

# 海水溫度氣候場對氣候系統模擬之影響

童雅卿 胡志文 吳子瑜  
氣象科技研究中心  
中央氣象局

## 摘要

年際變化尺度的 ENSO (El Nino-Southern Oscillation) 與季節內震盪 (Madden 和 Julian Oscillation, 簡稱 MJO) 是影響全球氣候最顯著之氣候系統。研究顯示大氣與海洋的交互作用對這二種不同時間尺度氣候系統均扮演著重要的角色。此種大氣與海洋的交互作用無法由全球大氣模式所模擬, 需藉由完整大氣模式與完整之海洋模式進行偶合預報, 才能展現。而一個完整之大氣海洋偶合模式亦需進行長期積分, 檢視其對不同尺度氣候系統特性之掌握能力。

氣象局過去幾年已經發展出一步法海氣偶合模式, 可進行長期之氣候預報。將此模式進行 30 年長期積分, 針對氣候場、ENSO 與季內震盪進行診斷分析, 結果顯示模式氣候場有明顯之暖偏差, 對 ENSO 模擬之週期與振幅變化掌握並不理想, 對季內震盪也無法掌握其東移訊號。

許多模式和理論研究顯示 ENSO 發生週期與振幅變化和氣候平均場息息相關。Li and Hogan (1999) 發展出修正氣候平均場之方法並顯示出對 ENSO 預報之改進。本研究參考其方法嘗試對海洋模式的海水溫度年平值進行調整, 結果顯示海水溫度氣候場對 ENSO 與季內震盪之模擬均有明顯之改進。

關鍵字：一步法海氣耦合模式、海水溫度氣候場、ENSO、季內震盪

## 一、前言

一個海氣耦合模式必須能夠在自由耦合之長期積分模擬出聖嬰現象與南方震盪 (El Nino-Southern oscillation; ENSO) 之變化。ENSO 是一種年際變化的擾動, 但氣候場對 ENSO 的變化及其 phase locking 現象均有明顯影響 (Li, 1997)。因此想要預報合理的 ENSO 演化, 海氣耦合模式必須能模擬出接近實際觀測之氣候場。

本局已發展出一個完整之海氣偶合模式, 但對其進行長期積分顯示模式存在明顯的氣候偏差, 影響模式對 ENSO 之預報。過去氣象局曾參考 Li and Hogan (1999) 方法嘗試對全球海面溫度與熱帶風切之氣候場進行調整, 研究結果 (童, 2017) 顯示修正海面溫度氣候場對 ENSO 得預報有正面之影響, 但熱帶風切氣候場之修正僅在求得海面溫度調整量時有正面幫助, 若在實際耦合模式預報時加入熱帶風切氣候場調整量卻有反效果。由於熱帶風切場主要作用在於改善海水溫度之垂直結構, 因此本研究直接參考 Li and Hogan (1999) 方法修正海洋模式中各層海水溫度氣候場, 比較修正與否對模式長期積分後對各氣候系統之模擬與掌握。

## 二、模式簡介

氣象局於五期計畫所發展之一步法海氣耦合模式, 大氣模式採用氣象局所發展之全球模式; 海洋模式則是採用 GFDL 的 Module Ocean Model version 3 (MOM3) 模式。大氣

和海洋模式一天偶合一次, 海洋模式會藉由海面溫度會影響大氣模式, 大氣模式也會藉由各種 heat flux 和 wind stress 影響海洋模式海面溫度的預報。

此大氣模式為 T119 之波譜模式, 其東西方向水平解析度約為經度 1 度, 南北方向之解析度依緯度而異, 垂直方向共 40 層。模式所使用之物理參數法包括積雲參數法為 New Simplified Arakawa-Schubert scheme (Pan and Wu 1995, Han and Pan 2011), Noah 4 層土壤模式 (Ek et al., 2003), 非局部邊界層參數法 (Toren and Mahrt 1986), 淺積雲參數法 (Li 1994), 雲水預報決定網格尺度降水參數法 (Zhao and Frederick 1997), 重力波拖曳參數法 (Palmer et al 1986) 及輻射參數法 (Fu 1997; Fu and Liou 1992, 1993)。大氣模式積分一天, 提供所預報之 momentum flux、sensible heat flux、latent heat flux、precipitation、solar radiation、long-wave radiation 等資訊給海洋模式使用。

