

1979年梅雨鋒面系統平均環流及熱帶低層氣流演化研究

周 仲 島 陳 泰 然 宋 偉 國

國立台灣大學大氣科學研究所

摘要

本研究使用 1979 年 FGGE 資料，對不同梅雨鋒面系統伴隨的台灣區降水特徵、低緯平均環流、平均對流情形及垂直平均次環流的結構進行分析研究，以比較各個案間的異同。同時並以每 6 小時一次的低層風場資料，探討台灣區低層西南氣流加強的可能源區與原因。

在鋒面系統平均環流結構方面，發現由衛星紅外線長波輻射資料求得鋒面對流雲系的平均位置與 200 毫巴輻散風場計算所得之速度位輻散軸相當一致，除意味鋒面對流在大氣環流之重要角色外，亦顯示速度位計算結果的可信度。低層旋轉分量平均氣流來源視太平洋高壓環流強弱而定，與鋒面對流強度呈顯著相關。平均垂直次環流結構顯示於鋒面南側有一顯著反向哈德里環流胞，於鋒面北側有一強度不一的哈德里環流胞。此鋒北熱力直接環流的強度與該區系統的瞬變性有密切相關。

在熱帶低層氣流演化部分，經初步分析 6 月 8 日 1800 UTC 至 6 月 10 日 1200 UTC 6 小時一次 850 毫巴風場資料。發現華南與台灣鄰近地區西南氣流的加強，其來源可以追溯至非洲東岸 (40° E) 跨赤道流的加強以及伴隨之西風動量傳送。赤道區西風動量北傳至青藏高原南側後東傳之過程，則反應在印度半島西北、孟加拉灣北部與華南沿海之西風 / 西南風最大風速區之消長。

關鍵詞：梅雨，氣流函數，速度位，平均環流，紅外線雲頂溫度分佈，熱帶氣流，FGGE 資料。

一、前 言

梅雨期（每年 5 ~ 6 月），在台灣全年的天氣現象中扮演一個非常重要的角色。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 $\frac{1}{4}$ 左右（陳和蔡，1980），因此每年梅雨期降水量的多寡與區域分佈，對台灣的農業及相關民生大計有著非常重大的影響。台灣梅雨期正值東亞地區大尺度氣壓系統冬夏二季的轉型期，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副熱帶高壓環流系統的夏季季風環流正

逐漸增強中。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。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、青藏高原與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。因此此種春末夏初的降水現象雖然在局部區域各有各的特性，如降水分佈、不同高度的溫度變化、相伴鋒面強弱及各區降水現象起始時間的差異（Lau and Li, 1984）外，整個亞洲季風區，包括阿拉伯海、印度半島、青藏高原、孟

加拉灣、中南半島至台灣、西太平洋等區域，由行星尺度的觀點，顯然具有非常密切的相關性。

在亞洲季風區降水系統的行為與高廣的青藏高原及低緯度廣大海洋區皆有密切關連。然而高山及海洋均為測站較稀處，對於季風的研究形成阻礙。因此，GARP 在 1979 年的 GWE (Global Weather Experiment) 實驗計劃中，特取亞洲季風區作區域性加強觀測實驗，亦即所謂 Summer Monex (Krishnamurti , 1986)。以 1979 年之 5 、 6 月作密集觀測期，除將探空觀測由 12 小時增加至每六小時觀測一次外，並增加船舶、衛星、測風汽球等儀器觀測，希望能對於影響亞洲天氣至劇的夏季季風有更進一步的認識。

Murakami and Ding (1982) 研究 1979 年初夏歐亞大陸風場、溫度場的改變，發現在青藏高原 300 mb 的溫度於六月初急劇增加，此時位於 25° N 東風噴流逐漸建立，迫使西風噴流迅速北退。他們認為此種環流的改變與華中、華南及日本地區顯著豪雨事件的發生頗為有關。同時透過熱量收支計算結果顯示，青藏高原的溫度變化主要是由非絕熱加熱過程所主宰。利用同一組資料 Murakami and Huang (1984) 研究造成中國地區初夏降水的擾動特性，結果發現若將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，而造成中國地區豪雨的擾動其生成地區及演化過程都有很大的不同。在 5 / 1 ~ 6 / 15 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風切式旋生造成擾動。此擾動往南移動時，配合高層往東的短波槽提供有利環境得以成長所致。而 6 / 16 ~ 7 / 31 的降水系統，則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的。在青藏高原地區時此種系統其垂直結構原本相當淺（大約 1 公里左右），往東移後可垂直發展成深達 10 公里以上的擾動。

Kato (1984) 也利用同一組資料研究 5 月上旬與六月下旬中國大陸梅雨鋒結構的差異，結果顯示 5 月上旬的梅雨鋒伴隨穩定層層結構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為對流性不穩定，且伴隨非常活躍的中尺度深對流系統。Kato (1984) 建議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

傳與中緯度瞬變擾動 (transient eddies) 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，此種結構的改變是造成降水系統結構改變的主要原因。

Ninomiya and Muraki (1986) 則以每十日平均氣象場為對象，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 5 月期間由於大陸的迅速增溫及太平洋 35° N 以北區域增溫較緩，此種情形維持了東西方向的溫度對比。其結果亦顯示在 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，為季節性的變化，而 Baiu 鋒在季節內的變化和南中國海 ITCZ 之活躍度及季風降水的變化是相關的。在文內亦特別提及台灣之梅雨與日本之 Baiu 間的相異性，主要在 850 mb 的溫度梯度強弱，由於台灣梅雨期之 850 mb 溫度梯度甚為微弱，因此容易造成梅雨鋒形成滯留。

He et. al., (1987) 以每五日平均資料分析印度夏季季風開始的可能機制及青藏高原所扮演的角色。發現在季風時間有二個瞬變期，其一在 5 / 11 ~ 5 / 15 ，另一在 6 / 5 ~ 6 / 9 。 5 / 11 ~ 5 / 15 在低緯孟加拉灣、印度及南中國海，由東風轉為西南風，而在印度東北、馬來半島西岸、中南半島及南中國海均有顯著降水，他們稱此期為“東南亞夏季季風”，而此期 200 mb 反氣旋區也由東南亞 10° N 迅速北退至 20° N ，而青藏高原東側中國平原區 200 ~ 500 mb 平均溫度增加。此乃因青藏高原為熱源，透過暖平流東傳之故。同時青藏高原東側處於大尺度氣流下沈區，絕熱增溫亦為其另一主要加熱機制。中國平原的增溫，導致 5 ~ 25° N 的水平溫度梯度反向，形成低層西南風。另一瞬變期主要是由於青藏高原的持續增溫及阿拉伯海降雨區潛熱釋放，加強了大尺度垂直環流效應。同時在下沈區的伊朗、阿富汗到青藏高原西側，持續的絕熱增溫，導致 6 / 5 ~ 6 / 9 西南流的增強。

利用 FGGE 所收集的資料，國外學者們對季風區春末初夏的大尺度環流結構與演化有了進一步的

了解，但國內學者對於使用 FGGE 資料應用於梅雨期的研究則付之闕如。本文乃是使用 FGGE level III-b 資料，配合 NASA 處理的 OLR (Outgoing Longwave Radiation) 資料及中央氣象局所有之地面及高空天氣圖，進行 1979 年影響台灣之梅雨系統進行初步分析。

利用 NMC 8 角網格點資料，陳與周 (1987) 研究台灣梅雨期東亞大尺度環流的年際變化及系統間變化時，發現低緯環流的結構與梅雨系統的對流活躍程度關係密切。他們的結果指出西南氣流強度的差異與源地的不同，更是梅雨 / 對流顯著或不顯著的重要因子。針對這個問題，在本文中同時使用 1979 年 FGGE 資料，對不同梅雨鋒面系統低緯環流的結構，作進一步的分析。

在 1979 年初夏 5 、 6 月間，有 4 個梅雨鋒面系統影響台灣地區，本文即以此四個梅雨鋒面系統，採用全球天氣實驗計劃所收集的資料，進行個案特徵分析。探討各個案的台灣區降水特徵、低緯平均環流、平均對流情形及垂直平均次環流的結構等，以比較其間的異同。最後，並以每 6 小時一次的低層氣流演化情形，探討在 6 月 8 日至 10 月間台灣區低層西南氣流加強的可能源區與原因。

