

東亞夏季季風肇始期之分析：高階量變數 變化特徵及中緯度與熱帶系統之作用

王作台¹ 鄧靜君¹ 陳鏡良² 胡志文²

¹中央大學大氣物理研究所

²中央氣象局

(中華民國八十八年十一月八日收稿；中華民國九十年九月十二日定稿)

摘 要

東亞季風在肇始前後有明顯的大尺度系統之變化，本文針對東亞夏季季風肇始前後，大尺度環境之基本場的演變情況以及包含熱源、水汽匯、能量及高度梯度等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特徵差異能有進一步的了解，同時文中也探討了中緯度/熱帶系統之影響與季風肇始之關係。

研究結果顯示在東亞夏季季風肇始後，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；相反的，中南半島在季風肇始前已為一熱源、水汽匯區，而在季風肇始後其凝結的作用減弱，加熱的幅度減緩。

研究中也發現南海地區 500 hPa 面上的動能具有非常明顯的季節變化特徵，其在東亞夏季季風肇始前逐漸減小，並在季風肇始期間出現最小值。若檢視南海地區區域平均之垂直風切、 $\langle Q_1 \rangle$ 、 $\langle Q_2 \rangle$ 及 500 hPa 面動能的時間序列，可發現氣候平均的季風肇始日期與 500 hPa 面動能變化所顯示的指標正好相符；而垂直風切、 $\langle Q_1 \rangle$ 與 $\langle Q_2 \rangle$ 變號的時間則比平均肇始日期略早一候，至於南海地區之上下層風場的配置轉變與此區域明顯的變為熱源、水汽匯區等東亞季風肇始的特徵都必須在副高退出南海後才會發生。此外，研究也顯示，在對流層之上部與下部，南海地區南北兩端經向高度梯度於肇始期間皆會出現逆轉的情形，但上下層的發展型態為反相位的關係，此特徵與低層副高脊之東退和上層南亞高壓中心季節性的北移相關。

在有關中緯度系統及熱帶系統之影響與東亞季風肇始期之關係的研究上，由許多個案年的分析結果顯示，吾人認為在東亞季風肇始期間此二系統在不同年份扮演不同之角色。以熱帶系統影響為主的肇始，中緯度系統之影響局限至 30°N；而在以中緯度系統影響為主的肇始，則此中緯度系統可影響至 20°N 之區域。

在東亞夏季季風肇始前後，已有許多研究探討基本場變化的特徵，而本研究加入探討的各高階量變數中，南海區域內 500 hPa 面上的平均動能變化及上述的高階量變化皆有其獨特之特徵。有鑑於此，如何利用此季節變化中的一些獨特特徵及時序特性來作為了解季風肇始及演變，值得吾人進一步的探討。

關鍵詞：東亞季風、季風肇始、高階量變數

一、前言

東亞地區由於位在最大陸地塊與最大海洋面的交界處，因而形成了全球最著名的季風系統，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。因東亞夏季季風是一個相當複雜的系統，而南海地區基本上為全亞洲夏季季風肇始的先鋒，故吾人認為從東南亞、南海一帶著手分析研究在夏季季風肇始前後此處之基本場與高階量的異動應能進一步了解東亞季風之系統轉變差異。

過去有許多的先進對於亞洲夏季季風的研究可說是不遺餘力，其中有許多季風之研究探討季風肇始的特徵，例如 He et al. (1992) 指出南海南部月平均海溫從春初至仲夏會急遽地增加，此海平面溫度的增加，將造成大氣條件性不穩定度的增加，促使對流活動的產生，使得原位於赤道區的 ITCZ 北移到 10°N 附近；So and Chan (1997) 則針對華南地區夏季季風肇始前後之基本場的演變情況作了初略分析。除了基本場的分析之外，高階量變數的分析應用對於亞洲季風的研究也是一項相當重要的工具。許多學者也做了此方面之相關研究，如 Chen and Li (1981) 根據亞洲地區七月份的熱源／熱匯計算得知七月時東亞季風系統的熱源位於南海—西太平洋一帶，熱匯則是位於澳洲。此外，Krishnamurti and Ramathan (1982) 則針對印度地區在季風肇始前後的能量分布與轉換情況作了一番探討，結果指出在印度季風肇始前後 850

hPa 面的動能具有大幅增加的情況。本文的主旨在於研究東亞地區在夏季季風肇始前後時期，一些基本場與高階量變數的演變情況，希望藉由這些物理量的空間結構、時間序列與肇始前後的差異性來增進對於季風肇始的了解，並期望這些高階量指標能具體的描述亞洲夏季季風的肇始特徵。

東亞季風與印度季風本質上一個大差異即為中緯度系統在東亞季風區內扮演相當大的角色，南海地區地處中緯度斜壓系統與熱帶擾動系統影響之交界，而歸納學者對東亞季風肇始機制的研究可發現，大氣系統對南海地區的作用力可分為熱帶與中緯度二不同系統的影響。但過去學者多單就某一種作用力系統的影響加以研究，較少觸及此二不同系統與南海地區季風肇始之關係。故本文亦探討了中緯度系統與熱帶系統兩者在季風肇始期間的交互作用關係，以期對東亞夏季季風肇始能有更深入的了解。

文中第二部份將簡介所使用的資料與分析方法，在第三部份則討論東亞夏季季風肇始前後之大尺度環境場的變化情況，至於高階量變數的探討是在第四節中說明。而在第五節，為了更深入探討中緯度斜壓系統與熱帶擾動系統二者在東亞季風肇始那一候前後各天經向氣象場的交互作用過程，故採用日平均的結果來作分析，以免過濾太多的短波使較細微之天氣尺度現象被平滑掉，此篇主要討論在肇始期前受中緯度影響或熱帶影響之各項特徵。最後一節則為本研究之結論並討論未來研究的方向。

二、資料來源及分析方法

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、水平風場、相對溼度場及垂直速度場等資料，其水平解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，在垂直方向上則有十四層的資料。分析的時間主要為 3 ~ 7 月，文中所指之南海地區為針對 $110^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{E}$ ， $5^\circ\text{N} \sim 20^\circ\text{N}$ 的地理區而言。由於本文前四章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，因此各變數皆採用五日平均值，針對夏季季風肇始前後的情況以及 3 ~ 7 月的時間序列加以討論。

除了使用上述資料外，在探討中緯度系統與熱帶系統對季風肇始期間之影響的研究資料則是使用 1979~1995 十七年間 NCEP/NCAR Reanalysis 原始每日四次 (00Z、06Z、12Z 及 18Z) 的重力位高度場、溫度場及水平與垂直風場，其水平解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，垂直解析度則分別為十七層 (H,T,U,V) 及十二層 (ω)。另外本文也使用 NOAA 1980~1993 每天兩筆外逸長波輻射場 (OLR) 作為判斷對流活動的參考，其水平解析度亦為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。

爲了要更清楚的瞭解大氣之行爲，吾人除了分析直接觀測可得之物理量外亦計算了一些高階物理量。文中所使用的高階物理量包括視熱源、視水汽匯以及動能，另外亦計算了垂直風切，這些物理量的計算方法分別如下所述：

(一) 垂直風切

$$\text{Sh} = U_{850} - U_{200}$$

此項是用 850 hPa 面的緯向風減去 200 hPa 面的緯向風而得。由於在東亞夏季季風肇始前後高層風場與低層風場均有明顯的轉變，故以垂直風切來表示高低層風場的配置情況，並當做判斷東亞夏季季風肇始前後大尺度環境風場轉變的一項指標。

(二) 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) 分別當成熟力學方程式與水汽方程式的剩餘項，其定義如下：

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

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

其中 T 爲溫度， θ 爲位溫， q 爲水汽的混合比， κ 爲 R/C_p ， R 爲氣體常數， C_p 爲乾空氣在定壓下的比熱， L 爲凝結的潛熱， $P_0 = 1000 \text{ hPa}$ 。 Q_1 、 Q_2 的垂直積分則定義爲

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

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

其中 $P_1 = 100 \text{ hPa}$ 。在本文中，將利用 Q_1 與 Q_2 的計算針對包含南海在內的東亞地區做較詳細的討論，以求更清楚的瞭解東亞夏季季風在肇始前後熱力結構上的變化。 Q_1 、 Q_2 之意義可參考 Yanai 等(1973)。

(三) 動 能

一般而言，在能量的計算上，動能可表示成：

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

其中 u , v 分別為風場的緯向及經向分量。此項計算對於季風肇始前後動力結構上的改變應可一窺究竟。

三、大尺度環境在夏季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。由於太陽輻射季節性的變化，促使 Hadley 環流跟著呈現季節性的南北移動，ITCZ、西太平洋副高的位置也因而隨之變動。大尺度環境在夏季季風肇始前後的變化可由下列幾項物理量逐一說明。

圖 1 是 1986 ~ 1995 年氣候平均 850 hPa 面流場與等風速場在夏季季風肇始前後的情況。由於本文所採用的季風肇始時間是根據陳與王 (1998) 提出的東亞夏季季風之肇始定義來作分析，即利用 5 月及 6 月五日平均下的 850hPa 面流線場做依據，當西太平洋副高脊東退出南海，且南海地區風場的主要來源是從印度、孟加拉灣吹來的西南氣流時，此候即為東亞夏季季風肇始的時間。在此定義下，東亞夏季季風之氣候平均肇始時間為 5/16~5/20。從圖中可知南海及中國沿岸地區的流場在季風肇始前受到西太平洋副高西側轉向的西南氣流所支配，顯示此時這一帶都在副高的勢力範圍下受到影響，在這個時期來自孟加拉灣的西南氣流勢力只能到達中南半島西部；但在夏季季風肇始後的流場分布則有明顯不同，此時副高脊東退出南海，而來自孟加拉灣的西南氣流不僅盛行於南海地區並可長驅直入中國東南沿海一帶。這些西南氣流向南海地區輸入大量的暖溼空氣，對於此處對流系統的增強與維持具有極

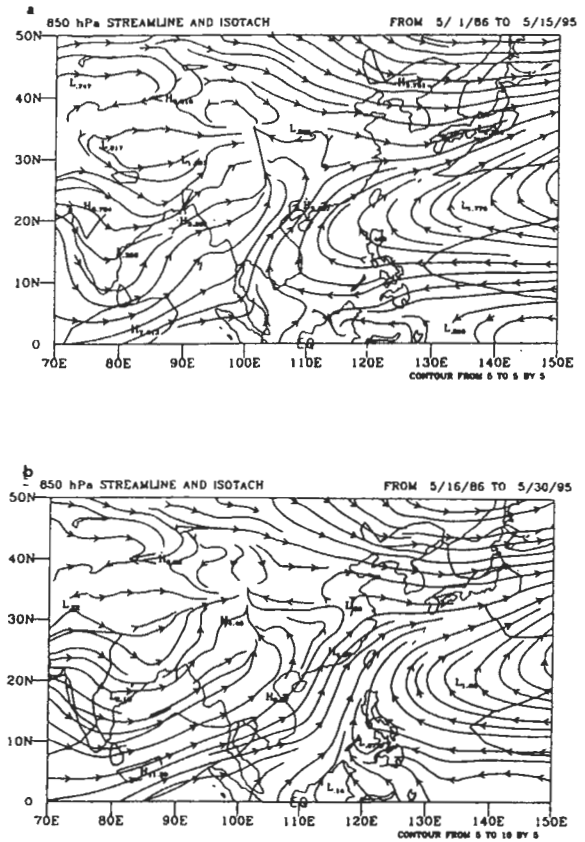


圖 1 1986-1995 年 850 hPa 平均流場與等風速線 (單位為 m/s)。(a) 季風肇始前 15 天平均，(b) 季風肇始後 15 天平均。

大的貢獻。

另外，高度場及溫度場在夏季季風肇始前後的變化情況也十分顯著。圖 2 為高度場氣候值在季風肇始後 15 天的平均值減去季風肇始前 15 天平均值的差異圖。圖中清楚的顯示出夏季季風肇始後從阿拉伯海、孟加拉灣一直向東延伸到西太平洋一帶的 850 hPa 面 (圖 2a) 高度場都呈現減弱的情況，其中南海、西太平洋一帶的減弱顯示西太平洋副熱帶高壓的東退；在 500 hPa 面的情況亦是如此 (圖 2b)，副高的勢力退出南海。至於 200 hPa 面上，從圖 2c

