

梅雨季長期預報之作業化探討

陳 泰 然

國立台灣大學大氣科學研究所

一、前 言

在天氣預報的理論與實作之間，包含了基礎、應用、技術發展與作業化等不同階段的研究工作，如何將研究成果應用於日常預報作業上，為氣象作業單位最關心的課題。天氣預報的性質，依預報期限及主宰天氣變化的環流系統時空尺度，可劃分成三大範疇，即：

- (1) 短期及即時預報(0~24小時)或中尺度預報：此項預報最重要的對象為局部性或區域性較為劇烈且變化較快的天氣現象。此項預報的質與量的改進，為美國國家氣象局(National Weather Service, NWS)1990年代現代化的主要目標，亦為中央氣象局氣象測報作業現代化的重點之一，其所牽涉到科學知識、技術(觀測、通訊、顯示、分析、診斷、整合....)與預報人員緊密結合之必要性，可說是國際氣象界未來10年的最大挑戰。
- (2) 逐日天氣預報：現今作業的數值模式(中、美、日、歐....)對主宰逐日天氣變化的綜觀尺度環流系統，在中緯度地區冬季的預報，逐日預報能力(以距平相關得分為依據)約為一星期(例如：Saha and Van Den Dool, 1988)。目前一般所用的距平相關得分(anomaly correlation score, AC)，係採用 Miyakoda et al.(1972)之定義，當AC大於0.50~0.60時的預報圖，在綜觀天氣分析預報上被認為具有預報價值(例如：Hollingsworth et al., 1980)，亦即此時預報圖與觀測圖之間存有相當顯著的對應環流型式。最近美國氣象學會所發佈的現階段天氣預報技術/能力評估(BAMS, 1991)，對於北半球、中高緯度、陸地上的逐日預報能力，3~5天之溫度與降水預報為：溫度第

3天佳，第5天尚可；降水與否第3天尚可，第5天僅具些微能力。第6天與第7天逐日最高溫仍有中度能力，6~10天之平均溫度與平均降水有些技術。

- (3) 長期預報：理論上的逐日天氣可預報度(predictability)，在完美的數值模式裡約為兩星期(Lorenz, 1982; Dalcher and Kalnay, 1987)，如上所述目前作業模式預報能力約為一星期，對於較此預報時段為長的模式預報結果，其平均值預報相對於持續法(persistence)預報而言仍有預報能力。例如：Tracton et al.(1989)利用NMC中期預報(Medium Range Forecast, MRF)模式所做的108組30天逐日預報結果(1986, 12, 14~1987, 3, 31)，以探討動力展期預報(Dynamical Extended Range Forecast, DERF)能力(以距平相關得分為準)，發現幾乎所有個案之1~30天平均之模式得分均較持續法預報為高，由所分析的10天重疊平均(1~10天，6~15天，11~20天，16~25天，21~30天)發現，30天平均預報能力主要係由前半段的預報而來，亦即1~30天平均之預報能力主要集中在前半時段。其對時間平均之預報分析，並發現以前7天或8天之平均即足以代表30天之平均，亦即若欲做月預報僅需積分1星期求其平均即可。美國氣象學會對於現階段月、季預報能力之評估(BAMS, 1991)，認為平均溫度與平均降水存在些微能力(溫度較降水稍好)，但無逐日預報能力。

長期預報的經濟價值自不待言，但具有預報能力(與氣候值或持續值比較)之預報方法有待開發，在公開文獻或研究報告的長期預報方法可概括地歸納為三大類別，(1)氣候資料統計法，(2)物理關連法(例如：海氣交互作用、中低緯交互作用、

中緯交互作用、南北半球交互作用、ENSO、阻塞..)，(3) 動力模式法。本文目的為探討台灣梅雨季長期預報之作業化問題，試圖由物理關連法之觀點著手，分析梅雨季不同長短時段降水（或對流）現象與大尺度平均環流之關連，並探討如何利用數值預報結果之平均與衛星雲圖之平均以進行實作的展期或長期預報。

二、氣候變化之機制

溫度與降水量之氣候資料具有顯著之逐年、10年、及世紀之變化，雖然這些氣候變化較之冰河期之氣候變遷來得小，但對於社會、經濟、農業卻有重大影響，例如：1972年全球很多地區均有氣候上之大災難發生。印度農業收成比正常減少60%，西非因季風雨未來而成乾旱，撒哈拉沙漠向南擴張，中國大陸因乾旱導致饑荒，蘇俄小麥欠收，中美洲農作物欠收，牲畜餓死。台灣地區1975年與1977年梅雨異常豐富，導致第一期稻作欠收，1980年梅雨缺乏導致異常乾旱。

目前我們對於導致氣候趨勢與氣候變化之原因與機制(mechanism)之了解仍然不足，甚至仍然不清楚它們是由大氣—海洋系統內部改變或由外在因子改變（例如，太陽輻射）而來。而人類活動產生額外二氧化碳、懸浮膠體與廢熱對於氣候之可能改變也使問題變得更為複雜。過去很多研究企圖在氣候資料內尋求循環(cycle)、正常形式或相關，以求取預報法則。一般認為要有預報價值則資料必須包含明確的趨勢，對於趨勢之原因已有充份了解且該趨勢在預報期限內不會有改變之勢，或資料內有好幾個正常循環且在統計上具有明確定義之週期性，或資料內之變化已證實為由已知之週期性強迫作用所控制。

現今我們對於大氣變化之週期性部份已知的有日夜變化、季節變化與準兩年變化(Quasi-Biennial Oscillation, QBO)。對於其他氣候變化我們可有兩個觀點，一則認為大氣可能具有其他長期大尺度週期性震盪，但其特性及原因尚未了解，一則認為氣候變化為海洋及／或冰凍界(cryosphere)內物理過程反饋(feedback)（例如：Goody, 1980)或與大氣環流交互作用之結果。海洋與大氣之交互作用發生在所有的時間與空間尺度：微尺度(microscale)

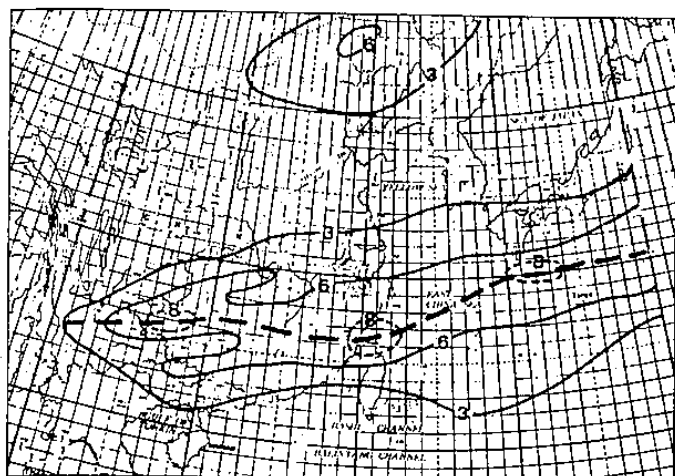
交互作用發生於海洋與大氣之邊界層；綜觀尺度(synoptic-scale)則伴隨氣旋、反氣旋系統；季節及年之尺度則伴隨全球性效應，常稱為遙聯或遙相關(teleconnection)；以及長期氣候尺度，由數年至冰河期及地質年代。

