

梅雨季超大豪雨事件之診斷分析

林裕豐 林得恩

空軍氣象聯隊氣象中心

摘要

本研究利用近 20 年(1987-2006 年)5-6 月份中央氣象局逐時雨量資料,針對梅雨季超大豪雨發生事件進行分類統計,並探討 2006 年 6 月 9-10 日超大豪雨個案綜觀特徵分析。由統計資料顯示,超大豪雨多發生在梅雨季的中期(5 月下旬至 6 月中旬),此期間為超大豪雨發生頻率高峰,且中南部地區發生事件較其它地區明顯偏高;分析 2006 年 6 月 9-10 日超大豪雨個案顯示,此期間梅雨鋒面滯留於台灣至南海一帶,鋒面南則存在一強勁的低層(850-700hPa)噴流(Low Level Jet; LLJ),除了將南海地區暖溼空氣傳送至台灣地區,更是激發梅雨鋒面上中尺度對流系統發展的重要因子,也因此使得對流雲簇不斷的在南海與台灣地區之間生成與發展。這些生成發展於南海海面上的中尺度對流系統亦受低層西南噴流的傳送,持續的朝台灣中南部地區移入,並在中央山脈地形舉升的雙重效應作用下,使得水氣能夠在迎風面前迅速的堆積與凝結,以致於造成此期間台灣中南部地區出現超大豪雨之劇烈天氣。

關鍵詞:梅雨鋒面、低層噴流(Low Level Jet; LLJ)

一、前言

台灣與華南位於活躍的東亞季風區內,每年 5-6 月春夏之交,該地區為冬季東北季風與夏季西南季風的轉換期,是為「梅雨季」。此時,副熱帶太平洋高壓與大陸移動性高壓提供有利鋒生的運動變形場,形成自日本往西南延伸經台灣至華南附近的鋒面,稱為「梅雨鋒面」。梅雨鋒面和中緯度鋒面的不同點在於它的水平溫度梯度很小,但是濕度、相當位溫水平梯度很大,而且低對流層存在明顯的風切線。梅雨鋒面是一個綜觀尺度的現象,但造成豪大雨的主要天氣系統卻是中尺度對流系統(Chen, 1992; Lin and Jou, 2005)。在此時期,伴隨梅雨鋒面的組織性中尺度對流系統經常在華南地區生成之後沿著鋒面東移導致所經地區的豪大雨發生,造成嚴重災害(Chen, 2004)。本研究統計近 20 年(1987-2006 年)梅雨季台灣地區發生超大豪雨事件統計分析,以瞭解梅雨季超大豪雨發生之時空分佈特徵,並以 2006 年 6 月 9-10 日梅雨季期間,導致台灣中南部地區超大豪雨劇烈天氣事件,分析診斷大氣環境特徵,藉以瞭解台灣中南部地區持續性豪雨的降水過程與誘發機制。

二、研究方法與資料

本研究統計資料選取中央氣象局所屬氣象觀測站 1987-2006 年 5-6 月份逐時雨量資料。超大豪雨定義為連續二十四小時內累積雨量超過 350 毫米以上,統計時為滿足此定義,則會出現跨日的個案事件,以利避免診斷時遺漏困擾。而超大豪雨之個案分析使用美國國家環境預報中心(NCEP)重分析(Reanalysis data)1°x1° 網格資料,以探討 2006 年 6 月 9-10 日期間,台灣中南地區出現持續性豪大雨劇烈天氣之主要機制及綜觀環境特徵。

三、統計結果

由圖 1(a)顯示 1987 至 2006 年超大豪雨發生總計 20 次,最多為 3 次/年(1997、1998 及 2001 年),影響天數(圖 1(b))最多為 6 天/年(2005 年),總影響天數為 32 天。其中 1999 及 2003 年之個案為分別為馬姬(MAGGIE)及蘇迪勒(SOUDLER)颱風所造成,此部分將不列入統計。由圖 2 統計結果發現,1987-1996 年超大豪雨事件僅佔總次數的 6 次(30%),共有 9 天,其餘事件為 1997-2006 年發生 14 次(佔總次數之 70%),共有 23 天,顯示近 10 年發生超大豪雨事件較為頻繁,不僅次數多,影響天數也較多,至於為何會有這樣的差異分布,仍需進一步釐清。

若將 5-6 月以每旬做為事件的分類,由圖 3(a)統計結果發現,最多發生天數以 5 月 21 日至 6 月 20 日期間佔 78%,其餘部分則佔 22%,顯示超大豪雨多發生在梅雨季的中期(5 月下旬至 6 月中旬)。若由超大豪雨發生測站個數與所在高度統計(圖 3(b))顯示,發生在 1100 公尺以下事件佔 78%。而由區域性統計結果(圖 3(c))顯示,中南部地區發生事件較其它地區明顯偏高(最大值為高雄,其次為屏東、嘉義、南投、台南台中),北部及花東地區發生事件相對較少。

