

花蓮機場夏季雷雨分析

張俊良、張葉承、秦瑞隆

空軍氣象聯隊第九天氣中心

摘要

- 雷雨是大氣中在極端不穩定狀況下，所產生的劇烈天氣現象，發展的成因多半可分為：
- (一)地形的因子，由海面上來的暖溼氣流遇到山脈被抬升，於高空中遇冷凝結，造成局部性的降雨亦有機會伴隨雷雨的情形。
 - (二)熱力作用，當暖濕的空氣受熱上升，於高空中遇冷凝結成雲，造成局部氣流的不穩定，此種情形多半發生在夏季午後的山區。
 - (三)動力舉升，如暖濕空氣被鋒面抬升，引起強烈對流，造成局部區域的不穩定，導致降水亦有機會伴隨雷雨的情形。

雷雨造成的威脅非同小可，其對飛航安全造成的危險亦不可輕忽，航機如在雷雨中飛行，可能會引雷，對航機之航電等系統及飛行員所形成的威脅及造成的後果不可忽視，輕者遭長官責難，重者則可能會危害到生命安全，故雷雨天氣預報對於飛安極為重要，不可不慎。

花蓮機場因地形因素(三面環山)及風場(850hPa及700hPa常為西至西南風)關係，於夏季時常受雷雨天氣影響，故本研究分析民國103至107年夏季期間(6~8月)午後山區熱對流發展造成花蓮機場受雷雨天氣影響各項要素，其結果顯示不必然與斜溫圖中之CAPE、CIN或各項指數呈現正相關，亦即中央山脈發展之午後對流要能夠影響花蓮機場，對流發展強度並非首要關鍵，而是以850hPa及700hPa空層風場若為西至西南向風場，則較具有關鍵之因素。

關鍵字：午後對流、熱力對流

壹、前言

花蓮基地地理位置面山臨海，山區雷雨影響甚鉅，且午後山區對流雲系於本場西側佳山、砂婆礑山或加禮宛山之山區生

成後直接對本場造成影響(圖1)，應變時間短，故本研究將藉由統計近三年的氣象資料，排除鋒面系統、颱風以及海面對流雲系移入等所造成的雷雨個案，僅針對山區雷雨個案利用分析及比較的方式，從中找

尋相同或者可能的因子；且參考相關文獻，均以研究臺灣北部及西半部較多，東半部地區之研究較少，因此本研究可作為爾後花蓮機場午後山區對流造成雷雨預報之參考。

貳、文獻回顧

戴等(2008)分析臺灣北部午後對流結果顯示：

- 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(圖2)。
- 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，甚至不曾出現雲對地閃電，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500hPa 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。

梅雨季與夏季午後對流之綜觀環境條件，依據陳等(2009)研究顯示有明顯差異，梅雨季對流日相較於前一日而言，有較強暖濕西南氣流，較大的CAPE，較有利對流發展。夏季對流日相較於前一日而言，暖濕西南氣流稍弱，但有較大的CAPE，此較大的CAPE與午後對流顯係由局部環流之發展而來(表1)，故本研究將著重點於非梅雨季環境系統下，CAPE值之變化。

陳等(2010)研究北台灣東西區夏季對流活躍度情況，皆高於梅雨季，但梅雨季對流日之對流活躍度皆較夏季為大。西區各月與對流日午後對流，除5月呈滯留發展外，其他各月皆有從山區向西向地形較低地區移動及/或發展之勢，東區午後對流有由山坡向東向地形較低地區移動及/或發展之勢。此外，發現雪山山脈東西區之夏季對流活躍度亦皆較梅雨季為大，而西區對流活躍度與對流發展速率，不論梅雨季或夏季皆較東區為大。西區各月與對流日之對流活躍度最大均發生在山坡與山區，且呈滯留發展型態。中央山脈西區各月對流主要在緩坡與山區上形成，並呈滯留發展型態。且在弱綜觀環境下的暖季，其平均小時雨量最大值發生於1500 - 1600 LST

