

# 梅雨鋒面影響下臺北盆地劇烈降水之模擬研究

陳彥廷、侯昭平

空軍氣象聯隊第三基地天氣中心、國防大學理工學院

## 摘要

2021 年 6 月 4 日受梅雨鋒面及彩雲輕度颱風外圍環流影響，臺北盆地午後出現深對流並伴隨強降雨，本研究針對臺北盆地，以 WRF(Weather Research and Forecasting)模式 500 m 高空空間解析度來進行模擬後，發現臺灣北部低層環境模擬風速大於觀測值，模式中梅雨鋒面提早南移，使對流雲系較實際天氣提前發生；另模擬結果顯示，環境大氣的動力和熱力機制及局部環流位置，對臺北盆地降水位置和降水強度有明顯影響。梅雨鋒面的移動，會進一步影響北臺灣局部環流的方向和強度，進而使豐沛水氣傳送至臺北盆地並於山區產生對流降水，而其降雨產生的冷空氣外流，在山區附近會與海風產生輻合運動，激發深對流發展並產生劇烈降水。

**關鍵字：**梅雨鋒面，臺北盆地，深對流，劇烈降水

## 1. 前言

2021年6月4日受梅雨鋒面及彩雲颱風外圍環流與午後熱對流影響，中午12時起北市即開始有持續性的強對流發展，雨勢一路持續到晚間。截至晚間8點，臺灣大學自動觀測站日累積雨量達359.5毫米，為全臺之最，也在同日下午1點到2點間所測得降雨量達209毫米，創下全臺有史以來臺北市最高整點時雨量紀錄。該日下午雨量主要集中於大安、信義、南港、文山、內湖、松山、中山、中正等行政區，12個行政區當中，有9個行政區的雨量，超過每小時78.8 mm的排水系統保護標準，也是造成這次市區積淹水的主因。而此次短延時強降雨事件，當日在臺灣北部外海有梅雨鋒面系統，西南沿海有彩雲輕度颱風，綜觀環境有利對流發展，致使當日午後臺北市產生深對流，進而造成瞬時強降雨，導致文山及信義區時雨量超過100 mm，此種短延時強降雨型態，造成北市淹水災情，因此本研究針對鋒面系統影響下，中小尺度對流系統產生豪大雨之物理過程進行分析和探討。

## 2. 模式設定

本實驗模擬時間為2021年6月3日1800 UTC至6月4日1800 UTC，模擬時間共計24小時，使用WRF三層巢狀網格(圖1)，網格解析度最高為500 m，垂直方向座標共45層，用以了解複雜地形上的深層對流發展，積分步長為48 s，物理參數化設定參考簡等人(2006)針對臺灣地區梅雨季最佳降水模擬結果所採用的物理參數，分別為YSU邊界層參數法及WSM5雲微物理參數法，而因本研究使用較高網格解析度，故無搭配Kain-Fritsch積雲參數法，其餘設定如表1。

## 3. 研究成果與討論

### 3.1 綜觀天氣之模擬分析

0000 UTC至0600 UTC地面天氣圖(圖2(a)、(b))亦顯示北部外海之鋒面南移與位於西南海面上的颱風往東北移向南臺灣之趨勢，而颱風位置略為偏北，且模擬鋒面位置較實際南壓，致使臺灣西北外海風場由西南風轉為明顯西北風，風速較實際強，導致後續模擬北部地區之雷達回波與降水位置偏

東，在 Chen et al.(2022)針對同一事件的數值模擬實驗中亦有同樣情形，故該研究利用剖風儀資料，透過資料同化的手段，修正每小時模擬之風場，進而得到與觀測資料較為相近的降水結果，而本研究唯使用 WRF 數值模擬分析，期透過不同物理參數化之設定，研究梅雨鋒面激發中小尺度對流系統造成此次臺北盆地劇烈降水的物理過程。

0000 UTC 至 0600 UTC 高空圖則顯示，850 hPa (圖 2(c)、(d)) 暖濕的西南氣流通過後，北臺灣的相當位溫明顯增加，至 700 hPa (圖 2(e)、(f)) 北臺灣相對濕度也從 70-80% 增加至 90% 的情況，而 850-700 hPa 西北外海之低層噴流的出現，在水氣與可感熱的輸送上，亦扮演重要角色。雖然至 500 hPa 無明顯槽線通過 (圖 3(a)、(b))，但 200 hPa (圖 3(c)、(d)) 有明顯的高層分流 (紅色箭頭)，高空輻散強化了低層輻合。綜合上述，對於綜觀天氣的模擬，模擬與實際當日天氣系統的走向與帶來的影響高度相似，而低層輻合配合高層輻散，加上暖濕不穩定的大氣環境，均為肇生劇烈降水的重要成因。

### 3.2 雷達、降雨及垂直速度模擬與分析

由 0000 UTC 模式 2 km 網格解析度模擬之雷達回波與地面風場中顯示 (圖 4(c))，在鋒面系統的影響下，臺灣西北部外海可見鋒後之西北風與鋒前西南氣流所帶來的西南風輻合，造成之強迫性對流生成，且隨著鋒面的南移，輻合帶也逐漸往北臺灣靠近，至 0400 UTC (圖 4(d)) 西北部外海的風向因而由西南風轉為西北風，且兩時段西北部外海之風速較 WISDOM 反演之水平風場來的強 (圖 4(a)、(b))。

隨著鋒面的移動影響臺灣北部地區的環境風場，而環境風場進而影響臺北盆地的局部環流發展，由 0300 UTC 觀測的雷達回波與地面風場圖顯示 (圖 5(a))，此時局部環流已建立，沿著淡水河進入的西北海風與沿著

基隆河進入之東北海風在臺北盆地南部山區匯流，因受到風場輻合與迎風面山區地形抬升影響，0400 UTC (圖 5(b)) 於南部山區有大於 50 dBZ 之強對流生成，而在模擬圖資對應的時間點 (圖 5(d))，因環境風場由西南風轉為西北風，且風速較實際強，再經由淡水河通過大屯火山與觀音山地形時，產生通道效應，此現象於 Miao and Yang(2019)使用 WRF 模式模擬 2015 年 6 月 14 日臺北嚴重的午後雷暴事件敏感度實驗中，透過消除大屯火山之地型實驗發現，在去除地形之對照組，風速明顯較控制組弱，且南部山區之降雨量明顯減少；另由 Kuo and Wu(2019)研究臺北盆地局部午後雷暴的降水熱點之風向敏感度實驗發現，當環境風場為西北風時，低層背景風通過山谷直接吹入盆地，匯流不會出現在盆地中心，導致降水熱點會在臺北盆地南至東南面山區，故在本實驗 0400 UTC (圖 5(d)) 模擬中，風速較強的西北風進入到臺北盆地，使南部山區強對流位置偏東，且因環境風場過強，在 0300 UTC (圖 5(c)) 臺北盆地東南面山區迎風面上對流提早發生，也因此模擬 0400 UTC 就有累積雨量反應 (圖 6(b))，比觀測 0500 UTC 提早了一個小時降水，而在模擬的時雨量上，亦顯示 0400 UTC 至 0500 UTC (圖 6(a)、(b)) 雨量集中在臺北盆地的南部山區的情況。

隨後 0500 UTC 的觀測圖資 (圖 7(a)) 顯示，臺北盆地東南面山區可能因對流降水產生的冷空氣外流，導致山區風場轉為南至東南向風，亦使得臺北盆地風場輻合區往北移，大於 50 dBZ 的回波進入到臺北盆地南部，至 0600 UTC (圖 7(b)) 山區對流胞與臺北盆地對流胞合併發展，近 2/3 的臺北盆地遭強回波所覆蓋，並在 0600 UTC 至 0700 UTC (圖 7(a)、(b)) 短短 2 小時內在臺北盆地出現豪雨等級 (3 小時內  $\geq 100$  mm) 之降雨量 (圖 8(c)、(d))，肇生此次短延時強降水

