



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

遠距颱風伴隨臺灣降雨事件之分析

A Study of the Typhoon Remote Rainfall in Taiwan

王鏡惟

Ching-Wei Wang

指導教授：李清勝 博士

Advisor: Cheng-Shang Lee, Ph.D.

中華民國 111 年 9 月

September 2022

口試審定書



國立臺灣大學碩士學位論文 口試委員會審定書

本論文係王鏡惟君（學號 R07229008）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 111 年 8 月 29 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：

李信騰

（簽名）

（指導教授）

楊明仁

郭鴻基

游政宏

系主任、所長

（簽名）

謝辭

一直無法提筆寫下致謝的文字，深怕自己無法完整傳達一路以來受到各路幫助的感謝。但研究可以輸，致謝可不能輸，不能「蘇志燮」，才猛然振筆疾書。

謝謝李清勝老師的指導。您總是能很明確地點出研究的問題所在，在我迷惘時指引了研究的方向，並給予無比的耐心。另外，也感謝口試委員郭鴻基老師、楊明仁老師，您的建議給了我不同的思考方向，也讓論文更完整。

從大四開始進到颱風實驗室，到碩四的這五年間，謝謝三巨頭的旭峰學長、魚丸學長及柏孚學長的指導，尤其是旭峰學長最後半年的奧援。謝謝阿其學長、渝靖學姐對遠距降雨的研究貢獻與引導。謝謝棟哥、郭德兩位好戰友。謝謝賴神、佳莉、琳卉學姐、心誠學姐、鎮豪學長、悅瑄學姐、純珉、羅妹妹、小白、睦庭這段時間的陪伴與協助。謝謝 UAlbany 的 Prof. Thorncroft 與 Prof. Bosart 的啟蒙，在美國那一個月接觸到的主題，最後竟引領我完成研究。

謝謝 B03 與 R07 的大家：共患難的夥伴泓哥與棟哥、BOT 好鄰居古古和威志、金德的雨量內插，還有亭羽、典祐、老鼠、佩佩、深哥、鈺太的陪伴。謝謝一起畢業的 B05 學弟妹們。謝謝系辦的大家，特別感謝國豐助教的幫忙。

謝謝二組與檢校中心的同仁與長官，在我不在工作崗位時的支援。尤其感謝冠志課長，您勉勵我許多，也給我很多空間能夠完成論文。

謝謝 319 一路以來的相互扶持，謝謝泰源讓我時不時往你家跑。謝謝柏鴻、統頭的陪伴與爛梗。謝謝意婷老師願意讓我擔任助教自由發揮。謝謝 Pizza 團。

謝謝家人們：謝謝老爸、老媽一直以來的支持，謝謝舅舅、舅媽最後這一年的收留與照顧，謝謝姑姑、哥、姐、瑄 A。論文拖了這麼久，讓你們擔心了。

於是最終，在臺大的八年又兩個月將畫下句點，謝謝自己這段時間的努力。也許接下來不會事事如意，願我能憑著「不可能と笑えばいいさ、そんな言葉僕は知らない」(引自《決戦スピリット》)的這股傲氣，突破未來的種種。

摘要

部分颱風在距離一地數百至上千公里遠時，雖未直接侵襲該地，該地卻伴隨有強降雨事件發生，稱之「遠距颱風降雨」。過去針對臺灣地區未與季風共伴的遠距颱風降雨個案進行的分析與模擬，結果顯示，臺灣皆位於顯著低壓帶中，低層暖濕空氣伴隨盛行風移入臺灣地區，使迎風面地區易產生強對流系統。亦即，臺灣地形與綜觀環境流場為造成顯著降雨的主要因素；而遠距颱風的存在，僅造成降雨區域的改變，與中緯度預前降雨（Predecessor Rain Events, PREs）的機制明顯不同。西行通過東海並造成臺灣西南部沿海降雨的遠距颱風個案屬於過去研究並未討論的類型，本研究之目的在針對該類個案進行資料診斷分析與數值模擬，討論其中之重要機制與遠距颱風在臺灣降雨事件中所扮演的角色。

針對典型個案（2012 年海葵颱風）的分析結果顯示，強降雨期間，綜觀環境一般為對流不穩定，盛行之西南風受地形影響於西南部沿海產生減速輻合，有利對流的發生；水氣通量輻合亦集中於西南沿海，與強降雨區域一致。調整臺灣地形之敏感度實驗結果顯示，若移除臺灣地形，降雨大幅減少且其分佈出現顯著差異。本研究亦分析相似路徑的其他颱風個案，結果顯示當臺灣西南沿海有降雨時，颱風的位置均十分相近；但由於個案的綜觀流場有些許不同，因此降雨區域也不盡相同。比較未與季風共伴的各類遠距颱風降雨個案，結果顯示各類個案的降雨均由綜觀環境及臺灣地形主導。綜合以上分析、模擬及比較結果顯示，臺灣地區之遠距颱風降雨的發生機制，應與環境流場分佈及臺灣地形密切相關，而颱風似扮演較次要的角色。

關鍵字：颱風、遠距颱風降雨、沿海降雨、臺灣地形

Abstract

Severe rainfall may occur in Taiwan when typhoons are located around Taiwan but within a certain distance, which is called “Typhoon Remote Rainfall.” Some studies analyzed and simulated a few typhoon remote rainfall cases in Taiwan which were not accompanied by monsoon. Results show that there was a large-scale cyclonic circulation surrounding Taiwan in these cases. Low level warm, humid air flowed into Taiwan-nearby area, making it a favorable environment on the windward side for convection to develop. The synoptic pattern and Taiwan topography are the key factors to typhoon remote rainfall in Taiwan. The existence of remote typhoons, however, seems to lead to the adjustment of rainfall area only. The mechanism of typhoon remote rainfall in Taiwan is apparently different from Predecessor Rain Events (PREs) which occurred in midlatitudes. Some typhoon remote rainfall cases occurred when remote typhoons went westward and passed through the East China Sea. These cases are not discussed before. The purpose of this study is to understand the important process leading to such type of typhoon remote rainfall in Taiwan through synoptic diagnosis and model simulations.

Results of a typical case study (typhoon HAIKUI, 2012) show that the synoptic environment was convective unstable during the heavy rainfall hour on the southwestern coast of Taiwan. Speed convergence occurred when southwesterlies encountered Taiwan topography. There was also horizontal moisture flux convergence over the southwest coast of Taiwan, which was consistent with the area of the heavy rainfall. Sensitivity experiments were conducted to understand the effects of Taiwan topography. Results show that the amount and pattern of rainfall changed dramatically when Taiwan topography was removed in the simulation. There are several typhoons with tracks similar to that of typhoon HAIKUI. Results of the comparison between these cases show that the locations of typhoons were similar when rainfall occurred over southwestern Taiwan, but there are still some differences in rainfall area due to the different patterns of synoptic flow. The comparison between different types of typhoon remote rainfall cases which were not accompanied by monsoon was also conducted. Results show that the heavy rainfall in these cases is associated with the synoptic flow and the topography. To sum up, the synoptic-scale pattern and the Taiwan topography play key roles in such typhoon remote rainfall events, which are not accompanied by monsoon. The remote typhoon only plays a secondary role in changing the location of heavy rainfall.

Keywords: typhoon, typhoon remote rainfall, coastal rainfall, Taiwan topography

目錄



| | |
|--|-----|
| 口試審定書 | i |
| 謝辭..... | ii |
| 摘要..... | iii |
| Abstract..... | iv |
| 目錄..... | v |
| 圖目錄..... | vii |
| 第一章 前言 | 1 |
| 第二章 使用資料及個案綜觀環境概述 | 5 |
| 2.1 使用資料..... | 5 |
| 2.2 海葵颱風概述及綜觀環境分析..... | 5 |
| 2.3 臺灣西南部 8 月 8 日至 8 月 9 日降雨歷程與分析..... | 6 |
| 2.4 小結..... | 8 |
| 第三章 數值模擬與模式校驗 | 9 |
| 3.1 模式簡介..... | 9 |
| 3.2 網格設計及參數化設定..... | 10 |
| 3.3 模擬結果校驗..... | 11 |
| 3.4 小結..... | 12 |
| 第四章 海葵颱風伴隨之西南部降雨模擬結果分析 | 13 |
| 4.1 綜觀環境分析..... | 13 |
| 4.2 臺灣西南部降雨之分析..... | 14 |
| 4.3 調整地形之敏感度實驗結果分析..... | 16 |
| 4.4 小結..... | 18 |
| 第五章 遠距颱風之分類與比較 | 20 |
| 5.1 遠距颱風分類..... | 20 |

| | |
|--|-----------|
| 5.2 艾利颱風 (2016) 伴隨遠距颱風降雨 (A、B 類) | 21 |
| 5.3 哈隆颱風 (2014) 伴隨遠距颱風降雨 (C、D 類) | 22 |
| 5.4 海葵颱風與相似個案比較 (E 類) | 22 |
| 5.5 小結..... | 23 |
| 第六章 討論與總結 | 25 |
| 參考文獻..... | 29 |



圖目錄

| | | |
|------|---|----|
| 圖 1 | 中央氣象局海葵颱風 (2012) 路徑圖。..... | 32 |
| 圖 2 | 海葵颱風 JTWC 最佳路徑圖。色塊為臺灣地形高度 (單位: m)。..... | 32 |
| 圖 3 | 中央氣象局地面天氣圖。(a)8/3 00Z; (b)8/3 12Z; (c)8/4 00Z; (d)8/4 12Z; (e)8/5 00Z; (f)8/5 12Z; (g)8/6 00Z; (h)8/6 12Z。..... | 33 |
| 圖 4 | 同圖 3。但(a)8/7 00Z; (b)8/7 12Z; (c)8/8 00Z; (d)8/8 12Z; (e)8/9 00Z; (f)8/9 12Z; (g)8/10 00Z; (h)8/10 12Z。..... | 34 |
| 圖 5 | 中央氣象局 MTSAT2 紅外線衛星雲圖。(a)8/5 00Z; (b)8/5 12Z; (c)8/6 00Z; (d)8/6 12Z; (e)8/7 00Z; (f)8/7 12Z。..... | 35 |
| 圖 6 | 同圖 5。但(a)8/8 00Z; (b)8/8 12Z; (c)8/9 00Z; (d)8/9 12Z; (e)8/10 00Z; (f)8/10 12Z。..... | 36 |
| 圖 7 | ERA5 再分析資料 925hPa 流線場及風速 (單位: kts)。(a)8/5 00Z; (b)8/5 12Z; (c)8/6 00Z; (d)8/6 12Z; (e)8/7 00Z; (f)8/7 12Z。..... | 37 |
| 圖 8 | 同圖 7。但(a)8/8 00Z; (b)8/8 12Z; (c)8/9 00Z; (d)8/9 12Z; (e)8/10 00Z; (f)8/10 12Z。..... | 38 |
| 圖 9 | 8 月 8 日 1200UTC 至 8 月 9 日 0300UTC 累積雨量圖。(單位: mm) .. | 39 |
| 圖 10 | 中央氣象局雷達回波圖 (左) 與測站地面風場及過去 1 小時累積雨量 (單位: mm) (右)。(a)(b)8/8 12Z; (c)(d)8/8 13Z; (e)(f)8/8 14Z。..... | 40 |
| 圖 11 | 同圖 10, 但(a)(b)8/8 15Z; (c)(d)8/8 16Z; (e)(f)8/8 17Z。..... | 41 |
| 圖 12 | 同圖 10, 但(a)(b)8/8 18Z; (c)(d)8/8 19Z; (e)(f)8/8 20Z。..... | 42 |
| 圖 13 | 同圖 10, 但(a)(b)8/8 21Z; (c)(d)8/8 22Z; (e)(f)8/8 23Z。..... | 43 |
| 圖 14 | 同圖 10, 但(a)(b)8/9 00Z; (c)(d)8/9 01Z; (e)(f)8/9 02Z。..... | 44 |
| 圖 15 | 同圖 10, 但為 8/9 03Z。..... | 45 |
| 圖 16 | ERA5 再分析資料 1000hPa 流線場與風速 (單位: kts)。(a)8/8 00Z; (b)8/8 06Z; (c)8/8 12Z; (d)8/8 18Z; (e)8/9 00Z; (f)8/9 06Z。..... | 46 |
| 圖 17 | 同圖 16, 但為 925hPa。(a)8/8 00Z; (b)8/8 06Z; (c)8/8 12Z; (d)8/8 18Z; (e)8/9 00Z; (f)8/9 06Z。..... | 47 |
| 圖 18 | 同圖 16, 但為 850hPa。(a)8/8 00Z; (b)8/8 06Z; (c)8/8 12Z; (d)8/8 18Z; (e)8/9 00Z; (f)8/9 06Z。..... | 48 |
| 圖 19 | ERA5 再分析資料 925hPa 流線場與水氣通量輻合 (單位: 1/s, 輻合: 紅, 輻散: 藍)。(a)8/8 00Z; (b)8/8 06Z; (c)8/8 12Z; (d)8/8 18Z; (e)8/9 00Z; (f)8/9 06Z。..... | 49 |
| 圖 20 | 控制組實驗四層巢狀網格設計。..... | 50 |
| 圖 21 | JTWC 最佳路徑 (黑線) 與控制組實驗颱風路徑 (紅線) 比較圖。實心 點為 0000UTC、0600UTC、1200UTC、1800UTC 之位置。色塊為臺灣地形 高度(單位: m)..... | 50 |
| 圖 22 | 再分析資料(左)與控制組實驗(右)之 925hPa 流線場與風速 (單位: | |

| | | |
|------|---|----|
| | m/s) 比較。(a)(b)8/8 00Z ; (c)(d)8/8 12Z ; (e)(f)8/9 00Z。..... | 51 |
| 圖 23 | 中央氣象局雷達回波圖(左)與控制組實驗最大回波圖(右)之比較。(a)8/8 12Z ; (b)8/8 16Z ; (c)8/8 18Z ; (d)8/8 20Z ; (e)(f)8/9 03Z。單位為 dBZ。.. | 52 |
| 圖 24 | 測站地面觀測(a)與控制組實驗(b)之累積雨量圖比較。地面觀測累積時間為 8/8 12Z 至 8/9 03Z ; 控制組模擬累積時間為 8/8 14Z 至 8/9 06Z。單位為 mm。..... | 53 |
| 圖 25 | 控制組實驗 925hPa 流線場與風速 (單位 : kts)。(a)8/8 00Z ; (b)8/8 06Z ; (c)8/8 12Z ; (d)8/8 18Z ; (e)8/9 00Z ; (f)8/9 06Z。..... | 54 |
| 圖 26 | 同圖 25, 但為 850hPa。(a)8/8 00Z ; (b)8/8 06Z ; (c)8/8 12Z ; (d)8/8 18Z ; (e)8/9 00Z ; (f)8/9 06Z。..... | 55 |
| 圖 27 | 控制組實驗 925hPa 相當位溫 (單位 : K) 與風場。(a)8/8 00Z ; (b)8/8 06Z ; (c)8/8 12Z ; (d)8/8 18Z ; (e)8/9 00Z ; (f)8/9 06Z。..... | 56 |
| 圖 28 | 同圖 27, 但為 850hPa。(a)8/8 00Z ; (b)8/8 06Z ; (c)8/8 12Z ; (d)8/8 18Z ; (e)8/9 00Z ; (f)8/9 06Z。..... | 57 |
| 圖 29 | 控制組實驗之 850hPa 相當位溫與 925hPa 相當位溫差值 (850hPa 減去 925hPa, 單位 : K)。(a)8/8 00Z ; (b)8/8 06Z ; (c)8/8 12Z ; (d)8/8 18Z ; (e)8/9 00Z ; (f)8/9 06Z。..... | 58 |
| 圖 30 | 控制組實驗之 925hPa 流線場與水氣通量輻合 (單位 : 1/s, 紅 : 輻合、藍 : 輻散)。(a)8/8 12Z ; (b)8/8 14Z ; (c)8/8 16Z ; (d)8/8 18Z ; (e)8/8 20Z ; (f)8/8 22Z。..... | 59 |
| 圖 31 | 同圖 30, 但為(a)8/9 00Z ; (b)8/9 02Z ; (c)8/9 04Z ; (d)8/9 06Z。..... | 60 |
| 圖 32 | 控制組實驗第三層網格 8/8 1200UTC 至 8/8 2200UTC 最大回波圖 (單位 : dBZ)。 | 61 |
| 圖 33 | 同圖 32, 但為 8/8 2300UTC 至 8/9 0700UTC 最大回波圖。..... | 62 |
| 圖 34 | 控制組實驗第四層網格最大回波圖 (單位 : dBZ) 與地面風場。(a)8/8 14Z ; (b)8/8 16Z ; (c)8/8 18Z ; (d)8/8 20Z ; (e)8/8 22Z ; (f)8/9 00Z。..... | 63 |
| 圖 35 | 同圖 34, 但為(a)8/9 02Z ; (b)8/9 04Z ; (c)8/9 06Z ; (d)8/9 08Z。..... | 64 |
| 圖 36 | 8/8 20Z 控制組模擬最大回波圖, 黑線為圖 37 及圖 38 之剖面示意圖。..... | 64 |
| 圖 37 | 控制組實驗第四層網格剖面圖。向量 : 剖面風場 (u,w 分量) ; 黑色等值線 : 雷達回波 15dBZ 處 ; 藍色等值線 : 上升速度 (m/s) (實線 : 上升、虛線 : 下沉) ; 紅色區域為輻合區。(a)8/8 14Z ; (b)8/8 15Z ; (c)8/8 16Z ; (d)8/8 17Z ; (e)8/8 18Z ; (f)8/8 19Z ; (g)8/8 20Z ; (h)8/8 21Z。..... | 65 |
| 圖 38 | 同圖 37, 但為(a)8/8 22Z ; (b)8/8 23Z ; (c)8/9 00Z ; (d)8/9 01Z ; (e)8/9 02Z ; (f)8/9 03Z。..... | 66 |
| 圖 39 | 水氣通量輻合與福祿數指定分析區域示意圖 (黑框處)。色塊為臺灣地形高度。..... | 67 |
| 圖 40 | 控制組實驗第三層網格指定分析區域之(a)925hPa 與(b)850hPa 水氣通量 | |

| | |
|---|----|
| 輻合 (單位: 1/s) 時序圖。(正值為輻合, 負值為輻散) | 68 |
| 圖 41 同圖 40, 但為整個大氣柱之水氣通量輻合 (單位: $\text{kg/s} \cdot \text{m}^2$)。 | 69 |
| 圖 42 控制組實驗第三層網格指定分析區域之水氣通量輻合 (單位: 1/s) 剖面 圖。(正值為輻合, 負值為輻散; 橘線為 0 值處) | 69 |
| 圖 43 控制組實驗與調整地形敏感度實驗 (Topo0、Topo150) 之颱風路徑。黑 線為控制組實驗, 紅線為 Topo0 組, 藍線為 Topo150 組。 | 70 |
| 圖 44 (a)Topo0 組、(b)Topo150 組、(c)控制組實驗之累積雨量圖 (單位: mm)。累積時間為 8/8 1400UTC 至 8/9 0600UTC。 | 71 |
| 圖 45 Topo0 實驗 925hPa 流線場與風速 (單位: kts)。(a)8/8 00Z; (b)8/8 06Z; (c)8/8 12Z; (d)8/8 18Z; (e)8/9 00Z; (f)8/9 06Z。 | 72 |
| 圖 46 Topo0 實驗 925hPa 流線場與水氣通量輻合 (單位: 1/s)。紅色為輻合, 藍色為輻散。(a)8/8 00Z; (b)8/8 06Z; (c)8/8 12Z; (d)8/8 18Z; (e)8/9 00Z; (f)8/9 06Z。 | 73 |
| 圖 47 Topo150 實驗 925hPa 流線場與風速 (單位: kts)。(a)8/8 00Z; (b)8/8 06Z; (c)8/8 12Z; (d)8/8 18Z; (e)8/9 00Z; (f)8/9 06Z。 | 74 |
| 圖 48 Topo150 實驗 925hPa 流線場與水氣通量輻合 (單位: 1/s)。紅色為輻 合, 藍色為輻散。(a)8/8 00Z; (b)8/8 06Z; (c)8/8 12Z; (d)8/8 18Z; (e)8/9 00Z; (f)8/9 06Z。 | 75 |
| 圖 49 (a)Topo0 組與(b)Topo150 組實驗第三層網格指定分析區域之 925hPa 水 氣通量輻合 (單位: 1/s) 時序圖。(正值為輻合, 負值為輻散) | 76 |
| 圖 50 (a)Topo0 組與(b)Topo150 組實驗第三層網格指定分析區域之 925hPa 水 氣通量輻合 (單位: 1/s) 剖面圖。(正值為輻合, 負值為輻散, 橘線為 0 值處) | 76 |
| 圖 51 (a)控制組與(b)Topo150 組實驗第三層網格指定分析區域之福祿數時序 圖。 | 77 |
| 圖 52 臺灣遠距颱風降雨發生時颱風位置數量分布圖(當颱風進入北緯 18-28 度、東經 116-126 度時視作侵臺颱風, 則不予計算); 可分為 5 類: A 為南 海、B 為呂宋島及東方海域、C 為琉球海域、D 為日本南方海域、E 為東 海, 一個颱風在同一個網格僅計算一次。(圖引用自臺灣颱風預報技術提升 整合研究—子計畫: 伴隨特殊特徵之侵臺颱風的研究 (II)) | 78 |
| 圖 53 中央氣象局艾利颱風 (2016) 路徑圖。 | 78 |
| 圖 54 中央氣象局哈隆颱風 (2014) 路徑圖。 | 79 |
| 圖 55 海葵颱風相似路徑之颱風路徑圖。黑線: 海葵颱風(2012)、藍線: 杰拉 華颱風(2000)、紅線: 蘭寧颱風(2004)、綠線: 摩羯颱風(2018)、黃線: 棕 櫚颱風(2018)。色塊為臺灣地形高度 (單位: m)。 | 79 |
| 圖 56 海葵颱風相似路徑颱風之路徑 (黑線) 與臺灣降雨時颱風之路徑 (紅 線)。色塊為臺灣地形高度 (單位: m)。 | 80 |
| 圖 57 累積雨量圖 (單位: mm)。(a)杰拉華: 2000/8/10 12Z-2000/8/11 03Z; (b) | |

蘭寧：2004/8/12 12Z-2004/8/13 03Z；(c)摩羯：2018/8/12 12Z-2018/8/13
03Z；(d)棕櫚：2018/8/16 12Z-2018/8/17 03Z。.....80

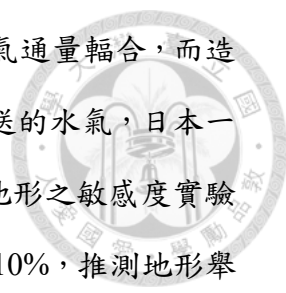


第一章 前言

部分颱風在距離一地數百至上千公里遠時，雖未直接侵襲該地，該地卻有強降雨事件發生，稱之為「遠距颱風降雨」。由於颱風與強降雨區相距甚遠，降雨與颱風本身的對流並非直接相關，因此，其降雨機制以及與颱風之間的關聯，十分值得分析與探討。

近年來，有一些研究針對遠距颱風降雨進行分析與探討。Cote (2007) 針對 1998 年至 2006 年侵襲美國且路徑北轉的颱風進行分析，篩選出符合下列條件之個案：(1) 降雨區分布於熱帶氣旋之北側（向極區側）、(2) 24 小時最大降雨超過 100 毫米、及(3) 颱風將水氣輸送至降雨區，將其定義為預前降雨 (Predecessor Rain Events, PREs)，並針對這 47 個 PREs 個案進行統計分析，結果顯示 PRE 時常發生在颱風北側約 1000 公里處，並伴隨由颱風輸送的低緯地區水氣。Galarneau et al. (2010) 進一步將 PREs 降雨事件，解釋為發生在北轉颱風抵達前的中尺度至次綜觀尺度強降雨事件；合成分析結果顯示，PREs 常形成於 200hPa 噴流入區、925hPa 相當位溫之暖區西側以及 700hPa 低壓槽的東側，並伴隨有低層鋒生。Schumacher et al. (2011) 進一步針對颶風 Erin (2007) 與其伴隨之 PRE 降雨事件進行數值模擬，他們的敏感度實驗結果顯示，若移除颶風 Erin 的水氣，對流發展較不旺盛，累積降雨減少約 25%，最大降雨量更是降低 50%；反之，若增加颶風 Erin 的水氣，將提升約 33% 的累積雨量。Schumacher and Galarneau (2012) 利用 TIGGE (THORPEX Interactive Grand Global Ensemble) 的系集預報資料量化來自颱風的水氣輸送，透過個案分析發現，較多颱風輸送的水氣量未必一定會造成較強的降雨，斜壓區的位置與強度才是決定強降雨位置及時間的重要因素。上述研究指出，PRE 與綜觀環境的配合十分重要，來自颱風輸送的低緯水氣更進一步增加降雨量，兩者皆不可或缺。

Wang et al. (2009) 分析桑達颱風 (2004) 通過沖繩東南方海面時日本關東地區的強降雨事件，結果顯示桑達颱風東側與副熱帶高壓間有較大氣壓梯度，較



強的南風持續向北方輸送水氣，於日本南方區域形成顯著之水氣通量輻合，而造成強降雨。移除颱風之敏感度實驗結果顯示，由於失去颱風輸送的水氣，日本一帶的降雨顯著減少，推測颱風扮演十分重要的角色。移除日本地形之敏感度實驗結果則顯示，日本一帶的降雨分布仍相似，且降雨量僅減少約 10%，推測地形舉升在本個案僅扮演次要角色。Byun and Lee (2012) 針對朝鮮半島的遠距颱風降雨事件進行統計與合成分析，結果顯示上升運動發生在高層噴流條下方與對流不穩定區，其不穩定與來自颱風的水氣輸送及暖平流相關，颱風所扮演的角色在於營造對流不穩定的環境以及大範圍的輻合區，為強降雨之重要因素。Kodama and Satoh (2022) 針對日本一帶 40 年間 (1980–2019) 9 月的 PRE 事件進行研究，統計結果顯示，PRE 事件發生時，颱風常位於日本南方或西南方海域，且正向北或向東北移行。分析結果亦顯示，遠距颱風降雨發生位置與 800–600hPa 準地轉強迫作用之區域以及 925hPa 鋒生區域一致，並配合有中層顯著向北的水氣通量。其結果與美國中高緯度的 PRE 降雨事件相似。

臺灣鄰近區域亦偶有遠距颱風降雨事件發生；部分颱風行經臺灣東部或南部海域時，雖距臺灣陸地有數百至數千公里，其環流與東北季風或斜壓系統產生交互作用，使得臺灣東部及東北部降下顯著降雨，稱之「共伴效應」(王，1977；曲與陳，1988；李等，2007；Wu et al., 2009)。李等 (2007) 針對 1987 年琳恩颱風的共伴效應個案進行研究，模擬結果顯示，導致臺灣北部強降水的主要機制有：(1) 低層颱風外圍環流與東北季風在臺灣北部交會形成鋒生、(2) 臺灣地形的舉升作用、(3) 對流胞隨氣流移動及中尺度對流過程。Wu et al. (2009) 針對 1998 年芭比絲颱風之共伴效應個案，進行數值模擬與敏感度實驗。移除臺灣地形的敏感度實驗結果顯示，因缺乏地形的舉升以及低層輻合位置的改變，水氣快速通過臺灣地區，降雨分布出現顯著差異，且最大累積雨量也有所減少；而移除颱風的敏感度實驗結果則顯示，東北季風較控制組實驗強，而降雨主要源自冷鋒通過，東北部降雨顯著減少。他們更進一步歸納出伴隨此個案之臺灣東部強降雨可以分為颱風環流與東北季風交互作用產生的「季風模式」(Monsoon mode) 以及颱風

環流受中央山脈舉升產生的「地形模式」(Topography mode)。

林(2014)針對奈格颱風(2011)之共伴效應個案進行研究,結果顯示宜蘭一帶降雨之主要原因為東北季風與來自太平洋副熱帶高壓南側氣流輻合配合地形效應所致,而花蓮、臺東一帶降雨則是由颱風環流與高壓南側東風輻合形成之對流移進陸地造成。林(2014)亦進行敏感度數值實驗,移除地形之敏感度實驗結果顯示,氣流輻合後直接通過臺灣上空,雖有對流通過臺灣,但因通過時間較短暫,故造成累積雨量較少,且降雨分布全臺,並不侷限於東部。移除颱風的敏感度實驗結果顯示,大陸高壓位置較控制組實驗者偏南,東北季風範圍籠罩全臺,造成南方水氣無法向北輸送;雖仍有副熱帶高壓氣流與東北季風輻合產生之降雨,但雨量顯著減少且分布範圍向南延伸。此個案中,颱風雖未直接與季風產生交互作用,但颱風的存在影響臺灣附近的天氣系統分布,間接影響降雨事件的發生。

梅姬颱風(2010)通過呂宋島及南海一帶並北轉時,臺灣東北部降下超過1000毫米之累積雨量。Bi et al.(2015)針對其路徑進行研究,結果顯示梅姬颱風與季風槽之間似有藤原效應產生,導致其通過南海一帶時,原本西行的路徑大幅度轉向北行。濾除低頻環流之敏感度實驗結果顯示,梅姬颱風通過呂宋島後一路向西移動,並未有北轉現象。廖(2013)與Chen and Wu(2016)亦針對此個案進行研究,結果顯示颱風外圍的暖濕東南風與相當位溫較低的東北季風產生交互作用,造成臺灣東北部一帶有鋒生作用,形成劇烈降雨。

陳(2018)針對西南季風氣流與颱風路徑對颱風離陸後臺灣降雨之影響進行研究,其中針對北行通過臺灣東方海面的颱風所伴隨的強降雨研究結果顯示,北行颱風可強化副熱帶高壓西側的重力位高度梯度,形成之強南風軸朝西南方延伸,具有大氣長河之特徵。颱風中心向北移行可使西南風強風軸北抬,而使得臺灣西南部一帶的西南季風水氣通量(Southwest monsoon water vapor flux, SWF)增加,有利強降雨發生。針對過去北行通過臺灣東方海面的颱風個案之統計結果顯示,SWF隨著颱風遠離臺灣而有增強的情形。此研究更進一步推測,南海弱渦旋的存在可能影響水氣通量並延長北行颱風的降雨時間,弱渦旋的位置與環流範圍將

改變輻合的區域，進一步造成臺灣南部降雨量的改變。

除了與季風共伴產生的遠距颱風降雨外，在未與季風產生共伴效應的情況下，有些遠距颱風仍會伴隨在臺灣地區出現強降雨事件。劉（2017）針對哈隆颱風（2014）進行分析與模擬，結果顯示哈隆颱風伴隨之臺灣西南部強降雨事件，與盛行西南風及臺灣局部環流密切相關，西南風遭遇臺灣地形產生繞流也可能有利對流之發展，颱風似扮演次要的角色。郭（2018）針對艾利颱風（2016）進行研究，分析結果顯示，南海大低壓帶環流與太平洋高壓合流，於臺灣東部形成旺盛對流；模擬及敏感度實驗結果顯示，移除臺灣地形後，因地形舉升與繞流機制消失，累積雨量顯著減少，而移除颱風則僅改變對流生成的位置，未影響降雨強度。

部分西行或西北行通過東海且未與季風共伴之颱風，亦伴隨有臺灣西南部強降雨之情形。本研究挑選之典型個案為海葵颱風（2012），海葵颱風於 2012 年 8 月 3 日在臺灣東方 2,000 公里的外海生成，而後西行朝東亞前進，通過東海並登陸中國長江沿岸（圖 1、圖 2）。8 月 8 日晚至 9 日上午海葵颱風通過臺灣北部海面時，臺灣西南部沿海地區有強降雨事件發生，持續時間約 15 小時，累積雨量最大達 150 毫米左右，颱風與強降雨區域相距約 800 公里。本個案之強降雨與颱風相距較遠，且降雨僅集中於沿海地區，與西南季風造成之西南部山區降雨有所不同，亦與 PREs 之形成機制似有差異，其伴隨颱風之路徑及位置亦為過去研究並未討論之類型。因此本研究將針對 8 日夜晚至 9 日清晨之西南部沿海降雨事件進行分析，探討該降雨事件之成因與機制，並進一步探討海葵颱風、臺灣地形等因素於此事件中所扮演的角色。

本文之第二章將描述本研究使用資料之來源並進行個案綜觀環境、降雨歷程與測站資料之分析；第三章將描述模式之設定及控制組模擬校驗；第四章將探討模擬分析結果，以及敏感度實驗之結果分析；第五章將統整非共伴效應之臺灣地區遠距颱風降雨，歸納比較各類別之間、同類個案間之異同；第六章則為本次降雨事件分析之討論與總結。

第二章 使用資料及個案綜觀環境概述



本章將利用天氣圖、衛星雲圖、雷達回波圖、地面觀測之雨量及氣象資料，配合 ERA-5 再分析資料，以了解臺灣西南部強降雨事件發生過程，並嘗試分析強降雨期間及發生前的綜觀環境特徵與變化。

2.1 使用資料

本研究分析時段為 2012 年 8 月 8 日至 8 月 9 日，期間涵蓋海葵颱風西行通過臺灣北部海面及東海一帶時，臺灣西南部的強降雨事件。使用資料包括：

- (1) 中央氣象局東亞地面天氣圖，每 6 小時一筆 (0000、0600、1200、1800UTC)。
- (2) 中央氣象局 Himawari8 地球同步衛星之紅外線衛星雲圖。
- (3) 中央氣象局雷達回波圖。
- (4) 中央氣象局逐日雨量圖。
- (5) 中央氣象局地面觀測站之逐時地面氣象資料，包括風向、風速、雨量。
- (6) 歐洲中期天氣預報中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)

ERA5 全球模式再分析資料 (網格解析度 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ ，時間解析度 6 小時，垂直方向共 38 層)。

2.2 海葵颱風概述及綜觀環境分析

8 月 3 日，海葵颱風 (2012) 於臺灣東方約 2,000 公里外海面形成 2012 年西北太平洋第 11 號颱風，沿太平洋高壓南緣往西北西移動。8 月 4 日，颱風移速漸慢，於 8 月 5 日進入琉球群島一帶。此時，颱風強度逐漸增強，於 8 月 6 日增強為中度颱風。8 月 7 日，海葵颱風中心最大風速來到每秒 35 公尺，中心氣壓到達 960hPa，行進方向同時開始略為北轉，以時速每小時 11 公里朝西北前進通過東海。8 月 8 日，颱風登陸中國後，強度逐漸減弱，並於 9 日減弱為熱帶性低氣壓。

中央氣象局之綜觀天氣圖顯示（圖 3、圖 4），海葵颱風通過東海一帶時，位於一大低壓帶之中，其範圍涵蓋東經 100 度至 130 度、北緯 15 度至 30 度，臺灣亦處於此低壓帶之中。除海葵颱風，海南島西側亦可分析出一低壓中心，為蘇拉颱風登陸減弱後的殘留系統。8 月 7 日，海葵颱風自臺灣北部近海掠過，臺灣鄰近區域之盛行風以西南風為主；8 日至 10 日，海葵颱風轉向西北移動，臺灣西南部海面之盛行風仍以西南風為主，而臺灣海峽一帶則轉為偏南風。

