

梅雨季台灣地區平均雲頂溫度 之時空分布特徵探討

紀水上¹ 陳泰然² 郭世昌³

¹交通部中央氣象局

²國立台灣大學大氣科學研究所

³中國文化大學大氣科學研究所

(中華民國八十六年十月十六日收稿；中華民國八十六年十二月二十六日定稿)

摘 要

本文利用每小時 GMS 數據化紅外線資料及台灣西南部測站地面風場資料，探討梅雨期台灣與鄰近地區平均雲頂溫度之時空分布特徵與盛行風和局部環流及彼此間之交互作用。結果顯示，台灣西南部陸上對流於海風及／或上坡風出現後開始發展，於下午發展成熟後向西南移動，或由對流下衝流與盛行風和海風產生局部輻合，激發新對流向盛行風上游發展。陸風與盛行風可於西南部海上產生局部輻合以激發對流，使西南部海上對流於夜間陸風發生後開始發展，並持續至次日清晨。

平均雲頂溫度之南北和東西時間剖面分析顯示，對流發展呈現顯著的日夜變化，呈午後最強與清晨次強之雙高峰形式。白天對流於中央高山或西部山坡先行發展，之後西移進入西部沿海或由原對流之下衝流與盛行風和海風產生局部輻合使新對流向西發展。顯然局部環流與盛行風之交互作用以及海風或上坡風與地形之交互作用在激發對流發展扮演重要角色。

關鍵詞：雲頂溫度、日夜變化、雙高峰、局部輻合、局部環流、海風、陸風

一、前 言

中尺度對流系統 (mesoscale convective systems; 簡稱 MCSs) 經常引發劇烈天氣 (如豪／大雨)，造成人民生命、財產巨大的損失，因此成為國內外氣象學家近年來重視的研究項

目之一。然而，此種尺度較小且生命期較短之天氣系統，傳統觀測網常無法觀測與解析，致使我們對其形成與演變之物理機制缺乏了解，因而對豪／大雨之預測倍感困難。了解中尺度對流系統之形成機制及其演變過程，藉以提高預報準確度是當今氣象學者專家最具挑戰課題

之一。欲達此目的，利用高時空解析度之觀測資料是必要的，地球同步氣象衛星資料在這方面的研究扮演重要的角色。

Gruber (1976) 利用 1974 年 6 月 27 日~9 月 20 日每 3 小時間距之 SMS 衛星 (Synchronous Meteorological Satellite) 紅外線 (infrared; 簡稱 IR) 頻道資料, 研究 GATE A/B 六角形區域, 擾動日與非擾動日之雲量變化, 發現雲量有午後 (1630 LST) 最大值與清晨 (0730 LST) 次大值, 顯示日間太陽加熱和夜間雲頂輻射冷卻對雲量發展之影響。Reed and Jaffe (1981) 利用每天 4 次之 Meteosat-1 衛星紅外線資料, 研究 1974 和 1978 年西非和東大西洋對流之日夜變化。結果顯示, 在 GATE 區域最大對流活動在午後發生, 而在西非高原之對流雲則在午後達最大強度且持續到夜晚。Klitch et al. (1985) 合成 1981-1982 年夏季 7~8 月之 GOES (Geostationary Operational Environmental Satellites) 衛星之每小時 IR 和 VIS 雲圖, 探討洛磯山和科羅拉多高原雲系之日夜變化, 發現在該兩區對流有明顯之日夜變化。Albright et al. (1985) 利用 GOES-WEST 衛星之紅外線資料, 研究太平洋地區 1~2 月深對流, 發現區內之深對流有明顯日夜變化。Duvel (1989) 研究大西洋地區 1983~1985 年夏季 6~9 月對流之日夜變化, 發現陸地上最大雲量發生在傍晚 (1800 LST) 至午夜, 最小則在早晨 (0900 LST) 至中午, 而海岸地區最大雲量則發生在中午。Gibson and Vonder Haar (1990) 利用 GOES 衛星資料研究 1986 年夏天墨西哥灣之海陸風效應、雲系之移動及地形特徵, 發現局部環流 (山谷風、海陸風) 和地形效應為造成雲系消長之重要因素。Smith et al. (1991) 利用衛星資料建立佛羅里達之對流氣候, 結果顯示海風環流和其它較小的力管環流對於佛羅里達之對流發展扮演重要之角色。

Smith and Dills (1992) 利用 GOES-7 之 VIS (解析度 2 km) 和 IR (解析度 4 km) 衛星資料, 研究佛羅里達在不同低層氣流條件下對流雲系之分布, 增加了沿海地區對流雲系氣候特徵之了解。

自中央氣象局高解像衛星接收站作業後, 國內氣象研究者利用此種資料探討梅雨期台灣及其鄰近地區 MCSs, 對其氣候特徵增加許多了解。陳等 (1986) 分析 1981~1983 年 5~6 月之 GMS 衛星雲圖, 探討梅雨期發生於華南及西太平洋地區 MCSs 之氣候特徵, 他們指出梅雨期 MCSs 之延時與美國暖季者相似; MCSs 之生命期與其水平尺度呈正相關且隨季節演進而增長。陸上 MCSs 初生期頻率之午後最高峰, 係因太陽加熱而來; 海上與陸上 MCSs 之加強期及/或成熟期之清晨最大值, 可以雲區與非雲區輻射差異解釋。紀與陳 (1989) 及齊等 (1992) 利用衛星紅外線資料研究發生於 $118 \sim 123^{\circ} E$; $21 \sim 26^{\circ} N$ 範圍內 MCSs 對流強度之海陸分布、緯度差異和日夜變化等一般特徵。結果顯示, 不論 MCSs 大小, 其發生頻率自午前至傍晚 (1100~1700LST) 增加, 在傍晚 (1700LST) 達最大值, 此與午後之太陽加熱有密切之關係。另一相對高峰發生在深夜至清晨之間, 顯示夜間雲區與非雲區之差異輻射導致之局部環流及陸風效應有重要相關。

上述研究, 雖對梅雨期中尺度對流系統的一般性特徵與導致豪雨之重要性方面增加許多了解, 但因當時限於資料格式與時間解析度, 未能對中尺度衛星氣候等做有系統的探討。欲了解中尺度對流系統之氣候特徵, 增加品質更高之衛星資料, 做深入的探討是必需且急迫的。本文利用 1992~1995 年 5~6 月之逐時 GMS 紅外線衛星數據資料, 分析梅雨期間雲頂溫度之季內變化、日夜變化及台灣與鄰近區域

不同地形特徵之時空分布特徵，以期增進對於對流雲中尺度氣候之了解，並提供梅雨期豪（大）雨預報之參考。

二、資料與分析

中央氣象局氣象衛星中心經綜觀尺度定位訂正 (navigation) 之 1992~1995 年 5~6 月日本 GMS 地球同步氣象衛星逐時高解析度紅外線頻道數據資料，除 1992 年 6 月 (517 筆) 和 1995 年 5 月 (626 筆) 稍差外，其餘各月皆較完整，總資料數為 5225 筆，約為總數 (5856 筆) 之 90%。為探討梅雨季台灣地區平均雲頂溫度之日夜變化，所用之衛星資料，除綜觀尺度訂正外，尚須做中尺度的訂正。此種訂正須利用衛星中心之工作站將研究期間內所有全解析度觀測資料重放 (play back)，逐一做地圖微調訂正，並將訂正後的資料另行存檔以便計算。而該項由人工判斷的工作，相當費時。為便於分析，將已處理的資料取出並轉成麥卡托投影，再擷取研究範圍 (118~123°E；21~26°N) 內之東-西及南-北各 5 個經緯度全解析度 (每個像元大小約 5 km) 之數據資料，計算研究期間之每半個月 (5 月 1~15 日、16~31 日，6 月 1~15 日、16~30 日) 與逐時平均雲頂溫度。平均雲頂溫度之計算，係以每張影像同一位置之像元 (picture element；簡稱 pixel) 的灰度數值相加後除以所取樣之張數，得到每一個 pixel 之算術平均值。為去除短波雜訊，使用 5 點平均予以勻滑 (smoothing)，其權重為中心點 2，其上、下、左、右各點為 1。

