

台灣梅雨季對流降水之時空分佈特徵

陳泰然¹王重傑²楊進賢³¹國立台灣大學大氣科學研究所²私立景文技術學院環境管理系³民航局氣象中心

(中華民國九十年九月十九日收稿；中華民國九十一年元月二十五日定稿)

摘 要

本文使用 1975-1984 年 5、6 月中央氣象局與民航局所屬共 25 個地面測站資料，以降水強度 $\geq 5 \text{ mm h}^{-1}$ 作為對流降水之標準，分析台灣地區梅雨季對流降水之時空分佈特徵，並探討可能的影響因子。結果顯示，對流降水最大頻率位在中央山脈，並向東西兩側遞減，且西側頻率較東側為高，顯示西南氣流盛行下的地形舉升作用，在梅雨季之對流降水過程中扮演重要角色。對流降水之平均強度，則以迎風面的嘉南地區與西北沿海較大，且後者特別有利於較劇烈之對流降水。對流降水出現頻率有顯著之日夜變化，除東南部與部份離島外，全台各地之對流降水均較集中於日間時段，尤以較劇烈者為然，顯示太陽輻射加熱效應為對流發展的重要因素。松山與高雄兩機場之逐時風場與對流降水變化顯示，兩地日間海風皆發展明顯，其所造成之局部輻合亦常為引發對流之機制。此種對流降水集中於日間及其與海風之可能關聯，與世界多處熱帶至副熱帶地區所得之研究結果相似。

此外，中央山脈東西兩側沿海之南北方向對流降水日夜變化有顯著差異。西側不同對流強度之頻率在日間呈單高峰或雙高峰形式，且有較強對流頻率主軸出現時間距海岸愈遠愈延遲之現象，顯示對流發展與海風有直接相關。東側對流降水之最大頻率主要出現在午後，且出現時間由北向南延遲，由北向南之延遲時間與梅雨鋒面移動所需時間相近，顯示午後對流除與海風發展有關外，亦不能排除鋒面過境之影響。

關鍵詞：對流降水、梅雨季、地形效應、梅雨鋒面、海陸風環流。

一、前言

台灣地區降水量氣候值之季節分佈顯示，5月中旬至6月中旬存在一顯著之相對最大值，此期間即為台灣之梅雨季（陳與吳 1978），亦為除伴隨颱風之外，台灣地區豪（大）雨發生頻率最高之時段（王等 1985）。梅雨鋒面為台灣地區災變天氣之主要理由，即為所伴隨之豪雨常導致嚴重災害（例如：丘等 1982；丘與劉 1985；謝與陳 1985；梁等 1986）。為增進對梅雨季劇烈區域性豪雨的了解，以改進預報能力並減少災害損失，而有「台灣地區中尺度實驗計劃」（Taiwan Area Mesoscale Experiment；TAMEX）之實施（陳 1985；吳與陳 1987；Kuo and Chen 1990）。有關 TAMEX 計劃的檢討與科學成果評估，可參閱 Chen (1992)，及陳與謝 (1993) 等。

梅雨為副熱帶東亞地區特有的天氣與氣候現象，發生於大陸華南、華中、台灣、日本及韓國等地（例如：Chen 1983；Tao and Chen 1987；Ding 1992；Saito 1985）。春末夏初，低層盛行氣流逐漸由冬季東北季風轉變為夏季西南季風型態的轉換期間，北方大陸分裂高壓與南方太平洋高壓間形成一變形場，場中常有鋒面反覆形成與消散，即為梅雨鋒。梅雨鋒面平均生命期約 8 天，形成後多緩慢南移或呈滯留，並提供舉升條件而形成雲帶，導致連續或間歇性之層狀或對流性降水（陳 1988）。隨季節演進，梅雨鋒面之平均位置漸向北移，5月中至6月中位於台灣及華南一帶，至6月中至7月中已移至大陸長江流域。以台灣地區而言，每年梅雨季平均有 4-5 道鋒面通過，但逐年鋒面數與降水量之多寡（乾梅或濕梅），則有相當明顯的年際變化（陳與周 1988；Chen et al. 1992）。

陳 (1987) 針對乾濕梅環流特徵之研究發

現，台灣梅雨季降雨量之多寡主要取決於低層氣流之源地，若為源自孟加拉灣之強勁暖濕西南氣流，則降水量多；反之，若為太平洋高壓環流主宰之東南風或西南風，則降水量少。同時，個別梅雨鋒面的活躍程度（對流多寡），亦與低層氣流之源地密切相關，而較多的活躍鋒面則使該年梅雨季雨量偏高（Chen 1994）。陳與周 (1988) 亦認為梅雨鋒面附近的對流多寡僅與低層氣流源地有關，而與鋒面本身的斜壓度無關。因此，鋒前若盛行暖濕西南氣流，梅雨鋒面之降水多屬對流性，若對流呈組織性發展而成中尺度對流系統（Mesoscale Convective System，簡稱 MCS），則可形成豪（大）雨，並有導致水災的可能（陳 1986）。

由過去的研究顯見，對流降水為梅雨季的重要降水形式。除藉個案研究以了解導致豪雨之綜觀環境條件（例如：朱與陳 1988；紀與陳 1989；鄧等 1992）與 MCS 之激發機制、結構及演變以外（例如：周等 1990；Wang et al. 1990；Chen 1991；Lin et al. 1993），對於對流與豪雨之時空分佈特徵的了解，亦有助於改進豪雨預報（陳 1986）。近年來針對台灣北部地區，陳等 (2000) 利用中正機場都卜勒雷達回波資料分析 5-7 月對流的時空分佈並探討其與局部環流的關係，結果顯示對流有午後最大值，且梅雨季新竹沿海的氣旋式渦旋以及海風等局部環流的輻合作用，在激發午後對流扮演重要角色。陳等 (2001b) 亦獲得相似結果。陳等 (2001a) 則探討梅雨季之中尺度對流系統與降水之關連，發現線狀系統雖然出現頻率較非線狀者為低，但其平均降雨量較高。此外，於垂直風切較大環境中發展的系統，平均降水亦較多。針對中南部地區，陳與林 (1997) 分析梅雨季豪（大）雨之空間分佈，發現台南至阿里山附近

有最大頻率，日夜變化則以 1600 LST 的極大值最為顯著。陳與張（2000）則求取梅雨季鋒面過境前後各地區之逐時降雨機率、降雨量、及豪大雨發生機率之氣候值，並使用此氣候值法進行預報校驗，結果顯示具有相當的預報能力，且其預報誤差在鋒面過境後 6-12 小時較持續法為小。陳與楊（1988）曾利用地面降水資料，分析梅雨季豪（大）雨之空間分佈、生命期及日夜變化等特徵。本文將分析梅雨季對流性降水（包括豪雨與非豪雨）之中尺度氣候特徵，除探討其時空分佈與可能之影響因子外，亦與陳與楊（1988）針對梅雨季豪（大）雨所得之結果相互比較。

