

WRF 模式對梅雨鋒面個案之模擬研究

廖杞昌¹ 吳啓雄²

¹ 國防大學理工學院環境資訊及工程學系

² 空軍氣象聯隊第二基地天氣中心

摘要

本研究希望藉由數值模式模擬梅雨鋒面個案，對發生於台灣附近地區的重大天氣災害能有進一步的掌握，對於將發生劇烈天氣變化之區域，亦能於數日前即能提供演訓單位做決策參考，有效規劃戰、演、訓所需之空間。WRF 模式模擬結果顯示，在綜觀天氣系統上均能有效掌握天氣系統的發展與演變，且在高層的整體天氣型態分佈相當一致。模式模擬之降雨回波強度變化，在定性分布上能有效模擬出較強的對流胞，但在定量上仍存在些許差異。在分析海面提供向上可感熱通量及向上水氣通量時，均顯現海溫提升後其向上傳遞的量有明顯的增長，尤以在對流發展區域更是明顯。剖面分析顯示，在低層水氣因為海溫的增加而上升，並且增加低層相當位溫的梯度，提高低層大氣的不穩定度，有利於對流系統的生成與發展。

關鍵字：梅雨鋒面、WRF 模式、降雨

一、前言

現代戰爭已進入到立體化快速打擊的作戰模式，而其事前完善的規劃成為了成敗關鍵。波灣戰爭中惡劣的天氣條件，左右著美軍作戰的戰術及武器裝備的限制與運用，因此美軍在其行動綱領中清楚的告知指揮官及參謀人員氣象條件是指揮與決策的首要考量。空軍積極建置數值天氣預報模式，其目的便是要提供快速而有效的天氣預報資料服務，並期盼藉由資訊的整合將圖形化的天氣資訊適時的提供作業單位參考運用，提升對飛航安全的維護，進而使各項訓練達成「為戰而訓、戰訓合一」的要求。

每年五、六月稱為台灣的梅雨季，連綿細雨是我們所熟悉的天氣特徵，這段期間的降水一般皆屬於連續性，中間亦會挾帶著雷陣雨或豪（大）雨的發生，使得局部地區因短時間過多降水而造成相當大的災害。例如 2007 年 5 月 19 日，華航一架 A330-300 空中巴士客機，於雷雨區發生發動機瞬間熄火事件。當時客機遭遇梅雨鋒面惡劣天候，發動機吸入冰晶，兩具發動機先發生瞬間熄火，所幸航機及時啟動保護裝置，引擎隨即恢復正常運作，班機始得順利降落。梅雨鋒面在

發展的初期階段會因為大陸北方冷高壓勢力驅動下，緩慢的逐漸往東南方移動，到了華南地區之後則因副熱帶高壓的勢力影響而出現近似滯留的狀態。從氣候資料研究中顯示，若鋒面形成區域在 100°至 130°E、20°至 35°N 之間，其後續都將成為影響臺灣地區天氣之鋒面，而其平均生命週期大約為 8.5 天，每年約有 4 至 5 道鋒面系統會經由華南地區向東南移至臺灣（陳與紀，1978；陳與蔡，1980）。在梅雨季期間，當鋒面系統通過台灣週邊近海或在華南地區時，常會形成中尺度低壓系統，而從觀測中也發現其與豪大雨發生有著密切關係（陳，1994、陳，1995、Chen et al., 1998、陳，2004）。

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。本研究在學術方面，將從數值模擬的觀點出發，針對梅雨鋒面系統南下與熱帶伴隨季風擾動之西南氣流的交互作用，及其導致豪雨發生的物理過程做進一步解析；在戰演訓實務上，

希望藉由數值模式，有效掌握及預報海上中尺度對流系統的發展，並對雷暴及豪大雨等現象提出足夠之預報時間，進而有效維護台灣海空域之戰、訓、演期間的飛航安全。

二、模式設定及分析方法

本文所使用的模式為 Weather Research and Forecasting Model (WRF)，是目前發展的新一代中尺度數值模式，可以用來模擬理想大氣和真實大氣環境的變化情形，而其在側邊界條件更提供了理想個案和真實個案兩種方式給使用者作為選擇。由於使用了模組設計標準化語言，使其具有更為先進的數值計算和資料同化技術，搭配多重移動網格以及更為完善的物理過程。

WRF 模式為完全可壓縮、非靜力的模式，模式網格採用 Arakawa C 網格點，相較於前一代中尺度數值模式 (MM5) 所使用的 Arakawa B 網格，在重力波解析上表現更為優良。WRF Standard Initialization (WRF SI) 中可以選取較為人性化的圖形工作介面，並可直接運用滑鼠框選出模擬區域大小，大幅增加使用者的操作便利性。另模式在時間積分方面採用 2 階或 3 階之 Runge-Kutta 方法，其物理參數化包括：積雲參數化、邊界層參數化及輻射參數化等，垂直座標則採用追隨地形的靜力氣壓座標。

