

臺灣北部午後對流閃電與綜觀氣流風向之關係

戴志輝 林得恩 賴世運

空軍氣象聯隊

(中華民國九十六年十月十四日收稿；中華民國九十七年八月十四日定稿)

摘 要

午後對流之生成、移動及演變是中小尺度天氣現象，無論是主觀或模式客觀預報，目前台灣地區都沒有預報度可言。過去研究指出，地形阻擋對盛行氣流的動力效應，除了在背風面造成局部合流之外，相對於地形的風向變化，也會使局部合流的位置改變；而在作業經驗中，午後對流經常出現的位置，也往往與相對於中央山脈的盛行風向相關。本文分析 2004 至 06 年間臺灣電力公司「整合型閃電偵測系統 (Total Lightning Detection System, TLDS)」的雲中、雲間及雲對地閃電資料，並應用過去研究中被強調的局部動力因素，以探討臺灣北部夏季午後對流閃電與綜觀氣流風向之間的關係。

資料分析結果顯示：(一)午後對流閃電日數以雪山山脈左側、高度約海拔 500 公尺的山坡最多；(二)午後對流閃電日數在七、八月份最多、九月份最少；(三)在本文所定義的午後對流個案中，雖然部份個案的雲對地閃電次數極少，甚至不會出現雲對地閃電，但仍然伴隨大量的雲中與雲間閃電，這個現象說明了在討論與對流相關的議題時，一併分析雲中及雲間閃電的重要性；(四)午後對流閃電經常發生的位置，在五至九月間有隨季節逐漸沿著雪山山脈左側向西南轉移的特徵；(五) 925 hPa 盛行偏南風時，雪山山脈左側是有利於午後對流閃電出現的位置，進一步分析風向，在 925 hPa 盛行西南風，且 500 hPa 的導引風為西南風時，午後對流閃電多半分布在 121.4 °E 以東，當 925 hPa 盛行東南風，且 500 hPa 的導引風為東南風時，午後對流閃電多半分布在 121.4 °E 以西。

關鍵字：雲中閃電、雲間閃電、雲對地閃電、整合型閃電偵測系統(TLDS)。

一、前言

午後對流是臺灣地區夏季常見的天氣系統。當對流發展成爲雷暴，除了瞬間暴雨所可能造成的災害之外，其所伴隨的閃電、風切、低雲幕、低能見度等天氣現象，對於地面機電設備及航空安全的威脅也極大。午後對流的時、空間尺度相對其他天氣系統較小，可預報度較低，在面對午後對流的潛在威脅時，預報人員的作業重心多以即時的診斷與預警爲主。例如空軍利用 NOAA 衛星，反演午前環境大氣垂直溫、濕剖面及穩定度，彌補傳統探空在時、空間上的不足，提供了午後對流熱力環境潛勢診斷的可行方法（李等 2005）。閃電資料也可運用於降水參數的即時診斷，如洪(2002)針對 1999 年 8 月 27 日至 29 日連續發生於北部山區之午後對流個案，分析雲對地閃電及雷達回波，得到閃電頻率峰值和最大垂直液態水總含量(vertical integrated liquid, VIL)的相關係數可達 0.8 以上；林(1999)分析五分鐘雲對地閃電發生頻率與自動雨量站的五分鐘累積雨量，也建議對流降雨與閃電間有明顯正相關，且午後對流降雨與閃電的相關係數可達 0.7 以上；又氣團雷雨-10 °C 高度上強度 40 dBZ 的回波約領先雲對地閃電 7.5 分鐘(Gremillion and Orville 1999)，而雲對地閃電多半伴隨 6 公里高度上強度達 35dBZ 的大區域回波出現(Toracinta et al. 1996)。儘管閃電與降水的物理過程不同，但至少在定性上，午後對流、雲對地閃電與降雨參數之間的關連性是已經被建立起來的。

歷史資料所呈現的氣候特徵，也是預報午後對流所必須具備的重要背景知識。陳(1994)運用臺灣電力公司舊型的閃電觀測系統(lightning location system)資料，分析三(1991-93)年暖季(五

至九月)閃電空間與時間分布的氣候特徵，主要結論包括暖季閃電大多出現於午後，分布在中央山脈左側海拔約 200~1000 公尺的坡地上，且北部是主要的三個分布中心之一；林 (1999)分析五(1994-98)年台電閃電資料，認爲陸上閃電主要發生在暖季(五至九月)，而極大值在七月，出現時段以 13 至 21 LST 之間爲主，且在該文所定義的午後對流個案中，有利的天氣系統是相當多樣的，副熱帶高壓、鋒面接近、熱帶(南方)雲系等都是有利的環境；而 Chen and Chen (2003)認爲五至八月份在季節上應細分爲春季轉換期、梅雨期及夏季，西南季風低層高濕靜能與潛在不穩定的大氣環境，使臺灣地區在這幾個月裡經常出現午後對流性陣雨，位置多半分布在中央山脈左側迎風面以及西半部平原；此外，Chen et al. (2007)指出在西南季風盛行的六至八月份期間，日出後沿淡水河與基隆河谷進入台北盆地的潮濕海風，受城市熱島效應加熱，並與來自於盆地南側因地坡地降雨引起的下坡風輻合，是台北盆地內發展午後雷雨的機制，尤其近十餘年來快速都市化的結果，使盆地內午後雷雨的頻率及雨量均增加。

在航空氣象的實作上，由於航空器對午後對流所伴隨的天氣現象甚爲敏感，且有嚴格的作業標準，基於飛行安全及成本考量，往往在任務規劃階段，就有精確的預報需求，而氣候特徵與數值模式的預報度均有限，所以熟悉午後對流的發展過程與條件，進而從數值天氣預報的結果中辨認出可能的機制，也應是預報流程中重要的一環。

Crook (2001)的線性理論認爲，一個橢圓形的平坦獨立島嶼，本身就是很好的熱源，在地表加熱量足夠時，若大氣穩定度偏小、盛行風力微弱(Froude number 約爲 1)，熱力對流將會在島嶼

的下風處發展，尤其是在盛行風向越平行於地形長軸的情形下，熱力對流發展越強。Crook (2001) 同時也以位於澳洲北方的 Tiwi Islands 為背景進行了數值模擬，結果建議，對流的發展除了具備線性理論所呈現的特徵之外，其強弱、時間及位置還會受到低層水氣含量增減的影響；當地表加熱驅動海風環流建立，熱力對流會在兩側向內陸推進的海風鋒面之間出現，水氣量較多時，伴隨提早發展的內陸熱力對流的冷池(cold pools)會延遲海風鋒面推進，除了激發新的對流之外，也使得整體對流分布範圍較廣。前述論證足以說明地表加熱是島嶼雷暴發生的必要條件。

臺灣也是橢圓形島嶼地形，然而起伏劇烈的中央山脈地表造成地表加熱與氣流走向的複雜度。首先，山脈的高度使得海風環流不太可能在島嶼內部輻合，但谷風環流卻會被建立起來；其次，夏季副熱帶高壓與季風槽的調整，使得臺灣附近的低層盛行風向，從接近平行於山脈的西南風到和山脈垂直的東風都會出現，以平均 3000 公尺的山脈高度而言，西南及東風所伴隨的流型(flow regime)迥異(Bauer et al. 2000)。所以，將 Crook (2001)的結論直接應用於臺灣地區，應還需加入其他因素的修正，特別是在中央山脈地形影響下，氣流過／繞山、合／分流的局部動力效應。

Chen and Lin (1997)以合成的對流不穩定偏南風環境，模擬在中央山脈阻擋效應下，低層氣流在山脈南端分流後，沿著地形等高線向北，再於山脈北端合流，並與地表加熱差異所引起的上坡風輻合，致臺灣北部是容易發展午後對流的區域之一；又林與郭(1996)使用 RAMS 模擬 1994 年 7 月 5 日南部午後對流個案，是地表加熱後的過山東風與山脈左側上坡風輻合所引起的，而海風及南側繞山氣流提供再激發的環境，使整體午

後對流的生命期延長。模式彌補觀測之不足，建立綜觀天氣系統、地形與熱力效應之間相互影響的複雜概念模式，具體化午後對流的演變過程；但這些結果也顯示出，臺灣地區午後對流的發展，不僅是與溫度、溼度、穩定度及熱力局部環流等相關的熱力問題，更是與綜觀氣流受地形影響相關的動力問題。

