

梅雨季台灣中北部地區伴隨鋒面與 中尺度低壓豪（大）雨與定量降水 之中尺度氣候研究

陳泰然¹ 王重傑²

¹ 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

（中華民國九十年七月十八日收稿；中華民國九十一年元月十五日收稿）

摘 要

本文以中尺度氣候觀點，利用 1991 至 1996 年 5-6 月梅雨季台灣中北部（24 °N 以北）地區地面降水資料，分析 42 個梅雨鋒面個案與 10 個台灣西北沿海地區中尺度低壓個案，在中央／雪山山脈西側之台北縣市至彰化縣（即 Post-TAMEX 預報實驗分區 1-6）於鋒面過境與低壓旋生前後逐時各型豪（大）雨出現頻率、降雨機率及降雨強度之氣候特徵。

結果顯示，各分區豪（大）雨均與鋒面密切關連，發生頻率在鋒前數小時開始增加，並在鋒面通過後 1-2 小時內達最大。台灣北部主要產生 B 型豪雨；愈向中部則 A 型豪雨比例漸增。鋒面過境前後之降雨機率與降雨強度變化亦顯示，各區最大降雨機率與降雨強度幾皆發生於鋒面過境至之後 3 小時之間，平均強度則以新竹、台中最高（分區 4、5），應為較佳之地形舉升條件所致。此外，鋒前系統於中部地區之降水亦有較大貢獻，北部地區則降雨亦能在鋒後持續出現。

台灣西北沿海地區中尺度低壓之旋生，對於旋生區內與其南側之降水均有明顯助益，且以旋生區南側效果較大（分區 4 與 5）。降雨強度於旋生時開始增加，主要影響時段約在旋生後的 6 小時內，並約於 3 小時後達最大，之後減弱。降雨機率在中尺度低壓旋生前後，則可上升約 40 % 或更高。因低壓旋生而導致豪大雨頻率之增加，則以分區 4 與 5 較明顯，其他分區則影響有限，且形成者多屬 B 型豪雨，而少有 A 型豪雨或大雨，此亦與低壓主要影響時段僅數小時之結果一致。

關鍵詞：豪雨、定量降水預報、梅雨鋒面、中尺度低壓、中尺度氣候

一、前言

豪（大）雨預報與定量降水預報（quantitative precipitation forecast；QPF）目前仍為國際氣象界在預報作業與研究上所面臨的一項挑戰，台灣地區亦然，特別是對於每年梅雨季（5-6月），由伴隨於梅雨鋒面雲帶內之中尺度對流系統所導致的豪（大）雨，預報能力更為有限。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）雨之預報能力仍低，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（預報事件裡實際發生之比例）為 57%，而前估（觀測事件在發生前被預報之比例）僅為 20%，顯示目前對於中尺度過程所主宰的豪（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。

由於台灣地區中尺度實驗計畫（Taiwan Area Mesoscale Experiment；TAMEX）的實施（吳與陳 1987），使國內氣象界對於梅雨季中尺度現象與過程增加許多基礎了解，對於中尺度預報的觀念與技術亦多有助益（陳與謝 1993；陳 1994；Chen 1992）。然而，要改進豪（大）雨與定量降水的預報能力，除上游的基礎研究外，中下游的應用研究與技術發展亦不可或缺，本文即屬後者之工作。

由於目前中尺度數值預報作業模式對於豪（大）雨與定量降水預報的能力仍嫌不足，故藉助其他預報方法或技術在作業上仍相當重要，例如 1992 年 Post-TAMEX 預報實驗（陳與謝 1992；謝等 1992；1993）與隨後數年梅雨季預報實驗所使用的概念模式、雷達資料應用、衛星資料應用、地面降水資料應用等預報方法。

上述後三種方法屬於中尺度氣候法，利用所涉及資料之氣候特徵，常可對中尺度對流系統及所伴隨降水之特徵與演變，提供降水預報上可用的重要訊息。中尺度氣候除有助於對中尺度現象的了解外，在研究上亦可指引吾人發掘科學問題（例如陳 1985；1986；Chen 1992），在短期預報方面亦有相當的重要性（例如 Doswell 1986），特別在預報缺口（forecasting gap；2-6 小時）處，可提供可觀之訊息。此外，中尺度氣候值可做為評估其他方法預報能力的參考標準。再者，在所有方法所提供的診斷或預報，均無法掌握中尺度現象的未來演變時，中尺度氣候即成為唯一可用的預報方法（即客觀預報指引）。

國內學者曾針對梅雨季各中尺度現象（陳與吳 1985）、對流降水與豪雨（陳與楊 1988a，b）、及中尺度低壓與降水（陳與俞 1988；陳 1989；1990a）等課題，進行中尺度氣候研究。在上述研究中，主要均利用地面降水資料、雷達回波或衛星資料，探討降水之時空分佈特徵並求取其氣候值，並將結果以方便使用之圖表顯示，以提供做為 0-24 小時中尺度預報之參考。部份成果並已於 1992 年 5-6 月「Post-TAMEX 預報實驗」及隨後之中央氣象局梅雨季預報實驗中應用。在梅雨季之定量降水預報方面，陳與林（1995；1996；1997）已完成 24 °N 以南嘉南地區之豪（大）雨與定量降水中尺度氣候預報法之建立；陳與張（2000）並進行其預報能力之校驗。本文即基於相同理念，以相似方法研究 24 °N 以北之台灣北部至中部地區豪（大）雨與定量降水之中尺度氣候特徵，建立可供豪（大）雨預報及 QPF 之降水氣候值圖表，以作為今後梅雨季預報之參考。由於梅雨季導

致豪（大）雨之中尺度對流系統與鋒面位置及西北沿海地區之中尺度低壓關係密切（例如陳 1990b；1994；1995），故本文主要重點，在建立豪（大）雨發生頻率、降雨機率與降雨強度等，於鋒面過境與中尺度低壓旋生前後之中尺度氣候，並探討降水與鋒面、及降水與中尺度低壓間之關係。

求取之氣候值，針對鋒面過境共有 3 項，包括各分區之平地與山區於鋒面過境前後各 24 小時內之（1）逐時豪（大）雨出現頻率、（2）逐時降雨機率以及（3）逐時降雨強度。針對中尺度低壓，亦求取其旋生前後各 24 小時內之豪（大）雨出現頻率、降雨機率及降雨強度等 3 項氣候值。此處，平地與山區測站以海拔高度 200 m

二、資料與分析方法

圖 1 顯示台灣地區於 Post-TAMEX 預報實驗所採用之 0-3 小時預報的 15 個預報分區（謝等 1993）與地形高度分佈，其中分區 1-6（分別為台北縣市與基隆市、桃園縣、新竹縣市、苗栗縣、台中縣市、以及彰化縣）涵蓋台灣北部至中部地區，亦為本研究之討論範圍。其中 24°N 以北的分區 1-5，各分區東緣多以呈東北—西南走向之雪山山脈、或南北走向之中央山脈為界。本研究首先由地面天氣圖，分析 1991 至 1996 年（共 6 年）梅雨期間每 3 小時之地面鋒面與中尺度低壓位置。其後，收集分區 1-6 內同時段之所有雨量站與氣象站地面降水資料，進行相關之統計分析。分區 1-6 之各區測站總數，依順序分別為 42、13、16、21、17、及 10 站（表一）。因此，面積較大的分區 1、4、5 具較多測站，其中尤以分區 1（台北縣市與基隆市）之雨量站總數遠多於其他分區。由降水資料所

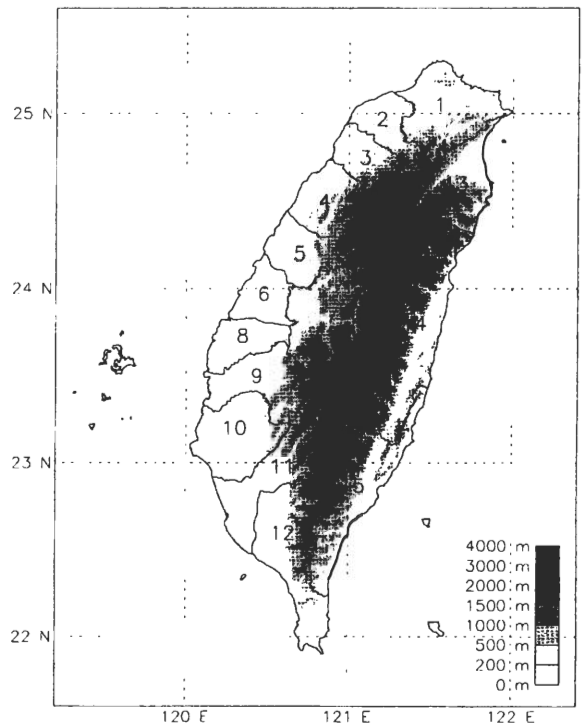


圖 1 台灣地區於 Post-TAMEX 預報實驗 0-3 小時定量降水預報之 15 個預報分區，以及 1 km × 1 km 解析度之地形高度分布。分區 1-6 為本研究的討論範圍。

表一 圖 1 所示分區 1-6 之氣象站與自動雨量總數，及平地（測站海拔高度 < 200m）與山區（> 200m）測站數，括號內為所佔百分比（%）。

分區	1	2	3	4	5	6
平地測站	21 (50)	8 (62)	7 (44)	8 (38)	7 (41)	8 (80)
山區測站	21 (50)	5 (38)	9 (56)	13 (62)	10 (59)	2 (20)
測站總數	42	13	16	21	17	10

為劃分標準(表一),顯示分區4、5(新竹、台中)為山區測站所佔比例較多之區域,而分區2(桃園)與分區6(彰化)則為山區測站較少之分區,其中分區6高度 ≥ 200 m之山區所佔比例亦明顯較其它分區為低(圖1)。

