

梅雨季臺灣東部地區降雨與局部環流之研究

陳泰然 王子軒

國立臺灣大學大氣科學系

（中華民國九十八年十二月七日收稿；中華民國九十九年八月十六日定稿）

摘 要

本文利用 1997~2006 年 5~6 月（梅雨季）氣候資料，進行臺灣東部地區降雨與局部環流之研究。首先由北而南選取三個中尺度分析區，探討其合成風場、氣流線、溫度場及降雨量，發現臺灣東部地區的降雨與局部環流密切關連。宜蘭區在海風增強並與谷風結合時產生中尺度渦旋，此渦旋為激發午後對流與產生顯著降雨之重要機制。花蓮區西北隅高山區，環境西南氣流可結合谷風發展形成短波槽，此短波槽為調控該區降雨中心降雨強度之重要機制。此外，該區海風在增強後跨越海岸山脈入侵縱谷區，因受地形導引轉向南侵，在轉向處的迎風坡亦可形成較顯著降雨中心。上述該兩處降雨中心強度變化，均反映海風與谷風強度變化之影響。花東縱谷區南段降雨強度分布顯示由沿海向內陸遞增的規律型態，海風發展後在縱谷西側山坡迎風面則出現較大降雨中心。

依地理位置與地形選取四道剖面分析結果顯示，宜蘭縣內剖面 A（自沿海向內陸，沿著平地河谷區）之顯著對流降水皆受強盛的海風激發，剖面 B（自沿海向內陸，位於剖面 A 南側的山區）的太平山站因山谷風微弱，需有大氣不穩度與水氣含量的條件配合才能產生顯著對流。花蓮縣內剖面 C（自沿海向內陸沿河谷區）天祥以東顯著對流發展與否，除海風環流影響外，需有其他大氣條件配合，以西則是由較強的谷風激發。沿花東縱谷南段所選取的剖面 D（自北而南），海風在傍晚時可沿縱谷南侵至鹿野，激發各處顯著對流發展。

關鍵字：梅雨季、降雨強度、局部環流、山谷風、海陸風、中尺度分析

一、前言

臺灣地區每年 5~6 月間之梅雨季，伴隨梅雨鋒面雲帶內之中尺度對流系統（Mesoscale Convective Systems；MCSs），及其與臺灣地形交互作用導致的豪（大）雨，現階段預報能力仍然十分有限。目前豪（大）雨預報與定量降水預報（Quantitative Precipitation Forecast；QPF）仍是國際氣象界在預報作業上與研究上所面臨的最嚴峻挑戰，臺灣地區亦不例外。早期陳與謝等（1991）對現階段臺灣地區豪（大）雨預報能力的評估指出，梅雨季豪（大）雨預報能力仍低，其預兆技術得分（即 Threat Score；TS）約為 0.18（無預報能力為 0，完美預報為 1），後符（預報的事件裡應驗的比例）為 57%，而前估（觀測之事件事前被預報到的比例）僅為 20%，顯示對於中尺度過程所主宰的豪（大）雨仍缺乏瞭解與預報技術，致使前估偏低且 TS 亦低。近年來透過中尺度模式不同積雲參數化與系集預報研究，使 QPF 技術得分逐漸提高，唯距完美預報結果仍遠（例如：Yang et al. 2000；Chien et al. 2002；Yang and Tung 2003；Yang et al. 2004），因而中尺度氣候研究所提供之資訊對於提昇豪（大）雨預報與定量降水預報能力仍有相當參考價值。

目前中尺度作業模式對於豪（大）雨與定量降水預報的能力仍然極度受限，僅能提供預報參考指引，故藉助其他的預報方法／技術便成為作業上重要的手段，諸如 1992 年 Post-TAMEX 預報實驗（陳與謝 1992；謝、林及陳 1992、1993）與隨後每年梅雨季中央氣象局的預報實驗所用的概念模式、雷達資料應用、衛星資料應用、地面降水資料應用等預報方法。上述後三種方法所涉及的資料之氣候特徵，常可提供中尺度對流系統和

其伴隨降水特徵與演變之重要訊息，使中尺度氣候法目前在中尺度對流系統與定量降水預報上仍占有重要角色。中尺度氣候除可提供增加對中尺度現象瞭解之資訊外，在短期（中尺度）預報方面亦有相當的重要性（例如：陳與張 2000），特別是在預報缺口（forecasting gap）（2~6 小時處）中尺度氣候更可提供可觀之訊息。此外，任何預報方法的預報能力，亦可依氣候值所提供之預報，做為比較之參考標準而加以評估。再者，在所有方法所提供之診斷或預報，對於中尺度現象未來演變無法掌握時，中尺度氣候即成為唯一可用的預報方法（即客觀預報指引）。

作者曾為配合嘉南地區定量降水預報整合計畫，完成 24°N 以南嘉南地區 Post-TAMEX 預報實驗小分區（謝、林及陳 1993）之豪（大）雨與定量降水之中尺度氣候預報法之建立。也曾進行「臺灣地區豪（大）雨預報之整合研究」，完成中央山脈以西的臺灣北部、中部、南部地區各小分區之豪（大）雨與定量降水之中尺度氣候預報法之建立（陳、陳及林 1998、1999；陳 2000），並參與「梅雨季臺灣地區豪（大）雨與定量降水預報研究」整合計畫（陳 2001）和「梅雨季豪（大）雨預報技術之發展與整合」計畫（陳 2002、2003、2004）。近年來亦分析、發展並建立東部地區分區 13（宜蘭縣）、14（花蓮縣）及 15（臺東縣）之豪（大）雨、定量降水及降雨機率之中尺度氣候預報法，以提供今後梅雨季預報作業、預報實驗及外場實驗之參考應用。利用該三個分區自 1997 年起之資料，在「發展並建立梅雨季豪（大）雨預報技術（0~36 小時）」整合計畫下，進行中尺度氣候預報方法之發展與建立。已先後完成(1)鋒面過境前後之豪（大）雨發生頻率、降雨機率及降雨強度（陳 2005）、(2)鋒面型與非鋒面型之 A

型豪兩個案相關分析(陳、張及王 2006)、(3) 2004~2006 年個案資料之氣候值法之預報校驗,以瞭解其在各分區 13~15 之預報能力(陳、張及王 2007),以及不同定義豪(大)雨在各分區與各不同自然分區之氣候特徵、鋒面過境發生機率,並比較不同年段之氣候特徵(陳與王 2008)。

以往探討降雨與局部環流之相關性的研究大多集中在臺灣西半部,如 Johnson and Bresch (1991) 分析 TAMEX 期間,5 月份三個弱綜觀環境下之午後對流個案,顯示降水主要發生在西部 100~500 m 高度的斜坡上,他們認為這是因海風經西岸平原後,受到地形舉升所致;林與郭(1996)研究 1994 年南台灣夏季弱綜觀強迫下,午後對流的特性與局部環流在對流激發與發展所扮演之角色,結果顯示當地形被太陽輻射加熱,使在大氣低層的微弱東風增強,得以越過中央山脈與西側的上坡風輻合,於山坡形成一條與山脈主軸幾乎平行之輻合帶,此為激發午後對流的主要機制;陳、陳及林(2000)則發現北台灣在山區與斜坡形成的午後對流,有隨時間向台北盆地及平地移動之趨勢,可能是對流下衝流沿山坡而下與海風產生輻合所致;Lin and Chen (2002) 研究 700 hPa 以下環境風向對降水系統發生位置的影響,結果顯示台灣西南部(南部)盛行西南風(南風)時,氣流受到中央山脈阻擋而向北沿著地形偏向,並在東北部(北部)形成東北—西南(南—北)走向的輻合帶,在近中午時與海風結合,更加強此位於北台灣的輻合區與上升運動,降水一開始出現在山坡上,爾後其位置隨環境風向往山坡下移動。

有關東部地區之局部環流研究,何等(2002)利用「綠島中尺度實驗計畫」(GIMEX)資料,探討實驗期間臺東地區局部環流特徵,發現山風

發展始於 2000 LST,谷風發展始於 0800 LST,早上中央山脈東側的山坡加熱快,谷風風向西偏,中午過後,在中央山脈東側山坡雲量遮蔽增多,且太陽開始對海岸山脈西側加熱,谷風風向東偏。此外,發現海風發展始於 1100 LST,並於 1700 LST 開始減弱,2000 LST 後離岸風(陸風)開始發展,直至 0500 LST。周等(2004)分析 GIMEX 實驗期間無人飛機觀測,顯示氣流通過複雜地形使臺灣東南部局部地區水氣分布產生顯著變化,此種短距離內水氣不均勻分布無法由常規氣象觀測獲得,他們認為這也許可以解釋為何中央氣象局在臺灣東南部地區降雨預報相對於其他地區較不準確的原因。此外,林等(2002)分析 GIMEX 實驗不同高空觀測系統資料,發現臺灣東南方之局部環流發展在海岸和山坡上較為明顯,並指出由於中央山脈與花東海岸山脈的特殊分布,山谷風與海陸風複雜的交互作用使得風場多變而較難解析。Yeh and Chen(1998)分析 TAMEX 期間弱綜觀強迫下東北與東部地區降水特徵,發現東北部山區因上坡風發展有午後 1600 LST 最大值,而東部沿海山區亦有 1700~2000 LST 最大值。Chen et al. (1999) 分析臺灣地區降雨之日夜與季節變化,發現降雨量最大值出現時間可能係受局部環流與地形交互作用影響。Chen and Chen (2003) 研究臺灣降雨特徵,特別探討平均環流之角色,唯並未對臺灣東部地區梅雨季局部環流與降雨關係進行探討。

