

宜蘭地區梅雨季鋒後大豪雨之中尺度特徵探討

陳泰然 王子軒 黃心怡

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國一〇一年八月二十日收稿；中華民國一〇一年十二月三十一日定稿)

摘 要

本文利用中央氣象局高時空解析度之自動雨量站觀測資料及 ECMWF1.125°×1.125° 經緯度網格資料，針對 2001 年 5 月 28 日在宜蘭地區發生且出現多測站大豪雨之梅雨季鋒後型個案，進行中尺度分析，探討鋒後東北季風影響下，地形影響之局部環流日夜變化及其在該地區降雨時空分布所扮演之角色，以進一步了解東部地區梅雨季鋒後豪雨發生機制。

結果顯示，除了有利對流發展之綜觀環境條件外，局部環流亦扮演重要角色。蘭陽平原與鄰近地區之地形複雜，西北邊有雪山山脈而南邊有中央山脈，蘭陽溪將兩個主要山脈分開，使梅雨季大尺度環境氣流與熱力驅動之局部環流在此區有活躍之交互作用，在該區降雨時空分布上扮演重要角色。中尺度分析結果顯示，白天（1200-1800 LST）為各地豪雨出現時段，由海上而來之東風氣流與局部環流上坡風/海風結合並受地形舉升激發對流發展。夜晚（2100-2400 LST）位於山區下坡風影響之古魯測站最大降雨強度，主要乃因鋒面北退使海上東風氣流增強，且受下坡風與地形舉升效應增強而來。此外，結果亦顯示蘭陽溪上游兩側山坡之局部環流，均非單純僅受該山脈熱力驅動，亦可受鄰近較強局部環流驅動使原有之熱力環流轉向；礁溪以南之蘭陽平原的局部環流，可因鋒後東北季風與地形交互作用，使海風延後發展。

關鍵字：梅雨季、鋒後大豪雨、局部環流、地形舉升

一、前言

過去探討梅雨季豪雨方面之研究，主要均注重在中央山脈以西之個案（參見陳 1994、2000、2007；Chen 2004、2009），在降雨與局部環流相關性研究方面亦不例外，例如 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；陳等(1999)研究北台灣在山區與斜坡形成之午後對流，發現它們有隨時間向台北盆地及平地移動趨勢，認為此可能乃因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，降水一開始時出現在山坡上，之後其位置隨環境風向往山坡下移動。

有關東部地區局部環流之相關研究相對較少，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之原因。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。

最近，陳與王(2010)探討梅雨季台灣東部地區降雨與局部環流，發現該地區之降雨與局部環流密切關連，宜蘭地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；此外，花東地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，在轉向處之迎風坡亦可形成較顯著降雨中心。

除上述這些東部地區局部環流個案之分析研究外，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雨個案發生過程之影響（陳 2005，陳等 2006）。至於在東部地區豪雨個案之診斷分析方面，公開文獻上發表之論文有如鳳毛麟角。Chen and Liang (1992) 探討 1987 年 TAMEX 期間中層渦旋在宜蘭與花蓮地區豪雨扮演之角色，他們發現該豪雨事件可能乃因中層渦旋東北象限最大風速之特殊結構結合被加強之地形舉升效應而來。Yeh and Chen (2004) 針對宜蘭地區 2001 年梅雨季 5 月 28 日大豪雨個案進行天氣動力診斷分析，他們發現梅雨鋒面北退至鄰近海面與高層短波槽結合提供產生豪雨之有利環境條件，而潛熱釋放可能為鋒面北退與發展之主因。除大尺度強迫之外，局部環流與地形則在決定降雨之時空分佈上扮演重要角色，唯並未進一步進行中尺度分析，以探討其間之確切關係。他們推論在夜間下坡風盛行下，由於淺層下坡風之上有增強之向岸風受地形舉升而產生山坡上較強降雨，唯亦未針對淺層下坡風進行中尺度分析，以探討其與降雨分布之確切關連。顯然，此個案之降水時空分佈變化與局部環流和地形效應之確切關係值得進一步探討，本文針對 Yeh and Chen (2004) 所研究之個案，進行之中尺度診斷分析探討，以進一步了解在梅雨鋒後東北季風影響下，地形效應與局部環流日夜變化在降雨時空分布所扮演之角色，希望對鋒後產生豪雨之機制有進一步了解，進而提昇東部地區梅雨季豪雨預報能力。

二、資料分析

圖 1 為宜蘭縣與臨近地區之地形以及中央氣象局中尺度自動觀測站網分布，可了解自動觀測

站分布與該地區複雜地形之關係。本文 A 型豪雨事件，依 1992 年 Post-TAMEX 預報實驗採用之定義（陳與謝 1992）：當時雨量 ≥ 15 mm，且隨後 23 小時之累積降雨量 ≥ 130 mm 時，即定義為該測站發生一次 A 型豪雨事件（為期 24 小時），如在特定綜觀形勢下出現多測站發生 A 型豪雨事件，則視為同一個案。

陳等(2006)依此定義，分析台灣東部地區中尺度觀測站網之時雨量資料，發現於 1997~2003 年 5、6 月期間，共計有 164 次 A 型豪雨事件。其中有 91 次係受颱風影響之豪雨事件，約佔 55%；7 次觀測資料不合理或不完整；其餘 66 次 A 型豪雨事件中，除有一次發生在綠島、有 2 次在蘭嶼之外，其餘 63 次有 55 次為強綜觀系統強迫（受鋒面系統影響）事件，8 次為弱綜觀系統強迫（非鋒面系統影響）事件。若以同一天氣系統影響下之所有測站豪雨事件視為同一個案時，可進一步區分為 15 個強綜觀系統強迫（鋒面）型個案，4 個弱綜觀系統強迫（非鋒面）型個案。又 15 個鋒面型個案中，依測站發生 A 型豪雨事件之起始時刻與鋒面首次抵達各 Post-TAMEX 分區幾何中心位置之時間之關連性，可進一步區分為 6 個鋒前型個案、4 個鋒上（鋒面近似滯留）型個案以及 5 個鋒後型個案。若以個案中最先發生 A 型豪雨測站之時刻為起始時刻，以最晚發生 A 型豪雨事件測站之第 24 小時為個案結束時刻，則 15 個鋒面型個案的持續時間平均約為 34.7 小時，4 個非鋒面型個案則平均約為 26 小時。顯然，在強綜觀系統（梅雨鋒）影響下，受影響區域較廣，較易發生多測站豪雨事件，因此豪雨延時也較長。

