

2016 年 06 月 02 日短延時極端降雨個案分析

曾德晉¹、劉清煌²

¹ 空軍氣象聯隊氣象中心

² 中國文化大學大氣科學系

摘要

2015年06月14日，臺北地區午後熱對流發展旺盛，公館測站時雨量測得為131毫米(mm)，較低窪的行政區甚至出現積水現象。2016年06月02日梅雨鋒面南移過程中，桃園地區累積雨量值達國家災防中心致災降雨門檻值(130毫米)以上，顯示極端降雨事件頻率逐漸升高。

分析2016年06月02日位於臺灣北部外海的滯留鋒面系統，雲帶綿延達2,000公里以上，而這水氣輸送帶(大氣長河)南移動過程中，不間斷從臺灣的西至西南方向提供水氣，其中850hPa臺灣受微弱高空槽線接近，300hPa臺灣西側存在分流場，在500hPa以下有低層噴流分布於北部地區。雲圖及回波圖中，MCSs西側不斷有新生對流胞形成這樣的結果均與紀等(2004)概念模式一致。

肇生本次短延時極端降雨原因是臺灣位於不穩定綜觀環境場內，且低層噴流挾帶暖溼空氣移入，搭配鋒面移動緩慢，遂使桃園中正機場淹水。

關鍵詞：短延時極端降雨、MCSs、大氣長河

一、前言

近年來世界各地氣象災害頻傳，其中劇烈降雨常直接或間接影響國計民生，而臺灣因降雨致災，主要肇因於颱風及梅雨鋒面系統，因此國家災害防救中心針對1992~2013年長延時(12、24小時)及短延時(3、6小時)的極端降雨進行統計，結果顯示極端降雨事件主要發生於夏、秋兩季，天氣系統以熱帶氣旋居冠，其次為梅雨鋒面、西南氣流、熱帶氣旋與東北季風共伴等類型，國家災害防救中心選定的極端降雨事件之篩選門檻值(如表1所示)，其中3小時降雨量超過130毫米(mm)以上歸納於短延時極端降雨事件。

2015年06月14日，臺北地區午後熱對流發展旺盛，公館測站時雨量測得為131毫米(mm)，較低窪行政區甚至出現積水現象與本

研究所探討個案(2016年06月02日)在桃園蘆竹、埔心及觀音降雨量均達短延時極端降雨門檻值。

降雨延時(小時)	致災降雨門檻值(毫米)
3	130
6	200
12	350
24	350

表 1：各降雨延時之致災降雨門檻值(龔等，2012)。

紀等(2004)分析1997~2003年梅雨季MCSs發展的天氣型態可分為四類。(1)地面冷鋒後伴有風切線、低層噴流及厚度分流時，且水氣羽(water vapor plume；簡稱WVP)與850hPa之 θ_e 脊軸相位一致時，將利於冷鋒前

對流發展，定義為鋒前發展型(如圖1a)。(2)當地面冷鋒後的冷區，WVP領先於850hPa之 θ_e 脊軸，且無明顯風切線及中高層系統配合時為鋒後不發展型(如圖1b)。(3)滯留鋒後有風切線、鋒區有厚度分流及WVP與850hPa θ_e 脊軸一致時，MCSs將在滯留鋒前緣發展為滯留鋒前發展型(如圖1c)及(4)滯留鋒後有風切線、鋒前有低層噴流、1000-500hPa的厚度分流及中高層的WVP，850hPa之 θ_e 脊軸位於鋒上時，為滯留鋒上發展型(如圖1d)。

而MCSs內雲系的發展可分為兩類(1)對流中心(即雲頂溫度最低處)位於雲系西側迎風區，且在該雲系之上游有新生小對流雲，此為MCS向上游發展，其概念模式如圖2a。當MCS之對流中心在雲系之東部時，則MCS向前快速移動，其概念模式如圖2b。

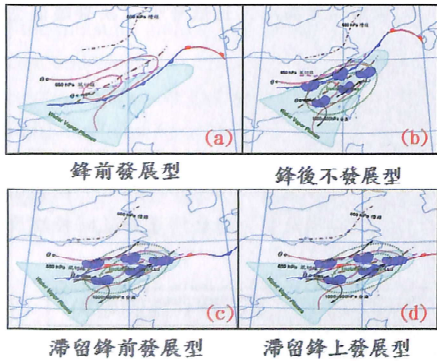


圖 1：梅雨季時 MCSs 發展類型可分為鋒前發展型(a)鋒後不發展型(b)滯留鋒前發展型(c)及滯留鋒上發展型(d)(紀等, 2004)。藍粗實線為冷鋒、紅粗實線為暖鋒、藍紅間線為滯留鋒面、咖啡粗點線為 500hPa 槽線、紅細線為 850hPa 之 θ_e 、紫線為 850hPa 風切線、黑實線箭頭為 1000-500hPa 分流、粉藍色陰影區為水氣羽、藍色區塊為 MCS，均標示圖內(紀等, 2004)。

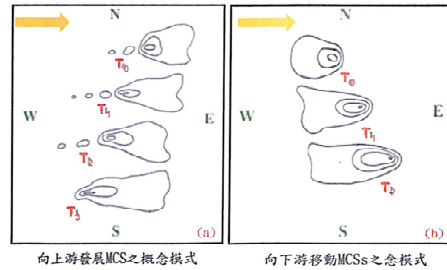


圖 2：梅雨季，MCSs 雲系發展有(a)向上游發展型(b)向下游發展型，黃箭號為系統移動方向、 T_0 、 T_1 、 T_2 、 T_3 為系統演變時間點(紀等, 2004)。

朱(2013)利用ECMWF再分析資料分析2012年06月11日梅雨季時超大豪雨個案，200hPa臺灣地區位在噴流入區的南方，850hPa槽線位於臺灣北部，而臺灣位於強風區內，925hPa風切線在中國東南沿岸，此時，臺灣北部、西北部、臺灣海峽和大陸東南沿海為輻合區，此天氣型態為低層輻合高層輻散(無示意圖)，說明此環境有利劇烈天氣系統發展且Li and Chen(1998)分析北部豪大雨個案也有類似的大氣環境。