在常態的天氣守視作業中，午後對流經常出現的位置，往往與相對於中央山脈的盛行風向相關，且隨月份有所變動。這種經驗的適切性似乎是被過去研究所支持的；夏季由副熱帶高壓引入臺灣附近的盛行氣流風向，隨著副熱帶高壓的調整，具有隨季節改變的氣候特徵(Chen and Chen 2003)，因此，這股盛行綜觀風場受到中央山脈的變形影響，也應有氣候的特徵可循；就理論來說，在地形長寬比為 5、Fr (Froude number)為 0.22 的條件、即類似臺灣夏季的環境下，盛行氣流的方向會影響背風面氣壓場、風場等分布位置，且 Ro (Rossby number)越大，影響程度越明顯(Koffi et al. 1998，參考該文圖 5、7)；而從天氣分析的角度而言，林 (1995)調查五至六月份弱綜觀環境下($Fr \leq 0.2$)，3 公里以下風場與台灣地區的降雨分布之相關性，在所選定的 37 天個案裡，當盛行風為東南風時，西北部是最高頻的分布區之一，當盛行風為南風時，台北盆地發生頻率最高，而在盛行風為西南風時，高頻降雨區之一位於北部海拔 500 公尺的山坡上，且呈現西南—東北走向；林 (1995)甚至將各種風向的個案合成，利用水平及勻滑後地形皆為 5 公里解析度的非靜力模式進行模擬，結果顯示在東南、南及西南風環境下，背風面的輻合與降雨帶的分布，分別會出現在西北部、台北盆地及北部坡地向東延伸至東北部(林 1995，參考該文圖 4.2.4 至圖 4.2.6)；以上皆說明

背風面風場和地形之間應該有固定的關係—即地形阻擋效應造成背風面的局部合流，可以成爲午後對流發生的有利動力條件，而且相對於地形的盛行風向變化，引起局部合流的位置隨之改變，也會使午後對流出現的位置改變。

本研究將分析台灣電力公司「整合型閃電偵測系統(Total Lightning Detection System, TLDS)」所記錄的各種型態閃電資料，並應用部分研究結果中被強調的局部動力因素，歸納伴隨午後對流的閃電與綜觀氣流風向之間的相關性，以建立例行作業可參考的概念模式，但本文暫僅針對臺灣北部進行分析。第二節說明個案選擇的原則，以及午後對流閃電日數的空間分布；第三節針對包括午後對流閃電的資料特性、午後對流閃電隨季節轉移的空間分布特徵，以及與綜觀氣流場的調節等進行分析與討論；第四節爲結論。

二、個案選擇與午後對流閃電日數空間分布

(一) 午後對流個案選擇的原則

伴隨雷雨胞生命週期的閃電活動，有一定的階段性發展過程—在初生及發展期，是雲中(intra-cloud, IC)及雲間(inter-cloud, IC)閃電密集發生的階段，在雷雨胞的成熟期，雲中及雲間閃電頻率達到最高，此時雲對地(cloud to ground, CG)閃電開始出現，在雷雨胞的衰退期，雲對地閃電頻率達到最高，反而雲中及雲間閃電迅速減少；在伴隨雷雨胞的閃電活動中，雲中與雲間閃電經常佔了絕大多數，雲對地閃電往往僅佔全部閃電次數的 1 至 10%而已(Liao and Wang 2006)。

台電舊型的閃電偵測系統以偵測雲對地閃電爲主。一般而言，對流越劇烈閃電頻率越高，若

雲對地閃電次數夠多，就可以將閃電頻率與其他觀測資料做關聯，但若次數較少，頻率分析就變的較不可行；例如林(1999)表列（參閱該文表一）出午後對流降雨個案間的閃電次數、位置、強度及持續時間差距頗大，針對高閃電次數個案，以五分鐘的閃電頻率，才能有效地聯結出閃電頻率與降雨之間的關係。而 2002 年建置完成的 TLDS，可以記錄到雲中、雲間及雲對地閃電發生的時間、經緯度與及型態（TLDS 定義了 type 0 至 5 等六種型態，其中 0 爲雲中放電，1、2 及 3 分別爲雲間放電的起點、中間點及終點，4 爲雲對地放電，5 是在雲對地閃電通道中的放電次數），相較於舊系統，TLDS 也可以偵測到在對流發展前期大量的雲中及雲間閃電，這意味著即使對流還未發展到成熟階段，也不會因雲對地閃電還未密集發生而被偵測系統遺漏。經由 TLDS 資料與降雨量相關性之探討(Liao and Wang, 2006)，我們認爲 TLDS 可作爲本文探討午後對流系統的參考。

爲了個案挑選的進行，本文先對 120.5 至 122.0、24.5 至 25.5 之間的範圍（圖 1）進行閃電

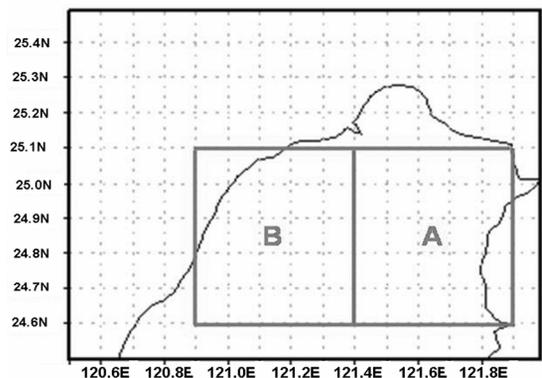


圖 1 個案選擇時所選取的分析範圍，及本文所定義的北部地區（紅色框）。東、西爲分析各月份平均標準化閃電次數百分比值時所區分的區域。

次數分析，並將每一天都區分為本地時間 00 至 06 LST、06 至 12 LST、12 至 18 LST 及 18 至 24 LST 等第一至第四個時段，再分別累積各時段內的閃電次數。分析所使用的閃電型態包括 type 0、1 及 4。捨棄 type 2、3 及 5 的理由，是因為它們對於雲間及雲對地閃電「發生次數」的計算並無實質幫助（一次雲間閃電應包括 type 1、3 各一筆，以及零至數筆以上的 type 2；一次雲對地閃電也可能包含一筆或一筆以上的 type 5）；而(type 0 + type 1)與(type 0 + type 1 + type 4)之和分別表示成 type 01 與 type 014。

本文針對 2004 至 06 年間五至九月共計 459 天的 TLDS 資料進行分析。而午後對流個案成立的原則，除了 type 014 一定要在第三時段內出現在陸地上之外，也必須滿足以下各條件：(一)在第一及第二時段內必須沒有自海面上移向陸地的記錄，以排除直接受鋒面或颱風等其他天氣系統影響的個案；(二)如果第三時段內在海面上也有記錄，這些記錄必須是自陸地上移出去的；(三)進入第四時段後陸地上仍有記錄的個案也要加以探討（但若僅在第四時段內的陸地上有記錄，則可能是受其他較為複雜的機制激發，這類個案均去除）；(四)過去研究指出暖季午後對流多發生在中央山脈左側坡地（陳，1994；Chen and Chen，2003），故去除單獨發生於宜蘭及陽明山地區的個案。根據這些原則與條件，所挑選出的個案數為 96 天（表一）。少數在第二時段接近中午就有記錄，且持續至第三時段的個案也一併被討論。

在這 96 天當中，type 014 總次數為 316,289 次，佔全部 459 天的 type 014 總次數 389,953 次的 81.11%，表示在這三年五至九月裡的閃電，有超過 81% 是來自於滿足本文定義的午後對流，而在其他天氣系統影響下的 363 天之中，type 014

總數僅佔不及 19%，所以依據本文定義所選出的個案應具有充分的代表性。

(二) 午後對流閃電的空間分布

根據所選出的 96 個午後對流個案，以 1 為單位（1 是 TLDS 在 250 偵測範圍內定位的最大誤差），計算在每 1 內出現 type 014 的日數（只要是某一日在 1 內出現至少一次閃電，這個 1 的單位在該日就算是有閃電日）。定性的分析結果顯示，三年的夏季午後對流閃電日數（圖 2a），以雪山山脈左側、高度約海拔 500 公尺的山坡最多，分布主軸大致平行於地形等高線，並由山坡分別向平地及高海拔區遞減，此與累計雲對地閃電次數所呈現的特徵（陳，1994）相近；此外，三年累積超過 30 天的分布位置以桃園縣境內山區為主，超過 20 天的分布位置多半集中於臺北縣西南側、桃園及新竹縣山區，大於 10 天的分布位置則幾乎涵蓋了北部四縣市大部分區域，而海岸線大致上是大大於 7 天的分界線；此外，海面上的日數雖然多在 7 天以下，但有兩個分支分別向東北及西北部外海延伸。