本研究使用 WRF V2.1.2 版，將針對 2006 年 6 月 9 日梅雨季降水個案，以美國國家環境預報中心 (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) Global Final Analyses (FNL) $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 解析度的全球模式分析場，提供模式每 6 小時的分析資料進行模擬；初始時間為 6 月 8 日 1200UTC，模擬時間共計 48 小時，每 1 小時輸出一筆資料。模式網格積分範圍是以台灣為主的三層巢狀網格。垂直方向採用追隨地勢的 σ 座標，共計 31 層。

台灣為處於亞熱帶區域，其特殊的大環境造就了多變天氣系統。梅雨鋒面所夾帶之豪雨系統其結構與一般孤立之對流系統不同，主要表現在組織性中尺度對流系統或嵌在鋒面大尺度雲帶內，或位於鋒前暖區不斷的生成與發展，因而形成多條雨帶或多個大降水中心的結構。此種結構特徵顯示，台灣

梅雨季之豪雨現象乃是多重尺度天氣系統交互作用的結果。因此本文將透過巢狀網格模式，針對梅雨鋒面系統南下與熱帶伴隨季風擾動之西南氣流的交互作用，及其導致豪雨發生的物理過程做進一步解析。此外，由於對流初始階段均發展於海面上後再行移進陸地，因此海溫高低在對流發展初期所扮演的角色，也將會利用實際觀測海溫資料匯入模式中執行模擬，進一步的瞭解其是否對 MCS 的發展及其強度有著關鍵性的影響。

三、綜觀天氣分析

梅雨季對處於海島的台灣而言是除了颱風季之外主要的降水，本文所研究的個案在 2006 年 5、6 月梅雨期，梅雨鋒面徘徊為台灣帶來相當豐沛的降水並進而造成嚴重的災情，也使得中央氣象局連續發布了 18 天的豪大雨特報。當中以 6 月 9 日之超大豪雨，為中南部帶來大量降水，其中阿里山測站當日雨量達 811.5 mm，創下歷年各氣象站梅雨季最大記錄值，且是創站以來第四大的降水量。地面天氣圖 (圖 1a) 顯示，6 月 9 日 00 UTC 在渤海及日本九州附近各有一個低壓環流存在，緩慢向東移動，中心氣壓分別為 990 hPa 和 989 hPa。鋒面自日本的低壓中心向西南延伸，經過台灣到廣州及海南島北方一帶，鋒面滯留於台灣中南部地區。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，但鋒面雲系仍持續滯留在台灣地區。

850 hPa 的高空分析顯示，8 日 00UTC 起鋒前的台灣海峽及南海有著明顯西南氣流，該區域風速達到 15m/s 以上，在台灣北部風速達到最強的 20m/s 以上。在 9 日 00UTC 時 (圖 1b)，原位於東海上的低壓中心持續向東北方移動至對馬海峽，而伴隨在鋒面上的風切帶則向東南移至台灣北部，此時西南氣流的大風速區域也同時向東南移動，但其整體強度並無明顯增大，最大風速仍維持在台灣北部地區，風速則增強至 25m/s。此後至在 9 日 12UTC 時整個鋒面系統持續的發展，並呈現滯留於台灣南部情形，直至在 6 月 10 日再進一步南移至巴士海峽後逐漸減弱。

此次個案在綜觀環境分析上，除低層鋒

面系統發展良好外，在 9 日 00 UTC 中高層 500 hPa (圖 1c) 皆可發現在高層主低壓環流位於大陸東北地區，槽線向南伸展至華南地區，說明了它是一個發展完整且深厚的低壓系統。也因為主槽加深發展趨勢，致使槽線系統移速減緩，而導致低層鋒面系統滯留於台灣中南部地區。至 10 日 00 UTC 500 hPa 槽線系統在大陸華中地區有分裂為南北兩段的變化趨勢，並且逐漸向東南方移動至黃海，也帶動鋒面系統再向南移動。

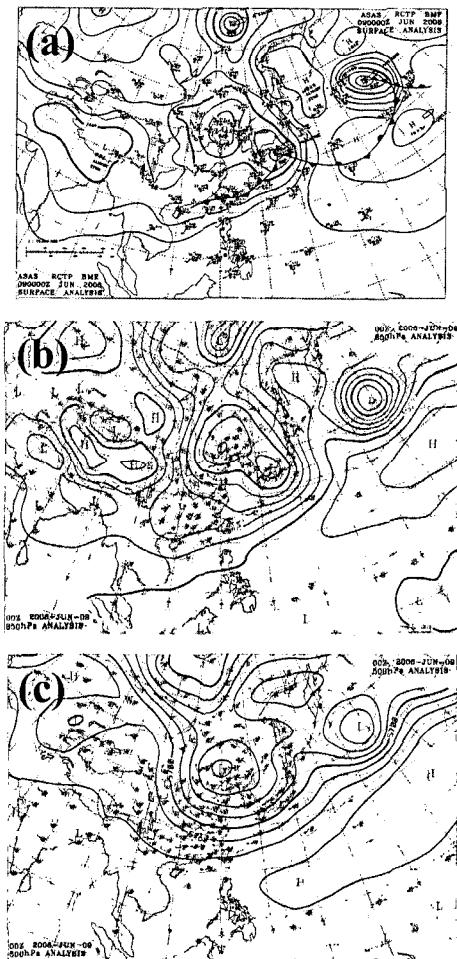


圖 1 6 月 9 日 00 UTC 分析圖。(a)地面；(b) 850 hPa；(c) 500 hPa；實線為等高線，虛線為等溫線。(中央氣象局)

