

梅雨季台灣北部地區鋒面型 與非鋒面型午後對流研究

陳泰然¹ 周鴻祺² 張子琦^{1,3} 劉志信¹

¹國立台灣大學大氣科學研究所

²民航局中正航空氣象台

³東南技術學院環境工程系

(中華民國八十九年十月十二日投稿；中華民國九十年二月十六日定稿)

摘 要

本文利用 1991-1996 年 5-6 月民航局中正機場都卜勒雷達回波資料，分析北台灣地區梅雨季不活躍鋒面型與非鋒面型午後對流之氣候特徵。並利用中央氣象局北台灣地區地面氣象觀測資料，分析此段期間梅雨季北台灣一天內不同時刻之平均風場，以探討午後對流與局部環流之關連。

結果顯示，鋒面型午後對流最初形成於雪山山脈與其西北側山坡之東北-西南走向之帶狀區；非鋒面型相似，但形成頻率較高。鋒面型與非鋒面型午後對流均沿雪山山脈發展，亦均於 1500 LST 最為活躍，且對流有向西北移動或發展之勢。鋒面型與非鋒面型午後強對流發展分佈相似，均為雪山山脈北側發生頻率較西北側為高且較早。鋒面型午後強對流有向西北移動或發展之勢，有些則向東北偏移；非鋒面型午後強對流則在雪山山脈西北側，傍晚時有由高山移至山坡或由山坡移至平地之勢，在北側 1400-1500 LST 則有由山坡移至盆地之勢。

在分析時段中，北台灣地區午後均有顯著的海風與上坡風等局部環流發展，且均於台北盆地東南方與桃園大溪附近形成氣旋式渦旋。局部環流伴隨之地形舉升與氣旋式渦旋伴隨之輻合作用，在激發午後對流發展均扮演重要角色。因伴隨非鋒面型之海風與上坡風較伴隨鋒面型者發展較強且較持續，使得非鋒面型之對流發展亦較旺盛。

關鍵詞：鋒面型、非鋒面型、午後對流、回波強度、回波頻率、局部環流、氣旋式渦旋

一、前言

台灣地區豪(大)雨發生頻率之季節分佈,除伴隨颱風外,主要出現在五、六月之梅雨季,特別是五月中旬至六月中旬發生機率最高(例如:王等 1985)。氣候資料顯示,每年梅雨季平均約有 4-5 道鋒面系統影響台灣(陳 1988a, b),梅雨鋒通常伴隨著連續雲帶,造成層狀或對流降水(Chen 1992)。然而梅雨季在沒有鋒面或其他天氣系統影響的弱綜觀環境下,仍然可有降水現象,此時台灣常盛行海陸風或山谷風等局部環流,而降水主要則來自午後至傍晚間發生的午後對流,並呈現顯著的日夜變化(Bresch and Johnson 1990; Johnson and Bresch 1989, 1991; 林等 1992)。梅雨季中南部地區豪(大)雨發生頻率,常在 1600 LST 達到高峰,顯示太陽加熱與其伴隨之局部環流發展在導致強對流降水之重要性(陳與林 1997)。

近年來台灣地區梅雨季降水與局部環流之形成與演變間的關連,已普遍受到學者們的重視。陳與楊(1988a)由台灣梅雨季豪雨之時空分布特徵指出,局部環流與大氣不穩度為決定豪雨發生頻率日夜變化之重要因子。紀與陳(1989)推論由白天海風與夜間陸風等局部環流引發之局部輻合,是中尺度對流系統(Mesoscale Convective Systems; MCSs)生成與加強的重要機制之一。陳與楊(1988b)發現梅雨季中央山脈以西各地白天的對流降水頻率最大值與其發生時刻,有由海岸向內陸增大與延遲的現象,顯示太陽加熱與海風在對流降水扮演之控制角色。在台灣地區中尺度實驗(Taiwan Area Mesoscale Experiment; TAMEX)的密集觀測個案中,

周等(1997)發現海風環流在山區午後對流發展與維持占有重要角色;Chen and Chan(1994)利用雲模式與觀測資料分析,指出由地形上不均勻加熱造成的上坡風是台灣中北部山區降水的重要激發機制;Johnson and Bresch(1991)觀察到 TAMEX 期間海風由 0900 LST 開始發展,林與盛(1990)則發現海風厚度可達 1 公里,回流最高可伸展到 1.5 公里以上;向岸的海風約在 1800 LST 後逐漸轉向為離岸的陸風,陸風的厚度僅在 500 公尺以下,且強度較海風弱。Jou(1994)以中正機場雷達回波資料研究台北盆地發生局部豪雨的原因,發現山區發展的雷雨系統受盛行風西移至盆地東緣,遭遇富含水氣的海風環流,因此發展成劇烈的雷雨複合體(thunderstorm complex)。此外,多位學者已在複雜地形下進行局部環流的數值模擬試驗(例如:Huang and Raman 1990; Soong et al. 1989),並討論其與夏季午後對流降水的關連(林與郭 1996)。

梅雨鋒面系統對對流的影響,不僅提供有利對流發展的環境條件,亦提供中尺度強迫機制以激發對流(陳 1994)。綜觀尺度梅雨鋒上的垂直次環流,是暖空氣在鋒面南側上升而冷空氣在鋒面北側下降的熱力直接環流(Chen and Chang 1980),當鋒面在台灣北部時,可分析出兩個對稱於鋒面之垂直次環流,一為橫跨鋒面的熱力直接環流,另一為鋒面南側的熱力間接環流,對流活動在次環流系統上升處受到加強,在下降處受到抑制(陳與紀 1978)。

由過去的研究結果顯示,梅雨季之降水除受鋒面影響之外,亦深受局部環流和地形之影響,對流降水與豪(大)雨亦不例外。然而在有鋒面影響和無鋒面影響之下,局部

環流在午後對流到底扮演什麼角色，目前尚不了解。本文目的即在探討鋒面和局部環流對於午後對流活躍度之影響，利用 1991-1996 年 5-6 月民航局中正機場都卜勒雷達回波資料，分析北台灣地區梅雨季鋒面型與非鋒面型不同強度之午後對流發生頻率的時空分布特徵，並利用中央氣象局之地面氣象觀測資料，分析梅雨季北台灣一天內不同時刻之平均風場，以探討梅雨鋒面與局部環流演變和午後對流時空分布的關連。

二、資料與分析

利用民航局中正機場 C 波段都卜勒雷達都卜勒模之回波觀測資料，分析 1991-1996 年 5-6 月台灣北部地區鋒面型與非鋒面型午後對流。所用資料為 1100-1900 LST 逐時之最大回波圖 (Vertical Maximum Intensity; VMI)，當午後台灣北部山區最大回波有 ≥ 35 dBZ 之對流發展，且非伴隨鋒面雲帶或颱風環流者，皆為入選之個案。探討初生對流 (指對流個案時間內之第一筆回波資料顯示之對流) 的回波頻率、 ≥ 30 dBZ 之強對流回波頻率及平均回波強度之時空分布，在此平均回波強度係指該點有回波之平均而言。其中，都卜勒模之地形回波，已利用都卜勒效應將徑向速度為零之回波消除，並依晴天無雲時所測得之確定地形回波位置和強度衰減。所探討之午後對流回波主要在掃描半徑 100 公里範圍之內，衰減問題不大。

鋒面型午後對流係指午後對流發生當日，0000 UTC 之地面鋒面移進中正機場都卜勒雷達 200 公里範圍內者 (陳與紀 1978)，此類個案在 5 月有 7 個，6 月較多有 13 個。非鋒面型午後

