

台灣東部地區焚風的研究

江火明 陳悅芬
國立中央大學大氣物理研究所

摘要

台灣地區在颱風強勁風力及盛行西南氣流吹拂下，背風處常有焚風產生。本研究除了統計台灣東部焚風的氣候特性之外，還藉由觀測分析，來瞭解西南氣流誘發東部焚風時的大氣特性。

由 1989 - 1993 年五年間台灣東部焚風發生時天氣形勢統計知：在冬春之際，華南至日本有冷鋒或滯留鋒存在，台灣處於鋒前暖區，且 850 hPa 或 700 hPa 華南有低層噴流存在者，佔 65.5 %；此外，在夏秋之際，受颱風環流影響導致焚風產生者，佔 34.5 %。

由五年 26 個個案中選取受西南氣流誘發焚風之較顯著的個案分析，結果顯示，在地面圖中，台灣處於鋒面系統前暖區時，若伴隨著低層在 850 hPa 或 700 hPa 華南噴射氣流增強且東移，台灣地區風向轉為西南風，500 hPa 也伴隨有短波槽的出現，而台灣恰處於槽前暖平流區，為有利於台灣東部焚風誘發的綜觀天氣形勢。

此外，西南氣流誘發東部焚風是屬於較局地的天氣現象，以台東、大武地區較常出現。焚風發生時，溫度驟升、濕度驟降以及增溫作用使近地表逆溫層的產生，而焚風發生時地面風速微弱且風向紊亂。

一、前言

焚風幾乎是所有山岳地區普遍的現象。焚風(Föhn)其名字源於拉丁語 Favonius，係指在阿爾卑斯(Alps)山脈背風面下沉的乾暖風。焚風發生時，溫度、濕度及風場常有劇烈的變化。而其引起的高溫、低濕對農作物的影響很大。

Atkinson(1981) 敘述 19 世紀 Hann(1866) 提出形成焚風的兩種機制，在乾大氣中，山頂上游空氣塊越過山頂後，受重力作用下沉，此時空氣塊被壓縮並依靠絕熱降溫率增溫，造成背風山腳處的焚風現象。在濕大氣中，由於地形抬升作用，在迎風坡造成地形雲牆(Wall Cloud) 及降水，同時釋放大量凝結潛熱，迎風坡山腳處的空氣塊被吹到雲牆中，受凝結潛熱加熱後再下沉到山背風處造成焚風。

由 Atkinson(1981) 提出濕大氣中焚風產生機制中可知，焚風的產生受山前凝結潛熱及山後下沉絕熱增溫的雙重加溫影響，造成的焚風現象更為顯著。洪與胡(1989) 以二維流體靜力模式探討焚風發生的機制及水汽在焚風現象中所扮演的角色，結果指出水汽的加入會使山背焚風現象增強且持續時間較久、範圍較大。所以山前水汽的凝結在焚風形成中亦扮演著極重要的角色。

由以上對焚風形成機制的回顧可知，焚風的發生視當地地形、過山基本氣流強度、迎風坡水汽凝結量及焚風發生前大氣穩定狀況等因素而定。

Hoinka(1980) 指出阿爾卑斯山焚風發生時的綜觀天氣特徵有：溫度上升、濕度下降、雲量減

少、對流層中層風速變大、近地表風速小的現象。山前高壓、山後低壓的相伴出現，對流層頂在背風面較迎風面高的現象亦是焚風所造成的。Hoinka(1985) 進一步地藉由密集觀測來分析阿爾卑斯山地區焚風的特性，並與洛磯山之 Chinook 做比較。他指出焚風的產生與山背風波的出現有關，並認為焚風發生時，迎風面的大氣狀況相當穩定，背風處的大氣受焚風作用而變得較不穩定。Hoinka and Rössler(1987) 則研究阿爾卑斯山焚風發生時近地層的變化，認為焚風發生時，暖空氣不會下達地表，地表仍由冷空氣覆蓋，所以近地表常有逆溫層產生，使污染物累積而導致當地嚴重的空氣污染。

Ungeheuer(1952) 指出，50%鋒面經過阿爾卑斯山時會產生鋒前焚風。由於鋒前焚風的產生會影響鋒前天氣狀況以及使鋒面移速改變，造成阿爾卑斯山北側天氣預報之不易，故近年來學者的研究多著重在鋒面與焚風交互作用的探討。

Hoinka et al.(1990)在 1987 年於阿爾卑斯山附近所做的觀測實驗(GFE87)分析中指出，由於鋒前焚風及鋒後降水造成鋒面前緣有小尺度的重力波(Gravity Current)產生，特徵為卷雲的出現。焚風還會使鋒面溫度梯度增加，有利於鋒生及鋒面的加速。Heimann(1990) 的模式加入水汽的考量，探討不同走向鋒面經過阿爾卑斯山對焚風產生的影響，研究中發現呈南北(N-S)走向的鋒面才會有焚風產生。另外還以地形及潛熱為變因來探討其對鋒面移速的影響，結果顯示有地形存在的情況下焚風的產生對鋒面溫度梯度有加強作用，利於鋒面加

速。而潛熱釋放的加入在有焚風產生的情況下利於鋒面加速；在無焚風產生的情況下則會使鋒面減速。Heimann(1992) 改良 Heimann(1990) 的三維靜力模式為巢狀網格的模式，採用理想的初始場來模擬冷鋒過阿爾卑斯山的現象，與 Hoinka et al.(1990) 對 1987 年 10 月 7 日經過阿爾卑斯山冷鋒的觀測做比較，結果與觀測大致相符，其中對於 Meso- β 尺度的現象模擬的相當好。

台灣地區除颱風季節焚風的產生之外，其他季節在台東、大武地區，焚風造成農作物枯死的災害亦時有耳聞，近年來新聞的報導亦有所增。例如 1996 年 3 月 15 日台東、大武出現的焚風。由台東、大武兩測站當天溫度、濕度觀測資料(圖 1)顯示，台東站自 3 點至 13 點，氣溫由 23°C 上升至 37.2°C，相對濕度由 81% 下降至 22%，溫度大於 30°C、相對濕度小於 40% 的時間為 8 至 13 點；大武站自 3 點至 13 點，氣溫由 25°C 上升至 36°C，相對濕度由 75% 下降至 32%，溫度大於 30°C、相對濕度小於 40% 的時間為 8 至 16 點。大武 37.2°C 的高溫則創歷年來三月份的最高溫記錄。

