

熱帶 30~60 天週期振盪：海面蒸發之角色

余嘉裕 涂建翊 許惠雯

中國文化大學大氣科學系

(中華民國九十一年六月五日收稿；中華民國九十二年元月八日定稿)

摘 要

本文利用 NCEP/NCAR 再分析和 Reynolds 海溫資料詳細估算熱帶海面蒸發通量時空特徵，重心集中在蒸發通量中 30~60 天週期瞬變分量之估算和分析，其中蒸發與風回饋作用為分析焦點，希望以觀測資料分析來釐清前者在維持熱帶 30~60 天週期季內振盪所扮演之角色。

本研究顯示，蒸發與風回饋通量訊號領先降水訊號半個月左右，其結構具有緯向波數 3、往東傳播之特徵。另外，蒸發與風回饋通量在冬、春季時較顯著，夏季較弱之季節變化特徵也和觀測熱帶 30~60 天週期振盪一致。然而，海面通量估算也顯示，蒸發與風回饋通量並非維持熱帶季內振盪之主要能量來源，但可扮演調和熱帶季內振盪振幅和季節變化之次要角色。在聖嬰年時，蒸發與風回饋通量對 30~60 天週期振盪之貢獻減弱，但在反聖嬰年時，其貢獻則大幅增強。奇異值分析顯示，海面蒸發通量在換日線以西之熱帶西太平洋和印度洋地區和西風擾動具有正相關，亦即暖池區之蒸發通量增強可引發西風爆發和對流輻合，並激發不穩定之東向傳播熱帶季內振盪訊號。

關鍵詞：海面蒸發通量、蒸發與風回饋作用、熱帶 30~60 天週期震盪

一、前 言

熱帶 30~60 天週期振盪為對流層大氣最顯著之低頻振盪現象，Madden and Julian (1971、1972) 是最早發現熱帶對流層具有上述獨特低頻訊號的人，他們藉由分析坎頓島 (Canton Island, 3°S/172°W) 的探空資料 (1957~1967 年) 發現，地面氣壓和低層 (850hPa) 緯向風

相關波譜 (co-spectrum) 具有 40~50 天週期振盪的顯著峰值，該低頻振盪具有高低層風場反相位垂直結構，以及伴隨顯著深對流東移等特性。由於上述熱帶低頻振盪週期落在季節變化週期之內，但又高於綜觀尺度天氣變化之週期 (3~7 天)，因此又稱之為『熱帶季內振盪』 (tropical intraseasonal oscillation) 或『Madden-

Julian 振盪』。

熱帶季內振盪的發現在 1970 年代並沒有引起廣大的迴響，直到 1980 年代初『第一次全球大氣實驗計畫』(FGGE¹) 的資料出現之後，熱帶季內振盪研究才重新獲得重視，相關研究在 1980 年代間達到最高潮。有關熱帶季內振盪傳播特徵、水平和垂直結構特徵在 1980 年代之後，透過高品質的海面上大氣資料分析，包括風場、氣壓、降水、外逸長波輻射、以及白晝時間長短等，已有相當完整的瞭解(Lau and Chan 1983a,b; Krishnamurti et al. 1985; Lau and Chan 1985; Madden 1987; Krishnamurti et al. 1992; Madden and Julian 1994)。根據觀測資料發現，熱帶季內振盪具有緯向波數 1~2、往東傳播之行星尺度結構。伴隨東移的深對流系統自印度洋地區生成後，經過西太平洋高海溫區，在到達換日線附近之低海溫區時逐漸消散。其傳播週期雖因分析資料和地點不同而有些差異，但大致落在 30~60 天之間，與 Madden and Julian (1971; 1972) 早期分析結果相近。

在此同時，有關熱帶大氣季內振盪的生成與維持機制也是諸多理論研究的課題，在所提出的理論當中以 Wave-CISK 機制獲得最為廣泛地肯定，Wave-CISK 機制認為熱帶長波誘發之風場輻合和對流尺度可產生正回饋機制，維持波動的發展。與傳統 CISK (conditional instability of the second kind) 不同，Wave-CISK 所需之大尺度輻合並非由地表摩擦所提供，而是由大尺度波動(特別是 Kelvin wave) 內部風場輻合所提供。Lindzen (1974) 最早嘗試以 Kelvin Wave-CISK 來解釋熱帶季內振盪之維持機制，其後有許多研究皆跟隨其假設而來(Chang

1977; Lau and Peng 1987; Chang and Lim 1988; Sui and Lau 1989)。這些研究發現，熱帶季內振盪之緩慢相速(或者說是長週期)是由大尺度環境和濕對流間交互作用所產生。

Lau and Peng (1987) 與 Chang and Lim (1988) 研究認為季內振盪的東移是因為低層水汽輻合誘發深對流發展，其後凝結所釋放的潛熱強迫生成不穩定的東移模，這些不穩定的東移模(eastward propagating mode) 又進一步誘發低層的輻合作用。因為新的潛熱增加區一直位在舊的潛熱區的東側，因此整個系統逐漸往東移動。雖然 Wave-CISK 理論在模擬季內振盪的東移上相當成功，但不穩定模的相速卻比實際值高，週期也因此較短，同時偏好較小尺度的對流，與觀測行星尺度對流訊號並不一致，因此並無法完整解釋熱帶季內振盪之維持機制(Chao 1995)。

蒸發與風回饋作用最早由 Neelin et al. (1987) 所提出，和 Emanuel (1987) 以及 Yano and Emanuel (1991) 所提出之 WISHE (Wind-Induced Surface Heat Exchange) 機制類似，他們認為對流距平區強迫低層東風出現在其東側，而西側出現西風，假如平均流是東風的話，對流東側的東風會增強，而西側的西風會減弱，促使東側的蒸發加強，正的潛熱通量距平出現在對流區的東側，使得東側低層大氣的濕焓(moist enthalpy) 增加，減低大氣垂直穩定度，導致垂直對流發展並誘發不穩定的東移模。Neelin and Yu (1994) 利用 Betts-Miller 方案參數化熱帶深對流所做之線性理論發現，蒸發與風回饋作用可以激發原來屬於中性或穩定之東移模，而且該東移模之週期與波數皆與觀測熱帶季內振盪一致。

¹ FGGE 代表 First Garp Global Experiment，而 Garp 又代表 Global Atmospheric Research Program。

但以蒸發與風回饋作用解釋熱帶季內振盪之維持在近年來受到一些質疑，首先 Jones and Weare (1996) 和 Lau and Sui (1997) 分析觀測資料發現，對流西側的蒸發量較東側為大，與蒸發與風回饋作用之推論不符。另外，熱帶地區之平均風向並非恆定地吹東風，在夏季或者是強聖嬰年之冬季，熱帶印度洋和西太平洋地區平均風向往往變成西風 (Wang and Xie 1998)，此時蒸發與風回饋作用並不利於東移模之生成或維持。然而他們分析的是局部和短時間資料，可能無法正確地釐清海面蒸發通量在維持熱帶季內振盪所扮演之角色。

最近一些簡單大氣模式和觀測研究也證實，海溫的變化可以改變熱帶季內振盪的強度與影響其東移的速度，在高海溫地區季內振盪訊號較強、移速減慢 (Zang 1996; Flatau et al. 1997; Wang and Xie 1998; Waliser et al. 1999; Lin et al. 2000)，由此可知熱帶 30~60 天週期振盪並非僅是一個由熱帶濕大氣內部動力回饋所產生之現象，而是一個包含海氣交互作用之複雜現象。

為釐清海面蒸發通量在維持熱帶 30~60 天週期季內振盪所扮演之角色，本文利用 NCEP/NCAR 再分析大氣資料和 Reynolds 海溫資料詳細估算熱帶海面蒸發通量之時空分佈特徵。第二節簡述研究所採用的資料與分析方法，第三節利用降水與風場資料回顧熱帶季內振盪之時空傳播特徵，第四節探討海面蒸發通量 (包括平均蒸發通量、蒸發與風回饋通量、以及擾動蒸發通量等三項) 在維持熱帶季內振盪所扮演的角色，並比較正常年、聖嬰年、以及反聖嬰年之差異，第五節總結本文之主要結論。

二、資料來源與分析方法

(一) 資料來源

為探討局部海面蒸發對於熱帶季內振盪之影響，需利用海面大氣資料估算蒸發通量，本文採用 NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research) 再分析資料計算海面蒸發通量，包括 1000hPa 風場、氣溫和比濕。該筆資料水平解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 經緯網格，起迄時間為 1988、1990 以及 1997 年 1 月 1 日至 12 月 31 日。

另外，降水採用 CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation，其中 CPC 代表 Climate Prediction Center) 的 5 日平均資料，水平解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 經緯網格；海溫採用 Reynolds 最佳化內差月平均和周平均資料，水平解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ 經緯網格。為了和大氣資料有相同水平解析度，海溫需外差為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 經緯網格資料。

