

# 東亞大氣年際變化與模擬之研究

鄭凱天<sup>1</sup> 曾仁佑<sup>1</sup>  
國立中央大學大氣物理所<sup>1</sup>

## 摘要

本研究使用 NCAR CCM3 模式來進行 AMIP 2 式的模擬以研究大氣的年際變化。模式的空間解析度為 T42，積分時間自 1981 年 11 月到 2003 年 1 月。使用週平均及月平均海溫分別做一組的模擬，目的是要探討不同海溫時間解析度對大氣年際變化的影響。透過模擬及觀測的年際變化的分析，可以了解 CCM3 在東亞地區的模擬能力以及使用週平均海溫是否會影響模式的模擬能力。

在暖事件期間，由東亞／西太平洋區域上、下對流層的流函數距平可以發現，觀測場及兩組模擬場的空間型態均相當接近，主要的特徵模式都有掌握到。其主要特徵如下：在上對流層的(1)貝加爾湖有西風脊距平、(2)華南有負流函數距平以及在(3)日本和印度西方有正流函數距平；在下對流層則有：(1)貝加爾湖西風脊距平、(2)華南槽距平及(3)西北太平洋反氣旋〔包括菲律賓及日本反氣旋〕距平。儘管在暖事件期間，模式的空間型態很接近觀測場，但是因為模式上對流層的太平洋反氣旋加強，所以華南負流函數距平的強度及範圍皆比觀測場弱。

在冷事件期間，由上及下對流層距平流場也可以發現，兩組模擬的距平型態也大致與觀測場相似。觀測及兩組模擬的上對流層特徵為：(1)貝加爾湖為東風槽〔氣旋〕距平、(2)華南的負流函數距平強度減弱、(3)日本及印度西方的正流函數距平增強；下對流層的特徵則是：(1)貝加爾湖處的東風槽距平、(2)華南的氣旋距平、以及(3)菲律賓的氣旋及日本的反氣旋距平。使用月平均海溫的模擬，在冷事件時低層大氣在亞洲高緯度區域的年際變化有大區域呈現和觀測場互為反相位的情形，但使用週平均海溫的模擬則可使反相位的範圍縮小。

另外，使用月平均及週平均海溫的模擬差異方面，透過分析冷及暖事件的空間型態後發現，大致上使用不同海溫模擬的空間型態是相當接近。但是，週平均海溫可以提高在緯度 50°N 處的季節尺度以下的擾動的模擬能力，所以緯度 50°N 的阿留申低壓年際變化及亞洲陸地部分的掌控能力比使用月平均好，前述的現象在冷事件時比較明顯。

由點對點時間相關分析可以發現，在東亞大陸、日本及印度等地區的上及下對流層，在海溫異常年時流函數的時間相關係數高於正常年，主要是因為在赤道海溫距平時海溫對這些地區的作用力增強。同樣的，分析流函數時間相係數的空間分佈，可以發現在東亞、日本及印度等地區，週平均海溫組提高相關係數的區域比月平均組大。由赤道海溫事件時的距平場及相關分析可以知道，週平均海溫確實使模式在年際變化方面的模擬能力略微提高，以冷赤道海溫距平事件改善的程度最為明顯。

## 一、前言

冬末至春季是北台灣的枯水期，當冬季的鋒面降水及春雨過少時，北台灣就面臨缺水問題。因為 2002 年的冬季降水及春雨少，當年春季便出現缺水的現象，若加上夏、秋颱風降水少時則會使缺水的時間延長到夏、秋季。反觀今年〔2005 年〕春季，降水量因為過多，在平地造成水災、山區有土石流發生。短短的幾年內降水的變化之大，這些極端降水事件往往造成台灣經濟及人民生命、財產的重大損失。若可以提高降水年際變化的預報準確度，則可以提高防災的效果以及使災害的損失降低。因此吾人想要了解，當東亞降水年際變化發生的同時，整個東亞環流場的狀態

及其年際變化。

Chen and Chen(2003)的研究中提到台灣主要的降水期有三個：為冬季、隔年的春季及夏季〔包括梅雨及風風〕，不同的季節會對不同地區帶來降水。在這三個季節中，為台灣帶來降水系統分別是冬、夏季的季風以及颱風當赤道海溫年際變化發生時，冬、夏季季風的強弱及颱風路徑等受到赤道海溫變化的影響，台灣降水的氣候特徵亦會間接地被影響。

