

台大大氣環流模式對北半球夏季季風的數值模擬

謝安邦
空軍氣象中心

許晃雄 柯文雄
台灣大學大氣科學研究所

摘要

季風是北半球夏季最顯著且複雜的大尺度環流現象。夏季季風的形成雖然主要是由於季節變化導致的海陸變化差異所造成，但是其中的實際變化及季內變化則是更複雜的機制。為了對這個複雜的系統有更進一步的瞭解，我們利用水平解析度 T42 及垂直 12 層的台大大氣環流模式 (NTU GCM) 進行 10 年的長時間積分 (1979 年 1 月 1 日—1988 年 12 月 3 日)，取 10 年平均之 6、7、8 月緯向平均場及全球平均和 1983 年—1988 年 ECMWF 資料進行分析比較。

由分析、比較的成果顯示，模式已經掌握了北半球緯向平均場及全球平均場的主要特徵，但是在某些局部地區仍有一些缺點。

一、前言

季風形成的基本原因是由於季節變化導致的海、陸差異所造成的。Webster and Chou(1979) 曾利用緯向對稱的兩層非線性原始方程模式對季風進行模擬，模式中還包括了海洋及陸地，他們的結果指出，只要有完整的水循環及海、陸加熱差異就可以模擬出一些季風的平均特徵。Murakami et al (1970) 亦利用一個緯向對稱的原始方程式模擬季風，模式中海、陸交界在 10°N ，最重要的加熱過程包括深對流、地表的各種熱平衡、海洋蒸發通量以及大氣之絕熱加熱、冷卻。其模式也模擬出許多夏季季風的特徵，根據敏感度測試的結果，Marakami et al(1970) 指出喜馬拉雅山對於亞洲夏季季風的發生有很大的貢獻。由其阻擋效應使海洋提供的豐沛水汽凝結釋放潛熱，透過陸地的熱平衡及增溫使得低層熱低壓形成。

有關北半球夏季季風生成及強弱的研究很多，特別是針對亞洲夏季季風區。Lau (1992) 利用中國大陸 1956-1985 年 4-9 月 5 月平均的總雨量做經驗正交函數 (EOF) 展開，由其第一個正模 (EOF1) 的時間係數 (圖 1) 可知，在中國大陸夏季的降雨量有很

強的年際變化，特別是 1968 年以後。類似的年際變化也發生在其它的季風區 (Krishnamurti and Surgi(1987)、Mooley and Shukla(1987)。Walker(1910) 利用統計的方法對 1976—1908 年的資料做分析指出，喜馬拉雅山春季雪的覆蓋量與下一季的印度夏季季風降雨呈現負相關。Barnet et al (1989) 利用大氣環流模式 (GCM) 的研究指出，單純只有改變反照率並不能對亞洲夏季季風有多大影響，積雪率的改變才能影響亞洲夏季季風，較多 (較少) 的積雪時下一季的亞洲夏季季風降雨較少、(較多)。Zwiev(1993) 利用加拿大氣候中心大氣環流模式 (CCC GCM) 研究的結果則認為，東南亞降雨的強弱和青康藏高原當時的地表加熱有關，其關鍵在於地表土壤的含水量。在資料分析方面，Yang and Xu(1994) 將中國大陸夏季分成五個降雨區分別和歐亞積雪覆蓋量作相關性分析，其中有兩個區域是正相關。他們的結果顯示，中國夏季雨量和歐亞大陸積雪覆蓋量的關係很複雜。

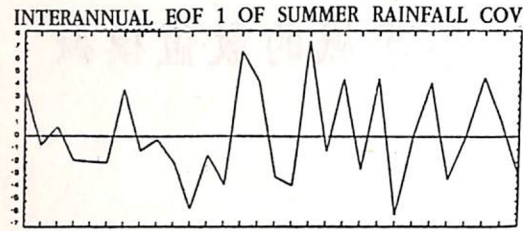


圖 1 中國大陸 1956 ~ 1985 年 4 ~ 9 月五日平均總雨量 EOF1 時間係數。(摘自 Lau 1992 年日本季風專集)。

另外一個影響北半球夏季環流年際變化的因素為 ENSO (El Niño/Southern Oscillation), Rasmusson and Carpenter (1983) 以資料的統計分析 ENSO 與印度夏季季風區的降雨關係指出, 當南方震盪指數 (SOI, Southern Oscillation Index) 為負值, 亦即艾尼紐發生時, 有很強的趨勢顯示印度季風的降雨較正常值為低。

Krishnamurti et al (1988) 分析 1987 年的資料時認為, 赤道太平洋和 El Niño 效應有關的異常加熱, 能夠減弱亞洲季風開始前的高層東風噴流。Webster and Yang (1992) 的研究指出, 乾旱年降雨的不足和 El Niño 效應有關, 到目前為止, 我們並不清楚赤道太平洋海溫異常, 是如何影響北半球夏季季風降雨。一般認為, 赤道東太平洋海溫異常與季風區降雨的遙相關 (teleconnection) 是透過行星尺度的輻散環流完成。當赤道東太平洋海溫異常增暖時, 強對流區會向東移, 導致該地區高層輻散值增加。經由行星尺度輻散環流的影響, 季風區高層輻散減弱, 使得季風的強度減弱。由以上論文回顧可知, 北半球夏季季風環流, 特別是亞洲季風區, 是一個有年際變化及季節變化的複雜大尺度環流系統, 為了能透過這個環流系統有多進一步的了解, 我們利用台大大氣環流波譜模式進行長達十年的長時間積分, 並分析夏季的環流特性。由於北半球夏季環流是大尺度和綜觀尺度交互作用的結果。Tibaldi et al (1992) 的測試認為, 要模擬綜觀尺度非線性動力, 必須水平解析度 T42 以上才可以。所以本次實際使用 T42 的水平解析度, 將所得結果和實際資料比對, 以瞭解模式模擬北半球夏季環流的能力為何。第二章, 簡述模式架構及預報流程。第三章, 將對於模式

模擬結果及實際資料的緯向平均場進行比對。第四章, 將對於模式模擬結果及實際全球平均場進行比對。第五章, 為討論及結語。

二、模式簡介及預報流程

2.1 模式簡介

本次實驗所使用的模式為台大大氣環流模式 (NTU GCM), 模式的水平方向是使用波譜法, 垂直方向則在 σ 座標上使用差分法。模式所使用的控制方程為原始方程 (primitive equation), 但為了避免在應用波譜法時於極區附近發生不連續的情況, 因此, 將原始方程組中的運動方程以渦度方程及輻散度方程取代。模式中的預報變數為溫度場、相對渦度的垂直分量、水平輻散度、地面氣壓及水汽場 (水汽混和比), 共有五個預報方程及靜力方程於球面座標上, 其形式如下:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos^2 \phi} \left[\frac{\partial \bar{u}}{\partial \lambda} + \cos \phi \frac{\partial \bar{v}}{\partial \phi} \right] - 2\Omega \left(\sin \phi \frac{\partial \bar{u}}{\partial \lambda} + \frac{\bar{v}}{a} \right) + \hat{k} \cdot \nabla \times (\bar{F}_r + \bar{F}_c)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \frac{1}{a \cos^2 \phi} \left[\frac{\partial \bar{u}}{\partial \lambda} - \cos \phi \frac{\partial \bar{v}}{\partial \phi} \right] + 2\Omega \left(\sin \phi \frac{\partial \bar{u}}{\partial \lambda} - \frac{\bar{v}}{a} \right) - \nabla^2 (E + \Phi + RT_s P) + \nabla \cdot (\bar{F}_r + \bar{F}_c)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -V \cdot \nabla P - D \frac{\partial \sigma}{\partial \sigma}$$

$$\frac{\partial M}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos^2 \phi} \left[\frac{\partial (UM')}{\partial \lambda} + \cos \phi \frac{\partial (VM')}{\partial \phi} \right] + I + F_r + F_c$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos^2 \phi} \left[\frac{\partial (UT')}{\partial \lambda} + \cos \phi \frac{\partial (VT')}{\partial \phi} \right] + H + F_r + F_c$$