(二) 蒸發通量計算

本文採用一般大氣模式常用之整體參數化法 (bulk parameterization)，將海面蒸發通量 (E ，單位為 $J s^{-1} m^{-2}$) 寫成

$$E = \rho C_D L |\mathbf{V}_0| (q_{sat} - q_a) \quad (1)$$

其中 ρ 為空氣密度 ($1.225 kg m^{-3}$)， C_D 為海氣渦流熱力交換係數 (1.1×10^{-3})， L 為凝結潛熱 ($2.501 \times 10^6 J kg^{-1} K^{-1}$)， \mathbf{V}_0 為 1000hPa 水平風向量， q_{sat} 為海平面飽和比濕， q_a 為 1000hPa 比濕。

由於僅有蒸發通量之擾動部分被認為與熱帶季內振盪維持機制有關，因此吾人可依雷諾分解 (Reynolds Decomposition) 之精神將海面

蒸發通量分解成

$$E = \rho C_D L \left\{ |\bar{\mathbf{V}}_0| (\bar{q}_{sat} - \bar{q}_a) + |\bar{\mathbf{V}}_0| (q'_{sat} - q'_a) + \text{sign}(\bar{u}) |\mathbf{V}'_0| (\bar{q}_{sat} - \bar{q}_a) \right\} \quad (2)$$

上式已假設比濕和風之平均場遠大於擾動場，故擾動場之二次乘積項已被忽略，在實際觀測資料估算（第四節）也證實該項比其他三項小一個數量級以上。(2.2) 式等號右邊第一項為平均蒸發通量 (mean evaporation flux)，第二和第三項代表蒸發通量之瞬變部分 (transient parts)，

$$e_s = \left\{ 6.1078 \times \exp \left[21.8748 \times \frac{(T - 273.16)}{(T - 7.66)} \right] \right\} \quad \text{for } T \leq 273.16K \quad (4a)$$

$$e_s = \left\{ 6.1078 \times \exp \left[17.269 \times \frac{(T - 273.16)}{(T - 35.86)} \right] \right\} \quad \text{for } T > 273.16K \quad (4b)$$

值得注意的是，由於飽和比濕之擾動部分 (q'_{sat}) 值小，直接由 $(q_{sat} - \bar{q}_{sat})$ 計算之誤差會過大，為避免上述誤差我們將 q_{sat} 對溫度展開：

$$q_{sat}(T) = q_{sat}(\bar{T}) + \frac{dq_{sat}}{dT} (T - \bar{T}) + \text{higher order terms} \quad (5)$$

其中 q_{sat} 應為海面空氣溫度 T 時之飽和比濕，但通常假設該溫度為海面溫度 (Gill 1982; Yu and Neelin 1994)。(2.5) 式忽略高次方項可得 q'_{sat} 之近似如下：

$$q'_{sat} \approx \gamma T' \quad (6)$$

其中 $\gamma = dq_{sat} / dT$ 。

由於雷諾分解時間序列資料之精神在於同時保留長時間之變化趨勢，因此在實際計算 (2.2) 時，平均場採用月平均資料，擾動場則

分別稱之為擾動蒸發通量 (perturbation evaporation flux) 和蒸發與風回饋通量 (evaporation wind feedback flux)。蒸發與風回饋通量前之正負符號則依 Neelin and Yu (1994) 之建議，當基本緯流為東風時取正號，反之取負號。

飽和比濕的計算如下：

$$q_{sat} = 0.622 \times e_s (P_s - 0.378e_s) \quad (3)$$

其中 P_s 為海平面氣壓 (1000hPa)， e_s 為海平面飽和水汽壓，而 e_s 可依下列經驗式求得：

為日平均資料和月平均資料之差值，以此分析週期 30~60 天週期熱帶季內振盪應屬合理假設。

三、熱帶季內振盪之特徵

在探討海面蒸發與熱帶季內振盪關係之前，本節先回顧熱帶季內振盪之觀測特徵，以作為後續討論之基礎。

(一) 傳播特徵

赤道緯圈降水時間序列 (圖 1 左) 顯示，主要的降水發生在印度洋地區 (60°E)，隨後在東移過程當中，其強度略微減弱，到了西太平洋地區，降水強度又再增強，最大值可達 25 mm day^{-1} 以上，但過了換日線以東，降水強度顯著降低。在大西洋地區也可見到降水東移現象，但其強度遠不如印度洋和西太平洋地

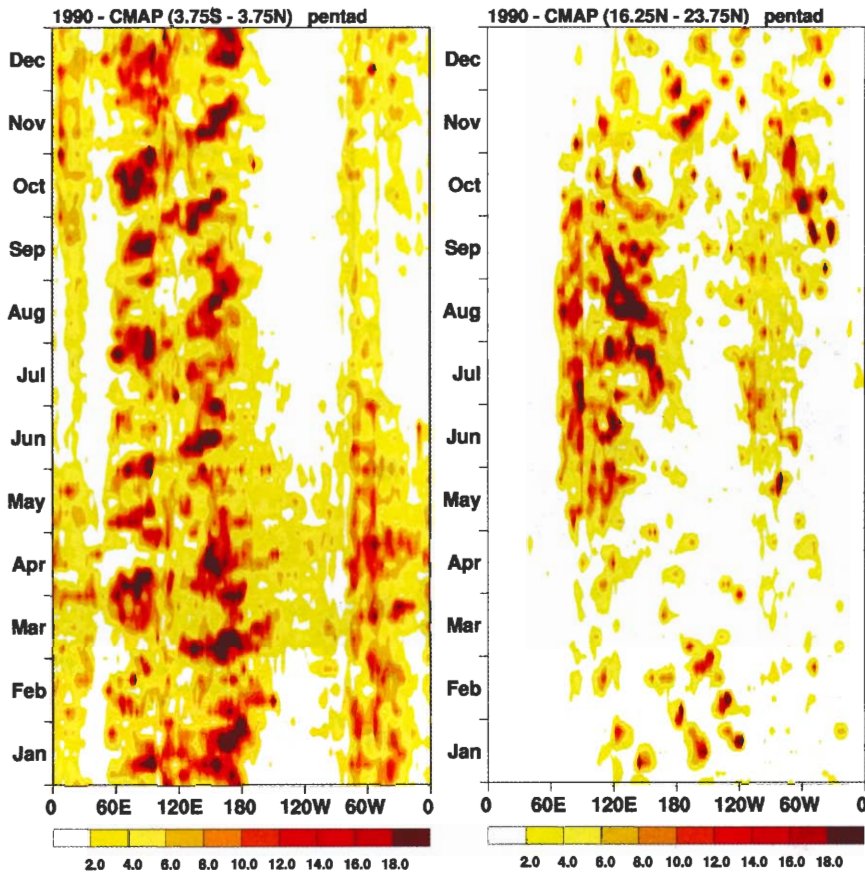


圖 1 赤道緯圈（左圖，3.75°S~3.75°N 平均值）和副熱帶緯圈（右圖，16.25°S~23.75°N 平均值）降水時間序列。降水資料採用五日平均值，單位為 $mm\ day^{-1}$ 。

區。另外值得注意的是，儘管此種具東向傳播的降水擾動在不同季節中都存在，但以春季最為明顯，冬季次之。此外，在空間結構方面以緯向波數 1~3 為主，週期則介於 30~60 天之間。

北半球副熱帶緯圈降水時間序列（圖 1 右）和赤道緯圈有顯著差異，除了在南亞季風區（90°E ~120°E）夏季因季風降水關係外，其他季節當中降水東向傳播的訊號明顯地較赤道地區減弱許多。南半球副熱帶緯圈降水時間序列（未附圖）也發現類似之結果。因此從降水訊號來看，熱帶季內振盪最大振幅集中在赤道附近，往兩極方向振幅迅速遞減。

圖 2 為 200hPa 緯向風距平時間序列。赤道緯圈緯向風距平（圖 2 左）顯示，在春季和冬季，印度洋、太平洋、和大西洋地區由西風所主宰，且有明顯東向傳播之情形，其週期也在 30~60 天之間。另外一方面，夏季時（6~10 月）整個赤道緯圈則由東風距平主宰，東移訊號也變得較不明顯。北半球副熱帶緯圈緯向風距平（圖 2 右）和赤道緯圈類似，在冬季和春季時以東向傳播之西風距平為主，但值得注意的是，在夏季時雖以東風距平為主，卻轉為西向傳播。此外，不像降水訊號僅侷限高海溫地區，200hPa 緯向風距平幾乎在所有經度都可觀測到相近的強度。