對流則指當日 0000 UTC 之地面鋒面在中正機場 200 公里之外，且不論所在地為鋒前或鋒後，此類個案在 5 月有 18 個，6 月較多有 44 個。不論 5 月或 6 月，非鋒面型個案均較鋒面型者為多，因此將兩型午後對流出現頻率標準化以利時空分布比較。另以 ≥ 15 dBZ 做為選取回波資料之底限，計算平均回波強度隨時間的變化，經驗上 15 dBZ 為毛毛雨之回波強度底限，故平均回波強度應可視為降水強度之替代物。

為比較對流在平地、山坡及高山地區的活躍度，選取竹北、內灣、雪山山脈、達觀山、新店、松山等六處 (圖 1)，以分析由平地至高山之剖面中，不同位置與不同高度上對流回波強

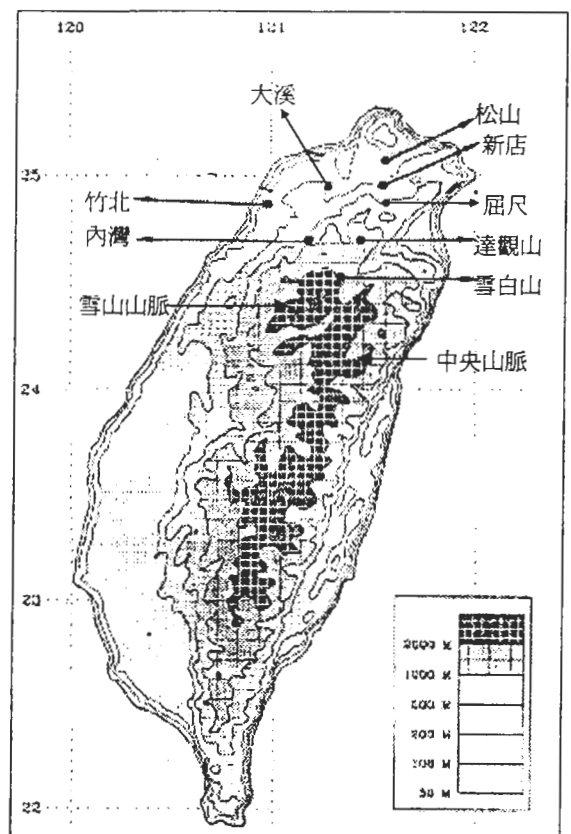


圖 1 1 公里網格間距地形高度，經 5 公里 \times 5 公里勻滑之地形等高線與各地回波分析所在位置。

度出現頻率之變化。為使資料更具代表性，利用 1 公里水平解析度之回波資料，求取 2×2 公里範圍內 9 點平均值以代表該點回波。此外，利用中央氣象局地面氣象觀測資料，分析 1991-1996 年 5-6 月北部地區之逐時平均風場，以探討鋒面型與非鋒面型之初生對流回波頻率、強對流回波頻率及平均回波強度與局部環流之關連。

三、對流頻率與平均強度分布

圖 2 為 5-6 月梅雨季鋒面型與非鋒面型午後初生對流之發生頻率空間分佈，在陸地上鋒面型最大頻率主軸沿雪山山脈與其兩側山坡呈東北-西南走向，台北盆地亦為一最大頻率中心，顯見鋒面型午後對流有於雪山山脈與其兩側山坡先行生成之勢。非鋒面型午後初生對流之發生頻率空間分佈顯示，在陸地上對流有先於中央山脈與雪山山脈西側山坡與高山地區生成之勢，且頻率遠較鋒面型者為高。此外，鋒面型在台灣海峽出現東北-西南走向之高頻率區反映鋒面雲帶之降水回波，唯此並非本文探討

之重點。

5-6 月梅雨季鋒面型 ≥ 30 dBZ 午後對流之逐時出現頻率，如圖 3 所示。在陸地上，鋒面型午後對流在 1200 LST 時的出現頻率不高，但沿雪山山脈隱約可見有組織性的最大頻率主軸；1300 LST 之後頻率大增，主軸出現在雪山山脈與其西北側山坡。1300 LST 之後，對流於雪山山脈東北側之沿海與西北側山坡出現的頻率均顯著增大，顯示較強對流有向東北方與西北側山坡移動或發展之勢。1500 LST 達到最大頻率，主軸位於雪山山脈西北側，呈東北-西南走向。之後最大頻率區往東北方擴散隨後進入台灣東北部海面，最大頻率中心之頻率開始減少，至 1800 LST 已無最大頻率主軸（圖未示）。

圖 4 為 5-6 月梅雨季鋒面型 ≥ 15 dBZ 之午後對流平均回波強度逐時分布，顯見有兩個主要強回波區，分別位於雷達站西北方的海面與東南方之陸地上。如前所述，海面上的強回波區主要由鋒面對流造成，而在陸地上 1200 LST 最大強度主軸有沿雪山山脈與其西北側山坡分布趨勢，之後強度逐漸增大且最大強度主軸更

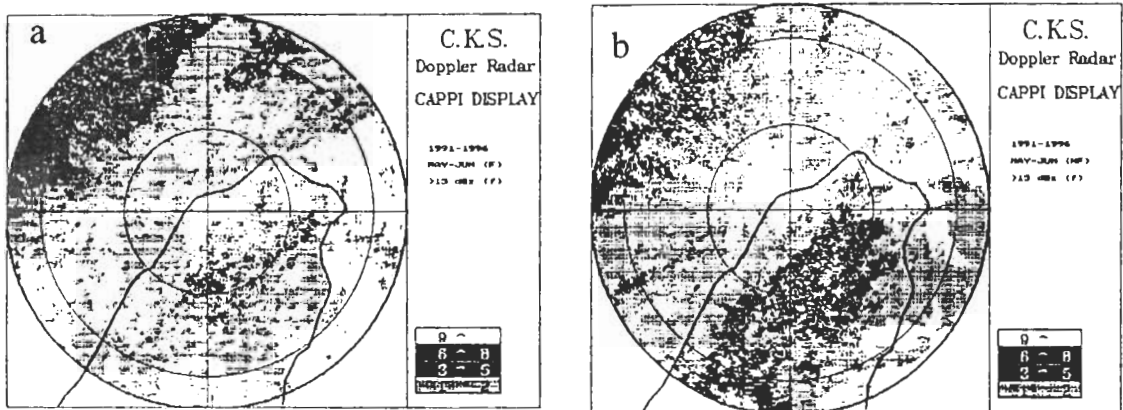


圖 2 1991-1996 年 5-6 月(a)鋒面型與(b) 非鋒面型午後初生 ≥ 15 dBZ 對流之頻率分布。雷達掃描半徑內圈、中圈及外圈分別為 50 公里、100 公里及 120 公里。