間，且降雨頻率最大值主要分布於沿著平行山脈走向的斜坡帶上(林等，2012)，發展ATOPFLO所使用相關參考因子如表2。

參、花蓮機場夏季雷雨分析

本研究收集花蓮基地測站105至107年共3年期間，7至8月之機場定時天氣報告(METAR)統計資料及各項氣象圖等針對雷雨天氣進行分析，計16個雷雨個案，在排除鋒面系統、颱風及海面對流雲系移入等所造成的雷雨個案後，共有3個個案為午後山區熱對流造成之雷雨，時間分別105年8月19日1501時至1750時、107年8月3日1544時至1622時、107年8月30日1607時至1854時(表3)。

一、105年8月19日及107年8月3日及8月30日斜溫圖分析：

分析花蓮地區105年8月19日及其前後二日之斜溫圖(圖3)，可見8月19日自地面層至700hPa相對溼度較前後二日為高；8月18日700hPa以下風場為東北風，700至600hPa為西風，600hPa以上為東風，8月19日700hPa以下為西風，500hPa以上為東風；對流指數CAPE僅花蓮機場雷雨日8月19日達1546之譜。

分析花蓮地區107年8月3日及其前後二日之斜溫圖(圖4)，可見8月3日自地面層至700hPa相對溼度較前後二日為高；500hPa

以下風場不明顯，500hPa以上與8月3日較亦均為西風，研判對於中央山脈山區形成之午後對流雲系影響較大；對流指數CAPE，三日均未達1000以上。

分析花蓮地區107年8月30日及其前後二日之斜溫圖(圖5)，可見8月30日自地面層至700hPa相對溼度較前後二日為高；8月18日500hPa以下風場為西南風；對流指數CAPE，三日均未達1000以上。

二、105年8月19日及107年8月3日及8月30日低層風場分析：

由105年8月19日850及700hPa天氣圖及達雷回波圖(圖6、7)分析，臺灣地區位處二低壓間之鞍型場，屬弱統觀系統，花蓮地區及西側中央山脈一帶風場為西南風，相對溼度均在80%以上；回波自中、北部山脈生成後向東北方向移動影響花蓮地區。

由107年8月3日850及700hPa天氣圖及達雷回波圖(圖8、9)分析，臺灣地區位低壓帶邊緣受微弱西南氣流影響，屬弱綜觀系統，花蓮地區及西側中央山脈一帶風場為西南風，相對溼度均在80%以上；回波自西南山區生成後向東北方向移動影響花蓮地區。

由107年8月30日850及700hPa天氣圖及達雷回波圖(圖10、11)分析，臺灣地區受低壓帶及西南氣流減弱影響，屬弱統觀系

統，花蓮地區及西側中央山脈一帶風場為西南風，相對溼度均在80%以上；回波自西南縱谷生成後向東北方向移動影響花蓮地區。

肆、結論

經分析105至107年間，夏季午後山區熱對流造成花蓮機場之雷雨形態時，可發現實際中央山脈山區午後對流雖經常發生，但要造成花蓮機場實際受到對流雲系影響並發佈危險天氣情況，不必然與斜溫圖中之CAPE、CIN或各項指數呈現正相關(表4)，在與各項對流指數均分析後，並將CAPE值與北部、西部地區相關參考文獻研究結果比較3日皆未達1000以上，因此只能做為中央山脈是否有對流發展，而不能做為是否影響花蓮機場之依據，這些數值與過去相關之研究均著重點於午後對流發展機制是否完整及其有利條件具有相當大的差異性，故研判中央山脈發展之午後對流要能夠影響花蓮機場，對流發展強度並非首要關鍵。

經分析高空風場及配合對中央山脈山區午後對流發展及其移動方向，並由斜溫圖之風場分析，此次3個案例的400hPa以上高空風場和對流後發展方向相反，故可研判400hPa以上風場無影響；經與850至500hPa風場比較後相關性較大，可做為爾後花蓮地區午後對流發是否造成機場地區

雷雨之參考依據。

經分析個案系統資料，夏季午後山區熱對流造成花蓮機場之雷雨形態時，可發現發生雷雨前當日最高溫皆超過31°C(表5)，可做為爾後花蓮地區午後對流發是否形成雷雨之參考依據，並且850hPa及700hPa空層風場若為西至西南向風場，則更具有關鍵之因素。