海洋模式為 GFDL 的 Module Ocean Model version 3 (MOM3) 模式。其東西方向有 360 個格點, 南北方向為 202 個格點, 預報範圍限於南緯 70 度至北緯 60 度之間的海洋。海洋模式垂直 40 層, 最底層約在 5200 公尺。預報變數包括海流速度、海水溫度與鹽度, 採 c.g.s 制。海洋模式預報海面溫度, 當大氣模式之下邊界。因受限於預報範圍, 在南緯 70 度以南及北緯 60 度以南地區的海面溫度則用 OISSTv2 海面溫度之 30 年日平均資料來給定。

大氣模式初始資料採用 CFSR 之分析資料。海洋模式的初始資料由 NCEP MOM4 之分析資料內插而來。大氣模式預報一天後, 提供大氣預報資料給海洋模式, 海洋模式預報一天後, 提供海面溫度預報資料給大氣模式, 如此反覆, 可進行長期積分。

由於長期積分所比較為各種氣候系統之主要特徵, 因此實際大氣所顯示之各種氣候特徵, 本研究採用 GPCP 降水資料、OISSTv2 的海面溫度、CFSR 再分析資料 (Climate Forecast

System Reanalysis data) 與 GODAS(Global ocean data assimilation system)海洋資料來校驗。

### 三、海面溫度氣候場之調整方法

本研究根據 Li and Hogan(1999)方法嘗試調整海洋模式海水溫度的氣候平均場，希望改善各種氣候系統的預報。

此種修正方式，不考慮修正熱帶風應力，而是修正海洋模式之預報海水溫度之年平均均值。

於海洋模式中海溫之預報方程式中對每一層的海水溫度加入一項修正項 A，此修正項會強迫預報海水溫度趨近觀測資料所計算的月氣候值。

$$\frac{\partial T_k}{\partial x} = -u_k \frac{\partial T_k}{\partial x} - v_k \frac{\partial T_k}{\partial y} - w_k \frac{\partial T_k}{\partial z} + Q + A(i, j, k)$$

$$A(i, j, k) = -\alpha(T_k - \bar{T}_k)$$

$$\alpha = 1/86400$$

其中  $k$  為垂直各層， $T$  為海水溫度， $\bar{T}_k$  為 30 年平均 GODAS 海水溫度之 annual cycle， $\alpha$  為 damping factor。  $u$ 、 $v$ 、 $w$  分別為東西、南北和垂直方向海流； $Q$  為熱力通量。

將修改後的海氣耦合模式，進行 30 年的預報，輸出每個預報步驟之 A 值。將所預報 30 年 A 值平均即為垂直各層海水溫度通量之修正量。

建立一新的修正版的海氣耦合模式，於海洋模式中海溫預報方程式加入前面所算出來的海溫修正項 A。此修正項僅應用於最上面 27 層(海面以下 0-367 公尺)，而下面 5 層線性減少修正權重，最下面 10 層(1000 公尺以下)則不做修正。以此新版的海氣耦合模式進行 30 年的長期積分，重新評估模式之表現。

本研究將就原始版本之積分結果與調整過海面溫度年平均場之修正版就氣候場、ENSO 與季內震盪各方面進行診斷比較。

### 四、氣候場之比較

圖1是30年平均之海面溫度場與觀測資料的差異場。原始版顯示海面溫度在中高緯有明顯的暖偏差，在熱帶太平洋則有冷偏差。修正版由於調整海水溫度之氣候場，誤差有明顯得降低。

