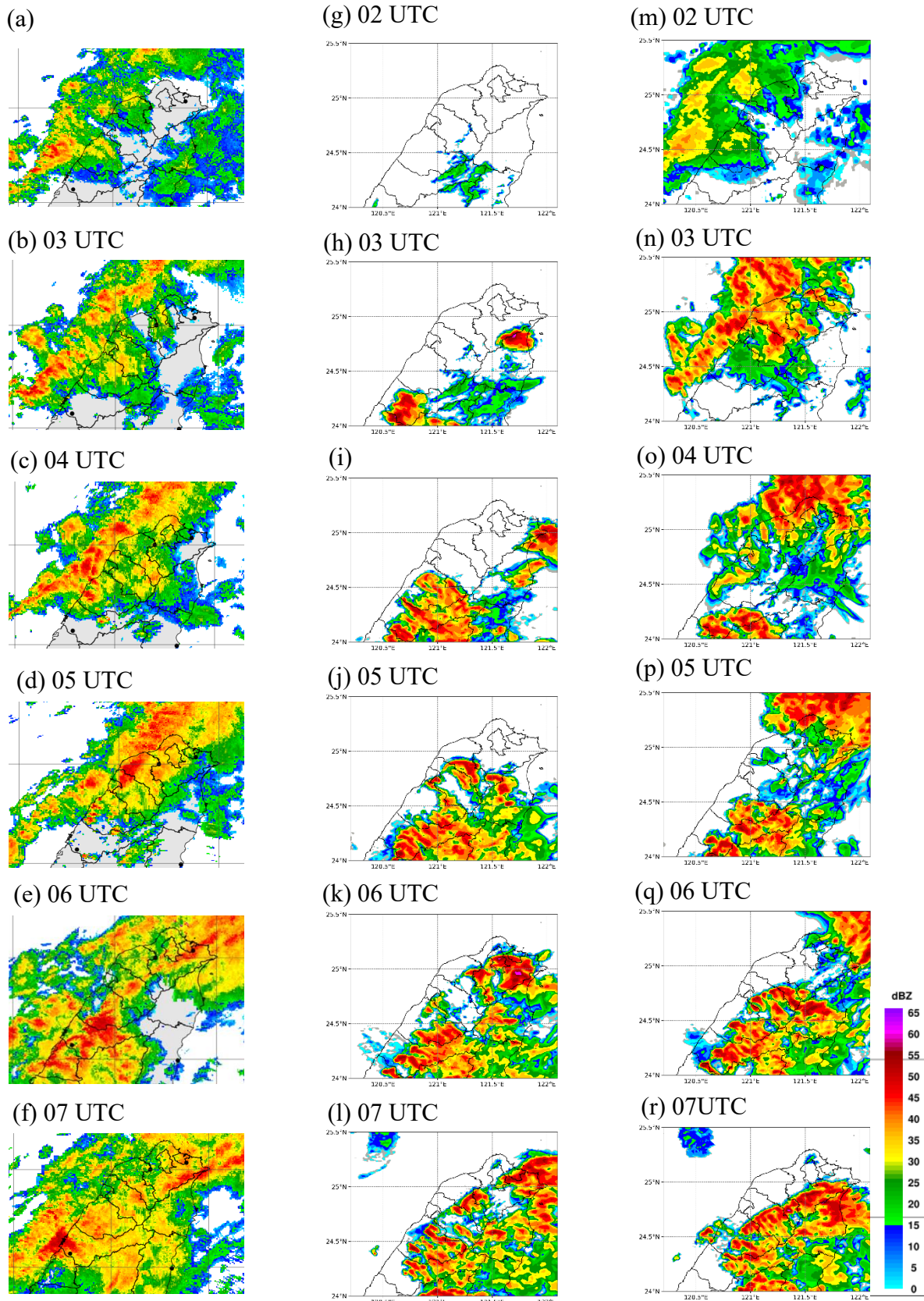


圖 3.22 02 UTC 至 07 UTC 之最大雷達回波圖。(a)至(f)為實際合成雷達回波圖，(g)至(l)為 noDA，而(m)至(r)為 WDM6。

