

台灣五-七月豪(大)雨之中長期變化 與季內振盪

鄒治華¹ 徐邦琪¹ 柯文雄²

¹台灣師範大學地球科學研究所

²台灣大學大氣科學系

(中華民國八十九年十月二十六日收稿；中華民國九十年十一月二十二日定稿)

摘 要

台灣西部地區豪(大)雨的發生頻率最大值出現在六月，次高峰出現在七月或八月，顯示台灣西部地區豪(大)雨深受其背景環流東亞夏季季風之影響。本研究的目的即在探討東亞夏季季風的低頻變化—季內振盪與台灣西部地區豪(大)雨之關係。

本研究採用 CDC 所分析之 1979~1998 年外逸長波輻射(OLR)，及 NCEP 重新分析之 1979~1998 年 200mb、850mb 水平風場資料，並以在頻率及時間域中皆有良好區域性的小波轉換(Wavelet)，進行資料的濾波。比較 10~60 天對流振盪與總變異的分布可知，10~60 天 OLR 波動變異量的高值區分布與總變異量一致，即亞洲季風區變異量最高，東太平洋次之。亞洲季風區之季內振盪又以 30~60 天波動的貢獻較大，其中孟加拉灣為全球 30~60 天變異量之冠，而南海地區為東亞地區季內對流振盪變異量最大的地區。南海地區其季內對流變化主要以 30~60 天振盪的貢獻為主。

南海地區五-七月季內振盪的年際變化與台灣西部地區五-七月豪(大)雨發生次數的年際變化成正相關。分析顯示當南海地區 30~60 天對流振盪變異量為正距平時，台灣地區的豪(大)雨次數較多，反之南海地區 30~60 天振盪變異量為負距平時，台灣五、六、七月豪(大)雨次數偏少，且此期間豪(大)雨次數多發生於南海地區 30~60 天 OLR 波動之第一波低值區由負轉正後。而相對的 10~20 天的季內對流振盪與台灣地區豪(大)雨兩者之間並無顯著的相關性。

由延遲相關分析與合成分析發現，30~60 天 OLR 波動到達南海前，最大上升區在印度洋至孟加拉灣地區，南海為下沉區。30~60 天波動到達南海後，短暫滯留強度增強，對流強度達到最大時，東亞地區南北方向波列結構明顯，波動轉向北及東北移至華南/台灣及日本東南方。此時台灣附近 30~60 天渦度由負轉正，風場由東風轉為西南風，伴隨 30~60 天波動之上升運動、西南氣流及氣旋式渦度，有利於台灣、華南地區的對流成長，進而可能形成豪(大)雨。台灣豪(大)雨之高峰期，與季內對流振盪由南海向北及東北移至台灣、華南的發生時間一致。監測南海地區 30~60 天振盪的結構與移動，將有助於掌握台灣地區豪(大)雨中期變化。

關鍵詞：豪(大)雨、季內振盪、夏季季風

一、前言

台灣位處於東亞之大範圍海陸交界區，氣候深受東亞季風之影響。陳與吳(1978)分析台灣五大城市台北、基隆、台中、台南、高雄 1956 至 1975 年的氣候狀況時發現，以全年逐月降水特徵而言，五月中旬至六月中旬存在一相當明顯的相對最大值，且由北往南愈來愈明顯，此期間為台灣的梅雨季。由於梅雨為災變天氣之一，其伴隨之豪(大)雨、暴洪可導致嚴重的財物損失及人員傷亡，又因梅雨季豪(大)雨的預報能力仍低，在作業上為一大挑戰，因此台灣地區針對梅雨季的研究極多。在梅雨期間豪(大)雨的時空分布特徵上，陳與楊(1988)指出，梅雨期間豪(大)雨頻率以高山區最高，山脈東部地區及島嶼最少，顯示由地形影響低對流層盛行西南氣流所引發豪(大)雨之角色。陳與林(1997)進一步提出除了地形影響豪(大)雨的空間分布外，豪(大)雨的發生頻率亦有顯著的日夜變化，以午後 1600LST 發生頻率最高，且六月較五月增大。

許多學者探討過中尺度系統如鋒面、中尺度低壓、低層噴流等與豪(大)雨之關係。根據曲與任(1986)及陳(1988)綜合台灣地區的梅雨研究發現，鋒面附近因低層輻合產生的上升運動會導致連續性或漸歇性降水。而經常伴隨梅雨鋒面生成的中尺度低壓，其形成之風場變化、近地層輻合對於對流運動與降水之加強貢獻甚大(陳與紀, 1980, 陳等, 1992)。高低層噴流之相對位置亦與發生豪(大)雨的區域相互關連(Uccellini and Johnson, 1979; Tsay and Kau, 1989; 蔡, 1991; 周等, 1995)。

在大尺度環流與豪大雨的研究方面，周與陳(1989)指出每年五、六月為東亞地區冬夏

兩季大尺度氣壓系統的轉型期，此時大尺度環流與對流活動之變化特徵均十分顯著，台灣的天氣於此一過渡時期相當地不穩定，常有明顯的局部性降水發生。由王等(1985)觀測資料的統計分析亦可得知，豪(大)雨的發生頻率深受其背景環流東亞季風之影響；台灣冬季豪(大)雨的發生機率較小，夏季季風期間豪(大)雨發生的頻率較高。

季風降水除季風系統本身的季節變化外，亦存在季節尺度以下的明顯變化，因其振盪週期在季節尺度以下，稱之為“季內振盪”(Intraseasonal Oscillation)，主要有 10~20 天和 30~60 天準週期振盪(Chen and Chen, 1995)。30~60 天(40~50 天)波動最先在赤道附近為 Madden 和 Julian (Madden and Julian, 1972) 兩人所發現，因此熱帶近赤道地區 30~60 振盪亦稱“Madden-Julian oscillation”或“MJO”。熱帶低緯度 30~60 天振盪是大氣海洋耦合系統中的一部份，通常 30~60 天週期的降水異常始於西印度洋，當其向東移行至較暖洋水的西太平洋時特徵顯著，但移至中、東太平洋冷水區後訊號迅速衰減，然於東太平洋中美洲海域和印度洋時又再度出現，成為繞全球之 30~60 天週期循環。

Yasunari (1979) 分析衛星雲圖的雲量發現，印度季風的雲量也有 30~40 天的週期變化，然與向東移行的 MJO 相比，印度季風區 30~60 天振盪的移動特性較複雜。Krishnamurti and Subrahmanyam (1982) 的研究發現，30~50 天振盪的槽線由印度往東及往北移動，當週期 30~50 天的 850mb 槽線(脊線)從印度洋向北移到 20° N 時，印度季風為活躍期(不活躍期)。Lau and Chan (1986) 分析 1975~1982 年 OLR 資料發現，在西太平洋週期 40~50 天 OLR 異常

往西北經南海傳到中國大陸南部，此東亞地區向北移動之 40~50 天季風槽與梅雨之肇始有關。

南海夏季季風受到季內振盪的影響也有爆發、活躍與中斷的變化。Chen and Chen (1995) 分析 1979 年南海夏季季風發現，當低層 30~60 天季風槽(脊)與 12~24 天振盪低值(高值)同時到達南海北部，為南海夏季季風肇始(中斷)。南海季風的強度與向北傳送之 30~60 天季風槽脊，及向東傳送之 30~60 天全球輻散環流有關。當 30~60 天季風槽(脊)到達 15° N 時，南海季風環流強度達到最大值(最小值)。鄒等 (2000) 分析南海地區季內對流振盪氣候特徵發現，南海地區 OLR 17 年平均值在五月中旬突然下降，南亞高壓突然北移至 15° N 以北地區、南海地區高層風場反轉較強東風及低層副高撤退出南海的時間，與 30~60 天振盪及 10~20 天振盪轉入負相位的第一次交會時間是一致的。

近年來科學家們研究指出，低緯度季內振盪除對全球熱帶、副熱帶大氣環流有一定的影響，亦與冬季噴流條活動，以及整個太平洋區域之天氣現象有一定的關連。冬季時，隨著低緯度季內振盪的移行，以及持續數天以上的阻塞高壓環流特徵，可能導致美國西部大量降水，甚而爆發洪水現象 (Higgins and Schubert, 1996; Higgins and Mo, 1997)。暖季時，低緯度季內振盪的相位變化可作為太平洋及大西洋上熱帶氣旋生成活躍之評估條件，由季內振盪產生的赤道地區上升運動對熱帶氣旋的發生十分有利，反之與季內振盪有關的下沉運動則不利於熱帶氣旋的生成 (Libmann et al., 1994; Maloney and Hartmann, 2000)。

相對於赤道附近的季內振盪與劇烈天氣之

關係，目前關於季風區季內振盪與劇烈天氣之關係的研究甚缺。台灣位於東亞季風區，豪(大)雨的發生頻率深受東亞夏季季風之影響，若能深入了解夏季季風期間季內振盪演化過程與季風環流的交互關係，將有助於掌握東亞夏季季風肇始時間及季風對流降水與豪(大)雨的中長期變化。本研究的目的即在探討季內振盪的活動、年際變化與台灣地區豪(大)雨之關係。本文就台灣北、中、南、東重要的城市進行長期之豪(大)雨統計分析，並探討豪(大)雨與季內振盪之相關性，期能對季內振盪與台灣豪(大)雨之關係有更深一層的瞭解。