中央氣象局之衛星雲圖顯示（圖 5、圖 6），臺灣鄰近區域除了海葵颱風本身的雲系以外，南海與呂宋島一帶之對流雲簇亦十分活躍。8 月 7 日後，呂宋島一帶的對流主要位於呂宋島西側海面，同時巴士海峽及臺灣西南部海面也開始有對流發展。8 日夜晚與 9 日夜晚，臺灣西南部沿岸及近海一帶均有對流系統發展，持續至隔日白天。此時臺灣鄰近區域主要有三組對流雲系：登陸中國的海葵颱風殘留雲系、呂宋島西側對流以及臺灣西南部沿岸對流，其中海葵颱風中心與臺灣西南部對流相距約 800 公里，兩對流雲系明顯分離。

925hPa 再分析資料之流場顯示（圖 7、圖 8），8 月 5 日至 10 日，臺灣鄰近區域有一廣大低壓環流，除海葵颱風明顯的氣旋式環流以外，華南一帶尚有另一氣旋式環流，並移動至海南島西側。大低壓環流的南緣有強風區，主要位於中南半島及呂宋島一帶，風速超過 25kts。強風區北側氣流通過呂宋島時，通過巴士海峽與海葵颱風東側相連，風速亦達 15kts。8 日夜晚，南海一帶的強風區略為減弱。8 月 9 日後，隨著海葵颱風向內陸移動，南海一帶的強風區更進一步減弱，且位置略為北抬，風場大致轉為以西南風為主。

2.3 臺灣西南部 8 月 8 日至 8 月 9 日降雨歷程與分析

8 月 8 日 1200UTC 起至 9 日 0300UTC，臺灣西南部有強降雨發生，沿海一帶累積雨量接近 100 毫米，部分測站的累積降雨更達到 150 毫米以上（圖 9）。

中央氣象局雷達回波圖顯示（圖 10），8 日 1200UTC 起臺灣西南部陸地已有零星回波出現；1500UTC 時（圖 11a），陸地上的回波略為增強，同時西南部

海面上也有回波發展，朝陸地移動。中央氣象局測站資料顯示，此時西南部風向以偏南風為主，並已有零星降雨出現。

8日1600UTC，西南部海面上的對流持續移向陸地，並與陸地發展中的對流相遇，逐漸形成西北-東南走向、平行海岸線的線狀對流，並近乎滯留於西南部沿岸。回波強度及範圍隨著時間進一步增強，1800UTC後（圖12a），強對流延伸至雲嘉沿海，並於西南部內陸發展出層狀降水區，沿岸測站風場也從原先的偏南風轉為偏東風為主。1600UTC至2100UTC恰為西南部雨勢最大的期間，沿海地區最大時雨量來到85毫米。

8日2100UTC後（圖13a），線狀對流逐漸向外海移動，西南部陸地因籠罩於層狀降水區，持續有強度較弱的降雨發生，僅恆春半島一帶仍受強對流影響而有較為顯著的降雨，西南部沿岸測站風向轉為以東南風為主。9日0000UTC起，西南部陸地上的回波逐漸減弱，降雨也有所趨緩；已移至外海的線狀對流減弱，僅巴士海峽仍有對流活躍發展（圖14）。0300UTC，西南部降雨暫時停歇（圖15）。

8月8日1200UTC至9日0000UTC之925hPa及1000hPa流線場顯示（圖16、圖17），臺灣西南外海的風向以西南風為主，氣流至臺灣西南部沿海時轉為高雄以北的偏南風及恆春半島的偏西風，測站觀測資料亦有相同現象。同時，925hPa的再分析資料顯示，西南部沿海於強降雨期間有水氣通量輻合（圖19），推測暖濕的西南風遭遇臺灣陸地時產生減速輻合，使得沿海出現水氣通量輻合，有利對流的發展。8日1800UTC起，沿海地面測站風場轉為偏東風（圖12b），推測與旺盛發展的對流所產生的中尺度過程有關，偏東風遭遇外海持續吹拂的西南風，更進一步加強輻合，使沿岸對流得以維持與繼續發展。

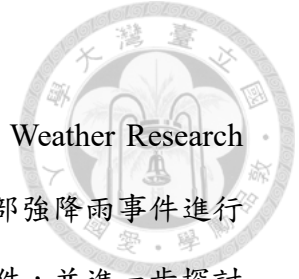
綜合以上分析，8日夜晚至9日上午的西南部沿海降雨期間，臺灣西南外海盛行西南風，遭遇臺灣地形而有輻合，有利對流的發展。當對流發展至一定強度時，沿海受對流的中尺度作用影響，風向轉為偏東風為主，可能增強了與外海的西南風的輻合作用，使得對流滯留於當地並得以維持，導致臺灣西南沿海的強降雨發生。

2.4 小結

本章透過地面觀測資料、遙測資料及再分析資料，檢視臺灣西南部強降雨事件之環境與發展經過，並分析可能的機制。強降雨事件發生於 8 月 8 日夜晚至 9 日上午，降雨區域主要集中於臺灣西南部沿海，時雨量最高達到 85 毫米，並有 150 毫米以上的累積雨量發生。綜觀環境顯示強降雨事件發生期間，臺灣位於海葵颱風與華南低壓帶相連的大低壓帶之中，盛行風為西南風，且海葵颱風已逐漸遠離，登陸中國並減弱為熱帶性低氣壓，颱風與臺灣西南部的強對流相距約 800 公里，兩者之間並不相連。

分析結果顯示，臺灣位於大低壓帶中，且盛行西南風遭遇臺灣地形，於沿海有水氣通量輻合，有利於對流的生成與發展，而對流增強後的中尺度作用及局部環流更進一步有利對流的維持。因此，本次強降雨事件似乎由綜觀環境的大低壓帶與盛行風遭遇臺灣地形所造成，海葵颱風的存在是否影響盛行風及綜觀環境，值得更進一步的分析與探討。本研究將以數值模式模擬強降雨期間的環境，以探討本次強降雨事件的機制，以及綜觀環境、臺灣地形及海葵颱風在事件中扮演的角色。

第三章 數值模擬與模式校驗



本章以 WRF-ARW 4.1 (Advanced Research version of the Weather Research and Forecasting) 針對 2012 年 8 月 8 日夜晚至 9 日清晨的西南部強降雨事件進行數值模擬，透過較高時空解析度的模擬結果，重現本強降雨事件，並進一步探討其成因與海葵颱風所扮演的角色。

3.1 模式簡介

WRF-ARW 為中尺度數值天氣預報系統，由美國國家大氣研究中心(National Center for Atmosphere Research, NCAR)、美國國家暨海洋大氣總署 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) 所轄美國國家環境預報中心 (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) 及美國預報系統實驗室 (Forecast System Laboratory, FSL; 現已改為美國全球系統實驗室, Global System Laboratory, GSL)、美國空軍 (the U.S. Air Force)、美國海軍研究實驗室 (Naval Research Laboratory, NRL)、奧克拉荷馬大學 (University of Oklahoma) 及聯邦航空管理局 (Federal Aviation Administration, FAA) 等單位共同發展，主要提供大氣科學研究及數值預報上有利的模擬工具，可進行以真實大氣環境狀況為主或理想化大氣條件的模擬。

WRF 為一完整可壓縮的非靜力模式，水平方向採用 Arakawa-C 網格，此種網格設計將熱力變數置於速度變數中間，形成交錯網格的結構，其中東西方向速度為 u ，南北方向為 v 。時間積分採用 3 階 Runge-Kutta 時間差分法，在計算上較有效率。WRF 垂直方向為 η (eta) 座標，為跟隨地形的靜力壓力座標 (Terrain-following hydrostatic-pressure vertical coordinate)， η 值在地表為 1，而在模式的上邊界為 0，其定義如下：

$$\eta = (p_h - p_{ht})/\mu \dots (3-1)$$

$$\mu = p_{hs} - p_{ht} \dots (3-2)$$

其中 p_h 為模式靜力平衡分量的壓力 (Hydrostatic component of pressure)， p_{hs} 及 p_{ht} 分別為地表及模式上邊界的壓力，而 p_{ht} 為一定值。使用 WRF 進行真實資料模擬之前，需先藉由 WPS (WRF Preprocessing System) 將觀測資料及地形資料內插至網格點，產生包含地形、區域邊界及模擬範圍內的初始場，方得進行 WRF 模擬。

本模式之邊界條件及初始場使用歐洲中期天氣預報中心 (ECMWF) ERA5 之 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 經緯網格全球模式再分析資料，垂直方向共 38 層，時間解析度為 6 小時。

3.2 網格設計及參數化設定

本研究為模擬出最接近強降雨個案發生時的綜觀環境及對流特徵，測試了不同初始時間、初始資料及各項參數化的組合，並挑選出當中最接近真實情境的模擬結果作為控制組實驗。模擬設定如下：

1. 模式積分時間由 2012 年 8 月 7 日 1200UTC 至 9 日 1200UTC，共計 48 小時。
2. 模式採用四層巢狀網格設計 (圖 20)，第一層網格中心位於北緯 22 度，東經 115 度，第一、第二、第三及第四層網格水平解析度分別為 36、12、4 及 1.33 公里，涵蓋範圍依序為第一層東西向 7,812 公里 (217 點) 與南北向 5,868 公里 (163 點)、第二層東西向 4,404 公里 (367 點) 與南北向 3,432 公里 (286 點)、第三層東西向 880 公里 (220 點) 與南北向 868 公里 (217 點)、第四層東西向 340.48 公里 (256 點) 與南北向 340.48 公里 (256 點)，分別代表亞洲、東亞、臺灣鄰近地區、臺灣西南部陸地與海面。積分時步為 75 秒。
3. 垂直方向使用 η 座標，共 38 層。
4. 經緯度採用麥卡托 (Mercator) 投影法，各層網格使用的地形資料解析度分別為 2 分、30 秒及 10 秒，可掌握臺灣主要的地形特徵

5. 微物理參數化使用 WDM-6 Scheme (Lim and Hong, 2010)、長波輻射及短波輻射參數化均使用 Rapid Radiative Transfer Model for GCMs (RRTMG Scheme, Iacano et al., 2008), 第一、二層網格另使用積雲參數化 Tiedtke Scheme (Tiedtke et al. 1989, Zhang et al. 2011), 第三、四層網格則未使用積雲參數化。

3.3 模擬結果校驗

本節將針對海葵颱風西行通過臺灣北部海面及登陸華中沿岸期間的綜觀環境及臺灣西南部沿海強降雨事件的降雨歷程進行模擬結果校驗。

控制組模擬結果之颱風路徑顯示 (圖 21), 颱風中心於模擬起始時間 (8 月 7 日 1200UTC) 較聯合颱風警報中心 (Joint Typhoon Warning Center, JTWC) 之 best track 資料偏西, 整段模擬路徑亦較為偏西。8 日 1200UTC 後, 模擬結果的颱風持續朝西北行進, 而 JTWC best track 資料之颱風轉為朝西前進, 因此模擬路徑較為偏北。雖模擬路徑與 best track 資料有些許誤差, 但誤差約在 50 公里以內, 整體仍良好地掌握到颱風向西北移動並登陸華中沿岸的特徵。

綜觀環境方面, 控制組模擬結果之 925hPa 流場顯示 (圖 22), 8 月 7 日至 9 日, 臺灣位於一大範圍的低壓環流中, 海葵颱風正通過臺灣北部海面, 並朝西北持續移動至華中沿岸, 而海南島西側亦有一氣旋式環流存在, 天氣系統的分布與再分析資料相似。西南風部分, 控制組模擬掌握到 8 月 8 日至 9 日的西南風強風軸位置, 自中南半島西側延伸至巴士海峽及呂宋島一帶, 最終與海葵颱風東側相連。模擬結果中, 15kts 以上的強風區域分布範圍與再分析資料相似, 但 25kts 以上的強風區域分布範圍較再分析資料略廣, 可見控制組實驗的西南風整體較再分析資料略微偏強。

控制組實驗之雷達回波圖顯示 (圖 23), 8 日 1600UTC 起, 控制組實驗中的臺灣西南部沿海逐漸出現零星對流, 後於 1700UTC 形成平行海岸線排列的對流, 回波更於 1800UTC 後進一步增強, 對流之分布及發展歷程大致與觀測相似,

僅肇始與增強的時間較觀測晚 2~4 小時。9 日 0000UTC 後，控制組實驗中的強回波區逐漸向外海移動，陸地上僅剩零星回波，並於 0300UTC 後幾乎消散，對流消散過程與觀測資料相似。整體來說，8 日夜晚至 9 日清晨，控制組實驗與觀測中強對流區均集中於西南部沿海，回波分布頗為相似。

降雨方面，於西南部降雨最顯著的 8 日 1200UTC 至 9 日 0300UTC 間，控制組實驗的降雨主要分布於臺灣西南部沿海，較強降雨亦集中在臺南至屏東沿海，大致掌握到降雨的分布特徵，僅開始降雨時間稍晚，主要降雨在 8 日 1400UTC 至 9 日 0600UTC 間發生。累積雨量部分（圖 24），控制組實驗最大累積雨量達 110mm 左右，與測站地面觀測中的 100 至 150mm 接近。綜合以上，控制組實驗中良好地掌握本次個案之降雨分佈、時間及降雨歷程，對颱風及綜觀環境流場亦有相當的掌握度。

3.4 小結

本研究利用 WRF4.1 針對 2012 年 8 月 8 日至 9 日臺灣西南沿海之強降雨個案進行模擬。控制組模擬結果顯示，雖未完整掌握到降雨之時間，但針對颱風路徑、綜觀環境及風場特徵等要素掌握良好，並且合理地呈現此次強降雨事件的分布與歷程，特別是由入夜的零星對流，至午夜發展為強對流的過程，整體降雨分布亦是大同小異。本研究將應用此高時空解析度的模擬結果，重現強降雨事件時大氣的變化，深入分析並試圖解釋西南部沿海強降雨的發生原因，以及其與海葵颱風之間的關係，並以敏感度實驗探討臺灣地形所在本次強降雨事件中所扮演的角色。

第四章 海葵颱風伴隨之西南部降雨模擬結果分析

本章將利用 WRF 模擬結果，深入探討本次海葵颱風伴隨之臺灣西南部沿海降雨，試圖分析強降雨的過程與成因，並進一步透過移除臺灣地形之敏感度實驗，了解颱風、綜觀環境流場與臺灣地形之間的交互作用，以及各項因子在本次降雨事件中所扮演的角色。

4.1 綜觀環境分析

控制組模擬之 925hPa 及 850hPa 流線場顯示 (圖 25、圖 26)，8 月 7 日至 9 日，一廣大的低壓帶籠罩東亞及東南亞地區。同時，海葵颱風正通過臺灣北部海面，以西北西方向朝中國移動，而海南島西側有一氣旋式環流存在。由控制組模擬 925hPa 流線場可見，7 日 1200UTC 時，臺灣及南海一帶吹拂著西南風，其風速超過 15kts，部分區域如巴士海峽、菲律賓西方均有達到 25kts 以上，此強風區自印度半島一帶延伸，通過中南半島，北側通過海南島低壓南緣，向臺灣陸地吹拂，並通過巴士海峽；南側則通過南海與呂宋島，兩股氣流轉為偏南風，與海葵颱風東側氣流相連。8 日 0000UTC 時，風速更進一步增強，南海一帶普遍達到 25kts 以上，0600UTC 後風速略為減弱，但仍有 15kts 以上。

8 月 7 日 1200UTC 之 925hPa 相當位溫分布顯示 (圖 27)，臺灣附近及南海一帶有較高的相對位溫，普遍高於 360K，暖區分布與颱風及暖濕西南風的位置一致。其中，中南半島以西有一顯著暖區，隨時間順著西南西風移動，於 8 日 1200 UTC 時抵達臺灣西南部沿海，而後冷卻減弱，推測低層有一相對暖濕的空氣藉由西南風輸送至臺灣西南部。7 日 1200UTC 之 850hPa 相當位溫分布 (圖 28) 則顯示，中南半島東側、廣東沿海以及臺灣海峽一帶有 356K 以上的暖區分布；8 日 1200UTC 後，隨著颱風向西北移動，暖區分布則主要以廣東沿海及臺灣海峽、巴士海峽為主。

利用 850hPa 相當位溫減去 925hPa 相當位溫，透過上下層相當位溫差距衡量

環境之對流穩定度。結果顯示(圖 29)，7 日至 9 日，東亞及東南亞地區大致屬於對流不穩定的環境，臺灣鄰近區域之相當位溫差值更是小於-4K，對流不穩定度高，有利對流之發展。

925hPa 水氣通量輻合資料顯示(圖 30、圖 31)，8 日 1200UTC 前後，臺灣西南部海域以水氣通量輻散為主，不過 1400UTC 起，臺灣西南部沿海地區出現顯著的水氣通量輻合，並持續到 9 日 0000UTC 之後，有利於 8 日夜晚西南沿海對流之發展。850hPa 水氣通量輻合資料則顯示，臺灣西南部沿海直到 8 日 2000UTC 才有較顯著的水氣通量輻合，沿海甚至以輻散為主。推測本次對流由 925hPa 之水氣通量輻合提供有利條件，對流得以生成與進一步發展。

4.2 臺灣西南部降雨之分析

控制組模擬之最大回波值顯示(圖 32、圖 33)，8 日中午起，臺灣中南部山區有零星午後對流發展，入夜後才完全消散。1600UTC 起，西南部沿海出現零星回波，向陸地緩慢移動，於 1900UTC 形成平行海岸線(西北—東南走向)之線狀對流系統並持續增強。2100UTC 至 2300UTC 對流系統發展到最強，模擬回波最大達到 60dBZ，而系統仍維持線狀分布，強回波集中於沿海區域，為西南部沿海帶來顯著降雨；同時，西南部內陸亦出現較弱回波，也有零星降雨發生。9 日 0000UTC 起，線狀對流系統部分有逐漸向外海移動的趨勢，強度亦有所減弱，陸地上的回波則逐漸消散。0300UTC 後，臺灣西南部僅殘存零星對流，並於 0600UTC 後幾乎消散。系統自 8 日 1600UTC 開始發展，至 9 日 0600UTC 消散，持續時間約為 14 小時。

分析模擬之最大回波值及地面風場資料，結果顯示(圖 34、圖 35)，8 日白天西南部陸地及外海均以西南風為主。1100UTC 起，陸地風速明顯減弱，以微弱偏南風為主；外海持續吹拂盛行的西南風，但接近陸地的區域出現繞流的現象，約以北緯 22.5 度為分界，22.5 度以北轉為偏南風，22.5 以南則轉為西南西風。由於北側轉向較為顯著，外海顯著西南風與沿海的偏南風產生輻合，輻合情形隨

時間越晚而越趨明顯，1600UTC 在輻合區始有零星對流生成。1600UTC 後，西南部陸地上的離岸風分量也較為明顯，進一步有利對流的發展，1700UTC 屏東外海也有對流開始生成。1900UTC，線狀對流於沿岸形成，為臺南至屏東沿岸帶來顯著降雨，而對流系統邊緣出現垂直線狀對流向外吹拂的風場，此風場更進一步與盛行西南風產生輻合，更進一步使對流增強達到巔峰。9 日 0000UTC 起，陸地上的離岸風有減弱的趨勢，對流隨之減弱消散，0700UTC 起，西南部沿海重新以盛行西南風為主。

北緯 22.7 度線恰好跨越線狀對流，且可完整分析線狀對流之剖面歷程（示意圖如圖 36）。剖面資料顯示，8 日臺灣附近區域盛行西南風，因此中低層西風分量顯著（圖 37）。1500UTC 時，陸地上的西風分量已有所減弱，東經 119.8 度處（臺灣西南部近海）開始有輻合情形。1700UTC 時，對流已經發展起來並向陸地移動。線狀對流於 1900UTC 建立於西南部沿岸，對流之上升速度十分顯著，低層此時已有微弱東風分量出現。2200UTC 時（圖 38），西南部沿岸地區低層均有東風分量，與外海盛行的西南風在東經 120.1 度輻合，提供對流繼續發展的有利條件，同時陸地上的回波出現類似層狀降水區的型態。9 日 0000UTC 時，離岸風延伸至東經 119.9 度的位置，對流亦向外海移動，隨後逐漸減弱並消散。0300UTC 時，剖面上已無顯著回波。

福祿數（Froude Number, Fr）為一無因次參數，可用以討論氣流受地形影響之程度。連續流體的福祿數可寫成

$$Fr = U/(N \cdot H) \dots(4-1)$$

其中 U 為水平風（此處簡化為東西方向風），H 為地形高度，而 N 為 Brunt-Väisälä frequency。Lin and Wang（1996）指出，當 $Fr \leq 1.12$ 時，地形將對氣流產生阻擋作用，使氣流受其影響減速或偏折（繞流）。劉（2017）透過類似方法，檢視個案之盛行西南風遇地形時將傾向繞流或直接過山。參考上述方法分析本個案之流場發現（圖 51 a，分析區域示意圖如圖 39），福祿數大致落在 0.7 至 1 之間，可推測盛行西南風遭遇地形傾向出現繞流。外海西南風與近陸地的繞流間又

有輻合作用，亦為有利對流發展之因素。

將臺灣西南部沿海之水氣通量輻合進行平均計算，分析該區域之水氣通量輻合量（圖 39）。925hPa 的水氣通量輻合時間序列顯示（圖 40a），8 日 1400UTC 後，臺灣西南部區域有較顯著的水氣通量輻合，持續了整個夜晚，直到 9 日 0400UTC 才轉為水氣通量輻散，與強降雨時間（8 日 1600UTC 至 9 日 0600UTC）相似。850hPa 的水氣通量輻合時間序列則顯示（圖 40b），8 日夜晚至 9 日上午的強降雨期間，臺灣西南部區域的水氣通量輻合不顯著，甚至部份時間為輻散，推測本次強降雨主要由 925hPa 以下的水氣通量輻合提供對流發展的良好條件。若將水氣通量輻合進行垂直積分，得到該區域整個大氣柱的水氣通量輻合值，亦可發現水氣通量輻合主要發生於 8 日 1300UTC 至 9 日 0300UTC，與強降雨時間及 925hPa 的水氣通量輻合時間一致（圖 41）。

臺灣西南部強降雨時間之水氣通量輻合剖面顯示（圖 42），700hPa 以下均為水氣通量輻合，且以 800hPa 及 1000hPa 數值最為顯著，推測本次降雨與中低層水氣通量輻合息息相關，與前述推測吻合。

4.3 調整地形之敏感度實驗結果分析

前述分析結果顯示，盛行風遭遇臺灣地形產生減速輻合，或更進一步與離岸風產生輻合，乃造成本次強降雨事件的發生。因此，本節將透過改變臺灣地形高度進行敏感度實驗，來了解臺灣地形於此次降雨中所扮演的角色。其中，敏感度實驗分為 Topo0 組以及 Topo150 組：Topo0 模擬將臺灣海拔高度設定為 0 公尺，但保留陸地的摩擦力設定；Topo150 模擬則將臺灣海拔高度增加為 1.5 倍高。比較調整地形敏感度實驗與控制組實驗之颱風路徑，可以發現 Topo0 的路徑較其他兩組略偏西南，但均為朝西北行登陸中國，彼此之間差異不大（圖 43）。

Topo0 實驗模擬結果之累積雨量顯示（圖 44a），相比控制組實驗中強降雨的時段，降雨明顯減少許多，且降雨出現截然不同的分布。Topo0 實驗中，8 日夜晚至 9 日上午，臺灣西南部有零星降雨，累積雨量普遍未達 20 毫米，且未集中

於沿海區域，最大累積雨量反而出現於花蓮一帶，也僅有 70 毫米左右。Topo0 之最大回波顯示，8 日臺灣僅有零星午後雷雨發展，1000UTC 後已幾乎無任何回波，直到 1800UTC 屏東一帶才出現零星回波造成降雨；9 日 0300UTC 起，中部陸地有對流發展，為中部、東部一帶的降雨之主因。而 Topo150 實驗結果相同時段之累積雨量則顯示 (圖 44b)，降雨分布與控制組實驗十分相似，強降雨集中於臺灣西南部沿海，累積雨量最大達到 130 毫米左右，略比控制組實驗大。Topo150 之最大回波顯示，8 日之山區對流發展地較控制組實驗來得旺盛，但 1200UTC 後即消散，持續時間與控制組實驗相似；西南部沿海直到 1700UTC 才開始有零星對流生成，對流迅速往沿岸移動，並於 1900UTC 至 2000UTC 之間形成線狀對流系統，於 2200UTC 達到最強，接著逐漸向外海移動並減弱；9 日 0300UTC 已僅殘存零星弱回波。Topo150 實驗之對流發展較控制組實驗快速，雖亦形成線狀對流系統，但消散地較快。

Topo0 模擬之 925hPa 流線場顯示 (圖 45)，由於無臺灣地形阻擋，西南風強風軸直接通過臺灣與颱風環流相連，8 日 0600UTC 後，臺灣全島均吹拂 15kts 以上西南風。925hPa 水氣通量輻合資料顯示 (圖 46)，8 日 1400UTC 至 1800UTC，臺灣西南部沿海有水氣通量輻合區通過，但維持時間不長，1900UTC 後轉為輻散，與控制組實驗中持續至 9 日上午的情形有所不同。將指定分析區域進行平均，時序圖顯示 (圖 49a)，Topo0 模擬雖於 8 日 1200UTC 後有水氣通量輻合，但量值與控制組相差甚遠，且持續時間也不長，因此未能持續提供有利對流發展之條件。地面風場顯示，8 日 1200UTC 時，臺灣西南部海面上盛行西南風，進到陸地時略為北轉，風速也有所減小，有速度輻合情形，但因沿海地區未能持續有水氣通量輻合，陸地亦未有離岸風生成，對西南部沿海對流生成與發展的有利因素較為薄弱，因此僅有零星對流於 1800UTC 後生成於屏東一帶，未發展成較強烈的對流系統。

Topo150 模擬之 925hPa 流線場顯示 (圖 47)，8 日至 9 日南海一帶盛行西南風，強風軸與颱風東側相連，風速達 25kt 以上之區域隨時間有減小的趨勢，綜

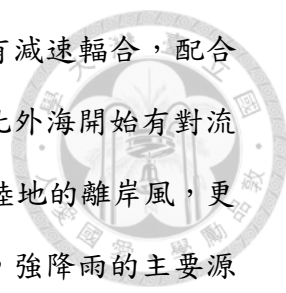
觀環境之演變與控制組實驗相似。分析 925hPa 水氣通量輻合，結果顯示(圖 48)，8 日 1400UTC 起，西南部沿海有顯著水氣通量輻合情形，並持續至 9 日 0100UTC；指定分析區域之時序圖亦指出相似結果(圖 49b)，顯示本實驗中水氣通量輻合之演變及分布區域均與控制組模擬相似，唯量值比控制組實驗略小。地面風場則顯示，Topo150 模擬自 8 日 0900UTC 起即有繞流的現象，陸地轉為偏南風為主，與控制組實驗相似，但直到 1700UTC 才有零星對流發展。8 日 1900UTC 於沿岸形成線狀對流後，對流邊緣亦出現垂直線狀對流向外吹拂的風場，進一步與外海西南風輻合而使系統持續。9 日 0100UTC 起，對流逐漸向外海移動並消散，西南部沿海再度以盛行西南風為主。

比較控制組模擬(圖 42)以及兩組調整地形高度敏感度實驗之水氣通量輻合剖面(圖 50)，可以發現移除臺灣地形(Topo0)時，雖底層仍有水氣通量輻合，但 850hPa 至 950hPa 出現輻散，可推測若無臺灣地形阻擋，伴隨暖濕空氣的西南風難以於臺灣沿海形成顯著水氣通量輻合，僅地表因摩擦力而使西南風出現減速輻合之情形，得以產生水氣通量輻合。加高臺灣地形(Topo150)則顯著提高 850hPa 以下水氣通量輻合，更有利於對流的發展。由(4-1)式亦可發現若地形(H)提高，將造成福祿數數值降低，因此分析 Topo150 組之福祿數(圖 51b)發現，福祿數約介於 0.3 至 0.5 之間，盛行西南風傾向繞流，對流及降雨將傾向發生於沿岸區域。

4.4 小結

本章利用 WRF 數值模式模擬海葵颱風伴隨之臺灣西南部降雨，透過分析高時空解析度的模擬結果，探討本次西南部強降雨事件發生的過程與成因，並進一步透過敏感度實驗，了解臺灣地形所扮演之角色。

控制組模擬之綜觀環境分析結果顯示，8 月 7 日至 9 日，海葵颱風向西北行進通過臺灣北部海面，臺灣為一大低壓帶籠罩，臺灣西南部區域盛行西南風。臺灣鄰近區域相當位溫普遍達 360K，暖濕空氣遍布臺灣及南海一帶，屬於對流不



穩定的環境。8 日 1600UTC 起，盛行的西南風於臺灣西南部有減速輻合，配合暖濕空氣及對流不穩定的環境，提供對流發展的有利條件，因此外海開始有對流生成與發展，其位置與水氣通量輻合的區域一致。接著，配合陸地的離岸風，更進一步讓對流增強與維持，為臺灣西南沿海帶來強降雨。因此，強降雨的主要源自上述有利對流發展的環境，以及水平水氣通量輻合的配合。由此可知，綜觀環境與局部環流扮演十分重要的角色。

本研究進一步透過改變地形高度進行敏感度實驗。將臺灣地形設定為 0 公尺 (Topo0) 之模擬結果，臺灣鄰近區域降雨分布與控制組實驗有顯著差異，西南部沿海地區僅有零星降雨發生，主要歸因於當地的水氣通量輻合效應較控制組實驗弱，且持續時間不長，未能提供有利對流發展及維持之條件。因零星對流未能發展成線狀系統，因此也未能產生進一步自我維持的機制，僅僅曇花一現帶來零星降雨。

若將臺灣地形高度增為 1.5 倍 (Topo150)，模擬結果顯示，臺灣西南部沿海降雨之強度與分布均相似於控制組實驗。其中，Topo150 實驗之對流雖發展地較強，但持續時間略較控制組實驗短，因此整體累積雨量並沒有太大差距，僅部分地區的最大累積雨量較控制組實驗多。

第五章 遠距颱風之分類與比較



本章將針對臺灣的遠距颱風進行分類及比較，進一步分析各類遠距颱風及其伴隨的降雨之間的關係，試圖歸納颱風於其伴隨之遠距降雨事件中所扮演的角色。

5.1 遠距颱風分類

李等 (2018) 利用 2000 年至 2014 年，每年 6 月至 11 月的中央氣象局人工站及自動站之時雨量資料，與 JTWC Best Track 之颱風中心定位資料進行分析，探討颱風中心位置與臺灣強降雨的關係。分析時，為使兩組資料時間解析度一致，將 6 小時一筆的颱風中心位置內插至逐時資料；而雨量資料滿足下列條件者，訂為伴隨遠距颱風之強降雨事件：

1. 單站雨量滿足中央氣象局所定義之豪雨標準，即 24 小時累積雨量達 200 毫米。
2. 臺灣之北 (苗栗以北)、中 (臺中至嘉義、南投)、南 (臺南以南)、東 (宜花東) 四大區域中，任一區域內有兩個以上的測站達豪雨標準。
3. 排除因其他天氣系統所導致之強降雨事件，如：鋒面系統、其他低壓系統，以及伴隨顯著東北風之降雨事件。
4. 排除颱風中心接近臺灣附近 (北緯 18-28 度、東經 116-126 度) 時的強降雨事件。

符合上述條件之個案的颱風中心所在網格分布如圖 52 所示，各網格中累積數量越多，代表越多颱風個案通過該網格時，伴隨有臺灣之強降雨事件。圖中顯示，臺灣強降雨發生時，遠距颱風的分布主要分為五個區域，分別為南海 (A 區)、呂宋島及其東方海域 (B 區)、琉球海域 (C 區)、日本南方海域 (D 區) 及東海 (E 區)。郭 (2018) 以相似分析方法，繪製出夏季 (6 至 8 月) 與秋季 (9 至 11 月) 的強降雨事件發生時，颱風中心所在網格之數量分布。結果顯示，除侵臺颱風以外，伴隨夏季臺灣強降雨發生之颱風中心位置大致上以日本南方海域、東海

一帶為主，而秋季的降雨事件則伴隨颱風中心位於巴士海峽、呂宋島附近海域及南海一帶，顯示夏季之颱風遠距降雨以北行通過臺灣東方海面颱風之影響為主，而秋季則以西行通過巴士海峽、呂宋島附近海域及南海一帶之颱風為主。

以下分別以艾利颱風(2016)通過臺灣南方海域(圖 52 A、B 區)伴隨之強降雨事件、哈隆颱風(2014)通過臺灣東方海域(圖 52 C、D 區)伴隨之強降雨事件以及海葵颱風(2012)伴隨臺灣西南部強降雨事件(圖 52 E 區)進行分析、比較及討論。

5.2 艾利颱風(2016)伴隨遠距颱風降雨(A、B類)

2016年10月5日，艾利颱風於臺灣東南方海面形成(圖 53)。10月6日至8日，颱風位於太平洋高壓西南側，一路向西經過巴士海峽，並於臺灣西南方海面上打轉。於此過程中，颱風與臺灣相距約550至600公里，臺灣東部卻有旺盛線狀對流發展，並於10月7日及8日分別降下300毫米及250毫米的日累積雨量。

郭(2018)針對艾利颱風伴隨的遠距降雨進行分析及數值模擬，試圖了解強降雨事件與颱風之間的關聯。分析及模擬結果顯示，10月7日至8日的強降雨是由於南海大低壓帶提供大範圍有利對流生成的環境，配合大低壓帶與太平洋高壓的合流，導致臺灣東部風速大、水氣通量輻合顯著，東部外海的對流因此旺盛發展。東南風遭遇臺灣地形，亦有助於氣流之舉升與繞流的產生，有利對流發展得更加劇烈。

移除颱風的敏感度實驗結果顯示，南海的大低壓帶與太平洋高壓仍然存在，兩者的合流依舊為臺灣東部帶來有利對流發展的條件，因此臺灣東部依舊有強降雨事件發生，僅降雨的空間分布有些微改變。移除臺灣地形的敏感度實驗結果則顯示，臺灣東南部的水氣通量輻合較不顯著，且輻合區遍布整個南臺灣，導致對流及降雨分布於整個南臺灣，東部的累積雨量也有所減少。綜合上述分析及敏感度實驗結果，本強降雨個案主要源自於綜觀環境的大低壓帶及氣流的輻合；氣流

受到臺灣地形影響，增強水氣通量輻合效應，對流得以更進一步旺盛發展。而於此強降雨個案中，艾利颱風僅造成降雨區的些微改變，扮演了較次要的角色。



5.3 哈隆颱風 (2014) 伴隨遠距颱風降雨 (C、D 類)

2014 年 7 月 29 日，哈隆颱風於關島東南方海面形成 (圖 54)，朝西北西方向前進，隨後轉為向北前進，於 8 月 5 日至 9 日通過日本南方海域，最後於 11 日於日本海變性為溫帶氣旋。颱風北上通過琉球群島期間，其南側伴隨的較強西南氣流北移，造成臺灣西南部沿海降下持續長達一週的降雨。於此過程中，颱風與臺灣相距約 1000 公里，為一遠距颱風伴隨之降雨事件。