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = -\frac{RT}{\sigma}$$

其中

$$A = \zeta U + \sigma \frac{\partial U}{\partial \sigma} + \frac{RT'}{a} \cos \phi \frac{\partial P}{\partial \phi}$$

$$B = \zeta V - \sigma \frac{\partial V}{\partial \sigma} - \frac{RT'}{a} \frac{\partial P}{\partial \lambda} \quad H = T'D + \sigma \gamma + RT/C_p [\bar{D} + (V + \bar{V}) \cdot \nabla P] + H_c/C_p$$

$$I = M'D - \sigma (\partial M / \partial \sigma) + C$$

$$E = \frac{U^2 + V^2}{2 \cos^2 \phi} \quad U = u \cos \phi$$

$$V = v \cos \phi$$

S 是相對渦度垂直分量, D 為水平輻散度, P_s 為 $\ln P_s$, P_s 為地面氣壓, T 為絕對溫度, Φ 為重力位高度, Ω 為地球旋轉角速度, R 為理想氣體常數, C_p 為定壓比熱, γ 為靜力穩定度, M 為水汽混和比, H_c 為凝結或對流所造成加熱率的改變, C 為對流與凝結所造成水汽混和比的改變率, hF 、 hF_m 、 hF_T 表示水平次截斷尺度擴散過程之參數化, T_o 為水平平均溫度值, $()'$ 為離平均值之值。

模式中時間積分是使用半隱式格式 (semi-implicit schemes), 也就是控制方程中高頻部份使用隱式格式 (implicit schemes), 低頻部份使用顯式格式 (explicit schemes) 積分。例如, 在大氣中有兩個過程, 高頻波為慣性重力波, 低頻波為天氣波若使用半隱式格式, 則平流項可使用顯式格式, 而重力波項可使用隱式格式。這樣的混合格式, 既可使積分的時間間距加長又能滿足穩定度條件的要求。

模式中參數化共包括四個部份:

(1) 邊界層參數化:

考慮地表摩擦 (surface friction)、地表可感熱通量及地表蒸發作用。地表摩擦的考慮是利用整體公式 (bulk formula)。

(2) 水汽參數化:

水汽的處理包括:

1. 積雲對流作用: 使用調整後的郭式積雲參數化法 (modified Kuo schemes)。
2. 大尺度降水: 使達飽和且穩定大氣有降水產生。
3. 乾對流調整: 對未飽和且不穩定的大氣調整回穩定大氣。

(3) 次網格點的消散作用:

就物理過程而言, 是對模式無法解析尺度的消散作用之計算: 就計算而言, 是避免能量累積在最小可解析尺度。

(4) 雲及輻射效應參數化:

採用 Ou and Liou (1988) 的方法, 本次模擬是每 10 個時間間距進行一次輻射參數化。

本次模擬水平方向波譜法是利用三角形截斷法做球面展開, 其截斷波數為 42 個波。

為了避免在計算非線性項時產生假象誤差 (aliasing error), 網格點數必須夠多才行, 若在緯向波數為 MW 、則在每一緯度圈上的網格點數 ng 必須要大於或等於 $3 * MW + 1$, 經向網格點數則取 $ng/2$ 。本次實驗為 T42, 故在同一緯度圈上等間距取 128 點, 同一經度圈上取南北半球對稱的高斯分佈 64 點。模式在計算非線性項及進行物理參數化時, 都是利用快速傅氏轉換 (Fast Fourier T-transform) 及高斯積分法轉換至物理空間網格點上進行計算。

模式垂直部份在 a 座標上取 12 個不連續層 (layer), 在 12 個不連續層 (layer) 之間設 13 個面 (levels), 在層上考慮每一物理變數, 而在面上計算 a (vertical velocity)。

2.2 預報流程

本次模擬所使用的初始資料為 FGGE Level III 的網格資料, 時間為 1978 年 12 月 31 日 0000UTC, 水平解析度為 $1.875 * 1.875^\circ$, 垂直分七層 (1000、850、700、500、300、200、100hpa), 選取的變數包括重力位高度 (Φ)、緯向風場 (u)、經向風場 (v)、水汽混和比 (Q)。

模式預報的流程如 (圖 2) 所示, FGGE LEVEL III 之七層 Φ 、 u 、 v 、 Q 先客觀內差至 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 網格, 然後線性差分為緯向等間距 128 點, 經向 64 點於高斯網格上, 再垂直差分 Φ 、 u 、 v 為十二層、 Q 為七層。然後再將上述資料轉換成波譜形式之溫度 (T)、虛緯向風速 (pseudo- u ; U)、虛經向風速 (pseudo- v ; V) 及水汽混和比 (Q), 最後於加入地形資料後轉換成 a 座標上波譜形式之地形高度 (TOP)、地面氣壓 (P_s)、溫度場 (T)、渦度垂直分量 (S)、水平輻散場 (D) 及水汽混和比 (Q), 就成為輸入模式之初始場。

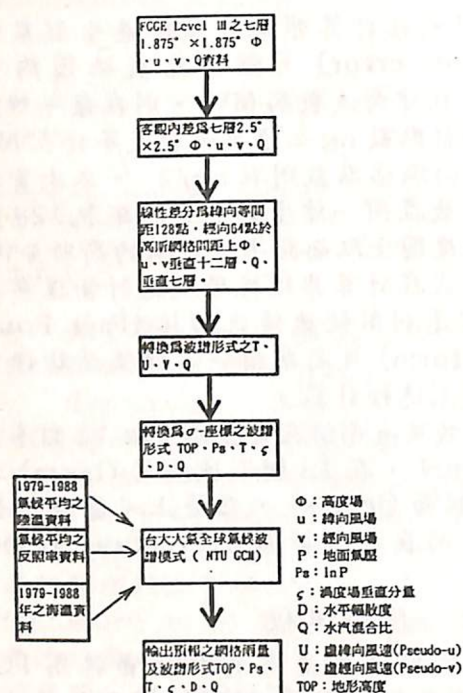


圖 2 台大環流模式預報流程圖。

模式除了輸入初始場外，同時輸入海溫、陸溫、反照率等邊界條件。而本次實驗的預報時間為 1979 年—1988 年，所使用的邊界條件中海溫為 1979—1988 年逐月之月平均海溫資料，陸溫及反照率為 1979 年—1988 年氣候平均之月平均資料，地形資料為平滑處理的地形資料（如圖 3）。而在積分的過程中除了太陽天頂角為每日更換一次外，其餘的海溫、陸溫及反照率為每月改變一次。其中陸溫及反照率為氣候平均值，只有季節變化但無年際變化，海溫則為每月之實際觀測值。因此，模式中的年際變化，除了受內部動力機制影響，最主要影響為海溫的年際變化。

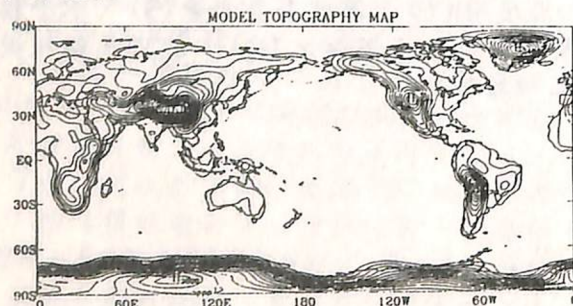


圖 3 模式所使用的平滑過的地型。

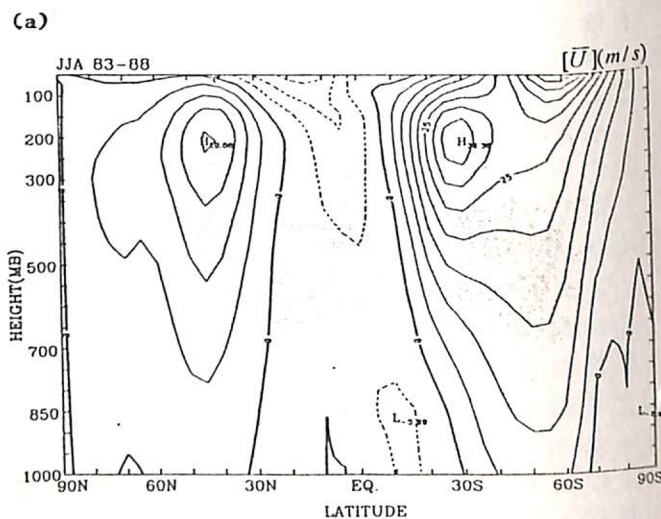
模式中積分所使用的時間間距為 1200 秒，每積分 72 次（每日）輸出一筆預報資料，包括網格點之雨量資料及波譜形式之 TOP、Ps、T、s、D、Q。

三、緯向平均場的比對

本章將對台大大氣環流模式 (NTU GCM)，模擬的緯向平均場和實際資料進行比對、分析，以了解模式對於氣候的模擬能力。在此所使用的實際資料為 1983—1988 年 6、7、8 月平均之 ECMWF 資料。

(1) 緯向風場 ([U])