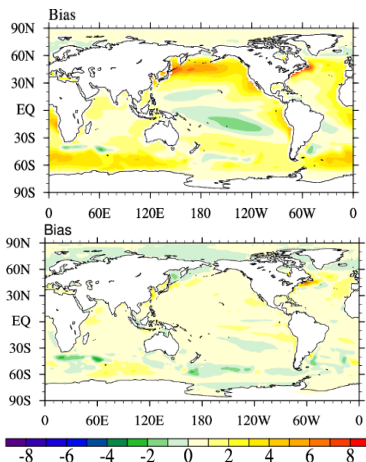


圖1、全球平均海面溫度氣候偏差圖。上面為原始版，下面為修正版。

若檢查全球平均海面溫度隨時間之變化，如圖2所示，同樣可以發現修正版本將誤差修正，降低溫度增長率，接近觀測資料。雖然調整的是海水溫度之年均值，但2米溫度的上升趨勢有明顯的修正，更接近觀測資料。

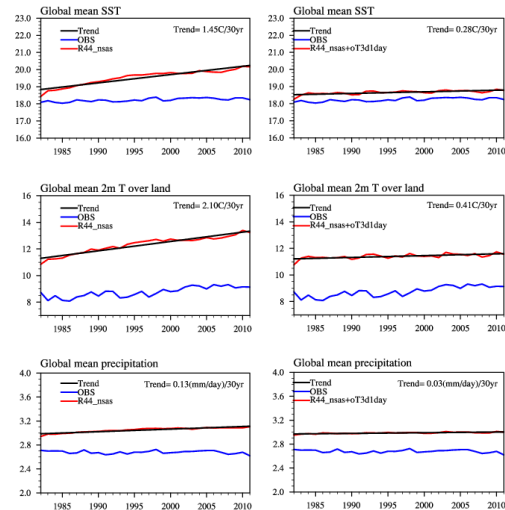


圖2、原始版(左圖)與修正版(右圖)全球平均海面溫度(上圖)、陸地2米溫度(中圖)和降水(下圖)隨時間之變化圖。紅線為模式預報值；黑線為其趨勢線藍線為觀測值。

圖3比較2版本熱帶海水溫度分布，可以發現和原始版比較，修正版中太平洋斜溫層的傾斜度與東太平洋的垂直溫度梯度均有明顯改善。

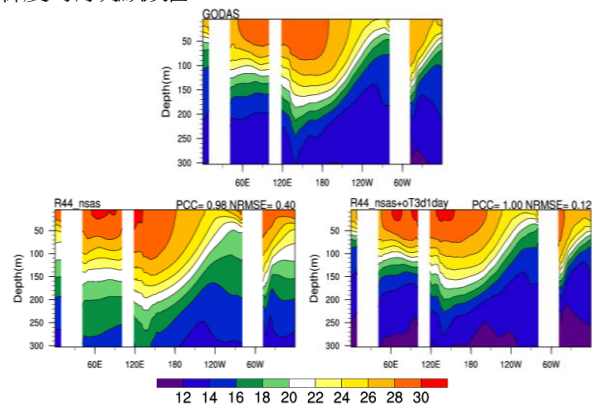


圖3、南北緯5度30年平均之海水溫度分布圖，水平軸為經度，垂直軸為深度。上面是觀測資料，下面左邊是原始版；右邊是修正版。

### 五、ENSO 模擬之比較

聖嬰現象(ENSO)為赤道東太平洋大範圍的海溫變化，透過大氣與海洋之交互作用影響全球氣候。

圖 4 是熱帶太平洋地區海面溫度之標準方差 (standard deviation)，顯示海面溫度年際變化最大的地方，由觀測資料顯示變化最大的地區是東太平洋 NINO1+2 區域，反應出 ENSO 的年際變化。原始版之相關係數是 0.67，主要的變化區域是在中太平洋區。修正版不論是標準方差的強度或最大值的區域均最接近觀測資料，相關係數可達 0.8。