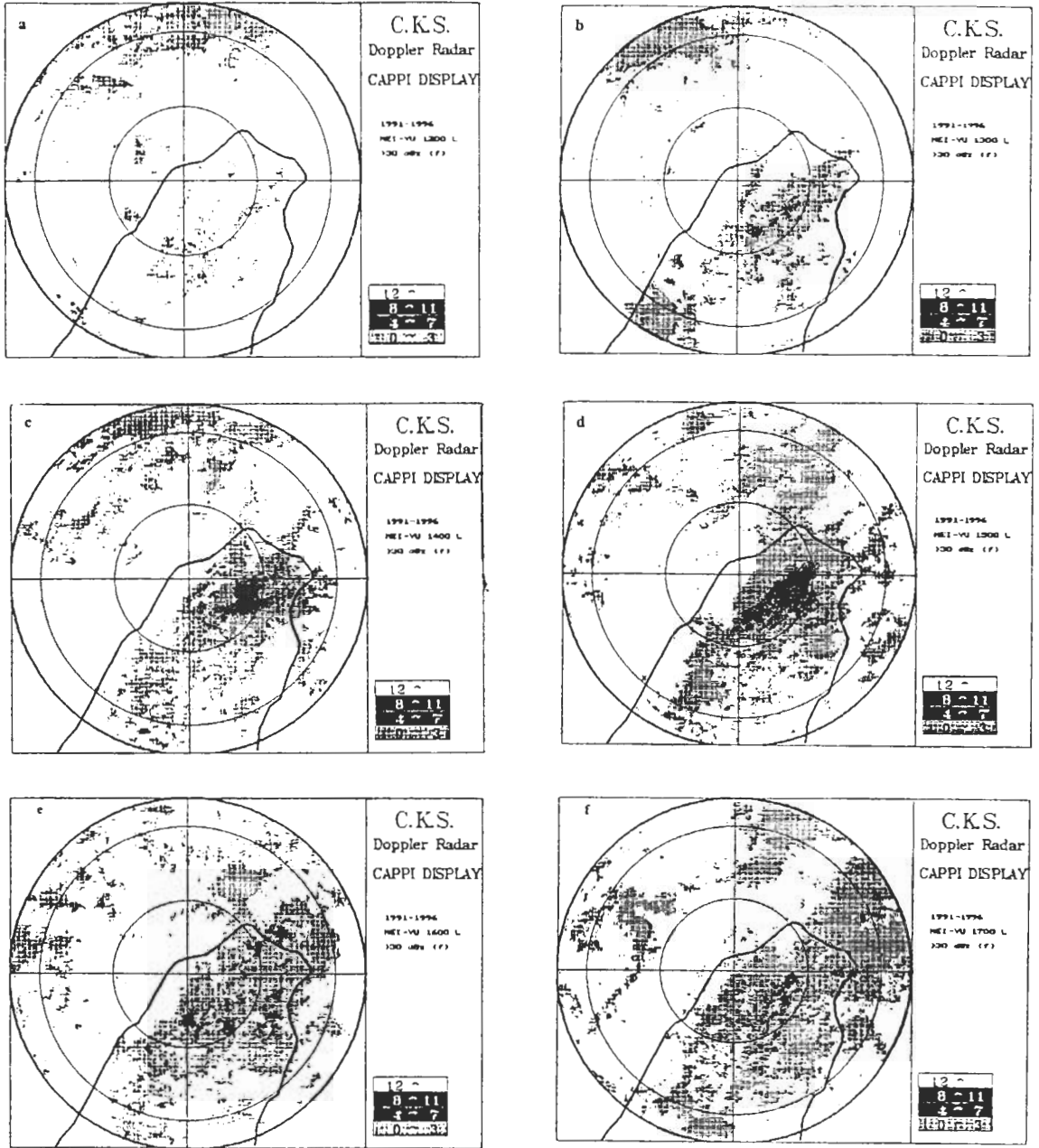


圖3 1991-1996年5-6月(a)1200、(b)1300、(c)1400、(d)1500、(e)1600及(f)1700 LST 鋒面型 ≥ 30 dBZ之對流出現頻率分布，雷達掃描半徑同圖2。

有組織，平均強度與組織性並於 1400-1500 LST 期間達到最強。1300 LST 之後最大強度主軸有向西北偏移之勢，顯示較強對流系統有向西北方移動或發展的趨勢。1500 LST 時雪山山脈西

北側、台北盆地及台灣北部沿海均可見 ≥ 30 dBZ 之平均對流強度，至 1600 LST，午後對流回波強度已逐漸減弱為層狀回波，因此強對流只零星出現在台灣西北部山區（圖 3），其分布之組

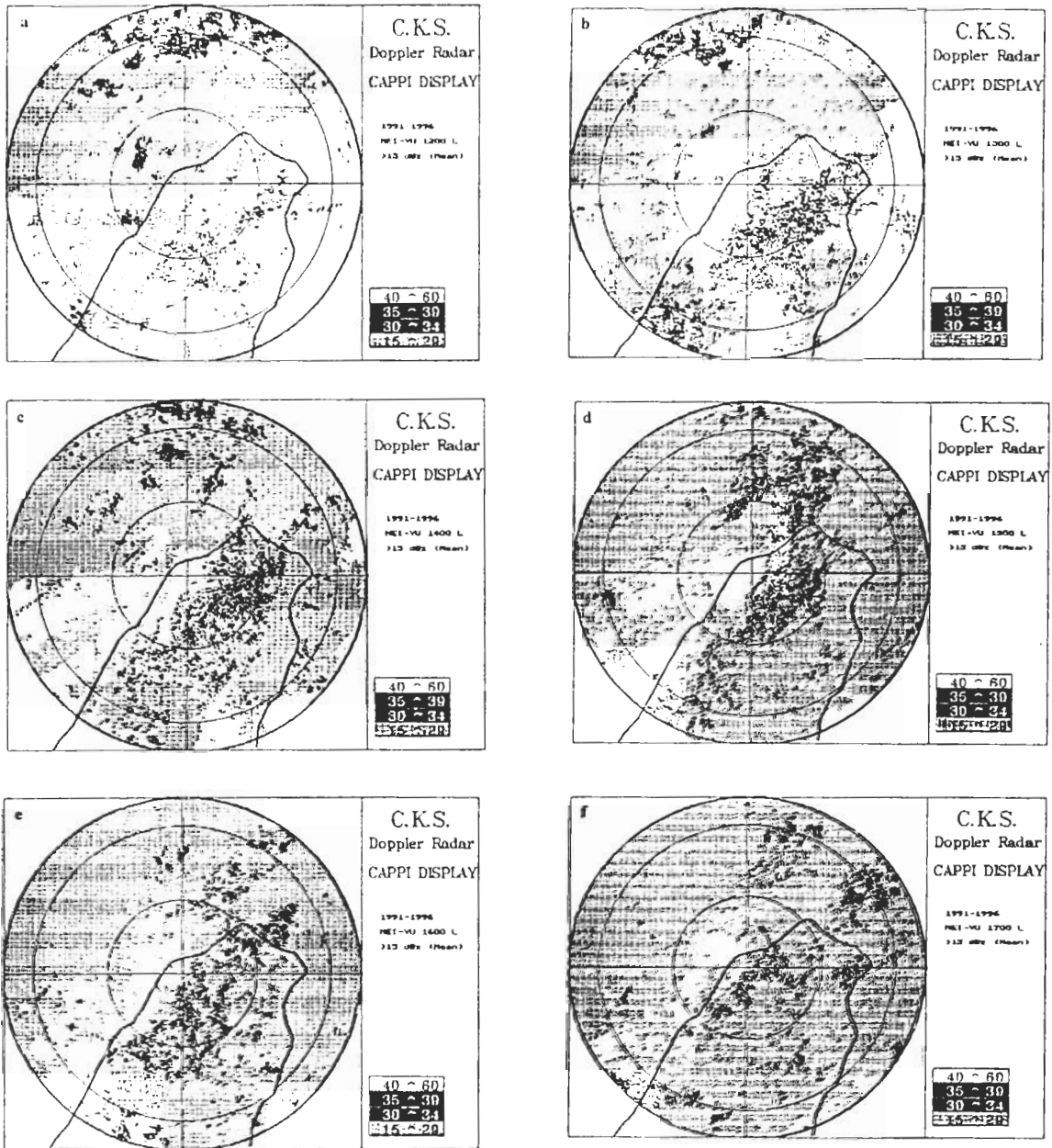


圖 4 同圖 3，但為鋒面型 ≥ 15 dBZ 午後對流平均回波強度之逐時分布。

織性結構逐漸鬆散，而 ≥ 15 dBZ 之平均回波強度區則逐漸向東北方擴大（圖 4）。1700 LST 最大強度主軸已移至西北沿海與平地地區，組織性亦漸減弱。

比較鋒面型午後對流出現頻率與平均強度分布，顯見鋒面型午後對流在 1300 LST 至 1500 LST 間最大頻率主軸與最大平均強度的分布趨勢十分一致，亦即對流有著沿著雪山山脈與其西