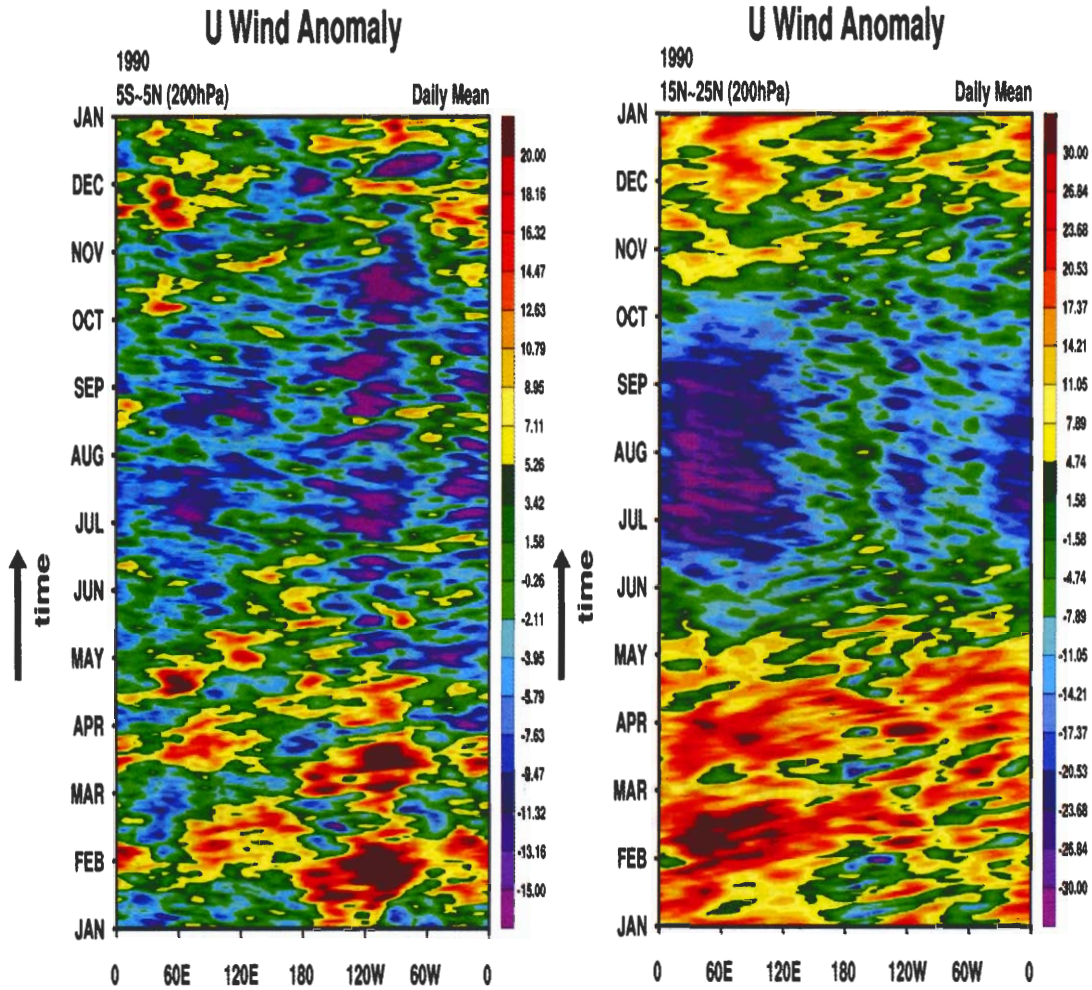


圖 2 同圖 1，但為 200hPa 緯向風距平，單位為 $m s^{-1}$ 。

(二) 時空波譜分佈

圖 3 顯示降水的時空波譜密度分佈。由赤道緯圈降水波譜（圖 3 上）發現，在 30~60 天向東傳播的週期中有數個局部波譜密度峰值，其空間結構落在波數 1 和波數 3 之間，與降水資料（圖 1 左）相當一致，降水波數 3 結構對應於印度洋、西太平洋、和大西洋之降水區。副熱帶緯圈降水波譜（圖 3 下）則未發現 30~60 天向東傳播的訊號，再一次證明，熱帶季內振盪能量集中在赤道附近。

圖 4 為 200hPa 緯向風距平之時空波譜密度分佈。赤道緯圈波譜（圖 4 上）可以發現顯著之東向傳播波譜密度峰值，分別為在週期 40 和 60 天、波數 1 時各有一個峰值，其中 40 天週期之峰值高於 60 天週期。副熱帶緯圈波譜（圖 4 下）仍可見到明顯的波數 1 東向傳播訊號，但其週期位於 50 天附近。另外，在西向傳播部分，也發現波數 2、週期 50 天左右之訊號，與圖 2 比較，此訊號即是夏季時高層西向傳播之緯向風距平。在 850hPa 緯向風距平（未附圖）也可

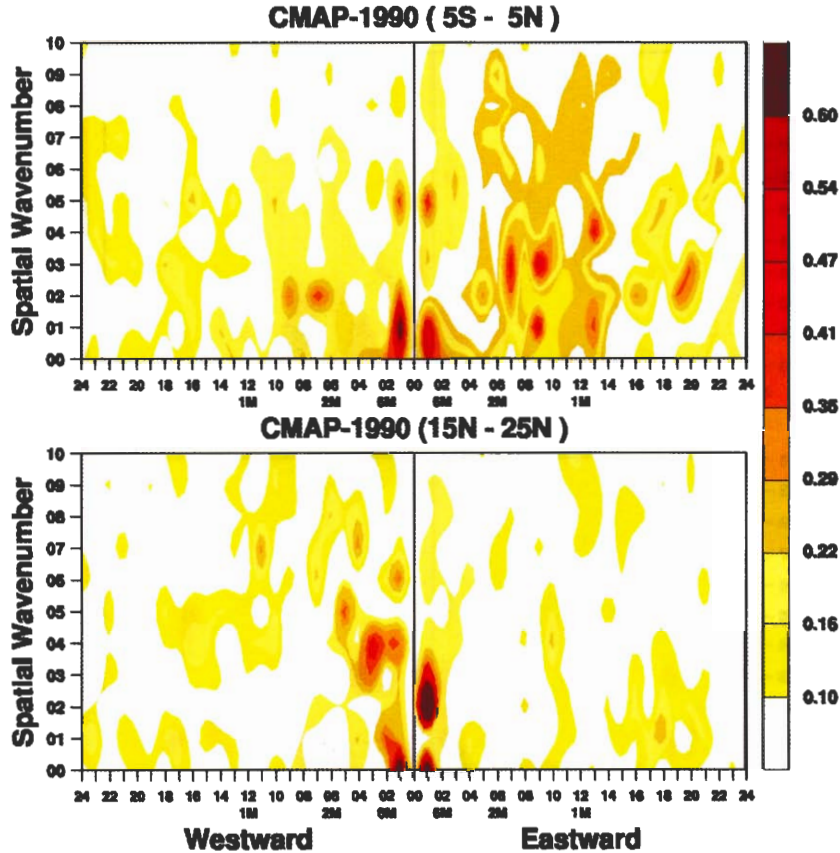


圖 3 赤道緯圈（上圖， $3.75^{\circ}\text{S}\sim 3.75^{\circ}\text{N}$ 平均）和副熱帶緯圈（下圖， $16.25^{\circ}\text{S}\sim 23.75^{\circ}\text{N}$ 平均值）降水距平之時空波譜密度分佈，單位為 mm day^{-1} 。

發現類似之波譜結構，唯高低層之風向相反，顯示熱帶季內振盪具有第一斜壓模態（first baroclinic mode）之垂直結構。

由以上分析，熱帶大氣季內振盪之時空特徵可簡單歸納如下：

- 週期 30~60 天之低頻振盪，以相速 $10\sim 15 \text{ m s}^{-1}$ 向東傳播，主要波數為 1~3。
- 伴隨劇烈降水東移現象，但降水訊號集中在赤道印度洋和西太平洋地區。
- 季內振盪訊號在赤道地區最強，隨著緯度增加而遞減。
- 緯向風有高低層風向相反之垂直結構。

四、蒸發通量分析

為進一步瞭解蒸發通量中各物理過程所扮演的角色，本節利用（2.2）式估計平均蒸發通量、擾動蒸發通量、和蒸發與風回饋通量之大小和季節分佈，以釐清海面蒸發通量在維持熱帶季內振盪所扮演的角色。另外，由於海面溫度變化與海面通量有密切之關係，而聖嬰和反聖嬰現象往往伴隨熱帶海面溫度大範圍且長時間之異常，因此在瞬變蒸發通量分析方面將針對赤道東太平洋海溫正常年、偏高年、偏低年做比較。吾人選擇之年份以 Trenberth（1997）定義之 $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}/120^{\circ}\text{W}\sim 170^{\circ}\text{W}$ 平均海溫距平（亦即 Nino3.4 指數）為依據，選取 1990 年、1997

