

西太平洋地區颱風季季內振盪 年際變化之研究

徐邦琪¹ 鄒治華¹ 柯文雄² 許晃雄²

¹台灣師範大學地球科學研究所

²台灣大學大氣科學研究所

(中華民國九十三年十二月一日收稿；中華民國九十四年二月十七日定稿)

摘 要

季內振盪與熱帶地區短期氣候變化密切相關，本篇研究主要目的即在探討西太平洋季內振盪年際變化與熱帶風暴活動、中東太平洋海溫的關連性。研究結果顯示，西太平洋地區不僅為颱風季七-九月氣候平均之降水變異量極值區，降水及季內振盪的年際變化在此區均十分顯著。本文將西太平洋(120°-180°E, 0°-30°N)等距離區分為四個區域，進一步探討西太平洋各區域季內振盪與熱帶風暴生成數目的年際變化。在西太平洋東南區域(150°-180°E, 0°-15°N)，當東太平洋七-九月海溫較高(低)時，30-60天及10-20天季內振盪均較活躍(不活躍)。在東南區域，30-60天OLR變異量與熱帶風暴生成數目呈高度正相關。西北區域(150°-180°E, 15°-30°N)季內振盪的年際變化與東太平洋海溫之關係較為複雜，且熱帶風暴生成數目與季內振盪變異量並無顯著的相關性存在。

當東太平洋海溫較暖時，西太平洋暖水區向東南伸展，沃克環流上升區、低層輻合區及季風槽亦具有東/東南發展的特徵。同時，暖年時，30-60天西風、南風和正渦度均比冷年時活躍。因此，在東太平洋海溫較高時，30-60天季內振盪與平均環流熱力場和動力場上之正回饋作用為西太平洋東南區域提供一有利熱帶風暴生成的環境，使東南區域有較多熱帶風暴生成。

關鍵詞：季內振盪、熱帶風暴、年際變化

一、前言

季內振盪 (ISO, Intraseasonal Oscillation) 為熱帶大氣中一個顯著而重要的訊號，其首先由 Madden and Julian (1971, 1972) 分析坎頓島水平風場時發現具有 40-50 天週期的訊號，此季內尺度的振盪屬全球尺度，並主要沿赤道向東移行，為紀念 Madden and Julian 的發現，將赤道向東移行的季內振盪又稱之為 Madden-Julian Oscillation (MJO)。此後關於季內振盪的研究陸續展開 (e.g. Madden and Julian 1994)。Wang and Rui (1990) 研究發現，沿赤道東移的 MJO 不僅移行路徑侷限於赤道地區，且多活躍於北半球冬季，而在夏季時，此東移的 MJO 訊號較冬季微弱許多，而以印度洋及西太平洋向北/西北移行的季內振盪為主。夏季活躍於印度洋及西太平洋的季內振盪與亞洲季風的發展與演化密不可分，Yasunari (1979) 提出，印度季風區 ISO 的北移與季風活躍和中斷的相位變化有關，Krishnamurti and Subrahmanyam (1982) 及 Krishnamurthy and Shukla (2000) 亦有相似發現，由赤道向北移行的槽 (脊) 波列北移至印度半島時，將造成季風活躍 (中斷) 的特徵，並為印度帶來較多 (少) 的降水。東亞夏季季風的發展與印度季風相似，同樣受到季內振盪的影響，Chen and Chen (1995) 認為當 30-60 天季風槽與 12-24 天振盪低值到達南海時為南海季風肇始，而南海及西太平洋地區 30-60 天季內振盪的北移又進一步對台灣地區豪大雨或華南梅雨鋒的發生，有一定的影響 (鄒等 2002; Chen et al. 2000)。

由觀測資料分析顯示，季內振盪活動在時間尺度上具有明顯的季節變化與年際變化兩大特徵

(e.g. Madden and Julian 1994; Salby and Hendon 1994)。其中季內振盪的季節變化受到廣泛的討論 (e.g. Salby et al. 1994; Madden and Julian 1994)，且對於季內振盪季節變化的特徵已有完整的瞭解與掌握。相對於季內振盪季節變化的研究，季內振盪年際變化的相關討論十分缺乏，且至今仍未有明確的定論。多數學者認為，MJO 活動的年際變化與熱帶海溫有關 (Fink and Speth 1997; Gualdi et al. 1999; Slingo et al. 1999; Hendon et al. 1999; Lawrence and Webster 2001; Teng and Wang 2003; Lim 2004)。Fink and Speth (1997) 曾探討東太平洋冬季 DJF 海溫與平均環流場、MJO 活動之相關性，發現當東太平洋海溫增暖或 ENSO 為暖相位時，160°E 以東之中/中東太平洋對流場及季內尺度對流活動均有增強趨勢。Gualdi et al. (1999) 也得到相似的結果，其認為 La Niña 發生時，MJO 活動侷限於換日線以西，季內對流在印度洋和西太平洋地區較為活躍，El Niño 時，MJO 活動則可向東延伸超過換日線。而 Lawrence and Webster (2001) 的研究則發現，西太平洋和印度洋地區 MJO 與 ENSO 間的關係不顯著。Slingo et al. (1999) 以全球尺度分析觀測場資料亦發現，赤道地區季內振盪與 ENSO 關係十分微弱，惟在 ENSO 屬於冷相位時，MJO 的活動稍有增強。他們的模式實驗顯示，MJO 的年際變化非受控於 ENSO 相位，並推測 MJO 活動的年際變化特徵並無規則 (chaotic)。此分析與 Hendon et al. (1999) 的研究相似，Hendon et al. (1999) 亦指出冬季 ISO 的活動與東太平洋海溫距平甚或全球任一處的海溫變化均無顯著相關。

以上研究著重於 MJO 特徵較活躍之冬季

時，東太平洋海溫與季內振盪的相關性，然而關於兩者之間的關連未有一致的結論。近年來，有些學者試著將焦點轉移至北半球暖季之季內振盪與東太平洋海溫的年際變化探討，Teng and Wang (2003) 發現，在 El Niño 事件開始發展的七-九月，該年熱帶西太平洋的垂直東風風切有增強趨勢，繼而引發有利向西移行之 Rossby wave，加強西北太平洋季內振盪的活動。而在印度季風區，ENSO 活動造成的垂直風切改變程度相當微弱，印度季風區內夏季季內振盪的移行特徵與 ENSO 關係並不顯著。但是，Lim (2004) 的研究則顯示，ENSO 與五-六月時印度季風區 ISO 的活動顯著相關，El Niño 年時，降水區的東側和北側產生向下短波輻射通量的正距平，而有利季內振盪的東移和北移，繼而影響印度季風的肇始與活躍。

季內振盪與熱帶氣旋的活動也非完全獨立之天氣系統，低緯度季內振盪 (MJO) 對整個太平洋地區之熱帶系統 (熱帶氣旋及颱風) 活動有一定關連 (e.g. Gray 1979; Liebmann et al. 1994; Maloney and Hartmann 2000, 2001; Hall et al. 2001)。Maloney and Hartmann (2000) 研究發現當東太平洋地區為 MJO 西風距平時，熱帶氣旋之生成數目為東風距平氣旋生成數目的兩倍，且強度較東風距平時生成之氣旋來得強，西太平洋地區亦有相類似的結果 (Maloney and Hartmann 2001)。Hall et al. (2001) 研究澳洲地區熱帶氣旋活動時亦有類似發現，MJO 處於西風活躍期時，熱帶氣旋生成數目較多。

季內振盪與熱帶氣旋年際變化的研究甚為缺乏，然而，東太平洋海溫的年際變化 (ENSO 活動) 對熱帶氣旋平均生成位置之影響，則受到廣

泛的探討與研究 (Chan 1985; Chen et al. 1998, 2004; Chia and Ropelewski 2002; Wang and Chan 2002)。多數的研究發現，El Niño 發生時，隨著 SST 暖區東移，熱帶氣旋的旋生位置向東移，中/中東太平洋熱帶氣旋旋生數目增加，而西/西北太平洋熱帶氣旋旋生數目減少。La Niña 發生時則相反，熱帶氣旋生成位置偏西，以西/西北太平洋地區生成的熱帶氣旋多於中/中東太平洋。雖然以氣候平均而言，東太平洋海溫變化 (ENSO) 對熱帶氣旋生成之對應關係十分良好，但 Chia and Ropelewski (2002) 亦指出，ENSO 之發展成熟期主要在冬季，而熱帶氣旋的生成則集中於夏季，兩者之互動關係仍有待進一步研究。

由以上文獻回顧可知，赤道東太平洋海溫變動與熱帶地區季內振盪以及熱帶氣旋的活動之關係分別受到廣泛的探討與研究，若能深入了解季內振盪、熱帶氣旋活動與東太平洋海溫年際變化三者之互動過程，將有助於掌握熱帶氣旋的中長期預報。本研究選擇熱帶氣旋活躍的夏季七-九月作為研究時段，期能釐清季內振盪年際變化、熱帶氣旋活動與東太平洋海溫三者的關連性，本研究第二部分介紹使用的資料及濾波方法，第三部分為夏季季內振盪之分布特徵及年際變化，接著分析 ISO 年際變化與東太平洋海溫、西太平洋熱帶氣旋活動間的關係，第四部分在探討造成熱帶氣旋活動年際變化之機制，第五部分則為季內振盪在熱帶氣旋年際變化中扮演的角色，最後對本篇研究做一個結論與討論。

