

東亞地區區域氣候變遷之研究

劉育宏 曾仁佑
國立中央大學大氣物理研究所

摘要

美國國家大氣研究中心 (NCAR) 的共用氣候模式 (Community Climate Model, CCM) 是最常被廣泛使用的一個全球氣候模式 (Global Climate Model, GCM)。最近NCAR又發展了一套區域氣候模式方法, 就是將一個高解析度的區域氣候模式 (RegCM) 以 one-way mode 的方式去嵌套全球氣候模式 (GCM)。而 RegCM 的解析度可以達到50-70公里且可以做長期的時間積分, 而所需的初始和側邊界條件則由全球氣候模式的輸出所提供。因為 RegCM 對地形和地表物理有相對較高的解析度, 所以 RegCM 能獲得更詳細區域性降水、溫度, 和地表水文 (局部地形和地表植被特性作用的影響) 的分佈。

我們為了東亞地區的區域氣候特性, 將東亞氣候的模擬分為兩個部分作研究。第一部份先對全球氣候作模擬, 但分析將以東亞地區季風環流的情形與當時的氣候特徵為主。本實驗將先擇取CCM2輸出的兩種氣候模擬實驗資料做比較, 分別為: 控制組實驗模擬 (Control run) 和2×CO₂實驗模擬 (2×CO₂ run) 等兩種模擬結果。2×CO₂ run是使用680 ppm的二氧化碳濃度, 約為目前濃度的兩倍。第二部分的研究則將利用嵌套模式系統針對東亞區域氣候做模擬, 分別以上述CCM2的Control run及2×CO₂ run之氣候場做區域氣候模式 (RegCM) 的邊界條件, 利用增加局部地形的網格解析度和物理參數化的靈敏度的情況下, 提高東亞地區氣候特性及局部特性的反應, 以了解東亞地區區域氣候之變遷情形與詳細之地理分布。從已發表的文獻中, 已有學者評估 RegCM 對區域性氣候的模擬有相當的準確度, 亦有學者繼續研究嵌套模式的可行性。目前我們所要努力的方向是探討 RegCM 對東亞地區區域氣候的掌控能力, 及評估 RegCM 對模擬降水的靈敏度。最後, 期望測試 RegCM 模式的實驗中發現一個最適合於目前氣候研究上模擬 / 預報區域氣候的一個模式。

一、前言

美國國家大氣研究中心 (The National Center for Atmospheric Research, NCAR) 的共用氣候模式 (Community Climate Model, CCM) 是一個被廣泛使用的全球氣候模式 (Global Climate Model, GCM) 之一。由於它是一個設計良好且變通性極大的全球模式, 因此我們可用它來做各式各樣氣候方面的模擬與研究, 細如雲物理、大氣輻射及地面邊界層之參數化, 長者如數萬年甚至百萬年前古氣候及氣候變遷的模擬; 而對未來氣候變遷的預報也唯有此類的氣候模式莫屬。

最近NCAR又發展了一種區域氣候模式方法, 在一個挑選過有興趣的區域裡, 利用一個高解析度的區域氣候模式 (RegCM) 以 one-way mode 的方式去嵌套全球氣候模式 (GCM) [Giorgi, 1990]。NCAR的RegCM結合了更詳細的且十分重要的氣候過程, 包括了地表、大氣輻射轉移, 和行星邊界層物理, 利用原始的 NCAR / 賓州大學的中尺度模式 (MM4) 所發展 [Anthes et al., 1987]。最近的研究報告指出RegCM的解析度可以達到50-70公里且可以做長期的時間積分, 而所需的初始和側邊界條件則由全球氣候模式的輸出所提供 [e.g., Giorgi et al., 1994]。因為RegCM對地形和地表物理過程有相對較高的解析度, 所以RegCM能獲得較

精確的區域性降水、溫度, 和地表水文 (局部地形和地表植被特性作用的影響) [e.g., Giorgi and Mearns, 1991] 的分佈。

目前從事東亞區域氣候變遷之研究, 主要有美國 (NCAR)、日本和中國等國之氣象科學家。其做法都是利用NCAR的RegCM來發展東亞地區的區域氣候模式系統。這些研究的最終目標是將RegCM套到GCM裡面去, 以期能成功地模擬東亞地區裡, 現在、過去、甚至未來的氣候。在一個區域模式中, RegCM的表現會因為氣候及景觀特徵的限制而改變, 使得在地球上多樣的地貌特徵當中, 模擬的結果會因先天複雜的地形和多變化性的氣候而導致不同的結果。實際上, 東亞跟世界上跟其它地區相比較起來, 東亞擁有獨一無二的地形、景觀和氣候。

