

# 大尺度環流剖面結構之年際變化 與台灣梅雨之活躍度

陳泰然 周仲島

國立台灣大學大氣科學研究所

(中華民國七十八年八月十九日收稿；九月十四日定稿)

## 摘 要

本文利用NCAR網格點資料，分析1975-1984年台灣梅雨期(5月15日-6月15日)大尺度環流之剖面結構，並探討其年際變化與梅雨活躍度之相關。結果顯示，副熱帶太平洋高壓之強度與位置，為決定台灣梅雨活躍度之先決條件。而中緯度冷空氣南侵以維持梅雨鋒面，為決定梅雨活躍度之必要條件。東亞梅雨區哈德里胞在梅雨顯著時較強，顯示有較強之中低緯度交互作用。此外，並發現梅雨區大氣屬正壓穩定狀態，擾動若有發展，正壓不穩定過程顯然並不重要。

關鍵詞：梅雨，年際變化，大尺度環流。

## 一、前 言

台灣梅雨期及其雨量，存在有非常顯著的年際變化(例如：Chiang, 1987；吳與傅, 1987；曲, 1981；徐與紀, 1974；陳, 1987；陳與廖, 1981)。近年來，伴隨這種年際變化之環流特徵分析，漸漸受到國內氣象研究同仁們的重視。紀(1978)分析台灣北部與南部多梅雨年與少梅雨年5月與6月之500mb高度之合成平均及距平特徵，陳與廖(1981)求取台灣南北地區均屬乾梅之地面氣壓及500mb高度5月與6月之合成平均及距平分佈，劉(1987)則分析顯梅年、空梅年與正常年之5月、6月及5-6月之500mb高度合成平均與距平特徵。陳(1987)利用台灣地區降水量求取乾濕梅月，並利用NCAR網路資料，以分析5~6月平均環流之特徵及乾濕梅月之環流條件。結果顯示台灣地區梅雨季之5月與6月雨量多寡(乾濕梅月

)之決定因素，為低對流層氣流之源地及強度。當源自孟加拉灣且較強之西南氣流控制時，該月多雨屬濕梅月；當源自西太平洋高壓脊環流之東南、南或西南氣流或東亞主槽後之大陸性西北氣流控制時，該月少雨屬乾梅月。台灣地區低對流層平均氣流之源地及強度，則由季風低壓、西太平洋高脊、東亞主槽及鄂霍次克海阻塞高壓等時間平均行星尺度環流系統之位置適當配置及強度來決定。此外，發現中緯度斜壓過程為濕梅月之重要因子。這些分析皆注重在月合成平均環流分佈，以顯現各年之顯著共同特徵。此外，馬(1987)及吳(1987)則利用經驗正交函數來分析乾濕年5月與6月之高層環流特徵。

陳(1981)分析1950~1981年台灣梅雨期(5月19日~6月19日)之顯著性，選擇1977年梅雨顯著年與1980年空梅年，比較5月與6月地面及500mb之差異，發現當5月及6月之太平洋高

壓較正常值微弱，梅雨槽在台灣及鄰近，台灣地區地面盛行西南風時，梅雨顯著。當太平洋高壓反常發展，高壓脊通過台灣或鄰近海面，青康藏熱低壓偏南，梅雨槽消失，台灣地面盛行東南風時，則梅雨缺乏。

Chen and Jou (1988) 與 Chen et al. (1987) 以 1975 ~ 1984 年台灣梅雨季 (5 月 15 日 ~ 6 月 15 日) 台灣地區降水量，定義梅雨活躍年、不活躍年及雨量準正常年。分別以天氣圖及 NCAR 網格點資料，分析各年梅雨季鋒面活動頻率及東亞地區之環流特徵，並分析梅雨季之長期平均環流分佈特徵。在長期平均環流方面，梅雨季東亞地區之中緯度微弱阻塞已在東西伯利亞形成，正壓暖心結構之季風環流系統亦已於印度北方建立完成，東亞主槽及西太平洋高壓 (脊) 之位置及強度則介於 5 月與 6 月平均環流之轉變形態。梅雨活躍年 / 多雨年與不活躍年 / 少雨年之主要大尺度環流特徵差異，為中緯度阻塞之有無及西太平洋高壓之強弱 / 位置。活躍年有鄂霍次克海 / 東西伯利亞阻塞，西太平洋高壓較弱或偏南，台灣及鄰近地區低層源自孟加拉灣之西南風較強。不活躍年無中緯度阻塞，西太平洋高壓較強並西伸至華南一帶，台灣及鄰近地區低層為太平洋高壓環流之西南風或南 / 東南風。

上述研究結果，使我們對於台灣梅雨期雨量多寡與大尺度平均環流間之關係增加許多認識，但目前我們對梅雨期大尺度環流之結構特徵及其年際變化之了解仍然相當有限。本文主要目的即在分析大尺度環流剖面結構特徵之年際變化，並探討台灣梅雨活躍度與大尺度環流間之關連。

## 二、資料與分析過程

本文所用 NCAR 網格點資料與 Chen and Jou (1988) 者相同，在此不再贅述。首先分析 1975 ~ 1984 年台灣梅雨期 (5 月 15 日 ~ 6 月 15 日) 850 hPa 與 500 hPa 高度場在副熱帶 (25 ~ 35°N) 及中緯度 (35 ~ 45°N) 之 (x, t) 剖面分佈，即 60 ~ 180°E 範圍之時間變化。其次分析副熱帶與中緯度之東亞主槽 (125 ~ 130°E) 高度距平與溫度距平。此外，選擇沿 30°N 之 80 ~ 160°E 範圍，分析緯向旋轉風分量 ( $U\psi$ ) 與經向輻散風分量 ( $Vx$ ) 之緯向剖面 (x, p) 分佈。最後分析沿 120°E 之 17.5 ~ 50°N 範圍內  $U\psi$ 、 $Vx$  與絕對渦度 ( $f-\partial u/\partial y$ ) 之經向剖面 (y, p) 分佈。

台灣梅雨期活躍度以常態化降水指數表示，如圖 1 所示，此段期間有明顯之 2 年週期。

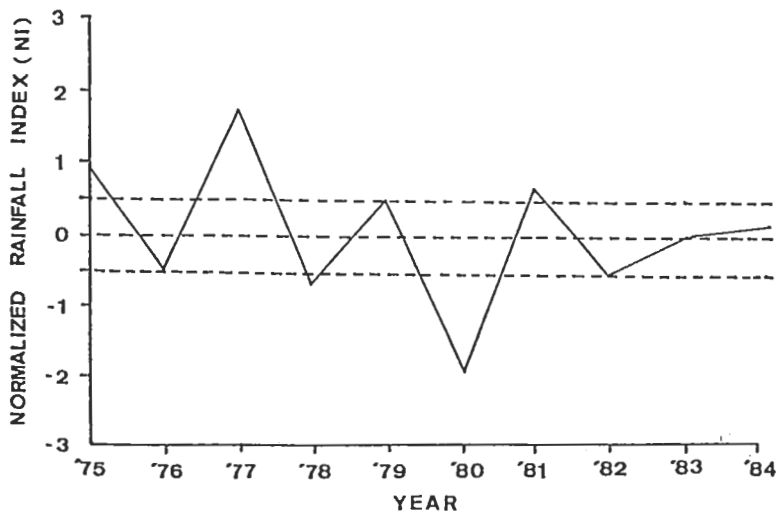


圖 1 1975 ~ 1984 年梅雨期 (5 月 15 日 ~ 6 月 15 日) 台灣地區常態化降水指數 ( $N_i$ ) 之年際變化。虛線為  $N_i = +0.5, 0, -0.5$  (Chen et al., 1987)。

