

雲對地閃電與降水關係之研究

林 火喜 閔

中央氣象局第一組

(中華民國八十七年十二月十日收稿；中華民國八十八年二月十一日定稿)

摘 要

本文首先利用 1994~1998 年的雲對地閃電資料，分析台灣地區閃電分布的氣候特徵，結果顯示主要閃電大都集中在北部山區及中央山脈西側斜坡，此與陳(1994)的結果大致相同。閃電資料幾乎沒有時間及空間解析度的限制，密集的自動雨量站可以提供每 5 分鐘降雨量的高時空解析度資料，兩者配合實為研究台灣地區局部對流的寶貴資料。本文選擇五個個案，利用密集的閃電及自動雨量站資料，分析閃電與降雨之間的相關性。結果顯示閃電與對流降水之間有明顯的正相關，午後對流降雨與閃電的相關係數大都在 0.7 以上，最佳個案可高達 0.94。閃電的活躍程度可以作為對流系統強度變化及空間分布的一種指標。本文以 5 分鐘時間解析度，分析台灣陸地上的閃電與降水發生的時間順序，發現閃電並沒有明顯比降雨早發生，因此本文認為雲對地閃電相對於降雨，應該沒有先導時間(leading time)。高閃電密度的地區必然伴隨強烈對流及降水，但是其間的相關係數及閃電與降水的比值變化很大，不易直接以閃電密度估計降雨量。

利用每 5 分鐘的降雨強度，可以從觀測到的總降雨量中分離出層狀降水與對流降水。正閃電大都集中在整個對流生命期的後三分之二時段內，顯示在對流的成熟期及消散期比較容易發生正閃電，東部地區的閃電密度遠少於西部地區，除了當地對流較少之氣候因素外，現有閃電偵測系統在東部地區的漏失較多也是可能原因之一。

關鍵字：雲對地閃電、先導時間、對流降水、層狀降水

一、前 言

台灣地區每年發生於春夏季的強烈對流系統，經常伴隨密集的閃電現象，由於閃電的觀測幾乎沒有時間及空間解析度的限制，而密集的閃電現象必然伴隨強對流，因此閃電的分布即隱含強對流的分布。陳(1994)利用台灣電力公

司 1991-1993 年 5-9 月的閃電資料，分析台灣地區閃電空間分布的氣候特徵及日夜變化，結果顯示暖季月份落雷主要發生在午後的陸上，特別是中央山脈以西地形高度 200-1000 公尺之山坡及盆地，有三個半永久性中心，位於台北、嘉義/阿里山與屏東，相對而言東部地區及海上的閃電很少。

閃電的類型可依放電過程分為雲對地閃電 (Cloud-to-ground lightning) 又稱落雷、雲內閃電 (Intracloud lightning) 及雲對雲閃電 (Cloud-to-cloud lightning) 三類，也可依雲內帶電粒子的極性分為正閃電與負閃電兩種，圖 1 即為上述各類閃電之示意圖。由於本文所使用的閃電資料為台灣電力公司所建立的雲對地閃電觀測系統 (陳與曾, 1992)，此系統只能偵測到雲對地閃電，所以本文所稱之閃電若無特別註明，即指雲對地閃電。

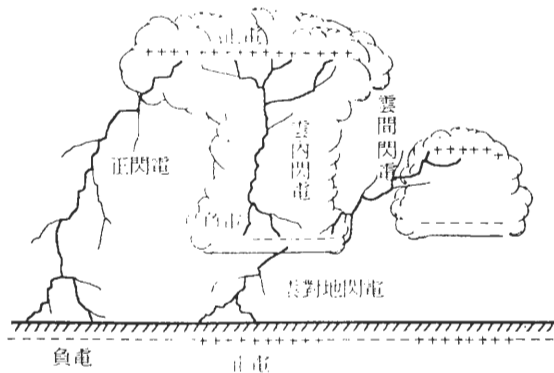


圖1. 四種閃電類型示意圖，雲對地閃電(Cloud-to-ground lightning)、雲內閃電(Intracloud lightning)、雲對雲閃電(Cloud-to-cloud lightning)及正閃電。

閃電密度及頻率高的地區必然伴隨強烈對流及降水，但是降水量大的區域不一定也伴隨高密度及高頻率的閃電，因層狀降水幾乎沒有閃電，若對流的上升速度不夠強或屬暖雲降水的對流，也可能產生很多降水但是只伴隨少量閃電。當鋒面過境時上述各種降水同時發生，閃電與降雨量之間的相關性變化很大，不易依據閃電的密度及頻率估計降雨區及降雨強度。因此在探討閃電與降水的關係時，如何有效分離對流降水量在總降雨量中所佔的比例，也是不可忽視的問題。

人們一般生活上大多有先看到閃電或聽到雷聲，約數分鐘或十幾分鐘之後才開始下雨的經驗，也就是說，閃電相對於降雨好像有先導時間 (leading time)。但是就台灣地區的相關研究，似乎未曾明確指出，閃電相對於降雨是否有先導時間。本文認為主要是因為過去的降雨資料大多只有時雨量，且雨量站的解析度遠小於對流系統的解析度，除非先導時間大於 1 小時，否則很難從時雨量分辨其先導時間，當然也無法證明沒有先導時間。

有關台灣地區閃電發生頻率的時空分布，陳(1994)已有詳盡的描述，本文也將利用 1994 到 1998 年的閃電資料分析其氣候特徵，陳(1994)一文以研究台灣地區梅雨季中尺度現象之氣候特徵為主，並未探討閃電與降雨之相關性。本文的目的即利用密集的閃電及自動雨量站資料，以每 5 分鐘的時間解析度分析閃電與降雨之間的相關性，主要探討閃電相對於降水是否有先導時間？是否可能依閃電的頻率或密度估計對流系統的降水量？本文第二節簡述閃電與降水資料來源並試著提出一個簡單的方法，利用每 5 分鐘的降雨強度區分層狀降水與對流降水；第三節利用 5 年的資料分析台灣地區閃電的時間及空間分布的氣候特徵，第四節選取四個午後對流及一個鋒面對流的個案，分析閃電與降水的相關性；第五節針對觀測資料所呈現的幾個問題略作討論，第六節結論。

二、資料來源

(一)閃電資料

有關台灣地區現有的閃電偵測系統及其應用，陳與曾(1992)已經有詳細的描述，本文僅摘

錄部份資料，以說明本文所使用的閃電資料之偵測及處理過程。

台灣電力公司之電力綜合研究所於 1989 年六月啓用閃電觀測系統(Lightning Location System)，此系統利用一組裝置於台北的位置分析器(Advanced Position Analyzer)，六個方向偵測器(Direction Finder) 如圖 2 所示分別裝置於台電的宜蘭區營業處、楊梅微波中繼站、南投區營業處、烏山頭微波中繼站、屏東營業處及台東營業處。

此系統利用磁場天線偵測出落雷發生的方向、極性及強度，只要有兩個以上的方向偵測站偵測到落雷的方向，即可形成兩條直線，其交點即為落雷發生的位置。因此可以即時偵測到落雷發生的時間、地點(經緯度)、極性及強度。中央氣象局於 1991 年五月利用數據專線與該所連線，即時接收處理該系統之觀測資料並顯示於預報中心，提供預報人員參考，本研究即經由中央氣象局預報中心取得此閃電資料。

在有效的偵測範圍內，此系統偵測到的閃電資料幾乎沒有時間及空間解析度的限制，如果在閃電活躍期間，資料明顯不連續即可判斷為缺資料，但是其中若有部份資料因資料傳輸或其他因素有所漏失則不易分辨。

(二)雨量資料

中央氣象局為加強區域性豪雨觀測，從 1986 年開始，於台灣各主要河川流域及水庫集水區，分年建置自動雨量觀測網(第二組, 1994)，包括中央山脈以西七個子系統和東部三個子系統，總計 320 站，整體計畫已經於 1997 年全部完成。此系統所提供的密集雨量資料具有以分鐘計的時間解析度，可以將每分鐘的雨量資料

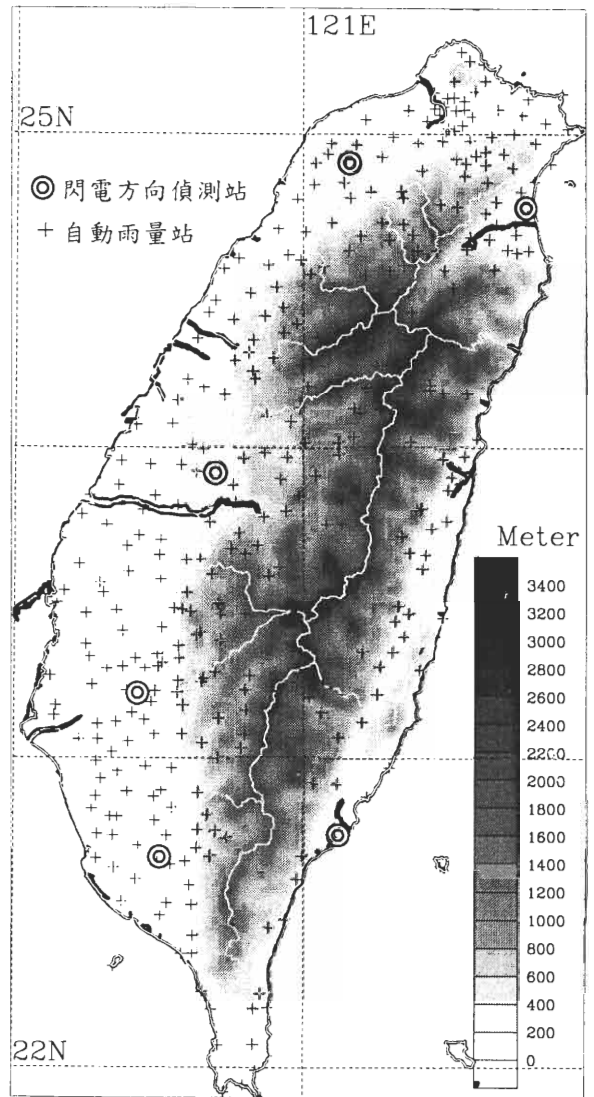


圖2. 自動雨量站「+」及閃電方向偵測站「◎」分布圖，地形高度以灰階(間隔200公尺)表示。

即時傳回中央氣象局以發揮即時監測區域性豪雨的功能。由圖 2 雨量站的分布可以看出，除了人跡難至的深山地區以外，幾乎涵蓋台灣全島，測站密集地區的測站平均距離約 10 公里。本文蒐集 1997 年 5 到 8 月的雨量資料處理成 5 分鐘的時間解析度，配合時空連續觀測的閃電資料，應該可以有效分析出閃電與降雨的先後

順序，進而研判伴隨強對流系統的閃電與降雨之間的相關性。

(三)分離層狀降水及對流降水

本文利用每 5 分鐘的降雨資料，試著以簡單的降雨強度區分層狀降水與對流降水。檢視大部分的單站 5 分鐘降雨量的時間序列圖(圖略)，初步判斷層狀降水的 5 分鐘降雨量(以下簡稱 R_5)大多 $\leq 1\text{mm}$ ，但是也有 R_5 達 2~3mm 仍屬於層狀降水。對流降水的 R_5 大多大於 2~3mm，最強可達 15mm 以上。依此原則，本文定義 $R_{5a}=1\text{mm}$ 與 $R_{5b}=2\text{mm}$ ，將 $R_5 \leq R_{5a}$ 的降水均視為層狀降水， $R_5 > R_{5b}$ 的降水均視為對流降水，介於兩者之間的降水，只要緊鄰一個對流降水即歸類為對流降水，否則歸類為層狀降水。此法也可依據已知的降雨類型調整 R_{5a} 與 R_{5b} ，例如處理較強的層狀降水，可提高 R_{5a} 與 R_{5b} 的值。