三、梅雨季之環流特徵

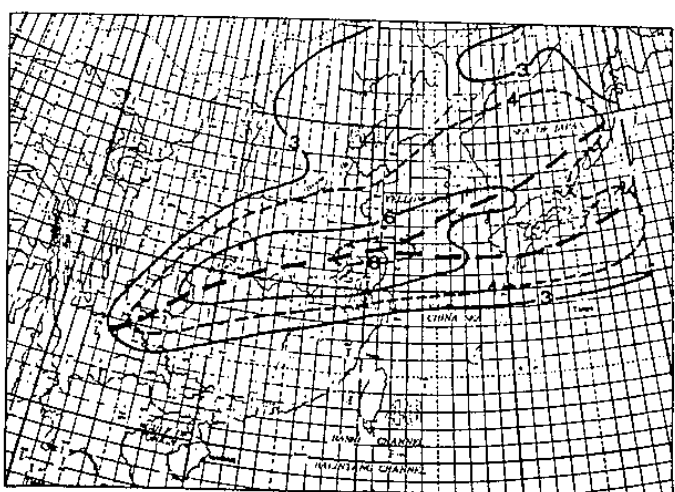
(一) 季節演變

陳與周(1987)以及陳(1988)的台灣梅雨之綜觀氣候分析結果，對於梅雨鋒生命期、鋒生頻率及鋒生區之季節演變特徵均有詳細的討論。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天之最大值，而後減至6月下半月之4.4天。台灣梅雨期平均每年有4個(850 hPa)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，但各別鋒面影響天數則增加。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）。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。台灣梅雨期之鋒面出現頻率最大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（圖1）。台灣梅雨期與長江梅雨期之梅雨鋒面出現頻率均有顯著年際變化，雖兩者多寡無甚關連，但最大頻率區出現位置及其與平均值之差異顯然與低緯度大尺度環流息息相關。

陳與周(1988)對1981~1985年5~6月東亞梅雨環流特徵分析，發現由5月至6月之環流演變最顯著者，為華南與南海北部低對流層西南氣流來源，由太平洋高壓環流主宰轉變為由孟加拉灣季風低壓環流主宰。200 hPa季風高壓中心，則由中南半島向西北偏移至孟加拉灣。對流最活躍區由蘇門答臘向西北偏移至孟加拉灣。850 hPa合流中心，則由婆羅洲向東北偏移至菲律賓。5~6月間每半月平均之環流，亦有顯著演變。1000 hPa太平洋高壓脊之移動，90°E以東由5月上半月至6月上半月為南移，6月上半月至下半月則在90~130°E間繼續南



(a)



(b)

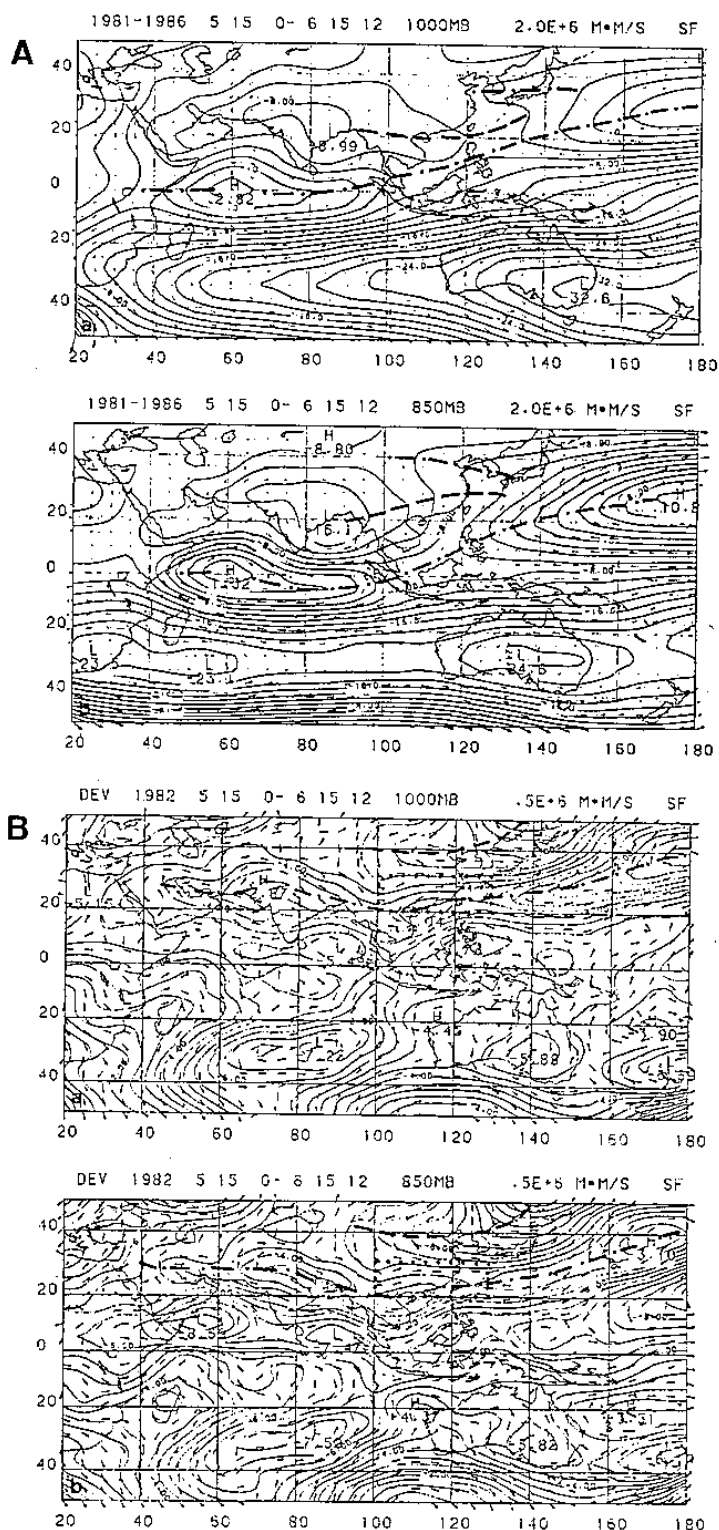
圖 1 1975~1986年 (a) 5月15日~6月15日與 (b) 6月16日~7月15日 850 hPa 鋒面年平均出現頻率分佈。鋒面頻率以每12小時綜觀時間為準，以每1°×1°經緯度網格分析。

移，但130°E以東則北移。850 hPa 太平洋高壓脊移動與1000 hPa相似，但為120°E以東由5月上半月至6月上半月向南偏移，而6月上半月至下半月向北偏移。5月上半月至6月下半月間，200 hPa 高壓中心由中南半島向西北移至孟加拉灣，高壓脊伴隨北移。此段期間，對流中心一由麻六甲海峽移至孟加拉灣，另一由新幾內亞移至菲律賓東方海面。台灣梅雨季之低對流層華南及鄰近區域西南氣流來源約以120°E為界，以西源自孟加拉灣，以東源自太平洋高壓環流。對流最活躍區位於孟加拉灣，主軸向東伸展約與200 hPa 分流軸一致。

(二) 台灣梅雨之年際變化

陳與周 (1988) 分析 20~30°N, 100~130°E,

即台灣梅雨季地面與850 hPa 梅雨鋒出現範圍，鋒面雲帶深對流活躍度之年際變化，發現梅雨活躍年與不活躍年之最主要差異，在於低對流層氣流之源地及強度。活躍年之梅雨區低對流層為源自孟加拉灣之較強西南風，不活躍年則為太平洋高壓環流主宰之較弱氣流。圖2為梅雨季低對流層平均氣流及活躍年(1982)與不活躍年(1984)偏差氣流。Chen



