

臺南地區夏季弱綜觀天氣之午後對流特徵分析

楊旻憲 易聖博 黃文亭
臺灣南區氣象中心
中央氣象局

摘要

本研究分析2010-2016年夏季(7-9月)弱綜觀天氣下臺南地區的午後對流降雨特徵，先由地面天氣圖、衛星雲圖、雷達回波圖等料判定是否為弱綜觀天氣型態，再依據臺南地區轄內測站之雨量觀測資料區分為有雷雨日(TS Day)和無雷雨日(NTS Day)。結果顯示弱綜觀天7-9月臺南地區午後對流降雨的特徵包括臺南當天最高溫發生較早、屏東探空的700hPa和500hPa的溫度露點差較小、CAPE值較大、副熱帶高壓強度較弱等。因此依上述條件建立臺南地區弱綜觀天氣時午後對流降雨發生的檢核表，並以2018年資料進行檢核，以確認檢核表可行性。

關鍵字：弱綜觀、午後對流

一、前言

每年5-9月是南部地區的主要雨季，梅雨鋒面、颱風或西南氣流等強綜觀天氣系統，常造成南部地區大量的降雨。現今的數值預報模式對於綜觀系統的模擬有相當的能力，因此預報上對於綜觀系統造成的降雨通常也能掌握大致的型態。然而，在無強綜觀天氣系統的弱綜觀天氣環境下，也會因為區域性的環流變化造成較局部的降雨，例如午後熱對流、海陸風輻合降雨等。這些弱綜觀天氣，偶有引發局部地方的災情，但在降雨預報技術上因其範圍小、發生時間短，加上數值模式對局部環流模擬結果較不佳，常無法掌握其準確性，因此對弱綜觀天氣之下較小區域之地域性降雨的分析也是天氣預報中相當重要的一環。

林等(2012)分析顯示，在弱綜觀天氣下，暖季午後降雨最大值傾向發生於1500-1600LST間，主要降雨區域多沿著平行山脈走向的斜坡。北台灣發生午後熱對流時間較中南部早，但中南部對流強度明顯高於北台灣，持續時間亦較長。陳與楊(1988)、陳等(2001)、陳等(2002)、陳等(2009)指出，北台灣梅雨季午後熱對流主要發生於沿著山脈西側500-1000m的斜坡區，源自於海風與盛行風輻合而有最高降雨機率，白天局部環流與地形效應可影響降水強度。在無明顯山勢斜坡的沿岸區，午後熱對流之降雨機制則降低(陳等2002，陳等2005)，Chen et al.(1999)亦指出，

發生於1500-1600LST的最大降水，係由午後熱對流所導致，於夏季最明顯，歸因於海陸風局部環流與山脈地形的交互作用。

沿海地區局部環流主要呈現之特性為海陸風，海風大都從1000-1100LST開始，到1400-1500LST時，隨著氣溫上升到最高而達到最強盛時期，通常可深入陸地約20-25km(中央氣象局2006)。侯與范(2014)指出，臺灣西部夏季常會因海風強盛而引發午後降雨事件。McPherson et al. (1970)指出，凸的海岸線在陸地上會出現海風輻合，凹的海岸線在陸地上會出現海風輻散。臺南地區的濱海北區相較高雄地區正是呈現凸的海岸線，其海陸風環流與午後降雨之特性，值得注意。臺灣的海陸風一般可分為離岸風與向岸風，夏季之向岸風(海風)最強時間為1400LST，離岸風(陸風)最強時間為0600LST(e.g., Chen et al. 1999)。陳與林(2015)分析指出，台灣西部夏季海陸風盛行區域為桃園新屋到臺南七股的沿海地區。

依上面研究文獻回顧可看出，南部地區為暖季西南氣流之迎風面，濱海地區亦為海陸風盛行區域，在海陸風環流顯著背景下，夏季時海風易受到地形舉升，於南部之平原區與山區之斜坡上產生午後熱對流降雨。本研究以筆者工作之臺南地區為研究目標，分析7-9月弱綜觀天氣下，午後對流發展與否的環境條