雖然此區分方式稍嫌簡化，可能將較強的層狀降水視為對流降水，也可能會將對流降水的開始及結束時被時間切隔的小雨視為層狀降水，但是相對於實際的層狀降水量及對流降水量，此錯估的降水量所佔的比列較少，應該不會影響到本文的分析結果。

爲了易於以後的分析說明，本文定義 LR 值代表總閃電次數(L)與總降雨量(R)的比值($LR=L/R$)，Cr 代表閃電與降雨的相關係數，作爲分析兩者關係的主要依據。由於海上缺乏降雨資料，僅能以陸上的閃電與降雨資料作比較，因此以 L 代表一日內發生在台灣本島(陸地上)的總閃電次數，R 代表一日內發生在台灣本島內的總降雨量，在此所稱的總降雨量係指台灣本島內所有雨量站的降雨總和。LR 值愈高表示相同的降雨量伴隨愈活躍的閃電，也隱含強烈

對流的訊息。相關係數 Cr 是以一日內每 5 分鐘的總閃電次數及總降雨量隨時間的變化作爲計算的依據，因此 Cr 僅代表台灣本島的閃電與降雨在時間序列上的相關性。若將降雨分離爲對流降水與層狀降水時，另以 Cr_c 代表閃電與對流降水的相關係數。

本文在繪製雨量等值線時，雖然有將測站的雨量資料內插到 5 公里的網格點上，但是在計算總降雨量時並沒有取網格點的雨量值總和作爲總降雨量。因爲本文在分析雨量的過程中發現，有些局部對流降雨的尺度很小，幾乎只有一個測站測得到較大的雨量。針對局部性的對流降雨與降雨範圍較大的層狀降雨或尺度較大的對流系統，必須使用不同的內插過程(例如較大的影響半徑或隨距離衰減較快的權重函數)才可能分別得到較具代表性的網格資料，若使用網格點上的雨量值計算總降雨量，其結果將與內插過程有很大的關係。因此本文使用台灣本島內所有自動雨量站的降雨總和，作爲台灣本島總降雨量的一種指標，只要使用的測站數固定不變，此總降雨量值不因內插方法而改變，其相對值應該具有總降雨量的指標意義。

三、閃電分布的氣候特徵

圖 3 爲累積 5 年(1994-1998)的閃電密度空間分布圖，以 9km^2 的解析度繪製成一張以台灣爲中心的 $510 \times 510\text{km}^2$ 影像圖，即每一個網格點或像點(pixel)的值(以恢復表示)代表 5 年內曾經發生在此 $3 \times 3\text{km}^2$ 區域內的閃電次數。如圖 3 所示，主要閃電都分布在北部山區及中央山脈西側斜坡，台北山區、嘉義山區斜坡、台南及屏東市附近的閃電密度偏高，此與陳(1994)的結果大致相同。

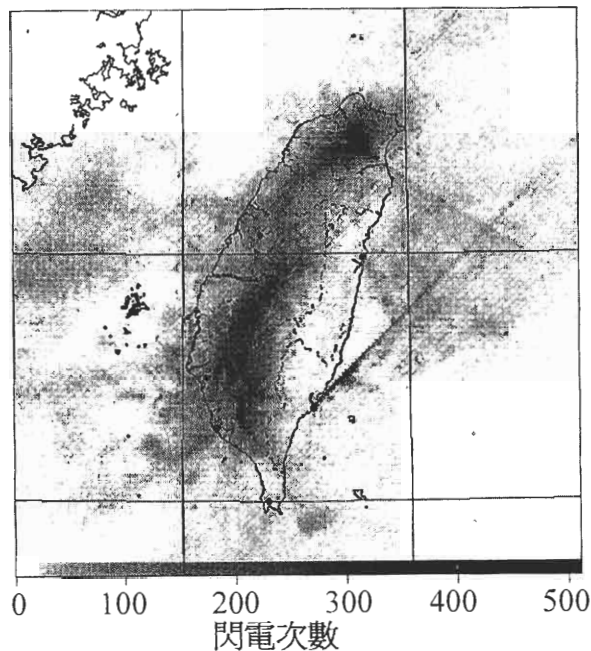


圖3. 5年(1994-1998)合成的閃電密度空間分布圖，每一個像點(pixel)代表9km²的區域，像點的值(顏色)代表曾經發生在該地點的所有閃電次數(如色階所示)，超過510次以上均以黑色表示。

海上的閃電密度遠少於陸上，主要是因為海陸分布及地形效應均為陸地上有利激發對流的重要強迫(forcing)機制，所以台灣陸上的對流遠多於附近海上地區。國外相關研究也曾指出，發生在熱帶海洋上的對流所伴隨的閃電密度明顯少於發生在陸上的對流所伴隨的閃電次數(Ruledge et al. 1992; Zipser 1994)。東部地區的閃電密度遠少於西部地區，此與過去的相關研究(陳，1994；陳與曾，1993)相同，但是花蓮屏東地區的閃電密度甚至少於大部分的海上地區，似乎少得有些異常，雖然花東地區的對流遠較西部少，但是閃電的密度是否真的如圖3所示的那麼少，值得進一步的確認。圖3東部海域的閃電分布有一條由台東閃電偵測站向東

北延長的線狀閃電分布，此顯然是觀測錯誤所致，宜蘭的閃電偵測站也有類似的線狀閃電分布向東南延伸。根據下一節本文選取1997年5月5日及6月23日兩個案的分析結果，本文懷疑東部地區的觀測結果可能容易漏失較多的閃電次數，所以觀測到的閃電比實際上該有的更少。

為了分析閃電在一年之間的季節變化及一日之間的日夜變化，本文將圖3範圍內發生在台灣本島陸地上的總閃電次數，依逐月(縱軸)及逐時(橫軸)的分布，繪成閃電頻率的時間分布圖(圖4)。圖4可以同時顯示5年合成的一天24小時逐時變化(橫軸)，及一年12個月的逐月變化(縱軸)。就季節變化而言，陸上閃電主要發生在的5-9月的暖季，極大值發生在7月；就日夜變化而言，閃電主要集中在13時到21時的午後到入夜時段，顯然陸上閃電主要來自午後對流的貢獻。

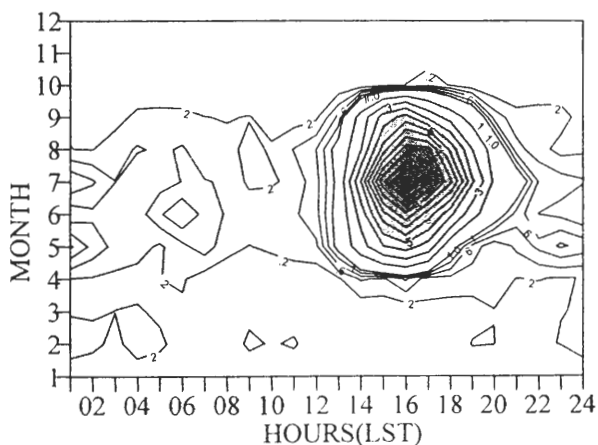


圖4. 5年(1994-1998)合成的閃電頻率時間分布圖，只選取發生在台灣本島的總閃電次數，橫軸代表一天24小時的合成變化，縱軸代表一年12個月的合成變化。單位為平均每年發生在每100km²的閃電次數，小於1的區域等值線間隔為0.2，大於1的區域等值線間隔為1並以陰影表示。

表一 1997年5-8月份，日雨量超過50mm，發生在台灣本島的閃電次數與降雨量等資料，陰影區表示選取該日作為個案分析，“?”代表該項資料缺或不完整。

月/日	最大日雨量	總降雨量(R)	總閃電次數(L)	L/R (LR)	相關係數 (Cr)	天氣類型或個案特性
5/1	61	816	377	0.462	0.484	午後對流,有受鋒面影響
5/5	157	3928	2610	0.665	0.860	單純午後對流
5/6	83	2752	508	0.185	0.585	北部午後對流,中南部受大陸雲系影響
5/7	78	2385	203	0.085	0.699	午後對流,北邊鋒面雲系接近
5/16	59	105	15	0.143	0.449	午後對流(弱)宜蘭下午雷雨
5/17	153	11071	401	0.036	0.494	鋒面降雨
5/19	194	8601	335	0.039	0.544	鋒面降雨
5/22	133	3751	2	0.001	0.101	北部地區,鋒後層雲降雨
5/23	102	7812	19	0.002	0.105	全台地區,鋒後層雲降雨
6/2	147	7041	? 838	0.119	0.358	鋒前對流,北部降雨可視為午後對流
6/3	120	4232	344	0.081	0.178	鋒面過境
6/4	324	14559	? 491	0.034	0.373	鋒面過境
6/5	371	7656	1026	0.134	0.597	鋒面過境
6/6	73	4319	1527	0.354	0.539	午後對流,有受(南方)雲系影響
6/7	145	3547	529	0.149	0.627	早上9時,海峽對流移入加上午後對流
6/9	79	3597	119	0.033	0.348	鋒前中雨
6/10	334	10173	1104	0.109	0.561	鋒前大雨,西南風
6/11	299	12664	2693	0.213	0.350	鋒面對流伴隨閃電最多的個案
6/12	113	8369	133	0.016	0.517	鋒面降雨
6/13	93	4531	98	0.022	0.093	鋒面降雨
6/14	175	17674	191	0.011	0.426	鋒面降雨
6/15	174	11162	147	0.013	0.282	鋒面降雨
6/16	87	4631	46	0.010	0.230	鋒面降雨
6/17	103	2389	51	0.021	0.336	午後對流
6/20	104	661	268	0.406	0.491	午後對流,綠島有對流雲系
6/21	121	4199	1045	0.249	0.882	午後對流
6/22	170	3579	550	0.154	0.793	午後對流
6/23	362	9285	819	0.088	0.638	午後對流,東部豪雨
6/24	177	5224	1245	0.238	0.717	午後對流
6/26	72	752	252	0.335	0.683	午後對流(弱)
6/27	59	1539	64	0.042	0.205	午後對流(弱)
6/28	145	2182	? 127	0.058	0.042	午後對流,但有雲系影響
7/2	166	7801	68	0.009	0.330	海上雲系影響
7/3	86	1695	90	0.053	0.376	海上雲系影響
7/4	225	4384	986	0.225	0.792	午後對流
7/5	78	2432	148	0.061	0.426	午後對流
7/6	74	742	125	0.168	0.600	午後對流,局部地區
7/7	98	857	195	0.228	0.656	午後對流,局部地區
7/8	79	2476	360	0.145	0.432	午後對流
7/9	74	2420	277	0.114	0.517	午後對流

