

暖季台灣中北部午後對流活躍度與發展速率探討

陳泰然¹ 周鴻祺² 廖珮娟¹ 楊進賢³

¹ 國立台灣大學大氣科學研究所

² 交通部民航局桃園航空氣象台

³ 交通部民航局台北航空氣象中心

(中華民國九十九年六月十一日收稿；中華民國九十九年八月六日定稿)

摘 要

本文利用民航局桃園國際機場 1999—2006 年暖季都卜勒氣象雷達回波資料，分析弱綜觀環境條件下台灣中北部 176 個午後對流個案，探討不同月份與季節之午後對流初生期與成熟期在不同地理位置與不同地形高度的發展特徵。結果發現，北台灣東西區夏季對流活躍度皆高於梅雨季，但梅雨季對流日之對流活躍度皆較夏季為大。西區各月與對流日午後對流，除 5 月呈滯留發展外，其他各月皆有從山區向西向地形較低地區移動及/或發展之勢，東區午後對流有由山坡向東向地形較低地區移動及/或發展之勢。

此外，發現雪山山脈東西區之夏季對流活躍度亦皆較梅雨季為大，而西區對流活躍度與對流發展速率，不論梅雨季或夏季皆較東區為大。西區各月與對流日之對流活躍度最大均發生在山坡與山區，且呈滯留發展型態。中央山脈西區各月對流主要在緩坡與山區上形成，並呈滯留發展型態。

關鍵字：弱綜觀環境強迫、午後對流、月（季）對流活躍度、月（季）對流發展速率、對流日對流活躍度、對流日對流發展速率

一、前言

台灣地區特殊的地形與海陸分布，受到太陽輻射加熱之差異，常伴隨海陸風與山谷風等局部環流的發展。尤其在梅雨季與夏季期間，若在太平洋高壓籠罩之下，有適當的環境風場與垂直不穩定條件，對台灣中北部地區而言，有利於引發地形斜坡上對流系統產生，使午後對流降水主要發生於午後至傍晚間。台灣地區梅雨季的降水氣候特徵，近十多年來已有相當多的研究（陳與楊 1988；陳與林 1995；紀等 1998；陳等 2001，陳等 2002），結果顯示沿雪山山脈與中央山脈西側約 500—1000 m 地形斜坡區，午後因受海風與盛行風輻合而有最高降雨機率，白天局部環流與地形效應在降水強度上扮演重要角色，但西部沿岸沒有地形舉升的效應，故午後之降雨率並未明顯較高（陳與張 2002，陳等 2005，Yeh and Chen 1998）。

林(1996)研究梅雨季在太平洋高壓影響下，台灣地形與午後對流的關係，發現午後高降水頻率主要分布在從南到北 500 m 高度的山坡，以及台灣中部 1500 m 以下的山區，其中以台北盆地發生的頻率最高。陳等(2001)分析 1991—1996 年梅雨季桃園機場都卜勒氣象雷達資料，指出午後對流回波最初形成於雪山山脈及其西北側斜坡之東北-西南走向的帶狀區，且於 1500 LST 最為活躍，並認為局部環流、地形舉升及氣旋式渦旋伴隨之輻合作用，在激發午後對流發展具有重要角色。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。

陳(1994)分析 1991—1993 年 5—9 月台灣電力公司落雷資料，顯示暖季月份伴隨對流的落雷主要發生在午後陸地，尤其是中央山脈西側 200—1000 m 之山坡與盆地發生機率最高，並有三個半永久中心分別位於台北、嘉義 / 阿里山及屏東。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，他們並認為在對流的初生期上坡風的貢獻可能比海風更為重要。陳等(2000)與陳等(2001)均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。

Yeh and Chen (2002) 利用模式模擬與都卜勒雷達風場分析 TAMEX IOP3 個案，發現在弱綜觀強迫情形下，上游低層西南氣流受台灣地形影響，由原本的西南風轉為偏南風，再與海峽上的盛行西南氣流交會，形成額外的輻合，導致系統移入前在中部外海增強，使降水最大值發生在沿海地區。Chen *et al.* (2007) 利用 1997—2002 年時雨量資料分析台灣地區在排除颱風影響下，發生大雨日數的季節與空間分布，結果顯示大雨發生日數最高頻率出現在夏季的 8 月上半月(88%)，其次為梅雨季的 6 月上半月(82%)，主要分布在中央山脈西側，他們認為梅雨季與夏季午後發生大雨頻率較高主要係白天太陽輻射加熱影

響，且向岸流（即海風）受到地形舉升所致。

以往台灣學者對有關盛夏（7—8月）午後對流現象的研究相對較少，近10多年來夏季午後對流議題漸受重視，例如林與郭（1996）與陳等（2006）針對台灣南部夏季午後對流的研究，林與戴（2008）台灣北部地區之午後閃電特性分析，戴等（2008）台灣北部地區夏季午後對流閃電與綜觀氣流風向關係之探討，以及Chen *et al.*（2004）對台灣地區夏季季風降雨變化特徵之分析。最近，又有陳等（2009a）研究5—8月暖季台灣中北部午後連續對流的氣候特徵，以及陳等（2009b）探討5—8月暖季弱綜觀強迫下中北台灣午後對流的氣候特徵。

從過去的這些研究結果顯示，梅雨季與夏季之午後對流降水發生頻率的時空分布深受局部環流與地形的影響，午後對流主要發生位置約位在台灣西部的山區與斜坡上，其中林（1996）與陳（1994）雖發現午後對流高降水頻率發生的地形高度，其分布從200 m到1500 m高度皆有，但前者僅研究梅雨季，而後者因使用落雷資料造成地形高度分布範圍過寬。此外，研究顯示北台灣的雪山山脈、台北盆地及中台灣的中央山脈，此種既陡且高的特殊地形分布對午後對流發展的影響甚鉅（例如林與郭 1996；陳等 2001；陳等 2009b），唯這些研究並未曾針對午後對流發展分布與地形高度之關係進行詳細分析，亦未針對月季或對流日平均對流活躍度與對流發展速率進行探討。本文目的即在利用陳等（2009b）所使用的同一組資料，探討暖季（5—8月）弱綜觀環境條件下台灣中北部地區雪山山脈與中央山脈東西側，午後對流降水在各種不同地形高度的空間分布特徵，包括月際變化、梅雨季及夏季之差異。利用1999—2006年（缺2003年）5—8月民航局

桃園國際機場都卜勒氣象雷達回波資料，依各月之午後對流日歸類，並依不同地理位置與地形高度分類，分析各分類午後對流初生期與成熟期發展特徵，以了解月季對流活躍度與對流發展速率以及對流日對流活躍度與發展速率之地理、地形及季節分布與變化特徵。

二、資料分析方法

利用1999—2006年5—8月民航局桃園國際機場C波段都卜勒氣象雷達回波資料（2003年因雷達汰換資料空缺），分析台灣中北部地區（23.5°N以北）午後對流的氣候特徵，剔除伴隨鋒面、颱風外圍環流及低壓等移入性降水回波影響下之對流日，僅包含弱綜觀環境條件下產生在台灣陸地上者，所選取資料與陳等（2009b）所使用者為同一組資料，並以相同之午後對流日選取標準以及初生期與成熟期定義。結果顯示分析期間計有176個午後對流日（即對流個案），5月因季節尚屬春末，午後對流發生日數最少，僅有16日，6月有50日，7月有51日，8月達最高峰有59日；梅雨季（5—6月）有66日，而夏季（7—8月）則有110日。相對其他月份而言，五月對流日數雖較少，但16日個案數仍具合成代表性。

陳等（2009b）分析5—8月暖季弱綜觀強迫下中北台灣午後對流的氣候特徵，發現不論是初生期或成熟期，午後對流頻率最大值均易發生在北台灣的台北盆地與雪山山脈山區及其斜坡上，顯然雪山山脈陡峭的地形與台北盆地對於北台灣午後對流之頻率分布具有重大影響。因此，首先將北台灣（24.5°N以北）以雪山山脈的山脊線為界（圖1），劃分為北台灣東區與北台灣西區兩個分區，比較東、西兩分區內各月對流日初生期與成熟期之每一網格總頻率分布，及從初生期至成

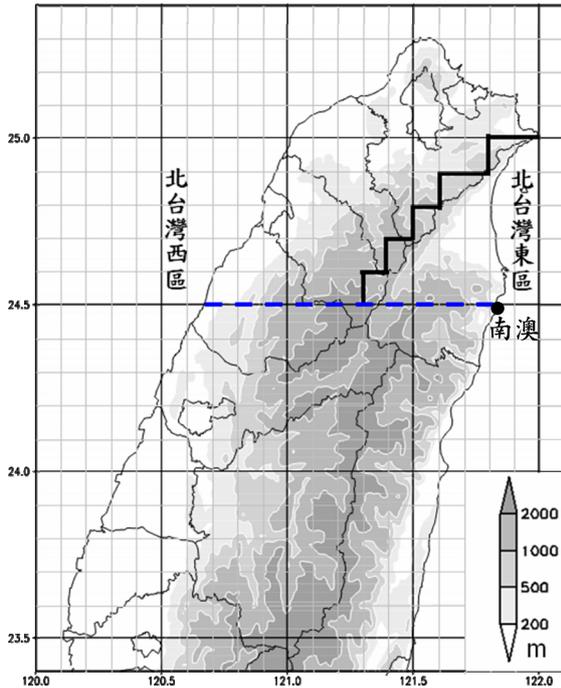


圖 1 北台灣(24.5—25°N)以雪山山脈山脊線(粗黑實線)為界,劃分為北台灣東區與北台灣西區,再依據地形等高線 0 m、200 m、500 m、1000 m 及 2000 m,劃分為四種不同高度的小分區。

熟期之總頻率增幅分布。北台灣的宜蘭山區對雷達電磁波束造成阻擋作用,但山脈高度大多在 2000 公尺以下,僅高度角 2.0 度以下之電磁波束會被山脈遮蔽,以離雷達站最遠之陸地宜蘭南澳(圖 1)為例,被遮蔽最大高度約 3.5 公里,但在此季節對流回波強度達 30 dBZ 之高度,甚少低於

3.5 公里,且初生期需有 7 個網格點達此標準,故個案數幾乎不可能被低估,僅極少個案時間可能稍有落後,對本研究結果不致造成影響。

陳(1994)研究閃電頻率分布,發現最高發生在中央山脈西側 200—1000 m 之山坡;林(1996)研究午後高降水頻率分布,發現主要分布在從南到北 500 m 高度的山坡與台灣中部 1500 m 以下的山區。這些研究結果所涉及的高度可做為地形高度分類依據,唯 1000—1500 m 地形區間過於陡峭狹窄,因此本文捨棄 1500 m 而採用 2000 m 做為高度分類標準,即選取 200 m、500 m、1000 m 及 2000 m 四種地形等高線值,將北台灣東區和北台灣西區細分成 5 種不同高度(H_n)的小分區,分別為平地($0 m < H_1 < 200 m$)、緩坡($200 m < H_2 < 500 m$)、山坡($500 m < H_3 < 1000 m$)、山區($1000 m < H_4 < 2000 m$)及高山($H_5 > 2000 m$)。各網格歸屬於不同高度小分區之標準為,比較網格內($0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 經緯度)不同高度小分區於該網格所佔面積之比例,面積比例最大者則將該網格劃分為該高度小分區,各小分區內之網格數如表一所示。其中,北台灣西區劃分為高山分區的網格數太少僅有一個,故不予分析,而北台灣東區各小分區網格數雖不多,僅約 3~6 個,但基於從未有相關之分析,且各小分區網格數相近,

表一 各區域內依據不同地形高度所劃分之小分區內的網格數 ($0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 經緯度)。

	$H_5 > 2000m$ (高山)	$1000m < H_4 < 2000m$ (山區)	$500m < H_3 < 1000m$ (山坡)	$200m < H_2 < 500m$ (緩坡)	$0m < H_1 < 200m$ (平地)	總網格數
北台灣西區	1	6	8	16	21	52
北台灣東區	0	6	4	4	3	17
雪山山脈西區	3	10	9	10	11	43
雪山山脈東區	10	14	4	5	3	36
中央山脈西區		15	10	9	25	59

因此仍值得納入分析比較。

陳等(2009b)研究的結果顯示,午後對流之頻率分布主要有三個區域,分別為台北盆地南側、雪山山脈西北側及南投、嘉義地區,因此,本文依地理差異特性將台灣中北部(23.5°N 以北)區分為北部地區、雪山山脈與中央山脈三個區域(圖2),並依下列考量再行區分小分區,以探討午後對流隨地理地形分布之特徵。