歐亞大陸的陸地表面條件的改變會影響到季節性的海、陸加熱差異，這可能會影響到亞洲季風的強弱與肇始時間(Hahn and Shukla, 1976; Dickson, 1984; Tzeng and Lee, 2001)。在季風的年際變化方面，Webster et al.(1998)則是認為 ENSO 和季風降水的關係會比降

雪和季風降水的關係要好。Webster et al. (1998)提出的理由是降雪和季風降水的反相位關係在某些 ENSO 年是不成立，而南方振盪指數(Southern Oscillation Index, SOI)含有歐亞冬季降雪年際變化的訊息，所以用 SOI 對降水作估計會比用降雪量要好。

熱帶氣旋襲台與否主要取決在它的移動路徑會不會經過台灣，其中太平洋高壓的強度對颱風路徑有最大影響力。在暖事件及冷事件時，熱帶氣旋在其生成的位置、生命期的長度及路徑有明顯的差異(Wang et al., 2002)。在 1957 年 1 月到 1999 年 12 月之間的六個暖事件及六個冷事件中，颱風個數在年際變化上沒太大的差異，但是暖年的颱風生命期比在冷年時的要長三天左右，這是因為暖年熱帶氣旋生成的位置在接赤道中太平洋處，向北到日本須要比較長的時間。在路徑方面，暖年向北走的颱風比較多，冷年颱風多向西走。冷年向北走的颱風個數比暖年的颱風少一半以上。

在溫帶，模式預報結果將因初始場的長時間積分，在兩周後就會失去預報能力(Lorenz, 1982; Kharin et al., 2001; 董, 2002)。Reichler and Roads (2003,2005)發現，在熱帶區域初始條件主宰數值預報一開始的三到八週。也就是說，初始條件的影響會隨著模式積分時間愈長影響模擬結果的程度會愈小；邊界條件則是隨著模式積分時間愈長影響模擬結果的程度愈大。

吾人想從這個實驗得到因為海溫時間解析度的不同對模式大氣的年際變化的影響為何。是否會因此使模式大氣更接近真實大氣的運動型態。本研究想先了解模式模擬大氣年際變化的能力，以及使用不同時間解析度的海溫所模擬出的兩組模擬結果分別有那些優缺點。之後，再運用統計迴歸或是其他方法來縮小模擬與真實大氣的差異，最終的目的仍是想要使用改善模式結果的方法來提高模式的預報能力。

## 二、 模式與資料

本數值實驗使用美國國家大氣研究中心 (National Center for Atmospheric Research, 以下簡稱爲 NCAR) 所研究與發展的全球大氣環流模式—Version 3 of NCAR Community Climate Model, 簡稱爲 CCM3。第四代的 NCAR Community Climate Model 在 1996 年公佈，名爲 CCM3，這一代的模式內容大部分承襲自 CCM2，但是仍有對一些參數化作修改，目的是要移除 CCM2 中的系統性誤差〔大氣層頂

個案	正常年	暖事件	冷事件
	83/84	82/83	84/85
	85/86	91/92	88/89
年	86/87	97/98	
份	89/90		
	96/97		
	01/02		

表一 爲本研究選擇之個案年份，冷事件及暖事件選取的標準是依 Wang et al. (2000) 的標準，正常年是排除掉只要被認定爲型變或反型變年的年份。

及地表的能量收支)以及使大氣模式和海洋、陸地及海冰模式可以耦合得更好。CCM3 的物理物理參數化，見 Kiehl et al.(1996)的技術文件。

本次數值實驗的時、空解析度爲 T42L18，時間間隔爲 1200 秒，每 6 小時一次輸出，由 1981 年 11 月開始模擬到 2003 年 1 月結束。下邊界的海溫是使用 NCEP 的週平均及月平均海溫，分別做兩次的模擬。ERA-40 的大氣資料及 CMAP 的降水資料爲對照用的觀測資料。分析的時間以 1982 年 9 月到 2002 年 8 月間 20 年的月平均資料爲主。

在冷、暖事件個案的選擇標準方面，爲了要方便比較及討論是以 Wang et al. (2000) 的文章中所用的標準(1°C 以上、0.5°C 持續 8 個月)，選出來的暖及冷事件見表一。其中，正常年是指排除掉選出的暖、冷年之後剩下的年份，再對照 International Research Institute for Climate Prediction 所公佈的冷、暖事件的年份，剔除掉未被選入、強度較弱的暖或冷事件。

