

臺灣東北部地區豪雨個案分析之研究-以梅雨季為例

洪子哲 楊宏宇

中華科技大學

摘要

臺灣地區每年 5~6 月間之梅雨季，不穩定之大氣環境提供適合對流發展之有利條件，常造成局部地區劇烈降水發生。2012 年 5 月 12 日臺灣東北部地區出現日累積雨量達 507 毫米之超大豪雨，由於該降雨時段集中於 12 小時之內，且最大時雨量高達 92 毫米，瞬時雨量造成當地嚴重災情。雖然，梅雨季臺灣東北部常伴隨鋒面發生豪(大)雨，但類似本次由於非鋒面系統所引發之劇烈降水事件並不常見。

本研究利用 WRF 模式進行高解析度之數值模擬，藉由不同之模式設計模擬探討本次超大豪雨事件發生機制及演變過程。模擬結果顯示，此期間臺灣東部海域大氣環境存在一有利對流之條件，太平洋高壓南側之東南氣流夾帶充沛水氣與中央山脈北段地形產生之抬升作用，為造成劇烈水事件之主要原因。地形敏感度模擬測試結果顯示，當臺灣地形高度減低一半時，模擬最大之降雨位置略為南移，但強度略為增強；移除地形之模擬不但降水減弱，且發生位置與控制實驗模擬完全不同，顯示環境氣流與地形之相互作用對降水之強度與位置扮演關鍵之角色。此外，透過不同降雨微物理過程之敏感度實驗發現，不同微物理過程在不同降雨階段表現皆不相同，其中以 WSM5(WRF Single-Moment 5-class)微物理方案之降雨趨勢與實際降雨型態最為接近，顯示針對本次超大豪雨個案以 WSM5 之降雨機制過程表現最佳，此與其它針對臺灣地區降雨之研究報告有近似結果。

關鍵字：WRF、超大豪雨、地形抬升作用、微物理過程

一、前言

(一)研究背景

臺灣與華南位於活躍的東亞季風區內，每年 5-6 月春夏之交，該地區為冬季東北季風與夏季西南季風的轉換期，是為「梅雨季」。此時，副熱帶太平洋高壓與大陸移動性高壓提供有利鋒生的運動變形場，形成自日本往西南延伸經臺灣至華南附近的鋒面，稱為「梅雨鋒面」。梅雨鋒面和中緯度鋒面的不同點在於它的水平溫度梯度很小，但是濕度、相當位溫水平梯度很大，而且低對流層存在明顯的風切線。梅雨鋒面是一個綜觀尺度的現象，但造成豪大雨的主要天氣系統卻是中尺度對流系統。在此時期，伴隨梅雨鋒面的組織性中尺度對流系統經常在華南地區

生成之後沿著鋒面東移導致所經地區的豪(大)雨發生，常造成嚴重災害。

中央山脈以幾乎南北走向貫穿臺灣，平均高度約 2000 公尺，最高峰玉山接近 4000 公尺。臺灣地區梅雨季期間，受西南季風及地形影響，大部分發生於臺灣西南側中央山脈迎風面，而背風處的東部及東南部地區降雨相對較少，可見臺灣梅雨季地形效應對於豪(大)雨之分佈扮演極重要的角色。而本文個案發生在東北部地區的案例相當罕見，因此豪(大)雨之預報能力的提升，為現階段刻不容緩之議題。

(二)研究動機

臺灣地處於副熱帶，又位於歐亞大陸與

西太平洋交界地區，天氣變化非常明顯，加上中央山脈高聳，使得災害性天氣現象發生相當頻繁。而氣象災害中又以颱風及梅雨鋒面所伴隨之豪（大）雨而引發之淹水、泥石流及土石流等災害，往往導致農作物嚴重損失，經濟發展受到限制，更嚴重者將危及人民生命及財產安全。以往，國內的氣象專家及學者對降水的研究幾乎著重於颱風侵襲時所引發之豪（大）雨，對梅雨期間在臺灣地區所造成之豪（大）雨現象，所知相當有限，因此雨量的預報能力亦相對偏低。目前豪（大）雨預報及定量降水預報（Quantitative Precipitation Forecast；QPF）仍是氣象界在預報與研究上所面臨的最嚴峻挑戰，臺灣也不例外。早期（陳與謝，1991）等對現階段臺灣地區豪（大）雨預報能力的評估指出，梅雨季豪（大）雨預報能力仍低，其預兆技術得分（Threat Score；TS）約為 0.18（無預報能力為 0，完美預報為 1），後符（預報的事件裡應驗的比例）57%，而前估（觀測之事件事前被預報到的比例）僅為 20%，顯示對於中尺度過程所主宰的豪（大）雨仍缺乏瞭解與預報技術，致使前估偏低且 TS 亦低。雖在 1987 年臺灣地區中尺度實驗計畫（Taiwan Area Mesoscale Experiment；TAMEX）實施後，國內氣象界對於梅雨中尺度現象與過程已增加許多的認識，對於中尺度預報的觀念建立與技術改進亦多所助益。以往對於中尺度預報觀念與技術改進且過去研究中較偏重於西半部豪雨的研究及探討，而對臺灣東北部之豪雨的研究就相對的較少，因此希望藉由數值模式的幫助，探討地形對東北部豪（大）雨的影響。

臺灣地區梅雨季期間，不穩定之大氣環境提供適合對流發展之有利條件，並常造成局部地區之豪（大）雨發生，往往引發淹水、泥石流及土石流等災害。（陳與楊，1998）曾利用 1975~1984 年 5~6 月氣象局所屬地面觀測

站與民航局各機場資料，分析臺灣地區豪雨之時空分佈特徵，認為豪雨最大頻率發生於中央山脈西側的阿里山山區至嘉南平原一帶。過去有關梅雨季之劇烈降水文獻多集中在討論臺灣西半部地區之研究，針對宜蘭地區豪（大）雨之研究甚少。2012 年 5 月 12 日宜蘭地區出現日累積雨量達 507 毫米超大豪雨，由於該降雨時段集中於 12 小時之內（1200 LST 至 2400 LST 時），且最大時雨量高達 92 毫米。雖然，梅雨季宜蘭偶有豪（大）雨發生，但類似此個案之強降水事件並不常見。（Yeh and Chen，1998）分析 TAMEX 期間弱綜觀強迫下東北與東部地區降水特徵，發現東部山區因上坡風發展午後 1600 LST 有降水之最大值；（陳等，2010）研究顯示，臺灣東部地區梅雨季之局部環流發展顯著並與降雨密切關連，宜蘭地區在海風發展後，降雨強度於午後內陸高山區顯著增強，複雜地形使海風與谷風結合而產生之中尺度氣旋式渦旋擾動，為梅雨季午後對流激發與調控降雨強度之機制；（張等，1995）分析 1985~1994 年十年來宜蘭發生豪雨的個案，歸納出造成宜蘭地區豪雨的可能原因為：(1)暖平流輸入；(2)地形效應；(3)東北風和東南風在此區域合流；及(4)中尺度對流系統的影響。由上述研究顯示，地形與局部環流對於宜蘭地區強降水形成之重要性。

(三)研究目的

本研究藉由數值模式進行定量降水預報（QPF）是現階段校驗數值模式一項重要指標，唯有當數值模式能準確並合理掌握降雨量及降雨趨勢，才能將該模式進一步應用於防救災或颱風等超大豪雨降雨預測上。（Chien et al.，2002）針對 1998 年臺灣地區 MM5 模式的降水預報校驗研究結果指出，無論是對於 0~12 小時、12~24 小時、24~36 小時的預報長度，降雨預報對於小、中雨的

預報能力均高於對大雨的預報能力，且隨著預報時間增長，預報能力逐漸降低，以 12~24 小時期間的預報最佳。

（簡等，2006）針對 2004 年 5 月 15 日~6 月 15 日臺灣地區梅雨季，利用 12 組不同物理組合的 WRF 模式之模擬降水和綜觀測站與自動雨量站降水觀測進行 QPF 降水校驗，發現模式在 12~24 小時的降水預報能力最好且預報最準確，隨模擬時間增長，預報能力下降，且模式的降雨預報能力隨降雨門檻上升而下降，所以模式對小雨的預報能力比大雨好，另模式採系集預報（Ensemble）的降水預報能力較單一次數值模擬結果為佳，而針對華南及臺灣地區的 QPF 降雨校驗結果則顯示，此區域最適合採用 WSM5-class 微物理法搭配 Kain-Fritsch 積雲參數法，但 WRF 模式對華南地區的 QPF 預報表現則是優於臺灣地區，顯見臺灣地區之複雜地形造成 WRF 預報難度之增加。因此，為了能多瞭解 WRF 模式的地形解析度及物理參數設定對於臺灣地區降雨之模擬及分布特性，本研究利用 WRF 高解析度之數值模擬，欲期能對 WRF 模式能有更進一步之瞭解應用。

基於上述的研究背景與動機，本研究主要目的有以下三點：

1. 探討臺灣東北部地區強降水發生過程機制為何？
2. 臺灣地形對於東北部降水及風場輻合之作用為何？
3. 模式中不同雲微物理過程設定對梅雨期間降水之作用之影響？

(四)研究範圍及限制

圖 1-1 顯示 1992 年 5~6 月「Post-TAMEX 預報實驗」臺灣地區 0~3 小時定量降水預報所採用的 15 個分區與地形高度分佈，本研究範圍為中央山脈以東的北部地區，涵蓋分區為 13。本文個案篩選係利用交通部中央氣

象局臺灣東北部地區氣象站氣候統計資料，選出近 10 年間（2006~2015 年）5~6 月份宜蘭地區累積雨量最多之年份及月份（如表 1-1 至 1-3），經分析結果以 2012 年 5 月份為最多（蘇澳 732.8 mm、宜蘭 565.6 mm）、2007 年 6 月次之（蘇澳 416.6 mm、宜蘭 356.6 mm）（如圖 1-2 至 1-3），2012 年之雨量及兩日皆較氣候平均值偏多，且宜蘭氣象站創下該站設站以來同期最多雨量紀錄。蘇澳降雨日數亦為設站以來同期兩日最多的紀錄。根據水利署由「歷史災害調查資料」與「降雨、水情監測資料」結合統計分析而得臺灣地區災害 24 小時雨量門檻值，統計宜蘭縣淹水、坡地及土石流災害門檻值為 200~600 mm（如圖 1-4），在 2012 年 5 月份日累積雨量 ≥ 200 mm 之條件限制下，統計宜蘭及蘇澳兩測站 2012 年 5 月份單日累積雨量以 5 月 12 日最多（蘇澳 249.7 mm、宜蘭 209.5 mm）、29 日次之（蘇澳 147.7 mm、宜蘭 69.5 mm）（如圖 1-5），故以 2012 年 5 月 11 日 2000 LST 至 2012 年 5 月 13 日 2000 LST 共 48 小時為模擬時間，並以宜蘭、蘇澳二個氣象站及南澳、礁溪二個自動雨量站之單日累積雨量，使用中尺度模式 WRF V3.3.1 版本進行模擬。

