

## 2006 年 6 月 9 日梅雨期豪雨個案模擬分析

吳啟雄 廖杞昌

1. 空軍第二基地天氣中心

2. 國防大學理工學院環境資訊暨工程學系

### 摘要

本研究藉由 WRF (Weather Research and Forecast model) 數值模式，對發展於缺乏觀測資料的海上之中尺度對流系統(Mesoscale Convective System; MCS)，進行進一步的解析。本研究使用 WRF V2.1.1 版，針對2006年6月9日梅雨季降水個案，以NCAR的NCEP Global Final Analyses  $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$  (簡稱FNL) 解析度的全球模式分析場，做為模式的初始場進行預報，網格解析有45 km、15 km以及5 km，經由三個積雲參數執行模式敏感度測試，模式模擬結果，無論是鋒面的移動、降雨強度及周圍環境場上，相較於實際觀測資料，可發現其均有良好的表現。

研究個案顯示，旺盛的水氣經由西南氣流及印度季風匯集至梅雨鋒面帶上，低層噴流提供強烈的水平輻合，再藉由鋒面界面上的舉升作用增強垂直速度，進而發展為深層對流，高層輻散場的發展，搭配著高層噴流的南移，並結合成為高層噴流的分支氣流，加強高層輻散的氣流外流速度。如此，低層輻合結合高層的旺盛輻散氣流，增強了對流的強度與範圍，促使它進一步發展為MCS(Mesoscale Convective System)。藉由這有利的垂直發展環境，使得各個尺度不一的對流胞得以在鋒面上持續的形成，延長了雲雨帶的生命期，最終在陸地上造成了豪大雨的結果。

**關鍵字：**梅雨、WRF 模式、積雲參數、MCS

### 一、前言

近年來資訊科技發達，加以過去幾十年來數值天氣預報技術不斷改進，使得在 72 小時內之數值天氣預報已能夠取代主觀天氣預報，進而運用於實際作業中，所以在許多科技先進的已開發國家，已將過去主觀天氣預報方式，轉變為現在的客觀數值天氣預報。數值預報中所預報之氣象參數，也可合理的被推演成天氣現象預報或其他氣象要素預報，這將可以提供不同軍事層級作為其戰、演、訓所需之氣象情資運用，進而對於各項戰術及作戰策略的訂定有所助益，更可作為各項武器、裝備及載具參數設定的參考，提升其作戰效能。

WRF (Weather Research and Forecast model) 是目前美國發展的新一代中尺度數值模式。其可運用於 10 km 以下高解析度的數值模擬，也可以做各種不同領域應用的數值模式。因此，本研究希望藉由此一數值預

報模式，對發生於台灣附近地區的重大天氣災害（如梅雨期的豪大雨）能有進一步的掌握，也對於即將發生劇烈天氣變化之區域，及早提供飛行單位做決策參考，有效規劃戰、演、訓所需之時間及空間。

台灣梅雨期間，大陸冷氣團勢力已逐漸轉弱，然其勢力仍可伸展至華南、台灣一帶，但已不足以抑制南方系統漸漸北抬，同時副熱帶高壓勢力也正逐漸成長，使得台灣、華南地區成為冷暖空氣交界區，加以南方提供暖濕水汽，增加了這一區域的不穩定度。Chen (1983)發現梅雨鋒面及鄰近低層具有大尺度強烈氣旋式渦度、水平輻合、上升運動及含有豐富水氣的現象。

在本個案中可以從衛星雲圖上明顯見到鋒面伴隨著範圍寬廣的東西向長條層狀雲雨帶，而其中更挾帶著強烈的對流系統，這些 MCS 隨著梅雨鋒面由西向東移動，造成連續性甚或強烈的對流性降水，這是梅雨期間必

會見到的情形。陳(1994)指出梅雨鋒面對於對流之影響，不僅在提供有利於對流發展的環境條件，亦提供中尺度強迫機制以激發對流生成。Chen et al. (1998)在對梅雨鋒面的研究中，發現高層噴流的存在有助於橫跨梅雨鋒面的熱力直接環流發展，而鋒面對流（垂直與傾斜）則為引發鋒面南側次環流之機制。

伴隨梅雨鋒面上中尺度對流系統的另一個重要天氣現象，是在其南側 850-700hPa 存在一低層噴流(Low-Level Jet; LLJ)，而北側高層則存在高層噴流(Upper-Level Jet; ULJ)，一般對流區位於 LLJ 的左前方和 ULJ 的右後方。Zhang et al.(2003)[9]低層噴流出區與高層噴流的入區，形成一高低層垂直耦合，觸發水平動量向上，進而發展出強烈的對流系統。

Chen et al.(1997)在 TAMEX(Taiwan Area Mesoscale Experiment) IOP(Intensive Observing Period) 5 華南地區 LLJ 的發展個案中，分別透過觀測診斷分析與數值模擬對此個案進行研究，發現 LLJ 是鋒面南側熱力間接次環流中，其低層回流為等變壓非地轉風透過科氏加速而成，這與過去多次針對梅雨鋒面的研究中的結果相符，顯示出其在 LLJ 發展中扮演一重要角色。

在台灣梅雨期間，鋒前的西南氣流挾帶著豐富的水汽，因此而有助於豪大雨的形成。由於暖濕的西南氣流具有潛在不穩定度，加以綜觀環境提供如低層噴流等的強迫機制，便容易形成中尺度對流系統。Chen et al. (1998)透過敏感度測試亦發現，對流的潛熱釋放效應使對流層低層氣壓下降，低壓中心輻合增強，產生中尺度低層噴流，而透過不穩定度的釋放及低層噴流傳送熱量和氣，除加強對流的發展，也加強了低層噴流本身，兩者之間形成一正向的反饋。

## 二、模式設定

本研究使用 WRF V2.1.1 版，初期將針對 2006 年 6 月 9 日梅雨季降水個案，以 NCEP Global Final Analyses  $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$  (簡稱 FNL) 解析度的全球模式分析場，做為模式的初始場進行預報；初始時間為 6 月 8 日 1200 UTC，預報時間共計 48 小時，每 3 小時輸出一筆資料。網格設定 (圖 1) 是以  $110^{\circ}E$ ， $25^{\circ}N$

為中心的三層巢狀網格，Domain1(D1) 從  $5^{\circ}N$  到  $42^{\circ}N$ 、 $90^{\circ}E$  到  $140^{\circ}E$ ，解析度 45 公里，網格數為  $145 \times 110$ ；Domain2(D2) 從  $16^{\circ}N$  到  $34^{\circ}N$ 、 $105^{\circ}E$  到  $135^{\circ}E$ ，解析度 15 公里，網格數為  $172 \times 130$ ；Domain3(D3) 從  $20^{\circ}N$  到  $26^{\circ}N$ 、 $113^{\circ}E$  到  $123^{\circ}E$ ，解析度 5 公里，網格數為  $205 \times 157$ 。垂直方向為追隨地勢的  $\sigma$  座標，共 31 層 (圖 2)。

