

利用 Wavelet 分析南海地區季內振盪 與東亞夏季季風之研究

鄒治華¹ 柯文雄² 張卜仁¹

1 國立師範大學地球科學系

2 國立台灣大學大氣科學系

(中華民國八十八年九月九日收稿；中華民國八十八年十一月八日定稿)

摘要

季內振盪是全球大氣運動的一種普遍特徵，這種振盪是大氣本身內部所固有的。隨著大氣低頻振盪及其活動規律的揭露，季內振盪的研究開始被重視，研究大氣低頻振盪的重要目的，就是要將其結果用於長期天氣和短期氣候預報，以提高預報準確率。

大氣的季內振盪最先在熱帶被發現，在熱帶地區，大氣季內振盪，具有明顯的地域特徵，同時在不同地方不同時間可有不同的傳播特徵。熱帶大氣季內振盪以亞洲季風區最明顯。亞洲夏季季風首先在南海地區建立，南海位於東南亞，是連接東亞與南亞的橋樑，東亞季風與印度季風相互作用於此，因此南海地區由於其特殊地理位置，對東亞季風環流的演發和維持扮演重要的角色。因而深入研究南海地區大氣季內振盪及其活動將有助於東亞夏季季風的肇始及演發過程。

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 Wavelet Transform (小波轉換) 為一有利工具。本研究即採用以區域性特徵為主的小波轉換進行南海地區資料的濾波分析。我們採用 Daubechies(1988)的小波轉換，其基底函數具有正交函數的特性。

利用 CDC 分析之 1979~1995 共 17 年，4 月 1 日到 8 月 8 日 130 天之 OLR 資料進行分析。由 CDC 之 OLR 原始值顯示，熱帶地區出現三個強對流，分別在印度西岸、孟加拉灣與南海地區。透過小波轉換可得此三個地區也是五到七月 OLR 總變異量較大值地區。印度、孟加拉灣之高 OLR 變異量值，主要是由季節變遷而來。南海地區的 OLR 變化，30-60 天振盪與季節變化同等重要，同時 30-60 天振盪之貢獻大於 10-20 天振盪，顯示 30-60 天振盪在南海地區為主導。進一步分析南海地區低頻振盪的經向及緯向的傳播過程，我們可歸納出在東亞夏季季風肇始前後 OLR 低頻振盪的傳播方向有下列幾個特徵：(1)五月初由阿拉伯海東移的 30-60 天振盪移至孟加拉灣後加強深對流發展，並繼續東傳至五月中旬到達南海，(2)原位於 160° E 的 30-60 天振盪於五月初由東向西傳播，當傳至熱帶西太平洋時深對流加強發展，其後持續向西傳播至五月中旬與(1)由孟加拉灣東傳之 30-60 天振盪交會於南海地區，(3)於 110-120° E 之經向傳遞顯示出從五月上旬有一從 22.5° N 向南傳遞、及一從赤道向北傳播的 30-60 天振盪逐漸向南海地區接近，到了五月中旬交

會於南海地區，及(4)10-20 天振盪主要顯示為在南海地區原地發展的特性，於五月中旬南海地區有一低 OLR 發展出來。這四個特徵的演變有其一致性，即在季風肇始時間同時交會於南海地區。

伴隨南海夏季季風的肇始，對流層大氣環流的演變有急速的變化。對流層低層主要為副高脊撤出南海，西南氣流控制南海，而對流層上層的變化反映了全球尺度的特性，即南海地區高層風場反轉為較強東風及南亞高壓迅速北移。進一步探討 30~60 天振盪與東亞夏季季風肇始之關係。結果顯示東亞地區 OLR 17 年平均值在五月中旬突然下降，此與 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。同時由 NCEP 資料 17 年平均顯示，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亦發生在五月初四候，與南海地區 OLR 之 30~60 天振盪負值到達時間一致，顯示經小波轉換所處理的 30~60 天振盪低值僅發生在特定時間，具有區域性特徵，而且亦說明小波轉換得到的 30~60 天波動，確實可以掌握東亞夏季季風肇始的時間。

關鍵詞：季內振盪，夏季季風肇始，小波轉換

一、前言

台灣位處於東南亞的亞熱帶地區，天氣與氣候變化皆相當複雜，不僅受到中、低緯大氣交互作用的影響，更受到鄰近的複雜地形及海陸分佈的影響。影響台灣最大的大尺度大氣系統莫過於東亞季風。東亞夏季季風的空間及時間尺度遠比豪雨、颱風尺度大，其影響範圍較大，變化也較慢。但是，無庸置疑的，東亞夏季季風是影響豪雨、颱風的主要背景環流。它的變化間接影響了豪雨及颱風的發生。

平均而言，東亞夏季季風的環流，在低對流層主要為亞洲低壓及太平洋副熱帶高壓，在高對流層主要為南亞高壓。它同時也處於北半球夏季降水最多的地區，釋放出大量的非絕熱熱量，是北半球夏季主要的能量來源之一。東亞夏季季風並非是單獨的個體，它是亞洲夏季季風的一部份，因此它與印度季風息息相關卻又非密不可分。它的特性受到大氣、海洋、陸地三大氣候分量的影響，是三者交互作用的產物。東亞地區的海、陸地分佈、地形皆與南亞

地區大不相同，其夏季季風特性自然有其獨特性。但印度及東亞夏季季風都受到整體的海、陸分佈及青康藏高原附近複雜地形的影響，兩者必然是有共通之處。

不同尺度大氣環流之間的交互作用產生了極其複雜的東亞夏季季風。譬如，季節變化與季內振盪影響夏季季風的肇始，但是每年的季節變化與季內振盪的特性又各自不同。單是這個現象涵蓋了至少有 4 個時間尺度的現象，即，瞬變、季內、季節及年際變化。如果以目前瞭解的程度之深淺排列，依序為季節變化、年際變化、季內變化及瞬變。尤其是後二者的相關理論，目前仍甚缺乏。即使，在資料分析方面，各個時間尺度之間的統計關係也尚不明朗。本研究將著重於夏季季內振盪與東亞季風的氣候資料分析。

時間尺度在 7 ~ 100 天的大氣運動的變化一般稱為低頻變化，100 天以上的變化稱為極低頻變化。低頻變化的時間尺度小於 100 天，所以也稱為季內變化，主要有 10~20 天和 30~60 天準週期振盪。研究大氣低頻振盪的重要目的，就是要將其結果用於長期天氣和短期氣候預

報，以提高預報準確率。而大氣中季內振盪正是屬於短期氣候變化的問題。因此大氣季內振盪的研究成果必將為短期氣候預報奠定重要理論基礎。一方面，基於大氣季內振盪的研究可以提供用於短期氣候預報的規律性結果；另一方面，有關大氣季內振盪結構及其活動規律的探討將為有關預報模式的設計提供理論依據。近年來大氣低頻振盪的研究日益受到重視，而且在探討一些基本性質和活動規律的同時，大氣低頻振盪已開始用於長期天氣和短期氣候的預報。例如在印度，科學家已根據季風槽脊的 30~60 天振盪預報印度半島地區雨帶的活動；根據季風的準雙週振盪預報季風槽和季風中斷（Gadgil, 1988）。

大氣中的季內振盪最先是在熱帶發現的。根據 1957~1967 年在坎頓島的 10 年觀測資料，Madden & Julian (1971) 通過波譜分析首先發現太平洋地區熱帶大氣在風場和氣壓場的變化中存在 40~50 天的週期性振盪現象，其後 Madden & Julian, (1972) 通過進一步分析又證實了全球熱帶地區高層緯向風場都存在著 40~50 天的低頻振盪。並且他們還指出這種振盪具有緯向波數 1 的擾動及向東傳播；振盪起源於熱帶印度洋和西太平洋，與移動性 Walker 環流有聯繫。透過對衛星雲圖所給出的雲量分析，Yasunari (1979, 1980) 指出印度季風區的雲量也有 30~40 天的週期變化現象。這不僅證實了 30~60 天大氣振盪的存在，而且把大氣低頻振盪同季風活動聯繫了起來。Krishnamurti & Subrahmanyam (1982) 分析 MONEX 資料指出在季風區低層流場有一個 30~62 天振盪週期的槽線由印度開始往北及往東移動，是槽線時就伴隨有旺盛深對流的發展是季風旺盛期，是脊線時則深對流發展受阻是季風的暫停期。Murakami 等(1984,

1985) 的研究證實了南亞夏季風活動也有 30~60 天週期振盪。其後，有關熱帶大氣 30~60 天振盪的研究便蓬勃發展起來，不僅把 30~60 天振盪作為大氣運動的準週期變化現象，而且視其為大氣運動的一類系統，研究其結構特徵和傳播規律 (Lau & Chan, 1985, 1986; Knutson & Weickmann, 1987)。