二、資料與濾波方法

為了分析西北太平洋地區季內振盪的活動、

年際變化與熱帶氣旋及 ENSO 之關係，本文採用下列全球觀測場資料：1. CDC (Climate Diagnostic Center) 所分析之 1979~1998 年共 20 年每日外逸長波輻射 (OLR, Liebmann and Smith, 1996)。2. CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation; Xie and Arkin, 1997) 1979 至 1998 年每候之降水值。3. NCEP (National Centers for Environmental Prediction) 重新分析 (Kalnay et al., 1996) 之 1979~1998 年共 20 年每日水平風場及月平均 SST (Reynolds and Smith, 1994)。以上資料的經緯網格點間距除了 NCEP 之月平均 SST 為 $2^\circ \times 2^\circ$ 外，其於資料皆為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。4. JTWC (Joint Typhoon Warning Center) 網站 (www.npmoc.navy.mil/jtwc.html) 線上取得 1979-1998 年西北太平洋地區熱帶氣旋相關資料，本篇研究中熱帶氣旋的定義為近中心最大風速高於 17m/s 者 (tropical storm, 熱帶風暴)。

目前有許多濾波方法可以用來分析季內振盪的特性，要兼顧能在頻率及時間域中皆有好的區域性則小波轉換為一有利工具 (Weng and 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。因此本研究將採用 Daubechies (1988) 年所發展的正交小波函數做為濾波工具，將西太平洋地區颱風季中季內尺度的訊號濾出，進一步探討季內振盪與熱帶氣旋活動的關係，關於 Daubechies 小波轉換之原理可參考鄒等 (2000)。

三、季內振盪、熱帶氣旋與東太平洋海溫年際變化

一般學者在研究季內振盪時，主要區分為 30-60 天振盪與 10-20 天準雙週振盪，因此本文將季內振盪分為 30-60 天和 10-20 天振盪。圖 1 a.-c. 分別代表 1979-1998 年共 20 年之降水總變異量、30-60 天及 10-20 天振盪的氣候平均分布，夏季七-九月降水強度變化最大的區域出現在 $10\text{-}20^\circ\text{N}$ 間的西太平洋、南海、中南半島及孟加拉灣一帶，另一個大值區位於南半球 $0\text{-}10^\circ\text{S}$ 之印度洋 (圖 1 a.)。夏季季內振盪活躍區均位於北半球，極值區與總降水變異量 (圖 1 a.) 一致，夏季時西太平洋、南海、中南半島及孟加拉灣一帶季內振盪活躍，其中又以 30-60 天季內振盪強度較 10-20 天振盪大許多 (圖 1 b. 和 c.)。

夏季降水強度年際變化 (計算 1979-1998 各年夏季降水變異量之變異量) 顯著的區域與氣候變異量大值區大致相同 (圖 1 d.)，除南海地區年際變化較微弱外，西太平洋、中南半島、孟加拉灣一帶具有較強之降水強度年際變異。此外，在南半球之澳洲東北部亦出現降水年際變化的大值，但此區域氣候平均之夏季降水強度變化並不顯著。30-60 天季內振盪年際變化 (圖 1 e.) 最明顯的地區亦位於西太平洋一帶及中南半島。10-20 天季內振盪強度的氣候平均值雖然約為 30-60 天季內振盪強度的三分之一，但 10-20 天季內振盪於西太平洋、中南半島年際變化的極值卻與 30-60 天季內振盪年際變化強度相近 (圖 1 f.)。

由前述探討可知，夏季氣候總降水變化及季內尺度降水年際變化最明顯的地區在西太平洋。許多文獻亦針對西太平洋地區熱帶氣旋活動的年際變化進行研究，其中，Chen et al. (1998, 2004) 選取 $120^\circ\text{-}180^\circ\text{E}$, $0^\circ\text{-}30^\circ\text{N}$ 作為研究區域，並將

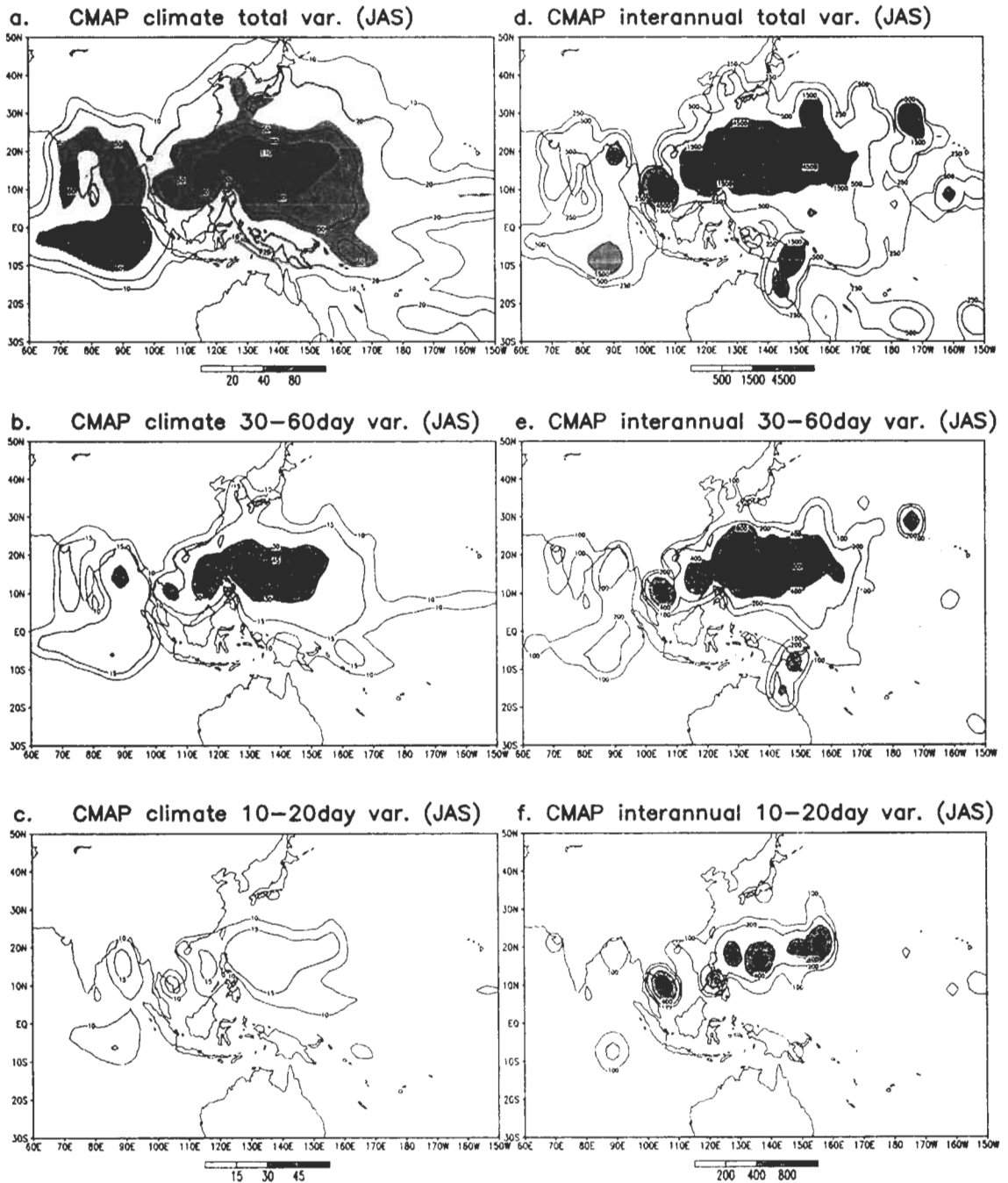


圖 1 1979 年至 1998 年七-九月氣候平均 CMAP 降水強度及年際變化之水平分布圖。圖 a 為總變異量，圖 b 為 30-60 天波動變異量，圖 c 為 10-20 天波動變異量。圖 d.-f. 時段選擇同圖 a.-c.，但為各年降水強度的年際標準差。圖 a.-c. 的單位為 $(\text{mm}/\text{day})^2$ ，圖 d.-f. 的單位為 $(\text{mm}/\text{day})^2$ 。