件差異，以綜觀資料、區域觀測資料進行分析研究，由對流發展因子呈現較大不同之環境差異作為預報因子，進而建立臺南地區夏季弱綜觀環境下午後對流之檢核表。

二、個案選取

本研究欲探討在無強綜觀天氣系統的弱綜觀天氣環境下，於臺南地區陸地上發展之午後對流，先分析 2010-2016 年 7-9 月地面天氣圖、高空圖、衛星雲圖、雷達回波圖等圖資判定是否為弱綜觀天氣型態，由上述圖資剔除伴隨鋒面、颱風或其外圍環流、低壓、西南氣流、或其他外來雲系移入之影響，僅探討在弱綜觀環境下發展之午後對流。

而定義臺南地區是否有午後對流發展，是以中央氣象局臺灣南區氣象中心(測站代碼 46741)觀測資料為準，因考量降雨須具備對流特性，時雨量不可過小，故以當日 13 時至 20 時是否有任一小時雨量超過 5mm，定義為臺南地區有雷雨日(TS Day)，反之，當日 13 時至 20 時任一小時雨量均未達 5mm，則定義為臺南地區無雷雨日(NTS Day)。

各年份及月份弱綜觀環境條件下，臺南地區雷雨日和非雷雨日分別有 9 天和 56 天，日期如表 1 和表 2 所示。

表 1 2010-2016 年 7-9 月弱綜觀環境下臺南地區雷雨日(TS Day)日期。

個案編號	年	月	日	個案編號	年	月	日
1	2012	7	5	6	2013	9	15
2	2012	8	18	7	2014	8	25
3	2012	9	24	8	2014	8	31
4	2013	7	9	9	2015	9	21
5	2013	7	31	-	-	-	-

表 2 2010-2016 年 7-9 月弱綜觀環境下臺南地區非雷雨日(NTS Day)日期。

個案編號	年	月	日	個案編號	年	月	日
1	2012	7	2	29	2014	7	15
2	2012	7	3	30	2014	8	
3	2012	7	7	31	2014	8	21
4	2012	7	10	32	2014	8	23
5	2012	7	11	33	2014	8	24
6	2012	7	12	34	2014	8	26
7	2012	7	13	35	2014	9	5
8	2012	9	9	36	2014	9	28
9	2012	9	13	37	2014	9	29
10	2012	9	17	38	2014	9	30
11	2012	9	18	39	2015	7	3
12	2012	9	22	40	2015	7	4

13	2012	9	30	41	2015	7	23
14	2013	7	11	42	2015	7	24
15	2013	7	20	43	2015	8	4
16	2013	7	22	44	2015	8	11
17	2013	8	5	45	2015	9	11
18	2013	8	6	46	2015	9	12
19	2013	8	8	47	2015	9	13
20	2013	8	26	48	2015	9	14
21	2013	9	2	49	2015	9	18
22	2013	9	3	50	2016	7	4
23	2013	9	18	51	2016	7	16
24	2013	9	27	52	2016	7	21
25	2014	7	2	53	2016	7	23
26	2014	7	12	54	2016	8	25
27	2014	7	13	55	2016	9	24
28	2014	7	14	56	2016	9	25

在綜觀環境配置上，本研究使用 EC 重分析場 0.75 度網格資料分析繪圖。高空資料則採用空軍屏東機場(46750)00Z 的探空資料分析，因臺南地區周邊固定探空觀測僅有空軍所屬的屏東(46750)及馬公(46734)，而本研究探討午後對流之發展，乃受陸地上熱力作用影響大，因此環境條境應較類似同樣位於南部陸地的屏東，與位於海島之馬公近地層環境差異較大，故在本研究中採用屏東(46750)的探空資料代表臺南高空的大氣環境。