二、資料與濾波方法

本研究採用中央氣象局設立於台灣各地測站之逐日降雨量資料，進行豪(大)雨氣候特徵之分析。由於各站之資料年代不同，資料完整性的差異頗大，因此茲選定資料齊全且為台灣北、中、南、東各地理區之重點城市，包括台北、台中、台南、高雄、花蓮五站進行分析。此五測站之降雨資料均十分完整，除高雄測站資料為 1931-1998 年外，其餘四測站資料長度均為 1901 至 1998 年。

為了分析季內振盪的活動、年際變化與台灣地區豪(大)雨之關係，本研究亦採用下列全球資料：1. CDC(Climate Diagnostic Center)所分析之 1979~1998 年共 20 年每日外逸長波輻射(OLR)，與 2. NCEP (National Centers for Environmental Prediction)重新分析之 1979~1998 年共 20 年每日 200mb、850mb 水平風場。以上資料的經緯網格點間距皆為 2.5° * 2.5°。

目前有許多濾波方法可以用來分析季內

振盪的特性，但要兼顧能在頻率及時間域中皆有良好的區域性則小波轉換為一有利工具 (Weng and Lau, 1994; Mak, 1995; Torrence and Compo, 1998)，小波轉換是以區域性效應增強，區域外效應快速減弱的函數為基底，與傅立葉轉換相比，一般小波轉換的基底數較複雜，但每一個基底數都相當的區域化。因此，本研究將採用以區域性特徵為主的小波轉換進行資料的濾波分析。我們採用 Daubechies(1988)的小波轉換，Daubechies 的小波轉換，除了保有區域化的特性外，其基底函數具有正交函數的特性。有關 Daubechies(1988)的小波轉換之介紹與應用，詳見鄒等(2000)。

三、台灣豪(大)雨與季內振盪

(一) 台灣豪(大)雨的氣候特徵

豪(大)雨的定義不一，本研究採用中央氣象局預報作業所定之豪(大)雨標準，日雨量達 50 公釐者，歸類為豪(大)雨事件。圖 1 為台北、台中、台南、高雄及花蓮五個測站之各月豪(大)雨次數氣候統計，除高雄測站資料為 1931-1998 年外，其餘四測站資料長度均為 1901 至 1998 年。由圖 1 可發現，台灣西部地區豪(大)雨最常發生在 5 月至 9 月，秋季和冬季的豪(大)雨次數均少，西部測站全年豪(大)雨最大值均出現在六月，次高峰出現在七月或八月，表示台灣西部地區降水最主要的來源為梅雨及颱風系統。位於台灣東部的花蓮站，其豪(大)雨發生次數最多的季節則是在夏末初秋，最大值出現在九月，受梅雨的影響不顯著。本文欲探究在夏季季風期間豪(大)雨與季內振盪的關係，因此，後續的研究將著重於台灣西部地區五、六、七月之豪(大)雨特色。

首先將台灣西部測站逐年五、六、七月之豪(大)雨次數與降雨量比較，如圖 2 所示。由圖 2 可以看出，各站之豪(大)雨次數有明顯的準雙年振盪，即有 2-3 年之振盪週期，且降雨量的分布曲線與之十分相似，兩者呈高度相關，此四測站之豪(大)雨次數與降雨量之相關係數均高達八成以上，意謂除去豪(大)雨事件之時日，其雨量月平均值可能偏低。此外，各測站豪(大)雨次數除了準雙年振盪外，亦出現十年以上的振盪週期，以台北測站為例，豪(大)雨次數之時間序列於 1940 年代及 1980 年代為波動高值區，而 1960 年代為低谷區。

(二) 季內對流振盪與東亞季風對流

目前認為季風中季內振盪有二：準雙週振盪 (quasi-biweekly oscillation) 和 30~60 (或 40~50 天) 天振盪(Yasunari, 1979; Krishnamurti and Ardanuy, 1980; Chen and chen, 1995)。圖 3 顯示 1979~1998 年 5 月至 7 月 OLR 原始值與 10~20 天、30~60 天與 10~60 天波動變異量。由變異量之水平分布圖看來(圖 3)，OLR 總變異量之高值區，主要分佈於印度半島西部與北部、孟加拉灣與南海地區，而東太平洋為僅次於亞洲季風區之另一高值區(圖 3.a)，與 Salby and Hendon(1994)的分析結果一致。比較 10~60 天對流振盪與總變異的分布可知(圖 3.a 與 b)，10~60 天 OLR 波動變異量的高值區分佈與總變異量一致，即亞洲季風區變異量最高，東太平洋次之。亞洲季風區之季內振盪又以 30~60 天波動的貢獻較大(圖 3.b~d)，其中孟加拉灣為全球 30~60 天變異量之冠，而南海地區為東亞地區季內對流振盪變異量最大的地區，其季內對流變化亦以 30~60 天振盪的貢獻為主。

南海地區為東亞地區季內對流振盪變異

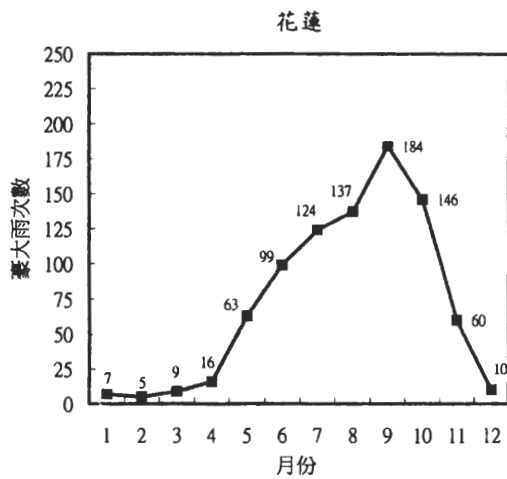
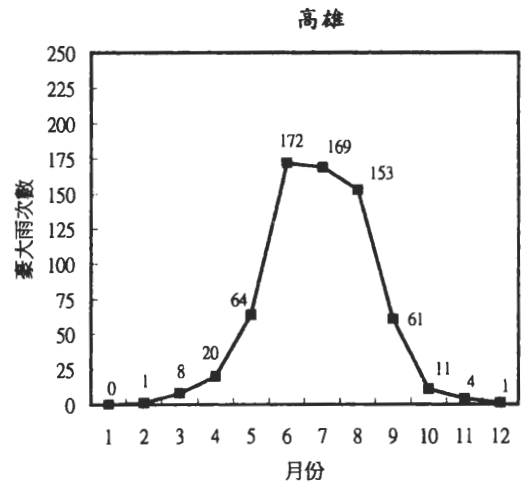
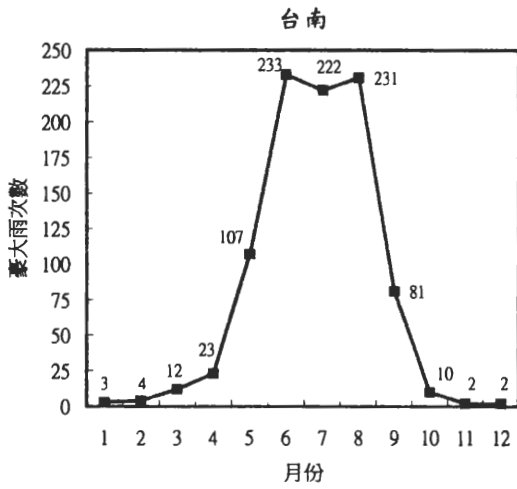
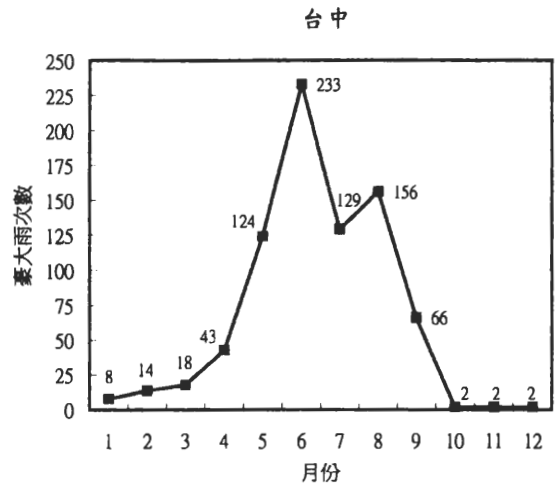
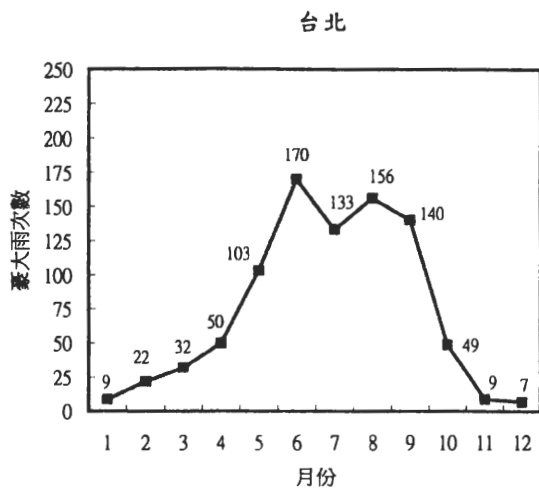