本文亦依月份區分午後對流閃電日數。五月份（圖 2b）最大日數為 8 至 10 天，分布在台北及桃園縣山區，另有 2 至 3 天向東北方延伸至外海，六月份（圖 2c）最大日數為 7 至 9 天，分布位置向西南移動至桃園及新竹縣山區，2 天以下的範圍略向平地外擴，七及八月份（圖 2 d、圖 2e）是午後對流閃電最活躍的兩個月份，最大日數均達 15 天，範圍包括北、桃、竹海拔 1000 公尺的山區至 200 公尺以下的平地，3 天以下的分布範圍更幾乎涵蓋了除東北角以外的四縣市山區、平地及近海，而九月份（圖 2 f）午後對流閃電最不活躍，分布範圍縮小許多，最大日數 5 天

表一 2004 至 2006 年臺灣北部夏季午後對流個案

一	二	三	四	五	六	七	八	九	一	二	三	四	五	六	七	八	九
1	1	2004	5	8	154	15	91.12	8.876	81	19	2006	7	10	8208	3532	69.91	30.39
2	2	2004	5	12	705	9051	7.226	92.77	82	20	2006	7	17	3383	3433	49.63	50.37
3	3	2004	5	13	574	8315	6.457	93.54	83	21	2006	7	27	64	2	96.97	3.03
4	4	2004	5	16	26	1297	1.965	98.03	21	1	2004	8	1	67	70	48.91	51.09
5	5	2004	5	27	82	217	27.42	72.58	22	2	2004	8	2	2517	1729	59.28	40.72
6	6	2004	5	29	5457	2624	67.53	32.47	23	3	2004	8	3	2254	284	88.81	11.19
7	7	2004	5	30	3091	12741	19.52	80.48	24	4	2004	8	4	1168	2257	34.1	65.9
8	8	2004	5	31	2761	14184	16.29	83.71	25	5	2004	8	14	380	501	43.13	56.87
36	9	2005	5	16	76	158	32.48	67.52	26	6	2004	8	17	16	489	3.168	96.83
37	10	2005	5	18	1363	4138	24.78	75.22	27	7	2004	8	19	8	857	0.925	99.08
38	11	2005	5	23	16	397	3.874	96.13	28	8	2004	8	20	11965	12378	49.15	50.85
39	12	2005	5	27	1	341	0.292	99.71	29	9	2004	8	21	1441	1563	47.97	52.03
69	13	2006	5	4	1817	1510	54.61	45.39	30	10	2004	8	30	20	236	7.813	92.19
70	14	2006	5	22	44	130	25.29	74.71	31	11	2004	8	31	258	632	28.99	71.01
71	15	2006	5	23	212	543	28.08	71.92	56	12	2005	8	14	3049	33	98.93	1.071
9	1	2004	6	1	215	681	24	76	57	13	2005	8	15	638	2	99.69	0.313
10	2	2004	6	23	460	1466	23.88	76.12	58	14	2005	8	17	174	11	94.05	5.946
11	3	2004	6	24	9	92	8.911	91.09	59	15	2005	8	18	916	595	60.62	39.38
40	4	2005	6	12	35	119	22.73	77.27	60	16	2005	8	19	27	753	3.462	96.54
41	5	2005	6	13	279	342	44.93	55.07	61	17	2005	8	20	59	81	42.14	57.86
42	6	2005	6	14	11	76	12.64	87.36	62	18	2005	8	21	18	116	13.43	86.57
43	7	2005	6	17	0	123	0	100	63	19	2005	8	23	133	134	49.81	50.19
44	8	2005	6	23	47	132	26.26	73.74	64	20	2005	8	24	1775	880	66.85	33.15
45	9	2005	6	26	410	735	35.81	64.19	65	21	2005	8	26	900	2	99.78	0.222
46	10	2005	6	27	854	102	89.33	10.67	66	22	2005	8	27	133	25	84.18	15.82
47	11	2005	6	29	662	0	100	0	84	23	2006	8	4	286	745	27.74	72.26
48	12	2005	6	30	4777	1670	74.1	25.9	85	24	2006	8	5	287	48	85.67	14.33
72	13	2006	6	19	1499	327	82.09	17.91	86	25	2006	8	6	81	22	78.64	21.36
73	14	2006	6	20	1466	528	73.52	26.48	87	26	2006	8	23	2	193	1.026	98.97
74	15	2006	6	22	1584	1912	45.31	54.69	88	27	2006	8	27	1897	3648	34.21	65.79
75	16	2006	6	27	5688	3689	60.66	39.34	89	28	2006	8	31	150	0	100	0
76	17	2006	6	28	3866	2780	58.17	41.83	32	1	2004	9	9	843	105	88.92	11.08
77	18	2006	6	29	1086	167	86.67	13.33	33	2	2004	9	14	779	578	57.41	42.59
78	19	2006	6	30	400	51	88.69	11.31	34	3	2004	9	15	263	60	81.42	18.58
12	1	2004	7	8	239	6476	3.559	96.44	35	4	2004	9	17	1204	30	97.57	2.431
13	2	2004	7	11	141	167	45.78	54.22	67	5	2005	9	25	142	220	39.23	60.77
14	3	2004	7	15	149	15	90.85	9.146	68	6	2005	9	26	138	6	95.83	4.167
15	4	2004	7	16	2502	3196	43.91	56.09	90	7	2006	9	2	511	55	90.28	9.717
16	5	2004	7	17	697	3	99.57	0.429	91	8	2006	9	3	206	183	52.96	47.04
17	6	2004	7	19	8140	829	90.76	9.243	92	9	2006	9	4	1391	1192	53.85	46.15
18	7	2004	7	28	6608	201	97.05	2.952	93	10	2006	9	5	2	206	0.962	99.04
19	8	2004	7	29	1913	1024	65.13	34.87	94	11	2006	9	7	214	39	84.58	15.42
20	9	2004	7	30	47	1227	3.689	96.31	95	12	2006	9	8	852	32	96.38	3.62
49	10	2005	7	1	4274	2015	67.96	32.04	96	13	2006	9	12	602	153	79.74	20.26
50	11	2005	7	7	1965	505	79.55	20.45									
51	12	2005	7	8	8028	2511	76.17	23.83									
52	13	2005	7	12	193	231	45.52	54.48									
53	14	2005	7	13	624	977	38.98	61.02									
54	15	2005	7	21	126	15	89.36	10.64									
55	16	2005	7	22	644	9	98.62	1.378									
79	17	2006	7	2	338	661	33.83	66.17									
80	18	2006	7	3	376	397	48.64	51.36									

註：

欄位一為個案編號；欄位二為各月份個案編號；欄位三、四、五分別為個案之年、月、日；欄位六、七分別為該個案第三時段內在西、東區的總閃電數；欄位八、九分別為在西、東區的標準化閃電次數百分比值，欄位八、九黑色粗框所標示者為西區百分比值高於東區百分比值之個案。