Liao(1979)指出，台灣地區百年來最高溫記錄發生在 1942 年 6 月 7 日於台東的 39.5°C，次高溫記錄發生在 1954 年 5 月 9 日於大武的 39.4°C。這兩個最高溫記錄皆是由焚風造成的。由上可知，強盛西南氣流吹拂誘發台灣東部焚風的現象是不容忽視的研究課題。

本篇文章主要著重在台灣東部焚風的氣候統計、西南氣流誘發東部焚風之綜觀天氣特徵的瞭解以及基本氣象要素的變化。篇章如下：第二節為介紹資料來源及分析方法。第三節為分析台灣東部地區焚風的氣候特性。第四節為個案診斷分析。第五節結論。

二、資料來源及分析方法

本文採用 1989-1993 年共五年的中央氣象局地面測站及探空測站資料。地面測站資料在台灣東部選取花蓮(46699)、成功(46761)、台東(46766)、大武(46754)四測站，西部測站則以新竹(46757)、台中(46749)、嘉義(46748)、台南(46741)、高雄(46744)、澎湖(46735)六測站進行分析，另外選取一山區測站—日月潭(46765)作比較對照用。探空測站資料分別選取板橋(46692)、花蓮(46699)、馬公(46734)、東港(46747)、綠島(46780)及東沙(46810)測站的資料。

焚風個案的選取是針對台灣地區焚風發生頻率最大的東部地區來分析，首先利用五年的地面資料計算各測站每個月的氣溫與濕度的日變化。將逐時的觀測氣溫資料減去日變化後的差值大小顯示當時氣溫的異常現象，若有明顯的異常高溫，則可能是焚風發生的結果，由上述之差值計算各月份之

標準偏差，選擇連續 5 小時之差值大於二倍標準偏差(約 5~7°C)，且配合之綜觀天氣型態為有利於台灣東部焚風產生，亦即低層有明顯西或西南噴流或受颱風環流影響者，視為一焚風個案。統計的結果發現，在五年中有 26 個台灣東部焚風個案。

三、台灣東部地區焚風的氣候特性

在 26 個台灣東部焚風個案中，春季(3~5 月)有 10 個，佔 38.5%，夏季(6~8 月)有 6 個，佔 23%，秋季(9~11 月)有 4 個，佔 15.5%，冬季(12~2 月)有 6 個，佔 23%。依照月份的統計，則以四月份最多，有 7 個，佔 27%；其餘月份所佔的比率較小(表 1)。由以上的分析結果不難發現，台灣東部焚風的發生在季節上顯示，以春、夏季居多，這與台灣東部焚風的形成原因有極密切的關連。

從台灣東部焚風發生時之綜觀天氣型態的統計分析顯示，誘發台灣東部焚風的天氣形勢可分為兩類，一是華南至日本有冷鋒或滯留鋒存在，台灣處於鋒前暖區，且 850hPa 或 700hPa 華南有低層噴流存在者，26 個個案中有 17 個，佔 65.5%；另一是受颱風環流影響導致焚風產生者，有 9 個，佔 34.5%。若進一步將四季焚風發生之比例區分為受鋒面系統及颱風所影響者(表 2)，可發現，夏、秋兩季焚風的發生多由颱風所引發；冬、春季則為鋒面系統所導致。

由 26 個個案焚風發生的地點、高溫持續時間及絕對最高溫的比較(表 3)可知，冬季發生的焚風因大環境原本溫度就偏低，絕對最高溫也較低，只有 1989 年 2 月 17 日及 1990 年 12 月 31 日兩個個案絕對最高溫達 30°C 以上。夏、秋季的焚風多由颱風誘發，絕對最高溫也較高，但是 26 個個案中之絕對溫度最高的個案則並非由颱風所引發，而是 1992 年 6 月 17 日由西南氣流所造成的 36.6°C 的高溫。高溫持續時間除了夏、秋季有大於 30°C 長時間的高溫以外，春季也有一些個案大於 27°C 較長時間的高溫。在焚風發生地點來看，颱風誘發之焚風範圍較廣，自花蓮至大武皆可見；西南氣流誘發焚風則多局限於台東、大武地區，少數於成功也可見。

此統計結果顯示，台灣東部焚風是台灣東部獨特的氣象現象，其發生的季節及原因，除了一般所知的夏、秋季時由較強烈之颱風所引發之外，在冬、春兩季亦是出現相當頻繁的天氣現象，而冬、春季焚風的產生是由於鋒前暖濕西南噴流過台灣地形，在台灣東部做下降運動所致。台灣地區一年四季天氣多受鋒面系統影響，故若能對鋒面系統伴隨強盛西南氣流，引發台灣東部焚風時，台灣地區附近氣象場的變化有更深度的探討，將對冬、春季台灣東部的天氣預報有很大的助益。

四、個案分析

為瞭解焚風發生時氣象場的變化，在這 26 個個案中選取受西南氣流誘發焚風之三個較顯著的個案做進一步分析。本文因篇幅有限只對 1989 年 2 月 17 日個案詳細介紹，其他個案請參考“台灣東部地區焚風的研究”（陳悅芬,1996）。

(一) 綜觀天氣形勢

圖 2.a、2.b 為 2 月 17 日 0000UTC 至 2 月 17 日 1200UTC 之海平面氣壓分佈，可見華南地區天氣主要是受一低壓鋒面系統及其後的冷高壓系統影響。2 月 16 日 1200UTC，大陸地區為冷高壓籠罩，一滯留鋒自日本至華南地區延伸，低壓中心在在(31°N,125°E)，台灣位於鋒前暖區。12 小時後，也就是 2 月 17 日 1200UTC 時，鋒面位置南移，低壓中心移至日本，此時鋒後冷高壓漸南下，但仍未達台灣。直到 2 月 18 日 0000UTC 後，鋒面迅速東移，此時台灣地區完全壟罩在冷高壓的勢力範圍內。

低層(850hPa 及 700hPa)的天氣形勢(圖 3a)。2 月 16 日 1200UTC 時，鋒面在 850hPa 較明顯且呈斜壓狀態。850hPa 及 700hPa 自日本至華南地區為風速較強的區域，850hPa 噴流中心在東海，風速為 23m/s；700hPa 有兩處風速較大的中心，一在東海，一在華南，風速分別為 24.2m/s、23m/s。台灣此時 850hPa 吹西南風；700hPa 吹西南西風。水汽分布上，850hPa 自菲律賓至台灣地區為水汽較充足的區域，南海為水汽較少處。700hPa 水汽較多處位於西太平洋上，南海至南台灣為水汽量較少處。