依勻滑地形高度 (陳與紀 1994) 將台灣至大陸東南沿海地區劃分為西部沿海、西部平原 (<200 公尺)、西側山坡 (200~1000 公尺)、中央高山 (>1000 公尺)、東部沿海和大陸東南沿海等六個區域，分析研究期間不同區域平均雲

頂溫度南-北剖面之時空分佈，所使用之像元數與範圍如圖 1 所示。同時針對梅雨季對流較活躍區 (23.2°N) 及北部較易形成 MCSs 區 (新竹：~24.8°N)，分析東-西剖面之平均雲頂溫度分布，剖面資料以沿該緯度線及其兩側共三個像元之平均為準。為了解梅雨期 (5 月 16 日~6 月 15 日) 對流最活躍區之局部環流與對流之日夜變化，分析同時間中央氣象局所屬之嘉義、東吉島、台南和高雄等四站各站之盛行風與局部環流。移動性擾動 (即瞬變渦流) 所伴隨之風場，在長期平均裡應已去除，而由各小時之平均與所有時間之差即可求得局部環流之風場分量，即 $U' = \bar{U} - [\bar{U}]$ ，式中 \bar{U} 為各小時之平均風， $[\bar{U}]$ 為 24 小時平均風 (即盛行風)， U' 為各小時之偏差量，即局部環流之分量。因此，如果海風 (U') 與盛行風 ($[\bar{U}]$) 方向相同，則實際風 (\bar{U}) 將被增強；

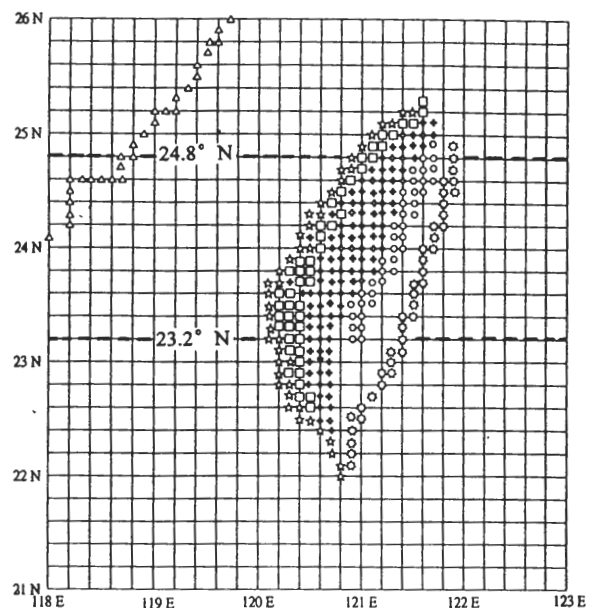


圖 1 臺灣西部沿海 (☆)、西部平原 (□)、西部山坡 (⊠)、中央高山 (○)、東部沿海 (☆) 及大陸東南沿海 (△) 時空剖面分析所用之像元數。粗虛線為沿 24.8°N 與 23.2°N 之東西剖面。

如果陸風與盛行風方向相反，則實際風將被減弱。嘉義、台南及高雄等三站之地面風為逐時觀測，而東吉島僅每日十次觀測（02, 05, 08, 09, 11, 14, 17, 20, 21 和 23LST）。

三、平均雲頂溫度之變化

(一) 季內變化

降水氣候資料顯示，5月中旬至6月中旬為

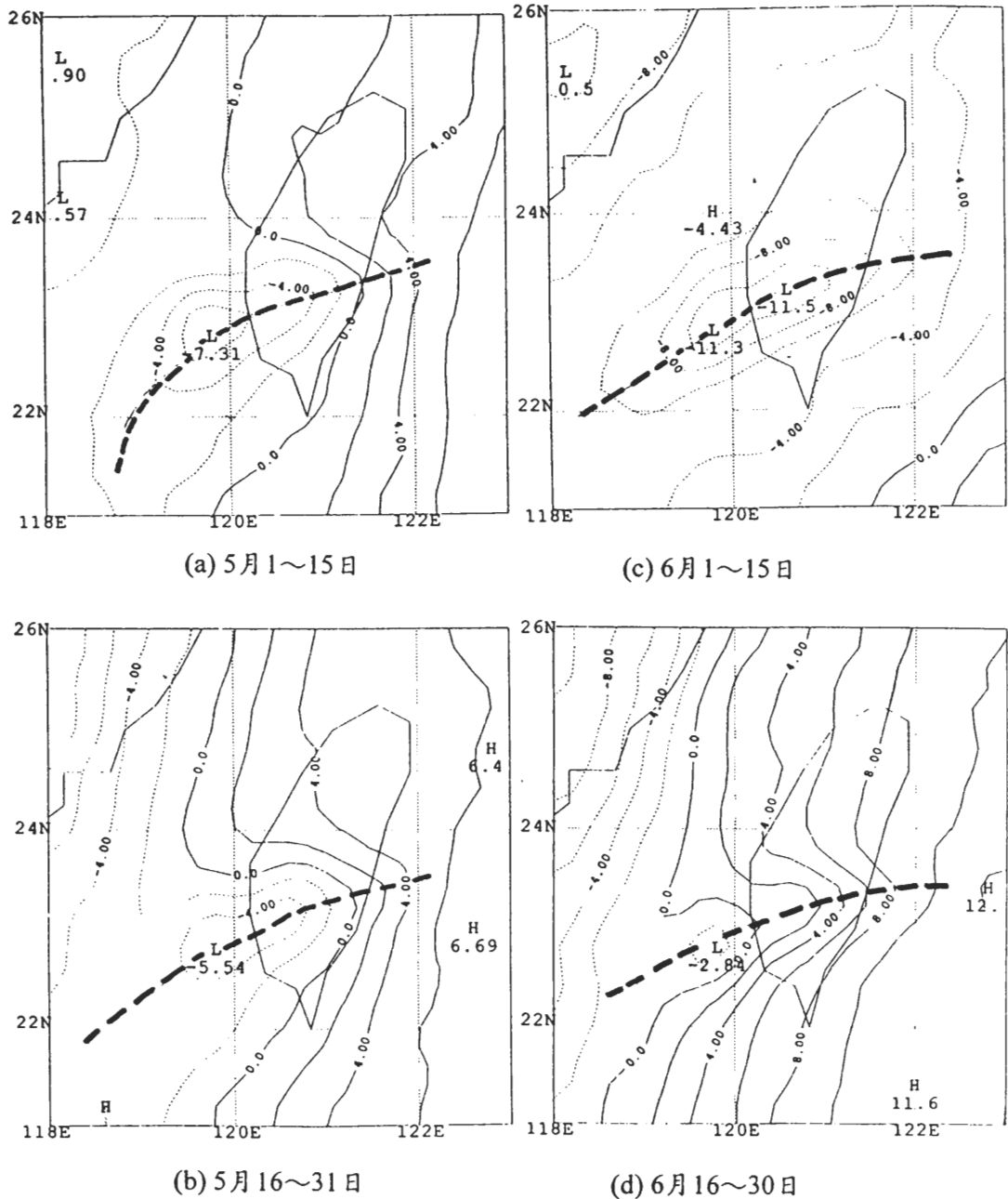


圖2 1992~1995年(a)5月1~15日、(b)5月16~31日、(c)6月1~15日及(d)6月16~30日之平均雲頂溫度(°C)分布。等溫線實線為正，虛線為負，粗虛線為溫度槽。

