

西太平洋颱風季季內振盪年際變化之模擬

徐邦琪 鄒治華 陳正達

台灣師範大學地球科學研究所

(中華民國九十六年四月十日收稿；中華民國九十六年九月十八日定稿)

摘 要

季內振盪(ISO)為熱帶大氣系統的重要訊號，西太平洋地區 ISO 的活動與熱帶天氣及短期氣候變化相關。本篇研究除了探討颱風季七-九月西太平洋 ISO 與 SST 之年際關連外，亦利用高解析度 ECHAM4 T106 與 ECHAM5/MPI-OM 海氣耦合模式來探討 ISO 年際變化模擬的情形。觀測場分析顯示，颱風季季內振盪氣候降水變異量最大值出現於熱帶風暴(TS)活動十分活躍之西北太平洋地區，而渦度變異量中心位於降水變異量中心的北/西北方。西北太平洋 ISO 的年際變化與七-九月 ENSO 訊號具遙相關連，其中以西北太平洋東南區域(WNPSE, 150°-180°E, 0°-15°N) ISO 活動與 ENSO 相關最顯著。暖年(Nino3.4 SSTA 高於 0.8 個標準差)時，西太平洋暖海溫向東延伸至中太平洋，可能有利 30-60 天振盪沿赤道的東移。當 30-60 天振盪東移至換日線時，30-60 天正渦度位於 30-60 天降水之西北前緣，對流由中太平洋地區轉向西北移行至台灣附近。暖年沿 ISO 西北移行路徑上，30-60 天對流活躍，有較多的 TS 發生。冷年(Nino3.4 SSTA 小於 0.8 個標準差)時，熱帶地區 ISO 訊號微弱，WNPSE 30-60 天振盪為負距平，TS 發生頻率亦較低。

ECHAM4 T106 及 ECHAM5/MPI-OM 耦合模式均可模擬颱風季季內降水及渦度變異量之空間分佈，但 ECHAM4 T106 模式在定量上低估 30-60 天及 10-20 天降水變異量，海氣耦合模式模擬之降水變異量較接近觀測。ECHAM4 T106 可模擬暖年沿赤道東移之 30-60 天振盪，然而，自中太平洋向西北發展之 30-60 天 ISO 僅移行至 155°E, 10°N 附近。ECHAM5/MPI-OM 耦合模式模擬 30-60 天振盪移行特徵與觀測較為接近。推測海氣交互作用可能是維持 30-60 天振盪強度及持續向西北移行過程之重要關鍵。西太平洋地區 10-20 天振盪的年際變化與 30-60 天不同，推測造成此兩時段年際變化的機制可能不完全相同。而模式模擬 10-20 天振盪的能力有限，ECHAM4 T106 及 ECHAM5/MPI-OM 均低估 10-20 天變異量距平值。

關鍵詞：颱風季季內振盪、年際變化、高解析度大氣環流模式、海氣耦合模式

一、前言

季內振盪(Intraseasonal Oscillation, ISO)為影響熱帶大氣季內變化的一重要因子，典型之 ISO 為全球尺度向東移行的擾動，振盪週期約 30-60 天，其由 Madden and Julian(1971, 1972)首先發現，因此沿赤道東移之季內振盪，又稱為 Madden-Julian Oscillation(MJO)。季內振盪訊號雖然終年存在，但其強度及移行路徑隨季節有很大的變化，沿赤道東移的 ISO 主要活躍於冬季(Wang and Rui 1990; Madden and Julian 1994)。夏季時，沿赤道東移之 ISO 訊號較冬季微弱，而在印度洋及西太平洋地區出現向北/西北移行之特徵(Lau and Chan 1986; Wang and Rui 1990; Hsu and Weng 2001; Tsou et al. 2005)。活躍於熱帶地區之季內振盪與熱帶天氣系統（熱帶氣旋及颱風）的活動有一定關連(e.g. Liebmann et al. 1994; Maloney and Hartmann 2001)。Liebmann et al.(1994)指出與 MJO 有關之西太平洋地區西風爆發建立了赤道南北兩側之氣旋式風切，提供熱帶氣旋生成之有利初始條件。Maloney and Hartmann(2001)研究發現當西太平洋地區為 MJO 西風距平(anomaly)時，熱帶氣旋之生成數目為東風距平時生成之氣旋來得強。

有關 ISO 年際變化與熱帶氣旋年際變化關係的研究較少，徐等(2005)探討 ISO 年際變化、El Niño-Southern Oscillation(ENSO)與熱帶風暴(tropical storm, TS)活動之關連，其發現颱風季(七-九月)暖 ENSO 發生時，30-60 天季內振盪在西北太平洋之東南區域(150°E-180°, 0°-15°N)較活躍，伴隨向東南延伸之季風槽、輻合上升區和暖池高海溫，共同提供一有利熱帶風暴於西太平洋東南區域生成之環境。圖 1 為西北太平洋颱風季

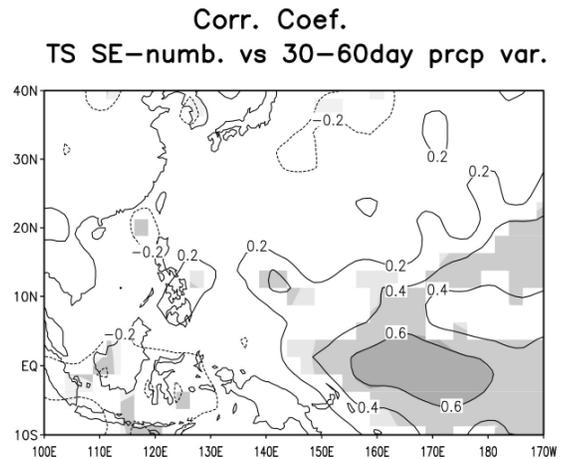


圖 1 西北太平洋東南地區(150°E-180°, 0°-15°N)七-九月 TS 生成總數與 CAMP 30-60 天降水變異量之線性相關係數。陰影區為通過 95%信心度檢定。

七-九月 TS 發生於東南區域(150°E-180°, 0°-15°N)個數與全球 30-60 天 ISO 變異量之年際相關。圖中顯示，西北太平洋颱風季生成於東南區域的 TS 總數與赤道中西太平洋地區 30-60 天季內振盪呈正相關，即當赤道中西太平洋 ISO 較活躍時，將有利較多 TS 之生成（徐等 2005）。

雖然 ISO 年際變化與 TS 年際變化相關，影響 ISO 年際變化的因素至今仍未有明確的定論。ENSO 為影響熱帶大氣與海洋年際變化的因素之一，季內振盪和熱帶氣旋活動均可能受 ENSO 調節而有年際變化的特徵。因此，熱帶地區 ISO-ENSO 兩者的交互作用成為今日十分受關注的主題。Fink and Speth(1997)及 Gualdi et al.(1999)認為 ISO 年際變化與 ENSO 相關，其研究結果發現 El Niño(La Niña)發生時，季內尺度對流在中東太平洋（印度洋及西太平洋）較活躍。但 Hendon et al.(1999)及 Slingo et al.(1999)則持相反看法，Slingo et al.(1999)由觀測資料分析指出，冬季赤道地區 MJO 與東太平洋海溫關係微弱，其模式實驗

亦顯示，MJO 的年際變化非受控於 ENSO 相位。近年有些研究則著眼於夏季季風區內 ISO 的年際變化，Lawrence and Webster(2001)認為印度季風區夏季 ISO 的活動與 ENSO 關係微弱，唯在南亞季風肇始初期，若當時東太平洋海溫較暖，則稍使 ISO 的強度較強。Teng and Wang(2003)則發現七-九月東太平洋的暖海溫藉由改變平均環流場狀態，影響西太平洋 ISO 移行特徵。El Niño 開始發展之夏季，熱帶西太平洋垂直東風風切加強，使向西/西北移行之 Rossby wave 由中西太平洋一帶發生並散逸，進而加強西太平洋上向西北移行的 ISO。Lau and Nath(2006)的實驗亦指出，赤道中東太平洋熱源將改變西太平洋大尺度環流，夏季季風槽的增強有利海氣交互作用，使季內振盪活動較活躍。

在 ISO 的模擬方面，一般學者認為，影響模式模擬 ISO 的因素包含模式的物理過程、空間解析度和海氣耦合過程。Slingo et al.(1996)針對 15 個大氣全球環流模式 (Atmospheric Global Circulation Model, AGCM) 中 ISO 的表現與觀測資料進行比對，發現多數模式的季內振盪頻寬都較觀測寬許多，且峰值不明顯，對於 ISO 季節循環的表現亦不顯著，ISO 的訊號雖然出現在此 15 個 AGCM 中，但大多模式對季內振盪東移訊號的模擬都太弱，甚至在原地駐留。Slingo et al.(1996)發現模式中深對流 scheme 的改變對於 ISO 模擬影響甚大，採用對流可用位能類型 (CAPE-type) closure scheme 的模式，可以模擬出較接近真實的季內振盪訊號。

有些學者則認為必須提高 AGCM 的網格解析度，才能模擬出 ISO 的降水特性。Stendel and Roeckner(1998)比較 ECHAM4 在不同解析度 T21、T30、T42 及 T106 之模擬時發現，唯有在

較高解析度的 T42 和 T106 中可以掌握重力位高度場 ISO 頻段的變化。May(2003)同樣以 ECHAM4 高解析度 T106 模式進行亞洲季風區的模擬，不論有無與海洋模式耦合，高解析度模式對季節以下的變化掌握良好。Inness et al.(2001)認為當模式垂直解析度由 L19 提高至 L31 時，可以改善模式中中層大氣之對流發展，增加濕度及雲量，有利建立 MJO 的深對流。以上研究均認為高解析度模式對季內振盪有較好之模擬。

自從 Krishnamuriti et al.(1988)首先發現熱帶海氣交互作用具季內時間尺度的變化後，有些研究陸續發現海氣耦合過程為季內振盪發生及移行的關鍵(Lau and Sui 1997; Jones et al. 1998; Lawrence and Webster 2001)。因此有些學者將 AGCM 與海洋模式耦合，試圖模擬出更接近實際的 ISO(Waliser et al. 1999; Hendon 2000; Kemball-Cook et al. 2002; Woolnough et al. 2007)。Waliser et al.(1999)指出，AGCM 在加入與 SST 的交互作用後，不僅增加 ISO 的變異量，改進 ISO 季節變化特徵，提升冬季季內振盪事件的出現次數，且海氣耦合模式對於 ISO 在東半球移行速度過快的誤差也有相當程度調整。此外，夏季季風期間印度洋地區北移的季內振盪在耦合模式中亦可成功表現(Kemball-Cook et al. 2002)。Lin et al.(2006)發現政府間氣候變化委員會 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 第四次評估報告 (Fourth Assessment Report, AR4) 14 個海氣耦合模式中，唯有採用水氣輻合類型 (moisture convergence-type) closure scheme 之 ECHAM5/MPI-OM 和 CNRM-CM3 兩個海氣耦合模式，在印度洋地區有較接近觀測之 MJO 變異量值，其餘海氣耦合模式對熱帶地區 30-70 天 MJO 變異量的模擬明顯低估。

上述模式模擬研究多著重在探討季內振盪季節變化或氣候平均狀態之模擬，有關季內振盪年際變化模擬的研究相對較少。ISO 與 ENSO 都是影響西太平洋颱風活動的重要因素，若能對 ISO-ENSO 之間關連性建立的原因及演化有更多的瞭解，評估模式目前掌握西太平洋地區 ISO 年際變化之優劣情形，將可應用於 TS 年際變化，改善熱帶地區 TS 短期氣候預報能力。本研究除了探討颱風季七-九月西太平洋地區季內振盪年際變化與 ENSO 之關連外，亦對 ECHAM4 高解析度(T106)AGCM 和 ECHAM5/MPI-OM 海氣耦合全球環流模式 (Air-Sea Coupled Global Circulation Model, CGCM) 模擬 ISO 年際變化的能力進行分析，嘗試瞭解高解析度和海氣耦合過程對 ISO 年際變化模擬的影響。此篇研究第二部分介紹使用的資料（包括觀測和模式資料）及濾波方法，第三部分探討模式模擬季內振盪氣候狀態之表現，第四部分為季內振盪與 SST 之年際相關，包括空間變異量的年際差異和 ISO 移行特徵，最後對本篇研究做一個結論與討論。

二、資料與濾波方法

(一) 觀測資料與濾波方法

爲了對模式模擬颱風季季內振盪氣候平均、年際變化進行分析，並探討 ISO 年際變化與 TS 活動之相關性，本文採用下列全球觀測場資料：1. CMAP(Climat Prediction Center Merged Analysis of Precipitation; Xie and Arkin, 1997)1979 至 1998 年每候之降水值。爲統一觀測場及模式的時間解析度，以進行後續濾波和變異量(variance)分析，本研究將 CMAP 降水內插爲每日資料。2. 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。以上資料之經緯網格點間距爲 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。3. NCEP 之月平均 SST(Reynolds and Smith, 1994)，經緯網格點間距爲 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 。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，本篇研究中熱帶風暴(TS)的定義爲近中心最大風速高於 17m/s 者。

本研究採用 Daubechies(1988)所發展的小波函數做爲濾波工具，將西太平洋地區颱風季中季內尺度的訊號濾出。小波轉換(Wavelet transform)是以區域性效應增強，區域外效應快速減弱的函數爲基底。因此，與傅立葉轉換(Fourier transform)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，能兼顧訊號在頻率及時間域之區域特性。關於 Daubechies 小波轉換之原理可參考鄒等(2000)。