除上述一些研究針對東部地區局部環流個案進行分析外,過去我們在東部地區豪(大)雨與定量降水預報之中尺度氣候研究裡,亦曾探討綜觀尺度環流與局部環流對豪兩個案發生過程的影響(陳 2005, 陳、張及王 2006),唯有關東部地區降雨與局部環流發展的關係,目前仍無任何研

究在公開文獻上發表。在進行多年以提升降水預報準確度為目的的中尺度氣候研究之後，我們嘗試從另一個角度來檢視臺灣東部地區的降雨事件。臺灣東部地區地形多樣化，有平地、山坡及高山，亦有花東縱谷，地形產生的山谷風環流、沿海地區引發的海陸風環流及複雜地形造成的局部擾動，種種因素及其間的交互作用都深深影響著東部地區的降雨機制與型態。本文在臺灣東部地區選擇三個中尺度分析區（圖 1 之 1、2、3），進行 5、6 月梅雨季之中尺度氣候特徵分析，以從空間分布探討局部環流與降水之關連，並在這些分析區內依地理位置與地形選取四道剖面，分析各剖面之溫度、降雨量與地面風場之氣候特徵，以從剖面探討局部環流與降水之關連。

二、資料與分析

本文研究範圍為中央山脈以東之臺灣東部地區，涵蓋了宜蘭縣、花蓮縣及臺東縣。過去臺灣東部的測站較少，因測站的空間解析度太低，使得中尺度氣候研究受到很大限制。鑒於中央氣象局在臺灣東部地區的自動雨量測站建置工作在 1997 年完成，使中尺度氣候研究有較充分資料，故本文利用 1997~2006 年 5~6 月（梅雨季）之十年氣候資料，進行降雨與局部環流之研究。考慮到東部地形的多樣性是影響降雨量不可忽視的因素，因此本文依地理位置與地形於臺灣東部地區選取三個中尺度分析區，並在區內選擇四道剖面（圖 1），首先分析三個中尺度分析區的氣流線、風場、溫度及降雨分布特徵，隨後沿剖面進行有降雨日與無降雨日之氣象要素合成，以分析降雨發生時沿剖面之中尺度氣候特徵。長時間的資料合成應可去除移動性綜觀尺度與中尺度天氣系統之影響，使合成風場足以反映局部環流的主

要氣候特徵。剖面 A、B 皆在宜蘭縣境內，且由沿海向內陸分布，前者幾沿河谷地形，而後者沿其南側之山地，此兩剖面除可探討河谷與山地之差異外，亦可分析東西差異（地形差異）。剖面 C 位於花蓮縣北部，沿河谷呈東西走向，且各測站的海拔高度依序由低而高，不僅可觀察從沿海測站到內陸測站的變化情形，亦可瞭解從平地到高山測站的氣候型態。剖面 D 則位於花東縱谷南段，跨越花蓮與臺東兩縣，可探討沿海地區海陸風發展對縱谷的影響。本文「降雨日」之定義，係沿用陳與林（1995）「降雨機率」之概念，將整個剖面的所有測站視為一整體，若剖面內任一測站於梅雨季某日皆無降水時，該日即為「無降雨日」，反之則歸入「降雨日」予以合成。合成結果之降雨量分析，可顯示顯著對流之起止時刻，本文以 0.5 mm h^{-1} 等雨量線做為顯著對流之判別標準，小於此值之降水，在此季節主要亦由對流而來，唯強度較弱且對流個案數較少，故視為背景值。

三、宜蘭區之局部環流與降雨

（一）中尺度現象之時空分析

圖 2 為 5~6 月宜蘭區 0600~1800 LST 每隔 3 小時之合成風場氣流線、溫度場及降雨量之中尺度分析。0600 LST 溫度呈西低東高分布，即內陸高度越高溫度越低而沿海溫度高之分布，內陸由高山吹向山谷或平地之山風至為明顯，沿海則盛行離岸陸風。0900 LST 陸地因太陽加熱效應溫度上升快速，風場大為轉變，沿海盛行海風，陸地上由山谷吹向高山之谷風亦見發展，形成兩個中尺度氣旋式渦旋分處南北。1200 LST 沿海或地勢較低地區溫度持續上升，而內陸地形高處可能因對流發展雲量增加使溫度稍降，南北兩側中尺

