

國立中央大學

大氣科學學系
碩士論文

使用四維變分資料同化系統研究 2021 年宜蘭實驗
(YESR)期間的強降水事件

A study of a heavy rainfall event during YESR2021 using a
4DVar data assimilation system

研究生：吳孟杰
指導教授：廖宇慶 博士

中華民國 113 年 6 月

國立中央大學圖書館學位論文授權書

填單日期：2024 / 7 / 15

2019.9 版

授權人姓名	吳孟杰	學號	111621013
系所名稱	大氣科學學系	學位類別	☒ 碩士 ☐ 博士
論文名稱	使用四維變分資料同化系統研究2021年宜蘭實驗(YESR)期間的強降水事件	指導教授	廖宇慶

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：吳孟杰

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 吳孟杰 研究生
所提之論文 使用四維變分資料同化系統研究2021年宜蘭實驗
(YESR)期間的強降水事件
係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 廖宇慶 (簽章)
113 年 6 月 26 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 吳孟杰 研究生
所提之論文 使用四維變分資料同化系統研究2021年宜蘭實驗
(YESR)期間的強降水事件

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

委

員

郭鴻基
廖宇慶

蘇世強

鍾高陞

中 華 民 國

113 年 7 月 2 日

中文摘要

本研究使用 IBM_VDRAS 分析 2021 年 11 月 26 日的強降雨個案，搭配宜蘭強降雨實驗觀測，可辨識降雨四階段：階段一對流沿雪山山脈發展，向東北移動；階段二對流由西南側山谷肇始，聚集於中央山脈北段迎風側；階段三，平原北側系統消散，南方降雨系統開始東移；階段四，內陸降雨亦趨緩，沿海對流維持。比對由 IBM_VDRAS 所模擬結果，亦與降雨觀測相符，並與剖風儀、地面測站與微型探空進行校驗，結果指出此模式具有一定程度可分析冬季強降水。

持續調查宜蘭冬季降水的過程，發現個案中底層東北風增強與其強風軸位置，會影響平原環流結構；中層強勁西南風使對流胞往東北方移動，並挾帶水氣跨越山脈進入平原；陡峭雪山山脈有利於垂直渦旋建立，影響對流胞發展；中央山脈北段處於迎風側，產生地形效應使氣塊抬升而成雲致雨。另外，局地高壓的出現與位置，影響了降雨分布。綜上所述，透過 IBM_VDRAS 的動力、熱力以及微物理過程，可以清楚的調查宜蘭冬季強降水的演變與特徵。

Abstract

Using IBM_VDRAS to analysis a heavy rainfall event on 26 November 2021 with the observations in YESR (Yilan Experiment Severe Rainfall), this study identified four stages of precipitation. The precipitation was located along the SMR (Snow Mountain Range) in Stage 1, began to develop in the NCMR (Northern Central Mountain Range) and expanded northeastward into the plain in Stage 2, and then as the precipitation decreased over the northern plain, the rain band began to move to the east side of the NCMR in Stage 3, and finally the systems dissipated over the interior and only coastal convection existed in Stage 4. The simulation results were validated against wind profiler, surface sites and storm tracker, demonstrating the ability to capture the features in this case.

The research also investigated the features of this case, the results showed that the increasing low-level northeasterly wind would affect the circulation over the plain, the strong mid-level southwesterly wind make convection move northeastward and carry moisture into the plain, the steep Snow Mountain Range helps to establish the vertical vortices influenced the development of cells, and the northern Central Mountain Range captures the moisture transported by prevailing wind which induces the convection due to terrain effect. In addition, the local high-pressure systems play a key role in the location of the precipitation hotspot. From the kinematic, thermodynamic and microphysical fields of IBM_VDRAS, this study can clearly describe the evolution and characteristics of the winter heavy rainfall in Yilan.

誌謝

進入中大，開啟近六年的旅程，首先感謝我的指導教授，從大一遇見廖宇慶老師開始，就被他幽默風趣、簡而有力的教學風格吸引，而在近兩年的研究工作上，我更被老師的洞察能力與邏輯思維深深影響，每每與老師討論，總能夠走出迷茫看見方向。另外，從老師這裡習得的報告技巧：確認受眾、題材取捨、圖表編排等，讓我了解碩士生該完成的不僅只是一篇論文，還有學習與人分享、跟專家討論以及發掘應用價值等面向的課題。我想不論軟硬實力，廖老師給予的指導永遠都不嫌少，令人獲益良多！

在雷達實驗室裡，受到很多人的無私幫助，謝謝同屆的佳靜、世明、鈺均、子珊和玠廷一起創造歡樂時光。也謝謝沁全學長對於雷達資料處理的叮嚀與分享心路歷程；秉學和晨豪學長提供許多實用建議；育蕎學姊和泓寬學長協助取得 QPESUMS 的資料與提供處理方式；華恩學長在口試前的鼓勵與協助，還有已畢業的英璋學長很熱心地解決我在 IBM_VDRAS 上遇到的問題。另外感謝詠荃助理分享在宜蘭降雨研究上的心得；子睿、伯謙和詠霖助理認真督促我每次的書報；Haidy 協助雷達 QC 相關的疑難雜症，以及最強的行政助理小那打點一切大小事。

同時感謝中華扶輪教育基金會提供冠名獎學金，照顧社友葉俊毅先進對我的勉勵與支持，讓我能順利完成學業。也再次謝謝我的指導老師與系主任楊舒芝老師的推薦，以及非常辛苦的系辦行政人員的協助，讓我有榮幸代表系上獲頒獎學金。在口試期間，十分感謝郭鴻基老師提供分析和討論等方向、蘇世顯老師分享宜蘭降水和微物理過程等探討、鍾高陞老師給予資料同化技術相關建議等，不同面向的回饋使我的論文更加完善。另外，也特別感謝張偉裕老師平時樂意解決我的許多疑問，並給予莫大的鼓勵。

最後，感謝家人的支持，讓我持續走在大氣這條路，也非常感謝在碩班課餘時間遇到的人事物，尤其是後門熟檸檬餐廳，如同我的第二個家，勞閩子杰、閩娘蝴蝶和可愛擔當於藝成為許多學生們的最強後盾，在我心情低落或不安時，來盤白醬彩椒義大利麵，直接大飽口福，恢復力氣後繼續回研究室打拼。要感謝的人還有很多，也期許自己在未來能夠再接再厲，在各方面都能繼續成長茁壯。

目錄

中文摘要	I
Abstract	II
誌謝	III
目錄	IV
表目錄	VI
圖目錄	VII
第一章、緒論	1
1-1. 宜蘭秋冬季強降水.....	1
1-2. 四維變分資料同化.....	2
1-3. 研究目標與架構.....	4
第二章、研究方法	5
2-1. 雲模式基本方程組.....	5
2-2. 微物理過程.....	7
2-3. 價值函數.....	7
2-4. 伴隨模式.....	8
2-5. 虛網格沉浸邊界法.....	9
第三章、個案與資料	11
3-1. 個案回顧.....	11
3-1-1. 綜觀環境配置	11
3-1-2. 降雨事件分析	12
3-1-3. 地面測站分析	12
3-2. 研究資料.....	13
3-2-1. 中尺度背景場	13
3-2-2. 氣象雷達資料.....	14
3-2-3. 剖風儀	14
3-2-4. 微型探空	15

第四章、模擬與校驗	16
4-1. 模式設定與同化策略	16
4-2. 實驗設計	16
4-3. 模擬結果校驗	17
4-4. 離散窗區 vs 連續窗區	18
4-5. 模式預報表現	19
第五章、討論與分析	20
5-1. 降雨時空間分布	20
5-2. 熱動力結構分析	21
5-3. 垂直剖面分析	22
第六章、結論與展望	25
6-1. 結論	25
6-2. 未來工作	27
參考資料	28
附表	34
附圖	36
附錄	88

表目錄

表 3-1 WRF 模式網格與參數化設定。	34
表 3-2 氣象雷達簡易規格表。	34
表 4-1 IBM_VDRAS 模式設定	35
表 4-2 離散與連續窗區分析場，與觀測風場和回波的校驗與差異。	35

圖目錄

圖 1-1 臺灣東北地區地勢圖，紅框區域為宜蘭縣界。.....	36
圖 1-2 宜蘭劇烈降水概念圖。摘自 Su et al. (2022) (a) 描繪樺澤實於 1950 年提出的概念圖 (b) 描繪 Su et al. 於 YESR2020 期間所觀測之降水特徵。.....	37
圖 2-1 定義與分類模式網格示意圖。摘自 Tai et al. (2017)，虛線為地形表面，三角形表示格點位於大氣，圓形表示格點位於地形。G 為虛網格、B 為邊界點、I 為鏡像點，其中，虛網格以綠字表示沿水平搜尋地形內之第一格點，紅字則沿垂直搜尋。.....	37
圖 3-1 2021/11/26 中央氣象署東亞地面分析圖 (a)00 (b)12 UTC。.....	38
圖 3-2 中央氣象署高空天氣圖，(a) 500hPa (b) 700hPa (c) 850hPa。於臺灣東北側之紅色箭頭標示為該層場之風向，以最近測站之風標為依據繪製。.....	39
圖 3-3 臺灣探空測站分布及代碼。藍字為西半部代表測站，分別為板橋（46692）、馬公（46734）和屏東（46750）；紅字為東半部代表測站，分別為彭佳嶼（46695）、花蓮（46699）和綠島（46780）。.....	40
圖 3-4 2021/11/26 00Z 斜溫圖 (a) 板橋 (b) 馬公 (c) 屏東 (d) 彭佳嶼 (e) 花蓮 (f) 綠島。.....	41
圖 3-5 2021/11/26 (a) 07Z ~ 08Z 時雨量 (b) 0710 UTC (1510 LST) 回波與衛星影像。.....	42
圖 3-6 2021/11/26 04Z ~ 11Z 東北地區 (a) 總雨量圖 (b)-(h) 時雨量圖。.....	43
圖 3-7 中央氣象署屬地面觀測站點分布及代碼。紅點為署屬有人站，省略官方六位代碼之前綴「46」；藍點為自動測站，省略官方六位代碼前綴「C0」，僅以四位代碼表示。黑色虛線圍出沿 SMR 的平地測站；綠色虛線圍出沿 NCMR 的平地測站。.....	44
圖 3-8 2021/11/26 沿 SMR 之平地測站觀測。(a) 氣壓時序圖，氣壓 P 以五個測站之平均值為紅線，紅色區塊則代表各測站的值域分布；氣壓擾動 P_{pert} 是以當日各測站之氣壓平均為基準點，再計算各測站氣壓擾動的平均標為藍線。(b) 溫度（紅線）與水氣（藍線）時序圖，趨勢線一樣計算各測站的平均，色塊代表值域。(c) 各測站風場時序變化，藍色表示緯向風 > 0 （西風分量），紅色表	

示緯向風 < 0 (東風分量)，風標單位：「半截 1 m s^{-1} ，整截 2 m s^{-1} ，旗幟 5 m s^{-1} 」。	45
圖 3-9 2021/11/26 沿 NCMR 之平地測站觀測。(a) 測站氣壓時序圖 (b) 溫度與水氣時序圖 (c) 測站風場變化。繪圖設定同圖 3-8。	46
圖 3-10 各式觀測站點分布圖。	47
圖 3-11 L 波段剖風儀雷達。	48
圖 3-12 2021/11/26 微型探空施放軌跡圖。藍線與紅線分別代表於 06Z 和 09Z 施放之軌跡。	49
圖 3-13 於 06Z 和 09Z 施放之微型探空，包含風向風速 (WD, WS)、經緯度 (LON, LAT)、溫度及露點溫度 (T, Td)、相對濕度 (RH) 與水氣 (q)。	50
圖 4-1 模式區域設定示意圖。黑框為中尺度背景場範圍；紅框為 IBM_VDRAS 之模擬區域。模擬區域內為整合回波。	51
圖 4-2 IBM_VDRAS 同化策略示意圖。橫軸為時間 (分鐘)，紅區代表同化循環，向上的箭號為雷達完整體積掃描的資料。	52
圖 4-3 實驗示意圖。前綴「DC」為離散，「數字+C」為循環次數，「FT」為預報。	53
圖 4-4 剖風儀時序變化圖。(a) 由觀測資料所繪製 (b) 由 IBM_VDRAS 所模擬之水平風場垂直剖面，地點於剖風儀相同，垂直上會內插至與觀測相同之高度。	54
圖 4-5 水平風場垂直剖面，觀測與模擬之方均根誤差。	55
圖 4-6 雷達回波場校驗。觀測場於 [15, 30, 35 dBZ] 繪製等值線；分析場於 [15, 20, 25 dBZ] 繪製等值線，以利比較極值分布。	55
圖 4-7 觀測整合回波與模擬分析場之客觀校驗。	55
圖 4-8 地面風場與氣壓分布。風標：「半截 1 m s^{-1} ，整截 2 m s^{-1} ，旗幟 5 m s^{-1} 」。	56
圖 4-9 IBM_VDRAS 模擬 250 公尺高的氣壓場分布時序圖。	57
圖 4-10 分析場與微型探空校驗結果。藍線為觀測；紅線為 IBM_VDRAS 模擬。	58
圖 4-11 由觀測推導出的雨水混和比，沿地形 250 公尺之模式網格點繪製，時間介於 0410 ~ 0500 UTC。紅線為垂直剖面分析位置，起點：(121.5°E, 24.5°N)、終點 (122.1°E, 25.1°N)。	59

圖 4-12 由離散窗區 (DC) 模擬之雨水混和比，沿地形 250 公尺之模式網格點繪製， 時間介於 0410 ~ 0500 UTC。紅線為垂直剖面分析位置，起終點同圖 4-11。	60
圖 4-13 由連續窗區 (C) 模擬之雨水混和比，沿地形 250 公尺之模式網格點繪製， 時間介於 0410 ~ 0500 UTC，其中離散與連續窗區會搭配流線場一同比較。紅 線為垂直剖面分析位置，起終點同圖 4-11。	61
圖 4-14 垂直剖面的雨水混和比分布。分為三組各為觀測 (OBS)、離散 (DC) 與連 續 (C) 窗區，時間介於 0410 ~ 0500 UTC，其中離散與連續窗區會搭配流線 場一同比較。剖線位置可見圖 4-11。	62
圖 4-15 觀測與預報之小時累積雨量 (毫米)。	63
圖 4-16 垂直剖面的雨水混和比分布。分為三組各為觀測 (OBS)、離散 (DC) 窗區 與預報場 (FT)，時間介於 0510 ~ 0600 UTC，其中離散窗區與預報場會搭配 流線場一同比較。剖線位置可見圖 4-11。	64
圖 5-1 第一階段沿地形(Terrain-following, TrFw, 250m)雨水混和比的時序圖。粗黑等 值線為雨水混和比 0.025 g kg^{-1} ，粗紅等值線為雨水混和比為 0.05 g kg^{-1} 。	65
圖 5-2 第二階段沿地形(TrFw, 250m)雨水混和比的時序圖。等值線說明同圖 5-1。	66
圖 5-3 第三階段沿地形(TrFw, 250m)雨水混和比的時序圖。等值線說明同圖 5-1。	67
圖 5-4 第三階段沿地形(TrFw, 250m)雨水混和比的時序圖。等值線說明同圖 5-1。	68
圖 5-5 階段一 250 公尺水平風場與輻合場，挑選 0410、0430 與 0450 UTC 代表，其 中輻合場的粗藍、粗紅等值線，分別代表 0.025 、 0.05 g kg^{-1} 雨水混和比。	69
圖 5-6 階段一 1250 公尺垂直運動與 250 公尺氣壓場，挑選 0410、0430 與 0450 UTC 代表，其中垂直運動場的粗藍、粗紅等值線，各為 0.025 、 0.05 g kg^{-1} 雨水混和 比。	70
圖 5-7 階段二 1250 公尺水平風場與 250 公尺輻合場，挑選 0500、0600 與 0700 UTC 代表，其中輻合場粗藍、粗紅等值線，各為 0.025 、 0.05 g kg^{-1} 雨水混和比。	71
圖 5-8 階段二 1250 公尺垂直運動與氣壓場，挑選 0500、0600 與 0700 UTC 代表，其 中垂直運動場的粗藍、粗紅等值線，各為 0.025 、 0.05 g kg^{-1} 雨水混和比。	72
圖 5-9 階段二沿地形 (TrFw) 250 公尺溫度擾動與相對濕度場，挑選 0500、0600 與 0700 UTC 代表。	73

圖 5-10 階段三 1250 公尺水平風場與 250 公尺輻合場，挑選 0800、0900 與 1000 UTC 代表，其中輻合場粗藍、粗紅等值線，各為 0.025、0.05 g kg ⁻¹ 雨水混和比。	74
圖 5-11 階段三 1250 公尺垂直運動與 250 公尺氣壓場，挑選 0800、0900 與 1000 UTC 代表，其中垂直運動場的粗藍、粗紅等值線，各為 0.025、0.05 g kg ⁻¹ 雨水混和比。	75
圖 5-12 階段三沿地形 (TrFw) 250 公尺溫度擾動與相對濕度場，挑選 0800、0900 與 1000 UTC 代表。	76
圖 5-13 階段四 250 公尺水平風場與輻合場，挑選 1010、1030 與 1050 UTC 代表，其中輻合場的粗藍、粗紅等值線，各為 0.025、0.05 g kg ⁻¹ 雨水混和比。	77
圖 5-14 垂直剖面分析之剖線示意圖，搭配沿地形 250 公尺的雨水混和比、風場以及 250 公尺等高面氣壓場。谷線 (V-V') 分析時間：0410、0700、0900 與 1030 UTC。南線 (S-S') 分析時間：0700、0800 與 0900 UTC。	78
圖 5-15 沿谷線 (V-V') 之雨水混和比分布、流線場與水平輻合場。	79
圖 5-16 沿谷線之水平溫度擾動、液態水位溫擾動 (等值線) 與相對濕度場。	80
圖 5-17 沿谷線之微物理場。色塊為碰併項 (R_c , 10 ⁻⁵ g m ⁻³ s ⁻¹)，白實等值線為自轉換項 (R_a , 10 ⁻⁴ g m ⁻³ s ⁻¹)，藍虛等值線為蒸發項 (R_e , 10 ⁻⁶ g m ⁻³ s ⁻¹)。	81
圖 5-18 沿南線 (S-S') 之雨水混和比分布、流線場與水平輻合場。	82
圖 5-19 沿南線之水平溫度擾動、液態水位溫擾動 (等值線) 與相對濕度場。	83
圖 5-20 沿南線之微物理場。繪圖設定同圖 5-17。	84
圖 6-1 階段一降雨概念模型。藍色漸層帶有 H 字樣為局地高壓區，紅藍細箭頭各表示為盛行東北風與中層西南風，黃底區域示意水平輻合帶。白雲在水平面上代表分布於內陸的降雨系統，在垂直剖面上代表淺對流區域。灰雲在水平面上代表沿海岸系統，在垂直剖面上代表層狀降水區。粗綠箭頭為沿南線 (S-S') 上的西北分量，粗紫箭頭為沿南線上的東南分量，粗黑箭頭表示受輻合抬升作用。	85
圖 6-2 階段二降雨概念模型，圖例同圖 6-1。	86
圖 6-3 階段三降雨概念模型，圖例同圖 6-1。	86
圖 6-4 階段四降雨概念模型，圖例同圖 6-1。	87

第一章、緒論

1-1. 宜蘭秋冬季強降水

臺灣位處歐亞大陸與西北太平洋交界，冬季盛行東北季風，高壓系統從北方往南帶下的冷空氣，經過洋面後變性，可為臺灣東北地區帶來充足水氣。**Su et al. (2022)** 綜整前人研究並指出，當東亞冬季季風處於活躍期，綜觀環境的配置會加強近地表的東北風，經過洋面易形成海洋層積雲（marine stratocumulus clouds），此時的低層大氣因垂直混合作用增強，並加濕邊界層。**陳 (2000)** 和 **葉 (2003)** 指出即便在無劇烈天氣系統影響，當大陸冷高壓出海與南方低壓勢力同時存在的綜觀環境配置，仍可為臺灣提供良好降水環境。處於迎風面的東北地區，由臺灣的主要山脈構成複雜地形（如圖 1-1），在蘭陽平原，其西側有東北往西南走向的雪山山脈（SMR, Snow Mountain Range）；其南側亦有中央山脈北支（NCMR, Northern Central Mountain Range），兩大山脈走勢使宜蘭被比擬為「口袋型」或「畚箕狀」地形。特殊複雜地勢與綜觀環境盛行風，常使當地於秋冬季發生豪大雨事件（**Feng; Chen Wang 2011; 李; 陳 1983; 陳 et al. 1980**）。

早期研究如 **樺沢 (1950)** 透過觀測資料提出東北季風如何進入蘭陽平原會影響降雨分布，並提出「第二類地形性降雨」，來表達當盛行風到達山脈時，因沉降（Subsidence）會產生地表迴流（Return flow），至平原再次與盛行風輻合，誘發對流系統。然而 **Su et al. (2022)** 透過 2020 年宜蘭強降雨觀測實驗指出氣流與地形的交互作用還包含了亂流（Turbulence），且降雨不僅在平原的輻合帶上，於南部山區亦有顯著降水（參見圖 1-2）。從文獻的觀測統計來看，蘭陽平原秋冬季日累積雨量時常超過 100 毫米，單一降雨事件可持續數小時至數天，且降雨熱區常集中於平原南部及山區（**Chang et al. 2023; Su et al. 2022; 洪 2024; 葉 2003; 陳 2000**）。其中，**陳 (2000)** 和 **洪 (2024)** 明確指出在統計上降雨會受到日夜變化影響，主因與海陸風變換和地表熱力作用有關。

隨著數值模擬的發展，**陳 (2000)** 和 **葉 (2003)** 透過第五代中尺度模式（MM5, 5th Penn. State/NCAR Mesoscale Model）模擬個案，前者提出當東北風進入蘭陽平原後的分流，其一沿地形繞流，另一遇地形阻擋爬升，最後於平原東南方地形迎風面上輻合。後者則區分臺灣處在不同綜觀環境（鋒前、鋒後與無鋒面）下的情況，並指出地形繞流情形雖各有差

異，但最終仍會在東南方地形上會合。**Su et al. (2022)**和 **Chang et al. (2023)**透過雲解析模式(Taiwan VVM; **Wu et al. 2019**)進行模擬。前者指出地面風場對於不同盛行風風向（20、50 與 80 度）有很大的敏感度。後者則指出由局地環流所主導的日夜對流（diurnal convection）現象，可辨認出深層入流混合 (**Deep-inflow mixing; Houze 2004; Schiro et al. 2018**) 特徵。**吳 (2023)**和**洪 (2024)**使用 WRF（Weather Research & Forecasting Model）模式模擬，前者以合成分析場進行準理想化（Quasi-idealized）實驗，並指出中層大氣動力擾動低壓、東北季風平流與受地形侷限的淺薄冷池，為有利宜蘭秋冬季降雨的物理機制。後者則提出中高層南風分量限制對流發展位置，且外海氣旋式環流輻合帶可維持系統生命期，使蘇澳地區長時間降水。

綜合上述，前人針對宜蘭秋冬季強降水的研究已從觀測統計到模式模擬，從綜觀環境到局地特徵，熱力與動力機制亦有多種理論被提出，可見宜蘭秋冬季強降水已成為重要議題。然而宜蘭地區的觀測作業系統，相較臺灣西半部普遍缺乏，對於災防應變可能有不足疑慮，故許多專家學者與政府機關合作，自 2020 年起至 2023 年期間，於每年的秋冬季執行宜蘭強降雨觀測實驗（Yilan Experiment for Severe Rainfall, YESR），實驗期間增加了剖風儀、微型探空、光達、氣象雷達與無人機等先進觀測儀器，增加時空間上的觀測密集度，以期得到對宜蘭秋冬季強降水更全面的資訊。

1-2. 四維變分資料同化

採用大量觀測並以統計的方式來調查降水事件，雖可一定程度的解析大氣特徵，卻也因儀器本身帶有誤差，且空間上觀測分布不均，時間解析度各有差異等因素，使得觀測無法完整描述大氣現象。而數值模式可透過物理預報方程來描述大氣，並建立高時空解析度的三維氣象場，對了解降水機制有一定的幫助，但在不同模式的設計架構下，其動力核心、微物理過程、參數設定、尺度假設與網格設計等的差異，或甚至因差分法所產生的誤差等，都可能導致模式產出看似理想卻失真的結果。故藉由資料同化（data assimilation）技術來將觀測與模式結合，能使模擬的分析場更接近真實大氣。

由美國國家大氣研究中心（National Center for Atmospheric Research, NCAR）發展的都卜勒雷達變分分析系統 (Variational Doppler Radar Analysis System, VDRAS; Sun; Crook 1997, 1998)，以四維變分資料同化（Four-Dimensional Variational Data Assimilation, 4DVar）搭配

雲解析模式來同化雷達回波和徑向風，使模擬的分析場在雷達觀測與背景場之間的差異達到最小，並得到最佳化的三維大氣初始場以利進行預報。早期 VDRAS 主要關注於美國本土所發生的對流尺度系統，像是 Sun (2005) 以 2000 年夏季 STEPS (Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study) 實驗期間的超級胞 (supercell storm) 個案進行模擬，並調查其熱動力結構與微物理過程是否符合深對流的特徵。Sun; Zhang (2008) 以 2002 年 IHOP (International H₂O Project) 期間的飆線個案進行模擬預報，並指出準確的分析環境風場對於成功預報飆線有很大的助益。然而，VDRAS 不僅可作為研究用途，因為其同化循環可快速更新，也被應用於許多單位的預報作業上 (Crook; Sun 2002, 2004; Mueller et al. 2003; Sun; Crook 2001; Sun et al. 2010)。

VDRAS 於 2008 年西南氣流實驗 (Southwest Monsoon Experiment, SoWMEX) 首次在台灣進行個案研究 (Tai et al. 2011)，以此檢驗 VDRAS 對於複雜地形的解析能力，並模擬預報西南氣流受地形影響所產生的降水系統。此後，經眾人努力而使功能趨於完善，像是 Chang et al. (2016) 在 VDRAS 加入簡單冰相 (simple-ice) 的雲物理過程，改善暖雨過程產生雨量高估情形。Chen et al. (2016) 首次同化地面站以彌補雷達在近地面缺乏資料的問題，且不僅改善近地面溫度和風的分析場，亦能修正冷池強度。黃 (2017) 進一步同化衛星產品的十米風場資料。Tai et al. (2017) 採用虛網格沉浸邊界法 (Ghost Cell Immersed Boundary Method, GCIBM; Fadlun et al. 2000; Tseng; Ferziger 2003) 使 VDRAS 對於複雜地形的解析能力提升，新版本則稱為 IBM_VDRAS。相對於 WRF 所使用的地勢追隨座標，採用 GCIBM 不必對控制方程進行座標轉換，即在卡氏座標下同化，有助計算效率且保持程式編寫靈活度。羅 (2019) 則在 IBM_VDRAS 中新增科氏力項、考慮雷達波束遮擋、晴空回波同化等功能，並改採用具約束條件的下降法 (Limited-memory BFGS for bound-constrain, L-BFGS-B; Byrd et al. 1995; Morales; Nocedal 2011; Zhu et al. 1997)，解決求解極小化過程中的不合理情形。

IBM_VDRAS 近年來主要用於中尺度對流系統的個案研究，像是 Tai et al. (2020) 透過多變數分析，結合模式與地面觀測結果，說明西南氣流進入臺灣陸地時減速，與離岸氣流產生沿海對流線，進一步增強雨帶。Wu et al. (2021) 以 2014 年夏季北臺灣的午後熱對流個案進行研究，模擬對流胞合併過程與完整說明降水系統得以維持的機制，並設計敏感性實驗來闡述地形在對流發展上所扮演的腳色。另外，Sun et al. (2023) 發展多尺度四維變分

(Multiscale four-dimensional variational data assimilation, MS-4DVar) 技術，相較傳統的 4DVar 更加有效率，其因是有較低解析度的 TLM/ADM (tangent linear model/adjoint model) 與更短的同化窗區 (time window)，使 VDRAS 不僅只聚焦在中小尺度，更能考慮大尺度資訊，該文獻中亦使用颱風的真實個案模擬來說明改善效益。

綜上所述，四維變分資料同化越趨成熟，與其他種資料同化技術比較，如三維變分 (3DVar)、系集卡爾曼濾波器 (Ensemble Kalman Filter, EnKF) 等，雖然 4DVar 計算資源相對仍高，但在演算法發展快速、計算資源亦大幅增加的時代，四維變分對於天氣系統的研究應用仍不可或缺。

1-3. 研究目標與架構

相對於臺灣春夏季常發生的中尺度對流系統 (梅雨、颱風、颱風與午後對流等)，臺灣秋冬季的降水系統普遍受到盛行東北季風與地形交互作用影響，然而，前人對於宜蘭秋冬強降雨的調查仍有限。本研究中所使用的 IBM_VDRAS 亦是首次應用於秋冬季降水個案的模擬，一套通常拿來模擬深對流 (deep-convection) 類型的資料同化系統，對於秋冬季好發的淺對流 (shallow-convection) 是否具有良好的模擬與預報掌握能力？從中是否能發現與前人文獻類似的熱動力機制？本研究選擇以 2021 年的宜蘭強降雨實驗進行調查，不同於前人大多使用 YESR2020 期間的個案，原因在於 2021 年的實驗期間有更完整的雷達觀測資料。另外，張 (2023) 也使用 2021 年宜蘭強降雨實驗 (YESR2021) 來評估同化雙偏極化雷達參數對於模擬與預報的效益，其結果顯示對降水模擬與預報有相當程度改善。而本研究與其不同之處，除了使用不同資料同化技術，更希望了解微物理過程在 YESR2021 的強降雨個案中扮演何種腳色？

本文架構如下：第二章為研究方法，將介紹 IBM_VDRAS 的核心架構；第三章為個案回顧與觀測分析，說明選取個案的依據並初步處理分析觀測資料；第四章為同化策略與模擬校驗，探討不同策略對模擬的影響以及驗證模擬及預報結果；第五章為降雨事件階段性分析，討論不同降水階段的熱動力結構與微物理過程；第六章為結論與展望。

第二章、研究方法

本研究使用由吳 (2019)與羅 (2019)所改進後的 IBM_VDRAS 版本，在本章中將簡明介紹 IBM_VDRAS 所使用的基本方程組、微物理過程、價值函數、伴隨模式與 GCIBM。

2-1. 雲模式基本方程組

根據 Sun; Crook (1997) 所述，IBM_VDRAS 所使用的雲解析模式中，包含六種預報方程，分別是三維方向上的動量方程組、熱力方程、雨水預報方程、總含水量預報方程。其中，假設流體需滿足非彈性近似（anelastic approximation），三維動量方程組與連續方程如下：

$$\frac{d\bar{\rho}u}{dt} = -\frac{\partial p'}{\partial x} + \nu \nabla^2 \bar{\rho}u \quad (2.1)$$

$$\frac{d\bar{\rho}v}{dt} = -\frac{\partial p'}{\partial y} + \nu \nabla^2 \bar{\rho}v \quad (2.2)$$

$$\frac{d\bar{\rho}w}{dt} = -\frac{\partial p'}{\partial z} + g\bar{\rho} \left(\frac{T'}{\bar{T}} + 0.61q'_v - q_c - q_r \right) + \nu \nabla^2 \bar{\rho}w \quad (2.3)$$

$$\frac{d\bar{\rho}u}{dx} + \frac{d\bar{\rho}v}{dy} + \frac{d\bar{\rho}w}{dz} = 0 \quad (2.4)$$

其中， u, v, w 為緯向、經向與垂直之風速（ $m s^{-1}$ ）、 p' （ hPa ）為氣壓擾動、 ν （ $m^2 s^{-1}$ ）為渦流黏滯係數、 T' （ K ）為溫度擾動、 $\bar{T}$ （ K ）為環境溫度、 $\bar{\rho}$ （ $kg m^{-3}$ ）為水平空氣密度、 q'_v （ $g kg^{-1}$ ）為擾動水氣混合比、 q_c （ $g kg^{-1}$ ）為雲水混合比、 q_r （ $g kg^{-1}$ ）為雨水混合比。另外，羅 (2019) 新增的科氏力項在本研究中不使用，故未列項。由(2.1)~(2.4)求解得擾動壓力診斷方程：

$$\nabla^2 p' = -\nabla \cdot (\vec{V} \cdot \nabla \bar{\rho} \vec{V}) + g\bar{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{T'}{\bar{T}} + 0.61q'_v - q_c - q_r \right) \quad (2.5)$$

熱力方程是根據 Tripoli; Cotton (1981) 在建構大氣模式的熱力變數時，以 θ_l 液態水位溫（ K ）的形式來描述：

$$\frac{d\bar{\rho}\theta_l}{dt} = -\frac{L_v}{C_p \bar{T}} \frac{\theta_l^2}{\theta} \frac{dV_{TM} q_r}{dz} + \kappa \nabla^2 \bar{\rho} \theta_l, \quad T < 253K \quad (2.6)$$

式(2. 6)中 L_v 為水的蒸發潛熱 ($2.5 \times 10^6 J kg^{-1}$)， C_p 為定壓比熱 ($1004 J kg^{-1} K^{-1}$)， V_{TM} 為雨水終端落速 ($m s^{-1}$) 請參下節式(2. 18)。

液態水位溫與蒸發或凝結有關且為保守量，定義如下：

$$\theta_l \equiv \theta \left(1 - \frac{L_v}{C_p T} (q_c + q_r) \right), \quad T < 253K \quad (2. 7)$$

雨水混合比及總水量混合比的預報方程如下：

$$\frac{d\bar{\rho}q_r}{dt} = R_a + R_c + R_e + R_s + \kappa \nabla^2 \bar{\rho}q_r \quad (2. 8)$$

$$\frac{d\bar{\rho}q_t}{dt} = R_s + \kappa \nabla^2 \bar{\rho}q_r \quad (2. 9)$$

這裡 R_a ($\frac{g}{m^3 s}$) 表示雲水自動轉換成雨水的過程、 R_c ($\frac{g}{m^3 s}$) 為雲滴因碰撞而併入雨滴的過程、 R_e ($\frac{g}{m^3 s}$) 是飽和氣塊中雨水蒸發為水蒸氣的過程、 R_s ($\frac{g}{m^3 s}$) 是雨滴沉降作用，前四項表示式詳見下節。 κ 為液態水位溫的擴散係數。式(2. 9)的總水量混合比 q_t ($g kg^{-1}$) 可用以下關係式描述：

$$q_t = \begin{cases} q_c + q_{vs} + q_r, & \text{if } (q_v \geq q_{vs}) \\ q_v + q_r, & \text{if } (q_v < q_{vs}) \end{cases} \quad (2. 10)$$

另外，假設水氣過飽和時會轉換成雲水，模式中的雲水混合比 q_c 、飽和水氣混合比 q_{vs} ($g kg^{-1}$) 與溫度 T (K)，就能利用預報變數經下列關係式得到：

$$T = \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{C_p}} \theta_l \left(1 + \frac{L_v}{C_p T} (q_c + q_r) \right) \quad (2. 11)$$

$$q_{vs} = \frac{3.8}{p} \exp \left(17.27 \frac{T - 273.16}{T - 35.86} \right) \quad (2. 12)$$

$$q_c = \begin{cases} q_t - q_{vs} - q_r, & \text{if } (q_v \geq q_{vs}) \\ 0, & \text{if } (q_v < q_{vs}) \end{cases} \quad (2. 13)$$

式(2. 11)、(2. 12)與(2. 13)需使用求解法以診斷出 T, q_{vs}, q_c ，於 **Sun; Crook (1997)** 中使用二分法 (bisection iteration scheme) 求解，並設定 $T_{new} - T_{old} < 10^{-12}$ 時完成診斷，但於 **羅 (2019)** 的研究中已改為牛頓-拉弗森求解法 (Newton-Raphson method)。

Sun; Crook (1997)指出模式預報變數的數量將會影響極小化過程，而這裡只需兩種微物理控制變數，相比其他模式更少。另外，為了在極小化過程中更好收斂，所有模式變數皆需無因次化，以平衡不同物理量間的量級(**Gill et al. 1981**)。

2-2. 微物理過程

在模式的微物理過程中，雲水蒸發凝結已隱含在液態水位溫當中。當氣塊達飽和時，雲水會開始轉換成雨水 R_a （autoconversion）、雨水在運動過程所蒐集到的雲滴 R_c （accretion）、雨滴的蒸發作用 R_e （evaporation）和雨水沉降作用 R_s （sedimentation）。此四項表示如下：

$$R_a = \begin{cases} \alpha \bar{\rho}(q_c - q_{crit}), & \text{for } q_c > q_{crit} \\ 0, & \text{for } q_c < q_{crit} \end{cases} \quad (2.14)$$

$$R_c = \gamma \bar{\rho} q_c q_r^{7/8} \quad (2.15)$$

$$R_e = \beta \bar{\rho}(q_v - q_{vs})(\bar{\rho} q_r)^{0.65} \quad (2.16)$$

$$R_s = \bar{\rho} \frac{dV_{TM} q_r}{dz} \quad (2.17)$$

上方各項係數與門檻值根據 **Kessler (1969)** 和 **Miller; Pearce (1974)** 設定為 $\alpha = 0.001 \text{ s}^{-1}$ 、 $q_{crit} = 1.5 \text{ g kg}^{-1}$ 、 $\beta = 0.0486 \text{ s}^{-1}$ 和 $\gamma = 0.002 \text{ s}^{-1}$ 。為了評估雨水產生的沉降作用，雨水終端落速（mass-weighted velocity of rainwater）在假設 Marshall-Palmer 雨滴粒徑分布的情境下，表示如下：

$$V_{TM} = 5.40 \left(\frac{p_0}{\bar{p}} \right)^{0.4} (\bar{\rho} q_r)^{0.125} \quad (2.18)$$

這裡的 p_0 （hPa）為地表氣壓、 $\bar{p}$ （hPa）為氣壓基本場。另外，為避免極小化過程可能無法收斂，有關冰項的微物理過程在本研究中不使用，其細節可參考 **Chang et al. (2016)** 與 **Wu et al. (2000)**。

2-3. 價值函數

為了使模式積分結果盡可能的趨於觀測，在 4DVar 技術中會以價值函數（Cost function）來描述模式與觀測間的差異，並假設觀測誤差在時空間上互不相關（uncorrelated），則 IBM_VDRAS 中的價值函數可以下式表示：

$$J = J_o + J_b + J_p \quad (2.19)$$

上式的 J_o 為觀測項，考慮觀測資料與相對應模式變數間的差異。 J_b 為背景項，在缺乏觀測的模式格點上考慮背景場與模式間的差異。 J_p 為懲罰項（penalty term），考慮時空間上模式變數的平滑程度。此三項個別定義如下：

$$J_o = \sum_{\sigma, \tau, i} [\eta_{vr}(V_i^m - V_i^o)^2 + \eta_{qr}(Q_i^m - Q_i^o)^2] \quad (2.20)$$

$$J_b = (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) = \sum_{\sigma, \tau, m} [\eta_{X_m}(X_m - \bar{X}_m)^2] \quad (2.21)$$

$$J_p = \sum_{\sigma, \tau, i, m} \left[\alpha_{1i} \left(\frac{\partial X_m}{\partial x_i} \right)^2 + \alpha_{2i} \left(\frac{\partial^2 X_m}{\partial x_i^2} \right)^2 + \alpha_{3i} \left(\frac{\partial X_m}{\partial t} \right)^2 + \alpha_{4i} \left(\frac{\partial^2 X_m}{\partial t^2} \right)^2 \right] \quad (2.22)$$

在式(2.20)中， V 與 Q 分別代表「徑向風」與「雨水混合比」，其上標 m, o 各代表模式與觀測，因模式本身為三維風場，需透過式(2.23)來計算出觀測格點上的模式徑向風，且雷達無法測得雨水混合比，需由回波 Z 透過式(2.24)做轉換。另外， σ, τ, i 各別代表三維空間、同化時間與雷達次序。 η_{vr}, η_{qr} 為徑向風和回波的權重。

$$V_i^{mod} = u \frac{x - x_i}{r_i} + v \frac{y - y_i}{r_i} + (w - V_{TM}) \frac{z - z_i}{r_i} \quad (2.23)$$

$$Q_i^{obs} = 10^{\frac{(Z_i - 43.1)}{17.5}} = \bar{\rho} q_{r,i}^{obs} \quad (2.24)$$

式(2.21)首先以向量形式表示背景約束條件， $\mathbf{x}$ 為分析場狀態變數， $\mathbf{x}_b$ 為背景場狀態變數， $\mathbf{B}$ 為背景誤差斜方差。後面進一步簡化， X_m 為模式變數， $\bar{X}_m$ 為模式變數平均場， η_{X_m} 於觀測缺乏區（data-void）為非零值，使結果靠近背景場；於觀測充足區（data-rich）為零，即價值函數的背景項將不存在，使結果趨於觀測。式(2.22)為時空間上平滑約束條件，考慮至二次微分項，係數 α 為權重，懲罰項除了約束時空間上的平滑程度，最初主要設計是用來加速價值函數的收斂，詳細說明可參考文獻(Sun; Crook 1994; Sun et al. 1991)。

