

2008年梅雨鋒面伴隨中尺度渦旋之個案綜觀環境特徵分析

林得恩 林裕豐
空軍氣象聯隊

摘要

本文利用美國國家環境預報中心(NCEP/DOE) Reanalysis基本網格分析資料，探討2008年6月4日至5日梅雨梅鋒面伴隨中尺度對流系統(MCS)及中尺度渦旋(MCV)對台灣南部地區造成豪大雨劇烈天氣之綜觀環境特徵。由初步的分析結果顯示，台灣附近及南海地區受到滯留鋒面影響，低層風場呈現一顯著風場切變之環境，期間鋒面有一中尺度渦旋生成於台灣海峽海部，此渦旋環流中心的第一、四象限伴隨較劇烈之MCS發展，該對流系統於6月5日移入台灣南部地區，並造成當日南部沿海地區日累積降雨量高達229毫米現象。

分析顯示此中尺度渦旋南面有一低層噴流存在，持續將南海一帶之暖、濕空氣帶入至氣旋南側及東南側，該區為一輻合區，同時高層之輻散明顯增強，配合中高層的槽線系統移入，中低層位渦(PV)增強，造成對流系統發展，是個案中MCS發展的重要激發機制。由水氣收支診斷顯示，水平方向的水氣通量輻合為供應個案系統發展的主要水氣來源；另外，由渦度收支診斷分析則顯示，渦度之增加主要來自於水平之風切渦度輻合作用(水平渦度平流作用則為負貢獻)。

關鍵字:中尺度對流系統(MCS)、中尺度渦旋(MCV)

一、前言

台灣與華南位於活躍的東亞季風區內，每年五、六月春夏之交，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，形成自日本向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)。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，並導致所經地區的豪大雨發生，造成嚴重災害。Fang(1985)指出伴隨梅雨鋒面或鋒面低壓之有組織且生命期持久的中尺度對流系統(Mesoscale Convective System, MCS)是造成豪大雨及暴洪發生的最主要原因。MCS內部氣流結構(前側上升氣流與後方下沉氣流)較一般積雲對流胞持續更長的生命期、有組織性的線狀發展排列特徵，且常發現有中尺度渦旋(Mesoscale Convective Vortex, MCV)伴隨於MCS中。

2008年6月4日至5日期間，梅雨鋒滯留於台灣地區，其所伴隨之MCS亦觀測到MCV伴隨其中，該有組織之對流胞由海面移入台灣南部地區，並造成豪大雨之劇烈天氣。本文將透過資料診斷分析，探討當時大氣綜觀環境所呈現的特徵現象。使用資料為美國國家環境預報中心(National Centers for Environmental Prediction / Department of Energy, NCEP/DOE) Reanalysis經緯度網格分析場資料。該資料水平經緯度網格解析度為 $1.0^\circ \times 1.0^\circ$ ，垂直有26層，每日有四筆(分別為0000、0600、1200及1800 UTC)；藉由氣象

量場的診斷分析，以初步分析台灣南部地區豪大雨的降水過程與誘發機制。

二、綜觀環境概述

由海平面氣壓及風場分佈(圖1)顯示，6月4日至5日期間，台灣附近存在一滯留鋒，該鋒面由日本南方海面向西南延伸經台灣地區至大陸華南沿海一帶。由6月5日0000 UTC時氣壓場可以分析出位於鋒面帶上有一中尺度低壓形成於海峽南部地區。由6月4日1700 UTC至5日0000 UTC逐時之紅外線衛星雲圖(圖2)顯示，自4日1700 UTC位於海峽南部地區開始有對流雲系形成，該對流雲系隨時間逐漸增強，並朝台灣地區接近，至2100 UTC該對流系統前緣已移至台灣南部沿海，且該MCS組織發展完整，呈東北-西南條狀分佈，2200 UTC該組織性之對流前緣雲系已移入台灣南部地區，此時雲系仍持續發展，至5日0000 UTC時達到最強，並持續移入台灣地區。由5日0000 UTC至0900 UTC每三小時連續的可見光衛星雲圖(圖3)可以清楚看見，位於強對流雲系後方之雲系呈氣旋式分佈(箭頭處)，氣旋環流中心清晰可見(但在紅外線雲圖中不易辨識出)，該雲系發展厚度較淺，其移動方向跟隨在強對流雲系之後方(亦即朝台灣地區移動)。該氣旋式之雲系結構於對流雲系移入台灣減弱後亦隨之減弱(0900 UTC)。由整合雷達回波圖(圖4)可以發現，位於海峽上之回波呈勾狀分佈，該勾狀結構於前緣回波持續進入台灣南部陸地後逐漸破壞。若配合可見光雲圖(圖3)可以發現，強降水回波分佈於氣旋環流中心東側(一、四象限)，該區域雲系發展較為厚實，伴隨較強之降水現象，西側降水則明顯偏弱，多為層狀雲系分佈；位於環流中心東側較強之對流組織則是直接朝台灣地區移入，並於當日造成南部地區出現最大日累積降雨量達229毫米(圖5)。

