

熱帶大氣環流數值模擬

徐建翊 余嘉裕
中國文化大學大氣科學系

摘要

本文利用 COADS 十年平均大氣場資料分析熱帶降水與風場之氣候分佈特徵，並與 NCAR 所發展之氣候模式（CCM2）模擬結果作比較，以瞭解 CCM2 對熱帶大氣降水、風場以及季內震盪之模擬效果。

分析結果顯示，CCM2 所模擬之 ITCZ、WPCZ 與 SPCZ 位置大致而言與實際觀測結果一致，但降水量遠超過觀測所得結果之 2~3 倍，且範圍亦較廣；所模擬之熱帶風速約為實際觀測之兩倍；降水帶之移動受高海溫與深對流之影響，使得移動速度較實際小很多，並無法模擬出熱帶季內震盪特徵；流場的分佈與實際大致符合。

一、前言

由於海洋之熱容量較陸地大，且範圍亦較廣，因此使得海洋一直扮演著大氣運動能源儲存槽以及氣候調節器之角色。大氣和海洋的交界面存在著不同時間和空間尺度的交互作用，透過這些交互作用使大氣和海洋彼此交換動量和熱量。一般而言，海洋的運動速度遠比大氣來得緩慢，因此大範圍的大氣海洋交互作用並不易發生，然而大氣的運動時間尺度隨著緯度降低而增長，因此熱帶大氣低頻分量與海洋的運動時間尺度變得比較接近，也較容易發生大範圍的交互作用。

近十年來學界對大氣與海洋耦合環流模式（Coupled General Circulation Models, CGCMs）之研究不遺餘力（如 Battisti 1988；Latif et al. 1990；Syu and Neelin 1995 等），這些 CGCMs 研究最主要目的即在瞭解驅動 ENSO 現象的重要物理機制，以提供未來預報模式的參考。

本文主要透過 NCAR 發展之氣候模式（CCM2）的模擬並配合實際觀測資料的分析，以瞭解 CCM2 對於熱帶降水、風場以及季內震盪之模擬情形，以瞭解 CCM 之缺點，並進一步改進 CCM2 對熱帶大氣之模擬能

力，以作為短期氣候預報之工具。

本文第二節將描述研究所使用之資料架構以及簡介所採用之大氣環流數值模式（NCAR CCM2）。第三節介紹 COADS 分析之熱帶太平洋地區降水和氣流場氣候特徵，以作為數值模式校驗之參考，第四節探討 CCM2 模擬之降水與氣流場特徵。第五節則對本文作一總結。

二、分析資料與研究工具

2.1 資料來源與結構

本文所採用之資料為 COADS（Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set）1978 十月至 1988 九月共十年之降水與低層風場月平均資料；資料解析度為 $2^\circ \times 2^\circ$ ；分析區域 30S~30N/100E~60W。

2.2 數值模式

採用美國大氣科學研究中心（National Center for Atmospheric Research, 簡稱 NCAR）所發展的氣候模式（Community Climate Model, 簡稱 CCM），此模式為目前學界廣泛應用之大氣環流模式之一。我們所使用之氣候模式為第二版（簡稱 NCAR CCM2），該

氣候模式水平向採用波譜法表示，解析度為 T42（相當於經緯度 2.8×2.8 ），垂直向採混合垂直座標（hybrid coordinate），共分十八層，大氣層頂定在 2.917mb，而最底層約在 75 公尺附近。NCAR CCM2 含有完整的物理過程，包括雲、輻射、地表通量、土壤、海洋、邊界層亂流等參數化過程。有關 NCAR CCM2 模式的詳細動力架構、物理、以及數值方法等，可見 Hack et al.（1993）之介紹。

三.COADS 氣候

熱帶大氣被普遍認為最具代表性之氣象參數為降水和風場，因此本節將僅分析上述二參數在熱帶太平洋地區的氣候分佈特徵，以作為與 NCAR CCM 大氣環流模式模擬結果的比較基準，研究範圍限於熱帶太平洋地區。

3.1 降水分佈

圖 1 為熱帶太平洋地區氣候平均月降水之季節變化。熱帶太平洋地區降水主要由三大部份所組成，分別為西太平洋輻和區（WPCZ, Western Pacific Convergence Zone）、南太平洋輻和區（SPCZ, Southern Pacific Convergence Zone）以及東太平洋之間熱帶輻合區（ITCZ, Inter-Tropical Convergence Zone）。此三大降水中心之位置及強度隨著季節變化而改變，這其中以 SPCZ 之季節變化最為明顯。在一月時，其強度達到最大，主要降水區（斜線區）可往東南延伸到 160E/20S 附近；七月時，SPCZ 強度最弱，降水量僅及一月時之半。