到了 2 月 17 日 0000UTC(圖 3b)，850hPa 鋒面位置不變，溫度梯度變大表示此時鋒面強度增強。850hPa 原先位於東海的噴流中心東移至日本且增強至 25.2m/s；華南地區風速增強形成另一噴流中心，風速為 17.7m/s。700hPa 原先在東海的較大風速區減弱且東移至日本；華南地區的噴流中心則南移且增強至 24.6m/s。此時台灣 850hPa 仍吹西南風；700hPa 則漸轉為西風。水汽分布上，850hPa 台灣仍處於較潮濕區，華南地區水汽量增加，南海位於這兩處水汽充足中間的低水汽區。700hPa 西太平洋較潮濕的地方轉為水汽較少的分佈，此乾區與南海的乾區連成一片，而華南至東海變為較潮濕，造成自廣東沿海至台灣水汽梯度增加。

2 月 17 日 1200UTC(圖 3c)鋒面強度持續增強且漸漸南移，台灣地區暖平流增加。850hPa 噴流稍減弱並南移，使得較大風速區過台灣，台灣地區風向轉為西南西。700hPa 噴流在東海增強為 26.3m/s，華南地區則稍減弱並南移，台灣地區仍吹西風。水汽分布上，鋒面所在處之水汽梯度增加且隨鋒面南移，自日本至中南半島為水汽較充足的地方。700hPa 水汽的分佈大致上和 2 月 17 日 0000UTC 相似。

2 月 18 日 0000UTC 之後(圖 3d、3e)，鋒面及低壓系統東移，台灣地區受冷高壓南下影響溫度降低。此時整個低層噴流東移，台灣上空風場微弱。水汽分布上，850hPa 及 700hPa 水汽量則漸漸減少。

500hPa 的天氣形勢，由 2 月 16 日 1200UTC 至 2 月 18 日 1200UTC 的高度場、溫度場及風場可看到，低緯度地區的高度線平直，除了在 2 月 16 日 1200UTC 於(31°N,110°E)有短波東移以外，其餘變化不大。配合溫度場來看，2 月 16 日 1200UTC 至 2 月 17 日 1200UTC，華南至日本地區溫度線與高度線有夾角，呈較斜壓狀態。2 月 18 日 0000UTC 之後則溫度線與高度線平行，呈較正壓狀態。

風場分佈上，自 2 月 16 日 1200UTC 至 2 月 17 日 1200UTC，500hPa 在日本上空有一風速較大處，沿青藏高原南側至華南地區為另一較大範圍的噴流區，風速自 39.8m/s 增強至 48.4m/s。2 月 18 日 0000UTC 之後兩支噴流則連為一片，風速 46 m/s。

(二) 地面測站觀測分析

圖 4 為台灣地面測站在 1989 年 2 月 17 日 1 ~ 24 時的氣溫與絕對濕度的逐時變化圖，圖中實線表絕對濕度，虛線表溫度。由圖中可以看到，無論東部或西部測站在溫度上皆有明顯的日變化，在濕度上，則只有東部測站有較顯著的日變化，西部測站則否。這表示在 2 月 17 日由於台灣西部受低層整層暖濕空氣的吹拂，濕度的逐時變化不大，絕對濕度平均約在 24mb (14.9g/kg) 左右；東部因為有中央山脈的阻擋，濕度變化較接近日變化。但是特別值得注意的是，東部測站中，台東(46766)、大武(46754)兩測站，其溫度於日出後 7 點時自 20°C 迅速上升，至 13 點達 32°C，在 6 小時內上升 12°C，與相近緯度之高雄測站(46744)相比較，高雄站自 7 點至 13 點溫度自 22°C 上升至 28°C，只上升了 6°C，由此可見東部的增溫乃屬於異常的增溫現象。除此之外，台東、大武兩測站絕對濕度在溫度急劇升高的同時有迅速遞減的情況。台東站由 11 點的 28mb (17.4g/kg) 減為 16 點的 19mb (11.8g/kg)；溫度自 28°C 上升至 31.5°C。大武站則由 8 點時的 27mb (16.8g/kg) 減為 12 點時的 20mb (12.4g/kg)。這種背風面之溫度異常升高、濕度異常下降的現象與 Hoinka(1980)對阿爾卑斯山焚風特性的分析結果相符合。

圖 5 為台灣地面測站在 1989 年 2 月 17 日 1 ~ 24 時的地面風向與風速之逐時變化圖。其中東部測站之地面風向並沒有多大變化；而風速非但沒有增加反而有些微減少的現象。

斜溫圖分析上(圖 6a ~ 6c)可看到，在 2 月 16 日 0000UTC 時，也就是焚風發生前，西部之板橋站自 500hPa 以下整層潮濕，東港站則自 800hPa

以下較潮濕；相同地，東部之花蓮站也是低層相當潮濕的狀況，而綠島站則是在 850hPa 附近較乾燥，其下層則呈現較潮濕的狀況。

到了 2 月 16 日 1200UTC，除了花蓮站因焚風的作用有很明顯的低層乾化現象以外，其餘的測站在低層反而呈現更潮濕的狀況。在 2 月 17 日 0000UTC 時則更明顯的表現出東部(花蓮、綠島)低層乾化及西部(板橋、東沙)低層潮濕的狀況。一直到 2 月 18 日 0000UTC 時，東部才又恢復較潮濕的狀態。在溫度變化上，花蓮及綠島在 2 月 16 日 1200UTC 及 2 月 17 日 0000UTC，近地層有明顯增溫及逆溫現象，此亦是焚風現象的表徵。

另外在風場的分布上，在 2 月 17 日 1200UTC 之前，西部低層吹西到西南風，風速約 25KTs，顯示西南氣流的存在，直到 2 月 18 日 0000UTC 風向才轉為西北風。而東部花蓮、綠島 850hPa 風向在 2 月 17 日 1200UTC 前也是西南風，到了 2 月 17 日 1200UTC 轉為西北風，此時東部焚風的現象才消失。