外逸長波輻射 (Outgoing Longwave Radiation, OLR) 經常被用來觀測季內時間尺度內熱帶對流的活躍度，譬如 Lau & Chan (1986)、Murakami et al. (1986)、Knutson & Weickmann (1987) 與 Lau (1989) 等。Wang & Rui (1990) 利用 1975~1985 年 OLR 資料研究熱帶季內對流異常 (Tropical Intraseasonal Convection Anomalies, TICA) 並分析 122 個案，結果發現向東移行的 TICA 在冬季較活躍，而獨立向北移行的 TICA (即不伴隨在赤道地區向東移行者) 大多發生在北半球夏半年五月至十月，而在赤道印度洋和西太平洋的間熱帶輻合區 (ITCZ) 有利於 TICA 的發展，海洋大陸 (maritime continent) 和中太平洋則為消散區。

季風活動對南亞和東亞地區的天氣氣候有極為重要的影響，特別是夏季風的建立時間早晚，往往帶來一些地區的洪澇或乾旱災害。Wang & Ding (1992)，指出季內振盪的活動對印度夏季季風肇始及撤退具有重要的影響。季內振盪除了和印度地區相關之外，近年來的研究亦發現季內振盪和東亞季風有關。Lau & Chan (1986) 分析 1975~1982 年夏半年 OLR 資料，發現 OLR 異常除了沿著赤道從印度洋向東移行至西太平洋外，並且有從赤道印度洋北移至印度半島與從西太平洋往西北移至中國大陸南部。而北移現象在 OLR 場中相當明顯，並且與印度季風的盛行與停歇有關，在時間上也和長江地區梅雨

的發生相吻合。Chen (1987)分析 1979 年夏季季風發現伴隨積雲對流，850 mb 高度場的負距平與 200 mb 溫度場正距平（由於積雲對流作用使得低層 850 mb 高度場下降，而積雲對潛熱釋放往上層傳送，結果使得上層 200 mb 溫度增加）具有週期 30~50 天振盪特性。並且波動由印度季風區傳播到北太平洋時，加熱了原本在北太平洋北部冷區，改變了大氣環流，影響東亞地區與北美洲的水汽傳送，因而在東亞地區，梅雨槽加深及梅雨季的開始可能與伴隨週期 30~50 天振盪的印度季風槽之低壓中心有關。

Chen and Chen (1995)分析 1979 年南海地區夏季季風的肇始，發現季內振盪也與南海季風有關。南海季風是由週期 30~60 天的季風槽脊，與東移之 Hadley 環流之 30~60 天全球波動耦合而成，當 30~60 天季風槽與準雙週振盪低值同時到達時，即為南海夏季季風肇始，且南海夏季季風開始、中斷等變化與季內振盪強度的變化一致。東亞夏季季風 30~60 天振盪在垂直結構上也同赤道附近地區 30~60 天振盪類似，有對流層上層和下層反相的斜壓特徵（1993, 李）。

由前面所述可以得知，季風區內季內振盪與熱帶低緯度地區季內振盪傳遞方式，不盡相同。前者除了具有往東移行的特性外，在赤道印度洋與西太平洋地區亦具有往北移行的現象，北移現象與夏季印度季風的盛行、停歇，東亞梅雨季節的開始有關。季風區內的季內對流振盪往北移行的現象為季風地區之特有現象並僅發生在特定的時間。南亞和東亞季風的建立及其活動都同大氣季內振盪有密切的關係。欲分析夏季季風環流確實的發生時間及演化過程，則必須將各種頻率瞬間擾動分離出來，以探討季內振盪在季風環流中扮演的角色及其對

季風環流的影響。濾波方法除了傳統的傅立葉轉換(Fourier Transform)外，近年來較常為氣象界所使用者，尚有經驗正交函數分析(Empirical Orthogonal Function, EOF)及 Wavelet Transform（小波轉換）。傳統的傅立葉分析以週期性 sin 和 cos 函數為基底，在空間域及時間域是屬於全球性的波動，經傅立葉轉換濾波後，可能將局部現象的季內振盪誤解成全球的現象。異於傳統的傅立葉分析，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。因此，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(localize)。Weng and Lau (1994)利用 Morlet(1983)提出之小波轉換濾波方法，處理 1987-1988 年的 IR 資料，分析西太平洋赤道地區的對流活動。他們發現經此種濾波方法處理後之波動，在頻率及時間域中皆有良好的區域性。結果並顯示小波轉換在分析由多種時間尺度之區域性波動交互影響的現象時，更是一有力的工具。Mak(1995)則運用 Meyer(1985)提出的小波轉換濾波方法，分析 1949 年-1992 年的 SST 月平均資料，並與經驗正交函數分析及傅立葉轉換濾波方法比較，結果顯示小波轉換在選取濾波波段時，較其它兩種濾波方法選擇性大。故本研究將採用以區域性特徵為主的小波轉換進行濾波。

總之，南亞和東亞季風的建立及其活動都同大氣季內振盪有密切關係，其間南海位於東南亞，是連接東亞與南亞的橋樑，東亞季風與印度季風相互作用於此，因此南海地區由於其特殊的地理環境，使得其與相鄰陸地之間的熱力相差明顯，這對南海季風環流的演發和維持，特別是對南海季風的爆發起著關鍵作用。因而深入研究南海地區大氣季內振盪及其活動，不

僅對認識亞洲兩支季風系統極為重要，而且對於南亞及東亞地區的天氣氣候預報都有實際意義。本研究將利用在時間頻率上保有區域特性的小波轉換法去分析南海地區的 OLR 季內振盪，並探討其與東亞夏季季風的關係。本文第二節為資料來源及小波轉換方法，第三節為南海地區季內振盪與東亞夏季季風的關係，第四節則為結論。

二、資料與濾波方法

(一) 資料來源

本文採用的資料有二，一是氣候診斷中心 (CDC) 所分析的全球 1979 至 1995 共 17 年之外逸長波輻射，二是 NCEP 重新分析之 200 及 850hpa 的水平風場，兩者的水平解析度均為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。本研究的主要目的是了解東亞夏季季風降水分布及東亞夏季季風肇始與季內振盪之關係，故各項資料只取 4 月 1 日至 8 月 8 日共 130 天資料。

(二) 濾波方法

季風現象極複雜，其時間尺度包含了年際變化 (interannual cycle)、季節循環 (seasonal cycle)、與週期變化較短的變化如季內振盪 (intraseasonal oscillation) 與綜觀尺度現象等 (Chen et al.; 1988)。在亞洲季風區內尤其以 30~60 天振盪與 10~20 天振盪最為突出，所以選擇適當的濾波方法是必要的。

濾波方法除了傳統的傅立葉轉換應用外，尚有經驗正交函數分析及小波轉換。本文採用小波轉換，因其在處理區域性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))。文

中將簡述此法的特點及其與傅立葉轉換之不同處，並舉例說明以小波轉換進行濾波工作的原因。

如同傅立葉轉換由許多正弦函數和餘弦函數來組成其基底函數一般，小波轉換亦是由一系列的基底函數組成。只是傅立葉級數在時間域中並非是區域性的函數。如圖 1.a 所示，正弦函數與餘弦函數於 0、1 之外的各實數點皆有非零函數值存在。此一特性可能使吾人對氣象資料所傳達出的某一特定波動在解釋上產生誤解 (Weng and Lau, 1994)，若此一現象是屬於全球尺度，則濾波工作處理後再將資料由頻率域反轉 (inverse) 至時間域時，尚不至於有誤；但相反地，若此現象只是局部地區出現的波動，在未了解該特性之前，即貿然以傅立葉轉換做濾波處理，濾波後可能將局部現象的波動誤解成全球的現象。反之，小波轉換每一個基底函數在頻率域及時間域皆有相當良好的區域性，例如 Haar series 僅在 0、1 之間有值(圖 1.b)。故在處理局部地區特有的波動時，小波轉換為一有效的工具。

小波轉換每一個基底函數在頻率域及時間域皆有相當良好的區域性。然其基底函數較為複雜，其中包含了一個母函數(mother function)與數個由母函數延伸出的小波函數；且有此屬性的函數組合並非唯一。小波函數大致上可分為兩類。一類為連續性小波函數(continuous wavelets)；另一類為離散小波函數(discrete wavelets)。連續性小波函數多數有對稱性的結構。地球科學界，首先由 Morlet(1983) 將此方法應用在地震資料的處理。近年來連續性小波函數亦被應用在氣象及海洋方面的研究，包括熱帶對流 (Weng and Lau; 1994)，邊界層的擾動 (Gao and Li 1993)，及冷鋒 (Gamage and Blumen

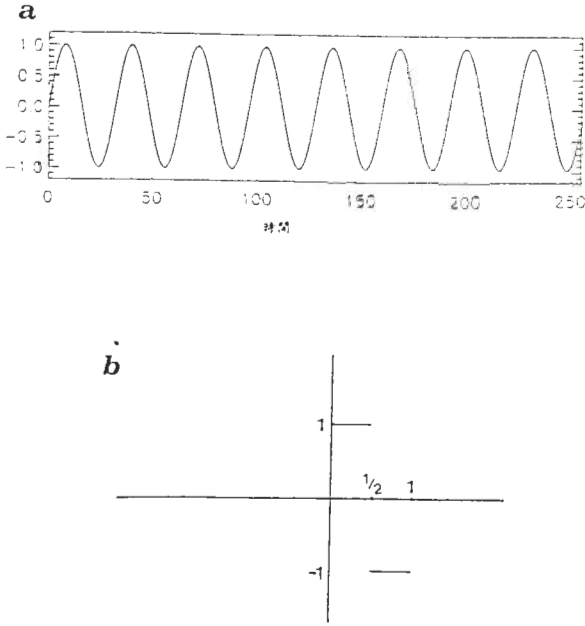


圖 1 (a) 傅利葉轉換基底函數之一：正弦函數， $f(t)=\sin(2\pi kt)$ ， $k=8$ ， t 為時間。(b) 小波轉換之基底函數：Harr Function

