

大氣與海洋年代震盪特徵分析

張振璋¹ 余嘉裕²

¹ 中國文化大學地學研究所

² 中國文化大學大氣科學系

(中華民國九十四年五月五日投稿；中華民國九十四年十月二十日定稿)

摘 要

本文採用 NCEP/NCAR 再分析資料之近地面風場、最佳化內差月平均海平面溫度資料，利用奇異值分解法來探討大氣與海洋系統耦合特徵。大氣海洋系統最顯著之耦合特徵為「年代震盪」，其海溫空間分佈在太平洋地區呈現東太平洋和北太平洋反相位分佈，暖（冷）年代時東太平洋海溫升高（降低），北太平洋海溫降低（升高），和 ENSO 成熟期結構類似。

我們的研究也發現，年代震盪結構之季節變化不明顯，與 ENSO 訊號透過大氣海洋交互作用強烈地被鎖定在北半球冬季顯然不同，顯示年代震盪為大氣海洋系統整個氣候態的轉變。冷、暖年代 ENSO 演變差異若從時間來看，主要發生在消散期，暖年代 ENSO 消散較冷年代慢；若從空間來看，暖年代時 ENSO 消散較冷年代慢主要區域在南美秘魯外海（Nino1+2 區）。年代震盪扮演調和 ENSO 角色，使得暖（冷）年代 ENSO 強度較強（弱），持續時間較長（短），發生 ENSO 頻率較低（高）。

關鍵詞：年代震盪、聖嬰/南方震盪

一、前 言

過去二十多年來，探討「聖嬰/南方震盪」（El Nino/Southern Oscillation，簡稱 ENSO）對區域乃至於全球氣候影響向來是研究短期氣候變遷之熱門議題。ENSO 為典型大氣與海洋交互作用所產生之現象，但由於大氣和海洋系統有複雜尺度之交互作用以及高度的非線性，

ENSO 發生週期一向不規律（約在 2~4 年之間）。ENSO 產生之大氣和海洋變化中心集中在熱帶太平洋地區，主要特徵是持續半年到一年左右熱帶東太平洋海溫異常增暖，此異常海溫增暖改變了太平洋地區東西向海溫梯度，透過大氣與海洋介面能量交換改變了低層大氣壓力梯度，使得大氣環流結構和降水區位置產生改變，進而造成持續性的氣候異常。

最近幾年由於高品質、長時段的大氣格點資料（如 NCAR/NCEP 與 ECMWF 再分析資料）陸續出現，其資料長度往往超過 4、50 年，科學家開始注意到另一個較長週期的大氣海洋交互作用現象——「年代震盪」（Decadal Oscillation）。Trenberth（1990）是最早注意到大氣具有年代週期變化特徵之科學家，他分析北半球海平面氣壓和溫度長期變化時發現 1977~1988 年間整個北半球地面溫度有上升趨勢，但同時在北太平洋地區卻有顯著溫度降低的情形，北太平洋降溫使得冬季「阿留申低壓」（Aleutian Low）加深並往東移動，另一方面北美西岸和阿拉斯加冬季卻變得溫暖而潮濕。後續研究更進一步顯示北太平洋海溫年代變化和北美洲西岸氣候有密切相關，在北太平洋海溫偏低年代，北美洲西岸氣候較為暖濕；反之在北太平洋海溫偏高年代，北美西岸氣候較為乾冷（Latif and Barnett 1994；Graham 1994；Trenberth and Hurrell 1994）。

由於太平洋為大氣與海洋系統內年代震盪訊號最顯著地區，近年有許多學者也將這種因北太平洋地區海溫年代週期轉變並引起中緯度地區氣候變化現象稱為「太平洋年代震盪」（Pacific Decadal Oscillation，簡稱 PDO）。PDO 最早是由海洋漁業學家 Steven Hare 於 1996 年所提出，當時他根據海洋魚獲量長期記錄（Francis and Hare 1994）發現北美西岸鮭魚產量和北太平洋海溫年代週期變化有關。在 PDO 暖（冷）期，熱帶東太平洋海溫偏高（低），北太平洋海溫則顯著降低（升高），與聖嬰成熟期之海溫距平相似，對應之大氣風場和氣壓場也和南方震盪相仿。Zhang et al.（1997）根據可靠觀測資料發現 20 世紀以來共經歷過 3 次年代震盪相位轉換，分別在 1925 年由冷轉暖相位、1947

年由暖轉冷相位、以及 1977 年由冷再轉回暖相位。Biondi et al.（2001）利用北美洲樹木年輪資料甚至可以追溯自 1661 年起之 PDO 現象，他發現最劇烈年代氣候變化有三次，分別發生在 1750、1905 和 1947 年左右。

雖然 PDO 空間分佈特徵，如海平面溫度、海平面氣壓、近地面風場等皆與 ENSO 成熟期相似，但兩者間仍然有顯著之差異：首先在時間尺度方面，PDO 之時間尺度為 20~30 年週期，較 ENSO 之 2~4 年週期長；其次在氣候遙相關方面，PDO 主要遙相關區域在中緯度（北太平洋和北美洲），熱帶屬於次要反應區；而 ENSO 主要遙相關發生在熱帶（東和西太平洋），中緯度為次要反應區。

雖然目前已有有些理論已被提出來解釋年代震盪形成，例如有些研究強調海洋中斜溫層（thermocline）改變是造成年代變化的關鍵（Gu and Philander 1997；Fedrov and Philander 2000）；有研究認為年代震盪起源於中緯度地區，透過上層海洋環流熱傳輸影響到熱帶地區（Kleeman et al. 1999）；也有研究顯示不需海洋內部動力調節過程，僅靠大氣海洋介面交互作用即可產生年代變化特徵（An and Wang 2000），但上述理論僅能解釋部分年代震盪特徵，因此存有許多爭議之處，需要更完整的資料分析和模式來印證。

近年部分研究也開始探討年代海溫變化對台灣地區氣候之影響，例如盧與麥（2003；2004）分析中央氣象局長期降雨資料（1920~95）發現冬半年台灣地區降雨趨勢和全球趨勢相同，與 PDO 之相位變化有相當高之類似性。最近 Hung et al.（2004）研究也發現台灣北部地區春雨和 PDO 關係非常顯著，在 PDO 暖相位春天，菲律

賓東方海面產生之反氣旋式環流會引進南海暖濕西南氣流，維持由日本到台灣北部之低壓槽，使得台灣春雨增加。反之在 PDO 冷相位春天，菲律賓東方海面產生之氣旋式環流會引進乾冷東北風，形成高壓脊，使得台灣春雨減少。

由於 PDO 和 ENSO 空間結構相似，到底 ENSO 是完全受到 PDO 控制？或者是 ENSO 和 PDO 是交互影響物理現象？是待釐清之研究課題。Gershunov and Barnett (1998) 在探討兩者交互作用關係時發現 PDO 暖期會加強聖嬰 (El Nino) 現象，反之 PDO 冷期會加強反聖嬰 (La Nina) 現象，它們的結果強調 PDO 可調和 ENSO 強度。另外一方面，An and Wang (2000) 運用經驗大氣模式耦合海洋模式，測試年代變化對於 ENSO 發生之影響時發現，1980 年後之 ENSO 事件西風帶位置有東移之趨勢，使得 1980 年代後之 ENSO 持續時間較長，似乎建議 ENSO 和 PDO 為交互影響過程，而非單向的調和作用。

由於大尺度大氣海洋交互作用物理過程極其複雜，不易由單方面切入獲致成果，必須結合觀測、理論、以及模式模擬三方面共同為之，方可獲得較完整之瞭解。本文將透過資料分析，比較冷、暖年代之季節循環 (Seasonal Cycle) 和 ENSO 時空分佈特徵來釐清 ENSO 和 PDO 間關係，以作為後續理論和模式研究之基礎。本文第二節介紹所採用的資料以及分析方法。主要研究成果將在第三節中討論，首先利用奇異值分解法 (Singular Value Decomposition) 分析海平面溫度與近地面風場時空分佈特徵，找出主要的年代與年際模 (mode)，接著透過比較冷、暖年代季節循環和 ENSO 時空特徵來釐清兩者間關係。第四節總結本文結論並討論未來研究方向。

二、資料分析與研究方法

(一) 資料及處理方法

本文所採用資料包括 NCEP / NCAR (National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research) 再分析資料提供之月平均 1000hpa 風場和降水，其空間解析度為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 經緯度，時間由 1956~2001 年，總共有 46 年。海平面溫度採用最佳化內差海溫重建資料，其空間解析度為 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 經緯度，時間同為 1956~2001 年。

在 3.1 節分析中，為了聚焦在年際和年代變化訊號，月平均資料皆經過季節變化訊號之濾除。濾除方法為：將一月之月平均資料減去一月長期氣候值、二月之月平均資料減去二月長期氣候值、.....，依此類推到十二月，此種濾除季節訊號方法為多數氣候分析者所使用，其優點為可保留時間上解析度。