本文豪(大)雨乃依 Post-TAMEX 預報實驗定義(陳與謝 1992;謝等 1993),當某小時之時雨量 ≥ 15 mm,且累積雨量

(a) ≥ 130 mm/24 h, 定義為 A 型豪雨,

(b) ≥ 50 mm/12 h, 但 < 130 mm/24 h, 定義為 B 型豪雨,

(c) ≥ 50 mm/24 h, 但 < 130 mm/24 h, 定義為大雨(即 C 型)。

因此, A 型豪雨較 B 型者更為持續,但任何豪(大)雨的發生,必須在 24 小時(或更短時間)內有至少 50 mm 之累積雨量。為求取與鋒面過

境相關之降水氣候值,首先定義天氣圖中(3 小時間距)鋒面移入台灣北部地區(以 25°N , 121°E 為中心之 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 經緯度方格內)之時間為 t_0 。1991 至 1996 年 5-6 月間共有 42 道梅雨鋒面通過台灣地區,其 t_0 時間如表二所示。圖 2 為鋒面過境台灣北部(t_0)與前 3 小時(t_{-3})和後 3 小時(t_{+3})之地面鋒面頻率分佈。最大頻率主軸呈東北東-西南西走向,於 t_{-3} , t_0 及 t_{+3} 時分別移入台灣西北部海面、台灣北部及中北部地區。在 t_{-3} 與 t_{+3} 間,鋒面最大頻率主軸之南移速度約為 $25-30 \text{ km h}^{-1}$, 因此,可利用內插與外延法估計鋒面過境各分區 1-6 的時間,約略分別在 t_0 , t_{+1} , t_{+2} , t_{+3} , t_{+4} , 與 t_{+5} 左右,此估計在分區 1 與 2 雖似較實際發生者略早(圖 2),但方便於文後相互比較鋒面過境時間與豪(大)雨發生時段之關聯。在中尺度低壓方面,1991 至 1996 年 5-6 月於 22 至 26°N 、 117 至 121°E

表二 1991 至 1996 年 5-6 月共 42 道梅雨鋒面移入台灣北部地區(以 25°N , 121°E 為中心之 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 經緯度方格)之時間(定義為 t_0)。

編號	年	日期	時間 (LST)	編號	年	日期	時間 (LST)	編號	年	日期	時間 (LST)
1	1991	5/1	1400	16	1993	5/7	0500	31	1995	5/21	0600
2	1991	5/5	0500	17	1993	5/14	1400	32	1995	5/26	2000
3	1991	5/6	1400	18	1993	5/22	1100	33	1995	6/4	1400
4	1991	5/7	2000	19	1993	6/2	0200	34	1995	6/8	1100
5	1991	5/12	0500	20	1993	6/5	1400	35	1995	6/28	0200
6	1991	6/6	2000	21	1993	6/23	2000	36	1996	5/1	0800
7	1992	5/8	2000	22	1994	5/3	1400	37	1996	5/4	1200
8	1992	5/15	1400	23	1994	5/11	0500	38	1996	5/7	2000
9	1992	5/21	2000	24	1994	5/14	2300	39	1996	5/10	0400
10	1992	5/25	2300	25	1994	5/17	1800	40	1996	5/20	0800
11	1992	5/30	1400	26	1994	5/22	0200	41	1996	5/28	0800
12	1992	6/5	0800	27	1994	5/26	0800	42	1996	6/21	2000
13	1992	6/17	1400	28	1994	6/18	1100				
14	1992	6/23	1700	29	1995	5/3	1400				
15	1993	5/2	2300	30	1995	5/14	2300				

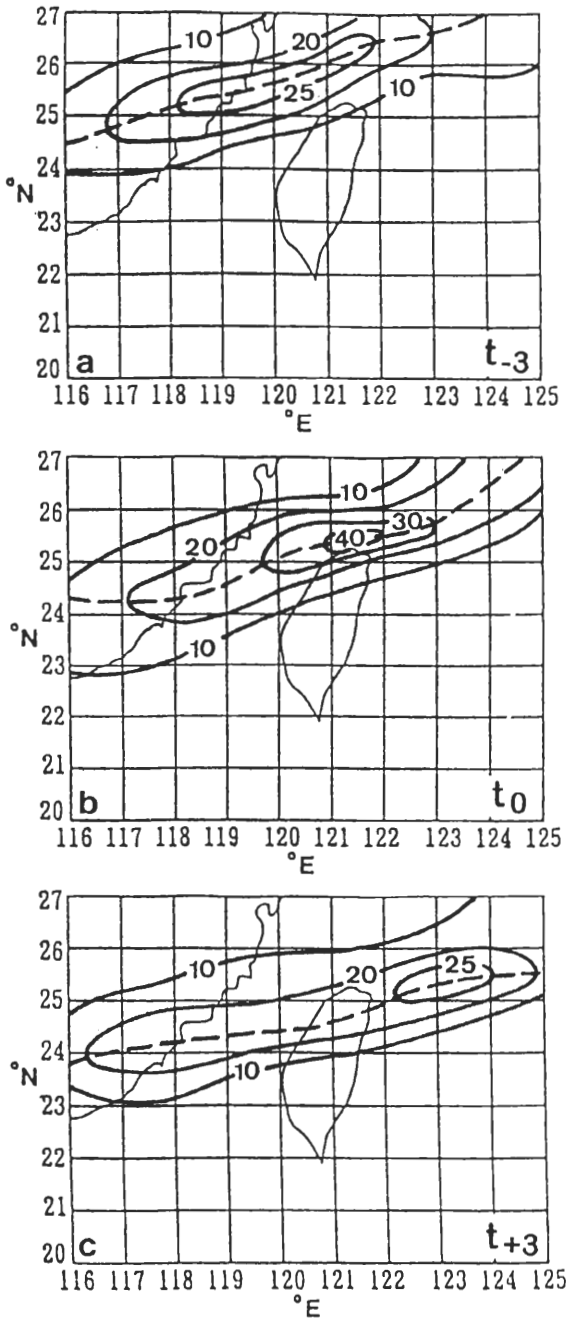


圖 2 1991 至 1996 年 5-6 月台灣北部地區 (以 25°N, 121°E 為中心之 1° × 1° 經緯度方格內) 位於 (a) 梅雨鋒前 3 小時 (t_{-3})、(b) 鋒面過境 (t_0) 及 (c) 鋒後 3 小時 (t_{+3}) 鋒面位置之頻率分布。鋒面總數共計 42 道，頻率計算以 1° × 1° 經緯度網格內之鋒面出現總次數為準。粗虛線表鋒面最大頻率主軸。

範圍內每 0.5° × 0.5° 經緯度方格內之中尺度旋生頻率分布示於圖 3。與分區 1-6 之豪大雨密切相關者，主要為出現在 24.5 至 25°N / 120.5 至 121°E 方塊內的 10 個個案。此區恰位於台灣西北沿海地區 (涵蓋分區 3 與 4) 且個案數最多，故具較佳之統計代表性，這些個案於天氣圖中的旋生時間，亦定為 t_0 ，如表三所示。此外，表三亦顯示該處之中尺度低壓多於 1100 或 1400 LST 時旋生，因此有相當明顯的日夜變化。各鋒面與低壓個案之 t_0 訂定後，即利用降雨資料，求取鋒面過境前後與中尺度低壓旋生前後，1-6 各分區之逐時豪 (大) 雨頻率、降雨機率及降雨強度氣候值。

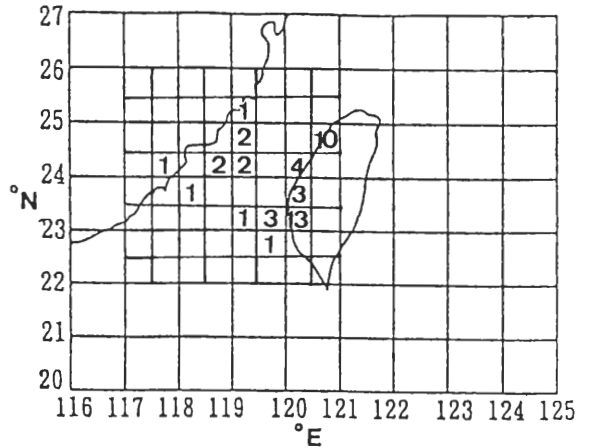


圖 3 1991 至 1996 年 5-6 月於 22 至 26°N、117 至 121°E 範圍內每 0.5° × 0.5° 經緯度方格內之中尺度低壓旋生頻率分布。

三、伴隨鋒面過境之豪 (大) 雨與降雨氣候特徵

(一) 豪 (大) 雨

圖 4 為分區 1-6 之各型豪 (大) 雨於鋒面過境前後 t_{-12} 至 t_{+24} 間之逐時出現次數。以所有測站而言 (圖 4a)，分區 1、4、5 明顯有較多的

表三 1991 至 1996 年 5-6 月間出現於 24.5 至 25°N / 120.5 至 121°E 內的 10 個中尺度低壓個案之旋生時間 (定義為 t_0)。

編號	年	日期	時間 (LST)	編號	年	日期	時間 (LST)
1	1991	6/20	1100	6	1996	5/12	1100
2	1994	5/9	1100	7	1996	5/26	1400
3	1995	6/11	1100	8	1996	6/6	1100
4	1996	5/2	1400	9	1996	6/12	1400
5	1996	5/7	2000	10	1996	6/21	2300

豪(大)雨出現總次數,此三區之單一小時最高出現次數,分別為 31、33 與 34 次,亦較分區 2、3 的 14 次與分區 6 的 20 次為多。若將各區之測站總數列入考量,則分區 4、5 顯然特別有利於豪大雨的發生,主要應為較多之山區地形(表一)提供額外舉升所致。各分區豪(大)雨之逐時頻率,有呈雙高峰分布之傾向,第一高峰位於鋒面過境前後數小時內,且最大次數均在鋒面通過各區(分別約於 t_0 至 t_5)後 1-2 小時內出現,第二高峰之最大值則位於 t_{11} 至 t_{17} 間。兩處高峰均隨鋒面的南移,有自分區 1 至 6 漸漸隨時間落後偏移的現象,顯示豪(大)雨降水系統與鋒面間之密切關係。第二高峰於分區 1-3 內佔總次數的比例較高,但在分區 4-6 中則已屬次要。分區 1 在鋒面過境數小時後仍可能有豪大雨發生,且最大頻率出現於 t_{11} ,顯示應為鋒後盛行東北風所致。此外,分區 4 與 5 在 t_0 至鋒面通過間,明顯較其它分區有較高的豪(大)雨發生頻率,顯示當鋒前西南氣流增強時,由台灣海峽移入之系統,於中部沿海的降水有相當重要的貢獻。分區 6 亦具有相似特徵,但較不明顯。

