

# 梅雨季台灣中南部地區豪大雨 之氣候特徵研究

陳泰然<sup>1</sup> 林宗嵩<sup>2</sup>

<sup>1</sup>國立台灣大學大氣科學研究所

<sup>2</sup>中國文化大學大氣科學系

(中華民國八十六年六月五日收稿；中華民國八十六年七月二十八日定稿)

## 摘 要

本文利用1987~1995年5~6月中南部地區地面雨量資料，分析豪大雨空間分布、日夜變化以及平地與山區的差異，並分析1991~1995年5~6月中南部與其各分區相對於梅雨鋒的豪大雨時空分布特徵，以及各分區相對於中尺度旋生的豪大雨時間分布。

結果發現，地形顯著影響豪大雨的空間分布，致使最大頻率主軸在台南與阿里山之間，約沿阿里山山脈與玉山山脈呈西南~東北走向。豪大雨發生頻率有顯著日夜變化，5~6月1600LST之最大值極為顯著，顯示太陽加熱之重要性。5月與6月以及平地與山區的日夜分布，亦有顯著的差異，特別是5月正午前時段最小值轉為6月之最大值更為有趣，顯示在梅雨季後期局部環境條件與局部強迫作用在導致豪大雨之重要角色。此外，亦發現梅雨鋒與中尺度低壓在各分區豪大雨的發生均扮演重要角色，鋒前頻率較鋒後為高，旋生後較旋生前為高。

關鍵詞：豪雨、梅雨鋒、中尺度低壓、日夜變化、地形效應

## 一、前 言

台灣地區豪雨之發生頻率季節分佈顯示，除伴隨颱風者外，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）。梅雨為台灣地區災變天

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；陳 1985；謝與陳 1985）。陳等（1991）曾對台灣地區現階段豪（大）雨之預報能力進行評估，發現梅雨季的豪雨預報能力相當有限，且後符大於前估，亦即預報結果應驗之機率（後符）較豪雨發生前可預報之機率（前估）為高。顯示，若豪雨為綜觀過程主宰，則已較能準確掌握，並能適時發布預報且常能應驗；但若為中尺度過程主宰，則甚少機會能事前掌握做出正確預報。顯然，梅雨季的豪雨不僅是預報作業上極具挑戰性的問題，也是在學術研究上非常複雜且有趣的問題，它牽涉到大氣裡不同時間與不同空間尺度的環流系統與物理／動力過程。

為了透過基礎研究與應用研究，增進對梅雨季劇烈區域性豪雨的了解，以改進豪雨預報能力，減少豪雨所帶來的損失，並增加水資源利用的經濟效益，故有「台灣地區中尺度實驗計畫」（Taiwan Area Mesoscale Experiment；TAMEX）之實施（陳 1985；吳與陳 1987）。有關為期十年（1983～1993）TAMEX計畫的整體檢討與評估，可參閱陳與謝（1993）。最近，陳（1994）曾針對近年來有關梅雨季豪雨方面的研究，包括：豪雨與鋒面、低層噴流、中尺度低壓、地形效應等問題，以TAMEX實施前與實施後做為約略畫分，進行評介回顧。顯然，過去有關梅雨季的豪雨研究，較偏重在發生於北部地區者，故對其了解較多，而對於中南部地區之豪雨了解則相當有限。

有關中南部地區豪雨發生之季節分布，鍾（1989）曾分析空軍測站（嘉義、台南、岡山、屏東）1967～1986年之豪雨日數，發現11月～3月均無豪雨發生；該4站之豪雨發生總次數由4月之3次迅速增加為5月之33次，6月達最多為70次，7月（55次）與8月（52次）漸減，9月迅速減少為29次，10月則僅有2次。顯然，中南部的豪雨頻率於5～6月梅雨季達最高。王等（1985）與陳與楊（1988）利用中央氣象局所屬24個測站，分析5～6月梅雨季台灣地區豪大雨發生頻率的空間分布，發現中南部的阿里山至台南一帶為最大值區，西北部的新竹地區為次大值區。陳與楊（1988）並分析中南部地區豪雨發生頻率（即開始時間）的日夜分布，發現有清晨與午後最大值，深夜最小值。

豪雨與鋒面以及豪雨與中尺度低壓的密切關係，為早已熟知的事實（例如：陳 1990；1994；1995）。但是，豪大雨的發生與鋒面、中尺度低壓的確切時空相互關係，則仍付諸闕如，特別是梅雨季豪大雨發生最頻繁的中南部地區，此種關係除可提供進一步研究的科學問題外，亦為豪大雨預報提供寶貴的氣候資訊。中央氣象局於1992年6月之後，在中南部地區相繼完成的自動雨量站網，提供了高解析度的空間與時間雨量資料，對於確切了解該區豪大雨特徵有很大的助益。本文目的即在於利用5～6月梅雨季該區此項資料，以探討豪大雨之時空分布特徵，並配合鋒面與中尺度低壓分析，以了解其間的相互關係。

## 二、資料與分析

圖1為1992年5～6月Post-TAMEX預報實驗0～3小時定量降水預報15個預報分區（陳與謝

1992)，本研究的中南部地區分析範圍包含7~11分區。該區5~6月地面降水資料的空間解析度，可由1987~1993年5~6月中央氣象局自動雨量站分佈（包括：各地面氣象站）獲得了解（陳與林 1995）。1987年因為TAMEX計畫的執行，故西南部地區所蒐集到非中央氣象局雨量站的逐時降雨資料，在山區之空間分佈亦屬良好，1992年6月之後，西南部地區自動雨量站網逐漸完成，1993年5月之後 $24^{\circ}$ N以南中央山脈西側之自動雨量站全面正常作業，有良好之時空解析度，可供逐時分析之用。

本文豪大雨乃依Post-TAMEX預報實驗的定義（陳與謝 1992；謝等 1993），當時雨量 $\geq 15$ 公厘且

- (a)  $\geq 130$ 公厘/24小時，定義為A型豪雨，
- (b)  $\geq 50$ 公厘/12小時，但 $< 130$ 公厘/24小時，定義為B型豪雨，
- (c)  $\geq 50$ 公厘/24小時，但未達上述(a) (b)標準時定義為大雨（即C型）。