事件。雖然強西北風造成模擬的降水位置偏集中於東面及南面山區，但仍良好的模擬出午後的降水型態，與南部山區對流降水產生的冷空氣外流將雨區移入到臺北盆地的物理過程。

透過垂直速度之模擬，分析對流運動之強弱，由 925 hPa 的 0400 UTC 垂直速度模擬圖（圖 9 (a)）顯示，在臺北盆地中間位置至新北市，呈現出帶狀輻合線，在此輻合線兩側地面風場之西北風與東北風匯流產生輻合的情形相當明顯；另同時間的 850 hPa 的垂直速度模擬圖（圖 9 (b)）顯示，在強西南風的環境風場影響下，造成北部地區的對流往東北方移動，也因西北外海的低層噴流，不僅造成低層輻合場的加強，也引進更多的水氣及可感熱，讓對流運動變得更強。接著 0500 UTC（圖 9 (c)），隨著 925 hPa 地面風場之東北風增強，使風場匯流造成的上升運動略為偏西，而 850 hPa（圖 9 (d)）則仍見低層噴流的出現，上升運動增強；到了 0600 UTC（圖 9 (e)），因鋒面的南壓，西半部環境風場由西北轉為東北風，造成臺北盆地的西北風減弱，而山區降水導致則導致東南風向量增加，與局部環流風場的輻合，兩股勢力的交接帶，皆有很強的上升運動(>5 m/s)，到 850 hPa 亦見同樣位置有強上升運動（圖 9 (f)）。

對應圖 9 低層的輻合位置顯示，在臺北盆地東南面山區，因對流降水產生的冷空氣外流，使此區域 0400 UTC 有明顯降溫（圖 10 (a)），一小時過後，隨著東南面山區的大雨產生的冷空氣外流推展至臺北盆地，臺北市中南區出現大於 $-4^{\circ}\text{C}$ 的溫差（圖 10 (b)），此現象進一步將山區強降水傳播到臺北市中南區（圖 8 (c)），也因冷空氣外流造成近臺北盆地東南部山區風向轉為東南風，並與西北風輻合產生強上升氣流(>4 m/s)（圖 9 (e)、(f)），強回波(>50 dBZ)的水平面積增加（圖 7 (d)），而臺北市的對流強度增強，強降水也因此到

達臺北市的中北部地區（圖 8 (d)）。

### 3.2 大氣熱動力模擬與分析

由距地 2 m 溫度模擬發現，因臺北盆地內高都市化發展，都市熱島效應使其短時間內，氣溫即可快速上升，在 0200 UTC 至 0300 UTC（圖 11 (a)、(b)）期間，僅一小時，臺北盆地近地面 2 米氣溫就上升了 2 度以上，升溫快速且氣溫明顯較周遭非都市內的氣溫高，此有利於空氣塊上升，產生對流運動；至 0400 UTC（圖 11 (c)），隨著臺北盆地南部，山區降雨產生的冷空氣外流，導致盆地近山區的區域降溫，而臺北盆地因地形緣故較難散熱，仍維持一部分區域較高氣溫，然山麓冷熱空氣交接，冷空氣的抬升運動迫使暖空氣快速上升，盆地與山區間的對流運動因此增強，又因冷空氣外流（圖 11 (d)），導致南風將強對流進一步移往臺北盆地，緊接著又與北來的海風加強輻合運動，導致臺北盆地的深層對流的出現（圖 7 (d)）。

透過北部地區的水氣混合比的模擬，以瞭解從西北與東北海風帶來的水氣變化對臺北盆地的影響，除接收太陽輻射的加熱與地形的不同影響地表散熱程度外，水氣的多寡也會影響到垂直大氣的溫度變化，由北部地區水氣混合比圖顯示（圖 12 (a)、(b)），隨著鋒面逐漸南下，環境北向風增強，此時海洋和陸地表面溫度對比增加（圖 11 (a)、(b)），增強了海風，使其進一步向內陸延伸，穿過臺北市中部盆地，並到達南部山區，且使得臺北盆地內的水氣逐漸增加，而隨著西北及東北風的增強（圖 12 (c)、(d)），從海洋傳送到內陸地區的水氣更多，進一步改變了臺北盆地與盆地近南面山區的地表熱力特性。

由 0400 UTC 至 0600 UTC 的北部地區水氣通量輻合圖（圖 13 (a)~(f)）顯示，925 hPa 至 850 hPa 的水氣通量在臺北盆地的輻合位置與垂直速度模擬圖（圖 13 (a)~(f)）的風場輻合及山區對流產生的東南風與海風輻合的

位置相似，顯示西北與東北海風的流入，夾帶大量水氣，並通過輻合運動，將底層水氣往上層輸送，加上山區的對流降水造成的冷空氣外流，使冷空氣平流到臺北盆地後又遇上暖濕海風，進一步增強對流運動，通過上述的熱、動力過程，引發臺北盆地強降水事件。

#### 4. 結論

此次研究的個案，為受到梅雨鋒面及輕度颱風彩雲外圍環流，再加上午後熱對流影響，致使臺北市出現強對流系統並伴隨強降雨事件。模擬的結果在對流系統發生位置和時間上和實際觀測結果存在落差。此個案當日環境條件為位於臺灣北部外海的梅雨鋒面逐漸南下，850 hPa 通過西南風將南方暖濕水氣往臺灣輸送，850 hPa 至 700 hPa 西北外海存在低層噴流，500 hPa 顯示臺灣位於高空槽前有利於輻散，搭配 200 hPa 分流的出現，有利底層輻合及上升氣流的加強。在模式模擬的綜觀環境上，更發現底層強西南風夾帶暖濕空氣至鋒區，形成了非絕熱效應的潛在不穩定熱力條件，搭配高對流層之分流環境，使臺灣北部地區在熱力及動力條件上皆有利深對流的發展。

緊接著透過大氣熱力及動力的運動過程進行模擬分析，進一步研究深對流發生的原因，結果顯示在大氣的熱力條件上，都市熱島效應使臺北盆地在短時間內，氣溫可快速上升，且盆地的地形較難散熱，可維持一段時間的高溫。當西北海風進入到臺北盆地，並在南面山麓進行冷熱空氣交接，迫使暖空氣快速上升，致使山區對流運動增強，而隨著西北及東北風的增強，從海洋傳送到內陸地區的水氣更多，更有利於臺北盆地的對流發展。而動力條件上，西北海風與東北海風於臺北盆地產生風場上的輻合運動，從垂直速度模擬顯示，在臺北盆地中間位置至新北市，呈現出帶狀輻合線，又因山區對流降水

產生的冷空氣外流，造成近山區風場轉為東南風，並與西北風輻合產生強上升氣流，使臺北市的對流強度更加增強；在熱動力條件上，透過水氣通量輻合模擬與分析，顯示西北與東北風的流入，夾帶大量水氣，並且通過輻合運動，將底層水氣往上層輸送，加上山區的對流降水造成的冷空氣作用，使冷空氣平流到臺北盆地又遇上暖濕海風，造成對流運動加強，致使臺北盆地發生強降水。且藉由經向及緯向的垂直剖面分析，也可以看到西北海風的進入，帶來的大量水氣，並在山區迎風面地形上產生上升運動，在環境風場強西南風的影響下，又使山區的對流往東北方向移動，並在胞合併的過程中，使進入到臺北盆地的對流更強，造成該區域的強降水。

綜合上述，環境大氣的動力和熱力機制以及局部環流的建立，對臺北盆地降水強度和降水位置具有明顯影響。鋒面的移動造成北部地區地面環境風場的改變，進一步影響局部環流的變化，而中低層強西南風的持續影響，讓整體對流往東北方移動。當海風通過淡水河谷與基隆河谷，將豐沛水氣輸送至臺北盆地，經過高溫的盆地後到達東面及東南面山區，水氣同時受到熱力及地形抬升進而於山區產生對流降水，接著山區的對流降水所產生冷空氣外流在山麓與海風產生輻合運動，增強對流發展，在 925 hPa 至 850 hPa 皆可見兩股風場邊界上產生強上升運動及水氣通量輻合，又因冷空氣外流而使北風轉為東南風，進一步將強降水推展至臺北盆地。