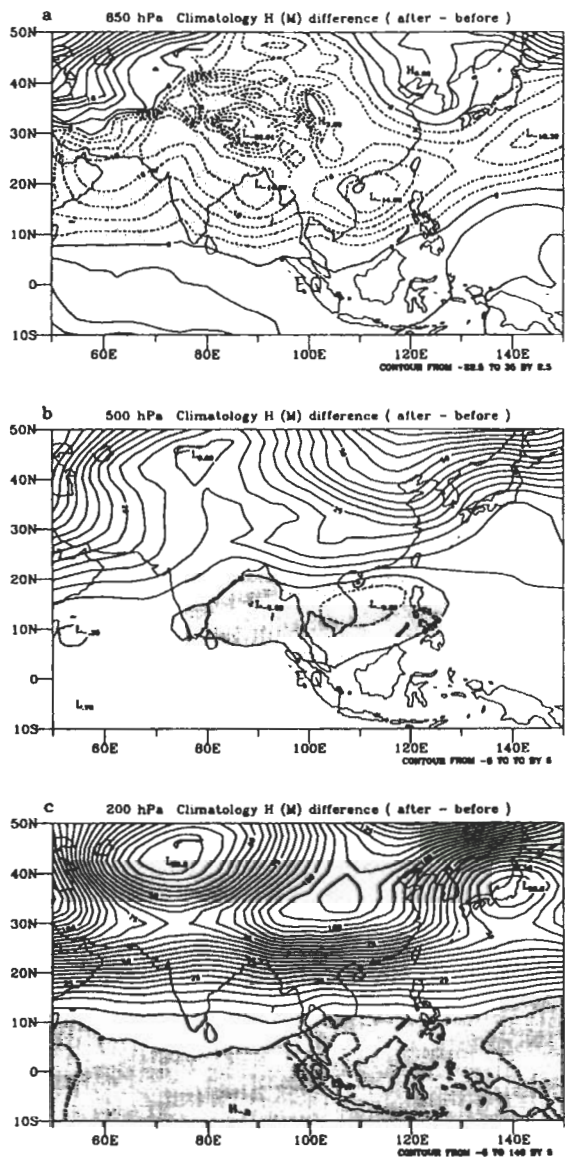


圖 2 高度場在東亞夏季風肇始後 15 天平均值減去季風肇始前 15 天平均值的差異圖(等值線的間距分別為 2.5, 5m), 陰影區表差異值為負值的分布情況。(a) 為 850 hPa, (b) 為 500hPa, (c) 為 200hPa。

中可見南亞高壓具有增強的趨勢。溫度場在季風肇始前後的差異中顯現在季風肇始後東亞地區 850 Pa 面 (圖 3a) 上除了中南半島、呂宋島

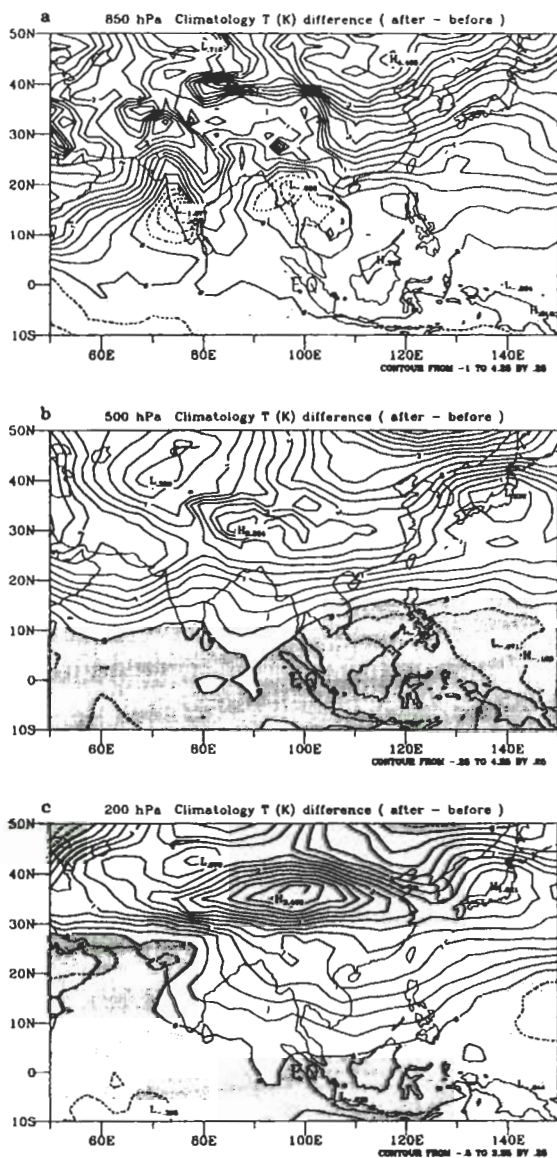


圖 3 溫度場在東亞夏季風肇始後 15 天平均值減去季風肇始前 15 天平均值的差異圖(等值線的間距分別為 1°C), 陰影區表差異值為負值的分布情況。(a) 為 850 hPa, (b) 為 500hPa, (c) 為 200hPa。

的溫度降低外, 其他地區均呈現增暖的情況。而中、高層的溫度在夏季季風肇始後, 東亞地區也都具有增加的趨勢 (圖 3b)。於 200 hPa 面

(圖 3c) 溫度場的變化中，以青藏高原的增溫最為明顯，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季風的熱力及動力結構具有十分深遠的影響。

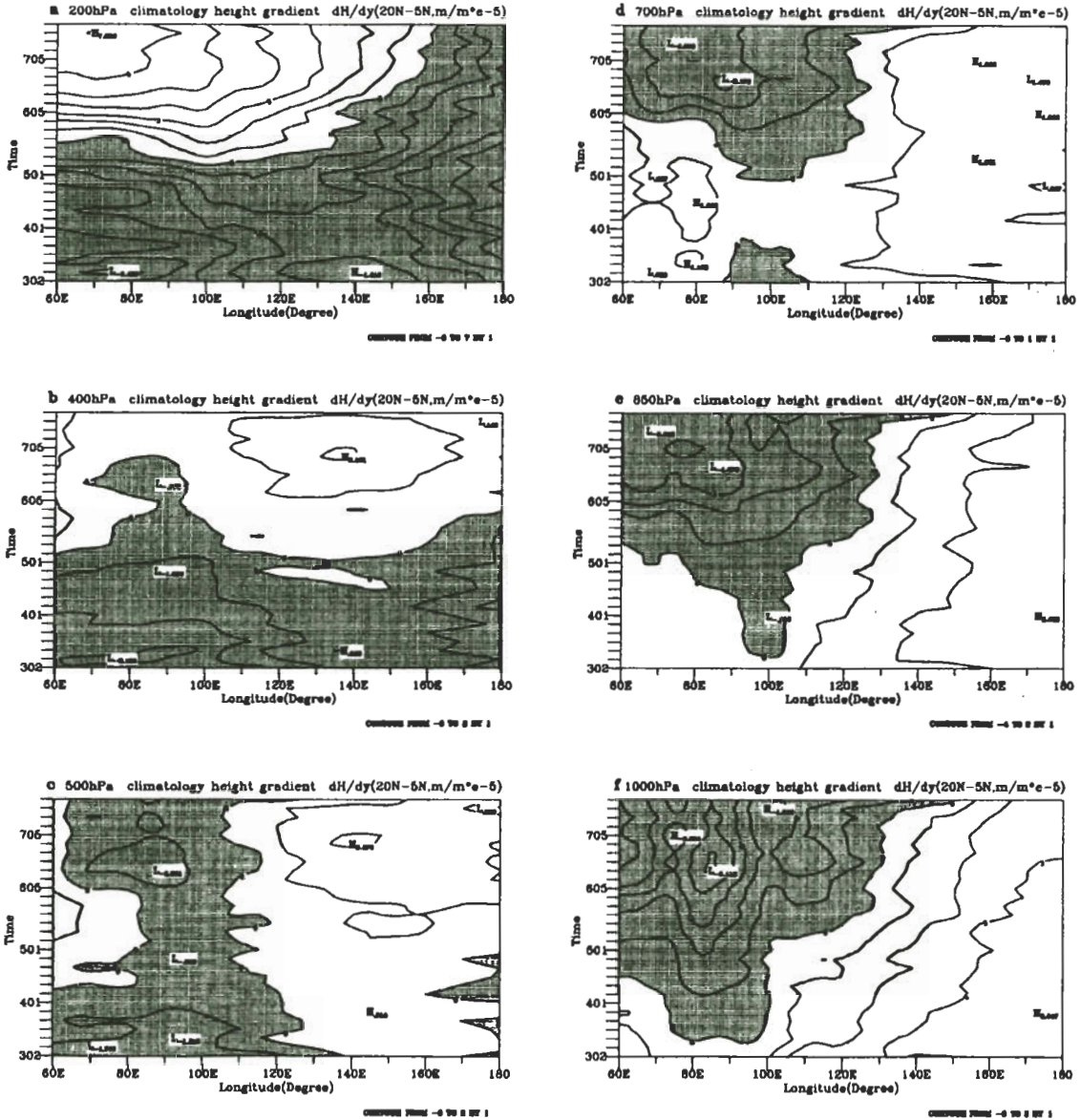


圖 4 1979-1995 年氣候五日平均 20°C 高度減去 5°C 高度之經向高度梯度的時間序列。分析時間為 3/2-7/29，等值線間隔為 10^{-5} m/m，陰影區為 $dH/dy < 0$ m/m。(a) 200 hPa，(b) 400 hPa，(c) 500 hPa，(d) 700 hPa，(e) 850 hPa，(f) 1000 hPa。

另一方面，Murakami et al. (1986) 指出由於亞洲與澳洲兩地間之熱力差異所造成的氣壓梯度，在季節轉換時會呈現大差值，而南海地區是這差值轉變的中間地帶。故吾人也利用南海兩端之壓力梯度嘗試研究其在季風肇始前後的表現。

圖 4 是 1979~1995 年氣候五日平均 20°N 高度減去 5°N 高度之經向高度梯度的時間序列。其中，梯度值的計算法皆是由北區緯度值減去南區緯度值所得的結果（即兩點的差值）。由低對流層（700~1000 hPa）之時序發展中，可明顯地發現南海地區經向高度梯度值於氣候平均

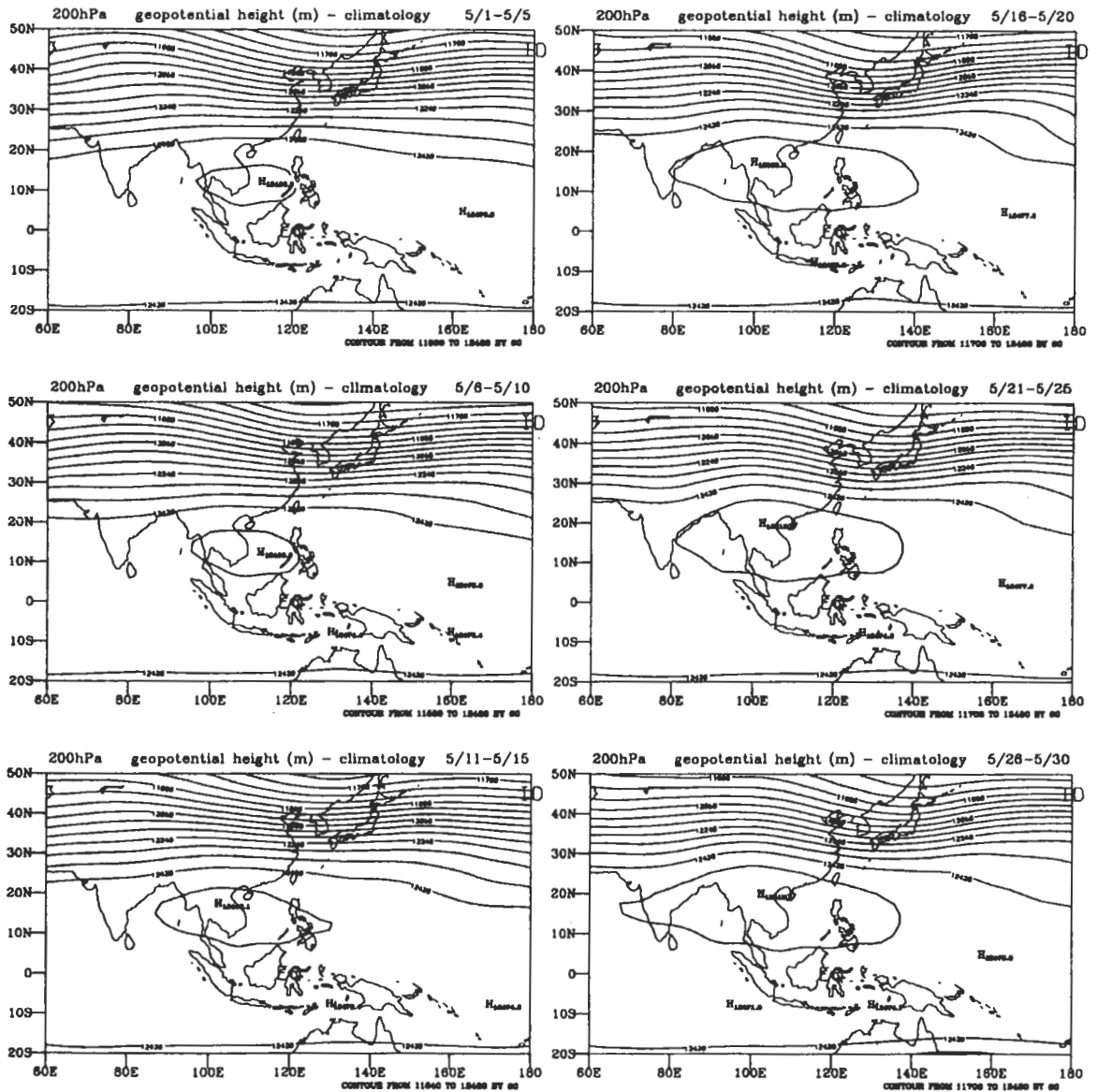


圖 5 1979-1995 年氣候五日平均 200 hPa 重力位高度場（單位為 m）。分析時間為 5/1-5/30，等值線間隔為 60m。

肇始時 (5/16~5/20)，呈現逆轉 (由正轉負)，且負值區從肇始後到七月底皆大約維持在 130°E 以西的位置。上述結果顯示西太平洋副高脊東退之特性也表現在高度梯度之逆轉上，且也隱含副高脊於氣候平均肇始後未再能進入南海地區。而印度與孟加拉灣區的低對流層 (925~1000 hPa)，則於三月初即受到印度西北方熱低壓系統影響，故梯度值逆轉甚早，且在季風肇始後，印度半島出現負極值 (六月中旬)，與印度熱低壓系統隨季節增強有關。至於南海地區 500hPa 面上，相較於其低層大氣，並無明顯之高度梯度反轉的現象出現。