首先分析1987~1995年5~6月豪大雨的時間與空間分布以及平地與山區差異。圖2為地

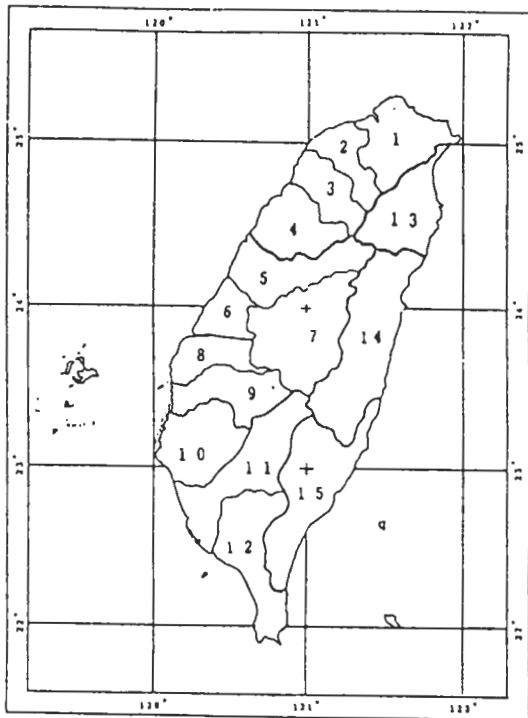


圖1 Post-TAMEX預報實驗0~3小時預報之15個預報區，分區7~11為嘉南防災實驗計畫示範區主要範圍（陳與謝 1992），亦為本文研究範圍。

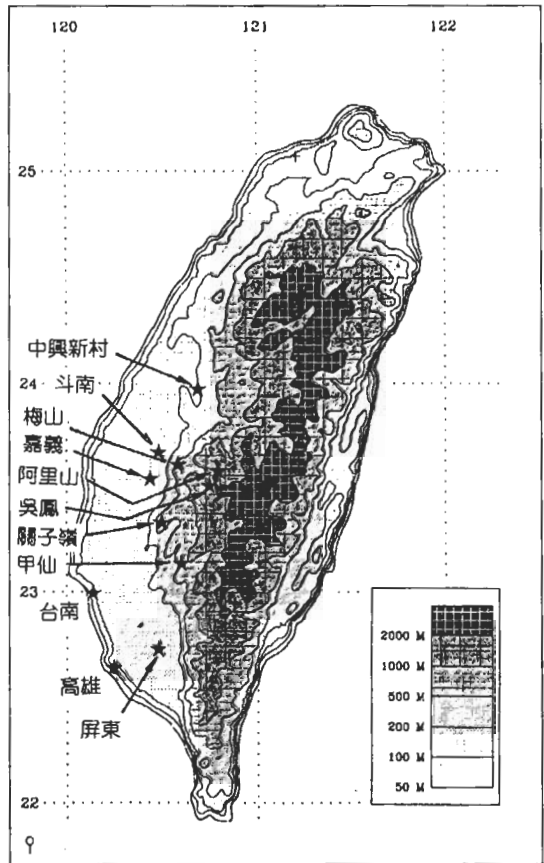


圖2 1公里網格間距地形高度，經5公里 $\times$ 5公里勻滑之地形等高線。

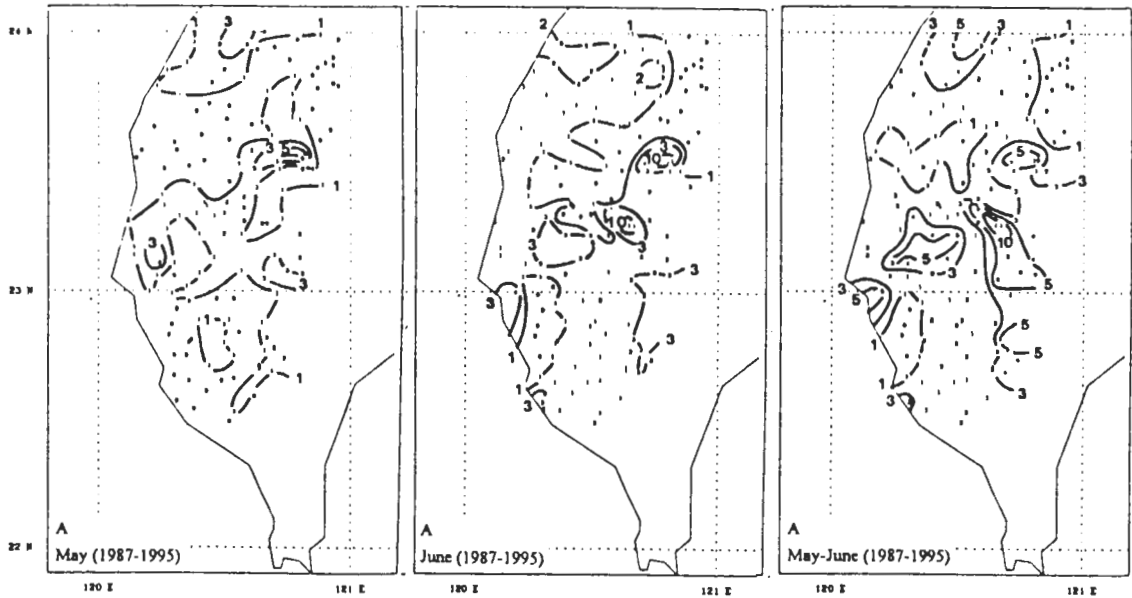
表一 1991~1995年5~6月27道鋒面移入台灣西南部(23~24°N, 120~121°E)區內中心點之時間,即各個案  $t = 0$  時間。

編號	年	月	日	時間(UTC)
1	1991	5	1	0900
2	1991	5	8	0000
3	1991	6	22	0600
4	1992	5	9	0000
5	1992	5	17	1200
6	1992	5	21	2100
7	1992	5	26	0300
8	1992	5	30	0900
9	1992	6	7	1200
10	1992	6	17	1800
11	1993	5	3	0000
12	1993	5	14	1500
13	1993	5	22	0900
14	1993	5	25	2100
15	1993	6	2	0600
16	1993	6	5	2100
17	1994	5	3	0900
18	1994	5	11	0300
19	1994	5	17	1200
20	1994	5	26	1800
21	1994	6	18	1200
22	1995	5	3	1200
23	1995	5	15	0600
24	1995	5	21	0600
25	1995	6	4	1800
26	1995	6	8	1200
27	1995	6	28	0600