2001 年 5 月 28 日豪雨個案為上述 5 個鋒後型唯一在宜蘭地區發生且為出現多測站大豪雨之

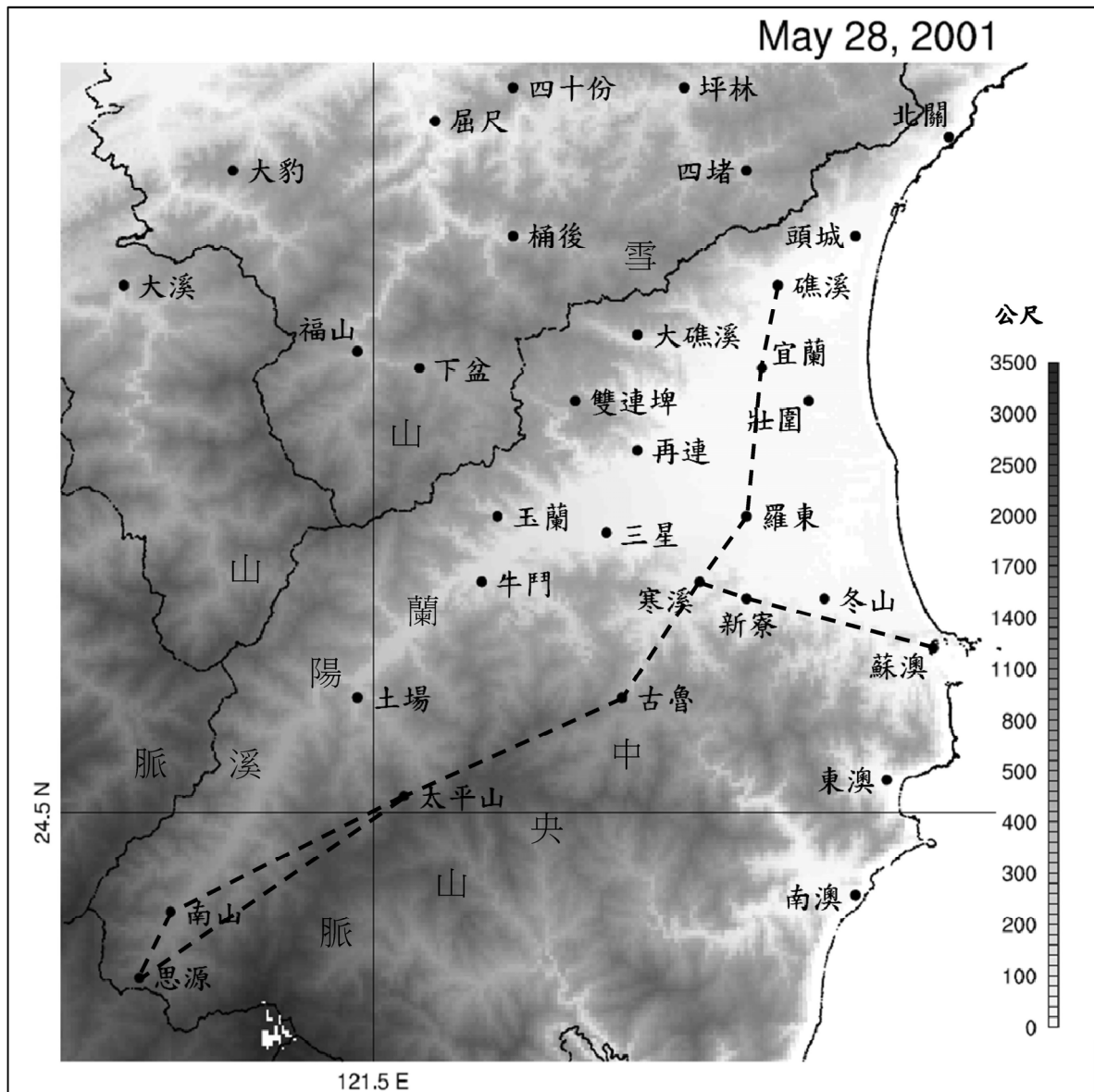


圖 1 宜蘭縣與臨近地區地形（右側灰階表單位公尺）與測站分布。虛線所示為所選南北向礁溪至思源與東西向蘇澳至思源時空剖面分析之測站分布。蘭陽溪西北側之雪山山脈與東南側之中央山脈亦示於圖內之山脊處，使其兩側山坡易於分辨。

個案 (古魯 324 mm d^{-1} , 蘇澳 307 mm d^{-1}), Yeh and Chen (2004)曾針對該個案進行天氣動力診斷分析研究。本文選取此個案, 除利用 ECMWF $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ 經緯度網格資料探討綜觀形勢外, 主要利用中央氣象局中尺度自動觀測站網逐時資料, 進行中尺度分析, 探討鋒後東北季風影響下, 地形影響之局部環流日夜變化及其在該地區豪雨之降雨時空分布所扮演之角色, 希望能對東部地區梅雨季鋒後豪雨發生機制有進一步了解。

三、綜觀形勢與天氣

圖 2 為 2001 年 5 月 28 日 0000 與 1200 UTC 之 1000 hPa 風場、高度場、溫度場及相對濕度分布。0000 UTC 時, 梅雨鋒面已移經台灣地區並斷裂, 東段移速較快, 由西太平洋向西南西伸展至台灣南端, 西段移速較慢, 由台灣西南部向西南伸至南海北部。東段鋒面南側在太平洋高壓環流影響下盛行南風, 北側則為鋒後東北季風影響下之東北東風或東風; 西段南側則盛行由南海來的西南風或微弱東南風, 北側則為鋒後東北季風影響下之東北風或東北東風。溫度場雖顯示此梅雨鋒面屬弱斜壓性, 但風場顯示鋒面具強氣旋式風切與風切渦度, 此外沿鋒面有較大之相對濕度。1200 UTC 時, 東段梅雨鋒面北退至花蓮近海, 鋒面南側風場由原來之南風順轉為南南西風並增強, 北側之東北東風或東風在宜蘭東方海面均增強。西段鋒面近似滯留, 南北兩側風場並無顯著變化。Yeh and Chen (2004)曾利用逐段位渦反演法探討此個案鋒面北退原因, 認為主要係因鋒面地區潛熱釋放加熱而來。

5 月 28 日 0000 與 1200 UTC 之 850 hPa 綜觀形勢, 如圖 3 所示。0000 UTC 時, 梅雨鋒面與 1000 hPa 鋒面幾無垂直傾斜, 由台灣東南方海面

向西南延伸經台灣南端至台灣海峽南部, 顯示鋒面之弱斜壓性與強氣旋式風切, 使低對流層梅雨鋒面幾無垂直傾斜之特性。鋒面南側盛行南風或南南東風, 較 1000 hPa 風速為強且向上呈順轉現象, 顯示鋒面南側盛行暖平流, 北側主要為東北季風影響下之微弱東風, 與 1000 hPa 風場相較稍有逆轉現象, 顯示鋒面北側微弱之冷平流。1200 UTC 時, 鋒面北退, 由花蓮外海向西南延伸經台灣南部至台灣海峽南部, 鋒面南側西南風增強且風向向上順轉之暖平流現象較 12 小時前更為顯著; 北側宜蘭與近海地區東風增強, 且海上之東南東風顯示南風分量使鋒面北退並有微弱暖平流現象。Chen and Yeh (2004)對此個案之診斷分析, 發現宜蘭外海鋒面上氣旋式渦度與位渦之增強, 乃因潛熱釋放加熱而來, 且使鋒面北側東風分量增強。相對溼度場顯示此期間鋒面與其臨近地區, 為相對較潮溼區域。

圖 4 為 5 月 28 日 0000 與 1200 UTC 之 700 hPa 綜觀形勢, 顯示此個案之梅雨鋒面為淺系統, 鋒面在此層已無法分辨。0000 UTC 時台灣東側海上盛行南風或西南風, 850 hPa 至 700 hPa 之風向順轉顯示低對流層盛行暖平流, 1200 UTC 時台灣東側海上西南風增強且順轉增大, 顯示暖平流增強。相對溼度場顯示, 台灣北部與東部海上仍為相對較潮溼區。

5 月 28 日 0000 UTC (即 0800 LST) (圖未示) 與 1200 UTC (即 2000 LST) 花蓮探空觀測 (圖 5) 顯示, 大氣環流具潛在不穩度 ($\partial\theta_e/\partial z < 0$), CAPE 分別為 $2121.3 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 與 $1298.5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 。0000 UTC 時 1000-850 hPa 為非常微弱的西風, 可能係離岸陸風, 700 hPa 順轉為西南風與圖 4a 所示者一致。1200 UTC 時, 1000-850 hPa 轉為強東北風與東南風, 而 700 hPa 仍為西南風, 與圖 2-4 所

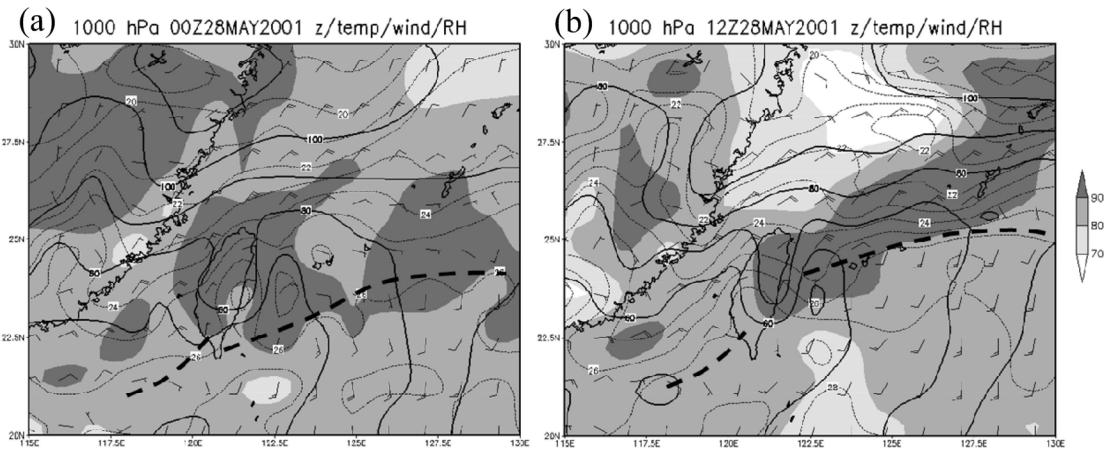


圖2 ECMWF $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ 經緯度網格資料之2001年5月(a)28日0000 UTC與(b)1200 UTC之1000 hPa風場(風標短桿為 2.5 m s^{-1} 長桿為 5 m s^{-1})、高度場(實線,間距為10 gpm)、溫度場(虛線,間距為 1°C)及相對濕度場(陰影區 $\geq 70\%$,間距為10%,如右方灰階表)。粗虛線為梅雨鋒或槽線。

