

梅雨季台灣中北部地區 豪（大）雨之氣候特徵研究

陳泰然¹ 張子琦^{1,2}

¹ 國立台灣大學大氣科學研究所

² 東南技術學院環境工程系

（中華民國九十年七月二日收稿；中華民國九十一年三月二十五日定稿）

摘 要

本文利用中央氣象局高時空解析度的自動雨量站觀測資料，分析 1991~1996 年 5~6 月台灣中北部地區梅雨季降雨強度之變化與豪（大）雨發生頻率之空間分佈、日夜變化及平地與山區分佈的差異，以了解該區豪（大）雨的氣候特徵。

結果顯示，平均降雨強度有顯著的區域差異與日夜變化。在時空分佈特徵上，大雪山附近地形坡度較大區域在各時段均為一最大或次大降雨區，並於午後 1500 LST 達到最強；沿雪山山脈與中央山脈西側約 500~1000 公尺等高線區域，於 1500~1800 LST 期間形成一東北-西南走向的廣大降雨區。這些分佈特徵顯示，白天局部環流發展與地形舉升在決定降雨強度時空分布之重要角色。在不同平均高度之降雨強度日夜變化方面，午後至傍晚（1500~1700 LST）在 140 公尺以上，特別在 200~550 公尺之高度區出現最大降雨強度，深夜至凌晨（0100~0300 LST），在 140~200 公尺高度區亦出現相對較大降雨強度，午前 1000~1100 LST 在 350~850 公尺高度區亦然。這個分布特徵顯示，除了可能因局部特殊地形與其特殊風場結構形成之特殊次大降雨強度出現之外，各高度顯著的午後最大值再度顯示白天局部環流與地形效應在降雨強度扮演重要角色。

各類型豪（大）雨出現最大頻率，並非如之前研究所示在新竹一帶，主要分佈在雪山山脈西南方大雪山一帶地形坡度較大區域，台北盆地與中興新村、彰化地區亦出現相對最大頻率，頻率最大主軸呈西南-東北走向，由彰化地區向東北伸至谷關、大雪山一帶，幾與梅雨季低對流層盛行的西南氣流平行，顯示地形效應在決定豪（大）雨發生之空間分布有重要角色。各類型豪（大）雨（含區域性豪（大）雨）的出現頻率有顯著的日夜變化，在 1600 LST 出現頻率最大值，而在清晨 0400~0600 LST 有最小值。不論山區或平地，局部性與區域性豪（大）雨均有午後出現最大頻率現象，顯示太陽加熱效應在山區與平地之豪（大）雨發生均具有相同重要角色。此外，山區各型局部性豪（大）雨於各時段的出現頻率幾乎均大於平地，A+B 型豪雨（ ≥ 50 公厘/12 小時，但 < 130 公厘/24 小時定為 B 型）與 A+B+C 型豪（大）雨（ ≥ 50 公厘/24 小時，但 < 130 公厘/24 小時定為 C 型）午後頻率增加較 A 型豪雨（ ≥ 130 公厘/24 小時）顯著，顯示白天太陽加熱產生的局部環流與大氣穩度改變對於山區與平地的豪（大）雨雖均有重要的角色，但對 B 型豪雨與 C 型大雨整體而言影響較大。

關鍵詞：豪（大）雨、空間分佈、日夜變化、局部環流、地形效應

一、前言

台灣地區豪(大)雨發生頻率之季節分佈,除伴隨颱風外,主要出現在五、六月之梅雨季,特別是五月中旬至六月中旬發生機率最高(例如:王等 1985)。氣候資料顯示,每年梅雨季平均約有 4~5 道鋒面系統影響台灣(陳 1988a, b),梅雨鋒通常伴隨著連續雲帶,造成層狀或對流降水(Chen 1992)。梅雨為台灣災變天氣最重要的理由,就是所伴隨的豪雨常導致嚴重災害(例如:吳等 1984;謝與陳 1985)。

陳等(1991)對現階段台灣地區豪(大)雨預報能力的評估指出,梅雨季豪(大)雨的預報能力仍低,其 TS 技術得分約為 0.18(無預報能力為 0,完美預報為 1),後符(預報的事件裡應驗的比例)為 57%,而前估(觀測之事件事前被預報到的比例)僅為 20%。顯示若豪雨為綜觀過程主宰,較能準確掌握,但對中尺度過程控制的豪(大)雨仍缺乏了解與預報技術,致使前估偏低且 TS 技術得分亦低。台灣地區中尺度實驗計畫(Taiwan Area Mesoscale Experiment; TAMEX)之實施,使我們對於梅雨季的中尺度現象與過程增加很多基礎了解(陳與謝 1993;陳 1994;Chen 1992)。然而,要改進豪(大)雨與定量降水之預報技術與能力,仍需不斷進行基礎科學研究與應用技術的發展。

目前中央氣象局的區域模式在梅雨季短期定量降水預報上之表現仍待突破,受限於複雜地形因素和積雲降水參數化方法,模式於鋒面影響下的地形性降水部分處理並不理想(柳 1999)。鄭與楊(1998)和簡(1999)均指出以 MM 5 非靜力模式進行定量降水預報,因初始

場、地形解析度、積雲參數化等因素,僅在 12~24 小時具有預報是否降水的能力。故藉助其他預報方法/技術便成為作業上重要手段,諸如 1992 年 Post-TAMEX 預報實驗(陳與謝 1992;謝等 1993)所用的概念模式、雷達資料應用、衛星資料應用及地面降水應用等預報方法,而後三種方法所涉及的資料氣候特徵,常可提供中尺度對流系統及其伴隨降水特徵與演變之重要訊息,使中尺度氣候法目前在中尺度預報上仍佔有重要角色。特別在 2~6 小時處的預報缺口(forecasting gap)(Dosewell 1986),中尺度氣候法更可提供可觀之訊息(陳與張 2000)。

梅雨季台灣地區豪(大)雨發生頻率與降雨強度的空間分佈與日夜變化,長久以來均為學術研究與作業單位關心之課題,藉由對豪(大)雨氣候特徵的了解,可增加我們對中尺度現象之了解,由降水氣候值所建立的中尺度氣候值法,亦可在預報缺口提供預報訊息。王等(1985)分析 1960~1984 年 5~6 月豪(大)雨空間分佈,各測站豪(大)雨次數以阿里山最高,北部地區則以新竹為最多;時雨量 ≥ 15 公厘之次數,分佈與豪(大)雨日數分佈相似,山區較平地為多,中央山脈以西較以東為多。陳與楊(1988)利用中央氣象局與民航局 23 個測站的資料,分析 1975~1984 年 5~6 月共 326 次豪雨的空間分佈,顯示豪雨發生最大頻率區在西南部阿里山至嘉南平原,次大區在西北部之新竹地區;若以地區劃分,則以高山地區頻率最高,中央山脈以西之北、中、南部次之,山脈以東之東部地區與島嶼最少。曾與曲(1989)利用北部各單位所屬的 91 個測站雨量資料,分析 1979~1986 年間梅雨季豪雨個案之大雨(時雨量 ≥ 15 公厘)空間分佈,發現大雨

