

# CWB GFS 模擬亞洲夏季季風環流 之可預報度、準確度與海溫變化之關係

陳昭銘<sup>1</sup> 陳仁曾<sup>1</sup> 呂芳川<sup>2</sup> 郭漱泠<sup>2</sup> 胡志文<sup>1</sup>

<sup>1</sup>中央氣象局 科技中心

<sup>2</sup>國防大學中正理工學院 應用物理系

(中華民國九十二年六月九日收稿；中華民國九十二年十月十五日定稿)

## 摘 要

本文以中央氣象局全球預報模式(GFS)所執行之 10 個 1950-99 年氣候系集實驗為分析對象，探討 GFS 對亞洲夏季季風環流之模擬能力，即 GFS 之可預報度與準確度特性，及上述二特性與外作用力海溫變化之對應關係。

可預報度的分析結果顯示，可預報度的高低與熱帶海溫變化強度有關，高可預報度年傾向發生於熱帶海溫變化強度明顯增強的 ENSO 時期，低可預報度年傾向發生於非 ENSO 時期。當熱帶海溫變化強度於高可預報度年增強，搭配東、西太平洋呈現相反相位變化，促使熱帶西太平洋區降雨顯著變化，形成穩定熱源距平，激發穩定且強盛的亞洲夏季季風環流變化，使可預報度提高；於低可預報度年，熱帶海溫距平無明顯水平對比，且變化強度微弱，無法產生明顯熱帶熱源變化，季風環流變化隨之轉弱且不穩定，可預報度於是降低。

在準確度方面，影響季風環流年際變化模擬準確度的重要因素為熱帶海溫距平之水平梯度變化。當熱帶海溫有強烈變化時(如聖嬰現象)，若印度洋、熱帶東太平洋二區海溫距平與熱帶西太平洋海溫距平之水平梯度增大，西太平洋區產生強烈熱源變化，易使 GFS 模擬夏季環流強度過強的系統性誤差增強，而降低模擬亞洲夏季季風環流長波分量年際變化之準確性；反之，較小的海溫距平水平梯度可避免強化系統性誤差，於是 GFS 之準確度提高。在另一種氣候類型，即熱帶海溫變化不顯著時(如非 ENSO 之正常時期)，微弱海溫距平不足以強化 GFS 環流強度過強之系統性誤差，若伴隨較小熱帶海溫距平水平梯度變化，無足夠明顯的熱帶熱源變化，使 GFS 難以反應海溫變化的效應，對亞洲季風環流長波分量年際變化之模擬準確性於是降低；反之，海溫距平水平梯度比較明顯時，有助強化熱帶熱源，GFS 較易反應海溫變化之效應，模擬亞洲夏季季風環流長波分量年際變化之準確度便會提高。

關鍵詞：系集實驗，可預報度，準確度，海溫變化

## 一、前言

GFS(Global Forecast System)為中央氣象局(CWB)所發展之全球大氣波譜預報模式，最初設計目的為提供中央氣象局區域模式與颱風路徑預報模式運作所需之大尺度背景場，隨著持續改進模式內部物理與動力機制，有效提高其預報能力後，GFS 已經上線執行 2-5 天短期及 5-30 天展期預報作業(張等, 2001)，為目前官方使用之預報作業模式。近期中央氣象局致力發展“短期氣候(季~年際)預報”相關研究，因此 GFS 於氣候研究之應用能力，便受到重視。Chen et al.(1999)運用氣候海溫執行 2 年氣候模擬，探討 GFS 對冬季和夏季大尺度氣候場的模擬能力，結果顯示 GFS 對冬、夏季氣候主要環流特徵與水文循環特性，均能適當模擬。胡等(2002)亦運用氣候海溫執行 10 年積分，探討 GFS 對東亞夏季季風氣候特徵之模擬能力，發現 GFS 能合理掌握東亞夏季季風肇始前後期間大尺度系統之演化特性，此結果亦透露 GFS 適宜用來研究亞洲夏季季風之特性。

Chen et al.(1999)和胡等(2002)均著重 GFS 模擬季節性氣候特徵之能力，然而若要應用在季~年際預報作業與研究，仍需對 GFS 模擬年際變化之準確度與對氣候變化現象之潛在預報能力，或稱可預報度(potential predictability)，作進一步了解。國際氣象界近年來相當重視大氣模式之可預報度研究，其理論背景大致是將大氣氣候變異現象分為二種分量：由外邊界力(external forcing)主導、具有潛在可預報性的分量，稱為氣候訊息(climate signal)，通常推定是由海洋變化所導致；另一部份為大氣本身自然變化、不具可預報性的分量，稱為氣候噪訊(climate noise)，成因主要源自大氣內部動力

(internal dynamics)變化(Kumar et al. 1996; Rowell 1998)。此二種分量之存在，使各氣候現象之預報難易程度受到所對應外邊界力狀況與時間尺度影響(Chen and Van den Dool 1997)，而氣候噪訊的存在，使模式對氣候現象之模擬與預報能力均受到限制(Kumar et al. 2001)。為了有效降低氣候噪訊對模式氣候模擬與預報結果之衝擊，目前多採用系集(ensemble)法，即運用相同邊界條件(如海溫)，搭配不同初始場，執行多樣本(multiple member)氣候積分，藉由平均所有氣候樣本實驗結果，當可明顯降低由氣候噪訊所導致之不確定度，另一方面，此方法亦有助解析評估與外邊界力密切相關之氣候訊息特徵(Barnett 1995; Kumar et al. 1996)。

有鑑於系集實驗應用在氣候研究上的獨特優點，中央氣象局最近亦完成 10 個 50 年(1950-1999)系集氣候實驗，藉由此實驗，本文將延續胡等(2002)之研究，進一步探討 GFS 模擬亞洲夏季季風年際變化之能力，即分析模式之可預報度與準確度等特性，及此特性與外邊界力(海溫變化)之對應關係。過去研究指出，對亞洲季風系統整體特性的季節預報，統計預報通常具有合理程度的預報能力，特別是在強邊界條件時，如聖嬰-南方振盪時期(ENSO)(Krishna Kumar et al. 1995)；動力模式之預報能力相對遜色許多(Anderson 1999; Brankovic and Palmer 2000)，原因之一為動力模式難以掌握亞洲季風季節內變化與年際變化分量的繁複交互作用。Krishnamurthy and Shukla(2000) 和 Sperber et al.(2000)指出，印度季風降雨偏多年與偏少年，所對應之季節內變化特性並無明顯差異，由於該變化基本上無法預報，故季節內變化與年際變化分量的相對比重便影響該季節可預報度的高低，當外邊界力所主導的年際變化分量增強，

伴隨季節內變化分量減弱時，動力季節預報便具有較高的預報能力。Sperber et al. (2001)分析六個動力模式對亞洲夏季季風之季節模擬預報(hindcast)能力，整體而言，動力模式對850mb環流和降雨之模擬預報均不理想，主因為模式未能合理模擬季節內變化之主要分量與年際變化分量的對應關係。在所有變化分量中，次要分量均難以掌握，使其伴隨的降雨強度和位置出現明顯誤差，而降低動力預報的準確性。在主要變化分量方面，通常均與外邊界力有密切關聯性，但模式常未能模擬其遙相關(teleconnection)環流型態，而使預報能力降低。

這些研究點出亞洲夏季季風季節預報由於難以掌握季節內變化分量而限制其預報能力，其預報度主要來自與外邊界力密切相關的年際變化分量，影響大氣年際變化的外邊界力之中，最普遍被認知也可說是最重要者當屬海溫變化，因此海溫變化與季節預報兩者的對應關係，便成為許多研究的探討議題。Shukla et al. (2000)以北半球冬季太平洋-北美(Pacific-North America, PNA)環流型態之年際變化為分析對象，發現PNA變化型態於太平洋海溫強度增強時期具有較高的可預報度。Chen and Van den Dool(1997, 1999)指出在熱帶海溫強度增強時，冬季PNA型態之可預報度於聖嬰時期較反聖嬰時期為高，因為中緯度高頻天氣擾動於聖嬰時期具有明顯回饋機制，得以維持較強的橫跨北太平洋區之副熱帶噴流，此機制有助維持及反應熱帶熱源變化所引發的氣候訊息，但反聖嬰時期之回饋機制較弱，氣候訊息減弱，可預報度隨之降低。

聖嬰現象所對應之強烈海溫變化與冬季大氣環流的預報度具有密切關聯，然此關聯性是否亦存在於夏季大氣環流?特別是亞洲夏季季

風環流?值得探討。本文主要目的為研究GFS對亞洲夏季季風環流的模擬能力與海溫變化之對應關係，主要研究重點有二：

- (1)GFS對亞洲夏季季風環流之可預報度為何?可預報度與海溫變化之關係又為何?
- (2)GFS模擬亞洲夏季季風環流年際變化的準確度如何?海溫變化如何影響該準確度?