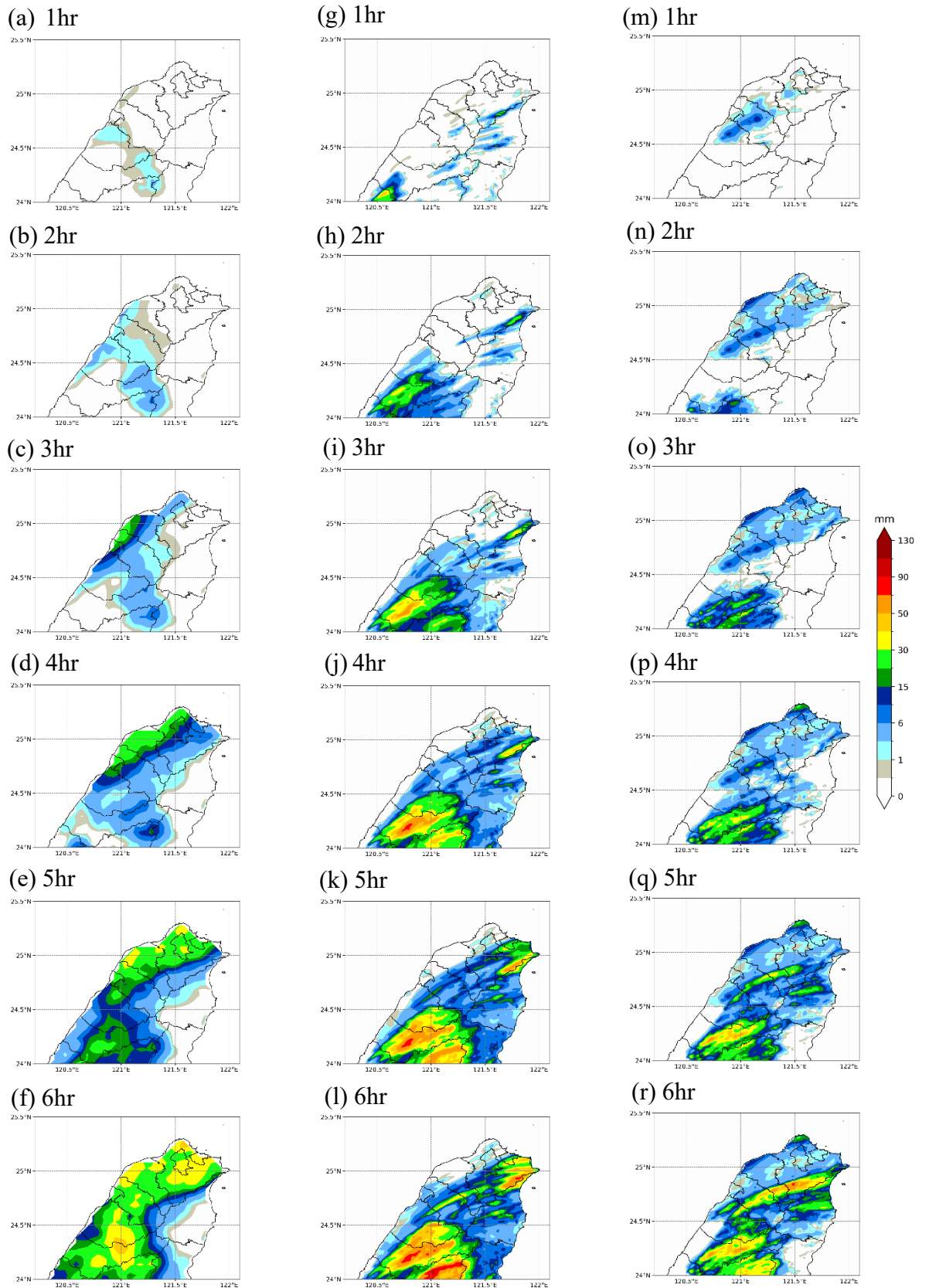


圖 3.23 1 至 6 小時累積降水分布圖。(a)至(f)為實際雨量站觀測，(g)至(l)為 noDA，而(m)至(r)為 WDM6。