四、數值模擬分析

4.1 環境場分析

梅雨鋒面在發展的初期階段會因為大陸北方冷高壓勢力驅動下，緩慢的逐漸往東南方移動，到了華南地區之後則因副熱帶高壓的勢力影響而出現近似滯留的狀態。模式模擬結果 (圖 2a) 與 6 月 9 日 00 UTC 實際觀測的綜觀地面天氣圖 (圖 1a) 進行比對，

模式所模擬的鋒面位置與分析圖中梅雨鋒面橫跨於台灣中南部地區結果相符，且分別位於大陸東北及日本四國之兩低壓中心亦與分析場相同。850 hPa 高空圖中 (圖 2b)，代表鋒面位置的風場輻合區同樣與分析場 (圖 1b) 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達 40 kts 相當於 20 m/s，模擬結果也達到此等級。500 hPa (圖 2c) 主槽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 1c) 結果一致。以上結果說明在綜觀天氣系統上，模式均能有效掌握天氣系統的發展與演變，並且在高層的比對中亦顯示整體天氣型態分佈相當一致。

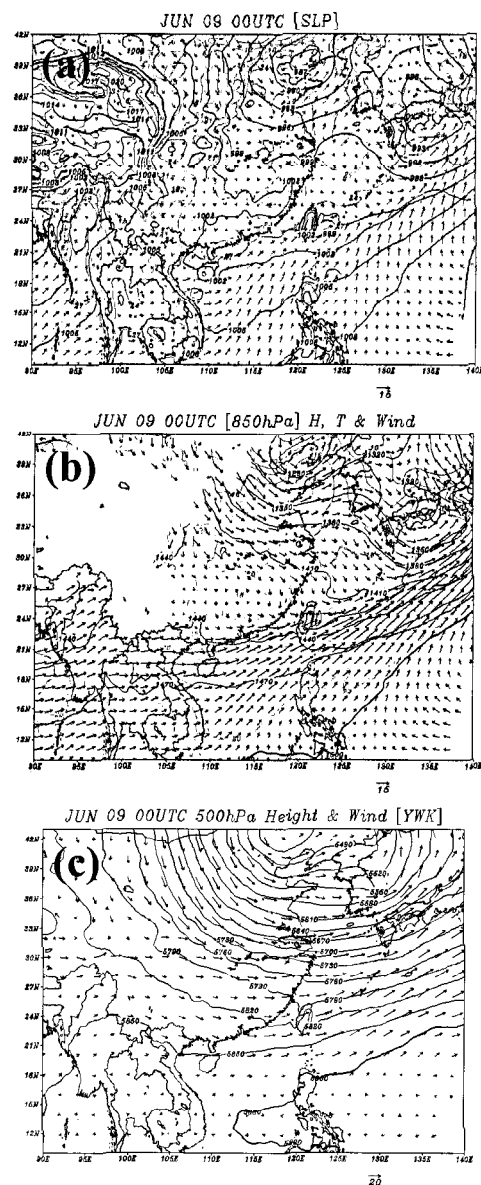


圖 2 6 月 9 日 00 UTC 模式 D1 積分 12 小時之 (a) 海平面氣壓、近地面溫度及風場；(b) 850hPa 高度、溫度及風場；(c) 500hPa 高度及風場。

梅雨經常會為臺灣全省帶來廣泛的降水，然而梅雨鋒面的結構、形成機制及移動方式，並不同於一般斜壓性強的中緯度氣旋鋒面，在梅雨鋒面中較無顯著的水平溫度梯度，為其最大相異的特徵(Chen and Chang, 1980)。但其有顯著的溼度梯度及相當位溫梯度，因此，Ninomiya(1984)認為對於梅雨鋒面的定義若以水汽或相當位溫梯度來表示似乎較為適合。圖3為第2層網格(解析度15 km)模式所模擬之950 hPa相當位溫及水氣混合比分析圖，鋒面南下初期有一相當位溫脊由南海向台灣海峽伸展上來，顯示此階段由南海地區提供充足的暖溼水氣，9日00UTC鋒面位置存在明顯的相當位溫梯度(圖3a)，而南海地區仍是一高相當位溫區域，隨著底層西南氣流源源不斷向北輸送溫暖而潮濕的空氣。水氣混合比分析顯示(圖3b)，台灣海峽南部原先22 g/kg值的區域由22°N延伸至23°N，雖然北部海域因北方冷空氣南下而降至18 g/kg以下，但也凸顯此區域的水氣聚集情形，顯示了在低層不但有著充足水氣的大環境，高相當位溫的發展也提供了不穩定的大氣條件。