中心可發生在大屯山區、基隆河中游、南北勢溪及桃竹地區，其中發生在桃竹地區的機率最高，顯示局部地形效應在決定大雨發生之重要性。陳與林（1997）分析 1987~1995 年梅雨季台灣中南部地區豪（大）雨的氣候特徵指出，地形顯著影響豪（大）雨的空間分佈，使最大頻率主軸在台南到阿里山之間，發生頻率亦有顯著的日夜變化，1600 LST 的最大值極為顯著，此與陳與楊（1988）分析豪雨起始時刻最大值出現在午後，最小值在深夜的結論一致，顯示太陽加熱的重要性。

中央氣象局於 1991 年起逐年增設完成之台灣地區自動遙測雨量站網，至 1996 年 6 月底於全台灣共有 316 個測站，自動雨量站網提供的資料時空解析度均更勝以往，故使梅雨季台灣中南部地區豪（大）雨氣候特徵研究成爲可能（陳與林 1997）。本文欲藉由此高時空解析度的自動雨量站觀測資料，分析 1991~1996 年 5~6 月台灣中北部地區梅雨季降雨強度之變化與豪（大）雨發生頻率之空間分佈、日夜變化及平地與山區分佈的差異，以了解該區豪（大）雨的氣候特徵，並提供中尺度氣候值法預報之參考。

二、資料與分析

圖 1 爲 1996 年 6 月雨量站分佈，1992 年 5~6 月 Post-TAMEX 預報實驗 0~3 小時定量降水預報之分區（謝等 1993）亦示於圖內。本文研究範圍涵蓋中央山脈以西的中部與西北部地區，即圖 1 中的 1~7 分區。1991~1996 逐年 5~6 月各分區 1~7 與全台灣之自動雨量站數詳列於表一，顯示各分區與全台灣建站之時間分配

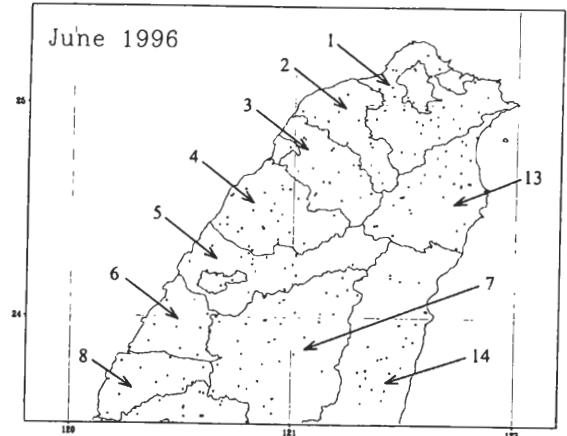


圖 1 Post-TAMEX 預報實驗 0~3 小時預報之預報分區與 1996 年 6 月地面自動雨量站分佈。

情形，第 1~5 分區內的自動雨量站至 1991 年多已設置完成，第 6 與第 7 分區亦於 1993 年完成建置。至 1996 年 6 月，分區 1~7 中總計有 151 個自動雨量站，涵蓋台北縣市與基隆市的分區 1，範圍較大有 42 站；分區 2 爲桃園縣，範圍較小有 13 站；包含新竹縣市的分區 3，有 16 站；分區 4 爲苗栗縣，有 21 站；台中縣市同劃爲分區 5，有 17 站；分區 6 爲彰化縣，有 10 站；分區 7 爲南投縣，面積最大有 32 站。由圖 1 中央氣象局自動雨量站分佈（包含各地面氣象站）與表一顯示，至 1996 年 6 月各分區之地面降水資料的空間解析度甚高，且雨量站除在第 4 與第 5 分區之高山區域之外，在台灣中部與西北部的水平分佈頗爲均勻，平均間距約 8 公里。圖 2 爲台灣勻滑地形等高線分佈，24°N 以北之雪山山脈呈東北-西南走向，中央山脈則幾呈南北走向。表二爲 24°N 以北中央山脈西側不同高度範疇之自動雨量站個數分佈，高度涵蓋範圍考量主要是爲使不同高度範疇之雨量站個數相近。

表一 1991~1996年逐年各分區1~7與全台灣之5月、6月自動雨量站數。

分區 年 站數	第1區		第2區		第3區		第4區		第5區		第6區		第7區		全台灣	
	5月	6月	5月	6月	5月	6月	5月	6月	5月	6月	5月	6月	5月	6月	5月	6月
1991	24	24	8	8	12	12	21	21	13	13	0	0	1	1	115	115
1992	25	31	8	8	12	12	21	21	13	16	0	1	1	15	116	200
1993	31	31	8	8	12	12	21	21	18	18	10	10	33	33	264	265
1994	24	24	8	8	13	13	21	21	18	18	10	10	33	33	251	251
1995	27	27	7	7	12	12	21	21	18	18	10	10	33	33	253	253
1996	42	42	13	13	16	16	21	21	17	17	10	10	32	32	319	316

表二 1991~1996年5~6月1~7區測站中位於24°N以北之不同高度範疇的自動雨量站個數(合計129個)。

高度範圍 (m)	測 站 個 數
0~35	14
36~90	14
91~140	15
141~200	16
201~350	15
351~550	14
551~850	14
851~1650	14
1651~3370	13

本文利用1992年Post-TAMEX預報實驗對豪(大)雨的定義,以時雨量 ≥ 15 公厘且24小時累積雨量 ≥ 130 公厘,定為A型豪雨;時雨量 ≥ 15 公厘且12小時累積雨量 ≥ 50 公厘,但24小時累積雨量 < 130 公厘,定為B型豪雨;時雨量 ≥ 15 公厘且24小時累積雨量 ≥ 50 公厘,但 < 130 公厘,定為大雨(即C型)。

其中A型豪雨為目前中央氣象局在預報作業上的豪雨定義,一般科學研究者關心的豪雨課題則多涵蓋A型與B型豪雨。本文為了解梅雨季台灣中部與西北部地區豪(大)雨降水強度與發生頻率的時空分佈,蒐集1991~1996年5~6月1~7分區內各自動雨量站及氣象站雨量資料,除分析平均時降雨量,以了解降水的日夜變化與空間分佈外,亦統計A型豪雨、A+B型豪雨及A+B+C型豪(大)雨的發生頻率,以了解豪(大)雨發生頻率的時空分佈、日夜變化及在山區與平地之差異等重要的氣候特徵。

山區與平地之區分以測站高度200公尺為界,主要乃依圖2之勻滑地形顯示,200公尺以上之高度梯度遠較200公尺以下者為大,故視為山區,且如此區分則平地與山區測站數亦相近(表二),使結果易於比較。豪(大)雨個案之選取除依上述定義篩選資料外,對每一個案亦進行逐時資料檢驗以確保所選個案之可靠性。平均時降雨量之空間分佈,為去除因資料數太少而產生不具代表性之局地特異點