卓與盧(2013)針對1951-2010年5至6月梅雨期間，臺灣西部10個測站(基隆、淡水、臺北、新竹、梧棲、臺中、嘉義、臺南、高雄及恆春)，分析極端降雨事件的環流特徵，氣旋(正渦度區)位於華南至日本南方洋面，反氣旋(負渦度區)位於西北太平洋至菲律賓，而西南氣流自南海北部到琉球一帶並介於正、負渦度距平之間，此時的臺灣地區處於氣旋與反氣旋之間(圖3)，而此南海北送的西南氣流(類似大氣長河)導致臺灣災害性的降雨。

從相關文獻得知這些降雨事件的發生時間都很短暫且降下驚人的雨量，然而這些因素無非與水氣輸送及不穩定的大氣環境有關

，而且近年來類似的案例出現相當頻繁，但此類系統細節分析仍相當有限。

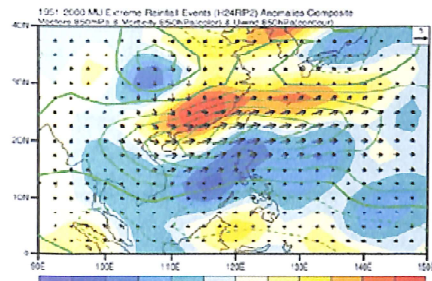


圖 3：臺灣梅雨季極端降雨事件距平環流合成圖，顏色為 850hPa 渦度場，等值線為緯向風場，卓等(2013)。

一、個案分析

(一)綜觀系統分析

本文分析2016年06月01日1200 UTC中央氣象局地面天氣圖疊加紅外線及美國海軍全球模式925hPa風場顯示，阿留伸低壓位於日本東方洋面，滯留鋒面自此低壓中心向西南延伸經琉球群島至大陸貴州一帶，此滯留鋒面雲帶長度達2,000公里以上與李(2013)提及冬季狹長的水氣輸送帶(大氣長河)類似(無示意圖)，造成水氣不斷向臺灣地區輸送。高壓中心位於河北地區。1800 UTC時，滯留鋒面受位於河北的高壓勢力影響，鋒面位置向南移動至臺灣北部外海。至02日0000 UTC時，滯留鋒面受位於陝西的高壓影響，鋒面再向南位移接觸臺灣北部陸地(圖4a至c)。

850hPa空層中，風向不連續而位於臺灣北部外海無移動改變，微弱槽線逐漸接近臺灣，中南半島向臺灣輸送暖溼空氣。01日1200至02日0600 UTC 700 hPa高空圖顯示，板橋及花蓮測站由西北風轉西南風至南風，風速達20至30knots且有低層噴流現象，表示短波

槽逐漸通過臺灣，中南半島暖溼空氣向臺灣輸送。01日1200至02日0000 UTC時，500hPa受穩定西向氣流影響。300 hPa 在01日1200 UTC，臺灣北部受速度分流影響，至02日0000 UTC時，速度分流南移至臺灣海峽北部(圖5a至f)。

本次探討的2016年06月02日短延時極端降雨個案與紀等(2004)概念模式相當符合，但850hPa的槽線及300hPa速度分流場較為明顯。

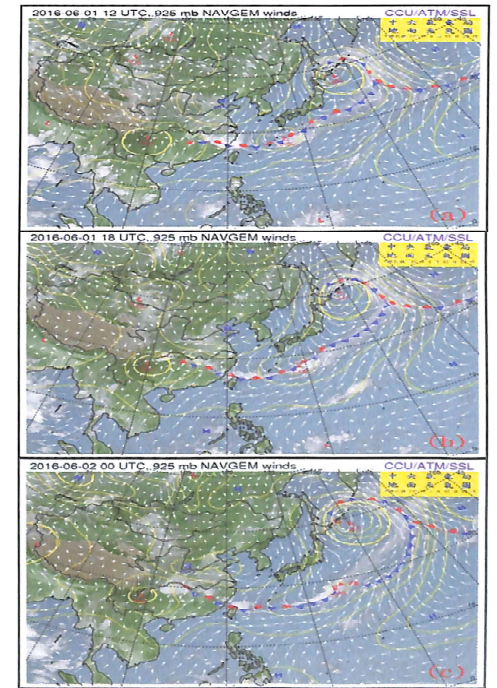


圖 4：中央氣象局地面天氣圖疊加紅外線雲圖及美國海軍全球環境模式 925hPa 風場(a)06月01日1200 UTC (b)06月01日1800 UTC (c)06月02日0000 UTC。黃實線為等壓線、白箭號為 925hPa 風場。