(二) 奇異值分解法

為了瞭解大氣與海洋介面主要物理量時空耦合特徵，本研究採用奇異值分解法 (Singular Value Decomposition, 簡稱 SVD)，透過求解兩變數 (或多變數) 空間與時間資料之交互協方差矩陣 (cross co-variance matrix)，獲得兩變數 (或多變數) 間最高相關係數下之時空分佈特徵 (奇異向量)，亦即呈現此兩變數 (或多變數) 間之主要耦合型態 (Bretherton et al. 1992 ; Syu and Neelin 1995 ; 張和余 2003)。有關奇異值分解法之進一步介紹，請見附錄 A。

由於奇異向量空間上相對大小才具有意義，因此本文將奇異向量除以最大奇異向量值，以獲得常態化 (normalized) 之奇異向量分佈。另外為方便計算起見，本文中大氣與海溫資料

統一內差為 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 經緯網格，研究範圍緯向（東西向）包含全球，經向（南北向）涵蓋南緯 45° 到北緯 60° 間。

三、年代震盪特徵分析

（一）年代模與年際模

為探討大氣與海洋介面耦合特徵，本節使

用海面溫度與近地面（1000hPa）風場月平均資料做奇異值分解，同時為了聚焦在較長週期（一年以上）氣候變異特徵，季節訊號已被先行濾除。圖 1 為海面溫度與近地面風場第一個奇異值分解（SVD1）特徵向量空間分佈（上圖）和伴隨主分量時間序列（下圖），其中 SVD1 佔全體變異之 45.61%，海溫和風場間相關達 81.31%。由海溫（紅線）和風場（藍線）主分

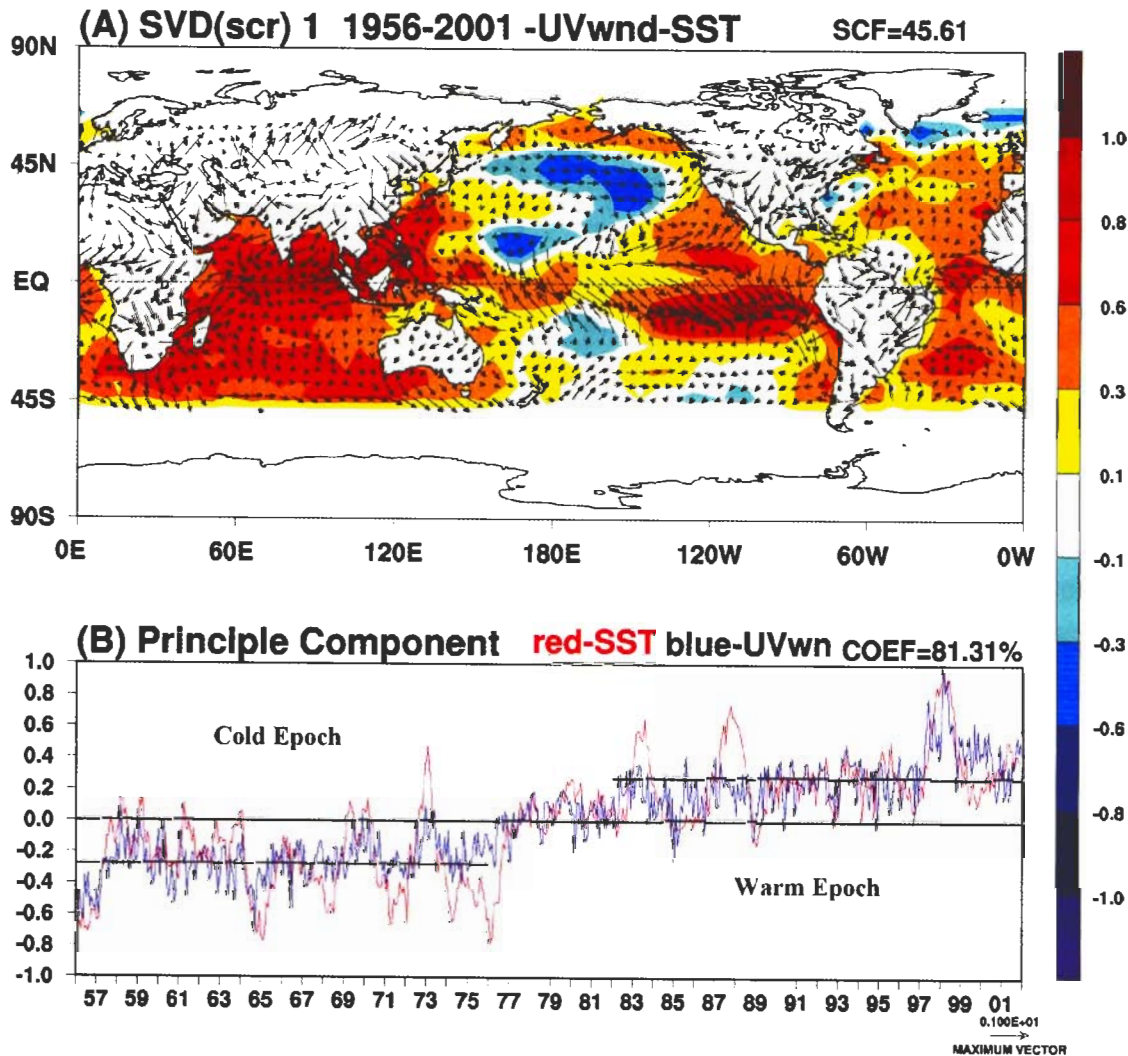


圖 1 濾除季節效應後 1956 年到 2001 年海面溫度與 1000hPa 風場之第一個奇異值分解分佈，可解釋變異量佔總變異量之 45.61%，兩變異量相關 81.31%。1956 年到 1975 年主分量平均值為 -0.277，1982 年到 2001 年之主分量平均值為 0.275。圖中之特徵向量和主分量值已被常態化（normalized），使得最大和最小值介於 1（深紅色區）和 -1（淡紫色區）之間，等值線間距為 0.1。

量時間序列發現，1956 年到 1975 年間海溫相對較冷（主分量平均值為-0.277），1982 年到 2001 年間海溫則相對較暖（主分量平均值為 0.275），而 1976 年到 1981 年為轉換期，由於冷、暖期有顯著之海溫轉變且持續時間超過 10 年（a decade），因此稱 SVD1 為「年代模」（decadal mode），代表年代震盪時空分佈特徵。由於 1982 年到 2001 年間平均海溫高於 1956 年到 1975 年間，為了後面討論方便起見，我們稱前者為「暖年代」（warm epoch），後者為「冷年代」（cold

epoch）。

年代震盪空間分佈（上圖）顯示海溫有三個主要變異中心：北半球中太平洋、熱帶東太平洋、以及熱帶印度洋，其中前者海溫變異和後兩者呈反相位關係，亦即在暖年代當熱帶印度洋和熱帶東太平洋海溫偏暖時，北半球中太平洋海溫卻偏冷。海溫年代震盪對應之風場顯示，暖年代時在赤道印度洋、西北太平洋、以及東太平洋等海溫主要正區出現輻合氣流，換