劉 (2017) 針對哈隆颱風伴隨的遠距降雨進行分析及數值模擬，試圖了解西南部沿海強降雨事件與颱風之間的關聯。分析及模擬結果顯示，8 月 7 日晚間至 8 日上午，臺灣位於颱風與華南低壓槽相連而成的大低壓帶中，臺灣附近盛行西南風，與西南部陸地出現的離岸風有合流產生，有利於對流發展。

移除颱風的敏感度實驗結果顯示，雖綜觀環境有些許改變，但南海的西南季風仍有北抬的現象，臺灣西南部陸地亦仍有離岸風，且整體水氣通量輻合與控制組實驗相比減少幅度並不顯著，因此臺灣周遭仍有明顯降雨發生，僅降雨區域並非發生於西南部沿海，而是雲林-臺南外海。臺灣地形高度的敏感度實驗結果顯示，地形高度越高的實驗，陸地夜間冷卻作用越強，越有利離岸風的形成，進一步增強其於西南部沿海地區與盛行的西南風之間的輻合，使得上升運動更加旺盛，降雨更加劇烈。綜合上述分析及敏感度實驗結果，本次強降雨事件主要由於盛行的西南風北抬，與地面之離岸風以及遇臺灣地形產生的繞流發生輻合，而有旺盛的上升運動及對流發展，哈隆颱風的存在與否僅造成輻合位置的改變，造成降雨略為減弱並改變強降雨的區域，強降雨事件仍舊發生。

5.4 海葵颱風與相似個案比較 (E 類)

根據海葵颱風通過臺灣北方海面之路徑，篩選 2000 年至 2018 年相似路徑的

颱風，比較各個案間之降雨情形與綜觀環境。篩選方式為將海葵颱風路徑以 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 網格描述，比較歷史個案是否有通過相同網格，並定義路徑相似度為

$$\text{路徑相似度} = \frac{\text{目標颱風與海葵颱風通過之相同網格數}}{\text{海葵颱風通過之總網格數}}$$

篩選結果共有 12 個歷史個案與海葵颱風的路徑相似度超過 0.3，扣除颱風環流明顯直接影響臺灣、侵臺颱風以及東行、北行通過臺灣北部海面者，分別有杰拉華（2000）、摩羯（2018）、棕櫚（2018）、蘭寧（2004）等颱風與海葵颱風路徑相似度較高（圖 55、圖 56）。其中杰拉華、摩羯及棕櫚西行或西北行通過東海並登陸華中沿岸時，臺灣西南部均有降雨事件發生，與海葵颱風較為相似。而蘭寧颱風具有較大範圍的環流，且西南風風速較強，因此降雨區域以高屏山區為主。

針對伴隨臺灣西南部沿海地區降雨的颱風個案（杰拉華、摩羯、棕櫚）之降雨分布與歷程進行比較後發現，上述個案之降雨時間均為夜晚至清晨，其中杰拉華與棕櫚西行通過臺灣北部期間，降雨集中於西南部沿海地區，而摩羯通過臺灣北部近海期間，則高屏沿海及山區均有降雨（圖 57）。綜觀環境方面，上述三個個案在颱風接近臺灣時，臺灣鄰近風場均以西南風為主，且臺灣鄰近區域均有低壓帶籠罩。其中，摩羯與棕櫚伴隨之西南部降雨期間，海南島一帶均有熱帶性低氣壓存在，為一顯著低壓環流，該低壓東南側與西南風強風區相連，與海葵颱風接近時之綜觀環境十分相似。

綜合海葵颱風及其相似個案之分析及比較結果，推測此類個案所伴隨之臺灣西南部降雨，均由於綜觀環境的大低壓帶籠罩，提供有利對流生成的環境，加上盛行風的西南風吹拂，配合上臺灣地形或局部環流，於西南部沿海有較顯著的水氣通量輻合所致，颱風本身所造成的影響似乎較為微小。

5.5 小結

本章將伴隨臺灣降雨的遠距颱風進行篩選與分類，以日累積雨量達豪雨標準、臺灣四個分區須有任一分區內有兩測站達標為篩選標準，並排除其他天氣系統影

響以及颱風位於臺灣鄰近區域的個案。篩選結果顯示，當臺灣發生遠距颱風降雨事件時，颱風的中心位置可分為 5 大熱區，並大致可歸納為 3 類。

西行通過巴士海峽、南海一帶的 A、B 類遠距颱風降雨個案以艾利颱風(2016) 為代表。觀測資料顯示，艾利颱風於臺灣西南方海面打轉期間，臺灣東部有強降雨事件發生。分析與模擬結果顯示，臺灣東部的強降雨事件主要由綜觀環境的太平洋高壓與南海大低壓帶之環流合流產生，配合上臺灣地形使得對流更加旺盛，而艾利颱風的存在僅造成降雨位置的位移。

北行通過琉球海域及日本南方海面的 C、D 類遠距颱風降雨個案以哈隆颱風(2014) 為代表。觀測資料顯示，哈隆颱風北行通過日本南方海域時，臺灣西南部的降雨持續長達一週，且 8 月 7 日晚間至 8 日清晨更是有 200 毫米的累積雨量發生。分析及模擬結果顯示，本次臺灣西南部的強降雨事件主要由綜觀環境盛行的西南風，配合局部環流，於沿海有輻合，使得對流得以旺盛發展。西南風遭遇臺灣地形亦有繞流的情形，也有利對流的發展。敏感度實驗結果顯示，哈隆颱風僅造成強降雨區由高屏沿海移至雲嘉南沿海。

西行或西北行通過東海一帶的 E 類遠距颱風降雨個案以海葵颱風(2012) 為代表。透過路徑的比較，篩選出與海葵颱風路徑較為相似，且臺灣地區降雨分布類似的歷史颱風個案，分別為杰拉華(2000)、摩羯(2018)、棕櫚(2018)。上述歷史個案與海葵颱風之綜觀環境與降雨歷程十分類似，推測臺灣西南部的降雨與綜觀環境及臺灣地形較有關聯，颱風則是扮演較次要的角色。

第六章 討論與總結

部分颱風在距離一地數百至上千公里時，會造成該地強降雨事件的發生，稱之「遠距颱風降雨」。過去針對中高緯度個案的研究（Bosart and Carr, 1978; Cote, 2007; Wang et al., 2009; Galarneau et al., 2010; Schumacher et al., 2011; Schumacher and Galarneau, 2012; Byun and Lee, 2012）發現，此類「遠距颱風降雨」事件的颱風與降雨區雖相距甚遠，但透過熱帶水氣的輸送，配合中緯度的斜壓系統，將有利強降雨事件的發生。過去也有一些研究針對臺灣地區之遠距颱風降雨進行分析與探討，其中部分為與季風共伴之個案，如與琳恩颱風(1987)、芭比絲颱風(1998)等（李等，2007；Wu et al., 2009）。因颱風環流與東北季風產生輻合，且颱風外圍之中低層暖濕空氣遭遇東北季風之冷空氣而有鋒生作用，使得臺灣東部、東北部出現顯著降雨；可推測颱風、綜觀流場及臺灣地形在降雨過程中，均扮演重要角色。另一部分研究則針對未與季風產生共伴效應之颱風個案進行分析模擬，如哈隆颱風（2014）、艾利颱風（2016）等（劉，2017；郭，2018）；其研究結果均顯示，綜觀流場與臺灣地形為造成強降雨主要因素，颱風之影響反而較為次要。

部分西行通過東海之颱風，伴隨有臺灣西南部沿海之強降雨事件，典型個案如海葵颱風（2012）。2012年8月，海葵颱風西行通過臺灣北部海面時，臺灣西南部沿海有強降雨事件發生，12小時累積雨量達100毫米以上。本次個案與過去典型西南氣流於山區降雨之個案不同，也和高緯度PRE個案的綜觀環境配置不盡相同，而西行通過臺灣北部海面的路徑與颱風位置，更與過去討論伴隨臺灣強降雨的遠距颱風個案（廖，2013；林，2014；劉，2017；郭，2018）不同，且未有共伴效應產生。因此，本研究透過診斷分析、數值模擬及敏感度實驗，分析探討本次個案降雨的成因與機制，以協助瞭解各項因素（如地形等）在降雨過程中所扮演的角色。

此個案之強降雨集中於臺灣西南沿海，對流發展成平行海岸線（西北—東南走向）的線狀系統，自8月8日夜間持續至9日上午，為西南部地區帶來顯著降

雨。測站之觀測資料顯示，西南部沿海地區於 8 日夜間轉為偏南風為主；再分析資料則顯示，臺灣鄰近區域盛行西南風，此西南風受臺灣地形影響出現繞流現象，而與陸地上的偏南風產生輻合作用，有利上升運動及對流發展。線狀對流建立後，沿海測站轉為偏東風，似有中尺度過程協助對流之維持，並發展出層狀降水區，造成內陸的降雨。

本研究透過 WRF 模式模擬，重現並分析本次個案強降雨之過程與機制。模擬結果顯示，臺灣鄰近區域為一大低壓帶籠罩，南海一帶盛行西南風，環境之相當位溫頗高，且具對流不穩定。8 日夜晚，臺灣西南部外海盛行之西南風與陸地上的偏南風產生輻合作用，使沿海地區之低層有顯著水氣通量輻合出現，並持續至 9 日上午，整體條件有利對流生成與發展。沿海地區之線狀對流建立起來後，對流邊緣低層出現偏東風，推測應已有中尺度過程作用，產生類似陣風鋒面的現象，與外海的西南風輻合，更進一步有利對流的發展與維持。

調整地形高度的敏感度實驗結果顯示，若將臺灣地形移除，因無地形阻擋盛行西南風以產生顯著局部環流，輻合情形較控制組實驗顯著偏弱，使得對流較難發展；因此，僅有零星對流生成並通過臺灣西南部，無顯著對流系統產生，降雨分布及量值與控制組相比有明顯不同且偏低。若將臺灣地形增高，結果則與控制組者相似，盛行西南風與陸地偏南風輻合，沿海地區亦有水氣通量輻合，使臺灣西南部建立起線狀對流系統，降雨亦集中於西南部沿海地區。但對流系統發展進程略快，降雨強度與量值也比控制組略強，因此整體累積雨量較控制組大一些。綜上所述，本次強降雨個案中，臺灣地形扮演阻擋盛行西南風、提供沿海地區水氣通量輻合作用的關鍵角色，與強對流的發展息息相關。若無臺灣地形，西南部沿海地區輻合作用較弱，水氣通量輻合持續時間不長，對流將難以發展及維持。

本研究進一步彙整過去未與季風產生共伴效應之遠距颱風降雨個案進行比較分析。篩選後可將伴隨臺灣遠距降雨的颱風，依路徑及發生遠距降雨事件的颱風中心位置分為 3 大類。西行通過臺灣南方海域、南海及巴士海峽一帶的遠距颱風以艾利颱風（2016）與其造成的臺灣東部強降雨為代表（郭，2018）；分析結

果顯示，本次強降雨事件主要歸因於太平洋高壓與南海大低壓帶之環流兩股氣流的合流，提供良好的輻合作用，配合臺灣地形造成對流旺盛發展。北行通過琉球海域及日本南方海面的遠距颱風則以哈隆颱風（2014）與其造成的臺灣西南部強降雨為代表（劉，2017）；分析結果顯示，此個案之綜觀環境盛行西南風，與陸地上的偏東風有輻合作用產生，且西南風遭遇臺灣地形亦有繞流之情形，有利對流之發展。此兩類非共伴效應之遠距颱風降雨個案之分析結果均顯示，臺灣鄰近地區之遠距颱風降雨與綜觀環境之天氣系統及臺灣地形息息相關，盛行風配合局部環流更能進一步有利對流發展，颱風則扮演較為次要的角色，僅影響降水之區域。

本研究亦比較 2000 年至 2018 年其他與海葵颱風相似路徑的遠距颱風降雨個案，其中 3 個相似個案的累積降雨分布與海葵相似。初步分析結果顯示，西南部地區降雨期間，臺灣鄰近區域之風場以西南風為主，且有低壓帶籠罩，綜觀環境與海葵颱風者頗為相似，推測在此等個案中，盛行之西南風受臺灣地形影響並與局部環流產生交互作用，而導致較強降雨之發生。整體而言，相似個案比較分析結果顯示，此等個案之強降雨均與綜觀環境、臺灣地形有密切關係，而與颱風本身之關聯性較薄弱，亦即颱風應扮演較次要的角色。

綜合以上針對 2012 年 8 月 8 日夜晚至 9 日上午的臺灣西南部強降雨事件之分析及討論，可歸納出本次強降雨事件發生的幾個原因：（1）臺灣鄰近區域受低壓帶籠罩，環境為對流不穩定，（2）綜觀環境盛行西南風，除帶來暖濕空氣以外，受臺灣地形阻擋形成繞流或與臺灣陸地之局部環流產生輻合，更有利對流生成與發展，以及（3）對流發展後的中尺度過程，有利其維持。簡而言之，本次強降雨個案以及上述分析的遠距颱風降雨個案由綜觀環境與臺灣地形主導。敏感度實驗亦佐證臺灣地形之重要性，而颱風本身的角色似較為薄弱，非本個案之主要因素。此結果與 PREs 者（Cote, 2007; Galarnau et al., 2010）明顯不同。

比較本個案之觀測與數值模擬結果亦發現，雖兩者降雨極值相近，且累積雨量分布亦相似，但其分布僅僅相差數公里即導致陸地上降雨之不同，此差別將造

成民眾感受上有所差距。而此類沿岸對流若發展出層狀降水區，降雨將不僅僅侷限於沿岸地區，而會擴散到內陸區域。

本研究雖已歸納出此次強降雨個案之成因與機制，並與相似個案進行比對分析，但仍有不足之處待更進一步的探討與研究。本研究已嘗試 TC Bogus 方法移除氣旋，惟未能排除模式積分問題，若能成功移除颱風進行模擬，將可驗證颱風扮演的角色。又或者可透過不同尺度間的分析，釐清環境與颱風本身影響降雨的程度多寡。而其他相似路徑個案之機制是否完全相同，需透過數值模擬獲得更高時空解析度之資料進行分析與實驗，方能完全確定。

參考文獻



- 王時鼎，1970：臺灣區域冬半年連續三至六天惡劣天氣型研究。《氣象學報》，**16**，18-31。
- 曲克恭與陳正改，1988：琳恩颱風豪雨研究。《大氣科學》，**16**，253-262。
- 李清勝、羅英哲、張龍耀，2007：琳恩颱風（1987）與東北季風交互作用產生強降水之研究。《大氣科學》，**35**(1)，13-33。
- 李清勝，2018：臺灣颱風預報技術提升整合研究—子計畫：伴隨特殊特徵之侵臺颱風的研究（II）。科技部補助專題研究計畫報告，MOST 106-2625-M-002-019，共 102 頁。
- 林士然，2014：奈格颱風引起遠距降雨之個案研究。國立臺灣師範大學地球科學所碩士論文，147 頁。
- 陳郁涵，2018：西南季風氣流與颱風路徑對颱風離陸後台灣降雨之影響。國立臺灣大學理學院大氣科學研究所博士論文，106 頁。
- 郭渝靖，2018：艾利颱風（2016）期間臺灣東部強降雨之研究。國立臺灣大學理學院大氣科學研究所碩士論文，87 頁。
- 廖思瑩，2013：颱風對臺灣地區遠距降雨之影響—梅姬與馬鞍颱風個案分析。國立臺灣師範大學地球科學所碩士論文，173 頁。
- 劉宇其，2017：哈隆颱風（2014）通過琉球海域期間臺灣西南部沿海豪雨事件之研究。國立臺灣大學理學院大氣科學研究所碩士論文，116 頁。
- Bosart, L.F., and F. H. Carr, 1978: A case study of excessive rainfall centered around Wellsville, New York, 20-21 June 1972. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 348-362.
- Bi, M., T. Li, M. Peng, and X. Shen, 2015: Interactions between Typhoon Megi (2010) and a low-frequency monsoon gyre. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 2682-2702.
- Byun, K.-Y., and T.-Y. Lee, 2012: Remote effects of tropical cyclones on heavy rainfall over the Korean peninsula—Statistical and composite analysis. *Tellus*, **64**, 14983

Cote, M. R., 2007: Predecessor rain events in advance of tropical cyclones. *M.S. thesis, Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany, State University of New York*, 200 pp.

Chen, T.-C., and C.-C. Wu, 2016: The remote effect of Typhoon Megi (2010) on the heavy rainfall over northeastern Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 3109–3131.

Galarneau, T. J., Jr., L. F. Bosart, and R. S. Schumacher, 2010: Predecessor rain events ahead of tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3272–3297.

Iacano, M. J., J. S. Delamere, E. J. Mlawer, M. W. Shephard, S. A. Clough, and W. D. Collins, 2008: Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: calculations with the AER radiative transfer models. *J. Geophys. Res.*, **113**, D13103.

Kodama S., and M. Satoh, 2022: Statistical analysis of remote precipitation in Japan caused by typhoons in September. *J. Meteor. Soc. Japan., Ser II*.

Lee, C. S., L. R. Huang, H. S. Shen, and S. T. Wang, 2006: A climatology model for forecasting typhoon rainfall in Taiwan. *Natural Hazards*, **37**, 87-105

Lim, K.-S., and S.-Y. Hong, 2010: Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1587–1612.

Schumacher, R. S., T. J. Galarneau Jr., and L. F. Bosart, 2011: Distant effects of a recurving tropical cyclone on rainfall in a midlatitude convective system: A high-impact predecessor rain event. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 650-667.

Schumacher, R. S., and T. J. Galarneau Jr., 2012: Moisture transport into midlatitudes ahead of recurving tropical cyclones and its relevance in two predecessor rain events. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1810-1827.

Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779-1800.

Wang, Y., Y. Wang, and H. Fudeyasu, 2009: The role of typhoon Songda (2004) in producing distantly located heavy rainfall in Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3699-3716.

Wu, C. C., K. K. Cheung, & Y. Y. Lo, 2009: Numerical study of the rainfall event due to the interaction of Typhoon Babs (1998) and the northeasterly monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **137**(7), 2049-2064.

Zhang, C., Y. Wang, and K. Hamilton, 2011: Improved representation of boundary layer clouds over the southeast pacific in ARW-WRF using a modified tiedtke cumulus parameterization scheme. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 3489-3513.

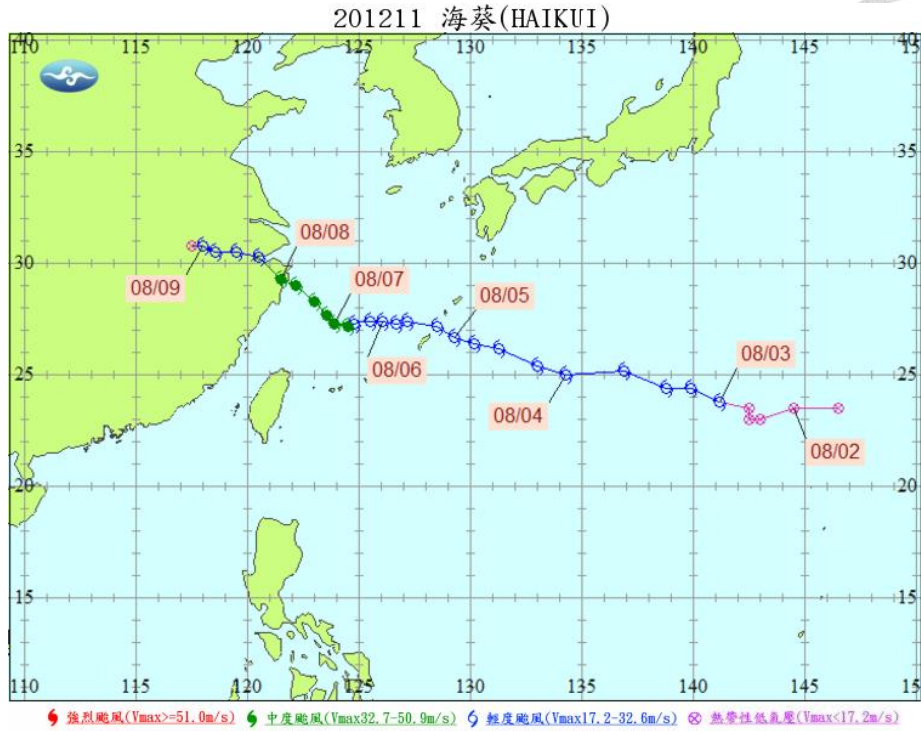


圖 1 中央氣象局海葵颱風 (2012) 路徑圖。

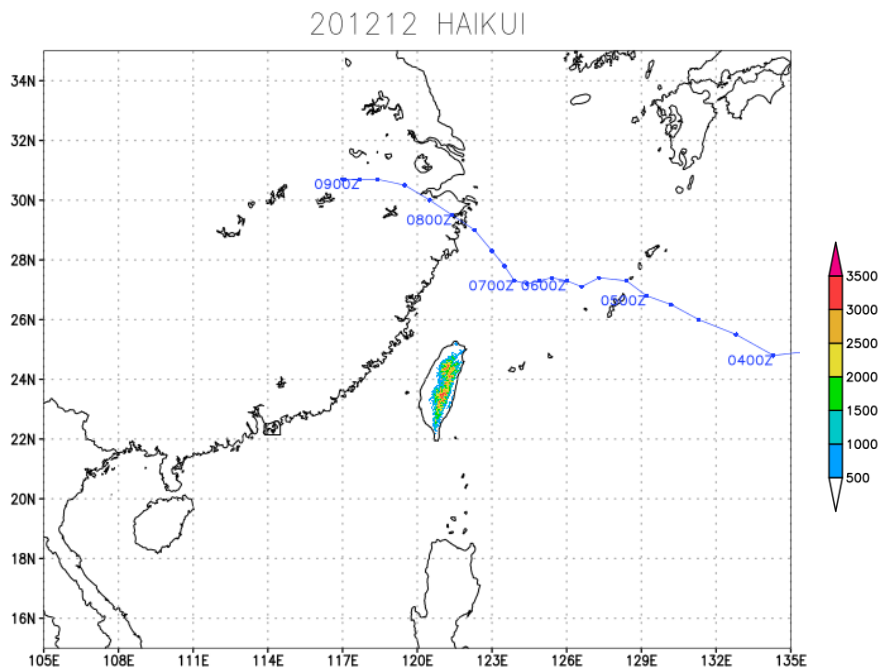


圖 2 海葵颱風 JTWC 最佳路徑圖。色塊為臺灣地形高度 (單位：m)。

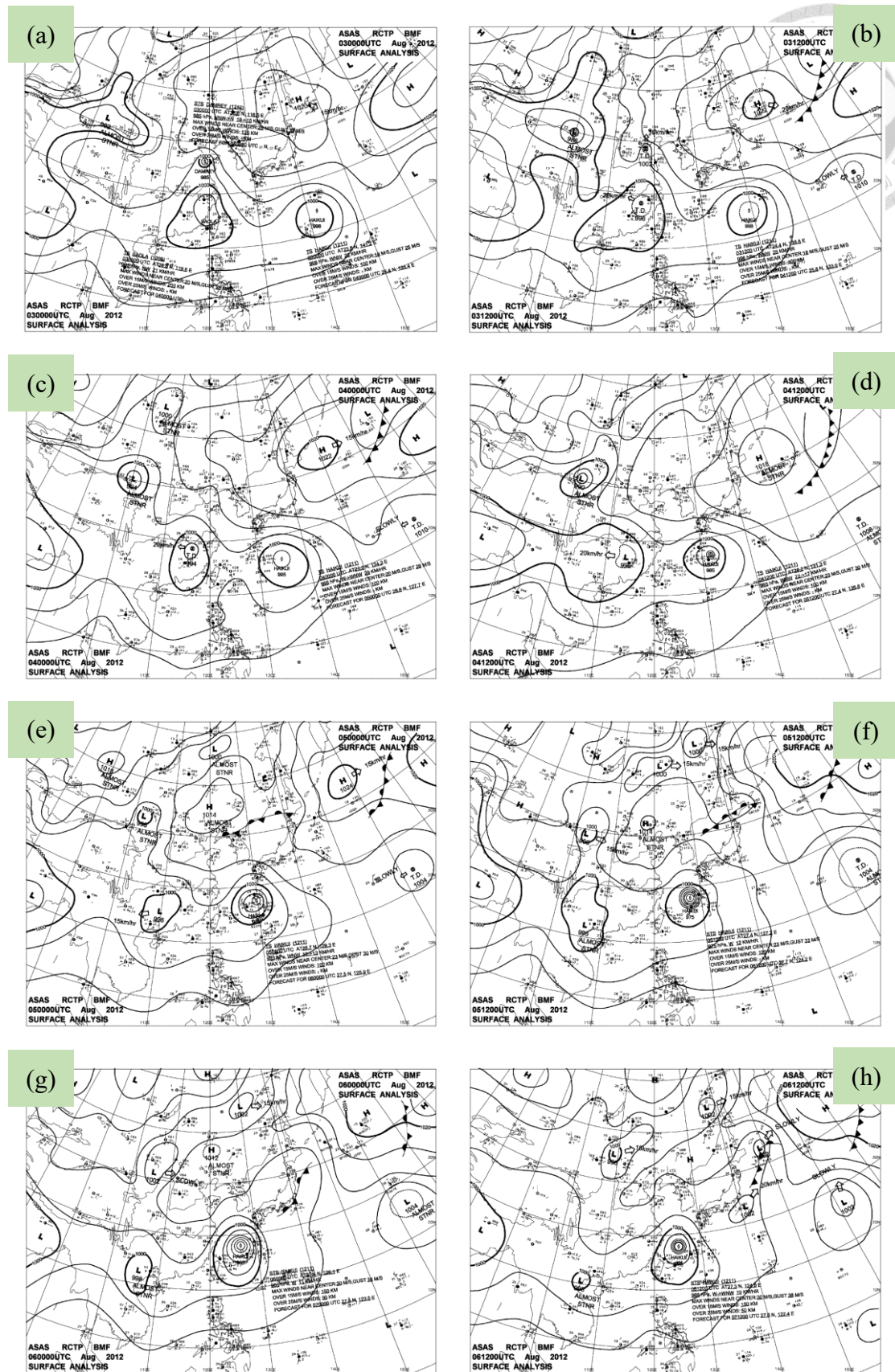


圖 3 中央氣象局地面天氣圖。(a)8/3 00Z ; (b)8/3 12Z ; (c)8/4 00Z ; (d)8/4 12Z ; (e)8/5 00Z ; (f)8/5 12Z ; (g)8/6 00Z ; (h)8/6 12Z 。

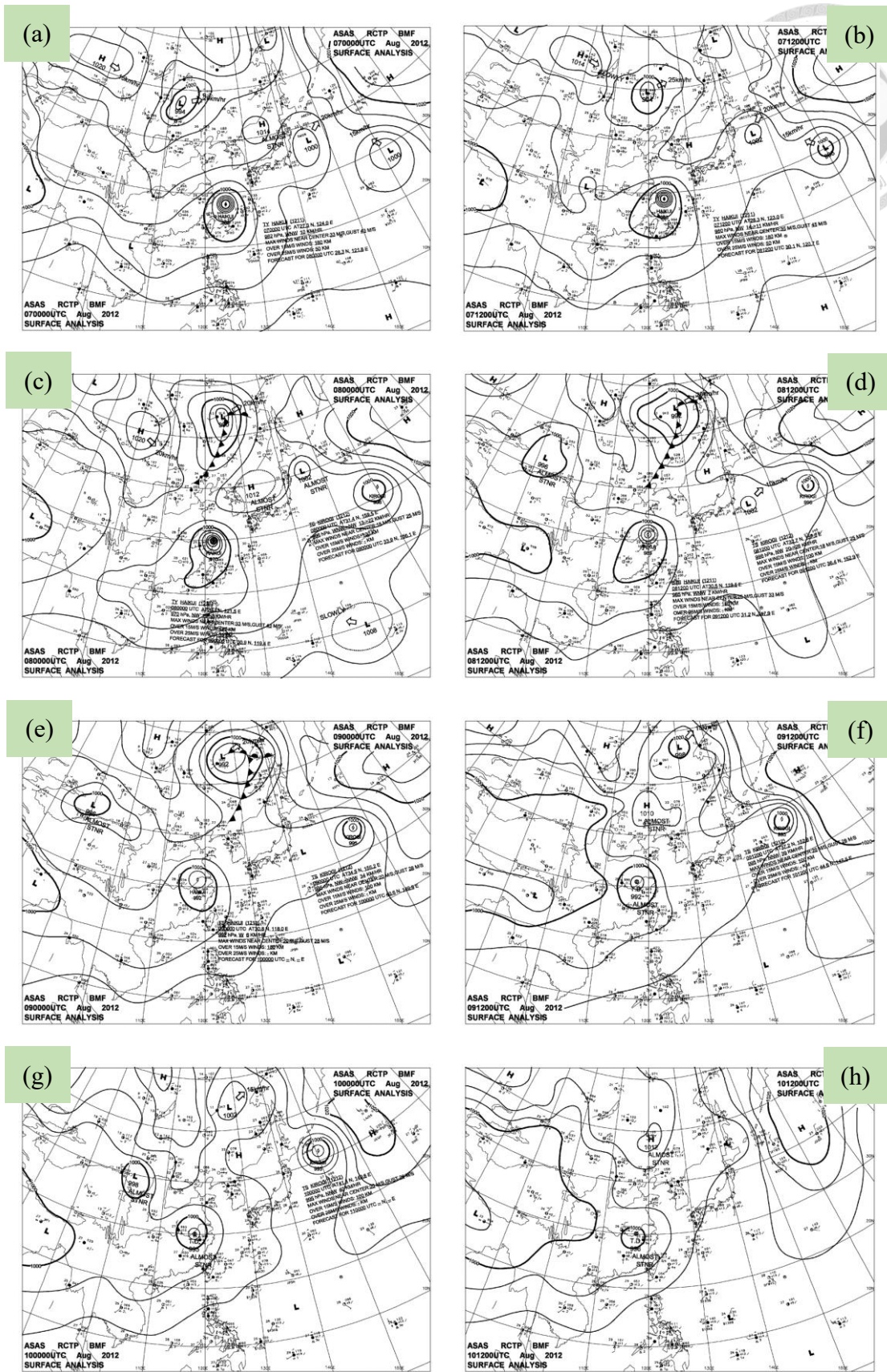


圖 4 同圖 3。但(a)8/7 00Z ; (b)8/7 12Z ; (c)8/8 00Z ; (d)8/8 12Z ; (e)8/9 00Z ; (f)8/9 12Z ; (g)8/10 00Z ; (h)8/10 12Z。

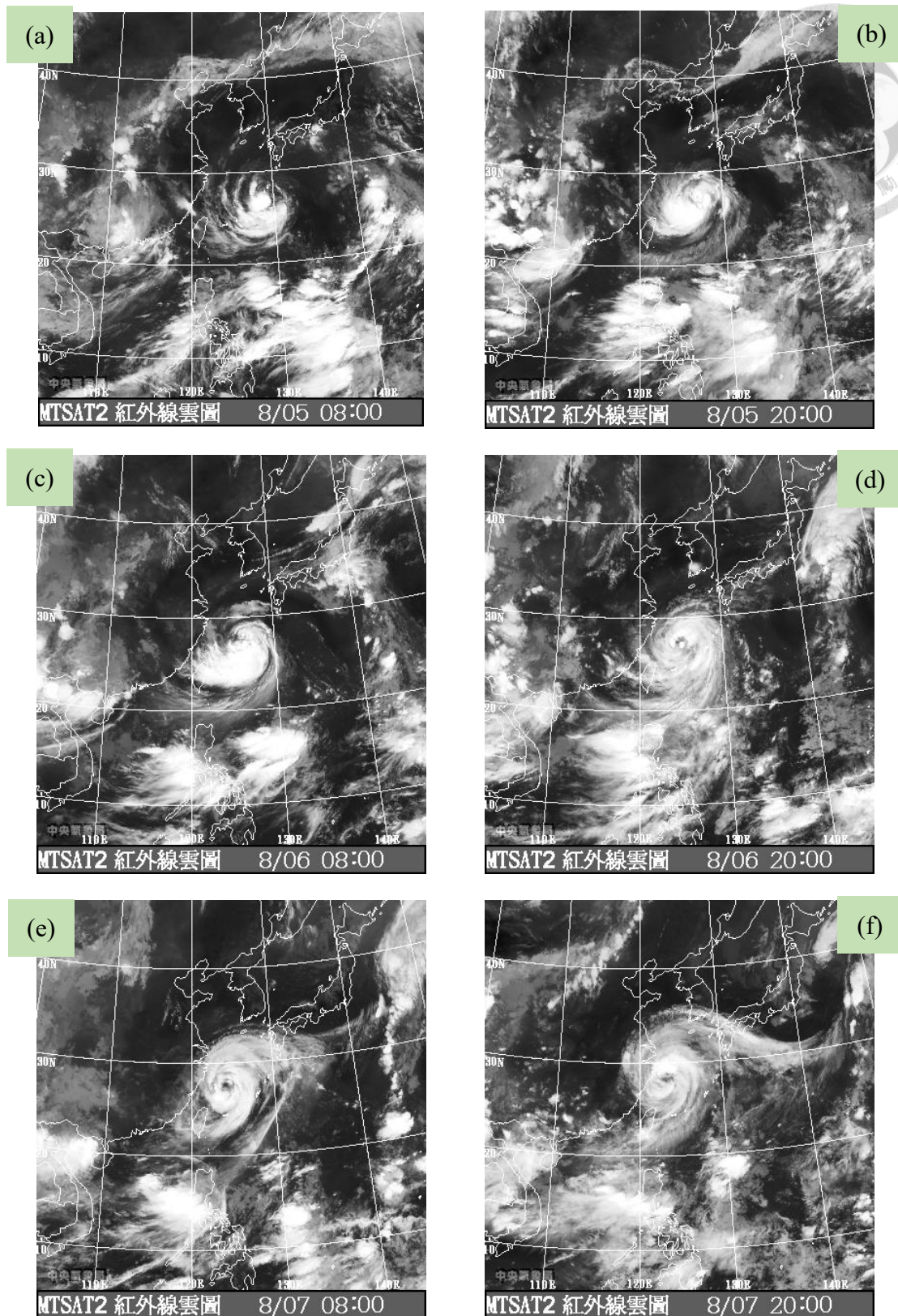


圖 5 中央氣象局 MTSAT2 紅外線衛星雲圖。(a)8/5 00Z；(b)8/5 12Z；(c)8/6 00Z；(d)8/6 12Z；(e)8/7 00Z；(f)8/7 12Z。

