

# 東亞夏季季風期間季內振盪的年際變化

鄒治華<sup>1</sup> 柯文雄<sup>2</sup> 徐邦琪<sup>1</sup> 潘淑鈴<sup>1</sup>

<sup>1</sup>台灣師範大學地球科學研究所

<sup>2</sup>台灣大學大氣科學系

(中華民國九十一年十二月三十日收稿；中華民國九十二年七月十七日定稿)

## 摘 要

本研究的目的是在探討東亞夏季季風期間，季內振盪的年際變化。我們透過小波轉換，將 OLR 原始值過濾出 30~60 天與 10~20 天季內尺度的波動，分析季內振盪的年際變化。研究結果顯示出亞洲季風區，OLR 的變化以 30~60 天波動的貢獻較大。南海/西太平洋地區為東亞地區之季內對流振盪變異量最大的地區，其季內對流變化主要由 30~60 天振盪的貢獻而來。

本文續以南海地區 30~60 天對流波動的強度作依據，進一步探討 30~60 天對流振盪的年際變化。結果發現 30~60 天振盪活躍年，季內對流振盪(包含 30~60 天與 10~20 天) OLR 波動與 OLR 原始值相位一致，其中又以 30~60 天 OLR 波動與 OLR 原始值之相位關係較為一致；而 30~60 天振盪不活躍年，30~60 天與 10~20 天 OLR 波動的變化，對 OLR 原始值的變化都很重要。活躍、不活躍年之波動來源不完全相同，活躍年南海地區主要的波動來源為赤道印度洋向東傳的波動，此向東傳的訊號可從赤道附近往北擴展到北邊(10~15° N)；而不活躍年時南海地區主要的波動來源則為赤道中太平洋向西北傳的波動。活躍年(不活躍年)時印度洋、孟加拉灣及南海地區 SST 均為正距平(負距平)。印度洋、孟加拉灣及南海地區 SST 正距平有利於 30~60 天東移波動之發展，而垂直東風風切並非影響 30~60 天季內對流東移之主要原因。

關鍵詞：東亞夏季季風、季內振盪、年際變化

## 一、前 言

亞洲夏季季風的現象極為複雜，因其為不同時間、空間尺度的大氣運動與不同的地表性質之交互作用的產物。在時間尺度上，涵蓋

年際、季節、季內與瞬變變化，如亞洲夏季季風肇始同時受到季節變化與季內振盪影響，而各年夏季季風肇始時間(Nakazawa, 1992)及強度(Mooley and Shukla, 1987; Webster and Yang, 1992; Yang and Lau, 1996)存在明顯的年際變

化。在地表性質上，由於亞洲地區特殊的地理環境，有陸地與廣大的海域相鄰及青康藏高原之複雜地形，使得亞洲夏季季風有其獨特性。

影響亞洲夏季季風肇始之一的季內振盪，是指時間尺度小於 100 天的變化，主要有 30~60 天與 10~20 天準週期變化。Krishnamurti and Subrahmanyam(1982)分析 1979 年 850mb 風場資料，指出當週期 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)。Murakami et al.(1984)根據 FGGE 年 level III b 的資料，分析 1979 年夏季之 40~50 天振盪特徵，結果顯示周期 40~50 天向北與向東傳送的擾動在赤道北邊的季風區(60~150° E)最明顯，Lau and Chan (1986)分析 1975~1982 年 OLR 資料，指出週期 40~50 天 OLR 異常從印度洋向東傳到西太平洋。此外在印度洋，OLR 異常亦往北傳到印度半島。在西太平洋 OLR 異常則往西北經南海傳到中國大陸南部。印度季風肇始時間，與從印度洋往北傳到印度半島之 40~50 天對流波動到達時間一致。梅雨之肇始則與東亞地區向北移動之 40~50 天季風槽有關(Lau and Chan, 1986)。這種在印度洋與西太平洋夏季季風區向北傳送的擾動有 50%是伴隨赤道向東傳送的擾動，而另外 50%則為單獨向北而不伴隨赤道向東傳送的擾動(Wang and Rui, 1990)。

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，於東亞夏季季風肇始時間(五月中旬)，有來自四個方向的 30~60 天對流振盪共同交會於南海地區，即從阿拉伯海經孟加拉灣向東、從熱帶西太平洋向西、從中緯度向南與從赤道向北傳的 30~60 天對流振盪，同時於五月中旬到達南海地區。

由以上所探討在亞洲夏季季風區之季內振盪活動得知，北半球夏天的季內對流振盪較複雜，至少包括四種低頻振盪：1.向東傳送的 MJO mode (Madden and Julian, 1971, 1972)。2.印度洋及西北太平洋季風區，向北傳送的波動(Yasunari, 1979; Sikka and Gadgi, 1980; Krishnamurti and Subrahmanyam, 1982; Hsu and Weng, 2001)。3.赤道外向西傳送(Murakami, 1980; Lau and Chan, 1985; Wang and Xie, 1997)。4.中緯度向南傳遞的波動(鄒等, 2000)。在季風區季內振盪往北移行的現象，與印度及南海夏季季風的盛行、停歇以及東亞梅雨季節的開始有關，南海地區 30~60 天季內振盪的年際變化亦與台灣地區豪大雨發生頻率呈正相關，南海地區 30~60 天波動活躍年，台灣地區五-七月豪大雨生成的次數亦較多(鄒等, 2002)。

海氣交互作用被認為是赤道印度洋季內振盪發展與向東傳遞的重要機制(例如：Lau and Peng, 1987; Chang and Lim, 1988; Wang, 1988; Salby and Hendon, 1994; Hendon and Glick, 1997; Lau and Sui, 1997; Maloney and Hartmann, 1998)，Wang(1988)指出當 SST 大於 25°C 時，低頻波動成長率隨 SST 增加而增加，然而當 SST 大於 29°C 時，則低頻波動成長率不再增加。Lau and Sui(1997)利用 TOGA COARE

的觀測資料研究西太平洋海溫與 MJO 之關聯性，研究顯示海氣交互作用為冬季季內振盪向東傳遞的重要機制。對流距平首先於溫暖的熱帶印度洋地區產生，由對流產生的雲簇使得太陽輻射入射量減少，印度洋 SST 下降；同時間的西太平洋為晴朗無雲之沉降運動區，SST 較高，因此赤道印度洋上方的對流雲簇會向東移至 SST 較高的西太平洋地區。

文獻中探討熱帶西太平洋季內振盪向西或西北傳遞之機制則較少。Wang and Xie(1996, 1997)分析結果指出，垂直風切是影響 Rossby wave 發展與傳遞的重要機制，而對於向東傳遞的 Kelvin 波動影響不大。垂直東風風切使 Rossby 波動侷限在低對流層，因而產生摩擦輻合效應引發加熱作用，增加南北的熱通量，使向西傳送之 Rossby 波動產生不穩定而成長。Hsu and Weng (2001)研究發現環流與對流之間的交互作用(circulation-convection interaction)，以及海洋所提供的水氣為季內對流振盪向西北移行之兩大重要因素，西太平洋上對流的加強使其西北方產生一氣旋式環流，而此氣旋式環流將引發較強的西南氣流，並自海上帶來更多暖濕的水氣，降低對流西北方大氣的穩定度，因而使對流朝向其西北方發展。徐(2002)和 Tsou et al.(2003)利用 Charney(1963)的尺度分析方法，推導出三維流線函數趨勢方程，並以 1998 年為例，探討夏季 30~60 天振盪發展及移行的機制，其研究發現海氣交互作用有利於對流發展，SST 較高的區域有利於低層可感熱與潛熱通量傳送，低層非絕熱加熱使 30~60 天對流振盪移行前緣低層正渦度增加，而渦度平流及潛熱釋放產生的正渦度趨勢有領先降雨帶之特徵，有利於對流向西北或向北的發展。

綜合以上的研究得知，亞洲夏季季風區

內季內振盪之活動與亞洲夏季季風之肇始時間以及對流強度變化具有密切關係，並且亞洲夏季季風之環流侷限季內振盪於北半球夏季季風區，若能深入了解其演化過程，將有助於掌握東亞夏季季風的肇始時間、季風降雨及台灣地區豪大雨的中長期變化。本論文仍延續鄒等(2000, 2002)的研究，其主要目的在探討季內振盪的年際變化及其與東亞夏季季風之關係，包含季內對流活動於活躍/不活躍年所展現之發展演化特徵，以及東亞夏季季風各環境因子在季內振盪年際變化中扮演的角色。本文第二章為資料與濾波方法，及季內振盪與東亞夏季季風，第三章為 30~60 天對流振盪之年際變化，第四章為結論。

## 二、季內振盪與東亞夏季季風

### (一) 資料與濾波方法

本文採用的資料包括 CDC(Climate Diagnostic Center)所分析之 1979~1998 年共 20 年每日之 OLR、NCEP (National Centers for Environmental Prediction)重新分析之 1979~1998 年共 20 年每日 200mb、850mb 水平風場與 NCEP 重新分析之 1982~1998 年共 17 年的週平均 SST。以上資料的經緯網格點間距，除了 NCEP 之週 SST 為  $1^{\circ} * 1^{\circ}$  外，其餘資料皆為  $2.5^{\circ} * 2.5^{\circ}$ 。

OLR 資料被用來研究亞洲夏季季風區之季內對流振盪的活動與季風對流之關係，OLR 低(高)值代表深對流(淺對流或無雲)，並且 OLR 負(正)異常與垂直上升(下降)運動有很高的正相關(Wang and Rui, 1990)。Murakami(1980)與 Lau and Chan (1986)亦使用 OLR 資料研究亞洲夏季

季風區之季內對流振盪的活動。分析環流場採用的資料為 NCEP 重新分析之 200mb、850mb 水平風場，由此計算所得之垂直風切與渦度場可得知亞洲夏季季風環流的特徵與環流的強度。

本研究採用 Daubechies(1988)提出之小波轉換為濾波工具，過濾出 30~60 天與 10~20 天波動，來探討季內對流振盪活動和亞洲夏季季風的關係，並探討影響季內對流振盪強度之年際變化的物理機制。我們採用小波轉換作濾波，