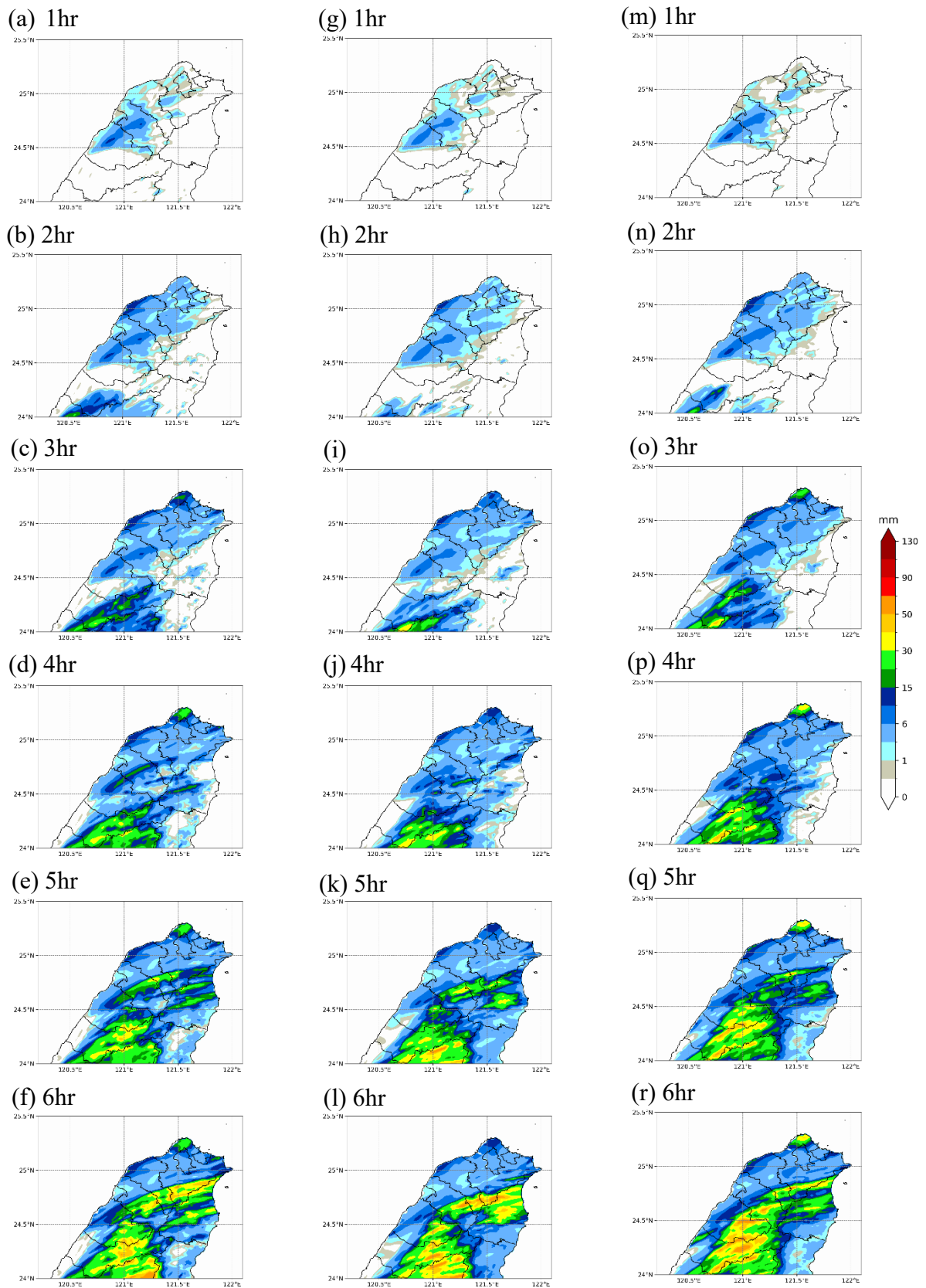


圖 3.24 1 至 6 小時累積降水分布圖。(a)至(f)為 WSM6，(g)至(l)為 MOR，而(m)至(r)為 GCE。

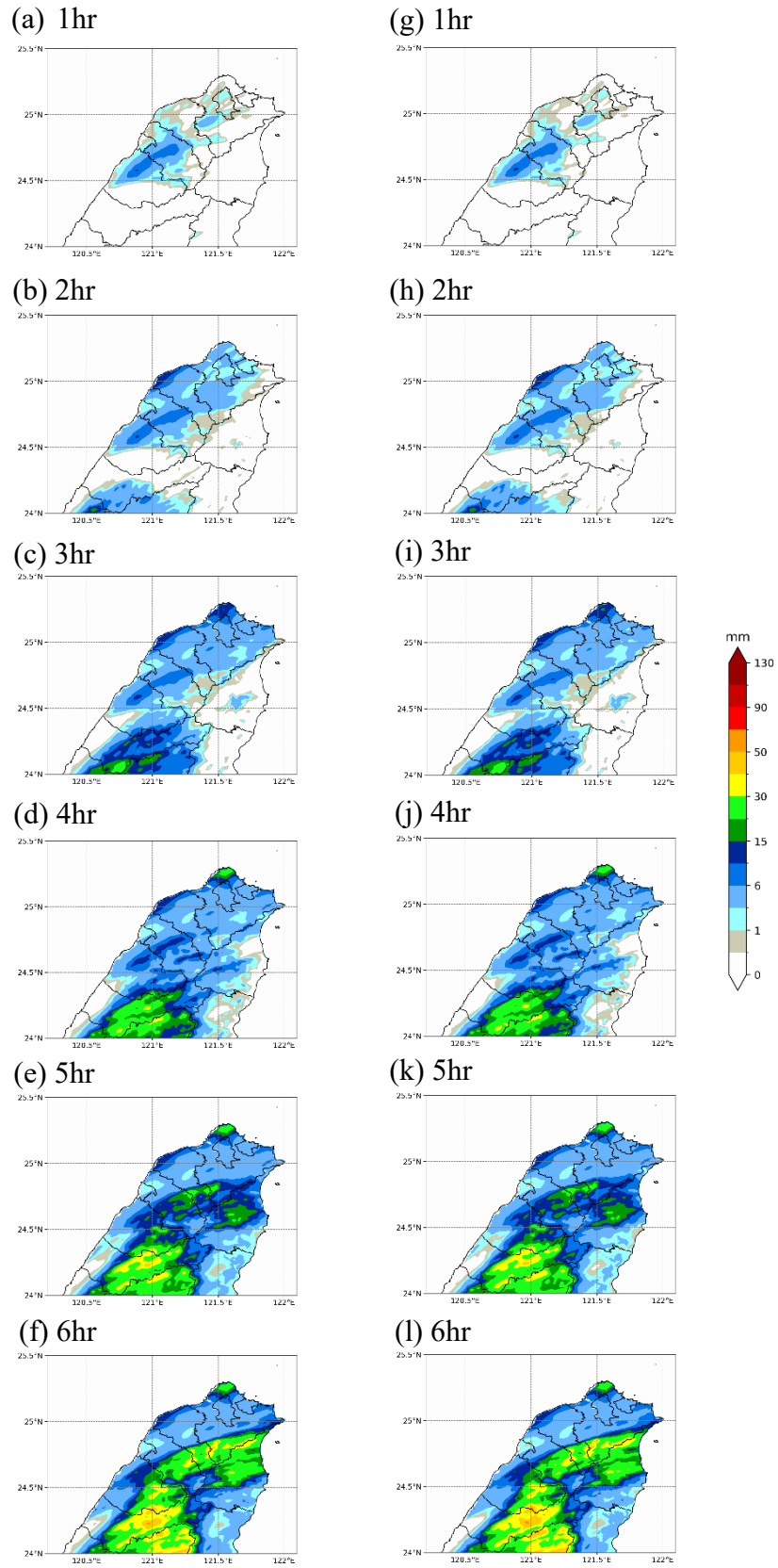