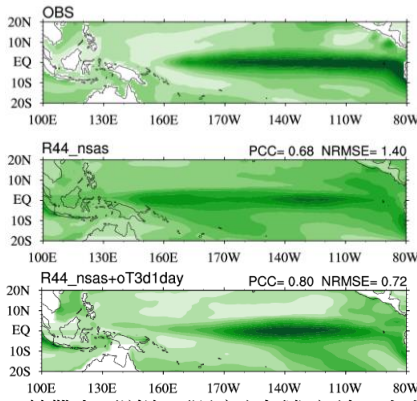


圖 4、熱帶太平洋海面溫度之標準方差，由上而下分別是觀測、原始版和修正版，PCC 為模式資料與觀測資料之相關係數。

ENSO 發展最強的振幅主要發生在冬季與 annual cycle 有 phase locking 的情形(Rasmusson and Carpenter 1982)。圖 5 檢查 NINO3 standard deviation 隨季節的變化，觀測 NINO3(黑線)最大的年際變化量發生在 12 月(冬季)，而在 4 月達到最低值，與季節變化有極大的關係。但對原始版，全年均無明顯變化，而且數值偏低，表示對 NINO3 的每溫預報之年際變化小且無法掌握 ENSO 對季節的偏好性。修正版雖然與觀測資料仍有差距，最小值出現在 8 月而非 4 月，但可顯示出季節變化，最大值出現在冬季，顯示調整海水溫度氣候場有助於對 ENSO phase locking 現象掌握能力之改進。

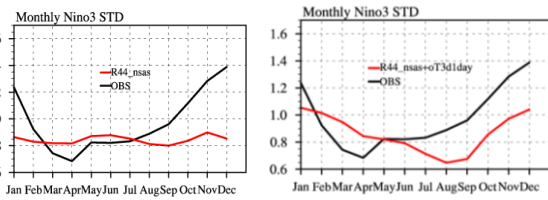


圖 5、NINO3 月平均場之 standard deviation，黑線為觀測資料，紅線為預報資料。上面是原始版，下面是修正版。

比較 NINO3 的 power spectrum，可以發現觀測資料顯示 ENSO 有 2-7 年的發生頻率(圖 6)，原始版本無法顯示出此發生頻率。修正版則可以顯示出類似 2-7 年之週期變化，對低於 2 年的發生頻率也有所掌握。

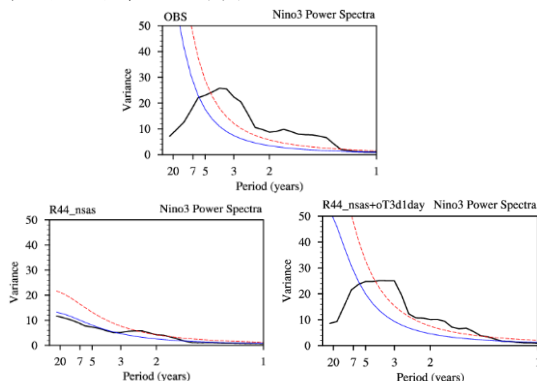


圖 6. NINO3 之 power spectrum，上面為觀測資料，下面左側為原始版，右側為修正版之 power spectrum，紅線和藍線分別表示 5% 和 95% 信心度。

ENSO 事實上是各種海氣交互作用正反饋與負反饋過程之綜合結果。正反饋過程包括 Bjerknes thermocline-wind-SST feedback, zonal-advective feedback 與 Ekman induced wind-upwelling-SST feedback。海氣交互作用之正反饋過程包括 shortwave radiation-cloud-SST feedback 和 the evaporation-wind-SST feedback。

在此將採用 Guilyardi et al.(2009)、Liu et al.(2011)和 Chen et al.(2015)所使用之診斷方法將會應用在模式之診斷並與觀測資料做比較。

首先將一步法海氣耦合模式長期積分的海洋預報資料包括海水溫度、海流(ocean currents)、湧升流(upwelling)計算海洋上層混合層(mixed layer) 熱量收支來判斷各種正負反饋過程之貢獻。

$$\frac{\partial T'}{\partial t} = -u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} - \bar{u} \frac{\partial T'}{\partial x} - v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} - \bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y} - w' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} - \bar{w} \frac{\partial T'}{\partial z} - \rho_w \frac{\partial T'}{\partial z} - v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} - \bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y} - v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} + \frac{Q'}{\rho C_p H}$$