是因為此濾波方法在處理局部地區特有的波動時，仍會保有原波動的區域性特徵(Weng and Lau, 1994; Mak, 1995; 及 Torrence and Compo, 1998)，有關小波轉換之介紹與應用，詳見鄒等(2000)。

## (二) 時間序列分析

為了了解對流振盪的變化對 OLR 原始值變化的貢獻，我們計算 1979~1998 年 5 月至 7 月 OLR 原始值與 10~20 天、30~60 天與 10~60 天波動的變異量。由變異量之水平分佈圖(見鄒

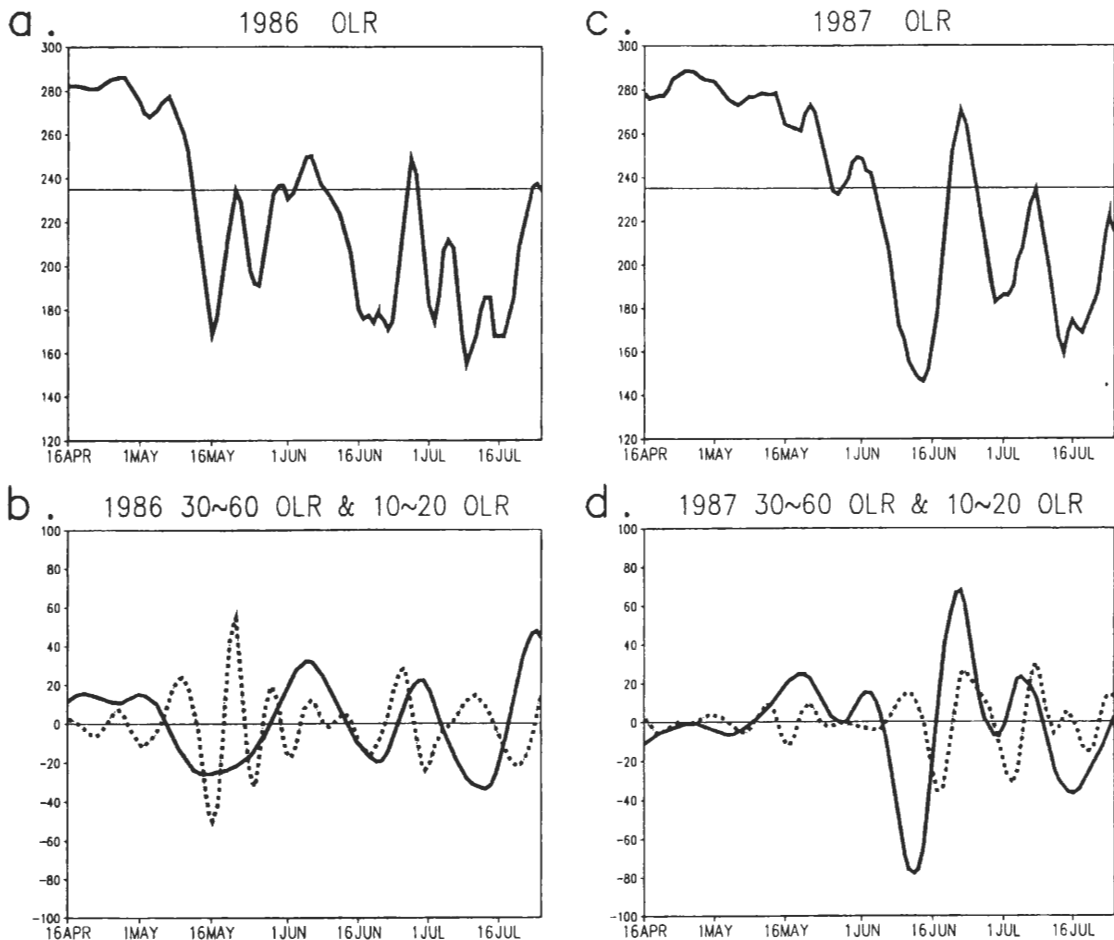


圖 1 1986、1987 年 4 月 16 日至 7 月 25 日南海地區(115~120° E, 10~15° N) 之 OLR 時間序列。圖 a、c 為 OLR 原始值之時間序列，實線代表值為 235(w/m<sup>2</sup>)。圖 b、d 之實線、虛線分別為 30~60 天 OLR 波動與 10~20 天 OLR 波動之時間序列，實線代表值為零。

等(2000)圖 3) 顯示, OLR 總變異量之高值區, 主要分佈於亞洲季風區(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, 此與 Salby and Hendon(1994)的分析結果一致。10~60 天 OLR 波動變異量的大值區分佈與總變異量一致。比較 30~60 天與 10~20 天 OLR 波動變異量, 可以得知 30~60 天波動的貢獻較大。另外, 東亞地區之季內對流振盪變異量最大的地區為南海/西太平洋地區, 而南海地區之季內對流變化主要是由 30~60 天振盪的貢獻而來。

進一步分析各年南海地區季內振盪與季風對流之時間序列, 可得知南海地區年際變化大, 在此先以 1986 與 1987 年為例來說明。圖 1.a 與圖 1.c 分別為 1986 與 1987 年南海地區 OLR 原始值的時間序列。由圖 1.a 與圖 1.c 可發現 1986 與 1987 年 OLR 原始值降低的時間分別為五月中與六月初, 並可看出季節變化於南海夏季季風肇始及演變扮演不可忽略的角色。進一步比較 30~60 天與 10~20 天波動之時間序列(圖 1.b 與圖 1.d), 與 OLR 原始值之時間序列(圖 1.a 與圖 1.c), 可發現不論是 1986 年或 1987 年, 30~60 天波動轉為負值的時間與 OLR 原始值降低的時間一致。1986 年, 對流開始時間與 30~60 天和

10~20 天對流波動轉為負值相位的第一次交會時間一致, 此與 Chen and Chen(1995)分析 1979 年南海夏季季風得到結果雷同。而 1987 年, 10~20 天波動相位落後 30~60 天波動, 與 OLR 原始值的相位較不一致。這顯示著, 雖然各年季風對流開始時間存在很大的年際變化, 然而各年 OLR 經由小波轉換所過濾出來的 30~60 天波動低值與各年 OLR 原始值降低的時間一致。

### 三、30~60 天對流振盪之年際變化

#### (一) 南海地區 30~60 天 OLR 波動活躍年與不活躍年之分類

東亞夏季季風由南海地區首先開始(Tao and Chen, 1987; Chen and Chen, 1993), 並且東亞地區季內振盪最強的地區為南海地區。南海地區季風對流的變化又以 30~60 天波動為主(鄒等, 2000, 2002), 因此, 本文以南海地區 30~60 天對流波動的強度作依據, 將南海地區 30~60 天對流波動分類為 30~60 天 OLR 波動活躍年與不活躍年。東亞地區 30~60 天 OLR 波動變異量最大的基準點(117.5° E, 12.5° N) (參

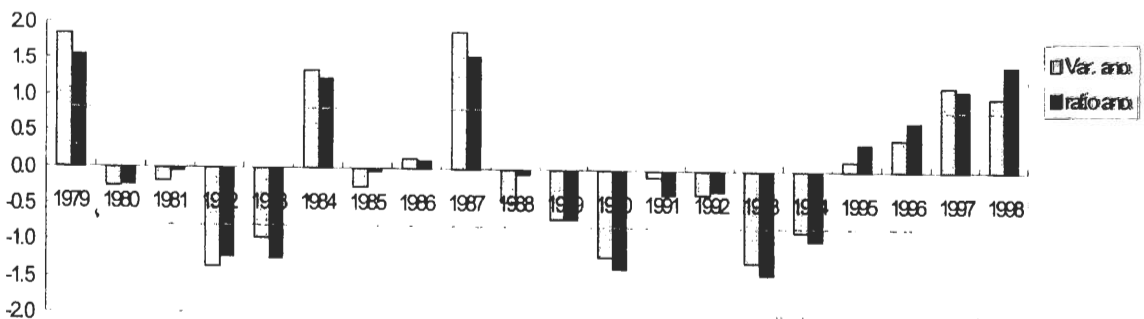


圖 2 各年 5 月至 7 月南海地區(115~120° E, 10~15° N)30~60 天 OLR 波動變異量之距平值(淺色直條圖) 與 30~60 天 OLR 波動變異量佔總變異量之百分比異值(深色直條圖), 單位為  $\sigma$  (標準差)。

考鄒等(2002)之圖 3) 的 30~60 天 OLR 波動與南海各地 30~60 天 OLR 波動相關係數相似。所以,本研究以南海區域(東經  $115^{\circ}$  ~ $120^{\circ}$ , 北緯  $10^{\circ}$  ~ $15^{\circ}$ ) 的區域平均作為區分活躍、不活躍年的選取(圖 2)。若區域內 30~60 天 OLR 波動變異量距平值與變異量百分比距平值皆為正距平(負距平)且高於 0.8 標準差時,則歸類為南海地區 30~60 天 OLR 波動活躍年(不活躍年)。符合南海地區 30~60 天 OLR 波動活躍年標準的共有 1979 年、1984 年、1987 年、1997 年與 1998 年共五年。符合南海地區 30~60 天 OLR 波動不活躍年標準的共有 1982 年、1983 年、1990 年、1993 年與 1994 年共 5 年。

圖 3 為南海地區 OLR 季內振盪與各地 OLR 原始值之相關係數分布圖,由圖 3 可看出,在波動活躍年,南海地區 10~60 天 OLR 波動與當地 OLR 原始值之相關係數達 0.7 以上(圖 3.a); 30~60 天 OLR 波動與當地 OLR 原始值之相關係數達 0.6 以上(圖 3.b); 10~20 天 OLR 波動與當地 OLR 原始值之相關係數卻僅達 0.3 左右(圖 3.c),這表示著活躍年季風對流的變化與季內對流振盪的變化相位一致,而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。