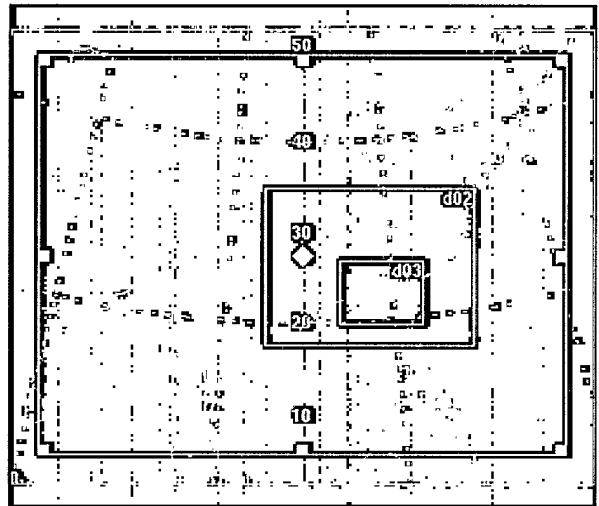


圖 1 WRF 三層網格設定示意圖。

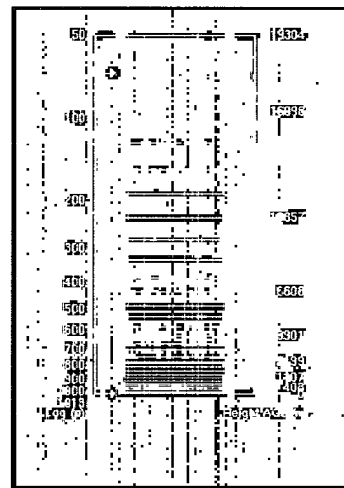


圖 2 WRF 垂直 31 層設定示意圖。

數值模式對於次網格現象，仍有如網格解析度不足等各項因素影響，而無法直接模擬，故需藉由參數化方式進一步解析。但因各項物理參數特性不同，因此其模擬結果也將有所差異，所以本研究先行就對於關係降雨強度變化的三組積雲參數(Kain-Fritsch、Betts-Miller-Janjic and Grell-Devenyi)搭配邊界層參數Yonsei University (YSU)及微物理參

數 WSM5-class 執行測試模擬。

### 三、綜觀分析

從 6 月 9 日 00 UTC 地面天氣圖(圖 3)可看出台灣位於低壓區內，而在渤海及日本九州各有一個低壓環流存在，緩慢向東移動，分別為 990 hPa 和 989 hPa。鋒面由日本低壓中心向西南延伸，經台灣北部直到廣州及海南島北方一帶。此鋒面雲帶即為此次降下豪雨的主因，此後低壓中心雖向東北方移動，然鋒面雲系仍持續滯留在台灣地區。

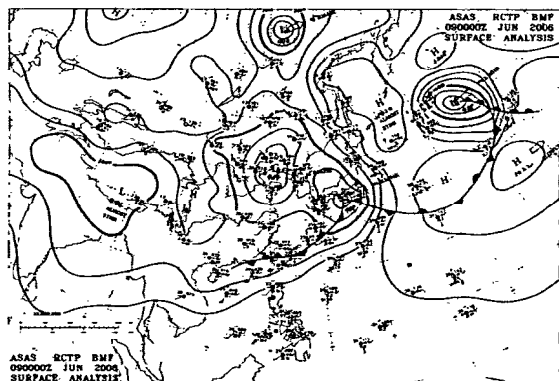


圖 3 2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 地面分析天氣圖。

資料來源：中央氣象局

由 2006 年 6 月 7 日 21 UTC 的雷達圖回波(圖 4)中可看見在台灣海峽北部逐漸有明顯的線狀對流產生，但此線狀對流初期僅向東方移動，直到 8 日 15 UTC 後移入台灣北部陸地而造成降水。鋒面自北部登陸後，隨著時間往南移動，其雲帶也由原呈南北方向轉變為東西橫向發展，在 8 日 21 UTC 移到中部以後呈現滯留的現象，此現象為梅雨鋒面重要特徵，直至 9 日 07 UTC 鋒面進一度向南移入到高屏一帶，接著 9 日 09 UTC 另一波發展於海峽上的線狀對流移入至中部陸地，造成中南部地區持續的降水；9 日 19 UTC 於台南外海再有明顯的強盛線狀對流發展並向東移動進南部地區。因此自 9 日凌晨起，鋒面前緣及沿海地區即持續有旺盛的對流發展，並一波波移入中南部地區，而其移入陸地後在地形助長下並未有減弱情形，進而導致長時間大量的降水，以阿里山測站而言，9 日累積降雨量達 811.5 mm，創下梅雨季單日降雨量記錄。而此次線狀對流滯留在南部地區停滯 10 小時後續向南移動，最後於 10 日 06 UTC 與東部

外海的線狀對流相連接，並於 10 UTC 時移到巴士海峽上。此後鋒面雲帶持續滯留於巴士海峽上，自此這一波為台灣陸地所帶來的超豪大雨也隨之轉為和緩，甚而中、北部地區雨勢均已停止。

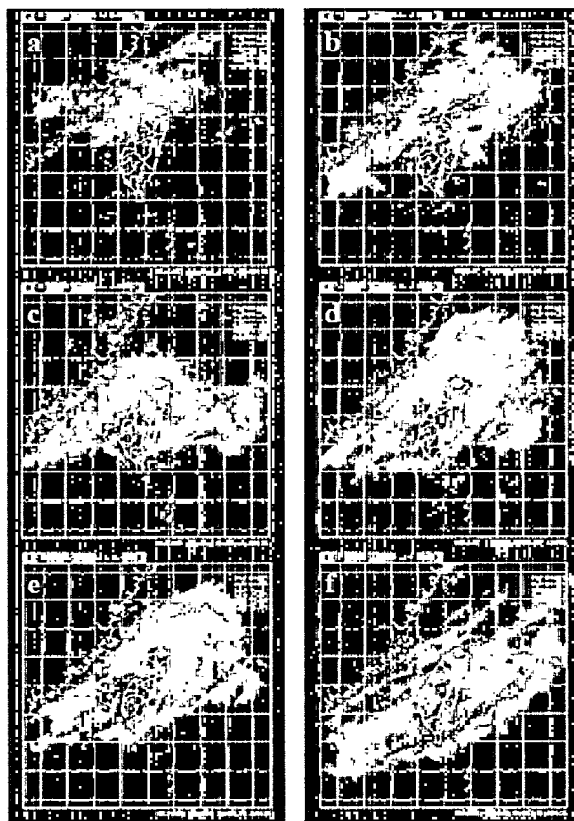


圖 4 雷達回波整合圖 (dbz)

(a) 6 月 07 日 2100 UTC；(b) 6 月 08 日 1500 UTC；  
(c) 6 月 09 日 0900 UTC；(d) 6 月 09 日 2100 UTC；  
(e) 6 月 09 日 2300 UTC；(f) 6 月 10 日 0600 UTC。

資料來源：中央氣象局。

### 四、敏感度分析

本研究針對三項積雲參數 Kain-Fritsch、Betts-Miller 及 Grell-Devenyi 執行模式敏感度測試，其中 Grell-Devenyi 參數，因鋒面移速過快與實際觀測有明顯之差距，因此本文略過該參數說明，餘相關初步測試分析如下：

