

臺灣東部地區梅雨季鋒後超大豪雨之個案研究

陳泰然 黃心怡 王子軒

國立臺灣大學大氣科學系

(中華民國一〇一年十月三日收稿；中華民國一〇二年三月十九日定稿)

摘 要

本文利用中央氣象局東部地區高時空解析度之氣象／自動雨量站網觀測資料、紅外線衛星雲圖、花蓮探空與雷達資料及 ECMWF0.5°×0.5°經緯度網格資料，針對 1998 年 5 月 27 日發生於宜蘭縣與花蓮縣之超大豪雨 ($\geq 350 \text{ mmd}^{-1}$) 事件，進行綜觀形勢與中尺度分析，探討東部地區鋒後產生豪雨之機制，該事件為 1997-2003 年間梅雨季唯一於鋒後出現之超大豪雨個案，降雨強度大且分布範圍廣。

結果顯示，宜蘭與花蓮沿海地區之豪雨、大豪雨及超大豪雨，主要乃因臺灣東部近海發展之組織性中尺度對流系統西移影響而來。臺灣東部近海地區低對流層微弱暖平流與 850 hPa LLJ 之形成，提供上升運動以激發對流發展，並形成組織性中尺度對流系統，影響東部沿海地區產生超大豪雨事件。LLJ 之形成乃因地面與低對流層之南海低壓東移加深發展，且西太平洋高壓發展西伸，產生跨越等高線氣流並增強風速而來。由海上而來之地面與低對流層較強東風，可入侵東部地區內陸，可能乃因地形舉升作用激發對流發展與增強，產生中央山脈東側與北側之豪雨。熱力驅動之局部環流雖在夜間發展，但因受環境氣流與地形影響，白天海風發展受限，可能並未在本超大豪雨個案降水之時空分布扮演角色。

關鍵字：梅雨季、超大豪雨、中尺度對流系統、低層噴流(LLJ)

一、前言

臺灣地區梅雨季豪雨方面之研究，過去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（例如林與郭 1996；陳、陳及林 1999；Johnson and Bresch 1991；Lin and Chen 2002）。有關東部地區局部環流及其與降雨相關之研究相對較少，而在公開學術期刊發表之論文更是鳳毛麟角。Yeh and Chen (1998) 曾分析 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) 亦曾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)探討梅雨季臺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可跨越海岸山脈入侵縱谷區，因受地形導引轉向南侵，在轉向處之迎風坡形成較顯著降雨中心。

除上述這些東部地區局部環流與降水之分析研究外，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、張及王 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亦如鳳毛麟角。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，唯他們並未進一步進行中尺度分析，以探討其間之確切關係。最近陳等(2012)針對該大豪雨個案進行局部環流與降水時空分布之探討，發現梅雨季大尺度環境氣流與熱力驅動之局部環流於蘭陽平原與鄰近地區可有活躍交互作用，並在降雨之時空分布扮演重要角色。他們並發現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，使海風延遲發展。

梅雨季豪雨主要發生在中央山脈西側地區，臺灣東部因處盛行西南季風背風面，故豪雨發生較西部為少(王等 1984；陳與楊 1988)。陳等(2006) 分析 1997~2003 年 5~6 月梅雨季東部地區之豪雨，採用 Post-TAMEX 實驗採用之 A 型豪雨定義，即當某測站時雨量 $\geq 15\text{mm}$ ，且隨後 23 小時累積降雨量 $\geq 130\text{mm}$ （總計 24 小時）時，即為該測站發生一次 A 型豪雨事件，如在特定天氣系統影響下出現多測站發生 A 型豪雨事件，則視為同一個案，此即為多測站 A 型豪雨事件。該分析期間總共發生 15 個豪雨個案，其中有 6 個發生在鋒前，4 個在鋒上，5 個在鋒後。而發生於鋒後的 5 個個案中，以 1998 年 5 月 27 日普遍於宜蘭縣

和花蓮縣發生的多測站 A 型豪雨事件最為特殊，因豪雨發生範圍最廣，宜蘭縣有 6 站、花蓮縣有 9 站（圖 1；表 1），並於花蓮縣花東縱谷區之吳全城達超大豪雨強度（ 376 mm d^{-1} ）。本文選取該個案，以探討梅雨季東部地區超大豪雨事件之綜觀環境條件與中尺度現象特徵，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、資料與分析

本文選取 1998 年 5 月 27 日發生於東部宜蘭與花蓮地區之超大豪雨個案，利用 ECMWF $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 經緯度網格資料，探討 1000、850 及 700 hPa

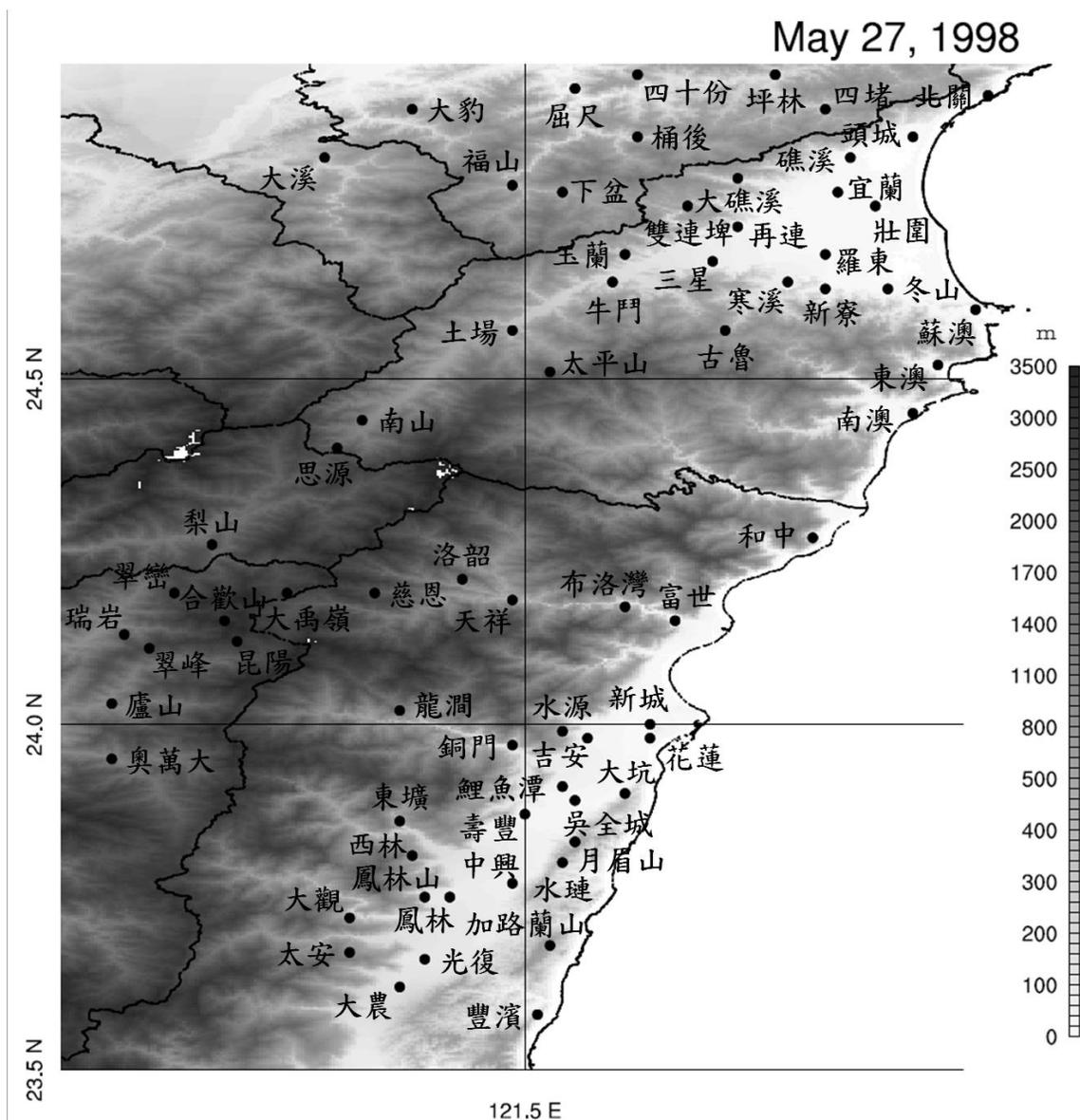


圖 1 宜蘭縣、花蓮縣與臨近地區地形（右側灰階表單位公尺）與測站分布。

之綜觀形勢，除分析風場、高度場及溫度場分布

表 1 1998 年 5 月 27 日宜蘭與花蓮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)，發生豪雨測站之平均雨量亦示於表內。

	測站	豪雨起始時刻	24 小時累積雨量 (mm)
宜蘭縣	蘇澳	1400	134
	冬山	1500	159
	新寮	1600	165
	寒溪	1900	144
	古魯	2000	232
	三星	2100	144
	平均	163	
花蓮縣	天祥	1300	284
	布洛灣	2100	367
	新城	1900	308
	鯉魚潭	1900	312
	吳全城	1900	376
	壽豐	1900	287
	花蓮	1900	326
	吉安	2200	292
	銅門	2300	176
平均	303		

