

1979年東亞梅雨候平均大尺度環流 之變化特徵

周仲島 陳泰然

國立臺灣大學大氣科學研究所

(中華民國七十八年十一月二十五日收稿；十二月二十三日定稿)

摘 要

本文使用1979年FGGE及NASA紅外線長波輻射資料，探討台灣梅雨期東亞地區候平均大尺度環流與對流活動之演化及其相關。結果可摘述如下：

- (1) 6月中旬以前東亞地區主要對流活動，有赤道為中心南北緯各10度區域之雲帶及自日本東方海面往西南延伸至華南、台灣的梅雨鋒面雲帶。印度季風環流於6月下旬建立完成後，各主要對流雲區明顯北移。梅雨鋒面雲帶北移至長江流域，進入長江梅雨期。
- (2) 200毫巴候平均速度位分佈與對流強度指數分佈的演變相當一致。顯示台灣梅雨、長江海雨及印度季風所伴隨之深對流活動對東亞及鄰近地區春末夏初高層大氣環流的演變扮演重要的角色。
- (3) 對流活躍區平均位置在高層西風噴流條入區右側(西南側)，顯示高層大尺度輻散場有利梅雨鋒面雲帶內之深對流發展。
- (4) 副熱帶西風噴流在梅雨區內(100-140° E)，於對流活動旺盛時有顯著下游加速現象。顯示深對流引發的高層輻散風場有加強噴流條作用，此有利於入區右側高層輻散之維持，為深對流持續發展之有利條件。此種正回饋作用可能為梅雨季對流與環流交互作用之重要一環。
- (5) 東亞地區低層斜壓帶強弱與變形場強度以及對流活躍度有密切關聯，顯示若環境條件有利於梅雨鋒面生成與維持，則亦有利於對流活動的發生。
- (6) 由氣壓指數(PI)的分析，再度發現華南與台灣地區若有顯著源於孟加拉灣或印度洋的西南氣流，則對流顯著；若由太平洋高壓環流所控制，則對流不顯。

關鍵詞：候平均，梅雨，大尺度環流，向外長波輻射，全球大氣實驗資料，氣壓指數。

一、前 言

台灣梅雨期正值東亞地區冬夏二季大尺度氣壓系統的轉型期，此時伴隨西伯利亞高壓之冬季東北季風環流強度漸減，而伴隨印度季風環流及西太平洋副熱帶高壓環流系統的夏季季風環流正逐漸增強

。此種過渡的天氣型態，使得台灣地區在此時的天氣相當不穩定，經常有顯著局部性降水現象發生。由雨量的氣候平均特徵發現，梅雨期的雨量佔了台灣全年雨量的1/4左右(陳和蔡，1980)。此種不穩定的天氣型態在地理位置上，可以與西至孟加拉灣、青藏高原及阿拉伯海的亞洲西南季風相關連，

往東則和日本的Baiu鋒相關連，而中國大陸揚子江6-7月的梅雨，也是此期降水特性的延續。

亞洲季風區降水系統的行爲與高廣的青藏高原及廣大海洋區有非常密切的關連。然而高山及海洋均爲測站較稀處，對於季風的研究形成阻礙。因此，全球大氣研究計劃(GARP)在1979年特別設計的全球天氣實驗(GWE; Global Weather Experiment)，亦稱之FGGE(First GARP Global Experiment)計劃中，選取亞洲季風區作區域性加強觀測實驗，其中包括夏季季風實驗計劃Summer Monex(Krishnamurti, 1986)。此實驗以1979年之5、6月作密集觀測期，除將全球探空觀測由12小時增加至每六小時觀測一次外，並增加印度洋海面船舶、衛星、測風氣球的觀測，希望能對影響亞洲夏季天氣至巨的印度季風有進一步的認識。

利用FGGE資料，國外已有頗多學者進行亞洲季風區春末夏初大尺度環流結構的分析。Murakami and Ding(1982)及Murakami and Hwang(1984)在1979年初夏歐亞大陸風場、溫度場的改變及造成中國地區初夏降水的擾動特性研究中發現，1979年6月初青康藏高原300毫巴的溫度於6月初急速增溫，透過熱量收支計算結果顯示此溫度的變化主要是由非絕熱加熱過程所主宰。300 mb的反氣旋環流加強，使得高層西風噴流得以完全建立。Murakami and Ding認爲此種環流的改變不僅與華中、華南及日本地區6月中旬多次顯著暴雨事件的發生頗有關聯，並且與南亞及東亞夏季季風的開始(onset)亦有非常密切的關係。

Murakami and Hwang(1984)將東亞地區初夏時期降水分成兩個時期，一個由5月1日至6月15日，另一個由6月16日至7月31日。其研究成果發現，在這二個時期中造成中國地區暴雨的擾動其生成地區及演化過程有很大的不同。在5月1日—6月15日這段期間的降水系統主要是由青藏高原東北角地形摩擦效應所造成的氣旋式風場擾動。此擾動往南移動時，因有高層往東的短波槽提供有利環境，得以成長。而6月16日—7月31日的降水系統，主要是青藏高原中心之熱低壓形成後，和黃河流域中緯度地區氣旋式擾動合併所造成。在青藏高原地區時，此種系統之垂直結構相當淺(大約1km左右)，但往東移後可垂直發展成深達10km以上的擾動。

Murakami and Ding 及 Murakami and Hwang

的研究結果，皆指出1979年春夏交接之際東亞地區的大尺度環流與伴隨之天氣擾動的特性，在6月中旬出現相當顯著的改變。Sikka and Grossman(1980)認爲，1979年印度季風的開始是6月19日，此時跨赤道流增強，印度洋之西風噴流急劇加速，對流旺盛區北移至印度半島及阿拉伯海地區。在此同時，中國華南地區及台灣地區的天氣型態亦產生劇烈變化。6月中旬之後，西太平洋高壓強度增強，且脊線西伸位在 20° N以北。此時台灣地區受中緯度天氣系統的影響減弱，整個天氣型態由梅雨季轉變爲夏季天氣型態。

Murakami及其同仁的研究帶動了日本氣象學者對1979年夏季季風相關聯的一系列研究，並進一步探討日本初夏伴隨Baiu鋒所帶來暴雨擾動的特徵。

Kato(1985)利用FGGE資料研究5月上旬與6月下旬中國大陸梅雨鋒結構的差異。結果顯示5月上旬梅雨鋒伴隨穩定層化結構(stable-stratified)且擁有較大溫度梯度，鋒面帶內降水系統係廣大層狀降水區伴隨對流性降水。而在六月下旬的梅雨鋒，其垂直結構爲對流性不穩定，且伴隨非常活躍的中尺度深對流系統。Kato並認爲在華北地區地面溫度於5月下旬達到極大值，大量的可感熱經由乾對流上傳與中緯度天氣擾動所伴隨的冷平流效應相互抵消，形成深達2—4公里的高溫混合層，如此使得當時的梅雨鋒伴隨較弱的水平溫度梯度，他並認爲此種邊界層熱力結構的改變是造成5月上旬與6月下旬降水系統結構改變的主要原因。

Murakami(1984)使用1979年5月至8月地球同步衛星紅外線雲圖資料分析西太平洋伴隨Baiu鋒及間熱帶輻合帶(ITCZ)之對流活動，結果發現對流活躍區有隨季節往北方移動的情形，而且對流活躍程度與低對流層風場皆顯示40天週期的季(節)際變化(Intraseasonal variations)。此種季際變化與印度季風的活躍/停止循環週期相關聯。此點結論Krishnamurti and Subrahmanyam(1982)在分析熱帶地區850 mb風場的資料時亦曾提出。

Ninomiya and Muraki(1986)以每十日平均氣象場爲對象，分析FGGE年Baiu季之東亞大尺度環流結構。結果發現在中國大陸蒙古/西伯利亞高原發展的暖脊及由白令海峽南伸至華南地區的冷槽，係Baiu期在中高緯度地區的主要環流系統。在Baiu季節低對流層環流主要是由Baiu槽西邊的北風、南

中國海之南風、沿太平洋高壓西緣低層噴流狀之西南西風及印度季風伴隨之西風所組合而成。西太平洋副熱帶高壓與Baiu 鋒的往北發展，為季節性變化，而Baiu 鋒的季際變化和南中國海ITCZ 之活躍度與季風降水的變化關係密切。

上述研究結果使我們對亞洲季風區春末夏初大尺度環流結構有了進一步的了解。然而大部分的研究學者皆是以印度季風或亞洲季風觀點來探討這一個問題，相關台灣梅雨的論點幾乎沒有。本文主要目的即在使用1979年FGGE 資料，分析台灣梅雨期（5、6月）東亞地區大尺度環流結構特徵。Ninomiya and Muraki (1986) 曾以10日平均探討環流變化特徵，似有過度平滑現象，環流形式之變化轉為粗略，為彌補此項缺失，本文主要以每五日平均（候平均）變化為討論重點。配合涵蓋南北緯 40° 的紅外線長波輻射資料，分析台灣梅雨期對流系統的雲系轉變特徵，並探討其與亞洲季風區大尺度環流改變的可能相關。

二、資料與處理過程

本文所使用的資料主要為ECMWF 初始化後level 3 -1b 的FGGE 經緯度網格資料 (Bengtson et al., 1982)，資料水平網格間距為 $1.875^\circ \times 1.875^\circ$ ，其範圍包括整個北半球區域；垂直方向則包含1000, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 mb 共15層。時間間距為每6小時一次，即0000UTC、0600UTC、1200UTC及1800UTC。1979年5月、6月屬GWE 夏季季風加強觀測期 (SOP-2)，因此，有每6小時一次的資料。

為了探討對流活動的分佈，本文使用NASA 衛星紅外線長波輻射觀測之輻射強度轉換成雲頂溫度資料。資料之水平網格間距為 $7.5^\circ \times 7.5^\circ$ ，空間範圍由熱帶 $37.5^\circ S$ 到 $37.5^\circ N$ ；時間間距為12小時一次，即0000UTC與1200UTC。

為了較易判定對流強弱，文中定義對流強度指數 N_i (參見周等, 1989)，此指數和溫度呈一簡單反比關係，亦即雲頂溫度愈低，對流強度指數愈大，即對流愈旺盛。

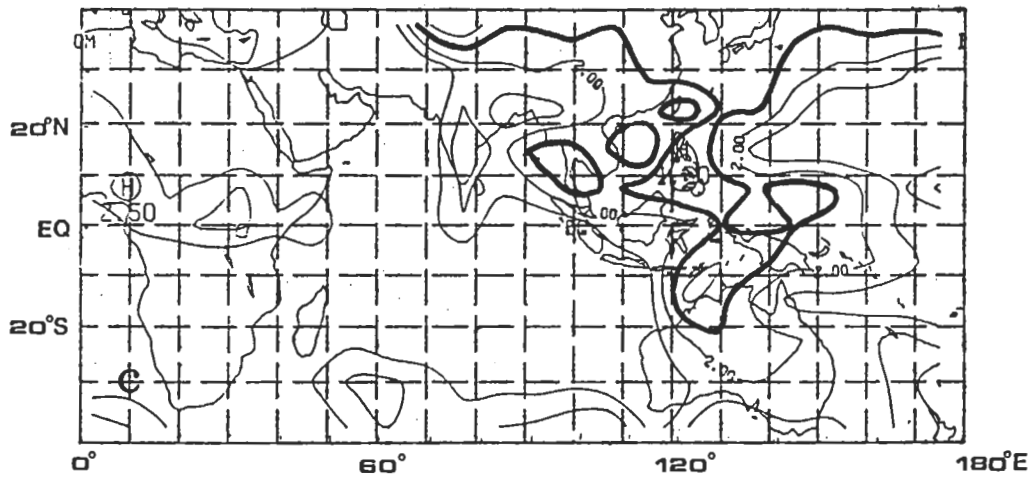
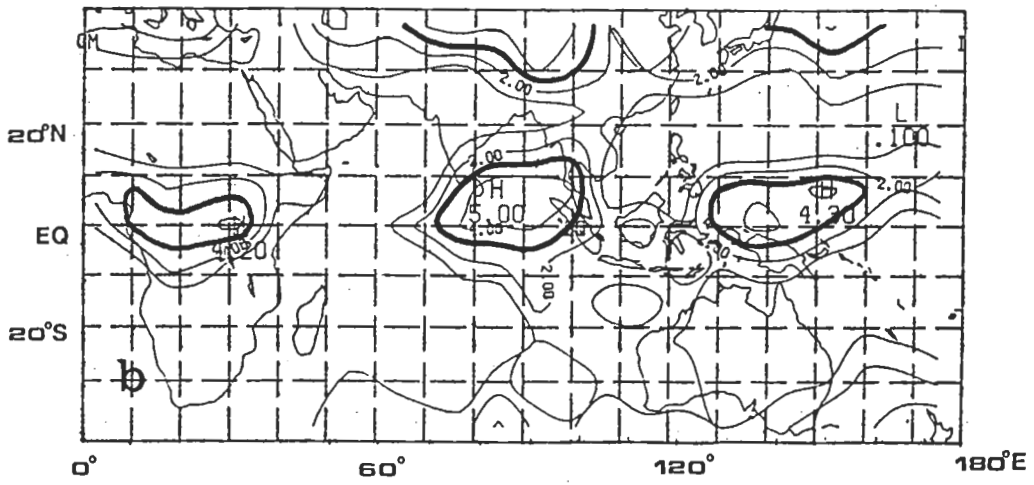
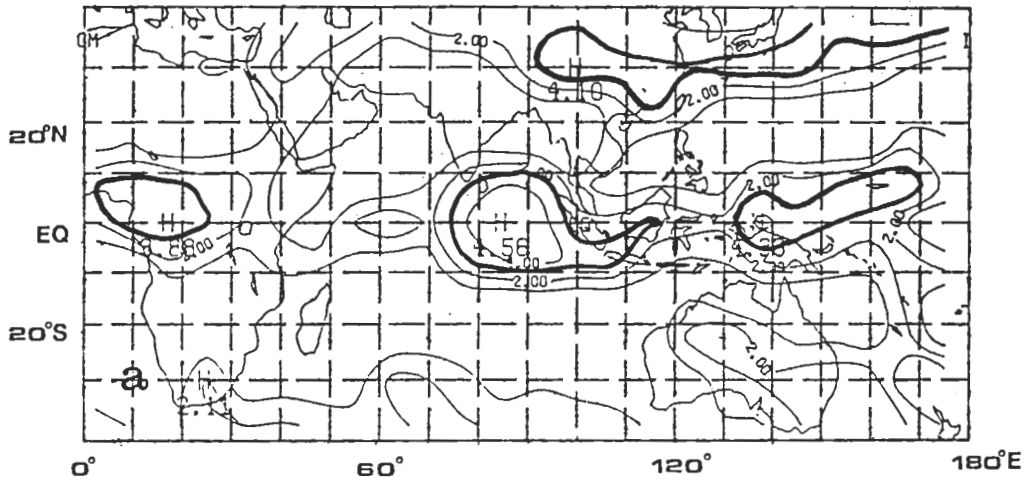
文中為簡化討論，將1979年5、6月觀測之氣象資料，每五日取一平均（候平均）（其中5月18日至20日缺資料，僅取5月16日及17日的平均）。

