

# 花蓮地區梅雨季降水特性與豪(大)雨個案診斷分析

姜禮鴻 陳泰然

國立台灣大學大氣科學所

## 摘要

本研究利用 1996 至 2003 年 5、6 月中央氣象局自動雨量測站逐時雨量資料進行研究，結果顯示花蓮地區梅雨季降雨，5 月份降雨日數較多，大雨與豪雨日數則為 6 月份較多。降雨強度亦為 6 月較強。若依地形區分，山脈地形在降雨日數與降雨強度都較沿海與縱谷強，且最大降水發生於午後，顯示白天太陽加熱及局部地形效應在花蓮地區扮演重要角色，在沿海地形上，午後至夜晚有相對較大降雨。此外午後對流也有從山脈形成而後移行至縱谷與沿海的現象。豪(大)雨發生原因大都與鋒面有關，發生於地面鋒面過境時機率最高，在日夜變化上，鋒後無明顯日夜變化；鋒前則集中於午後，分析結果顯示鋒前盛行暖濕西南氣流，受到中央山脈阻擋，較不易造成花蓮地區豪(大)雨發生。

選取 1998 年 6 月 3 日花蓮地區豪(大)雨個案進行診斷分析，該個案為鋒上型個案。當日豪(大)雨事件發生與台灣東南部海上形成的中尺度渦旋有關，中尺度渦旋造成風場的轉變，導致氣流與地形間的輻合增加，配合豪(大)雨發生前就存在著低層暖濕不穩定的大氣環境與低 LFC 高度，皆有利於當日豪(大)雨的發生。透過個案模擬，控制實驗的結果顯示中尺度渦旋於 0900 UTC 旋生，1800 UTC 後逐漸消散，渦旋形成後往東北方向移動。無地形的實驗亦產生中尺度渦旋，但生成時間提早且隨時間往東北偏移明顯，無潛熱釋放的實驗則中尺度渦旋無法維持，且位置、強度及生命期都與控制實驗相差甚大。在低層輻合與降水分布模擬顯示，控制實驗模擬結果較接近實際觀測結果，無地形實驗與無潛熱釋放實驗在花蓮沿海無低層輻合，且降水分布與實際觀測相差甚大。

關鍵字：降雨日數、中尺度渦旋

## 一、前言

台灣地區每年豪(大)雨的發生，除颱風帶來的降雨之外，5~6 月的梅雨季亦是另一個豪(大)雨的好發時期。5、6 月時台灣與華南地區在梅雨季中常盛行暖濕西南氣流，大氣環境多具潛在不穩度，若有適當的強迫機制，如鋒面、低層噴流或是地形提供輻合與舉升機制，常能引發豪(大)雨事件，尤以 5 月中旬至 6 月中旬機率最高(王等 1985)。在此期間由於受到梅雨鋒面的影響，往往會發生劇烈天氣現象，並造成嚴重災害。而梅雨之所以成為台灣災變天氣的最重要原因，就是其伴隨的豪(大)雨常導致嚴重的災害，近年來更常引發土石流等災情。

台灣地區梅雨季發生豪(大)雨的地區多以中央山脈以西為主，東半部豪(大)雨發生的頻率和次數，顯然較西半部者為低(陳與楊 1988)。陳(2004)分析 1997~2003 年 5~6 月梅雨季台灣東部降雨，發現中央山脈東側之東部地區形成北、中、南三個主要強降雨區與豪(大)雨發生頻率較高區，且幾均出現在午後。而在降雨頻率之日夜變化上，午後頻率明顯高於午前，而夜間至凌晨有相對最大值出現。

對於東部地區梅雨季豪(大)雨的研究，台灣東北部地區過去已有不少研究，而 2001 年綠島中尺度實驗計畫(Green Island Mesoscale Experiment: GIMEX)，主要科學問題仍針對台灣東南地區以及近海中尺度對流系統(MCSs)、台灣東南部地形引

發之中尺度環流、東南部地形對氣流與降雨系統的影響以及局部環流日夜變化等。花蓮西倚中央山脈，東臨太平洋，境內地形複雜，過去甚少針對花蓮地區梅雨季豪(大)雨進行研究。梅雨鋒面、地形效應以及局部環流三種不同尺度的交互作用，可能對於梅雨季花蓮地區的降水特徵，扮演著重要的角色。本文主要研究方向為花蓮地區的降水特徵，有利降雨發生的條件與可能原因與特殊豪(大)雨個案之綜觀環境條件、中尺度環流特徵及降水分布。