至於波動不活躍年時,我們可見南海地區 10~60 天 OLR 波動與當地 OLR 原始值之相關係數雖達 0.6 以上(圖 3.d); 但 30~60 天 OLR 波動與當地 OLR 原始值之相關係數降低至 0.4 左右(圖 3.e); 10~20 天 OLR 波動與當地 OLR 原始值之相關係數則達 0.4 左右(圖 3.f),表示不活躍年季內對流振盪中的 30~60 天與 10~20 天振盪的變化,對 OLR 原始值的變化都有許多貢獻,即不活躍年 OLR 原始值的相位與 10~60 天對流振盪的相位關係一致(30~60 天與 10~20 天

振盪都很重要)。

## (二) 延遲相關分析

為了解 30~60 天 OLR 波動到達南海前後在空間上之傳遞情形,我們計算 1979 年至 1998 年 5 月至 7 月南海地區與各地 30~60 天 OLR 波動之時間序列延遲相關。另外我們亦分析活躍、不活躍年南海地區 30~60 天 OLR 波動與各地之 30~60 天 OLR 波動之時間序列延遲相關並比較兩者之異同。

南海地區與各地 30~60 天 OLR 波動之活躍年及不活躍年延遲(lag)相關係數示於圖 4 及圖 5,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)。南海地區 30~60 天 OLR 波動活躍年之延遲相關係數圖(圖 4.a)大致上與氣候值(圖未示)結果相近。最明顯的差異是南海地區 30~60 天 OLR 波動活躍年整體的相關係數較大(其中相關係數差異最大的區域是從熱帶印度洋向東經孟加拉灣至南海地區),這是因為各年 30~60 天 OLR 波動強度、傳送速度不全然相同,所以計算 20 年之時間序列延遲相關,因為年際變化的存在而有抵消或減弱的效果,使得相關係數較小。

南海地區 30~60 天波動活躍年,當延遲時間為-15 天時(圖 4.a),最大正相關出現在赤道印度洋及中緯度鋒面帶。南海南邊與西太平洋地區也出現正相關區域,即 30~60 天 OLR 波動到達南海前 15 天,這些區域已有 30~60 天對流波動發生。南海地區此時為最大負相關區域,顯示此時南海地區之 30~60 天對流訊號與赤道印度洋及其南北兩側成反相位關係,即南海地區為下降區,而赤道印度洋、南海地區南北兩側及西太平洋為上升區。延遲時間為-5 天時(圖

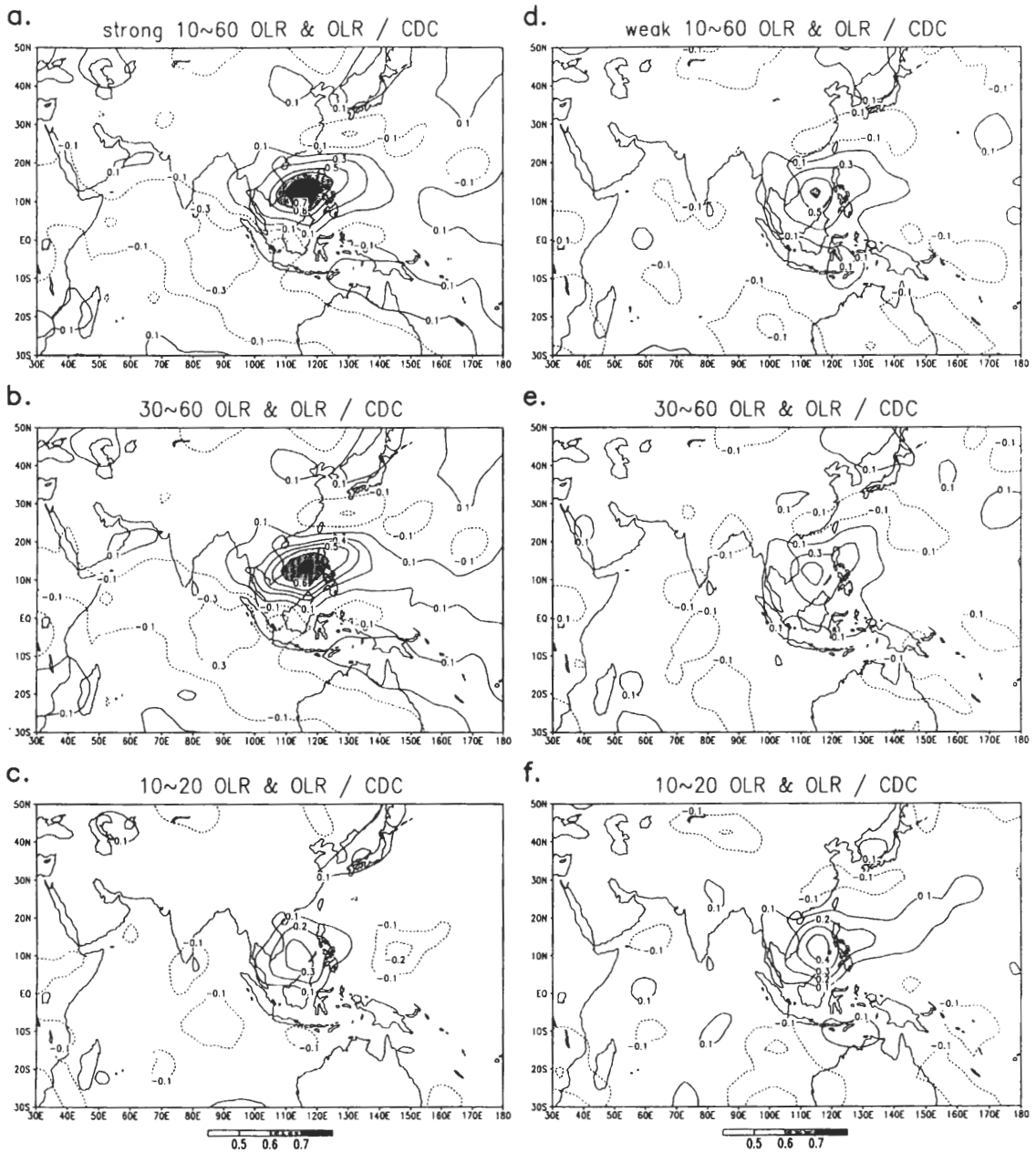


圖 3 南海地區(115~120° E,10~15° N)OLR 季內振盪與各地 OLR 原始值之相關係數。圖 a 為活躍年南海地區 10~60 天 OLR 波動與各地 OLR 原始值之相關係數，圖 b 與圖 c 同圖 a，但分別為 30~60 天 OLR 波動及 10~20 天 OLR 波動與各地 OLR 原始值之相關係數。圖 d~f 同圖 a~c，但為不活躍年的結果。

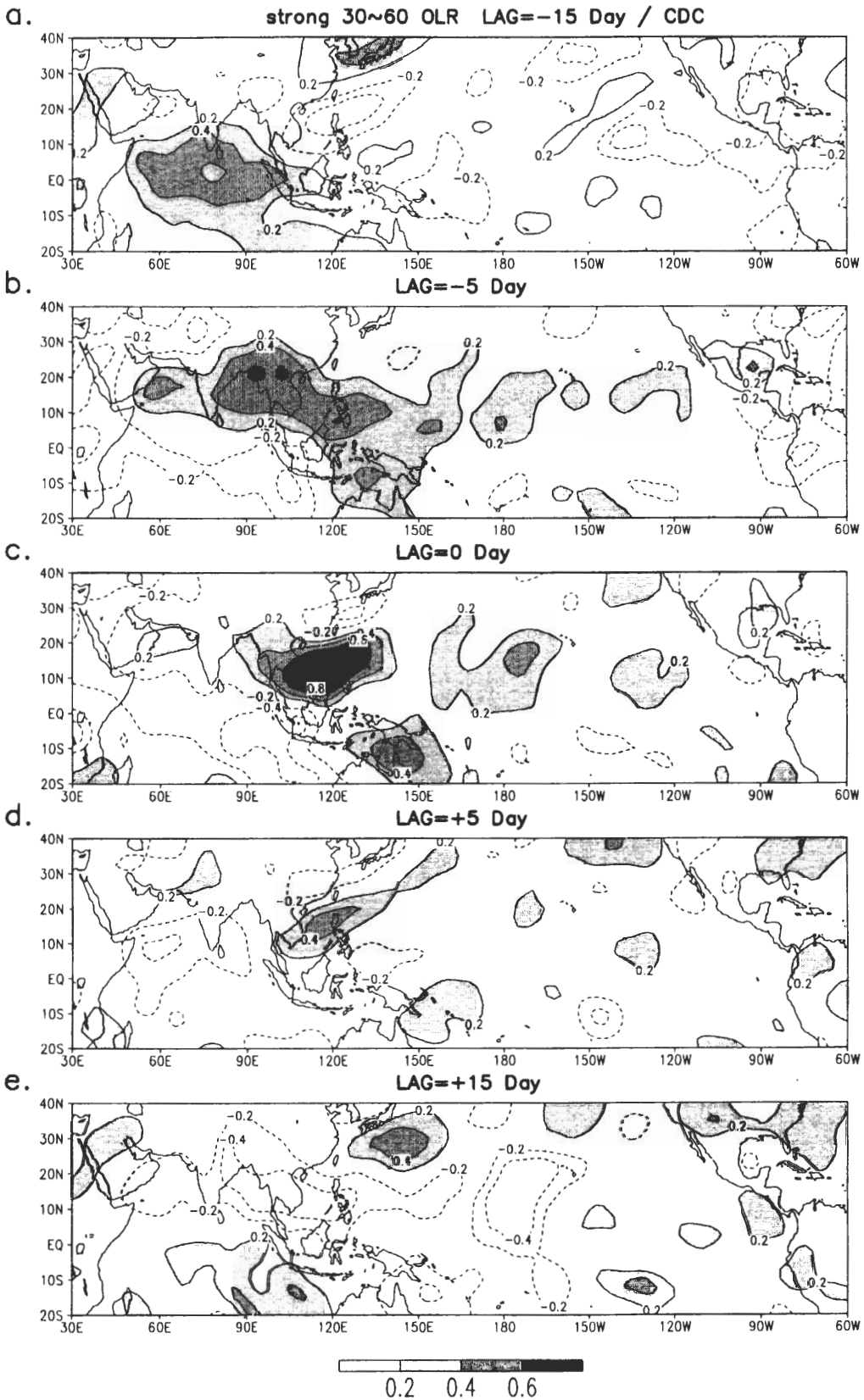


圖 4 南海地區 30~60 天 OLR 波動活躍年 5 月 1 日至 7 月 9 日南海地區(115~120° E,10~15° N)與各地的 30~60 天 OLR 波動之時間序列延遲(lag)相關係數圖。(a)lag=-15 天。(b)lag=-5 天。(c)lag=0 天。(d)lag=+5 天。(e)lag=+15 天。陰影區代表正相關區域，陰影區間距為 0.2。