由 6、7、8 月平均的實際緯向風場垂直剖面圖（圖 4a）可以很明顯的看到。在南、北半球的中緯（30° S—60° S）高對流層各有一個西風噴流中心，且南半球的噴流中心（~38m/s）大於北半球的噴流中心（~20m/s），而在低緯地區除了 5° N 附近有很淺的西風帶外，其餘均為東風帶。在南半球約 60° S 的平流層有另一支西風噴流。模式模擬得不錯，但是低緯地區的東風帶則被 5° N 的西風帶分成南、北兩支，南支的東風帶更因南半球中緯西風帶太偏赤道，而僅達約 600hpa。在南半球約 60° S 平流層的西風極夜噴流則沒模擬出來。由等風速線的分布可知，普遍上模擬的緯向風場較實際為小。



(b)

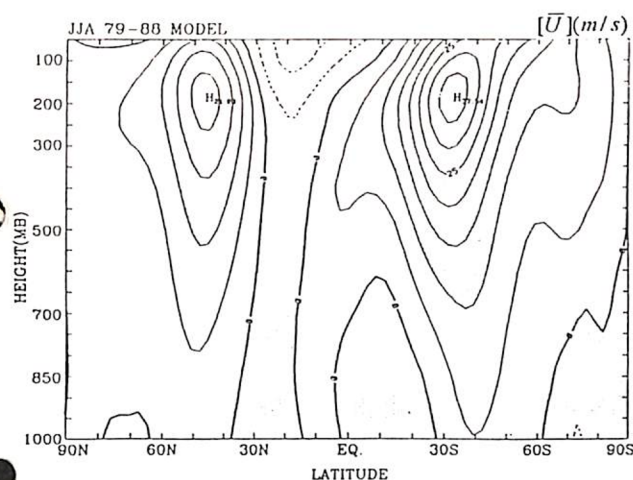
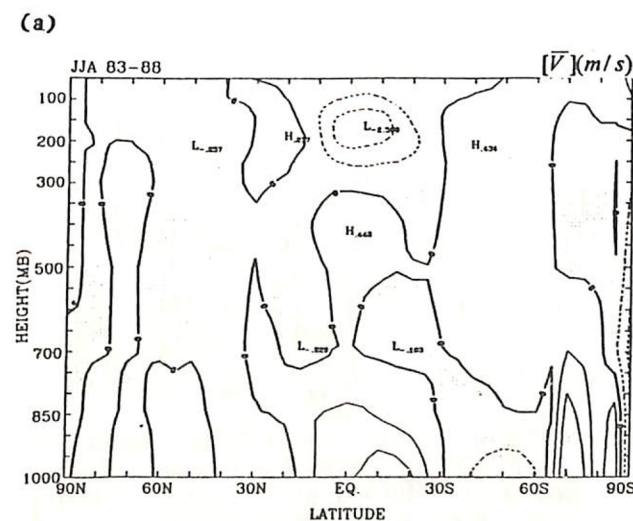


圖 4 經過緯向平均之 6、7、8 月平均緯向風場垂直剖面圖 (a) 1983~1988 年平均 ECMWF 資料 (b) 模式模擬的 1979~1988 年平均資料。實線代表正值。虛線代表負值。等值線區 5m/s。

(2) 經向風場 ([V])

由 6、7、8 月平均的實際經向風場垂直剖面圖（圖 5a）可以清楚看到，在低緯地區的高層為北風、低層為南風的結構，其中中心位置分別位於赤道上空約 150hpa 及地面，在北半球中緯地區大致為高層北風、低層南風的結構，南半球中緯地區則大致為高層南風、低層北風的結構。模式模擬的結果（圖 5b），除了赤道上空的北風中心位置稍低（200hpa）及普遍風速較小外，其餘的部份都模擬得不錯。



(b)

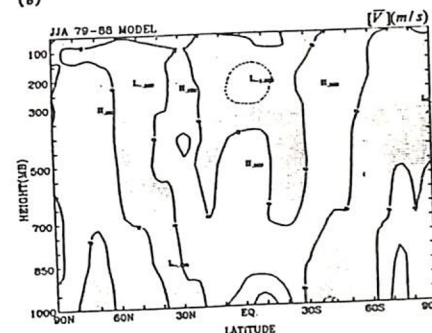
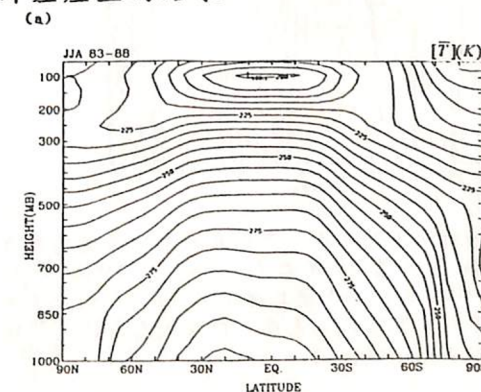


圖 5 經過緯向平均之 6、7、8 月平均經向風場垂直剖面圖 (a) 1983~1988 年平均 ECMWF 資料 (b) 模式模擬的 1979~1988 年平均資料。實線代表正值，虛線代表負值。等值線區 5m/s。

(3) 溫度場 ([T])

由 6、7、8 月平均的實際溫度場垂直剖面圖（圖 6a）可見到暖對流層、冷平流層的垂直結構，因為北半球夏季太陽偏向北半球，所以，可見地面暖區向北至約 20° N 附近，模式模擬的結果（圖 6b）也為暖對流層、冷平流層的結構，但是模擬的暖對流層比實際冷，而冷平流層則比實際暖，另一比較明顯的差別為 60° S—90° S 的平流層的溫度梯度模式模擬的比實際弱很多，這可能和南極的臭氧分布有關。因為平流層中的臭氧會吸收太陽短波輻射而增溫，而模式中臭氧分布為單一固定值，沒有南北變化。因此，在平流層中 60° S—90° S 的溫度梯度模擬得比實際弱很多。圖 4b 中極夜噴流沒有模擬出來可能也是臭氧分布偏差所引起的。而（圖 6b）中，在 60° S—90° S 之間，低對流層的高溫度梯度則是南極地表向下外差產生的結果。



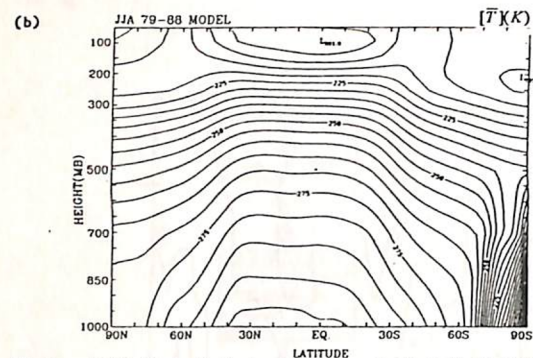


圖6 經過緯向平均之6、7、8月平均溫度場垂直剖面圖(a)1983~1988年平均ECMWF資料(b)模式模擬的1979~1988年平均資料。等值線區間5K。

(4)垂直速度([W])

由6、7、8月平均的實際垂直速度垂直剖面圖(圖7a)可知，北半球的低緯(EQ-20°N)為上升區。其中心分別位於700hpa及300hpa，南半球的低緯(5°S-30°S)為下降區。其中心分別位於

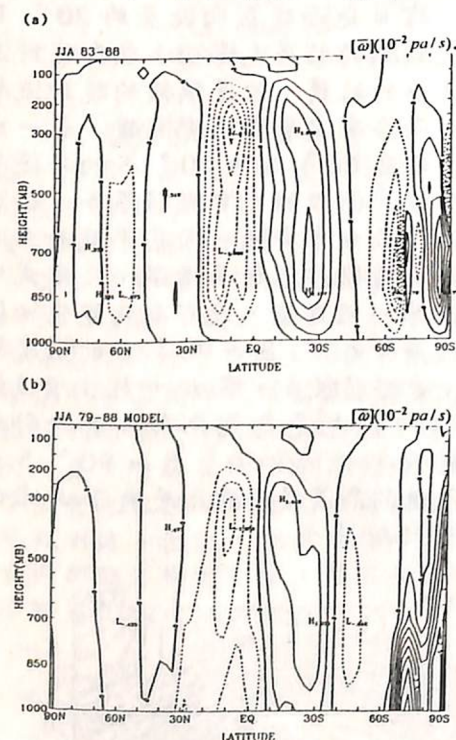


圖7 經過緯向平均之6、7、8月平均溫度場垂直運動風場垂直剖面圖(a)1983~1988年平均ECMWF資料(b)模式模擬的1979~1988年平均資料。實線代表正值，虛線代表負值。等值線區間 $0.5 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ 。

850hpa及300hpa，中、高緯的垂直速度則很小。模式模擬的結果(圖7b)則呈現和實際類似的形態，但是北半球低層的上升中心消失了，而其它中心位置也和實際有差別，普遍上其值也較小。

(5)動量通量([U'V'])