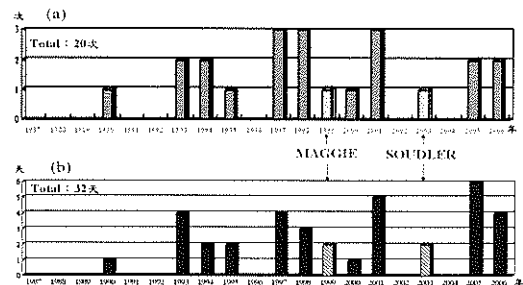


圖 1、1987-2006 年逐年超大豪雨發生(a)次數及(b)天數。

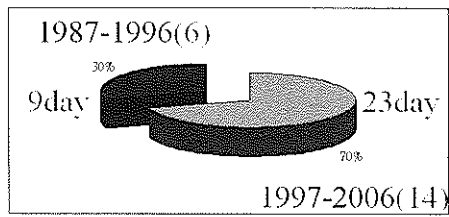


圖 2、1987-1996 年及 1997-2006 年發生超大豪雨次數比率及其影響天數。

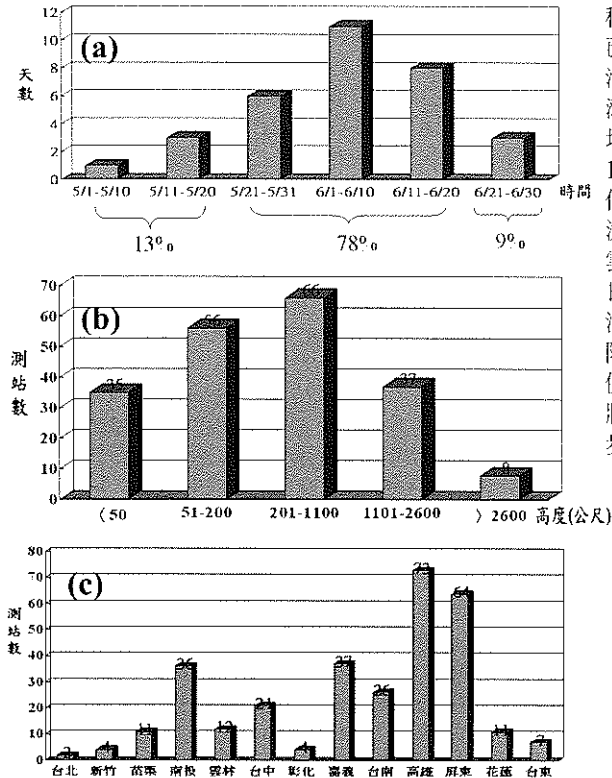


圖 3、1987-2006 年超大豪雨(a)5-6 月每旬發生天數、(b)發生測站個數與高度統計及(c)發生測站個數與地區統計分佈。

四、個案分析

經由上述統計分析我們可瞭解梅雨季期間發生超大豪雨之時間及空間分佈特徵。為了進一步分析發生超大豪雨時的環境特徵，我們選取 2006 年 6 月 9-10 日梅雨季期間發生於中南部超大豪雨個案，針對此個案探討超大豪雨劇烈天氣之主要機制及綜觀環境特徵。

由圖 4a 之 6 月 9 日 0800LST 海平面氣壓圖顯示，低壓中心位於日本附近，鋒面由此低壓中心向西南延伸至台灣地區，此時存在一梅雨鋒面滯留於台灣至海南島一帶。原位於華南沿海之移動性高壓環流與西南季風在台灣至南海地區建立一匯流輻合

區。由於 6 月 9 日 0800LST 至 6 月 10 日 0800LST 期間太平洋高壓勢力並未有減弱趨勢，因此滯留鋒面於 6 月 10 日 0800LST 仍停滯於台灣地區(圖 4b)。直至 6 月 10 日 2000LST 後，太平洋高壓勢力略為東退減弱，鋒面始逐漸南移至台灣東部外海一帶(圖略)。

由 6 月 9 日 0000LST 至 6 月 10 日 1800LST 每間隔六小時連續 IR 雲圖(圖 5)顯示，於 6 月 09 日 0000LST 位於台灣海峽及華南沿海地區已有範圍較小之對於雲系發展，此時對流雲系為一初期生成階段，隨後 0600LST 至 1200LST 雲圖顯示，位於南海地區中尺度對流系統持續發展，並不斷朝台灣地區移入，至 1800LST 位於南海地區之中尺度對流系統已有明顯減弱之現象。但在 6 月 10 日 0000LST，南海地區中尺度對流系統再度被激發，且仍持續朝台灣地區移入，由 6 月 10 日 0600LST 雲圖顯示，台灣地區有一較強之中尺對流系統移入，並於 6 月 10 日 1200LST 後逐漸減弱並向東南移出。經由 IR 雲圖我們可以發現，位於台灣海峽至南海地區之中尺度對流雲系形成後，持續增強發展，並朝台灣地區移入。雲圖時間序列顯示，在 6 月 9 日 0000LST 至 6 月 10 日 1800LST 期間有兩次較強的中尺度對流系統由南海地區生成及移入台灣地區，並導致台灣西部地區降下持續性豪大雨天氣。其中究竟什麼樣的機制促使中尺度對流系統不斷生成及發展，在下一節中，將會針對海峽南部及南海地區大氣環境條件做進一步之分析及探討。