圖 1 台灣地區五個測站逐月之豪大雨次數分布。

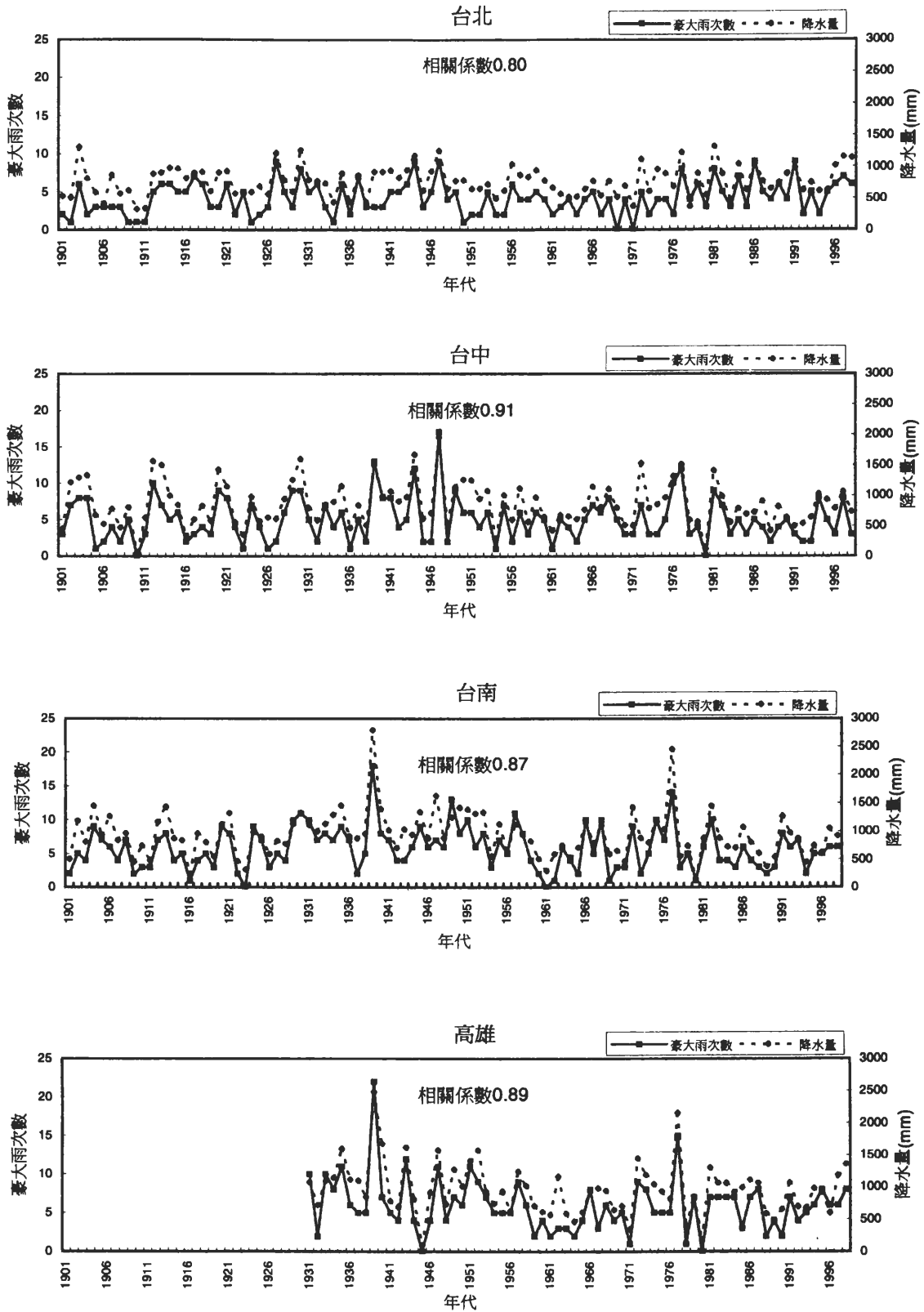


圖 2 台灣西部各測站之五-七月豪大雨次數及雨量相關。

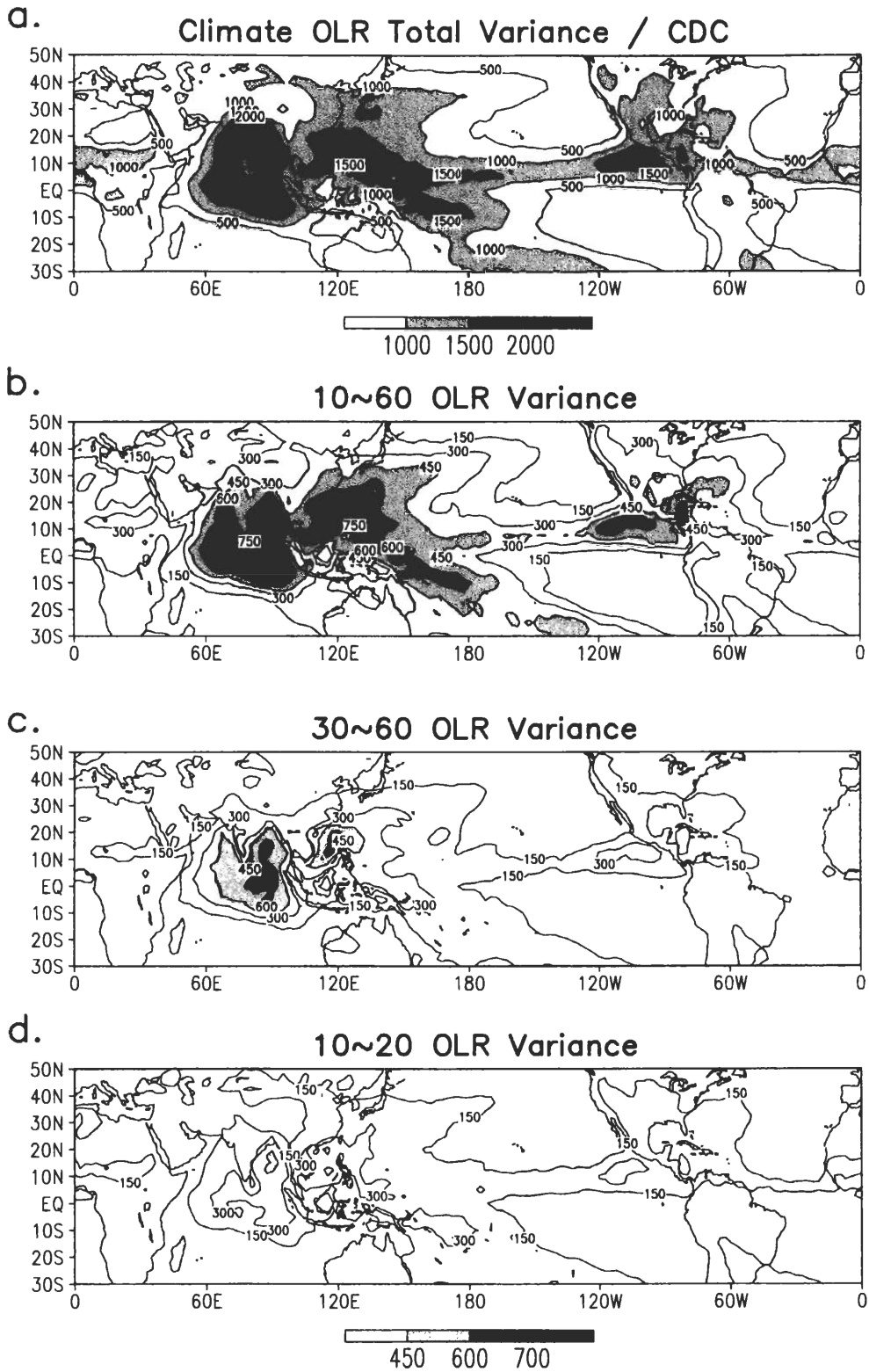


圖 3 1979 年至 1998 年 5 月至 7 月 OLR 總變異量水平分布圖。圖 a 為總變異量，圖 b 為季內振盪總變異量，圖 c 為 30~60 天波動變異量，圖 d 為 10~20 天波動變異量。圖 a 陰影區間距為 500(w/m²)²，圖 b 至圖 d 陰影區間距為 150(w/m²)²。

量最大的地區，爲了探討南海地區各年夏季季內對流振盪與季風對流之關係，我們以南海地區(115~120° E, 10~15° N)爲基點，去計算 1979 年至 1998 年 5 月至 7 月每日南海 OLR 季內振盪

與全球各地 OLR 原始值之相關係數。圖 4 爲南海地區 OLR 季內振盪與全球各地 OLR 原始值之相關係數分布圖。由圖 4 看來，南海地區 10~60 天(包括 30~60 天與 10~20 天振盪)OLR