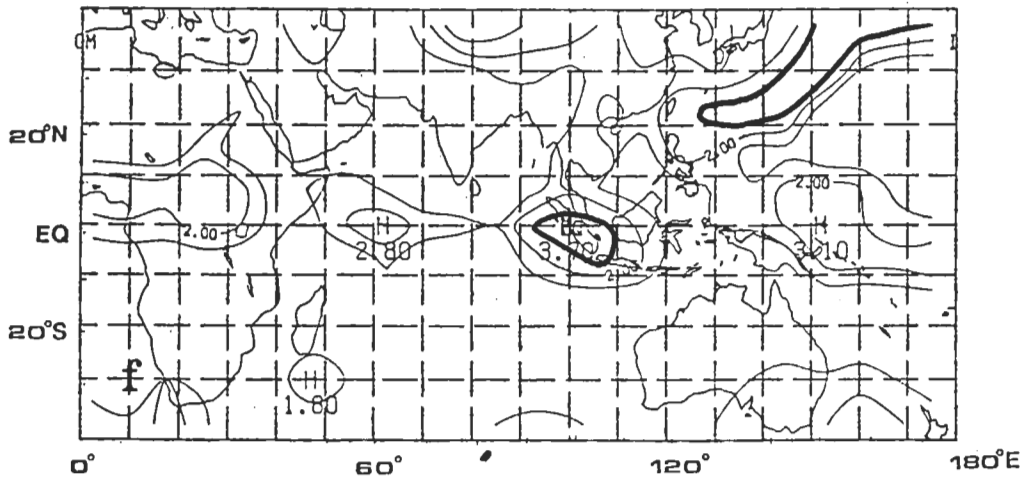
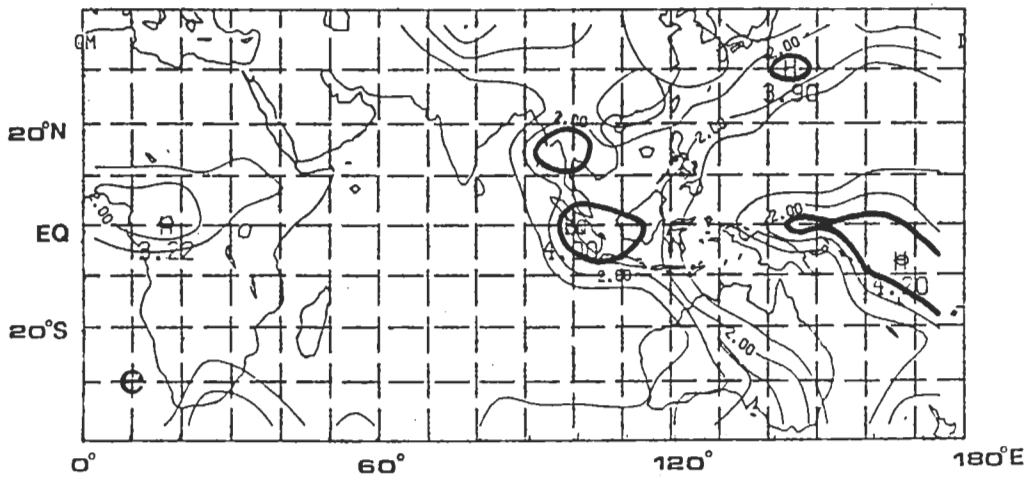
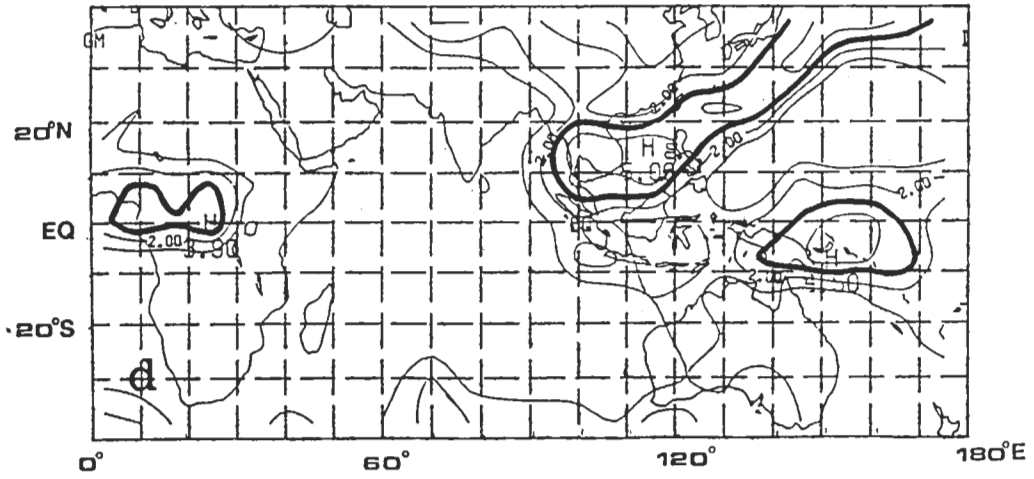
分析的範圍僅有北半球由赤道至北緯 50° ，東經 60° 至換日線。水平流線函數及速度位的求取乃沿用陳與周 (1988) 的方法。

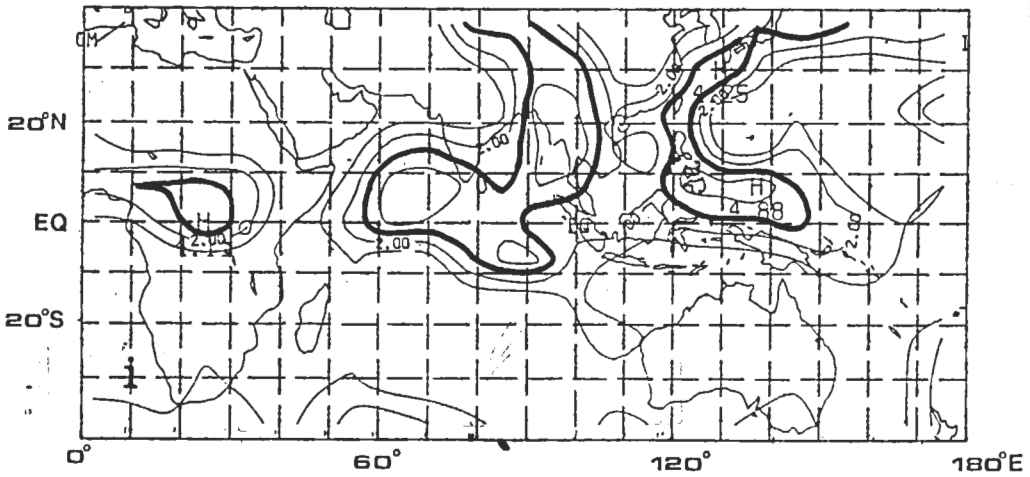
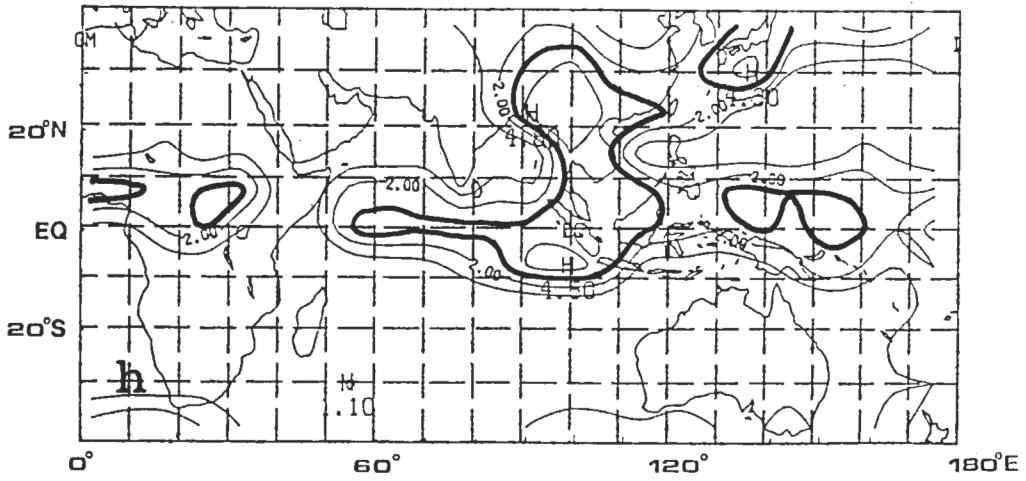
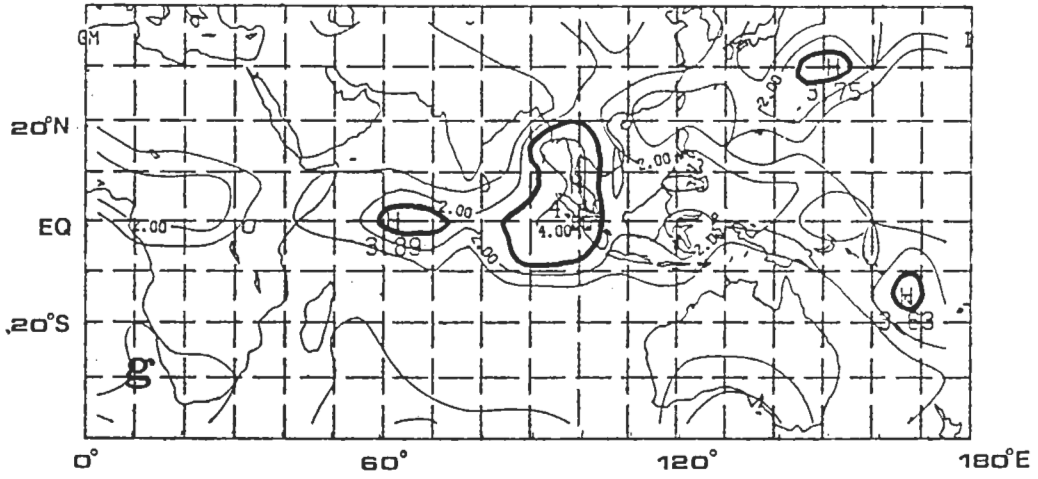
三、1979年候平均對流運動變化特徵

圖1為1979年5、6月5日（候）平均對流強度指數分佈，粗實線代表對流強度指數大於3（雲頂溫度 $\leq -50^\circ C$ ）的區域。整體而言，此時期的主要雲系可以分成兩大部分，一在赤道地區，另一個在東亞梅雨地區。根據陳 (1988)，在梅雨顯著年（1975及1977年資料）梅雨期主要雲系除伴隨梅雨鋒面之雲帶外，在太平洋赤道區南北半球各有一條ITCZ 雲帶，北支線沿 $5^\circ N$ 呈東西走向，南支呈東南東~西北西走向，由 $10^\circ S$ 向西北延伸經新幾內亞至赤道。圖1中此南、北半球各一的ITCZ 雲帶似乎合而為一，其中心有時在南半球有時在北半球。此結果並不表示與陳 (1988) 結果不符，可能是因為我們分析的NASA 紅外線資料其解析度較粗之故（ $7.5^\circ \times 7.5^\circ$ ）。

