



國立臺灣大學理學院大氣科學研究所

碩士論文

Department of Atmospheric Sciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

東北季風環境下宜蘭冬季降雨特徵之地形效應

Orographic Effects on the Characteristics of Rainfall in

Yilan during the Northeasterly Monsoon

吳若瑜

Jo-Yu Wu

指導教授：楊明仁 博士

Advisor: Ming-Jen Yang, Ph.D.

中華民國 112 年 2 月

February, 2023



國立臺灣大學碩士學位論文 口試委員會審定書

本論文係吳若瑜君（學號 R09229010）在國立臺灣大學大氣科學學系、所完成之碩士學位論文，於民國 112 年 1 月 17 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

楊岷仁

（簽名）

（指導教授）

郭鴻基


蔣世強

系主任、所長

謝政谷

（簽名）

誌謝



碩士生涯即將畫下句點，在這段日子裡有過躊躇滿志、有過挫折絕望，不過也是走完了這條路，讓我品嚐到最後果實的甜美及豐收的喜悅，謝謝在這條路上陪伴我、幫助過我的所有人。首先我要感謝我的指導教授楊明仁老師，在學術上，老師是認真負責的指導教授，遇到問題時總是不厭其煩的為我解惑，也時刻提醒我科學研究需要嚴謹及證據，讓我的碩士論文研究能更加的完善；在生活上，老師是諄諄教誨的長輩，適時的給予我規勸及教導，教會我許多做人處事的道理。接著我要感謝口試委員郭鴻基老師及蘇世顥老師，謝謝老師們對我的鼓勵，並給予我很多寶貴的意見，使我的碩士論文研究能更加的具體及詳盡。

感謝對流降水實驗室的大家在這段日子裡的幫助與鼓勵，感謝給予我許多模擬實驗設定支援的曜竹學長；感謝總是很關心我、並在技術上給予莫大幫助的尚恩；感謝一路上陪著我、最給力的後盾世暘。

感謝我的家人及朋友在這段時間內的陪伴、包容及鼓勵，感謝一起為畢業努力、拖著我一起吃早餐，並給予我很多鼓勵的芳瑜；謝謝常常一起吃飯、溫暖有趣的又嘉；感謝這段時間對我無限包容的佩璇；最後，謝謝爸媽對我的關心及支持，讓我可以沒有後顧之憂、好好的完成這份論文研究。



摘要

本研究使用準理想化 (Quasi-idealized) WRF 模式 (Weather Research and Forecast Model) 模擬，探討宜蘭地區冬季降雨之物理機制與動力過程。其中我們根據日雨量、時雨量與上游環境風向自 2011 年至 2021 年的 11 月至 2 月篩選出的 17 個宜蘭冬季降雨個案進行合成，並使用合成分析場取代真實個案的初始及邊界條件進行模擬，以顯現出單純且不隨時間劇烈變化之典型東北季風的綜觀環境特徵。

於控制組 (Control Experiment; CTL) 模擬實驗結果中，我們發現宜蘭地區冬季降水系統主要有兩個來源：其一來自於海上對流胞，隨東北季風往蘭陽平原內部平流，其二則是於蘭陽平原上固定區域持續有對流胞的生成、延續降水系統之生命期，進而造成宜蘭地區冬季持續性的長延時降雨。此外，關於宜蘭地區冬季降雨的可能有利物理機制主要可以分為下列兩種：1) 中層大氣的動力擾動低壓形成向上的氣壓梯度力，可能有利於增強低層大氣上升速度，進一步激發海上的對流胞生成，而後隨東北季風平流進內陸造成降雨，或是維持海陸交界處之降水系統的持續發展；2) 蘭陽平原內部受地形影響所侷限住的淺薄冷池，其前緣可提供有利舉升機制，能激發上升運動。

再者，本論文研究以擬合之蘭陽溪—大甲溪河谷作為分界，進行除了控制組實驗外的四種地形移除敏感度實驗。透過各組地形移除敏感度實驗之結果，我們發現雪山山脈對於宜蘭冬季降雨特徵之貢獻主要在於降水冷池結構的維持。當雪山山脈存在時，畚箕狀地形會侷限住冷池，使其只能往蘭陽平原方向移動及擴散，對於低層潮濕的東北季風而言，降水冷池是重要的動力舉升機制，其發展有助於對流系統的生成與維持。

此外，地形移除敏感度實驗結果顯示，中央山脈的移除使地形重力波訊號大幅減弱，導致中層大氣動力擾動低壓發展可能增強低層大氣上升速度的影響大幅減弱。此外，根據羅士比變形半徑可知，移除中央山脈地形影響變形半徑內上游區域整體東北季風的動力及熱力性質，導致東北季風與平原內部冷池之熱力性質差

異減小，以致冷池無法提供低層東北季風有效的舉升機制。因此，宜蘭地區特殊的畚箕狀地形對其東北季風環境下降水有著顯著的影響。



關鍵字：東北季風、地形效應、擾動氣壓、冷池

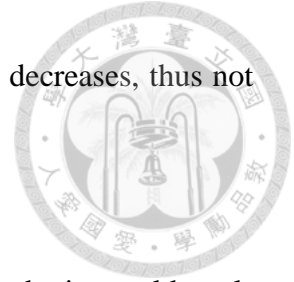
Abstract

In this study, we conducted a composite simulation using the Weather Research and Forecasting (WRF) model with the composite environment conditions. The initial conditions (ICs) and boundary conditions (BCs) for the WRF simulation are generated from the large-scale reanalysis fields. The environment composite was taken from 17 rainfall cases from November to February from 2011 to 2021 to represent the “pure” northeasterly monsoon environment, based on the criteria of daily and hourly rainfall and the upstream wind direction.

For the results of the control experiment (hereinafter called CTL), we found that the mechanism of winter rainfall in Yilan can be divided into the following two types: 1) The low pressure of dynamic pressure perturbation in the middle level forms an upward pressure gradient force, which enhances the upward motion in the lower level; 2) The shallow cold pool, trapped by the unique “pocket-shaped” terrain around the Lan-yang Plain, which front edge provides a favorable mechanism for lifting, can stimulate upward movement.

Furthermore, we took the fitted Lanyang-Dajia valley as the boundary and conducted four terrain-removal sensitivity experiments. From the results of various terrain-removal sensitivity experiments, we found that the Snow Mountain Range (SMR) contribution to the winter rainfall characteristics of Yilan lies in the structure of the cold pool. On the other hand, removing the Central Mountain Range (CMR) significantly weakened the orographic gravity wave signal. Hence, the effect of the middle atmospheric disturbance low pressure enhancing the rising velocity of the lower atmosphere was also significantly weakened. Besides, the absence of the CMR enhances the northerly wind component of the environment, affecting the northeasterly monsoon’s thermal properties. The thermal

contrast between the environment and the cold pool inside the plain decreases, thus not being able to provide a helpful lifting mechanism.



Keywords: northeasterly monsoon; orographic effects; pressure perturbation; cold pool

目錄



國立臺灣大學碩士學位論文口試委員審定書	i
誌謝	ii
摘要	iii
Abstract.....	v
目錄	vii
表目錄	ix
圖目錄	x
Chapter 1 緒論	1
Chapter 2 資料與方法	5
2.1 模式設定	5
2.2 合成模式初始場及邊界條件	6
2.2.1 合成個案篩選	6
2.2.2 合成結果分析	8
2.3 地形敏感度實驗設計	9
2.4 分析方法	10
2.4.1 擾動氣壓	10
2.4.2 冷池	11
2.4.3 垂直加速度收支	11
2.4.4 羅士比變形半徑 (L_R)	12
2.4.5 剖面設定	12
Chapter 3 控制組實驗 (CTL)	14
3.1 與合成觀測降雨特徵之比較	14
3.2 CTL 模擬結果	15

3.2.2 擾動氣壓分析	16
a. 浮力擾動氣壓 (p_B)	16
b. 動力擾動氣壓 (p_D)	16
3.2.3 冷池分析	17
3.2.4 垂直加速度收支分析	18
3.3 宜蘭地區冬季降水機制	19
Chapter 4 地形敏感度實驗	21
4.1 NNT 模擬結果	21
4.2 NST 模擬結果	22
4.3 地形敏感度實驗間之比較	23
Chapter 5 結論與未來展望	26
5.1 宜蘭冬季降雨機制及其地形構造之影響	26
5.2 未來展望	27
參考文獻	29
表	31
圖	37



表目錄



表 2.1	本研究 WRF 模式版本及參數化法等相關配置	31
表 2.2	合成個案篩選流程所用測站之相關資料	32
表 2.3	WD5 之 17 個合成個案列表	33
表 2.4	各風向區間之個案數、低層平均風向及平均風速	34
表 2.5	地形敏感度實驗中蘭陽溪與大甲溪河谷之擬和函數	35
表 2.6	地形敏感度實驗列表	36



圖目錄

圖 1.1	2011 至 2021 年冬季 (即 11 月、12 月、1 月及 2 月, 共四個月) 的平均總降雨量。	37
圖 1.2	樺澤實 (1950) 冬季宜蘭地區降雨之概念模式圖。	38
圖 1.3	樺澤實 (1950) 冬季蘭陽平原地形迴流與低層東北風之輻合帶示意圖。	39
圖 1.4	(a) Su et al. (2022) 中重製之樺澤實 (1950) 冬季宜蘭地區降雨之概念模式圖及 (b) 該研究基於 YESR2020 觀測實驗結果繪製之降雨概念模式圖。	40
圖 2.1	模擬實驗巢狀網格設計。	41
圖 2.2	合成個案篩選用雨量站分佈圖:(a)台灣西部雨量站及 (b)宜蘭縣內雨量站站。包含自動雨量站 (紫色) 及局屬測站 (橘色)。	42
圖 2.3	44 個宜蘭冬季降雨區間東北季風層頂高度分佈圖。	43
圖 2.4	本研究中定義上游環境之區域範圍 (紅框) 及參考狀態密度 (ρ_0) 計算區域 (藍框)。	44
圖 2.5	WD5 合成上游環境之 (a) 位溫 (θ)、相當位溫 (θ_e) 及飽和相當位溫 θ_e^* 的垂直變化及 (b) 合成探空圖。	45
圖 2.6	WD5 合成分析場 (a) 1000 hPa, 等值線為海平面氣壓 (SLP)、底色為水氣通量輻合區;(b) 925 hPa, 等值線為等高線、底色為水氣通量輻合區、向量為水氣通量、打點的部分為具潛在不穩定度的區域;(c) 850 hPa, 等值線為等高線;底色為 $\theta_e > 320 K$ 之區域、打點區域為 $RH > 90\%$;(d) 700 hPa, 等值線為等高線;底色為輻散場、打點區域為 $RH > 70\%$ 。	46
圖 2.7	以表 2.5 的數據擬和出的蘭陽溪(綠色)—大甲溪(粉紅色)河谷示意圖。紅點表示兩河谷擬和曲線之交點位置。	47
圖 2.8	(a) 完整地形 (CTL) 以及經地形邊界修正之後之 (b) 移除北部地形 (NNT); (c) 移除南部地形 (NST);(d) 將北部地形砍半 (HNT);(d) 將南部地形砍半 (HST);	

圖中粉色、綠色線段為以表 2.5 之數據擬合的蘭陽溪—大甲溪河谷，用以區分北部地形及南部地形。..... 48

圖 2.9 迭代求解 3-D Poisson Equation 之邊界條件設計，其中：下邊界定義為最接近地形但在地形之上的網格點，地形內部網格點則不予計算；上邊界設在海拔 25 公里高處。..... 49

圖 2.10 中線位置在 (a) 通過宜蘭朝東北風方向 (Yilan-NE)；(b) 通過蘇澳朝東北風方向 (Suao-NE)；(c) 沿平原南側地形 (Southern Plain) 之剖面並求取中線前後各 5 公里之滑動平均 (紅框)。..... 50

圖 3.1 (a) WD5 中 17 個降雨區間合成之等效 24 小時累積雨量，其雨量資料來源為 WD5 每個個案的時雨量，先經個別個案時間平均後再作合成，接著以普通克利金法內差至網格上；其中，圓圈為每個雨量站之位置，其塗色代表每個站點合成後之等效 24 小時累積雨量量值；(b) CTL 實驗 24 小時累積雨量 (模式時間：+ 12 h 至 + 36 h)；“+”表示極值位置。..... 51

圖 3.2 CTL 模擬實驗中上游環境之風速 (紫色)、風向 (黑色) 及溫度 (底色) 之時序圖。..... 52

圖 3.3 CTL 實驗 (a) 蘇澳及 (b) 宜蘭之降雨時序圖。..... 53

圖 3.4 CTL 實驗 (a) 300 公尺；(b) 500 公尺；(c) 700 公尺；(d) 900 公尺及 (e) 1100 公尺高度層浮力擾動氣壓 (底色)、水平風場 (風標) 於 2020 年 11 月 23 日 17:30 UTC 之水平分佈。其中，綠色等值線為最大回波 (> 30 dBZ)。..... 54

圖 3.5 CTL 實驗 (a) 100 公尺；(b) 300 公尺；(c) 500 公尺；(d) 700 公尺；(e) 900 公尺及 (f) 1100 公尺高度層浮力 (底色)、水平風場 (風標) 於 2020 年 11 月 23 日 17:30 UTC 之水平分佈。其中，綠色等值線為最大回波 (> 30 dBZ)。..... 55

圖 3.6 CTL 實驗中浮力擾動氣壓 (等值線) 與雷達回波 (底色) 之 Yilan-NE 垂直剖面時序，時間分別為 (a) 17:15；(b) 17:20；(c) 17:25；(d) 17:30；(e) 17:35；(f)

17:40 ; (g) 17:45 及 (h) 17:50 UTC 。其中，藍色粗實線為冷池頂部 ($B = -0.05 \text{ ms}^{-2}$) ; 土黃色線段表示陸地範圍。	56
圖 3.7 與圖 3.6 相同，但為 Suao-NE 剖面。	57
圖 3.8 與圖 3.6 相同，但為 Southern Plain 剖面。	58
圖 3.9 與圖 3.6 相同，但為動力擾動氣壓 (底色)。	59
圖 3.10 CTL 實驗中動力擾動氣壓 (等值線) 與垂直速度 (底色) 之 Yilan-NE 垂直剖面時序，時間分別為 (a) 17:15 ; (b) 17:20 ; (c) 17:25 ; (d) 17:30 ; (e) 17:35 ; (f) 17:40 ; (g) 17:45 及 (h) 17:50 UTC 。其中，紅色等值線為雷達回波 ($> 30 \text{ dBZ}$) ; 藍色粗實線為冷池頂部 ($B = -0.05 \text{ ms}^{-2}$) ; 土黃色線段表示陸地範圍。	60
圖 3.11 與圖 3.10 相同，但為 Suao-NE 剖面。	61
圖 3.12 與圖 3.10 相同，但為 Southern Plain 剖面。	62
圖 3.13 東北季風環境下，宜蘭地區降雨 Updraft-shear Interaction 之示意圖。	63
圖 3.14 CTL 模擬實驗 1000 公尺高的垂直速度 (底色) 及冷池厚度 (藍色等值線 ; $> 100 \text{ m}$) 之 Hovmöller diagram 。其中，(a) 為 Yilan-NE 剖面 ; (b) 為 Suao-NE 剖面及 (c) 為 Southern plain 剖面。	64
圖 3.15 CTL 於 2020 年 11 月 23 日 17:30 UTC 之垂直加速度收支分析。其中，底色為 (a) 浮力擾動氣壓梯度力 ; (b) 動力擾動氣壓梯度力 ; (c) 浮力及 (d) 垂直加速度 ; 箭頭為平行剖面之風場 ; 紅色等值線為雷達回波 ($> 30 \text{ dBZ}$) ; 藍色粗實線為冷池頂部 ($B = -0.05 \text{ ms}^{-2}$) ; 土黃色線段表示陸地範圍。	65
圖 3.16 CTL 模擬實驗最大回波之 Hovmöller diagram 。其中 (a) 為 Yilan-NE 剖面 ; (b) 為 Suao-NE 剖面。	66
圖 3.17 CTL 模擬實驗 2000 公尺高的動力擾動氣壓 (底色) 及 1000 公尺高之上升速度 (紅色等值線 ; $> 0.5 \text{ m/s}$) 之 Hovmöller diagram 。其中，(a) 為 Yilan-NE 剖面 ; (b) 為 Suao-NE 剖面。	67

圖 4.1 (a) NNT ; (b) NST ; (c) HNT ; (d) HST 地形敏感度實驗 24 小時累積雨量 (模式時間 + 12 h 至 + 36 h) 。	68
圖 4.2 NNT 實驗中浮力擾動氣壓 (等值線) 與雷達回波 (底色) 之 Yilan-NE 垂直剖面時序, 時間分別為 (a) 17:15 ; (b) 17:20 ; (c) 17:25 ; (d) 17:30 ; (e) 17:35 ; (f) 17:40 ; (g) 17:45 及 (h) 17:50 UTC。其中, 藍色粗實線為冷池頂部 ($B = -0.05 \text{ ms}^{-2}$) ; 土黃色線段表示陸地範圍。	69
圖 4.3 與圖 4.2 相同, 但為 Suao-NE 剖面。	70
圖 4.4 與圖 4.2 相同, 但為 Southern Plain 剖面。	71
圖 4.5 NNT 實驗中動力擾動氣壓 (等值線) 與垂直速度 (底色) 之 Yilan-NE 垂直剖面時序, 時間分別為 (a) 17:15 ; (b) 17:20 ; (c) 17:25 ; (d) 17:30 ; (e) 17:35 ; (f) 17:40 ; (g) 17:45 及 (h) 17:50 UTC。其中, 紅色等值線為雷達回波 ($> 30 \text{ dBZ}$) ; 藍色粗實線為冷池頂部 ($B = -0.05 \text{ ms}^{-2}$) ; 土黃色線段表示陸地範圍。	72
圖 4.6 與圖 4.5 相同, 但為 Suao-NE 剖面。	73
圖 4.7 與圖 4.5 相同, 但為 Southern Plain 剖面。	74
圖 4.8 NNT 模擬實驗 1000 公尺高的垂直速度 (底色) 及冷池厚度 (藍色等值線; $> 100 \text{ m}$) 之 Hovmöller diagram。其中, (a) 為 Yilan-NE 剖面; (b) 為 Suao-NE 剖面及 (c) 為 Southern plain 剖面。	75
圖 4.9 NST 實驗中浮力擾動氣壓 (等值線) 與雷達回波 (底色) 之 Yilan-NE 垂直剖面時序, 時間分別為 (a) 17:15 ; (b) 17:20 ; (c) 17:25 ; (d) 17:30 ; (e) 17:35 ; (f) 17:40 ; (g) 17:45 及 (h) 17:50 UTC。其中, 藍色粗實線為冷池頂部 ($B = -0.05 \text{ ms}^{-2}$) ; 土黃色線段表示陸地範圍。	76
圖 4.10 與圖 4.9 相同, 但為 Suao-NE 剖面。	77
圖 4.11 與圖 4.9 相同, 但為 Southern Plain 剖面。	78
圖 4.12 NST 實驗中動力擾動氣壓 (等值線) 與垂直速度 (底色) 之 Yilan-NE 垂直剖面時序, 時間分別為 (a) 17:15 ; (b) 17:20 ; (c) 17:25 ; (d) 17:30 ; (e) 17:35 ;	

(f) 17:40 ; (g) 17:45 及 (h) 17:50 UTC。其中，紅色等值線為雷達回波 (> 30 dBZ)；藍色粗實線為冷池頂部 ($B = -0.05 \text{ ms}^{-2}$)；土黃色線段表示陸地範圍。.....	79
圖 4.13 與圖 4.12 相同，但為 Suao-NE 剖面。.....	80
圖 4.14 與圖 4.12 相同，但為 Southern Plain 剖面。.....	81
圖 4.15 NST 模擬實驗 1000 公尺高的垂直速度 (底色) 及冷池厚度 (藍色等值線； > 100 m) 之 Hovmöller diagram。其中，(a) 為 Yilan-NE 剖面；(b) 為 Suao-NE 剖面及 (c) 為 Southern plain 剖面。.....	82
圖 4.16 (a)(b) CTL、(c)(d) NST 模擬實驗上游環境之平均相當位溫 (底色)、各層水平風場 (風標)、(a)(c) 水氣混合比 (黑色等值線) 以及 (b)(d) 溫度 (藍色等值線) 隨時間的變化。其中上游區域之定義為圖 2.4 中粉色框。.....	83
圖 4.17 (a)(c)(e) CTL；(b)(d)(f) NST 模擬實驗中 1000 公尺高的垂直速度 (底色) 及虛位溫水平梯度 (藍色等值線； $> 0.3 \text{ K/km}$) 之 Hovmöller diagram。其中，(a)(b) 為 Yilan-NE 剖面；(c)(d) 為 Suao-NE 剖面及 (e)(f) 為 Southern plain 剖面。.....	84
圖 4.18 地形敏感度實驗之比較：(a)(b) 1000 公尺高度層之垂直速度；(c)(d) 2000 公尺高度層之動力擾動氣壓；(e)(f) 100 公尺高度層虛位溫之水平梯度；其中資料取平均之範圍為與蘇澳距離 1 公里內的所有網格點。.....	85
圖 4.19 與圖 4.18 相同，但參考點為宜蘭。.....	86



Chapter 1 緒論

蘭陽平原三面環山、東向太平洋，呈現出特殊的畚箕狀地形；蘭陽平原為雪山山脈與中央山脈所包圍，由平原至高山、於短短數十公里內地形變化劇烈。在東北季風環境下，宜蘭地區在冬季經常出現可觀的累積降水量，其中又以蘭陽平原南側及中央山脈迎風側為多。台灣西部地區夏雨冬乾，然而，對於生活在宜蘭地區的民眾而言，每年冬季連日的陰雨天氣，帶來生活上大大地不便。

圖 1.1 顯示出 2011 年至 2021 年冬季 (即 11 月、12 月、1 月及 2 月) 的每年平均總降雨量。可見宜蘭冬季之降雨中心集中在蘭陽平原東南側近山區；其中，降雨極值座落於平原東南角蘇澳一帶，並往平原西北側遞減。根據宜蘭地區特殊的地形構造及其冬季降雨的分佈特性，不難看出宜蘭地區畚箕狀地形對其冬季降雨型態有著重要的影響。

然而，由於觀測資料的匱乏，早期針對宜蘭地區的研究主要對其綜觀環境、降雨資料與觀測風場進行分析。樺澤實 (1950) 透過分析當時有限的觀測資料，提出宜蘭地區冬季之降雨有從沿海往內陸山區遞減的現象，這與平常大眾認知的地形迎風面降雨結果有所不同，因而被命名為『第二類地形性降雨』。其研究指出：宜蘭地區基於特殊地形構造導致東北風於平原內部近山區沉降 (Subsidence) 以致形成迴流並產生西風分量，此迴流風場與低層東北風輻合，使平原地區存有有利之舉升機制，進而產生較強的降雨 (**圖 1.2**)。再者，該研究亦提及輻合帶之位置主要受到大環境風場風向的不同而有所變化 (**圖 1.3**)。

此外，對於北台灣冬季異常降水事件的綜觀環境分析，Chen and Liu (1981) 指出這類型的降水事件好發於地面無明顯綜觀尺度天氣系統影響的東北季風環境中。而李與陳 (1983) 更針對 1980 年 11 月 19 日的降水個案提出其有利之綜觀環境的配置與其引發降水的物理機制，他們認為海陸摩擦差異造成之低層局部輻合、500 hPa 以下深厚的潛在不穩定層以及中高層之速度輻散是利於該個案降水發生的綜

觀環境條件；而 850 hPa 之東風波槽與 700 hPa 之東風波脊移至中央山脈以西，使得台灣東北部地區正渦度平流向上增加，提供此處動力強迫上升，是為該個案引發降水之主要物理機制。



近年來，基於觀測技術的進步與觀測實驗的推進，台灣周遭地區進行了許多觀測實驗，觀測分析也逐漸從綜觀尺度之分析走向中尺度天氣系統的探究。然而，過去中尺度天氣系統的觀測實驗絕大多數是針對台灣西部地區或是台北盆地等人口密集之處，鮮少聚焦在宜蘭地區冬季降雨之上。直至 2020 年，才有了宜蘭劇烈降雨觀測實驗 (Yilan Experiment for Severe Rainfall; YESR) 以探究宜蘭地區冬季的降雨機制。Su et al. (2022) 基於 YESR2020 觀測實驗之兩個密集觀測期間 (Intensive Observation Periods; IOPs) 及其數值模擬結果的分析表明：在東北季風環境下，蘭陽平原之降水熱區集中在平原南側，其主要原因在於南側近山區的紊流 (Turbulence)，意即風場的不穩定導致此處易有降水系統的發生(圖 1.4b)，提出了不同於樺澤實 (1950) (圖 1.2 及圖 1.4a) 之宜蘭冬季降雨的概念模式。

而針對地形降雨的研究，Chen and Lin (2005a) 利用 WRF 模式之理想化二維地形的模組實驗，使用不同的 CAPE 值與 Fr (Froude number) 值來討論其對於地形降水的影響。他們將地形降水的移動特性區分為四種類型，分別是：Regime I (迎風面降水)、Regime II (山頂降水)、Regime III (山頂弱降水與山後強降水) 以及 Regime IV (山頂強降水與山後強降水)：

- (一) Regime I：降水主要發生在其模式模擬初期，並且在迎風面產生，模式模擬到後期，此類降水逐漸減弱
- (二) Regime II：降水發生在山脊，在山脊處有長生命周期的對流系統產生
- (三) Regime III：在山脊處有混合對流與層狀降水的產生，在下游處則有對流降水的生成
- (四) Regime IV：則是當氣流跨越山脊時，在山脊處具有一長延時的層狀降水系統或是混合對流與層狀降水的系統，而下游處則可能會有雲系的產生而形成降水



該研究主要針對過山之降雨系統進行地形降雨的分類及討論。此外，Chen and Lin (2005b) 亦利用 WRF 模擬三維理想地形，討論不同的凹狀地形及不同的 CAPE 值與 Fr 值對於地形降水形態的影響，並且區分出三種降水型態：

- (一) Regime I：在迎風面有一準滯留的對流系統，並且會往上游擴展
- (二) Regime II：在迎風面上有一準滯留對流系統存在
- (三) Regime III：在迎風面上存在一滯留的對流系統，並且在下游處具有一準滯留的對流系統

Zhang et al. (2022) 根據準理想化模擬實驗，以三個起訖時間相似之暖季降雨個案合成之分析場，進行中國兩廣沿海地區地形對其降雨特徵之貢獻的探討，該研究結果顯示：兩廣沿海地形即使不高（ ~ 500 m），卻能夠將冷池侷限於地形迎風側，將有利於對流胞持續於此處生成，延長兩廣地區沿海降水系統之生命期。而針對冷池之於降水系統生命期的維持，Rotunno et al. (1988) 提出冷池強度與環境低層風切二者之水平渦度平衡理論，將有助於對流胞於冷池前緣呈現直立發展 (Upright)，使得對流系統發展旺盛。此外，Lombardo and Kading (2018) 的研究中指出當冷池前緣環境存在冷空氣時，可以降低冷池與環境之溫度梯度，將使得對流系統之強度減弱。

過去針對宜蘭地區冬季降雨的觀測研究偏向於綜觀條件分析，雖然近年來測量技術及觀測儀器有所進步，卻仍受限於其先天時空解析度不足以及觀測站點分佈不均等問題，往往無法解析時空尺度較小的物理過程或機制。再者，過去針對宜蘭地區特殊地形構造對冬季降雨特徵貢獻之探討，主要都是在針對其影響蘭陽平原內部風場的探究，如：地形迴流與環境東北風之輻合 (樺澤實，1950) 或是蘭陽平原南側近山區的紊流 (Su et al., 2022) 等，並且主要都是對其現象定性上的描述，較少去做定量的分析或是討論到更細緻的物理過程與動力機制。至於針對地形降水之探討，過去的研究中主要是針對理想化的地形進行模擬研究，然而，宜蘭地區之特殊地形構造卻很難利用理想化的地形去進行類比。因此，本論文研究旨在利用

高時空解析度的數值模擬實驗來探討宜蘭地區冬季降雨特徵之形成機制，以及利用針對局部地形設計的地形敏感度實驗，來探究宜蘭地區特殊地形條件對其降雨特性之貢獻。

本論文研究第二章將介紹用於本研究之合成資料、模式設定，地形敏感度實驗設計與研究方法。第三章將著眼於控制組實驗 (CTL) 模擬結果之討論與分析，並提出冬季宜蘭地區降雨之可能有利物理機制。第四章則會說明地形敏感度實驗之模擬結果與分析。第五章則為結論與未來展望。



Chapter 2 資料與方法

2.1 模式設定

本研究使用 WRF 3.9 版本進行準理想 (Quasi-idealized) 模擬實驗。我們將模式層頂設在 20 hPa、垂直分層共 55 層，其中 850 hPa 以下有 15 層，以確保其足夠解析低層東北季風的動力及物理過程。至於水平網格層面，本研究之控制組及地形移除敏感度模擬實驗，皆採取四層巢狀網格設計 (圖 2.1)。第一層網格 (d01) 有 287×184 個網格點，網格間距為 27 公里；第二層網格 (d02) 有 246×246 個網格點，網格間距為 9 公里；第三層網格 (d03) 有 222×222 個網格點，網格間距為 3 公里，範圍涵蓋東北季風進入蘭陽平原前之上游區域；第四層網格 (d04) 亦有 222×222 個網格點，網格間距則為 1 公里，範圍主要涵蓋台灣北部地區，包含蘭陽平原及其周遭地形，高空間解析度的設計期望能有效解析蘭陽平原內部降雨特徵形成的物理機制。此外，本研究在參數化法方面，微物理參數化法選用 Thompson 方案，邊界層參數化法選用 YSU 方案，短波及長波參數化法則分別使用 Goddard 及 RRTM 方案。至於積雲參數法，本研究於第一、二層巢狀網格使用 Grell-Devenyi 系集方案，第三、四層則未開啟，因為第三、四層的水平網格大小分別為 3 公里及 1 公里，應可直接解析宜蘭地區冬季降水系統 (表 2.1)。

本論文研究之準理想模擬實驗以 WRF 真實個案 (Real Case) 模擬為基礎，積分時間自 2020 年 11 月 23 日 00 UTC 到 2020 年 11 月 25 日 12 UTC，共計 60 小時；積分步長取 60 秒以滿足 CFL 條件 (Courant-Friedrichs-Lewy Condition)。本研究中的半理想化模擬與真實個案模擬的不同之處在於：我們以合成分析場 (Composite Analysis) (合成的細節將於 2.2 節中詳述) 取代真實個案模擬之初始場 (Initial Conditions; ICs) 及邊界條件 (Boundary Conditions; BCs)。此外，我們固定

模擬實驗過程中每六小時更新之邊界條件，以代表典型東北季風影響下，綜觀環境不隨時間有明顯變化之特徵。



2.2 合成模式初始場及邊界條件

2.2.1 合成個案篩選

於合成個案篩選中，我們使用中央氣象局 (Central Weather Bureau; CWB) 自動氣象站 (Automatic Weather Station; AWS) 以及中央氣象局局屬測站之累積雨量資料，此資料的時間解析度為每十分鐘一筆。本研究中使用取自 2010 年至 2020 年中每年 11 月至隔年 2 月 (每年 4 個月，共計 40 個月) 的降雨資料，並使用日雨量及時雨量去做合成個案的初步篩選，其中篩選流程中選用之站點分佈如圖 2.2 所示。根據雨量站之地理位置分佈，我們可大致將其劃分為台灣西部區域 (包含苗栗、豐原、田尾、虎尾、馬頭山、善化、美濃及潮州，共 8 個站點；後續文中簡稱為 W) (圖 2.2a) 以及宜蘭地區 (宜蘭、玉蘭、新寮、蘇澳、東澳、太平山及觀音海岸，共 7 個站點)(圖 2.2b)；此外，宜蘭地區內的雨量站又可再細分為：西北平原 (宜蘭及玉蘭；後續文中簡稱為 NW)、東南平原 (新寮、蘇澳及東澳；後續文中簡稱為 SE) 和南部山區 (太平山及觀音海岸；後續文中簡稱為 S)，上述雨量站的相關資料如表 2.2 所示。

篩選流程主要分為兩個步驟，第一步驟中，我們針對日累積雨量初步篩選出大雨日，條件有三：

- (一) 東南平原 (SE) 之平均日雨量同時多於西北平原 (NW) 之平均日累積雨量及南部山區 (S) 之平均日累積雨量
- (二) 台灣西部 (W) 的所有站點之日累積雨量皆 ≤ 0.5 毫米
- (三) 蘇澳站之日累積雨量 ≥ 80 毫米

其中，條件(二)侷限個案降雨分佈範圍於台灣北部地區。主要原因在於單純東北季風且無其他明顯綜觀天氣影響之降雨型態，雨區會集中在宜蘭以及台灣北部地形迎風側。因此，排除雨區擴展至台灣西部之冬季降雨日，即排除東北季風外可能存在其他綜觀尺度系統影響所產生的降雨。此外，考慮中央氣象局將大雨定義為 24 小時累積雨量達 80 毫米以上，或時雨量達 40 毫米以上之降雨現象。本研究於條件(三)引用大雨定義中對於日累積雨量的閾值，進行於蘇澳地區大雨發生日的篩選。根據以上三個條件可以從 2010 年至 2020 年冬季 (共 1203 日) 篩選 47 個大雨日。