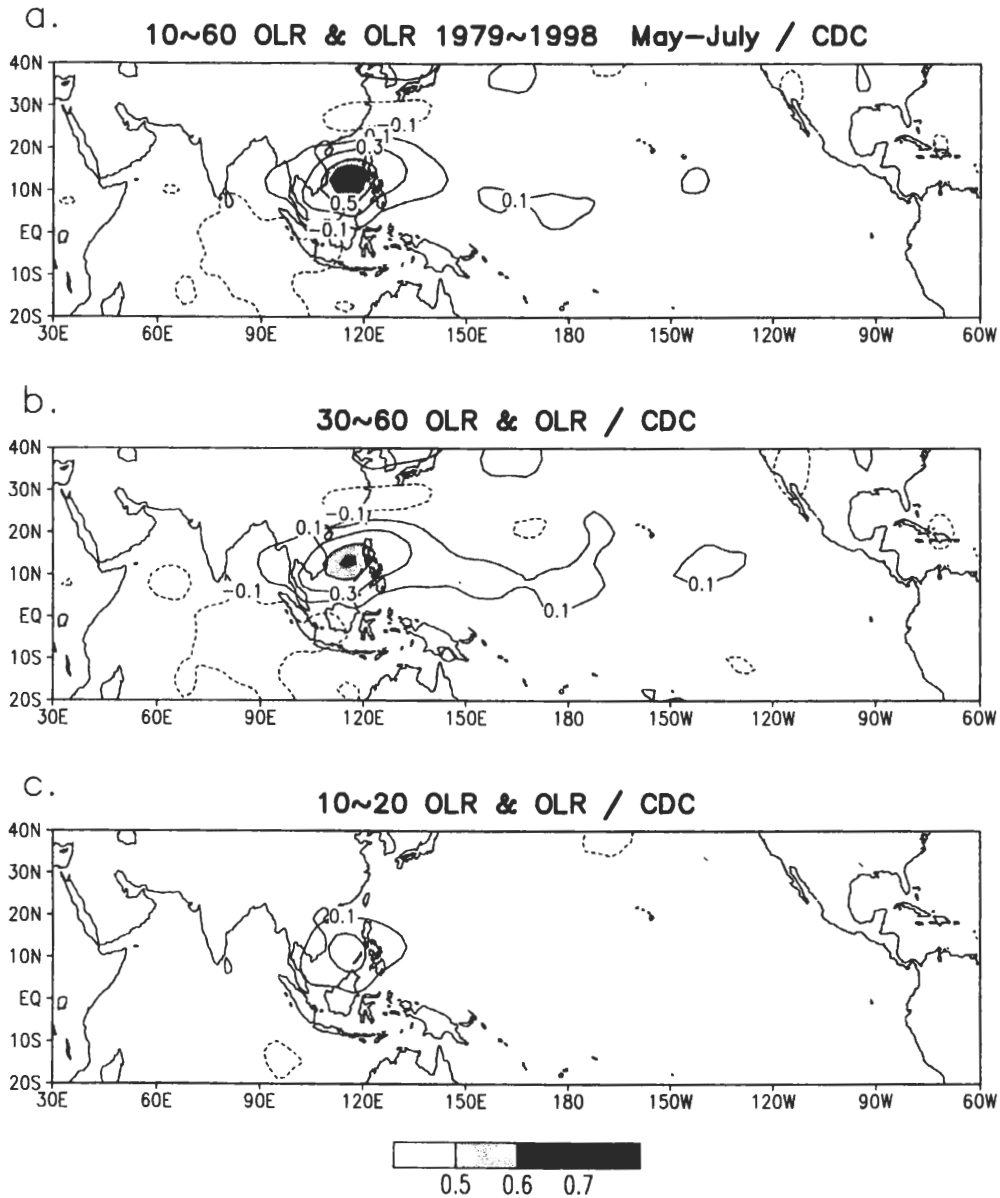


圖 4 1979 年至 1998 年 5 月至 7 月南海地區(115~120° E,10~15° N)季內振盪與各地 OLR 原始值之相關係數。圖 a 爲 10~60 天 OLR 波動與各地 OLR 原始值之相關係數，圖 b 與圖 c 同圖 a 但分別爲 30~60 天 OLR 波動及 10~20 天 OLR 波動與各地 OLR 原始值之相關係數。陰影區代表正相關係數高於 0.5 之區域，虛線區則爲負相關區域。

波動與當地 OLR 原始值之相關係數最高，相關係數值高達 0.7 以上(圖 4.a)。這意味著各年季風降雨與各年季內對流振盪的變化相似，即各年季風對流之肇始時間、活躍與中斷的變化，與各年季內對流振盪開始、活躍與中斷的時間一致。季內對流振盪中又以 30~60 天 OLR 波動與 OLR 原始值之相位較為一致。南海地區 30~60 天 OLR 波動與當地 OLR 原始值之相關係數大於 0.6(圖 4.b)，而 10~20 天 OLR 波動與當地 OLR 原始值之相關係數卻僅達 0.3(圖 4.c)。

分析東亞地區由南海至台灣附近 OLR 季內振盪與 OLR 原始值之相關係數，我們發現東亞各地區 OLR 季內振盪與 OLR 原始值之相關係數分布圖與南海地區類似，即季內對流與當地之季風對流呈高度相關，在此僅綜合南海至台灣附近季內對流振盪與季風對流(OLR)之最大相關係數值，以表一來說明。由表一可看出，台灣、華南地區 10~60 天 OLR 波動和 OLR 原始

值之相關係數皆高達 0.7 以上(表一)，即台灣、華南地區季風對流之肇始時間，與台灣、華南地區季內對流振盪到達的時間一致。季風對流增強(減弱)的時間亦與季內對流增強(減弱)的時間一致。30~60 天 OLR 波動與 OLR 原始值之相關係數大於 0.6，而 10~20 天 OLR 波動與季風對流之相關係數僅達 0.3，顯示台灣、華南地區季內對流振盪中以 30~60 天波動與季風對流之相關係數較大，季風對流的變化與 30~60 天對流振盪的變化相似。

四、台灣豪(大)雨與南海季內對流振盪

東亞夏季季風首先在南海地區建立 (Tao and Chen, 1987)，南海地區又為東亞地區季內對流振盪變異量最大的地區，進一步分析 1979 年-1998 年南海地區季內對流之各頻段年際變化

表一 1979 年至 1998 年五月至七月東亞地區(115~120° E)30° N 以南，包括 10~15° N, 15~20° N, 20~25° N, 25~30° N 四個緯度區之季內對流振盪與全球季風對流 (OLR) 時間序列之最大相關係數值，其中 10~60 天 OLR 波動包含 30~60 天及 10~20 天振盪。

東亞分區 季內振盪 頻段	相關係數			
	10° - 15° N	15° - 20° N	20° - 25° N	25° - 30° N
10~60 天	0.7	0.7	0.8	0.7
30~60 天	0.6	0.7	0.6	0.6
10~20 天	0.3	0.3	0.4	0.4

與台北及高雄測站豪(大)雨之相關，如圖 5 所示，若以 10~60 天(圖 5.a、d)振盪綜而觀之，絕大多數年份落於一、三象限，即兩者呈正相關，顯示當南海地區 10~60 天對流振盪變異量為正距平時，台北、高雄地區的豪(大)雨次數較多，反之南海地區 10~60 天振盪變異量為負距平時，台北、高雄五、六、七月豪大雨次數偏少；再將季內振盪區分為 30~60 天(圖 5.b、e)及 10~20 天(圖 5.c、f)週期討論，則發現 30~60 天振盪與豪(大)雨關係之分布型態與 10~60 天者十分相似，可推知南海地區季內振盪年際變化亦由 30~60 天週期主控；而此二十年統計結果顯示，10~60 天及 30~60 天振盪年際變化與兩測站豪(大)雨次數年際變化相關，僅有三年落於第四象限(南海對流振盪負距平對應台灣測站較多的豪(大)雨)，但 10~20 天對流振盪結果則較為散亂，四個象限皆有分布，顯示此週期的季內對流振盪與台北、高雄地區豪(大)雨兩者之間無顯著的相關性。台南測站各年之豪(大)雨次數在長期氣候分布中有較大極值出現，若將台南測站百分比高於 95% 之極值去除，台南站的分布狀況與台北、高雄站相似(附錄一)，但台中站可能因為所處地形較複雜，其受大尺度環流之影響比受區域性影響微弱，南海地區 OLR 各頻段與台中 5-7 月豪(大)雨次數之相關均不顯著(附錄一)。

由上述分析得知，南海季內振盪是影響五至七月西南季風期間台灣豪(大)雨生成的重要關鍵之一。南海季內振盪中又由 30~60 天振盪為主控，30~60 天對流為正距平時，台北、高雄豪(大)雨的次數皆大於氣候中間值(圖 5.b、e)。若能掌握南海地區 30~60 天振盪的結構與移動，將有助於台灣地區豪(大)雨中長期預報。為

探討南海地區 30~60 天振盪波動的結構與變化及其有利於台灣豪(大)雨生成的原因，本文選取南海地區(110-120° E, 7.5° -17.5° N)30~60 天對流波動變異量異常值高於 0.5 標準差，且距平時為最大的 6 年，繼續分析 30~60 天 OLR 波動強年，波動的結構與移動及其有利於台灣豪(大)雨生成之原因。本文選取之 30~60 天 OLR 波動強年為 1979、1984、1986、1987、1997 與 1998 年。

圖 6 為強年五月至七月南海地區與各地 30~60 天 OLR 波動之延遲(lag)相關係數圖。其中延遲時間為負(正)者，表示南海地區 30~60 天 OLR 波動之時間序列發生時間在各地 30~60 天 OLR 波動之時間序列之後(之前)。當延遲時間為 -15 天時(圖 6.a)，南海地區為最大負相關區域，最大正相關出現在赤道印度洋，即 30~60 天 OLR 波動到達南海前 15 天，東西向環流明顯，印度洋為上升區，南海地區為下降區。在東亞地區，南北方向波列結構亦明顯，南海地區為負相關區域，中緯度鋒面帶、南海南邊與西太平洋地區為正相關區域，即南海地區為下降區，而中緯度鋒面帶、南海南邊與西太平洋為上升區。

延遲時間為 -15 天至 -5 天期間(圖 6. a、b)，赤道印度洋地區之正相關區域同時向北及向東傳。向東的波動傳到南海至熱帶中太平洋，形成一帶狀正相關區域，與 Lau and Chan (1985) 分析一致。延遲時間為 -5 天時，此向東移行的波動，南海南邊向北及西太平洋向西北移動，與中緯度鋒面帶向南移行之訊號共同交會於南海至西太平洋，與鄒等(2000) 之氣候分析結果一致。