伍、參考文獻

- [1]林熹閔、郭鴻基，臺灣南部夏季午後對流個案模擬。大氣科學，1996。
- [2]戴志輝、林得恩、賴世運，臺灣北部午後對流閃電與綜觀氣流風向之關係，大氣科學期刊，2008。
- [3]陳泰然、周鴻祺、廖珮娟、楊進賢，暖季台灣中北部午後對流活躍度與發展速率探討，大氣科學期刊，2010。
- [4]陳泰然、周鴻祺、廖珮娟、楊進賢，暖季弱綜觀強迫下中北台灣午後對流的氣候特徵，大氣科學期刊，2009。
- [5]林品芳、張保亮、周仲島，弱綜觀環境下台灣午後對流特徵及其客觀預報，大氣科學期刊，2012。



圖 1 花蓮基地西面山區地理位置圖

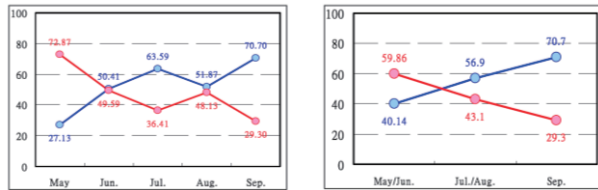


圖 2 東 (紅色)、西 (藍色) 區域內的 (a) 逐月、(b) 逐季節平均標準化閃電次數。(縱座標為百分比值)

表 1 各月、梅雨季及夏季之對流日板橋站合成探空之 850hPa 風向風速 (kts)、LFC、EL、CIN 及 CAPE 值。

時間	五月		六月		梅雨季		七月		八月		夏季	
	對流日	前一日	對流日	前一日	對流日	前一日	對流日	前一日	對流日	前一日	對流日	前一日
850hPa 風向	SW	SW	SW	SW	SW	SW	SSW	SSW	SSW	SW	SW	SW
風速 (kts)	10	15	10	15	10	15	10	10	10	15	10	15
LFC (hPa)	707	606	763	792	747	698	727	736	780	658	758	687
EL (hPa)	246	305	224	226	230	235	193	197	211	203	198	199
CIN (m ² s ⁻²)	86	123	59	41	67	67	75	73	65	139	72	105
CAPE (m ² s ⁻²)	375	49	524	405	478	208	865	764	620	582	740	692

表 2 各項預報因子及其參考文獻

邊界層	研究成果
水汽壓	Crook (1996): 在邊界層中, 有發生及無發生對流的溫度濕度差異性。
相對濕度	Huntrieser et al. (1997): 相對濕度對於預報劇烈對流是否發生可作為其參考依據。
風向	Fuelberg and Biggar (1994): 低層風向可影響水汽量, 可作為是否有對流活動及其強度之參考。
風速	Tucker and Crook (2005): 弱風速可使空氣有較長時間及集中加熱而有劇烈對流的發展。
總觀環境	研究成果
對流可用位能(CAPE)	Adams and Souza (2009): 由於 CAPE 可估計垂直運動速度大小, 因此時常被利用來當作預報是否有劇烈對流發生的可能性。
溫度露點差	陳零(2001): 中層較濕的環境將可降低乾空氣進入成長中積雲之效應。
風向	Fuelberg and Biggar (1994): 較強的對流活動通常伴隨潮濕的西南風。
風速	Carleton et al. (2008): 較弱的中低層風速, 近地面有利深對流發展的條件較容易傳達至中高層。

表 3 個案系統分析

日期	當日最高溫	當日最高溫時間	本場雷雨發生時間	當日天氣系統	對流發展地點
1050702	31.8	1300	21-22	偏南氣流	海面
1050708	非午後			颱風	海面
1050709	非午後			颱風環流及遠離	颱風
1050719	32.5	1230	23-01	偏南氣流	海面
1050720	32.3	1530	23-00	太平洋高壓西伸	海面
1050721	33.1	1430	22-23	太平洋高壓西伸	海面
1050731	非午後			颱風外圍雲系	颱風
1050801	非午後			颱風外圍雲系	颱風
1050818	31.8	1000	21-00	低壓帶	海面
1050819	32.2	1300	15-18	低壓帶	山區
1060703	非午後	1000	20-21	颱風外圍雲系遠離	海面
1060822	非午後	1330	05-06	颱風雲系	海面
1070803	34.1	1330	15-16	微弱西南氣流	山區
1070814	32.6	1130	15-17	低壓帶	山區-海面
1070818	31.7	1000	15-18	低壓帶	山區-海面
1070830	31.4	1230	16-18	低壓帶及西南氣流減弱	山區