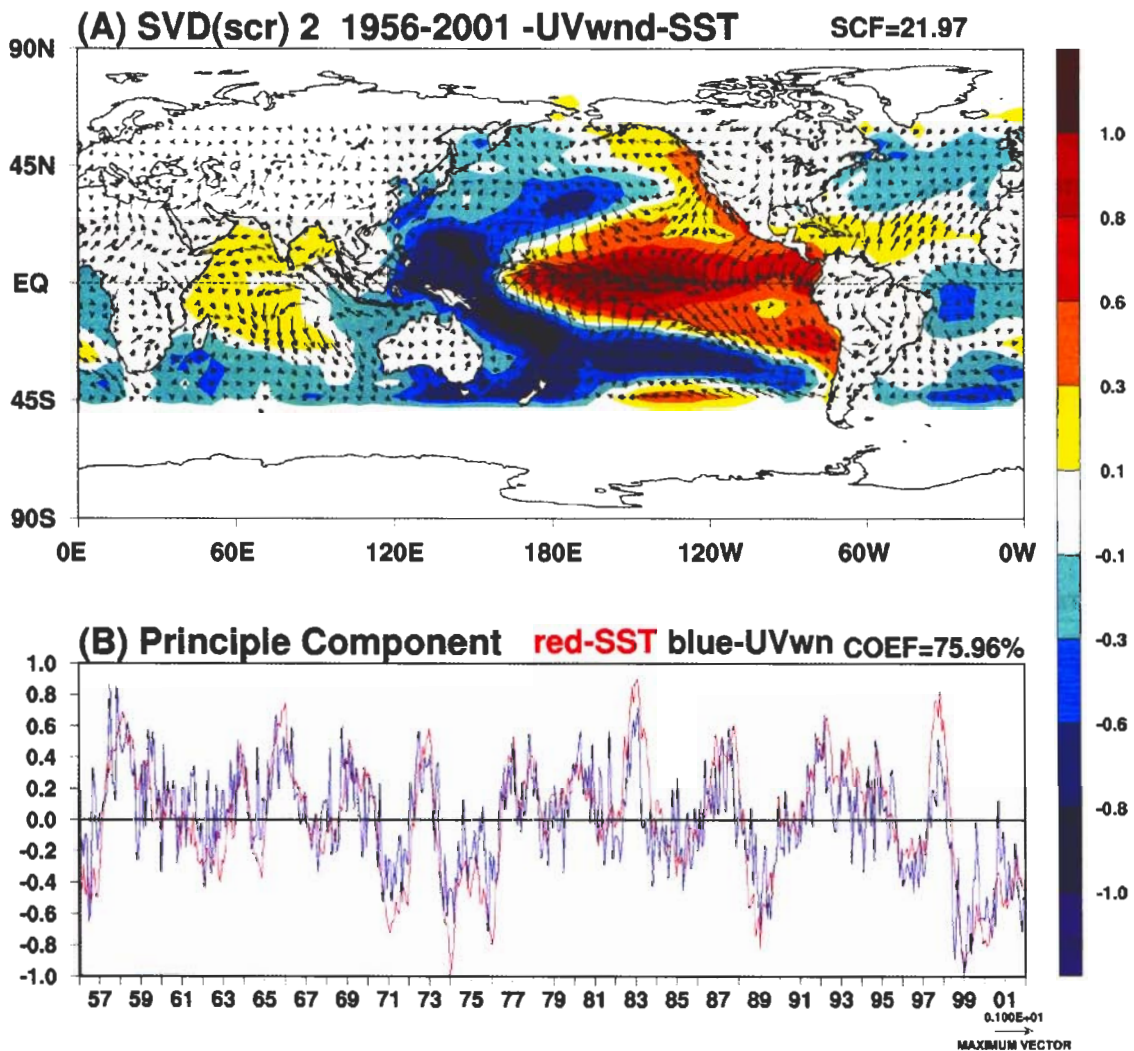


圖 2 同圖 1，但為第二個奇異直分解分佈，可解釋變異量佔總變異量之 21.97%，兩變異量相關 75.96%。

日線以西的太平洋地區出現跨赤道南風，換日線以東的太平洋地區則出現跨赤道北風。另外在亞洲、北美洲、以及北非洲陸地皆發現反氣旋環流，其中又以亞洲大陸最為顯著，顯示在暖年代時上述地區低層將產生反氣旋（高壓）環流距平。反之，冷年代時上述反應則相反。

我們也注意到 SVD1 中之太平洋海溫變異型態和聖嬰成熟時之海溫距平相似，特別是海溫在北太平洋和熱帶東太平洋之偶極結構（dipole structure）。主分量時間序列也顯示冷年代和暖年代中皆出現聖嬰/南方震盪訊號，顯示聖嬰/南方震盪也有顯著之年代變化。但到底 ENSO 和年代震盪間關係為何？將在下二節中

詳細討論。

圖 2 為海平面溫度與近地面風場第二個奇異值分解（SVD2）特徵向量空間分佈（上圖）和主分量時間序列（下圖），SVD2 佔全體變異量 21.97%，海溫和風場相關達 75.96%。SVD2 海溫空間分佈（上圖）顯示，主要正區由南美洲秘魯與厄瓜多外海往西延伸到換日線附近，涵蓋整個赤道東太平洋地區。另外一方面，在西太平洋地區與副熱帶太平洋地區形成一馬蹄形（horse-shoe-like）海溫負區，但以南太平洋之負區較為明顯。相對於太平洋地區，印度洋和大西洋之海溫變異則較不明顯，其最大振幅約為太平洋地區之 1/5 左右。在 SVD2 風場方

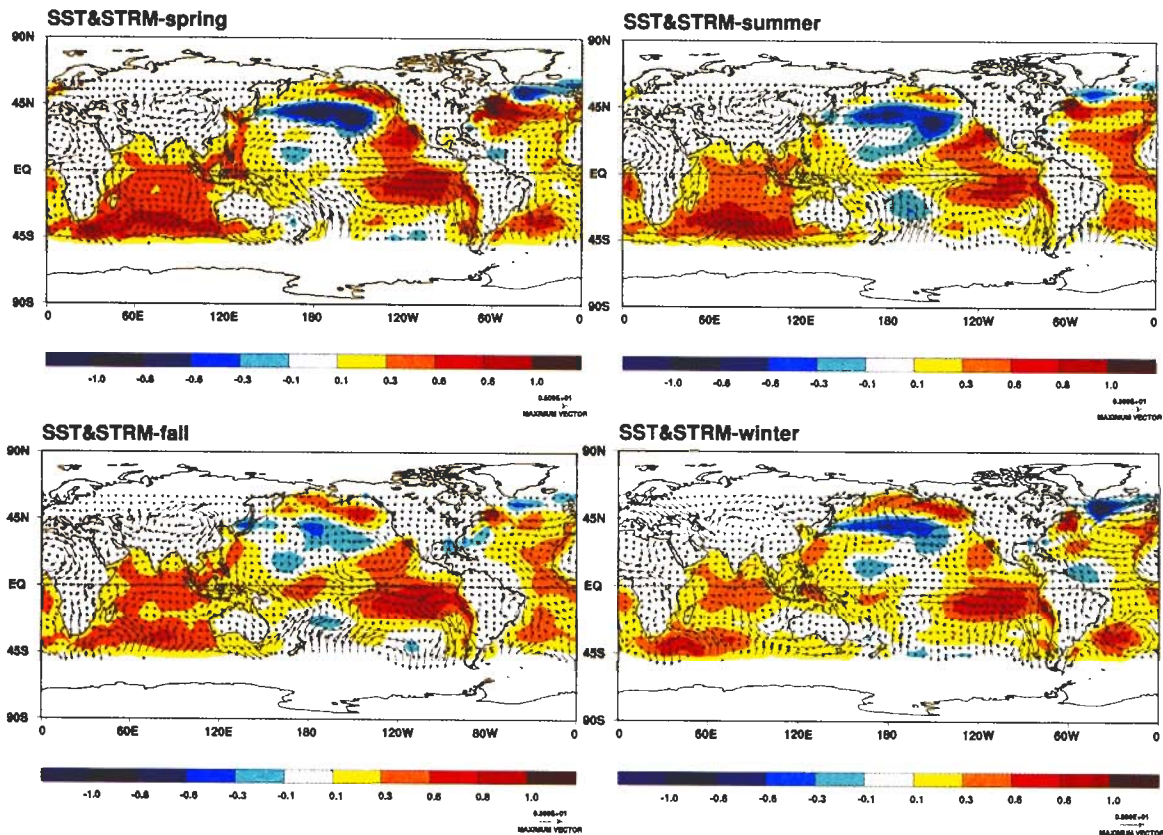


圖 3 暖年代與冷年代海溫與 1000hPa 旋轉風場差異（暖年代減去冷年代），左上圖為春天、右上圖為夏天、左下圖為秋天、右下圖為冬天。

面，對應於赤道東太平洋海溫正區，赤道中太平洋地區有明顯西風反應，同時在換日線到 120°W 間之海溫正區產生低層風場輻合，SVD2 海溫和風場分佈型態與 ENSO 成熟時期極為相似（張和余 2003）。進一步參考主分量時間序列（下圖）可知，SVD2 最強之主分量發生時間為聖嬰成熟時之 12 月~隔年 1、2 月間（如 1957/58、1965/66、1972/73、1982/83、1986/88、1997/92、1994/95、1997/98 等），因此本文稱 SVD2 為「年際模」（interannual mode）代表聖嬰/南方震盪模（El Nino/Southern Oscillation mode，簡稱 ENSO）時空分佈特徵。

（二）季節循環之年代差異

由上一小節分析可知大氣海洋系統的低頻

「耦合模」（coupled mode）最顯著訊號為以太平洋和印度洋為中心，海溫變異週期 20 年以上之年代震盪。為進一步瞭解大氣與海洋系統年代變化特徵，本節將暖年代四季氣候平均值減去冷年代四季氣候平均值，以瞭解季節循環之年代差異特徵，四季氣候值之春季取 3~5 月、夏季取 6~8 月、秋季取 9~11 月、冬季取 12~2 月平均值。圖 3 為海溫和 1000hPa 旋轉風場（rotational winds）季節循環之年代差異，令人訝異的是，除了強度略有改變之外，春夏秋冬四季循環之年代差異分佈特徵極為類似，也和 SVD1 水平分佈（圖 1）相近，顯示年代震盪型態並無明顯的季節選擇性，而是整個大氣與海洋系統由一個氣候態轉換到另一個氣候態，這與 ENSO 因為熱帶大氣海洋交互作用在北半球