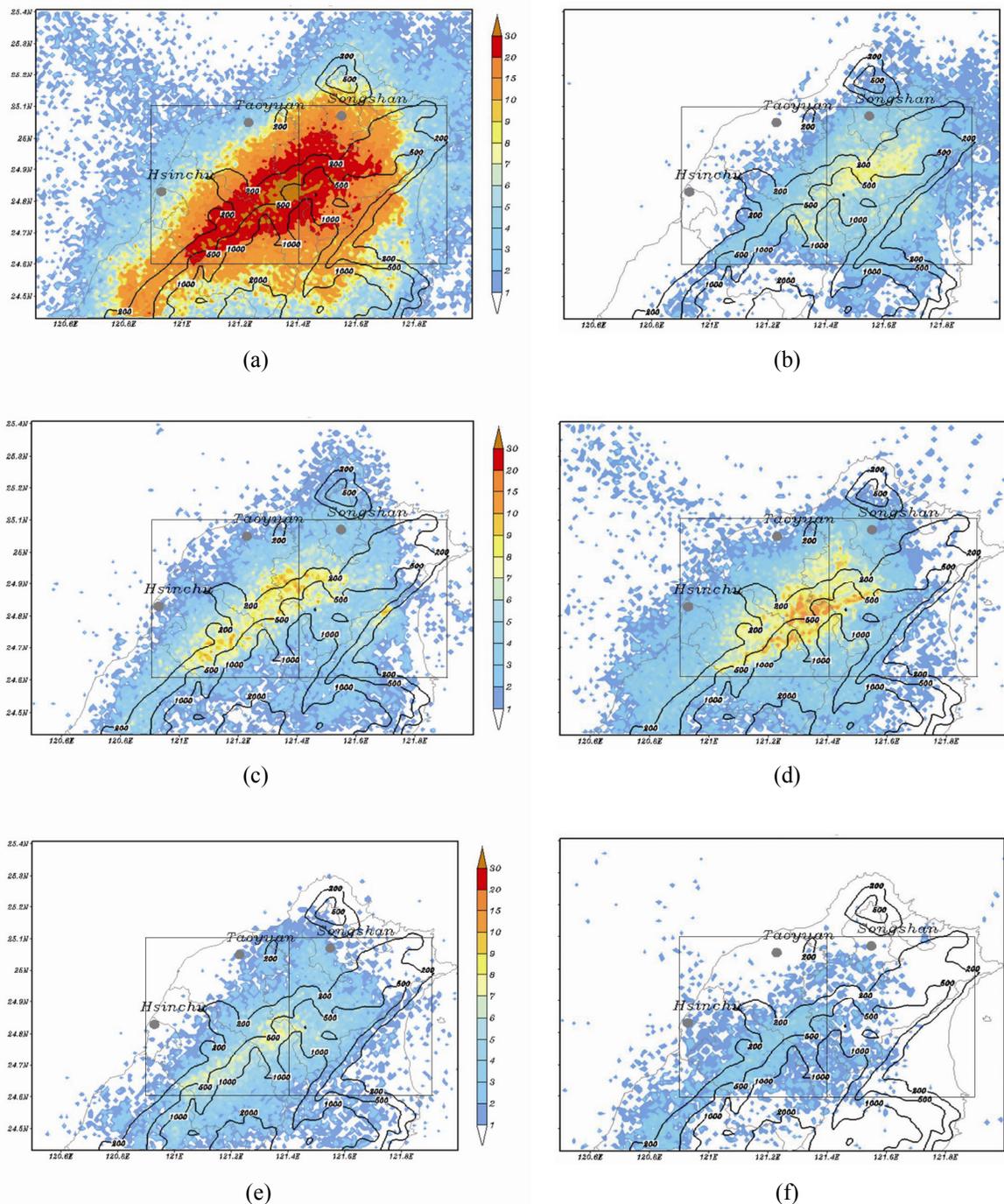


圖 2 臺灣北部 (a) 五至九、(b) 五、(c) 六、(d) 七、(e) 八及 (f) 九月份午後對流出現天數 (色階) 的時、空分布 (不含一天以下)。各圖粗黑實線分別為海拔 200、500 及 1000 公尺高度，灰色框為本文所定義的北部地區。

為最少。對北部三個主要機場（桃園及大園機場因距離接近，視為同一處）而言，午後對流閃電日數以松山機場最高，新竹及桃園機場次之，且影響松山機場多發生於五至八月份，影響桃園機場多半出現在六至八月份，影響新竹機場則多出現在七至九月份。

由於臺灣地區大氣的潛在不穩定度，自五月進入梅雨季起逐漸增加，在盛夏的七、八月最大，而在九月進入西南—東北季風的轉換期後迅速減弱（Chen and Chen 2003，參考該文圖 2），因此，分析所得之夏季北部地區各月份的午後對流閃電日數的增減，應與大氣潛在不穩定度的變化密切相關；然而仔細觀察各月份最大日數的分布區域，在五月份位於台北市東南至南側山區（圖 2b），七至八月份分布在北、桃、竹山區（圖 2d、圖 2e），九月份以桃園及新竹縣山區為主（圖 2f），也就是午後對流閃電經常出現的位置，在五至九月間有逐漸隨季節沿著雪山山脈左側向西南轉移的現象。此現象可能是熱力條件以外的其他因素所致，其原因將在下一節詳細探討。

三、分析與討論

（一）午後對流閃電的資料特性

既然午後對流閃電的分布與雪山山脈關係密切，在個案挑選出來之後，本文另外針對 120.9°E 至 121.9°E 、 24.6 至 25.1°N 之間、即涵蓋了雪山山脈的區域（圖 1 紅色框）進行討論。經計算該區域午後對流個案 type 014 的總次數為 254,516 次，佔全部 459 天 type 014 總次數 288,821 次的 88.1%，所以此區域內午後對流閃電的重要性，較圖 1 全部範圍內更為明顯，本文後續稱此區域為「北部地區」。

圖 3 是北部地區 type 01 及 type 4 的累積次數與頻率，其中藍及紅色線代表全部 459 天的每日 type 01 及 type 4，青及黃色線代表午後對流個案的每日 type 01 及 type 4。比對青及藍色兩條線分布趨勢，由於青色線完全落在分布圖的右半（高累積次數）側，表示午後對流個案的 type 01 均多（101 次以上），又二者在次數越大（如大於 501 次以上）處幾乎重合，表示在全部 453 天裡的高

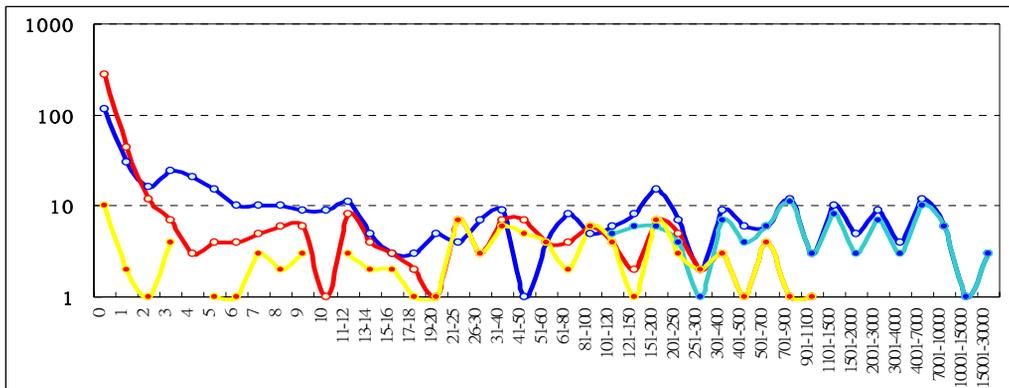


圖 3 午後對流個案（青及黃色分別為 type01 及 type4）與全部 459 天（深藍及紅色分別為 type01 及 type4）之累積閃電次數—頻率。橫座標為累積閃電次數，縱座標為出現天數（對數座標）。

type 01 日幾乎都是午後對流個案，由其他天氣系統造成北部地區出現大量 type 01 的機會並不多；而比對黃及紅色兩條線的分布趨勢，則黃色線完全落在分布圖的中左半（低累積次數）側，表示午後對流個案的 type 4 均偏少（0 至 1100 次以下），但二者也呈現在次數越大（如大於 19 次以上）處幾乎重合的趨勢，同樣也可以解釋為其他天氣系統造成北部地區出現較多 type 4 的機會極少。總之，在五至九月間，北部地區大部份的閃電，都是由午後對流所引起的。

本文亦比較了在所有午後對流個案裡，type 4、type 014 總數的差異，以及二者之間的百分比值（圖 4）。其中完全沒有 type 4 出現的日數達到 10 天，其對應的 type 01 最少為 101 次，最多為 8828 次，代表本文若僅分析雲對地閃電，至少會遺漏 10 個個案，其中甚至包括一些範圍夠大或時間夠久、但並未發展成熟的個案；又 type 4 出現 10 次以下的日數達 27 天，這些個案也可能在雲對地閃電頻率分析時，因高、離峰特徵不明顯而被踢除；以上再次說明利用閃電資料來討論與對

流相關的議題時，同時分析雲中及雲間閃電的重要性，而過去聯結雲對地閃電與其他觀測資料所得到的結論只能代表深對流的狀況。此外，type 4 與 type 014 的百分比值介於 0 至 26.5%，其中有 19 天的比值大於 10%，有 6 天小於 1%，因此 type 4 和 type 014 之間的百分比值不在經驗範圍（1 至 10%）內的共計有 35 天，已超過午後對流個案的三分之一；不過由於閃電的頻率在不同的個案間可以有極大差異（洪，2002），修正經驗值範圍的必要性可以再討論。

(二) 隨季節轉移的空間分布特徵

一般在討論午後對流的大氣環境時，焦點會放在有日夜變化特徵的因素上，例如在某些夏季台北盆地午後對流事件中，海風環流的建立對於對流初生及移動相當重要(Chen and Chou 2006)，長期的地面觀測平均也顯示海風環流的發展與台北盆地午後降雨密切相關(Chen et al. 2007)，又如個案模擬強調山脈左側上坡風與海風提供了激發環境（林與郭 1996）。然而在圖 2b