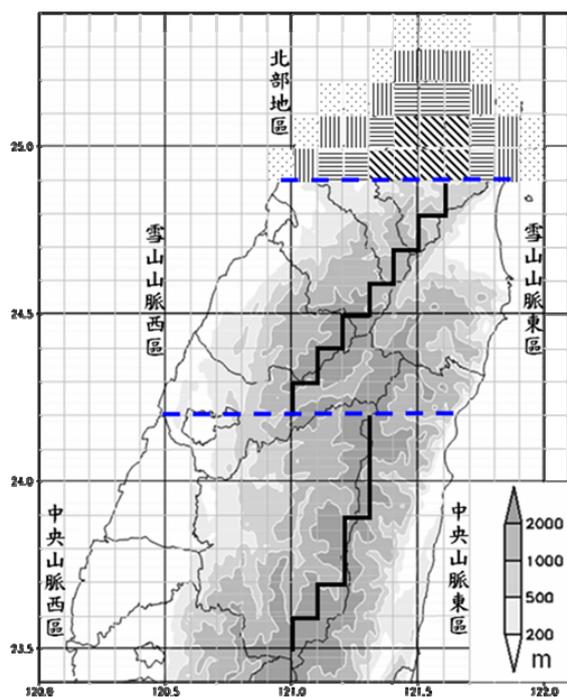


圖2 依地理差異性將台灣中北部劃分為北部地區(24.9°N 以北)、雪山山脈(24.2—24.9°N)及中央山脈(23.5—24.2°N)三個區域,每一個區域再依據地形特徵與地形高度劃分為不同高度的小分區,粗黑實線為雪山山脈與中央山脈山脊線。(北部地區之沿海以 \square 、海岸以 \parallel 、平原以 \equiv 、緩坡以 \diagdown 表示。)

(1)北部地區(24.9°N 以北):陳等(2001)與陳等(2009b)均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,為了解午後對流在台北盆地南側緩坡發展

及隨後向平地/海岸移動及/或發展的特徵,依北部地區(圖2)海岸線所在之網格點為基準,往外移一個網格及向內移一個與二個網格,劃分成沿海、海岸、平原及緩坡四種不同地形特徵的小分區。

(2)雪山山脈(24.2°N~24.9°N):雪山山脈高度超過1000m的主山脊線貫穿台灣西北部的桃園、新竹及苗栗地區,陳等(2009b)發現午後對流最大頻率中心發生在雪山山脈西北側的斜坡上,而海風與上坡風對於午後對流的發展具有顯著的影響(陳等2000)。因此,依雪山山脈山脊線劃分成雪山山脈西區與東區兩個分區(圖2)。雪山山脈西區再依地形等高線劃分成5種不同高度(H_n)的小分區,劃分方法與前述北台灣者相同,分別為平地、緩坡、山坡、山區及高山,各小分區內之網格數如表一所示。其中雪山山脈西區之高山分區雖然網格數僅有三個,代表性略顯不足,但因高山觀測站或雨量站資料較難獲得,因此仍有分析比較的價值。此外,雪山山脈東區因包括中央山脈北端,地形陡峭,且高度1000m以下小分區之網格數與北台灣東區類似,因此雪山山脈東區之地形小分區不納入分析討論。

(3)中央山脈(23.5°N~24.2°N):由對流日發生頻率分布分析顯示,台中至嘉義的中部地區午後對流的發展有別於北台灣(陳等2009b),且台灣中部正好位於中央山脈的西側,因此依中央山脈山脊線劃分成中央山脈西區與東區兩個分區(圖2),中央山脈西區再依地形等高線劃分成四種不同高度(H_n)的小分區,劃分方法與北台灣者相同,分別為平地、緩坡、山坡、山區及高山,各小分區內之網格數如表一所示。因2.5°高度角以下之雷達電磁波束受雪山山脈地形阻擋的影響,既使午後對流可發展至超過十公里高度以

上，仍造成中央山脈高山及以東、 24.2°N 以南地區資料不齊全，因此中央山脈西區之高山與中央山脈東區受此種雷達觀測上的限制而不納入分析討論。

為量化月季對流活躍度，分析 1999—2006 年（缺 2003 年）暖季（5—8 月）午後對流初生期與成熟期之各區域內各月各分區（或各高度）之對流發生頻率總合，因各分區內網格數並不相同，故進行標準化以利各分區分析比較，亦即將頻率總合除以該月該分區內之網格數，以求得各月（或季）於各分區內單位網格之總頻率，此即為本文所定義之月季對流活躍度。為量化對流日對流活躍度，將單位網格之總頻率除以該月之對流日（即對流個案數），以求得各月（或季）於各分區之單位網格對流日（即對流個案）平均頻率，此即為本文所定義之對流日（即對流個案）對流活躍度。本文除分析探討月季與對流日對流活躍度之外，亦分析午後對流從初生期至成熟期之單位網格總頻率與個案平均頻率之增幅，總頻率增幅在同一分區可反映月季對流發展速率，在不同分區則可反映對流發展移動現象，平均頻率增幅則在反映個案對流發展速率。

三、北台灣

北台灣東西兩分區不同月份與季節之午後對流初生期與成熟期之單位網格點總頻率（即月季對流活躍度）分布如圖 3 所示，顯見初生期之總頻率（圖 3a），不論任何月份與季節均為東區高於西區，西區總頻率 5 月為最少，隨著夏季的演進，如同對流日數的逐月增加，於 8 月達到最高峰；東區雖亦於 5 月最少，但於 6 月就達最大值，次大值在 8 月；以季節而言，夏季總頻率高於梅雨季。換言之，初生期東西區月季對流活躍度除

東區以 6 月最活躍外，皆隨季節演進而增加，夏季較梅雨季活躍且各月東區均較西區活躍。成熟期（圖 3b）相較於初生期，各月東西區總頻率相對大小已產生明顯變化，除 5 月仍為東區高於西區外，其他月份轉為西區高於東區。不論西區或東區，5 月總頻率均為最小，西區以 8 月為最大，但東區則以 6 月最大，夏季皆高於梅雨季。換言之，成熟期除 5 月外其他月份西區皆較東區活躍，夏季亦然，東西區夏季皆較梅雨季活躍。顯然隨著季節演進，太陽加熱效應更有利於午後對流的發展，而夏季局部環流與對流交互作用使午後對流向台北盆地與向西向山坡移動（陳等 2009b），北台灣在低對流層盛行南南西風下，西區迎風面較有利對流發展，故在成熟期西區總頻率大增使遠高於東區。圖 3c 為初生期至成熟期之總頻率增幅（即月季對流發展速率）顯示除 5 月外各月各季均為西區大於東區，西區以 6 月最大但夏季遠高於梅雨季；東區則以 5 月最大且梅雨季較夏季為大。顯然，除 5 月外西區月季對流發展速率皆大於東區，尤以夏季為然。

圖 4 為北台灣東西區不同月份與季節之午後對流初生期與成熟期單位網格之對流日個案平均頻率（即對流日對流活躍度）分布。初生期時（圖 4a），西區個案平均頻率與圖 3a 之總頻率分布相似，從 5 月最小值遞增至 8 月最大值，即對流日對流活躍度亦隨季節演進增大；東區則 5、6 月對流日對流活躍度皆較 7、8 月為大；此外，各月季東區對流日對流活躍度皆較西區為大。成熟期時（圖 4b），西區對流日對流活躍度以 6 月最大，東區則以 5 月最大且特別顯著。除 5 月外，各月對流日對流活躍度西區皆大於東區；此外，西區與東區對流日對流活躍度梅雨季皆大於夏季。圖 4c 為初生期至成熟期之對流日個案平均頻率增幅

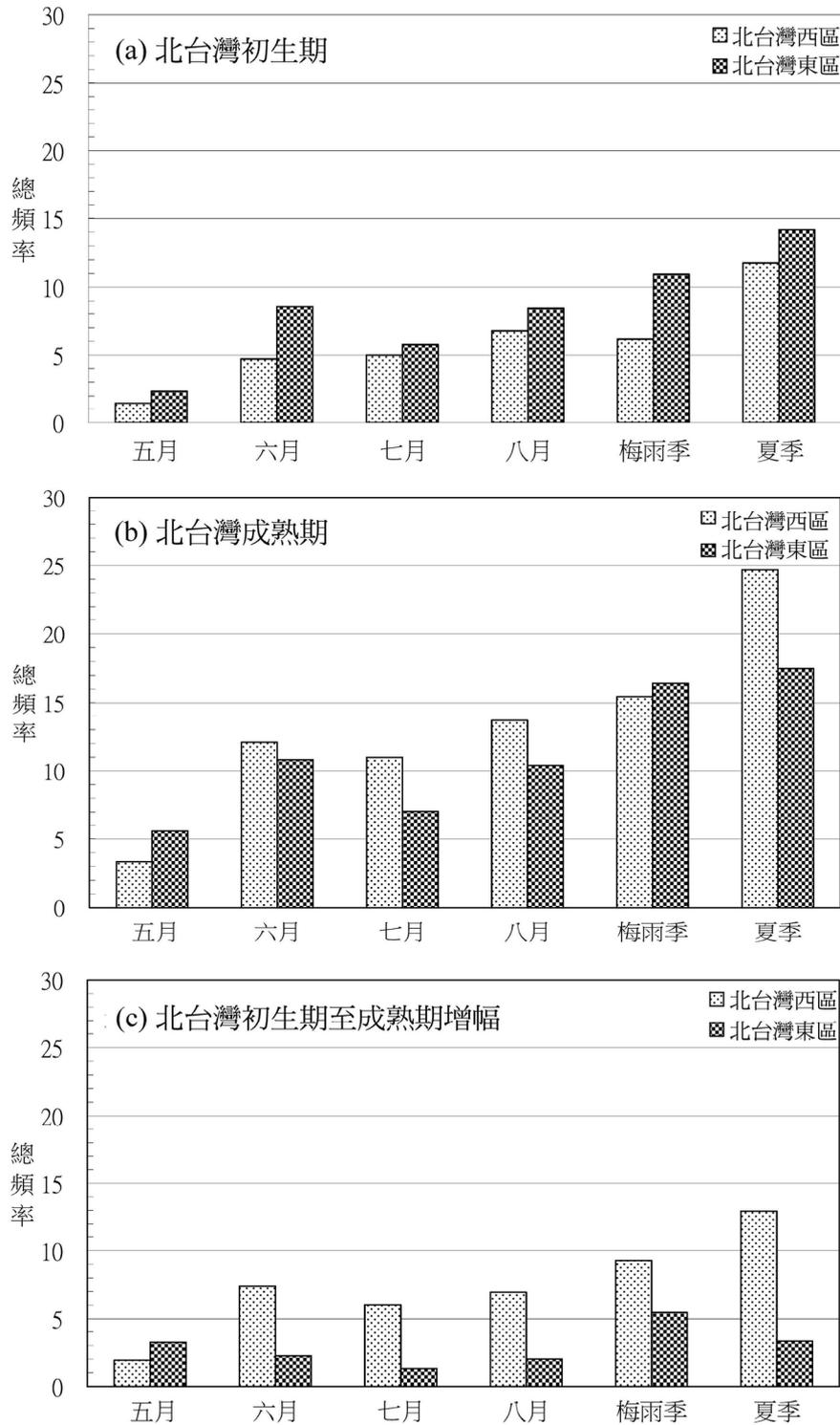


圖 3 1999—2006 年（缺 2003 年）北台灣（24.5—25.0°N）雪山山脈山脊線為界，劃分為北台灣東區與北台灣西區兩個分區，各月與季節類型對流日(a)初生期、(b)成熟期之單位網格總頻率（次數）分布，及(c)初生期至成熟期之總頻率增幅分布。