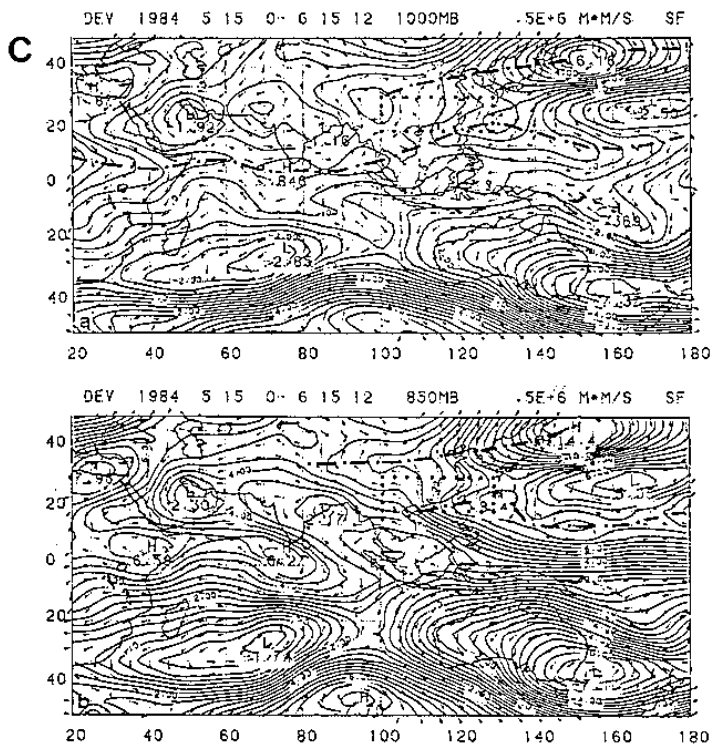


圖 2 1981~1986年5月15日~6月15日(梅雨季) 1000與850 hPa 之(a) 平均氣流函數($10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), (b) 1982年梅雨季之氣流函數偏差量, 與(c) 1984年梅雨季之氣流函數偏差量。

and Jou(1988) 利用台灣地區梅雨季降水量定義活躍年/多雨年與不活躍年/少雨年, 發現環流特徵差異為鄂霍次克海/東西伯利亞阻塞及西太平洋高壓之強度/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氣流較強。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。

陳與周(1987, 1989)對梅雨季東亞大尺度環流之年際變化研究, 發現東亞主槽中低緯度高度場與溫度場之年際變化相位相當一致, 且副熱帶($25 \sim 35^\circ \text{N}$)東亞主槽較強則台灣梅雨顯著, 中緯度($35 \sim 45^\circ \text{N}$)主槽較弱則梅雨不顯。此外發現台灣梅雨顯著性似非由中緯度環流主宰, 低緯環流可能更為重要。該文對副熱帶(30°N) 緯向剖面風場($\vec{V}_\phi$, $\vec{V}_\lambda$)之年際變化分析發現, 西風噴流之強度與台灣梅雨顯著性呈正相關, 此顯示中緯度冷空氣在決定梅雨顯著性方面亦相當重要。此外梅雨區顯著之東亞哈德里環流與梅雨顯著性亦呈明顯正相關, 此意含梅雨區對流活躍程度將與中緯度環流密切關連。經向剖面風場($\vec{V}_\phi$, $\vec{V}_\lambda$)之年際變化則顯示

, 台灣梅雨顯著年與準正常年之哈德里胞與佛雷爾胞均較強, 不顯著年則哈德里胞較弱。東亞高層南北風在300 hPa之最大值, 於顯著年出現在 40°N 以南, 不顯著年則在以北。副熱帶噴流於東亞分成兩支, 梅雨顯著年南支較北支為強或北支不顯, 顯著年之中緯度噴流($60 \sim 65^\circ \text{N}$)亦較強。

(三) 乾梅月與濕梅月

陳(1986, 1987)利用台灣地區(北、中、南)代表性測站降水資料, 分析氣候上梅雨期(取5月15日~6月15日)降水之年際變化, 以選取梅雨活躍年與不活躍年, 進而分析5月與6月雨量多寡與氣候平均值之差異, 以分析乾梅月與濕梅月之環流特徵。

所分析之5月乾梅月(1963, 1965, 1966, 1971)環流特徵顯示, 季風低壓位置及強弱並非台灣地區5月少雨之必要條件, 鄂霍次克海槽區之高度負距平及台灣地區各層之高度距平亦非5月少雨之必要條件。導致台灣地區5月乾梅月之必要因素僅有一項, 即850 hPa氣流由平均之孟加拉灣源地之西南風, 轉變成太平洋源地之西南風或南-東南風或轉變為槽後西北風。顯然, 低對流層空氣來源所伴隨之穩定度及水氣量為決定5月是否少雨之必要條件。西北氣流及太平洋高壓脊環流內之南風、東南風或西南風均較由孟加拉灣來之西南氣流所含水氣量為少且較穩定。台灣地區之西北風乃因東亞主槽太深, 台灣地區高度呈負距平, 南風或東南風則因高壓脊經台灣地區。當太平洋高壓脊太強伸至南海北部, 則台灣地區之西南風屬高壓脊環流。此外, 中度乾梅月之共同特徵為東亞主槽太深且南伸至台灣北部地區, 而強烈乾梅月則為太平洋高壓(脊)太強, 圖3為1963年5月850 hPa之高度及距平分佈。所分析之6月乾梅月(1963, 1971)環流特徵顯示, 東亞主槽位置及太平洋高壓脊之強弱並非台灣地區6月少雨之必要條件, 鄂霍次克海區之有無阻塞高壓亦非6月少雨之必要條件。導致6月少雨之必要條件為台灣地區850 hPa西南氣流較平均西南氣流為弱或在太平洋高壓脊環流之西南氣流內, 此點和5月少雨之條件相同, 即當水氣來源減少及穩定度增加時, 該月雨量較少。此外, 6月少雨之季風低壓均較平均為強, 且季風槽亦較平均為強, 可在

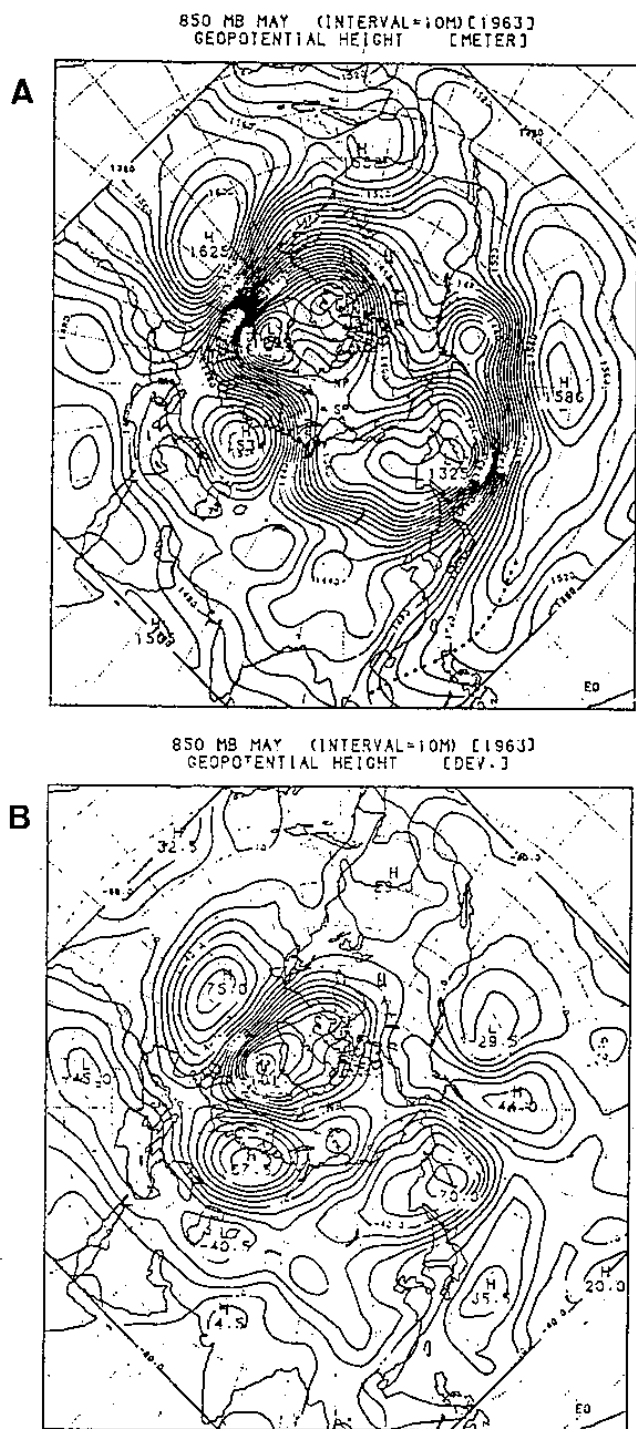


圖 3 1963年5月850 hPa 之(a)等高線(點線為脊)與(b)高度距平分佈。

中南半島或孟加拉之低對流層形成封閉低壓。圖 4 為 1971年6月850 hPa 之高度與距平分佈。

比較 1968 年5月濕梅月之環流與5月氣候平均環流顯見，季風低壓之位置及強度與平均相近，東亞主槽位置亦和平均相近。與氣候平均比較之主要環流特徵差異包括：(a) 太平洋高壓脊較弱且稍偏南；(b) 各層高度負距平主軸由太平洋最大負中心向西延伸，幾沿 30° N 至低對流層青藏高原之負