## 二、資料分析與方法

首先依據中央氣象局對降雨(日累積雨量超過 0.1 mm)、大雨(日累積雨量超過 50 mm)及豪雨日數(日累積雨量超過 130 mm)的定義來統計花蓮地區各測站的降水特徵，其次依測站所在的地理位置與海拔高度區分為沿海、縱谷及山脈三類，測站海拔高度若在 50 公尺以下，並靠近海岸線者，或是測站東方不受到海岸山脈阻擋而可直接面對太平洋者，均為沿海測站；測站海拔高度在 51 公尺至 200 公尺間，且地理位置明顯不位於山脈與沿海地區者，歸類為縱谷測站；若海拔高度在 200 公尺以上，且位置明顯位於山脈地形上者，則列為山脈測站，值得一提的是山脈測站全數皆位處於中央山脈，海岸山脈上並無測站。

豪(大)雨方面，本文主觀刪除因颱風及熱帶性低氣壓造成的豪(大)雨事件，並且依照中央氣象局

豪雨定義選取個案，即當日累積降雨量大於 130 mm 以上，因花蓮地區豪(大)雨次數及頻率都較低(陳與楊 1988)，因為在本文中對大雨的定義，為當日累積雨量達 50 mm，但不需任一時雨量超過 15 mm，藉以提高個案個數以有利分析。再依豪(大)兩個案發生時依鋒面的相對位置來分類。鋒前個案定義為豪(大)雨發生時鋒面位在台灣北部，且未接觸到台灣陸地者。鋒後個案定義為地面鋒面已通過花蓮地區，且已移經 23.5° N 者，若豪(大)雨發生時地面鋒面位在台灣北部陸地以及 23.5° N 之間者定義為鋒上個案(圖 1)。

個案綜觀環境分析方面，使用 1998 年 6 月 3 日 ECMWF/ TOGA Advanced 全球模式之 0.5°×0.5° 經緯格資料，分析高度場、相當位溫場、水平風場以及相對渦度場等參數，探討花蓮豪(大)雨發生時，台灣地區綜觀環境的演變特徵。同時配合中央氣象局花蓮測站 0000 UTC 與 1200 UTC 之探空圖，以進一步瞭解大氣之垂直結構特徵。利用中央氣象局自動雨量站以及局屬測站逐時雨量資料，分析當日花蓮地區的降雨強度、範圍以及降雨區移動之特徵。利用日本 GMS-5 紅外線色調強化雲圖，以瞭解海面上對流發展之強度和移動情形，以補充海面上的資料的不足。最後，使用中央氣象局每小時雷達 CV 合成圖回波資料，分析中尺度對流系統的移動與演變情形。

### 三、分析與討論

#### (一)、降雨特徵

1996~2003 年 8 年梅雨季期間，花蓮地區 5 月份總降雨日數、大雨日數及豪雨日數合計為 172 日、14 日及 4 日，年平均降雨、大雨及豪雨日數為 21.5 日、1.75 日及 0.5 日；8 年間 6 月份總降雨、大雨及豪雨日數分別為 136 日、16 日及 4 日，年平均降雨、大雨及豪雨日數則為 17 日、2 日及 0.5 日(表 1)。而 1996~2003 年間 5 月平均降雨量為 202 mm；6 月份為 218 mm，統計結果顯示花蓮地區梅雨季降雨日數 5 月略多於 6 月，但平均降雨量則以 6 月較 5 月稍高，意味著 5 月的平均降雨強度可能較 6 月為弱。比較三種地形降雨日數的多寡，則降雨日數均以山脈最多，縱谷次之而沿海最少。若配合年平均降雨量分析，沿海與縱谷測站的 5、6 月份年平均降雨量的差異並不大，山脈測站 6 月份平均降雨量則明顯較大，顯示太陽加熱及地形效應可能扮演重要角色。

5、6 月平均降雨日夜變化逐時分佈顯示(圖 2)，山脈降雨最大約在 1500~1700 LST；縱谷則是 1700~1900 LST；沿海在夜間有較大降雨。顯示午後對流於山脈先行發展，造成山脈降雨後往東移至縱谷與沿海，造成最大降雨時間於山脈最早、縱谷次之而沿海最後，但沿海夜間有相對較大降雨的原因值得進一步探討。