在 2006 年 6 月 9 日 00 UTC 實際觀測綜觀地面分析圖中(圖 3)，鋒面橫跨於台灣中南部地區，而在圖 5 中模式所模擬之結果，不論是 Kain-Fritsch 參數或 Betts-Miller 參數在鋒面位置上均相當符合，兩低壓中心亦分別位於大陸東北及日本四國，整體分析上結果相當良好。

而在 850 hPa 高空圖中(圖 6 a、b)，兩

組參數在代表鋒面位置風場輻合區亦與分析場(圖略)位置相符,鋒面前緣低層噴流強度也掌握良好,分析場顯示南海風速最大可

低壓及鋒面等綜觀天氣型態掌握情況良好,因此由初步綜觀天氣分析上並無法分辨出優劣。但由此也顯示出,模式在模擬上積雲參數對整體綜觀天氣型態影響不大。因此後續會針對降雨強度作進一步比對,因為此項參數對於對流產生的過程採用不同的理論,故而對其對流強度也將產生差異,進而關係到降雨量的大小。因此本研究後續研究將會以降雨量作為敏感度測試評估的標準。

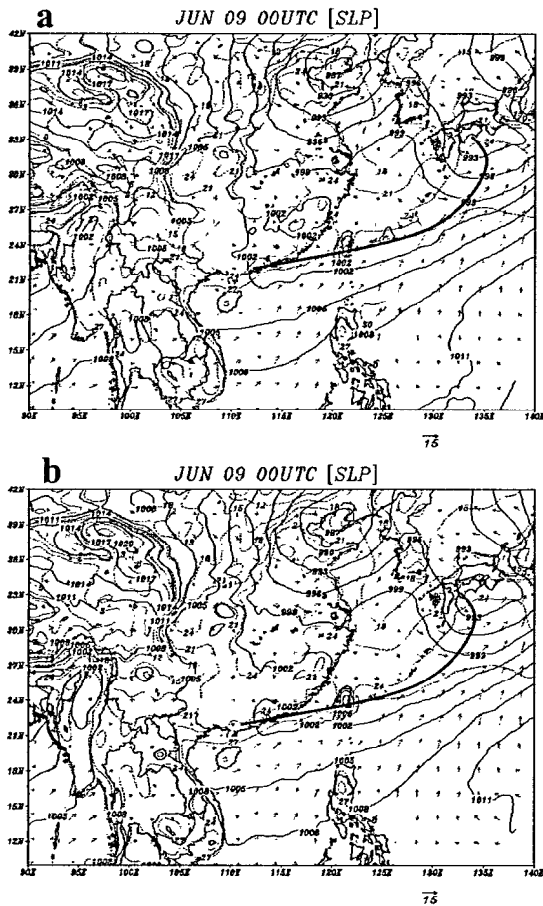


圖 5 模式自 2006 年 6 月 8 日 1200 UTC 積分 12 地面氣壓場及風場(地面上 10 m),等值線間距 3 hPa,風場單位 m/s (a) 積雲參數為 Kain-Fritsch;(b) 積雲參數為 Betts-Miller。

達 40 kts 相當於 20 m/s,模擬結果也達到此等級。500 hPa (圖 7) 主槽由位於大陸東北的中心向南延伸至華南地區上空,此與分析場(圖略)結果一致。

由於上述綜觀天氣型態模擬良好,因此進一步分析其在對流發展強度上的比較,由圖 8 中 9 日 00 及 08 UTC 兩段時間比對, Betts-Miller scheme 在回波強度上與實際觀測較為接近,且對於陸地上回波發展掌握也較為理想,然整體位置上則有偏南情形;反觀 Kain-Fritsch scheme 模擬在強度均較弱現象且位置上亦有偏南的情況。此結果似乎也說明了模式對於鋒面位置在更精確的比對上其實是呈現出偏南的情形。

由上述分析中可知,該兩組參數在高、

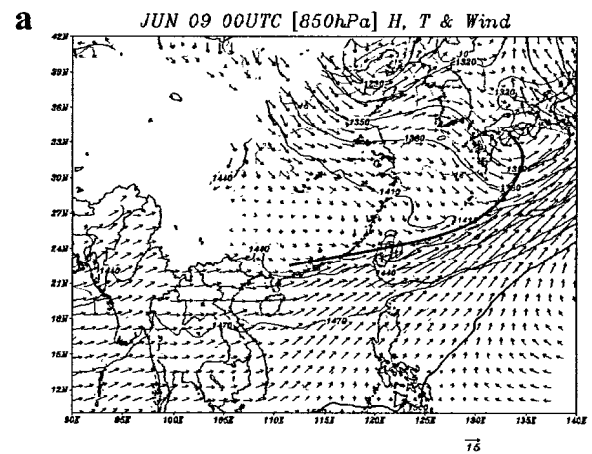


圖 6 (a)為 2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 模式積分 12 小時,45 km 解析度之 850 hPa 高空高度場(寬實線)、風場及溫度場(細實線),等高線間距 30gpm,等溫度線間距 2°C(a)Kain-Fritsch 參數。

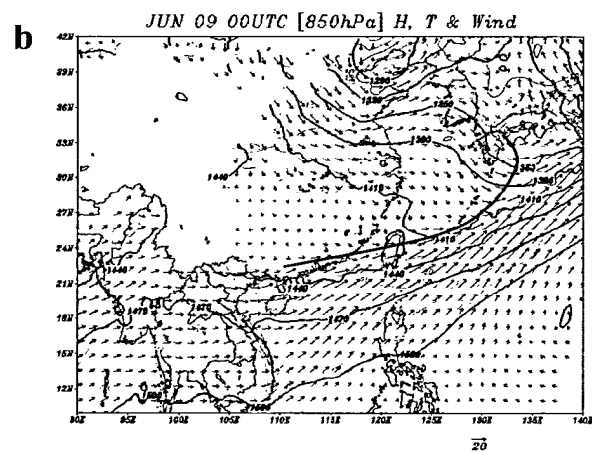


圖 6 (b)為 2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 模式積分 12 小時,45 km 解析度之 850 hPa 高空高度場(寬實線)、風場及溫度場(細實線),等高線間距 30gpm,等溫度線間距 2°C(b)Betts-Miller 參數。