在先前確認模式的實驗中, 模式可以模擬夏季季風發展時的特徵, 如梅雨鋒面的位置、雨帶的移動、梅雨鋒面的北跳和熱帶風暴移動的路徑 [e.g., Ding, 1991]。但模擬的主要缺點發現在模擬熱帶風暴的強度時會產生低估的現象 [Liu et al., 1994]。實驗的研究顯示, 如果給模式高品質的大尺度氣象條件, 模式就能模擬到接近真實的由季風所主宰的大氣環流和東亞地區地表的主要特徵 [Liu et al., 1994]。

因為模擬區域氣候型態的不確定性, 現今氣候

變遷的模擬並不僅是評估氣候變遷的因子。相反地，在多變的氣候系統中評估嵌套模式的靈敏度，更是目前氣候學者研究的目標。因此，目前工作的下一步目標是（一）評估在東亞地區使用RegCM嵌套GCM模擬的準確度。（二）確認嵌套模式系統在未來氣候應用的發展性。（三）探討模擬 $2\times\text{CO}_2$ 的作用下，區域氣候的主要氣候結構與改變。在目前嵌套模式系統的研究中，氣候環流特徵（如夏季季風）的模擬和區域性地表特徵已經能有很密切的相關性。另外，我們模擬在 $2\times\text{CO}_2$ 的氣候狀況，探討 $2\times\text{CO}_2$ 的情形所引發季風環流的改變和各氣候場的空間分佈，並且比較在局部作用下所受的影響，希望能夠合理的評估東亞地區 CO_2 的排放對鄰近地區及全球環境的影響，同時也能進一步地評估世界各地 CO_2 排放對東亞地區之氣候與環境的影響。最後，在全球氣候模式模擬與分析完成之後，我們再使用嵌套模式系統對東亞地區做模擬，藉由高解析度的網格空間會比GCM有更顯著的地形作用與地表作用，評估嵌套區域氣候模式模擬大尺度環流對區域氣候特性分布的結果，希望也能更完整、更詳細的模擬東亞地區的氣候及局部地形作用和地表作用對季風環流的影響。

二、模式的簡單敘述和模式模擬的過程

2.1 全球氣候模式（GCM）

這裡所採用的全球氣候模式（Global Climate Model, GCM）是NCAR的共用氣候模式第二版（Community Climate Model, Version 2, CCM2）。CCM2是一個波譜模式，垂直上為 σ -追隨地勢座標（ $\sigma = p/ps$ ， p 是氣壓，和 ps 是地表氣壓），垂直向分為十八層，除最上六層在平流層外，其餘十二層均位在對流層內，特別地加強近地面及對流層頂以上的垂直解析度（下邊界最接近地面層位於75公尺處，而上邊界第一層則位於3 hPa處）。CCM2在球面座標的波譜展開是T42（三角形截波到第42波）的解析度，相當於水平解析度約為 2.8×2.8 度，或約為300公里的網格。模式中的地形是由更高解析度的資料中截取到42個波。一般而言，最高的山只有真實高度的一半且其水平尺度會明顯的增大。這種壓擠變形的地形會對模擬的結果有些微的影響。

一般波譜模式由於截斷誤差的關係，會讓全為正值的場（如水汽）產生負值來，這是不合物理的。因此，CCM2為了避免上述的誤差，改用semi-Lagrangian法來傳送水汽、雲水滴、及化學物質等〔Williamson and Rasch, 1994〕。CCM2中雲的形成與輻射傳輸過程則是採用Hack et al.〔1993〕的版本，此版本中採用 δ -Eddington的方法，此法可強化長波、短波、及不同吸收氣體（ H_2O , O_3 , O_2 , CO_2 ）的個別作用（ δ 分為十八層， O_3 區七層、可見光區一層、 H_2O 區七層、 CO_2 區三層），而對雲

的處理也更為仔細與複雜。另外對雲的參數化則採用Slingo〔1987〕的方法，模式中計有三種雲存在，分別為對流雲、層雲和海洋上的低層雲；雲滴的有效半徑採用 $10\ \mu\text{m}$ 作計算，此值經分析後證明偏大，致使地面短波輻射之強度偏強，引發熱力與動力場的誤差〔Hack, 1994〕。此外，CCM2更考慮了行星邊界層參數化，使用Holtlag and Boville〔1993〕的版本，這使低層的層雲及近地面之能量與海-氣交互作用之研究能更接近實際場。除此之外，CCM2也考慮了地表能量交換（地表/近地表四層的溫度能在淨地表能量通量的限制下做計算）、重力波拖曳〔McFarlane, 1987〕、濕對流調節三層模式〔Hack, 1994〕、穩定性降水（作用於大尺度降水，把某點超飽和的水汽給未飽和的以調整溫度和水汽）、乾絕熱調節（將乾絕熱不穩定之大氣調節其垂直遞減率使成中性）等。海水表面溫度（SST）及海冰分佈採用氣候資料且每個月更新一次。地表溫度則由地表能量平衡方程式對土壤、雪地、及海冰做計算後所得的預報值表示。至於海冰的厚度固定為兩米厚，而雪的厚度、覆蓋面積及土壤溼度則採用氣候值。季節的變化則由海水溫度的季節變化及太陽入射角度的改變所控制。