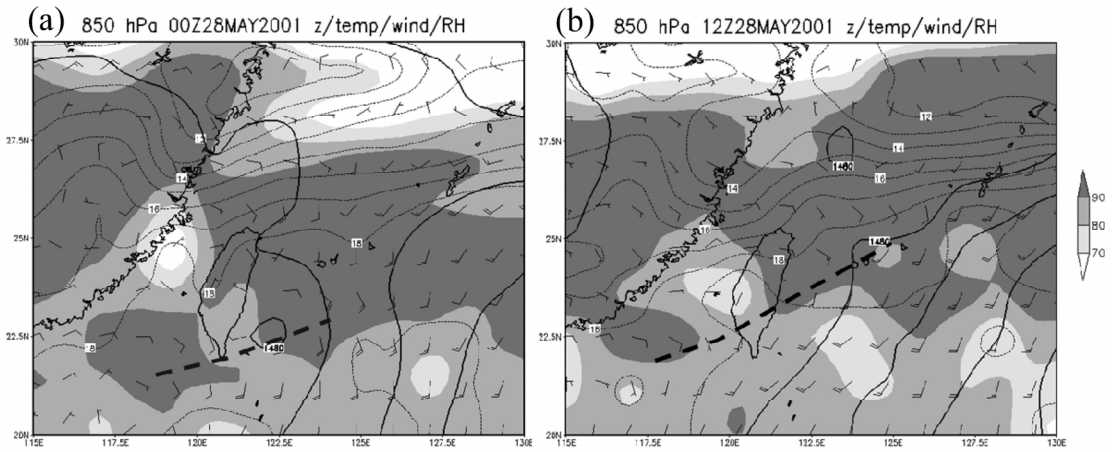


圖3 同圖2,但為850 hPa。

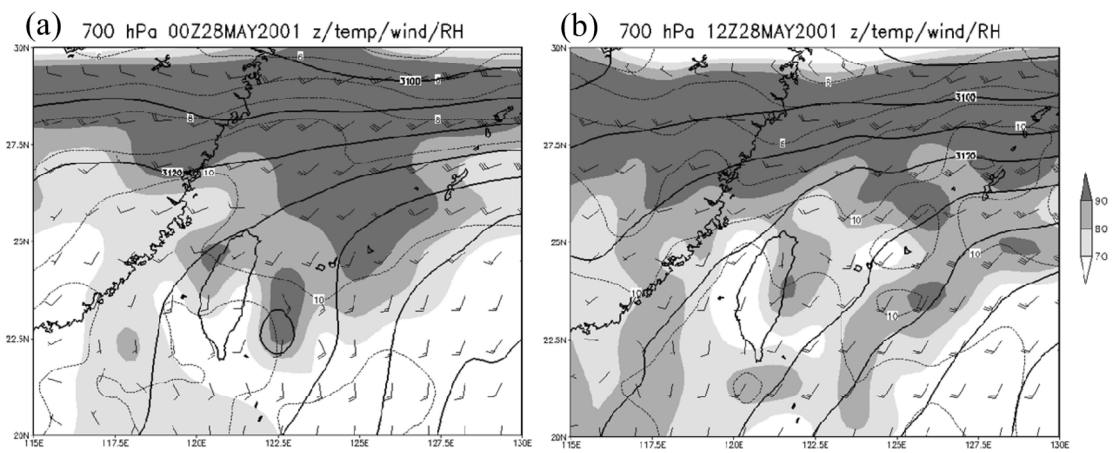


圖4 同圖2,但為700 hPa。

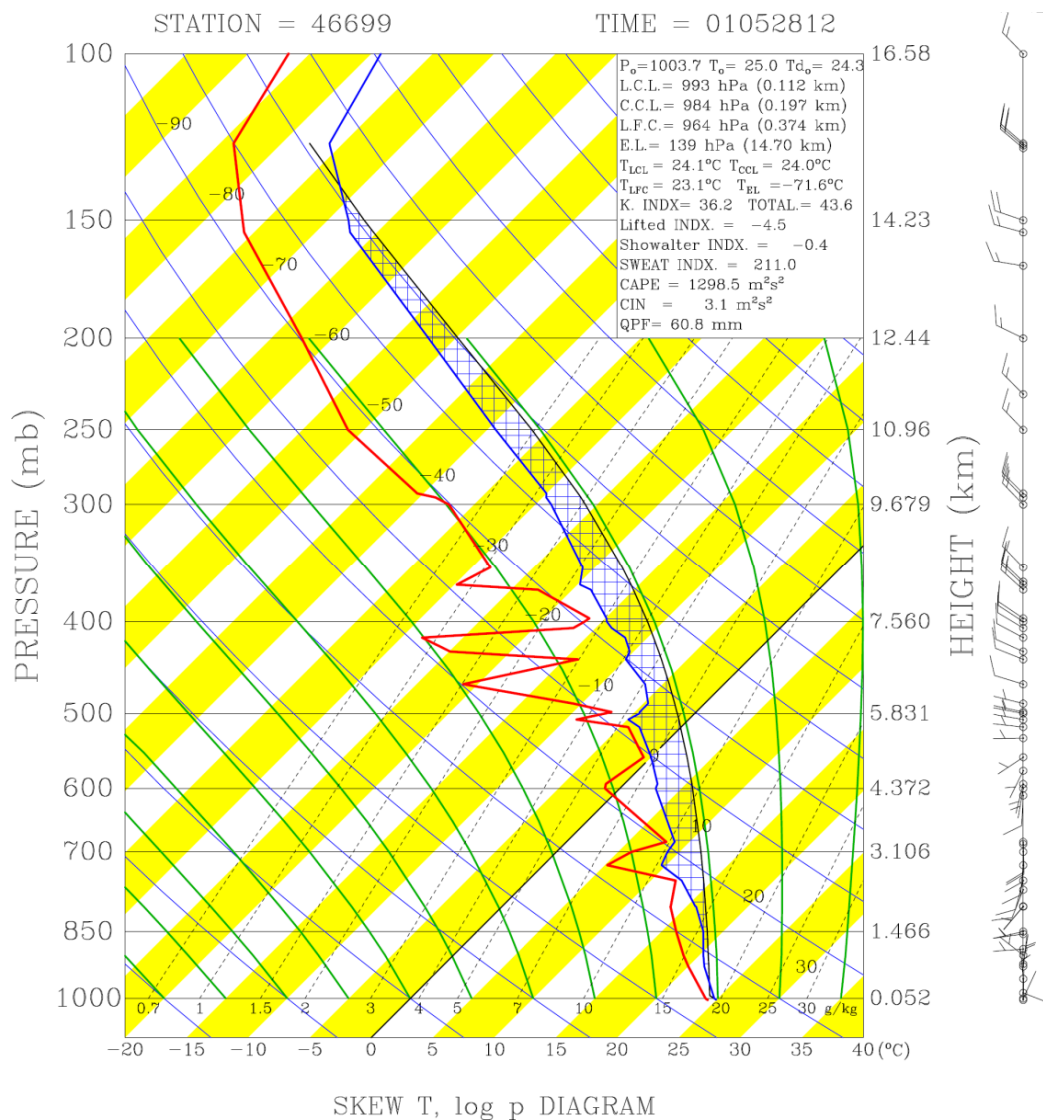


圖5 2001年5月28日1200 UTC (即2000 LST) 花蓮氣象站探空圖。

示者一致。

圖 6a 為 5 月 28 日 0300-2400 LST 每 3 小時之日本 GMS-5 紅外線雲圖(水平解析度 5 公里)，顯見 0300-0600 LST 宜蘭地區與近海尚無中尺度對流系統發展而外海則有，0900-1500 LST 近海中尺度對流系統發展且西移影響宜蘭沿海地區，1800-2400 LST 中尺度對流系統在海上進一步發