逐時降雨頻率分布上，山脈測站 3 種降雨強度

(大於 15、10 以及 5 mm h<sup>-1</sup>)都顯示最大降雨頻率時間為 1600 LST 左右，而沿海測站則為 1900 LST，同樣顯示對流由山脈移至沿海的情況，而當降雨強度為 5 mm h<sup>-1</sup> 時，夜間便有次大降雨頻率，而以沿海較山脈明顯。(圖未示)

依前述方法統計共有 15 個豪(大)雨個案，圖 3 為 15 個個案中，鋒面過境前 12 至後 24 小時平均降雨量變化，橫軸 0 為鋒面通過 23°N~24°N、121°E~122°E 間之時間，鋒面通過前為負，通過後為正，結果顯示平均降雨量在鋒面通過前 2 小時至鋒面通過後 6 小時有一高峯值，而以鋒後通過時至通過後 3 小時內為最，結果與(陳與王 2002)針對台灣中北部地區伴隨鋒面豪(大)雨與定量降水之中尺度氣候研究相同。但於鋒面通過後 15 至 17 小時間有第二高峰出現，可能受鋒後偏東北風於中央山脈東側迎風面降雨造成，或是由於鋒面北退現象導致之二度鋒面影響。

#### (二)、豪大雨降雨特徵

本研究統計的 15 個豪(大)雨個案中，有 3 個發生於鋒後(佔 20%)，4 個發生於鋒前(佔 26%)，3 個位於鋒上(佔 20%)，但值得注意的是有 5 個為鋒面過境時造成豪(大)雨，此類型所佔比率最高(33%)，與前述平均降雨量於鋒面過境時有最高值的結果相呼應。鋒前鋒上型個案約佔一半，與何(2004)分析台灣中部的豪雨事件都發生在鋒前的情形有很大差異，推測可能是因花蓮處於中央山脈東側，亦即梅雨季盛行西南氣流之背風處，因此鋒前盛行西南風在中央山脈阻擋下，背風面的花蓮地區發生豪(大)雨的機會遠較中部與西南部迎風面少。花蓮地區於鋒面過境時發生豪(大)雨的機率較高，鋒面過後仍有 3 個大雨個案(不需滿足任一時雨量高於 15 mm)，可能受鋒後偏東北風在中央山脈東側迎風面造成降雨的影響。

圖 4 為豪(大)雨個案依發生時間與鋒面的相關位置做分類後的平均降雨逐時分佈，顯見鋒後降雨強度較鋒前與鋒上低，平均最大降雨約 4.5 mm h<sup>-1</sup>，而鋒前卻可達到 21.5 mm h<sup>-1</sup>，鋒上亦可達 13 mm h<sup>-1</sup>，且鋒後降雨平均分佈於 24 小時之間，並無明顯的日夜變化，鋒前降雨則集中在下午 1400 LST 至 1900 LST 之間，雨勢強且短暫集中，較容易造成突如其來的淹水災害。Sun and Chern (1993)數值研究結果顯示在梅雨季西南盛行風的環境下，因地形效應影響，中央山脈東側(背風面)為下坡風。時至午後，下坡風與海風前緣產生輻合，極易發生雷雨。花蓮地區鋒前豪(大)雨個案，降雨亦集中在午後，可能因大尺度強盛西南氣流過山與較小尺度海陸風之間交互作用所產生。而鋒上豪(大)雨個案的降水較集中在晚上，未見規律之日夜變化。因鋒前、鋒上個案數均不多，所得結果較無代表性，但 4 個鋒前個案降雨相似都集中在午後，合成之後仍可進一步分析。

此外花蓮地區在無颱風、熱帶低壓以及鋒面之

下的弱綜觀環境發生豪(大)雨事件的個案共三個個案，三個個案都發生在局部地區，顯示局部性的豪(大)雨可能取決於弱綜觀環境下小尺度的局部環流，值得做進一步的研究與探討。最後花蓮地區豪(大)雨受到鋒面或弱綜觀下的局部環流影響之外，東部海面上的系統也可能是重要原因，而不同尺度系統間的交互作用與複雜的地形差異，造成的豪(大)雨事件也有不同的特徵，值得後續做更進一步的研究。

