

北半球夏季環流—非絕熱效應的影響

謝安邦
空軍氣象中心

摘要

北半球夏季複雜的環流系統造成了北半球夏季詭譎多變的天氣現象，由其高、低層環流呈現反對稱的情況可以推測熱力的影響很重要。

由非絕熱加熱量的分析可知，季風區的對流最強位於中層，低層的非絕熱加熱量有大部份來自於地面的摩擦效應，而亞洲季風區的對流可以達到300hpa。

由非線性動力模式模擬的結果顯示，低層受非絕熱加熱量的影響很大，因此所模擬出的環流非常類似，而高層的環流受非絕熱加熱的影響就比低層小，所以模擬的環流就和實際有差異。

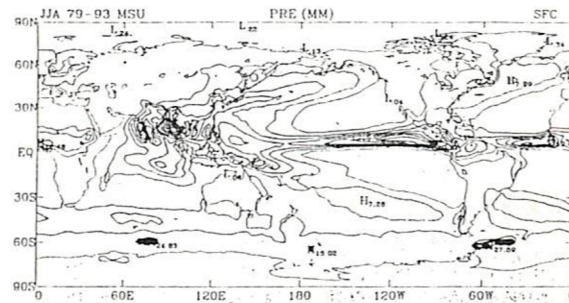
一、前言

北半球夏季由於太陽向北半球偏移，再加上北半球的地形效應，使得北半球夏季產生了許多詭譎多變的天氣現象。其中最引人注意的就是亞洲的夏季季風環流，亞洲的夏季季風又可分為印度季風區及東亞季風區，兩者雖然都和青康藏的龐大高原地形有關 (Krishnamurti et al (1989); Tau and Chen (1987))，但是其所產生的天氣現象確有所不同。除了東半球季風現象外，在西半球的墨西哥灣附近也有類似的季風現象，但是其範圍及強度都比亞洲的季風現象小很多，所以較不引人注意。Murakami et al. (1992) 曾將其和孟加拉灣的夏季季風做比較，發現其生成之主要原因乃是由於海溫變化所造成的地面氣壓梯度而引發的。

由1979~1993年的6、7、8月平均之MSU (Microwave Sounding Unit) 圖(圖一)可知，在赤道附近有一條幾乎繞地球一圈的間熱帶輻合區 (ITCZ; Intertropic Convergence Zone) 雨量帶，而在亞洲地區可以看到強降雨區由印度一帶向東北延伸經過臺灣、日本到北太平洋，而降雨的中心則位於印度西部沿岸及中南半島一帶。西半球的季風降雨則集中在墨西哥灣一帶，在北美洲東岸也有微弱的降雨區。

季風區，特別是亞洲季風區，由於有很強的降雨量，因此產生了很多非絕熱加熱，這些非絕熱加熱量對於季風區有一定程度的影響。一般認為，季風區的環流是非絕熱加熱和地形交互作用的結果 (Webster (1972); Sashegyi and Geisler (1987))。而 Hoskin and Rodwell

(1995) 則認為非絕熱加熱和地形的交互作用對於東亞夏季季風區的高層環流影響較冬季為弱。



圖一 1979~1993年MSU降雨量圖。

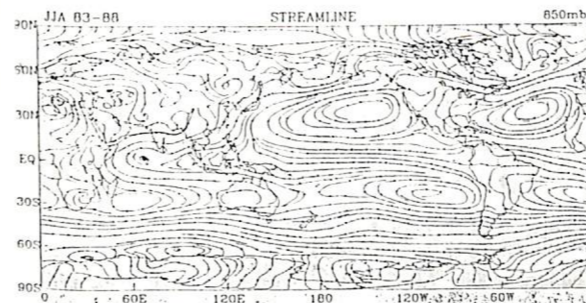
為了對於北半球夏季非絕熱加熱對環流的影響有一些了解，本文首先分析北半球夏季的非絕熱加熱結構，然後將實際的非絕熱加熱量放入非線性的動力模式中，以靜止大氣為初始場，分析達到平衡後的結果，以了解北半球非絕熱加熱對於環流的影響。