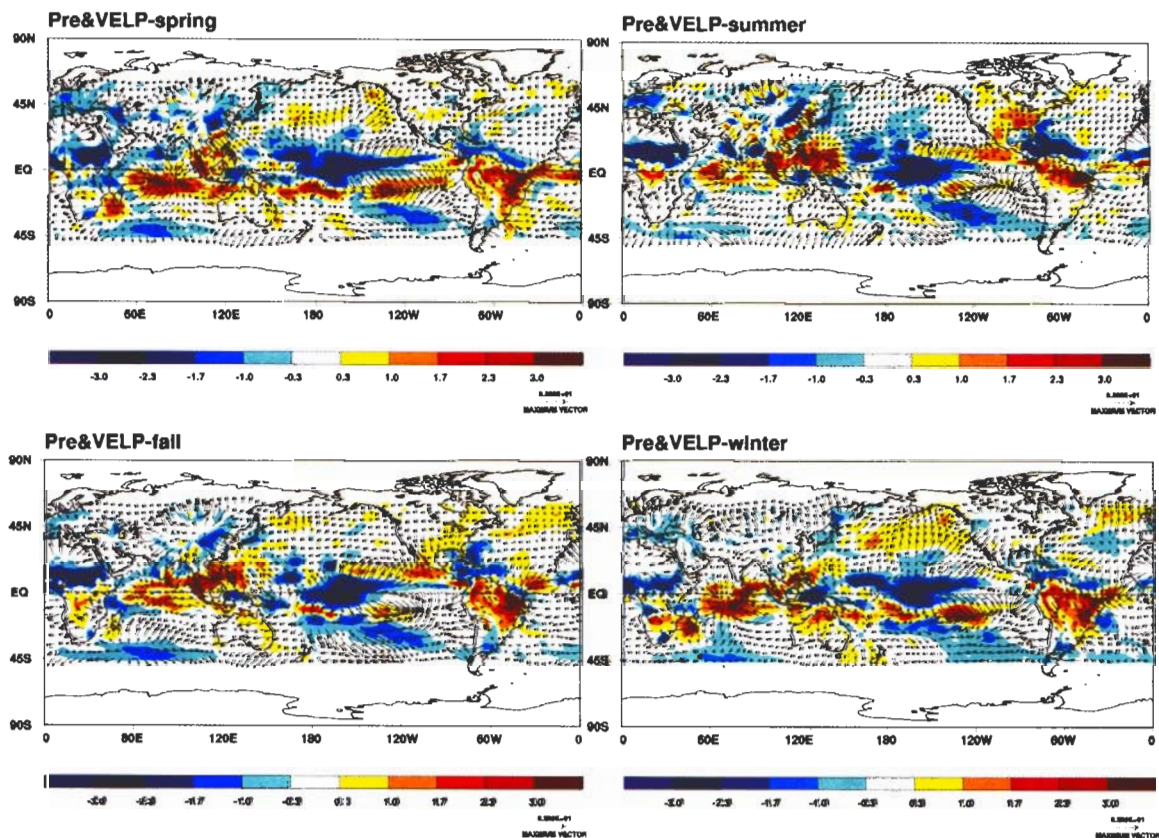


圖 4 同圖 3，但為降雨與 1000hPa 輻散風場差異。

冬季達到成熟之情形顯然不同，因此年代震盪型態在太平洋地區雖然和 ENSO 類似，但兩者形成物理機制顯然截然不同。

圖 4 為降水與 1000hPa 輻散風場(divergent winds) 四季循環之年代差異，和圖 3 類似，主要距平中心並無顯著季節變化，降水正距平主要位於西太平洋和赤道印度洋地區、南美洲赤道地區、以及東太平洋冷舌區(由秘魯、厄瓜多爾外海往西延伸至 150°W)，降水負距平主要位於中太平洋以及非洲大陸上。海洋上降水正負距平中心與年代海溫增減溫區域相當一致，顯示海溫變化具有影響降水多寡之關鍵。雖然在印度半島和中南半島上之降水變化並不顯著，但在亞洲季風區(特別是在南海和西太平洋地區)之夏、秋季降水於暖年代有顯著增加趨勢，顯示暖年代可能擁有較冷年代旺盛之夏季季風，使得南海和西太平洋地區輻合氣流增強和降水增加。

(三) ENSO 之年代差異

在 3.1 節討論中我們清楚見到年代震盪中包含有 ENSO 年際變化訊號在內(圖 1 下)，為瞭解 ENSO 之年代差異，本節選擇冷年代四個主要 ENSO 事件(1957/58、1965/66、1968/69、1972/73)和暖年代四個主要 ENSO 事件(1982/83、1986/87、1991/92、1997/98)分別進行合成，並比較冷、暖年代之差異，分析時間選擇在 ENSO 事件海溫增暖期(9~11 月)、成熟期(12~2 月)、和消散期(3~5 月)三部分。圖 5 為暖年代和冷年代 ENSO 事件海平面溫度與旋轉風場差異，在 ENSO 事件增暖期(上圖)主要差異在東太平洋冷舌區(Nino1+2 區)有海溫正距平、南北半球之中太平洋地區有海溫負距平、印度洋和西太平洋地區有海溫正距平，

此種型態和年代海溫變異(圖 1)相似。到 ENSO 事件成熟期(中圖)時，主要差異為東太平洋海溫正距平明顯加強，中太平洋地區海溫負距平也同時增強，赤道中太平洋地區也由增暖期之正距平轉為負距平，另外在赤道印度洋地區之海溫正距平也有加強趨勢，這種海溫正(負)距平加強趨勢在 ENSO 事件消退期時更為顯著(下圖)，代表暖年代 ENSO 事件在消散期時其強度遞減較冷年代 ENSO 事件緩慢。對應之旋轉風場顯示，在整個 ENSO 生命週期內赤道東太平洋地區以西風距平為主，顯示暖年代赤道信風強度有減弱之趨勢。另外，在西太平洋換日線以西地區有跨赤道南風距平，可將南半球之水氣輸往北半球。另外在 ENSO 事件成熟期，北半球中太平洋地區有顯著之氣旋式環流距平，此特徵和太平洋年代震盪(PDO)類似。

圖 6 為暖年代和冷年代 ENSO 事件降雨與輻散風場差異，在 ENSO 事件增暖期(上圖)，主要降水正距平位東亞外海，由南海往東北延伸至東海呈長條形狀，顯示暖年代 ENSO 事件在東亞外海伴隨有較冷年代旺盛之秋季鋒面對流；其次在南美洲大陸之東部(巴西)亦有大範圍之降水正距平，其強度和範圍從 ENSO 增暖期、成熟期、一直到消散期皆可維持而不會有太大改變；另外在中美洲以西岸之北半球東太平洋地區以及南印度洋地區也發現較為顯著之降水正距平，上述區域之降水正距平皆伴隨顯著之低層風場輻合。值得注意的是，在南半球東太平洋地區雖有顯著之低層風場輻合，但並未發現較強之降水正距平，這是因為該區大氣穩定度相對較高，使得對流降水不易產生之故。到了 ENSO 成熟期(中圖)，除了南美洲東部之降水正距平區外，其他區域皆有顯著之變