外，亦分析渦度場與垂直速度分布。利用花蓮探空站資料分析環境條件，利用花蓮雷達站 S 波段回波觀測資料分析降雨系統之演變，並利用 GMS-4 衛星紅外線波段雲圖，分析層狀雲與對流雲之分布與發展。此外，利用中央氣象局自動氣象/雨量站網逐時觀測資料，以進行中尺度分析。

三、綜觀形勢

5 月 26 日 1200 UTC 至 27 日 1200 UTC 之

1000 hPa 風場、高度場、溫度場及相對渦度場分布，如圖 2 所示。26 日 1200 UTC 時，梅雨鋒面（由風場與溫度場界定）呈東北—西南走向，由琉球群島東南方海面向西南伸展，並已通過臺灣移入巴士海峽延伸至南海北部之低壓中心，鋒面具顯著氣旋式風切和正渦度並具微弱斜壓性，臺灣與鄰近海面地區位於鋒後盛行東北風。有一近乎南北走向之低壓槽具相對較大正渦度，由南海低壓中心向南伸展至呂宋島西側，另有一幾近東西向之低壓槽亦具相對較大正渦度，位於呂宋島東北方海面。27 日 0000 UTC 時南海低壓緩慢東移，梅雨鋒面北退至臺灣南端，臺灣與鄰近海面地區仍位於鋒後盛行東北風，呂宋島西側槽線近似滯留，呂宋島東北側之低壓槽稍增強且隨低壓環流向下游向北移動。27 日 1200 UTC 時，南海低壓加深增強並再東移進入巴士海峽，同時西太平洋高壓增強西伸，使低壓之東北與東南區域高度梯度大增風速增強。風場、高度場、溫度場均顯示，臺灣與鄰近海面之梅雨鋒面消散，琉球群島東南方梅雨鋒面亦減弱。呂宋島西側槽線增強但仍近似滯留，呂宋島東北方海面之低壓槽稍增強並向下游向北移動。此時，臺灣東部海面風速增強且由原東北風順轉為東風或東南東風，該區顯著之跨越等高線氣流，顯示南海低壓東移加強發展使高度場下降，產生跨越等高線之非地轉風加速氣流。

圖 3 為 5 月 26 日 1200 UTC 850 hPa 之風場、高度場、溫度場及相對渦度場分布。26 日 1200 UTC 時，梅雨鋒面（由風場與溫度場界定）與 1000hPa 鋒面位置幾無垂直傾斜，由琉球群島東南方海面向西南伸展，經巴士海峽至南海之低壓中心，以相對渦度定義之鋒面強度較 1000 hPa 者為弱。1000 hPa 上之呂宋島西側槽線稍向西偏

移，東北側之槽線則幾無傾斜，臺灣與其東方鄰

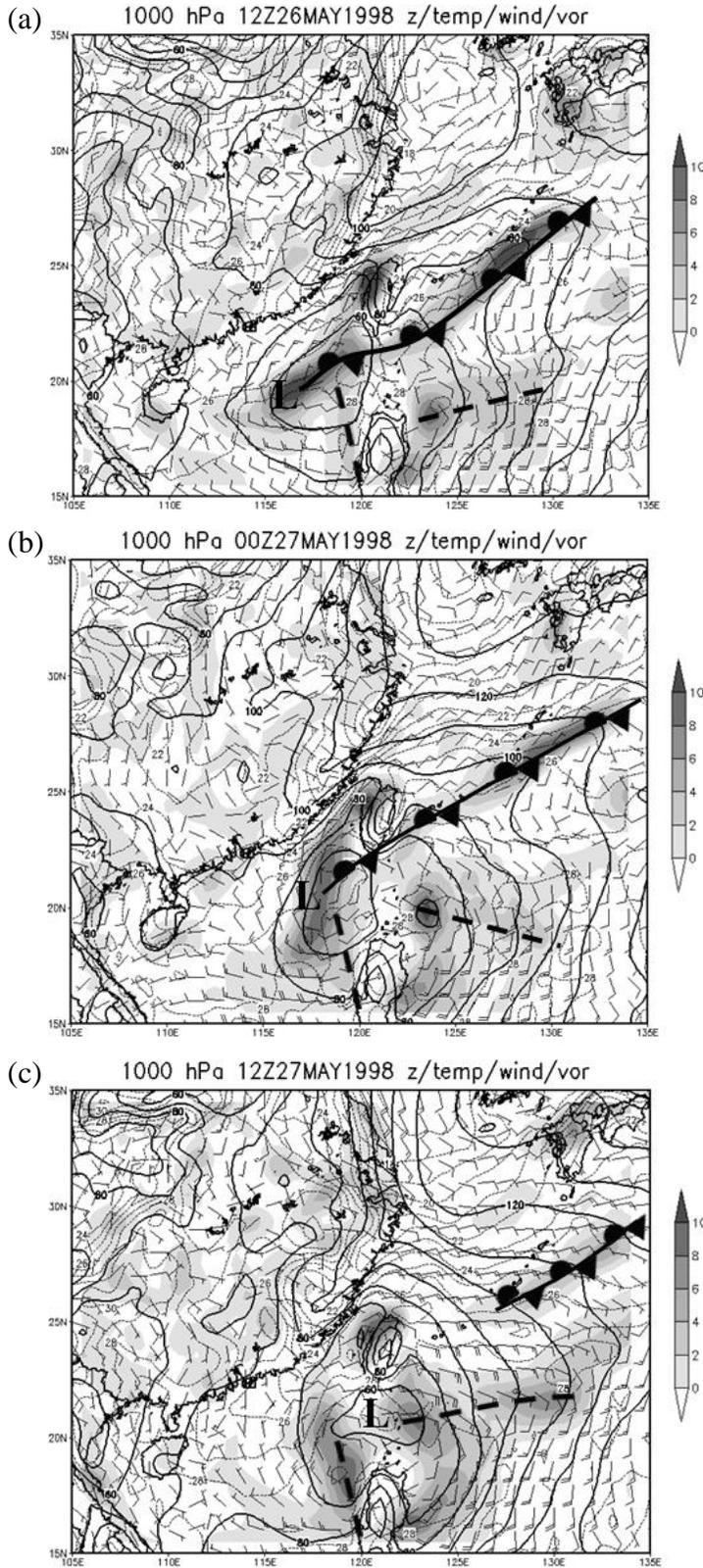


圖 2 1998 年 5 月(a) 26 日 1200 UTC、(b) 27 日 0000 UTC 與 (c) 27 日 1200 UTC 之 1000 hPa 風場（風標短桿為 2.5 ms^{-1} 長桿為 5 ms^{-1} ）、高度場（實線，間距為 10 gpm ）、溫度場（虛線，間距為 $1 \text{ }^\circ\text{C}$ ）及相對渦度（陰影區，右方灰階表間距為 $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ）。低壓中心「L」與梅雨鋒面亦示於圖內。