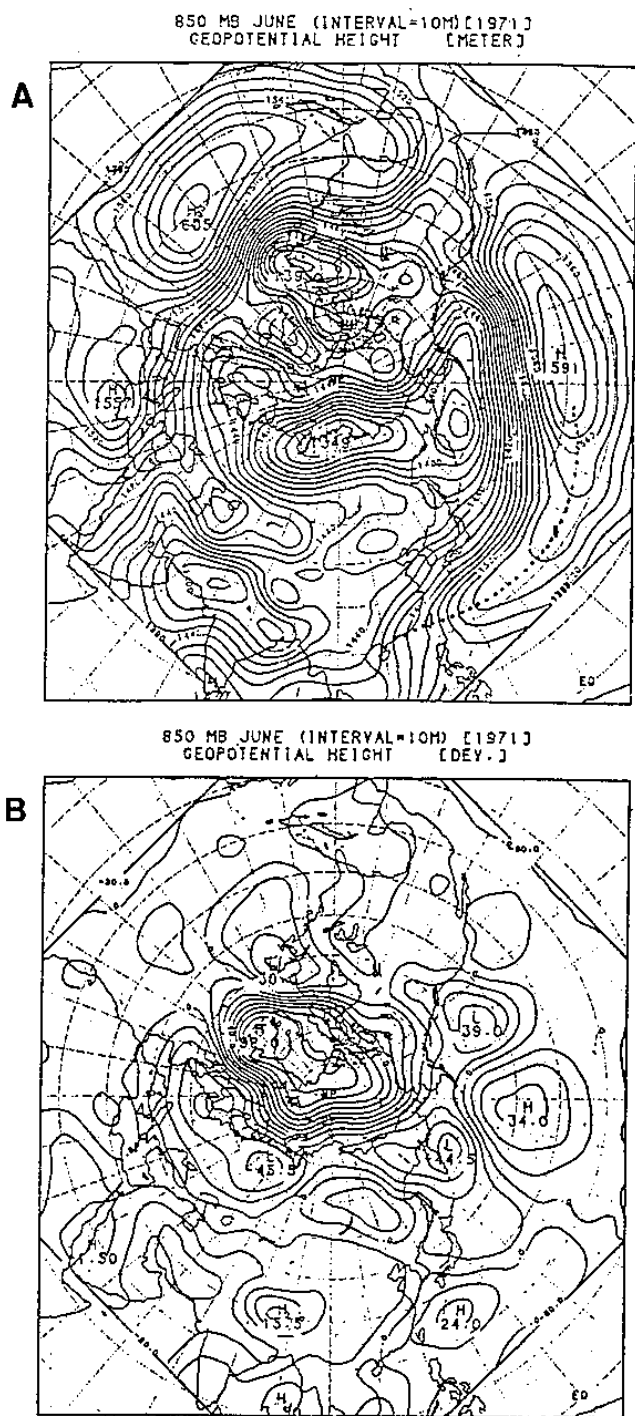


圖 4 1971年6月850 hPa 之(a)等高線(點線為脊)與(b)高度距平分佈。

中心及中高對流層印度西北之負中心，台灣地區在最大負距平主軸南側，故距平地轉風為西風；(c) 1000 hPa梅雨鋒面由日本南方海面面向西南伸展，經台灣至南海北部與季風低壓槽相連，台灣地區由平均之東南風轉為南風，850 hPa 至500 hPa 間西南風較平均為強；(d) 太平洋高度負距平中心以北為堪察加半島／鄂霍次克海區之高度正距平最大中心區，該區各層均為阻塞高壓，阻塞高壓以南40~50