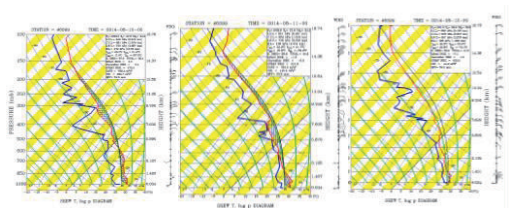


圖 3 105 年 08 月 18 至 20 日 46699 00Z 斜
溫圖

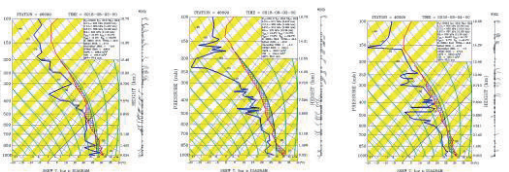


圖 4 107 年 08 月 02 至 04 日 46699 00Z 斜
溫圖

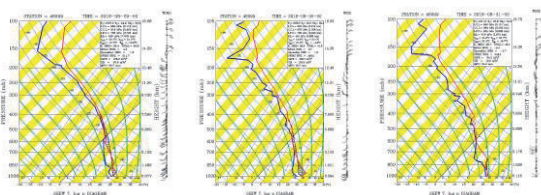


圖 5 107 年 08 月 29 至 31 日 46699 00Z 斜
溫圖

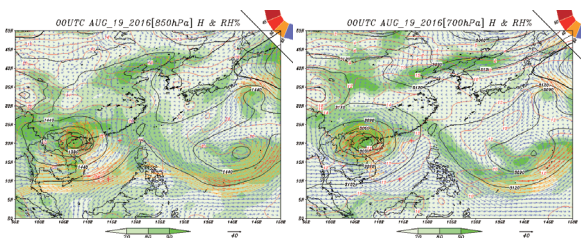


圖 6 105 年 08 月 19 日 850 hPa 及 700 hPa
高空圖

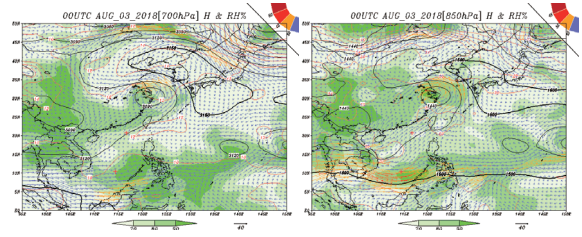


圖 8 107 年 08 月 03 日 850 hPa 及 700 hPa
高空圖

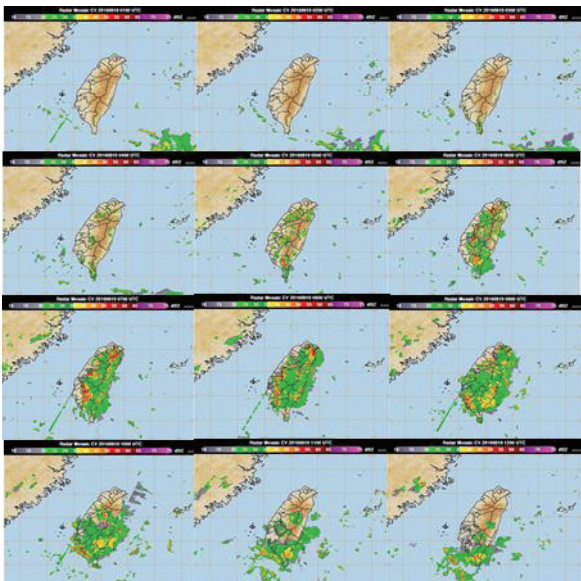


圖 7 105 年 08 月 19 日 13-18 時雷達回波圖

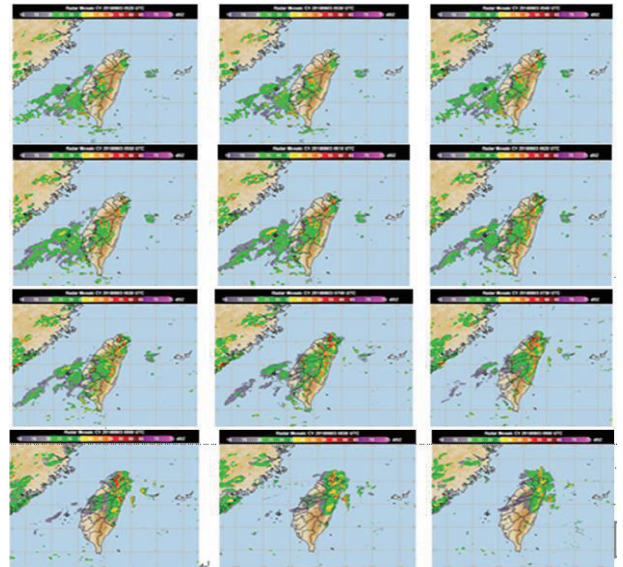


圖 9 103 年 08 月 16 日 08-20 時雷達回波圖