二、資料處理

(一) 資料種類

本文所使用的資料主要為 ECMWF 初始化後 level III-b 的 FGGE 經緯度網格資料 (Bengts-son 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 0000 UTC 、 0600 UTC 、 1200 UTC 及 1800 UTC 。 1979 年 5 月、 6 月屬 GWE (Global Weather Experiment) 夏季季風加強觀測期 (SOP-2)，因此有每 6 小時一次的資料。

FGGE 年全世界共有數十個國家合作參與計劃，時間從 1978 年 12 月 1 日至 1979 年 11 月 30 日，對全球綜觀天氣進行觀測。除一般觀測網外，動用了許多特殊觀測系統，含兩個繞極衛星、五個同步衛星、海洋或熱帶區設船舶、浮標、等氣壓層汽球、探空汽球、並動員多架氣象研究飛機。

FGGE 資料處理共分三個層次， level I-b

是將觀測時間開始後 3 個月內所有資料予以收集、整理後之結果， level II-b 則是將 level I-b 的資料加以校驗、修正或捨棄後，儲存的測站資料。將 level II-b 資料作客觀分析、 4 度空間同步化及初始化後，即為 level III-b 資料。目前全世界主要有兩個機構對 FGGE 全年資料作完整處理 (Daley et al., 1985)，一為 GFDL (Geophysical Fluid Dynamical Laboratory)，另一為 ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecast)。二者對於資料的收集範圍、品質管制、模式結構及同化、初始化過程均有些差異 (Lau, 1985)，導致一些統計性質有所不同，尤其在測站較稀處，差異更明顯。例如：

1. ECMWF 在中南亞及中北太平洋區 (即西風噴流入區所在位置)，有較強的西風噴流，在冬季比 GFDL 強至 $10 \sim 15 \text{ m/s}$ 。另外在南半球之澳洲及附近海洋， ECMWF 也有較強西風噴流。
2. ECMWF 在南半球 $40 \sim 60^\circ \text{ S}$ 的緯度帶，所有 SOP 期間 (SOP I ， 1979 年 1 及 2 月及 SOP II ， 1979 年 5 及 6 月) 的渦流擾動振幅皆較 GFDL 顯著。
3. 热帶地區 GFDL 的輻散風場較 ECMWF 大很多，最強可達 50%。而 ITCZ 及氣流函數場噴流之出、入區也較易定出位置，因此 GFDL 有較強的緯向平均哈德里環流，垂直運動場也較 ECMWF 強。
4. ECMWF 在熱帶及南半球，對流層頂溫度較 GFDL 高，在赤道可高出 5° K ，南半球高緯區則高 $3 \sim 7^\circ \text{ K}$ 。
5. 透過瞬變渦流南北傳送的西風動量、熱量、位能等， ECMWF 所計算之傳送量較 GFDL 大，尤其是在南半球。但水汽傳送則 GFDL 較 ECMWF 大。為探討對流活動與環流之間的關係，本文亦使用 NASA 衛星紅外線長波輻射觀測之輻射強度轉換成的雲頂溫度資料。資料之水平網格間距為 $7.5^\circ \times 7.5^\circ$ ，空間範圍為熱帶由 37.5° S 到 37.5° N ；時間間距為 12 小時一次；即 0000 UTC 與 1200 UTC 。本文中選用的分析範圍為 $0 \sim 180^\circ \text{ E} \times 37.5^\circ \text{ S } \sim 37.5^\circ \text{ N}$ 。

(二) 資料的處理

1. 鋒面特徵部分

沿用陳與周 (1988) 的方法，選取 130° E 以

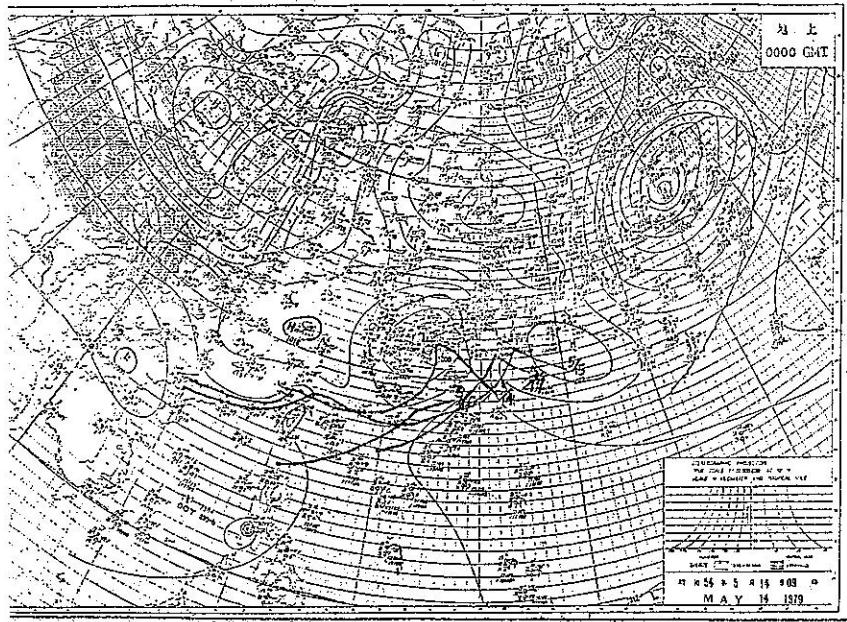
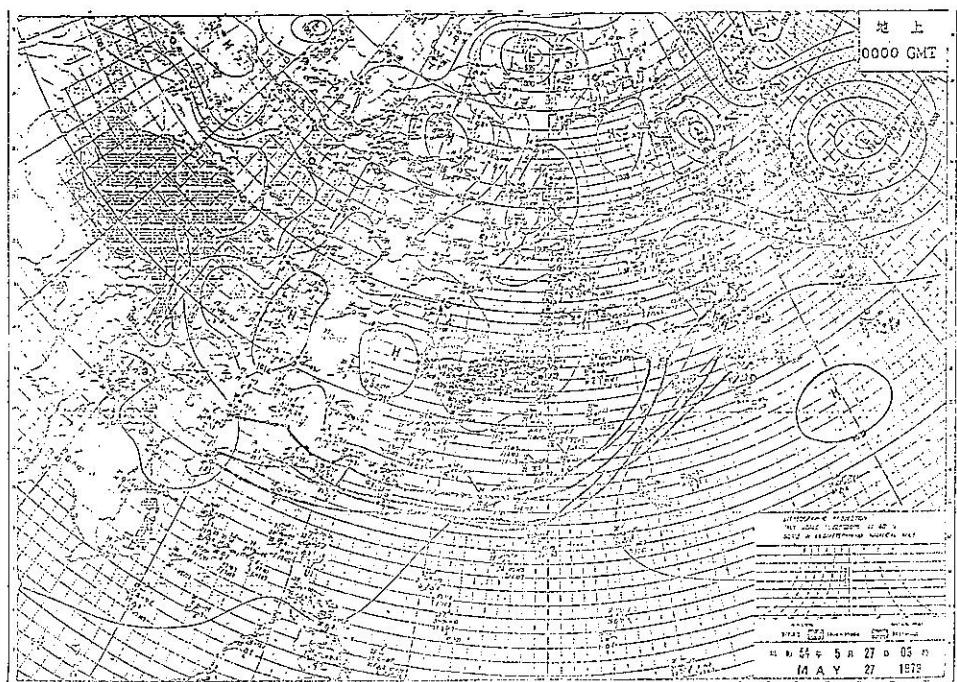
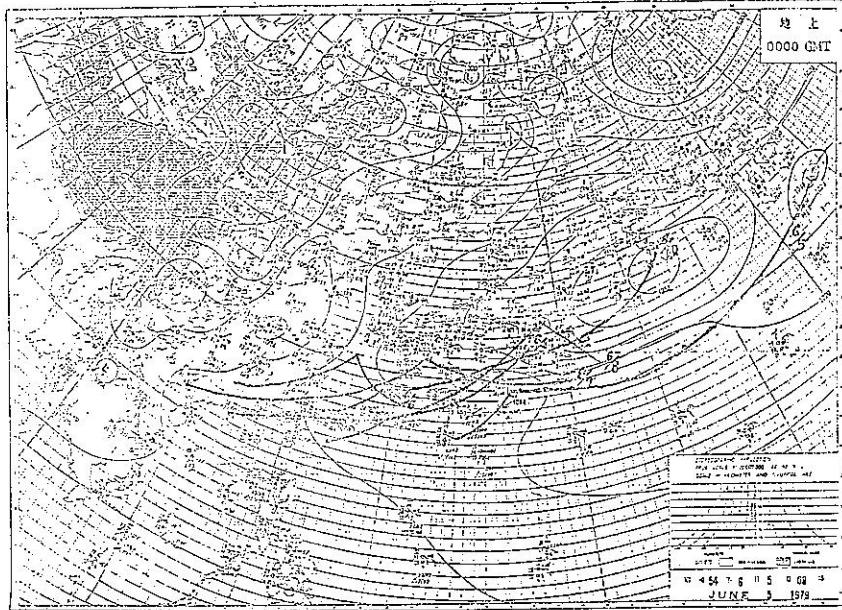