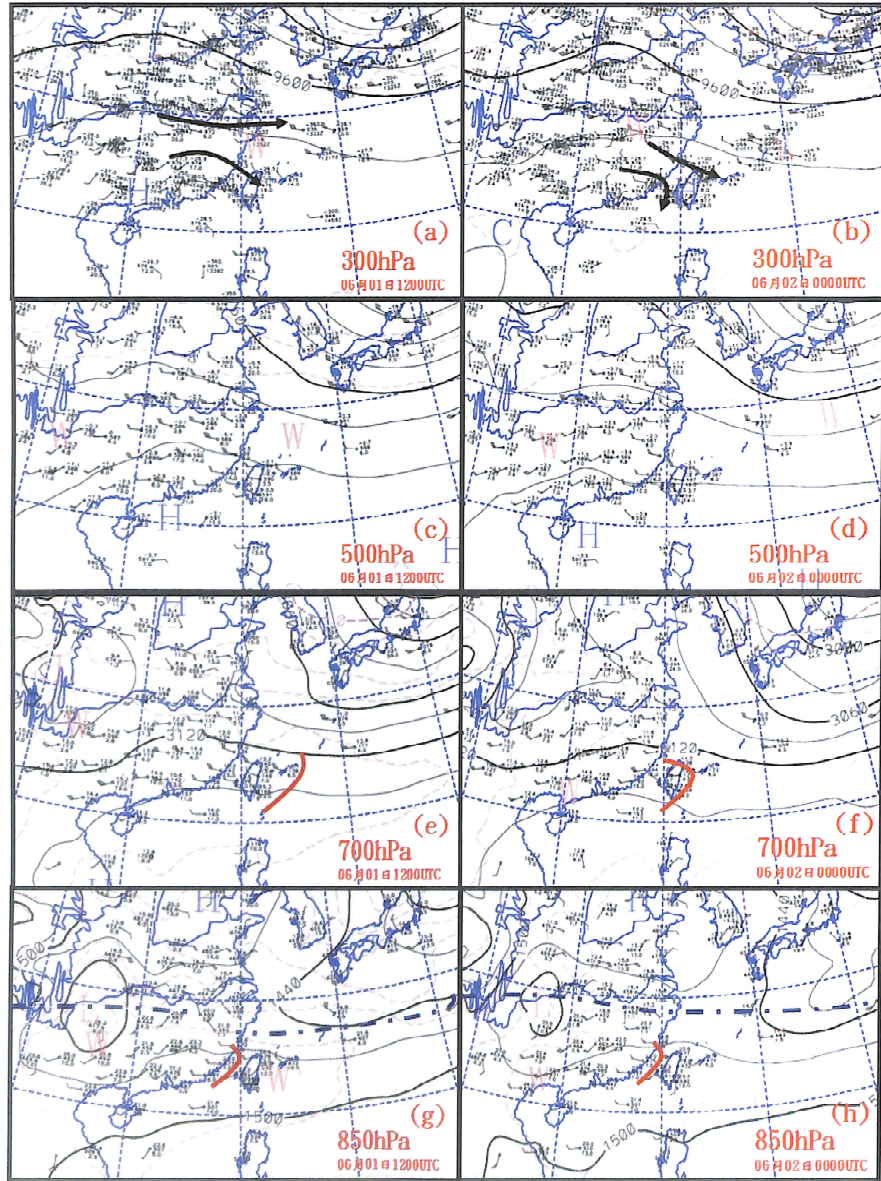


圖 5：(a)、(c)、(e) 及 (g) 為 06 月 01 日 1200 UTC 300、500、700 及 850 hPa 中央氣象局高空圖。(b)、(d)、(h) 及 (f) 同上，但為 06 月 02 日 0000 UTC。細實線為等高線、紅色虛線為等溫線、點粗線為風向不連續線、咖啡色粗實線為槽線、黑箭號為高空氣流方向。

分析 2016 年 06 月 01 日 2200 UTC 可見光雲圖，數個旺盛發展的 MCSs (圖 6 a) 位於淡水河口北北西方 30 至 40 KM 處，並與金山北側外海長 400 KM 寬 150 KM 之雲團連結，至 2300 UTC 時 (圖 6 b)，該雲團向南移動並觸及金山陸地，並不斷有新生對流胞形成，導致 MCS 有向上游發展。02 日 0000 UTC 時 (圖 6 c)，雲團南緣已移至臺北盆地上空，而位淡水河口北北西側之 MCS 持續向上游發展並移動至新竹西北方 20 至 30 KM 處。06 月 02 日 0100 UTC 時 (圖 6 d)，雲團南移至臺北市南面，MCS 仍持續向上游發展，0200 至 0500 UTC，該雲團向南移動，雲團最終停止於小雪山山脈北側，未超過桃園復興以南地區；另 MCS 也持續向上游發展，最後在馬公以北海域停止發展 (圖 6 c 至 h)。

由 06 月 01 日 2200 UTC (圖 7 a) 顯示，強回波區分別為宜蘭東北方外海 150 KM 處的胞狀回波及金山北側外海約 80 KM 的線狀回波。為瞭解胞狀回波區發展演變過程，針對胞狀強回波西南側設定標點進行追蹤 (影響臺灣方向)。至 02 日 0000 UTC 時，金山北側外海的線狀回波南壓接近臺灣北端陸地，而宜蘭東北方的胞狀回波向西方向發展 (圖 7 c)。0100 UTC 時，線狀回波已位於臺灣北部陸地，其中較強的回波分布於桃園及新北市西北側；另胞狀回波因前緣有向西南方向激發的新生對流性回波，故整體胞狀回波區向西南方向發展 (圖 7 d)。0200 UTC 時，強線狀回波區域仍集中於桃園一帶，而胞狀回波區西南方向再度激發新生的對流性回波並接觸宜蘭北側陸地 (圖 7 e)。0300 UTC 時，線狀對流中的強回波區持續集中於桃園一帶，胞狀回波持續原地發展 (圖 7 f)。0400 UTC，位於臺灣西北部之線狀回波，回波主體結構開始消散，而臺灣東側的胞狀回波強度未有明顯改變 (圖 7 g 及 h)。至 0500 UTC 時，線狀回波主體結構持續消散減弱，而胞狀回波西南方向前緣再

度激發新生的對流性回波，但整體胞狀回波強度已呈現減弱情況 (圖 7 h)。

總體而言，線狀回波回波發展相較於胞狀回波穩定，其向南移動過程中，帶有向西的分量變化，而胞狀回波西南側前緣，在 1 至 2 小時內有新生對流性回波生成發展，此現象與紀等 (2004) MCSs 向上游發展型一致。