至於上對流層 (200~400 hPa) 則可發現氣候平均肇始後，梯度值有大範圍地由負轉正的趨勢，其發展型態與低對流層型態之間顯示出反相位的關係。吾人認為此特徵反應了這段時間上層南亞高壓中心季節性北移之特性 (圖 5)。由對流層經向高度梯度型態之分布顯示上層的南亞高壓在季風肇始後主宰著大約 140°E 以西的範圍，而太平洋副高壓之環流系統的影響範圍則在 130°E 以東。因為南亞高壓最大值中心移入中南半島，南海地區高層東風出現；而副高脊東退出南海，西南氣流進入南海且增強，故南海地區上下層緯向風切 (U850-U200) 會於肇始後呈現逐漸加強的現象 (圖 6)。

此外，吾人亦嘗試針對 1983、1985、1991 及 1992 四個個案年做高度梯度的發展剖析 (圖略)，藉此四年的結果探求高度梯度在季風肇始前後轉變之共通性。結果顯示，各年上下對流層高度梯度值之逆轉趨勢與氣候場相近，但是因高度梯度值深受上層南亞高壓與低層太平洋副高的影響，出現了明顯的年際變化情形，如 1983 年低層高度梯度值的提早反轉，1992 年上

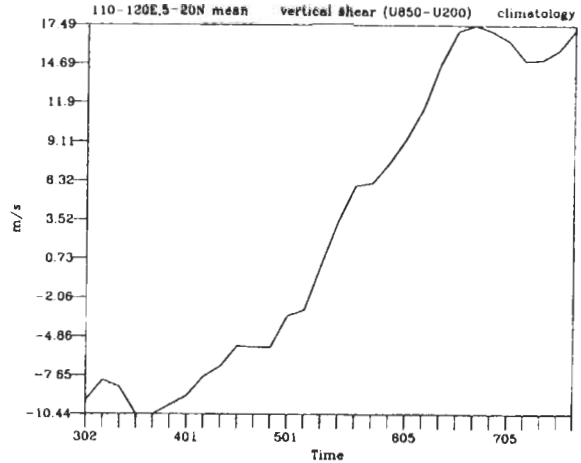


圖 6 1979-1995 年南海地區區域平均 (5°N - 20°N , 110°E - 120°E) 850 hPa 緯向風減去 200 hPa 緯向風之氣候五日平均垂直風切時序圖 (單位為 m/s)，分析時間為 3/2-7/29。

層高度梯度值的延遲逆轉，以及副高脊於季風肇始後再深入南海地區的次數等。因年際變化具有一定程度的不可預測性，故減低了高度梯度逆轉在不同個案年的通用性。但不能否認的，在吾人採用的夏季季風肇始定義下，其不失為一個好的氣象背景場之季節轉變的輔助指標。

除了上述物理量在夏季季風肇始前後呈現明顯的轉變特徵外，事實上亦有許多季風之研究探討肇始的特徵，例如以雨量或風場或溫度梯度等變量來看季風肇始。經由這些基本場的變化來看季風肇始是一種觀點，而若換個角度從高階量變數的觀點來看夏季季風肇始前後的特徵轉變結果又會如何？故吾人在下一章即嘗試採用高階量變數針對熱力與動力因素在東亞夏季季風肇始前後的變動來做進一步的探討，希望藉由各物理量的空間結構、時序演變與肇始前後的差異性，試著了解熱力與動力結構的變化以及其對東亞夏季季風肇始的影響。

四、高階量變數分析

(一) 視熱源及視水汽匯分析

在東亞夏季季風肇始期間，由於副高的東退，伴隨西南氣流移入南海地區的熱帶擾動引發了對流活動，且西南氣流的到達，對南海地區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。

圖 7 是氣候平均視熱源 $\langle Q_1 \rangle$ 的水平分佈情況。在夏季季風肇始前十五天平均的情況

下(圖 7a)，加熱最大處位在中南半島，此時期南海一帶仍為熱匯區；在夏季季風肇始後十五天平均的情況中(圖 7b)，加熱最大的地點仍位在中南半島，但南海地區則轉變為一熱源區。故綜合而言，肇始前後有兩處明顯的改變，一是南海一帶由熱匯區轉變為熱源區，另一個明顯的轉變為雖然熱源中心都在中南半島上，但是其值實為減小，顯示中南半島的加熱作用有減緩的趨勢，而南海地區的加熱作用則是不斷增加，兩者在熱源變化的特性上是不相同的。

在東南亞一帶，氣候平均視水汽匯 $\langle Q_2 \rangle$ 的水平分佈配置情況大致上與 $\langle Q_1 \rangle$ 的分佈相似，在夏季季風肇始前十五天的平均中(圖 8a)，

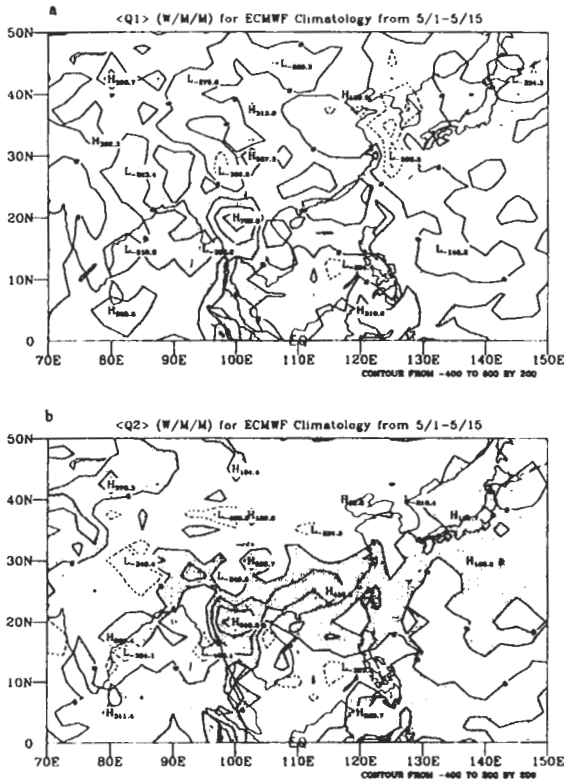


圖 7 1986-1995 年東亞夏季季風肇始前 15 天的視熱源、視水汽匯之垂直積分「 $\langle Q_1 \rangle$ 、 $\langle Q_2 \rangle$ 」的水平分佈情況(單位為 W/m^2)，陰影區代表負值。(a) 為 $\langle Q_1 \rangle$ ，(b) 為 $\langle Q_2 \rangle$ 。

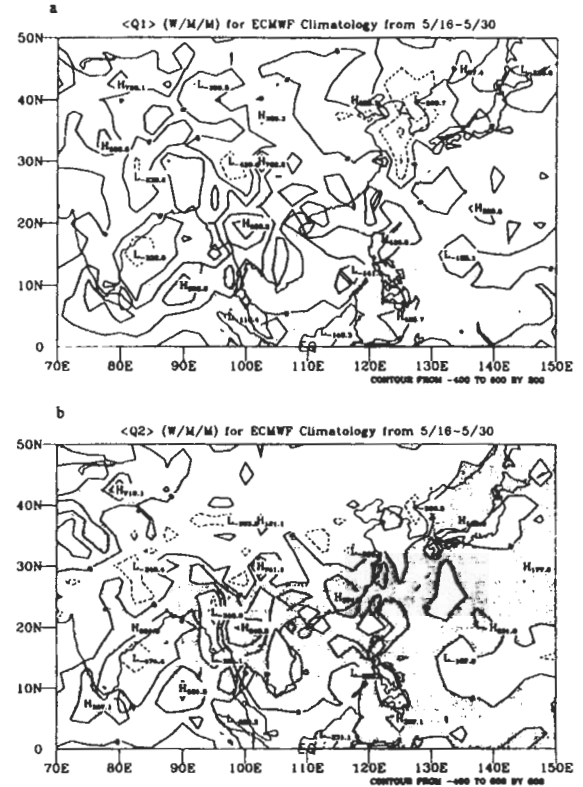


圖 8 1986-1995 年東亞夏季季風肇始後 15 天的視熱源、視水汽匯之垂直積分「 $\langle Q_1 \rangle$ 、 $\langle Q_2 \rangle$ 」的水平分佈情況(單位為 W/m^2)，陰影區代表負值。(a) 為 $\langle Q_1 \rangle$ ，(b) 為 $\langle Q_2 \rangle$ 。

水汽匯最大處位在中南半島北部，此時期南海一帶之 $\langle Q_2 \rangle$ 為負值；在夏季季風肇始後十五天的平均當中（圖 8b），水汽匯最大的地點仍位在中南半島北部，而南海一帶之 $\langle Q_2 \rangle$ 則轉變成正值。相似於 $\langle Q_1 \rangle$ ， $\langle Q_2 \rangle$ 在肇始前後也有兩處明顯的改變，一是南海地區凝結的作用增強；另一個明顯的轉變為，雖然水汽匯中心都在中南半島上，但是其值實為減小，顯示中南半島之凝結作用的趨勢有減緩的傾向。若以夏季季風肇始前後十五天平均的 $\langle Q_1 \rangle$ 與 $\langle Q_2 \rangle$ 差異圖來進一步探討（圖 9），當可明顯地發現南海地區在夏季季風肇始後的 $\langle Q_1 \rangle$ 值減去肇

始前的 $\langle Q_1 \rangle$ 值為正值，而中南半島地區此 $\langle Q_1 \rangle$ 的差值為負值（圖 9a）。上述結果顯示南海地區在夏季季風肇始後不斷的加熱，而成為熱源區，但中南半島在肇始後則呈現加熱減緩的情況。至於在東南亞地區，南海一帶在夏季季風肇始後之 $\langle Q_2 \rangle$ 值減去肇始前的 $\langle Q_2 \rangle$ 值為正值，但在中南半島地區，此差值為負值（圖 9b），表示南海地區在夏季季風肇始後其凝結的作用增強，中南半島的凝結情況則減弱。綜合上述結果可知，在東亞地區夏季季風肇始期前後視熱源、視水汽匯皆有顯著明顯的變化情況。在夏季季風肇始前後，中南半島地區的 Q_1 與 Q_2 具有減少的趨勢（但最大值仍在此處），而南海一帶則為逐漸增加的情況，顯示南海地區轉變為水汽匯並持續加熱作用成為熱源區提供熱能。

以南海地區 $\langle Q_1 \rangle$ 、 $\langle Q_2 \rangle$ 區域平均（ $5^\circ\text{N} \sim 20^\circ\text{N}$ ， $110^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{E}$ ）的時間序列結果顯示（圖 10），1986 年到 1995 年十年長期平均的情況在東亞夏季季風肇始期前後隨著時間演進具有明顯增加的趨勢，在夏季季風肇始前，南海地區的 $\langle Q_1 \rangle$ 與 $\langle Q_2 \rangle$ 呈現負值的情況，也就是此地區仍為一熱匯、水汽源區，而在夏季季風肇始後，南海地區水汽凝結作用增強，此處因凝

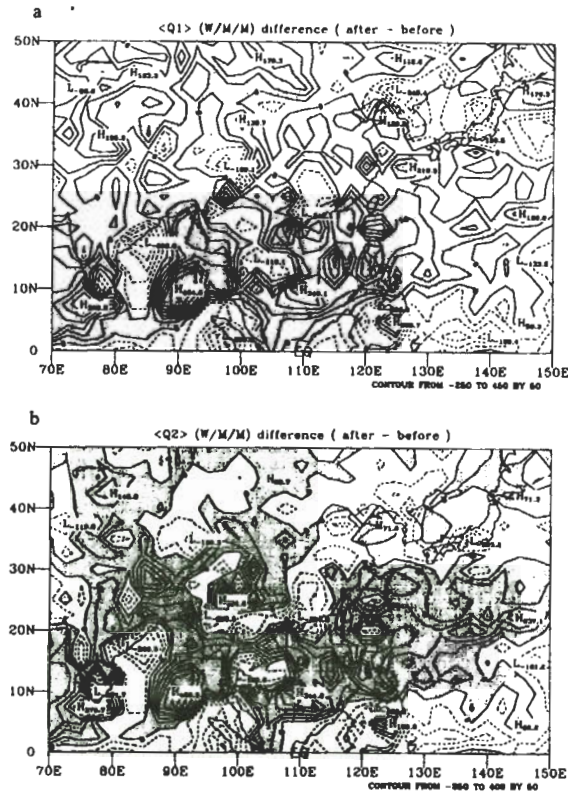


圖 9 1986-1995 年視熱源、視水汽匯之垂直積分在東亞夏季季風肇始後 15 天減去季風肇始前 15 天的差異圖（單位為 W/m^2 ），陰影區代表負值。(a) 為 $\langle Q_1 \rangle$ 的差異圖，(b) 為 $\langle Q_2 \rangle$ 的差異圖。