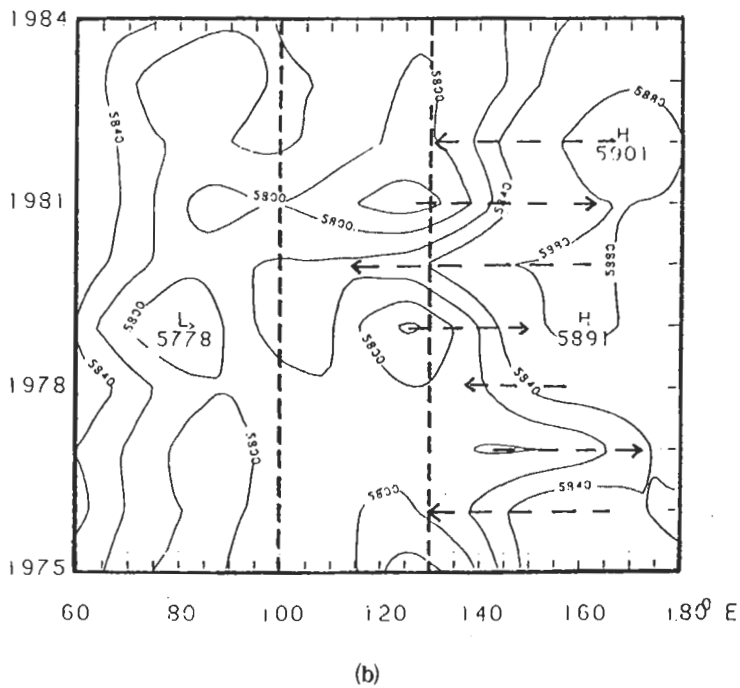
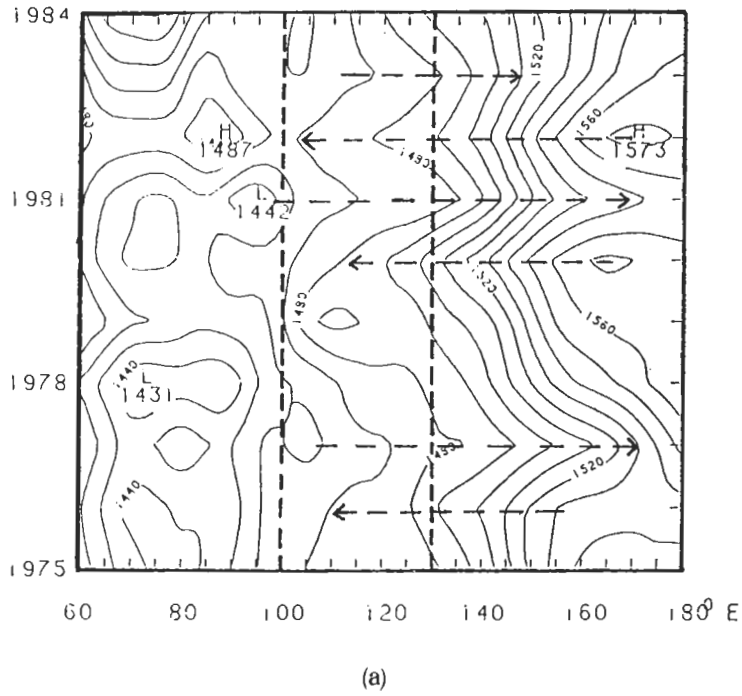
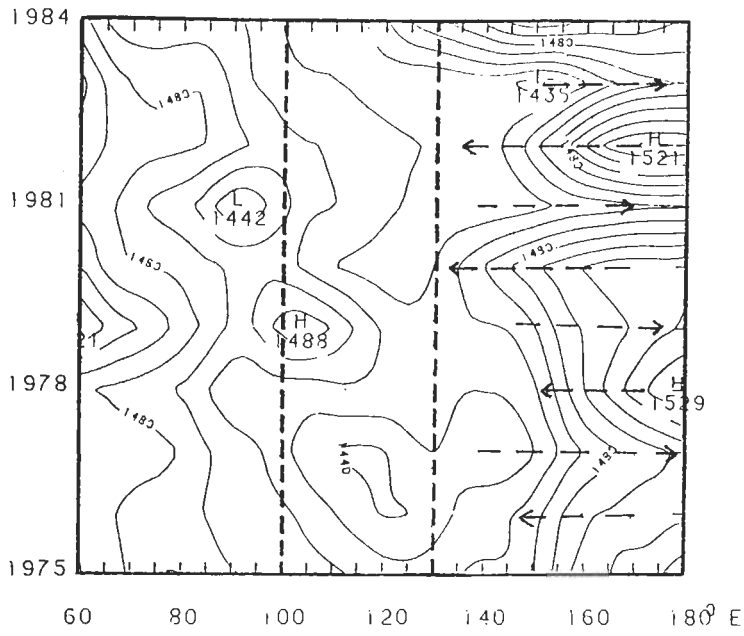
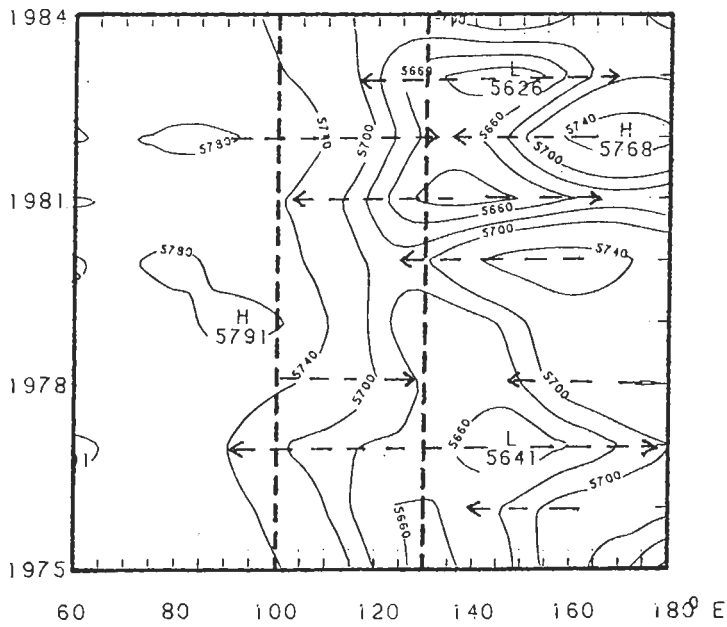


圖2 1975~1984年台灣梅雨期(5月15日~6月15日)25°~35°N緯度帶60~180°E高度場年際變化,即高度場(x,t)剖面。(a)850mb(10gpm), (b)500mb(20gpm)。虛線為梅雨區,箭頭為槽脊變化方向。



(a)



(b)