第二節將對北半球夏季環流作一簡介，第三節對北半球非絕熱加熱量作一分析，第四節對模式架構作簡單描述，第五節則分析模擬的結果，第六節將做一總結。

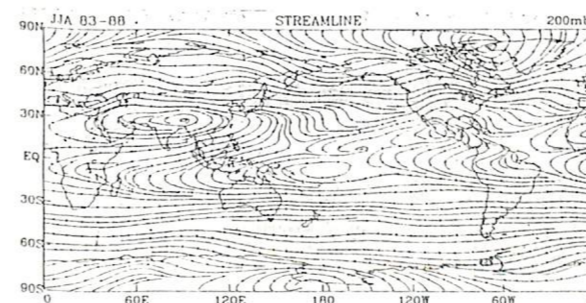
二、北半球夏季環流

由歐洲中期預報中心 (ECMWF) 分析的1983~1988年6、7、8月平均的850hpa及200hpa

氣流圖(圖二及圖三)可知，在北半球夏季低層環流特徵中，位於南半球30°S、60°E附近有一個馬斯開倫高壓 (Mascarene high)，逆時針環流於其北方和東南信風輻合後繼續向西北方進行，於50°E附近通過赤道後轉向東北而形成索馬利噴流 (Somali jet)，然後進入印度，形成南亞的西南季風。這股氣流於孟加拉北方分成兩支，一支向北進入亞洲大陸形成影響印度季風的季風槽 (monsoon trough)，這和 Krishnamurti and Surgi (1987) 的敘述相同；另一支則繼續向東行，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的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槽的位置所在。這股氣流沿著太平洋副熱帶高壓邊緣行進，於30°N附近和中緯度南侵的冷空氣匯合而形成了長江地區的梅雨，這和 Tau and Chen (1987) 的敘述相同。



圖二 1983~1988年ECMWF6、7、8月平均之850hpa氣流線圖。

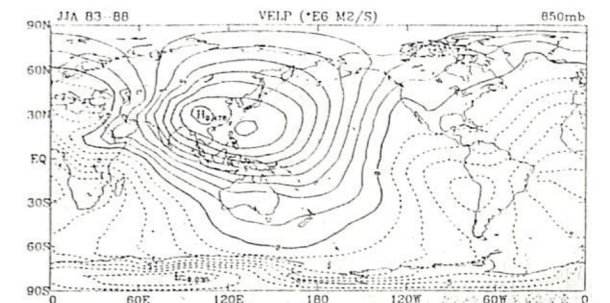


圖三 1983~1988年ECMWF6、7、8月平均之200hpa氣流線圖。

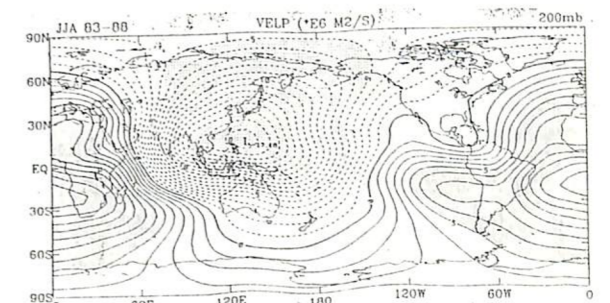
西半球的環流則較東半球單純，南大西洋副熱帶高壓的逆時針環流於60°W附近通過赤道後進入中美洲，於墨西哥灣附近形成一個淺槽，這就是西半球季風位置所在。這股氣流繼續向西行而和北太平洋副熱帶高壓南支氣流輻合形成間熱帶輻合區。另外，北大西洋副熱帶高壓南支氣流和南大西洋北支氣流於賴比瑞亞 (Liberia) 附近輻合後形成大西洋的間熱帶輻合區。

在高層環流(圖三)方面，東半球的亞洲可以很清楚看到一個順時針環流，這就是所謂的南亞高壓 (Tibetan high)。東亞地區主要受其東側的東北氣流影響，此股氣流於130°E附近通過赤道後於15°S附近開始轉向，而於20°S附近成為南半球的西風噴流。北太平洋則是一個槽線環流。西半球的墨西哥灣附近也有一個順時針環流，這就是所謂的墨西哥高壓 (Mexico high)。墨西哥高壓環流於110°W附近通過赤道後，於20°S附近轉成南半球的西風噴流。由圖中可以看到，南亞高壓的勢力及範圍都較墨西哥高壓大許多。在北美東方、北大西洋也是一個槽線環流。