圖 3.25 1 至 6 小時累積降水分布圖。(a)至(f)為 PM，(g)至(l)為 NPM。

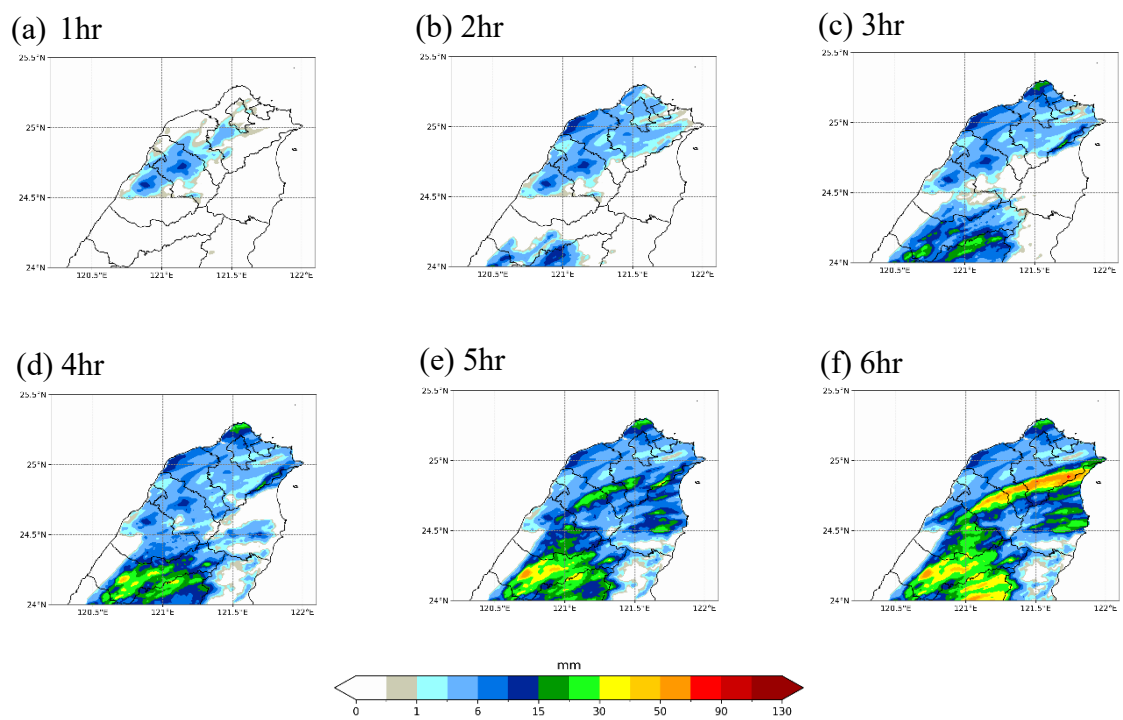


圖 3.26 (a)至(f)為 WDM6\_sta 