## 三、 20 年氣候值

NCAR CCM3.6 對於大氣季節變化或是長時間、大尺度的特徵，例如：副熱帶高壓在冬夏季時的位置、阿留申低壓出現的位置、季風環流和降水分佈等的模擬與真實大氣相當類似，這和 Kiehl et al. (1998) 及 Hurrell et al. (1998) 所做的 CCM3 數值模擬的結果是一致。

在各個氣候系統的強度方面，兩組使用不同海溫的 CCM3 模擬場和 ERA-40 觀測場則是有較大的出入及改善的空間，如：(1)模式東亞陸地方面，夏季的陸地低壓偏弱，導致西南季風西移、冬季西伯利亞高壓過強，(2)夏季太平洋高壓過強，(3)冬季的阿留申低壓位置偏西等。在 Hurrell et al. (1998) 及 Zhang et al. (1998) 的研究中也有提到前述問題。前述的三個問題由於模式地表溫度在陸地、海水及海冰區域和觀測場有 5°C 的差異所造成。由此可知，在中、高緯度區域的低對流層中，模式大氣的斜壓擾動或中、小尺度擾

300百帕DJF環流場合成圖

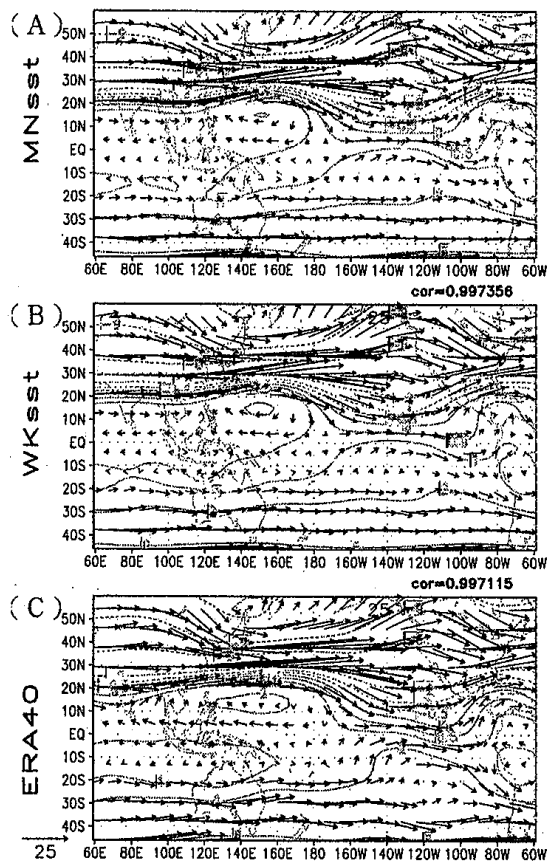


圖 1 圖為300百帕正常年的冬季環流場合成圖，其中箭頭為風標，基準風標在圖左下角 ( $m s^{-1}$ )，等值線為流函數，單位為  $10^7 S^{-1}$ ，虛線為負，實線為正。由上而下為 (A) 月平海溫組、(B) 週平均海溫組及 (C) ERA-40再分析資料。第一個  $cor$  是 (A) 和 (C) 的空間相關，第二個為 (B) 和 (C) 的空間相關。