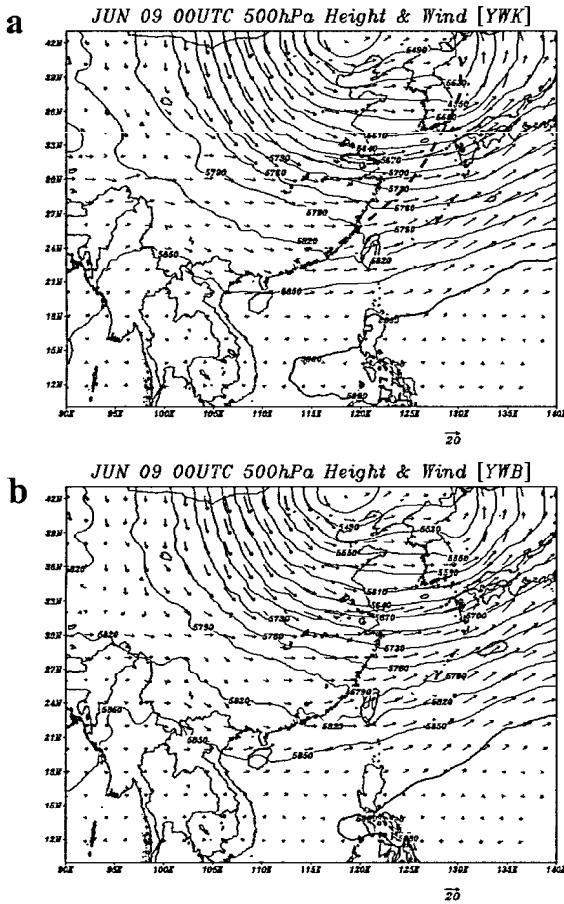


圖 7 2006 年 6 月 9 日 0000 UTC 模式積分 12 小時 500 hPa 高度場及風場，等值線間距 30 hPa，陰影區為風速大於 40 m/s (a) 積雲參數為 Kain-Fritsch；(b) 積雲參數為 Betts-Mille。

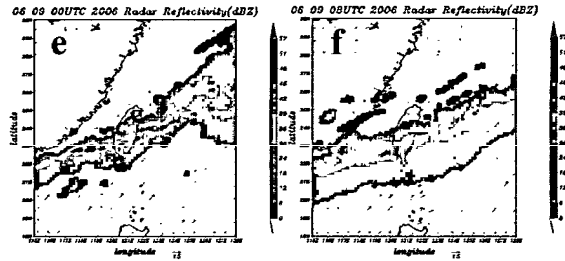
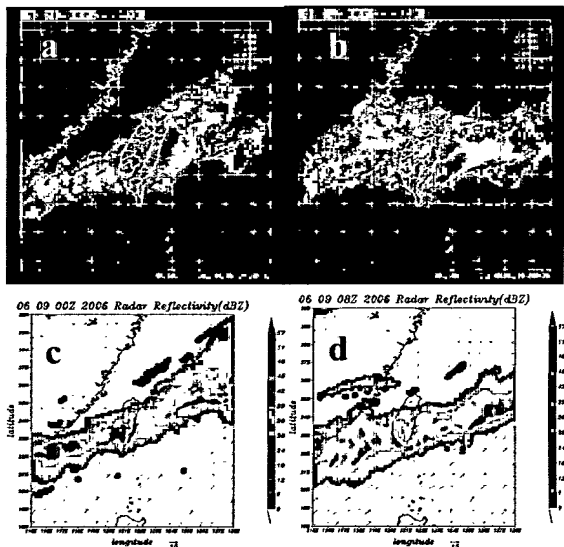


圖 8 雷達回波整合圖，單位：dbz (a) 2006 年 6 月 9 日 00 UTC (b) 2006 年 6 月 9 日 08 UTC；(c、d) 為模式使用 Betts-Miller scheme 在積分 12 及 20 小時結果；(e、f) 為模式使用 Kain-Fritsch scheme 在積分 12 及 20 小時結果。

接著再分析模式對台灣本島預報降雨及其分佈情形。由圖 9 中比對 9 日 00 至 23 UTC 台灣地區累積降雨量及其分佈，充分顯示出上述雷達回波強度對降雨的表現，New Kain-Fritsch (圖 9c) 參數組最大降雨值為 900 mm，其位置出現在南部山區，與中央氣象局所公佈最大降雨出現在阿里山的 811.5 mm 資料，在地點偏南但其雨量值的落差則並不嚴重，並且對於自嘉義山區向嘉南平原延伸出一平地的大雨量值區域，也與實際觀測分佈較為符合，整體雨量誤差大約在 100 mm 上下。而在 Betts-Miller-Janjic (圖 9b) 此組合中，其降雨分佈與前述組合一樣，位置明顯偏南，最大降雨值 1100 mm 亦是出現在南部山區，在整體中南部山區降雨皆有高估 200-300 mm 的降雨，但對於平地降雨預測結果則也有高出 100-200 mm 雨量的落差。後兩組參數最大降雨值結果均有偏南情況，此與鋒面滯留位置較實際觀測分析偏南的模擬結果有關。

綜合上述分析，Grell-Devenyi Ensemble 在綜觀天氣型態分佈雖與其他兩組並無明顯落差，但由第二層網格比對鋒面位置則顯示出其鋒面強度較弱，這一點由模擬回波強度上即可說明，並且鋒面雲系位置也較為偏南，這可由累積降雨分佈看出。因此，該參數在本個案模擬中並未能如簡等(2006)對於 WRF 模式降雨測試結果一般，也就是該參數較適用於大雨預報的結論，但這僅僅是個案的表現。至於 Betts-Miller-Janjic 模擬結果則顯示出偏大的降雨結果。在 New Kain-Fritsch 參數組方面，對綜觀天氣型態上均有良好的掌握，進一步運用第 2 層網格分析鋒面位置



時，無論是以相當位溫梯度或風切來判定其位置，亦皆能清楚呈現，而對於最重要的降雨分佈上，對於山區最大降雨量值與平地降雨量分佈的預測，均相當接近實際觀測值，在整體表現均較其他兩組參數更為適當。因此，本研究後續便將以此參數組合(New Kain-Fritsch)設定為控制組進行深入討論。

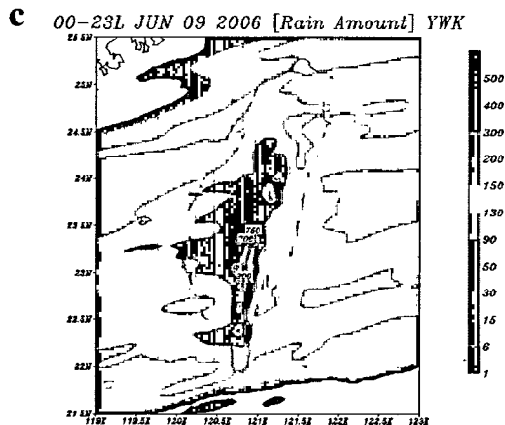
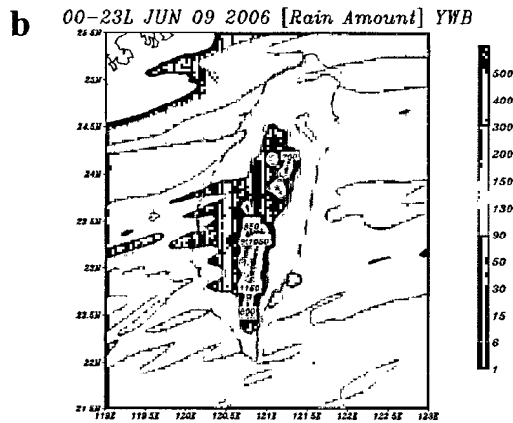
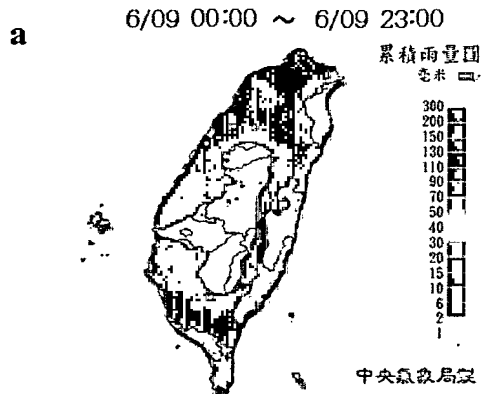