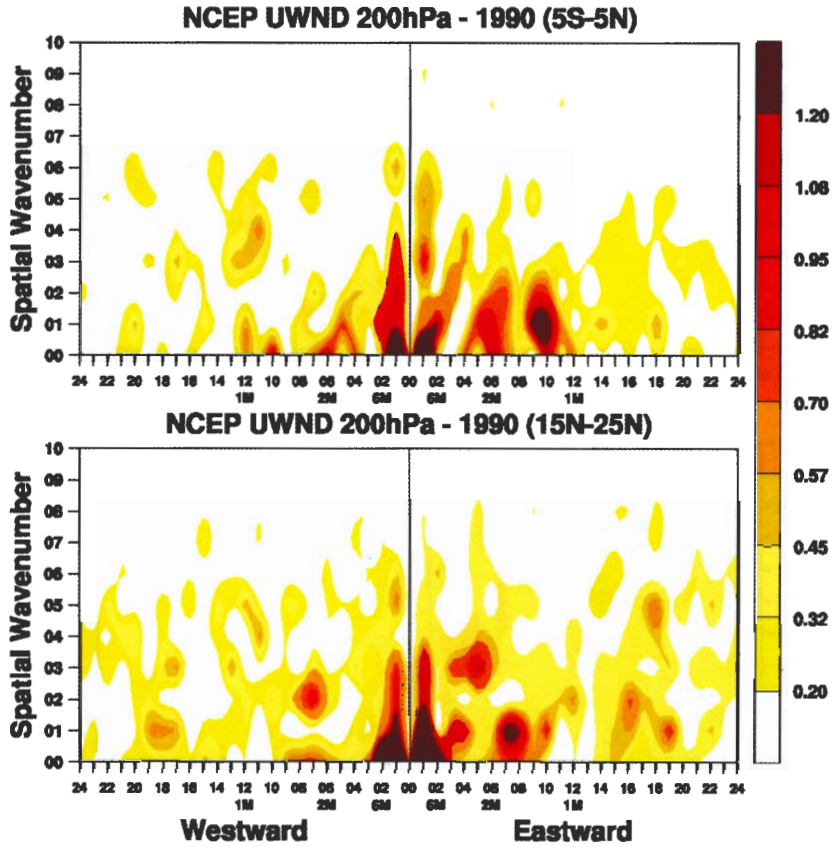


圖 4 同圖 3，但為 200hPa 緯向風距平之時空波譜密度分佈，單位為 $m s^{-1}$ 。

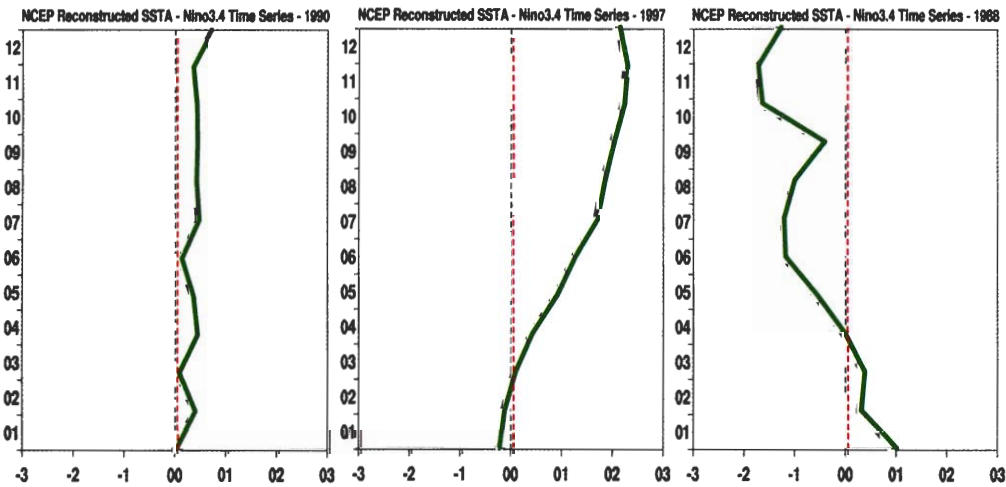


圖 5 由左至右分別為 1990 年、1997 年、1988 年 Nino3.4 指數時間序列（時間為縱軸，依序由下往上）。Nino3.4 指數代表 $5^{\circ}S \sim 5^{\circ}N / 120^{\circ}W \sim 170^{\circ}W$ 範圍之平均海溫距平，單位為 $^{\circ}C$ 。

年、以及 1988 年分別代表海溫正常年(中性年)、海溫偏高年(聖嬰年)、以及海溫偏低年(反聖嬰年)。圖 5 顯示 Nino3.4 指數在 1990、1997、和 1988 年之時間序列，其中 1990 年 Nino3.4 顯示當年海溫皆在氣候平均值附近；1997 年 Nino3.4 顯示從該年 4 月起赤道東太平洋海溫即大幅上升，到年底前 Nino3.4 已超過 2°C 以上；1988 年是另一個極端年份，Nino3.4 在該年 4 月起轉為負值，到年底時 Nino3.4 值已接近 -2°C。

(一) 平均蒸發通量分析

圖 6 為估計之 1990 年(中性年)海面平均蒸發通量季節分佈。由地理位置來看，平均蒸發通量高值區大多位於三大洋(太平洋、大西洋、印度洋)之副熱帶地區(南北緯 10°~20°之間)，其中北半球副熱帶地區之蒸發通量又明顯大於南半球，最高值大於 $270 J m^{-2} s^{-1}$ ，換算成降水量約為 $9.5 mm day^{-1}$ 左右。赤道地區之平均蒸發通量估計值在 $100\sim 150 J m^{-2} s^{-1}$ 左右(相當於 $3.5\sim 5.5 mm day^{-1}$ 降水量)，和

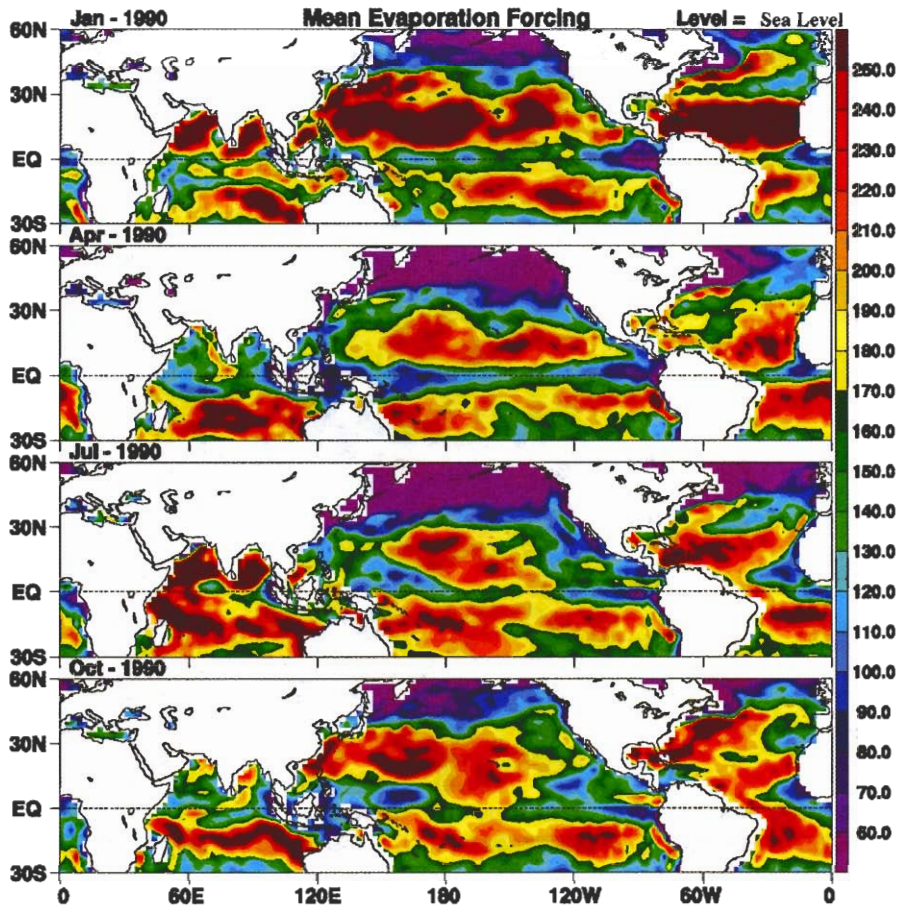


圖 6 1990 年估計之海面平均蒸發通量空間分佈，由上至下依序為一、四、七、十月資料，單位為 $J m^{-2} s^{-1}$ 。

圖 1 赤道緯圈 CMAP 降水場比較，平均蒸發通量大約佔了該區降水量之 20~25% 左右。

以季節分佈來講，太平洋和大西洋地區在一月和四月時，其蒸發通量值高於七月和十月，與觀測熱帶季內振盪訊號在冬季和春季較強之特徵一致。在七月時，印度半島東西兩側之北印度洋地區（阿拉伯海與孟加拉灣）有平均蒸發通量最大值出現，這與該區夏季季風盛行所引發之海面蒸發通量加強有關。另外，在冬季時（一月和十月）可以發現台灣到日本海域附近有高蒸發通量值出現，這與冬季黑潮通過該

區有關。

（二）瞬變蒸發通量分析

a. 海溫正常年

首先以 Nino3.4 海溫正常之 1990 年來分析，圖 7 為濾波（保留 30~60 天週期訊號）後觀測降水和估計之蒸發風回饋通量、擾動蒸發通量在赤道緯圈之時間序列。觀測降水（圖 7 左）具有東向傳播訊號和緯向波數 3 之分佈特徵，其週期繞緯圈一週約為 40 天左右，主要降水中心分別位於印度洋、西太平洋、和大西洋地區，其中印度洋和西太平洋地區除了 5~8 月