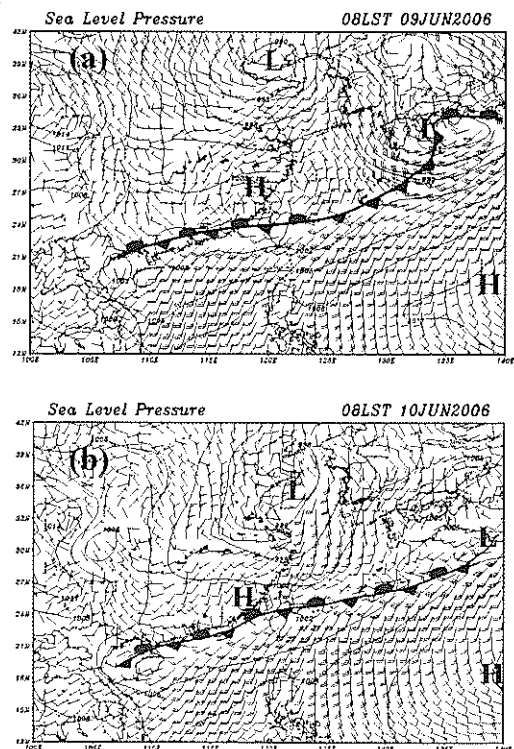


圖 4、2006 年 6 月(a)9 日及(b)10 日 0800LST 海平

面氣壓及風場。

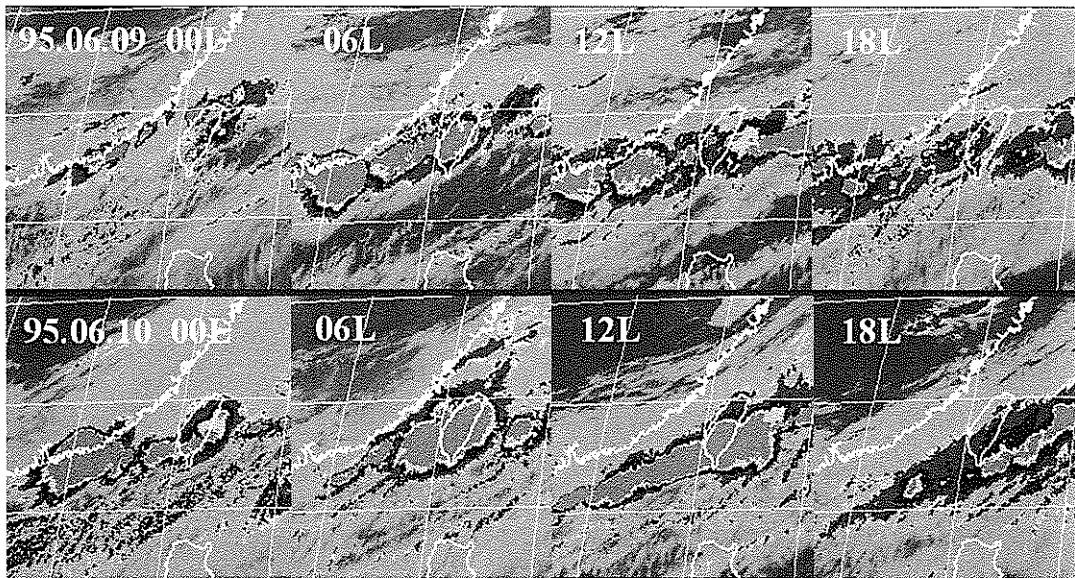


圖 5、2006 年 6 月 9 日 0000LST 至 6 月 10 日 1800LST 期間每六小時連續之 IR 雲圖。

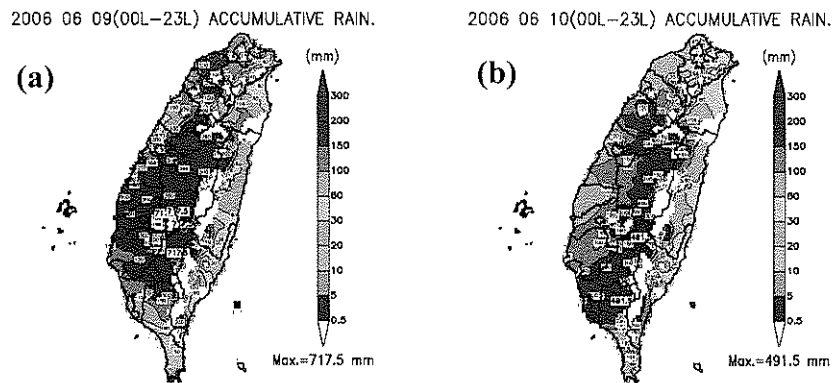


圖 6 2006 年 6 月(a) 9 日及(b) 10 日台灣地區日累積雨量分佈圖。

在 6 月 9 日至 10 日梅雨鋒面滯留於台灣期間，各地均出現明顯的降雨現象，其中以台灣中南部地區所降下的累積雨量最為顯著，由中央氣象局自動雨量測站資料顯示，6 月 9 日於台灣中南部山區最大之日

降雨量高達 717.5 毫米(圖 6a)，而在 6 月 10 日中南部地區日累積雨量最大亦有 491.5 毫米(圖 6b)，中南部豪大雨現象直至 6 月 11 日梅雨鋒面東移至台灣東部外海後，始有明顯減緩之現象(圖略)。