在5月上旬，赤道地區的對流雲系主要有三大中心，一在新幾內亞北部海面往東北延伸，一在東印度洋、孟加拉灣南方海面、第三個在非洲大陸（圖1a及圖1b）。在北半球中緯度東亞、日本及西北太平洋地區亦有一顯著雲系，我們懷疑此雲系係屬伴隨高層噴流之高層雲系，而非組織性對流雲區 (Ninomiya, 1989)。在西太平洋副熱帶高壓（下沉氣流）影響之範圍，較小對流強度指數的分佈至為明顯。在5月上旬，菲律賓及南中國海地區皆為高壓脊所籠罩，而5月中旬時，此地區則轉變成對流最旺盛區（圖1c及1d）。同時，東印度洋及非洲的旺盛對流區皆呈明顯減弱趨勢，原本位於新幾內亞附近的對流中心往西及往北移至菲律賓地區。在梅雨盛行區，此時中國大陸東南沿海至中南半島南部地區有一呈東北西南走向雲帶，此雲帶的出現與第一個影響台灣之梅雨鋒面系統出現時間相當（5月14日至5月17日）。在5月16日至5月20日五日的平均對流強度指數分佈圖中（圖1d）可發現整個梅雨鋒面雲帶較圖1c（5月11日~5月15日平均）偏東，且整體雲帶較完整，顯示此梅雨鋒面系統伴隨之對流活動主要在移至台灣東方海面後始蓬勃發展。此點與周等 (1989) 在探討1979年梅雨鋒面系







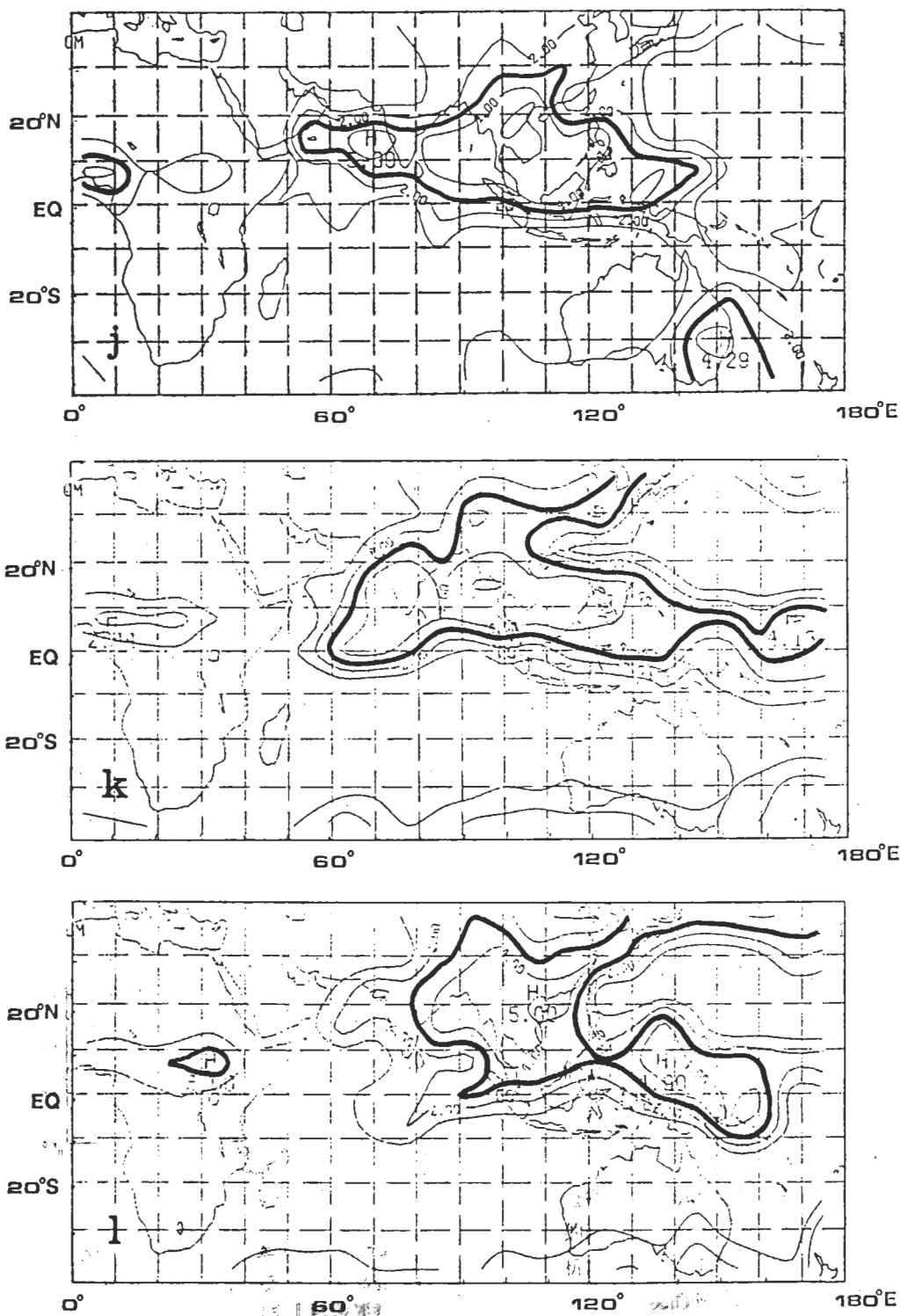


圖1 1979年五日平均(候平均)東平洋37° 5°S-37° 5°N對流強度指數分佈。(a) 5月1日至5月5日(p1) (b) 5月6日至5月10日(p2) (c) 5月11日至5月15日(p3) (d) 5月16日至5月20日(p4) (e) 5月21日至5月25日(p5) (f) 5月26日至5月31日(p6) (g) 6月1日至6月5日(p7) (h) 6月6日至6月10日(p8) (i) 6月11日至6月15日(p9) (g) 6月16日至6月20日(p10) (k) 6月21日至6月25日(p11) (l) 6月26日至6月30日(p12)。圖中粗實線為對流強度指數大於3(雲頂溫度 $\leq -50^{\circ}C$)的區域。

統平均環流特徵時所發現之個案—(5月14~17日)台灣本島梅雨系統的降水並不顯著的結果相符合。依據Ninomiya and Muraki (1986)有關1979年東亞地區的降水分析,此一時期的降水主要發生在日本南方島嶼及日本東方海上。因此僅以台灣本島之降水資料來判定顯梅或不顯梅年,有待商榷。5月下旬平均分佈圖(圖1e)顯示,此一時間對流分佈較分散。其中較值得注意的是婆羅洲、爪哇一帶南中國海地區有一新生旺盛對流區存在。此旺盛對流區持續發展並與在東印度洋赤道地區新發展之對流雲系結合(圖1f)。

由上面的討論,可知在1979年5月期間對流活動的候變化特徵,為旺盛對流區集中在熱帶地區,以赤道為中心南北緯各10緯度地區為主,除了東亞地區大陸海洋交界處,當梅雨鋒面存在時有顯著對流活動外,中緯度地區並無明顯對流活動。此種性質顯示出在此一過渡時期,梅雨鋒面系統在低緯帶海地區受副熱帶太平洋高壓影響,有微弱東南風。由圖3a可知,此時850毫巴 16°C 等溫線通過台灣北部海面,在華南及日本南方海面有一顯著斜壓帶存在。到了5月中旬,東亞地區低緯度西南氣流加強,主要強風軸線在台灣東方海面,而中緯度的北風亦加強,將北方冷空氣往南帶。此二種不同源區的氣流在日本南方海面上形成合流風場形式,有利鋒面的生成與發展。由圖3b顯示,此合流區亦為顯著的斜壓帶。若比較圖1中對流活動區域分佈,可見此時由日本東方海上往西南方延伸,經台灣東方海面至中南半島地區確實存有一旺盛對流雲帶(圖1d),此東北西南走向之對流雲帶在5月上旬(圖1a)並不存在。由圖2c及3c,5月下旬在日本南方及台灣東方海面存一顯著變形合流場,該區亦有顯著斜壓帶伴隨。唯此時相對應地區對流活動顯得較不活躍(圖1f)。6月上旬,同一地區的斜壓度較5月份減弱許多,雖然合流變形場仍存在,但是伴隨之對流運動則顯微弱(圖1h)。圖2e、3e及2f、3f分別顯示6月中旬二個候的平均風場與溫度場。在6月11日~6月15日,日本南方海面斜壓區重新建立並伴隨顯著變形場呈東北西南走向之對流活動亦顯得特別活躍(圖1i)。而6/16~6/20,斜壓區強度弱且無顯著變形場存在,此時在日本南方及台灣附近海面之東北西南走向對流活動亦不顯著。(圖1j)

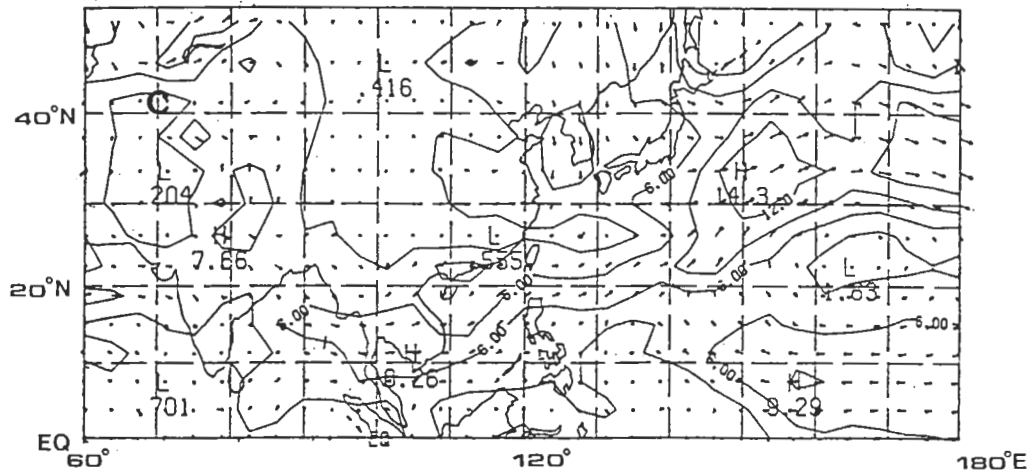
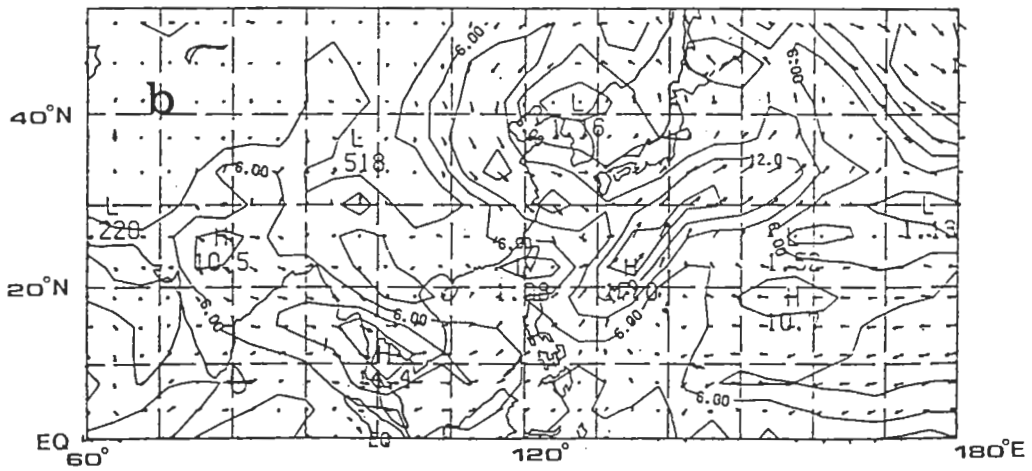
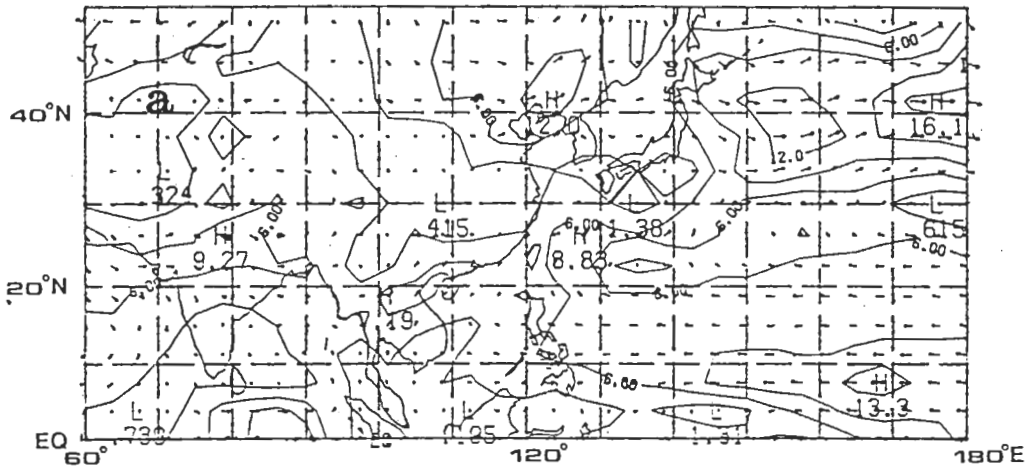
由上面的討論可以歸納一個結論,即是梅雨期在華南、日本南方海面及台灣附近等地區低對流層的斜壓帶強弱及水平變形場顯著與否,與此時期同大氣與中緯帶斜壓大氣的交互作用,可能伴演著重要的角色。

5月份原局限在赤道地區的對流活動,於6月上旬開始往北半球較高緯度發展。在6月上旬主要發展地區在孟加拉灣東部海面(圖1g及1h),在月中旬,原在印度洋赤道地區的對流活動整體往北移動。至北緯 10° — 20° 之間,主要涵蓋阿拉伯海、印度半島及整個孟加拉灣地區(圖1i及1j)。此種情形一直延續至6月下旬(圖1k及1l)。