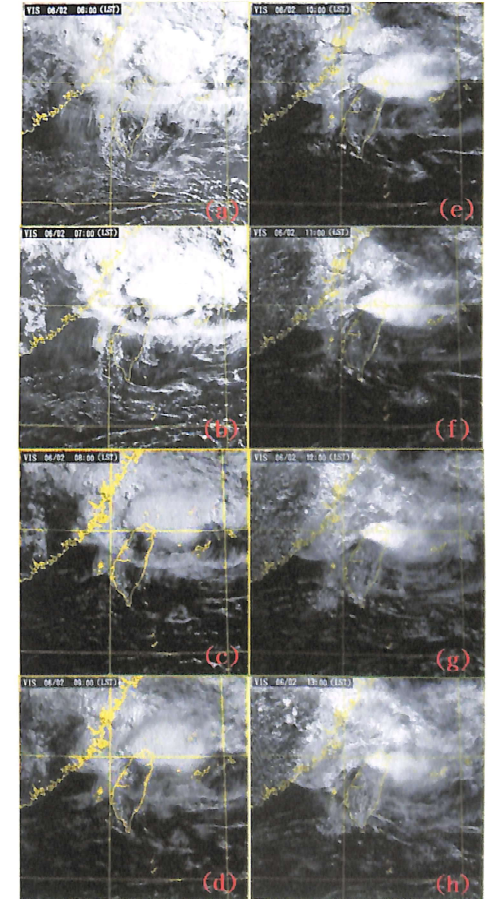


圖 6：可見光衛星雲圖 06 月 01 日 2200 至 06 月 02 日 0500 UTC，每小時可見光衛星雲圖 (圖左上角為地方時)。

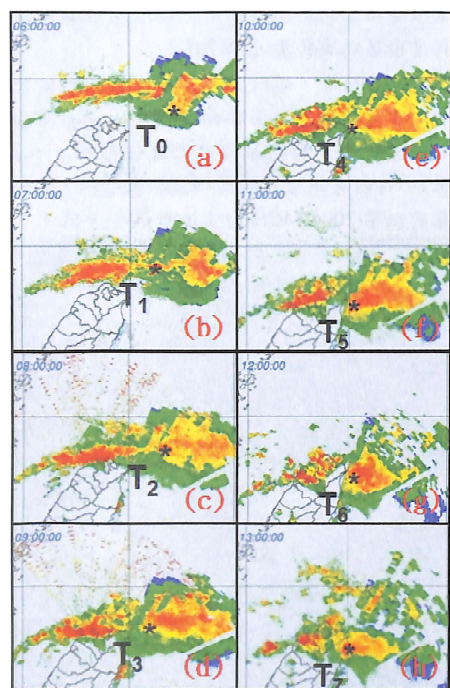


圖 7：中央氣象局整合雷達回波圖，時序同圖 6(a)至(h)，黑星號為新生對流胞標點， T_0 至 T_7 相對應對流胞發展時序(圖左上角為地方時)。

分析2016年01日2200至2300 UTC時累積雨量圖得知，臺灣無累積雨量。01日2300至06月02日0000 UTC時雨量圖，2~6毫米(mm)累積雨量圖分布於三芝區及宜蘭至花蓮交界區。0000至0100 UTC，新北市三芝區時累積雨達40至50毫米(mm)。0100~0200UTC時，位於三芝區累積雨量區域向西南擴散至新屋區，50至70毫米(mm)時雨量最高值位於大園。0200至0300 UTC時，大園時累積雨量達70至90毫米(mm)。0300至0400 UTC時，30至70毫米(mm)時累積雨量較大值分布於新屋至新豐。0400至0500 UTC時

雨量圖顯示，新屋至新豐仍有較高時累積雨量值約為40至50毫米(mm)，如圖8a至h。

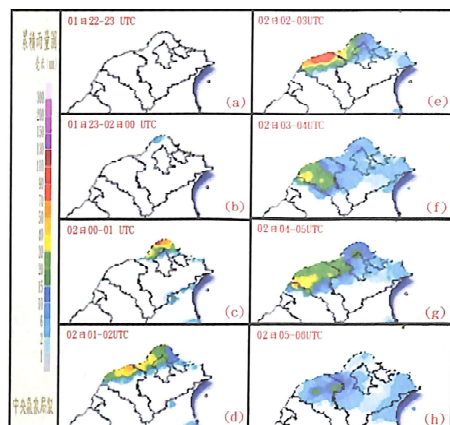


圖 8：中央氣象局時累積雨量圖依序為06月01日22-23(a) 06月01日23-06月02日00(b) 06月02日00-01(c) 06月02日01-02(d) 06月02日02-03(e) 06月02日03-04(f) 06月02日04-05(g) 06月02日05-06UTC(h)。

從06月02日0000UTC中央氣象局板橋探空站(46692)斜溫圖(圖9a)得知，在旺盛發展的MCSs尚未接近臺灣北部時，北部地區近地表至850hPa空層中為偏燥情況，780至750、580至550hPa及440至380hPa空層為較潮溼空層且低空層有顯著的逆溫現象。進一步分析相關熱力指數KI指數為37.7屬於中度不穩定，TI指數45.1屬於輕度不穩定，SI指數為-1.9發生雷雨機率增加。而北部地區垂直風場上，可發現近地表有微弱的東風層現象，但925至850hPa風場為西至西南風，風速則介於15至30knots，700至500hPa為西南風至西北風，風速為25至40 knots，500hPa以上為西北風至北風，風速為10至30 knots。接著分析06月02日0000 UTC空軍馬公探空站(如圖9b)，近地表至880hPa為潮溼，受顯著的沉降作用影響，880hPa以上為乾燥情況。熱力指數情況分

別是KI指數為29.5屬輕度不穩定，TI指數為45.2屬輕度不穩定，SI指數為-1.8有雷雨發生機率。中部地區垂直風場，自地表至800hPa為西南風，風速為10至20 knots，720至500hPa為西北至西風，風速為10至25 knots，420至250hPa為東北風至東風，風速為5至20 knots，250hPa以上為東南風轉東風再轉為西北風，風速介於徑風至25 knots之間。

從板橋(46692)及馬公(46734)等2處探空站得知，北部地區熱力指數較中部地區大氣環境更趨於不穩定狀態，北部地區500hPa以下受明顯的西南風(低層噴流)影響，而中部地區受顯著的沉降作用影響下，且地表至700hPa為南風至西南風，700hPa以上為西北風、西風及東北風，表示中部地區自低層至高層，高壓影響逐漸明顯。

(二)中尺度觀測分析

為瞭解在強降雨時段桃園地區各氣象要素變化，以桃園中正國際機場為中心，由北至南遴選新北市三芝、桃園蘆竹、桃園中正機場、桃園埔心、桃園觀音及新竹新豐等6處氣象觀測站(圖10a及b)分析逐時氣象要素(風場、溫度、露點及累積雨量)變化情況，其中圖10(a)為測站分布之地理位置，而新北市三芝位於圖外東北方向，新竹新豐位於圖外之西南側未納圖中。左上角(圖10b)為06月02日0200至0300 UTC時之累積雨量，顯示在這段時間之各氣象站與降雨分布之相對位置。

分析新北市三芝觀測站(如圖11a)，01日1800至2300 UTC為偏南風情況，01日2300至02日0000 UTC由偏南風轉為偏北風。0000至0100 UTC，由偏北風轉為偏南風，0100至0700 UTC期間，發生2次風場轉換現象，0500 UTC後為穩定的北風。而01日2330至0030 UTC期間，溫度由29°C降至24°C，露點變化不明顯，時雨量值約為40毫米(mm)，氣壓上升2hPa左右。桃園蘆竹觀測站(圖11b)、中正