二、資料與分析

本文利用中央氣象局所屬 23 個地面測站以及民航局松山與高雄兩機場於 1975-1984 年 5、6 月逐時雨量資料，分析台灣地區對流降水之時空分佈特徵，並利用該兩機場之逐時風場，以分析局部環流之日夜變化。本文未使用近年更多測站之資料，主要乃因前述陳與楊（1988）有關豪（大）雨之時空分佈特徵研究係使用 1975-1984 年間之資料，如此本文所得結果可與陳與楊（1988）之結果相互比較。近年來之豪（大）雨研究降水標準，多採用 Post-TAMEX 預報實驗之定義（陳與謝 1992），即以時雨量 ≥ 15 mm，且 12 h 累積雨量 ≥ 50 mm 者訂為豪雨（其中又分 A 型與 B 型豪雨，即 24 h 累積雨量 ≥ 130 mm 者屬 A 型，其餘則屬 B 型），而 24 h 累積雨量 ≥ 50 mm 者則訂為大雨（例如：陳與林 1997；陳與張 2001）。吳等（1984）曾分析春末夏初（3-6 月）豪雨與災害之關係發現，以 6 h 累積雨量 ≥ 30 mm，亦適合做為豪雨之定義。參

考吳等（1984）之結果，本文以降水強度 ≥ 5 mm h^{-1} 作為對流降水之標準，並依需要分別以 ≥ 10 、15 與 30 mm h^{-1} 作為不同等級之較強對流降水的區分標準。由於梅雨季層狀降水鮮少達到 5 mm h^{-1} 的強度，且經統計後台灣地區各測站平均降水強度均未達此一標準，故以 5 mm h^{-1} 之強度定義對流降水應屬合理。另外，本文所討論之對流降水包括 5-6 月所有發生者，因此不僅限於梅雨系統，亦包括少數因颱風所導致者。

圖 1 為台灣地區之地形分佈、各測站站名及位置。其中中央山脈之玉山、阿里山及日月潭等站海拔高度較高，均超過 1000 m，屬於高山測站。北部大屯山區之鞍部與竹子湖站則次之，分別為 827 與 603 m。其餘各站則除蘭嶼和彭佳嶼外，海拔高度均小於 100 m，屬於平地測站。此外，由於山區測站較為稀少，尤其

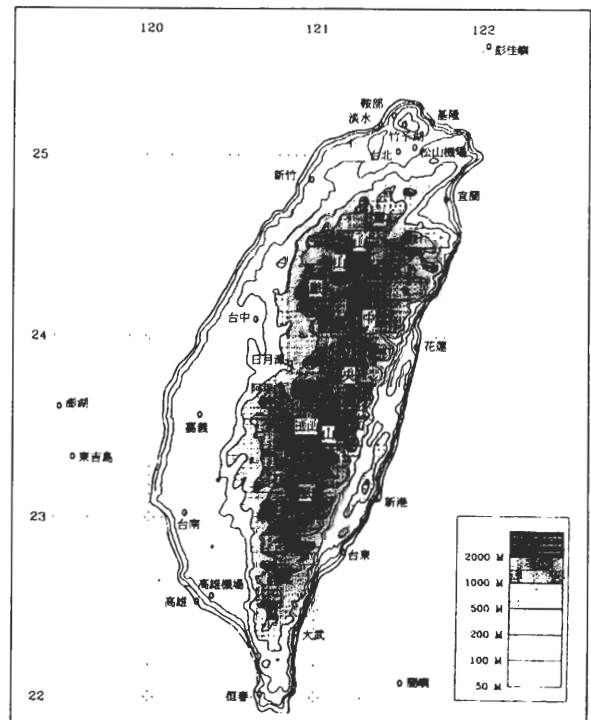


圖 1 台灣地形分佈及各測站站名與位置。

是雪山山脈與中央山脈北部地區，對於分析結果的完整性可能有所影響，但應仍具有相當的參考價值。

三、結果與討論

(一) 對流降水之空間分佈

圖 2 為 1975-1984 年 5-6 月台灣地區各測站時雨量大於 (或等於) 5 mm 之降雨次數 (頻率) 空間分佈。顯示對流降水之最大頻率中心位於中央山脈中部，並以阿里山站最高 (838 次)，頻率並向山脈兩側遞減，顯示對流降水與台灣地形有密切關聯。台灣北部地區，則以鞍部測站頻率較鄰近各站為高 (422 次)，亦顯示

較高地勢有利於對流性降水的發生。若比較中央山脈東西兩側之對流降水頻率，則西側 (> 300 次) 顯較東側 (< 200 次) 為高，顯示地形效應在低對流層盛行西南氣流之下，對於對流降水發展扮演重要角色。位於迎風面之台灣西南部平原，以台南 382 次頻率最高，其次則為高雄的 362 次，至於其它位於較北側的台中、嘉義及較南側的恆春等站，對流降水頻率則較低。陳與楊 (1988) 所得之豪雨個案空間分佈，亦顯示豪雨最大頻率區位於阿里山至嘉南平原一帶，且中央山脈西側頻率較東側為高。豪雨的次大頻率區，則位於西北部的新竹附近。因此，與本文之對流降水頻率分佈結果頗為一致。

圖 3 為不同時雨量等級 (≥ 5 、15、與 30 mm h^{-1})，各測站之平均降水強度空間分佈。當時雨量 ≥ 5 mm 時，平均降水強度的最大值出現在台南附近 (13.3 mm h^{-1})，次大則在新竹 (12.7 mm h^{-1})。最小中心位於中央山脈的玉山站 (8.9 mm h^{-1})，其次則為基隆與宜蘭 (圖 3a)。配合圖 2 之結果，顯示高山地區雖較常發生對流降水，但降水強度一般反而較弱，此可能由於氣柱水氣含量 (可降水量) 一般較低之故。若時雨量等級升高為 ≥ 15 mm (圖 3b)，則西北沿岸之新竹成為最大平均降水強度中心 (30.2 mm h^{-1})，最大主軸向台灣北部延伸，台灣東南沿海 (> 26.0 mm h^{-1}) 與日月潭 (24.9 mm h^{-1}) 均有相對較大強度出現，台南附近 ≥ 5 mm h^{-1} 平均降水強度之中心已不復見。至於玉山一帶與宜蘭地區，仍為降水強度之相對較弱區，均小於 22.0 mm h^{-1} 。若時雨量等級進一步升高為 ≥ 30 mm，則西北沿海仍為最大平均降水強度中心 (48.5 mm h^{-1})，最大主軸亦向北部延伸，東南沿海的台東與大武等地，降水強度亦明顯增強 (約 47 mm