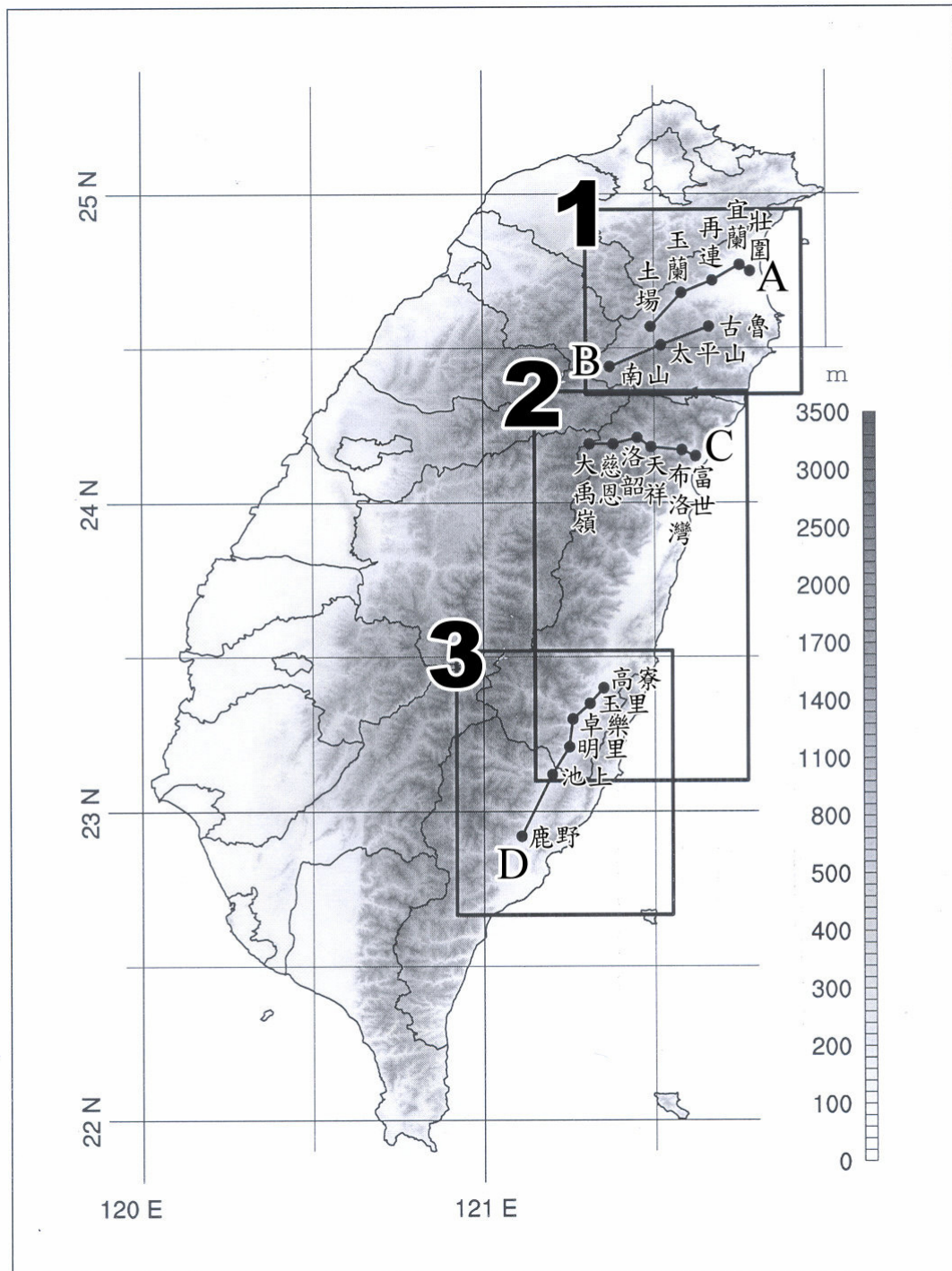


圖1 剖面 (A、B、C、D)、中尺度分析區 (1、2、3) 及 250 m x 250 m 網格之臺灣地形 (右側灰階為公尺)。

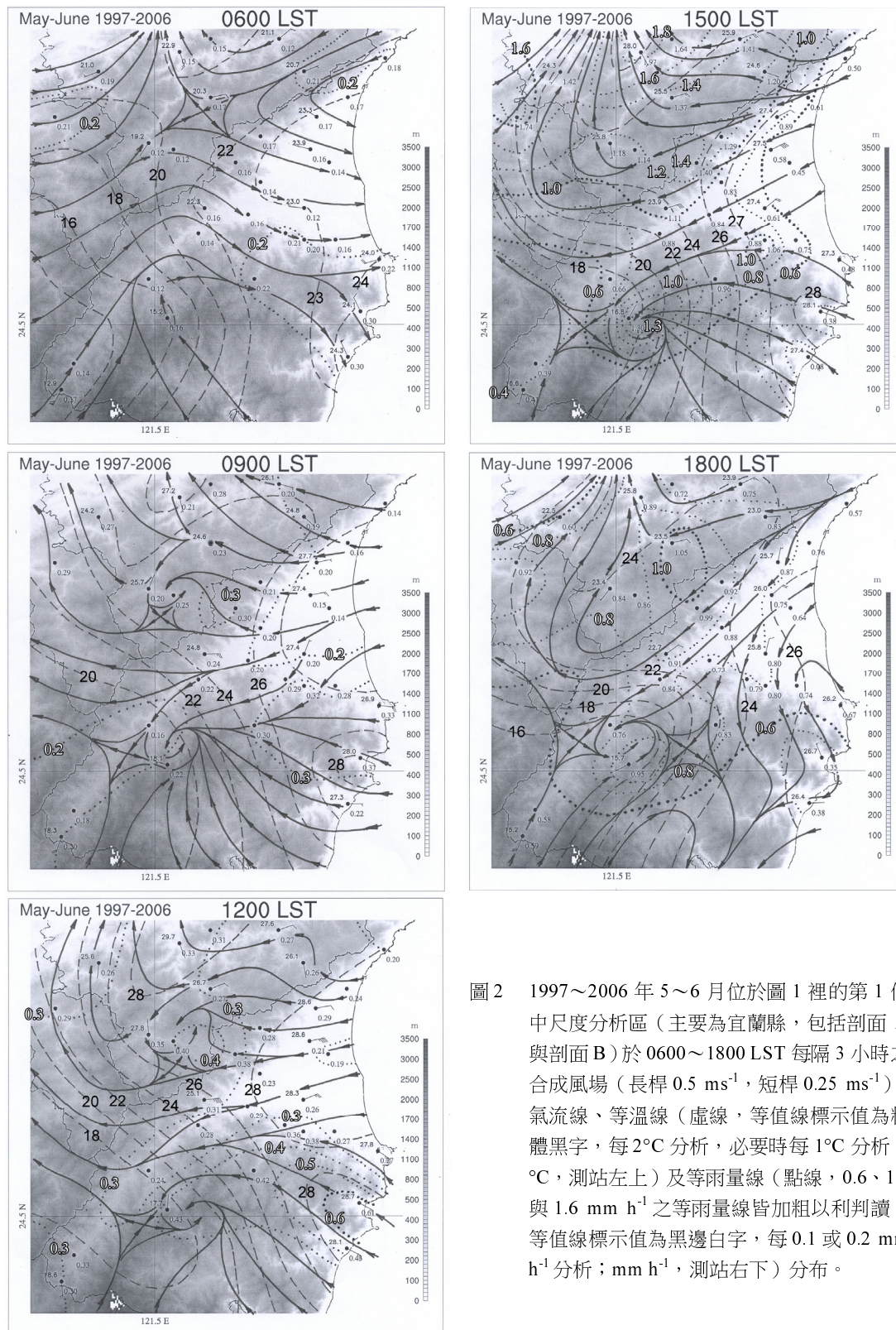


圖2 1997~2006年5~6月位於圖1裡的第1個中尺度分析區(主要為宜蘭縣,包括剖面A與剖面B)於0600~1800 LST每隔3小時之合成風場(長桿 0.5 ms⁻¹, 短桿 0.25 ms⁻¹)、氣流線、等溫線(虛線,等值線標示值為粗體黑字,每2°C分析,必要時每1°C分析;°C,測站左上)及等雨量線(點線,0.6、1.0與1.6 mm h⁻¹之等雨量線皆加粗以利判讀;等值線標示值為黑邊白字,每0.1或0.2 mm h⁻¹分析;mm h⁻¹,測站右下)分布。

度渦旋近似滯留。1500 LST 溫度變化不大，海風與谷風持續盛行，北側渦旋消失，南側渦旋因海風與谷風結合在高山上增強範圍擴大。1800 LST 溫度普遍下降，海風與谷風均減弱，南側渦旋減弱並移至分析區內之西北方低地。降雨強度分布顯示，0600~0900 LST 各地降雨微弱，1200 LST 降雨強度稍增，區內南部沿海有較大強度，1500 LST 降雨強度再增大，並以內陸特別是高山區增加更為顯著，南側中尺度氣旋之增強亦使該區降雨強度大增為一降雨中心。1800 LST 各處降雨強

度普遍減弱，南側渦旋中心移至分析區內之西北方低地，其東南側高山降雨強度雖減弱但仍為降雨中心。

(二) 剖面 A

圖 3(a)與 3(b)分別為 1997~2006 年 5~6 月宜蘭縣內剖面 A 無降雨日與有降雨日之合成風場、溫度場及降雨量日夜變化分布。剖面 A 如圖 1 所示，略呈東北東—西南西走向，由平地綿延至山區，僅宜蘭站與玉蘭站有風場與溫度場資

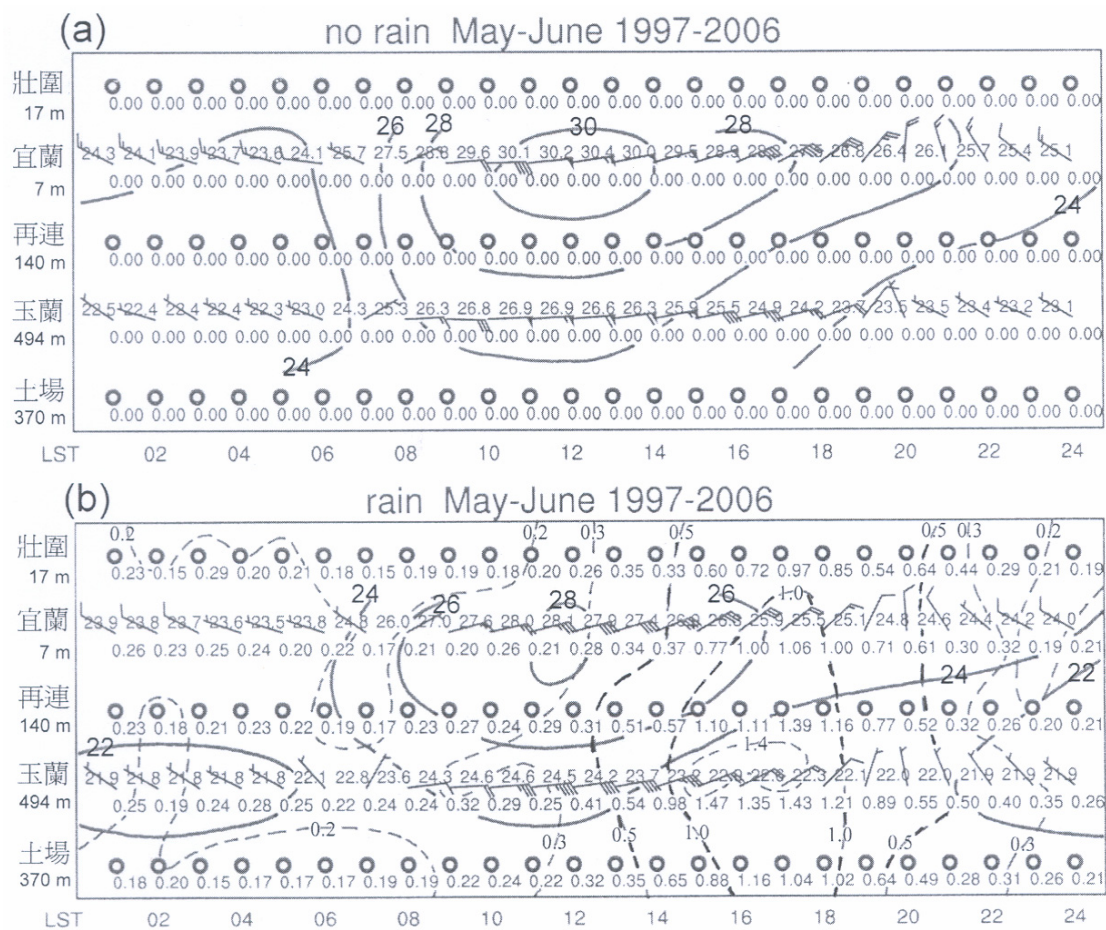


圖 3 剖面 A 於 1997~2006 年 (a) 無降雨日 與 (b) 有降雨日 之合成風場 (長桿 0.5 ms^{-1} , 短桿 0.25 ms^{-1})、溫度場 ($^{\circ}\text{C}$, 左上) 及降雨量 (mm h^{-1} , 右下)。實線為等溫線，虛線為等雨量線 (0.5 與 1.0 mm h^{-1} 之等雨量線皆加粗以利判讀)。縱軸站名下方係測站的海拔高度。無風場測站以圓圈標示，有風場測站之靜風以黑點標示。