圖 9 模式模擬 2006 年 6 月 9 日全日累積降雨量(a)中央氣象局雨量觀測統計值 (b) Betts-Miller 參數組，實線為大於 700 mm/day，間距 50 mm/day (c) Kain-Fritsch 參數組，實線為大於 700 mm/day，間距 50 mm/day。

### 五、模擬結果分析

控制組在模式積分第 12 小時 (9 日 00 UTC) 之地面綜觀天氣型態與實際觀測相當吻合，而其在高層比對中皆顯示整體天氣型態分佈並無太大差異。低層 850 hPa (圖 6) 與地面滯留鋒面位置相當接近，在垂直發展上無明顯斜壓性，在 700 hPa 以下的低層環流是由高空的西風帶與來自南海及中南半島的旺盛西南氣流於台灣附近形成合流。500 hPa (圖 7) 以上低壓中心位於北緯 43 度東經 120 度附近，為一發展極深的大低壓槽，在 200 hPa 高層仍顯示出這一發展深厚的低壓槽，由圖中可見此個案不僅發展高度相當高，低壓中心與槽線位置在垂直結構上也不同於中緯度鋒面系統的斜壓發展。洪等(2006)提及此個案為一發展深厚低壓系統，且其中心已略呈垂直發展，斜壓形式已不明顯。

前述探討中，對梅雨鋒面結構特徵研究顯示，其有著大尺度強烈水平輻合、垂直速度和豐富水氣。而前述討論中印證本案亦有著旺盛的水氣匯聚及強烈輻合，洪等(2006)曾利用屏東探空資料計算此個案的Fr(Froude Number)，而結果約略為 0.9，圖也說明強烈的水平動量的存在。從衛星雲連續時間序列中，可發現對流發展至成熟階段時雲頂擴展範圍相當廣，由圖 10 為對流區垂直剖面回波強度，30 dbz 發展高度超過 250 hPa，垂直速度可達 7 m/s (箭頭標示處) 以上，該階段為 MCS 成熟期，在下一小時，30 dbz 發展高度已達 200 hPa，20dbz 值更發展至 100 hPa，由此可知是發展強烈的深對流系統。但若僅是依賴鋒面界面上所提供的動力舉升，其發展高度有限。因此，應有其他動力機制來幫助對流的發展。在圖 11 顯示 950 hPa 輻合場在對流發展區域水平輻合強度始終維持在  $90 \times 10^{-5} s^{-1}$  以上，同時 850 hPa (圖略) 也呈現出相同等級的強度，顯示出在低層即有強大的水平動量存在，而它是否為提供強烈垂直運動的重要因素，值得在未來進一步研究。

至於在高層部份，圖12為8日23 UTC 300 hPa 陰影區為 dbz 值大於 30 區域，圖中在大陸東南沿海及台灣西南沿岸各有一強對流發展，從該區域等高線均可發現一等值線較高的封閉區，分別為 9730 gpm 及 9725 gpm，顯示在高層有中尺度高壓的存在，在同一時間 200 hPa (圖略) 大於 25-dbz 值區域一樣有中尺度高壓的存在，其值分別為 12540 gpm 及 12530 gpm，之後同樣顯示出減弱的趨勢。此結果不但說明 MCS 發展的高度與強度，高層中尺度高壓的形成加強高層輻散強度，圖 13a 為 300 hPa 高層輻散場，圖中可看出前述所提中尺度高壓位置，均呈現明顯的強輻散場，其數值達  $40 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，圖中風場為扣除全區域平均風向風速所顯現的相對風場，因此可看出在輻散區的風向均指向四周，而其風速值可達 20 m/s 以上。同時 200 hPa 輻散強度 (圖 13b) 相對於 300 hPa，其涵蓋區域更為廣泛，而由外流的風速值亦可達 20 m/s 以上。此外，向北外流的風場與逐漸南移的高層噴流結合，間接說明了在 MCS 的高層除中尺度高壓本身的輻散效果外，高層噴流的南移同時也加強了氣流外流的強度。在圖 14 及 15 顯示不管是在 300 hPa 或 200 hPa 風場的走向不再是平行於等高線，代表著有很高的非地轉風現象，而在中尺度高壓東西兩側風速的落差 (圖 14b、圖 15b)，也說明著它的加速是來自於氣壓梯度力所造成。此一結果也曾於 1998 年 6 月 7 日梅雨鋒面個案發現相同的情形 (Zhang et al.; 2003)。