接著於第二步驟中我們針對時累積雨量去做降雨區間的劃分，進一步篩選出連續強降雨時段。條件有二：


(一) 蘇澳站與新寮站或是蘇澳站與東澳站之時雨量同時 ≥ 1 毫米之時數

(二) 以條件(一)篩選出之降雨時數需連續 ≥ 6 小時 (鄭與游, 2014)

以上述時雨量的條件，可以從第一步驟篩選出 47 個大雨日裡進一步劃分出 44 個宜蘭冬季連續降雨區間，共計 649 小時。

合成分析場方面，本研究使用歐洲中期天氣預報中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts; ECMWF) 的 ERA5 再分析資料 (ECMWF Reanalysis v5) 獲取個案發生時間之上游環境參數，本研究中上游區域之範圍如圖 2.4 的紅框所示。再者，ERA5 再分析資料之水平解析度為 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，時間解析度為每小時一筆。此外，ERA5 再分析資料於垂直方向上跨越 1000 hPa 至 1 hPa，並分作 37 個氣壓層。

圖 2.3 為 44 個宜蘭冬季連續降雨區間的東北季風層頂高度分佈圖，其中我們將東北季風層頂定義為上游區域之平均風向開始大於 90° 之氣壓層。其結果顯示在 44 個降雨區間 (共計 649 小時) 中有 206 小時之東北季風層頂位在 850 hPa，意即超過三分之一的時數中，東北季風層頂位在 850 hPa。因此，我們將 1000 hPa 至 850 hPa 定義為東北季風層，並進一步以上游區域內東北季風層之平均風場，對此 44 個降兩個案進行分類及合成案例的篩選。以每 10° 為一區間，可將 44 個連續降



雨區間分為十類，其中有 17 個降雨區間上游區域低層平均風向介於 50° 至 60° 之間（後續於文中稱為 WD5）。可以看到：WD5 的個案數明顯超過其他風向區間之個案數（表 2.4）。此外，WD5 中降雨個案時長加總為 270 小時，於全部宜蘭冬季降雨個案（共計 649 小時）中，佔據超過三分之一的總時長，足見 WD5 能夠一定程度的代表典型東北季風降雨之綜觀環境條件。因此，本研究使用 WD5 中的 17 個降雨個案（表 2.3）進行準理想化模擬之初始條件及邊界條件的合成。吾人以合成模擬取代真實個案模擬，可以保留及凸顯出宜蘭冬季降雨個案之間縱觀環境的共同特徵，並同時平滑個案的歧異度及離群值 (Outlier)。此外，於合成的步驟裡，我們優先將每個降雨個案作其個別時間上的平均後，再進行 17 個個案的合成，意即所有個案對於最終之合成結果的權重一致。如此一來，可以有效避免單一個案因時長較長而主導最終的合成結果。

2.2.2 合成結果分析

圖 2.5 顯示出 WD5 中 17 個案例的合成上游環境之位溫與相當位溫的垂直變化及其合成探空圖；圖 2.6 顯示出 WD5 各氣壓層之合成綜觀分析場。我們可以看到 WD5 合成之上游環境於低層（約 900 hPa 以下）具有顯著的潛在不穩定度且環境潮濕、平均風場為東北風，風速約在 15-20 kts（圖 2.5）。再者，根據各氣壓層的縱觀環境配置，可以觀察到該合成分析場除了低層東北季風外，並無其他明顯綜觀尺度系統（圖 2.6）。此外，在各層分析場也發現環境存在一些有利宜蘭地區冬季降水系統發展的配置，如：台灣東部海面的低層環境（1000 hPa、925 hPa 及 850 hPa）存在明顯的水氣通量輻合、高相當位溫以及高相對濕度的特徵（圖 2.6a-c）；至於中層環境（750 hPa）則存在輻散及高相對濕度等現象，有利於宜蘭地區降水系統發展（圖 2.6d）。



2.3 地形敏感度實驗設計

除了控制組實驗 (CTL) 之外，本研究設計了四組地形移除敏感度實驗，以進一步探討在東北季風環境下宜蘭地區之降水特徵受其特殊地形之影響。我們使用表 2.5 中的數據擬和出蘭陽溪—大甲溪河谷 (圖 2.7)，並以此界線將台灣地形劃分為北部地形 (包含雪山山脈及大屯山區，主要用來探討雪山山脈對宜蘭降雨的貢獻) 以及南部地形 (包含中央山脈、阿里山山脈、玉山山脈及海岸山脈，主要用來探討中央山脈對宜蘭降雨的貢獻)。本研究中四組地形移除敏感度實驗 (表 2.6) 包含：將北部地形移除之 NNT (No Northern Terrain) 實驗、將南部地形移除之 NST (No Southern Terrain) 實驗、將北部地形設為真實地形之一半的 HNT (Half Northern Terrain) 實驗以及將南部地形設為真實地形高度之一半的 HST (Half Southern Terrain) 實驗。其中，各組地形移除敏感度實驗之其他模式及其物理參數化法設定皆與 CTL 實驗相同。

值得注意的是，若是我們直接進行山脈地形的移除或砍半，將使得模式於地形不連續處產生數值不穩定，故在地形移除邊界 (s) 上，吾人進行了南北各 10 公里之線性平滑處理：

$$H'_{s,g} = H'_{s,0} + dH_g \times r \quad (2.1)$$

其中， $H'_{s,g}$ 為線性平滑處理後之地形高度，下標 s 代表地形移除邊界、下標 g 代表與邊界距離在 10 公里內的任一網格點； $H'_{s,0}$ 為地形移除邊界上經平滑處理後之地形高度，本研究設定其為修正前地形高度的一半，即 $H'_{s,0} = 0.5 \times H_s(x_s, 0)$ ； H_s 為地形移除邊界在平滑處理前之地形高度； $dH_g = H_g - H'_{s,0}$ ，為該網格點和地形移除邊界上距離最近的點的地形高度差； $r = 0.1 \times d(km)$ 為地形進行邊界平滑時縮放的比例。其中， $d(km)$ 為該網格點到地形移除邊界的距離。本研究於四種地形移除敏感度實驗的地形邊界上皆應用式 2.1 進行平滑處理，圖 2.8 顯示出平滑處理後之各個地形移除敏感度實驗的地形配置。



2.4 分析方法

2.4.1 擾動氣壓

本研究中分析擾動氣壓 (Pressure Perturbation; p^*) 參考 Houze (1993) 將擾動氣壓拆解為動力擾動氣壓 (P_D^*) 以及浮力擾動氣壓 (P_B^*)，以分開討論兩者對於蘭陽平原冬季降雨特徵之貢獻：

$$B = -g \times \frac{\rho^*}{\rho_0} \quad (2.2)$$

$$F_B \equiv \frac{\partial(\rho_0 B)}{\partial z} \quad (2.3)$$

$$F_D \equiv -\nabla \cdot (\rho_0 V \cdot \nabla V) \quad (2.4)$$

$$\nabla^2 p_B^* = F_B \quad (2.5)$$

$$\nabla^2 p_D^* = F_D \quad (2.6)$$

其中， $\rho^* = \rho - \rho_0$ ； ρ_0 為參考狀態密度 (Reference-state Density)，於本研究中取圖 2.4 中藍色方框內 ρ 之區域平均值，而 $\rho = P/R_d T_v$ ；利用式 2.3、式 2.4 所求得之 F_B 及 F_D 以連續過度鬆弛法 (Successive Over-relaxation; SOR) 迭代求解 3-D Poisson Equation 可得 p_B^* 及 p_D^* 。因此，總擾動氣壓 p^* ：

$$p^* = p_B^* + p_D^* \quad (2.7)$$

迭代過程中，如圖 2.9 所示：我們將側邊界條件及下邊界條件設定為梯度為零 (Neumann Type) (Cheng and Cheng, 2005)、上邊界條件設為零 (Zero Type)。此外，本研究將下邊界定義為最接近地形但在地形之上的網格點，至於地形之下的網格點則不予計算，並且將上邊界設在海拔高度 25 公里處，以避免上邊界之零邊界條件影響到本研究探討的東北季風環境中宜蘭冬季的降水系統。



2.4.2 冷池

過去針對宜蘭地區冬季降雨的研究顯少有對於冷池的分析與討論，主要是因為過去對於冷池的探討幾乎都是針對如飆線、午後熱對流等劇烈降水系統。前人研究討論冷池前緣對上升運動提供的有利機制，或是冷池強度與環境垂直風切之水平渦度平衡將有利於延長對流系統的生命期 (Rotunno et al., 1988)等，較少針對如東北季風環境下的在冬季出現的降水系統去做冷池分析。然而，Zhang et al. (2022) 強調地形可以透過改變對流系統的動力及熱力環境，進而影響對流系統的組織。他們的研究結果顯示：中國南部沿海地形將冷池侷限在迎風側，有利於新的對流胞持續於此處生成，對沿海區域高累積雨量的形成至關重要。

雖然 Zhang et al. (2022) 討論的天氣現象是針對華南梅雨鋒面暖區 (warm-sector) 之強降水，但基於蘭陽平原特殊的地形結構，本研究欲探討冷池是否對於蘭陽平原東南側之降雨中心提供有利舉升機制。吾人參照 Miao and Yang (2020) 將冷池高度定義為浮力 (式 2.2) 從地面算起至其值始大於 $-0.05 (m/s^2)$ 之高度，以計算冷池厚度；並進一步探索降雨冷池對於東北季風環境下蘭陽平原之冬季降雨特徵，是否可以提供其降雨系統生成或發展的有利機制。

2.4.3 垂直加速度收支

本研究於控制組模擬實驗之結果分析中，以垂直加速度之收支進一步探討降水系統之垂直加速度的主要來源為何，期望能夠釐清宜蘭地區冬季降雨系統的垂直加速度來源及各物理參數對垂直加速度的重要程度及貢獻。

吾人考慮垂直動量方程為：

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p^*}{\partial z} + B \quad (2.8)$$

根據式 2.7，可將式 2.8 改寫為：



$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_B^*}{\partial z} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_D^*}{\partial z} + B \quad (2.9)$$

由式 2.9，可以將垂直加速度拆解為（由左至右）浮力擾動氣壓梯度力項、動力擾動氣壓梯度力項及浮力項。

2.4.4 羅士比變形半徑 (L_R)

本研究於地形移除敏感度實驗的結果分析中，針對山脈地形作其羅氏比變形半徑 (L_R) 之粗略計算，以估計山脈地形移除造成對宜蘭地區之上游環境參數的影響的範圍：

$$L_R = \frac{NH}{f} \quad (2.10)$$


其中， N 為靜力穩定度； H 為地形高度； $f = 2\Omega \sin\psi$ 為科氏參數。本研究係以 WD5 中 17 個個案的合成分析場去進行模擬實驗，若以 2000 公尺作為蘭陽平原周圍山脈的參考地形高度，可大略估計 WD5 的合成上游環境之靜力穩定度大約為 0.007 (1/s)。

2.4.5 剖面設定

本研究於後續控制組實驗及地形移除敏感度實驗之模擬結果中，針對各個物理參數之垂直結構，以及後續哈莫圖 (Hovmöller Diagram) 的分析中，使用到三個不同的垂直剖面，分別是：

- (一) 通過宜蘭雨量站點且平行東北風方向 (Yilan-NE) 之剖面
- (二) 通過蘇澳雨量站點且平行東北風方向 (Suao-NE) 之剖面
- (三) 沿蘭陽平原南側地形走向 (Southern Plain) 之剖面

其中分別通過宜蘭與蘇澳雨量站點，並平行低層東北季風風向的兩個剖面設計，主要目的在於針對蘭陽平原內部東南及西北兩個區域，探討由低層東北季風引



起的降雨過程及其異同，並進一步探討造就蘭陽平原內部降雨分佈由東南向西北遞減的可能物理機制。至於沿著蘭陽平原南側地形走向之垂直剖面，則主要用以分析蘭陽平原內部受西側雪山山脈與南側中央山脈的地形阻擋下，蘇澳一帶及蘭陽平原南側之降水熱區形成的可能動力過程。此外，為使分析結果儘量客觀且具有統計代表性，於垂直剖面分析中，本研究對各垂直剖面取前後各五公里之滑動平均，各剖面之取值範圍如圖 2.10 紅框所示。



Chapter 3 控制組實驗 (CTL)

3.1 與合成觀測降雨特徵之比較

整體而言，CTL 實驗和以 WD5 中個案之觀測合成的等效 24 小時累積雨量分佈，以及二者的極值的位置表現雷同。在累積雨量分佈方面，我們可以看到兩者在蘭陽平原內部雨量量值皆具明顯由東南向西北遞減的趨勢 (圖 3.1b)；在極值的位置方面，亦可明顯看到兩者皆有累積雨量極值 (降雨中心) 座落於蘭陽平原東南側的特徵 (圖 3.1b)。此外，上述 CTL 模擬之降雨特徵與宜蘭地區降雨氣候統計特性 (圖 1.1) 具有高度的一致性。

然而，CTL 模擬之降雨極值在量值及位置上與 WD5 合成觀測分析存在些許差異：其中在量值方面，CTL 模擬之極值量值為 340 毫米 (mm) (圖 3.1b)、WD5 合成觀測的等效 24 小時累積雨量之極值量值則為 189 毫米 (mm) (圖 3.1a)。針對此量值的差異，我們認為主要因素可能是觀測之合成雨量計算的是等效雨量，而非實際之 24 小時累積雨量。因此，觀測合成分析所呈現出來的是 WD5 中 17 個個案之間的平均降雨特徵，故極值量值於此過程中可能會有被平滑的現象。至於 CTL 模擬實驗，雖然我們是以合成分析場進行準理想化模擬，然而順序為『先合成後進行模擬』。因此，CTL 實驗的降雨結果之於 WD5 的合成觀測來說，可以視為『單一個案』的模擬結果。因此，最終 WD5 合成等效雨量較 CTL 模擬之 24 小時累積雨量小了許多。

再者，降雨極值位置之空間分佈，在 CTL 模擬結果中極值位置較偏向南側山區 (圖 3.1b)，而 WD5 合成觀測中極值位置則較為偏向平原東南側蘇澳一帶 (圖 3.1a)。針對觀測合成等效雨量之計算，本研究中使用普通克利金法進行整個臺灣陸地上網格點的雨量值內差。然而，由於觀測站點並非如模式網格點般處處分佈均勻且足夠密集，因此內差的結果會因為該格點周圍實際雨量站之疏

密程度而與模式輸出的結果有所差距，因而導致 WD5 合成觀測之雨量極值位置和 CTL 模擬實驗結果之雨量極值位置稍微有所不同。

綜上所述，CTL 實驗與 WD5 觀測合成之結果雖不盡相同，但具有很大程度的一致性。由此可見 CTL 模擬實驗能夠充分掌握到宜蘭地區在東北季風環境下之降雨特徵。因此，後續於本篇研究中將詳細闡明 CTL 實驗之模擬結果與其分析，並提出宜蘭地區冬季降雨特徵的可能物理機制。

3.2 CTL 模擬結果

3.2.1 上游環境特徵及降雨時序

根據上游環境之低層風場及溫度場的時序圖 (圖 3.2)，我們可以看到：上游環境風場及溫度場，於 11 月 23 日 12 UTC 之後，變化趨於和緩，於是吾人定義模擬的前 12 小時為模式起轉時間 (Spin-up Time)，意即後續所有模擬實驗之分析起始時間為 2020 年 11 月 23 日 12 UTC (即模式時間 + 12 小時)。如此一來，經過 12 小時的 Spin-up，合成之動力場與熱力場應足夠平衡，故在本論文研究中，並未額外針對合成的動力場及熱力場做平衡檢查。此外，圖 3.3 顯示 CTL 實驗中，蘇澳及宜蘭的降雨時序。可以看到：平原內部降雨主要發生於 11 月 23 日 12 UTC 至 11 月 24 日 12 UTC 間，其中主要降雨時段落在 11 月 23 日 12 UTC 至 11 月 24 日 00 UTC，共計 12 小時期間。

此外，根據雷達回波與累積雨量平面圖的時序 (圖未示)，可以大致將 CTL 實驗結果中，宜蘭地區之冬季降雨分為以下兩種模式：

- (一) 於海上形成的對流胞 (Cells)，隨東北季風往蘭陽平原內部平流並產生降雨
- (二) 於陸地上定點持續形成新的對流胞，維持降雨持續時間

首先，第一類降雨模式具有高度的移動性。對於空間上一固定點而言，第一類降雨模式貢獻之累積雨量並不會太多，比較偏向短時間內對該區域降水系統的

增強或是增進該區域降水系統的發展。至於第二類降雨模式則具有明顯的局地性，意即對流胞持續形成於地理上某特定位置。不同於第一類降雨模式，第二類型的降水系統對於空間上固定點的累積降雨有著顯著貢獻。



3.2.2 擾動氣壓分析

a. 浮力擾動氣壓 (p_B)

圖 3.4 顯示浮力擾動氣壓 (p_B) 在不同海拔高度層的水平分佈特徵。我們可以發現蘭陽平原低層浮力擾動氣壓皆為負值 (即為低壓)，且在海拔約 500 至 700 公尺高處有其極小值。根據式 2.3 及式 2.5 可知：浮力擾動氣壓正比於負的浮力垂直梯度，意即蘭陽平原上浮力隨高度增加。值得注意的是，由圖 3.5a-d 可以看到平原內部於低層有很強的負浮力，且隨高度增加其負值漸小。因此，於低層形成向上之正浮力梯度，因而導致浮力擾動氣壓在低層呈現負值。再者，浮力擾動氣壓之垂直剖面圖 (圖 3.6、圖 3.7 及圖 3.8) 顯示出平原內部底層浮力擾動氣壓之負值主要位在降水系統的下方，且其極值在海拔 1 公里以下，與平面圖上顯示的結果相符。因此，根據低層浮力擾動氣壓之負值、浮力擾動氣壓極值的所在高度層及浮力隨高度分佈的特徵，我們可知底層之強負浮力主要來自平原上降水系統的蒸發冷卻，而低層負浮力隨高度減弱，導致浮力擾動氣壓之負極值位在海拔約 700 公尺處。再者，浮力擾動氣壓隨高度遞增並於海拔約 2.5 公里處有浮力擾動氣壓的正極值 (即為高壓)，其高度與降水系統之高度一致 (圖 3.7 及圖 3.8)，此浮力擾動高壓為降水系統的潛熱釋放所導致。

b. 動力擾動氣壓 (p_D)

圖 3.9 顯示動力擾動氣壓 (p_D) 在不同海拔高度層的水平分佈特徵。我們可以發現動力擾動氣壓在各高度層中的分佈並沒有明顯的傾斜，並且其極值隨高度漸增。值得注意的是，動力擾動氣壓之訊號主要於地形的上游區域較強，如：蘇澳和中央山脈之東北側，以及大屯山區東北側等，顯示出地形對於動力擾動氣壓之成因

有所貢獻。此外，平面圖上也可以明顯看到動力擾動氣壓具有明顯的波狀訊號。因此，動力擾動氣壓之成因為東北季風碰到地形後所產生的地形重力波。再者，從動力擾動氣壓之剖面圖（圖 3.10、圖 3.11 及圖 3.12）中可以更清楚地看到：動力擾動氣壓之正、負值之走向呈垂直分佈，其極值在海拔約 2 至 4 公里左右，並且於地形上游有正負相間排列、隨時間隨環境風場往內陸傳播的趨勢。

根據擾動氣壓診斷方程，可知：

$$p \propto 2 \times \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (3.1)$$

由式 3.1，根據環境垂直風切與上升運動的交互作用 (Updraft-shear Interaction)，於上升運動的上風切處會利於產生動力擾動高壓，下風切處則利於產生動力擾動低壓（圖 3.13）。在冬季時，環境風場於低層為強勁的東北季風，並隨高度轉為西南西風（圖 2.5b），意即冬季臺灣周遭環境在垂直方向上具有顯著的西風風切。CTL 模擬結果中，地形之上游區域受地形重力波作用產生連續的上升及下沉運動（圖 3.11）。根據式 3.1，因環境存在強西風風切，於上升速度之上風切處（西側）形成正的動力擾動氣壓（擾動高壓）、下風切處（東側）則形成負的動力擾動氣壓（擾動低壓）（圖 3.11）。此外，CTL 模擬結果中可以注意到，當中層擾動低壓靠近海陸交界時，降水系統有顯著增強的現象（圖 3.10、圖 3.11 及圖 3.12）；此外，中層動力擾動低壓可能提供低層向上的氣壓梯度力、增強低層上升運動，有助於海面上激發出新的對流胞，再隨著東北季風平流進蘭陽平原內部（圖 3.11c-h、圖 3.12d-h）。

3.2.3 冷池分析

考慮冷池為自地面起浮力小於 $-0.05 (m/s^2)$ 之區域 (Miao and Yang, 2022)，我們可以發覺無論是宜蘭或是蘇澳地區，於陸地上皆有明顯的冷池現象（圖 3.10e-h、圖 3.11 及圖 3.12）。在 CTL 實驗中，蘭陽平原冬季降雨形成之冷池雖然並不如

颶線等中尺度對流系統的冷池那般深厚，只有大約 200 至 300 公尺，但依舊可以看到對流胞於冷池前緣被激發而後發展的現象 (圖 3.10e-h、圖 3.11 及圖 3.12)。

再者，於冷池厚度及上升運動的 Hovmöller diagram (哈莫圖)(圖 3.14) 中可以更清楚看到：在整個 CTL 模擬實驗的主要降雨時段裡，於宜蘭及蘇澳地區皆有明顯的上升速度緊靠著冷池前緣的現象；此結果闡明：對於宜蘭地區冬季降雨而言，此淺薄的冷池 (厚度 ~ 300 m) 對於激發降水系統有不可忽視的貢獻。綜上所述，在東北季風環境下，受宜蘭地區特殊畚箕狀地形影響產生之低層迴流 (Return Flow)，對於宜蘭地區冬季降雨扮演冷池的角色，其前緣提供環境低層東北季風有利舉升機制，幫助降水系統發展。

值得注意的是，於哈莫圖上宜蘭地區的冷池 (圖 3.14a) 乍看之下似乎較蘇澳 (圖 3.14b) 更為明顯且分佈更廣。然而，若是我們關注於 Southern Plain 剖面的冷池訊號 (圖 3.14c)，可以看到蘇澳地區冷池訊號與宜蘭地區相當、並無明顯差異。Suao-NE 剖面與 Southern Plain 剖面，因剖面的方向的不同以及本研究為求剖面代表性於每個剖面的呈現皆取水平 10 公里的滑動平均，造成 Suao-NE 剖面上地形十分高聳，故其冷池訊號受此高聳地形影響，於該剖面上乍看之下並不顯著。但總體上，宜蘭地區之冷池訊號分佈都集中於平原內部低層區域或是地形迎風面低層，此一現象與 Zhang et al. (2022) 提出冷池被地形所侷限、有利該區域持續激發新的對流胞，進而產生可觀的累積降雨之結果相符。

3.2.4 垂直加速度收支分析

由 CTL 模擬結果可以明顯發現到浮力擾動氣壓與動力擾動氣壓的大小約差了一個數量級，即浮力擾動氣壓大於動力擾動氣壓一個數量級 (圖 3.4 及圖 3.9)。此外，浮力擾動氣壓的在垂直方向上的分佈主要呈水平走向 (圖 3.5、圖 3.6 及圖 3.7)、動力擾動氣壓則以垂直走向為主 (圖 3.10、圖 3.11 及圖 3.12)。根據式 2.7，對於擾動氣壓總和 (p^*) 而言，浮力擾動氣壓佔主導地位。然而，如先前所述，CTL 模擬


結果顯示動力擾動氣壓之於上升運動的激發及降雨系統的移動有著舉足輕重的影響；反觀浮力擾動氣壓則主要是降水系統產生之結果而未對降水系統移動有明顯的貢獻。因此，本研究以垂直加速度的收支去探討上述二者之於垂直加速度的貢獻。

考慮式 2.9，我們將垂直加速度拆解為浮力擾動氣壓梯度力項、動力擾動氣壓梯度力項以及浮力項。圖 3.15 顯示浮力擾動氣壓梯度力之量值及浮力本身的量值雖大動力擾動氣壓梯度力之量值約一個數量級，但浮力擾動氣壓梯度力與浮力之量值基本上等大異號（圖 3.15a, c）。因此，浮力擾動氣壓梯度力與浮力對垂直加速度之貢獻相互抵消的情況下，垂直加速度將由動力擾動氣壓梯度力主導。因此，由圖 3.15b 及圖 3.15d 我們可以發現，在地形迎風側低層和海陸交界蘇澳一帶，兩者皆存在明顯向上動力擾動氣壓梯度力與向上垂直加速度匹配的現象，且在地形迎風側的高層兩者也具有相似山岳重力波的垂直加速度分布特徵。值得注意的是，本論文研究於圖 3.15d，以中差法來近似每個時間點之垂直加速度 (Dw/Dt)，即取前、後各一個時間點 (Δt 為 5 分鐘) 的資料來求取該時間點之垂直加速度，故本論文研究中對其做定性上的特徵分析，定量上則會存有 $2\Delta t$ 的誤差，意即圖 3.15d 表現出的是時間尺度大於 10 分鐘 ($2\Delta t$) 之特徵，為 10 分鐘內垂直加速度之平均狀態；反之，圖 3.15b 則是該時間點上，動力擾動氣壓梯度造成之垂直加速度的瞬態特徵。

3.3 宜蘭地區冬季降水機制

宜蘭地區冬季降水系統主要來自於海上對流胞隨東北季風往蘭陽平原內部平流，以及於平原內部固定區域持續有對流胞生成，延續該區域整體降水系統之生命期，進而造成宜蘭冬季持續性的長延時降雨。

根據先前 CTL 實驗各物理參數之分析結果表明，宜蘭地區冬季降雨系統之發展大致可區分出兩種可能有利機制。首先是中層大氣 (2-4 km) 之負的動力擾動氣壓 (擾動低壓)，CTL 實驗結果顯示，中層的動力擾動低壓形成之向上的氣壓梯度



力，可能有助於增強低層大氣之上升速度。此垂直加速度的貢獻在於，當低層大氣受地形重力波產生一連串上升、下沉運動時，低層大氣向上之動力擾動氣壓梯度力，有機會增強低層上升速度，將有利於激發出海上新的對流胞生成，並隨著東北季風平流進內陸造成降雨。此外，動力擾動低壓造成向上之氣壓梯度力，亦可能有助於地形迎風側低層或是海陸交界處之降水系統的持續發展。另一方面，蘭陽平原內部受畚箕狀地形影響所侷限住的淺薄冷池（厚度 ~ 300 m），其前緣提供舉升有利機制，與環境低層之東北季風輻合可以激發上升運動、產生新的對流胞，有助於平原內部降雨系統的發展與維持。

然而，上述二者僅可解釋蘭陽平原內部降雨系統發展的原因。針對降雨分佈由東南向西北遞減之現象，**圖 3.16** 顯示宜蘭與蘇澳於 CTL 實驗模擬主要降雨時段最大雷達回波之哈莫圖，我們可以發現沿海蘇澳地區持續有強回波訊號（**圖 3.16b**）。相比之下，宜蘭地區之回波訊號弱了許多，雷達回波值大於 35 dBZ 之訊號僅發生於 11 月 23 日約 13:50 至 15:00 UTC 之間（**圖 3.16a**）。此外，回波值隨時間分佈的斜率於蘇澳較為陡峭（**圖 3.16b**）、於宜蘭則較為平緩（**圖 3.16a**）。這說明單一降水系統於定點停留時間在蘇澳較長、在宜蘭則較短。再者，從動力擾動氣壓之剖面圖（**圖 3.10**、**圖 3.11**）可以發現：動力擾動氣壓值於蘇澳與宜蘭差距甚大，此現象於動力擾動氣壓與低層上升運動之哈莫圖亦可清楚看到（**圖 3.17**）。此外，我們於哈莫圖上可以發現，上升速度發展於動力擾動氣壓梯度最強之處。相比於宜蘭地區，蘇澳地區有更廣泛且穩定的上升運動發生（**圖 3.17b**）。綜上所述，蘇澳地區動力擾動氣壓造成之向上氣壓梯度力增強低層上升運動的機制，相較於宜蘭地區更為顯著，加上單一對流胞移動速度較慢，此即蘇澳地區（平原東南側）降雨較宜蘭地區（平原西北側）更為明顯、且蘇澳地區累積雨量較宜蘭地區更為豐沛的可能原因。



Chapter 4 地形敏感度實驗

4.1 NNT 模擬結果

圖 4.1 為本研究中四個地形敏感度實驗之 24 小時累積雨量 (模式時間 + 12 hr 至 + 36 hr)。NNT 實驗 (圖 4.1a) 之於 CTL 實驗 (圖 3.1b) 的模擬結果顯示：於本研究關注的蘭陽平原內部，一樣存在累積雨量由東南向西北遞減的現象，且極值量值上差異不大。然而，NNT 模擬結果中蘭陽平原南側累積雨量明顯較 CTL 實驗減少許多，且降雨中心位置移向中央山脈地勢較高的迎風面地區 (圖 4.1a)。

再者，圖 4.2 至圖 4.4 顯示出 NNT 實驗中浮力擾動氣壓以及雷達回波於剖面上的分佈特徵，可以發覺 NNT 實驗之整體回波較 CTL 實驗結果弱；且從兩者之 Suao-NE 剖面 (圖 3.7 及圖 4.3) 比較，可以發現於 NNT 模擬結果中，強回波區更加往地形迎風面山坡上移動，與先前累積雨量之分佈表徵 (圖 4.1a) 相符。此外，圖 4.5 至圖 4.7 顯示出 NNT 實驗中動力擾動氣壓以及上升速度於剖面上的分佈特徵。若與 CTL 實驗結果相比，地形上游動力擾動氣壓正負相間的訊號大幅減弱 (圖 3.11、圖 3.12、圖 4.6 及圖 4.7)。動力擾動氣壓正負成對的分佈移入內陸山區，並產生地形強迫的上升運動 (圖 4.6d-h)。

圖 4.8 為 NNT 模擬呈現低層上升速度及冷池厚度之哈莫圖，我們發現其冷池的訊號比起 CTL 實驗大幅減弱且持續時間更短 (圖 3.13a, c 及圖 4.8a, c)。相較於 CTL 模擬結果中上升速度極大值緊貼冷池前緣的特徵，NNT 模擬則主要受地形舉升影響，故其上升速度穩定分佈於迎風面山坡上 (圖 3.13b, c 及圖 4.8b)。

綜上所述，北部地形對於宜蘭冬季降雨特徵之貢獻在於侷限冷池移動，當雪山山脈 (意即畚箕狀地形) 存在時，蘭陽平原特殊地形條件侷限住冷池、使


其只能往蘭陽平原方向移動。CTL 及 NNT 實驗之模擬結果的對比，顯示出在東北季風環境下，冷池對於低層潮濕的東北季風而言是重要的動力舉升機制，冷池的存在有助於蘭陽平原內部降水系統的生成及發展。



4.2 NST 模擬結果

圖 4.1b 顯示 NST 實驗結果之 24 小時累積雨量，我們可以看到：蘭陽平原的冬季降雨特徵基本消失，平原降雨少、雨區落在雪山山脈迎風面以及海陸交界上。此外，圖 4.12 至 圖 4.14 顯示出 NST 實驗中動力擾動氣壓以及上升速度於剖面上的分佈特徵，與 CTL 實驗相比，地形上游動力擾動氣壓訊號消失（圖 3.11、圖 3.12、圖 4.13 及圖 4.14）。其正負成對分佈主要位於上升運動的上、下風處（圖 4.12b-f），為上升運動造成之結果而非形成上升運動之原因。

值得注意的是，從 Yilan-NE 以及 Southern plain 剖面（圖 4.9、圖 4.11、圖 4.12 及圖 4.14）卻可以看到冷池現象十分明顯。於 NST 模擬結果低層上升速度及冷池厚度之哈莫圖（圖 4.15）中亦可觀察到，其冷池的分佈以及持續時間並沒有比 CTL 實驗來的弱（圖 3.13），但上升速度在整個期間卻是大幅減弱。為了探討這個問題，本研究中進一步分析 CTL 實驗與 NST 實驗虛位溫 (θ_v) 的水平梯度，與其垂直速度之哈莫圖如圖 4.17 所示。我們發現在 CTL 實驗中，上升速度極大值與虛位溫水平梯度極大值高度重疊（圖 4.17a, c, e），說明二者有極高的相關性。反觀 NST 實驗中，虛位溫水平梯度弱、上升速度亦不明顯（圖 4.17b, d, f）。於本研究中，虛位溫之水平梯度取決於環境東北季風與冷池之間之熱力性質差異，如二者之溫度及水氣量差異。當虛位溫梯度越大時，表示二者之熱力性質差異越大。NST 實驗結果顯示雖然其冷池厚度乍看之下與 CTL 實驗相當（圖 3.13 及圖 4.15）；然而，我們卻可很明顯地看出 CTL 實驗的虛位溫水平梯度極大值與上升速度極大值高度重疊的現象（圖 4.17a, c, e），而 NST 實驗結果中，虛位溫水平梯度極大值分佈零星、上升速度也十分微弱（圖 4.17b, d, f）。




此外，本研究分析 CTL 與 NST 實驗中上游東北季風之熱力條件，發覺於移除南部地形（中央山脈）之 NST 實驗裡，低層環境風場在 CTL 實驗中漸轉為偏東北東風，而在 NST 實驗中則於模擬時間內維持北北東風（圖 4.16）。我們可以看到，上游環境風向的轉變，影響溫度場、濕度場的變化，NST 上游環境低層於整體模擬過程中較 CTL 實驗偏乾（圖 4.16a, c）且偏冷（圖 4.16b, d）。我們根據北段中央山脈參考高度 2000 公尺以及本研究使用之 WD5 合成的熱力條件，計算其羅士比變形半徑 (L_R) (式 2.10) 可得：中央山脈之羅士比變形半徑約為 230 公里，意即中央山脈地形之移除會對上游 230 公里內環境造成顯著影響。由此可知：NST 實驗中東北季風之風向因受到中央山脈移除的影響，相較於 CTL 實驗，偏北風分量增加，進而影響整體東北季風之熱力性質，可能導致東北季風與蘭陽平原內部冷池之熱力性質差異減小、虛位溫水平梯度減弱（圖 4.17），以致即使冷池存在亦無法提供東北季風有效的舉升機制，此一結果與 Lombardo and Kading (2018) 之研究結果相符。