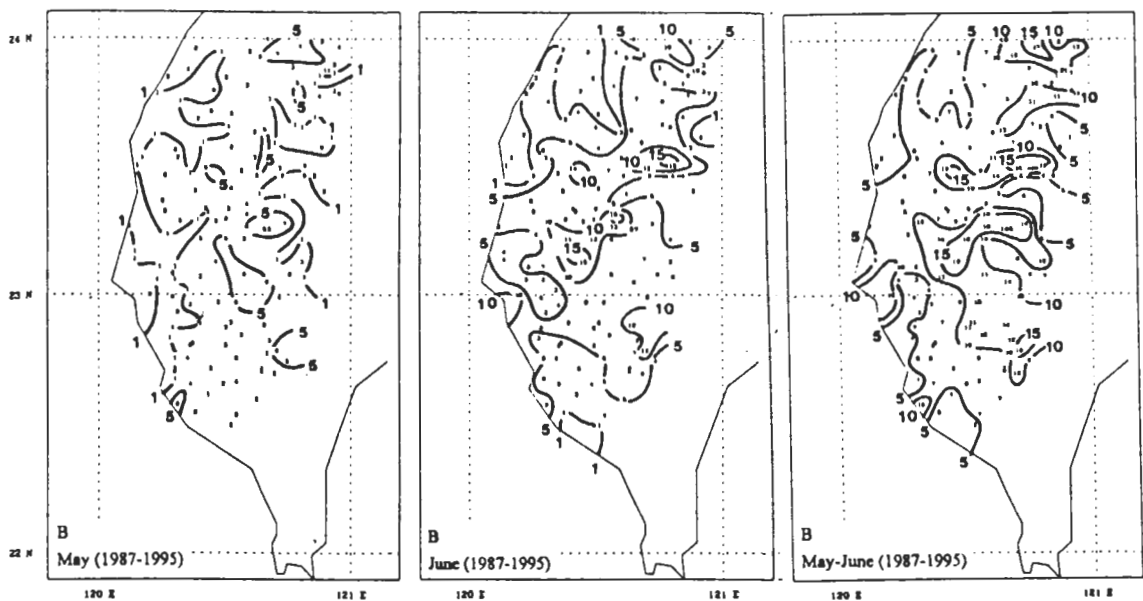


### 三、空間分布

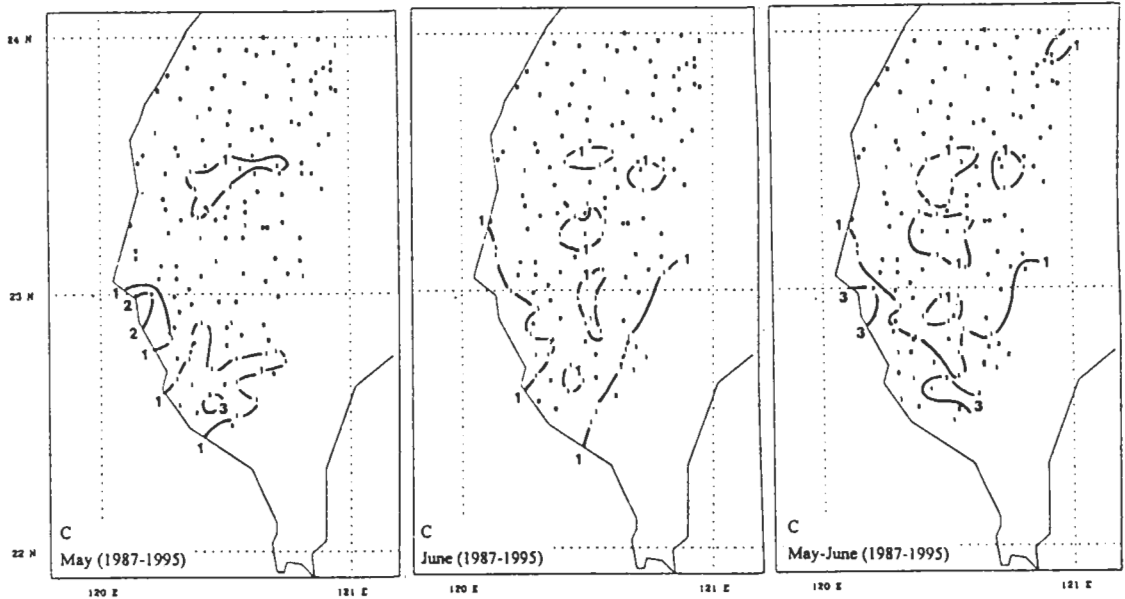
圖4為5月、6月與5~6月各型豪大雨發生頻率的空間分布。A型豪雨最大值，不論5月或6月均出現在阿里山區域，6月在關子嶺東南也出現最大值，5月與6月台南東北方也有相對最大



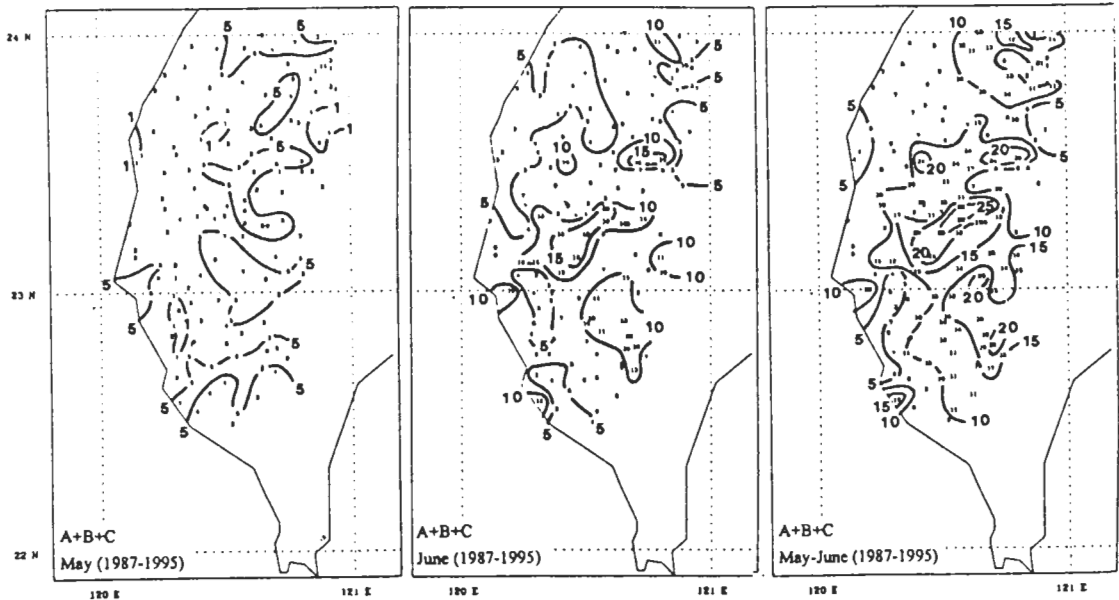
(a)



(b)



(c)



(d)

圖4 1987~1995年5月、6月及5~6月24°N以南出現 (a) A型豪雨 (時雨量 $\geq 15$ 公厘, 24小時累積雨量 $\geq 130$ 公厘)、(b) B型豪雨 (時雨量 $\geq 15$ 公厘, 24小時累積雨量 $< 130$ 公厘但12小時雨量 $> 50$ 公厘)、(c) 大雨 (C型) (時雨量 $\geq 15$ 公厘, 24小時雨量 $> 50$ 公厘) 及 (d) A+B+C型豪大雨出現頻率之空間分佈。等值線間距為5, 5以下輔以3、2、1。

值，使5~6月在此三區域最大值十分顯著。此外，台南與高雄在6月也有相對最大值。5~6月A型豪雨最大頻率主軸幾呈西南~東北走向，由台南向東北沿阿里山山脈經關子嶺至阿里山，與王等（1985）與陳與楊（1988）結果相似，但高解析度的空間分布資料更顯示在西南氣流盛行之下，陡峻地形迎風面在豪雨發生的重要性。

B型豪雨的頻率分佈顯示，5月於甲仙東北的玉山山脈一帶與高雄有相對最大值；6月則於阿里山/吳鳳有最大值，甲仙/關子嶺一帶與台南有相對最大值，這些最大頻率中心也都顯現於5~6月分佈內。大體而言，B型最大頻率主軸分布與A型者相似，但呈較寬之帶狀，由台南向東北沿阿里山山脈或其東南側至阿里山。

A+B型豪雨（圖未示）的頻率分佈，有顯著的組織性，5月最大值出現在中興新村區域、阿里山至嘉義的東西走向帶狀區、嘉義東南帶狀區及高雄一帶；6月於阿里山至嘉義的東西走向帶狀區、中興新村與高雄出現頻率較5月更大，另於經甲仙沿東北-西南走向的玉山山脈也出現帶狀區最大值。此外，台南與高雄的相對最大值亦極明顯。

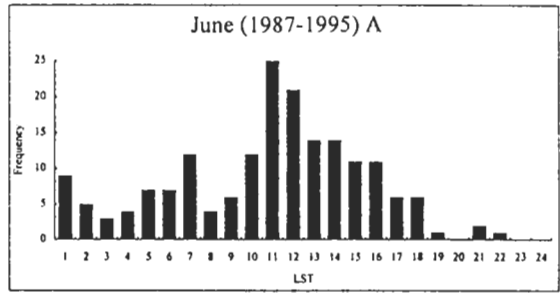
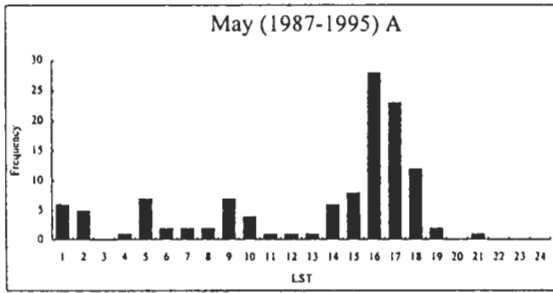
總之，5~6月A型與B型豪雨的頻率分佈顯示，除於阿里山至嘉義與玉山山脈區域有最大頻率之外，平地地區的中興新村與台南、高雄亦有相對最大頻率。而宏觀的最大頻率主軸帶分布，由台南向東北經阿里山山脈與玉山山脈至阿里山/吳鳳一帶，顯示局部地形與局部環流在產生豪雨之重要角色。