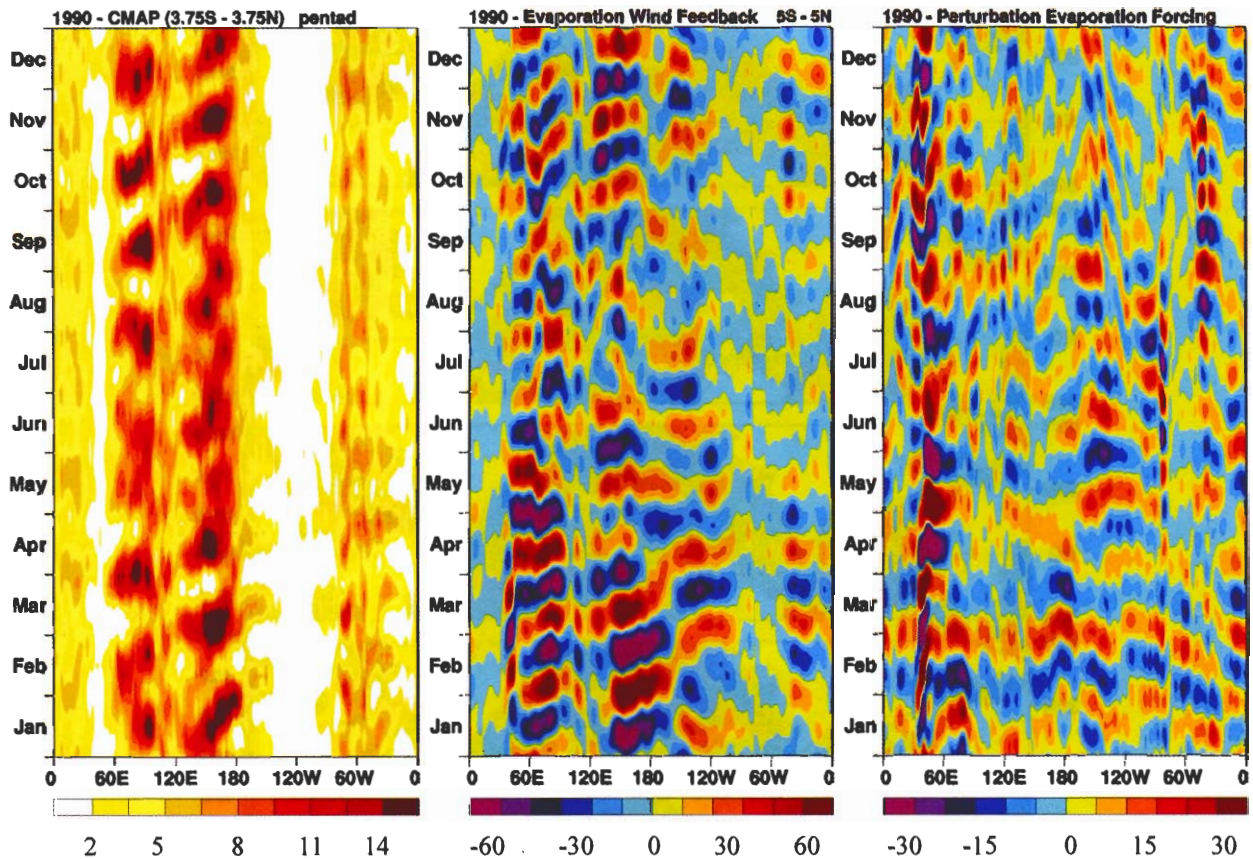


圖 7 1990 年 30~60 天週期之赤道緯圈 (3.75S~3.75N 平均值) 降水 (左圖) 以及估計之蒸發與風回饋通量 (中圖) 和擾動蒸發通量 (右圖) 時間序列 (縱軸為時間, 依序由下往上), 降水單位為 $mm\ day^{-1}$, 其餘兩者為 $Jm^{-2}s^{-1}$ 。

間之夏季季風期間降水較弱外，其他季節之最大降水值可超過 15 mm day^{-1} ，換算成潛熱加熱率約為 $430 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。

圖 7 中為估計之蒸發與風回饋通量，清楚顯現東向傳播和波數 3 之分佈特徵，主要正值區位置在換日線以西地區和降水場大致吻合，但與降水訊號絕少東移超過換日線不同，蒸發與風回饋通量在東太平洋地區仍有顯著之振幅，其週期約為 30 天左右，略短於降水場。估計之蒸發與風回饋通量也發現顯著之季節變化，在冬季和春季其振幅較大、夏季相對減弱不少，與觀測熱帶季內振盪訊號（圖 1 和圖 2）之季節變化相當一致。估計蒸發與風回饋通量最大振幅超過 $60 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ，約佔觀測 30~60 天週期降水（換算成加熱率）之 10~15% 左右。此外，由赤道印度洋、印尼、一直到西太平洋地區（ $60^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{W}$ ），蒸發與風回饋通量在 5~8 月反顯現西向傳播之訊號，這是因為該段時間正值南亞夏季季風盛行季節，對流引發之西風爆發（westerly wind bursts）往往使得平均風向轉為西風，因而使得蒸發與風回饋通量產生西向傳播之特徵。

圖 7 右為估計之擾動蒸發通量，除了 7~10 月外，其餘月份並無顯著之東傳訊號出現，7~10 月東傳訊號集中在太平洋盆地之西側，最大振幅在 $30 \text{ J m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 左右約為蒸發與風回饋通量在該季最大振幅之 1/2 左右，顯示除了夏季之外，擾動蒸發通量並非維持熱帶季內振盪之主要因素。

觀測資料（圖 7）顯示，赤道暖池區（warm pool region）之季內振盪降水和蒸發通量最為顯著，為了進一步釐清蒸發與風回饋通量和降水之相位關係，圖 8 選擇在暖池區（ $60^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$ ）

進行兩者間之延遲相關分析，結果顯示蒸發與風回饋通量在領先降水訊號 12 天週期處存有最大相關，這個領先時間（lead time）主要是因為蒸發與風回饋通量正距平在熱帶地區通常位於低層大氣輻合中心（降水中心）之右邊，對於東向傳播之熱帶季內振盪而言，這種相位配置有利於季內振盪之維持。

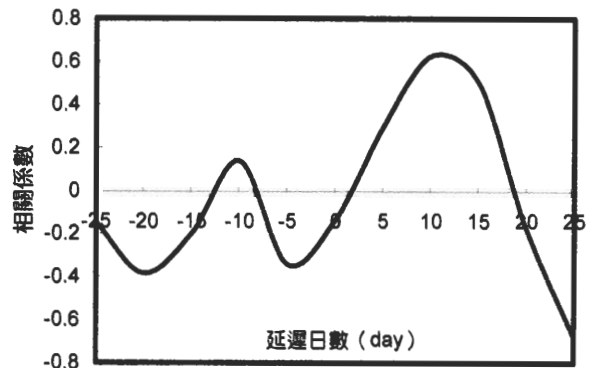


圖 8 蒸發與風回饋通量和降水在赤道暖海水區（ $3.75^{\circ}\text{S}\sim 3.75^{\circ}\text{N}/60^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$ ）之延遲相關係數分佈。正值代表蒸發與風回饋通量領先之日數，反之為落後之日數。

b. 海溫偏高年

圖 9 為 1997 年濾波後之觀測降水、蒸發風回饋通量、和擾動蒸發通量在赤道緯圈之時間序列，代表海溫偏高年之情況。海溫偏高年之降水（圖 9 左）與海溫正常年（圖 7 左）比較，仍然可見降水訊號東傳，但顯然較 1990 年時為弱。事實上，在類似圖 3 之 1997 年降水時空波譜分析中（未附圖）也發現到海溫偏高年時，熱帶 30~60 天週期東傳降水波譜密度有減弱之趨勢。估計之蒸發與風回饋通量（圖 9 中）則清楚地顯現出與海溫正常年（圖 7 中）之差異，首先 1~4 月間估計之東傳振幅減弱，其次在聖嬰逐漸成熟時期之 9~12 月時，換日線以西