為顯現地面溫度及濕度的淨變化，將東部測站 2 月 17 日到 2 月 18 日的溫度及濕度減去日變化得到圖 7，其中實線表溫度差，虛線表濕度差。圖中顯示，台東(大武)之溫度差在 17 日 5 (4)點時開始上升，至 17 日 16 (13)點時達最大值，此時比平均值高 9°C，之後則緩緩下降。而在溫度差上升的同時濕度差亦同時下降，台東(大武)的濕度差自 17 日 11 (7)點的 9.5 (9)mb，約 5.9 (5.6)g/kg 下降至 17 日 16 (13)點的 -0.75 (0)mb，約 -0.47 (0)g/kg，於 5 小時內下降 9.75 (9.5)mb，約 6.1 (5.9)g/kg；溫度差則是自 6 (5.5)°C 上升至 9°C，於 5 小時內上升 3.5°C。而溫度差最大上升幅度為 8°C，代表純由綜觀天氣環境及焚風的增溫最高可達 8°C。至於花蓮、成功兩測站，除了花蓮站的溫度自 17 日 7 點至 16 點有增溫現象之外，其餘的溫度、濕度差變化皆不明顯。由此可知，此個案焚風的產生屬於局地的天氣現象。

(三) 討論

由以上對 1989 年 2 月 17 日焚風個案的分析發現，個案中焚風發生前綜觀天氣形態為：近地表在華南地區有鋒面系統存在，此時大氣呈較斜壓的狀態。低層 850hPa、700hPa 華南低層噴流利於南方較溫暖潮濕空氣的傳輸。焚風產生前 850hPa 及 700hPa 台灣多吹西南風，700hPa 風向先轉為偏西風(2 月 17 日 0000UTC)，850hPa 到 2 月 17 日 1200UTC 才轉為西南西風，此時也正是焚風現象消失的時間，由此可見低層氣流的存在及低層風向對焚風的產生扮演著重要的角色。

斜溫圖分析發現，焚風發生前台灣西部地區皆潮濕，尤其是在迎風面的西部地區。焚風發生時，東部低層出現增溫乾化現象並且近地表有逆溫層出現。當焚風消失時東部地區又回復原先潮濕狀

態。由溫度、濕度分析發現：焚風的產生只在台東、大武，屬於較局地的天氣現象，發生時間相當短暫，自 17 日 7 點的 20°C 上升至 13 點的 32°C，於 6 小時中溫度上升 12°C；絕對濕度自 27mb(16.8g/kg)下降至 20mb(12.4g/kg)，降低約 7mb(4.4g/kg)。此個案中焚風發生時間在日出之後。溫度扣除日變化後顯示，純由綜觀尺度及焚風的增溫最高可達 8°C。此外，個案中焚風發生時台東、大武地面風速及風向皆變化不大。

五、結論

對台灣東部焚風的氣候特性研究上，統計 1989-1993 年五年間台灣東部焚風個案發現，台灣東部焚風發生時的天氣形勢可分為兩類：一是華南至日本有冷鋒或滯留鋒存在，台灣處於鋒前暖區，且 850hPa 或 700hPa 華南有低層噴流存在者，26 個個案中有 17 個，佔 65.5%，發生季節以冬、春季居多；另一是受颱風環流影響導致焚風產生者，有 9 個，佔 34.5%，發生季節以夏、秋季為主。另外，台灣東部焚風的發生頻率在季節上的統計顯示，以春、夏季居多。

為瞭解焚風發生時氣象場的變化，在 26 個個案中選取受西南氣流誘發焚風之三較顯著的個案，本文因篇幅有限只對 1989 年 2 月 17 日的焚風個案詳細介紹，分析是以 EC/TOGA 觀測分析場及台灣地區地面測站及探空測站資料來分析焚風發生時綜觀天氣形勢及東部氣象場的變化。

觀測分析結果顯示，有利於台灣東部焚風誘發的綜觀天氣形勢為，在地面圖中，台灣處於鋒面系統前暖區時，若伴隨著低層在 850hPa 或 700hPa 華南噴射氣流增強且東移，台灣地區風向轉為西南風時，因噴射氣流有利於將南方較溫暖潮濕的空氣輸送，使氣流在中央山脈的迎風面凝結釋放潛熱，當氣流爬山後在背風面，也就是台灣東部下降增溫，因而造成台灣東部焚風的產生。此時 500hPa 也常伴隨有短波槽的出現，而台灣恰處於槽前暖平流區，更有利於暖空氣的往北輸送。而當此綜觀天氣型態消失時，焚風的現象也消失。

此外，由地面及探空測站分析中還顯示，因西南氣流誘發東部焚風，屬於較局地的天氣現象，以台東、大武地區較常出現。焚風發生時，溫度驟升、濕度驟降以及由於增溫作用促使近地表逆溫層的產生，這些特徵和先前許多學者對焚風所作的觀測分析結果相同。但是在風場的變化上，焚風發生時地面風速及風向變化不大的特性，卻與其他山岳地區焚風發生時風速突增或有風暴產生的現象有所不同。

參考文獻

洪秀雄、胡仲英，1989：颱風引發焚風之初

步研究。大氣科學，17，1，1-41。
 陳悅芬，1996：“台灣東部地區焚風的研究”。國立中央大學大氣物理研究所。
 Atkinson, B. W., 1981：Meso scale Atmospheric circulations. Queen Mary College, University of Lonon, 495pp.
 Hann, J., 1866：Zur frage über den ursprung des fö hns. Zeit. Oest. Gesell. Meteor., 1, 257-263.
 Heimann, D, 1990：Three-dimensional modeling of synthetic cold fronts approaching the Apls. Meteorol. Atmos. Phys., 42, 197-219.
 Heimann, D, 1992：Numerical simulation of mesoscale structures in the northern Apline foreland: A dry cold front with pre-frontal foehn. Meteorol. Z., N. F., 1, 290-306.
 Hoinka, K. P., 1980：Synoptic scale atmospheric features and foehn. Contr. Atmos. Phys., 53, 486-507.

Hoinka, K. P., 1985：Observation of the airflow over the Alps during a foehn event. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111, 199-224.
 Hoinka, K. P., M. Hagen, H. Volkert, and D. Heimann, 1990：On the influence of the Apls on cold front. Tellus, 42A, 140-164.
 Hoinka, K. P., and F. Rö sler, 1987：The surface layer on the leeside of the Alps during foehn. Meteorol. Atmos. Phys., 37, 245-258.
 Liao, S. Y., 1979：Analysis of typhoon modification in relation to the foehn wind over Taiwan. The Bulletin of Institute of Geophysics, National Central University, 18, 44-60.
 Ungeheuer, H., 1952：Zur statistik des fö hns im Vorlpengebiet. Bre. DWD US - zon., 38, 117-120.