圖 4b 與圖 4c 分別為各型豪(大)雨於各分區之平地測站(測站海拔高度 < 200 m)與山區測站(≥ 200 m)之逐時出現頻率分布。分

區 2 與 6 因山區比例較低(表一與圖 1),豪(大)雨多發生於平地,特別是分區 2,其山區豪(大)雨總數僅有 7 次。分區 4 與 5 則因山區比例較高,豪(大)雨略多於平地發生者。除此之外,各分區平地與山區之豪(大)雨頻率之基本分布並無明顯不同,但前述之雙高峰分布在山區則較不明顯。各分區平地之最大豪(大)雨頻率均出現在鋒面通過該區後 2 小時內,山地則除分區 1 出現在鋒後的 t_{11} 之外,其餘各分區(分區 2 頻率過低)皆出現在鋒面通過該區後 4 小時以內。

除比較各分區平地與山區間逐時豪(大)雨出現頻率之異同外,圖 4 亦可比較不同類型豪(大)雨間之差異。以 A 型豪雨而言(黑色),其所佔比例在分區 1-3 均明顯較 B 型豪雨(白色)為低,但在分區 4 僅略少,在分區 5 兩者約略相當,在分區 6 則 A 型豪雨總數多於 B 型豪雨,顯示愈向中部沿岸地區,有豪雨愈容易產生之趨勢,北部與西北沿岸地區則豪雨發生機率較低(圖 4a)。各分區中, A 型豪雨最多為分區 5 於 t_7 的 19 次、其次為分區 4 於 t_2 的 17 次、再其次為分區 6 於 t_6 的 15 次。一般而言,各分區之 A 型豪雨之頻率最大值主要發生在鋒面通過該區時至之後 3 小時內,顯示鋒面對 A 型豪雨產生有重要角色。但分區 4 與 5 在 t_0 至 t_3 的鋒前時段,亦十分有利於 A 型豪雨的發生,