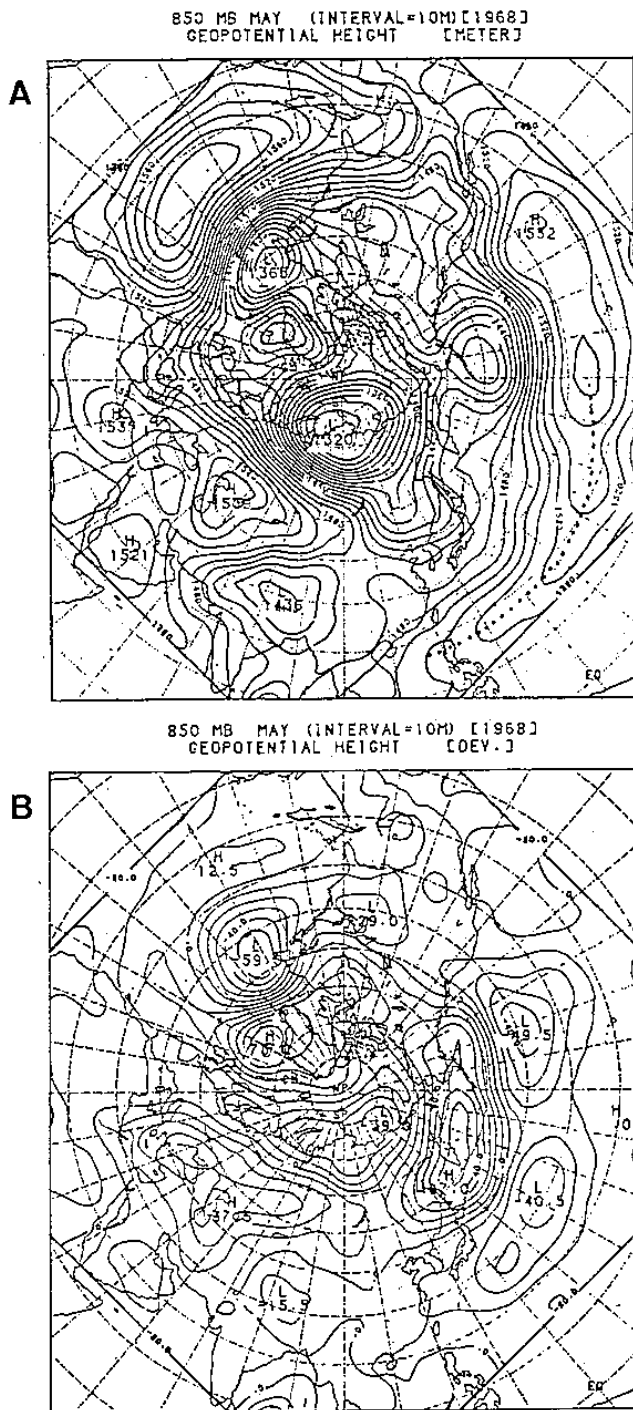


圖 5 1968年5月850 hPa 之(a) 等高線(點線為脊)與(b) 高度距平分佈。

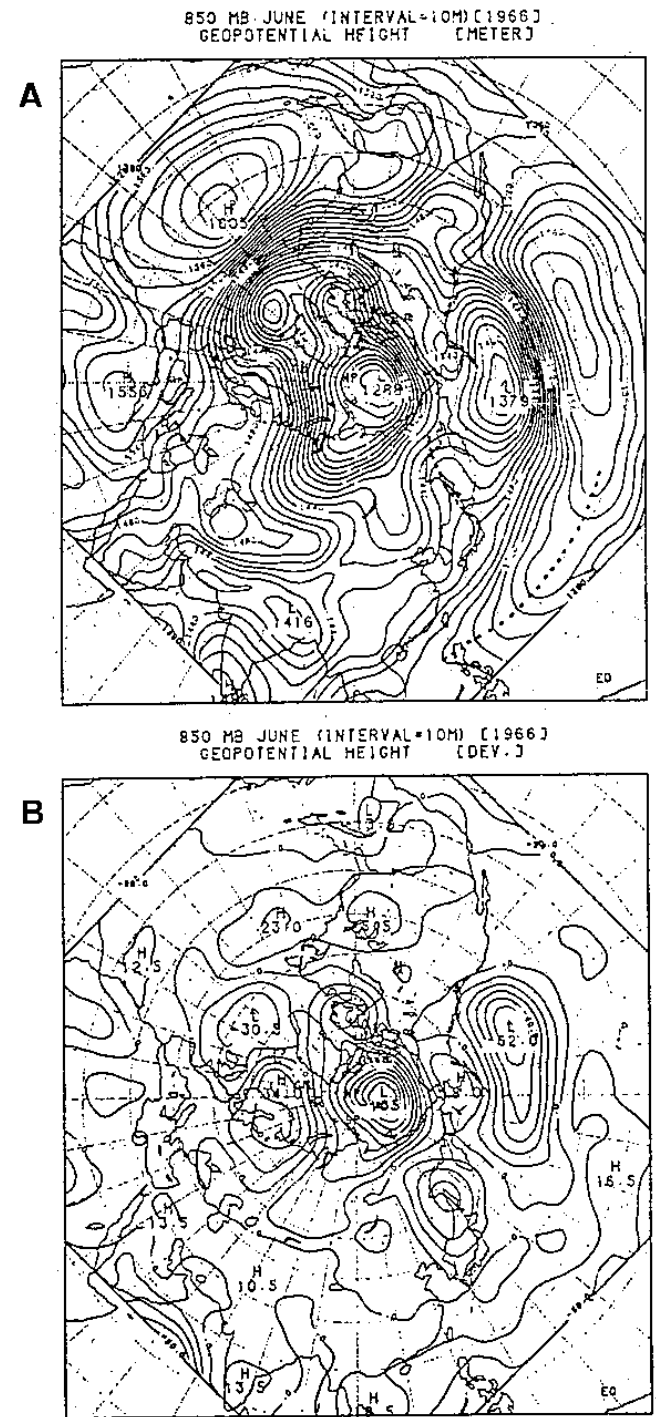


圖 6 1966年6月850 hPa 之(a) 等高線(點線為脊)與(b) 高度距平分佈。

° N 之北太平洋區各層距平地轉風為東風，使該區西風緯流較平均為弱，且東亞及太平洋區中緯度西風帶較平均偏南。圖 5 為 1968 年 5 月 850 hPa 之高度與距平分佈。

所分析之 6 月濕梅月 (1966, 1968, 1975) 環流特徵顯示，太平洋高壓脊與東亞主槽之位置與強度，並非決定台灣地區 6 月多雨之必要條件，且季風低壓之位置與強度均與平均相近。1000 hPa 之梅雨鋒

面經過台灣地區亦非 6 月多雨之必要條件。6 月多雨之共同環流特徵包括三項：(a) 低對流層 (1000 ~ 850 hPa) 台灣地區之西南風較平均為強；(b) 鄂霍次克海有顯著之阻塞高壓；(c) 鄂霍次克海與日本地區 500 hPa 以上各層高度距平分佈呈南低北高，使該區 40~60° N 西風緯流減弱，西風帶南移。圖 6 為 1966 年 6 月 850 hPa 之高度與距平分佈。

由以上之分析，5 月與 6 月乾梅月之共同特徵

，為台灣地區850 hPa氣流由平均之孟加拉灣來源之西南氣流轉為太平洋高壓脊環流之西南風或東南風或東亞主槽南伸之槽後西北氣流。此顯示5月與6月雨量多寡之先決條件為大氣內之水氣含量及穩定度。太平洋高壓脊環流之東南或西南氣流來源，為東北信風帶內較乾較穩定（通常有下沉逆溫）空氣，故較由孟加拉灣來源之暖濕西南氣流穩定且乾燥。東亞主槽後之西北氣流之大陸來源，亦屬較乾較穩定之大氣。上述台灣地區盛行較乾燥且穩定之氣流導致5~6月之乾梅月，可因太平洋高壓脊發展太強（強烈乾梅月）而脊經過或不經過台灣，以及東亞主槽南伸至台灣而來（中度乾梅月）。鄂霍次克海阻塞高壓（脊）之有無、季風低壓及季風槽之位置及強度與台灣地區之高度距平等個別因子，並非決定乾梅月之單獨必要條件，其適當之組合使台灣地區缺乏源自孟加拉灣之西南氣流，才是乾梅月所必需。當然，這些環流系統均彼此關連，但其相互之因果關係並不顯然，有待進一步之診斷分析研究。

5月與6月濕梅月之共同特徵，為台灣地區低對流層（1000~850 hPa）之西南風較平均為強，東亞及西太平洋中高緯度地區之中高對流層高度距平呈南低北高形式，使40~60°N西風緯流減弱，西風帶南移，且鄂霍次克海有顯著之阻塞高壓（脊），為高度正距平最大區。中高緯度之西風緯流減弱及鄂霍次克海阻塞相伴發生，顯然使中緯度擾動系統東移速度減緩或受阻。西風帶南移伴隨之斜壓帶南移顯示，斜壓過程為濕梅月之重要因子。低對流層之西南暖濕不穩定氣流之增強，為濕梅月必要之大氣條件，其理由顯而易見，此點與乾梅月乾燥穩定氣流之大氣條件相互一致。低對流層西南風之增強可因菲律賓及鄰近海域高度正距平及／或東海與日本地區高度負距平而來。5月濕梅月之1000 hPa梅雨鋒面經過台灣地區，但6月濕梅月之1000 hPa梅雨鋒面，不一定非經過台灣地區不可，此點顯示6月對流性降水已較重要且非鋒面性之強迫機制（例如：局部環流）亦可主宰月雨量之多寡。由上所述，5~6月濕梅月之低對流層西南風增強顯然可為中低緯度環流系統之強弱而來。因此，月平均環流系統之強弱與中緯西風帶南移及鄂霍次克海之阻塞發展等，這些問題均為今後需進一步研究之課題。

四、梅雨鋒面系統之環流特徵

（一）緯度差異

陳與周（1987，1988）分析梅雨鋒面在125°E以西近似滯留且平均位置偏北（ $\geq 30^\circ\text{N}$ ）之5個個案與平均位置偏南（ $< 22^\circ\text{N}$ ）之5個個案，發現鋒面系統偏南之環流特徵包括：（a）鋒北西高東低或北高南低之高度距平分佈伴隨較強高壓環流之偏北或偏東風氣流，為維持偏南鋒面及伴隨之偏南較強斜壓區所必須；（b）低緯地區之環流為西太平洋高壓較弱東退或脊線西段偏南，同時季風低壓較強且季風槽東伸偏南；（c）東亞主槽較冷較深，除其中一個個案之外，位置偏東且南伸，致使300 hPa氣流在台灣地區皆屬偏西或西北氣流；（d）中緯度地區均有阻塞發生，唯位置可為鄂霍次克海阻塞或為貝加爾湖阻塞或為西伯利亞東部阻塞；（e）850 hPa合流軸與300 hPa分流軸雖均較屬於東西走向，但與850 hPa梅雨鋒面之相對位置因個案而異，300 hPa分流軸可在鋒南或鋒北。

鋒面系統偏北之環流特徵包括：（a）鋒北雖可有較強之不同風向氣流（西北、北、東北、東、東南），但鋒南之華南及東海地區較強之西南氣流則為維持偏北之鋒面斜壓區所必須；（b）低緯地區之環流為西太平洋高壓較強且偏北，脊線亦偏北西伸，除其中一個個案之外均伸至華南，季風低壓雖可較強或較弱或偏移，但季風槽東北伸至梅雨鋒之位置則與平均位置相近；（c）東亞主槽不顯或偏東較深，致使長江流域及東海地區300 hPa為偏西或西北氣流；（d）中緯度地區除一個個案之外，均有阻塞現象且位置均在貝加爾湖區或其西北；（e）850 hPa合流軸呈東西走向或不顯，此合流軸與梅雨鋒相對位置因個案而異，但300 hPa分流軸則皆在鋒南。