展且尺度增大，系統西側仍影響宜蘭沿海地區，但未深入更西邊之內陸山區。圖 6b 為 28 日 0600-1500 LST 可見光雲圖(水平解析度 1.25 公里)，參照圖 6a 可判別對流雲與層狀雲之分布狀態，以了解地面降水性質，例如 1200-1500 LST 於北部內陸地區發展的對流系統，因可見光雲圖有較高水平解析度，而比紅外線雲圖更易辨認。顯然，

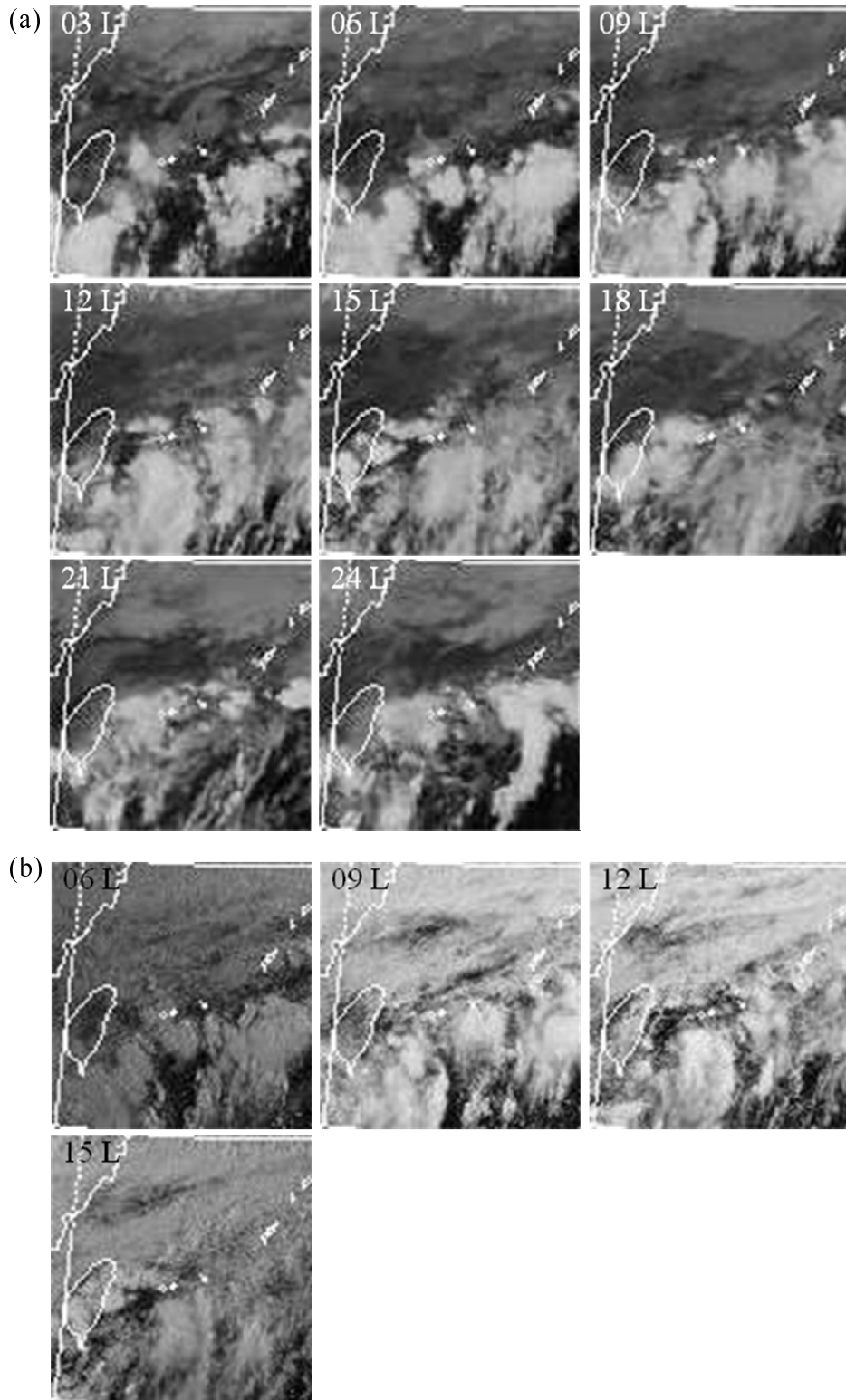


圖 6 2001 年 5 月 28 日日本 GMS-5 衛星(a) 0300-2400 LST 紅外線與(b)0600-1500 LST 可見光每 3 小時雲圖。

宜蘭地區該段期間降水，除上述海上對流系統西移影響外，亦受內陸地區發展之對流系統與層狀雲降水影響。

圖 7 為 5 月 28 日 0300-2400 LST 每 3 小時之花蓮雷達站之回波圖分布，顯見 0300-0600 LST 宜蘭地區與近海並無回波而外海則有中尺度對流系統，與衛星觀測一致。0900-1500 LST 宜蘭近海中尺度對流系統發展且西移影響宜蘭沿海地區，1800-2400 LST 中尺度對流系統在海上進一步發展且尺度增大，系統西側仍影響宜蘭沿海地區，與圖 6 衛星雲圖所示者相同。1200-2400 LST 除海上中尺度對流系統發展西移影響宜蘭沿海地區外，內陸地區之較強回波顯係因局部強迫作用導致之對流系統發展或增強而來。

四、中尺度分析

圖 8 為利用中央氣象局中尺度自動觀測站網逐時資料，所進行 5 月 28 日 0300 至 2400 LST 每 3 小時之中尺度分析，除分析每 3 小時之氣流線與等溫線外，亦分析前 3 小時累積雨量之等雨量線。圖內相關測站與地理位置如圖 1 所示，圖內中間高度最低顏色較白之蘭陽溪，其西北側之雪山山脈、東南側之中央山脈及兩山脈間山坡為隨後討論上下坡風之關鍵地區。0300 LST 時（圖 8a），除分析區北部仍受梅雨鋒面北側東北季風影響，使雪山山脈東南側北部吹上坡氣流之東風外，局部環流主要受中央山脈夜間輻射冷卻導致之下坡風主宰，使礁溪以南沿海地區盛行離岸風，而雪山山脈東南側南部蘭陽溪谷附近則為由中央山脈下坡風所驅動跨越河谷而來之上坡氣流。大尺度環流之東北季風與局部環流之下坡風在雙連埤附近形成鞍型場，此時溫度分布反映地形高度效應，呈現東北高西南低之現象。雖降雨

強度微弱，唯分布區域廣闊，主要出現在山坡盛行下坡風地區，顯示該區在淺層下坡風之上有由海上而來之東風分量，因地形舉升作用而有層狀雲降雨（請參見圖 6）。0600 LST 時（圖 8b），局部環流仍受中央山脈下坡風主宰，分析區北側鋒後東北季風影響下之上坡氣流與鞍型場仍在，此與長期平均該時刻之局部環流相似（陳與王 2010）。雪山山脈東南側南部，仍為由中央山脈下坡風驅動跨越河谷而來之上坡氣流。雖中央山脈之下坡風與沿海地區離岸風均較之前為強，但降雨強度增大且範圍擴展至蘭陽平原地區，顯示淺層下坡風與離岸風之上，由海上而來之東風分量增強，在平原區受下坡風冷空氣舉升，在山坡地區則受地形舉升，使降雨強度增強。此時之溫度場分布，與之前分布相近，無甚改變。

0900 LST 時（圖 8c），太陽輻射加熱效應已反映在各地溫度之升高，特別是地形較高處之溫度上升更為顯著，使局部環流產生很大變化。此時太陽加熱產生之上坡風不論在中央山脈北側或雪山山脈東南側南部山坡均十分顯著，而鋒後盛行之東北季風在分析區北部與海風結合後分成兩支，北支在分析區北部仍為上坡東風氣流，南支則受雪山山脈東南側與中央山脈東北側地形導引，在蘭陽平原地區轉向形成氣旋式環流，使礁溪以南沿海地區因海陸加熱差異而來之海風仍無法發展，故仍盛行離岸風。此受地形阻擋導引驅動之南支局部環流離岸風，與長期該區平均局部環流皆為海風截然不同（陳與王 2010）。此時，蘭陽平原與臨近山坡區域之降雨強度與之前無大變化，在淺層離岸風與上坡風之上由海上而來之東風分量，仍因受近地層離岸風冷空氣或地形舉升而有層狀雲降雨（請參見圖 6）。