C型大雨頻率分佈顯示，5月於台南與高雄/屏東地區有較大頻率，6月頻率均小。A+B+C型豪大雨頻率分佈顯示，不論5月、6月或5~6月均與A+B型豪雨分佈特徵相似，各帶狀最大值的頻率均為6月高於5月。5~6月最高頻率出現在阿里山至嘉義的東西走向帶狀區與玉山山脈帶狀區，中興新村、台南及高雄亦為相對最大區。宏觀的最大頻率主軸帶分布，在台南與阿里山間呈西南~東北走向。

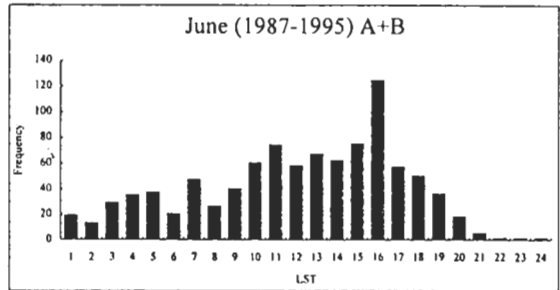
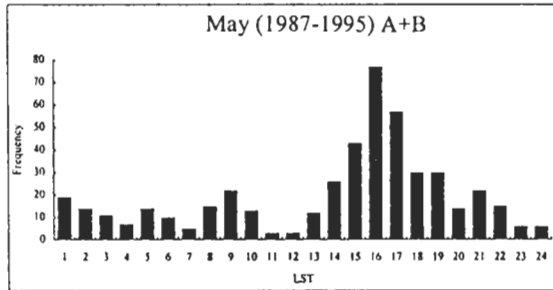
#### 四、日夜分布

5月與6月24<sup>0</sup>N以南中央山脈以西各雨量站，出現各型豪大雨頻率的日夜分佈，如圖5所示。5月A型豪雨午後最大值極為顯著，並於1600LST達最高；A+B型豪雨也有類似的分佈，有1600LST最大值，但有凌晨0100LST與早上0900LST的相對最大值出現；在A+B+C型豪大雨的分布裡，此種午後最大值與凌晨、上午相對最大值的特徵更為顯著，唯相對最大值均不及午後1600LST最大值之半。6月A型豪雨午前最大值極為突出，並於1100LST達最大，0700LST則出現次大值；A+B型豪雨，最大頻率則出現在午後1600LST，次大值分別出現在1100LST與0700LST；A+B+C型豪大雨的分佈特徵則與A+B型豪雨分佈相近。總之，不論豪雨或豪大雨，6月與5月均在午後1600LST出現最大值，且6月出現頻率顯著增加，約為5月的1.5倍，顯示季節

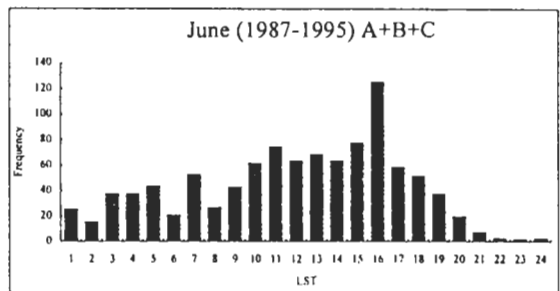
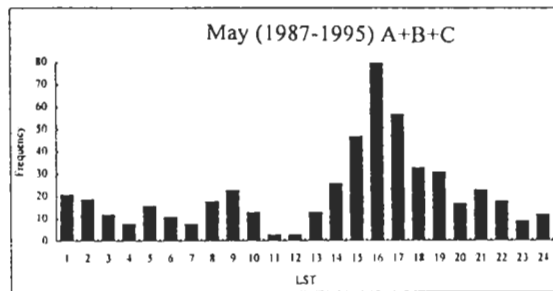




( a )



( b )



( c )

圖5 1987~1995年5月與6月24°N以南各測站出現 ( a ) A型、( b ) A+B型及 ( c ) A+B+C型豪大雨頻率之日夜變化。

演進時午後太陽加熱在豪雨發生的重要性。而5日中午前後的最小值於6月轉變為相對最大值，此是否與海風或上坡風發展時間的季節差異有關，值得進一步探討。5~6月（圖未示）A型豪雨午後1600LST最大值極為顯著，1100LST有次大值；A+B型豪雨與A+B+C型豪大雨分佈相似，1600LST達最大，之前隨時間有增大趨勢，之後有減小趨勢，並於2300~2400LST達最小。顯然，5~6月不論A+B型豪雨或A+B+C型豪大雨頻率分佈，均有顯著日夜變化，午後1600LST最大，1100、0700及0100LST雖有相對最大值，唯頻率均不及1600LST之半。

5月與6月 $24^{\circ}\text{N}$ 以南中央山脈以西平地 ( $<200$ 公尺) 與山區 ( $\geq 200$ 公尺) 各雨量站, 豪大雨出現頻率的日夜分布, 如圖6所示。5月平地與山區分布相似, 均在午後1600LST出現最大值, 中午前後有最小值, 凌晨 (0100~0200LST) 與上午 (0800~0900LST) 有相對最大值。豪大雨頻率於1600LST出現最大值後, 平地緩慢減少, 山區則快速減少。此種現象是否因有些中尺度對流系統於山區形成後, 向西發展移出山區進入平地, 值得進一步探討 (例如: 林與郭 1996)。6月豪大雨出現頻率平地與山區分布顯然不同, 平地除於清晨0300LST有相對最大值外, 從午夜之後緩慢增加, 於1000~1600LST間達最大且維持一扁平高峰, 隨後快速減少。山區則於1600LST達最大, 約為平地2倍, 且較其他時間的頻率也高出2倍以上。頻率於1600LST出現最大值後的變化和5月相似, 平地緩慢減少, 山區則快速減少。