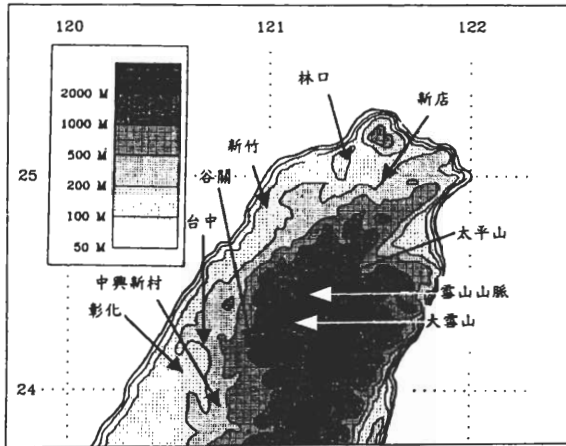


圖 2 台灣地形圖，1 公里網格間距地形高度，經 5 公里× 5 公里勻滑之地形等高線。

(singularity)，且第 6、7 分區雨量站在 1993 年後始漸趨完備，故等雨量線乃取 ≥ 4 年資料之測站作分析，使能呈現較具代表性之主要分布特徵。而在不同高度範疇測站平均時雨量之日夜分布方面，為增加資料數使平均時雨量更具代表性，故採用分析時間內所有觀測資料。此外，如表一所示，第 1、2 分區於 1996 年新增測站的資料對平均時雨量分布並無影響，增加資料數對於不同高度降雨分析與豪（大）雨時空分布分析卻有幫助。

三、降雨強度之時空分佈

圖 3 為台灣中北部地區 1991~1996 年 5~6 月由 0300 LST 起每 3 小時之平均時雨量分佈。0300 LST 有兩大降雨區，最大降雨區在大雪山地形坡度較大區域，範圍較大呈西北-東南走向，次大降雨區範圍較小，在中興新村附近。0600 LST 大雪山附近之最大降雨區的強度與範圍均稍增大，但中興新村原次大降雨區已不復存在。

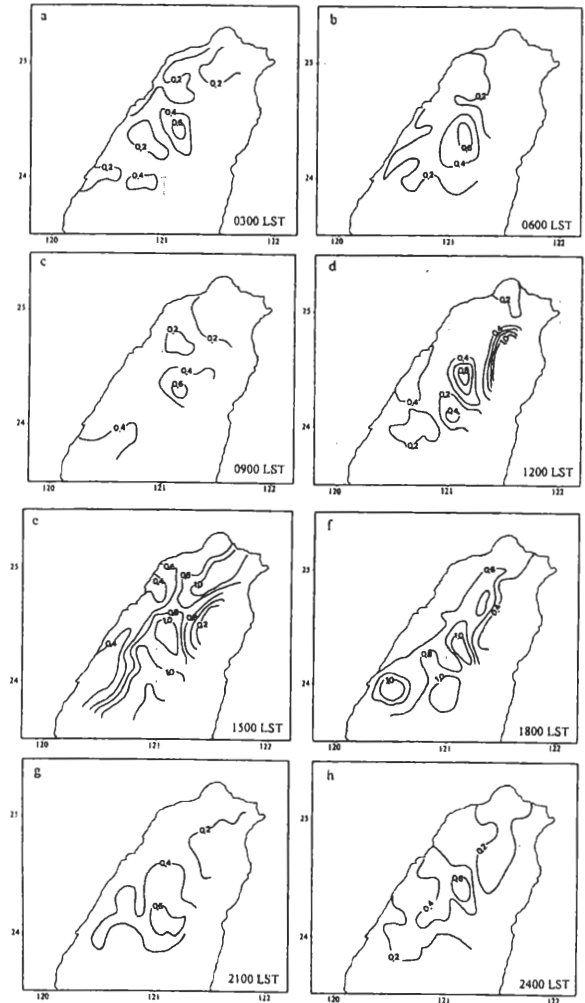


圖 3 1991~1996 年 5~6 月台灣中北部地區(a) 0300 LST、(b) 0600 LST、(c) 0900 LST、(d) 1200 LST、(e) 1500 LST、(f) 1800 LST、(g) 2100 LST 及(h) 2400 LST 平均時雨量分佈，等值線間距為 0.2 公厘。

0700~0800 LST 太平山附近出現一北北東-南南西走向之最大降雨區（圖未示），此區降水強度在 0900 LST（圖 3c）時雖稍減弱，但 1200 LST 則增強為最大降雨區，此時大雪山附近仍為西北-東南分布之次大降雨區（圖 3d）。1500 LST 時除太平山附近外，各地降雨強度普遍增大，最大降雨區範圍擴大，幾乎沿圖 3 中的 500~

1000 公尺等高線附近由東北向西南分佈，唯大雪山附近的局部最大降雨區仍呈西北-東南分佈，太平山附近則轉變為最小降雨區（圖 3e）。此東北-西南之大範圍最大降雨區維持至 1800 LST（圖 3f），此時彰化附近出現另一最大降雨區，而原台北盆地附近的最大降雨區則已消失，大雪山附近之最大降雨區仍呈西北-東南分佈。之後，各地降雨強度普遍減小，唯大雪山附近在 2100 與 2400 LST 仍為最大降雨區（圖 3g, 3h）。

上述分析顯示梅雨季台灣中北部地區的平均降雨量空間分佈，具有顯著的區域差異與日夜變化。大雪山地形坡度較大區域在各時段均為一最大或次大降雨區，並於午後 1500 LST 達到最強。沿雪山山脈與中央山脈西側約 500~1000 公尺等高線區域，於 1500~1800 LST 期間形成一東北-西南走向的廣大降雨區。太平山附近日夜變化相當明顯，清晨 0700~0800 LST 與中午 1200 LST 為最大降雨區，而 1500 LST 則為最小降雨區。這種日夜變化特徵相當特殊有趣，值得做進一步的成因探討。此外，中興新村與彰化地區亦分別於凌晨 0300 LST 與傍晚 1800 LST 出現相對最大降雨區。Johnson and Bresch (1991) 曾利用 TAMEX SOP (Special Observing Period) 期間之地面資料及探空，配合山區及沿海降雨觀測，探討降水與垂直速度的關連，結果發現 76% 的上升運動極大值出現在下午至傍晚 (1400 至 2000 LST)，下沉運動主要發生在深夜至清晨 (0200 至 0800 LST)，這個變化與當時降水觀測非常一致，亦與本文分析之平均降水強度的日夜變化相符，顯示海陸風與地形引發之局部環流 (上坡風與下坡風) 在垂直速度與降水之日夜變化扮演重要角色，

而地形在決定降雨空間分布更顯重要。

圖 4 為 1991~1996 年 5~6 月 24°N 以北不同高度範疇測站 (依表二分類) 平均時雨量之日夜分佈，顯見午後至傍晚 (1500~1700 LST) 在 140 公尺以上，特別在 200~550 公尺之高度區，出現最大降雨強度，此時在 35 公尺以下區域，亦出現相對最大降雨強度，35~350 公尺區域降雨強度隨高度增大。此結果與陳與林 (1995) 分析 1992-1994 年 5-6 月梅雨季 24°N 以南中央山脈西側，台灣中南部梅雨季氣候降水量的最大值出現在下午 4 點，且由平地向東隨地形高度增加而增加的結論相似，顯示地形上坡風與海風等局部環流所提供之舉升機制在梅雨季降水過程之重要性。另由 TAMEX 期間弱綜觀強迫環境下個案的全台灣累積降雨量分