其中  $\bar{T}$  代表混合層海水溫度之年際變化場(annual cycle)； $T'$  代表海水溫度之距平場(anomaly)。 $u$  為緯向海流； $v$  為經向海流； $w$  為湧升流； $Q'$  為大氣影響海洋之淨能量距平場。 $\rho_w$  為海水密度； $C_w$  為水之比熱； $H$  為混合層深度，此數值應於不同地點有不同深度，初步測試，在此先設定為 50 公尺。 $R$  為剩餘項。每一項均代表一種正、負反饋過程。

其次定義 ENSO 事件，因模式採長期自由積分，模式所預報的聖嬰與反聖嬰事件不一定與實際觀測一致。所以在此定義當 NINO3 地區的冬季 (ND(O)J(1)) 海面溫度距平場大於一個標準方差(standard deviation)，視之為聖嬰事件；當海面溫度距平場小於 (-1)\*標準方差，則為反聖嬰事件。

由於聖嬰事件與反聖嬰事件發展主要在 4-11 月。因此想了解各種正負反饋過程在聖嬰與反聖嬰事件所扮演的角色，需將每個聖嬰(反聖嬰)事件中 4-11 月 NINO3 地區混合層每一項單獨進行合成，作為每個過程之貢獻。

圖 7 顯示 NINO3 地區所有聖嬰事件與反聖嬰事件合成後，從事件發生前一年至發生後一年之海面溫度距平場隨時間之變化。紅線為聖嬰事件，藍線為反聖嬰事件。觀測資料顯示聖嬰事件發生的前一年海面溫度距平場為負值，自當年 4 月後海面溫度距平場轉正至當年冬季達到最大值，至次年 7 月再次轉負，反聖嬰現象恰好與聖嬰現象相反。檢查各實驗版本，原始版本完全沒有轉變相位，無法掌握好實際變化時間。反之，修正版確實展示出當年 4 月與次年的相位變化。

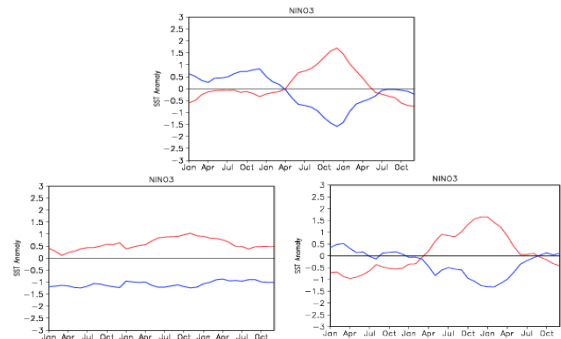


圖 7、NINO3 地區聖嬰事件與反聖嬰事件合成之海面溫度距平場。



將 ENSO 發展所受到各種正負反饋過程的貢獻用長條圖 8 來表示，此為 NINO3 地區聖嬰現象之正、負反饋過程貢獻減去反聖嬰現象之正、負反饋過程貢獻之差值場。藍色資料是使用美國 NCEP 全球海洋資料同化系統 (Global Ocean Data Assimilation System ; GODAS) 之資料所計算，接近實際觀測資料。綠色與紅色資料分別為原始版與修正版本的資料所計算。

由 GODAS 資料顯示對 ENSO 發展有較大正貢獻的分別是第 1、4、5 和 8 項。

第 1 項是 zonal-advective feedback ( $-u' \partial \bar{T} / \partial x$ )，此項由變異緯向海流將平均溫度場平流，對 ENSO 發展有正回饋。也就是當有聖嬰事件發生時，海面溫度升高會產生輻合 (convergence)，緯向變異風場吹西風，赤道地區西邊暖，東邊冷，東西方向的海溫梯度小於 0，使得此項的乘積結果大於 0，有利於升溫，可助長聖嬰現象之發展。當有反聖嬰事件發生時，緯向變異風場吹東風，赤道地區西邊暖，東邊冷，東西方向的海溫梯度小於 0，使得此項的乘積結果小於 0，有利於降溫，可助長反聖嬰現象之發展。