(二) ECHAM 模式簡介

ECHAM 模式在模擬亞洲季風區氣候平均之季內振盪強度及移行特徵上十分優秀 (Kemball-Cook et al. 2002; 朱等 2005; Lin et al. 2006)。因此，本篇研究採用高解析度 ECHAM4 T106 及海氣耦合之 ECHAM5/MPI-OM 模式，進一步探討高解析度和海氣耦合模式模擬西太平洋颱風季 ISO 年際變化的能力。有關 ECHAM4 模式的物理、動力架構及參數化方法請參見 Roeckner et al.(1996)。本篇所使用的模式版本爲 ECHAM4 的最終版本 ECHAM4.6，採用最高之水平解析度 T106 ($\sim 120\text{km}$ ，換算至經緯網格共 320×160 個網格點)，垂直方向則爲 19 層之 sigma 座標。驅動模式的下邊界條件爲觀測之月平均

SST 及海冰分布，與大氣環流模式比較計畫 (Atmospheric Model Intercomparison Project, AMIP) 實驗的模式設計相同。

ECHAM5/MPI-OM 海氣耦合模式之大氣部分為 ECHAM5 (Roeckner et al. 2003)，其沿用大部分 ECHAM4 的物理計算方法，惟平流法 (advection scheme) 改採 Lin and Johnson (1996) 以及加入估算總水量的預報-統計法 (prognostic-statistical scheme) (Tompkins 2002)，AGCM 之水平解析度為 T63，垂直為 31 層。海洋及海冰模式則採用同為馬克斯-浦朗克氣候研究院發展之海洋/海冰模式 (MPI-OGCM)，水平解析度為 1.5° ，OGCM 垂直方向有 40 層，具自由面 (free surface) 及淡水通量 (freshwater flux)。OGCM 物理參數化過程之詳細介紹可參考 Marsland et al. (2003)。本篇分析使用 IPCC AR4 模擬二十世紀氣候實驗 (20C3M) 之資料。

三、氣候模擬

圖 2 為 1979-1998 年颱風季七-九月降水及低層 850hPa 環流場之氣候平均值。由觀測場之降水分佈 (圖 2 a.) 顯示，颱風季時熱帶地區降水豐沛，沿 10°N 有四個降水極值區，分別位於孟加拉灣、南海、西太平洋/菲律賓海及熱帶東太平洋，其颱風季平均降水可達 12mm/day。觀測場之環流顯示颱風季季風槽的位置與熱帶西太平洋的降水分佈一致，而副熱帶太平洋上則為高壓盤據，不利降水發生 (圖 2 a.)。一般而言，GCM 由於解析度較粗，無法模擬出真實的颱風強度，因此本研究採用 ECHAM 模式模擬之降水低估颱風降水之貢獻。比較 ECHAM 高解析度與海氣耦合模式之降水模擬可以發現，兩者均可掌握颱風季環流和降水大尺度之分佈型態，但 ECHAM4 T106 對

颱風季降水模擬有相當程度低估 (圖 2 b.)，尤其在孟加拉灣和熱帶東太平洋區低估最為顯著。ECHAM4 T106 模式降水大值區位於南海及菲律賓海地區，與南海低壓及西太平洋上季風槽分佈相吻合，惟 ECHAM4 T106 模擬之季風槽由南海低壓中心向東延伸，並非如觀測之季風槽由中國東南方向東南延伸至 150°E (圖 2 a.)。高解析度 ECHAM4 T106 模式模擬之太平洋高壓範圍較小且位置偏北 (圖 2 b.)。ECHAM5/MPI-OM 海氣耦合模式對颱風季降水之氣候平均狀態模擬較 ECHAM4 T106 接近觀測 (圖 2 c.)，然而，孟加拉灣及南海的降水與觀測相較，仍有些低估。ECHAM5/MPI-OM 模式模擬環流場之季風槽結構與觀測較為相似，具有向東南延伸之特徵。海氣耦合模式中的太平洋高壓位置偏北，季風槽亦較觀測些許偏北，熱帶強降水帶與觀測相比亦有偏北趨勢。

由圖 2 可知，ECHAM4 T106 及 ECHAM5/MPI-OM 海氣耦合模式可掌握亞洲季風區及西北太平洋颱風季的氣候特徵，圖 3 進一步計算七-九月降水及 850hPa 渦度場變異量 (variance) 氣候平均之分佈。由 CMAP 日降水的氣候變異量 (圖 3 a.) 可以發現，七-九月降水變異量大值區與平均降水大值區一致 (比較圖 2 a. 及圖 3 a.)，觀測場降水變異量最大值位於菲律賓海，而南海和印度洋/孟加拉灣則為降水變異量的次大值所在 (Teng and Wang 2003)。850hPa 渦度變異量的中心位於降水變異量中心的北/西北側 (Goswami and Mohan 2001; Hsu et al. 2004)，菲律賓海降水中心北/西北側為渦度變異量最大區，而次大降水變異量之孟加拉灣的北方也對應渦度變異量次大值。

ECHAM4 T106 和 ECHAM5/MPI-OM 模式中

climatology precp. & circulation (JAS)

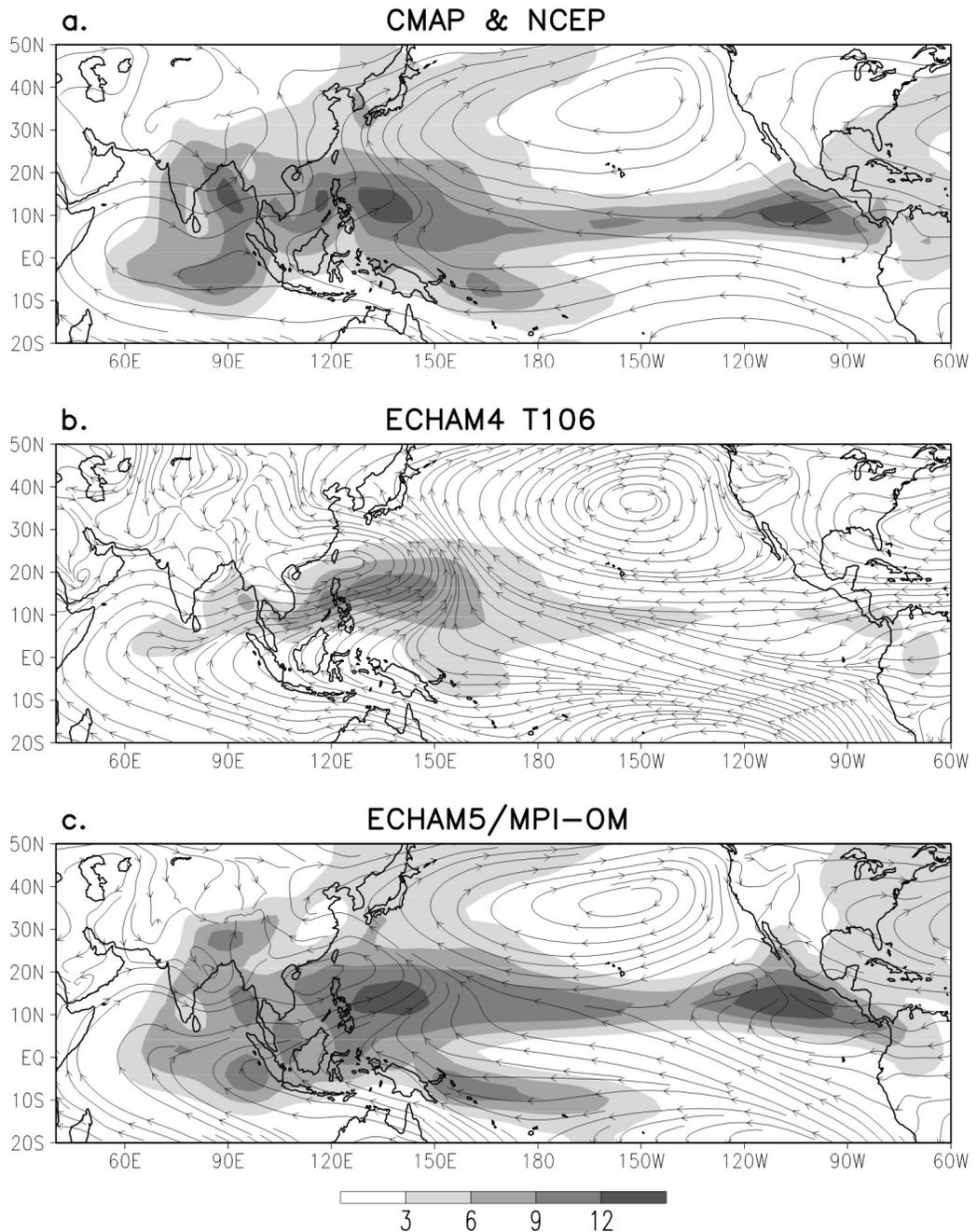


圖 2 (a) 觀測場，(b) ECHAM4 T106 模式和(c) ECHAM5/MPI-OM 耦合模式之 1979 年至 1998 年七-九月氣候平均降水強度及 850hPa 環流場水平分布圖。圖中陰影區為降水值，單位為 mm/day，黑色曲線為 850hPa 流線場。

JAS precip. & vort. total variance (climatology)

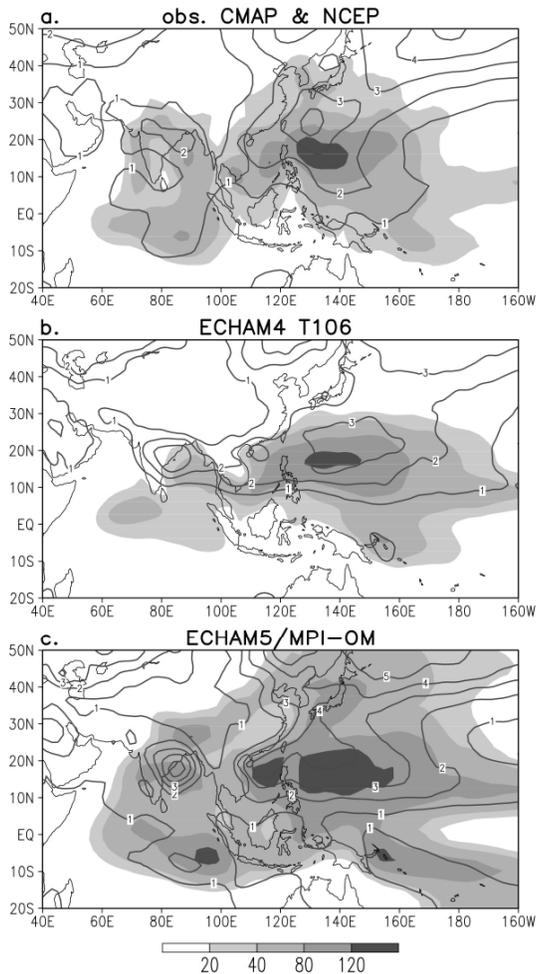


圖 3 (a) 觀測場, (b) ECHAM4 T106 模式和(c) ECHAM5/MPI-OM 耦合模式之七-九月氣候平均總降水及 850hPa 渦度變異量。圖中陰影為降水變異量, 單位為 $(\text{mm}/\text{day})^2$ 。等值線為 850hPa 渦度變異量, 單位為 $(10^{-5} \text{ 1/s})^2$ 。

同樣在平均降水較多的地區具有較高之降水變異量(圖 2 b、c.和圖 3 b、c.)。ECHAM4 T106 模式對菲律賓海地區降水變異量的極值有不錯的掌握(圖 3 b.), 但渦度變異量中心位於菲律賓海降水中心的東北側。而 ECHAM4 T106 模式低估印度洋/孟加拉灣區降水變異量, 降水變異量集中在北半球, 但孟加拉灣降水變異中心的北側具渦度

變異中心, 與觀測相似。ECHAM5/MPI-OM 耦合模式中, 颱風季降水及渦度變異量大值區之空間分佈與觀測相似, 但變異量大值範圍比 AGCM 模擬提高許多。與 CMAP 降水觀測相比, 耦合模式模擬略強(圖 3 c.)。但由於 CMAP 為五天一筆的降水資料, 雖內插為每日降水後計算變異量, 但資料本身並未包含五天以下的降水變化, 因此觀測場之降水總變異量會較每天一筆的模式資料低一些, 無法確切定量比較模式總降水變異量。

由於西北太平洋為颱風季降水及渦度變異量最大值地區, 先前研究顯示 30-60 天 ISO 和 10-20 天準雙週變化於此區十分活躍(Chen and Chen 1995; Chen et al. 2000)。我們進一步濾出 30-60 天及 10-20 天兩頻段, 探討模式中 ISO 之變異量分佈, 及其與 SST 年際變化之關係。降水及 850hPa 渦度場 30-60 天及 10-20 天氣候平均之季內振盪變異量如圖 4。觀測場 CMAP 30-60 天降水變異量之極大值出現在南海及西北太平洋地區, 而孟加拉灣則為次大值所在。30-60 天 850hPa 渦度變異量大值均出現於降水變異量中心之北側(圖 4 a.)。朱等(2005)及鄭(2007)的研究顯示, ECHAM4 T42 及 ECHAM5 T63 對亞洲季風/西北太平洋地區夏季季內對流和降水變異量的模擬, 均顯現高估特徵。本研究發現, 在提高模式解析度(ECHAM4 T106)或加入海氣耦合過程(ECHAM5/MPI-OM)後, 模式均可調整模擬季內降水變異量高估的缺失, 其中 ECHAM5/MPI-OM 海氣耦合模式模擬 30-60 天降水變異量之空間分佈型態與定量上均最接近觀測(比較圖 4 a.-c.)。此結果與 Waliser et al.(1999)及 Kemball-Cook et al.(2002)的研究結果相似, 其認為海氣耦合模式模擬之 ISO 強度和發生頻率均與真實情形較為一致。ECHAM4 T106 及 ECHAM5/MPI-OM 兩模式