圖四及圖五分別為歐洲中期預報中心 (ECMWF) 1983~1988年6、7、8月平均的850hpa及200hpa的速度位場 (velocity potential)。在低層的速度位場方面可以看到位於東亞地區有兩個輻合中心，分別位於長江流域及臺灣東方海面上，由其速度位梯度可知，東亞地區的輻散風，主要是由非洲南端向北經過索馬利亞、阿拉伯半島後轉向西行進入亞洲季風區，這個路徑和前述的亞洲西南氣流的路徑相若，顯示該區的環流受熱力的影響很大。而 Tao and Chen (1987) 所說的110°E的跨越赤道氣流並沒有跡象顯示是由輻散風所引起的。西半球的輻散風雖然也由南半球的南美洲向北經過中美洲到達北美洲，但是由其平緩的梯度可知其輻



圖四 1983~1988年ECMWF6、7、8月平均之850hpa速度位圖。



圖五 1983~1988年ECMWF6、7、8月平均之200hpa速度位圖。

散風弱，因此對於西半球季風區的環流影響不大。

於高層的速度位場方面，在臺灣東南方海面上有一個輻散中心，由其梯度風的方向可知，印度季風區及東亞季風區皆受其影響，顯示在東亞地區高層環流主要也是受輻散風的影響。而在西半球的中美洲也有一個輻散中心，輻散風也由此向南到達南半球。由此可知，西半球季風區的高層亦受熱力的影響。

由以上的分析可知，位於半球夏季的季風區其環流受熱力的影響很大，特別是東半球的亞洲季風區。由其高、低層呈現反相位的情況看來，北半球夏季環流和熱力效應有很密切的關係。因此下一節將就北半球夏季的非絕熱加热的分布做一分析與探討。

三、非絕熱加热的分析

本次研究所使用的資料是歐洲中期預報中心1983~1988年6、7、8月平均的初始化分析資料。如Hoskin et al. (1989)所言，歐洲中期預報中心自1982年開始於初始化資料時加入了非絕熱初始化，因此對於赤道地區各量場有很大的改進。

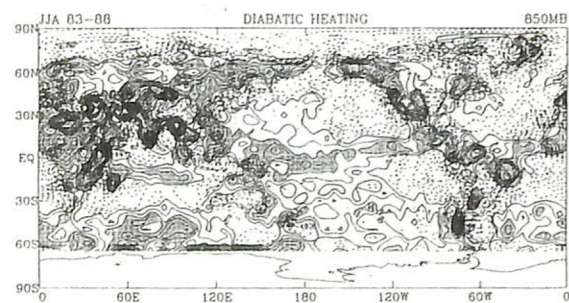
本文非絕熱加热的計算方法是利用時間平均的能量方程式剩餘值得到，其形式如下：

$$\frac{\bar{Q}}{C_p} = \frac{\Delta \bar{T}}{\Delta t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{T} + \left(\frac{P}{P_0}\right)^\kappa \bar{\omega} \frac{\partial \theta}{\partial p} + \nabla \cdot (\bar{v} T) + \left(\frac{P}{P_0}\right)^\kappa \frac{\partial (\bar{\omega} \theta')}{\partial p}$$

其中，Q為非絕熱加热量，C_p為乾空氣的等壓比熱，T為溫度場，V為水平風場，ω = Dp/Dt，P₀ = 1000hpa，κ = R/C_p，θ為位溫，“-”代表時間平均場，“'”代表偏離平均場的值。本節將針對850、700、500、300、200等五層做分析。

(一) 850hpa 非絕熱加热量

圖六為850hpa非絕熱加热量分布圖，由圖中可以看到大部份的強非絕熱加熱區都在北半球，其中又以亞洲季風區的非絕熱加熱區範圍最大。值得注意的是在幾個地形比較陡峭地區，如索馬利亞、青康藏高原、印度西岸及洛磯山西岸都有很強的非絕熱加热量，這和地形的摩擦效應有很