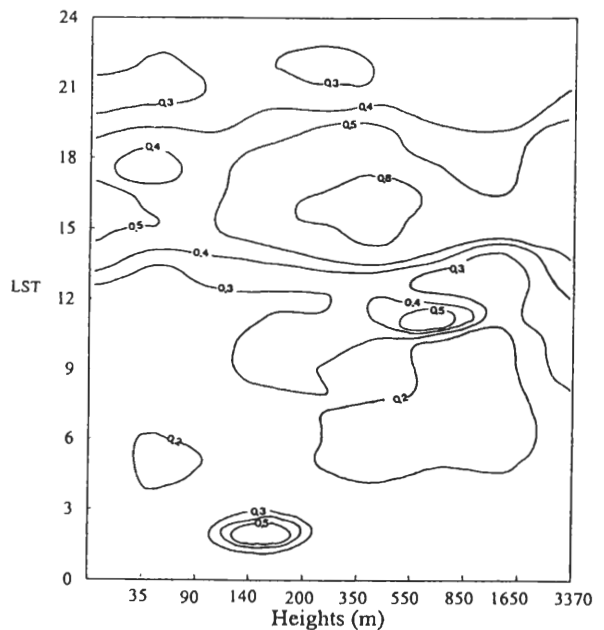


圖 4 1991~1996 年 5~6 月分區 1~7 內 24°N 以北各自動雨量站在不同高度範疇測站 (依表二分類) 之平均時雨量分佈。等雨量線為 0.2、0.3、0.4、0.5 及 0.8 公厘/時。

佈發現，對流降水多發生在 100-500 公尺的山坡上 (Johson and Bresch 1991)，此種降水之高度分布亦與本文研究結果一致，顯示山坡地形提供有利較強的舉升。此外，深夜至凌晨 (0100 ~ 0300 LST)，在 140~200 公尺高度區亦出現相對較大降雨強度，午前 1000~1100 LST 在 350 ~ 850 公尺高度區亦然；導致此種凌晨與午前出現較大降雨強度之機制，或許亦與局部環流和地形有關，但確切情況則有待進一步研究。

四、豪 (大) 雨頻率之時空分佈

為了解梅雨季台灣中部與西北部地區豪 (大) 雨的時空分佈，本文分別統計 A 型豪雨 (中央氣象局現階段在預報作業上的豪雨定義)、A+B 型豪雨 (涵蓋科學研究關心的豪雨課題) 及 A+B+C 型豪 (大) 雨之發生頻率，討論各類型豪 (大) 雨發生頻率的時空分佈、日夜變化及在山區與平地之差異，以了解台灣中北部地區豪 (大) 雨的氣候特徵。

(一) 空間分佈

5~6 月各類型豪 (大) 雨發生頻率之空間分佈如圖 5 所示，A 型豪雨最大頻率區出現在彰化沿海與大肚溪以南、八卦山以西的彰化地區 (圖 5a)，其次是在高度較高的雪山山脈西南區域，亦即地勢較高的大雪山至谷關附近區域。而北部的林口與新店附近亦為區域性相對最大值區。A+B 型豪雨分佈顯示 (圖 5b)，雪山山脈西南方之大雪山至谷關一帶出現最大頻率分佈，中興新村與彰化沿海地區為次高頻率區，台北盆地與苗栗沿海則為區域性相對最大值。A+B+C 型豪 (大) 雨的出現頻率顯示 (圖 5c)，

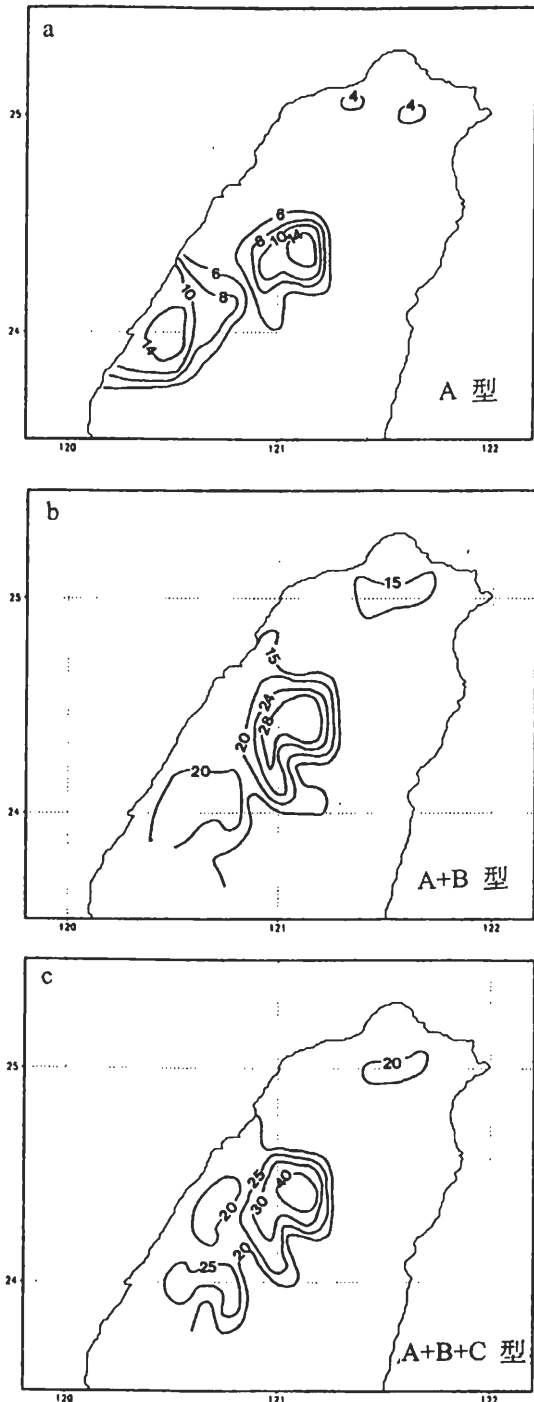


圖 5 1991~1996 年 5~6 月分區 1~7 出現 (a) A 型豪雨、(b) A+B 型豪雨及 (c) A+B+C 型豪 (大) 雨頻率之空間分佈。等值線間距 (a) 為 4、6、8、10、12 及 14 次 (b) 為 15、20、24 及 28 次 (c) 為 20、25、30 及 40 次。

最大值位於雪山山脈與其西南方山坡上，其次為中興新村與彰化地區，而台北盆地、苗栗沿海及台中地區亦出現局部相對最大值。上述結果顯示，豪（大）雨除主要發生在地形坡度較大的雪山山脈西南方大雪山一帶，亦常發生在台北盆地與地形較低的沿海地區、彰化、苗栗地區，顯然，對導致豪（大）雨的中尺度系統而言，除移入者外，地形對其形成亦有重要影響。