北側山坡形成或發展的趨勢。1500 LST 基隆外海對流出現頻率仍低 (圖 3d) 且平均對流強度仍小 (圖 4d)，然而 1600 LST 該區域對流頻率大增 (圖 3e) 且平均強度亦增強 (圖 4e)，顯

示對流有由陸地向東北海上移動或發展之勢。

5-6 月梅雨季非鋒面型 ≥ 30 dBZ 午後對流之逐時出現頻率空間分布，如圖 5 所示。整體

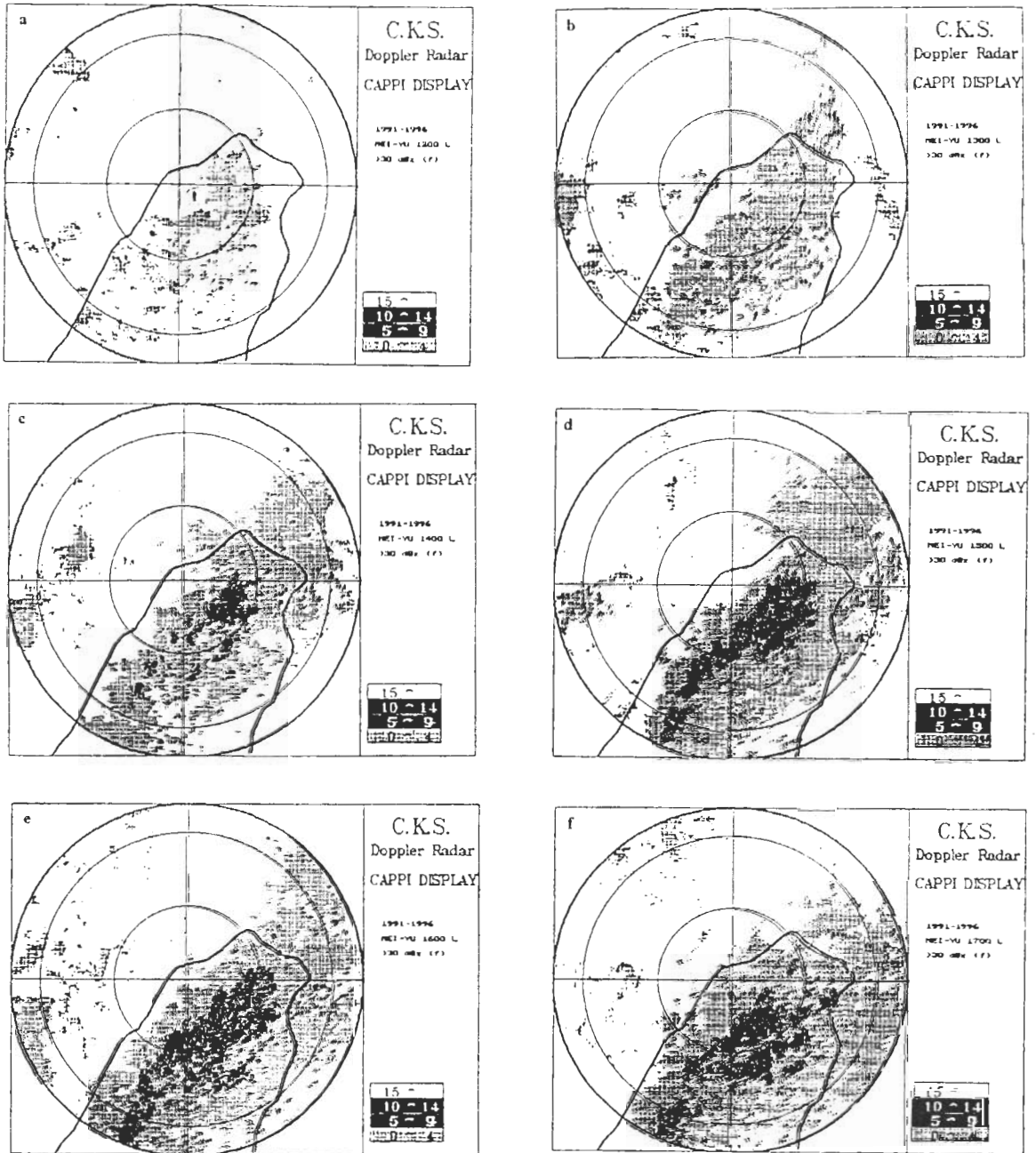


圖 5 1991-1996 年 5-6 月 (a)1200、(b)1300、(c)1400、(d)1500、(e)1600 及(f)1700 LST 非鋒面型 ≥ 30 dBZ 之對流出現頻率分布，雷達掃描半徑同圖 2。

而言，在陸地上各時間非鋒面型午後對流出現頻率較鋒面型者為高。1200 LST 時對流出現頻率尚無組織性分布，但在雪山山脈北側與台北盆地有較大的趨勢。1300 LST 時頻率大增，最

大頻率沿東北-西南走向之雪山山脈與中央山脈山坡與高山分布之趨勢十分明顯。1400 LST 之後頻率繼續增大，1500 LST 時沿雪山山脈西北側分布之最大頻率主軸最具組織性且頻率最