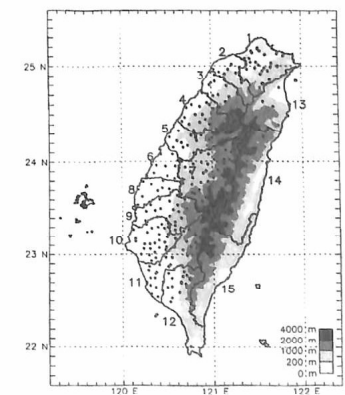


圖 1-1 臺灣地區於 Post-TAMEX 預報實驗 0~3 小時預報之 15 個預報分區圖。

表 1-1 2007 年~2015 年 5 月份宜蘭地區累積雨量統計表

| 2007~2015年5月份宜蘭地區累積雨量統計表 | | | | | | | | | |
|--------------------------|-------|-------|-------|------|-------|--------|-------|-------|-------|
| 年份 | 2007 | 2008 | 2009 | 2010 | 2011 | 2012 | 2013 | 2014 | 2015 |
| 測站 | | | | | | | | | |
| 蘇澳 | 215.7 | 100.1 | 91.6 | 67 | 391.2 | 738.2 | 257.1 | 374 | 288.3 |
| 宜蘭 | 135.1 | 135.2 | 41.3 | 95 | 324.5 | 565.6 | 230.5 | 351.2 | 205.6 |
| 合計 | 350.8 | 235.3 | 132.9 | 162 | 715.7 | 1303.8 | 487.6 | 725.2 | 493.9 |

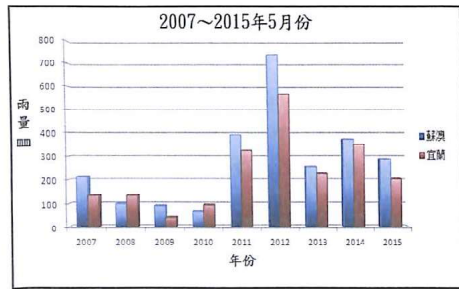


圖 1-2 2007~2015 年 5 月份臺灣東北地區總累積雨量圖。

表 1-2 2007 年~2015 年 6 月份宜蘭地區累積雨量統計表。

| 2007~2015年5月份宜蘭地區累積雨量統計表 | | | | | | | | | |
|--------------------------|-------|-------|-------|------|-------|--------|-------|-------|-------|
| 年份 | 2007 | 2008 | 2009 | 2010 | 2011 | 2012 | 2013 | 2014 | 2015 |
| 測站 | | | | | | | | | |
| 蘇澳 | 215.7 | 100.1 | 91.6 | 67 | 391.2 | 738.2 | 257.1 | 374 | 288.3 |
| 宜蘭 | 135.1 | 135.2 | 41.3 | 95 | 324.5 | 565.6 | 230.5 | 351.2 | 205.6 |
| 合計 | 350.8 | 235.3 | 132.9 | 162 | 715.7 | 1303.8 | 487.6 | 725.2 | 493.9 |

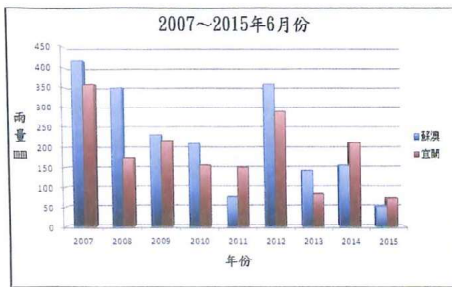


圖 1-3 2007~2015 年 6 月份臺灣東北地區總累積雨量圖。(參考資料：水利署)



圖 1-4 宜蘭縣歷史淹水波災害 24 小時累積雨量門檻統計值。

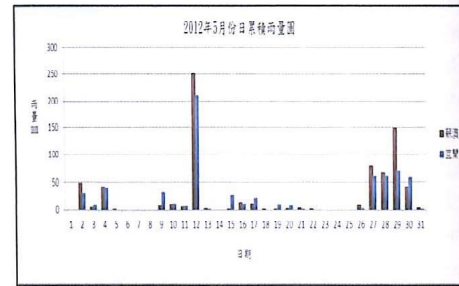


圖 1-5 2012 年 5 月份逐日累積雨量圖。

(五) 研究流程

本研究第一章為前言，介紹研究動機、研究目的及本研究之流程、架構。第二章分別針對梅雨季節降水特性及 WRF 模式做文獻回顧。第三章介紹本研究使用之研究工具-WRF，以及其參數設定及實驗設計。第四章為對本研究個案做相關介紹及模擬結果與分析，並探討各實驗設計之模擬結果所代表之意義。第五章為本研究作一結論及建議。本研究之流程大致依下列步驟進行，詳如圖 1-6：

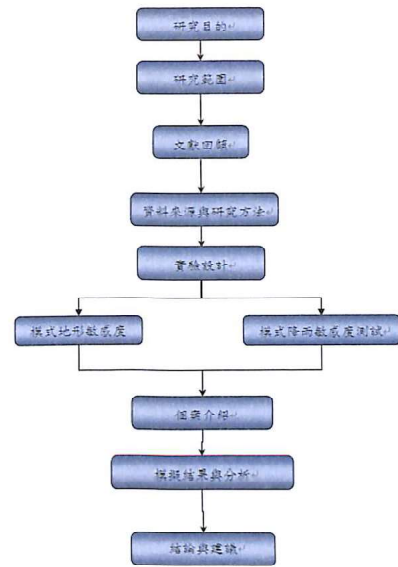


圖 1-6 研究步驟流程圖。

二、文獻回顧

臺灣與華南位於活躍的東亞季風區內，每年 5-6 月春夏之交，該地區為冬季東北季風與夏季西南季風的轉換期，是為「梅雨季」。此時，副熱帶太平洋高壓與大陸移動性高壓提供有利鋒生的運動變形場，形成自日本往西南延伸經臺灣至華南附近的鋒面，稱為「梅雨鋒面」。梅雨鋒面和中緯度鋒面的不同點在於它的水平溫度梯度很小，但是濕度、相當位溫水平梯度很大，而且低對流層存在明顯的風切線。梅雨鋒面是一個綜觀尺度的現象，但造成豪大雨的主要天氣系統卻是中尺度對流系統。在此時期，伴隨梅雨鋒面的組織性中尺度對流系統經常在華南地區生成之後沿著鋒面東移導致所經地區的豪大雨發生，造成嚴重災害。

根據中央氣象局 1987-2006 年 5-6 月份雨量資料統計(圖 5 至 8)顯示，1987-1996 年

發生超大豪雨次數為 6 次、影響天數為 9 天、所占比例為 30%，1997-2006 年超大豪雨次數為 14 次、影響天數為 23 天、所占比例為 70%。且梅雨季的中期(5 月下旬至 6 月中旬)為超大豪發生頻率高峰，發生在 1100 公尺以下事件佔 78%，中南部地區發生事件較其它地區明顯偏高，北部及花東地區發生事件較少。

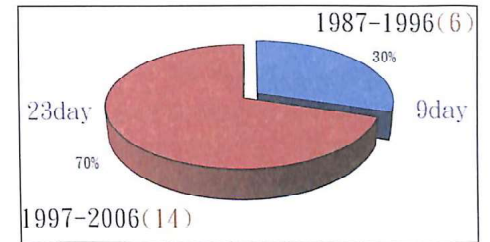


圖 2-1 1987-1996 年及 1997-2006 年發生超大豪雨次數比率及其影響天數。

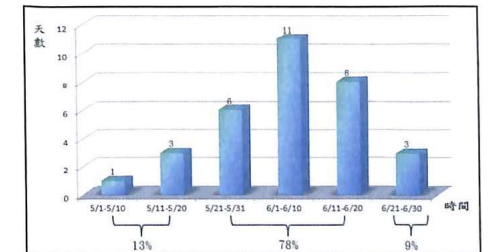


圖 2-2 1987-2006 年超大豪雨 5-6 月每旬發生天數。

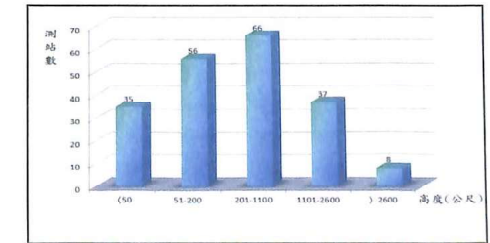


圖 2-3 1987-2006 年超大豪雨發生測站個數與高度統計。

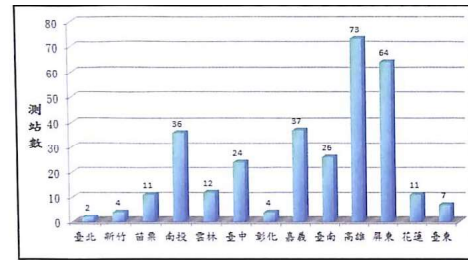


圖 2-4 1987-2006 年起大豪雨發生測站個數與地區統計分佈。

(一)國內外相關文獻整理

梅雨鋒面系統是臺灣地區5、6月梅雨季造成季節性最大降水之主要原因，梅雨鋒面所伴隨之中尺度對流系統 (mesoscale convective systems; MCSs) 經常造成局部性豪(大)雨，引發嚴重水患(陳, 1994, 2000; Chen et al. 2006)。(陳, 1994) 梅雨為臺灣地區變天最最重要理由，其伴隨的豪雨導致嚴重災害。(Wang et al., 2005) 針對臺灣中北部地區豪雨之線狀對流之個案，進行觀測診斷分析與模擬研究，發現中央山脈之地形阻擋效應使地形迎風面上游之臺灣海峽中北部，於盛行西南季風氣流裡可形成中尺度線狀輻合區，以激發、組織及增強線狀對流系統。(陳與吳, 1978) 臺灣地區之氣候資料顯示，梅雨期間的降水在全年降水量中存在顯著相對最大值，顯著的降水往往導致豪雨成災。

(Kerms et al., 2010) 研究發現臺灣梅雨季節西南氣流因中央山脈阻擋，在臺灣西南部產生向北強地形噴流 (Barrier Jet)，並與局部地形產生之離岸風及盛行大尺度向岸氣流輻合，影響臺灣中部及西北部沿海降雨。(吳與王, 1985; 陳, 1978) 臺灣地形陡峭且複雜，中央山脈縱貫南北，平均高度約2000公尺，山脈東側斜坡陡峭，山脈以西坡度較緩，此複雜地形對梅雨鋒面及其所伴隨的對流系統亦會產生影響。