4.3 地形敏感度實驗間之比較

圖 4.1c 和圖 4.1d 顯示出 HNT 及 HST 模擬實驗之 24 小時累積雨量。可以看到：比起 NNT 實驗，HNT 實驗對蘭陽平原東南側之降雨極值的掌握較佳，意即當北部地形（雪山山脈）回復一半時，會使得高累積降雨區的範圍由原先 NNT 實驗中侷限於中央山脈迎風側山區（圖 4.1a）往蘭陽平原方向擴散（圖 4.1c）。此外，比起 NST 實驗於宜蘭地區之降雨主要分佈於雪山山脈迎風側及東部沿岸海陸交界處（圖 4.1b），HST 實驗（圖 4.1d）結果顯示與 CTL 實驗及 HNT 實驗相似之降雨特徵（圖 3.1b 及圖 4.1c），意即當南部地形（中央山脈）回復一半會造就宜蘭冬季雨量由東南向西北遞減之降雨分佈特徵。

此外，圖 4.18 與圖 4.19 呈現出的是各個地形敏感度實驗於蘇澳及宜蘭的低層上升運動、中層動力擾動氣壓以及底層虛位溫的水平梯度之時序圖。我們可以發現



於蘇澳地區，CTL 模擬實驗 (黑線) 之 1000 公尺上升運動最為明顯；其次是地形減半實驗 (淺色線，即 HNT 與 HST 實驗)，最後才是地形移除實驗 (深色線，即 NNT 與 NST 實驗)(圖 4.18a 及圖 4.18b)；而在中層 (2000 公尺) 動力擾動氣壓的時序圖中可以看到：兩個修改北部地形之敏感度實驗 (藍色系，即 NNT 與 HNT 實驗) 中層動力擾動低壓最為顯著，意即當雪山山脈移除或高度減半時，於蘇澳地區中層會有較明顯之動力擾動低壓的現象(圖 4.18c)。然而，根據圖 4.18a 及圖 4.18c 可以發現：此中層動力擾動低壓主要為上升速度之反應 (Response)，即該動力擾動低壓為上升速度與環境風切交互作用產生之結果；而 CTL 實驗的中層動力擾動低壓則主要為上升運動之原因。值得注意的是，關於修改南部地形之敏感度實驗顯示 (紅色系，即 NST 與 HST 實驗)，於模擬過程中，中層大氣動力擾動氣壓之震盪普遍偏小(圖 4.18d)，即中央山脈之貢獻主要在於其地形上游之地形重力波，當中央山脈之地形移除或地形高度減半時，使得地形上游之動力擾動氣壓現象減弱，故中層低壓增強低層上升速度之可能機制的作用亦有所減弱。

至於底層虛位溫之水平梯度，我們可以看到在 NST (深紅) 及 NNT (深藍) 實驗中，其虛位溫梯度明顯低於其他實驗結果 (圖 4.18e 及圖 4.18f)。如 4.2 節中所述：根據羅氏比變形半徑，NST 實驗移除中央山脈地形導致上游風向改變、偏北風分量增強，整體環境轉冷轉乾，使其虛位溫的水平梯度減小、減低冷池造就之動力舉升機制，進一步減少上升速度的發生 (圖 4.18a)。至於 NNT 實驗中，上升運動多發生於迎風面山區，如 4.1 節所述：移除雪山山脈後，宜蘭地區畚箕狀地形不復存在，冷池得以朝四面八方移動、不再被侷限於蘭陽平原內部，大大減弱冷池結構及持續時間，進而影響其虛位溫的水平梯度。至於針對宜蘭地區 (圖 4.19) 之相同分析，依舊可以看到與蘇澳地區類似的結果。當冷池結構較佳 (虛位溫之水平梯度較大) 以及中層動力擾動氣壓負值區移入時，將有助於上升速度的增強。值得注意的是，無論是上升速度、中層動力擾動氣壓負極值以及底層虛位溫之水平梯度的

量值，在宜蘭地區（平原西北側）皆低於蘇澳地區（平原東南側），再次顯現出蘭陽平原內部冬季降雨分佈由東南向西北遞減之現象。






Chapter 5 結論與未來展望

5.1 宜蘭冬季降雨機制及其地形構造之影響

本論文研究使用準理想化 WRF 模式進行模擬，以宜蘭冬季降雨實際個案之合成分析場取代真實個案分析場，作為 WRF 模式的初始及邊界條件，以顯現出東北季風綜觀環境不隨時間劇烈變化之典型特徵。此外，我們以準理想模擬取代真實個案模擬可以保留並凸顯出宜蘭冬季降雨個案之間之共同特徵。再者，我們將 WD5 中 17 個降雨區間先個別做其時間上平均後再進行合成，如此可以避免單一降雨個案因時長較長而主導合成結果。

研究分析指出，宜蘭地區冬季降水系統主要來自於海上對流胞隨東北季風往蘭陽平原內部平流，以及於蘭陽平原內部固定區域持續有對流胞生成，延續該區域整體降水系統之生命期，進而造成宜蘭冬季持續性的長延時降雨。根據 CTL 實驗各物理參數之分析結果顯示，宜蘭地區冬季降雨系統之發展大致可區分出兩個可能有利機制：

- (一) 動力擾動氣壓於中層大氣 (2-4 km) 之負極值 (低壓)：中層動力擾動低壓形成向上的氣壓梯度力，可能增強低層大氣之上升速度。此垂直加速度主要有兩個可能貢獻：其一，當地形風側受地形重力波產生一連串上升、下沉運動時，向上之氣壓梯度力可能增強低層上升運動，將有利於激發出海上新的對流胞，而後隨東北季風平流進蘭陽平原內陸造成降雨；其二，動力擾動低壓造成向上之氣壓梯度力可能有助於地形迎風側低層或是海陸交界處之降水系統的持續發展。
- (二) 蘭陽平原內部受畚箕狀地形影響所侷限住的淺薄冷池 (厚度 ~ 300 m)：該冷池前緣提供有利舉升機制，與低層環境東北季風輻合激發上升運動、產生新的對流胞，有助於平原內部降雨系統的發展與維持。此外，蘇澳地區動力擾動氣壓



造成之向上氣壓梯度力增強低層上升運動的機制，相較於宜蘭地區更為顯著，再加上單一對流胞移動速度較慢，即本研究之 CTL 模擬結果顯示的導致蘇澳地區（蘭陽平原東南側）降雨較宜蘭地區（蘭陽平原西北側）降雨更為明顯及其累積雨量更為豐沛之原因。

再者，根據各組地形移除敏感度實驗之結果，我們發現：雪山山脈對於宜蘭冬季降雨特徵之貢獻在於降水冷池結構的維持。當雪山山脈存在時，宜蘭地區特殊的畚箕狀地形會侷限住冷池、使其只能往蘭陽平原方向移動，對於低層潮濕的東北季風而言，降水冷池是重要的動力舉升機制，冷池的發展有助於蘭陽平原內部降水系統的生成及維持。另一方面，中央山脈除了侷限住冷池的移動之外，中央山脈的移除使地形重力波訊號大幅減弱，中層大氣擾動低壓增強低層大氣上升速度之影響亦大幅減弱。此外，根據中央山脈的羅士比變形半徑（ ~ 230 公里）可知：移除中央山脈地形，使得 230 公里內上游環境的偏北風分量增加，進而影響整體東北季風的熱力性質，導致東北季風與平原內部冷池之熱力性質差異減小，使得二者虛位溫水平梯度減弱，以致冷池無法提供東北季風有效的舉升機制。因此，對於宜蘭地區冬季之降雨而言，該特殊的畚箕狀地形有著顯著的影響。

5.2 未來展望

本研究中對於東北季風環境下宜蘭地區冬季降雨特徵形成機制及地形對其之影響，主要立足在準理想化之 WRF 模式模擬實驗，吾人將初始條件及邊界條件設定為不隨時間而變。如此雖能體現出東北季風環境隨時間無劇烈變動的特徵，然而也一定程度忽視了綜觀環境的些微變化可能造成的其他影響。未來研究中，希望能夠在準理想化合成模擬上加入隨時間變動之邊界條件，以期許能更貼近真實個案狀況。

再者，本論文研究之模擬實驗為每 5 分鐘輸出一筆資料，無法掌握到時間尺度較小的動力機制。比如在 CTL 模擬實驗之垂直剖面分析以及哈默圖分析，我們

都可以明顯看到上升速度分佈與中層動力擾動低壓的高度相關性，可惜受限於時間解析度未能確定其因果關係，期待後續的研究透過加密輸出的方式，進一步探討及確認蘭陽平原冬季降雨發生之上升速度的成因。



此外，本論文研究發現蘭陽平原內部淺薄的冷池對於東北季風環境下的對流系統之生成及發展有著重要的影響，期待未來能進一步做模式底層加密，以期能更良好的掌握冷池對於該降水系統之貢獻。

最後，本論文研究主要以分析及討論 WRF 模式輸出結果為主，WRF 模式積分依然有所誤差，提出之可能有利物理機制亦有待未來觀測實驗做進一步的驗證。

參考文獻



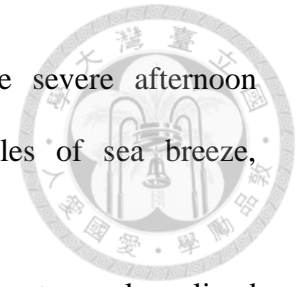
- 李金萬與陳泰然，1983：台灣北部地區 1980 年 11 月 19 日異常降水個案研究，
大氣科學，**10**，25-38。
- 陳泰然、李金萬與劉廣英，1980：冬季東北季風影響下之台灣北部異常降水之初步
研究，*大氣科學*，**7**，73-84。
- 鄭凌文與游政谷，2014：北台灣大屯山區密集降雨觀測研究—東北季風環境下之地
形降水分析，*大氣科學*，**42**，61-86。
- 樺澤實，1950：第 2 種地形性降雨の實例について，*氣象庁研究時報*，**2(3)**，65-
69。
- Chen, G. T. J., and K. Y. Liu, 1981: On the winter abnormal heavy rainfall (AHR) over
northern Taiwan, *Papers Meteor Res.*, **4**, 1-12.
- Chen, S.-H., and Y.-L. Lin, 2005a: Effects of moist Froude number and CAPE on a
conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **62**,
331-350.
- Chen, S.-H., and Y.-L. Lin, 2005b: Orographic effects on a conditionally unstable flow
over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteorol Atmos Phys*, **88**,
1-21.
- Cheng, A.H.D., and D.T. Cheng, 2005: Heritage and early history of the boundary
element method. *Eng. Anal. Bound. Elem.*, **29(3)**, 268-302.
- Houze, R. A., Jr., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573 pp.
- Lombardo, K., & Kading, T., 2018: The behavior of squall lines in horizontally
heterogeneous coastal environments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **75(4)**,
1243-1269.

Miao, J.-E., and M.-J. Yang, 2020: A modeling study of the severe afternoon thunderstorm event at Taipei on 14 June 2015: The roles of sea breeze, microphysics, and terrain. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 129-152.

Rotunno, R., Klemp, J. B., & Weisman, M. L., 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **45(3)**, 463-485.

Su, S.-H., Chang, Y.-H., Liu, C.-H., Chen, W.-T., Chang, W.-Y., Chen, J.-P. et al., 2022: “Observing severe precipitation near complex topography during the Yilan Experiment of Severe Rainfall in 2020 (YESR2020)”, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1-20.

Zhang, M., K. L. Rasmussen, Z. Meng, and Y. Huang, 2022: Impacts of coastal terrain on warm-sector heavy-rain-producing MCSs in southern China. *Mon. Wea. Rev.*, **150**, 603-624.



表



WRF Version	3.9
Time Step	60 s
Vertical Layers	55
Model Top	20 hPa
Domain Setting	
D01	27 km (287 X 184)
D02	9 km (246 X 246)
D03	3 km (222 X 222)
D04	1 km (222 X 222)
Physics Setting	
MP Physics	Thompson
LWR	RRTM
SWR	Goddard
PBL	YSU
CU Physics	Grell-Devenyi ensemble (D01 & D02)

表 2.1 本研究 WRF 模式版本及參數化法等相關配置

地區	站名	代碼	經度	緯度	海拔高度 [m]
台灣西部 (W)	苗栗	C0E750	120.824575	24.564569	62.0
	豐原	C0F9M0	120.720692	24.254322	230.0
	田尾	C0G820	120.509389	23.901669	29.0
	虎尾	C0K330	120.442036	23.719183	38.0
	馬頭山	C0M410	120.582017	23.324361	245.0
	善化	C0O900	120.297219	23.112883	9.0
	美濃	C0V310	120.519153	22.898742	46.0
	潮州	C0R220	120.540000	22.534361	23.0
	宜蘭	467080	121.756528	24.763975	7.2
	玉蘭	C0U650	121.587061	24.675286	442.0
東南平原 (SE)	新寮	C1U690	121.751267	24.625561	101.0
	蘇澳	467060	121.857372	24.596736	24.9
	東澳	C0U760	121.833180	24.521960	22.0
南部山區 (S)	太平山	C0U710	121.525656	24.505486	1942.0
	觀音海岸	C1U850	121.778560	24.383190	665.0



表 2.2 合成個案篩選流程所用測站之相關資料

起迄時間 (UTC)	總時長 (hr)	低層風向 (°, 1000-850 hPa)	低層風速 (m/s, 1000-850 hPa)
2012/12/11 16:00 ~ 2012/12/12 05:00	13	53.80	11.23
2013/12/23 08:00 ~ 2013/12/23 16:00	8	54.62	10.23
2014/12/08 00:00 ~ 2014/12/09 07:00	31	58.18	13.08
2015/02/03 04:00 ~ 2015/02/03 14:00	10	50.93	5.98
2017/02/20 16:00 ~ 2017/02/21 03:00	11	54.83	10.28
2018/12/13 16:00 ~ 2018/12/14 16:00	24	58.29	10.19
2018/12/30 09:00 ~ 2018/12/31 02:00	17	59.09	10.43
2018/12/31 04:00 ~ 2019/01/02 16:00	60	59.77	10.84
2019/01/08 16:00 ~ 2019/01/09 04:00	12	55.18	10.54
2020/11/23 01:00 ~ 2020/11/23 08:00	7	55.62	9.61
2020/11/23 10:00 ~ 2020/11/23 16:00	6	57.95	7.66
2020/11/28 09:00 ~ 2020/11/29 13:00	28	55.28	10.86
2020/11/29 15:00 ~ 2020/11/30 00:00	9	57.42	12.04
2020/11/30 01:00 ~ 2020/11/30 09:00	8	51.18	12.89
2020/11/30 12:00 ~ 2020/11/30 23:00	11	55.01	14.71
2020/12/01 01:00 ~ 2020/12/01 08:00	7	55.50	14.31
2021/02/08 02:00 ~ 2021/02/08 16:00	14	53.88	10.21

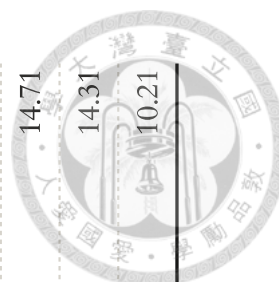


表 2.3 WD5 之 17 個合成個案列表



風向區間	個案數	平均風向 (°, 1000-850 hPa)	平均風速 (m/s, 1000-850 hPa)
WD0	0		
WD1	0		
WD2	1	29.09	14.03
WD3	4	35.54	12.34
WD4	8	44.40	11.60
WD5	17	55.73	10.88
WD6	4	63.20	9.08
WD7	4	73.71	10.02
WD8	3	84.51	7.06
WD9	3	106.42	9.35

表 2.4 各風向區間之個案數、低層平均風向及平均風速

$f(x) = ax^3 + bx^2 + cx + d$	
Lan-Yang River	Da-Jai River
a = -0.70149	a = -0.40907
b = 254.52577	b = 149.03699
c = -30781.97961	c = -18099.28075
d = 1240869.95191	d = 732673.52544



表 2.5 地形敏感度實驗中蘭陽溪與大甲溪河谷之擬和函數



敏感度實驗名稱	地形設計
NST	移除蘭陽溪-大甲溪南側地形
NNT	移除蘭陽溪-大甲溪北側地形
HST	將蘭陽溪-大甲溪南側地形減半
HNT	將蘭陽溪-大甲溪北側地形減半

表 2.6 地形敏感度實驗列表

圖

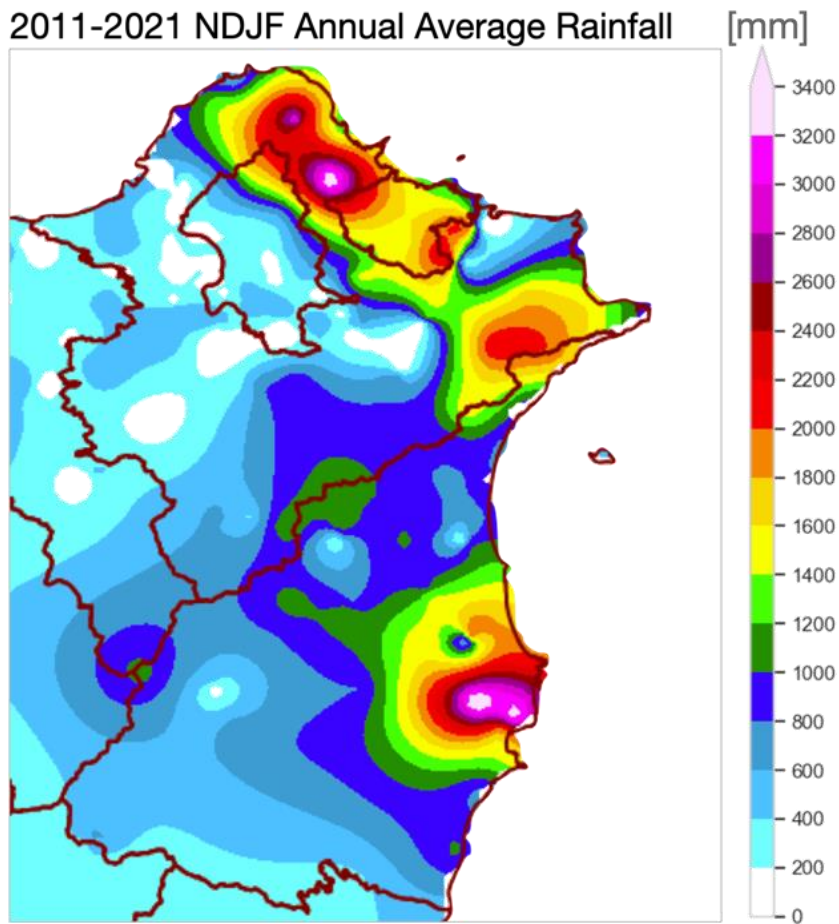


圖 1.1 2011 至 2021 年冬季 (即 11 月、12 月、1 月及 2 月，共四個月) 的平均總降雨量。

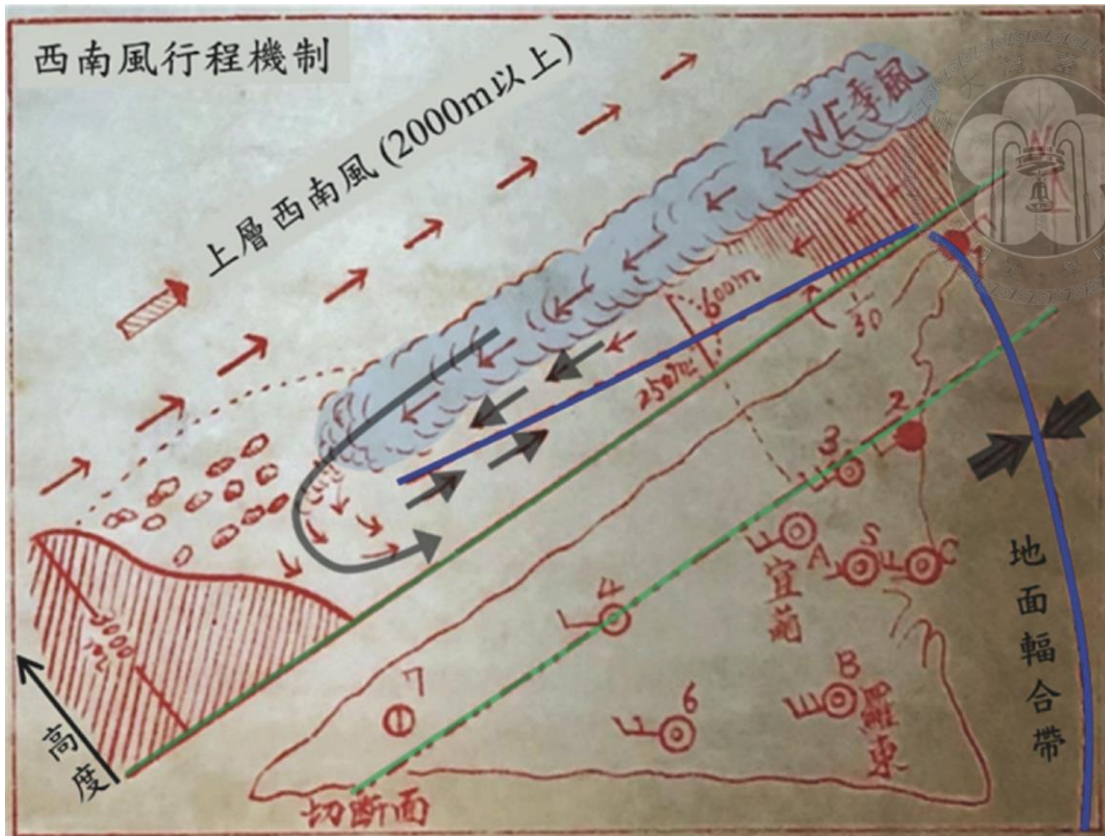


圖 1.2 樺澤實 (1950) 冬季宜蘭地區降雨之概念模式圖。

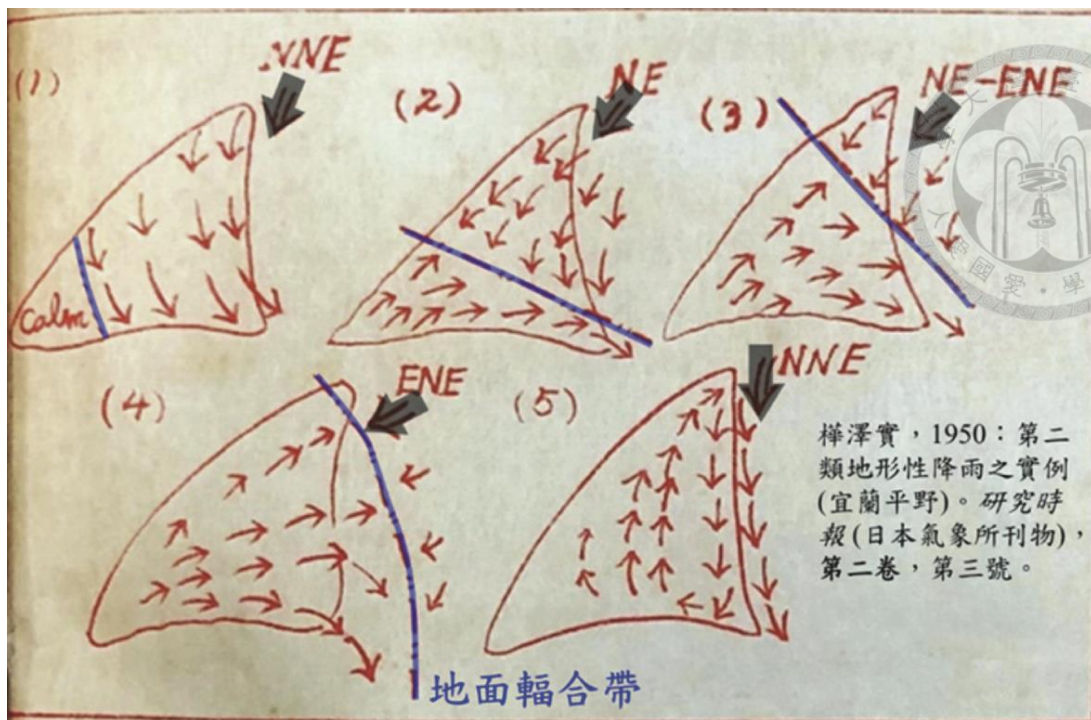


圖 1.3 榊澤實 (1950) 冬季蘭陽平原地形迴流與低層東北風之輻合帶示意圖。

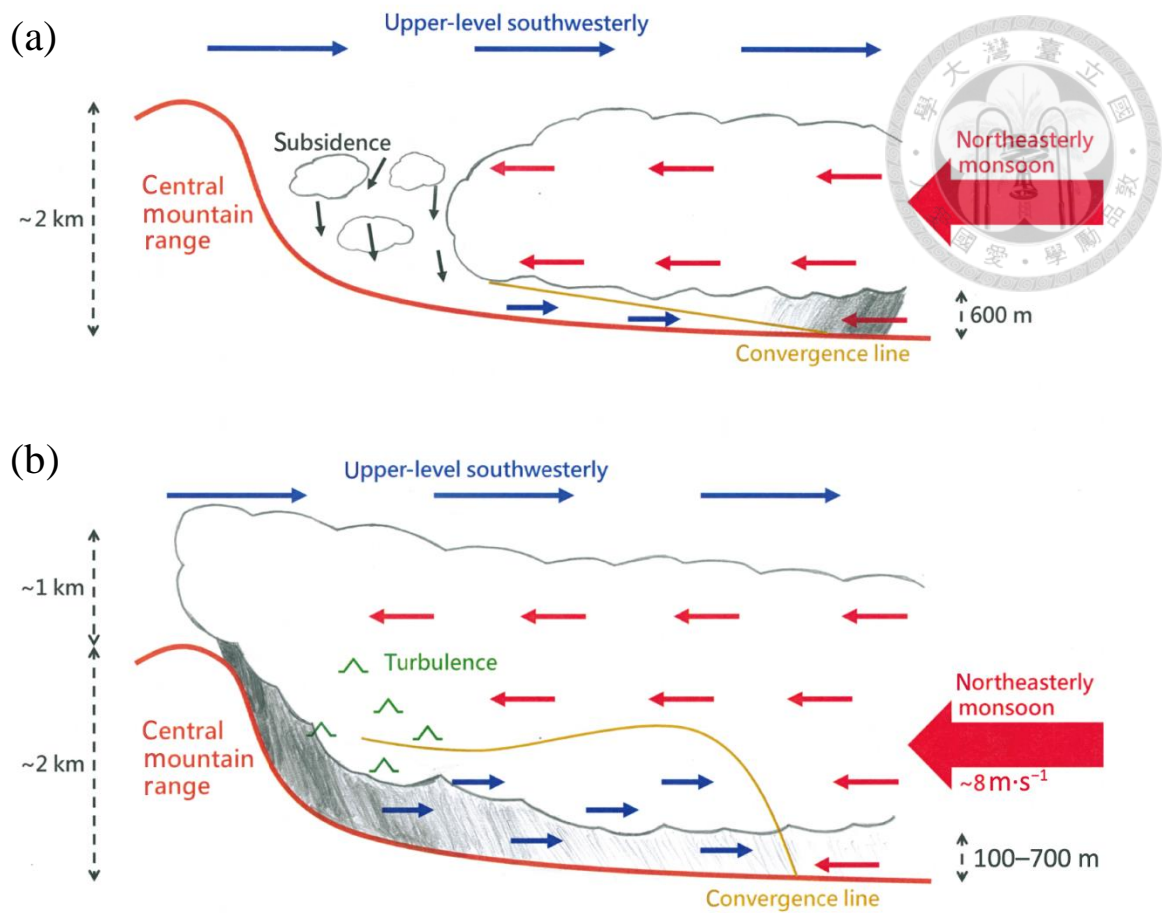


圖 1.4 (a) Su et al. (2022) 中重製之樺澤實 (1950) 冬季宜蘭地區降雨之概念模式圖及 (b) 該研究基於 YESR2020 觀測實驗結果繪製之降雨概念模式圖。