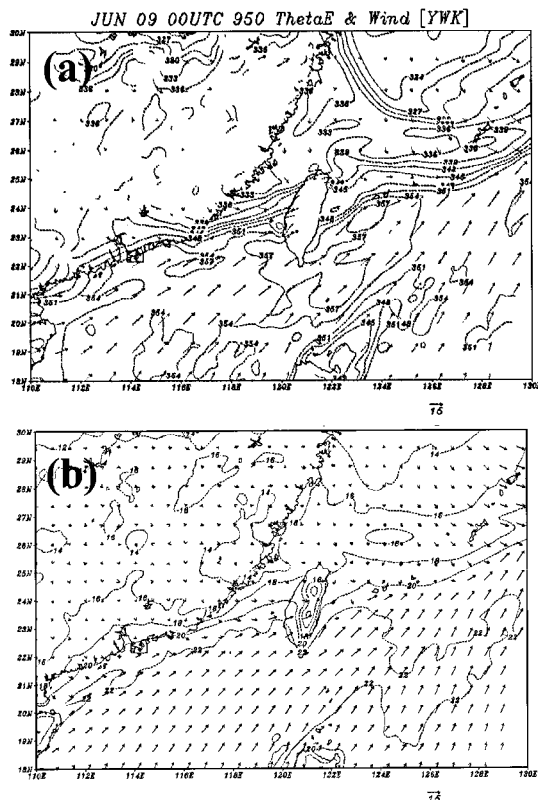


圖3 6月9日00 UTC近地層950 hPa D2模式模擬之(a)相當位溫及風場；(b)水氣混合比。

圖4a為9日00 UTC第3層網格(解析度5 km)模式所模擬出降雨回波強度的變化，圖中整體回波強度與衛星觀測資料(圖4b)略有差異，中北部地區的降雨回波值明顯未能模擬出，而位於中南部地區的強對流細胞較符合實際觀測的表現，大陸東南沿海的強對流系統亦明顯偏南。9日00至23 UTC台灣地區累積降雨量及其分佈，顯示出模式在日累積雨量的分布上有較好的表現，但是在定量上仍存在些許差異，除山區外其餘地區皆呈現出降雨量偏低分布，最大降雨值約為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資料不同，整體雨量誤差大約在100 mm上下。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。

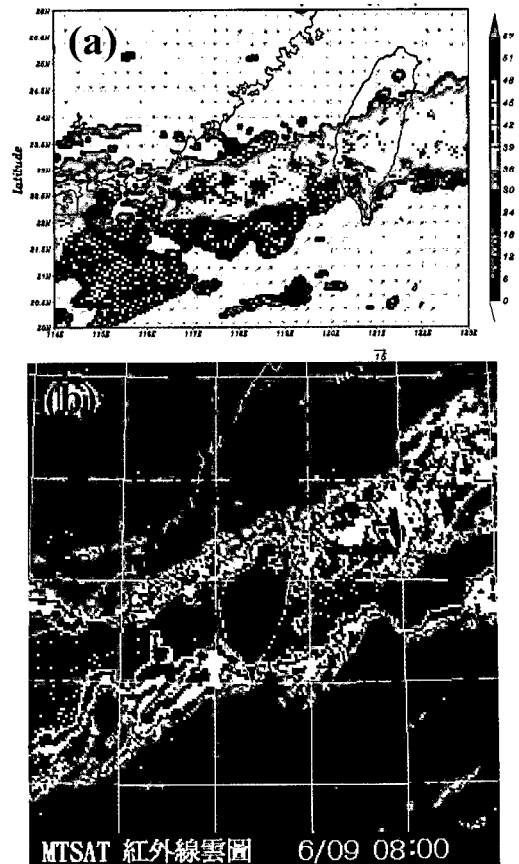


圖4 6月9日00 UTC(a)模式D3積分第12小時之雷達回波強度；(b)MTSAT紅外線雲圖(中央氣象局)。

4.2 水氣通量分析

前述個案分析中可知，此次超大豪雨個案，鋒面系統隱含強烈上升運動，且非單純鋒面界面上所提供之舉升力所造成，降雨過

程中所需的龐大水氣來源，將扮演重角色。研究個案不但有豐沛的降水，其持續時間也相當長，所以必須有著充足的水氣供應來源。因此，本文採用胡等(2007)藉由垂直積分的水氣通量分佈，來瞭解它的來源，計算方式為：

$$Q_x = -\frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_{top}} q u dp \quad (4.1)$$

$$Q_y = -\frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_{top}} q v dp \quad (4.2)$$

其中 p_s 為地面氣壓； p_{top} 為大氣氣柱頂壓(本文使用300 hPa)； q 為比濕(gkg^{-1})； g 為重力加速度。

圖5為地面至300 hPa水氣通量垂直積分，圖中明顯看出綜觀環境提供的水氣來源可分為二處，其一為距離台灣較近的南海區域，其二便是源自於遙遠的孟加拉灣，其隨著印度季風的帶送下，越過中南半島後與來自南海的水氣匯集在鋒面南側。當它匯聚於台灣附近時受到中央山脈的阻隔，出現了山脈以西水氣通量大於山脈以東的現象(圖5a)，台灣西岸水氣通量數值在模擬初期最大為 $100 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ ，其範圍涵蓋整個台灣海峽區域；同時東岸則僅有 $80 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ ，在近海岸處更僅達 $60 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ ，唯東北角外海因無山脈阻隔影響，其水氣通量數值仍可達到與海峽上同等之數值。其後隨鋒面南移及MCS的發展，海峽上水氣通量的值有隨時間升高的發展趨勢，在8日16 UTC時台灣海峽西北部數值升至 $120 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ 。此後，台灣海峽水氣通量大致維持在120至 $140 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ ，雖然在20 UTC時一度降低至 $100 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ ，但此情形主要是隨MCS發展的強弱而變動。反觀東部區域則隨鋒面南移，水氣通量也隨之提昇，在9日00 UTC(圖5b)之後在東南部海域皆維持在 $140 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ 。

