

東亞夏季季風雨暴對流系統演進之模擬與預報研究

呂芳川¹ 廖杞昌² 吳啓雄³

南榮技術學院資訊工程系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³

摘 要

每年東亞夏季季風肇始前，台灣經常受到來自於南海北部的雨暴侵襲，因而產生豪雨導致嚴重水患。在台灣南部地區，平均每年會遭受數個這類雨暴帶來的豪雨摧殘。本研究使用WRF模式進行6月9日之超大豪雨個案模擬，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，促使它進一步發展為MCS。此外，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，明顯呈現出模式中氣候海溫分佈並不連續，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水氣通量時，均顯現海溫提升後其向上傳遞的暈有明顯的增長，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。

關鍵字：夏季季風、梅雨、超大豪雨

一、前言

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（陳與蔡，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（MCS），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）。在對梅雨鋒面的相關研究中，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）則為引發鋒面側次環流之機制。

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。因此，本研究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。

二、模式設定

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。本研究將針對2006年6月9日梅雨季降水個案，以美國國家環境預報中心（NCEP）Global Final Analyses (FNL) 1.0°×1.0°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，Domain1(D1) 從5°N到42°N、90°E到140°E，解析度45公里，網格數為145×110；Domain2(D2) 從16°N到34°N、105°E到135°E，解析度15公里，網格數為172×130；Domain3(D3) 從20°N到26°N、113°E到123°E，解析度5公里，網格數為205×157。垂直方向採用追隨地勢的 σ 座標，共計31層。

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。

地面天氣圖顯示，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00 UTC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15 m/s以上，在台灣北部風速達到最強的20 m/s以上。在9日00 UTC時（圖1a），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25 m/s。

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甚至在200 hPa（圖1b），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。此後，鋒面雖呈現滯留，但因高層槽線減弱降雨也相對呈現緩和趨勢。

四、數值模擬分析

(一)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。模式模擬結果與實際觀測的綜觀地面天氣圖進行比對，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2），代表鋒面位置的風場輻合區同樣與分析場位置相符，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3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。接著分析模式對台灣本島預報降雨及其分布情形，9日00至23 UTC台灣地區累積降雨量及其分佈，充分顯示出模式在日累積降雨量的分佈上有較好的表現，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的分布，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，對於至嘉義山區向嘉南平原延伸出一平地的大雨量值區域，與實際觀測分布相符合，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。

(二)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：

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

$$Q_y = -\frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_{top}} qv dp \quad (2)$$

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

圖4a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，台灣西岸水氣通量數值在模擬初期最大為 $100 kg \cdot m^{-1} s^{-1}$ ，其範圍涵蓋整個台灣海峽區域。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16UTC時台灣海峽西北部數值升至 $120 kg \cdot m^{-1} s^{-1}$ 。此後，台灣海峽水氣通量大致維持在120至 $140 kg \cdot m^{-1} s^{-1}$ ，雖然在20 UTC時一度降低至 $100 kg \cdot m^{-1} s^{-1}$ ，但此情形主要是隨MCS發展的強弱而變動。

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)的方法，進一步分析水氣輻合現象。水氣水平通量(q_f)：

$$\vec{q}_f = \frac{1}{g} q \vec{V} \quad (3)$$

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：

$$Dq_f = \frac{1}{g} \nabla \cdot (q \vec{V}) = \frac{1}{g} q \nabla \cdot \vec{V} + \frac{1}{g} \nabla q \cdot \vec{V} \quad (4)$$

Dq_f 可分為兩項，在(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4b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。

(三)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。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5為9日00UTC垂直高、低層噴流軸的剖面圖，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，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07UTC時ULJ的邊緣最為接近台灣北部上空，而台灣各地也因鋒面雲系的影響而產生豪大雨。研究結果顯示，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。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。

五、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。

NOAA 2006年6月5日至11日台灣附近海面觀測溫度的一週平均值，其顯示在海峽北部海溫為 $25^{\circ}C$ ，而海峽南部及巴士海峽則為 $29^{\circ}C$ 。圖6a則為模式原始Analysis值，圖中海峽北部海溫為 $24^{\circ}C$ ，而海峽南部及巴士海峽則為 $28^{\circ}C$ 。而圖6b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的差異可看出海峽中北部有 1 至 $1.5^{\circ}C$ 的溫差，而在近海岸地區溫差更可達 $1.5^{\circ}C$ 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 $1^{\circ}C$ ，台灣海峽上整體平均溫差在 0.5 至 $1^{\circ}C$ 。

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7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。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。

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的有明顯的增長，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。

六、結論

本文所探討的個案在2006年5、6月梅雨期，徘徊於台灣地區的梅雨鋒面帶來相當可觀的降雨，也造成南部地區嚴重的災情，中央氣象局更是連續發布了18天的豪大雨特報，其中6月9日之超大豪雨，使得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。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，促使它進一步發展為MCS。此外，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，明顯呈現出模式中氣候海溫分佈並不連續，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的有明顯的增長，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。

參考文獻

- 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。
- 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。
- 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。
- 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
- 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.
- 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 its role in triggering

and orjonizing moist over Taiwan case study," T.A.O., Vol. 3, pp. 39-58, 1992.
 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.