分析上述特性，有助評估GFS應用於氣候模擬與預報之潛在能力與適用性，亦有助規劃GFS應用於氣候研究的適當策略。

本文主要內容如下，第二節介紹GFS模式及系集氣候實驗之設計，第三節探討GFS對亞洲夏季季風環流的預報度，第四節探討GFS模擬亞洲夏季季風環流年際變化的準確性，結語陳述於第五節。

## 二、GFS 模擬與實驗

本研究所使用之GFS版本為T42L18，即水平解析度為三角截取42波(Triangular truncation 42 wavenumbers, T42)，對應東西方向 $2.8125^\circ$ 網格點，南北方向64個高斯網隔點，垂直方面有18層sigma座標面。模式中以原始方程(primitive equation)作為動力預報模式，物理參數方面，以Louis(1979)公式計算地表通量，以Harshvardhan et al.(1987)方法計算輻射傳送過程，積雲參數化採用Moothi and Suarez(1992)所簡化的Arakawa and Schubert(1974)模式，淺對流作用的模擬採用Tiedtke(1984)的參數化，模式亦包括Palmer et al.(1986)所設計的重力波阻參數化，有關GFS模式之物理與動力數值方法的細節，讀者請參閱Liou et al. (1997)，Chen et al.(1999)，胡等(2002)。

本文所使用之 GFS 系集氣候實驗計有 10 個樣本，積分長度均為 1950-1999，各個樣本實驗均以相同觀測海溫作為外邊界力執行積分，差異在於每個樣本實驗之初始條件不同，實驗所用之海溫為 Reynolds and Smith(1994,1995)以經驗正交函數法反演而得之 1950-99 年全球觀測海溫。本實驗提早 1 年自 1949 年以長期氣候海溫作為外邊界力開始積分，其作用為降低起轉(spin up)階段之不穩定性對模式初期積分結果之影響。

### 三、GFS 對亞洲夏季季風環流之可預報度

探討 GFS 之模擬能力，首先應了解它對夏季(6-8 月)環流場之掌握程度，圖 1a 所示為 GFS 系集實驗中 850mb 流函數 (以 S850 表示) 的夏季氣候平均場，即

$$S_{CLIM} = \frac{1}{10 \times 50} \sum_{i=1}^{10} \sum_{j=1}^{50} S_{ij}$$

此處 S 表流函數場，i=1, 10 代表 10 個系集樣本實驗，j=1, 50 代表 1950-99 年之模擬場。檢驗 GFS 模擬結果之觀測場為 NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research)重分析資料(Kalnay et al. 1996)，後續以 NCEP 資料稱之，與圖 1a 對應之 NCEP 氣候平均場顯示於圖 1b。圖 1 顯示夏季低層大氣環流氣候場之主要特性分量計有：太平洋地區之副熱帶高壓，亞洲大陸之低壓，印度洋面上之跨赤道環流，此三特性環流之空間型態，GFS 均能合理模擬，而 GFS 與 NCEP 主要差異之處有二：(1)GFS 氣候場之環流強度明顯強過 NCEP，(2)GFS 之太平洋副高軸心呈東-西方向水平伸展，未能模擬出 NCEP 場軸心呈東北-西南方向伸展的空間特性。上述二主要

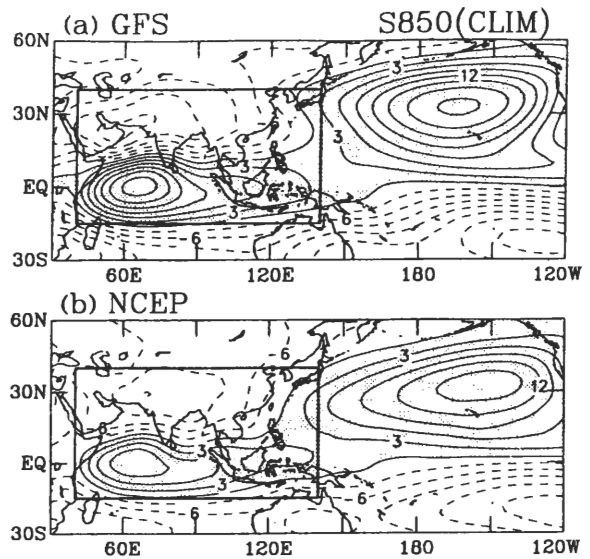


圖 1 1950-99 年夏季(6-8 月)850mb 流函數場之氣候平均場：(a)GFS 模式，(b)NCEP 重分析資料。GFS 結果係由 10 個氣候系集實驗平均所得，方框所示為本文所定義亞洲夏季季風環流之特性區域 40°E-140°E,15°S-40°N。等值線距為  $3 \times 10^6 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ，陰影區為正值。

誤差亦出現在先前 GFS 氣候實驗中(Chen et al.1999; 胡等 2002)，可視為 GFS 模式本身之系統性誤差。

運用系集氣候實驗研究模式之可預報度，Chen and Van den Dool(1997)和 Shukla et al.(2000)均以不同樣本實驗間所模擬氣候距平場的空間型態相似程度，作為評估可預報度高低的標準，理由為當各樣本實驗之氣候距平相似程度高時，係反應外邊界力所主導的氣候訊息強度凌駕模式內部動力所衍生的氣候噪訊，具有可預報性的分量強過不具預報性的分量，在此外邊界力狀況之下，模式對大氣系統具有較高和穩定的重複模擬力(reproducibility)，故可預報度隨之提高。本文採用上述觀點和方法，以距平型態相關法(anomaly pattern correlation, APC)(Miyakoda et al.1972; Saha and Van den Dool 1988)

估算 10 個樣本實驗 S850 距平( $A_{ij}=S_{ij}-S_{CLIM}$ )間，任意二個距平( $A_{aj}$ 、 $A_{bj}$ )之空間型態相似程度，

$$APC = \frac{[A_{aj}A_{bj}]}{[A_{aj}^2]^{1/2}[A_{bj}^2]^{1/2}}$$

，此處 [ ] 代

表所擇定特性空間範圍之區域平均，本文參考過去亞洲夏季季風之相關研究(e.g., Webster and Yang 1992; Wang and Fan 1999; Wang et al. 2001)，定義 40°E-140°E，15°S-45°N 為亞洲夏季季風環流之特性空間範圍，如圖 1 方框所示，空間內主要包括亞洲大陸低壓和印度洋跨赤道環流，再往東涵蓋東亞季風區域。

本研究之系集實驗有 10 個樣本，每一年夏季可求得  $C_2^{10} = \frac{10!}{8!2!} = 45$  個 APC 值，此 APC 值係用來評估可預報度程度，故稱為預報度 APC(predictability APC)，以 PAPC 表之。圖 2 為每一年夏季 45 個 PAPC 之平均值於 1950-99 年之時間序列，其長期平均值為 0.43，標準差為 0.19，且每一年均為正值。本文定義 PAPC 值高於/低於長期平均值超過一個標準差者為高 PAPC 年/低 PAPC 年，以 PAPC+/PAPC-表之，依此分類，PAPC+與 PAPC-年各有 9 年，分別於圖 2 中以實心黑點標示。Chen and Van den

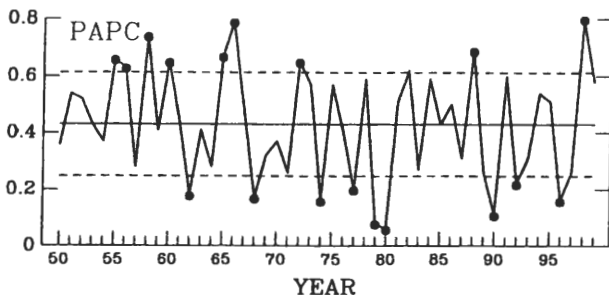


圖 2 GFS 系集實驗所示 1950-99 年亞洲夏季季風 850mb 環流距平之預報度 APC(PAPC)時間序列，其長期平均值為 0.43，標準差為 0.19，各年 PAPC 值高於或低於長期平均值超過 1 個標準差者均以實心圓點標示。

Dool(1997,1999)研究顯示熱帶東太平洋海溫的明顯變化(如 ENSO)會影響大氣系統之可預報度，本文根據 NCEP CPC (Climate Prediction Center)以熱帶東太平洋 SST 指標(沿赤道於 180°-150°W 間之區域平均值)分類各季節為偏暖(W)，偏冷(C)，正常(N)狀態之結果(<http://www.cpc.ncep.noaa.gov>)，將 PAPC+與 PAPC-年又再細分為 W，C，N 三類，各類別之對應年份陳列如表一。在 PAPC+的 9 年中，有 4 年發生於熱帶東太平洋偏暖，4 年於偏冷，1 年於正常時期，顯示高可預報度年份傾向發生於熱帶東太平洋海溫有明顯變化時期；反之，於低可預報度 9 年中，6 年發生於熱帶東太平洋海溫正常時期，僅有 2 年於偏暖時期，1 年於偏冷時期，顯現低可預報度主要對應熱帶東太平洋無明顯變化的時期。上述對比透露 GFS 對亞洲夏季季風環流的可預報度與熱帶東太平洋海溫變化存有某種對應關係，其中細節，仍待探討。

表一 GFS 系集實驗中，亞洲夏季季風 850mb 環流場變化呈現較高可預報度 (PAPC+) 與較低可預報度 (PAPC-) 之年份與對應類別

可預報度	東太平洋 SST 距平	類別代號	年份
高	偏暖	PAPC+(W)	1958,1965,1966,1972
	偏冷	PAPC+(C)	1955,1956,1988,1998
	正常	PAPC+(N)	1960
低	偏暖	PAPC-(W)	1990,1992
	偏冷	PAPC-(C)	1974
	正常	PAPC-(N)	1962,1968,1977,1979,1980, 1996

探討可預報度高低與熱帶東太平洋海溫變化的關係時，本文擇取表一中具有較多年份，較具代表性的類別，比較其對應特性，即選取高可預報度類別的偏暖年[PAPC+(W)]，偏冷年[PAPC+(C)]，與低可預報度類別的正常年

[PAPC-(N)]。圖 3 顯示上述三類別的 S850 距平合成分析圖，PAPC+(W)和 PAPC+(C)基本上均呈現大尺度羅士培波(Rossby wave)環流型態，且大致呈現相反相位。兩者環流型態透露有熱帶熱源距平中心位於南海-西太平洋區域，PAPC+(W)於該區對應低層輻散與下沉氣流中心，PAPC+(C)對應低層輻合與上升氣流中心。低可預報度類別方面，PAPC-(N)環流型態並不具明顯空間分佈特性。比較各主要類別環流型態於亞洲夏季季風環流區(如圖 3 方框所示)之特

性，可看出 PAPC+(W)和 PAPC+(C)均有明顯南北對比分佈，即亞洲大陸與大陸南方熱帶洋面之環流距平呈相反相位，而PAPC-(N)無此特性，且 PAPC+(W)和 PAPC+(C)之環流距平強度明顯高過 PAPC-(N)。

影響羅士培波環流分佈型態與強度的主要因素為熱帶熱源變化，其主要來源為熱帶降雨所釋放的潛熱，對應圖 3 各類別環流型態之降雨合成分析圖顯示於圖 4。PAPC+(W)降雨之主要特性為中南半島-南海-西太平洋區東西延伸的負降雨距平，對應圖 3a 環流型態推論而出之輻