此外，陳與楊（1988）發現中北部梅雨季豪雨最大頻率區發生在新竹附近，此顯然與本文結果有異。本文所用資料時間雖僅 6 年，較陳與楊（1988）所用 10 年為短，且資料年段不同，但這些均非差異之主因，我們認為，此種差異主要乃因兩者使用之觀測站網解析度差異而來，陳與楊使用全省中央氣象局的 21 個測站與民航局松山與高雄兩機場共 23 個測站所提供雨量資料，而本文所用中央氣象局測站資料在 1996 年底全省共 316 個自動雨量站（圖 1），以表二所列中北部使用測站即有 129 個，而陳與楊在該區僅有 7 個。因此，新竹附近雖亦有豪（大）雨出現，但並非中北部主要發生區，亦非沿海相對頻率較高區。中北部豪（大）雨最大頻率主軸幾呈西南-東北走向，由彰化地區向東北延伸至大雪山一帶（圖 2, 5），並在地形坡度最大之谷關、大雪山一帶達最大頻率，此與中南部地區豪（大）雨最大頻率主軸由台南向東北延伸至阿里山一帶之分布相似（陳與楊 1988；陳與林 1997）。

陳與林（1997）分析 1987~1995 年梅雨季台灣中南部地區豪（大）雨的氣候特徵指出，地形顯著影響豪（大）雨的空間分佈，在低對流層盛行西南氣流下，最大頻率主軸平行於盛

行風，出現在幾乎垂直於地形的台南至阿里山一帶。本文分析台灣中北部豪（大）雨最大出現頻率主軸亦有沿雪山山脈西側坡度較大地形分佈之勢，顯示盛行的西南氣流與山坡地形提供的舉升機制在中北部山區豪雨的激發上亦扮演重要角色。紀等（1998）利用 GMS 逐時高解析度紅外線資料，分析台灣西部沿海與西部山坡平均雲頂溫度之南北時間剖面分佈，結果顯示西部沿海雲頂溫度的日夜變化顯著，無論清晨或傍晚均在苗栗地區（ 24.6°N ）出現最低溫中心，此亦為圖 5b 與 5c 所示沿海地區豪（大）雨出現頻率相對較高區；另有一低溫槽發生在午前 10 時，唯僅出現在彰化以北（ $>24^{\circ}\text{N}$ ）沿海地區。西部山坡不論清晨或傍晚之溫度槽均較西部沿海為強，顯示對流在山坡較旺盛，而台灣北部地區之東西時空剖面上的低溫槽出現在雪山山脈（ 121.5°E ），且傍晚之低溫槽與低溫中心均較清晨為強，此平均雲頂溫度之空間分佈亦與本文豪（大）雨發生頻率的空間分布一致。

（二）日夜變化

圖 6 為分區 1~7 內 24°N 以北各測站出現不同類型豪（大）雨之日夜分佈。A 型豪雨頻率分布顯示（圖 6a），由清晨 0400~0600 LST 之最小值隨時間增加至午後 1400~1600 LST 的最大值，在 0200、0800、1100、2000 及 2300 LST 均有出現相對最大值，因各測站均為逐時資料，這些似有 3 小時週期之頻率高值現象值得進一步探討。A+B 型豪雨頻率的日夜變化（圖 6b）較 A 型豪雨規律，在午後 1600 LST 有最大值，清晨 0600 LST 有最小值，深夜 2300 LST 有相對最大值。A+B+C 型豪（大）雨出現頻率的日夜變化（圖 6c）和 A+B 型豪雨（圖 6b）類

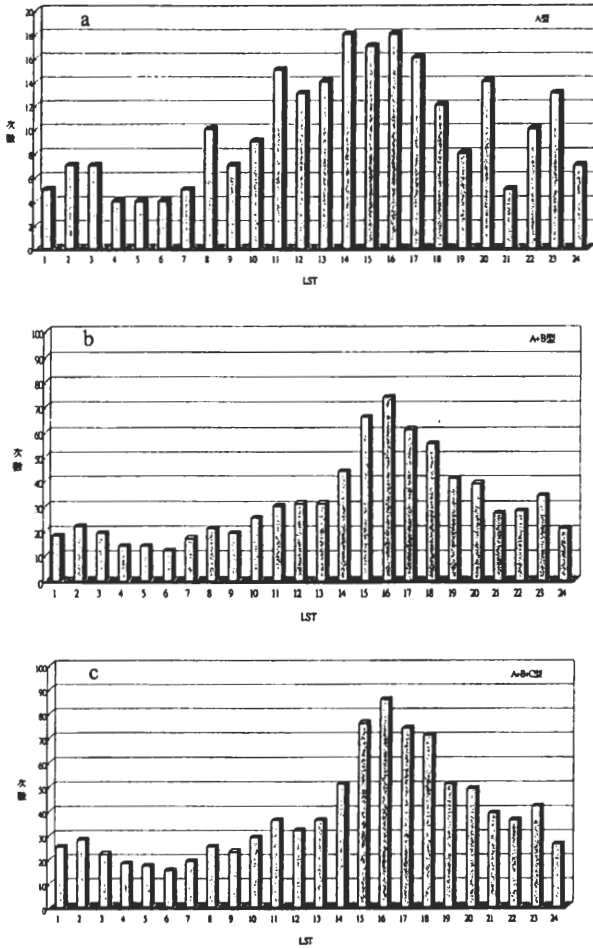


圖 6 1991~1996 年 5~6 月分區 1~7 內 24°N 以北各測站出現(a)A 型豪雨、(b)A+B 型豪雨及(c) A+B+C 型豪(大)雨頻率之日夜變化。

似，在 0600 LST 有最小值，午後 1600 LST 有最大值，深夜 2300 LST 之相對最大值仍極顯著。顯然，一天之各時段雖均有豪(大)雨發生，但午後頻率最大值極為顯著，顯示白天太陽加熱效應在豪(大)雨發生亦有重要角色。

為反映區域性豪(大)雨發生頻率之日夜變化，分析 24°N 以北在分區 1~7 內超過 3 個測站以上出現各類型豪(大)雨頻率之日夜變

佈，結果如圖 7 所示。A 型豪雨最大頻率出現在 1600 LST，其次依序出現在 1800、1100 及 1500 LST，深夜 2400 LST 亦有相對最大值(圖 7a)。A+B 型豪雨頻率由 0600 LST 之最小值隨時間增大，於 1600 LST 達最大值，隨後減小，而於 1800 與 2100 LST 有相對最大值，凌晨 0200 LST 相對最大值亦可辨認(圖 7b)。A+B+C 型豪(大)雨頻率之分佈型態(圖 7c)，和 A+B 型豪雨(圖 7b)相似，於 1600 LST 達最大，傍晚 1800 LST 有相對最大值。