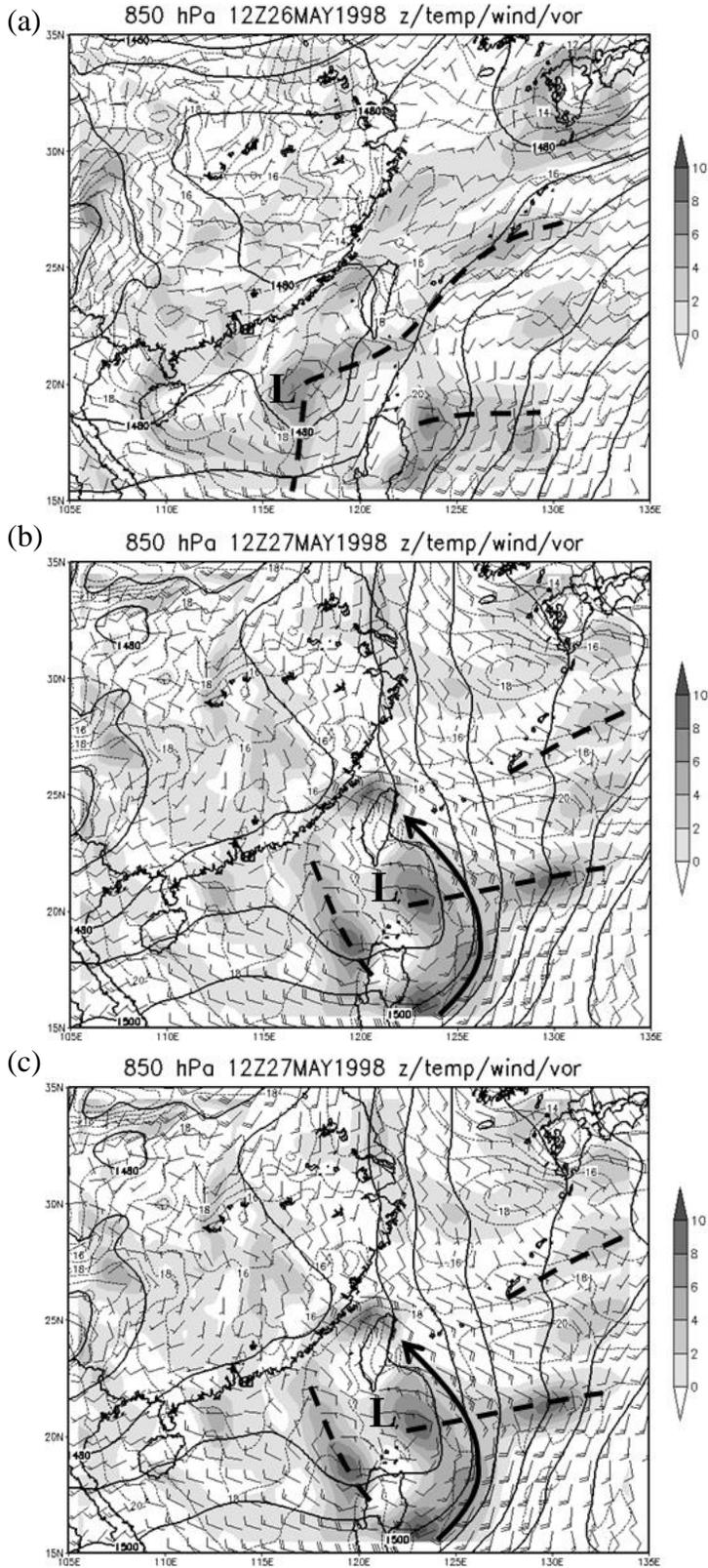


圖 3 同圖 2，但為 850 hPa，粗虛線為梅雨鋒或低壓槽，實線箭頭為 LLJ。

近海面位於梅雨鋒後，但氣流較 1000 hPa 者為弱，主要為微弱東北或東南風。27 日 0000 UTC 時，梅雨鋒面與 1000 hPa 者相似北移減弱並經臺灣南端。南海之低壓與呂宋島西側之槽線東移，呂宋島東北側之槽線則稍增強且北移。臺灣與其鄰近海面位於梅雨鋒後盛行微弱東南風，1000 hPa 東北風至 850 hPa 東南風之風向順轉，顯示鋒面北退與伴隨之鋒面北測暖平流現象。27 日 1200 UTC 時亦與 1000 hPa 相似，臺灣鄰近之梅雨鋒面消散，琉球群島東南方海面之鋒面亦減弱。值得注意的是與 1000 hPa 者相似，南海之低壓東移且太平洋高壓增強並西移，使低壓東側之高度梯度大增，呂宋島東北方之槽線亦北移增強，其南側西南氣流增強，北側東南氣流亦增強，並形成一低層噴流 (LLJ)，由呂宋島東方海面成氣旋式路徑，先向東北經槽線後轉向西北至臺灣東部海面。臺灣與鄰近之東方海面，由 27 日 0000 UTC 鋒後微弱之東南氣流轉變為強盛之跨越等高線東南東風氣流。低層噴流可能主要乃因南海之低壓東移使高度場下降，產生非地轉風加速之跨越等高線氣流而來，此 LLJ 顯然為此次臺灣東部地區此期間產生超大豪雨之關鍵因素。

700 hPa 之風場、高度場、溫度場及相對渦度場分布，如圖 4 所示。26 日 1200UTC 時，並未出現梅雨鋒面，顯示該鋒面為淺系統僅侷限在 850 hPa 以下之低對流層。華南有一低壓，槽線與伴隨之相對渦度最大區由低壓中心向東北伸展至福建沿海，另在南海北部海面有一西北-東南走向之低壓槽伸至呂宋島西北海面，臺灣西側與臺灣海峽在此槽下游北側盛行西南風，臺灣東側與其東方海面則盛行西南西風或西風。27 日 0000UTC 時，華南槽線稍向北移，而南海槽線向東伸展至呂宋島北部，使其下游北側之臺灣與其東方海面

風速增強，並由先前之西南西風轉為南風或南南西風，風向由 850 hPa 至 700 hPa 之順轉，顯示該區盛行暖平流有利上升運動。27 日 1200 UTC 時，華南槽線稍微減弱再向北移，南海槽線則向東伸展至呂宋島東方海面，此時太平洋高壓增強西伸，使呂宋島、巴士海峽及臺灣之東方海面高度梯度與風速大增，巴士海峽與臺灣東部海面之跨越等高線非地轉風加速非常顯著，臺灣東側與其東方海面盛行東南或南南東風，風向由 850 hPa 至 700 hPa 之順轉顯示該區盛行暖平流有利上升運動。

5 月 27 日 0000 UTC 至 27 日 1200 UTC 間，1000 與 850 hPa 南海低壓東移增強與 700 hPa 南海槽線向東伸展，同時太平洋高壓增強西伸，使呂宋島、巴士海峽及臺灣東方海面上之高度梯度與風速增強，該區顯著之非地轉風加速跨越等高線氣流與 850 hPa LLJ 之形成，均與該區高度場之變化息息相關，因此進一步分析 1000-700 hPa 該期間之高度傾向與非地轉風分量，如圖 5 所示，上升運動區亦示於圖內，以利隨後雲雨天氣現象之討論。1000 hPa 伴隨南海低壓東移加深增強之最大負高度傾向區位於巴士海峽東方海面，使臺灣與巴士海峽東方海面有向該中心之非地轉風加速 (圖 5a)，因而該區風向由東南風向之地轉風轉為跨越等高線之東風或東南東風 (圖 2c)，臺灣東部鄰近海面之最大上升運動區，主要顯係因偏東風氣流速度輻合所致。850 hPa 與 1000 hPa 相似，最大負高度傾向區位於巴士海峽東方海面，臺灣與巴士海峽東方海面有向該中心之非地轉風加速 (圖 5b)，因而該區風向由南南東風向之地轉風加上跨越等變高線之非地轉東北東風而成為跨越等高線之東南風 (圖 3c)。850 hPa 之 LLJ 於最大負高度傾向中心東側形成，在其下游

