

中央氣象局全球模式之氣候特徵： 東亞夏季季風

胡志文 馮欽賜 汪鳳如 陳建河 鄭明典

中央氣象局科技中心

(中華民國九十年元月九日收稿；中華民國九十一年二月四日定稿)

摘 要

本文以中央氣象局全球模式 10 年的積分結果，探討模式對東亞夏季季風的模擬能力。此結果將作為未來發展中央氣象局氣候模式及模式改進的重要依據。

經由模式結果的分析，吾人可得到下列的結論。模式有能力模擬出夏季期間的大尺度環流場，如北半球陸地的低壓及洋面上的高壓、緯向平均溫度場、風場及溼度場等。在東亞夏季季風的演化上，模式能合理掌握東亞夏季季風肇始期間大尺度系統的演變，如上對流層南北溫度梯度逆轉、高層東風的出現、低層較大西南風場及較大降水等現象，季風肇始後模式也有能力模擬出太平洋副高及降水的北移現象。由於模式並非完美，因此模擬結果有某些系統性誤差存在。文中對改進模式系統性誤差的方法有初步的探討。

關鍵字：大氣環流模式、氣候模擬、東亞夏季季風

一、前 言

近年來由於隨著科技的進步，大氣科學界已有能力對短期氣候（3 到 9 個月）的變化趨勢做出一定程度的預報工作。對短期氣候的變化趨勢有一定程度的了解（如氣溫高低，降水多寡）將有助於政府政策的擬定及執行，水資

源的運用，工商經濟活動的發展及減少災害的損失等。

短期氣候的預報工作基於大氣的下墊面（如海表面溫度、土壤溼度及降雪等）相較於大氣現象有較長的記憶。能掌握下墊面的變化，吾人便能對短期氣候做預報的工作。大氣下墊

面的變化影響短期氣候變化最著名的例子首推聖嬰現象，聖嬰現象對全球的氣候的影響可概述如下：赤道區西太平洋少雨、赤道區中到東太平洋多雨、美國西部沿岸地區少雨但西南沿岸多雨、聖嬰現象後一年亞洲夏季季風較弱等現象(Rasmusson and Wallace 1983; Joseph et al. 1994)。盧(2000)詳細的分析了聖嬰與反聖嬰現象對台灣地區氣溫與降水的影響，其結果顯示聖嬰現象對台灣地區某些月份的降水及氣溫有明顯的影響。

現今世界上的主要氣象作業中心，對以月或季為單位的預報方法主要有兩種：一是統計預報，另一是動力模式（大氣環流模式）預報(Barnston et al. 1999)。統計模式是利用觀測資料（或加上大氣環流模式模擬結果）做統計分析，找出預報變數與各項資料的統計關係，再利用此統計關係來作預報。動力模式預報是利用一組方程式（流體力學方程、熱力方程等），外加大氣中的各項物理過程（輻射、降水、邊界層等）做時間上的積分，模式的積分結果再經由時間平均後，可作為短期氣候的預報參考。目前世界上主要的氣象作業中心已利用環流模式進行短期氣候的預報，依其對 1997/98 ENSO (El Niño and Southern Oscillation)的預報表現，在 3 到 9 個月內的預報結果有很高的參考價值(Barnston et al. 1999)。

比較統計預報及動力預報兩者的優缺點，統計預報在求得回歸方程後，對各變數預報所需的運算較少，因而不需大量的計算機時間，但因此方法的預報是利用變數間的統計關係求得，因此對預報結果的因果關係及物理過程常缺乏適當的解釋。另一方面，動力模式由於包含了大氣的動力及物理過程，對模擬的結果可有較適切的解釋。但動力模式的積分包含

龐大的運算工作，因此需要大量的計算機時間。

中央氣象局大氣環流模式目前的主要功能是(1)為區域模式的短期(1-3 日)預報提供環境場；(2)中期(4-7 日)逐日預報；(3)展期(8-14 日)系集預報(ensemble forecast)。最終的目標希望利用系集預報的方法將預報時間延長到一個月。由以上的說明可知中央氣象局的大氣環流模式目前主要應用在天氣預報方面。在天氣預報上，模式模擬結果的好壞主要取決於模式初始場的正確性及完整性，對模式本身的內部動力過程(internal dynamic processes)及外在作用力(external forcing)的依賴程度較小。但在運用大氣環流模式做氣候預報時，由於需要長時間的積分(季或年為單位)，因此模式的內部動力過程及外在作用力(如 SST, Sea Surface Temperature)對模擬結果有決定性的影響。因此，相對而言氣候模擬對模式模擬正確性的要求較天氣預報重要許多。基於上述理由，在用中央氣象局全球模式做短期氣候預報前，吾人必須先確認模式對大氣的氣候場（如夏季平均）與氣候系統（如東亞夏季季風）有足夠的模擬能力。

東亞夏季季風為地球上顯著的季風現象，其涵蓋範圍南從中南半島，北至中國大陸北部。東亞夏季季風的異常會造成不同地區的旱澇現象，影響此區內廣大人口的生活。

由前人的研究可知(He et al. 1987; Tao and Chen 1987; Yanai et al. 1992; Ding 1992)，影響東亞夏季季風的大尺度系統有南亞高壓、太平洋副高、高層西風噴流及低層西南風，伴隨季節的演變，以上系統有明顯的向北移動現象。此外，東亞夏季季風隨季節北移的現象並不是和緩的北移，而是以急劇的方式出現。以氣候平均場而言，東亞夏季季風有兩次明顯的北跳，

時間分別為 5 月中旬及 6 月上旬。5 月中旬前南亞高壓中心位置約在中南半島 10°N 以南之地區，太平洋副高脊線在 16°N，高層西風噴流中心在 30°N 附近。東亞夏季季風的第一次北跳大約出現在 5 月 16-20 日之間，其所伴隨的大尺度系統變化為：南亞高壓中心北移到中南半島北部 20°N 以北的區域，太平洋副高脊線移到 18°N，高層西風噴流中心北移到 35°N 附近，伴隨以上系統的移動，華南及台灣一帶出現西南風場及較大的降水，台灣及華南地區正式進入梅雨期。六月上旬時大尺度季風環流出現第二次北跳，南亞高壓中心向北及向西移動到印度北部，太平洋副高脊線北移到 20°N-25°N 之間，高層西風噴流中心北移到 40°N 以北，長江下游及淮河流域出現較大的降水及西南風場，此時為江淮流域及日本進入梅雨期。

由於東亞夏季季風的演變是一個尺度較大，變化較明顯的現象，此外東亞夏季季風的異常對居住在此區內的居民有明顯的影響，因此大氣環流模式必須對東亞夏季季風氣候場的演變有一定程度的掌握，才有可能用來對東亞地區春夏的氣候進行預報的工作。Chen et al. (1999) 分析了中央氣象局全球模式夏季及冬季的水文過程及環流場。他們的結果顯示模式能合理的模擬出觀測場的大尺度環流系統。在水文過程方面，模式也有能力模擬出觀測場中多雨及少雨的地區。但 Chen et al. (1999) 的結果是分析模式二年積分所得，求取平均場的樣本數較少，此外他們也未詳細分析模式對東亞夏季季風演變的模擬能力。

本文之目的在於分析模式長期積分（十年）的結果，所分析的重點將著重在東亞夏季季風，本研究的結果也可作為模式日後改進的參考。本文的編排如下：第二節為模式簡介與

實驗設計，模擬結果分析與探討在第三節，第四節為結論與展望。

二、模式簡介與實驗設計

本研究中所用之中央氣象局全球模式為中央氣象局發展的第二代全球預報系統中所用的全球模式(Liou et al. 1997；此後簡稱為模式)。在上篇文章發表後，模式的物理參數化曾有小部份的修改，以下將對模式的架構及參數化作進一步的說明。

模式為原始方程模式(Primitive Equation Model)，垂直方向的座標為 $\sigma=(p/\pi)$ ，其中 p 為氣壓、而 π 為地面氣壓，所用之預報變數為渦度場、輻散場、地面氣壓、虛位溫、及比溼等。模式在水平方向採用波譜法(Orszag 1970)，垂直方向採用 Arakawa and Suarez (1983)發展的垂直差分方法，在時間積分上使用半隱式(semi-implicit)方法。對經由使用波譜法所產生的負水汽值的處理方法為單純的向下一層借水汽，模式最底層則假設水汽來自地表。與實際觀測相比較，模式最底層所借的水汽量較實際觀測的地表水汽傳送值小了許多。模式在水平方向對渦度場、輻散場、位溫及比溼的擾動場做了複調合方式的水平消散作用(4-order horizontal diffusion) 的處理。