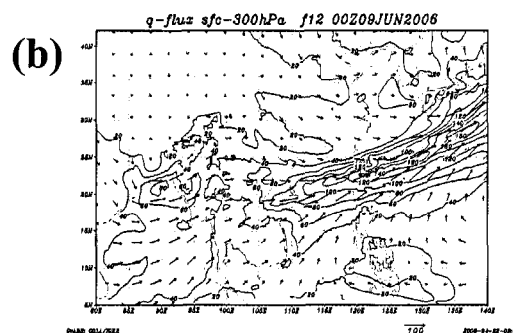
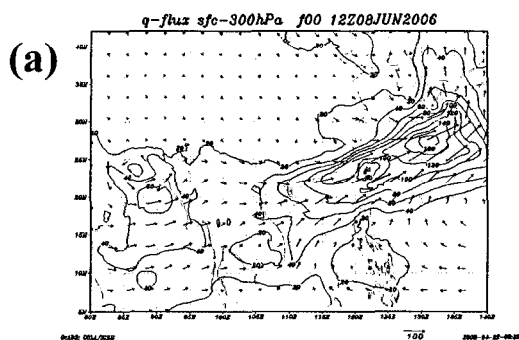


圖5 地面至300 hPa水氣通量垂直積分，等值線為大於 $20 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ 區域，間距為 $20 \text{ kgm}^{-1}\text{s}^{-1}$ (a) 6月8日12 UTC (b) 6月9日00 UTC。

由於大環境提供源源不斷的水氣來源，使得對流系統容易於海峽上生成及發展，因此本文使用賴(2000)方法，進一步分析水氣輻合現象。水氣水平通量(q_f)：

$$\vec{q}_f = \frac{1}{g} q \vec{V} \quad (4.3)$$

q 為比濕； g 為重力加速度； V 為風場。水氣通量的輻合輻散(Dq_f)可表示成：

$$Dq_f = \frac{1}{g} \nabla \cdot (q \vec{V}) = \frac{1}{g} q \nabla \cdot \vec{V} + \frac{1}{g} \nabla q \cdot \vec{V} \quad (4.4)$$

Dq_f 可分為兩項，在(4.4)式中等號右邊第1項代表風場輻散項，即水氣通量的輻合(輻散)是因風場的輻合(輻散)所造成；第2項為平流項，代表水氣通量的輻合(輻散)是因風場的平流效應所造成。

圖6為950 hPa自8日16 UTC時起水氣通量及水氣輻合的發展，圖中鋒面南下初期水氣輻合在海峽北部及其沿岸對流發展區域，有較強的水氣輻合，而海峽中南部也已有明顯水氣聚集，而隨著鋒面南移水氣輻合強度增強範圍加大，同一時間鋒面雲帶發展益加完整，而先前海峽中南部水氣輻合區域，正是隨後鋒面滯留徘徊的位置，並且發展尺度大小不一的MCS，進而隨著鋒面移入台灣中南部陸地。

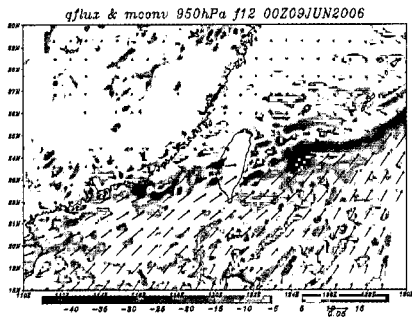


圖6 6月9日00UTC模式950 hPa D2網格積分12小時，箭頭水平水氣通量，負值陰影區為水氣輻合($10^{-5} s^{-1}$)。

4.3 高、低層噴流分析

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。陳(1979)統計分析 1968 至 1977 年梅雨期間受梅雨鋒面影響，而日雨量超過 50 mm 以上的大雨及豪雨事件計有 25 次，而於前一日 1200 UTC 850 hPa 天氣圖上，在 20-30°N, 110-130°E 範圍內，伴隨低層噴流計有 23 次，其發生比率可達 90%。Jou and Deng (1992)在其研究中認為低層噴流在梅雨鋒面的界面上所產生的強烈輻合作用對激發對流的機制扮演著重要的角色。

圖 7 為 9 日 00 UTC 垂直高、低噴流軸的剖面圖，低層噴流與高層噴流呈現平行發展趨勢，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。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。