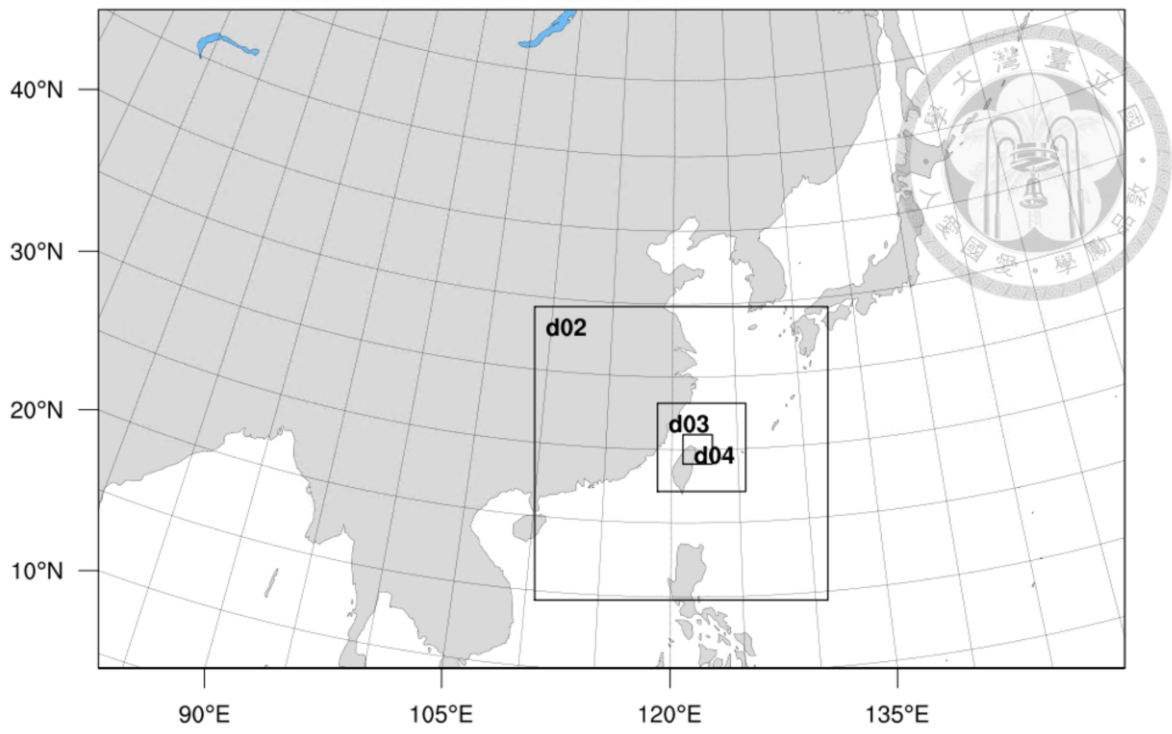


圖 2.1 模擬實驗巢狀網格設計。

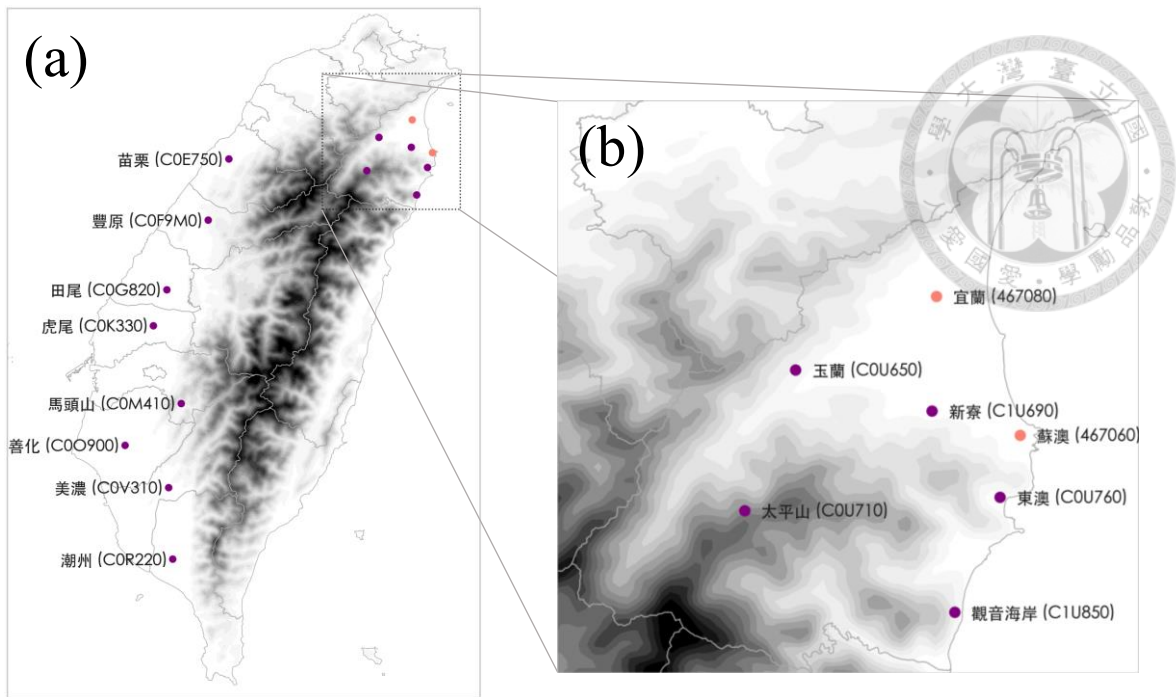


圖 2.2 合成個案篩選用雨量站分佈圖：(a)台灣西部雨量站及 (b)宜蘭縣內雨量站站。包含自動雨量站 (紫色) 及局屬測站 (橘色)。

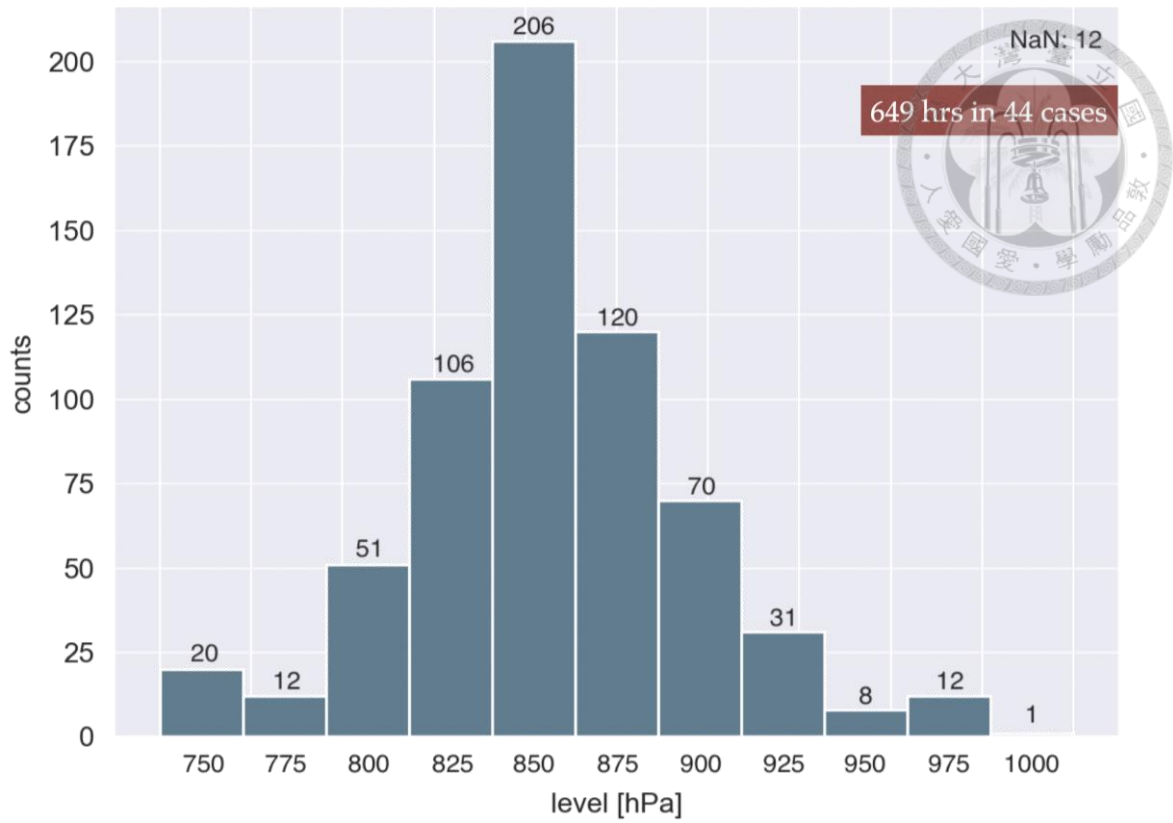


圖 2.3 44 個宜蘭冬季降雨區間東北季風層頂高度分佈圖。

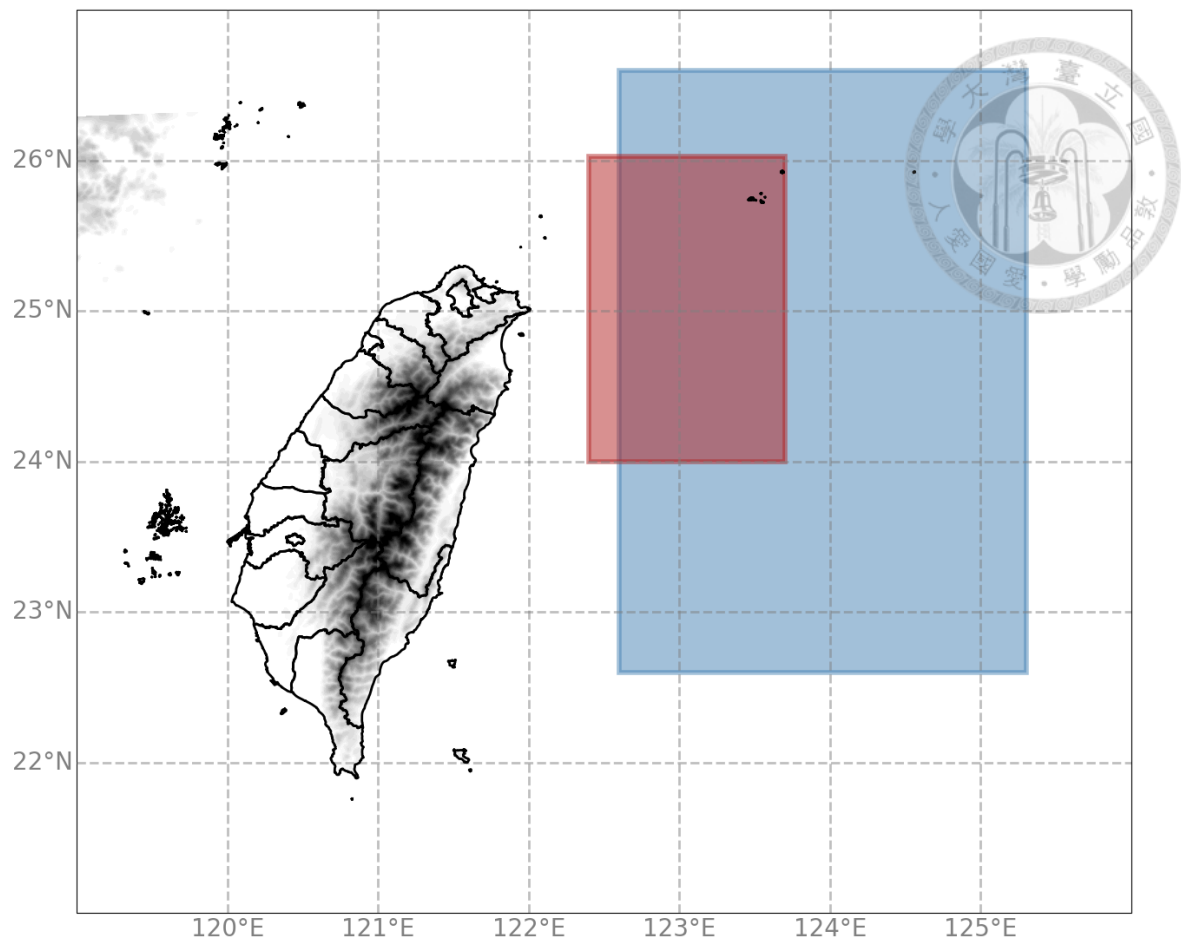


圖 2.4 本研究中定義上游環境之區域範圍 (紅框) 及參考狀態密度 (ρ_0) 計算區域 (藍框)。

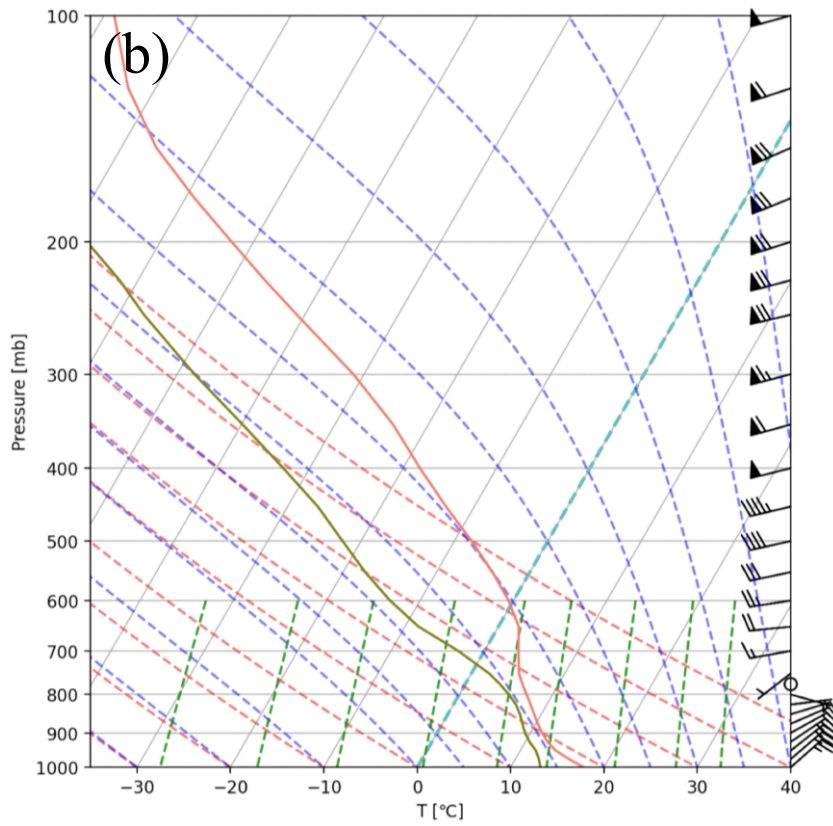
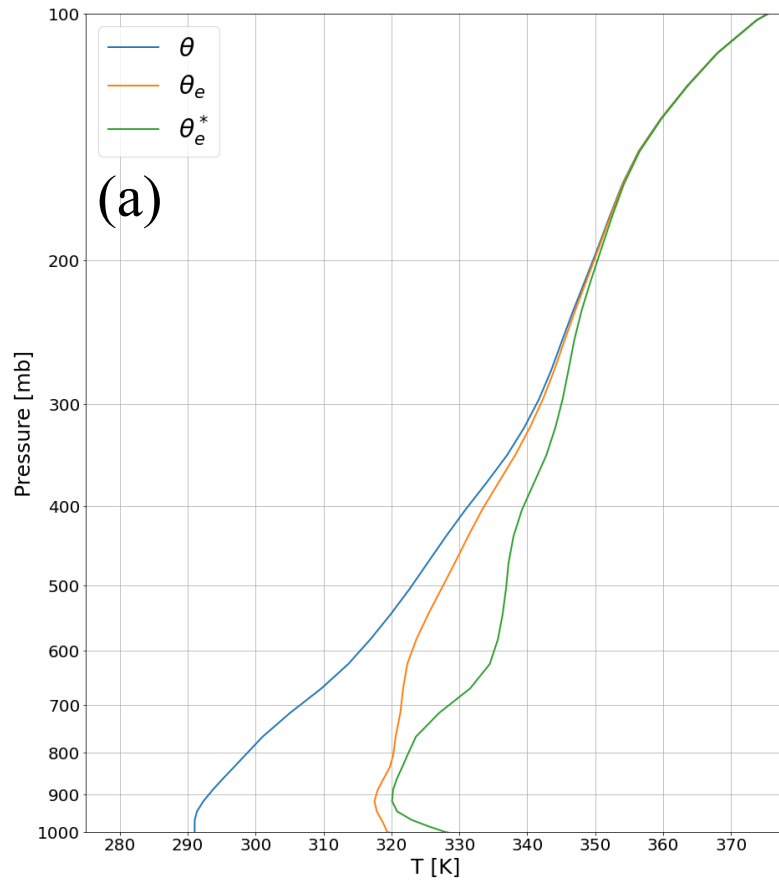


圖 2.5 WD5 合成上游環境之 (a) 位溫 (θ)、相當位溫 (θ_e) 及飽和相當位溫 (θ_e^*) 的垂直變化及 (b) 合成探空圖。

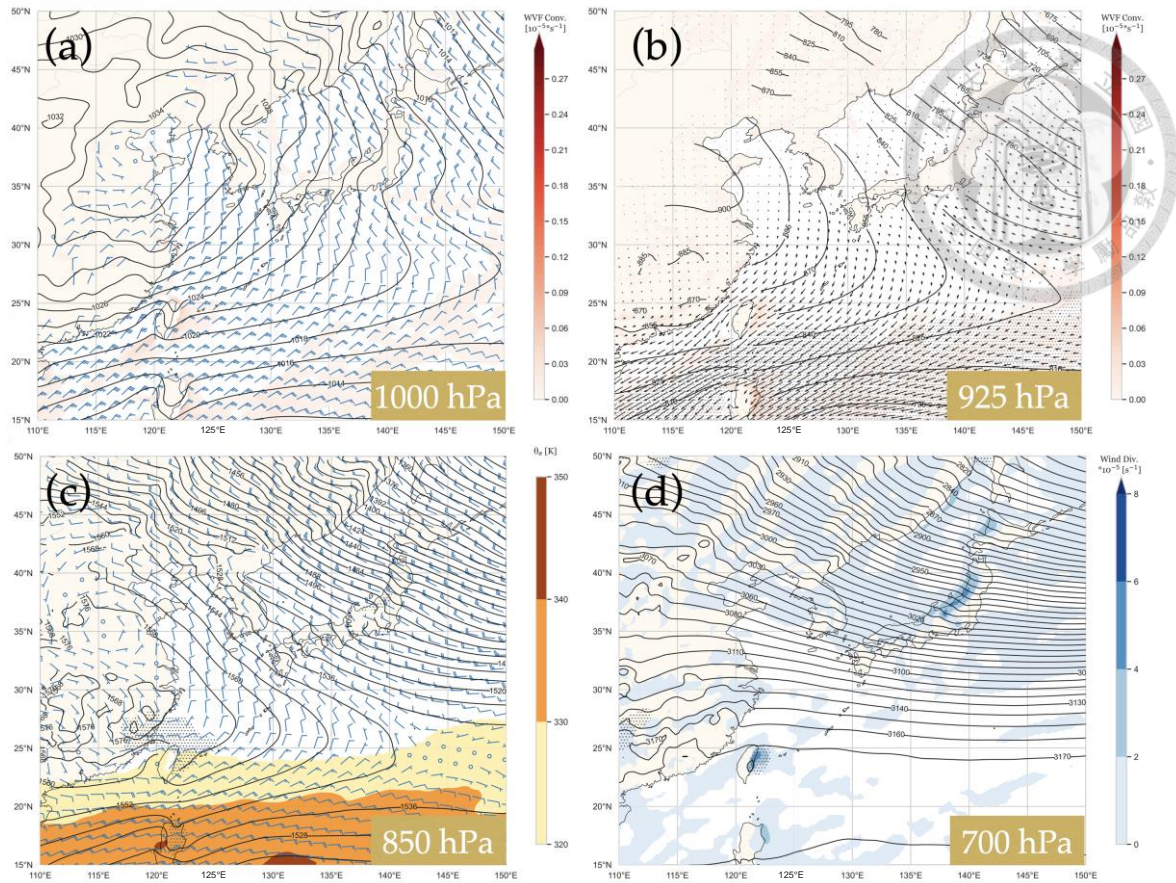


圖 2.6 WD5 合成分析場 (a) 1000 hPa，等值線為海平面氣壓 (SLP)、底色為水氣通量輻合區；(b) 925 hPa，等值線為等高線、底色為水氣通量輻合區、向量為水氣通量、打點的部分為具潛在不穩定度的區域；(c) 850 hPa，等值線為等高線；底色為 $\theta_e > 320 K$ 之區域、打點區域為 $RH > 90\%$ ；(d) 700 hPa，等值線為等高線；底色為輻散場、打點區域為 $RH > 70\%$ 。

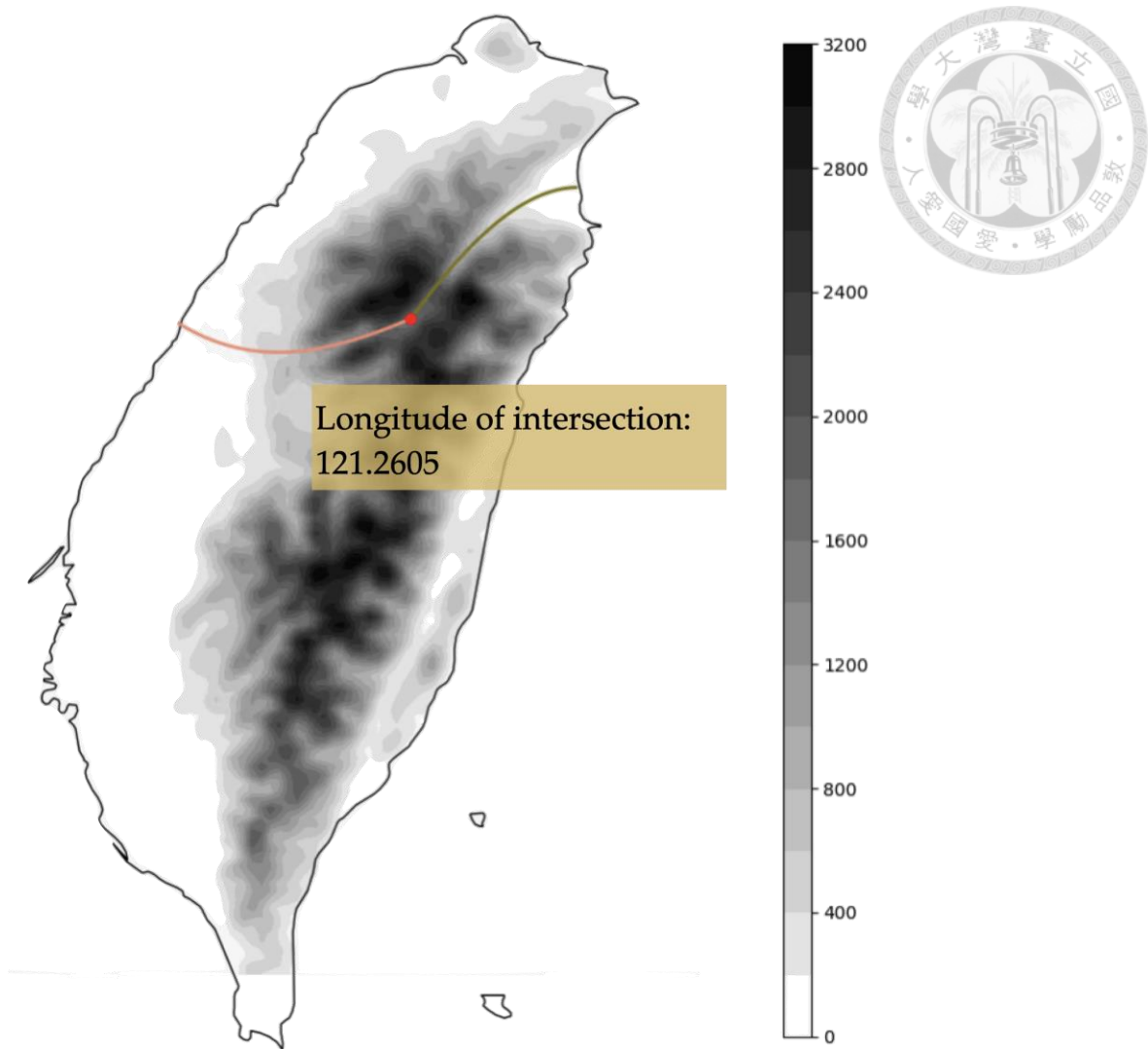


圖 2.7 以表 2.5 的數據擬和出的蘭陽溪(綠色)—大甲溪(粉紅色)河谷示意圖。紅點表示兩河谷擬和曲線之交點位置。

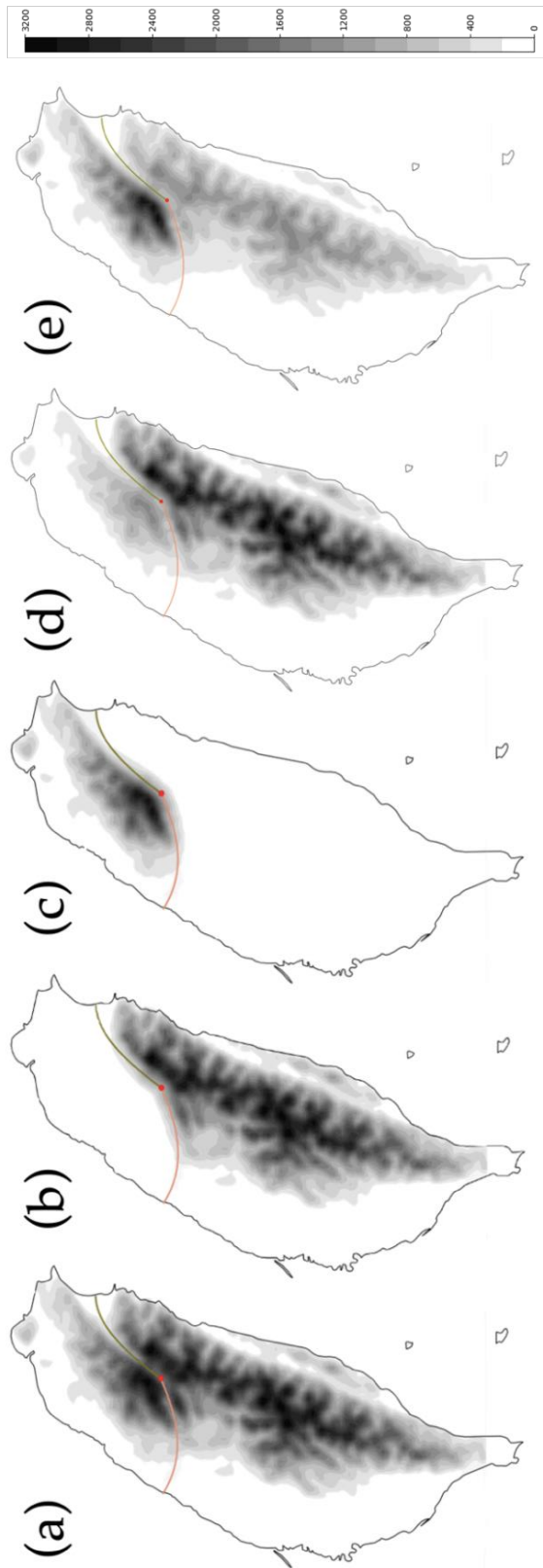


圖 2.8 (a) 完整地形 (CTL) 以及經地形邊界修正之後之 (b) 移除北部地形 (NNT) ; (c) 移除南部地形 (NST); (d) 將北部地形砍半 (HNT); (e) 將南部地形砍半 (HST); 圖中粉色、綠色線段為以表 2.5 之數據擬合的蘭陽溪—大甲溪河谷，用以區分北部地形及南部地形。

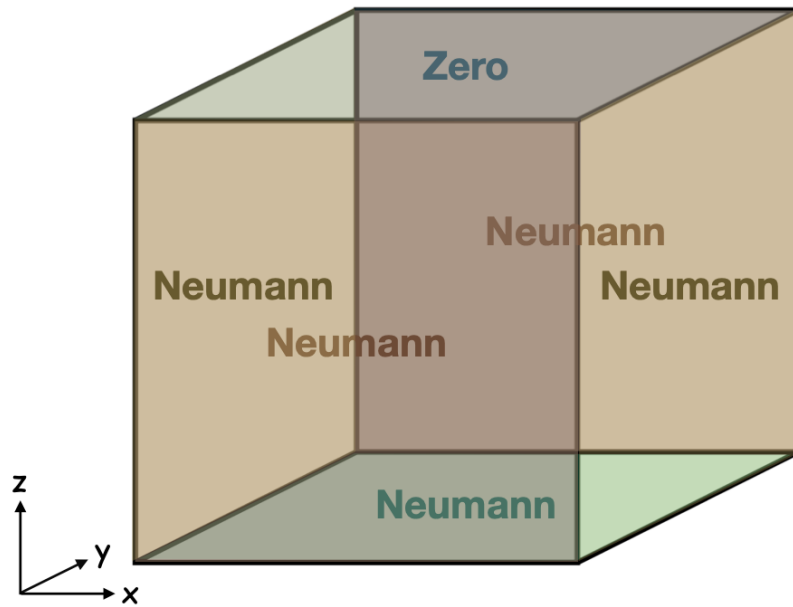


圖 2.9 迭代求解 3-D Poisson Equation 之邊界條件設計，其中：下邊界定義為最接近地形但在地形之上的網格點，地形內部網格點則不予計算；上邊界設在海拔 25 公里高處。

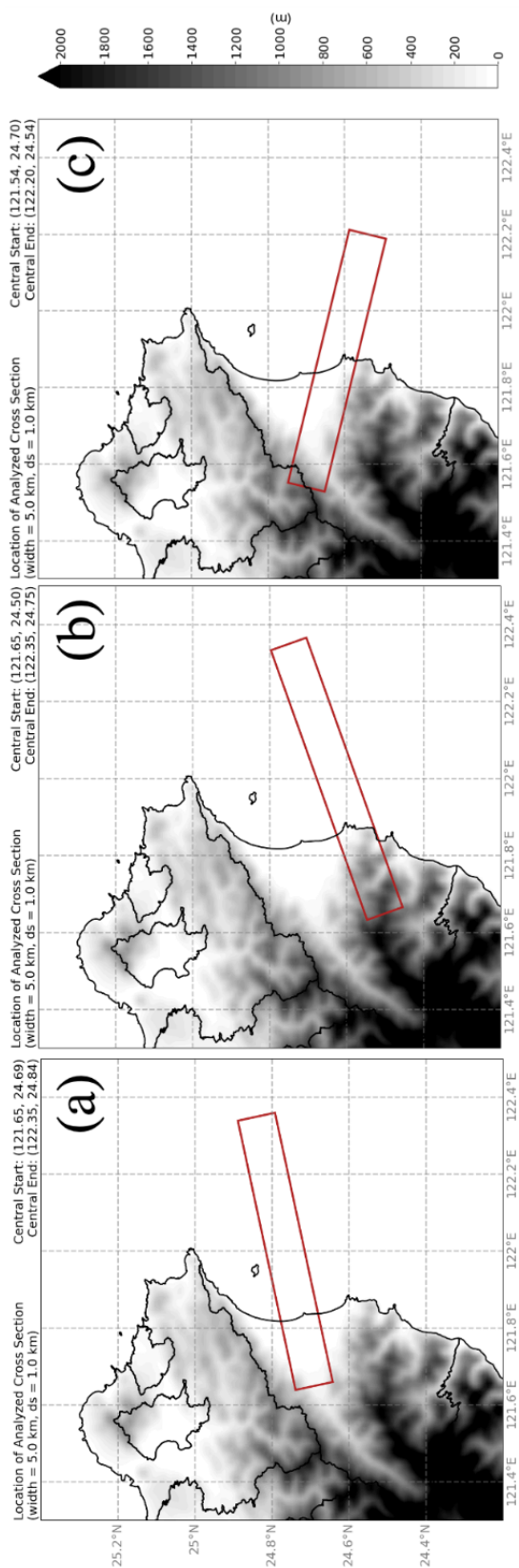


圖 2.10 中線位置在 (a) 通過宜蘭朝東北風方向 (Yilan-NE)；(b) 通過蘇澳朝東北風方向 (Suao-NE)；(c) 沿平原南側地形 (Southern Plain) 之剖面並求取中線前後各 5 公里之滑動平均 (紅框)。

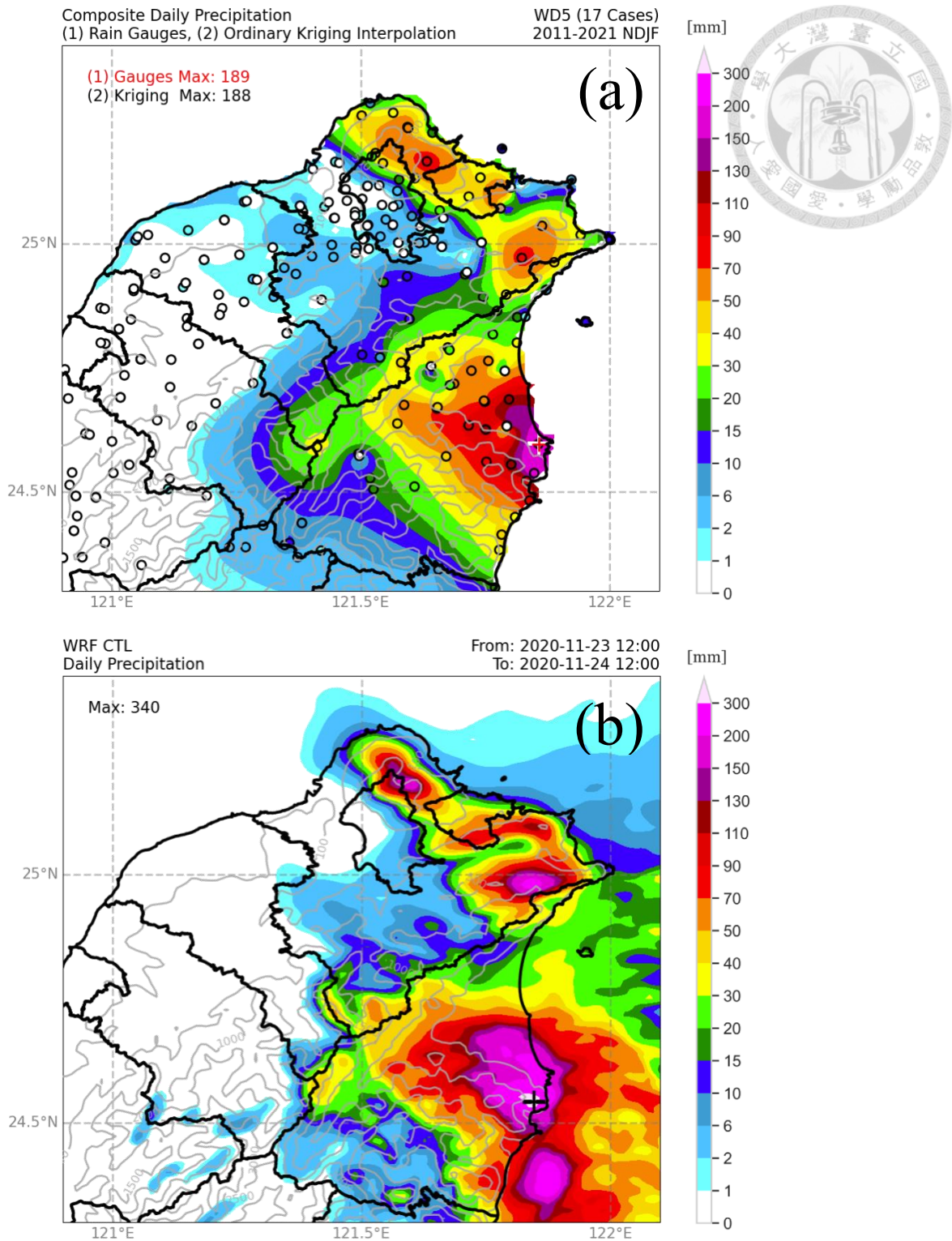


圖 3.1 (a) WD5 中 17 個降雨區間合成之等效 24 小時累積雨量，其雨量資料來源為 WD5 每個個案的時雨量，先經個別個案時間平均後再作合成，接著以普通克里金法內差至網格上；其中，圓圈為每個雨量站之位置，其塗色代表每個站點合成後之等效 24 小時累積雨量量值；(b) CTL 實驗 24 小時累積雨量 (模式時間：+ 12 h 至 + 36 h)；“+”表示極值位置。