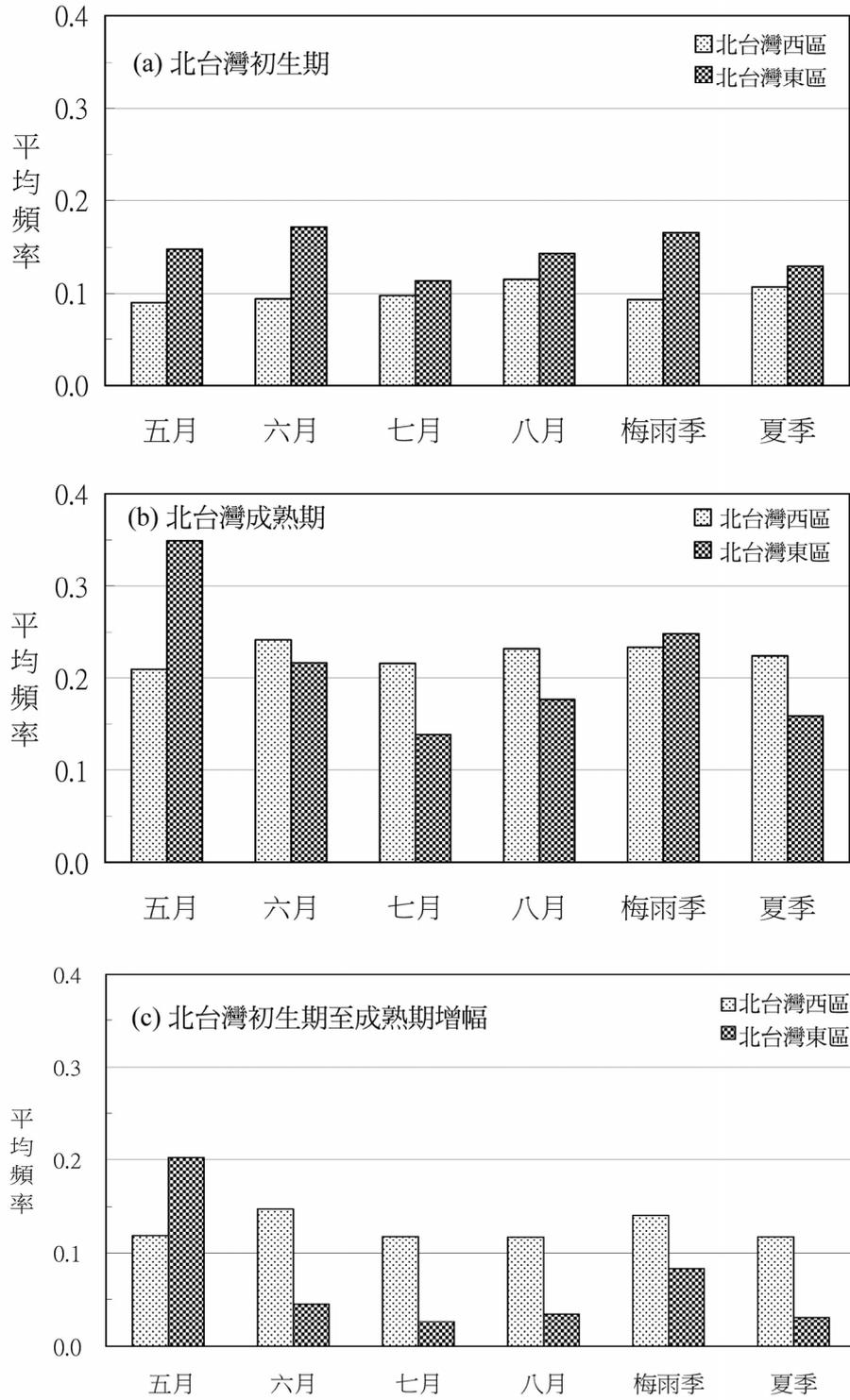


圖4 同圖3，但為單位網格對流日個案平均頻率（次數）與增幅分布。

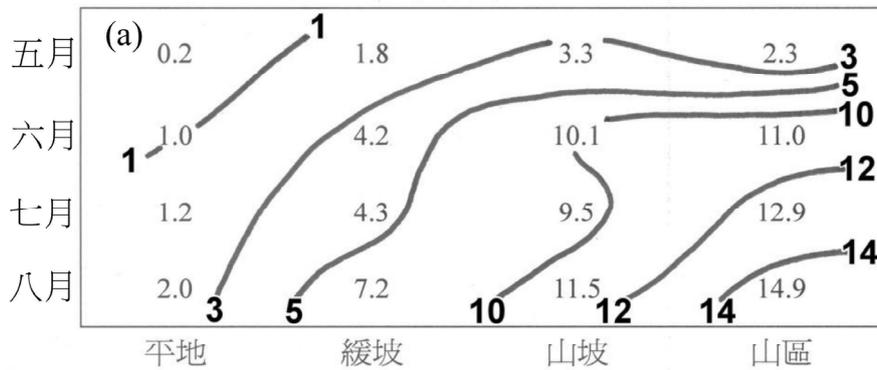
(即對流日對流發展速率)，顯然除 5 月外，其餘各月與各季對流日對流發展速率西區皆大於東區，5 月東區對流日對流發展速率特別快速之現象值得來進一步探討。不論東區或西區梅雨季對流日對流發展速率均較夏季為快，進一步顯示梅雨季暖濕西南氣流提供對流發展所需的水氣與不穩定大氣，使對流發展較為快速。此外，不論是梅雨季或夏季，西區對流日對流發展速率均大於東區，此亦與暖季西南季風盛行期間，在地形迎風面較有利對流發展且使對流發展較為快速一致。

北台灣西區主要地形包括雪山山脈山脊線以西之地形斜坡與台北盆地，各月午後對流初生期與成熟期於各不同地形高度之單位網格總頻率(月對流活躍度)與增幅(月對流發展速率)分布如圖 5 所示。初生期(圖 5a)顯示，月對流活躍度有隨季節演進與高度增加而增大之現象，夏季比梅雨季午後對流發展更為活躍。成熟期時(圖 5b)，5、6 月梅雨季總頻率最大值發生在山坡，特別是 6 月更為極大值，次大值發生在山區；7 月最大值發生在山坡，但 8 月則發生在山區，除山坡外其他地形高度之總頻率最大值均發生於 8 月，顯然，成熟期月對流活躍度最大出現在 6 月山坡，其次為 8 月山區。初生期至成熟期之總頻率增幅(圖 5c)顯示，除平地外其他地形高度最大增幅均發生在 6 月；除 7 月外其他月份最大增幅均發生在山坡，顯然最大月對流發展速率發生在 6 月山坡。上述分布顯示，除 5 月午後對流呈滯留發展外，其他月份對流有從山區向西向地形較低地區移動及/或發展之勢。陳等(2001)發現北台灣梅雨季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。

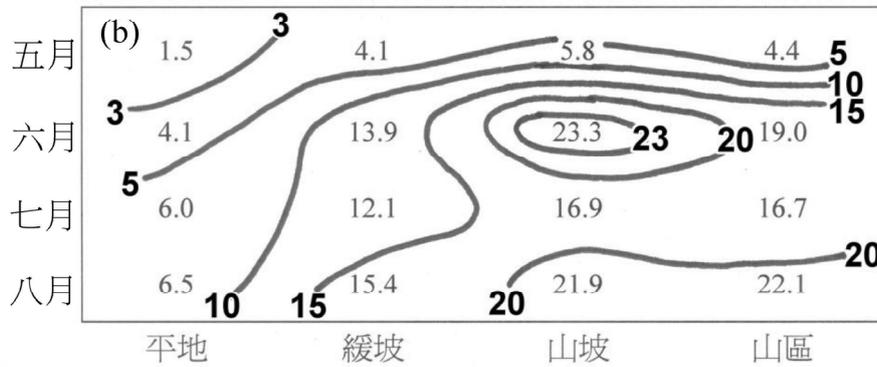
圖 6 為北台灣西區各月午後對流初生期與成熟期於各不同高度單位網格之個案平均頻率(即對流日對流活躍度)分布，初生期(圖 6a)分布型態與總頻率相似，即對流日對流活躍度亦有隨季節與高度增大趨勢，山區 7、8 月夏季之個案對流活躍度最大且明顯較 5、6 月梅雨季為大，顯示夏季午後對流容易在山區形成且最為活躍，但在山坡梅雨季之個案活躍度反較夏季為大。成熟期時(圖 6b)，各不同地形高度幾均於 6 月達最大值，且在山坡上達到最高峰，在緩坡與山坡梅雨季個案對流活躍度較夏季為大，而在平地與山區則夏季較梅雨季為大。初生期至成熟期之對流日平均頻率增幅分布(對流日對流發展速率)如圖 6c 所示，顯見與總頻率增幅分布有別，最大差異在於除平地外之其他地形高度平均頻率增幅，梅雨季皆大於夏季，顯然梅雨季對流日之對流於形成後具有較夏季更為快速增強發展的特性，特別是 6 月對流日對流發展速率於山坡達最大。上述分布顯示，除 5 月對流日對流呈滯留發展外，其他月份對流日之對流有從山區向西向地形較低地區移動及/或發展之勢。

北台灣東區各月午後對流初生期與成熟期於各不同高度之單位網格總頻率分布如圖 7 所示，初生期(圖 7a)所有月份之最大值均發生在山區並以 8 月為極大，6 月為次大，頻率隨地形高度的降低而遞減，即各月最大對流活躍度均發生在山區。不論任何地形高度，夏季總頻率皆大於梅雨季，亦即夏季有比梅雨季更多的午後對流發展(更大對流活躍度)。成熟期時(圖 7b)顯示，除山區外各高度總頻率各月均較初生期為大，顯示對流有由山坡向東向地形較低處移動及/或發展之勢。初生期至成熟期之總頻率增幅(圖 7c)顯示，除 5 月外各月各高度之對流發展速率均較

北台灣西區初生期總頻率



北台灣西區成熟期總頻率



北台灣西區初生期至成熟期總頻率增幅

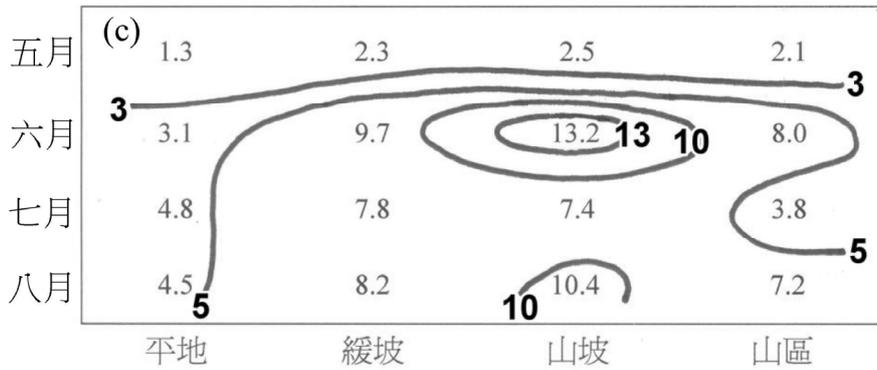


圖 5 1999—2006 年 (缺 2003 年) 北台灣 (24.5—25.0°N) 雪山山脈山脊線以西之北台灣西區, 各月對流日(a) 初生期、(b)成熟期在各不同地形高度 (定義於內文) 之單位網格總頻率 (次數) 分布, 及(c)初生期至成熟期之總頻率增幅分布。