俞家忠，氣象千問，蘭陽平原位於雪山山脈之東，成扇形面向太平洋，當臺灣東北方海上吹東北風，臺灣東方海上吹東風，臺灣東南方海上吹東南風時，會形成臺灣東方海上有顯著的氣流合流，兼之氣流被迫爬山作用，乃造成蘭陽平原多雨，根據中央氣象局統計資料顯示，宜蘭氣象站平均年雨量為2740.1mm (1981~1996年)，蘇澳平均雨量為4456.7mm (1981~1996年)，蘇澳雨量為宜蘭雨量的1.626倍主要是地形所造成。(陳等, 2013) 針對1998年5月27日發生於宜蘭縣與花蓮縣之超大豪雨 ($\geq 350\text{mm-d}$) 事件，進行綜觀形勢與中尺度分析，探討1997~2003年間梅雨季唯一於鋒後出現超大豪雨個案，降雨強度大且分佈範圍廣，研究結果顯示，此次發生於宜蘭及花蓮沿海地區之豪雨、大豪雨及超大豪雨，主要乃因臺灣東部近海發展之組織性中尺度對流系統西移影響而來，且西太平洋高壓發展西伸，產生跨越等高線氣流並增強風速而來。由海上而來之地面與低對流層較強東風入侵東部地區內陸，因地形舉升作用激發對流發展與增強，產生中央山脈東側與北側之豪雨。

(Yeh and Chen, 1998) 曾分析TAMEX期間弱綜觀強迫下臺灣東北與東部地區降水特徵，發現東北部山區因上坡風發展有午後1600LST最大值，而東部沿海山區亦有1700~2000LST最大值。(Chen et al., 1999) h-層分析臺灣地區降雨之日夜與季節變化，發現降雨量最大值出現時間可能係受局部環流與地形交互作用影響。近期，(陳與王, 2010) 探討梅雨季臺灣東部地區降雨與局部環流，發現該地區之降雨與局部環流密切關連，宜蘭地區在海風增強並與谷風結合時產生中尺度渦旋，此渦旋為激發午後對流產生顯著降雨之重要機制。

(Chen and Liang, 1992) 探討1987年TAMEX期間中層渦流在宜蘭與花蓮地區豪

雨扮演之角色，發現該豪雨事件可能因中層渦旋東北象限最大風速之特殊結構結合被加強之地形舉生效應而來。(Yeh and Chen, 2004) 針對宜蘭地區2001年梅雨季5月28日大豪雨個案進行天氣動力診斷分析，發現梅雨鋒面北退至鄰近海面與高層短波槽結合提供產生豪雨之有利環境條件，而潛熱釋放可能為鋒面北退與發展之主因。除大尺度強迫外，局部環流與地形則在決定降雨之時空分佈上扮演重要角色。

(陳等, 2012) 針對該大豪雨個案進行局部環流與降水時空分佈之探討，發現梅雨季大尺度環流氣流與熱力驅動之局部環流於蘭陽平原與鄰近地區可有活躍交互作用，並在降雨之時空分佈扮演重要角色，並發現蘭陽溪上游兩側山坡之局部環流，均非單純僅受該山脈熱力驅動，亦可受鄰近較強局部環流驅動使原有熱力環流轉向，礁溪以南蘭陽平原之局部環流，可因鋒後東北季風與地形交互作用，使海風延遲發展。

(王等, 1984; 陳與楊, 1998) 梅雨季豪雨主要發生在中央山脈西側地區，臺灣東部地區因處盛行西南風背風面，故豪雨發生較西部為少。(陳等, 2013) 利用中央氣象局東部地區1997~2006年5~6月梅雨季高時空解析度氣象站/自動雨量站觀測資料，探討Post-TAMEX 13-15預報分區，與依地理位置/地形高度之自然分區降雨強度、降雨機率、豪雨變化，並探討豪雨發生頻率與降雨強度之時間和地形關連，研究結果顯示，不論各預報分區或自然分區，在5月、6月或5~6月梅雨季，降雨強度、降雨機率及豪雨發生頻率最大值皆出現在午後，顯示太陽輻射加熱驅動局部環流在激發午後對流發展扮演重要角色。梅雨季貫穿各高度之豪雨發生頻率最大主軸一個出現在午後1400-1600LST，反映太陽輻射加熱驅動局部環流在激發豪雨之關鍵角色；另一個在入夜1800-2000LST，反應

除局部環流地形效應外，綜觀尺度強迫在東部地區梅雨季之豪雨產生亦扮演重要角色。

(二)WRF相關文獻探討

氣象模式的可能性最先在1920年代被提出來，但是直到50年代隨著計算機的發展才有第一次的預報產生，其簡化許多物理方程，並成功預測了一場美國東北的大風雪。80年代以後隨著電腦計算速度的演進、衛星遙測技術發展、氣象衛星的觀測資料及各地觀測站的設立，氣象模式也越來越精進及龐大。至今為止，目前比較有名的氣象模式如美國的MM5 (Fifth Generation Mesoscale Model) 及WRF (Weather Research and Forecasting model) 模式、歐洲的ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasting Integrated Forecast System) 等，各個國家的氣象局也有其自己發展及修改的氣象模式。

天氣研究及預報數值模式(WRF)是由美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)、國家海洋暨大氣總署(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)、國家環境預報中心(National Center for Environmental Prediction, NCEP)、預報系統實驗室(Forecast Systems Laboratory, FSL)、美國空軍氣象機構(Air Force Weather Agency, AFWA)、海軍預報實驗室(Naval Research Laboratory, NRL)、美國聯邦飛行部(Federal Aviation Administration, FAA)及Oklahoma大學所共同研發之中尺度模式，主要用於氣象的預報。在研究上，以研究分析及預報中尺度的降水及天氣系統。模式包含三維資料同化(3DVAR)系統、可隨具有多重的動力核心、可移動的巢狀網格、可平行化計算及可擴充更新的特點，模擬的尺度可由數公尺到數千公里。

WRF發展的主要目的是取代眾多的中尺

度氣象模式如NCAR及賓州大學的MM5模式、NCEP的Eta模式、FSL的RUC系統等。至今(2015年)WRF已經持續更新到3.7版,可應用於即時數值天氣預報與分析、參數化研究、耦合模式應用及教學等。

洪等(2006)就2004年梅雨季(2004年5月15日~6月15日),以美國NCEP(National Center for Environmental Prediction)GFS全球模式分析場為初始場,進行連續32天、每天2次,每次48小時的數值預報;並利用東亞地區探空站觀測之氣象場(包括高度場、溫度場和水氣場)進行校驗,以評估WRF(Weather Research and Forecast Model)模式不同物理參數法組合在東亞地區的預報能力。其針對WRF模式12種物理參數法組合進行測試,其中包括Yonsei University(簡稱YSU, Hong and Pan 1996)和Mellor-Yamada-Janjic TKE(簡稱MYJ, Janjic 1990; 1996; 2002)兩種邊界層參數法;WRF Single-Moment 5-class(簡稱WSM5, Hong et al. 2004)和Eta Ferrier(Roger et al. 2001)兩種微物理參數法;以及Kain-Fritsch(簡稱KF, Kain and Fritsch 1990; 1993)、Betts-Miller-Janjic(簡稱BMJ, Janjic 1994; 2000)和Grell-Devenyi ensemble(Grell and Devenyi 2002)等三種積雲參數法,各參數組合如表2-4實驗結果顯示WRF模式具有穩定的預報能力,當應用WRF模式於東亞地區進行數值天氣預報時,使用P01(YSU+WSM5+KF),即邊界層參數法採YSU,為物理參數法採用WSM5,積雲參數法採用KF為最佳的物理參數法組合;在高度場、溫度場、降雨地區及雨量的模擬結果呈現上,為所有參數組合中表現出最小誤差。

三、研究方法

WRF模式是中尺度數值天氣預報模式,作為數值預報以及大氣研究之用途,WRF模式適用的範圍從數公尺到數千公里。

WRF模式是由美國國家大氣研究中心(NCAR)等8個單位負責研發,為非商業營利之學術模式,可以提供研究人員進行真實天氣個案模擬實驗或是應用其理想化模組作為基本物理過程探討的理論依據。WRF模式系統開發的目標是建立一個具有可移植也可提供預報作業單位進行高效計算的物理、數值和資料同化的模式,並且是個易維護、可擴充、高效率、方便等眾多特性且使用介面友善的模式。

(一)資料來源

本研究使用中尺度模式WRF V3.3.1版本進行模擬,模擬時間為2012年5月11日2000 LST至2012年5月13日2000 LST共48小時,模式初始場和側邊界條件採用NCEP-GFS(National Center For Environmental Prediction;美國國家環境與預報中心)全球再分析資料,空間解析度為1°x1°,時間間隔為6小時一筆。模式模擬之網格設定為三層巢狀網格(圖3-1),三層巢狀水平網格解析分別為27 Km、9 Km及3 Km。模式中控制組(CTRL RUN)所使用的雲微物理過程為WSM5(WRF Single-Moment 5-class)單矩5相水粒子方案,此參數法包含水氣、雨、雲水、冰、及雪等5相水相粒子,並允許過冷水存在於大氣中;積雲參數法是使用Kain-Fritsch方案;邊界層參數法採用RRTM方案。

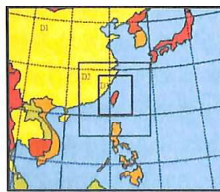


圖3-1 模式模擬之三層巢狀網格,水平網格解析分別為D1: 27 Km、D2: 9 Km及D3: 3 Km。

(二)WRF 模式介紹

WRF1.0於2000年11月30日發表後至

今(2015年)期間WRF模式依據不同目的,主要分為兩個不同的動力解模式NMM-WRF(Non-hydrostatic Mesoscale Model)及ARW-WRF(Advanced Research WRF)。此兩個版本的WRF在主結構上都相同,但是所著重的地方不同。NMM-WRF由NCEP及NOAA所研發,主要著重在其Non-hydrostatic過程、即時的模擬及分析,主要功能為即時預報。ARW-WRF由NCAR所研發,該模式可以加入理想個案模擬,以及調成靜力平衡假設之設定,著重模擬較大空間尺度及較長時間尺度的系統。

陸可揚2014研究說明,WRF模式是一個完全可壓縮非靜力模式,控制方程組都寫為通量形式。網格形式與MM5的Arakawa B格點不同,而是採用Arakawa C格點,有利於在重力波速解析中提升準確性。WRF模式系統將成為改進從小尺度到綜觀尺度等不同尺度重要天氣特徵預報精確度的工具。為了滿足實際天氣的需要,模式另必須要有一套物理參數法,比如積雲參數、輻射參數、邊界層參數化、對流參數化、次網格紊流擴散、以及微物理參數等,能夠應用於理想個案模擬、參數化研究、資料同化研究、即時數值天氣預報與分析、颱風模擬、區域氣候研究、耦合模式應用及教學等。

WRF模式使用統一化之控制介面,使用者較方便插入個別模組,圖3-2為模式系統的流程圖,圖中顯示各個輔助程式的順序及資料流向,並可採用使用者介面選單來改變模擬區域及模式參數,對初階使用者較方便操作,此外使用平行化之程式介面,在分工計算時較有效率,時間積分方面使用3階之Runge-Kutta(RK3)時間積分法,線性方程式為三階準確,較MM5二階(Leapfrog)精確,由於使用模組設計標準化語言(如採用F90及結構平行化)有更為先進的數值計算和資料同化技術、多重移動網格以及更為完善

的物理過程(尤其是對流和中尺度降水過程)。WRF擁有可移動的巢狀網格,可由外至內逐步增加其解析度,進而聚焦想要觀察之天氣現象。模式中可同時存在兩個解析度較高的模擬區域(Domain),模擬區域間只能包含,不能部份交集(如圖3-3),常使用的網格解析度比例通常為3:1,也就是內層區域為外層區域解析度的3倍,如45、15、5公里。而在移動系統的模擬上(如颱風),可將其設定為隨著系統移動的模擬區域,使模擬時可以專注於移動系統的細部變化。

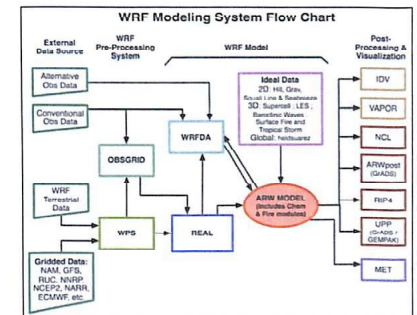


圖3-2 WRF模擬流程圖。(資料來源: Wang et al., 2012)

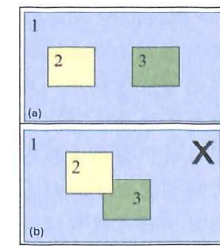


圖3-3 (a)兩個內層模擬區域位於同一外層模擬區域中 (b)區域2與3部份交集,此為模式中不允許之方式。(資料來源: Skamarock et al., 2008)

而在WRF模擬流程中,主要物理過程計有下述5項:

1.微物理(Microphysics):

微物理部分主要是處理水氣、雲、降水...