2.2 區域氣候模式（RegCM）

NCAR所發展的RegCM是由Giorgi and Bates〔1989〕, Dickinson et al.〔1989〕, 和Giorgi〔1990〕所陸續改良的，利用第四代NCAR/賓州大學中尺度模式（MM4）加以修改〔Anthes et al., 1987〕。MM4基於原始方程， σ -追隨地勢座標，符合可壓縮、靜力平衡的一個網格區域模式。在氣候研究上的應用必須合併其他物理參數化的計算。在此所使用RegCM的版本是NCAR所發展的第二代RegCM的版本〔Giorgi et al., 1993a, b〕。這個版本裡包括了最新發展成功的地表物理傳輸過程（生物圈-大氣的參數化法，或簡稱BATS〔Dickinson et al., 1993〕），及一個更清楚的行星邊界層參數化法〔Holtlag et al., 1990〕，和郭氏積雲對流參數化法〔Anthes, 1977〕。

BATS能描述地表-大氣中動量、熱量和水汽的交換以及植被與土壤溼度的交互作用。由於有降水、雪原的形成和融化、雨水被植物的攔截、葉緣墜落的水、蒸散、地表逕流和深層土壤滲透等的影響，這個參數化能計算地表土壤層下的10-cm深和植物根區下1-m深處整個水文的循環。RegCM中的行星邊界層中的垂直傳輸是由非局部性參數化法來描述〔Holtlag et al., 1990〕，而輻射參數化則是同CCM2的版本，亦會很明顯的受 CO_2 , O_3 , H_2O , O_2 ，和雲的影響。在輻射參數化中，雲則是被當成局部相對溼度的函數來計算。

2.3 實驗設計

我們將東亞地區區域氣候的模擬分為兩個部分作研究。第一部份先對全球氣候作模擬，但分析將以東亞地區季風環流的情形與當時的氣候特徵為主。在第一部份的研究，實驗擇取CCM2輸出的兩種氣候模擬實驗資料做比較，分別為：控制組實驗模擬（Control run）和2×CO₂實驗模擬（2×CO₂ run）等兩種模擬結果。這兩組實驗分別作了六年的模擬積分，取第二年到第六年共五年的冬季和夏季資料作為氣候分析的基礎，在此時間內涵蓋有一些夏季特徵：太平洋副高的西伸、500 hPa西藏高壓的移動、熱帶風暴的產生和活動、梅雨雨帶的北跳、夏季季風的過程和西風噴流的減弱，和冬季特徵：冷渦管的活動等。所謂控制組實驗模擬（Control run），是指完全依照CCM2模式中的原始設定來作模擬，邊界條件已如2.1節中提及，即不與其他系統作耦合；2×CO₂ run則假設CO₂濃度為全球氣候均勻值的兩倍（氣象上習慣的2×CO₂，是指西元1850年工業革命之前的CO₂濃度加倍之值，但是本文所指之2×CO₂，是指CCM2模式發展時之CO₂濃度值，即兩倍於Control run之值。）此會增加CO₂吸收熱量的機會，這個模組也可作為現今氣候增加兩倍二氧化碳的預報組。

本研究中，兩種模組實驗均與實際氣候資料作比較與分析，所用的實際觀測氣候資料為ECMWF之觀測場資料，其水平解析度為2.5°×2.5°網格，垂直方向為14層，氣象變數計有：U、V、T、Z和RH等。至於降水資料為採用NCEP reanalysis四維同化資料。

在T42的解析度下，東亞地區最明顯的地理特徵為西藏高原的東側；除此之外，其他地理特徵則相當平滑。而東亞地區因為緯度的差別，或因地理分類的差別，其地表特徵也不盡相同，光是植被型態便可粗分為六種（農田、林地、草原、苔原、沙漠及水域），深入討論更可細分為十八種，從土壤的溼度、蒸發量、逕流、植物作用和地表磨擦係數等都會影響模式的計算。不過本實驗中暫不討論BATS對模式的影響，所以地表型態都以氣候平均值代入之。實驗中將比較兩個不同模組所引發的季風環流和局部影響的作用，探討原始模擬與CO₂倍增之間的差異及對東亞地區的影響。

第二部分的研究則將利用嵌套模式系統針對東亞地區區域氣候做模擬，分別以上述CCM2的Control run及2×CO₂ run之氣候場做區域氣候模式（RegCM）的邊界條件，在增加地形解析度和物理參數化的靈敏度的情況下，以進行更詳細之區域氣候的模擬，以了解區域氣候之變遷情形與詳細之地理分布。

三、實驗結果

雖然美國（NCAR）、日本和中華人民共和國的研究機構都曾對東亞地區區域氣候做模擬〔e.g., Giorgi et al., 1994〕,〔Hirakuchi and Giorgi, 1995〕。但這些研究中並沒有有關台灣地區與附近華南地