圖 1 個案地面鋒逐日分佈。(a) 5/14 0000 UTC ~ 5/17 0000 UTC, (b) 5/26 0000 UTC ~ 5/30 0000 UTC, (c) 6/5 0000 UTC ~ 6/10 0000 UTC, (d) 6/11 0000 UTC ~ 6/16 0000 UTC。

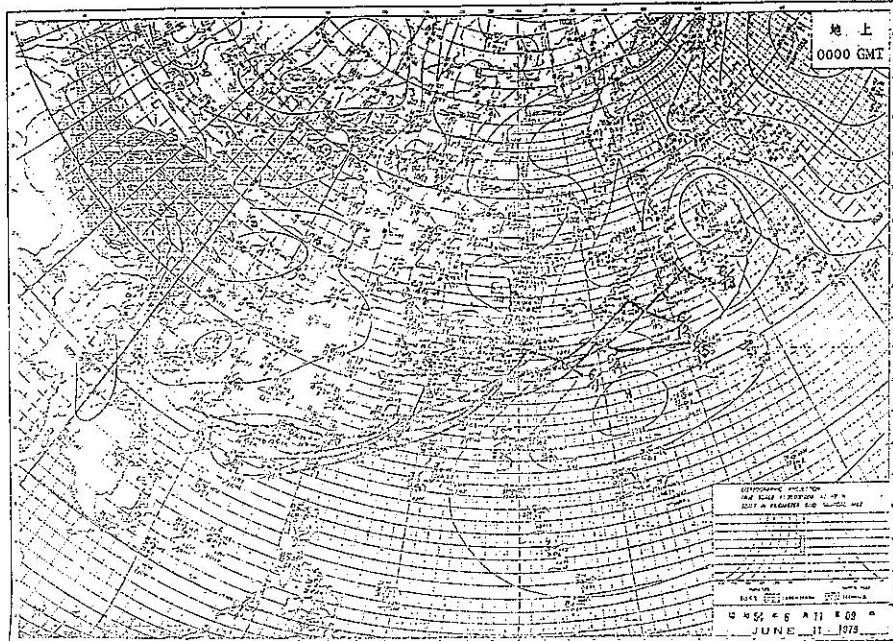
Fig. 1 Day-by-day distribution of four Mei-Yu frontal systems in 1979. (a) 5/14 0000 UTC - 5/17 0000 UTC, (b) 5/26 0000 UTC - 5/30 0000 UTC, (3) 6/5 0000 UTC - 6/10 0000 UTC, and (d) 6/11 0000 UTC - 6/16 0000 UTC.



續圖 1。



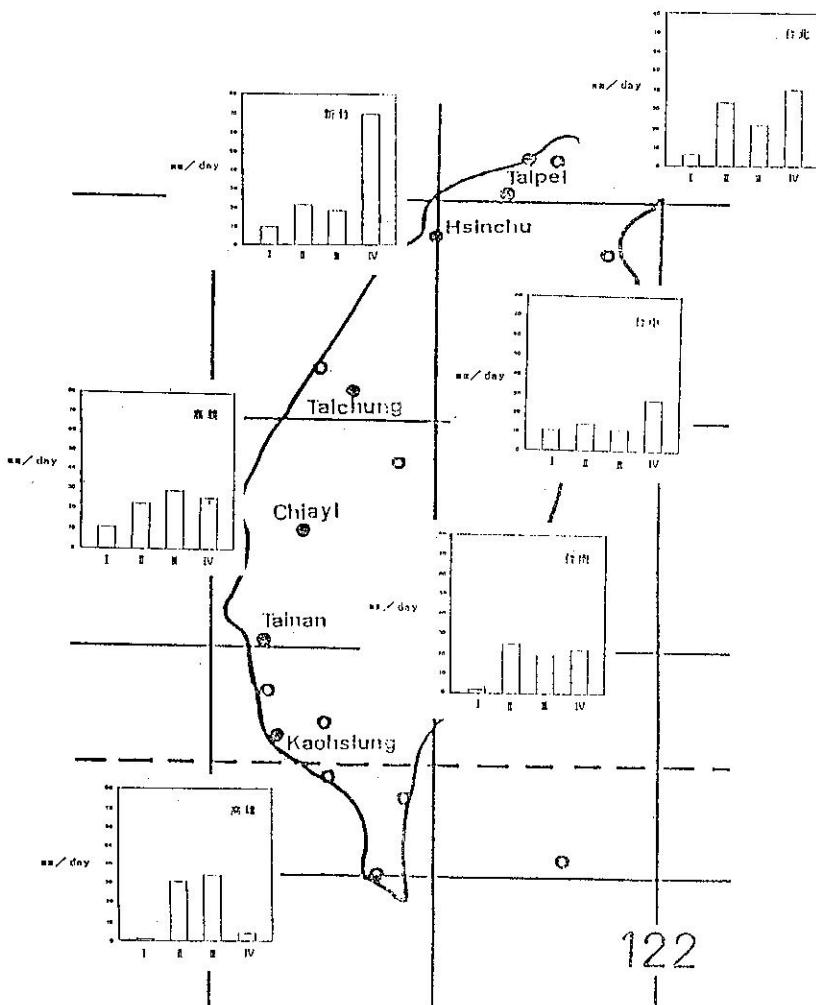
續圖 1。



續圖 1。

西幾近滯留鋒面系統，分析各鋒面平均所在位置、平均走向、鋒面帶上擾動穩定程度及對流強度等。文中討論的四個梅雨鋒面系統所包含的綜觀時間分別為個案 I：5月14日0000 UTC至5月17日

1200 UTC，個案 II：5月26日0000 UTC至5月30日1200 UTC，個案 III：6月5日0000 UTC至6月10日1200 UTC，及個案 IV：6月11日0000 UTC至6月16日1200 UTC（見圖1）。



122

圖 2 台灣六個雨量站在 4 個案的平均日降水量。單位為 mm / day 。

Fig. 2 Daily-averaged precipitation (mm/day) of four Mei-Yu systems in 1979 at six selected locations.