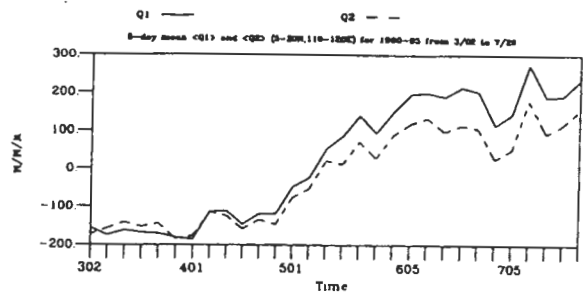


圖 10 1986-1995 年南海地區（ $5^\circ\text{N} \sim 20^\circ\text{N}$ ， $110^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{E}$ ）視熱源（ Q_1 ）與視水汽匯（ Q_2 ）之垂直積分的時間序列（單位為 W/m^2 ），實線為 $\langle Q_1 \rangle$ ，虛線為 $\langle Q_2 \rangle$ ，分析時間為 3/2-7/29。

結作用增強所造成的潛熱釋放作用亦增強，換言之，南海地區明顯的由熱匯區轉變為熱源、水汽匯區，並不斷的提供熱能，故 $\langle Q_1 \rangle$ 與 $\langle Q_2 \rangle$ 約在夏季季風肇始前五天左右便由負值轉變為正值。

圖 11 為 1986 年到 1995 年南海地區 Q_1 、 Q_2 之區域平均的垂直剖面，在夏季風肇始前後各十五天的平均結果中顯示出低層 Q_2 的負值變動不大。換言之，在夏季季風肇始前後南海地區低層均為蒸發的作用，但中高層的 Q_2 則具有顯著增加的情況，其最大值發生在 500 hPa 面的位置上。而 Q_1 在夏季季風肇始後的增幅更為明顯，其最大值則是位在 400 hPa 面的高度上。顯而易見地，南海地區之 Q_1 與 Q_2 的增大特徵，顯示在東亞夏季季風肇始後此處轉變為一釋放熱能的區域。至於其垂直方向的配置情況根據 Luo and Yanai (1984) 的研究指出，這種配置

顯示南海地區是受深對流支配的狀況。此點正顯示在夏季季風肇始期間，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強烈的對流活動，加上西南氣流對南海輸入大量的暖溼空氣增強對流的強度，在對流活動中因水汽變化所產生的凝結作用會造成潛熱的釋放，整個對流層在季風肇始期明顯的發生加熱及凝結的作用，顯示南海地區的熱力結構在夏季季風肇始後轉變為水汽匯區並持續加熱作用轉變為一提供熱能的區域。

綜合上述研究可發現東亞夏季季風肇始前後熱量及水汽有兩處明顯的改變，一是南海地區由熱匯區轉變為熱源區且南海地區凝結的作用逐漸增強；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，此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 7 所示。在夏季季風肇始前，中南半島便出現最強的加熱與凝結作用，但這並不代表是季風的肇始，可能是由於中南半島對太陽輻射加熱的反應較快，加上大尺度降水（交趾雨）及對流的潛熱釋放等因素，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季風的肇始。

(二) 動能分析

根據本文第二節的定義，南海地區 850 hPa 面動能之區域平均（ $5^{\circ}\text{N} \sim 20^{\circ}\text{N}$ ， $110^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ ）

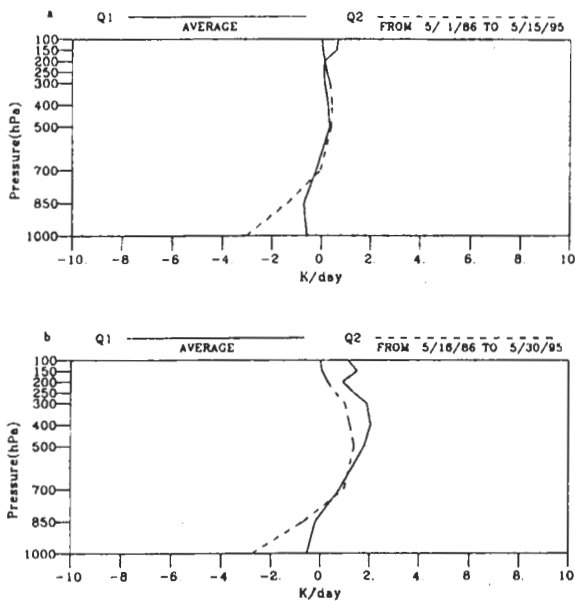


圖 11 1986-1995 年南海地區區域平均（ $5^{\circ}\text{N} \sim 20^{\circ}\text{N}$ ， $110^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ ）之視熱源與視水汽匯之垂直剖面（單位為 K/day），實線為 Q_1 ，虛線為 Q_2 。(a) 季風肇始前 15 天平均，(b) 季風肇始後 15 天平均。

的時間序列中（如圖 12b）顯示動能自年初至五月中旬逐漸呈現減小的趨勢，之後動能則是呈現上揚增大的情況；若由單點（10°N, 115°E）來看 850 hPa 面上的動能，則此項特徵在季節內的變化趨勢的確頗為顯著，如圖 12a 所示。但就整體而言，850 hPa 面動能的分布情況對於用來當成判斷東亞夏季季風肇始的特徵仍不夠鮮明，那麼在其他等壓面上的動能分布，對於判斷季風肇始是否有存在更顯而易見的特徵？

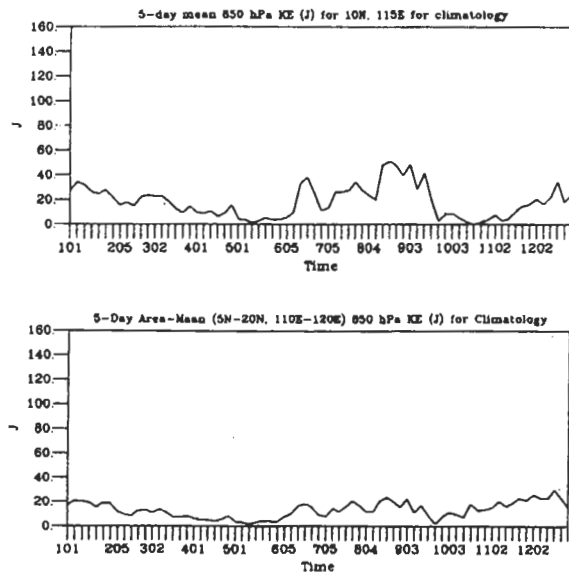


圖 12 1986-1995 年 850 hPa 動能的時間序列(單位為 J) (a) 10°N, 115°E 位置的動能 (b) 南海地區區域平均 (5°N-20°N, 110°E-120°E) 的動能。

根據研究的結果，在 500 hPa 面上動能的變化情況在季節內的轉變十分有趣！由圖 13a 顯示 500 hPa 面之動能在南海地區氣候平均的結果中具有非常明顯的變化特徵，從季風肇始前到季風肇始後動能的分布呈現截然不同的情形。簡單歸納出兩項明顯差異，一是東亞夏季季風平均肇始日期附近伴隨著一最小值出現，二是動

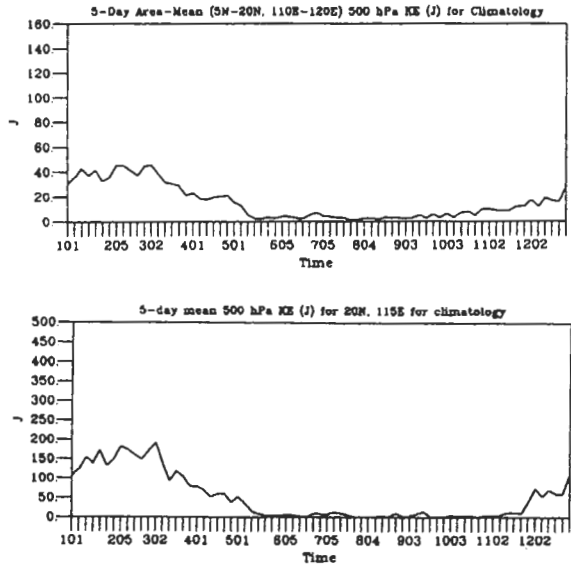


圖 13 1986-1995 年 500 hPa 動能的時間序列(單位為 J)·(a) 南海地區區域平均 (5°N-20°N, 110°E-120°E) 的動能，(b) 20°N, 115°E 位置的動能。

能具有明顯的季節變化特徵約可粗略的劃分為兩階段的分布情況，其中五月中旬至十一月初為一個階段，而其他時間則為另一個階段，肇始前的動能數值明顯的大於肇始後的數值，而期間的劃分界限就是由季風肇始來扮演。若由單點的時間序列來看（如圖 13b, 20°N, 115°E）亦可發現相似特徵。為什麼南海地區的動能在肇始時最小？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，於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，五月至九月期間 850 hPa 等壓面以上明顯為上升運動；而水平風場的大小在五月份呈現顯著減弱的情況，直到九月後才逐漸增強，風向在此一時期也有較大的轉變，如圖 14 所示。由於在夏季季風肇始前後水平風場的演變情況中，同樣發現具有非常明顯的季節轉變特徵，因此配合

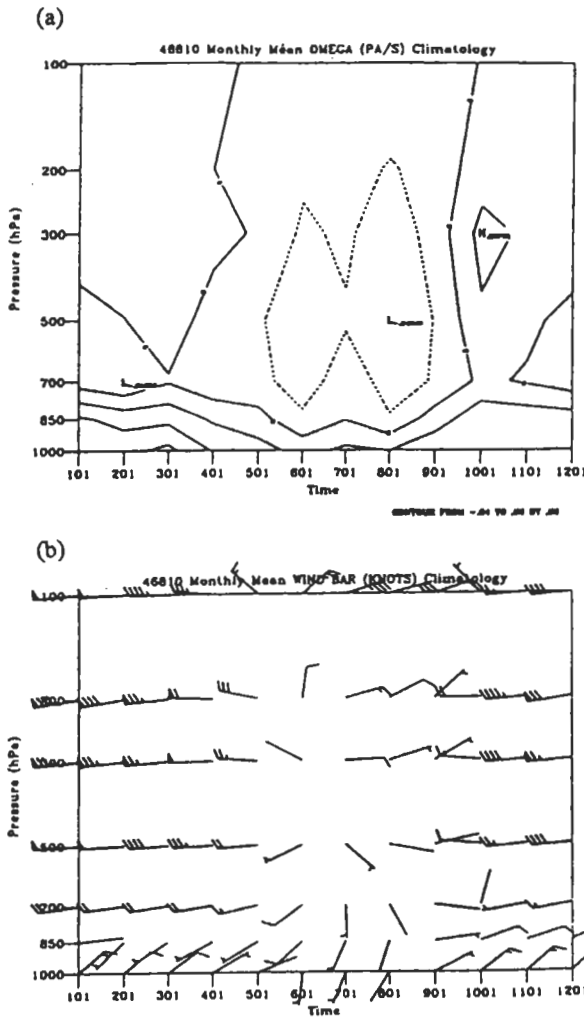


圖 14 東沙島 16 年平均 (ECMWF, 1980-1995) 之月平均場。(a) 垂直速度, 等值線間隔為 0.002 Pa/s, (b) 水平風場, 短線段為 5Knots, 長線段表 10Knots, 三角旗為 50Knots (摘自胡等, 1997)。

動能與水平風場這兩個物理量來分析, 可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, 由於此項物理量計算簡便, 故以此高階量來判斷夏季季風的肇始似為一不錯的指標, 而此能量最小值的出現與季風出現上下層風切的轉變也有相當大的關係。

Webster and Yang (1992) 曾以亞洲季風區之上下層風切來描述季風之強度, 吾人則針對南海地區, 進一步地分析該地區垂直風切的變化情況, 結果發現在夏季季風肇始前後高層風場與低層風場亦具有明顯的轉變特徵 (圖 15)。在三月至七月南海地區區域平均之 200 hPa 面與 850 hPa 面個別之緯向風的時序變化中, 顯示上下層風場的配置情況有明顯的改變, 在季風肇始前後 200 hPa 面的緯向風由西風逐漸轉變為東風, 而 850 hPa 面的緯向風則是由東風轉為西風。當以南海地區 850 hPa 面 緯向風減去 200 hPa 面 緯向風所得之垂直風切的候平均時間序列結果來看時可知東亞夏季季風肇始 (5/16 ~ 5/20) 前後垂直風切的變化甚為明顯, 時間序列中清楚的顯示從季風肇始前至肇始後, 垂直風切的數值大小不斷增加的變化情況, 並表現出季風肇始後上下層風場轉變為上層盛行東風, 下層盛行西南風的配置情況 (圖 6)。Webster and Yang (1992) 利用緯向風在 850 hPa 面以及 200 hPa 面間的垂直風切來度量季風環流的強度, 其選取 0°N - 20°N, 40°E - 110°E 的區域平均值定義季風強度指數來測量亞洲夏季季風的強弱。本研究則是以垂直風切來表示高低層風場的配置情況並作為判斷東亞夏季季風肇始前後大尺度環境風場轉變的一項指標。若