在物理參數化方面，模式地表通量的計算運用相似理論(similarity theory)，其中地表交換係數是使用遞迴(iteration)方法求出。垂直方向的亂流混合(turbulence mixing)參數化運用 K theory 方式之一階半 E-ε亂流閉合(1 and 1/2 order closure)處理。模式的輻射參數化所採用的是 Harshvardhan et al. (1987) 的方法，模式考慮了 H₂O, CO₂ 及 O₃ 主要吸收氣體，同時在長波及短

波方面也考慮了雲覆蓋量的影響。雲量採用類似 Slingo (1987)的診斷方法，垂直疊合方式模式對於積雲類假設最大垂直疊合，反之其它雲類則假設屬於隨機疊合。在積雲對流參數化方面，模式採用 Moothi and Suarez (1992)發展的簡化 Arakawa and Schubert (1974)積雲參數化模式，此方法可有效的減少 Arakawa and Schubert 積雲參數化模式所需的計算時間，且模擬的結果與原始 Arakawa and Schubert 差異不大。除了積雲對流參數化外，模式尚有淺對流參數化及大尺度降水參數化兩種。模式大尺度降水參數化的目的在消除模式內各層中的過飽和值，當過飽和發生時，模式同時調節水汽及溫度使大氣到達飽和，多餘的水汽形成降水落入模式下一層。淺對流的作用在考慮因地形強迫所產生的不降水淺積雲，所使用的方法為 Tiedtke (1984)的參數化。為了考慮次網格地形所引發的垂直方向的動量通量(momentum flux)，模式加入了 Palmer et al. (1986) 的重力波阻(gravity wave drag) 參數化。

在地形及地表條件方面，模式的地形是由美國海軍全球 10 分的地形資料經由側向投影(silhouette profile)處理，再經由 4 次 Lanczos 過濾運算後所得。對地表溫度及溼度是由收支方程預報，但考慮深層土壤溫度及溼度的調節作用。地表反照率在陸冰、海冰及水面分別設為 0.75, 0.55 及 0.08。水表面粗糙度是摩擦速度的函數，土壤部份的反照率和粗糙度從地表資料庫讀取。

本研究之目的在分析模式的長時間積分結果，所用的模式架構如下：垂直方向有 18 層，水平方向採用 T42 的解析度($\sim 2.8^\circ \times 2.8^\circ$)。所用的時間積分間隔為 900 秒，為了節約計算時間，輻射參數化的計算為每 3 小時一次。模式的初

始場為 1995 年 1 月 15 日 1200UTC 的觀測場，所用的海面溫度及海冰為 AMIP (Atmosphere Model Intercomparison Project, Gates, 1992) 10 年之月平均氣候平均值(1979-1988)。積分過程中無年際變化，在實際計算時海面溫度每日更新一次，此每日之海溫資料是由月平均資料做線性內差後得到，此外模式中用的 Robert 時間過濾(time filter)係數為 0.1，四階水平擴散係數為 10^6 。以上述的邊界條件，模式執行 11 年的積分，在分析模式結果時捨去第一年的資料只分析後 10 年的平均值。

比較模式結果時所用的觀測資料分別有：

- (1) ECMWF TOGA/basic 每日兩次的網格點($2.5^\circ \times 2.5^\circ$)資料，變數包含高度場、風場、溼度場、溫度場等，時間為 1986-1995。在用此筆資料與模式模擬比較時將原為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 解析度的資料轉為 T42 形式。
- (2) GPCP (Global Precipitation Climatology Project, Xie and Arkin 1996)的月平均降水量，時間為 1979 年到 1995 年。

所有的觀測資料單純的求取其算術平均值作為觀測氣候場，用此氣候場與模式模擬結果相比較。

三、模擬結果與討論

由於本文重點著重在分析模式於東亞夏季季風期間的模擬能力，因此在本文中只探討模式在春夏季間的氣候狀態。以下的分析中除特別說明外，所謂模式的結果皆為 10 年平均之結果，而觀測場是觀測資料的氣候平均值。在分析東亞夏季季風時，吾人將先分析模式月平均場的變化，其後將分析模式 5 日平均場以探

討模式對東亞夏季季風北移之模擬能力，分析時間將以 5 到 8 月為主。在討論模式的模擬能力時，吾人除了將模式的模擬結果與觀測場相比外，也將模式的結果與美國 NCAR (National Center for Atmospheric Research) CCM3 (Community Climate Model, version 3) 及台灣大學大氣環流模式 (National Taiwan University General Circulation Model, Kau 1998) 相比較。NCAR CCM3 模式是一個對全球大眾公開的模式，任何人皆可經由網路取得此模式，此外美國的學者對 CCM3 也做了完整的診斷分析，基於以上理由吾人選取 CCM3 作為模式模擬結果比較的對象之一。Kau (1998, 之後簡稱 K98) 運用 NTUGCM AMIP 模擬的結果，分析了 NTUGCM 對東亞夏季季風的模擬，因此吾人在本研究中加入模式與 NTUGCM 的比較。

(一) 月平均場

圖 1 為模式與觀測場的夏季平均海平面氣壓場，比較兩者之結果可知模式能合理的模擬出海平面氣壓場的大尺度系統，如副熱帶各大洋面東部的高壓區，北半球陸地上的熱低壓及環繞南極的低壓帶等。模式在北半球的副熱帶高壓過強，太平洋副高中心位置偏西且其西部的脊線較觀測場偏北，此結果使得模式夏季赤道區西太平洋上空的 ITCZ 偏北(圖 4a)。模式在北美洲西南部的熱低壓較觀測場強，因而造成太平洋副高無法向東南延伸到北美洲西南岸。在 60°S 由 20°E 到 80°W 之地區模式的低壓較強，使模式在南半球中緯度有較強的西風。Hurrell et al. (1998) 分析了 NCAR CCM3 的氣候模擬結果(1979-1993)。模式對夏季平均海平面氣壓氣候場的模擬與 CCM3 十分類似(其圖 3a)，CCM3 之太平洋副高也有中心偏西及西部脊線偏北的現象。另一方面模式在北美洲西南

部及南半球中緯度有較大的系統性誤差。

模式夏季平均緯向平均溫度的垂直剖面圖及模式與觀測場的差值圖示於圖 2 中，圖中顯示模式對觀測場的溫度分布有很好的掌握，如地面較高溫度區偏向北半球、對流層頂的位置等現象，模式在對流層頂以下大部分區域溫度場的誤差在 2 度以內。兩者較大的差異出現在兩極區對流層頂以上的區域，模式結果在此兩區域內皆有過冷的現象，其中又以北極區上空的冷偏差較大。與模式冬季緯向平均的垂直剖面圖(圖未列)比較，可知模式在夏半球極區對流層頂上空皆有冷偏差存在，其中又以南半球夏季時南極上空的冷偏差較大。與 CCM3 的模擬結果相比(Hack et al., 1998; 其圖 4)，模式在對流層頂的誤差較小，但在兩極對流層頂以上的冷偏差則與 CCM3 相近。Hack et al. (1998) 指出極區高層的冷偏差為大部分模式所共有的系統性誤差，他們進一步指出 Williamson and Olson (1998) 將 CCM3 的動力過程由歐拉方法(Eulerian method) 改為半拉格朗日法(semi-Lagrangian)，經由改進大尺度平流的數值方法誤差，可大幅度改善模式極區對流層以上區域的冷偏差。另一方面 K98 分析 NTUGCM AMIP 模擬的結果，NTUGCM 是一個在動力模式上採用歐拉座標的模式，其緯向平均的溫度場在對流層高層並沒有很大的冷偏差(其圖 3)。因此，改用半拉格朗日法對模式極區對流層頂以上區域冷偏差的影響尚需要進一步的研究方可確認。

圖 3 為模式夏季平均緯向平均東西向風場(U)的垂直剖面圖及模式與觀測場的差值，圖中顯示模式有能力模擬出南北半球的中緯度高層西風噴流、赤道區的東風帶及南極區低層的東風等現象。雖然模式有能力模擬出中緯度高層