圖3 同圖2，但為35~45°N緯度帶。

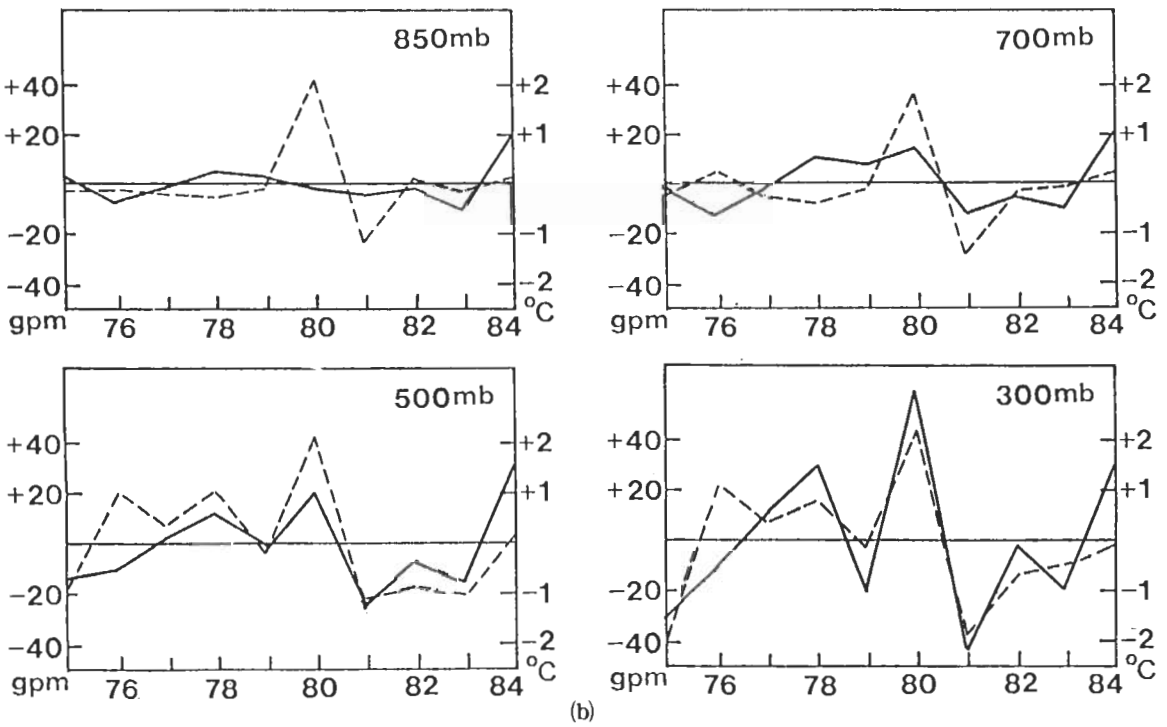
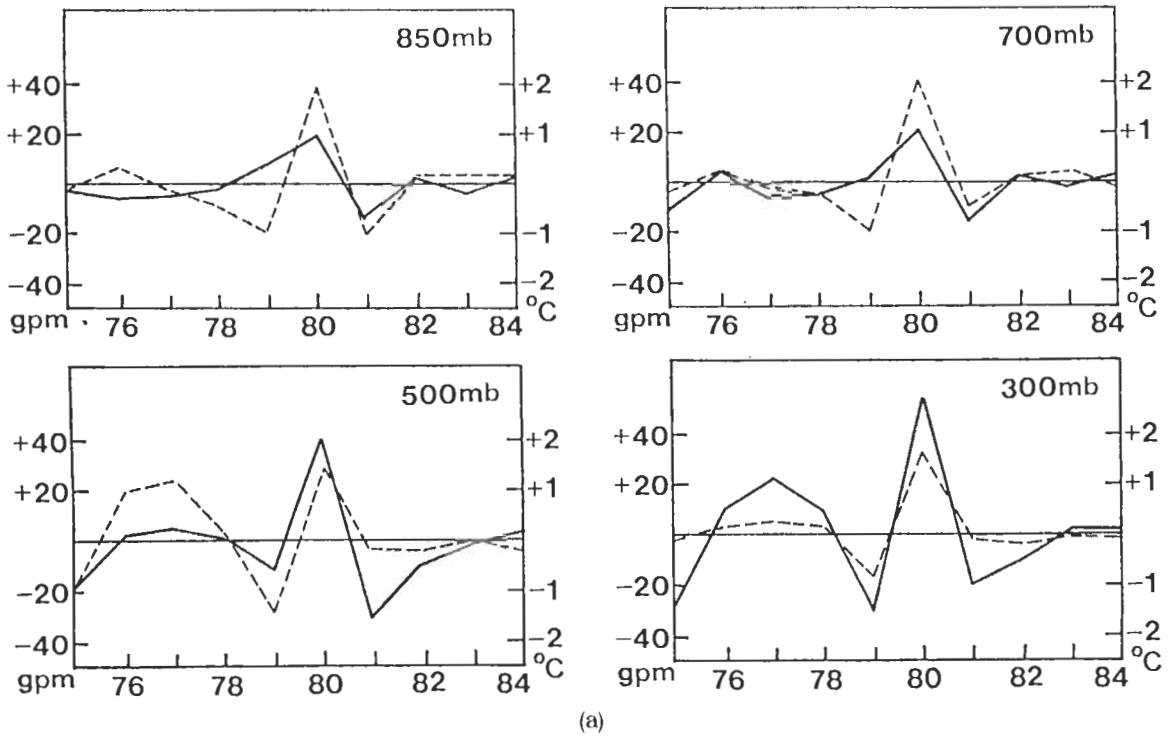


圖 4 1975-1984 年台灣梅雨期 (5 月 15 日~6 月 15 日) (a) 副熱帶 (25~35° N) 與 (b) 中緯度 (35°~45° N) 東亞主槽 (125~130° E) 高度距平 (實線, gpm) 與溫度距平 (虛線, °C) 之年際變化。

### 三、中低緯度帶之高度場

圖2與圖3分別為副熱帶(25~35°N)與中緯度帶(35~45°N)之850 hPa與500 hPa高度場在60~180°E之年際變化,梅雨區所在範圍(100~130°E)亦標示圖內以利討論。梅雨區以西之副熱帶為季風低壓區,以東為太平洋高壓區。

副熱帶低對流層(850 hPa)梅雨區高度值與台灣地區梅雨顯著性(圖1)之年際變化,呈現明顯之相關,即高度低時梅雨明顯,高度高時梅雨不顯。此種相關實乃反應梅雨期主要降水係伴隨鋒面/低壓槽之事實。梅雨區高度年際變化與太平洋高壓之年際變化一致,且太平洋高壓之變化振幅較大。季風低壓區之高度變化與梅雨區者似無相關,因梅雨鋒面為梅雨期導致降水之主要綜觀系統,且鋒面僅能在高壓區間之變形場形成與維持,同時因為此期梅雨鋒面生命期約為8天(Chen and Jou, 1988),而季風低壓與太平洋高壓為此期近似滯性且持續存在之環流系統,故上述梅雨顯著性與850 hPa高度場年際變化之相關,意味著台灣梅雨之活躍度受太平洋高壓強弱主宰,與季風低壓關係不顯。中對流層(500 hPa)梅雨區高度與太平洋高壓之年際變化亦甚一致,且與台灣梅雨顯著性亦呈顯著之相關,此亦顯示上述太平洋高壓(深暖)強度變化對台灣梅雨活躍度之重要性。