其等距離分為四個區塊，探討熱帶氣旋生成位置以及大氣環流場的年際變化。而 Wang and Chan (2002) 則認為，熱帶氣旋在夏季的平均生成位置偏西，因此將西太平洋熱帶氣旋活動區域 (120°-180°E, 5°-30°N) 四個區域的經緯度中分線置於 140°E, 17°N, 可參考 Wang and Chan (2002) 中圖 3 至圖 5。本篇研究採用 Chen et al. (1998, 2004) 對西太平洋熱帶氣旋活動的等間距分區方式 (如圖 2 所示), 共分為東北(150°E-180°E; 15°N-30°N)、西北(120°E-150°E; 15°N-30°N)、西南(120°E-150°E; 0°N-15°N)、東南(150°E-180°E; 0°N-15°N)四個區域, 進一步探討西太平洋地區季內振盪與熱帶氣旋活動之年際變化。而本文在熱帶氣旋年際變化的分析上亦會對 Wang and Chan (2002) 的區分方法作一比較。

圖 3 為東太平洋 Nino3.4 (5°S-5°N, 120°-170°W) 的海溫變動與西太平洋東南區域季內振盪、熱帶風暴年際變化的相關。此篇研究所採認的熱帶風暴 (tropical storm) 生成位置方式同 Wang

and Chan (2002), 以氣旋強度達 17m/s (tropical storm 標準) 時所在之經緯位置定義為此熱帶風暴生成位置, 並以生成於熱帶氣旋活躍季 (七-九月) 的熱帶風暴做為探討的個案。由圖 3 a.可知, 西太平洋東南區域 30-60 天季內振盪變異量與東太平洋海溫呈高度正相關, 兩者相關係數可達 0.78, 當東太平洋海溫較高時, 西太平洋東南區域 30-60 天季內振盪較活躍。而在東南區域內, 30-60 天季內振盪的變異量亦與熱帶風暴生成數目成正相關, 兩者相關係數為 0.72 (圖 3 b.), 顯示 30-60 天季內振盪的活躍有利於熱帶風暴的生成。10-20 天季內振盪於東南區域的活動與東太平洋海溫和熱帶風暴生成數目的相關特性與 30-60 天一致, 同樣是當東太平洋海溫較暖的時候, 10-20 天季內振盪較活躍 (圖 3 c.), 而當 10-20 天振盪在東南區域較活躍時, 此區生成的熱帶風暴數目亦較多 (圖 3 d.), 惟 10-20 天季內振盪與東太平洋海溫、熱帶風暴生成數目的相關係數較低, 分別為 0.4 及 0.51。

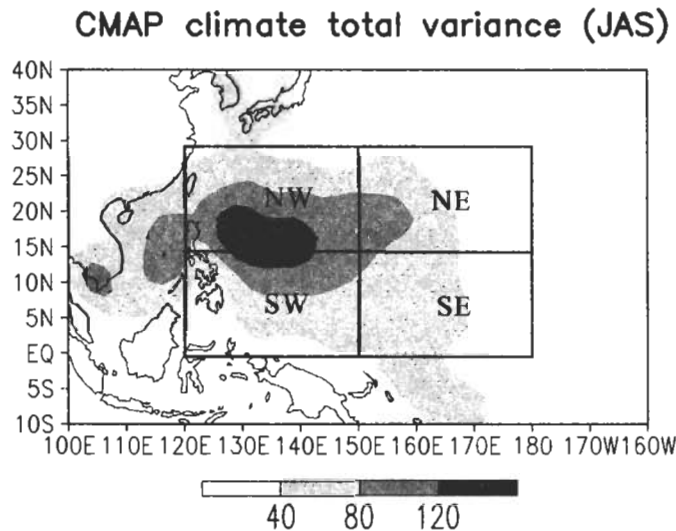


圖 2 西太平洋地區熱帶氣旋及季內振盪年際變化的研究分區。圖中陰影為七-九月氣候平均降水變異量。單位為(mm/day)²。

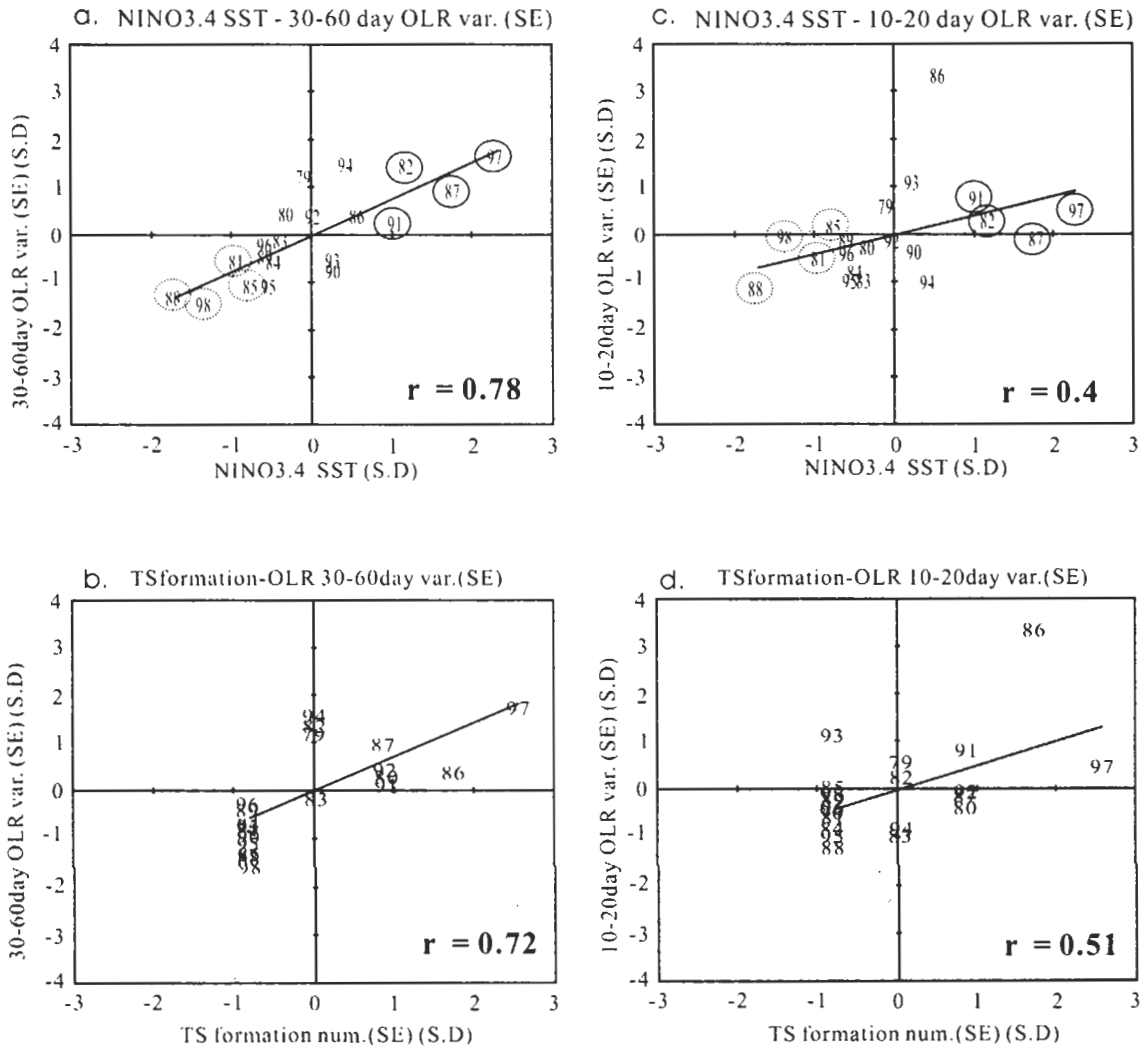


圖 3 1979-1998 年西太平洋東南區域 30-60 天 OLR 變異量與(a.)Nino3.4 海溫、(b.)熱帶風暴生成數目的相關分布。圖 c.與 d.同圖 a.、b.，但為 10-20 天 OLR 變異量的相關。各變數已進行標準化 (normalize)，縱軸及橫軸的單位均為標準差，相關係數列於各圖的右下角。圖 a.及 c.中分別將 Nino3.4 海溫大於 0.8 標準差的年份以實線圈出，小於-0.8 標準差者以虛線圈出。

若以 Wang and Chan (2002) 對東南區域的分區(140°E-180°E；5°N-17°N)，進行與圖 3 相同的相關分析，各項之相關係數列於表 1，結果顯示不論採用 Chen et al. (1998, 2004) 或 Wang and Chan (2002) 的分區方式，並不會造成相關特性的改變，東南區域內，季內振盪活動與東太平洋

海溫、熱帶風暴生成數目均呈現正相關，但是以 Wang and Chan (2002) 所計算出來的各項相關係數較低。

表一右側兩欄則為西太平洋西北區域中季內振盪與東太平洋海溫、熱帶風暴生成數目的相關係數。兩類分區方式計算出來的結果一致，西北

表一 1979-1998 年七-九月 Nino3.4 海溫、熱帶氣旋生成數目與西太平洋季內振盪 (30-60 天、10-20 天) 變異量之相關係數。其中西太平洋區域的區分方式分別採用 Chen et al. (1998, 2004) 等間距分區以及 Wang and Chan (2002) 兩種分類。