由6、7、8月平均的實際動量通量垂直剖面圖(圖8a)可見，在北半球西風噴流的位置有一個正值中心，南半球西風噴流的位置有一個負值中心，而在南、北半球的更高緯的高層各有一正值及負值的中心，因此形成了以赤道為中心的反對稱結構，南半球的絕對值大於北半球。模擬的結果(圖8b)顯示了上述的形態，但是在數值上則比實際小了一半以上。

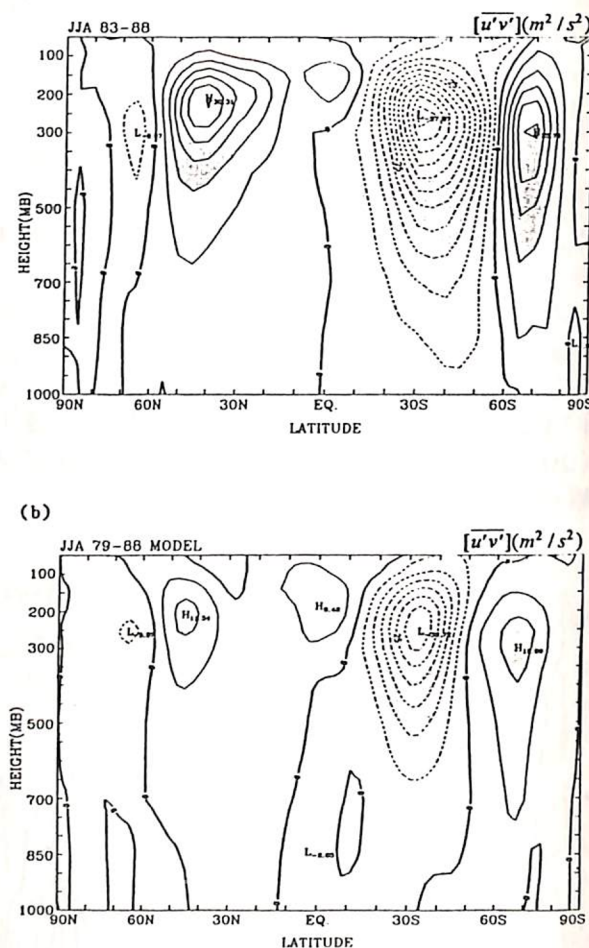


圖8 經過緯向平均之6、7、8月平均運動通量垂直剖面圖(a)1983~1988年平均ECMWF資料(b)模式模擬的1979~1988年平均資料。實線代表正值，虛線代表負值。等值線區間 $5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。

(6)熱量通量([v'T'])

由6、7、8月平均的實際熱量通量垂直剖面圖(圖9a)可知，北半球的中、高緯為正區，在高、低層各有個中心，南半球的中、高緯則為負區，且在高、低層也各有一個中心，南半球的絕對值大於北半球的絕對值，低緯的值遠小於中、高緯之值。模式模擬的結果(圖9b)已掌握了上述的形態，但數值上則較實際小了一半以上，以及南半球低層的中心則偏至地面。

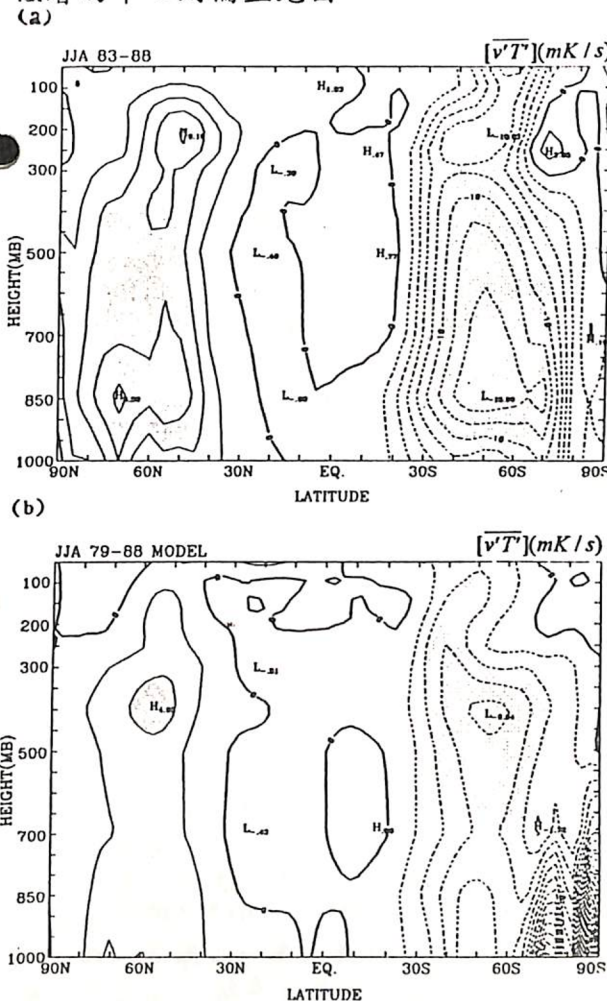


圖9 經過緯向平均之6、7、8月平均熱量通量垂直剖面圖(a)1983~1988年平均ECMWF資料(b)模式模擬的1979~1988年平均資料。等值線區間 2 mK/s 。

(7)E-P通量及其輻散場

由6、7、8月平均的實際E-P通量及其輻散場的垂直剖面圖(圖10a)可知，南、

北半球於中、高緯的低層主要是熱量通量的貢獻(垂直向上的箭頭)，隨著高度的增加動量通量也逐漸增加，高對流層則完全為動量通量的貢獻(水平向赤道的箭頭)。由E-P通量輻散度(等值線)的分布可瞭解到，南半球的中緯低對流層有很強的輻散。Trenbreth(1991)發現此一高值輻散區與高頻(2-8天)瞬變渦流的高活躍度有關，相反的，在北半球因為是夏季所以小很多。將(圖10a)與Trenbreth(1991)的結果比較，我們發現低頻渦流是造成南半球高對流層的高輻散及輻合區的主要因素。模式模擬的結果(圖10b)已掌握了上述的特徵，但是由中、高緯低層E-P通量輻散度有部份為輻合(負值)可知，模擬之高頻瞬變渦流(亦即天氣尺度斜壓波)太弱，高層的E-P通量也偏弱。顯示模式中的低頻渦流也偏弱。

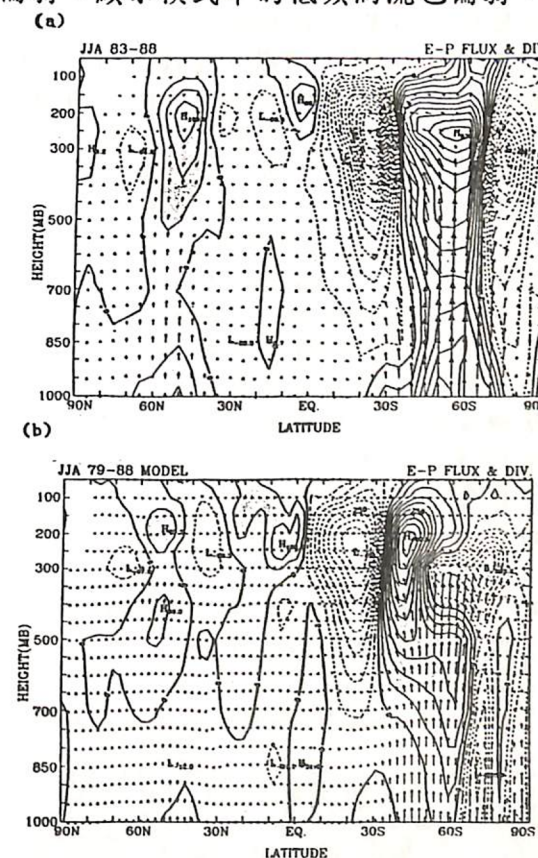


圖10 經過緯向平均之6、7、8月平均E-p通量及其輻散場垂直剖面圖(a)1983~1988年平均ECMWF資料(b)模式模擬的1979~1988年平均資料。實線代表正值，虛線代表負值。等值線區間 50 m/s 。箭頭的東西分量代表動量通量，垂直分量代表熱量通量。

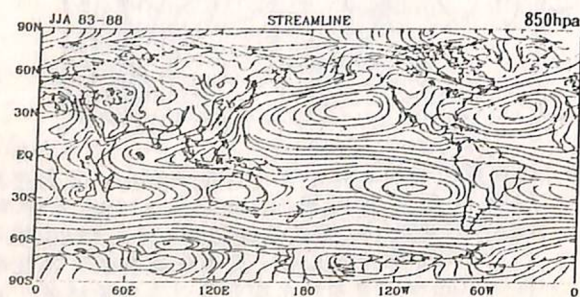
由以上緯向平均場的分析、比較可知，模擬的結果雖然與實際資料有一些差異，但是已經能掌握了基本的形態。擾動場的分析顯示，模式中正壓部份的模擬比斜壓部份好。但仍然偏弱普遍上模擬的結果都比實際值小，此一結果與(圖 5b)中佛雷爾胞(Ferrel cell)偏弱的情形一致。顯示模擬之渦流強度不夠。由於渦流對於平均流的加強有正回饋作用。因此，模式模擬的平均流普遍較弱可能是由於渦流強度不夠所導致的。