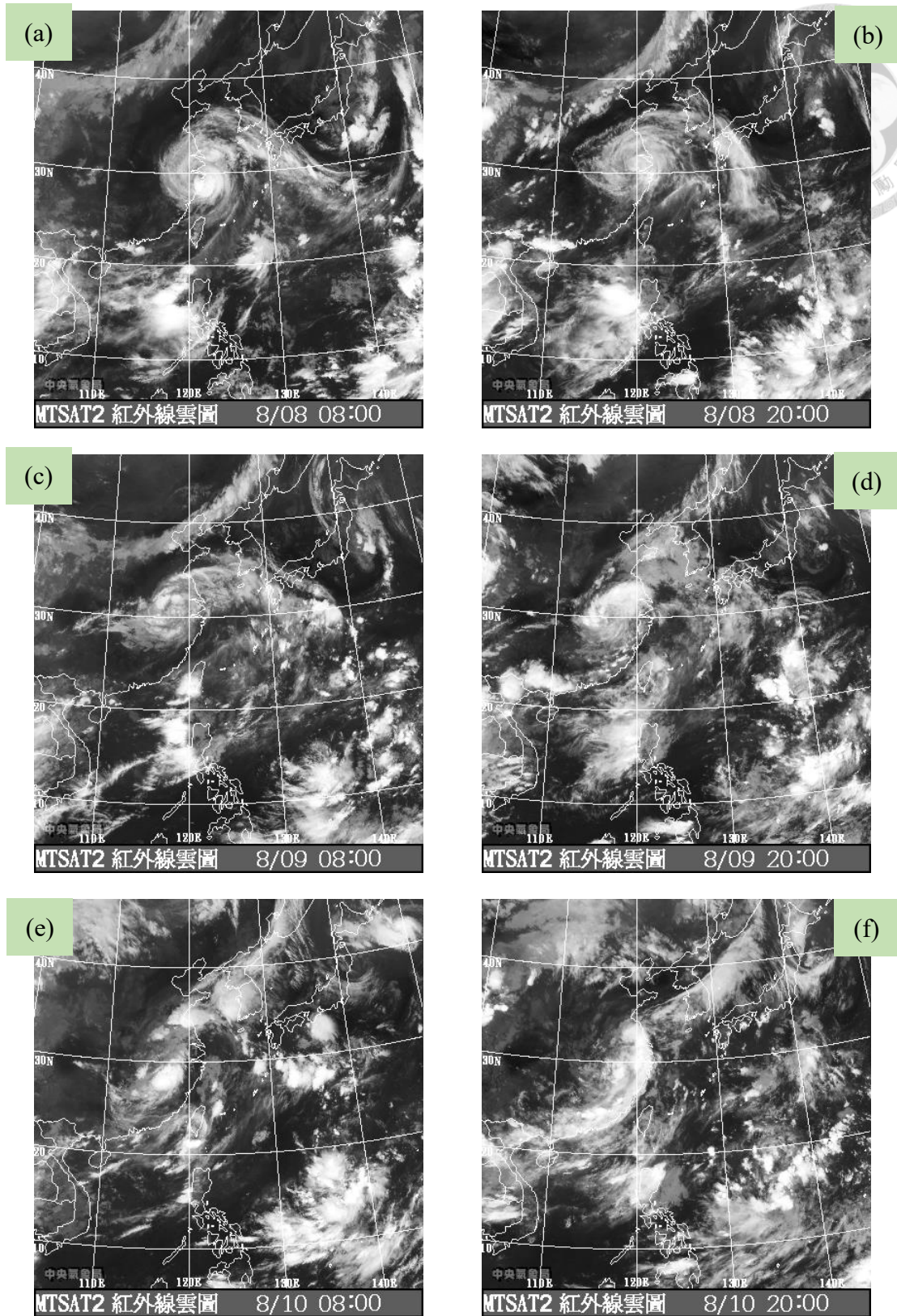


圖 6 同圖 5。但(a)8/8 00Z；(b)8/8 12Z；(c)8/9 00Z；(d)8/9 12Z；(e)8/10 00Z；(f)8/10 12Z。

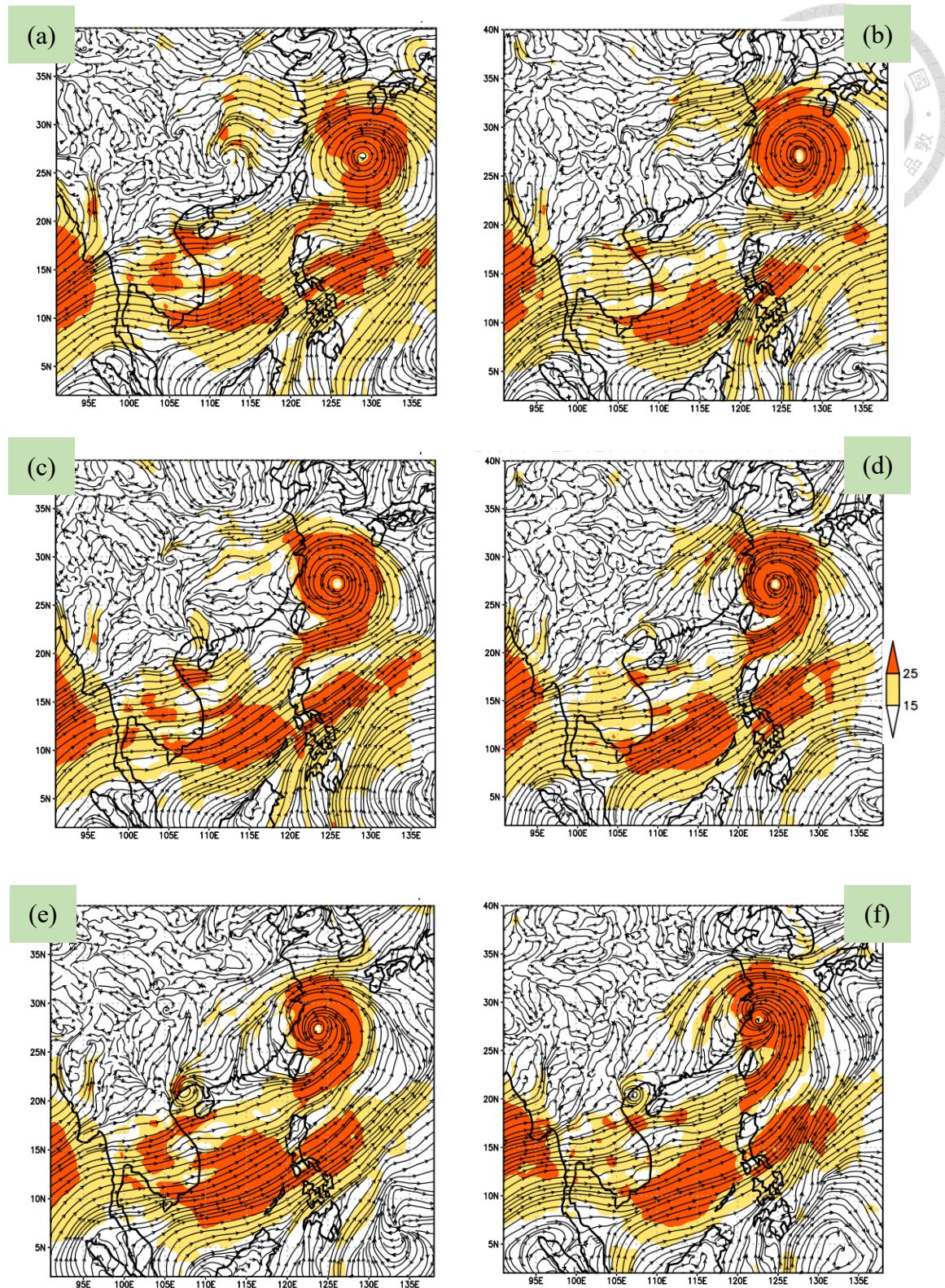


圖 7 ERA5 再分析資料 925hPa 流線場及風速 (單位: kts)。(a)8/5 00Z ; (b)8/5 12Z ; (c)8/6 00Z ; (d)8/6 12Z ; (e)8/7 00Z ; (f)8/7 12Z 。

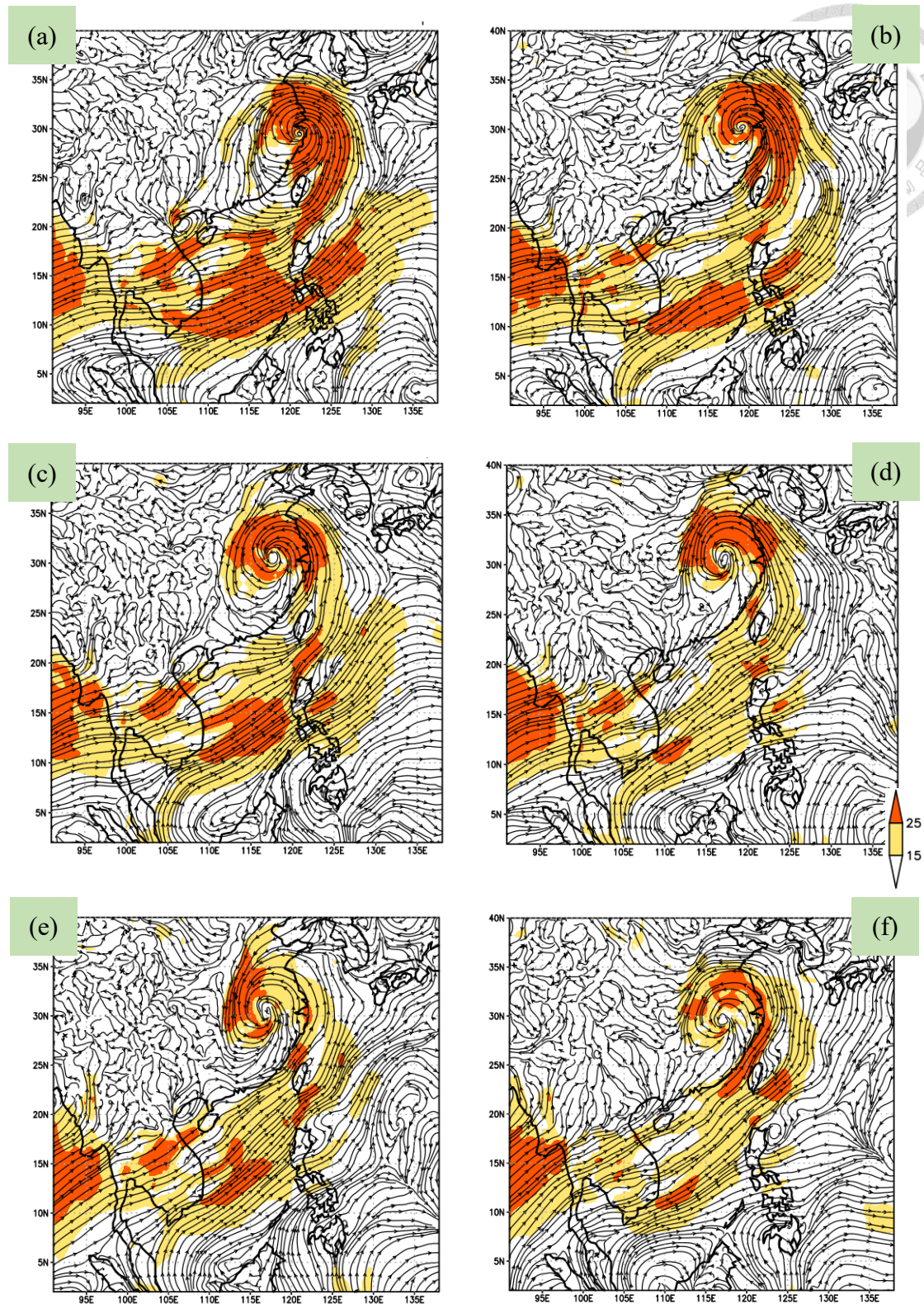


圖 8 同圖 7。但(a)8/8 00Z；(b)8/8 12Z；(c)8/9 00Z；(d)8/9 12Z；(e)8/10 00Z；
(f)8/10 12Z。

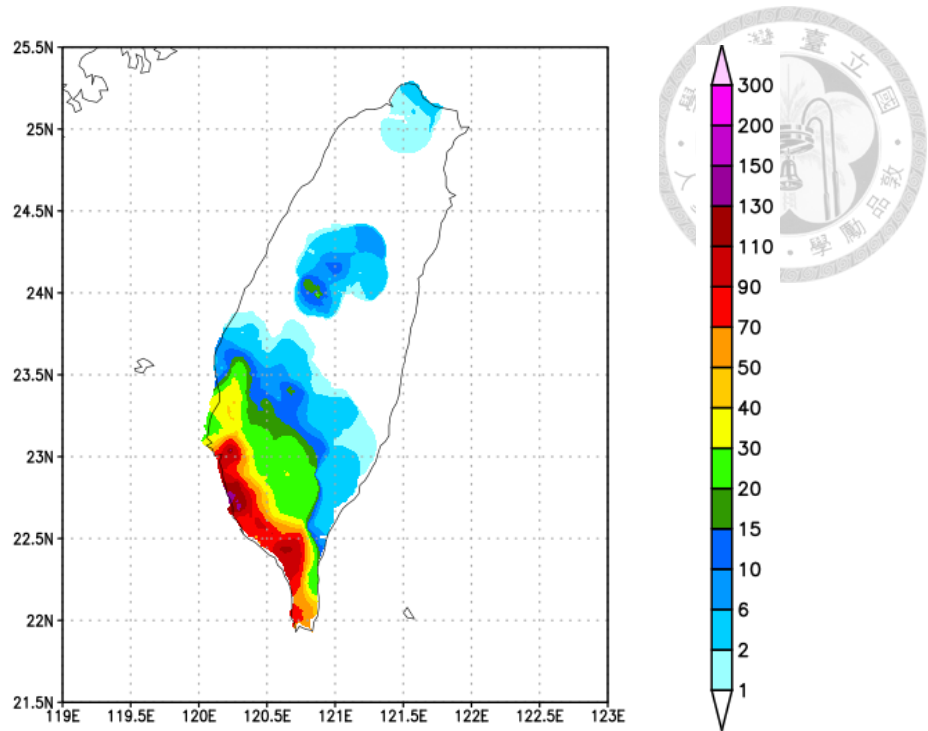
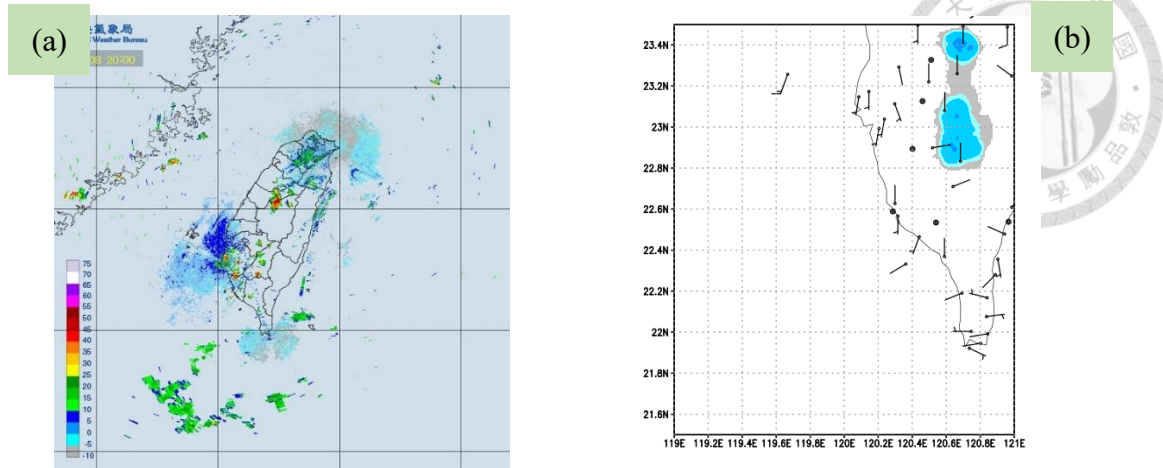
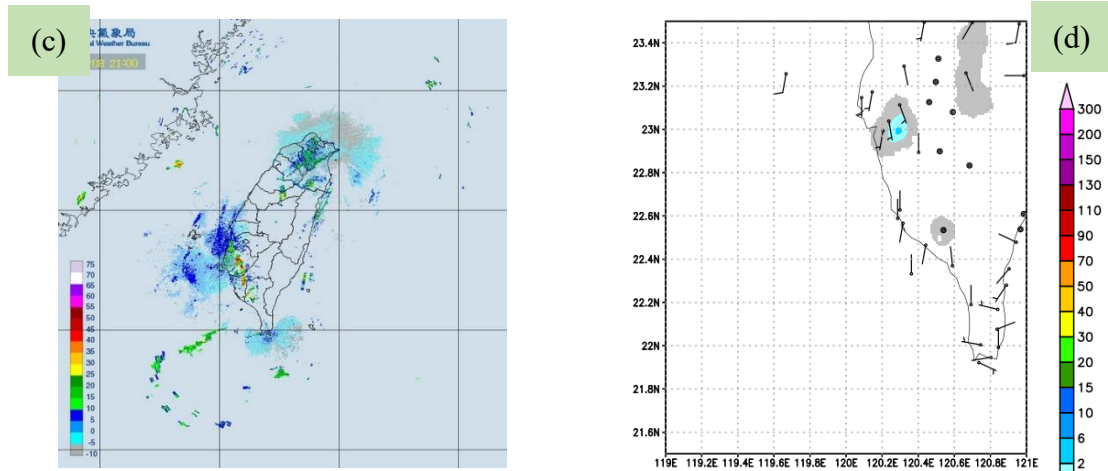


圖 9 8 月 8 日 1200UTC 至 8 月 9 日 0300UTC 累積雨量圖。(單位：mm)

8/8 1200UTC



8/8 1300UTC



8/8 1400 UTC

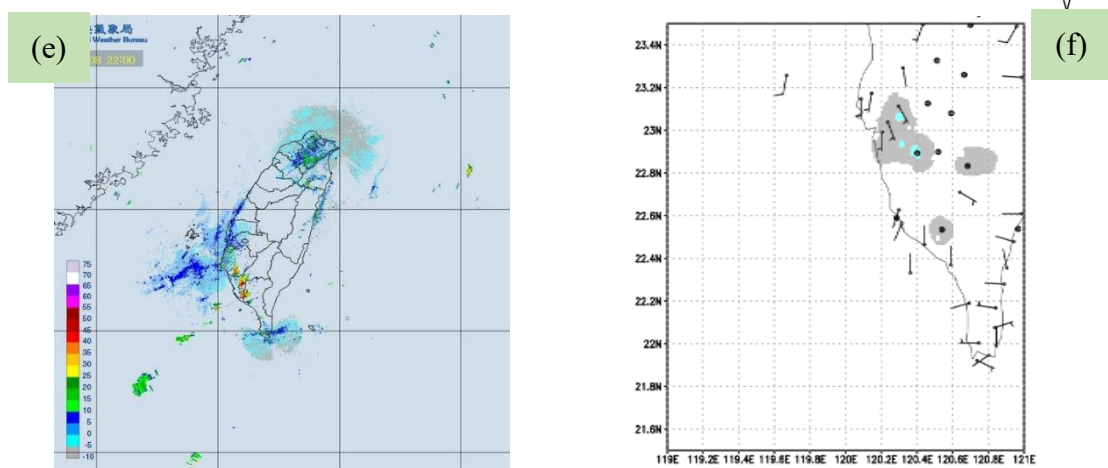
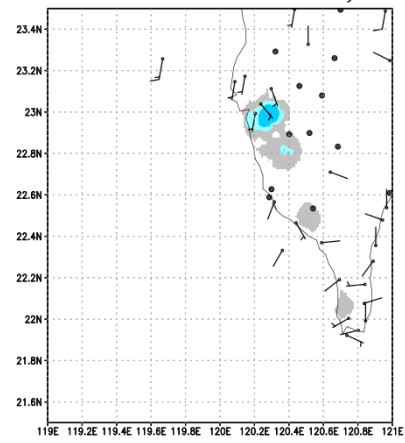
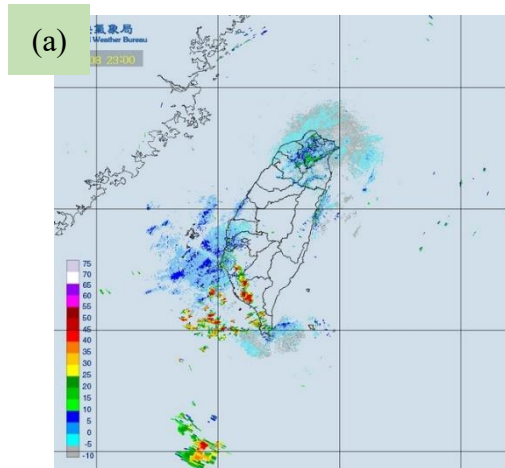
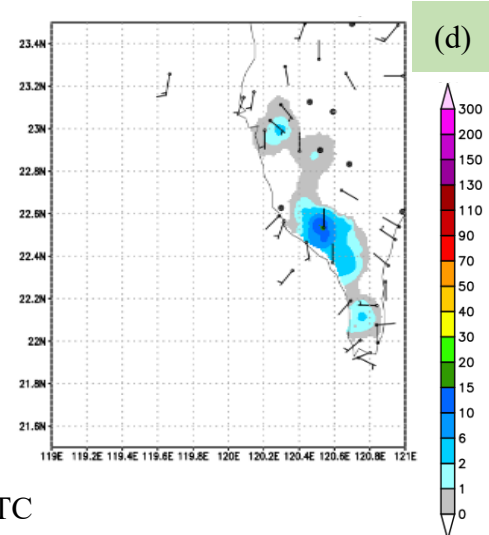
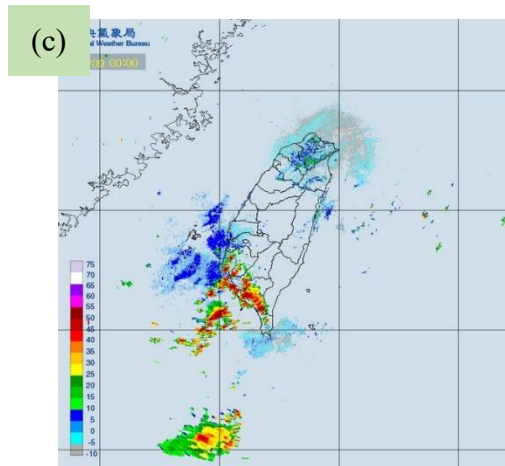


圖 10 中央氣象局雷達回波圖 (左) 與測站地面風場及過去 1 小時累積雨量 (單位: mm) (右)。 (a)(b)8/8 12Z ; (c)(d)8/8 13Z ; (e)(f)8/8 14Z 。

8/8 1500UTC



8/8 1600UTC



8/8 1700 UTC

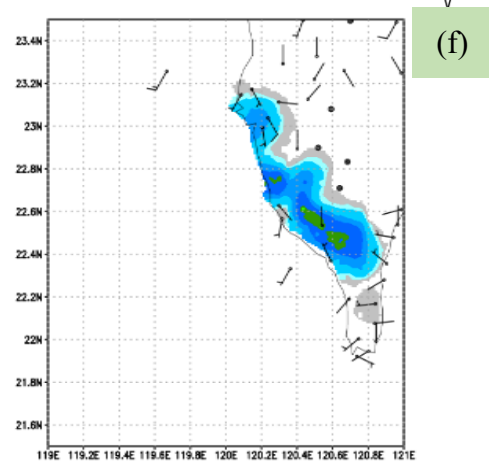
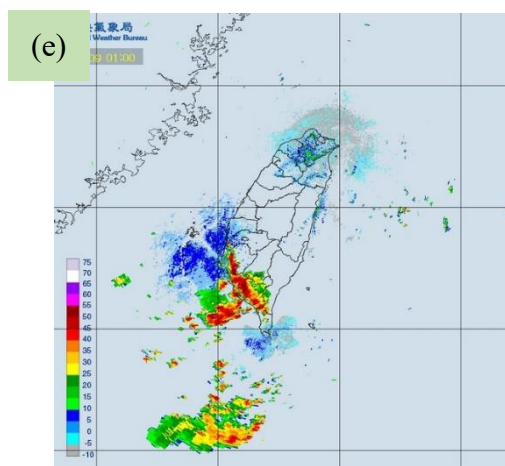
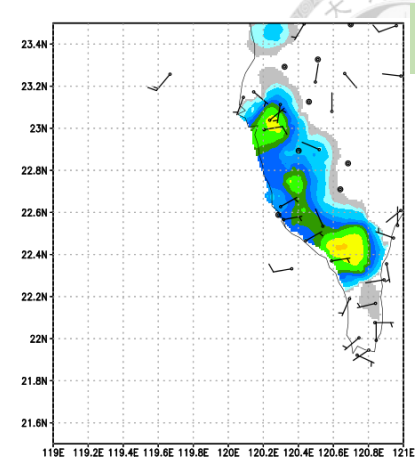
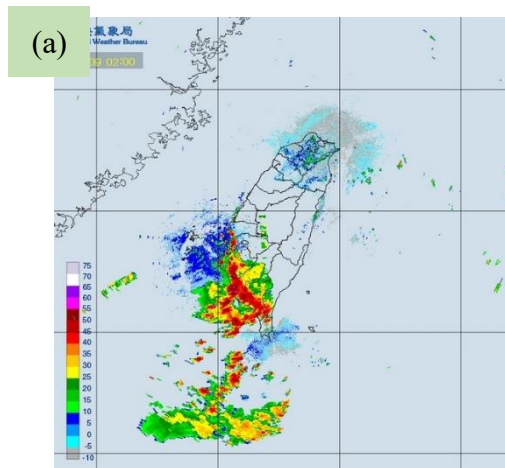
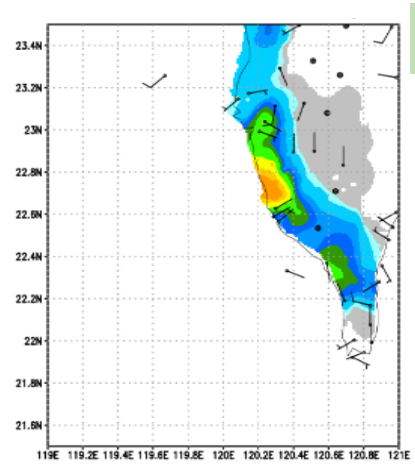
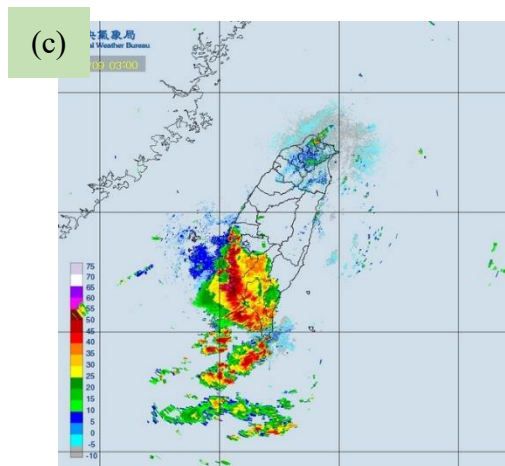


圖 11 同圖 10，但(a)(b)8/8 15Z；(c)(d)8/8 16Z；(e)(f)8/8 17Z。

8/8 1800UTC



8/8 1900UTC



8/8 2000 UTC

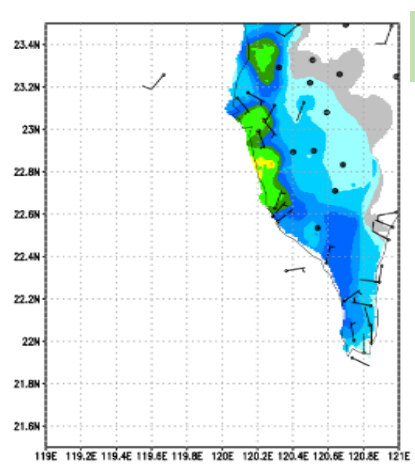
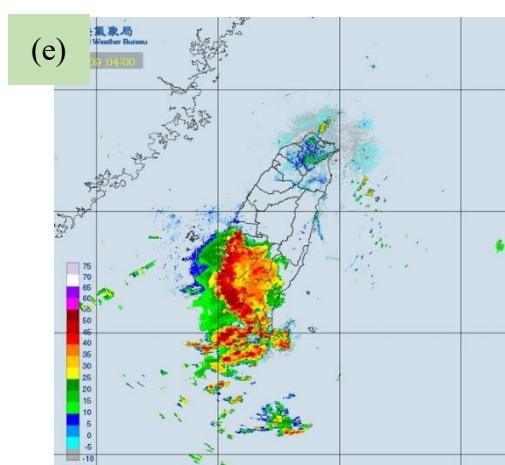
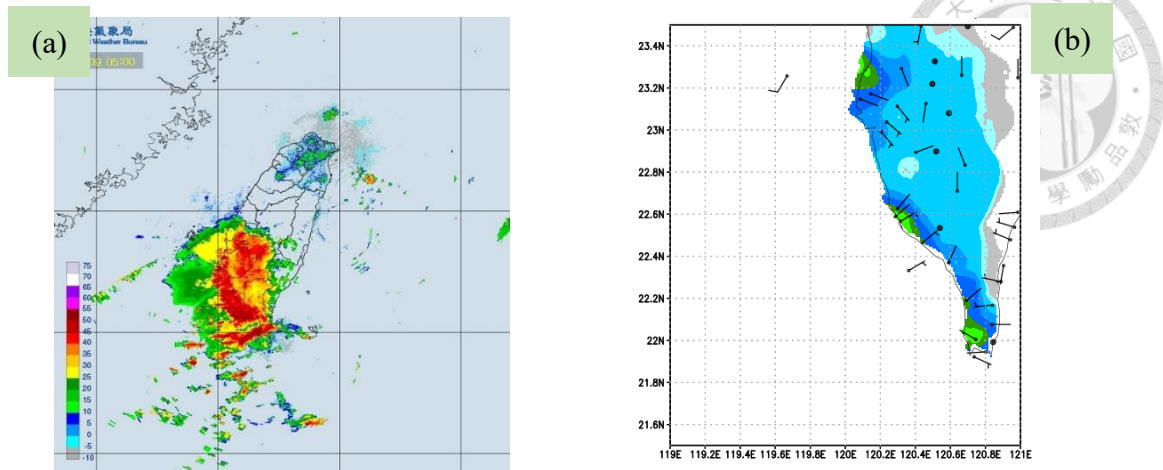
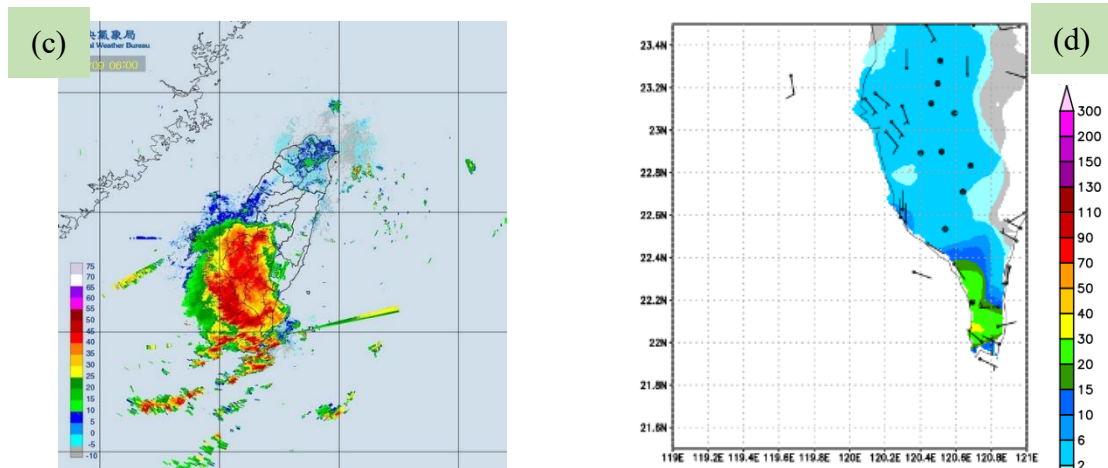


圖 12 同圖 10，但(a)(b)8/8 18Z；(c)(d)8/8 19Z；(e)(f)8/8 20Z。

8/8 2100UTC



8/8 2200UTC



8/8 2300 UTC

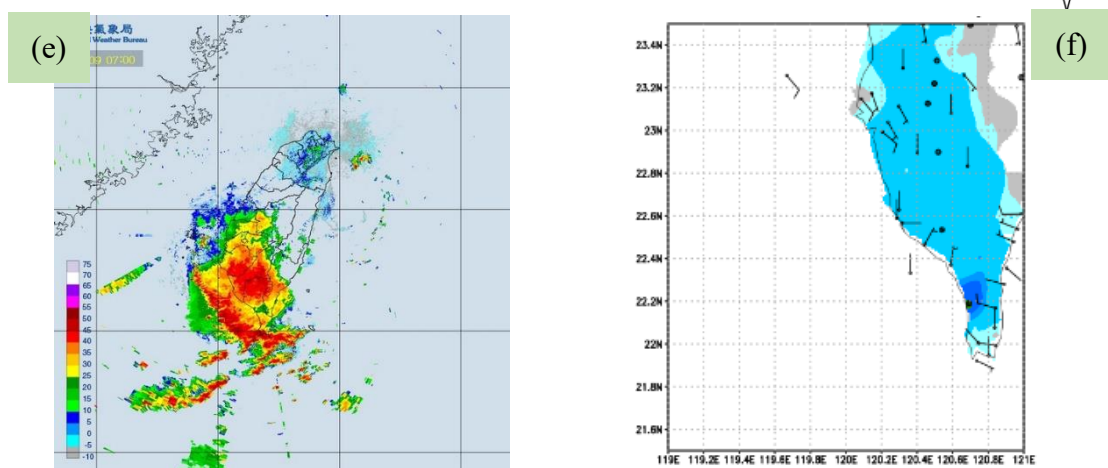
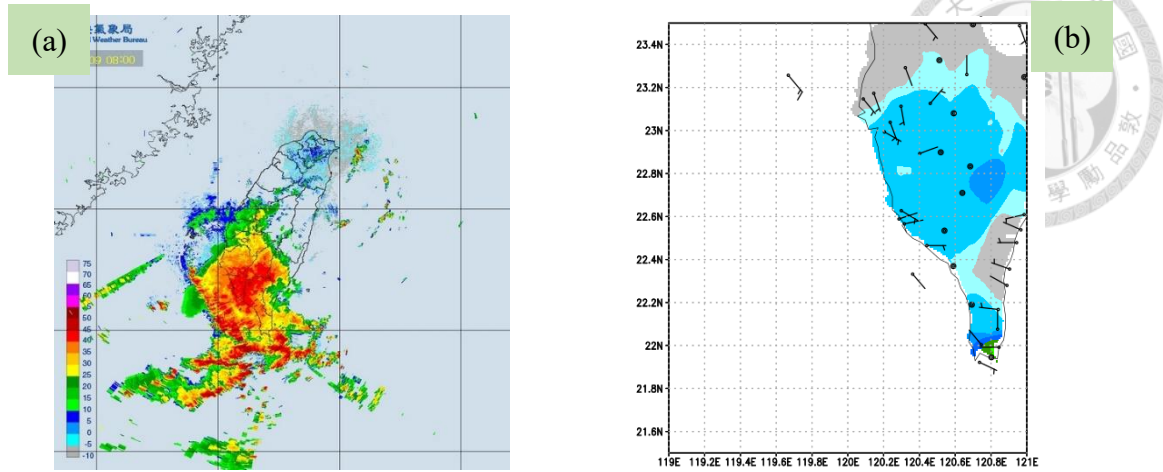
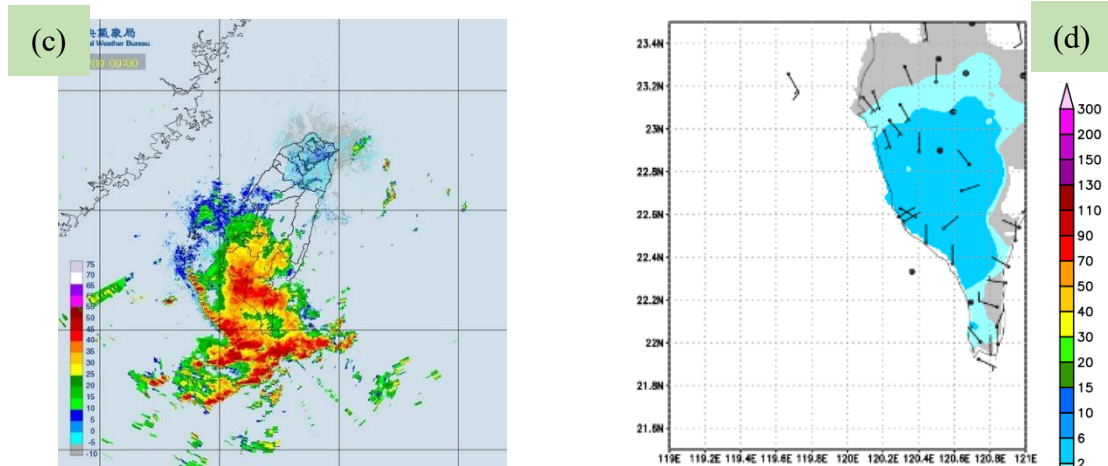