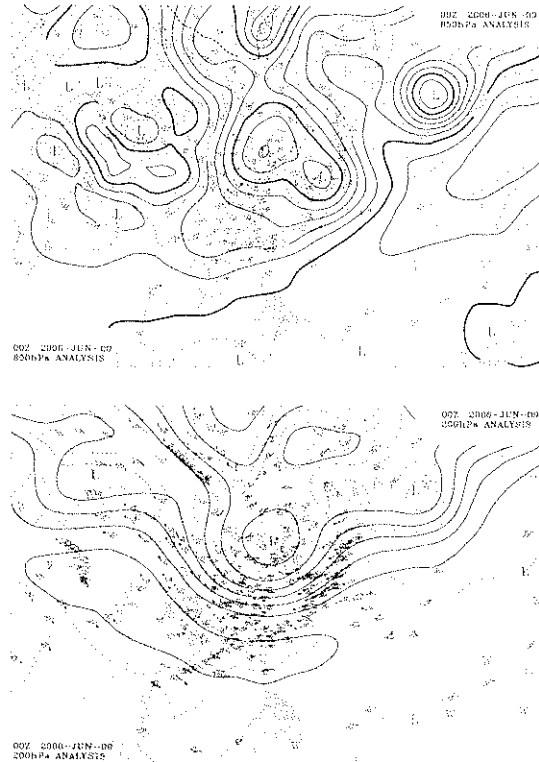


圖1. 2006年6月9日00UTC分析圖(a) 850 hPa；(b) 200 hPa，實線為等高線，虛線為等溫線。(中央氣象局)