在 -5 天至 0 天期間，30~60 天對流振盪在

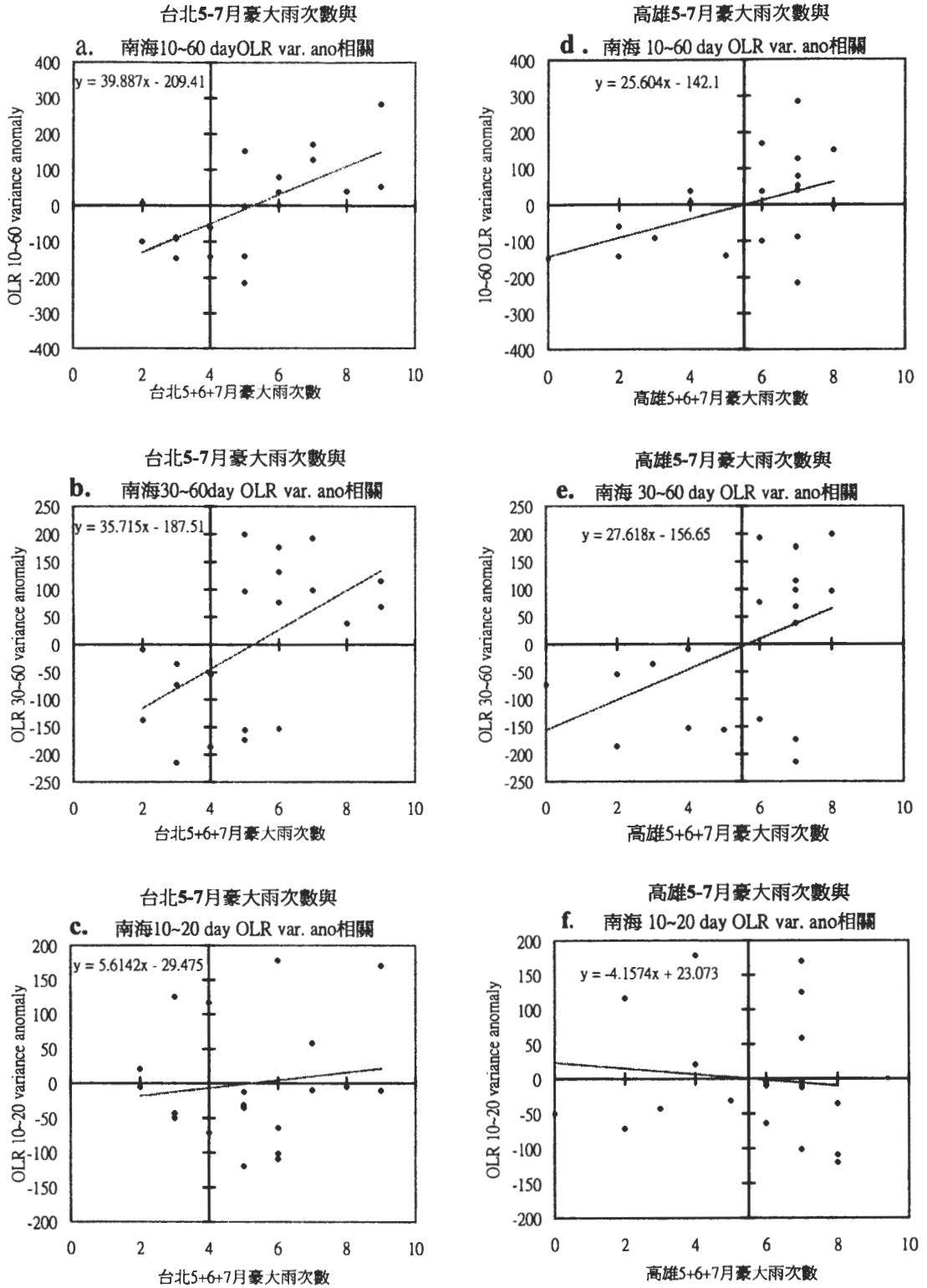


圖 5 台北與高雄測站五-七月豪大雨次數與南海地區 (110~120° E, 7.5~17.5° N) 季內對流各類段之相關分布圖。縱軸交於測站豪大雨次數之長期氣候百分比例為 0.5 處 (台北 4 次, 高雄 5.5 次)。

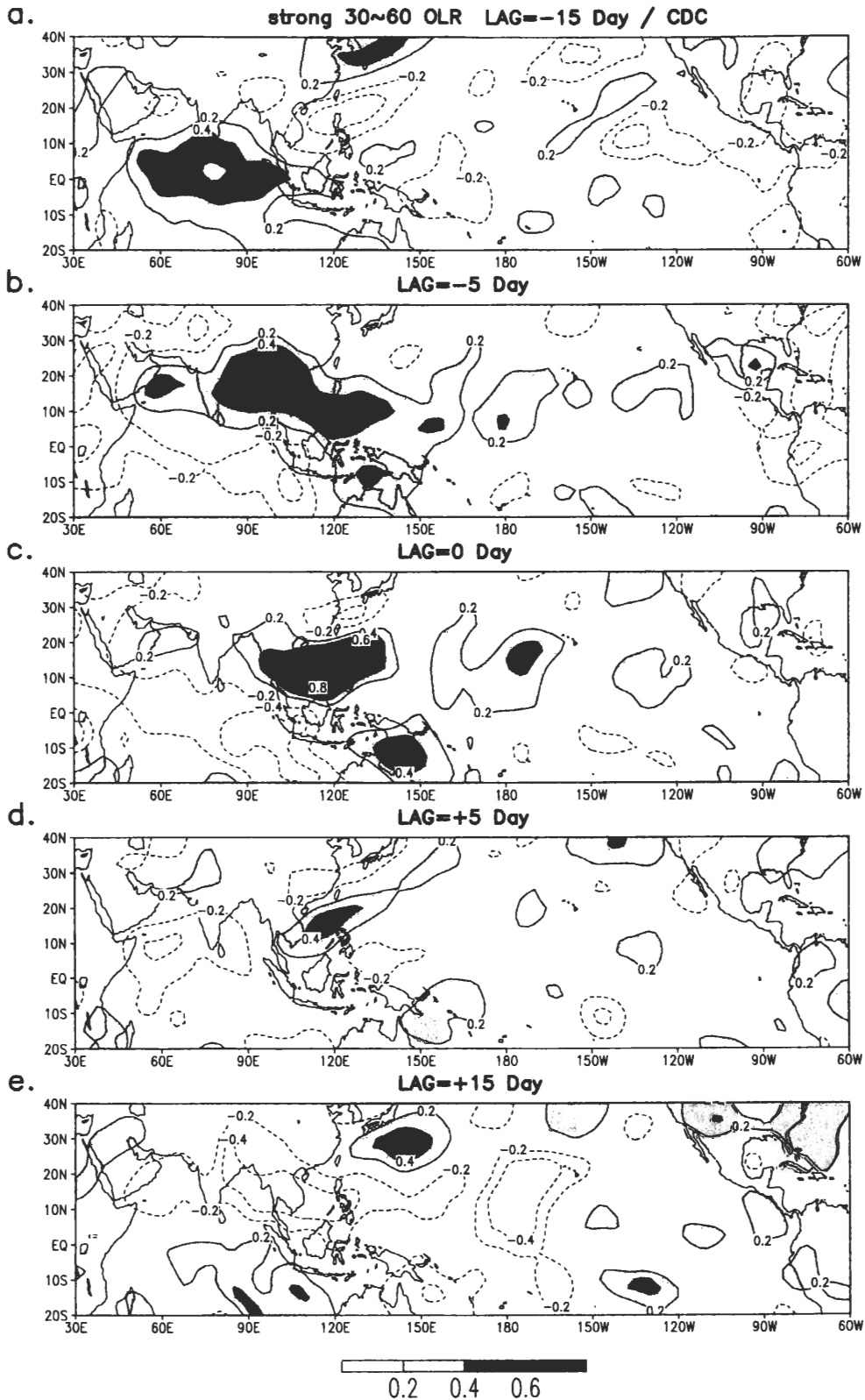


圖 6 南海地區 30~60 天 OLR 波動強年 5 月至 7 月，南海地區(115~120° E,10~15° N)與各地 30~60 天 OLR 值之延遲(lag)相關係數圖。(a)lag=-15 天 (b)lag=-5 天 (c)lag=0 天 (d)lag=+5 天 (e)lag=+15 天。陰影區代表正相關係數高於 0.2 之區域，虛線區則為負相關區域。

南海地區停滯且相關係數增強。延遲時間為 0 天時(圖 6.c)，南海地區之正相關係數達到最大，南海南北兩側為最大負相關區。此時東亞地區南北方向波列結構比東西向環流明顯，30~60 天 OLR 波動轉向北或東北移動(比較圖 6.c 與圖 6.d)。延遲時間為+5 天時，南海地區向北或東北移行之波動，與西太平洋向西北移行之波動，共同形成一東北、西南走向之帶狀正相關區域。

延遲時間為+5 天至+15 天期間(圖 6.d 與 e)30~60 天 OLR 波動繼續向北及東北移動，台灣華南地區為正相關區，南海為負相關區。延遲時間為+15 天時，最大正相關中心移到日本東南方(140° E, 30° N)，正相關區由日本東南延伸至華南/台灣。南海地區則再度出現負相關區域，東亞地區至北美西岸之波列結構明顯。