區區域氣候的特性描述，故本研究希望能針對東亞地區及相關台灣附近的局部特徵做更詳細的模擬，並對未來的氣候有良好的預報能力。

這些已發表的文獻已能初步模擬東亞地區的區域氣候，我們實驗的結果也將會參考這些已發表的結果，期望能得到預期的區域氣候之模擬。

（圖一）分別顯示了〔Legates and Willmott, 1990a〕對RegCM和CCM2的模擬與觀測資料上的比較。圖一顯示出兩個模式的大尺度降水的空間分佈都很類似，但是因為模擬的季風強度較強且偏西北，所以對降水產生了比實際上還高估的現象。但是比較CCM2這個全球模式，CCM2尚不能分別準確地模擬出韓國、日本和台灣因地形而產生對流的最大降雨中心，因為模式對日本、韓國和台灣地形的模擬太過於平滑。我們如果使用更高解析度的模式（如RegCM），模式就可以獲得更好的地形特徵而能獲得更真實的因對流所產生的降水，且地形的偏差和降水數量亦可望能改善。另外一個可能改善模擬降水的方法，就是測試不同的積雲對流參數化法，並測試不同參數化法對CCM2的靈敏度，選擇一個適合CCM2的參數化法或許可以適當的改善模式降水的模擬。

在Hirakuchi and Giorgi〔1995〕的文獻裡有討論到2×CO₂的情形下大氣環流與氣候特徵的變化，可以明顯的看出東亞氣候的“溫度變遷”或是“增溫”。溫度的增加導致季風雨帶的降水增加。這個實驗的結果有點類似以前實驗的結果〔e.g., Schlesinger and Mitchell, 1987〕，所以都類似於越向高緯溫度越高，且冬季的增暖作用比夏季明顯。這個結果會使得北極的海冰加速融化並北退，導致全球海平面高度上升。不過需注意的是，不同季節的溫度變遷在這五年2×CO₂的模擬下只有5%的差別而已〔e.g., Blackmon et al., 1983〕。

（圖二）是2×CO₂減去Control run之850 hpa風場圖。在2×CO₂ run的情況下，模擬的結果發現東亞地區夏季反氣旋環流增強，和夏季季風環流有減弱的現象，索馬利噴流的減弱及海陸溫差變小是其主因。這個特徵我們也唯有在東亞地區沿海岸地帶發現，而其餘大陸則海陸溫差增大。這個結果和Hirakuchi and Giorgi〔1995〕的結果不同，我們發現夏季季風環流的強度並沒有明顯的增強，有下列可能的原因：（一）模式使用的不同。Hirakuchi and Giorgi〔1995〕使用的GCM是CCM1，而我們使用的是CCM2。（二）水平解析度不同。Hirakuchi and Giorgi〔1995〕的水平解析度只有R15，而我們是解析度較高的T42。（三）參數化過程亦不盡相同。

（四）所使用CO₂濃度的不同。本文中2×CO₂ run之CO₂濃度為680 ppm（+5% for CH₄），而某些文獻2×CO₂ run之CO₂濃度定為560 ppm，這在天氣分析中也會有不同的差異。

另外，冬季的東亞地區，模式模擬出一處較虛弱的中緯度噴流（介於30°~40°N之間），這會導致中對流層的梯度向北增暖（從20°N的4°C到50°N的7°C）及中緯度溫度梯度的減少。（圖三）是2×CO₂減去Control run的降水差異場。由圖中顯

示，溫度的偏差值以冬季半球較大，這與過去的許多文獻報告一致，但是在東西向的分佈則有極大的不同。過去的模擬都顯示東西向增溫的一致性，但本模擬結果顯示東西向的不對稱，特別是在西伯利亞與格陵蘭地區是負值，其變化與北歐及北美地區的增溫相反。這表示西伯利亞的冬天會更冷，夏天則更溫暖，而北歐及北美地區的季節差異則變小。這顯示全球的增溫並非一致性的，而有明顯的地區性。

雖然模式的水汽不斷增加，冬季中緯度噴流的減弱卻會導致 $20^{\circ} \sim 40^{\circ}\text{N}$ 之間的降水減少。 $2\times\text{CO}_2$ run能模擬台灣附近地區夏季反氣旋環流的增強，並能隨著水汽的補充使得環流強度持續的向陸地的方向增強。(圖四)是 $2\times\text{CO}_2$ 減去Control run的地表氣溫差異場。我們可以發現，環流的增強也能夠反映出西北太平洋上中對流層溫度場的最暖中心，加上降水偏差量最大的地區—ITCZ降水明顯的減少，這隱含著熱帶氣旋(或颱風)的形成或強度會被大大的壓抑這對台灣夏季的降水亦有極大的影響。而在冬季，東亞冬季東北季風的減弱，導致陸地上降水增加，而海洋上之降水減少；這是因為南風偏差與較高的氣溫使得陸地上有較多的水汽輸入。但海陸溫差卻變小了，使得冬季氣旋出海時的增加作用較少故海面上(包括台灣地區)之降水也變少，這對台灣地區冬季的枯水期有極大的影響。