機場(如圖11c)、桃園埔心測站(圖11d)及桃園觀音測站(圖11e)風場逐時演變，在01日16至02日0000 UTC，風場呈現穩定的西南風。0000至0100 UTC，由偏南風轉為偏北風，氣壓上升1至2hPa左右、溫度降幅約2°C至3°C、霧點未有變化，其中風速以桃園中正機場明顯高於其它測站。0100至0200 UTC，桃園蘆竹、桃園埔心及桃園觀音測站時雨量值由0增加至40到60區間毫米(mm)以北。至0200至0300 UTC，桃園蘆竹測站、中正機場及桃園埔心測站均由偏北風轉為偏南風，桃園觀音測站約0300至0400 UTC，才由偏北風轉為偏南風。在0000至0400 UTC期間，桃園蘆竹等4處測站風場均有順時針演變，雨量累積值均達160毫米(mm)以上。在0600至0700 UTC，桃園蘆竹、中正機場及桃園觀音測站，再由偏南風轉偏北風，桃園埔心測站遲至0700至0800 UTC，才由偏南風轉為偏北風，溫度升幅約1°C至2°C，氣壓增幅約1至2hPa。接著分析新竹新豐測站01日1600時至02日0200 UTC為穩定西南風，0200至0300 UTC，由偏南風轉偏北風，0300至0600 UTC，為穩定的偏北風向，0600至1600 UTC期間，又發生一次風場順時針變化。而新竹新豐測站溫度降幅發生於0300至0400 UTC，由28°C降至25°C，露點變化同於其他測站無明顯變化，同時段雨量累積值約為10毫米(mm)，氣壓值變化不明顯。

由北往南分析西北部沿海測站，風向、溫度、氣壓及累積雨量演變，其中位於較北端的新北市三芝測站，風場轉變、溫度降幅及降雨時間均早於其他測站。桃園蘆竹、中正機場、桃園埔心及桃園觀音測站因彼此距離近，風場、溫度、氣壓及雨量值變化結果較為相似，而座落於較南端的新竹新豐測站，風場、溫度及雨量值變化為6站中發生變化最晚之測站。這6處測站氣象因素時序演變現象呼應案內滯留鋒面為東西向，並由北向南移動之結果。

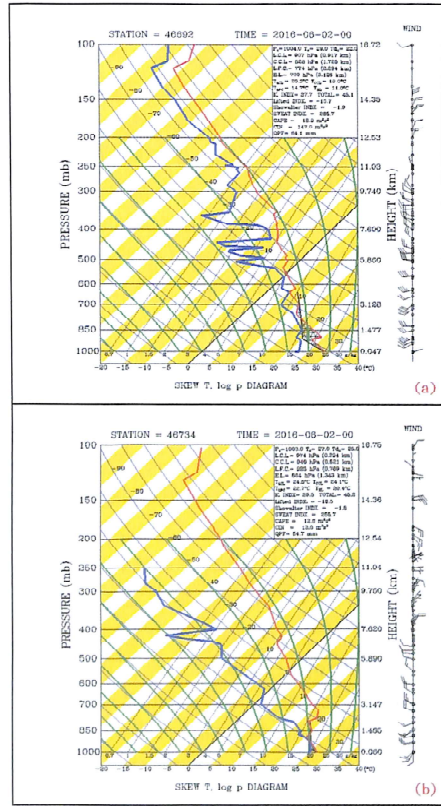


圖 9：(a)06月02日0000 UTC 板橋探空圖 (b)與(a)同樣時間，但為馬公探空圖。



圖 10：自動氣象站位置(a)自動氣象站與 06 月 02 日 02 至 03 UTC 時累積雨量區域相對位置(b)，測站由北至南分別為新北市三芝、蘆竹、中正機場、埔

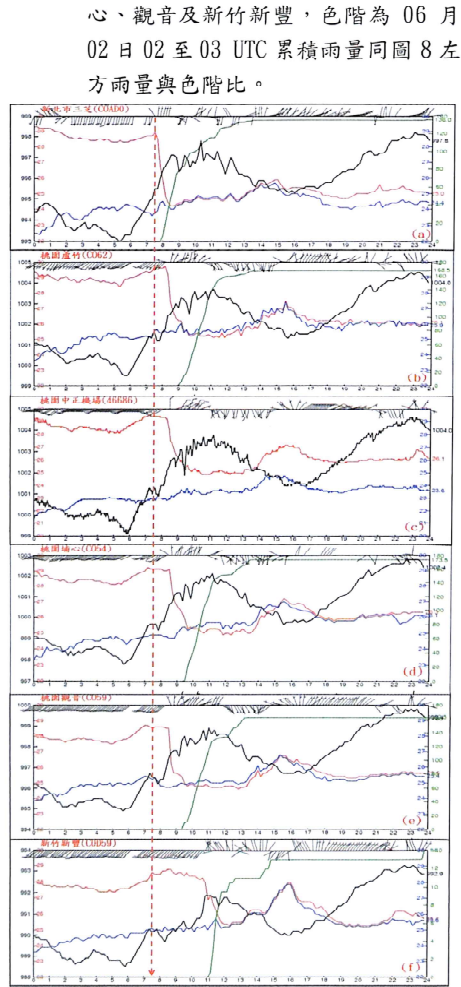


圖 11：自動氣象站氣象要素及風場時序演變圖，三芝(a)蘆竹(b)中正機場(c)埔心(d)觀音(e)新豐，黑色線為氣壓線，紅色線為溫度線，藍色線為露點線，綠色線為累積雨量，紅虛線為開始降溫示意線，橫坐標為地方時間軸，縱坐標左側為氣壓及溫度、右側為露點及雨量。

