

東亞夏季季風年際變化分析：海溫過程

卓盈旻¹ 涂建翊² 余嘉裕¹

¹ 中國文化大學大氣科學系

² 中央研究院地球科學所

摘要

亞澳季風主要分為亞洲季風系統和澳洲季風系統兩部分，其中亞洲季風又可概分為印度、南亞和東亞三個區塊。由於台灣的气候變化主要受到亞洲季風系統影響，尤其是亞洲夏季季風的降水年際變化，對於台灣的影響深遠，因此加強對於東亞季風變化的研究，必能增進對於台灣和鄰近東亞地區短期气候的瞭解。準確掌握東亞夏季季風的大範圍變化與其演變過程是重要的一環，將可進一步研究影響夏季季風短期變化的物理因子，增加東亞地區降水預報的準確性。

許多研究顯示，熱帶海水溫度變化有明顯的低頻訊號存在，由於大氣運動時間尺度隨緯度減少而增長，因此熱帶地區大氣與海洋較易發生大範圍的交互作用，進行動量與能量的交換過程，而進一步影響全球大氣的環流。欲瞭解海溫對於大氣環流的影響，其中全球環流模式為重要的工具之一。本文以美國加州大學洛杉磯分校（UCLA）發展之全球大氣環流模式（Atmospheric Global Circulation Model, AGCM）為主要工具，探討東亞地區短期气候變化之機制，研究東赤道太平洋海溫、西太平洋海溫、印度洋海溫與東亞地區气候年際變化的關係，以增進海溫變化對於季風年際變化機制的瞭解，進而改善未來短期气候預報的能力。

關鍵詞：亞洲夏季季風、年際變化

一、前言

東亞地區位於全球最大的亞洲季風系統區域內，同時受到中緯度和熱帶天氣系統的影響，且地處歐亞大陸與西太平洋、印度洋的交界處，此區大氣於夏季不斷接受高海溫區所提供之充沛水汽，因而增加了夏季季風的能量，使得亞洲季風環流成為一包含了海洋—大氣—陸地交互作用的複雜系統。

亞洲季風並非只是局部地區的現象，而是大尺度或行星尺度系統的一個部分，因此季風強度的年際變化會受到其他地區變化的影響，許多研究皆指出聖嬰現象會對季風系統造成影響的遙相關作用，因此，東亞夏季季風存在明顯的年際變化。Rasmusson and Carpenter (1983) 首先發現印度夏季季風降水在聖嬰年有明顯偏少的情形產生，同時夏季西南季風肇始時間也明顯偏晚。Li and

Yanai (1996) 分析亞洲季風強度指數和海陸熱力特性時指出，赤道東太平洋、阿拉伯海、孟加拉灣、南海之海溫負距平，赤道西太平洋海溫正距平，會伴隨較強的亞洲季風。Lau and Nath (1994, 1996) 以GFDL-GCM進行43年的積分實驗結果顯示，熱帶太平洋海溫對於中緯度大氣環流之作用大於副熱帶當地之海溫。蕭等 (1999) 使用中央氣象局全球波譜模式之研究結果顯示，東太平洋赤道海溫之正距平，明顯加強太平洋副高的向西擴張，向西涵蓋到整個台灣地區甚至華南，因此東亞地區之降水偏向中國大陸。

本文第二節描述研究所使用的資料及簡介採用之數值模式。第三節探討海溫變異對東亞地區造成的氣候特徵。第四節則對本文做一個總結。

二、資料來源與模式簡介

本文中所採用的資料為 NCEP/NCAR 提供之再分析氣象資料，空間解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。NCEP 所提供最佳化內差之全球海溫資料 (Optimum Interpolation SST)，空間解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ 經緯網格。以及 NOAA 提供之外逸長波輻射資料 (Outgoing Longwave Radiation, OLR)，空間解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 經緯網格。

為了探討海洋和大氣間交互作用的基本特性，則採用美國加州大學洛杉磯分校 (UCLA) 由 Arakawa 教授研究群所發展之全球大氣環流模式 (Atmospheric Global Circulation Model)，分別針對不同的目的，設計一系列的實驗。此模式以原始方程作為控制方程，空間尺度涵蓋全球，水平和垂直平流均以有限差分法求解，水平空間解析度為 $5^\circ \times 4^\circ$ ，垂直方向分為 16 層，底層從 850hPa 開始，大氣層頂在 1 hPa，時間積分則採用 Matsuno 跳蛙法。積雲對流採用 Arakawa and Schubert 參數化 (1974)，濕對流調整則採用 Betts and Miller 參數化 (1986)，模式中包含輻射、邊界層、重力波、臭氧光化學等參數化過程在內。