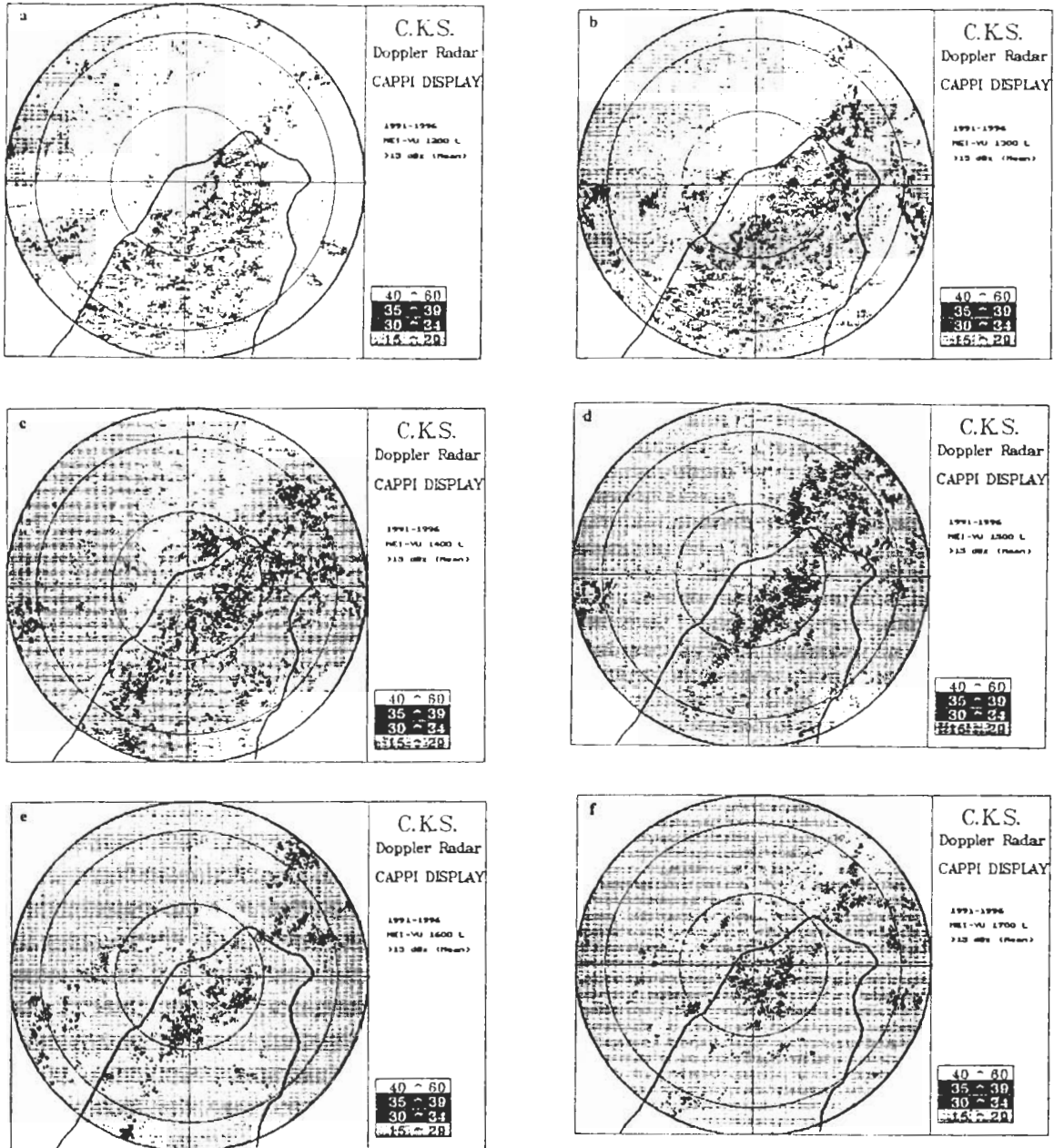


圖 6 同圖 5，但為非鋒面型 ≥ 15 dBZ 午後對流平均回波強度之逐時分布。

大，最大頻率主軸由東北之台北盆地向西南延伸至台灣中部之中央山脈西側山坡，對流活躍的範圍較鋒面型者更廣。在 1600 LST 時對流出現頻率稍減，然其組織性之最大頻率主軸仍可辨識。1700 LST 雪山山脈兩側山坡與中央山脈西北側的對流出現頻率仍高，之後頻率漸小，至 1900 LST 最大頻率主軸已不可辨認（圖未示）。

圖 6 為 5-6 月梅雨季非鋒面型 ≥ 15 dBZ 之午後對流平均回波強度之逐時分布，在雷達站西北方海面上出現平均回波強度 ≥ 15 dBZ 之對流，主要乃因 57 個非鋒面型個案中，有少數個案伴隨著鋒前降水所致。另在雷達站西南方陸地上回波強度之分布與鋒面型類似，唯 1200 LST 時平均回波強度已較同時間之鋒面型者為大，

且最大強度主軸除了沿雪山山脈西北側與北側分布之外，亦有向東北延伸至東北方海上之勢。隨後此種組織性更趨顯著，組織性或平均強度並於 1500 LST 達到最強，最大強度主軸位於雪山山脈西北側與台灣東北方海面。1600 LST 之後平均強度迅速減弱且組織性逐漸鬆散，1900 LST 組織性結構已無法辨認（圖未示）。

上述分析顯示，鋒面型組織性的午後對流的最大頻率主軸僅出現在 1300-1500 LST 的雪山山脈與其兩側山坡，而非鋒面型對流發生的頻率較高、強對流出現較早、分布較廣，活躍的時間也較長，且最大頻率主軸也較具組織性與持久性，1300 至 1700 LST 均清晰可見。

四、對流頻率時間分布

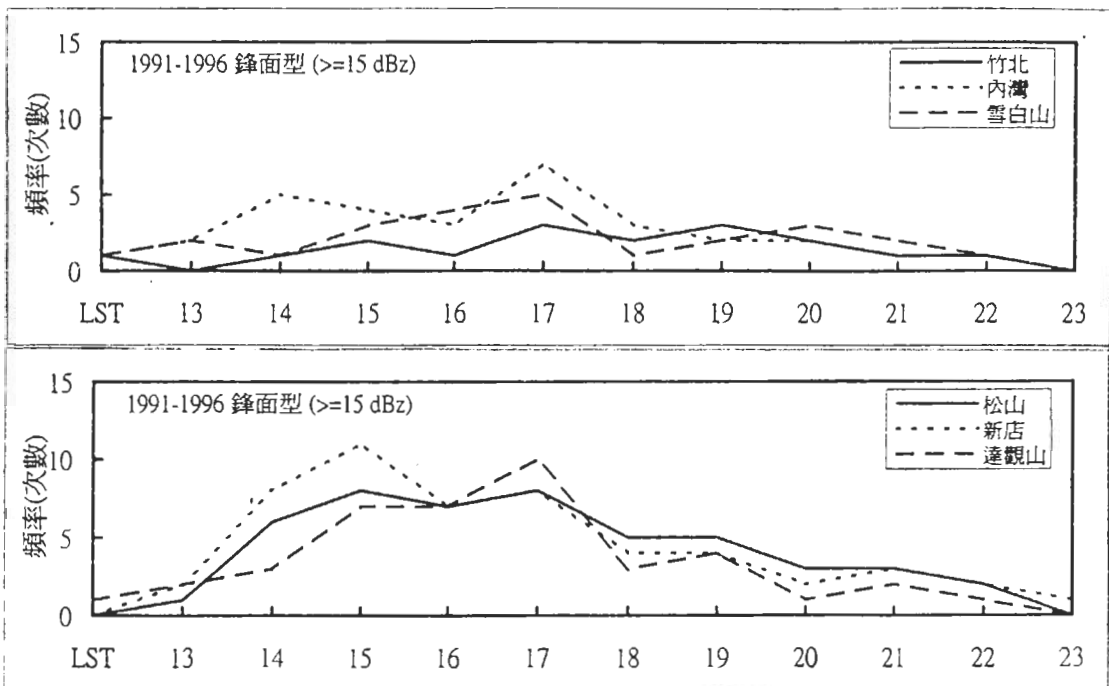


圖 7 1991-1996 年 5-6 月鋒面型 ≥ 15 dBZ 午後對流之出現頻率，沿圖 1 所示各不同高度處之剖面之時間分布。

圖 7 為沿不同剖面之 5-6 月梅雨季鋒面型 ≥ 15 dBZ 午後對流出現頻率之時間分布。在雪山山脈西北側之「竹北-內灣-雪白山」剖面上，一般而言，對流在內灣出現的頻率最大，雪白山次之，竹北最小。內灣在 1700 LST 有一高峰，1400 LST 有一次高峰，1700 LST 內灣出現最大頻率時，竹北與雪白山亦出現該地之最大頻率，但是均較內灣為小。1800-1900 LST 之間，內灣有頻率減少而竹北有頻率增加之趨勢，此時海風應已消散，平地對流應屬移入而非當地引發。因此，傍晚時對流顯然有由山坡向平地移動之勢，或許山坡對流之下衝流沿山坡而下，使對流由山坡向平地移動或發展。雪山山脈北側的「松山-新店-達觀山」剖面對流出現頻率分布顯示，各地頻率均隨時間增大，並於 1500 LST 達