料。10 年中有降雨日總數為 458 日，占 75%，無降雨日占 25%。無降雨日最高溫出現時間與溫度較有降雨日為晚為高，且海陸風之發展與溫度變化亦反映了白天日照加熱與夜間輻射冷卻。有降雨日之降雨仍以午後對流降雨主宰，唯顯著對流發展係由山坡與山地開始，約較平地區域提早 2 小時，最大降雨強度出現在山區午後 1500 LST。有降雨日之午後對流發展，主要乃海風發展強盛之故，各地最大降雨強度皆發生在局部海風加速之後的 1500~1700 LST。無降雨日之海風風速皆較有降雨日更強卻反未形成降雨，其箇中原因與機制，值得日後進一步探討。

(三) 剖面 B

圖 4(a)與(b)分別為 1997~2006 年 5~6 月宜蘭縣內剖面 B 無降雨日與有降雨日之合成風場、溫度場及降雨量之日夜變化分布。剖面 B 如圖 1 所示，呈東北—西南走向，位於與剖面 A 幾乎平行之南側山區，各測站的海拔高度介於 492~

1810 m，僅太平山站有風場與溫度場資料。此剖面 10 年中有降雨日總數為 510 日，占 84%，無降雨日占 16%。無降雨日最高溫出現於 1000~1100 LST (19.8°C) 與降雨日出現於 1000 LST (17.9°C) 同時，顯示兩者均有對流於午前發展，但無降雨日對流發展較弱、雲量較少，故最高溫較降雨日為高。風場日夜變化顯示，不論有無降水均有山谷風發展，降雨日 0800 LST 前吹南來的山風，0900 LST 具北風分量之谷風發展，於 1700 LST 後入夜前之西南風，因斯時山風尚未發展，此西南氣流可能乃因對流下衝流而來。然而，無降雨日同時間亦發生西南西風，因此下衝流或許為原因之一，而局部地形顯然在形成複雜環流扮演角色。以 0.5 mm h^{-1} 為依據，降雨日的雨量分布型態可明顯看出太平山與古魯的顯著對流幾乎同時開始發展(可能係由谷風所激發)，但較內陸的南山則晚 4 個小時。所有測站皆於 2200 LST 後降回背景值，且呈現越靠海越晚的現象。太平山站的雨量為在本剖面出現之最大者，發生在谷

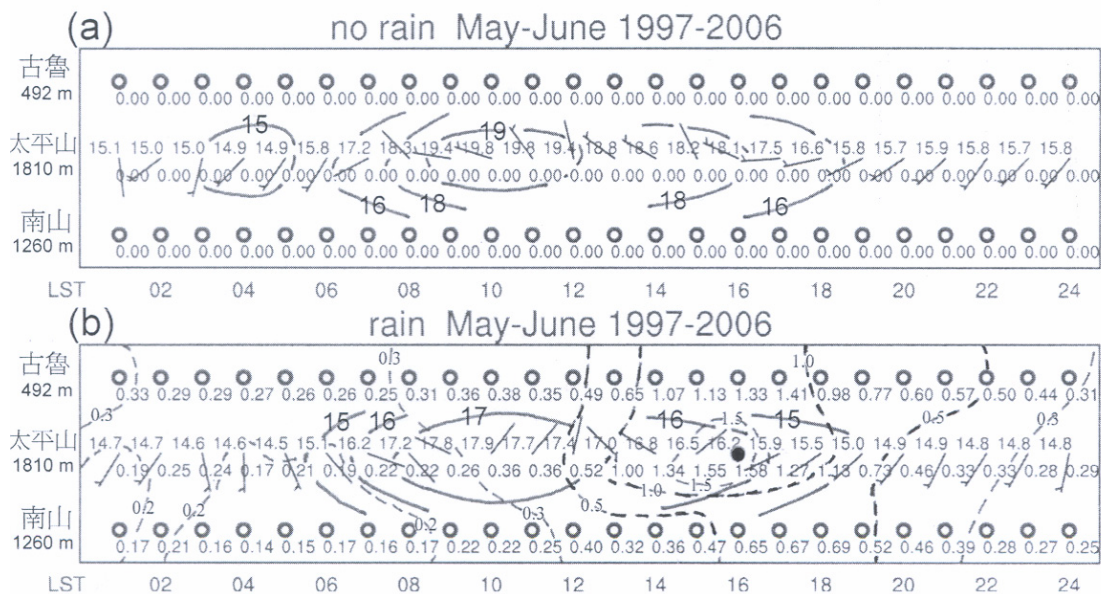


圖 4 同圖 3，但為剖面 B。

風發展 6 小時後的 1600 LST。因山谷風微弱，且有無降雨之日夜變化相近，顯示局部環流雖可激發對流發展，但是否發生顯著對流還需有其他大氣環境條件配合，諸如水氣含量、CAPE 大小、LCL 與 LFC 高度以及副熱帶太平洋高壓之位置與強弱等。

四、花蓮區之局部環流與降雨

(一) 中尺度現象之時空分析

圖 5 為 5~6 月花蓮區 0600~1800 LST 每隔 3 小時之合成風場氣流線、溫度場及降雨量之中尺度分析。0600 LST 溫度呈西北低東南高分布，即陸地上高度越高溫度越低而沿海溫度高之分布，沿海則盛行離岸陸風；在花東縱谷內因受地形影響，有較複雜的局部環流，在縱谷中部並形成一個中尺度氣旋式渦旋。0900 LST 陸地因太陽加熱效應溫度上升，風場大為轉變，沿海盛行海風，並已入侵進入花東縱谷，縱谷西北側鄰近之內陸地區此時谷風與海風開始結合，使中尺度渦旋西北方吹東北風之外，其餘區域皆吹東~東南東風，內陸西北隅直接穿越山頂之西南氣流全日盛行，應係季節盛行之環境西南氣流，花東縱谷內的氣旋式渦旋近似滯留。1200 LST 全區溫度持續上升，海風增強跨越花東縱谷，使縱谷內之中尺度渦旋消散，並使縱谷西北方之東北至東南氣流更為增強。西北隅原環境西南氣流結合谷風發展，形成一短波槽。1500 LST 各地溫度稍微下降，海風與谷風持續盛行，各地的風場除花東縱谷區域外，與 1200 LST 差異不大。此時，縱谷北側形成一中尺度渦旋，渦旋以南之縱谷區北至北北東風增強，反映海風入侵受地形導引轉向南侵之現象，西北隅高山區之短波槽亦見增強。1800 LST 各地溫度普遍下降，海風與谷風均減弱，東

風僅及部分沿海地區，縱谷北側渦旋近似滯留，東南部沿海則產生一新氣旋式渦旋；西北隅之短波槽減弱，可能係反映谷風之減弱。從中午開始至傍晚，始終在縱谷南側出現的最高溫，可能係因該處地勢較其同屬縱谷區的南方為低之故，1500 LST 之後北來海風使該處溫度持續下降。降雨強度分布顯示，0600 LST 除西北隅高山有較強降雨之外，其餘各處均弱。0900 LST 沿海降雨強度略增，縱谷渦旋西北側出現降雨中心，西北隅高山降雨強度略增。1200 LST 西北隅短波槽形成，此時槽區原降雨中心強度亦大增，縱谷中段西側形成一個次降雨中心。1500 LST 前述兩降雨中心強度增強，其餘各處無大變化，1800 LST 該兩中心降雨強度均減弱。1200~1800 LST 期間，上述兩降雨中心強度之變化，反映海風與谷風強度變化之影響。

在分析花蓮縣境內局部環流與降雨的關係時，一個值得探討的問題為海風能否沿著花東縱谷一路南下。上述分析顯示，0900 LST 海風發展後，花東縱谷北段分析區內南半部在 1200 LST 與 1500 LST 有沿著縱谷南下的局部環流，但此北來氣流應非源自縱谷北端，而可能係海風在越過海岸山脈後，因縱谷西側中央山脈阻擋效應，使海風轉向沿著縱谷繞行南下而來。

(二) 剖面 C

圖 6(a)與(b)分別為 1997~2006 年 5~6 月剖面 C 無降雨日與有降雨日之合成風場、溫度場及降雨量之日夜變化分布。剖面 C 如圖 1 所示，位於花蓮縣北部，呈東西走向，且各測站的海拔高度依序由低而高，介於 109~2565 m，僅富世、天祥及大禹嶺三站有風場與溫度場資料。選取本剖面不僅可觀察從沿海測站到內陸測站的變化情