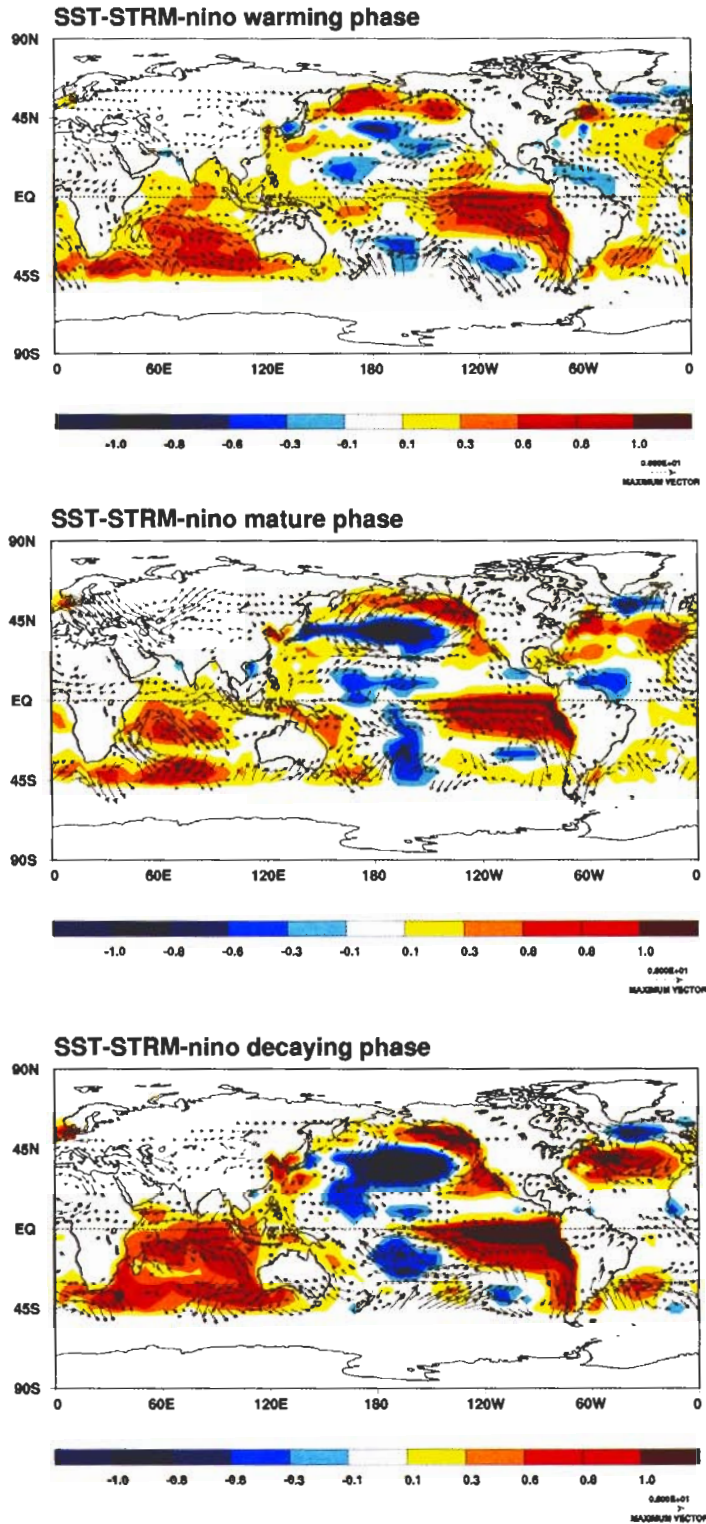


圖 5 暖年代與冷年代 ENSO 事件之海溫與旋轉風場差異 (暖年代減去冷年代), 其中上圖為 ENSO 事件增暖期、中圖為成熟期、下圖為衰退期。

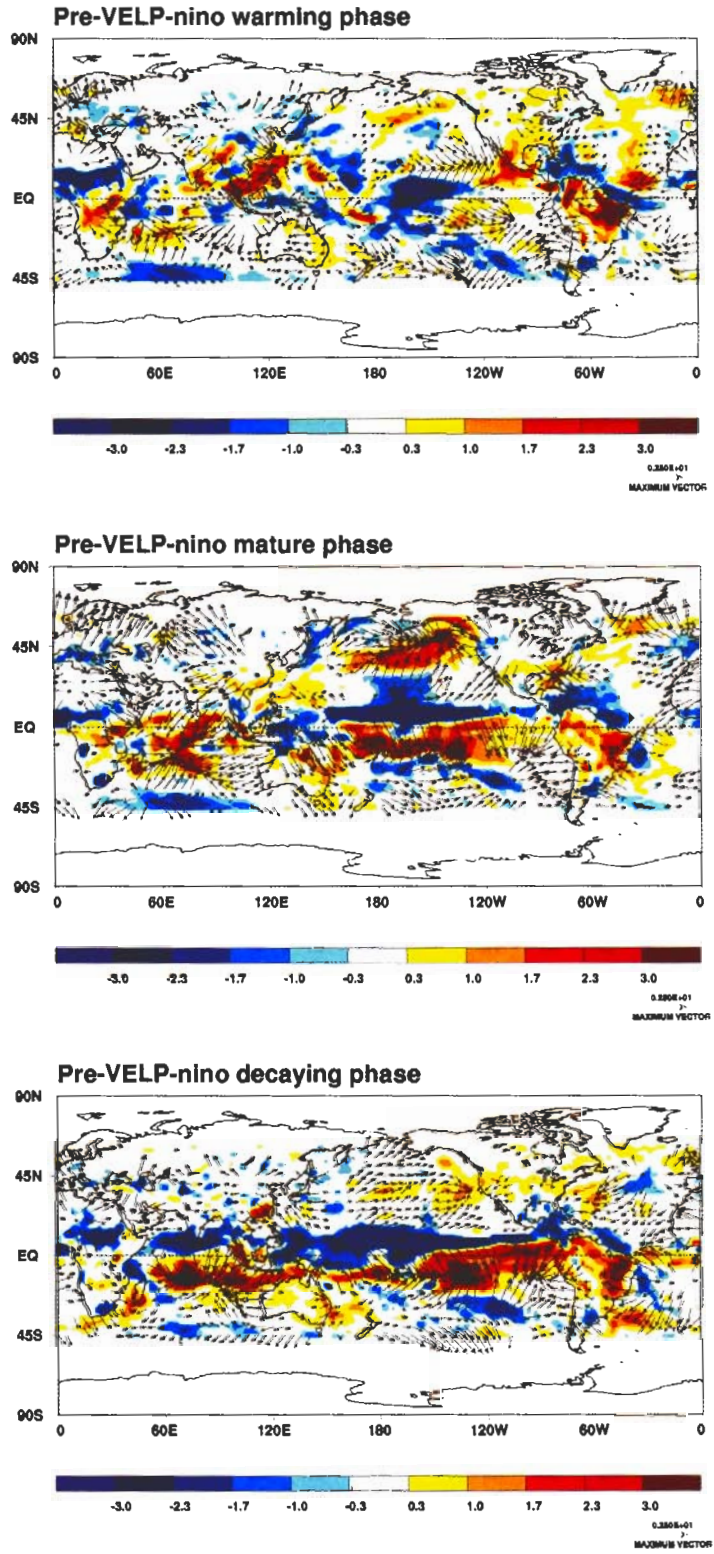


圖 6 同圖 5，為降雨與輻散風場差異。

化，首先原位於東亞大陸外海之長條狀降水正距平顯著減弱，而位於印度洋地區之降水正距平開始加強；其次在南太平洋（15°S 附近）產生顯著之東西向延伸將近一萬公里之大範圍降水正距平，最後在北太平洋地區（45°N 附近）也產生顯著之降水正距平，此降水正距平是由該區氣旋式環流輻合所產生（比較圖 5 中和圖 6 中）。

為進一步瞭解冷、暖年代 ENSO 事件在熱帶太平洋地區海溫時間演變差異，圖 7 比較

冷年代（藍色線）和暖年代（紅色線）各四個 ENSO 事件合成後在三個主要區域（Nino5、Nino3.4、Nino1+2）¹之海溫距平時間演變。首先由暖年代和冷年代 ENSO 事件海溫距平在 Nino5 區之差異（上圖）顯示，暖年代 ENSO

¹ 根據 NOAA（美國海洋大氣總署）以及 JMA（日本氣象廳）之定義：Nino5 取 EQ~20°N/120°E~180° 區域平均，代表西北太平洋海域；Nino3.4 取 5°S~5°N/170°W~120°W 區域平均，代表赤道中太平洋海域；Nino1+2 取 10°S~EQ/90°W~80°W 區域平均，代表熱帶東太平洋海域。

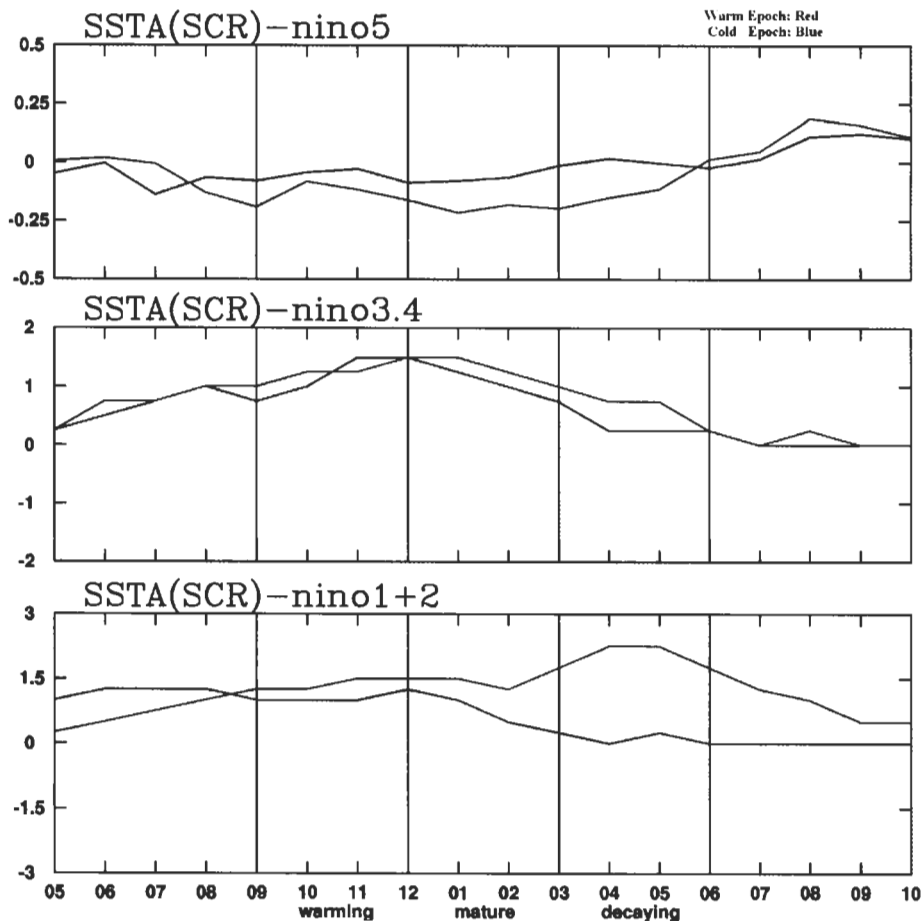


圖 7 暖年代和冷年代聖嬰事件合成在 Nino5（上圖）、Nino3.4（中圖）、Nino1+2（下圖）區之海溫距平隨時間變化曲線。縱軸為溫度（單位：°C，請注意溫度尺度不同），橫軸為時間（單位：月）。聖嬰事件增暖期（9~11 月）、成熟期（12~2 月）和消散期（3~5 月）亦標示於圖上做參考。紅色線為暖年代，藍色線為冷年代。