1993) 等方面的研究。

雖然連續性小波函數用途廣泛，他們的基底函數並非相互正交。因此連續性小波函數不能定量估計各分量對總變化的相對貢獻 (Daubechies 1992; Mak, 1995)。反之，另一類小波函數離散小波函數中部分具此正交特性。本文所採用之 Daubechies(1988)的小波轉換為其中之一。Daubechies 小波轉換，除了保有區域化的特性外，其基底函數是正交(orthonormal) 函數組成。若任意函數 $f(x)$ 以 Daubechies(1988) 基底函數展開，則可表示為

$$f(x) = \sum_k c_{0,k} \psi_0(x-k) + \sum_{j=0}^{j-1} \sum_k b_{j,k} \psi_1(2^j x - k) \quad (1)$$

就濾波的觀點，(1)式中的 $c_{0,k}$ 為低頻基底空間 V_0 的濾波係數， $b_{0,k}$ 為較高頻基底空間

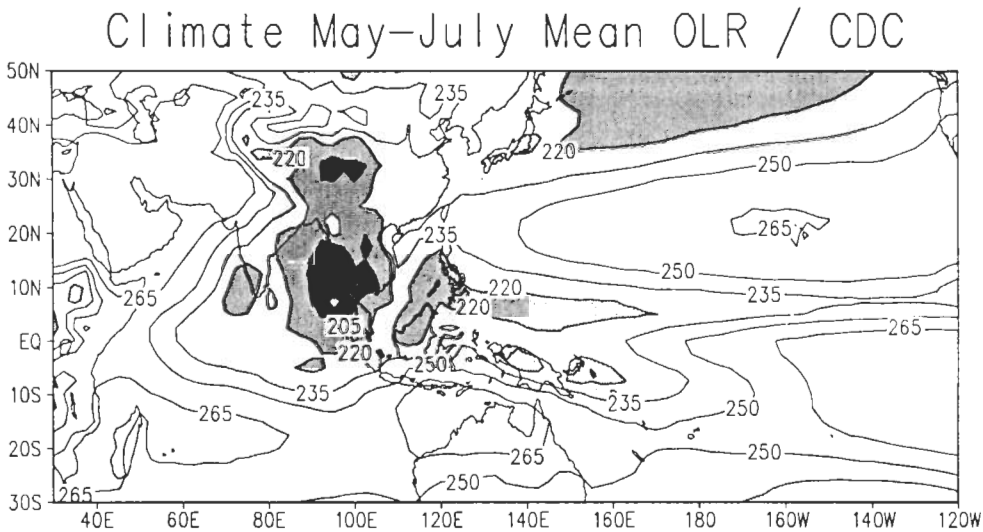


圖 2 1979 年至 1995 年五至七月 OLR 原始值總平均水平分佈圖。陰影區代表原始值低於 235 (w/m²) 等值間距 15 (w/m²)。

W_0 之濾波係數，濾波係數 $b_{1,k}$ 則為更高頻的基底空間 W_1 之濾波係數，所以與變數有相同解析度的空間 V_j 可視為由各種頻率的基底空間組成，即 $V_j = V_0 \oplus W_1 \oplus W_2 \oplus \dots \oplus W_{j-1}$ 。

由上述的討論可知，隨著 Daubechies 濾波係數的增加，將使母函數與波列函數解析度提高，則原資料經處理後解析度提高，但是運算過程亦隨之複雜，邊界效應的影響也愈大，因此本文採用 Daubechies 12 (Dau 12) 為濾波工具，並利用 Strichartz(1994) 介紹之 subband coding 的技巧將氣象參數分為下列波段，30~60 天、10~20 天振盪與 10 天以下波動。

(三) 小波轉換的分析

在原資料中選取的 4 月 1 日至 8 月 8 日共 130 天的資料中，因包含了春夏兩季，故在資料的時間序列中，各變數在量值上因季節循環所造成的變動是不容忽略的，所以將各年原始資料的時間序列先經 5 天平均 (pentad mean) 處理，再將 5 天平均做 17 年平均，以此作為各物理量之季節循環，再利用小波轉換將各物理量之時間序列表示為季節循環與其他時間尺度的波動組合。

圖 2 是利用 CDC 資料分析 1979 ~ 1995 年 5 月至 7 月三個月 17 年的 OLR 原始值總平均的空間分佈，圖中顯示 OLR 氣候平均於熱帶地區出現三個強對流區，分別在印度西岸、孟加拉灣與南海，此與 Lau and Yang (1996) 分析 4 到 9 月的降水分布相似。此外，位於 10° N 的 ITCZ 在東經 80° 到 110° 間向北延伸至副熱帶與來自中緯度的鋒面對流雲帶相連亦清楚可見。至於阿拉伯半島與太平洋副熱帶高壓都是屬於 OLR 高值區。

為探討 OLR 的變化是由何種時間尺度波動所造成，我們利用小波轉換計算 1979~1995 年共 17 年 OLR 原始值的變異量 (variance)，並由 OLR 的變異量中分離出季節分量、30-60 天振盪波動分量，10~20 天振盪波動分量及 10 天以下的波動分量，同時算出各波動其變異量的大小。

圖 3 為各種時間尺度之 OLR 變異量的空間分布。由圖 3.a 可知總變異量較大值主要出現在印度半島西部與北部、孟加拉灣東側，和南海以東的地區；除印度北部之外，OLR 總變異量大值分布與該段時間內其原始值平均的低值分布是一致的。

由變異量分布圖(圖 3b-e)看來，各地 OLR 乃由不同時間尺度的波動貢獻而來，位於亞洲大陸南部的印度半島北部與孟加拉灣之高 OLR 總變異量值，主要是由季節的變遷而來。去除季節變化的影響外，孟加拉灣地區 OLR 的 30~60 天與 10~20 天週振盪波動的變異仍很大，顯示這兩種波動在該地區是不容忽視。南海及印度西南岸兩區的 30~60 天 OLR 波動亦非常強，比較南海地區各頻率的變異量值，清楚可見南海地區的低頻振盪變化是以 30~60 天波動為主導，10~20 天振盪波動的變異仍很大，也是東亞地區最明顯的低頻振盪區。中國大陸上的黃河、長江流域以及 10° N 附近的西太平洋上 OLR 值變異量主要則是由 10 天以下的波動貢獻最大。我們進一步分析南海地區各頻率波動所佔比例顯示：季節變化佔總變異量約 22%，30-60 天振盪為 22%，10-20 天振盪為 15%，而其他頻率所佔變異量為 41%。由此可得到南海地區 30-60 天振盪與季節變化同等重要，且 30-60 天振盪之貢獻大於 10-20 天振盪。熱帶東風波的