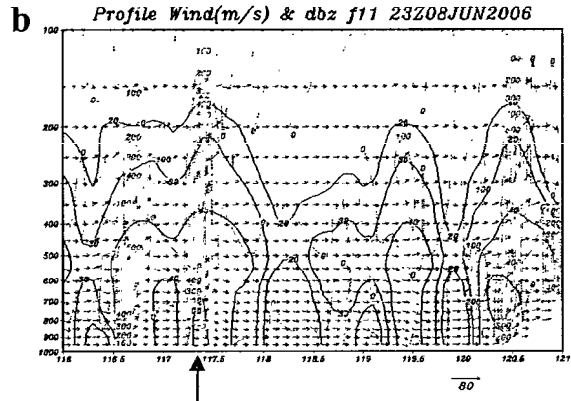


圖10 (a)剖面示意圖 (b)為6月8日23 UTC (a)圖A-A'剖面，實線為回波強度，間距10 dbz，虛線為垂直速度，間距100 cm/s。

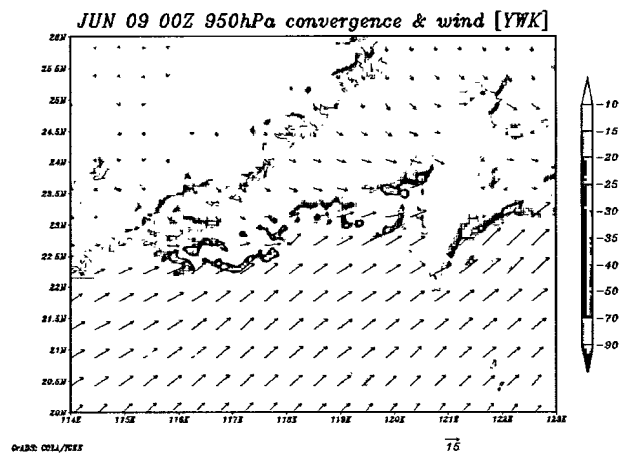


圖11 為模式 950 hPa 第二層網格積分第 12 小時 6 月 9 日 00 UTC，陰影區為輻合場，單位  $10^{-5} s^{-1}$ 。

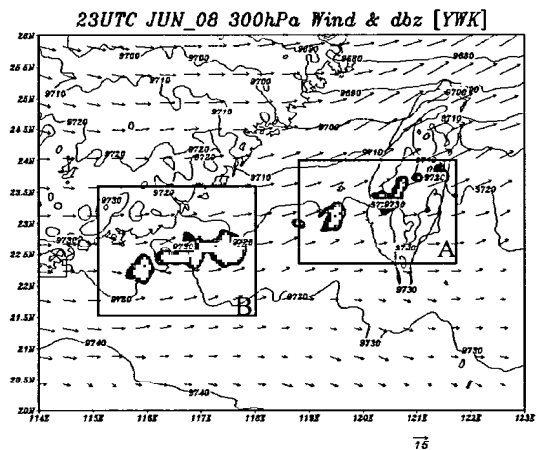
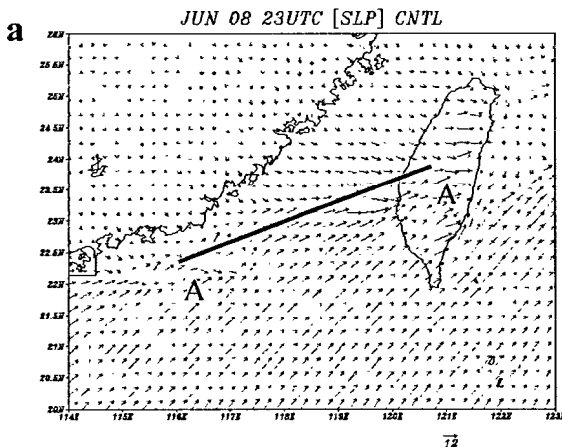


圖12 為模式第二層網格積分第 11 小時，300 hPa 之高度場與回波強度，陰影區為 dbz 值大於 30，等高線間距 5 gpm。

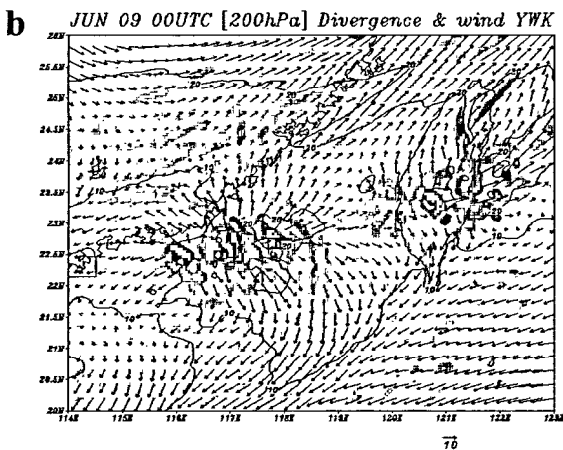
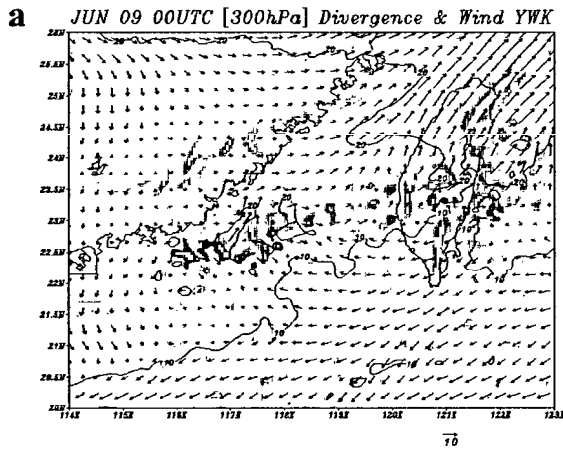


圖 13 為 2006 年 6 月 9 日 00 UTC 模式第三層網格積分第 12 小時，陰影區為輻散場，間距  $10^{-5} s^{-1}$ ，水平風場為減去區域平均風向風速的相對風場，(a) 300 hPa (b) 200 hPa。

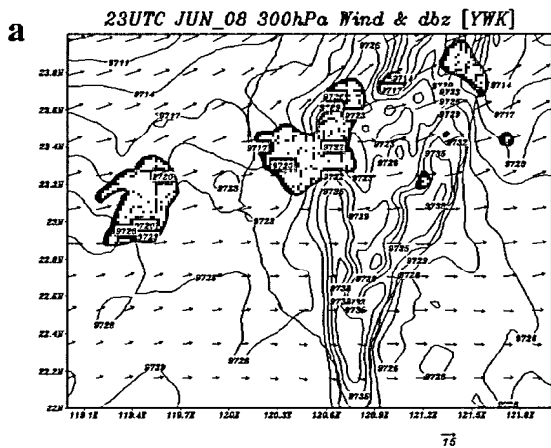


圖 14(a) 將 6 月 9 日 23 UTC 300 hPa 中尺度高壓區域局部放大，如圖 12，陰影區為 dBz 值大於 30，(a) 圖 12A 區塊。

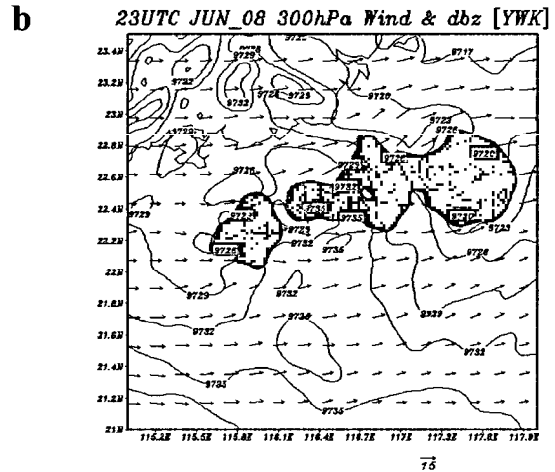


圖 14(b) 同圖 12 B 區塊，餘說明如圖 14(a)。

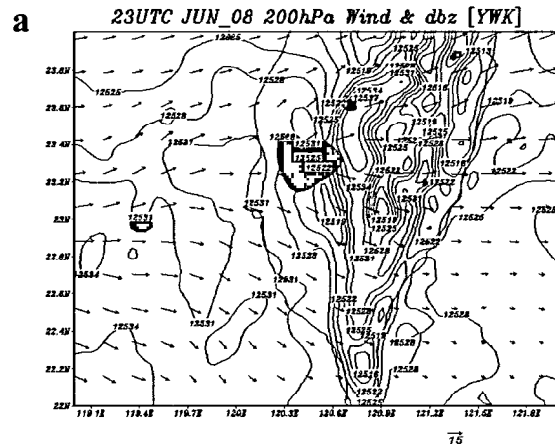


圖 15(a) 將 6 月 9 日 23 UTC 200 hPa 中尺度高壓區域局部放大，如圖 12，陰影區為 dBz 值大於 25，(a) 同圖 12 A 區塊。