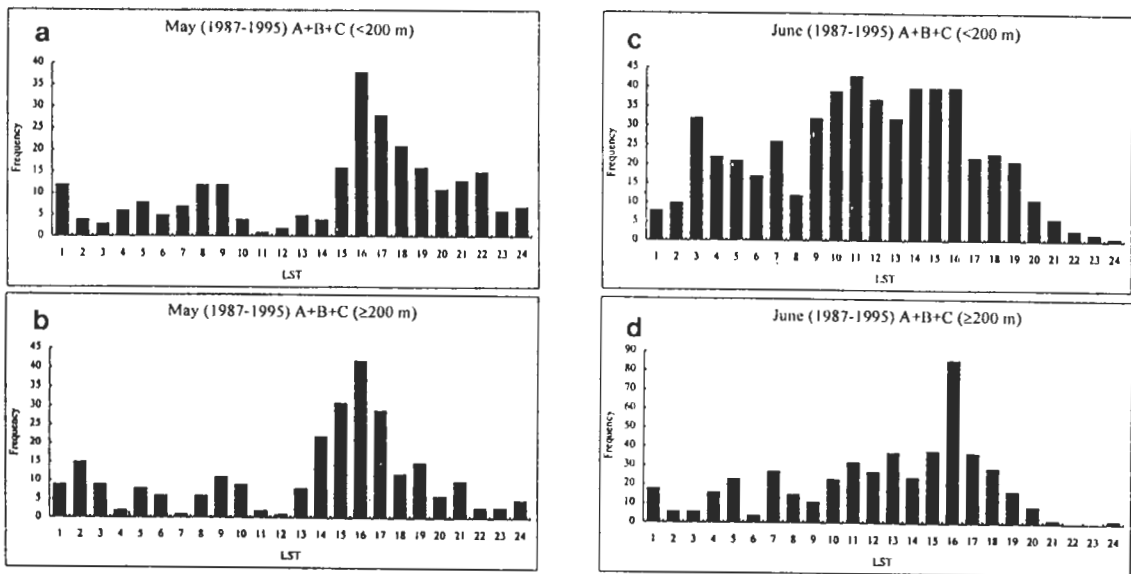


圖6 1987~1995年 $24^{\circ}\text{N}$ 以南 (a) 5月平地 ( $<200\text{m}$ )、(b) 5月山地 ( $\geq 200\text{m}$ )、(c) 6月平地及 (d) 6月山地各測站出現A+B+C型豪大雨頻率之日夜變化。

平地豪大雨發生頻率分布, 6月較5月顯著增加, 特別是正午前時段, 由5月最小值轉變為6月最大值; 而在清晨至午前時段, 6月發生頻率平均也較5月增加1倍以上。此種季節性頻率分布差異, 顯示在梅雨季後期局部環境條件與局部強迫作用在導致豪大雨之重要角色, 是否乃因大氣不穩度與對流可用位能隨季節演進而增加, 致使在6月時只要有風場擾動或局部環流發展 (海風或陸風), 即可導致中尺度對流系統發展, 實為值得進一步探討的問題。山區豪大雨發生頻率, 不論5月或6月, 均在午後1600LST出現最大值, 但6月約較5月多出1倍。正午前5月與6月的差異, 也有類似平地的現象, 由5月最小值增加為6月相對最大值。

## 五、豪大雨與鋒面

相對於鋒面過境西南部前後500公里間，各型豪大雨於各間距的發生頻率分布，如圖7所示。顯見，A型豪雨於鋒前200公里發生的頻率最高，其次為鋒前50公里與鋒後50公里處。B型豪雨（圖未示）最大頻率亦出現於鋒前200公里，而次高頻率則在鋒前50公里發生。C型大雨頻率（圖未示）遠不及A型與B型豪雨，以鋒前100公里出現最多。A+B型豪雨與A+B+C型豪大雨的頻率分布相似，最多位於鋒前200公里，鋒前50公里為次多，鋒面過境時最少，鋒面過境後雖亦發生，但顯較鋒前為少。陳與紀（1978）利用東港探空資料進行合成分析，發現鋒前垂直次環流的上升區域約位於200公里處。豪大雨發生頻率最大值也出現在鋒前200公里處，此似顯示鋒前垂直次環流在引發或增強中尺度對流系統扮演重要角色。然而，此種垂直次環流的形成機制目前尚不了解，究係因鋒面／鋒生過程、局部環流（海陸風、上下坡風）或低層噴流而來，實為在科學上值得進一步探討的課題。鋒面過境前50公里豪大雨發生頻率出現次大值，顯示鋒面強迫作用在中尺度對流系統發生與發展的重要性。

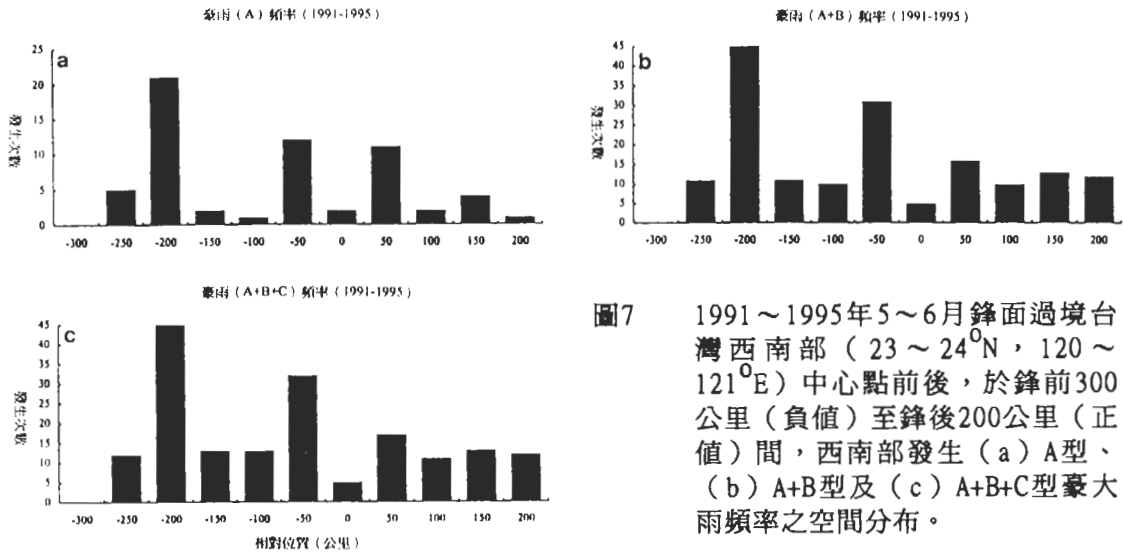


圖7 1991~1995年5~6月鋒面過境台灣西南部（ $23 \sim 24^{\circ}\text{N}$ ， $120 \sim 121^{\circ}\text{E}$ ）中心點前後，於鋒前300公里（負值）至鋒後200公里（正值）間，西南部發生（a）A型、（b）A+B型及（c）A+B+C型豪大雨頻率之空間分布。

圖8為相對於鋒面過境西南部前後500公里間，各分區豪雨（A+B型）與豪大雨（A+B+C型）在各間距的發生頻率分布。一般而言，各區域豪雨發生頻率，鋒前均較鋒後為多，各區域間的主要不同，為區域7（南投縣）在鋒前各距離發生頻率相近，其他各區域在鋒前則有相對或絕對最大值出現，區域8（雲林縣）、區域9（嘉義縣）及區域11（高雄縣）出現在鋒前200~250公里與50公里，而區域10（台南縣）則在鋒前200公里，鋒前50公里與200公里的頻率高峰均以區域11為最大。區域7與8於鋒後50公里有相對最大值，區域11則有鋒後150公里相對最

大值。各區域豪大雨分布與豪雨相似，高峰發生在區域7、8及9鋒前200~250公里、鋒前50公里、鋒後50公里，區域10在鋒前200公里，以及區域11鋒前200公里、鋒前50公里、鋒後150公里。