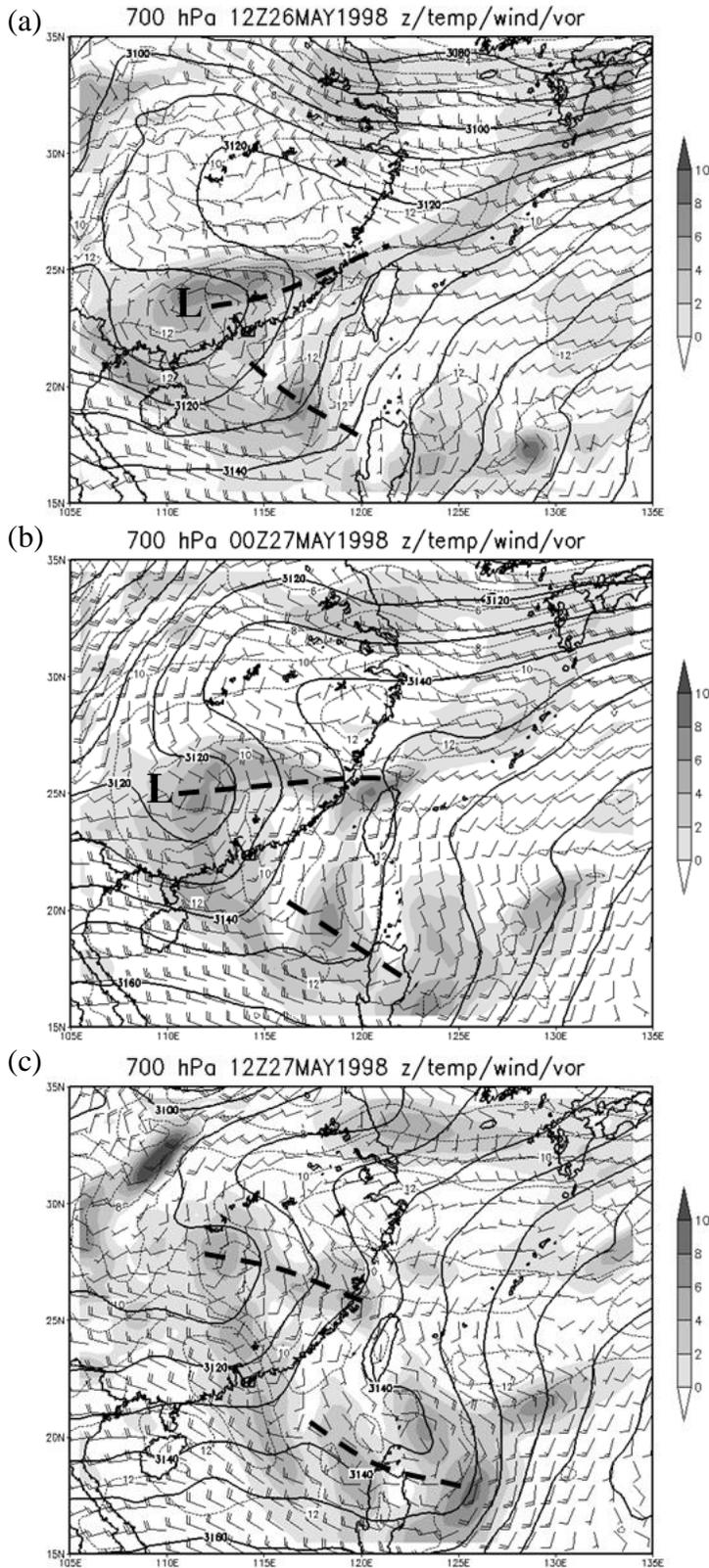


圖 4 同圖 2，但為 700 hPa，粗虛線為低壓槽。

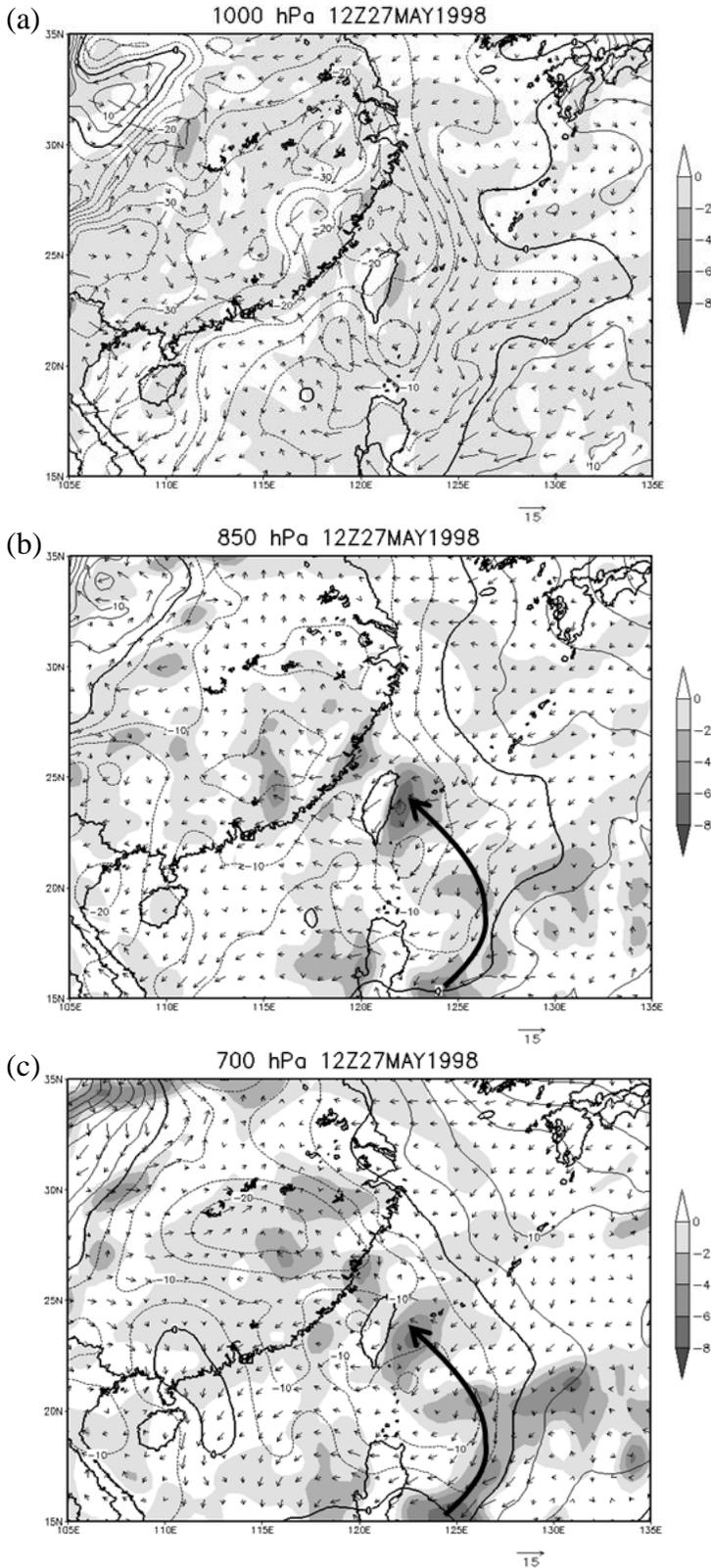


圖 5 1998 年 5 月 27 日 1200 UTC (a) 1000、(b) 850 及(c) 700 hPa 之高度傾向(1200 UTC-0000UTC) (gpm (12 h)^{-1})，正值為實線，負值為點線，粗實線為 0 值，巴士海峽東側最大負區以“—”表示。箭頭為非地轉風向量(m s^{-1})，陰影區為上升速度(右方灰階表單位為 $\mu\text{b s}^{-1}$)，實線箭頭為 850 hPa 之 LLJ。

之臺灣東部海面產生最大上升運動，主要顯係因 LLJ 之速度輻合與暖平流而來。700 hPa 之最大負高度傾向區亦位於巴士海峽東方海面，向該中心之非地轉風加速亦顯（圖 5c），致使巴士海峽與臺灣之東部海面跨越等高線氣流亦顯（圖 4c），850 hPa LLJ 下游之臺灣東部海面在此層仍為最大上升運動區，主要顯係其低層之速度輻合與暖平流而來。由上述討論顯示，低層南海低壓東移加深與 700 hPa 槽線東伸，同時太平洋高壓增強

西伸，使臺灣東方海面上之高度梯度與風速增強，因非地轉風加速形成 850 hPa LLJ，使其下游之臺灣東部海面因速度輻合產生最大上升運動。圖 6 為 5 月 27 日 0000 UTC 之花蓮探空，顯示此時該區中低層風向隨高度順轉且風速增強，有微弱暖平流，雖 CAPE 很小僅 $14.6 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，但 LFC 很低約僅離地面 125 m，低對流層相當潮濕接近飽和，降溫率亦接近濕絕熱降溫率，氣塊一經舉升即可產生對流。

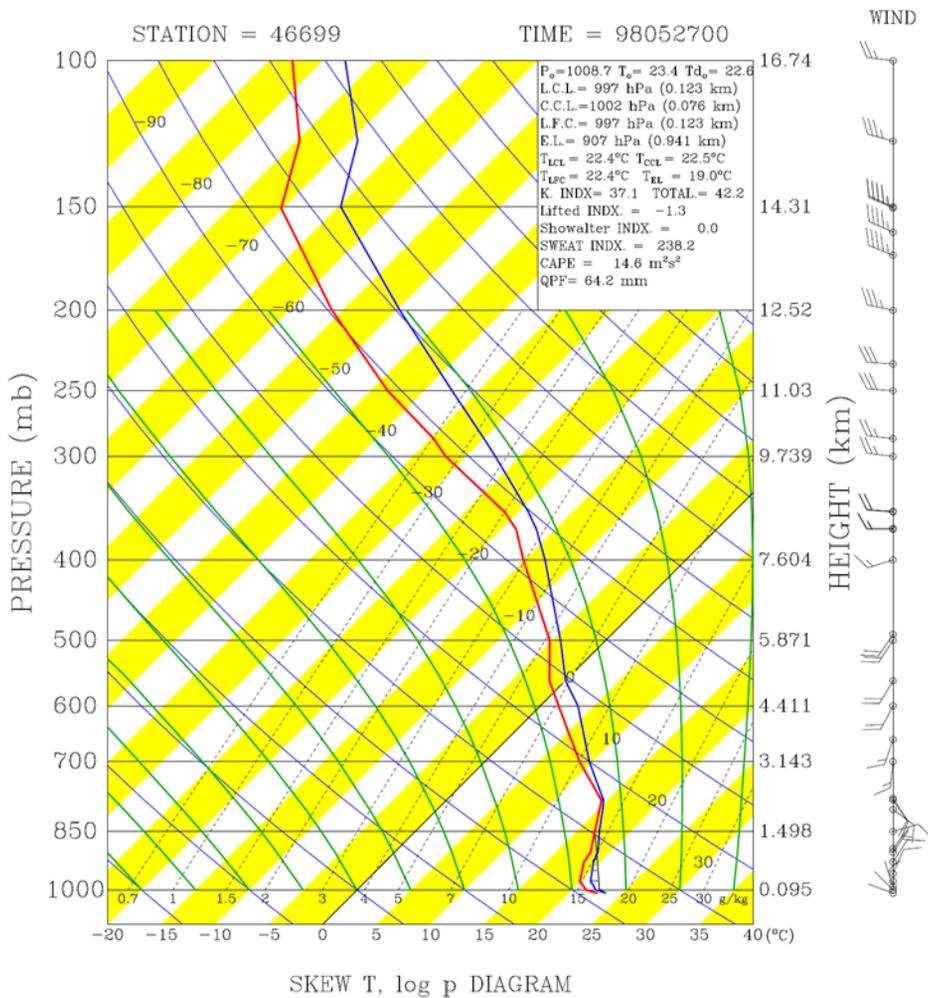


圖 6 1998 年 5 月 27 日 0000 UTC 花蓮站探空。

四、天氣現象

5月27日逐時 GMS-4 紅外線雲圖，如圖 7 所示。圖 2b 所示梅雨鋒已於 27 日 0000 UTC (即 0800 LST) 移至臺灣南端，並向東北延伸到琉球群島東南方海面，0100-0800 LST 由臺灣延伸至琉球群島之鋒面雲帶十分顯著，且多屬鋒後層狀雲結構，臺灣東部海面沿鋒面與其東南側海面上之對流亦見發展，顯示該區大氣環境不穩定。花蓮探空 27 日 1200 UTC (圖未示) 顯示，0000 UTC (圖 6) 之探空中低層東北風已轉為東風且風向隨高度順轉，有微弱暖平流，此時 CAPE 已大增至 $935 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ ，環境條件較之前更不穩定，有利深對流發展。如圖 3 所示，850 hPa LLJ 於 27 日 0000-1200 UTC (即 0800-2000 LST) 於臺灣東南方海上發展形成，鋒面南側對流活動亦於此段期間於臺灣東部近海發展，並於 2000 LST 形成組織性中尺度對流系統，隨後此組織性對流系統於臺灣東部近海最大上升運動區，繼續發展增強且尺度增大，影響臺灣東部沿海。