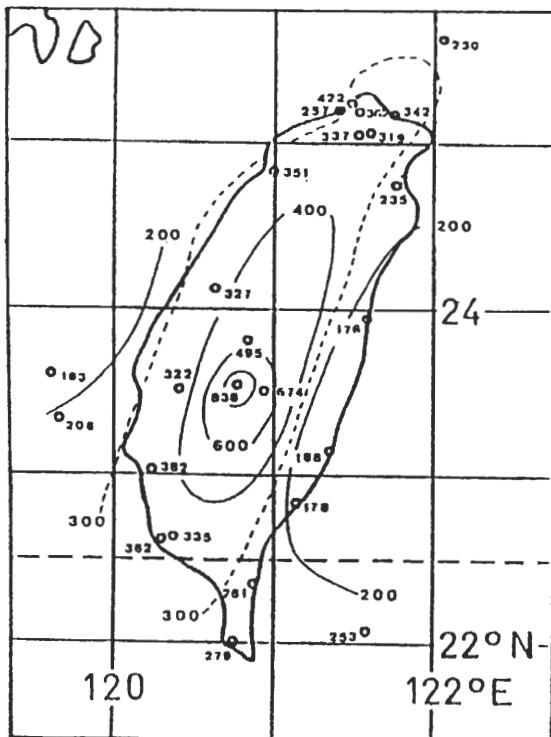


圖 2 1975-1984 年 5-6 月台灣地區各測站時雨量 ≥ 5 mm 之累積降雨次數分佈。

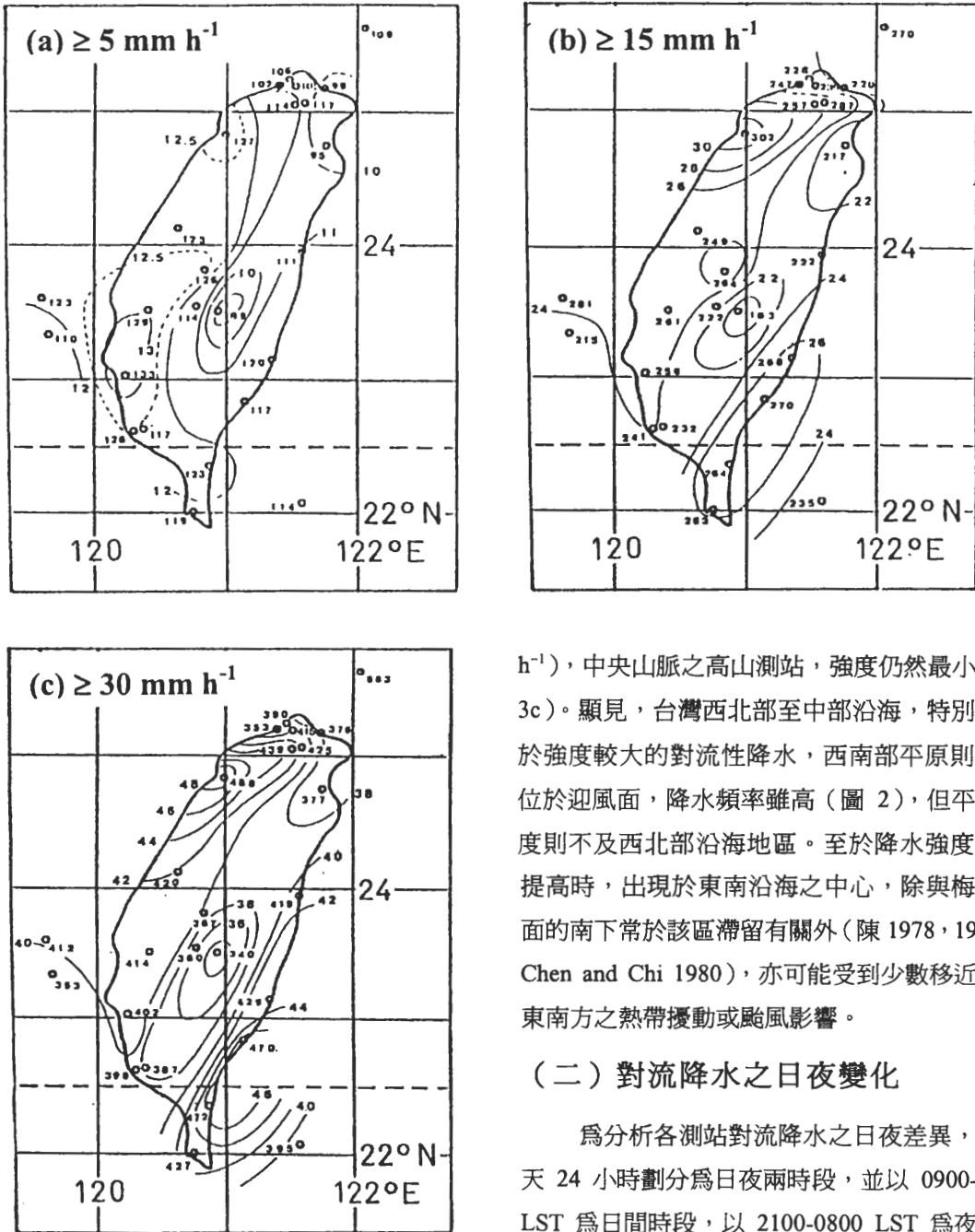


圖 3 1975-1984 年 5-6 月台灣地區各測站 (a) $\geq 5 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $\geq 15 \text{ mm h}^{-1}$ 及 (c) $\geq 30 \text{ mm h}^{-1}$ 等三種不同時雨量等級之平均降水強度 (數字單位為 0.1 mm h^{-1}) 空間分佈。等雨量線間距為 1.0 或 2.0 mm h^{-1} 。

h^{-1})，中央山脈之高山測站，強度仍然最小 (圖 3c)。顯見，台灣西北部至中部沿海，特別有利於強度較大的對流性降水，西南部平原則由於位於迎風面，降水頻率雖高 (圖 2)，但平均強度則不及西北部沿海地區。至於降水強度等級提高時，出現於東南沿海之中心，除與梅雨鋒面的南下常於該區滯留有關係外 (陳 1978, 1992; Chen and Chi 1980)，亦可能受到少數移近台灣東南方之熱帶擾動或颱風影響。

(二) 對流降水之日夜變化

為分析各測站對流降水之日夜差異，將一天 24 小時劃分為日夜兩時段，並以 0900-2000 LST 為日間時段，以 2100-0800 LST 為夜間時段。分別統計各測站日夜不同時雨量等級之對流降水次數，可得其日夜頻率比值之空間分佈，如圖 4 所示。若日夜比值大於 1，表示對流降水出現頻率較集中於白天，反之則較集中於夜間。圖 4a 顯示當時雨量等級為 $\geq 5 \text{ mm}$ 時，全台大