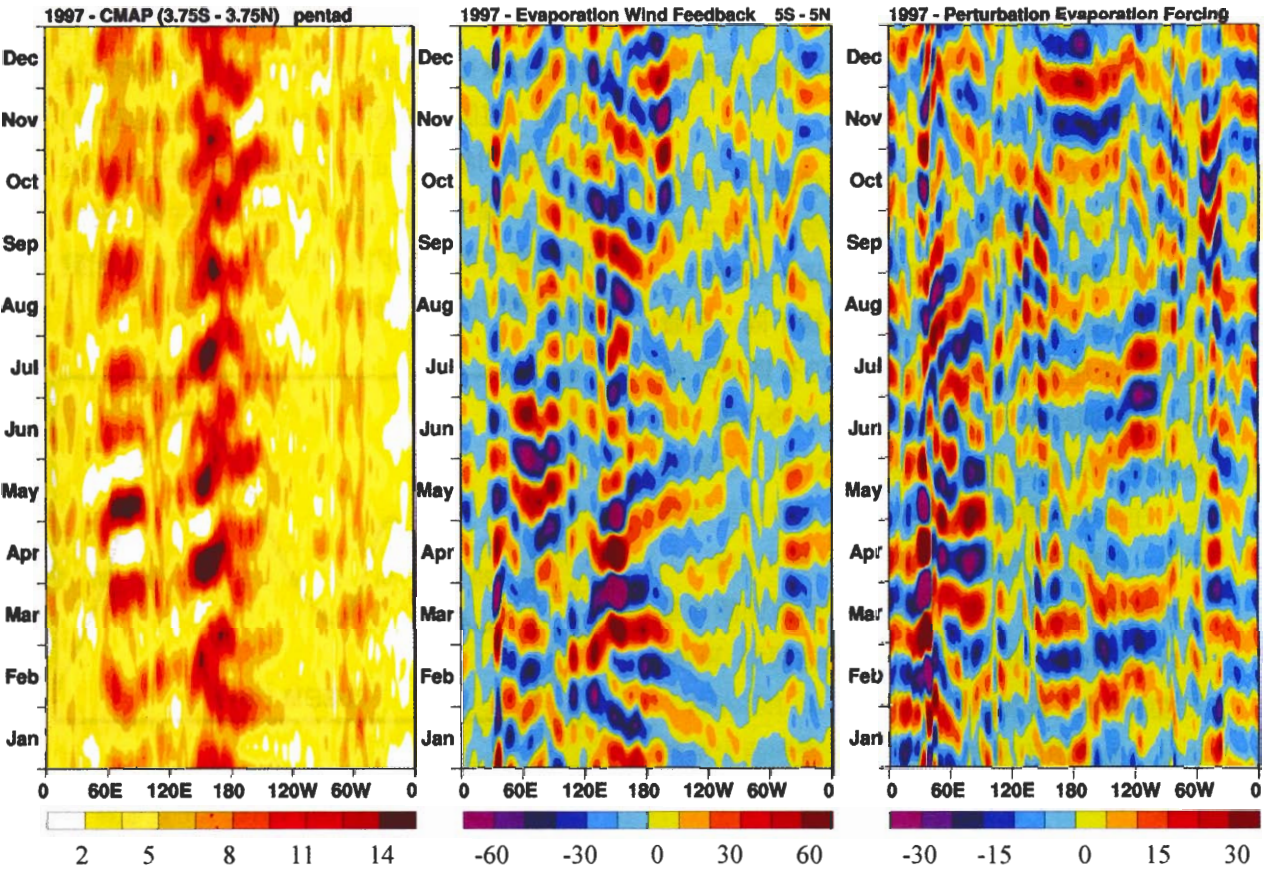


圖9 同圖7，但為1997年（海溫偏高之聖嬰年）資料。

之西太平洋地區估計之蒸發與風回饋通量反而偏好西向傳播，這一點可以從降水資料在10~12月份時並無顯著之東傳訊號可以得到佐證。

估計之擾動蒸發通量（圖9右）則顯現與海溫正常年類似之情況，僅在夏季（7~10月）有較為顯著之東傳訊號出現，其餘季節則並不明顯。另外在聖嬰成熟之11~12月間，整個太平洋盆地之擾動蒸發通量有顯著之加強，但仍無有利於東傳之訊號出現。

c. 海溫偏低年

圖10為1988年濾波後之觀測降水、蒸發風回饋通量、和擾動蒸發通量在赤道緯圈之時

間序列，代表海溫偏低年之情況。海溫偏低年之降水（圖10左）和正常年（圖7左）有類似之處，例如其降水訊號很少超過換日線以東地區，主要降水集中在印度洋和西太平洋地區。但是海溫偏低年之降水和正常或偏高年也有顯著的差異，海溫偏低年30~60天週期之降水訊號季節變化變得較不明顯，特別是5~8月間當印度洋和西太平洋地區夏季季風盛行時，仍然可見清晰之東傳訊號，與海溫正常年（圖7左）或偏高年（圖9左）在該段期間降水訊號轉為西向傳播並不相同。

海溫偏低年降水之季內振盪訊號和其他年差異之主要原因可以由估計之蒸發與風回饋通

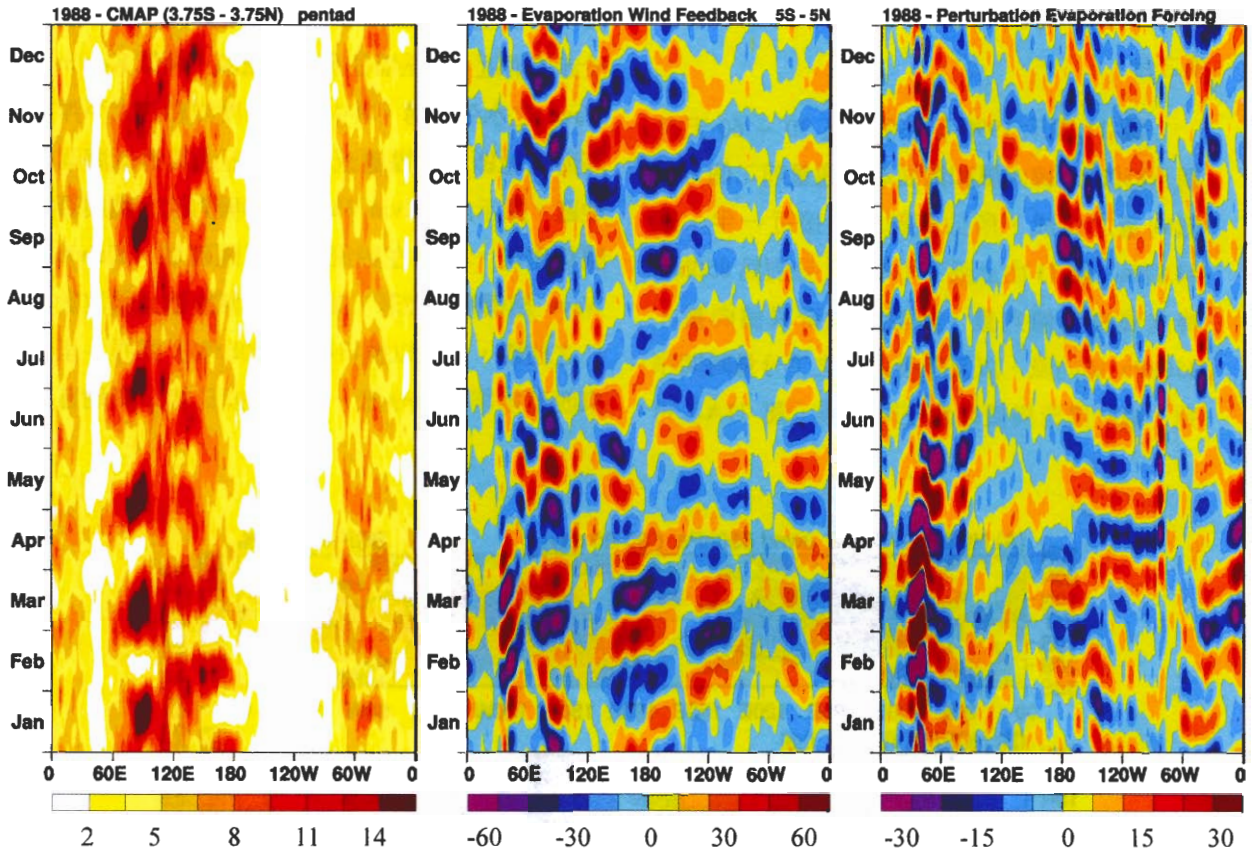


圖 10 同圖 7，但為 1988 年（海溫偏低之反聖嬰年）資料。

量分佈（圖 10 中）解釋，海溫偏低年之蒸發與風回饋通量一年四季皆有一致之東傳訊號出現，即使在 5 ~ 8 月夏季季風盛行時，印度洋和西太平洋地區蒸發與風回饋通量仍然偏好東向傳播之波動。但是在其他季節（例如冬季和春季），海溫偏低年估計之蒸發與風回饋通量值略小於海溫正常年或者偏高年。估計之擾動蒸發通量在海溫偏低年時（圖 10 右）也顯示出一些差異，除了 10 ~ 12 月之外，整個印度洋和西太平洋地區之擾動蒸發通量皆有利於東傳之波動，不過與其他二年情形類似，擾動蒸發通量之振幅（強度）僅為蒸發與風回饋通量之半。

（三）蒸發通量與緯向風奇異值分析

由於熱帶 Madden-Julian 振盪之水平結構類似赤道 Kelvin Wave (Matsuno 1966)，本小節利用奇異值分解法 (Singular Value Decomposition)，分析海面蒸發通量和熱帶季內振盪間之空間耦合型態。奇異值分解法主要目的在求取蒸發通量和西風擾動間最大相關（耦合）狀態下之特徵向量和特徵值（主分量）分佈。由於許多先進氣象中心已經提供海面總蒸發通量之客觀分析值，因此本節直接採用 NCEP/NCAR 再分析海面蒸發通量網格點資料