等濕過程。在 WRF 中，微物理過程是在每個時間步階中最後處理，以調整整個模式，確保溫度與水氣的平衡，因此微物理過程中並沒有考慮其時間趨勢。一般而言，在微物理過程中，混合相 (Mixed-Phase) 過程主要是由於冰與水的交互作用而產生，例如上升運動所產生的霰 (Graupel、或稱軟雹) 或雹，因此通常在第三層網格中，當其解析度小於 10km 時，網格內的上昇運動可被模式所解析，這時 WRF 則建議應採用混合相之過程，才能處理如雹或霰等較細微的物理現象。目前 WRF 3.4 版中有 14 種微物理選項。

2. 積雲參數化 (Cumulus Parameterization):

積雲參數化主要是處理次網格尺度中 (小於網格解析度)，因為模式網格所無法解析的雲之上升及下降運動對濕度、動量、熱量、溫度...等變數的影響，也可應用於對流降水之計算。但由於積雲參數化是代表次網格尺度下的雲物理過程，因此常使用在大於 10 公里解析度的網格，若在較高解析度的網格中，則只利用微物理過程來進行計算，而不使用積雲參數化。目前 WRF3.4 版中有 10 種積雲參數化選項。

3. 行星邊界層 (Planetary Boundary Layer):

行星邊界層過程主要在處理因大氣中渦流傳送所造成的垂直方向小尺度通量，其中表面通量是由表面層及地面過程所提供。行星邊界層過程可提供整個氣柱的溫度、水氣及水平動量之時間趨勢。在行星邊界層過程中，大部分的方法皆考慮乾混合的過程，但也可考慮水氣飽和對垂直穩定度的影響，進而改變大氣的混合過程。另外，在此假設網格可解析的渦流和較小尺度的紊流間不會互相影響，但當網格解析度小於數百公尺時，較小尺度的渦流已經能夠被模式所解析，所以此時應採用三維次網格亂流模式之行星邊界層過程 (例如亂流動能【Turbulent Kinetic Energy, TKE】擴散模式)。目前 WRF3.4 版中

有 12 種邊界層選項。

4. 地表過程 (Surface Layer, Land Surface, Urban Surface):

WRF 有關於地表的過程主要分為三部分，第一部分為地面層 (Surface Layer)，用來處理地面和邊界層之間的動量、熱能、水氣...等變數之交換作用及摩擦係數，以提供給地面模式 (Land-Surface Model, LSM) 及行星邊界層過程使用，模式中並不提供時間趨勢，僅提供與大氣穩定度相關之資訊；第二部分是地面模式，利用地面層所提供的大氣資訊、輻射參數化所提供的輻射強迫作用 (Radiative Forcing)、微物理及對流參數化所提供的降雨強迫作用 (Precipitation Forcing)，配合陸地相關參數及地表特性，處理地表、大氣和土壤間的交互作用，以求得地表溫度、土壤溫度及濕度剖面、雪量、植被...等相關資訊。此模式僅為一維之模式，與周圍之網格不會互相影響；第三部分為都市表面 (Urban Surface) 過程，用來呈現都市對於中尺度天氣現象之影響，在都市表面模式中，會估算建築物屋頂、牆壁及路面之溫度與熱通量，並計算都市表面與大氣間的動能交換，對邊界層過程相當重要。目前 WRF3.4 版中有 8 個地面層過程、7 個地面模式及 3 個都市表面過程之選項。

5. 輻射 (Longwave Radiation, Shortwave Radiation):

在 WRF 中，輻射部分是考慮長波輻射及短波輻射對大氣與地表之影響。長波輻射包括紅外及熱輻射，主要受地表及大氣的吸收及發射作用影響；短波輻射則是來自於太陽光，主要受到地表及大氣的吸收、反射與散射作用之影響。在輻射模式中，每一個網格皆獨立進行計算 (一維模式)，其計算結果與模式預報之雲及水氣分布、二氧化碳及臭氧濃度有密切關係。目前 WRF3.4 版中包含 6 個長波輻射模式及 8 個短波輻射模式。

由上述資料可知，WRF 模式有多種的模式組可帶入，可依不同的大氣環境與天氣尺度，選擇其適合的參數化法加以模擬，且 WRF 模式使用統一化之控制介面，使用者較方便插入個別模組並可採用使用者介面選單來改變模擬區域及模式參數。因此，WRF 模式在氣象作業上將有廣泛的應用前景，包括在天氣預報、大氣化學、區域氣候、颱風模擬、參數化研究、純粹的類比研究等方面的應用，它將有助於臺灣不同類型、不同地域天氣過程的高解析度數值預報，提升天氣預報的解析度和準確性。

而在進行 WRF 模式模擬之前，必須先進行 WPS(WRF Preprocessing System)程序，WPS 即為資料的前處理系統，WPS 的工作包含產生地形和地圖資訊以及將觀測資料內插至 WRF 模式的網格點等處理過程，產生模式初始場，之後再交由 WRF 進行模擬，如圖 3-4。WRF 模式輸出的結果可利用 GrADS、NCL 等繪圖軟體繪製成各種氣象分析圖，以進行分析與討論。

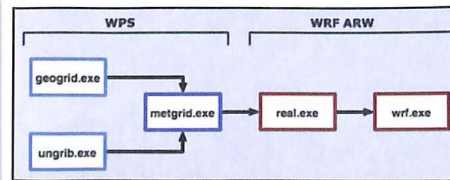


圖 3-4 WPS 與 WRF ARW 流程圖。(資料來源：Skamarock et al., 2008)

(三) 實驗設計

1. 模式地形敏感度測試

除控制組 (CTRL RUN) 實驗外，另外設計三組對照組實驗分別為：(1) 臺灣地形高度減一半，(2) 移除臺灣地形，地表仍為陸地，及(3) 移除臺灣地形，地表為水體，針對不同地形狀況下之模擬結果與控制組實驗做比較，藉由不同之模式設計，藉由不同之模式設計模擬探討本次超大豪雨事件發生機制、

演變過程及地形扮演之角色。

2. 模式降雨敏感度測試

為測試不同降雨微物理過程對於本次宜蘭地區超大豪雨個案之掌握能力，除控制組 (CTRL RUN) 實驗外，另外設計三組對照組實驗，分別為：(1) WSM6 冰雹方案，(2) Kessler 暖雲方案，及 (3) WDM5(WRF Double-Moment 5-class) 雙矩 5 相水粒子方案。針對不同積雲參數法之模擬結果與控制組實驗做比較來探討本次超大豪雨事件發生之機制及演變過程。控制組及各對照組設定方式如表 3-1。

表 3-1 模式模擬控制組及各對照組設定方式。

| 實驗名稱 | 地形高度 | 雲微物理過程 |
|------------|---------------|---|
| 控制組 CTL | 全地形 | WSM5 |
| 地形測試模擬 | | |
| HALF-TER | 臺灣地形高度減一半 | WSM5 |
| RM-TER-L | 移除臺灣地形，地表仍為陸地 | WSM5 |
| RM-TER-W | 移除臺灣地形，地表為水體 | WSM5 |
| 雲微物理過程測試模擬 | | |
| M1-WSM6 | 全地形 | WSM6 冰雹方案 |
| M2-Kessler | 全地形 | Kessler 暖雲方案 |
| M3-WDM5 | 全地形 | WDM5(WRF Double-Moment 5-class) 雙矩 5 相水粒子方案 |

四、個案分析與檢討

(一) 個案介紹

由地面天氣圖顯示(圖 4-1)，2012 年 5 月 12 日 0800 LST 高壓中心位於日本海，鋒面位於華中一帶，臺灣地區風場為東風氣流，13 日 0800 LST 位於日本海之高壓中心略為向東移動，而位於華中之鋒面系統東移至華南沿海一帶，臺灣位鋒面前緣，環境風場轉為偏南氣流，臺灣地區為一鋒前之弱綜觀大氣環境。

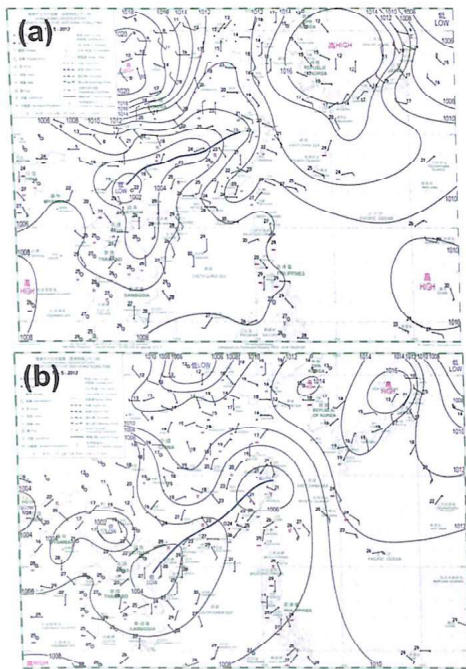


圖 4-1 2012 年 5 月 (a)12 日及 (b)13 日 0800 LST 地面天氣圖。(資料來源：香港天文台)

由紅外線衛星雲圖顯示(圖 4-2)，5 月 12 日 1800 LST 至 2400 LST 期間，鋒面系統持續由大陸華中移出至沿海一帶，此時鋒面系統發展之對流雲系並未影響臺灣地區，反而是位於臺灣東北部及臺灣東部近海對流雲系明顯被激發，並隨時間卻有發展增強之現象。