圖 8d 為 1200 LST 之中尺度分析，顯示蘭陽

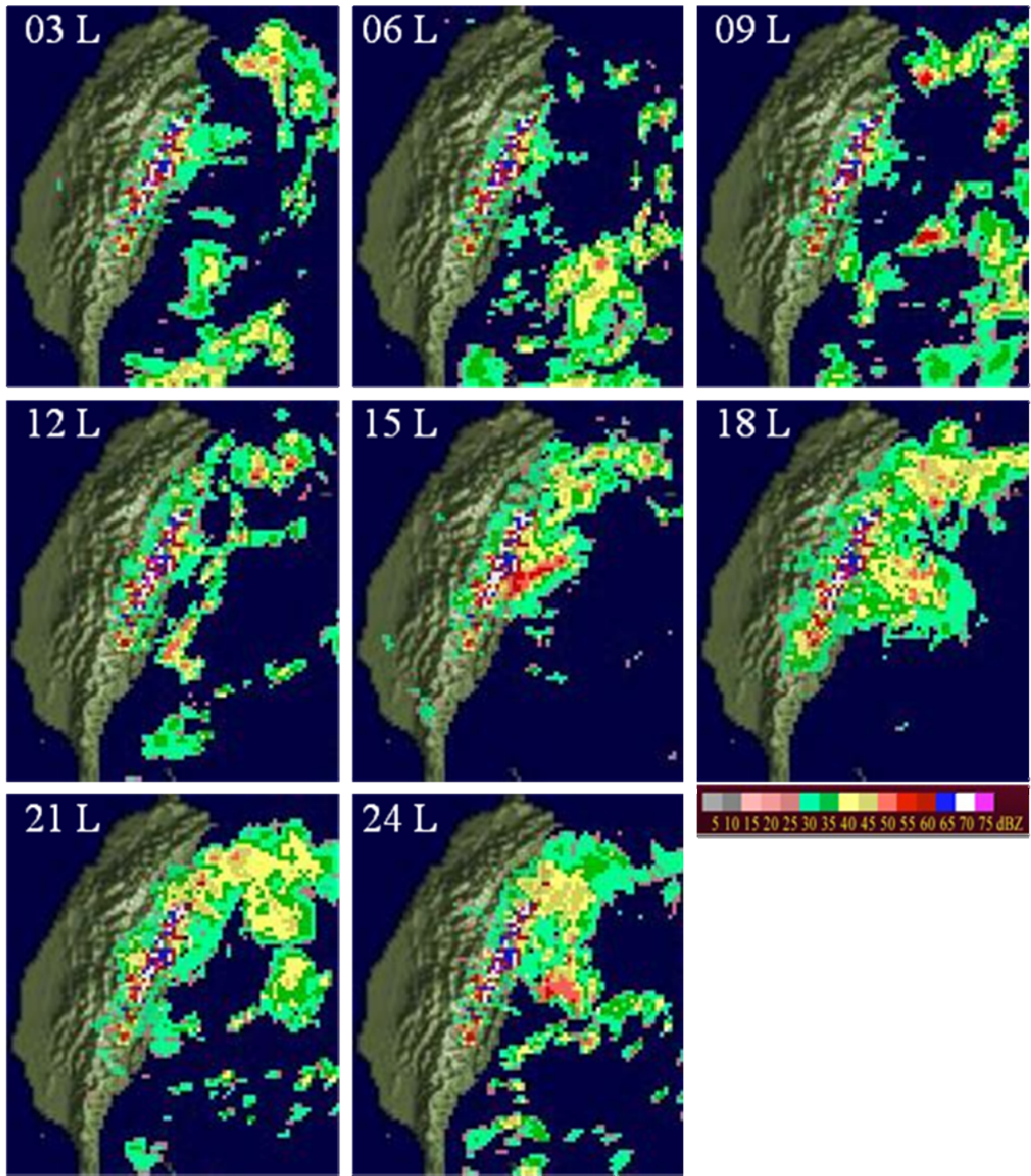


圖7 2001年5月28日0300-2400 LST，每3小時之花蓮雷達回波圖，回波強度(dBZ) 色階亦示於圖內。

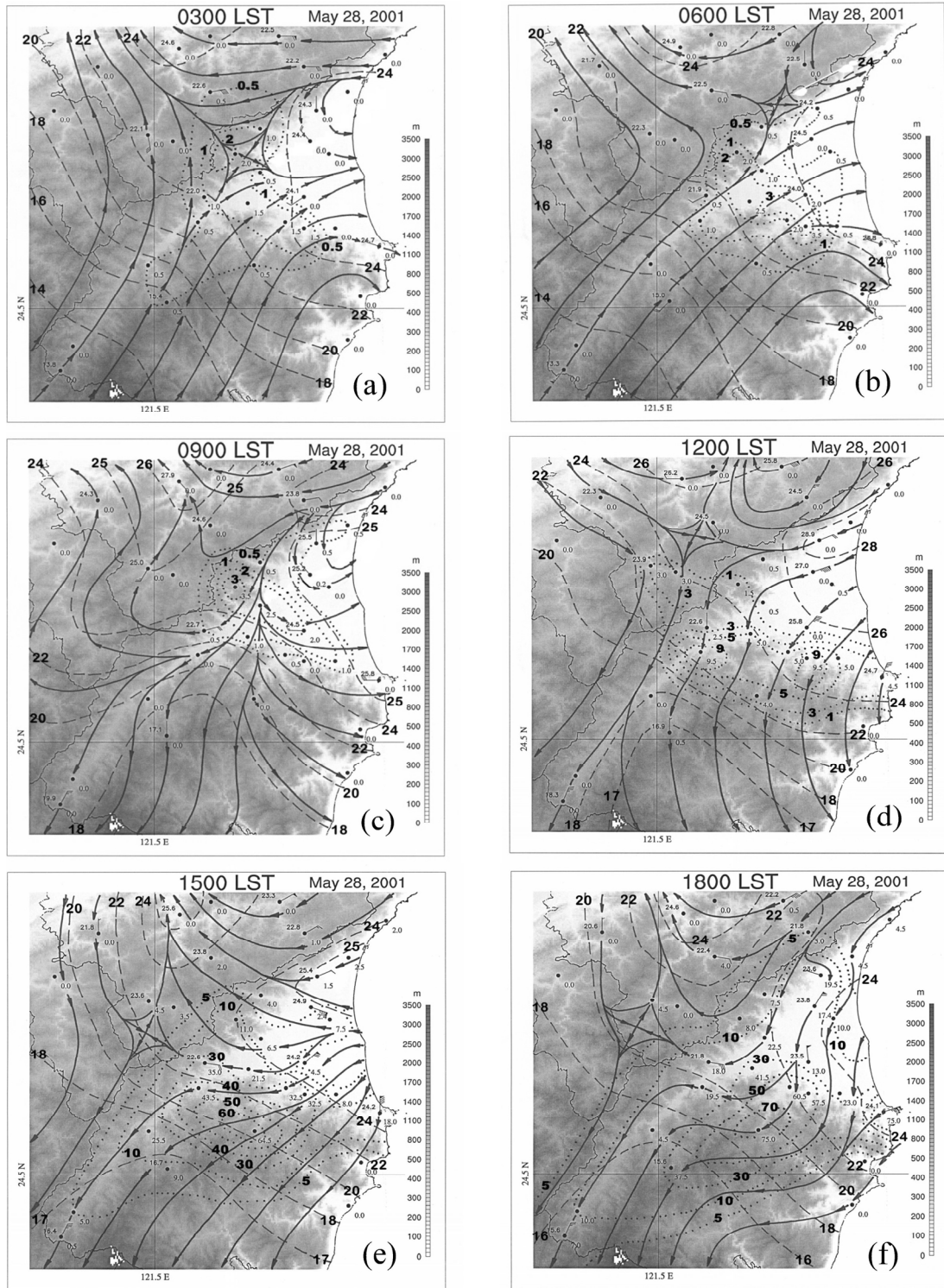


圖 8 2001 年 5 月 28 日(a) 0300、(b) 0600、(c) 0900、(d) 1200、(e) 1500、(f) 1800、(g) 2100 及(h) 2400 LST 地面中尺度分析。測站左上角為溫度，右下角為 3 小時降雨量 (mm)，風標短桿為 0.25 ms⁻¹，長桿為 0.5 ms⁻¹，三角旗為 2.5 ms⁻¹。虛線為等溫線（以粗體數字表示），點線為等雨量線（以粗體數字表示）。