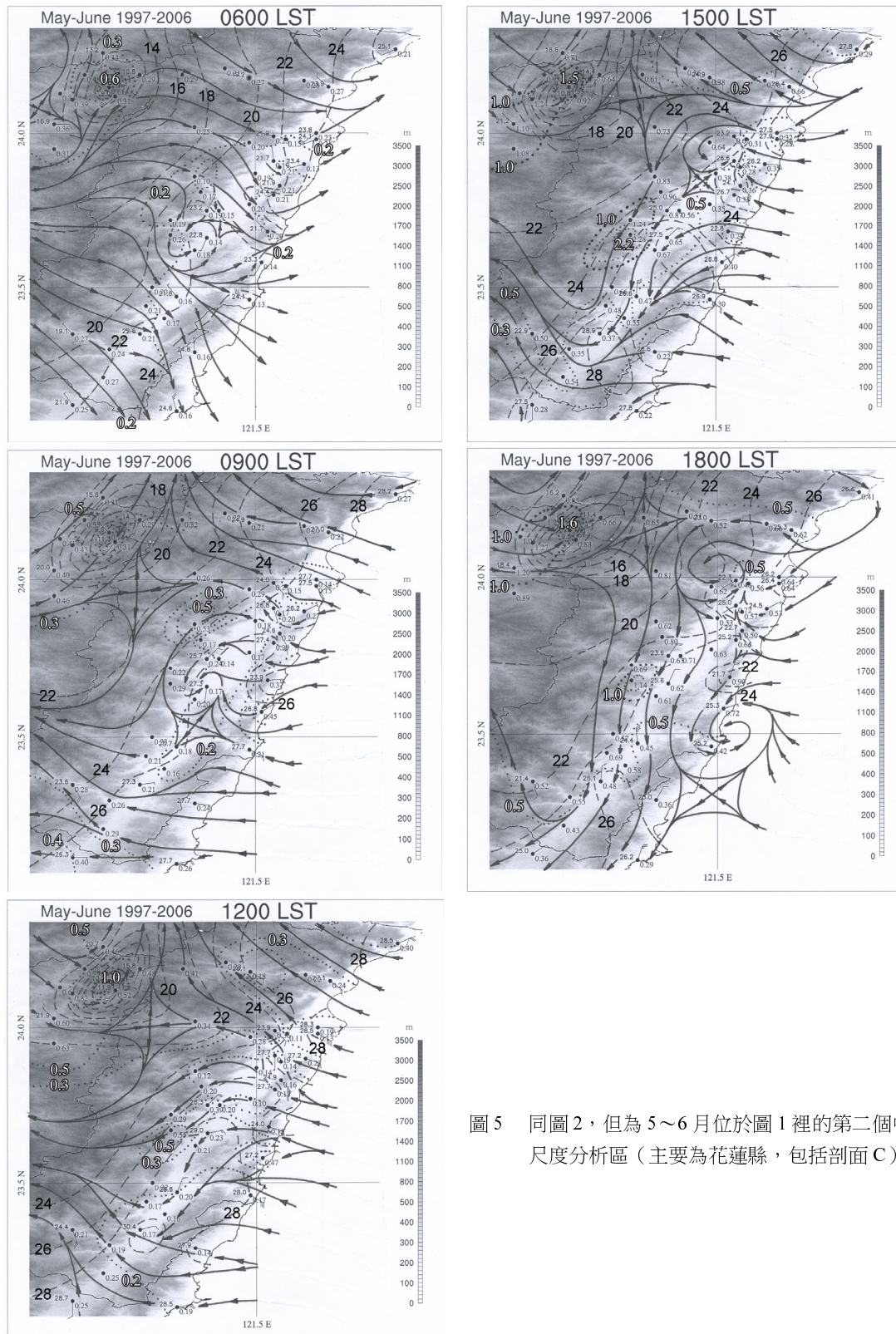


圖5 同圖2，但為5~6月位於圖1裡的第二個中尺度分析區（主要為花蓮縣，包括剖面C）。

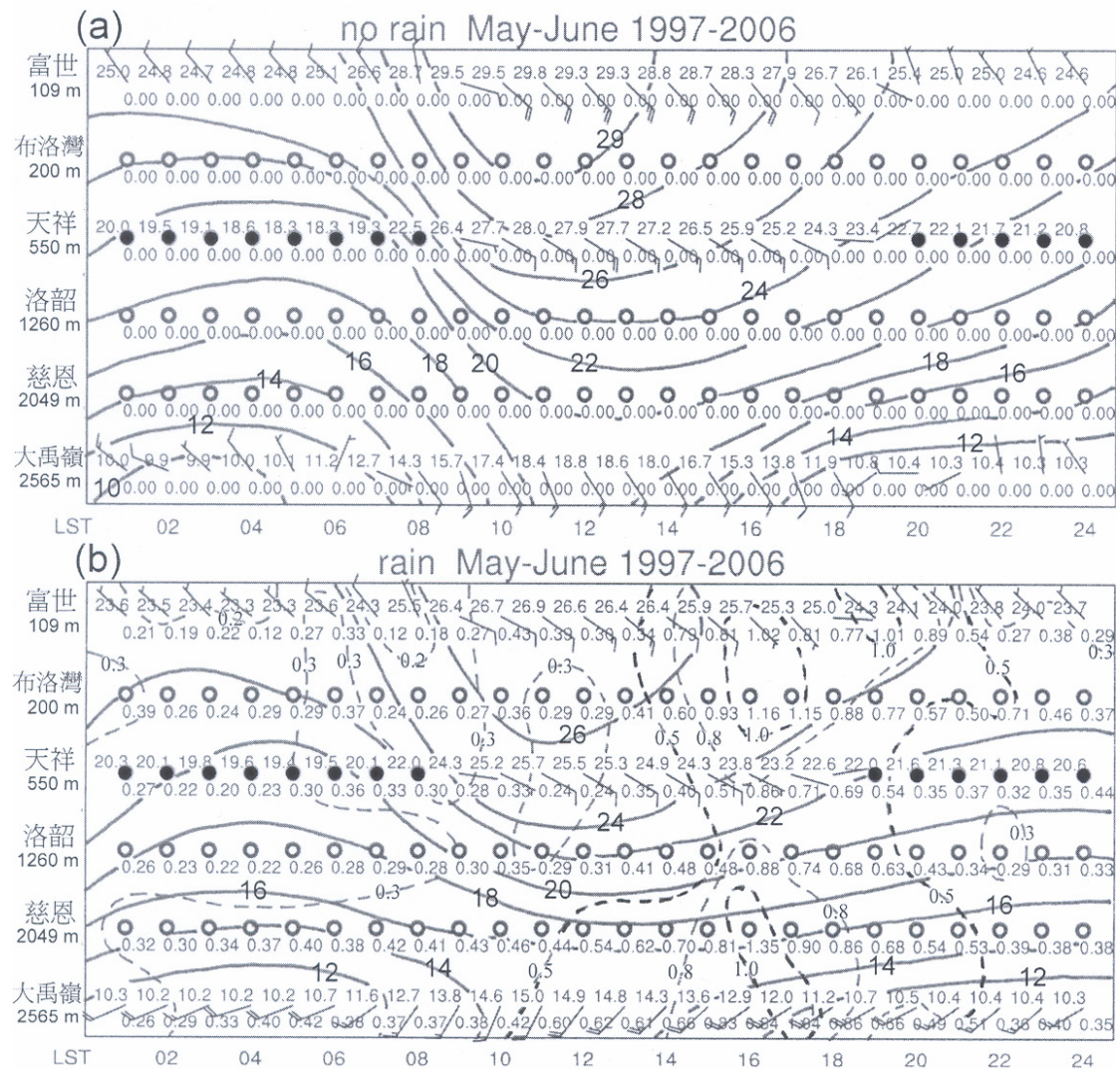


圖 6 同圖 3，但為剖面 C。

形，亦可瞭解從平地到高山測站的氣候型態。10 年中有降雨日總數為 461 日，占 76%，無降雨日占 24%。無降雨日最高溫出現於 1100（富世、天祥）～1200 LST（大禹嶺）之間，較降雨日最高溫皆出現於 1100 LST 稍晚或同時，顯示兩者均有對流於午前發展，唯無降雨日對流發展較弱，故最高溫較降雨日為高。以 0.5 mm h^{-1} 為依據，降雨日的雨量分布型態可明顯看出本剖面的顯著對流發展呈現頭尾較早而剖面的中段稍晚的現象；除洛韶較早於 2200 LST 降回背景值之外，其他測

站均晚至 2400 LST 方降回背景值。不論有無降水，富世的海陸風均正常發展，且海風皆可抵達天祥，夜間陸風在 2000～0800 LST 間盛行，海風則在 0900～1800/1900 LST 間發展。富世與天祥白天的風場，無降雨日風速皆較有降雨日為強，此與無降雨日陸地太陽加熱效應較大海風較強一致，對流顯係由海風環流激發，但顯著對流發生與否仍需有大氣其他環境條件配合，最大降雨強度出現在 1600 LST。大禹嶺站無降雨日與有降雨日的風場則迥然不同，前者呈現典型的山谷風轉

換型態，後者全日盛行南南西～西南西風，風速亦較無降雨日為大，顯然降雨日該地風場由谷風與盛行風之合成效應主宰。大禹嶺站的最大雨量發生在谷風發展一段時間後的 1700 LST，顯示該處降雨日之顯著對流發展係由較無降雨日為強的谷風激發。顯然，天祥以東對流雖由海風激發，但無降雨需視大氣其他條件而定，而以西之對流則由較無雨日為強的谷風激發。