四、結論

美國國家大氣研究中心(NCAR)所發展的CCM2氣候模式，雖然已經公佈多年，然而引用此模式必須掌握氣候模式本身的特性，並對模式做好基礎性的評估與測試。CCM2氣候模式中的原始設定能清楚的顯示模式本身的特性與模擬能力，其模擬結果就是本文中所取用的Control run輸出資料。CCM2並可耦合許多不同氣候特性，如加入生物圈—大氣交互作用之參數化(BATS run)、歐亞大陸地表覆雪量多寡的影響(多雪與少雪 run)或兩倍二氧化碳下的氣候特性($2\times\text{CO}_2$ run)等，都可以作為氣候變遷之模擬研究。

東亞地區的區域氣候是我們切身相關需要長遠的注意的一類研究。在本實驗中我們分析CCM2對東亞地區區域氣候變遷的模擬，並且也藉由兩種不同的模組(Control run, $2\times\text{CO}_2$ run)模擬的結果進而探討不同條件氣候特性的表現。一般而言，夏季季風是主導東亞地區的一個氣候特徵，夏季季風所帶來的雨帶是東亞地區主要降水的來源之一。所以只要模式能合理的模擬出夏季季風環流，模式便能合理的模擬出東亞夏季季風雨帶的降水。CCM2已能合理地模擬出各個氣候場的水平分佈，但由於受限於解析度的問題及模式本身的物理參數化，仍需發展更精密、更完整的氣候模式。目前我們正利用一個全球氣候模式(GCM)嵌套一個區域氣候模式(RegCM)，藉由提供區域性的網格解析度，提

高區域內氣候特性的反應及局部特性的反應，並加上修改成適合於區域性氣候特徵的物理參數化對東亞地區做模擬。從先前的實驗中，已有學者評估RegCM對區域性氣候的模擬有相當的準確度，亦有學者繼續研究嵌套模式的可行性。

在 $2\times\text{CO}_2$ 模擬中，地面溫度的增加以冬季半球較大，但不像過去許多模式模擬的結果，本模式在東西向有明顯的不對稱性，特別是在西伯利亞及東亞地區。在整個西伯利亞，冬季會降溫而夏季增溫；而東亞地區則反之，這造成東亞及南亞地區之冬季與夏季季風均減弱。這個結果與過去模擬結果均不太相同，可能與 CO_2 濃度的大小、水平解析度大小及物理參數化的方法不同有關，尚待更進一步的探討。在台灣地區，冬季之降雨量會因季風減弱、南風偏差和較高的氣溫而減少；在夏季，由於ITCZ的減弱，使得熱帶氣旋或颱風的生成或強度會明顯減少，這也直接造成台灣地區降水量的短少。

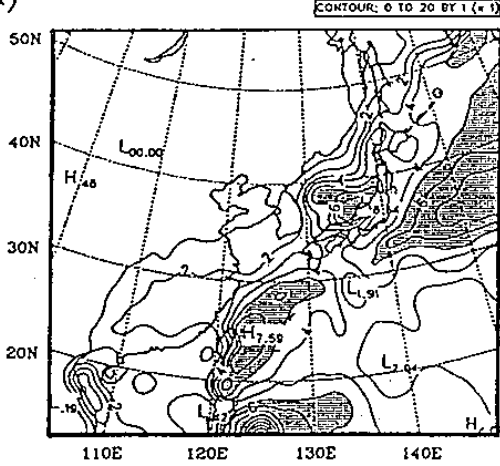
目前我們所要努力的方向是加強RegCM巢狀模式系統的研究，並探討RegCM對東亞地區區域氣候的掌控能力，及評估RegCM對模擬降水的靈敏度。最後，期望測試RegCM模式的實驗中發現一個最適合於目前氣候研究上模擬/預報區域氣候的一個模式。

