

# 東亞地區區域氣候之可預報度與回歸預報研究

曾仁祐 和 童裕翔  
中央大學 大氣科學系

## 摘 要

本研究使用MM5 進行 1998 年 5~8 月之東亞夏季季風系集模擬。總共做了三組模擬：不同物理參數化法模擬，不同初始場系集模擬，及每日模擬。模擬的起始時間為 5 月 1 日，而不同初始場系集模擬則每隔 12 hr 再啟動一組模擬，共有六個成員。模式的水平解析度為 45km x 45km，邊界及初始條件則使用一天兩筆 2.5°x 2.5°之EC/TOGA同化資料。模式之海水溫度使用NCEP之週平均oi-sst。

使用型態相關、時間相關、及 2-7 天通頻濾波等分析方法來檢驗模式的模擬效果。並採用 Yang et al. (1998)所提出之潛在可預報指標(PPI)來分析模式之內在與外在之作用。最後，提出一套以EOF/PC為基礎的迴歸分析方法，此法可有效提高模式之預報能力。

模擬結果顯示，模式若使用Grell的積雲參數化，配合Blackadar的PBL、簡單冰相降水、及CCM2 之輻射等參數化法組合，可以有最好的模擬結果。系集模擬在綜觀尺度天氣系統活躍的期間有最大的方差及RMSE。PPI的極大值區則與EOFmode的中心位置一致，表示這些中心位置是受到外部作用力所影響。至於PPI的極小值區，則與氣旋路徑一致，由四川向南延伸到南海，再向北到日本附近。研究結果顯示，迴歸重組方法可以有效的提昇區域氣候之預報。

## 一、前言

去(2001)年，台灣地區風災與水災不斷，有八個颱風侵襲台灣，平歷史的記錄。但自去年九月底利奇馬颱風過後，整個台灣就籠罩在乾旱與缺水的陰影下，特別是北部地區，一直到今年七月份的雷馬遜與納克利颱風之後，才完全解除缺水的危機。其中更於三月份創下百年最少降水的記錄。而此時期，北半球中緯度大部份地區也都遭受乾旱之苦。造成這種連續性天氣異常的原因，可能跟「聖嬰」現象或是極區擾動(Arctic oscillation)有關，但真正的原因，則仍然眾說紛云。但不可諱言的近二十年來氣候變異的頻率更加的頻繁，而強度也明顯的增大。也因此更突顯短期氣候預報之重要性與迫切性。

過去使用全球模式模擬的研究結果顯示，熱帶比溫帶地區、北半球冬季比夏季有更高的可預報度(e.g., Brankovic et al., 1994; Rowell, 1998)。而Yang et al. (1998)則進一步發現其潛在可預報指標(PPI)是受下邊界場(SSTA)所主宰，並且在冬天的赤道外PNA區域亦具有較高的潛在可預報度。至於在東亞地區的潛在可預報度則大多偏低。Brankovic et al. (1994)的研究中發現，東亞地區的春季具有較高的潛在可預報度。可見在此區的氣候變化的預報是困難而且複雜。

本研究使用NCAR/PSU MM5 的區域氣候模式做短期氣候的模擬，因為區域氣候模式對地形的特徵、地表與大氣間的交互作用過程有較高的解析度，而且也能模擬出較好的區域性環流及降水場(Giorgi and Mearns, 1991)，故要模擬台灣地區區域性氣候的特

性，應以中尺度模式才會有較佳的效果。另外，Chen and van Den Dool (1997)使用單一全球模式以系集模擬的方式，分析 13 個 45 年長期積分的結果發現，模擬結果經系集平均後，能有效的減少模式因初始場長時間積分所帶來的誤差。雖然系集模擬需要相當龐大的電腦資源，但近年來由於科技的進步，使得電腦運算速度加快，且因記憶體和平價化，可使模式模擬的空間解析度變細，模擬的時間縮短了許多(陳等人，2001)；所以本研究亦採用系集模擬的方式來進行模擬。

模式模擬 1998 年 5 月到 8 月的四個月，期間包含了南海季風肇始、華南梅雨季及東亞夏季季風等天氣系統。模式先以不同的物理參數化法做測試模擬，找尋適用於長時間積分的最佳組合。再進行不同初始場的系集模擬及一組每天模擬(everyday run)。將模擬結果做EOF分析，以進行潛在可預報度值(potential predictability index, PPI)分析(Yang et al., 1998)。另外使用天氣型態相似係數(pattern correlation coef.)、均方根誤差(root mean square error, RMSE)等方法，分析MM5 在模擬東亞地區區域氣候的能力。接著以統計學上的迴歸分析方法，對模擬結果的EOF及主分量(PC)做類似模式產品統計(model output statistics, MOS)的迴歸分析，以提高模式之預報能力。