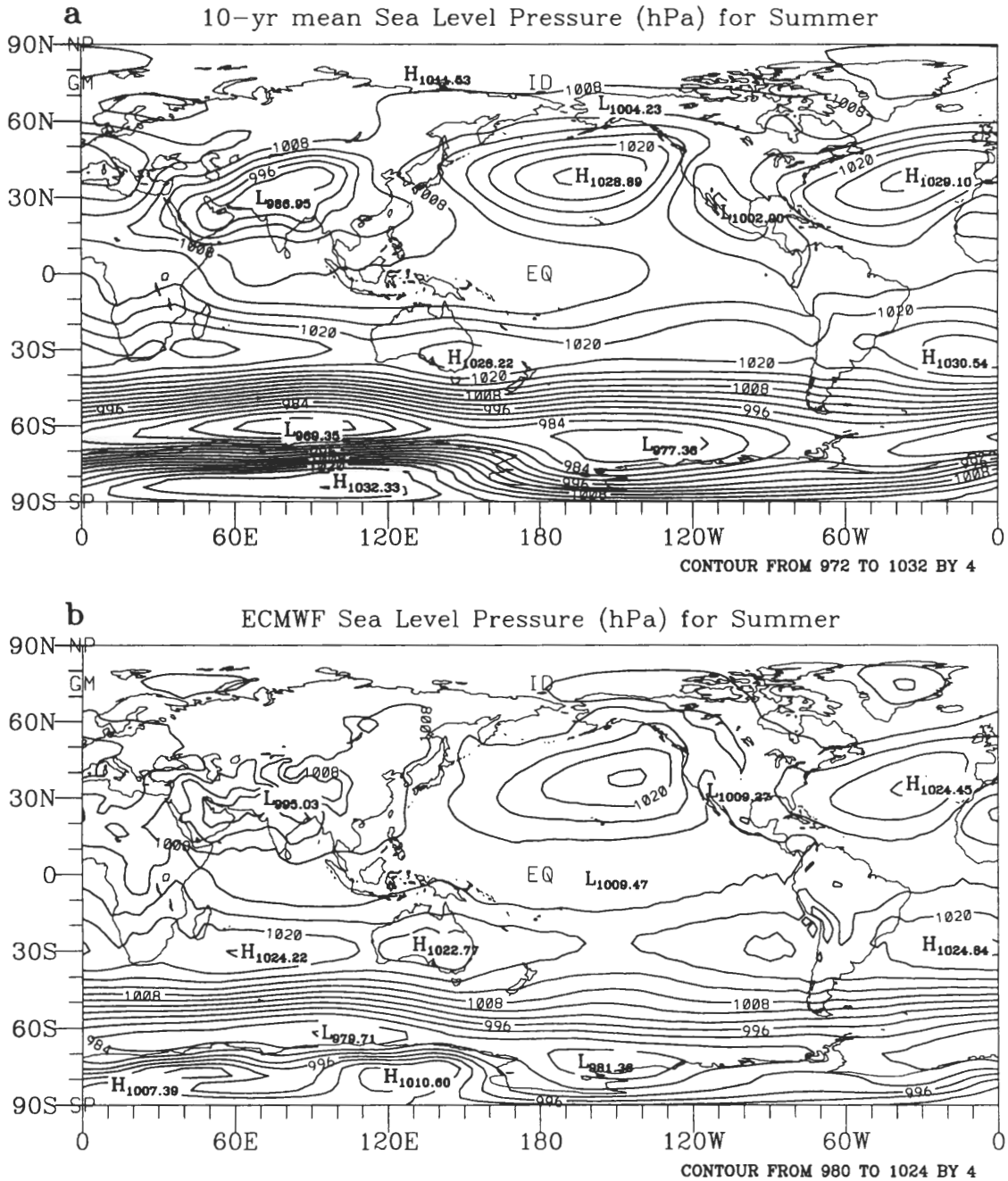


圖 1 夏季平均海平面氣壓場，(a)為模式模擬結果，(b)為觀測場，等值線間隔為 4 hPa。

的西風噴流，但其強度較觀測場強，另一方面模式對南半球高層西風帶的模擬並未如觀測場中出現兩個上下分離的噴流中心，北半球高層

西風噴流中心偏北，赤道區的東風也未如觀測場中的整層皆有，此外模式在北半球高緯度低層出現東風但觀測場中為西風。模式的緯向平

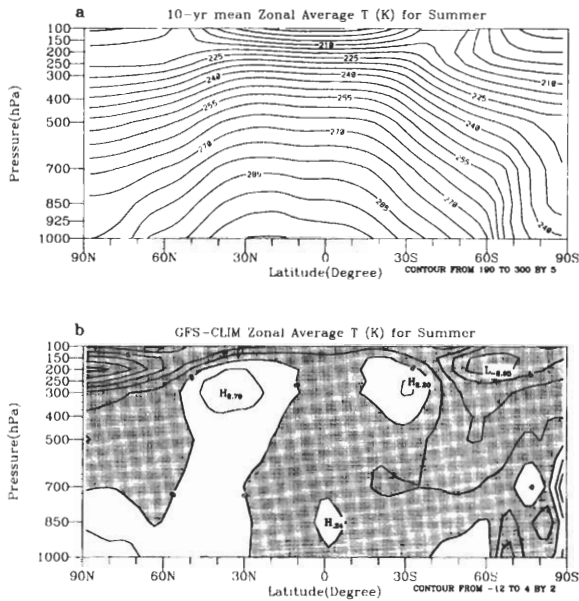


圖2 夏季平均及緯向平均溫度場之垂直剖面圖，(a)為模式模擬結果，(b)為模式與觀測場之差值。等值線間隔分別為 5, 2°K，圖(b)中陰影區為負值。

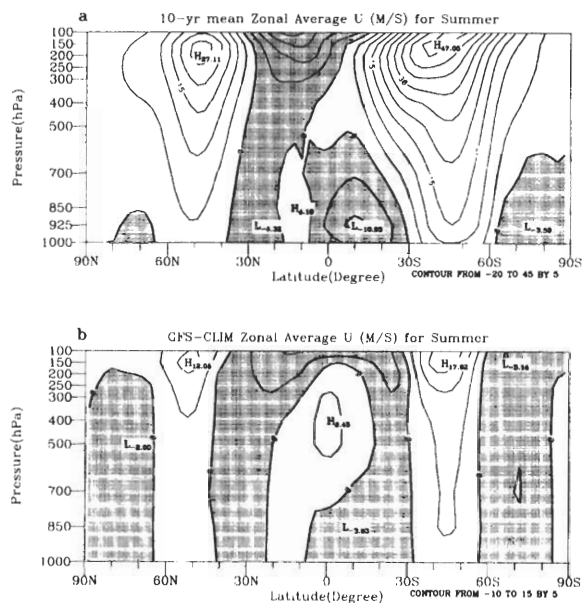


圖3 夏季平均及緯向平均東西向風場(U)之垂直剖面圖，(a)為模式模擬結果，(b)為模式與觀測場之差值，等值線間隔為 5 m/s，陰影區為負值。

均 U 場的模擬結果與 CCM3 十分相近(Hurrell et al. 1998；其圖 13)，兩者的系統性誤差也十分相似。另一方面 NTUGCM 對夏季平均的緯向平均 U 場的模擬(K98；其圖 2)則出現較弱的中緯度高層西風噴流，但其有能力模擬出南半球西風噴流出現兩中心之現象。

圖 4 為模式與觀測場 7 月平均的雨量分布圖，模式有能力模擬出大尺度的降水系統，如印度季風降水、ITCZ (Inter-Tropical Convergence Zone)及 SPCZ (South Pacific Convergence Zone)等現象。在赤道區東太平洋及南美洲北部模式模擬出的降水較少，在中美洲、赤道區西太平洋及 SPCZ 的模擬中模式有過多的降水。由於模式的太平洋副高偏北 (圖 1a)，使得模式在赤道區西太平洋的較大降水區也偏北，此結果造成模式於 7 及 8 月份在東亞地區並無明顯的梅雨帶出現。模式夏季平均降水的水平分布與 CCM3 (Hurrell et al., 1998；其圖 28)十分類似，模式在印度半島的降水與觀測場較接近，但是在赤道區西太平洋及中美洲模式出現較大的誤差。K98 的結果 (其圖 9) 顯示 NTUGCM 在夏季期間於赤道區東太平洋 ITCZ 的降水及東亞梅雨帶的模擬與觀測場較接近，但另一方面 NTUGCM 在赤道區西太平洋及北印度有過多的降水，赤道區大西洋並未出現明顯的 ITCZ。

模式在赤道區西太平洋的降水大部分是以積雲對流方式發生，模式目前所用的積雲參數化是 Moorthi 和 Suarez (1992)所發展的簡化 Arakawa 和 Schubert 積雲參數化。Arakawa 和 Schubert 積雲參數化方法會造成模式在赤道地區出現過多的降水，此誤差可在積雲參數化方法中加入下衝氣流之參數化(downdraft)加以改進(Cheng 和 Arakawa 1997)，此部份的改進目

