

# ECHAM4 模式季節可預報度之分析

吳俊憲 陳正達

國立台灣師範大學地球科學系

## 摘要

使用 ECHAM4 模式 10 個個別模擬(1956 至 1999 共計 44 年)的系集預報資料,將系集模擬中任取兩個模擬計算其距平相關係數 (Anomaly Pattern Correlation), 將全部可能組合的相關係數平均作為評估的指標,探討 Z500、海平面氣壓場及降水場等在 PNA 區及東亞地區可預報度的變化情形,以及各區域間可預報度隨 ENSO 相位的情況。發現在冬季及春季的可預報度最高, El Nino 發生時的可預報度較 La Nina 高,主要原因為訊號及雜訊間的差異造成此種現象。

關鍵辭: 可預報度

## 一、前言

傳統研究可預報度的問題,大多將焦點放在因大氣初始條件誤差隨時間成長的情況,初始條件誤差的成長會使模式漸漸失去預報能力,因初始條件敏感所產生預報能力的極限大約在二星期左右,超過極限時間後大氣的狀態便由變化緩慢的邊界條件所控制,因此大氣長期時間尺度的可預報度主要建立在邊界條件的驅動力上,而邊界條件的狀態可以透過經驗模式及動力大氣海洋耦合模式求得 (Palmer & Anderson, 1994), 因此,科學家們才認為氣候的預報仍是有可能性的。

邊界條件包括海表面溫度、海冰、地表溫度、反照率等條件,這些邊界條件影響的能力並不相同,依據 GCM(General Circulation Model)的靈敏度測試指出,影響氣候環流最主要的部分是海表面溫度 (SST)(J. Shukla et al. 2000)。

「聖嬰現象」即是因海表面溫度變化而造成全球氣候改變的事件,因此在聖嬰現象發生時會對氣候的可預報度產生影響,如 Kumar et al 在 1997 的研究指出,季節可預報度會隨著海表面溫度驅動力信號的大小產生變化,熱帶太平洋地區海溫的距平值是最重要的訊號來源,分析在太平洋北美地區因邊界驅動力所造成氣象參數距平值的訊號變化,而各系集間的變異數定義為雜訊。發現在 El Nino 時大氣的訊號比 La Nina 時的訊號強,這種在熱帶太平洋地區因海面溫度變化所產生的訊號會對北美的氣候產生影響。北美地區可預報度在 El Nino 發生時的晚冬到初春時最高,最主要的原因是這段期間的訊號最強而雜訊最弱。

本研究主要利用 10 個個別模擬任選兩個作距平型態相關係數(Anomaly Pattern Correlation)所有可能的組合,平均之後作為評估模式可預報度,探討在 Z500、海平面氣壓場及降水場等在 PNA 區及東亞地區的變化情形,以及各區域間可預報度隨 ENSO 相位的情況。

## 二、研究方法

ECHAM4 模式為德國馬克斯-普郎克研究院(Max Planck Institute)根據歐洲中長期預報中心(ECMWF)的天氣模式為基礎,調整數值方法後使模式適用於氣候預報,總共有 10 個個別模擬,模擬的時間由 1955 年 12 月至 2000 年 2 月,本文針對 Z500、海平面氣壓值及降水場進行分析。

利用距平相關係數(Anomaly Pattern Correlation)作為評估的指標在模式中總共有 10 個個別模擬,任取其中兩個針對所選取的區域計算其距平相關係數,如果模式在相同的邊界條件驅動下,均在特定的區域均產生類似的反應時,

距平相關係數相對較高，顯示大氣狀況主要受到邊界條件的影響，可預報度較高；反之如果在相同的邊界條件驅動下，模式產生的反應不相同，顯示大氣是受到不同的初始條件影響，屬於大氣內部動力的過程是混亂而不可預報的。