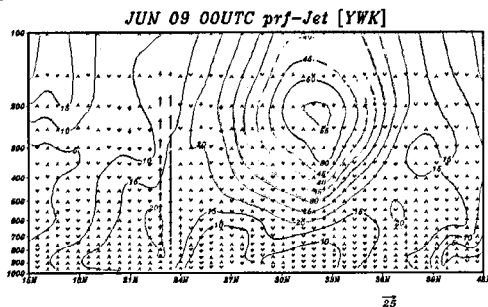


圖7 6月9日00UTC風場垂直剖面圖，剖面位置於120°E，實線等風速線，間距為5 m/s，箭頭為垂直運動方向(cm/s)。

五、觀測海溫與分析場海溫比較分析

本次研究中，模式的初始場資料為 FNL，而其中海溫值是經由分析場處理後的結果做為初始值（以下稱為 Analysis），與實際觀測值（以下稱為 Oisst），存在一定的差異，其中海洋表面的溫度落差，對於廣大洋面所能提供的暖濕水氣，也勢必改變此一來源的量。對台灣而言不僅是四面環海，更位處於亞熱帶地區，梅雨鋒面的水氣來源更是經由低緯度的南海及台灣周圍的暖洋面所供給。因此，本研究希望進一步瞭解海溫高低對於形成於海面上 MCS 的影響。

圖 8 為 NOAA 2006 年 6 月 5 日至 11 日台灣附近海表面觀測溫度的一週平均值，其顯示在海峽北部海溫為 25°C，而海峽南部及巴士海峽則為 29°C。圖 9a 則為模式原始 Analysis 值，圖中海峽北部海溫為 24°C，而海峽南部及巴士海峽則為 28°C。而圖 9b 則為 NCEP 的一週海溫平均值（日期為 2006 年 6 月 8 日至 14 日），而其與 Analysis 的差異可由圖 9c 看出海峽中北部有 1 至 1.5°C 的溫差，而在近海岸地區溫差更可達 1.5°C 以上，該差異形成原因是由海洋與陸地間數值內插所導致，而南部沿海地區則為 1°C，台灣海峽上整體平均溫差在 0.5 至 1°C。

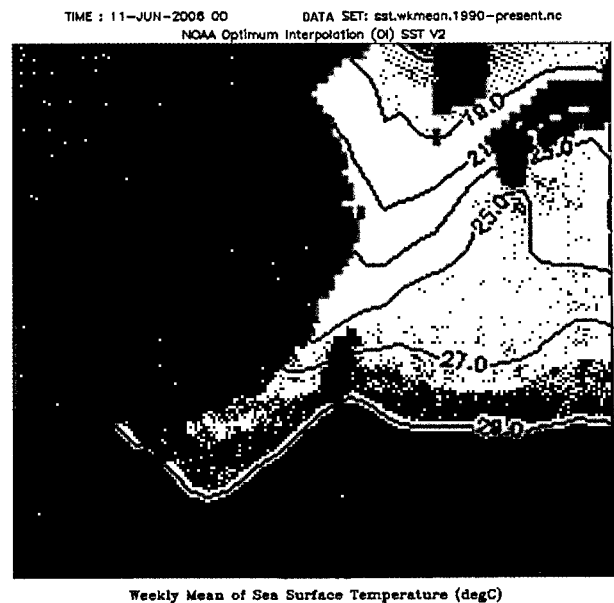
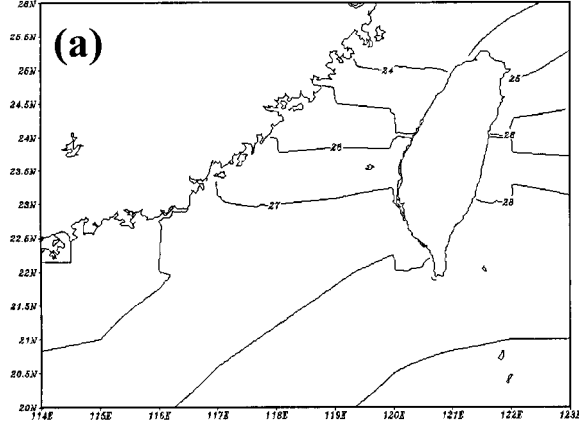
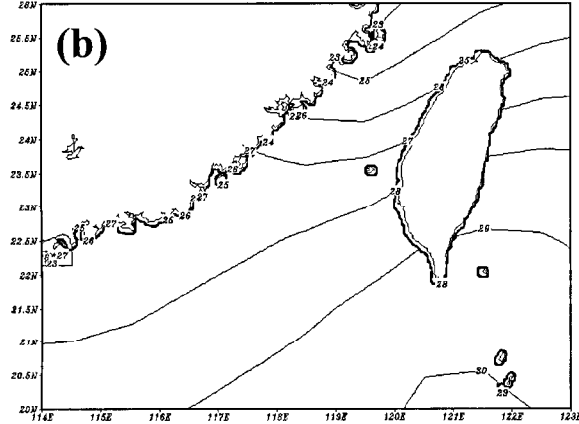


圖8 NOAA 6月5日至11日台灣附近海域海溫平均值（大氣資料庫）。

JUN 09 00UTC SEA SURFACE TEMPERATURE [analysis]



JUN 09 00UTC SEA SURFACE TEMPERATURE [Oisst]



JUN 09 00UTC SST-CLI. dif.