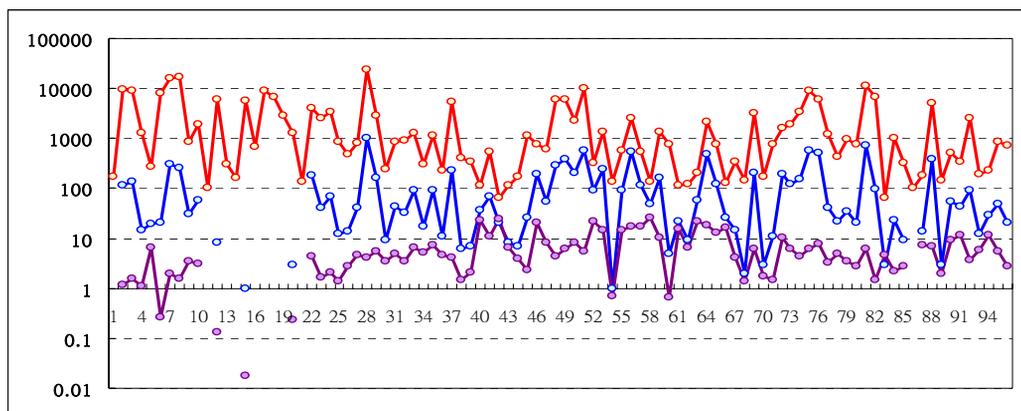


圖 4 午後對流個案的 type4、type014 及其比值 (%) (分別為深藍、紅及紫色)。橫座標為個案編號 (表一)，縱座標已取對數刻度，致部份個案資料落點因數據為 0 而無法相連。

至圖 2f 中，午後對流閃電日數較多的位置，在五至九月間的轉移現象，顯示可能還有超越日夜變化尺度的因素，也在影響著午後對流。為了量化這個現象，首先將包括北部地區，以 121.4°E 為界，將 120.9 至 121.9°E 、 24.6 至 25.1°N 之間的區域，區分為面積相等的東、西兩塊區域（圖 1 紅色框所示），先計算出所有個案在東、西兩塊區域內的閃電次數（表一第六、七兩欄），逐一標準化並轉換為百分比之後（表一第八、九兩欄），再計算出各月份或各季所有個案的平均值（後續簡稱為月或季平均百分比值）。由於閃電次數在個案間的離散程度極大，例如 2004 年 5 月 30 日高達 15,832 次，而 2005 年 7 月 17 日僅有 700 次，若僅是加總所有個案總閃電次數，則一般強度個案的個別特徵將無法被突顯出來，所以標準化將使午後對流閃電不再有強弱之分，每一天都有相同的重要性。

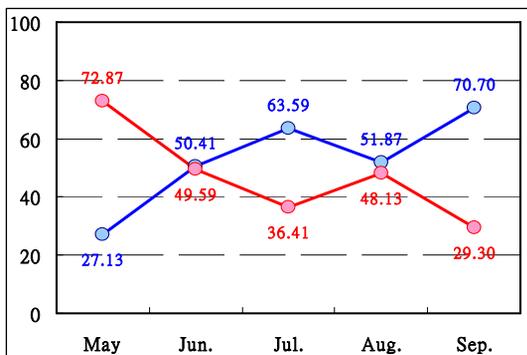
月平均百分比值（圖 5a）顯示五月份在東區的百分比值達 72.9，而西區的百分比值僅 27.1，顯見五月份午後對流閃電大多分布於 121.4°E 以東；在九月份，東區的百分比值僅 29.3，反而是西區百分比值升高至 70.7，即九月份的午後對流

閃電分布多半偏 121.4°E 以西；而在六及八月份，東、西區的百分比值差距都在 5 以下（六月份在東、西區分別為 49.6 及 50.4，八月份東、西區分別為 48.1 及 51.9）；至於在七月份，兩區的百分比差值為 27（在東區為 36.4、西區為 63.6）。換言之，北部地區午後對流閃電分布位置的確存在轉移的現象—在五月份偏東、九月份偏西，而在六至八月間變動雖然較大但仍以偏西為主。

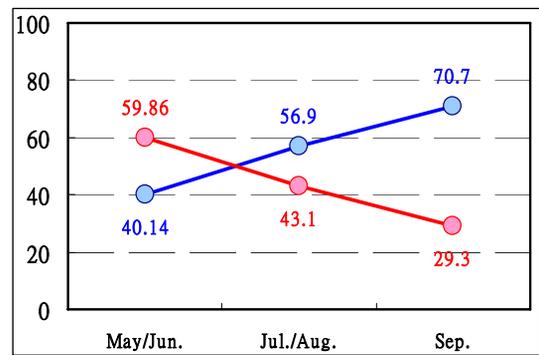
由於調查對象只涵蓋三年，有可能在逐月分類時形成變動性，因此本文依循 Chen and Chen (2003) 及一般認為五、六月份為台灣地區梅雨季的概念，分析東、西區的季平均百分比值（圖 5b）。由於梅雨季東、西區的百分比值分別為 59.86 及 40.14，夏季東、西區的百分比值分別為 43.1 及 56.9，而在季風轉換期分別為 29.3 及 70.7，所以北部地區午後對流閃電分布位置，不但存在轉移現象，而且是隨季節轉移，即在梅雨季偏東，在夏季略偏西，而在季風轉換期偏西。

(三) 綜觀氣流場的調節

由於所挑出的個案閃電次數均多（圖 3、4），本文假設所有個案的熱力條件都足夠，因此可將



(a)



(b)

圖 5 東（紅色）、西（藍色）區域內的(a)逐月、(b)逐季節平均標準化閃電次數。縱座標為百分比值。

午後對流閃電位置轉移的原因，聚焦為動力上的探討，以了解午後對流的行為受環境氣流場調節的程度。然而有三件事情必須先說明：(1)雖然林(1995)的結論是根據梅雨季弱綜觀環境下的分析結果，但在副熱帶高壓影響下，且低層盛行風向接近平行於中央山脈時，大氣環境的條件(Fr 值)應類似於該文的分析對象，因此該文結論應可適用於整個夏季；(2)由於不易分辨任何一筆閃電記錄究竟來自於哪一個對流胞，本文視第三時段內不斷演變的多胞對流所伴隨的閃電為一體，並探討其與 925 hPa、500 hPa 風向之關係；(3)雖然轉移現象是季節性特徵，但副熱帶高壓及季風槽的強度與位置仍具有逐月差異性，因此動力條件的討論仍以各月份為對象。在前述三項前提之下，本文將每月平均標準化閃電次數偏東、西區分布的個案，利用水平解析度為一個經緯度的 NCEP 再分析資料分別加以合成，據以分析環境氣流場的特徵。

圖 6 是五月份東區百分比值大於西區百分比值(之後均簡稱東>西)個案(全部 15 天中佔了

12 天)的合成天氣圖，圖 7 是九月份西區百分比值大於東區百分比值(之後均簡稱西>東)個案(全部 13 天中佔了 11 天)的合成天氣圖。五月份臺灣地區正處於梅雨季前期，當梅雨鋒面即將自華南移出、但尚未接近臺灣地區之前，副熱帶高壓脊線及鋒面分別位於臺灣東、西兩側，且均呈東北-西南方向，925 hPa 盛行西南風(圖 6a)；在 500 hPa，由於副熱帶高壓脊線位於巴士海峽，盛行氣流也是西南風(圖 6b)。而九月份的天氣系統與五月份差異極大；在 925 hPa，大陸高壓出現，副熱帶高壓位置東退，微弱鋒面分別位於二者之間以及華北，臺灣位於中緯度鋒面與南海熱帶系統之間的低壓帶內，盛行偏南風(圖 7a)；在 500 hPa，臺灣位於伸向華南的副熱帶高壓脊線南側，盛行東南風(圖 7b)。

六月份剛好是梅雨季後期與夏季的轉換期。圖 8a、圖 8b 合成自六月份東>西的個案(全部 19 天中佔了 9 天)，天氣型態仍和五月份相當類似，只不過 925 hPa 梅雨鋒面已北抬至華北，副熱帶高壓脊線伸向呂宋島，不論在 925 hPa 或 500