的 1 至 6 小時累積降水分布圖。

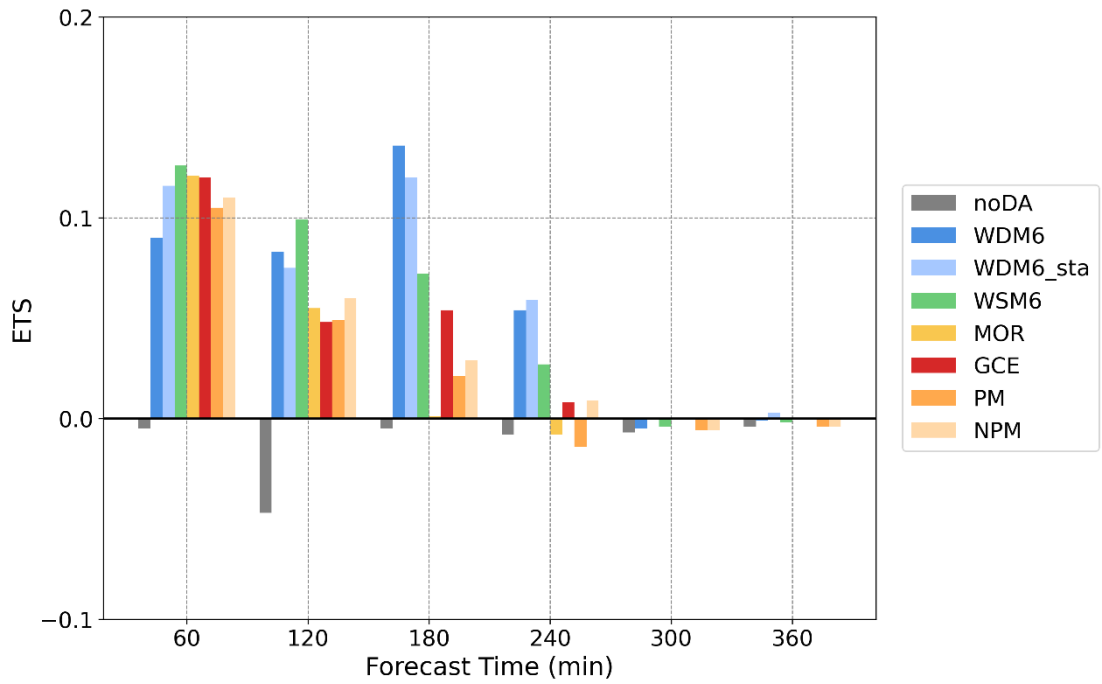


圖 3.27 定量降水預報之公正預兆得分(ETS)。

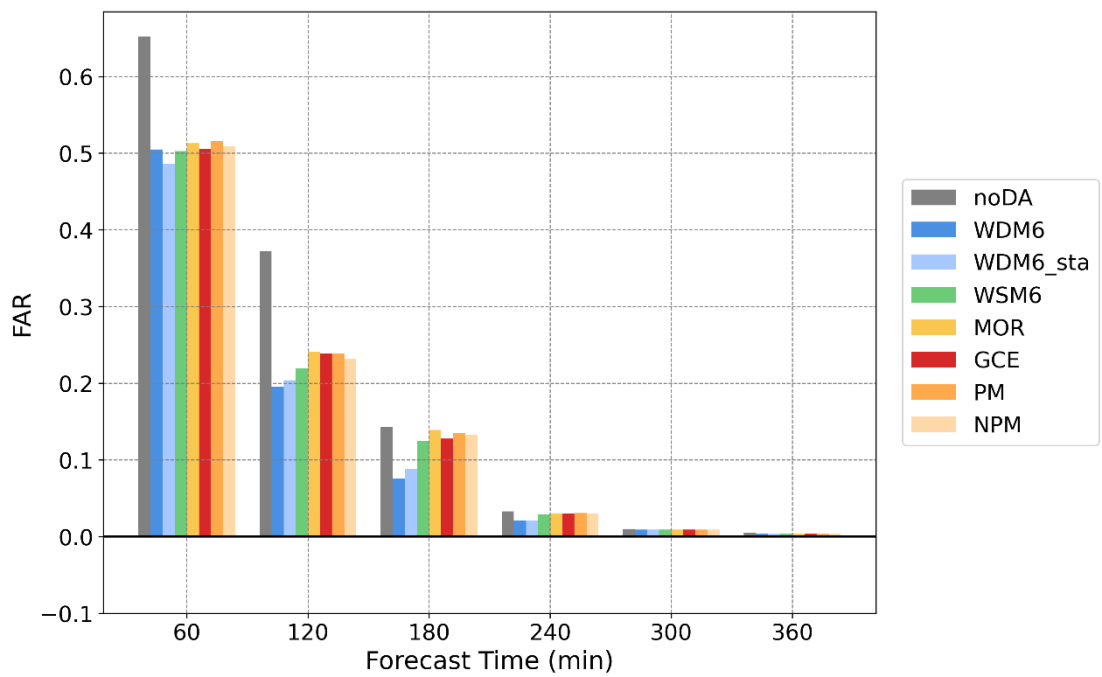