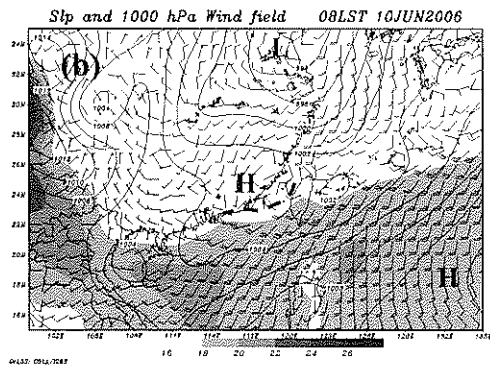
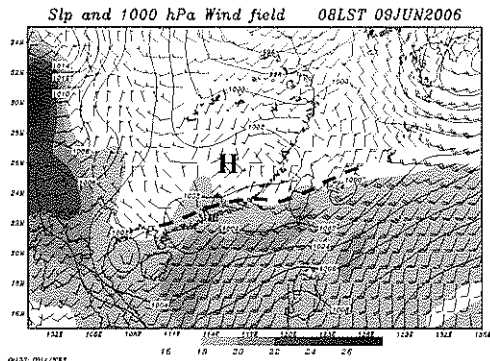


圖 7 6月(a)9日及(b)10日0800LST之海平面氣壓(等值線間距為2hPa)、1000hPa的風場及比溼(陰影部份, 單位為 $g\ kg^{-1}$)。

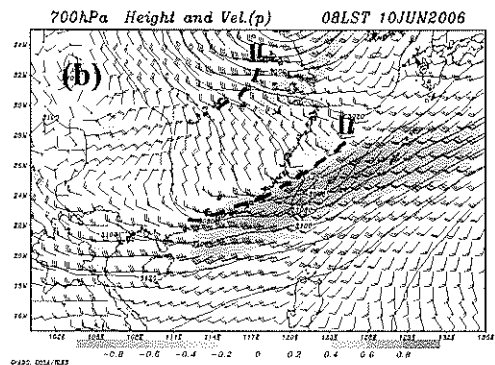
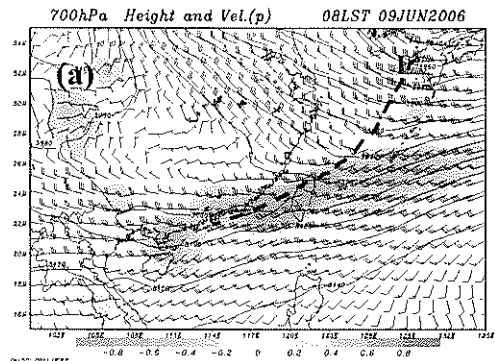


圖 9 6月(a)9日及(b)10日0800LST之700hPa風場、高度場及垂直速度(陰影部份, 單位為 $Pa\ s^{-1}$)分佈。

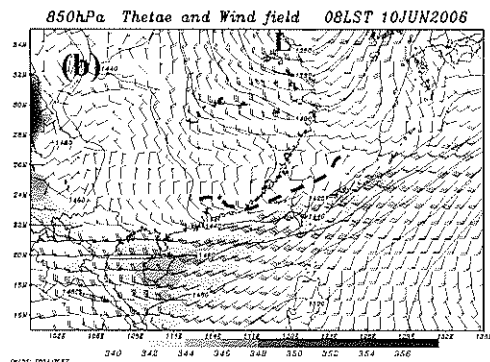
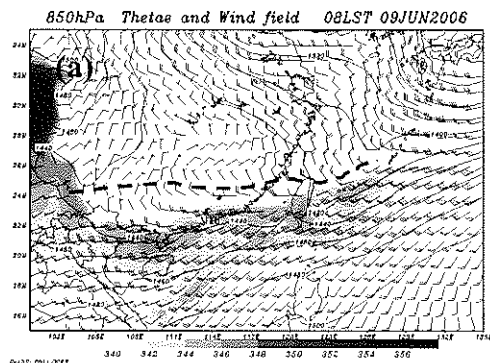