相較於 SPCZ 強度之季節變化，ITCZ 和 WPCZ 強度的季節變化顯得緩和許多，其中 ITCZ 除了降水強度隨季節有少許改變之外，其主要降水中心位置（北緯 10 度）幾乎不隨季節變化而位移。上述大氣主要對流輻合區季節變化特徵與太平洋高海溫區的季節變化相當一致，也與大氣低靜力穩定度區位置符合（Yu et al. 1998）。由於對流降水所伴隨的潛熱釋放為熱帶大氣運動的主要驅動力之一，因此探討積雲尺度對流、大尺度環流以及海溫變化三者間關係的研究，對於增進吾人對於氣候動力過程的瞭解有相當大的助益。

3.2 風場分佈

圖 2 為十年平均熱帶太平洋地區氣流線分佈。圖中顯示，東太平主要輻合區呈東西走向，緯度介於北緯 5 度到 10 度之間，輻合帶緯度在一月和四月較低，七月和十月較高，其位置與主要降水區相當一致。整個赤道太平洋地區大致上吹的是偏東風。WPCZ 和 SPCZ 所在區也是氣流線之主要輻合區，其中一月 SPCZ 強度最強時，有一顯著之氣旋式環流，其中心位於 15N/165E 左右，與 SPCZ 最大降水中心位置一致。另外在東亞海陸交界處，明顯地受到季風環流的主宰，冬季吹東北風到北風，夏季吹西南風到南風。

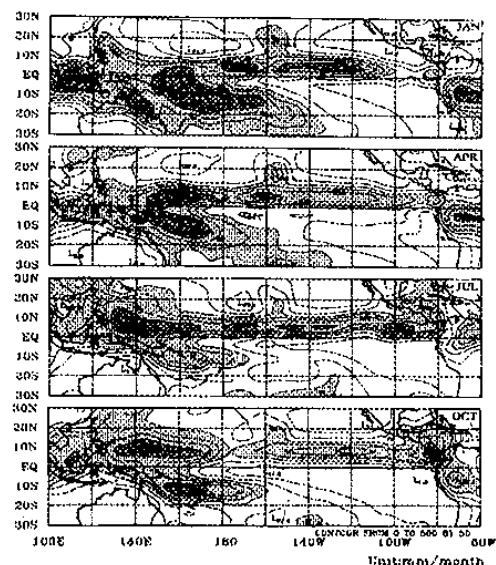


圖 1：COADS 分析之熱帶太平洋地區月降水分佈，由上至下分別為一月、四月、七月和十月，資料為 1978-1988 十年平均值。等直線間距為 50 mm month^{-1} ，打點區和斜線區分別代表降雨強度超過 $150 \text{ mm month}^{-1}$ 和 $300 \text{ mm month}^{-1}$ 。

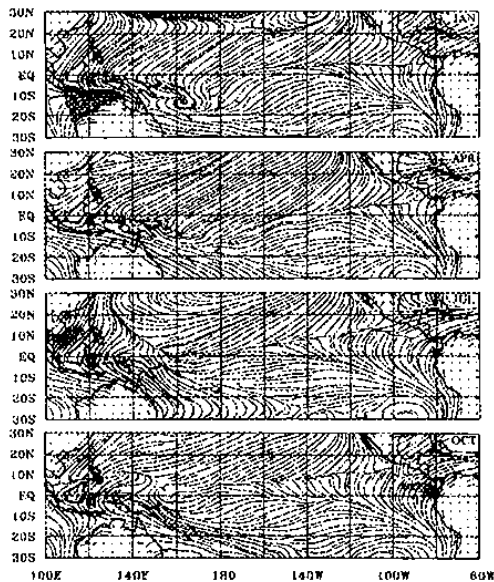


圖 2：COADS 分析之熱帶太平洋地區月平均氣流線分佈，由上至下分別為一月、四月、七月和十月，資料為 1978-1988 十年平均值。打點區代表該處緯向風場大於 $2.5 m s^{-1}$ 。