由以上的討論,我們對於1979年台灣梅雨季東半球對流活動候變化特徵有一個初步的認識。在5月期間中緯度地區除了東亞之大陸海洋交界處伴隨梅雨鋒面系統存在之顯著東北—西南走向對流雲帶外,主要對流活動區皆在以赤道為中心南北緯各10個緯度熱帶地區範圍。熱帶對流中心主要有三,一在非洲大陸,一在東印度洋,另一在新幾內亞北部海面。在此時期梅雨鋒面系統與伴隨之對流雲帶顯然與中低緯度天氣系統之交互作用有密切關連。至6月中旬,赤道地區的對流雲帶呈現明顯北移,至北緯 10° — 20° 之間,此時印度季風正式登場,而在東亞地區的對流雲帶亦呈顯著北退情形。以下我們將討論在這一段期間高低層候平均環流演化特徵,並探討其與對流活動區域變化的關係。

四、1979年候平均低層環流變化特徵

圖2為部份選取之850毫巴候平均水平風場,圖3為相對應之850毫巴候平均溫度場。圖2a顯示,在5月上旬東亞地區並無明顯低層風場形式。同一地區對流活動的旺盛程度有直接密切的關聯。斜壓帶強度的維持與中緯度冷空氣南侵程度有關。水平氣流變形場發生的位置與大尺度氣壓系統的配置有密切關聯。此二點皆顯示若環境條件愈有利於梅雨鋒面的生成與維持,則愈有利於對流活動的發生。圖4所示為850毫巴候平均流線函數分佈情形。圖中顯示5月上旬影響台灣地區低層平均氣流主要來自副熱帶太平洋高壓東南回流(圖4a)到了5月中旬(圖4b),影響台灣地區低層平均氣流主要來自太平洋高壓環流及跨赤道(南中國海)氣流。由



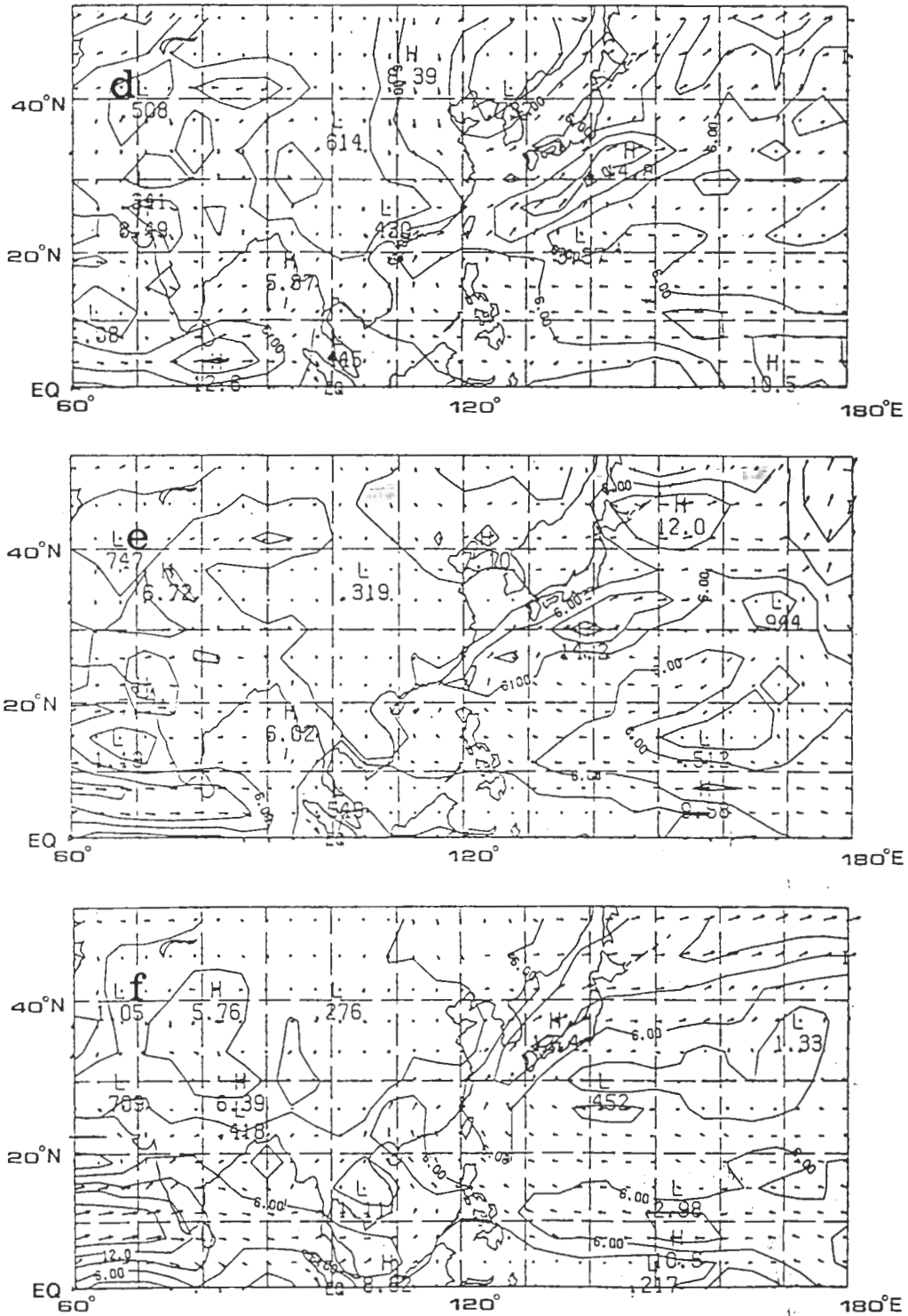
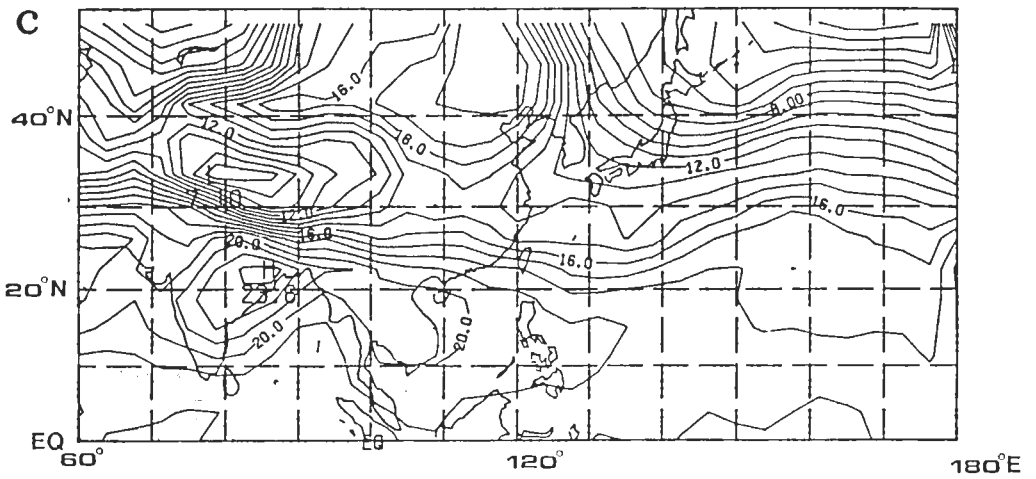
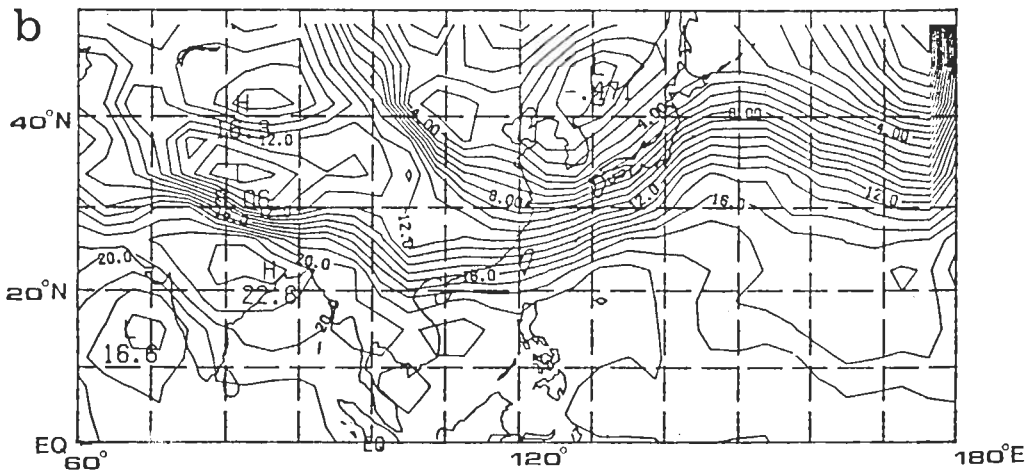
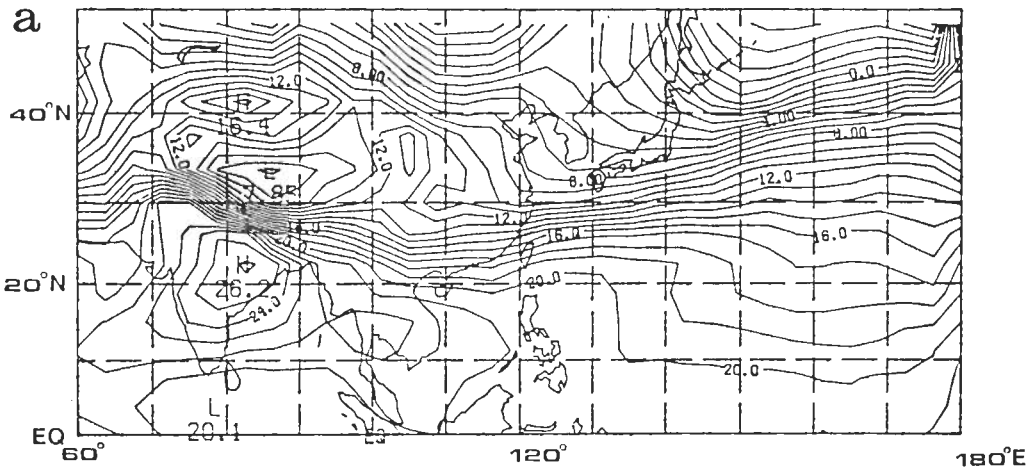


圖2 1979年部份選取之5日平均(候平均)850毫巴水平風場分佈。圖中等值線代表等風速線，間隔為3 m/s，箭頭代表風向。(a) 5月1-5日平均 (b) 5月16-17日平均(缺5月18, 19, 及20日資料)，(c) 5月26-31日平均 (d) 6月6-10日平均 (e) 6月11-15日平均 (f) 6月16-20日平均。