三、午後對流綜觀環境分析

分析對流發生與否的綜觀環境條件，2010-2016 年 7-9 月所有弱綜觀個案，NTS Day 與 TS Day 的 500 hPa 溫度露點差值如圖 1 所示，兩者共 48 個個案(17 個案無資料)的 500 hPa 溫度露點平均為 10.2 度，標準差為 1.96 度。圖 1 紅線所示為 500 hPa 溫度露點差平均，褐線所示為平均加上標準差，由圖中 TS Day 的 500 hPa 溫度露點差均在褐線之下，而 NTS Day 的 500 hPa 溫度露點差多數不在褐線之下，顯示 500 hPa 溫度露點差可作為對流發展與否的預報因子。

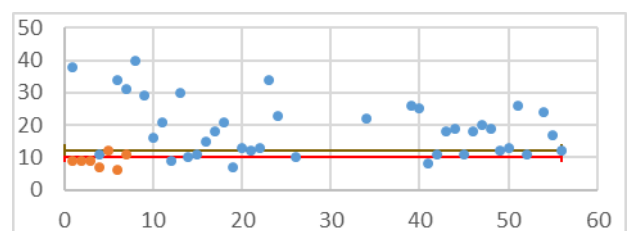


圖 1 2010-2016 年 7-9 月 NTS Day(藍色圓)

形)與 TS Day(橘色圓形) 的 500 hPa 溫度露點差。

同樣的差異在 700 hPa 亦同，2010-2016 年 7-9 月所有弱綜觀個案，NTS Day 與 TS Day 的 700 hPa 溫度露點差值如圖 2 所示，兩者共 60 個個案(5 個案無資料)的 700 hPa 溫度露點平均為 8.85 度，標準差為 1.95 度。圖 2 紅線所示為 700 hPa 溫度露點差平均，褐線所示為平均加上標準差，圖 2 中 TS Day 的 700 hPa 溫度露點差多數不在褐線之下，而 NTS Day 的 700 hPa 溫度露點差多數不在褐線之下，顯示 700 hPa 溫度露點差可作為對流發展與否的預報因子。

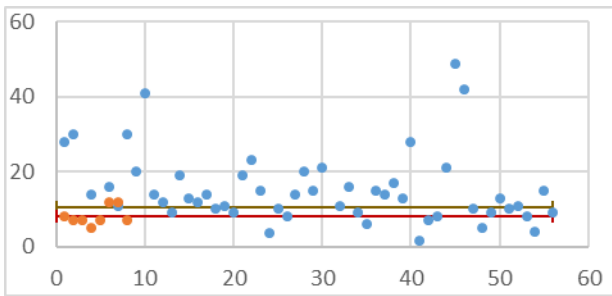


圖 2 同圖 1，但為 700h Pa 溫度露點差。

CAPE 為午後對流發展的重要熱力環境指標，分析 2010-2016 年 7-9 月弱綜觀個案的屏東探空資料，NTS Day 與 TS Day 的 CAPE 如圖 3 所示，兩者共 50 個個案(15 個案無資料)的 CAPE 平均為 715.6，標準差為 615.2。圖 3 紅線所示為 CAPE 平均，褐線所示為平均加上標準差，由圖 3 顯見，個案間 CAPE 差異頗大，大多數 NTS Day 個案 CAPE 很小，但仍有少數 CAPE 達 1000 以上；TS Day 個案僅有 1 個 CAPE 偏小，其餘均在平均值減 0.5 個標準差(307.6)以上，故可用 CAPE 作為對流發展與否的預報因子。

圖 4 為 NTS Day 與 TS Day 臺灣南區氣象中心當日最高溫發生時間，兩者共 58 個個案(7 個案無資料)的日最高溫發生時間平均為 12:08，標準差為 52 分，圖 4 中紅線所示為日最高溫發生時間平均，褐線所示為平均加上標準差，NTS Day 的日最高溫發生時間則分布較廣，而 TS Day 的日最高溫發生時間多在褐線之下，即最高溫發生時間較早，故可用日最高溫發生時間作為對流發展與否的預報因子。