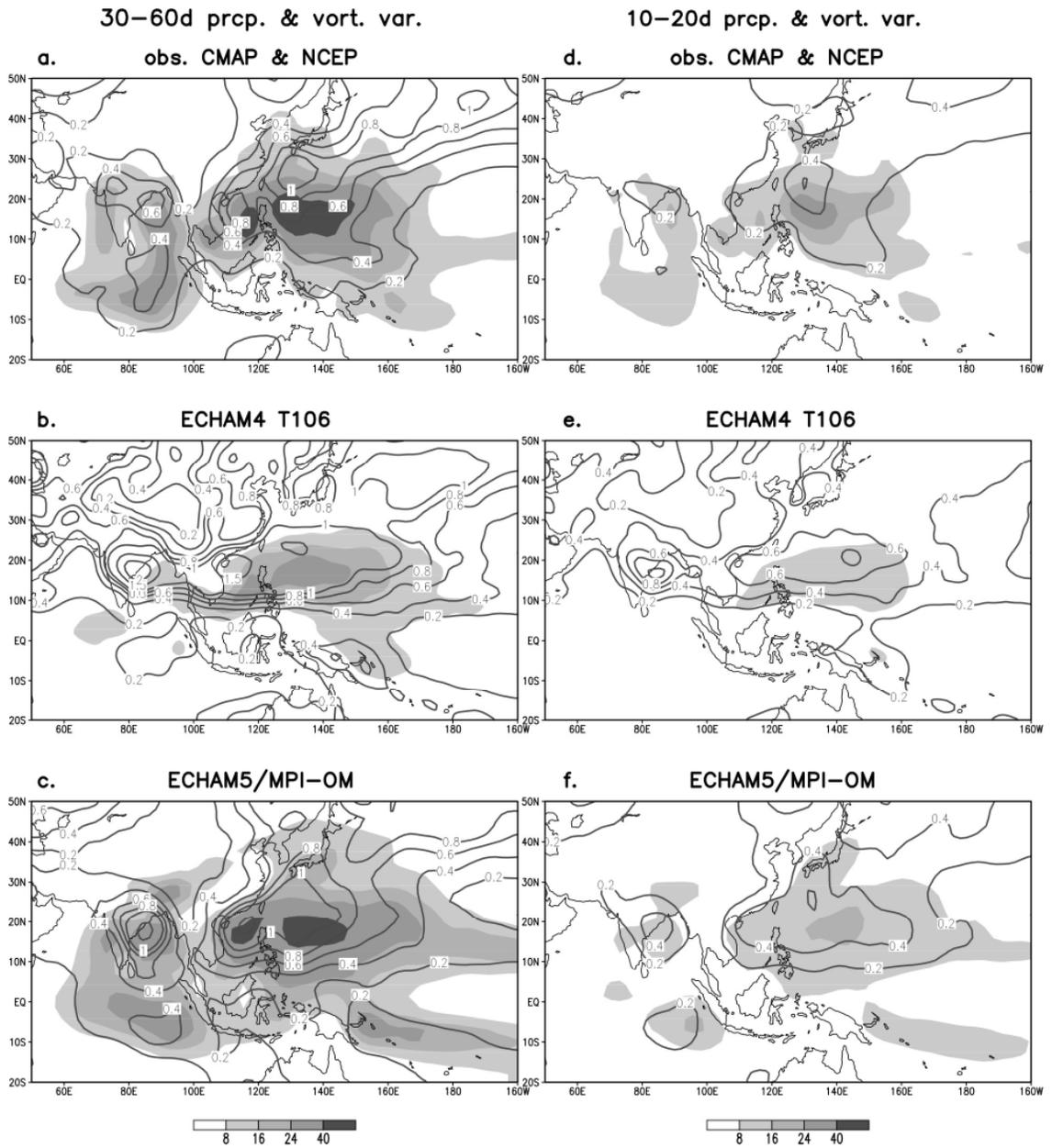


圖 4 同圖 3，但(a)-(c)為 30-60 天降水及 850hPa 渦度變異量，圖(d)-(f)為 10-20 天降水及 850hPa 渦度變異量。

亦可正確模擬動力場之空間分佈特徵，30-60 天 850hPa 渦度變異量中心皆出現於降水變異量中心之北/西北側（圖 4 b.、c.），與觀測場的分佈一致。然而兩模式在動力場模擬的定量上，則仍顯現高估 30-60 天 850hPa 渦度變異量值之模擬結果（圖 4 b.、c.）。此結果顯示，模式在提高解析度和加入海-氣交互作用後，雖對 30-60 天 850hPa 渦度變異量的模擬呈現高估，但對原本 ECHAM4 T42 和 ECHAM5 T63 模擬季內對流降水變異量之高估誤差（朱等 2005; 鄭 2007）有相當程度的調整。

然而，ECHAM4 T106 模式對 10-20 天季內振盪的模擬不甚理想（比較圖 4 d.-f.）。觀測中（圖 4 d.），10-20 天降水與 850hPa 渦度變異量的空間分佈與 30-60 天相似，但 10-20 天變異量值較 30-60 天微弱。ECHAM4 T106 僅模擬出 10-20 天降水場於西太平洋/南海地區之變異量大值，其餘地區之準雙週振盪的變化情形在模式中十分微弱（圖 4 e.），但 10-20 天降水變異量北側之正渦度中心可正確模擬，且數值高估。ECHAM5/MPI-OM 耦合模式雖可模擬出 10-20 天振盪變異量之空間分佈（圖 4 f.），降水變異量值依舊低估，而渦度變異量呈現高估，但與高解析度(T106)AGCM 相較，海氣耦合模式 10-20 天降水及 850hPa 渦度變異量之模擬結果與觀測較為接近。由以上分析可知，模式模擬 10-20 天振盪之困難度較模擬 30-60 天振盪更高。Woolnough et al.(2007)研究指出，由於上層海洋混合作用之週日變化(diurnal cycle)對季內尺度之 SST 變化影響甚大，繼而影響 MJO 的變化特徵。因此，若能採用對海洋混合層有較佳模擬之海洋模式與大氣模式進行耦合，將有助於改善 10-20 天 MJO 的預報。

四、季內振盪與 SST 之年際變化

先前研究認為 ENSO 發生時，太平洋海溫的異常分佈(Lau and Chan 1988)以及大尺度環流場的改變(Teng and Wang 2003)，均有可能導致 30-60 天季內振盪強度或移行特徵發生改變。圖 5 為 Nino3.4 之海溫與 ISO 變異量年際變化之相關分析。由圖 5 a.發現，颱風季 ENSO 訊號與赤道中東太平洋及西北太平洋東南區域(150°E-180°E, 0°-15°N, 以下簡稱 WNPSE)之 30-60 天降水變異量呈正相關，而與西北太平洋之西北區域(120°E-160°E, 20°-40°N, 以下簡稱 WNPNW)並無顯著相關，呈現小部分區域之微弱負相關，亦即 ENSO 與 WNPSE 30-60 天振盪年際變化之關係良好，當中東太平洋七-九月海溫較暖(冷)時，赤道中東太平洋及 WNPSE 之 30-60 天季內振盪較活躍(不活躍)。ECHAM4 T106 由觀測之 SST 驅動，模式可正確反應 SST 年際變化的訊號，赤道中東太平洋及 WNPSE 30-60 天降水與 ENSO 呈現正相關，而 WNPNW 呈現負相關（圖 5 b.），然相關係數均較觀測高。ECHAM5/MPI-OM 海氣耦合模式中具模擬 Nino3.4 SST 之能力，ECHAM5/MPI-OM 模擬之颱風季 Nino3.4 SST 與觀測場 SST 之年際變化相關係數為 0.7，通過 99%顯著檢定。圖 5 c.為 ECHAM5/MPI-OM 模擬出之 Nino3.4 SST 和 30-60 天 ISO 年際變化的相關係數，其結果與觀測場相似，30-60 天降水與 ENSO 訊號最顯著之正相關，位於中東太平洋及 WNPSE 一帶。

10-20 天降水與 Nino3.4 SST 年際變化之關係如圖 5 d.-f.。觀測場顯示（圖 5 d.），10-20 天颱風季降水與 ENSO 訊號兩者最顯著的正相關在赤道中東太平洋和 WNPSE 一帶。前一節的分析顯

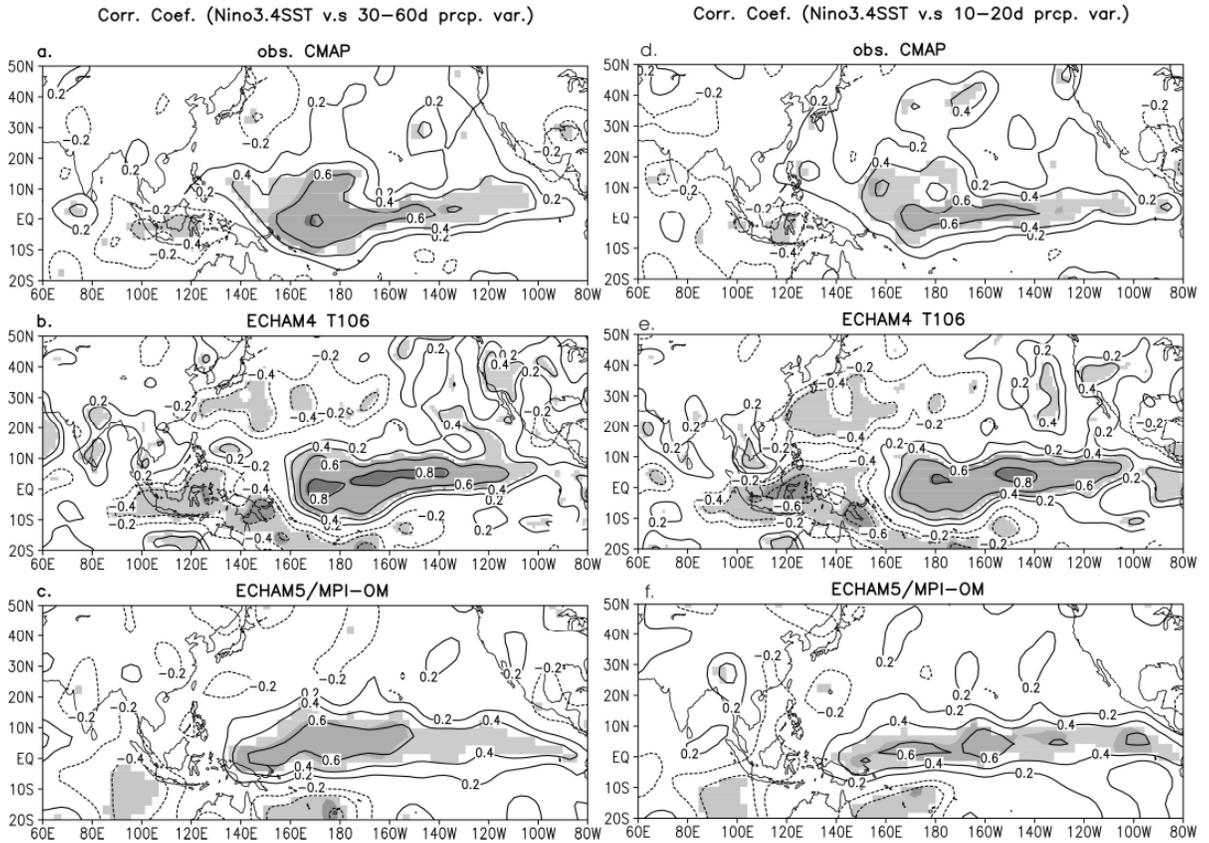


圖 5 1979-1998 年七-九月 Nino3.4 (5°N-5°S, 170°W-120°W) SST 與颱風季 30-60 天(a) CMAP (b) ECHAM4 T106 (c) ECHAM5/MPI-OM 模式降水變異量之線性相關係數。圖中陰影代表通過 95% 信心度檢定。圖 (d)-(f) 同圖(a)-(c)，但為 Nino3.4 與 10-20 天降水變異量之線性相關係數。

示，ECHAM4 T106 模式模擬 10-20 天降水變異之氣候平均時低估許多(圖 4 e.)，其在模擬 10-20 天降水之年際變化上同樣無法有正確的表現，ECHAM4 T106 模式雖然可以模擬出赤道中東太平洋與 WNPSE 10-20 天降水與 ENSO 訊號的正相關反應，但對於 WNPNW 10-20 天降水年際變化的模擬則顯示與觀測相反的結果(圖 5 e.)。ECHAM5/MPI-OM 同樣模擬出赤道中東太平洋、WNPSE 10-20 天降水與 ENSO 訊號的正相關(圖 5 f.)，但兩者在台灣東南方海面顯現的負相關仍與觀測不一致。