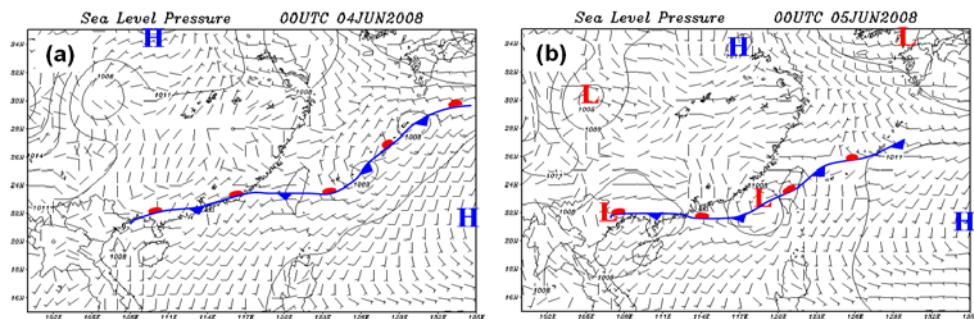


圖 1 2008 年 6 月(a) 4 日及 (b) 5 日 0000 UTC 海平面氣壓(實線, 間距為 3hPa)及 1000 hPa 的風場(全、半桿風標分別表示 5、 2.5 m s^{-1})。