高峰，此時新店最大，松山次之，達觀山最小；各地並於 1700 LST 出現另一高峰，此時達觀山最大，松山與新店的頻率相當，入夜後各地頻率均逐漸減少。

圖 8 為沿不同剖面之 5-6 月梅雨季非鋒面型 ≥ 15 dBZ 午後對流出現頻率之時間分布，與圖 7 之鋒面型比較，在各剖面各時間之頻率，幾乎均為非鋒面型較大。在雪山山脈西北側之「竹北-內灣-雪白山」剖面上，竹北各時間皆較內灣與雪白山為小。1100-1500 LST 三處頻率均隨時間增大，頻率並以內灣最大，雪白山次之，竹北最小，顯示午後對流有於山坡先行發展之勢；內灣與竹北於 1500 LST 達高峰，雪白山則繼續增大至 1600-1700 LST，且較內灣為大。竹北於 1700-1900 LST 頻率較 1600 LST 為大，期

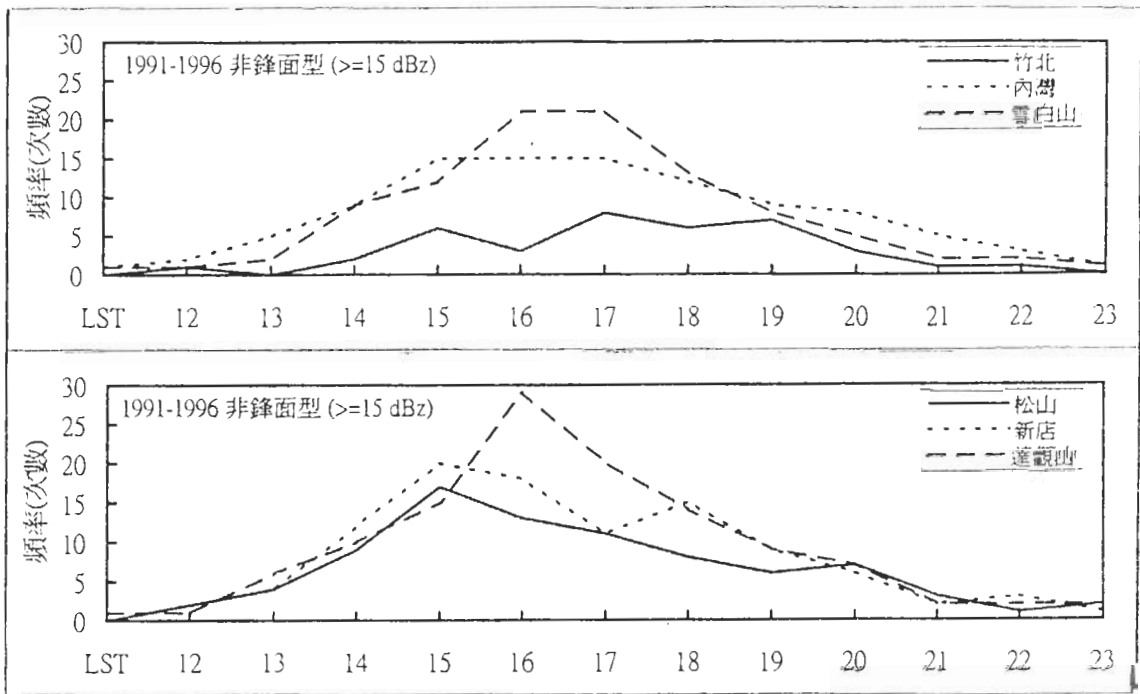


圖 8 1991-1996 年 5-6 月非鋒面型 ≥ 15 dBZ 午後對流之出現頻率，沿圖 1 所示各不同高度處之剖面之時間分布。

間內灣頻率減小，此似意味著傍晚時山坡對流之下衝流可沿山坡而下，使山坡對流有往平地移動或發展之勢。雪山山脈北側之「松山-新店-達觀山」剖面上的對流頻率分布顯示，高峰於松山與新店皆出現在 1500 LST，而達觀山稍微落後出現於 1600 LST。北側山坡對流於傍晚時分並無向平地移動或發展之勢，但 1700-1800 LST 山坡對流頻率增加，此似意味著對流有由高山向山坡偏移或發展之勢。

由以上所述，鋒面型午後對流的最大頻率於雪山山脈西北側出現在 1600-1700 LST 的山坡或高山地區，北側則出現在較早 1500 LST 的山坡上。非鋒面型午後對流在 1500 LST 於山坡出現最大頻率，高山地區的最大頻率於 1600-1700 LST 出現，平地則出現在 1700-1800 LST 之間，意味山坡上的對流出現較早，而後對流有向高山或平地移動或發展之勢。此外，非鋒面型對流在雪山山脈北側亦較西北側有更多且更早之發展。

五、局部環流

本章利用中央氣象局地面氣象觀測資料，分析 1991-1996 年 5-6 月北部地區之逐時平均風場，因 5 月與 6 月台灣北部之地面平均風場分布十分相似，而本文研究之對流個案以 6 月較多，故以下僅分析 6 月的局部環流演變，以探討鋒面型、非鋒面型對流演變與局部環流之關連。

圖 9 為 6 月鋒面型北台灣平均風場分布。鋒面型平均風場在 1200 LST 雪山山脈西側已有海風發展，西北部、北部及東北部沿海均有向岸風，且雪山山脈西北側之上坡風也很顯著；

台北盆地東南方與桃園大溪附近皆出現氣旋式渦旋。雪山山脈西北側由沿海至山坡之氣流減速與氣流幾垂直於山坡地形，此種局部環流形勢隨後持續維持至 1700 LST 時，原位於大溪之渦旋已向東北移至南勢角。1800 LST 之後（圖未示），西北部沿海向岸風消失，氣流平行海岸。

6 月非鋒面型北台灣平均風場分布，如圖 10 所示。6 月非鋒面型局部環流在 1200 LST 時沿海地區海風與雪山山脈西北側上坡風均已發展，氣旋式渦旋在大尖山與大溪附近發展。隨後大尖山渦旋向西南移動，大溪渦旋向西北移動，兩者於 1800 LST 在新莊附近結合。西北部沿海之海風，約於 1400 LST 達最強，1700 LST 之後風向漸由原西風轉為西南風。

梅雨季鋒面型與非鋒面型北台灣地區午後均有顯著局部環流發展，西北部沿海之海風與雪山山脈西北側山坡之上坡風，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，在激發午後對流發展均扮演重要角色。非鋒面型與鋒面型之局部環流主要差異在於，前者海風與上坡風發展均較強，且前者於 1200-1900 LST 期間在西北部沿海之向岸風與雪山山脈西北側之上坡風均存在，而後者海風與上坡風在 1300 LST 發展達最強之後，向岸風即逐漸消失。

由梅雨季午後對流的時空分布特徵可知，對流均有於雪山山脈與其西北側山坡先行發展之勢，唯非鋒面型較鋒面型午後對流更活躍，出現的頻率亦較高，此特徵與非鋒面型午後局部環流之發展較鋒面型者為強的結果一致。非鋒面型局部環流內的上坡風與向岸風均略較鋒面型提早出現，故非鋒面型的強對流出現時間