由圖 5 分析可知，颱風季之太平洋季內振盪活動與中東太平洋 Nino3.4 海溫關係密切。因此，我們利用 Nino3.4 颱風季七-九月 SST 進行年際分類，利用個案合成分析，進一步探討 SST 變異與 30-60 天季內振盪活動和移行之關連。本研究將 1979-1998 年觀測場及 ECHAM5/MPI-OM 之 Nino3.4 颱風季海溫距平(SST anomaly)分為：(1) 暖年(warm years)：SSTA 大於等於 0.8 標準差 (standard deviation)，(2) 一般年(normal years)：SSTA 介於正負 0.8 標準差之間，(3) 冷年(cold years)：SSTA 小於等於 0.8 標準差。個案分類如

表一所示。由海氣耦合模式之 SST 選取出的暖年與觀測相似，但個數較多（表一），而冷年的個數雖與觀測相同，但年份與觀測差異較大，且 ECHAM5/MPI-OM 颱風季 Nino3.4 海溫年際變化之週期較觀測短。

圖 6 和圖 7 分別為暖年與冷年 SST 及大尺度環流垂直風切之合成。由圖 6 可知，當東太平洋 Nino3.4 海溫較暖時（圖 6 a.），中西太平洋的暖水向東南延伸，換日線附近之中太平洋為 SST 的正距平。相反地，冷年時（圖 6 b.），西太平洋暖

表一 以觀測場及海氣耦合模式之 Nino3.4 七-九月平均海溫距平標準差，分別將 1979-1998 年分類為三種類型。

年 際 分 類	觀測場 Reynolds SST (JAS)	ECHAM5/MPI-OM SST (JAS)
暖年 Warm years (SSTA ≥ 0.8 S.D.)	1982, 1987, 1991, 1997	1982, 1983, 1987, 1991, 1994, 1997
平常年 Normal years (-0.8 < SSTA < 0.8 S.D.)	1979, 1980, 1983, 1984, 1986, 1989, 1990, 1992, 1993, 1994, 1995, 1996	1979, 1980, 1981, 1984, 1986, 1988, 1990, 1993, 1996
冷年 Cold years (SSTA ≤ -0.8 S.D.)	1981, 1985, 1988, 1998	1985, 1989, 1992, 1995

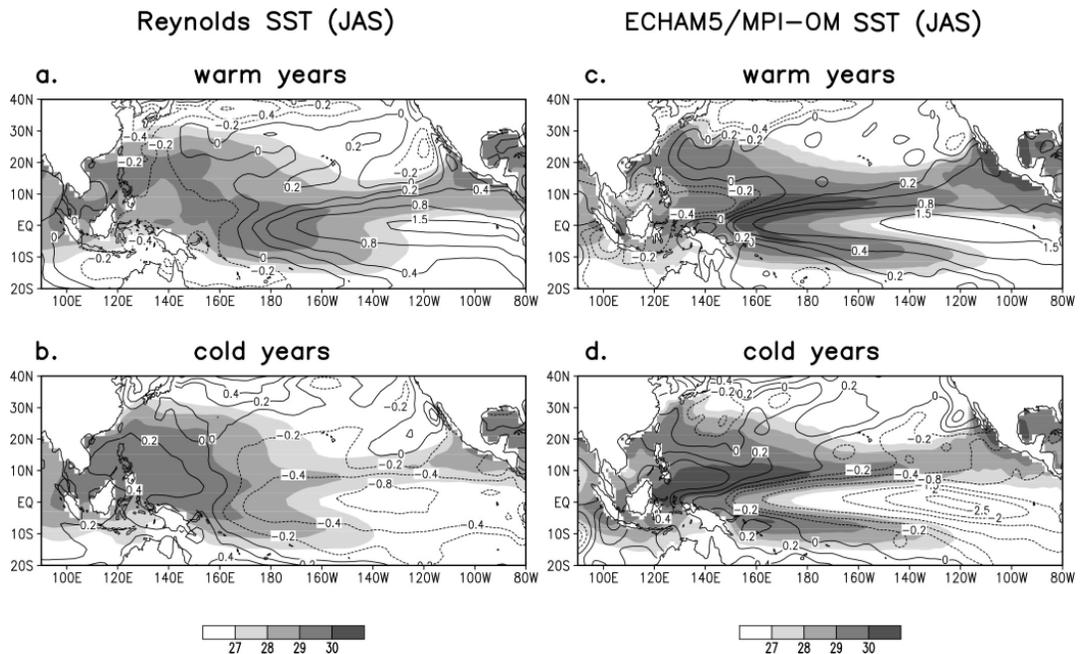


圖 6 (a)暖年與(b)冷年合成之七-九月 NCEP 海溫分布圖。圖中之陰影為海溫，等值線為海溫的距平值，單位均為°C。圖(c)、(d)同圖(a)、(b)，但為 ECHAM5/MPI-OM 耦合模式輸出之海溫。

vertical wind shear (JAS)

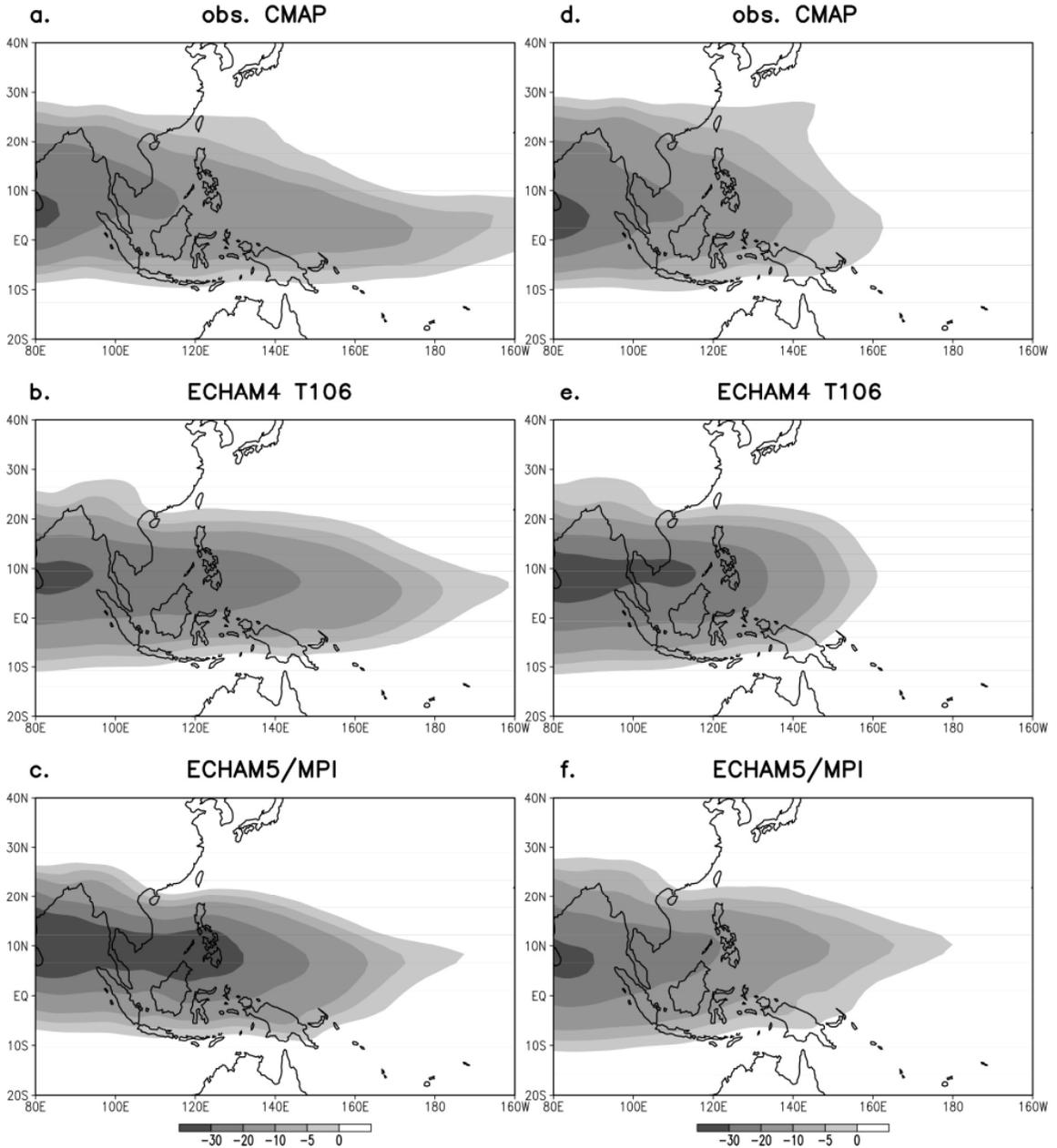
Warm yrs (nino3.4 SSTA \geq 0.8SD)Cold yrs (nino3.4 SSTA \leq 0.8SD)

圖 7 (a) 觀測場，(b) ECHAM4 T106 模式和(c) ECHAM5/MPI-OM 耦合模式之暖年合成七-九月垂直東風風切分布圖。單位為 m/s。圖(d)-(f)同圖(a)-(c)，但為冷年合成之結果。

池高海溫的海水並未向東延伸，侷限在西太平洋/菲律賓海附近，中太平洋為 SST 的負距平。ECHAM5/MPI-OM 耦合模式的海溫模擬與觀測相似，圖 6 c. 為 ECHAM5/MPI-OM 於暖年之海溫分佈，熱帶太平洋的暖水明顯向東發展，赤道太平洋 SST 均為正距平。而冷年時（圖 6 d.），SST 的負距平涵蓋中、東太平洋，東太平洋冷舌(Cold Tongue)向西延伸至西太平洋/菲律賓海一帶，與觀測相似。

Wang and Xie (1997) 理論及模式實驗發現西北太平洋上的垂直東風風切，有利向西北移行之 Rossby wave 增強，使西北移行之 ISO 活躍。圖 7 為暖年與冷年合成之垂直東風風切分佈，垂直風切之定義為 200hPa U 場(zonal wind)減去 850hPa U 場。由觀測場可知，暖年時，垂直東風風切之範圍向東延伸跨越換日線（圖 7 a.），有利於中西太平洋地區 30-60 天季內振盪向西/西北的發展，而冷年時之垂直東風風切侷限於 160°E 以西區域（圖 7 d.）。ECHAM4 T106 對 ENSO 造成中、西太平洋上垂直風切變異之特徵與觀測相似（圖 7 b.、e.）。模式中之垂直東風風切在暖年明顯東伸（圖 7 b.），而冷年時，垂直東風風切同樣侷限於 160°E 以西區域，中太平洋一帶為垂直西風風切盤據（圖 7 e.）。ECHAM5/MPI-OM 耦合模式並未模擬出 ENSO 造成垂直風切的年際變化，不論暖年（圖 7 c.）或冷年（圖 7 f.）之風場合成，垂直東風風切均向東發展至換日線附近。

東太平洋七-九月海溫的變異，不僅影響熱帶地區環流以及垂直風切分佈，西北太平洋颱風季 ISO 和 TS 發生頻率亦與 ENSO 相關。圖 8 為暖年與冷年 30-60 天降水變異量以及 TS 發生頻率的差值，其中，TS 發生頻率為計算七-九月 TS 於每 2.5°×2.5° 經緯區塊中之出現次數總和。暖年時，

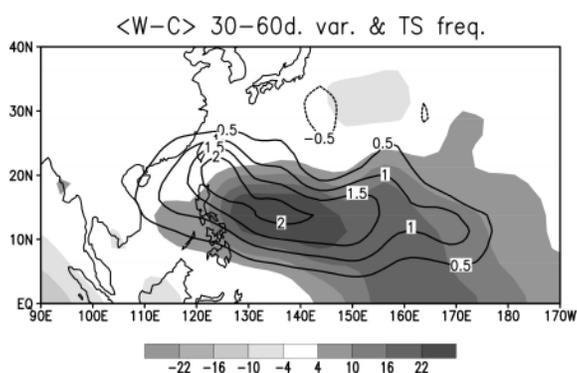


圖 8 暖年與冷年 30-60 天降水變異量（陰影區，單位： $(\text{mm/day})^2$ ）以及 TS 發生頻率（等值線，單位：個/七-九月）差值。其中，TS 發生頻率為計算七-九月 TS 於每 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 經緯區塊中之出現次數總和。

20°N 以南中西太平洋地區 30-60 天季內振盪比冷年活躍，且極值出現於 10°-20°N 之菲律賓海/西太平洋一帶，20°N 以北則顯示微弱的負距平。有趣的是，暖年時，有較多的 TS 由換日線附近生成，且沿著 10°-20°N 之中西太平洋地區有較多的 TS 發生。TS 發生頻率的正距平與 30-60 天降水變異量正距平分佈相當一致，且 30-60 天 ISO 較不活躍的地區亦顯示 TS 生成頻率的微弱負距平。由圖 8 可知，颱風季東太平洋 SST、ISO 及 TS 活動三者關係密切，並非僅存在 ENSO-ISO、ENSO-TS 或 ISO-TS 兩兩之獨立互動關係，且西北太平洋地區 ISO、TS 的年際變化和 ENSO 訊號三者關係在 20°N 以南較為顯著，20°N 以北地區對於暖、冷年差異微弱。我們將進一步利用合成分析探討模式模擬暖年和冷年時 ISO 之差異。