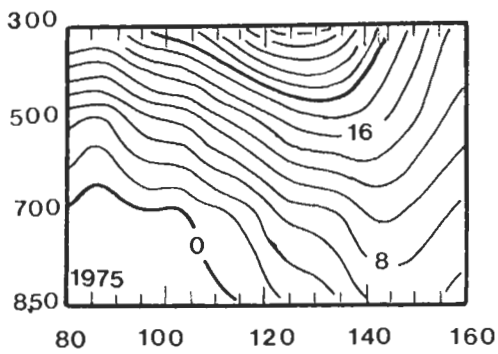
中緯度帶低對流層之太平洋區(130~180°E)高度變化與台灣梅雨顯著性亦呈明顯相關,該區高度較高則梅雨不顯,高度較低則梅雨顯著。中對流層之高度變化振幅以太平洋區最大,且與台灣梅雨活躍度亦呈明顯相關。顯然,台灣梅雨期之顯著性受太平洋區副熱帶高壓及中緯度太平洋區環流之影響,遠較中緯度亞洲大陸區環流為大。

圖4為125~130°E區東亞主槽在副熱帶(25~35°N)及中緯度(35~45°N)之各層高度距平與溫度距平年際變化。顯見不論中低緯度,各層溫度場與高度場之距平關係恰如預期呈靜力平衡之相關,中低緯度之年際變化之相位亦相當一致。降水指數大於0.5之梅雨顯著年(1975、1977、

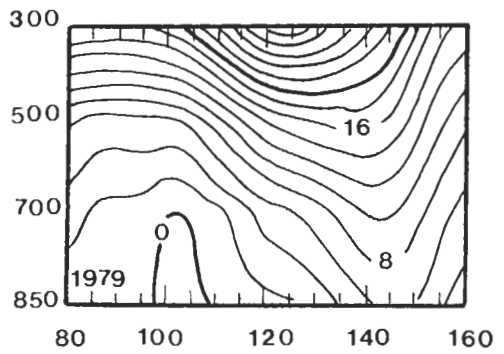
1981)副熱帶主槽低對流層之負距平(圖4a),與降水指數小於0.5之不顯著年中緯主槽之正距平(1978、1980)(圖4b)均十分明顯,即副熱帶東亞主槽強則梅雨顯著,中緯度主槽弱則梅雨不顯。在綜觀天氣形勢上,梅雨鋒面由移動性高壓提供鋒面北側冷空氣來維持,而高壓則在高層槽後向東南東移動,此種關連在此亦反應在梅雨季平均之東亞主槽強弱與梅雨顯著性之相關。吳(1987)的合成法分析研究結果亦顯示顯梅年東亞主槽較深,中亞脊較弱。並發現此種現象不僅在台灣梅雨期時如此,甚至在梅雨期發生前數個月(前一年之冬季)就可以看出些端倪。吳(1987)分析僅用了500 mb之高度場。在本文中,我們同時分析了850、700、500及300毫巴的變化情形。由圖4得知高度距平之垂直結構在各顯梅年之間並非完全一致,此點意味著年際變化之研究勢須考慮各層環流之特徵與變化。

### 四、沿30°N剖面風場

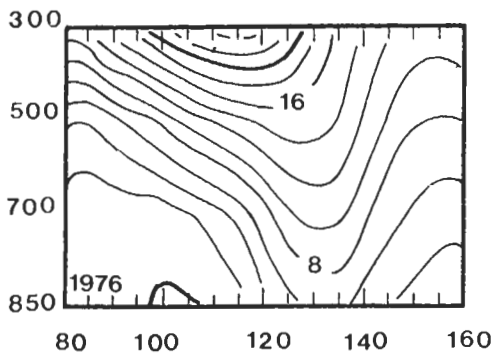
圖5為1975~1984年沿30°N逐年梅雨期 $U\psi$ 分佈,顯見沿30°E之東亞西風噴流軸向上西傾300 mb噴流在120°E附近,梅雨區北側(100~130°E)中高對流層有強垂直風切,即有相當強之南北溫度梯度。120°E以西地區低對流層之東風氣流雖有明顯年際變化,但與梅雨顯著性似無關連。西風噴流之強度則與台灣梅雨顯著性呈正相關,當高層噴流較強且較偏東時,梅雨顯著,較弱時梅雨不顯。圖6為1979~1984年逐年梅雨期 $V_x$ 分佈(1978年以前之風場幾無輻散分量,見Chen and Jou, 1988),顯見梅雨區北側(100~130°E)顯著之東亞哈德里環流,且其強度與梅雨顯著性成明顯正相關,1979年與1981年比1980年與1982年梅雨顯著(圖1),哈德里胞較強。梅雨區對流活動產生之高層輻散外流形成東亞哈德里胞上支之南風氣流與30°N中緯西風氣流在高對流層均達最大值,這些最大值區出現位置與年際變化之一致性似顯示梅雨區對流活躍程度,與中緯度



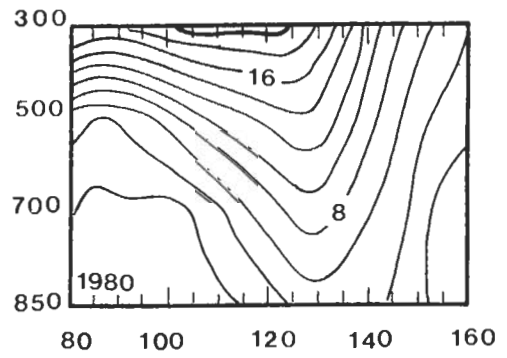
(a)



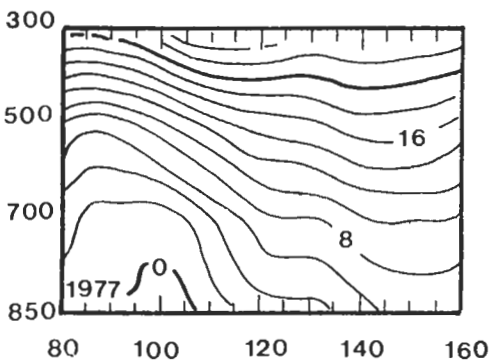
(e)



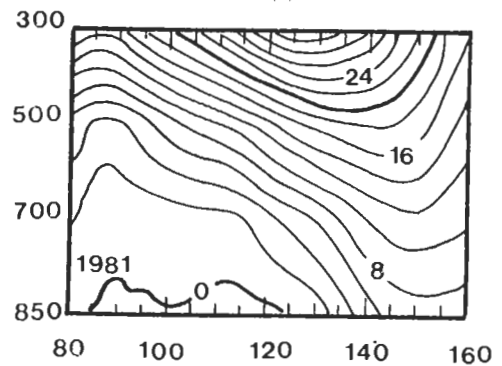
(b)