四、全球平均場的比對

(1) 850hpa 氣流線場

由 6、7、8 月平均的實際 850hpa 氣流線場(圖 11a)可知，在東半球比較明顯的特徵為南半球約 30°S 、 60°E 附近的馬斯開倫高壓(Mascarene high)，其逆時針環流於其北方和東南信風輻合後繼續向西北進行，於 50°E 附近通過赤道後轉向東北而形成索馬利噴流(Somali jet)及南亞的西南季風，這股氣流於孟加拉灣北方分成兩支，一支向北進入亞洲大陸而形成影響印度季風的季風槽(monsoon trough)，和 Krishnamurti and Surgi (1987) 的敘述相同。另一支則繼續向東行，而於 120°E 附近和太平洋副熱帶高壓西南側的東風氣流及南半球澳洲附近冷高壓逆時針環流於 110°E 附近通過赤道的氣流輻合，這就是東亞夏季季風的季風槽位置，這股氣流沿著太平洋副熱帶高壓邊行進，於 30°N 附近和中緯向南侵的冷空氣會合而形成了長江地區的梅雨，和 Tao and Chen (1987) 的敘述相同。在西半球的形態則比較單純，大西洋中南、北半球各有一個高壓環流，美洲大陸主要受太平洋及大西洋副熱帶高壓影響。

(a)



(b)

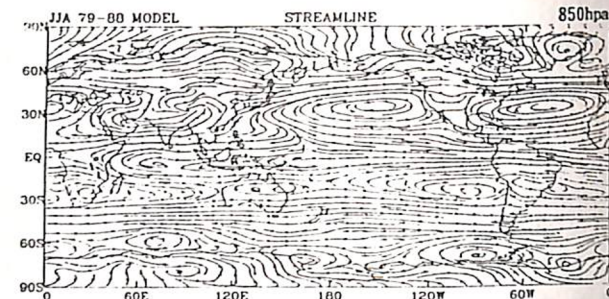


圖 11 850hpa 6、7、8 月平均之氣流線場 (a) 1983 ~ 1988 年平均 ECMWF 資料 (b) 模式模擬的 1979 ~ 1988 年平均資料。陰影區為風速大於 5m/s。

模式模擬的結果(圖 11b)對於基本形態的掌握得不錯，尤其西半球的形態更接近實際形態。在東半球的印度季風區中，馬斯開倫高壓不明顯，索馬利噴流也不夠偏北，取而代之的是由中緯南下的氣流。東亞季風區中可以很明顯的看出，季風槽的位置向東延伸至約 160°E 附近，而且輻合後的氣流也未達日本就轉向西行，還有 110°E 附近的跨越赤道氣流也沒有模擬出來。由風速大於 5m/s 的區域(圖中陰影區)可知，模式模擬的風速普遍上較弱。

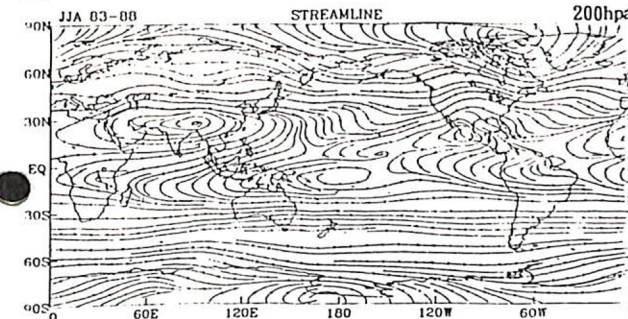
(2) 200hpa 氣流線場

由 6、7、8 月平均的實際 200hpa 氣流線場(圖 12a)可知，東半球在孟加拉灣北方有一個反氣旋，就是所謂的南亞高壓(Tibetan high)，印度季風區主要受其南側東風噴流的影響，東亞季風區則受其東側東北風的影響。南亞高壓的氣流於 60°E - 120°E 通過赤道後在 20°S 轉成南半球的西風帶，西半球在墨西哥附近也有一個墨西哥高壓，但其範圍較南亞高壓小很多。墨西哥高壓的氣流於 150°W - 100°W 通過赤道後在 20°S 附近轉成南半球西風帶，在赤道中太平洋則有另一個高壓系統。北太平洋則為一個槽，西北大西洋也有一個槽。

模式模擬的結果(圖 12b)對於東半球的南亞高壓模擬得不錯。西半球的墨西哥高壓有模擬出來，但是其範圍比實際小，並且中心位置也有差異。中美洲東側的氣旋環流則模擬的太強而造成赤道東太平洋的東風帶成為西風帶。此區的跨越赤道氣流也沒有模擬出

來。北太平洋的槽則比較弱，西北大西洋的槽則沒有模擬出來。在中緯度地區(尤其是北半球)，模擬之駐留波影響偏弱，以致駐留槽脊線不明顯，而且北半球西風偏強。此與(圖 4b)中的緯向平均西風過強情形一致。

(a)



(b)

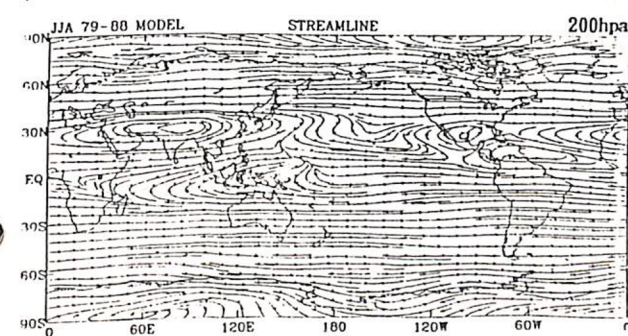


圖 12 200hpa 6、7、8 月平均之氣流線場 (a) 1983 ~ 1988 年平均 ECMWF 資料 (b) 模式模擬的 1979 ~ 1988 年平均資料。陰影區為風速大於 10m/s。

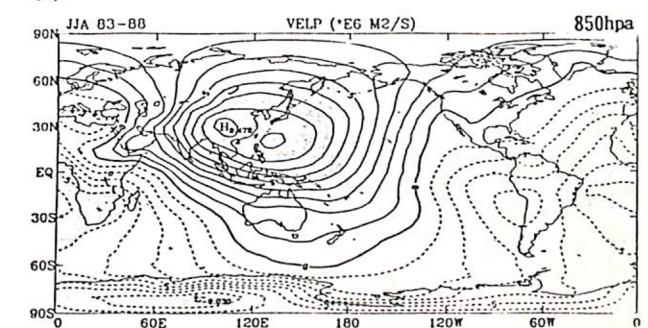
(3) 850hpa 速度位場

由 6、7、8 月平均的實際 850hpa 速度位場(圖 13a)可知，東半球的季風區有兩個中心分別位於台灣東南方及中國西南方一帶，由其梯度的分布可知，輻散風由南半球向北達阿拉伯海後才進入印度季風區。西半球的形態顯示，輻散風也由南半球吹向北半球，但其強度則比亞洲季風區弱很多。

模式模擬的結果(圖 13b)對於基本形態

有不錯的掌握。但是，東半球季風區位於台灣東南方的中心則向東偏至中太平洋。由其梯度的分布可知，東亞季風區的輻散風比實際弱以及位於阿拉伯半島的輻合帶幾乎不存在，因此輻散風從南半球向北還未達阿拉伯海就提前進入印度季風區。由其中心值也知，模式的輻散風普遍較弱。西半球的形態顯示，由南半球向北的輻散風比實際弱。

(a)



(b)

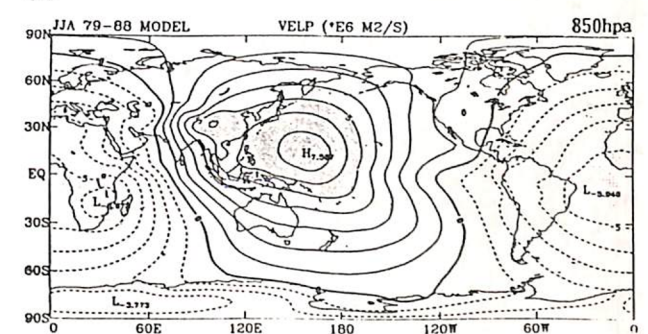


圖 13 850hpa 6、7、8 月平均之速度場 (a) 1983 ~ 1988 年平均 ECMWF 資料 (b) 模式模擬的 1979 ~ 1988 年平均資料。等值線區間為 10m/s。