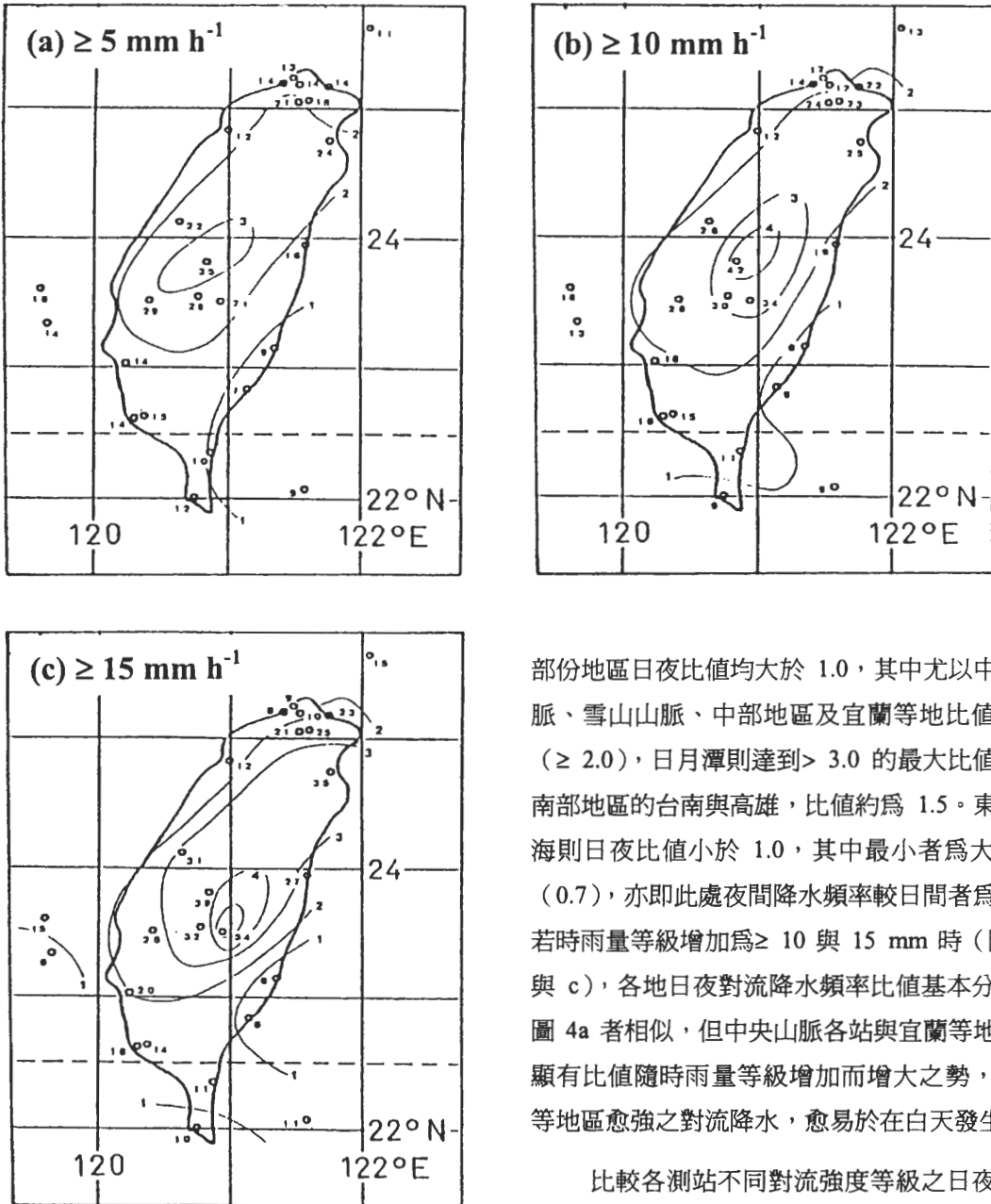


圖 4 1975-1984 年 5-6 月台灣地區各測站 (a) $\geq 5 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $\geq 15 \text{ mm h}^{-1}$ 及 (c) $\geq 30 \text{ mm h}^{-1}$ 等三種不同時雨量等級, 日間 (0900-2000 LST) 與夜間 (2100-0800 LST) 對流降水次數比值 (數字單位為 0.1) 空間分佈。等值線間距為 1.0。

部份地區日夜比值均大於 1.0, 其中尤以中央山脈、雪山山脈、中部地區及宜蘭等地比值較高 (≥ 2.0), 日月潭則達到 > 3.0 的最大比值。西南部地區的台南與高雄, 比值約為 1.5。東南沿海則日夜比值小於 1.0, 其中最小者為大武站 (0.7), 亦即此處夜間降水頻率較日間者為高。若時雨量等級增加為 ≥ 10 與 15 mm 時 (圖 4b 與 c), 各地日夜對流降水頻率比值基本分布與圖 4a 者相似, 但中央山脈各站與宜蘭等地, 明顯有比值隨時雨量等級增加而增大之勢, 即該等地區愈強之對流降水, 愈易於在白天發生。

比較各測站不同對流強度等級之日夜時段降水次數比值特徵, 顯然所有測站可歸納為四類。第一類屬日間對流型, 即在所有三種時雨量等級, 日間之降水次數均較夜間為多, 即比值均大於 1.0 者。此類測站共計有基隆、竹子湖、台北、松山機場、新竹、台中、嘉義、台南、高雄、高雄機場、宜蘭、花蓮、彭佳嶼、澎湖、

玉山、阿里山與日月潭等 17 站，佔測站總數的 68 %，位置則涵蓋台灣本島的大部份地區（圖 4）。前述之日夜對流降水比值隨時雨量等級增加而增大的測站亦屬此類，計有基隆、松山機場、台中、台南、高雄、宜蘭、花蓮、彭佳嶼、玉山、阿里山與日月潭等 11 站。其中以玉山站之變化最為明顯，時雨量等級 5 mm、10 mm 及 15 mm 時之日夜比值分別為 2.1、3.4 及 5.4。另外，時雨量等級由 5 mm 增至 15 mm 時，基隆（1.4 至 2.3）、宜蘭（2.4 至 3.5）、花蓮（1.6 至 2.7）及台中（2.2 至 3.1）等站之日夜比值亦有明顯增加。第二類屬夜間對流型，即在各時雨量等級，日夜對流降水頻率比值均小於 1.0 者，有新港與台東兩站，佔總測站數的 8 %。第三類屬日弱夜強對流型，即隨時雨量之增強，降水發生趨勢由日間趨於夜間時段者。此類測站計有淡水、鞍部、恆春及東吉島，佔總測站數的 16 %。第四類屬日強夜弱對流型，即隨時雨量之增強，降水發生趨勢由夜間趨於日間時段者。計有大武與蘭嶼，佔總測站數的 8 %。第二、三、四類對流型，均位於東南沿海、恆春半島、北部沿海或離島（圖 4）。由以上分析可知，在全部 25 個測站中，有 2/3 以上之測站，亦為台灣本島絕大多數的測站，其日間對流降水頻率均較夜間為高（即屬第一類），顯示白天太陽輻射的加熱效應，為引發對流的重要因素，尤其對較劇烈的對流降水而言，更是如此。因此，對流降水在缺乏太陽輻射加熱的夜間時段，其發生比例隨劇烈程度的升高而降低。陳與楊（1988）亦發現除東部與離島地區外，全台各區豪雨頻率與降雨強度均為日間高於夜間，且大部分地區均有午後最大值出現，南部地區則有正午最大值。在世界其他地區之陸地，亦有對流較常於日間的午後時段而較少於夜間發生

的傾向，例如美國東部沿岸（Trunk and Bosart 1990）、非洲西部（Reed and Jaffe 1981）、全球熱帶地區（Janowiak et al. 1994）、南海（Nitta and Sekine 1994）及美洲熱帶與副熱帶地區（Garreaud and Wallace 1997）。

除討論台灣地區各測站日夜時段對流降水頻率比值的空間分佈外，為進一步了解對流降水出現頻率之日夜變化特徵，與局部環流演變在對流降水所扮演的角色，分析北部的松山機場與南部的高雄機場對流降水與風場之逐時變化，結果分別如圖 5 與圖 6 所示。兩機場對流降水均較集中於日間時段（0900-2000 LST），但對流之降水頻率高峰，不論時雨量等級，松山機場均出現在 1500-1600 LST，而高雄機場則均出現在 1100-1200 LST，較松山機場提早 4 小時。圖 6 之風場為逐時合成風與時間平均風之差量，即局部環流分量。松山機場夜間吹東南風，凌晨至清晨吹西南風，1000-1500 LST 的日間時段則吹西北風。高雄機場夜間吹東北風，日間時段（1000-1700 LST）則吹西南風。顯然，兩地局部環流均具明顯日夜變化，且風向隨時間順轉，白天吹海風與夜間吹陸風，有顯著之海陸風環流交替現象。高雄地區之海陸風均較北部為強（圖 6b），日間海風（西南風）平均可達約 2.3 m s^{-1} （含海風環流未發展之日），夜間陸風則平均約 1.5 m s^{-1} 。台北地區之海風（西北風）與陸風（東南風）之強度約僅高雄地區之半（圖 6a）。比較圖 5 與圖 6，顯見台北與高雄兩地各強度等級之對流降水發生頻率，均在海風主宰時較高，而陸風主宰時較低。此外，高雄於 1000 LST 海風出現時對流頻率急速增加，並於 1100-1200 LST 達最高。而松山於 1000 LST 海風出現時頻率雖亦有增加，但延遲至 1500-1600 LST 才達最大值，此可能與局部地形