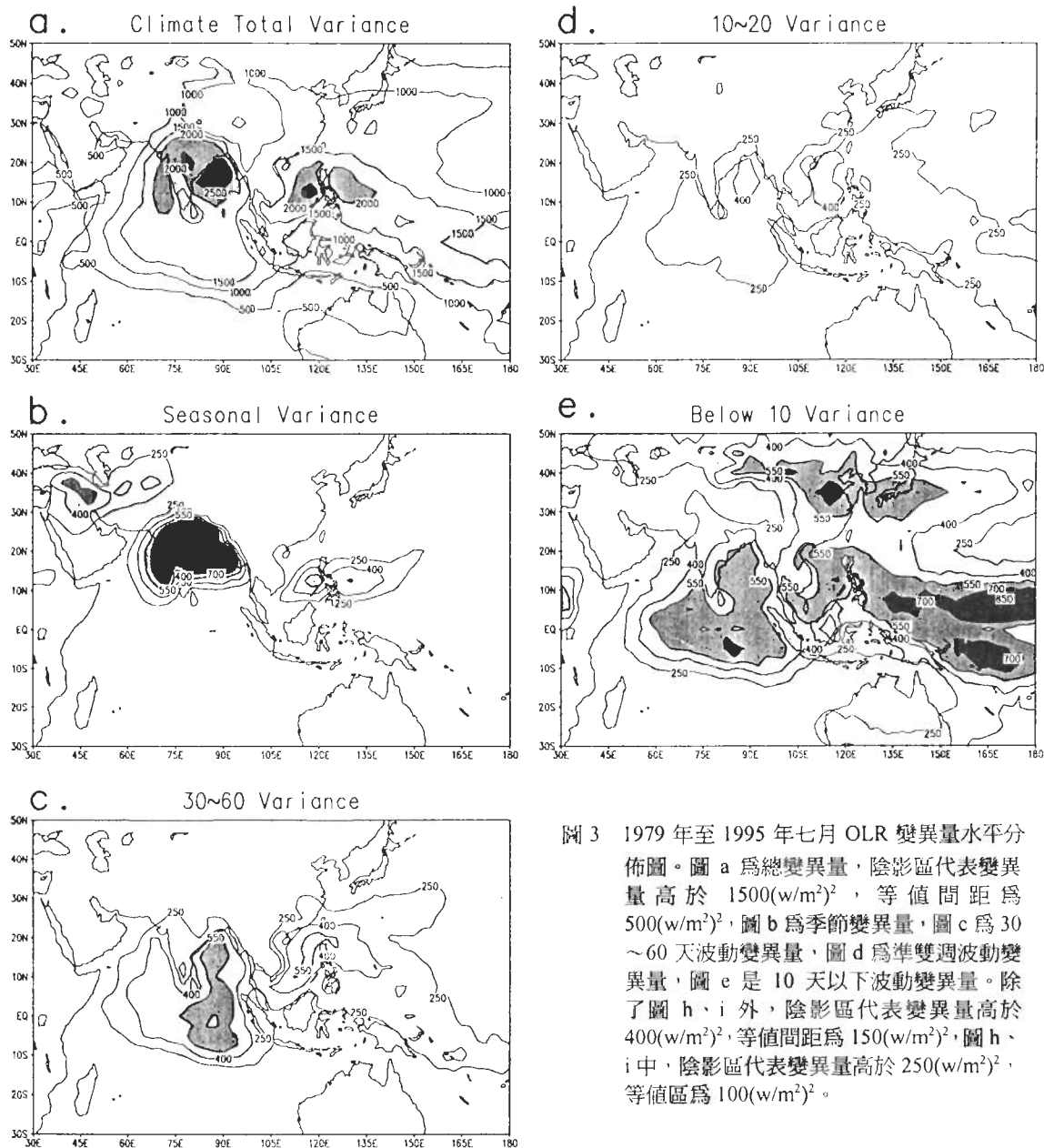


圖 3 1979 年至 1995 年七月 OLR 變異量水平分佈圖。圖 a 為總變異量，陰影區代表變異量高於 $1500(w/m^2)^2$ ，等值間距為 $500(w/m^2)^2$ ，圖 b 為季節變異量，圖 c 為 30~60 天波動變異量，圖 d 為準雙週波動變異量，圖 e 是 10 天以下波動變異量。除了圖 h、i 外，陰影區代表變異量高於 $400(w/m^2)^2$ ，等值間距為 $150(w/m^2)^2$ ，圖 h、i 中，陰影區代表變異量高於 $250(w/m^2)^2$ ，等值區為 $100(w/m^2)^2$ 。

強度變化大，它可以發展為強烈氣旋，甚至颱風。因此，南海/西太平洋地區 10 天以下的波動變化亦強。Lau and Chang(1986)與 Lau (1989)發現，西太平洋東風波強度與印度季風環流強度成負相關。因為當季風區東風波擾動增強時，

意味著西太平洋副高增強，印度西南季風減弱。南海綜觀尺度的擾動與東亞夏季季風肇始之關係，有待近一步的分析與瞭解。本文偏重在探討低頻振盪與東亞夏季季風的關係，南海地區是東亞地區最明顯的低頻振盪區，故本文將於

下一節繼續探討南海地區季內振盪與東亞夏季季風肇始的關係。

三、南海地區季內振盪與東亞夏季季風

Hsu(1999)認為東亞季風的肇始有下列特徵：1、南海地區 850hpa 的風由東南風轉為西南風，2、在南亞氣旋式環流增強，南海地區的副熱帶高壓東退，3、中南半島對流增強，南海地區對流發展。林(1996)是以金蘭灣、海南島雲型對流化判斷東亞季風的肇始。陳與王(1998)則指出東亞夏季季風必須等到西太平洋副熱帶高壓東退出南海，同時，因副高之東退使印度東亞地區越赤道流得以進入南海，南海盛行西風氣流，深對流發展，造成東亞夏季季風肇始。Tao & Chen (1987) 認為亞洲季風區最早爆發於南海北部，通常是在五月中旬，然後向北伸展到大陸及日本以南西太平洋地區，向西北伸展到孟加拉灣、印度，因而認為南海季風是東亞夏季季風爆發的源地。以上的研究皆表明亞洲夏季季風首先在南海地區建立，且其肇始特性亦非常清楚。因此深入研究南海夏季風肇始及相關兩帶傳播規律將是非常重要的。但要瞭解季風建立前後環流時空分佈的關係，則必要認識南海季風爆發前後溫帶環流系統與熱帶環流系統的演變特徵及其對降水強度的影響，因而分析南海地區季內振盪與東亞夏季季風的關係則為首要之急。

由第二節的分析，我們知道南海地區的 OLR 變化是以 30~60 天波動為主，且是東亞地區最明顯的低頻振盪區。為探討季內振盪隨時間演化，我們將 OLR 原始值、30~60 天波動及 10~20 天波動作進一步分析，以查明 OLR 的經

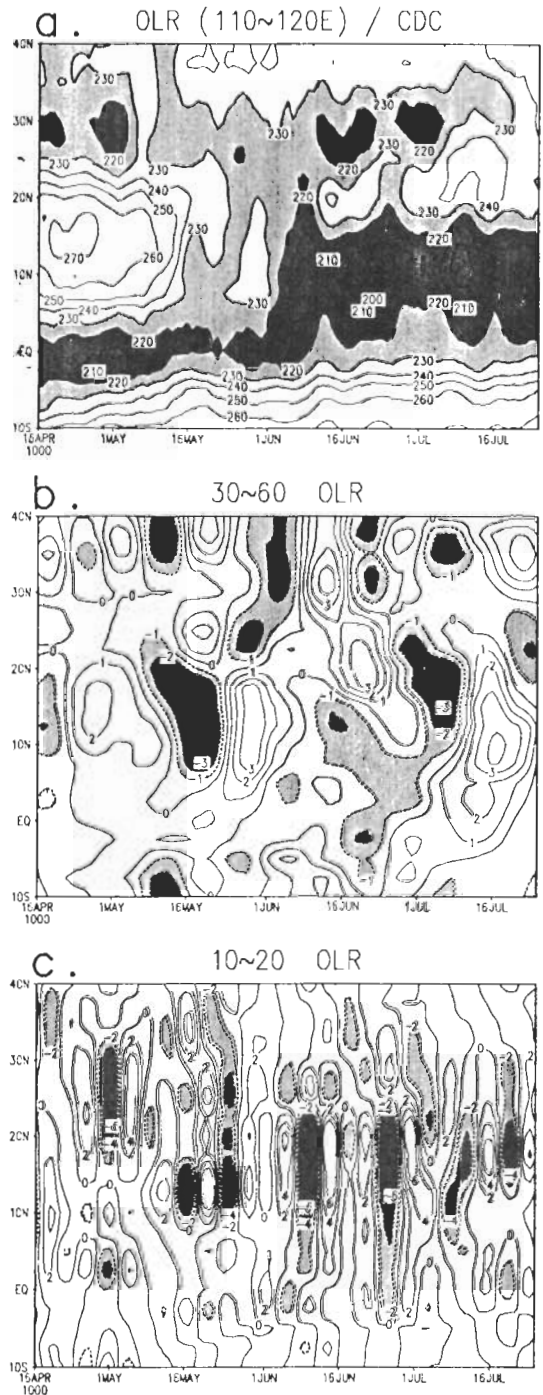


圖 4 1979 年至 1995 年 OLR 原始值、30~60 天波動與 10~20 天振盪於東經 110-120 度之經向剖面時間序列，圖 a 陰影區代表原始值低於 240 (w/m^2)，圖 a 等值間距 10 (w/m^2)。圖 b、c 陰影區代表 30~60 天波動及準雙週振盪負值，等值間距 1 (w/m^2)。

向及緯向傳播及其與季內肇始的轉變時間。圖 4 為 1979~1995 年南海地區 OLR 17 年的氣候平均值及相對應的 30~60 天、10-20 天波動經向(110-120。E 的平均)剖面時間序列。在五月中旬時，東亞地區之 OLR 原始資料值突然降低(圖 4.a) (深陰影區 $\leq 220\text{w/m}^2$)，此與一般所說該地區夏季季風肇始的時間是一致的(氣候平均值為五月第四候)，而 30~60 天波動亦顯示在五月中有一明顯之負值存在(圖 4.b) (陰影區為負值)，與 OLR 原始值突然降低的時間一致。我們很難由圖 4.a OLR 原始資料去定義此對流訊號是來自於北邊或源自於南方 ITCZ 之北傳，但由圖 4b 可見五月中旬 OLR 低值區於 15°N 以南，30-60 天波動是由赤道自南向北傳播的，而 15°N 以北則為由北向南傳播，它們的會合時間與上述南海夏季季風建立的日期是一致的。我們亦可見於五月底六月初，OLR 低值出現明顯的由赤道向北傳播，而同時間 30~60 天波動負值也明顯急劇的向北傳遞。圖 4.c 為 10-20 天波動的分佈，最明顯的特徵是南海地區幾次的低頻振盪加強及向北擴展，代表了對流的加強及北進。從傳播的情形來看，低緯的振盪大部分呈準靜止或由南向北傳播(包括南半球向北半球傳播)，高緯的振盪則大部分呈現由北向南的特性。我們亦可看到在五月中旬南海季風肇始期，南海地區有一強烈的負值區發生，呈準靜止狀態。由圖 4b 與圖 4c 我們可以得知 30-60 天波動從高、低緯度的向南及向北傳播交會於南海與 10-20 天波動在南海地區深對流的加強都在南海季風肇始期匯聚於南海地區。