(4) 200hpa 速度位場

由 6、7、8 月平均的實際 200hpa 速度位場(圖 14a)可知，東半球有一個輻合中心位於菲律賓東方。由其梯度分布可知，在印度主要為由東向西的輻散風，東亞主要為由東北向西南之輻散風。西半球的中美洲附近也有一個弱輻散中心，由其梯度分布可

知，輻散風主要是由北向南。

模式模擬的結果(圖 14b)雖已掌握了基本的形態，但是東半球的輻合中心有兩個分別位於中南半島及赤道中太平洋，與實際不同。西半球中美洲的輻合中心不明顯，由其梯度分布可知，模式的輻散風主要為緯向風與實際經向輻散風不同。這可能是西半球赤道東太平洋跨越赤道氣流沒有模擬出來的原因。

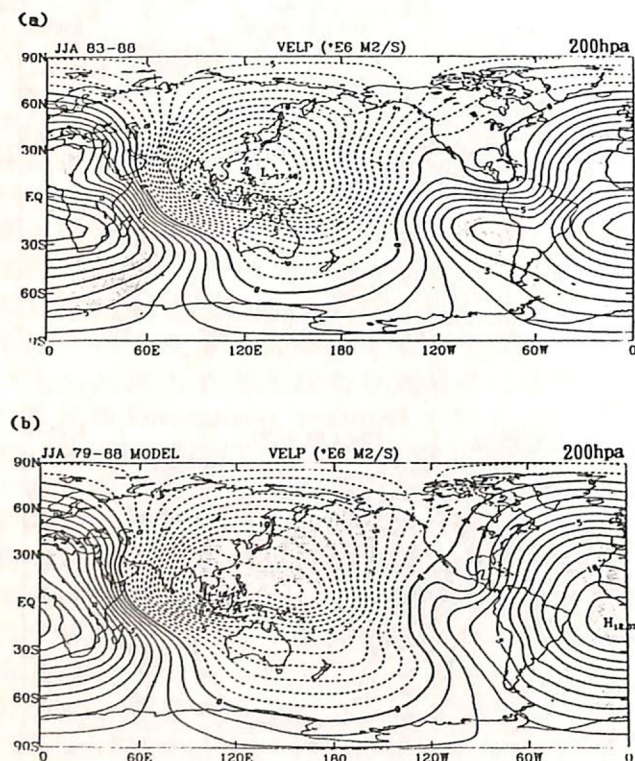


圖 14 200hpa 6、7、8 月平均之速度場 (a) 1983 ~ 1988 年平均 ECMWF 資料 (b) 模式模擬的 1979 ~ 1988 年平均資料。等值線區間為 10m/s。

(5) 300hpa 高度場

由 6、7、8 月平均的實際 300hpa 高度場(圖 15a)可知，東半球的亞洲季風區主要是被高壓所籠罩，在白令海附近有淺槽，西半球在美洲中部也為高壓所籠罩，北美西岸則有較深的槽。

模式模擬的結果(圖 15b)可知，普遍上

高度場都比實際值弱這可能和模擬結果對流層的溫度較冷有關(圖 6b)，但基本形態是模擬出來了。可是模擬之駐留波明顯偏弱，特別是白令海附近的淺槽。這和(圖 12b)中駐留槽脊不明顯的情形一致。

(6) 200hpa 動量通量場

由 6、7、8 月平均的實際 200hpa 動量通量場(圖 16a)可知，高層的動量通量主要分布於中、高緯地區，低緯的值很小。北半球的正值中心皆位於 30° N - 60° N 緯度圈中，在亞洲大陸及美洲大陸東岸(西風噴流的入區)都有相對的極值。南半球的負值中心主要位於 15° S - 60° S 緯度圈中，澳洲西方及南美西側(西風噴流的入區)也有相對的極值，在 60° S 附近，則有明顯的動量通量輻合帶，為渦流回饋動能用以維持平均流之處。

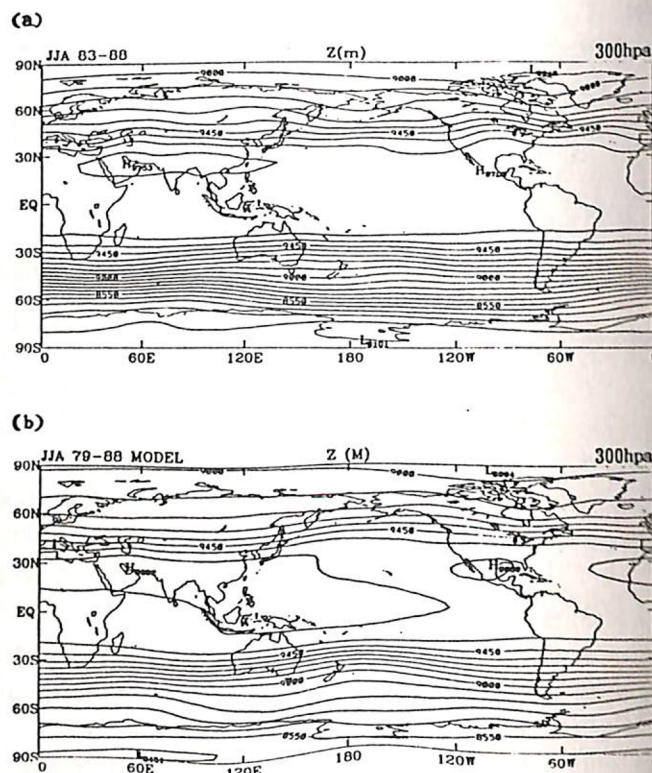


圖 15 300hpa 6、7、8 月平均之高度場 (a) 1983 ~ 1988 年平均 ECMWF 資料 (b) 模式模擬的 1979 ~ 1988 年平均資料。等值線區間為 90m。

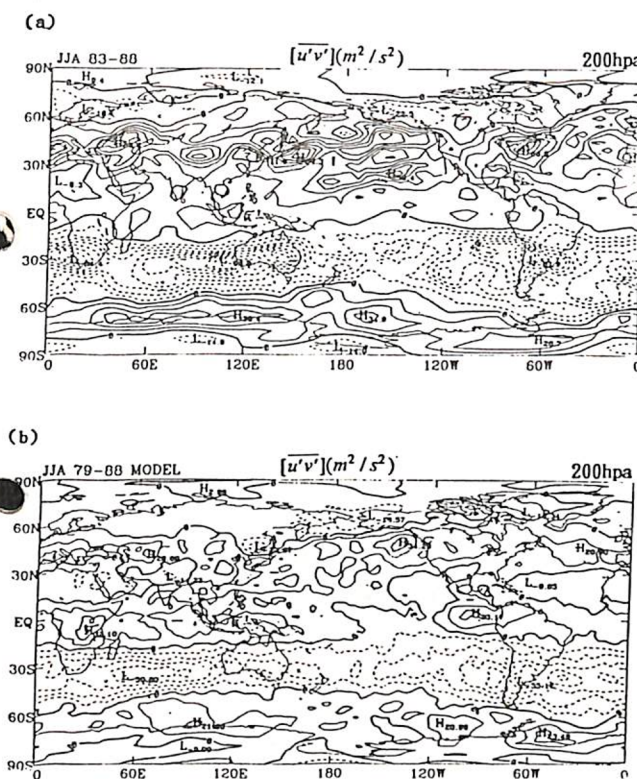


圖 16 850hpa 6、7、8 月平均之運動通量場 (a) 1983 ~ 1988 年平均 ECMWF 資料 (b) 模式模擬的 1979 ~ 1988 年平均資料。等值線區間為 20m/s。

模式模擬的結果(圖 16b)雖能掌握形態，但其值比實際值弱一半以上。北半球亞洲大陸及美洲大陸東岸也沒有相對的極值。這一點和(圖 12b)及(圖 15b)中駐留槽脊不明顯是一致的。南半球的模擬雖然也太弱，但澳洲西方及南美西側的相對極值則有模擬出來，在 60° S 附近梯度明顯偏弱，雖然渦流偏弱，回饋至平均流的動能也較少，因此造成該緯度附近的西風偏弱(圖 4b)。

(7) 850hpa 熱量通量場

由 6、7、8 月平均的實際 850hpa 熱量通量場(圖 17a)可知，低層的熱量通量主要是位於中、高緯地區，低緯地區的值很小。北半球的極值分別位於白令海南方、北美東部及北大西洋高緯地區，也就是