2. 對流強度指數的計算

雲系若為深對流發展的積雲，因雲層很厚，被衛星接收的長波輻射能量主要來自雲頂溫度，因此使用由紅外線長波輻射能量導推雲頂溫度之高低作為對流強弱的依據，早已被研究熱帶氣象的學者們所大量採用。本文使用 NASA 氣象衛星所觀測紅外線輻射資料處理後推得的對流雲頂溫度資料，分析各梅雨鋒面系統所伴隨的平均對流運動強度。為了較易判別對流強弱，文中定義對流強度指數 N_i ，此指數和溫度高低成一簡單反比關係，亦即雲頂溫度越低，對流強度指數越大，對流即越旺盛。對流強度指數的定義及所屬物理性質區分見表一。其中雲頂溫度在 -30°C 以上時，主要為非對流雲系， N_i

定義為 0； -70°C 以下時，為深積雲雲頂高度，定為 N_i 為 5，並假設 $-30^\circ \text{C} \sim -70^\circ \text{C}$ 間為發展不同強度的對流雲系，以每 10°C 為一單位加以細分對流強度。

3. 系統平均環流的計算

各系統的平均速度位 X ，水平流線函數 Ψ 和區域緯向平均垂直流線函數 $[\psi]$ 的計算，乃是先由風場計算出輻散場、渦度場及區域緯向平均 $[v]$ 及 $[\omega]$ 後，再解庖桑 (Poisson) 方程，利用緩和漸近法求出 X 、 Ψ 及 $[\psi]$ 。速度位的梯度表示輻散風場的大小，水平流線函數的梯度表示旋轉風場的大小，垂直流線函數的梯度則代表平均垂直次環流的強度。計算方法可參看 Chen and Jou (

表一 對流強度指數的定義

1986)。

三、結果分析與討論

雲頂溫度 (Ts)	對流強度指數	物理性質
Ts 在 -30°C 以上	$N_i = 0$	低雲系統或海陸表面溫度
$-30^{\circ}\text{C} \geq Ts > -40^{\circ}\text{C}$	$N_i = 1$	積雲對流發展
$-40^{\circ}\text{C} \geq Ts > -50^{\circ}\text{C}$	$N_i = 2$	同上
$-50^{\circ}\text{C} \geq Ts > -60^{\circ}\text{C}$	$N_i = 3$	同上
$-60^{\circ}\text{C} \geq Ts > -70^{\circ}\text{C}$	$N_i = 4$	積雲雲頂
Ts 在 -70°C 以下	$N_i = 5$	同上

註：對流強度指數與物理性質的區分係參考中

央氣象局：中緯度地區雲系分佈研判。

Table 1: Definition for index of convection intensity.

(一) 鋒面系統特徵與台灣降水分佈

1979年初夏，影響台灣的四個鋒面系統，其生命史、平均所在位置、平均走向，及擾動穩定程度等的分析結果見表二。圖2為台灣區六個雨量測站在各個個案中的平均日降水量。顯示個案Ⅰ全省各測站的日平均降水量均很少，個案Ⅱ、Ⅲ與Ⅳ，全省降水均多。若仔細分析逐日降水量時發現個案Ⅲ各測站的平均降水量雖頗一致，但是各測站發生降水的時間並不一致。譬如，南部與北部地區在6月7日降水較多，而6月8日的降水主要發生在中部及北部，顯示個案Ⅲ的降水型式可能與中尺度環流有較密切的關係。至於其他個案的逐日降水分佈則較為一致。

由表二鋒面性質分析可知，個案Ⅰ鋒面移動較快而且鋒面帶上有穩定擾動存在，在台灣地區造成降水量不大；個案Ⅱ鋒面移動也較快，但有不穩定擾動存在，造成的降水量雖多，却相當局部性；個

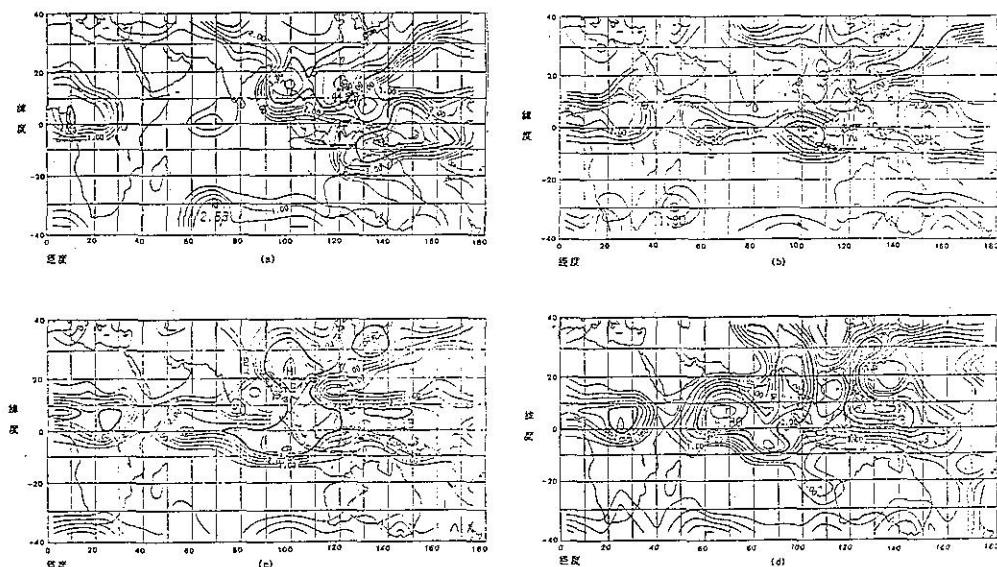


圖 3 各個案平均對流強度指數的空間分佈。(a)個案 I (b)個案 II (c)個案 III (d)個案 IV。粗虛線為梅雨鋒面雲帶主軸。

Fig. 3 Distribution of index of Convection intensity for Mei-Yu system in 1979. The area enclosed by thick solid line represents strong convection (index 73). The interval is 0.5. (a) case I, (b) case II, (c) case III, and (d) case IV.

表二 1979 年影響台灣的近似滯留梅雨鋒面系統，其生命史及鋒面位置、平均走向、擾動穩定程度及對流強度指數。

	生 命 史 (UTC)	位 置	平 均 走 向	擾動穩定程度	對流強度 指數 Ni
個案 I	5 月 14 日 0000 ~ 5 月 17 日 1200	20°N~29°N	東北~西南	穩 定	Ni = 3.1
個案 II	5 月 26 日 0000 ~ 5 月 30 日 1200	21°N~24°N	東~西	穩 定	Ni = 1.3
個案 III	6 月 05 日 0000 ~ 6 月 10 日 1200	22°N~30°N	東北~西南	不穩定	Ni = 3.0
個案 IV	6 月 11 日 0000 ~ 6 月 16 日 1200	20°N~25°N	東北~西南	穩 定	Ni = 2.7

註：1.鋒面性質是以東經 130 度以西系統為準。

2.擾動穩定度是以鋒面低壓擾動振幅為依據。在鋒面系統生命期中若其振幅曾大於 5 個緯度以上者為不穩定，反之為穩定。

3.對流強度指數是以 100° E ~ 130° E, 20° N ~ 30° N 為區域時間平均。

Table 2: Life history, frontal location, average orientation and stability of the disturbances associated with the Mei-Yu frontal system over Taiwan area and its vicinity on 1979.

案 II 與 IV 鋒面移速較慢且平均鋒面所在位置偏南，所造成的降水量多且全省分佈相當一致。

(二) 對流強度指數

圖 3 為各個案平均對流強度指數的空間分佈，其中指數數值愈大者，表示對流愈旺盛且持續時間較長。在每個個案中，明顯地有二大對流雲系，即梅雨鋒面雲帶與 ITCZ 雲帶，此種分佈在梅雨期平均分佈裡亦極明顯（陳，1988b）。其中伴隨梅雨鋒面的對流雲系，平均位置約在 15° N ~ 40° N, 110° E ~ 160° E，呈東北—西南傾斜的狹長雲帶。此雲帶在個案 I 中甚至南伸達離赤道 5° 左右地區，與陳（1988b）之梅雨期平均對流雲分佈結果一致。在此雲區西側之青康藏高原南側與中南半島西側，常存在一持續性長的旺盛對流區。另一對流雲系主要分佈在橫跨南北半球赤道地區，這就是一般所稱的 ITCZ 雲系。沿著赤道區，在東半球有一波動狀的對流雲存在，主要發生在下面四個區域：

(1) 10° E ~ 30° E 的非洲中西部，(2) 60° E ~ 70° E 的印度洋區，(3) 90° E ~ 110° E 的馬來半島 / 蘇門答臘區，(4) 140° E ~ 160° E 的西太平洋區。

Krishnamurti et al. (1973) 及 Newell (1979) 等在研究印度季風 / 夏季季風時期熱帶對流分佈時亦有類似的結果，雖其對流位置與強度稍有差異。

若比較個案 I 、 II 和個案 III 、 IV 平均對流強度差異情形，可發現在 1979 年隨著季節的變化（由 5 月至 6 月），印度季風區的對流強度明顯增強，而西太平洋副熱帶地區的對流活動明顯減弱，此與陳（1988b）梅雨期內對流活動隨時間變化結果一致，伴隨梅雨鋒面系統的平均對流強度亦有類似結果，在個案 I 中，對流指數大於 3 的區域其寬可達 20 個緯度，且強度有大於 4 者；但其他個案平均對流雲帶的寬度甚狹（小於 10 緯度）而且強度也較微弱。各個案對雲流帶的走向與鋒面平均走向頗相似，如表二中所述個案 I 鋒面平均位置相對於台灣較偏東南，因此其對流強度雖強，但台灣地區降水不多。