圖 5 是南海地區 OLR 17 年氣候平均值及相對應的 30-60 天波動與 10-20 天波動的緯向

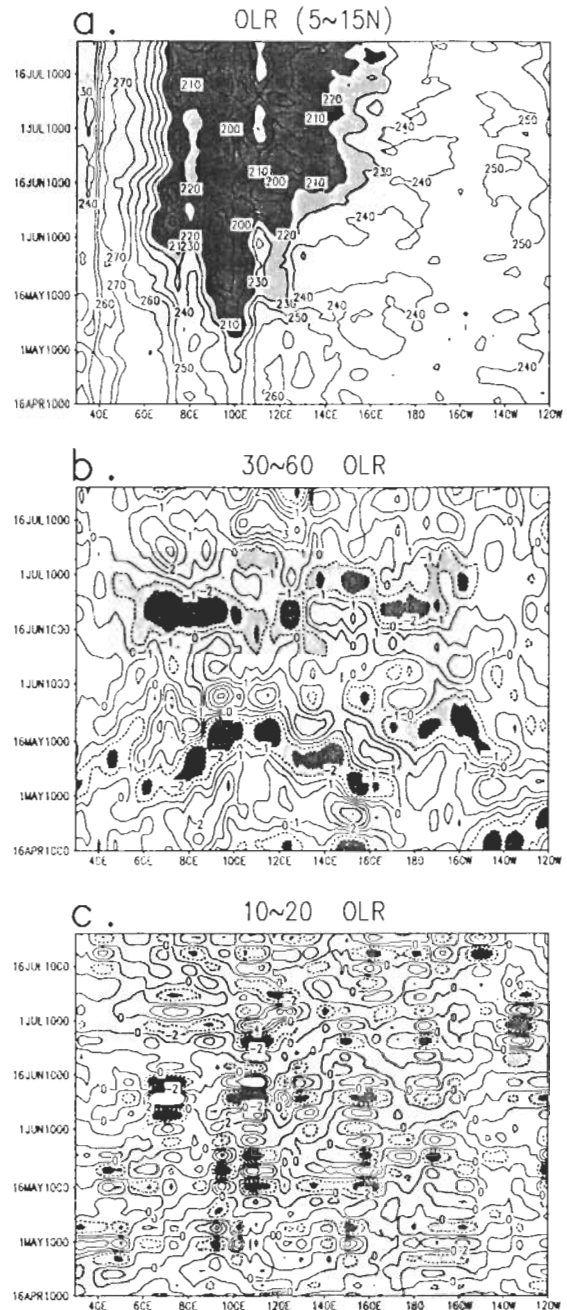


圖 5 為北緯 5 度至 15 度之緯向剖面時間序列，其餘同圖 4。

(5°N 至 15°N 的平均)剖面時間序列。由圖 5a 原始 OLR (陰影區為 $\text{OLR} \leq 240\text{w/m}^2$) 可見深對

流首先於中南半島發展，而南海地區則於五月中旬左右才有深對流發生。相對應於東亞夏季季風期間之二次突變(五月中旬與六月上旬, Hsu et al.(1999))亦清楚可見。在圖 5a 原始 OLR 緯向剖面時間序列中，季內對流振盪近似準靜止狀態，向東傳遞的訊號不明顯。Zhang and Hendon (1997) 利用特殊統計方法分析季內對流振盪的傳遞方式，他們發現赤道季內對流振盪向東傳遞的訊號隱藏在原始 OLR 緯向剖面時間序列中，赤道季內對流振盪以向東傳遞的波動為主。本文透過小波轉換濾波後，發現季風區 30-60 天波動向東及向西傳遞的訊號均明顯(圖 5b)。由圖 5b 上可見 OLR 低值區(陰影區為小於 0)於五月初於 75° E 向東傳播至五月中旬左右，抵達南海地區(117.5° E, 12.5° N)，另一個低值區位於 160° E 附近，從五月初就明顯的向西傳播，並且於五月中旬左右與前述從印度洋向東傳播之 30-60 波動交會於南海地區(此與 Lau & Chan (1986)的分析一致)。圖 5c 為 10-20 天的波動，與圖 5b 比較，其振幅較 30-60 天波動小一個數量級，從圖中可見在南海地區直至 5 月中旬南海季風肇始期間才有一個 10~20 天週期的深對流發生。圖 4 與圖 5 的分析結果顯示，透過小波轉換更可凸顯 30-60 天波動從四方及 10-20 天波動於局地發展交會於南海地區的特性。

從圖 4 與圖 5 中我們可由 30-60 天波動南北傳播與東西傳播交會於南海地區且亦同時 10-20 天波動於南海地區之發展皆匯集於五月中旬南海夏季季風肇始的期間，顯示出東亞夏季季風肇始與這些季內振盪有密切關係，因而透過對南海地區季內振盪的分析似可掌握季風肇始日期及其前後的演變過程。

圖 6 是南海地區 OLR17 年平均值與 30~60 天波動及 10~20 天波動振幅的時間序列，這裡所指的南海地區是以 OLR 總變異量值最大的位置，即北緯 12.5°、東經 117.5° 為中心之 9 點平均，由圖中可見南海地區 OLR17 年氣候平均值於五月中突然下降(圖 6.a)，對照圖 6.a 與圖 6.b 可知此一對流開始時間與 30~60 天波動與 10-20 天波動轉入負值位相的第一次交會時間是一致的，此與 Chen and Chen(1995)分析 1979 年南海夏季季風得到結果雷同。

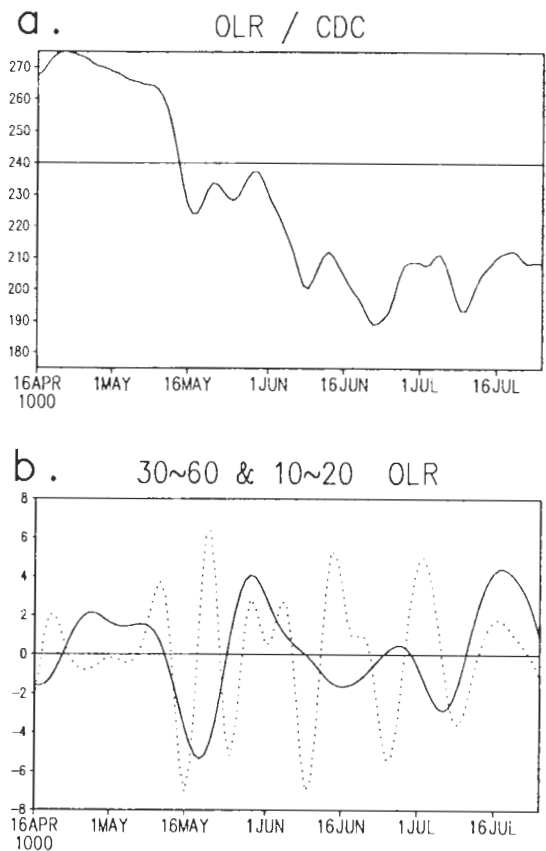


圖 6 1979 年至 1995 年 OLR 原始值、30~60 天波動與 10~20 天振盪於南海地區(定義文內)時間序列，圖 a 為 OLR 原始值，圖 b 實線表 30~60 天波動、虛線表 10~20 天振盪之時間序列。圖 a 實線代表值為 240 (w/m²)，圖 b 實線代表值為零。

爲了驗證季內振盪與東亞季風肇始的關係，我們進一步將每一年的 OLR 作小波轉換，以 1986、1987 年 4 月 16 日至 7 月 25 日爲例，圖 7a 與 7c 分別是 1986 與 1987 年南海地區原始值之時間序列，圖 7b 及 7d 爲相對應期間經小波轉換所作之 30~60 天波動之時間序列，比較圖 7a 與 7b 可發現，在 1986 年的 30~60 天波動在五月中方轉爲負值，與 OLR 原始資料值(圖 7a) 降低時間一致，此與該年東亞夏季季風肇始的時間是一致的 (Hsu et al. (1999)) 指出該年季風肇始日期爲 5 月 11 日)，而即使是在 1987

年 OLR 原始值 (圖 7c) 延至六月上旬才突然快速降低 (依據 Hsu (1999) 1987 年季風肇始日期爲 6 月 12 日)，在同一時段 30~60 天 OLR 波動也亦由正轉負，另外之後的第二、三波 30~60 天 OLR 波動負值亦與原始資料之強對流發生時間一致。以上結果顯示經小波轉換所處理的 30~60 天振盪低值僅發生在特定時間，具有區域性特徵，而且亦說明小波轉換得到的 30~60 天波動，確實可以掌握東亞夏季季風肇始時間。