圖 3.28 定量降水預報之誤報率(FAR)。

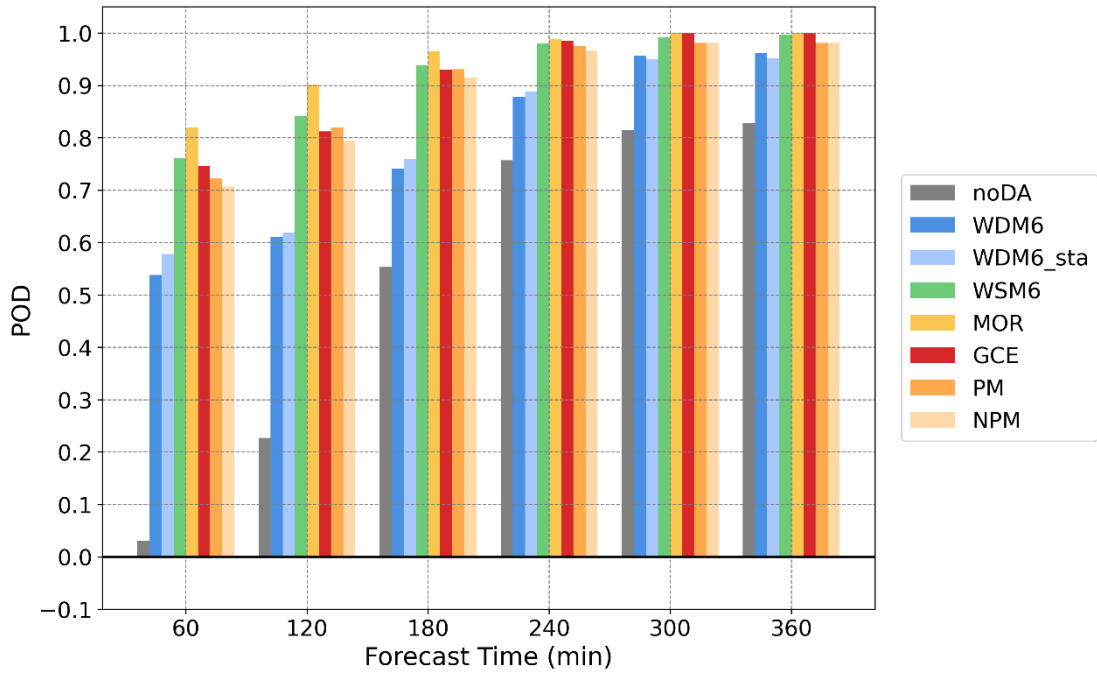


圖 3.29 定量降水預報之命中率(POD)。

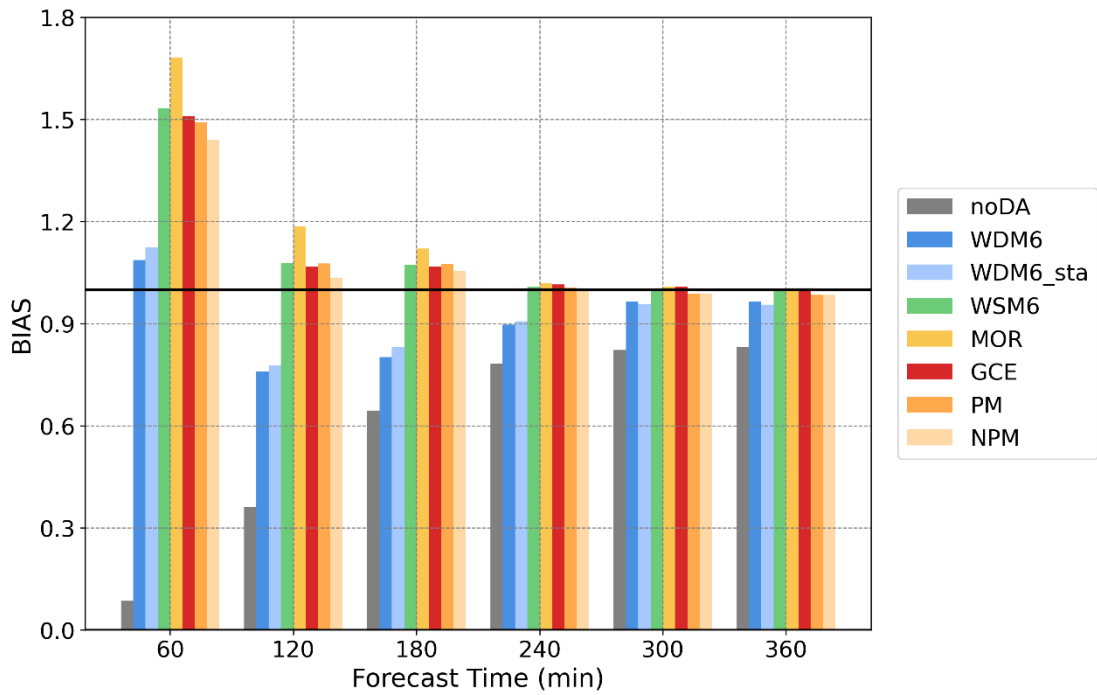