圖 13 同圖 10，但(a)(b)8/8 21Z；(c)(d)8/8 22Z；(e)(f)8/8 23Z。

8/9 0000UTC



8/9 0100UTC



8/9 0200 UTC

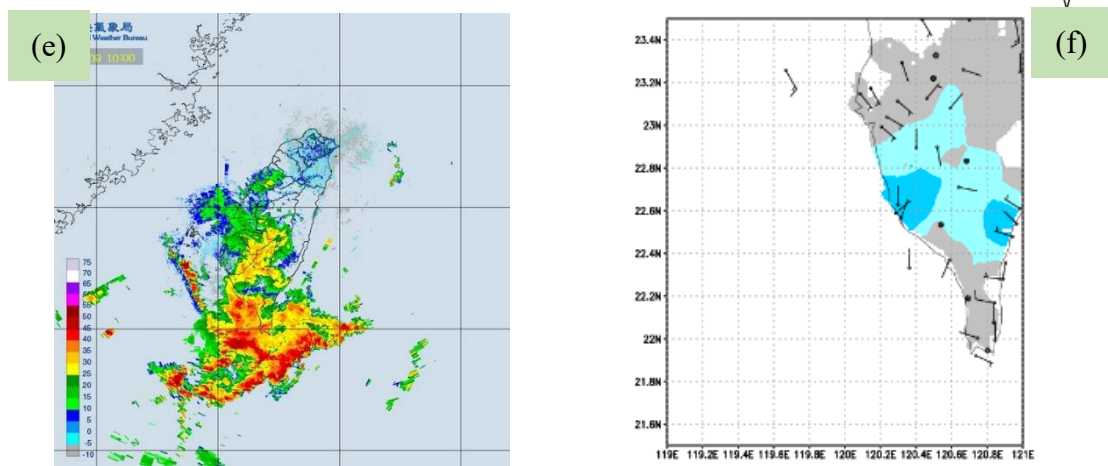


圖 14 同圖 10，但(a)(b)8/9 00Z；(c)(d)8/9 01Z；(e)(f)8/9 02Z。

8/9 0300UTC

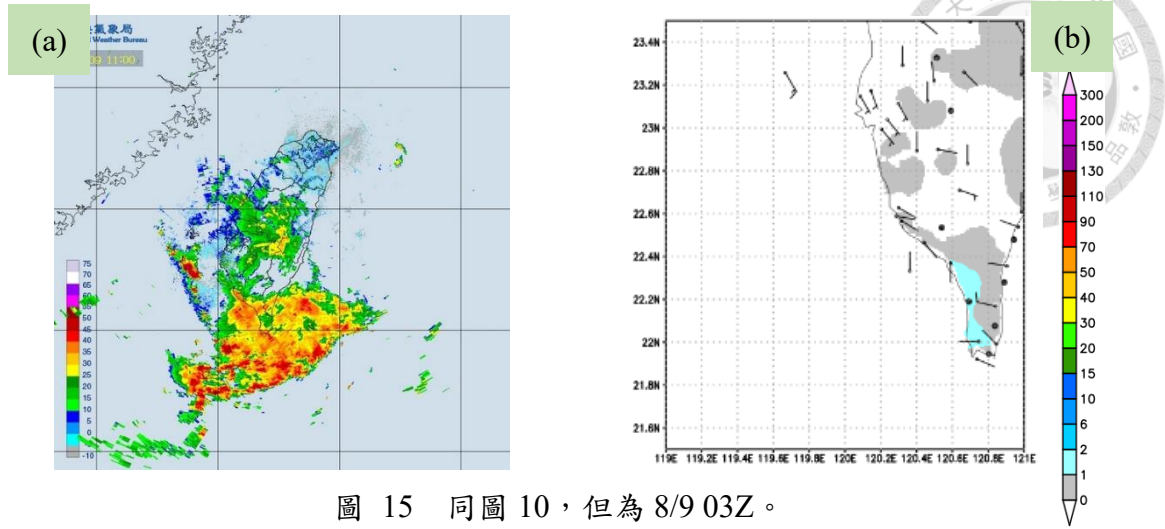


圖 15 同圖 10，但為 8/9 03Z。

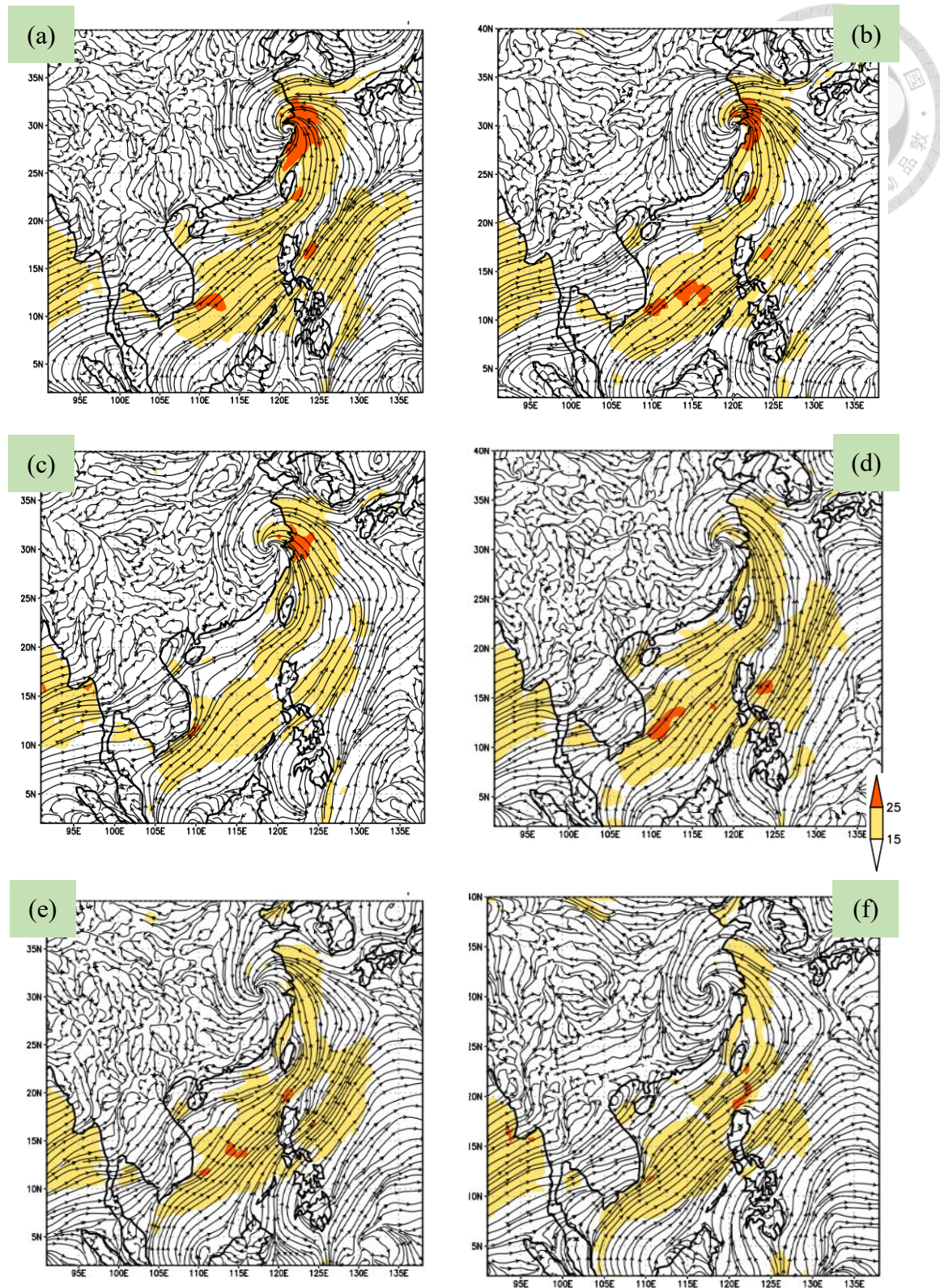


圖 16 ERA5 再分析資料 1000hPa 流線場與風速 (單位: kts)。(a)8/8 00Z ; (b)8/8 06Z ; (c)8/8 12Z ; (d)8/8 18Z ; (e)8/9 00Z ; (f)8/9 06Z。

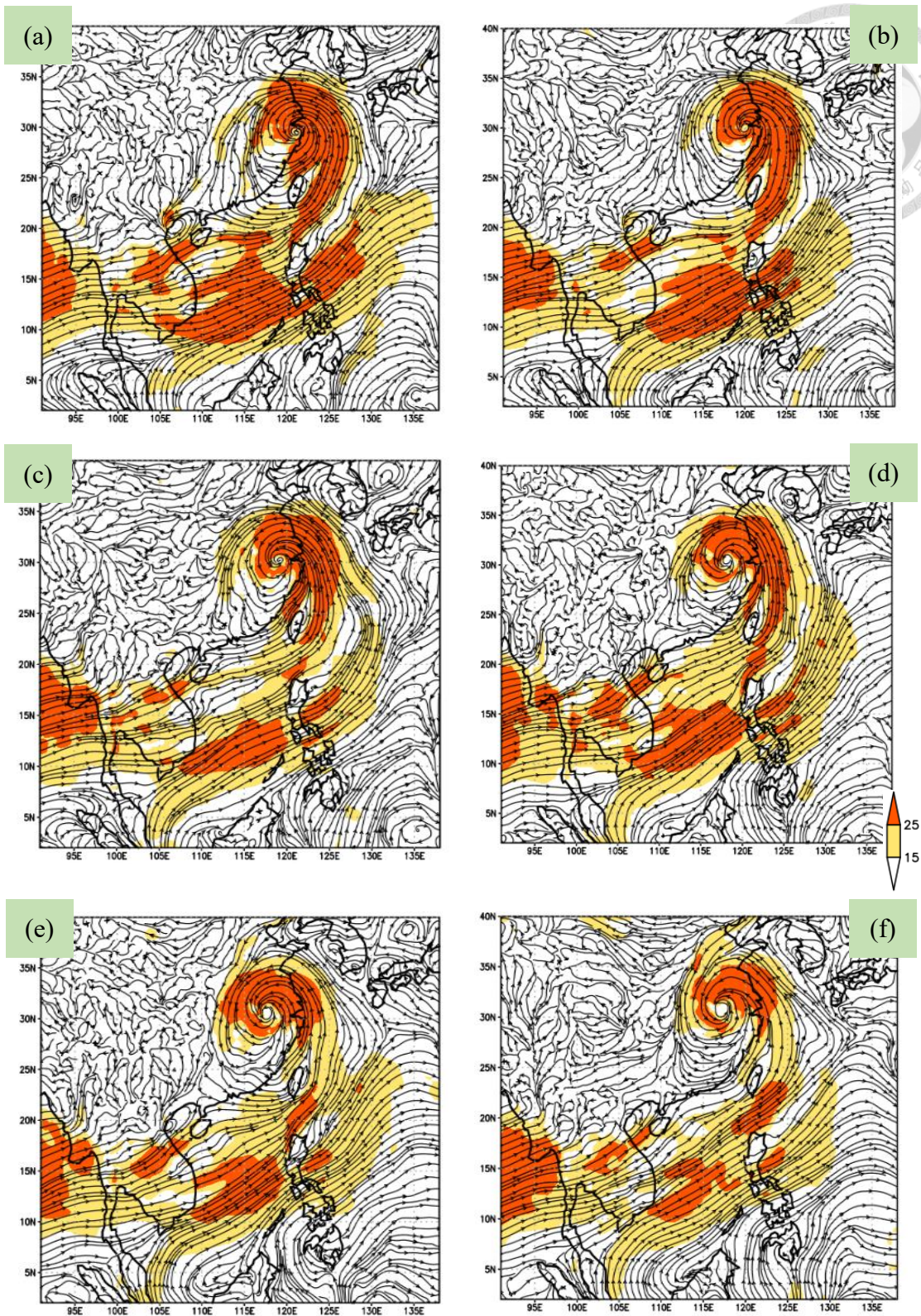


圖 17 同圖 16，但為 925hPa。(a)8/8 00Z；(b)8/8 06Z；(c)8/8 12Z；(d)8/8 18Z；
(e)8/9 00Z；(f)8/9 06Z。

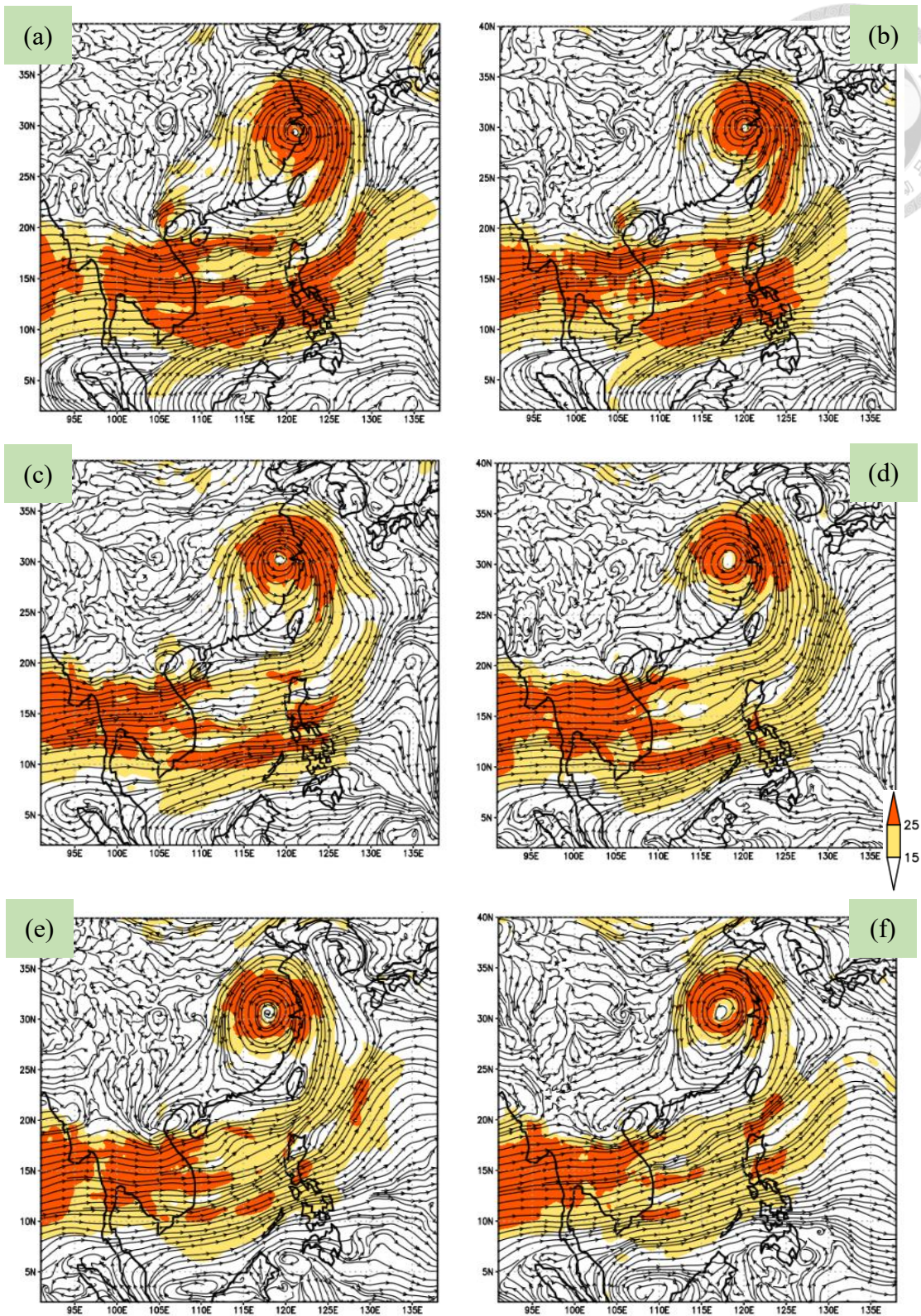


圖 18 同圖 16，但為 850hPa。 (a)8/8 00Z；(b)8/8 06Z；(c)8/8 12Z；(d)8/8 18Z；(e)8/9 00Z；(f)8/9 06Z。

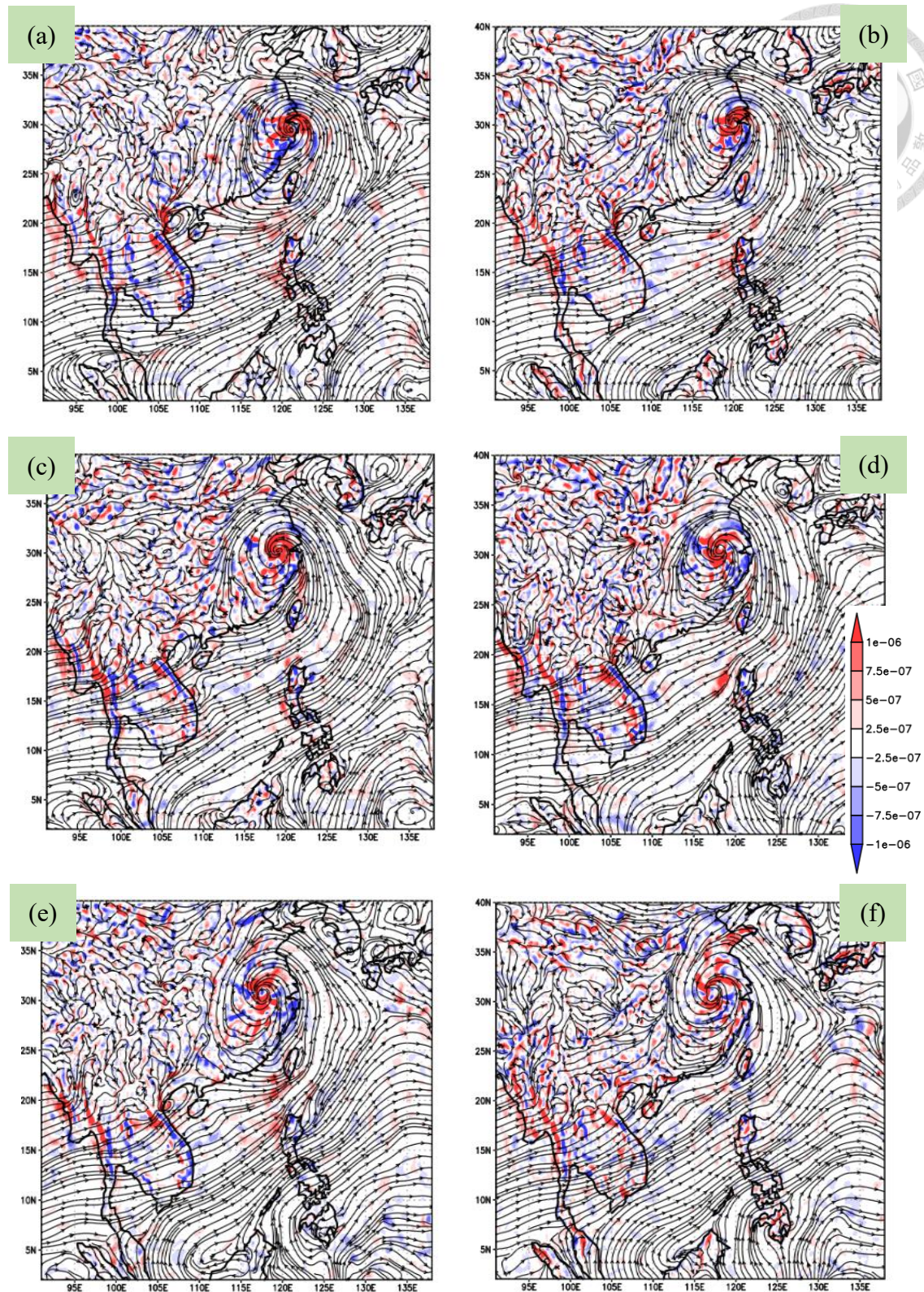


圖 19 ERA5 再分析資料 925hPa 流線場與水氣通量輻合（單位：1/s，輻合：紅，輻散：藍）。(a)8/8 00Z；(b)8/8 06Z；(c)8/8 12Z；(d)8/8 18Z；(e)8/9 00Z；(f)8/9 06Z。

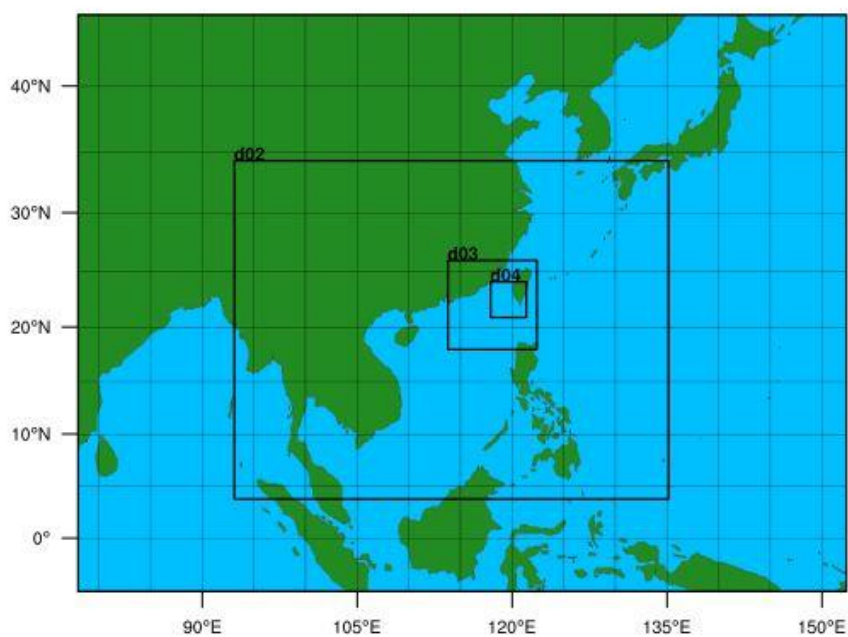


圖 20 控制組實驗四層巢狀網格設計。

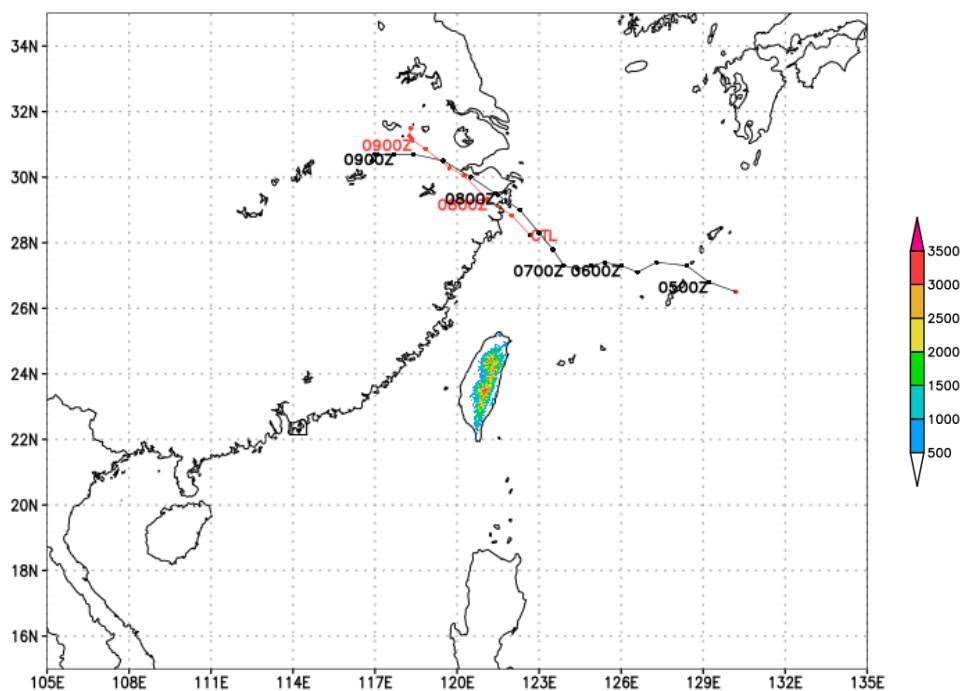


圖 21 JTWC 最佳路徑 (黑線) 與控制組實驗颱風路徑 (紅線) 比較圖。實心點為 0000UTC、0600UTC、1200UTC、1800UTC 之位置。色塊為臺灣地形高度 (單位：m)

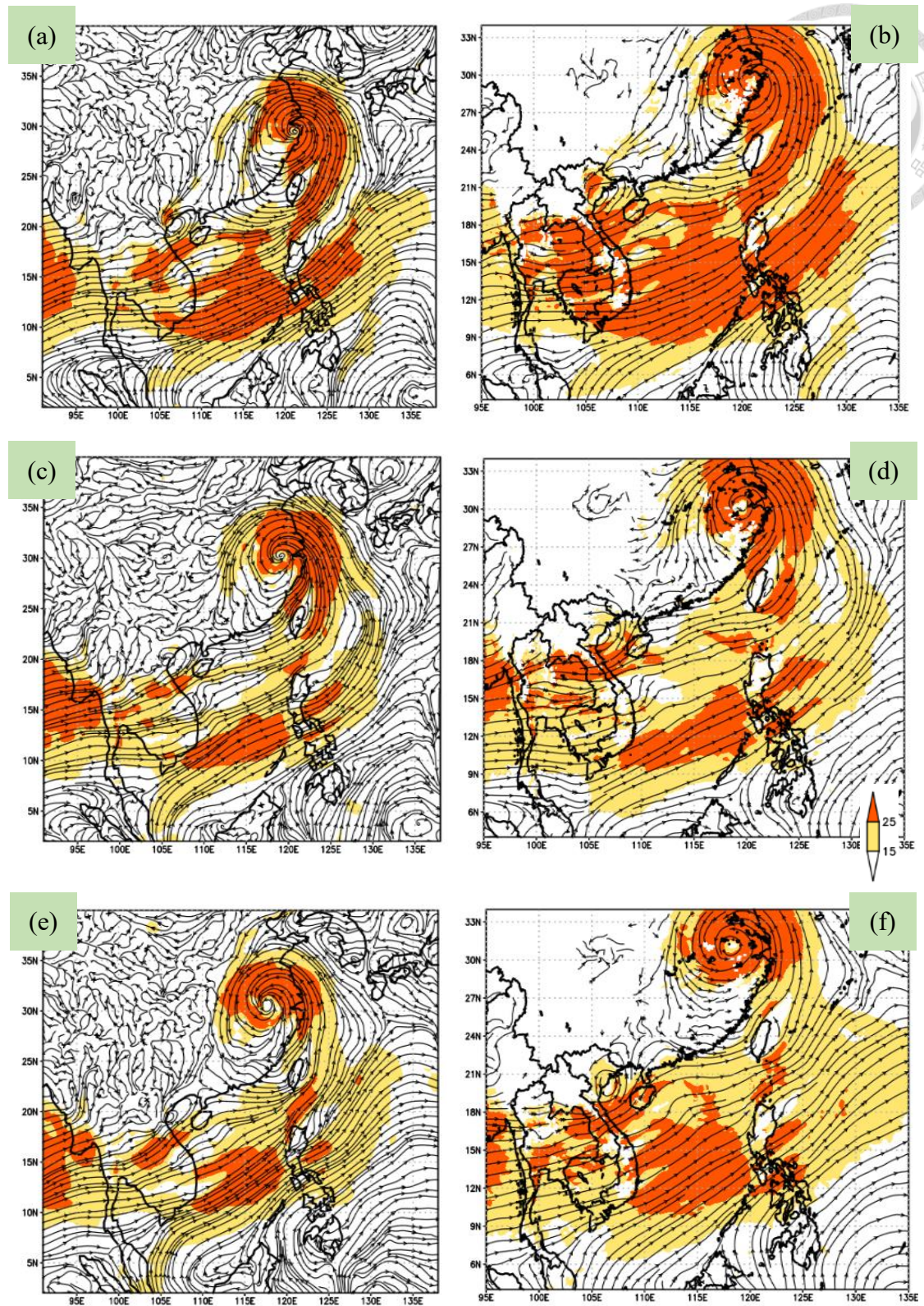


圖 22 再分析資料(左)與控制組實驗(右)之 925hPa 流線場與風速 (單位：m/s) 比較。(a)(b)8/8 00Z；(c)(d)8/8 12Z；(e)(f)8/9 00Z。

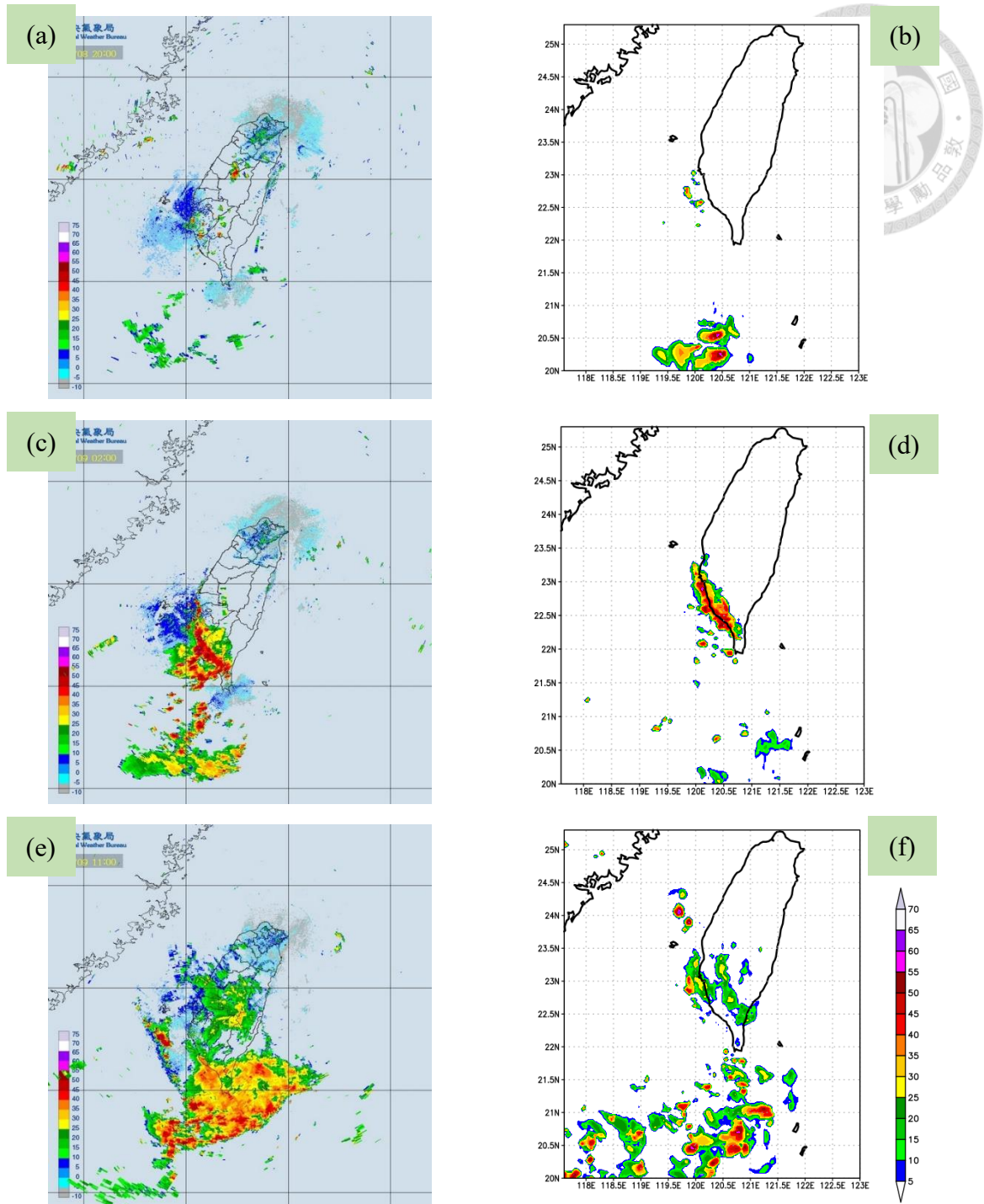


圖 23 中央氣象局雷達回波圖(左)與控制組實驗最大回波圖(右)之比較。(a)8/8 12Z ; (b)8/8 16Z ; (c)8/8 18Z ; (d)8/8 20Z ; (e)(f)8/9 03Z。單位為 dBZ。