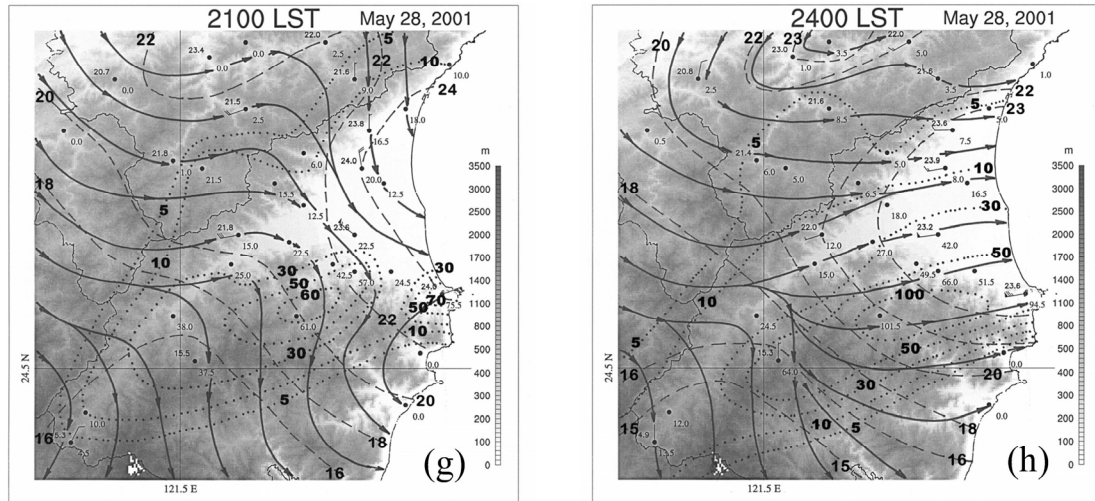


圖 8 (續)。

平原太陽加熱使溫度持續增高，礁溪更高達 28.9°C ，但分析區內山區可能因雲阻隔太陽加熱且/或鄰近地區降雨蒸發冷卻使溫度稍降。此時，局部環流由中央山脈之上坡風主宰，使之前雪山山脈東南側南部之上坡風受其驅動轉為下坡氣流。鋒後東北季風結合海風與上坡風之發展，使沿海地區之向岸風與山區之上坡風增強，降雨區域向山坡地區移動擴展且強度增強，反映近地層與低對流層之東風/東北風之地形舉升效應增強。1500 LST (圖 8e) 時，可能仍因雲阻隔太陽加熱且因降雨蒸發冷卻 (請參見圖 6、7)，使各地氣溫普遍稍降，溫度最高之礁溪降至 25.4°C 。此時，區內局部環流仍由中央山脈上坡風主宰，致使雪山山脈東南側南部仍受其驅動而吹下坡氣流。鋒後東北季風結合海風與上坡風之增強，使沿海地區之向岸風和山區之上坡風增強，降雨區域更為擴大，主要降雨區並向山區移動， $>60\text{ mm d}^{-1}$ 之最大中心位於古魯，顯然低對流層與近地層東風分量增強使地形舉升效應增強，花蓮該日 0800 LST 探空觀測顯示，雖中低對流層風速微弱且垂直風切亦小，但 $\partial\theta_e/\partial z < 0$ 且 CAPE 甚大，

為 $2121.3\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (圖未示)，在潛在不穩定之環境條件下引發強烈對流，古魯與新寮豪雨起始時刻皆為 1300 LST 而寒溪則為 1400 LST。圖 8f 為 1800 LST 之中尺度分析，此時太陽輻射已減弱，各地氣溫均下降，礁溪降至 23.6°C 。唯風場顯示分析區內局部環流，仍受中央山脈上坡風主宰，雪山山脈東南側南部仍受其驅動而吹下坡氣流，鋒面北側東北季風結合減弱中之海風與上坡風，使蘭陽平原盛行東北東風或北風，而蘇澳由之前北風轉為東北東風並增強，顯示梅雨鋒面北退並發展，使鋒面北側東風分量增強影響蘇澳地區風場 (請參見 Yeh and Chen 2004)。此時古魯之最大降雨強度更增大至 75 mm (3h)^{-1} ，而太平山與蘇澳之豪雨起始時刻均同時發生於 1600 LST，前者之豪雨產生應為地形舉升而來，而後者則如雷達回波所示係由海上產生之對流系統移入而來 (請參見圖 7)。

2100 LST 時 (圖 8g)，因夜間輻射冷卻使各地溫度普遍稍降，除蘇澳受鋒面北退與鋒上低壓擾動增強影響仍吹東北東風之外，其餘沿海地區

已出現微弱離岸風分量。此時，分析區內局部環流主要受雪山山脈東南側充分發展之下坡風主宰，蘭陽溪谷東南側之中央山脈上坡氣流顯係受其驅動，而蘭陽溪谷上游思源之東北東風顯係因雪山山脈下坡風受中央山脈地形阻擋影響轉向繞行而來。最大降雨中心仍位於古魯，達 $61.0 \text{ mm (3h)}^{-1}$ ，太平山亦高達 $37.5 \text{ mm (3h)}^{-1}$ ，此兩地均受雪山山脈下坡風驅動而來之北風上坡氣流影響，而蘇澳降雨強度因受海上對流系統移入影響更達 $75.5 \text{ mm (3h)}^{-1}$ 。2400 LST 時（圖 8h），因夜間輻射冷卻持續使各地溫度再降，此時局部環流由雪山山脈與中央山脈下坡風以及沿海地區陸風主宰，唯蘭陽溪谷東南側之中央山脈山坡仍受雪山山脈下坡風驅動而為上坡氣流，太平山仍吹北風上坡氣流。蘭陽平原南側與鄰近山區降雨強度增強，最大降雨中心達 $101.5 \text{ mm (3h)}^{-1}$ 仍出現在古魯，該處此時已轉為西風之下坡風，蘇澳風向也已轉為離岸風且降雨強度增大為 $94.5 \text{ mm (3h)}^{-1}$ 。花蓮 2000 LST 探空觀測顯示，1000-850 hPa 風場較為強東南風使垂直風切增大， $\partial\theta_e/\partial Z < 0$ 且 CAPE 仍大，為 $1298.5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ （圖 5），環境大氣處在潛在不穩狀態。顯然，此時在淺層下坡風與陸風之上由海上而來之東風分量增強，使在沿海平原區因陸風之舉升與山區地形舉升，在潛在不穩之環境大氣產生強烈對流降雨，而太平山則有上坡氣流之助，使降雨強度增大至 $64.0 \text{ mm (3h)}^{-1}$ 。

圖 9 為 5 月 28 日 0100-2400 LST 由礁溪至思源之近似南北剖面(a)與由思源至蘇澳之近似西東剖面(b)之逐時風場、溫度場與降雨量分布。顯然，蘭陽平原溫度日夜變化比山區更為顯著，最高溫出現在礁溪正午 1200 LST 為 28.9°C ，各時刻之溫度由北向南隨高度之增加而下降恰如預

期。豪雨起始時刻在 1300 LST 之古魯、1400 LST 之寒溪及 1600 LST 之太平山，顯然午後對流發展均係由上坡風之地形舉升驅動；但古魯另一波夜間最大降雨強度出現 2200-2300 LST，顯示如前所述雪山山脈下坡風驅動產生之蘭陽溪谷東南側中央山脈山坡之上坡氣流，其地形舉升效應亦有助於對流發展。古魯風場於 2100-2400 LST 主要受雪山山脈下坡風驅動跨越蘭陽溪谷之微弱北風或西風，故其 $> 30 \text{ mm (3h)}^{-1}$ 出現在夜間 2200-2300 LST 之最大降雨強度，顯然係受在淺層局部環流之上由海上而來之較強東風之地形舉升而來。太平山至思源地區凌晨至 0700 LST 之下坡風（西南風）於 0800 LST 轉變為上坡風（東北風），2100-2400 LST 雖仍為東北風，但顯非熱力驅動之上坡風而為雪山山脈下坡風跨越蘭陽溪谷在該地區形成之上坡氣流（圖 8g, f），顯然該上坡氣流對於增強對流發展，使在夜間太平山至思源地區之降雨強度於 2100-2400 LST 增強扮演重要角色。圖 9b 所示思源至蘇澳之近似西東剖面，除溫度之分布反映日夜變化及與高度之關係外，蘇澳於 0800-1100 LST 海風發展期間仍吹離岸風，顯示前述圖 8c 所示之地形阻擋影響之鋒後東北季風氣流繞行效應，在該段期間仍主宰該地區局部環流（羅東風場亦然）。蘇澳之較強降雨主要為由海上移入之對流系統而來，與寒溪、古魯地區由地形舉升者有所不同，亦反映在分離之最大降雨中心分布上。