圖 8 6月(a)9日及(b)10日0800LST之850hPa的風場、高度場及相當位溫(陰影部份, 單位為 K)。

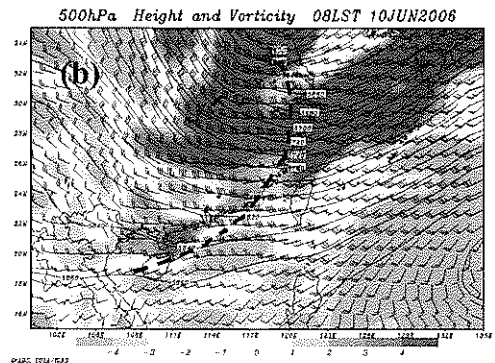
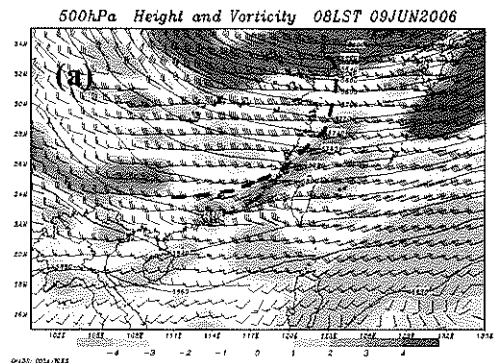


圖 10 6月(a)9日及(b)10日0800LST之500hPa風場、高度場及渦度場(陰影部份, 單位為 $10^{-5}\ s^{-1}$)分佈。

從 1000hPa 風場及溼度場分佈顯示，6 月 9 日(圖 7a) 及 10 日(圖 7b) 0800LST 均有一低層風切(虛線)橫跨台灣至南海地區，風切線前緣有一顯著的西南氣流，且伴隨較高的水氣量分佈於南海至台灣中南部地區。6 月 9 日至 10 日位於 850hPa 風切線(圖 8)位置略較 1000hPa 偏高，風切線主分佈於台灣北部至大陸沿海一帶，但在風切線前緣仍為一強勁的西南氣流，尤其是南海至台灣中南部地區，不但有較強的西南氣流，同時亦存在一較高相當位溫分佈，由南海經台灣中南部至台灣東部外海，此一現象顯示，低層西南氣流將低緯地區較高的相當位溫帶往南海及台灣地區，使得此區域大氣轉變為較暖溼的秉性。但從 1000hPa 水氣(圖 7)及 850hPa 相當位溫(圖 8)分佈可以發現，6 月 10 日 0800LST 南海至台灣地區的水氣及相當位溫均較 6 月 9 日 0800LST 小，顯示由低層由較低緯地區所傳送至台灣地區的暖溼空氣有逐漸減弱之趨勢。另由 700hPa 垂直速度場分佈(圖 9)顯示，6 月 9 日至 10 日台灣地區均位於槽線前的不穩定區，並伴隨有很強的上升運動，且槽前的西南噴流仍然強勁。6 月 9 日 0800LST 500hPa 槽前的正渦度區(圖 10a)位於台灣海峽及大陸東南沿岸，並有持續朝東南方向移動，至 6 月 10 日 0800LST，正渦度區已南移至台灣地區。6 月 9 日 0800LST 至 6 月 10 日 0800LST 期間海峽至南海地區 300hPa 風場則是呈現分流現象(圖 11 箭頭符號所示)。綜合以上初步分析發現，6 月 9 日至 10 日期間台灣地區有一梅雨滯留鋒面移入，鋒面結構發展完整，此滯留鋒面除有提供中尺度對流系統有利的發展條件，另位於南海地區持續生成及發展的對流雲系受到西南氣流導引，不僅旺盛將對流系統帶移至台灣地區，同時亦將暖溼空氣持續往台灣地區傳送，此為造成中南部地區豪大雨天氣主要的因素之一。而在這樣的大氣環境條件下，除受旺盛對流雲系移入台灣地區所造成的降水外，中央山脈地形舉升效應，也是激發台灣中南部地區對流降水的另一個重要因素。王(1985)、陳與楊(1988)及陳(1994)等均指出在梅雨季低對流層內盛行西南氣流與中央山脈間的作用，決定了豪大雨發生之重要性，因此地形效應及低對流層內之西南氣流在本次中南部地豪大雨個案中確實也扮演了非常重要的因素。