由上述各5個偏北與偏南鋒面系統之環流特徵分析，發現有顯著之差異如下：（a）偏北與偏南系統均可發生在5月或6月，例如4個偏北個案及3個偏南個案發生在6月份，其餘發生在5月份。此顯示雖梅雨鋒面平均分佈隨季節北移，但決定鋒面系統偏北或偏南之主要因子乃在環流系統之強度及其位置。（b）偏南梅雨鋒面系統之先決條件為低緯地區高壓較弱低壓較強，即西太平洋高壓較弱東退

或脊線偏南而季風低壓較強且槽線東伸偏南，但迫使系統偏南之因子則為較冷較深之東亞主槽及槽後西北氣流之下低對流層較強之高壓環流。因此，鋒面亦多呈東北－西南走向。(c) 偏北梅雨鋒面系統之先決條件則為中緯地區環流系統較弱，即東亞主槽不顯或偏東而鋒北高壓環流較弱或不顯，但迫使系統偏北之因子則為較強之太平洋高壓與伴隨之偏北脊線西伸導致鋒南之華南及東海地區較強西南氣流。(d) 除一個個案之阻塞發生於高緯之外，所有偏北與偏南個案均有中緯度阻塞現象，偏南個案阻塞位置因個案而異，但偏北個案則阻塞均發生在貝加爾湖或其西北。

(二) 活躍度差異

陳與周(1987, 1988)分析4個對流活躍系統、4個對不活躍系統與2個對流活躍程度幾近平均之鋒面系統環流特徵，發現對流活躍與否所伴隨之大尺度環流結構有顯著差異如下：(a) 對流活躍之鋒面系統伴隨華南低對流層負高度距平，對流區西低東高或北低南高之高度距平伴隨較強之西南氣流，此西南氣流非屬太平洋高壓環流者，顯係源自孟加拉灣。(b) 對流不活躍之鋒面系統伴隨華南正高度距平，對流區西高東低或北高南低之高度距平恰與活躍鋒面者相反，對流區內為太平洋高壓環流之東南或西南風主宰。(c) 東亞主槽之強弱與位置、中緯度阻塞之有無、太平洋高壓之強弱與季風低壓之強弱等個別條件與對流活躍與否似無直接關連。

陳與周(1988)對1981～1985年不同活躍度梅雨鋒面之大尺度環流特徵分析發現，活躍與不活躍梅雨鋒面之主要差異，在低對流層氣流之源地。活躍鋒面梅雨區低對流層較強西南氣流可源自孟加拉灣或較低緯度熱帶區具較長路徑之太平洋高壓環流。不活躍鋒面之低對流層氣流，則為太平洋高壓環流之東南風或梅雨區為太平洋高壓脊主宰。

(三) 鋒面走向差異

陳與周(1987, 1988)分析比較東西走向與東北－西南走向各7個鋒面系統個案之大尺度環流特徵發現，此兩類之東亞主槽並無明顯差異，但中緯度阻塞現象則有不同。東西走向者均有阻塞，但東北

－西南走向者有3個個案無阻塞現象。低緯度環流亦有明顯差別，東西走向鋒面系統均伴隨較強之太平洋高壓及較強之季風低壓，但東北－西南走向者此兩環流系統，較強或較弱均可。

(四) 鋒上擾動差異

陳與周(1987, 1988)分析穩定類與不穩定類低壓擾動之鋒面系統，發現其斜壓度並無明顯差異，其中伴隨中緯度大尺度環流系統，包括太平洋高壓、季風低壓、東亞主槽等之強度與位置亦無明顯不同，唯一差異為所有穩定類個案均有中緯度阻塞現象，而不穩定類4個個案僅有1個具有阻塞。這些差異目前尚未有合理解釋，頗值進一步探討。

(五) 小結

以上不同性質梅雨鋒面系統間環流特徵之研究結果，可摘要如下：

1. 不同緯度鋒面之大尺度環流特徵顯示，決定個別鋒面偏北或偏南之主要因子為環流系統之強度與位置而非季節。偏南之主要因子為較深冷之東亞主槽及槽後低層較強高壓環流，偏北之主要因子則為較強太平洋高壓伴隨偏北脊線下較強之西南氣流。
2. 不同對流強度鋒面之大尺度環流特徵顯示，對流活躍鋒面系統之共同特徵為對流區低對流層負高度距平及由源自孟加拉灣之較強西南氣流；不活躍鋒面系統之對流區則為正高度距平伴隨太平洋高壓環流之東南或西南氣流。
3. 不同鋒面擾動強度之大尺度環流特徵顯示，穩定與不穩定擾動之差別不在鋒面斜壓度之差異，而在於中緯度阻塞。穩定類均有阻塞，而不穩定類大多無阻塞。
4. 不同走向鋒面系統之大尺度環流特徵顯示，東西走向鋒面伴隨之共同中、低緯度環流為均有中緯度阻塞且低緯有較強太平洋高壓及較強季風低壓，東北－西南走向者則無此共同特徵。

由上述研究結果顯示，不論梅雨之年際變化或系統間變化，低緯度環流顯然均扮演主宰角色，其中西南氣流之強弱與源地更為決定梅雨／對流顯著性之重要因子。因此，利用熱帶地區（南北半球）

風場資料研究西南氣流不同時間尺度及空間尺度之演變，在了解梅雨之年際變化與系統間變化方面顯得特別重要。此外，不同性質鋒面系統間大尺度環流之顯著差異，包括穩定擾動類中緯均有阻塞而不穩定類大部份無阻塞，東西走向與東北－西南走向鋒面之對流較不活躍而東北東－西南西走向者則較活躍，東西走向者均有中緯阻塞而東北－西南走向者則約有一半無阻塞，偏南鋒面中緯阻塞位置空間變化大而偏北者阻塞皆在貝加爾湖區附近，這些鋒面與環流之關連我們尚無合理解釋，頗值得進一步探討。

五、低層西南氣流

陳(1990)之東亞梅雨研究發現，不同活躍度梅雨鋒伴隨之低對流層平均風場，均顯示在梅雨對流區有較梅雨季平均為強的西南氣流，且其強度與對流活躍度有密切相關，西南氣流越強，對流越旺盛。此強盛西南氣流與其上游中南半島／南海之西南氣流、孟加拉灣與印度洋之西風／西南風、跨越赤道之南風及南半球之東南信風，形成一連續的最大風速帶，帶內平均風速之緯向分佈顯示， $50\sim 90^{\circ}\text{E}$ 之印度洋與孟加拉灣區為最強風速區。

所分析之4個不同對流活躍度之梅雨鋒面個案，其在梅雨季最強風速帶內所伴隨低對流層氣流之時空變化，於梅雨對流區($100\sim 130^{\circ}\text{E}$)之強西南風，主要乃因有較梅雨季平均為強的西風或西南風，且有較平均為強的氣旋式環流。偏差西風分量顯示，在梅雨對流區有局部加速，此種局部加速可為移動性(由西向東)或滯留性。對流活躍度越大之個案，伴隨之西南氣流越強，局部西風加速越明顯；對流活躍度接近平均狀況之個案，則受太平洋高壓環流西侵之影響較為明顯。

所分析之4個對流不同活躍度之梅雨鋒面個案，其在個案時間內之平均最強風速帶內所伴隨低對流層氣流時空變化，梅雨對流區內亦均有強盛之西南氣流。對流較活躍的個案，850 hPa 印度洋與孟加拉灣區有明顯的西南動量往下游傳遞至梅雨對流區，此種西風動量傳送速度約 $13\sim 24\text{ ms}^{-1}$ 。對流最活躍之個案(1982年5月23~29日)，梅雨對流區西南氣流內之西風加速，更可追溯至印度洋赤道區及南半球東南信風區(圖7)。對流接近平均之個