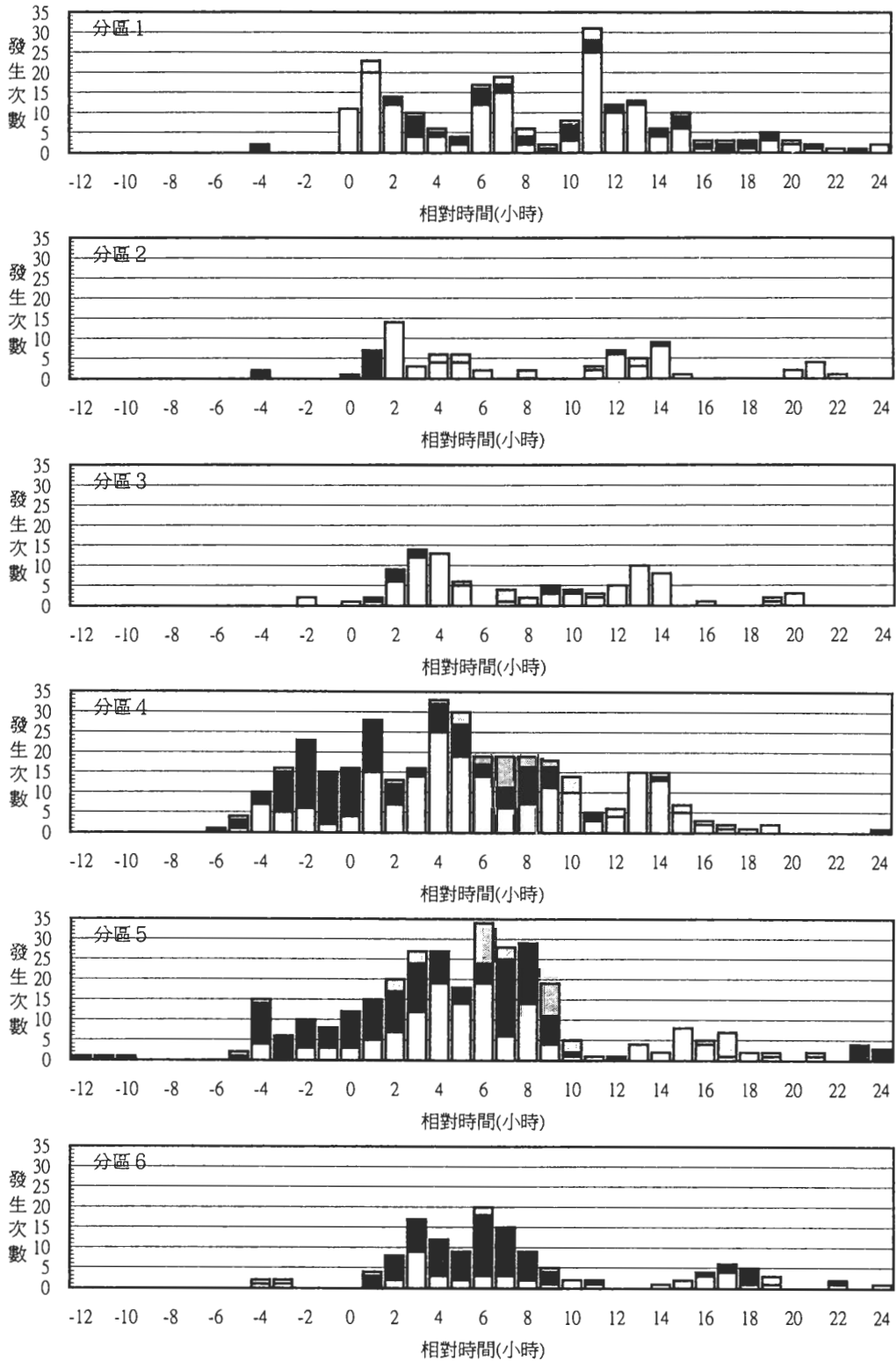


圖 4a

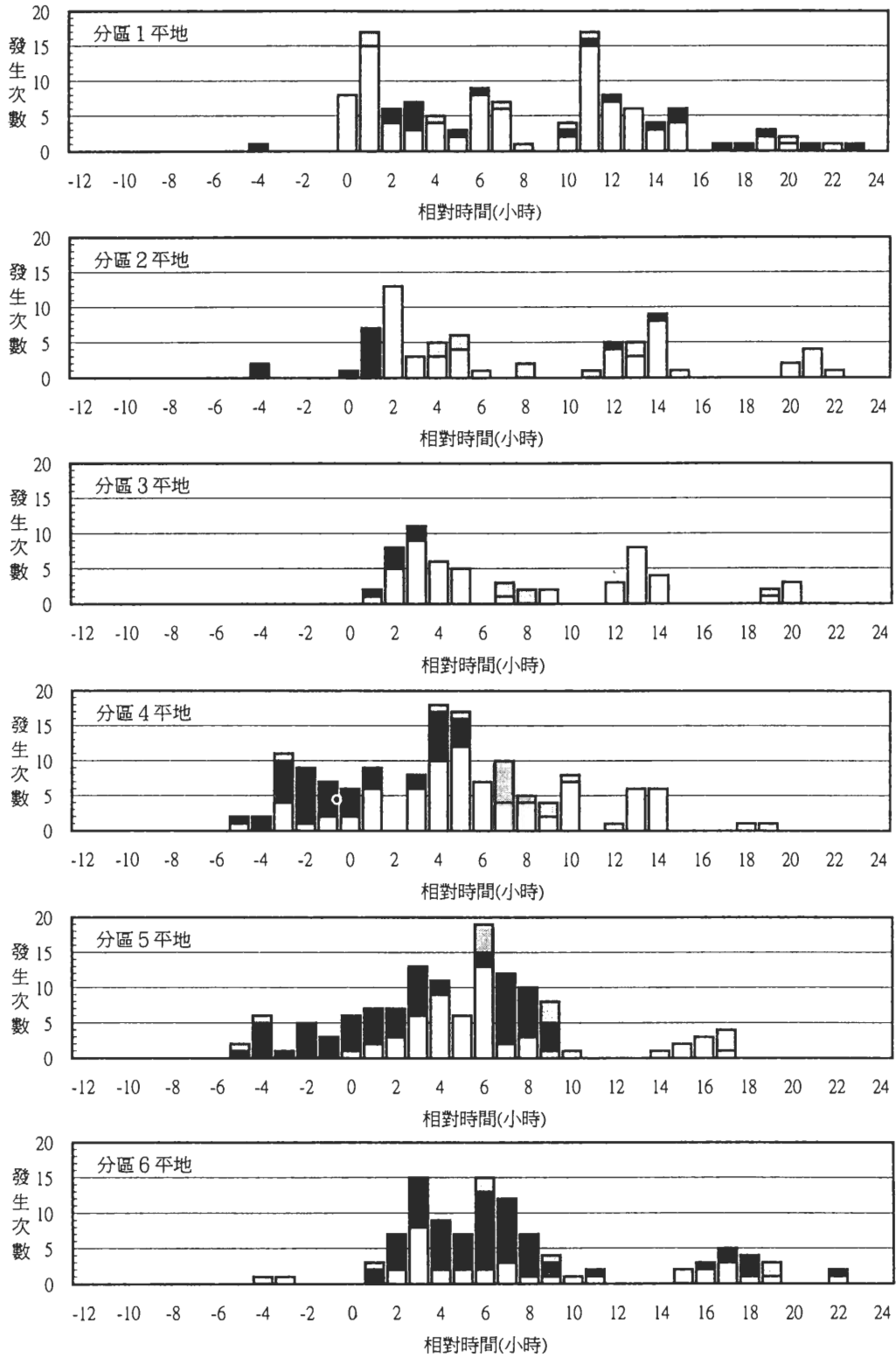


圖 4b

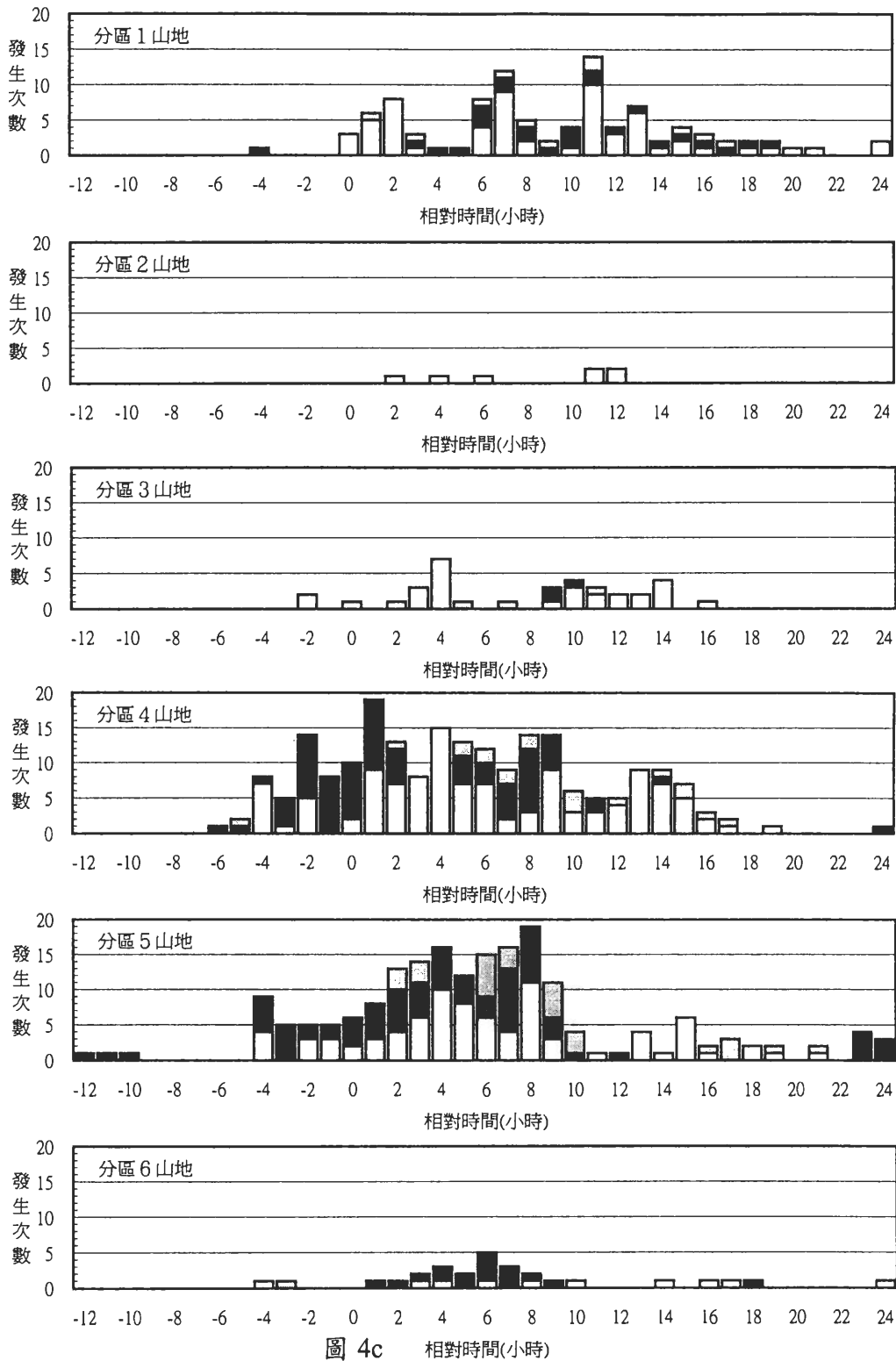


圖 4c 相對時間(小時)

圖 4 1991 至 1996 年 5-6 月分區 1-6 之各型豪(大)雨於鋒面過境前 12 小時 (t_{-12}) 至後 24 小時 (t_{+24}) 間之逐時出現次數。(a) 所有測站合計, (b) 平地測站 (< 200 m) 及 (c) 山區測站 (≥ 200 m)。A 型豪雨、B 型豪雨及 C 型大雨分別以黑色、白色與灰色表示。

顯示前述之鋒前降水系統在此兩分區中，因較佳之地形舉升條件（圖 1），有利於產生較為持續之豪雨。至於 A 型豪雨在各分區平地與山地間的主要差異，在於 A 型豪雨在分區 2 之山地並未發生，在分區 3 與 6 之山地亦較平地為少（圖 4b 與 4c）。最後，分區 4 與 5 中 A 型豪雨第一高峰之整體分布，在平地有較山區略早出現的傾向（約提前 1-2 小時），亦顯示可能有相當比例之鋒前系統，為自海峽向東移入陸地之中尺度對流系統。

B 型豪雨（白色）在鋒面過境前後之逐時發生頻率顯示（圖 4a），在分區 1-3 為主要發生之豪雨類型，其中分區 1 在 t_{11} 有 25 次之最高頻率（鋒面通過後隨即於 t_{11} 有 20 次之次大值），分區 2 在 t_{12} 、分區 3 在 t_{14} 則分別出現 14 次與 13 次之最大值，因此亦主要發生於鋒面通過後 1-2 小時內。B 型豪雨最大值，在分區 4 與 5 則多於鋒面通過該區時發生，於分區 6 則在鋒面過境前約 2 小時之 t_{13} 發生，顯示 B 型豪雨於分區 4-6 有逐漸容易於鋒前發展之勢，此點與 A 型豪雨相似，但 B 型豪雨佔所有豪（大）雨之比例則向南遞減，至分區 6 時已明顯少於 A 型豪雨。此外，由圖 4a 可見 B 型豪雨為造成所有豪（大）雨呈雙高峰分布之主因，雖然第二高峰於分區 1-3 可能主要因鋒後偏北風在雪山山脈西側之迎風面造成，但於分區 4-6 則不易推論其成因，可能部份導因於鋒面過境後之北退現象導致之二度鋒面影響。B 型豪雨於各分區內之平地與山區之發生頻率多寡，主要亦取決於平地與山區於該區中所佔比例，故發生於平地測站之比例，以分區 2 與 6 為最高，分區 1 與 3 次之，而以分區 4 與 5 最低，總數已略低於山區發生者（圖 4b 與 4c）。

至於 C 型大雨（灰色），各分區之發生頻率均明顯少於 A 型或 B 型豪雨（圖 4a），且主要發生於鋒面過境各區之後。在分區 1 與 6 中，C 型大雨的最大頻率約發生在鋒面通過該區之後 1 小時（其中分區 1 亦發生在 t_{11} 時），但在分區 3 與 4 則落後約 4-5 小時之多，顯示至少部分 C 型大雨極可能為當 A 型或 B 型豪雨條件不再滿足後所產生者。平地與山地之 C 型大雨主要發生在鋒後，特別是山區，很少在鋒前發生。其中，分區 2 之山區在鋒面過境前後均未發生，分區 6 之山區亦僅在鋒前之 t_{13} 出現一次。

（二）降雨機率

圖 5 為分區 1-6 於鋒面過境前後 t_{18} 至 t_{24} 間，由各區所有雨量站所求取之逐時降雨機率氣候值分布，亦即在共 42 次鋒面個案中，各區之逐時（相對於 t_0 ）降雨測站數相對於總測站數的平均比例。一般而言，各分區之降雨機率幾皆在鋒面通過前 12 小時開始逐漸增加，並於通過後數小時內達到絕對（或相對）最大值，且各區鋒後之降雨機率均較鋒前為高。其中分區 1-3 在鋒面通過該區之後約 4-5 小時後達到最大，分區 4 於鋒面通過後約 2 小時達最大，而分區 5 與 6 則於鋒面通過時（約分別於 t_{14} 與 t_{15} ）達最大，顯示降雨機率之最大值出現時間，相對於鋒面通過時間，有由北向南逐漸提前之趨勢。各分區由鋒面通過時至鋒後數小時內之降雨機率，以分區 1 為最大，幾皆在 60 % 以上，且常接近 70 %；分區 6 則為最小，除 t_{15} 外均不超過 30 %。其餘各分區同時段之降雨機率，由高至低依序為分區 3、分區 4、分區 5、以及分區 2。山區測站較少之分區 2 與 6，其降雨機率亦較為偏低，而分區 1 由於部分地區在鋒後亦成為迎風面，故降雨機率居高不下。

