

東亞梅雨鋒面之綜觀氣候特徵研究

陳泰然

國立台灣大學大氣科學研究所

(中華民國七十七年十一月二十日收稿；十二月十五日定稿)

摘要

本文針對東亞梅雨鋒面進行觀測資料之診斷分析研究，利用1975~1984年5~7月綜觀天氣圖與NCAR網格點資料，以分析梅雨鋒面之綜觀氣候特徵與其成長之大氣平均環境，並探討梅雨系統與中緯度環流之交互作用。

梅雨鋒面之綜觀氣候分析結果顯示，鋒生頻率隨季節減少，生命期在6月上半月之後亦隨季節變短，鋒生區則隨季節向西北偏移，鋒面出現頻率東西向最大主軸亦隨季節北移。台灣與長江流域梅雨期鋒面頻率最大區所在位置，顯然與低緯度大尺度環流息息相關。梅雨鋒與極鋒之成長環境大異其趣，前者在微弱地轉變形場且幾無緯向溫度梯度之環境形成與演變，平均南來地轉風使鋒面平均向北退移；後者在最強緯向溫度梯度區之斜壓大氣裡形成與演變，平均北來地轉風使其快速向東且向南移動。

此外，發現梅雨鋒南側對流之高層輻散外流強盛，此局部哈德里胞高層之南來輻散氣流之向東柯氏加速，似為梅雨期東亞中緯度高層噴流加強與維持之一可能機制。

關鍵詞：鋒生頻率、鋒面頻率、梅雨季、梅雨鋒環境、中低緯度交互作用。

一、前言

氣候資料顯示台灣地區於初夏（五月中旬至六月中旬之間）存在有一相當明顯之降水量最大值，此最大值由北部地區之次高峰往南轉變為中南部地區之主高峰（陳和吳，1978），此期之降水現象是為台灣之梅雨。此期間之降水性質一般皆屬連續性，間或夾帶雷陣雨或豪雨，導致暴洪。過去國內有關梅雨之研究，已對綜觀尺度系統及梅雨槽之綜觀（天氣）與動力結構增加許多了解，亦對梅雨期

中尺度系統導致豪雨之重要性增加很多認識（陳，1988）。對梅雨期中尺度現象重要性之認識，透過1987年5—6月TAMEX實驗計畫密集觀測之後續研究，將可對中尺度對流系統有較確切的描述，並可對其形成之中尺度激發機制及其發展之環境條件有進一步的了解。

Chen and Tsay (1978) 分析1975年6月一個梅雨鋒面系統之結構特徵，發現鋒面及鄰近低層具有大尺度強烈氣旋式渦度、水平輻合、上升運動及豐富水氣。陳與蔡（1978）對此個案之中

尺度分析，發現在梅雨鋒上有中尺度系統生成，大約 200~300 公里，鋒生速率為 $1.5 \sim 2.0 \text{ }^\circ\text{C} (100 \text{ km})^{-1} (3 \text{ h})^{-1}$ 。Chen and Chang (1980) 對梅雨鋒面系統東段（日本地區）及西段（華南地區）之結構與動力研究發現，西段性質較似熱帶系統，較淺、溫度梯度較弱、暖心且無垂直傾斜現象。東段則較似中緯度斜壓系統，具較強之溫度梯度、冷心系統垂直傾斜於整個對流層。他們並發現，低對流層正渦度之減弱，於東段主要導因於積雲對流向上傳送，西段主要導因於陸地與山脈之較大摩擦以及次網格系統之非線性交互作用。觀測分析研究 (Chen and Chang, 1980; Tsay and Chen, 1980) 及數值模擬 (Kuo and Anthes, 1982; Chou, 1986) 均顯示，潛熱釋放為維持梅雨鋒面環流之重要機制。梅雨鋒面對於對流之影響，不僅在提供有利對流發展之環境條件，亦提供中尺度強迫機制激發對流之環境。陳與紀 (1978) 發現，梅雨鋒面南側大氣通常均為對流性不穩，而 Chen (1979) 則發現在梅雨雲帶內之積雨雲對流水氣來源，中尺度輻合比大尺度過程更為重要。

臺灣地區梅雨期內，平均約有 4~5 道鋒面系統影響臺灣地區並帶來降水 (陳與紀, 1978; 陳與蔡, 1980)。Chen and Chi (1980) 發現臺灣梅雨季中，發生於 40°N 以北之極鋒皆由 30°N 以北出海，鋒面不影響臺灣地區。而影響臺灣地區之鋒面均發生在 35°N 以南，是為梅雨鋒。梅雨鋒在華南、華東與鄰近區域形成之後，通常緩慢移動至 25°N 以南。

顯然，梅雨鋒面及其伴隨的對流降水不僅為重要的區域性天氣與氣候現象，其高層之輻散外流亦可能為中緯度環流改變之外在強迫機制。因此，了解梅雨鋒面之氣候特徵及高層外流與中緯度環流之關連，實為東亞梅雨研究之重要課題。本文之主要目的即在分析梅雨鋒面之生命史變化，研究鋒面之時空分佈特徵，並探討鋒面消長之大氣環境及中低緯度之交互作用。

二、資料與分析

本文鋒面定義與分析方式皆和 Chen and Jou 者相同 (1986)；即當每 12 小時分析一次的 850 mb 天氣圖內之鋒面系統，具有顯著的水平風向切變及相當的溫度梯度，且至少存在 24 小時以上，則以該系統第一次出現為鋒生，至最後一次出現之時間為其生命期。分析 1975 年至 1984 年 5 月—7 月間東亞 $20 \sim 46^\circ\text{N}$ ， $100 \sim 140^\circ\text{E}$ 範圍內每 $1^\circ \times 1^\circ$ 經緯度網格方塊內鋒生與鋒面頻率分佈之季節變化，並分析華南與台灣地區梅雨期 (5 月 15 日—6 月 15 日) 及長江流域梅雨期 (6 月 16 日—7 月 15 日) 之鋒面分佈特徵。1976 年 7 月及 1979 年 6 月因 850mb 天氣圖缺失，故未納入本文分析。為去除因主觀鋒面分析導致之小尺度空間分佈變化 (鋒面出現頻率與鋒生頻率)，而保留大尺度分佈形式，通常可用空間平均後分析等值線或由主觀分析等值線時均滑小尺度變化來達成。本文以後者為之，由分析結果顯現之大尺度分佈觀之，應屬合理。此外，除分析東亞梅雨鋒生命史之季節變化外，亦分析梅雨鋒影響 TAMEX 區域 ($21 \sim 26^\circ\text{N}$ ， $118 \sim 123^\circ\text{E}$) 時間長短之季節變化。

