

高階量變數於東亞夏季風肇始期之分析

鄧靜君 王作台 胡志文
國立中央大學 大氣物理研究所

摘要

本文針對東亞夏季風肇始前後，大尺度環境之基本場的演變情況以及包含了熱源、水汽匯，能量等多項高階物理量作一探討，希望對東亞夏季風肇始前後的特徵差異能有進一步的了解，並找出可用以判斷東亞夏季風肇始之指標。

研究結果顯示，東亞夏季風肇始後，南海地區明顯的轉變為一熱源、水汽匯區，顯示南海地區在夏季風肇始後凝結的作用加強，並在釋放潛熱的過程中持續不斷的加熱使南海成為熱源區提供熱能；中南半島在季風肇始前已為一熱源、水汽匯，但在季風肇始後其凝結的作用減弱，加熱的幅度減緩。此外亦發現南海地區 500 hPa 面上的動能在季風肇始前逐漸減小，在東亞夏季風肇始日期附近伴隨著一最小值出現並且具有明顯的季節變化特徵，此項高階量的變化似乎可視為判斷季風肇始的一項指標。

在東亞夏季風肇始前後，本研究中分析的基本場變化特徵與其他學者的研究結果具有類似的結論，而本文加入探討的各高階量變數中，明確的可用以判斷東亞夏季風肇始之指標者為南海區域內 500 hPa 面上的動能變化，有鑑於此，如何利用 500 hPa 面上大氣動能明顯的季節變化來做為了解季風演變之特徵，值得吾人進一步的探討。

一、前言

亞洲夏季季風是海洋／陸地／大氣三者之共同作用所建立的系統，Yasunari and Seki (1992) 指出亞洲季風扮演了在季節循環期內海洋／陸地／大氣之交互作用信號的傳送者，在大氣體系中是非常重要的。因此許多學者投注相當的心血在亞洲夏季季風的研究課題上，總括這些研究大致上可劃分為以基本場或是以高階量為研究主體兩大類。東亞夏季風是一個相當複雜的系統，而南海地區又為東亞夏季風肇始的先驅，因此吾人認為從東南亞、南海一帶著手分析研究在夏季風肇始前後此處之基本場與高階量的異動應可得到一些值得提出來討論的結果。目前對於南海季風肇始的原因仍未有定論，許多學者分別提出不同的解釋。大致上可歸類為幾項：

Yanai et al. (1992) 推論亞洲夏季季風的肇始是青藏高原所引發之環流與雨帶北移兩者交互作用的結果。Li and Yanai (1996) 更進一步地探討亞洲夏季季風之肇始和年際變化與海陸熱對比的關係。上述在在顯示青藏高原為熱源時對於亞洲夏季季風建立的密切關係。

但其他研究人員有不同之觀點，如 He et al. (1992) 認為由於海面溫度之增加造成局地的不穩定而引發季風肇始。不過，在不同季風區其肇始期之海溫特徵卻與南海地區的不同，故此推論似乎也有其不完備之處。Krishnamurti (1985) 提出當 30-60 天或 10-20 天的低頻擾動之恰當相位進入南海地區時，夏季季風是活躍的。Chen and Chen (1995) 詳細的探討 1979 年南海夏季季風的肇始與其生命週期，

發現 30-60 天週期的季內振盪在五月期間的北移創造了一個適於南海季風肇始的大尺度環境，而 12-24 天的季風模則是激發了季風的肇始。Chang and Chen (1995) 指出南海五月的季風肇始伴隨著中緯度槽／鋒面系統的南侵。簡而言之，隨著季節轉換，熱帶大氣具有適合季風發展的環境，而中緯度系統提供了隨機的作用力，推動季風肇始。