## 二、模擬與分析方法

模式的模擬分為三部份：不同物理參數化模擬，主要是找出適合做長期積分之參數化法的組合。接著以最佳之參數法組合進行系集模擬，本模擬有六個成

員，每個成員的起始時間相差 12 hr。第三組模擬為每日模擬，主要是探討模式之氣候漂移特性及降尺度之模擬之能力。

模式之範圍在 100°E-140°E, 5°N-45°N，中心點在 (120°E, 25°N)；網格解析度為 45kmx45 km，共有 110x105 個網格點 (圖 1)。模擬自 5 月 1 日開始，至 8 月 31 日止，共四個月。模擬期間的側邊界場資料每 12 小時更新一次；海溫則每週更新一次，但模式會自動做線性內插到每 12 小時有一筆資料。

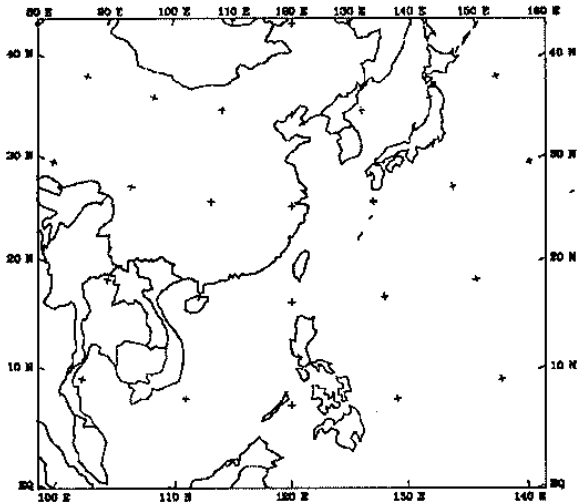


圖 1. 模式模擬之範圍。中心在 120°E, 25°N。

統計分析的方法包括相關分析 (時間與空間相關)，潛在可預報度 (potential predictability index, PPI) 分析，及迴歸重組分析。其中後兩種分析都建構在 EOF/PC 之分析下。

PPI 分析是採用 Yang et al. (1998) 之方法，以區分出模式受外部邊界作用力與內部動力作用之分佈與強弱。值得注意的是，區域模式之邊界作用力包括下邊界及側邊界兩部份。

PPI 中要先定義三個變異數， $\sigma_i^2$ 、 $\sigma_E^2$ 、 $\sigma_S^2$ ，

$$\sigma_i^2 = \frac{1}{MN} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N (X_{ij} - \langle X \rangle_j)^2, \quad (1)$$

$$\sigma_E^2 = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (\langle X \rangle_j - \bar{X})^2, \quad (2)$$

$$\sigma_S^2 = \frac{1}{MN} \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^N (X_{ij} - \bar{X})^2. \quad (3)$$

$\sigma_i^2$  為系集離散度 (ensemble spread)，為每一個系集成員與系集平均間的變異，代表著模式中大氣的內部動力作用； $\sigma_E^2$  代表大氣外部的作用力 (external forcing) 即為邊界條件作用； $\sigma_S^2 = \sigma_i^2 + \sigma_E^2$  為每一個系集成員與系集時間平均 (ensemble time mean) 的變異數，即總變異數。

為了對外部作用力做定量分析，我們定義可再現度 (reproducibility, R) 為：

$$R = 1 - \frac{\sigma_i}{\sigma_S} \quad 0 < R < 1 \quad (4)$$

當 R 愈大 (即愈接近於 1) 時，表示該變數受到大氣外部作用力的影響愈大，也就表示模式的潛在可預報度 (PPI) 愈大。但這個可再現度的分析方法只能針對於整體的模擬結果，對於每一個 EOF mode 的外部作用力的貢獻度則沒有出現，於是又做了以下的定義。假設前 K 個 EOF modes 的可再現度為：

$$R^K = 1 - \frac{\sigma_f^K}{\sigma_s^K} \quad (5)$$

重組第 K 個 EOF modes 時大氣外部變化，與全部的比例為：

$$F^K = \frac{\sigma_E^K}{\sigma_S^K} \quad (6)$$

定義潛在可預報度值 (potential predictability index, PPI) 就包含了前兩項：

$$PPI = R^K F^K \quad (7)$$

因為  $0 \leq R^K \leq 1$  且  $0 \leq F^K \leq 1$ ，所以  $0 \leq PPI \leq 1$ 。這樣定義的好處是不但能了解整體模擬結果 (重組 99%) 的潛在可預報度，而且能看出每一個 EOF mode 對整體的貢獻度。PPI 值愈高不但表示愈高的潛在可預報度，而且也表示了前 K 個 EOF modes 受大氣外部作用力愈強。反之愈低的 PPI 值，表示大氣內部動力作用愈大。

所謂迴歸重組分析是類似 MOS (model output statistics) 的方法，先將模式模擬結果與觀測資料做迴歸分析，再將模式預報之結果投影到此迴歸方程中，以改善預報結果。MOS 的方法，一般是將測站對網格點資料做迴歸，在此我們則對觀測與模擬資料之主分量 (PC) 的各分量做迴歸 (圖 2)。