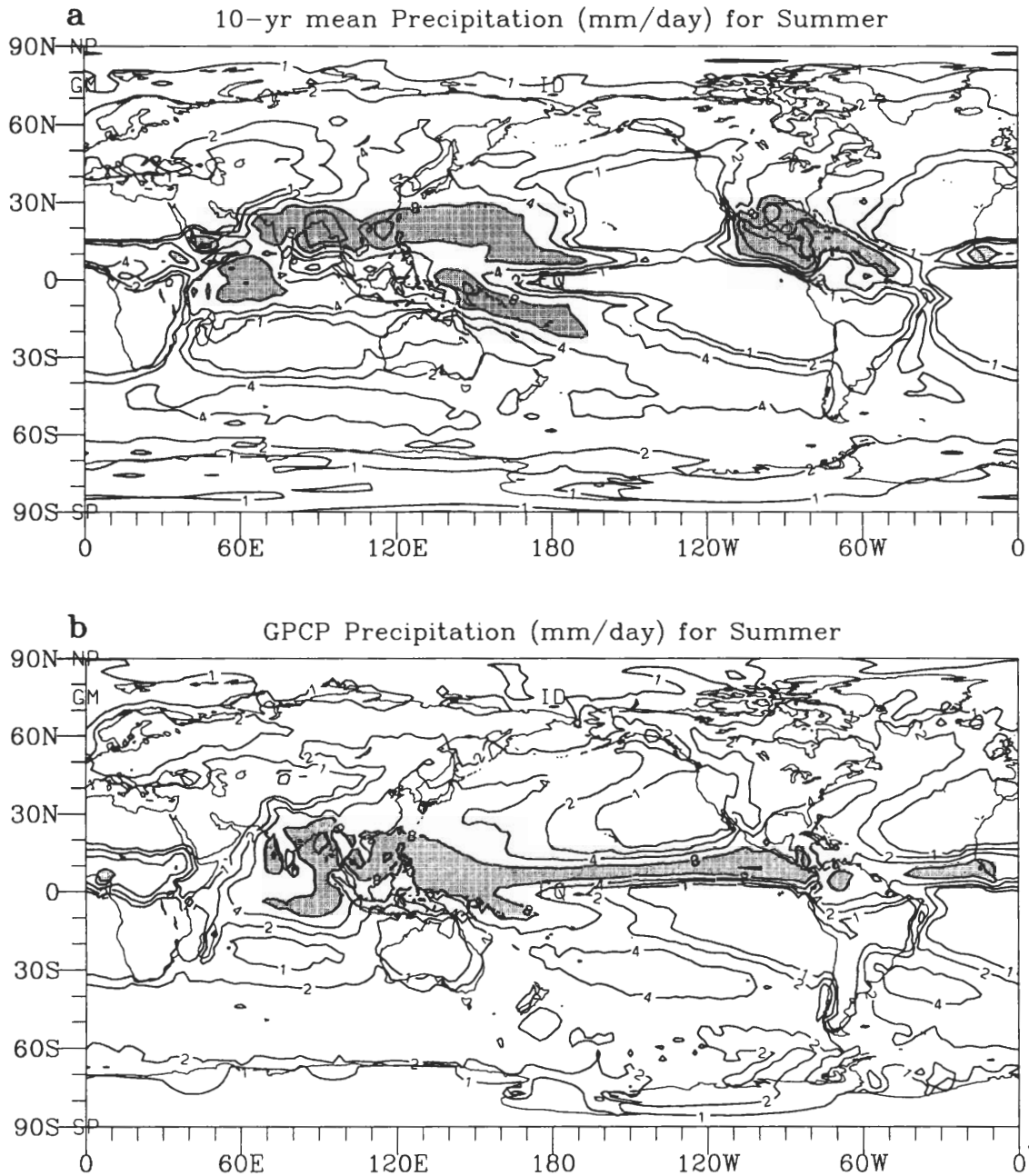


圖 4 夏季平均雨量分布圖。(a)為模式模擬結果，(b)為觀測場。等值線分別為 1, 2, 4, 8, 及 16 mm/day，陰影區為雨量大於 8 mm/day 之區域。

前正在進行中。模式在中美洲有過多的降水是模式低層氣流在此區域產生異常的輻合作用所造成。Li 和 Wang (2000)分析了模式的淺對流

積雲參數化後發現模式的原始的淺積雲參數化法所模擬的淺積雲作用，有較實際觀測高估的現象。此偏差使得淺積雲對流過程將過多的低

層水氣帶往高層，影響諸如信風帶區域（低層）水氣在邊界層頂附近的聚集，因此削弱該處對赤道 ITCZ 水氣平流的供給效應，減低了 ITCZ 的降水強度。另一方面，模式過強的淺積雲對流，在低層大氣同時也產生較強的加熱作用，此一不正常的熱力條件較易激發局部區域的異常降水。目前模式已經修正原本的缺失，並且進一步考慮淺積雲中渦流在垂直上的變化結構以及非局部(nonlocal)傳輸的效應。整體而言，測試的結果顯示模式對淺積雲層的發展已有較確實的掌握，且模式東太平洋 ITCZ 降水較弱及中美洲局部地區過多降水等現象皆有改善 (Li 和 Wang, 2000)。

為進一步分析模式模擬的季節變化，以下將探討模式 5 到 8 月月平均場的變化，為了減少篇幅，觀測場的結果將以筆述為主。亞洲夏季季風的主要能量來源是隨季節南北移動的太陽輻射，配合海洋與陸地間比熱不同所造成。Yanai 等 (1992) 及 Li 和 Yanai (1996) 運用不同的資料分析亞洲季風的熱源分布，其結果顯示中南半島在 5 月份有較大的熱源，此熱源的主要來源為對流活動的潛熱釋放。青藏高原在春季轉為熱源，5 月份其熱源呈爆發性成長而熱源的主要來源是地表可感熱。夏季期間阿拉伯地區也出現較大的熱源，其來源為大尺度運動的下沈增溫所造成。伴隨熱源的增溫效應，對流層上層會出現反氣旋環流，此反氣旋環流通稱南亞反氣旋。

觀測場中南亞反氣旋於 5 月份出現在中南半島，其中心位置在 18°N , 101°E 附近(圖未列)，6 月份時南亞反氣旋中心向西北移到 25°N , 94°E 附近，7 及 8 月南亞反氣旋再向西北移到 28°N , 79°E 附近。圖 5 是模式與 5 到 8 月月平均 200 hPa

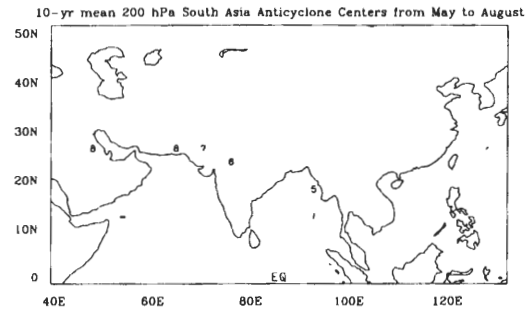


圖 5 模式 5 到 8 月 200 hPa 面月平均南亞反氣旋中心位置，圖中數字為月份。

南亞反氣旋中心位置，與觀測場相比可知模式對南亞反氣旋的模擬結果與觀測場十分接近，南亞反氣旋中心於 5 月時位於中南半島西岸附近，伴隨季節的演化，模式的南亞反氣旋也有向北及向西的移動現象。以上結果顯示模式能合理的掌握亞洲季風區內主要熱源的變化。模式在青藏高原南側於夏季有較強的東風氣流，顯示模式青藏高原在夏季有較強的熱源。

除了陸地上的熱源外，赤道區西太平洋強烈對流活動所產生的非絕熱加熱對東亞夏季季風也有著重要的影響。伴隨季節由春季進入夏季，赤道區西太平洋熱源由赤道向北移動。此熱源在西太平洋地區會產生局部的哈德里胞 (Hadley Cell)，哈德里胞向北的沈降運動對副高

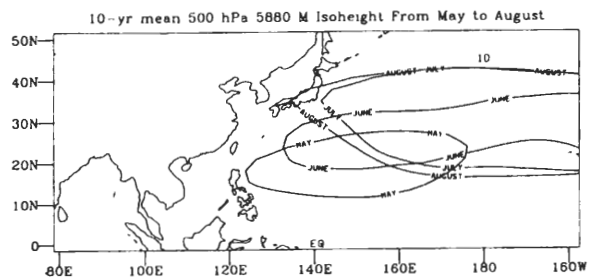


圖 6 模式 5 到 8 月 500 hPa 面月平均 5880M 等值線圖。等值線上之標示為月份。

的強度有一定程度的影響。而副高的強度及其西部脊線在春、夏季期間與東亞地區的降水有十分重要的關連。觀測場中（圖未列）500hPa 面上副高脊線的位置於 5 月份位於 15°N, 112°E 附近，亦即在南中國海，6 月份副高脊線東退出南中國海位於 20°N, 124°E，7 月份副高脊線北抬