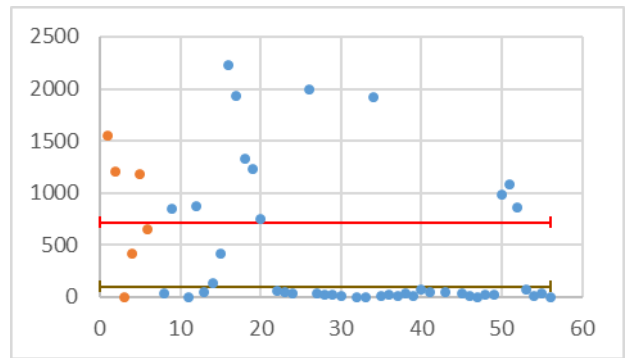


圖 3 2010-2016 年 7-9 月 NTS Day(藍色圓形)與 TS Day(橘色圓形)的 CAPE。

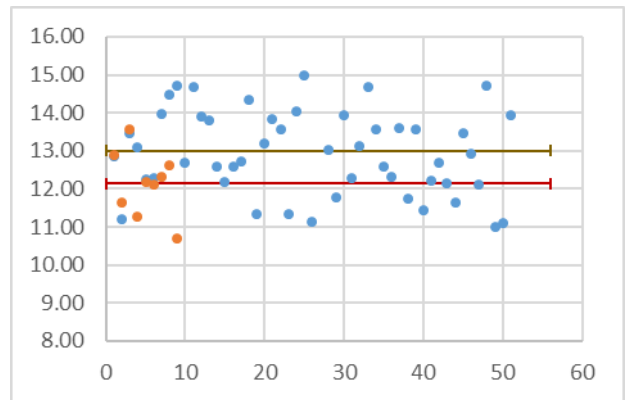


圖 4 2010-2016 年 7-9 月 NTS Day(藍色圓形)與 TS Day(橘色圓形)的臺灣南區氣象中心當日最高溫發生時間。

圖 5 和圖 6 分別為 2010-2016 年 7-9 月 TS Day 和 NTS Day 500 hPa 高度場與風場合成。兩圖明顯在太平洋高壓的強度上有極大差異，圖 5 中 5880 等高線範圍小，且幾乎在 140°E 以東；反之，圖 6 中 5880 等高線範圍大，且包含整個臺灣，向西延伸至接近 110°E。

TS Day 與 NTS Day 太平洋高壓強度的差異同樣反映在 700 hPa 的高度場上，由圖 7 和圖 8 中 3150 等高線的範圍可清楚顯示。

本研究參考相關弱綜觀環境下午後對流研究(如 Chen et al. 2016、Lin et al. 2011)，亦分析測站之風速、溫度、相對溼度的變化，也嘗試分析台南地區境內其他自動氣象站資料，但並未在 TS Day 與 NTS Day 之條件有差異上明顯之差異。