五、個案分析結果與討論

(一)低層噴流(Low Level Jet)分析

梅雨季豪雨發生時，在低層 850-700 hPa 梅雨鋒面南側經常伴隨有低層噴流(LLJ)。Chen(1982)與林(1999)研究認為低層噴流，提供有利天氣系統發展的條件，且低層噴流位於潜在不穩定的大氣中，對中尺度對流系統的生成扮演提供舉升機制的重要角色。Akiyama(1975)強調梅雨鋒面上豪雨發生時其南側的低層噴流流入鋒面區，造成水平水氣通量的強烈輻合。梅雨鋒面南側的低層噴流也都被認為是暖溼空氣的輸送帶和促使豪雨發生的重要因子(Chen et

al.1994)。Jou and Deng(1992)利用雙都卜勒雷達資料分析 TAMEX IOP13 個案，發現梅雨鋒面前一公里高度有明顯西南低層噴流，風速可達 20ms^{-1} ；此低層噴流在鋒面上造成強烈輻合是對流的重要激發機制。

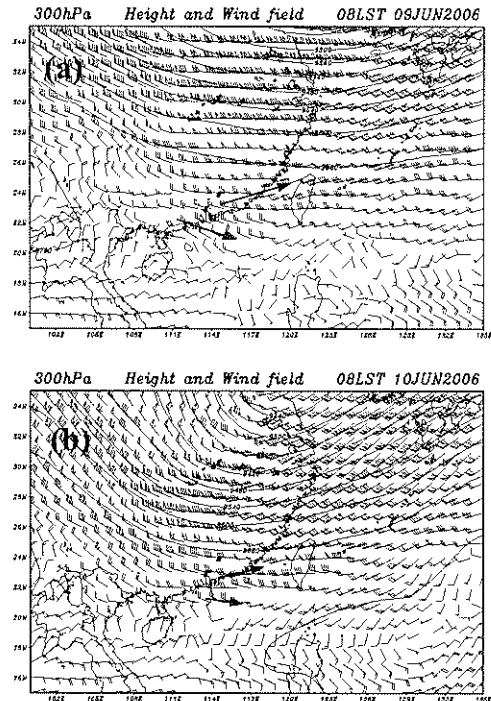
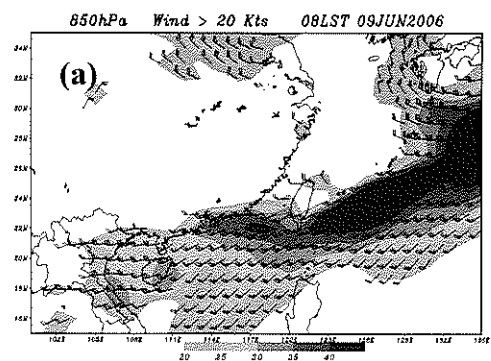


圖 11 6 月(a)9 日及(b)10 日 0800LST 之 300hPa 風場、高度場分佈。



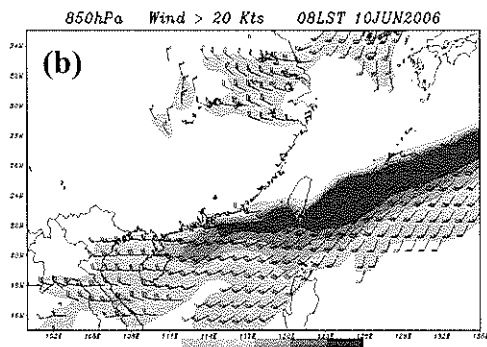


圖 12 6月(a)9日及(b)10日0800LST之850hPa風速大於20kt(海浬/小時)區域分佈。

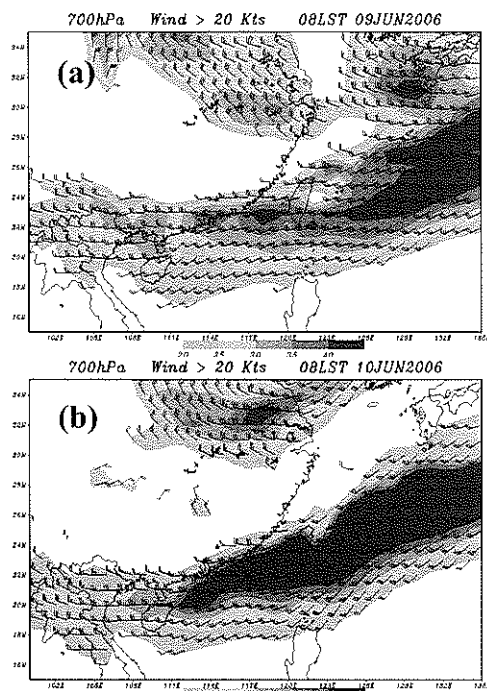


圖 13 6月(a)9日及(b)10日0800LST之700hPa風速大於20kt(海浬/小時)區域分佈。

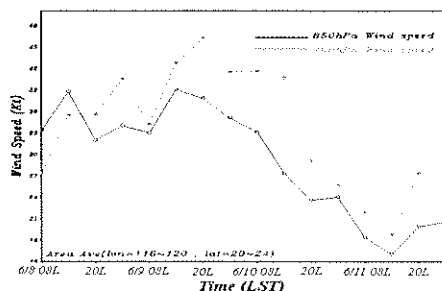


圖 14 6月8日0800LST至12日0200LST期間850hPa(黑線)及700hPa(綠線)於區域(116-120E; 20-24N)平均風速(kt)時間序列。