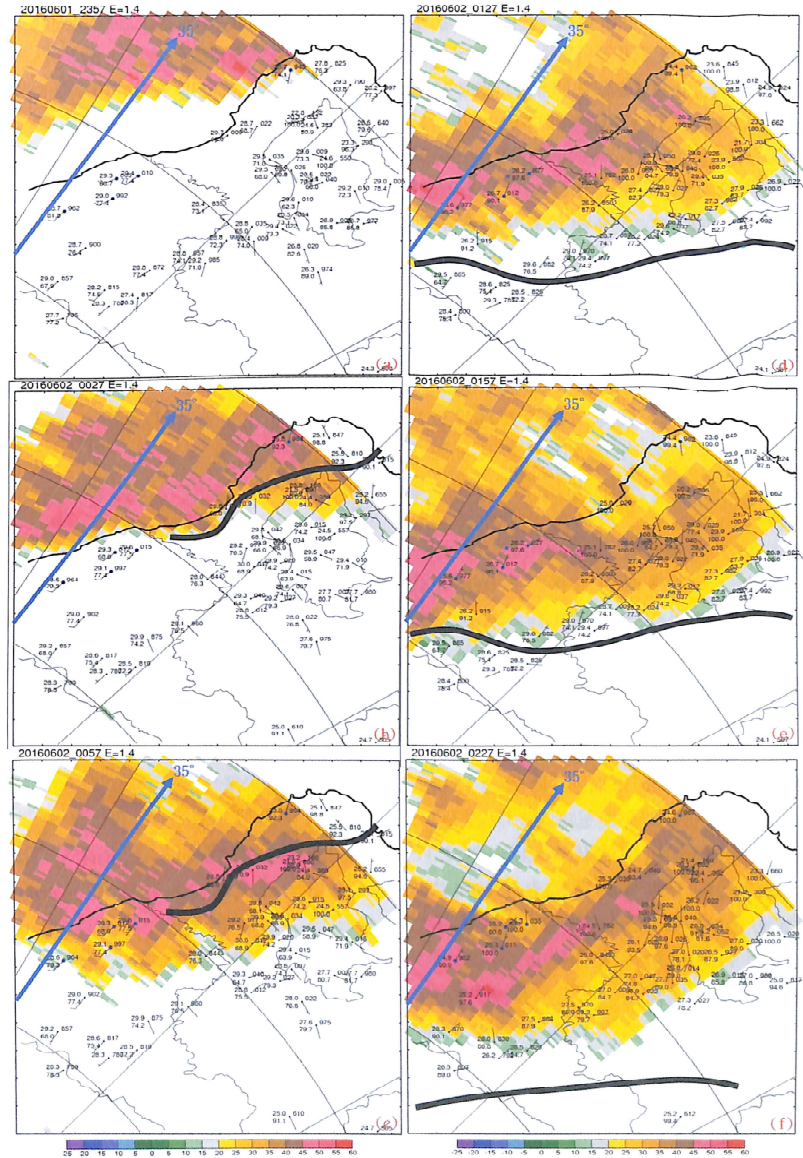


圖 12：清泉崗氣象雷達每 30 分鐘仰角 1.4° 疊加地面自動氣象站風場分析圖(a)06 月 01 日 2357(b)06 月 02 日 0027(c)06 月 02 日 0057(d)06 月 02 日 0127(e)06 月 02 日 0157(f)06 月 02 日 0227 UTC。黑色粗線為風向不連續線，淡藍色箭號為選定方位角示意方向。

分析06月01日2357 UTC清泉崗氣象雷達每30分鐘仰角1.4° PPI(plan position indicator)疊加地面自動氣象站之風場分析圖(圖12a),此時回波位於淡水河口西北方約12KM處,各氣象觀測站以南向風場為主,此時段內未有明顯的風向不連續面。0027 UTC時(圖12b),降水回波已向南移動並接觸新北市及桃園沿海地區。此時,新北市三芝、金山及基隆一帶氣象站以偏北向風為主,臺北市內、新北市淡水及桃園地區仍為偏南向風,風向不連續面座落於新北市金山及三芝以南,新北市淡水、桃園蘆竹及中正機場以北。0057 UTC時(圖12c)。風向不連續面持續位於新北市金山及三芝以南,桃園蘆竹及中正機場以北,不連續面未有明顯位移變化,但線狀對流持續向南移動至桃園蘆竹、中正機場、桃園埔心及桃園觀音一帶。0127 UTC時(圖12d),風向不連續面向南移動至桃園中壢、桃園楊梅及桃園八德一帶,但較強之線狀降水回波(回波值達50dBz以上)仍分布於桃園蘆竹、中正機場、桃園埔心及桃園觀音地區。0157 UTC(圖12e),此時風向不連續面仍座落於桃園中壢、楊梅及八德一帶,較強降水回波(回波值達50dBz以上)持續位於桃園蘆竹、中正機場、埔心及觀音地區。0227 UTC(圖12f)時,降水回波(回波值達50dBz以上)仍集中於桃園地區,但有稍微向南移動之改變。而位於桃園中壢、楊梅及八德之風向不連續面也略為向南移動,最後停止於桃園復興、新竹尖石及新店烏來一帶,未再向南移動變化。

本次線狀降水回波自淡水河口西北側緩慢向南位移過程中,北部地區逐漸有明顯的風向不連續面建立,而此風向不連續面南移變化持續領先於線狀降水回波前緣,最終停止於桃園復興、新竹尖石及新店烏來,這個情況影響線狀降水回波向南移動發展,並停留於桃園龍潭、大溪及新竹關西一帶。

為掌握桃園地區回波發展特性,同樣以強回波值達50dBZ以上為選取基準,選定強回波值滯留較久區域,再以方位角35°進行分析(圖12a至f)。結果顯示,位在雷達方位角35°之RHI(range height indicator),發展旺盛的對流胞其回波值達30dBZ以上垂直發展高度介於11至12公里,最高可達14公里(圖13a至f)。

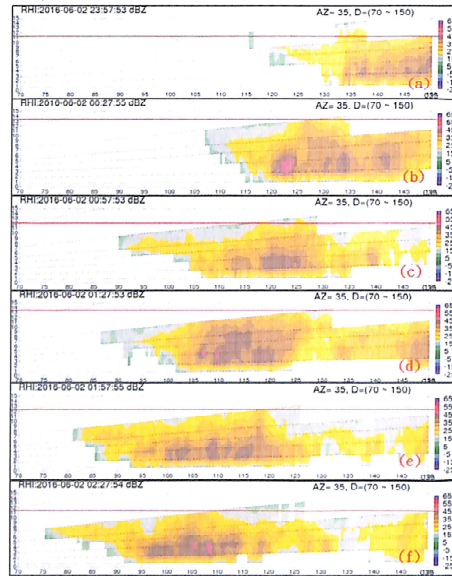


圖13:沿著AZ=35°之RHI,時間同圖11,紅線為回波值達30dBz示意高度。

為瞭解個案內回波移向及移速特徵,進一步分析PPI速度場。在圖14中,PPI速度場呈現暖色系(遠離雷達方向)與環境風場為偏南向風結果一致,惟埔心、楊梅及八德一帶出現部份冷色系(趨近雷達方向),顯示該區域有較明顯的地形雜訊;另外在新北市三芝、金山及基隆地區,應呈現冷色系風場(地面風場為北向風),但實際卻無此情況,表示本次個案中,北向風場發展厚度未被清泉崗氣象雷達觀測到,表示北方系統發展厚度淺薄,