圖 8 為 5 月 27 日花蓮雷達站之回波觀測分布，前述 0800-2000 LST 期間於臺灣東部近海之中尺度對流系統發展，亦反映在較大範圍、較大回波值且較具組織性之雷達回波觀測，2000 LST 之後組織性中尺度對流系統之持續發展亦然。值得注意的是陸地上回波雖然為地面雜波干擾，但仍可比較分析出海上對流西移對沿海之影響與陸上對流發展情況。

五、中尺度分析

5 月 27 日 0300-2400 LST 每 3 小時之中尺度分析，如圖 9 所示。分析區內地形複雜，有蘭陽平原、沿海平原、海岸山脈、花東縱谷、雪山山

脈及中央山脈，測站所在高度落差極大，有位於平原者亦有位於高山者，例如合歡山(3370 m)、昆陽(3235 m)、大禹嶺(2565 m)、翠峰(2340 m)、梨山(1980 m)及廬山(1562 m)，均已位於 850-700 hPa 間，在如此複雜地形區域，測站密度雖已較之前大幅改善卻仍感不足，進行中尺度分析之困難度可以預期。如圖 1、2 及 6 所示，個案期間分析區內已處於鋒後淺薄冷氣團影響下，無高山與平地分處鋒面兩側冷暖氣團問題之疑慮。本文進行中尺度分析，希望對進一步了解該區局部環流、地形效應及其對超大豪雨之降雨量大小與分布之影響有所助益。

0300 LST 時 (圖 9a)，等溫線之分布反映顯著之溫度與地形高度負相關，因夜間輻射冷卻，山風與陸風發展可期，沿海地區之離岸風反映夜間陸風與山風結合，雪山山脈之北風或東北風主要係鋒後環境東北氣流，進入蘭陽溪谷於蘭陽平原形成氣旋式環流，該區氣旋式環流亦見於其他個案之鋒後情況 (陳等 2012)。昆陽、合歡山及梨山之較強偏南風可能僅在反映環境 850-700 hPa 之南南西氣流 (參見圖 6)，而非屬熱力驅動之山風環流。高山上之南風氣流可能驅動中央山脈東側山坡與花東縱谷氣流，使該區亦為南風主宰，並與雪山山脈北來氣流於中央山脈北側形成一反旋式渦旋。此時僅有零星降雨，主要在蘭陽平原與花東縱谷區域，此可能乃受鋒後海上雲系西移影響而來 (圖 7、8)。0600 LST 之分析如圖 9b 所示，溫度分布與之前無甚變化，沿海離岸風更為盛行，雪山山脈之北風或東北風除受地形影響於蘭陽平原形成氣旋式環流外，更進入中央山脈北部使該區形成北風或東北風氣流，高山地區之梨山可能受雪山山脈山風影響，由之前較強南風轉為微弱北風，致使昆陽、合歡山一帶之高山

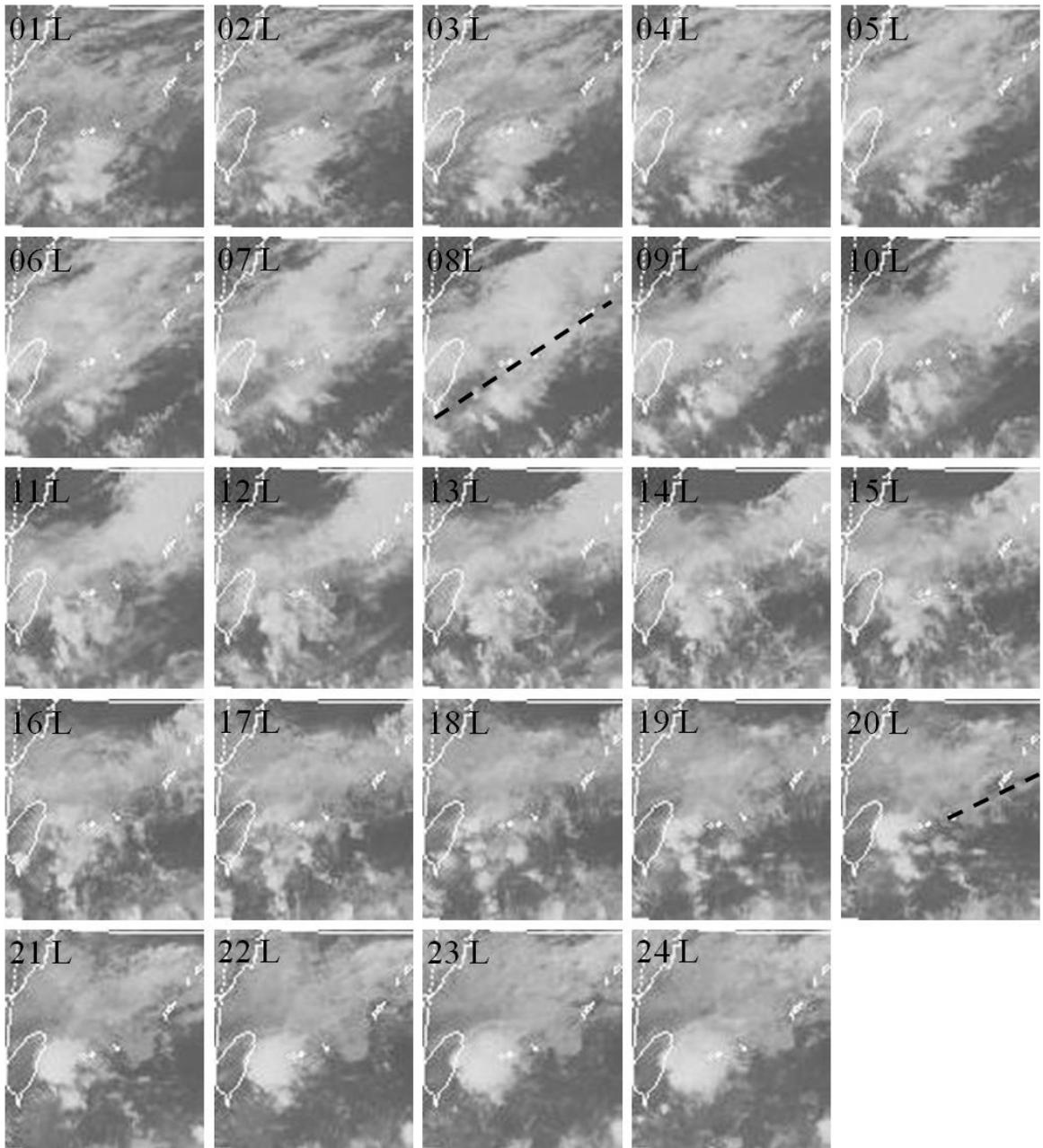


圖 7 1998 年 5 月 27 日 0100 LST~28 日 0000 LST GMS-4 之逐時紅外線衛星雲圖，圖 2b、c 所示之 0800 與 2000 LST 地面鋒（虛線）亦示於圖內。