圖 9 為東太平洋七-九月海溫較高時，西北太平洋地區 30-60 天季內振盪變異量距平值 (variance anomaly) 的水平分佈。當東太平洋 Nino3.4 海溫較暖時（圖 9 a.），菲律賓海及 WNPSE

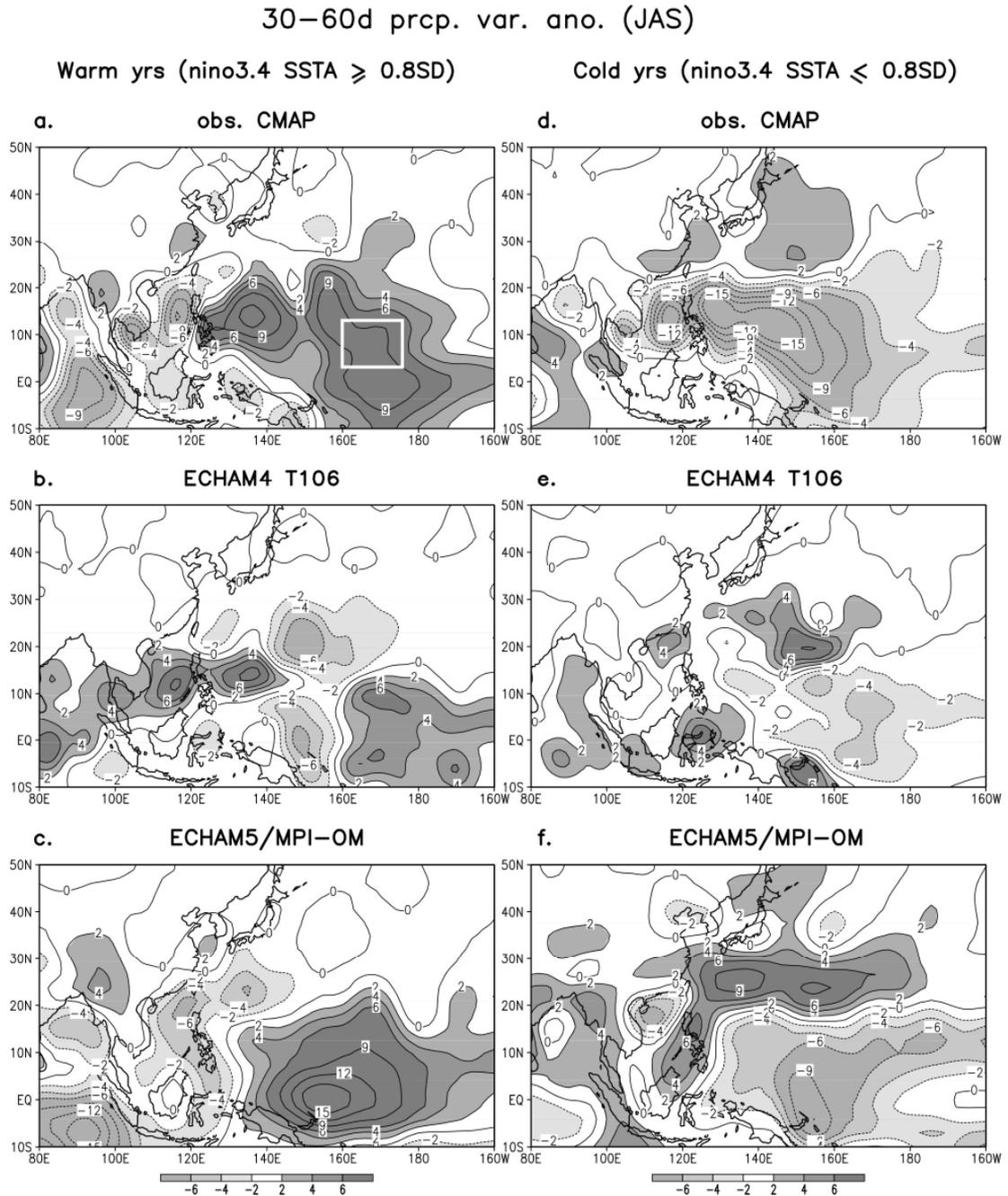


圖 9 暖年合成(a) CMAP (b) ECHAM4 T106 (c) ECHAM5/MPI-OM 模式之颱風季 30-60 天降水變異量距平值。圖(d)-(f)同圖(a)-(c)，但為冷年合成之結果。單位為 $(\text{mm}/\text{day})^2$ 。圖中方框為延遲相關分析之基點。

呈現 30-60 天降水變異量之正距平，而 WNPNW（日本東南方一帶）則為微弱的負距平，30-60 天降水之年際變異量呈現東南-西北區域不對稱特徵。此變異量距平之空間分佈顯示，颱風季暖 ENSO 較有利 WNPSE 之 30-60 天季內振盪活動，與圖 5 之相關分析一致。ECHAM 模式對 WNPSE 30-60 天降水年際變化之模擬與觀測相似，暖年時（圖 9 b.），高解析度 ECHAM4 T106 模式西北太平洋地區 30-60 天降水變異量距平值的分佈型態與觀測場一致，同樣呈現東南區域之正距平與西北區域之負距平，惟與觀測值相較，ECHAM4 T106 在 WNPSE 和 WNPNW 兩區之 30-60 天降水變異量距平呈現對稱特徵，因此，WNPSE 30-60 天變異量之正距平值較為低估。ECHAM5/MPI-OM 耦合模式對 30-60 天季內振盪年際變化的模擬更接近觀測，除了掌握西太平洋之東南-西北之變異量距平之反相分佈（圖 9 c.），亦呈現暖年時 WNPSE 有較強之 ISO 活動，但變異量距平值有高估之趨勢。

當東太平洋七-九月海溫較冷時（圖 9 d.），西北太平洋 30-60 天降水變異量距平值的表現與暖年（圖 9 a.）相反。冷年時，30-60 天振盪的變異量在 20°N 以南為較強負距平，而 20°N 以北之西北太平洋地區為較弱正距平（圖 9 d.）。ECHAM4 T106 及 ECHAM5/MPI-OM 模擬之西北太平洋上 30-60 天降水變異量在冷年的分佈型態與觀測一致（圖 9 e.、f.），在 20°N 以南呈現負距平，20°N 以北為正距平，但 20°N 以南區域之 30-60 天變異量距平值與觀測相較均較微弱。

10-20 天觀測場降水變異量的年際變化（圖 10 a.）除了數值較 30-60 天變異量距平值小，其在太平洋上年際變化之空間分佈亦與 30-60 天季內振盪不同。東太平洋海溫較暖時，10-20 天振

盪變異量在 WNPSE 和 WNPNW 均呈現正距平（圖 10 a.）。暖年時，ECHAM4 T106 之 10-20 天降水變異量正距平出現於 WNPSE，其在 WNPSE 的模擬與觀測相似，但量值明顯低估；此外，ECHAM4 T106 無法正確模擬 WNPNW 10-20 天降水正距平（圖 10 b.）。ECHAM5/MPI-OM 耦合模式對 WNPSE 的模擬與觀測相似，均呈現正距平，且量值較 ECHAM4 T106 模式接近觀測（圖 10 c.）。冷年時，10-20 天降水變異量於西北太平洋上呈現由 WNPSE 向南海/菲律賓海延伸的負距平（圖 10 d.）。當東太平洋 SST 較冷時，ECHAM4 T106 模式可模擬出 WNPSE 的負距平，且負距平量值十分微弱，而 150°E 以西地區則與觀測相反（圖 10 e.）。ECHAM5/MPI-OM 海氣耦合模式對 WNPSE 一帶的模擬分佈與觀測相似，但量值仍顯現低估（圖 10 f.）。冷年時，ECHAM4 高解析度 T106 及 ECHAM5/MPI-OM 耦合模式均低估西太平洋地區 10-20 天振盪。

綜合以上分析可知，東太平洋海溫年際變化與西北太平洋季內振盪的活動有遙相關存在，最顯著的表現在於 WNPSE (150°E-180°E, 0°-15°N) 季內振盪活躍程度之年際變動。暖（冷）年時，觀測場 30-60 天振盪在 WNPSE 較為活躍（不活躍）。而 WNPNW 30-60 天季內振盪與 ENSO 之關連較不顯著，即 30-60 天振盪與 ENSO 之關係呈現 WNPSE-WNPNW 的不對稱特徵，WNPSE 與 ENSO 的關係顯著，WNPNW 則微弱許多。ECHAM4 T106 高解析度可以正確掌握 WNPSE 和 WNPNW 兩區 30-60 天 ISO 年際變化，但無法模擬出不對稱特徵，因此，ECHAM4 T106 低估 WNPSE 30-60 天振盪的年際變化。ECHAM5/MPI-OM 對暖年 30-60 天變異量型態與強度的模擬均與觀測十分接近，顯現 WNPSE 區

10–20d prcp. var. ano. (JAS)

Warm yrs (nino3.4 SSTA \geq 0.8SD)

Cold yrs (nino3.4 SSTA \leq 0.8SD)

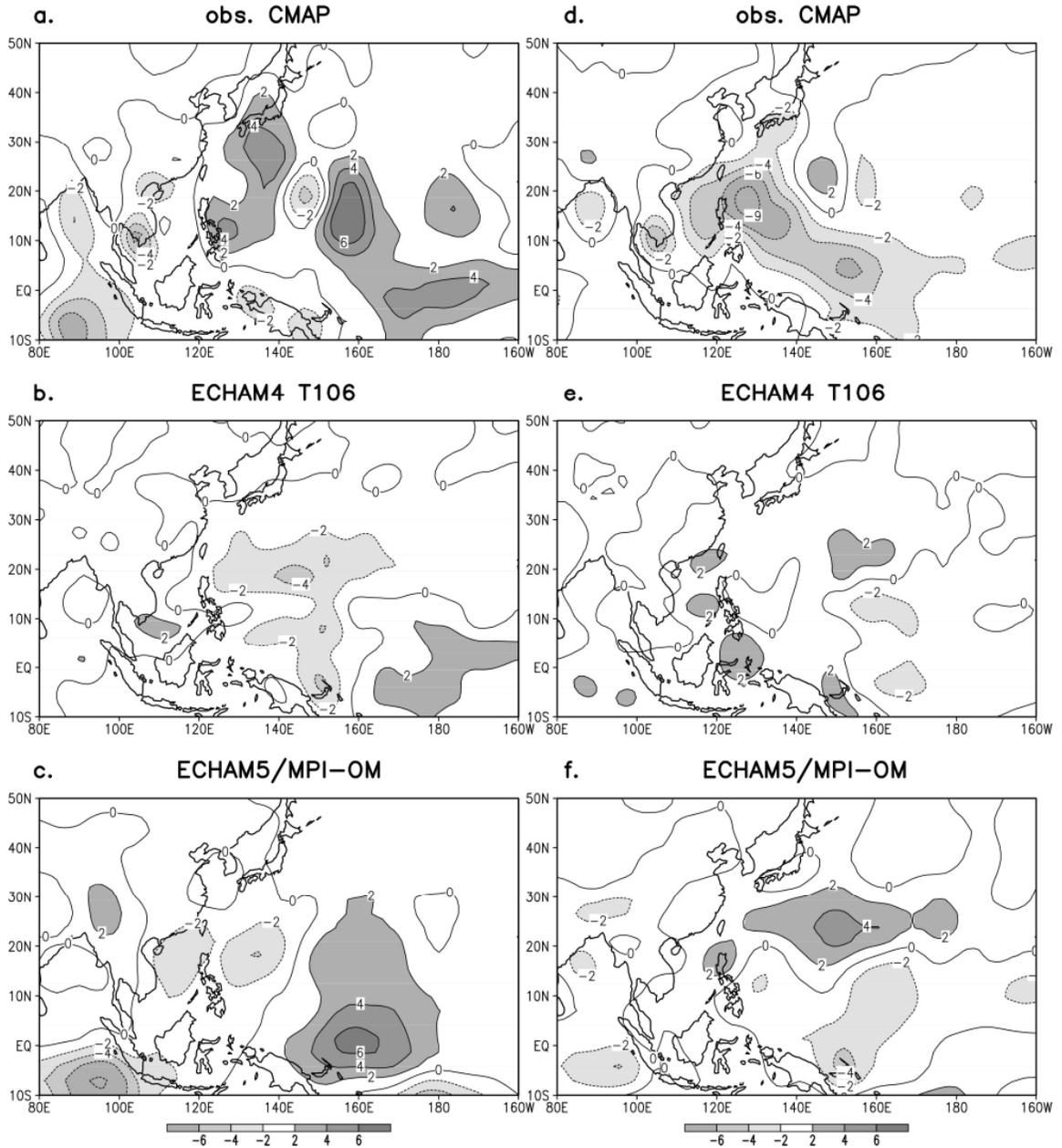


圖 10 同圖 9，但為 10-20 天降水變異量距平值之合成。

30-60 天 ISO 年際變化與 ENSO 有較強的關連。冷年時，ECHAM5/MPI-OM 可以掌握 30-60 天降水訊號的空間分佈，但量值於 WNPSE 顯現低估。10-20 天振盪的變化與東太平洋海溫相關，但空間分佈特徵與 30-60 天振盪不同，ECHAM4 T106 和 ECHAM5/MPI-OM 模式可以掌握 10-20 天振盪於 WNPSE 的年際變化，但量值明顯低估，模式對模擬副熱帶地區 10-20 天降水年際變化的能力十分有限。