圖9為相對於鋒面過境西南部前後各24小時間，各分區發生豪雨（A+B型）與豪大雨（A+B+C型）的逐時頻率分布。分析表一內27道鋒面過境西南部（23~24°N，120~121°E）中心點，即在區域9內，發現鋒面移動情況可分三類，其中有10道在南部地區近似滯留，9道在中心點附近徘徊或北退，僅有8道持續南行進入巴士海峽。因為  $t=0$  定義為鋒面第一次過境的時間，所以在前兩類的鋒面於過境中心點後的時段，有些分區已由原鋒後位置轉變為鋒前位置。因此，不能將鋒面過境後的時間頻率分布（圖9），看成為與鋒後不同距離的空間頻率分布有完全對應的關係（圖8）。因為此種鋒面經台灣西南部的不同移動特性，所以在各分區豪雨或豪大雨的發生頻率相對於鋒面過境的時間分布，也就可能形成雙高峰的形式。區域7、8、9的A+B型豪雨，在鋒面過境前後各7小時之間與過境後11~24小時之間，呈雙高峰分布形式，其中

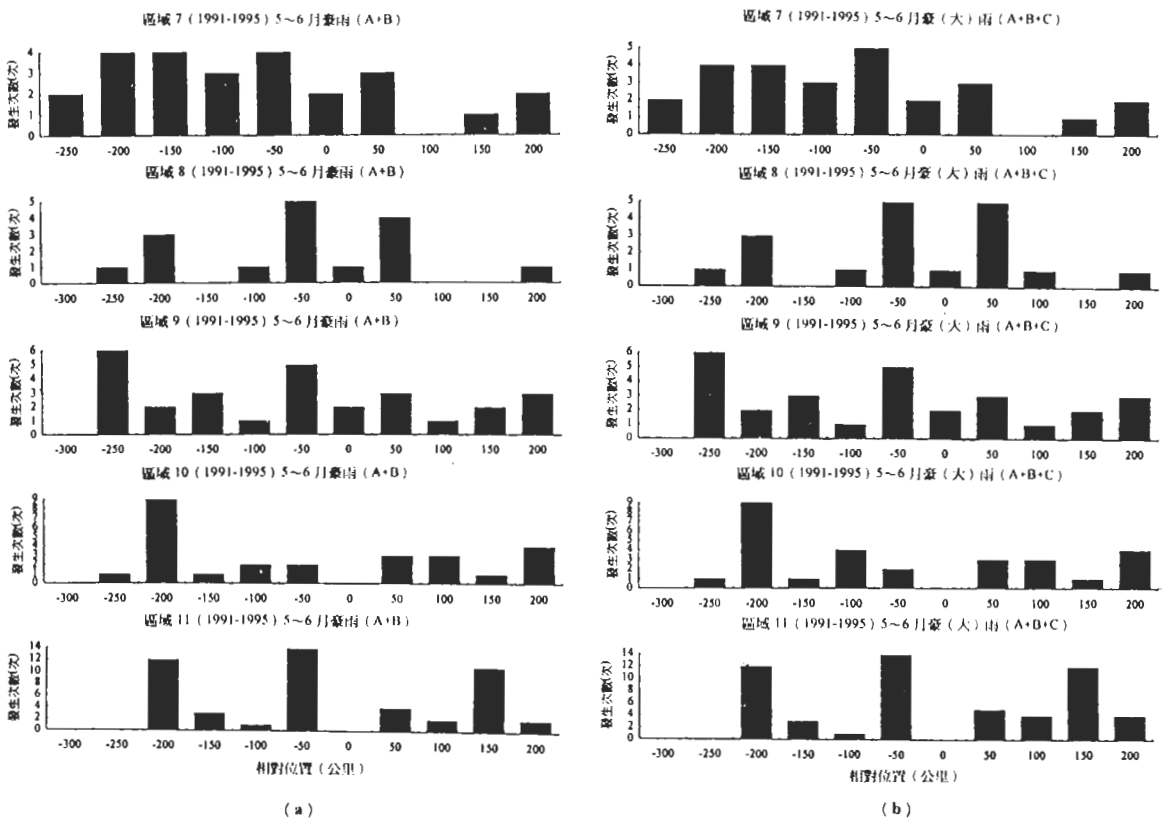


圖8 1991~1995年5~6月鋒面過境西南部中心點前後，於鋒前300公里（負值）至鋒後200公里（正值）間，中南部各分區（7~11）發生（a）A+B型豪雨與（b）A+B+C型豪大雨頻率之空間分布。

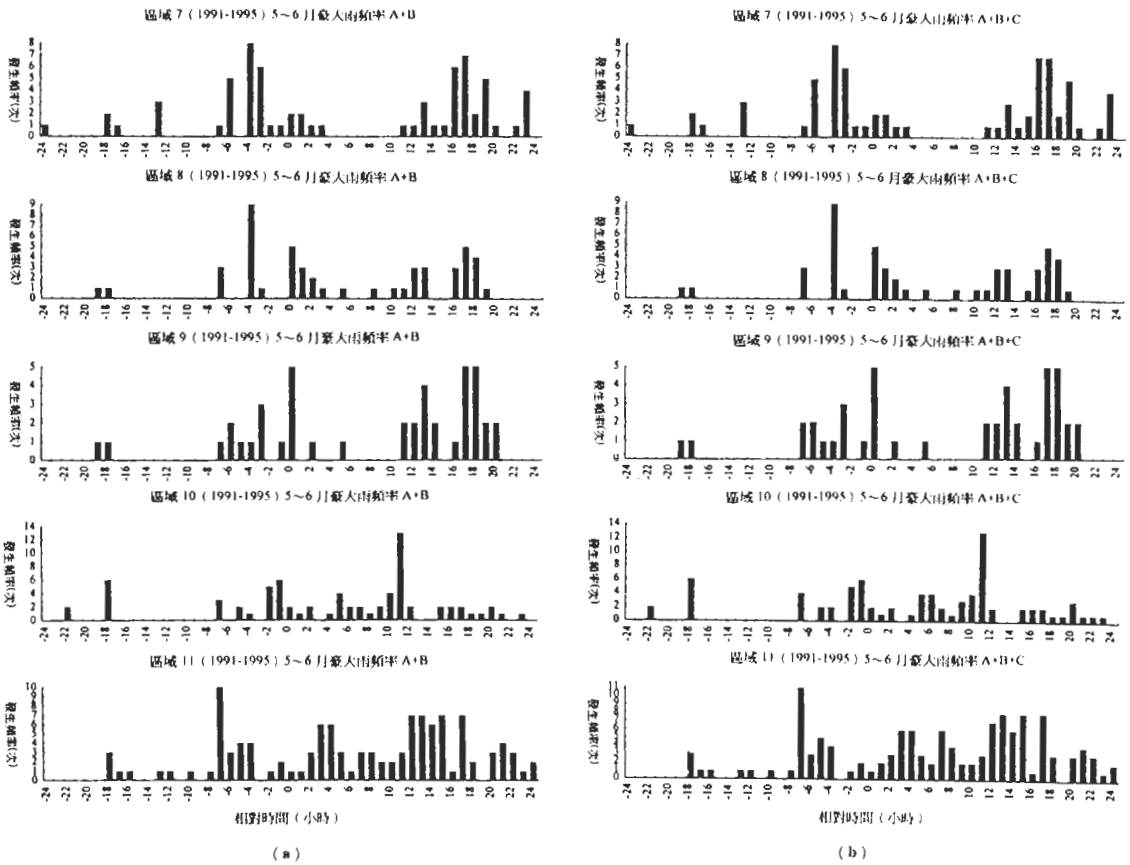


圖9 1991~1995年5~6月鋒面過境西南部中心點前後各24小時間，中南部各分區（7~11）發生（a）A+B型豪雨與（b）A+B+C型豪大雨頻率之逐時分布。

區域7、8在鋒前4小時與區域9於鋒面過境時均出現最大頻率。區域10、11在鋒面過境與過境後的雙高峰形式仍可辨認，最大頻率分別出現在鋒面過境後11小時與鋒前7小時。A+B+C型豪大雨頻率分布顯示，鋒面過境與過境後的雙高峰形式與豪雨者相似，各分區最大頻率出現的時間亦與豪雨者相同。顯然，各分區豪雨或豪大雨的發生，主要均與鋒面的影響密切相關。