2-4. 伴隨模式

將 2-1.節所提及之基本預報方程組以下列向量形式表示：

$$\frac{d\mathbf{x}}{dt} = F(\mathbf{x}) \quad (2.25)$$

其中， $\mathbf{x}$ 代表模式預報變數（ $u, v, w, \theta_l, q_r, q_t$ ）。給定 t_0 為初始時間，上式可改寫為下式：

$$\mathbf{x}(t_n) = F[\mathbf{x}(t_0)] \quad (2.26)$$

$\mathbf{x}(t_0)$ 代表變數的初始場， $\mathbf{x}(t_n)$ 則代表變數於 t_n 時的預報場， F 為非線性積分運算元。若直接將此運算元線性化，可得切向線性模式（Tangent linear model, TLM），以 L 表示：

$$L = \frac{\partial F}{\partial \mathbf{x}} \quad (2.27)$$

若給定 $\delta x(t_0)$ 為時間 t_0 之擾動量，經切向線性模式積分至 t_n 時之一階差異量為 $\delta x(t_n)$ ，此省略差異量的高階項，則可得下式：

$$\delta x(t_n) = L \cdot \delta x(t_0) \quad (2.28)$$

接著，伴隨模式（adjoint model）可由切向線性模式得到，將(2.28)經轉置後得到下式：

$$\delta x'(t_0) = L^T \cdot \delta x'(t_n) \quad (2.29)$$

其中， $\delta x'$ 為伴隨模式變數， L^T 即伴隨模式，此式可解讀為從 t_n 向後積分至 t_0 時，就會得到伴隨模式於初始時間之變數值 $\delta x'(t_0)$ 。

另外，若欲得到在何種初始變數場 $x(t_0)$ 能有最小的價值函數，數學上則需將式(2.20)對初始變數場做微分，首先將價值函數觀測項寫成向量型式再微分：

$$J_o = \sum [(H_i F_i(\mathbf{x}_0) - \mathbf{y}_i)^T \mathbf{W}_i^{-1} (H_i F_i(\mathbf{x}_0) - \mathbf{y}_i)] \quad (2.30)$$

$$\frac{\partial J_o}{\partial \mathbf{x}_0} = 2 \sum [(H_i L_i)^T \mathbf{W}_i^{-1} (H_i F_i - \mathbf{y}_i)] = 2 \sum [L_i^T H_i^T \mathbf{W}_i^{-1} (H_i \mathbf{x}_i - \mathbf{y}_i)] \quad (2.31)$$

這裡的 $\mathbf{x}_0$ 為模式初始變數場， H 為觀測運算子，可將模式空間的變量轉換為觀測空間上的模式變量， F 即如式(2.25)定義的向前模式（forward model）， $\mathbf{y}$ 為觀測變量， $\mathbf{W}$ 為權重。將式(2.31)與式(2.29)比較，可發現以下關係：

$$\delta x'(t_0) = \frac{\partial J_o}{\partial \mathbf{x}_0} \quad (2.32)$$

$$\delta x'(t_n) = H^T \mathbf{W}^{-1} (H \mathbf{x} - \mathbf{y}) \quad (2.33)$$

此二式說明了透過伴隨模式從 t_n 向後積分至 t_0 就可以得到價值函數對於初始變數場的微分，以此修正初始場，並透過反覆迭代過程，使價值函數趨於最小並收斂，即可得最佳初始場。此理論正是 4DVar 技術的核心，但實務上系統程式的編寫相對複雜，詳細流程可參考前人吳 (2019) 的說明。

2-5. 虛網格沉浸邊界法

為提升模式於複雜地形解析能力，並兼顧卡氏座標對於簡化程式複雜度的效益，**Tai et al. (2017)**加入虛網格沉浸邊界法。首先，此方法會辨認地形表面並分類格點，如圖 2-1 所示，模式網格可分類成流體格點（flow region）與地形格點（terrain grids），並沿垂直或水平方向搜尋地形內部的第一網格點，定義其為虛網格 G（ghost cell），再以鏡像方式定義點 I，以地形邊界為對稱軸，並使 G 與 I 的連線與地形邊界垂直於點 B。

接著，為得到不同預報變數在點 I 的值，會使用由 **Franke (1982)** 提出的反距離權重法 (IDW, inverse distance weighting) 來處理，如式(2. 34) ~ (2. 36)。其中， Φ_I 與 Φ_m 各代表鏡像點與鄰近模式網格的變數值， W_m 與 W_{tot} 分別為單一格點權重與整體權重和， D 與 d_m 分別為最遠格點和 I 的距離與單一格點和 I 的距離， p 設為 0.5。

$$\Phi_I = \frac{1}{W_{tot}} \sum_{m=1}^n W_m \Phi_m \quad (2. 34)$$

$$W_m = \left(\frac{D - d_m}{D d_m} \right)^p \quad (2. 35)$$

$$W_{tot} = \sum_{m=1}^n W_m \quad (2. 36)$$

最後，將位於可積分區域的鏡像點 I 值，透過邊界條件來計算出虛網格 G 的值，並藉由模式積分過程持續更新虛網格的值，使流體遇到地形的效應能夠被解析，而對於不同的變數會有不同的邊界條件，如式(2. 37)和(2. 38)。

$$\Phi_{G,x} = \Phi_{I,x} - L \frac{\partial \Phi_x}{\partial n_r} \quad (2. 37)$$

$$\Phi_{G,w} = u \frac{\partial h_t}{\partial x} + v \frac{\partial h_t}{\partial y} \quad (2. 38)$$

其中，式(2. 37)屬於諾伊曼 (Neumann) 邊界條件， Φ_x 為模式預報變數 (可為 u 、 v 、 θ_l 、 q_t 和 q_r)，下標 G 或 I 代表位在虛網格或鏡像點上， n_r 為正交於地形邊界的距離， L 為 G 與 I 之間的距離，在此研究中，令 $\frac{\partial \Phi_x}{\partial n_r} = 0$ 使 $\Phi_{G,x} = \Phi_{I,x}$ 。另外，式(2. 38)屬於狄利克雷 (Dirichlet) 邊界條件，僅作用於垂直運動 (w) 上， h_t 為地形高度，這裡的 u 和 v 是取自最靠近鏡像點 I 的流體網格。其餘更詳盡流程可參閱 **吳 (2019)**; **戴 (2017)**。

第三章、個案與資料

3-1. 個案回顧

3-1-1. 綜觀環境配置

本研究聚焦於 2021 年宜蘭強降雨實驗 (YESR) 11 月 26 日在東北臺灣發生的強降雨個案，地面綜觀分析場可參考圖 3-1，當日有北方冷高壓位於蒙古一帶並沿北緯 40 度線向華北地區移動，由圖 3-1 (a) 可知當日 00 UTC 等壓線 1020 百帕位於北台灣沿海，圖 3-1 (b) 則顯示 1020 百帕等壓線在 12 UTC 更偏南，且臺灣周遭等壓線有加密情形，推測近地面東北風應有增強趨勢。另外，圖 3-2 為當日 00 UTC 高空綜觀環境配置，其中圖 3-2 (a) 為 500 百帕等壓面，可見槽線系統正從華北地區東移；圖 3-2 (b) 為 700 百帕等壓面，可見西北太平洋副熱帶高壓勢力使環境場轉為西南風；圖 3-2 (c) 為 850 百帕等壓面，可見環境場偏東南風。綜上所述，得知臺灣綜觀環境不穩定但垂直風切大，故較適合淺對流發展。

分析當日所施放的作業探空，如圖 3-3 所示，本研究於西半部使用板橋 (46692)、馬公 (46734) 和屏東 (46750) 測站；於東半部使用彭佳嶼 (46695)、花蓮 (46699) 和綠島 (46780) 作為代表，以利分析臺灣周圍大氣垂直結構。各測站於當日 00 UTC 所施放探空觀測資料如圖 3-4，整體來看低層 (850 百帕以下) 為盛行東北風，高層 (500 百帕以上) 為西風帶，中層 (850 ~ 500 百帕) 可從板橋及彭佳嶼測站，如圖 3-4 (a), (d) 看見風向隨高度增加由東北風順轉至西南風，顯示臺灣北部處於暖平流環境。從溫度與露點溫度的貼合情形，如圖 3-4 (a), (d)，於 850 百帕以下有潮濕的低層大氣；位於西半部的板橋、馬公和屏東，如圖 3-4 (a) ~ (c)，其 700 至 600 百帕相對潮濕；位於東半部的離島彭佳嶼，如圖 3-4 (d)，可見中層局部潮濕區域，同為東半部的花蓮和綠島，如圖 3-4 (e), (f)，則可見 500 百帕以下整層潮濕大氣。綜上所述，探空資料除了再次說明了垂直綜觀環境的風場配置，亦顯示出中層的潮濕大氣隨環境之西南風向東北方延伸。

3-1-2. 降雨事件分析

本研究選取 2021 年 11 月 26 日 04 至 11 UTC 期間，共長達七小時，以此為主要的個案模擬，其中，降雨強度在 07~08 UTC 達到巔峰，如圖 3-5 (a) 所示，降雨熱區位於蘭陽平原南側及山區，藉由合成雷達回波與真實色衛星影像，如圖 3-5 (b) 可見東北迎風面之對流系統，並存在由西南向東北延伸跨越山脈的對流線，根據上一節所述，此應為中層大氣所傳輸的水氣所致，使此個案和典型受冬季季風主導的宜蘭降雨事件較為不同，除了考慮地形與底層盛行東北風的交互作用，對於中高層的環流特徵也需納入調查範圍。

另外，分析個案期間的降雨分布，如圖 3-6 (a) 04~11 UTC 總累積雨量可超過 60 毫米，且當日降雨熱區主要集中在平原南側山區以及東北角。另外，時雨量如圖 3-6 (b)~(h)，透過降雨熱區分布與強度，將此事件區分成四個階段：第一階段為 04~05 UTC，如圖 3-6 (b) 降雨主要沿雪山山脈一帶與沿海地區；第二階段為 05~07 UTC，如圖 3-6 (c)~(d) 東北角熱區縮小，西南側的山谷開始出現降雨，熱區主要集中在平原南側與中央山脈北段（NCMR），且降雨強度接近每小時 20 毫米；階段三為 07~10 UTC，如圖 3-6 (e)~(g) 熱區往東移動至蘇澳，且 07~08 UTC 為整體降雨巔峰期，降雨強度超過每小時 20 毫米，08 UTC 後系統開始減弱，但降雨熱區仍維持在蘇澳附近；階段四為 10Z~11Z，如圖 3-6 (h) 西南側山谷的降雨減緩，各地的對流系統也逐漸消散。

3-1-3. 地面測站分析

本研究使用中央氣象署屬有人站及地面自動測站進行初步分析，站點分布及代號如圖 3-7，依據地勢走向，挑選沿雪山山脈（SMR）與中央山脈北段（NCMR）的平地（250 公尺以下）的代表測站，以利解析局部環流與中小尺度氣象場的時序變化。

沿 SMR 的五個測站，由圖 3-8 (a) 當日氣壓趨勢可見半日波效應使 06 LST（11/25 22UTC）氣壓微幅上升，於 10 LST（11/26 02UTC）微幅下降，減少幅度從氣壓擾動（Ppert）得知約 2 百帕，推測受午後熱力效應影響，於 14 LST（11/26 06 UTC）測站氣壓下降至局部低點，爾後氣壓則顯著上升，增加幅度約 6 百帕，推測受冷高壓出海影響。氣溫與水氣變化趨勢如圖 3-8 (b)，溫度方面，接近中午 12 LST（11/26 04 UTC）可達攝氏 20 度，夜晚則降至攝氏 16~18 度，明顯低於前日夜晚氣溫；水氣變化與溫度趨勢相近，顯示降雨前的水氣相對豐沛。最後是風場部分如圖 3-8 (c) 所示，內陸測站於白天有較多西風

分量，沿海則更早出現東北風，中午過後（11/26 04 UTC）風向明顯改變，東風分量增加，傍晚 17 LST（11/26 09 UTC）過後西風分量再度出現，風勢減弱。另一方面，沿 NCMR 的四個測站（圖 3-9），也有類似的氣壓、溫度與水氣變化特徵，不過風場在各測站之間的變化更有一致性，如圖 3-9 (c) 所示，於當地的下午 12 ~ 17 LST（04 ~ 09 UTC）為顯著東北風。不論沿 SMR 或 NCMR，部分測站在 09 UTC 後都出現西風分量，與降雨帶東移有關。最後，將圖 3-7 所有測站的氣壓和風場繪製於二維平面（圖 4-8），在第四章與模擬結果比較。

3-2. 研究資料

首先，在使用 IBM_VDRAS 進行模擬前，需提供中尺度資訊作為模式的背景場。接著，在同化過程中會使用多雷達的觀測進行資料同化。最後，本研究將使用剖風儀、微型探空與地面測站進行校驗，以確保模式模擬結果具有代表性，進一步評估模式的預報能力。除了地面測站已在上一節述明，此章節將會依序說明中尺度背景場、雷達資料、剖風儀與微型探空的資料來源與特性，將所使用到的觀測站點分布統整如圖 3-10。

3-2-1. 中尺度背景場

本研究使用 ECMWF（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts）的 ERA5（the 5th generation of ECMWF atmospheric reanalysis）再分析資料作為 IBM_VDRAS 的中尺度背景場，其水平空間解析度為 0.25 度經緯網格，時間解析度為 1 小時，垂直共有 37 層等壓面。將再分析資料放入 IBM_VDRAS 之前，需事先透過 WRF 模式將資料做水平內插，但不必積分預報，此舉可以讓再分析資料的空間解析度符合 IBM_VDRAS 的模式設定，故吾人設計三層巢狀網格，水平解析度分別為 25、5、1 公里，取最內層初始輸出檔再另外做垂直層內插，從地勢追隨座標轉換成卡氏座標。詳細 WRF 模式設定請參見表 3-1。

3-2-2. 氣象雷達資料

用於同化的雷達資料的站點分布如圖 3-10，主要分為兩類，第一類由中央氣象署（CWA, Central weather administration）所提供之作業用氣象雷達，各為五分山（RCWF）、花蓮（RCHL）與樹林降雨雷達（RCSL），其中，RCWF 為 S 波段雙偏極化都卜勒雷達，可取得北臺灣大範圍的氣象資訊；RCHL 於當時為 S 波段都卜勒雷達，可取得東半部外海的回波與風場資訊；RCSL 則為 C 波段雙偏極化都卜勒雷達，主要觀測西北臺灣低層大氣的降雨情形。另外，對於蘭陽平原地區，於當時之作業用雷達觀測網部分存在無法被觀測到的盲區，原因是雷達站的地理位置與其周遭山脈遮蔽所影響，在宜蘭的中低層大氣缺乏雷達觀測，故本研究取得 YESR2021 實驗期間有在宜蘭地區運行的研究用雷達，分別是由國立中央大學維護之 TEAM-R（Taiwan Experiment Atmospheric Mobile Radar），以及國立臺灣大學的 X 波段雙偏極化氣象都卜勒雷達（Furuno X-band weather radar, 後續簡稱 NTU X-Pol），上述雷達之詳細資訊可參考表 3-2。最後，雷達資料的品質端控（QC, Quality control）流程可參見附錄 A。

3-2-3. 剖風儀

本研究使用於 YESR2021 觀測期間，設置於宜蘭頭城烏石港（WUSHI）的 L 波段（1290 MHz）剖風儀雷達（如圖 3-11），其由陣列式雷達所構成，可同時以垂直和傾斜波束進行觀測，並藉由 VAD（Velocity Azimuth Display）方法反演垂直向單點經緯風及垂直速度，以提供高時間密度與高垂直解析度的大氣風場剖面，但因其觀測回波於降雨時會受到降水粒子干擾，使得垂直風速包括了雨滴的終端落速資訊，故本研究僅考慮其水平風場剖面做為校驗資料。更詳細之儀器介紹可參考陳 (2019a); 陳 (2019b)。

剖風儀資料的時間解析度為每十分鐘一筆，於 2021/11/26 04 ~ 11 UTC 之個案期間的水平風場剖面時序變化可見圖 4-4 (a)，可顯示在垂直向上六公里以內之大氣風場結構，一樣會在第四章與模擬進行比較。可看見 2.5 公里以下為東北風層，風速可超過 10 m/s，且隨時間增加東北風增厚且強度增加；而在 3.5 公里以上之大氣為西南風層，風速隨高度增加，可超過 20 m/s；至於 2.5 ~ 3.5 公里為過渡帶，風速相對較弱，普遍小於 10 m/s。

3-2-4. 微型探空

微型探空儀 (ST, Storm Tracker) 於 2016 年由國立臺灣大學大氣科學系著手發展，目的是發展相對低成本且輕便的替代觀測儀器，以得到高時空解析度的三維大氣資料，詳細介紹可參考 **Hwang et al. (2020)**。於 2021 年 YESR 實驗期間，微型探空也在密集觀測期被大量使用，且廣布整個蘭陽平原約莫十個站點，本研究考量個案期間與施放頻率穩定度，挑選了三星 (SUNSING)、五結 (WUJIE) 與宜蘭 (YILAN) 的資料，這三個測站的施放頻率為每三個小時，於 2021/11/26 04~11 UTC 個案期間可使用 06Z 與 09Z 的施放資料。其 Level 產出之氣象變數有氣壓 (P)、溫度 (T)、露點溫度 (Td)、相對濕度 (RH)、水平風場 (U, V, WS & WD) 與水氣 (q)，這些變數可供模式驗證。

首先，檢視兩時段之探空施放軌跡 (如圖 3-12)，可見底層受東北風而使微型探空向西南移動，後續隨高度增加受中層西南風而轉往東北方移動，比較兩時間所施放的探空軌跡，可推測 09Z 宜蘭與五結的風場更偏向北風。接著，逐筆檢視資料，如圖 3-13 所示，發現五結 06Z 風場與經緯度的異常值 (3250~4500 m)，另於三星的風場有異常平滑的區段 (2750~4250 m)，故本研究排除使用 ST 風場進行校驗。在剩下的變數中，相對濕度因包含溫度和水氣資訊，若要評估誤差來源相對複雜，也予以排除。故微型探空主要針對模擬之溫度、水氣與氣壓資訊進行校驗。

第四章、模擬與校驗

4-1. 模式設定與同化策略

本研究模擬區域如圖 4-1 所示，水平解析度 1 公里，垂直解析度 500 公尺，模式底層為 250 公尺，垂直有 30 層。背景場為 ECMWF 的再分析場，經 WRF 模式做內插至同樣水平解析度 1 公里，作為提供 IBM_VDRAS 的中尺度資訊。同化策略如圖 4-2 所示，從 0410 ~ 1050 UTC，每十分鐘窗區有 7.5 分鐘同化循環，同化五顆氣象雷達的雨水混合比與徑向風，並設定 2.5 分鐘的短預報，時間步長為 1 秒，以此產製高時空解析的分析場。由於雷達觀測約莫間隔 6 分鐘會有一筆完整的體積掃描資料，故每次循環中至少同化每顆雷達 1~2 筆觀測資料，於個案期間總共產製 41 筆分析場。其餘模式設定細節請參見表 4-1。

4-2. 實驗設計

本研究除了調查 YESR2021 降雨事件的熱動力結構與微物理機制，另一方面也想評估 IBM_VDRAS 對於冬季降水的模擬與預報能力。在模擬方面，以往有兩種做法，一種是使用連續窗區，常用於不間斷的作業系統以及相對小區域或低解析度的個案模擬；另一種是離散窗區，可以分散計算資源，降低誤差累積，適合高解析度或大範圍模擬。在預報上，主要聚焦在經過同化後的預報對系統有多少掌握能力。綜上所述，本研究安排兩組模擬來進行，各別同化策略如圖 4-3 所示，其一為離散窗區，每一個分析場皆須經過兩次 7.5 分鐘的同化循環和一次 2.5 分鐘的短預報，代號前綴以 DC (discrete) 來表示。另外一組為連續窗區加上長達一小時的預報，連續窗區代號前綴以 C (continuous) 表示，並依據所經過窗區個數來加上 1~6 的編號，舉例來說 1C 為由初始時間經過一次同化循環但無短預報；2C 為經過兩次同化循環與一次短預報（即與 DC 相同）；3C 為經過三次同化循環與兩次短預報，其餘依此類推。對於預報場，則冠上 FT (Forecast) 的前綴。上述三種前綴 (DC、C、FT) 可搭配其所模擬或預報的時間使用，例如：DC_0420 即是用離散窗區同化並於 0420 UTC 所產製的分析場。

上述同化策略不論離散或連續，只要位於第一個同化循環，其背景場會來自 ECMWF，從第二個循環開始，其背景場將使用前一個同化循環結束所產出的分析場。

4-3. 模擬結果校驗

由圖 4-4 (a) 的觀測資料可看見 2.75 公里以下為東北風層，風速可超過 10 m s^{-1} ，且隨時間增加東北風增厚且強度增加；而在 3.75 公里以上之大氣為西南風層，風速隨高度增加，可超過 20 m s^{-1} ；至於 2.5 ~ 3.5 公里為過渡帶，風速相對較弱，普遍小於 10 m s^{-1} 。接著，將每十分鐘分析場，對應至剖風儀觀測做比對，如圖 4-4 (b)，東北風層初期逐漸增強加厚，但風速與觀測相比較弱，模擬之東北風層厚度，與觀測吻合。高層西南風在模擬上約維持在高度 3.75 公里以上，也有掌握時間變化特徵，例如模式於 04 ~ 05 UTC 西南風層下邊界有下降趨勢，以及 09 ~ 10 UTC 的上升趨勢，在風速表現上也與觀測相當。若在時序上使用客觀分數，方均根誤差 (RMSE, root mean square error) 來進行校驗 (如圖 4-5)，整體風速約有 $1 \sim 6 \text{ m s}^{-1}$ 誤差，其中緯向風誤差普遍較經向風來得高，推測為高層西風帶模式模擬比起觀測更加強勁所致。

模擬降水表現上則以雷達整合回波來進行評估 (如圖 4-6)，在四階段選取中間時刻的觀測與分析場回波，比對結果可知模式回波有低估，但極值位置分布相當，例如第一階段回波分布於沿海及 SMR 西側山腳；第二階段內陸山谷出現西南至東北向的對流系統；第三階段分布於 NCMR 與蘭陽平原南部，且蘇澳外海有對流線出現。第四階段山谷地區僅剩零星系統，大多對流系統位於沿海，陸地之雷達回波逐漸減弱。上述四個階段的演變趨勢，模擬結果與觀測吻合。若從定量校驗著手，使用方均根誤差 (RMSE) 與空間相關係數 (SCC, spatial correlation coefficient) 作為客觀驗證 (如圖 4-7)，不同時間分析場與觀測存在約 5 ~ 10 dBZ 低估情形，推測受到 Z-Qr 經驗式轉換所致，可參照式(2.24)；而空間相關性則在發展至成熟期維持 0.6 左右，降雨個案開始東移至消散其之間則維持在 0.4 以上，推測模式對於較弱的對流系統掌握能力較低。

若將所有測站繪製於二維平面 (如圖 4-8)，觀察氣壓和風場於降雨事件期間的變化，可以看見氣壓先降後升的特徵，風場於降雨系統發展和成熟期，內陸主要維持東北風，然而在降雨達巔峰後 (07 ~ 08 UTC 後) 出現東南風，並在 09 UTC 後內陸出現東南風，推測降雨系統在消散期具有下沉氣流，使 NCMR 周圍測站呈現由山腳到平原或沿海的輻散式風場。然而模式最底層並非地面，是否也有類似的變化特徵？吾人將 04 ~ 10 UTC 之間，約以一小時之間隔，繪製 250 公尺高氣壓與風場 (如圖 4-9)。模式 0410 UTC 於蘭陽平原

北側有局地高壓，強度約 990.2 百帕並隨時間減弱，到 0600 UTC 時平原北側之氣壓已降至 988.4 百帕，後續於 0700 UTC 開始，整體氣壓顯著增強，然而相對高壓區則出現於蘭陽平原西南側，於 0800 UTC 之前整體風場為東北轉東北偏北風，至 0900 UTC 在近 NCMR 之平原出現西北風，並持續至個案結束。綜合上述，模式底層仍可見整體氣壓先降後升的趨勢，風場於 09 UTC 出現西風分量，此兩大特徵皆與地面站觀測相符。

使用微型探空校驗模擬之氣溫、水氣與氣壓的垂直分布（如圖 4-10）。溫度方面，在 06Z 約與三個測站維持 1~2 度偏差，但在 09Z 則因模式在中層大氣之溫度顯著高估，使整體存在 3~4 度偏差。水氣方面，於宜蘭和三星可見誤差隨時間降低，但在五結則增加，從三個施放點位置來看，推測此誤差變化可能與降雨系統東移有關。氣壓方面，三站 09Z 的誤差相較 06Z 皆上升，推測與綜觀環境場氣壓增強有關。整體評估溫度、水氣與氣壓的校驗情形，大致上趨勢吻合，且低層大氣有更好的模擬表現，推測由於雷達資料同化於低層大氣有較充足且品質較好的觀測。

4-4. 離散窗區 vs 連續窗區

在 0410 ~ 0700UTC 之間，有三組離散與連續窗區的比對實驗，以每小時各六個窗區為單位，將不同組的個別窗區分別與剖風儀的觀測風場（U, V, WS）和雷達整合回波（DZ）進行校驗，採用相對方均根誤差（RRMSE, Relative root mean square error）做為計算誤差的工具，相較 RMSE 可以撇除因量級差異所產生的絕對誤差，所有結果製成表 4-2。從整體趨勢會發現不論離散或連續，風場的表現相較回波更好，這是因為 IBM_VDRAS 的發展基礎身就是建立在風場反演上。

在表 4-2 中會進一步計算離散與連續的誤差差異（即 DC 減去 C 的誤差），若差異為正，代表離散的誤差較大；反之，若差異為負，代表連續的誤差較大。從結果來看，在只有單一同化窗區（1C）的情境下與離散（DC）相比，單一窗區會有更大的風場誤差，但有更好的回波；若連續兩個窗區（2C），不論風場或回波幾乎皆與離散（DC）無異；而大於三個的連續窗區（3C ~ 6C）與離散（DC）相比，連續窗區普遍有更好的風場，但回波場並無顯著或穩定的差異趨勢。

接著比對觀測（OBS）、離散（DC）與連續（C）窗區的雨水混和比分布。首先，透過三者沿地形之 250 公尺的雨水混和比（圖 4-11、圖 4-12 與圖 4-13）進行分析，可見不論何種同化策略，模式模擬之雨水混和比明顯較觀測低估，可能受到 Z-Qr 轉換公式影響。但比較離散與連續窗區的同化策略，會發現除了連續兩個窗區結果與離散相同，其餘連續窗區的雨水混和比都偏高，更為靠近觀測，此結果指出在連續同化的情形，模式可以更好地同化從觀測取得的雨水混和比資訊。

若以垂直剖面上的雨水混和比分布來看（圖 4-14），會發現連續窗區容易出現虛假對流（如 0440、0450 UTC），並進一步改變流場結構，因為其必須滿足模式本身可預報的流體特性，且一旦對流系統發展太高，則因缺乏高層觀測而無法透過同化提供真實資訊。反之，雖然離散窗區會明顯低估雨水混和比分布的量值，但可以在第一時間抑制虛假對流的出現，避免模式與觀測間的誤差隨模式積分而持續存在或增加，故本研究仍採取離散的方式進行個案分析。

4-5. 模式預報表現

模式預報表現首先透過小時累積雨量進行比對（如圖 4-15），可發現預報結果的降雨極值位置與觀測吻合，主要集中於南部山區，但對於北部沿海迎風面、西南側山谷地區所發展的零星系統，其缺乏降雨的掌握能力。進一步取 0510 ~ 0600 UTC 預報（FT）的雨水混和比垂直分布，並與觀測（OBS）和離散（DC）窗區的分析場比較，可發現預報場的雨水混和比量值明顯較分析場提升，甚至有大於觀測的情形。若隨時間觀察分析場（DC）與預報場（FT）的分布，會發現分析場對於掌握系統位置相較穩定，尤其是從西南側山谷陸續發展的對流系統，且良好地掌握冬季層狀降水特徵，反之，預報場無法掌握細節特徵，即使強降雨維持在南部山區，但空間分布則大幅度依賴模式本身的物理過程，並無法像同化後的分析場考量實際觀測的特徵。

第五章、討論與分析

5-1. 降雨時空間分布

透過沿地形 (Terrain-following, 250m) 雨水混合比的時序變化，可以分析系統發展情形與降水位置，由於冬季多屬於弱降水，但受複雜地形的交互作用影響，易發展成對流而產生強降水，故在本研究中，雨水混和比超過 0.025g/kg 的視為弱降水的區域，而以 0.05g/kg 做為強降水區域的門檻值，以便辨識系統發展的分布與趨勢。

階段一 (S1, 圖 5-1)，起初沿著雪山山脈 (SMR) 的系統會隨著時間往東北方移動出海，且蘇澳外海有逐漸生成的對流線系統，0440 UTC 後，於環繞平原的山區，有零星對流系統開始發展。

階段二 (S2, 圖 5-2)，起初 SMR 東側的對流移入平原，而中央山脈北段 (NCMR) 的西側有顯著對流系統發展，並隨時間擴展到平原南部，0550 UTC 後，於西南側的山谷地區開始有對流陸續生成，並持續向東往 NCMR 的西側聚集。

階段三 (S3, 圖 5-3) 雨水混合比於 0700UTC 達到極大值，為系統成熟期，0730 UTC 可見於 NCMR 東西兩側有不同的強降水區域，0800 UTC 平原北側的弱降水區減少，NCMR 東側的強降水區域持續，並延伸至外海存在對流線系統，反之 NCMR 西側的強降水區域逐漸趨緩，且對流胞不再聚集，顯示內陸的降雨帶往東南方移動，且逐漸消散。

階段四 (S4, 圖 5-4) 降雨主要在蘇澳與其外海一帶，對流線隨時間往東南方移動後開始減弱，此時北部海面龜山島一帶有強降水區域持續存在，部分時間會影響到平原沿海地區的降水，與此同時環繞平原的山區，其弱降水區域也逐漸消散，整體降雨趨緩。

綜合上述，會發現宜蘭的累積降雨分布雖然集中在東北角和蘇澳地區，但以高解析時空間尺度的分析場，可見強降水和弱降水的分布在各個階段存在許多差異，而這讓吾人想利用 IBM_VDRAS 的完整三維變數場，進行熱力、動力與微物理過程的分析，聚焦在以下幾個問題：為何階段一的降雨沿雪山山脈分布並向東移動？為何階段二的對流胞主要從西南側山谷肇始，並聚集於 NCMR 西側？為何第三階段 NCMR 東側有系統發展並向外海延伸形成對流線？而第三階段後期，弱降水區域為何從平原北側開始減少？最後，在第四階段，沿海的對流系統如何維持？

5-2. 熱動力結構分析

在階段一，降雨主要分布在沿雪山山脈及東北平原地區，並隨時間向東北方移動出海。本研究繪製 0410、0430 與 0450UTC 的 250 公尺水平風場與輻合場（如圖 5-5），可見陸地的東北風強風區主要沿著雪山山脈深入內陸平原，並隨時間增強。沿海則有顯著的輻合帶，一路從東北角延伸到蘇澳外海，輻合帶位置在 0430 UTC 往東移動並增強，0450 UTC 輻合帶減弱並分成兩區。另外從 1250 公尺等高面的垂直運動與 250 公尺氣壓場（如圖 5-6）可看見陸地上的下沉區與局地高壓位置吻合，0410 UTC 沿 SMR 的降雨區與上升運動區域吻合，顯示系統處於發展階段，0430 UTC 沿 SMR 的降雨區往東北方移動後出現顯著的下沉氣流，推測對流正處於成熟或消散階段，0450 UTC 局地高壓明顯減弱，且位置從平原北側移動至內陸地區，同時降雨分布在沿海。綜上所述，影響此階段降水的關鍵要素有「沿 SMR 東北風增強、沿海輻合帶東移與局地高壓減弱」。

在階段二，系統主要在 NCMR 附近發展，本研究繪製 0500、0600 與 0700UTC 的 1250 公尺高的水平風場與 250 公尺高的輻合場（如圖 5-7），可見東北風隨時間增強深入內陸，且靠近 NCMR 的強風區增加，其底層也有顯著輻合結構，與降雨分布相符，推測氣塊於 NCMR 迎風面受地形作用抬升。接著從 1250 公尺高的垂直運動與氣壓場（圖 5-8）可證明上升運動的確在 NCMR 迎風面出現，並呈西南至東北走向，此時內陸的局地氣壓高壓隨時間減弱，有利山谷的對流系統發展。另外觀察沿地形（TrFw）250 公尺的溫度擾動場與相對濕度場，溫度擾動為分析場溫度減去背景場的水平溫度平均，發現 NCMR 迎風面與內陸的 SMR 東側有明顯的負溫度擾動，且伴隨高相對濕度（>99%）分布，顯示氣塊受地形抬升後成雲致雨的熱力結構。綜上所述，影響此階段的關鍵要素有「NCMR 迎風側強風區、底層輻合場與氣塊受地形抬升」。

階段三，降雨系統開始東移，平原北側及山谷地區降雨趨緩。這裡繪製 0800、0900 與 1000 UTC 的 1250 公尺高水平風場與 250 公尺高的輻合場（如圖 5-10），可見東北風強風軸隨時間東移，NCMR 西側與 SMR 東側所夾的山谷地區風速明顯減弱，且 NCMR 西側出現輻散區，同時蘇澳沿海的底層輻合區也顯著增強。接著從 1250 公尺高的垂直運動與氣壓場（圖 5-11），可見 0800 UTC 平原北側有顯著的下沉運動，0900 UTC 下沉運動移至平原西南側，同時出現局地高壓，至 1000 UTC 伴隨下沉氣流的高壓區則沿著 SMR 分布。

另外，由沿地形 (TrFw) 250 公尺的溫度擾動與相對濕度場，可見內陸平原的負溫度擾動區在 0900 UTC 顯著增加，但相對濕度未見相同趨勢，整體量值反而逐漸減少，推測為冷空氣於內陸區域堆積形成相對高壓區。綜合上述，此階段影響降水的關鍵因素有「盛行風強風軸東移、內陸局地高壓沉降與冷空氣堆積」。

階段四，外海仍有對流持續發展，透過沿地形 250 公尺的水平風場與輻合場（如圖 5-13），可見平原上的風場轉向，由盛行風從上游進入陸地後，因受地形轉為西北風並至平原南側出海，此地形環流最早在 0900 UTC 就可看見（如圖 4-9），並且與部分地面測站的風向改變趨勢一致（如圖 3-8、圖 3-9）。另外，在沿海地區可見明顯輻合帶，與降雨分布相關，由上述資訊可知，受地形影響而產生的環流與沿海盛行風輻合，是維持系統於近海持續發展的重要因素。

透過此小節的熱動力結構分析，已大致歸納出各個階段影響降雨的重要因素，然而，此個案特殊之處為中層由西南風所帶來的水氣，會如何影響宜蘭地區的降雨？西南風所扮演腳色為何？另外環繞於平原周圍的 SMR 與 NCMR 對於地形降雨產生什麼影響？若僅透過低層大氣的熱動力結構並無法全面了解，故下節將進一步探討垂直大氣的熱動力特徵與微物理過程分析。

5-3. 垂直剖面分析

本小節首先挑選四個階段中 0410、0700、0800、0900 與 1030 UTC 做為代表，並設定分別從西南到東北走向的谷線 (V-V') 以及從西北到東南走向的南線 (S-S') 的兩條剖線（如圖 5-14），其中谷線可調查中層西南風、低層東北風與地形間的交互作用，主要調查時間為 0410、0700、0900 與 1030 UTC，即涉及四個階段；而南線可調查盛行風進入陸地後，沿地形遇到 NCMR 的迴流情況，主要調查時間為 0700、0800 與 0900 UTC，正好是平原南部降雨達巔峰後開始東移的過程。

首先，沿谷線經過 SMR、NCMR、平原與洋面，動力上（圖 5-15）從垂直的環流結構，可發現階段一 0410 UTC 在海陸交界有顯著的上升氣流，並伴隨底層輻合、上層輻散結構，有利對流發展，而陸地則處於由 NCMR 上垂直渦旋主導的下沉氣流區，可對應至當時在平原北側出現的局部高壓。階段二 0700 UTC 可見降雨由高達 3 公里以上的 SMR 至沿海地區皆有系統發展，而整片的弱降水中又可見數個獨立的強對流區域，這些強對流區

主要位在海陸交界、平原與 NCMR 交界、NCMR 與 SMR 交界，以及 SMR 頂層，此規律與地表性質轉換或地勢陡峭的趨勢一致，並也進一步說明水氣的來源不只有底層盛行東北風，中層水氣沿西南風跨越山脈後仍會透過數個垂直渦漩與底層水氣混合。由後續第三、四階段，可推測垂直渦漩的位置發源自 SMR 與 NCMR 並向東北方傳播，因為上層西南風帶風速較底層東北風強勁（如圖 4-4），這也說明為何對流胞生成後會往沿海移動，而不是受盛行風影響向內陸移動。

接著，透過沿谷線的垂直熱力結構（如圖 5-16）進行分析，這裡不論是溫度擾動或是液態水位溫擾動，其參考基準皆是以模式背景場的各層水平平均，計算出一維的垂直基本場並扣除而得到擾動場。從圖 5-16 可知在階段一的山區近地表有正溫度擾動，有利系統發展，直到後續對流系統成熟，山區近地表的負溫度擾動越趨明顯，且與內陸局部高壓的出現有關，使得內陸降雨趨緩，而高層受到太平洋副熱帶高壓的沉降作用，呈現出正溫度擾動趨勢，不利於深對流發展。在第三、四階段，平原地區相對濕度下降，且為負的溫度擾動趨勢，顯示降雨系統處於消散期，對應地面站的水氣資訊（如圖 3-8、圖 3-9）也有顯著下降趨勢。另外，液態水位溫可以對比於溫度是保守量，故在階段一 0410 UTC 的海上對流胞，沿上升氣流可見中層因水氣凝結潛熱釋放的正溫度擾動，在更高層則因較低的相對濕度，顯示蒸發冷卻效應的負溫度擾動，然而這些區域的液態水位溫皆小於零，僅受到對流系統所產生的雲水或雨水影響，但不受水相位變化中所釋放或吸收的熱影響。

最後，透過沿谷線的垂直微物理特徵（如圖 5-17），可見在所有階段中的對流系統，主要以碰撞過程將雲水轉換成雨水，除了在第一、三階段的洋面對流胞有明顯的自轉換效應（autoconversion），顯示部分對流處在發展階段。另外，特別關注第二階段 0700 UTC 的微物理過程，從 SMR 到 NCMR 的對流胞皆有明顯的碰撞過程產生的雨水，顯示此處可能發生 seeder-feeder 的過程 (Feng; Chen Wang 2011)，位於上游且較高處的對流系統，其降水粒子落下後會進入下游且較低層的對流系統。而在雨水蒸發效應的分布，在階段二以後可見近地表與中層大氣有較明顯的量值，近地表的蒸發效應來自雨滴落至地表的過程；而中層的蒸發效應則來自雨水遇到未飽和空氣塊所蒸發的過程。

另一方面，調查沿南線的動力（圖 5-18）、熱力結構（圖 5-19）與微物理特徵（圖 5-20），後兩者的型態與沿谷線的情況類似，像是 0900 UTC 可見底層受冷空氣堆積的負溫度擾動、中層受副高沉降作用的正溫度擾動與低相對濕度、各階段在對流胞中仍以碰撞

過程為產生雨滴的主要方式以及近地表和中層大氣有較顯著的蒸發效應。然而，這裡主要想探究的是盛行風遇到 NCMR 地形的流場狀況，透過圖 5-18 中 0700 UTC 的流線場，可見底層由內陸山谷的西北風分量和由洋面而來的東南風分量在 NCMR 西側輻合，發展出淺對流系統，此時沿地表（TrFw）250 公尺的風場顯示 NCMR 迎風側主要為東北偏東風。而 0800 與 0900 UTC 的垂直流線場，可見從山谷到沿海底層為明顯的西北風分量，降水分布亦往東邊洋面移動，而 0900 UTC 由垂直渦旋可知山谷的近地面主要為下沉氣流，與冷空氣堆積的現象有關，不利於系統發展。

由此節可知，中層水氣由西南風跨越山脈後成雲致雨，有利於維持對流系統或成為水氣的供應來源，而強勁的中層西南風是使系統往東北方移動的主因，沿谷線來看，SMR 的比 NCMR 更為陡峭，留住了由底層東北風帶進來的水氣，並產生垂直渦旋使其與中層大氣混和。另外，沿南線來看，NCMR 的存在有利於空氣塊抬升形成對流，且當東北風強風軸由平原移往海面時，平原相對為弱風速區，且當盛行風到達內陸地區受 NCMR 阻擋，開始於近地面 250 公尺出現顯著西北風分量，降雨帶亦同時向東移動。至此，對於 2021 年宜蘭強降雨的三維氣象場結構已完成分析，下一章節將會綜整本研究的發現並嘗試建立概念模型來說明個案的降雨機制。