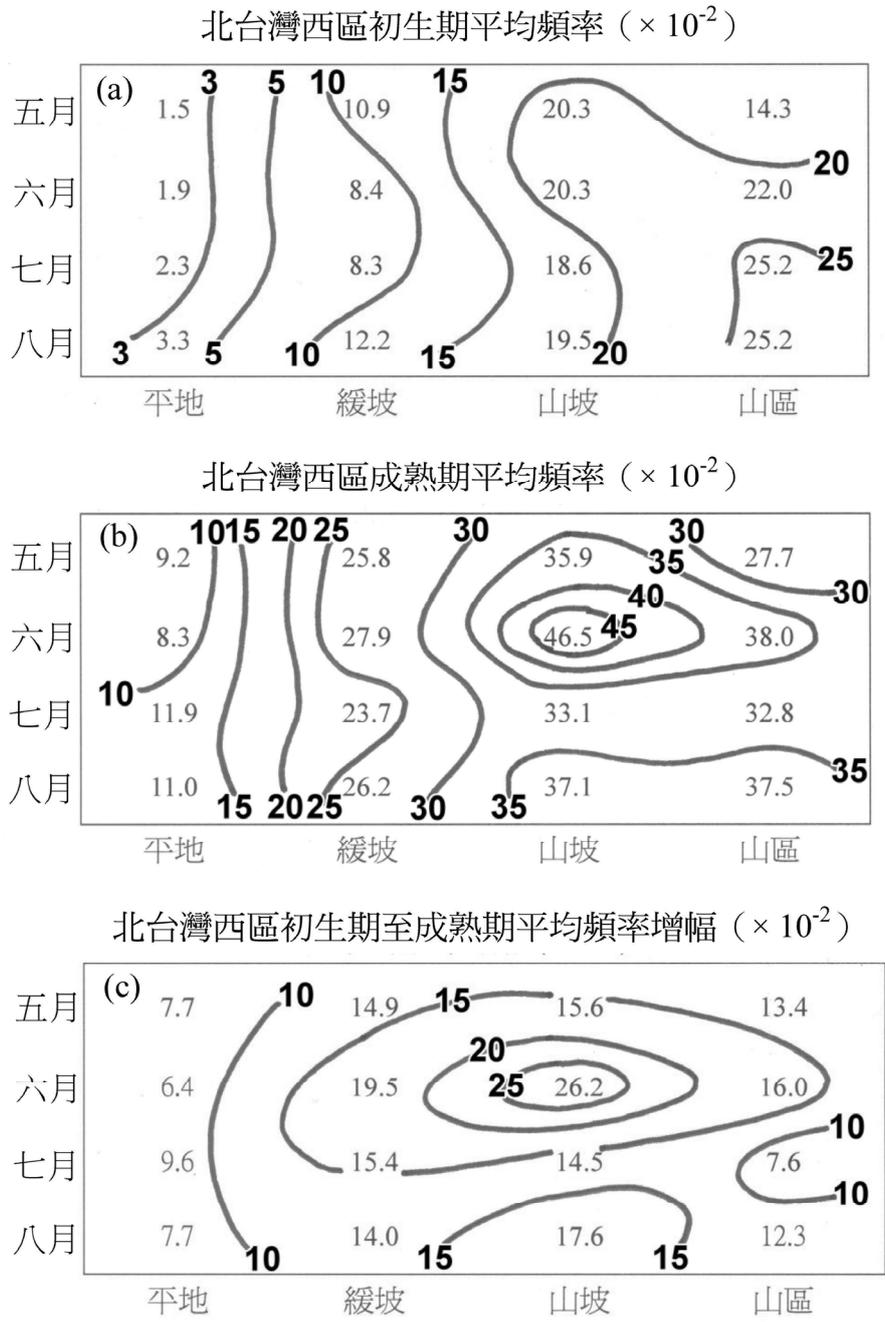


圖 6 同圖 5，但為單位網格對流日個案平均頻率（次數）及平均頻率增幅分布，圖內數值為實際值放大一百倍。

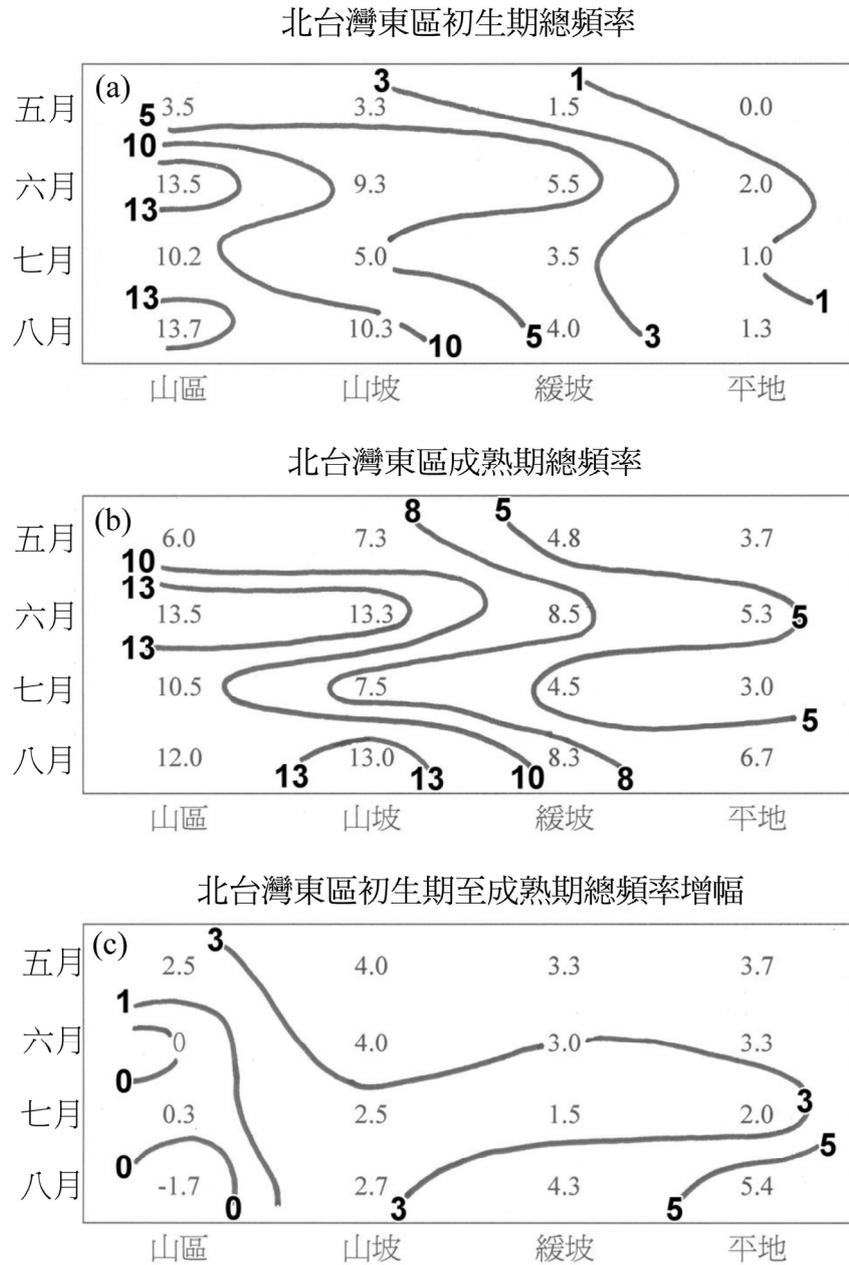


圖 7 1999—2006 年 (缺 2003 年) 北台灣 (24.5—25.0°N) 雪山山脈山脊線以東之北台灣東區，各月對流日(a) 初生期、(b)成熟期在各不同地形高度 (定義於內文) 之單位網格總頻率 (次數) 分布，及(c)初生期至成熟期之總頻率增幅分布。

西區為小(圖 5c)。

圖 8 為北台灣東區各月午後對流初生期與成熟期於各不同高度單位網格之個案平均頻率(即對流日對流活躍度)分布,初生期(圖 8a)之平均頻率與總頻率分布相似,最大值亦均發生在山區並以 6 月為最大,平均頻率亦隨高度降低而遞減,即各月之對流日之對流活躍度最大皆發生在山區。不論任何地形高度,個案對流活躍度皆於 6 月達最高峰;以季節而言,對流日之對流活躍度梅雨季比夏季為大,此與季對流活躍度夏季大於梅雨季有別。成熟期時(圖 8b),不論任何地形高度,個案對流活躍度均以 5 月最大,又以發展在山坡者為然,由初生期至成熟期之增幅改變,亦顯示對流日對流有由山區與山坡向東移動及/或發展趨勢。比較各不同地形之 5、6 月梅雨季與 7、8 月夏季之平均頻率,顯見東區梅雨季之個案對流活躍度較夏季為大。初生期至成熟期之平均頻率增幅(圖 8c)顯示,不論任何地形高度,最大值皆發生於 5 月,且明顯高於其餘各月,梅雨季皆大於夏季。顯然,東區梅雨季對流日對流發展較夏季更為快速,特別是在山坡地形為然。

四、北部地區

陳等(2009b)研究發現暖季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,因此本文分析北部地區沿海至內陸緩坡午後對流之分布特徵。各月對流初生期與成熟期於各不同分區單位網格之總頻率分布,如圖 9 所示。初生期(圖 9a)分布顯示,一般而言總頻率有隨季節演進與高度增加之趨勢,各月總頻率皆從沿海逐漸向內陸遞增,至緩坡上達最大值,並以 8 月為極大;除沿海與海岸地區外,總頻率皆隨季節演進而增大;顯然,各月對流活躍

度最大值均發生在緩坡,並以 8 月為極大。成熟期(圖 9b)總頻率分布型態大體與初生期相似,各月皆從沿海向內陸增加,並在 6 月緩坡達最大;各月對流活躍度最大值亦發生在緩坡,並以 6 月為極大,與初生期分布相較,對流移動現象並不明顯。顯然,北部地區各月午後對流主要在台北盆地南側的緩坡上形成並在緩坡上發展,陳等(2009b)所觀測到的山區與斜坡午後對流形成後有向台北盆地及平地移動趨勢之結果,在本文不同地形高度分布特徵裡並不易呈現。初生期至成熟期之總頻率增幅如圖 9c 所示,顯見增幅從緩坡逐漸向沿海遞減,即月對流發展速率以緩坡為最大,並以 6 月為極大。

圖 10 為北部地區各月對流初生期與成熟期於各不同分區單位網格之個案平均頻率分布,初生期(圖 10a)各月平均頻率皆從沿海逐漸向內陸遞增,顯示各月個案對流活躍度皆以發生在緩坡上者為最大,特別是 8 月與 5 月尤然;沿海與海岸地區季節變化顯示,梅雨季個案對流活躍度較夏季為大,但平地與緩坡則夏季反較梅雨季為大,即夏季午後對流較容易在台北盆地南側的緩坡形成且較活躍。成熟期(圖 10b)各月各分區之平均頻率均顯著增加,各月皆在緩坡上達最大,並以 6 月為極大,5 月次之,8 月為最小。緩坡之外的其他地形分區之個案對流活躍度皆於 5 月為最大。顯然,成熟期各月對流活躍度皆以緩坡最大,而各不同地形高度之個案對流活躍度梅雨季皆比夏季為大。成熟期與初生期之分布相較,顯示對流日對流移動現象並不明顯,主要為滯留發展形態主宰。初生期至成熟期之平均頻率增幅(圖 10c)顯示,除緩坡地區最大值發生在 6 月外,其他地形皆發生在 5 月,即不論任何地形高度,梅雨季個案對流之發展速率均較夏季為

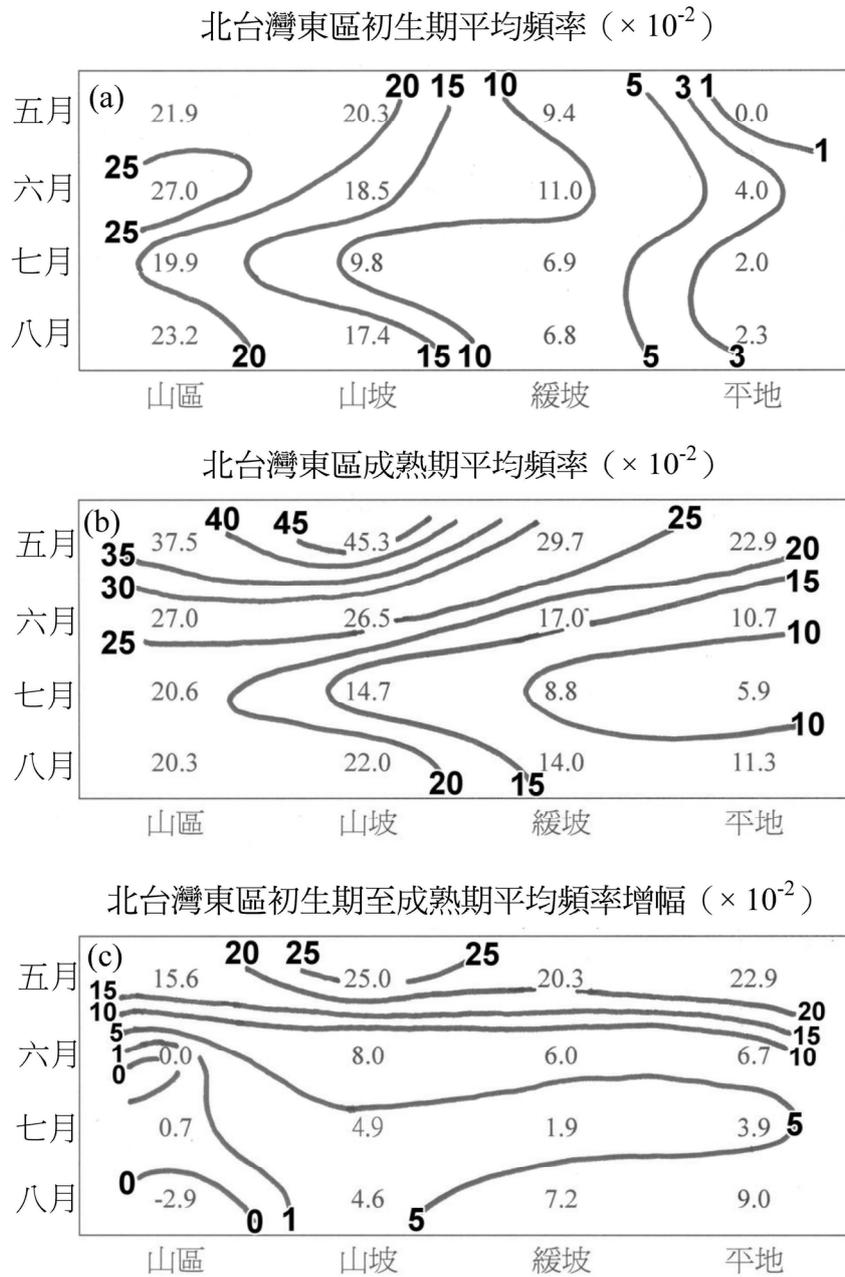


圖 8 同圖 7，但為單位網格對流日個案平均頻率 (次數) 及平均頻率增幅分布，圖內數值為實際值放大一百倍。

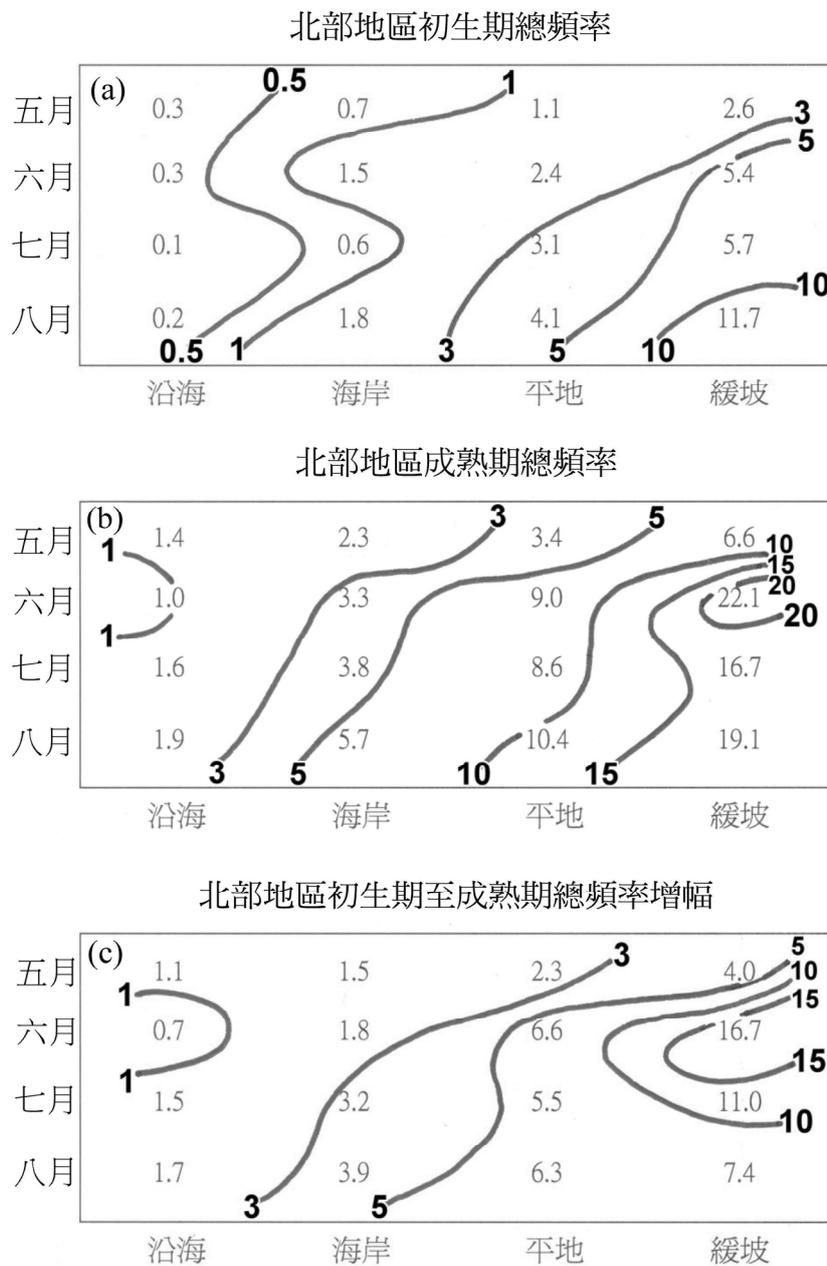


圖9 1999—2006年(缺2003年)台灣北部地區(24.9°N以北),各月對流日(a)初生期、(b)成熟期,在各不同地形高度(定義於內文)之單位網格總頻率(次數)分布,及(c)初生期至成熟期之總頻率增幅分布。