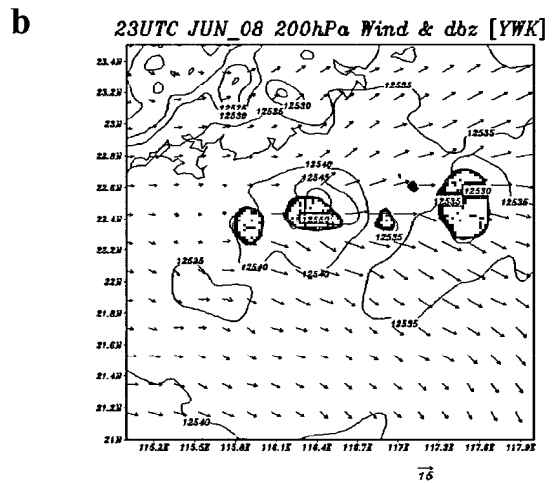


圖 15(b) 同圖 12 B 區塊，餘說明如圖 15(a)。



在梅雨季豪大雨的出現與噴流發展有著極高的相關度，本個案在 300 hPa 及 200 hPa 高層噴流中均出現一向西南延伸的分支，此分支明顯伸向台灣中南部及海峽區域，若將圖 12 與圖 16a 及圖 16b 比對，可發現其延伸的位置是朝向中尺度高壓的北側，而因中尺度高壓氣壓梯度力形成的加速作用，配合著高層噴流的南移，更增強了北側風場風速，並進一步與高層噴流結合。

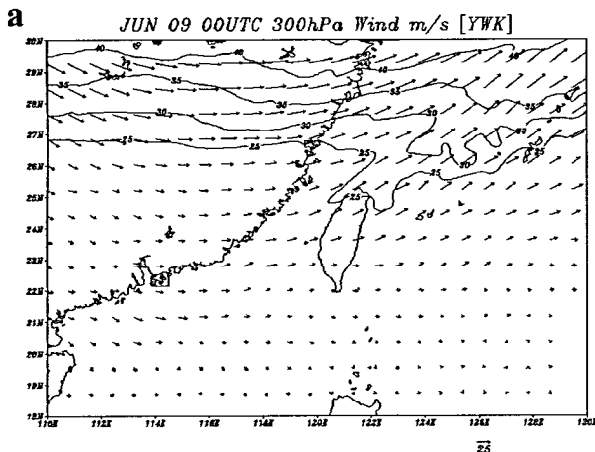


圖 16(a) 為模式 300 hPa 第二層網格積分 12 小時 6 月 9 日 00 UTC，實線為大於 25 m/s 等風速線，間距 5 m/s。

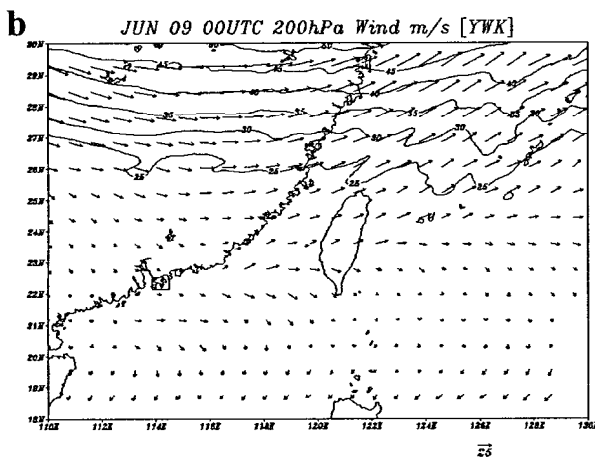


圖 16(b) 為 200 hPa，餘說明如圖 16(a)

## 六、結論與未來展望

本次研究的超豪大雨事件，其之所以形成即是因鋒面中挾帶旺盛對流系統所致。因此，研究初期便藉由對積雲參數敏感度測試來瞭解該參數對大雨所扮演的角色。結果顯示，三組參數在綜觀天氣型態分佈並無明顯落差，但在第二層網格比對鋒面位置時，Grell-Devenyi Ensemble 組則呈現出其鋒面強

度較弱的問題，這一點由模式模擬預測回波強度上即可驗證，並且鋒面雲系位置也較為偏南，這可經由預測累積降雨分佈說明。該參數結果與過去對於 WRF 模式所進行的測試研究結果中，說明其適用於大雨預報的結果並不一致，但在此也必須強調這僅是個案的表現結果。至於 Betts-Miller-Janjic 模擬結果則顯示出在降雨量上偏大的結果。在 New Kain-Fritsch 參數組方面，除對綜觀天氣型態上有良好的掌握外，進一步分析第 2 層網格，以相當位溫梯度及風切來判定其鋒面位置時，亦皆能清楚呈現。而對於最重要的降雨分佈上，在山區最大降雨量值與平地降雨量分佈的預測，也皆有相當接近實際觀測值的結果，其在整體表現均有優於其他兩組參數的表現。

研究個案顯示，旺盛的水氣經由西南氣流及印度季風匯集至梅雨鋒面帶上，隨著低層西南氣流增強為低層噴流，鋒面對流也益發加強，強烈的水平輻合加上鋒面界面上的舉升作用將水平動能轉為垂直動能，增強垂直運動的速度。再者，高層輻散的氣流，搭配高層噴流的南移，使其得以與高層噴流的分支氣流結合，增強氣流外流速度，相對的增強輻散場的強度，連帶增加垂直運動的速度，進而發展出深層的對流系統。如此，低層輻合結合高層的輻散氣流，增強了對流的強度與範圍，高低層噴流彼此之間在熱力與動力機制上呈現出一正向反饋作用，促使它進一步發展為 MCS。此外，低層的噴流與高層噴流呈現平行發展趨勢（圖 17），此情形與蔡(1991)對 1987 年 TAMEX 期間三個觀測個案相似，屬於其所歸類的第一類型，文中並提及當此類整體環流的 LLJ 抵達台灣北端時，將造成台灣地區的豪雨發生。本個案在模擬初始，便已形成此平行態勢，此後高低層噴流並同時向南移動，在 9 日 07 UTC 時 ULJ 的邊緣最為接近台灣北部上空（圖略），而台灣各地也因鋒面雲系的影響而產生豪大雨。而由圖 18 也印證該研究所言，兩噴流間有著明顯的上升運動，使得各個尺度不一的對流胞得以持續的形成，進而併入 MCS 之中，同時也延長了 MCS 的生命期，最終在陸地上造成了豪大雨的結果。

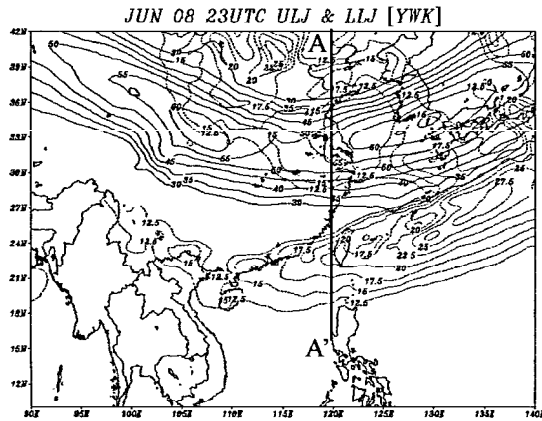


圖 17 為 2006 年 6 月 8 日 23 UTC，高層及低層噴流位置，實線為 200 hPa 風速大於 30 m/s 區域，間距 5 m/s；虛線為 700 hPa 風速大於 12.5 m/s 區域，間距 2.5 m/s。