#### 5. 參考文獻

- Wang, C.-C., Chen, G.T.-J., Chen, T.-C. and Tsuboki, K., 2007, A Numerical Study on the Effects of Taiwan Topography on a Convective Line during the Mei-Yu Season. *AMS.*, 133, 3217–3242.
- Wang, C.-C., Chen, G.-J., Chen, T.-C., and

- Tsuboki, Kazuhisa., 2005, A Numerical Study on the Effects of Taiwan Topography on a Convective Line during the Mei-Yu Season. AMS., 133, 3217-3242.
- Chen, T.-J., Wang, C.-C. and Lin, T.-W., 2004, Characteristics of Low-Level Jets over Northern Taiwan in Mei-Yu Season and Their Relationship to Heavy Rain Events. MWR., 133, 20-43.
- Wang, C.-C., Li, M.-S., Chang, C.-S., Chuang, P.-Y., Chen, S.-H. and Tsuboki, K., 2021, Ensemble-based sensitivity analysis and predictability of an extreme rainfall event over northern Taiwan in the Mei-yu season: The 2 June 2017 case. Atmospheric Research., 259, 1-22.
- Chen, T.-C., Wang, S.-Y., and Yen, M.-C., 2007, Enhancement of afternoon thunderstorm activity by urbanization in a valley: Taipei. AMS., 46, 1324–1340.
- Kuo, K.-T., and Wu, C.-M., 2019, The Precipitation Hotspots of Afternoon Thunderstorms over the Taipei Basin: Idealized Numerical Simulations. JMSJ., 97(2), 501–517.
- Miao, J.-E. and Yang, M.-J., 2020, A Modeling Study of the Severe Afternoon Thunderstorm Event at Taipei on 14 June 2015: The Roles of Sea Breeze, Microphysics, and Terrain. JMSJ., 98(1), 129–152.
- Chen, C.-Y., Yeh, N.-C., and Lin, C.-Y., 2022, Data Assimilation of Doppler Wind Lidar for the Extreme Rainfall Event Prediction over Northern Taiwan: A Case Study. Atmosphere., 13, 1-22.
- 張倉榮、蘇紹昆、廖啟勳、王嘉和，2010，熱島效應對臺北都會區午後雷暴雨時空分布之影響研究—以 2009 年 0812 水災為例。 農業工程學報，56(3)，85-101。
- 余世暘，2022，2021 年 6 月 4 日臺北午後對流個案之系集預報研究。 臺灣大學大氣科學研究所碩士論文，1-129。
- 簡芳菁、洪景山、張文錦、周仲島、林沛練、林得恩、劉素屏、繆璿如、陳致穎，2006，WRF 模式之敏感度測試第二部份：定量降水預報校驗。 大氣科學，34(3)，261-276。
- 錢伊筠，2019，WRF 模式 Double-moment 雲微物理參數化法對於 SoWMEX IOP-4 個案降水模擬之敏感度研究。 中央大學大氣科學研究所碩士論文，1-113。
- 林炯明，2010，都市熱島效應之影響及其環境意涵。 臺南大學環境與生態學報，3(1)，1-15。

6. 圖表附錄

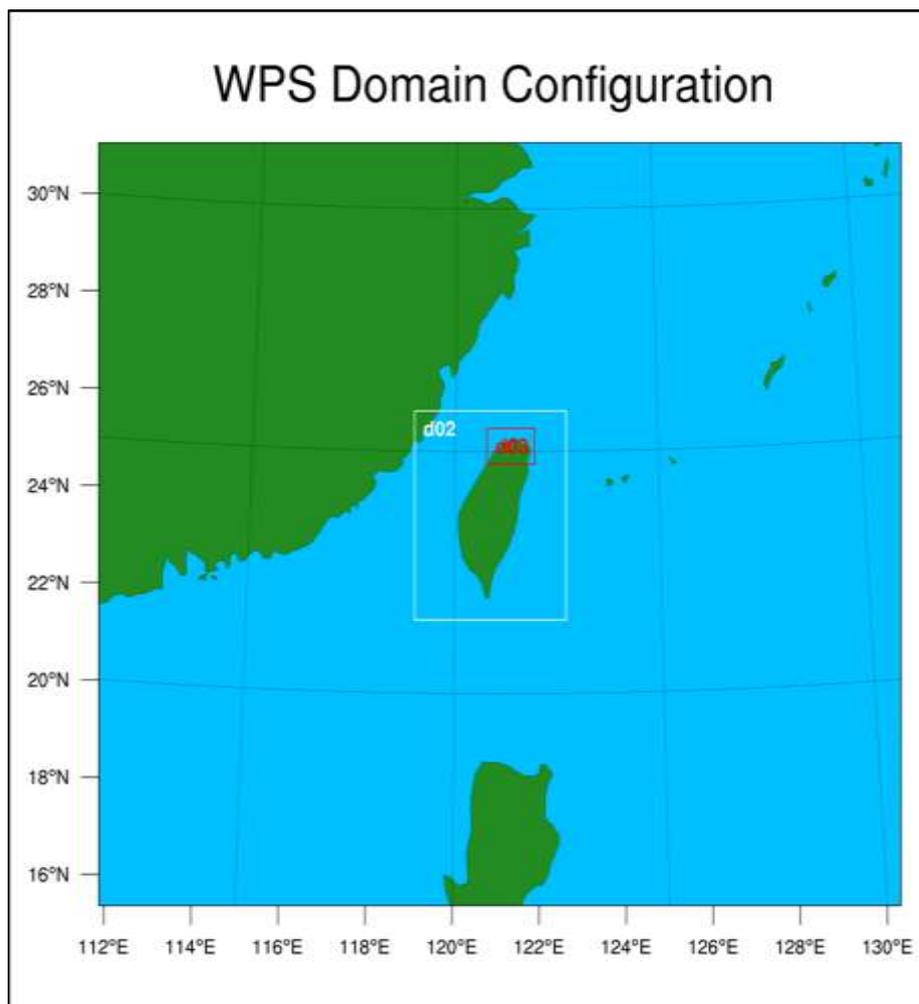
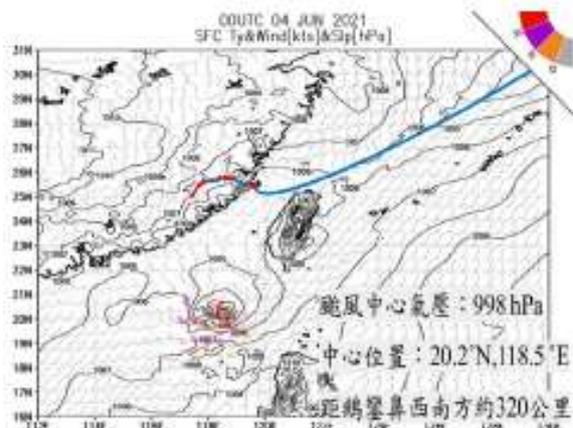


圖 1 巢狀網格區域範圍。

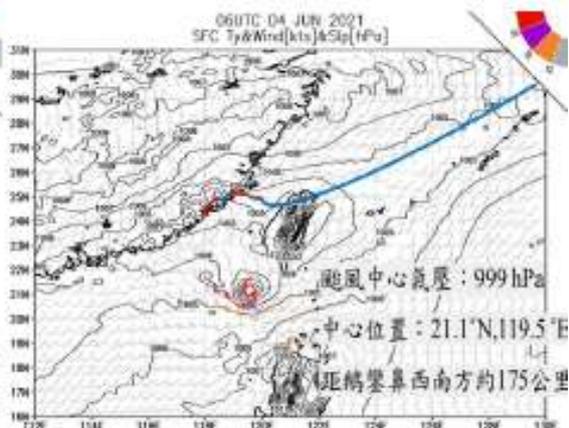
表 1 WRF 模式設定資料。

版本	WRF 4.2.1		
資料來源	NCEP FNL(1° × 1°)每 6 小時一筆		
模擬時間	202106031800 UTC~202106041800 UTC(24 hr)		
WRF Domain	D1	D2	D3
空間水平解析度	8 km × 8 km	2 km × 2 km	0.5 km × 0.5 km
最高地形解析度	30s		
雲微物理參數化	WRF Single-Moment (WSM) 5-class scheme		
積雲參數化	無	無	無
長波輻射參數	RRTM Longwave Scheme		
短波輻射參數化	Goddard Shortwave scheme		
邊界參數化	Yonsei University scheme (YSU)		
垂直網格設計 (eta 層)	45 層		