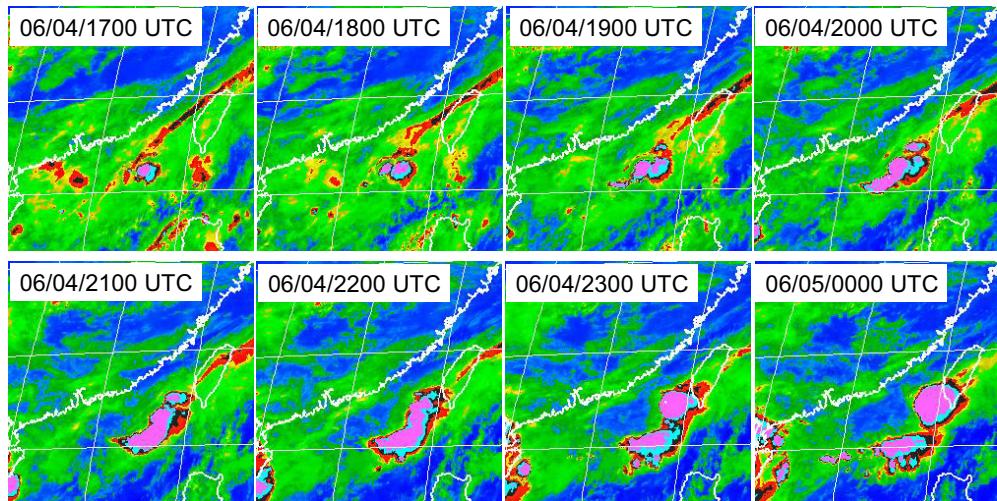


圖 2 2008 年 6 月 4 日 1700 UTC 至 5 日 0000 UTC 每小時連續之紅外線衛星雲圖。

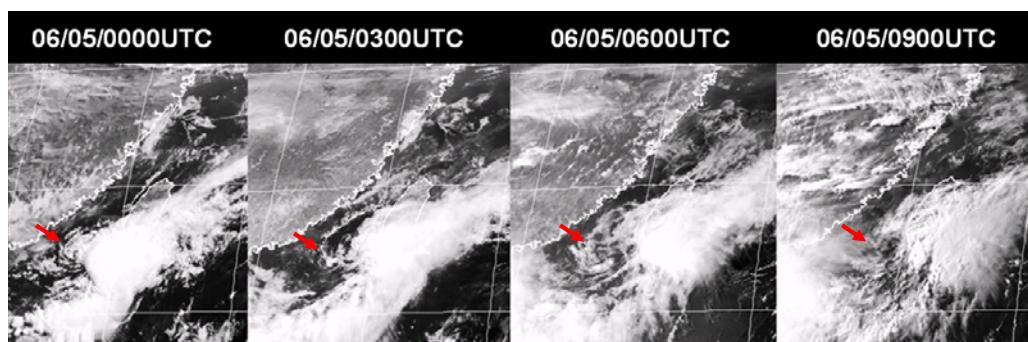


圖 3 2008 年 6 月 5 日 0000 UTC 至 0900 UTC 每三小時連續之可見光雲圖(箭頭處為氣旋環流雲系)。

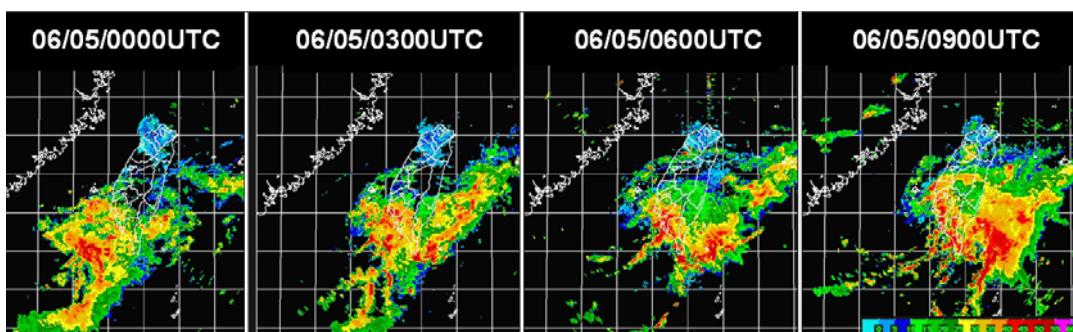


圖 4 2008 年 6 月 5 日 0000 UTC 至 0900 UTC 每三小時連續之整合雷達回波圖(dBZ)。

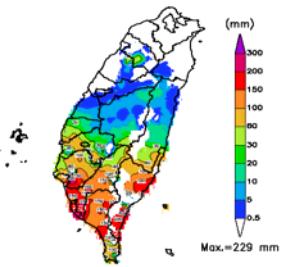


圖 5 2008 年 6 月 5 日台灣地區日累積雨量分佈圖。

由6月4日0000 UTC分析圖(圖6)顯示，此時低層925 hPa及850 hPa位於大陸廣東沿海地區均可分析出一微弱之封閉低壓環流(圖6a、b)，由925 hPa之水氣輻合場及850 hPa之相當位溫場可以分析該低壓區具有暖、濕之大氣環境特徵；在500hPa有一短槽伴隨正渦度位於低壓系統上方，300 hPa槽線雖並不明顯，但該區域為一微弱的輻散場。由低層至高層各量場分析顯示，此時之低壓系統適位於一有利低壓加深(或對流發展)之大氣環境條件下。5日0000 UTC(圖7)，該低壓系統移向東移至台灣海峽南部，由高度場及風場分佈顯示，該低壓系統有略為增強，中低層(925-850 hPa)氣旋式環流更為明顯；同時經由925 hPa水氣輻合場分析可以發現，該低壓環流的東-東南側有較強之輻合，且該區為西南風，且風速相對較大，低壓南側之西南風場順勢將南海地區較暖溼的空氣帶入該輻合區內，使得相當位溫明顯增加(圖7b)，而500 hPa的短槽伴隨正渦度亦隨之移入，高層300 hPa該區的輻散強度明顯增加，系統在垂直方向的偶合條件相當配合，此現象可以初步說明為何在低壓系統的東側至東南側一帶有較強之對流組織發展(低壓系統的西至西北側則無上述條件配合)。綜合量場分析顯示，6月4日至5日期間適逢一梅雨鋒面滯留於台灣地區附近，伴隨梅雨鋒面上的MCS，朝台灣海峽南部及台灣南部地區移入；在MCS生成位置後方(即MCS之西南方)之層狀雲系區域內可以清楚觀測及分析出一MCV生成，並跟隨MCS移動進入台灣地區。由地面至高層大氣提供對流有利發展的環境條件，使得MCS得以持續發展。