三、海溫測試實驗

由於聖嬰現象發生時，季風系統會受到赤道東太平洋、西太平洋和印度洋三區海溫的影響，因此針對此三區海溫設計一系列之模式實驗，透過此實驗分別探討三區和東亞夏季季風的關係。在赤道東太平洋海溫實驗中，除了赤道東太平洋地區之海溫為氣候值加上海溫正距平之外，其餘地區海溫皆為氣候值，其餘二區之實驗皆為相同，三區域海溫正距平區域如圖 1 所示，將模式積分 21 個月。此研究主要目的在於探討亞洲夏季季風建立時期 (5、6 月)，東亞地區聖嬰和反聖嬰年大氣環流所受到的影響情形，本文中僅

圖示本世紀最強的一次聖嬰現象 (1997/98 年) 赤道東太平洋海溫所導致的大氣環流變化情形。

圖 2 為 1997 年和 1998 年 5、6 月實驗模擬結果與氣候值之氣流線差異，圖中顯示 1997 年低層 850hPa 的赤道中、東太平洋之東風分量明顯減少，北印度洋開始有東風分量生成，到 6 月時，北印度洋及西太平洋熱帶地區皆受東風分量所控制，因而使東亞地區由澳洲北部的南來跨赤道氣流減少，主要為太平洋副熱帶高壓環流所貢獻，使季風強度有減弱的趨勢。1998 年 5、6 月實驗模擬結果與氣候值之氣流線差異，由圖可知赤道東太平洋之西風分量開始逐漸減弱，太平洋副熱帶高壓之中心位置偏西，環流之西緣涵蓋到日本到台灣附近區域，北印度洋的西風分量也開始增加。

圖 3 為 1997 年和 1998 年初夏季風期間的 OLR 距平分佈。1997 年時，西太平洋地區逐漸轉變為 OLR 正距平區域，主要的負值中心發生在赤道東太平洋，顯示該區此時的降水有增加的趨勢，意味赤道東太平洋上的大氣積雲對流作用旺盛。而西太平洋和北印度洋附近區域的對流作用明顯減弱，顯示該區域轉變為少雨區。至 1998 年，赤道東太平洋負值區域開始減少，顯示此區域的積雲對流作用減弱。阿拉伯海、孟加拉灣及台灣附近於 1998 年 5 月的 OLR 值較 1997 年 5 月為低，說明這些區域的對流作用較為旺盛，可見該區恢復成為沃克環流的上升區，同時增強了季風環流系統。

為了瞭解大氣環流的變化情形，所以利用速度位分析高、低層輻散場的空間分佈。圖 4 為 1997 年和 1998 年 5、6 月低層 850hPa 速度位場的距平分佈，1997 年的速度位正、負距平呈現東西對稱形式，顯示東太平洋低層為正距平區域所籠罩，可知該區大氣低層為輻合風分量增加的區域。而在亞洲主要季風區之輻散風分量有明顯增強的趨勢，使西太平洋與季風區之低層輻合強度顯著減弱，

意味低層輻合區東移造成沃克環流異常。而1998年東、西太平洋則呈現完全相反的情形，西太平洋和東亞季風區之輻散風分量以及東太平洋之輻合風分量有減弱的趨勢，顯示此時沃克環流逐漸恢復正常。

圖5為1997年和1998年5、6月高層200hPa速度位場距平圖，1997年東太平洋高層大氣為負距平區域，該區大氣高層為輻散風分量增加的區域，負距平中心位置移至赤道東太平洋，且強度增加，意味沃克環流上升區移至此區域。西太平洋和東亞季風區則為正距平區域所籠罩，但是在6月時，當東太平洋高層輻散風顯著增強之際，西太平洋之輻合風分量卻未有明顯增強的趨勢，這是值得再研究之處。1998年之高層速度位場距平結果，整個研究區域高、低層呈反相位的情形，顯示東太平洋之輻散風以及西太平洋與東亞區域之輻合風分量強度逐漸減弱，整個區域之高層大氣速度位強度變化與低層大氣變化相互配合。

本實驗是針對1997-1998年東太平洋赤道海溫正距平測試，藉此可以瞭解熱帶東太平洋的異常海溫變化，對於東亞區域氣候的影響。實驗結果顯示，當東太平洋赤道地區海溫增加時，北印度洋有顯著的東風分量產生，使得東亞地區從澳洲北部的南來氣流減少，此時南來氣流主要為太平洋副熱帶高壓環流所貢獻，季風強度有減弱的趨勢。同時，赤道地區之東西向環流強度減弱，即沃克環流上升區向東移至東太平洋地區，西太平洋轉變成為異常沃克環流的下沉區，抑制了該區大氣中的對流作用，增加該區低層大氣的輻散風分量，導致東亞區域的降水十分反常。