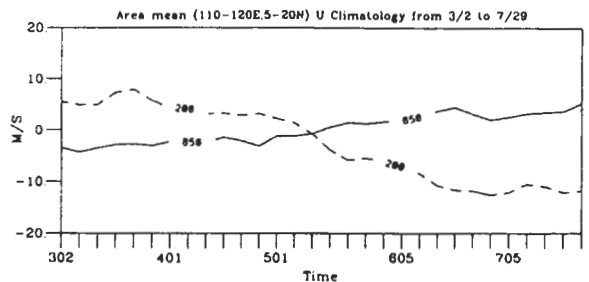


圖 15 1986-1995 年南海地區區域平均 (5°N-20°N, 110°E-120°E) 之 850 hPa 緯向風與 200 hPa 緯向風五天平均的時間序列 (單位為 m/s), 分析時間為 3/2-7/29。

將本文與 So and Chan (1997) 以經向風的計算所得之垂直風切的結果相比，兩者同樣都出現垂直風切在夏季季風肇始後具有明顯增大的變化特徵。

若檢視南海地區區域平均之垂直風切、 $\langle Q_1 \rangle$ 、 $\langle Q_2 \rangle$ 及 500 hPa 面動能的時間序列，可發現氣候平均的肇始日期與 500 hPa 面動能變化所顯示的指標相當一致。而垂直風切、 $\langle Q_1 \rangle$ 與 $\langle Q_2 \rangle$ 變號的時間則比氣候平均的肇始日期略早一候，至於南海地區之上下層風場的配置轉變與此區域明顯的變為熱源、水汽匯區等東亞季風肇始的特徵都必須在副高退出南海後才會發生。

在夏季季風肇始期間，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。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，直到九月後才逐漸增強，使得 500 hPa 面上的動能在季風肇始時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季風的肇始似乎為一可以嘗試再做進一步探討的指標。

五、中緯度／熱帶系統之合成分析

Chang and Chen (1995) 以 1981~1986 年資料作研究分析，認為東亞季風之肇始與中緯度系統之影響有關係。吾人為了更深入了解各年中緯度系統與熱帶系統二不同系統對季風肇始之影響，在此即嘗試進一步地探討兩系統在

季風肇始期間所扮演的角色，以求對南海地區在季風肇始期間此兩系統之特性能有更深入的了解。

(一) 個案合成分析

在探討中緯度系統或熱帶擾動系統對南海地區季風肇始之影響前，需要找一些定義指標來判斷二者對季風肇始的影響。在本文，吾人沿用胡等 (1998) 的初步定義，即分別用五日平均及 $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 緯向平均之 OLR 場、850hPa 面緯向風場與高度場來加以分析。對於夏季季風肇始期間，南海地區受到中緯度系統或熱帶系統之影響的判別方法是分析上述三組五日平均場的時序變化圖。若季風肇始前至肇始時，有中緯度系統 (低 OLR 值/850 hPa 面西風/850 hPa 面低壓值) 南下至南海地區，則視當年之季風肇始是受到中緯度系統的影響與激發；相反的，若季風肇始前至肇始時，有熱帶系統 (低 OLR 值/850 hPa 面西風/850 hPa 面低壓值) 北上至南海地區，則視當年之季風肇始是受到熱帶系統的影響與激發；若某年上述二系統同時影響季風肇始或不易判斷時，則認定其同時受二系統的影響。其中，低 OLR 值與低壓值的界限分別為 $240\text{W}/\text{m}^2$ 和 1500m 。經吾人逐步的分析後，對各年肇始期受何種系統影響之判斷列於表一。

接著，為了深入對中緯度與熱帶二系統在季風肇始前所扮演的角色作一探討，且也希望減低年際變化的影響，故選取 1983、1985 與 1992 等三年中緯度系統影響季風肇始的年份做合成分析 (中緯度影響年)；至於熱帶影響年則選取 1989、1990 與 1991 等三年。

資料合成方法為針對前面所選的中緯度影

表一 由 850hPa 面氣流線判別東亞夏季季風在各年的肇始時間 (1979~1995)。使用 110°E~120°E 緯向平均與五日平均之 OLR 場、850hPa 重力位高度場及緯向風場判斷南海地區於夏季季風肇始時是受到中緯度(中)、熱帶(熱)或同時(同)系統的影響，表中符號? 表示當年無資料。

時間 氣象場	十七年 氣候平均	79	80	81	82
onset	5/16-5/20	5/11-5/15	5/16-5/20	5/11-5/15	5/31-6/4
OLR	?	?	熱	中	中
850hPaU	中	中	熱	中	中
850hPaH	中	同	中	中	中

	83	84	85	86	87
onset	5/21-5/25	5/21-5/25	5/26-5/30	5/11-5/15	6/5-6/9
OLR	中	中	中	中	同
850hPaU	中	中	中	中	中
850hPaH	中	中	中	中	中

	88	89	90	91	92
onset	5/21-5/25	5/16-5/20	5/16-5/20	6/5-6/9	5/16-5/20
OLR	同	熱	熱	熱	中
850hPaU	同	熱	熱	熱	中
850hPaH	中	熱	同	熱	中

	93	94	95
onset	5/26-5/30	5/26-5/30	5/11-5/15
OLR	中	?	?
850hPaU	中	中	中
850hPaH	中	中	中

響年份與熱帶影響年份各三年季風肇始之那一候的前後十天做相對時間的算術平均。如 1983 年、1985 年及 1992 年的肇始候分別是 5/21~25, 5/26~30, 5/16~20, 則取 1983 年 5/19, 1985 年 5/24 與 1992 年 5/14 等三天做算術平均, 視為中緯度影響年季風肇始前二天, 圖上標示 onset (-2); 同理, 選取 1983 年 5/20, 1985 年 5/25 與 1992 年 5/15 等三天合成中緯度影響年季風肇始前一天, 圖上標示 onset (-1), 餘者依此類推。而熱帶影響年之合成方法亦同於中緯度影響年的作法。

(二) 中緯度影響年經向剖面 之合成時序分析

爲了了解平均狀況下, 中緯度影響年在東亞季風肇始前後於各氣象場系統之發展與移動所扮演的角色, 吾人先對中緯度影響的年份作一初略分析。

圖 16 爲中緯度影響年 115°E 剖面的合成高度距平之時間序列。其中, 本文所提之距平值各爲兩組合成個案年的各日值減去相對時間之氣候五日平均所得的結果。在肇始前四天 (-4), 整個中低對流層於 20°~30°N 間存在一正高度距平, 其極大值在近地表層, 強度由下往上衰減。同時在 40°~50°N (低層) 存在一負高度距平。肇始前三天 (-3), 原正高度距平中心南移至 20°N 北方, 南海地區此時則維持準正壓型態。肇始前两天 (-2), 正距平中心再南移至 20°N, 由低層傾向高層北方 (斜壓), 中心值強度相對於前兩天明顯地減弱。對 1000hPa 面合成高度場加以分析 (圖 17), 因爲高壓系統的東行, 使得正高度距平中心值逐日減弱, 而在此天也可明顯見到低壓系統向南伸展至 20°N。在肇始前一天 (-1), 呈現清楚地斜壓性 (負距平值由低層 30°N

向高層 40°N 北傾), 位於 30°N 附近的低層負值中心和中層相位差了近 90°, 在中對流層 (600hPa 面) 並出現一負距平極值。

由圖 17 也發現由 (-2) 至 (-1), 低層低壓中心有明顯的向南移動及增強, 因此吾人認爲此時中緯度 (槽/鋒面) 系統也更往南進入到 25°N 附近。而當季風肇始時, 在高度距平的垂直剖面上已看不到前述斜壓性槽及低壓系統, 由圖 17 可知低壓系統已漸以東移爲主 (即移出 115°E 剖面), 中低層的大氣結構也接近準正壓。而在季風肇始時第二天, 低壓中心向南移至 20°N 附近。在季風肇始後幾天內 (圖略), 大氣垂直結構接近肇始時第一天。相較之下, 赤道地區大氣則在此期間皆受到正壓系統主導, 鮮少出現明顯的變化。

圖 18 則爲中緯度影響年 115°E 剖面合成經向風之時間序列。在季風肇始前四天 (-4), 20°N 低層有一北風極大值。而在肇始前三天 (-3) 時, 華南與南海地區北風減弱, 此即與前述低層高壓系統逐漸東移出 115°E 的同時。肇始前两天, 伴隨中緯度斜壓系統的南進, 南海到華南地區低層南風出現。此後至季風肇始後, 南風便一直滿佈於南海到華南地區, 10°~20°N 間附近風速並呈現極大值。

圖 19 爲中緯度影響年 115°E 剖面合成垂直速度之時間序列。在肇始前四天 (-4), 除了 10°N 低對流層有一微弱下降運動區外, 從赤道至南海北端皆是上升運動區。在肇始前三天 (-3), 主要上升區南移至 15°N 以南。肇始前两天 (-2), 伴隨中緯度系統南下, 鋒面前之南來氣流從赤道至南海地區帶起旺盛的上升運動。肇始前一天, 上升運動區變動不大, 但風速值增強。當時間進入肇始期間, 由平均來看, 則大

範圍的上升區域由南海區域至 30°N 附近，但每日的變化則較為快速，同時，隨著時間上升運動之極值移至 25°N 附近。

綜合中緯度影響年在季風肇始前後的表現

為：(i) 肇始前四天，20°~30°N 低層有正高度距平中心存在，其中心前緣有上升運動，30°N 地表處則有輻散運動，而南海地區仍為北風；(ii) 肇始前三天，正距平中心南移，北方中緯度低壓系統南下至 40°N，主要垂直上升運動區

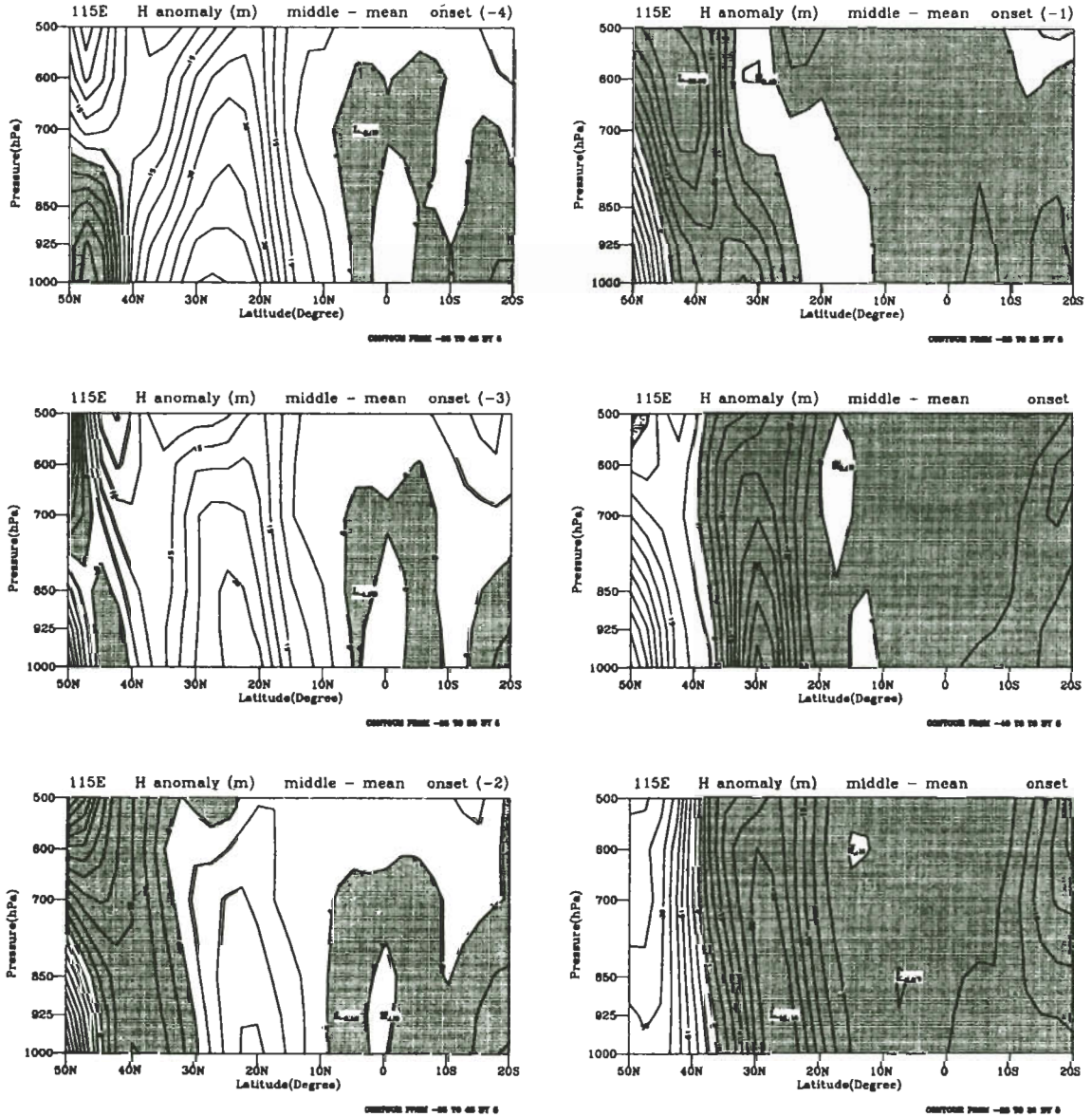


圖 16 中緯度影響年 115°E 剖面合成高度距平之時間序列 (單位為 m)，距平值為合成個案年的各日減去相對時間之氣候五日平均所得的結果。分析時間為肇始前四天 (-4) 至肇始時第二天，等值線間隔為 5 m，陰影區為 H < 0 m。