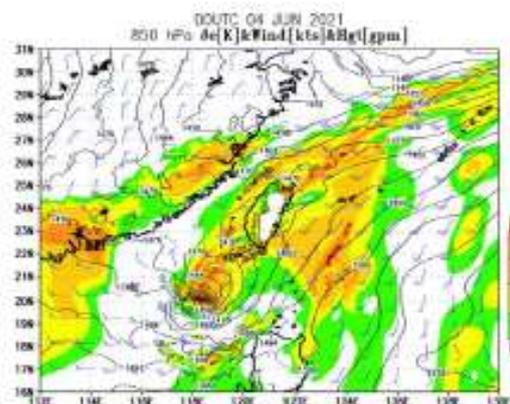
(a) 0000 UTC 地面天氣圖



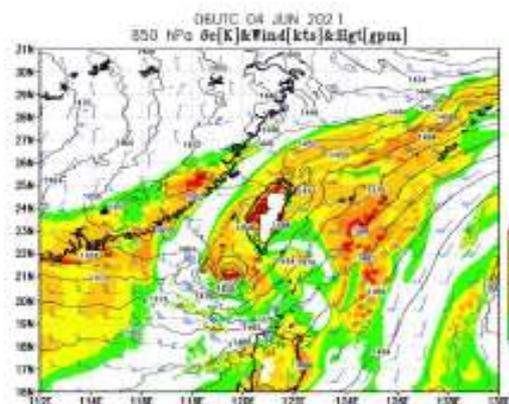
(b) 0600 UTC 地面天氣圖



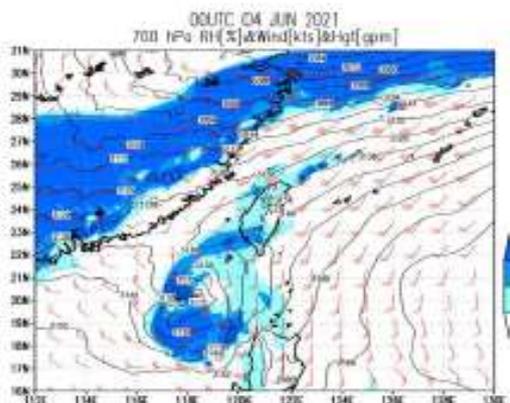
(c) 0000 UTC\_850 hPa 高空圖



(d) 0600 UTC\_850 hPa 高空圖



(e) 0000 UTC\_700 hPa 高空圖



(f) 0600 UTC\_700 hPa 高空圖

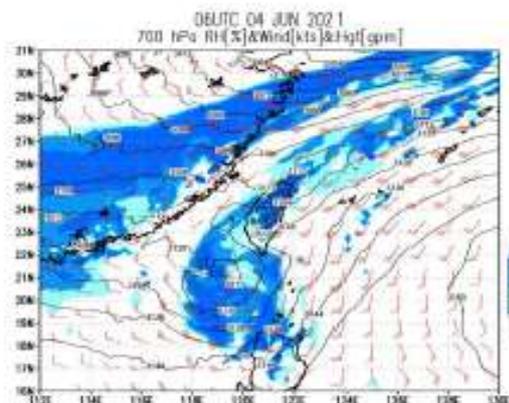
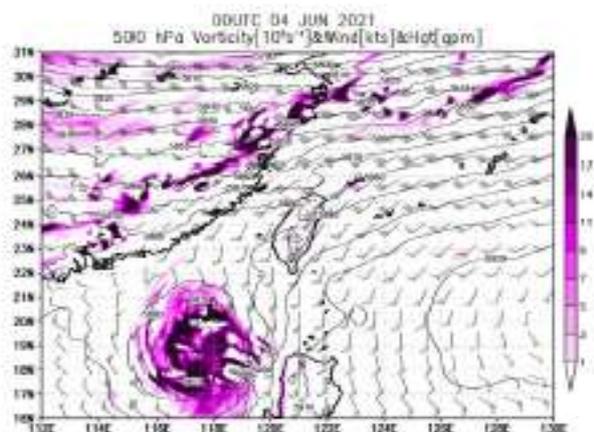
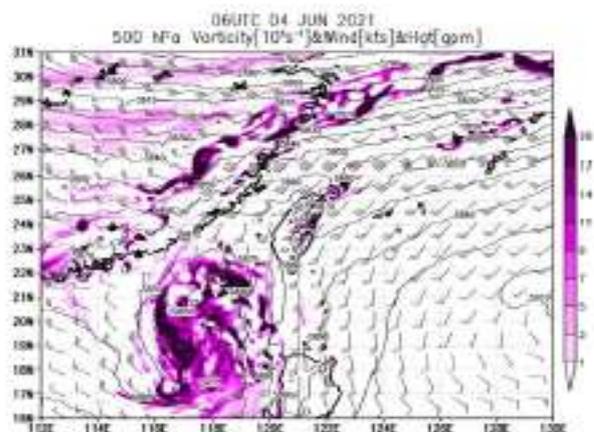


圖2 2021年6月4日0000 UTC及0600 UTC WRF模擬綜觀環境圖：(a)、(b)為地面天氣圖；(c)、(d)為850 hPa高空圖。色階為相當位溫，單位為K，(e)、(f)為700 hPa高空圖，色階為相對濕度，單位為%。

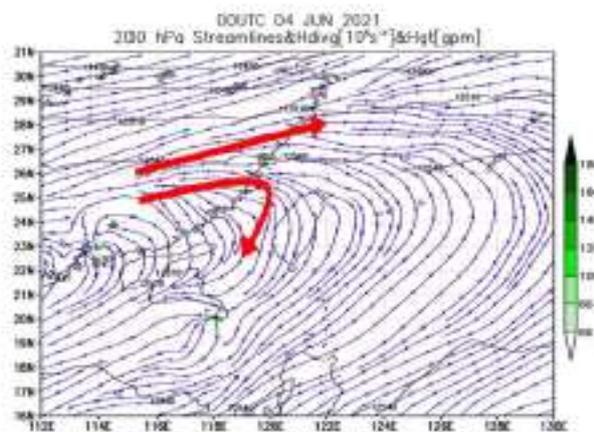
(a) 0000 UTC\_500 hPa 高空圖



(b) 0600 UTC\_500 hPa 高空圖



(c) 0000 UTC\_200 hPa 高空圖



(d) 0600 UTC\_200 hPa 高空圖

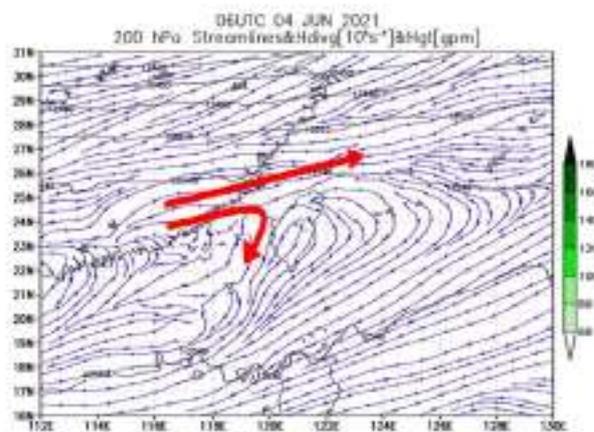


圖3 同圖2，但為500 hPa及200 hPa高空圖。其中(a)、(b)為500 hPa高空圖。色階為渦度，單位為 $10^5 \text{ s}^{-1}$ ，(c)、(d)為200 hPa高空圖，色階為輻散，單位為 $10^5 \text{ s}^{-1}$ ，紅色箭頭為分流線。