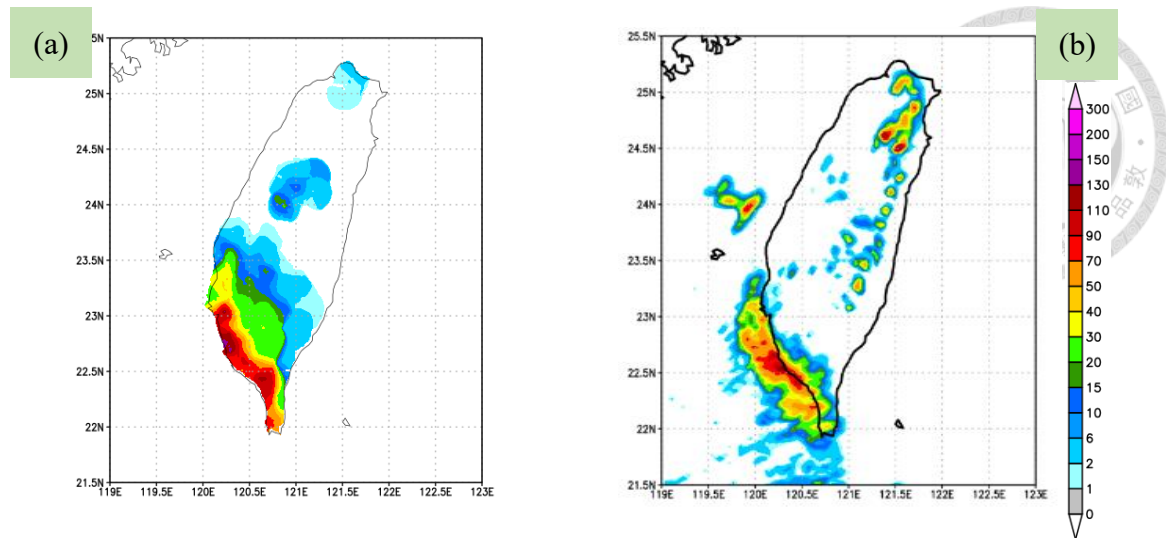


圖 24 測站地面觀測(a)與控制組實驗(b)之累積雨量圖比較。地面觀測累積時間為 8/8 12Z 至 8/9 03Z；控制組模擬累積時間為 8/8 14Z 至 8/9 06Z。單位為 mm。

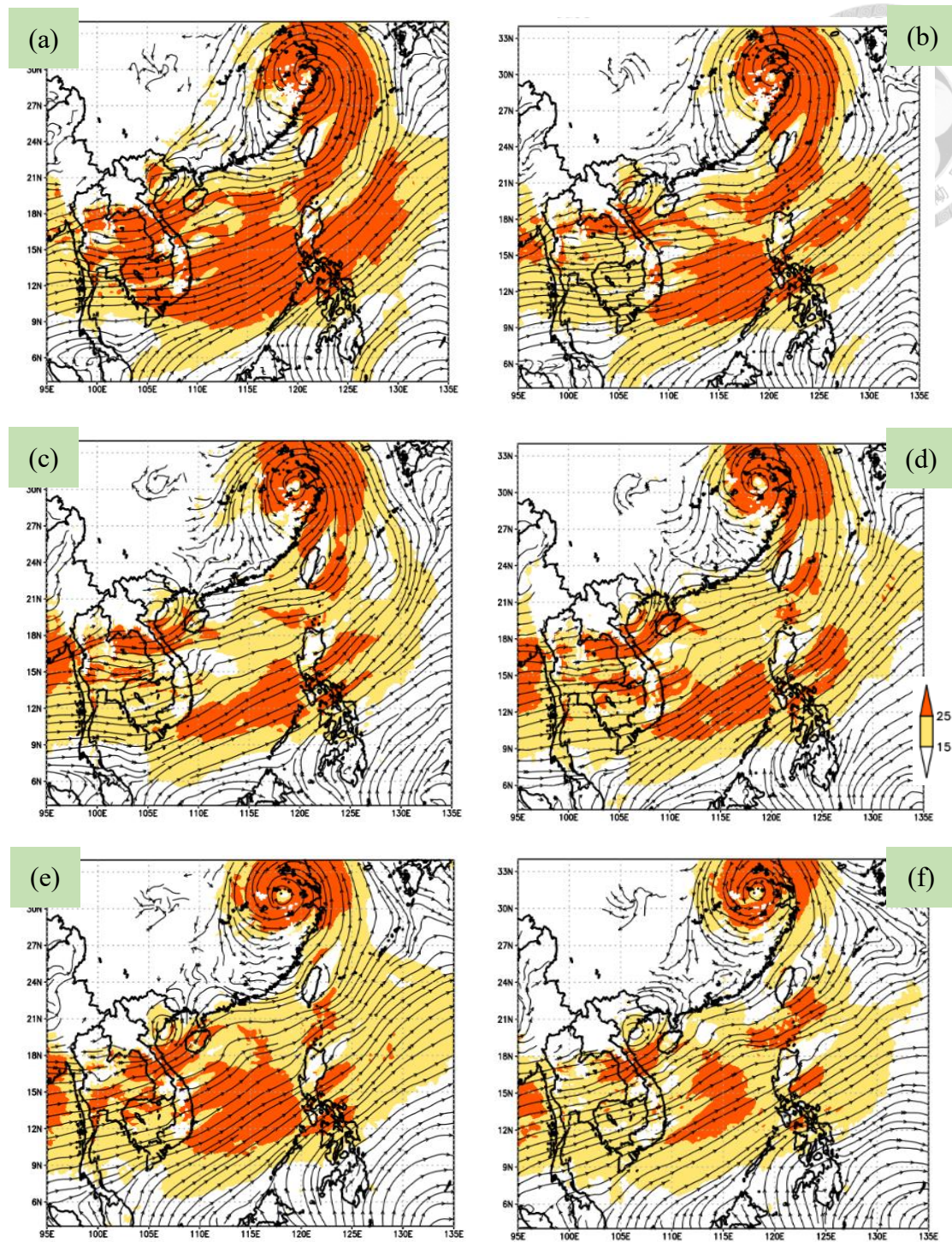


圖 25 控制組實驗 925hPa 流線場與風速 (單位: kts)。 (a)8/8 00Z ; (b)8/8 06Z ; (c)8/8 12Z ; (d)8/8 18Z ; (e)8/9 00Z ; (f)8/9 06Z 。

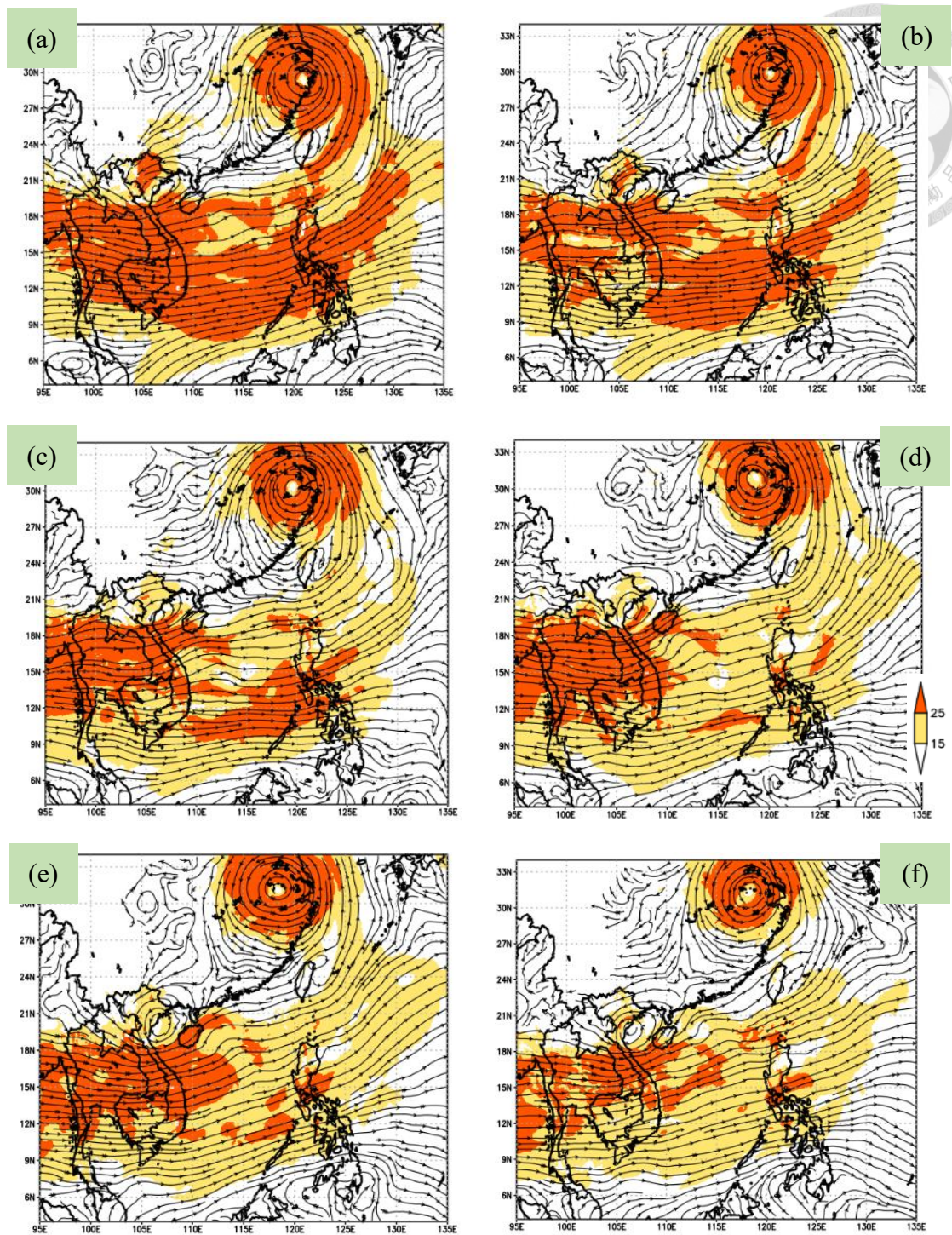


圖 26 同圖 25，但為 850hPa。(a)8/8 00Z；(b)8/8 06Z；(c)8/8 12Z；(d)8/8 18Z；
(e)8/9 00Z；(f)8/9 06Z。

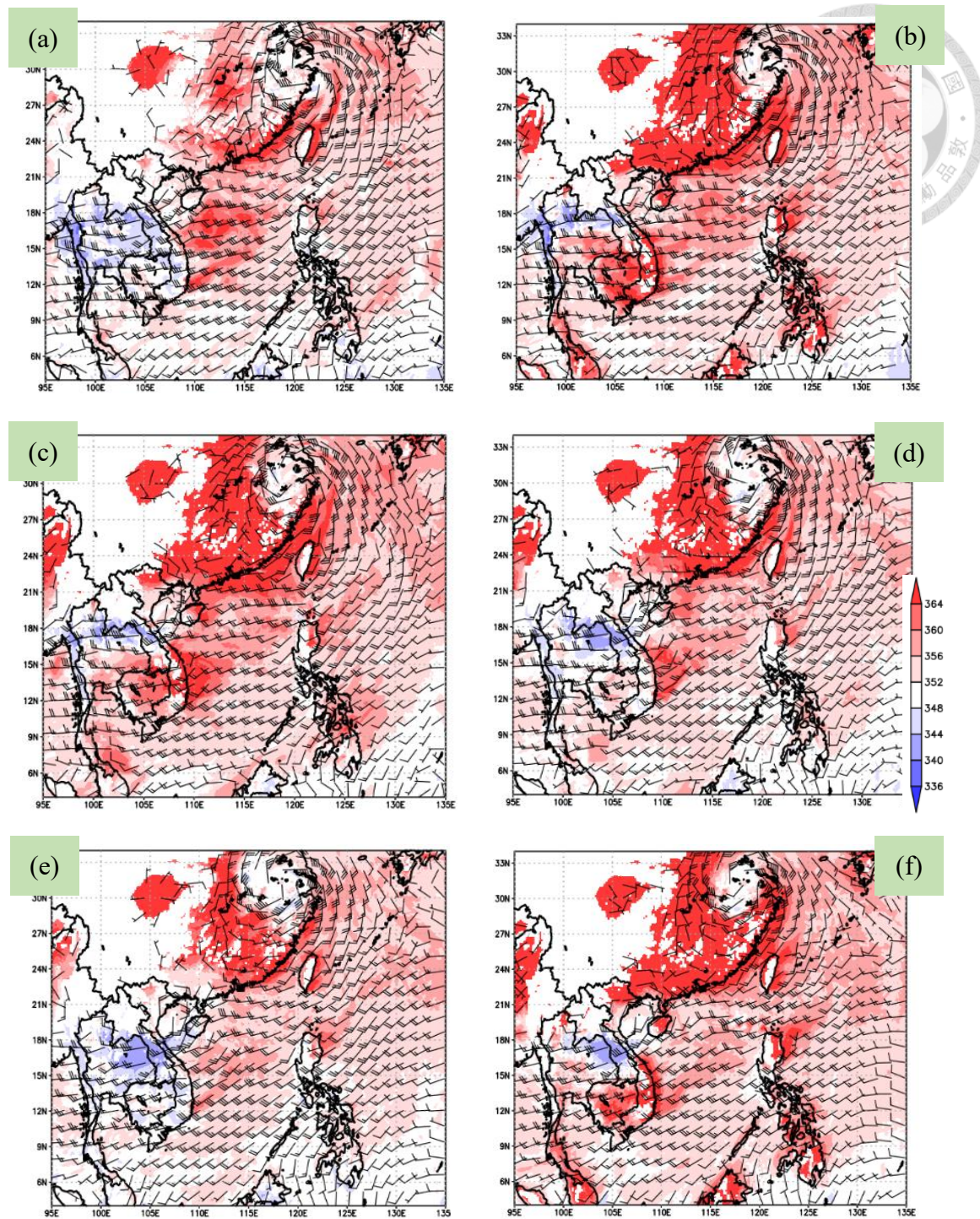


圖 27 控制組實驗 925hPa 相當位溫 (單位: K) 與風場。(a)8/8 00Z ; (b)8/8 06Z ; (c)8/8 12Z ; (d)8/8 18Z ; (e)8/9 00Z ; (f)8/9 06Z 。

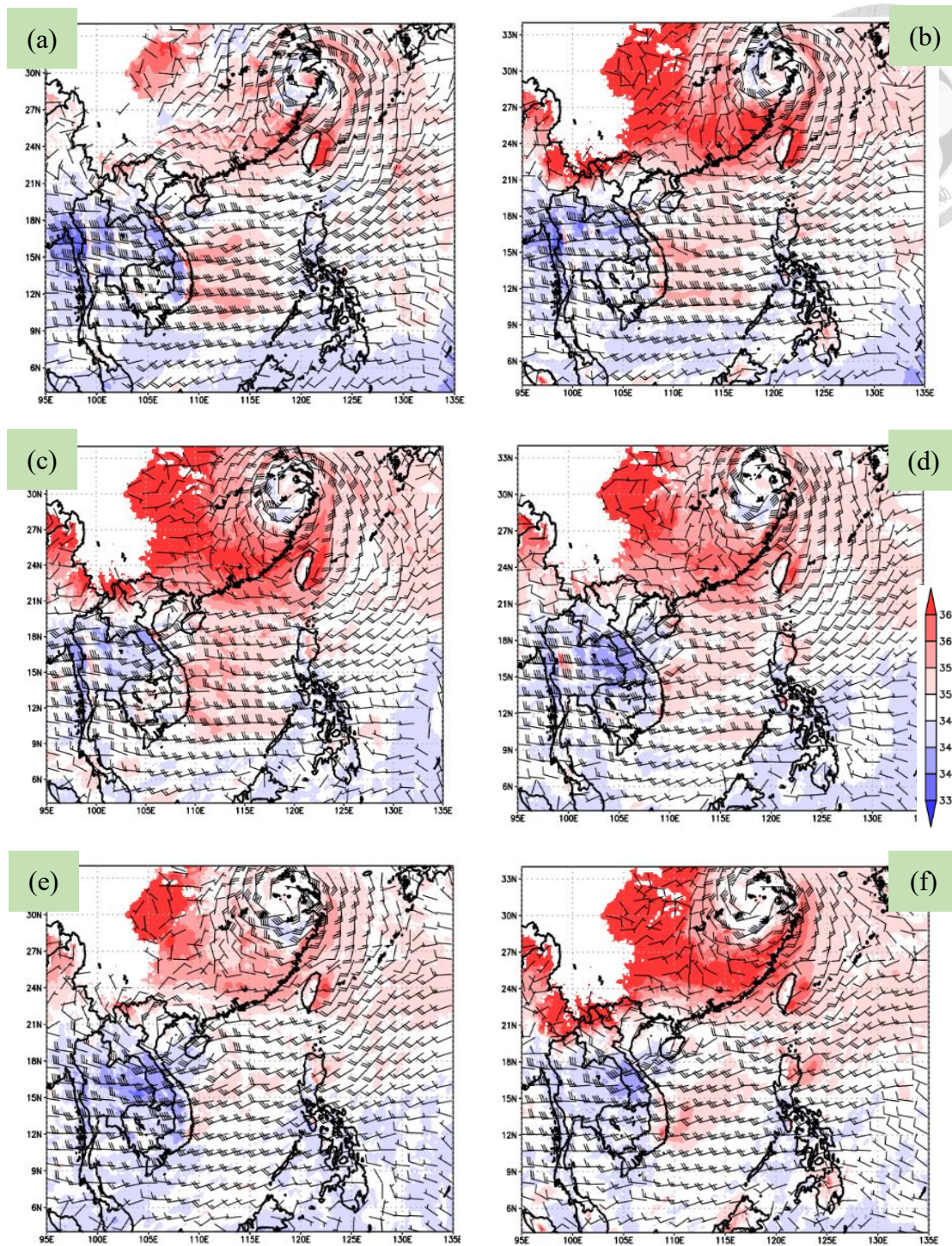


圖 28 同圖 27，但為 850hPa。(a)8/8 00Z；(b)8/8 06Z；(c)8/8 12Z；(d)8/8 18Z；
(e)8/9 00Z；(f)8/9 06Z。

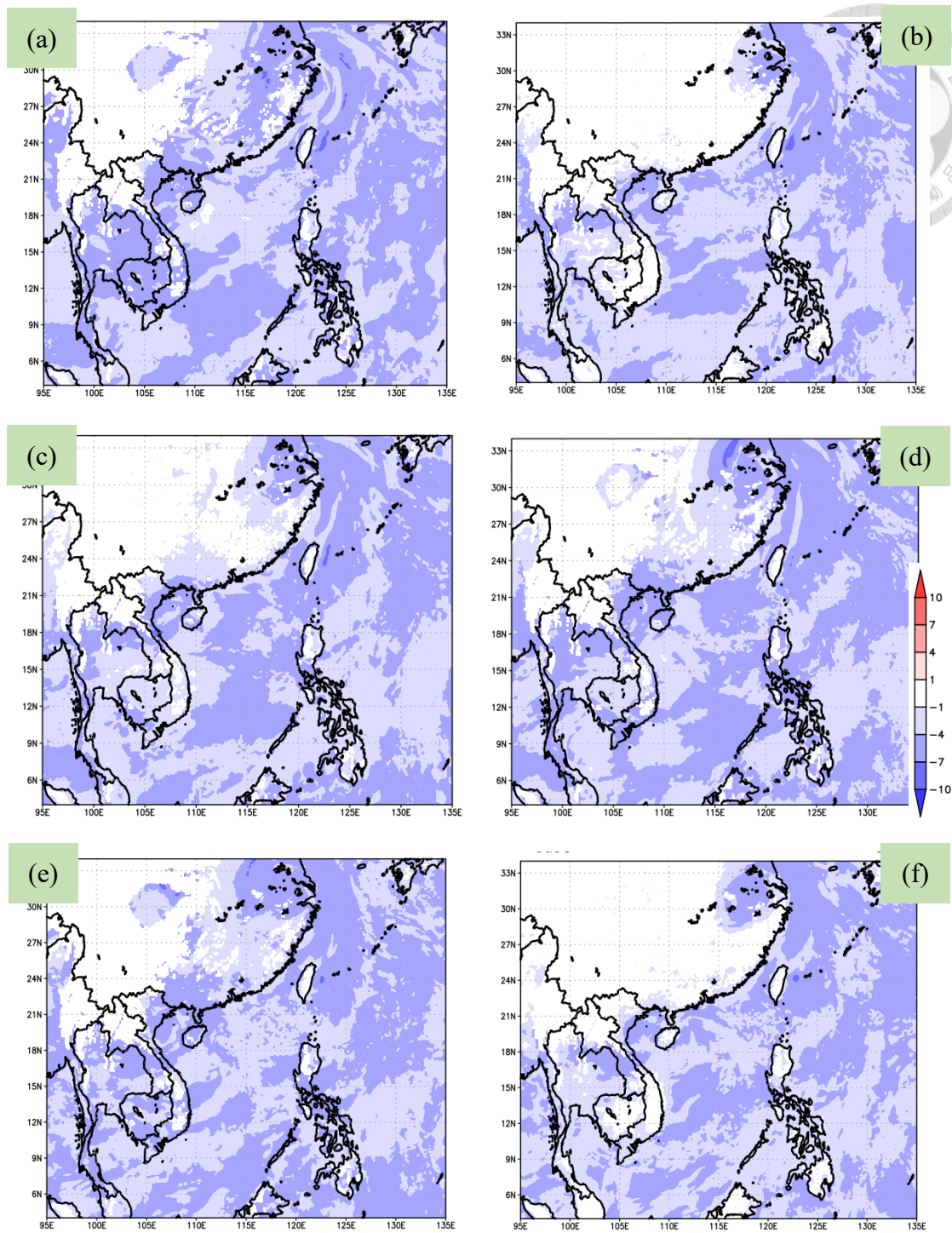


圖 29 控制組實驗之 850hPa 相當位溫與 925hPa 相當位溫差值 (850hPa 減去 925hPa, 單位: K)。 (a)8/8 00Z ; (b)8/8 06Z ; (c)8/8 12Z ; (d)8/8 18Z ; (e)8/9 00Z ; (f)8/9 06Z 。

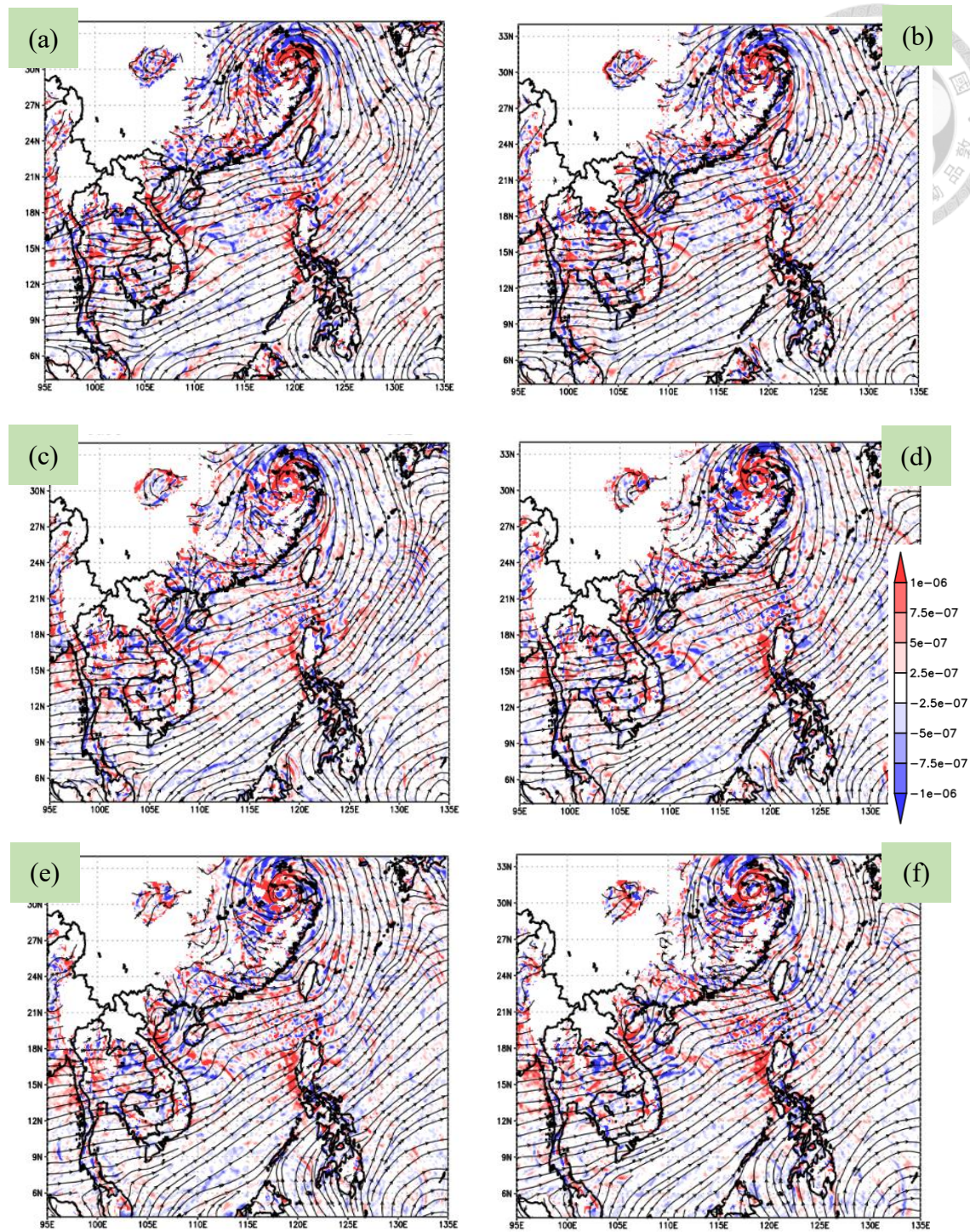


圖 30 控制組實驗之 925hPa 流線場與水氣通量輻合（單位： $1/s$ ，紅：輻合、藍：輻散）。(a)8/8 12Z；(b)8/8 14Z；(c)8/8 16Z；(d)8/8 18Z；(e)8/8 20Z；(f)8/8 22Z。