促使東亞夏季風肇始的原因相當複雜，而本文的重心並非討論夏季風肇始的原因，而是從另一個角度，看看大尺度環境之基本場以及高階量在夏季風肇始前後的改變特徵。在基本場的分析探討中，So and Chan (1997) 探討華南地區在夏季季風肇始前後氣象場的分佈情況。其研究結果指出東亞夏季風肇始前，南海的溫度漸增而北澳的溫度漸減，使兩半球的溫度梯度加大。海面氣壓則是具有逐漸下降的趨勢，另外，在經向風的分佈中，850 hPa 與 200 hPa 間的垂直風切在季風肇始期間具有明顯增大的情況。同時，對流活動亦旺盛的發展起來。

根據胡等 (1997) 分析東沙島十六年平均之月平均資料的結果顯示在季風肇始前後在垂直速度與水平風場兩項中發現具有明顯的季節轉變，在垂直速度的改變上，五月到九月期間 850 hPa 以上明顯為上升運動，而風場的大小在五月份具有明顯減弱的情況，直到九月後才回復變大，風向在此一時期也有較大的轉變，如圖一所示。

除了基本場的分析研究外，高階量變數的分析也是相當重要的研究課題。Chen and Li (1981) 利用亞洲地區七月之熱源與熱匯的計算得知東亞夏季季風系統之熱源位在南海－西太平洋一帶，其中心則是

位在南海地區，澳洲則為其熱匯中心。Krishnamurti and Ramathan (1982) 針對印度季風區內能量的分佈及轉換情況作一研究，指出動能以及風場的轉動分量在印度季風肇始後大幅增加。

東亞夏季風是一個相當複雜的系統，而南海地區又為東亞夏季風肇始的先驅。本文的主旨將研究在夏季風肇始前後，大尺度環境中基本場的演變以及包括視熱源、視水汽匯、動能等多項高階物理量在東南亞及南海地區的變化情況。究竟在東亞夏季風肇始前後，大尺度環境有哪些轉變？熱量及水氣收支的變化如何？大氣熱力結構與動力結構的特性有何改變，其變化與東亞夏季風肇始的關係？在這一連串的問題中，希望藉由這些物理量的空間結構、肇始前後的差異性與時間序列，嘗試尋求上述問題的特性，進而了解能量的變化和季風季節轉換之關係及其對季風肇始的影響，並找出可用以判斷季風肇始的較佳高階量指標。

二、資料及分析方法

本文所使用的資料包括 1986 ~ 1995 年 ECMWF/TOGA 每日兩次(00 Z 與 12 Z)的高度場、溫度場、風場、相對溼度場及垂直速度場資料，其解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，垂直方向有十四層的資料。外還使用 1982 ~ 1995 年 NMC/NOAA $1^\circ \times 1^\circ$ 的七日平均海面溫度 (SST) 資料，1975 ~ 1992 年 NOAA $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 每日兩次 (00 Z 與 12 Z) 的外逸長波輻射 (OLR) 資料。分析的時間為 3 ~ 7 月，分析區域為東亞季風區。由於本文的著眼點擺在東南亞及南海地區夏季季風肇始前後的演變情況，因此各變數採用五日平均值，針對夏季風肇始前後 30 天的情況以及 3 ~ 7 月的時間序列加以討論。

文中所使用的高階物理量包括視熱源、視水汽匯、動能，另外亦計算了垂直風切，這些物理量的計算方法如下所述：

垂直風切： $U_{850} - U_{200}$

此項是用 850 hPa 的緯向風減去 200 hPa 的緯向風而得。

視熱源及視水汽匯

根據 Nitta (1972) 及 Yanai et al. (1973) 的研究，將視熱源 (Q_1) 和視水汽匯 (Q_2) 分別當成熟力學

$$Q_1 = c_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \bar{v} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^\kappa \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right]$$

方程式與水汽方程式的剩餘項，定義如下：

$$Q_2 = -L \left[\frac{\partial q}{\partial t} + \bar{v} \cdot q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right]$$