四、總結

本文以美國加州大學洛杉磯分校(UCLA)發展之全球大氣環流模式(Atmospheric Global Circulation Model, AGCM)為主要工具，探討東亞地區短期氣

候變化之特徵與機制，主要研究區域包含東亞大陸和鄰近西太平洋地區，針對東赤道太平洋海溫、西太平洋海溫、印度洋海溫變化因素，分析其與東亞地區氣候年際變化的關係，以增進對於季風年際變化機制的瞭解，進而改善未來短期氣候預報的能力。

赤道東太平洋海溫實驗結果顯示，當只增加東太平洋海面溫度時，該區會出現明顯且持續之降水正距平，東西向沃克環流強度會減弱，即東太平洋上升、西太平洋下沉。東太平洋低層出現氣旋式環流距平，增加中太平洋西風分量，而西太平洋及印度洋出現反氣旋式環流距平，增加東風分量。降水變化集中在赤道區，東太平洋增加，而印度洋減少。聖嬰現象發生前與發生後的初夏時期，整體環流結構呈現對稱形式的分布。在西太平洋海溫實驗中，環流強度明顯比赤道東太平洋海溫實驗弱，西太平洋地區夏季低層為輻散風分量，冬季則為輻合風分量。當聖嬰現象發生後，太平洋低層反氣旋式環流距平有增加的趨勢。聖嬰現象發生前後，初夏期間的環流配置相當一致，降水變化主要集中在西太平洋地區，台灣附近一帶成為多雨區。於印度洋海溫實驗中，環流強度僅有赤道東太平洋海溫實驗的一半，環流上升區在印度洋，下沉區在中、東太平洋地區。初夏期間的環流配置主要受到印度洋區域海溫變化的影響，印度地區夏季低層有明顯的反氣旋式環流產生，使當地東風分量增加，因而減弱季風的強度。

由上面的分析可知，海溫對於亞洲夏季季風年際變化是一項重要因素。模式模擬分析結果得知其與觀測結果並非完全一致，這是因為季風環流為一個海、氣、陸三者相互作用的複雜系統，不能只考慮海溫的影響而已，必須將陸地部分包含在內，預期將可改善我們對於短期氣候預報的準確性。

參考文獻：

蕭志惠等，1999：1998年5-6月東亞季風環流之模擬及海溫之敏感度測試。大氣科

學, 27, 273-293。

Lau, N. C., and M. J. Nath, 1994: A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system. *J. Climate*, 7, 1184-1207.

Lau, N. C., and M. J. Nath, 1996: The role of the atmospheric bridge in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. *J. Climate*, 9, 2036-2057.

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.

Rasmusson, E. M., and T.H. Carpenter, 1983: The relationship between the eastern equatorial Pacific sea surface temperature and rainfall over India and Sri Lanka. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 517-528。