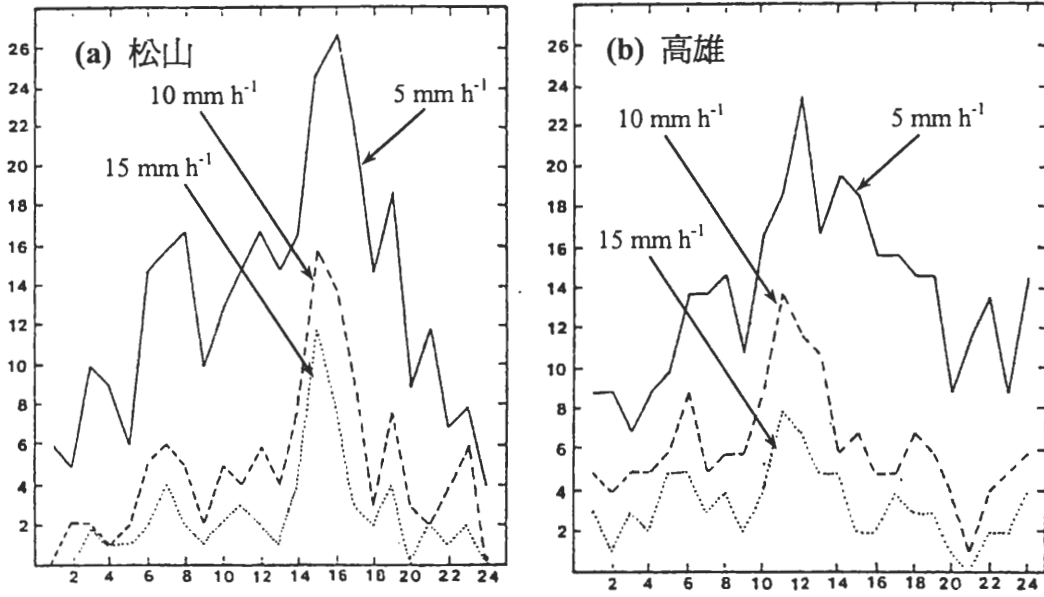


圖 5 1975-1984 年 5-6 月民航局所屬 (a) 松山與 (b) 高雄兩機場之降水次數逐時 (LST) 變化。實線、虛線及點線分別表示時雨量等級 $\geq 5 \text{ mm h}^{-1}$ 、 10 mm h^{-1} 及 15 mm h^{-1} 之降水次數。

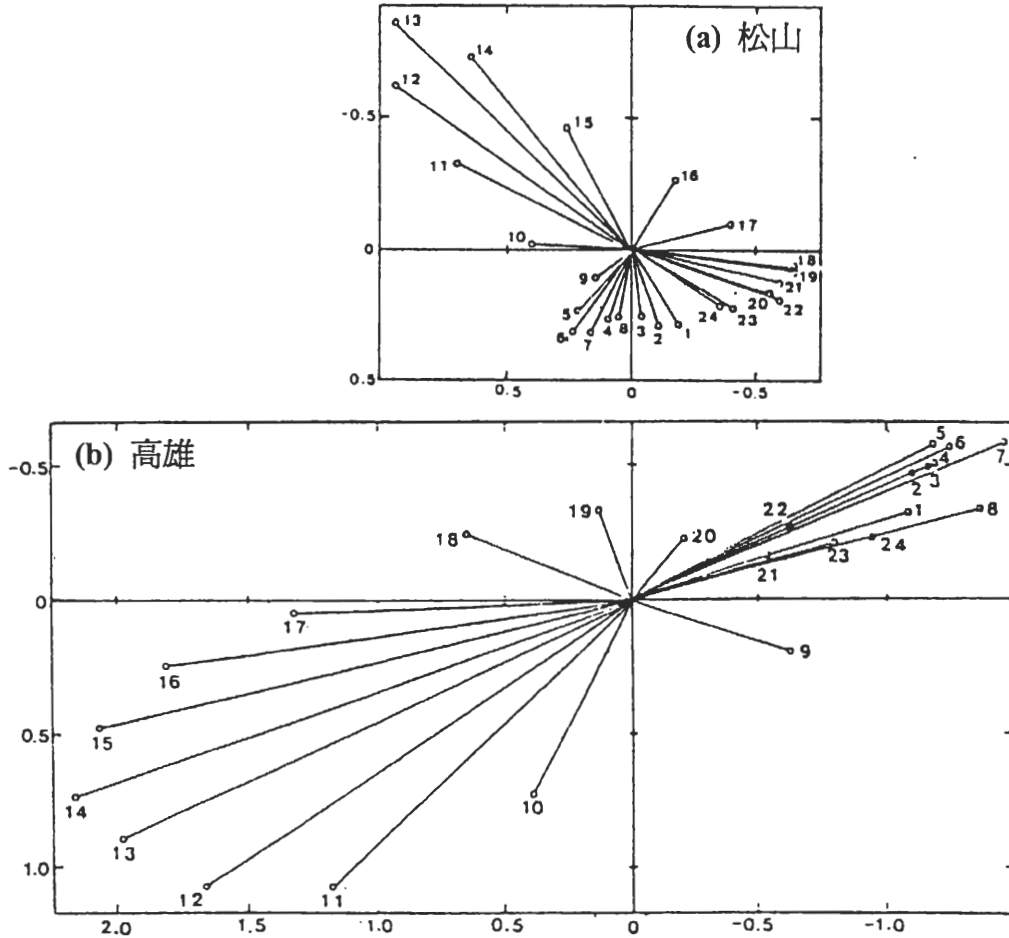


圖 6 1975-1984 年 5-6 月民航局所屬 (a) 松山與 (b) 高雄兩機場局部環流之逐時變化。x 與 y 軸分別為東西與南北風分量 (m s^{-1})，圖內數字表地方時。

分布有關，午後對流常在台北盆地東南之山坡形成，隨後移向台北地區（例如：Jou 1994；Chen and Chou 2000）。此兩地於海風出現時不同強度對流頻率均顯著增加，顯示海風前緣所造成之局部輻合，常為激發對流之重要過程。此一過程在 TAMEX 和其他個案研究中，的確顯示足以主宰對流發展（例如：Akaeda et al. 1995；Laird et al. 1995）。因日間地表充分加熱為海風環流發展之基本條件，所以此結果亦與前述太陽輻射加熱效應在對流發展之重要性相一致。陳與楊（1988）亦認為，豪雨開始與最大強度發生時刻所顯示的日夜變化，主要似乎取決於局部環流與大氣穩定度的變化。

Janowiak et al. (1994) 與 Garreaud and Wallace (1997) 曾先後利用衛星紅外線資料，發現大部份熱帶至副熱帶區域，陸上對流傾向於日間發生，海上對流則傾向於夜間發生，並於清晨（約 0300-0600 LST）達最大頻率。由於此現象於美洲多處近海地區相當明顯，後者並進一步推論應與海陸風之日夜演化有關。除海陸風外，在地形斜坡處所伴隨之山谷風，亦可導致降水分佈有在日間向山區移動，而在夜間則向地勢較低處移動之勢（例如：Tucker 1993）。顯然，松山機場對流降水頻率最高之時段（1500 LST）較海風開始之時間（1000 LST）落後之現象，與 Tucker (1993) 所觀測之結果有別，此主要乃因前述台北盆地與其東南側雪山山脈之局部地形之故，常使午後對流先於山坡處形成，後向台北盆地移動發展（陳等 2000；陳等 2001b）。