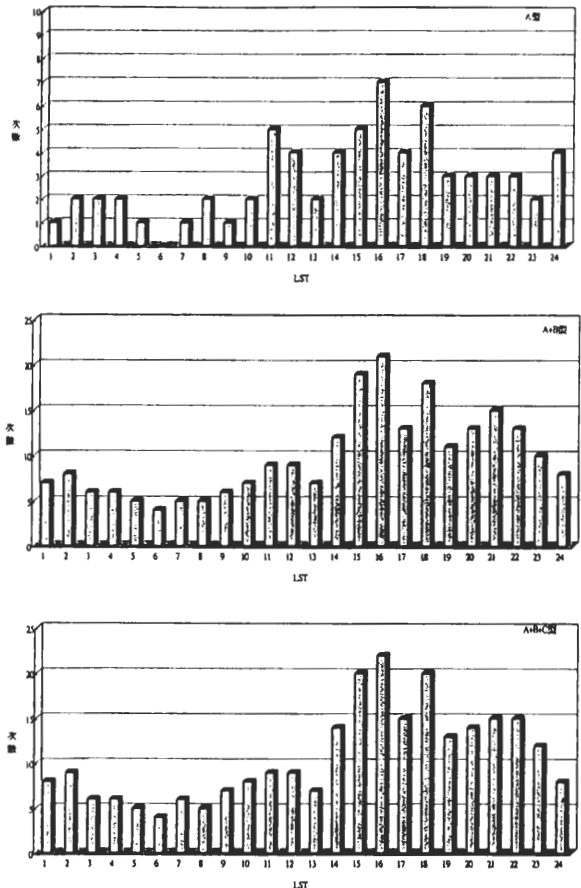


圖 7 1991~1996 年 5~6 月分區 1~7 內 24°N 以北 3 個測站以上出現(a)A 型豪雨、(b)A+B 型豪雨及(c) A+B+C 型豪(大)雨頻率之日夜變化。

由上所述，不論局部性或區域性之 A+B 型豪雨與 A+B+C 型豪（大）雨發生頻率，均有集中於某時段之趨勢，亦即有顯著的日夜變化，頻率最大值出現在 1600 LST，而在清晨 0400~0600 LST 有最小值。A+B 型豪雨與 A+B+C 型豪（大）雨發生在午後之最大頻率較 A 型豪雨者更為顯著，而除 A 型豪雨之外，A+B 型豪雨與 A+B+C 型豪（大）雨的發生頻率於 1600 LST（最大頻率出現時刻）之後均有較 1600 LST 之前大的傾向，且前兩者於午後之分佈形式相近，顯示太陽加熱效應對 B 型豪雨與 C 型大雨整體而言較對 A 型豪雨之影響顯著。此種氣候特徵亦反映局部強迫作用，對較強豪雨之影響似比對較弱豪（大）雨之影響為小。

紀與陳（1989）與齊等（1992）利用紅外線衛星資料，分析台灣附近中尺度對流系統強度之海陸分佈，結果顯示其發生頻率自午前至傍晚（1100-1700 LST）增加，在傍晚（1700 LST）達最大值。陳與楊（1988）發現台灣梅雨季的豪雨有每天兩個頻率高峰，一為午後 1400-1500 LST，亦與本文分析結果一致，顯示太陽加熱使大氣不穩度增加與海風和上坡風發展等局部環流效應的重要性。

（三）平地與山區之頻率分佈

為了解豪（大）雨發生頻率在不同地形高度的差異，本文將分區 1~7 內 24°N 以北的測站以高度 200 公尺作分界，分別統計山區（ ≥ 200 公尺）與平地（ < 200 公尺）各類型豪（大）雨出現頻率之日夜變化，結果如圖 8 所示。一般而言，山區 A 型豪雨於各時段的出現頻率均大於平地（圖 8a）；山區 A 型豪雨最大頻率出現在午後 1500 LST，平地則延遲至 1600~1700 LST，

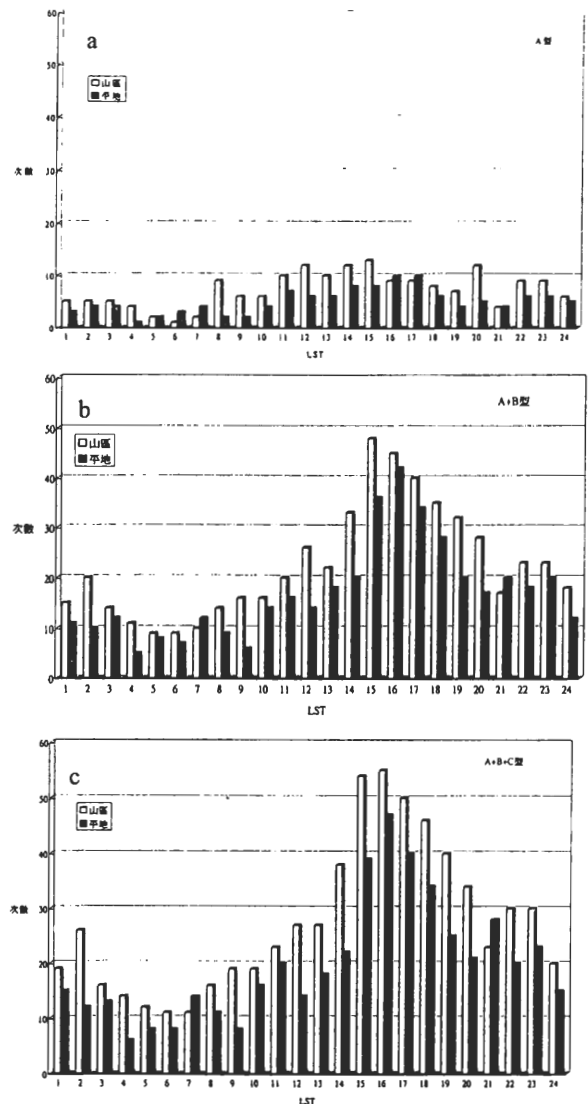


圖 8 1991~1996 年 5~6 月分區 1~7 內 24°N 以北平地（ < 200 公尺）與山地（ ≥ 200 公尺）各測站出現(a) A 型豪雨、(b) A+B 型豪雨及(c) A+B+C 型豪（大）雨頻率之日夜變化。

而不論山區或平地，A 型豪雨最大頻率均出現在最大頻率出現時刻之前，山區發生在正午（1200 LST）與午後（1400 LST），平地則稍延遲於午後（1400~1500 LST）出現。如圖 8b 所示，山區 A+B 型豪雨於各時段的出現頻率幾

均大於平地，且此種差異明顯大於 A 型豪雨；山區 A+B 豪雨頻率最大值出現於午後 1500 LST，1500 LST 之後的次大頻率較 1500 LST 之前的出現頻率高，夜間（2200~2300 LST）與凌晨（0200 LST）則有相對最大值；平地 A+B 型豪雨的發生頻率由 0400 LST 之最小值，隨時間逐漸增大於 1600 LST 達最大，與山區豪雨次大頻率分佈的型態類似，最大頻率出現時刻 1600 LST 之後的次大頻率較 1600 LST 之前高。A+B+C 型豪（大）雨的出現頻率，一般而言除 0700 LST 與 2100 LST 之外，山區於各時段均明顯高於平地（如圖 8c）；山區與平地 A+B+C 型豪（大）雨的最大頻率均發生在 1600 LST，1600 LST 後，豪（大）雨發生頻率漸漸下降，但山區在 2200~2300 LST 與 0200 LST 以及平地有次大頻率值。顯然，山區豪雨或豪（大）雨在各時段之發生頻率幾均較平地為高，但兩者均在午後出現最大頻率，顯示太陽加熱效應對山區或平地之豪（大）雨發生有相同重要角色。