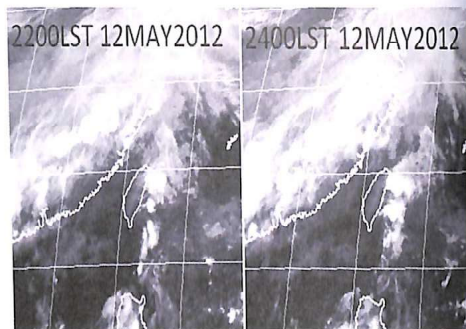
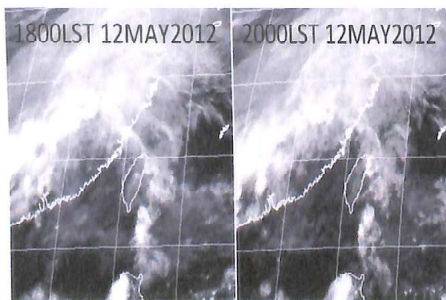


圖 4-2 2012 年 5 月 12 日 1800 LST 至 2400 LST 紅外線衛星雲圖。

透過整合雷達回波時間序列(圖 4-3)，更可以清楚看見臺灣東北部地區及其外海之強回波發展情況，最強回波發生在宜蘭南方，其回波值達 55dBz 以上。該對流發展時段集中午(1200LST)後至半夜(2400 LST)12 小時，並造成該地區最大累積雨量達 507 毫米(圖 4-4)。

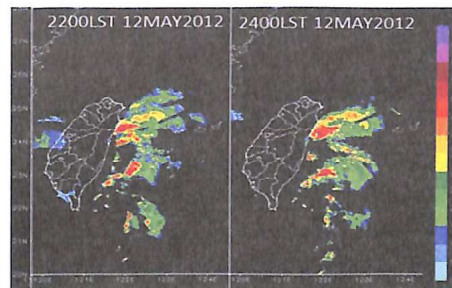
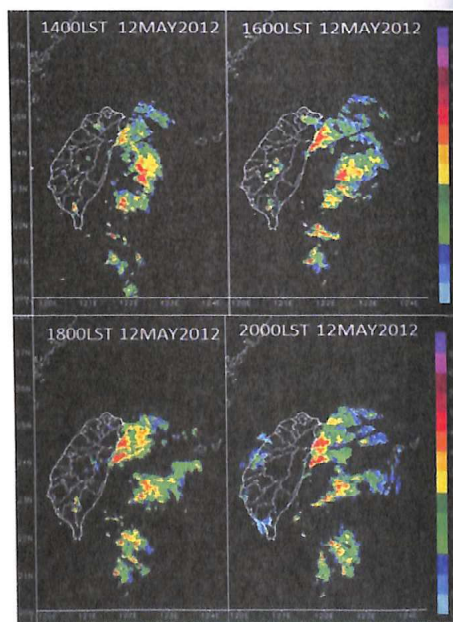


圖 4-3 2012 年 5 月 12 日 1400 LST 至 2400 LST MOSAIC 整合雷達回波圖。(資料來源：中央氣象局)

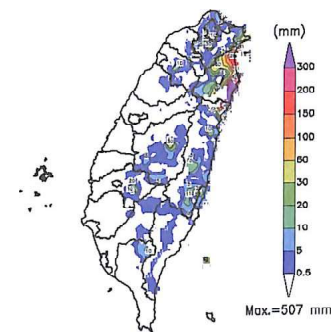


圖 4-4 2012 年 5 月 12 日臺灣地區累積雨量圖(雨量單位：mm)。

(二)模擬結果分析

1. 模擬控制組校驗與分析

由 D1(第一層網巢)模擬 12 小時(5 月 12 日 0800 LST)之結果顯示(圖 4-5)，低面高壓中心位於韓國半島，其勢力向東南伸展至日本南方海面，臺灣地區風場為偏東至東南風；850 hPa 臺灣東部海域仍受高壓環流影響，以東南風場為主，此時大陸華中存在一鋒面之低壓系統；500 hPa 高壓環流中心位於南海地區，臺灣地區風場為西至西北風。模擬 36 小時(5 月 13 日 0800 LST)後，位於華中之鋒面系統東移至大陸沿海附近，臺灣位於鋒前之大氣環境，低層南風明顯增強，500hPa 仍為西風氣流(圖 4-6)。相較於觀測結

果顯示，模擬結果大致掌握鋒面系統及臺灣周邊之大氣環境變化情況。

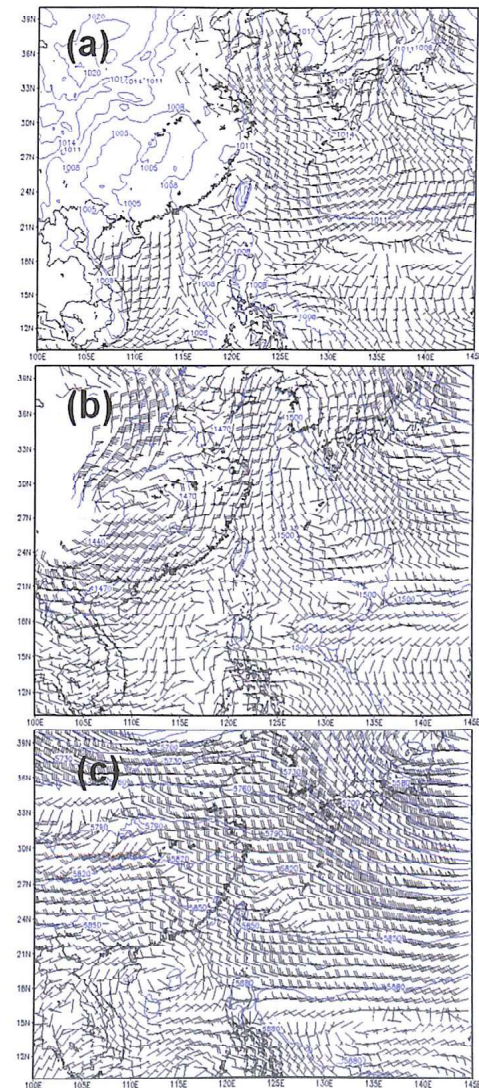


圖 4-5 模式模擬 2012 年 5 月 12 日 0800 LST (a)1000 hPa 風場(風速單位 KT)及海平面氣壓(單位 hPa)；(b) 850 hPa 風場及高度場(單位 HGT)及(c)500 hPa 風場及高度場(單位 HGT)。

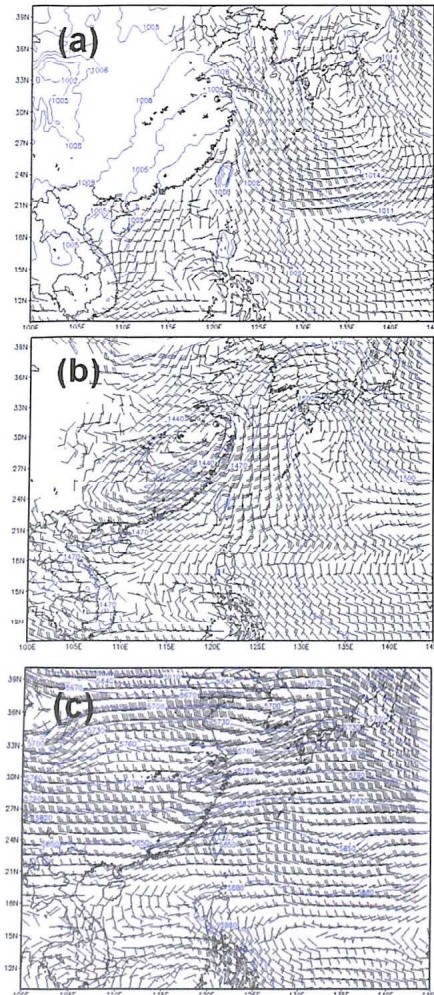


圖4-6 模式模擬2012年5月13日0800 LST (a)1000 hPa 風場(風速單位KT)及海平面氣壓(hPa); (b) 850 hPa風場及高度場(單位HGT)及(c)500 hPa風場及高度場(HGT)。

由 D3(第三層網巢)模擬最大雷達回波顯示(圖4-7), 5月12日午後1400 LST位於臺灣中央山脈周邊山區對流有開始發展, 隨著時間該對流雲系持續增強, 尤其位於東北部

山區, 對流發展最為旺盛, 且持續時間長, 至2400 LST仍可見位於宜蘭地區超過50dBz之強回波; 除陸地上之對流發展外, 亦可發現位於東部近海對流發展也相當旺盛, 且多呈線狀分佈, 對於東部近海之線狀對流 Yu and Jou 及 Alpers et al. (2007) 研究均顯示局部環流與地形效應, 是造成該對流線生成重要原因之一, 然而該對流系統並非本文探討之重點, 在此不多贅述。由圖4-8 模擬5月12日0800LST至13日0800LST 期間24小時累積降水顯示, 陸地上最大降水位置與觀測相同, 最大累積降為量約為425毫米, 略小於觀測值, 整體降水分佈模擬表現相當接近觀測情況。

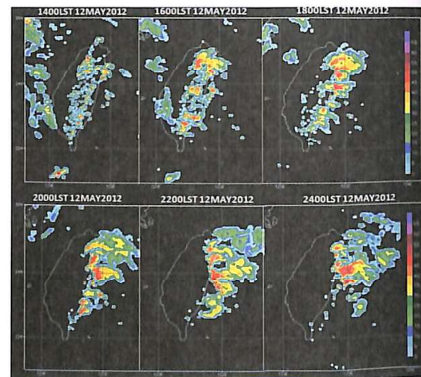


圖4-7 模式模擬2012年5月12日1400 LST至2400LST 最大雷達回波(dBz)分佈時間序列。

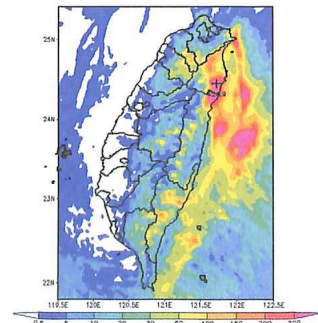


圖4-8 D3模式模擬2012年5月12日0800LST至13日0800LST累積降水量(mm)。

2. 強降水機制分析

由於模式正確模擬出各項大氣環境要素(包含鋒面系統、風場及降水分佈等), 因此, 可藉由分析各量場以探討宜蘭地區強降水過程與形成機制。圖4-9為5月12日1600 LST及2000 LST 925hPa 臺灣周邊風場及輻散場分佈, 此時宜蘭地區之對流發展相當旺盛, 由風場可見東部近海風場以東南風為主, 當氣流接近陸地時, 受地形影響風場有為轉偏北之現象, 並與環境之東南風形成局部之輻合, 在宜蘭地區向岸風相當明顯, 該風場有利將海面上之水氣帶往陸地。由圖4-10相同時間700hPa 風場則顯示, 該高度仍以西風氣流為主, 因陸地及東部近海之局部對流發展, 導致氣流呈現擾動情況, 並形成局部輻合, 有利對流發展。