He et al.(1987)等人研究 FGGE 年梅雨期資料時指出，在亞洲季風肇始前後，高層環流

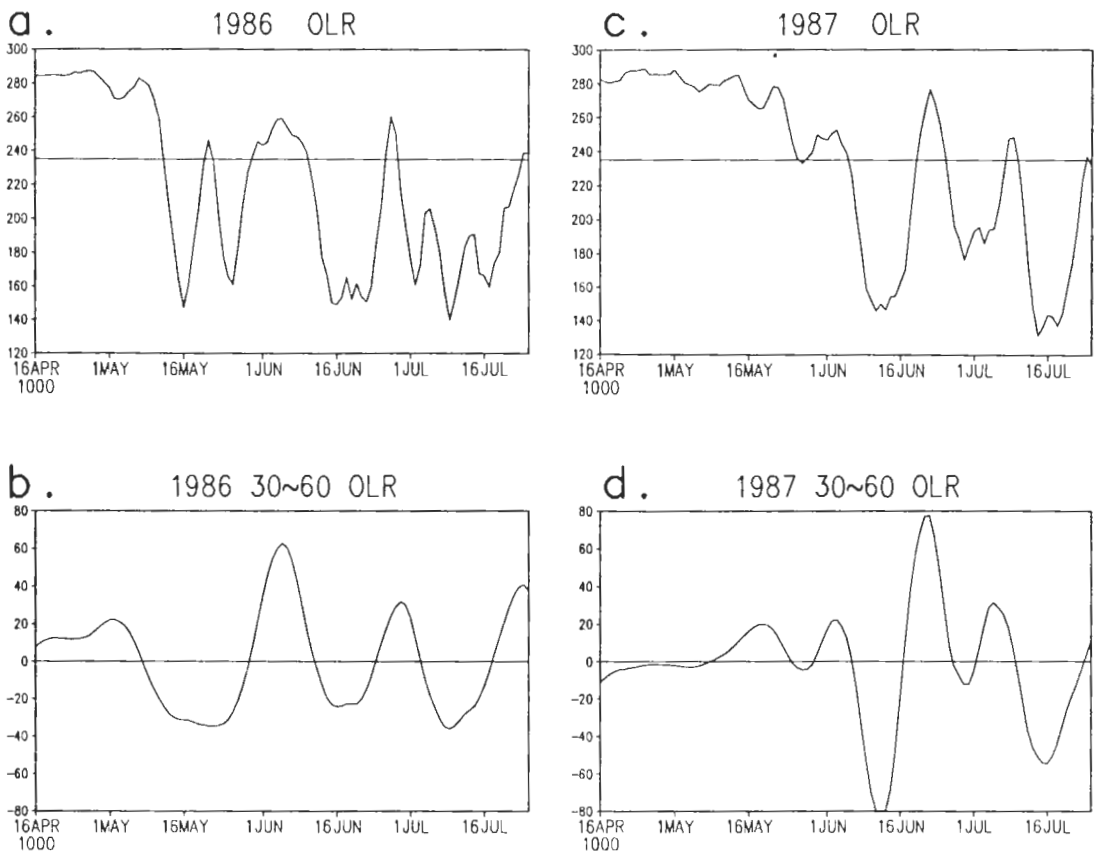


圖 7 1986、1987 年 4 月 16 日至 7 月 25 日南海地區 (117.5° E、12.5° N) 之 OLR 時間序列。圖 a、c 爲 OLR 原始值之時間序列，實線代表值爲 235 (w/m²)。圖 b、d 爲經波列轉換濾波所得之 30~60 天 OLR 波動時間序列，實線代表值爲零。

及熱力場均有兩次明顯的轉變，大尺度環流首先於五月中旬有明顯的變化，此時南亞高壓會突然移動至青康藏高原東南側，東亞地區之高層風場亦由西風轉變為東風。因此南亞高壓移動之突然轉變及高層風場之反轉，均可視為季節轉換之指標。因而我們將進一步分析南亞高壓與 200hpa 高層風場於季風肇始期間的變化。

與 FGGE 年相比，17 年平均 200mb 環流轉變期較長(圖 8.a)，東風隨時間逐漸向北移，南海地區之緯向風場在第五~七候(各候所代表之時間範圍列於表一)逐漸轉變東風。由圖 8.b 東經 100~110° 地區、15° N 之緯向剖面時間序列，可更清楚看見高層風場是隨時間慢慢轉變，高層風場在第五候由西風轉為東風，而在第七候時東風增強為較強東風($u \geq 5m/s$)。

17 年平均 200mb 之南亞高壓中心位置轉變，亦較 FGGE 年緩慢(圖 8.c)，高壓中心一開始停留在 110° E、12.5° N 附近，緩慢向西移動，直到第五候時，高壓中心向北移動，與高層西風轉東風時間一致(圖 8.b)，在第七候時高壓中心移至 15° N 以北，與東風增強時間一致。

南海夏季季風爆發所對應的大氣環流演變在低對流層亦相當明顯，850hPa 的流場形式在夏季風爆發前後很不一樣。控制南海的副熱帶高壓脊(反氣旋環流)快速地撤出南海；南海地區迅速為西南氣流控制是南海夏季風爆發在 850hPa 環流形勢變化上的最重要特徵。圖 9 為 17 年平均 850mb 的副高脊線於第六-八候在南海地區的變化，從圖中可見副高脊線亦於第七候時已從南海迅速撤出。

比較圖 6 與圖 8 及圖 9 可發現，南亞高壓

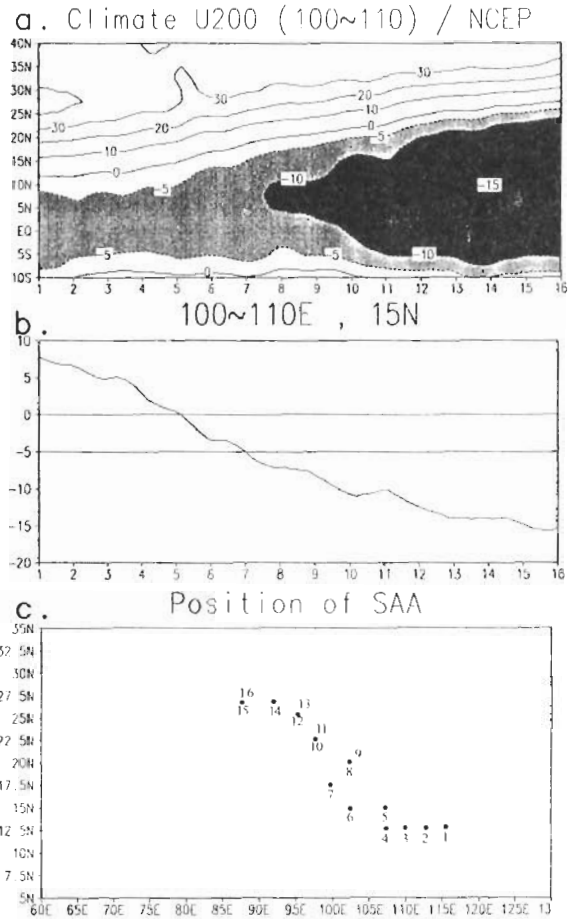


圖 8 1979 年至 1995 年 200mb 緯向風場之時間序列及南亞高壓中心五天平均位置。圖 a 是東經 100-110 度 200mb 緯向風場之經向剖面時間序列，陰影帶表東風，東風等值間距 5m/s，西風之等值區 10m/s。圖 b 是東經 100-110 度、北緯 15 度 200mb 緯向風場之時間序列，兩條實線代表直分別是零及 -5m/s。圖 c 是南亞高壓中心五天平均位置。圖 a、b 之 x 軸及圖 c 中之數字為時間，以候為單位，各候代表時間列於表一。

中心明顯北移、南海地區高層東風轉變為較強風，及低層 850hpa 的副高脊迅速撤出南海時間皆落於第七候。此日期與南海地區 OLR 之季內振盪(包括 30~60 天波動與 10~20 天波動)

表一 各候所代表之時間範圍。

候	日期 (Dates)
1	4/16~4/20
2	4/21~4/25
3	4/26~4/30
4	5/01~5/05
5	5/06~5/10
6	5/11~5/15
7	5/16~5/20
8	5/21~5/25
9	5/26~5/30
10	5/31~6/04
11	6/05~6/09
12	6/10~6/14
13	6/15~6/19
14	6/20~6/24
15	6/25~6/29
16	6/30~7/04
17	7/05~7/09

負相位第一次到達時間(5/16~5/20)一致。即高層風場反轉為較強東風時間、南亞高壓北移至 15°N 以北，以及副高撤出南海地區之時間與南海地區 OLR 之 30~60 天波動負值第一次到達時間一致。這些變化的一致性可能是因在春季較弱的赤道 Walker 環流同瞬變對稱的 Hadley 環流耦合在一起。由於此時 walker 環流圈和 Hadley 環流圈正在改變符號並達到最弱，熱帶環流圈對外部和內部的擾動都是最敏感也是最不穩定的，因此在春季末期南海的深對流發展可能與平均經圈環流和緯向赤道環流流體動力不穩定所引起的，也如陳與王 (1998) 所述，此即“當時序由春季推進至夏季時，陸地及高原地可透過可感熱通量加熱大氣之效率加快，使得上對流層暖心自西太平洋暖水區向西北移至中南半島，造成經向溫度梯度逆轉，同時加熱所釋放出來的可用位能會透過輻散環流轉變為旋轉場的動能，使得高層 200hpa 南亞反氣旋向西北移