第六章、結論與展望

6-1. 結論

宜蘭冬季降水是受到盛行東北風與複雜地形交互作用所致，與夏季午後熱對流之降雨型態不同，然現行作業用的雷達觀測網，宜蘭平原與周圍山區的低層大氣常處於雷達盲區，在防災應變上仍有不足之處。本研究使用 YESR2021 在宜蘭地區架站的 TEAM-R 與 NTU X-Pol 兩座移動式 X 波段雷達的資料，與中央氣象署的五分山 (RCWF)、樹林 (RCSL) 與花蓮 (RCHL) 雷達站配合，並透過 IBM_VDRAS 產製高時空解析度氣象分析場，來共同分析宜蘭地區三維大氣的中小尺度天氣系統。

將模擬結果與剖風儀觀測進行校驗，顯示 IBM_VDRAS 能夠掌握底層東北風與高層西南風的特徵，且當盛行東北季風隨時間增強時，模式能夠反映此趨勢；與整合回波比對，模式能掌握系統分布；比對地面測站所計算之海平面氣壓，模式亦看見先降後升的氣壓變化，地面風場於 09 UTC 發生顯著風向改變，模式最底層 250 公尺風場也相同時間有明顯風向變化；對應微型探空在溫度、水氣與氣壓上的趨勢吻合。綜上所述，可知模式的熱動力特徵與降水分布已相當程度代表真實大氣。由模式每十分鐘的分析場，完整描述 2021/11/26 04Z ~ 11Z 的降雨過程，並依據降雨分布、強度與演變，分為四個階段。

在階段一（04 ~ 05 UTC）的降雨沿 SMR 分布，並往東北移動。此階段系統配置（如圖 6-1）可見平原北側存在局地高壓，隨時間減弱，同時東北風正逐漸增強，沿 SMR 深入平原。對流系統好發於平原及沿海的輻合帶，陸地上的對流胞會透過中層強勁西南風而往東北方移動，沿海輻合帶亦隨時間往東移動。

在階段二（05 ~ 07 UTC）降雨由 NCMR 開始發展，且山谷地區有零星系統移入平原，雨區在 NCMR 西側匯集後往東北平原擴散。此階段系統配置（如圖 6-2）可見比階段一更為強勁的盛行東北風，並於 NCMR 迎風側產生輻合帶與抬升作用，有利系統發展。此時 SMR 可阻擋低層水氣繼續往南推進並抬升，遇上中層西南風所挾的水氣後，在動力上透過垂直渦旋與低層水氣混合，使降雨系統進入成熟期，在微物理過程上則主要以碰撞過程成雲致雨，此時平原南部與沿海多為強勁東北風，到達山谷時轉為西北風沿 NCMR 爬升，故淺對流發展主要位於 NCMR 西側。

階段三（07 ~ 10 UTC）的降雨開始往 NCMR 東側移動，內陸降雨趨緩，但蘇澳地區仍持續降雨。此階段系統配置（如圖 6-3）可見盛行東北季風強風軸由陸地移往海面持續增強，平原上的近地面 250 公尺風場於 09 UTC 出現明顯的西北風分量（如圖 4-9），與此同時地面站也開始有西風至西南風的風場特徵（如圖 4-8），且於 09 UTC 施放的微型探空軌跡指出盛行東北季風有更顯著的北風分量（如圖 3-12），推測其轉變可能造成內陸區域的迴流。另外，階段二後期已達系統發展巔峰，並受內陸地區受到冷空氣沉降堆積影響，降雨系統開始消散，從山谷及平原內陸產生局地高壓，使降雨帶往東推，於 NCMR 東側持續發展。上述提及內陸平原近地表 250 公尺風場轉為西北風，搭配地面站出現西南風可推測受 NCMR 阻擋而產生迴流，同時降雨分布仍集中於平原南側，此特徵類似於 **Su et al. (2022)**所提出的概念模型（如圖 1-2 b）。

階段四（10 ~ 11 UTC）為消散期，系統減弱外移出海。此階段系統配置（如圖 6-4）可見盛行東北風進入平原後沿地形轉向從蘇澳一帶出海，遇到位於近海的強風軸，輻合作用產生易形成對流，故此階段在陸地上降雨雖趨緩，但在沿海地仍偶有零星降雨。另外，此處平原時常有較弱的輻合帶產生（如圖 5-4），加上地面站有顯著西南風，以此對照**樺沢 (1950)**的概念模型（如圖 1-2 a）具有類似特徵，其降雨亦位於沿海平原一帶。

綜上所述，本研究已透過 IBM_VDRAS 來描述宜蘭冬季降雨個案的演變階段與環境特徵，並調查盛行東北季風、中層西南風的配置對降雨的影響，以及分析環繞宜蘭平原兩大山脈 SMR 與 NCMR 所扮演的腳色。另外，透過此個案的階段演變可看見強降雨區域主要集中於平原南側，此處的環流結構相較於沿海地區更加複雜，加上中層西南風與低層東北風共同提供水氣來源，從山谷移入平地的系統亦容易在平原南側聚集，至此本研究可提供因應災防應變之需求指引，主要應著重於平原南部與鄰近山區的模擬預報，必要時亦可加強對 NCMR 東西兩面的降雨監測與風場觀測。

6-2. 未來工作

從此研究中，已使用 IBM_VDRAS 來分析 2021 年 11 月 26 日的宜蘭強降雨個案，並透過觀測進行驗證，描述降雨演變階段與三維大氣特徵，初步調查盛行東北風、中層西南風對降雨分布的影響，以及分析不同地形如 SMR 與 NCMR 的潛在腳色。透過此研究發現局地高壓與降雨分布有顯著關係，並且中層西南風亦可成為提供宜蘭地區的水氣來源。另外，從目前模式垂直解析度較難解析近地表的西南風迴流，以及考量 IBM_VDRAS 首次模擬冬季強降雨的表現，對於未來工作發展有以下重點：

- 使用 IBM_VDRAS 模擬此冬季個案，於降雨顯著低估，推測受 Z-Qr 轉換公式影響，其公式中的參數可因應不同地區、季節以及雷達波段等而有所調整，未來亦將進一步測試以改善降水模擬。
- 目前模式最底層高度為 250 公尺，垂直解析度為 500 公尺，未來將降低模式最底層之高度、提升垂直解析度，並同化地面測站資料，加強低層大氣的模擬能力。
- 為調查中層西南風水氣如何提供給宜蘭平原的降雨系統，未來將加入雷達的雙偏極化變數分析，並於 IBM_VDRAS 開啟冰相過程，以便進一步研究微物理過程。
- 局地高壓的位置與強度，可能受動力或熱力主導，可利用 IBM_VDRAS 所產出的完整三維氣象場，並參照 Liou et al. (2003) 使用的分析方法來進一步調查。
- 從本研究的定性分析可知 SMR 走向使盛行風深入平原，但其相較 NCMR 來得高聳，有助於水氣維持或冷空氣堆積；NCMR 則扮演改變平原局部環流的重要腳色，未來將設計地形敏感性實驗，更進一步調查兩者對於宜蘭地區強降水的定量影響。
- 自 2020 年起數年的宜蘭強降雨實驗 (YESR)，可獲得多元且大量的冬季降水觀測，未來可利用這些資料進行風場、溫度與水氣等客觀分析，透過統計與分類不同強度之降水情況，可得到所對應的大氣環境特徵，並以此與 IBM_VDRAS 的模擬比較。
- 宜蘭降水屬於中小尺度對流系統，且受綜觀環境盛行風影響，在透過 IBM_VDRAS 雖可得更高解析度模擬，但在連續同化窗區的策略下，會犧牲掉綜觀尺度資訊，未來亦可嘗試使用 Sun et al. (2023) 改進的多重尺度 4DVar 來模擬。

參考資料

- Gill, P. E., W. Murray, and M. H. Wright, 1981: *Practical Optimization*. Academic Press.
- Kessler, E., 1969: On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations. *On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations*, American Meteorological Society, 1-84.
- Byrd, R. H., P. Lu, J. Nocedal, and C. Zhu, 1995: A Limited Memory Algorithm for Bound Constrained Optimization. *SIAM Journal on Scientific Computing*, **16**, 1190-1208.
- Chang, S.-F., Y.-C. Liou, J. Sun, and S.-L. Tai, 2016: The Implementation of the Ice-Phase Microphysical Process into a Four-Dimensional Variational Doppler Radar Analysis System (VDRAS) and Its Impact on Parameter Retrieval and Quantitative Precipitation Nowcasting. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **73**, 1015-1038.
- Chang, Y. H., W. T. Chen, C. M. Wu, Y. H. Kuo, and J. D. Neelin, 2023: Identifying the Deep-Inflow Mixing Features in Orographically-Locked Diurnal Convection. *Geophysical Research Letters*, **50**.
- Chen, X., K. Zhao, J. Sun, B. Zhou, and W.-C. Lee, 2016: Assimilating surface observations in a four-dimensional variational Doppler radar data assimilation system to improve the analysis and forecast of a squall line case. *Advances in Atmospheric Sciences*, **33**, 1106-1119.
- Crook, N. A., and J. Sun, 2002: Assimilating Radar, Surface, and Profiler Data for the Sydney 2000 Forecast Demonstration Project. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **19**, 888-898.
- , 2004: Analysis and Forecasting of the Low-Level Wind during the Sydney 2000 Forecast Demonstration Project. *Weather and Forecasting*, **19**, 151-167.

- Fadlun, E. A., R. Verzicco, P. Orlandi, and J. Mohd-Yusof, 2000: Combined Immersed-Boundary Finite-Difference Methods for Three-Dimensional Complex Flow Simulations. *Journal of Computational Physics*, **161**, 35-60.
- Feng, Y.-C., and T.-C. Chen Wang, 2011: Precipitation Characteristics of an Autumn Torrential Rainfall Event in Northern Taiwan as Determined from Dual-Polarization Radar Data. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **89**, 133-150.
- Franke, R., 1982: Scattered data interpolation: tests of some methods. *Mathematics of Computation*, **38**, 181-200.
- Houze, R. A., 2004: Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, **42**.
- Hwang, W. C., P. H. Lin, and H. Yu, 2020: The development of the “Storm Tracker” and its applications for atmospheric high-resolution upper-air observations. *Atmos. Meas. Tech.*, **13**, 5395-5406.
- Liou, Y.-C., T.-C. Chen Wang, and K.-S. Chung, 2003: A Three-Dimensional Variational Approach for Deriving the Thermodynamic Structure Using Doppler Wind Observations—An Application to a Subtropical Squall Line. *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 1443-1454.
- Miller, M. J., and R. P. Pearce, 1974: A three-dimensional primitive equation model of cumulonimbus convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **100**, 133-154.
- Morales, J. L., and J. Nocedal, 2011: Remark on “algorithm 778: L-BFGS-B: Fortran subroutines for large-scale bound constrained optimization”. *ACM Trans. Math. Softw.*, **38**, Article 7.
- Mueller, C., and Coauthors, 2003: NCAR Auto-Nowcast System. *Weather and Forecasting*, **18**, 545-561.
- Schiro, K. A., F. Ahmed, S. E. Giangrande, and J. D. Neelin, 2018: GoAmazon2014/5 campaign points to deep-inflow approach to deep convection across scales. *Proc Natl Acad Sci U S A*, **115**, 4577-4582.

- Su, S. H., and Coauthors, 2022: Observing severe precipitation near complex topography during the Yilan Experiment of Severe Rainfall in 2020 (YESR2020). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **148**, 1663-1682.
- Sun, J., 2005: Initialization and Numerical Forecasting of a Supercell Storm Observed during STEPS. *Monthly Weather Review*, **133**, 793-813.
- Sun, J., and A. Crook, 1994: Wind and Thermodynamic Retrieval from Single-Doppler Measurements of a Gust Front Observed during Phoenix II. *Monthly Weather Review*, **122**, 1075-1091.
- 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.
- , 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. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **55**, 835-852.
- , 2001: Real-Time Low-Level Wind and Temperature Analysis Using Single WSR-88D Data. *Weather and Forecasting*, **16**, 117-132.
- Sun, J., and Y. Zhang, 2008: Analysis and Prediction of a Squall Line Observed during IHOP Using Multiple WSR-88D Observations. *Monthly Weather Review*, **136**, 2364-2388.
- Sun, J., D. W. Flicker, and D. K. Lilly, 1991: Recovery of Three-Dimensional Wind and Temperature Fields from Simulated Single-Doppler Radar Data. *Journal of Atmospheric Sciences*, **48**, 876-890.
- Sun, J., M. Chen, and Y. Wang, 2010: A Frequent-Updating Analysis System Based on Radar, Surface, and Mesoscale Model Data for the Beijing 2008 Forecast Demonstration Project. *Weather and Forecasting*, **25**, 1715-1735.

- Sun, T., J. Sun, Y. Chen, and H. Chen, 2023: A Multiscale Four-Dimensional Variational Data Assimilation Scheme: A Squall-Line Case Study. *Monthly Weather Review*, **151**, 2077-2095.
- Tai, S.-L., Y.-C. Liou, J. Sun, and S.-F. Chang, 2017: The Development of a Terrain-Resolving Scheme for the Forward Model and Its Adjoint in the Four-Dimensional Variational Doppler Radar Analysis System (VDRAS). *Monthly Weather Review*, **145**, 289-306.
- Tai, S.-L., Y.-C. Liou, S.-F. Chang, and J. Sun, 2020: The Heavy Rainfall Mechanism Revealed by a Terrain-Resolving 4DVar Data Assimilation System—A Case Study. *Monthly Weather Review*, **148**, 2307-2330.
- Tai, S.-L., Y.-C. Liou, J. Sun, S.-F. Chang, and M.-C. Kuo, 2011: Precipitation Forecasting Using Doppler Radar Data, a Cloud Model with Adjoint, and the Weather Research and Forecasting Model: Real Case Studies during SoWMEX in Taiwan. *Weather and Forecasting*, **26**, 975-992.
- Tripoli, G. J., and W. R. Cotton, 1981: The Use of Ice-Liquid Water Potential Temperature as a Thermodynamic Variable In Deep Atmospheric Models. *Monthly Weather Review*, **109**, 1094-1102.
- Tseng, Y.-H., and J. H. Ferziger, 2003: A ghost-cell immersed boundary method for flow in complex geometry. *Journal of Computational Physics*, **192**, 593-623.
- Wu, B., J. Verlinde, and J. Sun, 2000: Dynamical and Microphysical Retrievals from Doppler Radar Observations of a Deep Convective Cloud. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57**, 262-283.
- Wu, C.-M., H.-C. Lin, F.-Y. Cheng, and M.-H. Chien, 2019: Implementation of the Land Surface Processes into a Vector Vorticity Equation Model (VVM) to Study its Impact on Afternoon Thunderstorms over Complex Topography in Taiwan. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, **55**, 701-717.
- Wu, Y.-J., Y.-C. Liou, Y.-C. Lo, S.-L. Tai, S.-F. Chang, and J. Sun, 2021: Precipitation Processes of a Thunderstorm Occurred on 19 August 2014 in Northern Taiwan Documented by

Using a High Resolution 4DVar Data Assimilation System. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **99**, 1023-1044.

Zhu, C., R. H. Byrd, P. Lu, and J. Nocedal, 1997: Algorithm 778: L-BFGS-B: Fortran subroutines for large-scale bound-constrained optimization. *ACM Trans. Math. Softw.*, **23**, 550–560.

李金萬與陳泰然，1983：台灣北部地區 1980 年 11 月 19 日異常降水個案研究。《大氣科學》，**10 卷**，頁 25-38。

樺沢実，1950：第 2 種地形性降雨の实例について。《中央气象台研究時報》，**2**，1-5。

陳泰然、李金萬與劉廣英，1980：冬季東北季風影響下之臺灣北部異常降水之初步研究。《大氣科學》，**7 卷**，頁 73-84。

吳若瑜。東北季風環境下宜蘭冬季降雨特徵之地形效應。碩士論文，國立臺灣大學，民國 112 年 2 月。

吳英璋。對 IBM_VDRAS 四維變分資料同化系統的改進以及在探討複雜地形上劇烈降雨過程的應用：北台灣午後對流個案分析。碩士論文，國立中央大學，民國 108 年 6 月。

張沁全。同化雙偏極化雷達差異反射率之方法與影響評估：2021 年宜蘭降雨觀測實驗 IOP2 個案分析。碩士論文，國立中央大學，民國 112 年 6 月。

戴聖倫。都卜勒雷達變分分析系統中地形解析能力之建置及其應用。碩士論文，國立中央大學，民國 106 年 6 月。

洪琳。2020 年宜蘭劇烈降雨實驗期間降雨分布特徵與豪大雨形成機制的探討。碩士論文，國立中央大學，民國 113 年 1 月。

羅翊銓。IBM_VDRAS 系統功能的擴充與個案模擬- 以 2017 年 7 月 7 日午後對流為例。碩士論文，國立中央大學，民國 108 年 6 月。

葉嘉靜。宜蘭地區秋冬季豪大雨特性之研究。碩士論文，國立中央大學，民國 92 年 6 月。

陳奕安。多都卜勒氣象雷達反演之垂直速度的剖風儀驗證及高解析度三維風場反演能力的測試。碩士論文，國立中央大學，民國 108 年 6 月。

陳昭宇。多頻段剖風儀雷達觀測結果之比對與分析。碩士論文，國立中央大學，民國 108 年 6 月。

陳盈曄。宜蘭地區秋冬季降雨特性之研究。碩士論文，國立中央大學，民國 89 年 6 月。

黃熠程。四維變分資料同化系統與衛星資料整合以重建台灣與周圍地區的高解析度氣象場。碩士論文，國立中央大學，民國 106 年 6 月。

附表

表 3-1 WRF 模式網格與參數化設定。

WRF v4.2.2 Configuration			
Domain	Resolution	Time Step	Horizontal Grid Points
d01	25 km	80 sec	270 x 180 points
d02	5 km	16 sec	396 x 276 points
d03	1 km	3.2 sec	501 x 501 points
mp_physics = 1 (Kessler) cu_physics = 1 (Kain-Fritsch, only for d01)			
long & short radiation = 4 (RRTMG) boundary layer = 1 (YSU) surface layer = 1 (Revised MM5)			

表 3-2 氣象雷達簡易規格表。

雷達代稱	波段	都卜勒功能 (徑向風觀測)	雙偏極化 功能	經度 (東經)	緯度 (北緯)	高度 (公尺)
RCWF	S (10 cm)	Yes	Yes	121.77	25.07	765
RCHL	S (10 cm)	Yes	No	121.62	23.99	63
RCSL	C (5 cm)	Yes	Yes	121.40	25.00	298
TEAM-R	X (3 cm)	Yes	Yes	121.72	24.82	400
NTU X-Pol (Furuno)	X (3 cm)	Yes	Yes	121.75	24.73	66

表 4-1 IBM_VDRAS 模式設定

IBM_VDRAS Configuration			
Resolution	Horizontal	1km × 1km	301 × 301 points
	Vertical	0.5km	30 layers (0.25 km ↑)
Use_ibm = 1 (yes) Use_ice = 0 (no, warm rain scheme)			
Iteration_nmb = 50 times			

表 4-2 離散與連續窗區分析場，與觀測風場和回波的校驗與差異。

RRMSE with OBS					RRMSE with OBS					DIFF of RRMSE				
	U	V	WS	DZ		U	V	WS	DZ		U	V	WS	DZ
DC_0410	0.15	0.40	0.16	0.62	1C_0410	0.19	0.62	0.19	0.52	DC - 1C	-0.04	-0.22	-0.03	0.10
DC_0420	0.28	0.32	0.22	0.67	2C_0420	0.28	0.32	0.22	0.67	DC - 2C	0.00	0.00	0.00	0.00
DC_0430	0.12	0.45	0.20	0.61	3C_0430	0.27	0.31	0.19	0.62	DC - 3C	-0.15	0.14	0.01	-0.01
DC_0440	0.43	0.51	0.41	0.58	4C_0440	0.52	0.37	0.40	0.57	DC - 4C	-0.09	0.14	0.01	0.01
DC_0450	0.38	0.54	0.40	0.66	5C_0450	0.37	0.48	0.39	0.66	DC - 5C	0.01	0.06	0.01	0.00
DC_0500	0.34	0.58	0.36	0.69	6C_0500	0.26	0.45	0.19	0.66	DC - 6C	0.08	0.13	0.17	0.03
DC_0510	0.15	0.20	0.12	0.57	1C_0510	0.32	0.35	0.23	0.49	DC - 1C	-0.17	-0.15	-0.11	0.08
DC_0520	0.14	0.37	0.13	0.69	2C_0520	0.14	0.38	0.13	0.71	DC - 2C	0.00	-0.01	0.00	-0.02
DC_0530	0.21	0.37	0.24	0.63	3C_0530	0.16	0.33	0.20	0.64	DC - 3C	0.05	0.04	0.04	-0.01
DC_0540	0.12	0.31	0.16	0.61	4C_0540	0.10	0.28	0.13	0.65	DC - 4C	0.02	0.03	0.03	-0.04
DC_0550	0.32	0.23	0.21	0.60	5C_0550	0.23	0.24	0.18	0.63	DC - 5C	0.09	-0.01	0.03	-0.03
DC_0600	0.22	0.26	0.18	0.62	6C_0600	0.12	1.11	1.45	0.63	DC - 6C	0.10	-0.85	-1.27	-0.01
DC_0610	0.36	0.32	0.27	0.58	1C_0610	0.36	0.36	0.28	0.50	DC - 1C	0.00	-0.04	-0.01	0.08
DC_0620	0.46	0.44	0.36	0.59	2C_0620	0.46	0.44	0.36	0.59	DC - 2C	0.00	0.00	0.00	0.00
DC_0630	0.50	0.43	0.41	0.69	3C_0630	0.43	0.36	0.35	0.69	DC - 3C	0.07	0.07	0.06	0.00
DC_0640	0.41	0.30	0.32	0.56	4C_0640	0.37	0.22	0.27	0.55	DC - 4C	0.04	0.08	0.05	0.01
DC_0650	0.56	0.39	0.40	0.61	5C_0650	0.28	0.35	0.24	0.59	DC - 5C	0.28	0.04	0.16	0.02
DC_0700	0.45	0.19	0.32	0.59	6C_0700	0.21	0.19	0.16	0.58	DC - 6C	0.24	0.00	0.16	0.01

附圖

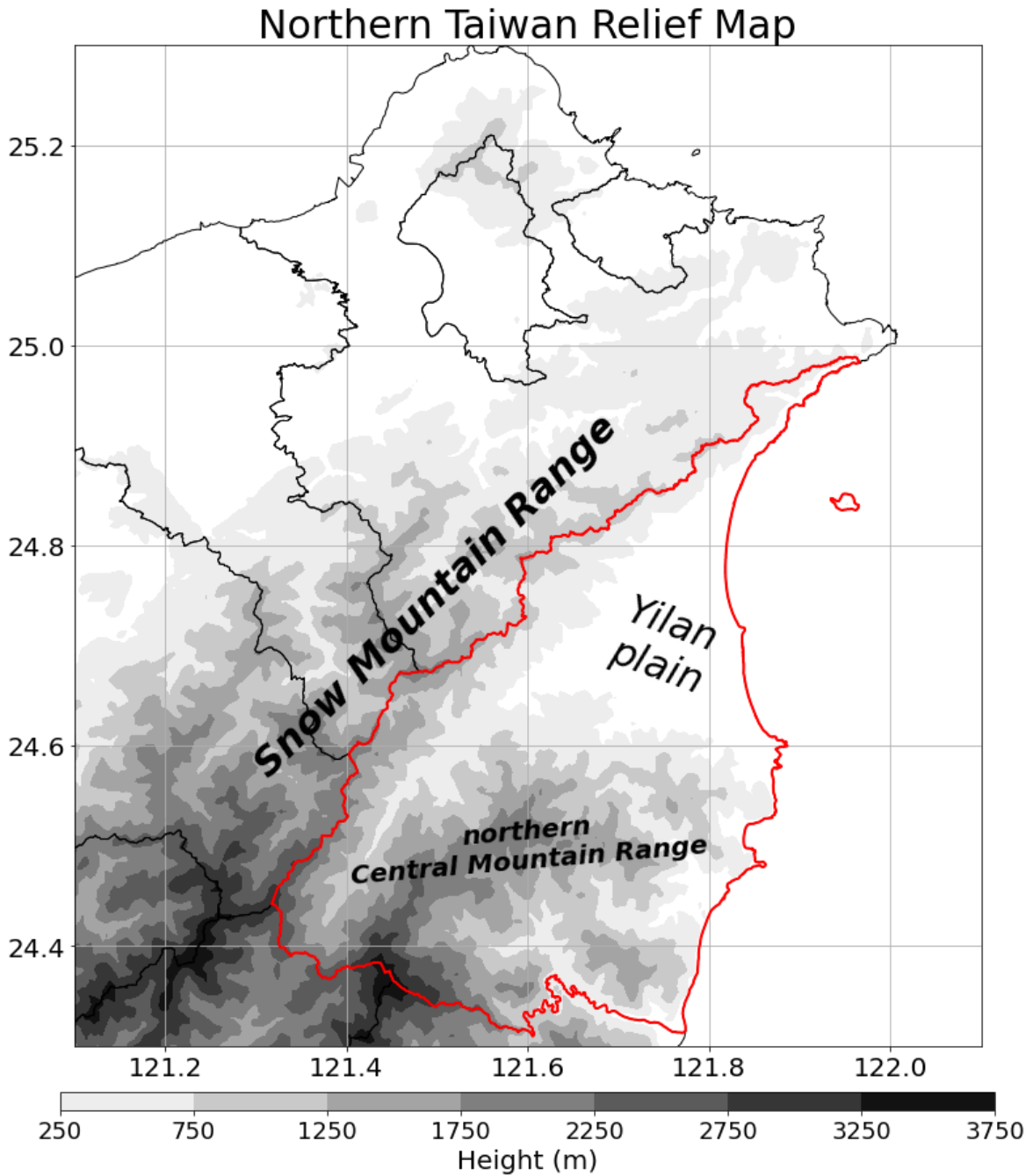


圖 1-1 臺灣東北地區地勢圖，紅框區域為宜蘭縣界。

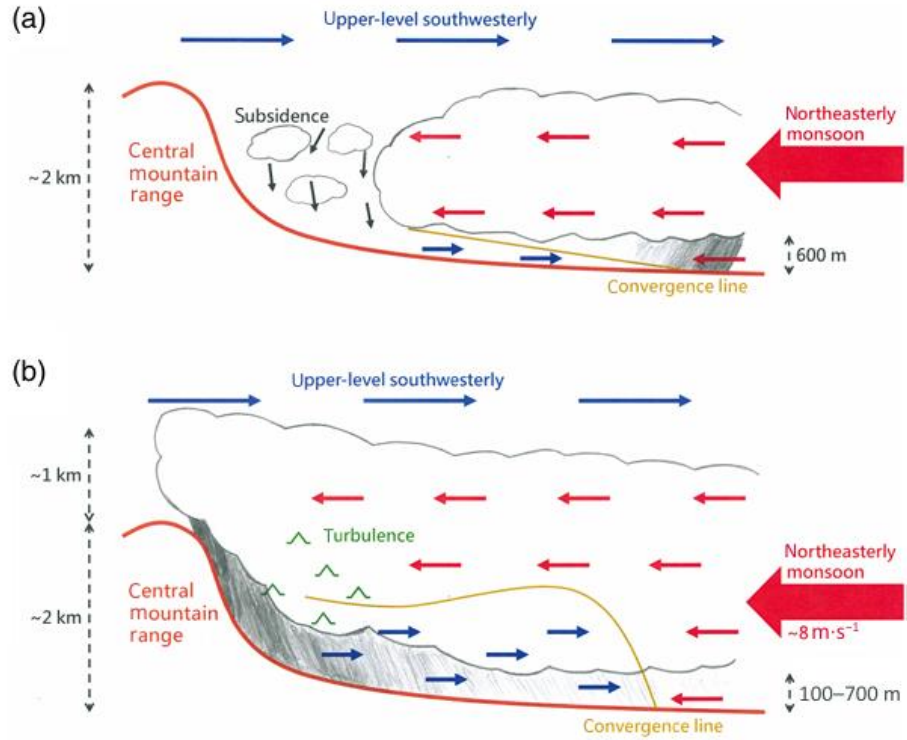


圖 1-2 宜蘭劇烈降水概念圖。摘自 Su et al. (2022) (a) 描繪樺澤實於 1950 年提出的概念圖 (b) 描繪 Su et al. 於 YESR2020 期間所觀測之降水特徵。

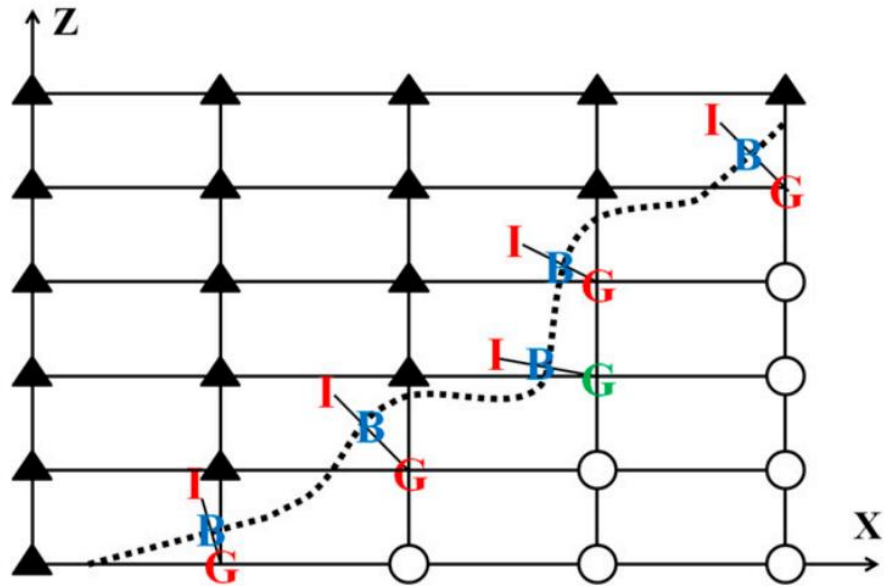


圖 2-1 定義與分類模式網格示意圖。摘自 Tai et al. (2017)，虛線為地形表面，三角形表示格點位於大氣，圓形表示格點位於地形。G 為虛網格、B 為邊界點、I 為鏡像點，其中，虛網格以綠字表示沿水平搜尋地形內之第一格點，紅字則沿垂直搜尋。

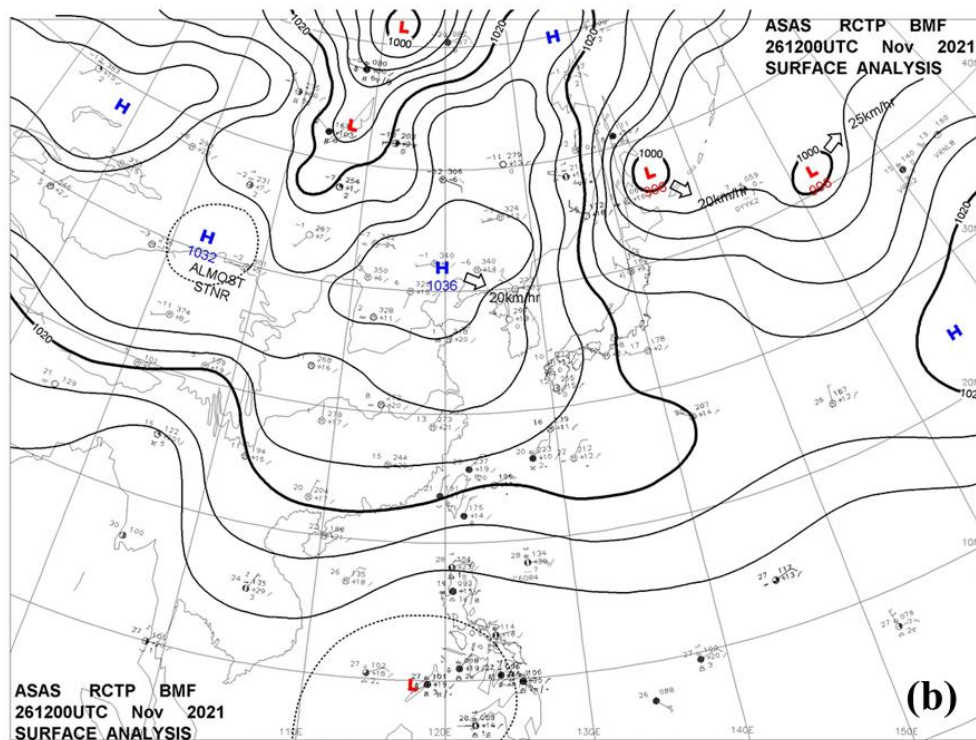
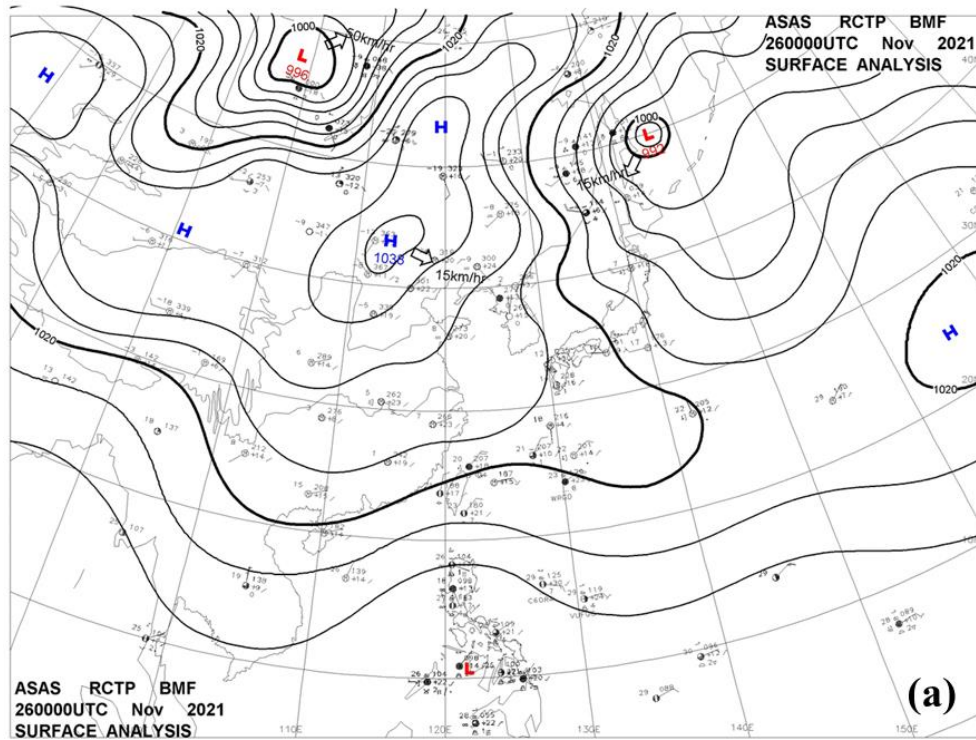


圖 3-1 2021/11/26 中央氣象署東亞地面分析圖 (a)00 (b)12 UTC。

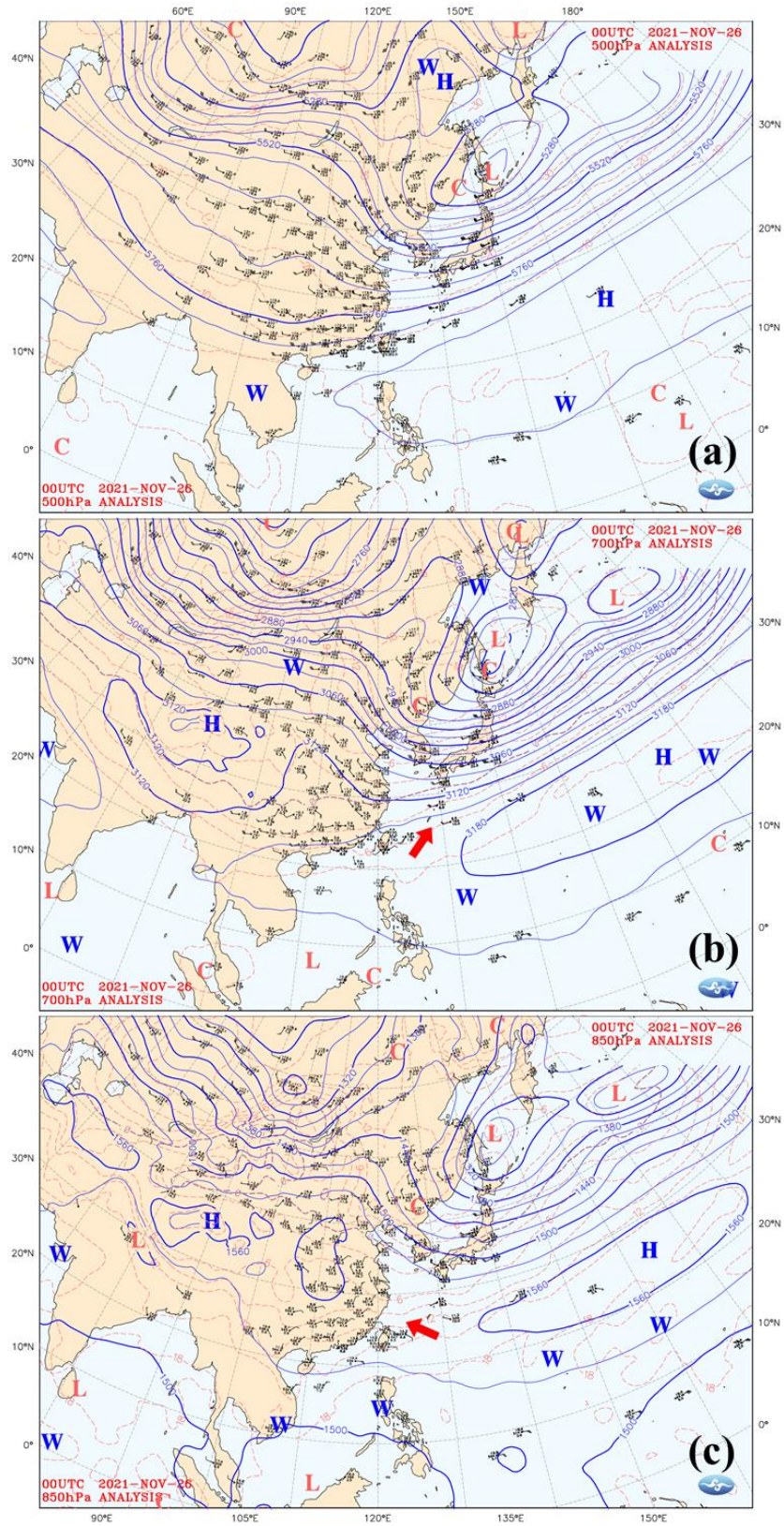


圖 3-2 中央氣象署高空天氣圖，(a) 500hPa (b) 700hPa (c) 850hPa。於臺灣東北側之紅色箭頭標示為該層場之風向，以最近測站之風標為依據繪製。

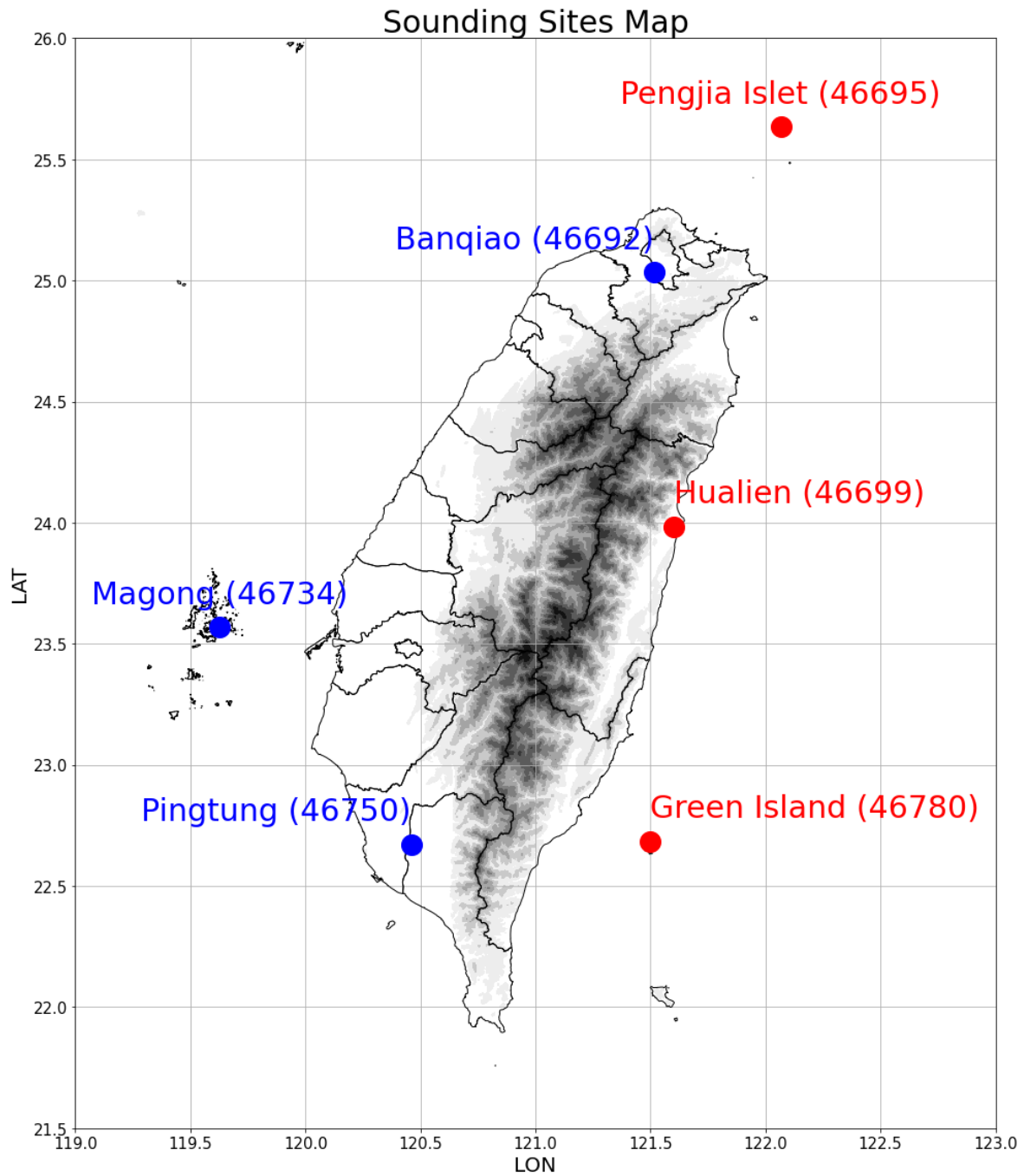


圖 3-3 臺灣探空測站分布及代碼。藍字為西半部代表測站，分別為板橋（46692）、馬公（46734）和屏東（46750）；紅字為東半部代表測站，分別為彭佳嶼（46695）、花蓮（46699）和綠島（46780）。