做計算，該筆資料相當於 (2.2) 式等號右邊各項之合。

圖 11 顯示 1990 年熱帶地區 30 ~ 60 天週期，850hPa 緯向風和洋面蒸發通量前二個奇異值向量之合成，所佔波譜能量接近一半，達 44.87%。圖 11 由上至下 (A~D) 分別為 850hPa 緯向風奇異值向量、蒸發通量奇異值向量、850hPa 緯向風、以及蒸發通量之主分量時間序列。緯向風奇異值向量空間分佈 (圖 11A) 可

發現二個主要特徵：第一，西風擾動高值區位於赤道附近，其振幅往高緯度遞減，類似 Kelvin Wave 之水平結構，其中熱帶印度洋和西太平洋高海溫地區之振幅遞減幅度遠超過其他低海溫地區，顯示此 Kelvin Wave 結構與對流活躍與否關係密切，亦即在對流較為活躍區域，Kelvin Wave 結構較為顯著。第二，西風擾動呈現波數 1 之結構，大約以換日線 (180E/W) 為界，呈東西反對稱型態分佈，亦即當換日線以東地區

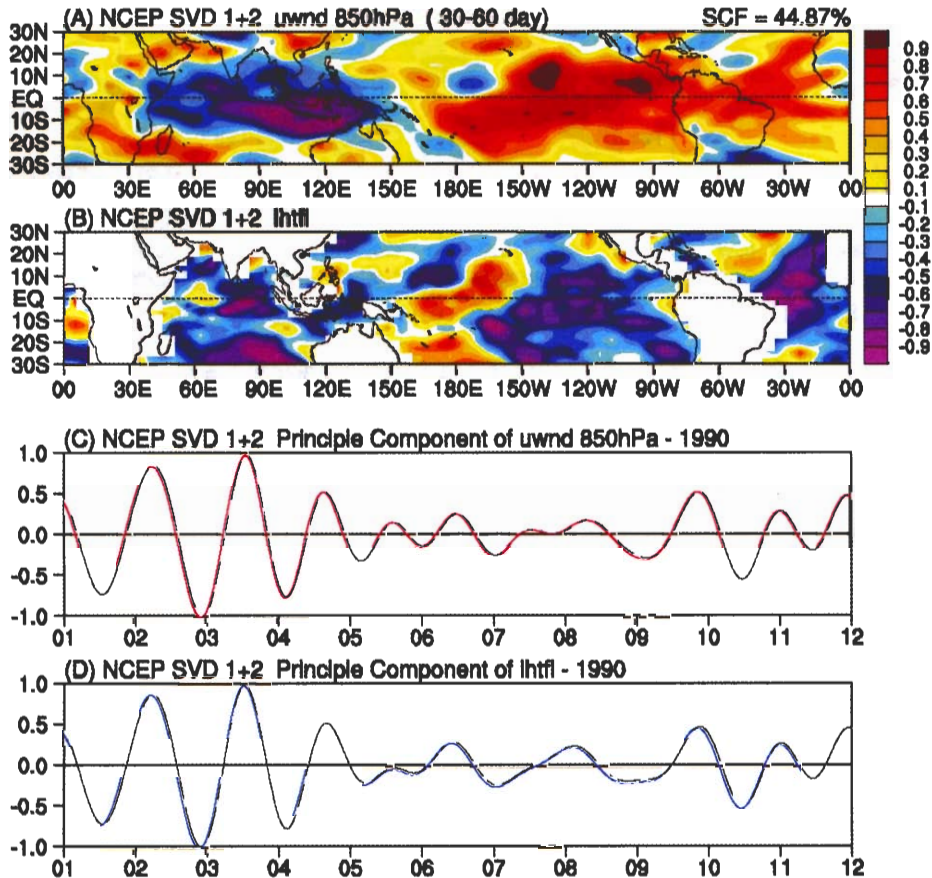


圖 11 熱帶 30~60 天週期，低層緯向風和洋面總潛熱通量之前兩個奇異波譜合成，佔 44.87% 波譜能量，特徵向量和特徵值已被標準化 (normalized)，使得最大振幅為 1。由上而下依序為 (a) 850hPa 緯向風特徵向量分佈，(b) 洋面總潛熱通量特徵向量分佈，(c) 850hPa 緯向風主分量時間序列，(d) 洋面總潛熱通量主分量時間序列。

包括東太平洋、美洲、大西洋、一直到非洲大陸地區盛行東風時，印度洋和西太平洋地區則盛行西風。西風擾動對應之主分量時間序列（圖 11C）則顯示，850hPa 緯向風有 40 天週期左右之變化，而且其振幅在冬天最大、春天次之，5~9 月間振幅相對偏小（但週期略長，將近 60 天），和實際觀測特徵（圖 2）相符。

海面蒸發通量奇異值向量空間分佈（圖 11B）和緯向風（圖 11A）比較起來有顯著之差異存在。在換日線以西之西太平洋和印度洋高海溫地區，儘管海面蒸發通量最大值中心和 850hPa 緯向風並不完全一致（海面蒸發通量中心較為偏南），但大體上海面蒸發通量和 850hPa 緯向風同相位（正回饋），亦即當西太平洋和印度洋地區海面蒸發通量增加時，低層西風將增強。反之，在換日線以東之東太平洋和大西洋地區情況則完全相反，海面蒸發通量和低層緯向風有明顯異相位（負回饋）分佈特徵，亦即當東太平洋海面蒸發通量增加時，低層東風將增強。

換日線以西高海溫地區海面蒸發通量和低層西風同相位之關係隱含有趣的物理意義，Wang and Xie (1998) 認為印度洋和西太平洋暖池（warm pool）區大氣海洋交互作用產生之不穩定熱帶季內振盪模（mode）具有海溫（蒸發）正距平領先對流（西風爆發）之特徵。由於熱帶季內振盪訊號大多起源於印度洋和西太平洋高海溫區，而且在該區通常伴隨著低層西風距平增強（西風爆發）和顯著的對流降水。在熱帶印度洋和西太平洋地區之蒸發通量增強可引發西風爆發並產生對流輻合，此種暖池區海氣交互作用加上蒸發與風回饋通量領先對流之相位關係在激發不穩定熱帶季內振盪模應該扮演

著關鍵的角色。

五、結 論

在過去 30 年，有關熱帶季內振盪的維持機制一直是爭論不休的議題，主要的爭論點在於 Wave-CISK 和海氣交互作用何者才是維持熱帶 30~60 天振盪之主要機制。認同 Wave-CISK 理論者認為大氣內部的動力調節過程，亦即大尺度環境低層氣流輻合與對流潛熱釋放間之正回饋作用，扮演維持熱帶季內振盪的主要角色；但反對者認為 Wave-CISK 理論所推估之最大成長率波長往往和觀測不盡相符。另外一方面，認同海氣交互作用理論者認為，海洋所提供的潛熱通量才是維持熱帶季內振盪的關鍵能量，特別是當蒸發通量與低層風擾動產生正回饋時將有利於東向傳播（如 Emanuel 1987；Neelin et al. 1997 所提之蒸發與風回饋效應）；但懷疑者認為上述論點奠基於熱帶風向為東風之假設上，但觀測資料顯示，熱帶印度洋和西太平洋地區在某些季節（例如五、六月）其緯向風往往為西風，並不有利於蒸發與風回饋機制和季內振盪產生正回饋作用。

然而，上述理論往往基於線性理論之推斷，缺乏觀測資料之佐證，本文利用 NCEP/NCAR 再分析和 Reynolds 海溫資料詳細估算海面蒸發通量時空特徵，希望能從觀測資料證據來瞭解海面蒸發通量在維持熱帶季內振盪所扮演的角色。在估算海面蒸發通量的過程中，透過雷諾分解法（Reynolds decomposition）將蒸發通量分解成平均蒸發通量和瞬變蒸發通量二部分，其中瞬變蒸發通量部分主要包含了蒸發與風回饋和擾動蒸發二項。本文的分析集中在瞬變蒸

發通量之分析上，特別是蒸發與風回饋項為分析之焦點。為孤立季內振盪之週期，本文採用調和分析法 (harmonic analysis) 分離出 30~60 天週期之訊號，以便和觀測之熱帶季內振盪降水做進一步之檢驗。在海面蒸發通量估算分析方面，可歸納出以下數點結論：

1. 平均蒸發通量高值區位於副熱帶地區 (南北緯 10° ~ 20° 之間)，其中北半球又高於南半球。平均蒸發通量僅佔赤道地區降水之一小部分 (約 20~25% 左右)。以季節分佈來講，冬、春季時平均蒸發通量值高於夏季，與觀測熱帶季內振盪訊號在冬季和春季較強之特徵一致。
2. 蒸發與風回饋通量具有顯著緯向波數 3 往東傳播之特徵，主要中心分別位於印度洋、西太平洋、和大西洋地區。另外，估計之蒸發與風回饋通量也有顯著的季節變化，其振幅在冬、春季時較大，夏季較小，在 5~8 月時東向傳播蒸發與風回饋通量訊號減弱，或甚至於轉為西向傳播。
3. 蒸發與風回饋通量訊號領先降水訊號半個月左右，這種領先空間分佈有利於東向傳播擾動發生，亦即有利於熱帶 30~60 天週期振盪之維持。但估算資料也顯示，蒸發與風回饋通量最大振幅僅佔觀測 30~60 天週期最大降水之 10~15% 左右，並非維持熱帶季內振盪之主要能量來源，可能僅扮演激發不穩定熱帶季內振盪模 (mode) 或調和熱帶季內振盪振幅之次要角色。
4. 海溫偏高年 (聖嬰年) 時，蒸發與風回饋通量東傳訊號減弱，在聖嬰逐漸成熟時期 (9~12 月)，反而出現西傳訊號。海溫偏低年 (反