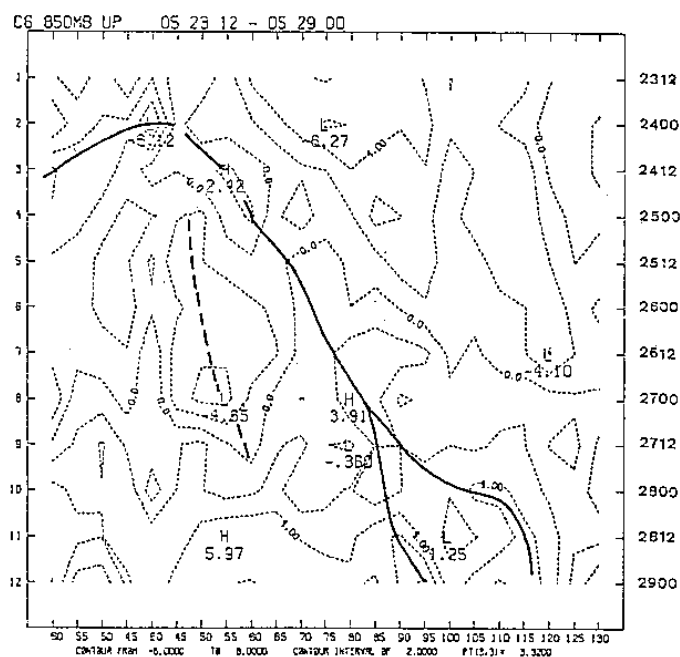


圖7 1982年5月23日~29日(個案6)與個案期間850 hPa 最強風速帶內平均西風分量之偏差西風分量之時空剖面分佈，等風速線以每 2 ms^{-1} 分析，粗實線為最大正偏差量主軸，粗虛線為最大負偏差量主軸，X軸為經度，Y軸左側表12個樣觀時間(每12小時)，右側為日期(前2位數字)及UTC(後2位數字)。

案，850 hPa 則無上游西風動量東傳至梅雨對流區之現象，且最強西南風速區偏南位於中南半島及南海。對流相對較不活躍之個案700 hPa 亦有西風動量由上游傳送至梅雨對流區之現象，速度約 19 ms^{-1} ，但對流較活躍之個案則無此現象。顯然，與對流活躍度關係密切之梅雨對流區850 hPa 西南氣流之西風加速，部份可歸因於其上游西風動量之往下游傳送。

該文對低層西南氣流之研究結果，可摘要為如下數點：

1. 1981~1986年梅雨季對流活動，以1982年為最活躍，1985年接近平均。此兩年之850 hPa 與700 hPa 梅雨季平均風場，均顯示有一最強風速帶，由南半球之最強東南信風跨越赤道轉變成印度洋之最強西風／西南風，向東經孟加拉灣及中南半島之最強西南風與梅雨區最強西南風相連。1985年對流較不活躍，平均環流與1982年之主要差異在於850 hPa 最強西南風位置偏南，即不在華南地區而在南海。
2. 所選4個對流不同活躍度梅雨鋒伴隨之低對流層平均風場，均顯示在梅雨對流區有較梅雨季平均為強的西南氣流，且西南氣流越強者對流越活躍。此梅雨區最強西南風均與其上游西南

氣流形成一連續之最強風速帶，帶內風速在 $50 \sim 90^\circ \text{ E}$ 之印度洋與孟加拉灣達到最大。

3. 在梅雨季最強風速帶內，不同對流活躍度梅雨鋒伴隨在梅雨對流區 ($100 \sim 130^\circ \text{ E}$) 之強盛西南風，主要乃因有較梅雨季平均為強之西風或西南風，且有較平均為強的氣旋式環流。梅雨對流區之局部西風加速可為移動性（由西向東之動量傳送）或滯留性。對流活躍度越大所伴隨之西南氣流越強，局部西風加速亦愈明顯。
4. 在梅雨鋒個案平均之最強風速帶內，對流較活躍的個案低對流層風場分析顯示，印度洋與孟加拉灣區域之 850 hPa 西風動量均明顯往下游傳送至梅雨對流區，速度約為 $13 \sim 24 \text{ ms}^{-1}$ ，對流較不活躍的個案則無此現象，且 $100 \sim 130^\circ \text{ E}$ 之最強西南風南偏至中南半島及南海。

六、診斷分析與預報

（一）長期預報——時間平均

對於主宰逐日天氣變化的個別綜觀尺度天氣系統，理論上的可預報度約為兩星期（例如：Lorenz, 1982; Dalcher and Kalnay, 1987），實際上目前數值模式之逐日預報能力約為1週左右。Tracton et al. (1989) 利用時間平均之方法，比較模式逐日

預報與經由時間平均（取重疊10日平均）之預報，發現時間平均之預報若以 $AC=0.5$ 為準，可將可預報度由6.5天增長至8天，若與持續法比較，可由14天增長至19天。他們的研究並發現，前7~8天的預報平均即可代表30天之平均，亦即若欲做月預報，並不必做1星期以上之積分。

（二）數值預報產品之應用

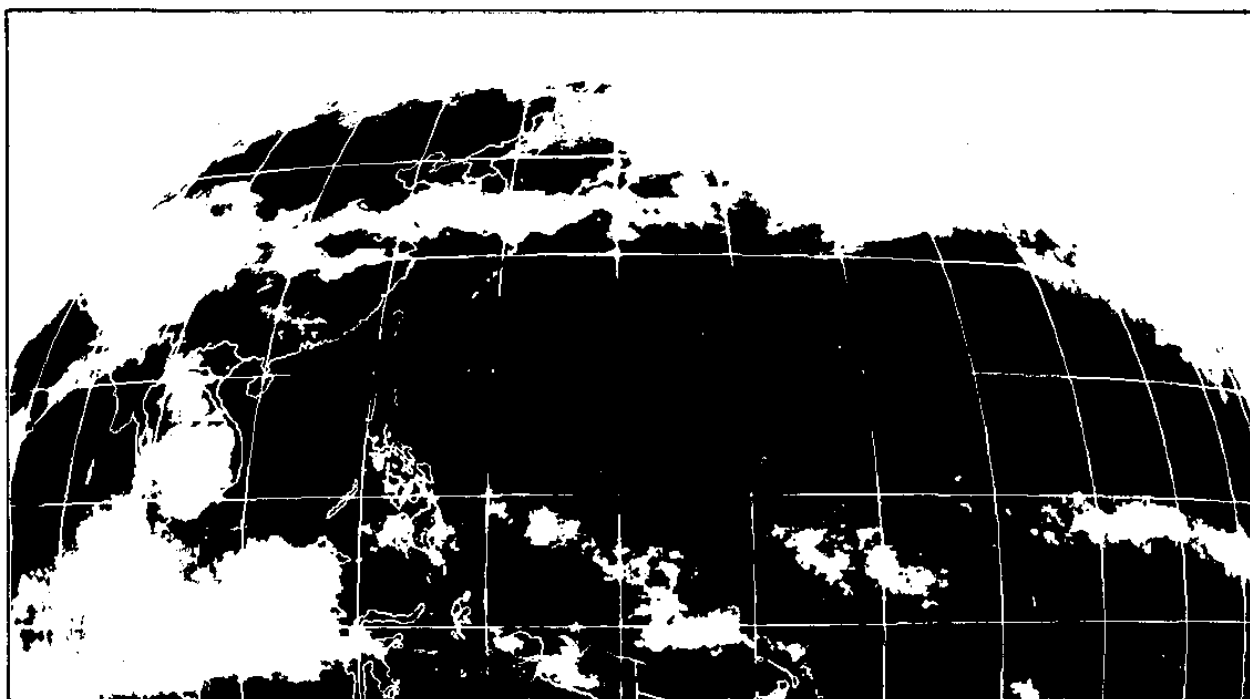
目前由中央氣象局 (CWB)、歐洲中期天氣預報中心 (ECMWF) 與日本氣象廳 (JMA) 所獲得之未來1~7(或8)天逐日預報，不論為預報圖或網格點資料，實可利用上述時間平均之觀念，以延長動力預報方法之可預報度期限。此種時間平均環流形式再配合前述乾濕梅月之環流特徵、不同性質（緯度、活躍度、鋒面走向、鋒上擾動）鋒面之環流特徵診斷分析結果，則可提供逐日預報期限之外的長期梅雨期降水或對流活躍度之預報。當然在此已利用了“完美預報”(perfect prog) 之觀念，並假定梅雨（時空）平均降水主要係由大尺度環流主宰。