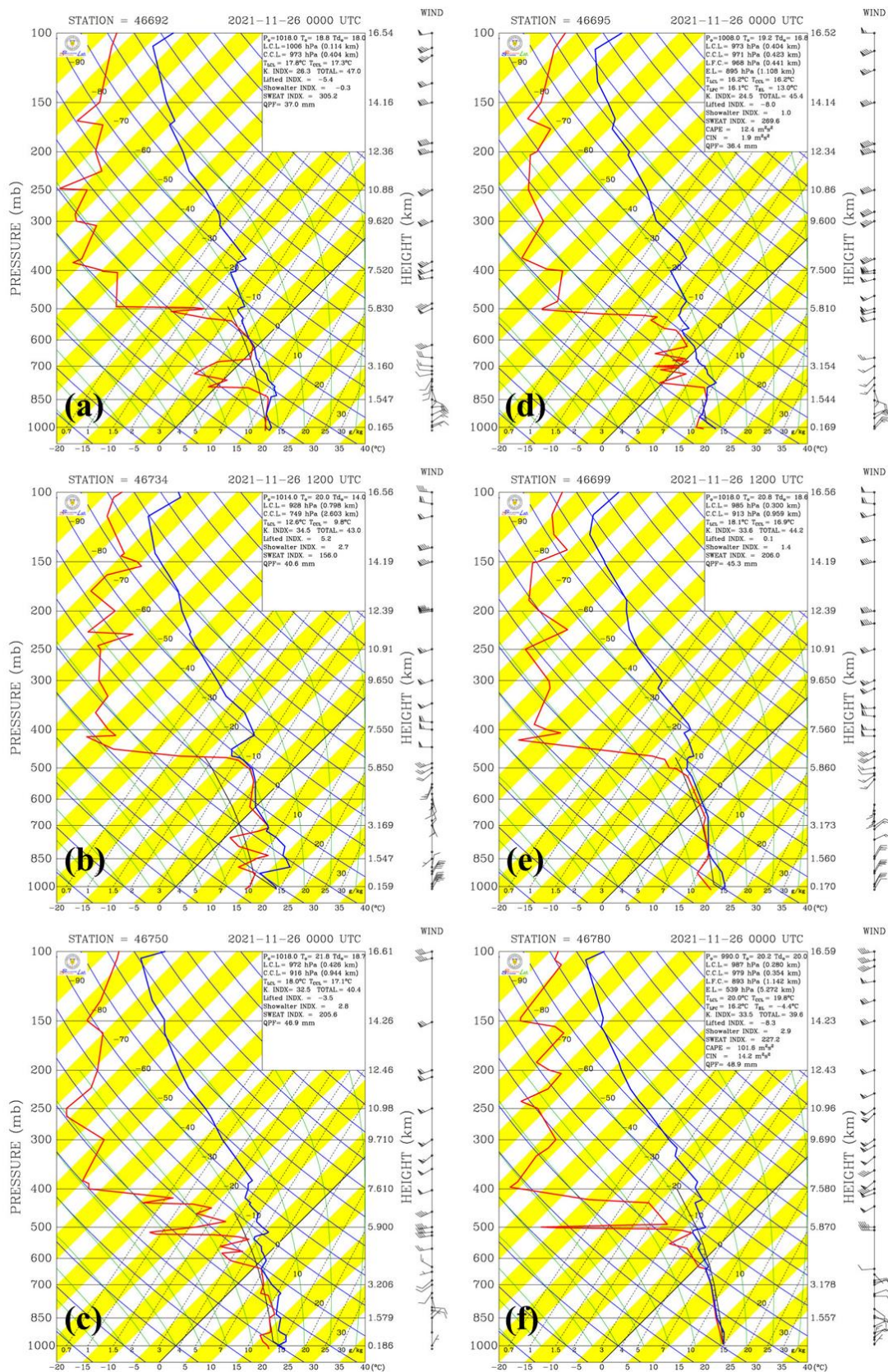


圖 3-4 2021/11/26 00Z 斜溫圖 (a) 板橋 (b) 馬公 (c) 屏東 (d) 彭佳嶼 (e) 花蓮 (f) 綠島。

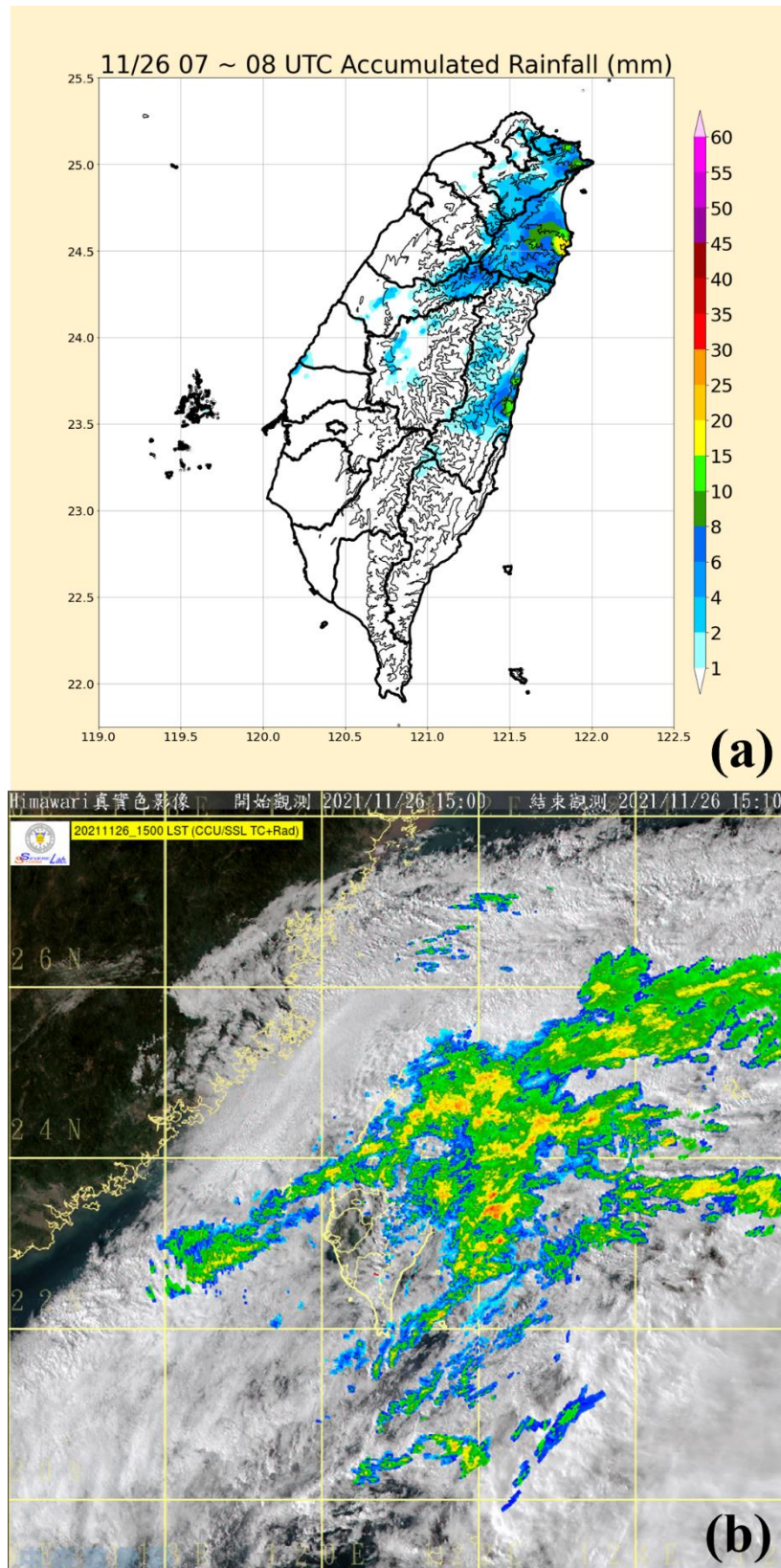


圖 3-5 2021/11/26 (a) 07Z ~ 08Z 時雨量 (b) 0710 UTC (1510 LST) 回波與衛星影像。

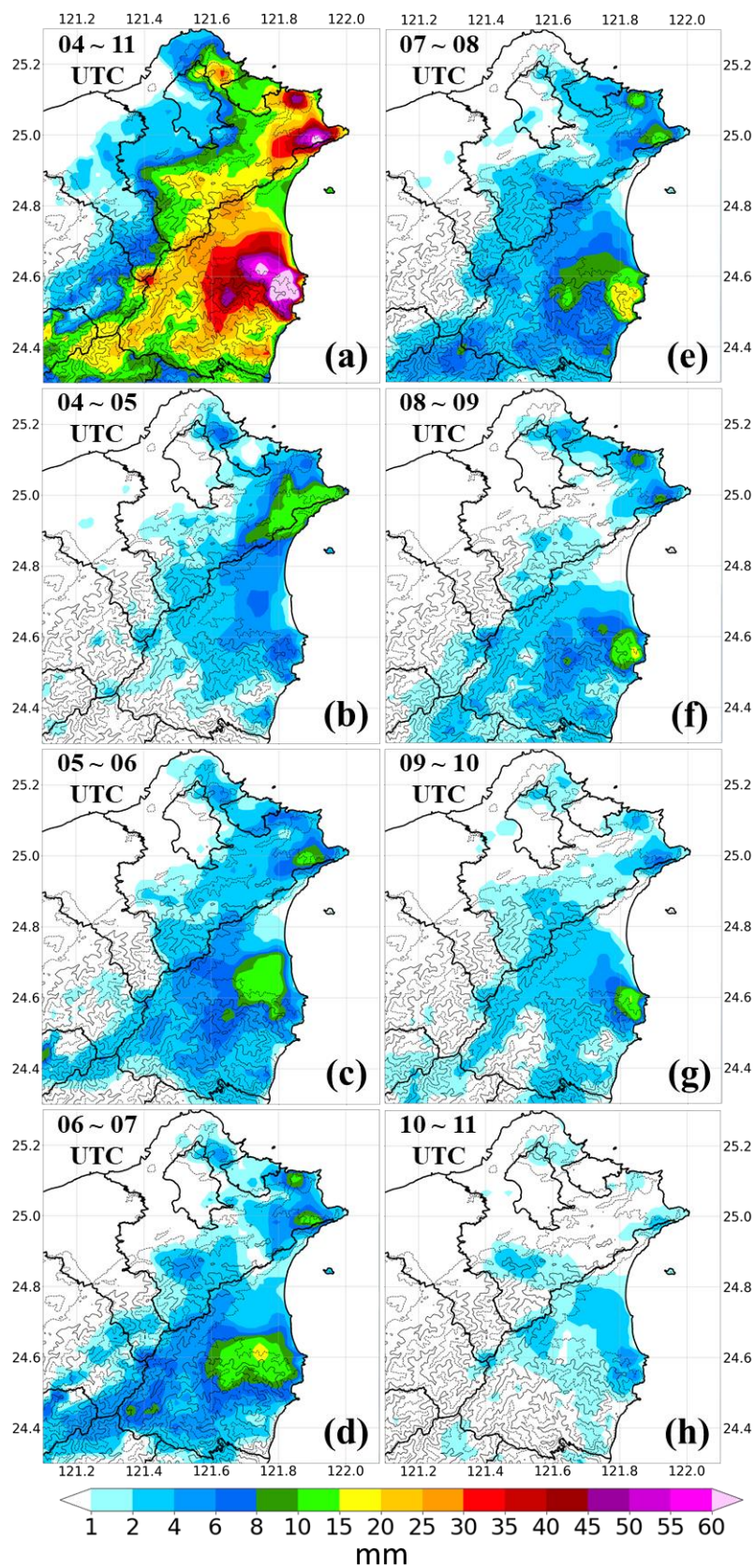


圖 3-6 2021/11/26 04Z ~ 11Z 東北地區 (a) 總雨量圖 (b)-(h) 時雨量圖。

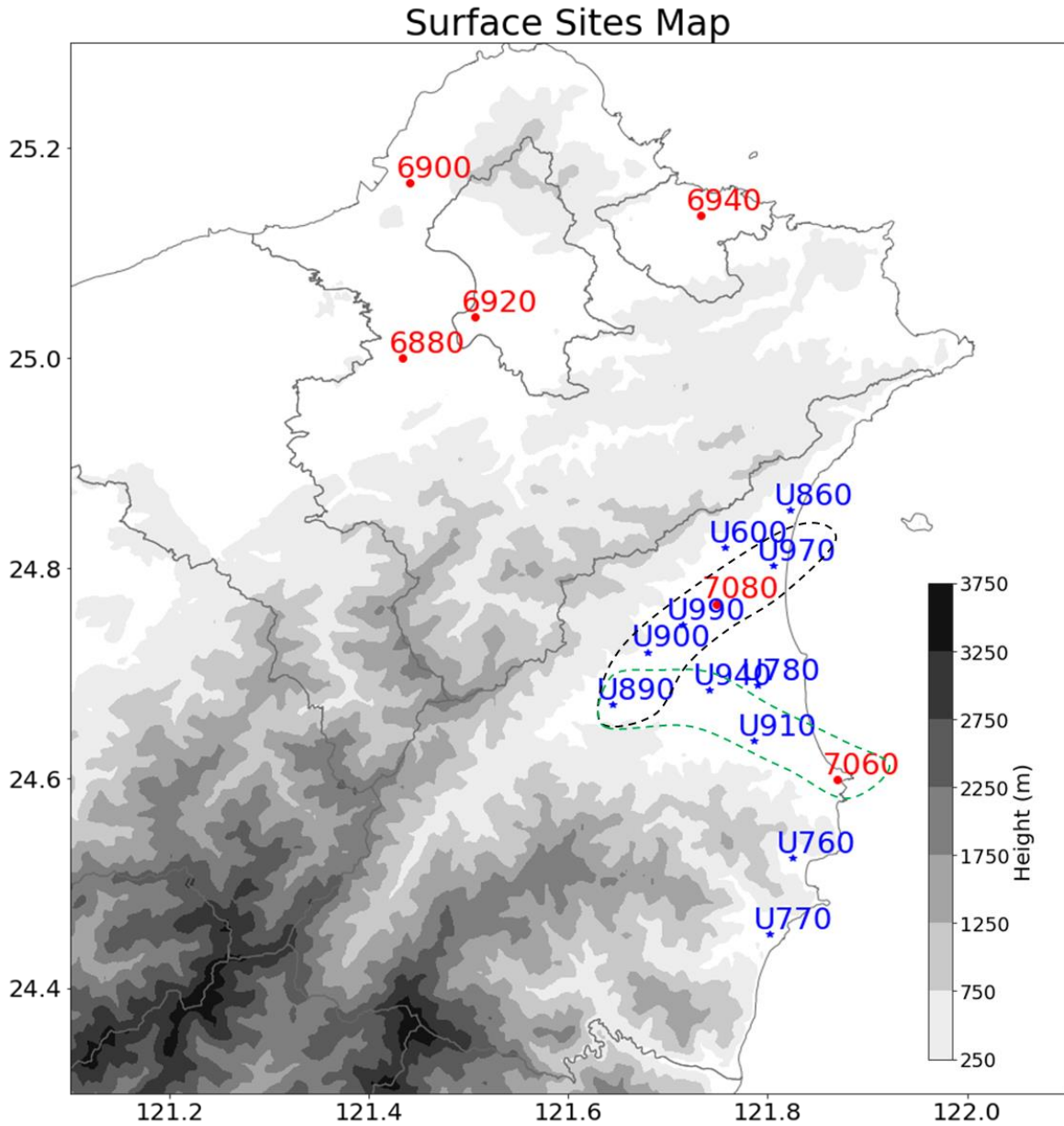


圖 3-7 中央氣象署屬地面觀測站點分布及代碼。紅點為署屬有人站，省略官方六位代碼之前綴「46」；藍點為自動測站，省略官方六位代碼前綴「C0」，僅以四位代碼表示。黑色虛線圍出沿 SMR 的平地測站；綠色虛線圍出沿 NCMR 的平地測站。

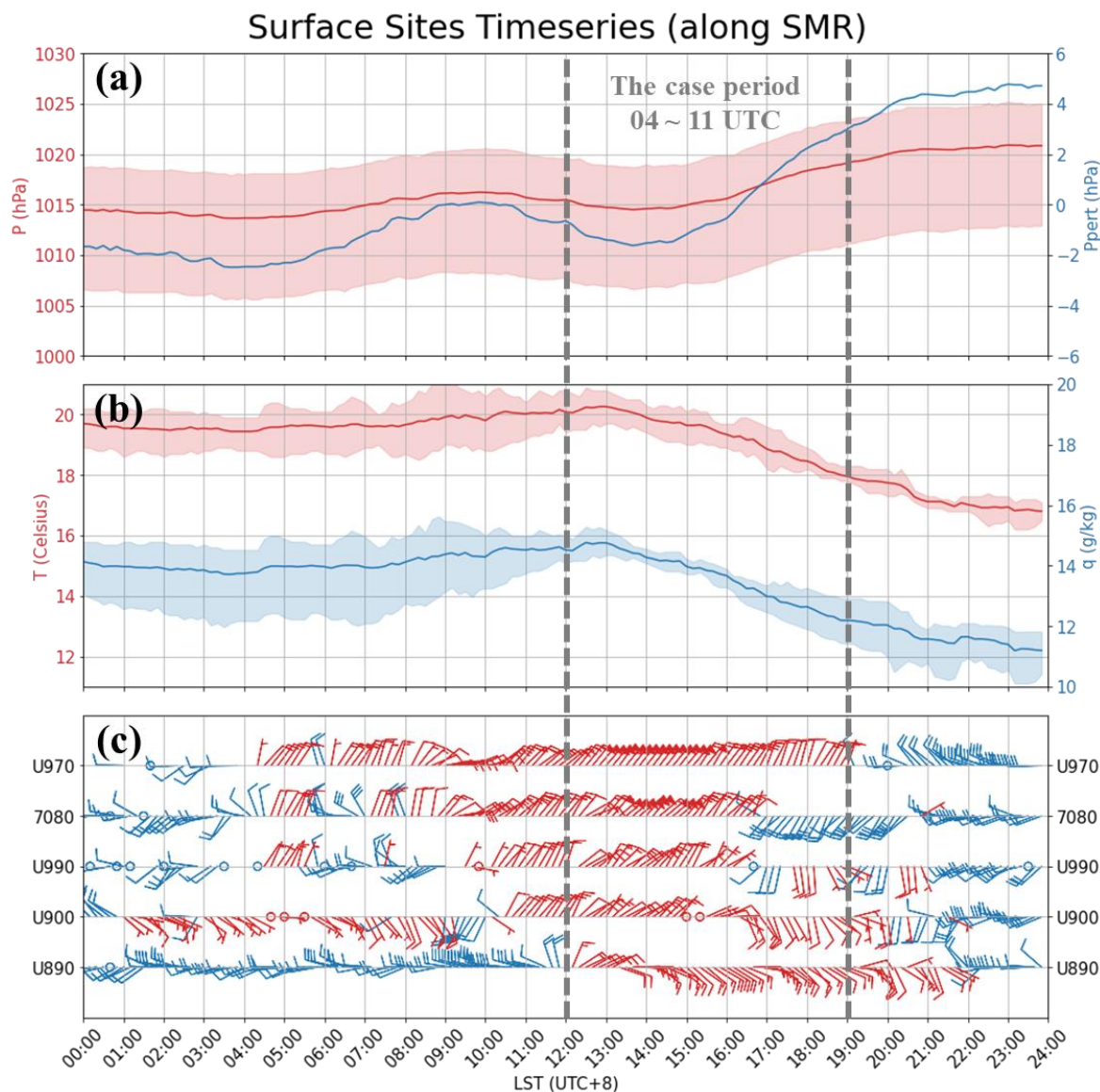


圖 3-8 2021/11/26 沿 SMR 之平地測站觀測。(a) 氣壓時序圖，氣壓 P 以五個測站之平均值為紅線，紅色區塊則代表各測站的值域分布；氣壓擾動 P_{pert} 是以當日各測站之氣壓平均為基準點，再計算各測站氣壓擾動的平均標為藍線。(b) 溫度（紅線）與水氣（藍線）時序圖，趨勢線一樣計算各測站的平均，色塊代表值域。(c) 各測站風場時序變化，藍色表示緯向風 > 0 （西風分量），紅色表示緯向風 < 0 （東風分量），風標單位：「半截 1 m s^{-1} ，整截 2 m s^{-1} ，旗幟 5 m s^{-1} 」。

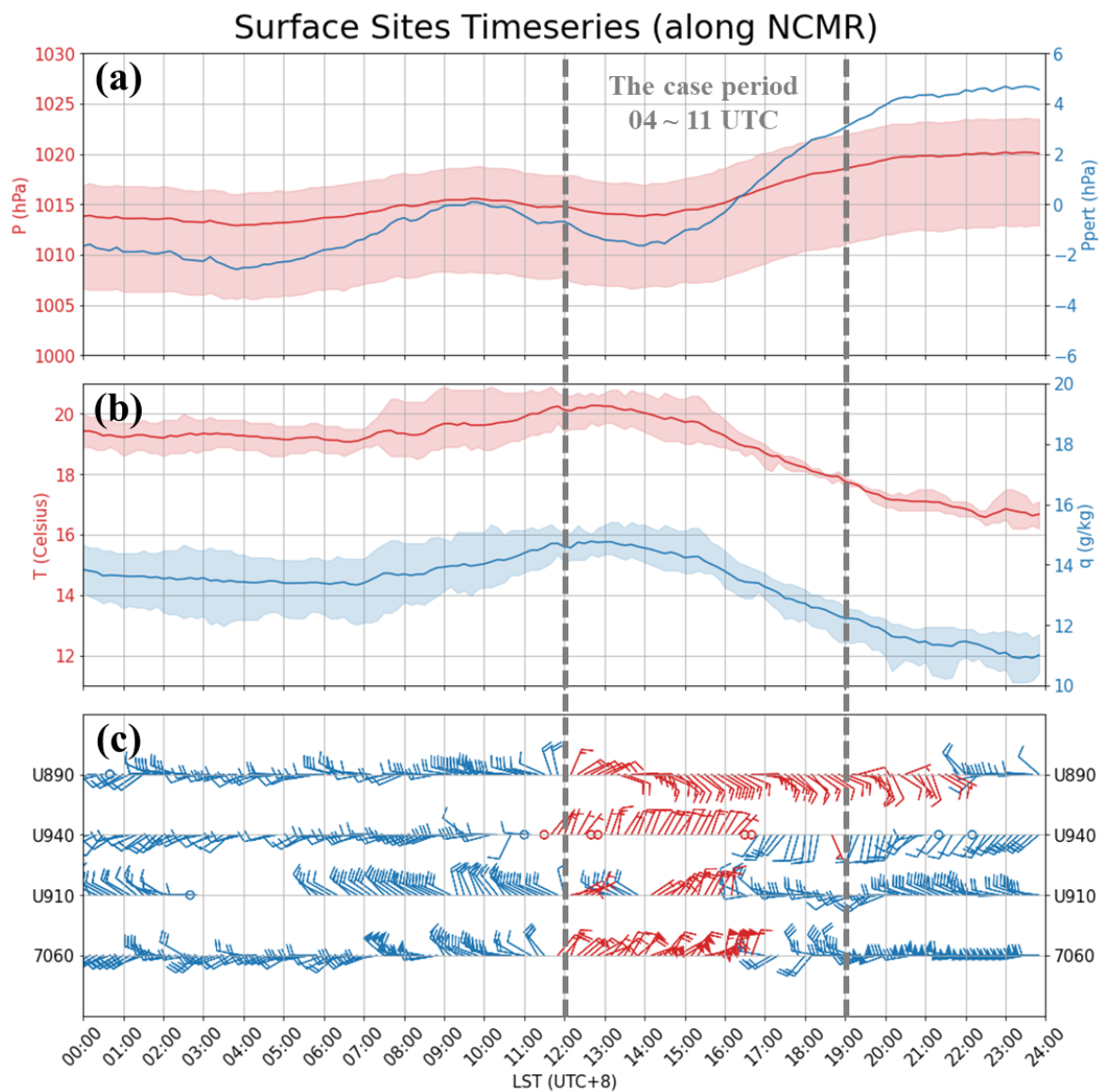


圖 3-9 2021/11/26 沿 NCMR 之平地測站觀測。(a) 測站氣壓時序圖 (b) 溫度與水氣時序圖 (c) 測站風場變化。繪圖設定同圖 3-8。

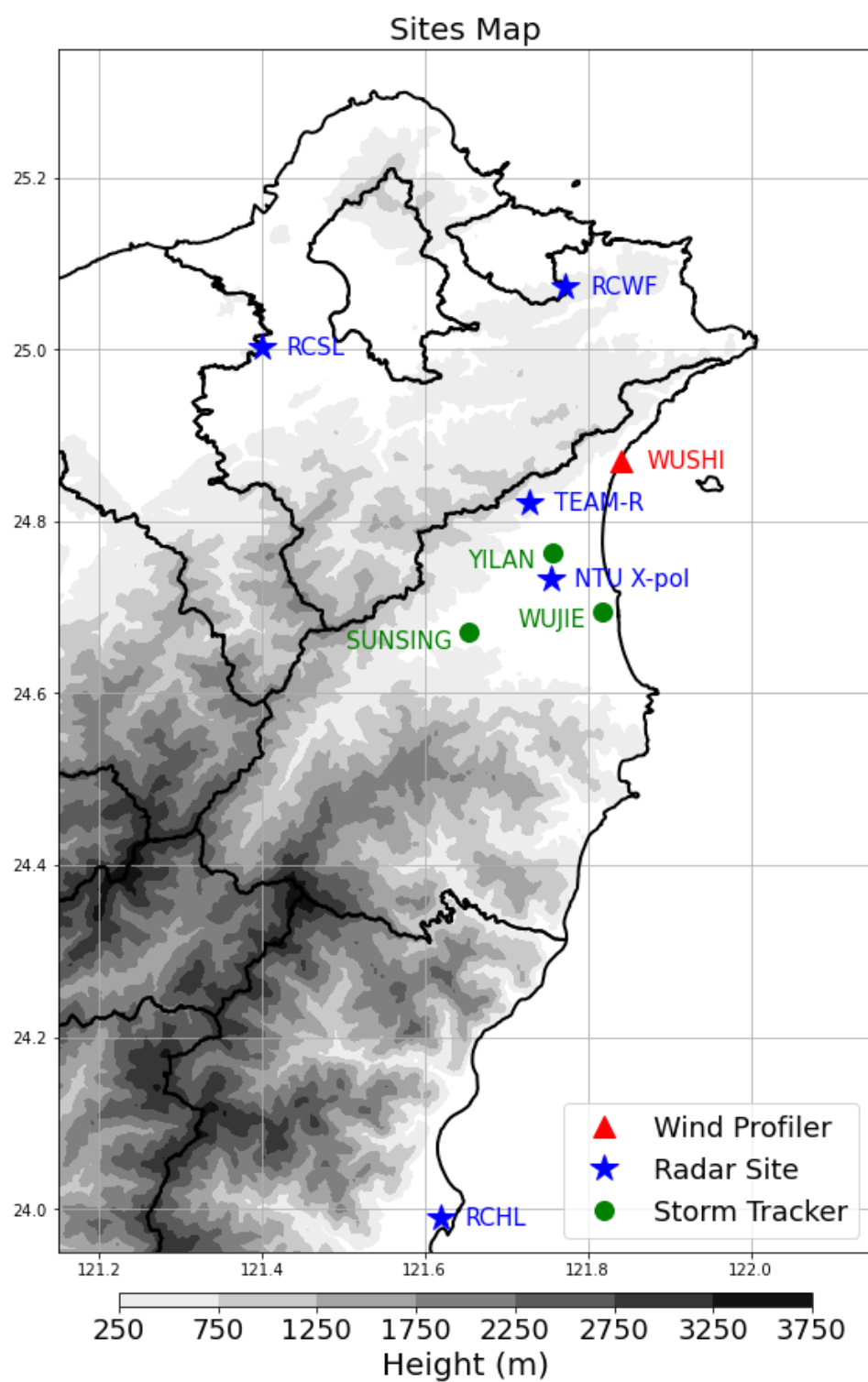


圖 3-10 各式觀測站點分布圖。



圖 3-11 L 波段剖風儀雷達。

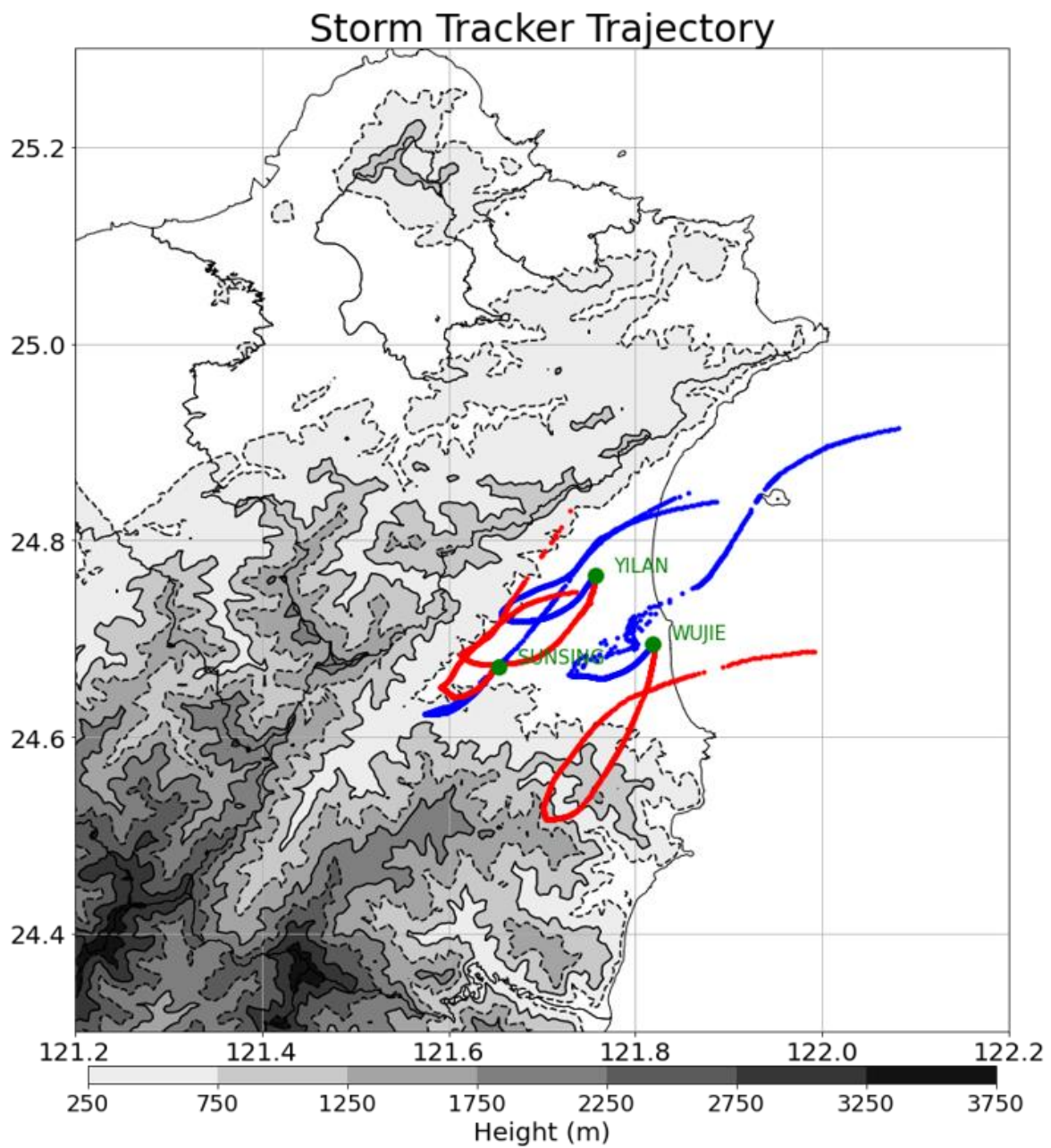


圖 3-12 2021/11/26 微型探空施放軌跡圖。藍線與紅線分別代表於 06Z 和 09Z 施放之軌跡。

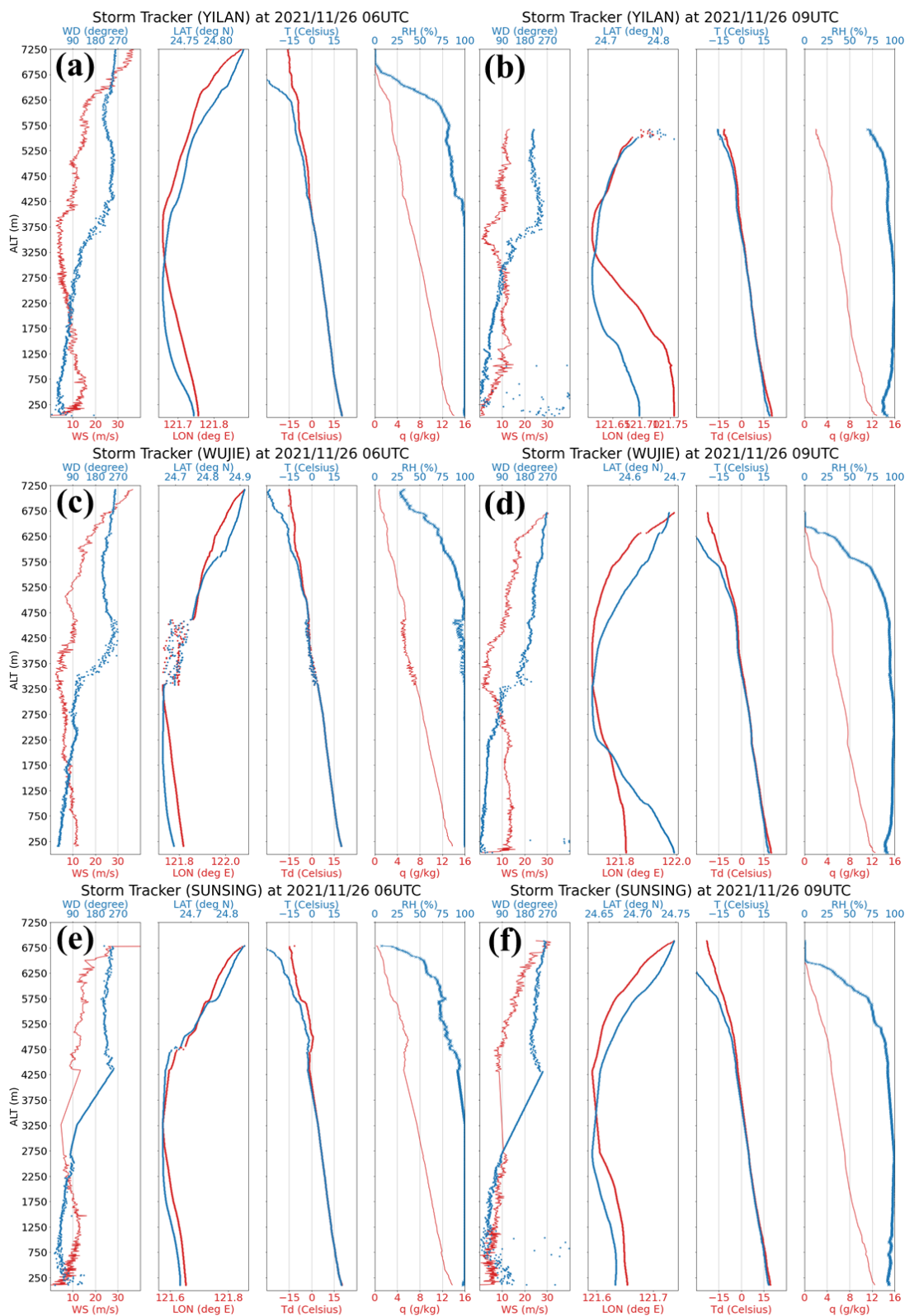


圖 3-13 於 06Z 和 09Z 施放之微型探空，包含風向風速 (WD, WS)、經緯度 (LON, LAT)、溫度及露點溫度 (T, Td)、相對濕度 (RH) 與水氣 (q)。