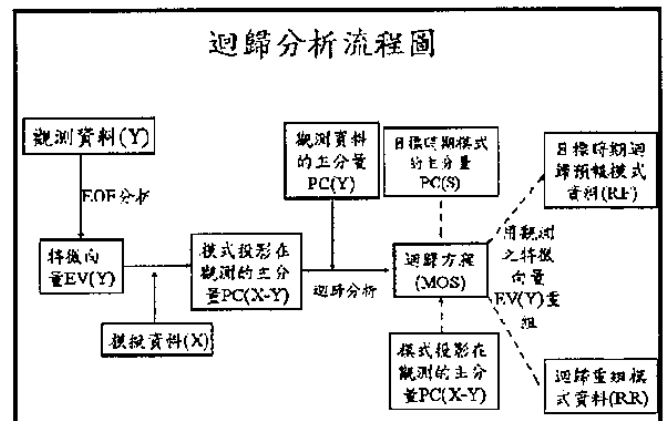


圖 2. EOF/PC 迴歸分析/預報流程图

首先我們要求出觀測資料之特徵向量 ( $Q_k$ , EOF) 和其主分量 (PC)。然後將模擬結果 ( $X_j$ ) 投影到觀測的特徵向量上 (model projected to observed eigen vector)

$$d_{jk} = \sum_r (X_j - \bar{X}) \rho_k(r) \quad (8)$$

$d_{jk}$  稱為“模式在觀測資料上的投影量”，代表模式的模擬結果在觀測的特徵向量上多大的分量。我們再將模式投影在觀測資料的主分量 ( $d_{jk}$ ) 與觀測的每一個主分量 ( $c_{jk}$ ) 做線性的迴歸分析，得到每一個主分量之迴歸方程。再將模式投影在觀測資料上的主分量代入，得到一組新的迴歸主分量 ( $Re_k$ )。接著再依據前面觀測資料的 EOF 分析結果，找出前 99% 的 EOF modes 之特徵向量，再與迴歸分析後的主向量做重組，所得到之結果稱之迴歸重組 (regression reconstruct)。

預報時，則將模式預報出來之結果先投影到觀測之 EOF 上，求出預報場之 PC 來；再將此 PC 值代入迴歸方程，求得迴歸之 PC 值。以迴歸之 PC 值乘上觀測之 EOF 分量，即可求得迴歸預報場。

### 三、結果

#### (一) 型態相關分析

由不同物理參數化組合的模擬中我們發現，模式若使用 Grell 的積雲參數化，配合 Blackadar 的 PBL、簡單冰相降水、及 CCM2 之輻射等參數化法組合，可以有最好的模擬結果 (無附圖)。

使用不同物理參數化模擬中所得之最佳化參數法組合，來進行初始場系集模擬。圖 3 為觀測之海平面氣壓場 (SLP) 與系集模擬之各成員的 SLP (IC1~IC6) 間的型態相關係數分佈。由圖中我們可以發現，系集平均 (IC) 之相關係數值比各別成員的值高。顯示系集模擬的確比單一模擬之結果佳 (Chen and van Den Dool, 1997; Stensrud et al., 2000)。當有綜觀天氣系統移進模式範圍時，模式之模擬結果就變差，使得相關係數值由 0.8 以上，降到 0.5 以下；等天氣系統移出模式範圍後，相關係數值又可恢復到 0.8 以上。就長期積分而言，一季之後的相關係數值仍可維持在 0.7 附近，顯示 MM5 有能力做季以上之氣候模擬。

模式對 6/10~6/14 鋒面系統的模擬有明顯的偏差，但事實上在 5/21~5/25 的南海季風肇始時期，就已經有相關係數偏低，而且成員之間的變異數也有偏高的情形。

比較每日模擬 (ER) 與初始場模擬 (IR) 的型態相關係數圖 (圖 4)。ER 的平均相關係數為 0.993，IR 則為 0.855。所以當模式去除了因長期積分所造成之氣候漂移的變因之後，模擬結果將明顯的改善，特別是在綜觀尺度系統活躍的期間更明顯。由此可推論，在降尺度的模擬方法中，每日模擬應該是一個值得採用的方法。