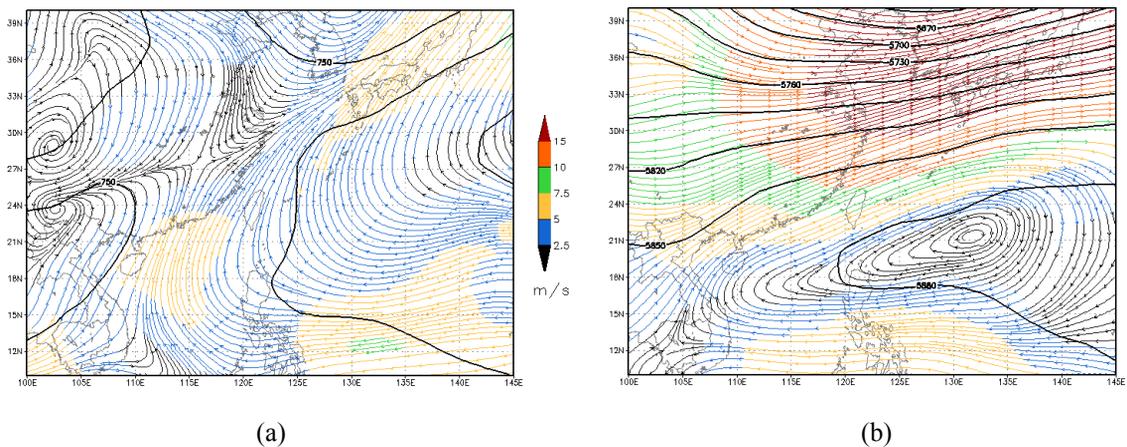


圖 6 五月份東區百分比值大於西區百分比值個案之合成 (a) 925 hPa 及 (b) 500 hPa 氣流線與等高線(間距 30 gpm)。各圖色階均為風速，單位為 ms^{-1} 。

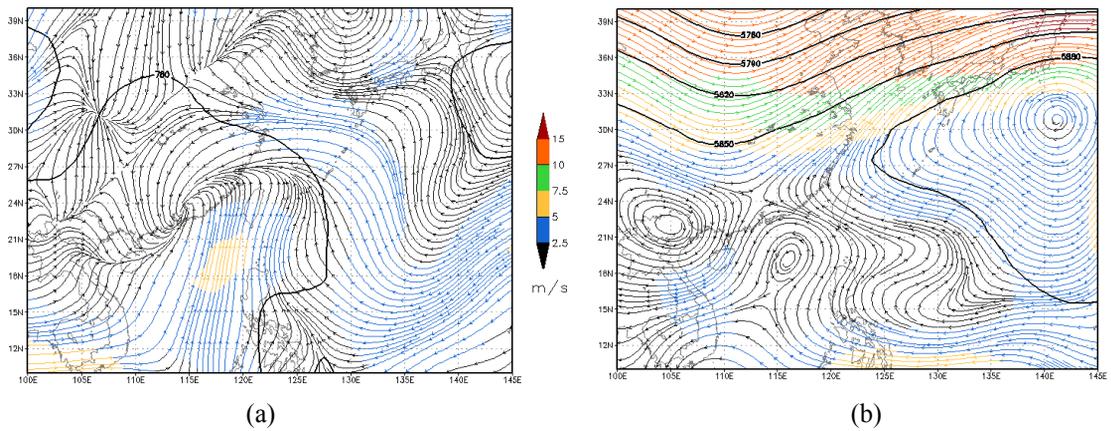


圖 7 九月份西區百分比值大於東區百分比值個案之合成 (a) 925 hPa 及 (b) 500hPa 氣流線與等高線 (間距 30 gpm)。各圖色階均為風速，單位為 ms^{-1} 。

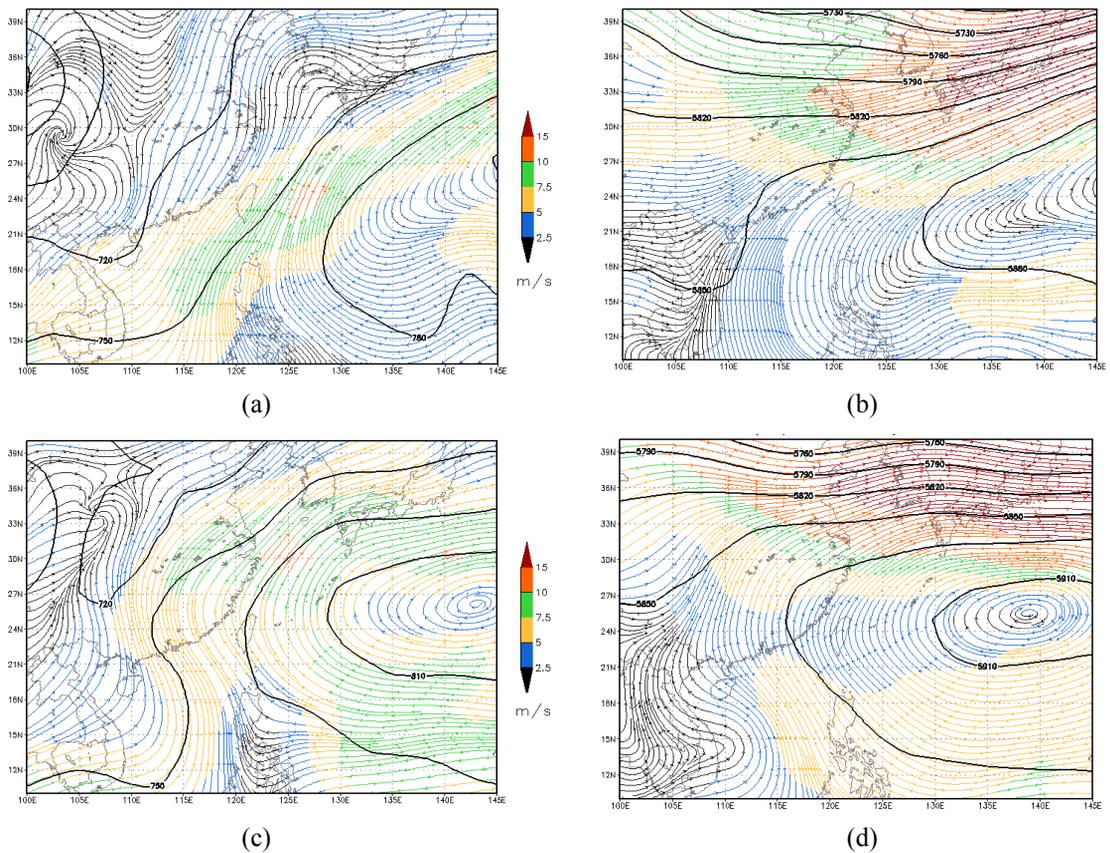


圖 8 六月份東區百分比值大於西區百分比值個案之合成 (a) 925 hPa 及 (b) 500hPa 氣流線與等高線，與西區百分比值大於東區百分比值個案之合成 (c) 925 hPa 及 (d) 500 hPa 氣流線與等高線 (間距 30 gpm)。各圖色階均為風速，單位為 ms^{-1} 。

hPa 均盛行西南風；圖 8c、圖 8d 則合成自西>東的個案（全部 19 天中佔了 10 天），由於副熱帶高壓脊線正好位於臺灣北部附近，在 925 hPa 與 500 hPa 分別為東南及南風。

臺灣地區七、八兩月的降雨特徵同屬夏季，在沒有颱風影響時，降雨都來自午後對流。合成自七月份東>西個案（全部 21 天中佔了 9 天）的圖 9a、圖 9b，顯示在 925 hPa 西太平洋季風槽位置偏南的同時，大陸熱低壓建立，副熱帶高壓脊線伸向台灣南部，臺灣附近盛行南風，但在 500 hPa 由於東西向伸展的副熱帶高壓脊線位於 24° N，臺灣北部為西南風；圖 9c、圖 9d 合成自西>東的個案（全部 21 天中佔了 12 天），925 hPa 位於大陸的熱低壓環流完整，副熱帶高壓環流也傾

向在南北方向上拉長，臺灣附近盛行偏南風，在 500 hPa，副熱帶高壓脊線伸向東海，臺灣附近盛行東南風。

八月份東>西的合成天氣圖(圖 10a、圖 10b)顯示，925 hPa 西太平洋季風槽接近夏季期間長期的最北位置 (Chen and Chen 2003)，副熱帶高壓位置較七月份略偏東，自中南半島至韓國為一低壓帶，臺灣附近盛行西南風，500 hPa 由於位處副熱帶高壓內部鞍型場內，風向特徵並不明顯；八月份西>東的合成天氣圖(圖 10a、圖 10b)顯示，925 hPa 低壓帶位置偏北，臺灣附近為偏南風，500 hPa 則因副熱帶高壓環流完整，脊線向西伸至 105°E，臺灣附近盛行東南風。