本文所用 NCAR 網格點資料與 Chen and Jou (1986) 者相同，在此不再贅述。除分析各層高度場、溫度場與速度位場在台灣梅雨季之平均分佈外，並分析沿 30°N 與沿 120°E 剖面之緯向旋轉風分量 (U_ϕ) 與經向輻散風分量 (V_χ)。

三、鋒面生命史

分析 1975—1984 年 5—7 月 (1976 年 7 月及 1979 年 6 月缺) 發生於 $20 \sim 46^\circ\text{N}$ ， $100 \sim 140^\circ\text{E}$ 範圍之 850mb 鋒面，發現生命史 ≥ 2 天，位於 35°N 以南或若為東北—西南走向需有一半以上時間位於 35°N 以南之梅雨鋒面系統，共計 99 個，其中 5 月最多 51 個，6 月減為 26 個，7 月僅 22 個。若以上半月出現個數來看季節變化，平均個數分佈如圖 1 所示。顯見由 5 月上半月出現最多為 2.7 個，降至 6 月下半月最少僅 1 個，7 月上下半月相同

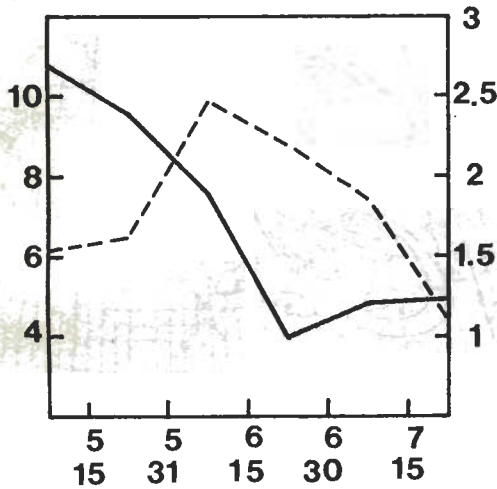


圖1 1975~1984年5~7月(1976年7月及1979年6月缺)生命史 ≥ 2 天之850mb梅雨鋒面,在5月1日~7月31日之間各半月之平均生命史(天,左,虛線)及平均系統個數(右,實線)。

僅1.2個。平均生命史(圖1)則由5月上半月之6.1天增至6月上半月9.8天,而後漸減為7月下半月之4.4天。

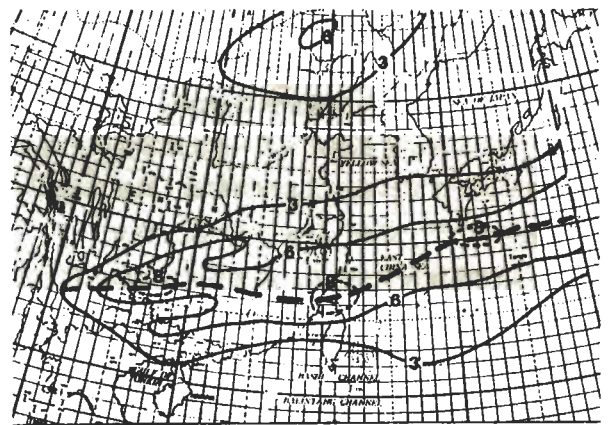
台灣梅雨期(5月15日~6月15日)有41個梅雨鋒面系統,平均每年4個,較Chen and Jou (1986)求得 ≥ 24 小時之系統平均為5個者略少。此期間平均生命史約為8天,此與Chen and Chi (1980)所分析1968—1977年5月15日~6月15日間地面梅雨鋒平均生命史8天相同。他們求得的台灣梅雨期前、中與後期生命史,分別為8、10與6天。長江梅雨期(6月16日~7月15日)平均鋒面生命史與台灣梅雨期同為8天,但每年平均僅有2.2個系統。

分析這些鋒面系統影響TAMEX區域(即進出 $21-26^{\circ}N$, $118-123^{\circ}E$ 範圍)之個數及平均時間,發現系統個數隨季節減少,但影響天數隨季節增長,即鋒面移速隨季節減緩。5月上半月與下

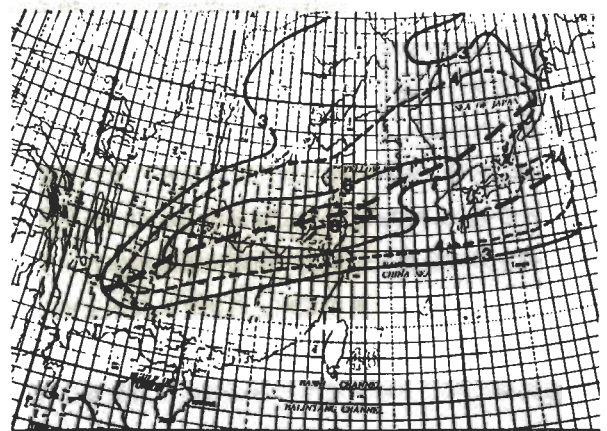
半月系統最多,均為17個,影響天數分別為2.2天與2.9天。6月上半月減為12個,影響天數增為4.3天。6月下半月僅有2個,7月則無。