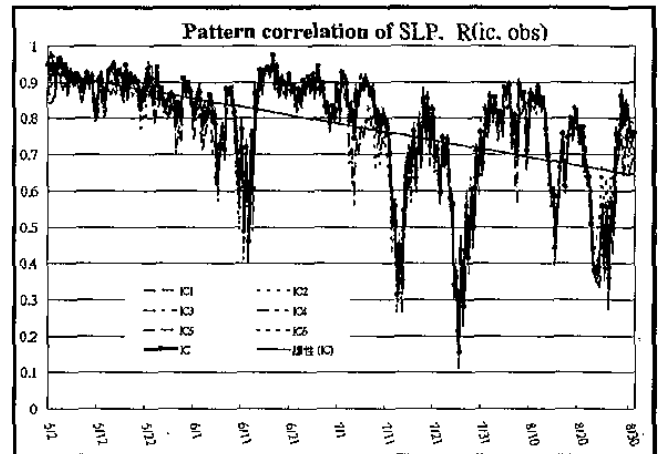


圖 3. 觀測之 SLP 與系集模擬各成員間的型態相關係數。

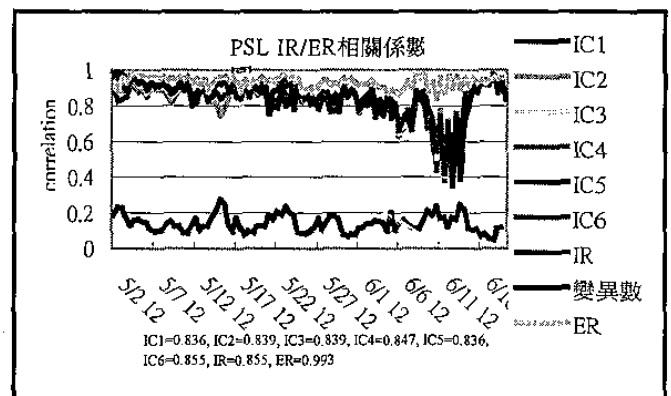


圖 4. 不同初始場模擬與每日模擬對觀測 SLP 之型態相關係數分析。

#### (二) 時間相關分析

上面型態相關係數分析，為空間上的整體表現。以下針對每個網格點上之值做時間相關分析，藉以了解模擬與觀測資料在時間上的相關性與空間之分佈。圖 5 為初始場模擬的 SLP 與觀測值的時間相關係數圖，圖中可明顯看到，在模擬範圍的最外圍因為是每 12 小時更新一筆觀測的側邊界場資料，所以相關係數會最高；而在菲律賓到太平洋之間亦有很高的相關係數，顯示模式在模擬太平洋高壓的效果不錯。

圖上時間相關係數較小的地方是 (1) 四川盆地、雲貴高原及廣西一帶；(2) 日本南部一帶；(3) 中南半島東南部一帶；及 (4) 菲律賓東南部外海一帶。這些位置大多是綜觀尺度天氣系統經常出現的地方，特別是 25°N~30°N 一帶，是滯留鋒面系統最常出現的地方。另外在 25°N~30°N, 90°E~105°E 一帶的四川盆地是青藏高原背風處，也是常產生背風旋生的「西南窩」位置。因為模式對這些地區的綜觀尺度擾動機制沒辦法正確的模擬，使得發生於這個地區的天氣系統，在之後的時間模擬都效果不佳。

從 T1000 的時間相關係數圖 (圖 6) 發現，大約

以 20°N 做為界線，模式模擬的效果並不好，隱含海面溫度並不是決定近地面溫度 (T1000) 之最重要因素，反而是綜觀尺度天氣系統扮演主要的角色。而在 20°N 以北地區，多為陸地，但是相關係數都還維持的很高，顯示 MM5 的土壤模式中的地表溫度參數化能適當的反應天氣系統的變化，使得模式模擬的效果不錯。

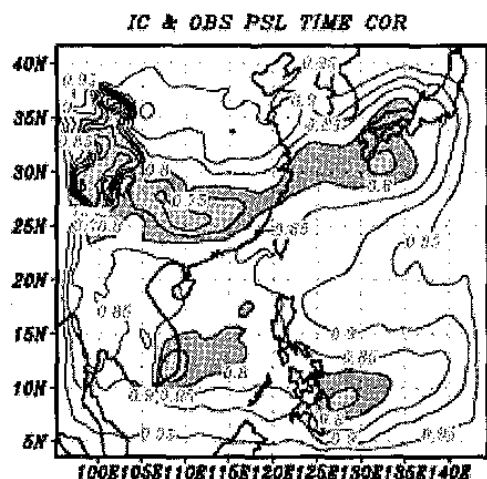


圖 5. 初始場模擬之 SLP 與觀測值之時間相關係數值分佈。值小於 0.8 的區域加陰影。

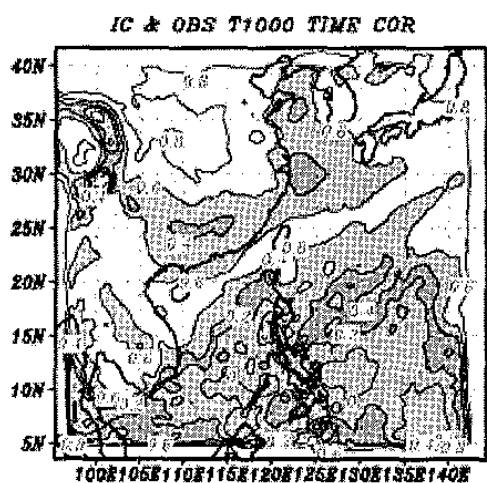


圖 6. 同圖 5 但為 T1000。值小於 0.6 的區域加陰影。

### (三) 氣旋路徑 (storm track)

氣旋路徑 (storm track) 的分析是使用經過 2-7 天通頻濾波的 SLP 場的變異量來表示。觀測的 SLP 變異量分佈圖 (圖 7) 顯現，在長江流域有一變異數極小值區，表示在這個地區受到綜觀尺度擾動的影響相對的較小，但在長江流域南側，則有一相對較大的區域，此為滯留鋒面經常停留的位置。氣旋最常經過的地區是由四川盆地沿青藏高原東麓 (雲貴地區) 向南延伸到南海地區，再由南海經台灣海峽、東海到日本附近。與模擬結果 (圖 8) 比較發現，模式大致能模擬出此種分布，只是在台灣附近的氣旋活躍區向東偏