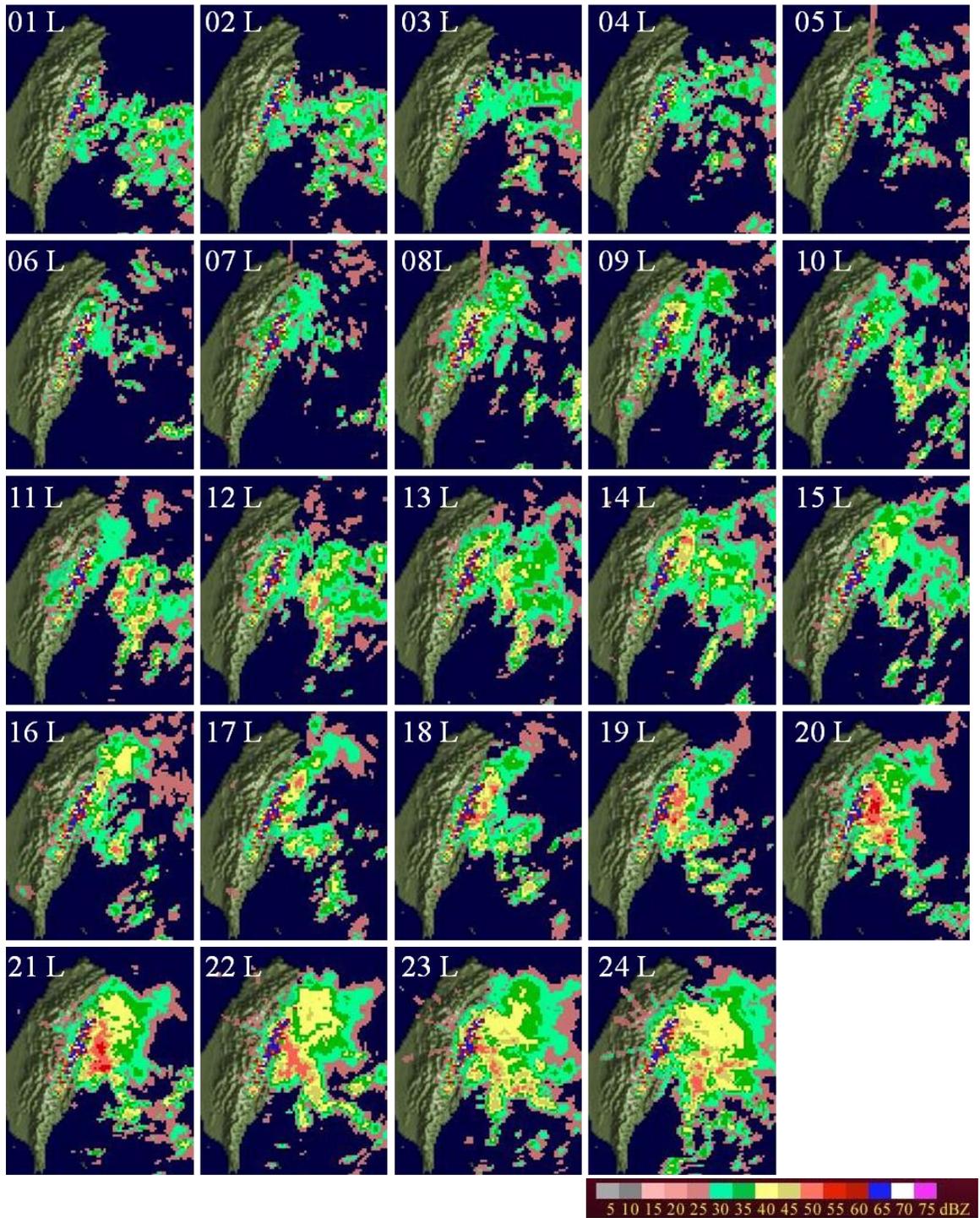


圖 8 1998 年 5 月 27 日 01 LST~28 日 00 LST 之花蓮 S 波段雷達回波圖，回波強度色階如圖右下角所示。

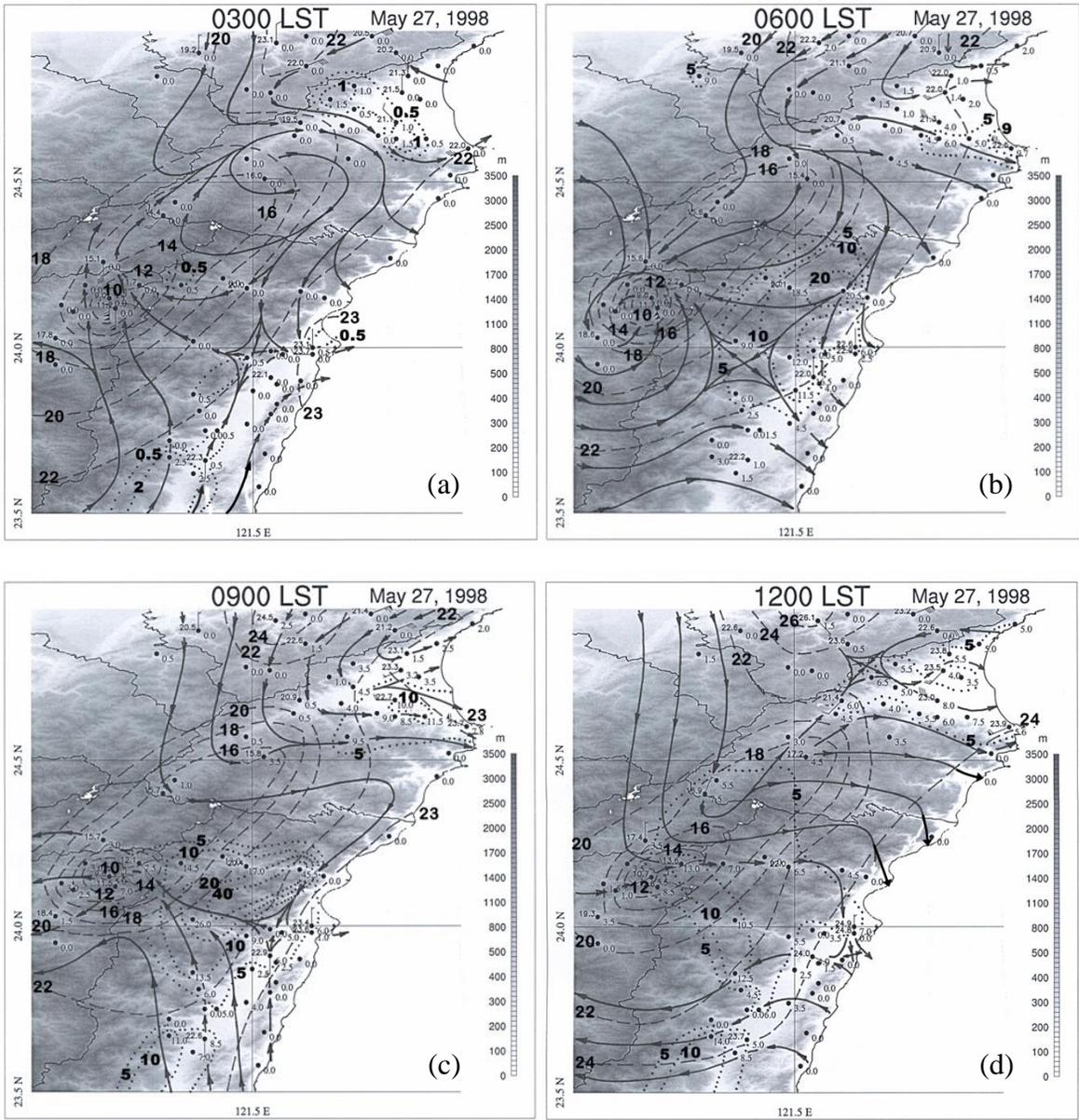


圖 9 1998 年 5 月 27 日(a) 0300、(b) 0600、(c) 0900、(d) 1200、(e) 1500、(f) 1800、(g) 2100 及(h) 2400 LST 地面中尺度分析。測站左上角為溫度，右下角為 3 小時降雨量 (mm)，風標短桿為 0.25 ms⁻¹，長桿為 0.5 ms⁻¹，三角旗為 2.5 ms⁻¹。實線箭頭為氣流線、虛線為等溫線(°C)、點線為等雨量線(mm/3hr)。