月日	最大日雨量	總降雨量(R)	總閃電次數(L)	L/R (LR)	相關係數 (Cr)	天氣類型或個案特性
7/10	111	1783	1282	0.719	0.857	午後對流
7/12	113	1077	2081	1.933	0.904	午後對流
7/14	94	2538	3754	1.479	0.860	午後對流
7/15	57	1553	1264	0.814	0.857	午後對流
7/16	101	2594	3070	1.184	0.934	午後對流
7/18	117	4489	4278	0.953	0.774	午後對流，伴隨閃電最多的個案
7/19	73	3127	? 3	0.001	-0.045	午後對流
7/20	57	1567	2106	1.344	0.943	午後對流，降雨與閃電相關性最好的個案
7/22	66	933	344	0.369	0.599	午後對流
7/23	115	1936	488	0.252	0.606	午後對流
7/24	50	841	8	0.010	0.064	午後對流
7/27	53	355	2	0.006	0.036	午後對流
7/29	53	500	5	0.010	0.142	午後對流
7/31	192	2103	? 2903	1.381	0.796	午後對流
8/1	114	2143	835	0.390	0.858	午後對流，有受南方雲系影響
8/2	113	1999	27	0.014	0.001	維特颱風外圍雲系
8/6	117	4778	? 527	0.110	0.641	
8/7	557	22228	? 637	0.029	0.250	蒂娜颱風引進西南氣流
8/8	241	12667	493	0.039	0.338	西南氣流，迎風面連續數日降雨
8/9	211	9461	? 1731	0.183	0.620	在南部地區下大雨，屬迎風面降雨。
8/10	99	3907	371	0.095	0.351	
8/11	56	2802	125	0.045	0.045	午後對流，早上有雨
8/12	134	2279	? 97	0.043	0.508	午後對流
8/13	81	1181	496	0.420	0.705	午後對流
8/14	92	1382	222	0.161	0.568	午後對流
8/15	94	1941	214	0.110	0.604	午後對流
8/17	323	7721	? 1	0.000	-0.036	
8/18	556	21916	? 1	0.000	0.056	溫妮颱風外圍雲系影響，迎風面降水
8/20	82	2716	? 159	0.059	0.025	南方擾動雲系移入
8/21	91	1451	281	0.194	0.211	南方擾動雲系移入
8/22	86	802	937	1.169	0.566	午後對流
8/23	118	1445	357	0.247	0.597	午後對流
8/25	109	704	1	0.001	-0.004	午後對流，只有一個對流
8/28	285	7663	? 14	0.002	0.138	安珀颱風接近，東部迎風面降水
8/29	1169	31164	84	0.003	0.066	安珀颱風登陸
8/30	100	5788	94	0.016	0.227	南海擾動雲系影響，南部山區降水
8/31	195	? 5161	349	0.068	0.031	整天都有雨

表 (續)

整個圖 4 的極大值為 13，發生在 7 月份的 16 時，即平均每年 7 月份的 16 時(共 31 小時)每 100 km² 共發生 13 次閃電。整個暖季閃電極大值時段大約從中午 12 時開始到 16 時達最大，入夜以後閃電明顯減少，最小值約發生在凌晨 4~5 時。在 6 月的清晨 6 時有一個相對的極大值存在，雖然其值遠小於午後時段的極大值，但是紀等(1998)利用合成衛星雲圖分析梅雨季對流發展的日夜變化，也呈現午後最強與清晨次強的雙高峰形式，可見此一相對極大值的存在，應該也是梅雨季對流日夜分布不可忽略的氣候特徵。有關台灣地區閃電發生頻率的時空分布，陳(1994)已有詳盡的描述，本文也利用 5 年(1994-1998)的資料再作分析，其結果大致相同，顯示台灣地區閃電發生頻率的時空分布特性具有相當的穩定性。

表一選取 1997 年 5-8 月台灣地區日雨量大於 50mm 之雨量、閃電等資料及天氣類型統計表，表一之天氣類型主要依據每日自動雨量站資料與閃電資料之時空分布並參考衛星雲圖及地面天氣圖等觀測資料主觀判斷分類，若降雨及閃電完全分布在午後時段且集中在台灣本島者，大多屬於單純的午後對流。葉等(1998)也針對 1997 年主要降雨日之天氣系統逐日分類，也是本文分類過程中參考資料之一，但是本文之分類以區分午後對流及非午後對流為主，所以兩者對天氣型態或天氣系統之分類描述可能略有不同。

由表一所列資料可以看出降雨與閃電之相關係數(Cr)在 0.7 以上者均為單純的午後對流個案，但是並非所有午後對流的相關係數都那麼高。伴隨鋒面系統之降雨，LR 及 Cr 值均偏低，6 月 11 日之 LR 值最大僅 0.213，大部分的 LR

值均<0.1。伴隨颱風之降雨，其 LR 及 Cr 值更低，但是表一之中受颱風影響期間之閃電資料大多不完整，因此本文暫不討論颱風期間之閃電與降雨的特徵。

本文選擇表一之中以陰影標示的 5 個個案作進一步的分析，就發生在台灣本島的總閃電次數的比較，6 月 11 日有 2693 次閃電，為鋒面降雨伴隨閃電最多的個案，7 月 18 日有 4278 次閃電，為午後對流伴隨閃電最多的個案。7 月 20 日的相關係數高達 0.943 為所有個案中閃電與降雨相關性最高的個案。另外選取 5 月 5 日及 6 月 23 日兩個案也歸屬為午後對流，但是兩個案在東部地區均發生強對流而少閃電的特殊情況，因此選擇此兩個案除了比較午後對流與閃電的相關性外，同時也可探討花東地區對流降水之閃電特性。

四、個案分析

(一) 5 月 5 日

5 月 5 日的個案屬於單純的午後對流，台灣位在太平洋副熱帶高壓與大陸的低壓系統之間(圖略)，環境偏南風，風速弱，LR=0.665。圖 5 為整日總閃電及降雨分布圖，圖中顯示中央山脈西側濁水溪以南山區斜坡的閃電密度最高，附近降雨達 91mm，花蓮地區的最大降雨達 156mm，卻僅伴隨零星的閃電。在閃電密度較高的地區及主要降雨區附近選擇部分測站，以 5 分鐘降雨量與發生在測站 100km² (以測站為中心，東西南北各 5km) 範圍內閃電次數之時間序列圖，分析單站之閃電與降雨之相關性。由圖 5 中各測站之時間序列圖看起來，閃電與降雨之間幾乎沒有相關，即使如此，其中仍然隱含著一些值得探討的訊息。

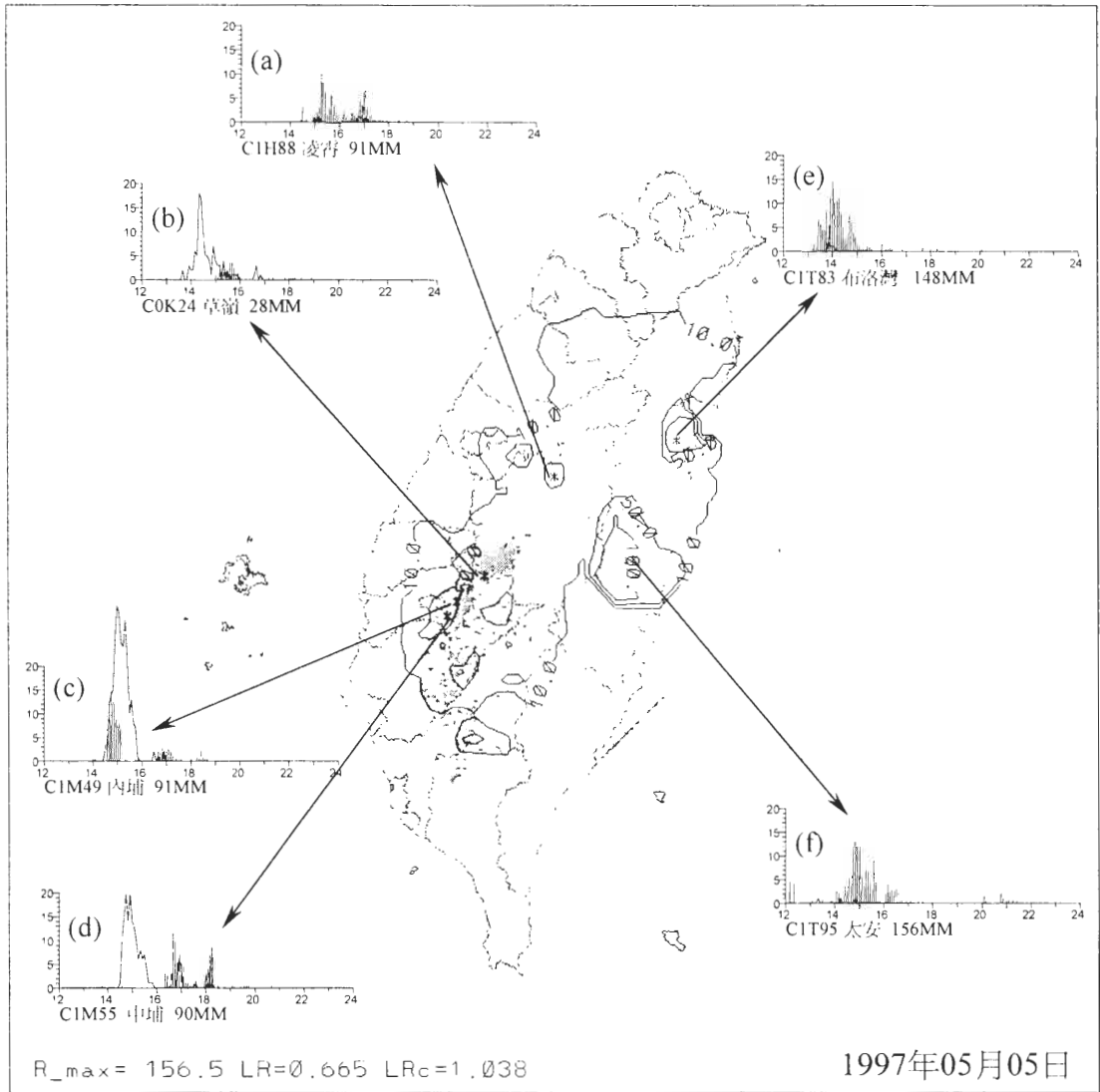


圖5. 5月5日閃電及降雨分布圖，正、負閃電發生的位置分別以灰色的「+、-」符號表示，降雨量以10、50、100、150mm間隔之等值線表示，當日最大日雨量及LR值標示於左下方。圖(a)為凌霄測站之5分鐘降雨量(垂直線)與發生在測站100km²範圍內閃電次數(曲線)之時間序列圖，縱軸為降雨量(mm)與閃電次數，橫軸為時間，測站名稱及累積雨量標示於圖下方，測站所在位置以「*」表示；(b)草嶺測站；(c)內埔測站；(d)中埔測站；(e)布洛灣測站；(f)太安測站。

首先以草嶺、內埔及中埔(圖 5b、c、d)三測站之降雨與閃電之時間序列圖，簡略的推測對流發生的情形，因為內埔測站(圖 5c)閃電與降雨差不多同時發生，可以假設對流約在 14 時

30 分發生於內埔測站附近且第一波對流通常比較強烈，最強的 5 分鐘降雨達 14.5mm，所以伴隨的閃電也最多。雖然閃電與降雨幾乎同時發生，但是降雨在 15 時 5 分結束之後，閃電仍持