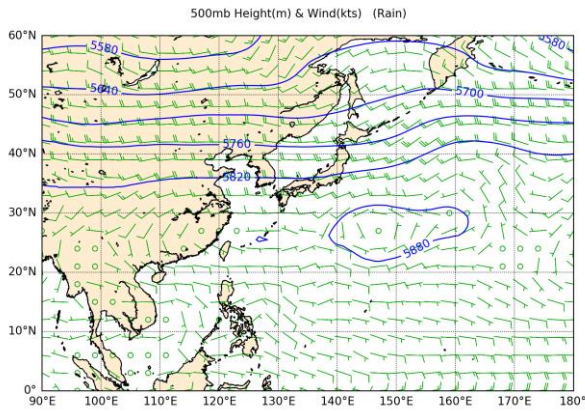


圖 5 2010-2016年7-9月 TS Day 的 500 hPa 高度場與風場合成。

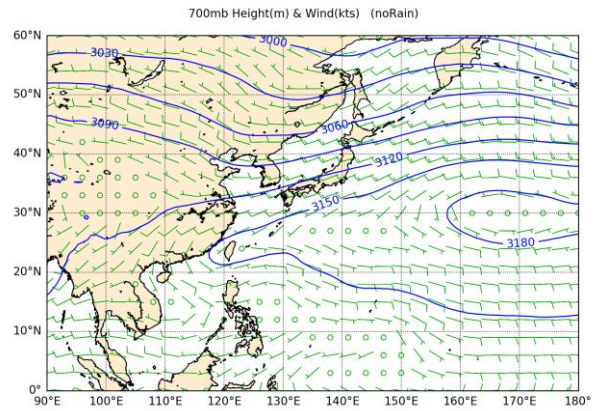


圖 8 同圖 7，但為 NTS Day。

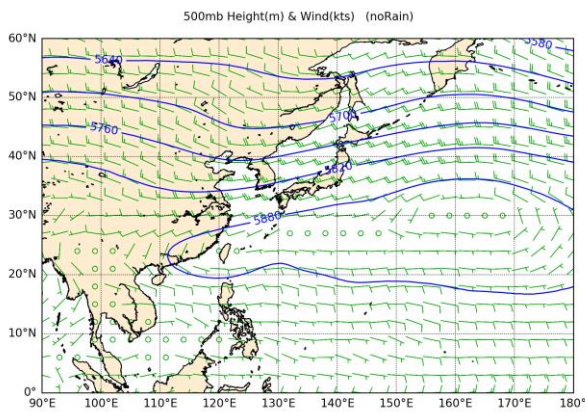


圖 6 同圖 5，但為 NTS Day。

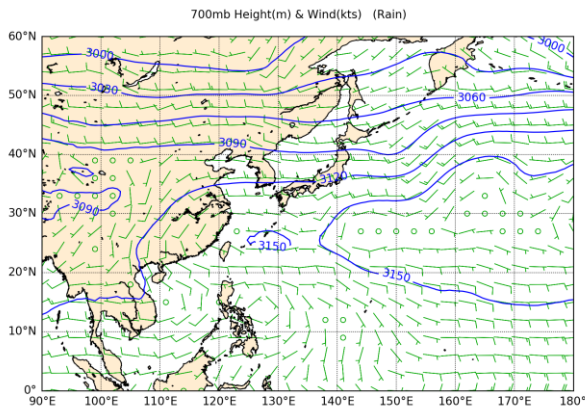


圖 7 2010-2016年7-9月 TS Day 的 700 hPa 高度場與風場合成。

四、午後對流預報因子

將上述研究中有助於判斷午後對流發展的預報因子建立為檢核表(如表 3 所示),其中 500h Pa 和 700 hPa 溫度露點差的條件是以平均加 1 個標準差為門檻,若溫度露點差小於平均加一個標準差即為滿足。CAPE 則以平均加 0.5 個標準差為門檻,當 CAPE 大於平均加 0.5 個標準差則為滿足。臺南站日最高溫亦以平均加 0.5 個標準差為門檻,當日最高溫發生於平均加 0.5 個標準差以前則為滿足。太平洋高壓強度分別以 500 hPa 和 700 hPa 圖中 5880 和 3150 等高線是否壟罩臺灣為判斷條件。

表 3 臺南地區午後對流檢核表

午後對流檢核表 日期: _____

由 WINS 觀看註1	滿足條件	未滿足條件
700hpa(T-Td)<10.8		
500hpa(T-Td)<12.2		
CAPE 值<408		
自動測站觀看	滿足條件	未滿足條件
台南最高溫在 12:30 前		
由數值模式觀看註2	滿足條件	未滿足條件
500hpa 之 5880 等高線未壟罩台灣		
700hpa 之 3150 等高線未壟罩台灣		