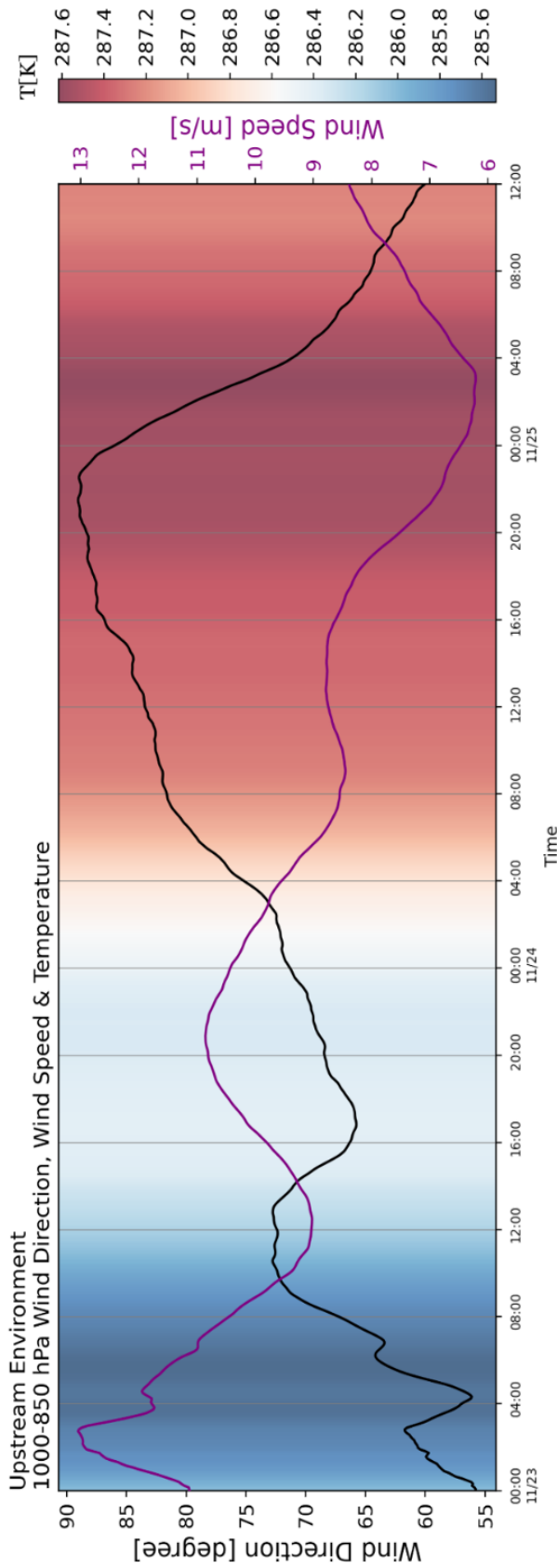


圖 3.2 CTL 模擬實驗中上游環境之風速 (紫色)、風向 (黑色) 及溫度 (底色) 之
 時序圖。

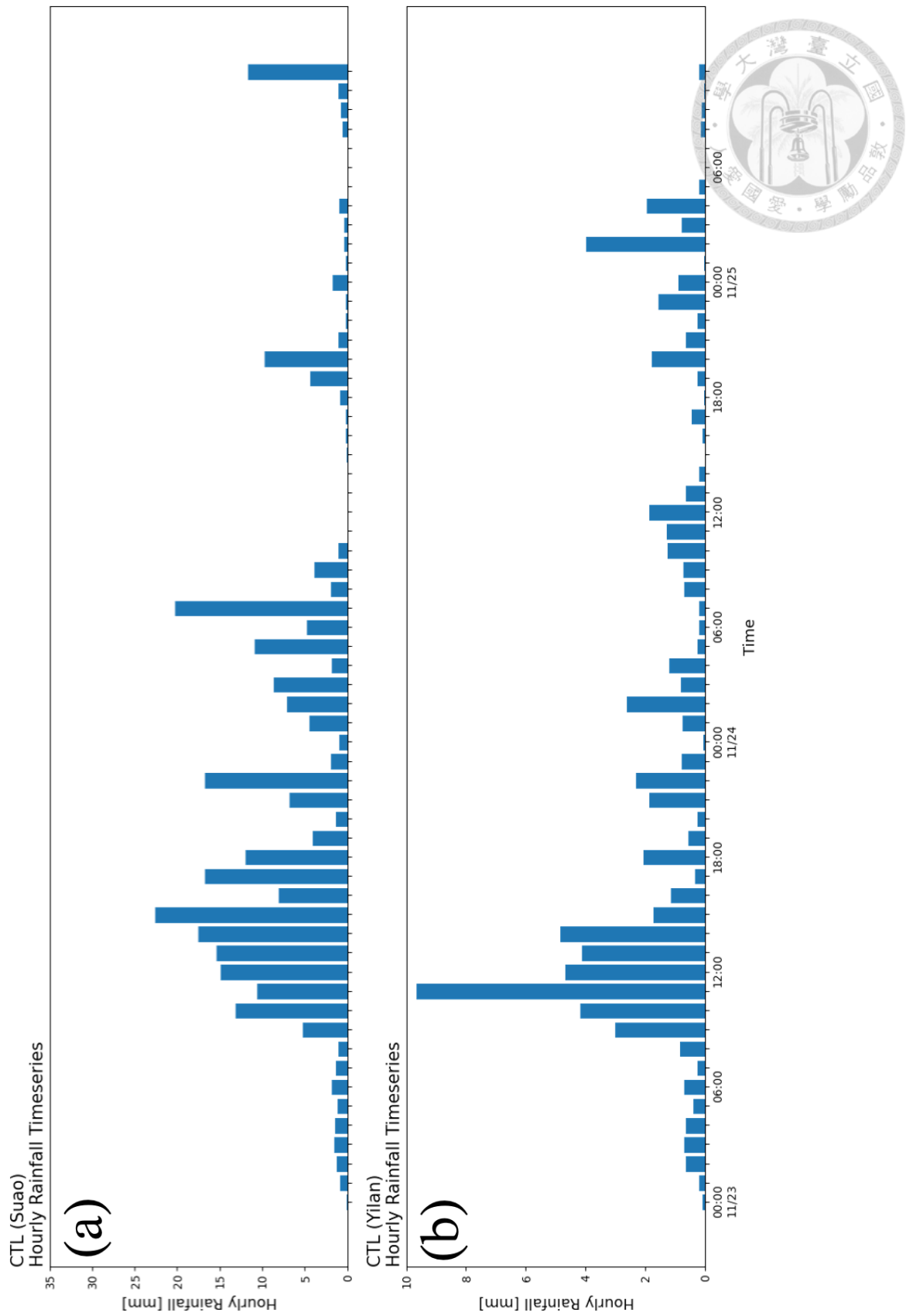


圖 3.3 CTL 實驗 (a) 蘇澳及 (b) 宜蘭之降雨時序圖。

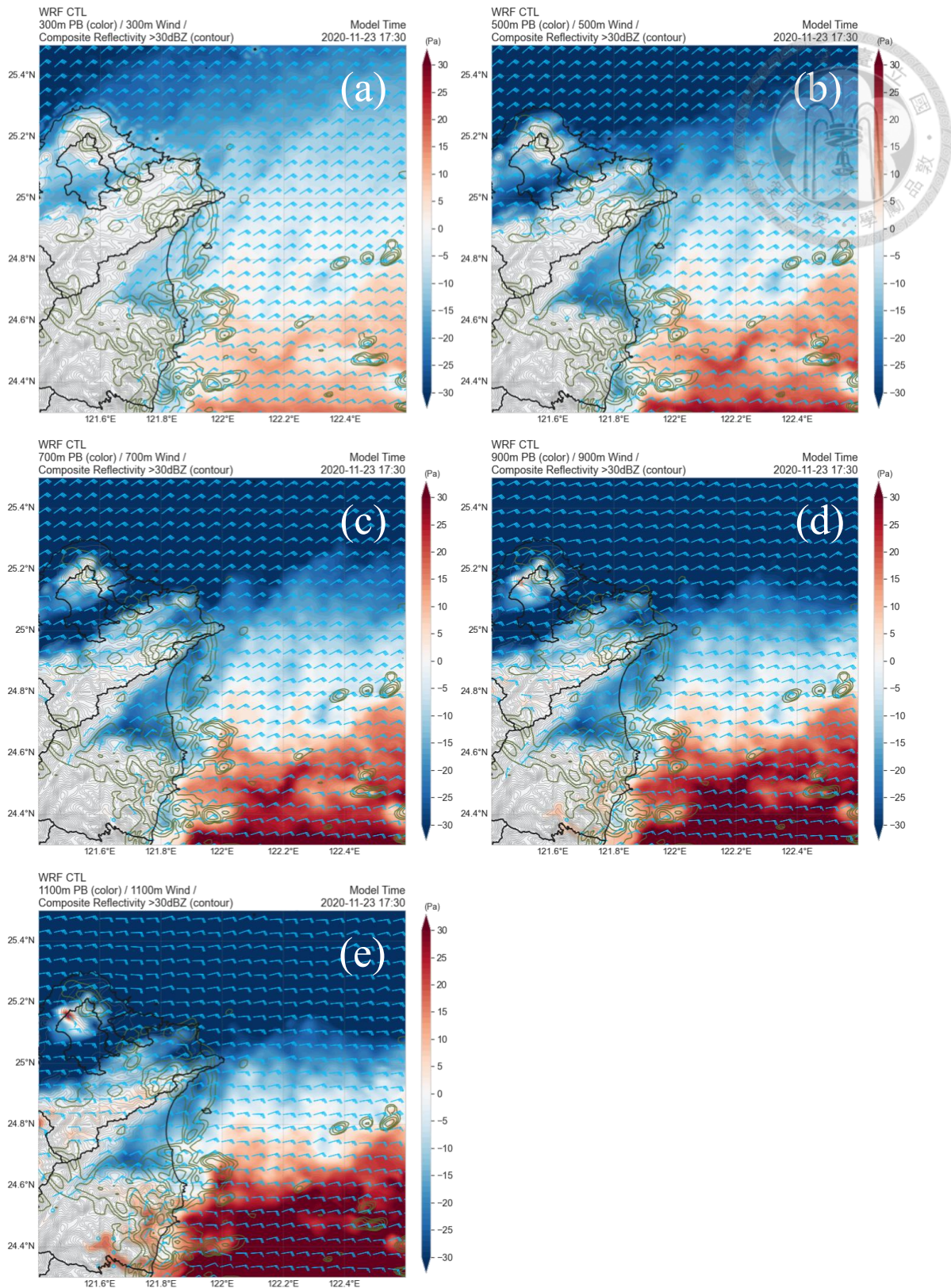


圖 3.4 CTL 實驗 (a) 300 公尺；(b) 500 公尺；(c) 700 公尺；(d) 900 公尺及 (e) 1100 公尺高度層浮力擾動氣壓 (底色)、水平風場 (風標) 於 2020 年 11 月 23 日 17:30 UTC 之水平分佈。其中，綠色等值線為最大回波 (> 30 dBZ)。

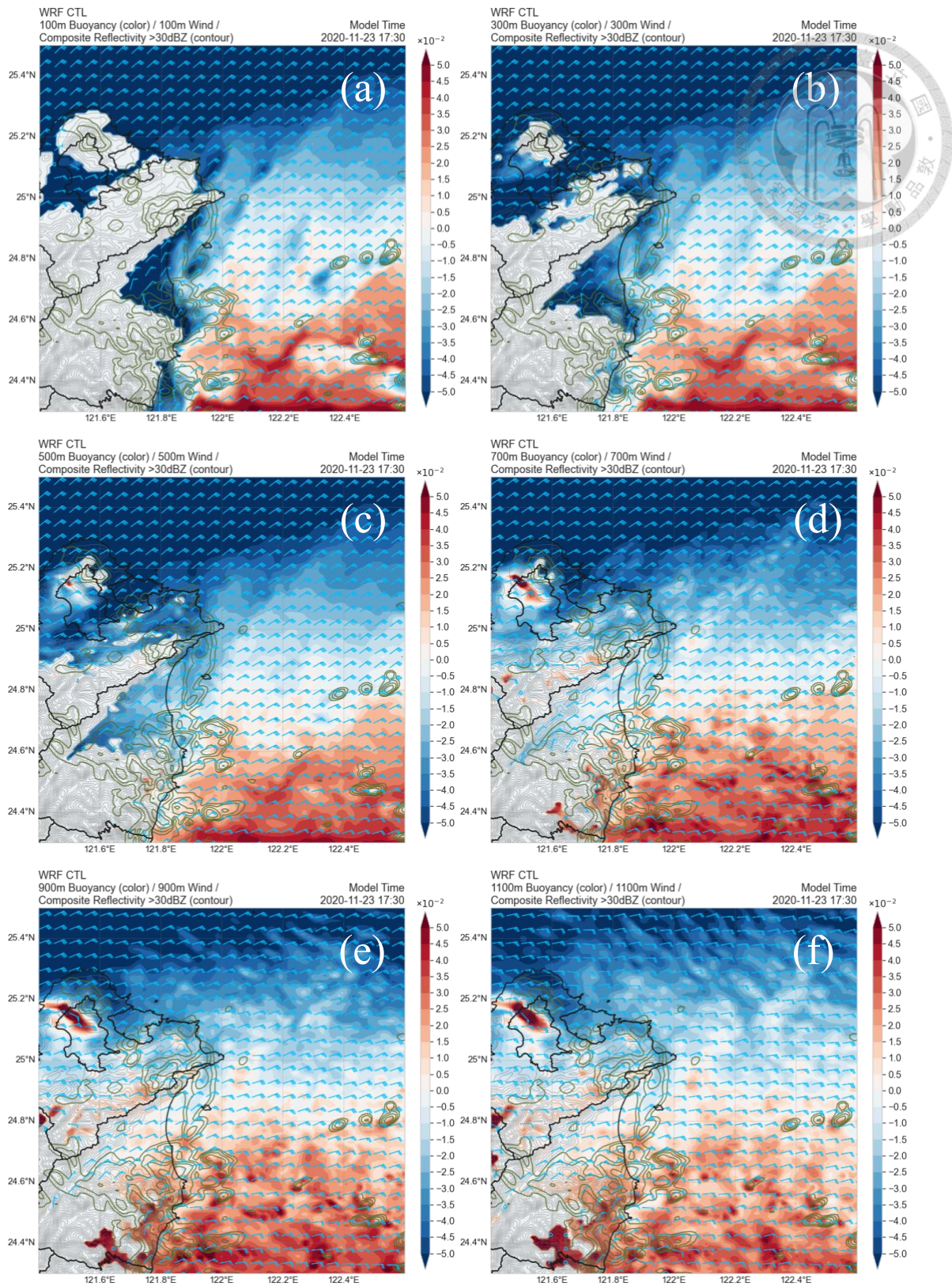


圖 3.5 CTL 實驗 (a) 100 公尺；(b) 300 公尺；(c) 500 公尺；(d) 700 公尺；(e) 900 公尺及 (f) 1100 公尺高度層浮力 (底色)、水平風場 (風標) 於 2020 年 11 月 23 日 17:30 UTC 之水平分佈。其中，綠色等值線為最大回波 (> 30 dBZ)。

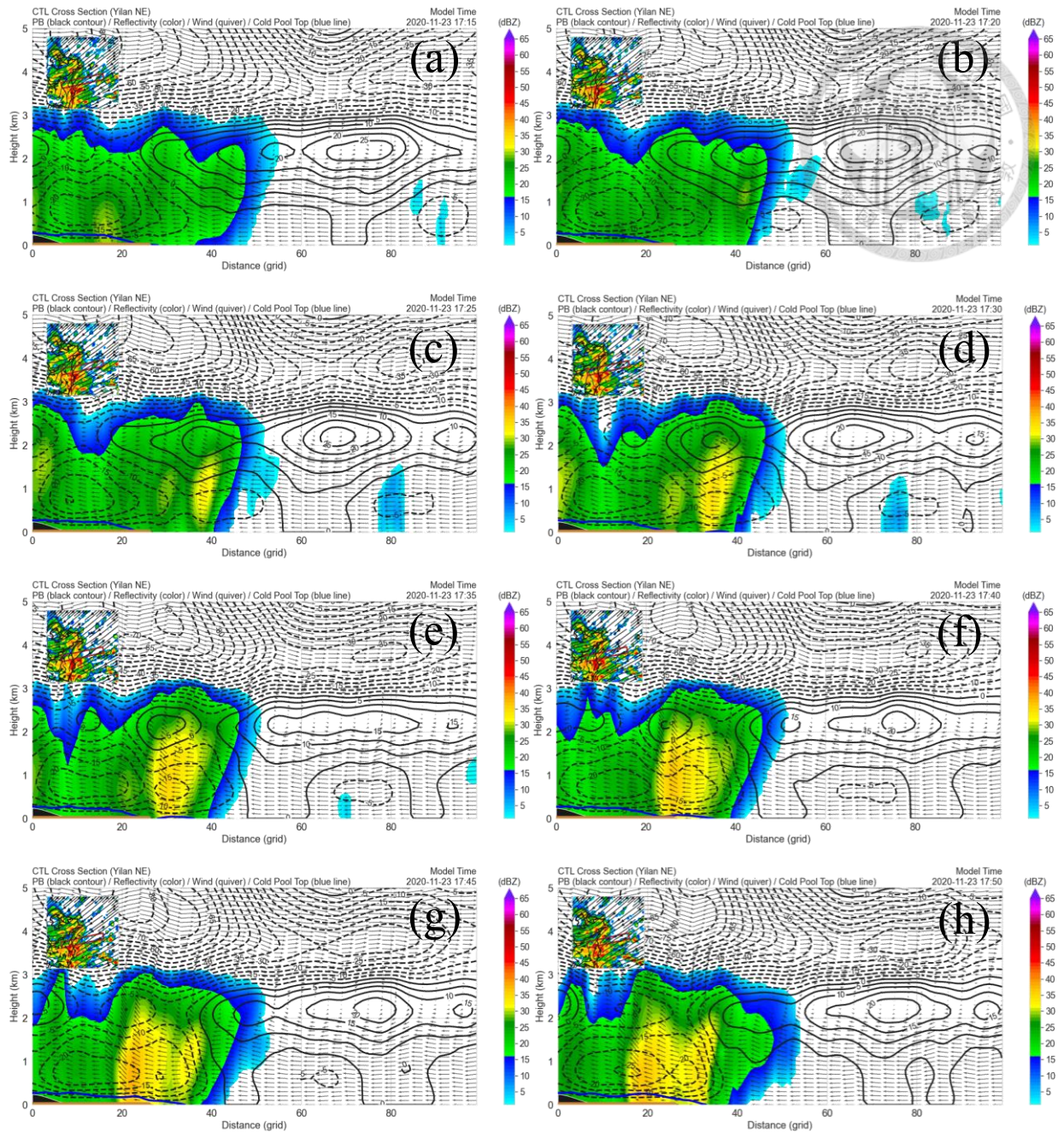


圖 3.6 CTL 實驗中浮力擾動氣壓 (等值線) 與雷達回波 (底色) 之 Yilan-NE 垂直剖面時序, 時間分別為 (a) 17:15; (b) 17:20; (c) 17:25; (d) 17:30; (e) 17:35; (f) 17:40; (g) 17:45 及 (h) 17:50 UTC。其中, 藍色粗實線為冷池頂部 ($B = -0.05 \text{ ms}^{-2}$); 土黃色線段表示陸地範圍。

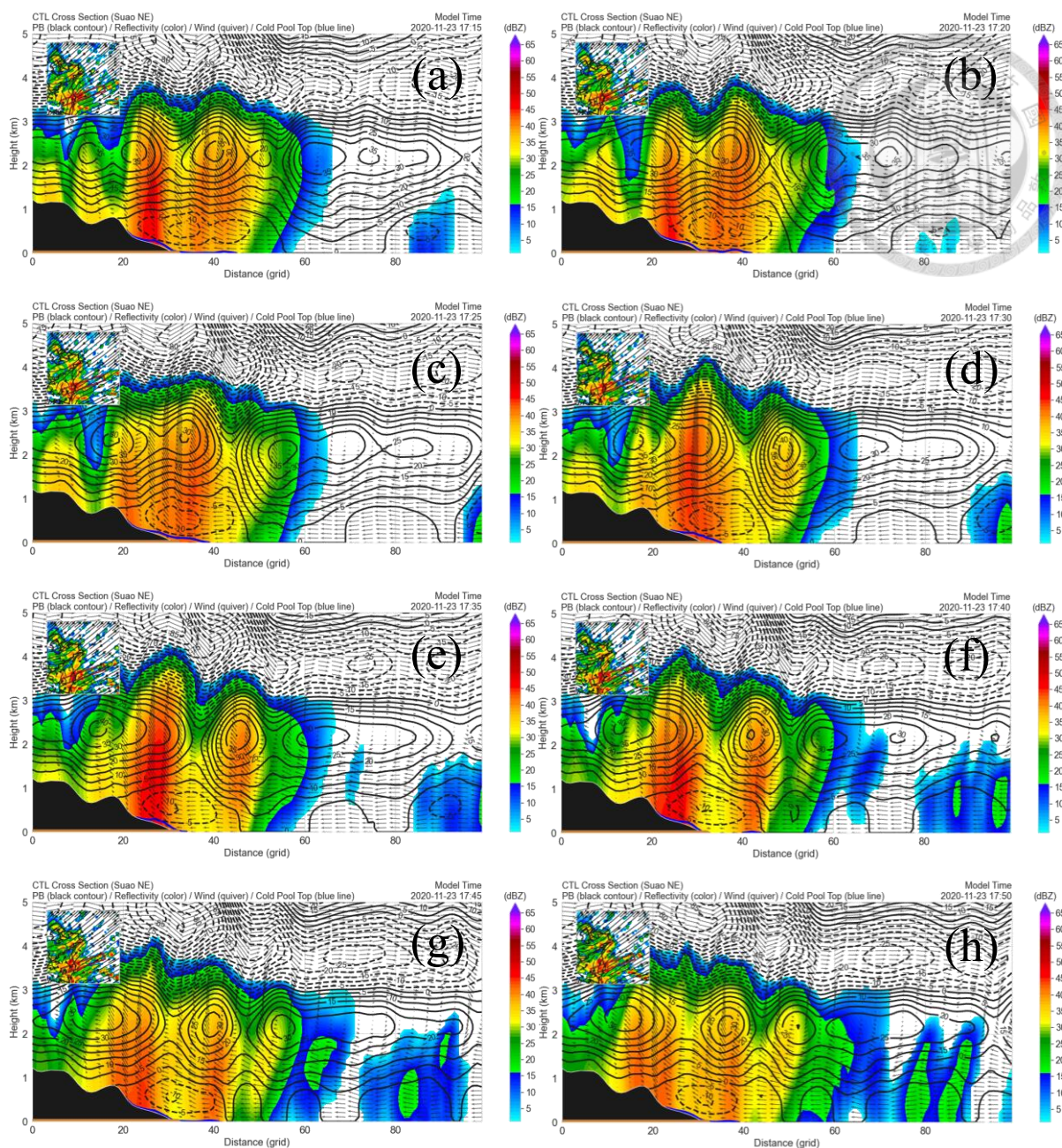


圖 3.7 與圖 3.6 相同，但為 Suao-NE 剖面。

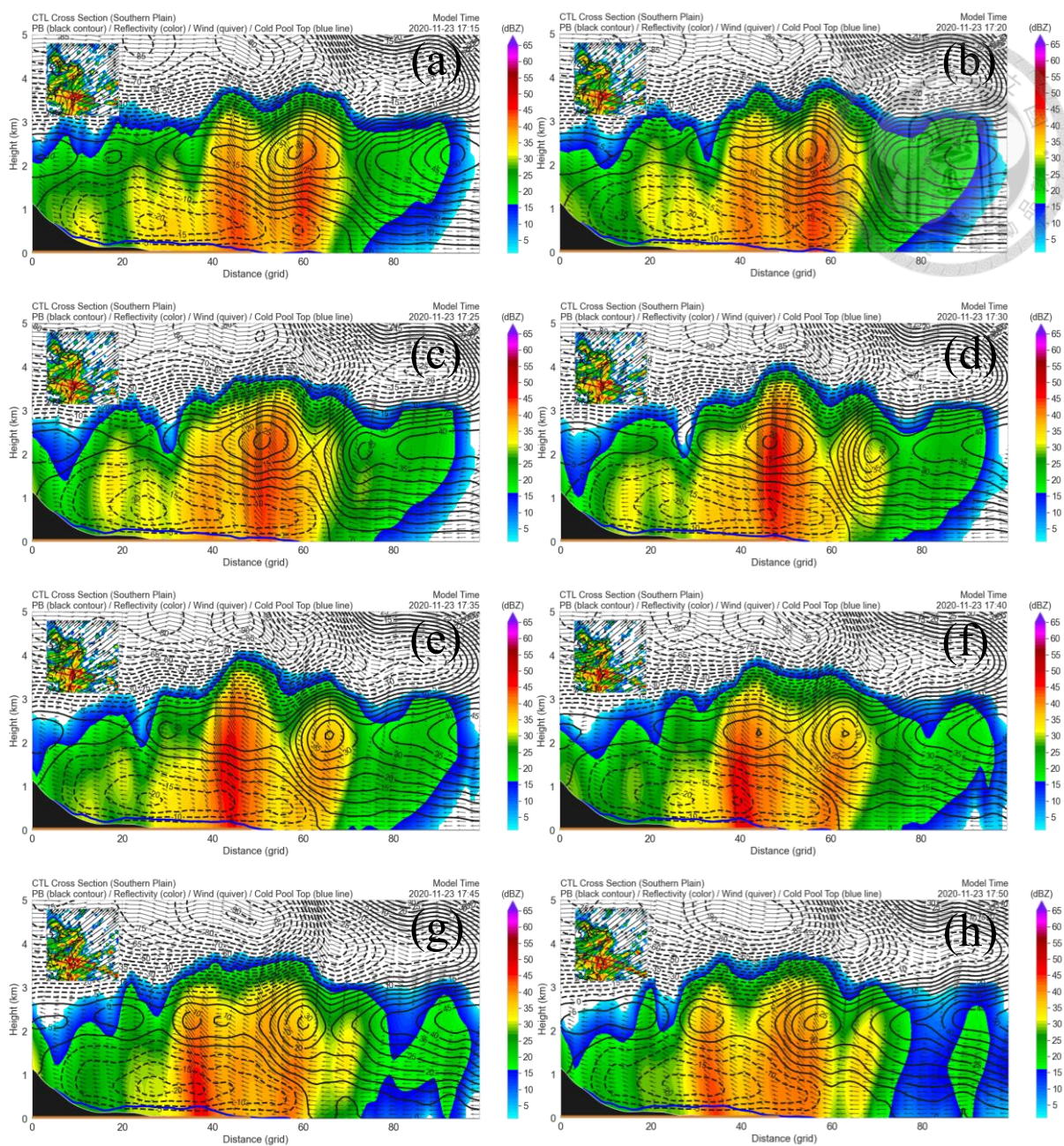


圖 3.8 與圖 3.6 相同，但為 Southern Plain 剖面。

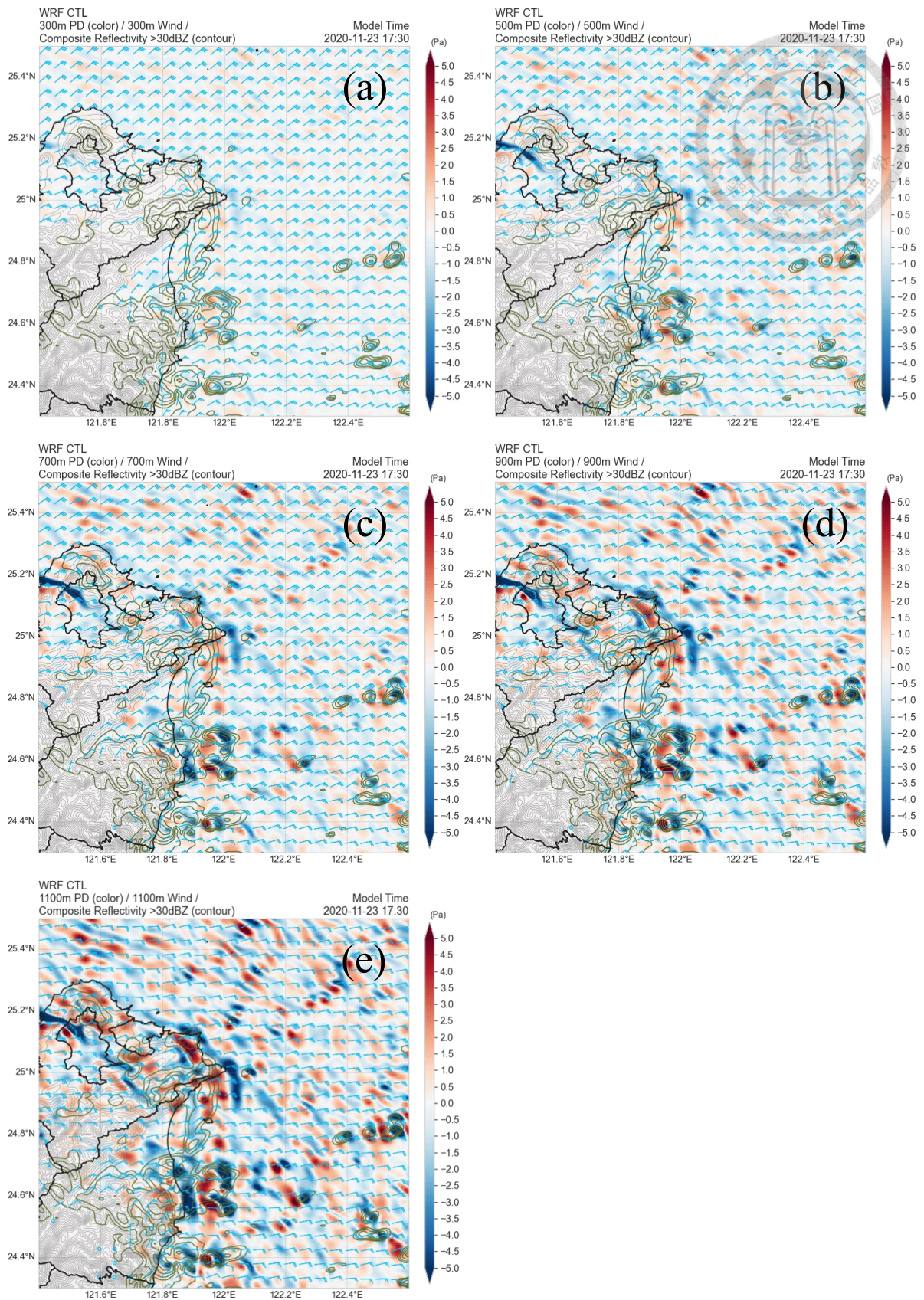


圖 3.9 與圖 3.6 相同，但為動力擾動氣壓（底色）。

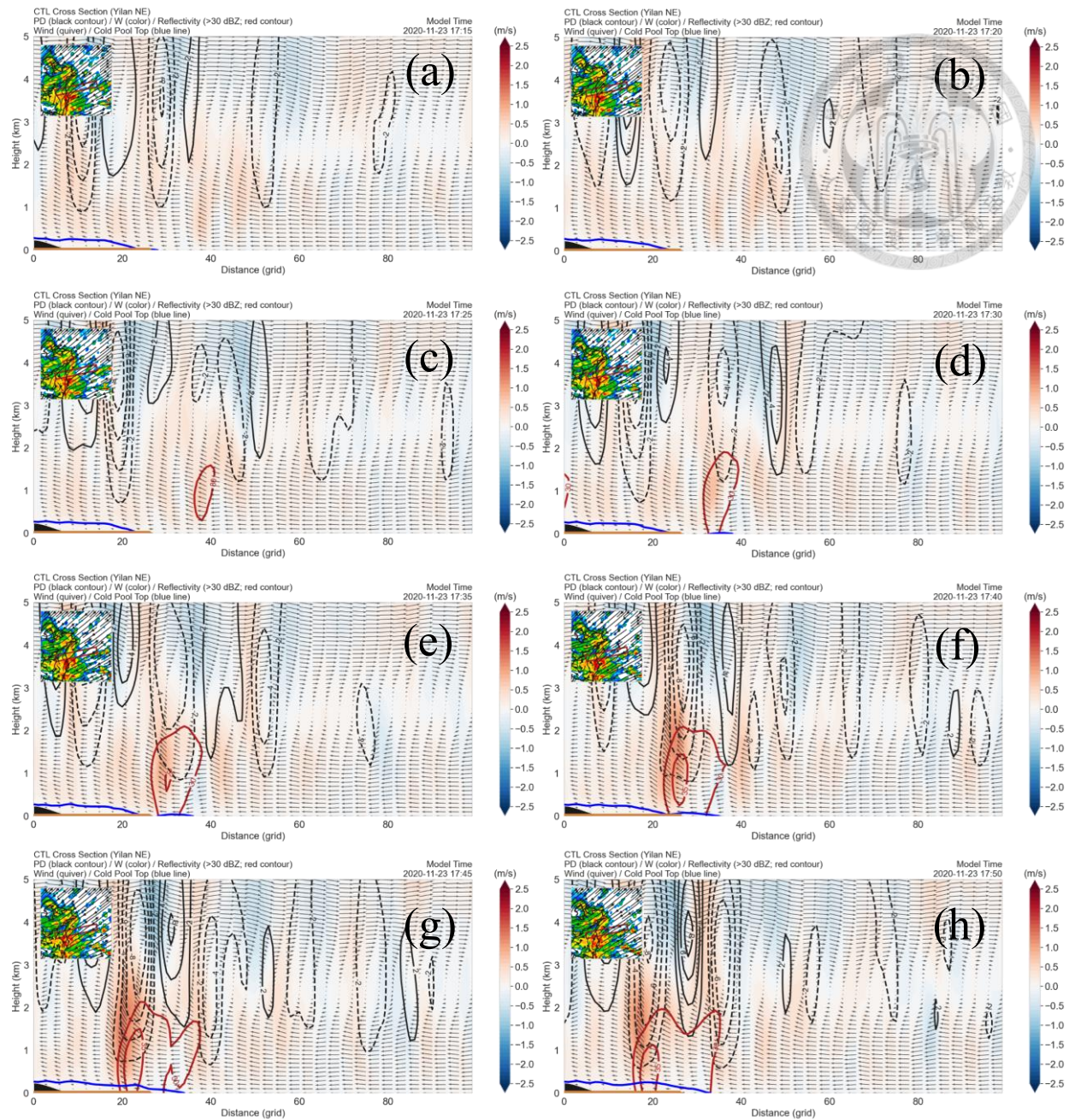


圖 3.10 CTL 實驗中動力擾動氣壓 (等值線) 與垂直速度 (底色) 之 Yilan-NE 垂直剖面時序，時間分別為 (a) 17:15；(b) 17:20；(c) 17:25；(d) 17:30；(e) 17:35；(f) 17:40；(g) 17:45 及 (h) 17:50 UTC。其中，紅色等值線為雷達回波 (>30 dBZ)；藍色粗實線為冷池頂部 ($B = -0.05 \text{ m s}^{-2}$)；土黃色線段表示陸地範圍。