四、梅雨季之鋒面分佈

台灣梅雨期(5月15日~6月15日)及長江流域梅雨期(6月16日~7月15日)之鋒面出現頻率



(a)



(b)

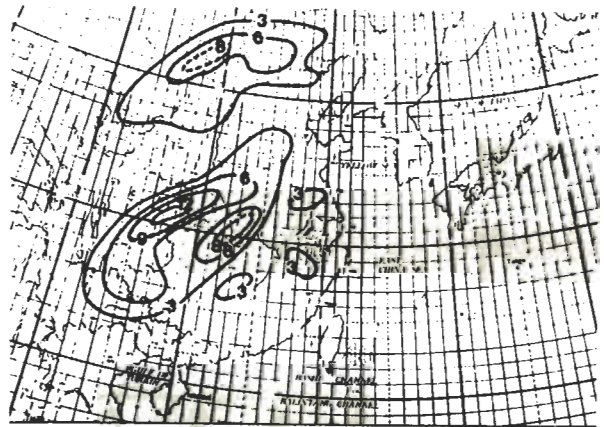
圖2 1975~1986年(a)5月15日~6月15日與(b)6月16日~7月15日850mb鋒面年平均出現頻率分佈。鋒面頻率以每12小時綜觀時間為準,以每 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 經緯度網格分析。

分佈，如圖2所示。顯見梅雨鋒最大頻率區呈東北—西南西走向，且隨季節北移。極鋒最大頻率區呈東北—西南走向，隨季節東移且頻率減少。台灣梅雨期之梅雨鋒面頻率最大區出現在九州南方海面、台灣北部海面與貴州等三個區域，主軸在 120°E 以東呈東北—西南西走向， 120°E 以西幾呈東—西走向。鋒面頻率梯度最大區出現在台灣及華南沿海一帶，此區南側即為梅雨鋒較難影響之南限。

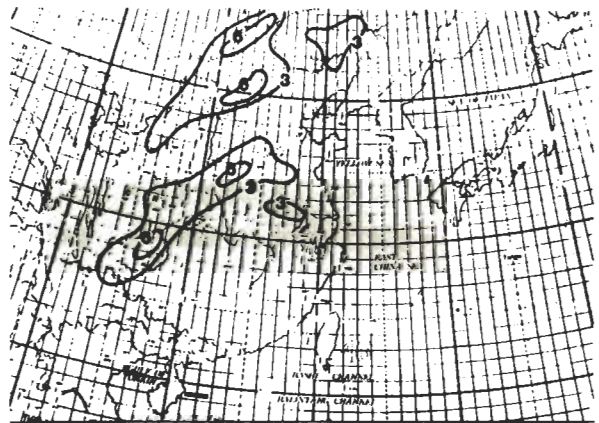
長江梅雨期之梅雨鋒面頻率最大區出現在長江口，主軸在 120°E 以東呈東北—西南走向，以西呈東北—西南西走向，較台灣梅雨期北移平均約600公里，由日本海向西南伸展經韓國南端、長江口、長江流域至雲貴地區。另一次大頻率主軸，由長江口向東北東伸展至日本南方海面。鋒面頻率梯度最大區北移至東海、日本南方海面及華南。

比較台灣梅雨期與長江流域梅雨期之鋒生頻率分佈(圖3)，顯見兩者之極鋒與梅雨鋒之鋒生區明顯可加以區分，且兩者鋒生頻率均以台灣梅雨期為大，唯台灣梅雨期與長江梅雨期鋒生頻率最大區地理位置之區別較不明顯。台灣梅雨期之梅雨鋒生頻率最大區發生在 30°N 以北之四川境內，主軸呈東北—西南走向，長江流域梅雨期之最大鋒生頻率則分別發生在 30°N 以南之雲南、貴州、四川境內及 30°N 以北之河南。台灣梅雨期之極鋒鋒生頻率最大區出現在蒙古南側，長江梅雨期則在蒙古東側。比較圖2a與3a之台灣梅雨期梅雨鋒面出現頻率與鋒生頻率分佈，由東北—西南走向之鋒生最大頻率主軸轉變為幾呈東西走向之鋒面最大頻率主軸，顯見鋒面東北段東移速度較西南段南移速度為快。極鋒鋒生後之東移，顯現於鋒面頻率相對於鋒生頻率最大區之東偏。比較圖2b與3b之長江流域梅雨期梅雨鋒面出現頻率與鋒生頻率分佈，再度顯示東北段東移速度較快，西南段南移或東南移速較緩。極鋒頻率分佈顯示，鋒生後亦似台灣梅雨期者之東移，但較台灣梅雨期者無區域性集中現象。

五、鋒面分佈之季節變化



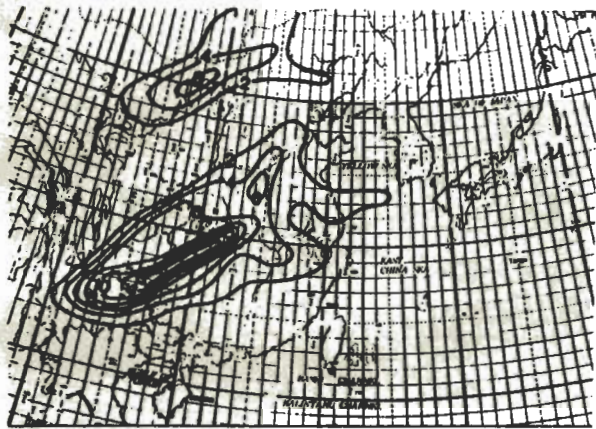
21 30 3 (a)