其中 T 為溫度， θ 為位溫，q 為水汽的混合比， κ 為

R/c_p ，R 為氣體常數， c_p 為乾空氣在定壓下的比熱，L 為凝結的潛熱， $P_0 = 1000$ hPa。 Q_1 、 Q_2 的垂直積分則定義為

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{P_1}^{P_0} Q_1(P) dP$$

$$\langle Q_2 \rangle = \frac{1}{g} \int_{P_1}^{P_0} Q_2(P) dP$$

其中 $P_1 = 100$ hPa。

$$\text{動能：} K = \frac{1}{2} \bar{v}^2 = \frac{1}{2} (u^2 + v^2)$$

其中 u，v 分別為風場的緯向及經向分量。

三、大尺度環境在夏季風肇始前後的變化

東亞地區地處歐亞大陸與西太平洋的交界處，顯著的海陸熱力差異基本上是季風在此得以建立及維持的主要機制。根據陳 (1996) 的定義，當 850 hPa 西太平洋副熱帶高壓退出南海，而南海地區之西南氣流來源主要為印度越赤道流時，即為東亞夏季風肇始。而東亞夏季風肇始前後大尺度環境的變化特徵包含：夏季季風肇始前後東南亞地區的海面溫度呈現增暖的情況，同時對流層的溫度具有增加的趨勢，其中以青藏高原的增溫最為顯著，潘與王 (1996) 指出由於青藏高原的暖化造成南冷北暖之情況，此熱力條件支持上層東風、下層西南風之結構，而這是季風肇始之一個重要特徵，故此一巨大地形的存在對於亞洲夏季風的熱力及動力結構具有十分深遠的影響。若將本文以緯向風計算所得之垂直風切的結果 (如圖二) 與 So and Chan (1997) 以經向風計算所得之垂直風切的結果相比，兩者同樣都顯現垂直風切在夏季風肇始後具有明顯增大的變化特徵。

季風肇始後 500 hPa 的流場、高度場與肇始前比較，最大的改變在於南海地區的高壓東退；在西太平洋副高東退出南海後，低層 850 hPa 面上來自孟加拉灣的西南氣流向南海地區輸入大量的暖溼空氣，導致此處變得更加不穩定，使得對流活動變得更為活躍，因此西南氣流對於此處對流系統的增強與維持具有極大的貢獻；另外，200 hPa 的南亞高壓則是向西北方向推進並增強，南海在其籠罩下盛行偏北氣流。

四、高階量變數分析

本章分析視熱源、視水汽匯、動能等幾項高階物理量，希望從熱力結構與動力結構的觀點進一步探討大氣的能量變化和季風季節轉換之關係及其與東亞夏季風肇始的關係。

4.1 視熱源與視水汽匯分析

在東亞夏季風肇始期間由於副高的東退，伴隨西南氣流移入南海一帶的熱帶擾動引發了對流活動，且西南氣流亦可到達此處，對南海輸入大量的暖溼空氣，這些暖溼空氣可以增強對流的強度，除此之外，大量的暖溼空氣對於包含南海之東南亞地區的熱量與水汽收支又造成哪些影響是本節分析的重點。

研究發現東亞夏季風肇始前後熱量及水汽有兩處明顯的改變，一是南海一帶由熱匯區轉變為熱源區且南海一帶凝結的作用逐漸增強（如圖三）；另一個明顯的轉變是雖然熱源中心、水汽匯中心都在中南半島上，但是其數值在肇始後實為減小，顯示中南半島的加熱及凝結現象具有減弱的傾向，而南海地區的水汽凝結、加熱作用則是不斷增強，顯示出兩地的加熱情況以及凝結作用的變化呈現相反的相位配置情況，如圖四所示。在夏季風肇始前，中南半島便出現最強的加熱與凝結作用，但這並不代表季風的肇始，由於中南半島位在海陸交界處，因陸地的比熱較小，對於太陽輻射加熱的反應較快，故可看到此處先有加熱的極大值存在，但此時整個大氣及海洋面的熱力結構尚未完整建立，因為季風可看成是一大型的海陸風環流，因此在大氣及海洋的加熱效果未穩定建立前，在中南半島所看到的區域性加熱及凝結作用應不算是東亞夏季風的肇始。

在夏季風肇始後南海地區之 Q_1 、 Q_2 有非常明顯的增大情況，即南海地區轉變為一提供熱能的區域。簡而言之，西南氣流對深對流活動造成相當大的貢獻，而深對流所造成的加熱作用提供了南海地區擾動的能量來源。