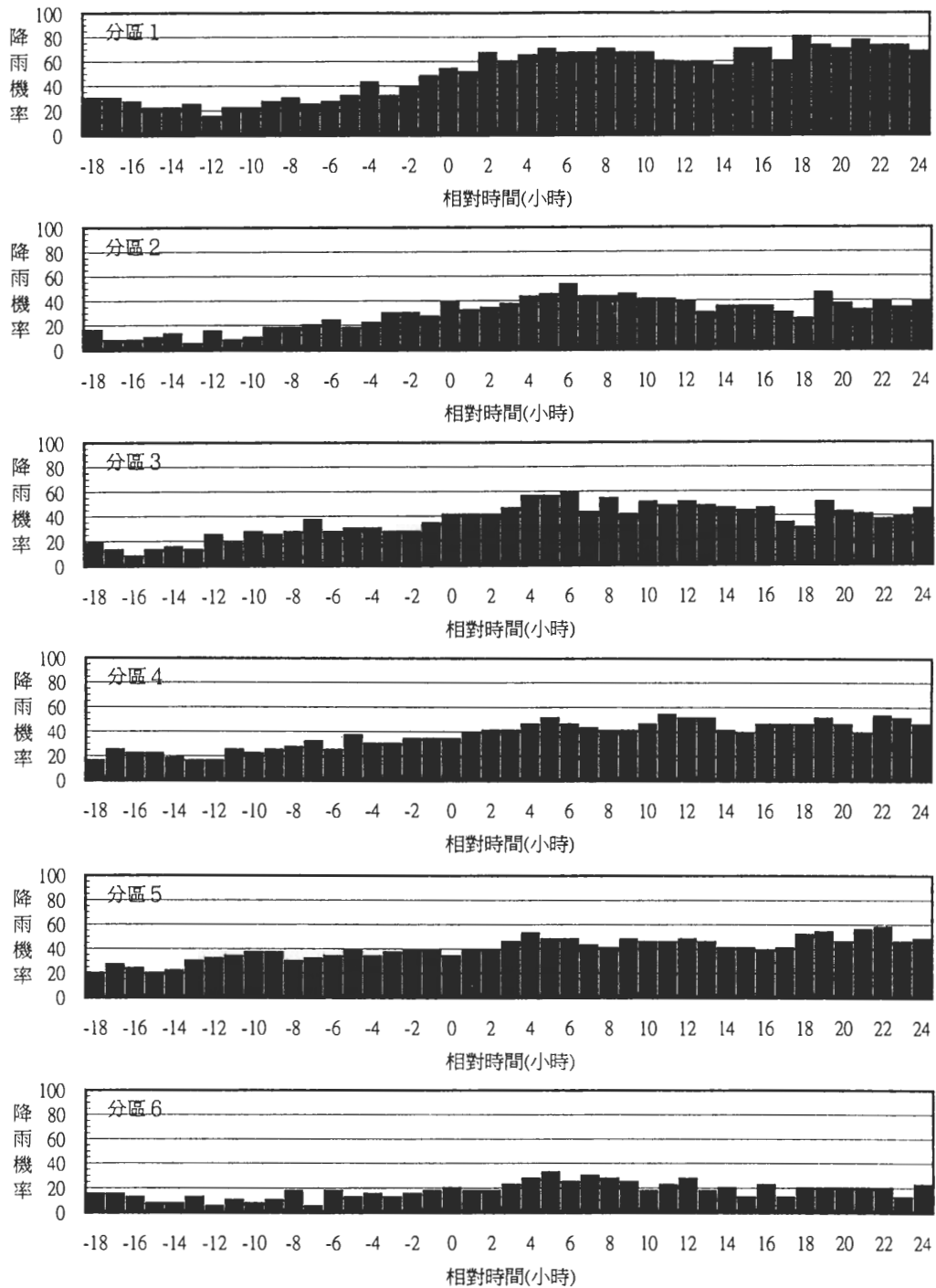


圖 5 1991 至 1996 年 5-6 月分區 1-6 於鋒面過境前 18 小時 (t_{-18}) 至後 24 小時 (t_{+24}) 間，由各分區內所有雨量站所求得之逐時降雨機率 (%) 氣候值。

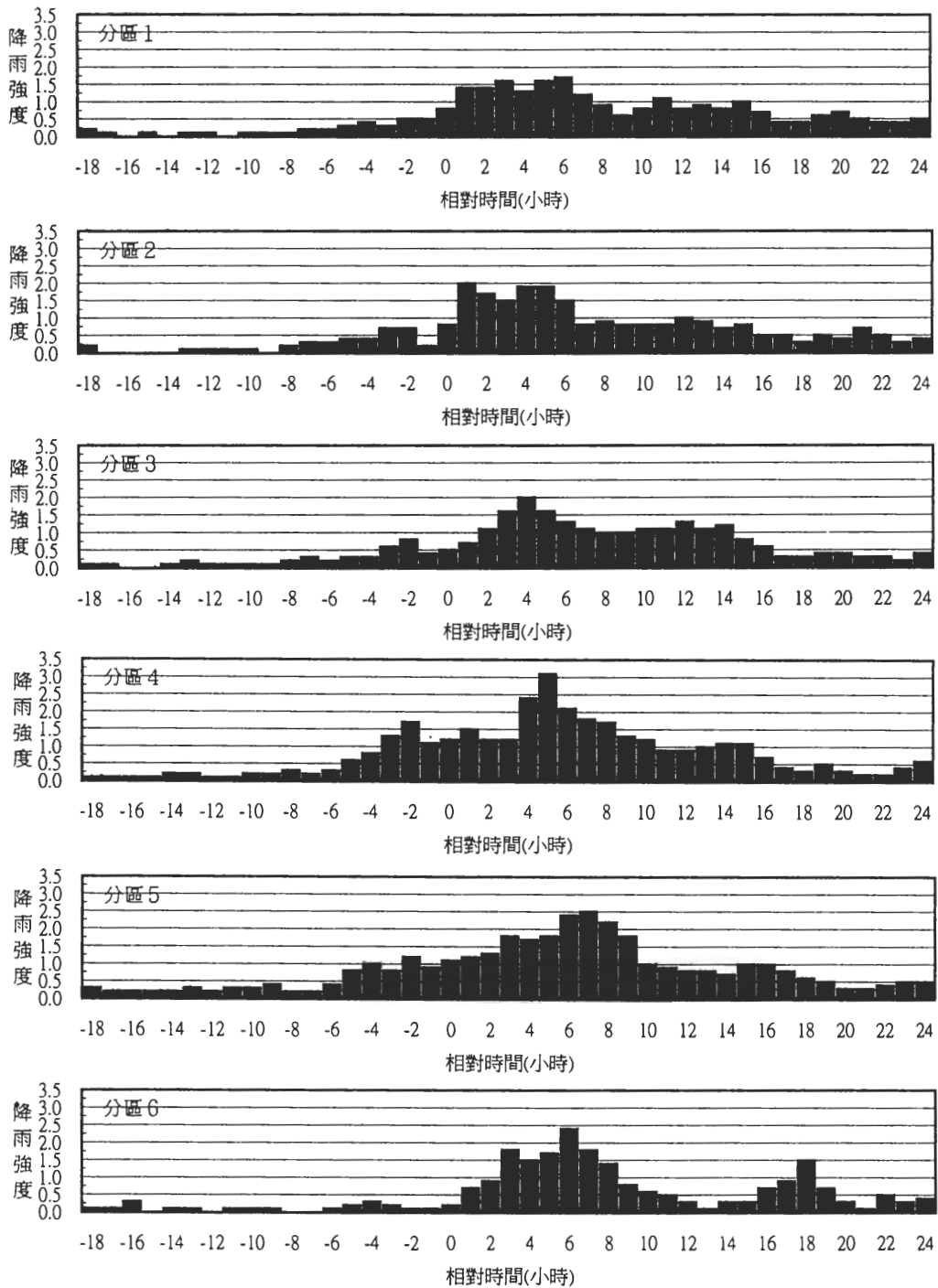


圖 6 1991 至 1996 年 5-6 月分區 1-6 於鋒面過境前 18 小時 (t_{-18}) 至後 24 小時 (t_{24}) 間，由各分區內所有雨量站所求得之逐時降雨強度 (mm h^{-1}) 氣候值。

各分區平地與山地測站所求得之降雨機率氣候值(未示),則顯示與圖 5 相似之逐時變化,皆於鋒面通過前 12 小時左右開始增大,至鋒面通過時(分區 5 及分區 6 平地)或通過後數小時內(其餘分區)達最大值。若比較同一分區平地與山區降雨機率之差異,則分區 4、5 之山地降雨機率,不論鋒前鋒後幾均較平地為大;分區 3 於鋒後亦以山區之機率較大;分區 1 山區降雨機率略低於平地;分區 2 與 6 則山區降雨機率均低於平地。

(三) 降雨強度

圖 6 為分區 1-6 於鋒面過境前後 t_{-18} 至 t_{-24} 間,由所有雨量站所求得之逐時降雨強度氣候值分布。一般而言,各分區之降雨強度鋒後均大於鋒前,且幾皆在鋒前 5-8 小時開始明顯增強,至鋒面通過該區時(分區 2)或通過後 3 小時內(分區 3、4、5、6)達到最大降雨強度。唯一例外者為分區 1,其最大值出現於 t_{+6} ,約在鋒面通過該區後 6 小時。以最大降雨強度而言,分區 4 達 3.1 mm h^{-1} ,為所有分區中最大者,其次依序為分區 5 的 2.5 mm h^{-1} 、分區 6 的 2.4 mm h^{-1} 、及分區 2 與 3 的 2.0 mm h^{-1} ,最低則為分區 1,僅為 1.7 mm h^{-1} 。此亦顯示分區 1 雖前述豪大雨之出現次數頻繁,主要乃由於測站數亦多所致,其平均降雨強度則未必較強。與所有類型豪大雨之分布相似,各分區在降雨最大強度發生後,亦似多有第二高峰出現,分區 1-6 分別出現在 t_{+11} 、 t_{+12} 、 t_{+12} 、 t_{+14} 、 t_{+15} 、與 t_{+18} 之時,約在鋒面通過各區之後的 10-12 小時間。此第二高峰,以分區 6 最為明顯,分區 1 與 2 則較不明顯。

各分區之平地與山地降雨強度分布,亦與

圖 6 所示者相似,均為鋒後大於鋒前,且亦幾皆於鋒面過境前數小時開始增強,平地於鋒面通過時、或通過後 5 小時內達最大,山區則於鋒面通過後 1-6 小時間達最大(未示)。平地與山區於最大降雨強度值出現後亦多有次高峰,特別是平地的分區 3、4、5、6 與山地的分區 3、4、6。

四、伴隨中尺度低壓旋生之豪(大)雨與降雨氣候特徵

(一) 豪(大)雨

圖 7 為發生於 24.5 至 25°N / 120.5 至 121°E 內的 10 個中尺度低壓個案(如圖 3 所示)於旋生(定為 t_0)前後,各類型豪(大)雨於各分區之逐時發生頻率分布。以豪(大)雨之總次數而言,在 t_{-12} 至 t_{-24} 間以分區 5 的 42 次為最多、分區 4 的 41 次次之、分區 1 的 37 次再次,接下來則為分區 6 的 12 次、分區 2 與 3 分別僅有 4 次與 3 次,相當稀少。因此,顯見於台灣西北沿海地區之中尺度低壓對分區 4 與 5 影響十分顯著,在僅 10 個個案中即有大於 40 次出現豪(大)雨。圖 7 亦顯示,分區 4-6 中豪(大)雨頻率變化相當一致,均於中尺度低壓旋生後開始增加,於旋生後 3-4 小時達到最大頻率、並於 t_{+6} 前明顯減小。其中,逐時出現頻率的最高值,以分區 4 於 t_{+4} 的 15 次為最多、分區 5 於 t_{+4} 的 13 次為次多。因此,明顯受到中尺度低壓影響的時段,僅在旋生後的 4-5 小時以內。對於分區 2 與 3,西北沿海之中尺度低壓對其影響有限,至於分區 1 則豪大雨持續於低壓旋生後出現,由於西北沿海之中尺度低壓常於鋒上