圖 9 為分區 1~7 內 24°N 以北山區（≥200 公尺）與平地（<200 公尺）超過 3 個測站以上出現各類型之區域性豪（大）雨頻率分佈。區域性豪（大）雨發生頻率的日夜變化特徵與圖 8 所示含局部性豪（大）雨者一致，唯發生次數恰如預期顯著減少。一般而言，山區與平地 A 型區域性豪雨的出現頻率均有顯著的日夜變化，均有午後頻率較高之現象，唯平地的變化趨勢較山區規律（圖 9a），山區 A 型區域性豪雨出現頻率以午前 1100 LST 與黃昏 1800 LST 最大，平地則於 1500~1800 LST 出現最大值。山區與平地的 A+B 型區域性豪雨出現頻率一般而言亦有顯著的日夜變化（圖 9b），亦均有午

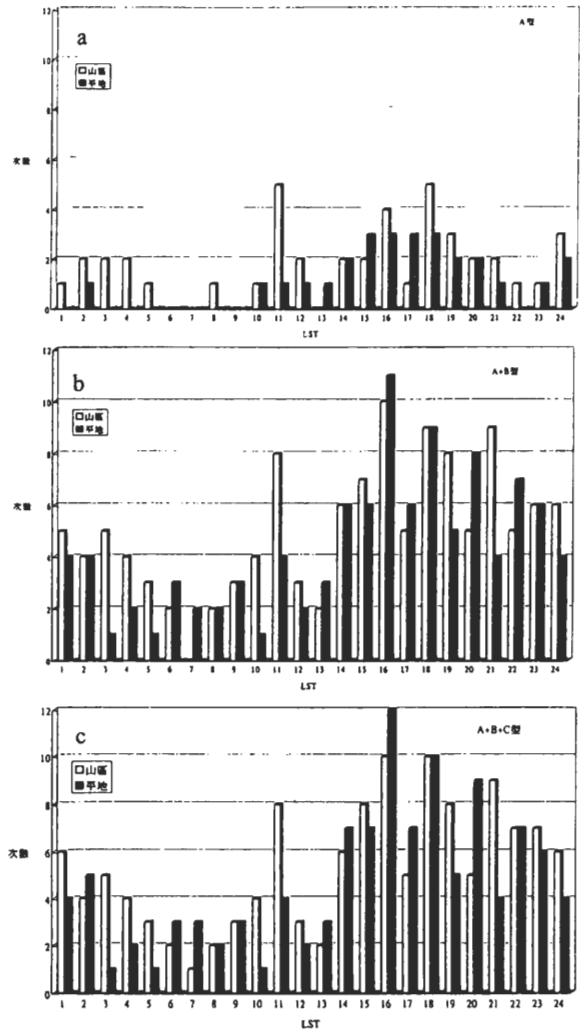


圖 9 1991~1996 年 5~6 月分區 1~7 內 24°N 以北平地 (<200 公尺) 與山地 (≥200 公尺) 3 個測站以上出現(a)A 型豪雨、(b)A+B 型豪雨及(c) A+B+C 型豪（大）雨頻率之日夜變化。

後頻率較高之現象，且均在 1600 LST 有最大頻率值，1700 LST 頻率稍減，至 1800 LST 則出現次大頻率。山區與平地區域性 A+B+C 型豪（大）雨的分佈（圖 9c）與圖 9b 者類似，有更顯著的日夜變化，且午後頻率較高的現象更為明顯，山區與平地的區域性豪（大）雨最大頻

率均出現在 1600 LST，次大頻率則出現於 1800 LST。顯然，山區與平地之區域性豪雨或豪（大）雨均有午後最大頻率與集中於午後發生之現象，顯示太陽加熱效應對山區或平地之區域性豪（大）雨發生有相同重要角色。此外，圖 8 所示山區豪雨或豪（大）雨在各時段之發生頻率幾均較平地為高之現象，在圖 9 所示之區域性豪（大）雨分佈裡已不成立，顯示局部地形對局部性豪（大）雨發生之影響較區域性豪（大）雨為大。

周等（1997）利用雙都卜勒雷達研究由地形引發之午後山區雷雨系統之發展與維持，認為斜坡地形上不均勻加熱形成之上坡風提供舉升是激發與維持山區雷雨系統的重要因子。Jou（1994）利用民航局中正機場都卜勒雷達資料，探討 1991 年 6 月 21 日發生於台北與基隆地區之午後豪雨，亦發現導致該次豪雨之對流系統乃先於山脊發展後再移入台北盆地。由本文分析得知，無論山區或平地，豪（大）雨的出現頻率均有顯著的日夜變化，且均有午後最大頻率，顯示太陽加熱效應對山區或平地豪（大）雨之發生是有相同重要角色。此外，B 型豪雨與 C 型大雨午後頻率增加的較 A 型豪雨顯著，顯示太陽加熱對於平地與山區的豪（大）雨雖均有重要的角色，但對 B 型豪雨與 C 型大雨影響較大。

五、總 結

台灣地區的豪（大）雨，除了伴隨颱風的侵襲之外，主要發生在 5~6 月的梅雨季，因豪雨造成的嚴重災害，是梅雨季為台灣地區災變天氣的主要理由。中央氣象局於 1991 年起逐年

增設完成之台灣地區自動遙測雨量站網，至 1996 年 6 月底於全台灣共有 316 個測站，自動遙測雨量站網提供的資料時空解析度均遠勝以往，故使梅雨季台灣中南部地區豪（大）雨氣候特徵研究成為可能（陳與林 1997）。本文藉由高時空解析度的自動雨量站觀測資料，分析 1991~1996 年 5~6 月梅雨季台灣中北部地區的豪（大）雨氣候特徵，結果可歸納為以下數點：

1. 平均降雨強度有顯著的區域差異與日夜變化，大雪山附近地形坡度較大區域在各時段均為一最大或次大降雨區，並於午後 1500 LST 達最強。沿雪山山脈與中央山脈西側約 500~1000 公尺等高線區域，於 1500~1800 LST 期間形成一東北-西南走向的廣大降雨區。太平山附近日夜變化相當明顯，清晨 0700~0800 LST 與中午 1200 LST 為最大降雨區，而 1500 LST 則為最小降雨區。中興新村與彰化地區亦分別於凌晨 0300 LST 與傍晚 1800 LST 出現相對最大降雨區。上述分佈特徵顯示，白天局部環流發展與地形舉升在決定降雨強度時空分布之重要角色。
2. 在不同平均高度之降雨強度日夜變化上，午後至傍晚（1500~1700 LST）在 140 公尺以上，特別在 200~550 公尺之高度區出現最大降雨強度。深夜至凌晨（0100~0300 LST），在 140~200 公尺高度區亦出現相對較大降雨強度，午前 1000~1100 LST 在 350~850 公尺高度區亦然。各高度顯著的午後最大值顯示白天海風與上坡風等局部環流提供之舉升機制在梅雨季降水過程之重要性。