臺灣地區梅雨季(陳1977)，為便於分析，本文將梅雨期訂為5月16日~6月15日。將5、6月劃分為入梅前(5月1日~15日)、梅雨前期(5月16日~31日)、梅雨後期(6月1日~15日)和出梅後(6月16日~30日)等四期，分析各期之雲頂溫度變化。

圖2為每半個月之平均雲頂溫度分布。低溫區代表雲區，而高溫區可視為非雲區，因5-6月對流雲主宰雲系之發展，故溫度最低區亦可視為對流較強或較頻繁區。入梅前(圖2a)，低溫中心位於台南外海，溫度槽自低溫中心向東北伸展經中央山脈中部至東部海岸，溫度脊由西太平洋向西伸展，經台灣北部至台灣海峽北部。梅雨前期(圖2b)，除福建沿海外，研究區內溫度普遍增高。原位於台南近海的低溫中心減弱，溫度槽位置不變但負溫度區範圍及其強度均較入梅前為小；溫度脊由台灣東北海面向西南伸展，經台灣西北部沿海至台灣海峽中部。梅雨後期(圖2c)，研究區內溫度均顯著下降，負溫度區擴大並籠罩台灣全省及其鄰近地區。原位於台南近海的低溫中心顯著增強，在台南東北方約40公里山區出現另一強度相近之低溫中心，溫度槽由此兩中心向西南及東北伸展至台灣海峽南部及台灣東方海面，溫度脊與梅雨前期位置相近。出梅後(圖2d)，區內溫度普遍升高，台灣地區除台南近海地區為負溫度區外，其他地區皆為正溫區。溫度槽與梅雨期之位置相近，溫度脊則由西太平洋向西南伸展，經台灣中部到台灣海峽中部。上述分析顯示梅雨期後期之對流活動相當活躍，特別是台灣西南部地區，與豪(大)雨出現之機率較高者一致(陳與楊 1988a)。

圖2也顯示除台灣西南部與沿海外，在研究區內各期均有東高西低或東南高-西北低的雲頂溫度分布，顯示太平洋高壓由東向西伸

與雲的發展與移動主要為由西向東的特徵。

(二) 日夜變化

研究範圍內梅雨期平均雲頂溫度之逐時空間分佈(圖3)顯示有顯著的日夜變化，台灣地區各時段均為南部溫度低北部溫度高，且在台南西方海上有一低溫中心存在。南部地區與西南部沿海之低溫區，雲頂溫度於0800LST為最高，之後雲頂溫度下降，午後1400LST陸上與海上均出現最低溫中心，且以前者較強，隨後此兩低溫中心強度繼續增強，於1600LST兩者強度相近。1700LST之後海上低溫中心消失，陸上低溫中心強度維持近似恆定狀態，至2100LST才有顯著減弱。2200LST之後低溫中心移至海上，並逐漸增強於深夜達最強(2400LST)，隨後減弱至清晨0800LST為最弱，即低溫區之溫度最高。顯然，午後陸地和海上均出現雲頂溫度最低值，而入夜後低溫中心漸移至海上，並於深夜至凌晨達到該區之相對最大強度。

四、盛行風與局部環流

1992~1995年5月16日~6月15日嘉義、台南、高雄及東吉島之逐時平均風場(\bar{U})與盛行風($[\bar{U}]$)，如表一所示。顯然，各地盛行風均相當微弱，風速在 $0.2 \sim 0.6\text{ms}^{-1}$ 之間，而可能因局部地形效應，也使各地盛行風之風向有相當大的差異，嘉義為西風(277°)、高雄為西南風(233°)、台南為南風(179°)、東吉島則為東北風(32°)。嘉義與台南測站離海較遠且在市區，而高雄測站靠海且位於平地，故其盛行風應可代表西南部沿海梅雨季之盛行風。

就西南部沿海測站而言，逐時平均風向有顯著的日夜變化，大略可分成向岸風、離岸

表一 嘉義、台南、高雄和東吉島之 1992 ~ 1995 年 5 月 16 日 ~ 6 月 15 日
之逐時平均風向 (度) 與風速 (m/s)。

時間 地方時	嘉義		臺南		高雄		東吉島	
	風向	風速	風向	風速	風向	風速	風向	風速
1	96	0.2	119	1.3	114	0.5		
2	130	0.5	113	1.3	104	0.5	194	0.6
3	96	0.7	118	1.3	98	0.6		
4	110	0.6	109	1.4	94	0.8		
5	100	0.7	104	1.5	86	0.8	39	0.2
6	98	0.8	106	1.5	80	0.8		
7	103	0.6	106	1.3	65	0.8		
8	181	0.4	117	1.0	100	0.4	58	0.4
9	237	0.6	157	0.9	200	0.6	56	0.5
10	292	1.2	206	0.8	226	1.2		
11	254	1.6	237	1.2	236	1.4	12	0.2
12	288	1.9	246	1.6	236	1.7		
13	294	2.1	257	1.9	242	1.9		
14	272	2.3	254	2.0	245	1.9	328	0.7
15	292	2.5	260	1.9	250	1.9		
16	288	2.1	260	1.8	255	1.7		
17	282	1.3	266	1.5	253	1.4	331	1.0
18	295	1.0	266	0.9	263	1.2		
19	288	1.2	286	0.5	264	0.8		
20	288	0.3	4	0.3	270	0.6	38	0.8
21	181	0.2	99	0.3	283	0.2	60	0.6
22	183	0.2	123	0.8	261	0.1		
23	170	0.4	122	1.1	127	0.3	155	0.8
24	172	0.3	124	1.4	129	0.5		
盛行風	277	0.6	179	0.4	233	0.5	32	0.2

風和過渡期等三個型態。在夜間至清晨 (2200 ~ 0800LST) 離岸風非常明顯，且有隨時間增強之趨勢。太陽升起後風向開始改變，午前至傍晚 (1000 ~ 1900LST) 為向岸風，此向岸風隨時間增強，於下午 1~3 點左右達最強；風向隨時間順轉，顯示科氏力對局部環流之作用。0800 ~ 1000LST 和 2000 ~ 2200LST 兩個時段為風向過渡轉換期。第一個過渡期，自 0800LST 起，此三站風向順轉，嘉義和高雄站在 0900LST 已轉變為向岸風，1000LST 三站之風向繼續順轉並已全轉變為向岸風。第二個過

渡期之 2000LST，三站風向除台南與前 1 小時有明顯的轉變外，其餘兩站風向變化不大，但風速明顯減弱。此期，除高雄站外，其他兩站至 2100LST 即已呈現離岸風，並持續至太陽升起後 1 ~ 2 小時。此種夜間離岸風和日間向岸風之風向改變及其風速較盛行風為強之現象，顯示局部環流較盛行風為強，故主宰逐時平均風場之變化，顯然此種局部風場變化與海陸之日夜差異加熱效應有密切關係。東吉島之風場變化則與其他三站大異其趣，若以觀測時間之風場考慮連續性而定之，則其變化大約可分為