續到 15 時 50 分，這是因為雨量站是單點觀測，而閃電取 100km² 範圍內的觀測，只要閃電發生在離測站 5km 範圍內均屬此測站之閃電。假設對流生成之後逐漸移離測站，對流之降雨區也逐漸離開測站，但對流仍然活躍，閃電持續發生在離測站的 5km 範圍之內，所以圖 5c 的閃電比降雨晚 45 分結束。同樣的假設也可以說明中埔測站(圖 5d)在 14 時 30 分就開始觀測到大量的閃電，但是這一波閃電持續到 16 時結束之前幾乎沒有降雨發生，因為主要對流從測站附近掠過，所以只有閃電沒有降雨，16 時 20 分以後的降雨可能屬於另一個對流胞，類似的情形也發生在草嶺測站(圖 5b)。凌霄測站(圖 5a)的降雨量雖然也達到 91mm 與內埔測站相同，但是附近的閃電很少，從圖 5a 的 5 分鐘雨量較弱顯示，可能是因為對流不夠強，上升速度未達到足以產生大量閃電的閥值(threshold)，所以伴隨的閃電較少。

其實本個案最大的降雨發生在花蓮地區，最大降雨量達 156mm，卻僅伴隨零星的閃電。由花蓮北部布洛灣及中部太安(圖 5e、f)二測站的時間序列圖可以看出，花蓮地區的降雨也是發生在午後屬對流性降雨，其降雨量及強度均較西部雲嘉南地區的降雨強，但是花蓮地區的對流所伴隨的閃電卻遠小於雲嘉南地區。相同天氣型態，同一時段發生的兩個對流系統，相距不到 100 公里，其所伴隨的閃電密度及頻率卻有如此天壤之別，類似情形也發生在 6 月 23 日的個案中，不論從學術或應用的觀點，這的確是個值得探討的問題。

圖 5 故意保留台東閃電偵測站向東北延伸的線狀閃電分布，此顯然是觀測誤差所致，圖 3 之 5 年合成圖也有類似的情形，可見此情況可

能經常發生，因此本文懷疑現有的閃電觀測系統對於發生在東部地區的閃電觀測誤差較大，可能漏失很多閃電次數。所以雖然花蓮地區發生強對流降水，但是並沒有如預期的伴隨高密度的閃電。

由以上的分析可以發現，僅以單一測站之降雨與測站附近閃電之時間序列圖，很難分析出兩者的相關性及發生的先後順序。因為在選取的範圍之內所測得的閃電，不一定與此測站的降雨屬於同一個對流系統，例如位於對流系統邊緣的測站可能沒有降雨，但是在 5 公里以內仍有閃電發生，而伴隨此閃電的降雨也許發生在另一鄰近的測站。因此本文將以發生在台灣本島的總閃電次數對應所有雨量站的降雨總和，畫出每 5 分鐘的時間序列圖，只要對流是在陸地上被激發形成者，閃電與降雨均在選取的範圍之內，應該可以分析出兩者開始發生時間的先後順序及發展過程在時間序列上的相關性。換言之，面的分析(所有測站)應該比點的分析(單一測站)更具代表性。

圖 6a 與 6b 分別為總閃電次數與總降雨量的 5 分鐘時間序列圖，圖中顯示閃電與降雨之間有明顯的正相關，相關係數 $C_r=0.86$ 。仔細比較降雨與閃電開始發生的時間，圖 6b 顯示對流降水大約在 12 時 10 分開始下，但是在 13 時以前的降水很少，而陸地上的主要閃電約從 12 時 35 分開始，就此個案而言，降雨比閃電早發生。就整體對流發展的時間變化，對流降水約在 14 時左右整個對流系統迅速發展，閃電也差不多在 14 時左右迅速增加，閃電在 17 時以後迅速減低至幾乎沒有，但是總降雨量約延緩到 19 時才結束。就對流消散時段(約 17~19 時)比較，可以發現分離出來的對流降水與閃電的相關性更

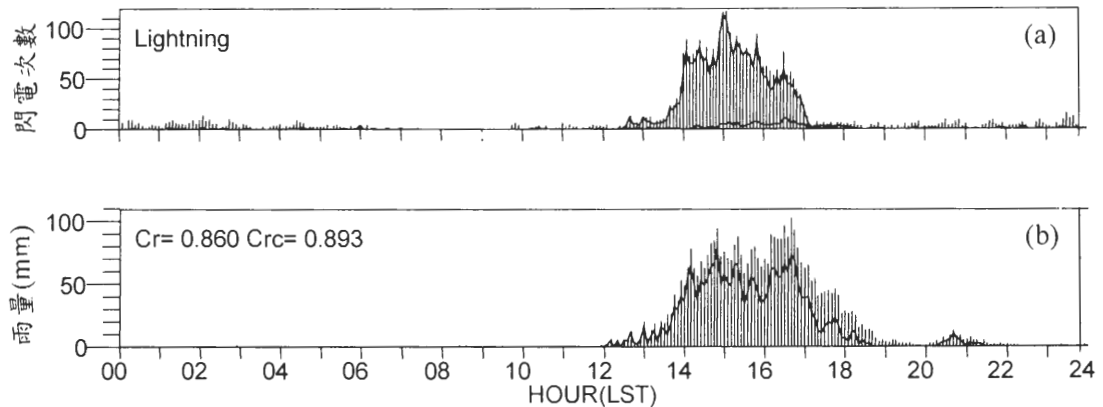


圖6. 5月5日台灣地區的總閃電次數與總降雨量的5分鐘時間序列圖；(a)垂直線代表每5分鐘發生在圖5範圍內的總閃電次數，上曲線代表發生在台灣陸地上的總閃電次數，下曲線代表發生在台灣陸地上的總正閃電次數。(b)垂直線代表每5分鐘發生在台灣陸地上的總降雨量，曲線代表總對流降水量。

好，對流降水也是在 17 時以後迅速減少，約 18 時 30 分以後，閃電與對流降水幾乎同時結束，整體對流降水與閃電的相關係數(Crc)提高為 0.893。這也間接驗證本文分離對流降水與層狀降水的方法具有相當程度的代表性。

正閃電在所有的閃電次數中所佔的比例雖然很少，但是仍然有值得討論的特性存在。圖 6a 顯示在對流開始發生時，正閃電次數非常非常少，對流發展一段時間約 14 時 20 分之後正閃電開始增加，15 時以後總閃電次數已經開始減少，但是正閃電次數仍然略有增加，到 16 時 30 分正閃電次數達最大，隨後負閃電迅速減少，相對而言正閃電緩慢減少，就正負閃電所佔的比例而言，在對流達最活躍之後，正閃電所佔的比例明顯增加直到閃電活動結束為止，顯然正閃電在對流的成熟期及消散期才比較容易發生。

(二) 6 月 11 日

6 月 10 日早上鋒面開始影響到台灣，這

一波鋒面降雨延續到 11 日 18 時，本文取 11 日的日雨量及閃電分布作個案分析，11 日為單純鋒面系統伴隨閃電最多的個案，也是 1997 年 5、6 月台灣陸地發生閃電次數最多的一天。圖 7 顯示，除了花蓮台東地區以外，幾乎全台各地都有降雨，主要降雨分布在中央山脈以西的苗栗雲林地區，最大日降雨量 299mm 發生在雙崎測站，中南部山區也有多處降雨達 100mm 以上，中北部(濁水溪以北)的閃電密度明顯高於中南部地區。

由各測站的 5 分鐘雨量時間序列圖可以看出，北部地區為較強烈的對流降水，石岡及雙崎測站(圖 7b、e)12 小時累積雨量分別達到 245mm 與 269mm，馬都安、鳳美與水滄三測站(圖 7a、d、c)的降雨量也都在 120mm 以上。從 5 分鐘降雨強度可以看出，以上各測站之降雨大多屬於對流降水，測站所在地區也多屬於密集閃電區，但是除了石岡測站的降雨與閃電之間的相關性較好以外，其他測站(圖 7a、c、d、e)的相關性都很差。南部地區可能以層狀降水或

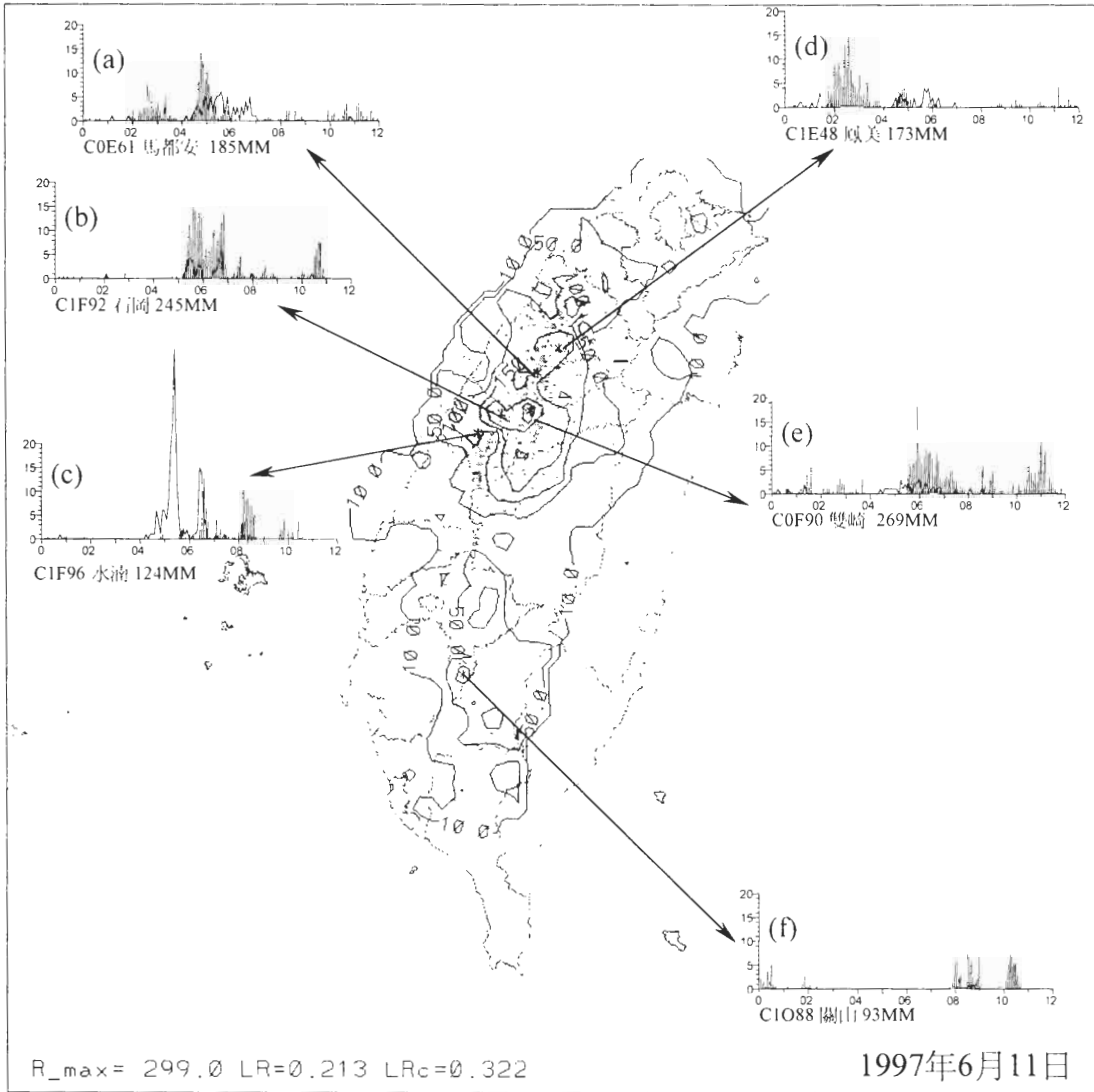


圖7. 同圖5，但為6月11日。

較弱的對流降雨為主，以關山測站(圖 7f)為例，最大的 R5 僅達 8mm，所以伴隨的閃電較少。

圖 8 顯示整體總降水量及總閃電次數的相關性變化很大，相關係數很低($Cr=0.35$)，由總閃電次數之時間序列圖(圖 8a)可以看出，主要閃電有三波高峰，分別發生在凌晨 1 時 15 分、5 時 30 分及 6 時 30 分附近，約 8 時以後閃電頻