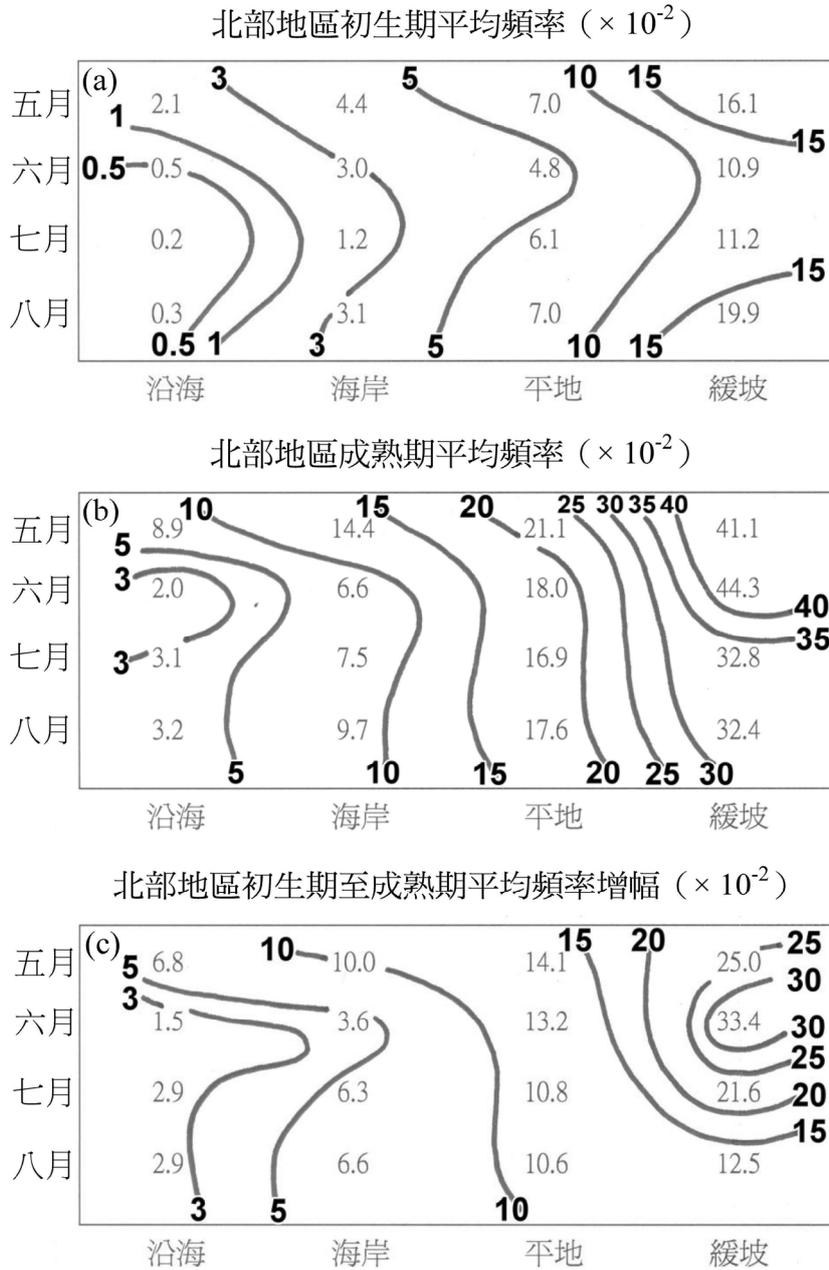


圖 10 同圖 9，但為單位網格對流日個案平均頻率 (次數) 及平均頻率增幅分布，圖內數值為實際值放大一百倍。

大，顯然梅雨季北部地區之午後對流於形成後具有在當地快速增強發展的特性，特別是發生在緩坡上的對流。

五、雪山山脈

雪山山脈高度超過 1000 m 的主山脊線貫穿台灣西北部的桃園、新竹及苗栗地區，陳等 (2009b) 發現不論是梅雨季或是夏季，午後對流初生期與成熟期之最大頻率中心均發生在雪山山脈西北側的斜坡與高山上，顯然與雪山山脈高聳的山脊線密切相關，因此本文針對雪山山脈東西區午後對流發生頻率分布特徵做更詳細分析探討。雪山山脈東西各月與季節之午後對流初生期與成熟期單位網格之總頻率分布，如圖 11 所示。初生期時 (圖 11a) 與北台灣東西區相對大小大體相似 (圖 3)，僅在 7 月時雪山山脈西區總頻率較東區略高，造成夏季亦有相似結果。顯然，不論東西區夏季對流活躍度皆較梅雨季為大。成熟期 (圖 11b) 各月份總頻率分布型態與東西區相對大小亦與北台灣分布相似，唯雪山山脈西區除 5 月外，其他月份之總頻率相對於北台灣西區均較大，東區則 5 月、6 月及 8 月總頻率較北台灣東區為小。顯然，不論東西區夏季對流活躍度皆較梅雨季為大，不論梅雨季或夏季西區對流活躍度均大於東區，特別是夏季兩區差異更大，這些均與前述北台灣結果相似，唯雪山山脈西區梅雨季與夏季差距更為顯著。初生期至成熟期之總頻率增幅 (圖 11c) 顯示，各月西區均大於東區，梅雨季與夏季亦然，特別是夏季更為顯著。顯然，不論各月或季節雪山山脈西區之對流發展速率均較東區為大，此與暖季盛行西南季風之迎風面地形效應有利午後對流快速發展一致。

圖 12 為雪山山脈東西區各月與季節之午後

對流初生期與成熟期單位網格之個案平均頻率 (即對流日對流活躍度) 分布，西區初生期與北台灣西區相似 (圖 4)，對流皆於 7、8 月最為活躍，東區亦與北台灣東區相似，以 6 月最活躍。以季節而言，雪山山脈西區夏季稍較梅雨季活躍，東區則梅雨季稍較夏季活躍。成熟期時 (圖 12b)，雪山山脈與北台灣的對流活躍度最大差異在於梅雨季，前者西區較東區為大，後者反是。以季節而言，西區活躍度兩季節相近，東區則梅雨季較夏季更為活躍。不論梅雨季或夏季，西區對流活躍度均大於東區。初生期至成熟期之平均頻率增幅 (圖 12c) 顯示，西區各月之對流日對流發展速率均較東區為大，梅雨季的 6 月更為突出，東區則以 5 月為最大。不論東區或西區，梅雨季之對流日對流發展速率皆較夏季為大；不論夏季或梅雨季，西區對流日對流發展速率均遠大於東區。顯然，雪山山脈高聳的山脊 (> 1000 m) 西側，暖季西南季風盛行期間迎風面地形效應與局部環流發展，有利於午後對流形成與隨後的快速發展。

雪山山脈西區各月對流初生期與成熟期於各不同高度單位網格之總頻率分布，如圖 13 所示。初生期 (圖 13a) 總頻率分布顯示隨季節亦隨高度增大，亦即月對流活躍度隨季節演進與地形高度增加而增大。整體而言，不論任何地形高度，夏季對流活躍度均明顯較梅雨季為大，特別是在山區與高山，顯然夏季午後對流容易在雪山山脈西區的山區與高山上形成，梅雨季則有較多對流在山坡發展。成熟期 (圖 13b) 總頻率最大值除 5 月發生在山區外，其他月份均發生在山坡上，6 月與 8 月有極大值。山區與高山總頻率以 8 月最大，6 月次之，平地與緩坡總頻率從 5 月的最小值逐漸增加至 8 月的最大值。顯然，各月最大對

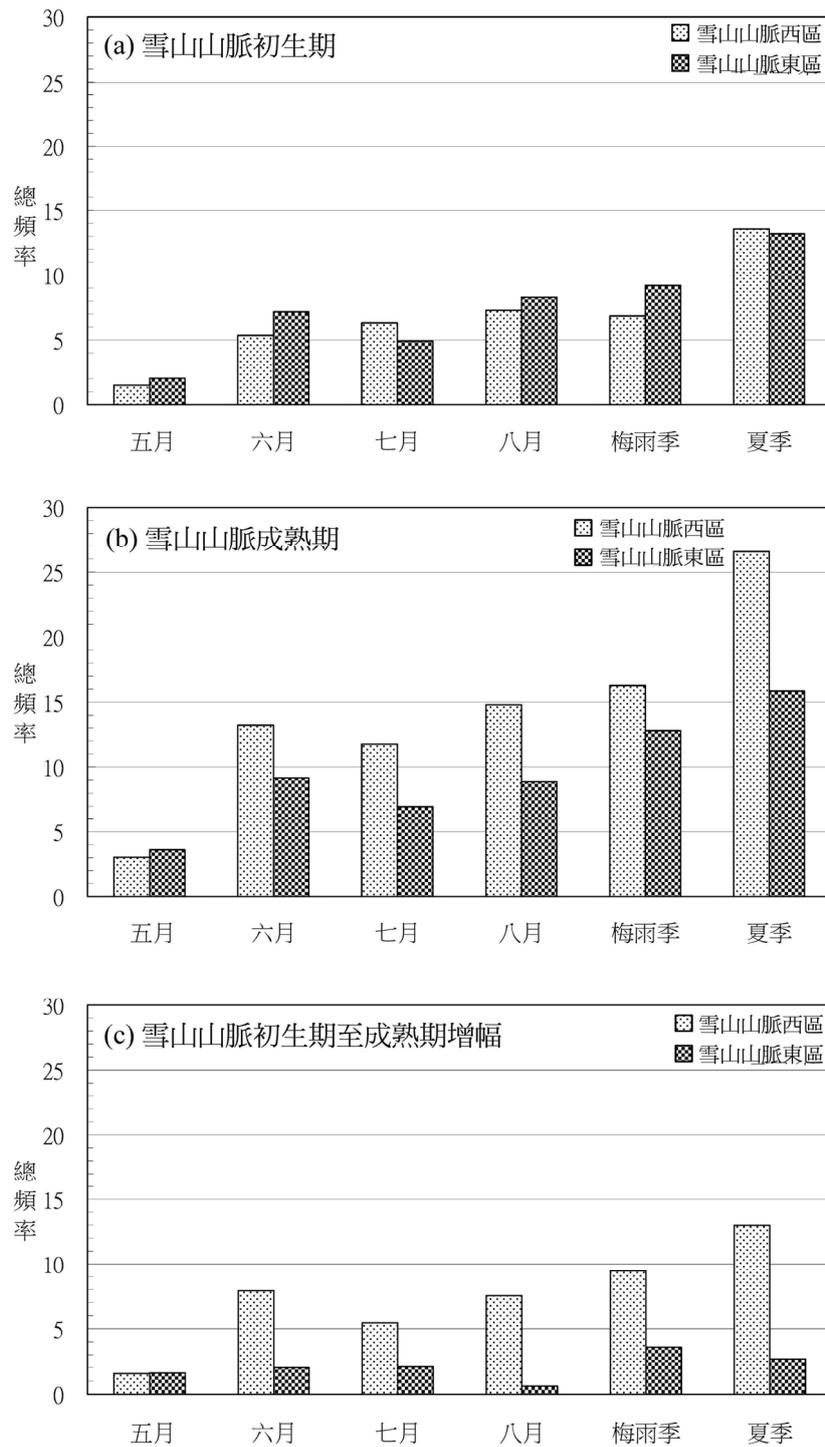


圖 11 1999—2006 年 (缺 2003 年) 雪山山脈 (24.2 ~ 24.9 °N) 山脊線為界，劃分為雪山山脈東區與雪山山脈西區兩個分區，各月與季節類型對流日(a)初生期、(b)成熟期之單位網格總頻率 (次數) 分布，及(c)初生期至成熟期之總頻率增幅分布。