事件整個生命期在 Nino5 區皆略低於冷年代(平均差幅為 0.15°C 左右), 由於 Nino5 區大部分位於年代震盪之海溫負區(比較圖 1), 暖年代在該區海溫較低代表暖年代 ENSO 事件之馬蹄形海溫負距平較冷年代明顯(強)。其次暖年代和冷年代 ENSO 事件海溫距平在 Nino3.4 區之差異(中圖)顯示, 暖年代在 ENSO 成熟期和消散期海溫距平大於冷年代(平均差幅為 0.25°C

左右), 顯示暖年代 ENSO 事件在 Nino3.4 區(赤道東太平洋)海溫正距平較冷年代為強, 亦即暖年代 ENSO 強度大於冷年代。最後由暖年代和冷年代 ENSO 事件在 Nino1+2 區海溫距平之比較(下圖)發現兩者有顯著差異, 特別是在 ENSO 事件消散期, 暖年代海溫正距平明顯高於冷年代, 兩者間海溫差異最大發生在 4、5 月間, 其值高達 2°C 左右, 顯示暖年代 ENSO 事

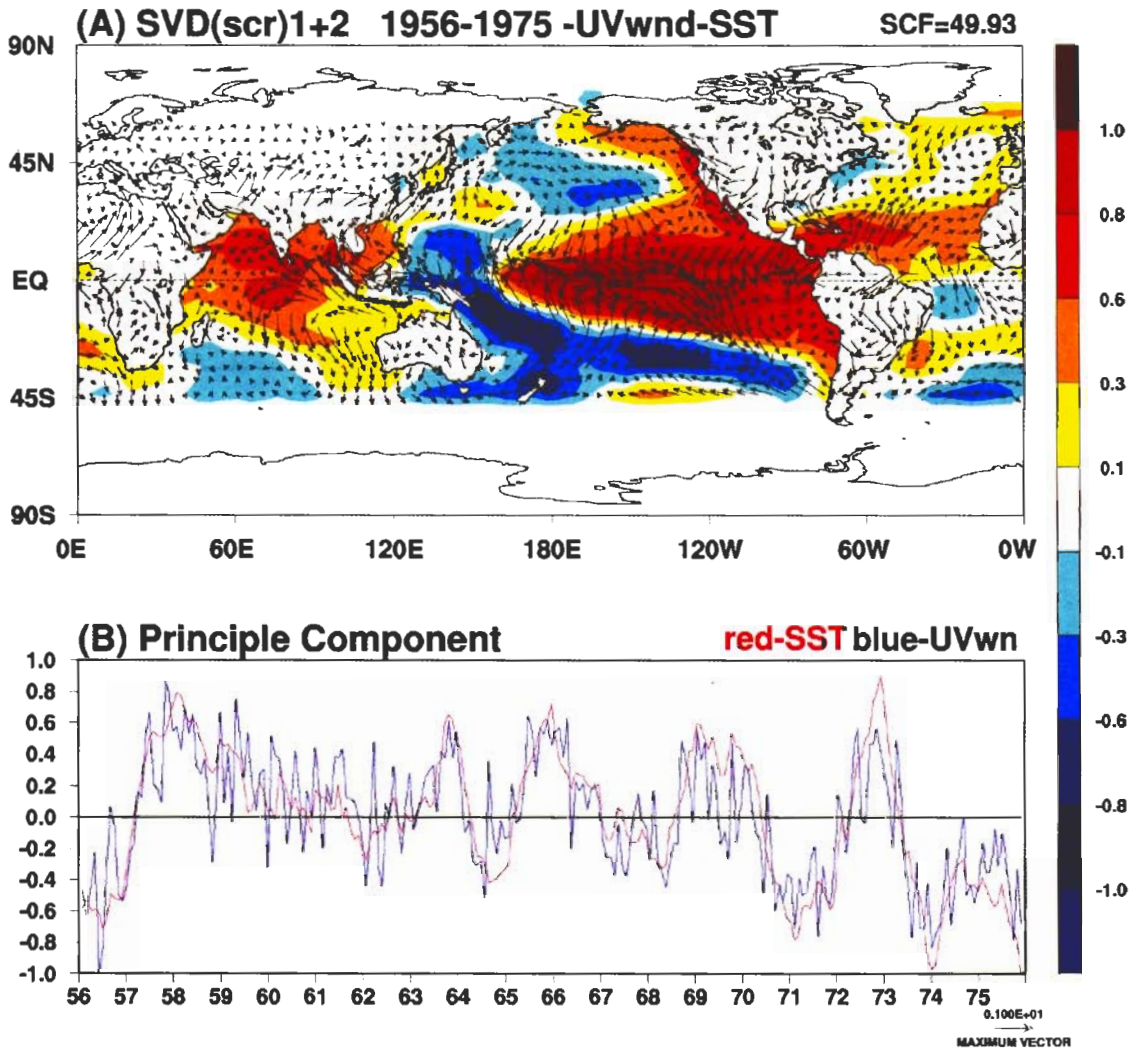


圖 8 冷年代 (cold epoch, 1956~ 1975) 海溫與風場前二個奇異值合成 (SVD1+2) 分佈, 可解釋變異量 49.93%。奇異值向量和主分量已被常態化 (normalized), 使得最大和最小值介於 1 和 -1 之間。

件消散得較冷年代為慢，經常到成熟期後之 7、8 月時仍然在 Ninol+2 區具有顯著之海溫正距平，其中又以 1982/83 以及 1997/98 年強聖嬰事件最為明顯，這點和圖 5 結果一致。

為進一步瞭解冷、暖年代 ENSO 發生頻率以及水平空間結構差異，我們將冷年代 (cold epoch, 1956~1975) 與暖年代 (warm epoch, 1982~2001) 之風場和海溫資料分別做奇異值分解，此時年代變化訊號已經不存在。由於前

二個奇異向量代表 ENSO 訊號且彼此正交，我們可將前二個奇異向量分別乘上各自奇異值後做權重合成 (SVD1+2)，圖 8 和圖 9 分別為冷年代和暖年代合成結果。由主分量時間序列 (圖 8 下和圖 9 下) 顯示，冷年代較為顯著之 ENSO 事件有 5 次，分別為 1957/60、1963/64、1965/66、1968/70、以及 1972/73，其中 1957/60 和 1968/70 二次 ENSO 事件暖海溫現象持續超過一年時間；暖年代較為顯著之 ENSO 事件有四次，分