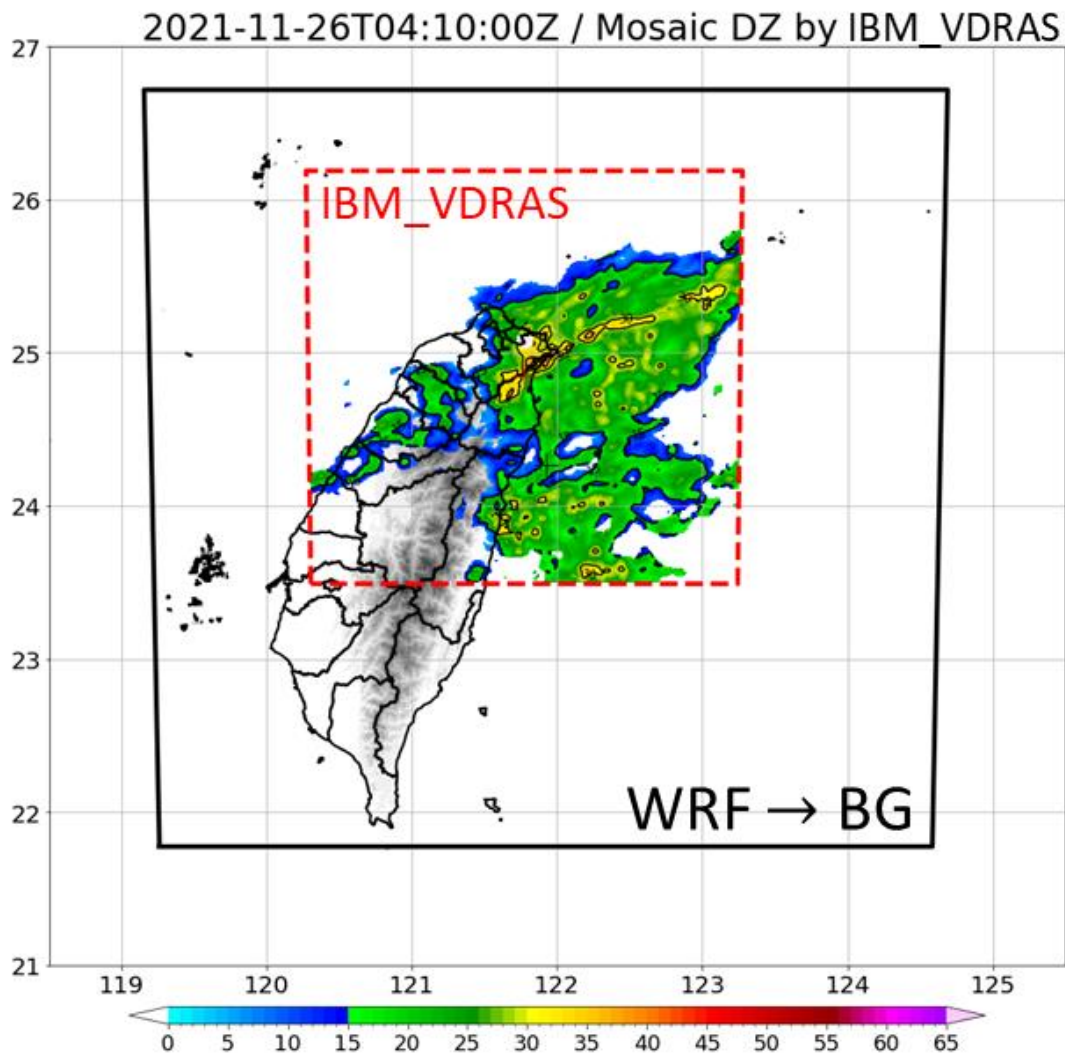


圖 4-1 模式區域設定示意圖。黑框為中尺度背景場範圍；紅框為 IBM_VDRAS 之模擬區域。模擬區域內為整合回波。

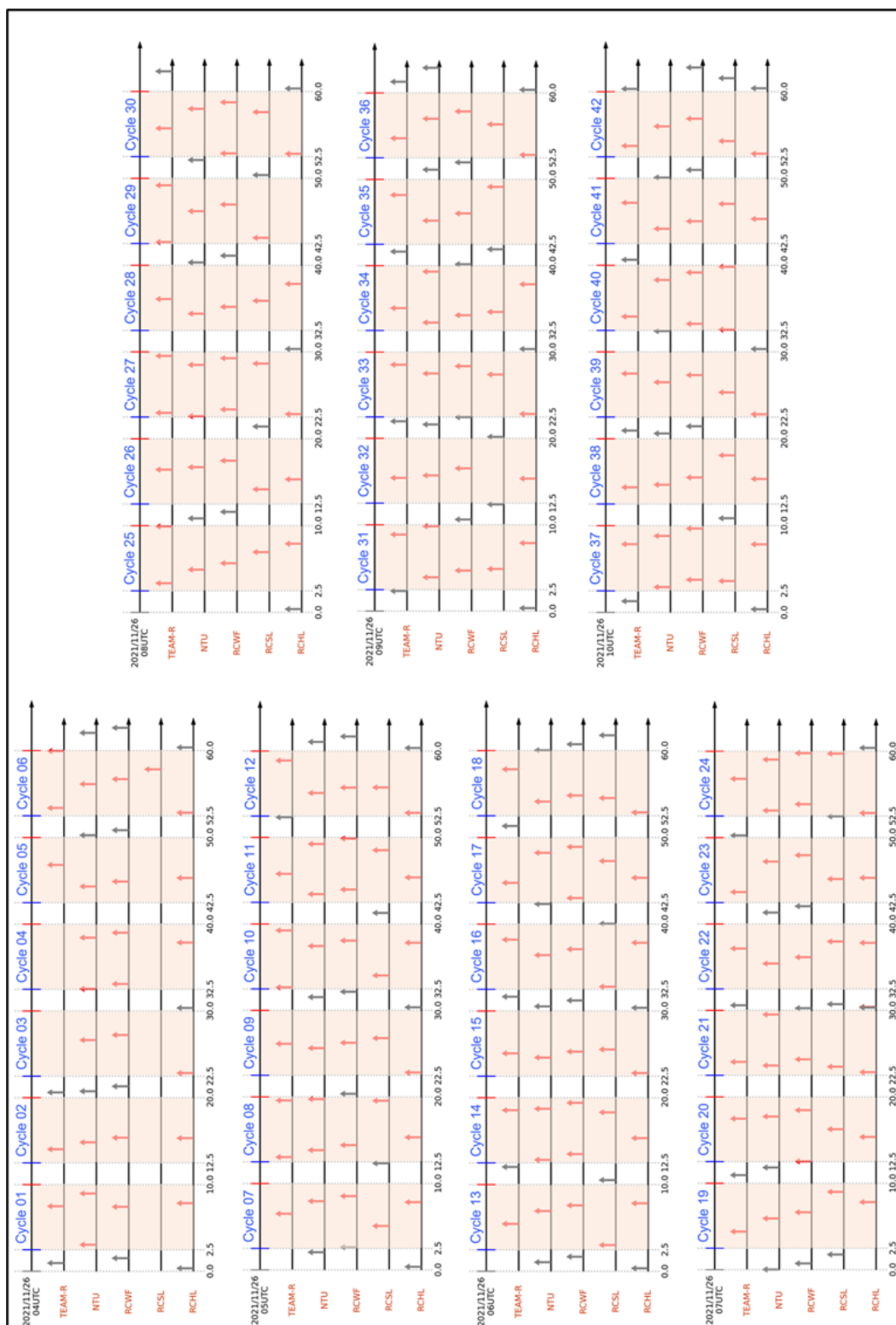


圖 4-2 IBM_VDRAS 同化策略示意圖。橫軸為時間（分鐘），紅區代表同化循環，向上指的箭號為雷達完整體積掃描的資料。

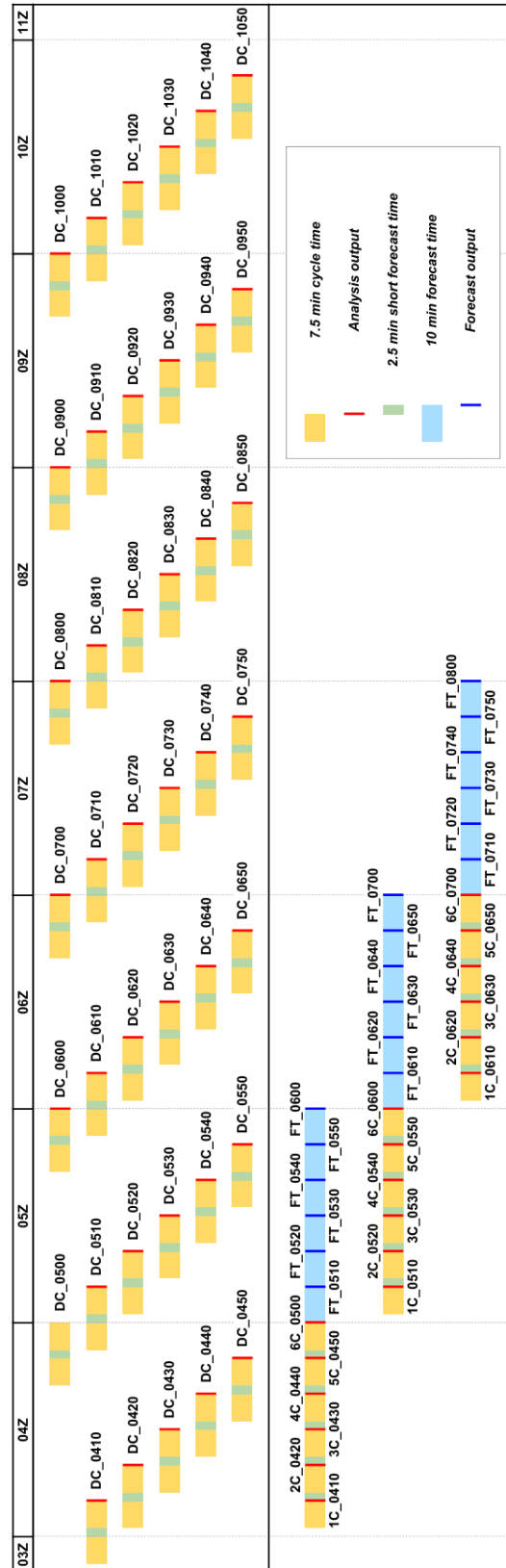


圖 4-3 實驗示意圖。前綴「DC」為離散，「數字+C」為循環次數，「FT」為預報。

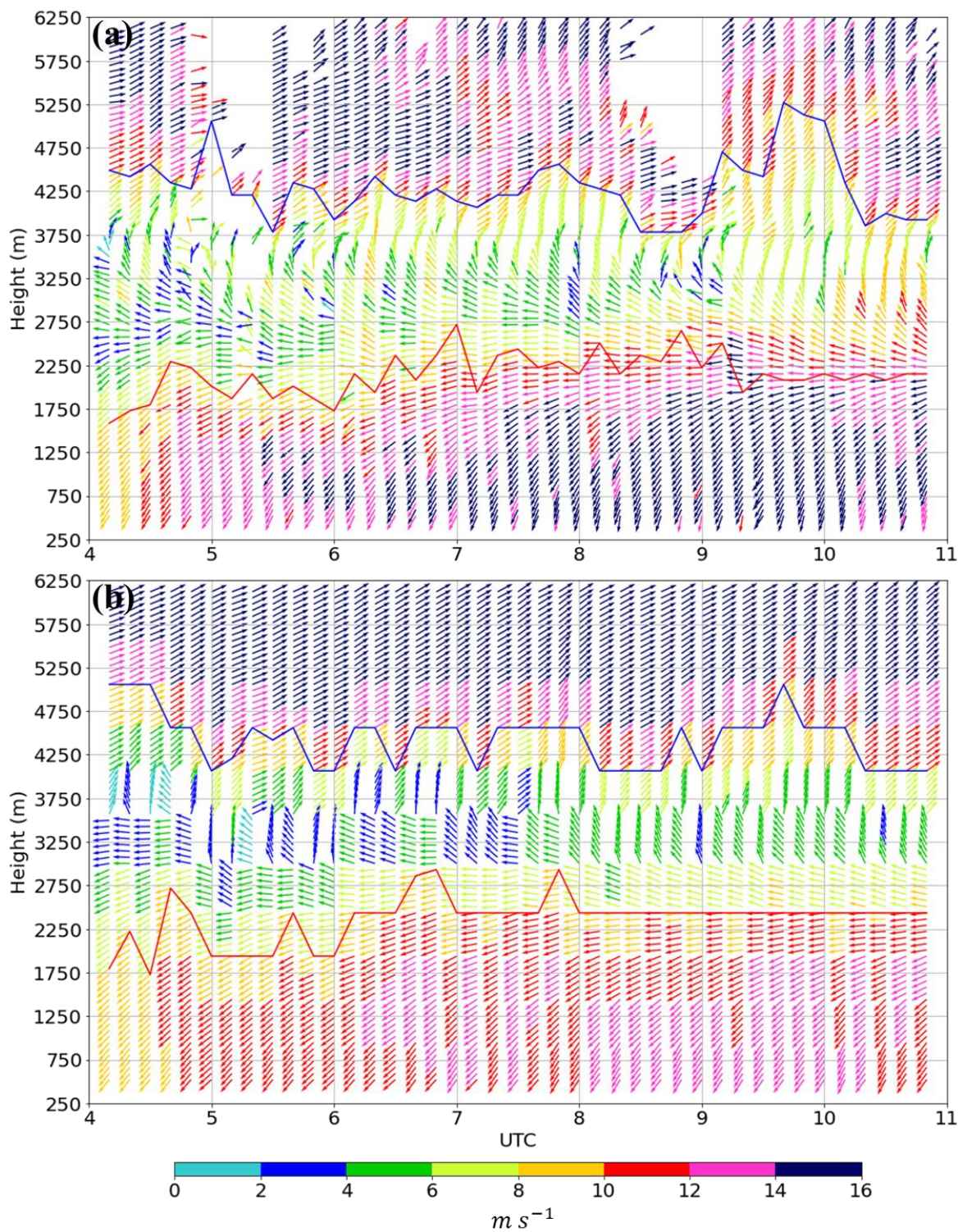


圖 4-4 剖風儀時序變化圖。(a) 由觀測資料所繪製 (b) 由 IBM_VDRAS 所模擬之水平風場垂直剖面，地點於剖風儀相同，垂直上會內插至與觀測相同之高度。

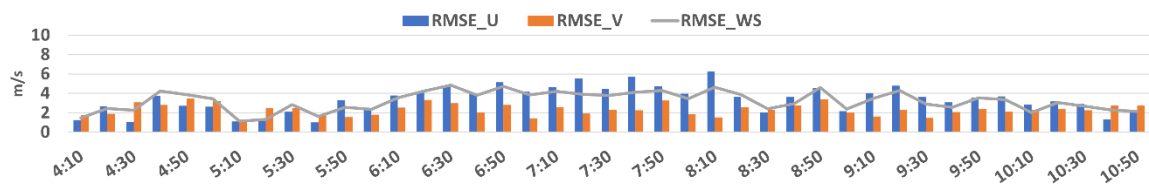


圖 4-5 水平風場垂直剖面，觀測與模擬之方均根誤差。

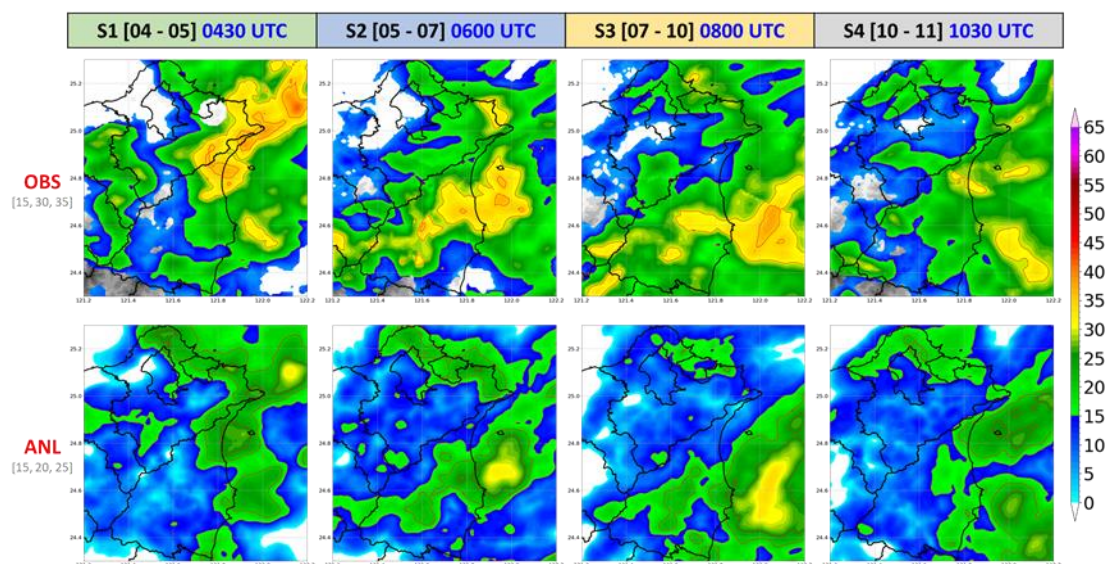


圖 4-6 雷達回波場校驗。觀測場於 [15, 30, 35 dBZ] 繪製等值線；分析場於 [15, 20, 25 dBZ] 繪製等值線，以利比較極值分布。

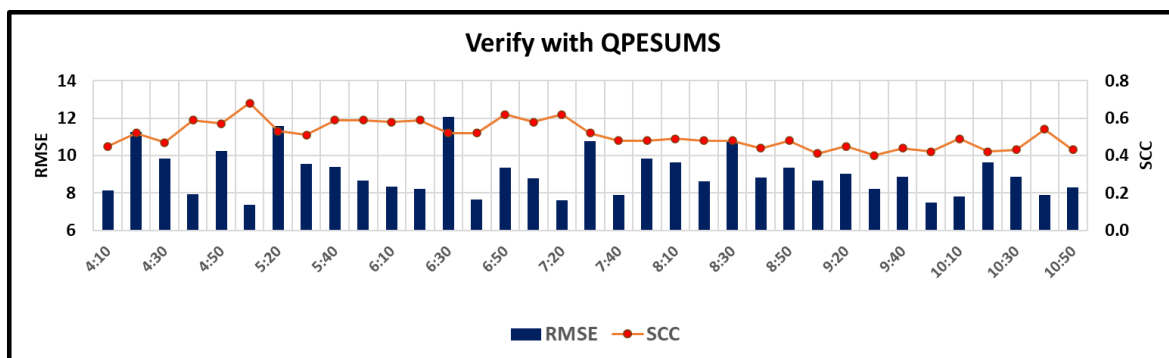


圖 4-7 觀測整合回波與模擬分析場之客觀校驗。

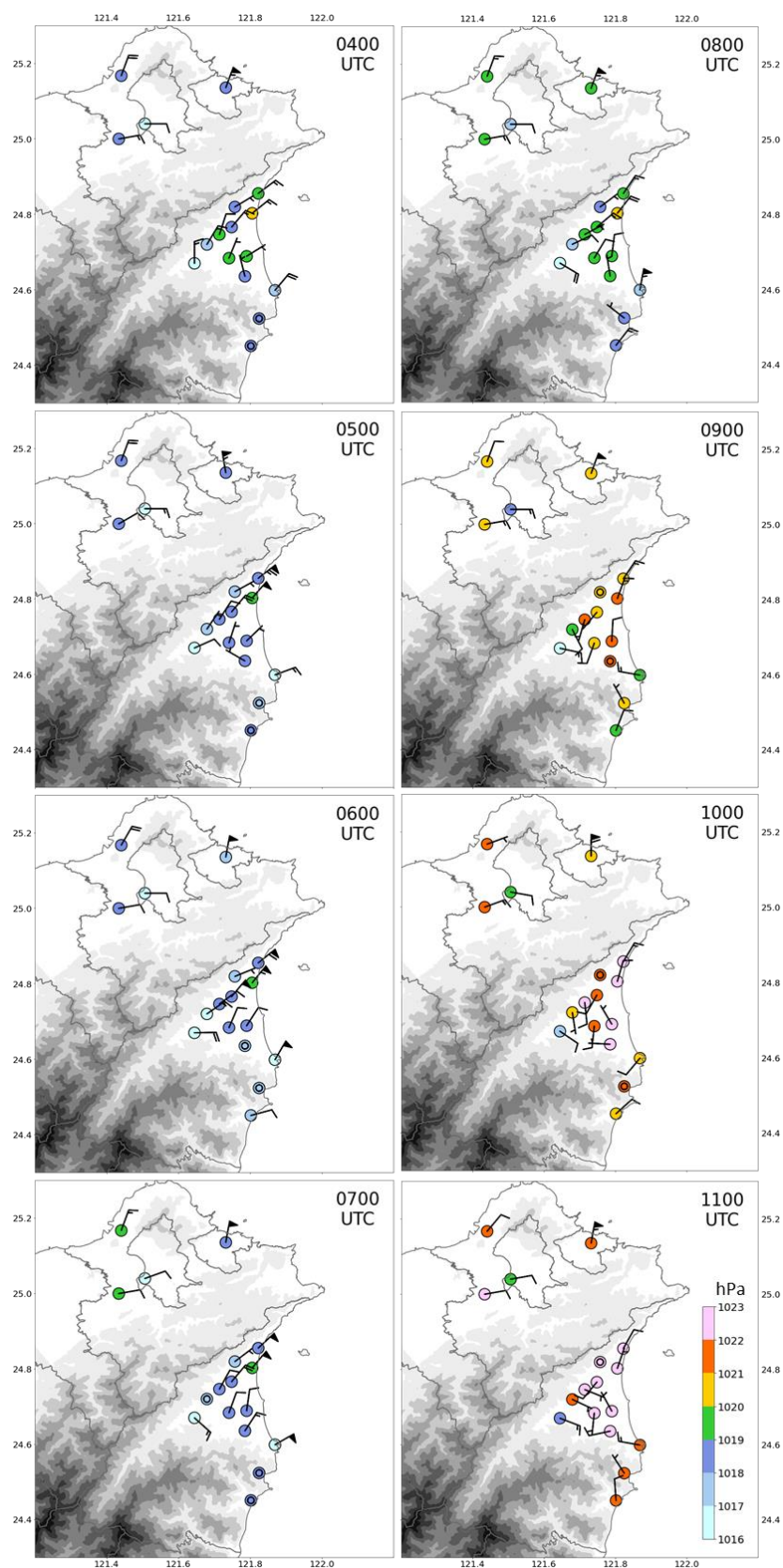


圖 4-8 地面風場與氣壓分布。風標：「半截 1 m s^{-1} ，整截 2 m s^{-1} ，旗幟 5 m s^{-1} 」。

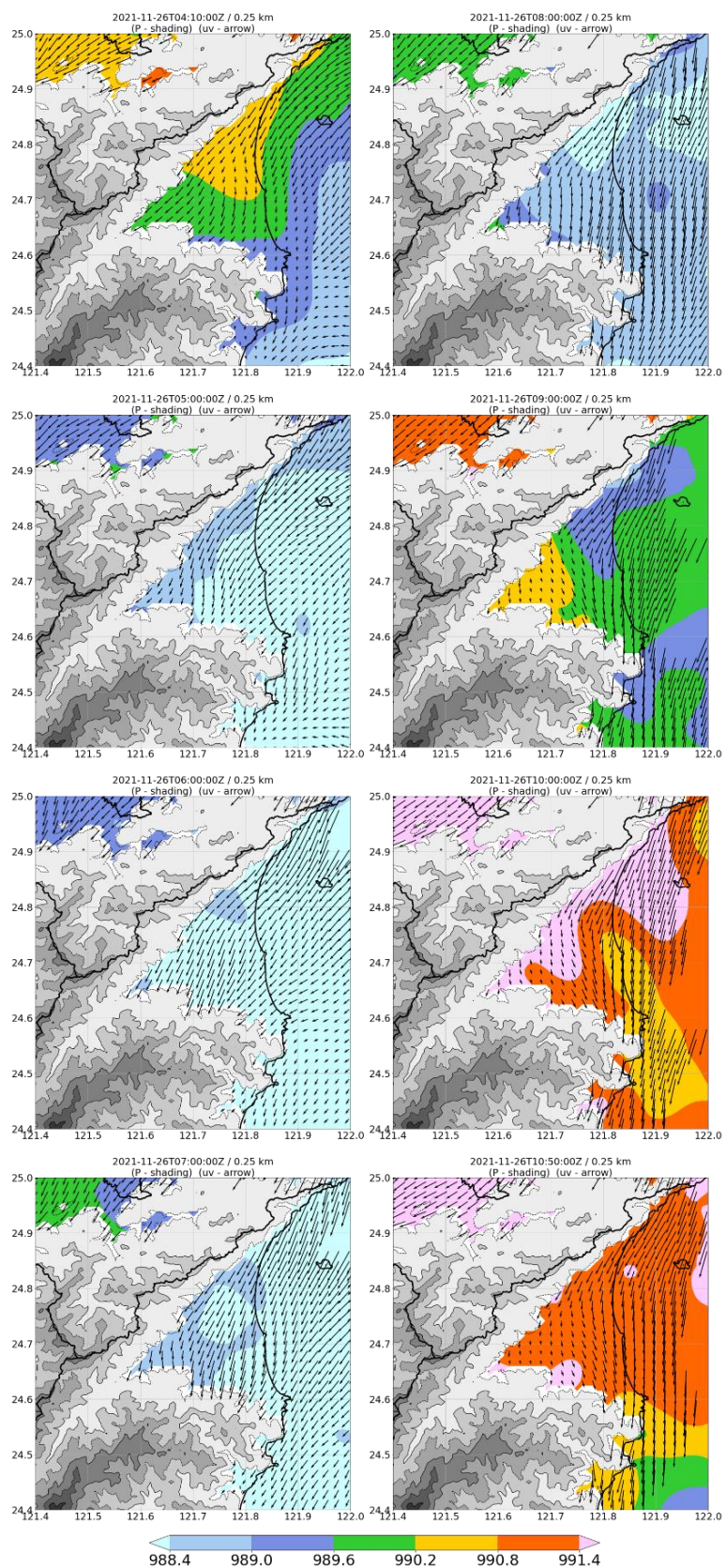


圖 4-9 IBM_VDRAS 模擬 250 公尺高的氣壓場分布時序圖。

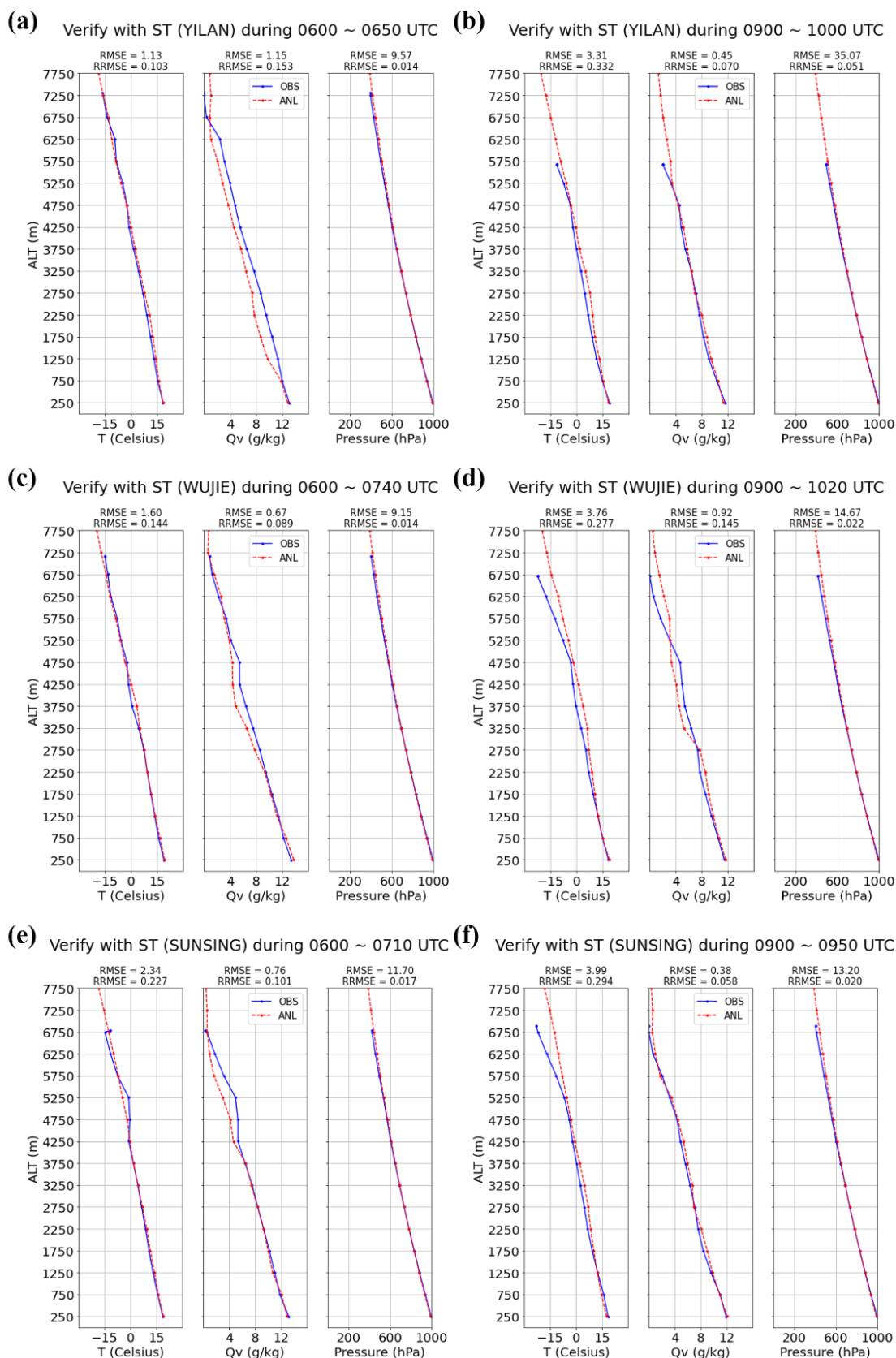


圖 4-10 分析場與微型探空校驗結果。藍線為觀測；紅線為 IBM_VDRAS 模擬。

Derived Qr from observation

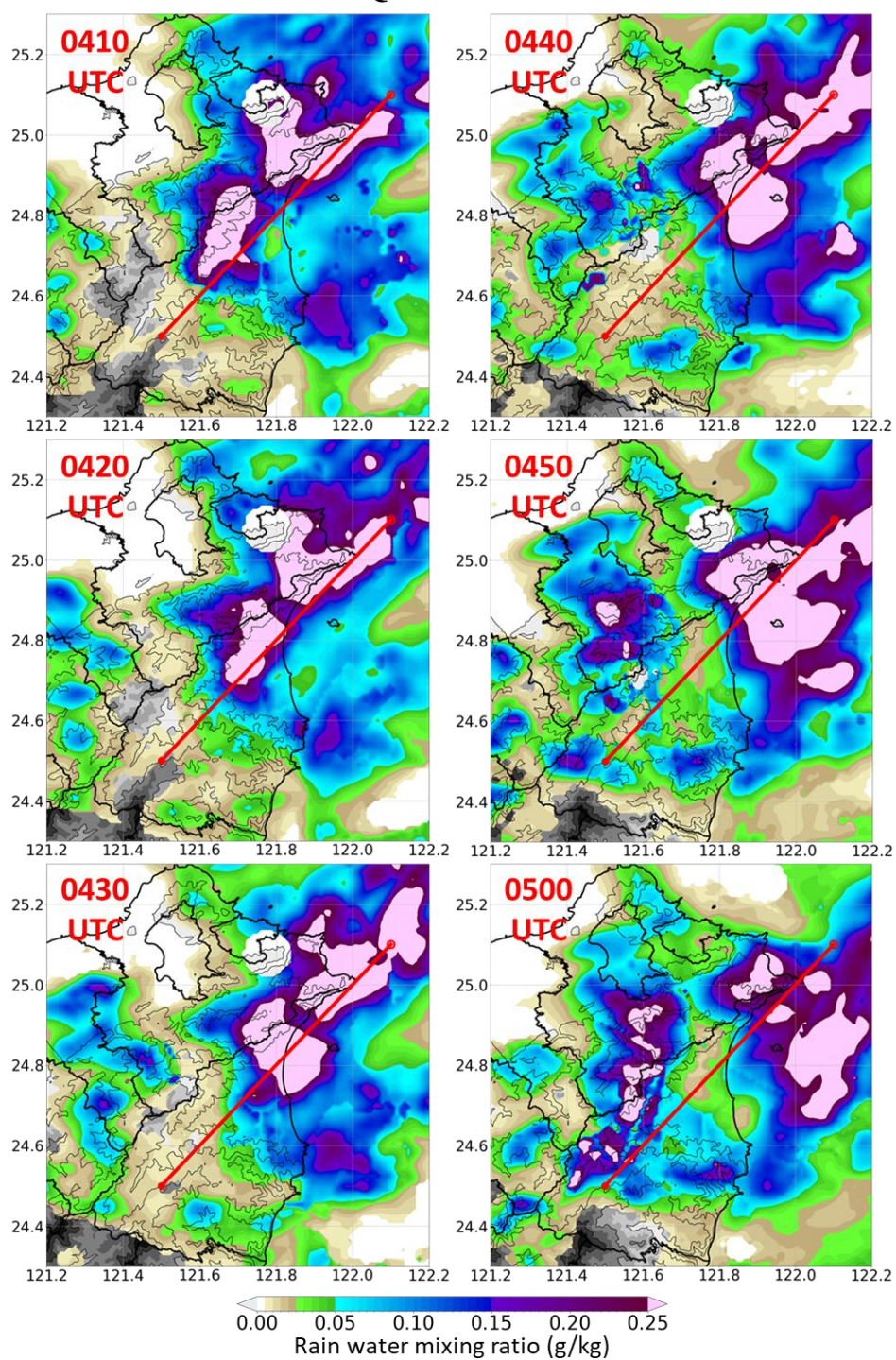


圖 4-11 由觀測推導出的雨水混和比，沿地形 250 公尺之模式網格點繪製，時間介於 0410 ~ 0500 UTC。紅線為垂直剖面分析位置，起點：(121.5°E, 24.5°N)、終點 (122.1°E, 25.1°N)。

Qr from discrete (DC) windows

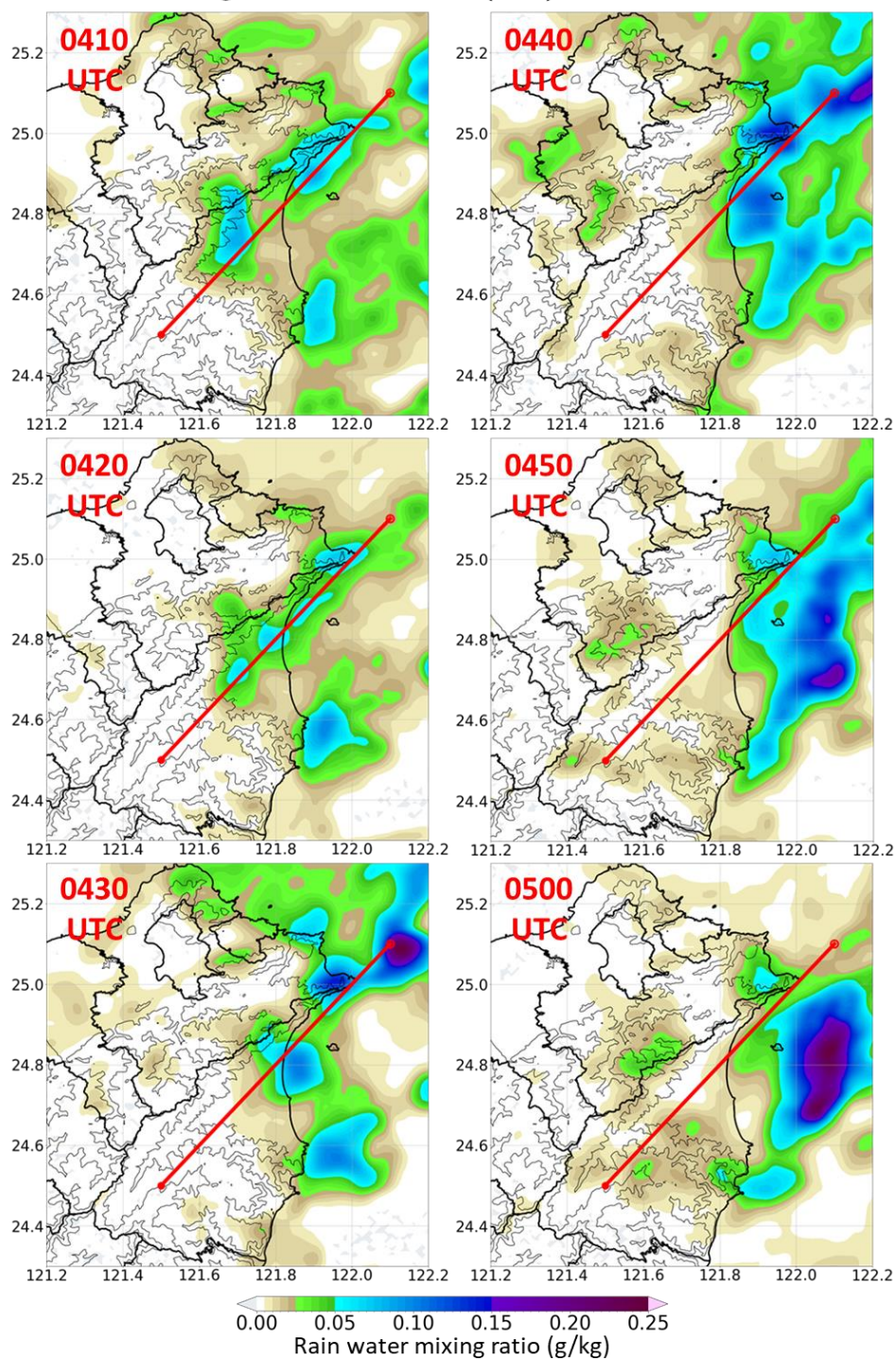


圖 4-12 由離散窗區 (DC) 模擬之雨水混和比，沿地形 250 公尺之模式網格點繪製，時間介於 0410 ~ 0500 UTC。紅線為垂直剖面分析位置，起終點同圖 4-11。

Qr from continuous (C) windows

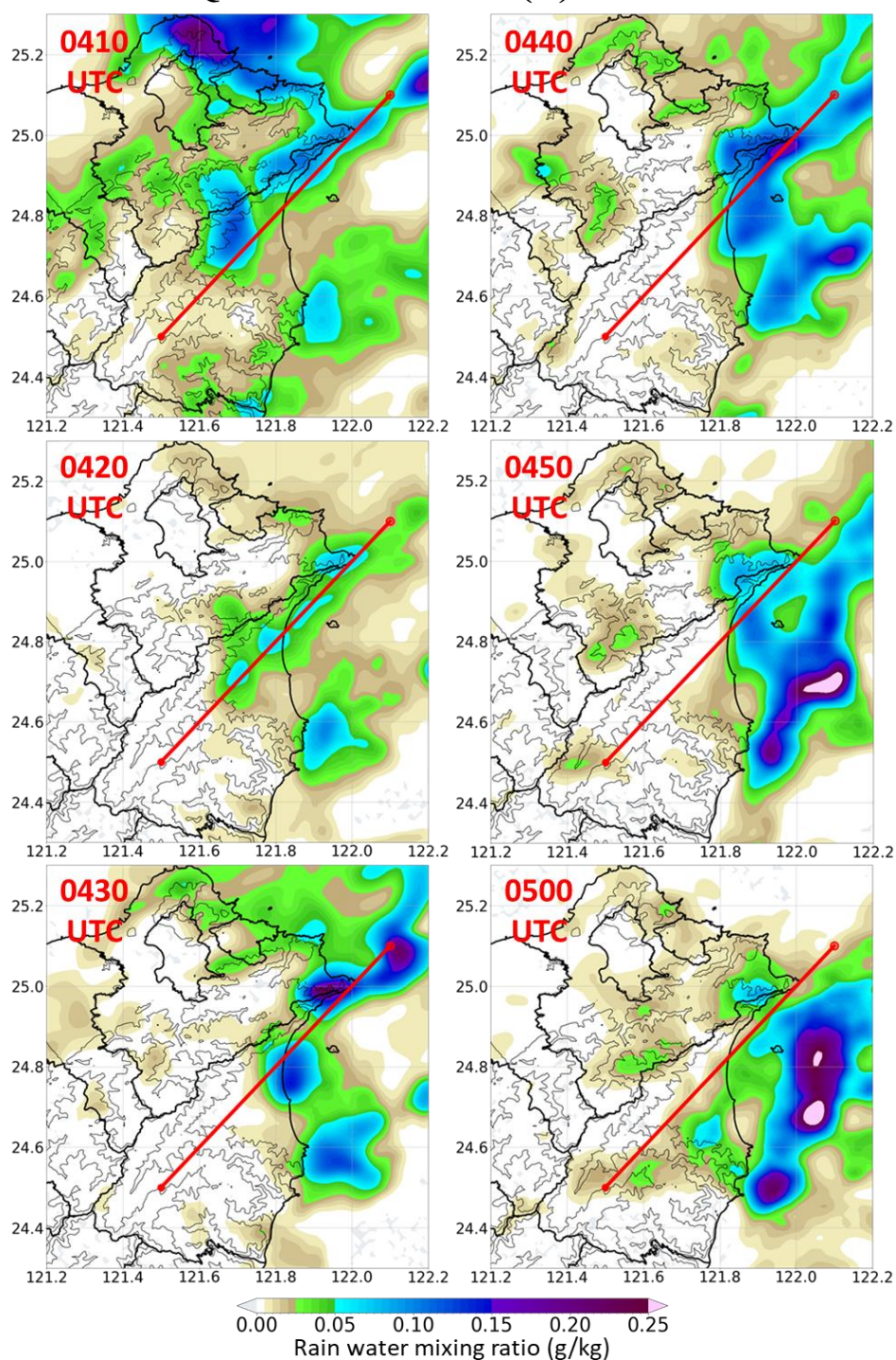


圖 4-13 由連續窗區 (C) 模擬之雨水混和比，沿地形 250 公尺之模式網格點繪製，時間介於 0410 ~ 0500 UTC，其中離散與連續窗區會搭配流線場一同比較。紅線為垂直剖面分析位置，起終點同圖 4-11。

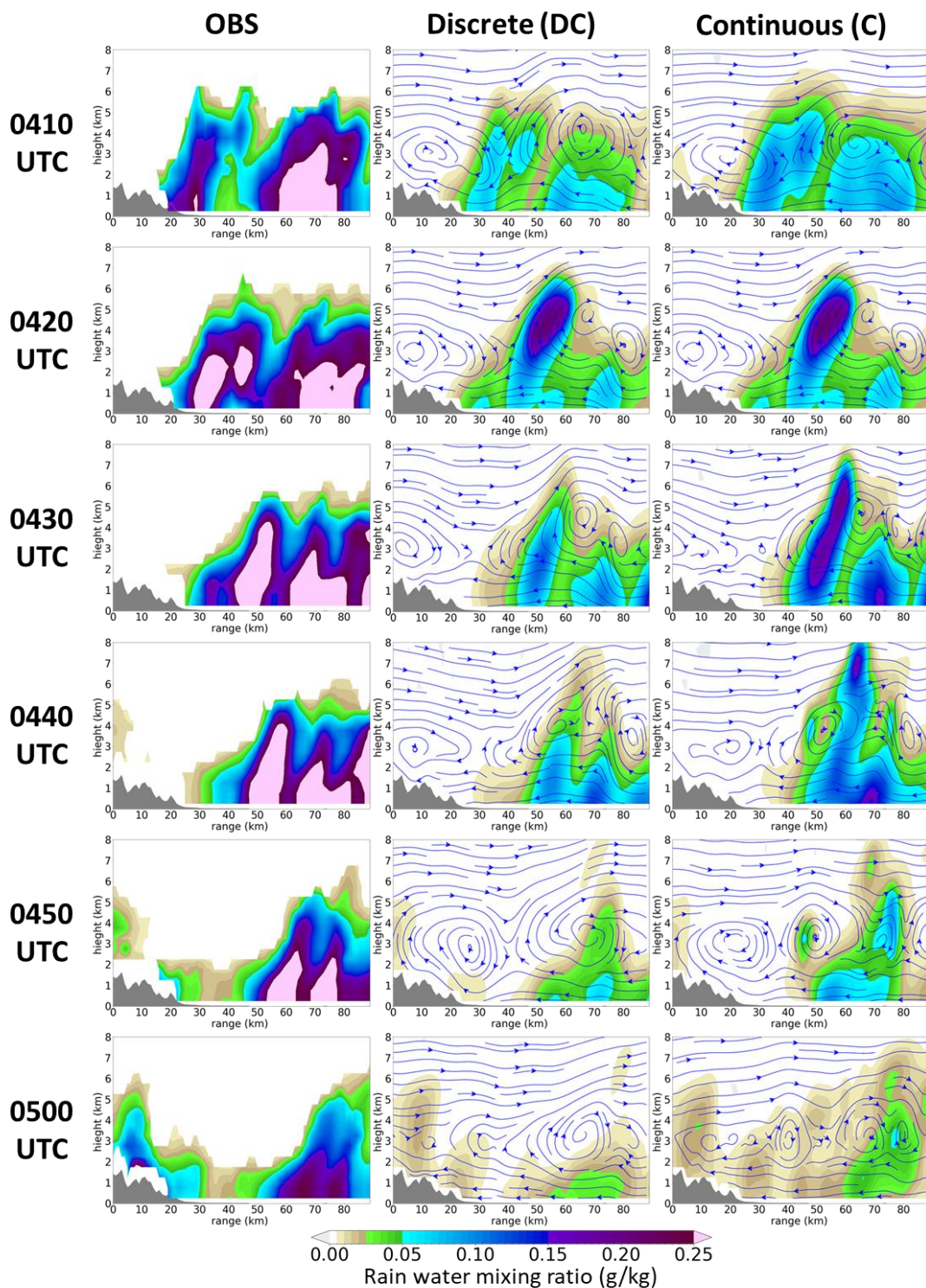


圖 4-14 垂直剖面的雨水混和比分布。分為三組各為觀測 (OBS)、離散 (DC) 與連續 (C) 窗區，時間介於 0410 ~ 0500 UTC，其中離散與連續窗區會搭配流線場一同比較。剖線位置可見圖 4-11。