則南移至 15°N 以南；(iii) 在肇始前两天，低壓系統南下至 20°N 附近，具有明顯的斜壓性，而南海到華南地區風場已轉為南風，低緯度南來氣流在中緯度低壓系統之前緣 (20°N) 爬昇；(iv) 肇始前一天，中緯度低壓系統加強，呈

現連日來最強的斜壓性，南海地區此後受南風主導，將豐沛的水汽往北方輸送，使得其區水汽含量增加 (圖略)。此時，北方南下的中緯度斜壓系統和熱帶準正壓系統 (南來氣流) 交互作用，在 25°N 附近產生強烈的上升對流活動；

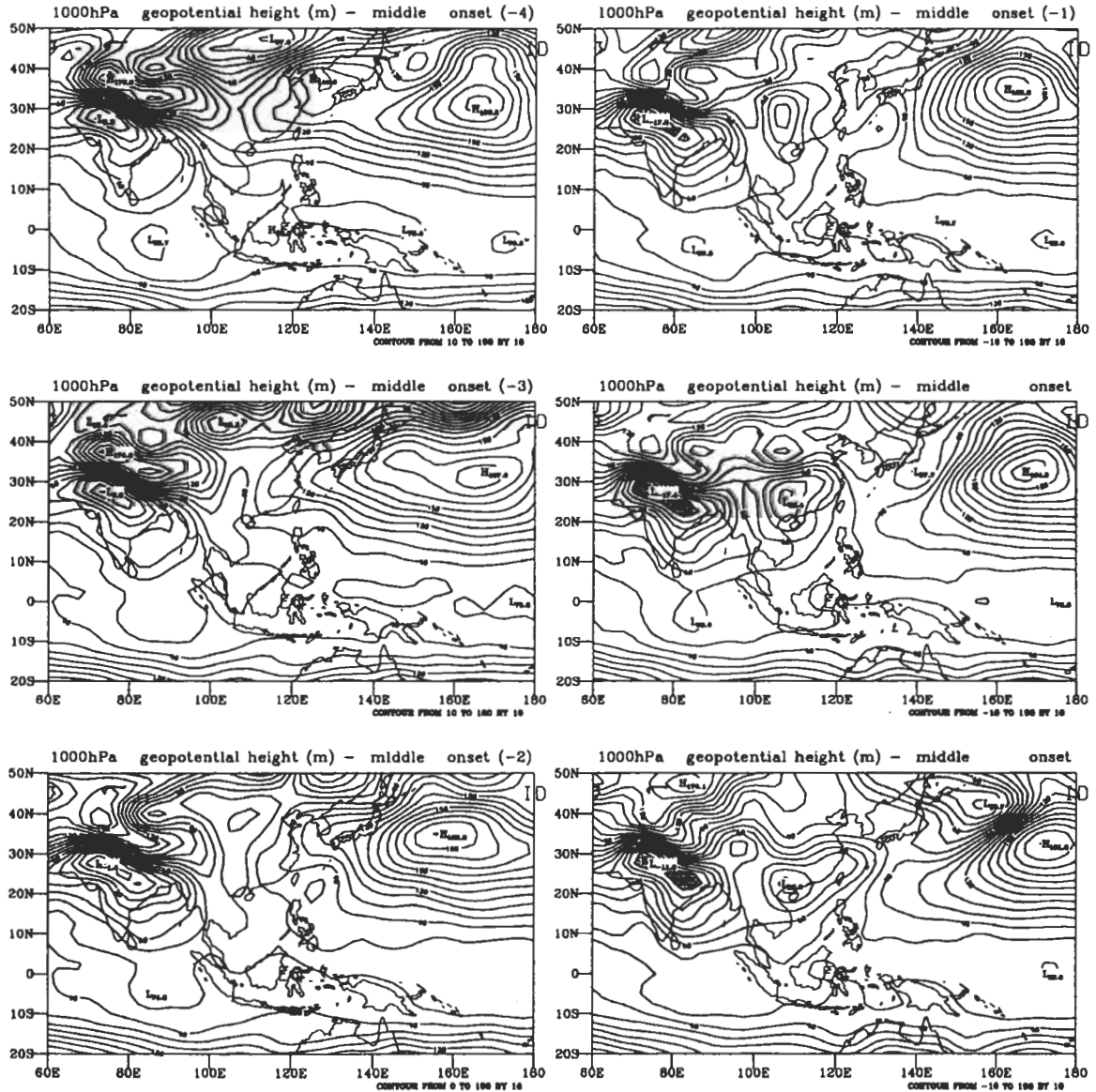


圖 17 中緯度影響年 1000 hPa 合成高度場 (單位為 m)。分析時間為肇始前四天 (-4) 至肇始時第二天，等值線間隔為 10 m，陰影區為 $H < 0\text{ m}$ 。

(v) 在季風肇始時第二天，低壓系統中心移至 20°N 附近；(vi) 季風肇始後幾天，中緯度斜壓系統不再繼續南侵，漸轉向東移出，此時南海北部到華南一帶趨於準正壓型態。

(三) 熱帶影響年經向剖面之合成時序分析

於了解中緯度影響年在東亞季風肇始前後之氣象場的演變過程後，吾人再依照前節探討的方向對熱帶影響年加以分析。

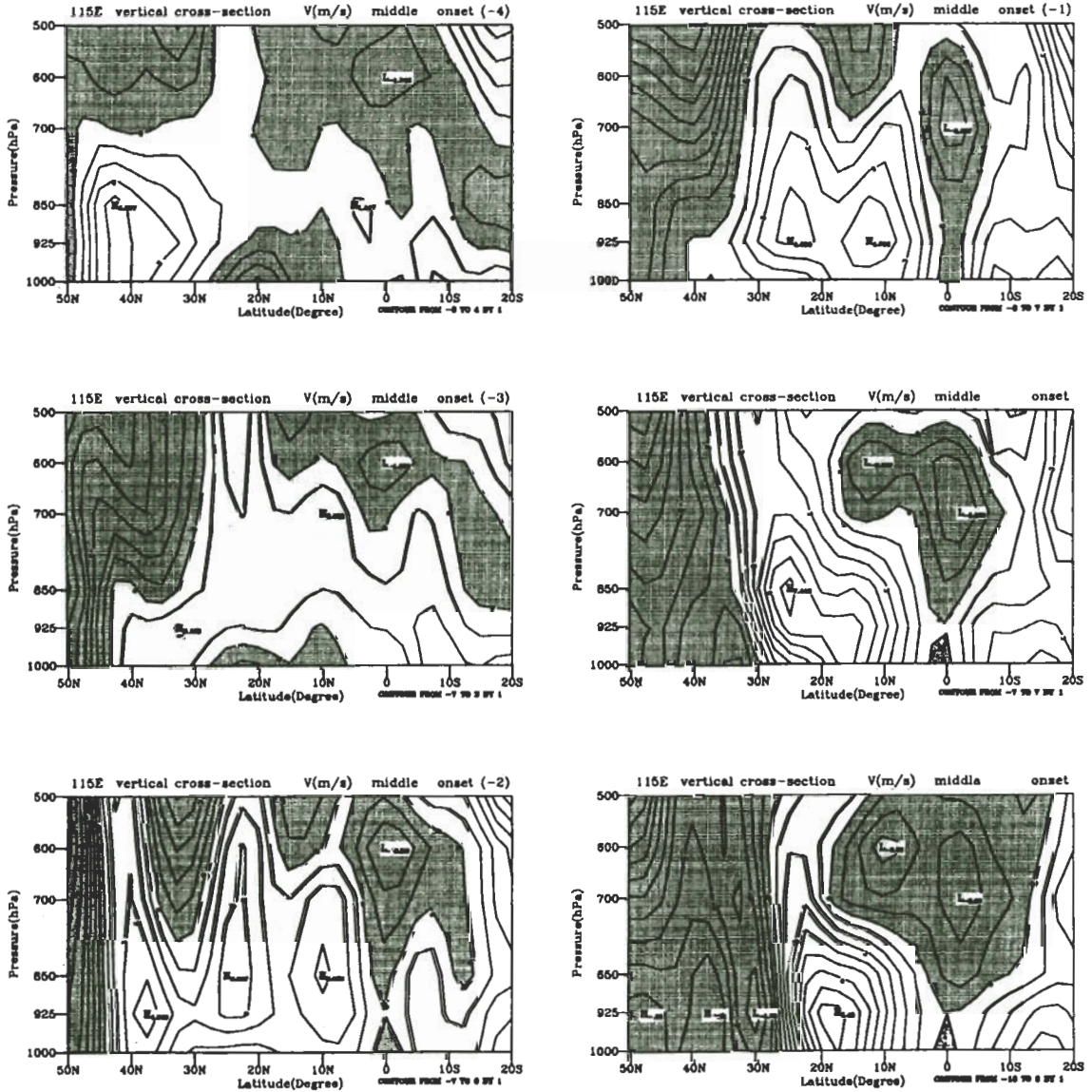


圖 18 中緯度影響年 115°E 剖面合成徑向風 (單位為 m/s)。分析時間為肇始前四天 (-4) 至肇始時第二天，等值線間隔為 1 m/s，陰影區為 $V < 0$ m/s (北風)。

圖 20 為熱帶影響年 115°E 剖面合成高度距平之時間序列。在季風肇始前四天 (-4)，從赤道至南海北部地區皆呈現準正壓的型態。此時，在 30°~40°N 存在一自低層北傾向高層的深厚中緯度斜壓系統，而 20°N 上方則存在一較微弱之

正距平中心。肇始前三天 (-3)，原正高度距平中心滯留原地，20°N 至 15°N 間仍維持準正壓型態，但原斜壓系統減弱，正距平中心只存在於高層。肇始前两天 (-2)，原正距平中心消失，另一正距平中心則出現於 35°N 低層附近，分析

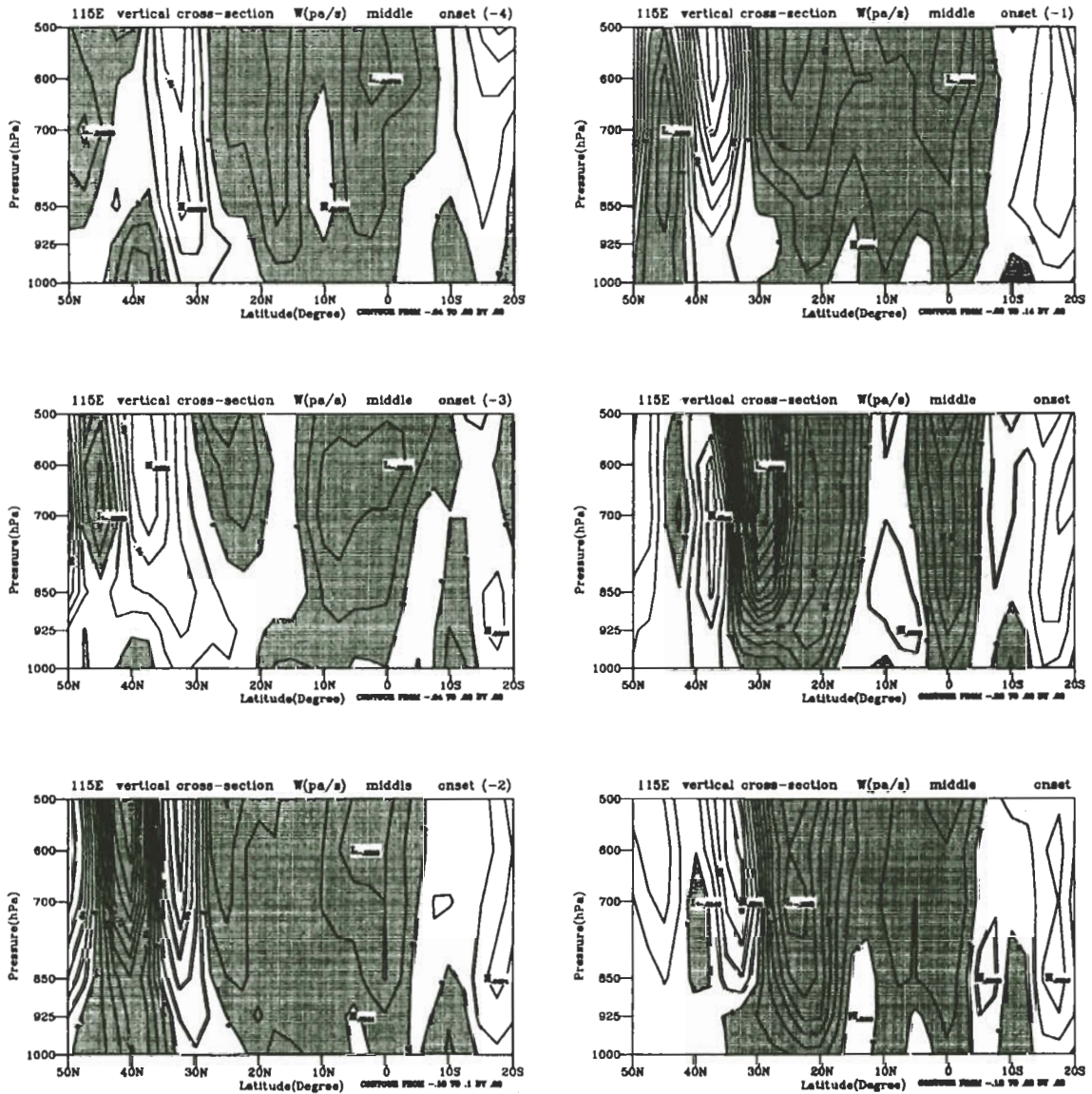


圖 19 中緯度影響年 115°E 剖面合成垂直速度之時間序列 (單位為 Pa/s)。分析時間為肇始前四天 (-4) 至肇始時第二天，等值線間隔為 0.02Pa/s，陰影區為 $\omega < 0$ Pa/s (上升運動)。