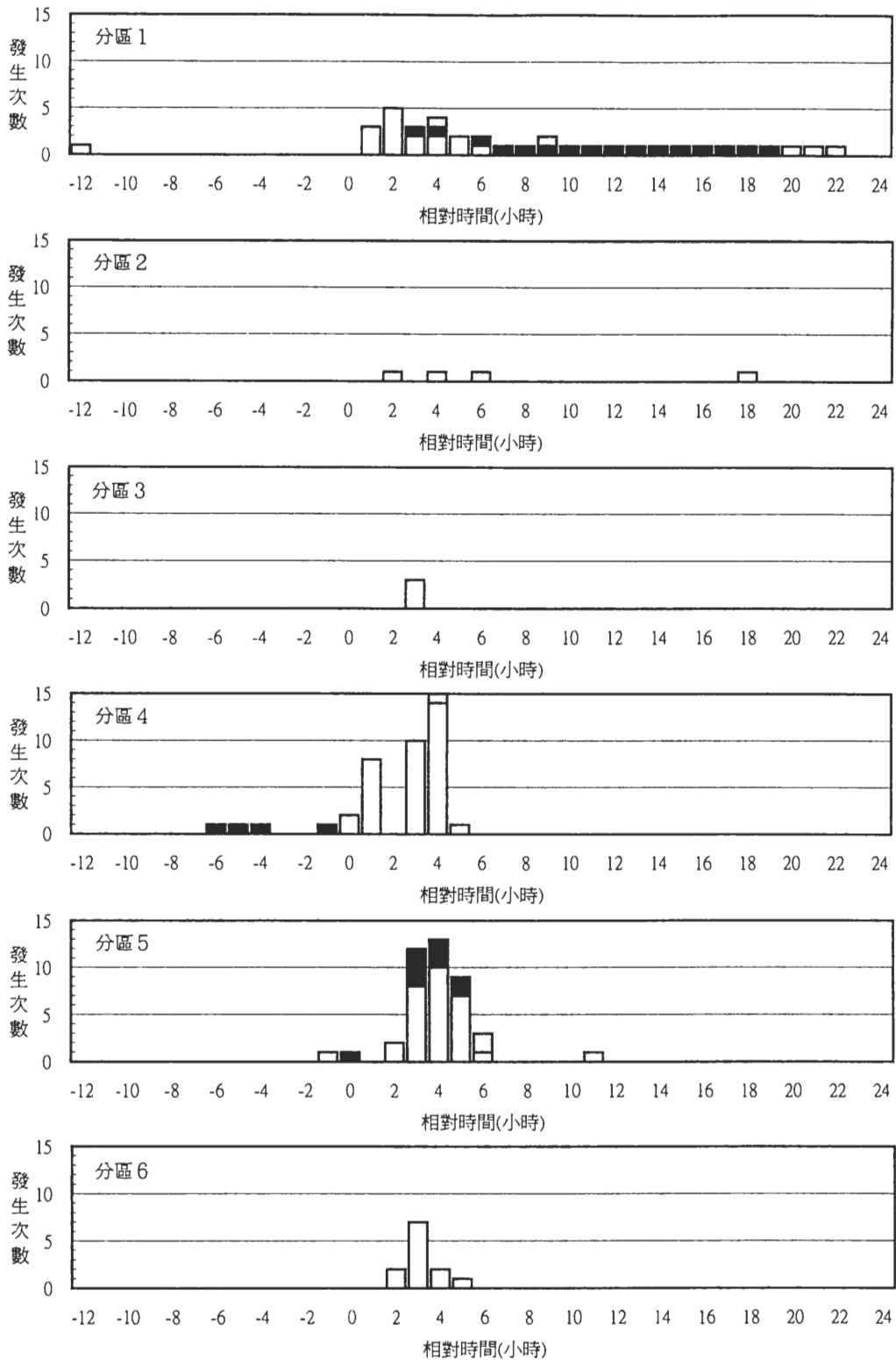


圖 7 1991 至 1996 年 5-6 月發生於 24.5 至 25 °N / 120.5 至 121 °E 內的 10 個中尺度低壓個案，於旋生前 12 小時 (t_{-12}) 至後 24 小時 (t_{+24}) 間，各型豪(大)雨於分區 1-6 之逐時出現次數。A 型、B 型豪雨及 C 型大雨分別以黑色、白色與灰色表示。

生成，分區 1 之降雨應屬鋒後偏北氣流之作用。

考慮不同類型豪（大）雨於西北沿海中尺度低壓旋生前後，於各分區的發生頻率。各分區之 B 型豪雨（白色）均明顯較 A 型者（黑色）為多，C 型大雨（灰色）則十分少見。此顯示西北沿海之中尺度低壓主要在產生豪雨而非大雨，但較大降雨強度的持續時間可能較短，故少有達到 A 型豪雨標準者。A 型豪雨在分區 2、3、6 中均未出現，唯一所佔比例較高者為分區 5，約為所有豪（大）雨的 1/4，顯示分區 5 較其它分區略有利於持續性豪雨的產生。此外，分區 4 的 A 型豪雨均出現於旋生前，則顯示該分區西南氣流的增強（故有持續性豪雨），可能有利於西北沿岸中尺度低壓的生成。至於分區 1，雖 A 型豪雨於 $t_{4,3}$ 與 $t_{4,9}$ 間陸續發生，亦佔所有豪（大）雨中相當比例，但因位於中尺度低壓北方，或許與西北沿岸之中尺度低壓並無直接關聯。最後，由於中尺度低壓旋生個案數（10 個）較前述之鋒面過境個案數（42 個）明顯為少，故未將各分區測站劃分為平地與山區兩類以討論其間之異同，以維持較佳之統計代表性。

（二）降雨機率

中尺度低壓旋生前後各分區之逐時降雨機率分佈，如圖 8 所示。各分區於 $t_{1,18}$ 至 $t_{2,24}$ 間之平均降雨機率，以分區 1 為最高，約在 30 至 70 % 之間；分區 3 與 4 次之，多在 20 至 60 % 之間；再次為分區 5（多在 20 至 50 %）與分區 2（除 $t_{2,2}$ 外均不超過 40 %）；最低者則為分區 6，大部份僅有 10 至 30 % 的降雨機率。此降雨機率大小順序，與前述鋒面過境前後者（圖 5）相同。檢視各分區於台灣西北沿海中尺度低壓旋生前後之降雨機率變化，可知各分區於旋生前的 $t_{3,3}$ 至 $t_{1,1}$ 間均有一降雨機率相對最小值出現，且降

雨機率於旋生時與旋生後均有增加，至 $t_{2,2}$ 與 $t_{4,4}$ 間達最大值，且此最大值於各區亦均為 $t_{1,18}$ 與 $t_{2,24}$ 間之絕對最大值。此顯示西北沿海低壓之生成於分區 1-6 均可提高降雨機率，且以分區 1-4 較為明顯，其旋生前後之機率差異分別達 40 %、60 %、40 %、與 40 %；分區 5 與 6 則較不明顯，分別為 30 % 與 20 %。在降雨機率於 $t_{4,3}$ 附近達最大值後，各分區降雨機率均逐漸減小，至 $t_{4,11}$ 與 $t_{4,15}$ 間達最小值，多不超過 10 %（僅分區 1 仍有 30 %）。此外，中尺度低壓旋生前，分區 1 於 $t_{4,4}$ 之相對最大值接近鋒面迫近台灣北部之時間，亦可能與其有所關連；分區 4 與 5 則於 $t_{4,9}$ 至 $t_{4,5}$ 間有較高之降雨機率，應為鋒前西南氣流增強所造成。

（三）降雨強度

中尺度低壓旋生前後各分區之逐時降雨強度氣候值分布，如圖 9 所示。顯示各分區之降雨強度於旋生後均顯著增加，其中分區 1-4 並於 $t_{4,4}$ 達最大強度，分區 5 與 6 於 $t_{4,3}$ 達最大強度，之後減弱。分區 4 與 5 之最大降雨強度分別達到 4.0 與 3.4 mm h^{-1} ，為所有分區中最大者與次大者，其餘分區則依序為分區 6（2.9 mm h^{-1} ）、2（2.8 mm h^{-1} ）、1（2.3 mm h^{-1} ），最後為分區 3（1.9 mm h^{-1} ）。因此，平均降雨強度與降雨機率所示者相似，均顯示中尺度低壓旋生後 5 至 6 小時內，對各區降雨有顯著影響。若將圖 9 與鋒面過境前後之平均降雨強度（圖 6）比較，顯見中尺度低壓於各區降雨強度均較大，由於低壓常伴隨鋒面，此一結果亦符合預期。至於降雨強度於 $t_{4,3}$ 左右達最大後，在分區 4 之減弱特別迅速，於分區 5 與 6 則較緩，且在 $t_{4,6}$ 與 $t_{4,7}$ 附近有降雨強度短暫上升之現象，亦即有相對最大值出現（圖 9）。