第 4 項為 ( $-w' \partial \bar{T} / \partial z$ ) 是 Ekman induced wind-upwelling-SST feedback，因湧升流年際變化引起的，一樣對 ENSO 發展有正貢獻。當有聖嬰事件發生時，湧升流停滯或向下，平均海溫垂直梯度大於 0，使得此項的乘積結果大於 0，有利於升溫，可助長聖嬰現象之發展。當有反聖嬰事件發生時，湧升流變大，平均海溫垂直梯度大於 0，使得此項的乘積結果小於 0，有利於降溫，可助長反聖嬰現象之發展。

第 5 項是 ( $-\bar{w} \partial T' / \partial z$ ) 為 Bjerknes thermocline-wind-SST feedback，當有聖嬰事件發生時，在中太平洋緯向風切變大，進而造成東太平洋斜溫層變厚，次表面(subsurface)溫度增加。次表面溫度為混合層以下 50 至 80 公尺處深之海水溫度，其深度依不同位置而異。次表面溫度升高會藉由平均垂直速度進行垂直平流，增強聖嬰現象(Wang et al. 1995)。

第 8 項是 meridional feedback ( $-\bar{v} \partial T' / \partial y$ )。當湧升流所產生的海面溫度變化主要是限制在赤道附近，經向溫度平流會將海面溫度異常往南北半球輸送。因此此步驟並不是聖嬰(反聖嬰)事件發展之主要貢獻者而是將加熱或冷卻範圍重新分佈。此過程主要決定 ENSO 之經向結構 (Chen et al. 2015)。

負反饋主要是第 10 項 thermodynamic feedback，包括 shortwave radiation-cloud-SST feedback 和 the evaporation-wind-SST feedback 大氣熱力作用包括短波輻射、長波輻射、潛熱釋放和可感熱釋放會阻礙 ENSO 的發展。當有聖嬰事件發生時，海面溫度升高，對流增強，雲量增加，會反射更多得太陽光，減少短波輻射，反而造成海面溫度降低，所以是負反饋作用。另外，當有聖嬰事件發生時，海面溫度升高，也會造成長波輻射增加，或是潛熱與可感熱釋放增加，均會造成海面溫度降低，也都是負反饋作用。反聖嬰事件發生時，則相反。

圖 8 展示各版本對各種正負反饋作用的模擬。大致來說，修正版本最佳，對幾種重要的正負反饋作用均有相當的掌握。混合層溫度變化率以修正版最接近觀測資料。

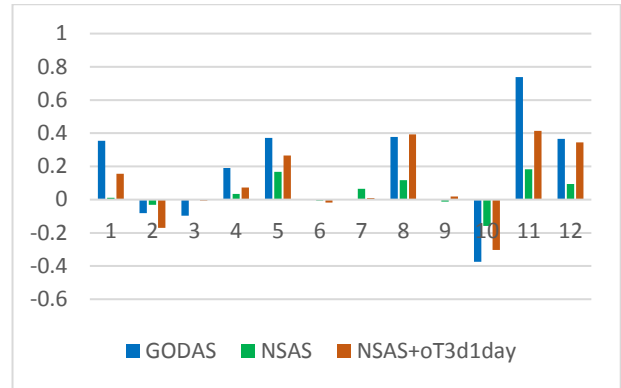


圖 8、使用 GODAS 資料(藍色)、原始版(綠色)版和修正版(紅色)預報資料，計算下面方程式各項能量收支。

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = -u' \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} - \bar{u} \frac{\partial T'}{\partial x} - u' \frac{\partial T'}{\partial x} - w' \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} - \bar{w} \frac{\partial T'}{\partial z} - w' \frac{\partial T'}{\partial z} - v' \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} - \bar{v} \frac{\partial T'}{\partial y} - v' \frac{\partial T'}{\partial y} + \frac{Q'}{\rho C_p H}$$