聖嬰年) 時，蒸發與風回饋通量東傳訊號顯著增強，可延伸至整個太平洋盆地，即使在亞洲季風盛行之 5~8 月間，估計之蒸發與風回饋通量仍然偏好東向傳播之擾動。

5. 擾動蒸發通量除了夏季 (7~10 月) 之外，其他季節並無顯著之東向傳播訊號出現，且其最大振幅約僅蒸發與風回饋通量之半，顯示擾動蒸發通量與熱帶季內振盪間之關係相當小。
6. 透過奇異值分解顯示，海面蒸發通量在換日線以西之熱帶西太平洋和印度洋地區和西風擾動具有正相關，亦即當海面蒸發通量增加時，將引發西風擾動和對流輻合，激發東向傳播之熱帶 30~60 天週期振盪。反之，在東太平洋和大西洋地區，海面蒸發通量和西風擾動呈現負相關，亦即當海面蒸發通量增加時，將引發東風擾動，較不利於熱帶季內振盪之維持。

綜合以上之分析發現，對於熱帶 30~60 天週期振盪現象而言，單靠海面局部蒸發 (local evaporation) 並無法提供足夠之能量 (加熱)，因此周圍環境水汽輻合提供之加熱 (即 Wave-CISK) 應是驅動 30~60 天週期振盪之主要能量來源。但我們的分析資料也顯示，蒸發與風回饋通量之季節和年際變化與觀測熱帶季內振盪強度變化一致，代表海面蒸發通量加熱至少扮演著調和熱帶季內振盪之功能。從增加大氣不穩定度觀點來看，對於中性或微幅成長 (微幅不穩定) 之熱帶季內振盪而言，蒸發與風回饋作用所提供之一成左右之額外能量可能是維持季內振盪振幅不墜之關鍵力量，這個觀點在一些 GCM 或簡單模式實驗當中也得到類似之結

論(Neelin et al. 1987; Neelin and Yu 1994; Waliser et al. 1999; Lin et al. 2000; Colon et al. 2002), 因此對於熱帶季內振盪完整的描述, 必不能忽略海洋面蒸發加熱之貢獻。

致 謝

本研究由國科會計畫 NSC-89-2111-M-034-005 以及 NSC-90-2111-M-034-008 支持, 所需設備由中國文化大學大氣科學系提供。三位審查委員的寶貴意見對於本文有莫大助益, 特此致謝。

參考文獻

- Chang, C.-P., 1977: Viscous internal gravity waves and low-frequency oscillation in the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 981-991.
- , and H. Lim, 1988: Kelvin wave-CISK: A possible mechanism for the 30 - 50 day oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1709-1720.
- Chao, W. C., 1995: A critique of wave-CISK as an explanation for the 40 - 50 day tropical intraseasonal oscillation. *J. Meteorol. Soc. Japan.*, **73**, 677-684.
- Colon, E., J. Lindesay, and M. J. Suarez, 2002: The impact of surface flux- and circulation-driven feedbacks on simulated Madden-Julian oscillation. *J. Climate*, **15**, 624-641.
- Emanuel, K. A., 1987: An air-sea interaction model of intraseasonal oscillation in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2324-2340.
- Flatau, M., P. J. Flatau, P. Pheobus, and P. P. Niiler, 1997: The feedback between equatorial convection and local radiative and evaporative processes: The implication for intraseasonal oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2373-2386.
- Gill, A. E., 1982: *Atmosphere-Ocean Dynamics*. pp. 30, Academic Press, New York.
- Jones, C., and B. C. Weare, 1996: The role of low-level moisture convergence and ocean latent heat fluxes in the Madden and Julian oscillation: An observational analysis using ISCCP Data and ECMWF analyses. *J. Climate.*, **9**, 3086-3104.
- Krishnamurti, T. N., P. K. Jayakumar, J. Sheng, N. Surgi, and A. Kurma, 1985: Divergent circulations on the 30~50 day time scale. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 364-375.
- , M. C. Sinha, R. Krishnamurti, D. Oosterhof, and J. Comeaux, 1992: Angular momentum, length of day and monsoonal low frequency mode. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 131-166.
- Lau, K. M., and P.-H. Chan, 1983a: Short-term climate variability and atmospheric teleconnections from satellite-observed outgoing longwave radiation. Part I: Simultaneous relationships. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2735-2751.
- , and -----, 1983b: Short-term climate variability and atmospheric teleconnections from satellite-observed outgoing longwave radiation. Part II: Lagged correlations. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2751-2767.
- , and -----, 1985: Aspect of the 40~50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1889-1909.
- , and L. Peng, 1987: Origin of low-frequency (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: Observation during TOGA COARE. *J. Climate.*, **9**, 465-472.
- Lin, J. W., J. D. Neelin, and N. Zeng, 2000: Maintenance of tropical intraseasonal variability: Impact of evaporation-wind feedback and midlatitude storms. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2793-2823.

- Lindzen, R. S., 1974: Wave-CISK in the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 156-179.
- Madden, R. A. , and P. R. Julian, 1971 : Detection of a 40-50 day oscillation in zonal wind 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.
- , 1987: Relationship between changes in the length of day and the 40 to 50 day oscillation in the tropics. *J. Geophys. Res.*, **92**, 8391-8399.
- , and -----, 1994 : Observations of the 40-50 day tropical oscillation — A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814-837.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 24-43.
- Neelin, J. D., I. M. Held , and K. H. Cook, 1987 : Evaporation-wind feedback and low frequency variability in the tropical atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2341-2348.
- , and J.-Y. Yu, 1994: Modes of tropical variability under convective adjustment. Part I: Analytical theory. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1876-1894.
- Sui, C.-H., and K.-M. Lau, 1989: Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. Part II: Structure and propagation of mobil wave-CISK modes and their modification by lower boundary forcings. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 37-56.
- Trenberth, K. E., 1997: The definition of El Nino. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **12**, 2771-2777.
- Waliser, D. E., K. M. Lau , and J. Kim, 1999 : The influence of coupled sea surface temperature on the Madden-Julian oscillation : A model perturbation experiment. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 333-358.
- Wang, B., and X. Xie, 1998: Coupled modes of the warm pool climate system. Part I: The role of air-sea interaction in Madden-Julian oscillation. *J. Climate*, **11**, 2116-2135.
- Yano, J.-I., and K. A. Emanuel, 1991: An improved WISHE model of the equatorial atmosphere and its coupling with the stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 377-389.,
- Yu, J.-Y., and J. D. Neelin, 1994: Modes of tropical variability under convective adjustment. Part II: Numerical results. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1895-1914.
- Zang, C., 1996 : Atmospheric intraseasonal variability at the surface in the tropical Western Pacific Ocean. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 739-758.

The Tropical 30~60 Days Oscillations : Role of Sea Surface Evaporation

Jia-Yuh Yu Jien-Yi Tu Hui-Wen Hsu

Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University

(Manuscript received 05 June 2002 ; in final form 08 January 2003)

ABSTRACT

In this paper, surface data of NCEP/NCAR wind, temperature, specific humidity, and Reynolds sea surface temperature are used to estimate the surface evaporation flux above tropical ocean. Our studies focus on analyzing transient components of the evaporation fluxes, in particular, the 30~60 days transient flux associated with evaporation-wind feedback is emphasized. The effect of evaporation-wind feedback is examined using observational data to clarify its role in maintaining tropical 30~60 days oscillation.

Our results indicate that the signal of evaporation-wind feedback exhibits a half-month lead time against the precipitation field. The estimated evaporation-wind feedback flux manifests characteristics of zonal wavenumber 3 and eastward propagation, with stronger magnitude in winter and spring while with significantly weaker magnitude in summer, all consistent with observational MJO. However, the estimated magnitude of transient evaporation fluxes indicate that the evaporation-wind feedback is by no means a major energy source responsible for the maintenance of tropical 30~60 days oscillations. Yet, it is likely to play a secondary role in modulating the amplitudes and seasonal variations of tropical 30~60 days oscillations. Noted that the effect of evaporation-wind feedback on tropical intraseasonal oscillations is greater in La Nina years than that in El Nino years. Analysis using singular value decomposition further indicates that the evaporation-wind feedback flux interacts with surface westerly in positive relation in the tropical western Pacific and Indian Ocean. That is, the enhanced evaporation anomaly in the warm pool results in the westerly wind bursts and convective convergence, which may excite the tropical intraseasonal mode favoring eastward propagation.

Key words : Sea surface evaporation flux, Evaporation-wind feedback, Tropical 30~60 days oscillation.