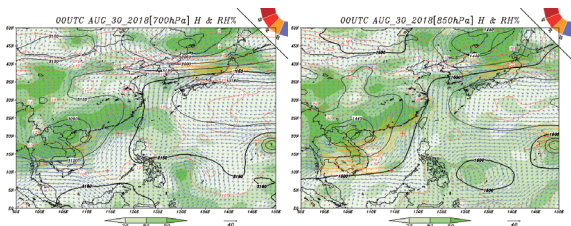


圖 10 107 年 08 月 30 日 850hPa 及 700hPa 高空圖

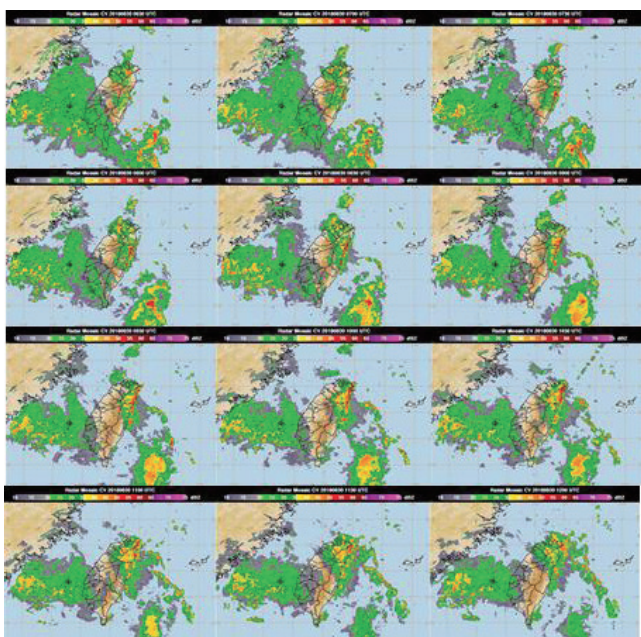


圖 7 107 年 08 月 30 日 14-19 時雷達回波圖

表 4 個案斜溫圖數值

年		CAP	CIN	LFC
105 年	8 月 18 日	37.3	52.1	848
	8 月 19 日	1546	22.8	895
	8 月 20 日	0.3	191.0	678
107 年		498.0	165.6	699
107 年	8 月 02 日	891.7	154.4	813
	8 月 03 日	560.0	269.3	627
107 年		178.2	93.9	730
107 年	8 月 29 日	325.7	153.8	766
	8 月 30 日	24.3	10.0	924
107 年		24.3	10.0	924

表 5 個案溫度分析表

時間 日期	1000	1100	1200	1300	1400	1500	1600
105 年 08 月 19 日	30	31	31	32	30	29	28
107 年 08 月 03 日	33	33	33	34	34	32	28
107 年 08 月 30 日	28	29	30	31	30	29	26