強度不如東北季風厚度層,此現象與板橋探空站(圖9a)垂直風場分布相同。

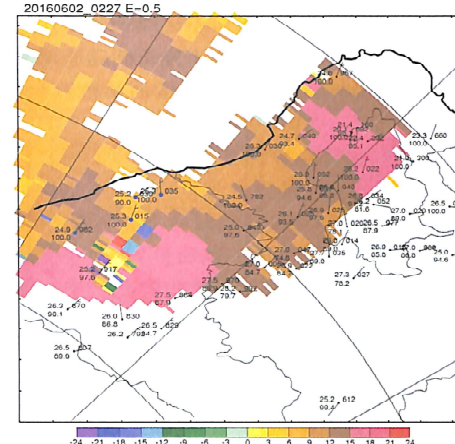


圖14:清泉崗氣象雷達仰角1.4°06月02日0227 UTC PPI徑向速度疊加地面自動氣象站資料。

二、模式預報討論

為了解本次個案在本軍平時預報作業上掌握是否得宜,分別對日本預報模式(JMA)05月31日1200 UTC及06月01日1200 UTC初始場預報06月02日0000 UTC至0600 UTC地面而系統與累積雨量配置(圖16)進行比對。結果發現滯留鋒面伴隨的累積雨量極值區域由金山海外向東修正至基隆東北側,強度由15至20毫米(mm)/6小時向上修正為40至50毫米(mm)/6小時。較早的預報圖顯示,低壓環流原分布於124°E以東,鋒面沿此環流中心向西南延伸至臺灣東部洋面,臺灣週邊為北向風。修正後的結果為低壓環流移速增快並東移至126°E以東,鋒面從23°N以北向南修正至23°N以南,臺灣週邊風場轉為東北風,地面降溫約2°C。而為瞭解日本模式修正原因,遂針對05月31日1200 UTC及06月01日1200 UTC兩日預報06月02日0000至0600 UTC量場結果,自925hPa逐層向上分析至

300hPa空層。其中925及850hPa自南海地區往臺灣方向分布的西南風場修正為減弱變化,但925hPa、850hPa及700hPa位於南海上空的高壓強度轉為增強變化以致於脊線增強並加快地面鋒面移動。這樣的結果也造成在850hPa、700hPa、500hPa及300hPa相對溼度場向北移動(圖未示),並受來自於北方向南分布的冷空氣影響,加強凝結降雨現象,肇致累積雨量量提升。

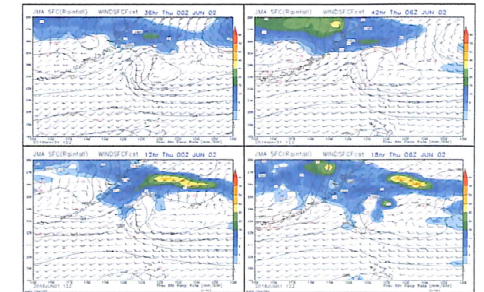


圖15:日本預報模式(JMA)以05月31日1200 UTC及06月01日0000 UTC初始場預報06月02日0000至0600 UTC地面風場、等壓線、溫度及累積雨量值示意圖。

另外美國預報模式(GFS)05月31日1200 UTC及06月01日1200 UTC初始場模擬06月02日0000 UTC及0600 UTC地面配置與降雨量,其結果顯示滯留鋒面挾帶的累積雨量極值區域位於臺灣海峽北部,此模擬結果比日本預報模式(JMA)更接近實際觀測情況。不同的是降雨強度的預估值由30至40毫米(mm)/6小時提高至40至50毫米(mm)/6小時修正幅度較日本預報模式(JMA)穩定,舊模式結果顯示低壓環流位於臺灣東側洋面,鋒面位於此低壓環流內,在新預報模式結果顯示,低壓環流已東移遠離臺灣東部洋面,鋒面而向南略為修正,臺灣地區溫度降幅小於日本預報模式(JMA)。而位於海峽上的風向不

連續界面自25°N以北向南修正至24°左右(圖16)。在美國預報模式中,氣象量場修正與日本相異。主要是850hPa、700hPa、500hPa及300hPa南海地區之高壓勢力轉弱,中緯度系鋒面系統穩定西移,這樣的結果與日本預報模式(JMA)因南海高壓脊線增強,趨使臺灣東側低壓環流加快東移機制不同。另外從上述空層中位位於臺灣以北及其外海之相對溼度南壓至臺灣中部地區。較為有趣的是在925及850hPa海峽南部之西南風增強,強化低層噴流現象(圖未示),使臺灣西南部迎風面有累積雨量增強及變多。

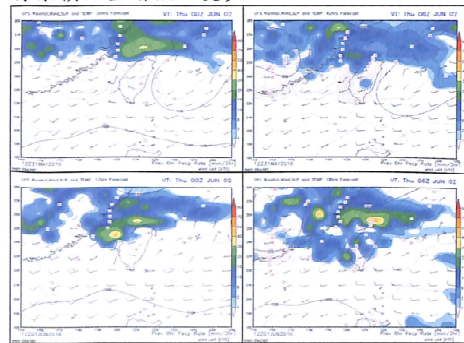


圖 16 同圖 15 時序編排,但為美國預報模式(GFS)。

接著分析本軍預報模式(NEW WRF),以同樣的時間點預報06月02日0000 UTC及0600 UTC系統配置與累積雨量,模擬結果與實際情況相近,此等結果與美國預報模式(GFS)一致優於日本預報模式(JMA)。但降雨強度也是高估情況,累積雨量預估值由45.25至64毫米(mm)/6小時提高至90.5毫米(mm)/6小時以上。探討31日及01日模擬02日0000 UTC累積雨量區域分布範圍由臺灣北部外海,向南修正至臺灣北部(桃園地區)與西南沿海均有累積雨量。在0600 UTC時,臺灣北部及近山區均有累積雨量反映,研判應為鋒面接近、通過並搭配地形舉升所致,

如圖17所示,而其修正原因在於1000hPa、925hPa及850hPa位於臺灣東部洋面之背風氣旋式環流減弱消失,風向不連續面得以向南修正,終致相對溼度亦向南修正到達臺灣中部地區(圖未示),強化西部地區的累積雨量。