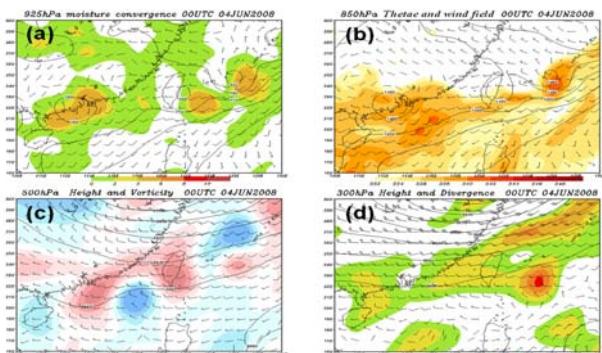


圖 6 6 月 4 日 0000 UTC(a)925 hPa 水氣輻合場(陰影部份，單位 $10^{-4} g kg^{-1}s^{-1}$)、風場及高度場，(b) 850 hPa 相當位溫(陰影部份，單位 K)、風場及高度場，(c) 500 hPa 渦度(陰影部份，單位 $10^{-5} s^{-1}$)、風場及高度場，

(d)300 hPa 輻散場(陰影部份，單位 $10^{-5} s^{-1}$)、風場及高度場。(風場單位為 $m s^{-1}$ ；高度場單位為 gpm)

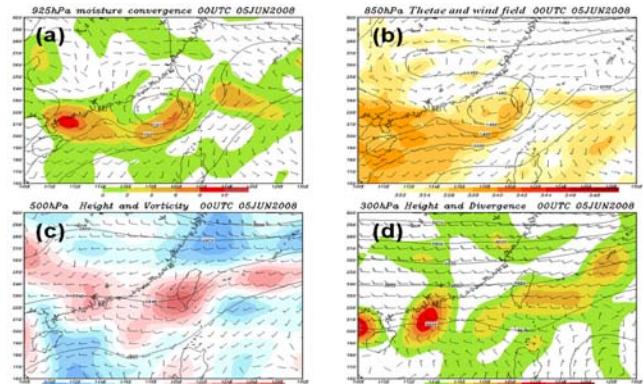


圖 7 同圖 6，但為 6 月 5 日 0000 UTC 時各層量場分佈情況。

三、分析結果與討論

(一)、MCS生成與發展機制

梅雨季豪雨發生時，在低層之梅雨鋒面南側經常伴隨有低層噴流(LLJ)出現。Chen(1982)與林(1999)研究認為低層噴流，提供有利天氣系統發展的環境條件，且低層噴流位於潛在不穩定的大氣中，對MCS的生成經常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，其南側的低層噴流進入鋒面區，造成水平水氣通量的強烈輻合。在台灣和大陸華南地區，梅雨鋒面南側的低層噴流也都被認為是暖濕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，發現在梅雨鋒面前一公里高度有明顯西南低層噴流存在，風速可達 $20 ms^{-1}$ ；此低層噴流在鋒面上所造成強烈輻合是對流的重要激發機制。然而在本個案中，由850 hPa低層噴流分佈顯示(圖8) 6月4日及5日0000 UTC均有一噴流條自台灣東南部外海向西南延伸經過台灣南部及其外海地區至南海一帶。另外，藉由分析4日1200 UTC及5日0000 UTC 700 hPa風場、位渦場及垂直速度場分佈(圖9)可以發現，4日1200 UTC位於海峽南部地區已有氣旋式環流存在(即MCV)，該渦旋於5日0000 UTC時明顯增強，此期間位渦值明顯增加，且渦旋南側之西南風速亦隨之增強(即LLJ增強)，局部風場輻合增強(圖7a)，使得上升運動分佈範圍增大，強度同時亦增強，且該垂直速度最大值位於渦旋中心的東南象限(圖9)。藉由選取區域(東經116-120度；北緯20-23度)平均渦度及垂直速度時間-高度剖面分析(圖10)，可見該區域最大渦度出現時間為5日0000 UTC，最大值發生於850 hPa高度，正渦度向上伸展至400 hPa。然而，由垂直速度場分佈可以發現，最大之垂直速度發生在4日0600 UTC，時間出現在最大渦度值之前，顯示強對流區先移入該區，對流出現在最大渦度移動方向的前緣。最大渦度區仍有垂直運動伴隨，但其值相對較弱。