五、花東縱谷區南段之局部環流與降雨

(一) 中尺度現象之時空分析

圖 7 為 5～6 月花東縱谷區南段 0600～1800 LST 每隔 3 小時之合成風場氣流線、溫度場及降雨量之中尺度分析。0600 LST 溫度呈西低東高分布，即最內陸溫度低而沿海溫度高之分布，內陸由高山吹向山谷或平地之山風至為明顯，沿海則盛行離岸陸風。0900 LST 陸地因太陽加熱效應使溫度快速上升，風場大為轉變，沿海盛行海風並跨越海岸山脈影響花東縱谷，縱谷南端之池上與鹿野亦由東來之海風主宰，東來的海風跨過縱谷後結合谷風吹向內陸；內陸由山谷吹向高山之谷風亦見發展，在區內西側形成一個中尺度氣旋式渦旋。1200 LST 沿海及縱谷區的溫度持續上升，而內陸地形高處可能因對流發展雲量增加使溫度反較 0900 LST 時稍降，西側渦旋因海風與谷風結合在高山上近似滯留增強且範圍擴大，並使原縱谷東來海風轉成南來海風。1500 LST 各地溫度稍降，但海風與谷風持續盛行，渦旋略向東南移動，分析區內縱谷北部已見海風由北往南入侵（見圖 5），唯縱谷南端之池上與鹿野仍盛行南來海風。1800 LST 溫度普遍下降，海風與谷風均減弱，部分地區風向亦轉變。西側渦旋減弱，並繼續向東

南方偏移，致使縱谷南端原南來海風消失，此時縱谷地區皆吹北北東風，亦即 1500 LST 於北部之海風已由北往南一路沿著縱谷南下。降雨強度分布顯示，0600 LST 沿海地區降雨微弱，雨量向內陸高山處遞增，在區內西北側有一稍大之降雨中心。0900 LST 海風開始發展後，除西北側中心外，在渦旋與縱谷間之山坡迎風面亦出現稍大之降雨中心。1200 LST 降雨強度分布與先前並無太大變化；1500 LST 降雨強度增加，並以內陸的高山區增加較為顯著，1800 LST 分布與先前相近。顯然，本區降雨強度分布各時段雖有局部稍大降雨中心，但整體而言呈現由沿海向內陸遞增的規律型態。

(二) 剖面 D

圖 8(a)與(b)分別為 1997～2006 年 5～6 月剖面 D 之合成風場、溫度場及降雨量之日夜變化分布。剖面 D 如圖 1 所示，位於花東縱谷內，呈南北走向，各測站的海拔高度介於 22～313 m，僅玉里、池上及鹿野三站有風場與溫度場資料。10 年中有降雨日總數為 407 日，占 67%，無降雨日占 33%。最大降雨出現在卓樂與明里於北來海風侵入後之午後 1700 LST。玉里有降雨日的午後東北風分量平均皆較無降雨日為強，顯示越過縱谷的海風環流應為激發玉里顯著對流發展之主因；而在池上則海風需遲至傍晚才能沿縱谷南下造成最大降雨強度。無降雨日最高溫皆出現於 1300 LST，有降雨日最高溫則提前出現在 1100 LST（鹿野）～1200 LST（玉里、池上），顯示對流已於午前發展的特徵。有降雨日的雨量分布型態若以 0.5 mm h^{-1} 為標準，可明顯看出本剖面之顯著對流發展開始時間從 1300～1700 LST 不等，所有測站皆於 2300 LST 後才降回背景值。顯然，有降雨日有較無降雨日為強的海風可於傍晚時沿花東縱谷南