率明顯減少，在 11 時及 14 時附近仍有一些閃電存在。但是總降雨量的時間序列圖(圖 8b)並沒有明顯相對應的三波降雨高峰，8 時以後的降雨也沒有明顯減少，總降雨量持續到 15 時以後才逐漸減小。因為伴隨鋒面的降水範圍較大，其中包含相當比例的層狀降水，所以 LR 值遠比午後對流者低，LR 值僅 0.213。

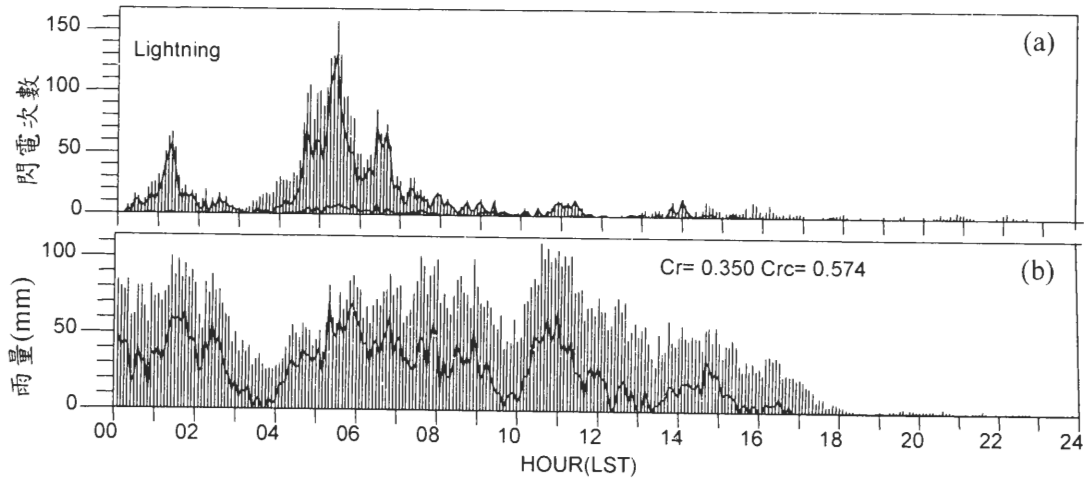


圖8. 同圖6，但為6月11日。

若把對流降水分離出來，其相關係數(Crc)即提昇為 0.574，圖 8 顯示雖然閃電次數的變化很大，對流降水量的變化較小，但是主要的對流降水時段大約都可以對應到相對的閃電分布(圖 8a)。雖然對流降水的相關性比總降水的略佳，但是其間變化仍然很大。以 6 時及 11 時之時段比較，大約相同的對流降水量，所伴隨的閃電量確相差很多。換言之，即使以對流降水作分母所計算的每 5 分鐘或每小時的 LR 值，其變化仍然很大。本個案所要強調的重點是，即使是同一個案，很多閃電(6 時)與很少閃電(11 時)可能伴隨相差不大的降雨。雖然利用 LR 值可以大略估計對流降水量，但是此對流降水量在總降雨量中所佔的比例變化也很大，所以仍然很難獲得正確的總降雨量。

(三) 6 月 23 日

此個案發生時鋒面約在 36N 尚未影響到台灣地區，環境風速弱，風向偏西南風。東部海岸及西部山區各有對流發生。圖 9 顯示東部的對流系統較強，吉安及中興(圖 9d、e)兩測站

的降雨量分別達到 326mm 及 362mm。南投縣桶頭測站(圖 9c)降雨量也高達 297mm，但是桶頭測站西側約 10 公里的大埔測站(圖 9b)的降雨量僅 25mm，東側的大鞍測站(圖 9a)降雨量也僅 95mm 且雨勢不大，由此可見此乃一非常局部的對流胞，所以高密度的閃電區僅局限在桶頭測站附近。

圖 10 顯示主要降雨約從 13 時 30 分開始，東部的主要對流遲至 17 時才開始(圖 9d、e)，但持續到半夜才結束。陸上總閃電開始發生的時間略晚於降雨，但閃電較降雨早結束。此個案與其他午後對流個案相比，總閃電次數較少，整體 LR 值僅 0.088，相關係數較低分別為 $Cr=0.638$ 、 $Crc=0.636$ 。正閃電仍然分布在整個對活躍期的後半段，約在 20 時 30 分以後正閃電所佔的比例甚至大於負閃電。東部地區的降雨明顯比西部大，但是東部(陸上)的閃電卻比西部的少，東部陸上的閃電也明顯比海上少，本文仍懷疑此個案在東部地區的實際閃電密度應該比圖 9 所示的還要多。

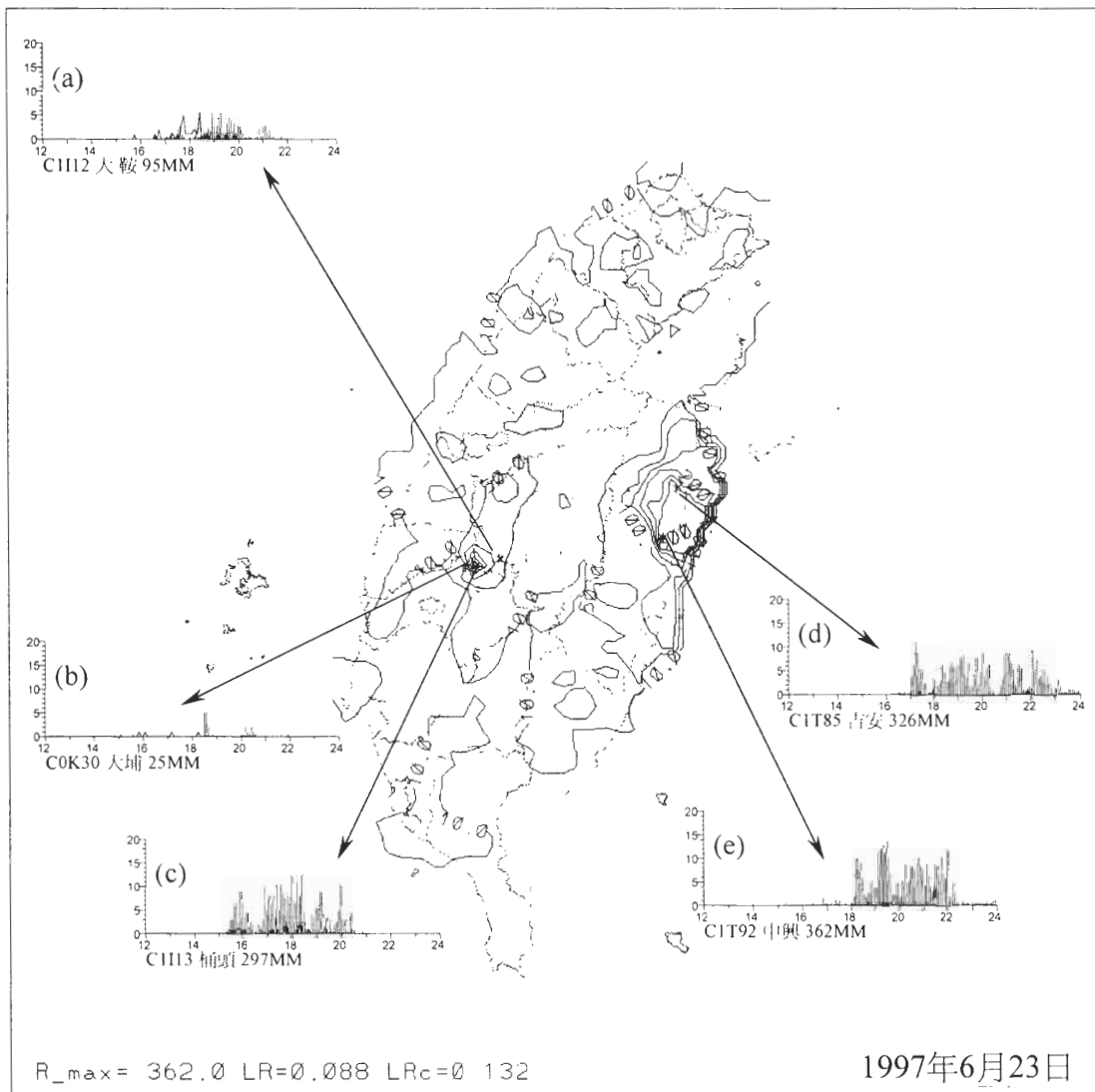


圖9. 同圖5，但為6月23日。

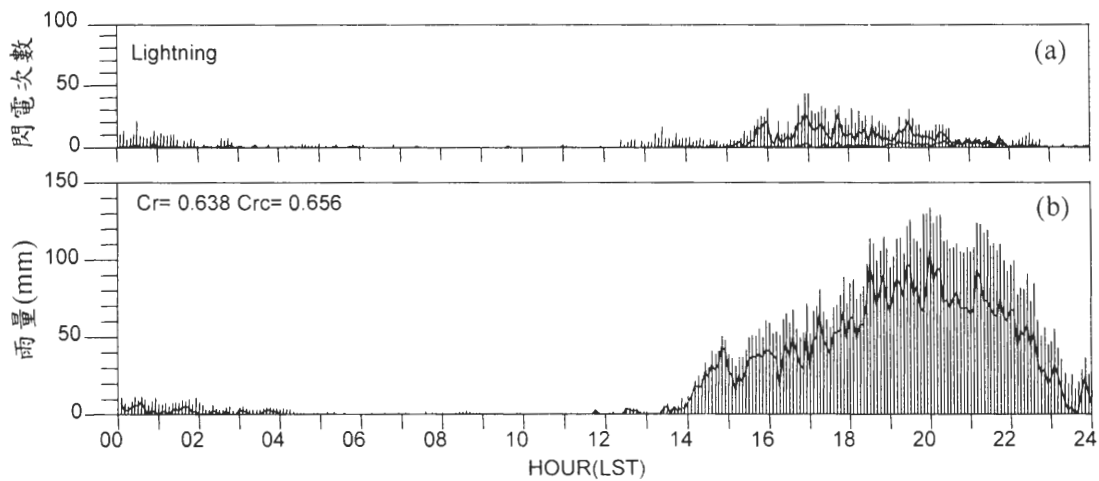


圖10. 同圖6 但為6月23日。

此個案所要強調的重點是，相對於其他午後對流，此個案為降雨量大的強對流系統卻僅伴隨少量的閃電。本文雖將此個案也歸類為午後對流，但是一般的午後對流最大降雨量很少超過 150mm，且此個案整個降雨時間持續約 10 小時，單站之局部降雨持續 5~6 小時，顯示有其特殊之處，值得以後進一步的深入探討。

(四) 7 月 18 日

此為典型的單純午後對流個案，在空間分布上，閃電幾乎都發生在台灣本島，在時間分布上，閃電及降雨完全集中在午後時段。圖 11 顯示主要對流發生在中央山脈以西的斜坡上，閃電的密度很高，此個案的總閃電次數高達 4278 次，為表一中伴隨閃電最多的個案，整體 LR