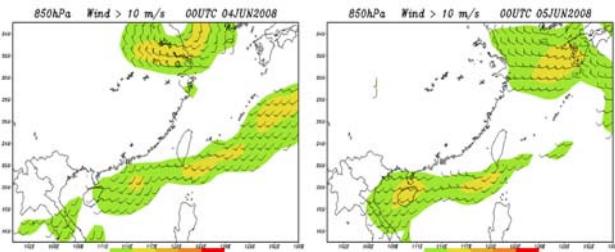


圖8 6月4及5日0000 UTC之850 hPa風速大於 10 ms^{-1} 區域分佈。

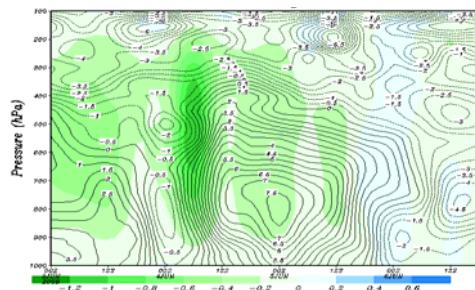


圖10 2008年6月3日0000 UTC至6日1800 UTC逐時位於台灣上游區域平均(東經116-120度；北緯20-23度)相對渦度(等值線，單位為 10^{-5} s^{-1})及垂直速度(色階，單位為 Pa s^{-1})之時間-高度分佈。

此外，分析6月3日0000 UTC至6日1800 UTC逐時位於台灣上游區域平均(東經116-120度；北緯20-23度)之海平面氣壓及風速時間序列可以發現(圖11)，4日0000 UTC該區域之氣壓開始快速下降，至5日0600 UTC時達到最低(4日0000 UTC至5日0600 UTC其間氣壓約下降近3 hPa)，隨後氣壓又快速回升；而在1000 hPa風速變化則與氣壓呈現負相關之分佈，即風速於4日0000 UTC持續增強至5日0600 UTC達最大(約 8.5 m s^{-1})，隨後減弱。由於4日0000 UTC至5日0600 UTC期間MCS逐增強發展，MCS發展至最強期間氣壓值降至最低，且風速增強至最強。此外，由東沙(46810)探空分析顯示(圖12)，個案期間的低層相對濕度偏高、風場呈現顯著西南氣流，舉升凝結高度(L.C.L)為985 hPa，且當時環境大氣的對流可用位能(CAPE)數值高達 $1109 \text{ m}^2 \text{s}^2$ ，有利對流系統發展。

然而，藉由分析沿北緯22度，通過東經114至122度之經向風速、相當位溫及位渦的垂直分佈(圖13)，以探討個案MCS所在的環境特徵及其伴隨MCV之垂直結構。結果發現，4日1200 UTC時MCV中心於約位於東經116度，隨高度約略向東傾斜，其位渦有兩個極大值分別位於800 hPa及500 hPa，位渦隨高度呈向東傾斜分佈。5日0000 UTC系統之南風風速增強，位渦最大值位於700 hPa高度，且強度明顯增強，且由

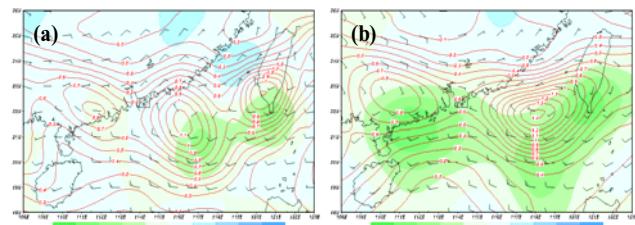


圖9 2008年6月(a)4日1200 UTC及(b)5日0000 UTC之700 hPa風場(m s^{-1})、位渦(等值線，間距為1PVu； $1\text{PVu} = 10^{-6} \text{ Kkg}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)及垂直速度(陰影區，間距為 0.2 Pa s^{-1})分佈。