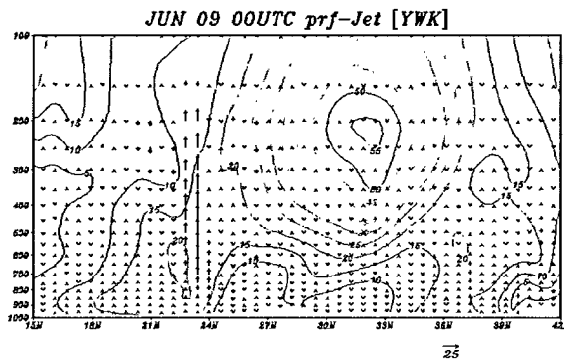


圖 18 為 2006 年 6 月 9 日 00 UTC 模式第一層網格積分第 12 小時，剖面位置如圖 17A-A'，實線等風速線，間距為 5 m/s，箭頭為垂直運動方向，單位為 cm/s。

### 參考文獻

- 洪秀雄、王時鼎、鄧仁星與鄭明典，“台灣地區 2006 年初夏兩次豪雨個案之比較”，天氣分析與預報研討會論文彙編，台北，第 1.1-1.9 頁，2006。
- 陳泰然與紀水上，“台灣梅雨鋒面之中幅度結構”，大氣科學，第 5 期，第 35-47 頁，1978。
- 陳正改與蔡清彥，“影響台灣北部地區之梅雨系統”，大氣科學，第 7 期，第 49-58 頁，1980。

陳泰然，“台灣梅雨季豪雨之研究”，大氣科學，第 22 期，第 4 號，第 455-478 頁，1994。

陳正改，“梅雨面所伴隨之低層噴射氣流和台灣地區豪雨之關係”大氣科學，第 6 期，1，第 29-37 頁，1979。

陳泰然與俞家忠，“鋒面雨中尺度低壓在豪雨之角色：TAMEX 第一階段之兩個個案”，大氣科學，第 18 期，第 2 號，第 129-147 頁，1990。

陳泰然，“台灣梅雨季之中尺度現象：中尺度低壓”，大氣科學，第 23 期，第 1 號，第 1-17 頁，1995。

陳泰然，“近期梅雨鋒面研究之回顧”，大氣科學，第 32 期，第 3 號，第 225-245 頁，2004。

蔡清彥，“TAMEX 期間高低層噴流的耦合情形”，大氣科學，第 19 期，第 1 號，第 67-87 頁，1991。

潘大綱，“數值天氣預報在軍事上的應用”，空軍學術月刊，第 530 期，第 141-151 頁，1989。

潘秋吟，陳台琦，鄧仁星與林沛練，“長生命期鋒面雨帶之研究(二)：地形效應”，大氣科學，第 27 期，第 3 號，第 191-214 頁，1999。

簡芳菁、洪景山、張文錦、周仲島、林沛練、林得恩、劉素屏、繆璿如與陳致穎，“WRF 模式之敏感度測試第二部份：定量將水預報校驗”，大氣科學，第 34 期，第 3 號，第 261-275 頁，2005。

Chen, G. T.-J., and C.-P. Chang, “The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over southeastern China and Japan,” *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 108, No.7, pp. 942-953, 1980.

Chen, G. T.-J., “Observational aspects of the Mei-Yu phenomena in subtropical China,” *J. Meteor. Soc Japan*, Vol. 61, No. 2, pp. 306-312, 1983.

Chen, Y.-L., Chen, X. A., Chen, S., and Kuo Y.-H., “A numerical study of the low-level

- jet during TAMEX IOP 5\*," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 125, No. 10, pp. 2583-2604, 1997.
- Chen C., Tao W.-K., Lin P.-L., Lai G. S., Tseng S.-F., and Wang T.-C. C., "The intensification of the low-level jet during the development of mesoscale convective systems on a Mei-Yu front," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 126, No. 2, pp. 349-371, 1998.
- Chen, S. J., Kuo, Y. H., Wang, W., Tao, Z. Y., and Bo, C., "A Modeling Case Study of Heavy Rainstorms along the Mei-Yu Front," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 126, No. 9, pp. 2330-2350, 1998.
- Jou, B. J.-D., and Deng, S.-M., "Structure of low level jet and it's role in triggering and orjonizing moist over Taiwan case syudy," *T.A.O.*, Vol. 3, pp. 39-58, 1992.
- Li, J., Chen, Y. L., and Lee, W. C., "Analysis of a heavy rainfall event during TAMEX," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 125, No. 6, pp. 1060-1082, 1997.
- Ninomiya, K., "Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere," *J. Meteor. Soc Japan*, Vol. 62, No. 6, pp. 880-894, 1984.
- Sun, W. Y., Chern, J. D., Wu, C. C. and Hsu, W. R., "Numerical simulation of mesoscale circulation in Taiwan and surrounding area," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 119, No. 11, pp. 2558-2573, 1991.
- Yeh, H.-C., Chen, T.-J., and Liu, W. T., "Kinematic characteristics of a Mei-yu front detected by the QuickSCAT oceanic wind," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 130, No. 3, pp. 700-711, 2002.
- Zhang Qing-Hong, Lau Kai-Hwa, and Chen Shou-Jun, "A numerical study of a mesoscale convective system over the Taiwan Strait," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 131, No. 6, pp. 1150-1170, 2003.

## A Numerical Study of Extremely Heavy Rainstorms in the Mei-Yu Season 9 June 2006

Wu Chi-Hsiung Liao Chi-Chang

1. Weather Centre of the Second Base Weather Wing, CAF ROC

2. Department of Environmental Information and Engineering, Institute of Technology, National Defense University

### ABSTRACT

This research analyses the convective system of middle scale on the sea which develops in lacking of observation data by the WRF numerical model. We use the WRF V2.1.1 version in the research. The imitation aims to the rainfall case in plum rain season on June ninth 2006. The forecast uses the global model analytic field with NCEP Global Final Analyses  $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$  (FNL) to be the first field of the model. It is 45 km, 15 km and 5 km respectively that the grid resolution. Carry out the way susceptibility to test via three cumulus parameters. The imitation result shows that it has better expression than the practical observation data on the movement of a frontal surface、the intensity of rainfall and the environment field.

The study case shows the vigorous moisture gathers to the sharp front of Mei-Yu by the southwest air current and Indian monsoon. The low-level jet (LLJ) offers the strong horizontal convergence. And then with the risen act on the interface of the front to strengthen the vertical speed. Enable the convection system to develop into high troposphere. At the same time, the development of mesohigh at the high level strengthens the current outflow intensity of divergence high troposphere. Cooperates with the south movement of upper-level jet (ULJ), and combines to become the branch current of ULJ. So, the low level convergence cooperating with the divergence air current at the high level strengthens the intensity and the range of the convection jointly, and impels it to develop into Mesoscale Convective System (MCS) further. It produces the benefits for the vertical sports environment to develop. The continuous generation of new convection along front maintained the long lifetime of the rainband and per persistent heavy rainfall.

**Keywords:** Mei-Yu, WRF model, cumulus parameters, MCS