月份	一	二	三	四	五	六	七	八	九	十	十一	十二	合計
個數	2	3	1	7	2	2	1	3	4	0	0	1	31
百分比	7.5%	11.5%	4%	27%	7.5%	7.5%	4%	11.5%	15.5%	0%	0%	4%	100%

表1：台灣東部焚風之月份統計表。

季節	春季(3-5月)	夏季(6-8月)	秋季(9-11月)	冬季(12-2月)	合計
鋒面系統	10個, 佔 38.5%	1個, 佔 4%	0%	6個, 佔 23%	17個, 佔 65.5%
颱風	0%	5個, 佔 19%	4個, 佔 15.5%	0%	9個, 佔 34.5%
總百分比	38.5%	23%	15.5%	23%	100%

表2：台灣東部焚風個案之季節及綜觀天氣形態統計表。

日期	發生地點	持續時間(HR) (>27°C)	絕對最高溫 (°C)	季節	誘發原因
1989.2.17	台東、大武	8	30.0	冬	FJ
1989.5.2	台東、大武	14	31.0	春	FJ
1989.9.12	花蓮、成功 台東	11 (>29°C)	29.9	秋	T
1990.1.15	大武	0	19.8	冬	FJ
1990.2.23	花蓮、成功 台東、大武	0	26.9	冬	FJ
1990.4.3	台東、大武	10	31.9	春	FJ
1990.4.22	台東、大武	32	33.7	春	FJ
1990.7.10	花蓮、大武	12 (>30°C)	32.9	夏	T
1990.8.19	花蓮、成功 台東、大武	30 (>30°C)	33.4	夏	T
1990.8.30	花蓮、成功 台東	6 (>30°C)	34.4	夏	T
1990.9.7	花蓮、成功 台東	9 (>29°C)	30.7	秋	T
1990.12.31	台東、大武	8	30.6	冬	FJ
1991.3.22	成功、大武	7	35.0	春	FJ
1991.4.10	台東、大武	9	34.0	春	FJ
1991.4.28	大武	9	33.6	春	FJ
1991.5.21	成功、大武	13	33.9	春	FJ
1991.9.27	成功	5 (>30°C)	31.2	秋	T
1992.1.30	成功、大武	0	16.6	冬	FJ
1992.4.22	台東、大武	22	32.5	春	FJ
1992.4.29	大武	32	35.1	春	FJ
1992.6.17	台東、大武	12 (>30°C)	36.6	夏	FJ
1992.6.28	大武	12 (>30°C)	36.5	夏	T
1992.8.29	成功	13 (>28°C)	29.4	夏	T
1992.9.5	花蓮、成功 台東、大武	6 (>30°C)	33.4	秋	T
1993.2.21	大武	8	30.5	冬	FJ
1993.4.23	大武	41	35.3	春	FJ

表3：1989 - 1993年台灣東部焚風個案表。

FJ：鋒面-噴流系統。T：颱風。

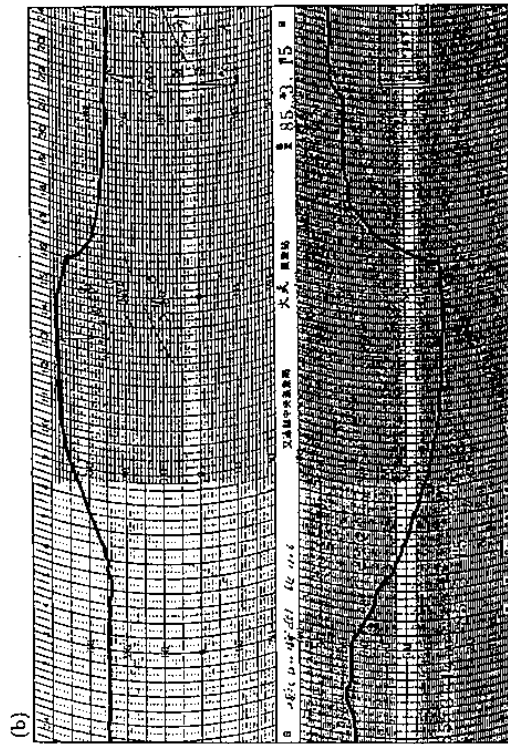
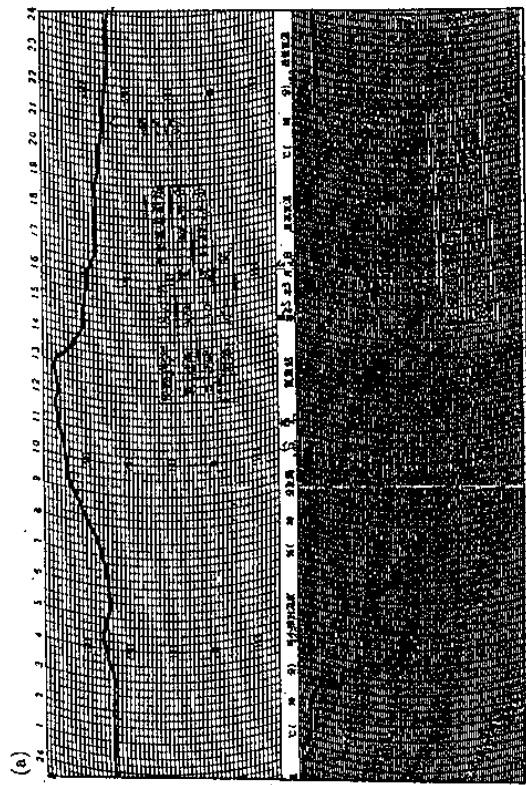