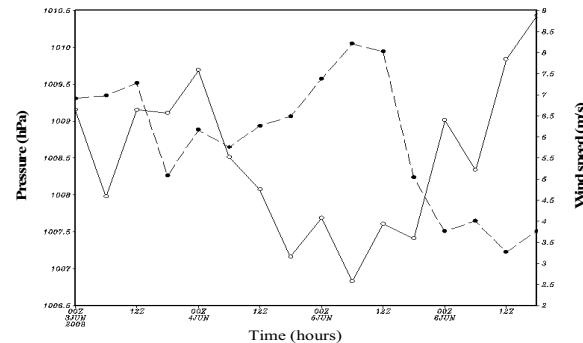


圖11 2008年6月3日0000 UTC至6日1800 UTC逐時位於台灣上游區域平均(東經116-120度；北緯20-23度)海平面氣壓(實線，單位為hPa)及1000 hPa風速(虛線，單位為 m s^{-1})時間序列。

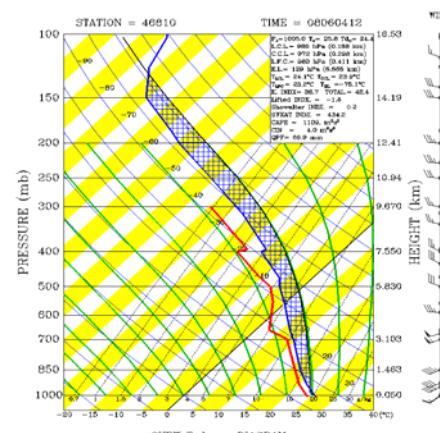


圖12 2008年6月4日1200 UTC東沙(46810)探空測站斜溫圖。

相當位溫分佈顯示，此時近低層之位溫梯度較4日1200 UTC增大，顯示大氣呈現較不穩定之環境，此與林(2010)研究2005年梅雨鋒面上之MCS發展相似。綜合以上分析顯示，位於MCV南側之噴流增強，除扮演傳送水氣之作用外，更適時提供鋒面上有利之輻合條件，配合低層暖、濕大氣及有利對流發展環境，使得對鋒面帶上之MCS得以持續生成及發展(圖2及圖4)。

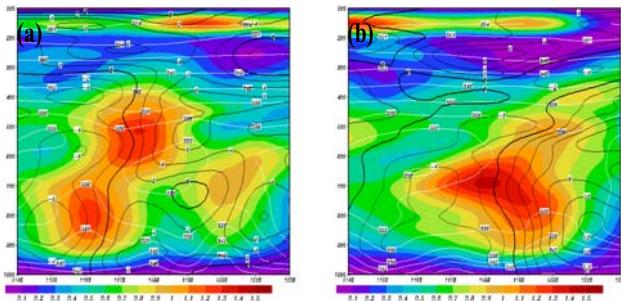


圖 13 2008 年 6 月(a)4 日 1200 UTC 及(b)5 日 0000 UT 沿北緯 22 度，通過東經 114 至 122 度之經向風速 ($m s^{-1}$)、相當位溫(白色等值線；間距為 K)及位渦(色階，單位為 PVu)垂直分佈。

(二)、水氣收支分析

Qian et al.(2004)發現造成長江流域豪雨的水汽來源主要是透過LLJ來進行傳送；另一方面，在鋒面上的對流潛熱釋放過程，額外增加了大尺度LLJ的中心風速，也增加了水氣的傳送，這種正回饋過程使得鋒面上的降水得以維持。而Wang(2004)利用雙都卜勒雷達觀測資料，也驗證中低層大氣持續豐沛的水汽傳輸是造成梅雨季連續降雨的必要條件。由於6月4日至5日期間，鋒面帶上之低壓系統的運動，由大陸沿海移出過程有增強之趨勢，因此我們將透過計算台灣海峽區域平均(116-120E；20-23N)之水氣收支來探討水氣對於MCS發展的貢獻。由水氣方程(1)計算6月5日0000 UTC時之結果(圖14)顯示，水氣增加的來源主要是由700 hPa以下之中、低層的水平水氣通量輻合作用項(紅線)的貢獻，其最大值由1000 hPa向上遞減，垂直水氣通量輻合(綠線)與水平水氣通量輻合兩者呈現反相位之貢獻，而剩餘項作用(藍線)則幾乎都是扮演負貢獻的角色。