### (三)1998年6月3日個案分析

1998年6月3日 ECWMF  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  網格分析資料結果顯示 1000 hPa 於 1200 UTC 時(圖 5)，在台灣東南部外海形成一個中尺度渦旋，直徑約為 200 公里，台灣東部外海的風向由 3 日 0000 UTC 及 0600 UTC 的偏東北風轉成偏東風，而梅雨鋒面位置同時略有些微北退。隨後於 1800 UTC 時，中尺度渦旋減弱並逐漸消失。由探空分析得知 3 日 0000 UTC(圖 6)時有顯著 CAPE 值，LFC 高度只有 1.3 公里，而 EL 高 11.5 公里，當時大氣環流有利於對流的發展。低對流層受中尺度渦旋造成的偏東風，增加氣流與地形間輻合效應，氣流受海脈山脈(高度約 0.8 km)與中央山脈的舉升產生對流，使得降雨發生在花蓮地區，中尺度渦旋減弱之後，東風分向消失，缺乏地形的舉升效應，降雨隨之結束。鋒面垂直結構的部分， $25^\circ \text{N}$  以南的低層大氣都處在不穩定且潮濕的環境中， $24^\circ \text{N}$ 、 $121^\circ \sim 122^\circ \text{E}$  之間，於 900 hPa 以下的大氣具有顯著潛在不穩定度。輻散場方面也顯示在 0000 UTC 時， $121^\circ \text{E}$  至  $122^\circ \text{E}$  之間有輻合的情形，高度約可達 800 hPa，0600 UTC 時，輻合區高度略有下降，1200 及 1800 時已無明顯的輻合現象。再由 3 日雨量日夜變化分析顯示降雨時間都集中在 1700 LST 至 2400 LST 之間，且累積降雨可達 B 型豪雨的標準，顯見此個案的降雨非常短暫且降雨強度強，降雨開始及結束的時間與台灣東南部中尺度渦旋生成及結束的時間非常一致，顯見中尺度渦旋造成的風向轉變可能是降雨的主因。在花蓮地區除了三處可能因為山區地形關係造成有較大累積雨量之外，雨量的分布仍是由沿海向內陸遞減，主因為中尺度渦旋造成風向的轉變，從近地層到 700 hPa 深厚的東風分量與地形產生交互作用所提供的舉升機制，造成花蓮地區強烈的降雨。

游與周(1991)利用飛機雷達觀測台灣東南部海面伴隨著氣旋式環流的中尺度對流系統，發現此中尺度對流系統北移後使得風向轉為偏東風，最後造成花東地區降雨。本個案因中尺度渦旋形成後造成風場的改變，偏東風受地形舉升而產生大量降雨的結果，與上述研究結果類似。以上分析顯示，當日在 1200 UTC 時於台灣東南部外海產生一中尺度渦旋，但在渦旋產生造成風向轉變之前，花蓮地區已有很潮濕且不穩定的大氣環境，配合上低高度的 LFC，若有舉升效應很容易就形成自由對流，而後

中尺度渦旋造成的風向轉變，使得迎風面輻合增加，東風受地形舉升形成對流，最後引發當日花蓮地區的豪(大)雨事件

### (四)個案模擬

模擬結果也顯示台灣東南部外海的中尺度渦旋，中尺度渦旋於 0900 UTC 旋生，1200 UTC 持續發展，1500 UTC 時達到最強，最後在 1800 UTC 時逐漸消散，與花蓮 3 日豪(大)雨的起始與結束時間都相當吻合，更進一步顯示當日豪(大)雨和中尺度渦旋有顯著的相關性。

在模擬比對方面，控制實驗中，中尺度渦旋使得風場在花蓮地區於 1200 UTC 時產生轉變，花蓮東部外海風場轉成偏東風，增加與地形間的輻合效應，1800 UTC 時，花蓮沿海風向轉成西風，微弱的風場輻合線已移至海面上，中尺度渦旋已逐漸消散，降雨也逐漸結束。無地形的敏感度實驗，亦能模擬中尺度渦旋的旋生和消散，但中尺度渦旋旋生與消散時間都較控制實驗中提早 6 個小時。無潛熱釋放實驗中，中尺度渦旋生成位置、時間及其強度都與控制實驗相差甚遠，中尺度渦旋旋生後呈現滯留現象之外亦無法維持其生命。