本研究圖 8 的分析顯示，暖年時沿 30-60 天振盪正距平區有較多的 TS 發生頻率，熱帶西太平洋地區 ISO 的移行與發展可能與 TS 活動相關。我們進一步利用延遲相關分析 30-60 天 ISO 移行特徵，探討 WNPSE 30-60 天振盪建立之過程機制。我們選取 WNPSE 之 30-60 天降水變異量正距平中心(160°-175°E, 2.5°-12.5°N)區域平均，作為延遲相關的基點(Index)。首先比較暖年與冷年基點 30-60 天降水的時間序列(圖 11)。暖年時，30-60 天降水之振幅可達正/負兩個標準差之間，七月-九月 30-60 天訊號顯著，而冷年之 30-60 天降水之時間序列僅在正/負一個標準差之間，且八月至九月中旬之 30-60 天降水訊號微弱(圖 11 a.)。ECHAM4 T106 模式中，30-60 天降水於 WNPSE 之標準差較小，ECHAM4 T106 模式低估 30-60 天降水的年際變化，但 30-60 天降水時間序列的年際變化顯著(圖 11 b.)，暖年 30-60 天降水變化強，而冷年時七-九月 30-60 天降水十分微弱，僅達正/負 0.5 個標準差。ECHAM5/MPI-OM 耦合模式(圖 11 c.) 30-60 天標準差與觀測相近。暖年之 30-60 天降水振盪顯著，振幅達正/負三個標準差，八、九月訊號顯著，而冷年時，部分個案在七月仍有一波較強之 30-60 天降水訊號，但至八月後 ISO 訊號在 WNPSE 明顯減弱，與觀測

30-60d. prcp. SEindex(160-175E,2.5-12.5N) time-series

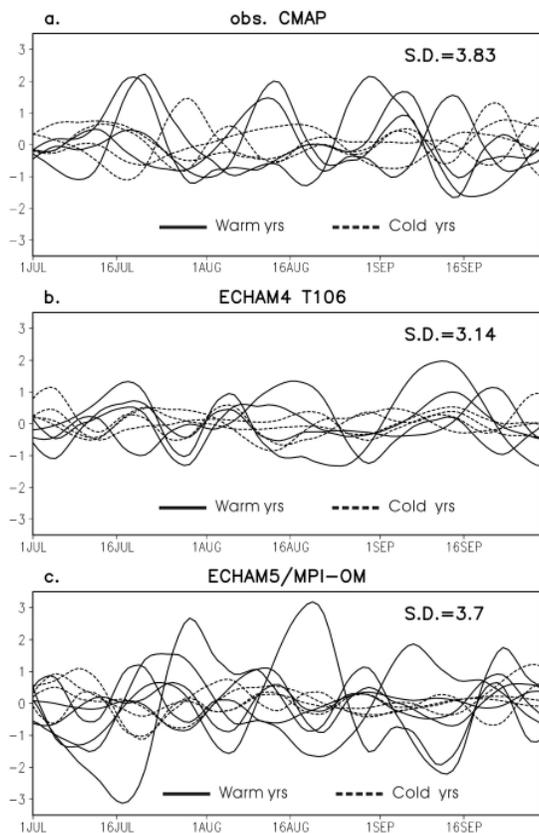


圖 11 (a) 觀測場，(b) ECHAM4 T106，(c)ECHAM5/MPI-OM 模式之暖年與冷年個案 30-60 天降水於西北太平洋東南地區(160°-175°E, 2.5°-12.5°N)的時間序列。實線代表暖年個案，虛線為冷年個案，單位為標準差。氣候平均降水標準差列於各圖右上角。

相似。

我們繼續以 WNPSE 30-60 天降水的正距平中心(160°-175°E, 2.5°-12.5°N)為基點，計算 30-60 天降水及渦度場之延遲相關係數，探討 30-60 天 ISO 的移行(圖 12)。其中延遲相關時間為正(負)者，表示 WNPSE 30-60 天對流波動時間序列之發生時間在各地 30-60 天對流波動時間序列之前(後)。暖年時，30-60 天降水於 WNPSE 達最強

30-60d CMAP prcp. & NCEP vort. lag-regr.(W-yr)

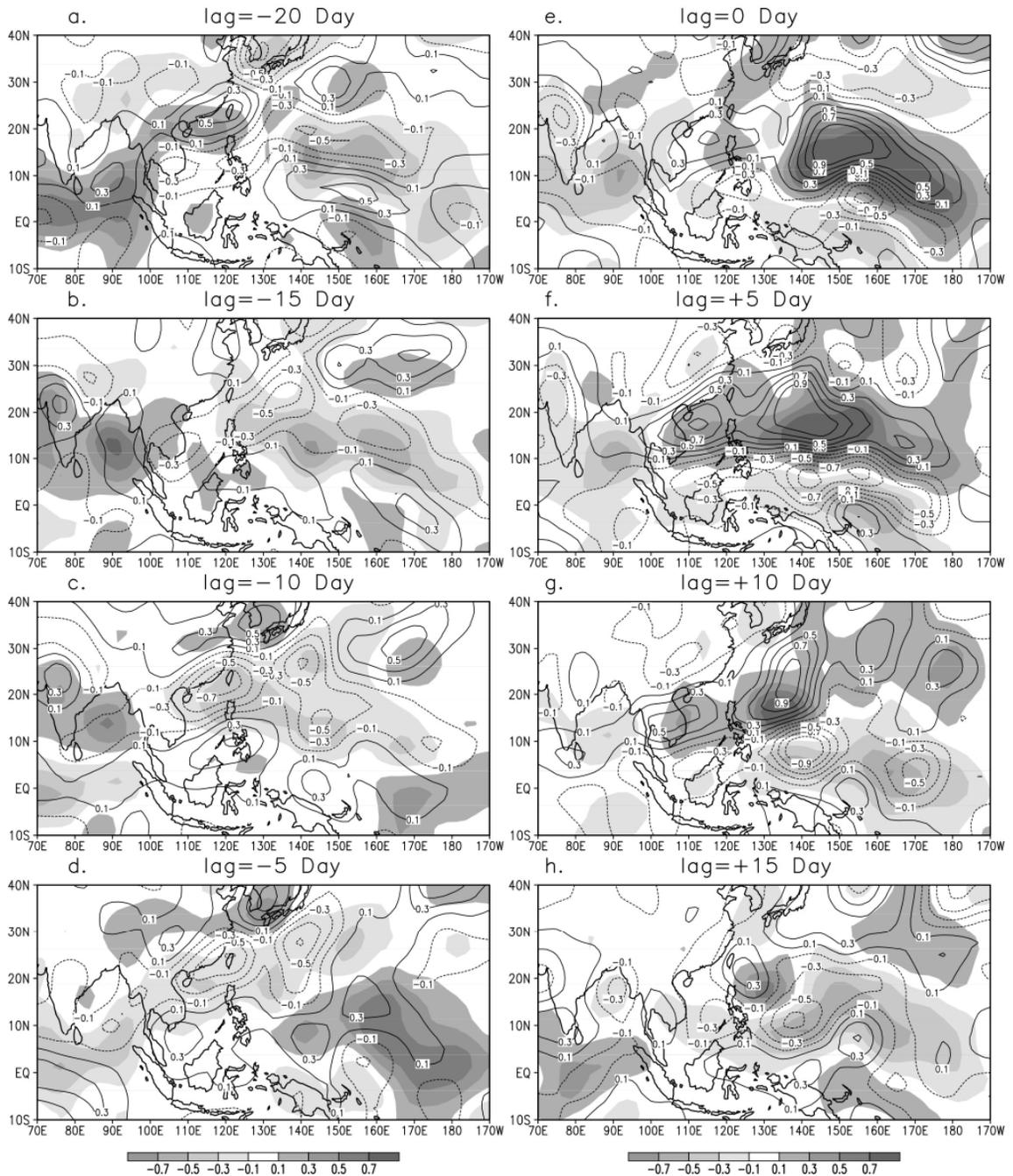


圖 12 暖年 7-9 月西北太平洋東南地區 (160°-175°E, 2.5°-12.5°N) 30-60 天降水與各地 30-60 天降水 (陰影區) 及 850hPa 渦度場 (等值線) 之延遲相關係數圖。(a)lag-20 天, (b)lag-15 天, (c)lag-10 天, (d)lag-5 天, (e)lag 0 天, (f)lag+5 天, (g)lag+10 天, (h)lag+15 天。

前 20 天 (圖 12 a.)，30-60 天強降水大值位於印度洋，西北太平洋呈現降水負值，空間分佈與 lag 0 天時反相 (比較圖 12 e. 和 12 a.)，海洋大陸 (Maritime Continent) 110°-120°E 及近赤道 150°-160°E 有一微弱之 30-60 天降水，30-60 天正 (負) 渦度區均位於 30-60 天對流 (下降) 區之北方/東北方。lag -15 天時 (圖 12 b.)，印度洋上之 30-60 天對流降水向正渦度區北移。中太平洋/西北太平洋一帶沈降區則向西北前緣之負渦度區移行，與 Tsou et al.(2005) 的分析一致。而 150°-160°E 之季內振盪稍稍東移 (圖 12 b.)。此後，印度洋上 30-60 天降水持續北移，進入陸地後消散。而赤道 150°-160°E 附近 30-60 天降水區沿赤道向東發展 (圖 12 c.)，lag -10 天時，到達中太平洋地區後，強度漸漸增強。lag -5 天時，30-60 天正渦度位於中太平洋對流西北側 (圖 12 d.)，對流向西北發展。至 lag 0 天時 (圖 12 e.)，中太平洋 30-60 天降水強度亦持續增強，並開始向西北側正渦度區移行。lag +5 天至 lag +15 天，太平洋上 30-60 天降水區將沿 30-60 天正渦度前緣持續向西北移行 (圖 12 f.-h.)。冷年時，因 30-60 天 ISO 訊號在 WNPSE 區域十分微弱，延遲相關係數較低，東移訊號微弱 (圖未示)，以下將著重分析模式模擬暖年之 30-60 天季內振盪移行特徵。

由觀測場之延遲相關分析得知，暖年 30-60 天 ISO 訊號沿赤道持續向東移行，當其到達中太平洋後強度增強，並開始向對流西北側 30-60 天正渦度中心發展。ECHAM4 T106 及 ECHAM5/MPI-OM 耦合模式的延遲相關結果顯示，模式大致可掌握暖年時 30-60 天季內振盪移行方向 (圖未示)，為使沿赤道東移和由中太平洋向西北移行之 30-60 天訊號有更清晰的比較，我

們進一步利用 Hovmöller diagram 分析模式是否能確切掌握 30-60 天季內振盪向東和向西北移行與發展的特徵。

圖 13 為暖年 30-60 天沿赤道和西北太平洋西北移行軌跡之 Hovmöller diagram。圖 13 a. 顯示，赤道區 30-60 天降水於 lag -20 天時，分別位於 110°-120°E 及 150°-160°E 一帶。110°-120°E 海洋大陸 (Maritime Continent) 上 30-60 天降水的訊號微弱，並無持續東移的特徵。150°-160°E 降水訊號的東側為 30-60 天正渦度，並已跨越海洋大陸，可能有利 30-60 天降水之發展，lag -15 天開始，150°-160°E 30-60 天降水持續向中太平洋正渦度中心東移。加上暖年時暖池高海溫可延伸至中太平洋 (圖 6)，可能提供有利 ISO 發展之環境 (Lau and Chan 1988)，ISO 訊號隨時間東移至中太平洋換日線附近。lag -5 天時，菲律賓海出現下一波東移的 30-60 天降水負值，30-60 天負渦度區亦持續位於移行方向的前緣。ECHAM4 T106 模式中沿赤道地區降水東移訊號顯著 (圖 13 b.)，lag -20 天時，30-60 天降水出現於 120°-130°E，降水東側為 30-60 天正渦度，lag -15 天開始，30-60 天降水跨越海洋大陸持續東移，但沿 30-60 天降水移行方向之 30-60 天渦度分佈較為凌亂。ECHAM5/MPI-OM 耦合模式中 30-60 天降水於 lag -20 天出現於 130°-140°E 海洋大陸上 (圖 13 c.)，且 lag -5 天之前，中太平洋一帶為 30-60 天正渦度盤據，有利 30-60 天 ISO 持續向中太平洋地區發展並增強。lag 0 天時，30-60 天降水東移至中太平洋地區，而 120°-130°E 海洋大陸上出現下一波 30-60 天沈降訊號，其東側為 30-60 天負渦度，可能有利 30-60 天沈降區持續東移，與觀測場 (圖 13 a.) 的結果相似。