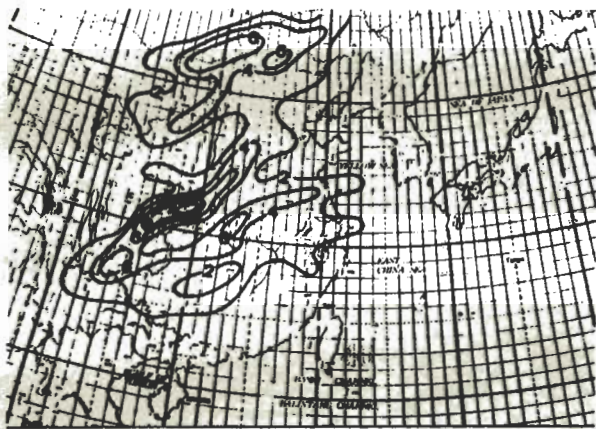
(b)

圖3 1975~1984年(a)5月15日~6月15日與(b)6月16日~7月15日850mb鋒生頻率分佈。以每 $1^{\circ}\text{X}1^{\circ}$ 經緯度網格分析。

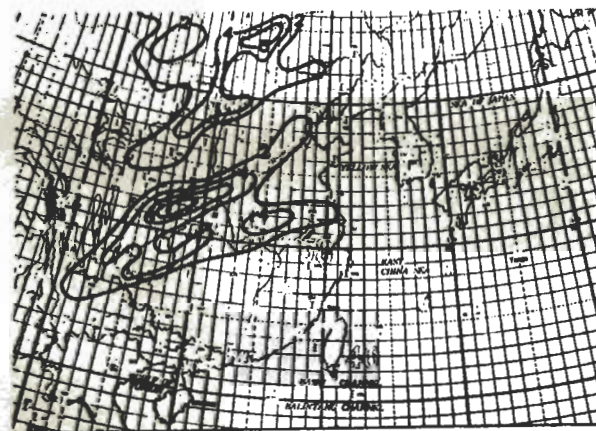
各月鋒生頻率分佈如圖4所示，顯見梅雨鋒與極鋒之鋒生位置在各月均可明顯區分，梅雨鋒生主要區域在 35°N 以南。一般而言，梅雨鋒生區隨季節向西北偏移，極鋒鋒生區則向東北偏移，反應太平洋高壓脊之增強西伸與冷氣團之北退。5月梅雨鋒生區最大值發生於 30°N 以南之湖南、貴州一帶，主軸呈東北—西南走向。6月主軸仍呈東北—西南走向，僅向西北偏移，最大鋒生區出現在 30°N 以北之湖北、四川一帶，頻率較5月為少。7月最



(a)



(b)



(c)

圖4 1975~1984年(a)5月、(b)6月、與(c)7月850mb鋒生頻率分佈。以每 1° X 1° 經緯度網格分析。

大主軸位置與6月相近，但頻率再減。極鋒鋒生頻率各月最大主軸亦呈東北—西南走向，5月最大頻率區在 40° N之河套一帶，6月北移至蒙古南側，7月則向東北移至察哈爾一帶。

每半月之鋒生頻率分佈(圖5)，除顯示最大鋒生區隨季節之北退外，更可顯示最大頻率區及主軸之詳細演變情況。5月上半月梅雨鋒生區最大頻率在 30° N以南之湖南、貴州一帶，主軸呈東北—西南走向，下半月最大頻率區向西北偏移至四川、雲南一帶，唯仍位於 30° N以南。6月上半月最大頻率區已移至 30° N以北之陝西、四川一帶，下半月之分佈較少組織性。7月上半月最大頻率區與6月上半月相近，位於 30° N以北，下半月亦少組織性。極鋒鋒生區最大值，5月上半月出現在 40° N之河套一帶，下半月稍向西移。6月上半月則向東北移至蒙古南側，下半月更向東北移至 45° N附近之熱河、察哈爾一帶。7月上半月則向西退至察哈爾境內，下半月再稍向西移。此種最大鋒生區北退現象與Tao and Chen (1987)所示季風起始日期隨季節北進者一致。

六、梅雨鋒之平均大氣環境

圖6為台灣梅雨期850mb與300mb之平均高度場與平均速度位分佈。由高度場分佈顯示，梅雨鋒生區(圖3a)位於850mb之微弱高度梯度區(圖6a)暨中高對流層東亞主槽以西之平均西北氣流範圍內(圖6b)。若就地轉風而言，該區即在850mb中緯度低壓槽與低緯度季風槽間微弱高壓帶與太平洋高壓脊間之微弱變形場內，鋒面形成後向東/東南移動。鋒面頻率最大主軸(圖2a)，則位於850mb盛行西南風內及中高對流層東亞主槽以南及其東西兩側。最大頻率主軸東段位於東亞主槽以東，顯示該區梅雨鋒面之上下偶合及其斜壓系統之特性，此點與Chen and Chang (1980)之個案結果一致。極鋒鋒生區位於850mb中緯度低壓槽內，鋒生後因鋒面位於中高對流層西北噴流