## 六、豪大雨與中尺度低壓

西南部 $24\sim 25^{\circ}\text{N}$ ， $120\sim 121^{\circ}\text{E}$ 區內的6個中尺度旋生個案，於旋生前後各24小時內各分區發生B型豪雨的逐時頻率分布，如圖10所示。A型豪雨僅在區域10於旋生後16小時發生一次，C型大雨各區均無發生，故圖從略。B型豪雨於分區7主要發生於旋生後3~7小時間；分區8、9均無發生故圖未示；分區10主要在旋生前3小時至旋生後2小時間，另2次在旋生後19與24小

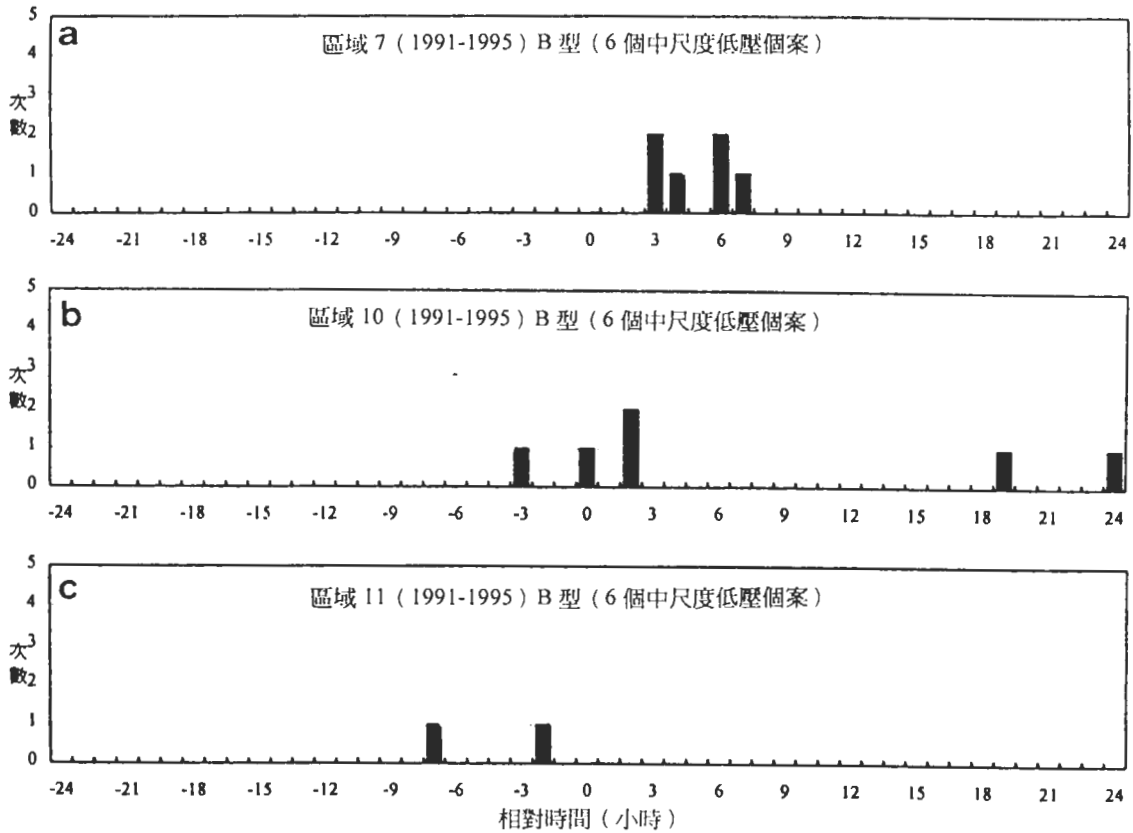


圖10 1991~1995年5~6月發生於圖3所示 $24\sim 25^{\circ}\text{N}$ ,  $120\sim 121^{\circ}\text{E}$ 內6個中尺度低壓個案，於旋生前後各24小時時間，中南部各分區 (a) 區域7、(b) 區域10及 (c) 區域11發生B型豪雨頻率之逐時分布。

時；分區11則僅在旋生前發生2次。旋生後各區頻率總和（11次）約為旋生前（3次）的4倍，顯見豪雨發生與中尺度低壓形成的關係至為密切。

發生於 $23\sim 24^{\circ}\text{N}$ ,  $119.5\sim 120.5^{\circ}\text{E}$ 的17個中尺度旋生個案，A型豪雨（圖未示）主要發生於分區11的旋生前後各2小時期間，其餘各分區出現機率幾無或甚小，旋生後各分區頻率總和（23次）約為旋生前（7次）的3倍。B型豪雨發生頻率如圖11所示，分區10主要發生於旋生後7小時內，分區11主要在旋生後3小時內，分區9主要發生在旋生後11小時內，其餘各分區呈零散發生情況，旋生後各分區頻率總和顯較旋生前為多。C型大雨（圖未示）僅分區11於旋生後18~21小時附近出現機率較大，其餘各分區各時段出現甚少或零散。總而言之，不論豪雨或大雨，旋生後的發生頻率均大於旋生前，與先前研究結果一致（例如：陳 1990；1995），顯見中尺度低壓的形成在發生豪大雨的重要性。