隨著 30~60 天 OLR 波動的北移，華南及台灣地區整個大尺度環流亦將隨之變化，綜觀強年之南海地區 30~60 天 OLR 時間序列(圖 7)可知，30~60 天振盪到達南海地區的時間不一致。1979、1984、1987、1997 與 1998 年之第一波 OLR 極小值小於 -15w/m^2 (南海 30~60 天振盪氣候平均值)出現日期，分別為 5 月 19 日，5 月 4 日，5 月 18 日，6 月 12 日，5 月 27 日與 5 月 27 日。由前所述之延遲相關分析可知，此時南海 30~60 天波動開始北移。若將強年之南海地區 30~60 天 OLR 時間序列佐以台灣地區豪(大)雨事件觀之(圖 7)，除七月之後豪(大)雨事件可能由颱風所致外，此六年，台北、高雄測站五、六月期間，由颱風引起之豪(大)雨次數甚少。南海 30~60 天振盪強年除 1987 年南海第一波低值到達時間較晚，台灣地區 5、6 月發生豪(大)雨次數較少外，台北、高雄地區五、六月的豪(大)雨似乎有密集出現之趨勢，主要集中在

南海地區 30~60 天 OLR 波動，第一波低值區達到極小值後，由極小值轉為零值至極大值期間，此期間大約相當於前所述延遲相關之+5~+15 天左右。1986 年，該年之豪(大)雨發生於第一波極小值附近的比例亦高。

進一步探討此六年之 OLR 波動於第一波低值到達，和南海 OLR 低值北移後，南海地區 OLR 轉正後之大範圍空間環流配置(圖未示)，我們發現，各年 30~60 天振盪傳遞速度不盡相同，但傳遞過程相似，因此，我們以各年南海 30~60 天振盪相位進行合成。本文定義南海第一波 30~60 天 OLR 波動達到極小值的時間為合成之相位 0；波動由極小值轉正至 0 值為相位 I，轉正至極大值為相位 II，與 Maloney and Hartmann(1998)的合成方法相似。圖 8 為六年合成後之結果，相位 0 時(圖 8.a~c)南海地區對流最強的時候，其北方出現 OLR 正值區域和負渦度場(圖 8.a)，西南風侷限於 15° N 以南，東亞地區的風場為東北風(圖 8.b)，且台灣附近 30~60 天 OLR 微弱；相位 II 時 30~60 天 OLR 對流中心已北移至日本南邊海域(圖 8.d)，隨著 30~60 天 OLR 對流的持續北移(相位 I 至相位 II)，南海地區 30~60 天 OLR 轉變為正值區(圖 8.d)，而台灣地區為日本南邊海域向西南延伸之 OLR 負值區域所籠罩，且南海北方的渦度由負轉正，風場亦轉為偏西和西南風向(圖 8.e)，東亞地區 30~60 天高低壓中心隨高度向西傾斜(比較圖 8.e、f)，有利於亞洲東岸高空梅雨槽的加深，此時，台灣附近整個環流場的配置均有利於上升運動及對流之成長，進而可能造成台灣豪(大)雨的發生。

綜合以上分析，南海 30-60 天 OLR 振盪強年，30-60 天 OLR 波動到達南海前，最大上

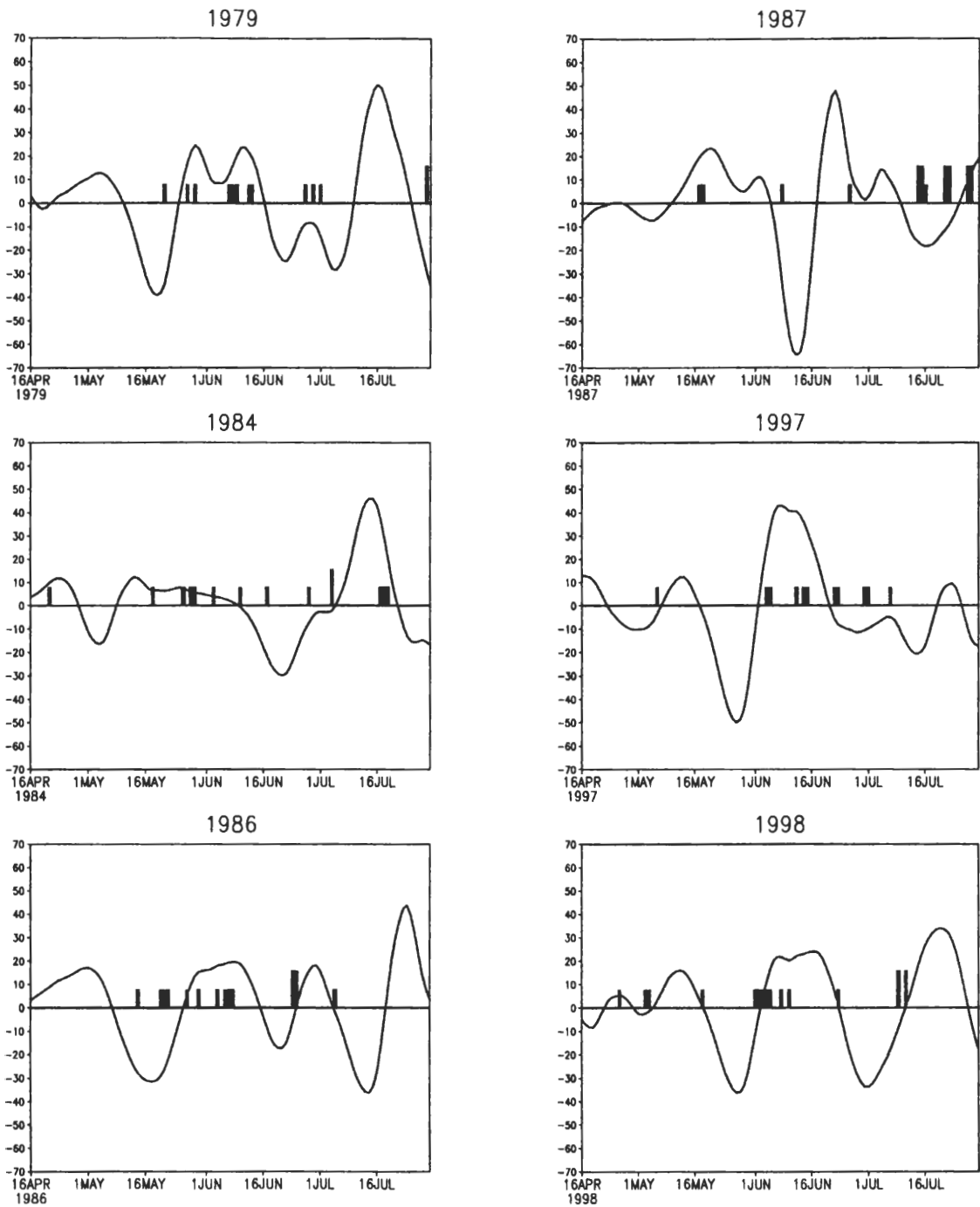


圖 7 波動強年之南海地區 30~60 天 OLR 時間序列與台灣地區豪大雨事件。縱軸為 30~60 天 OLR 波動的距平值 (W/m^2)，橫軸為時間變化。淺色短直條為台北站發生豪大雨之日期，深色短直條為高雄站發生豪大雨之日期，長直條則特別標記為颱風造成的豪大雨事件。