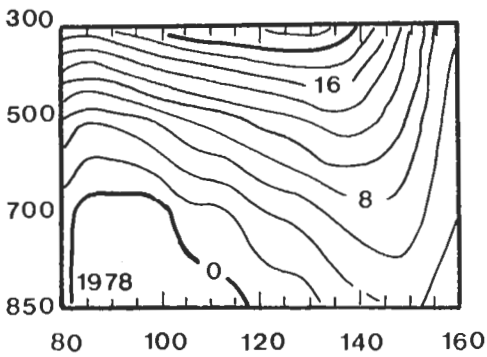
(f)



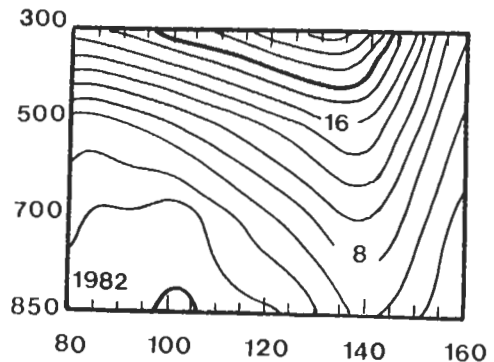
(c)



(g)



(d)



(h)

(續下頁)

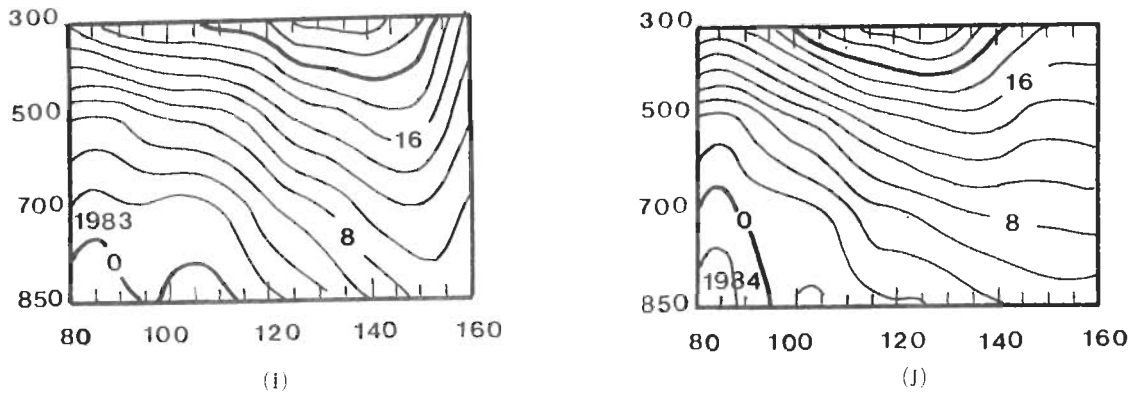


圖5 (a) 1975 年, (b) 1976 年, (c) 1977 年, (d) 1978 年, (e) 1979 年, (f) 1980 年, (g) 1981 年, (h) 1982 年, (i) 1983 年, 與(j) 1984 年台灣梅雨期 ( 5 月 15 日 ~ 6 月 15 日 ) 緯向旋轉風分量 (  $U\phi$  ) 沿  $30^\circ\text{N}$  之 (  $x, p$  ) 剖面分佈。以每  $2.0\text{ ms}^{-1}$  分析, 粗實線為  $20\text{ ms}^{-1}$  及東西風交界。

環流關係密切, 亦即中緯西風帶強度似可透過哈德里胞上支非地轉南風氣流之向東柯氏加速來改變。  $100^\circ\text{E}$  以西季風低壓區之經向環流亦強, 惟其年際變化似與台灣梅雨活躍度較少相關。  $130^\circ\text{E}$  以東太平洋區之經向環流較弱, 且與台灣梅雨活躍度似無相關。

### 五、沿 $120^\circ\text{E}$ 剖面風場

由圖 6 顯示東亞梅雨區顯著哈德里胞強度與台灣梅雨顯著相關, 故分析沿  $120^\circ\text{E}$  剖面之經向輻散風分量 (  $V_x$  ) 在  $17.5 \sim 50^\circ\text{N}$  範圍之分佈 ( 圖 7 )。顯見在  $25^\circ\text{N}$  附近, 因低層以南有向北運動, 以北有向南運動, 故該區將有上升運動, 在  $36\text{ hPa}$  附近則南北運動與低層反向。在  $35 \sim 40^\circ\text{N}$  附近, 高層有輻合, 低層有輻散, 形成下沉運動。如此, 在東亞地區副熱帶梅雨區形成完整局部哈德里胞環流。梅雨顯著年及準正常年之副熱帶哈德里胞較強, 顯現於低層較強之向南氣流與高層較強之向北氣流, 不顯著年較弱。中緯度之佛雷爾胞強度雖較哈德里胞為弱, 但其強度年際變化與哈德里胞相似。哈德里胞強度與梅雨活躍度年際變化之正關係

性, 顯示梅雨區對流活動高層外流對中緯度環流之可能影響不容忽略, 此與圖 6 顯示沿  $30^\circ\text{N}$  之梅雨區哈德里胞年際變化一致。

圖 8 為沿  $120^\circ\text{E}$  剖面之緯向旋轉風分量 (  $U\phi$  ) 在  $17.5 \sim 50^\circ\text{N}$  範圍之分佈。顯見副熱帶西風噴流分成南北兩支, 南支向下伸至  $20 \sim 30^\circ\text{N}$  間之  $850\text{ hPa}$ , 北支向下伸至  $40 \sim 50^\circ\text{N}$  間之  $850\text{ hPa}$ 。南支噴流在台灣梅雨顯著年較強, 且風速最大主軸向下向南伸至較低緯度, 副熱帶對流層亦有較強垂直風切, 顯示較強南北溫度梯度。北支副熱帶噴流一般較南支為弱, 而年際變化顯示梅雨活躍年北支噴流較弱或不顯。

正壓不穩定度之條件為基本流之絕對渦度梯度反向, 為了解台灣梅雨季東亞地區不穩定與梅雨顯著性之相關, 分析各年  $17.5 \sim 50^\circ\text{N}$  間沿  $120^\circ\text{E}$  經向剖面之緯流絕對渦度 (  $\eta = f - \partial u / \partial y$  ) 分佈 ( 圖未示 ), 結果顯示高對流層除 1979 年與 1981 年  $40^\circ\text{N}$  及 1984 年  $45 \sim 50^\circ\text{N}$  間具正壓不穩定條件外, 其餘大氣皆呈正壓穩定狀態。低對流層則除 1983 年  $30 \sim 35^\circ\text{N}$  附近具有正壓不穩定度外, 其餘皆屬穩定。此外, 副熱帶梅雨區 (  $25 \sim 35^\circ\text{N}$  ) 之絕對渦度梯度在低層雖為正值, 但正值