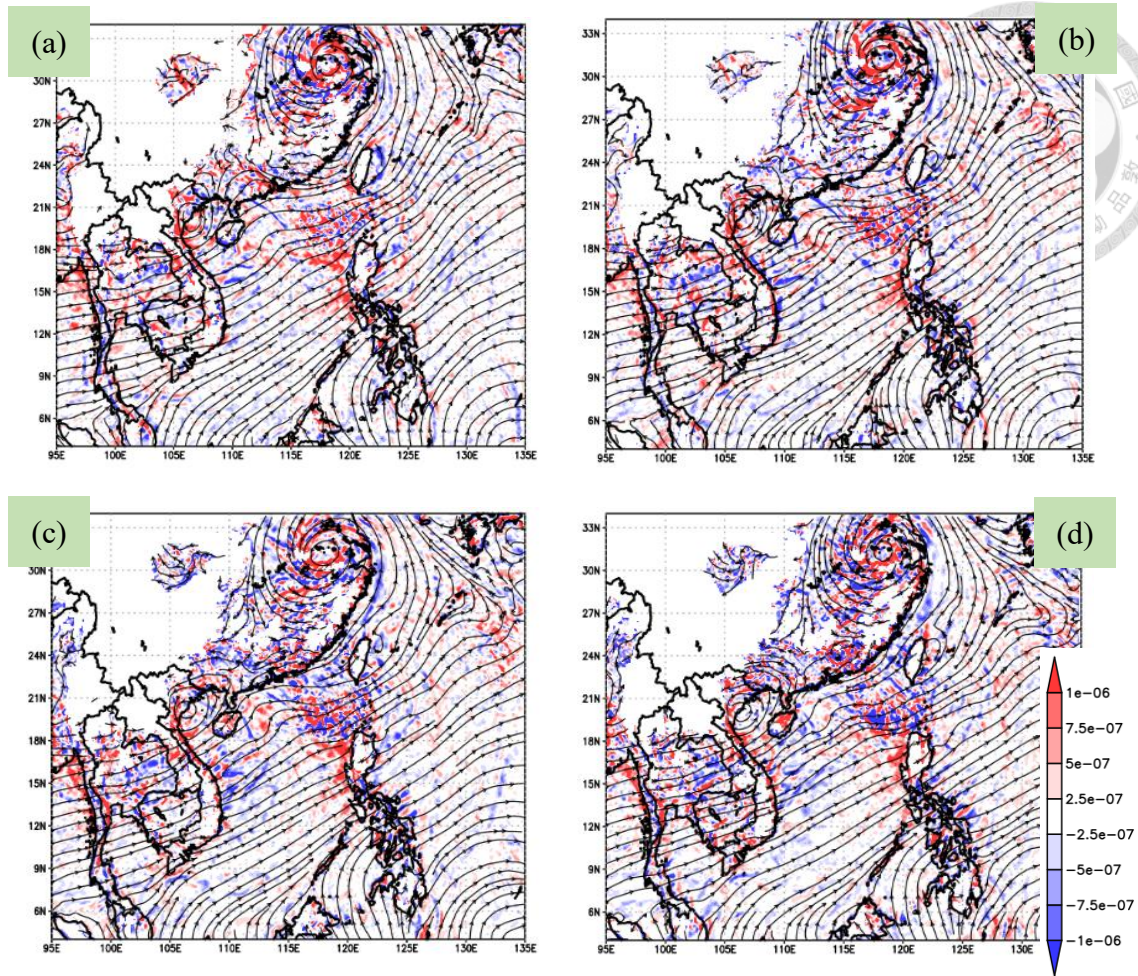


圖 31 同圖 30，但為(a)8/9 00Z；(b)8/9 02Z；(c)8/9 04Z；(d)8/9 06Z。

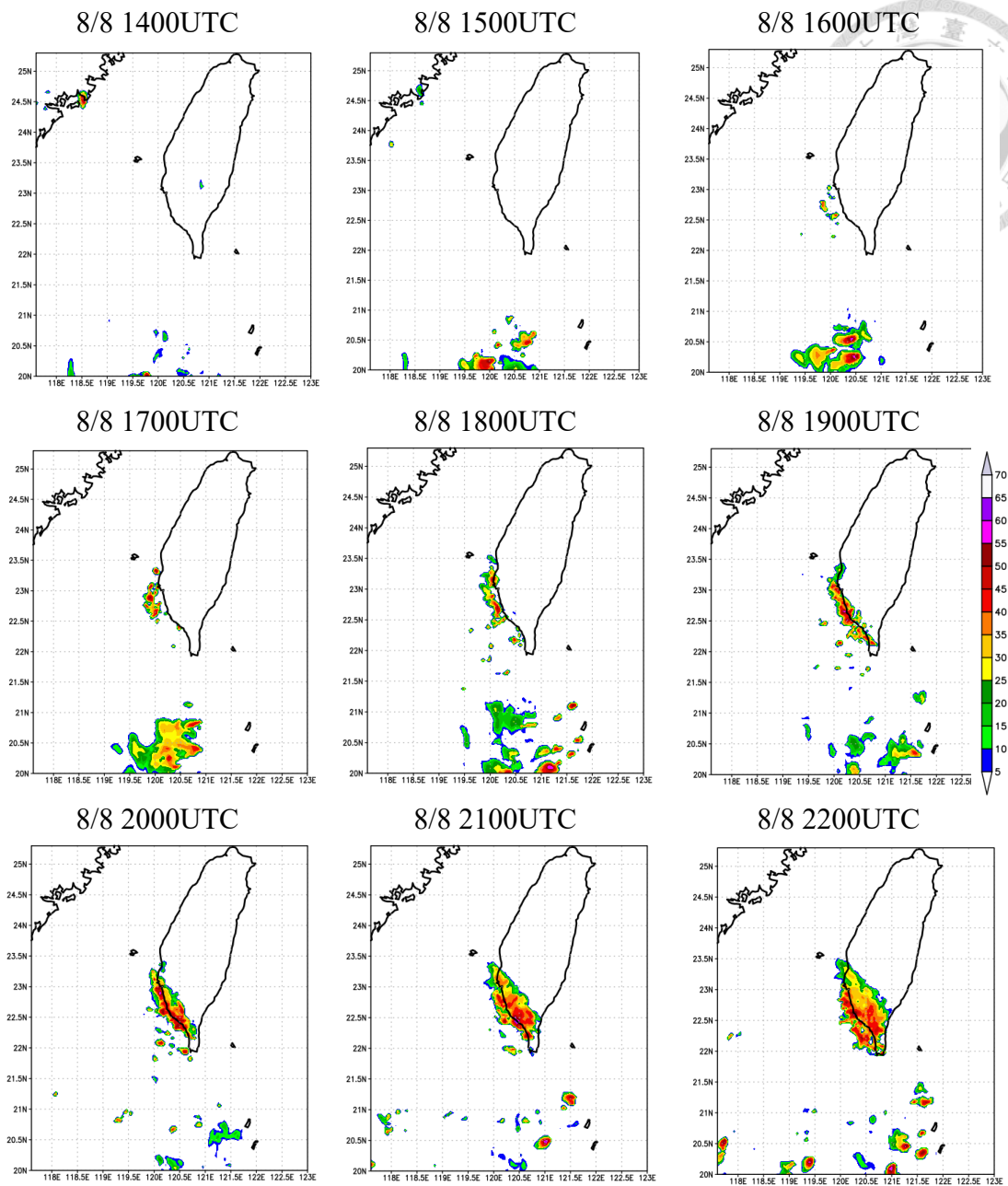


圖 32 控制組實驗第三層網格 8/8 1200UTC 至 8/8 2200UTC 最大回波圖 (單位: dBZ)。

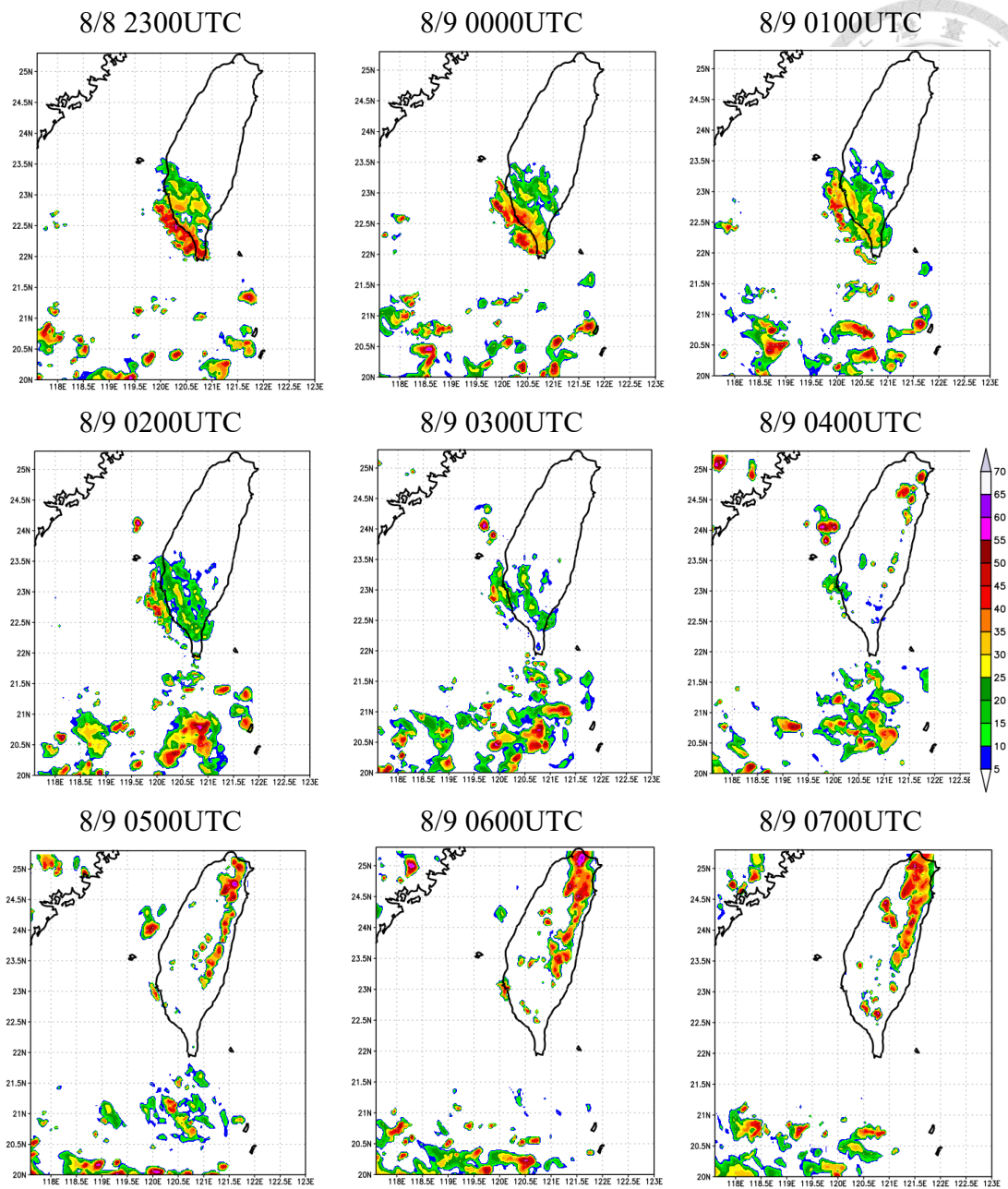


圖 33 同圖 32，但為 8/8 2300UTC 至 8/9 0700UTC 最大回波圖。

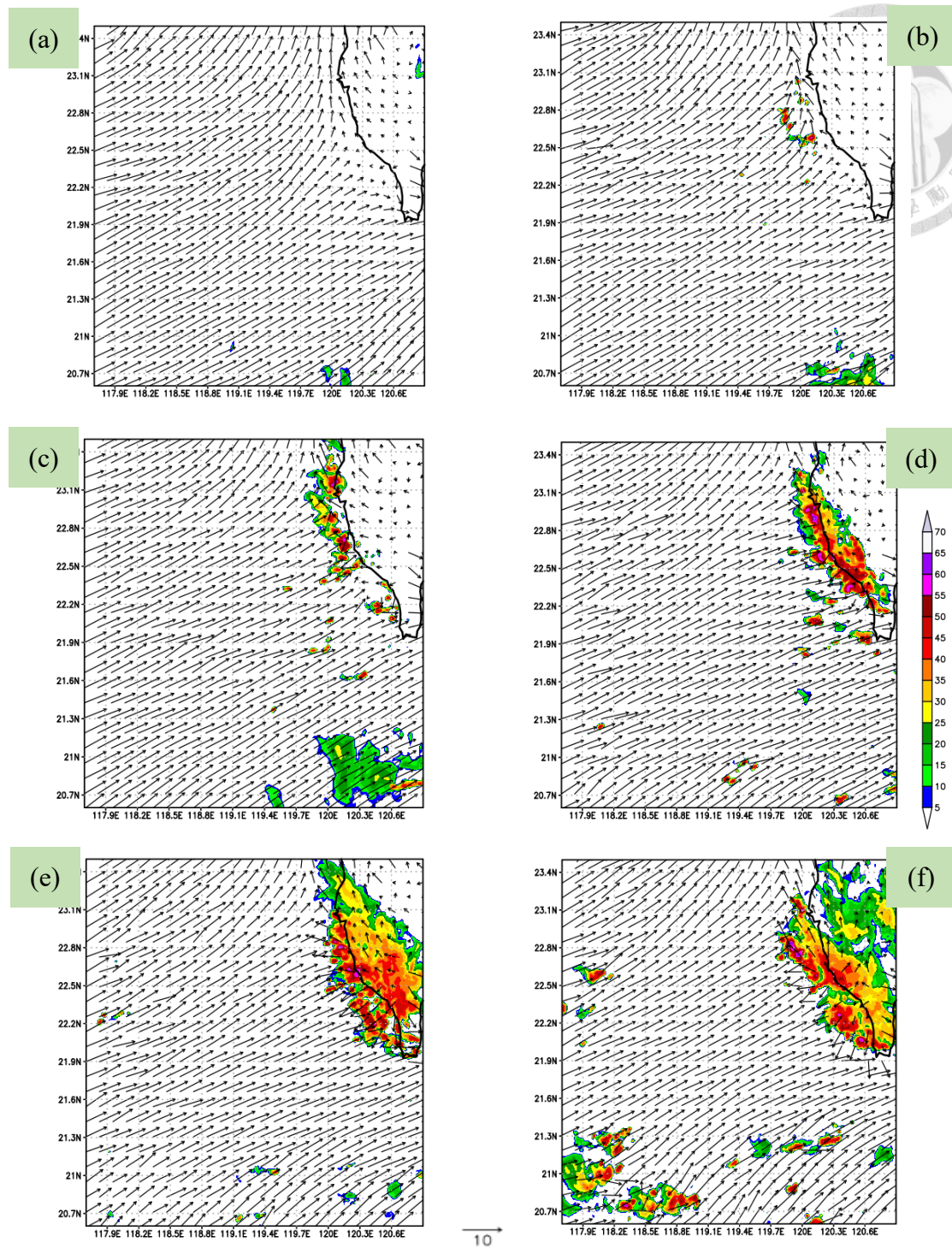


圖 34 控制組實驗第四層網格最大回波圖（單位：dBZ）與地面風場。(a)8/8 14Z；(b)8/8 16Z；(c)8/8 18Z；(d)8/8 20Z；(e)8/8 22Z；(f)8/9 00Z。

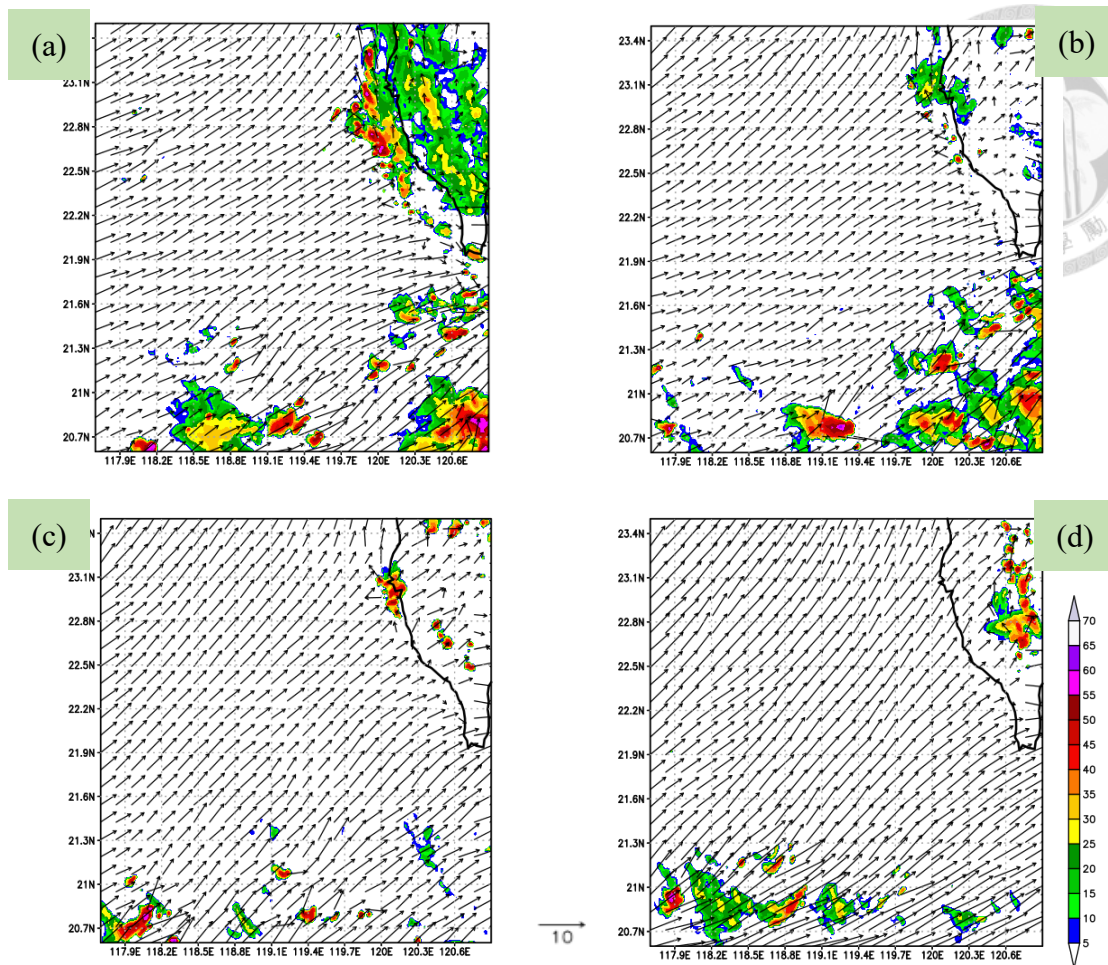


圖 35 同圖 34，但為(a)8/9 02Z；(b)8/9 04Z；(c)8/9 06Z；(d)8/9 08Z。

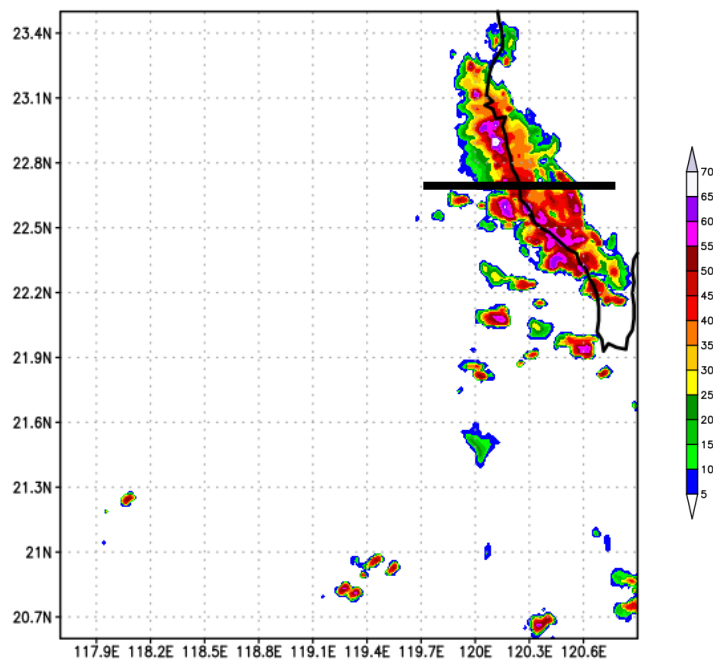


圖 36 8/8 20Z 控制組模擬最大回波圖，黑線為圖 37 及圖 38 之剖面示意圖。

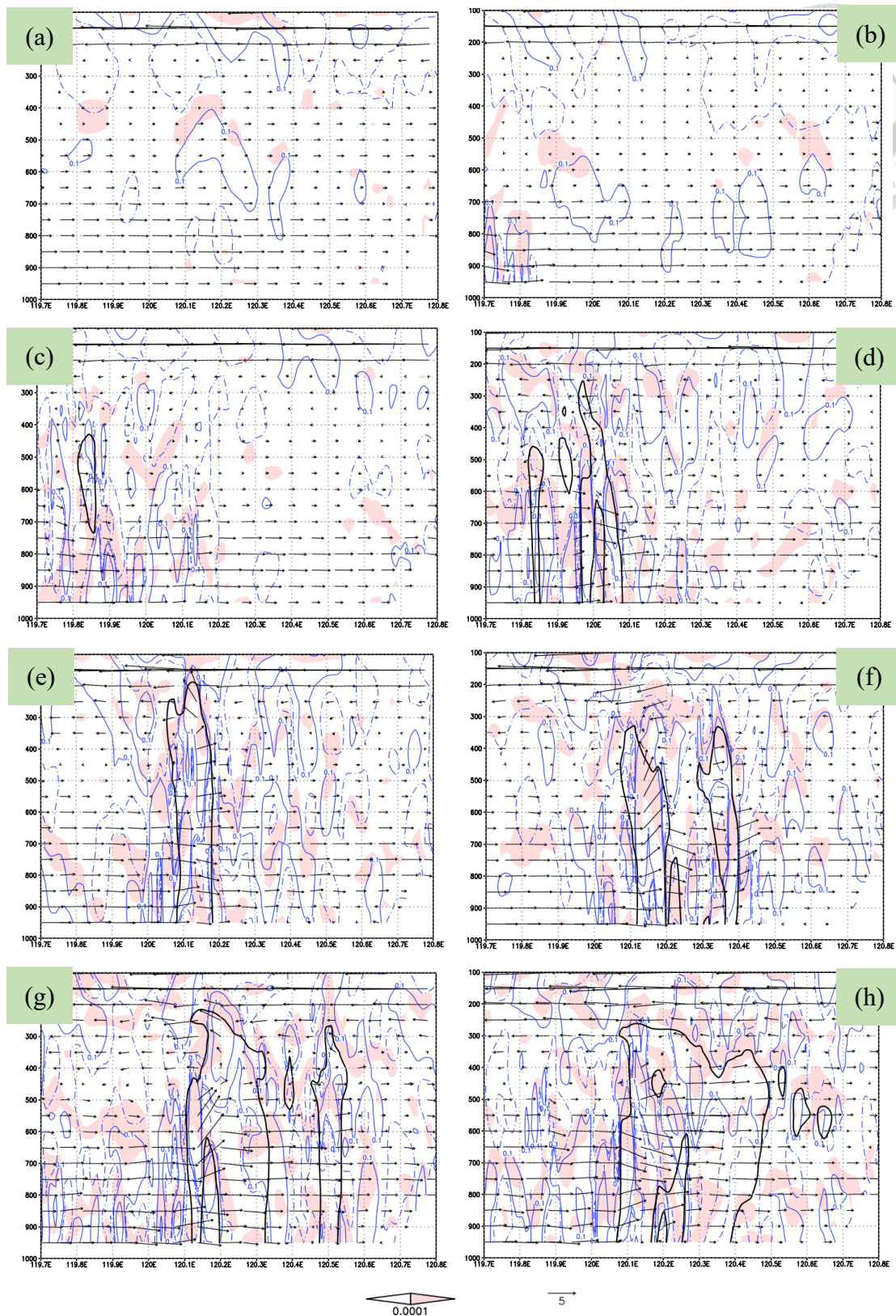


圖 37 控制組實驗第四層網格剖面圖。向量：剖面風場 (u, w 分量)；黑色等值線：雷達回波 15dBZ 處；藍色等值線：上升速度 (m/s) (實線：上升、虛線：下沉)；紅色區域為輻合區。(a)8/8 14Z；(b)8/8 15Z；(c)8/8 16Z；(d)8/8 17Z；(e)8/8 18Z；(f)8/8 19Z；(g)8/8 20Z；(h)8/8 21Z。

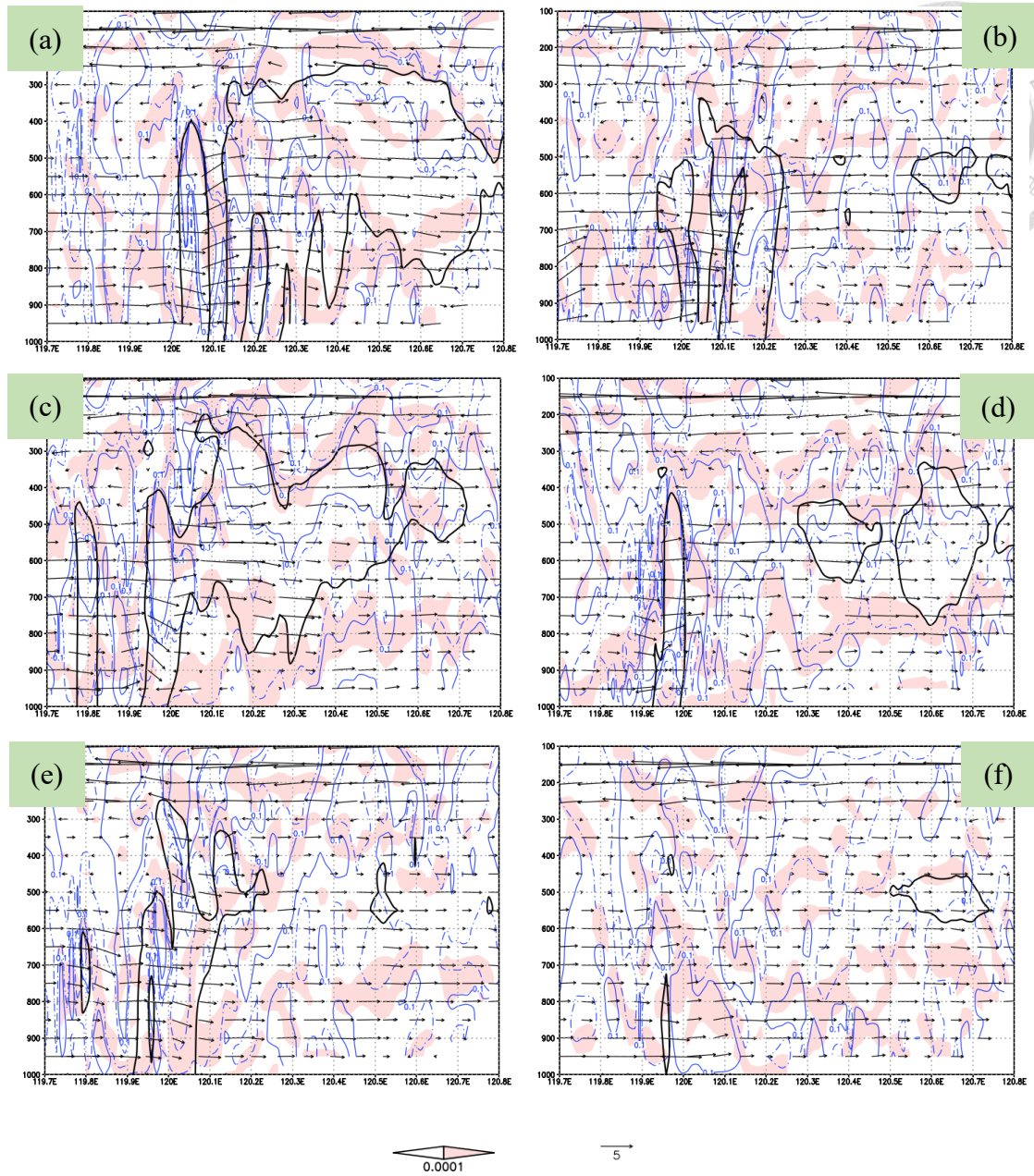


圖 38 同圖 37，但為(a)8/8 22Z；(b)8/8 23Z；(c)8/9 00Z；(d)8/9 01Z；(e)8/9 02Z；(f)8/9 03Z。

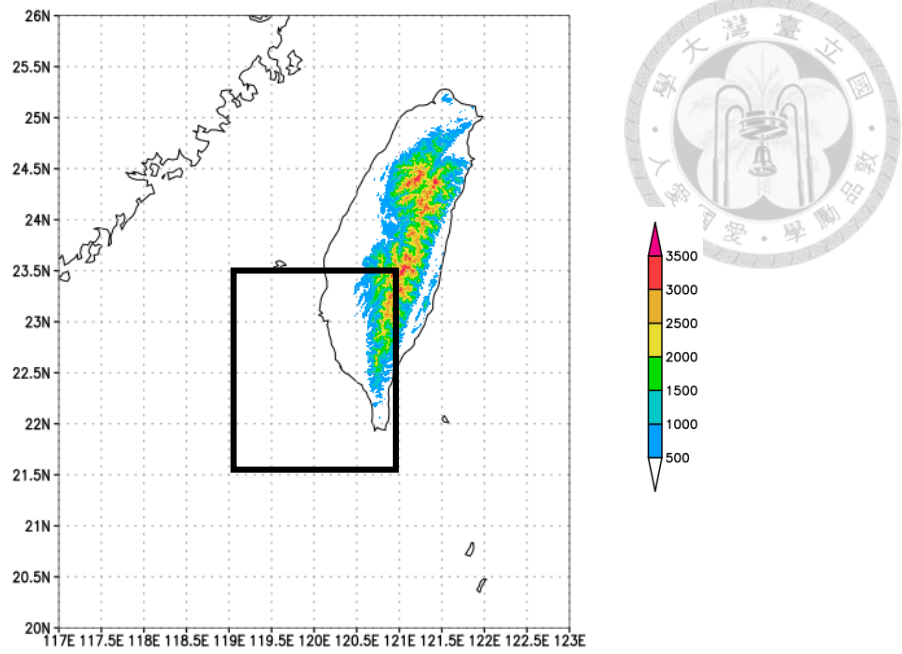


圖 39 水氣通量輻合與福祿數指定分析區域示意圖（黑框處）。色塊為臺灣地形高度。

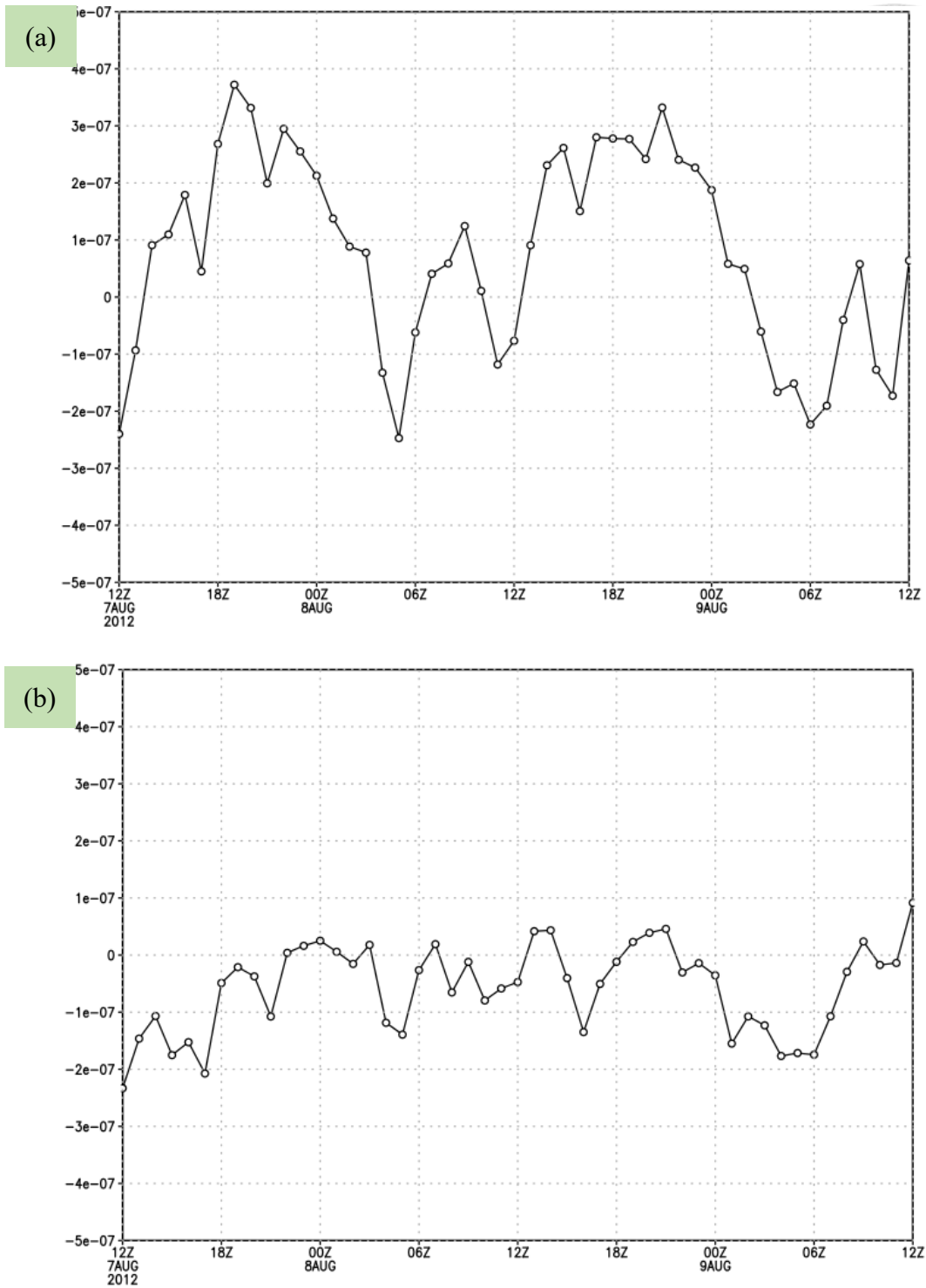


圖 40 控制組實驗第三層網格指定分析區域之(a)925hPa與(b)850hPa 水氣通量輻合(單位: $1/s$) 時序圖。(正值為輻合, 負值為輻散)



圖 41 同圖 40，但為整個大氣柱之水氣通量輻合（單位： $\text{kg/s}\cdot\text{m}^2$ ）。

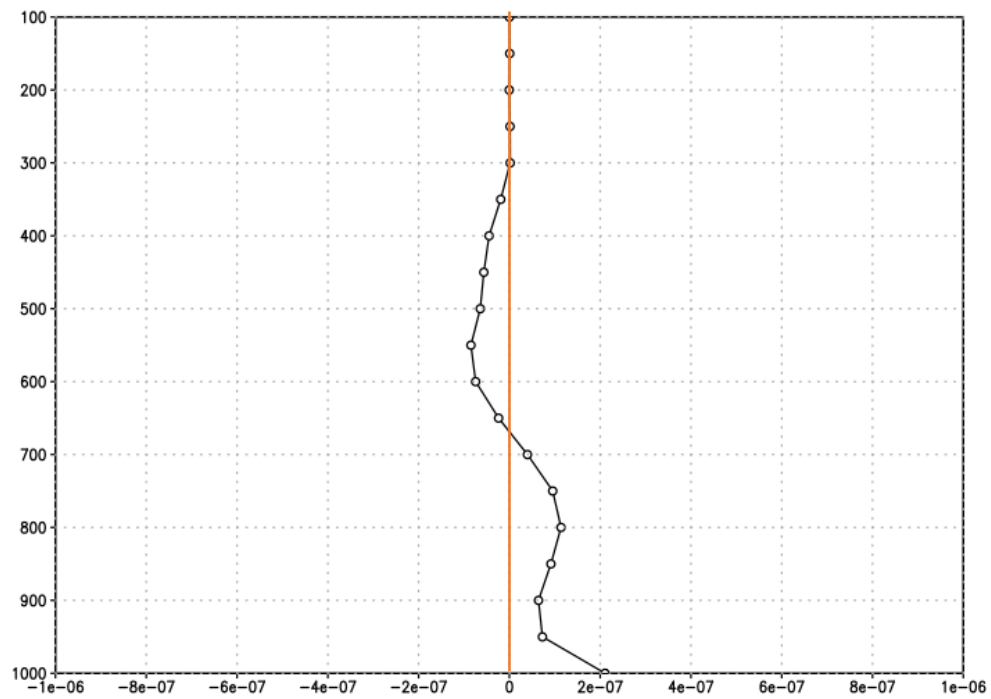


圖 42 控制組實驗第三層網格指定分析區域之水氣通量輻合（單位： $1/\text{s}$ ）剖面圖。（正值為輻合，負值為輻散；橘線為 0 值處）

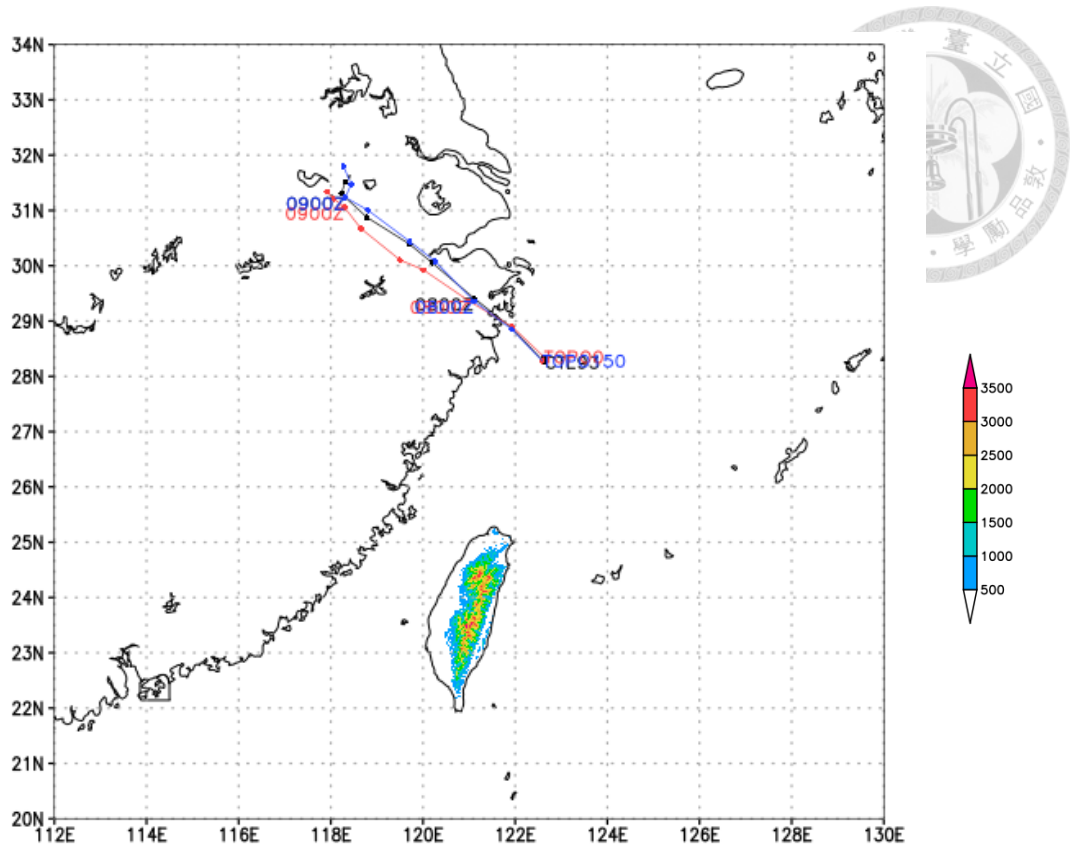


圖 43 控制組實驗與調整地形敏感度實驗 (Topo0、Topo150) 之颱風路徑。黑線為控制組實驗，紅線為 Topo0 組，藍線為 Topo150 組。

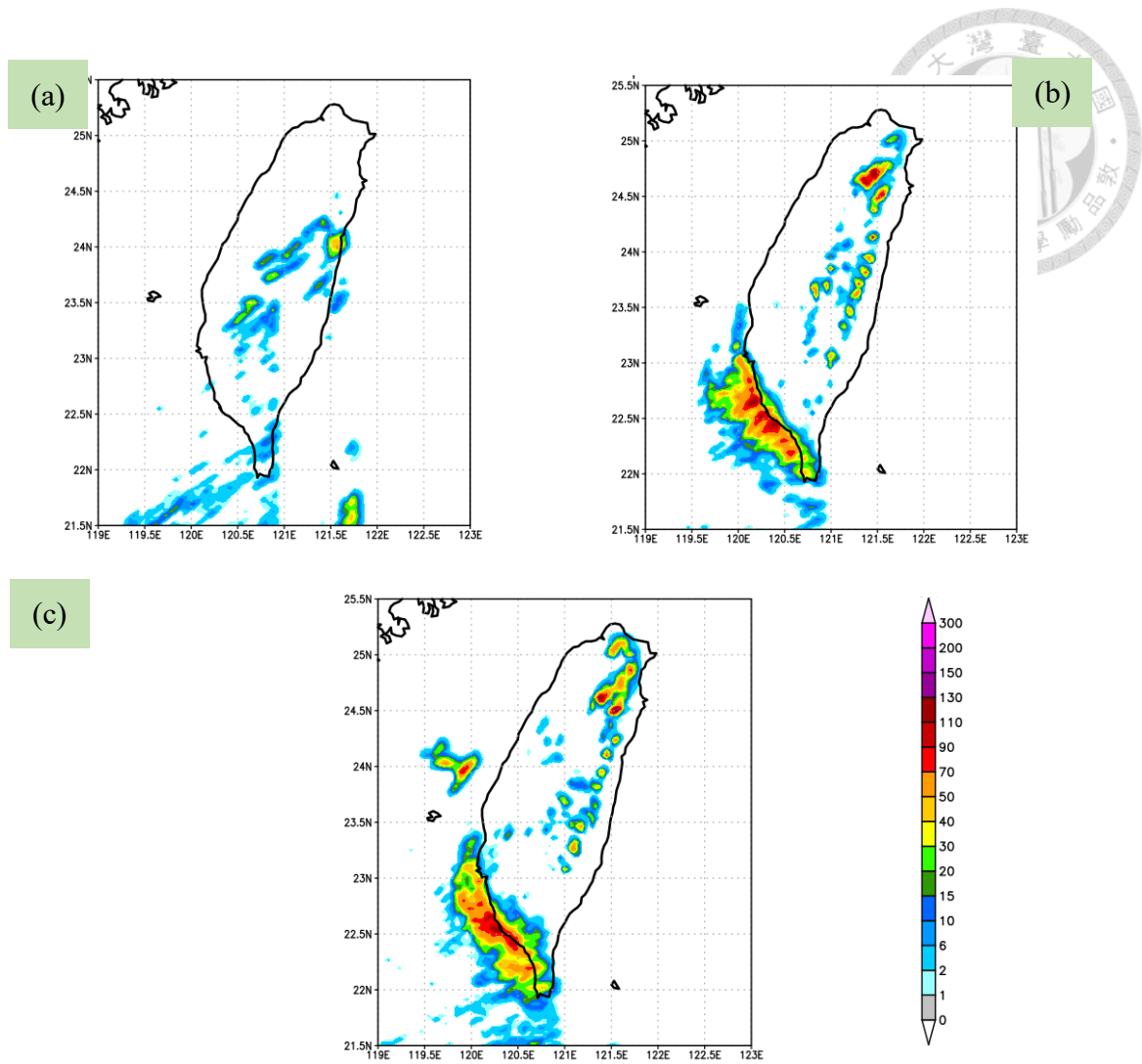


圖 44 (a)Topo0 組、(b)Topo150 組、(c)控制組實驗之累積雨量圖 (單位：mm)。累積時間為 8/8 1400UTC 至 8/9 0600UTC。