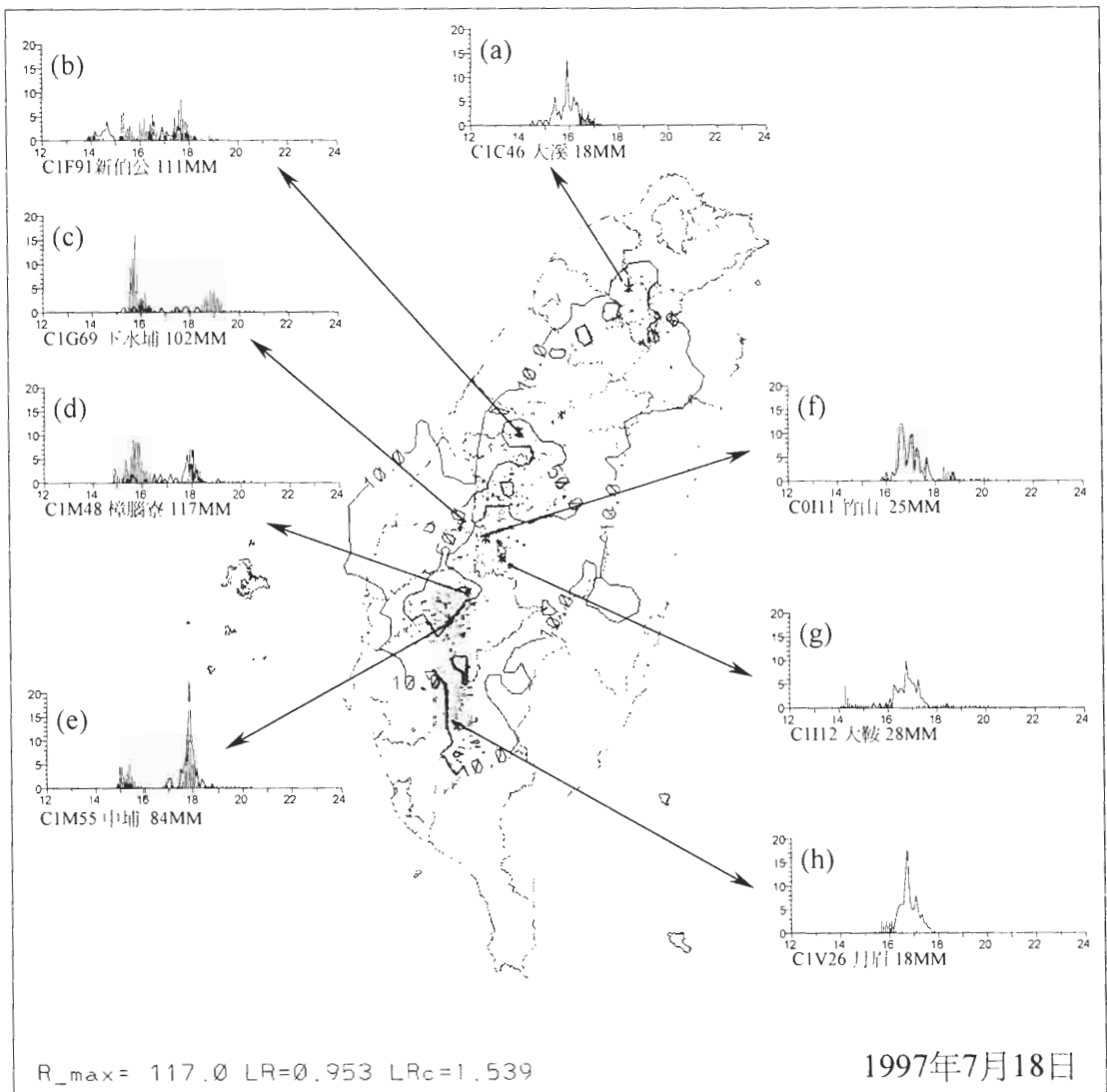


圖 11. 同圖 5，但為 7 月 18 日。

值高達 0.953，最大降雨量達 117mm，且降雨與閃電的時間及空間分布都有很好的一致性。

從圖 11 選擇主要降雨或閃電區附近測站的時間序列圖分析兩者之相關性，新伯公、下水埔及樟腦寮三個測站(圖 11b、c、d)的降雨量均超過 100mm，但是伴隨的閃電並沒有明顯隨降雨強度而起伏。臨近樟腦寮的中埔測站(圖 11e)降雨量略小僅 84mm，但是此測站之閃電與降雨之間具有很好的相關性。除了中埔測站之外，其他測站的相關性都不好，如大溪測站及竹山測站(圖 11a、f)均在閃電持續 1~2 小時之後才觀測到主要降水，大鞍及月眉兩測站(圖 11g、h)均在降雨結束之後閃電仍持續約 1~2 個小時。以上時間序列圖的分析，主要強調由單一測站分析閃電與降雨的關係，其間變化甚大，除非把個別對流系統或對流胞分離，否則不易歸納出具代表性相關性。

圖 12 就是將整個午後對流視為一個獨立的對流系統，以發生在台灣本島的總閃電及總降雨量之時間序列圖分析其間的相關性。圖 12a 顯示，閃電從 13 時 10 分開始發生，17 時前後閃電最活躍，5 分鐘之內的閃電可達 200 次，約 18 時 30 分以後閃電迅速減少，到 19 時 30 分陸上閃電完全結束。相對應的降雨變化(圖 12b)顯示，對流降水在 13 時已經開始降下，比閃電早 10 分鐘，再一次驗證閃電相對於降雨沒有先導時間。對流降水的變化幅度沒有閃電那麼大，總降雨量最大的時間發生在 17 時 30 分，落後閃電尖峰期約半小時。分離出來的對流降水與陸上閃電幾乎同時結束，陸上閃電結束之後，剩下的降雨應該屬於層狀降水，可見對流降水與層狀降水的分離結果有其代表性，所以對流降水與閃電的相關係數($C_{rc}=0.823$)也大於總降雨量與閃電的相關係數($C_r=0.774$)。

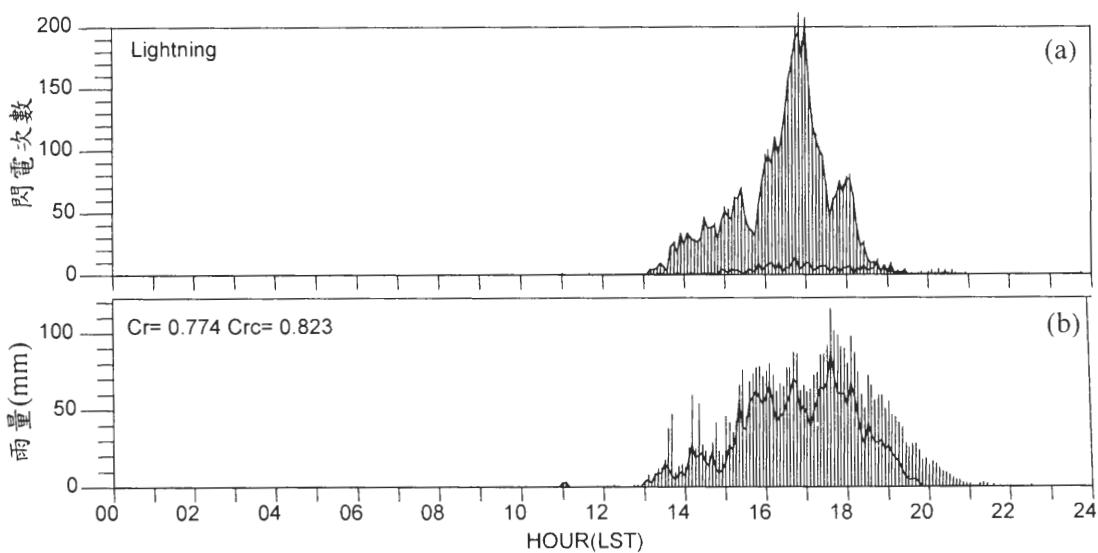


圖12. 同圖6，但為7月18日。

此個案的正閃電變化(圖 12a)與 5 月 5 日的(圖 6a)情形類似,正閃電大多集中在對流的後三分之二時段內。在對流開始發生時,正閃電次數很少,對流發展一段時間之後(約 14 時 55 分)正閃電開始增加,整體而言,負閃電或總閃電的變化很大,相對而言正閃電的變化較小。就正負閃電所佔的比例而言,在對流達最活躍之後,正閃電所佔的比例明顯增加,到 18 時 45 分以後幾乎只剩正閃電,顯然正閃電在對流的成熟期及消散期才比較容易發生。

(五) 7 月 20 日

此個案同樣是單純的午後對流個案,與 7 月 18 日的個案比較,當日最大降雨量僅 57mm,總閃電次數達 2106 次,雖然此個案的降雨量及閃電次數比較少,但是空間分布較為集中,整體而言閃電與降水在時間及空間的分布上更為一致。圖 13 顯示,主要對流發生在中央山脈以西的斜坡上,從台北到高雄沿中央山脈地形幾乎呈直線分布,LR 值高達 1.344,相關係數更高達 0.943,為表一中相關係數最高的個案。

從圖 13 各測站的時間序列圖可以看出,梅花、馬頭山、玉井及北寮四個測站(圖 13a、b、e、j)的降雨量較大也伴隨顯著的閃電,閃電持續的時間較長,但是主要降雨的生命期均不到 1 小時。合流山、萬大、溪南及溪埔等測站(圖 13g、h、i、k)雖有降雨,但是幾乎沒有閃電。王爺宮、大內及南勢角三個測站(圖 13c、d、f)雖然有很多閃電,但是降雨量很小,從空間分布圖可以看出這三個測站附近都有小範圍的閃電密集區,可能是因為閃電密集區屬於尺度較小的對流胞,小對流胞的最大降雨區沒有落在測站上,因此附近的測站只測得較小的降雨,但是在測站的 100km²範圍內仍可測得密集閃電。

以上各測站之降雨與閃電時間序列圖的分析,仍然提供與前一個案相同的訊息,即由單一測站分析閃電與降雨的關係,其間變化甚大,不易歸納出具有代表性相關性,但是比較總閃電次數與總降雨量的時間變化,其相關性就大幅增加。圖 14a 顯示,約從 13 時 25 分開始有些許閃電發生,到 13 時 50 分閃電才開始逐漸活躍起來,到 16 時 05 分閃電最活躍,5 分鐘之內的閃電可達 100 次,約 17 時以後閃電迅速減少,到 18 時 50 分閃電完全結束。相對應的降雨變化(圖 14b)顯示,在 14 時之前只有一點點降雨,約從 14 時開始總降雨量明顯增加。整體而言,本個案的總降水量變化趨勢與閃電的變化趨勢相當一致,圖 14b 可以看出,此個案的對流降水佔絕大部分,所以相關係數(Cr)高達 0.943,即使將對流降水分離出來,總對流降水的相關係數(CrC=0.951)僅略高一些。