在 10 個個別模擬任選 2 個，共有 45 種不同的組合，我們所用的資料已先處理成為 1956 年至 1999 年共 44 年的 3 個月季節平均資料，為挑選出 ENSO 年，選取的年份由 1956 年 8 月至 1999 年 7 月，共 43 年，因此同一個季節平均的距平相關係數為：

$$APC = \frac{1}{43 * 45} \sum_{i=1}^{43} \sum_{j=1}^{45} APC_{i,j}。$$

### 三、結果討論

#### 3-1

圖 1 為 PNA 地區(180E-60W，20-70N)Z500 高度場的可預報度變化情形，可以發現可預報度不論在任何一個時期均由 8 月份開始上升，最大值都是出現在 2 月，以 El Nino 的可預報度最高(約 0.62)，其次為 La Nina(約 0.48)，最低的為非 ENSO 的年份平均。

各時期的可預報度均在 2 月之後開始下降，與 Wilbure1997 利用 NCEP 資料所做的分析中，發現在 La Nina 發生時可預報度自 12 月時即開始下降，有特別明顯的 Spring Barrier 現象，若進一步分析 El Nino 及 La Nina 訊號與雜訊的變化情形(如圖 2、3)，在 El Nino 發生時，訊號由 10 月份出現後開始增加到 2 月時為最大，極大值高過 95m，之後開始減小至 4 月後消失，而 La Nina 發生時，訊號出現與消失的時間與 El Nino 略同，但訊號值略小；但在雜訊的變化上(如圖 3)，在 1-4 月份時，La Nina 的雜訊明顯大於 El Nino；因此造成可預報度差異的主要原因來自於雜訊的差別。Wilbur(1999)更

指出造成 La Nina 期間的雜訊較 El Nino 大的原因，主要是因為在 La Nina 發生時有較多的擾動動能在平均流場中轉換的結果，因此透過計算擾動動能在平均流場中的傳送情形 E·D(Mak et al, 1989)，可以發現在 La Nina 時東北太平洋地區有較多的動能由平均流進入渦流中(如圖 4)，產生較顯著的雜訊。

#### 3-2

海平面氣壓場在東亞地區(90E-150E，0-45N)的變化情形(如圖 5)，全部年份平均的可預報度有兩個相對的極大值，分別是在 9 月(約 0.32)及 2 月(約 0.29)，非 ENSO 年的極大值只出現在 9 月與全部年份平均相當，2 月並沒有明顯的極值；在 El Nino 及 La Nina 發生時，可以發現這兩個時期的可預報度變化並不相同，在 El Nino 期間，可預報度在 9 月有一相對極大值(近 0.5)，之後略降至 12 月後又升高至 2-3 月為極大值，約 0.52，但在 La Nina 發生時，極大值只出現在 2 月份約 0.45。

檢視 El Nino 與 La Nina 氣候訊號的變化(如圖 6)，可以發現 El Nino 年訊號在 8 月時便存在於台灣附近，之後慢慢增加到 1-3 月時最大，訊號一直持續到 7 月份；而 La Nina 年的訊號較弱，且訊號在 10 月後才逐漸建立，在 1-3 月有較明顯的訊號產生，且只持續到 4 月份；在雜訊的變異量上，兩個時期的雜訊在 11-2 月時，在青藏高原上存在明顯的雜訊，La Nina 比 El Nino 早一個月出現及結束，但在海面上這兩個時期雜訊的變化情形相當，在 6-7 月 La Nina 的雜訊較大；造成這兩個時期可預報度的差異，主要的原因是 El Nino 訊號大於 La Nina 所產生的結果。根據 Bin Wang(2000)的研究指出，東亞太平洋地區在 ENSO 發生時在西太平洋地區會在秋末開始快速的建立反氣旋(氣旋)環流，而且會持續到春季或初夏，而起源與維持和熱力作用及 Rossby 波的偶合有關；因此東亞地區冬季海平氣壓場隨熱帶太平洋地區的海表面溫度距平所產生的改變，使

海平面氣壓場產生較顯著的訊號值，因此使此地區的可預報度提高。

### 3-3

東亞地區(90E-150E, 20N-50N)降水場的變化如圖 7，全部年份平均的可預報度變化在 10 月之後升高至 1 月(約 0.42)時出現極大值，然後下降至 4 月後維持在 0.2 左右，非 ENSO 年的變化與全部年份平均相當，但值較小；在 La Nina 年，變化雖與前兩個時期略同，且值均較大(2 月約 0.55)，但在 10 月時卻出現較前述兩時期為低的可預報度(近 0.2)；在 El Nino 年值較前述三時期為高，尤其在 12-4 月期間，極大值出現在 1 月約 0.6，但 2 月過後可預報度下降至 5 月時較 La Nina 為低。