由850hPa的低層噴流顯示(圖12),6月9日及

10日0800LST均有一強勁的噴流條自日本南方海面向西南延伸經過台灣中南部地區,到達南海一帶。6月9日0800LST位於台灣海峽南部之最大風速高達40kt,10日0800LST此地區最大風速更高達45kt,且分佈範圍較9日0800LST更為增大。700hPa的低層噴流條分佈(圖13)則較850hPa略為偏高,此時噴流條含蓋台灣地區,而6月9日0800LST位於台灣海峽南部之最大風速已達45kt,10日0800LST低層噴流明顯增強,位於海峽最大之風速高達55kt。以海峽南部區域(116-120E; 20-24N)平均風速時間序列(圖14)可以明顯發現,自6月8日0800LST開始,海峽南部700-850hPa平均風速均已大於25kt,風速並有隨時間增強之趨勢,約至9日2000LST出現最大值(700hPa高達46kt),自此之後,風速逐漸減弱,並於10日2000LST後減至小於25kt,顯示低層噴流所提供的動力機制已於此時明顯減弱。綜合以上700-850hPa低層噴流的分析可以發現,6月9日至10日位於梅雨鋒面南側之強勁噴流,適時提供鋒面上造成強烈輻合,是為本次造南海至台灣地區中尺度對流的重要激發機制。

(二)大氣垂直結構分析

由於在南海和台灣之間,不斷有中尺度對流雲簇發展,並多呈胞狀,向東北移動影響台灣中南部地區,造成台灣地區豪大雨的發生。在上一章節中我們已針對大氣環境特徵加以分析說明,在此我們將探討大氣的垂結構,試著瞭解大氣穩定度的變化情形。

圖15為6月8日2000LST海峽南部區域(116-120E; 20-24N)平均位溫(θ)與相當位溫(θ_e)的垂直分佈,由圖中顯示,近地面層的 θ_e 高達360K,並隨高度迅速遞減,至700hPa時約略降至330K, θ_e 隨高度增加而減小($\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$),但 θ 仍隨高度增加,顯示在700hPa以下為一條件性不穩定大氣,由於低層 θ_e 值明顯偏高,亦顯示出低層大氣具有一暖溼的特性。另外由同一時間馬公(46734)探空曲線分佈(圖16)顯示,當時的大氣的可應用位能(CAPE)相當大,且低層亦有35kt的西南噴流。透過上述分析,我們發現事實上在6月8日2000LST,海峽南部地區已存在提供對流發展的有利條件。

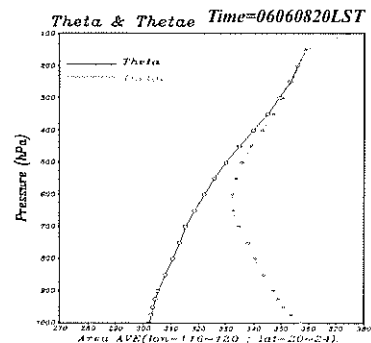


圖 15 6月8日 2000LST 位溫(θ)與相當位溫(θ_e)於區域(116-120E; 20-24N)平均垂直分佈(黑線位溫、綠線相當位溫,單位為K)。

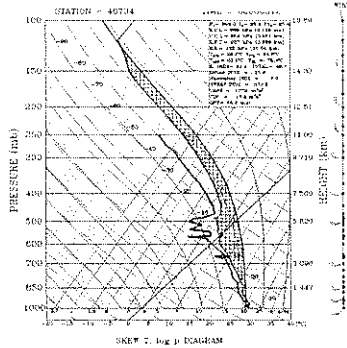


圖 16 6月8日 2000LST 馬公(46734)測站斜溫圖。

(三)水氣場分析

由 6 月 9 日及 10 日 0800LST 台灣海峽區域(116-120E; 20-24N)平均水氣通量輻散場($\nabla \cdot \bar{q}\bar{v}$)垂直分佈(圖 17)顯示,最大之水氣通量輻合均發生於低層(約 900-975hPa 附近),6 月 10 日的水氣輻合量略較前一日減小。由 925hPa 水氣通量輻散場位於北緯 23 度的經度-時間分佈(圖 18)可以發現,自 6 月 8 日 0800LST 至 10 日 2000LST 期間有 2 波(圖中黑色虛)較強的水氣通量輻合移入台灣中南部地區(約位於 120E),第 1 波為 6 月 8 日 2000LST 自海峽移入,並於 6 月 9 日 0800LST 達到 120E 時增強,通過移出後減弱。第 2 波緊接著第一波之後,於 6 月 9 日 1400LST 在海峽有最強之水氣輻合,但在移入過程中有略為減弱,這一波在 6 月 10 日 0800LST 達到 120E,移出後於 123E 又再度增強。在 6 月 10 日 2000LST 之後,台灣地區僅有較弱的水氣輻合量存在,而由雲圖及降雨量亦可以發現,在這個時間之後,主要的雲雨區均已明顯移出台灣東部外海一帶,因此台灣地區降雨現象明顯轉為緩和。