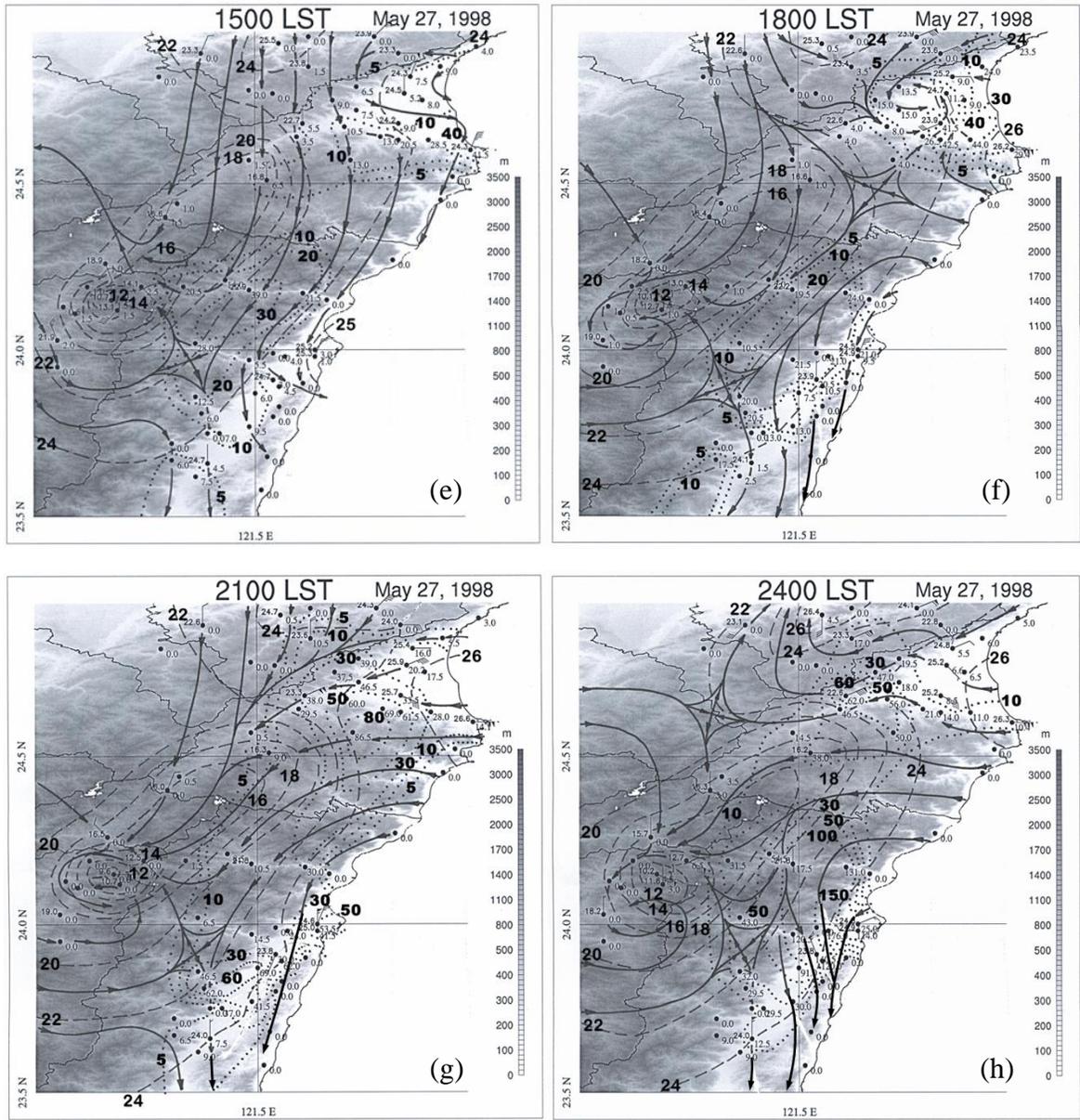


圖9 (續)。

區形成一氣旋式渦旋。此時降雨較之前增強，唯主要在布洛灣與天祥一帶以及蘭陽平原與花東縱谷地區，這些地區之降雨可能並非局部環流驅動而係因受海上鋒後雲系西移影響而來。

圖 9c 為 0900 LST 時之分析，各地溫度普遍升高，但海風與谷風並未發展，雪山山脈之北風或東北風與蘭陽平原之氣旋式環流仍如之前情況。在之前這段期間高山測站風向除大禹嶺為較持續之東南風外，昆陽由 0300 LST 之南風轉為東北風，合歡山由南風逆轉為東南風再逆轉為東風，這些轉變並非反映環境氣流（圖 6），是否因局部複雜地形之動力與熱力交互作用而來，值得進一步探討。或許是合歡山與大禹嶺之較強東風與東南風之故，驅動鄰近地區氣流，使花東縱谷與鄰近地區盛行南南東氣流。此時降雨強度較之前增強，最大降雨區出現在布洛灣、天祥、龍澗及鄰近區域之山坡，蘭陽平原與花東縱谷及其西側山脈為次要降雨區，雖然 850 hPa 臺灣東部海面 0800 LST 已由原鋒後微弱東北風轉為微弱東南風，但東風分量微弱，故這些區域之較大降雨可能亦非局部環流驅動而係受鋒後對流雲系發展西移影響而來（圖 7、8）。

1200 UTC 時之分析如圖 9d 所示，各地溫度普遍再升高，雪山山脈地區除屈尺風向轉為東南風外，其餘地區仍如之前盛行北風或東北風，蘭陽平原之氣旋式環流仍在。蘭陽溪谷西北側之雪山山脈北風南伸進入梨山與思源地區，使該兩地區也吹北風。雪山山脈之北風亦跨越蘭陽溪谷，可能結合溪谷東南側中央山脈北段之谷風，使在中央山脈北段盛行西風氣流，並使其東側沿海地區仍為離岸風而未見海風發展。鯉魚潭 0600 LST 之北風與 0900 LST 之南風均顯係受鄰近環流驅動影響，1200 LST 轉為東風，可能乃因海風發展

並已跨越海岸山脈進入花東縱谷，並在花東縱谷西側山坡與谷風結合影響中央山脈南段區域，此時海風僅在分析區域南部花蓮海岸平原地區局部發展。降雨強度較之前稍弱，主要發生在花東縱谷西側山坡與蘭陽平原，此期間降雨可能亦非局部環流驅動而係受鋒後雲系西移影響而來。

圖 9e 為 1500LST 時之分析，大部分地區溫度繼續上升，雪山山脈仍盛行北風或東北風，並南下影響中央山脈北段區域，且跨越花東縱谷與海岸山脈使成沿海地區之離岸風，使該區之前海風發展受到抑制，蘭陽平原氣旋環流仍在。此時最大降雨出現在蘇澳、冬山地區，蘇澳（ 134 mmd^{-1} ）與冬山（ 159 mmd^{-1} ）之豪雨時刻分別為 1400 與 1500 LST。花東縱谷西側中央山脈山坡地區之天祥至龍澗一帶為相對最大區，天祥大豪雨（ 284 mmd^{-1} ）起始時刻為 1300LST，花東縱谷則為相對次大區，此時相對最大與次大降雨區局部環流均為雪山山脈直奔而下之北來氣流，近地層地形舉升作用不顯，導致降雨之舉升作用為何值得進一步探討。如圖 3 所示，27 日 0000 UTC (0800 LST) 至 1200 UTC (2000 LST) 期間臺灣東部與鄰近海面，850 hPa 由微弱南南東風轉為強烈東南風，並有 LLJ 形成且其主軸延伸至臺灣東部，此時內陸地區之強烈降雨可能乃因近地層之上之偏東風氣流受地形舉升而來。蘭陽平原與花東縱谷地區之較大降雨，主要可能仍因海上組織性對流系統發展西移影響而來（圖 7、8）。

1800 LST 時之分析如圖 9f 所示，各處溫度稍降，雪山山脈一股北風氣流影響中央山脈北段，並進入翠峰、廬山地區之氣旋式渦旋，另一股北風氣流經蘭陽溪下游轉為西風，加上臺灣東部近海入侵之東風（圖 2c），三股氣流於蘭陽平原形成一氣旋式渦旋。蘇澳與蘭陽平原之礁溪、

宜蘭等地由原北風氣流轉為由海上而來之東南或東風主宰，海上而來之東風氣流更深入花東縱谷，使鯉魚潭風向由原西北西風轉為北風。此時降雨強度最大值出現在冬山、羅東及新寮地區，新寮豪雨(165 mmd^{-1})起始時刻為 1600 LST，該區降雨強度之增強主要仍受海上組織性中尺度對流系統發展西移影響而來，次要降雨中心出現在花東縱谷西側之中央山脈山坡地帶，近地層之上較強東風氣流之地形舉升在該區降雨顯然扮演重要角色。

圖 9g 為 2100 LST 時之分析，除蘭陽平原地區因受較強海上而來較暖東風氣流影響使渦度升高外，其餘各處溫度因夜間輻射冷卻而普遍下降。臺灣東方海面而來之東風氣流已主宰沿海地區局部環流，蘭陽平原之前氣旋式渦旋已不復見，東風並已深入蘭陽溪谷，使玉蘭由之前西風轉為東風，海上而來之東風氣流亦如之前入侵花東縱谷，鯉魚潭之局部南風可能乃因壽豐之對流降雨下衝流外流而來。雪山山脈北風仍如之前直奔南下，並與海上而來之東風會合進入廬山地區之氣旋式渦旋。此時最大降雨區出現在蘭陽平原南側山坡之古魯、寒溪及新寮地區，其次為花東縱谷與其西側山坡之吳全城、壽豐及西林地區。宜蘭之寒溪(144 mmd^{-1})與三星(144 mmd^{-1})豪雨起始時刻分別為 1900 與 2100 LST，古魯之大豪雨(232 mmd^{-1})起始時刻為 2000 LST，這些(大)豪雨顯然除海上組織性中尺度對流系統之發展西移影響之外，近地層與低對流層較強東風氣流之地形舉升效應，對於增強對流降雨亦扮演重要角色。花蓮沿海與花東縱谷之花蓮(326 mmd^{-1})、新城(308 mmd^{-1})、鯉魚潭(312 mmd^{-1})及吳全城(376 mmd^{-1})之大豪雨或超大豪雨起始時刻皆在 1900 LST (表一)。這些(超)大豪雨顯然除如上述臺