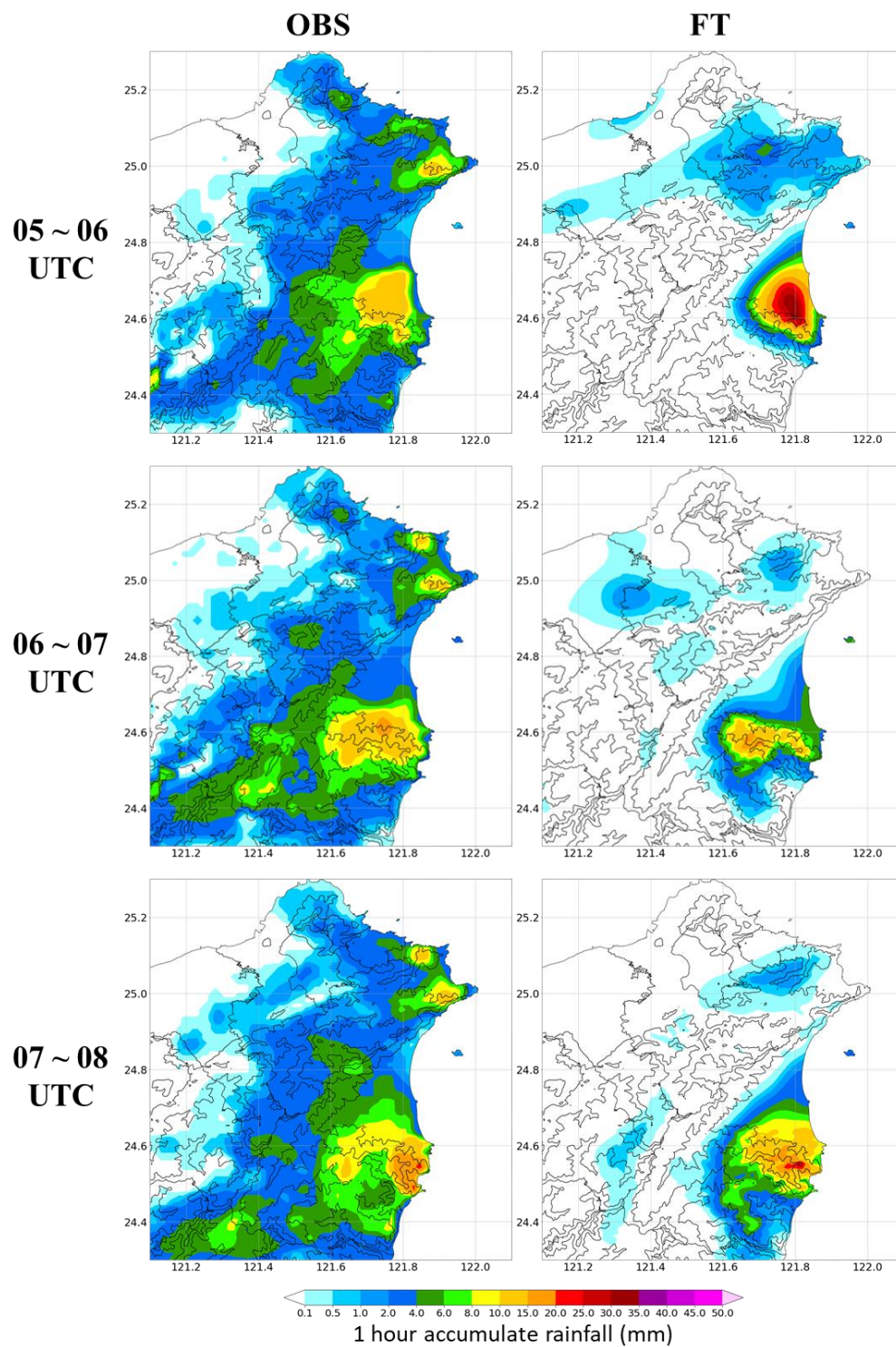


圖 4-15 觀測與預報之小時累積雨量（毫米）。

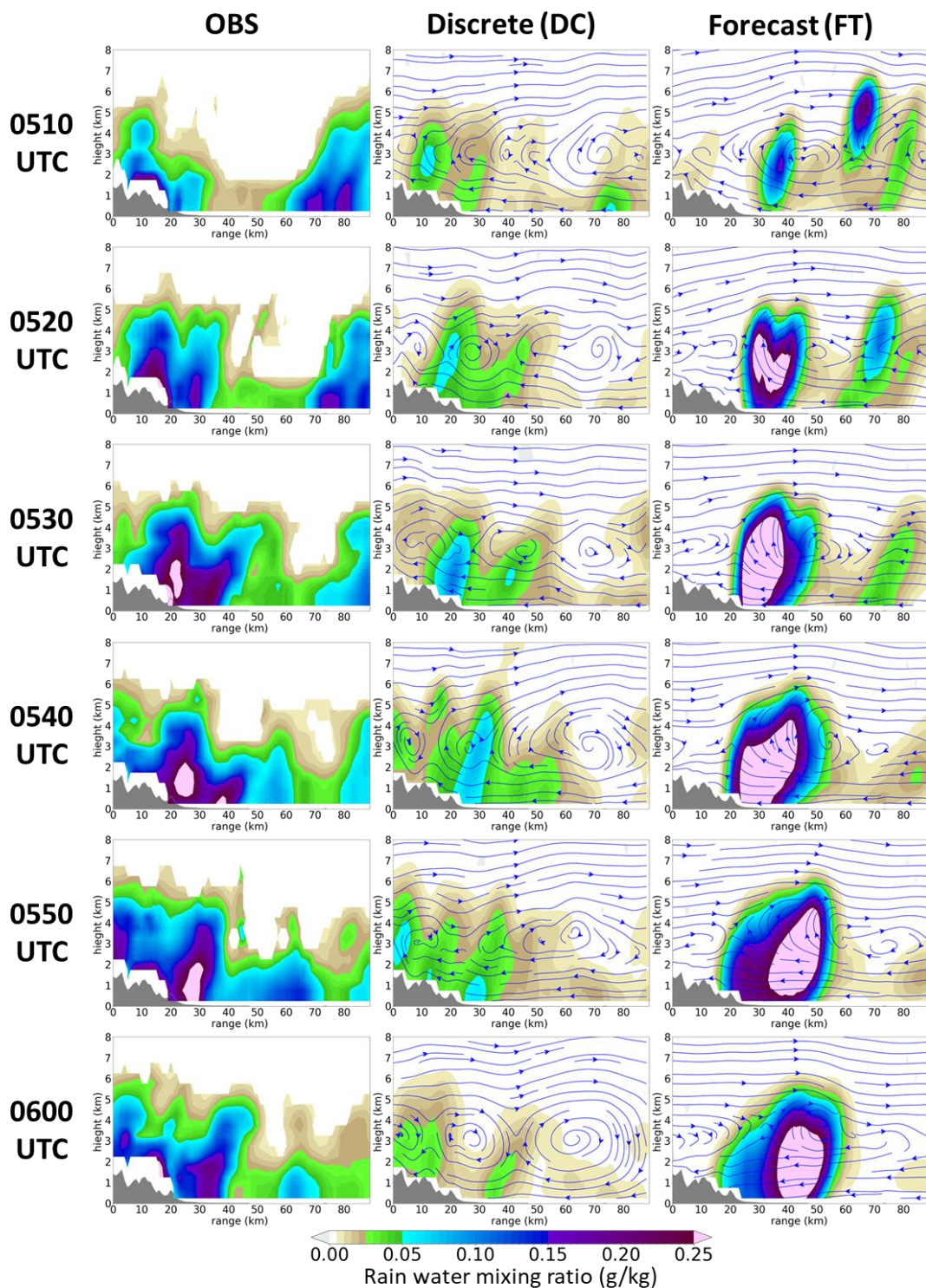


圖 4-16 垂直剖面的雨水混和比分布。分為三組各為觀測 (OBS)、離散 (DC) 窗區與預報場 (FT)，時間介於 0510~0600 UTC，其中離散窗區與預報場會搭配流線場一同比較。剖線位置可見圖 4-11。

[Stage 1] Time: 0400 ~ 0500 UTC

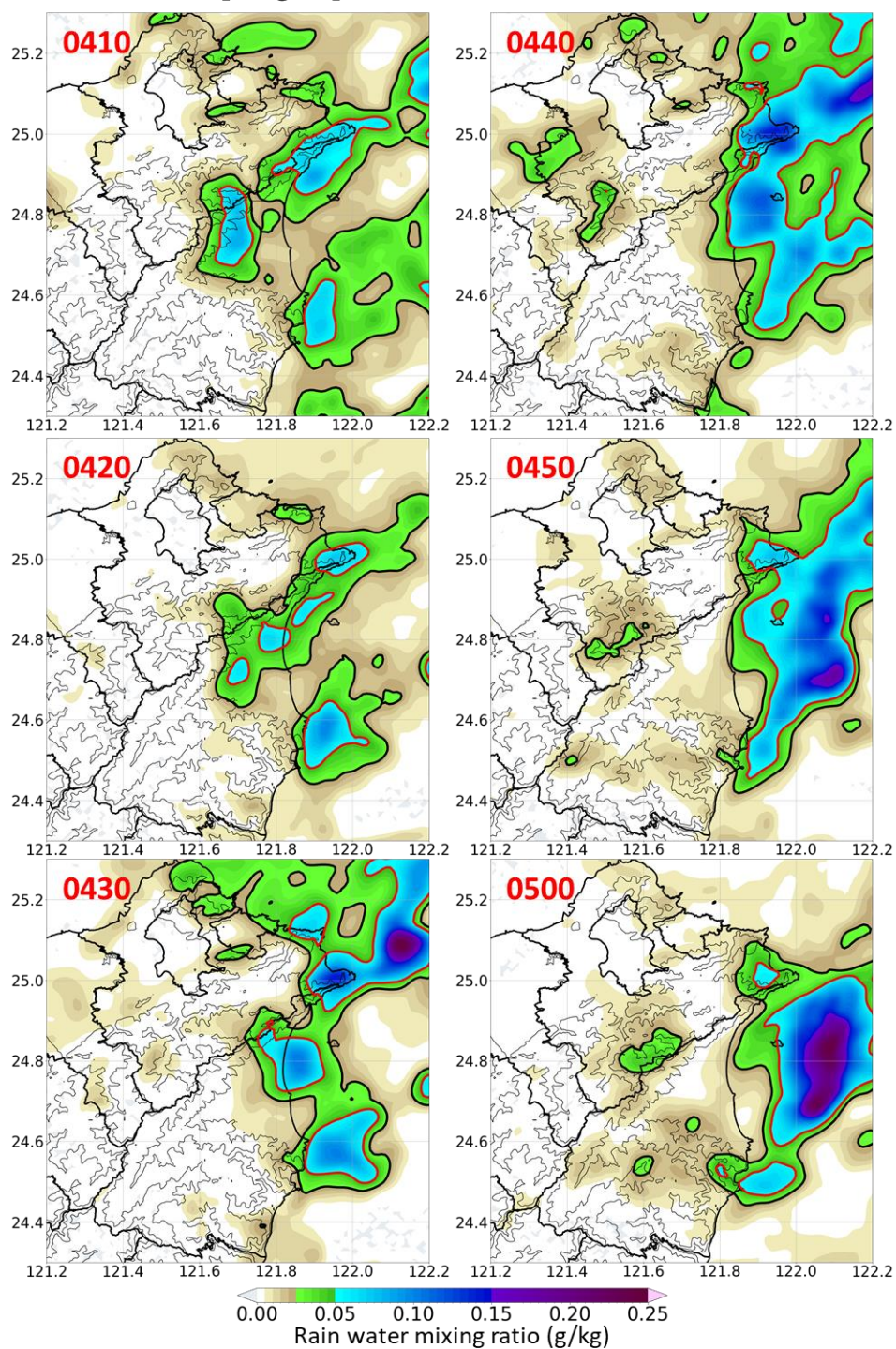


圖 5-1 第一階段沿地形(Terrain-following, TrFw, 250m)雨水混和比的時序圖。粗黑等值線為雨水混和比 0.025g kg^{-1} ，粗紅等值線為雨水混和比為 0.05g kg^{-1} 。

[Stage 2] Time: 0500 ~ 0700 UTC

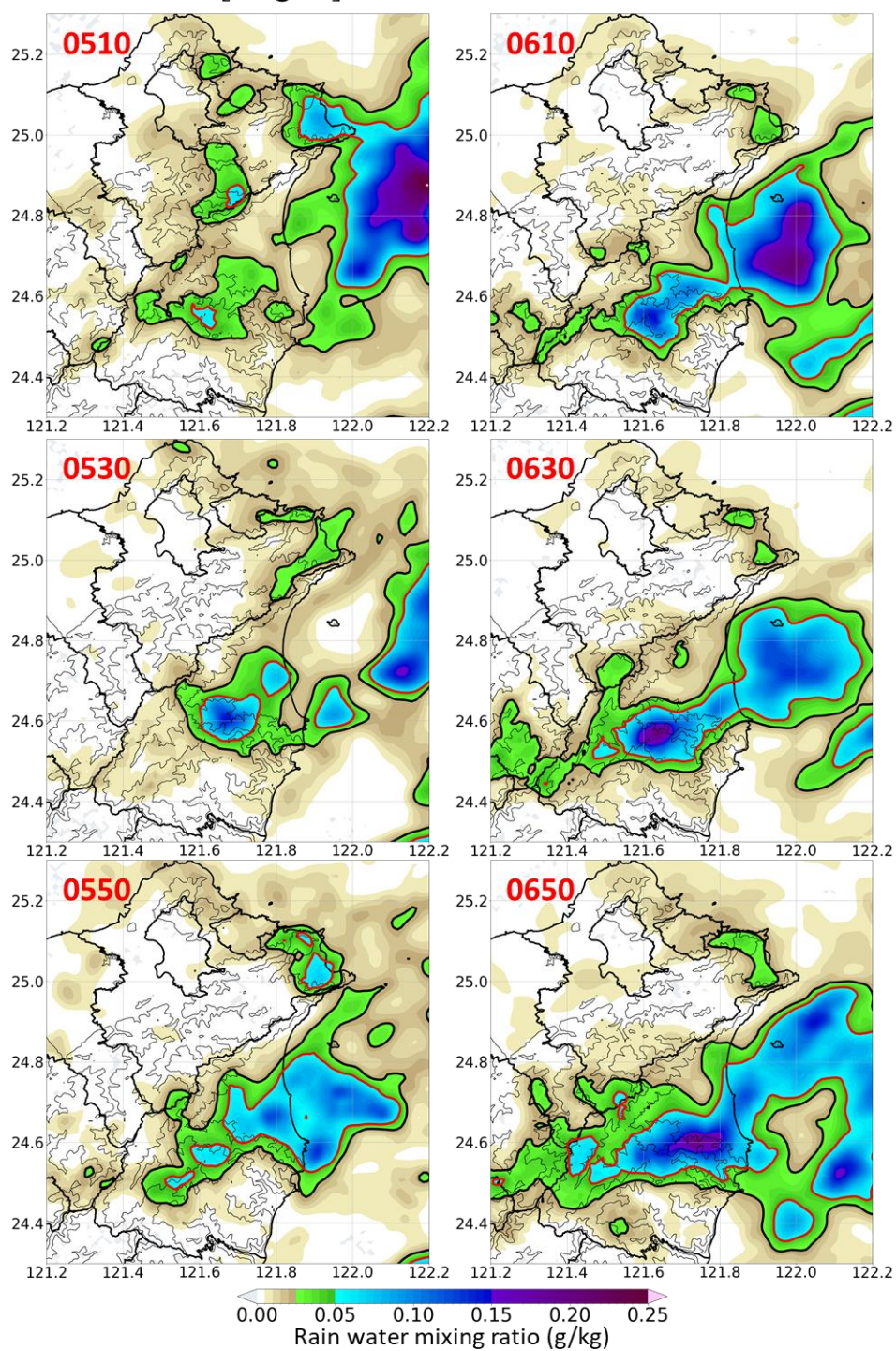


圖 5-2 第二階段沿地形(TrFw, 250m)雨水混和比的時序圖。等值線說明同圖 5-1。

[Stage 3] Time: 0700 ~ 1000 UTC

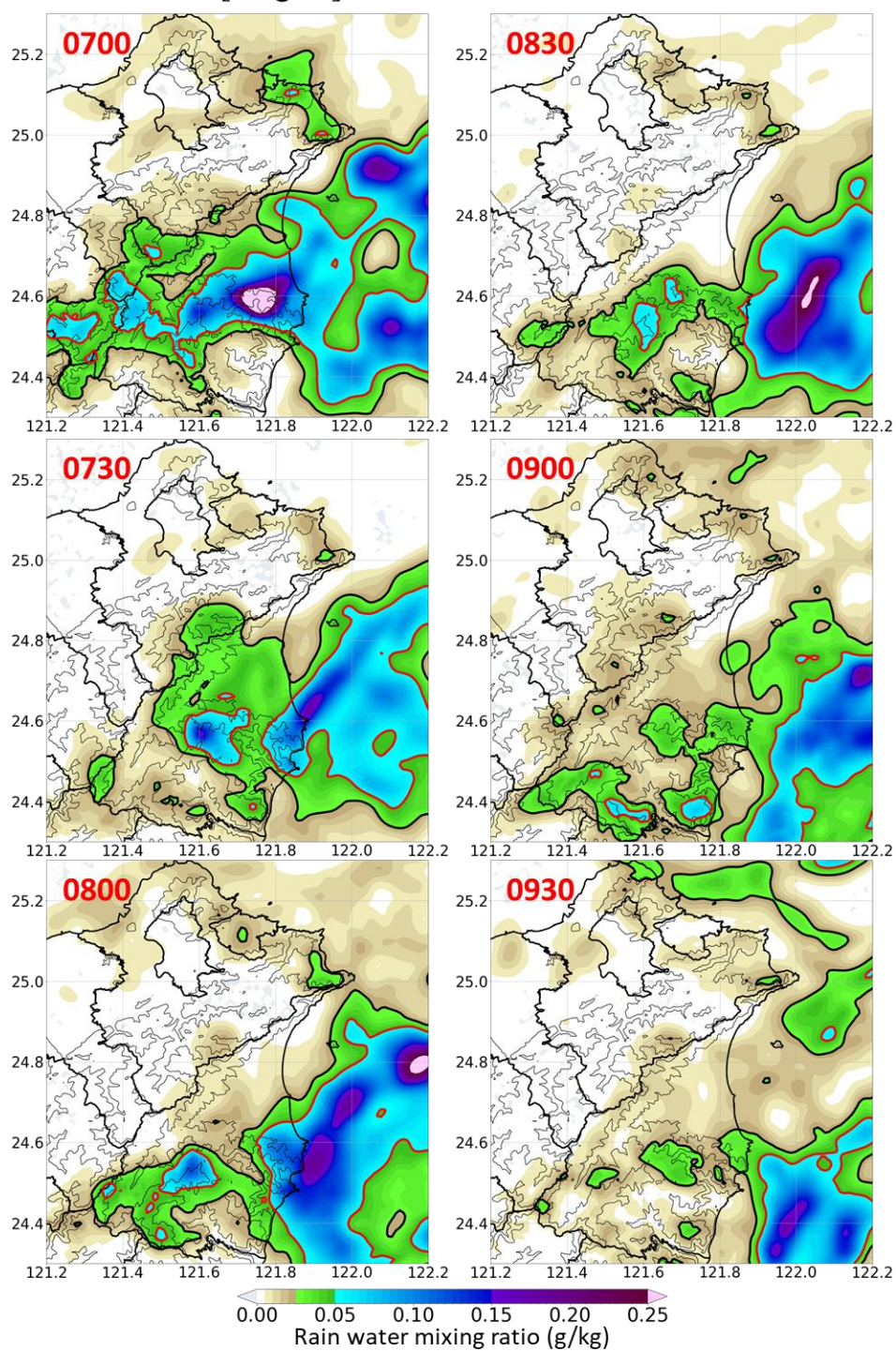


圖 5-3 第三階段沿地形(TrFw, 250m)雨水混和比的時序圖。等值線說明同圖 5-1。

[Stage 4] Time: 1000 ~ 1100 UTC

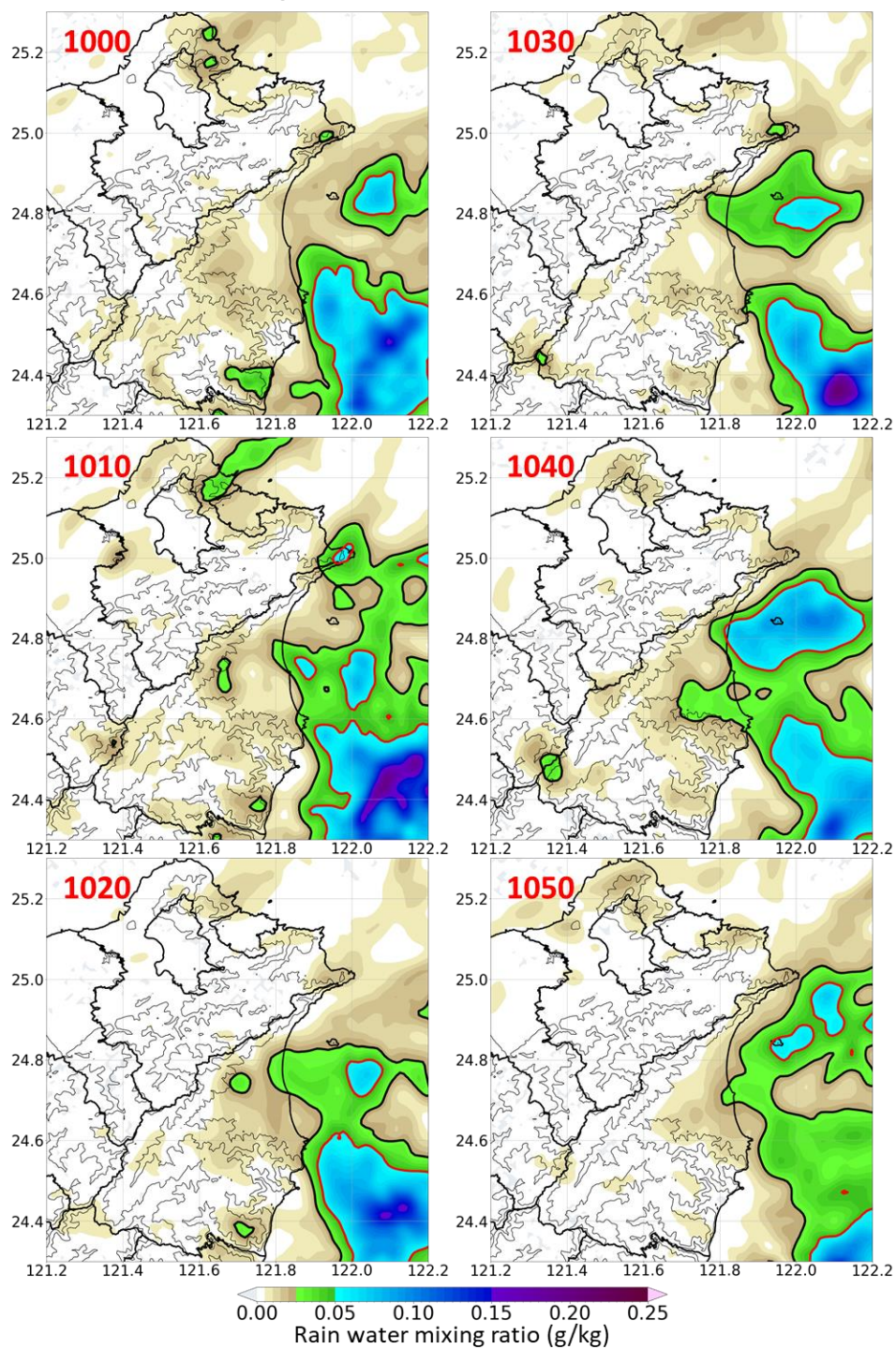


圖 5-4 第三階段沿地形(TrFw, 250m)雨水混和比的時序圖。等值線說明同圖 5-1。

[Stage 1] Time: 0400 ~ 0500 UTC

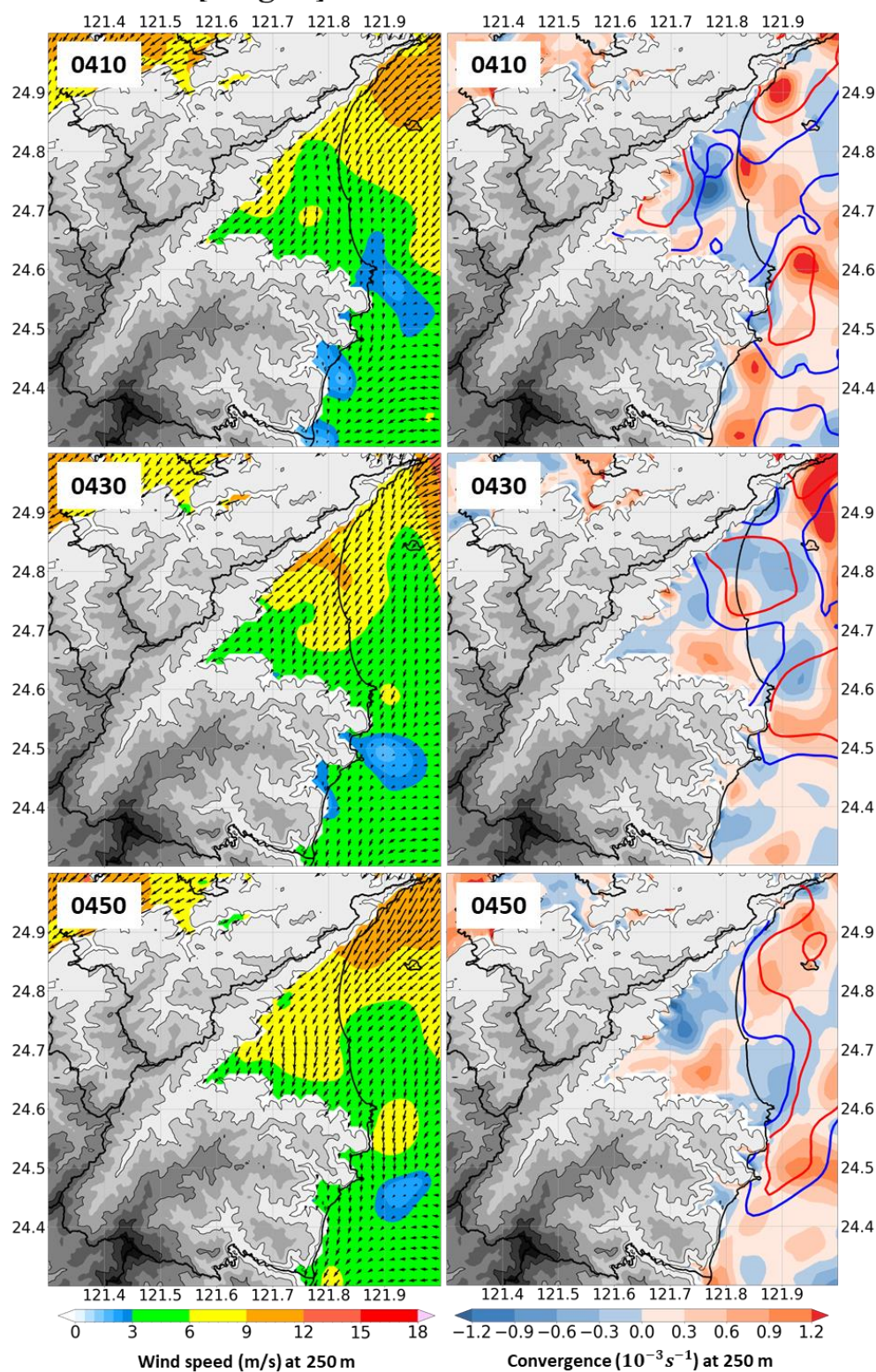


圖 5-5 階段一 250 公尺水平風場與輻合場，挑選 0410、0430 與 0450 UTC 代表，其中輻合場的粗藍、粗紅等值線，分別代表 0.025 、 0.05 g kg^{-1} 雨水混和比。

[Stage 1] Time: 0400 ~ 0500 UTC

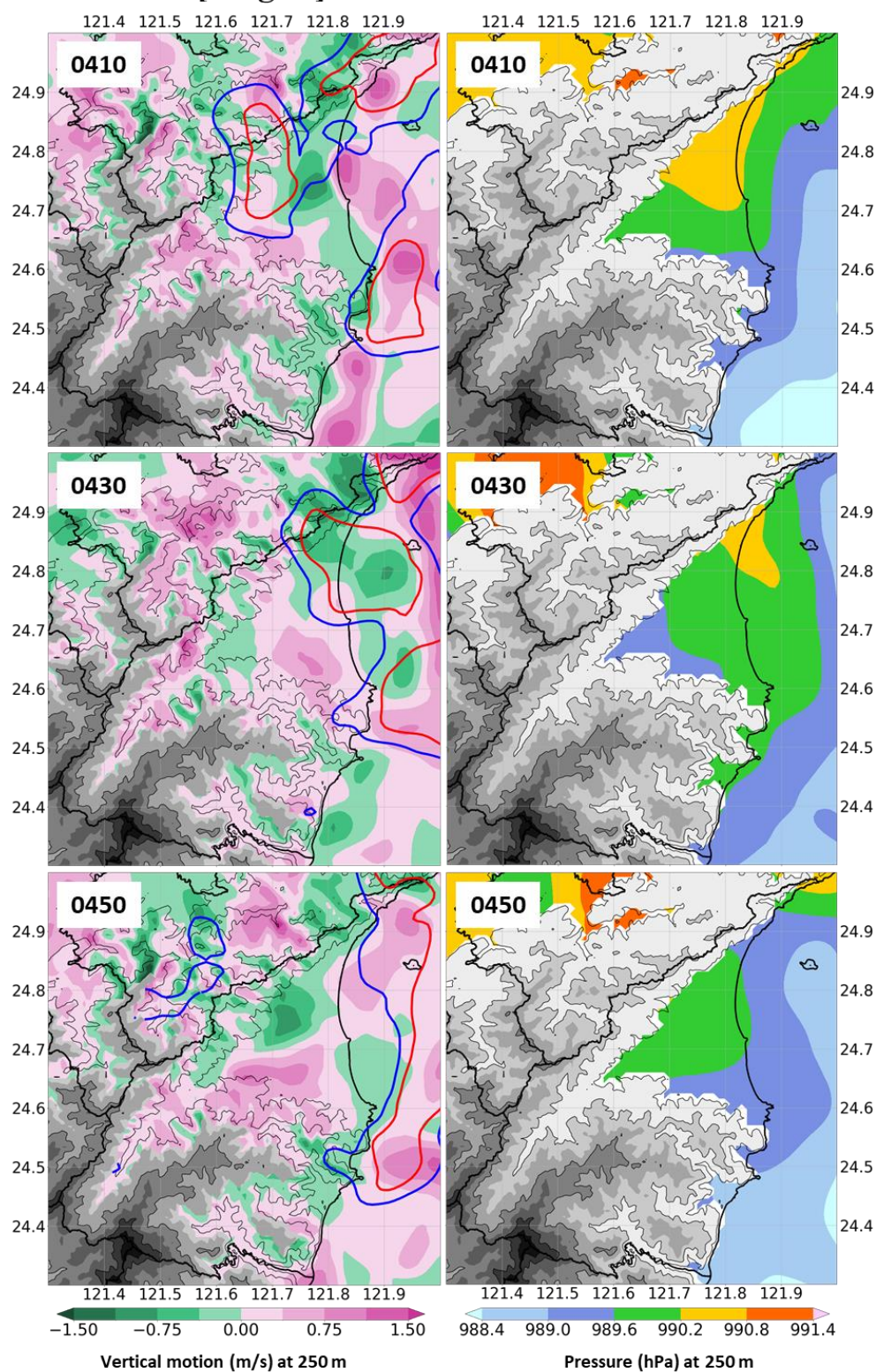


圖 5-6 階段一 1250 公尺垂直運動與 250 公尺氣壓場，挑選 0410、0430 與 0450 UTC 代表，其中垂直運動場的粗藍、粗紅等值線，各為 0.025 、 0.05 g kg^{-1} 雨水混和比。

[Stage 2] Time: 0500 ~ 0700 UTC

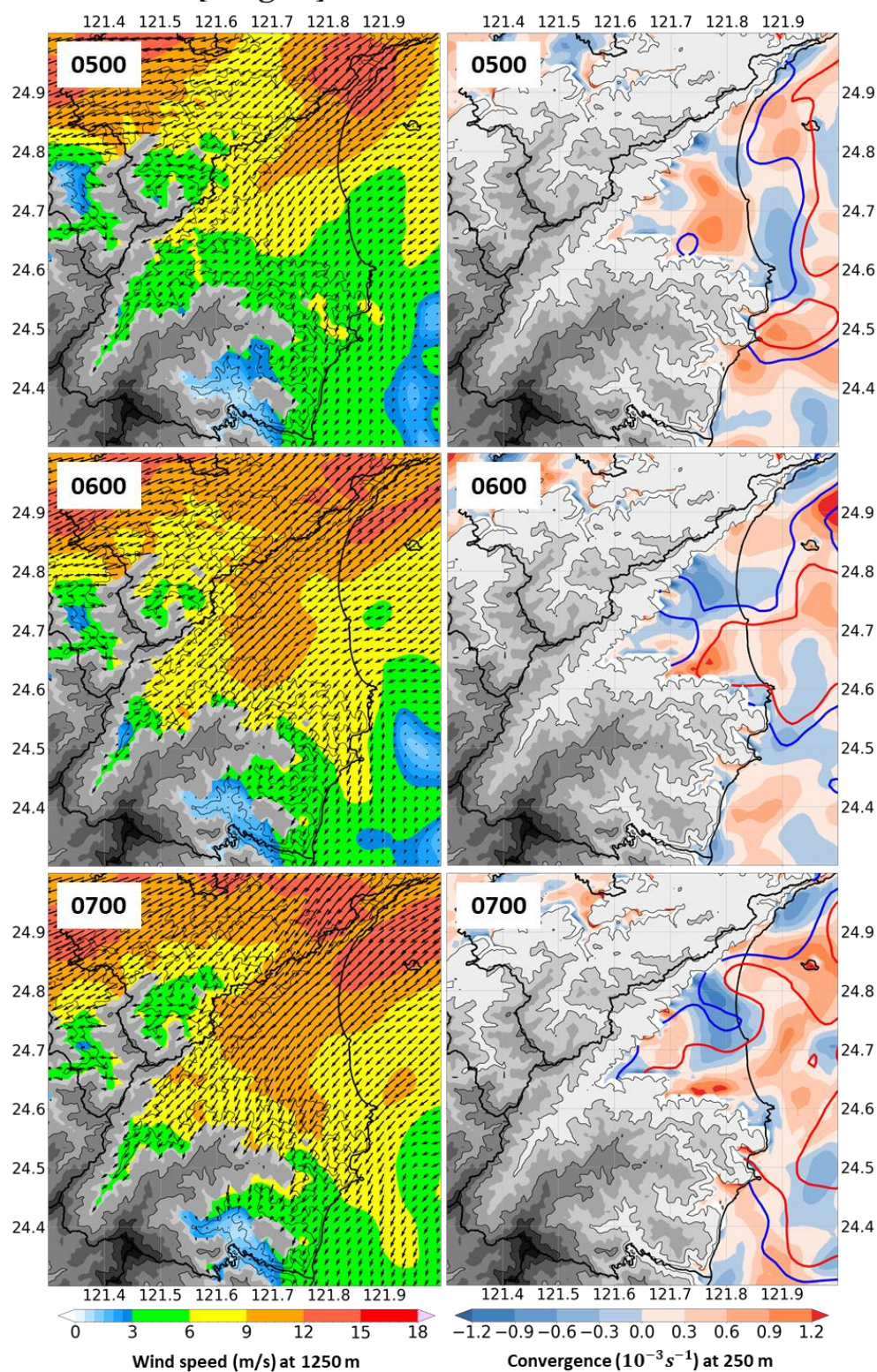


圖 5-7 階段二 1250 公尺水平風場與 250 公尺輻合場，挑選 0500、0600 與 0700 UTC 代表，其中輻合場粗藍、粗紅等值線，各為 0.025 、 0.05 g kg^{-1} 雨水混和比。

[Stage 2] Time: 0500 ~ 0700 UTC

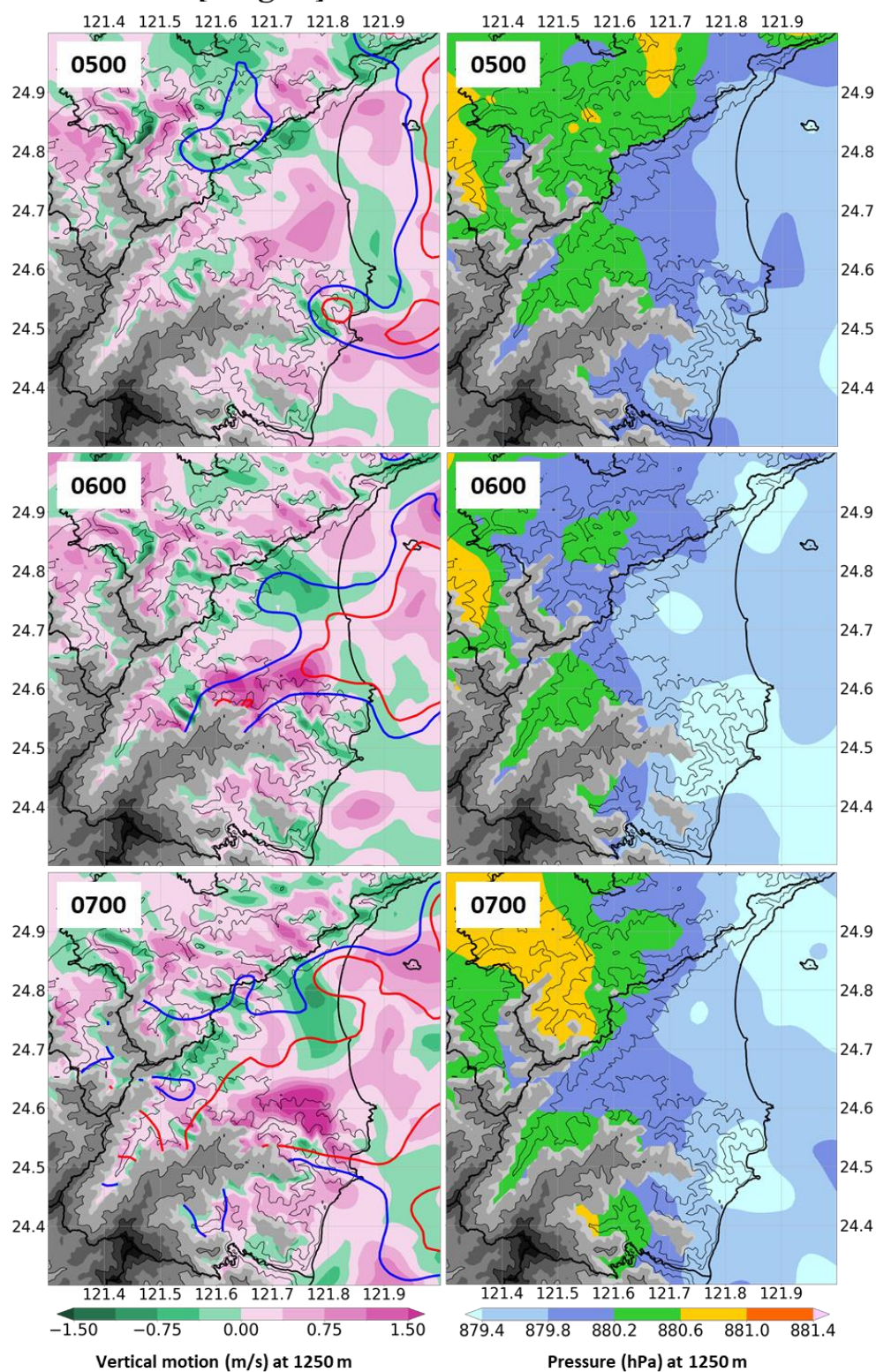


圖 5-8 階段二 1250 公尺垂直運動與氣壓場，挑選 0500、0600 與 0700 UTC 代表，其中垂直運動場的粗藍、粗紅等值線，各為 0.025、0.05 g kg⁻¹ 雨水混和比。