模式模擬結果顯示偏東風與地形間的輻合效應是造成豪(大)雨的主因，降水與低層輻合模擬(圖 7)結果亦支持此觀點。敏感度測試的結果，中尺度渦旋於無地形的實驗中仍可產生，但隨時間有往東北偏移的情況。無潛熱釋放的實驗中於花蓮東方海面解析出一氣旋式風切，但強度及範圍都不及控制實驗組，同時亦無法正確模擬其生成時間、強度及位置。

## 四、總結

本文統計 1996~2003 年間，台灣東部花蓮地區降水特徵與豪(大)雨降水特徵並針對 1998 年 6 月 3 日發生在花蓮地區的豪雨事件進行分析與模擬，將所得結論歸納如下：

- (一)花蓮地區降水特徵方面；5 月降雨日數較 6 月多，但降雨強度卻較 6 月低。其次在降雨日數及平均降雨量方面，山脈地形都明顯較其它兩者地形來的高，顯示太陽加熱及地形效應扮演了重要的角色。另外午後對流由山脈先行發展，隨後移行至縱谷，於夜間移至沿海地區。
- (二)在豪(大)雨方面；發生在花蓮地區的豪雨事件，幾乎與颱風以及熱帶性低氣壓有關，只有一個和鋒面有關(1997 年 6 月 23 日之鋒前個案)。而大雨事件也大都和鋒面有關，鋒面過境之個案數最多，鋒後、鋒前及鋒上則較少，此結果可能和花蓮地形有關。
- (三)在個案分析方面；當日花蓮地區的豪(大)雨事件，與台灣東南部形成的中尺度渦旋有很大相關，中尺度渦旋造成的風向轉變，使得氣流與地

形間的輻合增加，加上豪(大)雨發生前存在著暖濕不穩定的低層大氣環境與較低高度的LFC，都是有利於豪(大)雨發生的條件。

(四)在個案模擬方面，無地形的實驗仍可產生中尺度渦旋，但其生成時間較控制實驗提早數個小時，且受強盛西南氣流影響，隨時間往東北偏移的情況明顯。無潛熱釋放的實驗中，中尺度渦旋強度與位置都與控制實驗組相差頗大，且生命期只有數小時，幾不隨時間移動。從輻散場與降水分布亦顯示無潛熱釋放下的情況與控制實驗組相差較大，經由模擬結果得知此中尺度渦旋生成的原因，可能與潛熱釋放較有關，但地形背風及阻擋效應仍扮演其角色。

### 參考文獻

- 王時鼎、鄭俠、徐晉淮及丘台光，1985：五、六月間台灣地區暴雨之環境條件。*天氣分析與預報研討會論文彙編*，中央氣象局，55-77。
- 何俊儀，2004：台灣中部地區梅雨季豪雨發生之綜觀特徵與中尺度過程探討。*台灣大學大氣科學研究所碩士論文*，91頁。
- 周仲島與游政谷，1991：TAMEX 期間海上中尺度對流系統之飛機雷達觀測個案研究。*大氣科學*，19，149-176。
- 陳泰然，1988b：東亞梅雨鋒面之綜觀氣候特徵研究。*大氣科學*，16，435-446。
- 陳泰然，1994：台灣梅雨季之豪雨研究。*大氣科學*，22，455-477。
- 陳泰然與王重傑：梅雨季台灣中北部地區伴隨鋒面與中尺度低壓豪(大)雨與定量降水之中尺度氣候研究。*大氣科學*，30，61-82。
- 陳泰然與林宗嵩，1997：梅雨季台灣中南部地區豪(大)雨之氣候特徵研究。*大氣科學*，25，289-306。
- 陳泰然與張子琦，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。
- 陳泰然與楊進賢，1988：台灣梅雨季期豪雨分佈之時空特徵。*大氣科學*，16，151-162。
- Chen, G. T. J., 1977: An analysis of moisture structure and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. *Proc. Natl. Sci. Council.*, 3, 24-32
- \_\_\_\_\_, 2004: Research on the phenomena of Meiyu over China and Taiwan during the past quarter century: An overview. *WSPC Book Series on East Asian Meteorology*, 2.
- \_\_\_\_\_, and C. P. Chang, 1980: The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over southeastern China and Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 942-953。
- Sun, W. -Y., and J.-D. Chern, 1993: Diurnal variation of lee vortices in Taiwan and the surrounding area. *J. Atmos. Sci.*, 50, 3404-3430.
- Sun, W. -Y., and J. -D. Chern, 1994: Numerical experiments of vortices in wakes of large idealized mountains. *J. Atmos. Sci.*, 51, 191-209.
- Wang, C. C., and G. T. J. Chen, 2003: On the formation of leeside mesolow under different Froude number flow regime in TAMEX. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 81, 339-365.
- Yeh, H. C., G. T. J. Chen, and W. T. Liu, 2002: Kinematic characteristics of a Mei-yu front detected by the QuikSCAT oceanic winds. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 700-711