300百帕DJF環流場合成圖

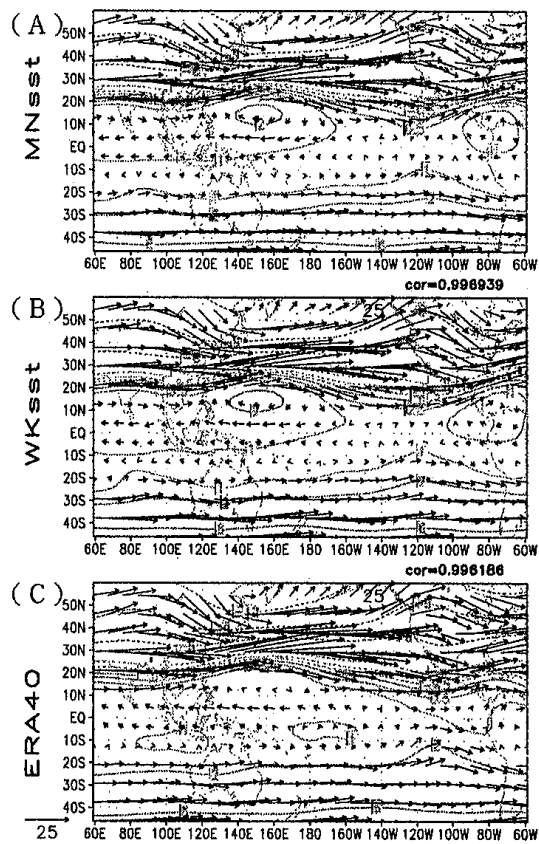


圖 2 圖為300百帕暖事件時冬季環流場合成圖，其中箭頭為風標，基準風標在圖左下角 ( $m s^{-1}$ )，等值線為流函數，單位為  $10^7 S^{-1}$ ，虛線為負，實線為正。由上而下為 (A) 月平海溫組、(B) 週平均海溫組及 (C) ERA-40再分析資料。第一個  $cor$  是 (A) 和 (C) 的空間相關，第二個為 (B) 和 (C) 的空間相關。

動的活動範圍及其強度就會和觀測場有不同，因此模式中高緯度的緯向環流系統的強度或是位置也會改變。

#### 四、年際變化

正常年的模擬和觀測的上對流層流場 (圖 1) 和暖事件時的模擬和觀測的上對流層流場 (圖 2) 比較時可以發現，上對流層的阿留申低壓及太平洋高壓中心遠離東亞/西太平洋區域，所以上對流層的東亞/西太平洋槽脊系統加強 (西伯利亞高壓脊北伸、南亞槽向東移至印度東方)，明顯的距平特徵如下：貝加爾湖 (西伯利亞) 高壓脊距平、華南氣旋 (槽) 距平以及日本、印度的反氣旋距平。在下對流層則是受到上對流層的影響，也會有相對應於高層大氣槽脊系統加強的情形發生，如：下對流層貝加爾湖區的輻散加強、華南-台灣一帶輻合、降水加強等。由前述的分析

可以知道，東亞因位處在南亞槽前所以上升運動加強降水也就增多，赤道西太平洋則因為海水溫度降低而上升運動減弱、降水減少，這和 Wang (2002) 的研究中所提到的暖事件時西太平洋發生反相位哈德雷環流的情形是一致的。

在冷事件 (圖 3) 時，上對流層的阿留申低壓及太平洋高壓中心接近東亞/西太平洋區域，所以上對流層的東亞/西太平洋槽脊系統減弱 (西伯利亞高壓脊南退、南亞槽向東移更接近東亞)。因槽脊系統減弱而產生的距平特徵為：貝加爾湖出現東風槽距平、日本及印度的反氣旋距平。因為上對流層的南亞槽接近，所以在華南、台灣及西太平洋一帶的輻合及上升運動比正常年時強，但是華南及台灣一帶的降水增加的幅度沒有西太平洋降水增加的幅度大。從模式及觀測距平場的空間關係數來看，在冷事件時，因為使用週平均海溫為下邊界做模擬，可以使亞洲高緯度及

月平均海溫的要高。

## 六、 結論

此本研究想要針對東亞大氣的在兩個相位的 ENSO 事件時年際變化的狀態。因為在做長時間的氣候模擬時多以月平均海溫為趨動模式大氣的下邊界，在近幾年有週平均海溫的出現，所以也使用月平均及週平均海溫做氣候變化的模擬，目的要了解不同時間解析度的海溫對大氣年際變化的影響。透過模擬及觀測的年際變化的分析，可以了解 CCM3 在東亞地區的模擬能力以及使用週平均海溫如何影響模擬的結果。

CCM3 的模式設定策略是以 AMIP II 式的方式，分別使用 NCEP 的週及月平均海溫做模擬。觀測場的資料以 ERA-40 的大氣資料及 CMAP 的降水資料為主。個案的選擇是在 20 年〔1982 年 9 月到 2002 年 8 月〕的資料中出強的 ENSO 暖〔3 個〕和冷事件〔2 個〕以及正常年〔6 個〕。在年際變化的比較方面，主要是使用在暖事件、冷事件及正常年時，兩組模擬及觀測的合成場或是合成距平場為主。