移到台灣東部的海面上。模式與觀測在 22°N 以南變異數多為 2 以下，表示熱帶與近熱帶地區之質量場的擾動強度明顯的減小了。

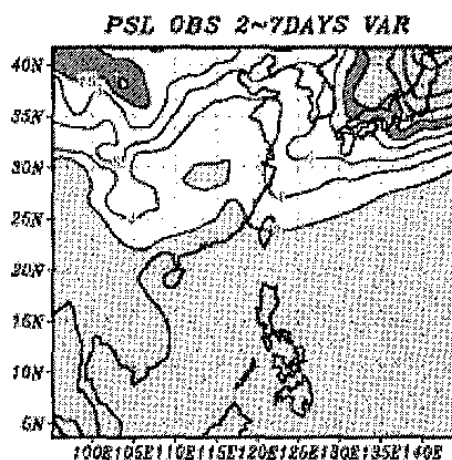


圖 7. 觀測之 SLP 場的綜觀尺度擾動變異量分佈。

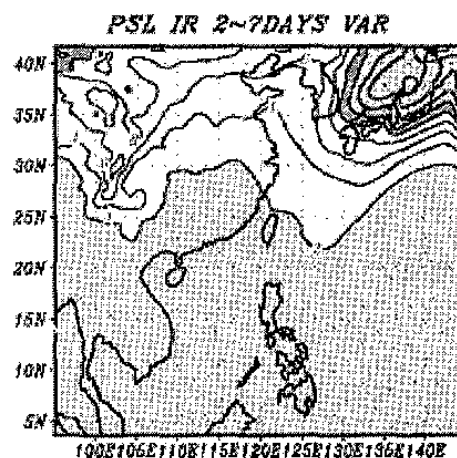


圖 8. 同圖 7，但為初始場模擬之 SLP。

### (四) 潛在可預報度 (PPI) 分析

系集模擬之 PPI 分析，是先針對每一個 EOF mode 單獨做分析 (無圖)。結果發現每一個 EOF mode 的極值區域，通常也是出現 PPI 極大值的地方，表示這些地區是受到模式的邊界場作用所主宰。SLP 的第一個 EOF mode 佔 40%。其 PPI 的極大值出現在中緯度海陸交界的區域；而極小值則出現在青海與 15°N 以南一帶。隨著 EOF mode 重組百分比的增加，東海及雲貴高原附近的 PPI 值也跟著減少。當重組百分比到達 90% 時，日本外海及菲律賓一帶也出現一個 PPI 極小值的區域。由重組的過程中發現，當加入第 6、7、8、9 個 EOF mode 時，海面上的 PPI 將轉為極小值，表示這幾個 mode 是模式之中，受內動力作用所造成。再與上一節氣旋路徑圖做比較，我們發現 PPI 值最低的地區，正好與這段期間之氣旋路徑 (storm track) 相吻合。顯示此期間之模式內動力作用，其實就是綜觀尺度擾動。

針對東亞地區海平面氣壓 (SLP) (圖 9) 與下對流層風場 (H850) (無圖) 的 PPI 分析得知, PPI 比較高的地方在菲律賓以東的太平洋高壓籠罩位置, 以及山東、河南等黃河流域和內蒙地區, 顯示在這些地區的模擬結果, 是受到模式的側邊界或下邊界的作用。自日本南部到台灣東部外海之 PPI 極小值區, 與綜觀尺度擾動最常出現的地區 (圖 8) 一致。PPI 的極小值分佈, 大致是從四川盆地向東南延伸到南海, 再由南海向東北伸展到日本。此路徑與這段時期之氣旋路徑一致。顯示模式的內動力作用, 其實就是以 2~7 天的綜觀尺度擾動為主。

另外, 在近地面溫度 (T1000) 的 PPI 分析結果 (圖 10) 顯示, 在模擬的下邊界條件 (即海溫) 為給定觀測的變化值情況下, 與模式的時間相關係數 (圖 6) 相同, 均在 20°N 以南地區偏低。推論可能是本區域的海水溫度受到大氣的影響比較大, 但因模式的下邊界條件是給定的, 所以無法反應模擬過程中綜觀尺度天氣系統的變化。也有可能是 MM5 在海氣交互作用的處理過程, 仍有改進空間。另一個原因是 T1000 原本就對中、小尺度天氣系統比較敏感, 使得在 20°N 以南地區的 PPI 較低。