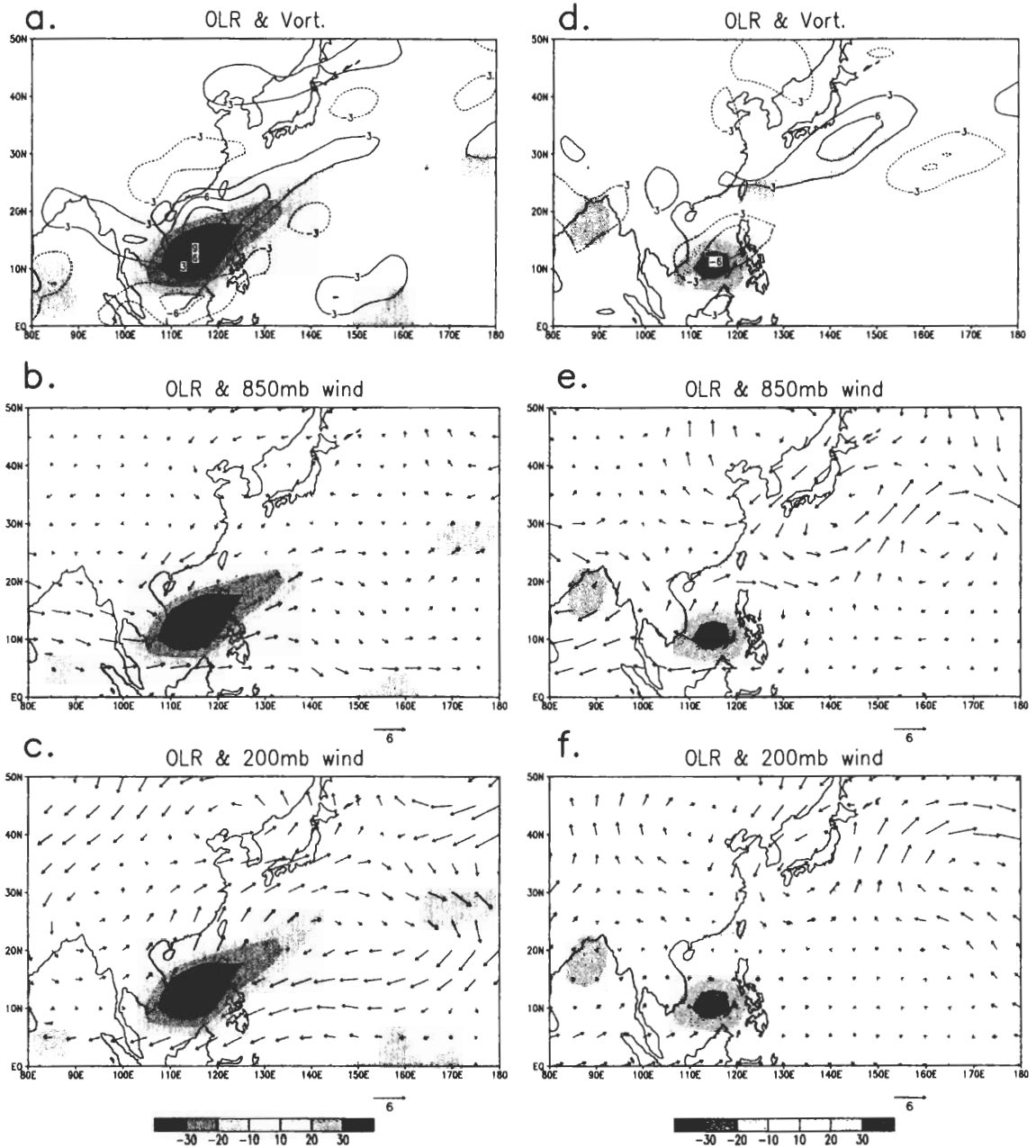


圖 8 強年之 30~60 天 OLR、渦度場及 850mb、200mb 風場之空間合成圖。a~c 為南海地區 30~60 天 OLR 最低值發生之相位 0 時，深色灰階為 OLR 負距平，淺色灰階為 OLR 正距平 (W/m^2)，a. 中曲線為 850mb 渦度場 ($10^{-6}1/s$)，d~f 同 a~c，但為南海地區 30~60 天 OLR 轉正至極大值之相位 II 時 (各年不一，大約在+9~+15 天時)。

升區在熱帶印度洋至孟加拉灣地區，南海為下降區。30~60 天波動到達南海後，短暫滯留，對流強度增強。當對流強度達到最大時，東亞地

區南北方向波列結構比東西向明顯，波動轉向北及東北移至台灣、華南及日本東南方，有利於台灣、華南地區的對流成長。

五、總 結

本研究採用中央氣象局設立於台北、台中、台南、高雄及花蓮五個測站之長期逐日降雨量資料，分析台灣地區豪(大)雨的時空分布特徵及年際變化。豪(大)雨的時空分布表現出影響台灣東、西部豪(大)雨的系統不同，台灣東部的花蓮站，其豪(大)雨發生次數最多的季節是在夏末初秋，最大值出現在九月，受梅雨的影響不顯著。台灣西部地區豪(大)雨最常發生在春末及夏季，西部測站全年豪(大)雨最大值均出現在六月，次高峰出現在七月或八月，表示影響台灣西部地區豪(大)雨的最主要的系統為梅雨及颱風。台灣西部地區豪(大)雨深受其背景環流東亞夏季季風之影響，若能深入了解東亞夏季季風演化過程及其與台灣西部地區豪(大)雨之關係，將有助於掌握夏季季風期間豪(大)雨的中長期變化。

季風降水除季風系統本身的季節變化外，亦存在季節尺度以下的明顯變化，因其振盪週期在季節尺度以下，稱之為“季內振盪”(Intraseasonal Oscillation)。季內振盪的活動與印度及亞洲夏季季風之肇始時間及強度變化不但有密切關係外 (Krishnamurti and Sabrahmanyam, 1982; Lau and Chan, 1986; 鄒等, 2000)，季內振盪亦對夏季季風的爆發、活躍與中斷有明顯的影響。我們利用 CDC 所分析之 1979~1998 年共 20 年每日外逸長波輻射 (OLR)，及 NCEP 重新分析之 1979~1998 年共 20 年每日 200mb、850mb 水平風場資料，並在頻率及時間域中皆有良好區域性的小波轉換 (Daubechies, 1988; 鄒等, 2000)，進行資料的濾波，分析季內振盪的活動及年際變化。

透過小波轉換分析我們發現亞洲季風區，季內振盪以 30~60 天波動的貢獻較大，其中孟加拉灣為全球 30-60 天變異量之冠。南海地區為東亞地區季內對流振盪變異量最大的地區，其 10~60 天(包括 30~60 天與 10~20 天振盪)OLR 波動與當地 OLR 原始值之相關係數高達 0.7 以上(圖 4.a)。這意味著雖然南海季風存在著很大的年際變化，但各年季風對流之肇始時間、活躍與中斷的變化，與各年季內對流振盪開始、活躍與中斷的時間一致。南海季內對流振盪中又以 30~60 天 OLR 波動為主。南海地區 30~60 天 OLR 波動與當地 OLR 原始值之相關係數大於 0.6，而 10~20 天 OLR 波動與當地 OLR 原始值之相關係數卻僅達 0.3。

分析南海地區季內對流之各頻段與台北及高雄測站豪(大)雨之相關，發現南海地區之季內對流振盪與台灣地區豪(大)雨出現次數有相當大的關連。當南海地區 10~60 天季內對流振盪變異量為正距平時，台灣地區的豪(大)雨次數較多，反之南海地區 10~60 天季內對流振盪變異量為負距平時，台灣五、六、七月豪(大)雨次數偏少，即兩者呈正相關。30~60 天振盪與豪(大)雨關係之分布型態與 10~60 天者十分相似，可推知南海地區季內振盪由 30~60 天週期主控；而 10~20 天對流振盪與台灣地區豪(大)雨兩者之間無顯著的相關性。

由延遲相關分析與合成分析發現，30~60 天 OLR 波動到達南海前，最大上升區在印度洋至孟加拉灣地區，南海為下沉區。30~60 天波動到達南海後，短暫滯留強度增強，對流強度達到最大時，東亞地區南北方向波列結構明顯，波動轉向北及東北移至華南/台灣及日本東南方，台灣附近 30~60 天渦度由負轉正，風場由東

風轉為西南風,伴隨 30~60 天波動之上升運動、西南氣流、及氣旋式渦度,有利於台灣、華南地區的對流成長,進而可能形成豪(大)雨。

綜合上述分析得知,台灣豪(大)雨存在著很大的年際變化,南海季內振盪是影響東亞夏季季風期間台灣豪(大)雨生成的重要關鍵之一。南海 30~60 天對流波動強年,台灣豪(大)雨生成次數多。各年台灣豪(大)雨之高峰期、亦與各年季內對流振盪由南海移至台灣、華南的發生時間一致。監測南海地區 30~60 天振盪的結構與移動,將有助於掌握台灣地區豪(大)雨中期預報。

南海地區季內振盪的年際變化,與台灣豪(大)雨的年際變化成正相關。若能深入了解影響南海地區季內振盪年際變化之機制,將有助於掌握夏季季風期間豪(大)雨的長期天氣變化,甚而利用季內振盪現象之模擬,可預先對台灣地區之豪(大)雨做中長期天氣及短期氣候預報,以期將災害降至最低。本文的後續工作柯等(2001)將分析南海季內振盪年際變化及影響其年際變化的機制。

致 謝

感謝兩位審查人提供寶貴的建議,使本論文更加充實完整。感謝國科會支持的大氣研究資料庫及中央氣象局提供資料。本研究是在國科會自然處研究計畫 NSC 89-2111-M-003-005 支助下完成。

參考文獻

王時鼎、鄭俠、徐晉淮與王台光,1985:五、六月間台灣地區暴雨之環境條件,天氣分析與預報研討會論文彙編,中央氣象局,55-77。

曲克恭、任立渝,1986:梅雨季發生大雨之綜觀預報法,大氣科學,14,17-32。

周仲島、洪景山、鄧秀明,1995:TAMEX IOP13 鋒面雨帶之個案研究(一):低層噴流和垂直風切在激發、組織與維持雨帶的角色,大氣科學,23,179-208。

周仲島、陳泰然,1989:1979 年東亞梅雨候平均大尺度環流之變化特徵,大氣科學,17,303-329。

陳泰然,1988:台灣梅雨研究的回顧,科學發展月刊,16,239-266。

陳泰然、王重傑、紀水上,1992:梅雨季伴隨豪雨之中尺度低壓個案研究,大氣科學,20,319-339。

陳泰然、吳清吉,1978:台灣五大城市之氣候特性分析,大氣科學,5,1-16。

陳泰然、紀水上,1980:台灣梅雨季之中幅度降水與中幅度低壓研究,大氣科學,7,39-48。

陳泰然、林宗嵩,1997:梅雨季台灣中南部地區豪大雨之氣候特徵研究,大氣科學,25,289-306。

陳泰然、楊進賢,1988:台灣梅雨期豪雨之時空分布特徵,大氣科學,16,151-162。

蔡清彥,1991:TAMEX 期間高低層噴流耦合情形,大氣科學,19,67-87。

鄒治華、柯文雄、張卜仁,2000:利用 Wavelet 分析南海地區季內振盪與東亞夏季季風之研究,大氣科學,28,27-46。

Chen, T.-C. and J. -M Chen, 1995: An observational study of the South China Sea monsoon during the 1979 summer: Onset and life cycle, *Mon. Wea. Rev.*, 123, 2295-2318。