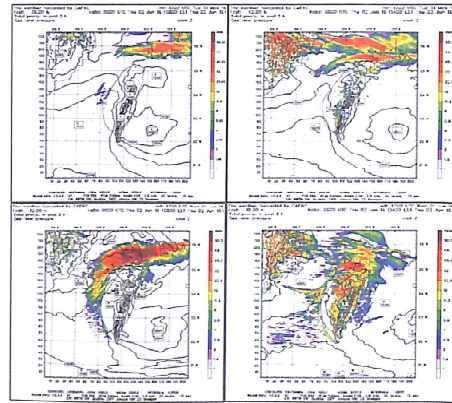


圖 17 同圖 15 時序編排,但無地面風場及溫度場。

雖然日本預報模式(JMA)在06月02日預報結果未如美國預報模式(GFS)及本軍預報模式(NEW WRF),但天氣系統演變趨勢上仍可預期滯留鋒面將對臺灣地區造成程度上的影響。美國預報模式(GFS)及本軍預報模式(NEW WRF)雨量累積結果雖優於日本預報模式(JMA),但預報量場的穩定度仍需長期觀察方能確認運用。若本軍預報模式(NEW WRF)預報結果漸趨穩定成熟,將有助於未來戰演訓成功機率及區域性天氣預報準確率提升。

三、結論與未來展望

2016年06月02日桃園地區短時間降下大雨造成桃園中正國際機場淹水,在02日0100至0400 UTC時,蘆竹、埔心及觀音測站累積雨量值突破國家災害防救中心降雨延時之致災降門閥值130毫米(mm)以上,當分析其大氣環境特徵為東西向滯留鋒面位於臺灣北

部外海並向南緩慢移動接觸陸地,此一滯留鋒面長度長達2,000公里以上,不間斷的向臺灣地區輸送水氣。在01日1200至02日0000 UTC 850hPa高空,臺灣地區受微弱高空槽線接近影響,300hPa 臺灣西側存在分流場與紀等(2004)概念模式相當符合。

分析02日0000UTC探空資料,北部地區(46692) 500hPa以下受明顯的西南風(低層噴流)影響,而中部地區受顯著的沉降作用(高壓影響),遂使滯留鋒面停駐在北部地區(桃園一帶);另因北部地區各項熱力指數均高於中部地區,故大氣環境以北部地區較中部地區為不穩定。

從可見光雲圖發現數個旺盛發展的MCSs西側不斷有新生對流胞形成,導致MCS向上游發展,配合回波圖演變,胞狀回波西南側前緣,在1至2小時內,總會有新生的對流性回波生成與發展,此現象和紀等(2004)MCSs向上游發展型一致。

在極端降雨期間,分析西北部沿海各測站,位於較北端的三芝測站,風場轉變、溫度降幅及降雨時間均早於其他測站。而蘆竹、中正機場、埔心及觀音測站因彼此距離相近,在風場、溫度、氣壓變化結果較為相似。在最南端的新豐測站,各項氣象要素變化是最晚發生的測站,這呼應滯留鋒面由北向南移動結果。

從清泉崗氣象雷達PPI資料疊加地面自動氣象站風場,結果顯示風向不連續面南移過程中領先回波發展前緣,最後不連續面停止於龍潭、大溪及關西一帶,回波未曾跨越不連續面徑自向南發展。

歸納本次2016年06月02日短延時極端降雨肇生原因為臺灣地區位於東西向滯留鋒面前緣的不穩定綜觀環境場內,且925hPa至500hPa有明顯的低層噴流現象並挾帶暖溼空氣向臺灣地區輸送,而此滯留鋒面南移甚為緩慢,致使桃園中正機場淹水。

雖然美國預報模式(GFS)及本軍預報模式(NEW WRF)均有掌握雨量演變趨勢,此結果優於日本預報模式(JMA),但預報量場的穩定度仍需長期觀察方能確認。若本軍預報模式(NEW WRF)模擬結果漸趨穩定成熟,後續可將高品質的天氣預報資訊運用戰演訓任務及救災作業,甚至在空中人工增雨作業時,搭配本聯隊建置的機動性雷射式剖風儀先行赴目標區,據實掌握空中人工增雨作業前風場資料,如實修正及改善空中灑水作業程序,增進集水區成效,進而確保國計民生用水無匱乏之虞。

四、參考文獻

- 朱熾儒、陳景森, 2013: 2012年6月10-12日超大豪雨的有利條件。中央大學碩士論文, 117頁。
- 李俊彥、郭鴻基, 2013: 莫拉克颱風兩帶內對流胞擾動氣壓分布之探討。臺灣大學大氣科學研究所碩士論文, 141頁。
- 卓盈旻、盧孟明, 2013: 台灣梅雨季極端降雨之大尺度環流指數研究。中央氣象局天氣分析與預報研討會論文, 92-96。
- 紀水上、齊祿祥、林允才, 2004: 梅雨季台灣及其鄰近地區中尺度對流系統發展與移動之概念模式研究。中央氣象局天氣分析與預報研討會論文, 428-433。
- 龔楚嫻、于宜強、李宗融、王安翔, 2015: 台灣各縣市重要極端降雨事件分析。104年天氣分析與預報研討會。

A Case Study of Short-term Extreme Rainfall on 2 June 2016

De-Jin Tzeng¹, Ching-Hwang Liu²

¹ Weather Wing, Air Force

² Chinese Culture University

ABSTRACT

On 14 June 2015, an afternoon thunderstorm developed in Taipei area. The Kung-Guan rain gauge station measured 131 mm rainfall within 3 hours period causing floods in some districts. Another short-term extreme rainfall occurred on 2 June 2016 embedded within a southward moving May-Yu front producing more than 130 mm rainfall in Tau-Yuan area. This amount of rainfall reaches the short-term extreme rainfall criteria based on the National Center for Disaster Reduction (NCDR) definition. These two events indicated the short-term extreme rainfall frequency is increasing.

In this paper, an extreme rainfall case on 2 June 2016 is studied. A stationary front located at the northern side extended length more than 2000km. This belt called “the atmospheric river” is able to convey water vapor from southwest into Taiwan region. At 850 hPa level, this is a weak trough exist. Below 500 hPa, a low level jet exists and at 300 hPa level, a diffluence flow exists. The synoptic environment is quite unstable facilitate the MCSs to develop at the western part of Taiwan. This setup is well fit the conceptual model proposed by Chi (2004). The convection systems develop within this slow moving environment produce extreme rainfall causing the Tau-Yuan international airport flooded.

Key words: short-term extreme rainfall, MSCs, atmospheric river