（三）衛星觀測之應用

由前面所討論的結果，決定梅雨期降水量多寡的一個重要大尺度環流系統，為太平洋高壓（脊）之位置、範圍及強度，因其直接影響低層氣流之源地及梅雨鋒面之形成與演變。但因海上缺乏資料，觀測分析及數值預報產品之品質均受限制，因此衛

1991-05-16 TO 05-20 FIVE-DAY MEAN

A



B

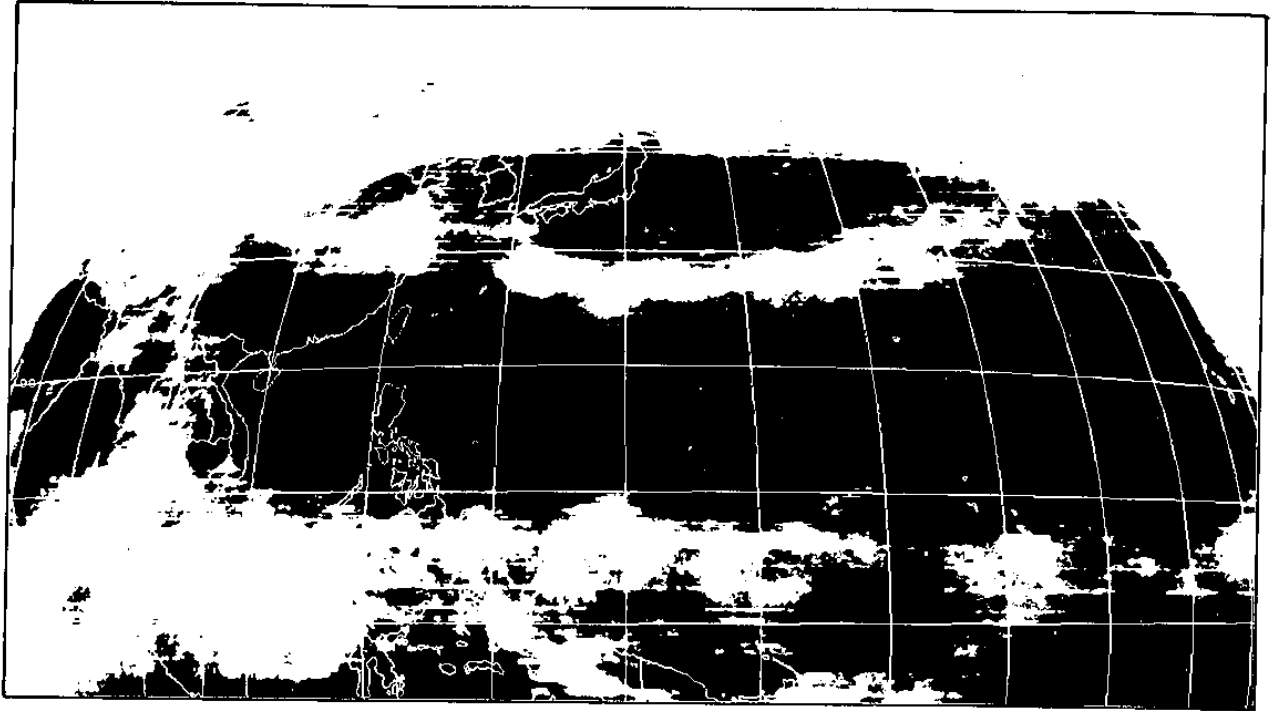


圖 8 1991年5月(a) 16~20日與(b) 21~24日GMS 每3小時觀測之IR雲圖平均。

星觀測在彌補此項先天之缺陷方面至為重要。衛星觀測之雲分佈，實為大氣不同尺度過程之綜合結果，在時間平均的雲分佈（例如：5天或7天）裡，短週期之大氣擾動已被過濾（或減弱），而尺度較大且變化較緩的太平洋高壓環流範圍則可由平均雲圖充份顯現。由過去平均圖之演變趨勢外延，對於未來趨勢理應有些預報能力，今年（1991年）6月19日前之梅雨季太平洋高壓環流之變化就是一個很好的例子。圖8為5月16~20日（5天）與21~24日（4天）平均雲圖，太平洋高壓環流範圍及未來演變趨勢清晰可判，在此情況下若有梅雨鋒面進入高壓範圍，強烈鋒消應可預期，未來數天台灣地區降水趨勢亦可預報。

七、總 結

長期預報的經濟價值（特別是降水的預報）顯而易見，而以氣候值法或持續值法為準，具有預報能力的預報方法，不論其為統計的、物理關連的或動力的（數值模式的）方法，均有待開發。本文目的在探討梅雨季長期預報作業化的一些可能方式，試圖結合大尺度環流特徵的診斷分析結果、數值模

式產品之平均環流形式以及衛星平均雲圖，以做為展期（1週以上）或月預報之參考。

致 謝

感謝王重傑先生對本文完稿各方面之協助以及紀水上博士提供雲圖資料。

參考文獻

- 陳泰然，1986：台灣梅雨期不同尺度系統之診斷分析。研究報告NTUATM-1986-01，187頁。
- 陳泰然，1987：台灣乾濕梅雨期之平均環流特徵。大氣科學，15，17~30。
- 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，1990：東亞梅雨研究（三）。研究報告NTUATM-1990-06，138頁。
- 陳泰然與周仲島，1987：梅雨季東亞大尺度環流之年際變化與系統間變化。研究報告NTUATM-1987-06，171頁。
- 陳泰然與周仲島，1988：東亞梅雨研究（一）。研

- 究報告 NTUATM-1988-02, 89 頁。
- 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,
3, 223~236。
- BAMS, 1991: Policy statement/Weather forecasting. Bull.Amer.Meteor.Soc., 72, 1273 ~
1276.
- Chen, G. T. J, and B. J. D. Jou, 1986 : In-
terannual variations of large-scale cir-
culations over East Asia during the Tai-
wan Mei-Yu season. Sci.Rep. NTUATM-1986-
05, 213 PP.
- Dalcher, A., and E. Kalnay, 1987: Error grow-
th and predictability in operational ECM
WF forecast. Tellus, 39A, 474~491.
- Goody, R., 1980: Polar processes and world
climate (A brief overview). Mon.Wea.Rev.
, 108, 1935~1942.
- Hollingsworth, A., K. Arpe, M. Tiedtde, M.
Capaldo and H. Savijari, 1980: The per-
formance of a medium range forecast model
in winter-impact of physical parameteri-
zations. Mon.Wea.Rev., 108, 1736~1773.
- Lorenz, E., 1982: Atmospheric predictability
experiments with a large numerical model.
Tellus, 34, 505~513.
- Miyakoda, K., D Hembree, R. F. Strictler and
I. Shulman, 1972: Cumulative results of
extended forecast experiments. Part 1:
Model performance for winter cases. Mon.
Wea.Rev., 100, 836~855.
- Saha, S., and H. M. Van Den Dool , 1988 : A
measure of the practical limit of pre-
dictability. Mon.Wea.Rev., 116, 2522 ~
2526.
- Tracton, M. S., K. Mo, W. Chen, E. Kalnay, R.
Kistler and G. White, 1989: Dynamical ex-
tended range forecasting (DERF) at the
National Meteorological Center. Mon.Wea.
Rev., 117, 1604~1635.