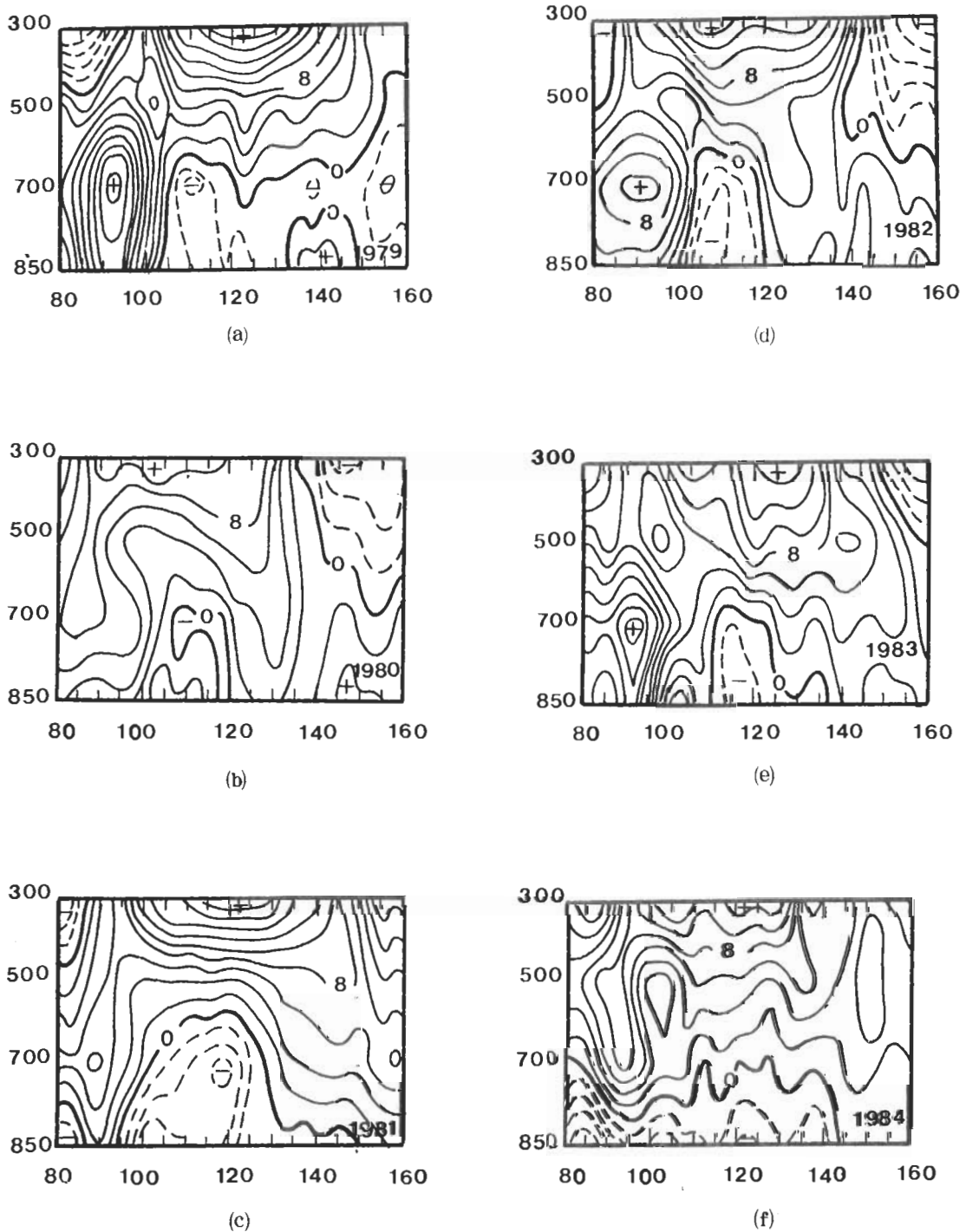


圖 6 (a) 1979 年, (b) 1980 年, (c) 1981 年, (d) 1982 年, (e) 1983 年, 與 (f) 1984 年台灣梅雨期 (5 月 15 日 ~ 6 月 15 日) 經向輻散風分量 ( $V_x$ ) 沿  $30^\circ N$  之 ( $x, p$ ) 剖面分佈, 以每  $0.2 \text{ ms}^{-1}$  分析, 粗實線為南北風分界。

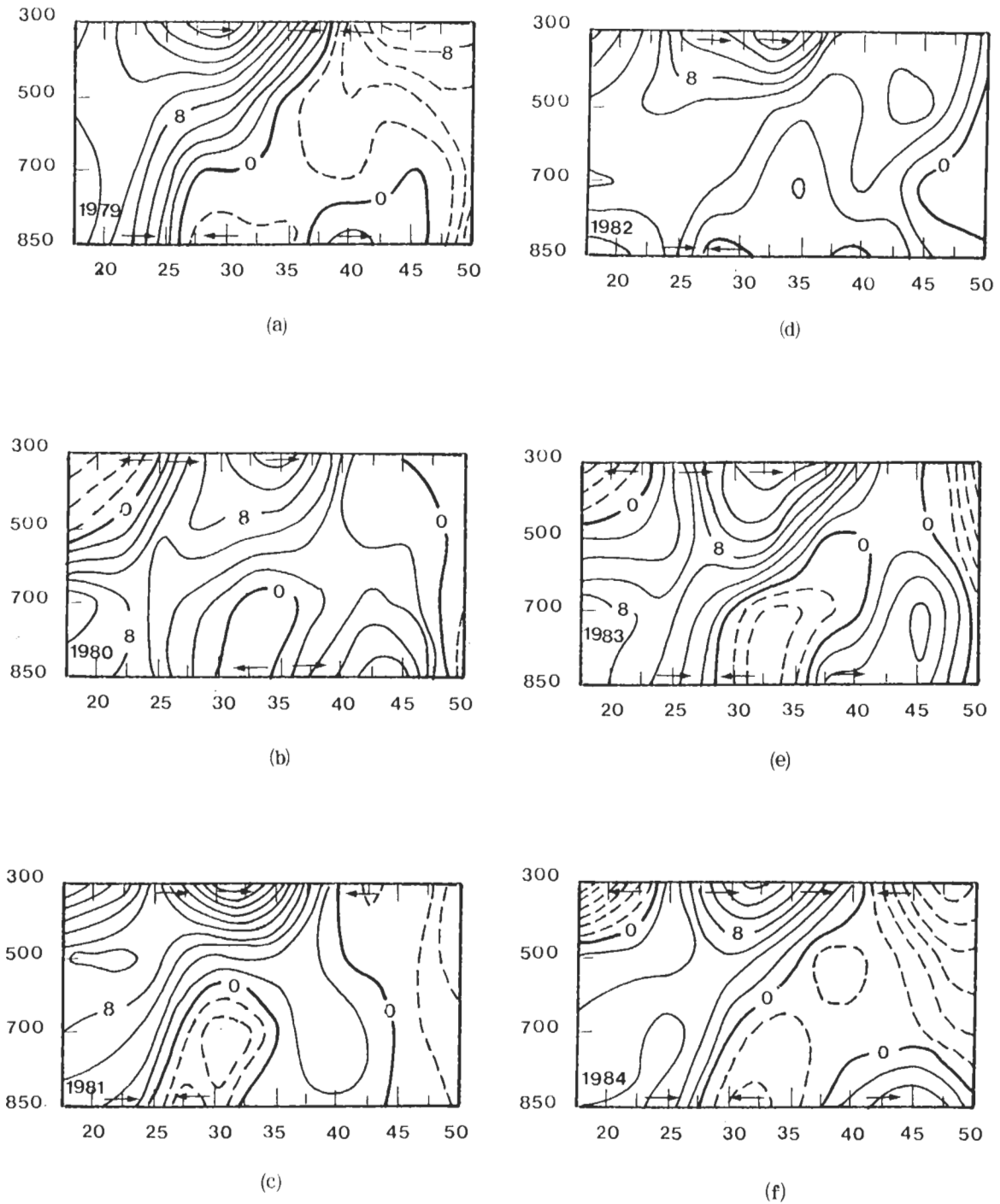
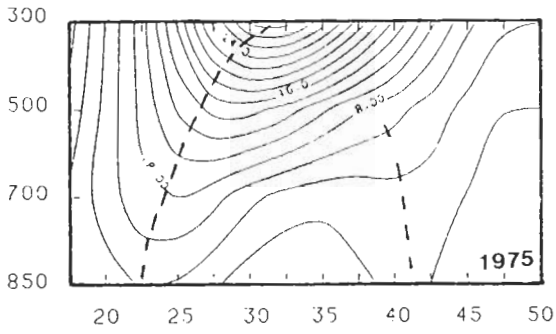
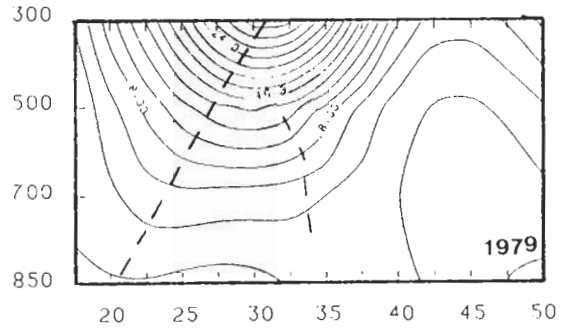