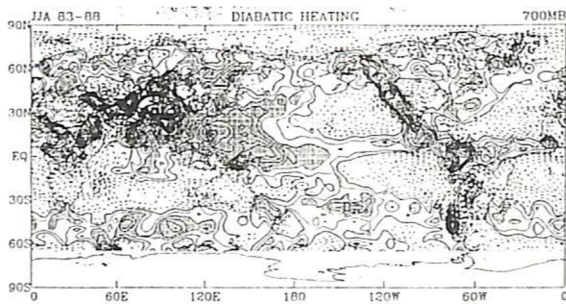


圖六 1983~1988年ECMWF6.7.8月平均之850hpa非絕熱加熱區圖

密切的關係。其它位於幾個季風比較明顯的地區其非絕熱加热量並不大。

(二) 700hpa 非絕熱加热量

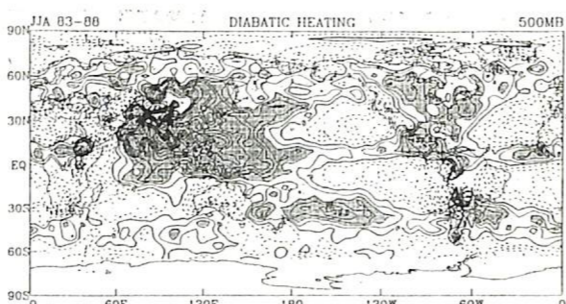
圖七為700hpa非絕熱加热量分布圖，由圖中可以看到在東半球亞洲地區的非絕熱加熱區由阿拉伯海向東延伸經過印度、中國大陸東南方到達西太平洋，其中在印度西岸及中南半島有最大值，若和850hpa相比較可以發現，季風區的非絕熱加热量從700hpa開始增加。



圖七 同圖六但為700hpa

(三) 500hpa 非絕熱加热量

圖八為500hpa非絕熱加热量分布圖，圖中可以清楚的看到在季風區內有非常廣大且強的非絕熱加熱區，其中分別位於印度西方海岸、中南半島及青康藏高原，除了青康藏高原可能是由於日照而造成的非絕熱加熱外，其餘的都是由於強對流所造成的非絕熱加熱，此可由其位置與降雨中心之一致得以證明。西半球的墨西哥灣位於降雨

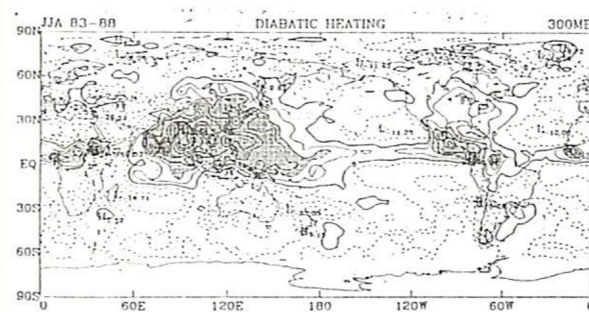


圖八 同圖六但為500hpa

中心處也有非絕熱加热的中心值。由於500hpa位於中對流層，所以摩擦效應的影響很小，因此先前提到幾個地形陡峭地區的非絕熱加热量都轉為非絕熱冷卻區。

(四) 300hpa 非絕熱加热量

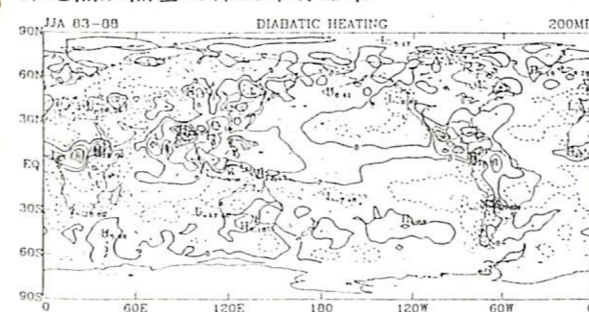
圖九為300hpa非絕熱加热量分布圖，由於300hpa的位置很高，所以只有強對流才能到達這個高度，圖中可以看到除了間熱帶輻合區外，就只有亞洲東南方至西太平洋及墨西哥灣是非絕熱加熱區了，顯示季風區的對流是很強的。