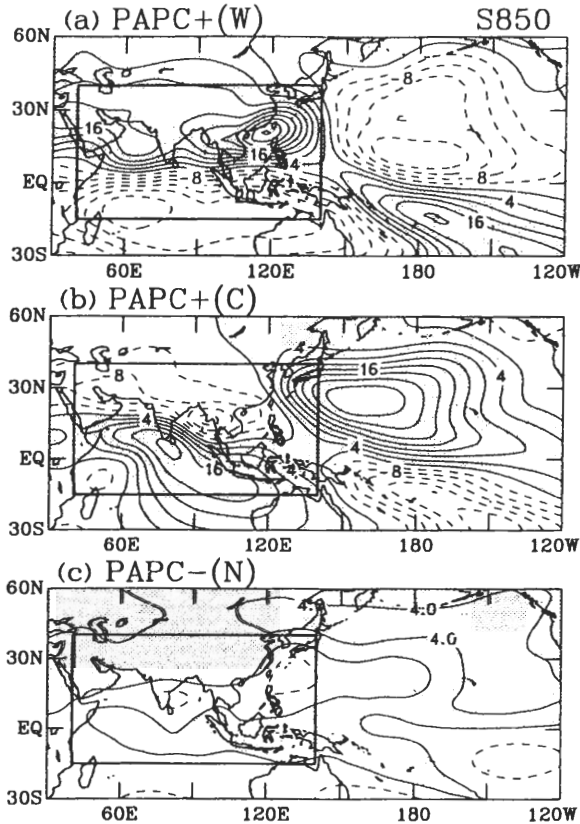


圖 3 GFS 所示 3 種不同可預報度類別之 850mb 流函數場距平合成分析圖：(a)東太平洋海溫偏暖之高可預報類別[PAPC+(W)]，(b)東太平洋海溫偏冷之高可預報類別[PAPC+(C)]，(c)東太平洋海溫為正常狀態之低可預報類別[PAPC-(N)]，等值線間距為  $4 \times 10^3 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ，陰影區為正值。

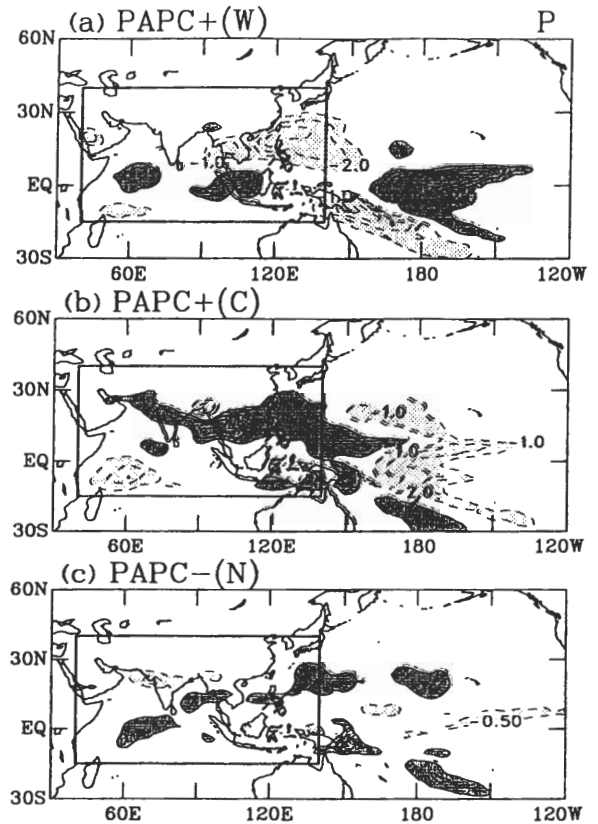


圖 4 如圖 3，但為 3 種不同可預報度類別之降雨距平，(a)，(b)之等值線間距為 1mm/day，深陰影區大於 1mm/day，淺陰影區小於 -1mm/day；(c)之等值線間距為 0.5mm/day，深陰影區大於 0.5mm/day，淺陰影區小於 -0.5mm/day。

散與下沈氣流中心。PAPC+(C)則於中南半島-南海-西太平洋區呈現正降雨距平，且向西延伸到孟加拉灣、印度半島，此正降雨距平維持低層大氣之輻合與上升氣流中心。PAPC-(N)則於亞洲季風區內呈現零散分佈特性，並無主要降雨距平中心，且強度亦弱，等值線僅為 PAPC+(W) 和 PAPC-(C)之一半(0.5mm/day vs. 1.0mm/day)，因無明顯熱帶熱源變化中心，故 PAPC-(N)亦無明顯環流分佈型態。

在大氣模式實驗中，沒有大氣對海洋之回饋機制，故下墊面的海溫變化通常為影響熱帶大氣熱源或降雨變化的主要機制，對應圖 4 降雨變化之海溫距平合成分析圖顯示於圖 5，在

PAPC+(W)年中，沿著國際換日線以東之赤道太平洋區伸展的暖海溫距平，反應聖嬰現象的特徵，對照者為南海-西太平洋區之冷海溫距平，熱帶太平洋呈現東暖西冷的對比分佈，在此分佈下，東太平洋暖海溫距平趨使大氣上升，於西太平洋冷海溫距平區下沉，此下沉氣流抑制西太平洋區降雨，造成負降雨距平，激發圖 3a 之羅士培波環流變化型態。PAPC+(C)年之海溫距平大致與 PAPC+(W)呈相反特性，熱帶太平洋區呈現東冷西暖的反聖嬰分佈特徵，造成南海-西太平洋區之上升氣流，增強降雨機制與熱帶熱源，形成與 PAPC+(W)相反特性之環流距平型態(圖 3b)。低可預報度之 PAPC-(N)年，熱帶海溫距平並無東西對比的現象，暖海溫距平東西橫互於太平洋、南海、印度洋，各地無明顯海溫距平中心，難以形成區域性的上升與下沉中心，故環流亦無明顯變化特性。

從圖 3 到圖 5 的討論，可知在 PAPC+年中，太平洋海溫變化具有強度增加，東西方向水平對比增強之特性，導致西太平洋區降雨明顯變化，形成顯著熱帶熱源(匯)距平，激發較大強度、亦較穩定的亞洲夏季季風環流變化，而使可預報度提高；反之，PAPC-年份之海溫、降雨變化強度均減弱，致使所激發之亞洲季風環流變化偏弱，亦無明顯穩定型態，於是可預報度降低。為了進一步驗證 GFS 可預報度與氣候變化強度的對應關係，本文以 PAPC 時間序列(圖 2)為指標，計算其與夏季海溫、降雨、S850 距平場強度之相關係數(圖 6)，此處強度係指距平之絕對值。再依據上述結果，擇取相關係數較高區域(圖 6 方框所示)，即海溫之印度洋區(10,56°E-76°E,12°S-4°N)、西太平洋區(WP,130°E-154°E,0°-20°N)、東太平洋 Nino 區

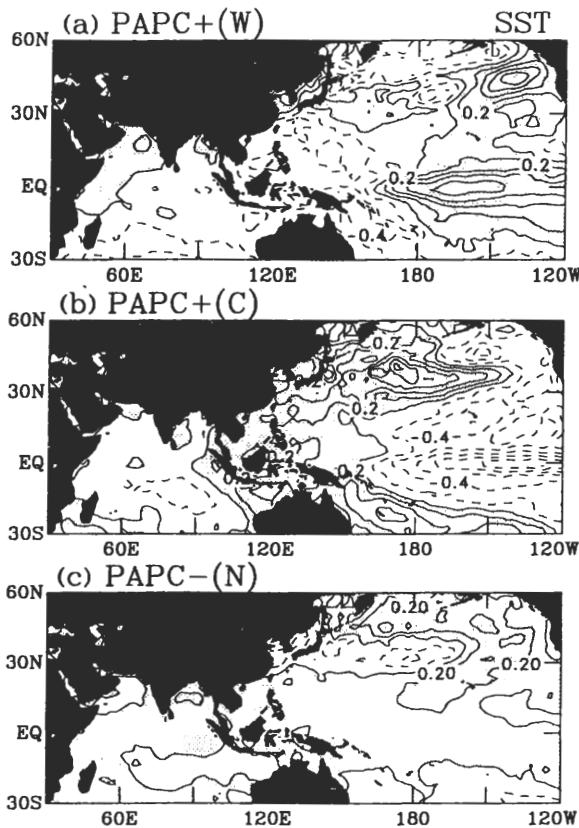


圖 5 如圖 3，但為 3 種不同可預報度類別之海溫距平，等值線間距為 0.2°C，陰影區為正值。

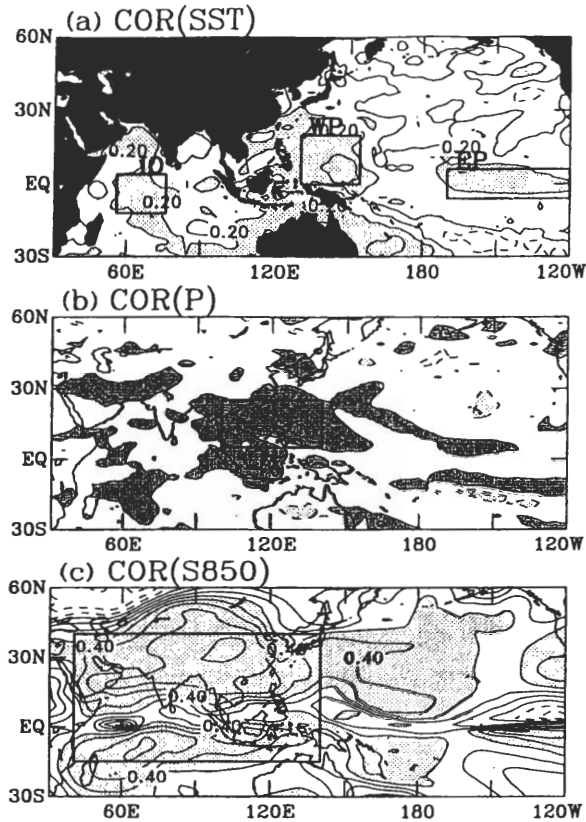


圖 6 以圖 2 之 PAPC 時間序列為指標，與 1950-99 年夏季(a)海溫距平強度，(b)降雨距平強度，(c)850mb 流函數距平強度之相關係數分佈圖，距平強度係指距平之絕對值，等值線間距為 0.2，陰影區為正值。

表二 GFS 系集實驗中，不同可預報度類別所對應亞洲夏季季風區 850mb 流函數場 (S850, 40°E-140°E, 15°S-40°N)，降雨(P, 100°E-140°E, 5°N-25°N)，印度洋海溫 (IO, 56°E-76°E, 12°S-4°N)，西太平洋海溫 (WP, 130°E-154°E, 0°-20°N)，東太平洋海溫 (EP, 170°W-120°W, 6°S-6°N) 之距平強度(絕對值)區域平均值。