為解釋 El Nino 及 La Nina 可預報度變化的差異，檢視兩個時期氣候訊號的變化及雜訊變異量的變化情形(如圖 8)，在 El Nino 及 La Nina 的訊號變化上，在 11 月到 3 月期間，在接近北緯 10 度的西太平洋洋面上均存在大小相當的訊號，但在日本與台灣之間的海面上，El Nino 有較明顯的訊號存在，而 La Nina 較不顯著，同一段時間 La Nina 與 El Nino 雜訊的大小相當，造成在 11-4 月期間 El Nino 可預報度高於 La Nina 的主要原因在於訊號的差異。

### 四、結論

在 Z500、海平面氣壓場及降水場的 PNA 地區、東亞地區，最高的可預報度大多出現在在 12 月至 3 月期間，因為此時海表面溫度距平的驅動力最大，各氣象參數均在此時有明顯的訊號產生，El Nino 發生時的可預報度高於 La Nina 的原因略有差異。PNA 地區 Z500 的高度場在 El Nino 及 La Nina 發生時的訊號差異不大，主要是因為 La Nina 的雜訊大於 El Nino，這可

藉由擾動動能在平均流場的傳送情形來說明。東亞地區海平面氣壓場及降水場 El Nino 及 La Nina 的雜訊差異不大，而在 El Nino 發生時有較大的訊號產生，因此產生較高的可預報度。

### 參考文獻：

- Arun Kumar and Martin P. Hoerling, 1998: Annual cycle of Pacific-North American seasonal predictability associate with different phases of ENSO, *J. Climate*, **11**, 3295-3308
- Bin Wang, Renguang Wu, and Xiouhua Fu, 2000: Pacific-East Asian Teleconnection: How Does ENSO Affect East Asia Climate? *J. Climate*, **13**, 1517-1536.
- Mankin Mak and Ming Cai, 1989: Local Barotropic Instability, *J. Atmo. Sci.*, **46**, 3289-3311
- T. N. Plamer and D. L. T. Anderson, 1994: The prospects for seasonal forecasting review paper, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 755-793
- J. Shukla, J. Anderson, D. Baumhefner, C. Brankovic, Y. Chang, E. Kalany, L. Marx, T. Palmer, D. Paolino, J. Ploshay, S. Schubert, D. Straus, M. Suarez, and J. Tribbia, 2000: Dynamical seasonal prediction, **81**, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2593-2606
- Wlibur Y. Chen and Huug M. Van DEN Dool, 1995: Low-frequency variabilities for widely different basic flows, *Tellus*, **47A**, 526-540.
- nd 1997: Atmospheric predictability of Seasonal, Annual, and Decadal climate mean and the role of the ENSO cycle: A model study, *J. Climate*, **10**, 1236-1254

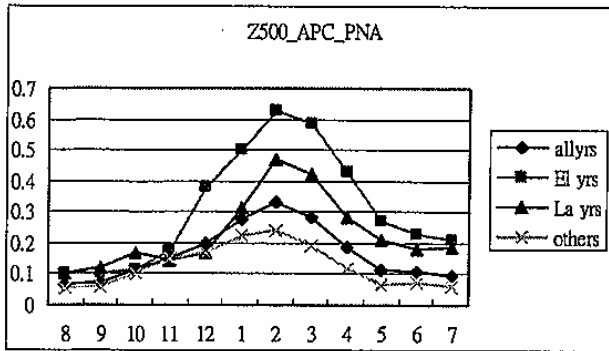


圖 1：PNA 區可預報度變化情形；El Nino 年 (1965/66、1972/73、1982/83、1987/88、1991/92、1997/98)，La Nina 年(1964/65、1970/71、1973/74、1975/76、1988/89、1998/99)