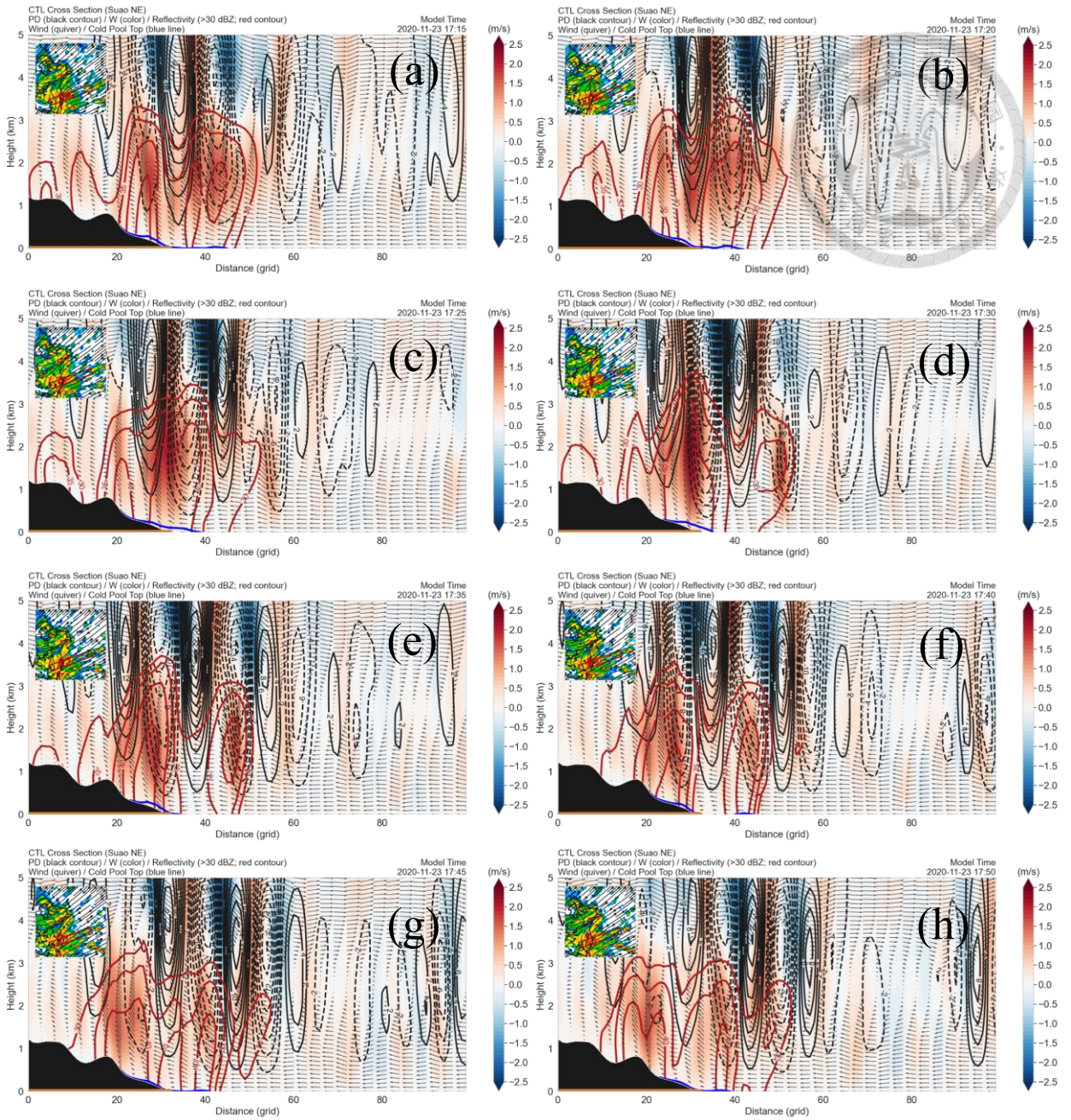


圖 3.11 與圖 3.10 相同，但為 Suao-NE 剖面。

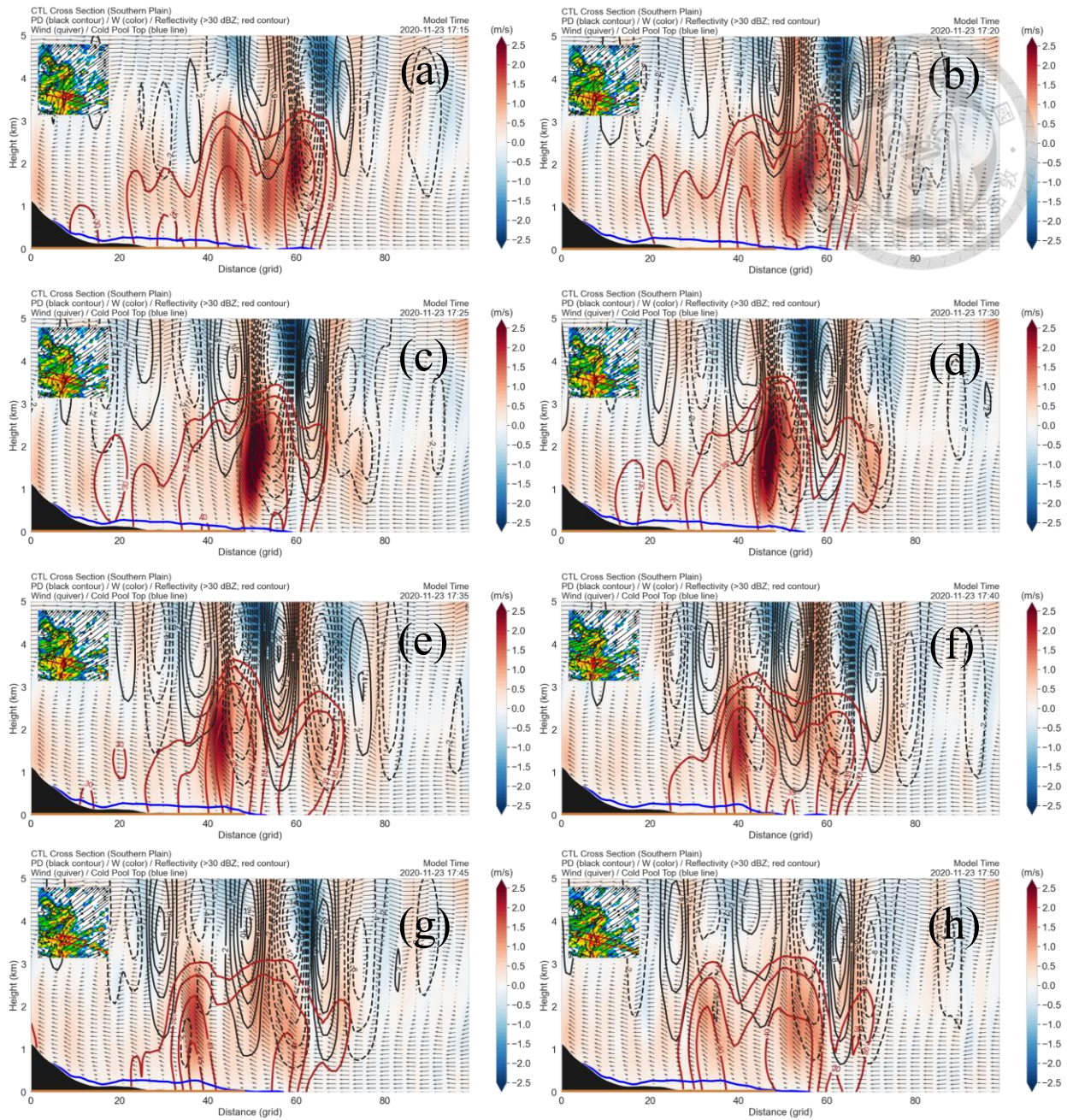


圖 3.12 與圖 3.10 相同，但為 Southern Plain 剖面。

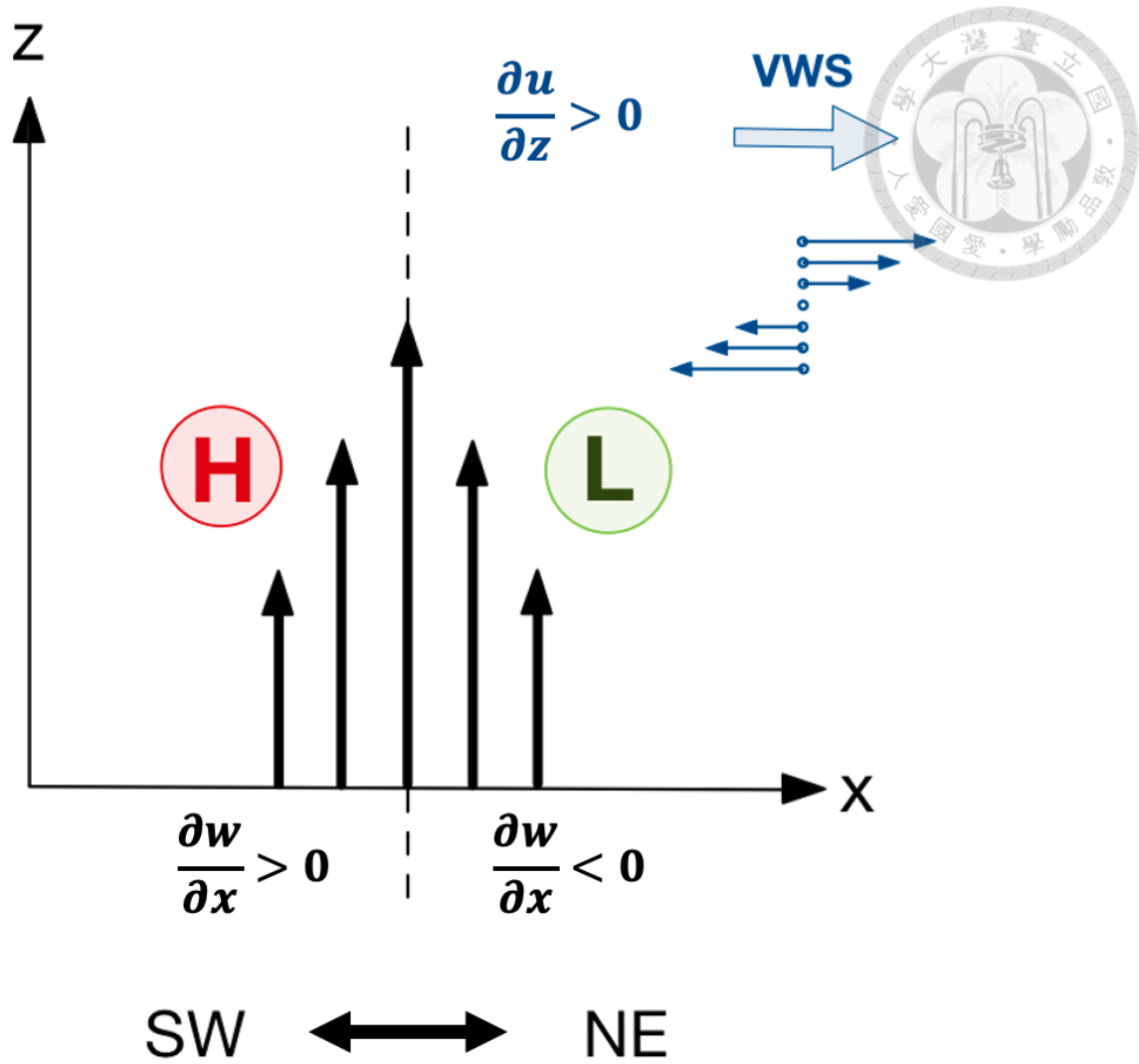


圖 3.13 東北季風環境下，宜蘭地區降雨 Updraft-shear Interaction 之示意圖。

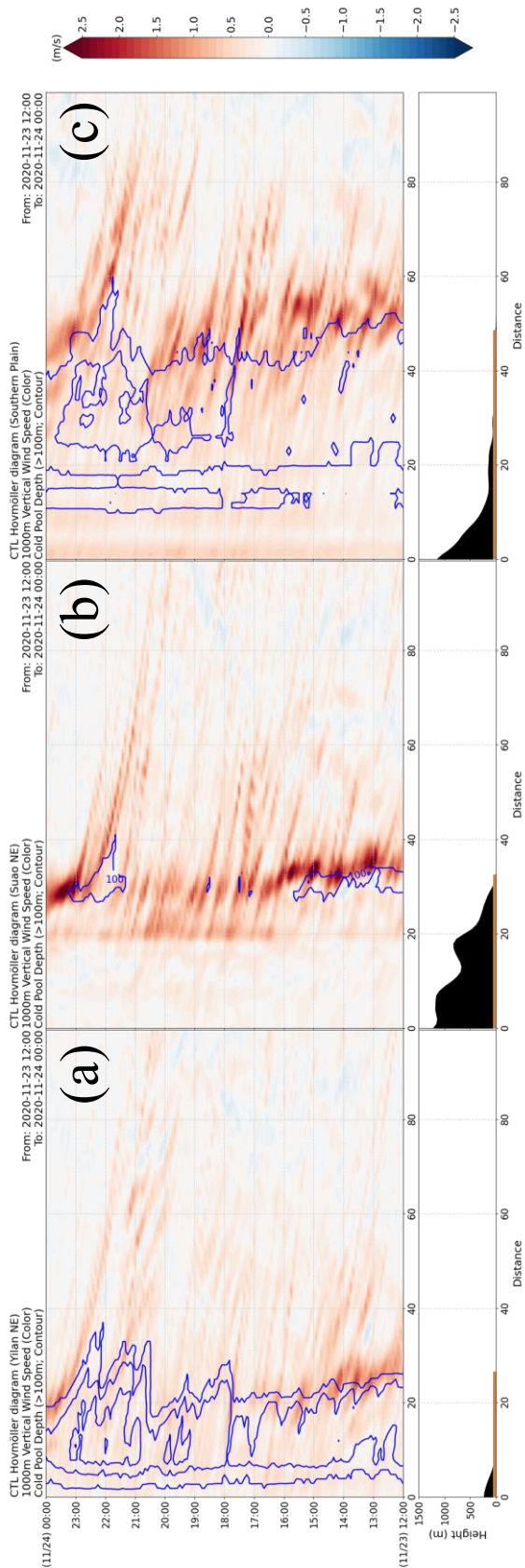


圖 3.14 CTL 模擬實驗 1000 公尺高的垂直速度 (底色) 及冷池厚度 (藍色等值線; > 100 m) 之 Hovmöller diagram。其中, (a) 為 Yilan-NE 剖面; (b) 為 Suao-NE 剖面及 (c) 為 Southern plain 剖面。

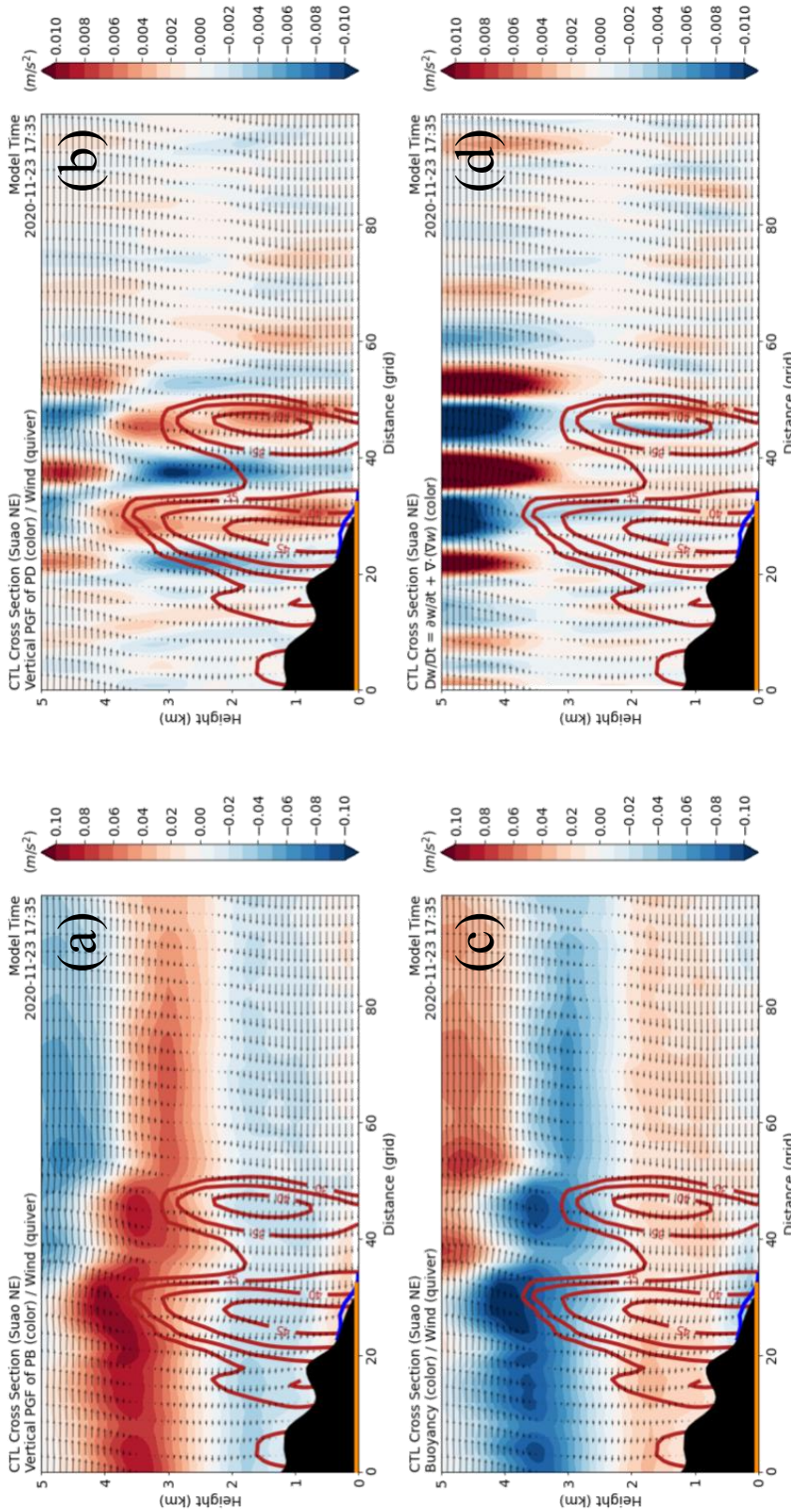


圖 3.15 CTL 於 2020 年 11 月 23 日 17:30 UTC 之垂直加速度收支分析。其中，底色為 (a) 浮力擾動氣壓梯度力；(b) 動力擾動氣壓梯度力；(c) 浮力及 (d) 垂直加速度；箭頭為平行剖面之風場；紅色等值線為雷達回波 (> 30 dBZ)；藍色粗實線為冷池頂部 ($B = -0.05 \text{ m s}^{-2}$)；土黃色線段表示陸地範圍。

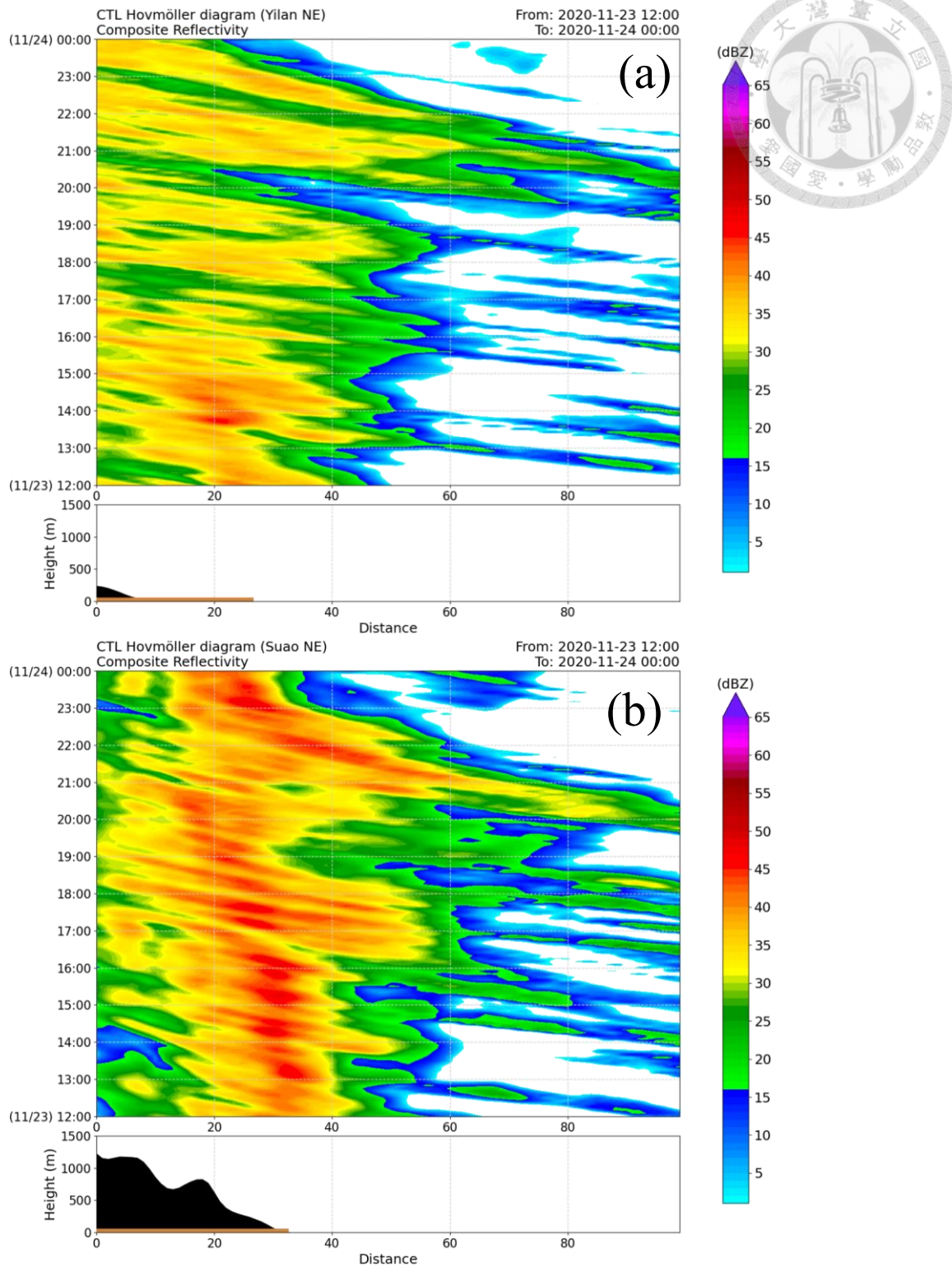


圖 3.16 CTL 模擬實驗最大回波之 Hovmöller diagram。其中 (a) 為 Yilan-NE 剖面；(b) 為 Suao-NE 剖面。

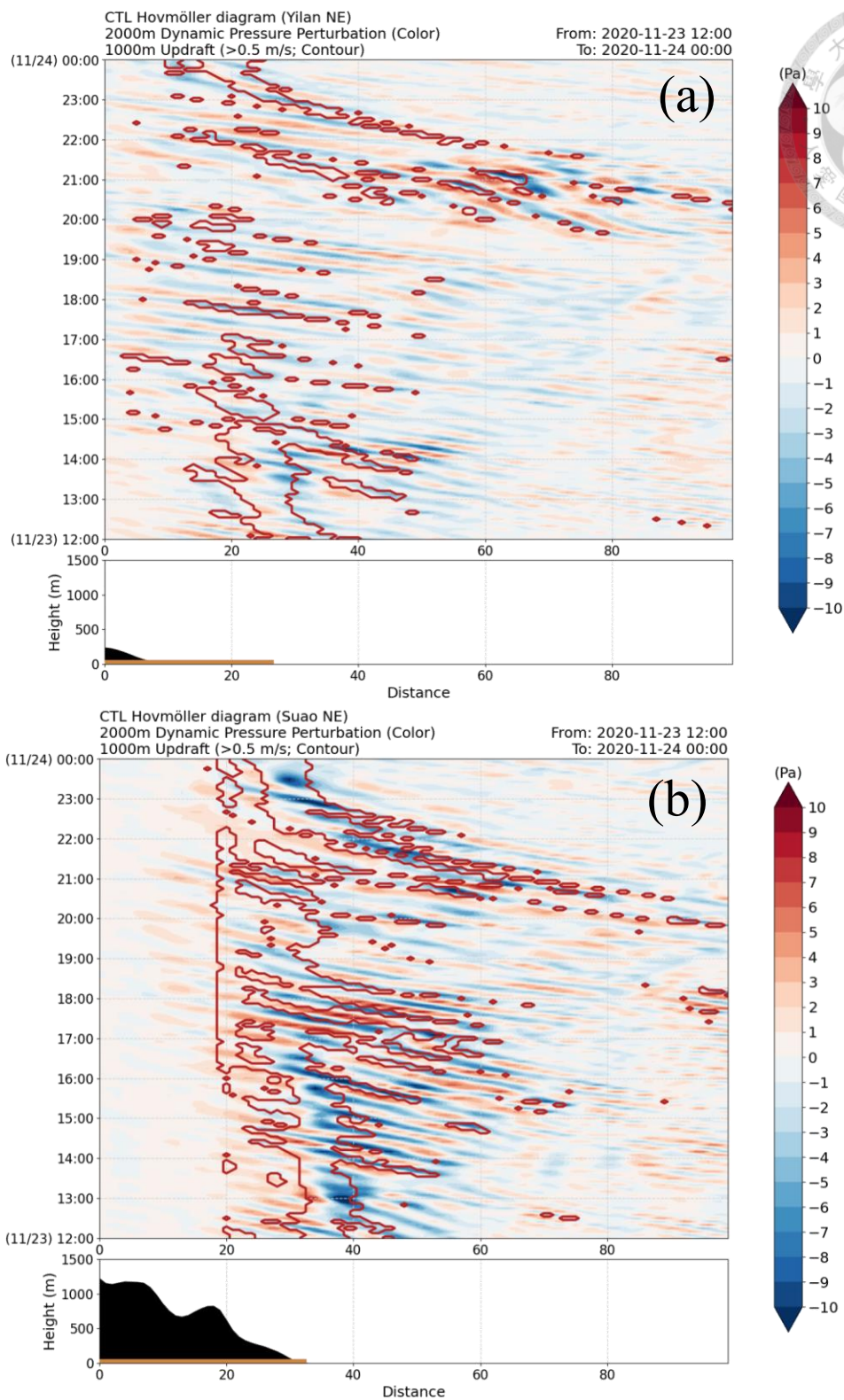


圖 3.17 CTL 模擬實驗 2000 公尺高的動力擾動氣壓 (底色) 及 1000 公尺高之上升速度 (紅色等值線; >0.5 m/s) 之 Hovmöller diagram。其中, (a) 為 Yilan-NE 剖面; (b) 為 Suao-NE 剖面。

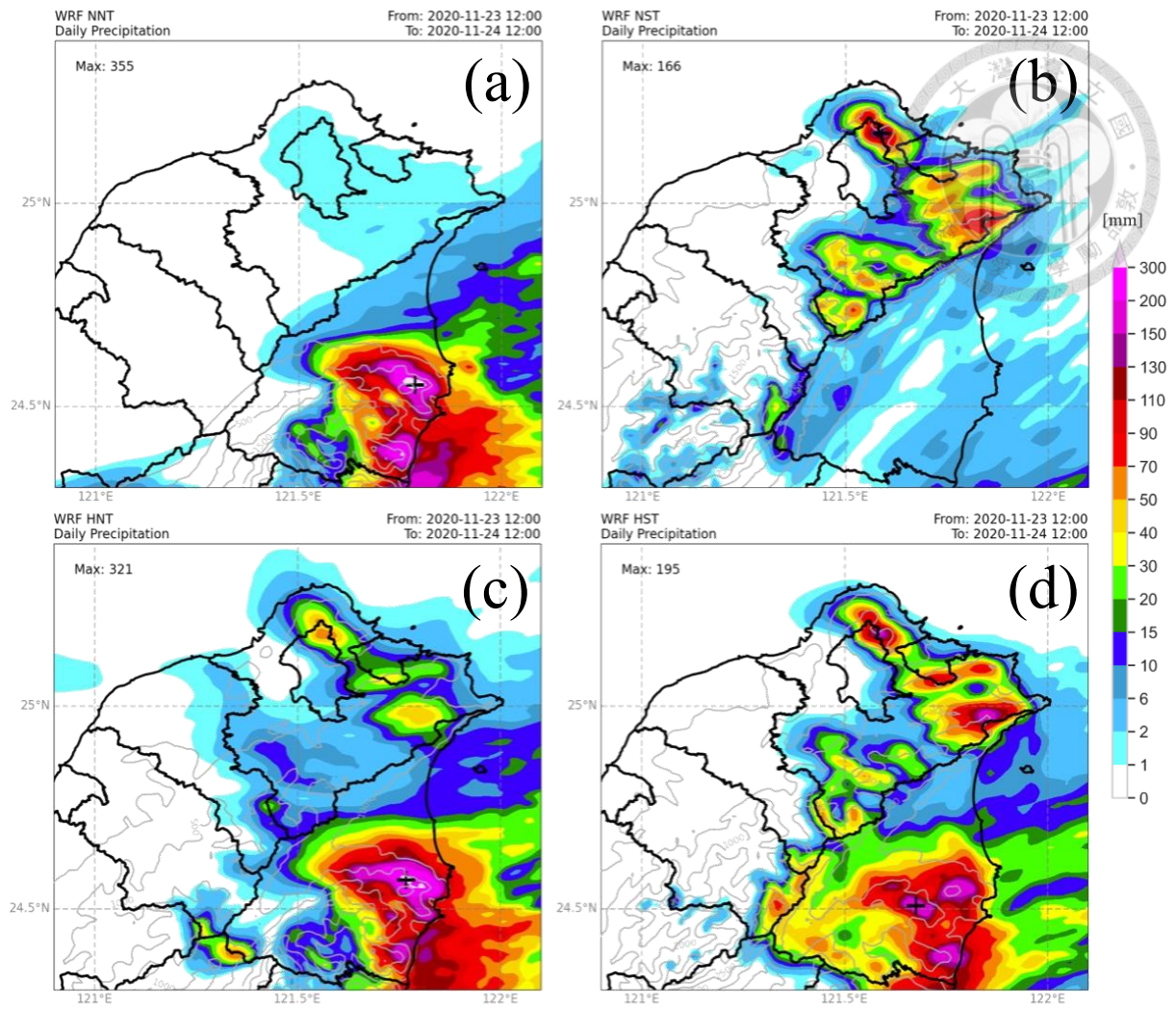


圖 4.1 (a) NNT ; (b) NST ; (c) HNT ; (d) HST 地形敏感度實驗 24 小時累積雨量 (模式時間 + 12 h 至 + 36 h)。

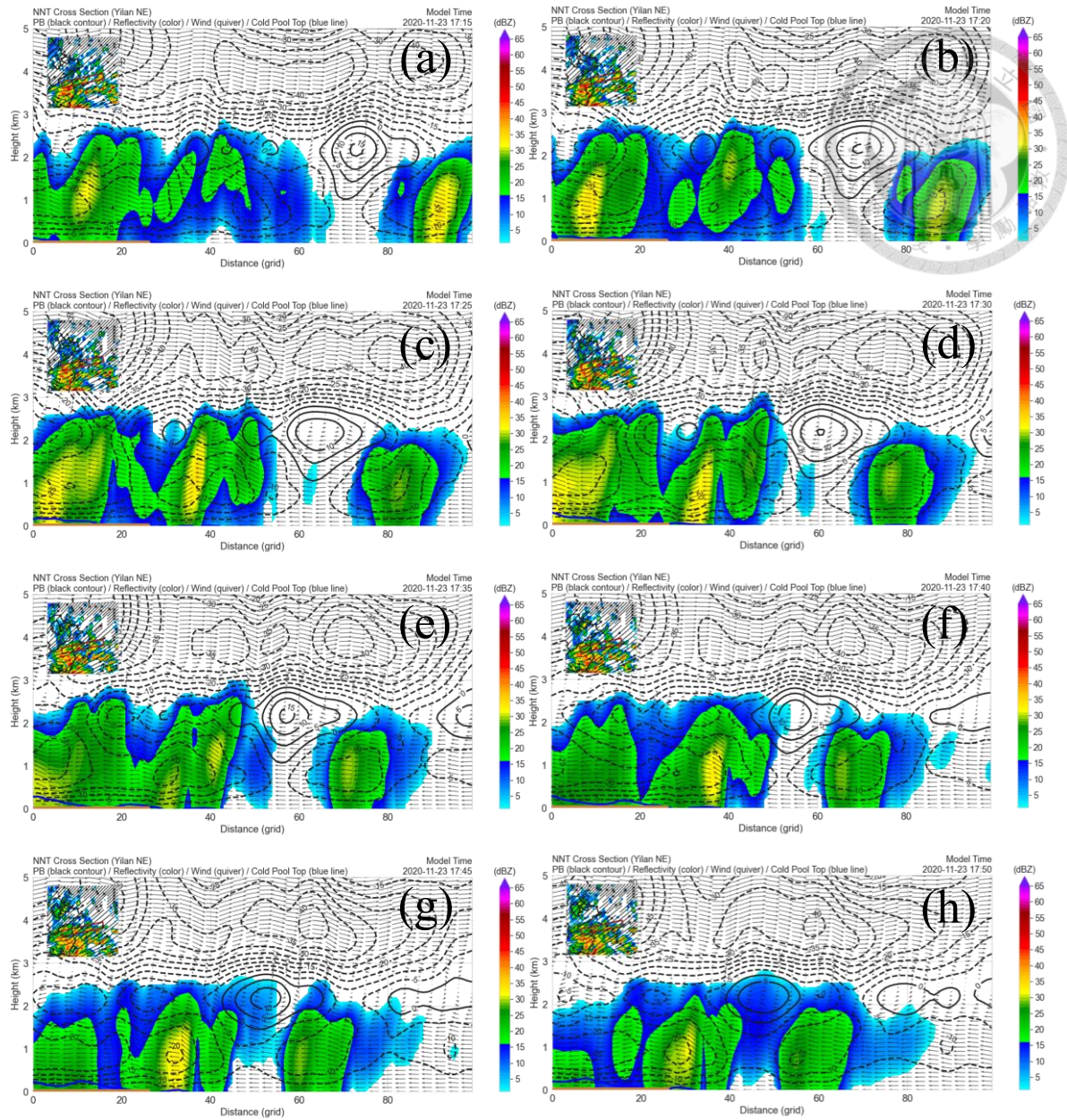


圖 4.2 NNT 實驗中浮力擾動氣壓 (等值線) 與雷達回波 (底色) 之 Yilan-NE 垂直剖面時序，時間分別為 (a) 17:15；(b) 17:20；(c) 17:25；(d) 17:30；(e) 17:35；(f) 17:40；(g) 17:45 及 (h) 17:50 UTC。其中，藍色粗實線為冷池頂部 ($B = -0.05 \text{ ms}^{-2}$)；土黃色線段表示陸地範圍。