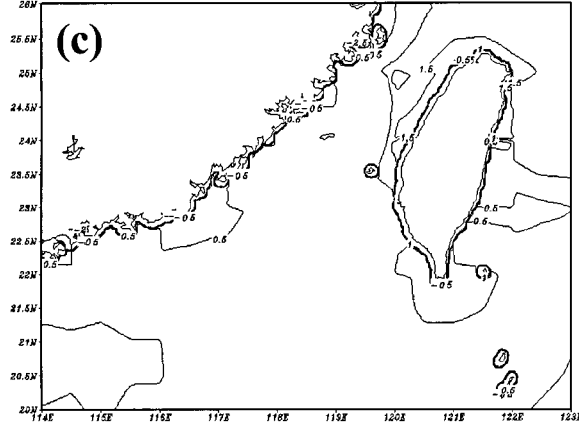
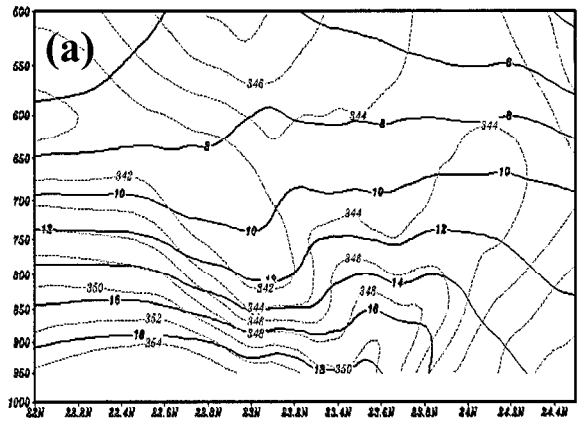


圖9 (a)模式6月9日00UTC分析場海溫值，(b)NCEP 6月8日至14日一週平均海溫觀測值。(c)海溫差異值(°C)。

海溫不同於陸地的溫差，其平日在無特殊洋流影響下，其變化差異很小。因此，上述的海溫差異對廣泛的洋面所造成海氣通量變化，其累積產生的能量差異自有一定程度的影響。透過模式模擬計算，6月9日00 UTC 近地層向上可感熱通量在澎湖南方海域對流

胞發展位置上的僅由原先的 40 成長至 60 Wm^{-2} ，顯示改變海溫後有大幅度的成長。而同一時間的向上水氣通量最大值也由 0.08 g/kg 增加至 0.12 g/kg。此外，針對台灣海峽及巴士海峽，進行相當位溫及水氣垂直剖面的分析。圖 10 為沿著 119°E 南北縱向的垂直剖面，圖中在緯度 22.2 至 22.8 度間的相當位溫等值線由原先的 354 K 提升為 356 K，代表著底層大氣的不穩定度提昇。同一位置上低層水氣含量也由 18 g/kg 增加到 20 g/kg。圖 11 為沿著 21.5°N 巴士海峽上的橫向剖面中，除在海面上相當位溫等值線上升 2K 外，部份區域水氣含量也同樣由 18 g/kg 增加到 20 g/kg。由此可知海溫較高的區域也使得低層不穩定度產生改變，而同時也增加了低層大氣的水氣含量。