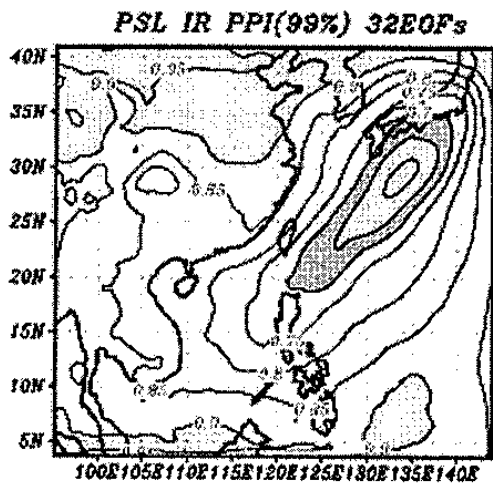


圖 9. 系集模擬之 SLP 的 PPI, 累積 99% 之分佈。

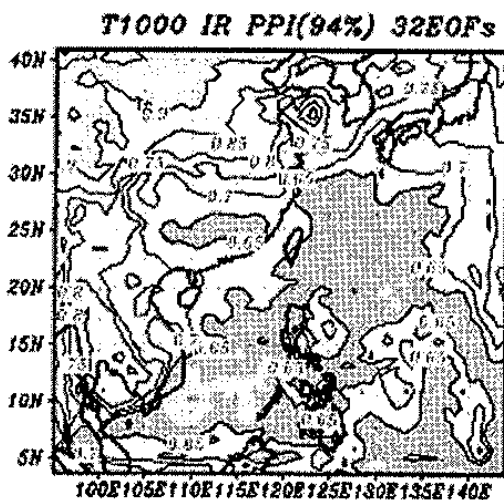


圖 10. 系集模擬之 T1000 的 PPI, 累積 94% 之分佈。

### (五) 迴歸重組與迴歸預報

將觀測資料做 EOF 分析得到觀測資料的特徵向量與主分量, 再將系集模擬之資料投影到觀測的特徵向量上, 得到模式投影在觀測上的主分量。接著將觀測資料的主分量與模式投影在觀測上的主分量兩者做迴歸分析, 每一個 EOF 模都能得到一組迴歸方程 (MOS)。將模式投影在觀測上的主分量代入迴歸方程得可迴歸後之主分量, 重組後就能得到模擬結果的迴歸重組 (regression reconstruction) (圖 2)。

將系集模擬結果 (H850) 經過迴歸重組後的資料, 對觀測資料做天氣型態相關分析 (圖 11)。圖中顯示模式在綜觀尺度擾動期間的前 3~4 天, 其型態相關係數都明顯的變大, 然後又慢慢恢復到未做迴歸分析的水準。顯示迴歸重組的確能提高綜觀尺度擾動之模擬能力。特別是對區域氣候模式在長期積分中, 因為氣候漂移所導致的系統性偏差, 有顯著之改善, 其平均型態相關係數值 (0.941) 大於原來系集模擬之 0.903。

為了驗證迴歸分析在預報上之效率, 我們將模式第一段模擬最差的時期 (6/10~6/14) 分隔出來, 只使用其餘時間的資料做主分量投影及迴歸分析。再將 6/10~6/14 的系集模擬資料當做預報值, 求出其投影主分量, 再代入迴歸方程以求得預報值之迴歸主分量。然後合成前 99% 的 EOF modes, 即為迴歸預報之結果。此預報資料與觀測場之型態相關係數, 即圖 11 上之黑色方點, 實際之值列於表一。由表中可發現, 型態相關係數值在綜觀尺度系統擾動的初期, 其改善的幅度約為 8%, 比迴歸重組的 9% 略低。隨著擾動系統在模擬區間內的發展、移動與衰退, 其改善幅度慢慢減少。但大致仍可維持 3~4 天, 即綜觀尺度天氣系統的可預報度的時間。這個結果也顯示, 這種迴歸分析方法可提高區域氣候模式降尺度的能力。

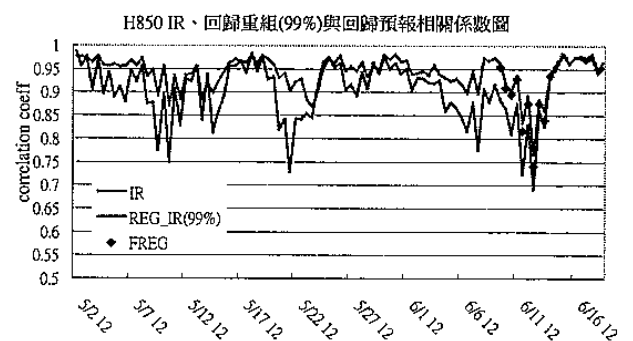


圖 11. 迴歸重組前 (紅色線) 與重組後 (綠色線) 之型態相關係數。四邊形黑點為迴歸預報之結果。

迴歸預報明顯的提高了系集模擬之型態相關係數, 但進一步分析各個時間之水平分佈, 卻發現迴歸分析能明顯的改善綜觀尺度系統的強弱與槽脊線的

位置，但對更小尺度的系統則沒有太多的改變（比較圖 12(a), (b), 和 (c)）。這個原因可能是因為迴歸重組只使用到前 99% 的 EOF modes；另一個原因是我們的觀測資料是用  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  的解析度，因此在做迴歸分析時，本來就沒有納入較小尺度的系統。