表 1 花蓮地區 5、6 月總降雨日數、大雨日數及豪雨日數

	5	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	計
雨	28	16	29	22	18	25	17	17	17	172
大	3	1	3	3	0	3	1	0	0	14
豪	0	1	2	0	0	1	0	0	0	4

	6	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	計
雨	8	23	17	20	13	21	16	18	18	136
大	0	2	2	5	2	3	0	2	2	16
豪	0	1	0	1	0	1	0	1	1	4

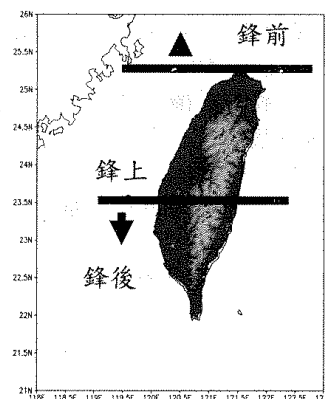


圖 1 花蓮地區豪(大)雨個案發生時相對於鋒面位置之分類標準，豪(大)雨發生時鋒面位於台灣最北端以北者定義為鋒前，鋒面位於 23.5°N 以南者定義為鋒後，出現在兩者之間為鋒上。

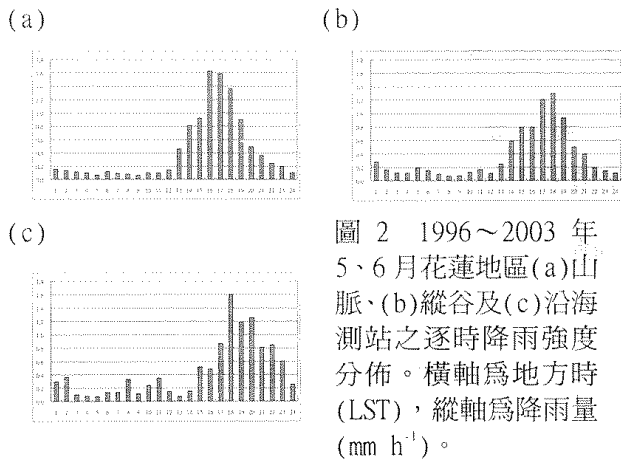


圖 2 1996~2003 年 5、6 月花蓮地區(a)山脈、(b)縱谷及(c)沿海測站之逐時降雨強度分佈。橫軸為地方時(LST)，縱軸為降雨量( $\text{mm h}^{-1}$ )。

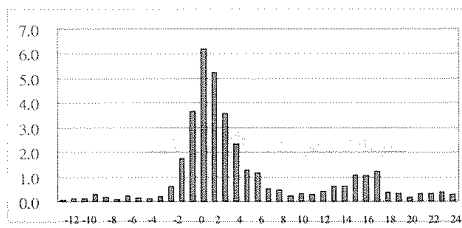


圖 3 15 個個案鋒面過境時前 12(負)至後 24(正)小時內之平均降雨量。橫軸為相對時間(小時)，縱軸為降雨量( $\text{mm h}^{-1}$ )。