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\frac{\partial uq}{\partial x} - \frac{\partial vq}{\partial y} - \frac{\partial wq}{\partial p} + \frac{S}{\rho} \quad \dots \dots \dots (1)$$

(A) (B) (C) (D)

其中，為 q 為比濕， u 、 v 分別為 x 與 y 方向之水平風分量， ω 則為垂直速度， S 為非絕熱參數， ρ 為密度。式中(A)項為局部水氣改變量，(B)項為水平水氣通量輻合，(C)項為垂直水氣通量輻合及(D)為剩餘項。

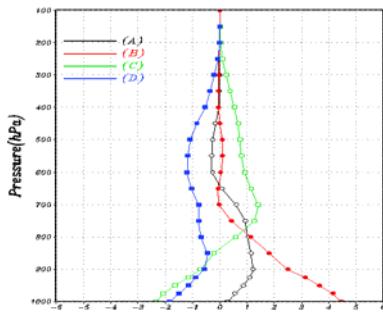


圖 14 6 月 5 日 0000 UTC 於區域(116-120E；20-23N)水氣收支垂直剖面。黑色線為局部水氣改變量、紅色

線為水平水氣通量輻合、綠色線為垂直水氣通量輻合及藍色線為剩餘項。(單位為 $10^{-7} \cdot kg m^{-3} s^{-1}$)。

(三)、渦度收支分析

Chen et al.(2008)利用片段位渦(PV)反演研究方法與渦度收支診斷發現鋒面主要受伸展效應來維持，同時其逐漸向東擴展和緩慢南移則分別和水平平流與傾斜效應有關。而本研究則是透過渦度方程(2)的計算來討論渦度各項作用在本次個案中的影響。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}\right) - \left(w \frac{\partial \zeta}{\partial z}\right) - \left(\zeta + f\right) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) - \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \zeta}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \zeta}{\partial x}\right) - v \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right) \dots \dots (2)$$

(A) (B) (C) (D) (E) (F)

其中，為 ζ 為相對渦度， u 、 v 分別為 x 與 y 方向之水平風分量， w 則為垂直速度， f 為科氏參數。式中第(A)項為淨局部渦度傾向項，(B)項為輻散項，(C)項為水平渦度平流項，(D)項為垂直渦度平流項，(E)項為傾側項及(F)項為行星渦平流項。因行星渦平流項數量級較其它各項小，故在研究中不列入考量。

由6月3日0000 UTC至6日1200 UTC區域平均之渦度傾向(圖15)分佈顯示，4日0000 UTC開始渦度趨勢持續增強，最大之增加率於4日0600 UTC時達到最大，且發生於800 hPa及500 hPa，5日0000 UTC渦度增加率開始轉為負值，即此時渦度開始減弱(或系統減弱)。由渦度收支各項分佈顯示(圖16)，在MCS增強發展期間，渦度增加主要貢獻來自於渦度輻散項(圖16(a))，最大貢獻來約在700 hPa以下，4日1800 UTC有最大值位於近地面層高度。而水平渦度平流項(圖16(b))則扮演最主要之負的貢獻(除於4日0000 UTC出現正值)，尤其自4日1200 UTC開始負回饋值持續增強，並於5日0600 UTC達到最大值，約位於900 hPa高度。傾斜項(圖16(c))在700 hPa以下雖為正值，但其值相對於輻散項明顯較小，而垂直平流項(圖16(d))在700 hPa高度以下則扮演較弱之負的貢獻。

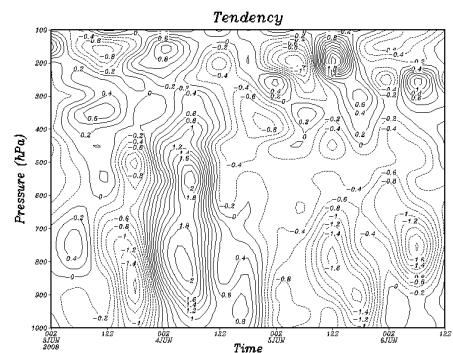


圖 15 2008 年 6 月 3 日 0000 UTC 至 6 日 1200 UTC 區域平均(平均區域為東經 116-120 度；北緯 20-23 度)渦度傾向之時間-高度分佈(等值線，間距為 $0.2 \times 10^{-5} s^{-1}$)。