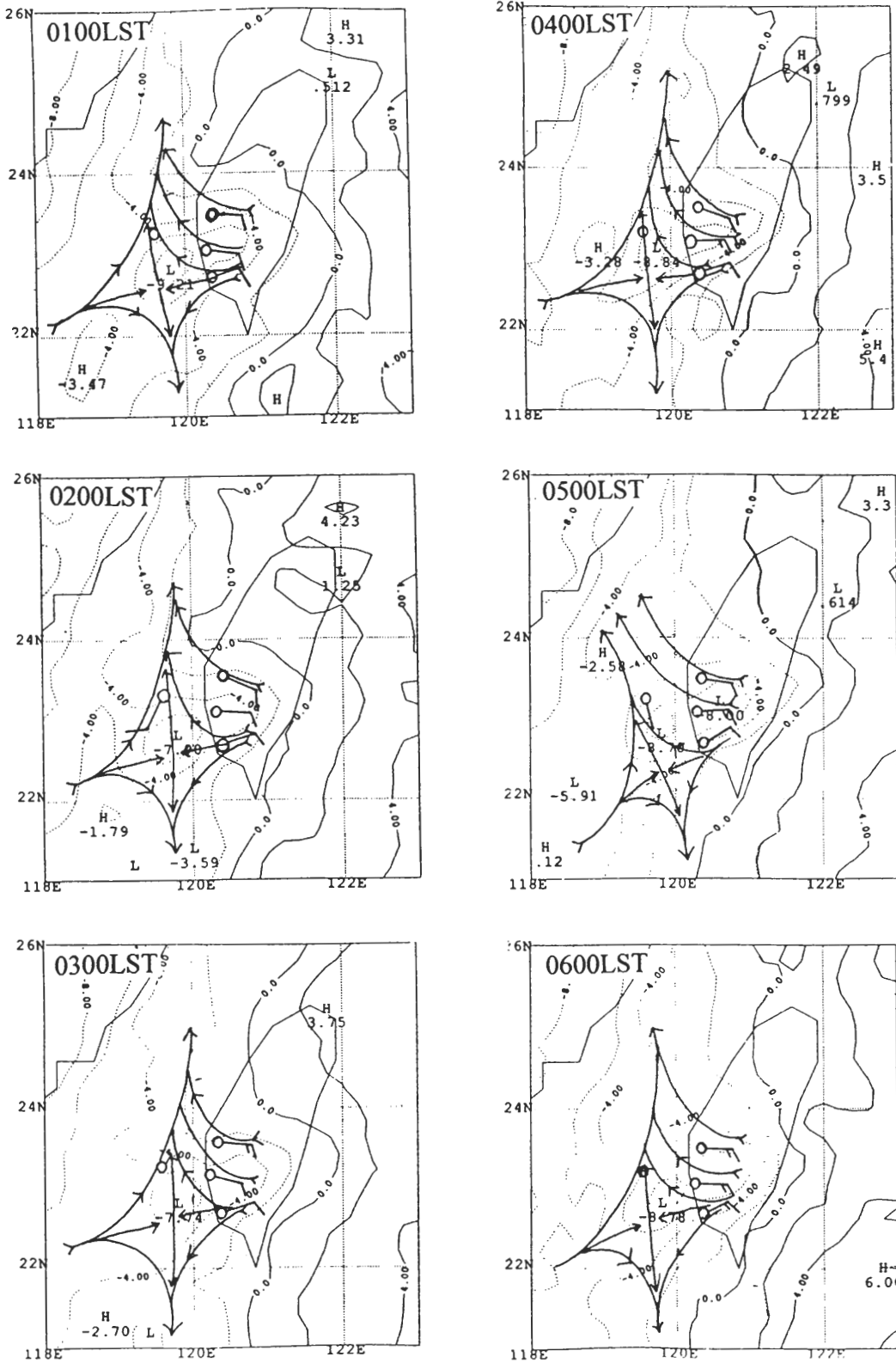


圖3 1992 ~ 1995年梅雨期(5月16日~6月15日)之逐時平均雲頂溫度(°C)和同時時間之台灣西南部測站(嘉義、東吉島、台南和高雄)局部環流之風場分布。

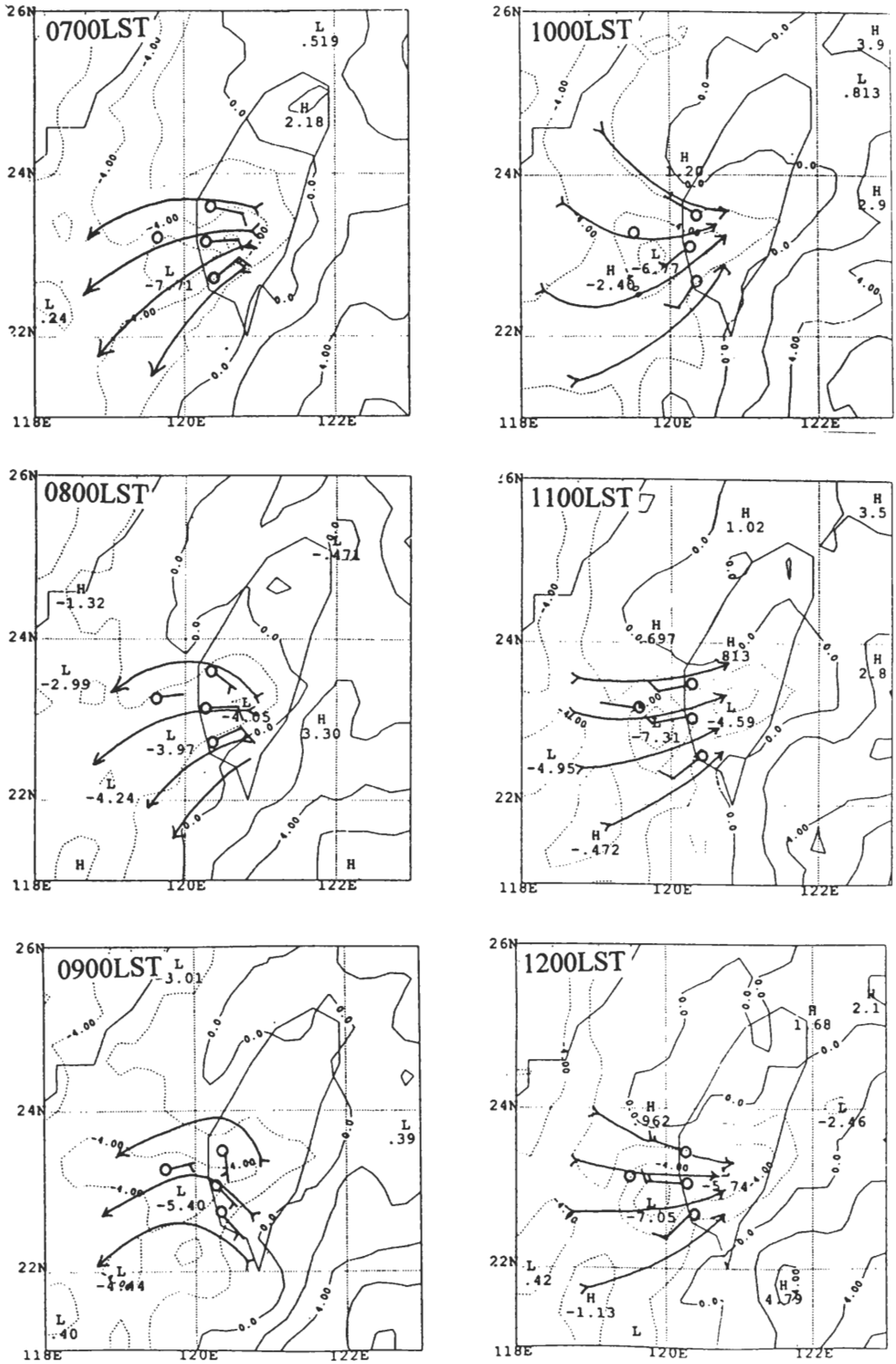


圖3 (續)