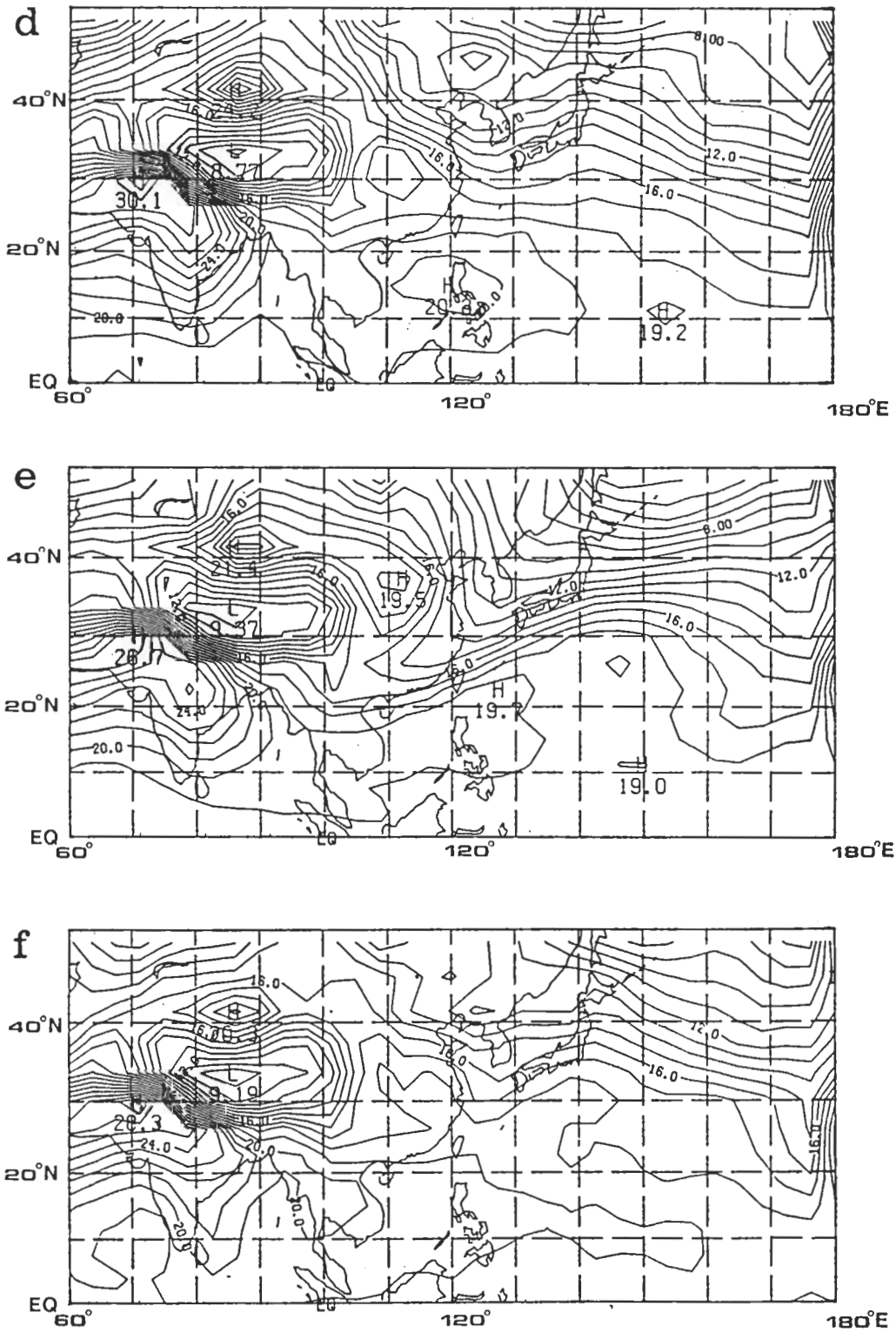
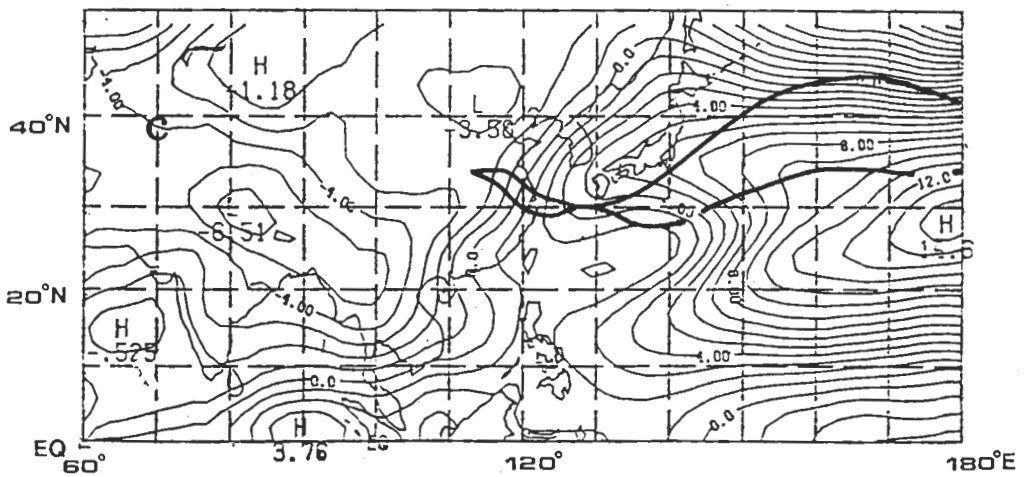
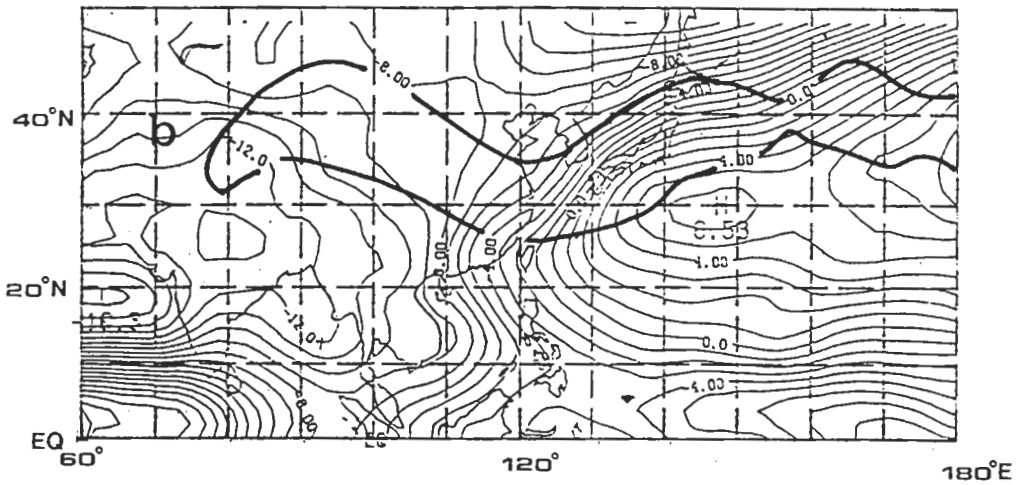
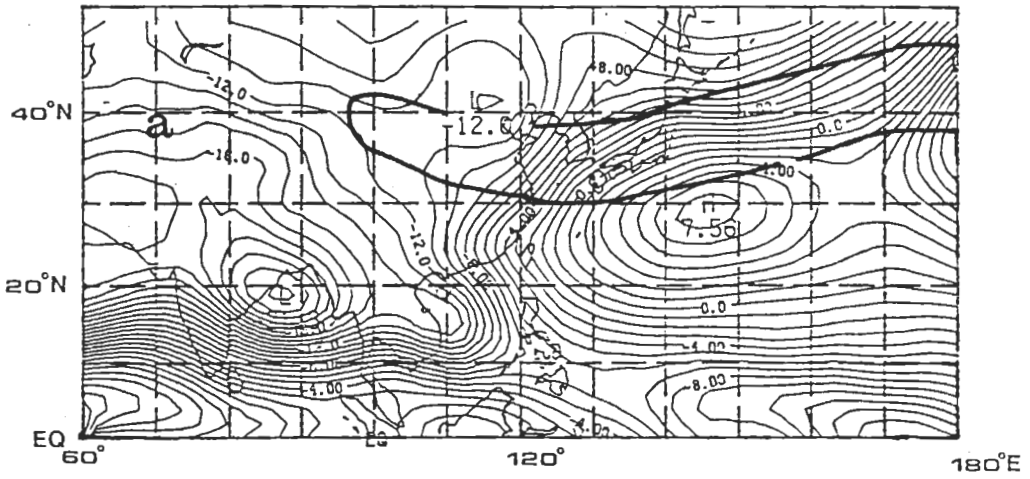


圖3 1979年部份選取之候平均850毫巴溫度場分佈。選取之時間與圖2相同。等值線間隔為1°C。



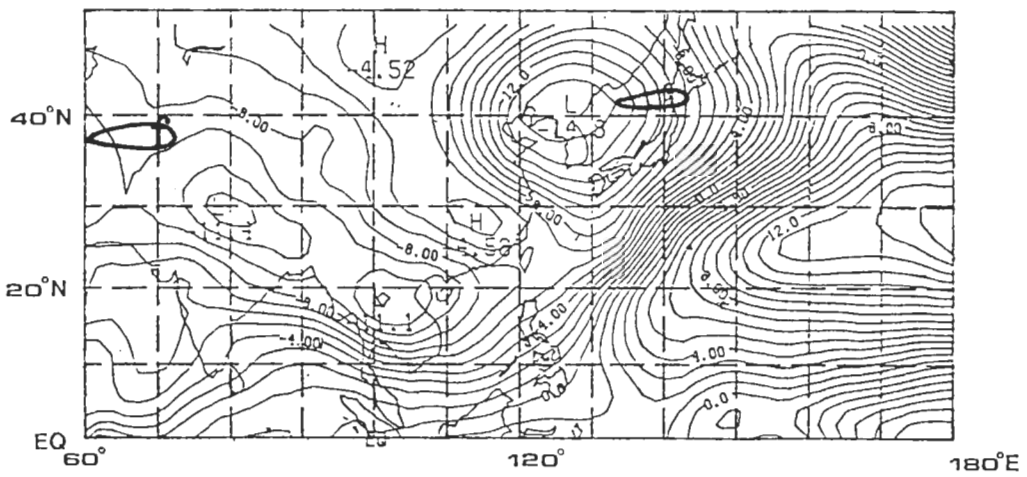
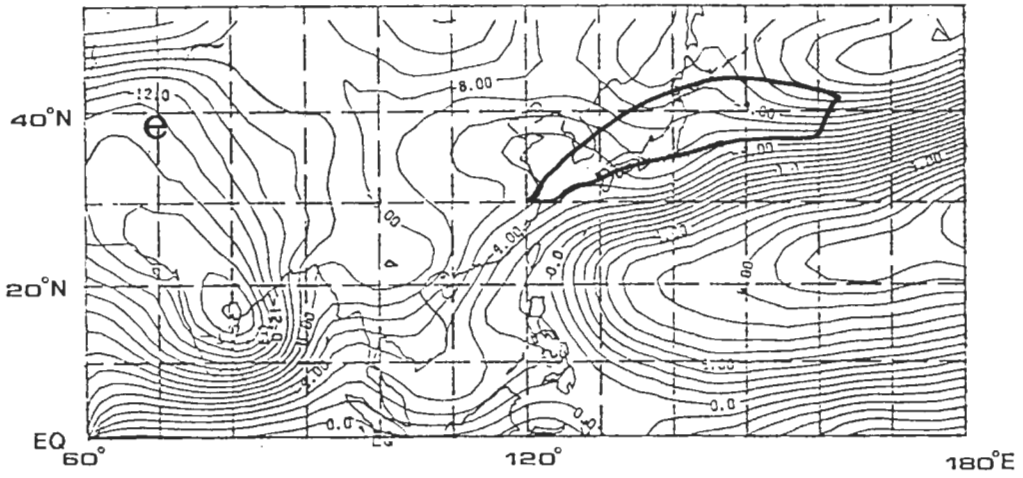
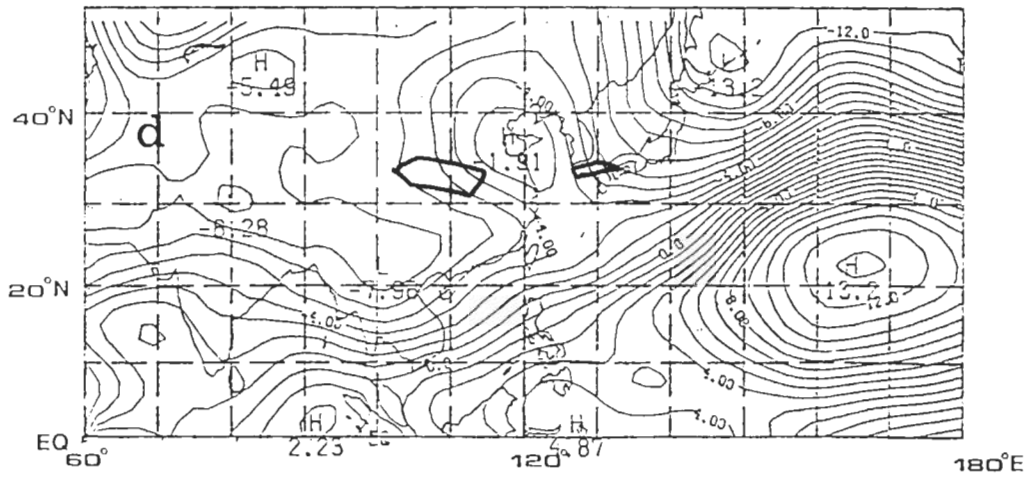
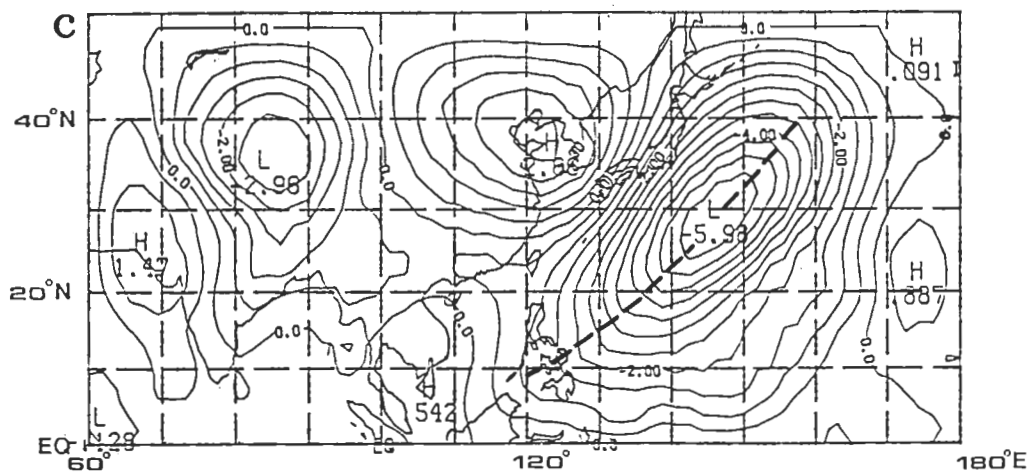
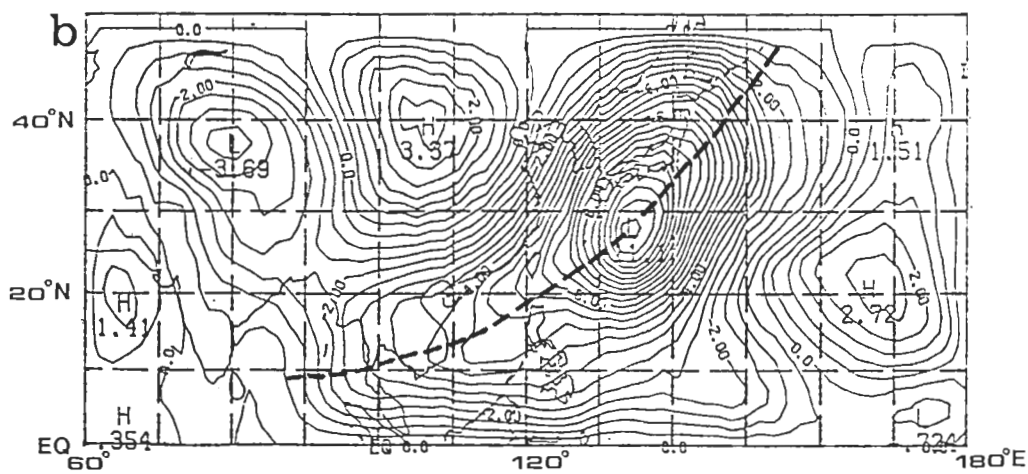
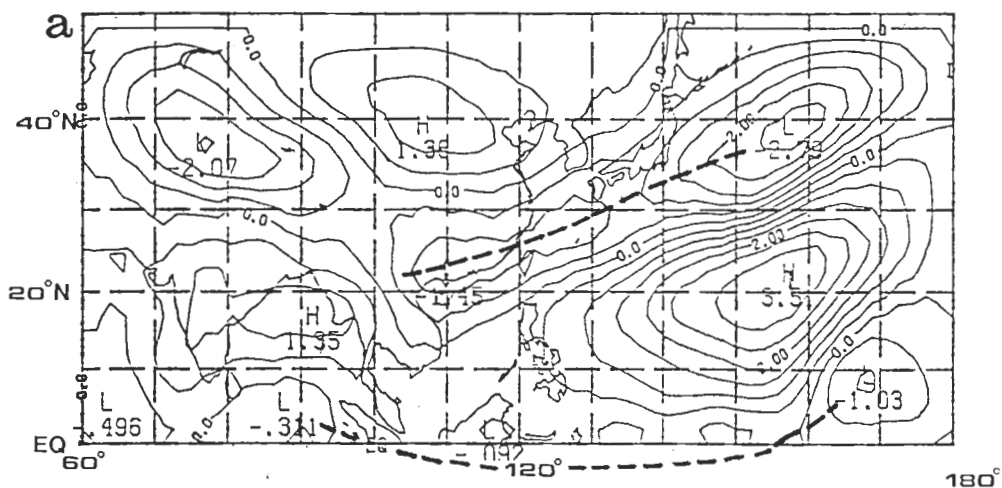