比較 14 時之前的閃電與降雨,雖然降雨與閃電均少,不易明確分辨發生的前後順序,但是大略可以判斷閃電比較早發生,此雖與前一個案的結果不同,但是本文仍然不願輕易認定閃電比降雨早發生。根據圖 13 的閃電空間分布及間時序列圖,本文推測此個案的個別對流胞生命期較短,約在 1 小時以內,對流胞的尺度也較小,可能有些降雨落在沒有測站的地區,導致先測到閃電,再測到降雨。本文也不排另一種可能性,即此個案均屬小尺度的熱對流胞,這種午後熱對流的尺度雖小,但是對流旺盛,閃電更活躍,有可能閃電比降雨早發生。若要進一步驗證以上之論述,需要將個別對流胞分離出來配合雷達資料詳加分析,此將留待以後研究。

本個案的正閃電變化與前幾個個案類似,

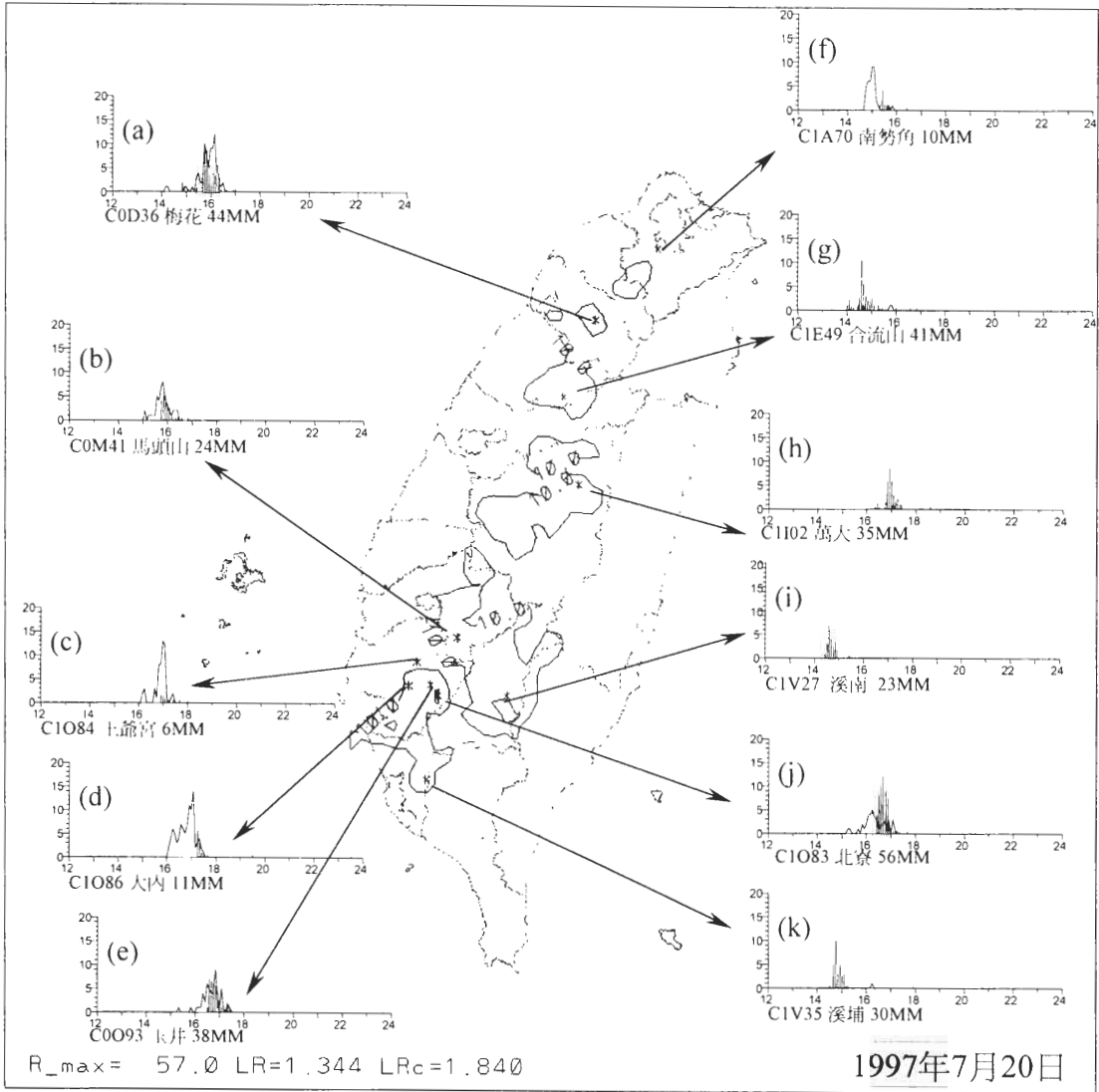


圖 13. 同圖 5，但為 7 月 20 日。

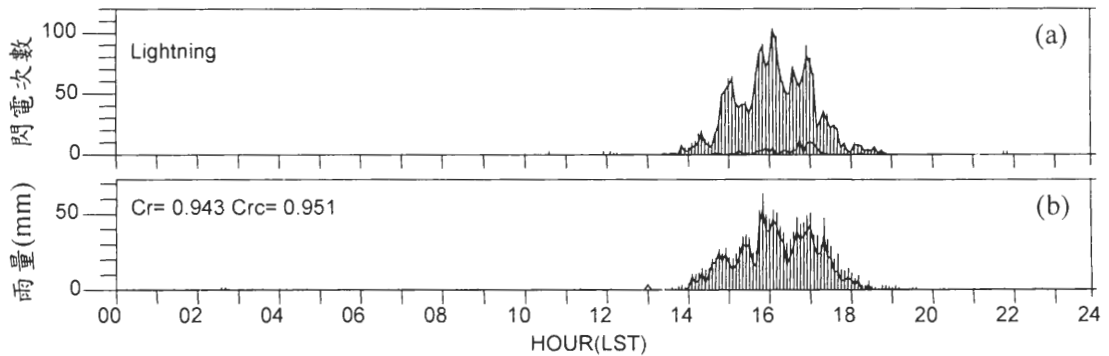


圖 14. 同圖 6，但為 7 月 20 日。

正閃電大多集中在對流的後三分之二時段內，但是此個案的正閃電約在 17 時 20 分已經完全停止，並沒有持續到整體對流結束，這一點與其他個案略有不同。

五、討 論

(一)閃電與降水量

閃電密度及頻率高的地區必然伴隨強烈對流及降水，但是降水量大的區域不一定也伴隨高密度及高頻率的閃電，因為層狀降水幾乎沒有閃電，若對流的上升速度不夠強或屬暖雲降水的對流，也可能產生很多降水但是只有很少閃電。

午後對流大多屬於單純的對流降水，其中層狀降水的比列很低，LR 值變化較小，相關係數可以高達 0.9 以上，且空間分布具有相當好的一致性，是最有可能利用閃電直接估計降水區域及降水量的降水類型。當鋒面過境時，如 6 月 11 日的個案，上述各種降水可能同時發生，LR 值的變化很大，因此不易依據閃電的密度及頻率估計降雨區及降雨強度，即使利用 LR 值大略估計對流降水量，但是仍要估計此對流降水量在總降雨量中所佔的比例。

以台灣本島上的總閃電次數與總對流降雨量在時間及空間的分布上均有好的正相關，且閃電觀測幾乎沒有時間及空間解析度的限制，因此閃電的活躍程度應該可以作為對流系統強度變化及空間分布的一種指標，可以利用即時的閃電觀測資料監測對流系統的生成、發展及移動。但是其間的相關性及 LR 值變化很大，若要應用到即時降水估計，仍有待進一步的研究。

(二)雲對地閃電與降雨的先後順序

由於閃電觀測幾乎沒有時間及空間解析度的限制，而本文所使用的雨量資料，其時間解析度為 5 分鐘，測站平均距離約 10 公里。在暫時不考慮閃電觀測的可能誤差及漏失的情形下，可以假設只要有閃電發生，一定會被觀測到，但是『第一滴雨』有可能落在沒有雨量站的地方而沒有被觀測到，所以如果閃電比降雨早發生，閃電一定會先被觀測到，但是偶而閃電先被觀測到，並不一定能代表閃電真的較早發生。即使如此，本文以每 5 分鐘發生於台灣陸地上的總閃電次數與所有自動雨量站的降水總和的時間序列圖作為比較的依據，大部份的個案均顯示降雨比閃電早發生，因此本文推測雲對地閃電相對於降雨，應該沒有先導時間。

但是一般生活經驗上的『印象』，似乎經常先看到閃電或聽到雷聲，『過一會兒』才傾盆大雨。其實山區或遠處的閃電(雷聲)可能同時已經伴隨降雨，但是對人或測站而言，需等待對流移近時，雨水降在頭頂上或是落在雨量計內才算開始降雨。因此以雨量站為中心取周圍 100km² 區域內的閃電作時間序列圖，即使以相關性最好的午後對流為例，可以發現有些測站的閃電比降雨早發生，可能是因為對流移向測站；有些測站的降雨已經結束了，閃電還延續一段時間，可能是因為移離測站的對流仍在發展。若是對流與測站擦身而過，就可能出現只有密集的閃電而沒有降雨或雨量很少的情況。況且閃電不必然只發生在旺盛的對流雲底下，也可能發生在砧形雲(anvil)底下，所以取單一測站比較閃電與降雨的相關性大多不佳。

(三)正閃電與對流系統

從個案分析可以看出，正閃電在總閃電次

數中所佔的比例很低，大多集中在對流的後三分之二時段內，在對流開始發生時，正閃電次數很少，對流發展一段時間之後正閃電開始增加。就正負閃電所佔的比例而言，在對流達最活躍之後，正閃電所佔的比例明顯增加，直到閃電活動結束為止，顯然正閃電在對流的成熟期及消散期才比較容易發生。

根據 Rutledge and MacGorman(1988)、Engholm et al.(1990)、Mohr et al.(1996)等人的研究指出，正閃電大多發生在對流系統的層雲區域，Fuquay(1982)與 MacGorman and Burgess(1994)也曾指出正閃電在對流的消散期會增加。如圖 1 之示意圖所示，正電大多分布在對流雲的上方，在對流開始發展時分布在對流雲上方的正電不易形成雲對地的閃電，待對流發展旺盛之後，高層之層雲向外擴展形成砧形雲之後，雲對地的正閃電才開始增多，即使對流達成成熟期之後開始減弱，高層之層雲仍然存在，所以正閃電次數並不一定會隨著對流減弱(負閃電減少)而迅速減少，反而在對流快要結束之前達最大值。比較前述幾個午後對流個案中，正閃電在整個對流生命期之間的變化，也頗符合以上的推論。

(四) 東部地區的閃電遠較西部少

根據陳與曾(1993)與陳(1994)的研究均顯示東部地區發生對流的頻率遠低於中央山脈以西的地區，因為對流較少，所以閃電的確非常少。由於東部地區的對流遠少於西部地區的原因不是本文探討的主題，因此本文僅以簡要定性分析，將春夏季常見的對流型態略分為鋒面對流、午後對流及颱風對流，分別討論如下：

由於鋒面大多呈東北-西南走向移近台灣，鋒前多屬西南氣流，伴隨鋒面的對流系統

大多由西面(西北或西南)移向台灣，對流系統經中央山脈加強或阻擋，主要對流系統在中央山脈西側已達成熟或消散，較少有機會移到東部地區或在東部地區被激發，所以這一類型的對流發生在東部的機會遠小於西部地區。