及西伸到華南地區(26°N, 118°E)，8 月份副高脊線再次北移及東退到 25°N, 136°E 附近。模式 500 hPa 高度場 5 到 8 月的月平均 5880M 等值線圖示在圖 6 中，模式能清楚的模擬出觀測場中太平洋副高隨時間向北移動的變化。模式在 5 到 7 月位於西太平洋的副高脊有偏東及偏北的現

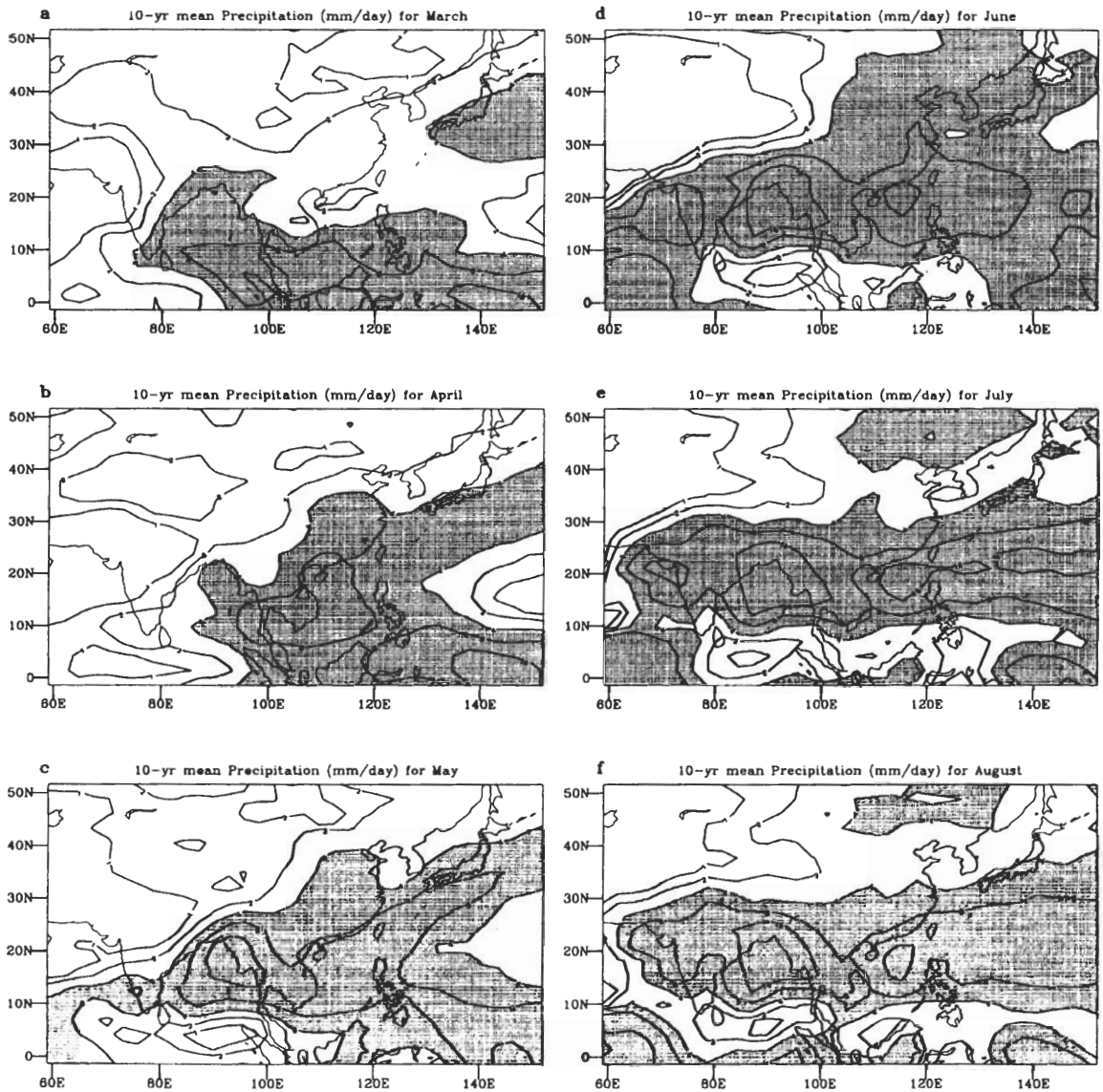


圖 7 模式月平均降水，(a)到(f)分別為 3 到 8 月，等值線分別為 1, 2, 4, 8, 及 16 mm/day，陰影區為雨量大於 4 mm/day 之區域。

象，造成此系統性偏差的原因在降水的分析中有進一步的討論。

模式與觀測場的 3 到 8 月降水分別列於圖 7 及圖 8。比較兩圖可知模式有能力模擬出觀測場中 ITCZ 移到北半球的變化及東亞地區降水加強等現象，其中模式模擬出 3 到 5 月份中緯度

東北--西南走向的雨帶分布。模式夏季期間於西太平洋及南中國海所模擬出的降水過強且位置偏北，此結果造成模式只有一單獨的雨帶出現在 20°N，無法模擬出觀測場於 6 及 7 月間出現在東亞地區的馬蹄形降水。此系統性的誤差也是造成模式 500 hPa 太平洋副高位置偏北及強度過強的主要原因。

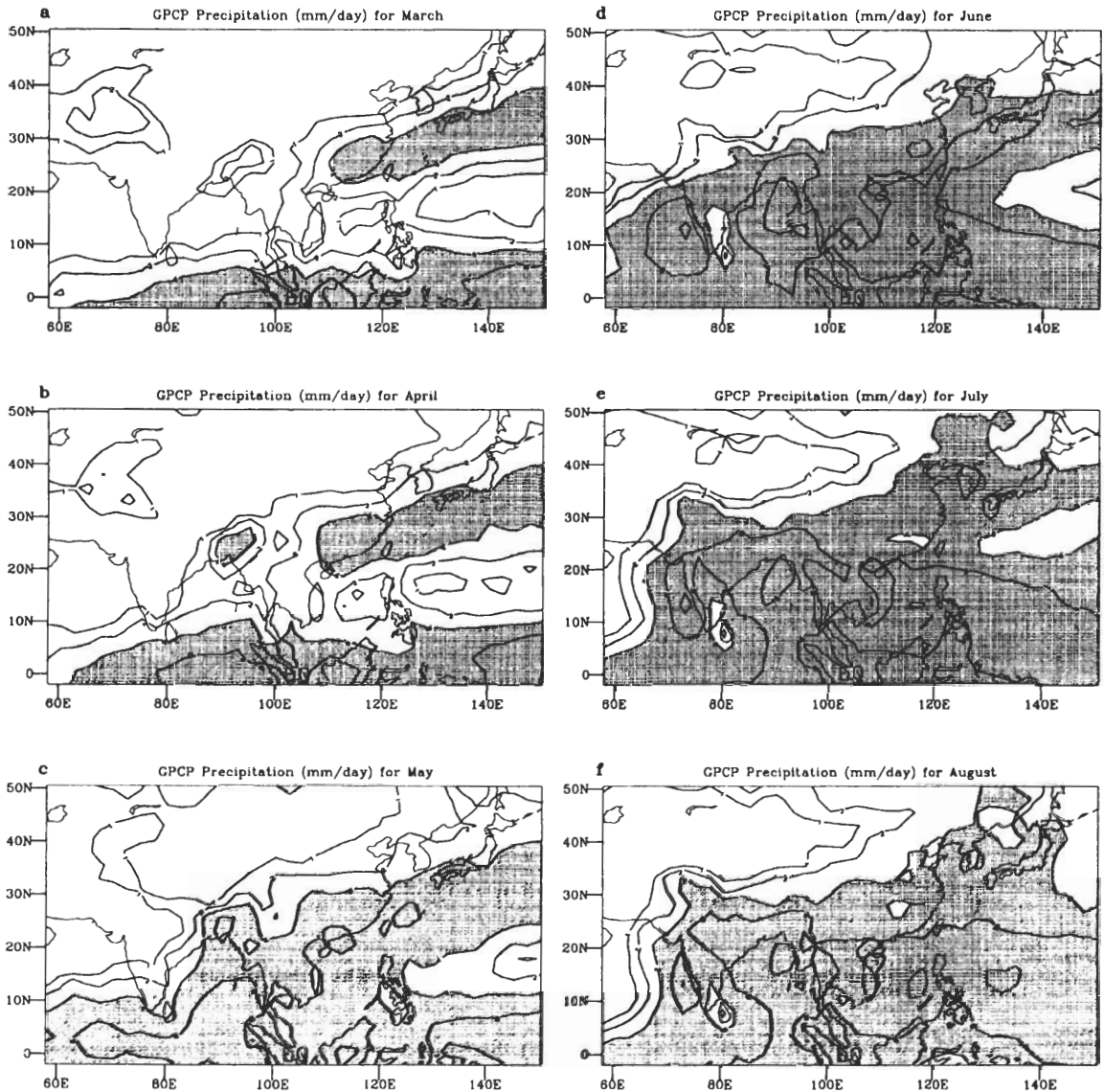


圖 8 同圖 7，但為觀測場之結果。

由以上的月平均場分析中顯示模式有能力模擬出觀測場中亞洲地區由冬季到夏季海陸熱力對比轉變所導致的風場變化。比較模式春夏季的模擬結果，模式在春季期間對東亞地區的降水模擬能力較好，在夏季期間由於模式副高在太平洋西部脊線偏北，使模式對東亞夏季降水的模擬與觀測場有較大的差異。為進一步分析模式對東亞夏季季風的模擬能力，以下吾人將分析 5 日平均場的結果。