圖4 與圖2 相同，但為候平均之850毫巴流線函數分佈。等值線間距為 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。正值代表氣旋式環流，負值代表反氣旋式環流。圖中粗黑線標示區域為候平均之200毫巴水平風場，風速大於 40 m/s 的區域。



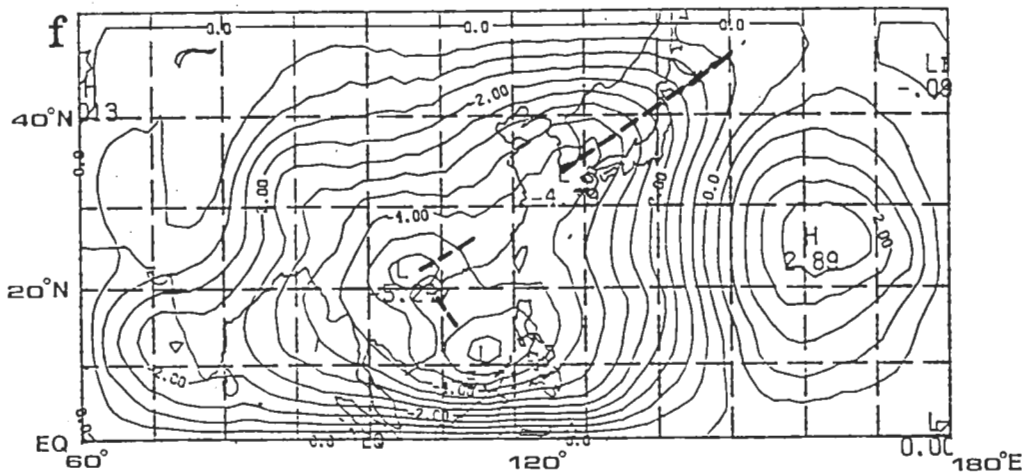
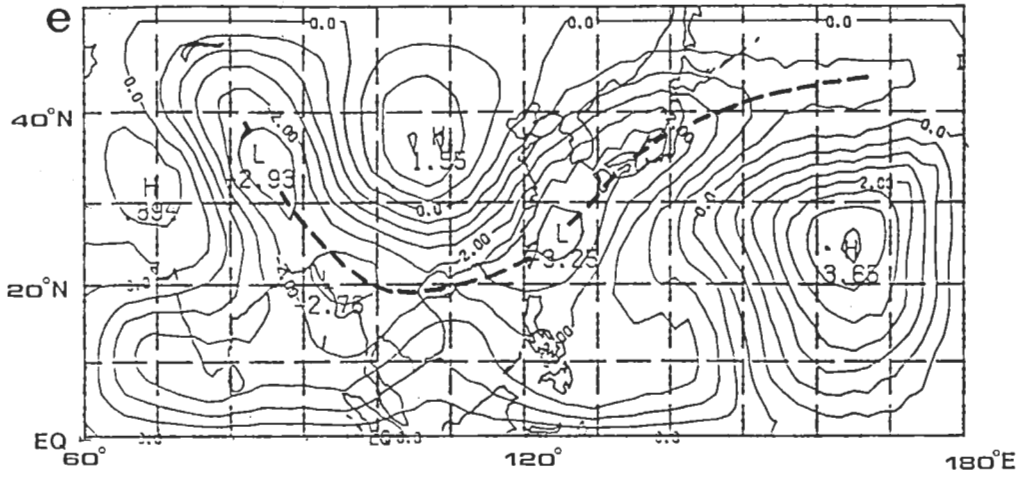
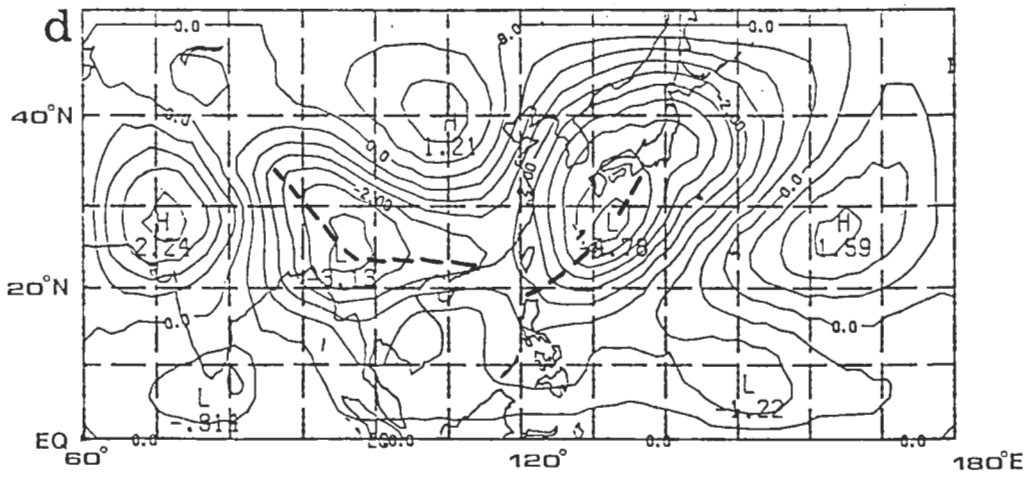


圖5 與圖2相同，但為候平均之200毫巴速度位分佈。等值線間距為 $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。正值代表輻合區，負值代表輻散區，輻散主軸以粗虛線代表。

於跨赤道氣流含有較充沛水汽，有利對流活動的發展。5月下旬(圖4c)，台灣地區並無明顯平均西南氣流存在。由印度洋孟加拉灣來的西南氣流，主要在華南地區。到了6月中旬台灣地區則受到由印度半島及孟加拉灣來之西南氣流的籠罩。到了6月底時此西南氣流主軸東移至日本東方太平洋海面上，此時印度季風環流已建立完成，台灣梅雨季結束，進入副熱帶太平洋高壓控制之夏季天氣型態。

五、1979年候平均高層環流變化特徵

圖4粗實線圍繞範圍為200毫巴候平均風速大於 40 m s^{-1} 區域。西風噴流主軸於5月上旬位於日本東方海面北緯35度呈東西走向。5月中旬，原噴流條中心強度增強，並於華北上空形成另一噴流中心，使噴流條呈一波狀形式。5月下旬以後西風噴流條隨低層斜壓帶減弱後快速減弱。到了6月中旬噴流條中心較5月期間北移近10個緯度。其強度由原本 $50 - 60\text{ m s}^{-1}$ 減弱至僅存 $30 - 40\text{ m s}^{-1}$ 。

為明顯表示在高層非地轉風分量環流的結構，圖5選取部份200毫巴候平均速度位分佈。梅雨期東亞地區高層輻散風場主要結構包括梅雨鋒面伴隨之對流雲系及季風低壓伴隨之對流雲系在高層反應出來的輻散氣流型式(Chen and Jou, 1988)。此種結構在1979年梅雨期各候平均圖內皆可容易辨認，然其位置與強度則呈顯著的變化。5月上旬東亞地區高層輻散中心位置約在北緯40度東經155度附近，亦即在日本東方海面，其輻散主軸由此中心往西南延伸至華南地區。此時青藏高原上空，季風低壓尚未完全建立。到了5月中旬，由於鋒面帶上對流旺盛，輻散中心西移至日本南方海面，非地轉風分量強度增強甚多。此輻散風場主軸往西南影響至中南半島及東孟加拉灣地區。到了5月下旬，梅雨對流輻散系統不顯，但季風低壓系統逐漸顯現。到了6月份季風低壓輻散系統與梅雨鋒面對流系統逐漸相連，於6月中旬夏季季風開始後合而為一。若將圖5與圖1中所示之對流活動分佈相比較，可發現此時期，東亞地區高層輻散主軸位置及其梯度強度與對流指數強度的分佈強度相當符合。此結果意味著對流運動，對此區域之高層大尺度環流的演變扮演重要的角色。

六、討 論

表一為1979年5~6月在台灣西海岸6個測站日雨量資料。若配合氣象局之地面及高空天氣圖，我們知道在5月初北部地區的降水，係因地面梅雨鋒於5月1日~2日通過台灣北部地區造成，5月15~18日的降水是伴隨5月16日通過台灣地區梅雨鋒，而5月20~22日的降水則是伴隨颱風之外圍環流。在5月下旬地面梅雨鋒於5月27日通過台灣地區，在台灣南部形成滯留，因此帶來各測站豐沛的雨量。在6月初旬地面梅雨鋒於6月7日通過台灣北部海面，於9日清晨移至巴士海峽，此系統分別於8、9日在南部地區之嘉義、高雄造成豪雨(日雨量皆大於100mm以上)。台灣地區各測站6月中旬降水的系統與6月7~6月9日的梅雨鋒面系統應屬同一系統。此鋒面系統於6月9日移至巴士海峽後，在當地滯留。6月10日以後熱帶環流增強將此鋒面北推至台灣東北海面與華南地區新生之鋒面結合，在台灣北部地區形成滯留。此梅雨鋒面系統由6月11日開始滯留台灣北部地區到6月15日東移離開，在台灣全省(除了南部以外)帶來非常充沛的雨量，台北、新竹測站且有大雨發生。6月16日以後台灣地區的降水分佈呈相當散亂形式，皆屬典型夏季午後熱對流造成。由此表我們可以了解在1979年6月16日以前，台灣地區主要降水皆伴隨梅雨鋒面系統而來(除了颱風外)，而6月16日以後台灣地區主要降水與熱帶系統有關。根據Sikka and Grossman (1980)的報告，1979年印度季風的開始為6月19日，而此年中央氣象局發佈的出梅日為6月17日，兩者時間相當接近。此點似乎意味著印度季風的開始，與台灣地區脫離梅雨鋒面系統控制而進入夏季天氣型態的日期(按，即出梅日期)關係密切。

由大尺度氣壓系統的分析，可知控制梅雨鋒面所在位置主要是受副熱帶太平洋高壓的影響。依據Chen and Jou (1988)，梅雨顯著年與不顯著年，太平洋副熱帶高壓的強度與位置扮演非常重要角色。在顯梅年時太平洋高壓的強度較弱，且高壓脊主軸偏南。在不顯著梅雨年時，太平洋高壓的強度較強且高壓脊偏北。

圖6為1979年5~6月候平均副熱帶太平洋高

表一 1979年台灣西部6個雨量測站日雨量分佈情形。

May	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Taipei	5.	8.	12.	1.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	7.	
Hsinchu	12.	20.	12.	1.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	13.	
Taichung	1.	3.	3.	4.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	4.	
Chiayi	0.	2.	2.	0.	6.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	4.	
Tainan	0.	0.	0.	0.	2.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	1.	
Kaohsiung	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Taipei	9.	10.	10.	1.	2.	52.	1.	2.	0.	0.	2.	81.	34.	40.	2.	0.
Hsinchu	15.	11.	5.	0.	4.	4.	3.	0.	0.	0.	0.	36.	38.	39.	0.	0.
Taichung	32.	10.	1.	0.	2.	22.	0.	0.	0.	0.	0.	9.	42.	19.	0.	0.
Chiayi	22.	16.	1.	0.	1.	24.	23.	0.	0.	0.	2.	4.	50.	34.	0.	0.
Tainan	6.	2.	0.	0.	3.	68.	14.	0.	0.	0.	0.	8.	18.	77.	0.	0.
Kaohsiung	7.	0.	0.	0.	10.	84.	15.	0.	0.	0.	0.	0.	36.	86.	0.	0.
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Taipei	0.	0.	0.	0.	0.	0.	48.	78.	0.	8.	34.	50.	107.	29.	6.	
Hsinchu	0.	0.	0.	0.	0.	0.	52.	58.	0.	1.	60.	102.	112.	34.	23.	
Taicgybg	0.	0.	0.	0.	0.	0.	10.	57.	0.	3.	25.	24.	54.	45.	1.	
Chiayi	0.	0.	0.	0.	0.	0.	6.	109.	53.	0.	20.	55.	21.	55.	0.	
Tainan	0.	0.	0.	0.	0.	0.	41.	14.	62.	0.	20.	19.	56.	41.	0.	
Kaohsiung	0.	0.	0.	0.	0.	0.	51.	8.	145.	0.	2.	4.	6.	16.	0.	
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	
Taipei	18.	1.	0.	0.	1.	49.	0.	0.	0.	1.	0.	1.	0.	12.	24.	
Hsinchu	62.	4.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	1.	0.	1.	16.	
Taicgybg	1.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	1.	0.	1.	0.	15.	2.	0.	15.	
Chiayi	3.	0.	0.	19.	26.	18.	0.	29.	1.	21.	0.	17.	39.	0.	0.	
Tainan	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	1.	0.	0.	0.	31.	103.	12.	0.	
Kaohsiung	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	63.	49.	99.	0.	