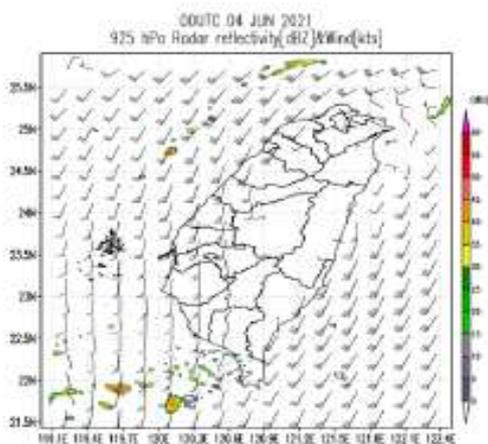
(a) 0000 UTC



(b) 0400 UTC



(c) 0000 UTC



(d) 0400 UTC

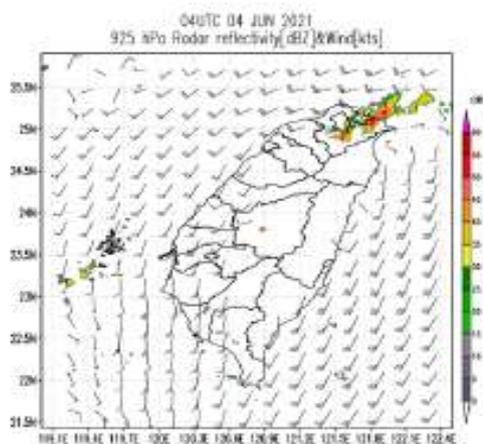


圖4 0000 UTC 及0400 UTC 中央大學WISDOM反演0.5 km處雷達回波及水平風與WRF 2 km 網格模擬925 hPa雷達回波與風場圖：(a)、(b)為WISDOM反演結果(資料來源：天氣與氣候監測網)，(c)、(d)為模擬結果。色階為雷達回波，單位為dBZ，風標單位為kts。

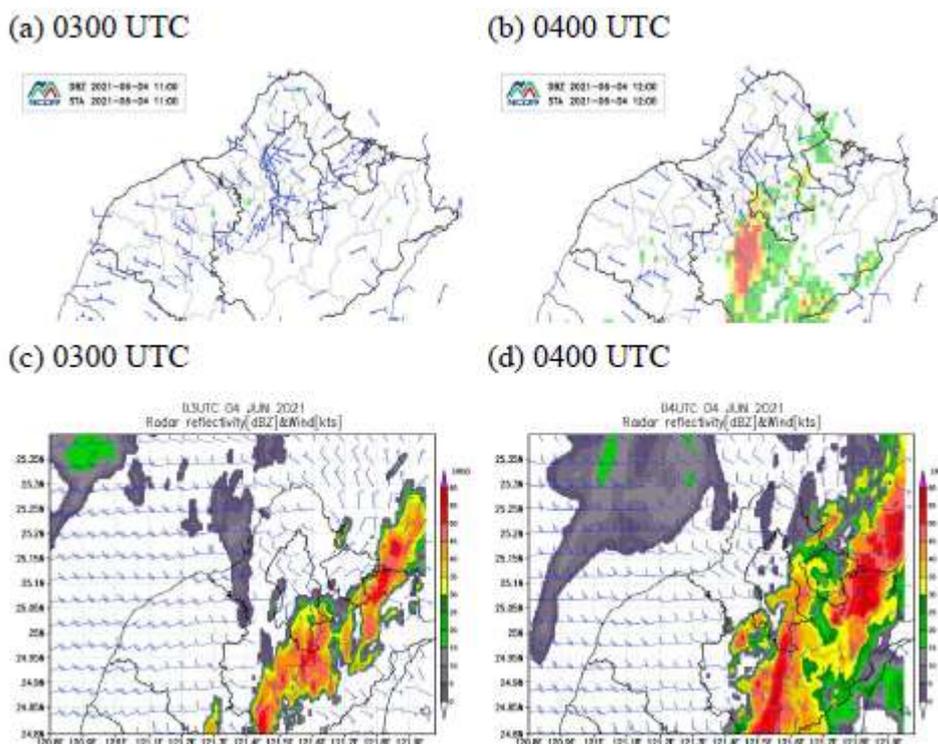


圖 5 2021 年 6 月 4 日 0300 UTC 至 0400 UTC 觀測與 WRF 0.5 km 網格模擬之雷達回波與地面風場圖：(a)、(b)為觀測結果(資料來源：天氣與氣候監測網)，(c)、(d) 為模擬結果。色階為雷達回波，單位為 dBZ，風標單位為 kts。

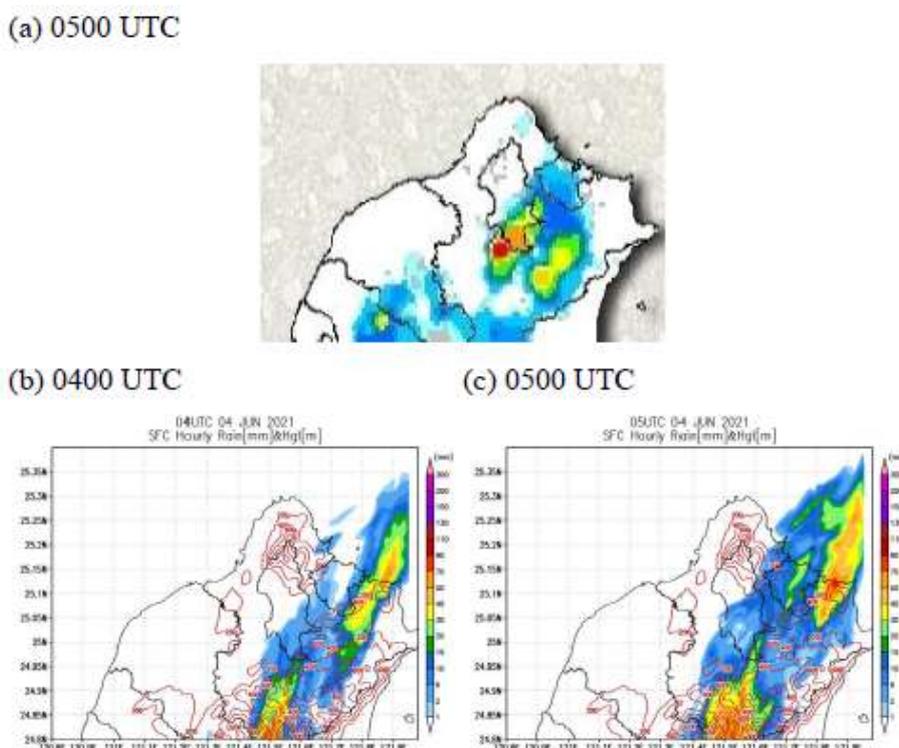


圖 6 2021 年 6 月 4 日 0500 UTC 觀測與 0400 UTC 至 0500 UTC WRF 0.5 km 網格模擬之時雨量圖：(a)為觀測結果；(b)、(c)為模擬結果。色階為時雨量，單位為 mm，紅色等值線為地形高度，單位為 m。