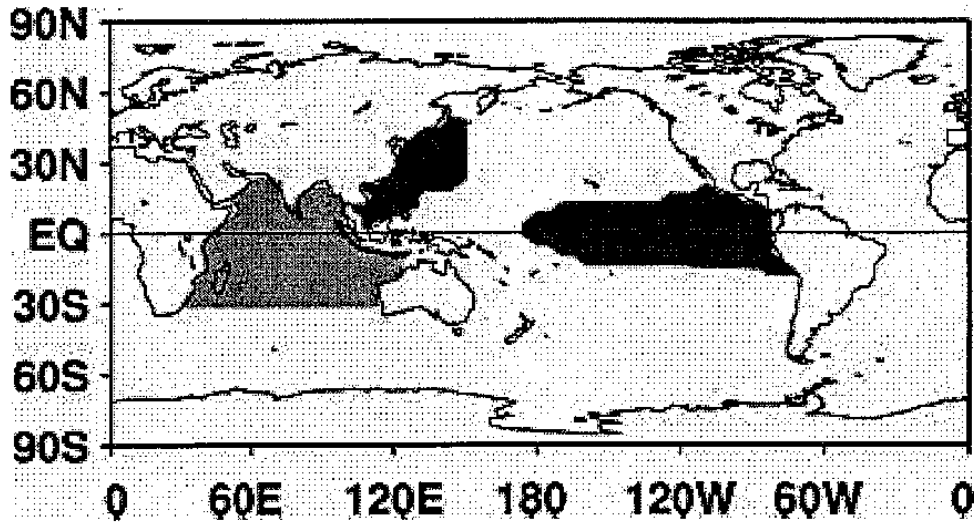


圖 1：赤道東太平洋、西太平洋和印度洋所選取之海溫正距平區域。

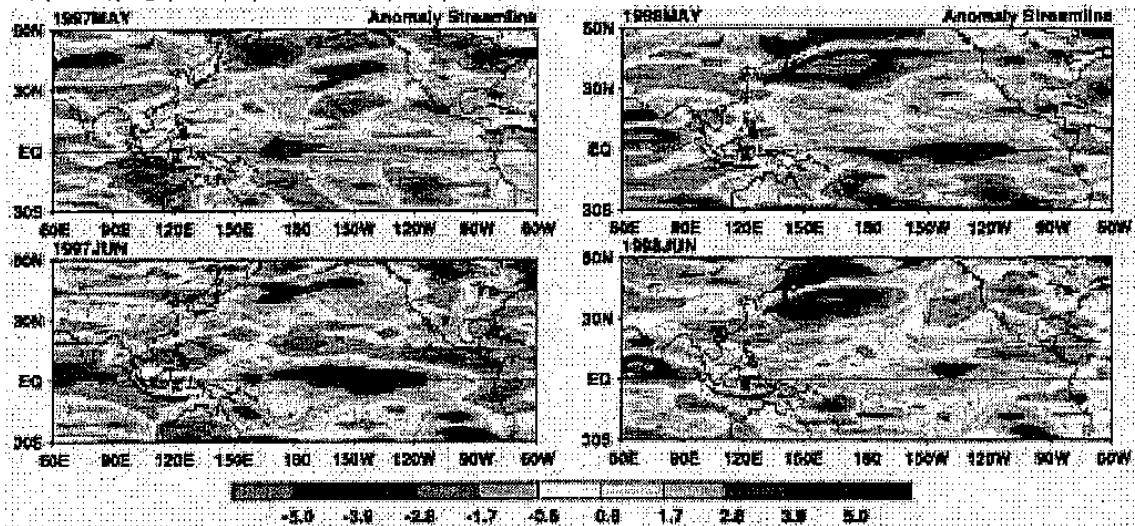


圖 2：1997 年和 1998 年 5、6 月實驗模擬結果與氣候值之低層 850hPa 氣流線差異，等值線為 U 風場的距平，單位為 m/s。

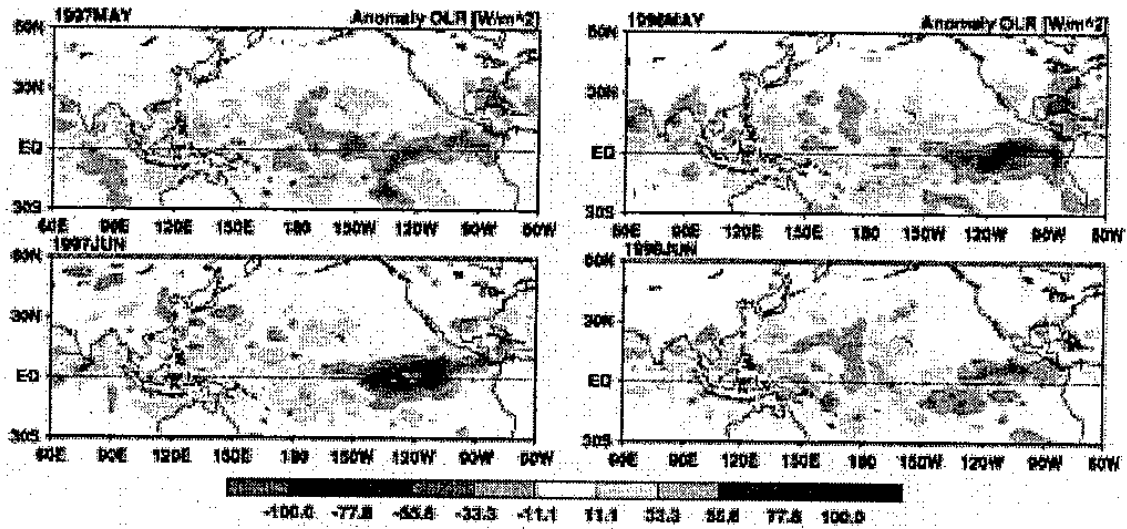


圖 3: 1997 年和 1998 年 5、6 月實驗模擬結果與氣候值之外溢長波輻射(OLR)距平圖, 單位為 W/m^2 。