壓850毫巴中心高度值及青藏高原季風低壓850毫巴中心高度值變化情形。由整體變化的趨勢可以看出，5月時當副熱帶太平洋高壓中心高度增大（減小）時，青康藏高原季風低壓中心高度值則相對減

小（增大）。但之後似無此種簡單關係，如5月26～31日，6月1日～6月5日，6月11～15日，6月16～20日及6月26～30。若是不考慮印度季風開始以後的情形（開始日期為6月19日，Sikka and

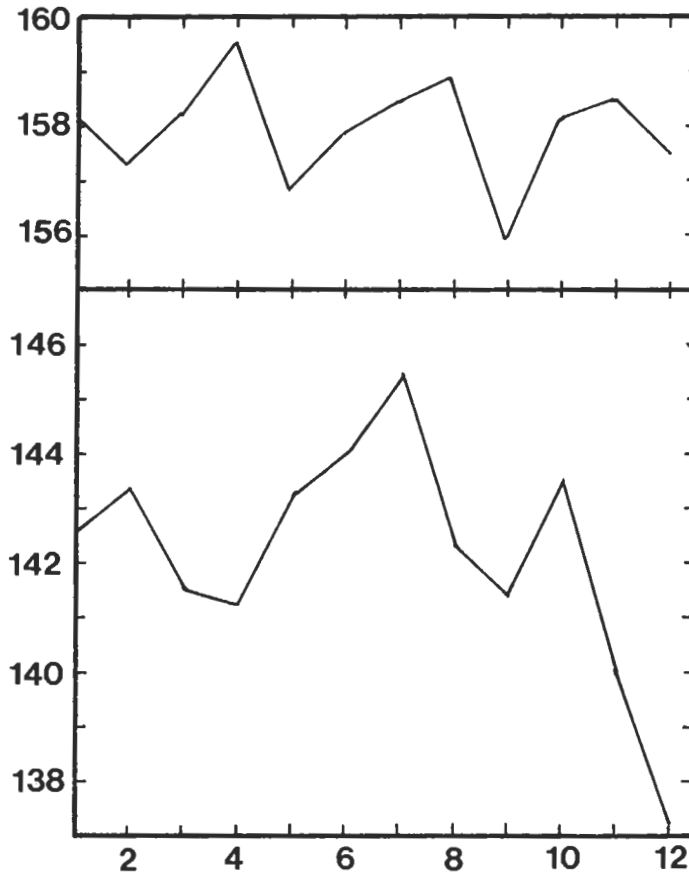


圖6 1979年各候(X軸)平均850毫巴副熱帶太平洋高壓(上圖)及青藏高原季風低壓(下圖)中心高度值(dam)變化情形。

Grossman, 1980), 似可歸納出在此時期與整體趨勢不符的時段, 即是華南地區鋒面活動較活躍的時段。(參考周等, 1989)。此似意味著青藏高原季風低壓與副熱帶太平洋高壓兩者的強度, 有相互增減的整體平衡趨勢; 然而經常發生於東亞地區海陸交界處瞬變性(transient)甚強的斜壓擾動(華南、日本南方、台灣地區), 與其經常伴隨之顯著對流活動, 可能對此種整體平衡趨勢產生很大的影響。為了更進一步量化地討論此種整體平衡趨勢及瞬變系統的影響, 我們定義一以850毫巴高度差代表之指數(PI)。此指數的定義為

太平洋高壓中 青藏高原低壓中
 心1979年候平一 心1979年之候平
 均850毫巴高度 均850毫巴高度

$$PI = \frac{\text{10年平均(1975-1984)太平洋高壓中心平均850毫巴高度} - \text{10年平均(1975-1984)青藏高原低壓中心平均850毫巴高度}}{\dots}$$

表二為1979年候平均PI指數及常態化後之指數(NPI)分佈情形。由表二可看出1979年全年PI指

表二 1979年每五日(候)平均副熱帶太平洋高壓中心850毫巴高度值, 青藏高原季風低壓中心850毫巴高度值, 兩氣壓系統之中心850毫巴高度差值, 氣壓梯度指數, 及常態化之氣壓梯度指數。

時間 (候)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
變數												
WPSH	1582	1573	1582	1595	1568	1578	1584	1588	1559	1581	1584	1575
TPML	1425	1433	1415	1412	1432	1440	1454	1423	1414	1435	1400	1374
ΔP	157	140	167	183	136	138	130	165	145	146	184	201
PI	1.3	1.2	1.4	1.5	1.1	1.4	1.1	1.4	1.2	1.2	1.5	1.7
NPI	1.0	0.9	1.1	1.2	0.8	1.2	0.8	1.1	0.9	0.9	1.2	1.3

此間：WPSH — 850毫巴西太平洋副熱帶高壓中心氣壓數值

TPML — 青藏高原季風低壓中心氣壓數值

$$\Delta P = P(\text{WPSH}) - P(\text{TPML})$$

$$(\Delta P) = 120 \text{ gpm}$$

10年平均值

$$PI = \frac{\Delta P}{(\Delta P)_{10\text{年平均值}}}$$

$$NPI = PI / \bar{PI}, \quad \bar{PI} = \frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} (PI)_i$$

數皆大於1, 表示1979年台灣梅雨期副熱帶太平洋高壓與季風低壓中心850毫巴高度的差值皆較同一時期10年平均兩者差異值為大(*註, 1975~1984 10年平均兩者差值為120gpm)。此點顯示1979年台灣梅雨期在東亞地區有較大之東西方向氣壓梯度

, 此亦意味著1979年台灣梅雨期在東亞地區有較強之低對流層南風地轉分量風場。陳與周(1988)曾利用台灣地區西部測站10年雨量資料定義1975~1984年間的顯梅年與不顯梅年, 由當時研究結果顯示1979年為顯梅年, 此結果顯示當東亞地區地轉南

風分量較強時，當年梅雨系統帶來的雨量較豐沛。表二中之常態化PI指數(NPI)亦相當有趣。若不考慮出梅(或印度季風開始)以後的資料，NPI的分佈顯示在台灣梅雨期中候平均之NPI的大小與梅雨鋒面影響時段呈顯著相關。亦即當有旺盛對流伴隨梅雨鋒面系統存在於華南地區時，NPI皆顯示出較大值，亦即整體系統伴隨有較強之東西方向氣壓梯度。這個結果似乎又意味著此時中、高緯度與低緯度間有較強的交互作用。

在此需要注意的是副熱帶太平洋高壓中心的位置在1979年6月中旬以前主要在 160° E以東地區，而在6月10~15日之間西移至 140° E的位置，因此雖然在6月10~15日的NPI僅有0.9，但其實際之水平氣壓梯度要較指數所隱含的為大。這個結果與圖2所示850毫巴平均水平風場分佈相符合。

有關高層噴流與對流發生區域兩者間關聯之研究，在過去已為多位學者所重視(Uccellini and Johnson, 1979; Tsay and Kau, 1987)。其中Tsay and Kau在研究1979年台灣梅雨期兩個案時指出，在台灣地區豪雨發生前之24小時在200毫巴高層噴流的入區南方有完整之上升氣流區，在上升氣流南方則有700毫巴低層噴流形成。此種結構與

Chen (1982)所預測的結構相似。由前幾節中所示之對流強度指數與200毫巴平均氣流場分佈得知，伴隨梅雨鋒面系統之對流雲帶均出現在高層噴流入區的右後方，亦即有利深對流的發展之大尺度輻散場區域。非地轉高層輻散風場經由柯氏加速，加速西風噴流。此結果顯示台灣梅雨期梅雨鋒面伴隨之對流雨帶與高層西風噴流之位置與強度的分佈有著密切的關聯。為進一步確定此種對流活動與梅雨區及其上下游地區大尺度環流間的相關性，表三及表四分別為1979年五日平均200毫巴東西方向緯流風與對流強度指數，在三個不同經度範圍內之平均值隨緯度分佈情形。由表三可知西風噴流條主要中心在 30° ~ 40° N之間。在A區(梅雨上游區， 60° ~ 100° E)其強度較弱，平均速度大約為 25 m s^{-1} ，在6月15日以後，此噴流中心由 30° ~ 40° N北移至 40° ~ 50° N，其強度減弱為 20 m s^{-1} 左右。在B區(梅雨影響區， 100° ~ 140° E)此噴流條強度在5月初旬可高達 40 m s^{-1} 以上，隨時序逐漸減弱，在6月底僅有 25 m s^{-1} 左右，值得注意的是在此區域平均噴流條的主軸並無明顯北移的情形。在C區(梅雨下游區， 140° ~ 180° E)西風噴流條的強度在5月份可強達 40 m s^{-1} ，但在6月份以後此噴流軸

表三 1979年每五日(候)平均200毫巴水平風場隨緯度變化情形。緯度區間10代表 0° ~ 10° 平均值，II代表 11° ~ 20° 平均值，其餘類推。單位為m/s。

a、 60° E ~ 100° E

時間 (候)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
緯度												
60	12	4.4	14.4	22.7	20.7	16.1	16.8	18	12.6	10.2	11.7	4.5
50	15.8	15.1	19.3	23.1	16.2	15.8	13.5	22.2	15.9	22.8	22.7	23.1
40	26.4	25.1	33.9	28.8	21	24	26	22.8	24.5	21.3	23.2	21.6
30	24	26.1	18.1	11.9	15.6	18.8	12	6.2	7.35	0.6	-4.6	-4.8
20	7.5	4.1	-4.7	-4.8	-0.6	9	-5.4	-12	-6.9	-9.6	-13.5	-18
10	-1.8	-2.7	-7.5	-9	-3.6	1.5	-7.5	-10.5	-10.5	-15.6	-15.9	-20.7

b、100° E ~ 140° E

時間 (候)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
緯度												
60	8.1	6.6	6.45	4.2	12.9	16.7	19.4	9.3	10.5	7.5	12.9	-2.1
50	24.3	28.8	17.9	4.2	12	8.1	14.6	10.8	13.5	19.4	13.8	16.8
40	43.8	41.4	39.9	35.4	34.2	26.7	26.9	25.8	23.7	21.2	22.5	27.3
30	23.6	11.9	21.2	23.9	18.2	24.2	11.0	16.5	13.2	4.8	2.3	1.2
20	11.4	3.3	1.65	-2.6	-4.7	-3.6	-3.3	-3.9	10.5	1.5	-0.6	-7.5
10	-0.9	-2.9	-10.8	-15.3	-10.1	-9.3	-6	-7.8	-9.3	-4.2	-9.6	-9

c、140° E ~ 180° E

時間 (候)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
緯度												
60	8.4	8.7	2.7	13.5	7.8	3.3	6.6	18.9	9.6	14.7	12.3	5.4
50	32	29.4	22.5	31.5	24.9	26	22.3	23.7	25.7	29	28.2	23.9
40	36.8	30.3	41.1	37.3	41.1	39	35.7	19.8	21.1	16.5	10.5	17.5
30	11.4	18.6	18.3	9	9	13.3	10.5	5.85	-3	-1.5	-1.5	-0.3
20	23.1	21.8	12.3	11.4	3	-6	-2.7	13.8	7.8	15.9	18.9	12.6
10	6.6	5.9	1.7	1.4	-4.5	-3.3	3	6	5.4	3.3	3.75	3.6

即快速減弱且明顯北移至40~50° N。

表四所示，對流強度指數(NI)的變化並沒有200毫巴噴流如此規律。在A區，於5月期間大部份NI值皆少於2.0，僅有少數時段於低緯度地區有顯著的對流活動。到了6月在10~20° N區域對流活動有顯著增加趨勢。A區中整體之雲量顯著增加。在B區，對流活動在5月份較活躍時段主要為5月11~20日，6月份則自6~10日開始即相當活躍。

由表四對流指數在梅雨活躍區內的變化可知，5月份的對流活動似由中緯度往低緯度發展，而6月份的對流活動似由低緯度往中緯度延伸。隨著節序的改變，在6月底以後夏季季風控制了B區的對流活動。在C區除了在赤道區及較高緯度區偶有較大指數出現外，副熱帶緯度區由於太平洋高壓籠罩大部份時間，指數皆甚小。