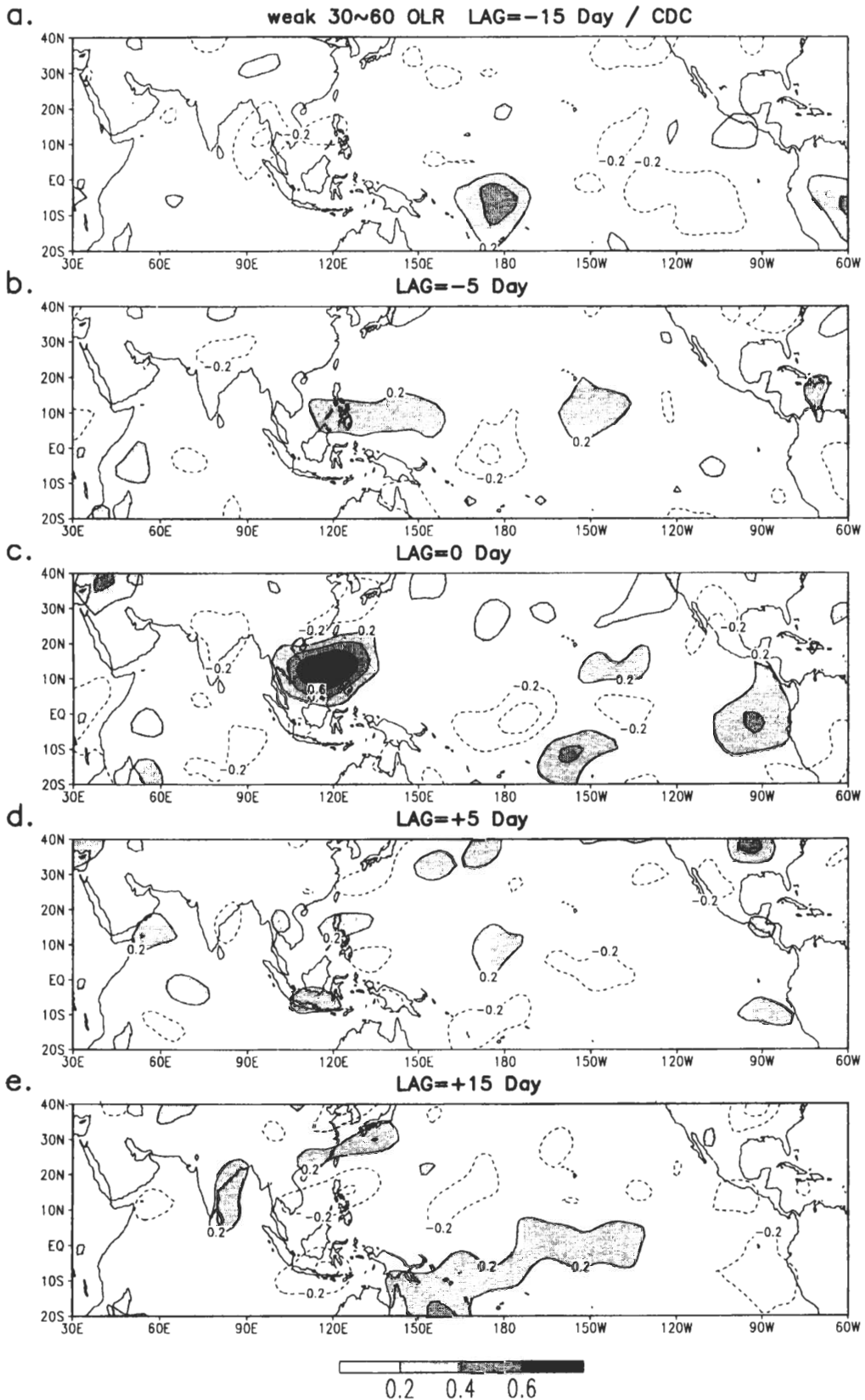


圖 5 南海地區 30~60 天 OLR 波動不活躍年 5 月 1 日至 7 月 9 日南海地區(115~120° E,10~15° N) 與各地的 30~60 天 OLR 波動之時間序列延遲(lag)相關係數圖。其餘同圖 4 的說明。

4.b), 赤道印度洋地區之正相關區域同時向北及向東傳。向北的波動移到印度半島及孟加拉灣。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, 此與 Lau and Chan (1985) 的分析一致。南海南邊與西太平洋之赤道地區的訊號分別向北及西北移動, 並與向東傳之訊號交會於南海至西太平洋。中緯度鋒面帶之訊號則向南傳到華南、臺灣地區, 但相關係數減小。延遲時間為 0 天時(圖 4.c), 南海地區之正相關係數達到最大, 南海南北兩側及赤道印度洋為負相關。即在 -5 天至 0 天時, 30~60 天對流振盪在南海地區停滯且相關係數增強。向東傳的訊號繼續向東傳到中太平洋。延遲時間為 +5 天時(圖 4.d), 南海地區之正相關區域中心位置北移, 正相關程度減小, 南海南側之最大負相關中心向西移至西印度洋。之後南海地區之正相關區域繼續向北及向東北移動, 西印度洋之負相關區域亦向北及向東移動。+15 天時(圖 4.e), 最大正相關區域移到華南/台灣及日本東南方。負相關區域移至孟加拉灣及南海地區。赤道印度洋則再度出現正相關區域。顯示此時南海地區與赤道印度洋及南海南北兩側成反相位關係, 再度出現和延遲時間為 -15 天類似之情形。

綜合以上分析, 活躍年熱帶 30~60 天對流波動先從西印度洋附近開始發展, 此時南海地區與印度洋及南海南北兩側成反相位關係。之後 30~60 天對流振盪分成向北與向東傳遞的波動。東傳的振盪與中緯度向南移動、南海南邊向北移動及西太平洋附近向西移動的對流振盪同時交會於南海地區, 與鄒等(2000)分析南海夏季季風肇始前後低頻振盪的傳播方向之結果一致。30~60 天波動到達南海後短暫滯留, 而後波動轉向北及東北移至華南/台灣及日本東南

方。南海地區則出現負相關, 西印度洋再度出現正相關區域, 顯示西印度洋下一波擾動的重新開始。

南海地區 30~60 天 OLR 波動不活躍年(圖 5)和活躍年之波動來源不完全相同。不活躍年, 南海 30~60 天對流發生前 15 天(圖 5.a), 熱帶印度洋至熱帶西太平洋一帶皆為負相關區域, 顯示熱帶印度洋並無對流生成, 而中太平洋(180° E, 5° S)則有一較高之正相關區域。當延遲時間為 -15 天至 0 天時(圖 5.a 至圖 5.c), 中太平洋之正相關區域向西北經熱帶西太平洋傳到南海地區。當波動抵達南海後, 波動在南海地區滯留數天, 此時造成相關係數增強。之後(比較圖 5.d 與圖 5.e), 南海地區之正相關區域漸漸向北移到華南/台灣及日本南方, 與活躍年相似。然而, 不活躍年正相關區域北移後其相關係數減弱較多。

由以上所分析之時間序列延遲相關可得知, 活躍年南海地區主要的波動來源為, 赤道印度洋向東傳的波動, 而不活躍年則為中太平洋向西傳的波動。活躍年與不活躍年皆有自中太平洋向西北傳的波動, 向西北傳的波動皆朝亞洲季風區移動。Wang and Xie (1997) 以 ECMWF 所分析之 1979~1992 年七月平均環流作為基本場, 所模擬之北半球夏季季內振盪結果類似, 即低頻波動於中太平洋激發出 moist Rossby wave, moist Rossby wave 生成後向西北朝亞洲季風區移動。活躍年中太平洋波動除向西北傳遞亦向東傳, 30~60 天 OLR 對流東傳至中、東太平洋後訊號迅速衰減, 與 Wang and Xie (1997) 模擬結果指出模式中低頻波動向東傳到中太平洋後衰減的結果相似。

### (三) 30~60 天 OLR 波動之 合成分析

從上一節的延遲相關分析得知，南海地區 30~60 天 OLR 波動之來源存在年際變化。我們將進一步以合成分析，探討 30~60 天 OLR 波動強度隨時間的演化。

因為各年 30~60 天對流振盪負值到達南海地區的時間不一致，所以本文以各年五月以後，在南海地區變異量最大的區域，第一波 30~60 天強對流，強度達到最強的時間為合成之基準時間 0，即 1979、1984、1987、1997 與 1998 年之基準時間分別為 5 月 19 日、5 月 4 日、6 月 12 日、5 月 27 日與 5 月 28 日。分別將南海地區 30~60 天 OLR 波動活躍年與不活躍年做全球合成。合成後的時間為正(負)者，表示合成時間在基準時間之後(之前)，本研究 30~60 天強對流的定義為，30~60 天 OLR 負值小於  $-20 \text{ w/m}^2$  氣候標準偏離之波動。不活躍年 1982、1983、1990、1993 與 1994 年之基準時間分別為 5 月 18 日、6 月 5 日、5 月 25 日、5 月 12 日與 5 月 4 日，其