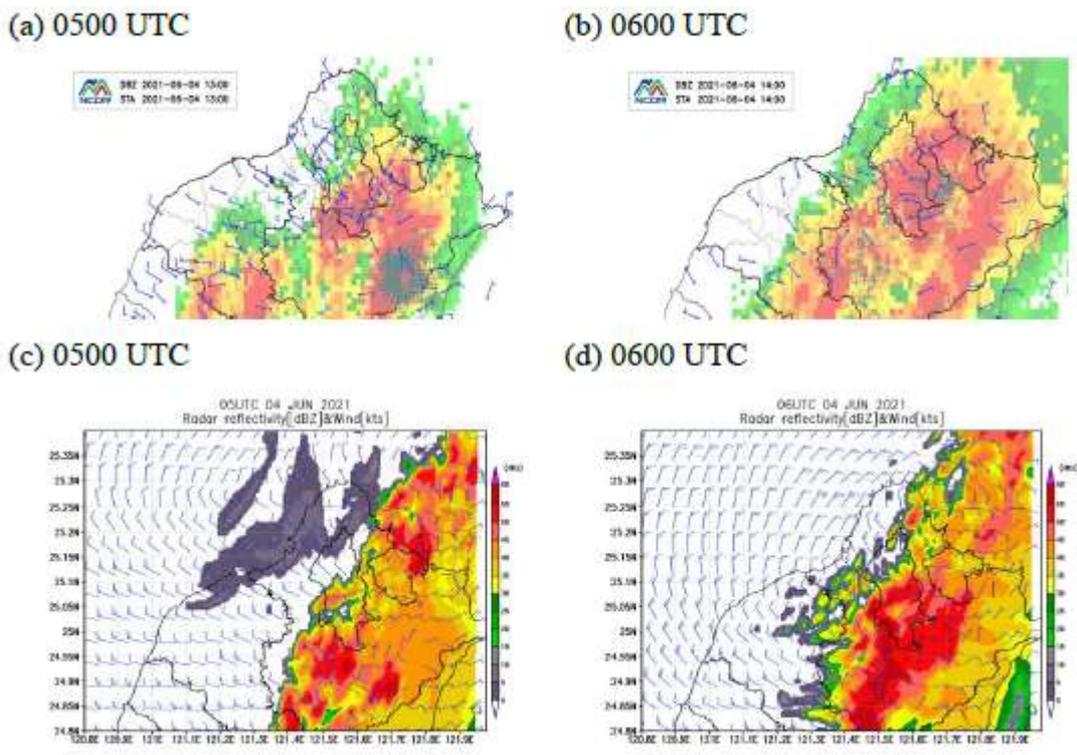


圖7 同圖5，但為0500 UTC至0600 UTC結果。

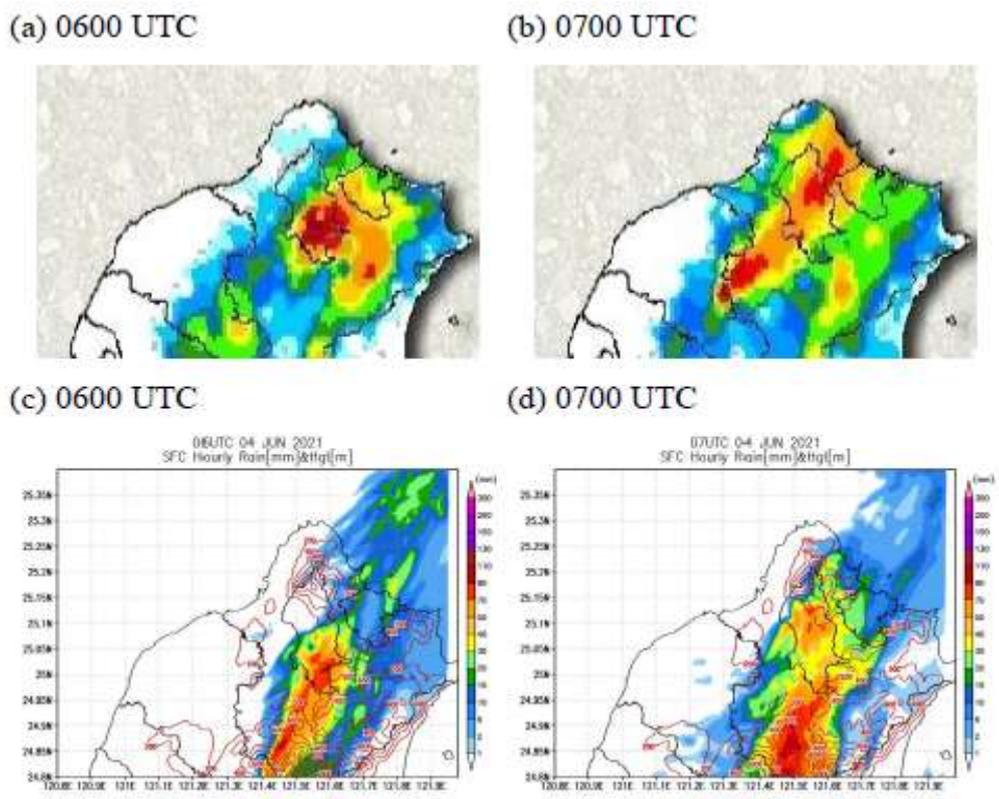
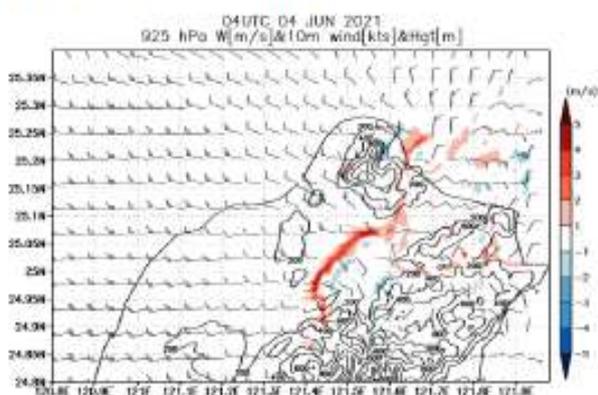
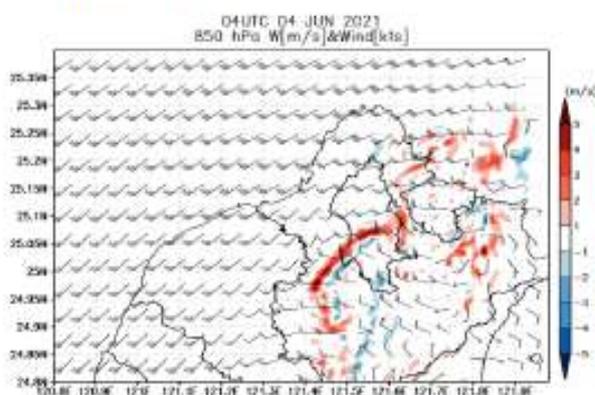