爲了較清楚表達東亞地區對流活動與高層西風

表四 1979年每五日(候)平均對流強度指數隨緯度變化情形。緯度區間10代表0° - 10° 平均值, 餘類推。

a、60° E ~ 100° E

時間 (候)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
緯度												
40	1.95	3.32	2.42	1.65	0.75	0.75	1.56	1.36	1.84	1.03	1.35	1.67
30	0.84	0.91	1.02	0.83	0.75	0.88	0.71	1.81	1.58	1.41	2.29	2.87
20	0.77	1.51	1.21	1.07	1.27	0.58	1.46	0.97	3.02	3.81	3.98	2.88
10	2.83	3.10	1.04	0.88	0.91	1.30	2.43	2.43	3.46	2.85	3.71	1.75

b、100° E ~ 140° E

時間 (候)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
緯度												
40	2.52	2.49	3.31	1.69	0.99	1.00	1.75	2.05	1.47	2.10	2.47	2.43
30	2.03	1.09	2.65	2.24	1.82	2.03	1.39	3.32	2.02	2.20	1.86	2.60
20	0.71	0.94	2.34	3.12	1.82	1.50	1.68	1.58	2.39	3.17	3.85	3.16
10	1.79	1.79	2.72	2.02	1.77	1.30	2.57	2.27	2.95	3.95	3.69	3.18

c、140° E ~ 180° E

時間 (候)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
緯度												
40	2.63	2.58	2.85	3.07	1.88	2.52	1.69	1.83	2.11	1.10	1.40	2.66
30	1.12	0.81	0.99	0.85	0.83	1.32	1.22	0.52	0.88	0.50	0.50	0.63
20	1.26	1.19	0.65	0.67	0.51	0.80	0.63	0.93	1.10	0.63	1.07	1.01
10	2.69	2.53	1.81	2.21	2.05	1.58	0.96	1.00	1.37	0.94	2.88	2.83

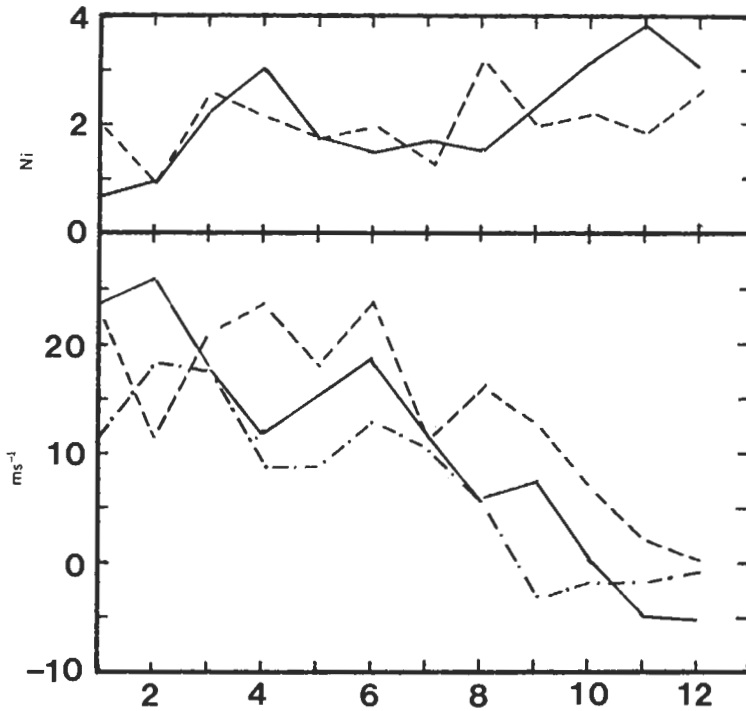


圖7 (a) 1979年候平均200毫巴 $20-30^{\circ}\text{N}$ 區域緯向平均緯流風分佈(下圖), 其中實線為 $60-100^{\circ}\text{E}$ 平均值(梅雨上游區), 虛線為 $100-140^{\circ}\text{E}$ 平均值(梅雨影響區), 點虛線為 $140-180^{\circ}\text{E}$ 平均值(梅雨下游區)。1979年候平均緯向平均 $(100-140^{\circ}\text{E}$, 梅雨影響區)對流強度指數分佈(上圖), 其中實線為 $10-20^{\circ}\text{N}$ 平均值, 虛線為 $20-30^{\circ}\text{N}$ 平均值。

噴流的可能關係, 在圖7特別將區域緯向平均之對流強度指數與200毫巴西風噴流隨時間之變化予以繪出。圖7(下圖)可見 $60-100^{\circ}\text{E}$ 之平均緯流風變化與 $100-140^{\circ}\text{E}$ 之平均緯流風變化在梅雨期呈相反相位的趨勢, 而 $140-180^{\circ}\text{E}$ 平均緯流風變化與其他兩個地區較無規則可循。若考慮圖7(上圖)中NI的變化, 則NI增加時, $100-140^{\circ}\text{E}$ 之平均緯流風加速且 $60-100^{\circ}\text{E}$ 之平均緯流風減速; 反之亦然。此點顯示對流活動確實與高層噴流有密切的關係, 若是將隨節序變化之平均緯流風趨勢扣除, 對流強度指數與區域平均緯流風兩者間之關係將更顯著。在此值得一提的是, 當印度季風盛行後, 上述的關係即不復存在。此間論及之隨節序變化之區域平均緯流風值, 指的是當季節由春季移轉至夏季, 中

、高緯度地區增暖迅速, 南北方向溫度梯度減緩, 此時可供轉換成動能之可用位能減少, 平均緯流風強度迅速減弱, 且隨著太陽直射緯度的位置北移。

七、總 結

本文使用FGGE資料, 詳細描述1979年台灣梅雨期(5、6月)各候高低層環流及溫度場在東亞地區的變化特徵, 並配合NASA $7.5^{\circ} \times 7.5^{\circ}$ 經緯度網格之長波輻射觀測數據化資料, 探討環流結構與對流活動的相互關係。經由上面的討論, 結果可歸納出下面幾點:

(一) 1979年6月中旬以前東半球主要對流活動, 除了以赤道為中心南北緯各 10 度緯度熱帶地區外,

即是由日本東方海面往西南沿伸至華南地區的梅雨鋒面雲帶。6月中旬以後由於印度季風環流的建立，赤道地區的對流雲帶明顯北移至北半球熱帶地區，而原本滯留於副熱帶呈東北西南走向的梅雨鋒面雲帶明顯北移至長江流域，形成長江梅雨。此長江梅雨對流雲帶與印度季風環流伴隨之對流雲帶合而為一，形成亞洲季風區的對流雲帶。此種對流雲帶的整體變化趨勢，與200毫巴的速度位分佈的變化趨勢相當一致，此結果意味著梅雨鋒面對流、長江梅雨對流及印度季風對流等雲帶與春末夏初東亞地區高層大氣環流的演化有著密切的關聯。

(二) 6月中旬以前東亞地區最顯著的雲帶即是伴隨梅雨鋒面之對流雲帶。此對流雲帶一般持續時間不長，五日平均對流強度指數強度顯較個案為弱。此顯示梅雨系統為一相對瞬變的系統。在梅雨期間，梅雨鋒面伴隨之對流雲帶平均位置，在高層西風噴流條平均位置的入區右側。此結果意味著高層大尺度輻散場有利於深對流的發展。若將東亞地區依地理位置劃分成上游區(A區, 60—100°E)、梅雨區(B區, 100—140°E)及下游區(C區, 140—180°E)，並將環流變化與對流活動相比較。結果顯示當梅雨區對流活動旺盛時，梅雨區副熱帶噴流有顯著加速，而上游區西風噴流有相對減速情形。此結果表示深對流引發的高層輻散風場有增強噴流條並增強下游加速的作用。此種對噴流條增強的作用有利其入區右側高層輻散的維持，有利深對流之持續發展。

(三) 梅雨期在華南、日本南方及台灣附近等地區，低對流層的斜壓帶強弱及變形場顯著與否，與此一地區對流活動的旺盛與否有直接密切的關聯。斜壓帶強弱的維持與中緯度冷空氣南侵的程度有關。變形場發生的位置與大尺度氣壓系統的配置有密切關聯。此二點皆顯示若環境條件有利於梅雨鋒面的生成及維持，則亦有利於對流活動的發生。

本文訂採用的紅外線長波輻射觀測資料由於解析度僅有 $7.5^\circ \times 7.5^\circ$ ，因此對於較狹窄雲系及其準確位置的判定較為困難，若能使用較高精確度(如 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 現已在副熱帶資料庫中)的資料，將可在這一方面有所改進。

誌 謝

本研究在國科會專題研究計劃NSC—77—0202

—M002—05 支助下完成。感謝審查人費心指正，使得內容得以改進，特表謝意。許冕雄教授在多方面的討論提供頗多有益的觀點及宋偉國在程式設計及繪圖上的協助在此一併誌謝。

參考文獻

- 周仲島、陳泰然與宋偉國，1989：1979年梅雨鋒面系統平均環流及熱帶低層氣流演化研究。氣象學報，35，131—145。
- 陳正改與蔡清彥，1980：影帶台灣北部地區之梅雨系統。大氣科學，7，49—58。
- 陳泰然，1988：台灣梅雨顯著年大範圍之衛星雲量演變。大氣科學，16，59—74。
- 陳泰然與周仲島，1988：不同性質梅雨鋒面系統之大尺度環流特徵。大氣科學，16，309—322。
- 陳泰然與周仲島，1989：大尺度環流剖面結構之年際變化與台灣梅雨之活躍度。大氣科學，17，223—236。
- Chen, G. T. J., and B. J. D. Jou, 1988: Interannual variations of the relevant large-scale circulations during the Taiwan Mei-Yu seasons. *Papers Meteor. Res.*, 11, 119-147.
- Chen, G. T. J., B. J. D., Jou, and R. L. Lee, 1987: Long-term means of frontal activities and large-scale circulations over East Asia during Taiwan's Mei-Yu season. *Proc. Natl. Sci. Council.*, A, 11, 443-456.
- Chen, Q., 1982: The instability of the gravity-inertia wave and its relation to low-level jet and heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 1041-1057.
- Kato, K. 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu front over China continent in late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 20-36.
- Krishnamurti, T. N., 1986: Analysis of the 30-50 day

- oscillations from several years of observations. Proceedings on Monsoon and Mesoscale Meteorology, MSROC/AMS, Taipei, Taiwan, Nov. 4-7, 1986, 246-257.
- Krishnamurti, T. N., and D. Subrahnyam, 1982: The 30-50 day mode at 850 mb during MONEX. *J. Atmos. Sci.*, 39, 2088-2095.
- Murakami, T., 1984: Analysis of the deep convective activity over the western Pacific-Southeast Asia. Part II: Seasonal and interseasonal variation during northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 88-108.
- Murakami, T. and Y. H. Ding, 1982: Wind and temperature change over Eurasia during the early summer of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 183-195.
- Murakami, T. and W. G. Hwang, 1984: Orographic effects of the Tibetan Plateau on the rainfall variations over central China during the 1979 Summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 895-909.
- Ninomiya, K., and H. Muraki, 1986: Large-scale circulations over East Asia during Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 409-429.
- Ninomiya, K., 1989: Cloud distribution over East Asia during Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 639-658.
- Sikka, D. R. and R. Grossman, 1980: Summer MONEX Chronological Weather Summary. International MONEX Management Center, New Delhi, India.
- Tsay, C. Y., and W. S. Kau, 1989: The coupling of upper-level and low-level jet streaks during Taiwan heavy rainfall period in MeiYu season. *Papers Meteor. Res.*, 12, 17-32.
- Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implication for development of severe convective storm. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 682-703.

Characteristics of 5-day Averaged Large-Scale Circulation over East-Asia during 1979 FGGE Year

Ben Jong-Dao Jou George Tai-Jen Chen

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

(manuscript received November 25, 1989; in final form December 23, 1989)

Abstract

In this study, five-day-averaged FGGE and NASA Outgoing Long-wave Radiation (OLR) data were used to study the evolution and the relationship of the large-scale circulations and convective activities over East Asia during Taiwan Mei-Yu season. Results can be summarized as follows:

- (1) There are two major convective cloud systems over East Asia area during Taiwan Mei-Yu season, the equatorial convective cloud system and the Mei-Yu frontal cloud system. Both cloud systems moved northward after the onset of the Indian monsoon. The equatorial convective cloud system moved to northern India and the Arabian sea and the Mei-Yu frontal cloud system moved to the Young-Tze river and started the China's Mei-Yu season.
- (2) The velocity potential at 200 mb showed a similar evolution to the convective activity over East Asia. The result suggested that the convective activities associated with equatorial cloud system and Mei-Yu system are important part of the general circulation over East Asia.
- (3) Some of the active convections was observed on the right-hand-side of the jet entrance region. This seemed to suggest that the large-scale upper level divergent area is favorable for deep convection in the Mei-Yu system.
- (4) Pronounced downstream acceleration of the subtropical jet was found to have a good relationship with the deep convective activity. A positive feedback process between these two systems was suggested.
- (5) The intensity of the baroclinic zone and the deformation field over East Asia seemed to have a close relationship. This suggests that environment conditions favorable for the formation and maintenance of the Mei-Yu frontal system are also favorable for the stronger convective activities.

- (6) From the pressure index (PI) analysis, it was observed that a stronger southwesterly flow from the Bay of Bengal is favorable for stronger convective activity associated with Mei-Yu system.

Keywords: Pentad average, Mei-Yu, Large-scale circulation, Outgoing long-wave radiation (OLR), FGGE data, Pressure index.