Axis of S.H. ncep 850hpa(1980-96)

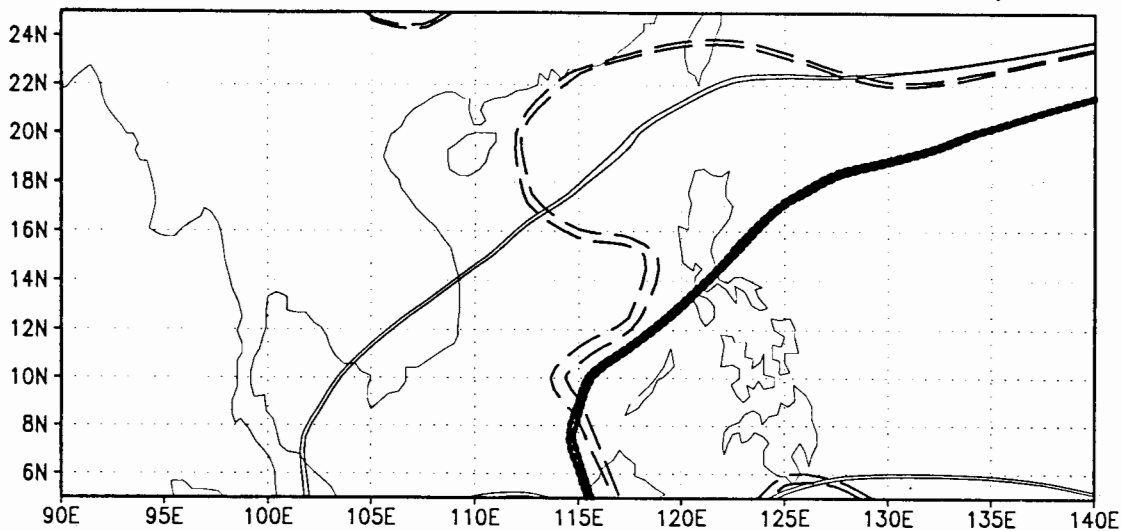


圖 9 1979 年至 1998 年 NCEP 平均之 850mb 副高脊於第六至八候在南海地區的變化。(細線為 5.11-5.15，點線為 5.16-5.20，粗線為 5.21-5.25)

動，其南方並出現東風。此外，東亞及印度越赤道流自赤道洋面上輸送暖溼水汽，導致熱帶大氣更加不穩定，但一切都必須等到西太平洋副熱帶高壓東退出南海”。至於造成副高東退出南海及南海季風肇始的原因，從一些相關的研究分析表明可能有下列幾項因素：赤道印度洋地區的低對流層西風和降水向中南半島地區擴展、華南準靜止鋒活躍南壓、赤道西太平洋強對流區分裂出對流雲團移入南海、赤道對流區緩慢北移和突流向北擴展，透過這些因素使得中低緯度的南北及東西向交互作用交會於南海地區進而導致副高壓東撤。上述這些現象的疊加也就是 Hsu(1999)所定義東亞季風肇始的條件。南海大氣熱源中心明顯加強，並反饋於大氣環流，推動季風建立，季風建立後，由於季風擾動活潑，積雲對流加強，因而促使大氣熱源進一步加強，進而促使季風經圈環流形成，南海進入夏季風盛行階段。

四、結 論

大氣的季內振盪最先在熱帶被發現，在熱帶地區，季內對流振盪的活動並非到處一樣，具有明顯的地域特徵，同時在不同地方不同時間可有不同的傳播特徵，除了向東與向北傳播以外，有向西、向南，及準靜止的情況。熱帶季內對流振盪以亞洲季風區最明顯。季內振盪與季風區天氣和氣候異常有關，它在亞洲季風地區的向北傳播可以導致印度季風的活躍與中斷以及東亞雨帶的季節性北跳和降水的低頻變化。它亦可和季節變化相結合而影響東亞夏季季風的肇始與撤退的年際變化。因此，低頻振盪的研究將有助於增進對大氣環流變化機制的理解和進一步改善中長期天氣預報，並為短期

氣候預報奠定重要理論基礎。

亞洲夏季季風首先在南海地區建立 (Tao & Chen (1987))，南海位於東南亞，是連接東亞與南亞的橋樑，東亞季風與印度季風相互作用於此，因此南海地區由於其特殊地理位置，對東亞季風環流的演發和維持扮演重要的角色。因而深入研究南海地區大氣季內振盪及其活動將有助於東亞夏季季風的肇始及演發過程。

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 & Lau 1994)，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。因此，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。本研究即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。

我們利用 CDC 分析之 1979~1995 共 17 年，4 月 1 日到 8 月 8 日 130 天之 OLR 資料，及 NCEP 重新分析之 200hpa 及 850hpa 風場資料，分析 OLR 之高低變化與 30~60 天振盪、及 30~60 天振盪與高低層環流轉變之相互關係，以了解該時段東亞地區降水變化與大氣環流之動力連結。

由 CDC 之 OLR 原始值顯示，熱帶地區出現三個強對流，分別在印度西岸、孟加拉灣與南海地區。透過小波轉換可得此三個地區也是五到七月 OLR 總變異量較大值地區。印度、孟加拉灣之高 OLR 變異量值，主要是由季節變遷而來。南海地區的 OLR 變化，其中 30~60 天振

盪是東亞地區最明顯的，同時 30-60 天振盪與季節變化同等重要，且 30-60 天振盪之貢獻大於 10-20 天振盪。呈現出 30-60 天振盪在南海地區為主導。進一步分析南海地區低頻振盪的經向及緯向的傳播過程，我們可歸納出在東亞夏季季風肇始前後 OLR 低頻振盪的傳播方向有下列幾個特徵：(1)五月初由阿拉伯海東移的 30-60 天振盪移至孟加拉灣後加強深對流發展，並繼續東傳至五月中旬到達南海，(2)原位於 160° E 的 30-60 天振盪於五月初由東向西傳播，當傳至熱帶西太平洋 (15° N, 140° E) 時深對流加強發展，其後持續向西傳播至五月中旬與(1)由孟加拉灣東傳之 30-60 天振盪交會於南海地區，(3)於 $110-120^{\circ}$ E 之經向傳遞顯示出從五月上旬有一從 22.5° N 向南傳遞、及一從赤道向北傳播的 30-60 天振盪逐漸向南海地區接近，到了五月中旬交會於南海地區，及(4)10-20 天振盪主要顯示為在南海地區原地發展的特性，於五月中旬南海地區有一低 OLR 發展出來。這四個特徵的演變有其一致性，即在季風肇始時間同時交會於南海地區。

伴隨南海夏季季風的肇始，對流層大氣環流的演變有急速的變化。對流層低層主要為副高脊撤出南海，西南氣流控制南海，而對流層上層的變化相對於對流層中層及低層的變化主要反映了全球尺度的特性，大氣環流由冬向夏的轉換為南海夏季季風肇始提供了背景。我們進一步探討 30~60 天振盪與東亞夏季季風肇始之關係。分析結果顯示東亞地區 OLR 17 年平均値在五月中旬突然下降，此與 30~60 天振盪及 10~20 天振盪轉入負相位 (圖 6) 的第一次交會時間是一致的。同時由 NCEP 資料 17 年平均顯示，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 ($|u| \geq 5\text{m/s}$) 及低層副高撤出南海的時間亦發生在五月初，與南海地區 OLR 之 30~60 天振盪負値到達時間一致，顯示南海季內振盪可能是影響南亞高壓北移、高層東風增強，及低層副高撤出南海，促成南海夏季季風肇始的主要因素。同時亦顯示經小波轉換所處理的 30~60 天振盪低値僅發生在特定時間，具有區域性特徵，而且亦說明小波轉換得到的 30~60 天波動，確實可以掌握東亞夏季季風肇始時間。

誠如前面所述由於南海的特殊地理位置，研究南海的季內振盪不只要考慮熱帶地區的低頻振盪的機制，也涉及了中高緯度和熱帶大氣低頻振盪間的交互作用。另外，準雙週振盪是亞州季風區另一種顯著的週期振盪，準雙週振盪與 30-60 天振盪的位相疊加對南海季風的肇始有密切關係，然而作為兩類不同時間尺度的低頻振盪，它們間的關係及相互作用則二者之間的關係有待進一步的研究及瞭解。

有關低頻振盪的動力機制是一個複雜的問題，任何關於這一個問題的理論都必須要能解釋現今觀測分析所得低頻振盪的基本特性，特別是其緯向傳播和經向傳播的特徵，還有其特有的地理分佈，空間結構及其維持機制等。李 (1993) 指出季內振盪的動力學機制應包括：外源強迫、積雲對流加熱反饋、大氣中的非線性相互作用和地球旋轉的影響。這些因素在本文中並未討論，因而本文的後續分析工作應著這些方向作更進一步的研究。用 GCM 進行數值模擬實驗是研究大氣季內振盪的另一種有效途徑。一些 GCM 模擬實驗表明能成功模擬出 30-60 天振盪的基本結構和活動特性，其中在數值模式中如何正確合理地描述積雲對流和邊界層

的關係，使得熱帶大氣主要對流活動的地理位置，以及對流凝結加熱的垂直分佈能正確合理，將是對熱帶大氣季內振盪進行成功模擬的關鍵。實際上，這也是用 GCM 對短期氣候變化進行成功模擬的關鍵問題之一。我們也將利用 NTU-GCM 進行低頻振盪機制的模擬探討。

誌 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提供資料。本研究是在國科會自然處研究計劃 NSC86-2111-M003-001AGT 及 NSC 88-2111-M-002-010-AP7 支助下完成。

參考文獻

林博雄，1996：東亞夏季季風與梅雨鋒。台灣大學大氣科學研究所博士論文，154pp。

李崇銀，1993：大氣低頻振盪。氣象出版社，北京，310pp。

陳孟詩與王作台，1998：東亞夏季季風肇始期間大尺度系統轉化特徵之診斷分析。大氣科學，26，109-130。

Chen, T. C., 1987: 30-50 day oscillation of 200 mb temperature and 850 mb height during the 1979 Northern summer. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1589-1605.