30-60 天 ISO 由赤道中太平洋向西北發展之

Warm years

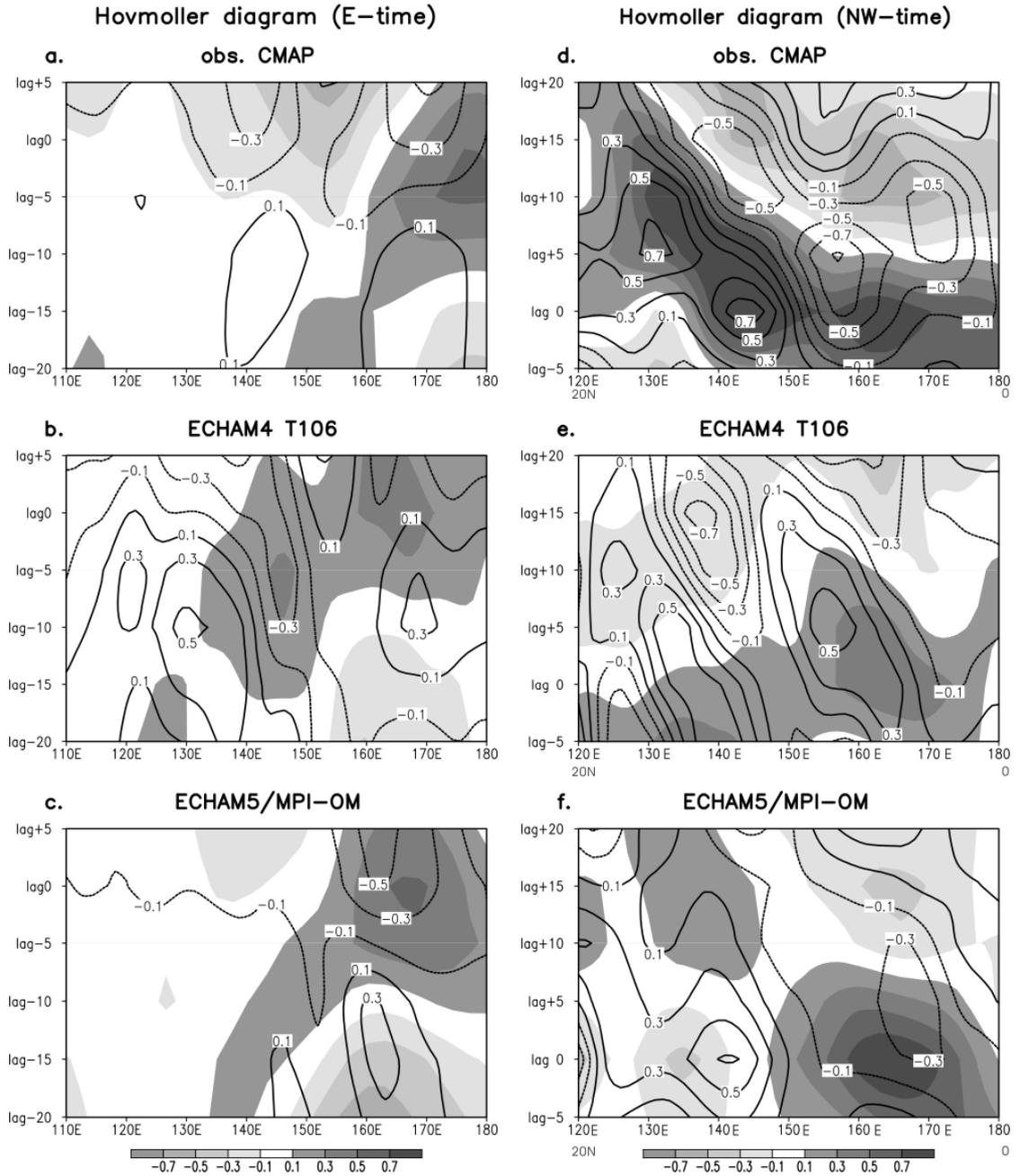


圖 13 暖年之 (a) 觀測場, (b) ECHAM4 T106, (c)ECHAM5/MPI-OM 耦合模式沿赤道 30-60 天季內振盪活動之 Hovmöller 圖。圖中陰影與等值線與圖 12 相同, 橫軸為經度, 縱軸為延遲時間。(d)-(f)同圖(a)-(c), 但為沿季內振盪向西北移行軌跡之 Hovmöller 圖, 橫軸最右方代表軌跡最東南位置(0°N,180°E), 左方代表最西北之位置(20°N,120°E)。

移行過程如圖 13 d-f, 30-60 天降水於 lag -5 天到達中太平洋並增強後, 對流西北側為 30-60 天正渦度, 東南側則為不利對流發展之 30-60 天負渦度所在, 因此 30-60 天降水朝正渦度所在區域向西北移行。ECHAM4 T106 模式對西北太平洋上向西北移行的 ISO 模擬較不明顯 (圖 13 e.), lag -5 天至 lag 0 天時 120°E, 20°N 地區 30-60 天降水訊號向東南移行, 赤道中太平洋上(180°E, 0°N)的降水向西北移行, 於 lag 0 天會合於 160°-170°E 後, 開始向西北正渦度前緣移行, 但至 lag +10 天之後, 西北移行之訊號減弱 (圖 13 e.)。ECHAM5/MPI-OM 耦合模式模擬赤道中太平洋 30-60 天 ISO 向西北移行之特徵接近觀測, 30-60 天強降水於 lag -5 至 lag 0 天時到達中太平洋, 降水之西北前緣為 30-60 天正渦度中心, 降水東南側為不利對流發展之負渦度區, lag 0 至 lag +20 天, 30-60 天降水訊號持續向西北方移行 (圖 13 f.)。

由暖年合成之 SST 及 30-60 天降水與渦度之延遲相關分析可知, 暖海溫的向東延伸是有利於暖年 30-60 天降水持續向東移行至換日線的因素之一。ECHAM4 T106 和 ECHAM5/MPI-OM 模式均可模擬出沿赤道東移 ISO 訊號, 但 ECHAM4 T106 模式內降水訊號較弱, 其降水東側前緣並無正渦度持續領先對流, 此可能是造成 ECHAM4 T106 低估 30-60 天降水的原因之一。30-60 天 ISO 由中太平洋向西北移行階段, ECHAM4 T106 與海氣模式 30-60 天降水中心之移行前緣均為正渦度所在, 具有領先對流發展之趨勢。然而 ECHAM4 T106 模式模擬西北移行之 ISO 強度較弱, 僅持續至 155°E, 10°N 附近。ECHAM5/MPI-OM 海氣耦合模式對 30-60 天降水向西北移行過程之模擬與觀測較為相似。比較

AGCM 與 CGCM 模擬 ISO 移行過程推知, 垂直東風風切為有利中太平洋地區向西北移行之 Rossby wave 活動發展的重要因素之一(Wang and Xie 1997), 而海氣交互作用可能是影響 30-60 天振盪持續向西北移行過程之重要關鍵。海氣交互作用可能影響潛熱、可感熱等非絕熱加熱過程, 加強摩擦效應及對流西北側之低層水氣輻合, 使對流西北側之大氣穩定度降低, 有利 30-60 天對流向西北方發展 (Hsu and Weng 2001; Kemball-Cook and Wang 2001; Tsou et al. 2005)。因此海氣耦合模式模擬 30-60 天季內振盪的強度, 以及 30-60 天振盪移行的過程均比 ECHAM4 T106 AGCM 更接近觀測。

五、結論與討論

季內振盪為熱帶大氣系統一重要的訊號, 其活動與熱帶地區短期氣候變化密切相關, 本篇研究除了探討西太平洋 ISO 的年際變化特徵外, 亦利用 ECHAM4 T106 AGCM 以及 ECHAM5/MPI-OM 海氣耦合模式來探討西太平洋地區 ISO 年際變化之模擬情形, 嘗試瞭解高解析度和海氣耦合過程對 ISO 年際變化模擬的影響。

本研究結果顯示, 颱風季季內振盪氣候降水變異量最大值出現於 TS 活動十分活躍之西北太平洋地區, 而渦度變異量中心位於降水西北側。西北太平洋 ISO 的年際變化與七-九月 ENSO 訊號具遙相關連, 其中以西北太平洋東南區域(WNPSE, 150°-180°E, 0°-15°N)ISO 活動與 ENSO 相關最顯著, 西北太平洋西北區域(WNPNW, 120°-160°E, 20°-40°N)與 ENSO 相關微弱, 呈現 WNPSE-WNPNW 之不對稱特徵。當東太平洋 SST 較暖(冷)時, WNPSE 30-60 天振盪較活躍

(不活躍)，且 WNPSE 30-60 天振盪變異量的年際變化與生成於此區之 TS 數目呈正相關。先前大多數學者針對季風區 ISO 的年際變化進行討論，Lawrence and Webster(2001)將南亞季風區夏季 ISO 活動與全球 SST 進行迴歸分析，但發現兩者之間並無任何關連存在，並推測南亞季風區 ISO 活動與 SST 的年際變化的相關是非線性的(Hendon et al. 1999)。然而，本篇研究著眼於颱風季西太平洋地區 ISO 的年際變化，發現西北太平洋地區季內振盪年際變化不僅與東太平洋海溫年際變化有關(Teng and Wang 2003)，亦會影響 TS 活動之年際變化(徐等 2005)。

圖 14 為暖年時(Nino3.4 SSTA 高於 0.8 個標準差)，30-60 天振盪活動與 TS 之互動關係示意圖。暖年時，西太平洋暖池之高海溫向東延伸至換日線一帶，30-60 天降水於赤道西太平洋 150°-160°E 附近出現後，一路沿赤道東移至換日線附近(圖 14 a.)，推測 SST 高海溫向東延伸，可能有利對流東移(Lau and Chan 1988)。當 30-60 天振盪東移至換日線時(圖 14 b.)，30-60 天正渦度位於 30-60 天降水之西北前緣，30-60 天對流由中太平洋地區轉向西北移行至 120°E，20°N 一帶。暖年時，沿 30-60 天對流西北移行路徑上，30-60 天對流活躍，有較高的 TS 發生。冷年(Nino3.4 SSTA 小於 0.8 個標準差)時，WNPSE 30-60 天振盪較不活躍，熱帶地區季內振盪訊號微弱，TS 發生頻率亦較低(圖未示)。

ECHAM4 T106 模式模擬颱風季 30-60 天降水變異量之空間分佈與觀測相似，但低估變異量值。而此高解析度 AGCM 中 10-20 天季內振盪訊號於亞洲季風區十分微弱。ECHAM5/MPI-OM 模擬之 30-60 天和 10-20 天降水氣候變異量分佈和量值上較為接近觀測。朱等(2005)研究顯示，

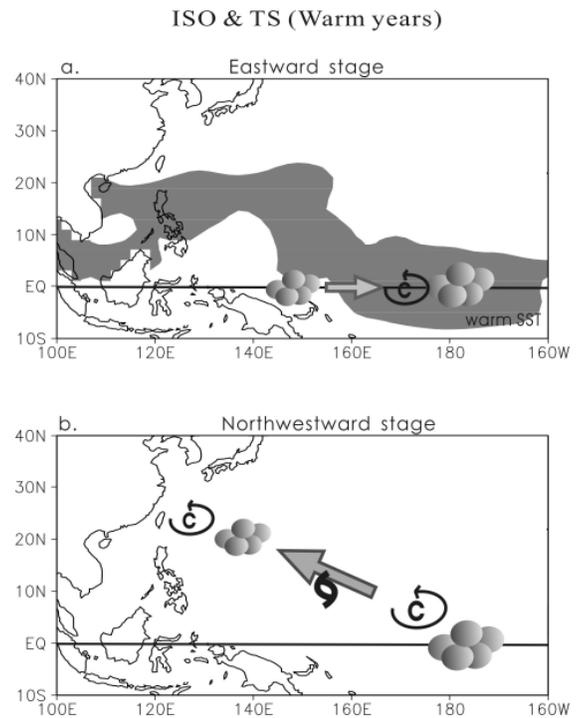


圖 14 暖年之 30-60 天振盪與熱帶風暴活動關係示意圖。(a)30-60 天振盪東移階段，(b) 30-60 天振盪西北移行階段。圖中陰影區為 29°C 海溫分布，雲為 30-60 天降水，氣旋式環流代表 30-60 天正渦度區，箭頭為 30-60 天振盪移行方向，颱風符號為 TS 發生頻率較高區域。

ECHAM4 T42 高估夏季季內對流之變異量；鄭(2007)的研究發現，ECHAM5 T63 模擬颱風季 30-60 天降水之強度過強。本篇研究顯示，提高 ECHAM4 AGCM 空間解析度至 T106，以及於 ECHAM5 AGCM 加入海氣耦合過程後(ECHAM5/MPI-OM)，均可調整 ECHAM4 T42 及 ECHAM5 T63 模擬西北太平洋 30-60 天 ISO 變異量偏高之缺失，其中海氣耦合模式模擬季內降水氣候變異量之空間分佈型態與定量上最接近觀測。推測海氣耦合過程為 ECHAM5/MPI-OM 模擬較佳的可能原因之一。而 ECHAM4 T106 及 ECHAM5/MPI-OM 兩模式模擬動力場之 30-60 天

及 10-20 天 850hPa 渦度變異量雖有些許高估，但渦度變異量中心均出現於降水西北側，與觀測一致。綜合 AGCM 與 CGCM 模擬季內振盪的比較分析可知，ECHAM4 T106 中具有 30-60 天和 10-20 天的降水訊號，因此季內對流可由大氣下邊界 SST 驅動產生，並非仰賴海氣交互作用才能產生，但海氣耦合的過程對季內降水強度的模擬十分重要(Kemball-Cook et al. 2002; Lin et al. 2006; Woolnough et al. 2007)，海氣耦合模式對於季內降水強度的模擬較高解析度 AGCM 接近真實。