圖1：(a) 1996年3月15日台東測站溫度、濕度觀測記錄。
(b) 1996年3月15日大武測站溫度、濕度觀測記錄。

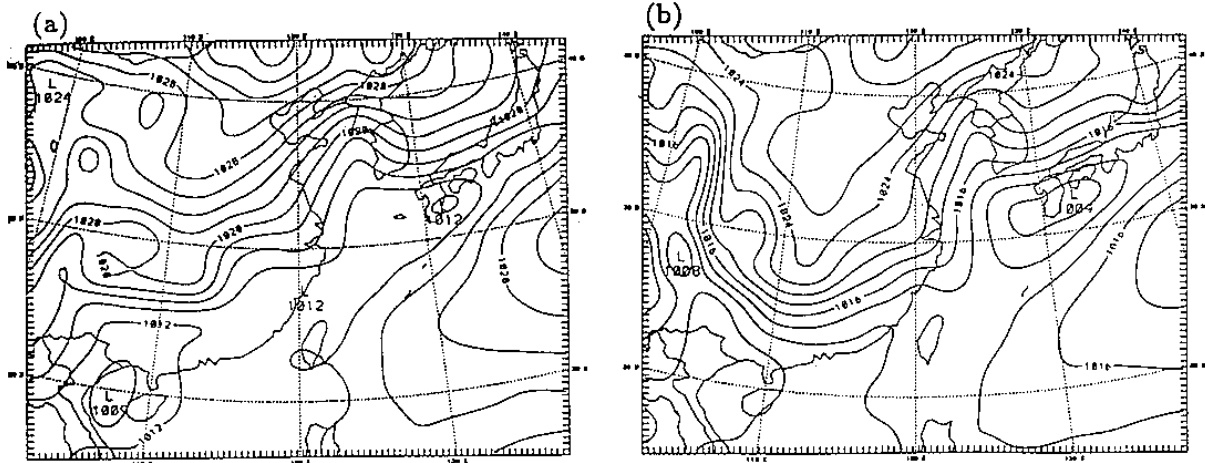


圖 2：海平面氣壓場，等值線間距為 2 mb。

(a) 1989年2月17日 0000UTC。 (b) 1989年2月17日 1200UTC

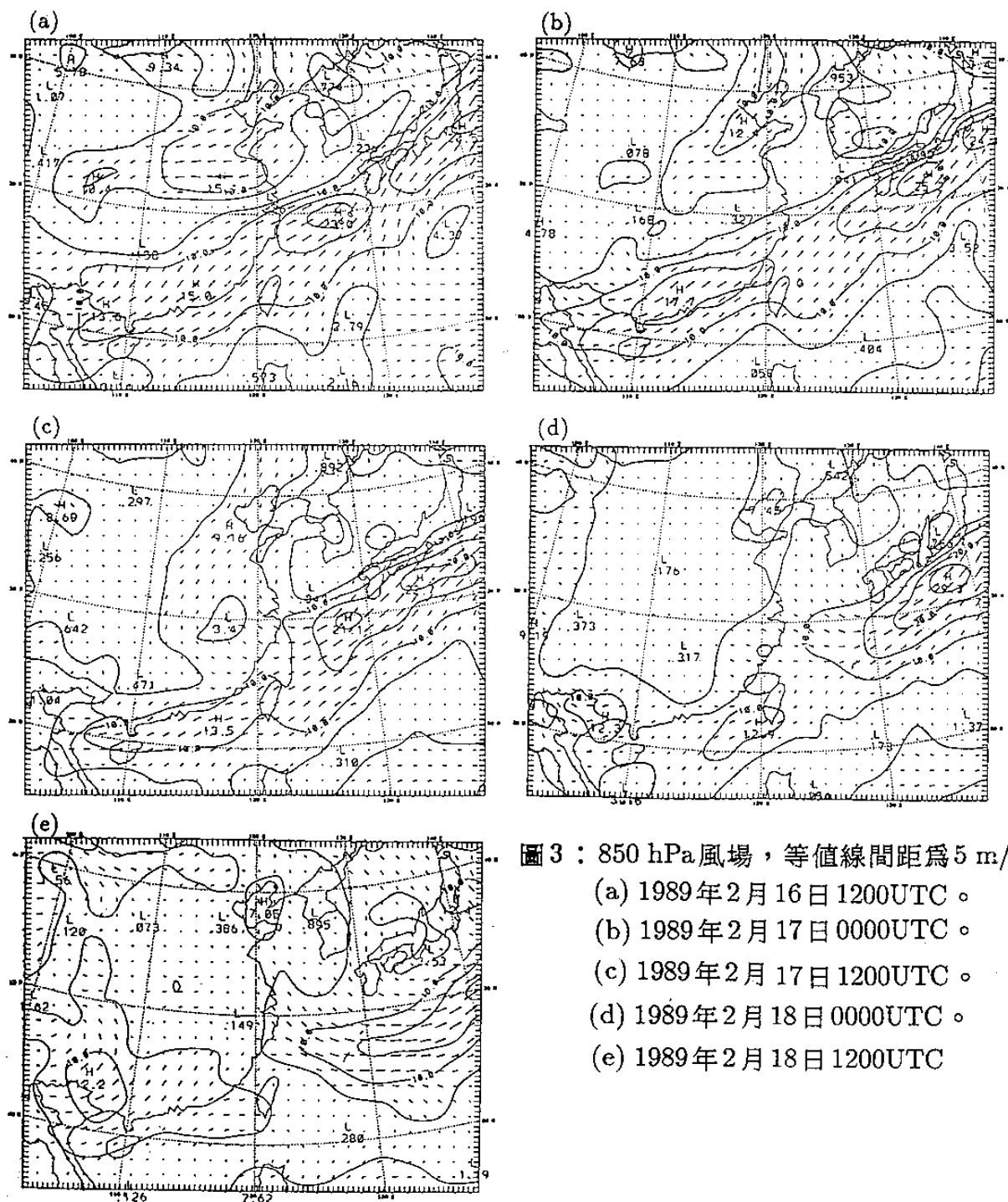


圖 3：850 hPa 風場，等值線間距為 5 m/s。

(a) 1989年2月16日 1200UTC。
 (b) 1989年2月17日 0000UTC。
 (c) 1989年2月17日 1200UTC。
 (d) 1989年2月18日 0000UTC。
 (e) 1989年2月18日 1200UTC