由赤道海溫暖及冷距平事件時的上及下對流層的流場距平分析可以知道，CCM3 模擬的暖事件及冷事件的流場距平空間型態和觀測場的相似度很高，以暖事件的流場距平模擬為最好。在暖事件的成熟期，因為模擬及觀測的上對流層的阿留申低壓及太平洋高壓中心遠離東亞/西太平洋區域〔即接近北美洲/東太平洋區域〕，所以上對流層的東亞/西太平洋槽脊系統加強〔西伯利亞高壓脊北伸、南亞槽向東移至印度東方〕。暖事件當時，上對流層的明顯距平特徵如下：貝加爾湖〔西伯利亞〕高壓脊距平、華南氣旋〔槽〕距平以及日本、印度的反氣旋距平。在下對流層則是受到上對流層的影響，也會有相對應於高層的槽脊系統加強的情形發生，如：下對流層貝加爾湖區的輻散加強、華南-台灣一帶輻合、降水加強等。由前述的結果可以知道，東亞因位處在南亞槽前，所以上升運動加強降水也就增多，赤道西太平洋則因為海水溫度降低而上升運動減弱、降水減少，這和 Wang (2002) 的研究中所提到的暖事件時西太平洋發生反相位哈德雷環流的情形是一致。在 ENSO 的暖事件時期，模擬和觀測場的差異在於模擬場的上對流層華南氣旋距平的位置及強度小於觀測場。因為模式正常年上對流層的華南槽比觀測場要偏向東方，加上模式上對流層的太平洋高壓加強之故〔觀測場則是減弱〕，所以華南的

## 300百帕DJF環流場合成圖

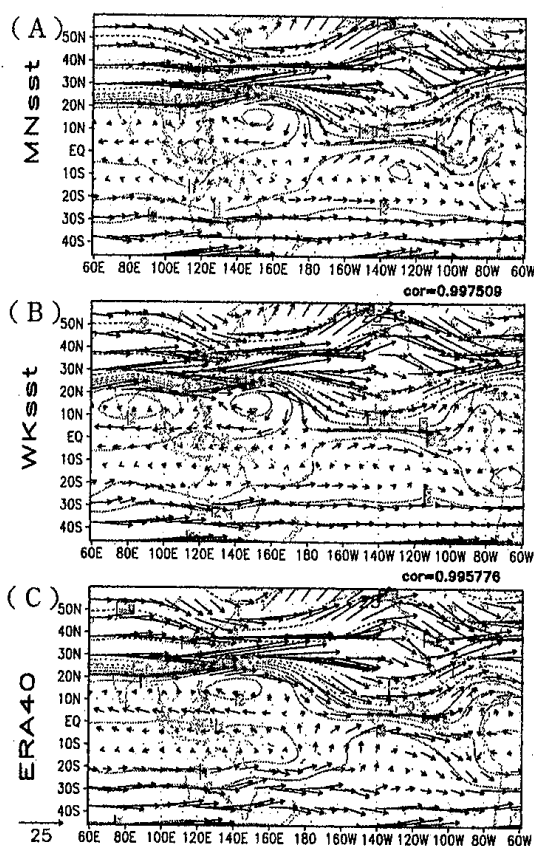


圖 3 圖為 300 百帕冷事件的冬季環流場合成圖，其中箭頭為風標，基準風標在圖左下角〔 $m s^{-1}$ 〕，等值線為流函數，單位為  $10^7 S^{-1}$ ，虛線為負，實線為正。由上而下為 (A) 月平均海溫組、(B) 週平均海溫組及 (C) ERA-40 再分析資料。第一個 cor 是 (A) 和 (C) 的空間相關、第二個為 (B) 和 (C) 的空間相關。

阿留申低壓等區域的小擾動的年際變化趨勢模擬得更好，所以冷事件的週平均海溫組的距平空間相關明顯地高過月平均組。

## 五、 相關分析

流函數的點對點時間相關分析基本上提供了我們下列幾項結論：一是在正常年時，中、高緯度區域的時間相關係數值比在海溫距平年時要小。比較 ENSO 的冷、暖事件可以發現，以暖事件的高時間相關係數值的區域大於冷事件，因為暖事件時，海溫的作用力比較明顯。二是在正常年時週平均海溫的可預報度和月平均的差異是很小。三是使用週平均海溫的模擬在赤道海溫冷及暖距平年時，負時間相關係數或是低時間相關係數的區域明顯比月平均組的要少很多。四是使用週平均海溫模擬的暖事件的東亞陸地〔貝加爾湖及華南〕及冷事件時的日本及印度的時間相關比使用