可預報度類別	類別年數	PAPC 平均值	S850 ( $10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )	P (mm/day)	SST(IO) (°C)	SST (WP) (°C)	SST(EP) (°C)
PAPC+(W)	4	0.71	20.5	2.00	0.25	0.39	0.66
PAPC+(C)	4	0.69	14.6	1.92	0.62	0.37	0.77
PAPC+(N)	1	0.65	11.3	1.23	0.46	0.16	0.15
PAPC-(W)	2	0.16	9.4	0.82	0.22	0.12	0.38
PAPC-(C)	1	0.16	5.5	0.93	0.33	0.14	0.52
PAPC-(N)	6	0.14	7.6	0.75	0.20	0.19	0.17

(EP, 170°W-120°W, 6°S-6°N)，降雨之南海-西太平洋區(100°E-140°E, 5°N-25°N)，S850 之亞洲夏季季風區域(40°E-140°E, 15°S-40°N)，計算上述各區域內各氣候場距平強度之區域平均值，再比較各類別年份之合成平均值，結果陳列於表二。

表二顯示，GFS 對亞洲夏季季風環流之 PAPC 平均值於 PAPC+類別約在 0.65~0.71 之間，PAPC-類別降到 0.14~0.16 之間，後者僅為前者之 1/4~1/5。在強度方面，PAPC+類別於亞洲夏季季風區內之 S850 距平強度平均值約在 11.3~20.5  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ，高於 PAPC-類別之 5.5~9.4  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ，而南海-西太平洋區之降雨距平強度，PAPC+類別之平均值約為 1.23~2.00 mm/day，高於 PAPC-類別之 0.75~0.93 mm/day，上述比較透露 PAPC+類別之亞洲夏季季風環流距平強度與南海-西太平洋區之降雨變化強度，均明顯比 PAPC-類別為高。在海溫方面，於東太平洋偏暖(W)與偏冷(C)狀況下，PAPC+類別之海溫於東太平洋(EP)與西太平洋(WP)之強度分別較 PAPC-類別為強，通常東太平洋海溫偏暖/偏冷時，如聖嬰/反聖嬰現象，西太平洋海溫傾向偏冷/偏暖變化，



如圖 5 所示，因此 PAPC+ 之東太平洋與西太平洋海溫變化強度雙雙較 PAPC- 為強，反應 PAPC+(W) 與 PAPC+(C) 海溫距平於熱帶太平洋上，分別比 PAPC-(W) 與 PAPC-(C) 具有較強的東西對比，產生明顯的水平梯度，導引西太平洋區發生較強的上升或下降運動，生成較明顯的降雨變化。而在東太平洋海溫無明顯變化狀態下，PAPC-(N) 類別於東太平洋、西太平洋、印度洋間之海溫變化強度大致相當，且均為偏暖狀態(見圖 5c)，無清楚水平梯度。而在 PAPC+(N) 類別，東太平洋與西太平洋海溫強度亦無明顯差別，但印度洋之海溫強度則明顯升高，PAPC+(N) 之海溫距平圖(未示)顯示海溫於西太平洋為偏暖，印度洋與東太平洋則為偏冷，因此西太平洋與印度洋或東太平洋間之海溫呈現較大對比，有利大氣於西太平洋上升，使該區降雨強度增加，遂比 PAPC-(N) 提供較強的熱帶熱源距平，而使亞洲夏季季風區內之環流變化強度增強，提高可預報度。

綜合而言，GFS 對亞洲夏季季風具有高可預報度之年比低可預報度之年對應較大的熱帶海溫強度變化，此結果與 Shukla et al. (2000) 所述冬季 PNA 環流之可預報度大小與太平洋海溫變化強度大小有關之對應關係一致。另熱帶海溫於太平洋東、西兩端之間、或西太平洋與印度洋間之東西對比，於 PAPC+ 年份中均比 PAPC- 年份為強，於是在西太平洋形成顯著熱源距平，激發穩定且較強的亞洲夏季季風環流變化，而使可預報度隨之提高。

## 四、準確度分析

本節就 GFS 模擬亞洲夏季季風環流年際變化的準確度進行探討，評估方法仍以 APC 數

值高低為準，取每一年夏季 10 個系集實驗之 S850 距平場(與圖 1a  $S_{CLIM}$  之差距)平均值，計算 GFS 距平平均場與對應的當年 NCEP 距平平均場於亞洲夏季季風區(40°E-140°E, 15°S- 45°N)之 APC，所得數值稱為準確度 APC (accuracy APC)，以 AAPC 表之。圖 7 所示為 1950-99 年夏季 AAPC 時間序列，其長期平均值為 0.16，標準差為 0.35，顯示 GFS 模擬亞洲夏季季風環流年際變化的平均準確度不高，且高低起伏甚大。Anderson et al.(1999)指出目前動力模式模擬夏季氣候的準確度大致都不高，NCEP 模式模擬 1980-88 年夏季 PNA 環流距平之平均 AAPC 約在 0.14 左右，而 GFDL (Geophysical Fluid

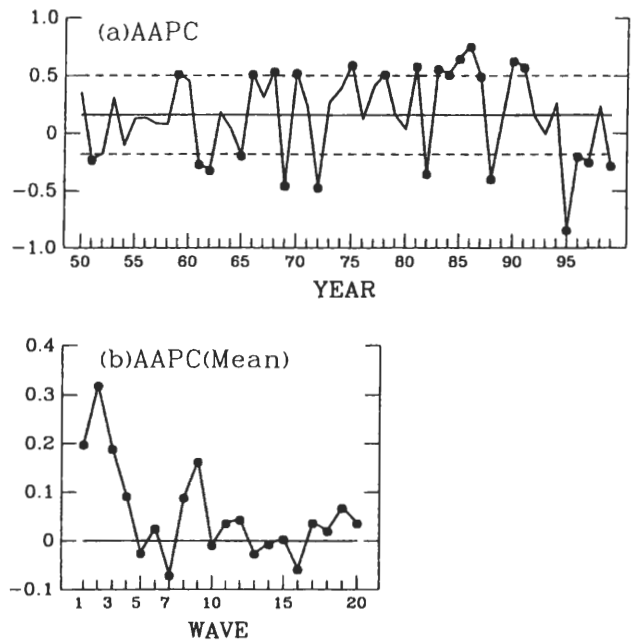


圖 7 由 GFS 系集實驗分析所得之(a)1950-99 年亞洲夏季季風 850mb 環流距平之準確度 APC(AAPC)時間序列，(b) 850mb 環流場不同波數分量於亞洲夏季季風區 AAPC 值之 1950-99 平均值。此處 AAPC 值係由對應之 GFS 與 NCEP 環流場計算所得之空間距平型態相關係數，(a)之長期平均值為 0.16，標準差為 0.35，各年數值高於或低於長期平均值超過 1 個標準差者以實心黑點標示。

Dynamics Laboratory)模式之準確度較高,亦僅在 0.24 左右,準確度偏低的主因,係由於模式內明顯的系統性環流誤差所致。Shukla (1981)指出,季節尺度之氣候預報或模擬的準確度主要是由長波(波數 1-4)分量所貢獻, GFS 是否呈現相似特性,仍待分析。本文將每一年夏季 S850 距平均場,解析成波數 1 到 20 分量,再將各個分量與當年夏季 NCEP S850 距平均場的相同波數分量,計算二者於亞洲夏季季風區內的 AAPC 值,各個波數分量之 AAPC 於 1950-99 年之長期平均值,繪成如圖 7b 之分佈圖。波數 1 到波數 3 之 AAPC 值均在圖 7a 長期平均值(0.16)以上,波數 4 略低,約為 0.1,其餘分量則以波數 8 和波數 9 較為突出,分別約為 0.09 及 0.16 左右,剩下分量之 AAPC 均甚小,在 0.1 以下。從圖 7b 可看出,波數 1-4 仍為準確度主要來源, AAPC 平均值為 0.20,波數 5-10 平均值為 0.03,波數 11-15 為 0.01,波數 16-20 為 0.02, GFS 模擬亞洲夏季季風年際變化之準確度主要來自長波分量,對其餘較小尺度分量則不具模擬能力。

準確度的分類以圖 7a 之 AAPC 數值為指標,凡 AAPC 值高於/低於長期平均值超過 1 個標準差者,即定義為高準確度年/低準確度年,以 AAPC+/AAPC-表之。依此定義,計有 14 個 AAPC+年和 12 個 AAPC-年。Shukla et al.(2000)指出,動力模式預報的準確度在 ENSO 時間較非 ENSO 時間為高,依此結果,本文根據前一節所用 CPC 東太平洋 SST 指標,將 AAPC+與 AAPC-年再分為東太平洋偏暖(W),偏冷(C),及正常狀態(N)類別,分類結果顯示於表三。從該表可看出,不論是 AAPC+或 AAPC-類別,大多數年份均分佈在東太平洋海溫偏暖或正常的狀態,只有少數年份對應偏冷狀態,且 AAPC+(W)

表三 GFS 系集實驗中,亞洲夏季季風 850mb 環流具有較高準確度(AAPC+)與較低準確度(AAPC-)之年份及對應類別。

準確度	東太平洋 SST 距平	類別代號	AAPC 平均值	年份
高	偏暖	AAPC+(W)	0.60	1966, 1986, 1987, 1990, 1991
	偏冷	AAPC+(C)	0.60	1975
	正常	AAPC+(N)	0.56	1959, 1968, 1970, 1978, 1981, 1983, 1984, 1985
低	偏暖	AAPC-(W)	-0.34	1965, 1969, 1972, 1982, 1997
	偏冷	AAPC-(C)	-0.34	1988, 1999
	正常	AAPC-(N)	-0.36	1951, 1961, 1962, 1995, 1996

與 AAPC-(W)或 AAPC+(N)與 AAPC-(N)類別之對應年數大致相當,顯示 ENSO 對 GFS 模擬亞洲夏季季風環流年際變化的準確度,無系統性影響,隱喻東太平洋海溫本身單獨的變化狀態,應非影響 GFS 模擬亞洲夏季季風環流年際變化準確度的重要因素。