屬於東風型態的午後對流，大多發生在西部或西南部地區(林與郭 1995)，當風向為西南風時，北部及中部斜坡地區發生對流性降雨的頻率較高(林與陳，1996)，此類對流也會發生在東部地區，如本文之個案 5 月 5 日及 6 月 23 日兩個案，但個案較少。依林與郭(1995)的研究認為在地形的背風面有利午後對流的發展，若環境風場吹西風，則東部地區(背風面)可能有利午後對流發生，但台灣地區的夏季環境很少有西風型態，所以東部地區的午後對流也遠較西部少。

雖然大多數的侵台颱風都是由東部的海上移向台灣，颱風較早接近東部地區且東部地區屬迎風面，所以此類對流應該不會比西部少，但是伴隨颱風對流的閃電本來就很少。所以整體而言東部地區的閃電遠少於西部地區，應該是不爭的事實，但是不論個案分析或是 5 年合成的結果均顯示東部地區的閃電密度少得有點離譜，因此本文想針對東部地區閃電稀少的可能原因作初步的探討。

雖然台灣地區現有的閃電偵測系統是利用 6 個方向偵測器定位，只要有 2 個以上的方向偵測站偵測到落雷的方向，即可形成兩條直線，其交點即為落雷發生的位置(陳與曾，1982)，如果只有兩個測站測得落雷的方向時，兩測站的連線上為定位的死角。若因地形阻擋，有可能使得西部測站不易偵測東部閃電時，東部地區只剩宜蘭與台東兩個測站，東部地區恰好位在

這兩個測站的連線上，而兩點連線上為偵測死角，因此可能漏失較多閃電。所以本文推測現有的閃電偵測系統在東部地區的觀測效率 (efficiency) 較低，可能漏失較多的閃電次數，所以觀測到的閃電次數可能遠比實際發生的還少。當然也不排除東部地區的對流具有比較特殊的結構或雲物理特性，所以 LR 值總是偏低，果真如此，這更是一個值得探討的科學問題。

國外相關研究曾指出，發生在熱帶海洋上的對流所伴隨的閃電密度明顯少於發生在陸地上的對流所伴隨的閃電次數 (Rutledge et al. 1992; Zipser 1994)。因為在對流雲中有過冷水滴 (supercooled water droplets) 存在的區域內，較大顆粒的冰 (如冰雹) 及冰晶之間的碰撞，提供粒子帶電的重要分離機制 (Reynolds et al. 1957; Takahashi 1978; Jayaratne et al. 1983; Illingworth 1985; Williams 1989; Tiracubta et al. 1996)，而上升速度為提供大顆粒的冰存在對流雲內的重要因素，因此 Zipser (1994) 認為對流雲內的上升速度需達某一特定的閾值 (平均速度約 6-7m/s) 以上，此對流雲才可能伴隨大量閃電，而發生在熱帶海洋上的對流所伴隨的上升速度可能大多未達此閾值，所以發生在海洋上的對流所伴隨的閃電次數遠較陸地上者少。或許發生在東部地區的對流有可能類似 Zipser (1994) 所指的海上對流類型，所以閃電較少。

總之，針對東部地區的對流與閃電的特性，本文所要強調的兩個重點：(1) 可能現有的閃電偵測系統，在東部地區的誤差較大，則本文提供此訊息給使用者參考，此為實際作業上及資料分析時值得注意的問題；(2) 可能東部地區的對流具有比較特殊的動力結構 (上升速度較弱) 或雲物理特性 (如雲粒子不易帶電)，所以 LR

值總是偏低，這更是一個值得深入探討的科學問題。

六、結 論

不論是從日常的生活經驗或詳細的資料分析都可以推論閃電與對流降水之間會有明顯的正相關，過去由於雨量觀測資料的時空解析度遠不及閃電資料，因此很難對兩者的相關性作詳細的比對。本文利用雲對地閃電資料及密集的自動雨量站資料，分析台灣地區閃電分布特徵及閃電與降雨的關係。閃電資料幾乎沒有時間及空間解析度的限制，密集的自動雨量站可以提供每 5 分鐘降雨量的高時空解析度資料，兩者配合可以得到一些有趣且值得深思的問題，主要結論簡述如下。

- 1、閃電與對流降水之間雖然有明顯的正相關，但是其間的相關係數及 LR 值變化很大，不易直接以閃電密度估計降雨量。
- 2、閃電與對流降水之間的相關係數及 LR 值變化很大，可能是因為閃電的分布代表強對流的分布，但是並不能完全代表對流性降水的分布，因為有些對流的 LR 值雖低，也許對流較弱，上升速度未達到足以產生大量閃電的閾值，但是也可能伴隨大量降水，至於如何決定此閾值仍有待進一步的研究。
- 3、本文以每 5 分鐘發生於台灣陸地上的總閃電次數與所有自動雨量站的降水總和的時間序列圖作為比較的依據，仍然未能明確證明閃電比降雨早發生，因此推論雲對地閃電相對於降雨，應該沒有先導時間。

- 4、 東部地區的閃電密度遠少於西部地區，除了當地對流較少之氣候因素外，現有閃電偵測系統在東部地區的漏失較多也可能是重要原因之一。
- 5、 正閃電大多集中在整個對流生命期的後三分之二時段內，顯示在對流的成熟期及消散期比較容易發生正閃電。

由於傳統的降雨觀測只有時雨量資料，幾乎不可能將層狀降水與對流降水作有效的分離，本文利用每 5 分鐘的降雨資料，以簡單的降雨強度區分兩種降水，由個案分析結果顯示，分離出來的對流降水與閃電的相關性均有明顯的提昇，可見以此方法分離出來的對流降水及層狀降水具有相當程的代表性。這雖然只是一個簡單的方法，但是可以提供其他從事定量降水估計(或預報)之相關研究更精確的校驗。

午後對流為單純的中小尺度對流，常伴隨高密度的閃電，且降雨幾乎都發生在本島陸地上，配合密集的自動雨量站資料，午後對流實為研究閃電與降雨關係的最佳個案。整體而言，午後對流系統的 LR 值與相關係數均大於鋒面系統者，未來可將各類對流系統作更詳細的分類，以期能夠定量的歸納出以 LR 值作為對流強度或對流分類的一種指標。

致 謝

本研究是在國科會研究計畫編號 NSC 88-2111-M-052-002-AP6 的支助下完成；並感謝審查者所提供的寶貴意見。

參考文獻

- 林煥堯、郭鴻基, 1996: 1994 年南台灣夏季午後對流之研究。大氣科學, 24, 4, 249-280。
- 林傳堯、陳景森, 1996: 梅雨季太平洋高壓系統影響下降水與地形關係之研究。國立中央大學, 天氣分析與預報研討會論文彙編(84), 382-393。
- 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, 1-17。
- 第二組, 1994: 中央氣象局台灣西部地區自動雨量及氣象遙測系統簡介, 氣象學報, 40, 1, 47-52。
- 陳文恭, 曾憲瑗, 1992: 台灣地區閃電與雷擊之研究(I), 防災科技研究報告 81-21 號, P90。
- 陳文恭, 曾憲瑗, 1993: 台灣地區閃電與雷擊之研究(I), 防災科技研究報告 82-21 號, P84。
- 陳泰然 1994: 台灣地區梅雨季中尺度現象之氣候研究(一)。國科會研究報告 NSC 83-0202-M002-002, 112 頁。
- 葉斯隆、林映嶠與丁國平, 1998: 民國八十年台灣地區重要天氣概述, 中華民國氣象學會會刊, 第 39 期第一號, 57-73。
- Engholm, C. D., E. R. Williams, and R. M. Dole, 1990: Meteorological and electrical conditions associated with positive cloud-to-ground lightning. Mon. Wea. Rev., 118, 470-487.
- Fuquay, D. M., 1982: Positive cloud-to-ground lightning in summer thunderstorms. J. Geophys. Res., 87, 7131-7140.
- Illingworth, A. J., 1985: Charge separation in thunderstorms: Small scale processes. J. Geophys. Res., 90, 6026-6032.
- Jayarathne, R. R., C. P. R. Saunders, and J. Hallett, 1983: Laboratory studies of the charging of soft hail during ice crystal interactions. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 109, 609-630.

- MacGorman, D. R., and Burgess, 1994: Positive cloud-to-ground lightning in a tornadic storms and hailstorms. *Mon Wea. Rev.*, 122, 1671-1697.
- Mohr K. I., E. R. Toracinta, E. J. Zipser, and R. E. Orville, 1996: A comparison of WSR-88D reflectivities, SSM/I brightness temperatures, and lightning for mesoscale convective systems in Texas. Part II: SSM/I brightness temperatures and lightning. *J. Appl. Meteor.*, 35, 919-931.
- Reynolds, S. E., M. Brook, and M. F. Gourley, 1957: Thunderstorm charge separation. *J. Meteor.*, 14, 426-436.
- Rutledge, S. A., and D. R. MacGorman, 1988: Cloud-to-ground lightning activity in the 10-11 June 1985 mesoscale convective system observed during the Oklahoma-Kansas PRE-STORM project. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1393-1408.
- Rutledge, S. A., E. R. Williams, and T. D. Keenan, 1992: The Down Under Doppler and Electricity Experiment(DUNDEE): Overview and preliminary results. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 73, 3-16.
- Takahashi, T., 1978: Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1536-1548.
- Takahashi, T., 1990: Near absence of lightning in torrential rainfall producing Micronesian thunderstorm. *Geophys. Res. Lett.*, 18, 2381-2384.
- Tiracubta E.R., K.I. Mohr, E.J. Zipser, and R. E. Orville, 1996: A comparison of WSR-88D Reflectivities, SSM/I Brightness Temperatures, and Lightning for mesoscale convective systems in Texas. Part I: Radar reflectivity and lightning. *J. Appl. Meteor.*, 35, 902-918.
- Williams, E. R., 1989: The tripole nature of thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, 94, 13 151-13 167.
- Zipser E.J. 1994: Deep cumulonimbus cloud systems in the tropics with and without lightning. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 1837-1851.

A Study of the Relationship between Cloud-to-ground Lightning and Precipitation

Shi-Min Lin

Planning Division, Central Weather Bureau

(Manuscript received 10 December 1998, in final form 11 February 1999)

ABSTRACT

The cloud-to-ground (CG) lightning data from 1994 to 1998 were used to analyze the characteristics of CG lightning distribution over Taiwan area. Most of the CG lightning concentrate over northern mountain area and the western slope of the Central Mountain Rang. The result is similar to that of Chen(1994). Five cases were chosen to investigate the relationship between CG lightning and precipitation. The correlation coefficients of CG lightning and precipitation are above 0.7 for most of the afternoon convection cases, and moreover the best one is over 0.94. The activity of CG lightning can be a good index to describe the temporal and spatial distribution of the convective system. Although the dense CG lightning is closely related to the strong convection as well as precipitation, the correlation coefficients and LR values are quite variable. Therefore, the quantitative estimation of precipitation from CG lightning will be not so easy. The 5 minutes precipitation and CG lightning data were compared to distinguish if the CG lightning occurred before precipitation. The result suggests that there is no obvious leading time of CG lightning to precipitation.

A simple method was proposed to separate the convective and stratiform precipitation from the observed precipitation by using 5 minutes rainfall rate. The ratio of positive CG lightning tends to increase during the later life cycle of convective system. It is suggested that the activity of positive CG lightning tends to occur during the mature and dissipation stages. The unusually low amount of CG lightning over the Eastern Taiwan is due to the low efficiency of the current CG lightning detection system over the specific region.

Key words: Cloud-to-ground lightning, Leading time, Convective precipitation, Stratiform precipitation.