圖九 同圖六但為300hpa

(五) 200hpa 非絕熱加热量

圖十為200hpa非絕熱加热量分布圖，圖中的非絕熱加热量都大量的減少，只有零星幾個小區域超過10W/m² (圖中陰影區)，顯示對流區的非絕熱加热量之釋放即將結束。



圖十 同圖六但為200hpa

四、模式的架構

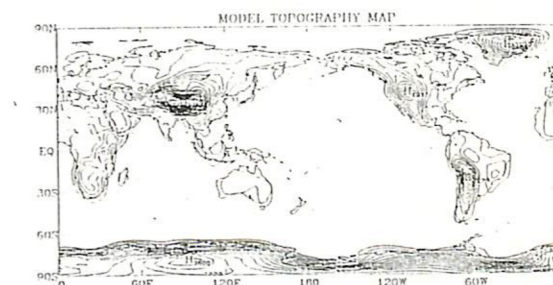
為了要進一步的瞭解非絕熱加熱對於整個北半球夏季的影響，本節將利用非線性的動力模式以靜止大氣為初始場，加入實際的非絕熱加热量，看看和實際大氣的差別。

本次實驗所使用的非線性動力模式是以初始方程式為架構的靜力平衡波譜模式，其水平是以三角形截斷法表式，垂直則於12個σ座標做有限差分法。本次實驗所使用的截斷波數是42，垂直12層的位置分別為0.98、0.93、0.87、0.83、0.77、0.73、0.66、0.56、0.43、0.27、0.14、0.038，其中σ = P/P_s，P_s代表地面氣壓。為了要使模式積分時不致於產生虛假值 (alias value)，所以水平方向網格點為等間距128個點，南北方向為64個點在高斯網格點上，時間步長取1200秒。

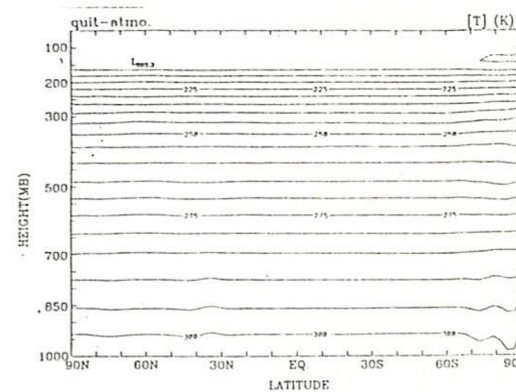
本次實驗所選取的初始場為有地形的靜止大氣，其平滑地形如圖十一，其緯向平均的靜止大氣溫度場如圖十二。所加入的非絕熱加热量是由1000、850、700、500、400、300、250、200、150、100、70、50hpa等12層內插至12層σ座標上。

模式中還包含雙譜和法 (biharmonic method) 作用於渦度、輻散度及溫度場上，其最

小波的衰減時間約6小時。模式中除了地面摩擦效應外，還在各層都加入線性阻力 (linear drag)，其衰減時間為1、2層0.5天，3~9層10天，10層3天，11層1天。