不同波數分量的模擬結果如何影響 GFS 整體準確度,並不明朗,本文以具有較多年份、較有代表性的類別做為分析對象,比較各類別中不同波數區間分量的模擬能力,結果顯示於圖 8。在準確度較高的 AAPC+(W)和 AAPC+(N)類別中,長波(波數 1-4)之 AAPC 值高達 0.6,明顯高於其他波數區間的 AAPC 值。在低準確度類別中, AAPC-(W)類別各波數分量 AAPC 值約略在 0 值附近遊走,顯示 GFS 對該些年份無模擬能力,而 AAPC-(N)類別之長波與中波(波數 6-10)之 AAPC 值約在 -0.3 左右,其餘較短波之 AAPC 值則在 0 值附近,顯示 AAPC-(N)的準確度由於長波與中波模擬出某種程度相反相位(負 AAPC 值),而使整體準確度下降。從圖 8 亦可看出, AAPC+年於長波與中波分量的 AAPC 值均明顯高過 AAPC-年,尤以長波之差距最為突出。考量(1)長波分量於 AAPC+與 AAPC-具有最顯著差異, (2)GFS 對長波分量之模擬準確度較其他分量來得高, (3)海溫變化影響大氣環

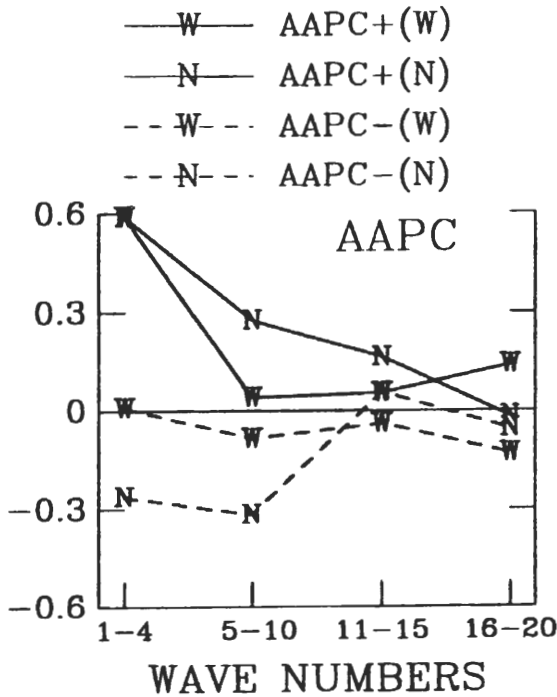


圖 8 4 種不同準確度類別所對應各波數區間之 AAPC 值分佈圖。4 種類別分別為：東太平洋偏暖之高準確度類別[AAPC+(W)]與低準確度類別[AAPC-(W)]，東太平洋為正常狀態之高準確度類別[AAPC+(N)]與低準確度類別[AAPC-(N)]。

流之主要效應反應在長波分量，本文後續將以長波分量作為研究對象，討論 GFS 模擬亞洲夏季季風環流年際變化的準確度特性，及該特性與海溫距平之對應關係。

準確度的分析，可依強度與空間型態分別討論，於強度方面，GFS 與 NCEP 之 S850 距平場長波分量強度(距平絕對值)於本文亞洲夏季季風區內之區域平均值，依不同準確度類別年份合成平均所得結果顯示如表四，而 GFS 與 NCEP 距平場差異之幅度，則以均方根誤差(RMSE)表之， $RMSE = [(S_{GFS} - S_{NCEP})^2]^{1/2}$ ，S 代表 S850 距平場，[ ]表所定義空間區域之區域平均值。在東太平洋海溫偏暖狀態下，AAPC+(W)與 AAPC-(W)

表四 GFS 系集實驗中，亞洲夏季季風 850mb 環流於不同準確度類別年份之長波(波數 1-4)強度與對應之 NCEP 數值，與兩資料間之均方根誤差 (RMSE)。(unit:  $10^5 m^2 s^{-1}$ )

資料類別	準確度類別			
	AAPC+(W)	AAPC-(W)	AAPC+(N)	AAPC-(N)
GFS	11.8	12.8	10.3	7.8
NCEP	10.0	10.7	8.5	11.1
RMSE	11.0	8.9	17.5	15.9

類別之 GFS 亞洲季風環流變化強度均比 NCEP 為強，但在東太平洋海溫正常狀態下，GFS 於 AAPC+(N)年份之強度強過 NCEP，但 AAPC-(N)則低於 NCEP。在模擬誤差方面，AAPC+(W)與 AAPC-(W)類別之 RMSE 幅度約略與 S850 距平本身強度相當，而 AAPC+(N)與 AAPC-(N)類別之 RMSE 則明顯提高，約為 S850 距平強度之 1.5~2 倍左右，Brankovic and Palmer(2000)指出動力模式季節預報難以提升準確度之主因，即在於模式模擬季風季節特性之系統性誤差強度，與所要模擬之氣候訊號強度相當，GFS 即呈現類似特性，故氣候模擬之準確度不甚理想。

在空間型態方面，圖 9 所示為東太平洋海溫偏暖時，AAPC+(W)與 AAPC-(W)類別所對應的 GFS 與 NCEP S850 長波分量距平之合成平均圖。比較圖 9a 與圖 9c，GFS 環流距平於 AAPC-(W)比 AAPC+(W)具有更強、更明顯的熱帶環流距平，前者(圖 9c)主要特性為一個分佈於亞洲-太平洋區之大尺度羅士培波，其南北分佈自熱帶到中緯度均為相同相位，對應之主要熱帶熱源變化約位於  $120^{\circ}E-140^{\circ}E$  之西太平洋區，亞洲季風區內環流距平即屬於此羅士培波之西邊分量。AAPC+(W)年之 GFS 環流距平(圖 9a)亦於太平洋區呈現一個不是很對稱的羅士培波，熱帶熱源距平中心約位於西太平洋區，與 AAPC-

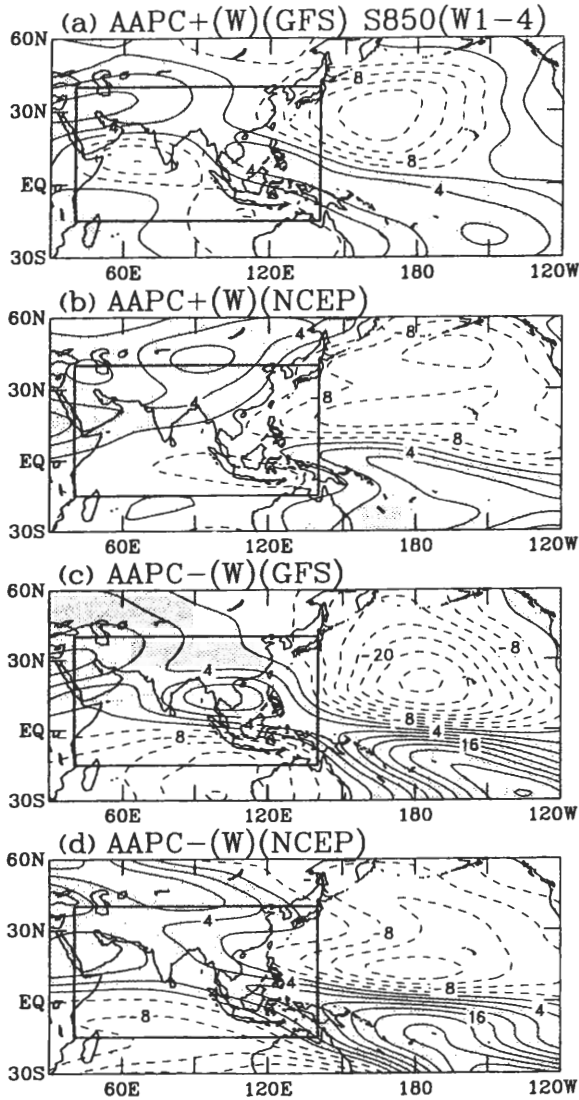


圖 9 東太平洋海溫偏暖狀態下，不同準確度類別之 850mb 環流距平長波分量之合成分析圖：高準確類別[AAPC+(W)]之(a)GFS 環流距平，(b)NCEP 環流距平，低準確類別 [AAPC-(W)] 之 (c)GFS 環流距平，(d)NCEP 環流距平，等值線間距為  $4 \times 10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ，陰影區為正值。

(W)相似，此羅士培波位於中太平洋之東邊分量與 AAPC-(W)分佈型態相似，但其西邊分量則屬於亞洲季風區內另一個較微弱羅士培波之東邊分量，該羅士培波之熱源距平中心約位於

$90^{\circ}\text{E}-100^{\circ}\text{E}$  之印度洋面，其南北分佈範圍不大，約侷限在  $20^{\circ}\text{N}$  以南，與中緯度地區環流距平呈現相反相位，與 AAPC-(W)年羅士培波可從熱帶延伸到中緯度之特性明顯不同，清楚顯現兩者環流強度一強一弱之對比。與 NCEP 觀測場相比，AAPC-(W)年之 GFS(圖 9c)與 NCEP(圖 9d)環流距平均於亞洲-太平洋區顯現大尺度羅士培波結構，然 GFS 之東西分量分隔區域比 NCEP 較為東偏。在亞洲季風區內，兩者均呈現北正南負的距平分佈型態，然 GFS 於孟加拉灣-南海地區出現顯著正距平中心，而 NCEP 之主要正距平中心位於阿拉伯半島，空間位置明顯有異，且整體而言，GFS 環流強度亦比 NCEP 為強。在主要距平中心東偏，及環流強度過強之誤差下，GFS 之準確度於是降低。在 AAPC+(W)年，GFS (圖 9a)與 NCEP (圖 9b)於亞洲季風區內之距平強度約略相當，且於北半球均呈現中緯度與熱帶地區相反相位之分佈特性，東西相反相位之分佈型態亦接近，約分隔於  $100^{\circ}\text{E}$  中南半島一帶，由於環流強度相當，且南北與東西分佈型態亦接近，準確度於是有效提高。