（三）台灣東西部對流降水之時空分佈

為比較中央山脈東西兩側對流降水時空分佈之異同，於台灣東部與西部沿海由北至南分別各選取七個測站，西部包括淡水、新竹、台中、嘉義、台南、高雄及恆春，東部則包括彭佳嶼、宜蘭、花蓮、新港、台東、大武及蘭嶼等站。將所選各站不同時雨量等級，在各地方時所發生之次數，經 1-2-1 時間移動平均處理後，可得南北一時間剖面之頻率分佈，如圖 7（西部）與圖 8（東部）所示。因 $\geq 30 \text{ mm h}^{-1}$ 之降水次數較少，故未經 1-2-1 時間移動平均處理（圖 7c 與 8c）。

台灣西部時雨量 $\geq 5 \text{ mm}$ 等級之頻率南北日夜分佈顯示（圖 7a），日間時段的午前（約 0900-1200 LST）與午後（約 1500-1800 LST）各有一最大軸線出現。自淡水至台南間，午後最大軸線之次數幾皆較午前為高，特別是中部地區之台中至台南，兩者差異更為顯著。最大中心出現在嘉義的 1700 LST（28 次），較南側之高雄與恆春測站，則午前之最大值次數略高於午後者，與圖 5b 之高雄機場結果相符。若將時雨量等級升高為 $\geq 15 \text{ mm h}^{-1}$ （圖 7b），則除對流降水次數明顯減少外，各站日間僅出現單一最大軸線，且其出現時間由北往南延遲，由淡水之午前 0800 LST 向南延遲至嘉義的午後 1500 LST，次數亦由北向南增加，至嘉義達最大。由嘉義往南則次數遞減且出現最大頻率之時間提前，至恆春又回復至午前約 0800 LST。因此，較偏南北兩側之測站對流較易發生於午前，而中部的台中、嘉義等站則對流明顯傾向於午後發生。由於此兩站距離海岸線，較其餘各站為遠（圖 1），此現象可能亦與日間海風前緣形成之局部輻合帶向內陸之移行有關。圖 7c 則顯示，當時雨量等級為 $\geq 30 \text{ mm h}^{-1}$ 時，降水

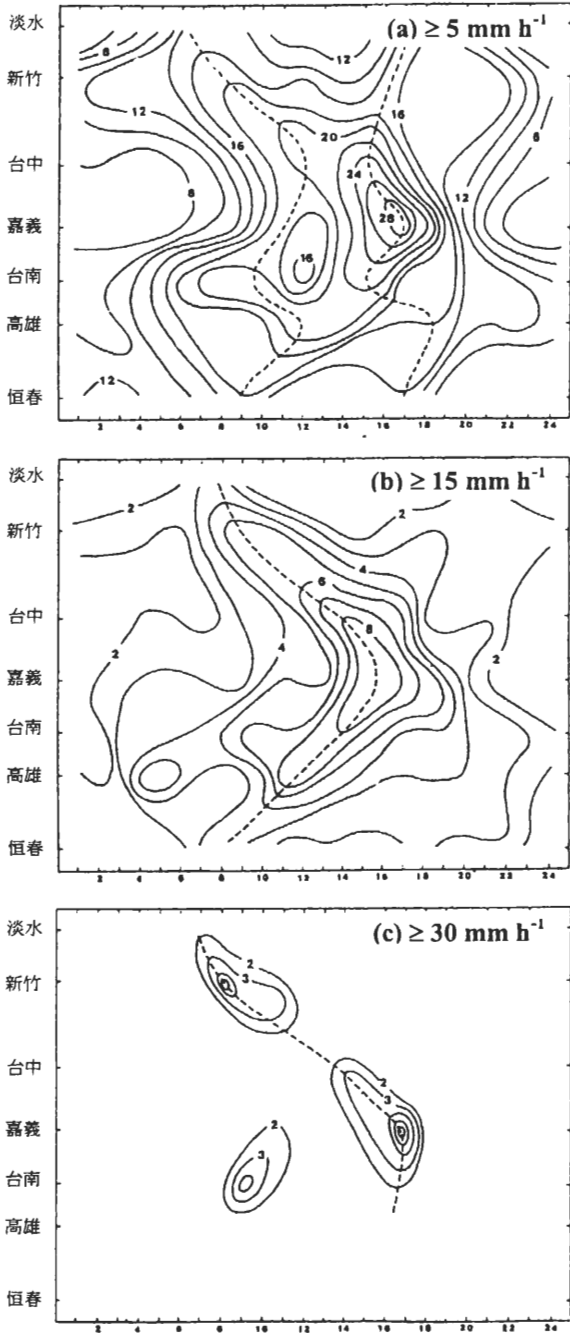


圖 7 1975-1984 年 5-6 月台灣西部七測站 (a) $\geq 5 \text{ mm h}^{-1}$, (b) $\geq 15 \text{ mm h}^{-1}$ 及 (c) $\geq 30 \text{ mm h}^{-1}$ 等三種不同時雨量等級，對流降水次數之南北-時間 (x 軸: LST) 剖面分布。(b) 與 (c) 之降水次數已經 1-2-1 時間移動平均處理，虛線表相對最大軸線。

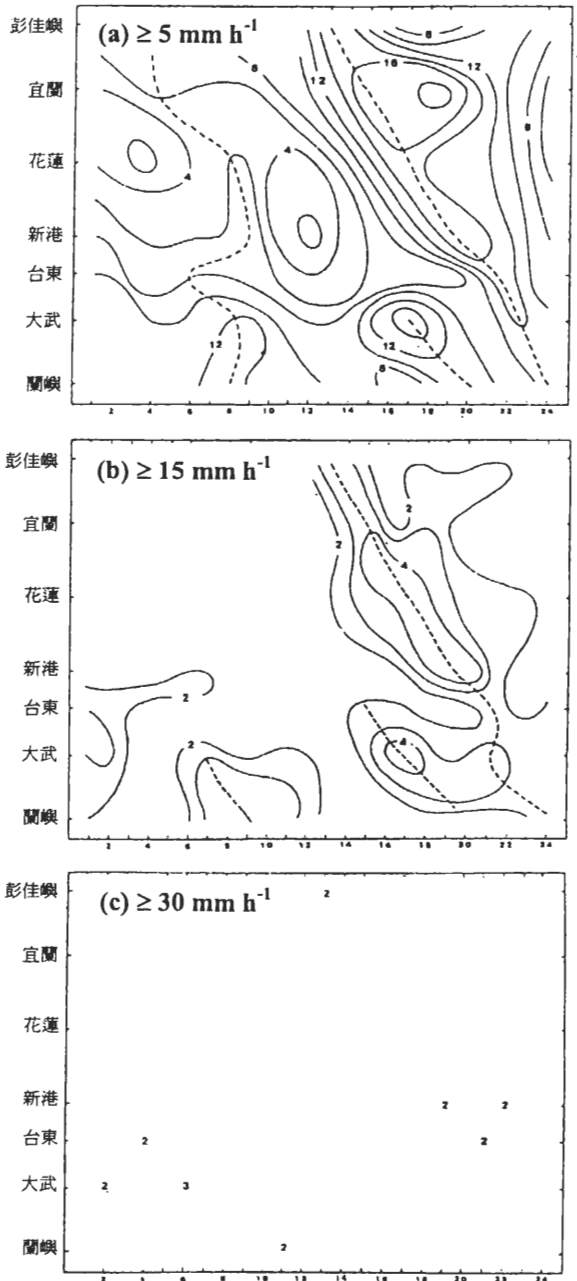


圖 8 同圖 7，但為台灣東部七測站之南北-時間剖面分布。

次數已顯著減少，唯最大頻率主軸亦有由北往南由午前延遲至午後之現象，且亦於嘉義最晚出現並達最大值。局部最大值，出現在嘉義(1700 LST)、新竹(0800 LST)及台南(0900-1000 LST)，分別達 6 次、5 次與 4 次。此三站亦與圖 3c 所示最容易發生劇烈對流降水之區域一致。