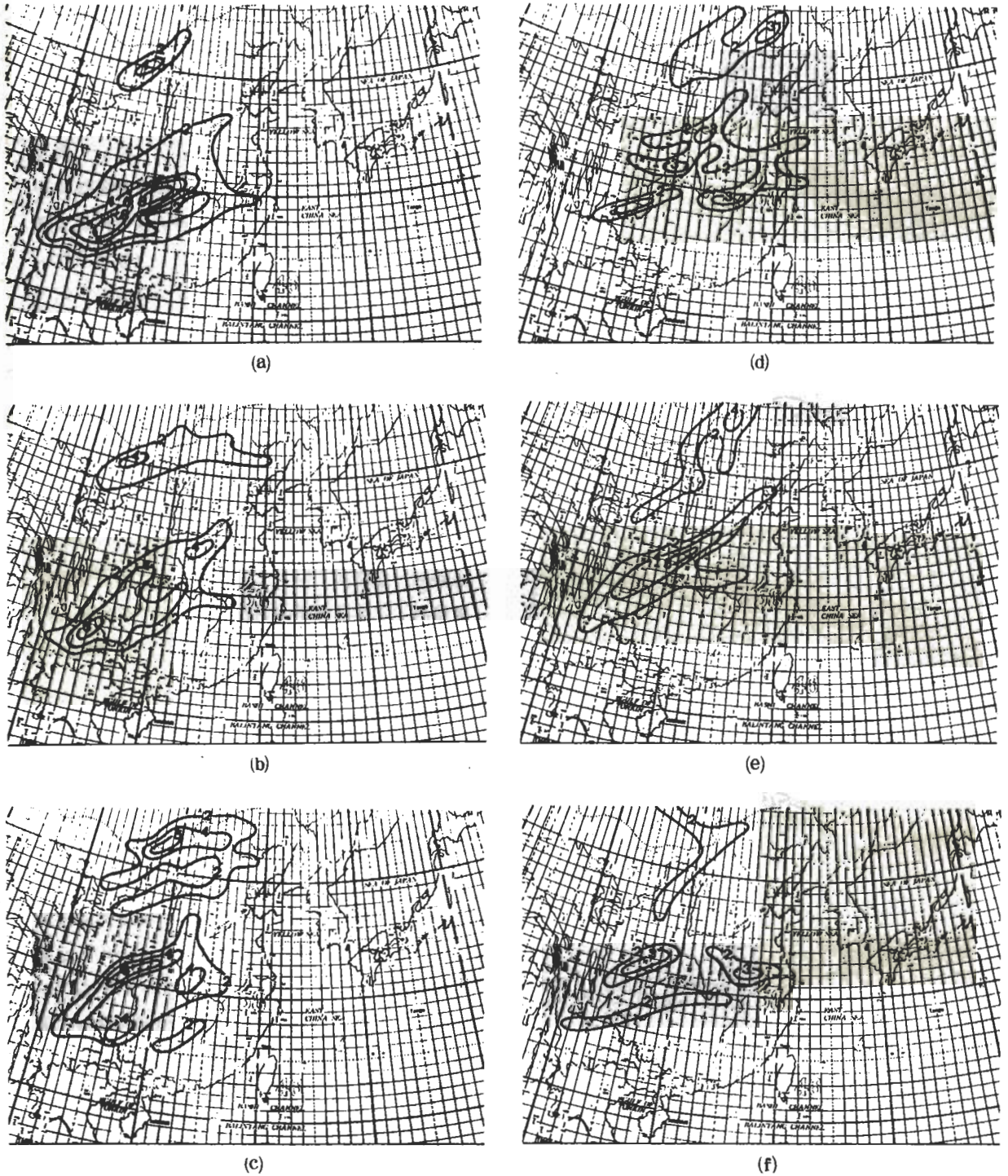


圖 5 1975~1984年(a)5月1日~15日, (b)5月16日~31日, (c)6月1日~15日, (d)6月16日~30日, (e)7月1日~15日, 與(f)7月16日~31日850mb鋒生頻率分佈。以每 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 經緯度網格分析。

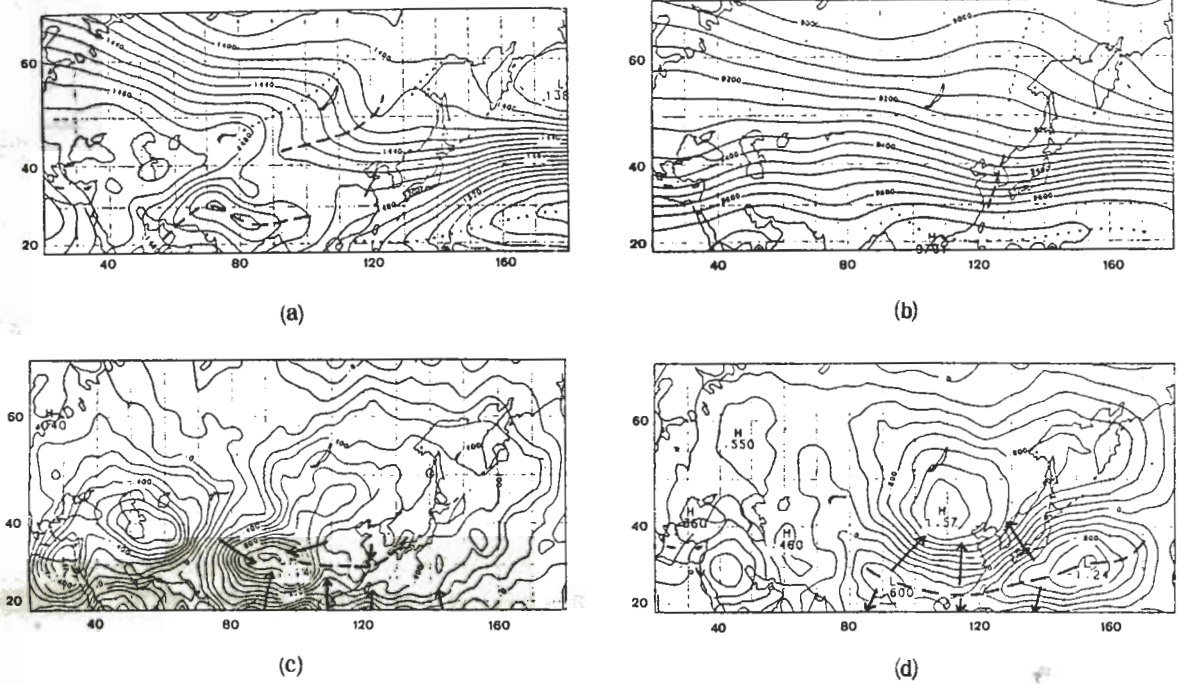


圖 6 1975~1984 年台灣梅雨期 (5 月 15 日~6 月 15 日) (a) 850mb (10 gpm) 與 (b) 300mb (50 gpm) 平均高度場與 (c) 850mb (虛線為合流軸; $0.1 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 與 (d) 300mb (虛線為分流軸; $0.2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 平均速度位, 箭頭為風場輻散分量方向。槽脊線分別以虛線與點線表示。