熱帶影響年 1000 hPa 面合成高度場 (圖 21)，應是位於韓國附近高壓系統東行，隨後又有另一個高壓系統移入影響之故。在肇始前一天 (-1)，南海地區仍呈現相當正壓，其經向高度距平梯度值出現極大值。至於其區北方 30°~40°N 也呈現準正壓型態，不似中緯度影響年有中緯度斜壓系統南下的影響。在季風肇始後，南海

地區的大氣持續維持著正壓型態，而中緯度斜壓系統似皆不能深入 30°N 以南。赤道地區的大氣亦同中緯度影響年的探討，在此期間皆受正壓系統主導，變化並不大。

研究經向風 (圖 22) 則發現，在東亞季風肇始前，南海地區始終盛行著北風，且地表一直有微弱的極大值存在。從季風肇始那時的第

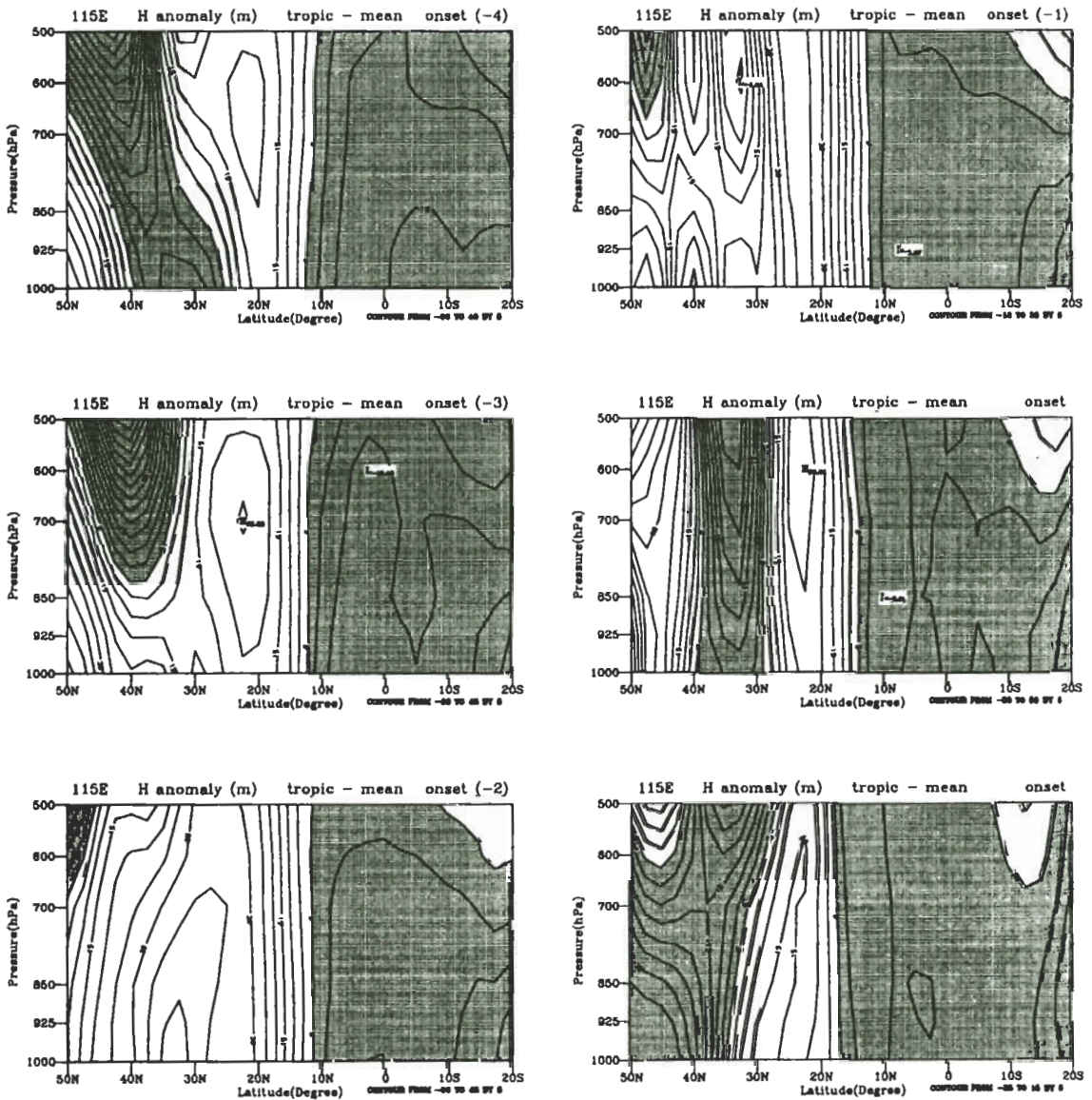


圖 20 同圖 16，但為熱帶影響年。

四天開始，南海地區南風才開始增強。而在季風肇始後，25°N 低層 850hPa 面附近風速值出現極大值，並持續了幾天。

由垂直速度剖面（圖 23）則顯示，在肇始前四天至前三天，南海地區皆存在著一微弱下降運動區，而其南北兩端則為上升運動區。就

平均而言，在肇始前二天（-2）至肇始後為止，赤道至南海地區皆處在上升區，表示對流活動的活躍發展。

（四）討 論

在上二節對兩種不同影響季風肇始的年份之一些氣象場的演變過程分別作一分析後，本

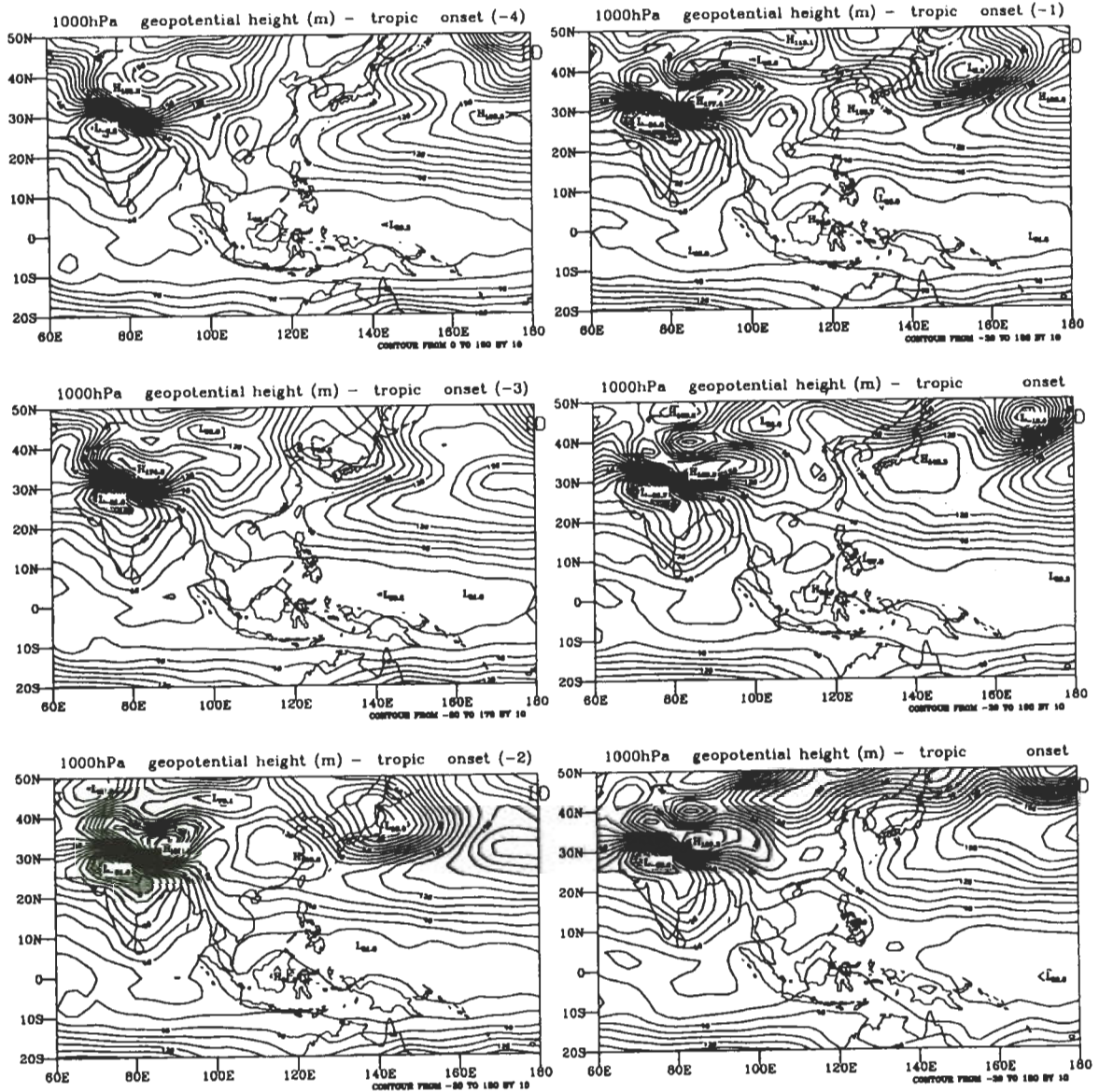


圖 21 同圖 17，但為熱帶影響年。

節則針對此兩種不同的影響系統在東亞季風肇始時之南海地區，各自所扮演的角色與其間的交互作用關係作一簡單的探討。

比較兩系統之高度距平時序圖，在季風肇始前(-4 ~ -3)，中緯度影響年在低層有明顯的正高度距平中心存在(20° ~ 30°N)，而熱帶影響年之華南地區並無明顯的低層正距平中心。

在中緯度影響年之季風肇始前，南海地區之大氣在中緯度系統南下時呈現斜壓性，後由於斜壓系統向東移出，該區斜壓性減低，回復準正壓型態。相反的，熱帶影響年在季風肇始前後，南海至華南地區之大氣皆為準正壓的大氣型態，表示中緯度系統並不能南侵到該區。故吾人認為中緯度影響年在季風肇始前，中緯度系