台灣東部時雨量 ≥ 5 mm 之頻率南北日夜分佈(圖 8a)顯示，降水在清晨與午後分別各有一最大軸線出現，但除大武與蘭嶼外，各站均以午後者次數明顯較高。此最大軸線出現時間向南穩定向後延遲，於彭佳嶼約在 1300 LST，至台東以南各站已延遲至 2100 LST 以後。清晨之相對最大軸線在台東以北出現在 0400 至 0900 LST 間，亦有向南延遲之現象。台東以南，則除 2100 LST 以後出現之軸線外，午後並有另一軸線出現於 1700-2000 LST 之間，同樣向南向後延遲。此外，圖 8a 中之軸線出現在清晨，時間顯較圖 7a 之午前為早；而午後軸線又多較圖 7a 者為晚，尤其在花蓮以南，顯示東南部之降水較趨於夜間發生，與圖 4 結果一致。圖 8b 顯示，台灣東部時雨量 ≥ 15 mm 等級之對流降水頻率，除台東以南外，主要集中於 1400-2000 LST 的午後時段，且最大主軸的位置與走向均與圖 8a 之午後時段者相同，亦向南向後延遲。由於山脈東側不同對流降水強度出現頻率主軸的走向相當一致，且由北向南之延遲時間亦與梅雨鋒面沿台灣東岸南移所需之時間相近(例如：陳 1992；Yeh et al. 2001)，故圖 8a 與 8b 中之午後對流降水，除有局部環流所伴演的角色以外(不包括離島測站)，顯然亦受梅雨鋒面影響，此與中央山脈西側之情形大為不同。至於東部地區時雨量達 30 mm 之對流降水頻率(圖 8c)，則

由於次數過少且分佈疏散，無法有效討論其時空變化。

四、總 結

本文使用 1975-1984 年 5、6 月中央氣象局所屬 23 個地面測站以及民航局所屬松山與高雄兩機場之逐時觀測資料，分析台灣地區梅雨季對流性降水(包括豪雨與非豪雨)之中尺度氣候特徵，並探討可能影響其時空分佈之因子。以降水強度 ≥ 5 mm h⁻¹ 作為對流降水之基本標準，並以 ≥ 10 、 ≥ 15 與 ≥ 30 mm h⁻¹ 之降水強度標準，依序區分較為劇烈之對流性降水。除針對台灣地區對流降水之空間分佈、其日夜變化及與局部環流的關係進行討論外，並比較中央山脈東西兩側對流降水時空分佈之異同。主要結果可歸納為以下數點：

- 1) 對流降水之最大頻率中心位於中央山脈中部的阿里山，頻率並向東西兩側遞減，但西側頻率較東側者明顯為高，顯示西南氣流盛行下之地形效應，在台灣梅雨季對流降水之空間分布上，扮演重要角色。此與陳與楊(1988)針對豪雨所得之結果一致。
- 2) 對流降水之平均強度，以嘉南地區及西北沿海的新竹地區最大，中央山脈與東北部則較小。平均降水強度較高的對流性降水，並有較易發生於台灣西北部至中部沿海之趨勢。
- 3) 各測站之日夜時段對流降水頻率比值顯示，除東南部與部份離島外，全台各地之日間頻率均高於夜間，特別是山區、中部及宜蘭一帶，且愈劇烈之對流並愈集中於日間

發生，顯示太陽輻射的加熱效應為對流發展的重要因子。

- 4) 松山與高雄兩機場之局部環流與對流降水頻率逐時變化顯示，兩地均有明顯的海陸風環流於日夜交替發展，各等級之對流降水頻率，均在海風主宰時高和陸風主宰時低，且於海風出現時對流頻率顯著增高，顯示日間海風造成之局部輻合在激發對流的重要角色。
- 5) 台灣西部沿海對流降水，除頻率較東部沿海為高外，不同強度對流頻率分布在日間時段呈單高峰或雙高峰形式，且最大頻率出現時間與距海岸遠近有明顯相關，離海岸愈遠則愈晚出現，顯示海風在對流發展之重要角色。
- 6) 東部沿海對流降水頻率，有清晨與午後之雙高峰，但以後者為主，且出現時間由北向南延遲。由於延遲時間與梅雨鋒面沿台灣東岸南移所需之時間相近，顯示午後對流降水，除受局部環流影響外，亦不能排除鋒面過境之影響。

致 謝

本文在國科會專案計劃 NSC-90-2119-M002-010 支持下完成。審查委員所提供的寶貴意見，以及鄧耀民先生在繪圖方面的協助，在此一併致謝。

參考文獻

王時鼎、鄭俠、徐晉淮及丘台光，1985：五、六月間台灣地區暴雨之環境條件。天氣分

析與預報研討會論文集編，中央氣象局，55-77。

丘台光、廖學鎰及洪理強，1982：民國 70 年 5 月 28 日之豪雨個案研究。中範圍天氣系統研討會論文集編，中央氣象局，233-247。

丘台光與劉復誠，1985：民國 73 年 6 月 3 日台灣北部地區豪雨之個案研究。大氣科學，12，93-102。

朱昌敏與陳景森，1988：華南地區中尺度對流系統環境之分析研究。大氣科學，16，349-371。

吳宗堯與陳泰然，1987：台灣地區中尺度實驗計畫。國科會防災科技研究報告 76-19 號，133 頁加附錄一至五。

吳宗堯、陳泰然、謝信良、喬鳳倫、陳正改、蕭長庚及朱曙光，1984：台灣地區春至初夏之局部性豪雨及其對水稻災害之初步分析。大氣科學，11，29-44。

周仲島、洪景山及鄧秀明，1990：梅雨鋒面對流雨帶雙都卜勒雷達分析。大氣科學，18，239-264。

紀水上與陳泰然，1989：第一階段 TAMEX 密集觀測之個案對流系統與降水研究。大氣科學，17，59-76。

梁瑞禎、徐天祐與潘大綱，1986：梅雨季間台灣豪雨之個案分析探討。大氣科學，13，109-120。

陳泰然，1978：台灣梅雨期之中幅度天氣系統分析。台灣地區災變天氣研討會，國科會，150-157。

陳泰然，1985：「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計劃」之可行性研究。國科會防災科技研究報告 73-42 號，32 頁。