(三) 高低對流層環流結構

圖 4 為各個個案平均 200 mb 速度位 X 的分佈。高對流層氣流輻散主軸位置和對流雲系的位置相

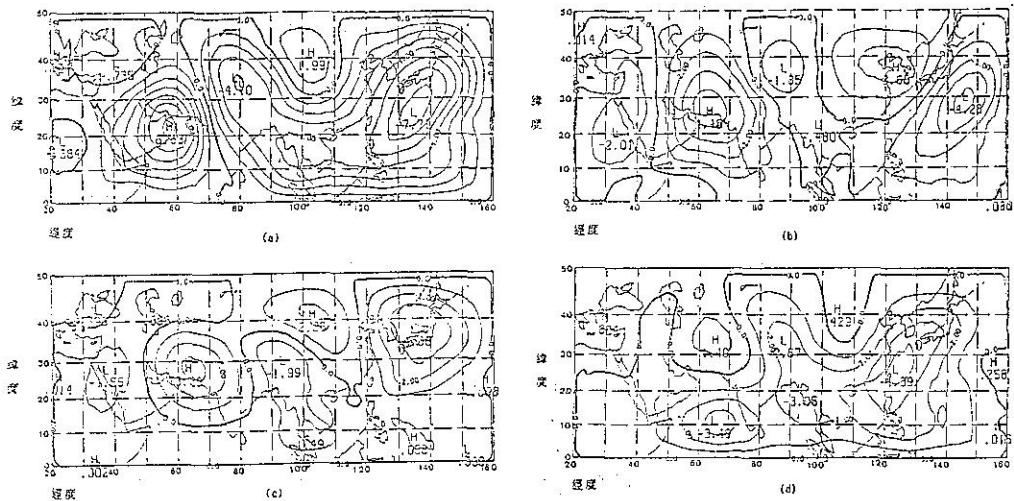


圖 4 200 mb 平均速度位 X 的分佈，單位為 $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，粗實線代表零值線，粗虛線為梅雨鋒面雲帶主軸，其中 H 表示輻合中心，L 表示輻散中心。(a)個案 I (b)個案 II (c)個案 III (d)個案 IV。

Fig. 4 Distribution of 200 mb velocity potential, unit in $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.
The thick solid line is zero line and the thick dash line is the axis of convective activity associated with the Mei-Yu front. (a) case I, (b) case II, (c) case III, and (d) case IV.

當一致。例如圖 4 a (個案 I) 中，在 30° N ， $130^\circ \text{ E} \sim 140^\circ \text{ E}$ 有強輻散中心，輻散軸由此往西南延伸至 15° N ， 120° E ，此輻散軸位置與圖 3 a 所示梅雨鋒對流雲系位置相當一致。此點除意味梅雨鋒面對流活動之高層輻散氣流為大氣環流之重要分量外，亦說明本文中輻散風場所計算之速度位分佈相當具有代表性。

圖 5 為各個案在 850 mb 的水平流線函數 Ψ 分佈，梅雨鋒面雲帶約與平均最強西南氣流區一致，而在平均鋒面槽區東南側。圖 5 a (個案 I) 顯示，台灣地區盛行西南風。此個案中太平洋高壓脊西伸雖達 130° E 附近，但其位置偏南 (10° N)，因此台灣的西南氣流顯非源自此高壓脊之環流。個案 II 中 (圖 5 b)，台灣地區仍盛行西南風。此時太平洋高壓強度較弱，其影響範圍不超過 130° E 。個案 III 與個案 IV 中 (圖 5 c 及 5 d)，台灣地區亦盛行西南風，但此時由於太平洋高壓脊向西延伸至 110° E ，顯然此二個案中西南氣流為西太平洋高壓環流之一部分。若仔細觀察個案 III 及 IV 低層旋

轉分量氣流隨時間的演化，可以發現在印度洋地區的環流在短時間內有非常快速的加強。1979 年印度季風的 onset 大約在 6 月 19 日 (Sikka and Grossman, 1980)。但是若仔細分析 6 月初期低層環流可以發現在 6 月 9 日左右於非洲西岸的跨赤道流產生顯著加強的情形。若以動量的觀點，可視之為一 “ momentum surge ”。此一 momentum surge 發生的時間要較印度季風 onset 的時間早上 10 天左右。初步分析顯示此跨赤道的 momentum surge 似可透過某種波動型式的傳送，影響華南與台灣地區西南氣流的加強，此結果將在第四節中討論。

四緯向平均垂直次環流的結構

圖 6 為各個個案在 $100^\circ \text{ E} \sim 140^\circ \text{ E}$ 緯向平均垂直次環流 (ψ) 分佈情形。各個案在 25° N 均有顯著的上升運動區，此與梅雨鋒面雲帶在 $100^\circ \text{ E} \sim 140^\circ \text{ E}$ 的平均緯度一致 (圖 5)。圖中可以看出，梅雨鋒所伴隨的垂直次環流其結構為在低層梅雨鋒南側有一寬約 20 緯度的較強反向哈德里環流胞，

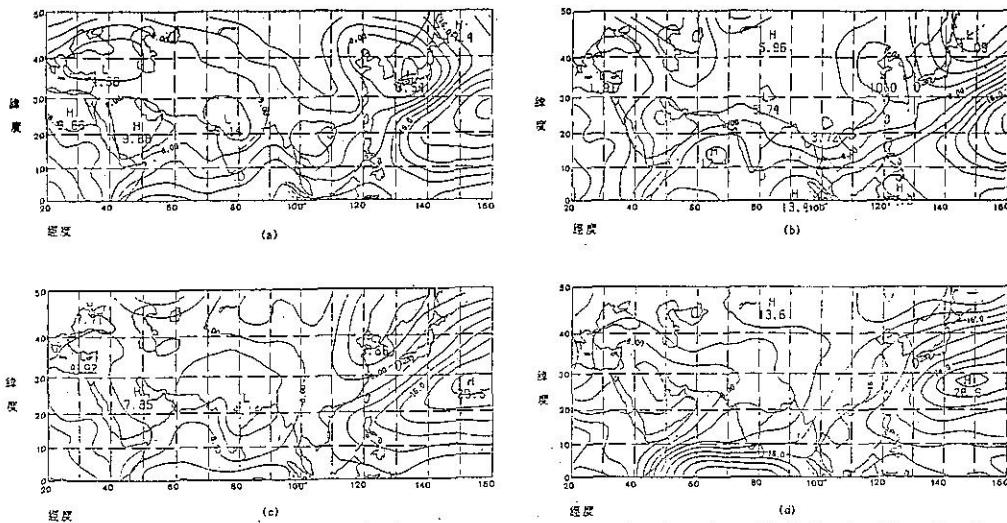


圖 5 850 mb 平均水平氣流函數 ψ 的分佈，單位為 $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，等值線為 $2 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，其中 H 表示反氣旋中心，L 表示氣旋中心，粗實線為平均鋒面槽線，粗虛線為梅雨鋒面雲帶主軸。(a)個案 I (b)個案 II (c)個案 III (d)個案 IV。

Fig. 5 Distribution of 850 mb stream function, unit in $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

1-1 is anticyclonic center and L is cyclonic center. (a)
case I, (b) case II, (c) case III, and (d) case IV.