五、結論

本研究探討弱綜觀天氣下臺南地區午後對流發

展之特徵，以2010-2016年7-9月弱綜觀個案NTS Day與TS Day的資料進行分析，初步結果顯示屏東機場(46750) 00Z探空資料的500 hPa溫度露點差、700 hPa溫度露點差和CAPE可作為判斷午後對流發展的預報因子，臺灣南區氣象中心(46741)當日最高溫發生時間，以及500h Pa和700 hPa太平洋高壓脊的位置也有助於判斷午後對流發展。

但上述預報因子多代表環境之熱力條件，目前在動力條件上並未分析出適當之預報因子，因此未來將嘗試計算臺南地區之輻合量，及其他可能有利對流之動力條件，並以實際個案進行檢核，期待有助於在地預報服務。

參考文獻

- 林品芳、張保亮、周仲島，2012，弱綜觀環境下台灣午後熱對流特徵及其客觀預報。大氣科學，40，77-108。
- 侯昭平、范凱翔，2014，台灣中部環流導致劇烈降水之數值研究。103年中央氣象局天氣分析與預報研討會。
- 楊姈桂，2000，台灣地區午後對流降水特性之分析。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文。
- 陳泰然、楊進賢，1998，台灣梅雨期豪雨之時空分布特徵。大氣科學，16，151-162。
- 陳泰然、周鴻祺、張子琦、劉志信，2001，梅雨季台灣北部地區鋒面型與非鋒面型午後熱對流研究。大氣科學，29，37-52。
- 陳泰然、張子琦，2002，梅雨季台灣中北部地區豪(大)雨之氣候特徵研究。大氣科學，30，171-186。
- 陳泰然、王重傑、張智昇、王子軒，2005。梅雨季台灣中部地區降水與豪(大)雨之中尺度氣候特徵。大氣科學，33，49-76。
- 陳泰然、周鴻祺、廖佩娟、楊進賢，2009，暖季弱綜觀強迫下中北台灣午後熱對流的氣候特徵。大氣科學，37，69-108。
- 陳鑫濤、林博雄，2015，臺灣環島海陸風指標建立及其特性分析。104年中央氣象局天氣分析與預報研討會。
- 張子琦、陳泰然，2001，TAMEX期間台灣西南部地區弱綜觀強迫下之垂直運動研究。大氣科學，29，171-190。
- Brandon, W. J. K., Y. -L. Chen, and M. -Y. Chang. 2010: The Diurnal Cycle of Winds, Rain, and Clouds over Taiwan during the Mei-Yu, Summer, and Autumn Rainfall Regimes. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 497-516.
- Chen, T. C., J. D. Tsay, and E. S. Takle, 2016: A Forecast Advisory for Afternoon Thunderstorm Occurrence in the Taipei Basin during Summer Developed from Diagnostic Analysis. *Wea. Forecasting*, 31, 531-552.
- Chang, C. P., and G. T. Chen, 1995: Tropical circulation associated with southwest monsoon onset and westerly surges over the South China Sea. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3254-3267.
- Chen, T. C., M. C. Yen, J. C. Hsieh, and R. W. Arritt, 1999: Diurnal and seasonal variations of the rainfall measured by the automatic rainfall and meteorological telemetry system in Taiwan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2299-2312.
- Lin, P. -F., P. L. Chang, B. J. -D. Jou, J. W. Wilson, and R. D. Roberts, 2011: Warm season after thunderstorm characteristics under weak synoptic-scale forcing over Taiean Island. *Wea. Forecasting*, 26, 44-60.
- McPherson, R. D., 1970: A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze. *J. Appl. Meteor.*, 9, 767-777.
- Sara, S., and Coauthors. 2010: The NCEP climate forecast system reanalysis. *Bul. Amer. Meteor. Soc.*, 91, 1015-1057.

致謝

感謝中央氣象局氣象預報中心蔡宜珊技士協助網格資料繪圖、臺灣南區氣象中心觀測課厲學成技士、楊昌峰技士、黃振輝技士、李建德技佐、陳家餘技佐等人給予本研究的意見及協助進行預報因子檢核。