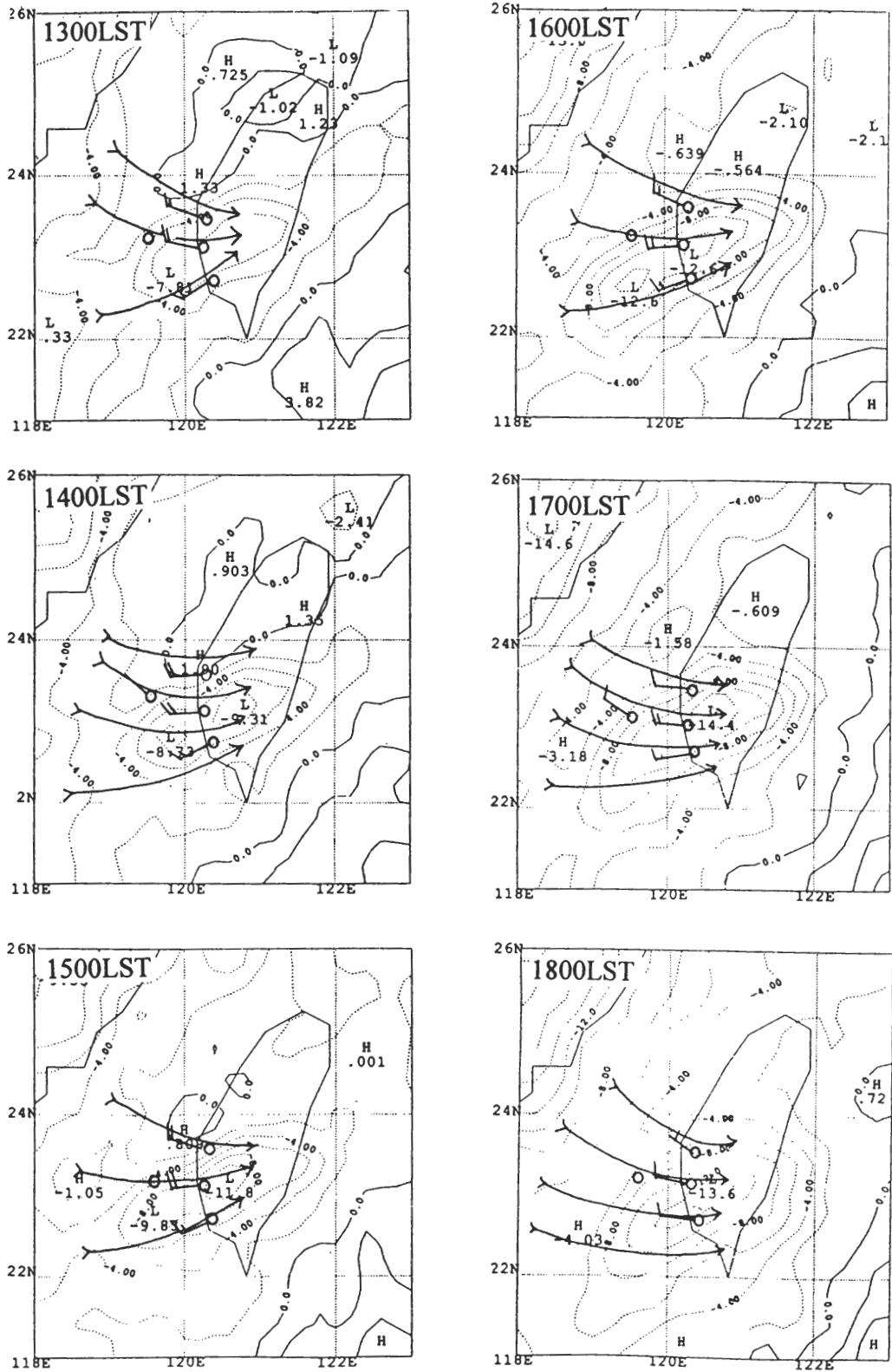


圖3 (續)

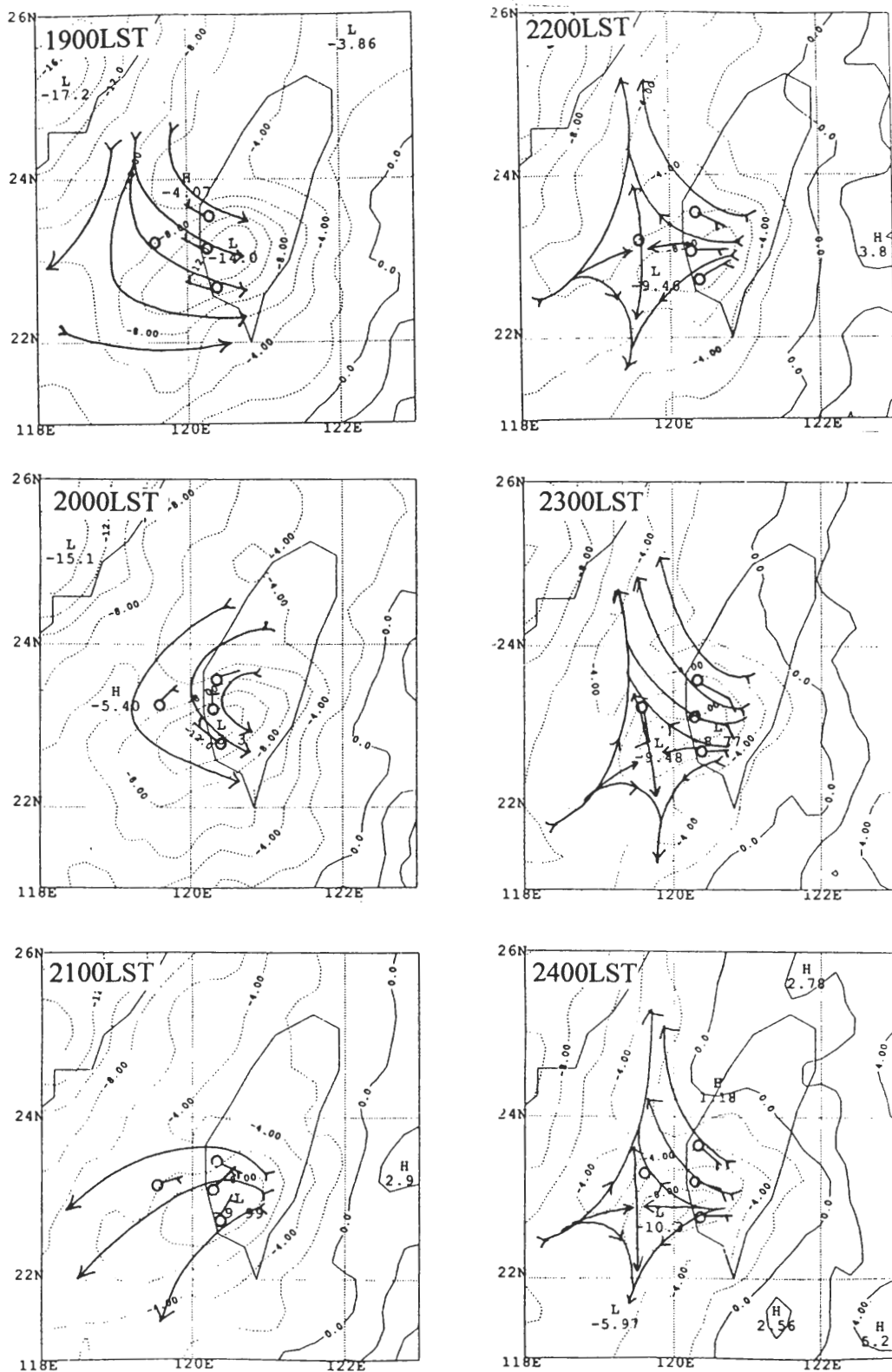


圖3 (續)

南至西南風 (0100 ~ 0400LST)、東北風 (0500 ~ 1100LST)、西北風 (1200 ~ 1900LST)、東北風 (2000 ~ 2100LST) 和東至東南風 (2200 ~ 2400LST)。