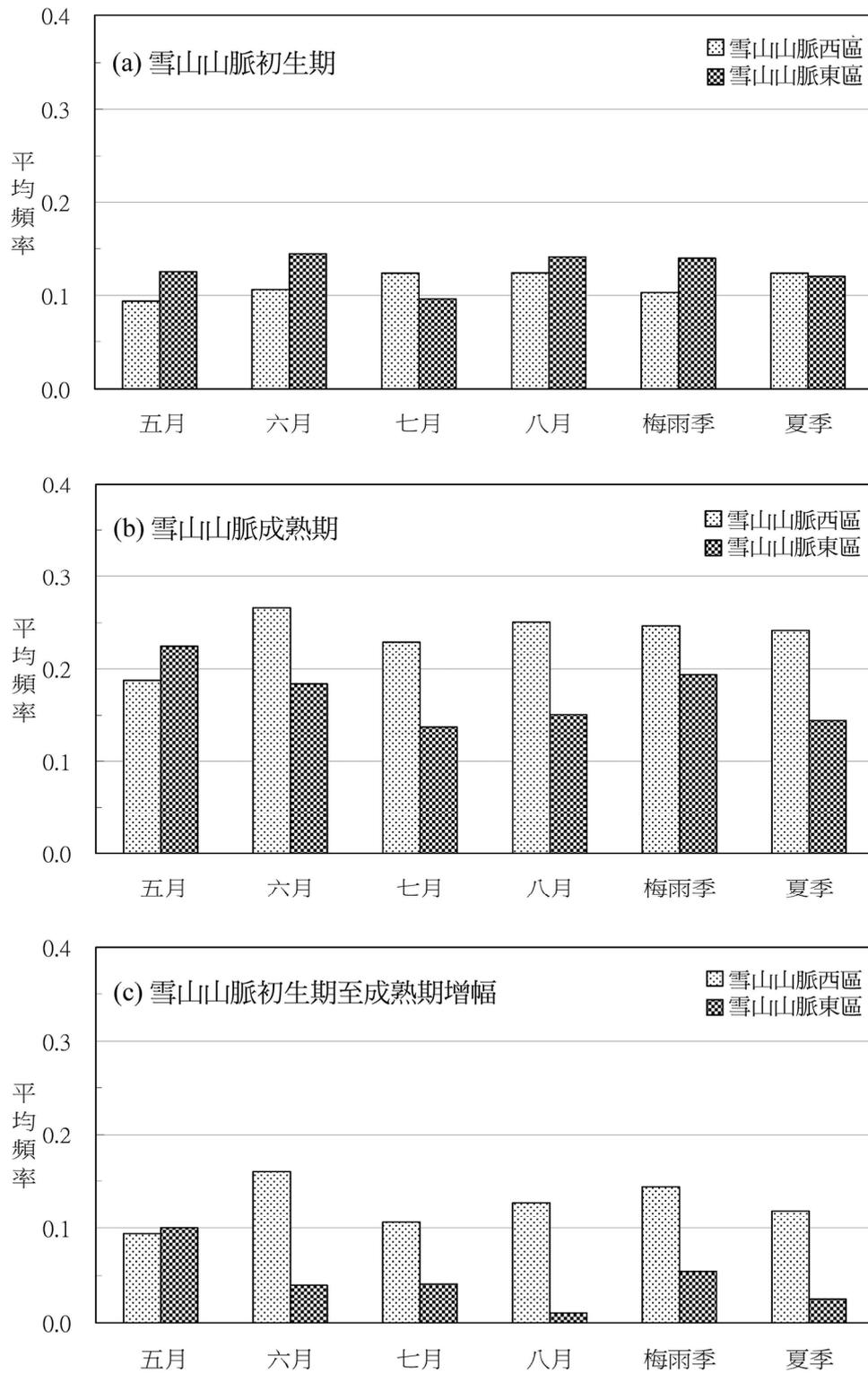


圖 12 同圖 11，但為單位網格對流日個案平均頻率（次數）分布。

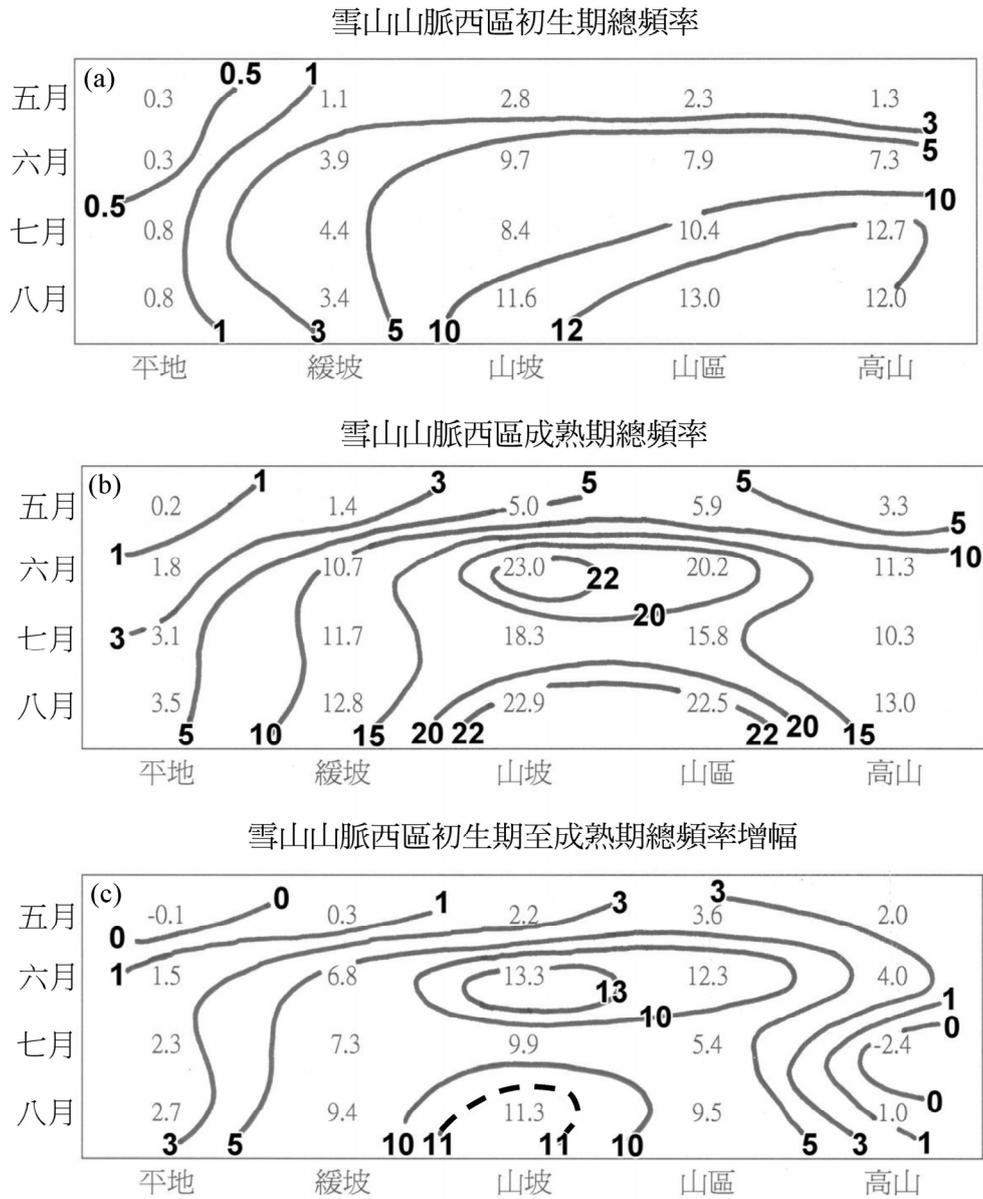


圖 13 1999—2006 年 (缺 2003 年) 雪山山脈 (24.2 ~ 24.9°N) 山脊線以西之雪山山脈西區, 各月對流日 (a) 初生期、(b) 成熟期, 在各不同地形高度 (定義於內文) 之單位網格總頻率 (次數) 分布, 及 (c) 初生期至成熟期之總頻率增幅分布。

流活躍度均發生於山坡與山區。不論任何地形高度，5 月之總頻率均最小，夏季大於梅雨季。比較成熟期與初生期分布顯示，梅雨季對流在山坡上呈現滯留發展型態，夏季對流有從山區向西向地形較低地區移動及 / 或發展之勢。初生期至成熟期之總頻率增幅（圖 13c）最大值除 5 月發生在山區外，其他各月皆發生在山坡上，在山坡與山區之增幅以 6 月為最大，其次為 8 月。顯然，各月對流發展速率均在山區與山坡上達最大，特別是 6 月尤然。

各月對流初生期於各不同高度單位網格個案之平均頻率（即對流日對流活躍度）分布如圖 14a 所示，一般而言，個案對流活躍度隨季節隨高度增大，夏季與梅雨季在山坡以下高度差異較小，主要差異在山區與高山上，7、8 月的夏季對流活躍度遠高於 5、6 月的梅雨季，7 月的高山上對流活躍度達到最高峰。成熟期（圖 14b）最大對流活躍度除 5 月出現在的山區外，其他月份均發生在山坡上，且於 6 月達到最高峰。比較成熟期與初生期分布顯示，各月個案對流在山區與山坡發展最為活躍，且呈現近似滯留發展形態。個案平均頻率增幅如圖 14c 所示，顯然梅雨季山坡與山區個案對流發展速率最大，一般而言，平地與緩坡夏季對流日對流發展速率較梅雨季大，其他高度則反是。

六、中央山脈西區

圖 15 為中央山脈西區各月對流初生期與成熟期於各不同高度單位網格之總頻率分布，初生期（圖 15a）時，不論任何月份最大值均發生在緩坡上，並以 6 月達最大，山坡次之。顯然月對流活躍度以 6 月緩坡為最大，6 月山坡次之，緩坡 7、8 月再次之。成熟期時（圖 15b），最大值

除 5 月出現在山坡外，其他月份均出現在緩坡上，且數倍於 5 月山坡，並以 8 月達極大值。顯然，各月對流主要在緩坡與山坡形成與發展，呈滯留發展型態。此結果與陳等（2009b）所述之中台灣夏季午後對流除了向東向坡地外，亦有向西向平地移動及 / 或發展之勢的結論略有不同，可能乃因本文高度歸類使移動之現象不顯。近似滯留的現象則亦於陳等（2006）的觀測研究裡呈現，他們利用七股雷達觀測發現夏季午後對流回波主要發生於嘉義斜坡且隨後移動緩慢或近似滯留。初生期至成熟期之增幅顯示（圖 15c），對所有地形高度而言，月對流發展速率皆隨季節演進而增大。

各月對流初生期於各不同高度單位網格之個案平均頻率分布（即對流日對流活躍度）如圖 16a 所示，各月之對流日對流活躍度皆以緩坡為最大，特別是 6 月。成熟期（圖 16b）各月各高度之平均頻率顯著增加，對流日對流活躍度除 5 月在山坡上達最大外，其他月份皆在緩坡上達最大，並以 6 月為極大。初生期至成熟期之平均頻率增幅（圖 16c）顯示，除山區外之其他地形高度，對流日對流發展速率均隨季節演進而增大，並以 8 月山坡達極大。

七、討論與總結

本文利用民航局桃園國際機場都卜勒氣象雷達回波資料，分析 1999—2006 年（缺 2003 年）5—8 月暖季弱綜觀環境條件下中北台灣 176 個午後對流個案，依據各月之午後對流日歸類、不同地形特性分類，再細分各種不同的地形高度，分析不同月份與季節之午後對流初生期與成熟期在不同地形高度之頻率分布與變化，以探討北台灣東西區、北部地區、雪山山脈東西區以及中央山