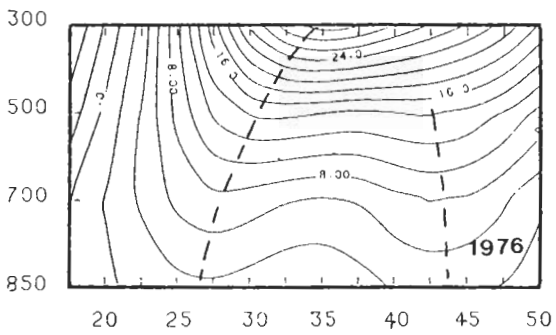
圖7 (a) 1979年, (b) 1980年, (c) 1981年, (d) 1982年, (e) 1983年, 與(f) 1984年台灣梅雨期(5月15日~6月15日)經向輻散風分量( $V_x$ )在 $17.5 \sim 67.5^\circ \text{N}$ 間沿 $120^\circ \text{E}$ 之經向剖面( $y, p$ )分佈, 以每 $0.2 \text{ ms}^{-1}$ 分析。粗實線為南(實)北(虛)風分界, 箭頭表風向。



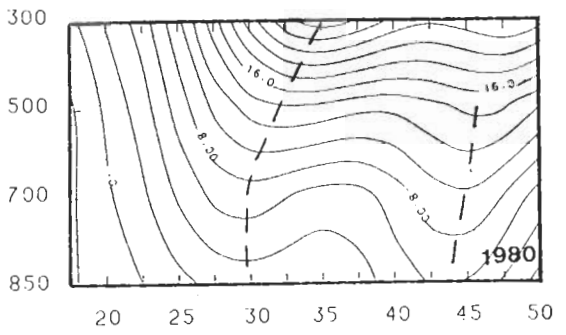
(a)



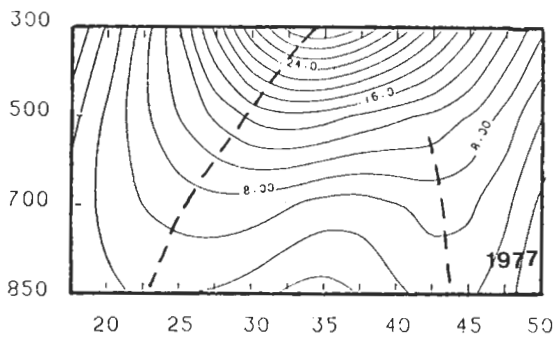
(e)



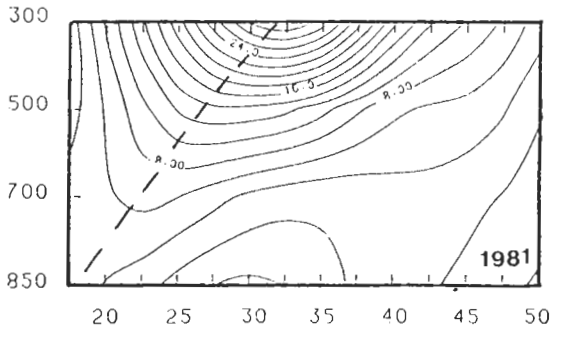
(b)



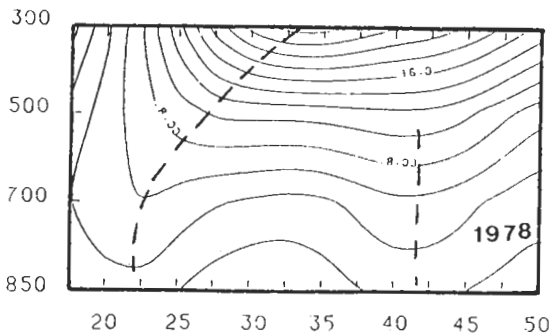
(f)



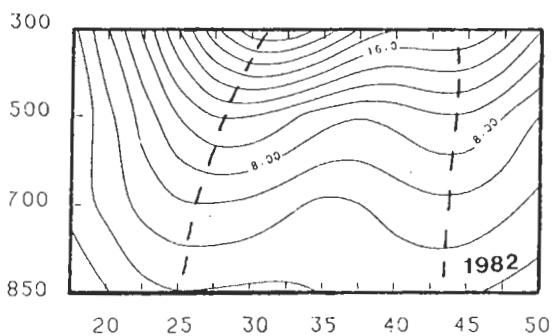
(c)



(g)



(d)



(h)

(續下頁)

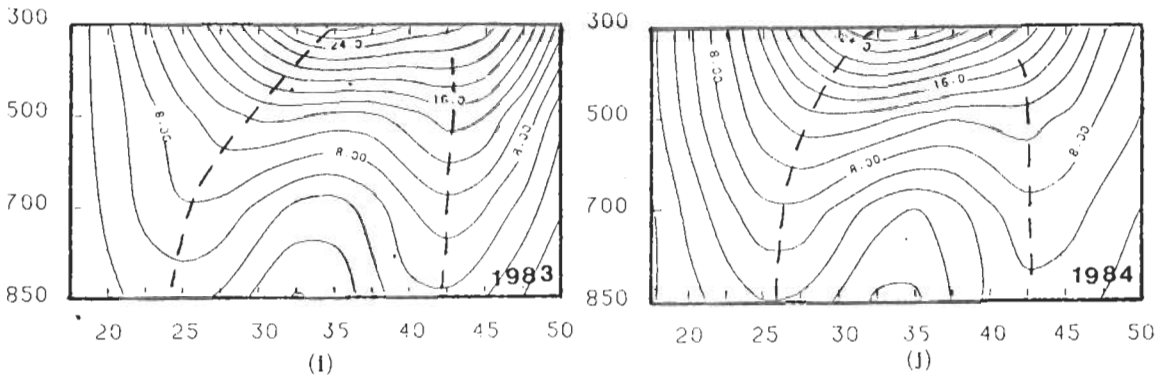


圖8 (a) 1975年, (b) 1976年, (c) 1977年, (d) 1978年, (e) 1979年, (f) 1980年, (g) 1981年, (h) 1982年, (i) 1983年, 與(j) 1984年台灣梅雨期(5月15日~6月15日)緯向旋轉風分量( $U\psi$ )在 $17.5 \sim 50^\circ \text{N}$ 間沿 $120^\circ \text{E}$ 之經向剖面( $y, p$ )分佈。以每 $2.0 \text{ ms}^{-1}$ 分析。虛線表強風軸。