環境裡，為移動較快之瞬變擾動，故其鋒面頻率分佈不似梅雨鋒之集中。

速度位分佈顯示，850mb 合流軸 (圖 6c) 位於梅雨鋒面頻率最大主軸北側，且幾乎相互平行，此即表示在梅雨鋒面系統之生命史內，大部份時間位於南風輻散氣流裡。300mb 分流軸 (圖 6d) 則亦與梅雨鋒面頻率最大主軸平行，但位於其南側，顯示伴隨鋒面之主要深對流發生於鋒面南側之暖濕西南氣流內，其高層輻散外流之南風支流分量則進入中緯度之平均西風帶內 (圖 6b)。

為比較梅雨鋒與極鋒所在緯度帶之平均大氣環境異同，分析 35—45°N 與 20—30°N 之高度與溫度平均之緯向分佈 (20—180°E)，結果如圖 7 所示。中緯度東亞主槽位於 ~130°E，由 700mb 向上西傾，高度波動振幅向上增大，溫度波動振幅

則向上減小，極鋒在東低西高之高度場最大緯向高度梯度區與最大緯向溫度梯度區內形成與演變 (~110°E)。副熱帶季風低壓槽位於 ~85°E，700mb 以下稍向東傾，以上稍向西傾，梅雨鋒在西低東高之高度場最大緯向高度梯度區形成與演變，該區之緯向溫度梯度微弱。極鋒區高度場之西高東低高度梯度與梅雨鋒區之東高西低高度梯度，顯示平均地轉氣流與極鋒南移 / 梅雨鋒北移之密切關連。

七、中低緯度之交互作用

由圖 6 顯示梅雨對流區高層向中緯度之輻散外流似與中緯度盛行西風有密切關連，故分析沿 30°N 緯向垂直剖面 (XP) 之平均緯向旋轉風分量 ($U\phi$) 與平均經向輻散風分量 ($V\lambda$) 之分佈，結

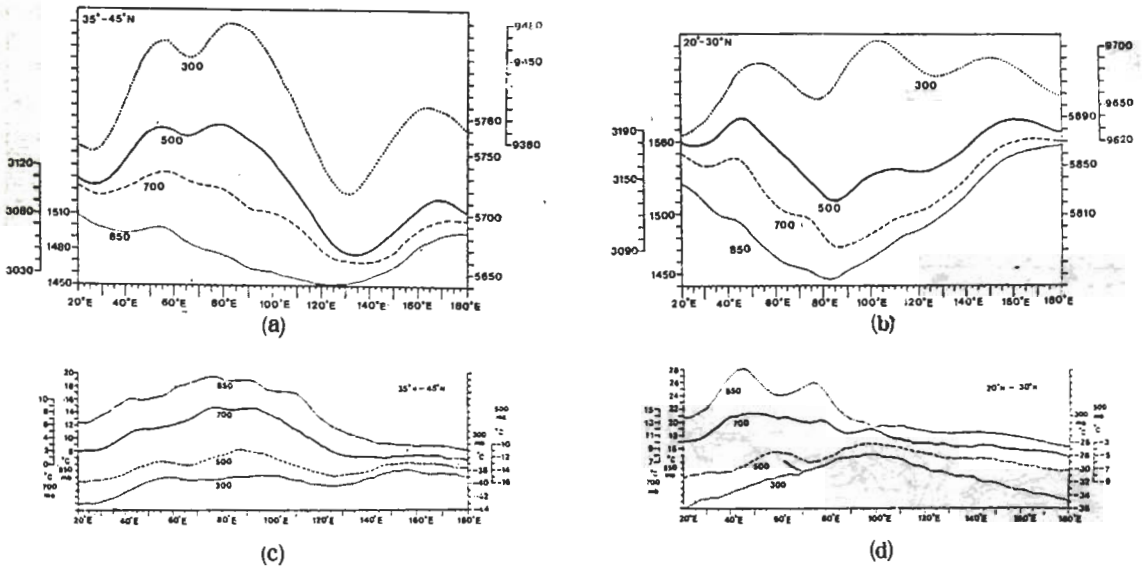


圖 7 1975~1984 年台灣梅雨期 (5 月 15 日~6 月 15 日) (a)35-45°N 與 (b)20-30°N 之平均緯向高度分佈與 (c)35-45°N 與 (d)20-30°N 之平均緯向溫度分佈。高度場 Y 軸左側為 850mb 與 700mb 高度 (gpm)，右側為 500mb 與 300mb 高度 (gpm)。溫度場 Y 軸左側為 850 mb 與 700mb 溫度 (°C)，右側為 500 mb 與 300mb 溫度 (°C)。

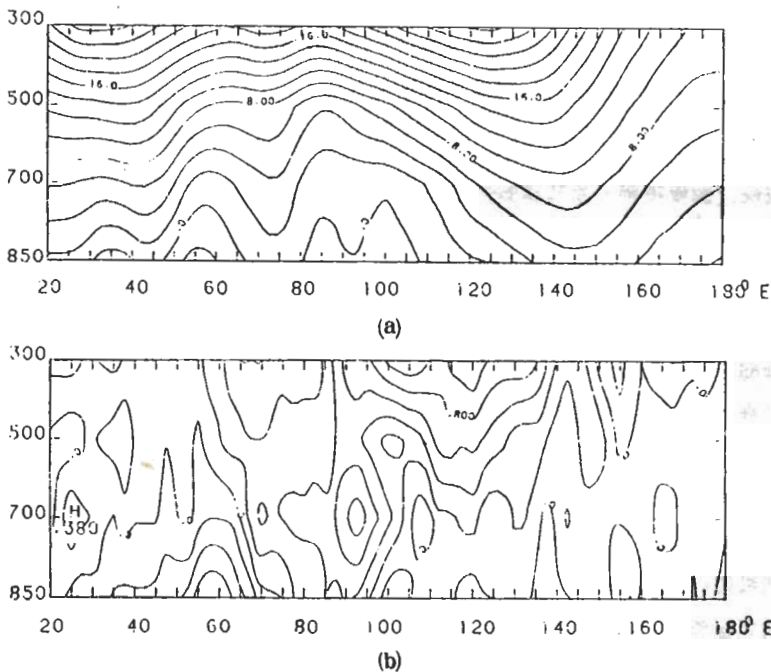


圖 8 1975~1984 年台灣梅雨期 (5 月 15 日~6 月 15 日)，(a)平均緯向旋轉風分量 ($U\psi$) 及 (b)平均經向輻散風分量 ($V\chi$) 沿 30°N 之 (x, p) 剖面分佈。單位為 $m s^{-1}$ ， $U\psi$ 以 $2.0 m s^{-1}$ ， $V\chi$ 以 $0.2 m s^{-1}$ 分析。