Chen, T.-C., R.-Y. Tzeng, and M.-C. Yen, 1988: Development and life cycle of the Indian monsoon: Effect of the 30-50 day oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2183-2199.

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.

Daubechies, I., 1992: Ten Lecture on wavelets. CBMS-NSF Regional Conf. Ser. In Applied Mathematics, Capital City Press, 35/pp.

Gadgil, S., 1988: Recent advances in monsoon research with particular reference to the Indian monsoon., *Australian Meteor. Magazine*. **36**, 193-204.

Gamage, N., and W. Blumen, 1993: Comparative analysis of low-level cold fronts: Wavelet. Fourier. And empirical orthogonal function decompositions. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2867-2878.

Gao, W., and B. L. Li, 1993: Wavelet analysis of coherent structures at the atmospheric-forest interface. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 1717-1725.

He, H., J. W. McGinnis, Z. Song, and M. Yanai, 1987: Onset of the Asian monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1966-1995.

Hsu, H.-H., C.-T. Terng, and C.-T. Chen, 1999: Evolution of Large-Scale Circulation and Heating during the First Transition of Asian Summer Monsoon. *J. Climate*, **12**, 793-810.

Krishnamurti, T. N., and D. Subrahmanyam, 1982: The 30-50 day mode at 850 mb during MONEX. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2088-2095.

Kuntson, T. R., and K. M. Weickmann, 1987: 30-60 day atmospheric oscillation: composite life cycles of convection and circulation anomalies, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1407-1436.

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.

Lau, K.-M., 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.

Lau, K. M., L. Peng, S. H. Sui, and T. Nakazawa, 1989: Dynamics of Super cloud clusters, westerly wind busters, 30-60 day oscillation

- and ENSO: A unified view, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 205-219.
- Lau, K. M., 1989: Seasonal and Intraseasonal Variations of the East Asian Summer Monsoon. East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate, Edited by Sham P. and C. P. Chang, *World Scientific*, 94-104.
- Lau, K.-M., and S. Yang, 1996: Seasonal variation, abrupt transition, and intraseasonal variability associated with the Asian summer monsoon in the GLA GCM. *J. Climate*, **9**, 965-985.
- 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.
- 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.
- Meyer, Y., 1985: Principled incertitude, bases Hilbertiennes at algebres d'operators. *Seminarc Bourbaki*, **662**, 1985-1986.
- , 1993a: Wavelets and Operators. Cambridge University Press, 238 pp.
- Morlet, J., 1983: Sampling theory and wave propagation. Issues in Acoustics Signal/Image Processing and Recognition, Vol. 1, NATO ASI Series, C. H. Chen, Ed., Springer-Verlag, 233-261.
- Murakami, T., T. Nakazawa, and J. He, 1984: On the 40-50 day oscillation during the northern hemisphere summer. Part 1: phase propagation. *J. Meteor. Soc., Japan*, **62**, 440-468.
- Murakami, T., and T. Nakazawa, 1985: Tropical 45 day oscillations during the 1979 northern hemisphere summer. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1107-1122.
- Murakami, T., L.-X. Chen, A. Xie and M. Shrestha, 1986: Eastward propagation of 30-60 day perturbations as revealed from outgoing longwave radiation data. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 961-971.
- Torrence, C. and G. P. Compo, 1998: A practical Guide to wavelet Analysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**, 61-38.
- 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.
- Wang, B., and H. Rui, 1990: Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies. *Meteor. Atmos. Phys.*, **44**, 43-61.
- Wang, B., and Y.-H. Ding, 1992: An overview of the Madden-Julian oscillation and its relation to monsoon and mid-latitude circulation. *Adv. Atmos. Sci.*, **9**, 93-111.
- 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.
- Yasunari, T., 1980: A quasi-stationary appearance of 30-40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **58**, 225-229.
- Zhang, C., and H. H. Hendon, 1997: Propagating and standing components of the intraseasonal oscillation in tropical convection. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 741-752.

The Study of Intraseasonal Oscillation in South China Sea and East Asian Summer Monsoon by using Wavelet Analysis

Chih-Hua Tsou¹ Wen-Shung Kau² Pu-Jen Chang¹

¹**Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University**

²**Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University**

(Manuscript received 9 September 1999 ; in final form 8 November 1999)

ABSTRACT

Intraseasonal oscillation is a common characteristic of atmospheric motion. This oscillation is part of the atmospheric internal dynamics. Through the observations and studies of the low-frequency oscillation of atmospheric activity, the study of intraseasonal oscillation (ISO) has gradually been emphasized. The purpose of the study of low frequency oscillations is to improve the forecast of long term weather · short term climate and to provide theoretical understanding and numerical weather prediction guidance.

The ISO is first found in tropical areas. The activity of ISO convection is not the same everywhere in the tropics; it has very localized characteristics. At different locations and time periods, the propagation and intensity of ISO can be very different. The most significant area of the ISO in the tropics is in the Asian Monsoon region. The Asian summer monsoon is first established in the South China Sea (SCS). The SCS is located in southeastern Asia, it connects east and south Asia, while at the same time, the East Asian monsoon and south Asian monsoon both are interactive at this area. Therefore, SCS is important not only as a key area to study the onset of the Southeast Monsoon but also the evolution of the Asian summer monsoon. In this paper, we will study the ISO in SCS area in order to understand the onset and evolution of the East Asian Summer Monsoon (EASM).

There are several filter methods can be used to study ISO. However, the ISO in the monsoon area is

very localized and takes only place at special instance. Therefore, a localized signal needs to be isolated. To reach this purpose, we use a wavelet analysis developed by Dubechies (1988).

The primary dataset used in the present analysis is satellite-derived outgoing long wave radiation(OLR) by CDC. The OLR data available to us cover 17 years (from 1979 to 1995) in the period of the 1st of April to the 8th of August. The climatologically mean OLR in the Northern Hemisphere summer monsoon region show 3 strong convective areas. These areas are, the west coast of India, Bay of Bengal (BB), and SCS. By using wavelet analysis we can also find the 3 maximum total variances areas, which are, coincide with the above areas. The high variance values of India and BB are contributed by the seasonal variance, however in the SCS, the seasonal variance and 30-60 day variance are equally important (at the same time 30-60 day variance is greater than 10-20 day variance). By more detailed analysis of the propagation of ISO in SCS, we can conclude the following features during the onset of EASM. These are: 1) the 30-60 day oscillations propagate eastward at the beginning of May, from Arab Sea. They enhance at BB when they arrive, and then move continually eastward to SCS around Mid-May. (2) The 30-60 day oscillations originated at 160 °E move continually westward since the beginning of May. Deep convection will develop when they arrive to Western Pacific. Afterward, these oscillations will keep on moving westward and join the eastward propagating 30-60 day oscillations from BB at SCS. (3) At 110-120 °E, there are 30-60 day oscillations propagate southward from higher latitude and northward from equator, and both are joined together at SCS during Mid-May. (4) The 10-20 day oscillations in SCS become evident and develop locally at Mid-May. All the above four features are joined together at SCS during the onset period of EASM.

The onset of EASM is signaled by an abrupt change in large-scale circulation. The subtropical Pacific anticyclone will suddenly retreat eastward from SCS. While at the same time, the low-level cyclonic circulation and the upper-level anticyclone establish in south Asia. By more detailed studying the relationship between the 30-60 day oscillations and the onset of EASM, we can find that the climatologically averaged unfiltered OLR abruptly decreased in Mid-May corresponding to the climatologically onset date of EASM. A prominent negative signal occurring in Mid-May, can be easily detected from both the 30-60 day and 10-20 day oscillations. From NCEP reanalysis data we can also see that the upper-level anticyclone in South Asia rapidly moves northward to the north of 15 °N. A rapid intensification of the lower westerly and upper easterly monsoon circulation also occur at the same period as the 30-60 day oscillations turns negative. This implies that the 30-60 day oscillations play an important role on the onset of EASM. To improve the predictability of the summer monsoon, the propagation and intensity of the ISO may need to be adequately studied and a wavelet transform which provided a local value of amplitude and phase is a suitable tool for this purpose.

Key words : Intraseasonal oscillation , Onset of Summer Monsoon , Wavelet transform