影響夏季熱帶環流之強度與空間型態的重要因素為熱帶熱源，因此應探討降雨、海溫與環流變化之對應關係。降雨與海溫於 AAPC+(W)與 AAPC-(W)類別之距平合成分析圖如圖 10 所示，圖 10a 與 10b 顯示 AAPC+(W)與 AAPC-(W)年之降雨變化型態有三項相似大尺度特性：(1) 東太平洋熱帶洋面上東西延伸的正降雨距平，(2) 熱帶印度洋面上的正降雨距平，(3) 南海-西太平洋與澳洲西北方洋面上的負降雨距平。其中(1)及(2)項之正降雨距平對應到熱帶東太平洋與印度洋上的暖海溫距平(圖 10c,10d)，大氣於此區受熱上升，經由對流作用而激發降雨增加，此

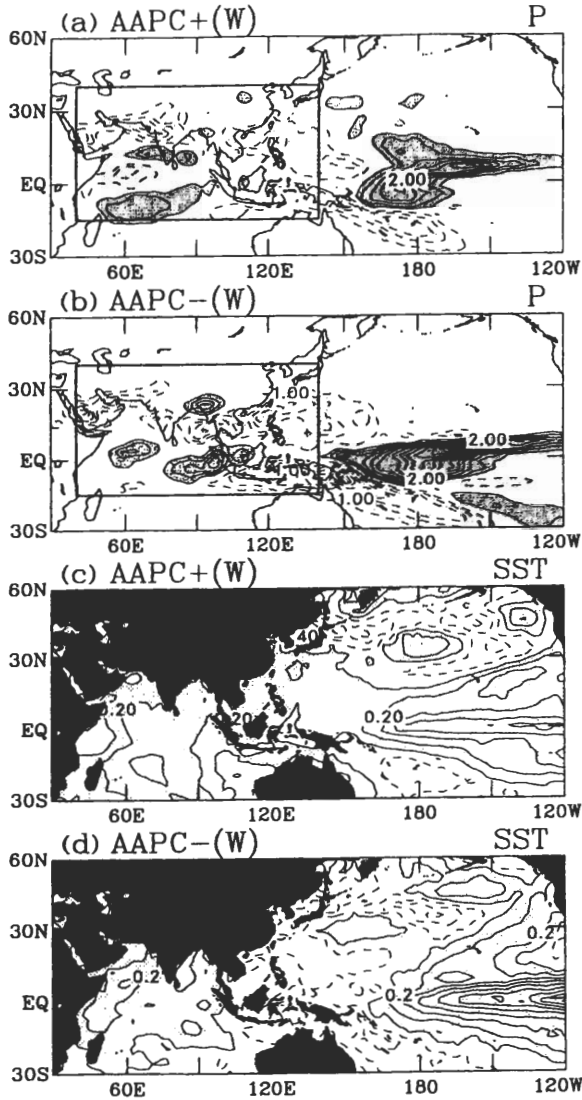


圖 10 東太平洋海溫偏暖狀態，不同準確度類別之降雨與海溫距平合成分析圖：(a)高準確度類別之降雨距平，(b)低準確度類別之降雨距平，(c)高準確度類別之海溫距平(d)低準確度類別之海溫距平。(a)與(b)之等值線間距為 1mm/day，深陰影區大於 1mm/day，淺陰影區小於 -1mm/day，(c)與(d)之等值線間距為 0.2°C，陰影區為正值。

上升氣流需在印度洋與東太平洋間下降，於是南海-西太平洋區之冷海溫距平(圖 10d)或較微弱的暖海溫距平(圖 10c)便提供有利氣流下降的環

境，下沉氣流抑制該區對流作用，而使降雨減少。圖 10 亦指出降雨距平於 AAPC-(W)年較 AAPC+(W)年為強，與圖 9 環流距平強度於 AAPC-(W)年較 AAPC+(W)年為強之對比結果相符。降雨變化反應當區垂直運動之改變，影響熱帶地區垂直運動之重要因素為海溫東西溫度梯度所牽引的沃克環流(Walker circulation)變化，AAPC-(W)年南海-西太平洋區之負海溫距平，搭配東太平洋與印度洋的正海溫距平，其水平溫度梯度比上述三海域均為正海溫距平之 AAPC+(W)年為強，增強的水平梯度造成垂直運動增強，降雨與環流強度變化亦隨之增強，而過強之環流強度與偏差之環流分佈型態，終使準確度降低。

在另一類氣候狀態之下，即東太平洋海溫為正常狀態時，AAPC+(N)與 AAPC-(N)年之環流距平長波分量呈現相近強度(圖 11)，但均比東太平洋海溫偏暖狀態之環流距平強度(圖 9)明顯為弱。AAPC+(N)年之 GFS 環流距平(圖 11a)於亞洲大陸-太平洋區呈現大尺度羅士培波型態，對應之熱帶熱源距平中心約位於 130°E-140°E 熱帶西太平洋區，而 AAPC-(N)年之環流距平(圖 11c)顯現二組較小空間尺度羅士培波結構，一組位於太平洋上，對應國際換日線區之正熱源距平，另一組分佈於亞洲大陸-西太平洋區，對應南海鄰近區域之負熱源距平，且 AAPC-(N)年羅士培波南北相位改變之分界約位於 15°N 左右，與 AAPC+(N)年南北相位分界位於赤道附近有所差異。與觀測場相比，AAPC+(N)年之 GFS 與 NCEP(圖 11b)環流距平，於亞洲季風區內呈現相近強度，且都顯現北負南正的大尺度分佈型態，準確度於是有效提高。AAPC-(N)年之 GFS 與 NCEP 環流距平(圖 11 d)強度亦無

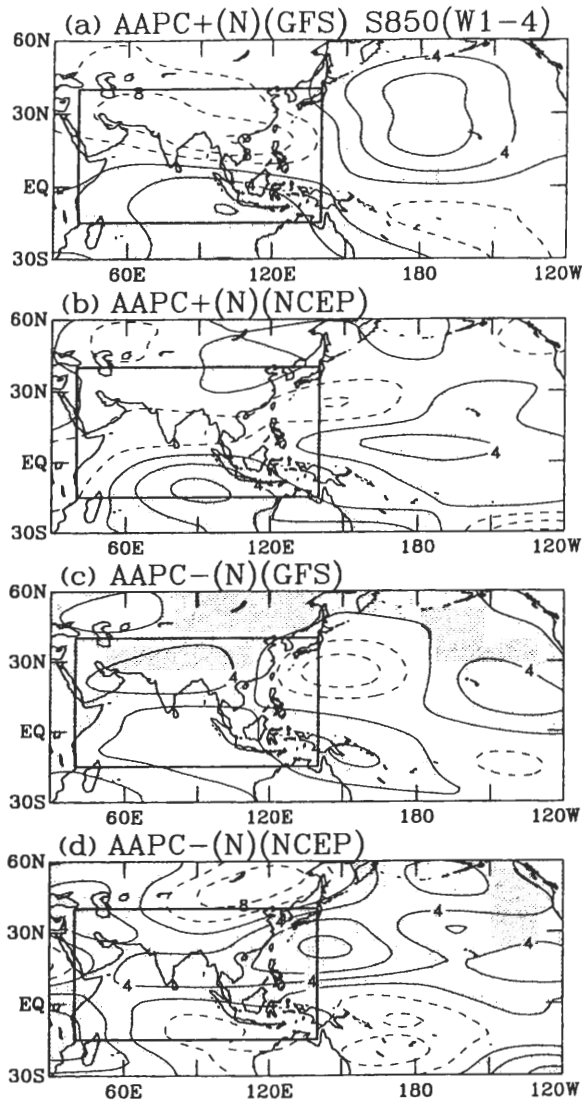


圖 11 如圖 9，但為東太平洋海溫為正常狀態下，不同準確度類別之 850mb 環流距平長波分量合成平均圖：高準確度類別之 (a)GFS 環流距平，(b)NCEP 環流距平，低準確度類別之 (c)GFS 環流距平，(d)NCEP 環流距平。

明顯差別，然空間型態卻有顯著差異，尤其是位於  $120^{\circ}\text{E}$  以東之西太平洋地區，GFS 於此區呈現北負南正距平型態，恰與 NCEP 型態相反，於是台灣東側洋面 NCEP 觀測所見的正距平中

心，GFS 卻模擬出顯著的負距平中心。另一較顯著誤差則是亞洲大陸南方地區，NCEP 顯現東西延綿之正距平約位於  $15^{\circ}\text{N}$ ，GFS 模擬卻往北偏到  $25^{\circ}\text{N}$ ，顯見空間型態無法掌握乃 GFS 準確度降低之主要原因。

於降雨與海溫距平方面，圖 12a 顯示 AAPC+(N)降雨距平有單一、顯著的正距平中心，自孟加拉灣-南海地區往熱帶西太平洋區延伸，此大尺度距平中心所對應之熱源便激發如圖 11a 於亞洲大陸-太平洋區之大尺度羅士培波型態距平變化。AAPC-(N)年之降雨距平中心較不顯著，且呈東西對比分佈(圖 12b)，熱帶印度洋區有正距平，孟加拉灣往東延伸到日本外海有負距平，再往東是國際換日線西側之正距平，此東西分佈之較小尺度降雨距平中心，激發如圖 11c 環流場於亞洲-西太平洋區與太平洋區中較小空間尺度之羅士培波型態變化。有趣的是，雖然 AAPC+(N)與 AAPC-(N)年於南海-西太平洋區分別顯現正降雨距平與負降雨距平，但兩者卻都對應到下方之暖海溫距平(圖 12c,12d)，隱喻地區性的海溫單獨變化，應非決定降雨變化的單一因素。AAPC+(N)海溫於印度洋與熱帶東太平洋均為負距平，對比南海-西太平洋區之正距平，大氣於熱帶東太平洋與印度洋區下沉，形成該區之負降雨距平，而於兩地之間之南海-西太平洋暖海溫距平區上升，增強對流而使降雨增多。同樣的道理，AAPC-(N)年海溫距平於國際換日線西側存有較南海區為強的正距平，氣流遂於該處上升，形成正降雨距平中心，氣流再於較微弱海溫正距平的南海鄰近地區下沉，而使該區之降雨減少。