4.2 動能分析

由南海地區動能之區域平均的時間序列中（如圖五）顯示 500 hPa 面上的動能在東亞夏季風肇始日期附近伴隨著一最小值出現並且具有明顯的季節變化特徵；若由單點的時間序列來看（如圖六）亦可發現此一顯著特徵。由於在季風肇始前後其基本場的演變情況在水平風場中發現具有明顯的季節轉變（圖一），風場的大小在五月份呈現明顯減弱的情況，直到九月後才回復變大，風向在此一時期也有較大的轉變，配合動能與水平風場這兩個物理量來看發現在季風季節轉換的過程中因風場的顯著減弱使得 500 hPa 面上的動能在季風肇始時伴隨著一最小值出現且具有明顯的季節變化，故以此高階量來判斷夏季風的肇始似乎為一相當不錯的指標。

綜合以上所述，在夏季風肇始期間由於副高的東退，伴隨西南氣流移入南海一帶的熱帶擾動引發對流活動，並受到暖溼西南氣流的貢獻增強了對流的強度，而深對流所造成的加熱作用提供了南海地區擾動的能量來源，此熱源使得南海地區的穩定度改變並出現大規模的上升運動。另一方面由於水平風

場具有明顯的季節轉變，風場的大小在五月份呈現明顯減弱的情況，直到九月後才回復變大，使得 500 hPa 面上的動能在季風肇始時伴隨著一最小值出現且具有明顯的季節變化特徵，故以此高階量來判斷夏季風的肇始似乎為一可以嘗試再做進一步探討的指標。

五、結論與展望

本文使用 1986~1995 年 3~7 月的資料針對東南亞及南海地區在夏季風肇始前後，大尺度之基本場的演變情況以及多項高階物理量作一探討，希望對東亞夏季季風肇始前後的變化能有進一步的了解。由本文的分析獲得以下幾項結論：

東亞夏季風肇始前後，南海地區明顯的轉變為一熱源、水汽匯區，顯示南海地區在夏季風肇始後凝結的作用加強，並在釋放潛熱的過程中持續不斷的加熱使南海成為熱源區提供熱能；中南半島在季風肇始前已為一熱源、水汽匯，但在季風肇始後其凝結的作用減弱，加熱的幅度減緩。另外，在夏季風肇始前南海地區 500 hPa 面上的動能逐漸減小，並在季風肇始期間出現最小值具有明顯的季節轉變特徵，此項高階量的變化似乎可視為判斷季風肇始的一項指標。

在東亞夏季風肇始前後，本研究中分析的基本場變化特徵與其他學者的研究結果具有類似的結論，而本文中加入了探討各高階量變數在東亞夏季風肇始前後的差異，所發現的特徵則包含了熱源，水汽匯，能量等變化。最值得一提的是本研究首次發現在南海區域內 500 hPa 面上的動能在季風肇始時伴隨著一最小值出現，此一由分析得來的重要現象，在其他已發表的文獻中並未被明確的提出，有鑑於此，如何利用 500 hPa 面上大氣動能明顯的季節變化來做為了解季風演變之特徵，值得吾人進一步的探討。

六、參考文獻

- 潘琦與王作台，1996：東亞夏季季風年際變化：高原熱源與高低層環流變化之時序分析。大氣科學，24，89-122。
- 陳孟詩，1996：東亞夏季季風肇始期間大尺度系統轉化特徵之診斷分析。國立中央大學碩士論文，100 頁。
- 胡志文，王作台，陳孟詩與鄧仁星，1997：東沙地區夏季季風肇始前後基本場之演變。86 年天氣分析與預報研討會氣象論文彙編，448-460。
- Chang, C. P., and G. T. J. Chen, 1995: Tropical circulations associated with southwest monsoon onset and westerly surges over the South China Sea. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3254-32674.