四、CCM 模式氣候

4.1 降水分佈

圖 3 為 NCAR CCM 所模擬之降水季節循環。圖中顯示，模擬之 ITCZ、WPCZ 以及 SPCZ 位置，大致上與 COADS 觀測結果一致，但是降水量卻遠超過觀測值，其中 WPCZ 和 SPCZ 最大降水量達 $1500 mm month^{-1}$ 以上，為觀測值之三倍左右。這種過度高估之降水可能與傳統之「濕對流調整法」易產生「網格點風暴」(grid-point storm) 有關 (Yu and Neelin 1994)。同時，這種熱帶輻合區降水的高估，也將使得模擬的熱帶風速過大，約為觀測結果之兩倍，這點在 4.2 節中做進一步之討論。除了降水強度過大之外，CCM 模擬之 ITCZ 往往呈東西不連續分佈，中間時有斷裂情形發生，特別是在季節交替的四月和十月更為明顯，另外，模擬之 ITCZ 對流雲帶南北尺度較為寬廣，與觀測現象有顯著之差異。

為進一步瞭解 CCM 降水之傳播特性，以瞭解 CCM 是否有能力模擬出熱帶季內震盪現象，我們另分析熱帶 (圖 4a)、副熱帶 (圖 4b) 以及中緯度 (圖 4c) 三個緯度圈之降水

時間序列特性。在熱帶緯度圈方面 (圖 4a)，我們發現熱帶大氣發生強對流最頻繁的區域主要有三處分別為：赤道非洲、印度洋和西太平洋以及赤道南美，其他地區之降水較不顯著。赤道非洲地區，主要降水季節集中在春季和秋季；印度洋和西太平洋地區則是三區當中對流最旺盛者，除了六月外，整年多數時間皆有明顯的降水；赤道南美區降水分佈也相當平均，除了七月外，多數時間也有明顯降水。

我們也發現，上述三區之降水往往伴隨有東向 (eastward) 和西向 (westward) 的傳播特徵，其中東向降水傳播繞地球一圈之平均週期約為 120 天左右，以降水分佈為波數三來計算，相當於相速為 $1.3 m s^{-1}$ ，此與觀測中熱帶「季內震盪」(Intra-Seasonal Oscillation) 所伴隨的「超級雲簇」(super cloud clusters) 相速 $10\sim 14 m s^{-1}$ 有很大之差異。根據 Yu and Neelin (1997) 的研究顯示，高的海溫以及旺盛的對流，是減緩東向「moist Kelvin wave」移動速度的主因，而且對流越強移動速度越慢，由於熱帶「季內震盪」往往被解讀為「moist Kelvin wave」的表徵，因此 NCAR CCM 中近似滯留的降水特徵可能與模擬的降水量過大有關。

副熱帶緯度圈的降水時間序列與熱帶地區則有顯著之差別 (見圖 4b)，原熱帶非洲地區之春、秋季降水特徵明顯地在副熱帶地區減弱，夏季降水反倒增加。印度半島和東亞地區的降水則轉為夏季多雨、冬季少雨的情況，此現象乃因該處受到季風環流影響所致。此外，副熱帶東太平洋地區降水在冬季也有明顯的增加。與亞洲季風區降水特徵類似，副熱帶美洲大陸的降水也有顯著之乾濕季分佈特徵，主要降水集中在夏季。北半球副熱帶地區降水也有明顯的東向傳播特徵，其週期平均為 80 天左右，相當於 $2 m s^{-1}$ 左右之移動速度。

圖 4c 為模擬之北半球中緯度降水時間序列。除了降水量遠小於熱帶和副熱帶地區外，主要降水區也由波數 3 轉為波數 2：一區為西太平洋至東亞大陸；另一區則為大西洋西部至北美東部，與觀測結果相當一致。此處對流系統僅有東向傳播特性，其週期約為 50~60 天左