灣東部海上組織性中尺度對流系統發展西移影響外，低對流層較強東風氣流跨越花東山脈與花東縱谷於其西側山坡受地形舉升之效應，對增強對流性降雨亦扮演重要角色。

2400 LST 時之分析如圖 9h 所示，各處溫度因夜間輻射冷卻而普遍下降，海上來之東風氣流仍強，並深入蘭陽溪谷影響其西北側雪山山脈之局部環流，使大豹由原來之北風轉為西南風，屈尺由北風轉為南風，桶後由北風轉為東北東風；東風氣流並經由中央山脈北段與蘭陽溪谷進入廬山地區之氣旋式渦旋，同時亦如之前入侵花東縱谷。此時最大降雨區出現在花蓮沿海、花東縱谷及其西側山坡之花蓮、布洛灣、吉安、銅門、鯉魚潭、吳全城及壽豐等地區，次大降雨區出現在蘭陽平原鄰近山坡之玉蘭、三星及古魯地區。花蓮縣之吉安(292 mmd^{-1})大豪雨起始時刻為 2200 LST，銅門(176 mmd^{-1})為 2300 LST。顯然，此時之強烈降雨除海上組織性中尺度對流系統之影響外，地面與低對流層東風氣流之地形舉升作用對於山坡地區對流降雨之增強亦扮演重要角色。

六、討論與總結

梅雨季臺灣東部地區豪雨事件之發生頻率，與處於盛行風迎風面之西部地區相較差異甚大，特別是發生於梅雨鋒後且範圍廣之豪雨事件更屬罕見。1998 年 5 月 27 日普遍發生於宜蘭縣與花蓮縣之豪雨 ($\geq 130 \text{ mmd}^{-1}$)、大豪雨 ($\geq 200 \text{ mmd}^{-1}$) 及超大豪雨 ($\geq 350 \text{ mmd}^{-1}$) 事件，降雨強度大且分布範圍廣，為 1997-2003 年間梅雨季該區唯一於鋒後出現之超大豪雨個案(陳等 2006)，故選為本文探討之對象。希望透過觀測資料分析綜觀環境條件與中尺度現象過程特徵，以增進對東部地區鋒後產生豪雨機制之了解，期能

對東部地區梅雨季豪雨預報能力之提昇有所助益。

綜觀形勢顯示，梅雨鋒於 5 月 26 日 1200 UTC 通過臺灣移入巴士海峽之後，於 27 日 0000 UTC 北退至臺灣南端，此期間原位於南海北部之鋒面低壓亦稍東移，1000 hPa 臺灣東部與其近海為鋒後東北季風主宰，850 hPa 由原微弱東北風順轉為微弱東南風，700 hPa 則由原較強西風逆轉為微弱南南西風。此後的 12 小時 1000 hPa 與低對流層發生較大變化，南海低壓東移加深增強並東移至巴士海峽。1000 hPa 南海低壓增強範圍擴大並導致臺灣鄰近之梅雨鋒面消失，臺灣東部海面由原微弱東北風順轉為跨越等高線之較強東南東風且有微弱暖平流。850 hPa 之南海低壓東移加深且西太平洋高壓亦加強西伸，至使低壓東側高度梯度增大風速增強，並形成低層噴流(LLJ)結構，臺灣與東部海面由原微弱東南風轉為跨越等高線之強烈東南東風，且有微弱暖平流，LLJ 主軸並延伸至臺灣東部。700 hPa 之南海槽線東伸北移，使臺灣東部海面由原微弱南南西風逆轉為較強之跨越等高線東南風，且有微弱暖平流。此段期間各層之最大負高度傾向中心皆因低壓東移或槽線東伸而位於巴士海峽東方海面(圖 5)，跨越等變高線進入負高度傾向中心之非地轉東北氣流，與地轉風結合成較強之跨越等高線東南東/東南氣流。

臺灣東部近海各層微弱暖平流與 850 hPa LLJ 下游速度輻合，導致顯著之組織性上升運動(圖 5)，激發該區對流活動發展並形成組織性中尺度對流系統，影響東部地區，並在沿海與花東縱谷地區產生豪雨、大豪雨及超大豪雨。地面與低對流層之較強東風氣流進入蘭陽平原鄰近山區與花東縱谷西側山坡，受地形舉升而激發或增強對流活動，導致內陸地區之豪雨或大豪雨。分析

區內因地形複雜故熱力驅動之局部環流亦極複雜多變，雖有夜間山風與陸風之發展與沿海之離岸風，白天之海風發展，因環境氣流與地形影響，受到很大抑制，僅出現在局部地區且時間較短，並未在豪雨發生上扮演角色，此與陳等(2012)之宜蘭鋒後大豪雨個案大異其趣，熱力驅動之局部環流在該大豪雨個案對流發展與降雨時空分布扮演重要角色。

基於前述討論，本研究可綜合為以下五點結論：

1. 宜蘭與花蓮沿海地區之豪雨、大豪雨及超大豪雨，主要乃因臺灣東部近海發展之組織性中尺度對流系統西移影響而來。
2. 臺灣東部近海地區乃因低對流層微弱暖平流與 850 hPa LLJ 之形成，提供上升運動以激發對流，並使其發展為組織性中尺度對流系統，影響東部沿海地區。
3. 因南海低壓東移加深發展，且西太平洋高壓發展西伸，產生跨越等高線氣流並增強風速，因此形成低壓東側之 LLJ 影響臺灣東部地區。
4. 臺灣東部近海地面與低對流層較強之東風可入侵東部內陸地區，可能因受地形舉升作用以激發並增強對流活動，產生因豪雨或大豪雨。
5. 熱力驅動之局部環流雖在夜間發展，但因受環境氣流與地形影響，白天海風發展受限，可能並未在本超大豪雨個案降水之時空分布扮演角色。

本文利用中央氣象局中尺度觀測站網資料、EC 網格資料、花蓮探空與雷達資料以及日本 GMS-4 紅外線衛星雲圖資料，進行宜蘭與花蓮地區梅雨鋒後超大豪雨個案之探討，雖該區地形極

端複雜，但仍勉力進行中尺度分析，結果對局部環流在豪雨發生角色之了解有所助益。本文雖對此梅雨鋒後超大豪雨個案之產生原因有初步了解，唯對於海上 LLJ 形成與組織性中尺度對流系統之發展，以及東風氣流之地形舉升作用，在激發豪雨發生所扮演之角色，均有賴未來以數值模式模擬進一步探討其物理機制。

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

- 王時鼎、鄭俠與趙友夔，1984：臺灣天氣變化之自然季節。《大氣科學》，**11**，101-120。
- 林熹閔與郭鴻基，1996：1994 年南臺灣夏季午後對流之研究。《大氣科學》，**24**，249-280。
- 陳泰然，1994：臺灣梅雨季之豪雨研究。《大氣科學》，**22**，455-477。
- 陳泰然，2000：臺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）—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、王子軒及黃心怡，2012：宜蘭地區梅雨季鋒後大豪雨時空分布探討。《大氣科學》（已投稿）。
- 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、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、楊進賢，1988：臺灣梅雨期豪雨之時空分佈特徵。《大氣科學》，**16**，151-162。
- 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**, 250-41.
- 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 distributeons over Taiwan during the Taiwan area mesoscale experiment (TAMEX). *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1457-1469.

A Study of a Post-Frontal Extremely Torrential Rain Event over Eastern Taiwan in the Meiyu Season

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

Department of Atmospheric Sciences National Taiwan University

(manuscript received 3 October 2012 ; in final form 19 March 2013)

ABSTRACT

Observational data with high spatial and temporal resolution from the meteorological stations and automatic rainfall stations of the Central Weather Bureau in eastern Taiwan, infrared satellite images, the sounding and radar data of Hua-lian, and ECMWF $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ grid data were used to study the extremely torrential rain event ($\geq 350 \text{ mm d}^{-1}$) occurring in Yi-lan and Hua-lian on May 27, 1998. Synoptic and mesoscale analyses were carried out to investigate the mechanism of post-frontal heavy rain occurrence in eastern Taiwan. This case was the only extremely torrential rain event that occurred during the Meiyu season from 1997 to 2003, with a significant intensity of precipitation and a wide coverage.

The results showed that the extremely heavy rain, torrential rain, and extremely torrential rain events in Yi-lan and Hua-lian coastal areas were mainly due to the westward moving of the organized mesoscale convective system, which developed near the coastal area in eastern Taiwan. Weak warm advection in the lower troposphere and the formation of the 850 h Pa LLJ offered the upward motion to trigger convection, and then developed to an organized mesoscale convective system, which influenced the coastal area in eastern Taiwan and resulted in the extremely torrential rain event. The formation of LLJ was because the cyclone at the surface and lower troposphere over the South Sea developed and moved eastward while the anticyclone over the west Pacific Ocean developed and extended westward, producing the cross contour ageostrophic flow and speeded up the wind. The stronger eastern wind of the surface and lower troposphere from the sea could invade the inner land of the eastern Taiwan. It possibly could trigger and enhance the convection due to the topographical lifting effect, and produced heavy rain at the eastern and northern sides of the Central Mountain Range. Though the local circulation driven by the thermal forcing developed at night, it was influenced by the environmental airflow and topography so that the development of the sea breeze was restricted, thus possibly did not play a role in the spatial and temporal distribution of this extremely torrential rain case.

Key Words: Mei-yu season, Extremely torrential rain, Mesoscale convective system, Low level jet (LLJ)