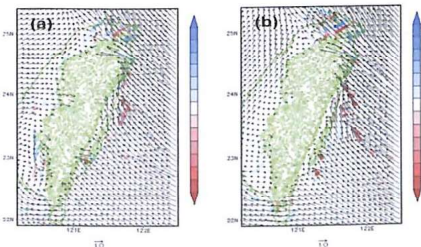


圖4-9 模式模擬2012年5月12日925hPa(a)1600 LST及(b)2000 LST風場(風速單位KT)及輻散場(色階, 單位 $1e-4 m^2 s^{-1}$)。

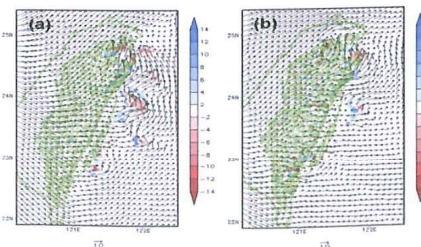
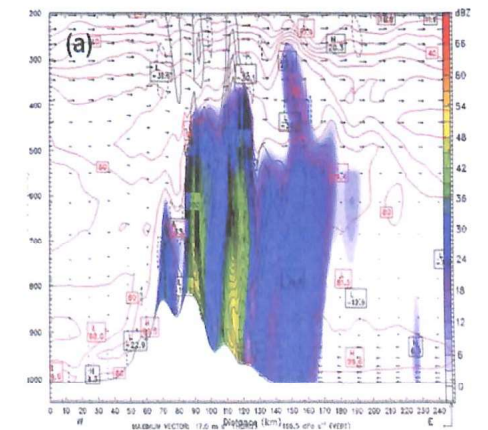


圖4-10 模式模擬2012年5月12日700hPa(a)1600 LST及(b)2000 LST風場(風速單位KT)及輻散場(色階, 單位 $1e-4 m^2 s^{-1}$)。

由雷達回波、相對濕度及風場高度剖面圖顯示(圖4-11), 5月12日1600 LST 低層約在850hPa以下東部海上偏東氣流之風量相當明顯, 該偏東氣流帶來相當充足之水氣(低層相對濕度均接近100%), 該氣流進入地形後被地形舉升; 而此同時, 山脈西部氣流均為偏西氣流, 部份氣流越過山脈後, 在背風區(山脈東側)形成下沉作用, 該下沉之氣流與山脈東側受地形舉升之氣流形成局部之輻合作用, 加深空氣塊舉升之能力, 形成對流發展之重要激發機制。由圖4-11中可以發現最強之對流發生在山脈東側之斜坡上, 至夜間(圖4-11b)該舉升機制仍然存在, 故對流發展仍為活躍, 惟強度有略為減弱。除了上述存在之舉升機制外, 對流之發展仍必須提供適當之大氣環境, 使其可持續發展。由圖4-12(a)相當位溫分佈顯示, 受風場傳送由低緯地區帶來暖濕空氣, 東部近海均有較高之相當位溫, 在宜蘭近海之相當位溫值仍高達350°K, 其高相當位分佈軸線由東南部海域向東北部近海延伸, 呈現東南-西北走向, 形成一低層暖濕之大氣條件; 此時, 由模擬之CAPE值(圖4-12(b))亦有相似分佈, 宜蘭周邊之CAPE值高達1000 J/kg以上, 為對流發展提供最有利之環境。



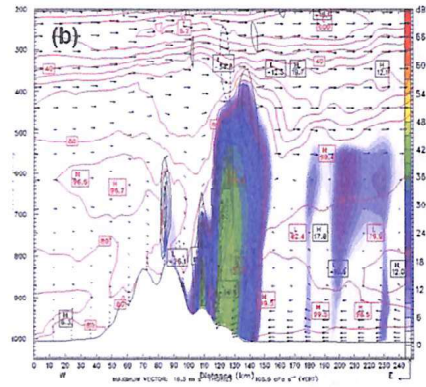


圖 4-11 2012 年 5 月 12 日 (a)1600 LST 及 (b)2000 LST 之模擬雷達回波(色階)、相對濕度(等值線)及風場高度剖面圖。

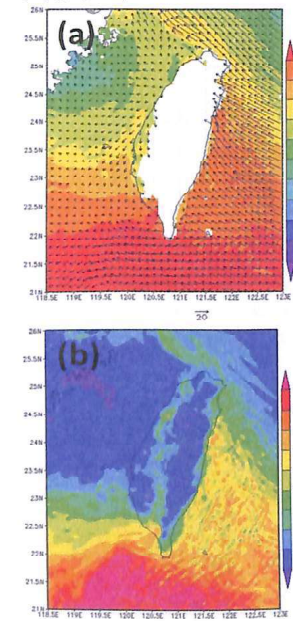


圖 4-12 2012 年 5 月 12 日 1600LST (a)1000hPa 相當位溫(色階, 單位 °K) 與風場(風速單位 KT) 及 (b)CAPE (單位 J/kg) 分佈。

(三) 敏感度測試

1. 灣地形高度減半之模擬

由模擬之最大雷達回波圖顯示(圖 4-13), 雖然地形高度降低一半, 但午後陸地上對流發展仍相當明顯, 尤其在 5 月 12 日 2000 LST 時, 花蓮北部地區亦有出現高達 55dBz 之強回波, 該地區之降水更高達 642 毫米(圖 4-14), 高於控制實驗之最大值 425 毫米, 但位置不同。由 925 hPa 風場及輻散量場分佈可以發現, 因地形高度改變, 造成環境風場與地形產生之輻合位置略為向南移動, 最大降水即發生在該最大輻合區, 顯現環境風場與地形之間作用對產生激發對流之重要性。

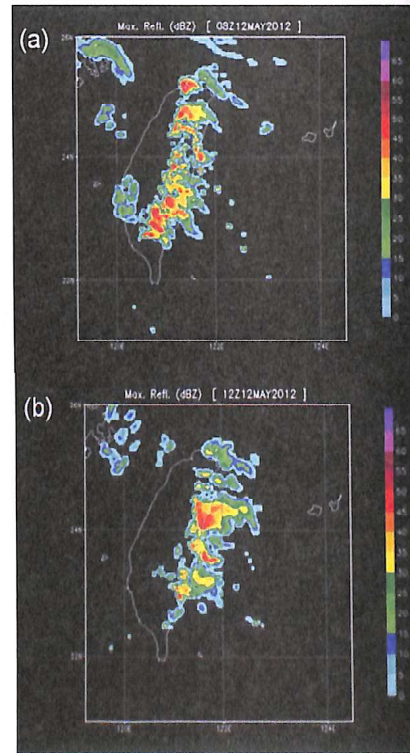


圖 4-13 2012 年 5 月 12 日 (a)1400 LST 及 (b)2000 LST 最大雷達回波 (dBZ) 分佈。

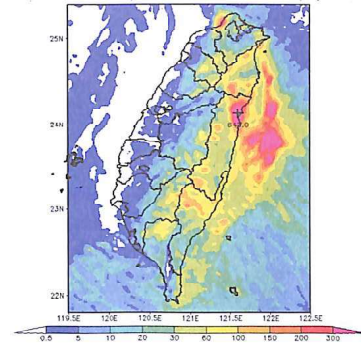


圖 4-14 2012 年 5 月 12 日 0800LST 至 13 日 0800LST 累積降水量 (mm)。

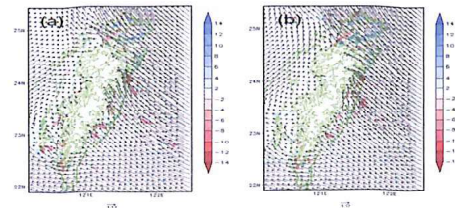


圖 4-15 2012 年 5 月 12 日 925hPa (a)1800 LST 及 (b) 2000 LST 風場(風速單位 KT) 及輻散場(色階, 單位 $1e-4s^{-1}$)。

若以每 6 小時繪製乙次累積降雨量(圖 4-16), 並對照 925、850hPa 水氣輻合圖發現(圖 4-17、4-18), 模擬控制組降雨極值位置位於 x 方向格點 317, y 方向格點 309, 即位於 $24.4368^{\circ}N$ 、 $121.722^{\circ}E$ (圖 16 方框處), 24 小時累積量達 413 毫米, 該處較明顯累積雨量發生自 2012 年 5 月 12 日 14LST 至 13 日 08LST 止, 圖 17 及圖 18 則顯示, 2012 年 5 月 12 日 08LST 時位於臺灣東北部外海有一處較明顯水氣輻合區, 隨時間演進逐漸往臺灣陸地移動, 輻合強度約於 5 月 12 日 20LST 達到最強, 至 13 日 02LST 逐漸減弱, 研判此水氣輻合區於外海生成, 隨環境風場移往臺灣地區後與地形發生交互作用, 進而造成該處明顯累積降雨。

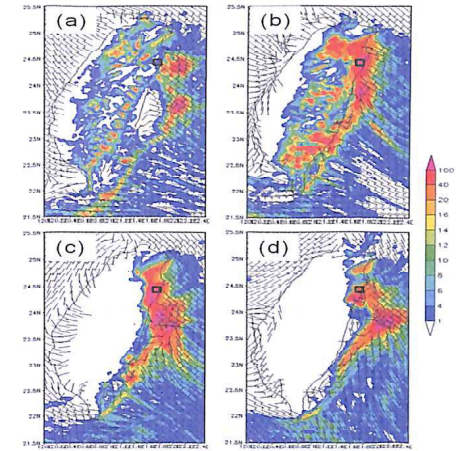


圖 4-16 模擬每 6 小時累積降雨量, 時間分別為 (a)5 月 12 日 08 至 14LST、(b)5 月 12 日 14 至 20LST、(c)5 月 12 日 20 至 13 日 02LST、及 (d)5 月 13 日 02 至 08LST, 圖中方框處(□)為模擬控制組降雨極值位置。

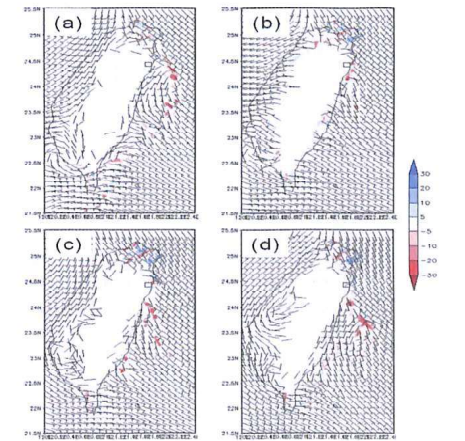


圖 4-17 模擬 925hPa 風場(風速單位 KT) 及輻散場(色階, 單位 $1e-4s^{-1}$), 時間分別為 (a)5 月 12 日 08LST、(b)5 月 12 日 14LST、(c)5 月 12 日 20LST、及 (d)5 月 13 日 02LST, 圖中方框處(□)為模擬控制組降雨極值位置。