圖8 同圖6，但為0600 UTC至0700 UTC觀測與模擬結果。

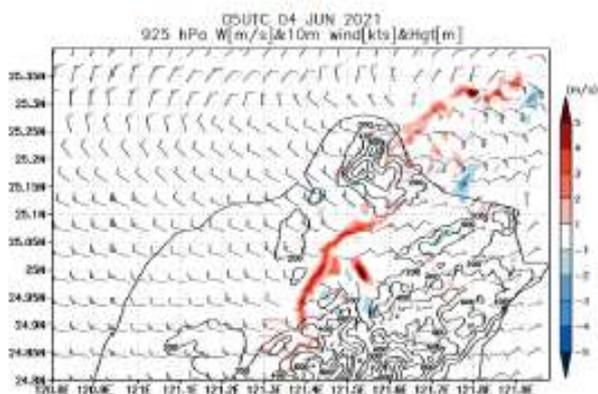
(a) 0400 UTC 925 hPa



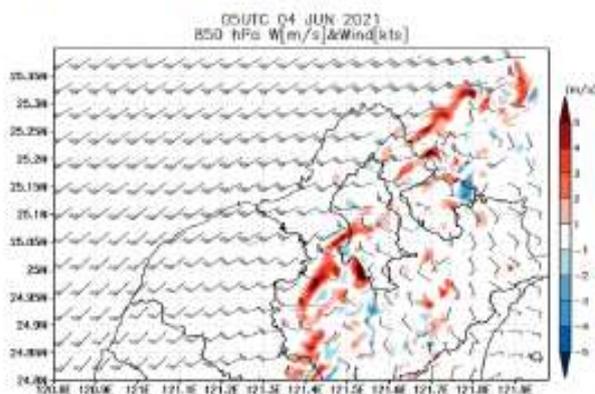
(b) 0400 UTC 850 hPa



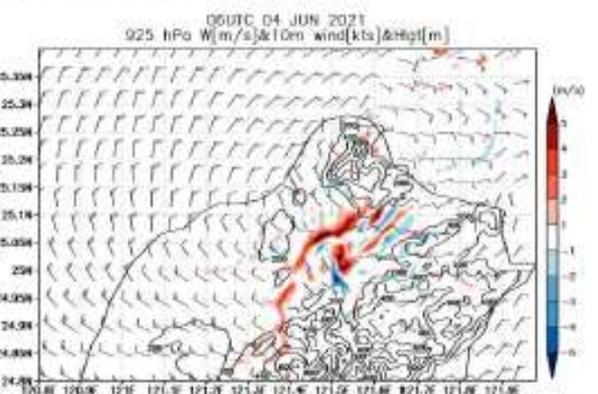
(c) 0500 UTC 925 hPa



(d) 0500 UTC 850 hPa



(e) 0600 UTC 925 hPa



(f) 0600 UTC 850 hPa

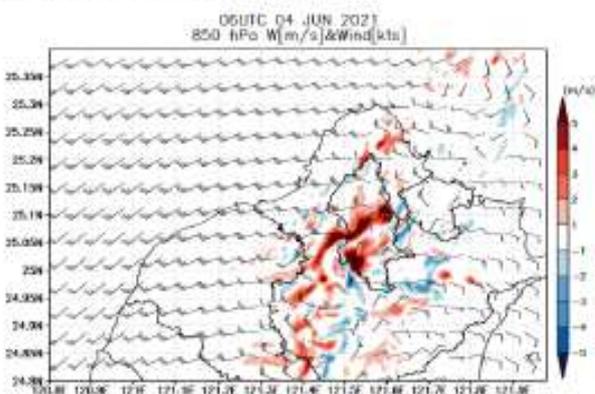


圖 9 WRF 模擬 0400 UTC 至 0600 UTC 北部地區垂直速度與風場圖：(a)、(c)、(e) 為 925 hPa 結果，風場為 10 m 風，(b)、(d)、(f) 為 850 hPa 結果，風場為 850 hPa 水平風。色階為垂直速度，單位為 m/s，風標單位為 kts。

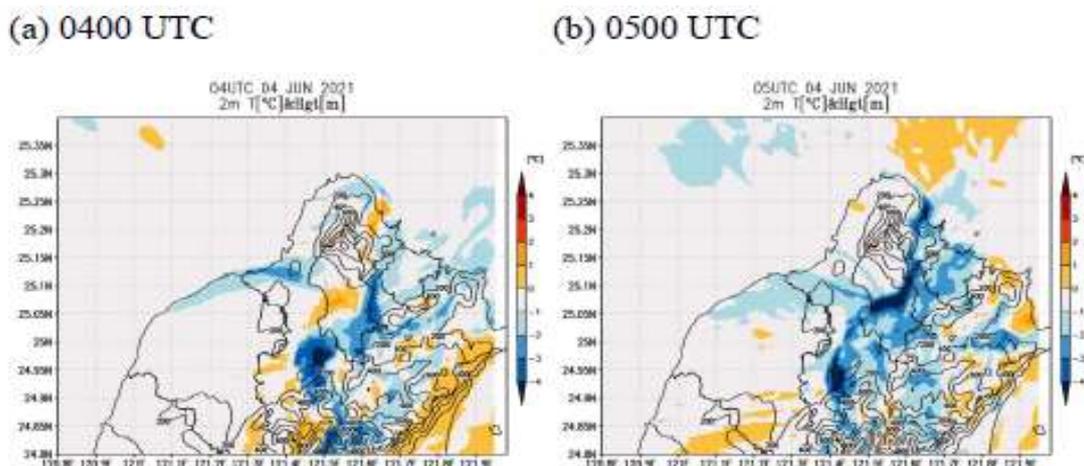


圖 10 WRF 模擬 0400 UTC 至 0500 UTC 北部地區距地 2 m 2 小時溫差圖（溫差結果為該時段溫度減掉前一個小時溫度而得）。

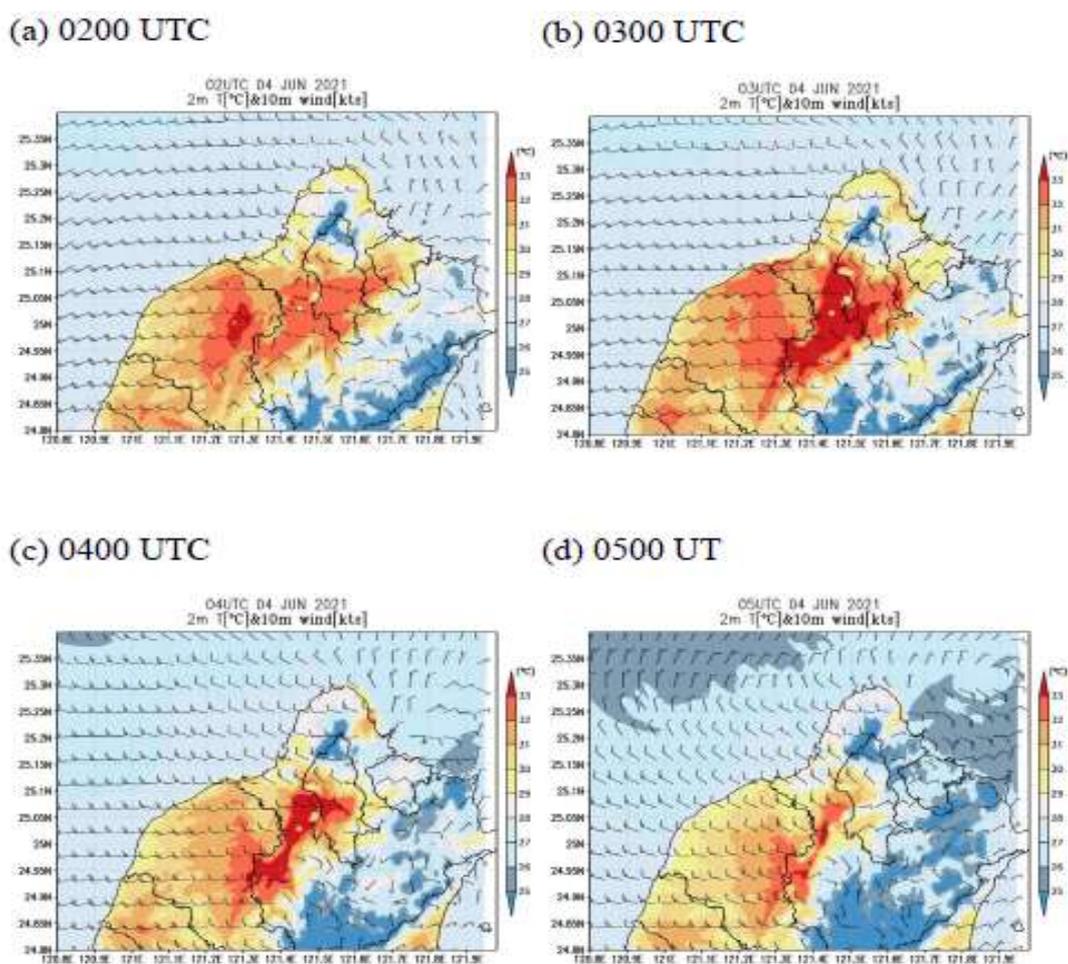
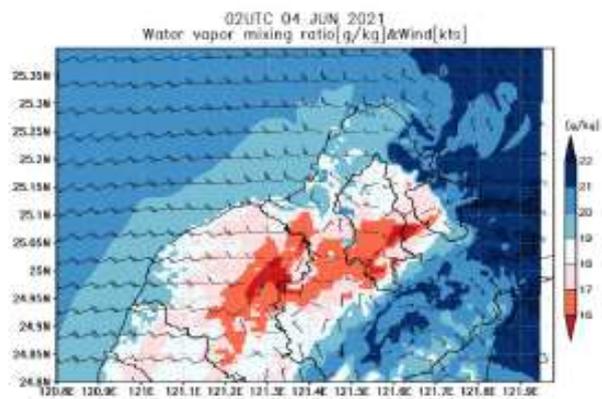