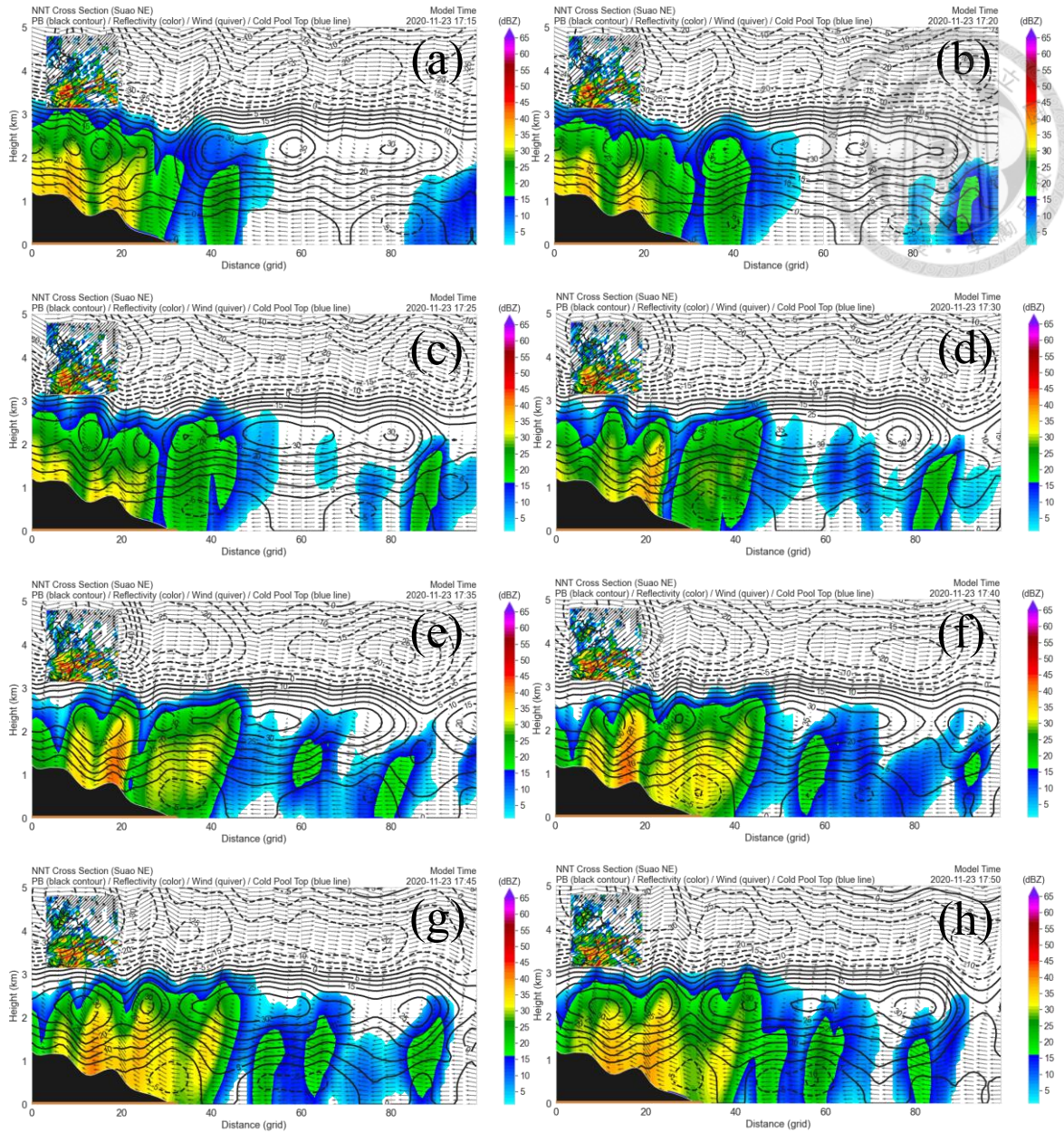


圖 4.3 與圖 4.2 相同，但為 Suao-NE 剖面。

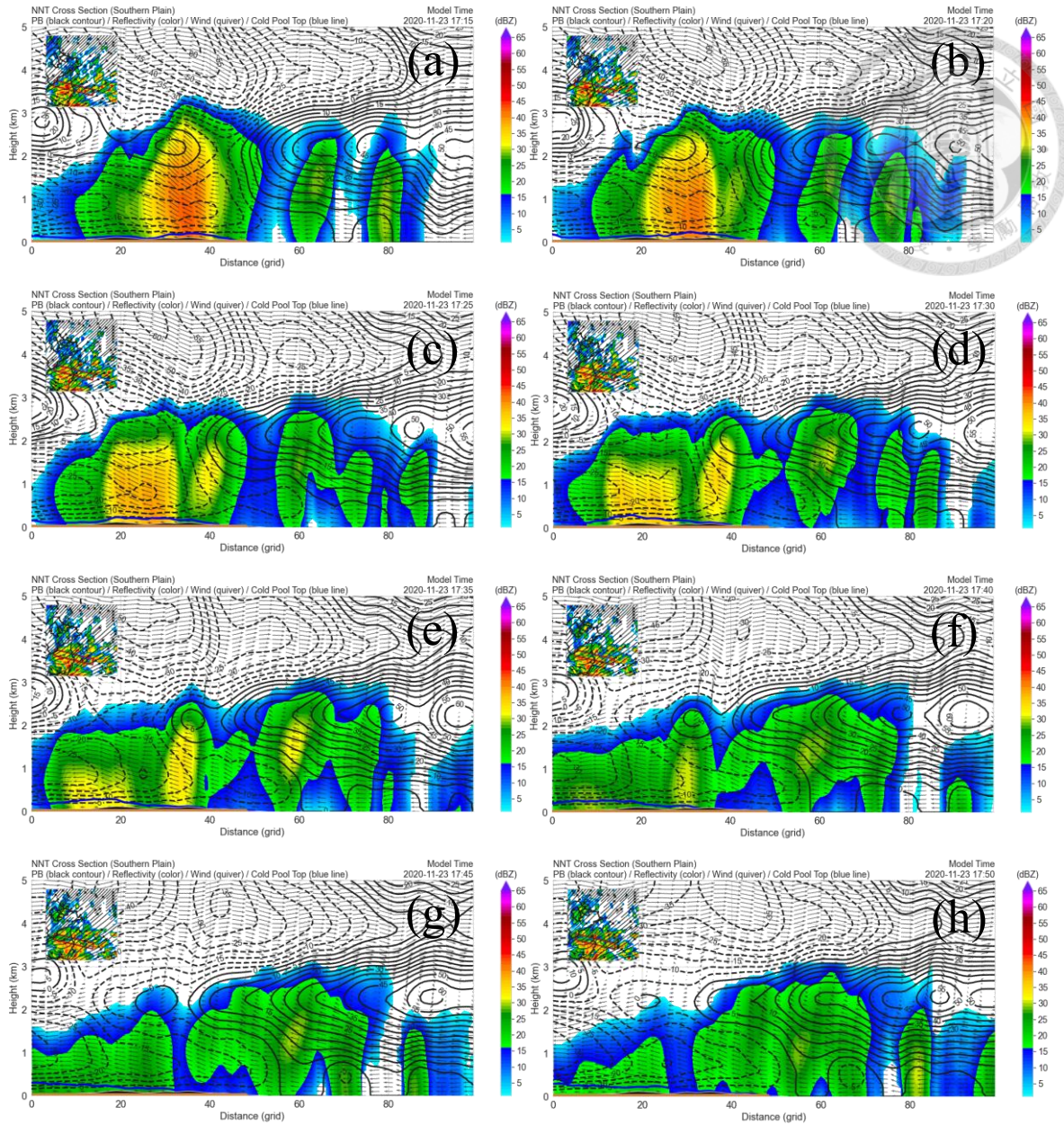


圖 4.4 與圖 4.2 相同，但為 Southern Plain 剖面。

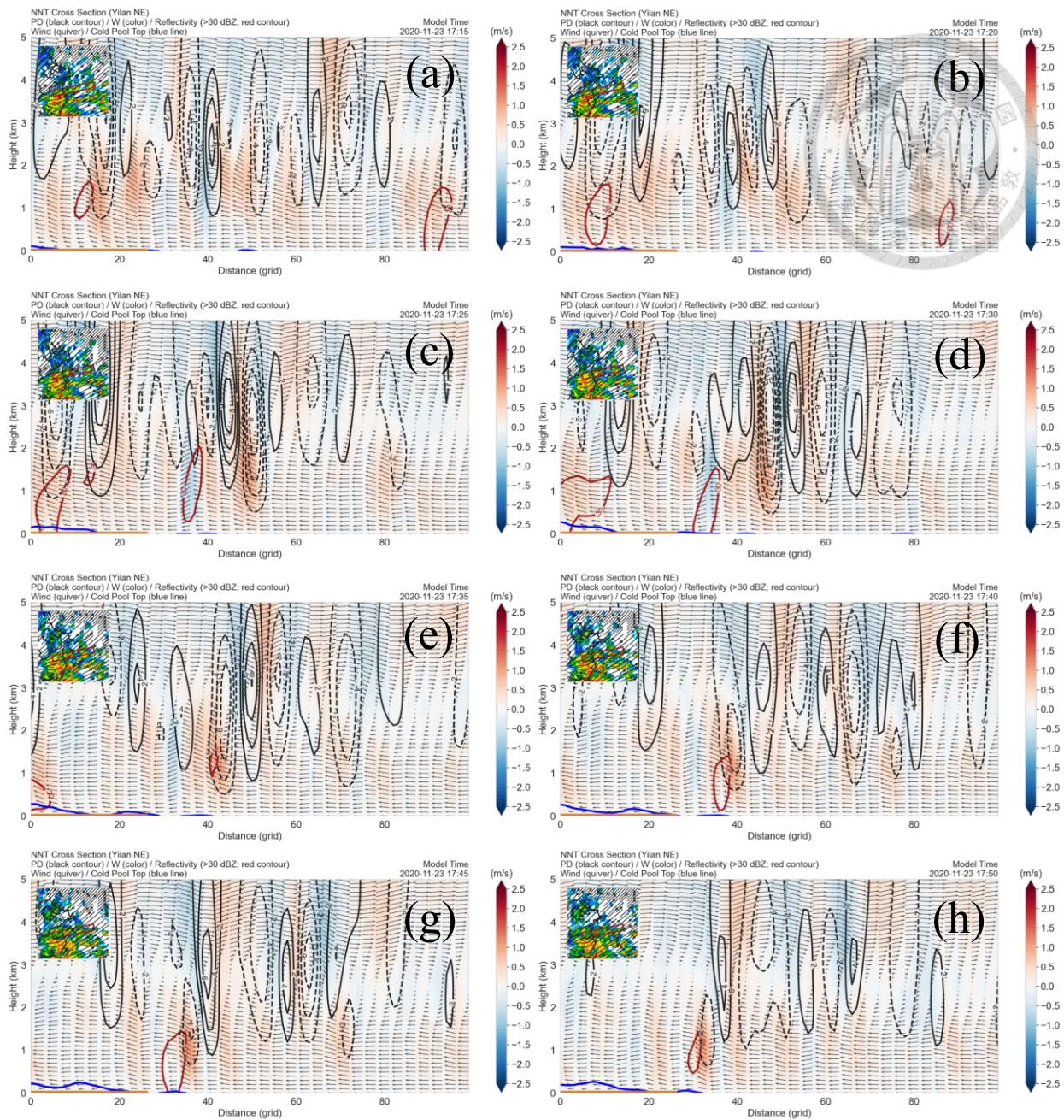


圖 4.5 NNT 實驗中動力擾動氣壓 (等值線) 與垂直速度 (底色) 之 Yilan-NE 垂直剖面時序，時間分別為 (a) 17:15；(b) 17:20；(c) 17:25；(d) 17:30；(e) 17:35；(f) 17:40；(g) 17:45 及 (h) 17:50 UTC。其中，紅色等值線為雷達回波 (>30 dBZ)；藍色粗實線為冷池頂部 ($B = -0.05 \text{ m s}^{-2}$)；土黃色線段表示陸地範圍。

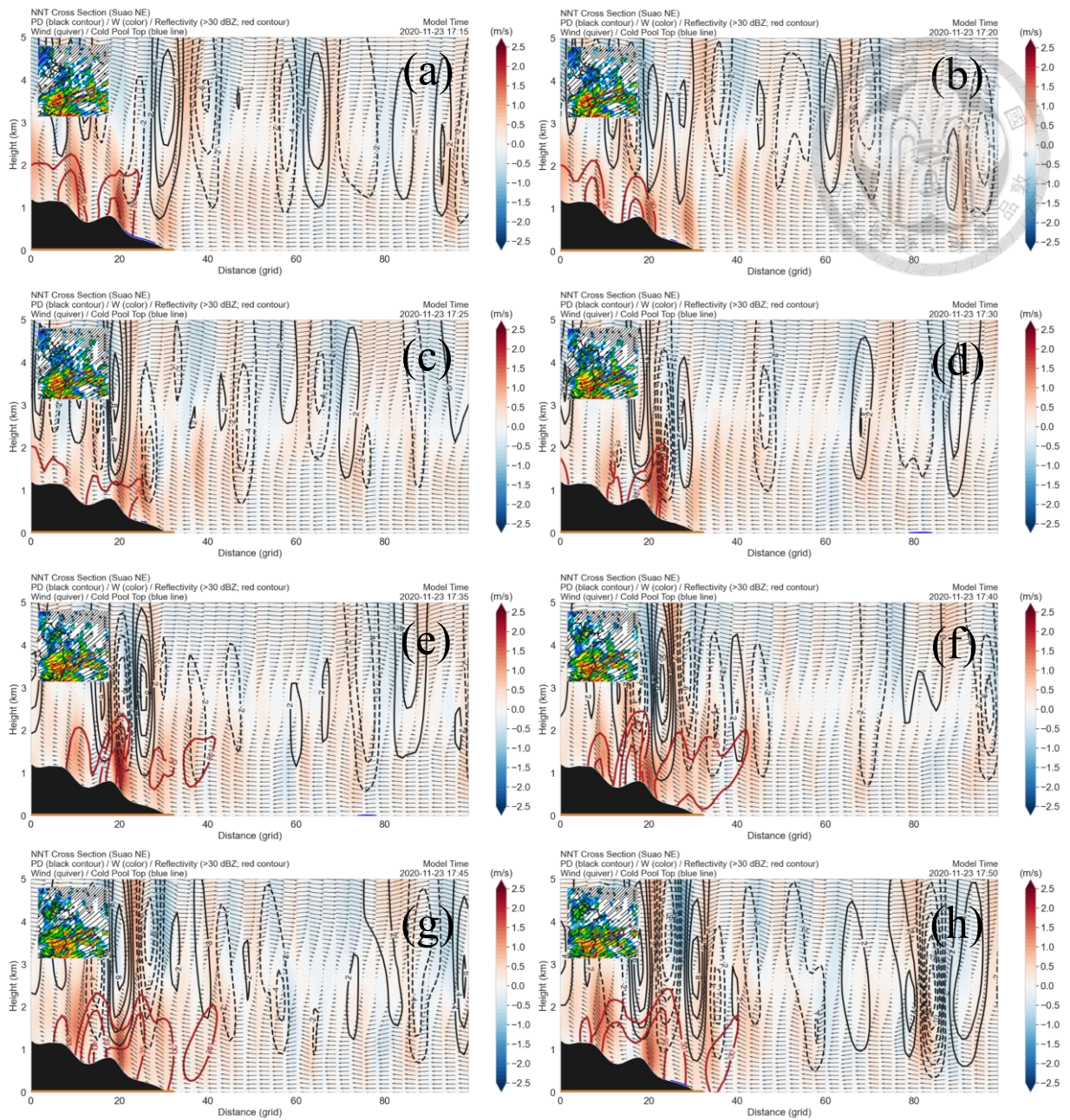


圖 4.6 與圖 4.5 相同，但為 Suao-NE 剖面。

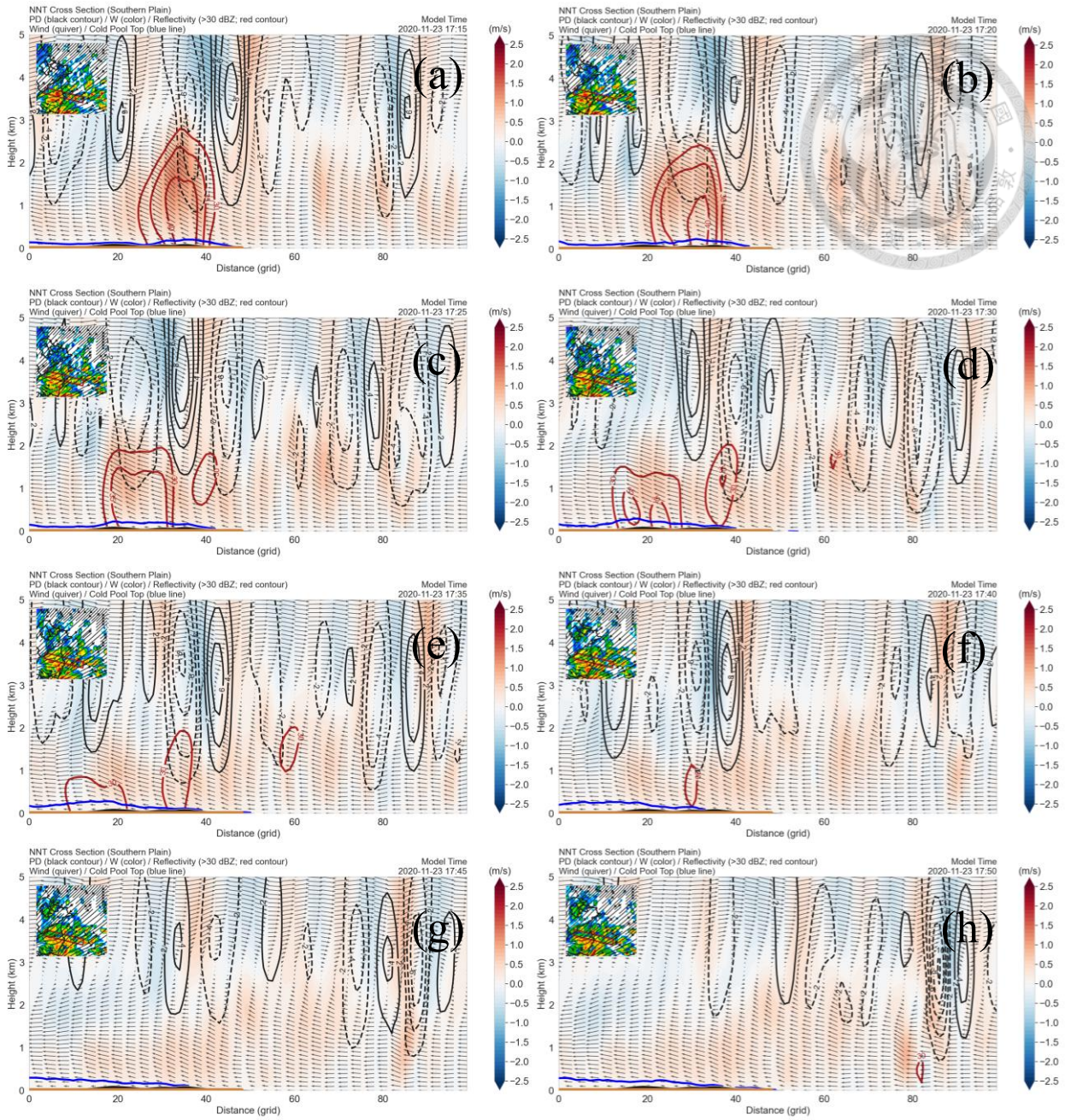


圖 4.7 與圖 4.5 相同，但為 Southern Plain 剖面。

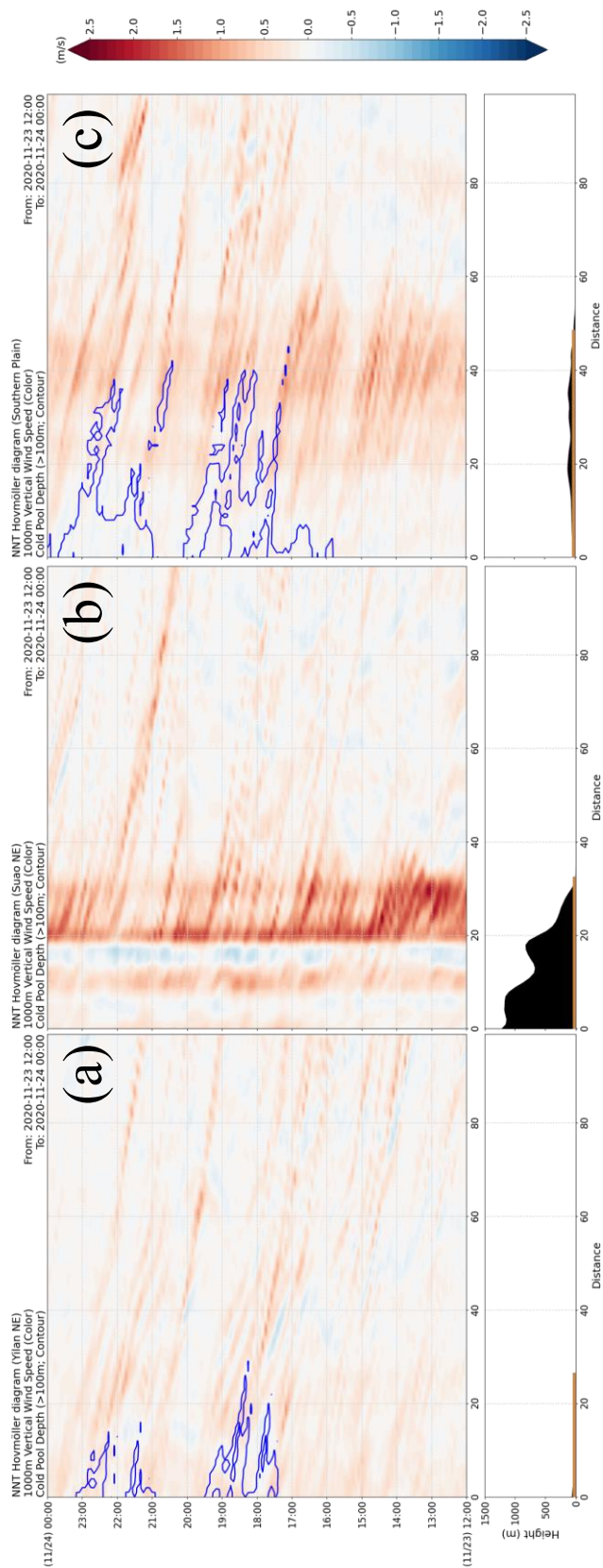


圖 4.8 NNT 模擬實驗 1000 公尺高的垂直速度 (底色) 及冷池厚度 (藍色等值線; > 100 m) 之 Hovmöller diagram。其中, (a) 為 Yilan-NE 剖面; (b) 為 Suao-NE 剖面及 (c) 為 Southern plain 剖面。

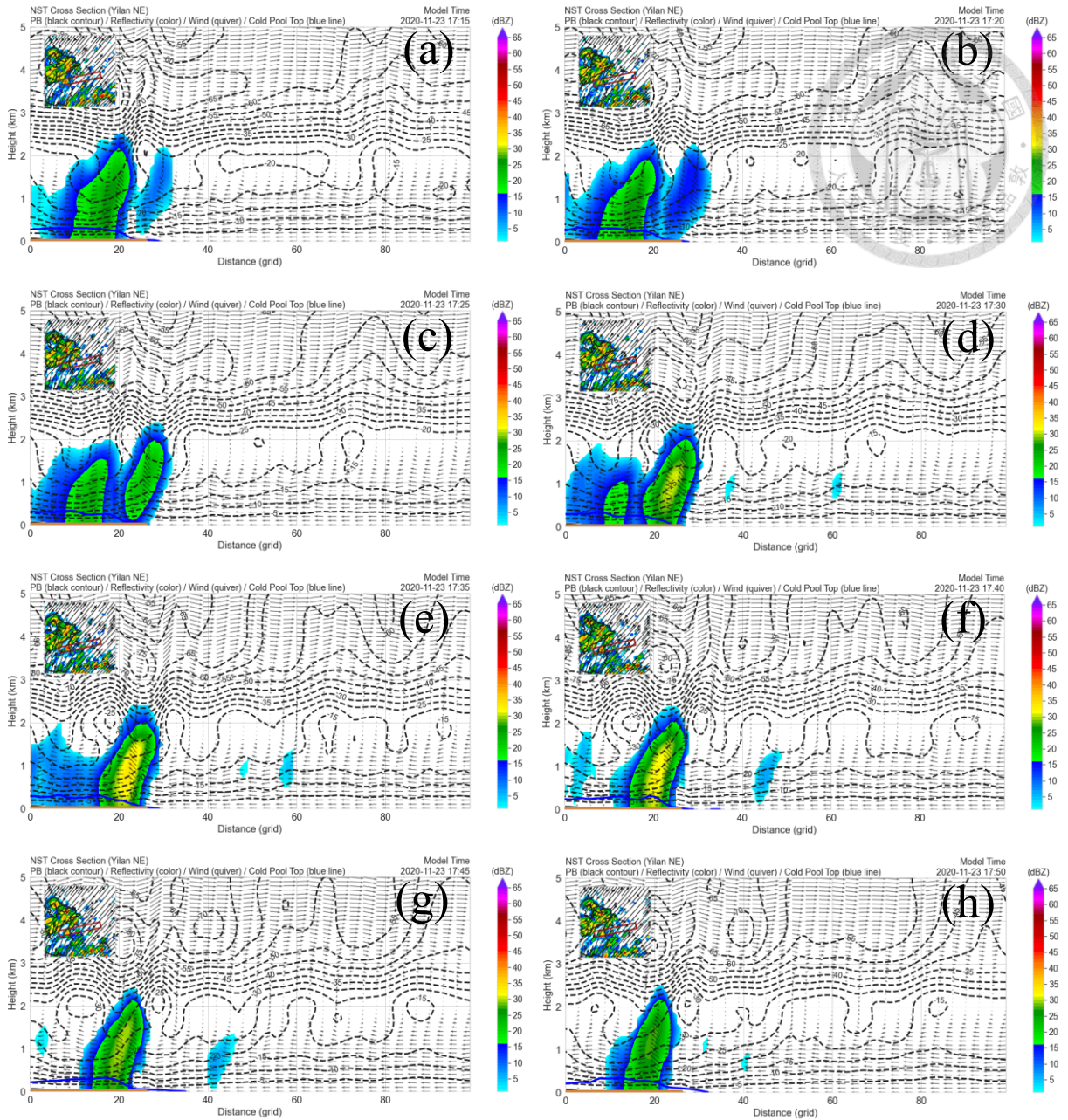


圖 4.9 NST 實驗中浮力擾動氣壓 (等值線) 與雷達回波 (底色) 之 Yilan-NE 垂直剖面時序，時間分別為 (a) 17:15；(b) 17:20；(c) 17:25；(d) 17:30；(e) 17:35；(f) 17:40；(g) 17:45 及 (h) 17:50 UTC。其中，藍色粗實線為冷池頂部 ($B = -0.05 \text{ ms}^{-2}$)；土黃色線段表示陸地範圍。