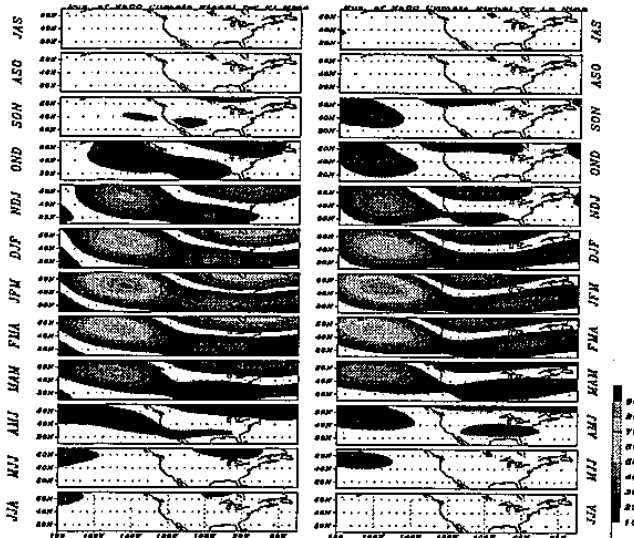


圖 2：Z500 訊號變化圖；左側為 El Nino 年，右側為 La Nina 年，單位：公尺。

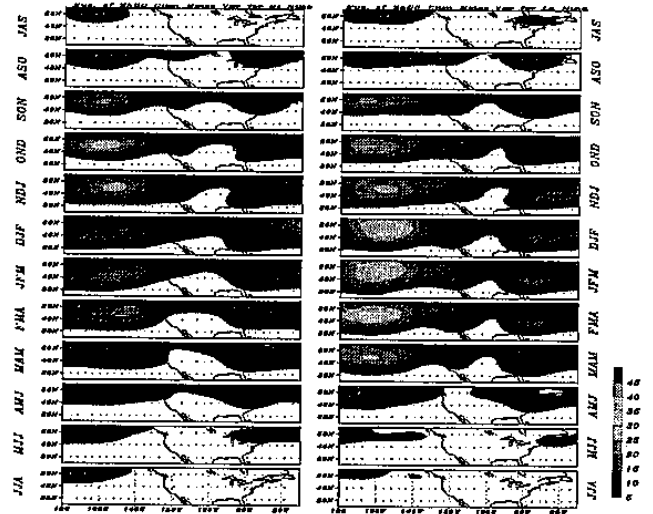


圖 3：Z500 雜訊變化圖；左側為 El Nino 年，右側為 La Nina 年，單位：公尺\*\*2。

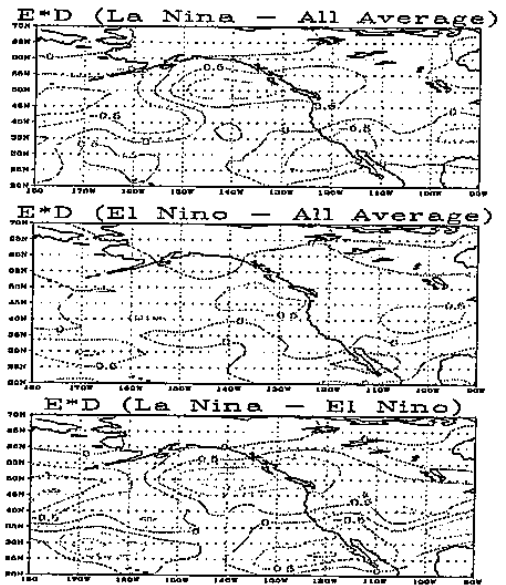


圖 4：渦流與平均流場間的動能轉換  
( $E \cdot D$ )( $10^{-3} \frac{m^2}{s^3}$ )