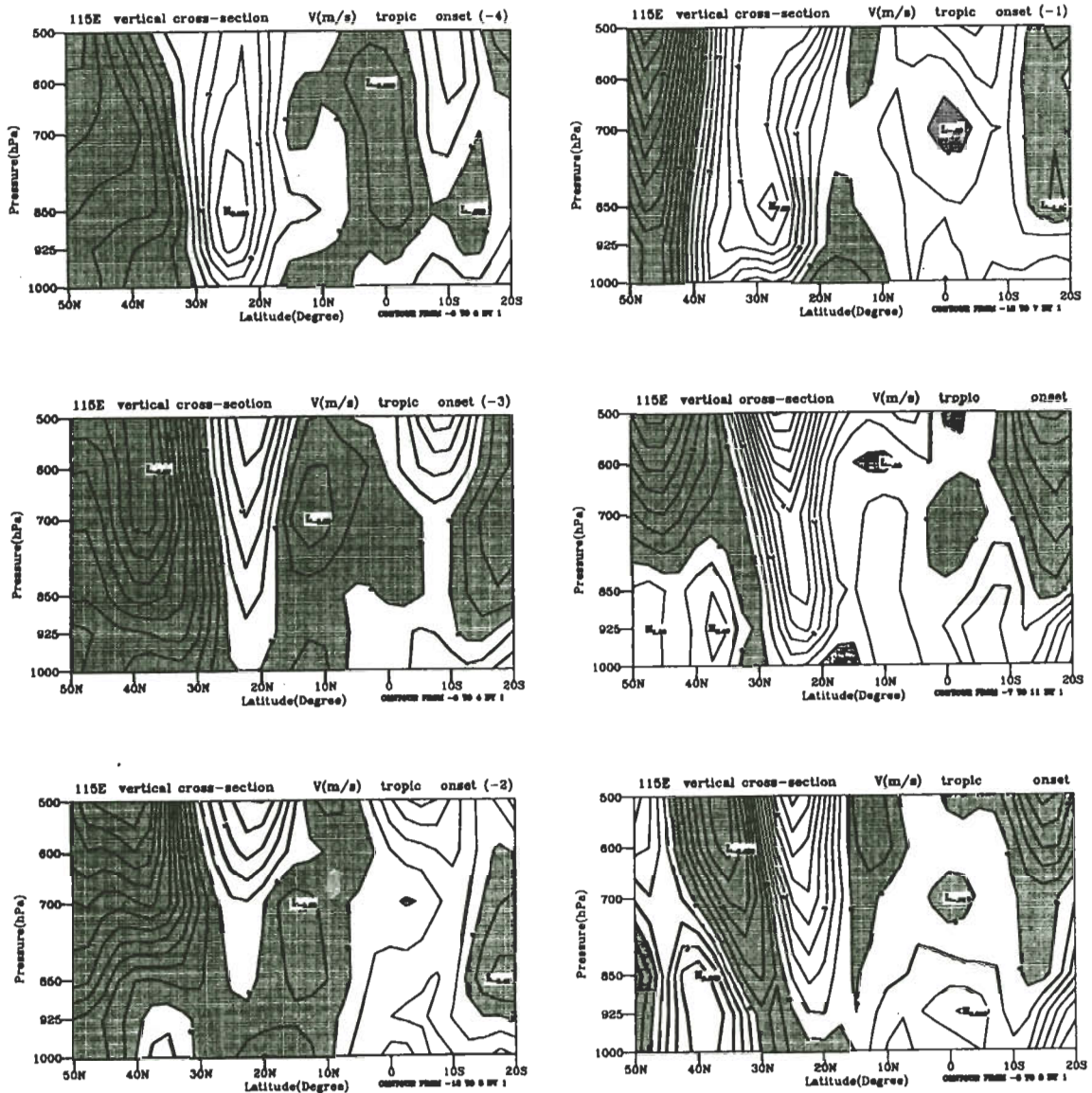


圖 22 同圖 18，但為熱帶影響年。

統向南進入至南海北端，再經由大尺度流場的駛流 (steering) 影響，斜壓系統漸向東方移動。但熱帶影響年的中緯度系統並未能順利南下，平均而言，系統於 30°N 附近即直接往東方移動。

配合垂直風場與經向風場作分析，熱帶影

響年在肇始前三天即有氣流北上至 30°N 附近。在肇始前二天，10° ~ 20°N 可能有強風切帶。之後至肇始時，南風一直往北方輸送，熱帶系統在 30°N 附近與中緯度系統相遇。至於中緯度影響年的情形則是，季風肇始前三天，中緯度斜壓系統逐漸南侵，北風直灌入南海地區，在 0° ~ 15°N 產生較微弱的上升運動區。此後，熱帶

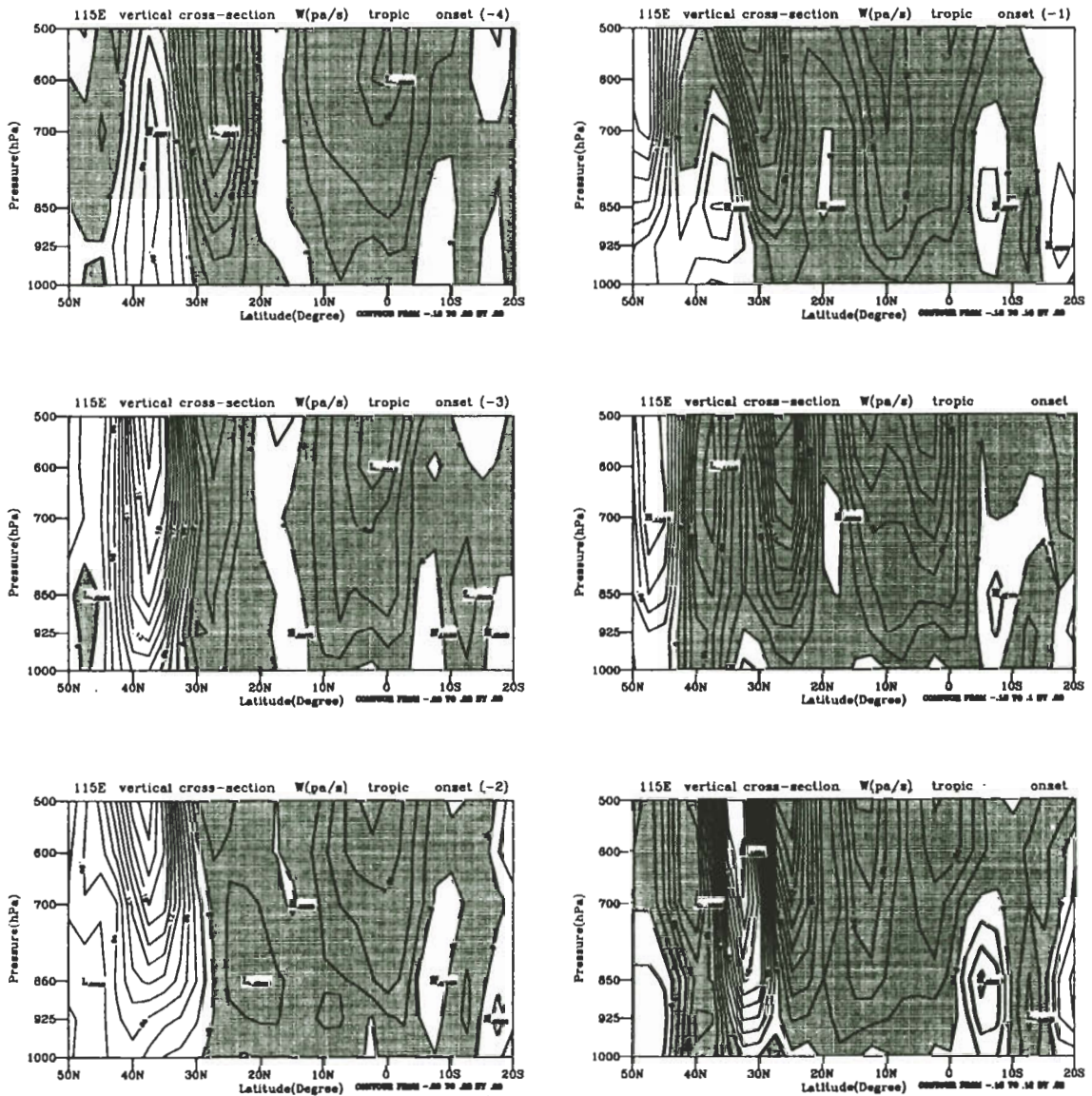


圖 23 同圖 19，但為熱帶影響年。

北上氣流活躍，遂於肇始時於南海北端與中緯度斜壓系統相遇。在此可知風場與高度距平場的表現是一致的。

依目前初步結果顯示，中緯度系統與熱帶系統對季風肇始的影響之最大差別，乃在於中緯度斜壓系統所能南下的緯度位置。平均於季風肇始時，在中緯度影響的年份，中緯度斜壓系統是可以南下到南海北端的，但在熱帶影響的年份，中緯度系統則只能到達 30°N 附近。故若能進一步了解在此季節轉換期中，中緯度系統有明顯南下的發展特性將有助於釐清在季風肇始時，中緯度與熱帶二系統之間的交互作用之過程，並進而能了解季風的肇始。另外比較二個案年之 1000hPa 面高度距平場，在季風肇始前後幾天，由台灣綿延至日本一帶之正負相位的不同，吾人推測副高的勢力範圍與強度可能也是影響二不同系統影響年之關鍵，此仍有待進一步的研究。

六、結論與展望

本文針對東南亞及南海地區在夏季季風肇始前後，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分析，由本文的分析獲得以下幾項結論：

(i) 不論在上或下對流層，南海地區經向高度梯度於肇始期間，皆會出現逆轉的情形，但上下層的發展型態為反相位的關係，此特徵與低層副高脊之東退和上層南亞高壓中心季節性的北移相關。

(ii) 東亞夏季季風肇始前後，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；而中南半島在季風肇始前已為一熱源、水汽匯區，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，此明顯的季節轉變特徵似乎可視為判斷季風肇始的一項指標。

(iii) 在東亞夏季季風肇始前後，本研究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。本研究指出若將南海地區區域平均之垂直風切、 $\langle Q_1 \rangle$ 、 $\langle Q_2 \rangle$ 及 500 hPa 面動能的時間序列三者一起檢視，可以發現氣候平均值的肇始日期與由 500 hPa 面動能變化所顯示的指標正好相符；而垂直風切與 $\langle Q_1 \rangle$ 、 $\langle Q_2 \rangle$ 變號的時間則略早於氣候平均值的肇始日期約一候，但是要南海地區之上下層風場配置轉變及明顯的變為熱源、水汽匯都必須在副高退出南海後才會發生。不過，若由單年 (92,93,95) 的情況來看，這三者之間的前後關係並不一致，有鑑於此，如何利用上述已知的季風演變特徵來揭開東亞季風肇始的神祕面紗，值得吾人更進一步的探討。

(iv) 採用胡等 (1998) 對於中緯度系統或熱帶系統在東亞夏季季風肇始時的影響之初步定義，各選出三年做資料合成，再分別對兩組合成個案年加以研究。結果顯示，中緯度影響的年份與熱帶影響的年份對季風肇始的影響之最大差別，乃在於中緯度斜壓系統可南下的緯度位置。在本研究中，吾人利用五日平均 850hPa 面流線場做東亞夏季季風之肇始定義的

依據，並選擇三種指標來區分中緯度影響年與熱帶影響年，而分析出此二類型系統之差異性。這在其它學者使用的肇始定義下，是否也會有相似的結果出現？又本研究著重在大氣基本場定性上之診斷分析，如能加入定量上的探討，勢必更有助於區分兩類不同影響季風肇始年的異同，這些皆有待學者進一步的研究。

致 謝

本研究在國科會計劃 NSC87-2119-M-008-003-AP7 與 NSC88-2111-M-008 -035-AP7 支持下完成，在此特別致上衷心的謝意。

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。
- 陳孟詩與王作台，1998：東亞夏季季風肇始期間大尺度系統轉化特徵之診斷分析。大氣科學，26，109-131。
- 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。
- 胡志文，陳孟詩與王作台，1998：中緯度及熱帶系統對東亞夏季季風肇始之初步分析。天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，389-393。
- 陳鏡良，1998：東亞夏季季風肇始特徵分析—探討中緯度/熱帶系統之作用。國立中央大學碩士論文，86頁。
- 鄧靜君，1997：高階量變數於東亞夏季季風肇始期之分析。國立中央大學碩士論文，97頁。
- 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**, 3254-3267.
- 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.
- He, Y. H., C. H. Guan, and Z. J. Gan, 1992: Heat oscillation in the upper ocean of the South China Sea (in Chinese). *Acta Oceanol. Sin.*, **11**, 375-388.
- Johnson, R. H., Z. Wang, and J. F. Bresch, 1993: Heat and moisture budgets over China during the early summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 137-151.
- Krishnamurti, T. N., and Y. Ramathan, 1982: Sensitivity of the Monsoon Onset to Differential Heating. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1290-1307.
- Luo, H.-B., and M. Yanai, 1984: The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II: Heat and moisture budgets. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 966-986.
- Murakami, T., L. X. Chen, and A. Xie, 1986: Relationship among seasonal cycles, low-frequency oscillations, and transient disturbances as revealed from outgoing longwave radiation data. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1456-1465.
- 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.
- Webster, P. J., and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **118**, 877-926.
- 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.

The Onset Characteristics in the East Asian Summer Monsoon: Higher Order Moment Analysis and the Influence of the Mid-latitude and Tropical Systems

Jough-Tai Wang¹ Annie C. Dang¹ Chin-Liang Chen² J.-W. Hwu²

¹Institute of Atmospheric Physics, National Central University

²Central Weather Bureau

(Manuscript received 08 November 1999 ; in final form 12 September 2001)

ABSTRACT

This paper examines the onset characteristics of the East Asian summer monsoon. The dramatic change of the large-scale variables and the higher order moments (fundamental variables, moisture sink, heat source, wind shear, height gradient etc.) was identified. The impact of the mid-latitude and tropical system to the onset of the East Asian summer monsoon is also studied.

It was found that after the onset of the summer monsoon in the South China Sea (SCS) region, the SCS became a heat source and moisture sink region. It is related to the intensification of the convective system. The latent heat release is critical component for the heat source in that region. However, in the Indochina (land) region, its role as heat source and moisture sink reduced distinctively after the monsoon onset.

The results also identified the kinetic energy minimum at 500 hPa during the period of monsoon onset. While the area mean of vertical wind shear, Q_1 and Q_2 possess a dramatic change about one pentad before the onset. And all those dramatic change are all associated with the retreat of the subtropical high to the East.

Regarding the impact of the tropical system and the mid-latitude influence to the SCS monsoon onset, it was found that both systems do play some role for the monsoon onset. Some case study revealed that for the year that mid-latitude influence dominates, the mid-latitude system can advance southward to the 20°N. However, for the year dominated by the tropical system in affecting the onset, then southward advancement of the mid-latitude is limited to the 30°N.

Key words: East Asian Monsoon, Onset, Higher order moments