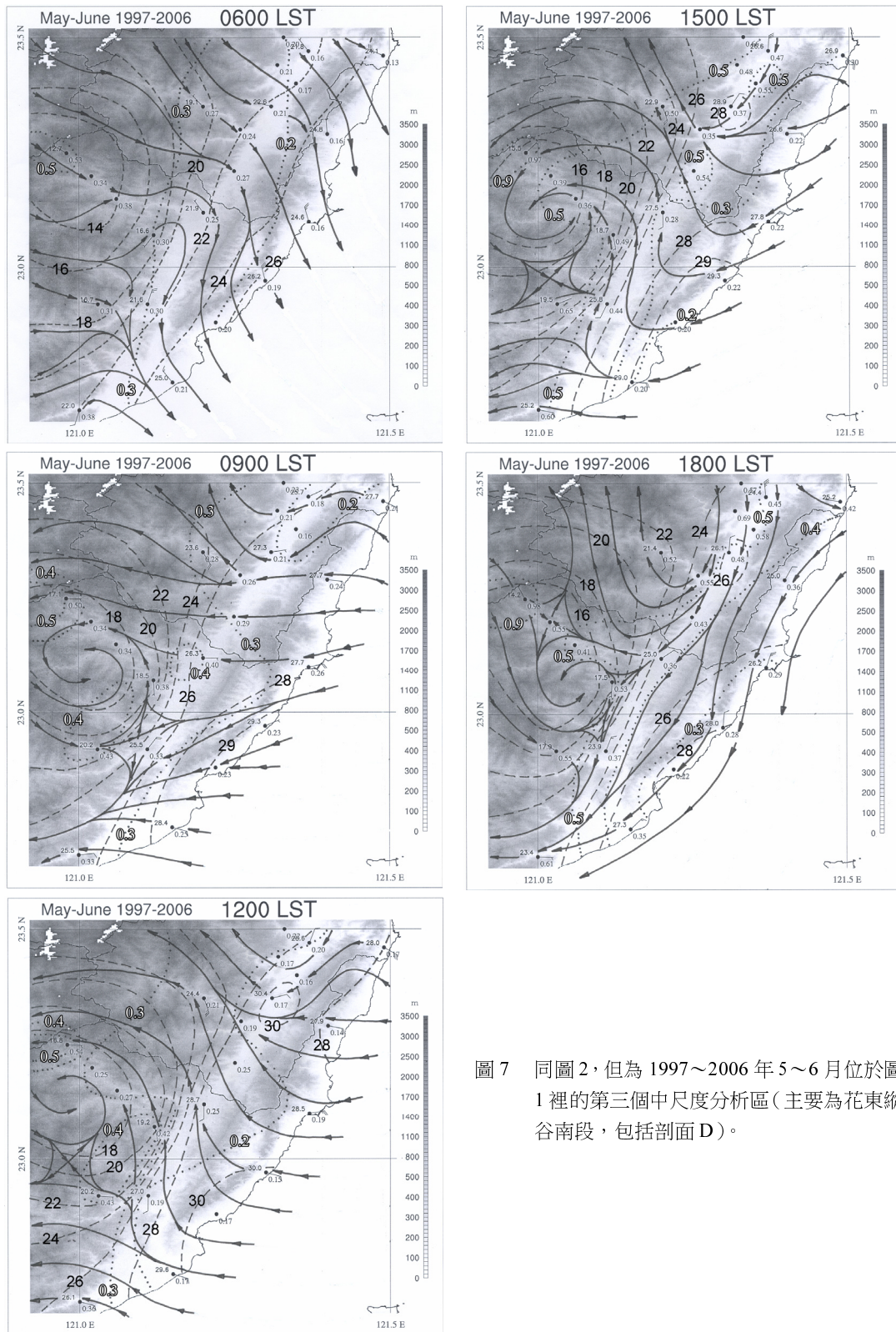


圖 7 同圖 2，但為 1997~2006 年 5~6 月位於圖 1 裡的第三個中尺度分析區（主要為花東縱谷南段，包括剖面 D）。

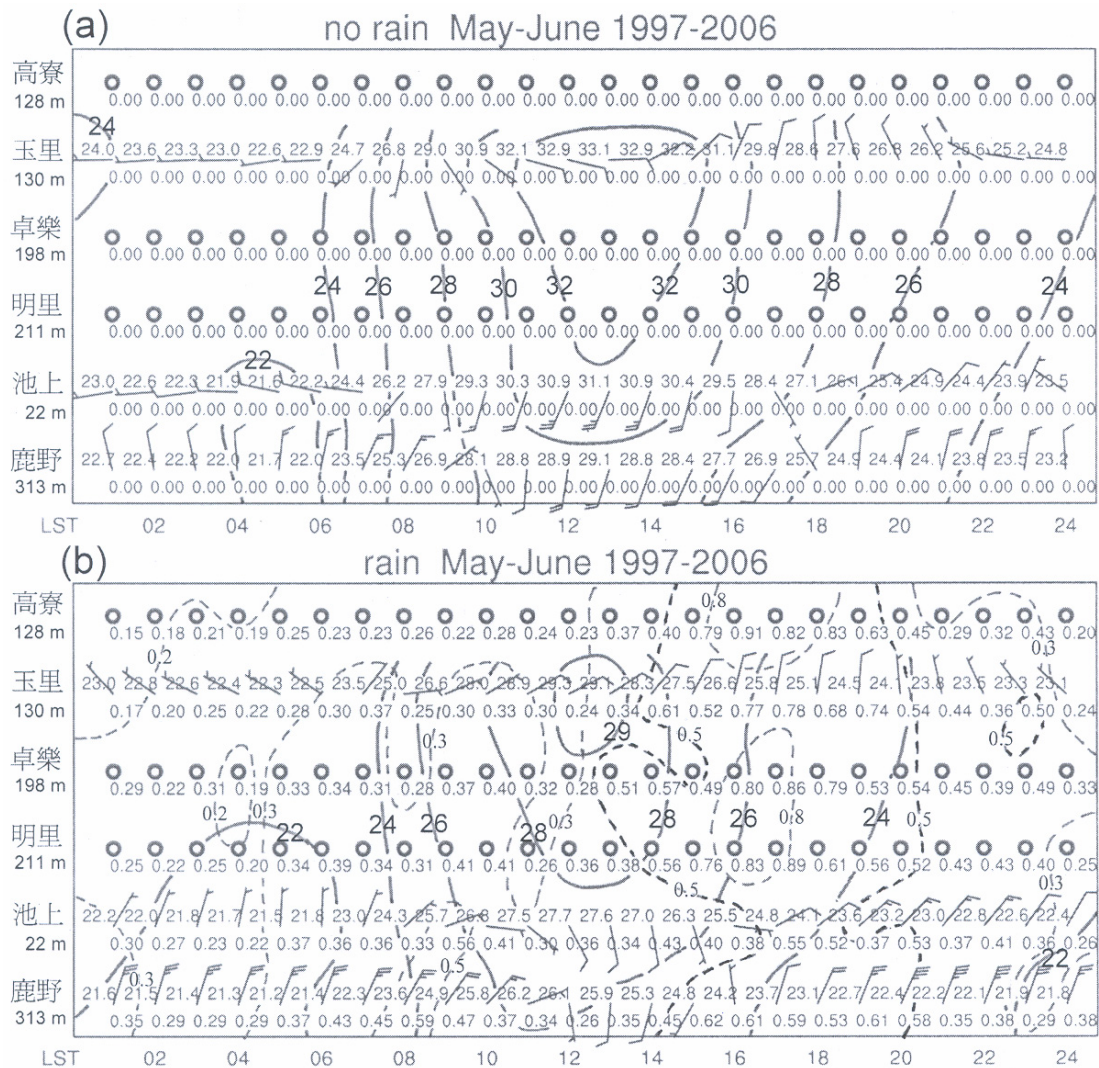


圖 8 同圖 3，但為剖面 D。

下長驅直入至池上，激發各處顯著對流發展，並於海風影響後的 1700~1800 LST 出現降雨強度最大值。如前所述，不論有無降雨日之合成，池上與鹿野在中午前後之偏南海風，可能因縱谷西側之渦旋發展而來。

六、討論與總結

本文利用 1997~2006 年 5~6 月（梅雨季）氣候資料，進行臺灣東部地區降雨與局部環流之

研究。三個中尺度分析區的合成風場、氣流線、溫度場及降雨量分析顯示臺灣東部地區梅雨季之局部環流發展顯著並與降雨密切關連。宜蘭區在海風發展後，降雨強度於午後內陸高山區顯著增強，顯示谷風與海風結合地形舉升效應，在本區梅雨季午後對流扮演重要角色。當海風增強並與谷風結合產生中尺度渦旋後，渦旋所在處即為降雨中心；當海風減弱後，中尺度氣旋亦減弱，降雨強度隨之變小。對流下衝流之輻散氣流或本文

所分析之時空尺度對流潛熱釋放均無法產生地面中尺度氣旋式渦旋，顯然，該區之複雜地形使海風與谷風結合而產生之中尺度氣旋式渦旋擾動，亦為梅雨季午後對流激發與調控降雨強度之機制。花蓮區西北隅全日盛行環境西南氣流，並在中午開始結合谷風發展，形成一短波槽，谷風增強導致短波槽增強並使原降雨中心強度增強，傍晚谷風減弱，短波槽亦隨之減弱。顯示，區內高山地區盛行之環境氣流與局部環流日夜變化相結合產生之短波槽擾動，在梅雨季午後高山對流發展與降雨強度變化扮演重要角色。該區清晨陸風與隨後轉為海風期間，區內縱谷中部可形成近似滯留的中尺度渦旋，午後海風與谷風持續增強結合地形效應，使縱谷北側形成一中尺度渦旋，唯此兩渦旋均在海岸山脈西側，可能因海風越過海岸山脈後已較乾燥，故並未伴隨較顯著降雨。沿海地區在午後海風增強後，入侵縱谷區並受地形導引轉向南侵，在轉向處的迎風坡形成降雨中心，其強度之變化亦反映海風與谷風強度變化之影響。花東縱谷區南段的中尺度分析區內西側內陸，因日出後谷風發展形成一個氣旋式渦旋，隨後谷風結合海風使渦旋強度增加、範圍擴大，唯該渦旋離海較遠並在海岸山脈以西，可能因海風越過海岸山脈後已較乾燥，故渦旋區內並無顯著降雨。1200 LST 分析區內北段已見跨越海岸山脈海風往南偏折，此向南入侵之海風於 1500 LST 增強向南擴展，1800 LST 已深入縱谷南部。本區降雨強度分布顯示，由沿海向內陸遞增的規律型態，除了西北側有稍大的降雨中心外，海風發展後在縱谷西側山坡迎風面亦出現稍大之降雨中心。

各剖面分析顯示，宜蘭縣內之剖面 A 之對流降水皆受強盛的海風激發，剖面 B 之太平山站因

山谷風微弱，且降雨日與無降雨日之日夜變化相近，最大降雨強度發生在谷風持續一段時間後的 1600 LST，顯示谷風雖可激發對流發展，但仍需有大氣不穩度與水氣含量的條件配合才能產生顯著對流。花蓮縣內之剖面 C，天祥以東對流發展與否，除海風做為激發機制外，亦需有其他大氣條件配合，天祥以西則是由較無降雨日為強的谷風激發。沿花東縱谷南段所選取的剖面 D，顯示海風在傍晚時可沿縱谷南侵至池上與鹿野，並激發剖面各處顯著對流發展，降雨強度並於 1600~1700 LST 達最大值。剖面 D 之測站位於 Yeh and Chen (1998) 之 5C 區，時雨量之分布型態亦相近，後者於 1600 LST 出現最大值且有一明顯高峰期持續 6 個小時，但前者雖亦於 1600 LST 起出現高峰期，卻未如後者般於 2200 LST 出現次大值。此外，四個剖面均顯示無降雨日最高溫約較有降雨日高出 2~3°C，出現時間則與有降雨日相同或晚 1~2 小時；其原因除前述雲量差異外，降雨開始後對地表之降溫作用可能亦為重要因素。至於四個剖面的有降雨日比例依序為 75%、84%、76% 與 67%，此與陳與王（2008）之有關不同地形與地理位置分類之結論相近。值得注意的是依本文定義，站數越少的剖面之有降雨日比例理應越低，但四個剖面中，站數最少的剖面 B 反而有最高的有降雨日比例，顯然剖面 B 的三個測站較其他三個剖面的測站更易降雨。

陳、王及楊（2002）研究臺灣西部梅雨季對流降水之時空分布特徵，發現松山與高雄兩地均有明顯的海陸風環流於日夜交替發展，而日間海風造成之局部輻合在激發對流扮演重要角色，本文結果顯示臺灣東部沿海地區亦相當類似，但因中央山脈東側地形較陡，又有海岸山脈與花東縱谷之地形影響，故相較於臺灣西部而言更形複

雜，除了海風影響午後對流發展之外，谷風在激發東臺灣午後對流的過程亦扮演著重要角色。前述研究亦發現臺灣西部沿海降水最大頻率出現時間與距海岸遠近有明顯相關，離海岸愈遠則愈晚出現，此種現象並未出現在東部地區，顯然影響臺灣東部對流降水的因素較西部地區更為複雜。陳與周等（2001）研究梅雨季北臺灣的局部環流與午後對流發展，發現不論是鋒面型或非鋒面型，西北部沿海之海風與雪山山脈西北側沿山坡之上坡風，以及大尖山與大溪附近氣旋式渦旋之發展均極顯著，海風與上坡風伴隨之地形舉升與氣旋式渦旋之輻合作用，在激發午後對流均扮演重要角色。而臺灣東部地區梅雨季之午後對流則主要由海風與谷風所激發，高山區之盛行風與局部環流交互作用，以及海風與谷風結合在複雜地形影響下產生之中尺度渦旋，在午後對流發展與產生顯著降雨亦扮演重要角色。

本文首次嘗試就臺灣東部地區梅雨季降雨與局部環流之關係，由中尺度氣候觀點做一初步的探討；中尺度分析與剖面分析的結果，對於局部環流與午後對流之變化特徵及其彼此間之關連增加很多瞭解，對於午後對流激發機制亦有更多認識，我們認為這些結果除具學術參考價值之外，對東部地區梅雨季豪（大）雨與定量降水預報之改進亦會有所助益。最後，因為本文之結果為長時間之氣候合成，而非個案分析之結論，故僅顯示個案的平均表現或整體的發展/演變傾向，並不代表所有的個案均是如此。文中許多現象具有關連性，作者亦竭盡所能就所得結果推論成因，但確切的因果關係仍有待進一步個案研究的驗證。