向北遞減, 在高層則正值較大且在南北分佈相當均勻, 此表示高層正壓穩定度較低層為大, 此種現象與梅雨之顯著性似無關連。

## 六、討論與總結

由副熱帶( $25 \sim 35^\circ \text{N}$ )與中緯度( $35 \sim 45^\circ \text{N}$ )在 $60 \sim 180^\circ \text{E}$ 範圍中低對流層高度之年際變化顯示(圖2, 3), 副熱帶梅雨區( $100 \sim 130^\circ \text{E}$ )之高度較低時, 台灣梅雨明顯, 高度較高時反是, 而梅雨區高度變化顯然由太平洋高壓強度主宰。因此, 當太平洋高壓在梅雨區較強時, 梅雨鋒面不易發展或移入消散, 故高度值較高時梅雨不顯。反之, 當太平洋高壓在梅雨區較弱時, 梅雨鋒面較易發展或移入不易消散, 故高度值較低時梅雨活躍。而中緯度帶環流顯示, 太平洋區環流強弱與台灣梅雨活躍度有較強相關, 其強度變化與副熱帶太平洋高壓者同, 故中緯度變化亦可視為副熱帶太平洋高壓強度變化之結果。因此, 副熱帶太平洋高壓之強度與位置, 為決定台灣梅雨活躍度之先決條件。

東亞梅雨主槽( $125 \sim 130^\circ \text{E}$ )之強弱年際變化顯示(圖4), 副熱帶主槽強時梅雨顯著, 同

時沿 $30^\circ \text{N}$ 之梅雨區( $100 \sim 130^\circ \text{E}$ )西風噴流較強時(圖5), 梅雨較顯。顯然, 中緯度冷空氣之南侵, 以使梅雨鋒面能於梅雨區內維持, 實為決定梅雨活躍度之必要條件。此外, 沿 $120^\circ \text{E}$ 之緯流經向剖面分佈亦顯示(圖8), 副熱帶噴流南支較強且向下向南伸至較低緯度時, 梅雨較活躍, 此亦指示中緯度冷空氣在決定梅雨顯著性之重要性。

東亞梅雨區經向剖面之哈德里胞, 為梅雨季中低緯度交互作用之一個重要現象(陳, 1988; 陳與周, 1988; Chen and Jou, 1988)。圖6與圖7之沿 $30^\circ \text{N}$ 緯向剖面 $V_x$ 與沿 $120^\circ \text{E}$ 經向剖面 $V_x$ 分佈顯示, 梅雨區哈德里胞之強度與梅雨活躍度呈明顯正相關。如此, 梅雨顯著年中低緯度交互作用顯較不顯著年為大。梅雨顯著年, 有較強的冷空氣南侵以維持梅雨鋒面, 梅雨鋒面雲帶有較旺盛的對流活動使高層有較強的輻散外流, 故有較強的哈德里胞以影響中緯度環流。此外, 絕對渦度之經向剖面分佈, 顯示梅雨區之大氣為正壓穩定狀態, 且高層較低層為大, 顯示梅雨區之擾動若有發展, 正壓不穩定過程並不重要。

## 誌謝

感謝審查者提供卓見, 使本文得以改進, 並感

謝楊進賢先生協助繪圖，本文在國科會計畫 NSC 79-0202-M002-20 支持下完成。

## 參考文獻

- 曲克恭, 1981: 台灣梅雨之可預測度。異常氣候研討會論文彙編, 中央氣象局, 155 ~ 170。
- 吳明進, 1987: 台灣梅雨之年際變化(-)。台大大氣所研究報告 NTUATM- 1987-03, 41 頁。
- 吳明進與傅達闢, 1987: 台灣梅雨季降水之年際變化。大氣科學, 15, 1, 31 ~ 42。
- 紀水上, 1978: 台灣梅雨期平均環流之初步研究。大氣科學, 5, 2, 17 ~ 32。
- 徐明同與紀水上, 1974: 台灣梅雨之分析。氣象學報, 10, 4, 25 ~ 44。
- 馬汝安, 1987: 台灣地區梅雨期個案之主要分量分析。氣象預報與分析, 110, 13 ~ 20。
- 陳正改與廖志翔, 1981: 台灣地區空梅之環流特徵。氣象學報, 27, 2, 1 ~ 14。
- 陳泰然, 1981: 1975 年與 1977 年顯著梅雨系統之特徵。異常氣候研討會論文彙編, 中央氣象局, 111 ~ 130。
- 陳泰然, 1987: 台灣乾溼梅雨期之平均環流特徵。大氣科學, 15, 1, 17 ~ 30。
- 陳泰然, 1988: 東亞梅雨鋒面之綜觀氣候特徵研究。大氣科學, 16, 435 ~ 446。
- 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 ~ 332。
- 劉復誠, 1987: 台灣地區顯、空梅年之大氣環流特徵及長期預報研究。中央氣象局研究報告第 192 號, 54 頁。
- 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 circulation over East Asia during Taiwan's Mei-Yu season. *Proc. Natl.Sci. Council.*, 11, 6, 443-456.
- Chiang, S.H., 1987: Climatic fluctuations of Taiwan's Mei-Yu (Plum-Rain). *J. Eng. Environ.*, 8, 55-68.

**Interannual Variabilities of the Large-scale Cross-sectional  
Structure and the Related Activities of the Taiwan Mei-Yu**

George Tai-Jen Chen and Ben Jong-Dao Jou  
Department of Atmospheric Sciences  
National Taiwan University

(manuscript received August 19, 1989; in final form September 14, 1989)

**ABSTRACT**

NCAR grid point data were used to analyze the cross sectional structure of the large-scale circulations for the Taiwan Mei-Yu season (May 15-June 15) of 1975-1984. The interannual variations of the large-scale circulations and the Mei-Yu rainfalls were also investigated. Results showed that the prerequisite condition for the Mei-Yu activities was the intensity of subtropical Pacific high over the Mei-Yu area. It was also found that the intrusion of the midlatitude cold air was a necessary condition for having an active Mei-Yu season.

The local Hadley circulation was stronger over the East Asia for the more active Mei-Yu season. Thus, the more active interactions between the lower- and middle-latitude circulations will be expected. Finally, the atmosphere over Mei-Yu area was found to be barotropically stable. Should the disturbance develop, the barotropic process would not be important.

**Keywords:** Mei-Yu, Interannual variability, Large-scale circulation.