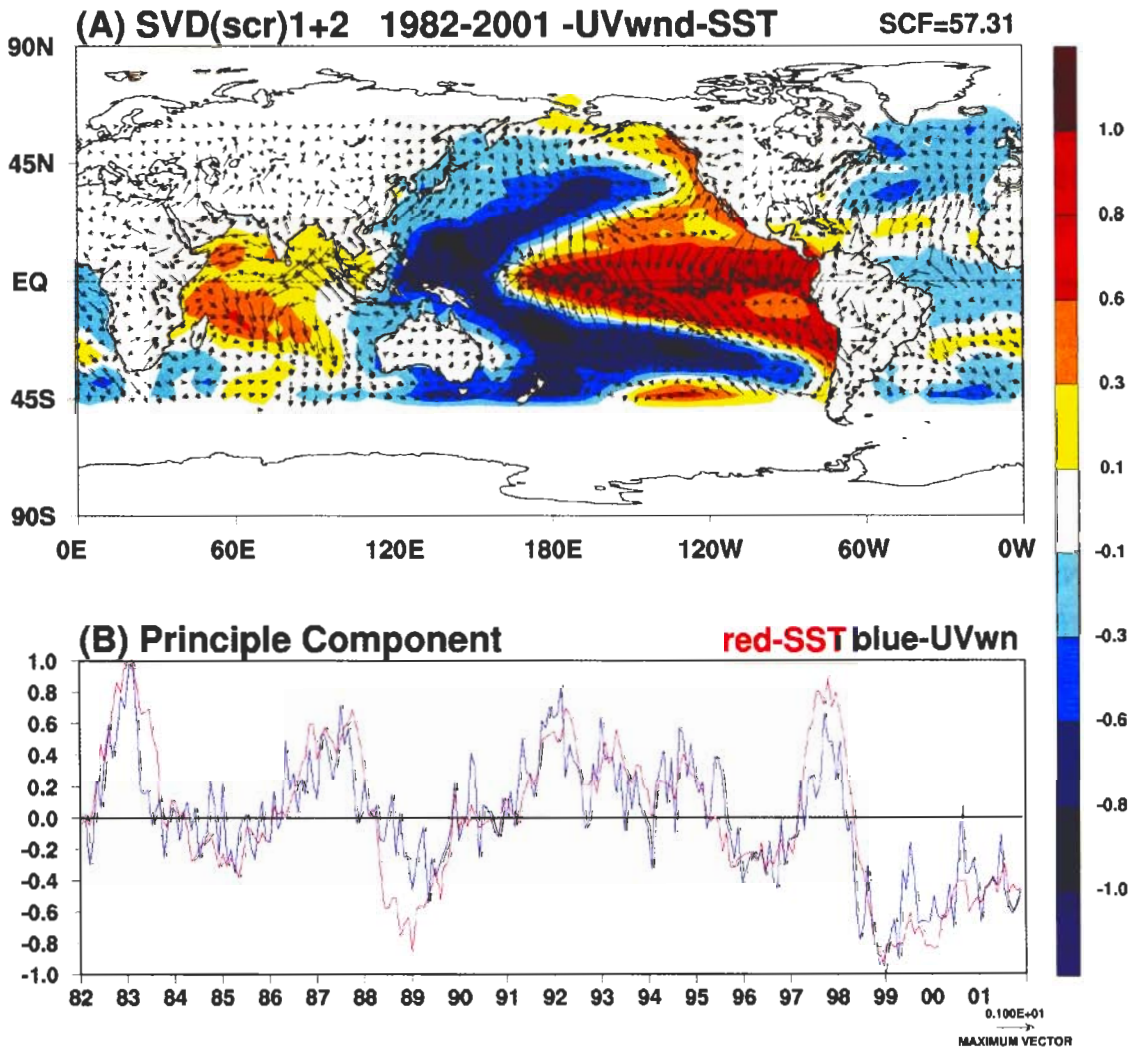


圖 9 同圖 8，但為暖年代 (warm epoch, 1982~2001) 分佈，可解釋變異量 57.31%。

別為 1982/83、1986/87、1991/95、以及 1997/98，其中 1991/95 連續四年海溫增暖趨勢，為近半世紀最長之 ENSO 事件。

由奇異向量比較可以清楚地發現兩者之差異主要在發生在太平洋盆地，其次為熱帶印度洋和大西洋相地區。相對於暖年代時（圖 9 上）對稱的太平洋馬蹄形低海溫區，冷年代時（圖 8 上）馬蹄形低海溫區則顯著不對稱，位於北半球低海溫區相當微弱，甚至於局部地區還出現海溫增高趨勢。赤道東太平洋地區也有明顯差異，和冷年代（圖 8）相比，暖年代高海溫區之範圍較集中在赤道地區（Nino3.4 區），在南美洲及北美洲外海之海溫增加幅度較小。從前二個奇異值向量所佔總變異量來看，暖年代和冷年代分別為 57.31% 和 49.93%，顯示暖年代之年際變化訊號（ENSO）較冷年代為強。

綜合冷、暖年代 ENSO 訊號比較發現，冷年代發生 ENSO 頻率較暖年代為高，與 An and Wang (2000) 發現 1980 年代以後 ENSO 週期有加長趨勢一致。但我們也發現暖年代聖嬰消散得較冷年代聖嬰緩慢是造成暖年代年際變化訊號（ENSO）較冷年代強之原因，這點和 PDO 於暖年代時北太平洋海溫降低，赤道東太平洋海溫升高型態一致（Zhang et al. 1997；Hung et al. 2004）。

四、結論與討論

本文以利用 46 年（1956~2001）的 NCEP/NCAR 再分析 1000hPa 風場和最佳化海面溫度資料（Reynolds and Smith 1994）為基礎，利用奇異值分解（SVD）探討大氣與海洋界面之低頻耦合結構，並有下列幾個結論：

- (1) 大氣海洋系統最顯著之耦合模為「年代震盪」（Decadal Oscillation），其中 1956~1975 年屬平均海溫較低之「冷年代」（Cold Epoch），1982~2001 年屬平均海溫較高之「暖年代」（Cold Epoch）。年代震盪在太平洋地區呈現東太平洋和北太平洋反相位分佈，亦即暖（冷）年代時東太平洋海溫升高（降低），北太平洋海溫降低（升高），此種太平洋海溫反相位分佈特徵又被稱之為「太平洋年代震盪」（PDO）。
- (2) 伴隨海溫年代震盪之風場顯示，熱帶海溫正區通常伴隨低層氣流輻合，其中又以東太平洋地區之輻合最為顯著；在亞洲、北美洲、以及北非洲陸地等副熱帶和中緯度地區則產生低層反氣旋環流，其中又以亞洲大陸最為顯著。
- (3) 第二個奇異值向量（SVD2）為典型年際震盪（ENSO 成熟期）特徵，在太平洋地區和年代震盪（SVD1）型態相近。兩者差異為年代震盪訊號最強發生在北太平洋地區，熱帶地區反應較為微弱，ENSO 反應則正好相反。
- (4) 除了南亞和南美因受到季風影響之外，年代震盪結構之季節變化並不明顯，年代震盪無季節選擇性特徵顯示年代震盪為大氣海洋系統整個氣候態的轉變，與 ENSO 訊號透過大氣海洋交互作用強烈地被鎖定（locked）在冬季顯然不同。
- (5) 冷、暖年代 ENSO 差異從時間來看，最大發生在消散期，其次為成熟期，發展期差異最小。從空間來看，最大差異發生在南

美秘魯外海 (Nino1+2 區), 其次為赤道東太平洋 (Nino3.4 區), 西北太平洋 (Nino5 區) 差異相對小了许多。亦即年代震盪可扮演調和 ENSO 角色, 使得暖 (冷) 年代 ENSO 強度較強 (弱), 持續時間較長 (短)。

(6) 冷年代發生 ENSO 頻率較暖年代為高, 亦即暖年代 ENSO 週期有加長趨勢; 但另一方面, 暖年代 ENSO 強度較冷年代為強, 這主要是由暖年代 PDO 在熱帶東太平洋海溫增暖趨勢所造成, 此結果和 An and Wang (2000)一致

年代震盪為大氣海洋系統內部自然反應, 根據可靠資料顯示 (Minobe 1999), 過去 100 年來共發生過二次完整週期年代震盪轉換 (二次冷年代、二次暖年代)。由於年代震盪對於長週期 (10~20 年) 大氣變化有顯著影響, 若能掌握其形成機制並進而預報它, 將可大幅提升氣候預報能力, 將預報期限一舉提昇至 10 年以上。雖然短期內對於年代震盪形成機制不易釐清, 但透過對過去資料詳細分析仍可讓我們瞭解年代震盪對區域氣候之影響, 進而改進從季節到年際間短期氣候預報能力, 例如目前已知 ENSO+1 年春季台灣春雨偏多趨勢都是利用最近二十年 (暖年代) 資料所累積之經驗, 在冷年代時可能並不適用, 因為冷年代時台灣地區附近產生之高壓脊將抑制春雨發生 (Hung et al 2004)。

致 謝

本文由國科會計畫 NSC92-2621-Z-034-005 經費支助完成, 研究所需資料和電腦設備由中國文化大學大氣科學系提供。二位審查委員提

供寶貴意見, 以及中央研究院涂建翊博士在程式設計之協助, 在此一併致謝。

參考文獻

- 張振璋, 余嘉裕, 2003: 大氣海洋系統年際變異度之初步分析。華岡理科學報, **20**, 209-228。
- 盧孟明, 麥如俊, 2003: 台灣與全球雨量長期變化研究 (一) 1920-1995 變化趨勢。大氣科學, **31**, 119-219。
- 盧孟明, 麥如俊, 2004: 台灣與全球雨量長期變化研究 (二) 亞澳季風區一至三月雨量年際變化。大氣科學, **31**, 307-330。
- An S.-I., and B. Wang, 2000: Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on the ENSO Frequency. *J. Climate*, **12**, 2044-2055.
- Biondi F., A. Gershunov, and D. R. Cayan, 2001: North Pacific decadal climate variability since 1661. *J. Climate*, **14**, 5-10.
- Bretherton, C. S., C. Smith, and J. M. Wallace, 1992: An inter-comparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *J. Climate*, **5**, 541-560.
- Fedrov, A. V., and S. G. Philander, 2000: Is El Nino changing? *Science*, **228**, 1997-2002.
- Francis, R. C., and D. E. Harrison, 1994: Decadal-scale regime shifts in the large marine ecosystem of the Northeast Pacific: a case for historical science. *Fish. Oceanogr.*, **3**, 279-291.
- Gershunov, A., and T. Barnett, 1998: Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 2715-2725.
- Graham, N. E., 1994: Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: Observations and model results. *Clim. Dyn.*, **10**, 135-162.
- Gu, D., and S. G. Philander, 1997: Interdecadal climate fluctuations that depend on exchange between the tropics and extratropics. *Science*, **275**, 805-807.