而在其北側有一寬幅不大於 10 個緯度的較弱哈德里環流胞。北側哈德里環流在個案 II 及 III 甚為微弱，而個案 I 及 IV 中則較強。此哈德里胞在個案 IV 中可深至整個對流層頂。此強度不一的鋒北哈德里環流胞實為各個案移動綜觀尺度環流系統之綜合表現。在梅雨鋒面南側的反向哈德里環流胞強度在各個案間差異不大，此環流與赤道高對流層東風噴流的強度實有密切關係。

五小結

由熱帶對流雲帶分佈來看，在 5 月份的個案 I 與 II，對流較旺盛區域呈波動形式分佈。在 90° E 以東的主要對流地區，其中之一與梅雨鋒面平均位置相一致，而另一地區在新幾內亞地區及 / 蘇門答臘。在個案 III 中，沿赤道之波動狀對流雲系仍極顯著，但梅雨鋒面對流雲系較個案 I 為弱。6 月之個案 III 與 IV，在新幾內亞地區的雲帶往西北方向移動，在南中國海南部地區形成一旺盛對流區。另外在印度半島西南海上地區也形成一旺盛對流區，此對流雲區與印度季風的 onset 可能有密切的關係。

Murakami and Ding (1982) 分析 1979 年初夏

歐亞大陸溫度場與風場時，發現在青康藏高原以西阿富汗地區，由 5 月份到 6 月份季節轉換期間， 300 mb 產生劇量增溫，且中緯度高層西風帶呈顯著北移的現象，此時在青康藏高原的下游地區，如華東及日本等地區，發生劇烈降水現象（亦即梅雨）。由熱量收支的計算得知，在此情形下青康藏高原鄰近地區 6 月份的非絕熱項遠比 5 月份大上很多。顯示大尺度環流的改變和對流活躍程度有密切的關係。

由低層環流結構中，發現個案 I、II 的太平洋高壓（脊）主要位置在 130° E 以東，而個案 III、IV 太平洋高壓（脊）西伸至 110° E 。各個案平均低層環流雖皆屬西南氣流，但其屬性却可能大不相同。

在 $100^\circ \sim 140^\circ \text{ E}$ 的緯向平均垂直次環流中，各個案在 25° N 以南皆伴有反向哈德里環流胞，彼此間強度差異不大。此哈德里環流胞在高層之向南分支氣流與熱帶東風噴流強度顯然有很密切的關係；在 25° N 以北之哈德里環流胞，在各個案的強度差異很大，依序為 IV > I > II > III。個案 IV 垂直範

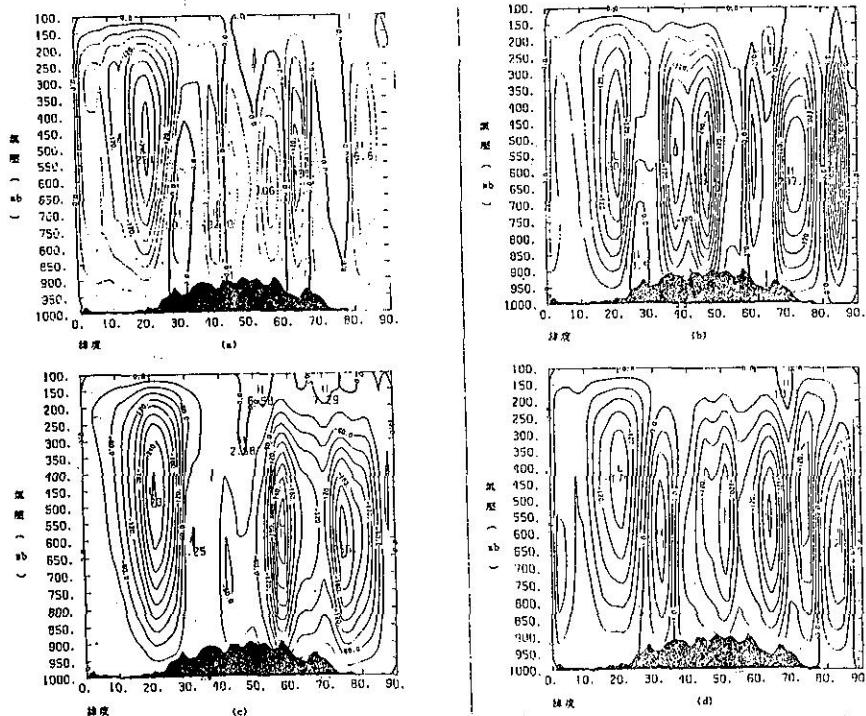


圖 6 局部緯向平均 $100 \sim 140^\circ$ E 垂直氣流函數 ϕ 的分佈。單位為 $30 \times 10^6 \text{ ton s}^{-1}$ 。
粗實線代表零值線，其中 H 表示順時鐘方向環流，L 表示反時鐘方向環流。(a)個案 I (b)個案 II (c)個案 III (d)個案 IV。

Fig. 6 Distribution of local meridional streamfunction (9) over $100^\circ\text{--}140^\circ\text{E}$. The interval is $30 \times 10^6 \text{ tons}^{-1}$. (a) case I, (b) case II, (c) case III, and (d) case IV.

圍深至整個對流層頂，高層向北分支氣流對東亞西風噴流強度顯然亦有密切關係。由於在計算垂直次環流時，邊界條件設在赤道帶上，因此所計算的垂直次環流結構在近赤道區並非理想。未來若利用全球熱帶地區資料來進行分析將可改進。

四、西南氣流源區的個案研究

梅雨期間台灣地區經常發生豪雨現象，而豪雨的發生經常伴隨有強盛暖濕低層西南氣流。陳(1988a)曾對於梅雨期豪雨與低層噴流的關係進行評介，Chen and Yu (1988)亦對其間之可能因果關係進行合成分析。對於低層噴流(西南氣流)的源區、其強度之維持、加強以及消散等等，仍因資料不足而所知有限。在這一節中，我們嘗試以個案Ⅲ每6小時一次850 mb風場資料對熱帶地區西南氣流之演變做一初步分析。由綜觀天氣或氣候之經驗得知台灣地區西南氣流的三個可能源區為：(1)

孟加拉灣地區，若西南氣流由此區源起，因抵台灣前之路徑長，故將伴隨豐沛水汽；(2)西太平洋高壓環流之西南氣流，尤其在高壓脊西伸達 110° E者，此種情形下由於高壓之大範圍下沉氣流，因此空氣較為穩定且水汽含量較為有限；(3)南中國海跨赤道氣流，此氣流北伸至台灣可能形成西南氣流，此種氣流較偏南南西風，因海上路徑亦長，故水汽含量亦應屬豐沛。

當我們分析台灣1979年6月份逐日降水量時，發現6月11日開始，全省的降水量急速增加。台灣西部6個主要雨量測站的總降水量(即前述6個測站為例)由6月10日的12 mm增至6月11日的190 mm。由低層氣流分析發現在6月10日1200 UTC(圖7 h)，台灣西南側附近平均風速強達 9 ms^{-1} 以上，華南沿海最強區則達 12.2 ms^{-1} ，顯示旺盛西南氣流和台灣地區顯著降水有密切的關係。此西南氣流的源區及其強度演變之機制，是個