圖 3.30 定量降水預報之偏離率(Bias)。

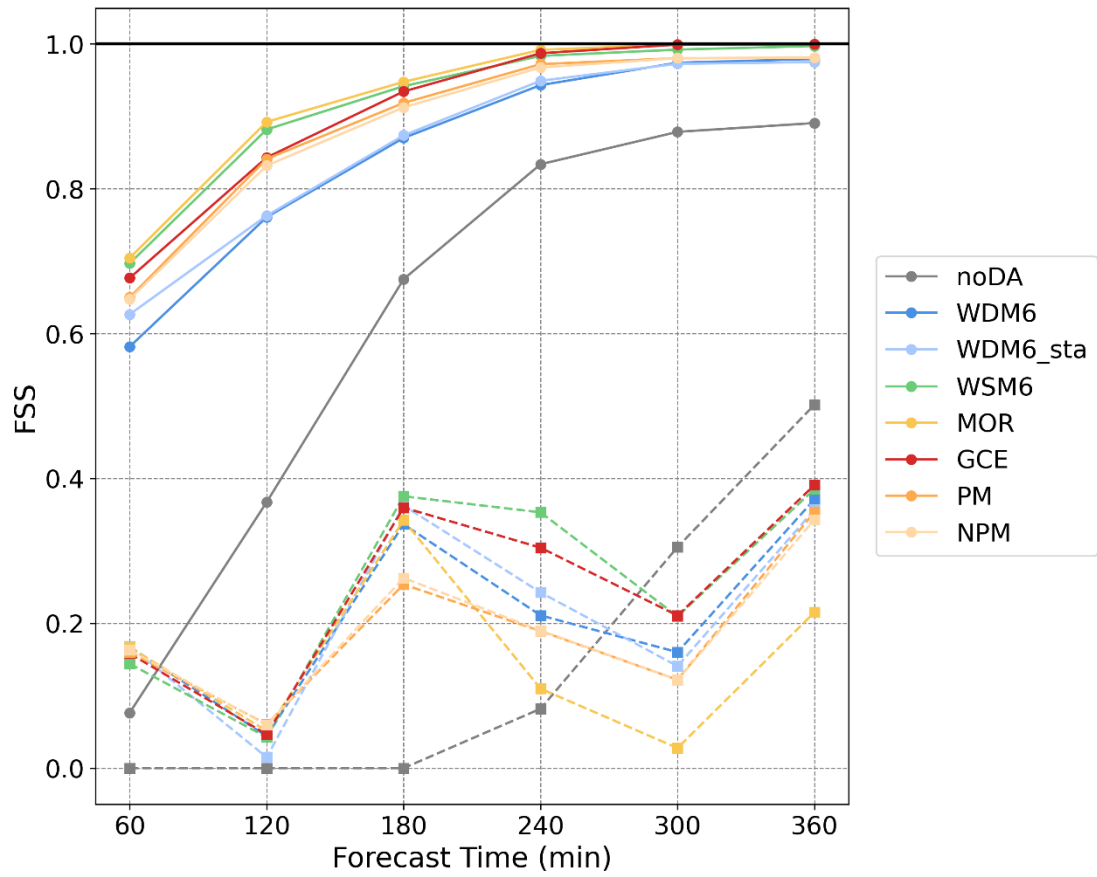


圖 3.31 定量降水預報之比例技巧得分(FSS)；實線為雨量門檻 0.1 毫米，虛線為對應大雨之門檻。