相關項目 \ 西太平洋分區	Equal SE box (150°-180°E, 0°-15°N)	Wang SE box (140°-180°E, 5°-17°N)	Equal NW box (120°-150°E, 15°-30°N)	Wang NW box (120°-140°E, 17°-30°N)
Nino3.4 SST v.s 30-60day OLR var.	0.78	0.55	-0.4	-0.4
TS formation num. v.s 30-60day OLR var.	0.72	0.51	0.13	0.13
Nino3.4 SST v.s 10-20day OLR var.	0.4	0.35	0.4	0.54
TS formation num. v.s 10-20day OLR var.	0.51	0.31	-0.19	-0.2

區域中 30-60 天季內振盪的變異量與東太平洋海溫呈負相關，Chen et al. (1998, 2004) 分區方式計算出來兩者的相關係數為-0.4，Wang and Chan (2002) 分區方式的計算結果同為-0.4。由此可知，Nino3.4 的海溫對於西太平洋地區東南和西北區域 30-60 天季內振盪的反應呈反相分佈，當東太平洋海溫增高時，30-60 天季內振盪在東南區域較活躍，而在西北區域則較不活躍。但是，西北區域 30-60 天季內振盪的變異量與熱帶風暴生成數目的相關係數極低，僅一成左右，顯示兩者之間幾無相關性存在。

西北區域 10-20 天季內振盪與東太平洋海溫呈正相關，以 Wang and Chan (2002) 的西北區域計算得正相關係數為 0.54，相關性比東南區域提高，由此可知，對西太平洋地區 10-20 天季內振盪的活動而言，其與 Nino3.4 海溫反應較明顯的地方位於西北區域，且當東太平洋海溫增暖時，不論東南或西北區域內 10-20 天季內振盪均較活

躍。但在西北區域，10-20 天季內振盪變異量和熱帶風暴生成數目呈現負相關。

綜合以上分析可以得知，東太平洋海溫的年際變化對西太平洋地區季內振盪和熱帶風暴的生成影響甚大，但是並非西太平洋全區有一致的表現，東太平洋海溫與西太平洋東南區域 30-60 天季內振盪的遙相關較高 (Teng and Wang 2003)，且此區熱帶風暴生成數目與 30-60 天季內振盪的相關也較高。西北區域內季內振盪的年際變化較東南區域複雜許多，西北區域內 30-60 天和 10-20 天季內活動與東太平洋海溫的關係並不一致，且此區域熱帶風暴的生成與季內振盪無顯著關連性，至於此區 10-20 天季內振盪對於熱帶風暴軌跡或生命期等是否有關，需進一步研究。因此我們將針對與東太平洋海溫相關較高的東南區域，繼續探討熱帶風暴活動的年際變化，及其與季內振盪的關連性。

四、熱帶風暴活動年際變化與大尺度環流場

多數學者在研究熱帶氣旋年際變化時多將焦點集中在東太平洋冬季海溫如何改變大尺度動力場及熱力場，較少學者探討夏季海溫與熱帶氣旋的關係，以及季內振盪年際變化於熱帶氣旋年際變化中扮演的角色。Wang and Chan (2002) 的研究發現，西太平洋熱帶風暴與ENSO事件密不可分，且Nino3.4 (5°S-5°N, 120°-170°W) 的海溫變動與西太平洋熱帶風暴活動的關連性高於夏季Nino3及Nino4區域。因此，我們選擇東太平洋Nino3.4在熱帶氣旋活躍季節(七-九月)的海溫進行年際變化分類，各年七-九月的海溫標準差值分布可參考圖3，將1979-1998年分為三類個案，(1) 暖年(warm years)：SSTA高於0.8個標準差，(2) 一般年(normal years)：-0.8標準差 \leq SSTA \leq 0.8標準差，(3) 冷年(cold years)：SSTA低於-0.8標準差。分類結果如表二所示。接著進行暖年與冷年大尺度環流場的合成分析。

熱帶氣旋生成的必要條件之一為溫暖的海

溫，較暖的海洋混合層可以提供熱帶風暴足夠的熱量及熱通量(Emanuel 1988, Gray 1998)。圖4為暖年與冷年合成之海溫分佈，在東太平洋Nino3.4海溫較暖時，中西太平洋上暖海水有向東南延伸跨越換日線的趨勢(圖4 a.)，而冷年時，暖海水侷限於中西太平洋。多數學者(Gray 1979,1998; Chan et al. 2001)認為海溫只要跨越26-27°C的門檻，就足夠支持熱帶氣旋的生成標準，以整個西太平洋地區而言，不論西北或東南區域在冷、暖年的海溫均高於26-27°C，因此當地的海溫本身已達熱帶氣旋的生成標準，但是Cheung (2004)曾指出，熱帶氣旋在海溫愈高地區生成的數量比例愈多，圖4 a.中最暖海水(29°C)向東南延伸，使東南區域平均海溫升高，或許可以作為暖年時有較多熱帶風暴在東南區域生成的原因之一。

另一方面，Nino3.4海溫的年際變化使西太平洋的高海溫向東/東南延伸，可能有利上升運動的發生，因此在大尺度環流場的分析中，伴隨低層輻合及沃克環流向東/東南的發展，均使東南區域成為有利熱帶風暴生成的環境。圖5 a.和b.分別

表二 以 Nino3.4 七-九月平均海溫距平之標準差將 1979-1998 年分類為三種類型。

年際分類	熱帶氣旋活躍季節 (JAS)
暖年 Warm years (SSTA > 0.8 S.D.)	1982, 1987, 1991, 1997
平常年 Normal years (-0.8 \leq SSTA \leq 0.8 S.D.)	1979, 1980, 1983, 1984, 1986, 1989, 1990, 1992, 1993, 1994, 1995, 1996
冷年 Cold years (SSTA < -0.8 S.D.)	1981, 1985, 1988, 1998

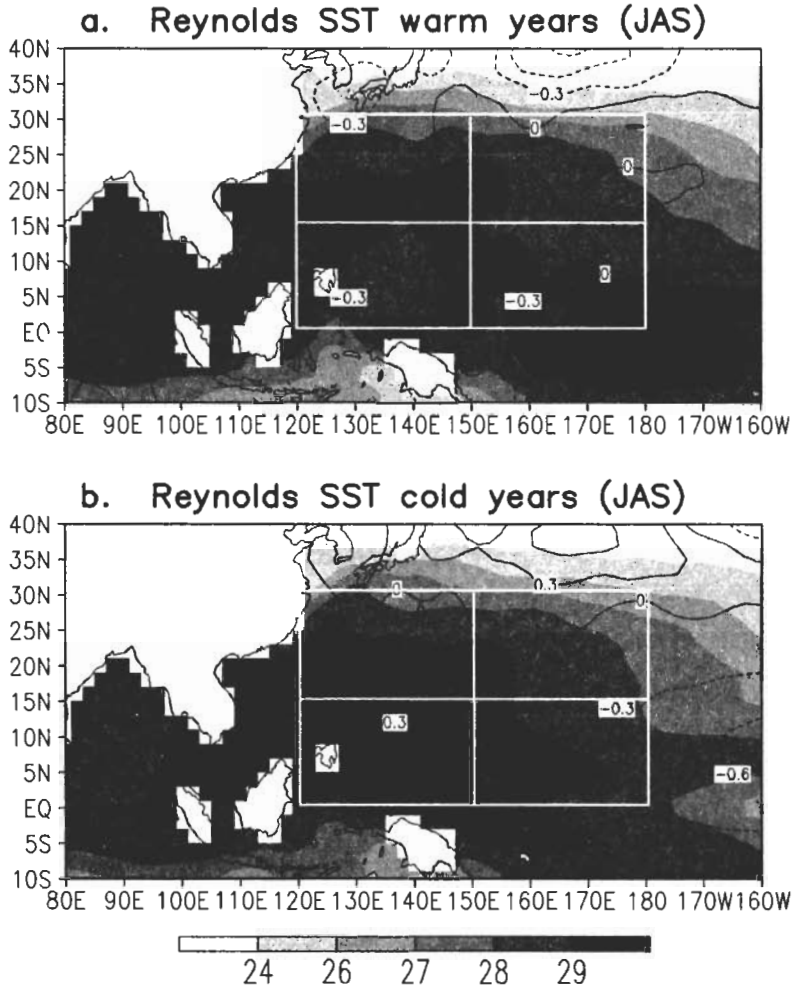


圖 4 (a)暖年與(b)冷年合成之七-九月海溫分布圖。圖中之陰影為海溫，等值線為海溫的距平值，單位均為 $^{\circ}\text{C}$ 。

為暖年和冷年時850hPa東西方向風場(u 場)分布，比較兩圖可以發現，暖年時，赤道至 20°N 的低層西風由印度洋向東延伸至換日線附近，東南區域成爲850hPa東西風輻合區，此時整個東南區域亦屬於降水的正距平區(圖5 a.)。冷年時(圖5 b.)，低層的西風位於 135°E 以西，低層西風並未向東發展，因此850hPa東西風輻合區及降水均位於西南區域內。整個東南區域爲低層東風，呈現對流降水的負距平。由圖5可知，東太平洋的暖海溫將使西太平洋的低層西風向東延伸，使低層風場輻合