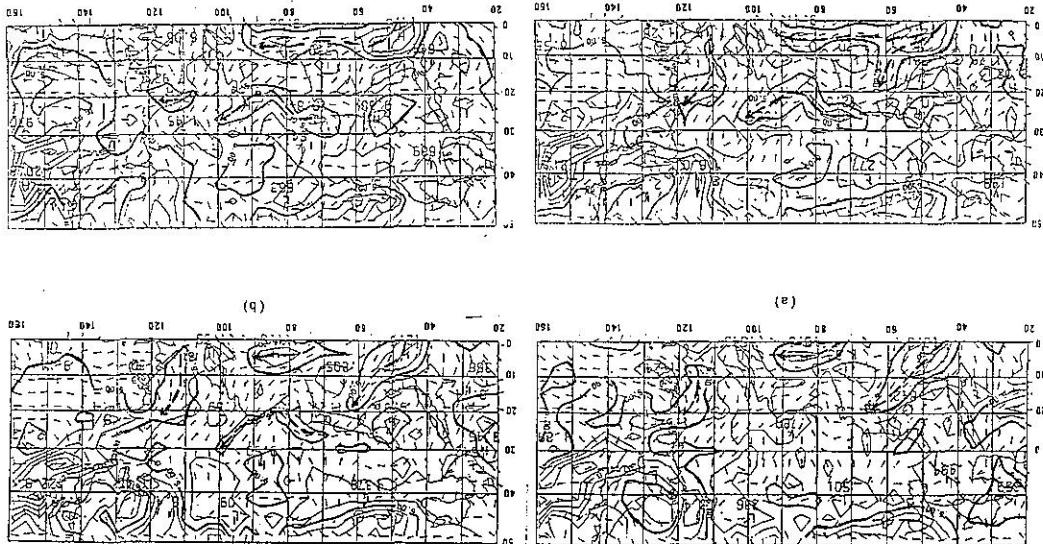
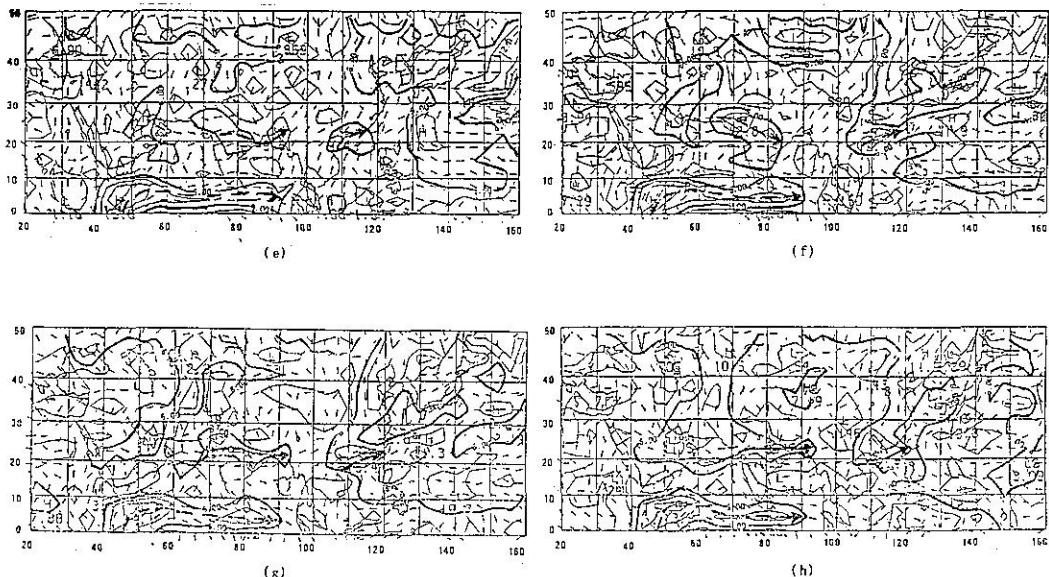


圖 7 個案三每 6 小時一次 850 mb 水平風場分佈。單位為 ms^{-1} ，等值線為 3 ms^{-1} 。(a) 6 月 8 日 1800 UTC (b) 6 月 9 日 0000 UTC (c) 6 月 9 日 1200 UTC (d) 6 月 9 日 1800 UTC (e) 6 月 10 日 0000 UTC (f) 6 月 10 日 0600 UTC (g) 6 月 10 日 1200 UTC (h) 6 月 10 日 1200 UTC。粗實線代表大於 6 ms^{-1} 的區域，粗虛線箭頭代表強風區主軸走向。

Fig. 7 Wind distribution at 850 mb, Interval is 3 m/s. Thick solid line enclosed the strong wind area ($> 6 \text{ m/s}$). (a) June 8 1800 UTC, (b) June 9 0000 UTC, (c) June 9, 0600 UTC, (d) June 9 1200 UTC, (e) June 9, 1800 UTC, (f) June 10, 0000 UTC, (g) June 10, 0600 UTC, and (h) June 10 1200 UTC.



續圖 7。

很值得研究的問題。分析當時的大尺度環流，東北低壓環流影響的範圍可南達 25° N左右，太平洋高壓脊西伸至 115° E左右，其伴隨之低層東風，最強區達 12 ms^{-1} 以上。值得注意的是，此時在阿拉伯海至青康藏高原南側存在一西風強風帶，其強度達 10 ms^{-1} ；在印度洋赤道 40° E以東，有一持續性的強風帶，風速最強達 14 ms^{-1} 。要了解台灣地區強盛西南氣流的源區與演變，更高時間解析度資料實為必要，因此我們以每6小時的觀測資料進行分析。

圖7 a至7 h為1979年6月8日1800 UTC至6月10日1200 UTC每6小時一次850 mb風場分佈情形。6月9日0600 UTC至6月10日0600 UTC間台灣至華南沿海與南海北部地區，西南氣流顯著加強且最大風速區在9日1800 UTC前亦顯著向下游移行，之後在華南沿海近似滯留。此段期間 115° E、 15° N附近地區之太平洋高壓脊環流，風速無顯著變化且強度均在 6 ms^{-1} 以下，顯然此個案西南氣流的加強及其源區與太平洋高壓環流似無關連。南中國海跨赤道的南來氣流在6月8日1800 UTC至6月9日0600 UTC間雖有一強風軸（強大約 6 ms^{-1} ）存在，但此南來強風帶僅維持至6月9日0600 UTC，在6月9日1200 UTC時即不復存在，因此與6月9日1200 UTC以後逐漸加強的台灣及華南沿海之旺盛西南氣流顯然亦無關連。為尋求西南氣流加強之可能機制及源區，故詳細分析南海以西之熱帶區風場變化。印度洋區 40° ~ 50° E跨赤道流由6月8日0600 UTC小於 10 ms^{-1} 的強度（圖未示）增強至1800 UTC的 13 ms^{-1} （圖7 a），而且強風軸呈一舌狀往東北方延伸至 20° N、 70° E附近。到6月9日0000 UTC（圖7 b）時，該舌狀風速最大區仍維持其原有強度，而此時印度半島北側却由原本甚為微弱風場加速成一繞青藏高原南側強風區，其強度達 6 ms^{-1} 以上。6月9日0600 UTC時（圖7 c），青藏高原南側最大風速區內強度繼續加強且範圍略為擴大，其最大風速高達 12 ms^{-1} 以上，此時印度洋之西南跨赤道流仍維持其強度，且舌狀風速最大區乃甚為明顯，1200 UTC（圖7 d），印度洋之西南跨赤道舌狀風速最大區方不再北伸而轉成偏東方向氣流，在 10° N印度洋地區形成一強西風軸。6月9日1200 UTC，青藏高原南側的風速最大區強度略有減弱，此時在其下游華南、南海地區西南

氣流有逐漸加速的情形（由0600 UTC之 6 ms^{-1} 加速至1200 UTC之 8 ms^{-1} ）。在6月9日1800 UTC時（圖7 e），青藏高原南麓由印度往東至華南之風速最大區，主要出現在印北、孟加拉灣北部，及南海北部地區。此時海南島附近強風帶之最大強度由前6小時之 8 ms^{-1} 加強成大於 9 ms^{-1} 的區域。再經過12小時後，於同一區域，西南氣流的強度已加強至 13 ms^{-1} 以上（圖7 g）。

由以上資料顯示，非洲東岸跨赤道南來氣流的加強，可能在36~48小時以後，影響到華南沿海與南海北部地區西南氣流的強度，可能因而導致區域性強烈降水。然後要在48小時之內將動量由印度洋赤道地區往東傳送行經8000公里距離至東經 120° 左右，其平均傳播速度要高達45公尺/秒以上，而此種傳播速度顯非平流過程可予解釋，然則若屬波動傳播性質，以何種波動傳送尚須要進一步分析方可確定。

為了更清楚描述整個episode的過程，我們可將這一個案分成幾個不同階段來討論：

第一階段：跨赤道流加強期

在6月8日0000 UTC~1800 UTC期間非洲東岸跨赤道流之強度由 9 ms^{-1} 增強至 13 ms^{-1} ，強風帶呈一東北/西南走向的舌帶，並向北延伸至北緯 20° 東經 65° 附近區域，此一階段可以視為西風動量被持續增強之南來氣流往北傳送期。此一西風動量北傳區域之動量傳送在青康藏高原南麓遇高原阻擋轉成西風動量東傳形式（6月9日0000 UTC，見圖7 b），於高原南麓形成一西風動量集中區。在此同時雖台灣南部巴士海峽一帶生成一強度大於 9 ms^{-1} 的西南氣流，但此旺盛西南氣流生成後即迅速東移，於6月9日0000 UTC移至東經 130° 以東。此一西南氣流的源區為來自南中國海的跨赤道流，應與前述非洲東岸跨赤道流的加強無關。