圖十一 模式所使用之平滑過的地形

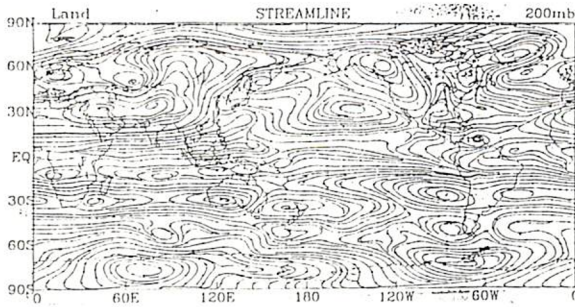


圖十二 緯向平均之有地形靜止大氣溫度場

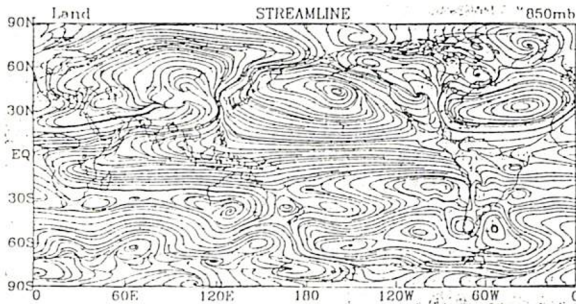
五、模式模擬的結果

圖十三及圖十四分別為非線性動力模式模擬15天後之850hpa氣流線圖。在850hpa方面可以看到在馬斯開倫高壓及澳洲附近的冷高壓都模擬出來了，其逆時針環流也分別於50°E及100°E附近穿過赤道進入北半球的亞洲地區，索馬利噴流亦清楚可見，模擬的季風環流也和實際的環流相類似。西半球模擬的環流也相當類似於實際環流的情況。在北美及南美西岸的輻合區乃是地形內差的結果，並不存在於實際大氣中。

在200hpa環流的模擬結果較850hpa者為差，雖然南亞高壓有模擬出來，但是其環流的範圍並沒有實際環流來得廣大，且在100°E~130°E附近也沒有明顯的跨越赤道的氣流，北半球的槽線環流也變成為低壓環流。在西半球所模擬的環流與實際之差異更大：墨西哥環流很弱，北大西洋的槽線太深，北美的脊線也成為高壓環流。由這些模擬的結果顯示，在北半球夏季環流低層受非絕熱加热的影響很大，因此模擬的結果和實際相差不多。而高層環流受非絕熱加热的影響就比較小，因此模擬的結果和實際差別很大。



圖十三 非線性動力模式模擬之 850hpa 氣流線圖。



圖十四 同圖十三但為 200hpa。

六、結論

北半球夏季由於地形及非絕熱加熱的交互作用影響，使得環流非常複雜。由非絕熱加熱的分析顯示，非絕熱加熱最強是在中層，因此環流受熱力之影響為斜壓的結構。東半球的亞洲地區其非絕熱加熱量範圍廣大且垂直可達 300hpa，其水氣來源則來自於南半球。青康藏高原廣大及高聳的地形，對於亞洲地區的夏季季風有相當大的影響。

North Summer Circulation-Influence of Diabatic Heating

Shei An-Bang

Weather Central, Weather Wing, CAF

Abstract

The complex circulation of north summer creat sophisticated weather system on the summer. Due to the high,low level is out of phase,so we know that the force of heating is important.

The diabatic heating analysis show, the area of monsoon has the strongest convection on mid-level. Many low level diabatic heating come from low level fricton effect. The Asian summer monsoon can arrive 300 hpa.

The simulation of non-linear model show, the driver of low level circulation by diabatic heating is very large, so we can simulate very alike circulation. But high level simulated is poor than low level. This proved that the effect of diabatic heating on high is poor.

模式模擬的結果顯示，非絕熱加熱量對於低層的影響很大，所以可以模擬出和實際相當類似的環流場。而非絕熱加熱量對於高層的影響則小很多，雖然大部份都有模擬出來，但是和實際仍有一些差異。

七、參考文獻

- 謝安邦，1995：台大大氣環流模式對北半球夏季季風的數值模擬。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文。
- Findlater,J.,1969：A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer. *Q.J.R.Meter.Soc.*,**95**,362-380.
- Hoskin,B.J., and M.J.Rodwell,1995：A model of the Asian summer Monsoon Part I：The Global Scale. *J. Atmos. Sci.*,**52**,1329-1340.
- 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, 3-25 pp.
- Krishnamurti T.N.,H.S.Bedi, and M. Subramanian, 1989：The summer of 1987. *J.Climate*,**2**,321-340.
- Luo,K.-M.,G.J.Yang, and S.H. Shen,1988：Seasonal and intraseasonal climatology of summer rainfall over east Asia. *Mon.Wea.Rev.*,**116**,18-37.
- Murakami T., B. Wang, and S. W. Lyons,1992：Contrasts between summer monsoon over the Bay of Bengal and the Eastern North Pacific. *J. Meter. Soc. Japan*,**70**,1B,191-210.
- Sashegyi,K.D., and J. E. Geisler, 1987：A linear study of cross-equatorial flow forced by summer monsoon heat source. *J. Atmos.Sci.*,**44**,1706-1722.
- 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.
- Webster, P. J., and L.C. Chou,1979：Seasonal structure of a simple monsoon system. *J.Atmo.Sci.*,**37**,354-367.