(12) (1) (2) (3) (4) (5) (6) (7) (8) (9) (10)  
1-10 對應方程式右側各項數值。第 11 項為第 1-10 項的總合。第 12 項為方程式左側溫度變化率。

## 六、季內震盪之比較

季內震盪(Madden-Julian Oscillation，簡稱 MJO)，主要是熱帶地區對流東傳，其週期約為 30 至 60 天(Madden and Julian,1972)，為影響亞洲與西北太平洋區 sub-seasonal 的主要氣候系統。

將南北緯 10 度 30 年冬季平均降水與 850 百帕緯向風場經 band pass filter 與印度降水計算其 lag correlation 如圖 9 所示，檢查經向圖可發現觀測資料顯示不論對流及風場於印度洋附近有明顯東傳訊號。原始版訊號較弱，但仍顯示向東傳。但修正版之東傳訊號其強度較接近實際觀測。

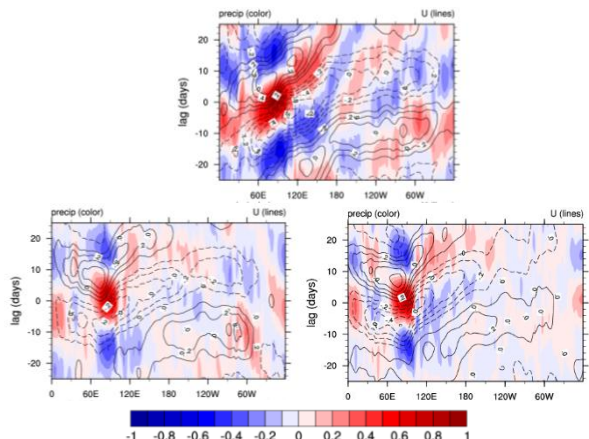


圖9、印度降水與南北緯10度平均之OLR(shading)與850百帕向風場(等值線)30年平均值經20至100天之band pass filter 檢查其lag correlation。橫軸是經度，縱軸是lag日。上面是觀測資料，下面左邊是原始版；右邊是修正版。

將南北緯 10 度平均 OLR 日資料計算其時間空間之波數頻率頻譜圖，如圖 10 所示。觀測資料顯示 MJO 在冬季最大值發生在週期 30-80 天，緯向波數為 1-2 個東傳波。原始版其最大值出現在緯向波數為 1-2 個東傳波，但其週期大於 80 天，且對西傳訊號有高估的現象。修正版顯示最大值出現在

30-80 天週期，緯向波數為 1 處，最接近觀測資料。

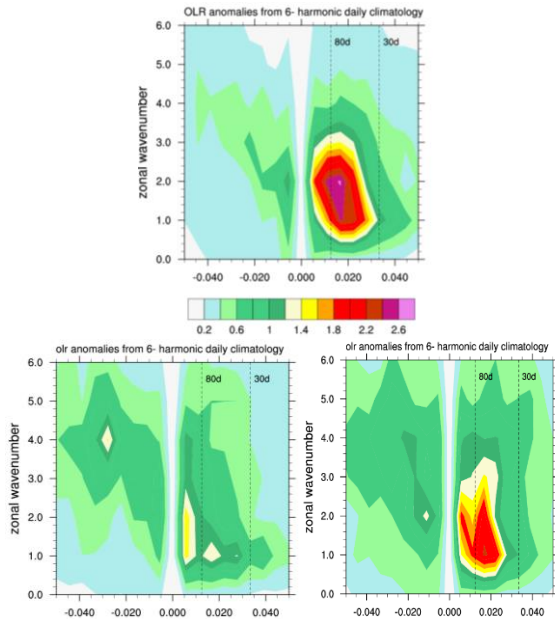


圖 10、南北緯 10 度平均之 OLR 日資料計算其時間空間之波譜圖(wavenumber frequency spectra)，橫軸為頻率，縱軸為波數。上圖是觀測資料，下面左邊是原始版，右邊是修正版。