五、參考文獻

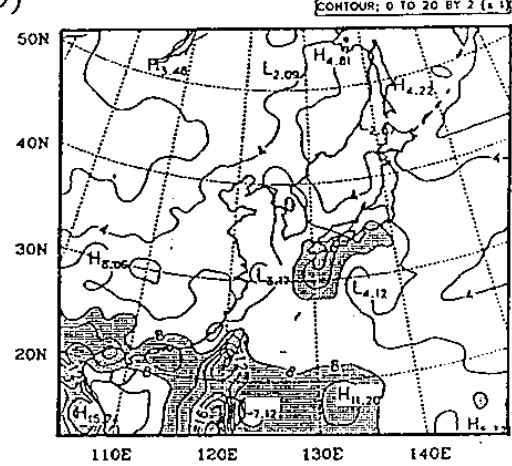
- 吳福山，1997：NCAR氣候模式(CCM2)對東亞夏季季風模擬能力之研究。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，4-9。
- 曾仁佑，1995：美國國家大氣研究中心(NCAR)之CCM1與CCM2的比較。天氣分析與預研討會論文彙編，中央氣象局，209-214。
- Anthes, R. A., 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon. Weather Rev.*, **105**, 270-286.
- Anthes, R. A., E.-Y. Hsie, and Y.-H. Kuo, 1987: Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4(MM4). *Tech. Note NCAR/TN 282+STR*, 66 pp., Natl. Cent for Atmos. Res., Boulder, Colorado.
- Blackmon, M. L., L. E. Geisler, and E. L. Pitcher, 1983: A general circulation model study of January climate anomaly patterns associated with interannual variations of equatorial Pacific sea surface temperature. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1410-1425.
- Dickinson, R. E., M. Errico, F. Giorgi, and G. T. Bates, 1989: A regional climate model for the western U.S. *Climate Change*, **15**, 383-422.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, and P. J. Kennedy, 1993: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR CCM. *Tech. Note NCA/TN-387+STR*, 72pp., Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo.
- Ding, Y. H., 1991: Summer monsoon rainfall in China, *J. Meteorol. Soc. Japan*, **70(1B)**, 243-266.

- Giorgi, F., 1990 : Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Clim.*, **3**, 941-963.
- Giorgi, F., and G. T. Bates, 1989 : The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Mon. Weather Rev.*, **117**, 2325-2347.
- Giorgi, F., and L. O. Mearns, 1991 : Approaches to the simulation of regional climate change : A review. *Rev. Geophys.*, **29**, 191-216.
- Giorgi, F., M. R. Marinucci, and G. T. Bates, 1993a : Development of a second generation regional climate model (RegCM2). I. Boundary layer and radiative transfer processes. *Mon. Weather Rev.*, **121**, 2794-2813.
- Giorgi, F., M. R. Marinucci, and G. De Canio, and T. Bates, 1993b : Development of a second generation regional climate model (RegCM2), II, Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon. Weather Rev.*, **121**, 2814-2832.
- Giorgi, F., C. Shields Brodeur, and H. L. Pan, 1994 : Regional climate change scenarios over the United States produced with a nested regional climate model : Spatial and seasonal characteristics. *J. Climate*, **7**, 375-399, 1994.
- Hack, J. J., 1994 : Parameterization of moist convection in the NCAR community climate model (CCM2). *J. Geophys. Res.*, **99**, 5551-5568.
- Hack, J. J., Boville, B. P. Briegleb, J. T. Kiehl, P. J. Rasch, and D. L. Williamson, 1993 : Description of the NCAR community climate model (CCM2). *NCAR/TN-382+STR*, 108pp.
- Hirakuchi, H., and Giorgi, F., 1995 : Multiyear present-day and 2×CO₂ simulations of monsoon climate over eastern Asia and Japan with a regional climate model nested in a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **100**, D10, 21105-21125.
- Holtlag, A. A. M., and B. A. Boville, 1993 : Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. *J. Climate*, **6**.
- Holtlag, A. A. M., E. I. F. de Bruijn, and H. L. Pan, 1990 : A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Mon. Weather Rev.*, **118**, 1561-1575.
- Legates, D. R., and C. J. Willmott, 1990a : Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *Int. J. Climatol.*, **41**, 11-21.
- Liu, Y. F., F. Giorgi, and W. M. Washington, 1994 : Simulation of summer monsoon climate over east Asia with an NCAR regional climate model. *Mon. Weather Rev.*, **122**, 2331-2348.
- Schlesinger, M. E., and J. F. B. Mitchell, 1987 : Climate model simulations of the equilibrium climate response to increased carbon dioxide. *Rev. Geophys.*, **25**, 760-798.
- Slingo, J. M., 1987 : The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **91**, 98-164.
- Williamson, D. L. and P. J. Rasch, 1994 : Water Vapor transport in the NCAR CCM2. *Tellus*, **46A**, 34-51.

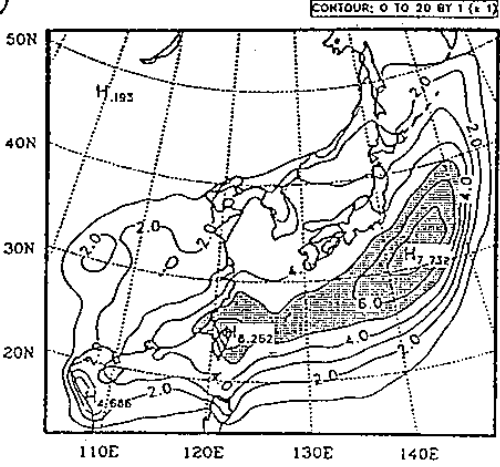
(a) Precipitation (mm/day),OBSRV (L/W) . SEASON = WINTER