右，此種中緯度「季內震盪」現象乃因地形強迫力作用在西風帶大氣上所產生的，與熱帶地區因積雲潛熱釋放與大尺度波動交互作用產生之機制完全不同。

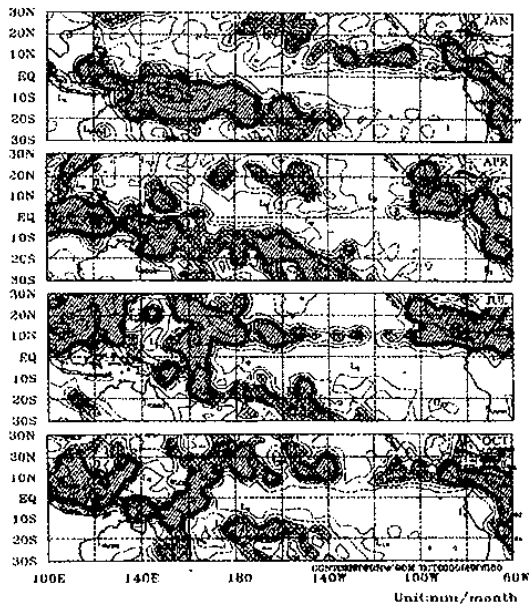


圖 3：NCAR CCM 模擬之熱帶太平洋地區月降水量分佈圖，由上至下分別為一月、四月、七月和十月。打點區和斜線區分別代表降雨強度超過 $150 \text{ mm month}^{-1}$ 和 $300 \text{ mm month}^{-1}$ 。等直線間距在 $300 \text{ mm month}^{-1}$ 以下為 50 mm month^{-1} ， $300 \text{ mm month}^{-1}$ 以上為 $500 \text{ mm month}^{-1}$ 。

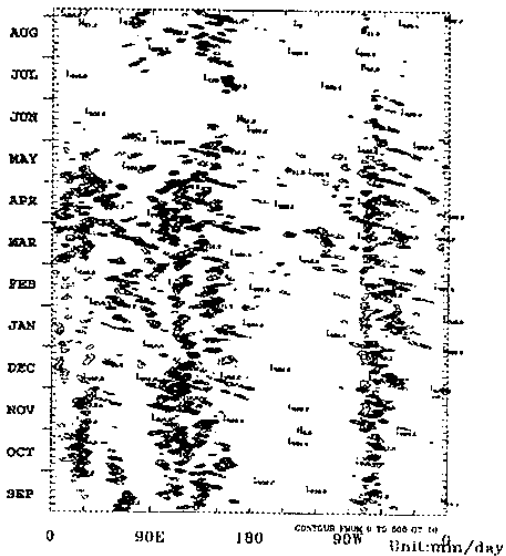


圖 4a：為 NCAR CCM 模擬之熱帶緯圈（ $5S \sim 5N$ 平均值）日降水量時間序列圖，等直線間距為 10 mm day^{-1} 。

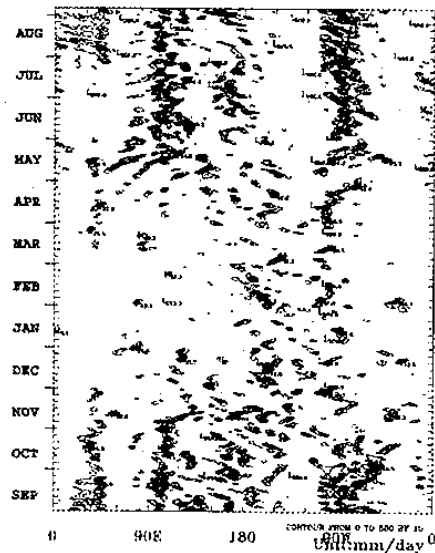


圖 4b：同圖 4a，但為副熱帶緯圈（ $10N \sim 20N$ 平均值）日降水量時間序列圖。

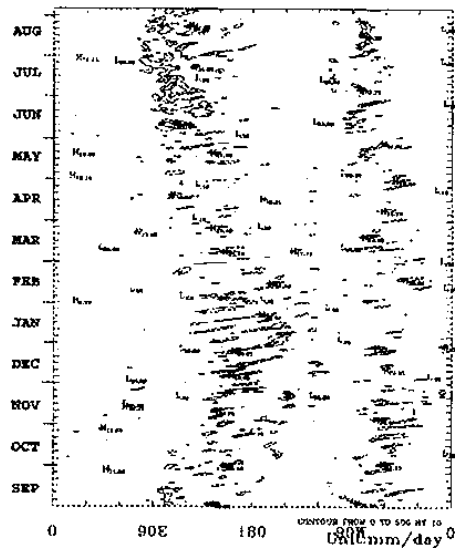


圖 4c：同圖 4a，但為中緯度緯圈（ $30N \sim 50N$ 平均值）日降水量時間序列圖。

4.2 風場分佈

圖 5 為 NCAR 所模擬之熱帶太平洋地區月平均氣流線分佈圖。由圖中可發現，北半球 ITCZ 所在位置較 CAODS 觀測結果偏北，約於北緯 10 度附近，四月較低、而十月則較高。一月份於南半球有顯著之氣旋式環流，此與實際相符，唯位置稍偏西，四月與七月分別於東太平洋及西太平洋有明顯之氣旋式環流產生，此可能是因模式模擬過量降水所導致。另