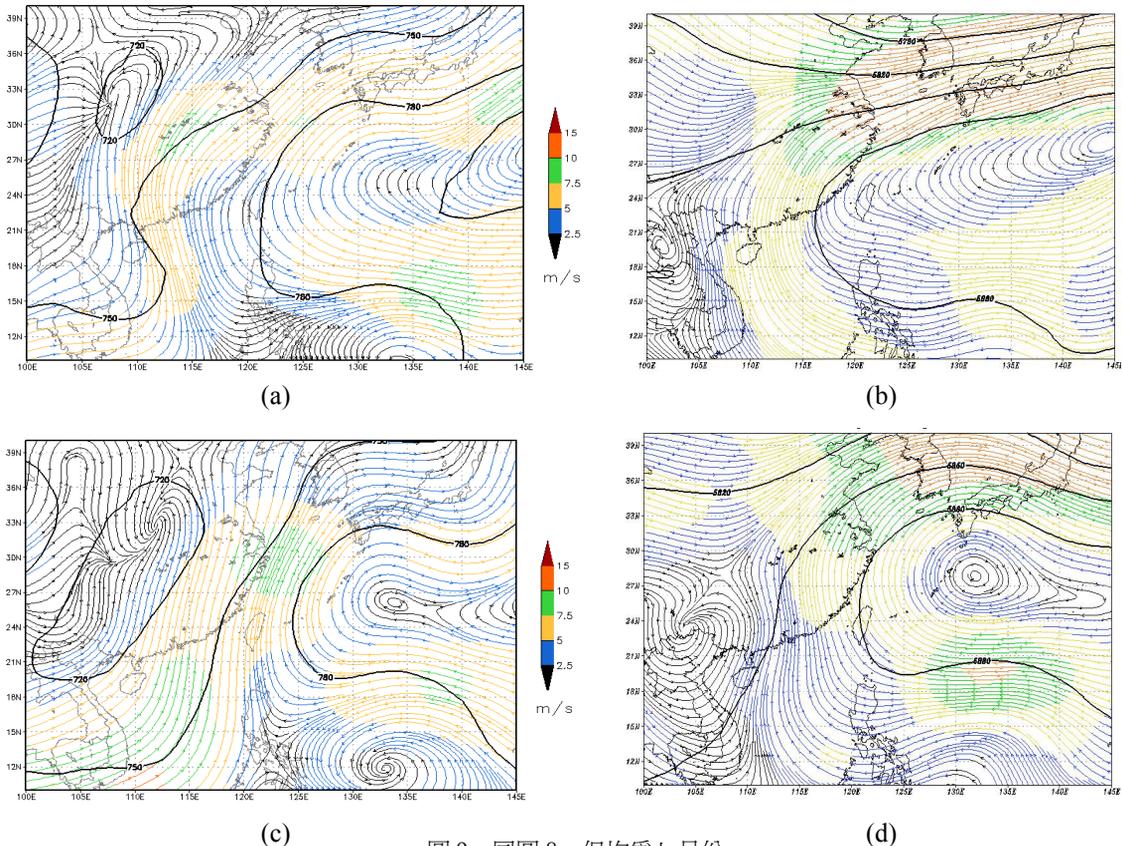


圖 9 同圖 8，但均為七月份。

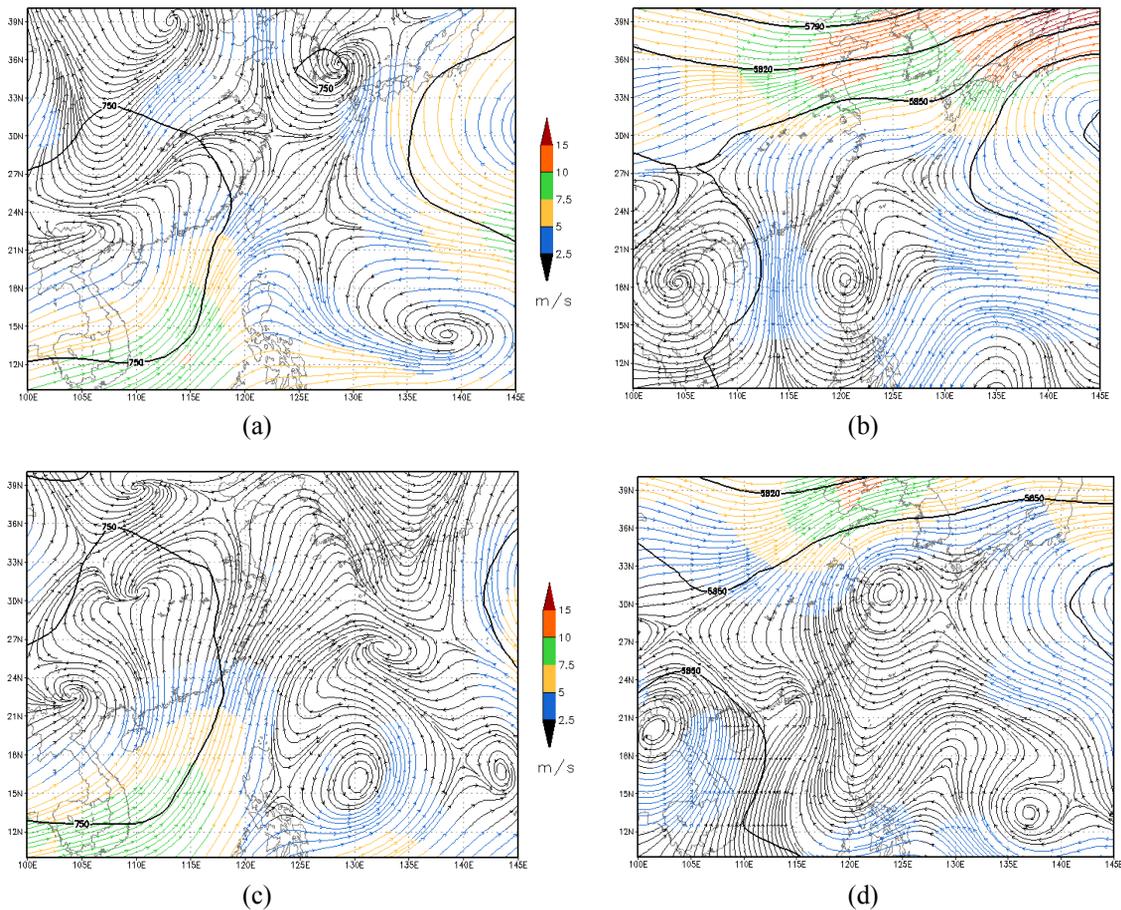


圖 10 同圖 8，但均為八月份。

表二綜整以上各月份 925 hPa、500 hPa 合成天氣型態下的盛行風向，配合圖 6，可歸納出臺灣北部午後對流閃電與綜觀氣流風向之關係。在地表加熱足夠的情況下，當低層出現偏南方向的盛行風，雪山山脈左側就會是有利於午後對流閃電出現的位置；進一步分析風向，當 925 hPa 盛行西南風，且 500 hPa 的導引風為西南風時，午後對流閃電多半分布在 121.4°E 以東，當 925 hPa 盛行東南風，且 500 hPa 的導引風為東南風時，午後對流閃電多半分布在 121.4°E 以西。由於在五及九月這兩個月裡，百分比值分布趨勢相反的個案數量都非常少（表一第八、九欄），所以圖 7、

8 足以代表五及九月份有利於午後對流閃電發生的氣流場特徵，六、七及八月份百分比值分布趨勢相反的個案數接近，代表兩種有利午後對流閃電發生的氣流環境都經常出現。

四、結 論

橢圓形平坦獨立海島，本身就是午後熱力對流極佳的發展環境，不過對於臺灣而言，中央山脈的存在，無疑使情況變得複雜許多，尤其是綜觀氣流受地形影響的局部過/繞山及合/分流作用，使臺灣地區午後對流不僅是熱力問題，更是與綜觀氣流受地形影響相關的動力問題。

表二 各月份午後對流閃電分布趨勢與 925 hPa、500 hPa 風向對照表

月份 特徵	五	六	七	八	九
東>西	(12/15) $\frac{SW}{SW}$	(9/19) $\frac{SW}{SW}$	(9/21) $\frac{SW}{S}$	(16/28) $\frac{V}{SW}$	
西>東		(10/19) $\frac{S}{SE}$	(12/21) $\frac{SE}{S}$	(12/28) $\frac{SE}{S}$	(11/13) $\frac{SE}{S}$
註：括弧內數字之分母為該月總個案數、分子為具有最左欄趨勢之總個案數；斜體字型分式之分母表示 925 hPa 盛行氣流風向、分子表示 500 hPa 盛行氣流風向；八月份東>西趨勢所對應的 500 hPa 風向不明，以「V」表示。					