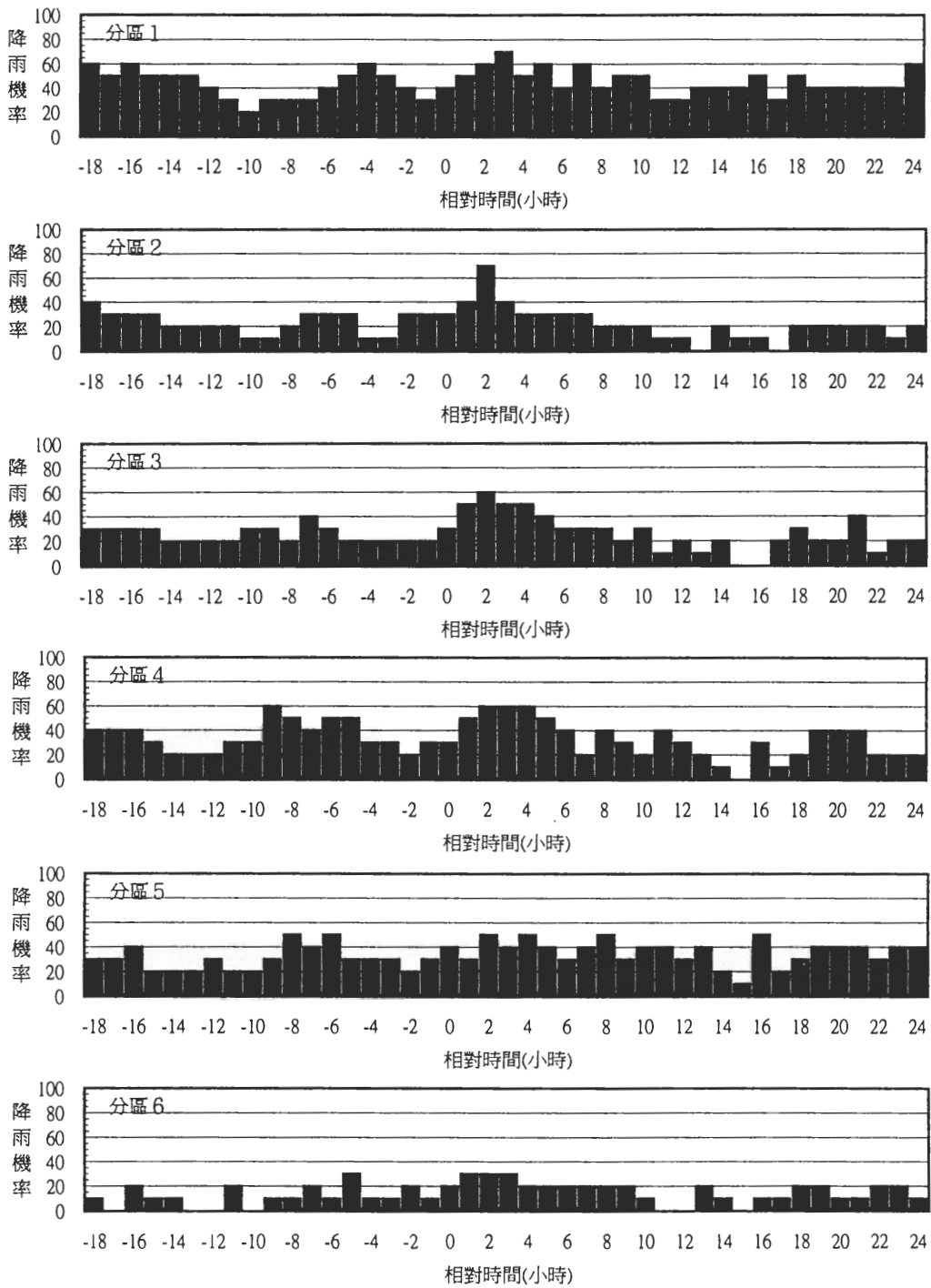


圖 8 1991 至 1996 年 5-6 月發生於 24.5 至 25 °N / 120.5 至 121 °E 內的 10 個中尺度低壓個案，於旋生前 18 小時 (t_{-18}) 至後 24 小時 (t_{+24}) 間，各分區 1-6 由所有雨量站所求得之逐時降雨機率 (%) 氣候值。

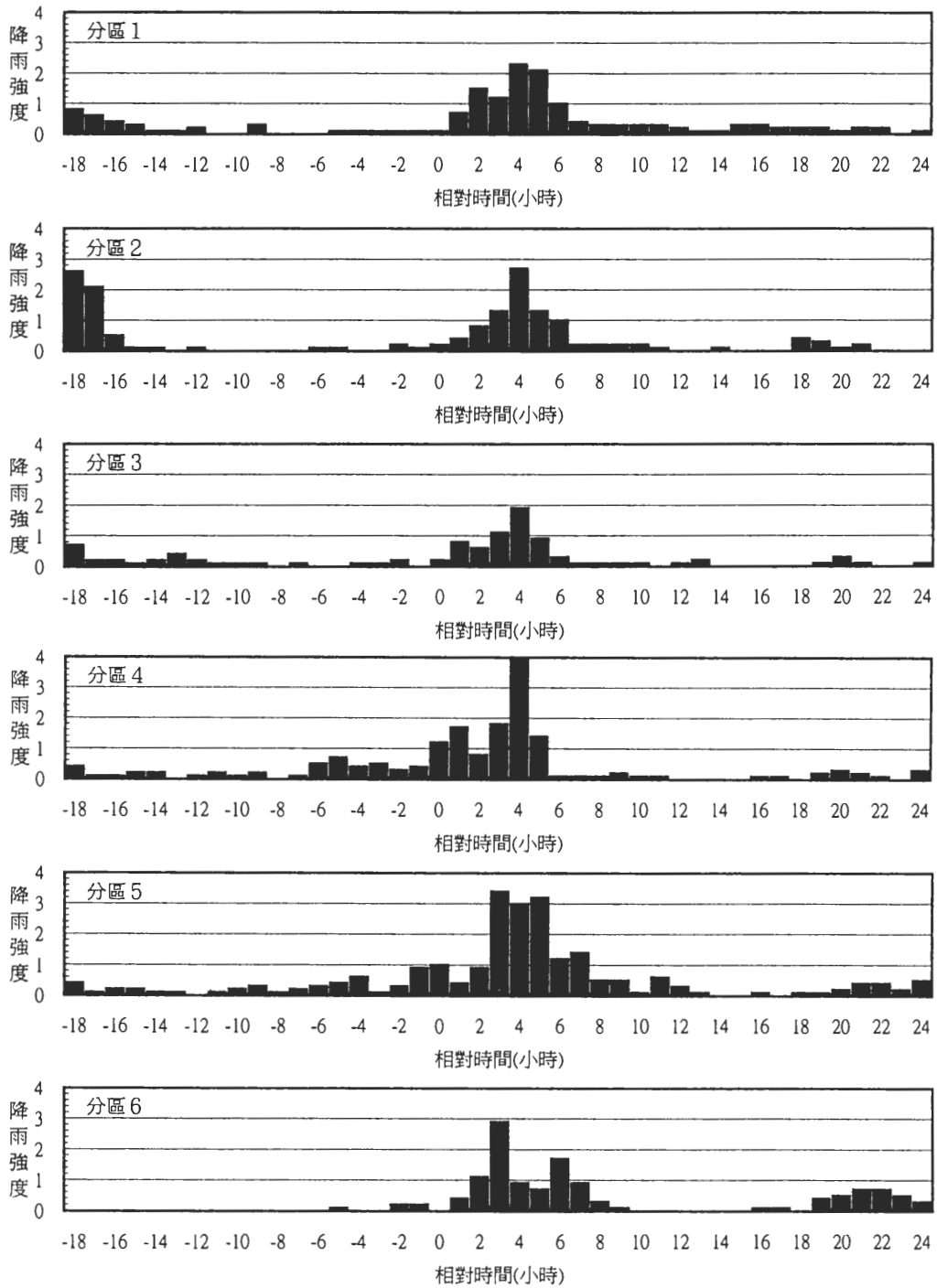


圖 9 1991 至 1996 年 5-6 月發生於 24.5 至 25 °N / 120.5 至 121 °E 內的 10 個中尺度低壓個案，於旋生前 18 小時 (t_{-18}) 至後 24 小時 (t_{+24}) 間，各分區 1-6 由所有雨量站所求得之逐時降雨強度 (mm h^{-1}) 氣候值。

由於圖 9 顯示位於台灣西北沿海中尺度低壓南側之分區 4 與 5，降雨受低壓的影響最為顯著，為凸顯旋生前後，旋生區內與其南側降雨強度變化之差異，將 24.5 至 25 °N / 120.5 至 121 °E 之區域定義為旋生區，而 24 至 24.5 °N / 120.5 至 121 °E 之區域則定義為旋生區南側。圖 10 即為此兩區於該 10 個個案旋生前後 t_{-12} 至 t_{+12} 間之每 3 小時平均降雨強度變化，顯示旋生區內與旋生區南側之降雨強度，在旋生時均較旋生前 3 小時顯著增加，於旋生後 3 小時達最大，且旋生區南側較旋生區內更大，分別達到 2.2 與 1.6 mm h^{-1} 。至旋生後 6 小時降雨強度已明顯減小，但仍較旋生時為大，且旋生區南側之減小亦較緩，仍有約 1.4 mm h^{-1} 。旋生後 9 小時之時，降雨強度已恢復至旋生前之水準，再度顯示中尺度低壓旋生對降雨的影響約在 6 小時以內。顯

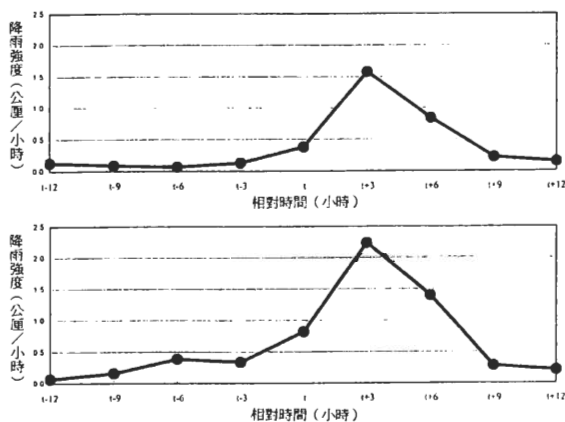


圖 10 1991 至 1996 年 5-6 月發生於 24.5 至 25 °N / 120.5 至 121 °E 內的 10 個中尺度低壓個案，於旋生前 12 小時 (t_{-12}) 至後 12 小時 (t_{+12}) 間 (旋生時定為 t_0)，於 (a) 旋生區內與 (b) 旋生區南側由所有雨量站所求得之每 3 小時 (該時刻與前後各 1 小時) 平均降雨強度 (mm h^{-1})。旋生區定義為 24.5 至 25 °N / 120.5 至 121 °E，旋生區南側則為 24 至 24.5 °N / 120.5 至 121 °E。