陳泰然，1986：「台灣地區中尺度實驗」(TAMEX)之“實驗設計”。國科會防災科技研究報告 75-01 號，93 頁。

陳泰然，1987：台灣乾濕梅雨季之平均環流特徵。大氣科學，15，17-30。

陳泰然，1988：台灣梅雨研究的回顧。科學發展月刊，16，239-266。

陳泰然，1992：台灣梅雨季之中尺度現象研究(二)。台大大氣科學研究所研究報告 NTUATM-1992-001，185 頁。

- 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，5，1-16。
- 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。
- 陳泰然與林宗嵩，1997：梅雨季台灣中南部地區豪大雨之氣候特徵研究。大氣科學，25，289-306。
- 陳泰然與張子琦，2001：梅雨季台灣中北部地區豪（大）雨之氣候特徵研究。（投稿至大氣科學）
- 陳泰然與張智昇，2000：中南部地區梅雨季鋒面降水中尺度氣候法之預報校驗。大氣科學，28，205-220。
- 陳泰然與楊進賢，1988：台灣梅雨季豪雨之時空分佈特徵。大氣科學，16，151-162。
- 陳泰然與謝信良，1992：台灣地區中尺度實驗計畫1992年預報實驗之規劃與執行計劃：預報實驗計劃辦公室（二）。國科會防災科技研究報告81-12號，60頁。
- 陳泰然與謝信良，1993：台灣地區中尺度實驗計畫之整體檢討與評估：計畫辦公室（三）。國科會防災科技研究報告82-06號，159頁。
- 陳泰然、黃文亭及王尹懋，2001a：梅雨季中尺度對流系統與台灣北部地區降雨相關性之研究。大氣科學，29，21-36。
- 陳泰然、周鴻棋、張子琦及劉志信，2001b：梅雨季台灣北部地區鋒面型與非鋒面型午後對流研究。大氣科學，29，37-52。
- 陳熙揚、陳泰然及林麗芬，2000：台灣北部地區五～七月雷達回波特徵與局部環流探討。大氣科學，28，73-90。
- 鄧財文、陳景森及陳台琦，1992：1990年6月9日北部地區豪雨個案的綜觀環境及降水分析。大氣科學，20，97-118。
- 謝信良與陳正改，1985：台灣地區氣象災害之調查研究。國科會防災科技研究報告73-40號，66頁。
- Akaeda, K., J. Reisner, and D. Parsons, 1995: The role of mesoscale and topographically induced circulations in initiating a flash flood observed during the TAMEX project. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1720-1739.
- Chen, C.-S., 1991: A numerical study of a squall line over Taiwan Strait during TAMEX IOP 2. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2677-2698.
- Chen, G. T.-J., 1983: Observational aspects of the Mei-Yu phenomenon in subtropical China. *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 306-312.
- , 1992: Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. *J. Meteor. Soc., Japan*, 70, 497-516.
- , 1994: Large-scale circulations associated with the East Asian summer monsoon and the Mei-Yu over South China and Taiwan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 959-983.
- , and S. S. Chi, 1980: On the frequency and speed of Mei-Yu fronts over southern China and the adjacent area. *Papers Meteor. Res.*, 3, 31-42.
- , and H. C. Chou, 2000: Case study of a summertime hailstorm occurred in the Taipei Basin. Proceedings, Workshop on Recent Development of Radar Meteorology, Taipei, Taiwan, 22-33.
- Chen, L.-X., M. Dong, and Y.-N. Shao, 1992: The characteristics of interannual variations on the East Asian monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 397-421.
- Ding, Y. H., 1992: Summer monsoon rainfalls in China. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 373-396.
- Garreaud, R. D., and J. M. Wallace, 1997: The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 3157-3171.
- Janowiak, J. E., P. A. Arkin, and M. Morrissey, 1994: An examination of the diurnal cycle in oceanic tropical rainfall using satellite and in situ data. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2296-2311.
- Jou, B. J.-D., 1994: Mountain originated mesoscale precipitation system in northern Taiwan: A case study 21 June 1991. *TAO*, 5, 169-197.
- Kuo, Y.-H., and G. T.-J. Chen, 1990: The Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX): An overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 488-503.

- Laird, N. F., D. A. R. Kristovich, R. M. Rauber, H. T. Ochs III, and L. J. Miller, 1995: The Cape Canaveral sea and river breezes: Kinematic structure and convective initiation. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2942-2956.
- Lin, Y.-J., S.-W. Chang, and R. W. Pasken, 1993: The structure of a subtropical prefrontal convective rainfall. Part II: Dynamic and thermodynamic structures and momentum budgets. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1671-1687.
- Nitta, T., and S. Sekine, 1994: Diurnal variation of convective activity over the tropical western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 1869-1884.
- Reed, R., and K. Jaffe, 1981: Diurnal variation of the summer convection over the West Africa and the tropical eastern Atlantic during 1974 and 1978. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2527-2534.
- Saito, N., 1985: Quasi-stationary waves in mid-latitudes and the Baiu in Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 983-995.
- Tao, S. Y., and L. X. Chen, 1987: A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. *Review in Monsoon Meteorology*. Oxford Univ. Press, 60-92.
- Trunk, T. J., and L. F. Bosart, 1990: A radar echo climatology during project GALE. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 459-469.
- Tucker, D. F., 1993: Diurnal precipitation variation in South-Central New Mexico. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1979-1991.
- Wang, T.-C. C., Y.-J. Lin, R. W. Pasken, and H. Shen, 1990: Characteristics of a subtropical squall line determined from dual-Doppler data. Part I: Kinematic structure. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2357-2381.
- Yeh, H.-C., G. T.-J. Chen, and W. T. Liu, 2001: Kinematic characteristics of a Meiyu front detected by the QuikSCAT oceanic winds. (submitted to *Mon. Wea. Rev.*)

Characteristics of Spatial and Temporal Distribution of Convective Precipitation in Taiwan Mei-Yu Season

George Tai-Jen Chen¹ Chung-Chieh Wang² Jinn-Shang Yang³

¹Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

²Department of Environmental Management, Jin-Wen Institute of Technology

³Meteorological Center, Civil Aeronautical Administration

(Manuscript received 19 September 2001 ; in final form 25 January 2002)

ABSTRACT

Data at 25 surface stations, including 23 Central Weather Bureau stations and 2 Civil Aeronautical Administration ones, for the period of May-June 1975-1984 were used to study the characteristics of spatial and temporal distributions of convective rainfall activities. Results indicate that the frequency of convective rainfalls is highest along the Central Mountain Range (CMR), and is higher on the west side than the east, suggesting that the topography is an important factor for the development of convective rainfalls under prevailing southwest flow in Mei-Yu season. The intensity of convective rainfall, however, is stronger over the southwestern plain and along the northwest coast, which is particular prone to more intense convection. Diurnal variation indicates that more convection occurs during daytime than nighttime hours over much of Taiwan, except along the southeast coast and at some offshore islands, and therefore solar heating appears to be an important factor for the development of convection. In addition, the development of sea breeze circulation during the day at Shun-Shan and Kao-Shiung airports also shows close link to convective rainfalls.

The daily evolution of convective rainfalls has some different characteristics along the two sides of the CMR. Along the west side, two frequency peaks tend to exist during daytime, one before noon (0900-1200 LST) and the other in the afternoon (1500-1800 LST), and appear to also be linked to sea breeze. Along the east side, the frequency is more concentrated in the afternoon, and its peaking time is more delayed farther to the south. It seems that in addition to local circulations, the convection is also modulated by the passage of Mei-Yu front over the east side of the CMR.

Key words : Convective rainfall, Mei-Yu season, Topographic effect, Mei-Yu front,
Sea breeze circulation.