本節之討論指出，影響 GFS 模擬亞洲夏

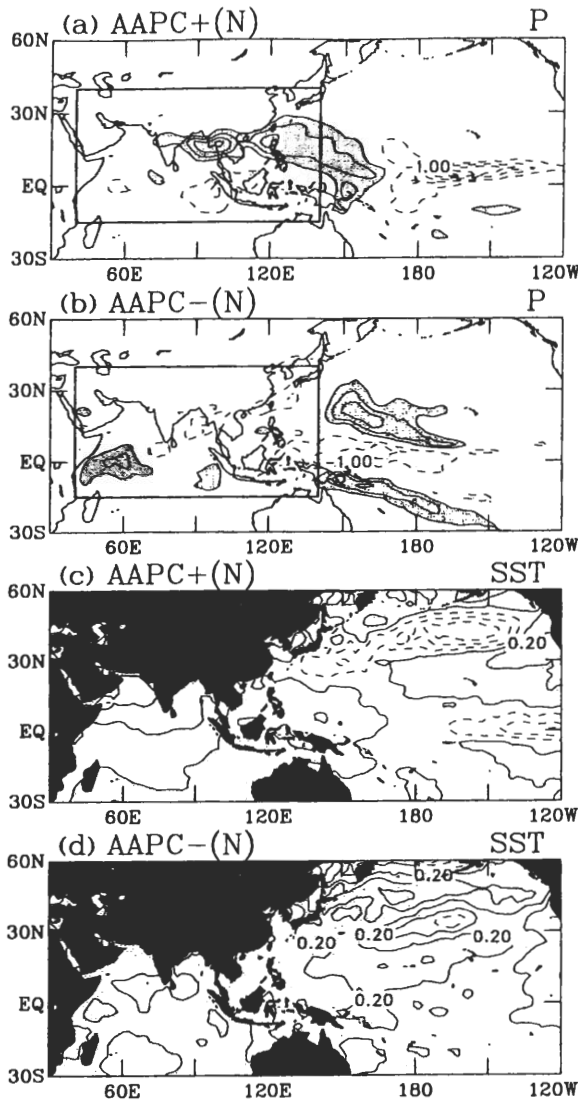


圖 12 如圖 10，但為東太平洋海溫為正常狀態下，不同準確度類別之降雨與海溫距平合成分析圖：(a)高準確度類別之降雨距平，(b)低準確度類別之降雨距平，(c)高準確度類別之海溫距平，(d)低準確度類別之海溫距平。

季季風環流年際變化準確度的重要因素，應是海溫距平的水平梯度，至於各區海溫距平本身變化特性則非主要決定因素。為了進一步驗證海溫距平水平梯度變化與 GFS 準確度之關係，本文取海溫有明顯變化的三個主要熱帶洋面：

印度洋 (IO, 60°E-90°E, 6°S-6°N)，西太平洋 (WP, 120°E-150°E, 6°S-6°N)，東太平洋 (EP, 180°-120°W, 6°S-6°N)，計算各區海溫距平於不同準確度類別年份平均之區域平均值，並以西太平洋為中心，估算印度洋-西太平洋，東太平洋-西太平洋之水平梯度，結果陳列於表五。當東太平洋海溫偏暖時，AAPC+(W)年於 IO, WP, EP 三區均為正距平，WP 偏暖程度最小，AAPC-(W)年之 WP 為負距平，IO 與 EP 為正距平。上述二類別均顯示 IO 與 EP 傾向增暖，WP 傾向正常或偏冷狀態，故 IO-WP 與 EP-WP 之水平梯度均為正值，但 AAPC-(W)年之梯度較 AAPC+(W)年明顯增強，即較強海溫距平水平梯度對應較低的準確度。於東太平洋為正常狀態時，IO, WP, EP 海溫距平於 AAPC-(N)年均為正值，但都相當微弱，彼此間之水平梯度亦相當微弱。在 AAPC+(N)年時，海溫於 IO 為正常狀態，EP 偏冷，WP 偏暖，故 IO-WP 與 EP-WP 之水平梯度均為負值，故 AAPC+(N) 之梯度較 AAPC-(N) 為強，即較大海溫距平水平梯度對應較高準確度。

從表五所示海溫距平水平梯度變化與準確度的對應關係，可推論下述系統性關係：由於 GFS 模擬夏季環流場具有強度偏強的系統性誤差，因此在顯著熱帶海溫變化的狀態時，如東太平洋海溫偏暖，顯著外作用力有助強化強度增強的系統性誤差，所以較緩和的海溫距平水平梯度，伴隨較緩和但仍然顯著之外作用力，可減緩系統性誤差的增強程度，而使準確度提高。但在無明顯熱帶海溫變化時，如東太平洋海溫為正常狀態時，環流變化若不能受到足夠外作用力的導引，則易受模式本身內部動力機制影響而產生隨機性誤差，在此狀態之下，較大的海溫距平水平梯度，反應較明顯外作用力，

表五 GFS 系集實驗中，不同準確度類別年份所對應熱帶觀測海溫於印度洋 (IO, 60°E-90°E, 6°S-6°N)、西太平洋 (WP, 120°E-150°E, 6°S-6°N)、東太平洋 (EP, 180°-120°W, 6°S-6°N) 之距平區域平均值，及各洋域海溫差值所示之水平梯度。(Unit: °C)

準確度類別	IO	WP	EP	IO-WP	EP-WP
AAPC+(W)	0.27	0.03	0.57	0.24	0.55
AAPC-(W)	0.10	-0.22	0.82	0.31	1.04
AAPC+(N)	0.00	0.15	-0.21	-0.16	-0.37
AAPC-(N)	0.03	0.04	0.05	-0.01	0.01

可有效導引模式環流順應海溫變化特性而變化，且由於海溫變化並非十分顯著，距平強度不會過大，故不至於使環流強度增強的模式系統性誤差放大，在此雙重情況之下，較大的海溫距平水平梯度便有助提高 GFS 之模擬準確度。

## 五、結 語

本文以中央氣象局全球波譜模式 GFS 所執行的 10 個 1950-99 年氣候系集實驗為分析對象，探討 GFS 對亞洲夏季季風環流之模擬能力，分析重點為可預報度與準確度特性，及上述二特性與海溫變化之對應關係。系集實驗所用 GFS 之水平解析度為三角截波 42 波(T42)，垂直面有 18 層 sigma 座標面，各系集實驗積分均使用相同外作用力(觀測海溫)，但使用不同時間之初始場。

在可預報度方面，本文定義亞洲夏季季風環流之特性區間為 40°E-140°E, 15°N-40°N，以此區間內各系集實驗 850mb 環流(流函數)距平場之空間型態相似程度評估可預報度，當系集實驗間環流距平相似程度升高，反應在相同海溫外作用力之下，模式氣候模擬具有較穩定的

重複性，則視 GFS 對該年氣候具有較高可預報度。分析結果顯示，高可預報度年傾向發生於東太平洋有明顯海溫變化之 ENSO 時期，低可預報度年傾向發生於非 ENSO 的正常時期，反應 GFS 對亞洲夏季季風環流變化之可預報度與熱帶海溫之變化強度有關。合成分析顯示，於 ENSO 時期之高可預報度年，海溫距平於熱帶東太平洋與西太平洋成反相變化，距平強度顯著，導引熱帶大氣環流垂直運動改變，於熱帶西太平洋區引發明顯降雨變化，形成顯著熱源距平，激發其西側亞洲季風區內穩定且強盛的環流變化，使可預報度提高。反之，在低可預報度年，若是對應 ENSO 時期，則其對應之熱帶東、西太平洋海溫變化強度較高可預報年為低，若是對應非 ENSO 時期，則東太平洋、西太平洋、印度洋的熱帶海溫強度變化無明顯差異，缺乏顯著變化中心，難以激發熱帶環流、降雨、熱源的明顯變化，在沒有主要作用力之下，亞洲季風環流距平強度較弱，變化型態亦不穩定，各系集實驗間所模擬環流特性差異擴大，可預報度因此降低。

在準確度方面，GFS 模擬亞洲夏季季風環流年際變化的準確度主要來自長波(波數 1-4)分量，對其餘較短波分量(波數 5-20)之變化狀態則幾乎無模擬能力。而在 GFS 系集實驗中，影響亞洲夏季季風環流長波分量年際變化模擬準確度高低的重要因素，不是 ENSO 現象的存在與否，而是熱帶海溫距平的水平梯度變化。GFS 模擬夏季環流場具有強度過強的系統性誤差，因此在存有顯著熱帶海溫變化時，如東太平洋海溫偏暖之聖嬰時期，強盛的外作用力有助強化 GFS 強度偏強的系統性誤差，因此當熱帶東太平洋與印度洋於聖嬰時期為正海溫距平時，



若熱帶西太平洋海溫為負(正)距平,熱帶海溫距平之水平梯度較大(較小),激發熱帶西太平洋區較大(較小)熱帶熱源變化,使亞洲夏季季風環流長波分量距平強度過強(不過強),強化(未強化)GFS 強度過強的系統性誤差,模擬準確度因此就較低(較高)。在另一種狀況,於非 ENSO 的正常狀態時期,熱帶海溫無明顯變化,外作用力太弱時,模式難以反應海溫變化所引發的效應,而讓模式內部動力機制主控產生隨機性誤差,因此,若熱帶東太平洋、印度洋二洋區與熱帶西太平洋海溫距平呈相同(相反)相位時,海溫水平梯度較小(較大),西太平洋區之熱帶熱源變化較小(較大),GFS 較難(較易)反應海溫變化的作用,模擬亞洲夏季季風環流長波分量年際變化的準確度便降低(提高)。

於 GFS 系集實驗中,海溫距平的水平梯度變化是影響亞洲夏季季風環流年際變化模擬準確度的重要因素,而過去研究指出,熱源或溫度距平之南北梯度變化是決定亞洲季風強度的顯著因素 (Meehl 1994; Li and Yanai 1996; Chou 2003),因此海溫距平的南北梯度是否亦會影響 GFS 模擬準確度,值得討論。首先應先釐清亞洲季風強度與模擬準確度間是否存有對應關係,我們以 WYI (Webster – Yang Index, 即 U850-U200 垂直風切於 0°N-20°N, 40°E-110°E 間之區域平均值)代表亞洲季風強度,再比較 1950-99 年間夏季 WYI 與 GFS AAPC 兩者時間序列之變化特性(圖未示),此二時間序列之相關係數之相關係數僅為 0.017,清楚透露兩者之間應為互相獨立,無關聯性。再而我們分別以 WYI 和 AAPC 時間序列為指標,分別計算其與夏季 SST 距平場之相關係數分佈圖(圖未示),WYI 之相關係數圖呈現清楚南北梯度特徵,北