區較冷年時偏東，因此東南區域成爲有利熱帶風暴發展的環境。

西太平洋季風槽所在位置對熱帶氣旋生成區域扮演一決定性角色(Chen et al. 1998, Chia and Ropelewski 2002)，由於季風槽將增加大氣低層的相對渦度，並且在季風槽軸的南側形成有利水汽輸送的西南風環境，Ritchie (1995)統計1990-1992年熱帶氣旋個案，發現有75%以上生成於季風槽區。如圖6 a.所示，暖年時西太平洋的季風槽明顯由西太平洋向東南延伸至 0°N ， 180° 一帶，使

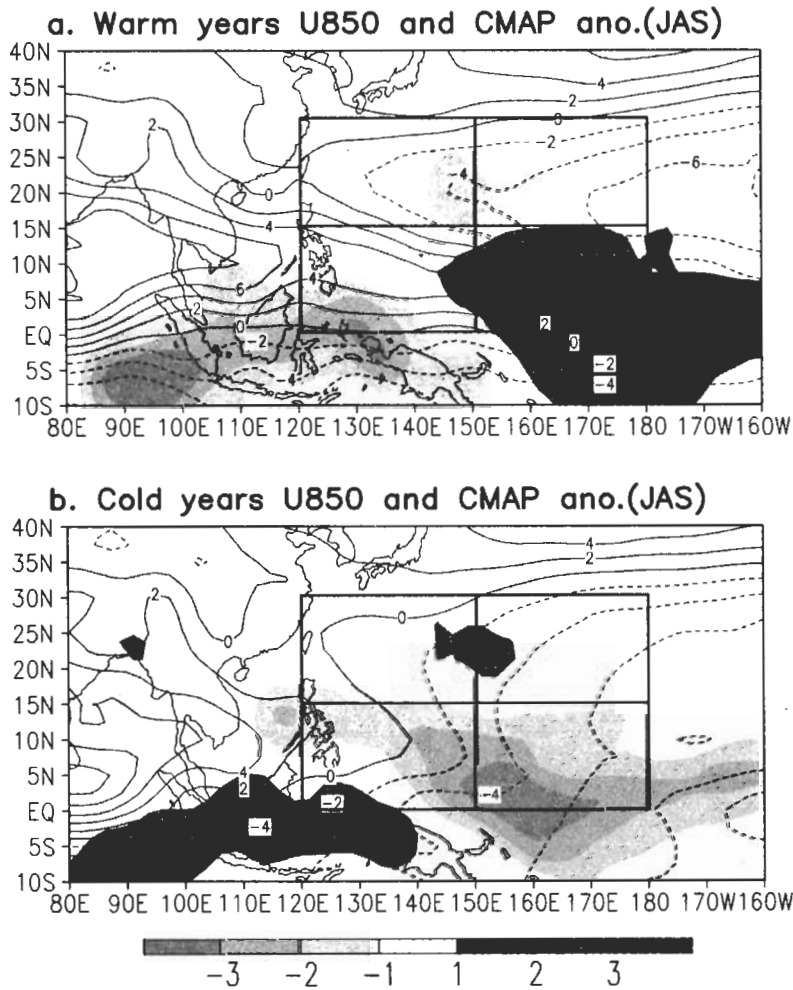


圖 5 (a)暖年與(b)冷年合成之七-九月 850hPa 東西方向風場與降水距平分布圖。圖中等值線為東西方向風場距平值，單位為 m/s，陰影區為降水距平值，單位為 mm/day。

東南區域成為季風槽籠罩區域，有利熱帶風暴的生成與發展。相反地，在冷年時，西太平洋的季風槽十分微弱，範圍西退侷限於140°E以西的區域，東南區域並非處於有利熱帶風暴生成的季風槽環境（圖6 b.）。

熱帶風暴需生成於垂直風切較微弱的環境，因為過強的垂直風切將限制和破壞對流的發展，而無法維持高層暖心及強渦度的熱帶氣旋結構（DeMaria 1996）。我們分別計算暖年及冷年西

太平洋地區垂直風切的強度，垂直風切強度的定義為 $[(u_{200hPa}-u_{850hPa})^2+(v_{200hPa}-v_{850hPa})^2]^{1/2}$ （Clark and Chu 2002）。圖7為暖年及冷年時西太平洋的垂直風切強度，不論暖年或冷年，垂直風切最強的區域均位於孟加拉灣/印度洋以及中太平洋一帶，西太平洋相對於周圍環境屬於垂直風切強度較弱的區域，有利熱帶風暴生成。年際分類的合成結果顯示，暖年時（圖7 a.），在東南區域有較多的熱帶風暴生成，但此時印度洋的強垂直風切向東延伸至東南區域，垂直風切最弱的區域出現於西北

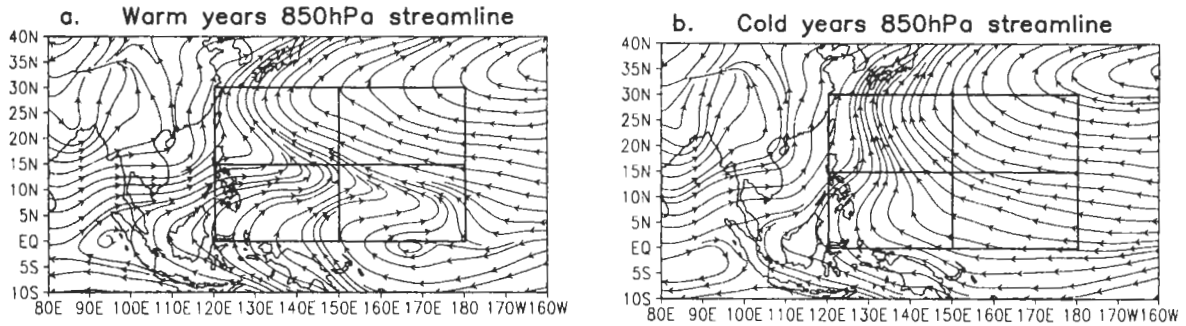


圖 6 (a)暖年與(b)冷年合成之七-九月 850hPa 流線分布圖。

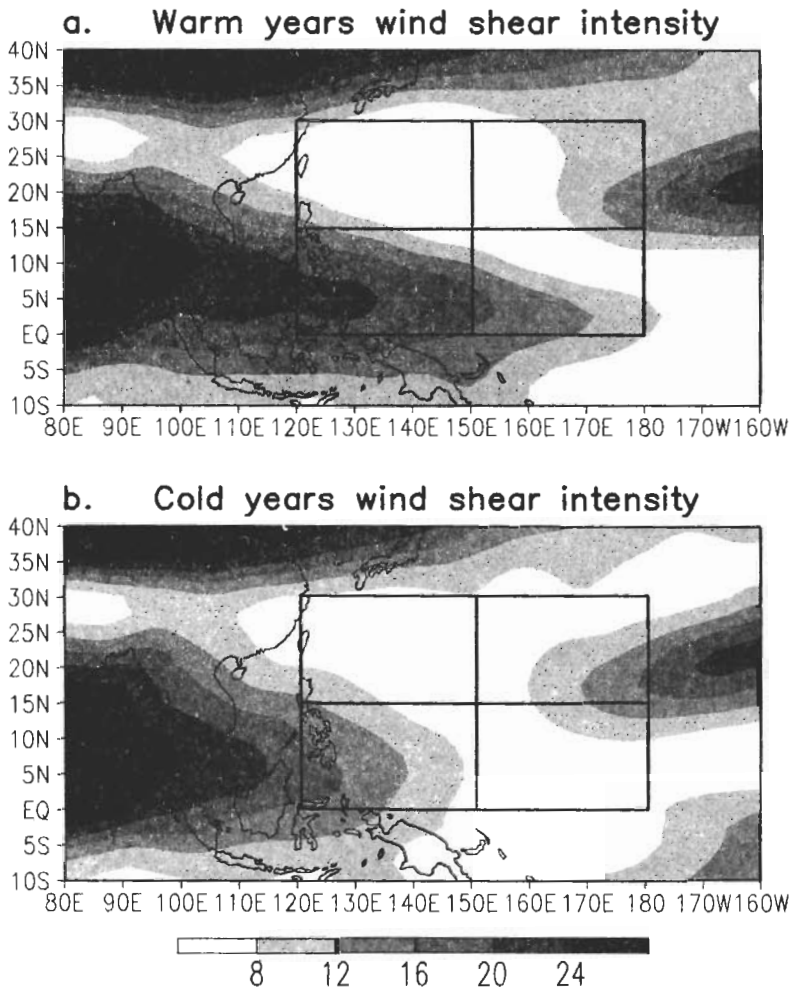


圖 7 (a)暖年與(b)冷年合成之七-九月垂直風切強度分布圖。單位為 m/s。

區域，而冷年時（圖7 b.），東南和西北區域均屬與垂直風切最微弱的地區，兩個區域均提供熱帶風暴生成之有利環境。推測垂直風切強度在整個西太平洋相對四周環境已相當微弱，不論東南或西北區域的垂直風切強度均可支持熱帶風暴的生成，因此，東太平洋海溫與西太平洋垂直風切強度的年際變動並不顯著，亦非決定熱帶風暴生成區域年際變化的關鍵原因。