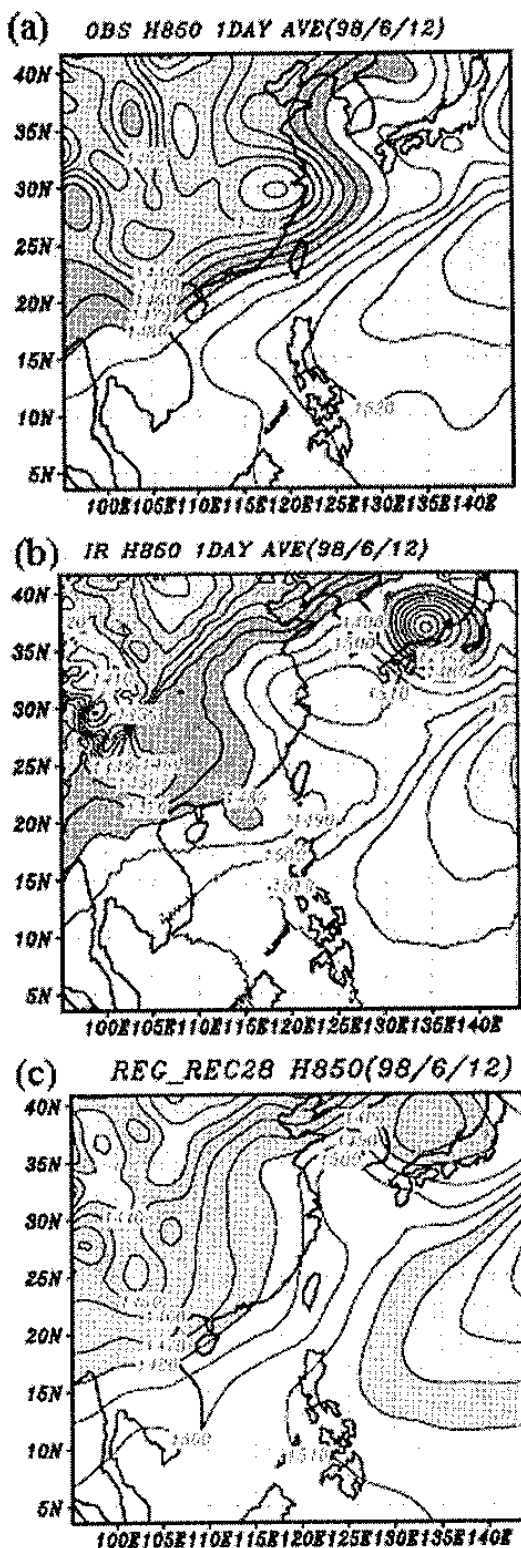


圖 12. 6/12 日平均之 H850。(a) 為觀測場，(b) 為系集模擬經迴歸重組之結果，(c) 則為經過迴歸預報之結果。

表 1. 觀測之 850mb 高度場 (H850) 分別與系集模擬結果、回歸分析 (REG)、回歸預報 (FREG) 後之型態相關係數。

時間	系集模擬	回歸分析 (99%)	回歸預報
6/10 00	0.884	0.963	0.954
6/10 12	0.862	0.917	0.909
6/11 00	0.811	0.9	0.895
6/11 12	0.875	0.936	0.929
6/12 00	0.724	0.834	0.816
6/12 12	0.83	0.892	0.875
6/13 00	0.691	0.765	0.741
6/13 12	0.861	0.885	0.875
6/14 00	0.826	0.859	0.84
6/14 12	0.935	0.938	0.935

#### 四、結論與討論

本研究使用 MM5 進行 1998 年 5~8 月東亞夏季季風之系集模擬。研究中總共進行三組模擬，分別為不同物理參數化法模擬，不同初始場系集模擬，及每日模擬。模擬的起始時間為 5 月 1 日，而不同初始場系集模擬則每隔 12 hr 再啟動一組模擬成員，共有六個成員。模式的水平解析度為  $45\text{km} \times 45\text{km}$ ，邊界及初始條件使用一天兩筆  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  之 EC/TOGA 同化資料。模式之海水溫度使用 NCEP 之週平均 oi-sst。

不同物理參數化法模擬為了要找出 MM5 模式中，那些物理參數化法的組合，可以得到最佳的模擬效果。結果發現模式若使用 Grell 的積雲參數化，配合 Blackadar 的 PBL、簡單冰相降水、及 CCM2 之輻射等參數化法組合，可以有最好的模擬結果。其中，還發現有許多種組合會造成模式的不穩定，無法做長期積分。

使用不同物理參數化模擬中所得之最佳化參數法組合，來進行初始場系集模擬。結果發現，系集平均之型態相關係數值比各別成員的值高，顯示系集模擬的確比單一模擬之結果佳 (Chen and van Den Dool, 1997; Stensrud et al., 2000)。就長期積分而言，一季之後的型態相關係數值仍可維持在 0.7 左右，顯示 MM5 有能力做季以上之短期氣候模擬。