中 1990 年於 5 月至 6 月期間皆無強對流出現，因此我們以 5 月以後，第一次 30~60 天 OLR 值，由正值轉為負值之極小值發生時間(5 月 25 日)為 1990 年之基準時間。

圖 6 為南海地區時間序列合成圖，如圖 6 所示，活躍年合成後(圖 6.a)第一波 30~60 天 OLR 波動極小值到達南海的時間為 0 天時，下一波時間則為 +34 天時。不活躍年合成後第一波 30~60 天 OLR 波動極小值到達南海的時間為 0 天時，下一波時間則為 +40 天時(圖 6.b)。比較活躍、不活躍年的合成分析後，可見活躍年的振幅較強，週期較短(傳遞速度快)，而不活躍年的振幅較弱，且週期較長(傳遞速度慢)，再度顯示活躍年 30~60 天波動的主導性。

圖 7 為五個活躍年與不活躍年合成後 30~60 天 OLR 波動於北緯 10~15 度之緯向剖面時間序列圖。由圖 7.a 得知，活躍年合成之第一波 30~60 天 OLR 波動主要來自印度洋向東傳的波動。活躍年第二波 30~60 天對流振盪的強度較弱，但傳遞方向亦是以印度洋向東發展之波

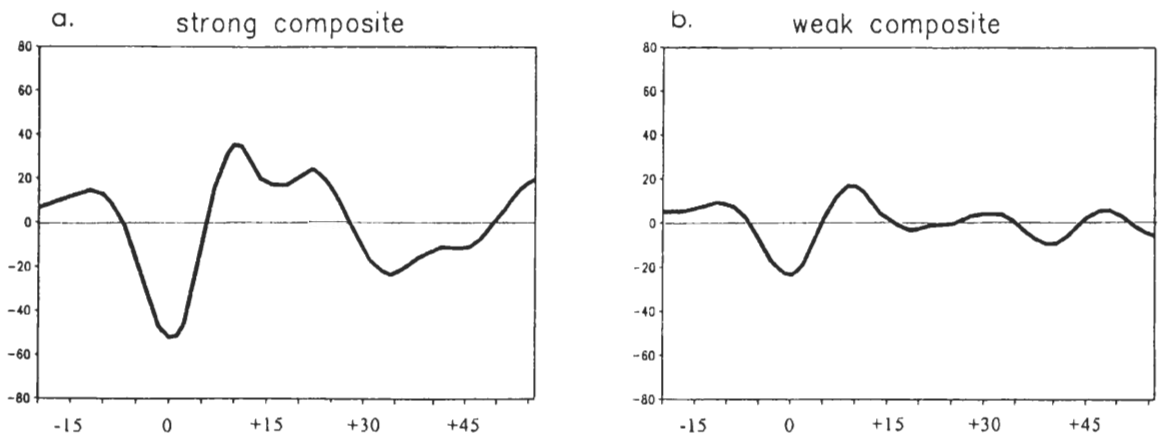


圖 6 (a)活躍年與(b)不活躍年合成後南海地區 30~60 天 OLR 波動之時間序列圖。各年五月以後在南海地區第一波 30~60 天強對流，強度達到最強的時間為合成之基準時間 0，本研究強對流的定義為 30~60 天 OLR 負值小於  $-20 \text{ w/m}^2$  氣候標準偏離之波動。

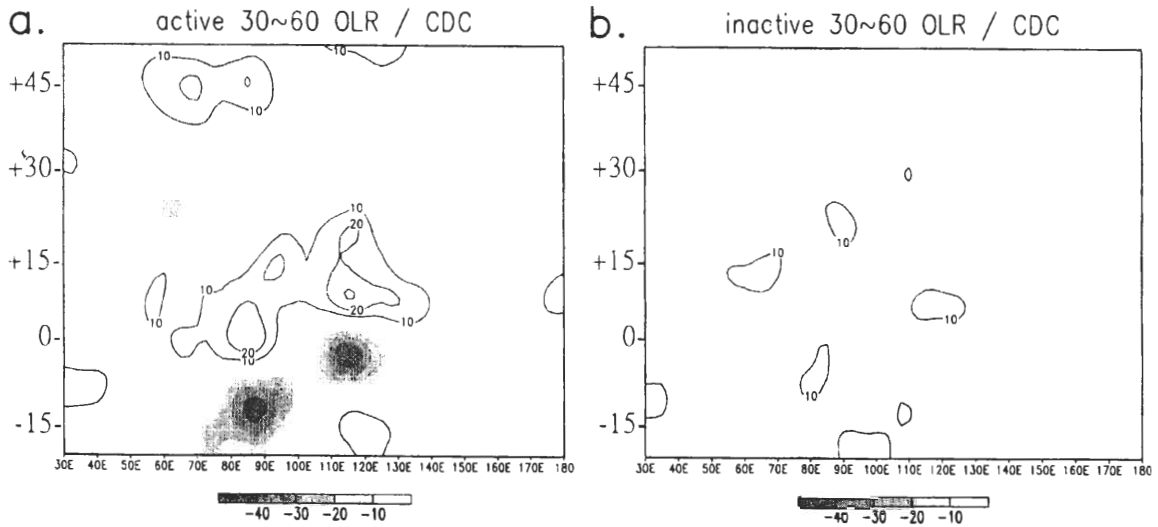


圖 7 (a)活躍年與(b)不活躍年各年合成後 30~60 天 OLR 波動於北緯 10~15 度之緯向剖面時間序列圖。陰影區之等值間距為 10 ( $w/m^2$ )。

動較為顯著。由不活躍年的合成圖(圖 7.b)可發現，南海地區僅有第一波低值可辨。雖然此波動結構未若活躍年清晰，但大致可看出此波動以向西傳遞的波動為主。

圖 8 為活躍年亞洲季風區經向及緯相剖面時間序列的合成圖，不活躍年因波動特徵較不明顯，不活躍年的合成圖未示。圖 8.a 為活躍年東亞地區(110~120° E)經向剖面時間序列的合成圖，由圖可看出，於-15 天時，赤道地區波動開始向北傳遞，但北緯 30 度之波動則向南傳遞，此二波動於 0 天時，同時到達南海地區，且強度明顯增強，與鄒等(2000)的氣候分析結果相似。

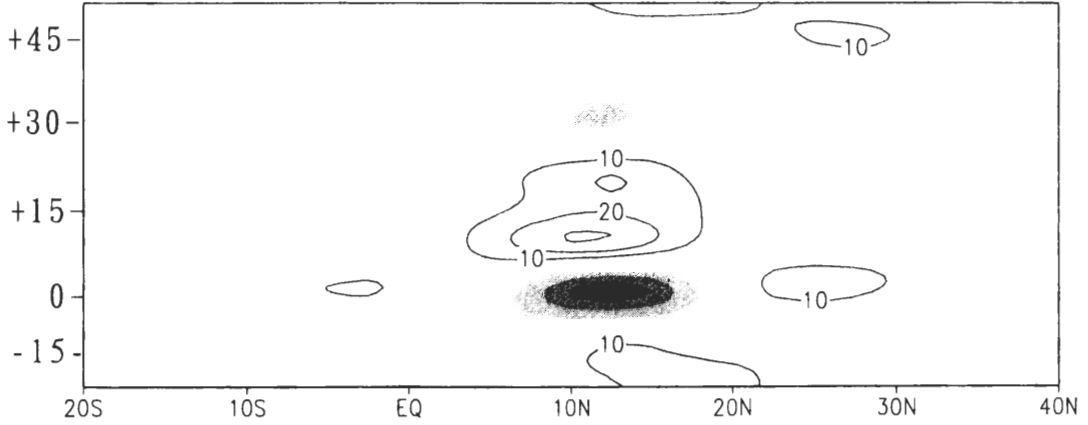
圖 8.b 為活躍年南海地區 30~60 天 OLR 波動，於 10~15° N 的緯向剖面時間序列合成圖。從圖上可知，於-15 天時，波動從東經 70 至 90 度之印度洋向東傳遞，經孟加拉灣時對流增強。0 天時，30~60 天 OLR 波動極小值到達

南海地區。下一波振盪以類似這一波的傳遞方式到達南海地區，但強度上較弱。+15 天時，0° E 附近又有向東傳遞之 30~60 天對流波動生成，向東傳之波動到達 60° E 之印度洋時，波動再度增強，並繼續向東傳。+30 天時，波動到達南海，強度增強。

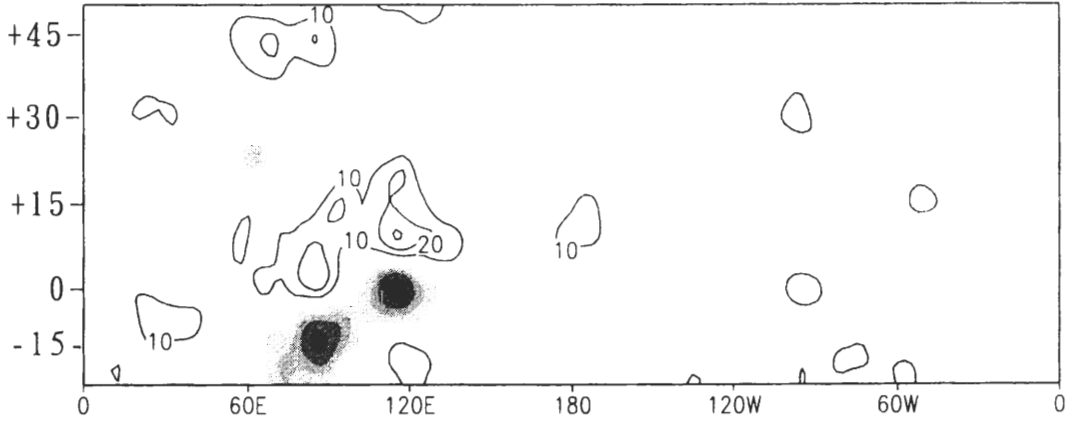
圖 8.c 為活躍年 0~5° N 緯向剖面時間序列合成圖，可看出赤道附近以向東傳遞之波動為主。赤道附近向東傳的波動，在東半球的強度比西半球強。而且，南海對流生成前(0 天前)，赤道印度洋上(60° E~90° E)即有強對流出現。