300hpa 高度場(圖 15a)所提到的北半球槽區的位置。另一個比較明顯的特徵是北美西岸有一負值中心。南半球則幾乎全部為負區，僅於南美西岸有正值中心。

模式模擬的結果(圖 17b)僅能掌握形態，其值普遍弱一半以上。北半球的正值中心分別位於北亞東側海岸及北美大陸中部，和實際分佈不同，南半球主要也是負值，但是中心位置分布和實際分布不同。另一比較明顯的特徵是，模式模擬到南美西岸正負相間的結構。

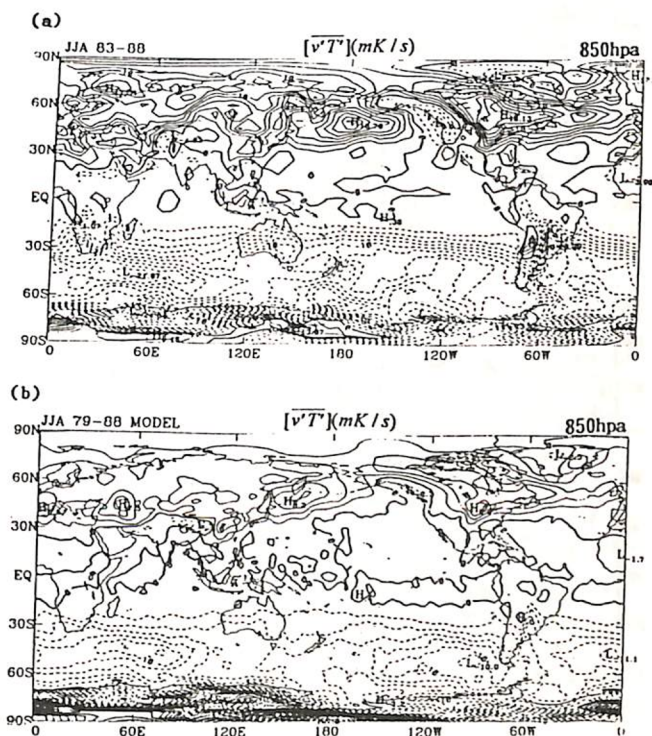


圖 17 850hpa 6、7、8 月平均之熱量通量場 (a) 1983 ~ 1988 年平均 ECMWF 資料 (b) 模式模擬的 1979 ~ 1988 年平均資料。等值線區間為 2mK/s。

(8) 500hpa 標準差

由 6、7、8 月平均的實際 500hpa 高度場標準差(圖 18a)可知，北半球亞洲季風區及北美大陸為低標準差趨勢，白令海南方及北大西洋高緯地區 300hpa 槽區為高標準差。南半球的分布比較均勻，只於中、高緯

才有高標準差出現。

模式模擬的結果(圖18b)對於白令海及北美東方海岸模擬得不錯,但亞洲季風區及北美大陸則沒有明顯的低標準差趨勢。南半球模擬的結果不但強度比實際弱很多,高標準差中心分布也有差異。以上之動量通量、熱量通量及高度場標準差皆顯示模式中之瞬變及駐留渦流皆偏弱。

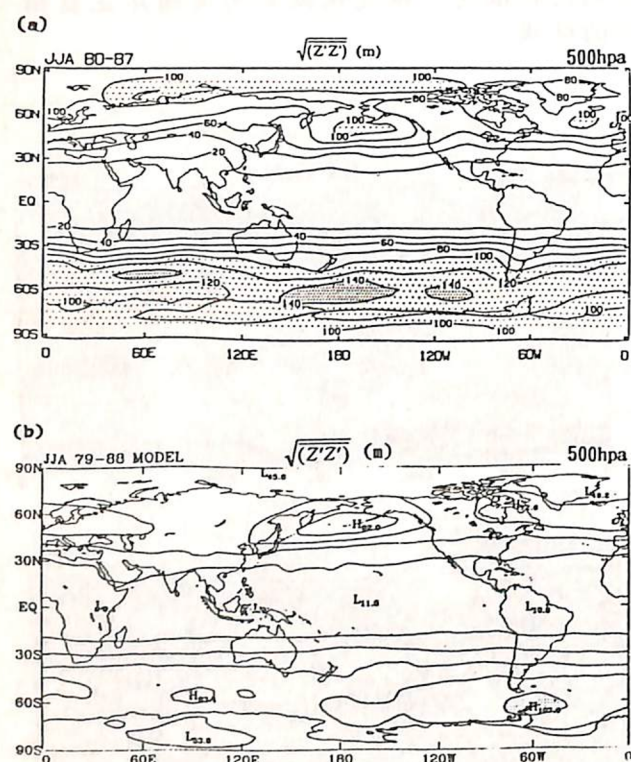


圖18 850hpa6、7、8月平均之高度場標準差(a) 1983~1988年平均ECMWF資料(b)模式模擬的1979~1988年平均資料。等值線區間為20m。

(9) 降雨量場

由6、7、8月平均的實際MSU(Microwave Sounding Unit)降雨量場(圖19a)可以很明顯看到一條幾乎繞行赤道北邊的強降雨帶,這條降雨帶就是間熱帶輻合區(Inter Tropical Convergence Zone; ITCZ)。東半球的亞洲季風區更有明顯的降雨區由印度向東北經中國大陸、日本到達白令

海,其中在印度及中南半島高地的西側皆有降雨最大值,表示季風降雨和地形有很密切關係。西半球僅在中美洲南部有較強的降雨區,其它位於北美東岸、東南太平洋及南大西洋的降雨區都非常弱。

模式模擬的結果(圖19b)比實際降雨量小很多,間熱帶輻合區(ITCZ)僅勉強東伸至赤道中太平洋。東半球的亞洲季風區的範圍小了很多,特別是東亞季風區的降雨幾乎消失了,反而在赤道中太平洋有相對降雨的大值,在日本MRI模式中也有類似的偏差。而這個降雨中心可能就是導致(圖11b)中東亞季風槽偏東以及(圖13b)中西太平洋的輻合中心偏東的原因。阿拉伯半島也多了一個降雨中心。這可能是由於索馬利噴流太偏南,使得中緯南下填補其空間所導致。西半球除了中美洲西方有降雨外,其餘均無降雨。

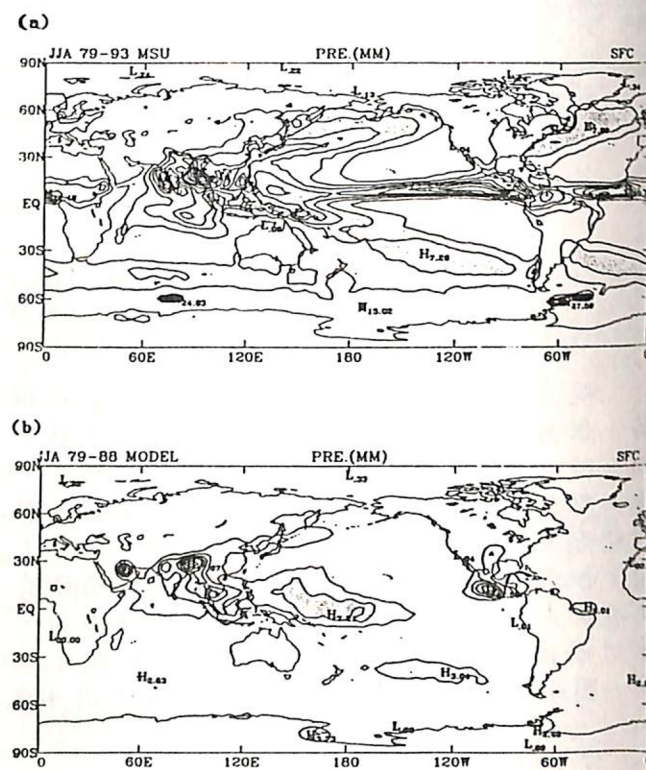


圖19 850hpa6、7、8月平均之降雨量場(a) 1983~1988年平均ECMWF資料(b)模式模擬的1979~1988年平均資料。等值線區間為2.5mm。

由以上平均場的分析、比對顯示,模式基本上掌握了北半球夏季的形態,但是由於模式系統性誤差導致降雨分布與實際有差異。東半球季風區在非洲赤道北邊的降雨區沒有模擬出來,因此無法提供足夠輻合讓跨越赤道流更向北進入季風區。印度高地的西側則受到由中緯南下較乾的氣流,而無法產生降雨。東亞地區的季風降雨消失可能也和東亞季風槽位置向東偏有關。西半球赤道地區的降雨帶沒有模擬出來,此與南半球低對流層向北的輻散風無法產生赤道地區高層的跨越赤道流及赤道東風帶均沒有模擬出來的情形是一致的;取而代之的則是中太平洋提供的西風。