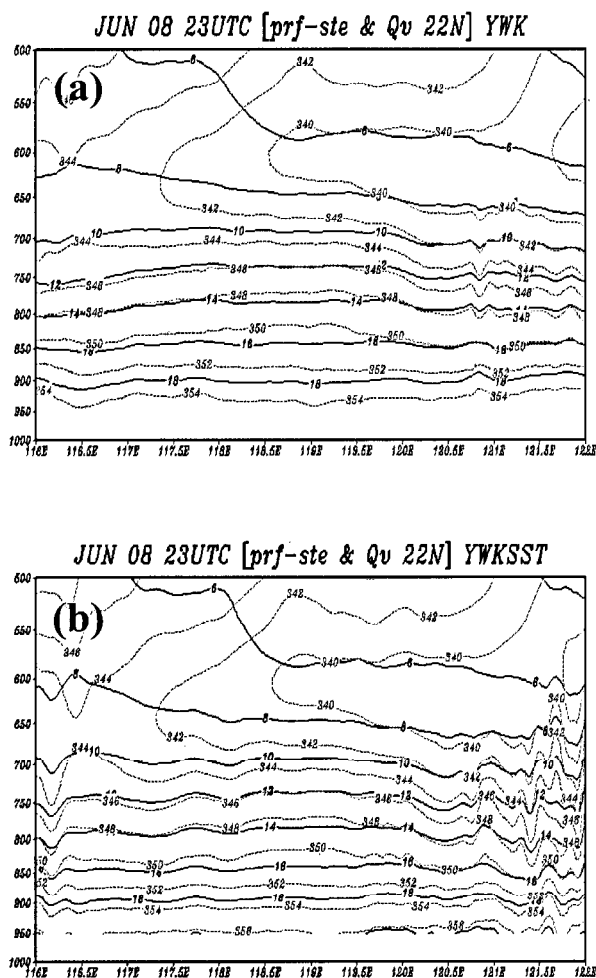


圖 11 6月9日00UTC 21.5°N垂直剖面圖(a)Analysis海溫，(b)Oisst海溫，實線為水氣混合比，虛線為 θ_e 。

此次模擬結果分析，可以看出模式中分析場海溫分佈並不連續，在台中及花蓮近海區域出現海溫值重疊情形。其與觀測值海溫比對結果顯示，台灣海峽中北部有 1 至 1.5°C 的溫差，而在近海岸地區溫差可達 1.5°C 以上，而南部沿海地區則為 1°C，台灣海峽上整體平均溫差在 0.5 至 1°C。分析向上可感熱通量及向上水氣通量時，均顯現海溫提升後其向上傳遞的量有明顯的增長，尤以在對流發展區域更是明顯。從剖面分析上更清楚的顯示，在低層水氣因為海溫的增加而上升，並且增加低層相當位溫的梯度，提高低層大氣的不穩定度，亦有利於對流系統的生成與發展。

六、結論

本研究使用 WRF 模式進行個案模擬，透過分析結果說明在綜觀天氣系統上，模式

均能有效掌握天氣系統的發展與演變，並且在高層的比對中亦顯示整體天氣型態分佈相當一致。模式所模擬出高解之降雨回波強度的變化，在定性分布上大致能有效模擬出較強的對流胞，但是在定量上仍存在些許差異，除山區外其餘地區皆呈現出降雨量偏低的分布，而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。

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，隨著鋒面對流的加強，低層西南氣流也隨之增強為低層噴流，強烈的水平輻合在風場輻合區上提供一有利的向上動能，再結合鋒面界面上的舉升作用將水平動能轉為垂直動能，使其垂直發展高度可以較一般對流發展更高。低層噴流與高層噴流呈現平行發展趨勢，在兩噴流中間有著旺盛的上升運動存在，不斷激發出有利於對流發展的客觀環境，使對流一波波的發展，進而為中南部地區帶來超大豪雨。

在觀測海溫測試中，明顯呈現出模式中分析場海溫分佈並不連續，部份近海區域甚至出現海溫值重疊情形。在與觀測值海溫比對結果顯示，台灣周圍海域皆有著明顯的溫度落差，台灣海峽上整體平均溫差也有 0.5 至 1°C 的差異。在分析海面提供向上可感熱通量及向上水氣通量時，均顯現海溫提升後其向上傳遞的量有明顯的增長，尤以在對流發展區域更是明顯。從剖面分析上更清楚的顯示，在低層水氣因為海溫的增加而上升，並且增加低層相當位溫的梯度，提高低層大氣的不穩定度，亦有利於對流系統的生成與發展。

空軍未來所建置的數值天氣預報模式，將以 WRF 模式為未來線上作業的預報系統，本研究僅是一超大大豪雨個案研究，未來的研究必須要結合作業需求，例如找尋針對季節或特別天氣系統性的最佳參數組合，大幅而有效提昇空軍氣象預報現代化作業，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。

參考文獻

- 胡亮、何金海與高守亭，“華南持續性暴雨的大尺度降水條件分析”，南京氣象學院學報，第30卷，第3期，第345-351頁，2007。
- 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。
- 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。
- 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。
- 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。
- 賴信志，“台灣梅雨季中尺度對流系統之數值模擬研究-TAMEX IOP8 個案”，國立中央大學大氣物理研究所博士論文，第38-39頁，2000。
- 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, 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.
- 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.
- Jou, B. J.-D., and Deng, S.-M., “Structure of a low-level jet and its role in triggering and organizing moist convection over Taiwan: A TAMEX case study,” *T.A.O.*, Vol. 3, pp. 39-58, 1992.

A Numerical Study of Mei-Yu Front Case Using WRF Model

¹ Chi-Chang Liao ² Chi-Hsiung Wu

¹*Department of Environmental Information and Engineering, National Defense University*

²*The Second Weather Squadron of CAF, ROC*

ABSTRACT

This research hopes to take advantage of numerical model simulation of Mei-Yu front case to grasp of the major weather disasters that occurred in the vicinity of Taiwan. That also can offer the Train Unit to do decision consult a few days ago for the area which will have violent weather change, and effectively planning fight, maneuver and training necessary space. WRF model simulation results show that it can effectively grasp the development and evolution of weather systems in the synoptic weather system, and the overall weather patterns in the distribution of high-level fairly consistent. Model simulations of the echo intensity of rainfall changes in the qualitative distribution can effectively simulate the stronger convective cell, but there are still a little quantitative difference. When analyses the sea surface offers the upward sensible heat flux and vapor flux, it shows that its quantity transmitted upwards have obviously increases after the sea temperature rose, especially obvious in the area of convection development. The profile analysis showed that the low-level aqueous vapor rose by the sea temperature rose, and it increase the gradient of low level Equivalent Potential Temperature, improve the instability of the low-level atmosphere and it is conducive to the formation and development with convective system.

Keyword : Mei-Yu front, WRF model, Rainfall