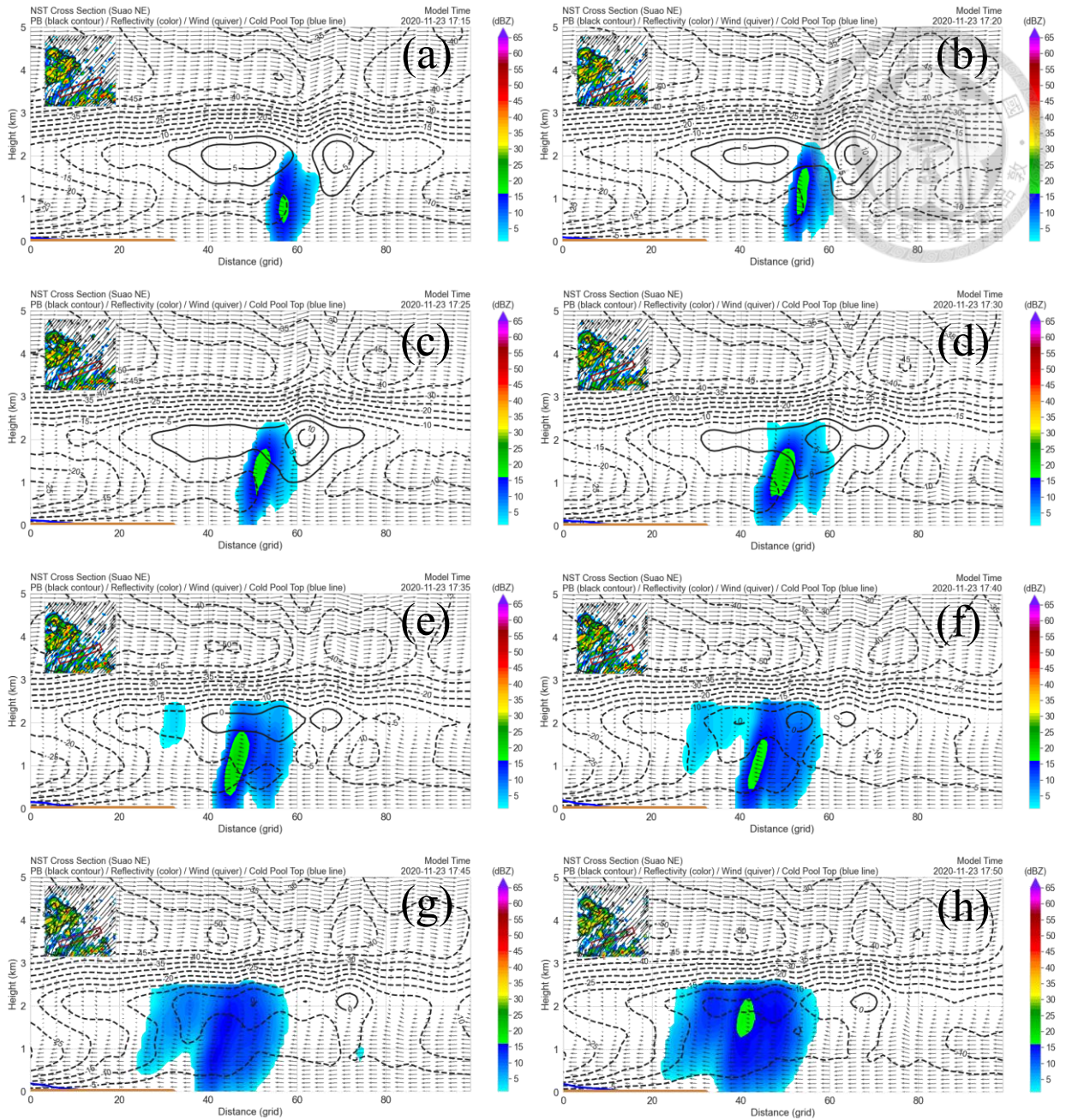


圖 4.10 與圖 4.9 相同，但為 Suao-NE 剖面。

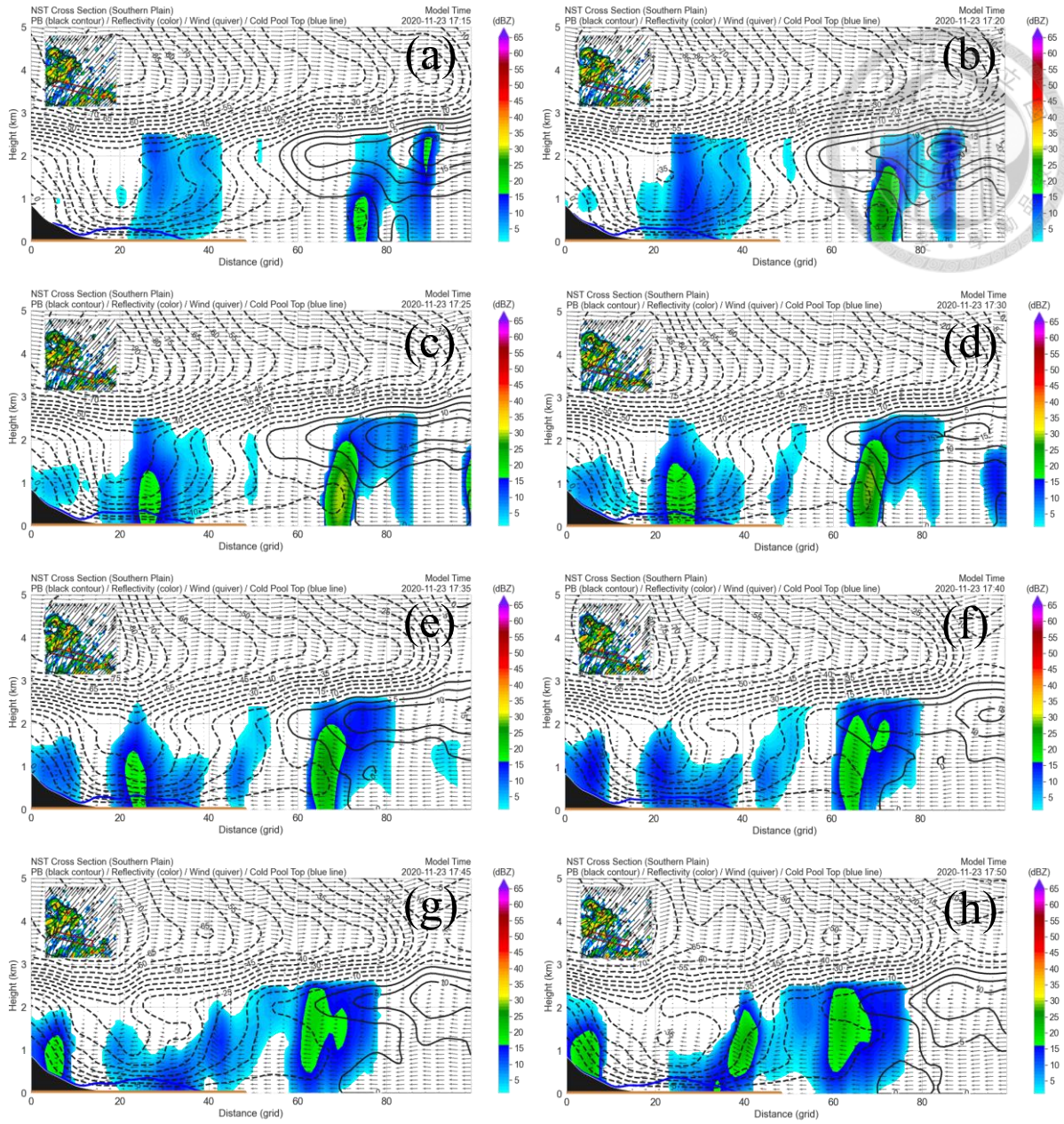


圖 4.11 與圖 4.9 相同，但為 Southern Plain 剖面。

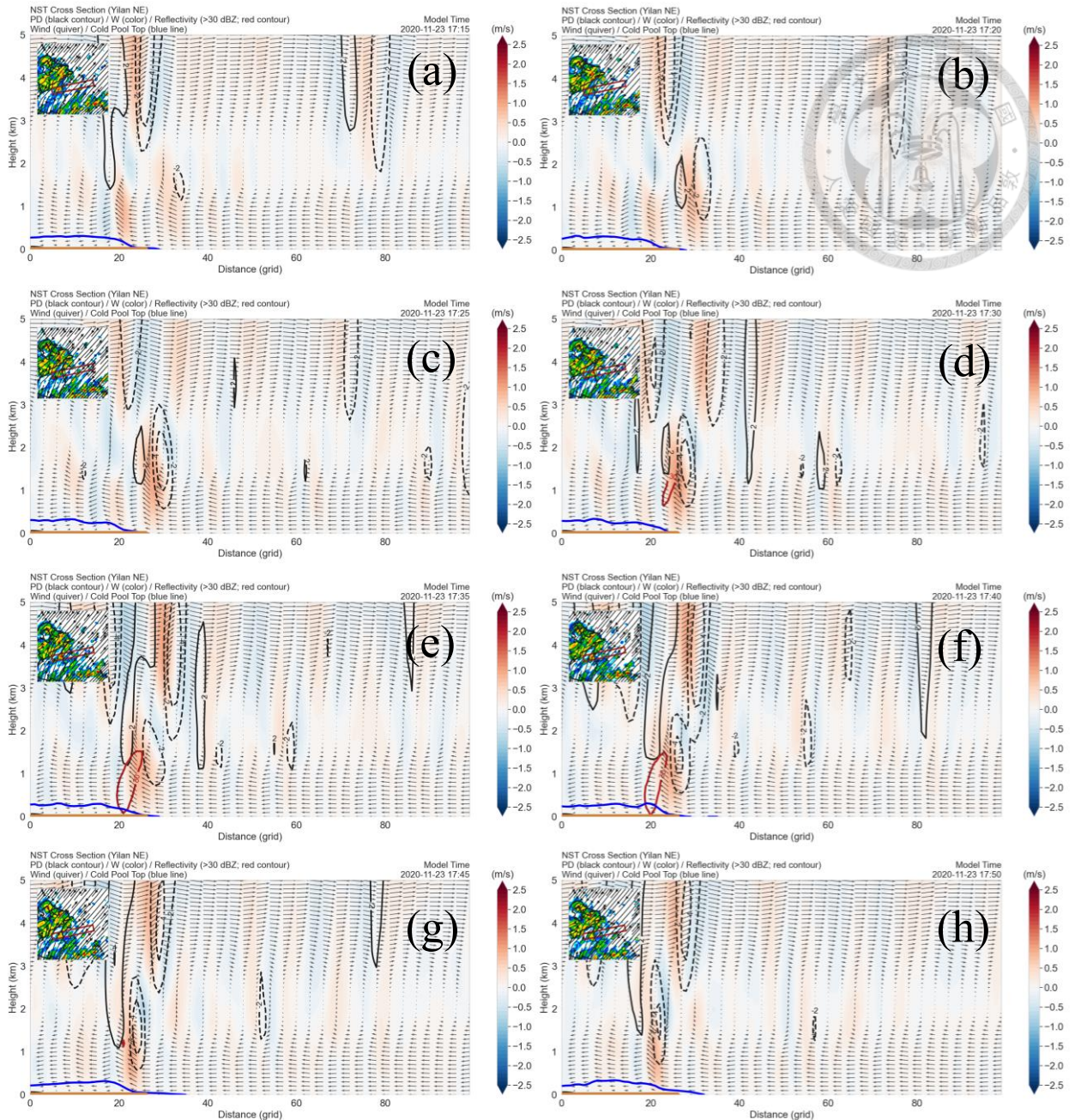


圖 4.12 NST 實驗中動力擾動氣壓 (等值線) 與垂直速度 (底色) 之 Yilan-NE 垂直剖面時序，時間分別為 (a) 17:15；(b) 17:20；(c) 17:25；(d) 17:30；(e) 17:35；(f) 17:40；(g) 17:45 及 (h) 17:50 UTC。其中，紅色等值線為雷達回波 (>30 dBZ)；藍色粗實線為冷池頂部 ($B = -0.05 \text{ ms}^{-2}$)；土黃色線段表示陸地範圍。

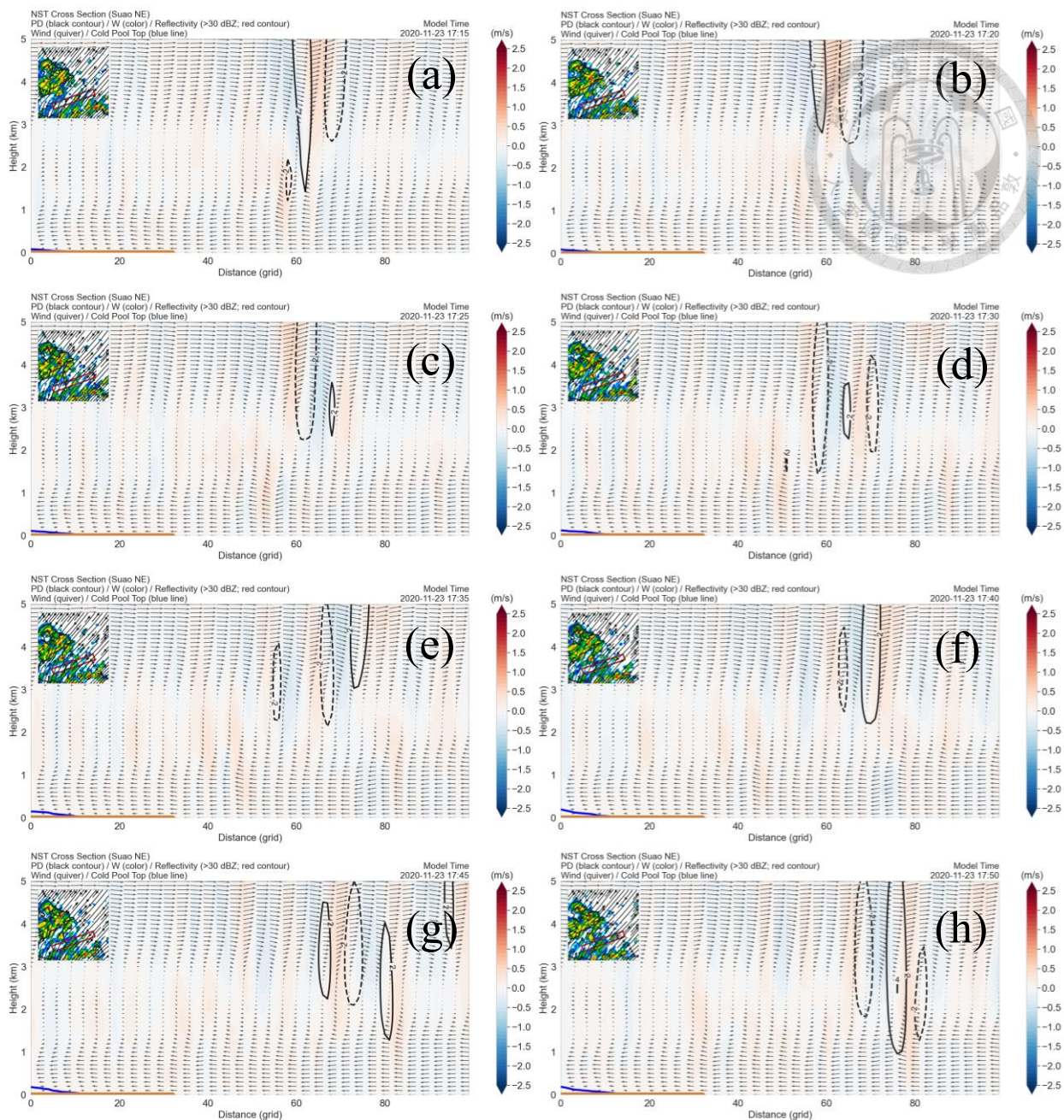


圖 4.13 與圖 4.12 相同，但為 Suao-NE 剖面。

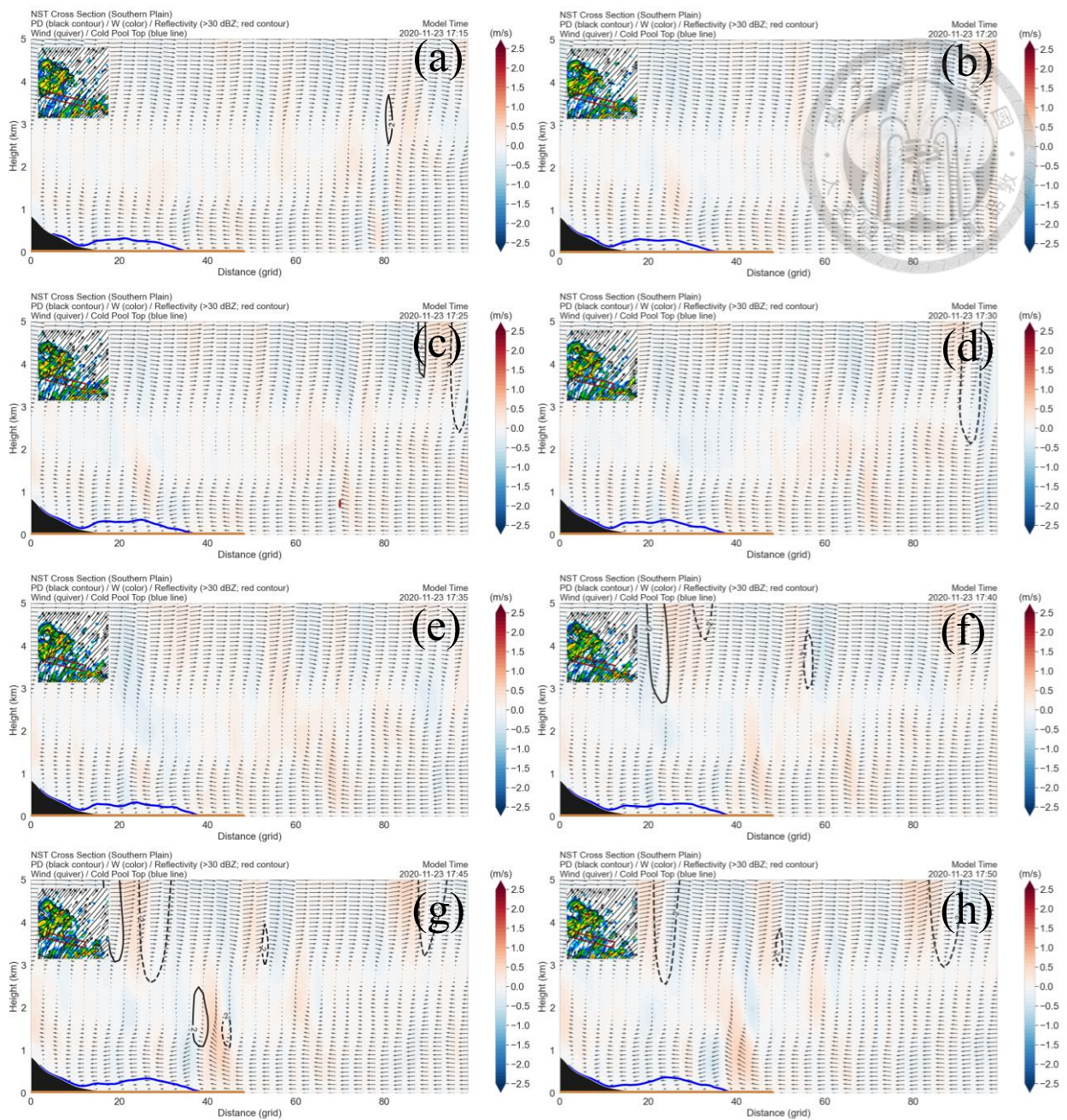


圖 4.14 與圖 4.12 相同，但為 Southern Plain 剖面。

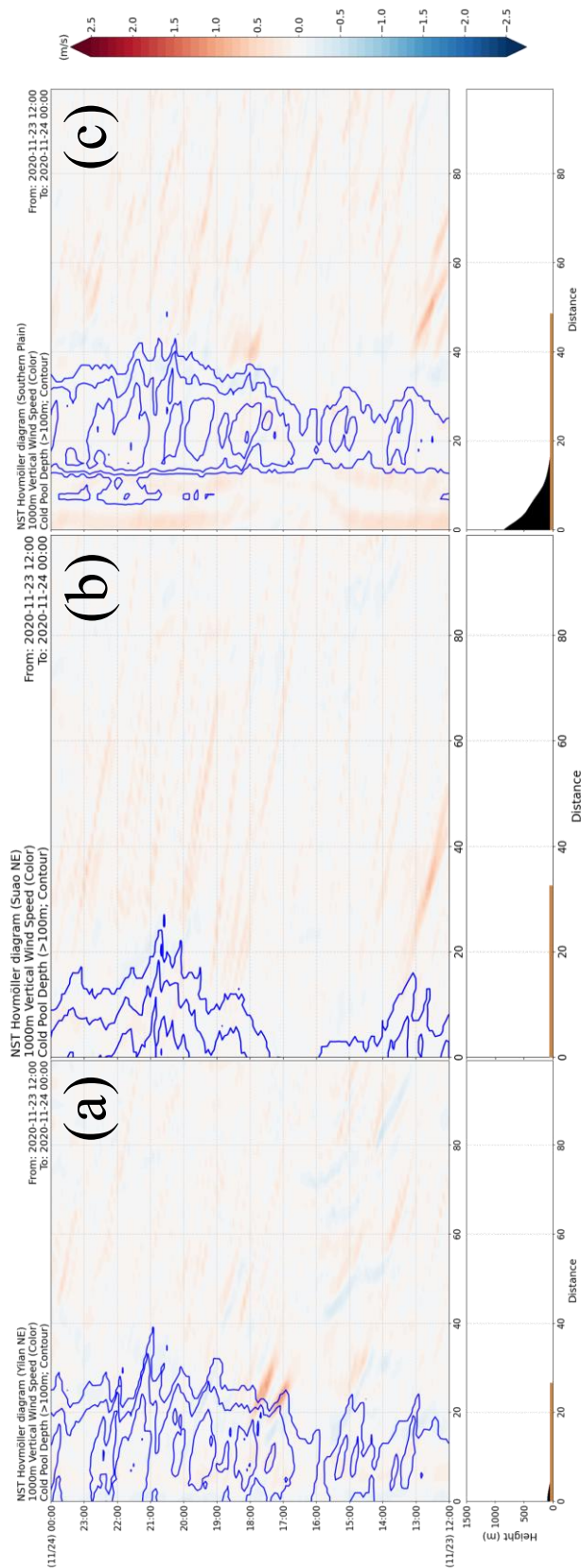


圖 4.15 NST 模擬實驗 1000 公尺高的垂直速度 (底色) 及冷池厚度 (藍色等值線；> 100 m) 之 Hovmöller diagram。其中，(a) 為 Yilan-NE 剖面；(b) 為 Suao-NE 剖面及 (c) 為 Southern plain 剖面。

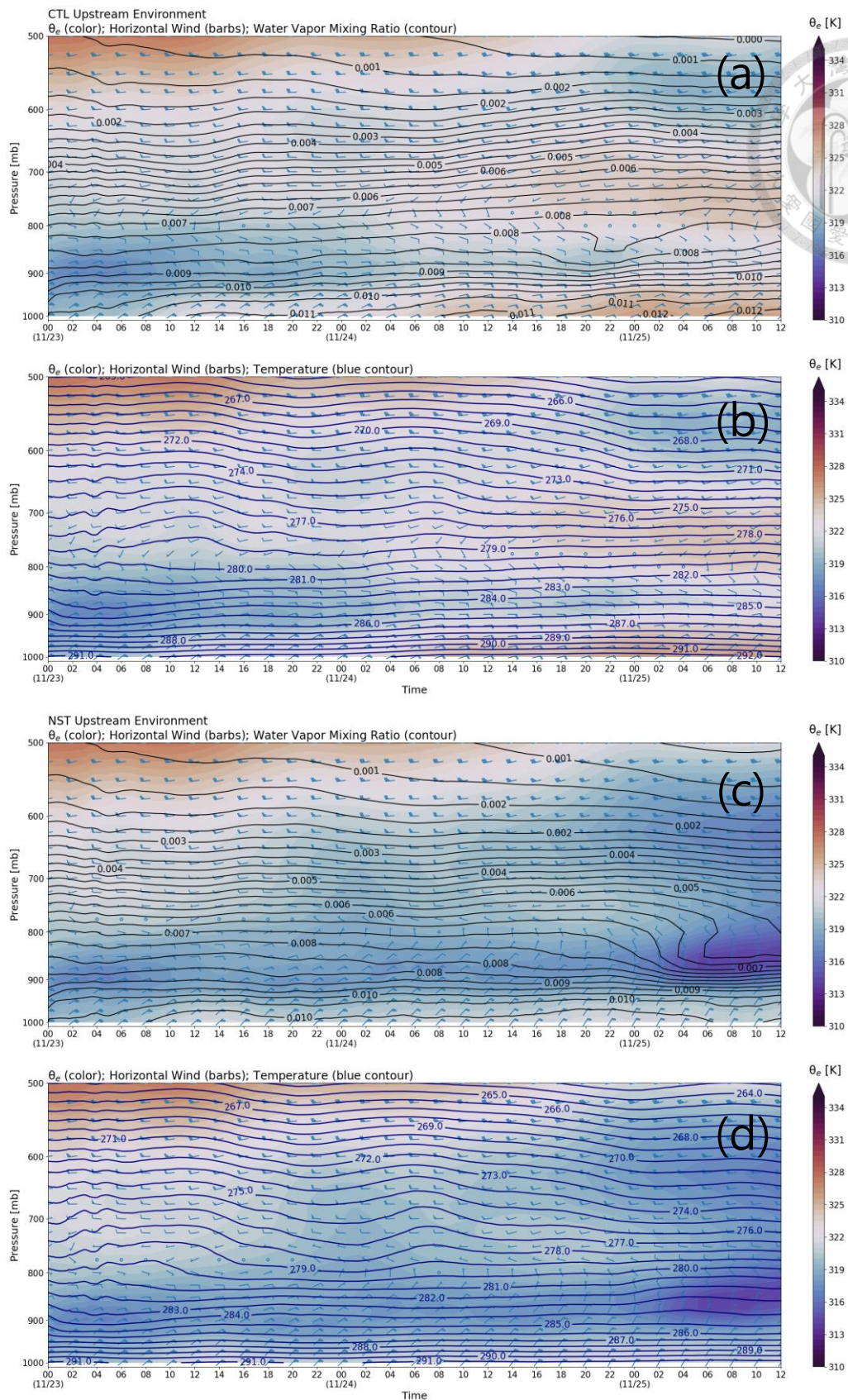


圖 4.16 (a)(b)CTL、(c)(d)NST 模擬實驗上游環境之平均相當位溫 (底色)、各層水平風場 (風標)、(a)(c) 水氣混合比 (黑色等值線) 以及 (b)(d) 溫度 (藍色等值線) 隨時間的變化。其中上游區域之定義為圖 2.4 中粉色框。

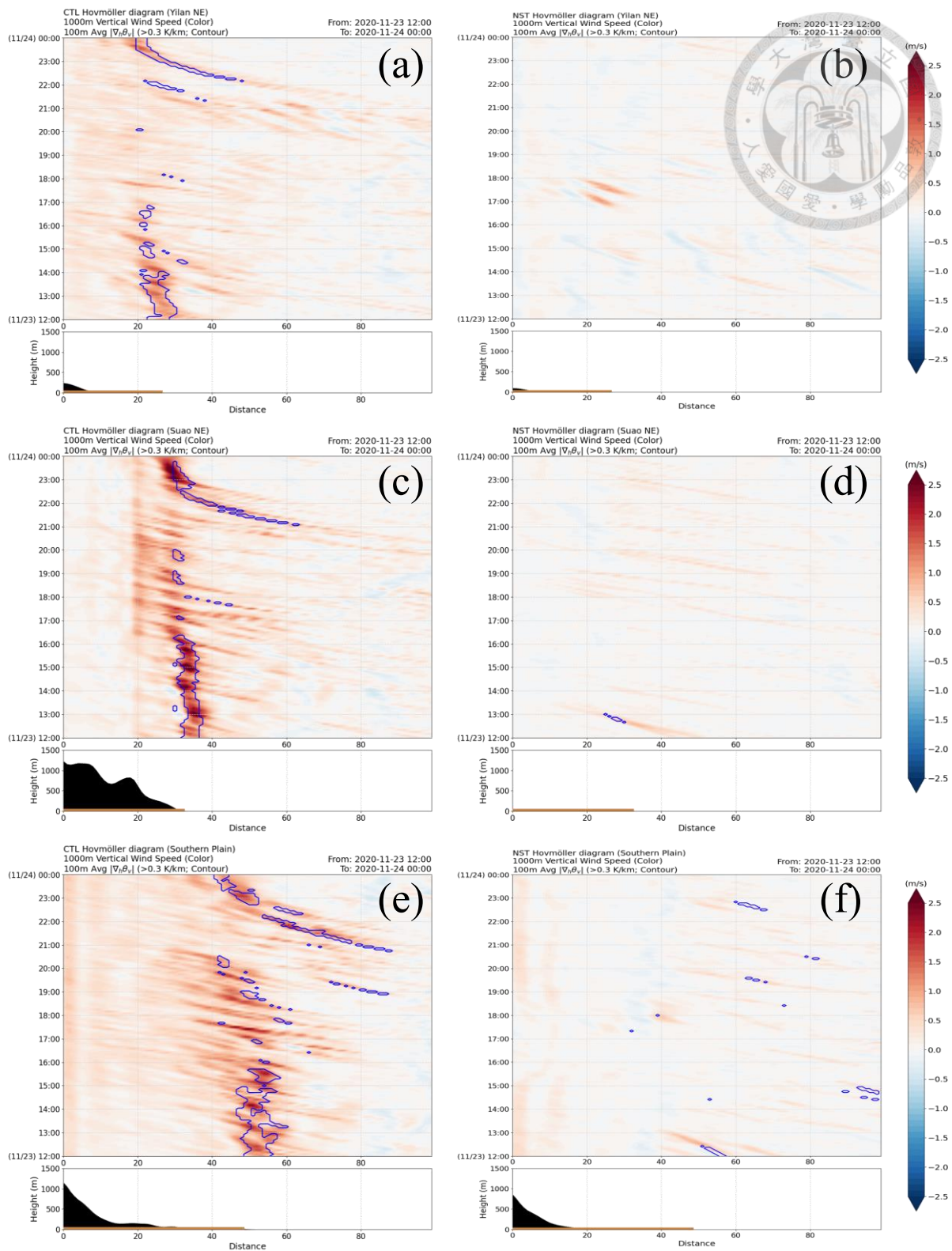


圖 4.17 (a)(c)(e) CTL ; (b)(d)(f) NST 模擬實驗中 1000 公尺高的垂直速度 (底色) 及虛位溫水平梯度 (藍色等值線 ; >0.3 K/km) 之 Hovmöller diagram。其中, (a)(b) 為 Yilan-NE 剖面 ; (c)(d) 為 Suao-NE 剖面及 (e)(f) 為 Southern plain 剖面。

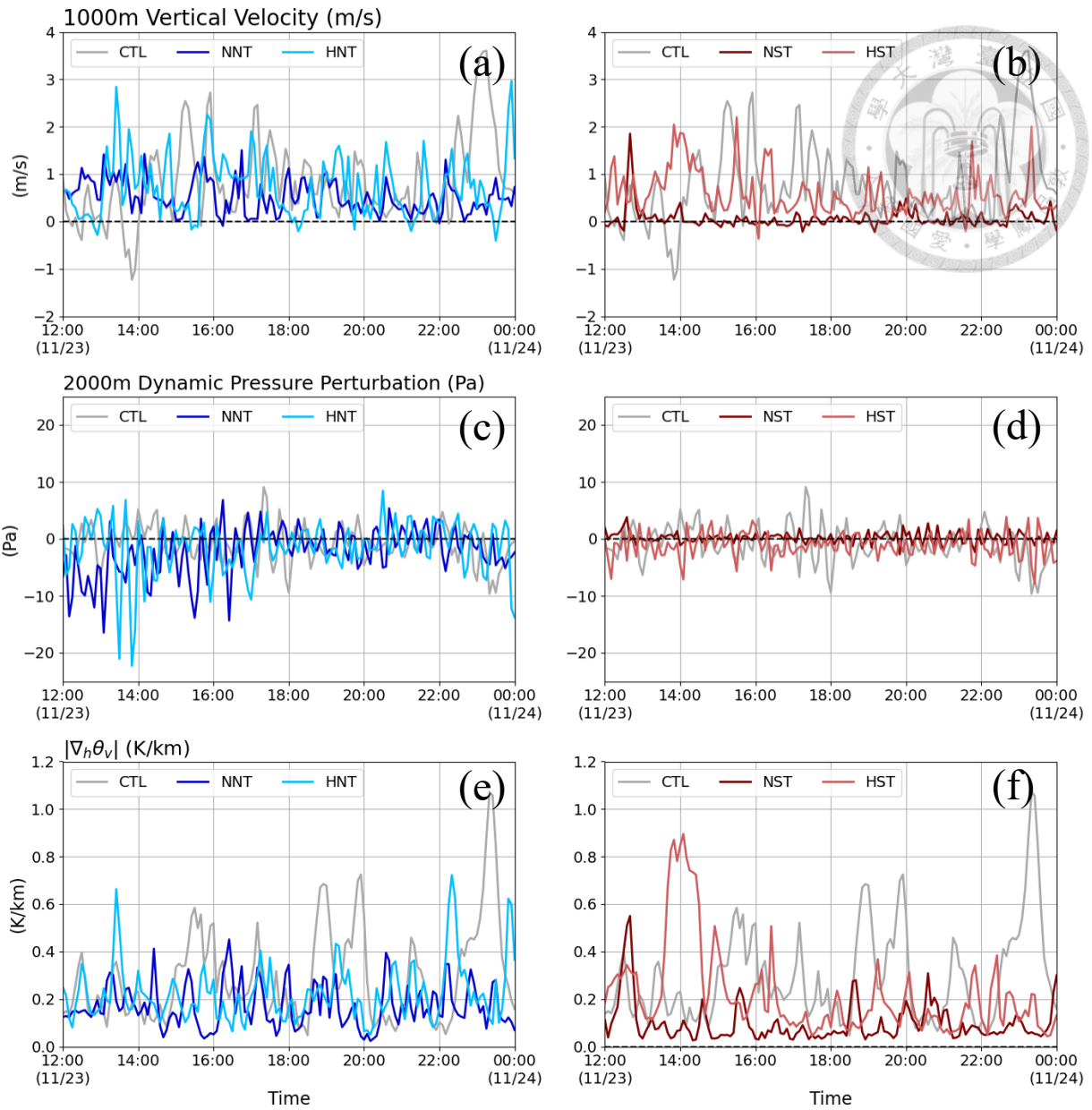


圖 4.18 地形敏感度實驗之比較：(a)(b) 1000 公尺高度層之垂直速度；(c)(d) 2000 公尺高度層之動力擾動氣壓；(e)(f) 100 公尺高度層虛位溫之水平梯度；其中資料取平均之範圍為與蘇澳距離 1 公里內的所有網格點。

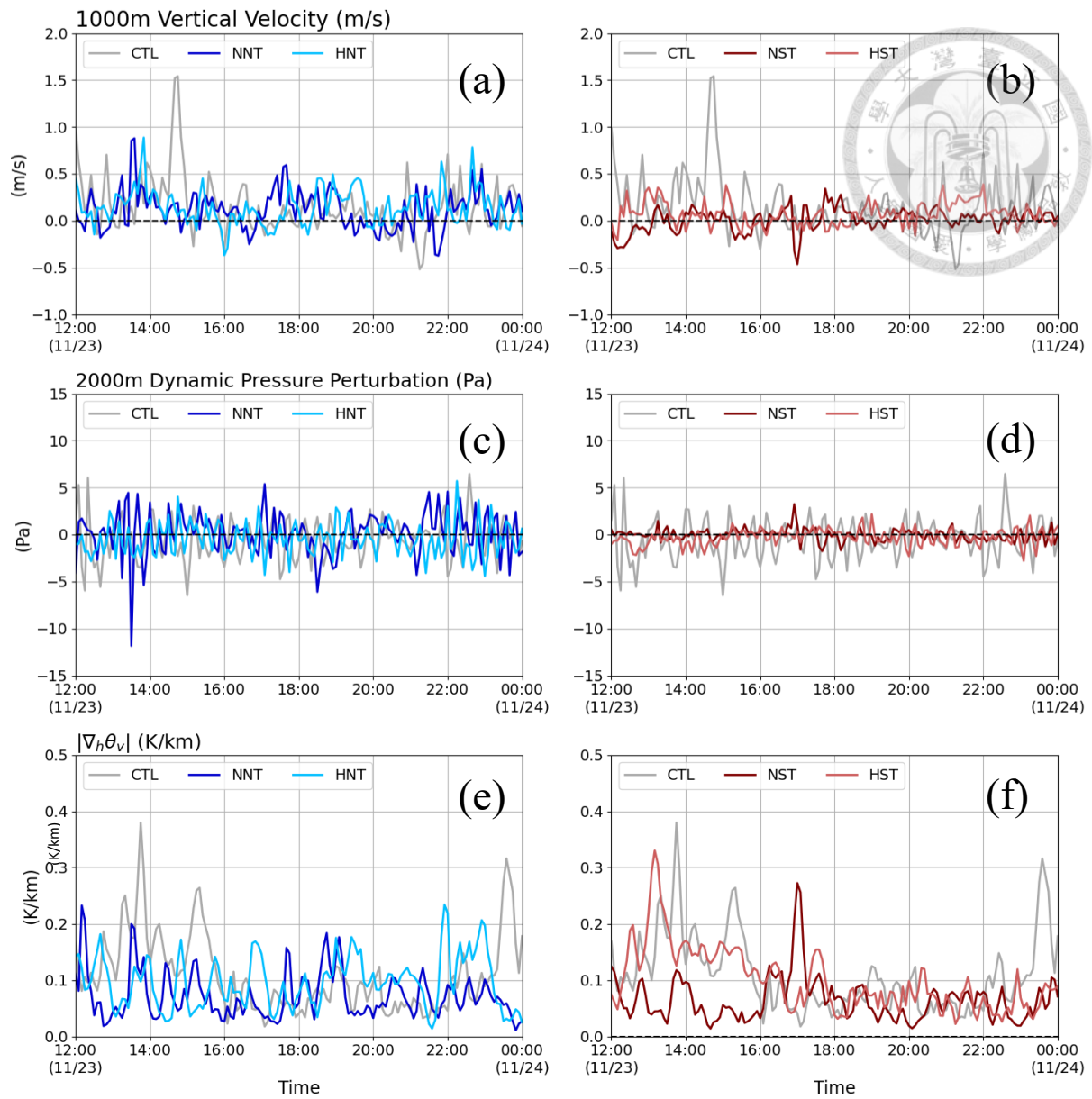


圖 4.19 與圖 4.18 相同，但參考點為宜蘭。