五、討論與總結

宜蘭縣蘭陽平原與鄰近地區之地形複雜，西北邊有雪山山脈而南邊則有中央山脈，蘭陽溪將此兩主要山脈分開（圖 1），使梅雨季大尺度環境氣流與熱力驅動之局部環流在此區交互作用活

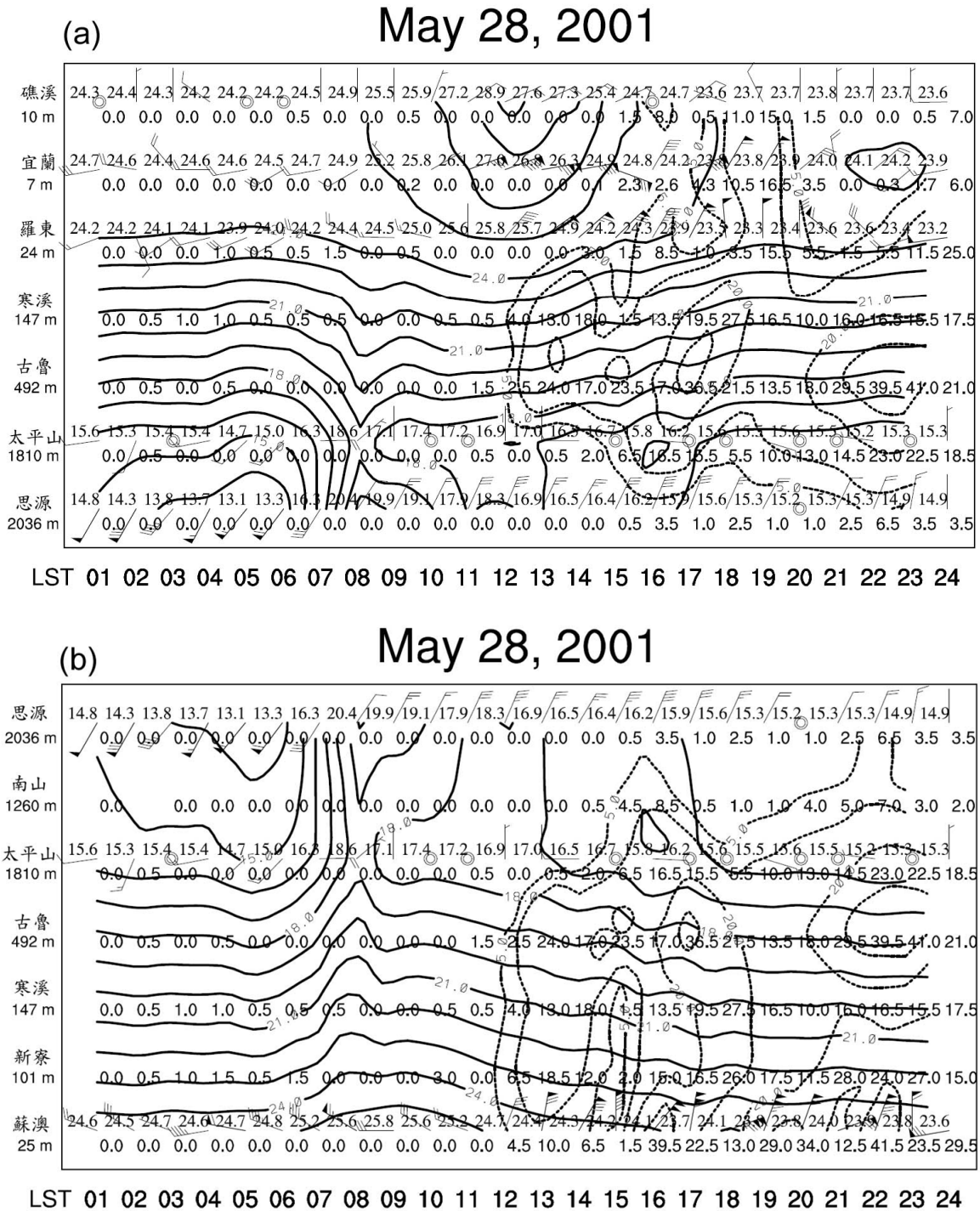


圖9 2001年5月28日0100-2400 LST (a)南北向橫跨主要降雨帶與(b)東西向橫跨主要降雨帶之時空剖面中尺度分析。風標短桿為0.25 ms⁻¹，長桿為0.5 ms⁻¹，三角旗為2.5 ms⁻¹。實線為等溫線（較淡細數字）、點線為等雨量線（較淡細數字）。測站左上方數字為溫度(°C)，右下方數字為時雨量(mm h⁻¹)。

躍，對該地區之降雨扮演重要角色，亦使該地區在氣候上有較多降雨，在梅雨季亦不例外，氣象諺語“竹風蘭雨”之蘭雨，即是指蘭陽平原與鄰近地區之多雨現象。台灣地區梅雨季因主要受西南季風影響，故豪雨事件東部地區較西部地區為少，特別是於梅雨鋒面過境之後產生大豪雨（ $\geq 200 \text{ mm d}^{-1}$ ）之機率更小。本文選取 2001 年 5 月 28 日發生於梅雨鋒後之宜蘭地區大豪雨事件，除探討大尺度環境條件之外，主要在進行中尺度分析，以進一步了解激發與增強對流降雨之機制，希望對該地區豪雨成因增加了解並改進預報能力。

綜觀形勢分析顯示，當梅雨鋒面南移至台灣南端後北退至花蓮外海時，宜蘭地區地面盛行鋒後東北季風，且 850 hPa 於鋒面北退後增強，並使北側東風分量增強影響宜蘭地區。綜觀環境具潛在不穩度且有較大之 CAPE，沿鋒面有相對較大之相對溼度，海上鋒面上發展之對流系統之後西移影響蘇澳地區，該地區產生之大豪雨(307 mm d^{-1})起始時刻為 1600 LST，主要係由海上西移而來（參見 Yeh and Chen 2004）。而離海較遠之古魯大豪雨(324 mm d^{-1})起始時刻 1300 LST 與太平山豪雨(158 mm d^{-1})起始時刻 1600 LST，主要為局部環流激發與調控，位居期間之新寮大豪雨(243 mm d^{-1})起始時刻 1300 LST 與寒溪豪雨(196 mm d^{-1})起始時刻 1400 LST，可能除局部環流之激發與調控外，部分亦受海上對流系統西移影響，如表一所示。

宜蘭地區近地層局部環流日夜變化顯著，海陸風與上下坡風交替，局部環流受地形舉升激發對流，使豪雨起始時刻出現在午後；此外，850 hPa 梅雨鋒面北側東風氣流除受近地層局部環流舉升外亦受地形舉升，使在夜間陸風與下坡風盛行之

表一 2001 年 5 月 28 日宜蘭地區出現豪雨之測站，豪雨起始時刻(LST)及 24 小時累積雨量(mm)，括號內數字為發生豪雨測站之平均雨量。

測站	豪雨起始時刻	24 小時累積雨量(mm)
古魯	1300	324
新寮	1300	243
寒溪	1400	196
太平山	1600	158
蘇澳	1600	307 (246)