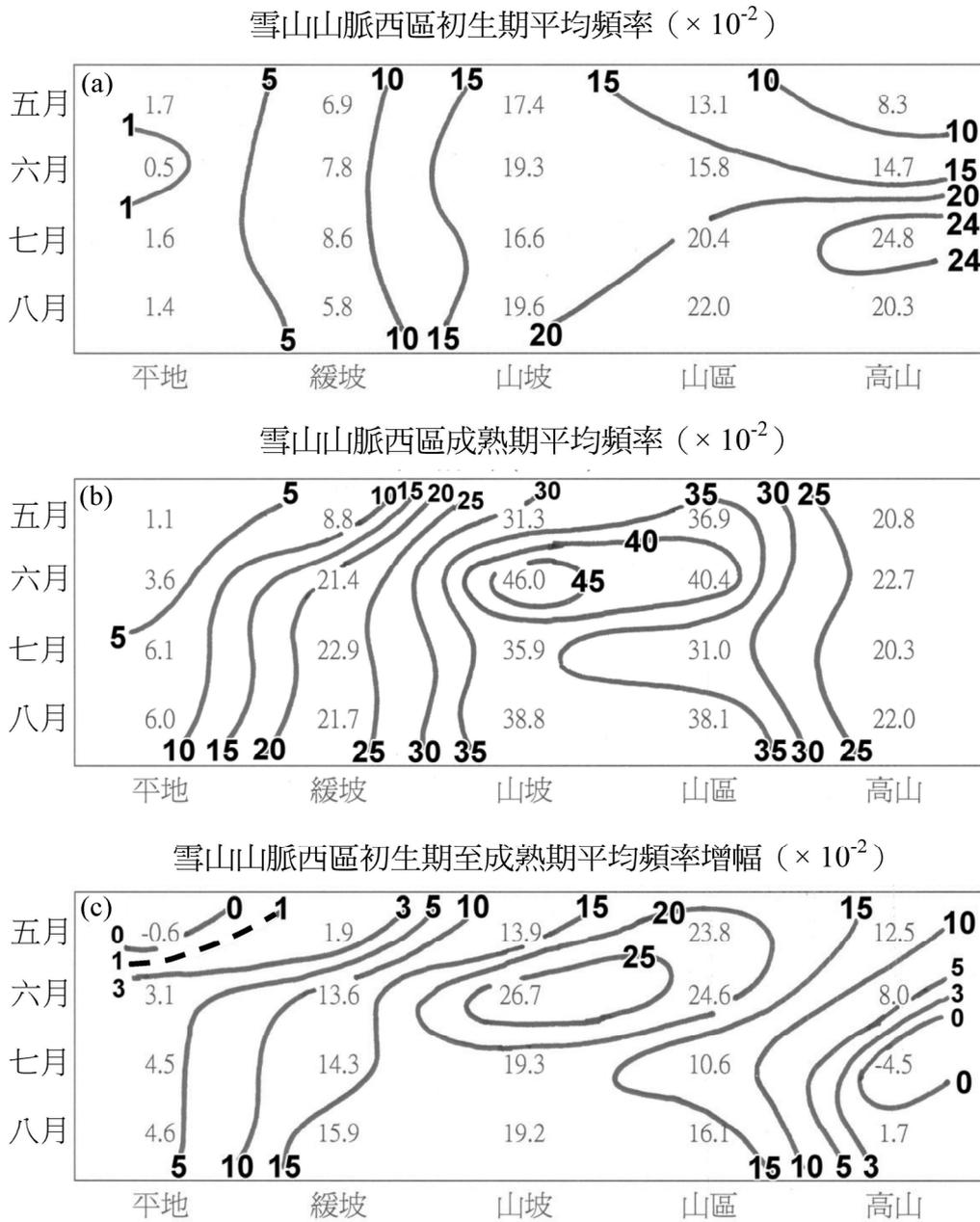


圖 14 同圖 13，但為單位網格對流日個案平均頻率(次數)及平均頻率增幅分布，圖內數值為實際值放大一百倍。

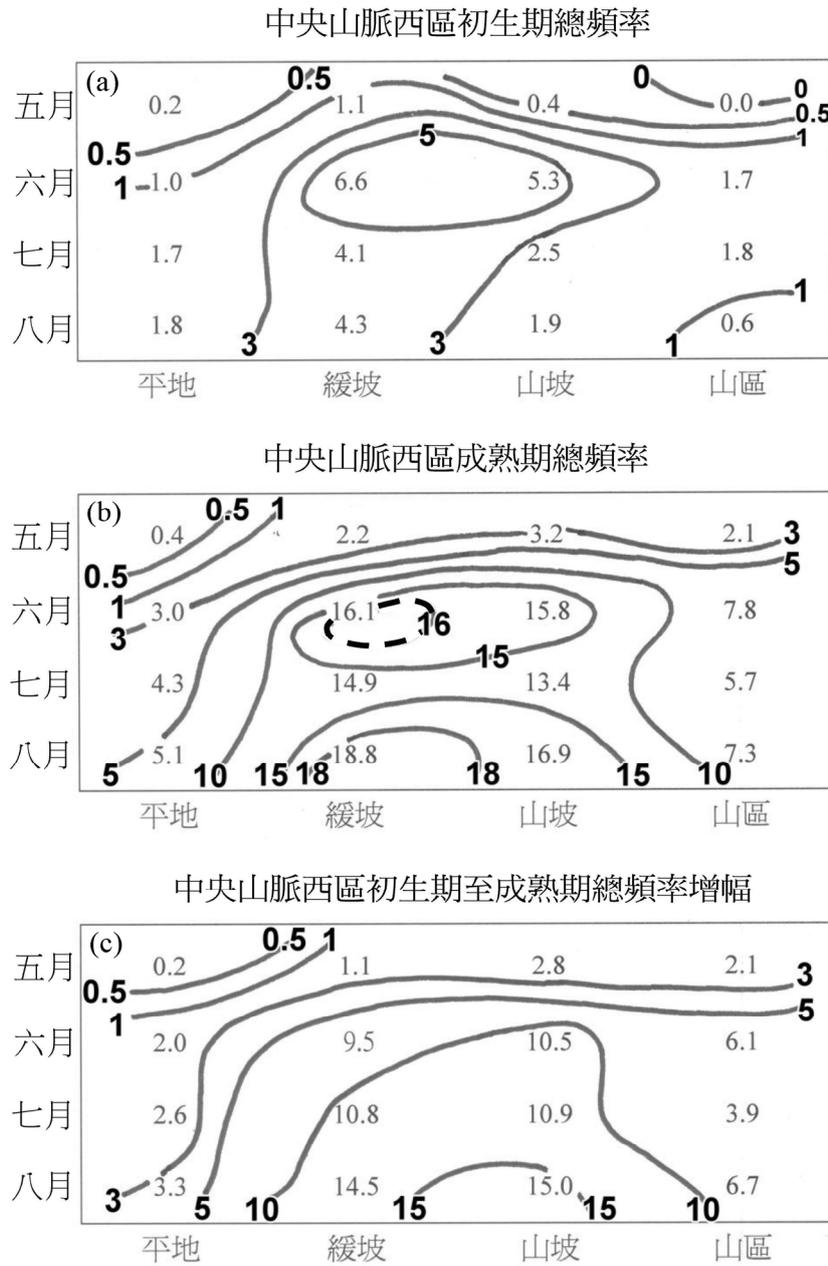


圖 15 1999—2006 年（缺 2003 年）中央山脈（23.5 ~ 24.2 °N）山脊線以西之中央山脈西區，各月對流日(a)初生期、(b)成熟期，在各不同地形高度（定義於內文）之單位網格總頻率（次數）分布，及(c)初生期至成熟期之總頻率增幅分布。

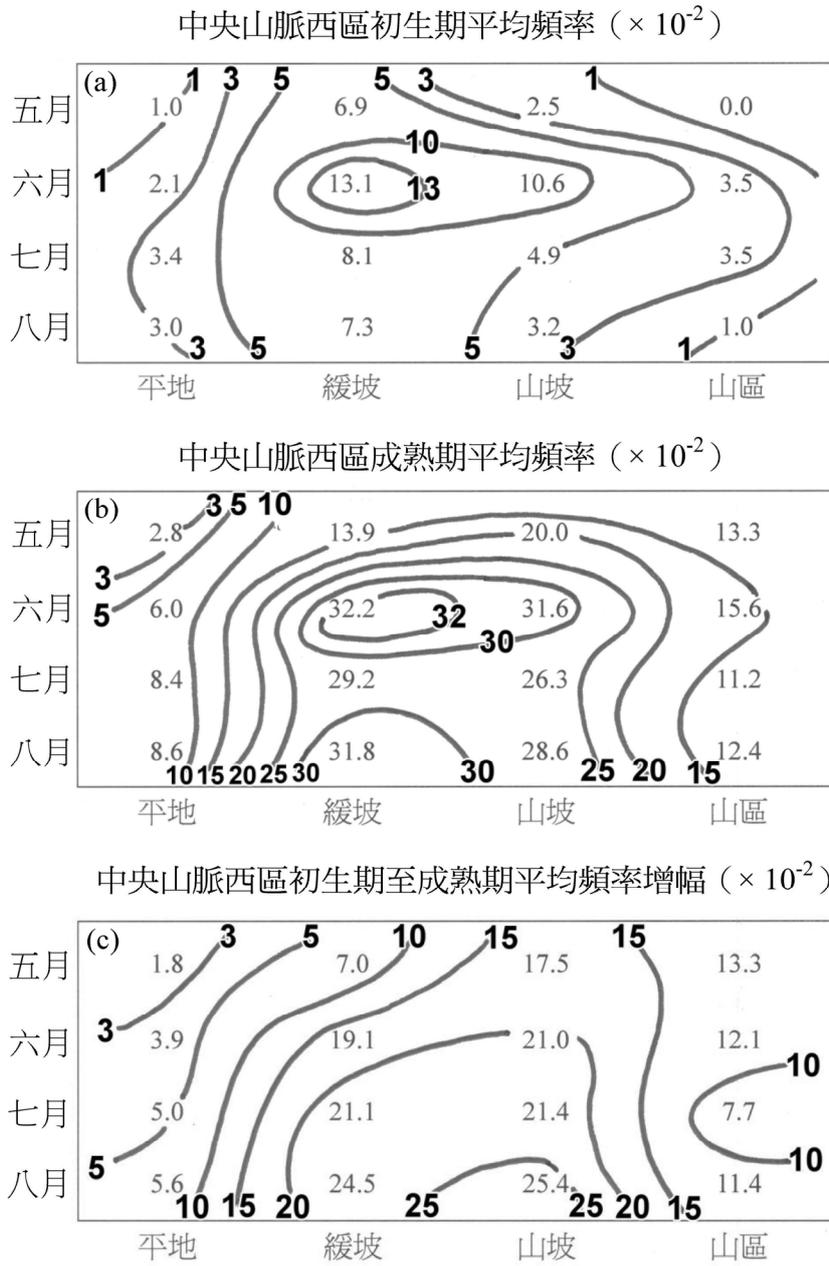


圖 16 同圖 15，但為單位網格對流日個案平均頻率(次數)及平均頻率增幅分布，圖內數值為實際值放大一百倍。

脈西區之月季對流活躍度與對流發展速率，對流日對流活躍度與對流發展速率，以及對流形成發展之移動與滯性特徵。結果發現北台灣東西區月對流活躍度皆隨季節演進而增加，使夏季大於梅雨季，西區夏季對流活躍度與發展速率均遠較東區為大。西區則因不論梅雨季或夏季皆處於暖濕不穩定西南氣流迎風面，故對流日對流活躍度與發展速率皆較東區為大。西區各月與各對流日午後對流除 5 月呈滯留發展外，其他各月皆有從山區向西向地形較低地區移動及/或發展之勢，且梅雨季對流發展速率遠較夏季為大。東區午後對流有由山坡向東向地形較低地區移動及/或發展之勢，除 5 月外其他各月對流發展速率皆較西區為小，唯對流日對流活躍度與西區相似，為梅雨季大於夏季。

此外，發現北部地區各月午後對流主要在台北盆地南側緩坡上形成，並在緩坡上發展，且梅雨季之對流活躍度與發展速率皆較夏季為大。雪山山脈東西區之夏季對流活躍度皆較梅雨季為大，而梅雨季與夏季之西區對流活躍度與發展速率皆較東區為大，對流日對流活躍度與發展速率亦然。西區各月與對流日之對流活躍度最大均發生在山坡與山區，各月與對流日對流發展速率亦然。梅雨季對流在山坡上呈現滯留發展型態，夏季對流則有從山區向西向地形較低地區移動及/或發展之勢。中央山脈西區各月對流主要在緩坡與山區形成並呈滯留發展型態，各月對流日對流活躍度皆以緩坡為最大，除山區外之對流日對流發展速率皆隨季節演進而增大。本文午後對流的移動或發展趨勢與陳等(2009b)分析結果略有不同，可能原因之一為陳等(2009b)之對流頻率中心恰好跨越兩個地形分區，因此使對流移動趨勢於本文中不易呈現。另一原因為北台灣雪山山脈

山脊線呈東北-西南走向，因此使陳等(2009b)梅雨季對流有向東北移動或發展趨勢，但於本文中則在山坡上呈現滯留發展型態。此外，一般而言強綜觀強迫下，對流移動係受環境風場與對流交互作用決定，但在弱綜觀強迫下，對流移動顯然係受局部環流與對流交互作用影響。因此，夏季對流有從山區向西向地形較低地區移動及/或發展之勢。

上述各地區月季對流活躍度與發展速率以及對流日對流活躍度與發展速率，雖皆有其季節演變、地理位置、地形高度以及山脈地形迎風面與背風面之分布特徵，唯皆在暖季弱綜觀強迫環境條件下發展之午後對流，因此分析梅雨季與夏季對流日 0000 UTC 低對流層 850 hPa 綜觀形勢，如圖 17 所示。顯見，梅雨季雖太平洋高壓脊西伸經台灣南端，但台灣地區較夏季有較強的西南氣流，較有利於地形迎風面對流發展。圖 18 為梅雨季與夏季對流日 0000 UTC 合成探空，顯示梅雨季中低對流層風向隨高度順轉顯著，有較夏季更大的暖平流，梅雨季對流可用位能 (CAPE) 雖較夏季者為小，但仍有適中的數值 ($478 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$)，且梅雨季 500 hPa 以下之中低對流層垂直風切較夏季為大，即環境條件仍有利於梅雨季對流於形成後，具有較夏季更為快速增強發展的特性。除綜觀環境條件之差異外，局部環流的發展、地理位置及地形高度，亦在各地區對流活躍度與發展速率大小扮演重要角色，值得未來進一步探討。