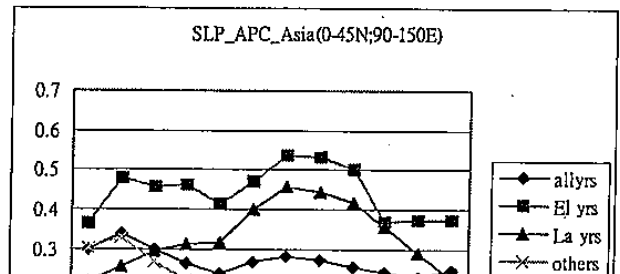


圖 5：東亞地區海平面氣壓場可預報度變化情形

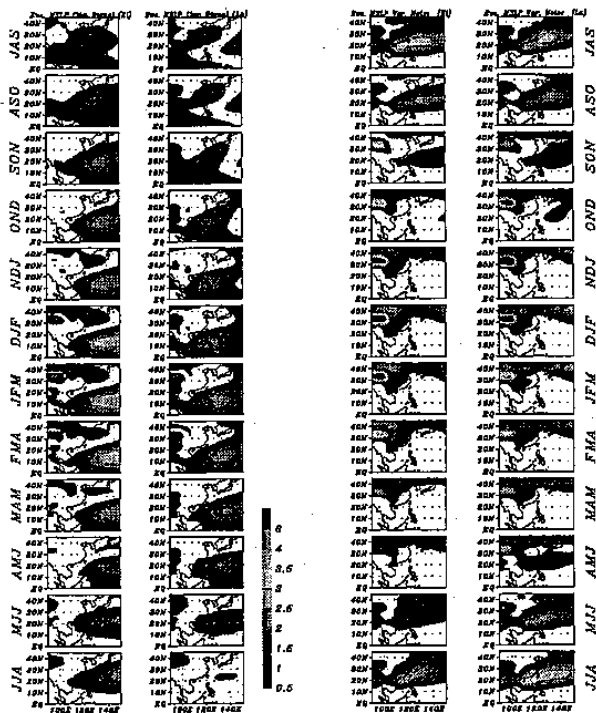


圖 6：東亞地區海平面氣壓場訊號(左)及雜訊(右)變化圖，El Nino(左 1 及右 1)，La Nina(左 2 及右 2)

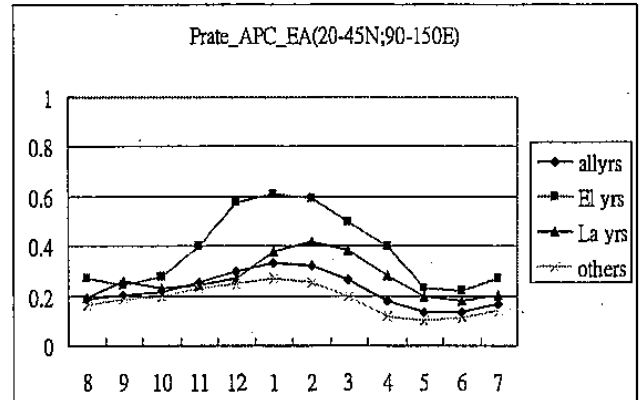


圖 7：東亞地區降水場可預報度

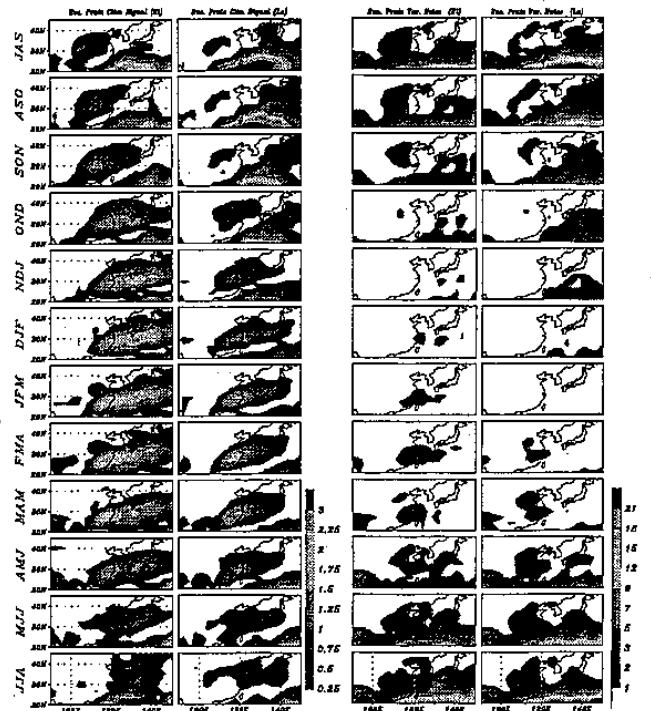


圖 8：東亞地區降水場訊號(左)及雜訊(右)變化圖，El Nino(左 1 及右 1)，La Nina(左 2 及右 2)