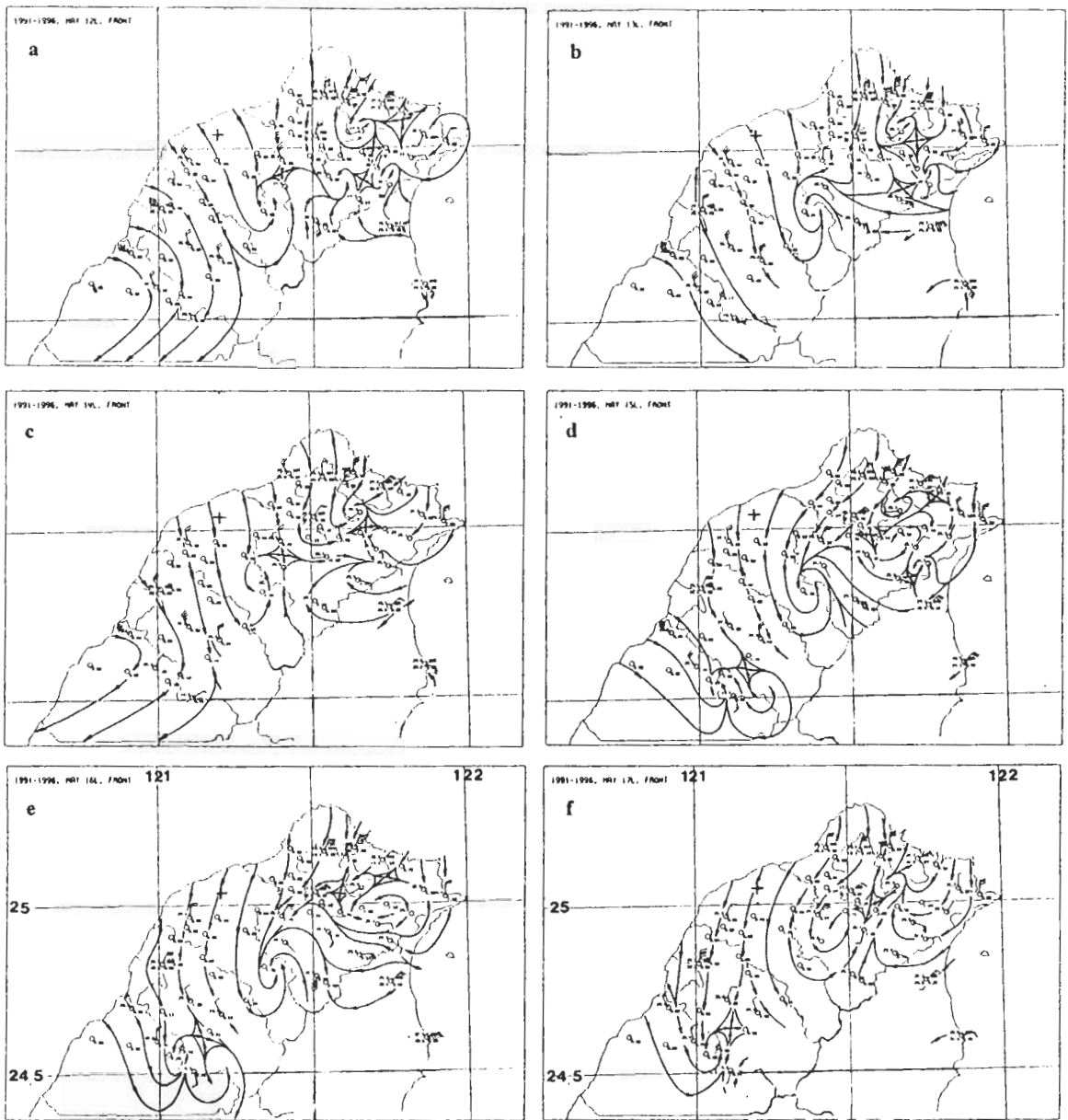


圖 9 1991-1996 年 6 月(a)1200、(b)1300、(c)1400、(d)1500、(e)1600 及(f)1700 LST 鋒面型北台灣平均風場分布。測站合成平均風向量長桿為 1 ms^{-1} ，短桿為 0.5 ms^{-1} ，三角旗為 5 ms^{-1} ，其餘之測站填圖為一般用法。圖中“+”符號為民航局中正機場都卜勒雷達位置。