圖 11 WRF 模擬 0200 UTC 至 0500 UTC 北部地區距地 2 m 溫度與地面風場圖。色階為距地 2 m 溫度，單位為°C，風標單位為 kts。

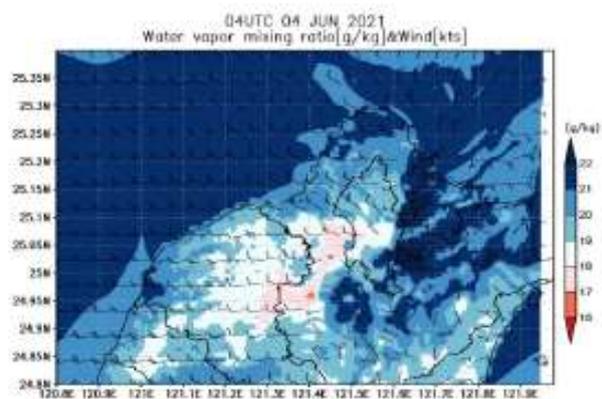
(a) 0200 UTC



(b) 0300 UTC



(c) 0400 UTC



(d) 0500 UTC

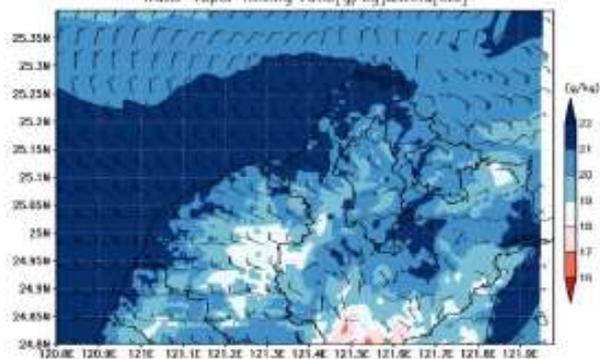


圖 12 WRF 模擬 0200 UTC 至 0500 UTC 北部地區水氣混合比與地面風場圖，色階為水氣混合比，單位為 g/kg，風標單位 kts。

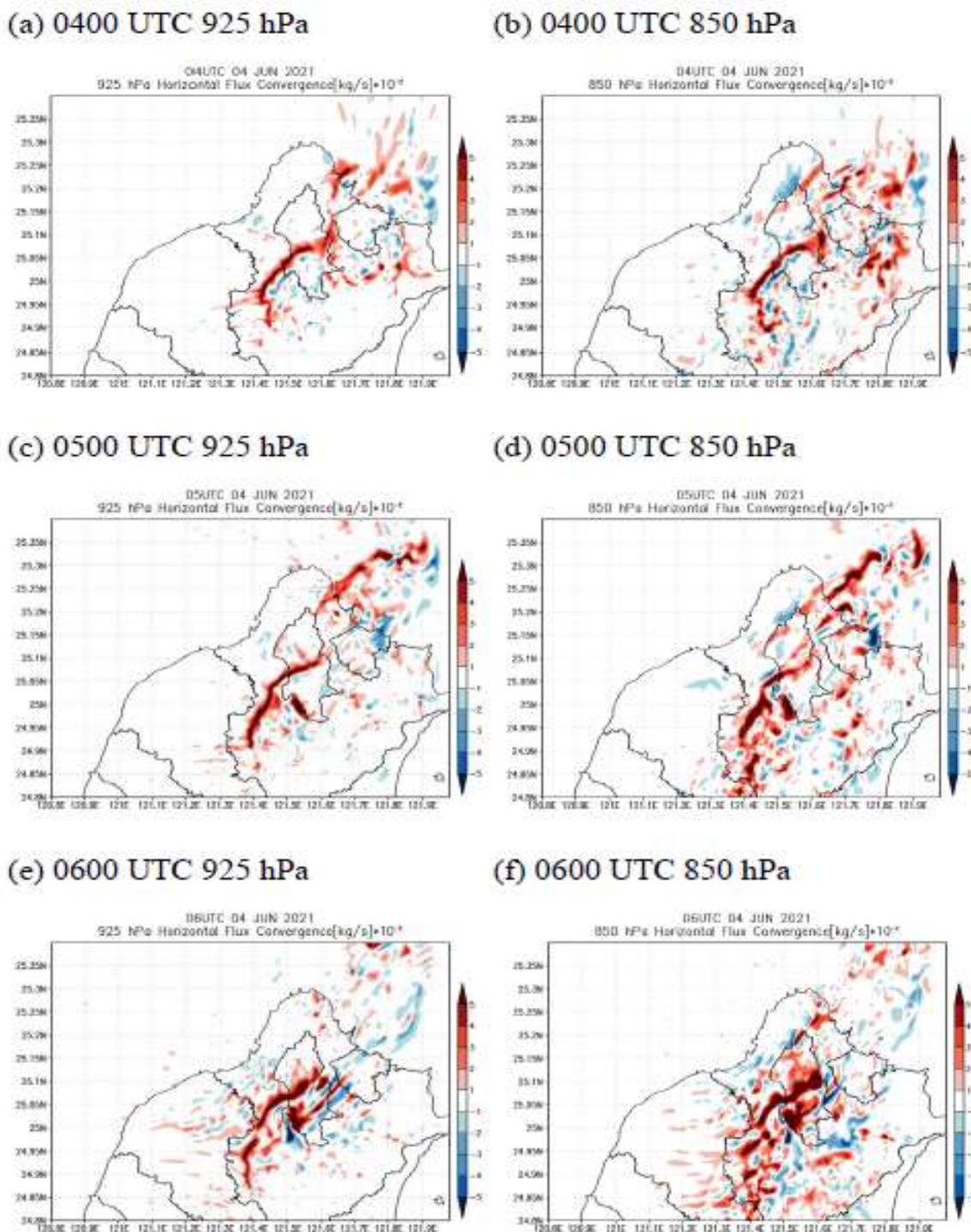


圖 13 WRF 模擬 0400 UTC 至 0600 UTC 北部地區水氣通量輻合時間序列圖：(a)、(c)、(e) 為 925 hPa 結果；(b)、(d)、(f) 為 850 hPa 結果，色階為水氣通量輻合強度，單位為  $10^{-2}$  kg/s，風標單位為 kts。

# Numerical Study of a Severe Precipitation Event in Taipei Basin Under the Influence of Mei-yu Front

Yen-Ting Chen, Jou-Ping Hou

The 3rd Weather Squadron of Weather Wing, R.O.C.A.F., Chung Cheng Institute of Technology,  
National Defense University

## Abstract

On June 4, 2021, affected by the Meiyu front and the peripheral circulation of the CHOI-WAN mild typhoon, deep convection and heavy rainfall occurred in the Taipei Basin in the afternoon. This study aimed at the Taipei Basin and simulated it with a high spatial resolution of 500 m in the WRF model. It was found that The simulated wind speed in the low-level environment in northern Taiwan is greater than the observed value, and the Meiyu front moves southward earlier in the model, making the convective cloud system occur earlier than the actual weather. In addition, the simulation results show that the dynamic and thermal mechanism of the ambient atmosphere and the location of local circulation have a significant impact on the location and intensity of precipitation in the Taipei Basin. The movement of the Meiyu front will further affect the direction and intensity of the local circulation in northern Taiwan, and then the abundant water vapor will be transmitted to the Taipei Basin and convective precipitation will be generated in the mountainous areas. Synchronous movement stimulates the development of deep convection and produces severe precipitation.

**Keywords: Meiyu front, Taipei Basin, Deep Convection, Severe Precipitation**