[Stage 2] Time: 0500 ~ 0700 UTC

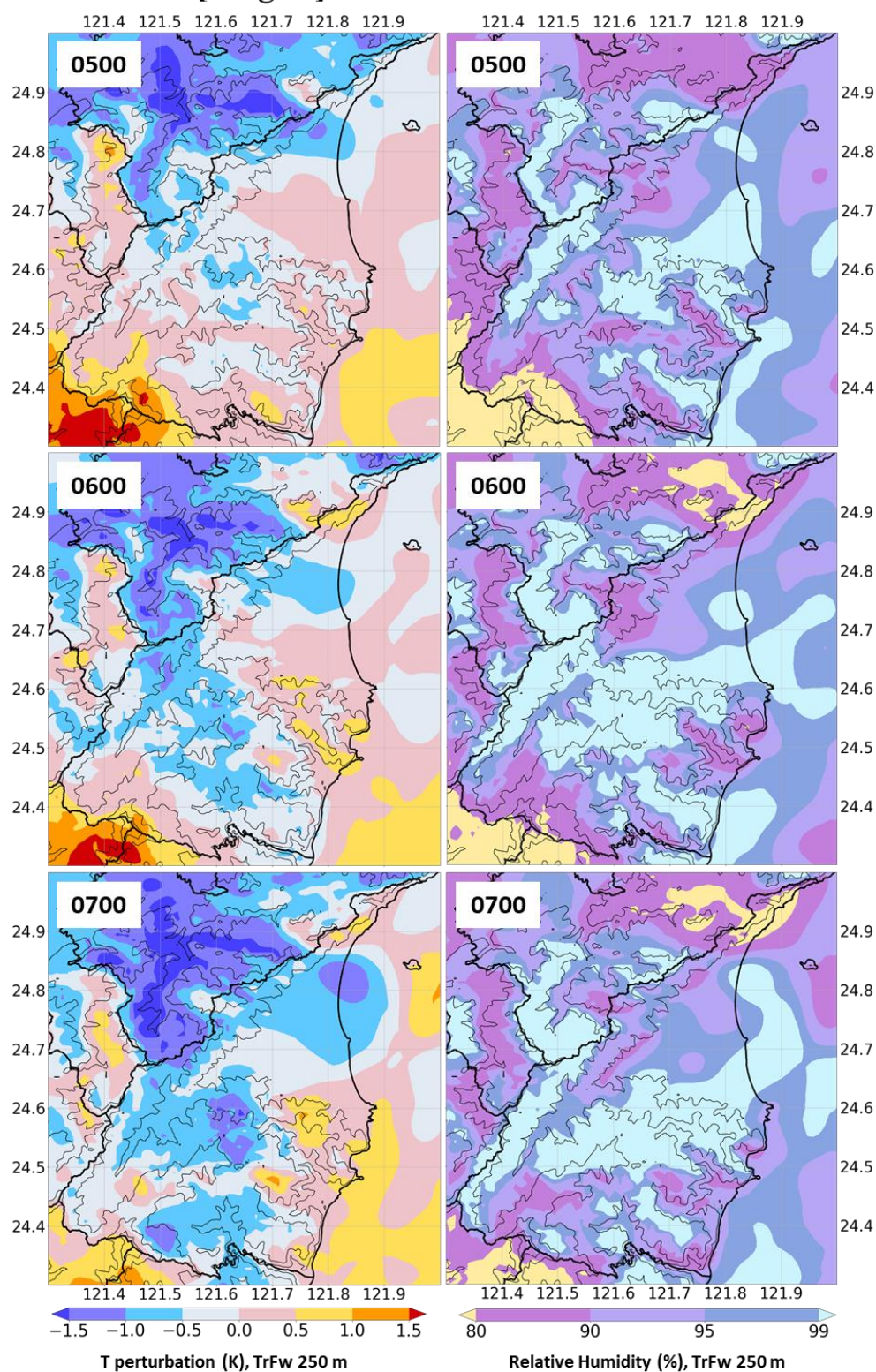


圖 5-9 階段二沿地形 (TrFw) 250 公尺溫度擾動與相對濕度場，挑選 0500、0600 與 0700 UTC 代表。

[Stage 3] Time: 0700 ~ 1000 UTC

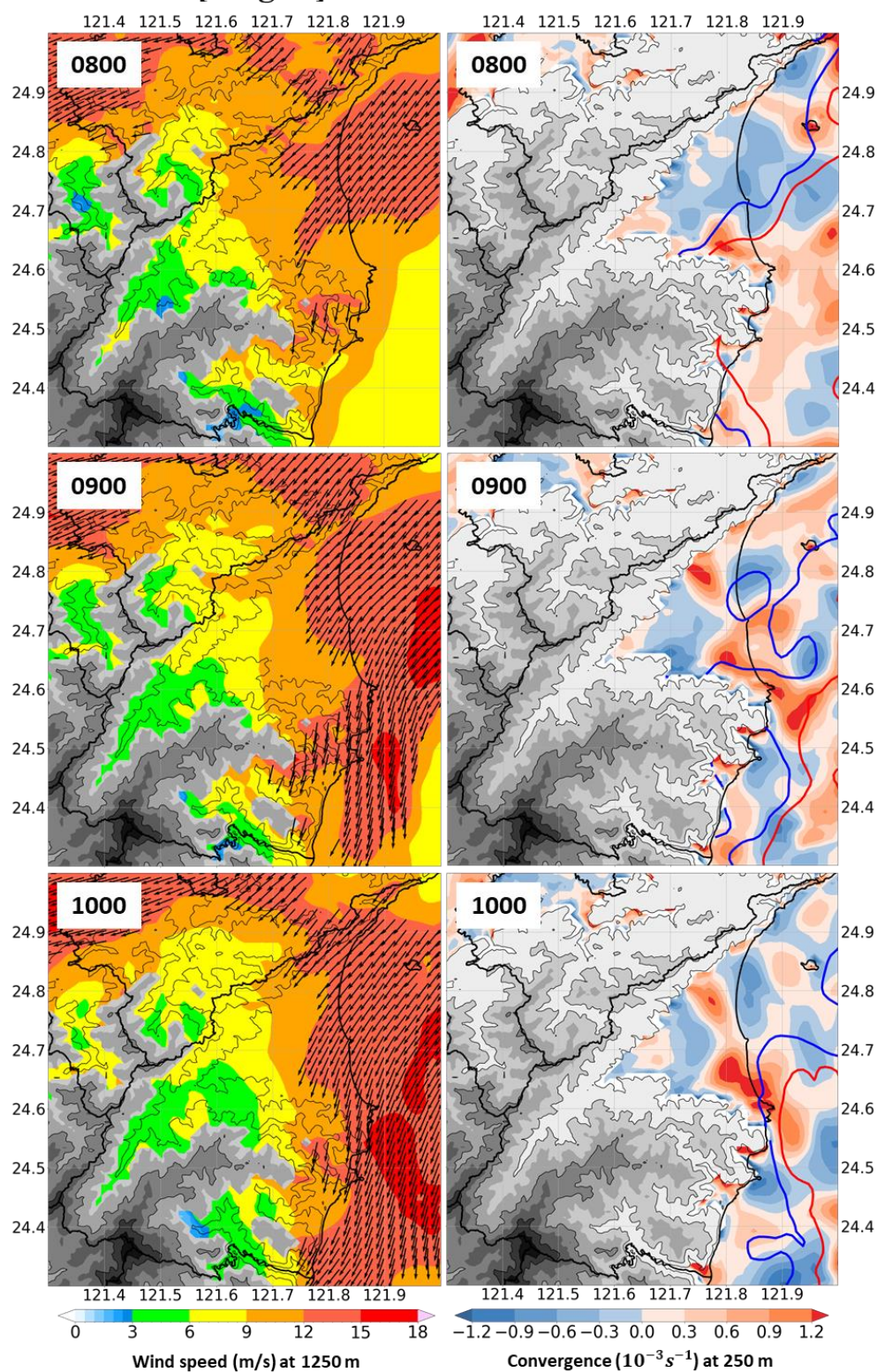


圖 5-10 階段三 1250 公尺水平風場與 250 公尺輻合場，挑選 0800、0900 與 1000 UTC 代表，其中輻合場粗藍、粗紅等值線，各為 0.025 、 0.05 g kg^{-1} 雨水混和比。

[Stage 3] Time: 0700 ~ 1000 UTC

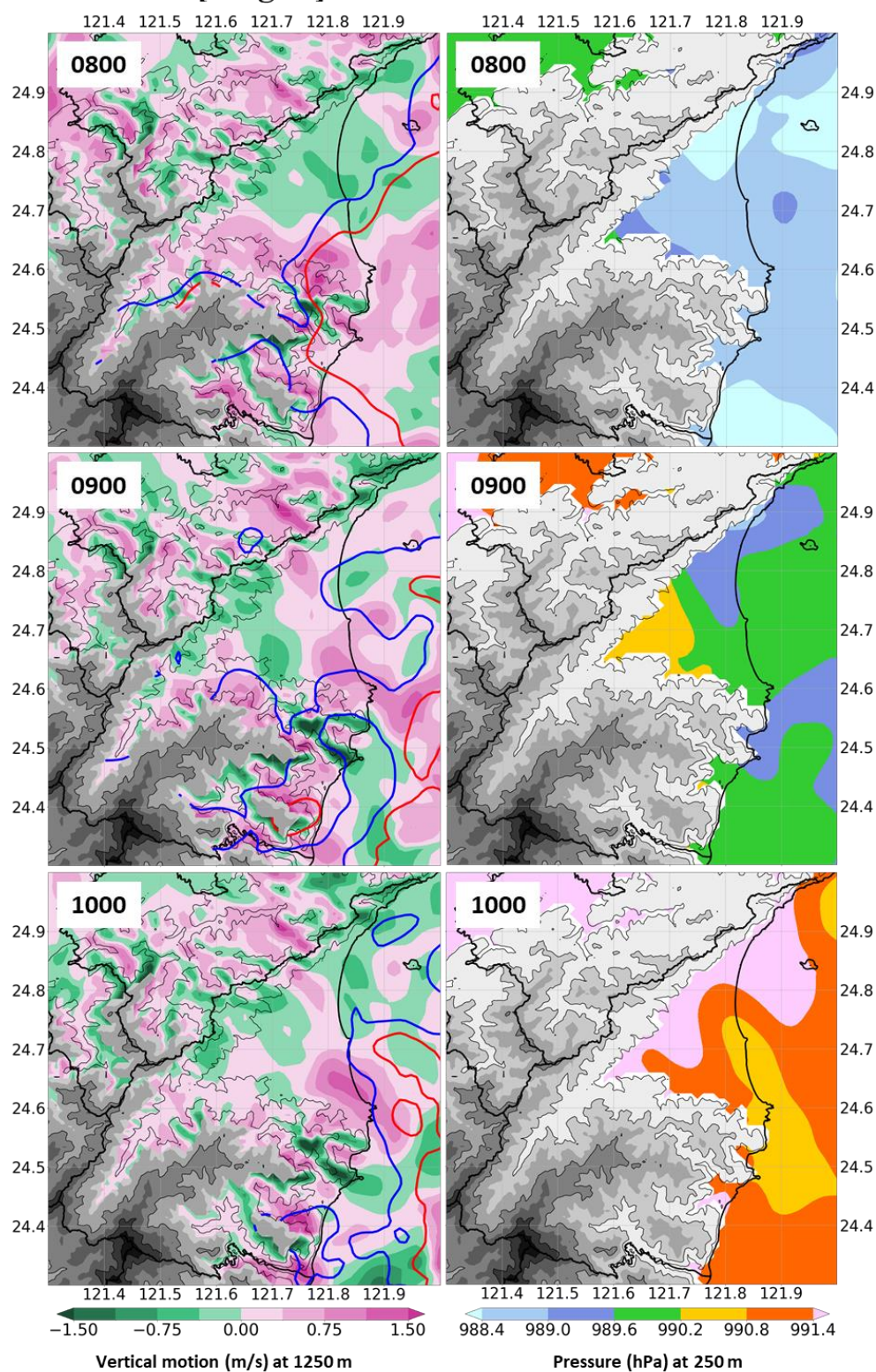


圖 5-11 階段三 1250 公尺垂直運動與 250 公尺氣壓場，挑選 0800、0900 與 1000 UTC 代表，其中垂直運動場的粗藍、粗紅等值線，各為 0.025、0.05 g kg⁻¹ 雨水混和比。

[Stage 3] Time: 0700 ~ 1000 UTC

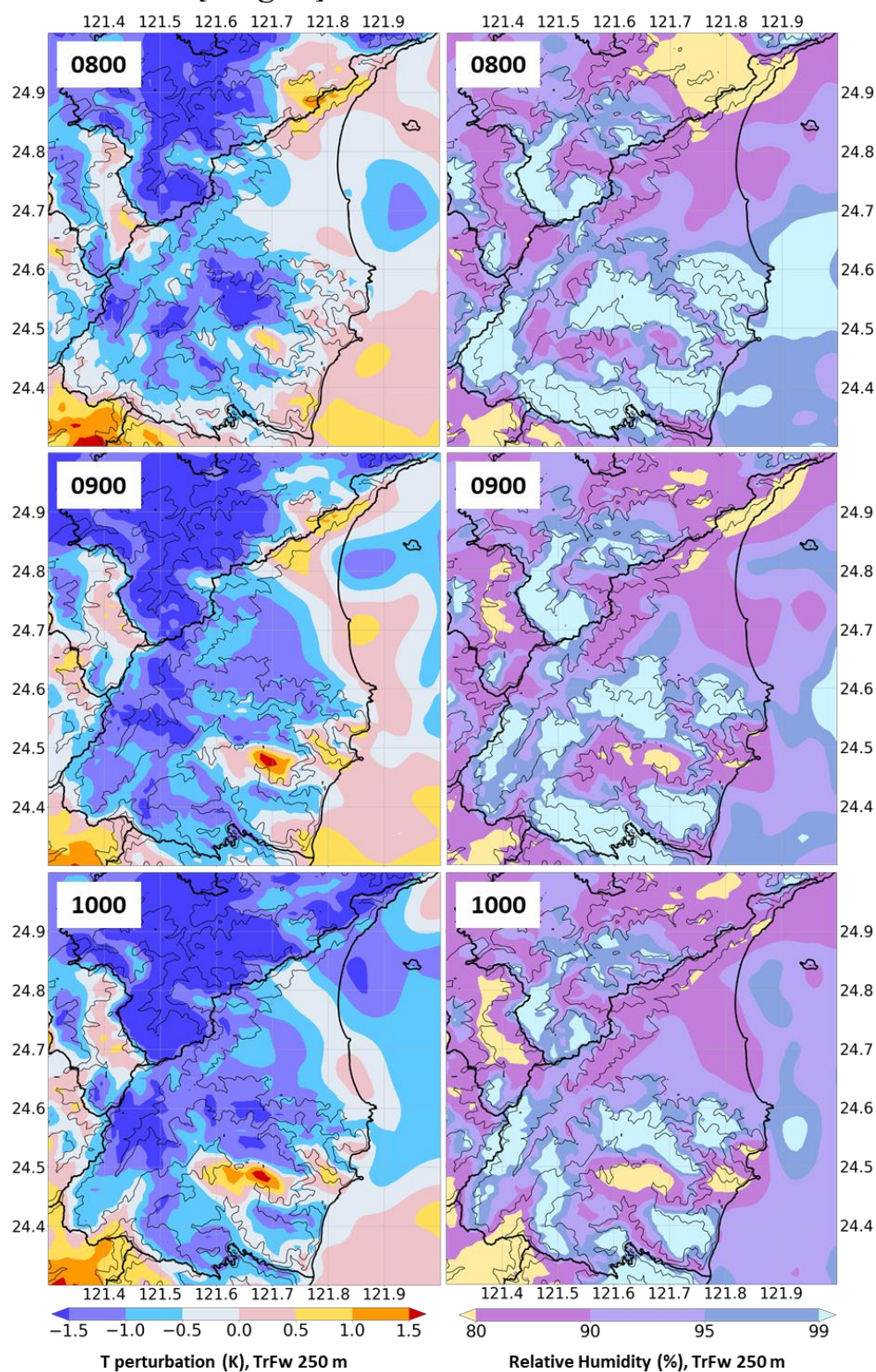


圖 5-12 階段三沿地形 (TrFw) 250 公尺溫度擾動與相對濕度場，挑選 0800、0900 與 1000 UTC 代表。

[Stage 4] Time: 1000 ~ 1100 UTC

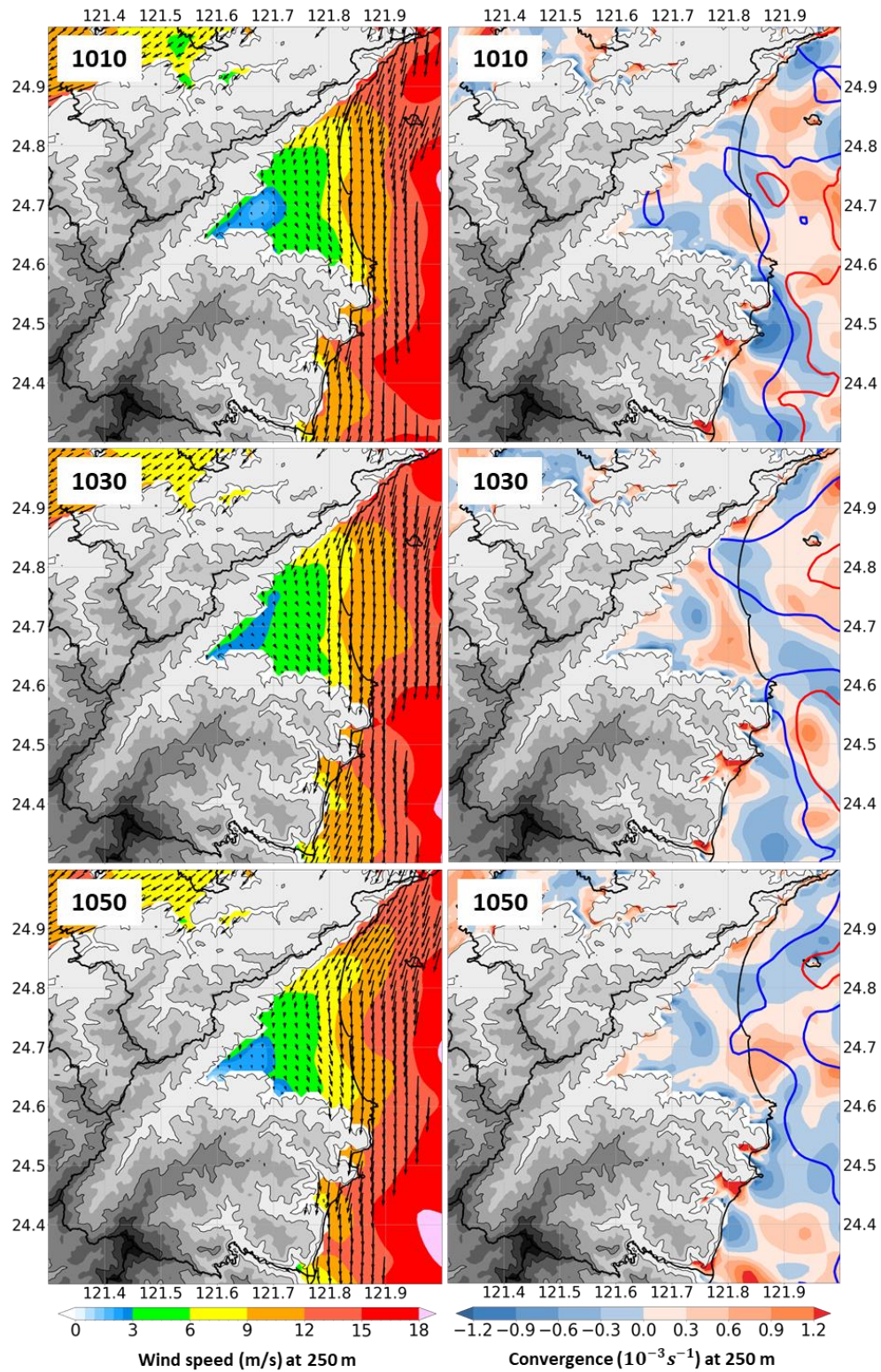


圖 5-13 階段四 250 公尺水平風場與輻合場，挑選 1010、1030 與 1050 UTC 代表，其中輻合場的粗藍、粗紅等值線，各為 0.025 、 0.05 g kg^{-1} 雨水混和比。

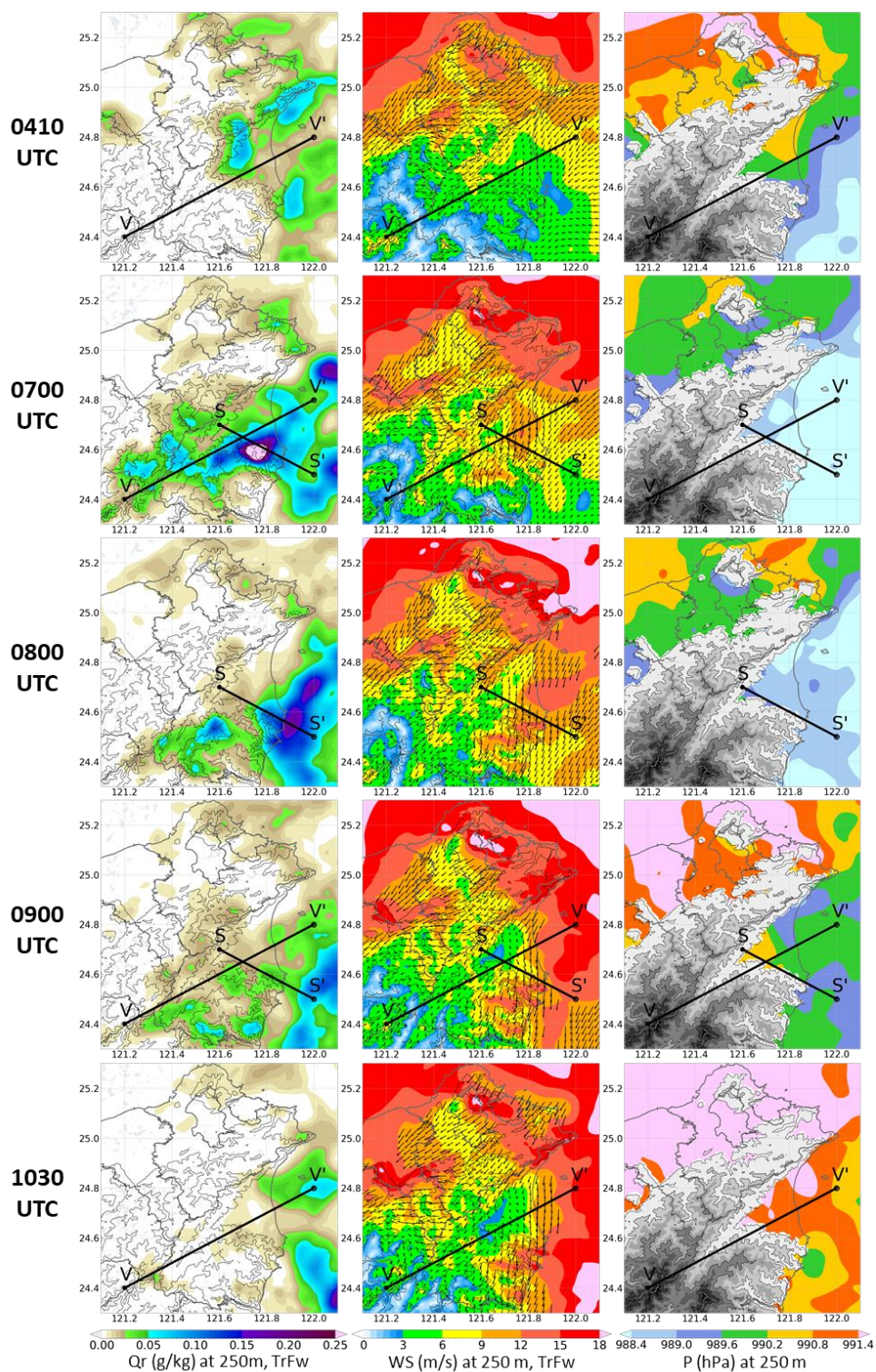


圖 5-14 垂直剖面分析之剖線示意圖，搭配沿地形 250 公尺的雨水混和比、風場以及 250 公尺等高面氣壓場。谷線 (V-V') 分析時間：0410、0700、0900 與 1030 UTC。南線 (S-S') 分析時間：0700、0800 與 0900 UTC。

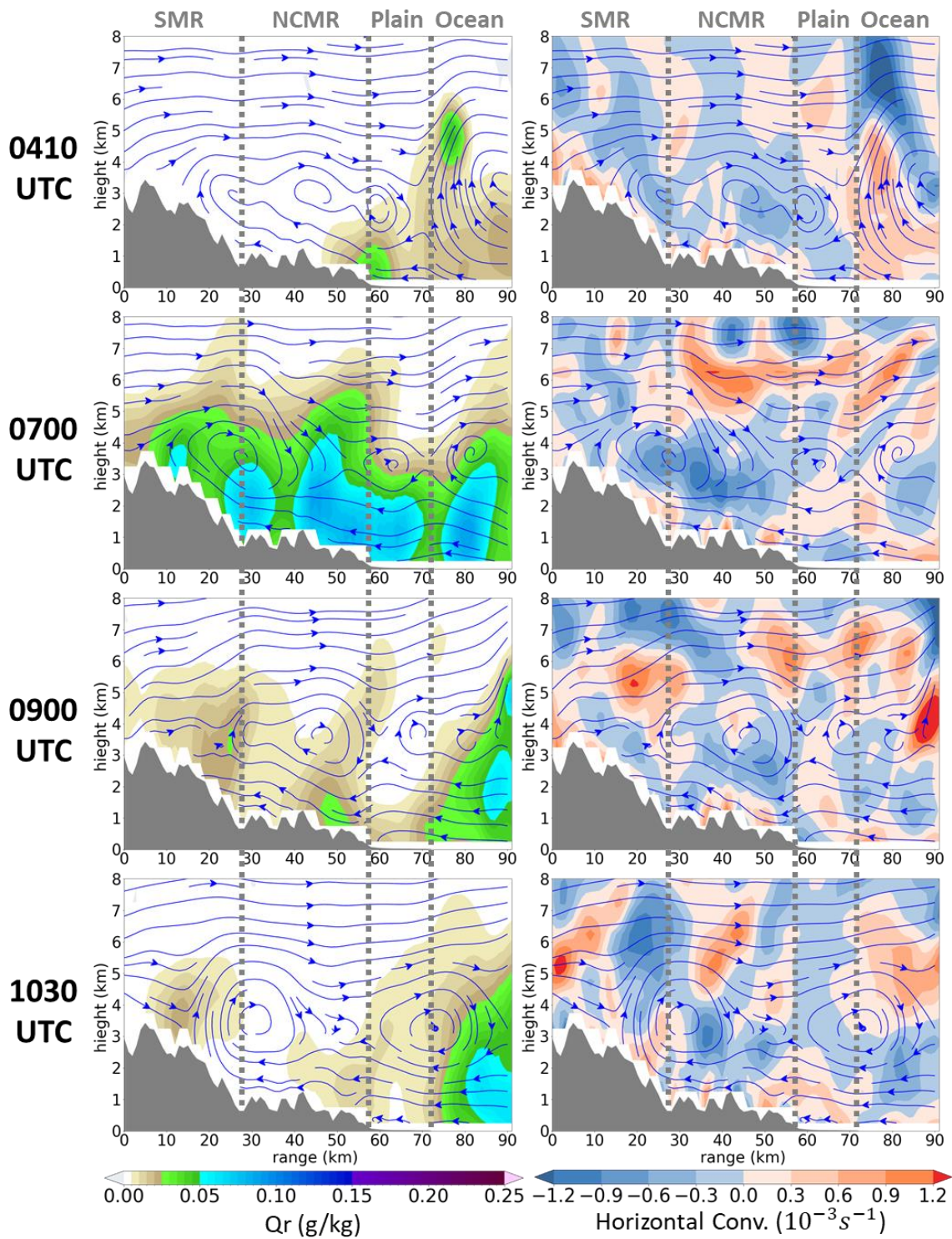


圖 5-15 沿谷線 (V-V') 之雨水混和比分布、流線場與水平輻合場。

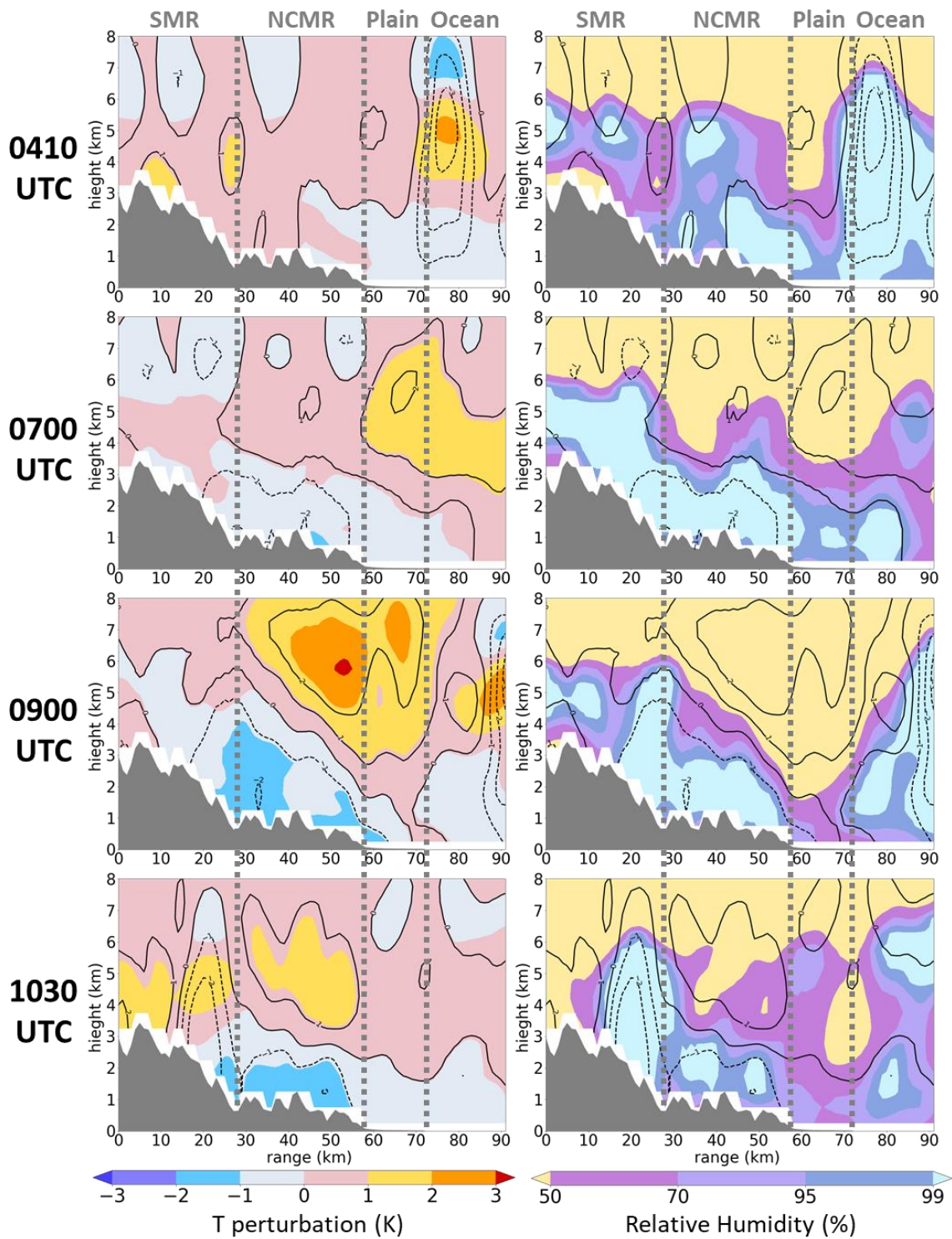


圖 5-16 沿谷線之水平溫度擾動、液態水位溫擾動（等值線）與相對濕度場。

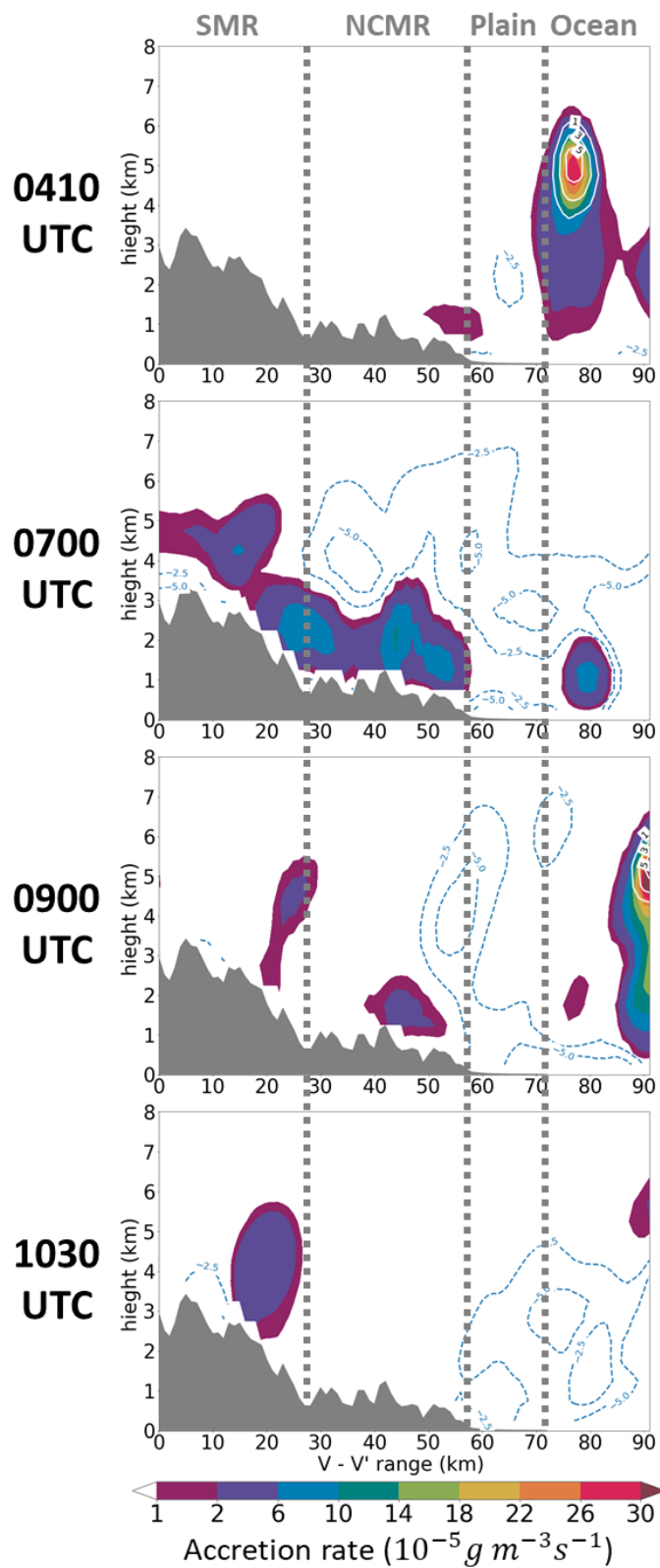


圖 5-17 沿谷線之微物理場。色塊為碰併項 (R_c , $10^{-5} g m^{-3} s^{-1}$)，白實等值線為自轉換項 (R_a , $10^{-4} g m^{-3} s^{-1}$)，藍虛等值線為蒸發項 (R_e , $10^{-6} g m^{-3} s^{-1}$)。