較鋒面型者早。此結果顯示本文所選梅雨鋒面個案，因為無伴隨鋒面雲帶者，故應屬消散中或不活躍鋒面，此類鋒面顯然對局部環流的發

展有不利的影響，或許伴隨此類鋒面之鋒消效應有減小局部環流之作用，致使午後對流發展亦受抑制。此項合理推論雖為本文結果所顯示

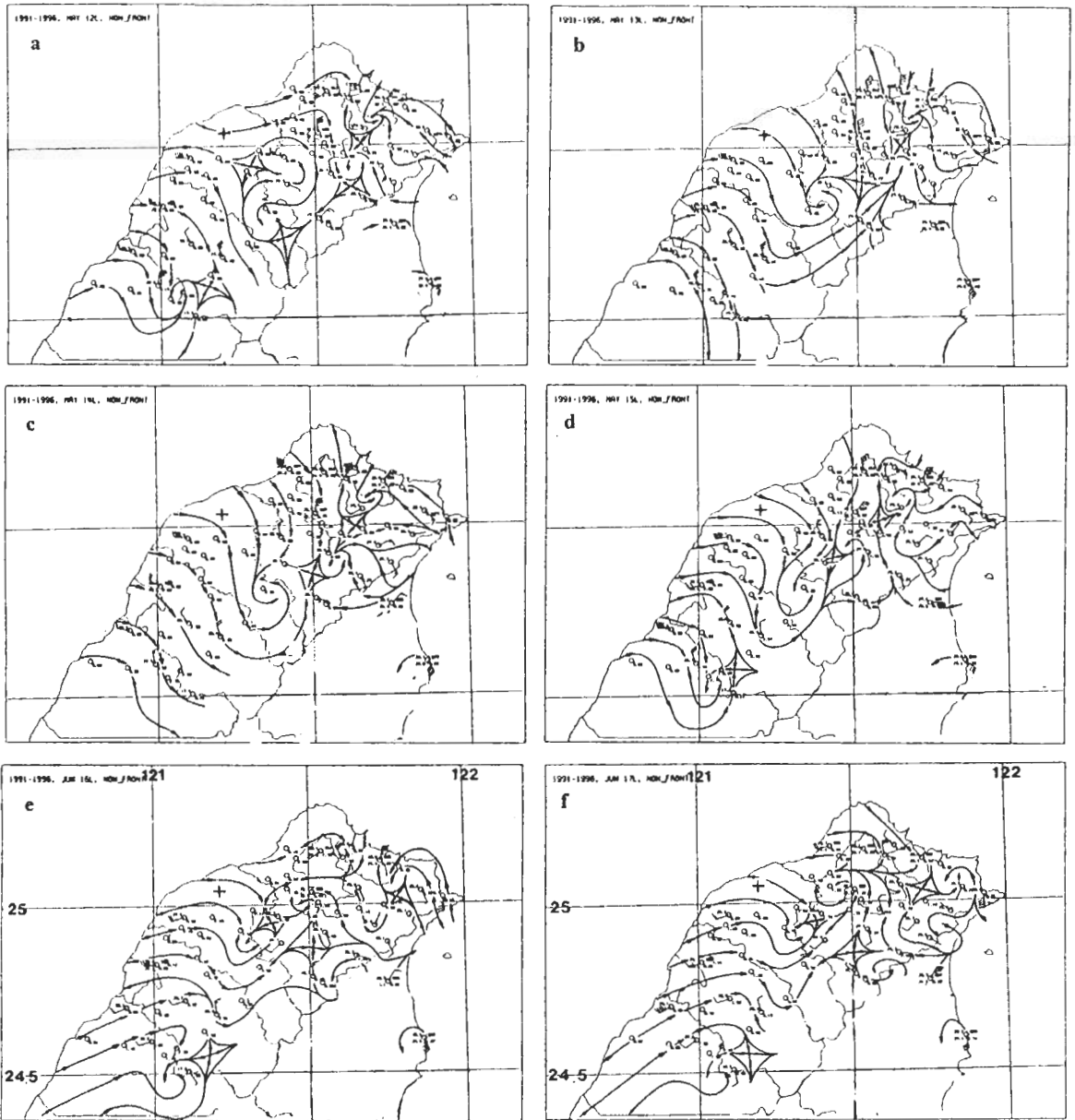


圖 10 同圖 9，但為 1991-1996 年 6 月非鋒面型。

之可能情況，但鋒消與鋒生所伴隨之鋒面垂直次環流與局部環流之交互作用及其與午後對流之關連，顯然值得未來進一步探討。

六、總 結

本文利用 1991-1996 年 5-6 月民航局中正機場都卜勒雷達回波資料，分析北台灣地區梅雨季鋒面型與非鋒面型午後對流之氣候特徵，本文所選鋒面均為未伴隨鋒面雲帶之不活躍或消散中之鋒面。使用中央氣象局北台灣地區氣

象觀測資料，分析同時期北台灣一天內不同時刻之平均風場，以探討午後對流與局部環流之關連。結論可歸納為以下數點：

1. 鋒面型午後對流最初形成之區域，主要為沿著雪山山脈與其西北側山坡呈東北-西南走向，台北盆地附近為次大頻率區。非鋒面型相似，但形成頻率遠較鋒面型者為高。
2. 鋒面型午後對流沿雪山山脈發展，於 1500 LST 最活躍，且對流有向西北偏移或發展之勢。非鋒面型對流則沿雪山山脈與其西北側山坡發展，亦於 1500 LST 最活躍，但各時刻對流出現的頻率均較鋒面型者為高。
3. 雪山山脈西北側鋒面型午後對流於傍晚時有由山坡往平地或由山坡往高山移動之勢，非鋒面型對流則有由高山向山坡偏移與由山坡向平地移動之勢。
4. 鋒面型午後對流在雪山山脈北側有較雪山山脈西北側更多且更早發展之勢，非鋒面型午後對流亦然。
5. 海風與上坡風所伴隨的地形舉升與氣旋式渦旋的輻合作用，在激發午後對流應扮演重要角色。鋒面型與非鋒面型北台灣地區午後均有顯著海風與上坡風等局部環流發展，但非鋒面型之海風與上坡風發展較強且較持續，午後對流亦較鋒面型旺盛。顯然不活躍鋒或消散中之鋒面伴隨之鋒消效應，有減小局部環流之作用，使午後對流發展受到抑制。

致 謝

感謝楊進賢先生、謝明昌先生、王子軒先生、林傳傑先生及吳連育先生在資料收集、分

析、計算、繪圖及本報告完稿各階段的幫忙與協助，本研究在國科會專案計畫 NSC90-2111-M-002-001 支持下完成。

參考文獻

- 王時鼎、鄭俠、徐晉淮及丘台光，1985：五、六月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。
- 周仲島、張茂興及何台華，1997：山區雷雨系統之降水與運動場結構分析。大氣科學，25，483-510。
- 林沛練、陳台琦、梁丕賢及盛揚帆，1992：台灣地區局部環流之特性及其與深對流關係之探討。天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，69-95。
- 林沛練與盛揚帆，1990：TAMAX 期間台灣地區海陸風特性之初步分析。天氣分析與預報研論文彙編，中央氣象局，133-144。
- 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，17，59-75。
- 陳泰然，1988a：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，1988b：台灣梅雨研究的回顧。科學發展月刊，16，239-266。
- 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。
- 陳泰然與紀水上，1978：台灣梅雨鋒面之中幅度結構。大氣科學，5，35-47。
- 陳泰然與楊進賢，1988a：台灣梅雨期豪雨之時空分布特徵。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，中央氣象局，565-571。

- Bresch, J.F. and R.H. Johnson, 1990: Rainfall and vertical motion associated with TAMEX precipitation systems. Proc. Workshop on TAMEX Scientific Results, NCAR, 24-26 September, 84-89.
- Chen, C.-S., and Y. E. Chan, 1994: On the formation of cloud and precipitation systems in Taiwan during TAMEX IOP#11. *TAO*, **5**, 137-168.
- Chen, G. T. J., 1992: Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 497-516.
- Chen, G. T. J., 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.
- Huang, C.Y. and S. Raman, 1990: Numerical simulations of Taiwan island circulations: diurnal modification. *Proc. Workshop on TAMEX Scientific Results, NCAR*, 24-26 September, 199-203.
- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1989: Interaction between sea and land breezes and deep convection over Taiwan. *Proc. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei*, 22-30 June, 1-5.
- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1990: Diagnosed characteristics of precipitation system over Taiwan during the May-June 1987 TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2540-2557.
- Jou, B. J. -D., 1994: Mountain-originated mesoscale precipitation system in northern Taiwan: A case study 21 June 1991. *TAO*, **5**, 169-197.
- Soong, S.T., M. Mathur and W.K. Tao, 1989: The effect of topography and diurnal heating cycle on airflow and precipitation in Taiwan. *Proc. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei*, 22-30 June, 304-309.

Frontal and Non-frontal Convection over Northern Taiwan in Meiyu Season

George T. J. Chen¹

H. C. Chou.² T. C. Chang^{1,3} C. S. Liu¹

¹ Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

² CKS Airport Weather Station, CAA

³ Department of Environmental Engineering, Tung Nan Institute of Technology

(Manuscript received 12 October 2000 ; in final form 16 February 2001)

ABSTRACT

Radar reflectivity data from the Civil Aeronautic Administration (CAA) ground-based Doppler radar and surface observations from the Central Weather Bureau for the period of May-June 1991-1996 were analyzed to reveal the relationship between daytime convection and local circulation under the influence of inactive Meiyu fronts and non-frontal situations over northern Taiwan.

Results show that both the inactive frontal and the non-frontal type convection were first initiated over the northwestern slope of the Snow Mountain Range (SMR). The maximum frequency of convection for both types occurred at 1500 LST to the north and the northwest of the SMR. Although the evolution of them was quite similar, the non-frontal type convection was more active during the analyzed period. After convection initiation, the stronger convection of frontal type appeared to move northwestward and non-frontal type moved from the mountain crests to the mountain slopes or from the mountain slopes to the plain area.

Results also show that the sea breezes, upslope winds, and localized cyclonic vortices prevailed over northern Taiwan. Cyclonic vortices were mainly located over Da- Jen Mountain and Da-Shi. Convective activities were modulated strongly by the local convergence associated with cyclonic vortices and by the sea breeze circulations. Local circulations for the non-frontal type were stronger and persisted longer. AS a result, the non-frontal convection was much more active than that of the inactive frontal type.

Key words : Frontal type, Non-frontal type, Daytime convection, Echo intensity, Echo frequency,
Local circulation, Cyclonic vortices