由於台電新建置的 TLDS 完整記錄各種型態的閃電資料，包括在對流發展前期就已密集出現的雲中及雲間閃電，可用來作為討論午後對流系統時的參考。本文利用 TLDS 所記錄的各種型態閃電資料，並應用部分研究結果中被強調的局部動力因素，探討臺灣北部夏季午後對流閃電與綜觀氣流風向之間的關係。

本文透過雲中、雲間及雲對地閃電次數的分析，在 2004 至 06 共計三年五至九月份中，選定了 96 個午後對流個案，並以 1km^2 為單位，計算出午後對流閃電日數以雪山山脈左側、高度約 500 公尺的坡地最多，其中累積超過 30 天的分布位置以桃園縣境內山區為主，超過 20 天的分布位置集中於臺北縣西南側、桃園及新竹縣山區，大於 10 天的分布位置則涵蓋了北部四縣市，而海岸線大致上是大大於 7 天的分界線，海面上的日數則多在 7 日以下。依月份區分，五月份最大閃電日數為 8 至 10 天，分布在台北及桃園縣山區，六月份最大閃電日數為 7 至 9 天，分布於桃園及新竹縣山區，七及八月份是午後對流閃電最活躍的兩

個月份，最大日數均達 15 天，範圍廣佈北、桃、竹海拔 1000 公尺的山區至 200 公尺以下的平地，九月份午後對流閃電最不活躍，最大日數（5 天）及分布範圍均減少。

在 96 個午後對流個案中，針對包括雪山山脈左側坡地在內的北部地區、即 120.9 至 121.9°E 、 24.6 至 25.1°N 之間的區域，計算雲對地閃電次數在 10 次以下的日數達 27 天，且其中雲對地閃電次數為 0 的個案為 10 天，但其對應的雲中與雲間閃電可最多達近萬次，這個現象說明了討論與對流相關的議題時，一併分析雲中及雲間閃電的重要性，過去將雲對地閃電與其它觀測資料作關聯所得到的結論，只能代表深對流的情況。

以 121.4°E 為界，將北部地區區分為面積相等的東、西兩塊區域，並計算所有個案的月平均標準化閃電次數百分比值，其結果呈現五月份午後對流閃電多分布於 121.4°E 以東，九月份多分布於 121.4°E 以西，六至八月間仍偏向西區，但兩區之間的差異較小；而季節平均標準化閃電次數百分比值，顯示梅雨季的午後對流閃電分布偏

東，盛夏起分布趨勢反轉但兩側差距縮小，而在西南—東北季風轉換期內分布偏西，即北部地區午後對流閃電經常發生的位置，在五至九月間隨季節會逐漸沿著雪山山脈左側向西南轉移。

將各月份百分比值東 > 西與西 > 東的 925 hPa 及 500 hPa 天氣圖合成，可歸納臺灣北部午後對流閃電與綜觀氣流風向之關係；當 925 hPa 盛行偏南風時，雪山山脈左側是有利於午後對流閃電出現的位置，進一步分析風向，當 925 hPa 盛行西南風，且 500 hPa 的導引風為西南風時，午後對流閃電多半分布在 121.4 °E 以東，當 925 hPa 盛行東南風，且 500 hPa 的導引風為東南風時，午後對流閃電多半分布在 121.4 °E 以西。

誌謝

作者感謝廖順安先生、中央氣象局洪景山博士的建議，以及空軍氣象中心對於本文完成所提供的協助與支援；另對審查者鉅細靡遺的珍貴意見與潤飾，一併提出感謝。

參考文獻

- 李紀恩、劉崇治、趙俊傑、葉南慶，2005：衛星資料在夏季午後對流潛勢環境之初步分析。大氣科學，33，3，189-214。
- 林傳堯，1995：梅雨季太平洋高壓系統影響下台灣地形與午後降水關係之研究。國立中央大學大氣物理研究所博士論文。
- 林熹閔、郭鴻基，1996：臺灣南部夏季午後對流個案模擬。大氣科學，24，4，249-280。
- 林熹閔，1999：雲對地閃電與降水關係之研究。大氣科學，27，1，75-98。
- 洪景山，2002：雲對地閃電和雷達回波參數之相關：個案研究。大氣科學，30，1，21-34。
- 陳泰然，1994：臺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。
- Bauer, M. H., G. J. Mayr, I. Vergeiner, and H. Pichler, 2000: Strongly nonlinear flow over and around a three-dimensional mountain as a function of the horizontal aspect ratio. *J. Atmos. Sci.*, 57, 3971-3991.
- Chen, C. -S., and Y. -L. Chen, 2003: The Rainfall Characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 1323-1341.
- Chen, C. -S., and C. -Y. Lin, 1997: A numerical study of airflow over Taiwan island. *Atmospheric Environment*, 31, 3, 463-473.
- Chen, G. T. -J. and H. -C. Chou, 2006: A summertime severe weather event occurring in the Taipei Basin. *T.A.O.*, 17, 1, 3-22.
- Chen, T. -C., S. -Y. Wang, and M. -C., Yen, 2007: enhancement of afternoon thunderstorm activity by urbanization in a valley: Taipei. *J. Appl. Meteor.*, 46, 1324-1340.
- Crook, N. A., 2001: Understanding Hector: The Dynamics of island thunderstorms. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 1550-1563.
- Gremillion, M. S., and R. E. Orville, 1999: Thunderstorm characteristics of cloud-to-ground lightning at the Kennedy space center: A case study of lightning initiation signatures as indicated by the

WSR-88D. *Wea. Forecasting*, 14, 640-649.

Koffi, E., B. Benech, J. Stein, and B. Terliuc, 1998: Dynamic characteristics of regional flows around the Pyrénées in view of the PYREX experiment. Part II: Solution of a linear model compared to field measurements. *J. Appl. Meteor.*, 37, 53-71.

Liao, S. -A., and K. -Y. Wang, 2006: The applications of lightning-rainfall prediction on transmission lines disaster prevention. The IERE Eastern Asia Forum, Environmental

Sustainability and High-Quality Power Systems in the Eastern Asia Region Proceedings papers, Nov. 14-15, 2006 Taipei, Taiwan, PP. FS2-11 to 16.

Toracinta, 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 meso convective systems in Texas. Part I: radar reflectivity and lightning. *J. Appl. Meteor.*, 35, 902-605.

The Relation between Afternoon Convective Lightning and Direction of Prevailing Flow in Northern Taiwan

Jyh-Huei Tai De-En Lin Shi-Yun Lai

Weather Wing Air Force

(Manuscript received 14 October 2007; in final form 14 August 2008)

ABSTRACT

The generation, movement, and evolution of afternoon convections are poorly predicted. Previous research has pointed out that the direction of prevailing flow opposite to the topography can affect the location of local confluence on the downstream slope. From operational experience, the location where afternoon convection appears is usually also related to the wind direction opposite to the central mountain range. This research utilizes 2004~2006 measurements from Taipower's Total Lightning Detection System (TLDS), which provides intra- and inter-cloud discharge(IC) as well as cloud-to-ground discharge(CG). Based on local dynamical factors emphasized in past studies, the present analysis probes the relation between summertime (May~September) afternoon convective lightning in Northern Taiwan and the direction of prevailing flow.

The results show : (1) The number of days in which afternoon convective lightning took place over the slopes with elevation of ~500 m on the left hand side of Snow Mountain occurred most frequently ; (2) Afternoon convective lightning was found in the most (least) days in July+August (September) ; (3) Some cases with afternoon convection were associated with few or no CG but a large number of IC, underscoring the importance of considering inter- and intra-cloud lightning when examining convection ; (4) By a) dividing Northern Taiwan into two equal-area regions with $121.4^{\circ}E$ as the boundary and b) calculating the average normalized lightning percentage can provide information on the varying location of afternoon convective lightning, which shifted towards the southwest, along the left side slopes of Snow Mountain as time progressed during the period from May to September ; (5) When southerly flow was prevalent in 925 hPa, the left side slopes of Snow Mountains were favored as locations for afternoon convective lightning to take place. When 925 hPa flow was southwesterly and 500 hPa steering winds were southwesterly, afternoon convective lightning was mostly found east of $121.4^{\circ}E$ In contrast, when the predominant 925 hPa flow was southeasterly and 500 hPa steering winds were southeasterly, afternoon convective lightning was mostly found west of $121.4^{\circ}E$.

Key words : Intra-cloud discharge, Inter-cloud discharge, Cloud to ground discharge, Total Lightning Detection System(TLDS)