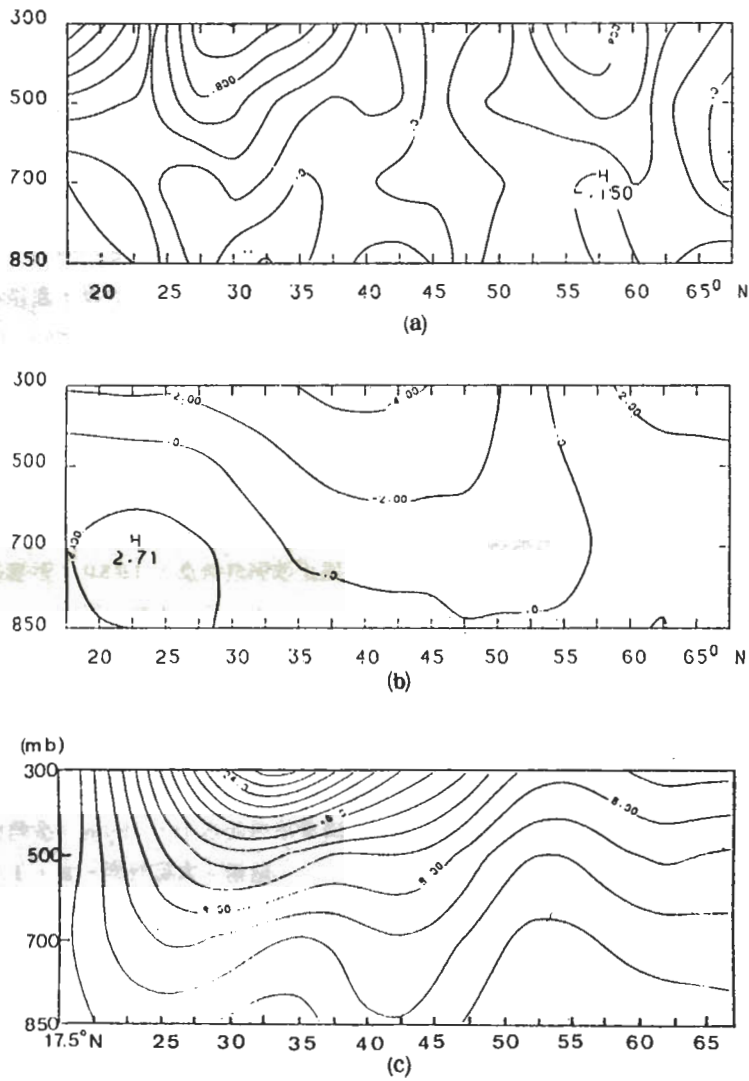


圖 9 1975~1984 年台灣梅雨期 (5 月 15 日~6 月 15 日) 平均 (a) 經向輻散風分量 (V_x , 以 0.2ms^{-1} 分析), (b) 經向旋轉風分量 (V_ϕ , 以 2.0ms^{-1} 分析) 與 (c) 緯向旋轉風分量 (U_ϕ , 以 2.0ms^{-1} 分析) 在 $17.5-67.5^\circ \text{N}$ 間沿 120°E 之經向剖面分佈。

果如圖 8 所示。X 方向動量方程之時間平均，若去除數量級較小項，可得 $U\phi \frac{\partial U\phi}{\partial X} \approx fVx$ 。圖 8b 之南風輻散氣流在東亞區高對流層達最強 ($\sim 120^\circ \text{E}$)，該區亦為中緯最強西風帶所在 (圖 8a)。最強南風輻散氣流以東之西風旋轉風向下游加速之

分佈，顯示梅雨對流區之高層外流為中緯西風加強之一可能機制。

為進一步探討此種中低緯度交互作用，分析 120°E 經向剖面 (YP) 之平均經向輻散風分量 (V_x)、平均經向旋轉風分量 (V_ϕ) 與平均緯向旋轉風分量 (U_ϕ)，結果如圖 9 所示。顯見高對流層

最強南風輻散氣流 ($\sim 30^\circ\text{N}$) 位於反向旋轉風氣流裡，此點與圖 6b 所示該區位於東亞主槽以西者一致。高對流層最強南風輻散氣流與該區出現最強西風之分佈 (圖 9c)，再度顯示梅雨區之區域性哈德里胞高層向北輻散氣流在維持中緯度強烈西風之重要角色。

八、結論

本文分析 1975~1984 年 5—7 月東亞地區 ($20-46^\circ\text{N}$, $100-140^\circ\text{E}$) 850mb 鋒面之綜觀氣候特徵與鋒面之平均大氣環境，並探討梅雨系統與中緯度環流之交互作用，結果可摘述如下：