綜合上述結果得知，南海地區 30~60 天 OLR 波動活躍年時，印度洋上至南海/西太平洋向東傳的訊號可從赤道附近往北擴展到北邊(10~15° N)；不活躍年印度洋上的波動不明顯，以向西傳遞的波動為主。

a. active 30~60 OLR(110~120E) / CDC



b. active 30~60 OLR(10~15N) / CDC



c. active 30~60 OLR(0~5N) / CDC

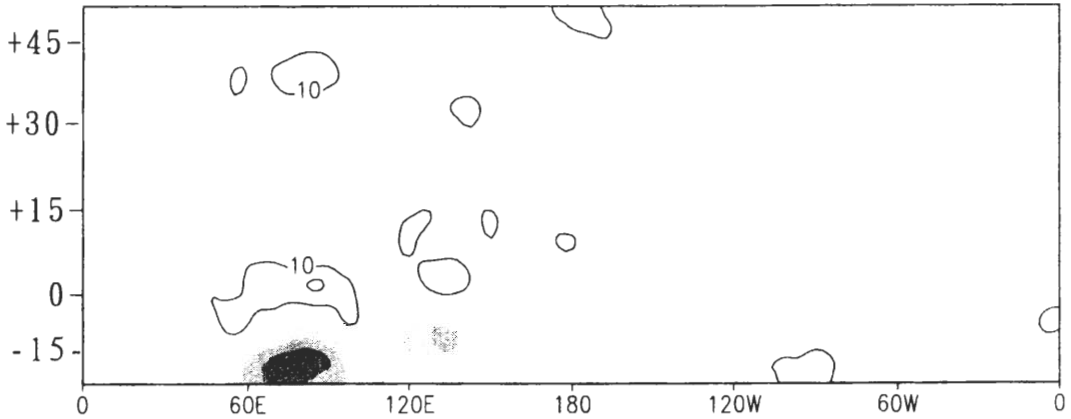


圖 8 南海地區 30~60 天 OLR 波動活躍年之經向與緯向剖面時間序列合成圖。圖 a、b 與 c 分別為南海地區 30~60 天 OLR 波動活躍年於東經 10-120 度之經向剖面、北緯 10-15 度之緯向剖面及北緯 0-5 度之緯向剖面時間序列合成圖。陰影區之等值間距為 10 (w/m<sup>2</sup>)。

#### (四) SST、季內振盪與東亞夏季季風

由本文前言的文獻回顧可知，季內對流振盪之發展與演化同時受到 SST(Wang, 1988; Salby and Hendon, 1994)與垂直風切(Wang and Xie, 1996、1997)之影響。上述因素亦可能影響季內振盪之年際變化，以下我們就環境之 SST 與垂直風切分別探討其與低頻波動年際變化之關係。

圖 9 為五-七月氣候平均之 30~60 天 OLR 擾動變異量、SST 與垂直風切之水平分佈圖，圖 9.a 顯示熱帶地區 30~60 天對流振盪在亞洲季風區海洋上最為顯著，印度西岸、孟加拉灣及南海地區有較強的擾動變異量，赤道中太平洋區的對流強度則較亞洲季風區微弱。與 SST(圖 9.b)及垂直風切分佈圖(圖 9.c)相比較，30~60 天對流振盪較顯著之印度西岸、孟加拉灣、南海及東太平洋地區，處於 SST 較高的區域，且垂直風場屬於東風風切之區域。相反地，30~60 天對流振盪十分微弱之中太平洋區，則屬於 SST 低值區域，垂直風切為西風風切區。由此可知，較高的 SST 較有利於 30~60 天對流振盪之成長，與 Wang(1988)及 Salby and Hendon(1994)等人分析之結果相似；而亞洲夏季季風區與東太平洋的平均環流所形成的垂直東風風切，亦提供一個有利 30~60 天波動成長的環境(Wang and Xie, 1997)。

圖 10.a 為活躍年合成之 30~60 天 OLR 變異量距平與 SST 距平分佈圖，圖中顯示活躍年時孟加拉灣及南海地區為全球 30~60 天波動變異量距平最大的區域，而赤道中太平洋與日本東南方一帶亦出現變異量距平正值區，很明顯

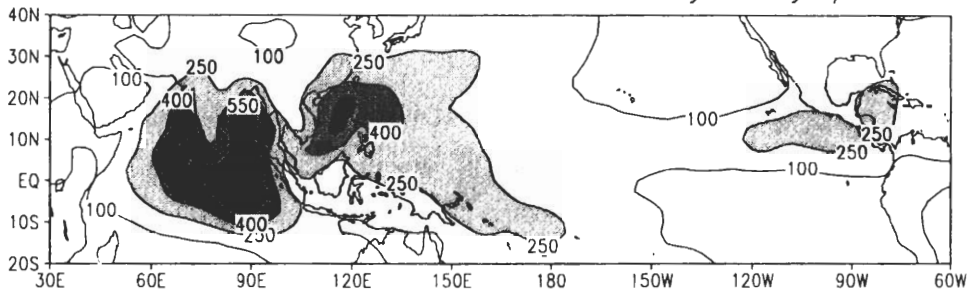
地，此些區域的 SST 較高，且 30~60 天波動強度與 SST 呈現正相關。圖 10.b 為不活躍年合成圖，除東太平洋區域與活躍年時同為波動變異量正距平區外，其餘地區之對流特徵與 SST 分佈均與活躍年(圖 10.a)反相，孟加拉灣、南海及中太平洋為 30~60 天波動變異量負距平，海溫亦較低。

活躍、不活躍年之垂直風切與 30~60 天對流的關係如圖 11 所示，比較活躍年(圖 11.a)與不活躍年(圖 11.b)可以看出，孟加拉灣與南海地區為全球 30~60 天波動變化最顯著的區域，但不論活躍年或不活躍年此兩區域均處於垂直東風風切，而不活躍年時亞洲季風區的垂直東風風切強度較活躍年強，並向中、西太平洋延伸。由上述分析可以得知，孟加拉灣及南海地區 30~60 天對流振盪之發展與 SST 較為相關，垂直東風風切並非影響孟加拉灣及南海地區季內對流振盪的主要原因。Wang and Xie(1996、1997)研究結果指出，垂直風切是影響向西傳遞之 Rossby wave 發展與傳遞的重要機制，垂直東風風切使 Rossby 波動侷限在低對流層，因而產生摩擦輻合效應引發加熱作用，增加南北的熱通量，使向西傳送之 Rossby 波動產生不穩定而成長。而垂直東風風切對於向東傳遞的 Kelvin 波動影響不大，此結果與本文分析一致。

進一步計算 30~60 天對流振盪活躍年之 30~60 天 OLR 與 30~60 天 SST 於孟加拉灣(82.5-87.5° E, 10-15° N)及南海地區(115-120° E, 10-15° N)之時間序列合成圖(圖 12)，圖中以各年南海地區第一波 OLR 最低值發生時間定義為 0 天。由圖 12.a 可以看出，活躍年時孟加拉灣第一波 OLR 最低值(強對流)發生於-10 天時，顯示孟加拉灣第一波強對流發生時間比南

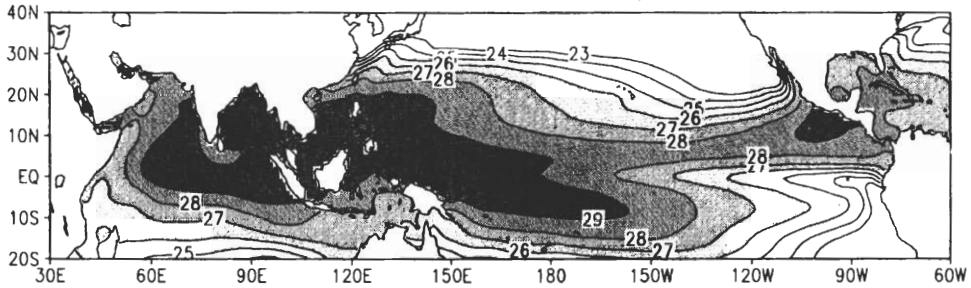
a.

79~98 30~60 OLR Variance May-July / CDC



b.

82~98 Mean SST / NCEP



c.

79~98 Mean U200-U850 / NCEP

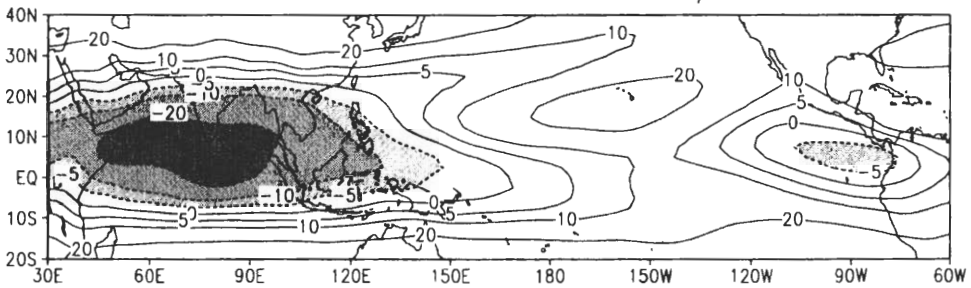


圖 9 (a)1979 年至 1998 年 5 月至 7 月 30~60 天 OLR 波動變異量, (b)1982 年至 1998 年 5 月至 7 月平均 SST, (c) 1979 年至 1998 年 5 月至 7 月平均垂直風切之水平分布圖。圖(a)~(c)中 OLR 單位為 $(w/m^2)^2$ 、每溫單位為 $^{\circ}C$ 、垂直風切的單位為  $m/s$ 。