氣旋距平強度偏小、中心位置偏東。

在冷事件時，上對流層的阿留申低壓及太平洋高壓中心移向東亞/西太平洋區域（即遠離北美洲/東太平洋區域），所以上對流層的東亞/西太平洋槽脊系統減弱（西伯利亞高壓脊南退、南亞槽向東移更接近東亞）。因上對流層槽脊系統減弱而產生的距平特徵為：貝加爾湖有東風槽距平、日本及印度有反氣旋距平。因為上對流層的南亞槽接近，所以在華南、台灣及西太平洋一帶的輻合及上升運動比正常年的時候強，但是華南及台灣一帶的降水增加的幅度沒太平洋降水增加的幅度大。由模式及觀測距平場的空間相關係數來看，在冷事件時，因為使用週平均海溫為下邊界做模擬，可以使亞洲高緯度及阿留申低壓等區域的小擾動的年際變化趨勢模擬得更好，所以冷事件的週平均海溫組的距平空間相關明顯地高過月平均組。

針對暖及冷距平分，析模擬及觀測的上及下對流層環流場發現，模式對亞洲高緯度區域的小尺度擾動的模擬能力是有待進一步改善。但是，使用週平均海溫則是稍微改善在赤道海溫暖、冷距平年時，亞洲高緯度區域環流距平模擬不好的問題，特別是在冷事件時下對流層的改善幅度最明顯。

從不同事件的流函數年際變化距平的點對點時間相關分析可以發現，高時間相關係數的地區通常是距平的強度比較強的地方，如：東太平洋的 PNA 型態區、西太平洋暖事件時的華南、冷事件時的印度及日本等。由暖事件、冷事件及正常年年際變化的時間相關空間分佈可以知道，因為海溫對大氣的作用力在暖事件最強、冷事件次之、正常年最弱，所以暖事件高相關係數的區域會最大、冷事件次之、最後是正常年。在冷事件的下對流層大氣的模擬方面，使用週平均海溫會比使用月平均海溫要好，這是因為 CCM3 模式使用週平均海溫時，對於小擾動的年際化的可預報度會提高。由冷事件冬季的 850 百帕間相似度及時間相關的頻率分佈都可很得到證實。

## 致謝

最後要感謝提供本論文研究經費的國科會研究計劃（NSC93-2111-M-008-022-AP4 及 NSC92-2621-2-008-004）以及國科會大氣研究中心提供的 ERA-40 資料。

## 參考文獻

- 童裕翔，2002：“MM5 對東亞地區梅雨季的模擬及其可預報度之研究”。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
- Chen, C.-S., and Chen, Y.-L., 2003: “The rainfall characteristics of Taiwan” *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1323-1341.
- Hahn, D., and J. Shukla, 1976: “An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian Monsoon rainfall.” *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2461-2462.
- Dickson, R. R., 1984: “Eurasian snow cover versus Indian monsoon rainfall – An extension of the Hahn-Shukla result.” *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **23**, 171-173.
- Kharin, V. V., and Zwiers, F. W., 2001: “Skill as a Function of Time Scale in Ensemble of Seasonal Hindcasts.” *Clim. Dyn.*, **17**, 127-141.
- Kiehl, J. T., J. J. Hack, G. B. Bonan, B. A. Boville, B. P. Briegleb, D. L. Williamson, and P. J. Pasch, 1996: Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). NCAR Technical Note NCAR/TN-420+STR, NCAR Boulder, Colorado, 152 pp.
- Reichler, T., and J. O. Roads, 2003: “The role of boundary and initial conditions for dynamical seasonal predictability.” *Nonlinear Processes Geophys.*, **10**, 211-232.
- , and J. O. Roads, 2005: “Long-range predictability in the Tropics. Part I: Monthly averages.” *J. Climate*, **18**, 619-633.
- Tzeng, R.-Y. and Y.-H. Lee, 2001: “The effects of land-surface characteristics on the East Asian circulation in winter.” *Clim. Dyn.*, **17**, 317-326.
- Wang, B., Wu, R.-G., and Fu, X.-H., 2000: “Pacific-East Asia Teleconnection: How does ENSO Affect East Asian Climate?” *J. Climate*, **13**, 1517-1536.
- , and Zhang, Q., 2002: “Pacific-East Asian teleconnection. Part II: How the Philippine Sea Anomalous Anticyclone is Established during El Niño Development.” *J. Climate*, **15**, 3252-3265.
- Wang, Chunzai, 2002: Atmospheric circulation cells

associated with the El Niño-Southern Oscillation. *J. Climate*, **15**, 399-419.

Webster, P. J., V. O. Magaña, T. N. Palmer, J. Shukla, T. A. Thomas, M. Yanai, and T. Yasunari, 1998: "Monsoon: Processes, predictability, and the prospects for prediction." *J. Geophys. Res.*, **103**, 14451-14510