- Chen, L.-X., and W.-L. Li, 1981: The atmospheric heat budget during summer in the Asian monsoon region (in Chinese). Proceedings of the Symposium on the Summer Monsoon on Southeast Asia, August 15-21, 1980, Hongzhou, P.R.C., The People's Press of Yunnan Province, 86-101.
- Chen, T. C., and J. M. Chen, 1995: An observational study of the South China Sea monsoon during the 1979 summer: onset and life cycle. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2295-2318.
- He, Y. H., C. H. Huan, and Z. J. Gan, 1992: Heat oscillation in the upper ocean of the South China Sea (in Chinese). *Acta Oceanol. Sin.*, **11**, 375-388.
- Krishnamurti, T. N., 1985: Summer Monsoon Experiment - A review. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1590-1625.
- —, and Y. Ramathan, 1982: Sensitivity of the Monsoon Onset to Differential Heating. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1290-1307.
- Li, C. and M. Yanai, 1996: The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J. Climate*, **9**, 358-375.
- Nitta, T., 1972: Energy budget of wave disturbances over the Marshall Islands during the years of 1956 and 1958. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 71-84.
- So C. H., and C. L. Chan, 1997: An observational study on the onset of the summer monsoon over South China around Hong Kong. *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 43-56.
- Yanai, M., C. Li, and Z. Song, 1992: Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 319-351.
- Yanai, M., S. Esbensen and J. H. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611-627.
- Yasunari, T., and Y. Seki, 1992: Role of the Asian monsoon on the interannual variability of the global climate system. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **70**, 177-189.

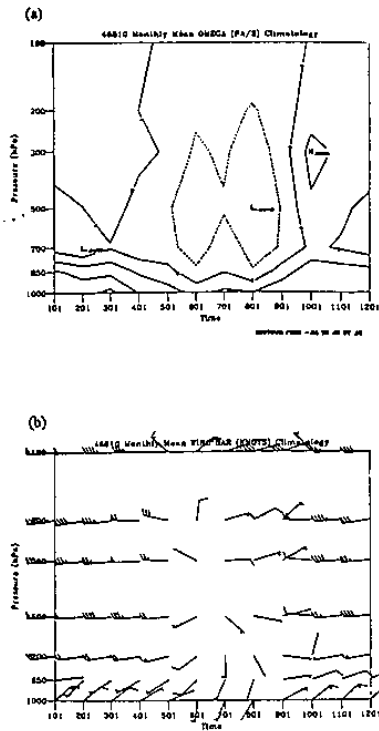


圖 1. 東沙島十六年平均 (ECMWF, 1980 - 1995) 之月平均場, (a) 為垂直速度, (b) 為水平風場。圖 a 之等值線間隔為 0.002 Pa/s, 圖 b 中短線段為 5Knots, 長線段為 10Knots, 三角標為 50Knots (摘自胡等, 1997)。

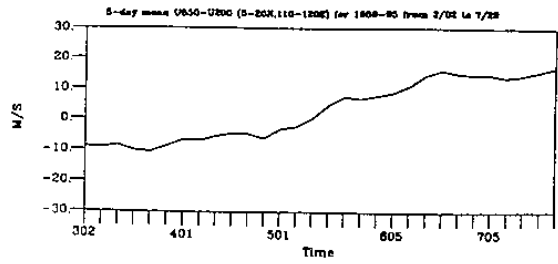


圖 2. 1986-1995 年南海地區 (5°N-20°N, 110°E-120°E) 850 hPa 緯向風速去 200 hPa 緯向風所得五日平均垂直風切之時間序列 (單位為 m/s), 分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日。

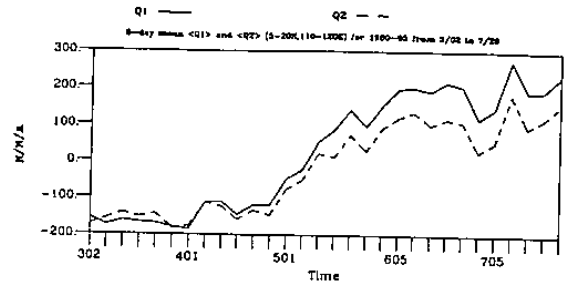


圖 3. 1986-1995 年南海地區 (5°N-20°N, 110°E-120°E) 視熱源 (Q_1)、視水汽源 (Q_2) 之垂直積分之時間序列 (單位為 W/m^2), 實線代表 Q_1 , 虛線代表 Q_2 , 分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日。