3. 各類型豪（大）雨出現最大頻率，並非如之前研究所示在新竹一帶。A 型豪雨最大頻率出現於彰化地區，而北部的新店與林口則有相對最大值；A+B 型豪雨與 A+B+C 型豪（大）雨主要出現在雪山山脈西南方大雪山一帶地形坡度較大區域，亦常發生在台北盆地與地勢較低的沿海地區、彰化、苗栗地區，頻率最大主軸呈西南-東北走向，由彰化地區向東北伸至谷關、大雪山一帶，幾與梅雨季低對流層盛行的西南氣流平行，顯示地形效應在決定豪（大）雨發生之空間分布有重要角色。
4. 各類型豪（大）雨（含區域性豪（大）雨）的出現頻率有顯著的日夜變化，在 1600 LST 出現頻率最大值，而在清晨 0400~0600 LST 有最小值。除 A 型豪雨外，A+B 型豪雨與 A+B+C 型豪（大）雨發生頻率於最大頻率出現時刻之後均有較之前大的傾向，顯示太陽加熱效應對 B 型豪雨與 C 型大雨整體而言較 A 型豪雨之影響顯著。
5. 不論山區或平地，局部性與區域性豪（大）雨之出現頻率均有顯著的日夜變化，顯示太陽加熱對於山區與平地的豪（大）雨均有重要的角色。山區各類型局部性豪（大）雨於各時段的出現頻率幾乎均大於平地，A+B 型豪雨與 A+B+C 型豪（大）雨午後頻率增加較 A 型豪雨顯著，顯示白天太陽加熱產生的局部環流與大氣穩度改變對於山區與平地的豪（大）雨雖均有重要的角色，但對 B 型豪雨與 C 型大雨整體而言影響較大。

致 謝

感謝王子軒先生、楊進賢先生、謝明昌先生、王尹懋先生、鄧耀民先生及吳連育先生在資料收集、分析、計算、繪圖及本報告完稿各階段的幫忙與協助，本研究在國科會專案計畫 NSC90-2625-Z-002-006 支持下完成。

參考文獻

- 王時鼎、鄭俠、徐晉淮及丘台光，1985：五、六月台灣地區暴雨之環境條件。天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，55-77。
- 周仲島、張茂興及何台華，1997：山區雷雨系統之降水與運動場結構分析。大氣科學，25，483-510。
- 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。
- 柳再明，1999：中央氣象局區域模式在梅雨季之定量降水預報的研究。第六屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，國科會，624-629。
- 陳泰然，1988a：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，1988b：台灣梅雨研究的回顧。科學發展月刊，16，239-266。
- 陳泰然，1994：台灣梅雨季之豪雨研究。大氣科學，22，455-477。
- 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：台灣梅雨期豪雨之時空分布特徵。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畫：預報實驗計畫辦公室（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、謝信良、陳來發及陳清德，1991：台灣地區現階段豪（大）與預報能力。大氣科學，19，177-188。
- 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，17，59-75。
- 紀水上、陳泰然及郭世昌，1998：梅雨季台灣地區平均雲頂溫度之時空分布特徵探討。大氣科學，26，1-17。
- 曾鴻陽與曲克恭，1989：台灣北部豪雨時空分佈特性。大氣科學，17，237-255。
- 齊錄祥、紀水上及陳泰然，1992：TAMEX 期間中尺度對流系統之一般特徵。天氣分析與預報研討會論文集編，451-462。
- 鄭明典與楊明仁，1998：台灣地區定量降水預報之中尺度數值模擬研究（I）。國科會專題研究計畫成果報告，NSC 87-2111-M-052-005，24 頁。
- 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。
- 謝信良、林雨我及陳來發，1993：台灣地區中尺度預報實驗設計研究（II）國科會防災科技研究報告 81-40 號，93 頁。
- 簡芳菁，1999：1998 年梅雨期間 MM 5 模式之降水預報。第六屆全國大氣科學學術研討會論文集編，國科會，596-600。
- Chen, G. T. J., 1992: Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 497-516.
- Dosewell, C. A., 1986: Short range forecasting. Mesoscale meteorology and forecasting. Edited by P. S. Ray, Amer. Meteor. Soc., 689-719.
- Jou, B.J.D., 1994: Mountain-originated mesoscale precipitation system in northern Taiwan: A case study 21 June 1991. *TAO*, 5, 167-197.
- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1991: Diagnosed characteristics of precipitation system over Taiwan during the May-June 1987 TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2540-2557.

On the Climatological Characteristics of Heavy Rain Events over Central and Northern Taiwan in Mei-Yu Season

George T. J. Chen¹ T. C. Chang^{1,2}

¹ Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

² Department of Environmental Engineering, Tung Nan Institute of Technology

(Manuscript received 02 July 2001 ; in final form 25 March 2002)

ABSTRACT

Surface rainfall data over central and northern Taiwan in the period of May-June 1991-1996 were used to study the climatological characteristics of heavy rains in Mei-Yu season. Results showed that the spatial distribution and diurnal variation of average rainfall were strongly modulated by terrain effect and local circulation. This led to a NE-SW oriented axis of maximum rainfall along western side of Snow Mountain Range and Central Mountain Range during 1500-1800 LST. There was a remarkable maximum rainfall area above 140 meters, especially of 200-550 meters on the mountain slope during 1500-1700 LST. Also, there existed minor relative heavy rainfall area at an altitude of 140-200 meters during midnight (0100-0300 LST) and at 350-850 meters before noon (1000-1100 LST).

The high frequency of heavy rain occurred mainly located along the mountain slope area on southwest of Snow Mountain Range. It was differ from the previous study by Chen and Yang (1988) who observed high frequency over Hsin-Chu area along the northwestern coast. There was a NE-SW oriented axis of maximum frequency stretching form Chang-Hwa area to Big Snow Mountain. The axis was almost parallel to the southwestern flow in lower troposphere during Mei-Yu season and obviously modulated by terrain effect.

There was a notable diurnal variation of heavy rain frequency with a peak occurring at 1600 LST over both plain and mountain areas. The frequency of localized heavy rain events over mountain area was higher than over plain area most of the time during analyzed period. The frequency increase in the afternoon hours for types A + B ($\geq 50\text{mm}/12\text{h}$, but $< 130\text{mm}/24\text{h}$ defined as type B) and A + B + C ($\geq 50\text{mm}/24\text{h}$, but $< 130\text{mm}/24\text{h}$ defined as type C) was much more as compared to that for type A ($\geq 130\text{mm}/24\text{h}$). This tends to suggest the important role of solar heating over both mountain and plain areas for heavy rain occurrence, particularly for types B and C.

Keywords : Heavy rain, Spatial distribution, Diurnal variation, Local circulation Terrain effect