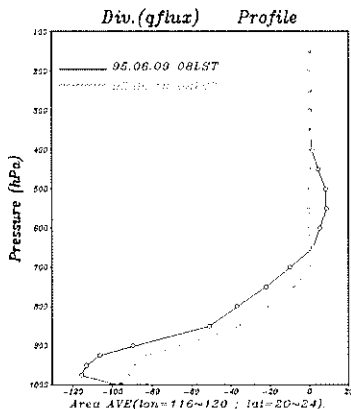


圖 17 6月9日(黑線)及10日(綠線) 0800LST 於區

域(116-120E; 20-24N)平水氣輻散場垂直分佈(單位為 $10^{-8} g kg^{-1} s^{-1}$)。

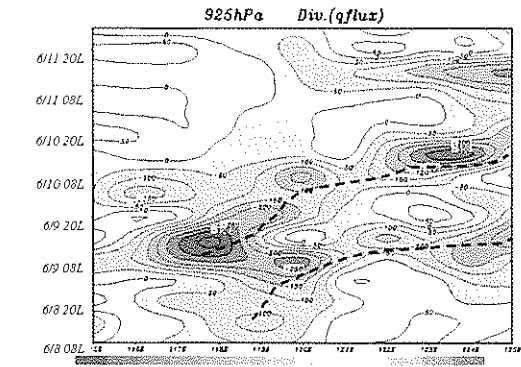


圖 18 北緯 23 度之水氣輻散通量經度(X軸)-時間(Y軸)序列圖(水氣通量輻散場,單位為 $10^{-8} g kg^{-1} s^{-1}$)。

六、結論

根據中央氣象局 1987-2006 年 5-6 月份逐時雨量資料統計顯示,超大豪雨多發生在梅雨季的中期(5 月下旬至 6 月中旬),此期間為超大豪發生頻率高峰,且發生在 1100 公尺以下事件佔 78%,中南部地區發生事件較其它地區明顯偏高,北部及花東地區發生事件較少。由於梅雨季華南與台灣地區低層多盛行暖濕西南氣流,大氣環境多具潛在不穩度,若有適當的強迫作用,如鋒面或低層噴流等系統提供輻合與舉升機制,即可能激發伴隨中尺度對流系統之強降雨形成。

經由分析 2006 年 6 月 9-10 日超大豪兩個案顯示,此期間台灣地區有一梅雨滯留鋒面移入台灣地區,鋒面結構發展完整,在鋒面南則 850-700 hPa 有強勁之低層噴流(LLJ)存在,此一低層噴流造是造成鋒面上強烈輻合對流的重要激發機制。此外,南海至台灣海峽南部地區低層大氣為一暖濕且為條件性不穩定的環境,同時大氣中的對流可應用位能(CAPE)偏高,且台灣至大陸東南沿海附近有一明顯的低層風切輻合線,這些條件均有利對流運動生成與發展。

由水氣通量輻散場顯示,6 月 9 日至 10 日期間共有 2 波較強的水氣輻合通過台灣地區(120E),分別是 6 月 9 日 0800LST 及 10 日 0800LST。另外,位於南海地區的對流雲系生成發展後,亦受到低層強勁之西南噴流導引,使得對系統持續朝至台灣中南部地區移入。而西南噴流與中央山脈地形間的舉升,及南海地區對流雲系移入的雙重效應作用下,使得水氣能夠迅速在中央山脈前堆積與凝結,以致於造成 6 月 9 日至 10 日期間台灣中南部地區出現持續性豪雨之劇烈天氣。

參考文獻：

- 林得恩, 1999: 梅雨季中尺度對流系統與低層噴流之數值模擬, 台灣大學大氣科學研究所碩士論文, 73 頁。
- Akiyama, T. 1975: Southerly transversal moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the Baiu season. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 62, 485-504.
- Chen, G. T. J., 1992: Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 70, 497-515.
- Chen, Y. L., X.-A. Chen, and Y.-X. Gang, 1994: A diagnostic study of the low-level jet during TAMEX IOP5. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2257-2284.
- Jou, B. J.-D. and S.-M. Deng, 1992: Structure of a low-level jet and its role in triggering and organizing moist convection over Taiwan: A TAMEX case study. *TAO*, 3, 39-58.