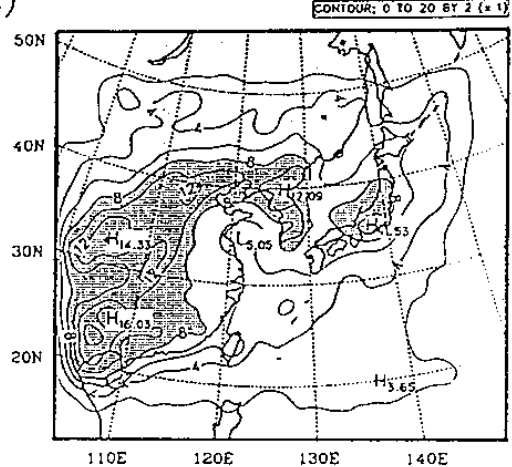
(b) Precipitation (mm/day),OBSRV (L/S) . SEASON = SUMMER



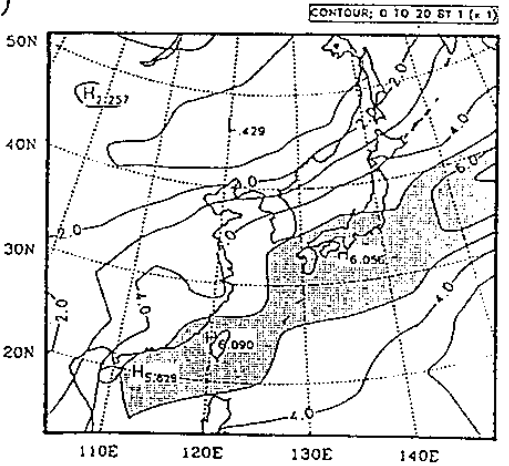
(c) Precipitation (mm/day),CONTRL(RCM) . SEASON = WINTER



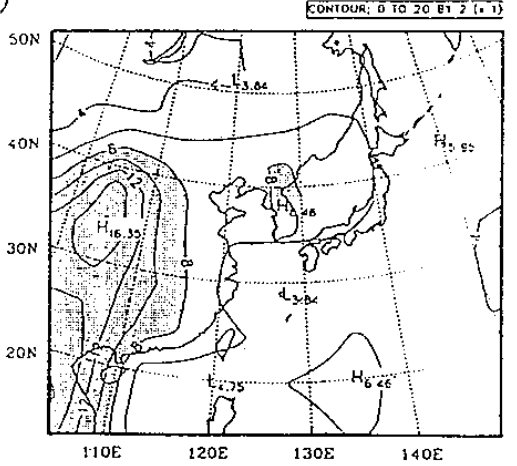
(d) Precipitation (mm/day),CONTRL(RCM) . SEASON = SUMMER



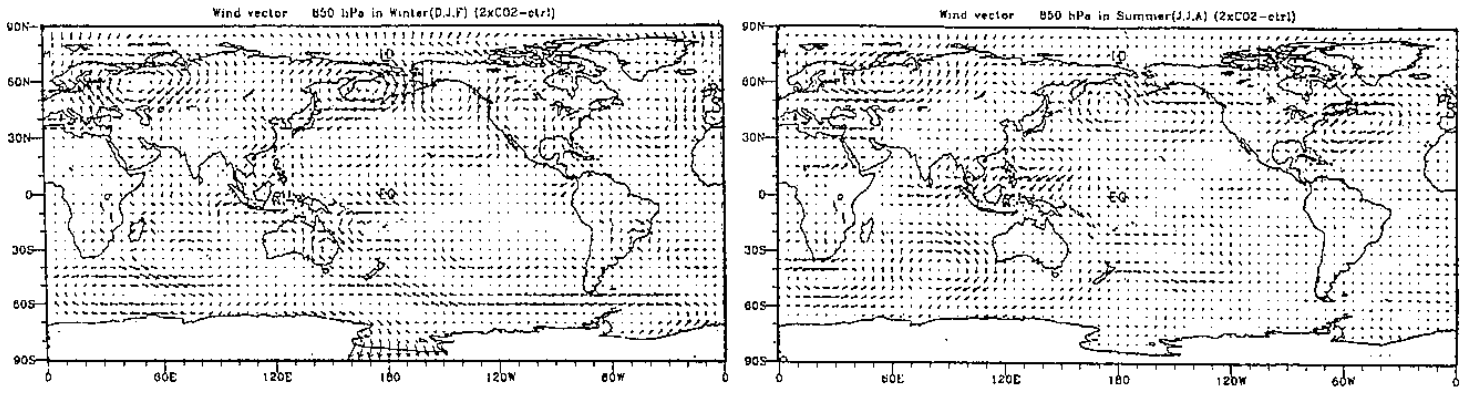
(e) Precipitation (mm/day),CONTRL(CCM) . SEASON = WINTER