ECHAM4 T106 和 ECHAM5/MPI-OM 均可模擬暖年沿赤道東移至中太平洋之 ISO 訊號，推測暖年延伸至中太平洋之暖海溫為有利 30-60 天 ISO 持續東移之可能因子之一。另外，海氣耦合模式中 30-60 天降水的東側前緣為 850hPa 正渦度盤據，可能有利低層輻合發生，加強東移之 30-60 天 ISO 訊號，ECHAM5/MPI-OM 模擬之 ISO 強度與觀測相當接近。而此低層輻合之東移機制在 ECHAM4 T106 內並不顯著，30-60 天降水東側並無正渦度持續領先對流，此可能是 ECHAM4 T106 模擬低估 ISO 變異量的原因之一。ECHAM4 高解析度 T106 AGCM 和 ECHAM5/MPI-OM 海氣耦合模式均成功模擬暖年時由中太平洋向西北移行之 ISO 特徵(Wang and Xie 1997; Kemball-Cook and Wang 2001; Hsu and Weng 2001; Tsou et al. 2005)。Wang and Xie(1997)認為垂直東風風切有利向西北發散之 Rossby wave 的發展，ECHAM4 T106 模式和 ECHAM5/MPI-OM 海氣耦合模式模擬顯示，颱風季暖 ENSO 發生時，兩模式均模擬出西北太平洋大尺度環流場的改變，西北太平洋之垂直東風風切向東延伸至中太平洋一帶，有利中太平洋地區向西北移行的 Rossby wave 發展，

因此暖年時 AGCM 和 CGCM 均模擬出由赤道中太平洋一帶向西北移行之 30-60 天 ISO 訊號。然而，ECHAM4 T106 中向西北移行之 30-60 天振盪較不顯著，波動僅由(180°, equator)移行至(155°E, 10°N)附近，並未如觀測之 30-60 天 ISO 持續向西北移至(120°E, 20°N)一帶，推測此為造成 ECHAM4 T106 模擬低估 WNPSE 30-60 天變異量之原因。ECHAM5/MPI-OM 耦合模式模擬 30-60 天振盪變異量分佈以及 ISO 移行特徵與觀測接近。由此推知，海氣交互作用可能是影響 30-60 天振盪持續向西北移行過程之重要關鍵。海氣交互作用可能會改變地表潛熱和短波輻射通量，影響大氣之非絕熱加熱過程，加上水氣和對流之反饋過程，使 ISO 對流西北側有利低層摩擦之水氣輻合發生，降低對流中心西北側之大氣穩定度(Hsu and Weng 2001; Kemball-Cook and Wang 2001; Tsou et al. 2005)，共同支持 30-60 天 ISO 向西北發展。因此 ECHAM5/MPI-OM 海氣耦合模式對 30-60 天季內振盪強度的模擬，以及 30-60 天振盪移行的過程均比 ECHAM4 T106 AGCM 更接近觀測。

西北太平洋地區除 30-60 天振盪年際變化與颱風季 ENSO 有關外，10-20 天振盪的年際變化亦與東太平洋海溫相關。而模式模擬 10-20 天振盪的能力有限，ECHAM4 T106 以及 ECHAM5/MPI-OM 雖然皆能模擬出 WNPSE 10-20 天 ISO 之年際變化，但都低估 10-20 天降水的變異量距平。Woolnough et al.(2007)認為上層海洋的混合作用對 MJO 的變化十分重要，因此，選擇對海洋混合作用有較佳模擬的海洋模式可提高 10-20 MJO 的預報能力。此外，因模式模擬西北太平洋地區 30-60 天及 10-20 天振盪年際變化表現不同，推測造成此兩頻段年際變化的機制可能

不完全相同。近來 Lau and Nath(2006)由模式實驗指出，ENSO 改變之西太平洋大尺度環流場有利季內尺度海氣交互作用，使 MJO 之強度改變。然而，有關 ENSO 與 10-20 天振盪遙相關機制未明。多數由觀測資料分析的研究認為，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內完全不同(Chen and Chen 1995 ; Chen et al. 2000)，但至今仍未有對西北太平洋地區 10-20 天 ISO 年際變化的機制探討，此部分為未來研究之目標，期望藉由對造成 10-20 天振盪年際變化的機制有更多瞭解，改進模式模擬 10-20 天振盪的能力。

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 95-2111-M-003-004-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。
- 朱容練、許晃雄、陳正達、柯文雄，2005：AMIP 模式模擬夏季季內震盪之分析。大氣科學，33，1-28。
- 徐邦琪、鄒治華、柯文雄、許晃雄，2005：西太平洋地區颱風季內振盪年際變化之研究。大氣科學，33，29-48。
- 鄭安琪，2007：季內振盪之海氣耦合模式模擬。國立台灣師範大學地球科學研究所碩士論文。
- 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.
- , 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.
- Daubechies, I., 1988: Orthonormal bases of compactly supported wavelets. *Commun. Pure Appl. Math.*, 41, 909-996.
- 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.
- Goswami B. N. and R. S. Ajaya Mohan, 2001: Intraseasonal Oscillations and Interannual Variability of the Indian Summer Monsoon. *J. Climate.*, 14, 1180–1198.
- 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.
- 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.
- , 2000: Impact of Air–Sea Coupling on the Madden–Julian Oscillation in a General

- Circulation Model. *J. Atmos. Sci.*, 57, 3939–3952.
- 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.
- , C.-H. Weng, and C.-H. Wu, 2004: Contrasting Characteristics between the Northward and Eastward Propagation of the Intraseasonal Oscillation during the Boreal Summer. *J. Climate*, 17, 727–743.
- Inness, P. M., J. M. Slingo, S. J. Woolnough, R. B. Neale, and V. D. Pope, 2001: Organising of tropical convection in a GCM with varying vertical resolution: Implications for the simulation of the Madden–Julian Oscillation. *Climate Dyn.*, 17, 777–793.
- Jones C., D. E. Waliser, and C. Gautier, 1998: The influence of the Madden–Julian Oscillation on ocean surface heat fluxes and sea surface temperature. *J. Climate*, 11, 1057–1072.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437–471.
- Kemball-Cook S., and B. Wang, 2001: Equatorial waves and air–sea interaction in the boreal summer intraseasonal oscillation. *J. Climate*, 14, 2923–2942.
- , B. Wang, and X. Fu, 2002: Simulation of the intraseasonal oscillation in the ECHAM4 model: The impact of coupling with an ocean model. *J. Atmos. Sci.*, 59, 1433–1453.
- Krishnamurti, T. N., D. Dosterhof, and A. Mehta, 1988: Air–sea interaction on the time scale of 30–50 days. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1304–1322.
- Lau, K.-H. 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 — —, 1988: Intraseasonal and interannual variations of tropical convection: A possible link between the 40–50 day oscillation and ENSO? *J. Atmos. Sci.*, 45, 506–521.
- —, and C.-H. Sui, 1997: Mechanisms of short-term sea surface temperature regulation: Observations during TOGA COARE. *J. Climate*, 10, 465–472.
- Lau N.-C. and Mary Jo Nath, 2006: ENSO Modulation of the Interannual and Intraseasonal Variability of the East Asian Monsoon—A Model Study. *J. Climate*, 19, 4508–4530.
- Lawrence, D. M. and P. J. Webster, 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.

- Lin Jia-Lin, George N. Kiladis, Brian E. Mapes, Klaus M. Weickmann, Kenneth R. Sperber, Wuyin Lin, Matthew C. Wheeler, Siegfried D. Schubert, Anthony Del Genio, Leo J. Donner, Seita Emori, Jean-Francois Gueremy, Frederic Hourdin, Philip J. Rasch, Erich Roeckner, and John F. Scinocca, 2006: Tropical Intraseasonal Variability in 14 IPCC AR4 Climate Models. Part I: Convective Signals. *J. Climate*, 19, 2665–2690.
- Lin X., and R. H. Johnson, 1996: Kinematic and thermodynamic characteristics of the flow over the western Pacific warm pool during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, 53, 695–715.
- Madden R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 702–708.
- , and ———, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. *J. Atmos. Sci.*, 29, 3138–3158.
- , 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, 2001: The Madden–Julian Oscillation, Barotropic Dynamics, and North Pacific Tropical Cyclone Formation. Part I: Observations. *J. Atmos. Sci.*, 58, 2545–2558.
- Marsland, S.J., H. Haak, J.H. Jungclaus, M. Latif, and F. Röske, 2003: The Max Planck Institute global ocean/sea-ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean. Modell.*, 5, 91–127.
- May, W., 2003: The Indian summer monsoon and its sensitivity to mean SSTs: Simulations with the ECHAM4 AGCM at T106 horizontal resolution. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 81, 57–83.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses. *J. Climate*, 7, 929–948.
- Roeckner E., Coauthors, 1996: The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present day climate. Max Planck Institute for Meteorology Rep. 218.
- , 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part 1: Model description. Max Planck Institute for Meteorology Rep. 249.
- Slingo, J. M., and coauthors, 1996: Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models : results from an AMIP diagnostic subproject. *Clim. Dyn.*, 12, 325–357.
- , 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.
- Stendel M., E. Roeckner, 1998: Impacts of the horizontal resolution on simulated climate statistics in ECHAM-4. MPI Report No. 253.

- Teng H., and B. Wang, 2003: Interannual variations of the boreal summer intraseasonal oscillation in the Asian–Pacific region. *J. Climate*, 16, 3572–3584.
- Tompkins A. M., 2002: A prognostic parameterization for the subgrid-scale variability of water vapor and clouds in large-scale models and its use to diagnose cloud cover. *J. Atmos. Sci.*, 59, 1917–1942.
- Tsou Chih-Hua, P-C Hsu, W-S Kau and H-H Hsu, 2005: Northward and Northwestward Propagation of 30-60 Day Oscillation in the Tropical and Extratropical Western North Pacific, *J. Meteor. Soc. of Japan*, 83, 711-726.
- Waliser, D. E., K. M. Lau, and J. H. Kim, 1999: The influence of coupled sea surface temperatures on the Madden–Julian oscillation: A model perturbation experiment. *J. Atmos. Sci.*, 56, 333–358.
- Wang, B., and H. Rui, 1990: Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies. *Meteor. Atmos. Phys.*, 44, 43-61.
- , and X. Xie, 1997: A model for the Boreal summer intraseasonal oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 54, 72-86.
- Woolnough S. J., F. Vitartb and M. A. Balmaseda, 2007: The role of the ocean in the Madden-Julian Oscillation: Implications for MJO prediction. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 133, 117-128.
- 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.

Simulations of the Interannual Variations of Intraseasonal Oscillation during Typhoon Season over the Western Pacific

Pang-Chi Hsu Chih-Hua Tsou Chen-Ta Chen

Institute of Earth Sciences, National Taiwan Normal University

(Manuscript received 10 April 2007; in final form 18 September 2007)

ABSTRACT

Intraseasonal oscillation (ISO) is an important signal in the tropical atmospheric system. The tropical weather and short-term climate variability over the western Pacific are related to the ISO activity. This study not only investigates the interannual correlation between ISO over the western Pacific and SST during typhoon season (July to September), but also examine the simulations of ISO interannual variations in high-resolution (T106) ECHAM4 atmospheric GCM and ECHAM5/MPI-OM air-sea coupled GCM. The analysis results from observation data show that the largest climatological variance of intraseasonal precipitation during typhoon season occurs over the western Pacific where the tropical storm (TS) activity is vigorous. The maximum variance of vorticity is located to the north/northwest of precipitation variance center. The interannual variation of ISO over the western Pacific has teleconnections with ENSO. The ISO shows the most significant correlation with ENSO signal in the southeastern region of western North Pacific (WNPSE, 150°-180°E, 0°-15°N). During warm years (Nino3.4 SSTA greater than 0.8 standard deviation), the warm SST over the western Pacific extends eastward that might be beneficial for the 30-60 day ISO propagation eastward along equator. Once the 30-60 day ISO arrives at dateline, the 30-60 day positive vorticity appears to the northwest of 30-60 day precipitation. Meanwhile, ISO turns to migrate northwestward from central Pacific toward Taiwan. Along the route of northwestward-propagating ISO, during warm years, the 30-60 day convection is active and the TS frequency is also increased. During cold years (Nino3.4 SSTA smaller than 0.8 standard deviation), the ISO signals are weak in the tropics, 30-60 day ISO shows negative variance anomalies in WNPSE region, as well as the TS frequency is decreased.

The spatial distributions of intraseasonal precipitation and vorticity during typhoon season can be adequately simulated by ECHAM4 T106 and ECHAM5/MPI-OM. However, ECHAM4 T106 underestimates the variances of 30-60 day and 10-20 day precipitation. The ECHAM5/MPI-OM produces a realistic intraseasonal precipitation variance. ECHAM4 T106 is able to simulate the eastward-propagating ISO along the equator. However, the northwestward-propagating ISO in ECHAM4 T106 can only propagate to 155°E, 10°N after it migrates from central Pacific. The propagation of 30-60 day ISO simulated by ECHAM5/MPI-OM is similar to observation. It suggests that the air-sea interaction is an important factor for maintaining the northwestward-propagating ISO. The mechanisms responsible for the interannual variability of 30-60 day and 10-20 day ISO might not be the same. Both ECHAM4 T106 and ECHAM5/MPI-OM models underestimate the variance anomalies of 10-20 day ISO.

**Key words: Intraseasonal oscillation during typhoon season, Tnterannual variability,
High-resolution, Atmospheric GCM, Air-sea coupled GCM**