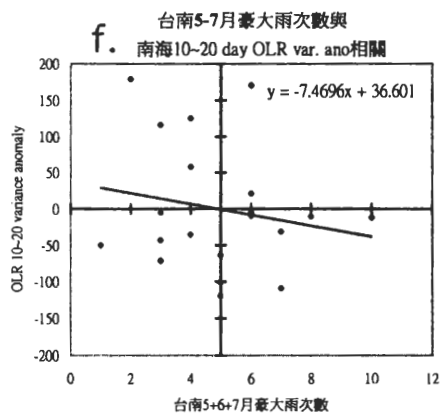
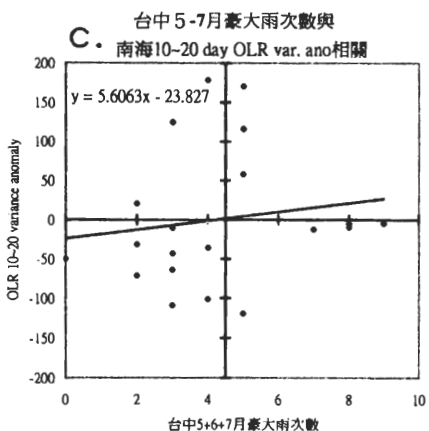
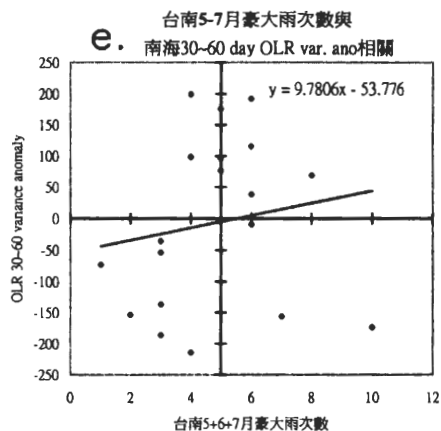
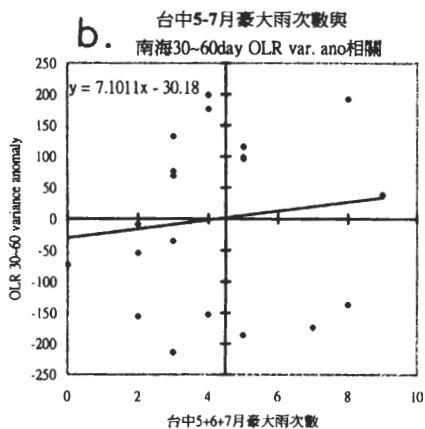
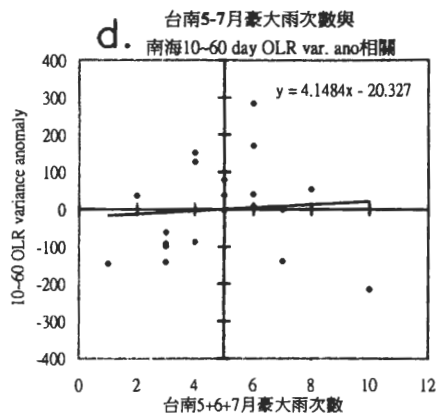
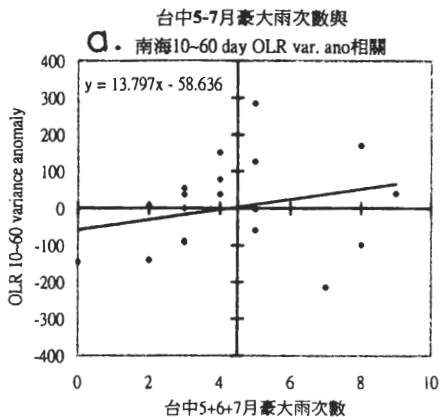
Daubechies, I., 1988: Orthonormal bases of compactly supported wavelets, *Commun. Pure Appl. Math.*, 41, 909-996。

Higgins, R. W. and S. D. Schubert, 1996: Simulations of persistent North Pacific circulation anomalies and interhemispheric teleconnections, *J. Atmos. Sci.*, 53, 188-207。

----- and K. C. Mo, 1997: Persistent North Pacific Circulation Anomalies and the

- Tropical Intraseasonal Oscillation , *J. Climate* , **10** , 223-244 .
- Krishnamurti, T. N., and P. Ardanuy , 1980 : The 10- to 20-day westward propagating mode and "breaks in the monsoon" , *Tellus* , **33** , 15-26 .
- , and D. Subrahmanyam , 1982 : The 30-50 day mode at 850 mb during MONEX , *J. Atmos.Sci.* , **39** , 2088-2095 .
- Lau, K. -M. and P. H. Chan , 1985 : Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation , *Mon. Wea. Rev.* , **113** , 1889-1909 .
- and ----- , 1986 : Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation , *Mon. Wea. Rev.* , **114** , 1354-1367 .
- Liebmann, B., Hendon H. H. ,and J. D. Glick , 1994 : The relationship between tropical cyclones of Western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian oscillation , *J. Meteor. Soc. Japan.* , **72** , 401-412 .
- Madden, R. A. and P. R. Julian , 1972 : Description of global scale circulation cells in the tropics with 40-50 day period , *J. Atmos. Sci.* , **29** , 1109-1123 .
- Mak, M. , 1995 : Orthogonal Wavelet analysis : Interannual variability in the sea surface temperature , *Bull. Amer. Meteor. Soc.* , **76** , 2179-2186 .
- Maloney, E. D., and D. L. Hartmann , 1998 : Frictional moisture convergence in a composite life cycle of the Madden-Julian oscillation , *J. Climate.* , **11** , 2387-2403 .
- and ----- , 2000 : Modulation of Hurricane Activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation , *Science* , **287** , 2002-2004 .
- Salby, M. L., and H. H. Hendon , 1994 : Intraseasonal behavior of clouds , temperature, and motion in the tropics , *J. Atmos. Sci.* , **51** , 2207-2224 .
- Tao, S. Y., and Chen, L. X. , 1987 : A review of recent research of the East Asian summer in China , *Monsoon Meteorology* , Oxford University Press , 60-92 .
- Torrence, C. and G. P. Compo , 1998 : A practical Guide to wavelet Analysis , *Bull. Amer. Meteor. Soc.* , **79** , 61-78 .
- Tsay, C.-Y, and W.-S. Kau , 1989 : The coupling of upper-level jets during Taiwan heavy rainfall period in Mei-Yu season , *Papers Meteor. Res.* , **12** , 17-32 .
- Uccellini, L.W.,and D.R.Johnson , 1979 : The coupling of upper and lower tropospheric jets streaks and implication for development of severe convective storm , *Mon. Wea Rev.* , **107** , 682-703 .
- Weng ,H., and K. - M. Lau , 1994 : Wavelets , period doubling , and time-frequency localization with application to organization of convection over the tropical western Pacific , *Mon. Wea. Rev.* , **121** , 2523-2541 .
- Yasunari, T. , 1979 : Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon , *J. Meteor. Soc. Japan* , **57** , 227-242 .

附錄1



台中與台南測站五-七月豪大雨次數與南海地區 (110-120°E, 7.5-17.5°N) 季內對流各頻段之相關分布圖。縱軸交於測站豪大雨次數之長期氣候百分比比例為0.5處 (台中4.5次, 台南5次)。

The Medium-long Range Variability of Heavy Rainfall in Taiwan and Intraseasonal Oscillation during May to July

Chih-Hua Tsou¹ Pang-Chi Hsu¹ Wen-Shung Kau²

¹Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University

²Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

ABSTRACT

The maximum and secondary maximum occurrence of heavy rainfall over western Taiwan appears in June and in July or August, respectively. Apparently, the heavy rainfall in Taiwan is strongly influenced by its background flow EASM (East Asian Summer Monsoon). The purpose of this study is to diagnostic the low frequency-Intraseasonal Oscillation of EASM and its relationship with Taiwan heavy rainfall.

The OLR (Outgoing Longwave Radiation) analyzed by the Climate Diagnostic Center from 1979 to 1998 and circulation fields of NECP reanalyzed data were adopted in this study. These original data were decomposed into intraseasonal time scale by wavelet transform that provides a local value of amplitude and phase. The result show that ISO (Intraseasonal Oscillation) is closely related to the onset and variability of EASM. The maximum climatological variance of ISO in East Asia occurs in South China Sea. Its climatological variance of ISO is dominated by 30-60 day oscillation.

The interannual variability of ISO in South China Sea is positively correlated with the interannual variability of heavy rainfall in Taiwan. When ISO in South China Sea has positive anomalies, the occurrence of heavy rainfall in Taiwan is above normal. The interannual variability of ISO in South China Sea is also dominated by 30-60 day oscillation. The distribution of the interannual variability of 30-60 day oscillation with heavy rainfall in Taiwan is very similar to that of 10-60 day oscillation, while the heavy rainfall in Taiwan is less correlated with 10-20 day oscillation.

As the 30-60 day OLR propagated from South China Sea to Taiwan and Southern China, the 30-60 day vorticity in nearby area of Taiwan changed from negative to positive. The 30-60 day wind fields changed from easterly to westerly. The upward motion, cyclonic vorticity, and low level moisture associated with the 30-60 day convection is favorable to the growth of deep convection in Taiwan and Southern China. Subsequently, this favorable condition may lead to the heavy precipitation in Taiwan and Southern China. Monitoring the structure and propagation of 30-60 day convective oscillation in South China Sea, may be helpful to the medium range forecast of heavy rainfall in Taiwan.

Key words : Heavy rainfall, Intraseasonal oscillation, Summer Monsoon