- Hung, J.-W., H.-H. Hsu, and M.-M. Lu, 2004: Decadal oscillation of spring rain in northern Taiwan. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L22206.
- Kleeman, R., J. McCreary, and B. Klinger, 1999: A mechanism for generating ENSO decadal variability. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1743-1746.
- Latif, M., and T. F. Barnett, 1994: Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, **266**, 634-637.
- Minobe, S., 1999: Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climate regime shifts. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 855-858.
- Rasmusson, E., and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Nino. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.
- Syu, H.-H., and J. D. Neelin, 1995: Seasonal and interannual variability in a hybrid coupled GCM. *J. Climate*, **8**, 2121-2143.
- Trenberth, K. E., 1990: Recent observed interdecadal climate changes in the northern hemisphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 988-993.
- Trenberth, K. E., and J. W. Hurrell, 1994: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Clim. Dyn.*, **9**, 303-319.
- Zhang, Y., J. M. Wallace, and D. S. Batisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *J. Climate*, **10**, 1004-1020.

附錄 A：奇異值分解法介紹

奇異值分解法和經驗正交函數法是目前氣候研究的重要分析工具，由於兩者採用的數學原理相近，因此前者可視為後者之廣義應用。但不同於經驗正交函數法僅適用於單變數時空變異分析，奇異值分解法可用於探討雙變數（或多變數）時空交互變異特徵，因此經常被用來作為分析大氣與海洋大尺度耦合特徵之工具。有關奇異值分解法之數學原理說明如下：

假設 a 、 b 兩個物理量（觀測場）分別由 l 和 m 個網格點（測站）所組成，我們可將其距平值（減去氣候平均）表示成下列矩陣形式：

$$A = \begin{bmatrix} a_1(t_1) & a_1(t_2) & \dots & a_1(t_n) \\ a_2(t_1) & a_2(t_2) & \dots & a_2(t_n) \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ a_l(t_1) & a_l(t_2) & \dots & a_l(t_n) \end{bmatrix},$$

$$B = \begin{bmatrix} b_1(t_1) & b_1(t_2) & \dots & b_1(t_n) \\ b_2(t_1) & b_2(t_2) & \dots & b_2(t_n) \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ b_m(t_1) & b_m(t_2) & \dots & b_m(t_n) \end{bmatrix} \quad (A1)$$

其中 t_1, t_2, \dots, t_n 代表共有 n 個時間觀測值。

為瞭解 A 和 B 間的整體關連性，可藉由奇異值分解法計算 A 和 B 之交互協方差矩陣（cross-covariance matrix）的「奇異值」（singular value）和「奇異向量」（singular vector），求取兩物理量間的耦合型態。 A 和 B 交互協方差矩陣 C 可表示為

$$C = AB^T = \begin{bmatrix} \sum_{i=1}^n a_1(t_i)b_1(t_i) & \sum_{i=1}^n a_1(t_i)b_2(t_i) & \dots & \sum_{i=1}^n a_1(t_i)b_m(t_i) \\ \sum_{i=1}^n a_2(t_i)b_1(t_i) & \sum_{i=1}^n a_2(t_i)b_2(t_i) & \dots & \sum_{i=1}^n a_2(t_i)b_m(t_i) \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ \sum_{i=1}^n a_l(t_i)b_1(t_i) & \sum_{i=1}^n a_l(t_i)b_2(t_i) & \dots & \sum_{i=1}^n a_l(t_i)b_m(t_i) \end{bmatrix} \quad (A2)$$

上式中 B^T 為 B 之轉置 (transport), C 為 $l \times m$ 矩陣。在氣候研究上我們通常採用距平值來計算交互協方差矩陣 (A2), 其主要目的為聚焦在氣候變異特徵。

奇異值分解法第一個步驟為分解交互協方差矩陣 C 成為

$$C = UV^T \quad (A3)$$

其中 U 為 $l \times m$ 矩陣, V^T 為 $m \times m$ 矩陣, 且 U 和 V 必須滿足下列正交特性:

$$U^T U = V^T V = 1 \quad (A4)$$

方程式 (A3) 中之 W 為「斜對角矩陣」(diagonal matrix):

$$W = \begin{bmatrix} w_1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & w_2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & w_m \end{bmatrix} \quad (A5)$$

其中斜對角係數即為奇異值, 代表每一個奇異向量所佔變異量, 具有 $w_1 > w_2 > \dots > w_m \geq 0$ 之排列特徵。

奇異值分析法之最後步驟為利用下列二式以求取奇異向量:

$$F = A^T U = \begin{bmatrix} a_1^T u_1 & a_1^T u_2 & \dots & a_1^T u_l \\ a_2^T u_1 & a_2^T u_2 & \dots & a_2^T u_l \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ a_n^T u_1 & a_n^T u_2 & \dots & a_n^T u_l \end{bmatrix} \quad (A6)$$

$$G = B^T U = \begin{bmatrix} b_1^T v_1 & b_1^T v_2 & \dots & b_1^T v_m \\ b_2^T v_1 & b_2^T v_2 & \dots & b_2^T v_m \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ b_n^T v_1 & b_n^T v_2 & \dots & b_n^T v_m \end{bmatrix} \quad (A7)$$

(A6) 和 (A7) 之「欄」(columns) 分別代表 A 和 B 時間序列在空間之「投影」(projections), 其中第一欄代表最顯著之空間投影, 即所謂的「第一奇異向量」(1st singular vector), 第二欄代表「第二奇異向量」, ... , 依此類推。

每個奇異向量所解釋「平方協方差百分比」(percentage of the Square Covariance Fraction, 簡稱 SCF 百分比) 為

$$SCF_k = (w_k^2 / \sum_{k=1}^m w_k^2) \times 100\% \quad (A8)$$

每個奇異向量之「主分量」(Principle Component, 簡稱 PC) 可由奇異向量與對應之觀測場距平乘積獲得：

$$PC(t) = \sum_{i=1}^{nn} S_i(t) \times O_i(t) \quad (\text{A9})$$

其中 $PC(t)$ 為主分量時間序列, S 為奇異向量 (亦即 F 和 G 矩陣之列), O 為觀測場距平 (亦即 a 和 b 減去氣候平均), nn 為網格點 (測站) 數。另外, 我們可透過求取兩主分量時間序列之相關係數獲知兩奇異向量間之耦合程度。

在本文本計算海平面溫度與近地面風場交互協方差矩陣時, 先將去除季節訊號之海溫距平寫成一個矩陣, 然後將去除季節訊號之緯向風 (u) 和經向風 (v) 距平合併成爲另一個較大矩陣 (先放 u 再放 v), 最後在用上述奇異值分解法求取海溫和風場之奇異向量和其他相關重要參數。

Analysis of Decadal Oscillations in the Atmosphere-Ocean System

Cheng-Wei Chang¹ Jia-Yuh Yu²

¹Institute of Geography, Chinese Culture University

²Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University

(Manuscript received 05 May 2005 ; in final form 20 October 2005)

ABSTRACT

In this paper, NCEP/NCAR reanalysis near-surface monthly winds and Optimum Interpolation monthly sea surface temperature (SST) are used to examine the coupled characteristics in atmosphere-ocean system by employing the Singular Value Decomposition (SVD) method. The most dominant coupled mode of the atmosphere-ocean system is the so-called "decadal oscillation". Its SST spatial pattern exhibits opposite phase between eastern Pacific and North Pacific, with warm (cold) SST in the eastern Pacific while cold (warm) SST in the North Pacific during "warm epoch" ("cold epoch"), similar to the ENSO variability.

Our result also indicates that the seasonal change of decadal pattern is modest, much different from the ENSO evolution whose amplitude is strongly locked in northern winter season, which shows that the decadal oscillation involves an entire shift of climate state from one to another. Difference of ENSO evolution between cold and warm epoch can be seen. From the temporal point of view, ENSOs in warm epoch decay much slower than those in cold epoch. From the spatial point of view, the slow decay of ENSOs in warm epoch results from warming trend off the coast of Peru (Nino1+2) during the decaying stage of ENSOs. The decadal oscillation can modulate ENSOs by intensifying (weakening) and lengthening (shortening) ENSO evolution, as well as decreasing (increasing) ENSO frequency in warm (cold) epoch.

Key words: Decadal oscillation, El Nino/Southern Oscillation