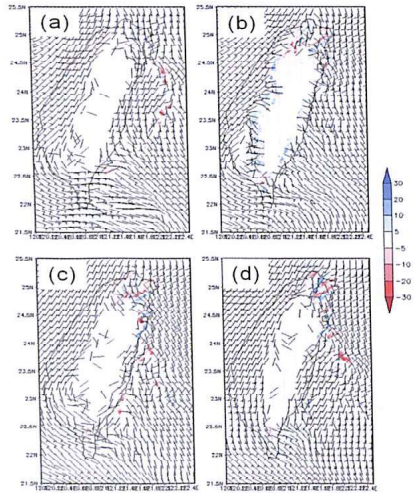


圖4-18 同圖17，但為850hPa。

分析地形減半之模擬結果，發現地形減半組降雨極值位置位於 x 方向格點 308, y 方向格點 286, 即位於 24.126°N、121.6°E(圖 4-19 三角形處), 24 小時累積雨量達 642 毫米, 該處較明顯累積雨量發生自 2012 年 5 月 12 日 14LST 至 13 日 08LST 止, 圖 4-20、4-21 則顯示, 2012 年 5 月 12 日 08LST 時臺灣東北部外海水氣輻合區仍存在, 隨時間演進逐漸往臺灣陸地移動, 但原位於模擬控制組中臺灣東北部區域之較強輻合區則往南方偏移, 且其輻合強度至 13 日 02LST 仍無明顯減弱, 顯示風場持續與地形發生交互作用, 因此研判此為地形減半組累積降雨多於模擬控制組累積降雨之主因, 而造成水氣輻合區及降雨極值區南移之原因, 研判可能因地形減半後, 激發風場與地形交互作用之地形高度由北往南變動, 進而造成大氣舉升位置與持續時間皆有所改變所致(圖 4-23)。

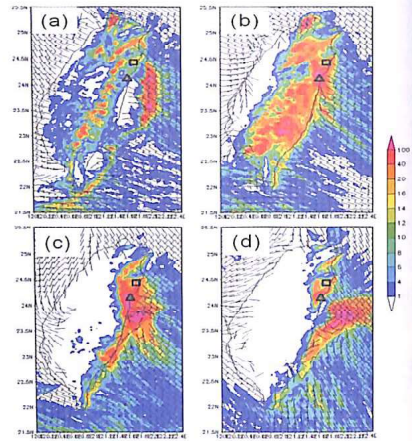


圖4-19 模擬每6小時累積降雨量, 時間分別為(a)5月12日08至14LST、(b)5月12日14至20LST、(c)5月12日20至13日02LST、及(d)5月13日02至08LST, 圖中方框處(□)及三角形(△)分別代表模擬控制組及地形減半組降雨極值位置。

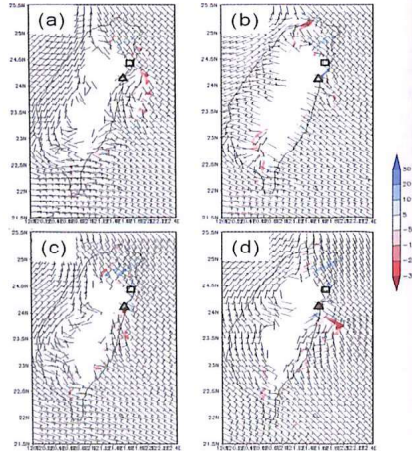


圖4-20 模擬925hPa風場(風速單位KT)及輻散場(色階, 單位 $1e-4s^{-1}$), 時間分別為(a)5月12日08LST、(b)5月12日14LST、(c)5月12日20LST、及(d)5月13日02LST, 圖中方框處(□)及三角形(△)分別代表控制組及地形減半組降雨極值位置。

2. 除臺灣地形之模擬

由圖 4-23(a)移除臺灣地形(地表仍為陸地)模擬顯示, 無高山地形時, 午後對流發展仍相當旺盛, 且該對流發生位置多集中在陸地中央, 原因為午後熱力作用造成海風向陸地中央移動, 並在陸地中央形成輻合(圖略), 形成動力舉升, 進而形成對流。而移除臺灣地形, 並將該移除地形範圍設為水體, 則地表之熱力機制不存在, 故對流並未發生(圖 4-23(b))。由雨量累積亦可顯示, 當有地表存在時, 對流產生之降水仍可達 263 毫米(圖 4-24(a)), 但完全為水表面時, 僅有局部地區為風場輻合產生之零星降水(圖 4-24(b))。

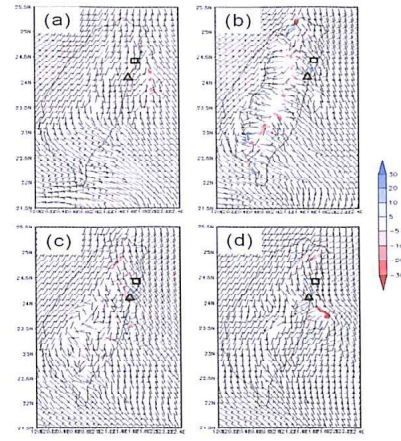


圖4-21 同圖20，但為850hPa。

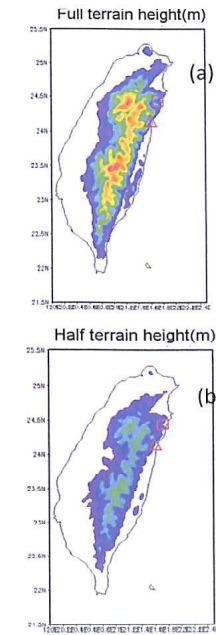


圖4-22 模式(a)模擬控制組與(b)地形減半組地形高度, 圖中方框處(□)及三角形(△)分別代表降雨極值位置。

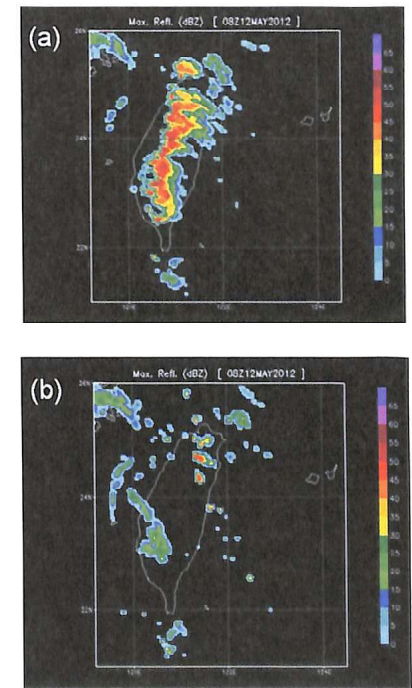


圖4-23 移除地形(a)平坦地表及(b)平坦水面模擬2012年5月12日1800 LST 最大雷達回波(dBZ)分佈。

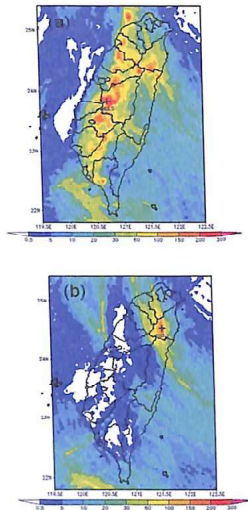


圖 4-24 移除地形(a)平坦地表及(b)平坦水面之模擬累積降水量(mm)，時間為2012年5月12日 0800LST至13日0800LST。

由上述地形實驗模擬可以發現，環境風場與地形之間作用在本個案中扮演相當重要的角色，由於環境存在適合對流發展之有利條件，此時只要有局部輻合之激發作用，就可以誘發強對流的生成。在本個案模擬中，偏東至東南氣流與宜蘭地區地形間之相互作用正好滿足此一條件，進而造成宜蘭地區強降水事件發生；倘若地形改變或風場進入角度不同，則對流發生位置就會隨之調整。

(四)降雨敏感度測試

臺灣地區降雨除受地形影響外，考慮水相粒子變化之微物理過程亦扮演相當重要角色，若微物理方案能正確反應出大氣中水相粒子之變化過程，對於降雨趨勢亦才能有較為合理之推估。

1. 模式模擬期間總降雨量預報校驗

圖 4-25 為本次超大豪雨個案期間不同微物理過程與實際各測站降雨量比較，統計時

間自2012年5月11日2000 LST至13日2000 LST 共計 48 小時，其中深藍色為實際降雨量，其餘不同顏色分別代表不同微物理過程，校驗測站選擇以本次超大豪雨個案發生之宜蘭地區當地測站，包括宜蘭(46708)、蘇澳(46706)、礁溪(C0U60)、南澳(C0U77)四測站，預報雨量以最接近測站位置之 4 網格點雨量資料作算術平均來當作模式預報該測站之降雨資料。圖中顯示，針對宜蘭、蘇澳、礁溪、南澳等四測站，以 Kessler 方案所預報之總累積雨量與實際雨量最為接近，尤其預報南澳測站 48 小時總累積降雨量達 427 毫米，與實際降雨量 517 毫米已相當接近，WSM5 方案預報宜蘭、礁溪二測站與 Kessler 方案表現相當接近，而 WSM6 與 WDM5 方案除分別預報南澳及蘇澳測站雨量表現較佳外，針對其餘三測站之降雨量預報皆低於 WSM5 及 Kessler 方案。由上述分析可知，WSM6 冰雹方案雖增加預報冰雹，但對降雨預報並無實際幫助，推測本次超大豪雨個案形成機制可能與冰雹形成降水過程較無關，與地形之交互作用有較大關聯；而 WDM5 方案雖額外預測水相粒子濃度分布，但對降雨量無明顯提升或幫助。

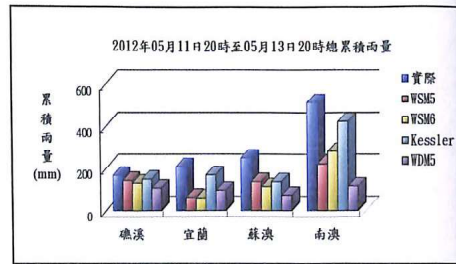


圖 4-25 模擬不同微物理過程與實際各測站降雨量比較，其中深藍色為實際降雨量，其餘不同顏色分別代表不同微物理過程。

2. 模式模擬期間不同階段降雨量預報校驗

圖 4-26(a)至(d)為各測站不同階段實際

降雨量與模式預報降雨量比較，校驗時間自2012年5月11日2000 LST至13日2000 LST 共計 48 小時，以每 12 小時做區隔分為 4 階段，其中深藍色線條為實際降雨量，其餘不同顏色分別代表不同微物理過程。圖中顯示，以實際降雨趨勢而言，各測站第 1 階段雨勢並不明顯，第 2 階段降雨趨勢最為明顯，各測站 12 小時累積雨量皆達 100 毫米以上，其中以南澳測站雨勢最為明顯，12 小時累積雨量達 200 毫米以上，至第 3 階段雨勢開始減緩，各測站 12 小時累積雨量皆小於 50 毫米，至第 4 階段雨勢明顯減小。檢視各方案之降雨預報趨勢，明顯發現雖然 Kessler 方案(圖中淺藍色線)之 48 小時總累積降雨量與實際降雨量接近(圖 4-26)，但其預報降雨趨勢與實際降雨趨勢卻並不一致，Kessler 方案除預測南澳測站以第 2 階段降雨量達最大外，預測其餘三測站皆以第 3 階段雨勢最明顯，且預報各測站之第 2 階段雨量皆少於實際雨量，顯示該方案並無法有效掌握實際降雨趨勢，尤其南澳測站第 3、4 階段預報雨量皆大於 100 毫米以上，超過實際雨量甚多，顯示該方案預報降雨量似乎有延後趨勢。