第二階段：西風動量傳播期

6月9日0000 UTC~1200 UTC，在此期間青藏高原南麓西風動量持續加強，主要西風動量集中區以印度半島西北部（ 70° E, 25° N）及孟加拉灣北部地區（ 90° E, 22° N）為主。9日0600 UTC至1200 UTC之主要變化，在於印度西風動量北傳減弱而漸轉變成赤道區之東傳形式時，印度西北之最大風速區強度減弱，但青藏高原南側西風動東傳仍然持續，致使孟加拉灣北部地區之風速仍繼續增強。

第三階段：台灣地區與華南沿海西南氣流加強期

6月9日1800 UTC至10日0000 UTC，孟加拉灣北側原最大風速區之西南風減弱，同時華南沿海西南風增強，該區西南風等於6小時後（圖7g）達最強，為 13.4 ms^{-1} 。

以上資料顯見本個案之台灣鄰近地區西南氣流的加強可追溯回至印度洋跨赤道流的加強，乃先透過西風動量北傳，隨後沿青藏高原南側東傳，而傳至華南沿海原已存在之西南氣流增強。

五、結語

本研究使用1979年FGGE資料，對不同梅雨鋒面系統伴隨的台灣區降水特徵、低緯平均環流、平均對流及垂直平均次環流的結構進行分析，以比較各個案間的異同。同時並以每6小時一次850 mb風場資料，探討台灣區低層西南氣流加強的可能源區與原因。

在鋒面系統平均環流結構方面，發現由衛星紅外線長波輻射資料求得鋒面對流雲系的平均位置與200毫巴輻射風場計算所得之速度位輻散軸相當一致，除意味鋒面對流在大氣環流之重要角色外，亦顯示速度位計算結果的可信度。低層旋轉分量平均氣流來源視太平洋高壓環流強弱而定，與鋒面對流強度呈顯著相關。平均垂直次環流結構顯示於鋒面南側有一顯著反向哈德里環流胞，於鋒面北側有一強度不一的哈德里環流胞。此鋒北熱力直接環流的強度與鋒面伴隨系統的瞬變性有密切相關。

在熱帶低層氣流演化部份，經初步分析6月8日1800 UTC至6月10日1200 UTC 6小時一次850 ms^{-1} 風場資料，發現台灣與華南鄰近地區西南氣流的加強，其來源似可以追溯至非洲東岸（ 40°E ）跨印度洋赤道流西風動量的北傳。此北傳之西風動量經青藏高原阻擋，沿青藏高原南麓東傳至孟加拉灣地區而後傳至華南沿海使原已存在之西南氣流增強。此個案的結果，有許多問題值得深入探討。譬如：印度洋跨赤道流在6月9日1200 UTC之後即沒有繼續將西風動量往北傳至印度半島地區，但該區風速仍能維持一定強度，其機制為何？而與熱帶對流運動有何關係，頗值得進一步的分析。

六、誌謝

我們感謝中央氣象局科技中心李汴軍博士所提供的衛星觀測雲頂溫度資料磁帶。並感謝中央氣象

局應用氣象組林民生組長及台灣大學大氣科學研究所許昊雄教授的指正。本研究在國科會專案計劃NSC-77-0202-M002-05支援下完成。

參考文獻

- 陳正改與蔡清彥，1980：影響台灣北部地區之梅雨系統。大氣科學，7，49～58。
- 陳泰然，1988a：台灣梅雨研究回顧。科學發展月刊，16，239～266。
- 陳泰然，1988b：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，1987：梅雨季東亞大尺度環流之年際變化與系統間變化。台大大氣科學研究所報告。NTUATM-1987-06，171頁。
- 陳泰然與周仲島，1988：不同對流強度梅雨鋒面系統之大尺度環境特徵。天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，479～489。
- 中央氣象局研究報告，1984：中緯度地區雲系分析研判。
- Bengtsson, L., M. Kanamitsu, P. Kallberg and S. Uppala, 1982: FGGE 4-Dimensional data assimilation a ECMWF. Bull. Amer. Meteor. Soc., 69, 29-43.
- Chen, G. T.-J. and B. J.-D. Jou, 1986: Inter-annual variations of large-scale circulation over East Asia during the Taiwan Mei-Yu season. Dept. of Atmos. Sci., Natl. Taiwan University Sci. Rep. NTUATM-1986-05, 213pp.
- Chen, G. T.-J. and C. C. Yu, 1988: Study of low level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu season. Mon. Wea. Rev., (Be appeared in March issue).
- Chen, G. T. J. and C. P. Chang, 1980: The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over south-eastern 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 Meter. Res., 3, 1 & 2, 31-42.
- Daley, R., A. Hollingworth, J. Ploshay, K. Miyakoda, W. Baker, E. Kalnay, O. Dey, T. Krishnamurti and E. Barker, 1985: Objective analysis and assimilation techniques used for the production of FGGE III b analyses. Bull. Amer. Meteor. Soc., 66, 532-538.
- Johnson, D. R., 1986: Summary of the First National Workshop on the Global Weather Experiment. Bull. Amer. Meteor. Soc., 67, 1135-1143.
- Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu front over China Continent in late May of 1979. J. Meter. Soc. Japan, 63, 20-36.
- Krishnamurti, T. N., Kanamitsu M., Koss J. W., Lee J. D., 1973: Tropical East-West circulation during the Northern winter. J. Atmos. Sci., 30, 780-787.
- Murakami, T. and Y. H. Ding, 1982: Wind and temperature changes over Eurasia during the Early Summer of 1979. J. Meteor. Soc. Japan, 60, 183-195.

- Murakami, T. and W. G. Huang, 1984: Orographic effects of the Tibetan Plateau on the rainfall variations over central Chian during the 1979 summer. *J. Meter. Soc. Japan*, 62, 895-909.
- Newell, R. E., 1979: Climate and the ocean. *Amer. Sci.*, 67, 405-416.
- Ninomiya, K. and H. Muraki, 1986: Large-scale circulations over east Asia during Baiu period of 1979. *J. Meter. Soc. Japan*, 64, 409-429.
- Saito, N., 1985: Quasi-stationary waves in mid-latitudes and the Baiu in Japan. *J. Meter. Soc. Japan*, 63, 983-995.
- Sikka, D. R. and R. Grossman, 1980: Summer MONEX Chronological Weather Summary. International MONEX Management Center, New Delhi, India.

LARGE-SCALE CIRCULATIONS ASSOCIATED WITH THE MEI-YU FRONTAL SYSTEM AND EVOLUTION OF THE TROPICAL LOW-LEVEL FLOWS IN 1979

Ben Jong-dao Jou

George Tai-jen Chen

Wei-kao Song

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

ABSTRACT

The Taiwan-area rainfall, large-scale circulations, convective activity, and regional meridional circulation of four cases of Mei-Yu frontal systems in 1979 Mei-Yu season were analyzed. Rainfall data of Central Weather Bureau, satellite IR outgoing longwave radiation (CLR) of NOAA, and FGGE relevel-IIb data of ECMWF were used. Six-hourly low-level tropical flows of each of four cases were also analyzed to document a possible remote source for the formation of an LLJ over the southern China coast. An intense convection belt as shown in the OLR data associated with the Mei-Yu front was found to be approximately coincided with the divergent outflow axis at the upper troposphere (200mb). The result suggests that the organized convective activities associated with Mei-Yu front be an important part of the general circulation.

It was also shown that the intensity and location of the western Pacific subtropical high was closely related to the strength of convective activities of the Mei-Yu front. A pronounced reversed-Hadley cell to the south with a relatively weak Hadley cell to the north of the Mei-Yu front was observed in the area of 100-140° E. The relatively weak intensity of Hadley cell to the north of the Mei-Yu front was apparently due to the transient characteristics of the synoptic systems to the north of the front.

Six-hourly winds at 850 mb in the tropical and the subtropical areas from 1800 UTC June 8 to 1200 UTC June 10 showed that the intensification of southwesterly over the southern China coast and Taiwan area can be traced backward to the intensification of the cross-equatorial southwesterlies over the eastern coast of Africa (40°E). It is proposed that the westerly momentum be perhaps transported from the equator to the southern slope of the Tibetan Plateau and then eastward to the southern China coast area through wave motion rather than advection process.

Keywords: Mei-Yu, Streamfunction, Velocity potential, Mean circulation
IR cloud-top temperature, Tropical circulation, FGGE data