五、30-60 天季內振盪與熱帶風暴活動之年際變化

季內振盪屬於海氣耦合的現象，Nitta (1987) 指出，當西北太平洋海溫較高時，ISO的振幅較大。因此當西太平洋暖海溫向東南發展同時亦有利東南區域30-60天的活動（圖8 a.），當東太平洋七-九月海溫較冷時（圖8 b.），西太平洋30-60天變異量距平值的表現與暖年（圖8 a.）相反，此時30-60天振盪的變異量在東南區域轉為負距平，西北區域為正距平。而由圖3 b.顯示30-60天季內振盪與熱帶風暴生成數目呈正相關，因此西太平洋暖海溫向東南的發展，亦可能藉由30-60天季內

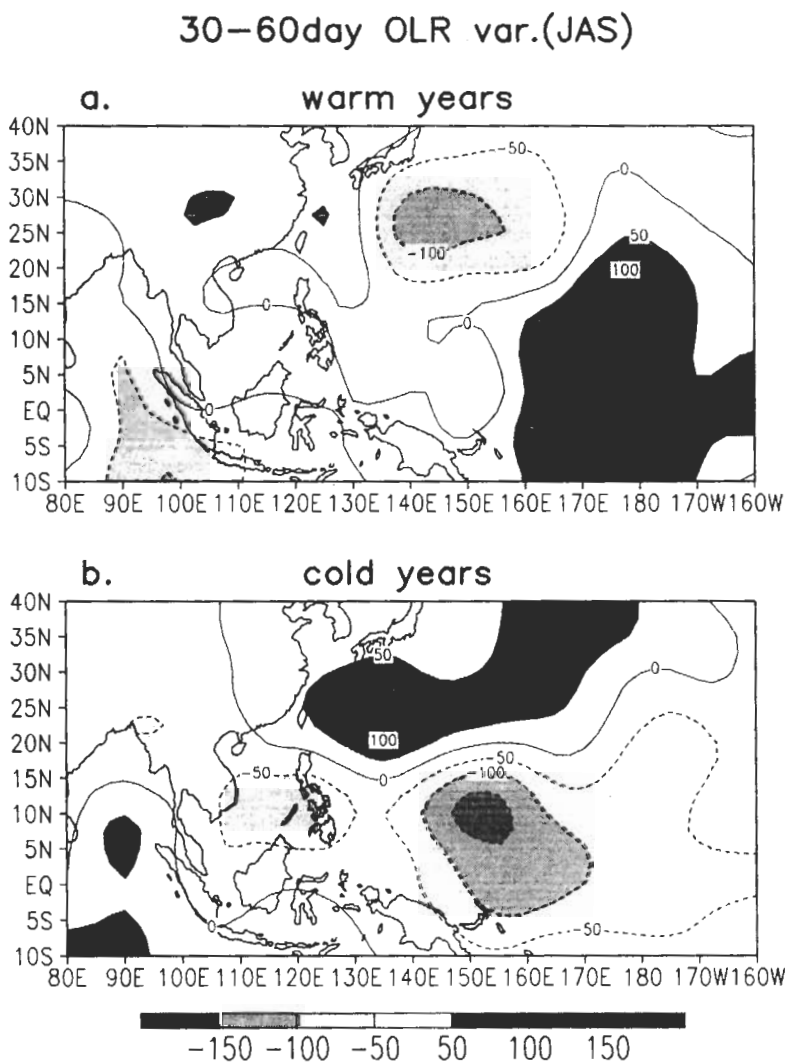


圖8 夏季30-60天季內振盪變異量距平值之水平分布圖。(a)為暖年合成、(b)為冷年合成。單位為 $(W/m^2)^2$ 。

振盪的活動，提供熱帶風暴生成的有利條件。

進一步將暖年及冷年30-60天850hPa西風及正渦度進行合成分析。比較暖年與冷年時30-60天低層西風在空間上的分佈(圖9 a.和b.)可以發現，暖年時30-60天西風有向東/東南發展的趨勢，冷年時30-60天西風侷限於西北區域。類似的特徵亦出現於30-60天的850hPa南風(圖未示)及30-60天低層正渦度場，暖年時，30-60天正渦度向東南延伸(圖9 c.)，冷年時，30-60天正渦度極大值位於西北區域(圖9 d.)。由以上分析可知，當東太平洋海溫較暖時，有利於30-60天低層西風、南風及正渦度在東南區域的發展，有助於30-60天的槽在東南區域建立，並給予此區平均環流場之季風槽正向回饋，可加強低層正渦度，因此在暖年

時，不論是環流場的變化或30-60天季內振盪與平均場之間的交互作用，均可能有利於東南區域成爲適宜熱帶風暴生成之環境。

六、結論與討論

本篇研究利用1979-1998年七-九月共20年大氣參數、海溫及熱帶風暴資料，對西太平洋地區季內振盪及熱帶風暴活動之年際變化進行探討。研究結果顯示，西太平洋、南海、中南半島及孟加拉灣/印度洋一帶爲夏季氣候平均之降水變異量極大值區，而夏季降水變異量年際變化大值區與氣候平均之變異量相當吻合，而其中又以西太平洋/西北太平洋地區降水年際變化最爲顯著。季內尺度降水的變異量以30-60天振盪強於10-20

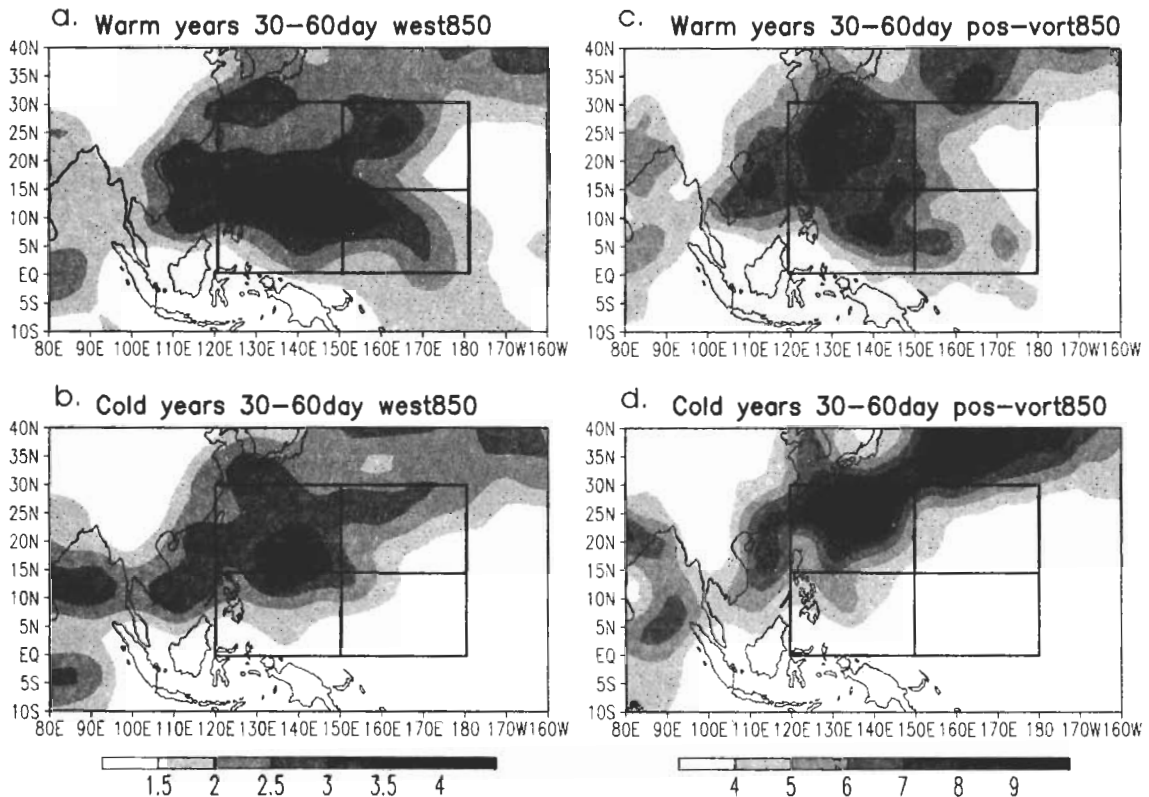


圖9 (a)暖年與(b)冷年合成之七-九月30-60天850hPa西風強度分布圖，單位爲m/s。
圖(c)、(d)同(a)、(b)，但爲30-60天850hPa正渦度強度，單位爲 $10^{-6}1/s$ 。