以 WSM5 方案而言，除礁溪測站預報第 2、3 階段降雨趨勢與實際不符外，其餘測站預報皆能掌握雨勢變化趨勢，皆以第 2 階段最多，之後第 3、4 階段逐漸減少，顯示 WSM5 方案於本次超大豪雨個案中，其雨量預測及降雨趨勢預報表現較佳，此結果與其它針對臺灣地區降雨之研究報告亦相當吻合，顯示 WSM5 之降雨機制頗能合理反應出臺灣地區降雨特性及機制，但是否適用於不同季節之降水過程，值得更深入之研究探討。

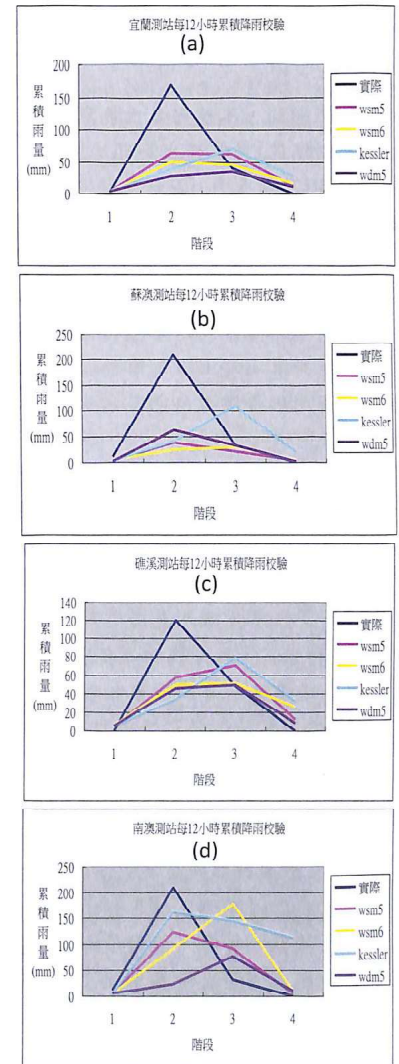


圖 4-26 不同階段實際降雨量與模式預報降雨量比較分為第 1(5月11日2000至12日0800 LST)、第 2(5月12日0800至12日2000LST)、第 3(5月12日2000至13日0800 LST)、及第 4(5月13日0800至13日2000LST)階段，深藍色線條為實際降雨量，其餘顏色分別代表不同微物理過程。

五、結論與建議

(一)結論

梅雨季期間，不穩定之大氣環境提供對流發展有利條件，並常造成局部地區之豪(大)雨發生。2012年5月12日宜蘭地區出現日累積雨量達507毫米超大豪雨，瞬時雨量造成當地嚴重災情。本研究利用WRF高解析度之數值模擬，除改變臺灣地形高度之實驗設計，另針對不同降水物理參數化做敏感度測試，藉此探討本次超大豪雨事件發生機制、演變過程及地形扮演之角色，本次模擬結果摘陳如次：

1. 東南風場傳送低緯之暖濕空氣，使得東部近海有較高之相當位溫，在宜蘭近海之相當位溫值達350°K，其分佈軸線由東南部海域向東北部近海延伸，呈現東南-西北走向，形成一低層暖濕之大氣條件，且該區CAPE值相當高，為有利對流發展之環境。
2. 當東部海域偏東南氣流帶來相當充足之水汽，該氣流進入地形後被地形舉升；同時，山脈西部氣流偏西氣流越過山脈後，在背風區形成下沉氣流與山脈東側受地形舉升之氣流形成局部輻合作用，加深空氣塊舉升之能力，形成對流發展之重要激發機制。
3. 由地形敏感度模擬測試結果顯示，當臺灣地形高度減低一半時，模擬最大之降雨位置略為南移，但強度略為增強；而移除臺灣地形(地表仍為陸地)時，午後對流發展仍相當旺盛，且該對流發生位置多集中在陸地中央，原因為午後熱力造成海風向陸地中央移動，在陸地中央形成輻合形成動力舉升，進而形成對流。當移除地形範圍設為水表面時，地表之熱力機制不存在，故對流並未發生。
4. 除受地形影響外，水相粒子變化之微物理過程對於降水亦扮演相當重要角色。瞭解

大氣中水相粒子之變化過程，對於降雨趨勢才能有較為合理之推估。

5. 模式敏感度模擬顯示，本次宜蘭地區超大豪雨個案，以WSM5方案之雨量預測及降雨趨勢預報表現較其它方案為優，此結果與其它針對臺灣地區降雨模擬之研究報告相當近似，顯示WSM5之降雨機制頗能合理反應出梅雨季臺灣地區東北部降雨特性及機制，但是否適用於不同季節之降水過程，值得更深入之研究探討。
6. 綜合上述分析顯示，環境風場與地形之間作用在本個案中扮演相當重要的角色，由於環境存在適合對流發展之有利條件，此時只要有局部輻合之激發作用，即可以誘發對流的生成。在本個案模擬中，偏東至東南氣流與宜蘭地區之地形正好滿足此一條件，進而造成宜蘭地區之強降水事件發生。

(二)建議

1. 由於雲微物理參數化對於降水過程會造成不同程度之影響，因此未來將針對不同雲微物理參數化方法進行測試，以瞭解本次個案中超大豪雨之降水過程中不同雲微物理過程扮演之角色及其對降雨之影響。
2. 由個案研究發現，臺灣東北部豪(大)雨個案，於梅雨季時的重要因素為地形、風場及大氣環境不穩定等項，因此，爾後對於天氣的監測及守視，風場與環境不穩定度的重要性及代表性就更顯其關鍵。
3. 梅雨季節政府防災機制置重點於臺灣西南部，往往忽略臺灣東北部，經研究顯示梅雨期間東北部仍有超大豪雨發生的機會，建議縣市政府在防災意識應更加務實不可鬆懈，以確保人民生命財產安全。
4. 梅雨季期間，鋒前暖區亦有劇烈降雨系統

生成，尤其是東北部地區非常罕見，這提醒我們必須修正過往防災的保守概念，甚至需重新思考更新防災的機制架構。

六、參考文獻

- Alpers, W., J. -P Chen, I. -I. Lin, and C. -C Lin, 2007: Atmospheric fronts along the east coast of Taiwan studied by ERS synthetic aperture radar images. *Mon. Wea. Rev.*, 64, 922-937.
- Chen, G.T.J., and C.Y. Liang, 1992: A midlevel vortex observed in the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 250-41.
- Chen, G.T.J., and H.C. Chou, 2006: A summertime severe weather event occurred in the Taipei Basin. *TAO.*, 17, 3-22.
- Chen, T.-C., M.-C. Yen, J.-C. Hsieh, and R.W. Arritt, 1999: Diurnal and seasonal variations of the rainfall measured by the automatic rainfall and meteorological telemetry system in Taiwan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 80, 2299-2312.
- Chien, F.-C., Y.-H. Kuo, and M.-J. Yang, 2002: Precipitation forecast of the MM5 in Taiwan area during the 1998 Mei-yu season. *Wea. Forecasting*, 17, 739-754.
- Kerns B.W.J., Y.-L. Chen, and M.-Y. Chang, 2010: The diurnal cycle of winds, rain, and autumn rainfall regimes. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 4975-6.
- Wang, C.C., G.T.J. Chen, T.C. Chen, and K. Tsuboki, 2005: A numerical study on the effects of Taiwan topography on a convective line during the Mei-yu season. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 3217-3242.
- Yeh, H.-C., and Y.-L. Chen, 1998: Characteristics of rainfall distributions over Taiwan during the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *J. Appl. Meteor.*, 37, 145-71469.
- Yeh, H. C., and G.T.J. Chen, 2004: Case study of an unusual heavy rain event over eastern Taiwan during the Mei-Yu season. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 320-337.
- Yeh, H.C., and Y.L. Chen, 1998: Characteristics of rainfall distributions over Taiwan during the Taiwan area mesoscale experiment (TAMEX). *J. Appl. Meteor.*, 37, 1457-1469.
- Yu, C. -K., and B. J. -D. Jou, 2005: Radar observation of diurnally forced, offshore convective lines along the southeastern coast of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 1613-1636.
- 王時鼎、鄭俠及趙有變，1984: 臺灣天氣變化之自然季節。 *大氣科學*，11，101-120。
- 吳宗堯、王時鼎，1985: 變易季節台灣北部地形加劇鋒面性質降雨機制及結構之初步分析。 *天氣分析與預報研討會*，中央氣象局，73-88。
- 洪景山、林得恩、簡芳菁、劉素屏、周仲島、林沛練、張文錦、繆璿如、陳致穎、雷銘中，2006: 「WRF 模式之敏感度測試第一部分：探空測站上的校驗」， *大氣科學*，34-3。
- 張耀升、陳台琦、陳景森，1995: 宜蘭地區連續降水初步探討， *氣象預報與分析*，第144期，11-20。
- 陳泰然，1978: 臺灣梅雨期之中幅度天氣系統分析，臺灣地區災變天氣研討會論文集編，國科會，150-157。
- 陳泰然，1994: 臺灣梅雨季之豪雨研究。 *大氣科學*，22，455-477。
- 陳泰然，2000: 臺灣豪雨研究回顧與展望。 *科學發展月刊*，28，103-106。
- 陳泰然、王子軒，2010: 梅雨季臺灣東部地區降雨與局部環流之研究， *大氣科學*，第三十八期第三號，165-184。

- 陳泰然、王子軒, 2010: 梅雨季臺灣東部地區降雨與局部環流之研究。大氣科學, 38, 165-184。
- 陳泰然、王子軒及黃心怡, 2013: 臺灣東部地區梅雨季降水與豪雨之氣候特徵。大氣科學, 41, 1-20。
- 陳泰然、吳清吉, 1978: 臺灣五大城市之氣候特性分析。大氣科學, 5, 2, 1-16。
- 陳泰然、黃心怡及王子軒, 2013: 臺灣東部地區梅雨季鋒後超大豪雨之個案研究。大氣科學, 41, 21-23。
- 陳泰然、楊進賢, 1988: 臺灣梅雨期豪雨之時空分佈特徵。大氣科學, 16, 151-162。
- 陳泰然、楊進賢, 1988: 臺灣梅雨期豪雨之時空分佈特徵。大氣科學, 16, 151-162。
- 陳泰然、謝信良、陳來發及陳清得, 1991: 臺灣地區現階段豪(大)與預報能力。大氣科學, 19, 177-178。
- 楊宏宇、陸可楊, 2014: 2013 年蘇力颱風情境模擬分析之研究。
- 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, 第三十四期第三號, 261-276。