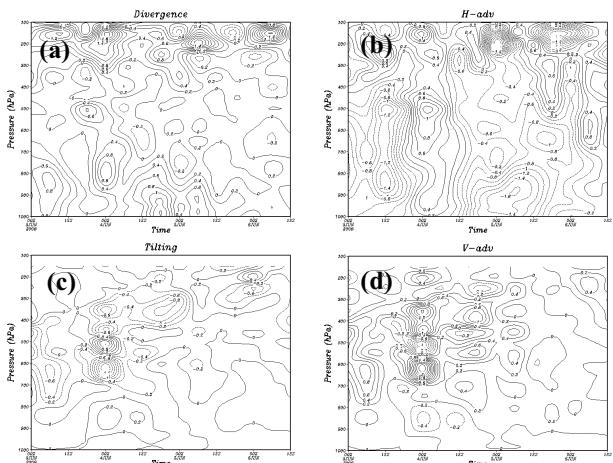


圖16 2005年6月3日0000 UTC至6日1200 UTC區域平均(平均區域為東經116-120度；北緯20-23度)渦度收支時間-高度剖面(a)輻散項、(b)為水平平流項、(c)為垂直平流項及(d)為傾斜項。(各子圖中等值線間距為 $0.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)。

四、結論

根據氣候資料統計顯示，台灣地區豪大雨發生頻率的季節分佈，除了伴隨颱風外，主要出現在5、6月的梅雨季，特別是5月中旬至6月中旬的連續性降水期間，豪大雨的機率更達高峰。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，即可能激發對流性降水發生。

本文利用美國國家環境預報中心NCEP/DOE Reanalysis經緯度網格分析場資料，探討2008年6月4日至5日梅雨梅鋒面伴隨MCS及MCV對台灣南部地區造成豪大雨劇烈天氣之綜觀環境特徵。由初步的分析結果顯示，台灣附近及南海地區受到滯留鋒面影響，低層風場呈現一顯著風場切變之環境，期間鋒面有一MCV生成於台灣海峽南部地區，此渦旋環流中心的第一、四象限伴隨較劇烈之MCS發展，該對流系統於6月5日移入台灣南部地區，並造成當日南部沿海地區之強降水事件發生。

分析顯示此MCV南面有一低層噴流存在，持續將南海一帶之暖、濕空氣帶入至氣旋南側及東南側，該區為一輻合區，同時高層之輻散明顯增強，配合中高層的槽線系統移入，中低層位渦(PV)增強，造成對流系統發展，是個案中MCS發展的重要激發機制。由水氣收支診斷顯示，水平方向的水氣通量輻合

為供應個案系統發展的主要水氣來源；另外，由渦度收支診斷分析則顯示，渦度之增加主要來自於水平之風切渦度輻合作用(水平渦度平流作用則為負貢獻)。

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。
- 林得恩，2010：梅雨季超大豪雨個案之模擬與診斷分析，台灣大學大氣科學研究所博士論文，118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., C.-C.Wangand S.-W. Chang, 2008 :A diagnostic case study of Mei-Yu frontogenesis and development of wavelike frontal disturbances in the subtropical environment. Mon.Wea. Rev.,136,41-61.
- Chang, S. W., 1982: The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclones. Mon. Wea. Rev.,110,1255-1270.
- Chen, G. T. J., 1992 : Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. J. Metero. 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.
- Fang, Z., 1985: The preliminary study of medium-scale cloud cluster over Changjiang basin in summer. Adv. Atmos. Sci., 2, 334–340
- 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.
- Qian, J.-H,W.-K. Taq and .-m.Lau ,2004: mechanisms for torrential rain associated with the Mei-Yu development during SCSMEX 1998 ， Mon,Wea ,Rev,132,3-27
- Wang,J.-J.2004:Evolution and Structure of the mesoscale convection and its environment :A case study during the early onset of the Southeast Asian summer monsoon.Mon.Wea.Rev.,132,1104-1120.