(二) 五日平均場

造成東亞夏季季風的最重要原因為海陸溫度對比的改變(Li 和 Yanai, 1996)。為了分析模式對亞洲季風區內海陸溫度對比演變的模擬能力，吾人分析了對流層高層南北溫度梯度隨時間的變化，由於亞洲夏季季風區內熱源變化最大的地區為青藏高原，因此選取之比較地區北邊為 25°N（此緯度線約在青藏高原南北向的中點），南邊為 5°N（印度洋），所得之結果圖示於圖 9 中，圖中顯示模式模擬結果與觀測場十分類似，在東亞地區南北溫度梯度由負轉為正值的时间皆在 5 月中旬左右，而印度地區模式南北溫度梯度轉為正值的时间較晚。此結果與 Li 和 Yanai (1996)分析 1979-1992 等 14 年的結果類似。模式與觀測場較大差異出現在 30°E 以西的地區，此區域中模式的南北溫度梯度在 6 月初就轉為正值，但觀測場中同一區域溫度梯度轉變的時間較晚。

經由海陸溫度對比的改變會造成風場的轉變，因南北溫度梯度由負值轉為正值，依熱力風(thermal wind)原理高層風場會由西風轉為東風，此種風向的變化可由圖 10 中得知。圖 10 為模式與觀測場 200 hPa 沿 15°N 東西向風場(U)

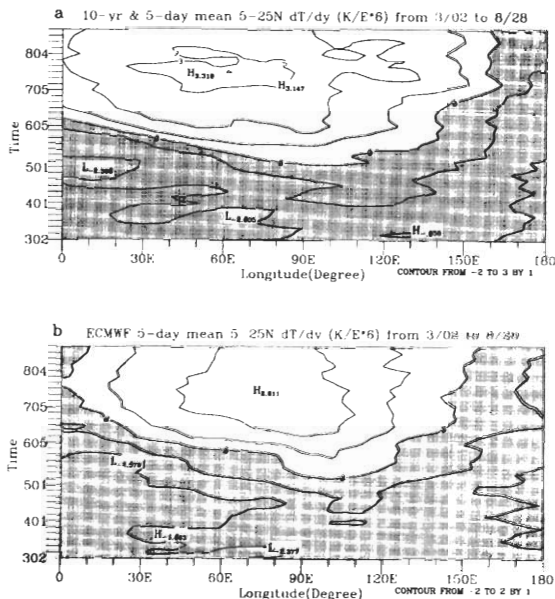


圖 9 5 日平均及 200-500 hPa 平均南北溫度梯度(25°N-5°N)隨時間變化圖，(a)為模式模擬之結果，(b)為觀測場。圖中縱軸為時間，標示的數字第一位為月份，後兩位為日期。等值線間隔為 1°K/10⁶m，陰影區為負值。

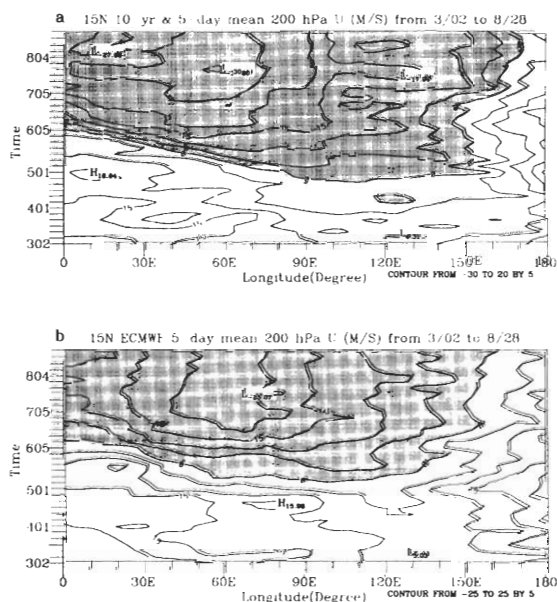


圖 10 沿 15°N 200 hPa 5 日平均東西向風場(U) 隨時間變化圖，(a)為模式模擬之結果，(b)為觀測場，等值線間隔為 5 m/s，陰影區為負值。

隨時間的轉變。模式結果顯示高層風場的變化與觀測場十分接近，經詳細的比較後可知模式在東亞地區高層東風出現的時間較早，在印度地區模式高層東風出現的時間較晚。由兩者差值中（圖未列）可知模式在溫度梯度逆轉前西風較弱，但在溫度梯度逆轉後有較強的東風。此結果與模式在溫度梯度逆轉前溫度梯度較觀測場弱，但在溫度梯度逆轉後卻有較強的溫度梯度之結果相吻合（圖 9）。模式在溫度梯度逆轉後有較強的溫度梯度的原因是青藏高原在夏季期間有較強的熱力效應所導致。夏季季風期間亞洲大陸經由太陽輻射的加熱作用及地表的熱傳導效應會在大氣底層產生熱低壓，此熱低壓的南邊則會出現西南氣流。圖 11 中為模式與觀測場 850 hPa 面沿 15°N 較大西南風場(≥5m/s)出現的時間，圖中顯示模式有能力模擬出低層

西南季風的演變，由於模式在東亞地區的南北溫度梯度逆轉時間較早且逆轉後大氣底層的熱低壓較強（圖未列），造成模式在東亞地區較大西南風場出現的時間較觀測場早且模式西南風場的強度也較強。

模式在亞洲季風區的降水模擬結果圖示於圖 12 中，圖中的 a 與 b 分別為 75°E-90°E 與 100°E-115°E 的平均，分別代表印度地區及東亞地區的降水變化。由圖 12a 中吾人可知模式在印度地區的降水在 3 到 8 月間呈現緩慢北移之特徵且其雨帶侷限在 25°N 以南的地區。另一方面東亞地區的降水則有明顯的北移現象，此結果與 Lau (1992)的結果類似。進一步比較模式與 Lau (1992)的結果也顯示模式在 20°N 附近的降水較強且模式東亞地區隨時間向北移的雨帶較

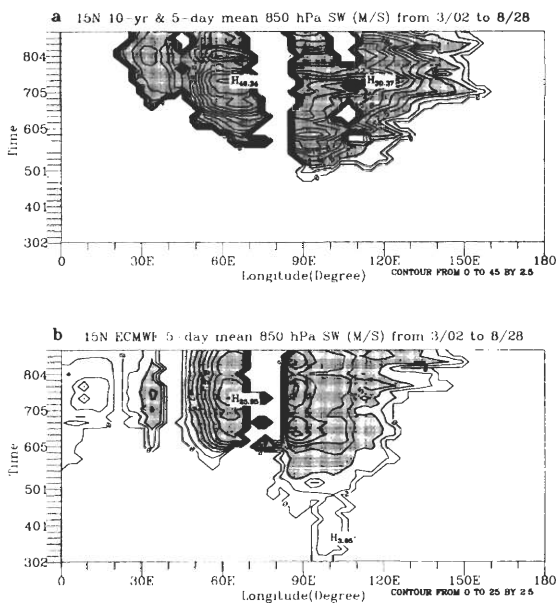


圖 11 沿 15°N 850 hPa 5 日平均西南風場隨時間變化圖，(a)為模式模擬之結果，(b)為觀測場，等值線間隔為 2.5 m/s，陰影區為 ≥ 5 m/s 之區域。