圖 3 為 1992 ~ 1995 年 5 月 16 日至 6 月 15 日嘉義、東吉島、台南和高雄四站之逐時平均偏差風 (該站逐時平均 - 該站盛行風; U') 與同時間雲頂溫度之分布, 偏差風可顯示局部環流風場之日夜變化。因盛行風微弱, 故局部環流成爲前述逐時平均風之主要分量。西南部沿海之局部環流日夜變化亦可分爲向岸風、離岸風和過渡期等三個型態。離岸風於嘉義自 2000LST 開始, 台南與高雄則自 2100LST 開始, 隨後增強並持續至翌日早晨 (0800LST), 並於清晨 (0500 ~ 0600LST) 達最強。太陽升起後風速開始減弱, 風向亦開始改變, 至午前 (1000LST) 即已轉變爲向岸風, 隨後增強並於下午 (1400LST) 達最強, 並持續至傍晚, 此期間風向隨時間順轉 (參見表一), 於 1800LST 之後順轉更爲顯著, 至 2000 之台南與高雄已轉成平行於海岸之風向, 顯示科氏力之偏向作用 (例如: Fisher 1960; Atkinson 1981)。偏向作用亦顯現於 0800-0900LST 之間, 0900LST 三站風向皆順轉爲與海岸平行之南南東風。此種局部環流顯現之夜間離岸風和日間向岸風之日夜變化, 反應海陸差異加熱的效應。

比較高雄之盛行西南風 (可代表西南部沿海) 與西南部地區之局部環流, 顯然西南部近海夜間至清晨 (2100~0800LST) 期間, 陸風與盛行風方向幾乎相反, 使實際風於近海區域向下游減速而產生局部輻合 ($\partial U/\partial X < 0$), 此亦可視爲陸風與盛行風於近海產生局部輻合作用。上午至傍晚 (1000LST~1900LST), 西南部沿海盛行海風, 風向約與盛行風一致, 使西

南部地區實際風 (向岸風) 隨時間增強, 由於摩擦與地形作用將使局部輻合 ($\partial U/\partial X < 0$) 主要發生在陸地上或地形上坡區。

五、南北時間剖面分析

圖 4 為 1992 ~ 1995 年 5 月 16 日~ 6 月 15 日沿西部沿海、西部山坡和中央高山平均雲頂溫度之南北時間剖面分布。茲分述如下:

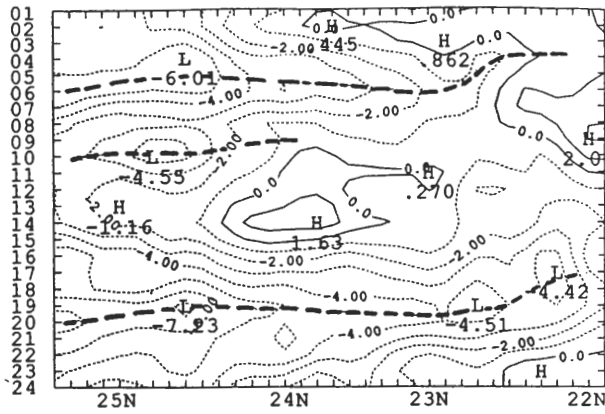
(一) 西部沿海

西部沿海雲頂溫度之日夜變化顯著, 呈雙峰型結構。各地幾皆出現兩個最低值, 溫度槽分別出現於清晨 5 ~ 6 時與傍晚 6 ~ 8 時。同一地區以傍晚者較強, 唯不論清晨或傍晚皆在苗栗地區 (~ 24.6°N) 出現最低溫中心。另有一低溫槽發生於午前 10 時, 唯僅出現在彰化以北 (> 24°N) 沿海地區。各地午後雲頂溫度快速降低, 於 1400-2000LST 之間密集之等溫線顯示午後對流雲之快速發展, 苗栗至台南 (~ 23°N) 之沿海清晨 0600LST 前亦有類似之情況。

(二) 西部山坡

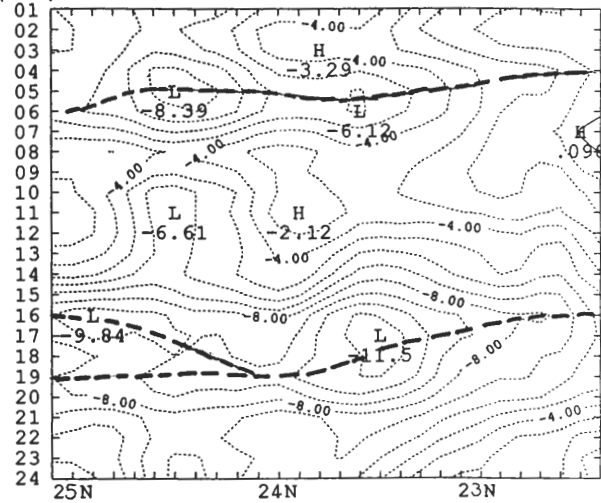
西部山坡 (200-1000 公尺) 之雲頂溫度亦有顯著的日夜變化, 與西部沿海地區相似, 各地皆出現兩個最低值, 呈雙峰型結構, 溫度槽分別出現於清晨 5-6 時與午後至傍晚時刻 (1600-1900LST)。同一地區亦以午後至傍晚者較強, 唯清晨溫度槽之低溫中心出現在苗栗, 而午後低溫中心則出現在嘉義 (~ 23.5°N)。不論清晨或午後至傍晚之溫度槽, 西部山坡均較西部沿海爲強。西部山坡午後低溫槽出現時間領先西部沿海, 顯示平均而言午後對流有在山坡先行發展之勢。各地午後平均雲頂溫度快速降低, 於 1300-1700LST 之間密集等溫線, 亦顯示該區午後對流之快速發展。

(LST)



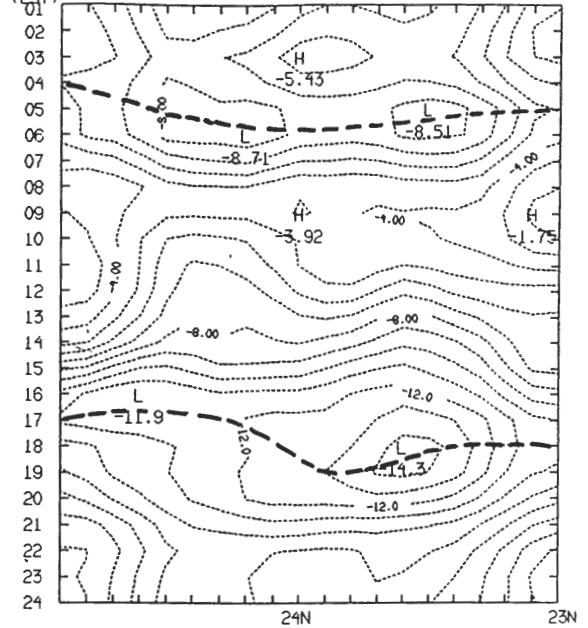
(a) 西部沿海

(LST)



(b) 西部山坡 (200~1000公尺)

(LST)



(c) 中央高山 (>1000公尺)

圖 4 1992 ~ 1995 年梅雨期 (5 月 16 日 ~ 6 月 15 日) 沿台灣(a)西部沿海, (b)西部山坡及(c)中央高山之逐時平均雲頂溫度 (°C) 之南北時空剖面分布。橫軸為緯度, 縱軸為地方時。粗虛線為低溫槽。

(三) 中央高山

中央高山 (> 1000 公尺) 雲頂溫度之日夜變化特徵亦與西部沿海及西部山坡類似, 有清晨 (0400-0600LST) 與傍晚 (1700-1900LST) 低溫槽之雙峰型結構, 且各地強度均較西部山坡為強。午後低溫槽之低溫中心出現在阿里山-玉山區域 (~ 23.6°N), 另似有一次中心出現在牛鬥 (~ 24.6°N); 清晨溫度槽則有明顯兩低溫中心, 分別位於阿里山-玉山與合歡山地區 (~ 24.2°N)。正午之後至 1700LST 之密集等溫線, 顯示午後對流之快速發展。