致謝

感謝吳連育先生在本文完成之協助，本研究在國科會專案計畫 NSC99-2625-M-002-001 與 NSC-99-2111-M-002-001 支持下完成。

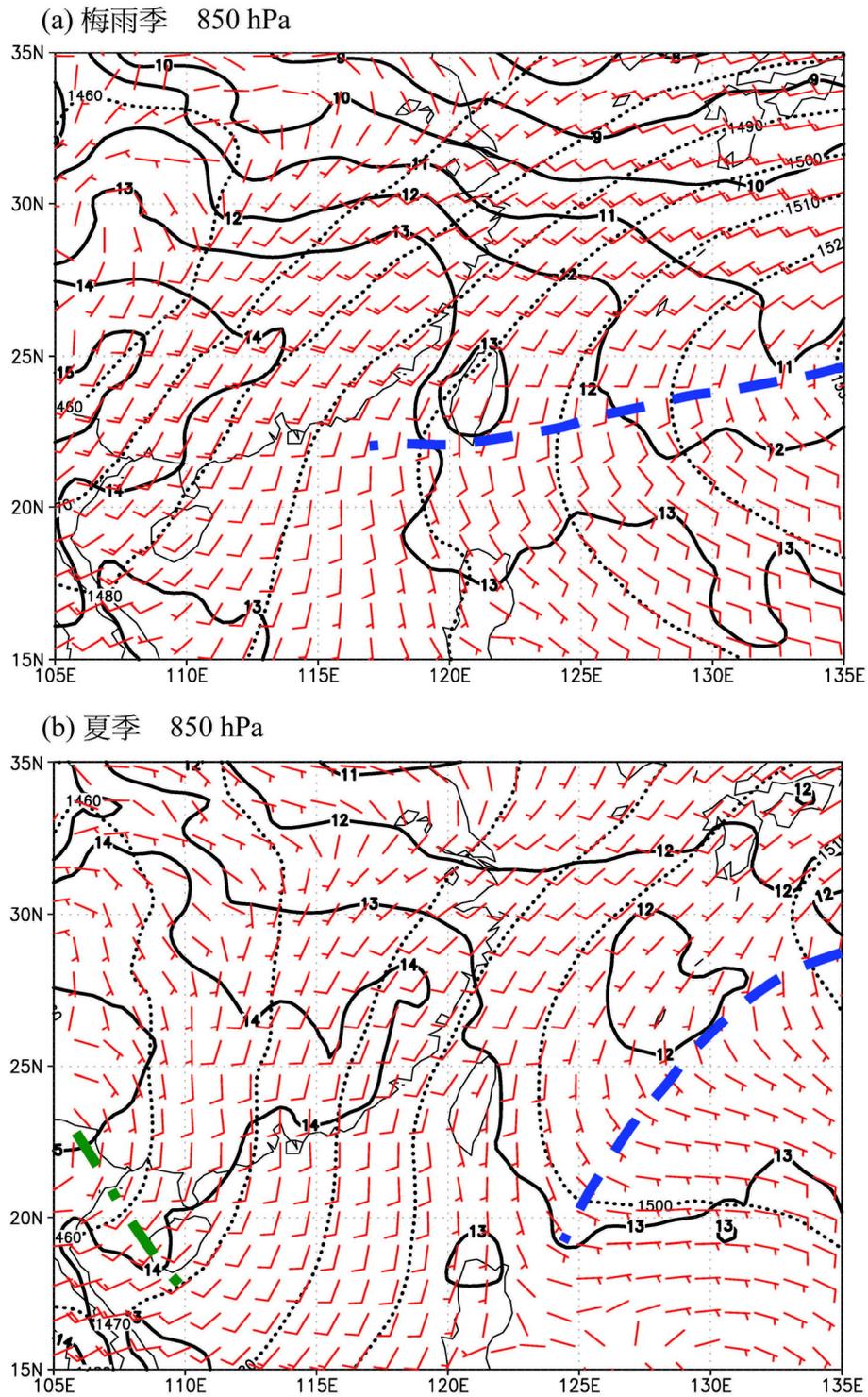


圖 17 (a)梅雨季與(b)夏季對流日 0000 UTC 之 850 hPa 合成高度場(點線; gpm)、風場(慣用符號)及混合比(實線; g kg^{-1})分布。高壓脊以粗虛線表示, 低壓槽以粗點虛線表示。

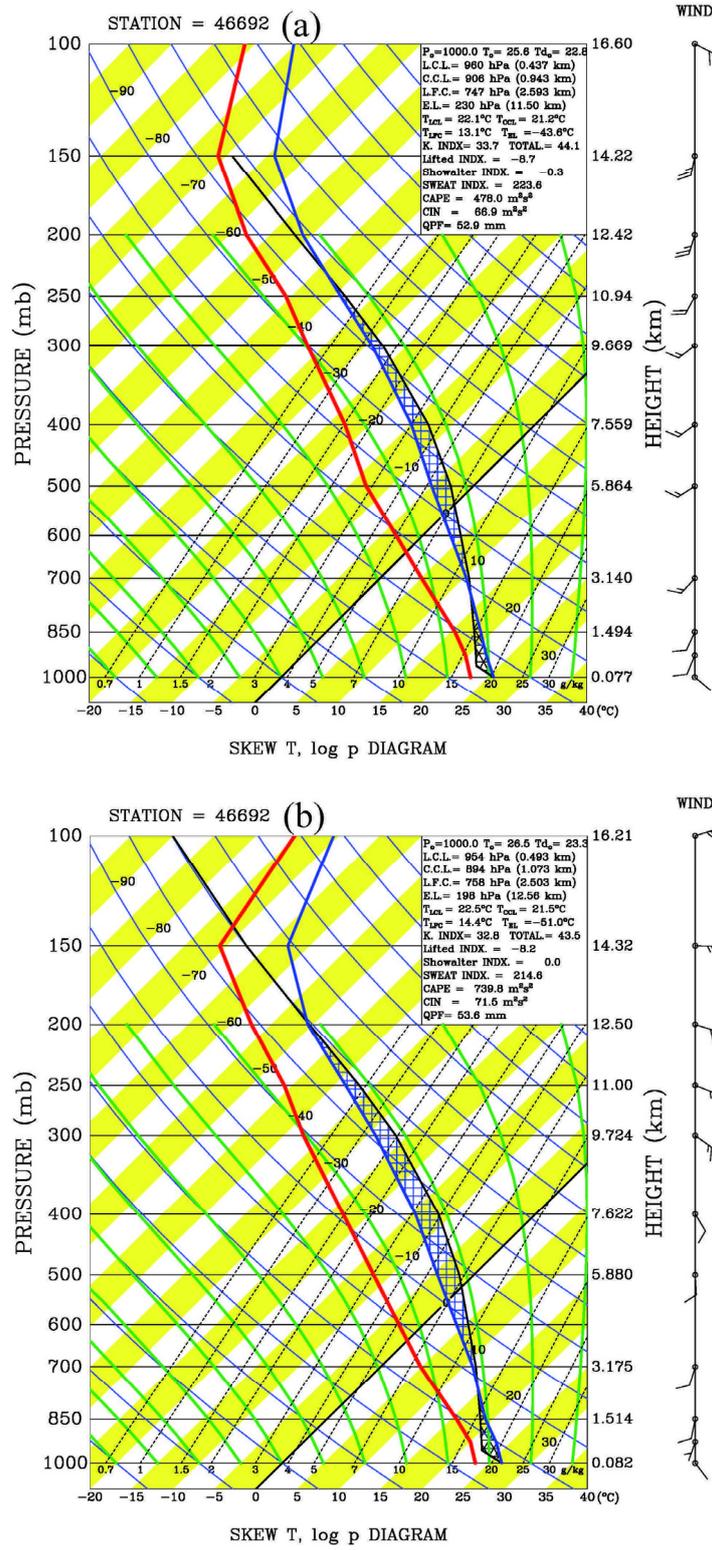


圖 18 台灣北部(a)梅雨季與(b)夏季對流日之 0000 UTC 合成探空。

參考文獻

- 林傳堯，1996：梅雨季太平洋高壓系統影響下台灣地形與午後對流降水關係之研究。*國立中央大學大氣物理研究所博士論文*，241 頁。
- 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。
- 林得恩與戴志輝，2008：夏季台灣北部午後對流閃電分析。*第三屆海峽兩岸航空氣象與飛行安全研討會論文集*，124-131。
- 紀水上、陳泰然及郭世昌，1998：梅雨季台灣地區平均雲頂溫度之時空分布特徵探討。*大氣科學*，**26**，1—18。
- 陳泰然，1994：台灣地區梅雨季中尺度現象之氣候研究（一）。國科會研究報告 NSC83-0202-M002-002，112 頁。
- 陳泰然、王重傑及楊進賢，2002：台灣梅雨季對流降水之時空分布特徵。*大氣科學*，**30**，83—97。
- 陳泰然、王重傑、張智昇及王子軒，2005：梅雨季台灣中部地區降水與豪（大）雨之中尺度氣候特徵。*大氣科學*，**33**，49—76。
- 陳泰然與林宗嵩，1995：嘉南地區定量降水預報整合計畫（I）子計畫三：5、6 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 NSC84-2621-P002-001B，113 頁。
- 陳泰然、周鴻祺、張子琦及劉志信，2001：梅雨季台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、周鴻祺、廖珮娟及楊進賢，2009a：暖季台灣中北部午後連續對流的氣候特徵研究。*大氣科學*，**37**，No.1，49—86。
- 陳泰然、周鴻祺、廖珮娟及楊進賢，2009b：暖季弱綜觀強迫下中北台灣午後對流的氣候特徵。*大氣科學*，**37**，No.2，69—108。
- 陳泰然與張子琦，2002：梅雨季台灣中北部地區豪（大）雨之氣候特徵研究。*大氣科學*，**30**，171—185。
- 陳熙楊、陳泰然及林麗芬，2000：台灣北部地區 5~7 月雷達回波特徵與局部環流探討。*大氣科學*，**28**，73—90。
- 陳泰然與楊進賢，1988：台灣梅雨期豪雨之時空分布特徵。*大氣科學*，**16**，151—162。
- 陳家琦、謝章生及曾以真，2006：7 股雷達於午後對流之個案分析。*天氣分析與預報研討會論文集編（95）*，61-65。
- 戴志輝、林得恩與賴世運，2008：台灣北部地區夏季午後對流閃電與綜觀氣流風向之關係。*大氣科學*，**36**，179-196。
- Chen, C. S., Y. L. Chen, C. L. Liu, P. L. Lin, and W. C. Chen, 2007: Statistics of heavy rainfall occurrences in Taiwan. *Wea. and Forecasting*, **22**, 981—1002.
- Chen, T. C., S. Y. Wang, W. R. Huang, and M. C. Yen, 2004: Variation of the East Asian summer monsoon rainfall. *J. Climate*, **17**, 744—762.
- 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—25.

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.

Yeh, H. C., and Y. L. Chen, 2002: The role of offshore convergence on coastal rainfall during TAMEX IOP 3. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2709—2730.

An Investigation of Convective Activity and Development Rate of the Warm Season Afternoon Convection over Northern and Central Taiwan

George T. J. Chen¹ H. C. Chou² P. C. Liao¹ J. S. Yang³

¹ Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

² Taoyuan International Airport Weather Station, CAA

³ Meteorological Center, CAA

(manuscript received 11 June 2010 ; in final form 6 August 2010)

ABSTRACT

Doppler radar data at Taoyuan International Airport of CAA in the warm season of 1999–2006 were used to identify 176 cases of the afternoon convection over northern and central Taiwan under weak synoptic forcing. The monthly (or seasonal) convective activity and development rate as well as the convective activity and development rate on the convection day were investigated for different geographical locations and different terrains. Results showed that the seasonal convective activity for both eastern and western parts of northern Taiwan was greater in the summer than in the Meiyu season. However, the convective activity on the convection day was greater in the Meiyu than in the summer season for both eastern and western parts. Convection on both individual month and convection day over western part mainly formed over mountainous area and moved westward and / or developed over lower terrain areas except in May. Convection over eastern part mainly formed over mountain slope and moved eastward and / or developed over lower terrain areas.

In addition, results indicated that convective activity was greater in the summer than in the Meiyu season for both eastern and western parts of the Snow Mountain Range. Convective activity and development rate for both the Meiyu and the summer seasons were greater over the western than the eastern part. Convective activity on both individual month and convection day over western part was greater over mountain slope and mountainous area, and the convection tended to develop locally after the formation stage. Over the western part of the Central Mountain Range, convection for each month mainly formed over the mountain slope and mountainous area and then tended to develop locally after the formation stage.

Key Words: Weak synoptic forcing, afternoon convection, convective activity, development rate