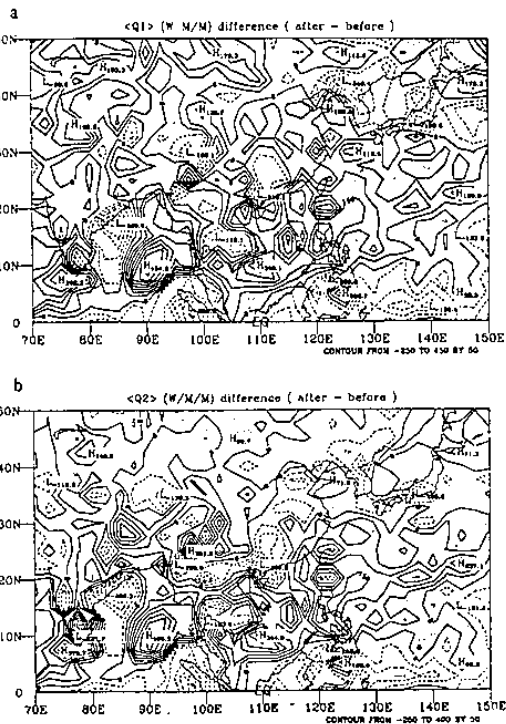


圖 4. 1986-1995 年視熱源、視水汽源之垂直積分在東亞夏季風季前後 15 天減去季風季前 15 天的差異圖, 陰影區代表負值。(a) 為 (Q_1) 的差異圖, (b) 為 (Q_2) 的差異圖, 等值線間距為 $10 W/m^2$ 。

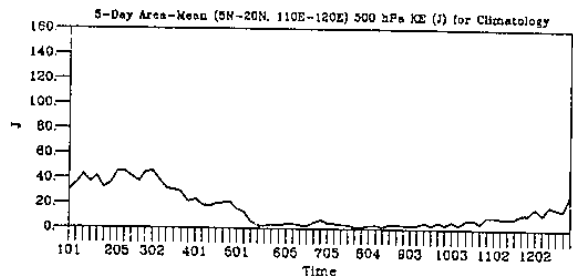


圖 5. 1986-1995 年南海地區 (5°N-20°N, 110°E-120°E) 500 hPa 之動能場之時間序列, 分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日 (單位為 m^2/s^2)。

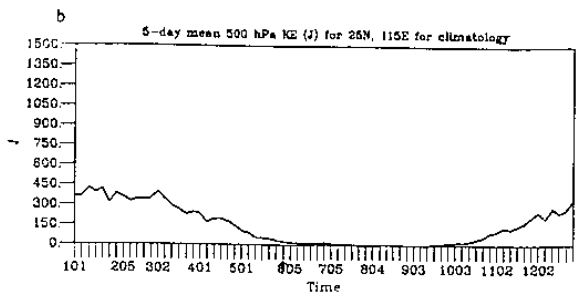
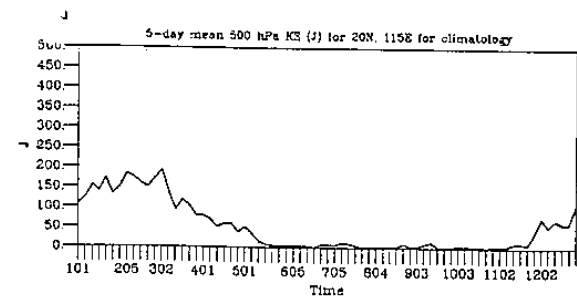


圖 6. 1986-1995 年單站的動能在 500 hPa 之時間序列, 分析時間為 3 月 2 日至 7 月 29 日 (單位為 m^2/s^2), (a) 為 20°N, 115°E, (b) 為 25°N, 115°E。