但對區域氣候模式而言，最大的問題還是綜觀天氣系統的把握。因為在區域氣候模式中，綜觀尺度天氣系統會經由側邊界條件傳入模擬區域，所以不能簡單的將之視為模式的內部動力作用。

經由型態相關係數分析，發現模式模擬最差的期間，正是綜觀尺度天氣系統在模擬範圍內最活躍的時期。對各網格點做時間相關係數分析，發現相關係數較小的地方是 (1) 四川盆地、雲貴高原及廣西一帶；(2) 日本南部一帶；(3) 中南半島東南部一帶；及 (4) 菲律賓東南部外海一帶。這些位置大多是綜觀尺度天氣系統經常出現的地方，特別是  $25^\circ\text{N}$ ~ $30^\circ\text{N}$  一帶，是滯留鋒面系統最常出現的地方。

另外，對T1000的時間相關係數分析發現，20°N以南的地區，模式模擬得相當不好，意味著海面溫度（SST）並不是決定近地面溫度（T1000）之最重要因素，反而是綜觀尺度天氣系統扮演主要的角色。

對氣旋路徑的分析與潛在可預報度的分析都發現，模式在模擬最差的地區在由四川盆地沿青藏高原東麓（雲貴地區）向南延伸到南海地區，再由南海經台灣海峽、東海到日本附近的氣旋路徑上。而此路徑也是潛在可預報度值最小的地區，所以模式的內動力作用亦即是綜觀尺度擾動。

爲了改善模式因長期積分，所導致模式對綜觀尺度天氣系統模擬的偏差，我們提出一建構在EOF與主分量分析下的迴歸分析方法。結果顯示，此方法可以有效改進區域氣候模式降尺度模擬的能力，同時也可提昇區域氣候模式對短期氣候預報的能力。

## 五、參考文獻

- 陳正達、簡芳菁和黃國展，2001：個人電腦叢集平行運算系統在大氣科學數值計算應用的潛力初探。第七屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，321-324。
- Brankovic, C., T. N. Palmer and L. Ferranti, 1994: Predictability of Seasonal Atmospheric Variations. *Journal of Climate*, **7**, 217-237.
- Chen, W. Y., and H. M. van Den Dool, 1997: Atmospheric Predictability of Seasonal, Annual, and Decadal Climate Means and the Role of the ENSO Cycle: A Model Study. *Journal of Climate*, **10**, 1236-1254.
- Giorgi, F., and L. O. Mearns, 1991: Approaches to the simulation of regional climate change: A review, *Rev. Geophys.*, **29**, 191-216.
- Rowell, D. P., 1998: Assessing potential seasonal predictability with an ensemble of multidecadal GCM simulations. *Journal of Climate*, **11**, 109-120.
- Stensrud, D. J., J. W. Bao, T. T. Warner, 2000: Using initial condition and model physics perturbations in short-range ensemble simulations of mesoscale convective systems. *Monthly Weather Review*, **128**, 2077-2107.
- Yang, X. Q., J. L. Anderson and W. F. Stern, 1998: Reproducible Forced Mode in AGCM Ensemble Integrations and Potential Predictability of Atmospheric Seasonal Variations in the Extratropics. *Journal of Climate*, **11**, 2942-2959.

## The Predictability and a Regressive Prediction scheme of East Asian Regional Climate

Ren-Yow Tzeng and Y.-H. Tong  
Dept. of Atmos. Sci., National Central Univ.  
Chungli, Taiwan 32054  
E-mail: [ren@mail.atm.ncu.edu.tw](mailto:ren@mail.atm.ncu.edu.tw)

### Abstract

This study uses MM5 to perform ensemble simulations of eastern Asian monsoon during 1998 Mei-yu season (1998/5/1 ~ 8/31). Three sets of simulations are conducted. They are different physical parameterization scheme (PP) run, different initial time (IC) ensemble run, and everyday (EV) run. The integration time for PP and EV run is 50 days (1998/5/01 ~ 6/19), but it is four months (1998/5/1 ~ 8/31) for IC run. There are six members for IC ensemble run. The starting time difference of each IC run is 12 hours. The horizontal resolution is 45 km x 45 km. The boundary conditions are all the same for each run. The initial and lateral boundary condition are extracted from the EC/TOGA assimilation data with 2.5° x 2.5° resolution. The sea surface temperatures (NCEP oi-sst) are updated weekly.

The pattern and temporal correlation coefficient, and 2-7 day band-pass filter analyses are used to examine the model performance. The potential predictability index (PPI) of Yang et al. (1998) are adopted to study the effect of internal and external forcings of the model. Finally, a regressed reconstruction method based on EOF/PC analysis was proposed to improve the model's forecast skill.

The results show that the Grell cumulus scheme associate with Blackadar PBL scheme, simple ice precipitation scheme, and CCM2 radiation scheme is the best combination for this study. The variance and RMSE of ensemble run are large when the synoptic- scale weather system is active. The max. PPI centers are consistent with EOF active centers, i.e., dominated by external forcing. The min. PPI is associated with storm track, from Sichuan to SCS to Japan. Finally, the regressed reconstruction method can significantly improve regional climate forecast.