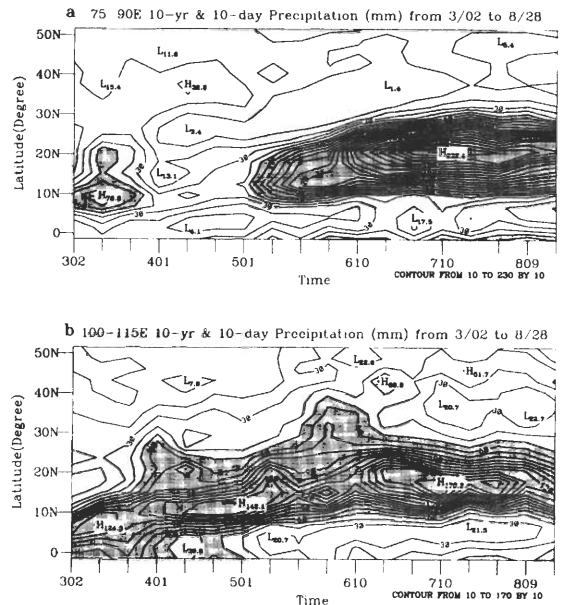


圖 12 緯向平均 10 日累積降水量隨時間變化圖，(a)為 75°E-90°E 平均，(b)為 100°E-115°E 平均，等值線間隔為 10 mm，陰影區為 ≥ 50 mm 之區域。圖中橫座標為時間以三位數表示，第一位數為月份，後兩位數是日期。

弱。K98 之圖 17 顯示 NTUGCM 模式的氣候場在 5 到 6 月間有明顯的北移現象，但其北移的現象侷限在 38°N 以南。但 Lau (1992)及模式的結果皆指出雨帶會北移到 45°N 以北，由此顯示在雨帶北移現象上，模式的表現較 NTUGCM 為佳。

500 hPa 副高為東亞夏季季風的重要分量之一，對副高強度與位置隨時間的充分掌握能增進吾人對梅雨移動的預報。模式與觀測場 500 hPa 沿 130°E 高度場的隨時間演變可由圖 13 中得知。比較模式與觀測場的結果，模式能掌握副高隨時間向北移的變化，但模式副高在 6 月份後有偏北的現象且其在 20°N 以南地區的強度較觀測場弱。此結果與月平均場的分析相吻合。

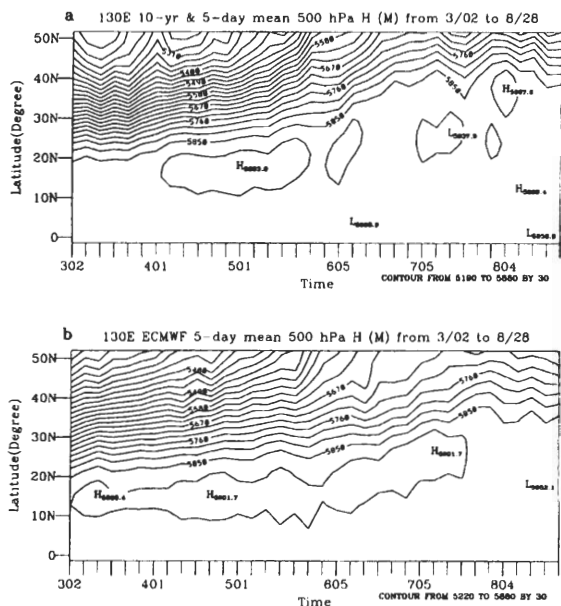


圖 13 沿 130°E 500 hPa 5 日平均高度場隨時間變化圖，(a)為模式模擬之結果，(b)為觀測場，等值線間隔為 30 m。圖中橫座標為時間以三位數表示，第一位數為月份，後兩位數是日期。

由於亞洲大陸在時序由春季進入夏季後會持續增暖，此暖化效應會使得南亞高壓向西及向北移動，另一方面大氣中南暖北冷型態之較大梯度位置向北移，造成高層西風噴流向北移動。圖 14 為模式與觀測場南亞高壓中心隨時間變化圖，圖中代碼分別代表不同的 5 日平均場（表一），模式的南亞高壓中心在 4 月 16 日到 5 月 10 日間在 15°N 以南，5 月 11 日到 5 月 30 日間緩慢向北移動，5 月 31 日後北移到 20°N 以北，並於 6 月 10 日後西移到巴基斯坦。與觀測場比較，模式南亞高壓中心北移到 20°N 以北的時間(5 月 21 日)晚了 10 日，另一方面模式也沒有模擬出觀測場中南亞高壓出現兩中心的形態。模式與觀測場高層西風噴流隨時間北移的

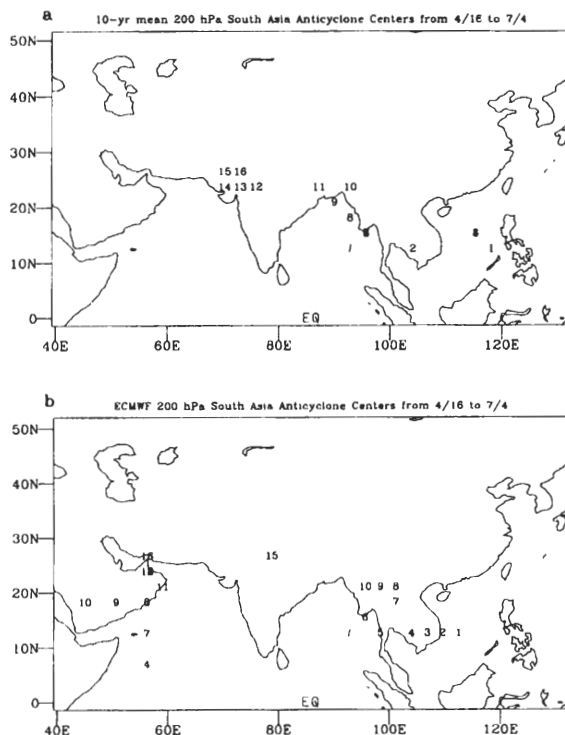


圖 14 5 日平均南亞高壓中心隨時間變化圖，(a)為模式模擬之結果，(b)為觀測場。圖中各代碼所代表的日期如表一。

表一 各代碼所代表的 5 日平均場。

代 碼	時 間
1	4/16 - 4/20
2	4/21 - 4/25
3	4/26 - 4/30
4	5/01 - 5/05
5	5/06 - 5/10
6	5/11 - 5/15
7	5/16 - 5/20
8	5/21 - 5/25
9	5/26 - 5/30
10	5/31 - 6/04
11	6/05 - 6/09
12	6/10 - 6/14
13	6/15 - 6/19
14	6/20 - 6/24
15	6/25 - 6/29
16	6/30 - 7/04

現象可由圖 15 中得到，圖 15 為 115°E 200 hPa 東西向風場(U)隨時間的變化，圖中顯示模式高層西風噴流隨時間有向北移動的現象，與觀測場相較，模式在 4 月份到 5 月中旬有較強的西風噴流，且模式西風噴流在 5 月中旬出現較大的北移現象。

經由 5 日平均場的分析，吾人可知模式能合理的模擬出東亞夏季季風肇始期間東亞地區大尺度環流的演化，如高層南北向溫度梯度逆轉、沿 15°N 高層出現東風及低層西南風增強、東亞地區雨量增強且出現向北的移動、高層西風噴流北移等現象。模式對東亞夏季季風的模擬與觀測場出現較大差異處為模式的太平洋副高較早北移，此結果造成模式在夏季期間的雨量模擬與觀測場有很大的差異，此結果與月平均場分析的結果一致。

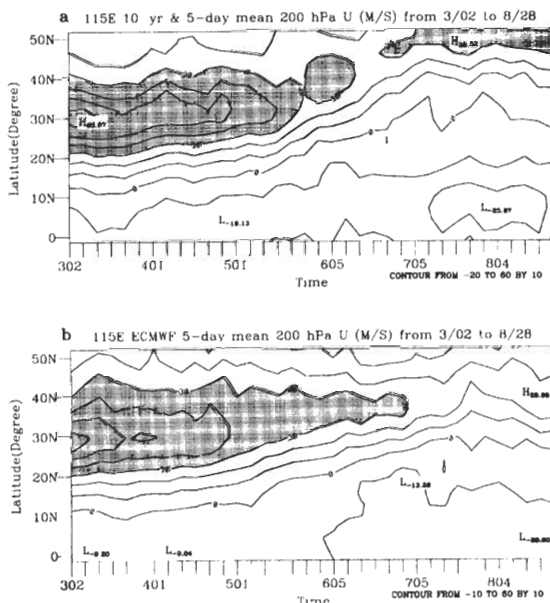


圖 15 沿 115°E 200 hPa 5 日平均東西向風場(U)隨時間變化圖，(a)為模式模擬之結果，(b)為觀測場。等值線間隔為 10 m/s，陰影區≥30 m/s 之區域。圖中橫座標為時間以三位數表示，第一位數為月份，後兩位數是日期。