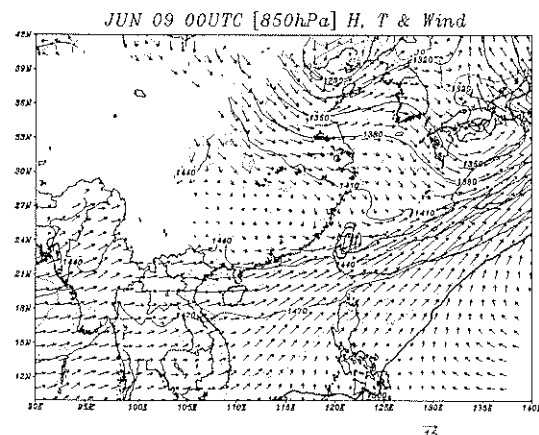


圖2. 6月9日00UTC模式D1積分12小時之 850hPa高度、溫度及風場。

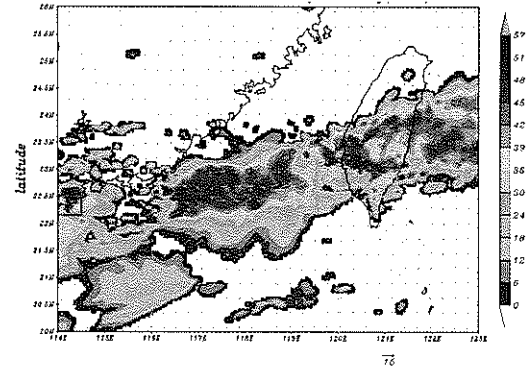


圖3. 6月9日00UTC模式D3積分第12小時之雷達回波強度。

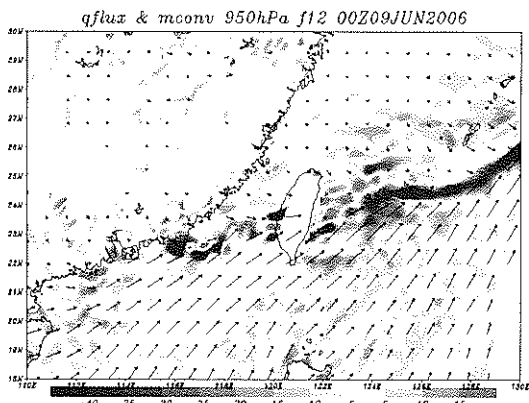
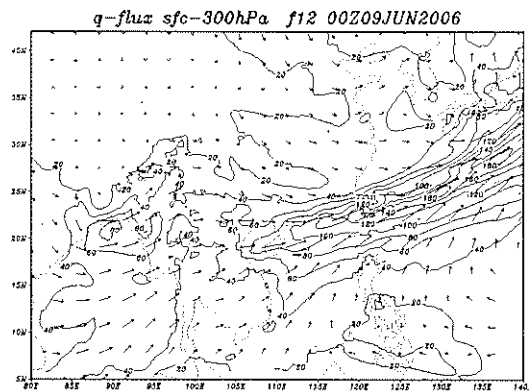
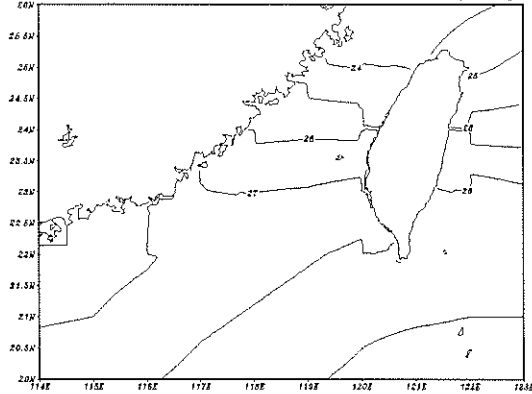


圖4. (a) 6月9日00UTC地面至300hPa水氣通量垂直積分，等值線為大於20 kg/ms區域，間距為20 kg/ms。(b) 950 hPa模式D2網格積分12小時，箭頭為水平水氣通量，色階表示水氣輻合量 ($10^{-5} s^{-1}$)。

JUN 09 00UTC SEA SURFACE TEMPERATURE [analysis]



JUN 09 00UTC SEA SURFACE TEMPERATURE [Oisst]

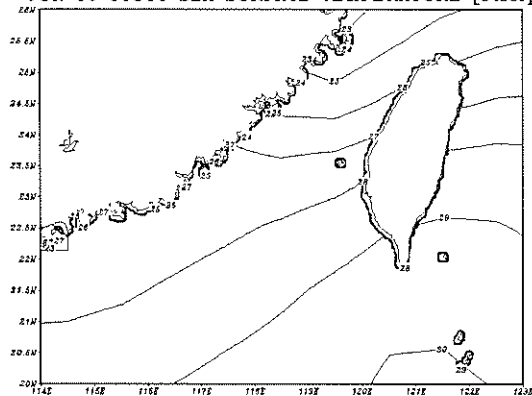


圖6. (a) 6月9日00UTC模式氣候海溫值，(b)NCEP 2006年6月8日至14日一週平均海溫觀測值，間距1°C。

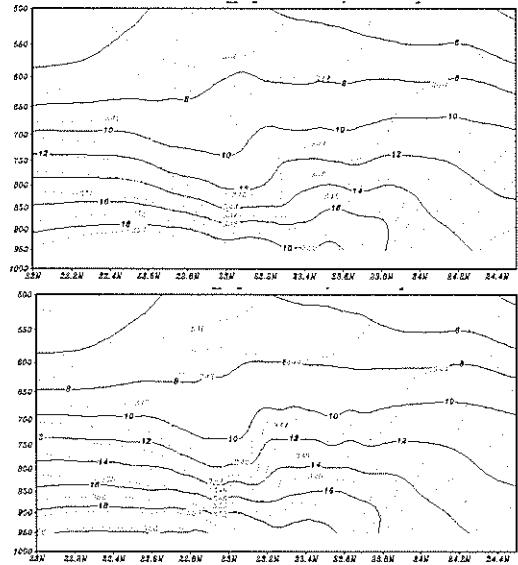


圖7. 6月9日00UTC 119°E垂直剖面圖(a)Climatic海溫，(b)Oisst海溫，實線為水氣混合比，間距2 g/kg，虛線為 θ_e ，間距2 K。

JUN 09 00UTC prf-Jet [YWK]

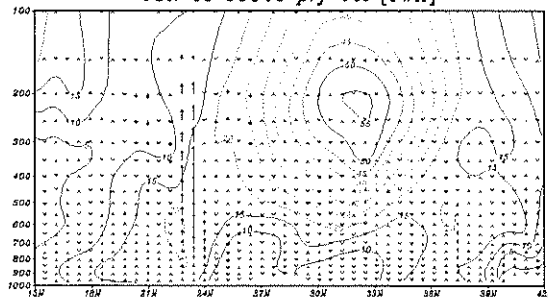


圖5. 6月9日00UTC風場垂直剖面圖，剖面位於於120°E，實線等風速線，間距為5 m/s，箭頭為垂直運動方向，單位為cm/s。