六、東西時間剖面分析

(一) 台灣南部

圖 5a 為沿 23.2°N (台灣南部地區) 之東西時空剖面雲頂溫度分布與地形高度。前節所述雙峰型結構之日夜變化十分顯著, 低溫槽約出現在清晨 0400-0500LST 與傍晚 1800-1900LST, 兩者之低溫中心皆出現在中央山脈西側之關山附近 (~ 120.8°E), 唯傍晚之低溫槽與低溫中心皆較清晨者為強。有趣者為此種雙高峰形式之溫度日夜變化, 不僅出現在台灣陸地, 亦出現在鄰近海上, 唯不論清晨或傍晚之溫度槽, 海上均較陸地為弱。關山以西之陸上與近海地區低溫槽出現時間落後關山低溫

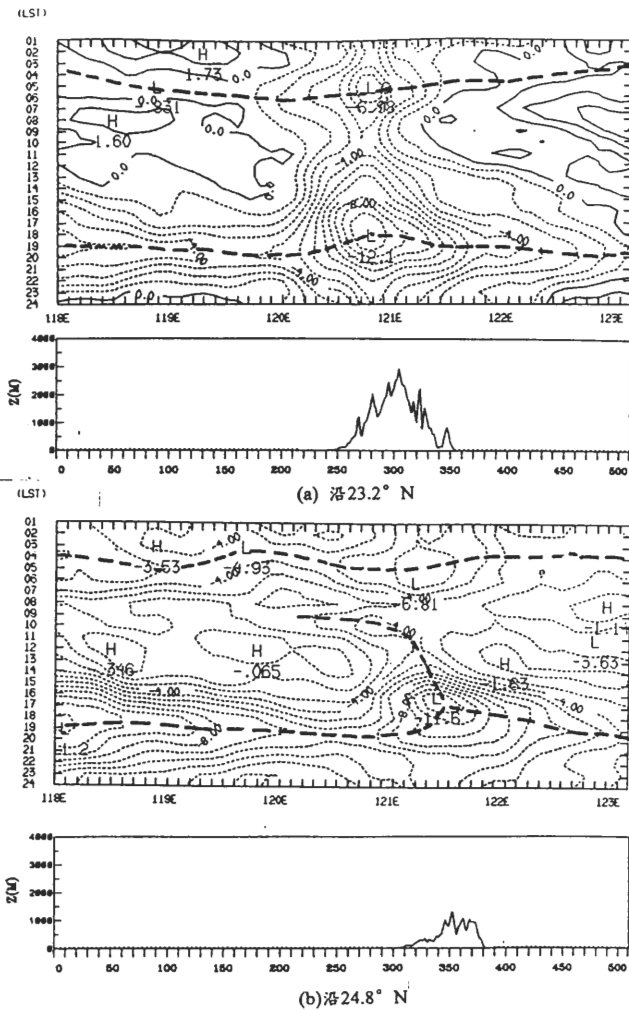


圖 5 1992~1995 年梅雨期 (5 月 16 日~6 月 15 日) (a) 沿 23.2° N 與 (b) 沿 24.8° N 之平均雲頂溫度 (°C) 之東西時空剖面分布。橫軸為緯度，縱軸為地方時。下圖為東西剖面對應之地形高度 (m)。

中心出現的時間，顯示午後對流可能先於高山形成後才於山坡與平地形成，或於高山形成後再向西側沿地形下坡西移發展。

(二) 台灣北部

圖 5b 為沿 24.8°N (台灣北部地區) 之東西時空剖面雲頂溫度分布與地形高度。與台灣南部相似，亦有顯著之雙峰型結構之日夜變化。低溫槽約出現在清晨 0400-0500LST 與傍晚

1700-1900LST，兩者之低溫中心皆出現在雪山山脈 (~ 121.5°E)，唯傍晚之低溫槽與低溫中心皆較清晨者為強。此種雙峰型之日夜變化，出現在陸地亦出現在海上，唯出現在陸地之低溫槽/中心較海上者為強。值得注意的是有一次低溫槽於 120°E 在 0900LST 時發展，隨時間東移，1000LST 位於龍潭 (~ 121.2°E)，1200LST 位於復興 (~ 121.4°E)，於 1600LST 左右移至烏來 (~ 121.6°E)，隨後低溫槽再往西移。此意味著午前對流由龍潭東移至烏來，下午 4 點後對流可再由烏來西移發展至龍潭地區。

七、討論與總結

本文利用 1992-1995 年 5-6 月日本 GMS 衛星數據化紅外線資料，以探討台灣與鄰近地區平均雲頂溫度之時間與空間分布特徵，並利用台灣西南部測站地面風場資料，以探討盛行風與局部環流及其與雲系分布和演變之相關。平均紅外線輻射溫度較為低處可視為平均雲頂溫度，亦可視為雲系發展強度之替代物參數 (proxy parameter)，因梅雨季台灣地區大氣平均處於潛在不穩定狀態(陳與紀 1978)，故雲頂溫度愈低可視為對流發展愈旺盛或對流發展愈頻繁。每半月之平均雲頂溫度顯示(圖 2)，台灣梅雨季，特別是梅雨季後期，台灣西南部與西南部海上有顯著之對流雲發展，與該區梅雨季出現最高豪雨頻率之結果一致(陳與揚 1988a)。東北-西南走向之溫度槽恰與梅雨季低對流層盛行西南風向一致，顯示地形效應在對流形成之重要性。西南部海上在各期皆出現低溫中心，顯示午後陸上對流有向盛行風上游發展，而夜間陸風與盛行風於海上形成局部輻合有激發海上對流之可能性，這兩種可能情

況於局部環流與雲頂溫度日夜分佈獲得佐證。

梅雨季局部環流與雲頂溫度日夜變化分析顯示(圖3),台灣西南部海風於1000LST建立,隨後對流在陸上發展(雲頂溫度下降),西南部海上雲頂溫度於1600LST顯著降低,可能反映陸上對流之下衝流與盛行西南風產生局部輻合,使對流向盛行風上游發展,導致海上平均雲頂溫度降低。2100LST陸風建立,1小時後西南部海上平均雲頂溫度顯著降低,並成為低溫中心,此海上低溫中心持續維持0800LST陸風減弱時才有顯著的減弱。顯然,陸風與盛行西南風於海上形成之局部輻合,為激發海上對流發展之重要機制,致使台灣西南部海上於夜間出現低溫中心。此外,不論海風或陸風,均於其發展末期出現顯著的順轉現象,使幾乎垂直於海岸線之海陸風轉變為幾乎平行於海岸之風,反應科氏力對於局部環流之偏轉效應。

梅雨季南北時間剖面之雲頂溫度分布顯示(圖4),不論西部沿海、西部山坡或中央高山區域,各地皆有顯著雙峰型分布,即有清晨與傍晚之低溫槽,且傍晚強度較大,顯示午後加熱效應產生之對流較清晨更為強烈,此與梅雨季對流降水強度之日夜變化呈現午後主高峰與清晨次高峰之結果一致(陳與楊 1988b)。各區午後雲頂溫度隨時間快速降低,顯示午後對流雲之快速發展,此與梅雨季實際對流發生之情況一致。西部山坡午後低溫槽出現時間領先西部沿海,再度顯示平均而言午後對流於山坡先行發展,之後有向盛行風上游發展之勢,故西部沿海之低溫槽約較西部山坡晚1-2小時出現。主要之對流中心發生區域,西部沿海不論清晨或午後皆在苗栗附近,西部山坡清晨在苗栗與嘉義午後在嘉義,中央高山清晨在合歡山午後在阿里山與玉山附近。

梅雨季台灣南部與北部之東西時間剖面之雲頂溫度分布顯示(圖5),不論陸上或海上,均有清晨與傍晚之低溫槽出現。北部雪山山脈西側與南部中央山脈西側,午後對流發展後,有向西向盛行風上游發展或移動之趨勢。此外,北部午前龍潭於1000LST發展之對流,似有東移於正午經復興,午後移至烏來之勢。綜合上述,本研究主要結論可歸納為以下數點:

1. 台灣西南部於梅雨季時,海風於1000LST開始發展,持續至1900LST,並有顯著科氏力偏轉效應。陸風於2100LST開始發展,並持續至0900LST,亦有顯著科氏力偏轉效應。
2. 海風與盛行風幾乎同向,陸上對流於海風出現後開始發展,於1600LST部分陸上對流向西南移動或由對流下衝流與盛行風和海風產生局部輻合,激發新對流向盛行風上游之西南部沿海發展。
3. 陸風與盛行風可於西南部海上產生局部輻合以激發對流,使西南部海上對流於陸風發生後開始發展,並持續至次日清晨。
4. 由於海陸風與盛行風產生局部輻合以及地形效應均可提供對流發展所需之舉升作用,使梅雨季對流主要發生於台灣西南部與西南部沿海地區,發生之最大頻率或最大強度區域並呈東北-西南走向,與盛行風方向一致。
5. 梅雨季之南北時間剖面雲頂溫度分析顯示,不論西部沿海、西部山坡或中央高山,對流發展均呈現午後最強與清晨次強之雙高峰形式。午後對流並於中央高山或西部山坡先行發展,之後西移進入西部沿海或由原對流之下衝流與盛行風和海風產生局部輻合使對流向西發展。
6. 西部沿海清晨與午後之對流最大強度或最

大頻率皆出現在苗栗，西部山坡則清晨出現在苗栗午後出現在嘉義，中央高山清晨出現在合歡山午後出現在阿里山、玉山。

7. 梅雨季之東西時間剖面雲頂溫度分析顯示，不論台灣南部或北部，對流發展均出現午後最強與清晨次強之雙高峰形式。南部午後對流有於中央山脈西側關山附近先行發展後向西移或發展之勢，北部亦有於雪山山脈西側先發展後西移或發展之勢。此外，北部龍潭地區午前對流產生後，有東移經復興並於午後抵烏來之勢。

本文主要在進行衛星觀測之雲頂溫度之中尺度氣候研究，對雲頂溫度之時空分布特徵與盛行風和局部環流及其間之交互作用均經探討，結果與降水觀測十分一致，顯示平均雲頂溫度可做為辨識對流活動氣候特徵之重要參數或對流之替代物（proxy）。此外，結果顯示局部環流與盛行風之交互作用以及海風或上坡風與地形之交互作用在激發對流之重要角色，這些過程實值得進一步進行個案診斷分析與數值模擬研究，林與郭（1966）之南台灣午後對流研究結果提供了部分訊息。

致 謝

我們感謝審查者提供寶貴的建議與意見，使本文更為完整。中央氣象局氣象衛星中心林熹閔先生、陳興漢先生和吳鳳娥小姐協助處理部份資料，該局提供資料及使用電算算機之方便，在此敬表謝忱。本文在行政院國家科學委員會專案計畫 NSC86-2111-M-052-009-AP6，NSC87-2621-P-002-058 與 NSC87-2621-P-052-013 支援下完成。

參考文獻

- 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。
- 紀水上與陳泰然，1989：第一階段 TAMEX 密集觀測之個案對流系統與降水研究，大氣科學，17，1，59-75。
- 陳泰然，1977：台灣地區主觀機率天氣預報之氣候參考值分析。國立台灣大學大氣科學系研究報告 Prob-Fore-001 號，85 頁。
- 陳泰然、吳倩雯及紀水上，1986：梅雨期東亞及西太平洋中尺度對流系統之氣候特徵，大氣科學，13，33-44。
- 陳泰然與紀水上，1977：台灣梅雨鋒面之中幅度結構。大氣科學，5，35-47。
- 陳泰然與紀水上，1995：台灣梅雨季衛星觀測雨傳統資料所顯示的對流活動時空變化研究，中央氣象局委託計畫，CWB-2M-02。
- 陳泰然與楊進賢，1988a：台灣梅雨期豪雨之時空分佈特徵。大氣科學，16，151-162。
- 陳泰然與楊進賢，1988b：台灣梅雨期對流降水之氣候特徵。天氣分析與預報研討會論文彙編，565-571。
- 齊錄祥、紀水上及陳泰然，1992：TAMEX 期間中尺度對流系統之一般特徵。天氣分析與預報研討會論文彙編，451-462。
- Albright, M.D., E.E. Recker, R.J. Reed, and R. Dang, 1985: The diurnal variation of deep convection and inferred precipitation in the central tropical Pacific during January-February 1979. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1663-1680.
- Atkinson, B.W., 1981: Meso-scale Atmospheric Circulations. Academic Press, pp. 125-214.
- Duvel, J.P., 1989: Convection over tropical Africa and the Atlantic Ocean during northern summer. Part I: Interannual and diurnal variations. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2782-2799.

- Fisher, E.L., 1960: An observational study of the sea breeze. *J. Meteor.*, **17**, 645-660.
- Gruber, A., 1976: An estimate of the daily variation of cloudiness over the GATE A/B area. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1036-1039.
- Gibson, H.M., and T.H. Vonder Haar, 1990: Cloud and convection frequencies over the southeast United States as related to small-scale geographic features. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2215-2227.
- Klitch, M.A., J.F. Weaver, F.P. Kelly, and T.H. Vonder Haar, 1985: Convective cloud climatologies constructed from satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 326-337.
- Reed, R.J., and K.D. Jaffe, 1981: Diurnal variation of summer convection over West Africa and the tropical eastern Atlantic during 1974 and 1978. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2527-2534.
- Smith, S.B., P.N. Dills, J.F. Weaver, and J.F.W. Purdom, 1991: Satellite-based convective climatologies over the Florida Peninsula. Seventh Conf. on Appl. Clim. Sept. 10-13, 1991. Salt Lake City, Utah. Amer. Meteor. Soc., 136-139.
- Smith, S.B., and P.N. Dills, 1992: Nowcasting with satellite-based meso-scale convective climatologies. Symposium on Wea. Fore. and the Ocean., Jan. 5-10, J44-J47.

Study on the Characteristics of Temporal and Spatial Distribution of Cloud Top Temperature over Taiwan Area during Mei-Yu Season

Shui-Shang Chi¹ George Tai-Jen Chen² Shi-Chang Kuo³

¹Central Weather Bureau, Ministry of Transportation and Communications

²Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

³Department of Atmospheric Sciences, Chinese Cultural University

(Manuscript received 16 October 1997 ; in final form 26 December 1998)

ABSTRACT

Hourly GMS digital IR data and the surface wind observations over southwestern Taiwan were used to study the characteristics of temporal and spatial distribution of the cloud top temperature. The relationship among the cloud top temperature, the prevailing wind, local circulations and their interactions were also investigated. Results show that the land convection over southwestern Taiwan began to develop right after the sea breeze and/or upslope wind started. Results suggested that the convective system either moved southwestwards in the late afternoon, or new convection was triggered by the local convergence presumably due to the interaction between the convective downdraft and the prevailing wind as well as the sea breeze and thus developed upstream. Local convergence induced over the sea due to the prevailing wind and the land breeze in the night time could trigger the convection. Therefore, the convection over the sea to the southwest Taiwan developed after the land breeze occurred and persisted until the next morning.

Results of the north-south and east-west time cross-section revealed that the development of convection possessed double peaks. The primary peak occurred in the late afternoon, and the secondary peak occurred in the early morning. The daytime convection seemed to start over Central Mountain Range or its western slope. It then moved westwards to the western coast of Taiwan, or the new convection was triggered by the convergence due to downdraft of existing convection and the prevailing wind as well as the sea breeze and then developed upstream. Apparently, the interaction between the local circulations and prevailing winds along with the interaction between the sea breeze or upslope wind with topography played an important role on triggering the convection.

Key words : Cloud top temperature, Diurnal variation, Double peak, Local convergence, Local circulation, Sea breeze, Land breeze