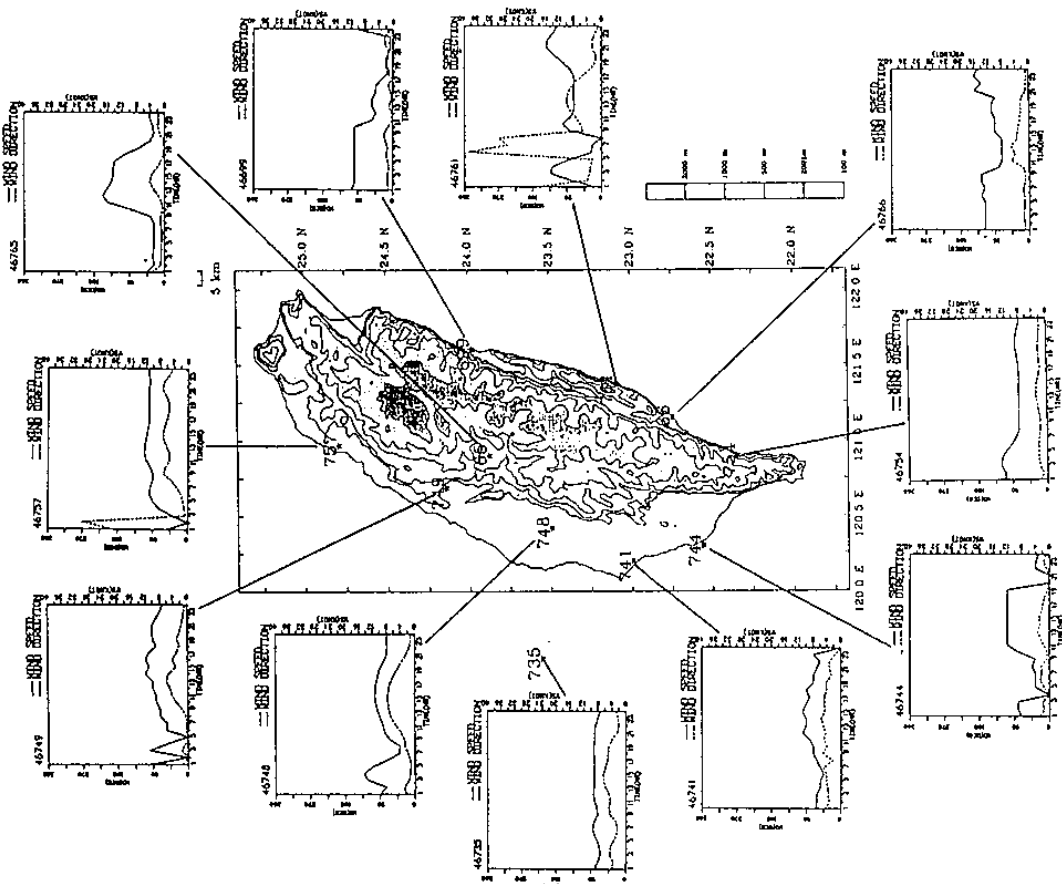


圖 5：1989年2月17日1~24時台灣地區地面測站風向與

風速之逐時變化圖。

實線為風速，虛線為風向。

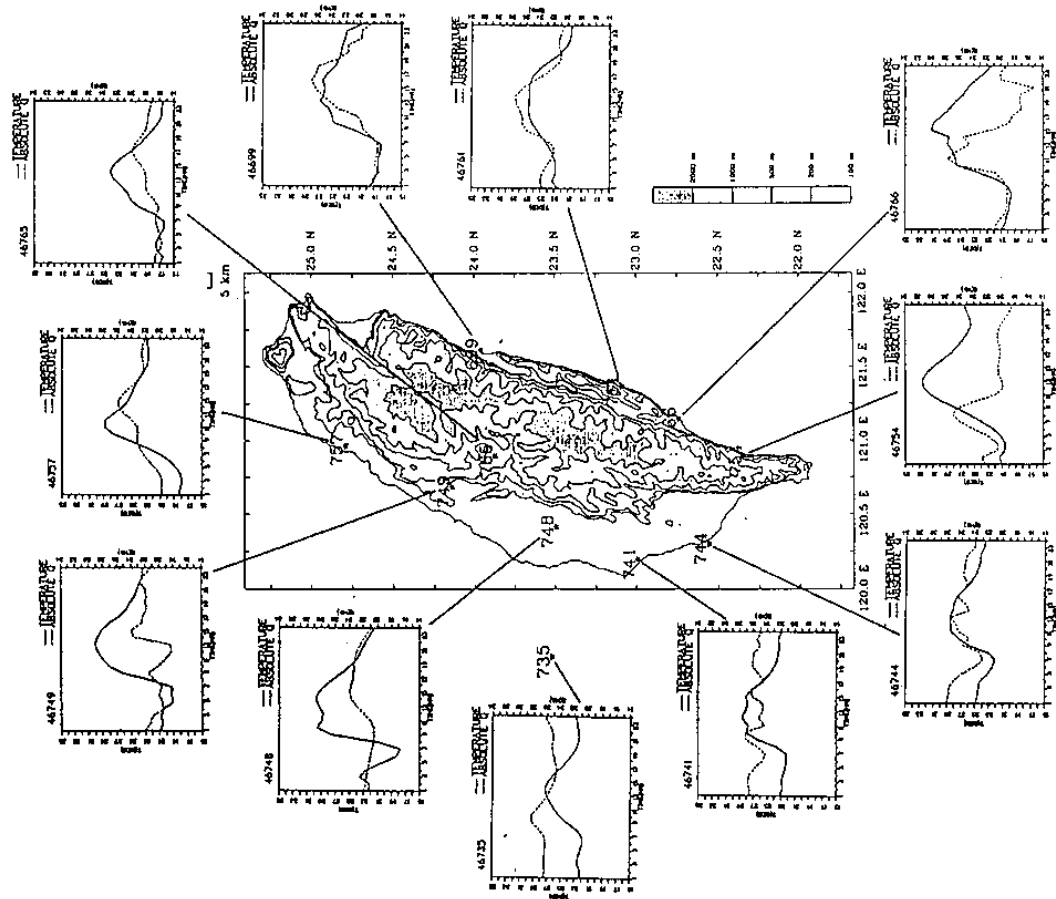


圖 4：1989年2月17日1~24時台灣地區地面測站氣溫與

絕對濕度之逐時變化圖。

實線為溫度，虛線為絕對濕度。

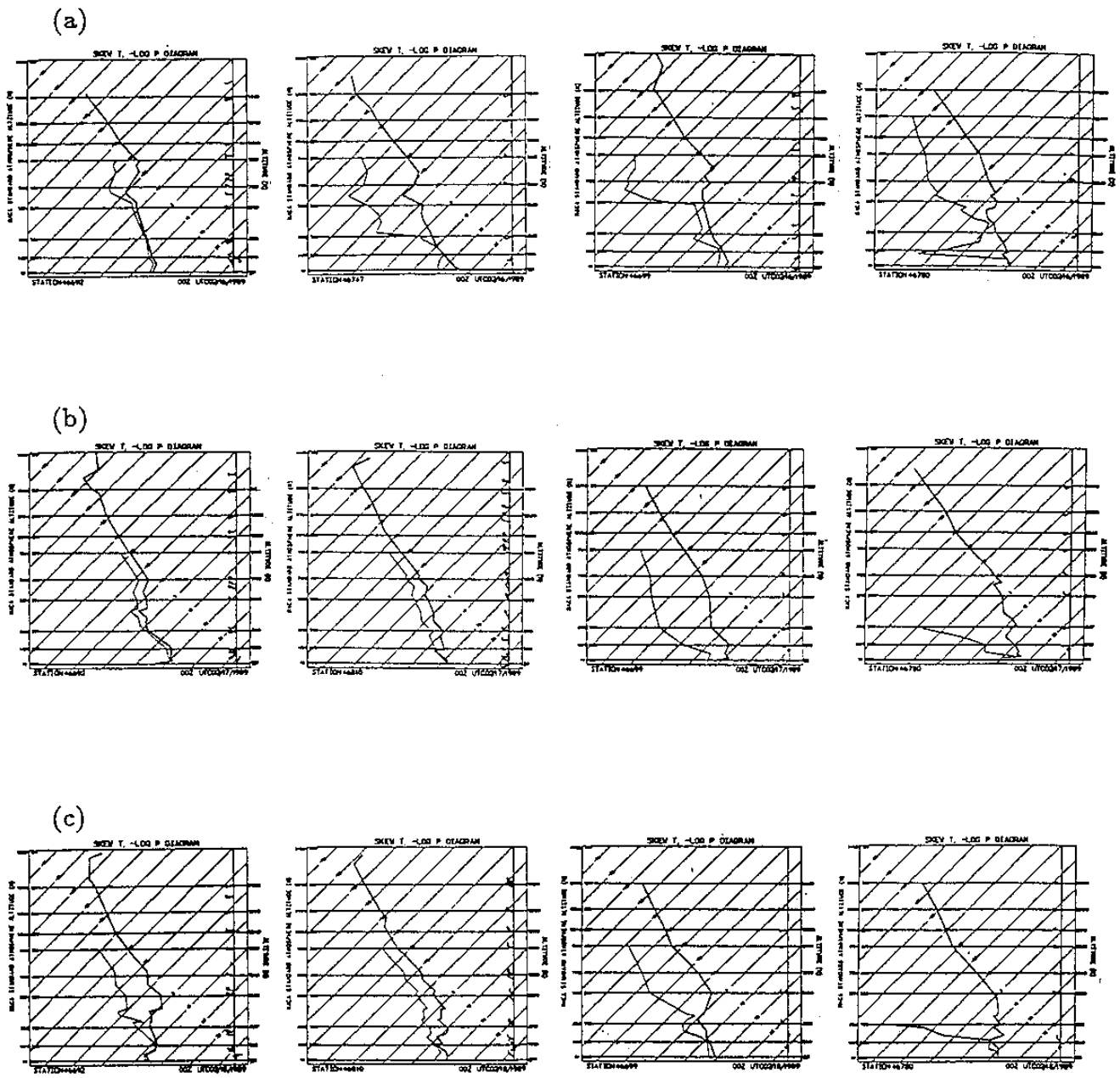


圖6：台灣地區探空測站之斜溫圖。(a) 1989年2月16日0000UTC。(b) 1989年2月17日0000UTC。(c) 1989年2月18日0000UTC。

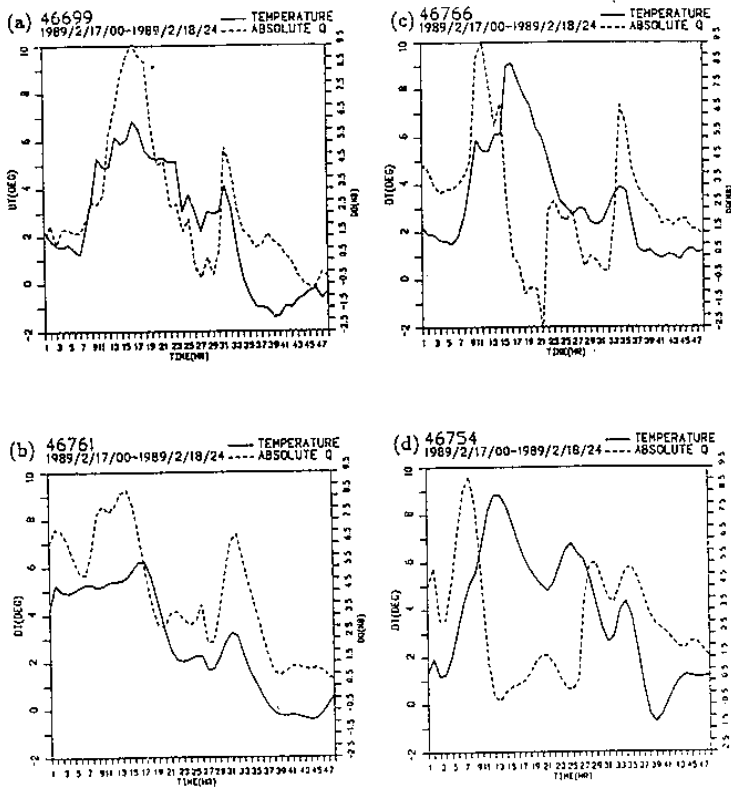


圖 7：台灣東部四測站 1989 年 2 月 17 日 1 時至 2 月 18 日 24 時溫度、濕度差之逐時變化圖。實線是溫度差，虛線是絕對濕度差。
 (a) 花蓮(46699)。(b) 成功(46761)
 (c) 台東(46766)。(d) 大武(46754)

The study of foehn in Taiwan eastern area

Huo-Ming Jiang and Yueh-Fen Chen
 Department of Atmospheric Sciences.
 National Central University

abstract

In the leeside of Taiwan mountain ranges, one often finds foehn during the passage of typhoons or when Taiwan is in the strong southwesterly wind system. The aim of this study is to find the climatic characteristic of foehn in Taiwan eastern area which is induced by southwestern flow by means of observation.

From statistics of Taiwan eastern foehn events between 1989 to 1993, we find two weather types which are prefer to foehn induced. One is in winter and spring, Taiwan is in the strong southwesterly wind system in 850 hPa or 700 hPa to the warm sector of a properly developed front in southeast China to Japan, which is about 65.5 % of all foehn cases. The other one is in summer and fall, when Taiwan is affected by strong typhoon flow, is 34.5 % of all.

From the advanced analysis of three pronounced strong southwesterly flow type foehncases, they revolve that the synoptic weather are: Taiwan is in the warm sector of front, the 850 hPa or 700 hPa low-level-jet in southeast China becomes stronger and move easterly, wind direction turns to southwest wind. In 500 hPa, there will be often company with short wave trough passing, and Taiwan is in the warm sector in front of the trough. By means of analysis of stations around Taiwan area, we find that the foehn in Taiwan eastern area which is induced by strong southwesterly wind is a local weather system. It often happens in Taitung and Tawu. When foehn happens, several weather elements change, temperature and humidity abruptly ascends and descends respectively, the inversed layer near ground appears which is due to temperature increasing, but the surface wind field doesn't change much.