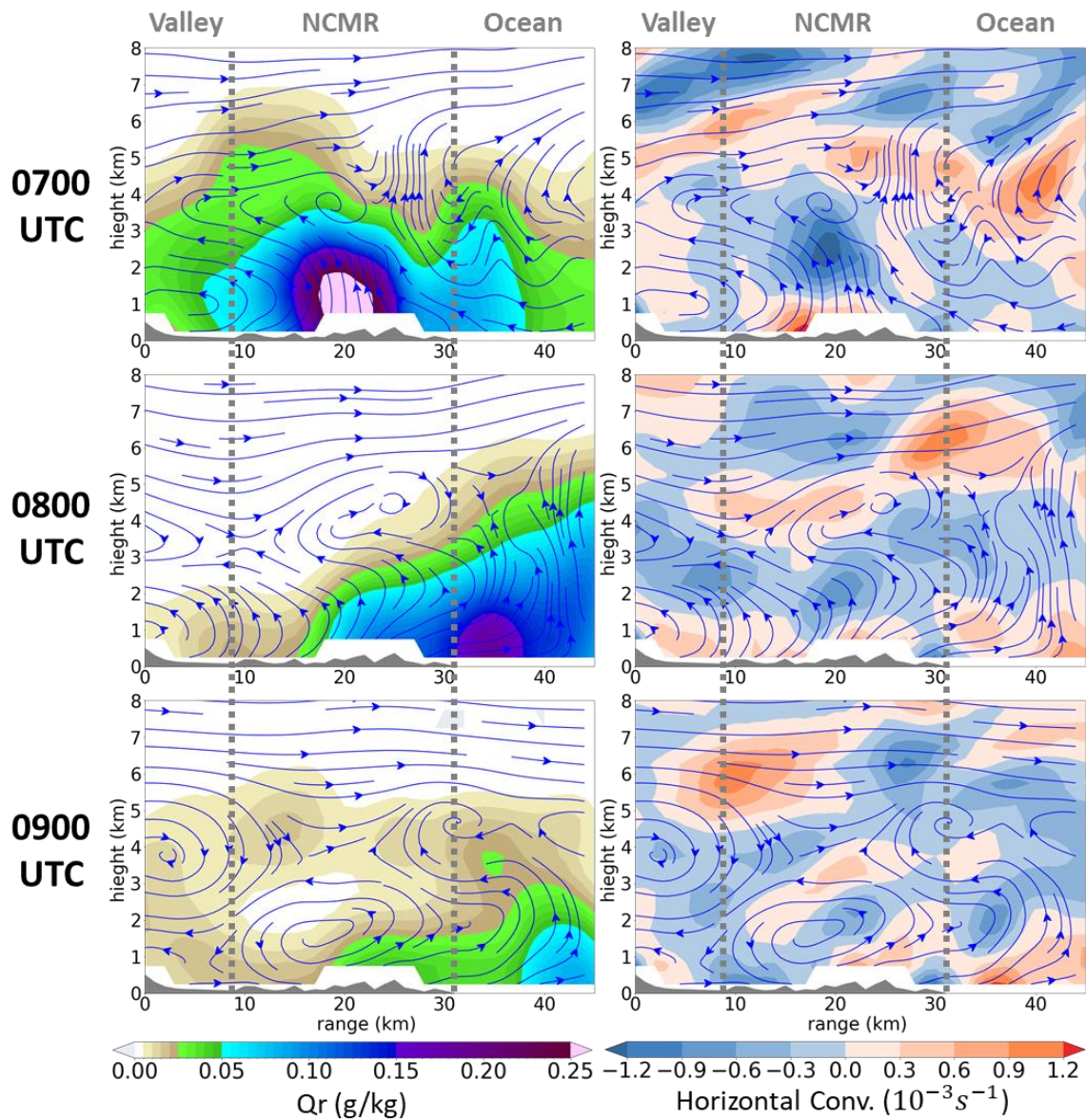


圖 5-18 沿南線 (S-S') 之雨水混和比分布、流線場與水平輻合場。

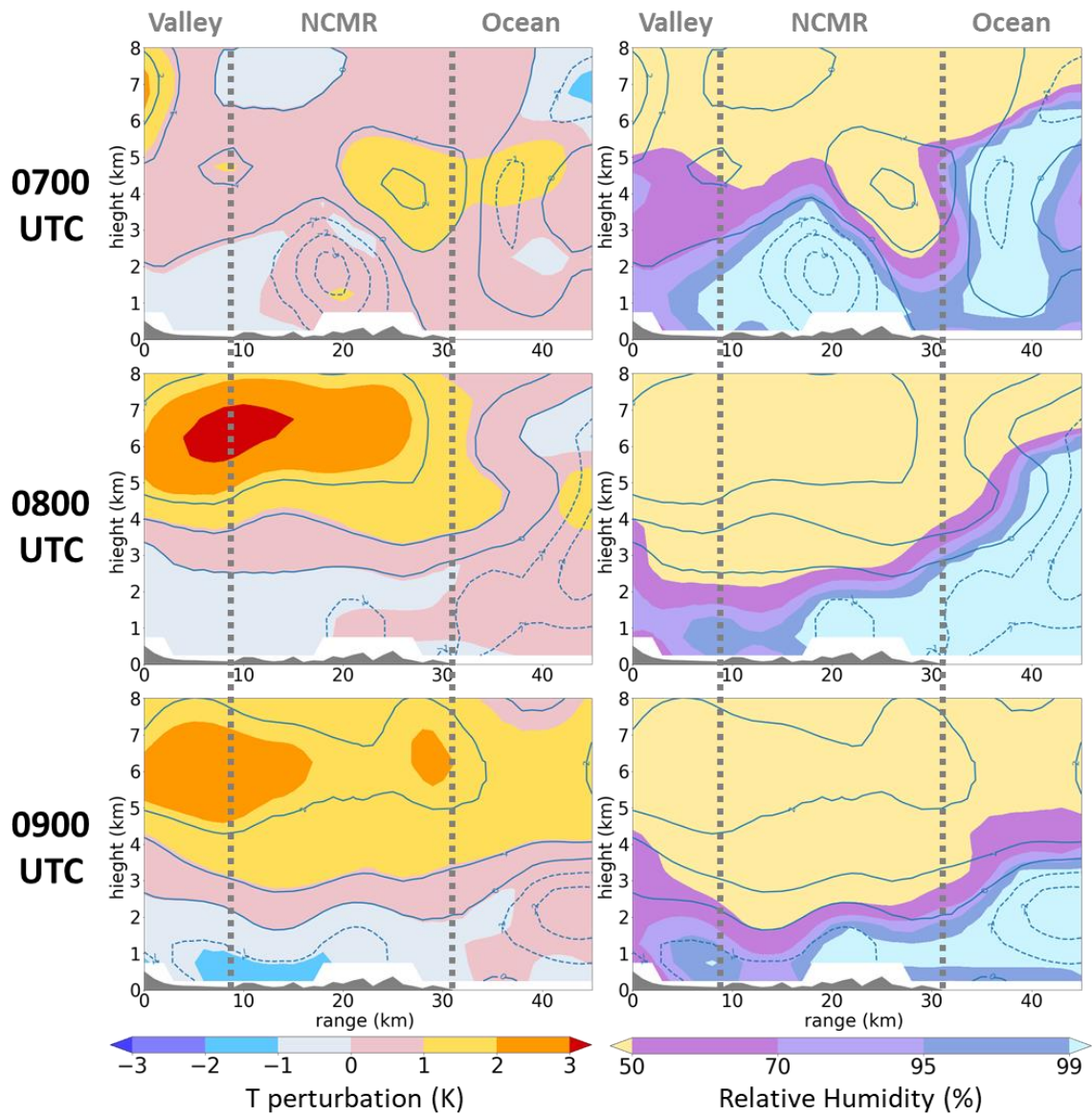


圖 5-19 沿南線之水平溫度擾動、液態水位溫擾動（等值線）與相對濕度場。

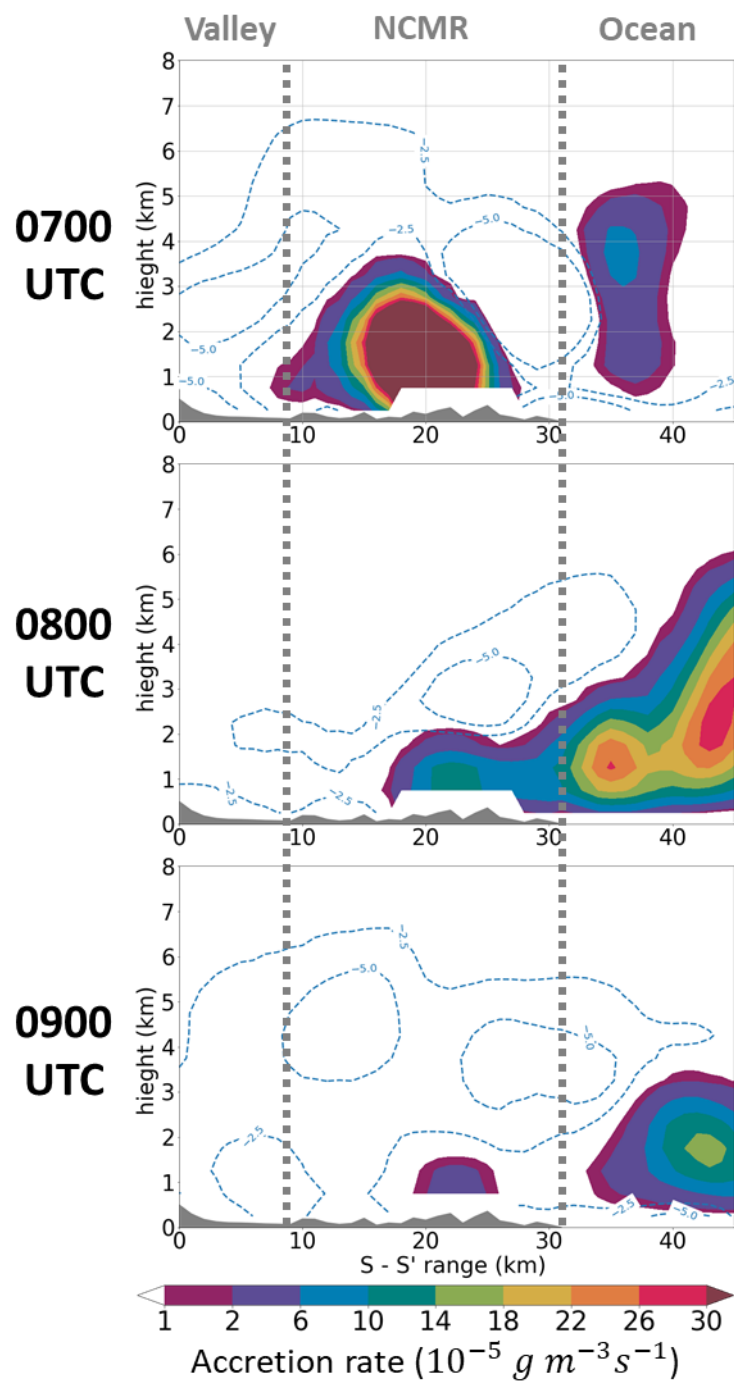


圖 5-20 沿南線之微物理場。繪圖設定同圖 5-17。

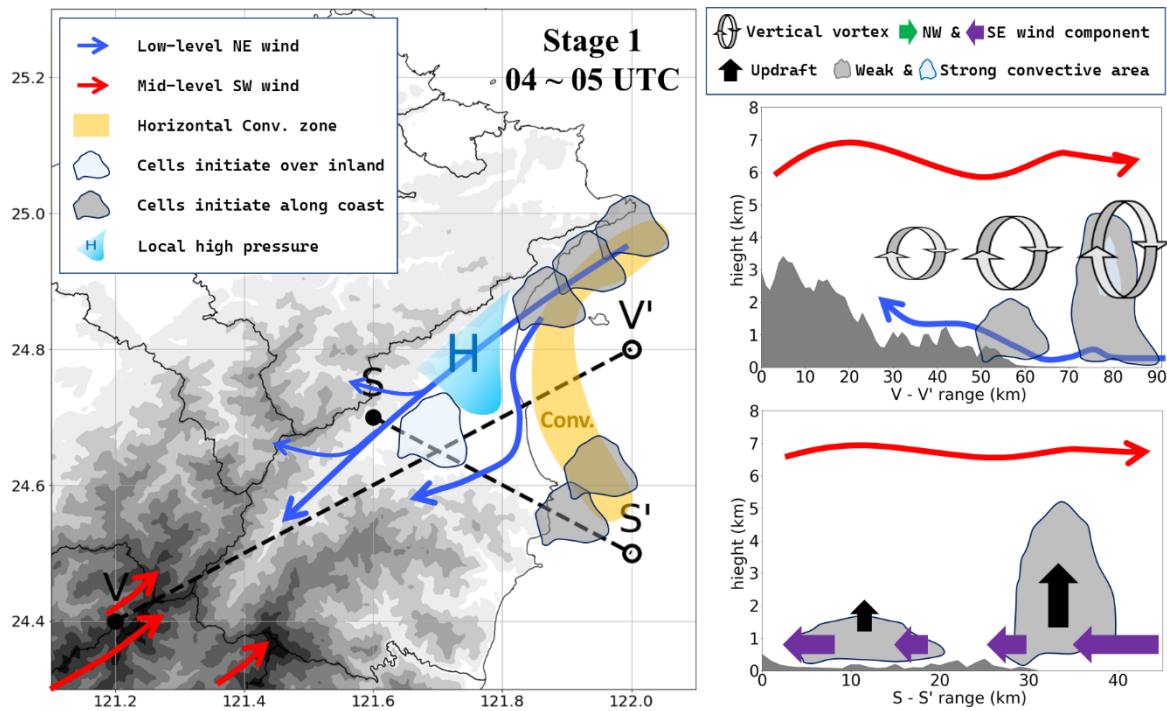


圖 6-1 階段一降雨概念模型。藍色漸層帶有 H 字樣為局地高壓區，紅藍細箭頭各表示為盛行東北風與中層西南風，黃底區域示意水平輻合帶。白雲在水平面上代表分布於內陸的降雨系統，在垂直剖面上代表淺對流區域。灰雲在水平面上代表沿海岸系統，在垂直剖面上代表層狀降水區。粗綠箭頭為沿南線（S-S'）上的西北分量，粗紫箭頭為沿南線上的東南分量，粗黑箭頭表示受輻合抬升作用。

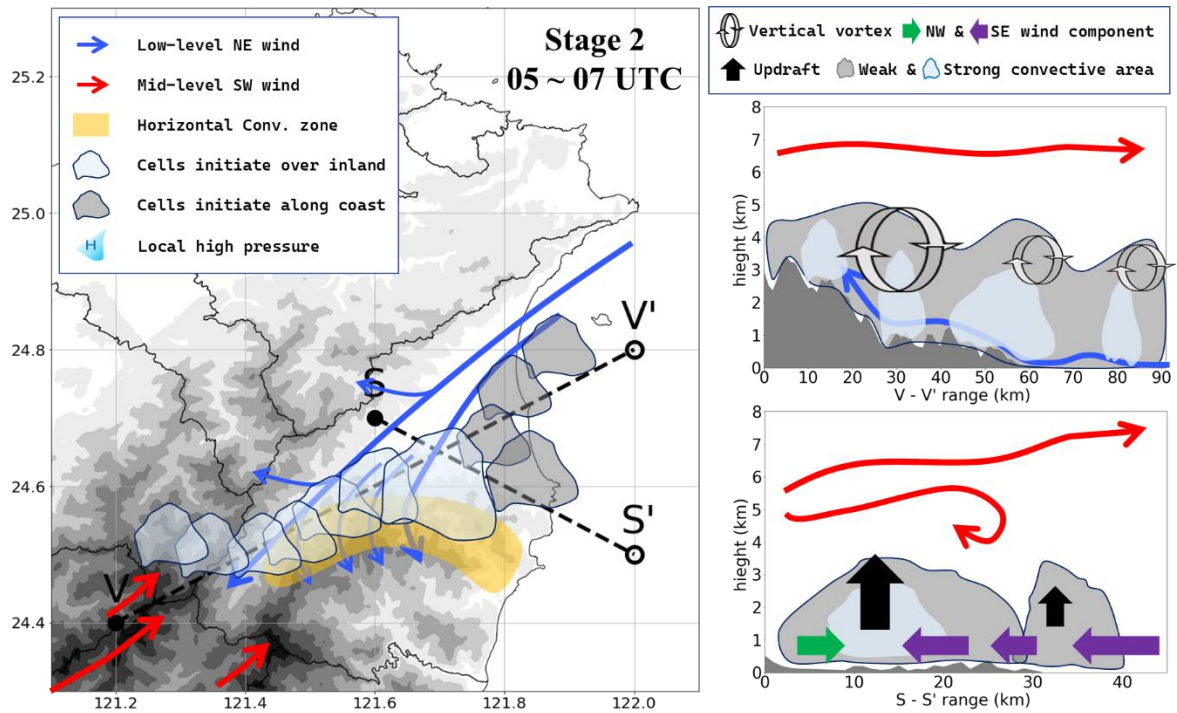


圖 6-2 階段二降雨概念模型，圖例同圖 6-1。

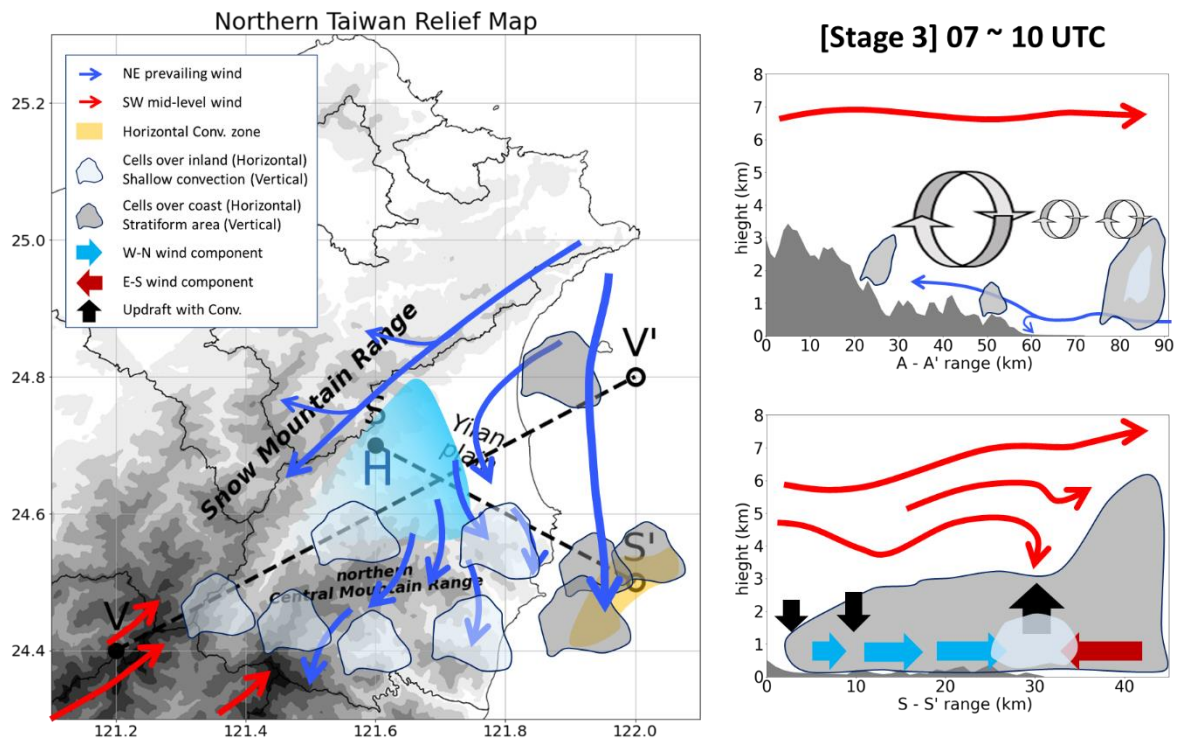


圖 6-3 階段三降雨概念模型，圖例同圖 6-1。

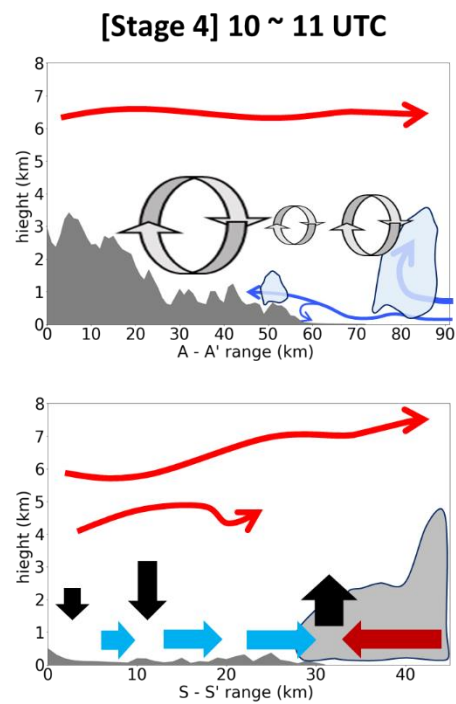
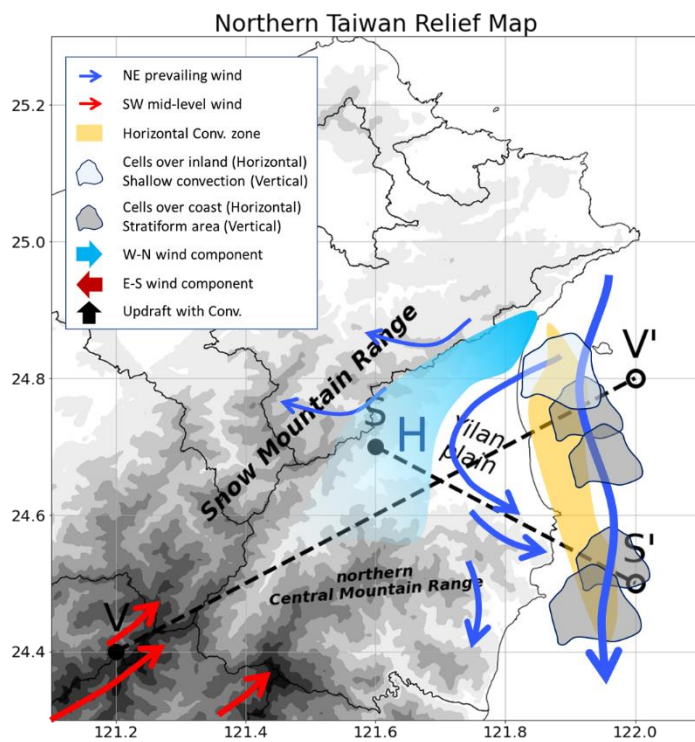


圖 6-4 階段四降雨概念模型，圖例同圖 6-1。

附錄

A. 雷達資料品管

在同化雷達資料之前，需事先對雷達資料進行品質管控（QC, Quality control），由於雷達規格及其掃描策略各有差異，在此會針對各類雷達的資料情況予以客製處理。另外，在 IBM_VDRAS 中只需用到雷達回波與徑向風觀測，故具有雙偏極化參數的雷達僅拿來協助 QC 過程中使用。品管詳細流程可參見表 A-1，主要處理的面向如下列：

✓ 移除地形遮蔽之回波（TRE, remove by terrain height）

✓ 非氣象訊號雜訊濾除（NRE, noise remove）

非雙偏極化之雷達在處理此步驟時，只能藉由徑向風（VR）、回波（DZ）與波譜寬（SW）的門檻來進行濾除；若為雙偏極化雷達則可再使用水相粒子相關係數 ρ_{HV} 或相位變化 Φ_{DP} 進一步濾除。

✓ 系統偏差修正與衰減修正（SAC, system bias & attenuation correction）

僅雙偏極化雷達可選用此步驟，修正整體的系統偏差和衰減效應所產生的回波值低估。

✓ 徑向風去折疊（VUD, radial velocity unfolding）

當實際風速量值過大時，雷達所觀測的徑向風會有折錯（folding）的情形，在空間上會出現不連續的值域分布，並以此特徵來去折疊。

✓ 空間平滑處理（NPA, smooth by nine points average）

使用九點平均來減緩空間上的不連續程度。

上述這些功能皆使用國立中央大學大氣科學系雷達實驗室所開發之「氣象雷達資料編修軟體（Rakit）」來完成。

表 A-1 雷達資料品管流程與係數門檻設定。

RCWF						
1. TRE	2. NRE	3. SAC	4. VUD			
By terrain height	[Remove] $\rho_{HV} < 0.7$ and $Std(\Phi_{DP}) > 20$	[Sys. Bias Corr.] $Z_{HH} = -1.892$ [Attenuation Corr.] $\alpha = 0.0197$ $\beta = 0.0023$	Space continues			
RCHL						
1. TRE	2. NRE	3. VUD				
By terrain height	[Sea clutter remove] $ VR < 15$ & $ZH < 20$ [Keep] $SW = 1\sim 8$	Space continues				
RCSL						
1. TRE	2. NRE	3. VUD	4. ZCR			
By terrain height	[Remove] $\rho_{HV} < 0.7$ and $Std(\Phi_{DP}) > 20$	Space continues	ZH Abnormal circle removes			
TEAM-R						
1. CDA	2. TRE	3. NRE	4. SAC	5. VUD	6. VZF	
Corr. data arrange	By terrain height	[Remove] $\rho_{HV} < 0.7$ & $Std(\Phi_{DP}) > 20$	[Sys. Bias Corr.] $Z_{HH} = -5.8$ [Atten. Corr.] $\alpha = 0.264$ $\beta = 0.0023$	Space continues	VR & ZH filter	
NTU X-Pol						
1. TRE	2. NRE-I	3. VUD	4. R2P	5. VZF	6. NRE-II	7. NPA
By terrain height	[Remove] $\rho_{HV} < 0.7$ $ VR < 2$ & $ZH > 40$ [Keep] $SW = 1\sim 8$	Space continues	RHI to PPI	VR & ZH filter	[Remove] $\rho_{HV} < 0.85$ $ VR < 2$ & $ZH > 40$	[Smooth] Nine points avg.
〈網底說明〉						
淺灰網底之步驟，表示以 Rakit 之內建選項完成						
深灰網底之步驟，表示以 Python 另外編寫程式完成						

另外，在表 A-1 的部分 QC 流程非屬常規，會以 Python 程式處理。在 RCSL 低仰角的回波反射率 (ZH) 存在異常環狀訊號 (如圖 A-1)，將予以移除。在 TEAM-R 的原始資料中，高仰角的掃描存在資料錯置的情況 (如圖 A-2)，故須透過經緯度資訊重新排列資料矩陣，避免繪圖或與空間有關的品管流程出問題。另外，在一般的雜訊濾除方法中，時常使用雙偏極化參數搭配特定門檻濾除，或是使用傳統方法透過特定的徑向風與回波值來濾除地形或海浪所造成的訊號，但對於 TEAM-R 與 NTU X-Pol 來說，即使使用既定的濾除方法，仍然會存留許多非氣象訊號，尤其在徑向風觀測上，時常出現雜點式的極端值 (如圖 A-3)，此時需計算局部區域 ($21\ gates \times 5\ rays$) 平均值，並與中心格點相減，若大於 $5ms^{-1}$ 的異常值則予以濾除，並用平均值填補，修正全部格點後，有回波場但無徑向風之格點亦會濾除 (VZF, VR & ZH filter)。

IBM_VDRAS 需使用 PPI (Plan position indicator) 掃描策略的雷達資料，但 NTU X-Pol 僅使用 RHI (Range Height indicator) 掃描，故需轉換資料格式，將 RHI 轉成 PPI (R2P, RHI to PPI)。由於無現成之套裝軟體可以使用，且必須建立在像是 NTU X-Pol 具有完整 360 度方位角的 RHI 掃描，轉換格式才有實質效益。吾人為了避免透過內插而使資料可能隱含錯誤資訊，故設計簡易的轉換流程 (如圖 A-4)。首先，了解 PPI 與 RHI 掃描策略的共通性是其三個維度由「方位角 (azimuth)、仰角 (elevation) 和距離 (range)」所構成，然而他們的差異是 RHI 在固定方位角下改變仰角進行掃描；而 PPI 是固定仰角改變方位角進行掃描，故在轉換格式的過程，要將原本固定方位角的維度改成固定仰角。

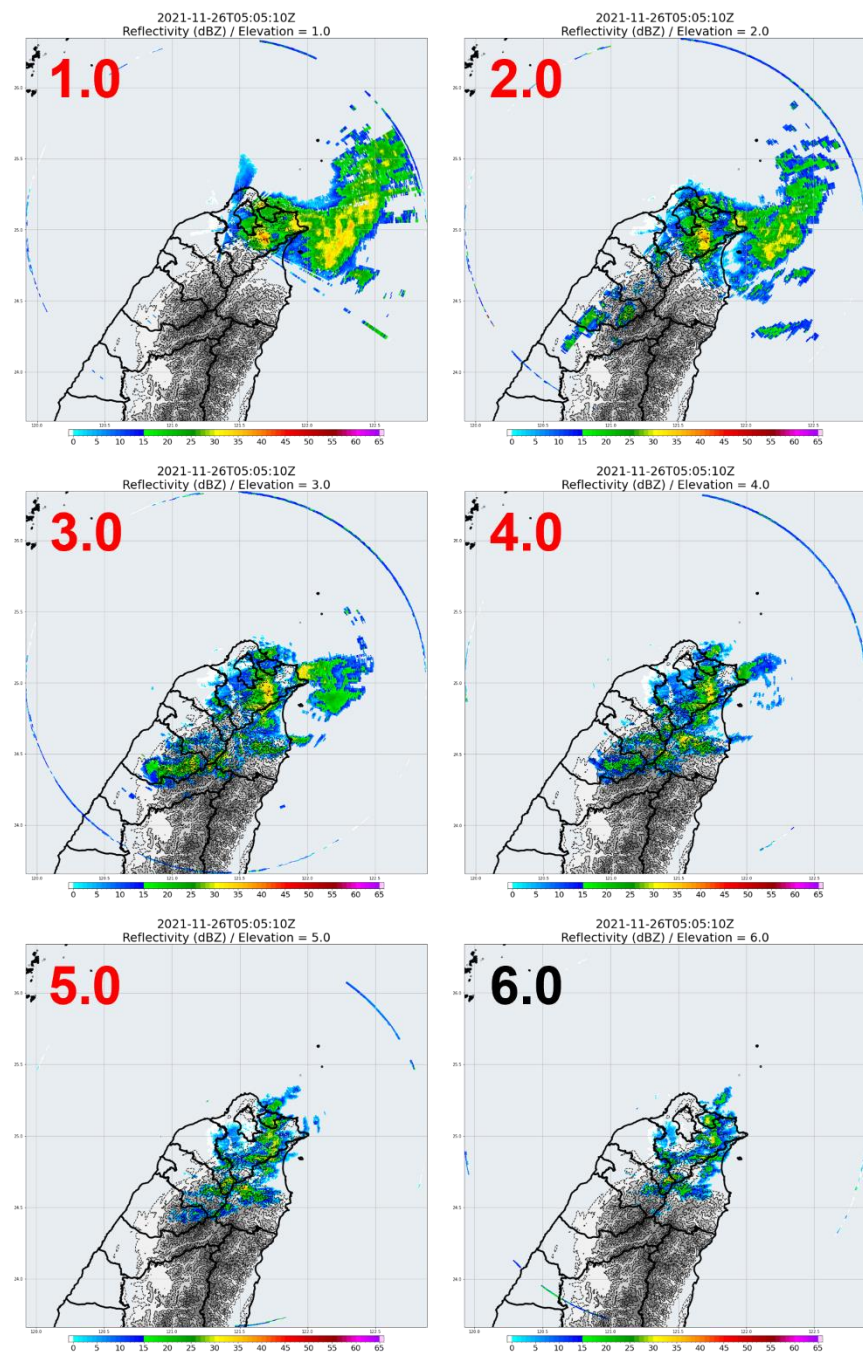


圖 A-1 2021/11/26 0505UTC 樹林降雨雷達回波圖。粗體數字為仰角（度），紅字為出現異常回波訊號之仰角。

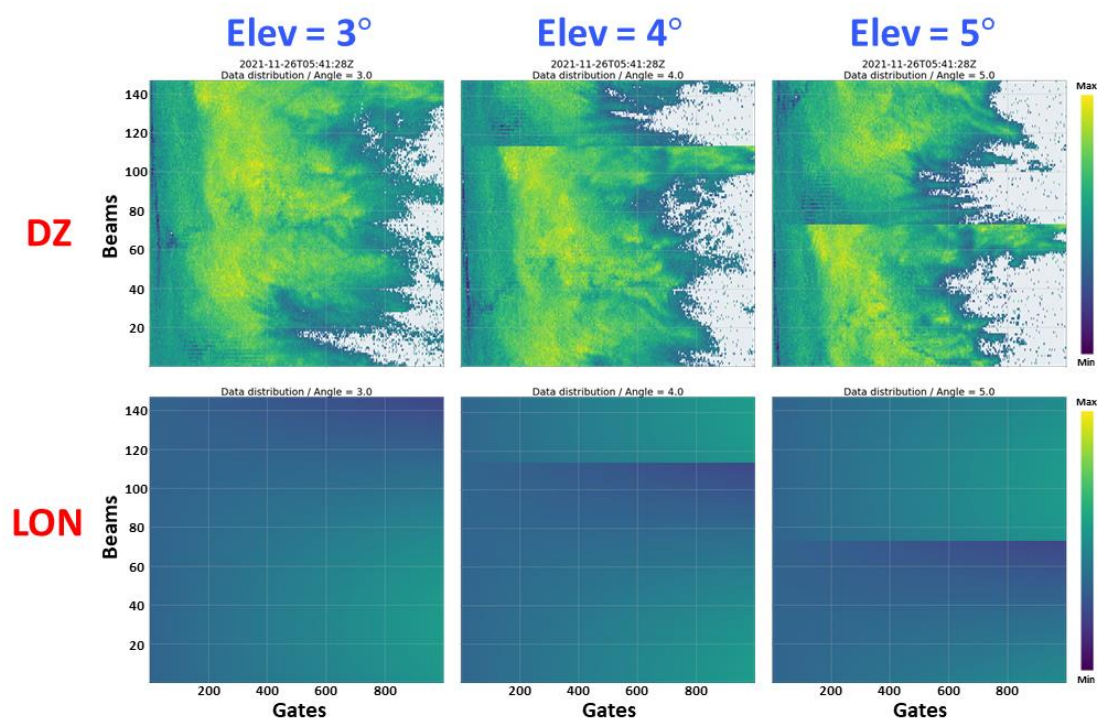


圖 A-2 2021/11/26 TEAM-R 特定仰角之回波與經度資料分布。

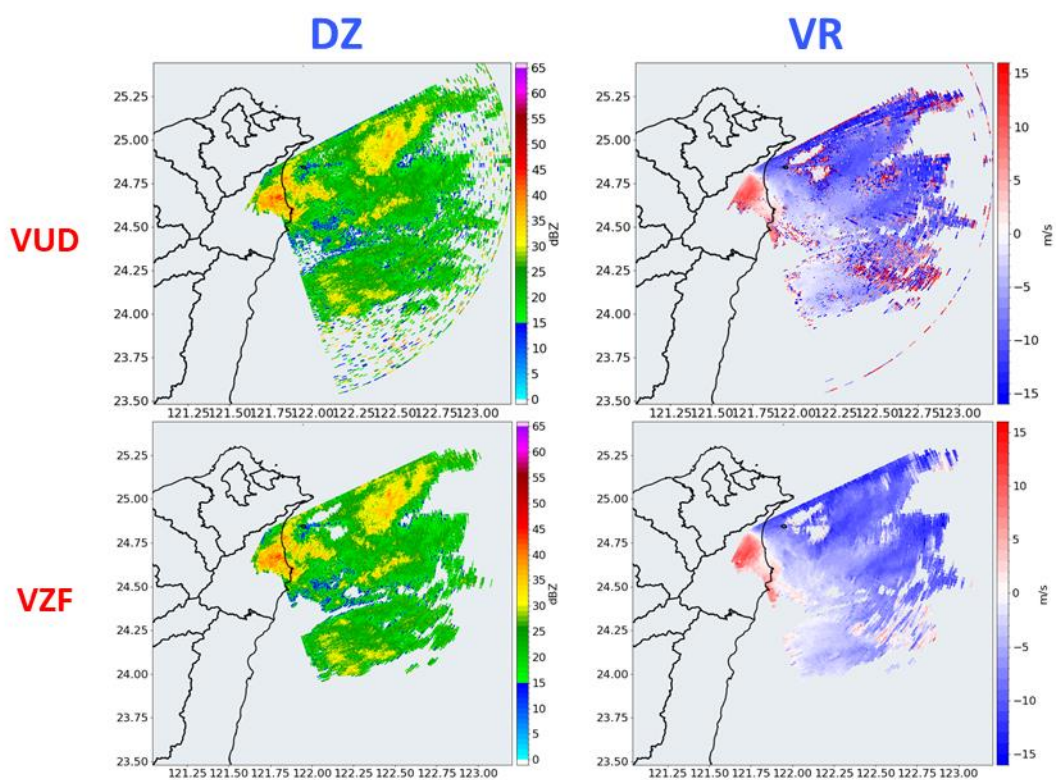


圖 A-3 TEAM-R 的回波與徑向風在做 VR & ZH filter 前後之差異。

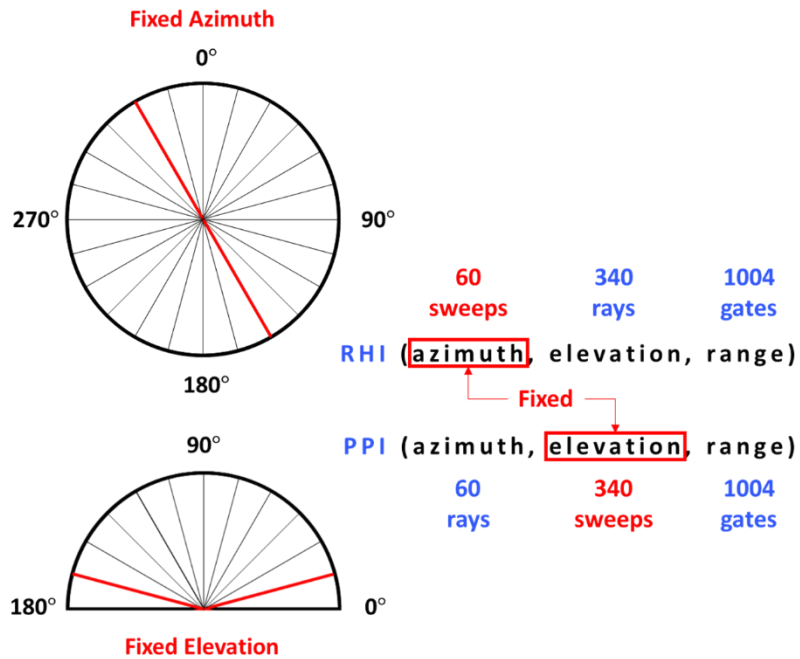


圖 A-4 RHI to PPI 轉換格式示意圖。

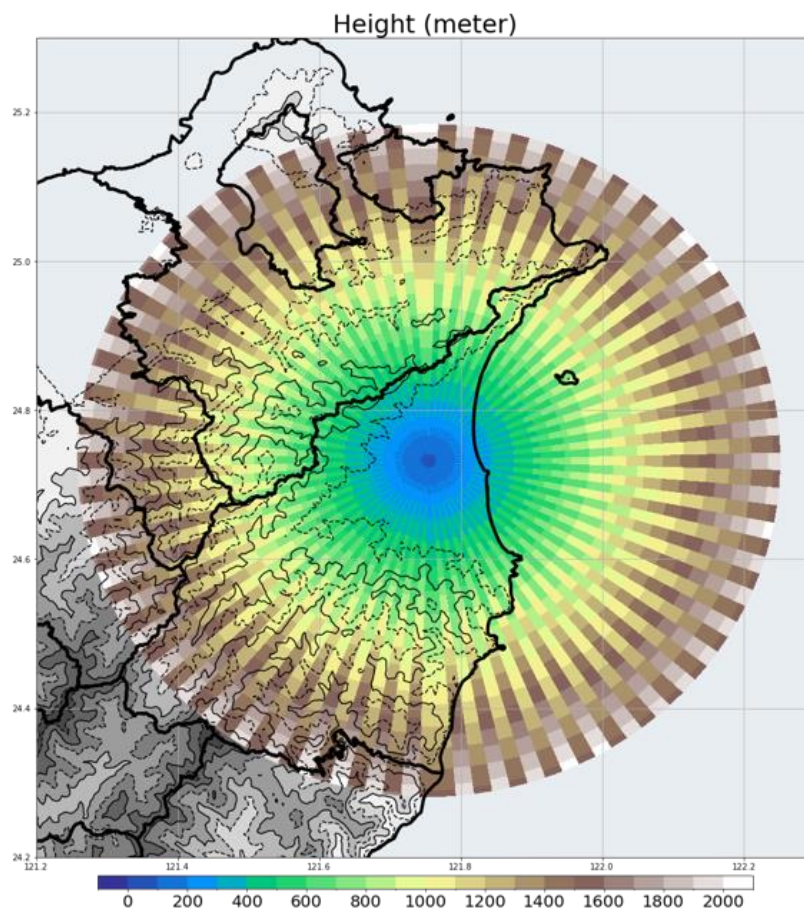


圖 A-5 NTU X-Pol 固定仰角索引之雷達波束高度。

透過上述概念雖可成功進行格式轉換，但在實務上仍會遇到問題，如圖 A-5 所示，在固定特定仰角索引（index）並蒐集不同方位角的資料時，可以發現其高度並不一致，原因是在雷達掃描的實際狀態下會產生偏心（如圖 A-6），且存在奇偶數規律，若將奇數與偶數的 RHI 分離在各自進行轉換，則同一個 PPI 的高度趨於一致，僅存在機械或外力上所導致的隨機仰角偏差。而最終吾人設計以特定仰角搭配容許的偏差值來蒐集不同 RHI 上的資料，如圖 A-6 所示，舉例設定 1.5 度為固定仰角時，設定容許偏差值 ± 0.25 度，來蒐集 0 ~ 360 度不同方位角上的 RHI 資料。最後，使用 Rakit 內建之九點平滑處理（NPA, nine points average）轉換後的 PPI 資料，即可完成 NTU X-Pol 的 QC 流程。

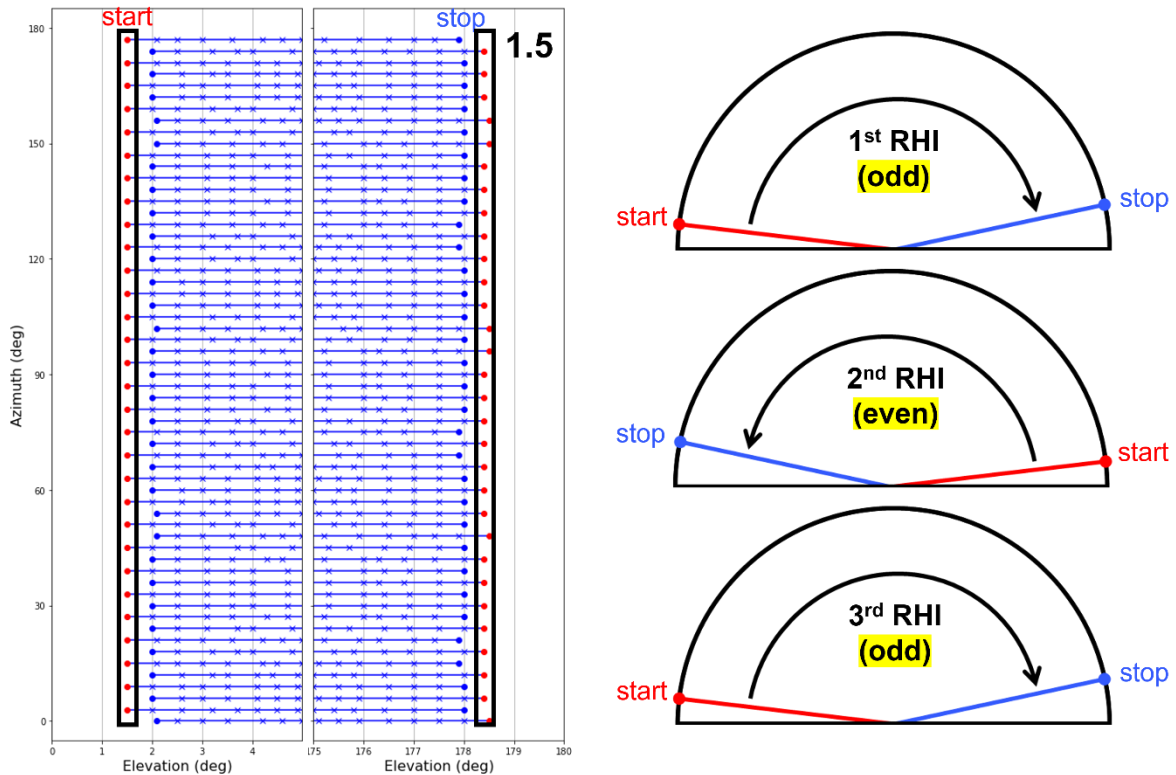


圖 A-6 NTU X-Pol 進行 RHI 掃描策略示意圖。紅色圓點為 sweep 的掃描起始仰角；藍色圓點為 sweep 掃描結束仰角，藍色叉號代表掃描過程中每個波束的仰角位置。黑框寬度為 0.5 個仰角（正負 0.25 度）。