天振盪，而兩者變異量的分佈特徵與平均降水場十分相似，30-60 天及 10-20 天季內振盪的氣候變異量大值區同樣位於西太平洋、南海及孟加拉灣，這些區域的季內振盪年際變化亦很顯著。

西太平洋地區七-九月降水及季內振盪不論在氣候平均及年際變化上均十分活躍，本文依據 Chen et al. (1998, 2004) 的研究分區方式，將西太平洋地區等距離區分為四個子區域（參考圖 2），進一步分析西太平洋地區季內振盪與熱帶風暴活動、東太平洋海溫年際變化的關係。大多數學者以 MJO 活動較顯著的冬季為研究季節，對季

內振盪活動與海溫年際變化進行探討，發現兩者之間並無顯著關連 (Slingo et al. 1999, Hendon et al. 1999)。但本篇研究結果顯示東太平洋夏季七-九月海溫與 ISO 活動存在關連性，與 Teng and Wang (2003) 研究結果相當一致。另一方面，ISO 與熱帶風暴生成數目年際變化亦存在關連性，西太平洋季內振盪、熱帶風暴生成數目與 Nino3.4 SST 的遙相關示意圖如圖 10，當東太平洋七-九月海溫較高時（圖 10 a.），西太平洋東南區域中 30-60 天及 10-20 天季內振盪均較活躍，且熱帶風暴在此區域生成的數目較多，相反地，在東太平洋夏季

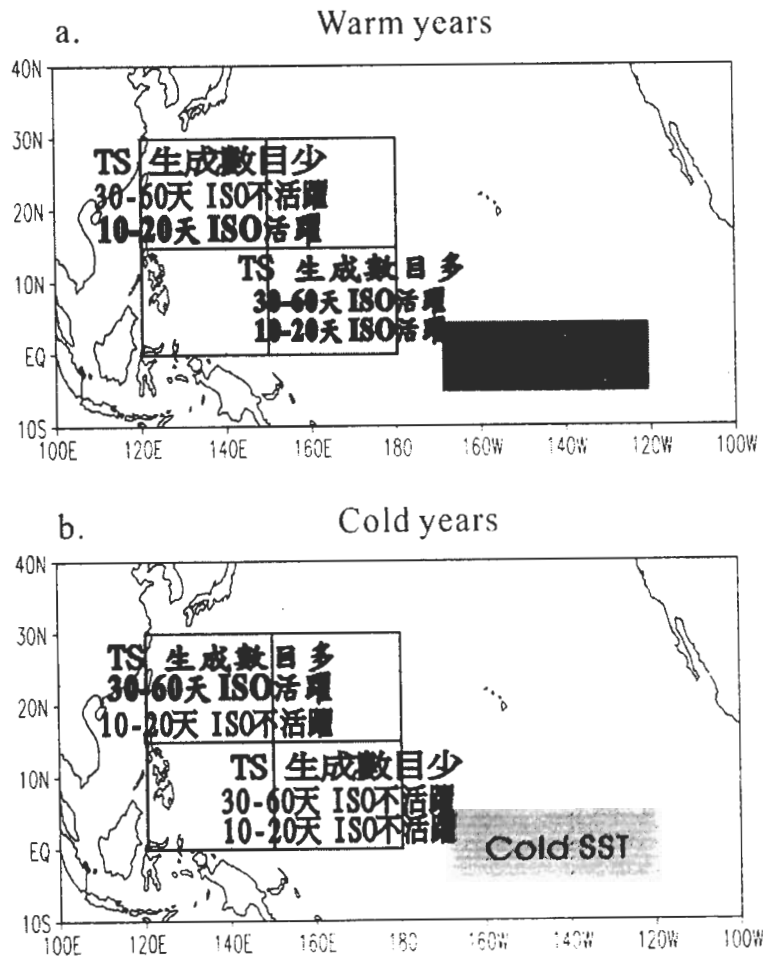


圖 10 (a)暖年與(b)冷年時東太平洋海溫與西太平洋熱帶風暴生成位置、季內振盪年際變化之示意圖。

海溫較低時(圖 10 b.)，西太平洋東南區域中 ISO 的活動較不活躍，熱帶風暴生成數較少。西北區域 ISO 的年際變化與東太平洋海溫之關係則較複雜，Nino3.4 七-九月海溫較高(低)時，30-60 天季內振盪變異量在西北區域較不活躍(活躍)，但 10-20 天季內振盪變異量則較活躍(不活躍)。

利用 Nino3.4 海溫高/低於 0.8/-0.8 標準差作為暖年(1982、1987、1991、1997)和冷年(1981、

1985、1988、1998)分類標準，進行個案之合成分析。結果發現，東太平洋海溫的年際變化可造成西太平洋地區東南區域熱帶風暴和 ISO 活動的變化。當 Nino3.4 海溫較暖時，將使西太平洋暖海溫向東南延伸，有利熱帶風暴生成的區域(Gray 1998, Cheung 2004)亦向東南偏移。另一方面，ENSO 活動亦會使整個西太平洋大氣環流狀態產生改變，東太平洋的海溫增暖使季風槽、沃克環

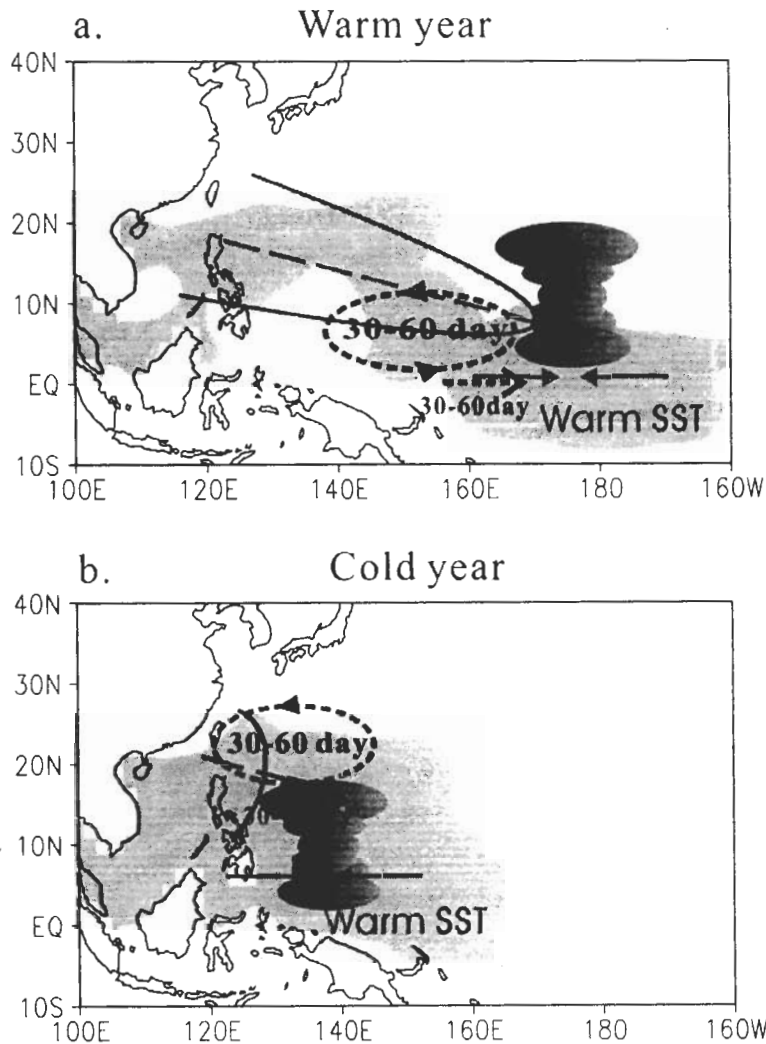


圖 11 東太平洋海溫、季內振盪活動與熱帶風暴生成數目三者之互動關係示意圖。圖中陰影區為 29 °C 海溫分布，箭頭為低層風場，雲為沃克環流上升區，弧線和點線分別為季風槽及季風槽軸，氣旋式環流代表 30-60 天正渦度區。

流上升區和低層輻合區向東/東南發展，為東南區域提供一有利熱帶風暴生成的環境 (Chen et al. 1998, Wang and Chan 2002, Chia and Ropelwski 2002)。