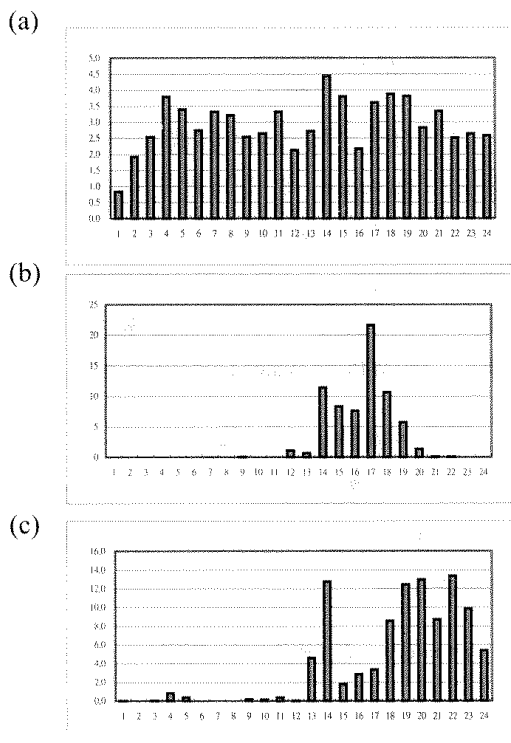


圖 4 1996~2003 年 5、6 月花蓮地區豪(大)雨 (a)鋒後個案、(b)鋒前個案以及(c)鋒上個案之均降雨逐時分佈。橫軸為地方時(LST)，縱軸為降雨量( $\text{mm h}^{-1}$ )。

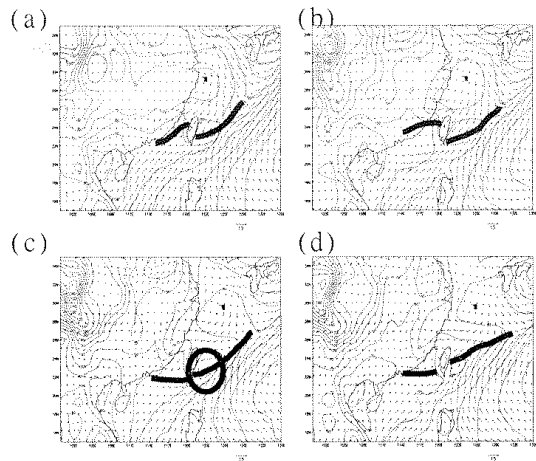


圖 5 1998 年 6 月 3 日(a)0000 UTC、(b)0600UTC(c)1200 UTC 及(d)1800 UTC 之 1000 hPa 分析圖，細實線為等高線，間距為 10 gpm，箭頭為風場 ( $\text{m s}^{-1}$ )，參考風標如圖右下方，粗實線代表風切線的位置，圓圈處為中尺度渦旋位置。

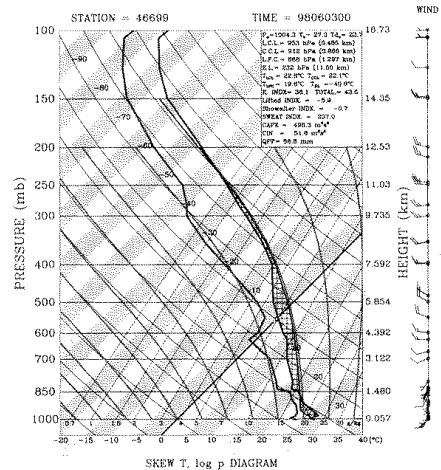


圖 6 1998 年 6 月 3 日 0000 UTC 花蓮測站(46699)探空資料之斜溫圖。

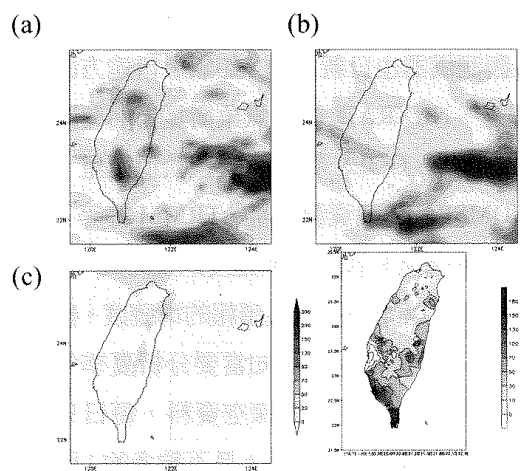


圖 7 1998 年 6 月 3 日 0000~2400 LST 模式模擬之累積雨量(mm)。(a)控制實驗、(b)無地形實驗以及(c)無潛熱釋放實驗。右下方為當日台灣地區 24 小時之總累積雨量(mm)分佈。