## 七、結論

本研究利用中央氣象局一步法海氣耦合模式評估修正海洋模式海水溫度氣候場對一些氣候系統模擬之影響。將一步法海氣耦合模式進行自由積分，積分30年，比較未修正氣候場之原始版本與修正海水溫度氣候場之修正版，此二組模式長期積分對氣候場、ESNO現象與季內震盪氣候特徵之掌握。

研究結果顯示此修正減少海面溫度於中緯度之暖偏差與熱帶太平洋之冷偏差。不僅對原始版中全球平均海面溫度隨時間偏差變大的趨勢有明顯改善，也減緩2米溫度不合理的增溫趨勢。

對ENSO來說，調整氣候場，可改進模式對其年際變化之水平分佈型態、發生週期與annual cycle phase locking現象之掌握。診斷ENSO機制內各項正反饋作用，氣候場修正後，也更接近實際觀測。

對季內震盪而言，調整氣候場，對流東移現象有較明顯之東移訊號，也可展示波數為1，30-80天的週期特徵。

整體來說，調整海洋模式海水溫度氣候場對年際變化尺度的ENSO現象與季內尺度的季內震盪之特徵模擬均有明顯的改進。

研究顯示氣候場影響對聖嬰現象與季內震盪之預報有正面影響。目前模式之氣候場仍有明顯誤差，如何改進模式氣候場，成為未來重要之課題。

## 八、參考資料

- 童雅卿 2017: 一步法海氣耦合模式氣候場修正對模式長期積分之影響評估。106年天氣分析與預報研討會論文，A3-5。
- Chen, L, T. Li, and Y. Yu, 2015: Causes of Strengthening and Weakening of ENSO Amplitude under Global Warming in Four CMIP5 Models. *J. Climate*, 28, 3250-3274.
- Ek, M., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno, and J. D. Tarpley, 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta Model. *J. Geophys. Res.*, 108, 8851, doi:10.1029/2002JD003296.
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1992: On the correlated k-distribution method for radiative transfer in nonhomogeneous atmospheres. *J. Atmos. Sci.*, 49, 2139-2156
- Fu, Q., and K. N. Liou, 1993: Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 50, 2008-2025.
- Fu, Q., K. N. Liou, M. C. Cribb, T. P. Charlock, and A. Grossman, 1997: Multiple scattering parameterization in thermal infrared radiative transfer. *J. Atmos. Sci.*, 54, 2799-2812.
- Guilyardi, E. 2006: El Niño-mean state-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. *Climate Dynamics* 26:329-348.
- Han, J., and H.-L. Pan, 2011: Revision of convection and vertical diffusion schemes in the NCEP Global Forecast System. *Wea. Forecasting*, 26, 520-533.
- Li, T., 1997: Phase transition of the El Niño-Southern Oscillation: A stationary SST mode. *J. Atmos. Sci.*, 54, 2872-2887.
- Li, T. and T. F. Hogan, 1999: The role of the annual mean climate on seasonal and interannual variability of the tropical Pacific in a coupled GCM. *J. Climate*, 12, 780-792.
- Liu, L., W. Yu, and T. Li, 2011: Dynamic and thermodynamic air-sea coupling associated with the Indian Ocean dipole diagnosed from 23 WCRP CMIP3 models. *J. Climate*, 24, 4941-4958.
- Madden, R., and P. Julian, 1972: Description of global scale circulation cells in the Tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1109-1123.
- Palmer, T. N., G. Shutts, and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 1001-1039.
- Pan, and W.-S. Wu, 1995: Implementing a mass flux convective parameterization package for the NMC Medium-Range Forecast model. NMC Office Note 409, 40pp.

Wang, B., T. Li, and P. Chang, 1995: An intermediate model of the tropical Pacific ocean. *J. Phys. Oceanog.*, **25**, 1599-1616.

Zhao, Q., and F. H. Carr, 1997: A prognostic cloud scheme for operational NWP models. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1931-1953.