際，對流活動仍能維持且能達較大降雨強度。本文中尺度分析揭露局部環流之日夜變化特徵及其於激發並維持對流活動之角色。

中尺度分析顯示，分析區內 0300-0600 LST 局部環流（圖 8a, b）由中央山脈下坡風主宰，除分析區北部受鋒後東北季風影響為東風氣流外，沿海地區均為下坡風結合陸風之離岸風，雪山山脈東南側南部此時下坡風並無發展，而係由中央山脈下坡風跨越蘭陽溪谷而來之上坡氣流取代。此時蘭陽平原與其緊鄰西側山區之降雨，主要乃因由海上而來之 850 hPa 東風氣流受下坡風/陸風舉升而來。0900 LST（圖 8c）雖雪山山脈與中央山脈之上坡風已發展，但礁溪以南海風並未發展，而係受鋒面北側東北季風於分析區北部結合上坡風，並受山脈地形阻擋影響繞行而形成離岸風。此時蘭陽平原地區之降雨仍如之前時刻，乃因 850 hPa 東風氣流受離岸風舉升，而鄰近山坡之上坡風結合 850 hPa 東風氣流使地形舉升作用增強，兩區並向山坡地區擴展。隨後太陽輻射加熱使上坡風持續發展，中央山脈之上坡風發展較雪山山脈更為顯著，故使 1200-1800 LST 期間（圖 8d, e, f）雪山山脈東南側南部上坡風停止發展，而受中央山脈上坡風驅動形成下坡氣流跨越蘭陽

溪谷融入中央山脈上坡風環流，此現象亦反映在思源東北風於 0800-1200 LST 之間持續增強。顯然，此個案在蘭陽溪谷上游之局部環流與長期平均局部環流大異其趣，該段期間平均風場思源皆屬西南風且隨時間增強（陳與王 2010）。

2100-2400 LST 期間之下坡風已充分發展(圖 8g, h)，但蘭陽溪谷上游中央山脈西側之下坡風尚未發展而受雪山山脈下坡風驅動跨越河谷形成上坡氣流。前述清晨 0300-0600 LST 局部環流由中央山脈下坡風主宰，且雪山山脈東南側南部則由下坡風轉為上坡氣流；1200-1800 LST 雪山山脈東南側南部應有之上坡風為中央山脈西側上坡風驅動，跨越蘭陽溪谷成為下坡氣流。顯然，地形驅動之上下坡風發展之時間與強度，可能與地形之水平與垂直規模有關，是否因中央山脈較較高，上下坡風發展較雪山山脈者為慢，但發展後則較強，故使在蘭陽溪谷上游兩側之山坡局部環流，均非單純僅受該山脈熱力驅動影響，而可受鄰近較強局部環流驅動而使原有環流轉向，值得進一步探討。

1200-2400 LST 期間該地區之豪雨發展與上述局部環流之發展息息相關，中央山脈東北側迎風面降雨強度急速增強範圍擴大，最大降雨中心由原 0900 LST 之蘭陽平原地區移向中央山脈迎風面山坡，最後出現在最大地形坡度之古魯。顯然，此段期間除蘇澳之外各地之豪雨起始，皆因局部環流上坡風與海風之發展，結合其上 850 hPa 東風氣流受局部環流與地形舉升而來。2400 LST 中央山脈東北側之局部環流雖為下坡風，但降雨強度與範圍仍較之前為大，古魯降雨強度更高達 101.5 mm h^{-1} ，顯示此時北退之梅雨鋒面增強使其北側東風分量增強，850 hPa 增強之東風分量受近地層下坡風與地形舉升，因而於地形坡度最大之

古魯地區產生強烈降雨。

基於上述討論，本研究可綜合為以下六點結論：

1. 宜蘭地區梅雨季鋒後豪雨，除有利對流發展之綜觀環境外，局部環流亦扮演重要角色。
2. 鋒後蘭陽平原清晨之降雨，乃因近地層之上有由海上而來之東風氣流，受局部環流下坡風/陸風舉升而來。
3. 白天(1200-1800 LST)為各地豪雨出現時段，對流主要乃因上坡風/海風發展並結合其上由海上而來之東風氣流，受地形舉升激發而來。
4. 深夜(2400 LST)位於山區在下坡風影響下之古魯，其最大降雨強度主要乃因來自海上東風氣流之增強，且受下坡風與地形舉升效應增強而來。
5. 蘭陽溪上游兩側山坡之局部環流，均非單純僅受該山脈熱力驅動，而可受鄰近較強局部環流驅動使原有之熱力環流轉向。
6. 礁溪以南蘭陽平原之局部環流，可因鋒後東北季風與地形交互作用，使海風延後發展。

本文利用中央氣象局中尺度自動站網資料，進行宜蘭地區之中尺度分析，雖對局部環流之發展特徵及其與鋒後豪雨關係獲得進一步了解，唯因山區地形複雜，測站密度相對不足，故僅能掌握局部環流之概況，並了解局部環流之發展在豪雨之時空分布調控扮演之重要角色。我們希望未來能以高解析度之數值模式進行模擬研究，以增進對該地區局部環流及其與豪雨關係之了解。

致謝

感謝楊進賢先生、邱嫚君小姐及吳連育先生

之協助，本文在國科會專案計畫 NSC 101-2111-M-002-007 支助下完成。

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、禡漢如及李清勝，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，1994：台灣梅雨季之豪雨研究。*大氣科學*，**22**，455-477。

陳泰然，2000：台灣豪雨研究回顧與展望。*科學發展月刊*，**28**，103-106。

陳泰然，2005：發展並建立梅雨季豪（大）雨預報技術（0~36 小時）一子計畫：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，2007：最近之梅雨研究回顧。*大氣科學*，**35**，261-286。

陳泰然與王子軒，2010：梅雨季臺灣東部地區降雨與局部環流之研究。*大氣科學*，**38**，165-184。

陳泰然、陳熙揚及林宗嵩，1999：台灣地區梅雨季豪（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、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）一子計畫：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。

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.

Chen, G. T. J., 2004: Research on the phenomena of Meiyu during the past quarter century: An overview. *World Scientific Series for Meteorology of East Asia Vol. 2, East Asian Monsoon*, C. P. Chang, Ed., World Scientific Publishing Co., 357-403.

- Chen, G. T. J., 2009: The role of cumulus heating in the development and evolution of Meiyu frontal systems. NTUAS 50-year Anniversary Book, World Scientific Publishing Co., 117-135.
- Chen, G. T. J., and C. Y. Liang, 1992: A midlevel vortex observed in the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 25-41.
- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1991 : Diagnosed characteristic of precipitation system 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.
- Yeh, H. C., and G. T. J. Chen, 2004: Case study of an unusual heavy rain event over eastern Taiwan during the Mei-Yu season. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 320-337.
- 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.

Characteristics of the Mesoscale Features of an Extremely Heavy Rainfall Event Occurring After the Frontal Passage During Mei-yu Season in Yi-Lan

George Tai-Jen Chen, Tzy-Shyuan Wang, and Shin-Yi Huang

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(manuscript received 20 August 2012 ; in final form 31 December 2012)

ABSTRACT

Observational data with high spatial and temporal resolution from the Central Weather Bureau and ECMWF $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ grid data were used to study extremely heavy rain event occurring at multiple stations in Yi-Lan for the post-frontal case during the Mei-yu season on May 28, 2001. Mesoscale analysis was carried out to investigate the diurnal variation of the local circulation impacted by the topography and its role in the time-space distribution of the precipitation in this region under the influence of the post-frontal northeast monsoon. The main purpose of this study is to better understand the mechanism of post-frontal extremely heavy rainfall during the Mei-yu season in the eastern Taiwan.

The results showed that in addition to the synoptic environment conditions favorable for the development of the convection, the local circulation also played an important role. The topography of Lan-Yang Plain and its vicinity was very complicate — the Snow Mountain Range being in the northwest and the Central Mountain Range in the southwest, which were separated by the Lan-Yang River. Large-scale environmental flow in the Mei-yu season and local circulation driven by diurnal heating/cooling had active interactions, thus playing an important role on the time-space distribution of the precipitation in this region.

The mesoscale analysis showed that the daytime (1200-1800 LST) was the time period of heavy rainfall occurred in each place. The airflow of east wind from the sea combined with the upslope wind/sea breeze of the local circulation and was lifted by topography, thus activating the development of convection. In the night (2100-2400 LST) the maximum intensity of precipitation under the influence of downslope wind in Gu-Lu station was mainly due to both the intensification of the airflow of the east wind over the sea caused by the northward retreat of the front and the downslope wind and topographical lifting effect.

Besides, the results also showed that the local circulation of both mountainsides in the upriver region of the Lan-Yang River was not driven solely by the thermal forcing of the individual mountain range. It could also be driven by vicinal stronger local circulation to change the direction of original thermal circulation. Because of the interaction between the post-frontal northeast monsoon wind and the topography, the local circulation of the Lan-Yang Plain to the south of Jiao-Si could postpone the development of the sea breeze.

Key Words: Mei-yu Season, Post-frontal Extremely Heavy Rainfall, Local Circulation, Topographical Lifting