五、討論與結論

本次的研究利用水平解析度T42、垂直12層的全球波譜模式,以1978年12月31日0000UTC為初始場進行3,653天的長時間積分,由於本次研究重點在於北半球夏季中模式氣候和實際氣候的差異。因此,只將模擬的北半球夏季平均資料和ECMWF的北半球夏季平均資料做比對。由其結果可知模式已經可以掌握北半球夏季環流的主要特徵。但是,由於次網格點參數化及海、陸溫等資料都過於簡略,因此,還是有一些缺點。例如赤道上空平流層溫度稍暖以及60°S極夜噴流不明顯,這可能是由於平流層臭氣的分布為單一值所致。而索馬利亞噴流不夠偏北只到約10°N左右,使得印度受到來自阿拉伯半島的西南氣流而非實際資料中暖濕索馬利亞噴流,因此導致印度西側無法產生強烈降雨。而東亞季風槽的位置偏東,使得東亞地區受到東南氣流而非西南氣流,因此,從台灣至日本一帶的降雨非常稀少。西半球赤道東太平洋由於經向輻散風很弱,因此無法造成跨越赤道氣流。

總之,我們利用較粗略的網格資料進行長時間積分的結果,確實能模擬出一些北半球夏季的大尺度平均環流特徵。然而北半球夏季另外被重視的是季節變化及季內變化,所以未來將針對亞洲夏季季風期間季內變化做分析、比較,以了解模式對於亞洲夏季季內變化的能力為何。提高解析度到T63是否夠能模擬得比T42更好是值得評估的事情。

參考文獻:

- 蘇若偉, 1994: 夏季季風之數值模擬。國立臺灣大學大氣科學研究所碩士論文。
- Barnett, T.P., L. Dumenil, U. Schlese, E. Roeckner, and M. Latif 1989: The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variation. *J. Atmos. Sci.*, 46, 661-685.
- Bhalme, H. N., and S. K. Jadhav, 1984: The southern oscillation and its relation to the monsoon rainfall. *J. Climate*, 4, 509-520.
- Findlater, J., 1969: A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 95, 362-380.
- Gates, W.L., 1992: The atmospheric model intercomparison project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 73, 1962-1970.
- Gill, A.E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 106, 447-462.
- Hung, S.-S., ed., 1982: heavy rainfall in South China in pretyphoon season, Guangdong Institute of Tropical Meteorology, (in Chinese), Guangdong 1.
- Krishnamurti, T.N., and N. Surgi, 1987: observation aspects of summer monsoon. In "Monsoon Meteorology", C.-P. Chang and T.N. Krishnamurti ed. Oxford Univ Press, 3-25pp.
- Krishnamurti, T.N., P. Ardanuy, Y. Remanathan, and R. Pash, 1981: On the onset vortex of the summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 344-375.
- Krishnamurti, T. N., H.S. Bedi, and M. Subramaniam, 1989: The summer monsoon of 1987. *J. Climate*, 2, 321-340.
- Lan, K.-M., 1992: East Asian summer

- monsoon rainfall variability and Climate teleconnection. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 1B, 211-24.
- Mooley, D.A., and J. Shukla, 1987: Variability and forecasting of the summer monsoon rainfall over Indian. In "monsoon Meteorology", C. -P. Chang and T. N. Krishnamurti ed. Oxford Univ. Press, 26-59 pp.
- Murakami, T., B. Wang, and S. W. Lyons, 1992: Contrasts between summer monsoons over the Bay of Bengal and the Eastern North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 1b, 191-210.
- Krishnamurti, T. N. H. S. Bedi, and M. Subramaniam, 1989: The summer monsoon of 1987. *J. Climate*, 2, 321-340.
- Lau, K.-M., 1992: East Asian summer monsoon rainfall variability and climate teleconnection. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 1b, 211-24.
- Lau, K.-M., and P. H. Chen, 1986: Aspects of the 40-50 day oscillation during the Northern summer as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1353-1367.
- Lau, K.-M., G. J. Yang, and S. H. Shen, 1988: Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over east Asia. *Mon. wea. Rev.*, 116, 18-37.
- Luo, H., and M. Yanai, 1983: the Large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. part I: Precipitation and Kinematic analyses. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 922-944.
- Mooley, D.A., and J. Shukla, 1987: Variability and forecasting of the summer monsoon rainfall over India. In *Monsoon Meteorology*, C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti ed. Oxford Univ. Press, 26-59 pp.
- Murakami, T., R. V. Godbole, and R.R. Kelkar, 1970: Numerical Simulation of the monsoon along 80° E. In "Proceedings of the Conference on the summer monsoon of Southeast Asia", C.S. Ramage ed., 39-51 pp.
- Murakami, T., and T. Nakazawa, 1985: Tropical 40-50 day oscillations during the 1979 Northern Hemisphere summer. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1107-1122.
- Murakami, T., B. Wang, and S.W. Lyons, 1992: Contrasts between summer monsoons over the Bay of Bengal and the Eastern North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 1b, 191-210.
- Nakazawa, T., 1992: Seasonal phase lock of intraseasonal variation during the Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 1b, 597-611.
- Ou, S. C., and K. N. Liou, 1988: Development of radiation and cloud parameterization programs for AFGL Global models AFGL-TR-88-018.
- Prell, W.L., and J. E. Kutzbach, 1992: Sensitivity of the India Monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Science*, 260, 647-652.
- Ramamurthy, K., 1969: Some aspects of the break in the India southwest monsoon during July and August. In *Forecasting Manual*. 1-57, No. IV-18.3. India Meteorology Department, Poona, India.
- Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter,

- 1983: The relation between eastern equatorial Pacific sea surface temperature and rainfall over India and Sri Lanka. *Mon. Wea. Rev.*, 11, 517-528.
- Smith, R.N.B., and D. A. Warrilow, 1988: Experiments With land Surface schemes at the UK meteorological Office. ECMWF Workshop Proceedings, 24-26 October 1988, 149-205.
- Sikka, D. R., and S. Gadgil 1980: On the maximum Cloud zone and the ITCZ over India longitude during the southwest monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1840-1853.
- Slingo, J., M. Blackburn, J. Thuburn, S.-C. Lo, R. Brugge, and B.J. Hoskins, 1992: Synoptic Validation of climate models: aspects of variability in tropics of the UGAMP general circulation model, In "ECMWF seminar proceedings 7-11 September 1992", 265-279 pp.
- Sperber, K. R., S. Hameed, G.L. Potter, and J. S. Boyle, 1994: Simulation of the northern summer monsoon in the ECMWF model: sensitivity to horizontal resolution. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2461-2481.
- Tao, S. and L. Chen, 1987: A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. In "Monsoon Meteorology", C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti ed. Oxford Univ. Press, 60-92 pp.
- Tibaldi, S., T. N. Palmer, C. Brankovic, and U. Cubasch, 1990: Extended-range predictions with ECMWF models: Influence of Horizontal resolution on systematic error and forecast skill. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 116, 835-866.
- Trenberth, K. E., 1991: Storm tracks in the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 48, 2159-2178.
- Walker, G. T., 1910: On the meteorological evidence for supposed changes of Climate in India. *Mcm, India Meteor.*, 21, 1-21.
- Webster, P.J., and L.C. Chou, 1979: Seasonal Structure of a simple monsoon system, *J. Atmos. Sci.*, 37, 354-367.
- Webster, P. J., 1983: Mechanisms of monsoon low-frequency variability: Surface hydrological effects. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2110-2124.
- WMO, World Meteorological Organization project on research and Monitoring of atmospheric O₃, Report Geneva, 1985.
- Vasunari, T., A. Kitoh, and T. Tokioka, 1991: Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate - A study with the MRI GCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, 4733-487.
- Yang, S., and L. Xu, 1994: Linkage between Eurasian winter snow cover and Chinese summer rainfall: Different from the snow-India monsoon connection. *Int. J. Climatol.*, 14, 739-750.
- Zwiers, F. W., 1993: Simulation of the Asian summer monsoon with the CCC GCM-1. *J. Climate*, 6, 470-496.

The numerical simulation of Northern summer monsoon for NTU GCM

Shei An-Bang
Weather Central, Weather Wing, CAF ROC

Huang — Hsiung Hsu and Wen — shung Kan
Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

ABSTRACT

Monsoon is the most striking and complex planetary scale phenomenon. Summer monsoon forms mainly due to sea-land temperature contrast of season variable, but interannual and intraseason variable is also the main mechanism.

For understanding more about Northern summer monsoon, we use the NTU GCM of horizontal resolution T42, vertical resolution 12 levels to simulate long time (from Jan, 1979 to Dec. 1988), extract 6, 7, 8 mean to compare zonal mean and global field with 1983-1988 ECMWF data.

The result shows that model can control northern summer some main features, but for some local region exist a little short coming need proved.