東太平洋海溫變化除影響平均環流場的變化外，亦造成西太平洋地區 30-60 天季內振盪活動的改變。當東南區域為較暖海溫盤據時，此區 30-60 天季內振盪較活躍，與 Nitta (1987) 認為較高的海溫有利季內振盪的發展之結果一致，因此暖年時，30-60 天西風、南風和正渦度均比冷年時活躍，給予大氣環流場正向回饋，繼續加強東南區域內季風槽的發展和低層輻合作用，30-60 天 ISO 與平均流場交互作用的結果，使東南區域在 Nino3.4 海溫較高時有較多熱帶風暴生成。綜上所述，將東太平洋海溫、季內振盪活動與熱帶風暴生成數目三者之互動關係示於圖 11，Nino3.4 海溫的暖年 (圖 11 a.)，西太平洋的暖水區向東南延伸，對流上生區及低層輻合區的位置亦較冷年 (圖 11 b.) 偏向東南，有利對流擾動的生成。除此，季風槽在暖年時向東南延伸，此時，30-60 天西風、南風及正渦度在東南區均較冷年活躍，有利平均流場之季風槽發展。大氣熱力場、動力場與 30-60 天季內振盪活動的交互作用使西太平洋東南區成為有利熱帶風暴生成的環境，因此暖年時，西太平洋東南區有較多的熱帶風暴生成，冷年時，熱帶風暴生成區域則較偏西北側。

至於西太平洋西北區域 ISO 與東太平洋海溫年際變化的關係則較微弱，且 30-60 天及 10-20 天兩頻段在此區的表現並不一致，兩者呈反相分佈。大多研究認為 30-60 天及 10-20 天季內振盪的發展移行或結構演化在季風區完全不同 (Chen and Chen 1995, Chen et al. 2000)，但至今仍未有針對西太平洋地區 30-60 天及 10-20 天 ISO 年際

變化差異性之相關討論。由此可知，季內振盪活動和東太平洋海溫年際變化的關係在西北區域十分複雜，需更進一步探討。此外，西北區域內熱帶風暴生成數目與 30-60 天季內振盪年際變化並無相關存在，而 10-20 天季內振盪活動在此區與熱帶風暴生成數目呈現微弱負相關，至於此區域內季內振盪活動是否與熱帶風暴移行軌跡或生命期等特徵有關，則有待進一步研究。

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 93-2111-M-003-003-AP4 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。
- Chan, J. C. L., 1985: Tropical cyclone activity in the northwest Pacific in relation to the El Niño/Southern Oscillation phenomenon. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 599-606.
- , Duan Y., and Shay L. K., 2001: Tropical cyclone intensity change from a simple ocean-atmosphere coupled model. *J. Atmos. Sci.*, 58, 154-172.
- 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.
- , S.-P. Weng, N. Yamazaki, and S. Kiehne, 1998: Interannual variation in the tropical cyclone formation over the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 1080-1090.

- , Yen, M.-C., S. -P. Weng, 2000: Intraseasonal between the Summer Monsoons in East Asia and South China Sea: Intraseasonal Monsoon Modes. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1373-1392.
- , S.-Y., Wang, M.-C., Yen and William A. Gallus Jr. 2004: Role of the Monsoon Gyre in the Interannual Variation of Tropical Cyclone Formation over the Western North Pacific. *Wea. Forecasting*, **19**, 776-785.
- Cheung, K. K. W.. 2004: Large-Scale Environmental Parameters Associated with Tropical Cyclone Formations in the Western North Pacific. *J. Climate*, **17**, 466-484.
- Chia H. H and C. F. Ropelewski, 2002: The Interannual Variability in the Genesis Location of Tropical Cyclones in the Northwest Pacific. *J. Climate*, **15**, 2934-2944.
- Clark, J. D., and P.-S. Chu, 2002: Interannual variation of tropical cyclone activity over the central North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80**, 403-418.
- Daubechies, I., 1988: Orthonormal bases of compactly supported wavelets. *Commun. Pure Appl. Math.*, **41**, 909-996.
- DeMaria, M., 1996: The effect of vertical shear on tropical cyclone intensity change. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2076-2087.
- Emanuel, K. A., 1988: The maximum intensity of hurricanes. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1143-1155.
- Fink, A., and Speth P., 1997: Some potential forcing mechanisms of the year-to-year variability of the tropical convection and its intraseasonal (25-70-day) variability. *Int. J. Climatol.*, **17**, 1513-1534.
- Gray, W. M., 1979: Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation. *Meteorology over the Tropical Oceans*, D. B. Shaw, Ed., Royal Meteorological Society, 155-218.
- , 1998: The formation of tropical cyclones. *Meteor. Atmos. Phys.*, **67**, 37-69.
- Gualdi, S., Navarra A., and Tinarelli G., 1999: The interannual variability of the Madden-Julian Oscillation in an ensemble of GCM simulations. *Climate Dyn.*, **15**, 643-658.
- Hall, J. D., A. J. Matthews, D. J. Karoly, 2001: The Modulation of Tropical Cyclone Activity in the Australian Region by the Madden-Julian Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2970-2982.
- Hendon, H. H., Zhang, C., and J. D. Glick, 1999: Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during austral summer. *J. Climate.*, **12**, 2538-2550.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Krishnamurthy, V. and J. Shukla, 2000: Intraseasonal and Interannual Variability of Rainfall over India. *J. Climate*, **13**, 4366-4377.
- Krishnamurti, T. N., and D. Subrahmanyam, 1982: The 30-50 day mode at 850 mb during MONEX. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2088-2095.
- Lawrence, D. M., and Webster P. J., 2001: Interannual variations of the intraseasonal oscillation in the south Asian summer monsoon region. *J. Climate.*, **14**, 2910-2922.
- Liebmann, B., H. H. Hendon, and J. D. Glick, 1994: The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 401-412.
- , and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275-1277.
- Lim, Y.-K., 2004: Diagnosis of the Asian Summer Monsoon Variability and the Climate Prediction of Monsoon Precipitation via Physical Decomposition. Ph.D. dissertation, Florida State University, USA, 49-69 pp.
- 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.
- and -----, 1994: Observations of the 40-50-Day Tropical Oscillation—A Review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814-837.
- Maloney, E. D., and D. L. Hartmann, 2000: Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation. *Science*, **287**, 2002-2004.
- , and -----, 2001: The Madden-Julian Oscillation, Barotropic Dynamics, and North Pacific Tropical Cyclone Formation. Part I: Observations. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2545-2558.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **65**, 373-389.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses. *J. Climate*, **7**, 929-948.
- Ritchie, E. A., 1995: Mesoscale aspects of tropical cyclone formation. Ph.D. dissertation, Monash University, Melbourne, Australia, 167 pp.
- Salby, M. L., and H. H. Hendon, 1994: Intraseasonal behavior of clouds, temperature, and motion in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2207-2224.
- , Garcia R. R., and Hendon H. H., 1994: Planetary-scale circulations in the presence of climatological and wave-induced heating. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2344-2367.
- Slingo, J. M., D. P. Rowell, K. R. Sperber, and F. Nortley, 1999: On the predictability of the interannual behaviour of the Madden-Julian oscillation and its relationship with El Niño. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 583-609.
- Teng, H., and Wang B., 2003: Interannual variations of the boreal summer intraseasonal oscillation in the Asian-Pacific region. *J. Climate.*, **16**, 3572-3584.
- Wang, B., and H. Rui, 1990: Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies. *Meteor. Atmos. Phys.*, **44**, 43-61.
- , J. C. L. Chan, 2002: How Strong ENSO Events Affect Tropical Storm Activity over the Western North Pacific. *J. Climate.*, **15**, 1643-1658.
- 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.
- Xie, P., and Arkin P. A., 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 227-242.

Interannual Variations of the Intraseasonal Oscillation During Typhoon Season over Western Pacific

Pang-Chi Hsu¹ Chih-Hua Tsou¹ Wen-Shung Kau² Huang-Hsiung Hsu²

¹Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University

²Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 01 December 2004 ; in final form 17 February 2005)

ABSTRACT

Intraseasonal oscillation (ISO) is closely related to the short-term climate variability in the Tropics. This study attempts to investigate the relationship among the interannual variabilities of ISO, activities of tropical storms and sea surface temperature over Eastern-Central Pacific. The results show that the maximum variance of climatology precipitation during typhoon season (July to September) is located in the Western Pacific. In addition, interannual variations of the precipitation and the ISO are also significant in the Western Pacific. To investigate the interannual variabilities of ISO and tropical storms in this region, we divided the Western Pacific (120° - 180° E, 0° - 30° N) into four sub-domains. In southeast domain of Western Pacific (150° - 180° E, 0° - 15° N), the 30-60 day and 10-20 day oscillation are more (less) active than climatology when Nino3.4 SST is warm (cold) during typhoon season. Moreover, 30-60 day ISO intensity in this domain is highly correlated with the numbers of TS formations. However, the relationship between interannual variations of ISO in northwest domain (120° - 150° E, 15° - 30° N) and Nino 3.4 SST is complicated. The numbers of TS formation has no relations with the ISO intensity in northwest domain.

During Nino3.4 SST warm years, the warm SST over Western Pacific, the rising branch of Walker circulation, the area of low level convergence and monsoon trough all extend south/southeastward. In addition, 30-60 day westerlies, southerlies and cyclonic vorticity also enhance and extend south/southeastward. This positive feedback between monsoon mean flow circulation and 30-60 day oscillation are favorable for the formation of TS in the southeast domain of Western Pacific.

Key words: Intraseasonal oscillation, Tropical storm, Interannual variability