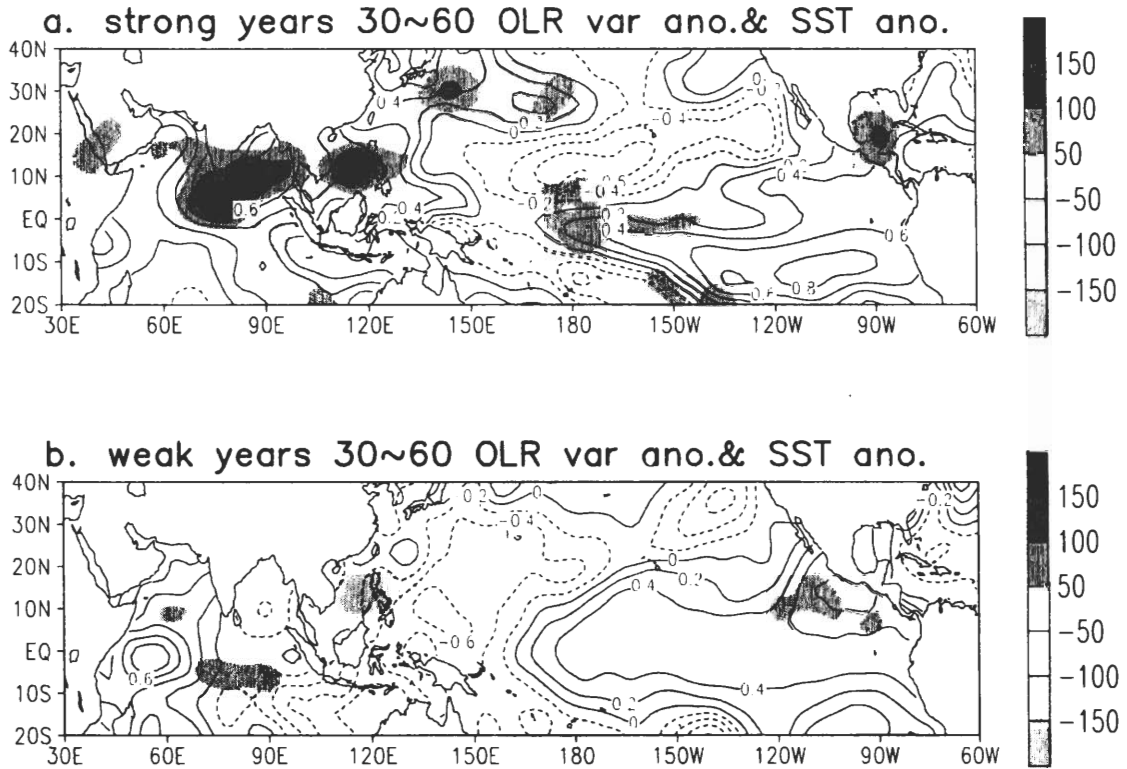


圖 10 (a)活躍年與(b)不活躍年合成之 5 至 7 月 30~60 天 OLR 波動變異量距平值與 SST 距平值。圖中之陰影代表 OLR 波動變異量距平值，單位為 $(w/m^2)^2$ 。實線代表 SST 正距平，虛線代表 SST 負距平，單位為 $^{\circ}C$ 。

海地區早，波動再由孟加拉灣東傳至南海地區，與 Lau and Chan(1986)分析一致。比較孟加拉灣 30~60 天 OLR 與 SST 之發展關係(圖 12.a)，可發現活躍年之 30~60 天 SST 正值相位領先 30~60 天 OLR 之負值變化，與 Lau and Sui(1997)之結果相似。而南海地區之 SST 同樣有領先對流發展之趨勢(圖 12.b)。

由上述結果可以推知，南海季內振盪活躍年時，孟加拉灣及南海地區 30~60 天 OLR 變異量較強，有利於孟加拉灣與南海地區 30~60 天對流發展之有利環境為孟加拉灣的 SST 較高與垂直東風風切。即高 SST 有利於孟加拉灣及南海地區低頻振盪成長(Zhu and Wang, 1993; Salby

and Hendon, 1994)，而垂直東風風切則有利於中平洋地區向西傳遞之波動成長(Wang and Xie, 1997)。

#### 四、結 論

亞洲夏季季風區內季內振盪(ISO)之活動，與亞洲夏季季風之肇始、活躍、中斷以及對流強度變化具有密切關係(Krishnamurti and Sabrahmanyam, 1982; Lau and Chan, 1986; 鄒等, 2000)，並且亞洲夏季季風之環流侷限季內振盪於北半球夏季季風區。若能深入了解季內振盪的演化過程及影響其活動之物理機制，將



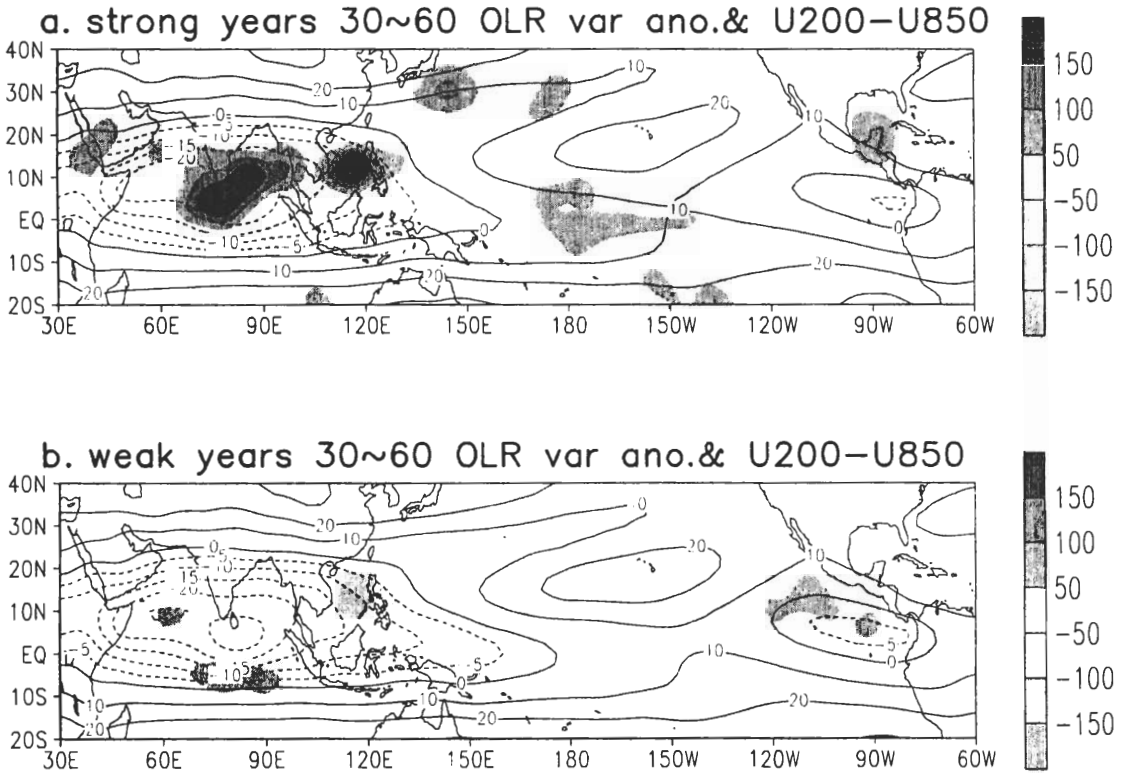
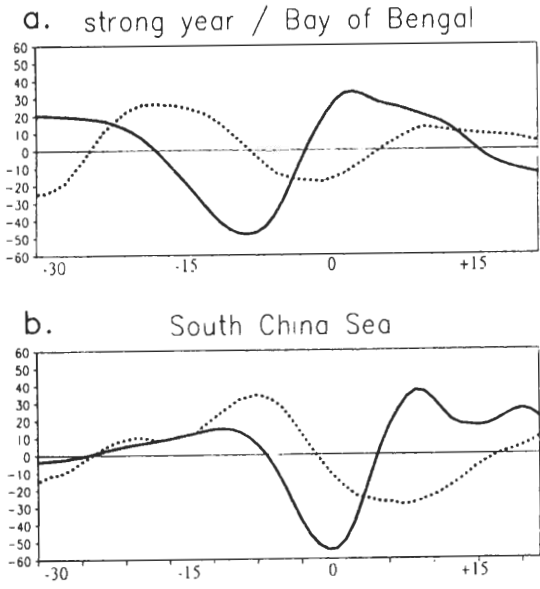


圖 11 (a)活躍年與(b)不活躍年合成之 5 至 7 月 30~60 天 OLR 波動變異量距平值與垂直風切分佈圖。圖中之陰影代表 OLR 波動變異量距平值，單位為 $(w/m^2)^2$ 。實線代表垂直西風風切，虛線代表垂直東風風切，單位為 m/s。



有助於掌握東亞夏季季風的肇始時間及季風降雨的中長期變化。

因此，本研究採用 CDC 分析之 1979~1998 年共 20 年 OLR、NCEP 重新分析之 200mb 及 850mb 水平風場與 NCEP 重新分析之 SST 資料，並以 Daubechies(1988)提出之小波轉換為濾波工具，過濾出 30~60 天與 10~20 天波動，來

圖 12 活躍年 30~60 天 OLR 波動與 30~60 天 SST 之時間序列合成圖。圖 a、b 分別為活躍年於孟加拉灣與南海之結果。實線為 30~60 天 OLR 振盪，單位為 $(w/m^2)$ ，虛線為 30~60 天 SST 振盪，其數值經由乘 100 倍處理，單位為 $(^{\circ}C)$ 。

探討季內對流振盪和東亞夏季季風對流的關係、季內對流振盪的年際變化及其與 SST、東亞季風環流的互動關係。

亞洲季風區(印度半島西部與北部、孟加拉灣與南海地區)為全球季內振盪變異量高值區，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，而南海地區則為東亞地區季內對流振盪變異量最大的地區，其季內對流變化亦是由 30~60 天振盪的貢獻而來。分析各年南海地區季內振盪與季風對流之時間序列得知，雖然各年季風對流開始時間存在很大的年際變化，然而各年 OLR 經由小波轉換所過濾出來的 30~60 天波動低值與各年 OLR 原始值降低的時間一致。