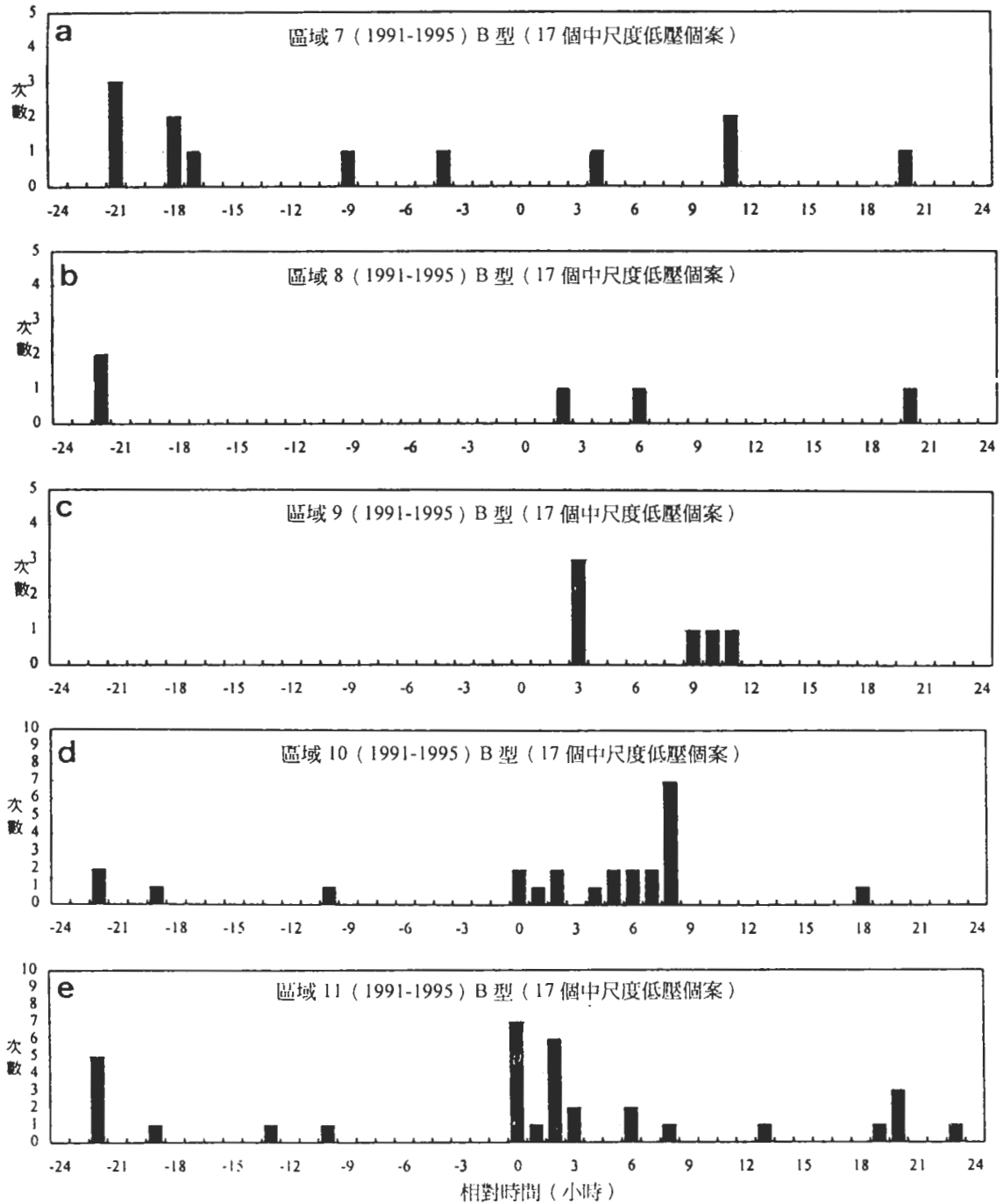


圖11 1991~1995年5~6月發生於圖3所示23~24°N, 119.5~120.5°E內17個中尺度低壓個案，於旋生前後各24小時間，中南部 (a) 區域7、(b) 區域8、(c) 區域9、(d) 區域10及 (e) 區域11發生B型豪雨頻率之逐時分布。

## 七、總結與建議

台灣地區的豪雨，除了伴隨颱風侵襲之外，主要發生在5~6月的梅雨季，而梅雨季為台灣地區災變天氣的主要理由，就是期間的豪雨常導致嚴重的災害。過去有關梅雨季豪雨的研究，較偏重在發生於北部地區者，因而對於發生於中南部地區的豪雨了解相當有限。本文目的即在探討梅雨季中南部地區豪大雨的時空分布氣候特徵，各局部地區豪大雨與鋒面以及豪大雨與中尺度低壓的相關。結果可歸結為以下數點：

1. 不論5月、6月或5~6月，其豪雨或豪大雨發生頻率最大主軸分布，均略呈東北~西南走向，由阿里山/吳鳳一帶向西南延伸，經阿里山山脈與玉山山脈至甲仙、台南一帶，顯示地形效應在決定豪雨發生與分布的重要性。
2. 不論豪雨或豪大雨發生頻率的時間分布，均有顯著的日夜變化。午後1600LST頻率最高，且6月較5月顯著增大，中午前後頻率5月最低，於6月轉為相對最高。這些結果顯示，因季節演進而來的太陽加熱與局部環流特性差異，對於豪大雨的產生可能扮演相當重要的角色。
3. 5月豪大雨頻率的日夜分布，平地與山區相似，均在午後1600LST出現最大值。6月頻率分布則平地與山區截然不同，平地於1000~1600LST間為一扁平高峰期，山區則於1600LST最大。平地豪大雨6月較5月增加，特別是正午前後時段，由5月最小值轉變為6月最大值；山區則不論5月或6月均在午後1600LST出現最大值，但6月較5月多出1倍，正午前後時段的變化則與平地有類似現象。
4. 在梅雨鋒面不同距離的頻率分布顯示，不論豪雨或豪大雨，均在鋒前200公里最高，鋒前50公里次高，鋒後驟減；各分區8~11也有類似現象。
5. 在梅雨鋒面過境前後不同時間的頻率分布顯示，分區7、8、9不論豪雨或豪大雨均呈雙高峰形式，分別發生於鋒面過境前後各7小時之間與鋒面第一次過後11~24小時之間；區域10與11則分別在過境後11小時與過境前7小時出現最大值。
6. 各分區各型豪大雨發生頻率，於中尺度低壓形成後，均較發生前為高，顯見中尺度低壓在豪大雨形成的重要性。

本文所用中南部時空解析度較高的梅雨季雨量資料，主要集中在1992年6月至1995年6月之間，雖資料時間略短，但仍能顯示具有組織性的豪大雨空間分布特徵、日夜變化以及與梅雨鋒、中尺度低壓的密切相關性。未來當可利用更長時間資料，以增加結果的代表性。此外，結果顯示的季節時空分布差異與平地、山區差異，更是值得進一步研究的課題。

致 謝



感謝楊進賢先生、王子軒先生在本文文稿整理方面的協助，本計畫在國科會專案計畫 NSC86-2111-M-002-006-AP6與NSC86-2621-P-002-002支持下完成。

## 參考文獻

- 王時鼎、鄭俠、徐晉淮及丘台光，1985：五、六月間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。
- 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。
- 林熹閔與郭鴻基，1996：1994年南台灣夏季午後對流之研究。大氣科學，24，249-280。
- 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，1990：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-P002-001B，113頁。
- 陳泰然與紀水上，1978：台灣梅雨鋒面之中幅度結構。大氣科學，5，35-47。
- 陳泰然與俞家忠，1988：台灣梅雨季中尺度低壓與降水研究（一）。國科會防災科技研究報告77-30號，130頁。
- 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，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。
- 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。
- 鍾榮興，1989：台灣西南部大雨之調查及區內可能發生最大日雨量之推算。氣象預報與分析，118，11-18。

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

George Tai-Jen Chen<sup>1</sup> Tsung-Sung Lin<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

<sup>2</sup>Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University

## ABSTRACT

Rainfall data over central and southern Taiwan in the period of May-June 1987-1995 were used to study the spatial distribution and diurnal variation of heavy rains as well as the differences over plain and mountain areas. Data in the period of May-June 1991-1995 were also used to study the spatial and temporal distribution of heavy rains with respect to the Mei-Yu front as well as the temporal variation of heavy rains with respect to the mesolow formation over the whole region and each subregion.

Results showed that the spatial distribution of heavy rains was strongly modulated by the terrain effect. This led to a NE-SW oriented axis of high frequency between Tainan and Alishan along the Alishan and Yushan mountain ranges. There was a significant diurnal variation of heavy rain frequency with a peak occurring at 1600 LST. This tends to suggest the importance of solar heating. A remarkable difference in diurnal variation was also observed between May and June as well as between the plain and mountain areas. It is interesting to note that a minimum frequency near noon time in May increased to a maximum in June. This suggests that the local environmental conditions and local forcings became more important in producing heavy rains in the later period of Mei-Yu season. In addition, Mei-Yu front and mesolow were found to play important roles in the occurrence of heavy rain in each subregion. Heavy rain occurred more frequently ahead than behind the front and after than before the mesolow formation.

**Key words:** Heavy rain, Mei-Yu front, Mesolow, Diurnal variation, Terrain effect.