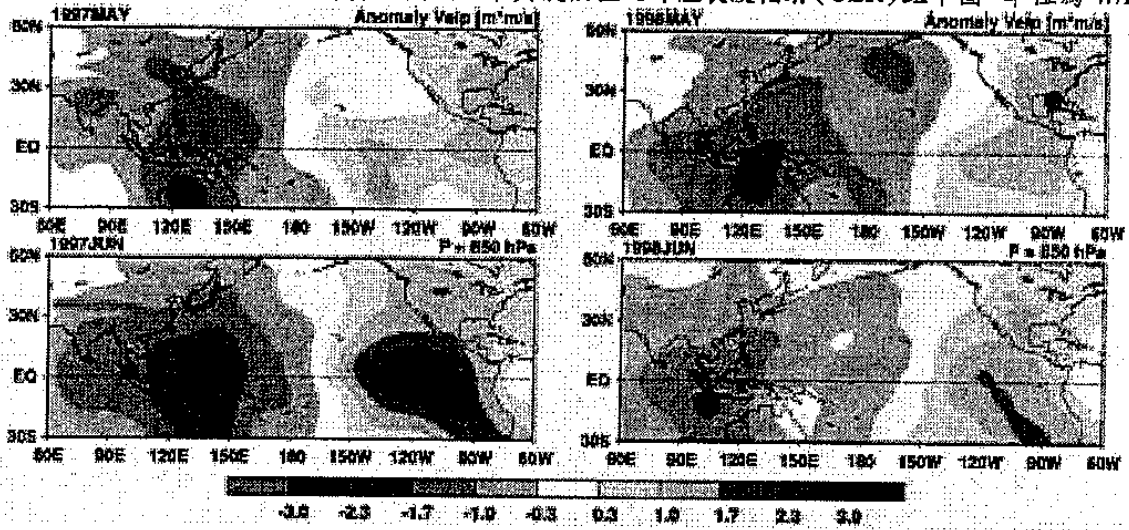


圖 4: 1997 年和 1998 年 5、6 月實驗模擬結果與氣候值之低層 850hPa 速度位場距平圖, 單位為 $10^6 \cdot m^2/s$ 。

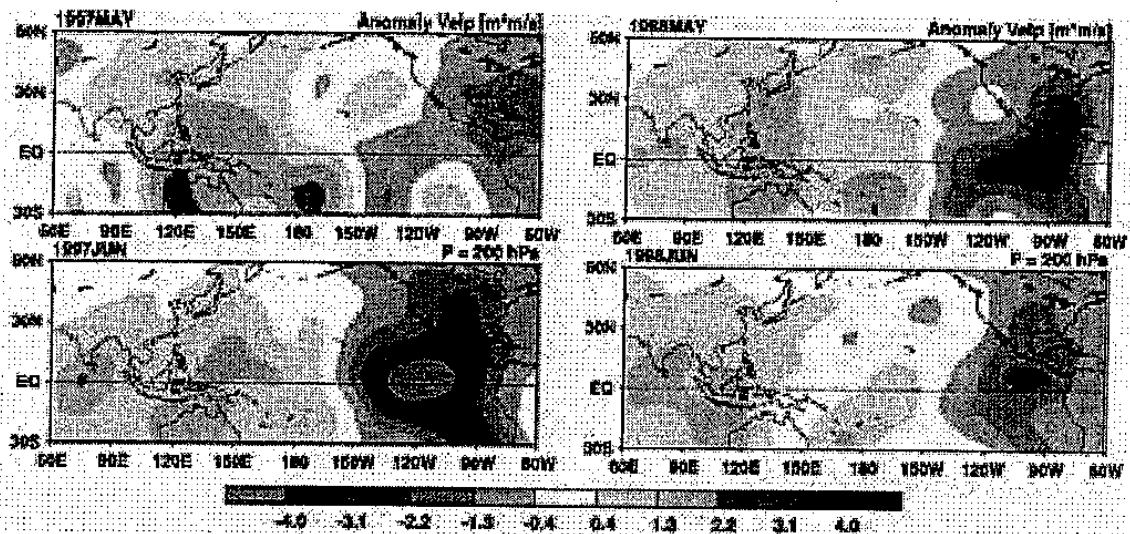


圖 5: 1997 年和 1998 年 5、6 月實驗模擬結果與氣候值之低層 200hPa 速度位場距平圖, 單位為 $10^6 \cdot m^2/s$ 。