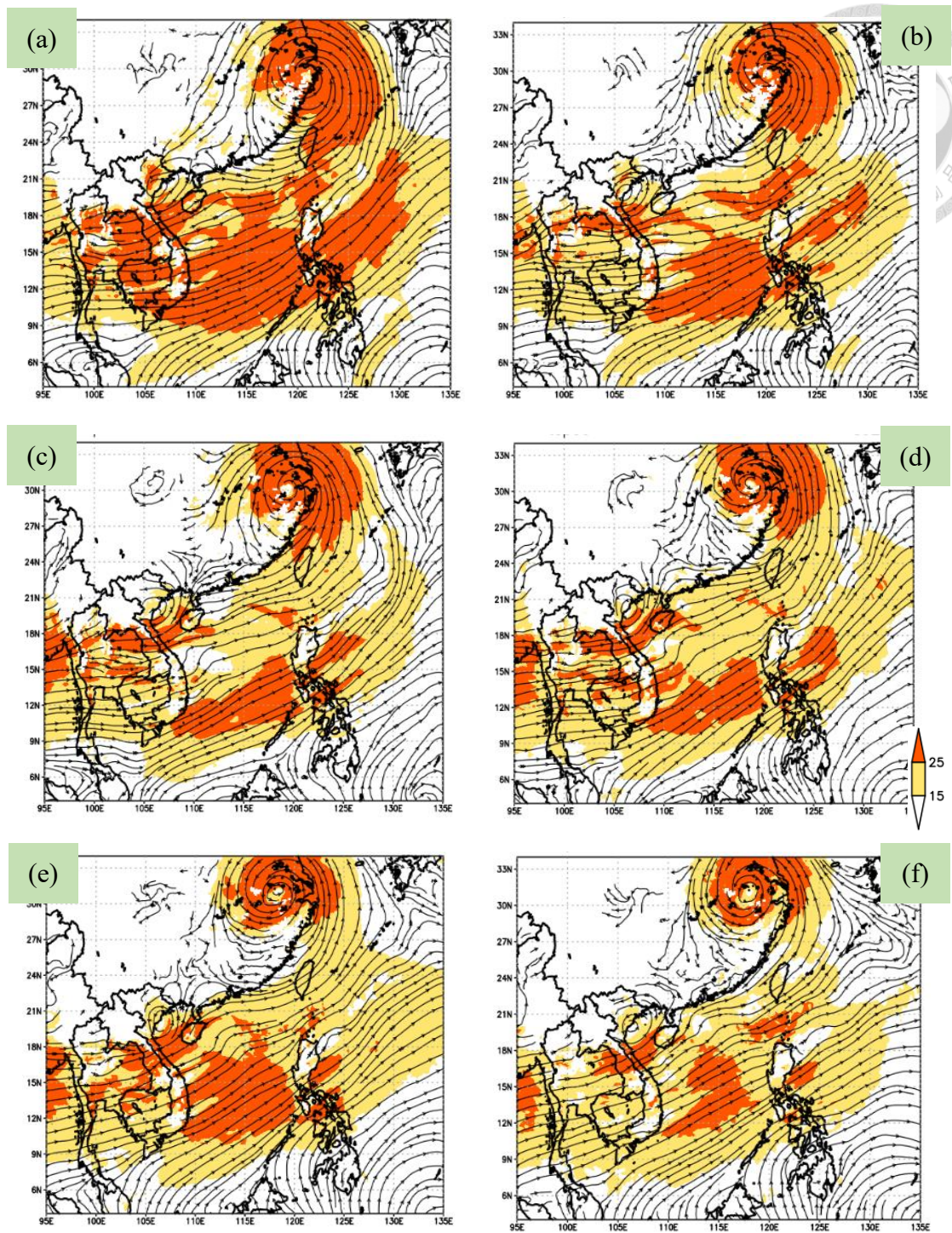


圖 45 Topo0 實驗 925hPa 流線場與風速 (單位: kts)。(a)8/8 00Z ; (b)8/8 06Z ; (c)8/8 12Z ; (d)8/8 18Z ; (e)8/9 00Z ; (f)8/9 06Z 。

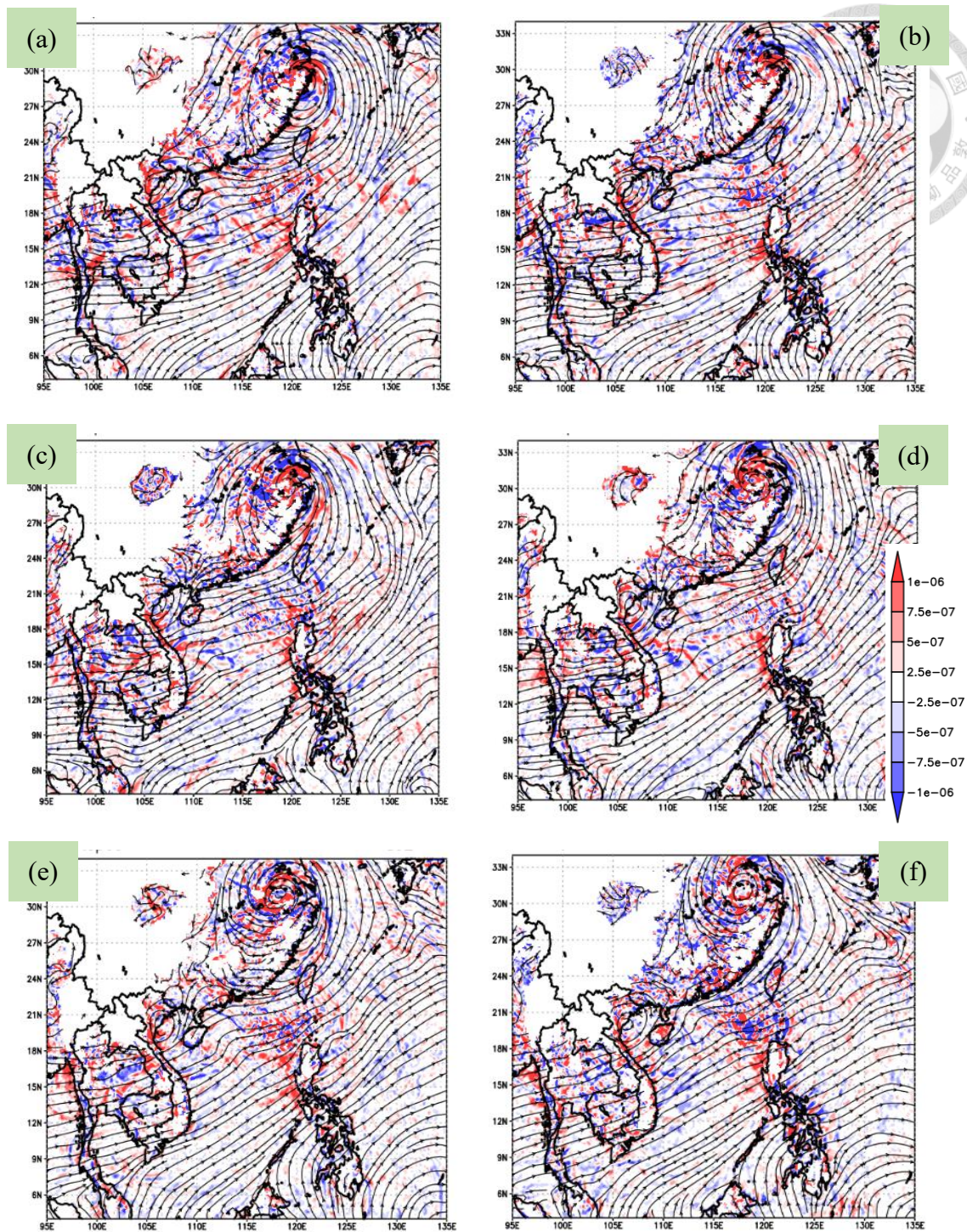


圖 46 Topo0 實驗 925hPa 流線場與水氣通量輻合（單位：1/s）。紅色為輻合，藍色為輻散。(a)8/8 00Z；(b)8/8 06Z；(c)8/8 12Z；(d)8/8 18Z；(e)8/9 00Z；(f)8/9 06Z。

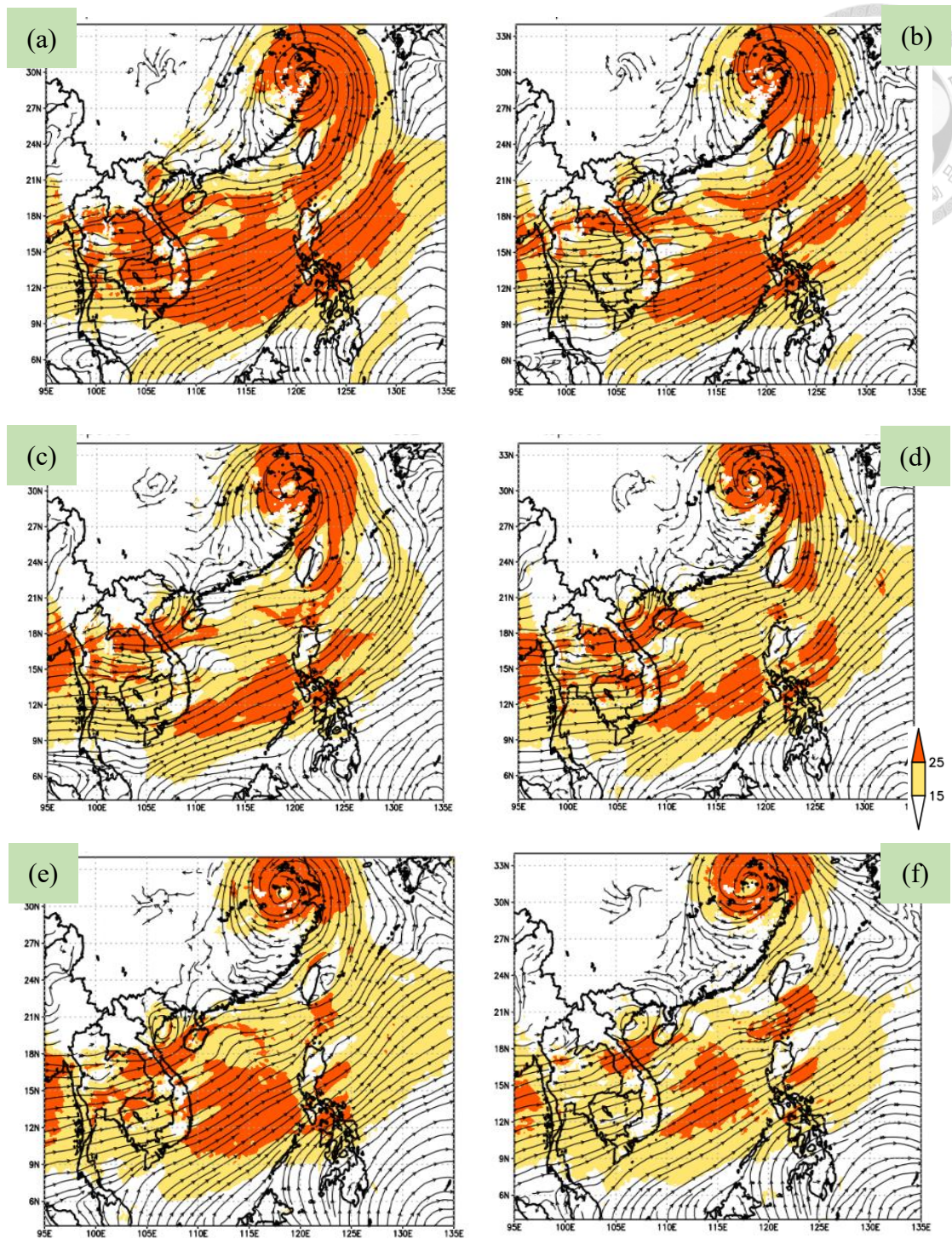


圖 47 Topo150 實驗 925hPa 流線場與風速 (單位: kts)。(a)8/8 00Z ; (b)8/8 06Z ; (c)8/8 12Z ; (d)8/8 18Z ; (e)8/9 00Z ; (f)8/9 06Z 。

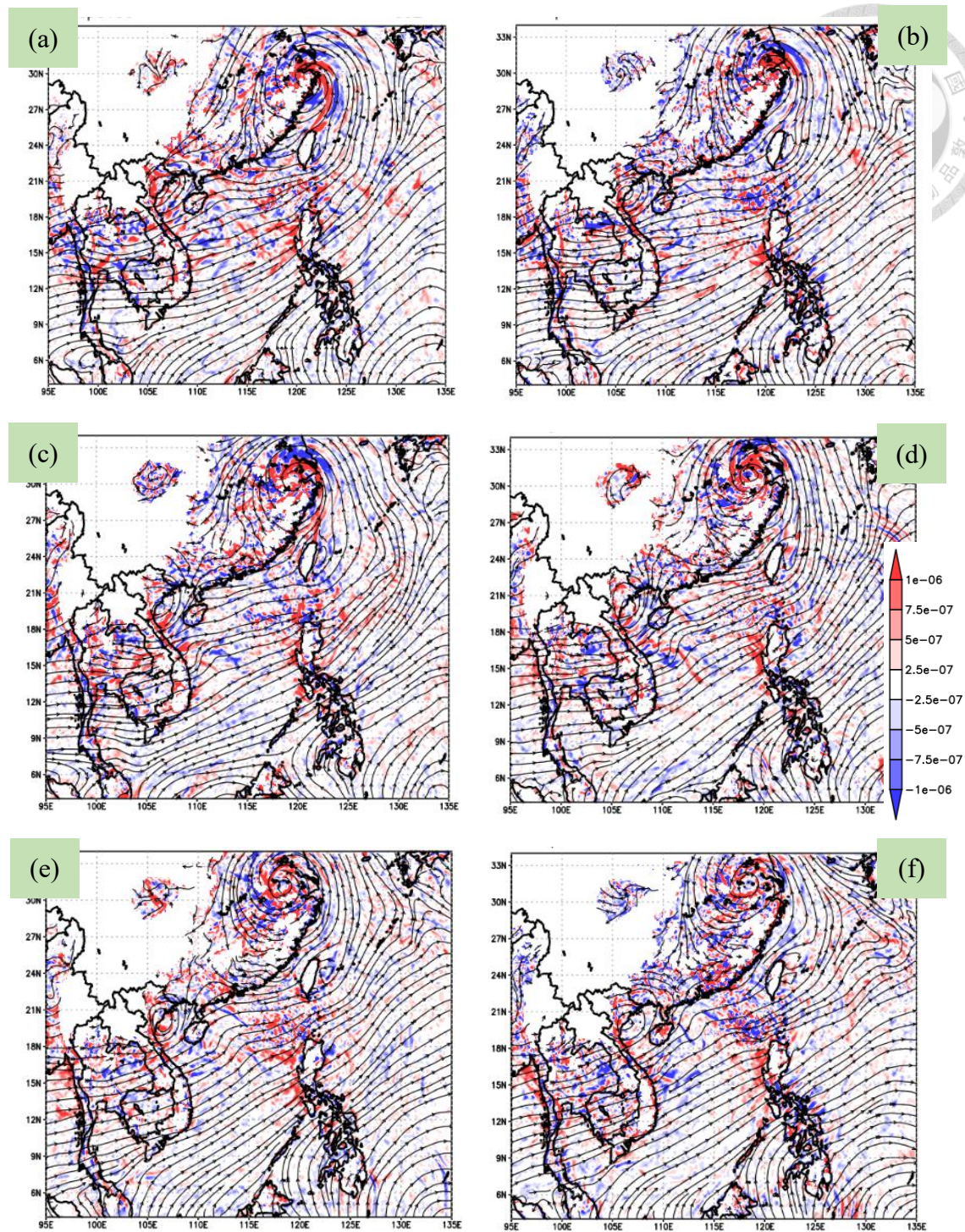
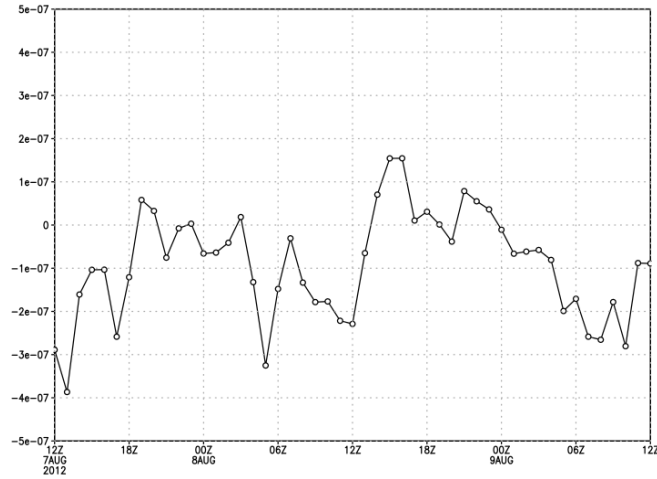


圖 48 Topo150 實驗 925hPa 流線場與水氣通量輻合 (單位: 1/s)。紅色為輻合, 藍色為輻散。(a)8/8 00Z ; (b)8/8 06Z ; (c)8/8 12Z ; (d)8/8 18Z ; (e)8/9 00Z ; (f)8/9 06Z。

(a)



(b)

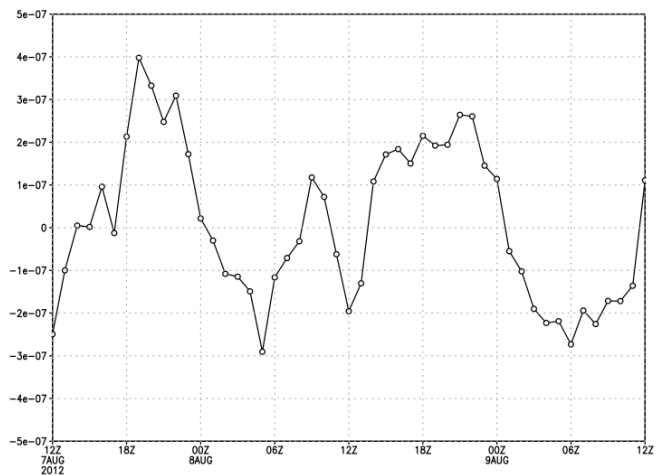
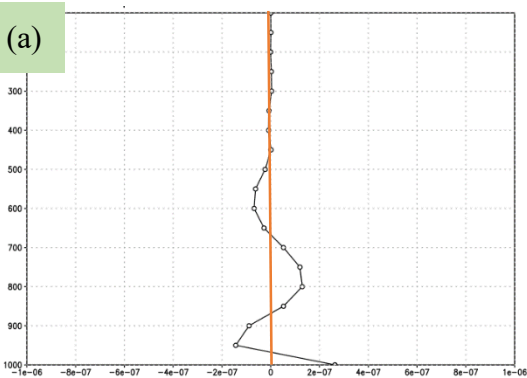


圖 49 (a)Topo0 組與(b)Topo150 組實驗第三層網格指定分析區域之 925hPa 水氣通量輻合 (單位: 1/s) 時序圖。(正值為輻合, 負值為輻散)

(a)



(b)

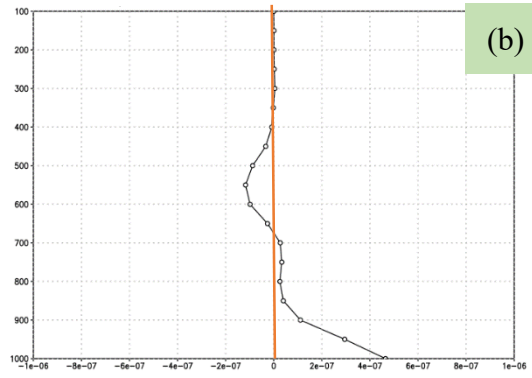
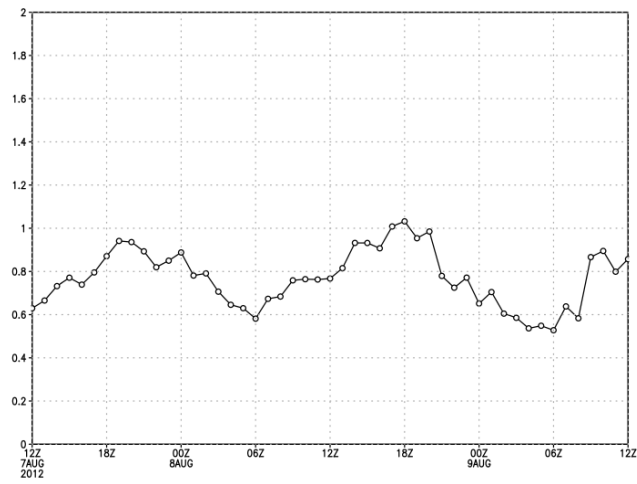


圖 50 (a)Topo0 組與(b)Topo150 組實驗第三層網格指定分析區域之 925hPa 水氣通量輻合 (單位: 1/s) 剖面圖。(正值為輻合, 負值為輻散, 橘線為 0 值處)

(a)



(b)

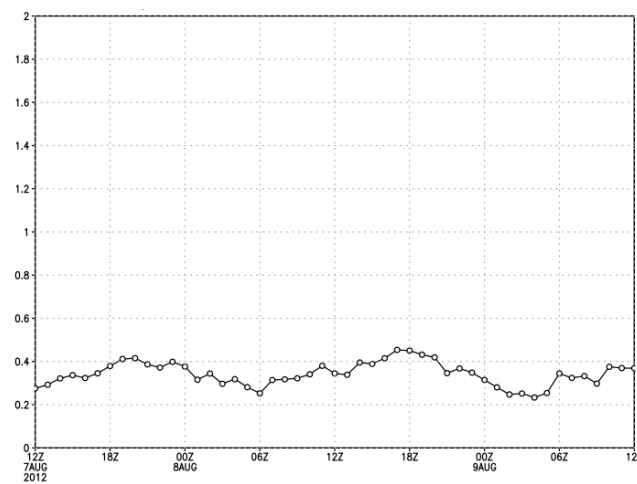


圖 51 (a)控制組與(b)Topo150 組實驗第三層網格指定分析區域之福祿數時序圖。

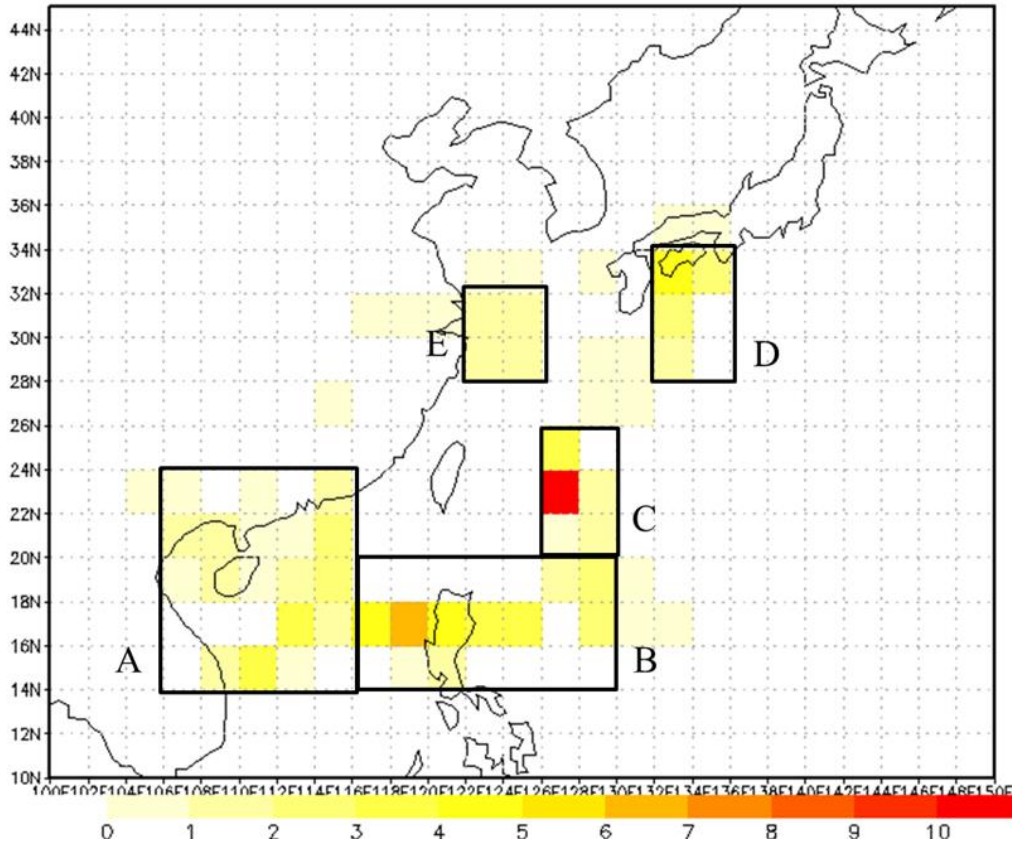


圖 52 臺灣遠距颱風降雨發生時颱風位置數量分布圖(當颱風進入北緯 18-28 度、東經 116-126 度時視作侵臺颱風，則不予計算)；可分為 5 類：A 為南海、B 為呂宋島及東方海域、C 為琉球海域、D 為日本南方海域、E 為東海，一個颱風在同一個網格僅計算一次。(圖引用自臺灣颱風預報技術提升整合研究一子計畫：伴隨特殊特徵之侵臺颱風的研究 (II))

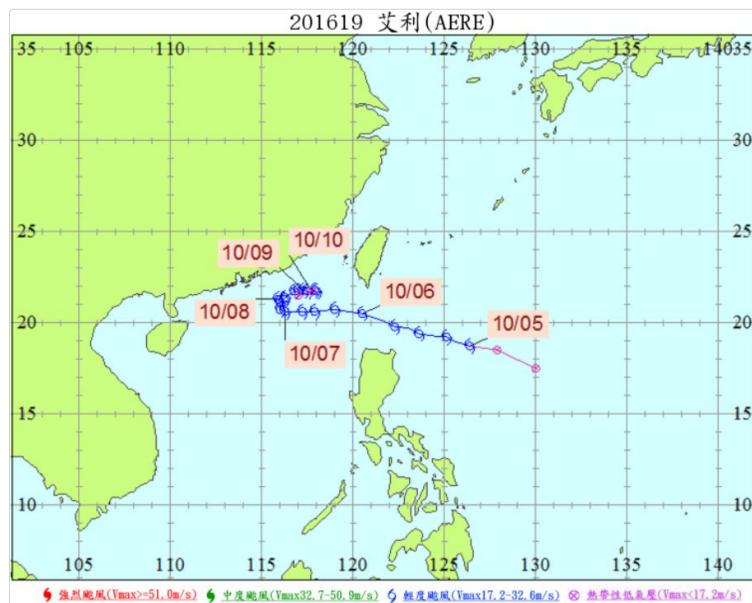


圖 53 中央氣象局艾利颱風 (2016) 路徑圖。

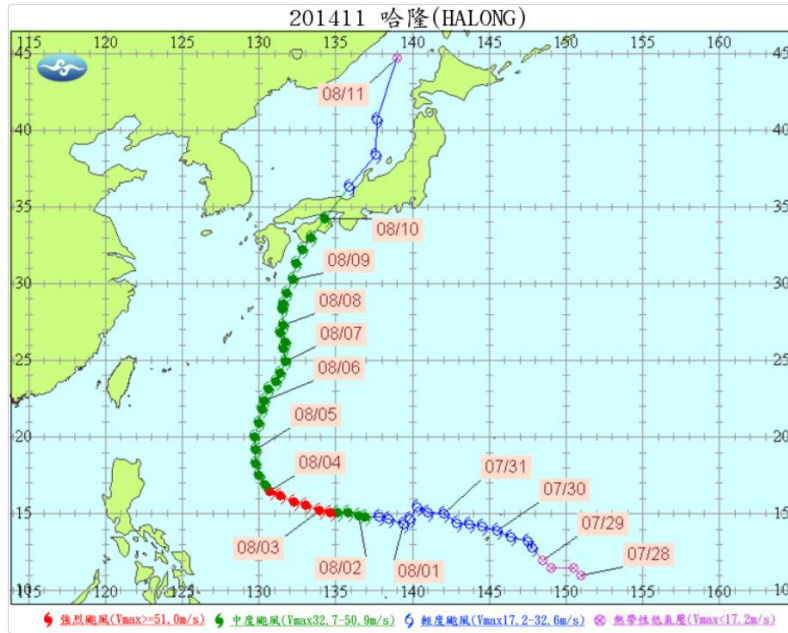


圖 54 中央氣象局哈隆颱風 (2014) 路徑圖。

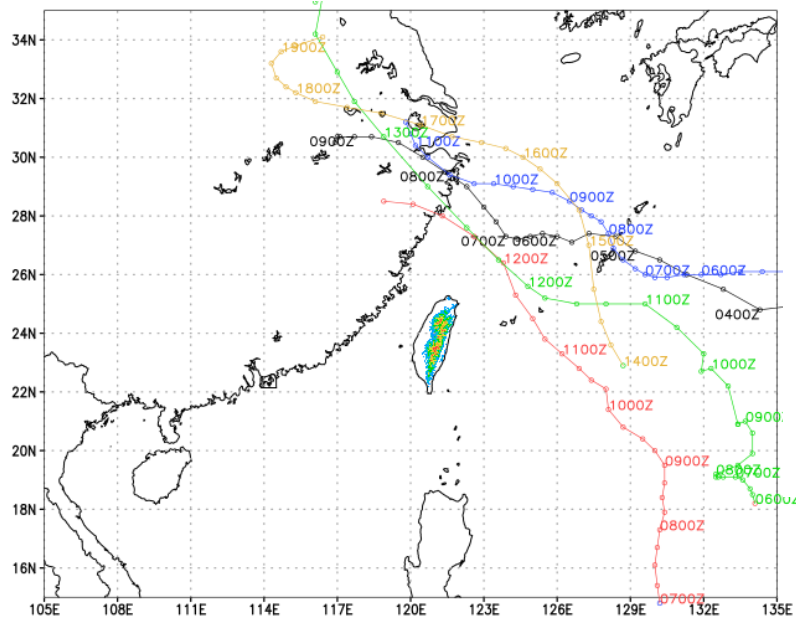


圖 55 海葵颱風相似路徑之颱風路徑圖。黑線：海葵颱風(2012)、藍線：杰拉華颱風(2000)、紅線：蘭寧颱風(2004)、綠線：摩羯颱風(2018)、黃線：棕櫚颱風(2018)。色塊為臺灣地形高度 (單位：m)。

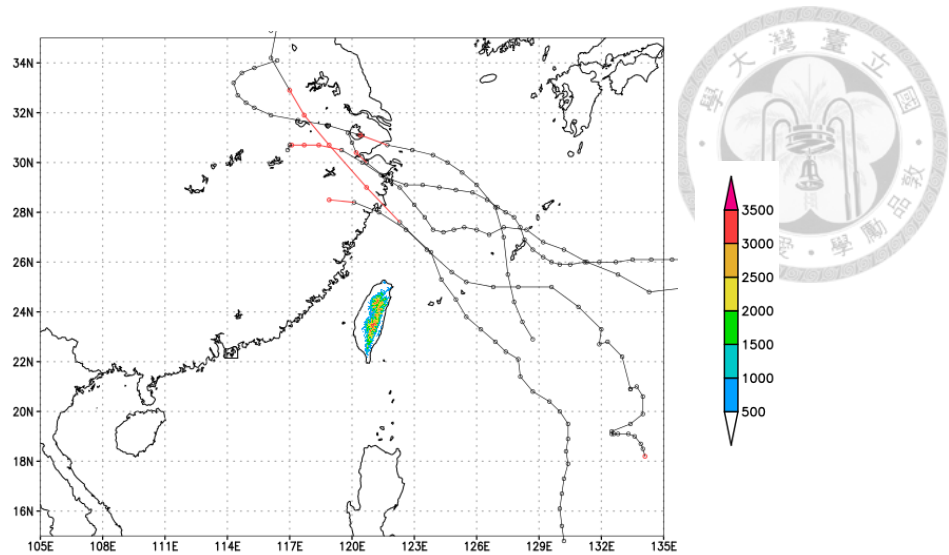


圖 56 海葵颱風相似路徑颱風之路徑（黑線）與臺灣降雨時颱風之路徑（紅線）。色塊為臺灣地形高度（單位：m）。

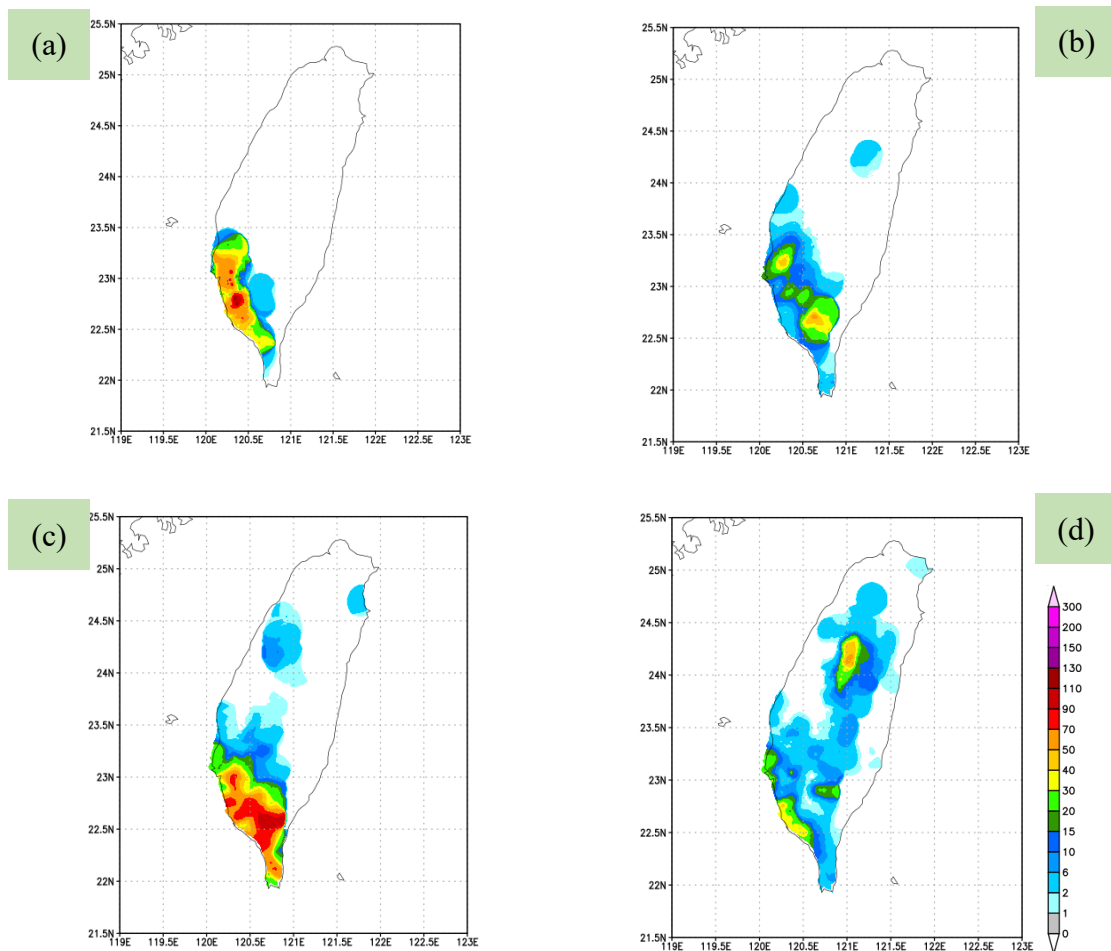


圖 57 累積雨量圖（單位：mm）。(a)杰拉華：2000/8/10 12Z-2000/8/11 03Z；(b)蘭寧：2004/8/12 12Z-2004/8/13 03Z；(c)摩羯：2018/8/12 12Z-2018/8/13 03Z；(d)棕櫚：2018/8/16 12Z-2018/8/17 03Z。