四、結論與展望

本研究的主要目的在評估中央氣象局全球大氣環流模式(General Circulation Model)對東亞夏季季風的模擬能力。本研究分析的對象為模式 10 年積分的結果。經由模式結果的分析吾人可得到下列的結論。

模式能合理的模擬出大氣在夏季平均的氣候特徵，如海平面氣壓分布、緯向平均溫度、緯向平均東西向風場、降雨水平分布等現象。經由月平均及 5 日平均場的分析，吾人也知模式有能力模擬出東亞夏季季風肇始前後大尺度系統的演變(如南北溫度梯度、高層東風、500hPa 副高、梅雨降水、低層西南風、高層西風噴流

等之演變現象)。依本研究的結果顯示以模式目前的架構進行短期氣候的預報工作(假設先有海表面溫度之預報場),模式應能合理的表現出海面溫度變化所造成的大氣大尺度系統的變化。但由於模式存在的某些系統性的誤差,吾人應先對這些誤差形成的原因做進一步的探討並加以改進。經由模式的改進,可進一步的增進模式對短期氣候的預報能力。以下將列舉模式較大的系統性誤差及其可能的原因並討論改進的方法。

在氣候場中,模式與觀測場出現最大的差異是模式在極區對流層頂以上的區域有冷偏差,經分析發現模式在平流層的風速有過強的情形,因此吾人在模式的最上三層加入風速的過濾(filter),若風速大於 100 M/S,將模式風場的解析度由 T42 降到 T21,以減少短波的效應。經由此修改,模式位於極區平流層的冷偏差已有些許的減少(2~3 度)。

模式在赤道區東太平洋的 ITCZ 較觀測場弱,但在中美洲附近的降水又過強。造成以上現象的原因可能是模式原始的淺積雲對流參數化有關。Li 和 Wang (2000)將模式的淺積雲參數化加以修改後以上降水的系統性誤差已有部份的改善。另一方面模式在南美洲亞馬遜盆地的降水過少,可能與模式所使用的土壤溼度過低有關。模式所用的邊界條件(如深層土壤溫度,土壤溼度等)皆為 1970 年代的觀測場,基於觀測技術的進步,以上資料在精確度上已有很大的改進。模式目前所用的邊界條件已全部更新,各種資料的更新對模式的模擬都有一定程度的影響,這些影響將另篇討論。

模式另一個較明顯的誤差是在赤道區西

太平洋有過多的降水,赤道區西太平洋 ITCZ 過強使得模式太平洋副高的脊線在夏季期間偏北,此結果造成模式在夏季期間無法模擬出合理的梅雨帶。模式赤道區西太平洋的降水是由積雲對流主導,模式所用的積雲參數化為 Arakawa 和 Schubert 參數化。此過多的降水可在積雲參數化中加入下衝氣流的參數化加以改進(Cheng and Arakawa 1997),此部份的工作目前正在進行。

致 謝

感謝美國海軍學院張智北教授在本研究進行中所給予的協助,本計畫是在氣象局委託計畫『氣候與長期預報之技術評估』之協助下完成。

參考文獻

- 盧孟明, 2000: 聖嬰現象與台灣異常氣候關係之探討。大氣科學, 28, 91-114。
- Arakawa, A., and W. H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, 31, 674-701.
- , and M. Suarez, 1983: Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 34-45.
- Barnston, Anthony G., Michael H. Glantz, and Yuxiang He, 1999: predictive skill of statistical and dynamical climate models in SST forecasts during the 1997-98 El Niño episode and the 1998 LaNiña onset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 217-243.
- Chen, J.-M., C.-T. Fong, F.-J. Wang C.-H. Shiao, J.-H. Chen, and M.-D. Cheng, 1999: Climate characteristics of the CWB Global Forecast System: Hydrological processes and atmospheric circulation. *TAO*, 10, 737-762.

- Cheng, M.-D., and A. Arakawa, 1997: Inclusion of rainwater budget and convective downdrafts in the Arakawa-Schubert cumulus parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1359-1378.
- Ding, Y.-H., 1992: Summer monsoon rainfalls in China. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 373-396.
- Gates, W. L., 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project, *Bull. Amer. Soc.*, **73**, 1962-1970.
- Hack, J. J., J. T. Keihl, and J. W. Hurrell, 1998: The hydro2664Xhydrologic anthermodynar characteristics of the NCAR CCM3. *J. Climate*, **11**, 1179-1206.
- Harshvardhan, R. Davies, D. Randall, and T. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. *J. Geophys. Res.*, **92**, 1009-1016.
- He, H., W. Mcginns, Z. Song, and M. Yanai, 1987: Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1966-1995.
- Hurrell, J. W., J. J. Hack, B. A. Boville, D. L. Williamson, and J. T. Kiehl, 1998: The dynamical simulation of the NCAR Community Climate Model Version 3 (CCM3). *J. Climate*, **11**, 1207-1236.
- Joseph, P. V., J. K. Eischeid, and R. J. Pyle, 1994: Interannual variability for the onset of the Indian summer monsoon and its association with atmospheric features, El Niño, and sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, **7**, 81-105.
- Kau, Wen-Shung, 1998: The NTUGCM's AMIP simulation on the East Asian summer monsoon. *TAO*, **9**, 197-238.
- Lau, K.-M., 1992: East Asia summer monsoon rainfall variability and climate teleconnection. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 211-242.
- Li, Chengfeng, and Michio Yanai, 1996: The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J. Climate*, **9**, 358-375.
- Li, Jui-Ln F., and Feng-Ju Wang, 2000: Improved shallow cumulus process in the Central Weather Bureau Global Forecast System. Proceedings – Atmpsphere Cnference on Weather Analysis and Forecasting, 2000, Taiwan, Taipei, 288-293.
- Liou, Chi-Sann, Jen-Her Chen, Chuen-Teyr Terng, Feng-Ju Wang, Chin-Tzu Fong, Thomas E. Rosmond, Hong-Chi Kuo, Chih-Hui Shiao, and Ming-Dean Cheng, 1997: The second-generation global forecast system at the central weather bureau in Taiwan. *Weather and Forecasting*, **3**, 653-663.
- Moothi, S., and M. J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 978-1002.
- Orzag, S. A., 1970: Transform method for the calculation of vector-couple sums: Application to the spectral form of the vorticity equation. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 890-895.
- Palmer, T. N., G. Shutts, and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 1001-1039.
- Rasmusson, E. M., and J. M. Wallace, 1983: Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science*, **222**, 1195-1202.
- Slingo, J., 1987: The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 899-927.
- Tao S., and L. Chen, 1987: A review of recent research on the east Asian summer monsoon in China, **Monsoon Meteorology** ed. C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti, 60-92. Oxford Univ. Press. New York.
- Tiedtke, M., 1984: The sensitivity of the time-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. *ECMWF's Workshop on convection in Large-Scale Numerical Models*, ECMWF,

Reading, United Kingdom, 297-316.
[Available from European Centre for
Medium-Range Weather Forecasts, Shinfield
Park, Reading RG2 9AX, United Kingdom]

Williamson, D. L., and J. G. Olson, 1998: A
comparison of semi-Lagrangian and

Eulerian polar climate simulations. *Mon.
Wea. Rev.*, **126**, 991-1000.

Yanai, M., C. Li, and Z. Song, 1992: Seasonal
heating of the Tibetan Plateau and its effects
on the evolution of the Asian summer
monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 319-
351.

Climate Characteristics of the CWB Global Model: East Asian Summer Monsoon

**Jyh-Wen Hwu Chin-Tzu Fong Feng-Ju Wang
Jen-Her Chen Ming-Deng Cheng**

Research and Development Center, Central Weather Bureau

(Manuscript received 09 January 2001 ; in final form 04 February 2002)

ABSTRACT

This study is focused on the analysis of a 10 years integration of general circulation model (Global Forecast System) in Central Weather Bureau. The primary target of the analysis is East Asian summer monsoon. The result of this study will be served as a guideline for the further development and improvement of the model.

From the analyzed of model result, it is shown that model is capable to simulate the large scale circulation patterns in summer, such as the low pressure in land surface and high pressure over ocean in Northern Hemisphere, zonally averaged temperature, wind and moisture field. On the evolution of East Asian summer monsoon, model can capture the onset signals in East Asia such as the reverse of north-south temperature gradient, the appearance of upper level easterly, the commencement of stronger southwesterly in low level, organized precipitation. After the onset of East Asian summer monsoon, model also has the ability to simulation the northward migrations of subtropical tropical high in Pacific Ocean and East Asian rain belt. Due to the fact that model is not perfect, there are some systematic biases exist in model simulation. Some preliminary discussions on how to alleviate model's systematic biases are included.

Key words: General circulation model, Climate simulation, East Asian summer monsoon