本文進一步探討 30~60 天 OLR 波動的年際變化。為了分析 30~60 天對流振盪的年際變化，本研究以 30~60 天對流波動的強度作依據，將南海地區 30~60 天對流波動分類為 30~60 天 OLR 波動活躍年與不活躍年。比較活躍、不活躍年東亞地區季內對流振盪與夏季季風對流之關係，結果發現活躍年季內對流振盪中以 30~60 天 OLR 波動與 OLR 原始值之相位關係較一致；而不活躍年 30~60 天與 10~20 天 OLR 波動的變化，對 OLR 原始值的變化都很重要。

為了了解活躍、不活躍年南海地區 30~60 天 OLR 波動來源，我們計算 5 月至 7 月活躍、不活躍年南海地區 30~60 天 OLR 波動與各地 30~60 天 OLR 波動之時間序列延遲相關並比較兩者之異同。結果發現，30~60 天振盪活躍年南海地區主要的波動來源為赤道印度洋向東傳的波動，而不活躍年則為中太平洋向西傳的波動(Wang and Xie, 1997)。活躍、不活躍年中太

平洋波動除向西北傳遞亦向東傳。本文進一步以合成分析，探討 30~60 天 OLR 波動強度隨時間的演化。結果顯示，活躍年南海地區第一波 30~60 天 OLR 負值主要來源為從印度洋向東傳遞的波動，不活躍年則以中太平洋西傳之波動較為明顯。

由以上延遲相關與合成分析得知，活躍、不活躍年南海地區 30~60 天 OLR 波動之來源與波動在不同時間、空間之傳播特徵存在明顯的年際變化，因此我們將探討影響 30~60 天 OLR 波動年際變化之物理機制。以長期氣候平均之五-七月 30~60 天 OLR 擾動變異量、SST 與垂直風切之水平分佈顯示，30~60 天對流振盪較顯著之印度西岸、孟加拉灣、南海及東太平洋地區，處於 SST 較高的區域，且垂直風場屬於東風風切之區域。相反地，30~60 天對流振盪十分微弱之中太平洋區，則屬於 SST 低值區域，垂直風切為西風風切區。由此可知，較高的 SST 較有利於 30~60 天對流振盪之成長，與 Wang(1988)及 Salby and Hendon(1994)等人分析之結果相似；而亞洲夏季季風區與東太平洋的平均環流所形成的垂直東風風切，亦提供一個有利 30~60 天波動成長的環境 (Wang and Xie, 1997)。

進一步將活躍、不活躍年 30~60 天 OLR 波動變異量分別與 SST 及垂直風切比較，活躍年時，孟加拉灣及南海地區 30~60 天波動變異量較大，SST 較高，且處於垂直東風風切區。不活躍年時，孟加拉灣及南海地區 30~60 天波動變異量較小，SST 較低，但依舊處於垂直東風風切區。由此可推知垂直東風風切並非影響活躍、不活躍年季內對流振盪發展之因素，孟

加拉灣及南海地區 30~60 天波動之發展與 SST 之變化關係較為密切。活躍年孟加拉灣及南海地區 30~60 天 OLR 波動與 SST 之時間序列關係中顯示，活躍年孟加拉灣第一波 30~60 天強對流發生時間比南海地區早，顯示 30~60 天對流振盪自孟加拉灣向東傳至南海，而孟加拉灣與南海地區 30~60 天 SST 正值相位領先 30~60 天 OLR 負值。

## 誌 謝

感謝兩位審查人所提供的寶貴意見建議。  
感謝國科會支持的大氣研究資料庫提供資料。  
本研究是在國科會自然處研究計畫 90-2111-M-003-004-API 支助下完成。

## 參考文獻

- 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。
- 鄒治華、徐邦琪、柯文雄，2002:台灣五-七月豪(大)雨之中長期變化與季內振盪。大氣科學, 30, 1-20。
- 徐邦琪，2002: 台灣五-七月豪(大)雨之中長期變化與季內振盪。國立台灣師範大學地球科學研究所碩士論文。
- Chang, C. P. and H. Lim.,1988 : Kelvin wave-CISK :A possible mechanism for the 30-50 day oscillations, *J. Atmos. Sci.*, 45, 1709-1720。
- Charney, J. G., 1963: A note on the large-scale motions in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 20, 607-609.
- Chen, T. C., and J. M. Chen, 1993:The 10-20 day mode of the 1979 Indian monsoon :Its relation with the time variation of monsoon rainfall. *Mon. Wea. Rev.*, 121,2465-2482.

- , and -----, 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.
- Hendon, H. H., and J. Glick, 1997 : Intraseasonal air-sea interaction in the tropical Indian and Pacific Oceans.*J. Climate.*, 10, 647-661。
- Hsu, H. H. and C. H. Weng, 2001: Northwestward propagation of the intraseasonal oscillation in the western north Pacific during the boreal summer: Structure and Mechanism. *J. Climate*, 14, 3834-3850.
- Krishnamurti, T. N., 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 P. H. Chan, 1986: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1354-1367.
- , and L. Peng,1987 : Origin of low-frequecy (intraseasonal)oscillations in the tropical atmosphere , Part I : Basic theory , *J. Atmos. Sci.*,44,950-972。
- , and C. -H. Sui, 1997:Mechanisms of short-term sea surface temperature regulation : Observations during TOGA COARE. *J. Climate.*, 10, 465-472.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 702-708.
- and -----, 1972: Description of global scale circulation cells in the tropics with 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1109-1123.

- 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 .
- Mak, M., 1995: Orthogonal Wavelet analysis: Interannual variability in the sea surface temperature. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**, 2179-2186.
- Mooley, D. A. and J. Shukla, 1987: Variability and forecasting of the summer monsoon rainfall over Indian . *Monsoon Meteorology*, C. -P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., *Oxford University Press*, 26-59.
- Murakami, T., 1980: Empirical orthogonal function analysis of satellite-observed outgoing longwave radiation during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 205-222.
- , T. Nakazawa, and J. He, 1984: On the 40-50 day oscillation during the 1979 Northern Hemisphere summer. Part I : Phase propagation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 440-468.
- Nakazawa, T., 1992: Seasonal phase lock of intraseasonal variation during the Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 597-611.
- Salby, M. L., and H. H. Hendon, 1994: Intraseasonal behavior of clouds, temperature, and motion in the tropics . *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2207-2224.
- Sikka, D. R., and S. Gadgil, 1980: On the maximum cloud zone and the ITCZ over Indian longitudes during the south west monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1840-1853.
- Tao, S. Y., and L. X. Chen, 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**, 61-38.
- Tsou C. H., P. C. Hsu, W. S. Kau , H. H. Hsu, 2002: Northward Development and Propagation of Tropical and Mid-latitude 30-60 day Oscillation over the Western Pacific in Early Summer of 1998. *submitted to Mon. Wea. Rev.*.
- Wang, B., 1988: Dynamics of tropical low-frequency waves: An analysis of the moist Kelvin waves. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2051-2065.
- , and H. Rui, 1990: Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies. *Meteor. Atmos. Phys.*, **44**, 43-61.
- , and X. Xie, 1996: Low-frequency equatorial waves in vertically sheared zonal flow . Part I: Stable waves. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 449-467.
- , and -----, 1997: A model for the Boreal summer intraseasonal oscillation: *J. Atmos. Sci.*, **54**, 72-86.
- Webster., P. J., and S. Yang , 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **118**, 877-926.
- 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.
- Yang S., and K.-M. Lau, 1996: Precursory signals associated with the interannual variability of the Asian summer monsoon. *J. Climate*, **9**, 949-964.
- Yasunari, T., 1979 : Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 227-242.
- Zhu, B. Z. and B. Wang, 1993: The 30-60 day convection seasaw between the tropical Indian and western Pacific Oceans. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 184-199.

# Interannual variability of Intraseasonal Oscillation During the East Asian Summer Monsoon Period

Chih-Hua Tsou<sup>1</sup> Wen-Shung Kau<sup>2</sup> Pang-Chi Hsu<sup>1</sup> Shu-Ling Pan<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University

<sup>2</sup>Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 30 December 2002 ; in final form 17 July 2003)

## ABSTRACT

The purpose of this study is to diagnose the interannual variability of ISO (Intraseasonal Oscillation) during the EASM (East Asian Summer Monsoon). Wavelet analysis was utilized to filter the 30-60 day and 10-20 day oscillation. The result show that ISO is dominated by 30-60 day oscillation in EASM region. In addition, the ISO in South China Sea/ Western Pacific where the climatological maximum variance of ISO in EASM region occurs is also dominated by 30-60 day oscillation.

We further investigate the interannual variability of the 30-60 day oscillation, based on the intensity of 30-60 day oscillation over the South China Sea. The result show that during the 30-60 day active year, the interannual variability of ISO is highly correlated with the interannual variability of original OLR over the South China Sea. The interannual variability of ISO in South China Sea is also dominated by 30-60 day oscillation. However, during the 30-60 day inactive year, the 30-60 day and 10-20 day oscillation are equally important to the interannual variability of the precipitation over the South China Sea. The origination and propagation of 30-60 day oscillation was significantly different between the active and inactive years. The former was primarily contributed by the eastward propagation mode originated from equatorial Indian Ocean. This eastward propagation mode not only propagated eastward but also extended northward to 10-15 °N. The latter resulted from the westward propagation mode from equatorial Central Pacific. During active (inactive) year, warm (cold) SST anomalies appeared over the Indian Ocean and Bay of Bengal. This implies that SST anomalies over the Bay of Bengal and South China Sea may have strong influence on the interannual variability of eastward propagation mode. On the other hand, the vertical wind shear has little impact on the interannual variability of the eastward propagation mode.

**Key words :** East Asian Summer Monsoon, Intraseasonal oscillation, Interannual variability.