致 謝

感謝楊進賢先生在資料分析方面與鳳雷博士

在繪製地形圖方面的協助，本研究在國科會專案計畫 NSC 99-2111-M-002-001 與 NSC 99-2625-M-002-001 支持下完成。

參考文獻

- 何台華、曾俊傑、廖杞昌、汪建良及張茂興，2002：GIMEX 期間臺東地區局部環流的研究。「綠島中尺度實驗」初步成果發表會，「臺灣天氣研究計畫」計畫辦公室，P 10。
- 林沛練、賴信志、林欣弘、郭家利、錢之駿、呂玉璇及劉悅安，2002：綠島中尺度實驗不同高空觀測系統之觀測比對分析。「綠島中尺度實驗」初步成果發表會，「臺灣天氣研究計畫」計畫辦公室，P 8。
- 林熹閔與郭鴻基，1996：1994 年南台灣夏季午後對流之研究。*大氣科學*，**24**，249-280。
- 周仲島、謝信良、嵯漢如及李清勝，2004：「臺灣地區災變天氣整合研究」總計畫：計畫辦公室（3/3），國科會專題研究計畫成果報告，27 頁。
- 陳泰然，2000：臺灣地區梅雨季豪（大）雨與定量降水預報之中尺度氣候法研究（III）。國科會防災科技研究報告，NSC 89-2625-Z-002-010，189 頁。
- 陳泰然，2001：梅雨季中部地區豪（大）雨與定量降水預報之中尺度氣候研究（I）。國科會防災科技研究報告，NSC 89-2625-Z-002-050，78 頁。
- 陳泰然，2002：梅雨季豪（大）雨預報技術之發展與整合——子計畫：梅雨季豪（大）雨與定量降水預報之中尺度氣候研究（I）。國科會

- 防 災 科 技 研 究 報 告 ， NSC 90-2625-Z-002-006，98 頁。
- 陳泰然，2003：梅雨季豪（大）雨與定量降水預報之中尺度氣候研究(II)。臺大大氣科學研究所，國科會防災科技研究報告，NSC 91-2625-Z-002-005，359 頁。
- 陳泰然，2004：梅雨季豪（大）雨與定量降水預報之中尺度氣候研究(III)。臺大大氣科學研究所，國科會防災科技研究報告，NSC 92-2625-Z-002-010，70 頁。
- 陳泰然，2005：發展並建立梅雨季豪（大）雨預報技術（0~36 小時）——子計畫：豪（大）雨與定量降水預報之中尺度氣候研究（I）。國科會防災科技研究報告，NSC 93-2625-Z-002-007，140 頁。
- 陳泰然與王子軒，2008：臺灣梅雨季豪（大）雨預報技術之發展與整合——子計畫：臺灣東部地區梅雨季豪（大）雨與定量降水預報之中尺度氣候研究（I）。國科會防災科技研究報告，NSC 96-2625-Z-002-003，95 頁。
- 陳泰然、王重傑及楊進賢，2002：臺灣梅雨季對流降水之時空分布特徵。《大氣科學》，**30**，83-98。
- 陳泰然與林宗嵩，1995：嘉南地區定量降水預報整合計畫（I）——子計畫三：五、六月梅雨季定量降水預報之中尺度氣候研究（I）。國科會防災科技研究報告，NSC 84-2621-P-002-001B，131 頁。
- 陳泰然、周鴻祺、張子琦及劉志信，2001：梅雨季臺灣北部地區鋒面型與非鋒面型午後對流研究。《大氣科學》，**29**，37-52。
- 陳泰然、陳熙揚及林宗嵩，1998：臺灣地區梅雨季豪（大）雨與定量降水預報之中尺度氣候法研究（I）。國科會防災科技研究報告，NSC 87-2621-P-002-058，104 頁。
- 陳泰然、陳熙揚及林宗嵩，1999：臺灣地區梅雨季豪（大）雨與定量降水預報之中尺度氣候法研究（II）。國科會防災科技研究報告，NSC 88-2625-Z-002-026，97 頁。
- 陳泰然與張智昇，2000：中南部地區梅雨季鋒面降水中尺度氣候法之預報校驗。《大氣科學》，**28**，205-220。
- 陳泰然、張智昇及王子軒，2006：發展並建立梅雨季豪（大）雨預報技術（0~36 小時）——子計畫：豪（大）雨與定量降水預報之中尺度過程研究（II）。國科會防災科技研究報告，NSC 94-2625-Z-002-013，117 頁。
- 陳泰然、張智昇及王子軒，2007：發展並建立梅雨季豪（大）雨預報技術（0~36 小時）——子計畫：豪（大）雨與定量降水預報之中尺度過程研究（III）。國科會防災科技研究報告，NSC 95-2625-Z-002-003，135 頁。
- 陳泰然與謝信良，1992：臺灣地區中尺度實驗計畫 1992 年預報實驗之規畫與執行計畫：預報實驗計畫辦公室（二）。國科會防災科技研究報告 81-12 號，60 頁。
- 陳泰然、謝信良、陳來發及陳清得，1991：臺灣地區現階段豪（大）雨預報能力。《大氣科學》，**19**，177-188。
- 陳熙揚、陳泰然及林麗芬，2000：台灣北部地區五~七月雷達回波特徵與局部環流探討。《大氣科學》，**28**，73-90。

- 謝信良、林雨我及陳來發，1992：臺灣地區中尺度預報實驗設計研究（I）。國科會防災科技研究報告 80-30 號，73 頁。
- 謝信良、林雨我及陳來發，1993：臺灣地區中尺度預報實驗設計研究（II）。國科會防災科技研究報告 81-40 號，93 頁。
- Chen, C.-S., and Y.-L. Chen, 2003: The Rainfall Characteristics of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1323–1341.
- 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.
- Chien, F.-C., Y.-H. Kuo, and M.-J. Yang, 2002: Precipitation forecast of MM5 in the Taiwan area during the 1998 Mei-Yu season. *Wea. Forecasting*, **17**, 739–754.
- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1991: Diagnosed characteristics of precipitation systems over Taiwan during the May–June 1987 TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2540–2557.
- Lin, C.-Y., and C.-S. Chen, 2002: A study of orographic effects on mountain-generated precipitation systems under weak synoptic forcing. *Meteor. Atmos. Phys.*, **81**, 1–26.
- Yang, M.-J., F.-C. Chien, and M.-D. Cheng, 2000: Precipitation parameterization in a simulated Mei-Yu front. *TAO*, **11**, 393–422.
- Yang, M.-J., B. J.-D. Jou, S.-C. Wang, J.-S. Hong, P.-L. Lin, J.-H. Teng, and H.-C. Lin, 2004: Ensemble prediction of rainfall during the 2000–2002 Mei-Yu season: Evaluation over the Taiwan area. *J. Geophys. Res.*, **109**, D18203, 16 pp.
- Yang, M.-J., and Q.-C. Tung, 2003: Evaluation of rainfall forecasts over Taiwan by four cumulus parameterization schemes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 1163–1183.
- Yeh, H.-C., and Y.-L. Chen, 1998: Characteristics of rainfall distributions over Taiwan during the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1457–1469.

A Study on the Rainfall and Local Circulations in Eastern Taiwan During Mei-Yu Season

George Tai-Jen Chen Tzy-Shyuan Wang

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(manuscript received 7 December 2009 ; in final form 16 August 2010)

ABSTRACT

The observational data of eastern Taiwan in May–June (i.e. Mei-Yu season) 1997–2006 provided by the Central Weather Bureau were used to study the relationship between the precipitation and the local circulations. Three mesoscale-analysis regions were selected to investigate the characteristics of the winds, streamlines, temperatures, and precipitations, and it is found that the precipitation and the local circulations were closely related. In Yi-lan region, a mesoscale vortex, which was the key mechanism for activating afternoon convection and significant precipitation, was generated when the sea breeze intensified and interacted with the valley breeze. In Hua-lien region, the environmental southwestern airflow over the high mountain area might interact with the valley breeze to form a short-wave trough, which was an important mechanism for regulating the rainfall intensity of the precipitation center in this region. Besides, after the sea breeze intensified, it could cross over the coastal mountain chain to invade the Hua-dong Valley, turning to the south due to the topographical effect, and form a significant precipitation center on the windward mountainside at the turning point. The changes in the intensity of the aforementioned precipitation centers both reflected the influence of the changes in the intensity of both the sea breeze and the valley breeze. In the southern part of the Hua-dong Valley, the distribution of the intensity of the precipitation showed a regular increasing pattern from along the coast to the inner land. The centers of larger precipitation appeared on the windward mountainside to the west of the Hua-dong Valley after the developing of the sea breeze.

Furthermore, four cross sections were selected according to the geographical/topographical similarity. Temperature, intensity of precipitation, and wind field were composed by rainy days and by non-rainy days, respectively, in May–June, to investigate the climatological characteristics. The results showed that the significant convective precipitation was stimulated by the stronger sea breeze than that of non-rainy days in

cross section A (from along the coast to the inner land along the river valley in the plain) in Yi-lan County. At Tai-ping-shan station in cross section B (from along the coast to the inner land in the mountainous region to the south of cross section A), the mountain breeze and valley breeze were weak, so it is obvious that though the valley breeze could stimulate the development of convection, the conditions of atmospheric instability and the amount of the moisture were still needed to bring the significant convection about. To stimulate the significant convection in cross section C (from along the coast to the inner land along the river valley) in Hua-lien County, other atmospheric conditions as well as the sea breeze circulation were needed to the east of Tian-hsiang; while to the west of Tian-hsiang, only the stronger valley breeze was needed. In cross section D (from the north to the south), which is located in the southern part of the Hua-dong Valley, stronger sea breeze could reach as far as Lu-yie along the Hua-dong Valley in the evening to give rise to the significant convection in many places on the way.

Keywords: Mei-Yu season, rainfall intensity, local circulation, mountain/valley breeze, land/sea breeze, mesoscale analysis