太平洋區 30°N-50°N 間為正值,而熱帶洋面 0°N-20°N 間為負值,透露負的南北溫度梯度是促成亞洲季風強度增強的主要外力,與 Li and Yanai (1996) 和 Chou (2003) 之研究結果相符。但 AAPC 之相關係數圖則未見系統性南北梯度對比特徵,只見凌散型態空間分佈,且從 30°E-120°W 之間洋面, SST 南北梯度於不同經度呈現多樣變化,無一致特性可言,此結果清楚指出 SST 南北梯度應非 GFS 實驗中影響亞洲夏季季風環流年際變化模擬準確度的重要因素。再則圖 10 中對應 AAPC+(W)與 AAPC-(W)之 SST 距平分佈型態亦透露明顯訊息,兩者均具有聖嬰現象之分佈特徵,即熱帶東太平洋區為正海溫距平,北太平洋區則大致為負海溫距平,呈現北負南正之相似南北梯度分佈,但卻分別對應到高準確度與低準確度之模擬,此結果佐以說明 SST 距平之南北梯度應不是影響 GFS 模擬亞洲夏季季風環流準確度的重要因素。

無可諱言, GFS 模擬亞洲夏季季風環流變化之準確度並不理想,此結果可能與 GFS 無法有效模擬亞洲夏季季風複雜的動力機制有關。Lau et al.(2000)和 Wang et al. (2001)指出,亞洲夏季季風可再細分為西半部之南亞季風與東半部的東亞季風,前者屬於典型季風系統,即季風環流依赤道地區熱源變化而呈羅士培波型態反應,後者則屬非典型季風系統,環流變化特徵為從熱帶延伸到中緯度,呈多胞狀態傳導的波列型態。比較圖 9 與 11 中 NCEP 與 GFS S850 之環流距平,可看出 GFS 對南亞地區之羅士培波環流變化型態,大致能掌握,但對亞洲大陸東側洋面上的波列變化型態,則大多未能掌握,甚至出現相反相位,明顯影響準確度。Lau et al.(2000)進一步指出東亞季風之年際變化與南

海、東海、日本海間之海溫變化存有密切關係，因此若模式僅對熱帶海溫變化有明顯反應，但對副熱帶、中緯度海溫變化未能適當反應，則對東亞季風將不具足夠模擬能力，GFS 應是屬於此種案例，此推論可由圖 9 與 11 中 GFS 環流距平大多呈現沿著赤道南北分佈之大尺度羅士培波結構，即類似 Gill(1980)所指環流變化受熱帶熱源激發之典型反應。因此，如何提高 GFS 對熱帶以外地區海溫變化之適當反應，應是提高 GFS 對亞洲夏季季風環流模擬準確度的重要關鍵之一。

## 誌 謝

本研究在國科會計劃 NSC90-2111-M-052-001-AP1 與 NSC91-2111-M-052-004 贊助下完成，謹此表達誠摯謝意。

## 參考文獻

- 張庭槐、曾建翰、張忍成，2001：中央氣象局系集預報系統。氣象學報，43,1-11。
- 胡志文、馮欽賜、汪鳳如、陳建河、鄭明典，2002：中央氣象局全球模式之氣候特徵：東亞夏季季風。大氣科學，30，99-116。
- Anderson, J., H. M. Van den Dool, A. Barnston, W. Chen, W. Stern, and J. Ploshay, 1999: Present-day capabilities of numerical and statistical models for atmospheric extratropical seasonal simulation and prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 1349-1361.
- 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.
- Barnett, T. P., 1995: Monte Carlo climate forecasting. *J. Climate*, **8**, 1005-1022.
- Brankovic, C., and T. N. Palmer, 2000: Seasonal skill and predictability of ECMWF PROVOST ensembles. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 2035-2067.
- 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.
- Chen, W. Y., and H. M. Van den Dool, 1997: Atmospheric predictability of seasonal, annual, and decadal climate means and the role of ENSO cycle: A model study. *J. Climate*, **10**, 1236-1254.
- Chen, W. Y., and H. M. Van den Dool, 1999: Significant change of extratropical natural variability and potential predictability associated with the EL Nino/Southern Oscillation. *Tellus*, **51A**, 790-802.
- Chou, C., 2003: land-sea heating contrast in an idealized Asian summer monsoon. *Climate Dyn.*, **21**, 11-25.
- Gill, A. E., 1980: Some simple resolutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Harshvardhan, R. Davies, D. Randall, and T. Corsetti, 1987: A fast radiation parameterization for atmospheric circulation models. *J. Geophys. Res.*, **92**, 1009-1016.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Krishna Kumar, K., M. K. Soman, and K. Rupa Kumar, 1995: Seasonal forecasting of Indian summer monsoon rainfall. *Weather*, **50**, 449-467.
- Krishnamurthy, V., and J. Shukla, 2000: Intraseasonal and interannual variability of rainfall over India. *J. Climate*, **13**, 4366-4377.
- Kumar, A., M. Hoerling, M. Ji, A. Leetmaa, and P. Sardeshmukh, 1996: Assessing a GCM's suitability for making seasonal predictions. *J. Climate*, **9**, 115-129.

- Kumar, A., A. G. Barnston, M. P. Hoerling, 2001: Seasonal predictions, probabilistic verifications, and ensemble size. *J. Climate*, **14**, 1671-1676.
- Lau, K.-M., K.-M. Kim, and S. Yang, 2000: Dynamical and Boundary forcing characteristics of regional components of the Asian Summer Monsoon. *J. Climate*, **13**, 2461-2482.
- Li, C., and M. Yanai, 1996: The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J. Climate*, **9**, 358-375.
- Liou, C.-S., J.-H. Chen, C.-T. Terng, F.-J. Wang, C.-T. Fong, T. E. Rosmond, H.-C. Kuo, C.-H. Shiao, and M.-D. Cheng, 1997: The second-generation global forecast system at the Central Weather Bureau in Taiwan. *Wea. Forecasting*, **12**, 653-663.
- Louis, J. F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound.-Layer Meteor.*, **17**, 187-202.
- Miyakoda, K., G. D. Hembree, R. F. Striker, and I. Shulman, 1972: Cumulative results of extended forecast experiments: I. Model performance for winter cases. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 836-855.
- 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.
- 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.
- Reynolds, R. W., and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, **7**, 929-948.
- Reynolds, R. W., and T. M. Smith, 1995: A high-resolution global sea surface temperature climatology. *J. Climate*, **8**, 1572-1583.
- Rowell, D. P., 1998: Assessing potential seasonal predictability with an ensemble of multidecadal GCM simulations. *J. Climate*, **11**, 109-120.
- Saha, S., and H. M. Van den Dool, 1988: A measure of the practical limit of predictability. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2522-2526.
- Shukla, J., 1981: Dynamic predictability of monthly means. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 353-370.
- Shukla, J., and Coauthors, 2000: Dynamic seasonal prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 2593-2606.
- Sperber, K. R., J. M. Slingo, and H. Annamalai, 2000: Predictability and the relationship between subseasonal and interannual variability during the Asian summer monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 2545-2574.
- Sperber, K. R., and Coauthors, 2001: Dynamic seasonal predictability of the Asian summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2226-2248.
- 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 Center for Medium-Range Weather Forecasts, Shinfield Park, Reading RG2 9AX, United Kingdom.]
- Wang, B., R. Wu, and K.-M. Lau, 2001: Interannual variability of the Asian Summer Monsoon: Contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian Monsoons. *J. Climate*, **14**, 4073-4090.
- Wang, B., and Z. Fan, 1999: Choice of South Asian summer monsoon indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 629-638.
- Webster, P. J., and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **118**, 877-926.

# Predictability and Simulation Accuracy of the Asian Summer Monsoon Circulation in Relation to SST Anomalies Depicted by the CWB GFS

Jau-Ming Chen<sup>1</sup> Ren-Jen Chen<sup>1</sup> Fang-Chuan Lu<sup>2</sup>  
Shu-Lin Kuo<sup>2</sup> Jyh-Wen Hwu<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Research and Development Center, Central Weather Bureau

<sup>2</sup>Dept. of Applied Physics, Chung-Cheng Institute of Technology

(Manuscript received 09 June 2003 ; in final form 15 October 2003)

## ABSTRACT

Using the CWB GFS (T42L18) model, a 10-member ensemble climate (1950-99) simulation was performed and analyzed to study the predictability and simulation accuracy of the Asian summer monsoon circulation (ASMC) anomalies delineated by the GFS and their relationships with SST anomalies. Major findings of this study are as follows.

Regarding the predictability, degree of predictability of the ASMC anomalies is associated with the strength of tropical SST variability. Cases of high (low) ASMC predictability tend to occur in the ENSO (non-ENSO) phase. During the ENSO phases with high ASMC predictability in the GFS simulation, increase in the strength of tropical SST anomalies induces pronounced changes in precipitation and tropical heating in the western Pacific, which in turn maintain strong and steady ASMC anomalies and result in high ASMC predictability. On the other hand, weak SST anomalies in the non-ENSO phases with low ASMC predictability lead to weak tropical heating variability in the western Pacific, as well as weak and unsteady ASMC anomalies. ASMC predictability in the GFS simulation thus decreases.

Regarding the degree of simulation accuracy, it is most affected by the variability of horizontal gradient of tropical SST anomalies, rather than the occurrence of ENSO event. For cases with significant tropical SST anomalies, such as the El Nino event, significant (moderate) increase in the horizontal gradient of tropical SST anomalies provide strong (moderate) external forcing, which should (should not) intensify the systematic bias of GFS and lead to decrease (increase) in the degree of simulation accuracy for the long wave components (wavenumbers 1-4) of the interannual ASMC anomalies. For cases with weak tropical SST variability, such as the non-ENSO event, horizontal gradient of tropical SST anomalies is not strong enough to form a strong external forcing to intensify the systematic bias of the GFS. Under this condition, stronger (weaker) SST gradient is able to form a more (less) noticeable forcing to drive the ASMC change, leading to increase (decrease) in the degree of accuracy of the long wave components of the interannual ASMC anomalies in the GFS simulation.

**Key words :** Ensemble simulation , Predictability , Accuracy , SST variability