然，中尺度低壓之發展已影響低層風場，使低層輻合增加而導致旋生後低壓區與其南側之降雨強度顯著增加。

五、結 論

本文利用 1991 至 1996 年 5-6 月梅雨季台灣北部至中部 (24 °N 以北) 地區中央氣象局地面降雨觀測資料，分析梅雨鋒面過境 (42 個個案) 與西北沿岸中尺度低壓旋生 (10 個個案) 前後伴隨鋒面過境與中尺度低壓旋生前後之豪 (大) 雨與降雨氣候特徵，於 Post-TAMEX 分區 1-6 (台北縣市至彰化縣) 之逐時各型豪大雨出現頻率、降雨機率及降雨強度，以了解並求取其氣候值以供未來台灣地區豪 (大) 雨與定量降水預報參考應用。結果可歸納為下列數點：

- 1) 不論為鋒面過境前後、或西北沿海中尺度低壓旋生前後，降水型態在台灣北部 (分區 1) 與中部 (分區 4-6) 均受影響，但有部份不同特徵；北部地區在鋒面過境或低壓旋生後因位於迎風面，降水 (或豪大雨) 仍可持續發生，中部地區則鋒前之對流系統 (亦在低壓旋生前出現) 對降水有重要貢獻。
- 2) 所有分區之豪 (大) 雨均與鋒面關係密切，且鋒後頻率均較鋒前略高。各分區豪 (大) 雨頻率有呈雙高峰分布之傾向，第一高峰 (主高峰) 最大值在鋒面通過各區後 1-2 小時內出現，第二高峰 (次高峰) 最大值則落後約 12 小時，此情況在平地與山區均相似。分區 4 與 5 (新竹縣與台中縣市) 之豪 (大) 雨發生頻率較其它區域為高，顯示在低層盛行西南氣流之下，應為較佳之地形舉升條件所致，其次則為分區 1。

- 3) 較北之地區(分區 1 至 3) 豪(大) 雨類型主要為強度較小的 B 型豪雨, 愈向南移則較強的 A 型豪雨所佔比例愈高, 至分區 6 (彰化縣) A 型已多於 B 型者。此外, 分區 4 與 5 在鋒前時段亦相當有利於 A 型豪雨產生。各分區 C 型大雨頻率均明顯少於 A、B 兩型豪雨, 且主要發生於鋒後。
- 4) 鋒面過境前後之降雨機率氣候值顯示, 各區降雨機率於鋒面過境前約 12 小時開始逐漸增加, 並於通過後數小時內達最大。平均降雨機率以分區 1 最高 (60-70%), 而以分區 6 最小 ($\leq 30\%$)。至於降雨機率最大值相對於鋒面通過的出現時間, 則有由北向南逐漸提前之趨勢。
- 5) 鋒面過境前後之降雨強度氣候值顯示, 各區降雨強度鋒後亦大於鋒前, 且多於鋒前 5-8 小時開始增強, 至鋒面通過時、或通過後 3 小時內達最大。分區 1 為唯一例外, 其最大值出現於鋒後 6 小時。分區 4 有最大降雨強度極值 (3.1 mm h^{-1}), 其餘依序為分區 5、6、2 與 3, 分區 1 則最低 (1.7 mm h^{-1})。
- 6) 西北沿海中尺度低壓旋生前後, 豪(大) 雨於分區 4 與 5 的發生頻率最高, 故影響較顯著; 分區 2 與 3 則頻率偏低, 影響有限。分區 4-6 (新竹縣至彰化縣) 之豪(大) 雨頻率於中尺度低壓旋生後開始增加, 並於旋生後 3-4 小時達最大, 之後明顯減弱, 因此低壓之影響時段局限於旋生後數小時內。此外, 西北沿海之中尺度低壓主要在產生豪雨而非大雨, 且以 B 型豪雨佔絕大多數, A 型豪雨於分區 5 佔最高比例, 但亦僅約 25%。
- 7) 西北沿海中尺度低壓旋生前後之降雨機率氣候值顯示, 分區 1 降雨機率最高 (30-70%), 分區 6 則最低 ($\leq 30\%$)。各分區於旋生前 1-3 小時有降雨機率最小值, 機率並於低壓旋生時開始增加, 至旋生後約 3 小時達最大, 之後漸減。中尺度低壓旋生所伴隨之降雨機率增加, 以分區 1-4 較明顯, 旋生前後之降雨機率差異可達 40% 或更高。
- 8) 西北沿海中尺度低壓旋生前後之降雨強度氣候值亦顯示, 各區降雨強度於旋生後均顯著增加, 並於旋生後 3-4 小時達最大, 之後減弱。最大降雨強度以分區 4 最大 (4.0 mm h^{-1})、分區 5 次之, 其餘依次為分區 6、2、1、與分區 3 (1.9 mm h^{-1})。此外, 降雨強度亦顯示低壓對各區降雨之影響, 主要在旋生後 5-6 小時內。
- 9) 比較中尺度低壓旋生區內與旋生區南側之降雨強度變化, 結果顯示降雨強度於旋生時開始上升, 並於旋生後 3 小時達最大, 且以旋生區南側較旋生區內顯著; 之後的降雨強度減小, 亦以旋生區南側之減小較緩。顯然, 中尺度低壓之發展伴隨之低層風場改變, 提供額外輻合作用以增強降水。

誌 謝

感謝中央氣象局提供資料, 並感謝吳連育、王子軒、林傳傑、楊進賢、周鴻祺等先生在資料處理與分析及圖表繪製方面的協助。本計畫在國科會專案計畫 NSC-89-2625-Z-002-050 支持下完成。

參考文獻

- 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。
- 陳泰然，1985：「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫」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，1989：台灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究(二)。國科會防災科技研究報告 78-06 號，89 頁。
- 陳泰然，1990a：台灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究(三)。國科會防災科技研究報告 79-23 號，131 頁。
- 陳泰然，1990b：台灣梅雨季伴隨中尺度低壓之豪雨與雷達回波研究。大氣科學，18，213-228。
- 陳泰然，1994：台灣梅雨季之豪雨研究。大氣科學，22，455-477。
- 陳泰然，1995：台灣梅雨季之中尺度現象：中尺度低壓。大氣科學，23，1-17。
- 陳泰然與吳宗堯，1985：「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫」之先驅研究。國科會防災科技研究報告 73-25，108 頁。
- 陳泰然與林宗嵩，1995：嘉南地區定量降水預報整合計畫(I)－子計畫三：五、六月梅雨季定量降水預報之中尺度氣候研究(I)。國科會防災科技研究報告 NSC84-2621-P-002-001B，131 頁。
- 陳泰然與林宗嵩，1996：嘉南地區定量降水預報整合計畫：五、六月梅雨季定量降水預報之中尺度氣候研究(II)。國科會防災科技研究報告 NSC85-2621-P-002-028，177 頁。
- 陳泰然與林宗嵩，1997：嘉南地區定量降水預報整合計畫：五、六月梅雨季定量降水預報之中尺度氣候研究(III)。國科會防災科技研究報告 NSC86-2621-P-002-002，97 頁。
- 陳泰然與俞家忠，1988：台灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究(一)。國科會防災科技研究報告 77-30，130 頁。
- 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，1988a：台灣梅雨期豪雨之時空分佈特徵。大氣科學，16，151-162。
- 陳泰然與楊進賢，1988b：台灣梅雨期對流降水之氣候特徵。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，565-571。
- 陳泰然與謝信良，1992：台灣地區中尺度實驗計畫 1992 年預報實驗之規畫與執行計畫：預報實驗計畫辦公室(二)。國科會防災科技研究報告 81-12，60 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 82-06，159 頁。
- 陳泰然、謝信良、陳來發及陳清得，1991：台灣地區現階段豪(大)雨預報能力。大氣科學，19，177-188。
- 謝信良、林雨我及陳來發，1992：台灣地區中尺度預報實驗設計研究(I)。國科會防災科技研究報告 80-30，73 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 81-40，93 頁。
- Chen, G. T. J., 1992: Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 497-516.
- Doswell, C. A., 1986: Short range forecasting. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Edited by P. S. Ray, Amer. Meteor. Soc., 689-719.

A Study on the Mesoscale Climatology of Heavy Rainfall and Quantitative Precipitation Relevant to Fronts and Mesolows over Northern to Central Taiwan in Mei-Yu Season

George Tai-Jen Chen¹

Chung-Chieh Wang²

¹ Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

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

(Manuscript received 18 July 2001 ; in final form 25 January 2002)

ABSTRACT

From a mesoscale climatology viewpoint, the present study utilized precipitation data from surface rain-gauge network north of 24 °N during Mei-Yu seasons (May-June) from 1991 to 1996, and analyzed the characteristics of rainfall over northern to central Taiwan (forecast areas 1-6 in the Post-TAMEX experiment) in relation to frontal passages and mesolow cyclogenetic events over northwestern Taiwan. During 6 Mei-Yu seasons, a total of 42 Mei-Yu front and 10 mesolow cases took place, and the frequency of heavy-rain events, precipitation probability, and precipitation intensity were obtained and their evolution investigated.

Results show that heavy rainfalls are closely linked to Mei-Yu fronts. Their frequencies start to increase several hours before frontal passage, and reach the peak only 1-2 h after the passage. The majority of heavy-rain events are of B-type in northern Taiwan, while the percentage of A-type increased gradually toward central Taiwan. Both precipitation probability and intensity reach maximum within 3 h after frontal passage in all areas, and the strongest precipitation intensity appeared in areas 4 and 5 (Hsinchu and Taichung), most likely due to a steeper terrain. In addition, a higher fraction of total rainfall is consisted by pre-frontal systems in areas 4 and 5, while precipitation can last for many hours after frontal passages in area 1 (Taipei and Keelung).

Mesolow cyclogenesis in northwestern Taiwan is also helpful in increasing precipitation near the region of cyclogenesis, and even more so to its south (areas 4 and 5). Precipitation intensity starts to increase at the time of cyclogenesis, and reaches the maximum about 3 h later before decreasing, so that the period significantly affected by mesolows is only about 6 h. The difference in precipitation probability before and after mesolow cyclogenesis can reach 40 % or more. The increase in heavy-rainfall frequency, however, is more evident only in areas 4 and 5, with the majority being type-B events.

Key words : Heavy rain, Quantitative precipitation forecast, Mei-Yu front, Mesolow, Mesoscale climatology.