- (1) 梅雨鋒生頻率隨季節減少，生命期則由 5 月上半月之 6.1 天增至 6 月上半月 9.8 天最大值，而後減至 7 月下半月之 4.4 天。台灣梅雨期平均每年有 4 個 (850mb) 鋒面系統，平均生命期為 8 天。TAMEX 區內，梅雨鋒面 5 月後隨季節減少，但個別鋒面影響天數則增加。
- (2) 梅雨鋒生區隨季節向西北偏移，最大鋒生區 5 月在 30°N 以南，6 月上半月之後即移至 30°N 以北。台灣梅雨期 (5 月 15 日—6 月 15 日) 較長江流域梅雨期 (6 月 16 日—7 月 15 日) 鋒生頻率為高，且最大頻率區較有組織 (即較具地理上之有利性)。
- (3) 梅雨鋒面出現頻率最大主軸呈東北東—西南西走向，且隨季節北移。台灣梅雨期主軸經九州南方海面、台灣北部海面與貴州，長江流域梅雨期已北移至韓國南端、長江口、長江流域與雲貴地區。
- (4) 極鋒成長於中緯度斜壓大氣環境裡，除在強烈西風帶內向東快速移動之特性外，亦在平均地轉北風裡向南移動。梅雨鋒則生成於微弱之變形場，並成長於幾無緯向溫度梯度之環境裡，個別鋒面緩慢南/東南移動，平均而言則因在地轉南風環境裡而隨季節北退。
- (5) 梅雨季東亞局部哈德里胞之高層南風輻散氣流
 • 源自梅雨鋒面南側對流之高層外流。此南風

輻散氣流之向東柯氏加速，似為梅雨季東亞西風噴流增強及維持之一可能機制。

致謝

感謝周仲島教授參與討論，李瑞麟先生與宋宗信先生之資料分析與計算，謝維權先生之繪圖。本文在國科會專案計畫 NSC78-0202-M002-11 支援下完成。

參考文獻

- 陳正改與蔡清彥，1980：影響臺灣北部地區之梅雨系統。*大氣科學*，7，49-58
- 陳泰然，1988：台灣梅雨研究的回顧。*科學發展月刊*，16，2，239-266。
- 陳泰然與吳清吉，1978：台灣五大城市之氣候特性分析。*大氣科學*，5，2，1-16。
- 陳泰然與紀水上，1978：臺灣梅雨鋒面之中幅度結構。*大氣科學*，5，1，35-47。
- 陳泰然與蔡清彥，1978：臺灣地區梅雨個案之中幅度系統、觀測誤差與平衡 ω 值之分析。臺大大氣科學系研究報告 Mei-Yu-002，44 頁。
- Chen, G.T.J. 1979: On the moisture budget to a Mei-Yu system in southeastern Asia. *Proc. Natl. Sci. Council.*, 3, 1, 24-32.
- Chen, G.T.J., and C.P. Chang, 1980: The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over southeastern China and Japan. *Mon. Wea. Rev.* 108, 942-953.
- Chen, G.T.J., and S.S. Chi, 1980: On the frequency and speed of Mei-Yu front over southern China and the adjacent areas. *Papers Meteor. Res.*, 3, 1 & 2, 31-42.
- Chen, G.T.J., and B.J.D. Jou, 1986: Interannual variations of large-scale circulations over East Asia during the Taiwan Mei-Yu season. Dept. Atmos. Sci., Natl. Taiwan Univ., Sci. Rep. NTUATM-1986-05, 213 pp.
- Chen, G.T.J., and C.Y. Tsay, 1978: A synoptic case study

- of Mei-Yu near Taiwan. *Papers Meteor. Res.*, 1, 25-36.
- Chou, L.C.**, 1986: A numerical simulation of the Mei-Yu front and the associated low-level jet. Ph.D. Thesis, Naval Postgraduate School, 160pp.
- Kuo, Y.H.**, and **R.A. Anthes**, 1982: Numerical simulation of a Mei-Yu system over southeastern Asia. *Papers Meteor. Res.*, 5, 15-36.
- Tao, S.**, and **L. Chen**, 1987: A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Monsoon Meteorology*, Edited by C.P. Chang and T.N. Krishnamurti, Oxford University Press, 60-92.
- Tsay, C.Y.**, and **G.T.J. Chen**, 1980: Dynamic processes for vertical motion in a Mei-Yu system. *Papers Meteor. Res.*, 3, 67-77.

ON THE SYNOPTIC-CLIMATOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE
EAST ASIAN MEI-YU FRONT

George Tai-Jen Chen

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University
Taipei, ROC, 10772

(manuscript received November 20, 1988; in final form December 15, 1988)

ABSTRACT

A diagnostic study of Mei-Yu frontal system and large-scale circulation during the East Asian Mei-Yu season was carried out. Synoptic charts and NCAR grid-point data in May–July 1975–1984 were used to analyze the synoptic-climatological feature and the mean atmospheric environment of the Mei-Yu front. The interaction between the Mei-Yu system and the midlatitude circulations was also studied.

Results of the frontal study showed that the frontogenesis frequency decreased as season proceeded and the life time of front decreased after mid-June. The area of maximum frontogenesis as well as the axis of maximum frontal frequency shifted northward with time. Locations of the maximum frontal frequency in Mei-Yu season over Taiwan and over the Yangtze River Basin were primarily controlled by the large-scale circulations in the low latitudes.

The mean atmospheric environment was quite different for the Mei-Yu front from that of the polar front. The Mei-Yu front formed and evolved in a weak geostrophic deformation field where the zonal temperature gradient was a minimum. The polar front, on the other hand, formed and evolved in a strong baroclinic atmosphere where the zonal temperature gradient was a maximum. The Mei-Yu front retrograded northward under the mean geostrophic southerlies, whereas the polar front moved southward due to the mean geostrophic northerlies.

Finally, the upper-level divergent outflows due to the deep convections to the south of the Mei-Yu front were strong. The southerly branch of this local Hadley cell in the upper troposphere appeared to be a possible mechanism for strengthening and maintaining the East Asian jet due to eastward Coriolis acceleration of this southerly divergent wind.

Key words: frontogenesis frequency, frontal frequency, Mei-Yu season, Mei-Yu frontal environment, low-latitude and mid-latitude interaction.