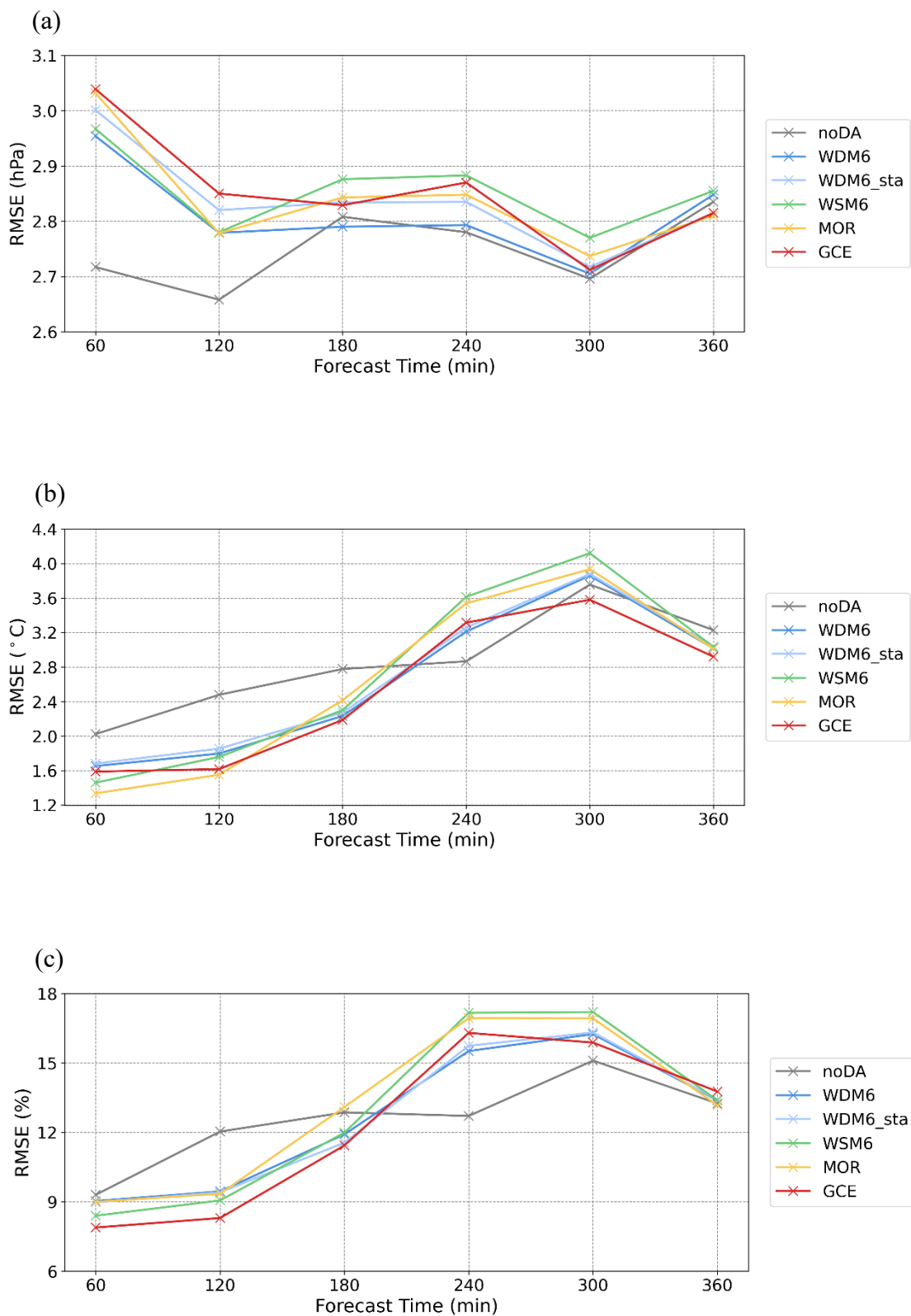


圖 3.32 地面氣象變數之方均根誤差(RMSE)；(a)為地面氣壓場，(b)為地表 2 公尺高度之氣溫，(c)為地表 2 公尺高度之相對濕度。