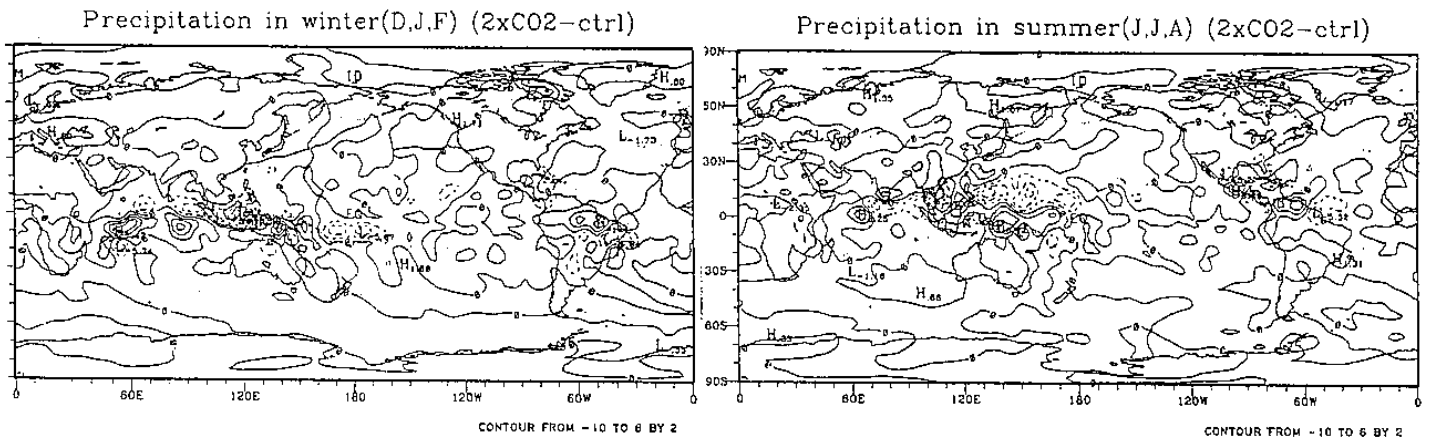
(f) Precipitation (mm/day),CONTRL(CCM) . SEASON = SUMMER



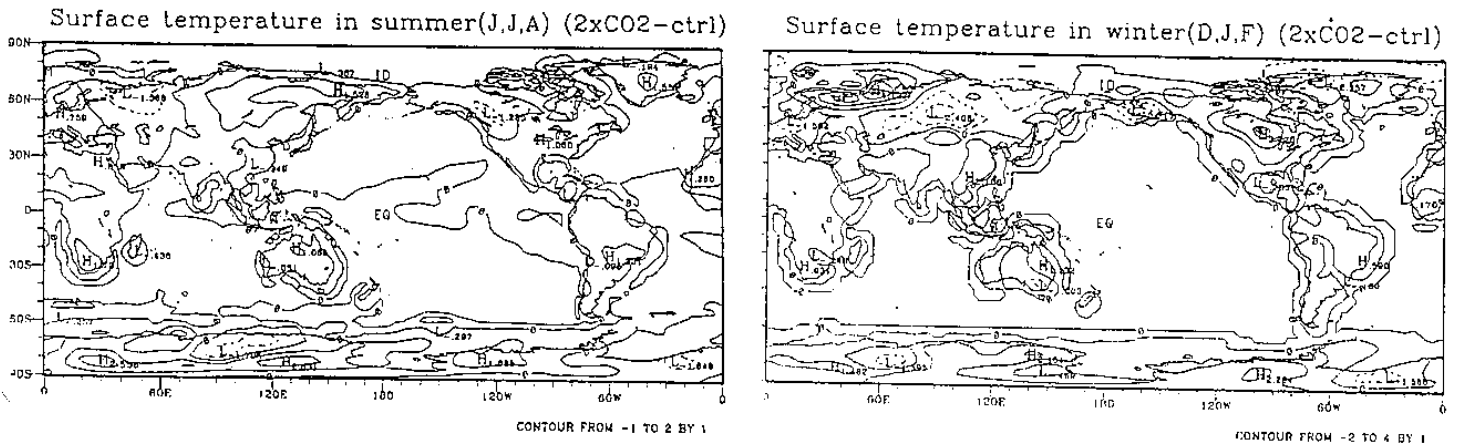
(圖一) Average precipitation in summer and winter. (a) Winter, observations ; (b) summer, observations ; (c) winter, RegCM control run ; (d) summer, RegCM control run (e) winter, CCM control run ; and (f) summer, CCM control run. The observations are interpolated from the dataset of Legates and Willmott [1990a] . Units are mm/d and the contour intervals are 1 and 2 mm/d for the winter and summer case, respectively. Shading indicates values above 5 mm/d and 8 mm/d for the winter and summer case, respectively. (摘自 Hirakuchi and Giorgi , 1995)



(圖二)



(圖三)



(圖四)