外，對於季風環流之分佈模擬相當不錯。

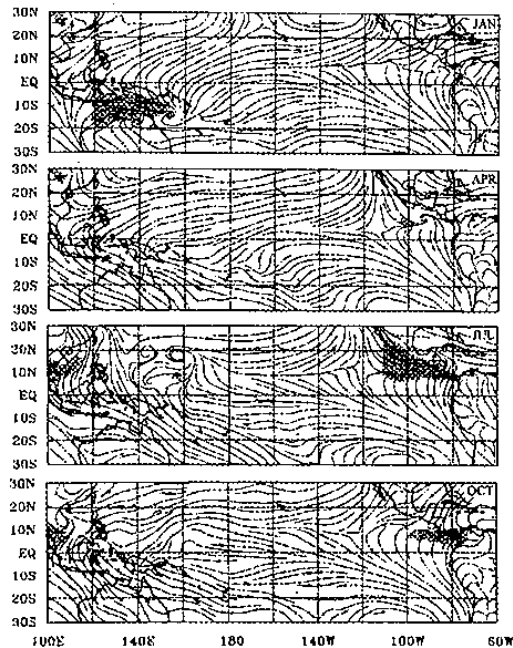


圖 5: NCAR CCM 模擬之熱帶太平洋地區月平均氣流線分佈，由上至下分別為一月、四月、七月和十月，資料為 1986-1995 十年平均值。打點區代表該處緯向風場大於 $5 m s^{-1}$ 。

五、總結與討論

許多研究結果顯示，熱帶太平洋地區大氣熱源變化與熱帶甚至中高緯度地區大氣環流年際變異（interannual variability）或者短期氣候變化有密切之關係。本文透過 CCM2 之模擬與實際觀測所得之結果相比較發現，CCM2 模擬所得之主要降水帶與觀測結果相當一致，但降水範圍較實際廣，且降水量亦比觀測結果大了二到三倍，因此可知 CCM2 對於降水量的模擬效果並不十分良好。所得之模擬風場較實際大了兩倍，此可能是受模式模擬之高降水量之影響所致。降水帶之移動於熱帶有向東及向西兩種傳播方式，然而受到降水量高估之影響，使得傳播速度比實際大氣之傳播速度小很多，甚至呈現滯留的情況，因此 CCM2 對於季內震盪之模擬效果不太理想，另外由模擬之降水結果亦發現中緯度之降水只有東向之傳播，此與熱帶產生機制完全不同。

綜合上述可瞭解到，CCM2 模擬出之過

量降水連帶造成了低層各種氣象參數及 Kelvin wave 移速與實際觀測結果有顯著之差異，因此為使 CCM2 所得之結果更接近實際大氣，改進 CCM2 之積雲參數化為下一個重要的重點工作之一。

誌謝

作者感謝國科會副熱帶資料庫提供研究所需資料、中央大學胡志文博士協助 NCAR CCM 模式建立，方便本文得以順利完成。本研究由國科會計畫 NSC-86-2111-M-034-002 資助所完成，所需計算機資源由文化大學大氣科學系提供。

參考文獻

- Battisti, D. S., 1988: The dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere-ocean model. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2889-2919.
- Hack, J. J., and co-authors, 1993: Description of the NCAR Community Climate Model (CCM2). NCAR Technical Note, 108pp.
- Latif, M., J. Bjercamp, H. V. Storch, M. J. McPhaden, and E. Kirk, 1990: Simulation of ENSO related surface wind anomalies with an atmospheric GCM forced by observed SST. *J. Climate*, **3**, 509-521.
- Syu, H.-H., and J. D. Neelin, 1995: Seasonal and interannual variability in a hybrid coupled GCM. *J. Climate*, **8**, 2121-2143.
- Yu J.-Y. and J. D. Neelin, 1994: Modes of tropical variability under convective adjustment and the Madden-Julian Oscillation. Part II: Numerical Results, *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1895-1914.
- Yu J.-Y. and J. D. Neelin, 1997: Analytic approximations for moist convectively adjusted regions. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1054-1063.
- Yu J.-Y., C. Chou and J. D. Neelin, 1998: Estimating the gross moist stability of the tropical atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 已接受付印中。