

台灣地區局部環流之特性及其與 深對流關係之探討

林沛練 陳台琦 梁丕賢 盛揚帆

國立中央大學 大氣物理研究所

摘要

探討綜觀擾動微弱的情況下，台灣地區局部環流的特性以及其與對流活動，尤其是雷雨發展之關聯乃TAMEX的主要研究目的之一。本研究主要包含兩大部份：第一部份是收集TAMEX期間密集的地面、測風鐵塔以及探空等資料來分析台灣地區海陸-山嶺合併的局部環流特性以及邊界層的結構。第二部份則配合以對流降水之觀測以及雙都普勒雷達資料的分析來探討午後雷雨對流系統的內部氣流結構以及其發展演化與局部環流的關係。

在TAMEX IOP-11期間綜觀擾動微弱，海陸風的現象非常明顯，而且6月19日、20日下午至黃昏，在中央山脈西側山腳附近有強烈的雷雨對流胞之發展。這些雷雨之回波頂高達18公里，最強回波達到50dBz以上，而且持續了數小時之久，是一個與局部環流密切關聯的良好午後雷雨個案，並且這段時間CP-4以及TOGA都普勒雷達曾密切配合做了多組觀測。本文即採用此個案作為分析研究之主題。

一、引言

台灣地處亞熱帶，四面環海，當綜觀系統擾動微弱時，海陸風乃極為顯著的中尺度現象(蔡，童(1987)，蔡(1987)，林等(1990)，林，盛(1990))。此外台灣是一個多山的島，中央山脈縱貫其中，鄰近地區影響大氣運動的各種因素中，地形效應自然扮演著相當重要之角色。由於山嶺起伏不僅會對海陸風等局部環流的發展產生絕對重要之影響，而且也會因為斜坡地表之加熱冷卻日變化而引發山谷斜坡風環流。此種複雜的海陸-山嶺合併的局部環流系統之發展與午後雷雨之生成有著密切之關聯。

以往有關台灣地區局部環流之研究大多數集中在有關地形作用，斜坡輻合等學理上數值模擬的探討，例如 Hong and Lin(1982)，林(1985)，簡與陳(1986)，陳與陳(1987a,b)等。至於實際觀測資料的分析，蔡，童(1987)以及(1987)曾經先後利用測風資料分析台灣南端

地區以及北部地區的局部環流，林等(1989)探討鹽寮地區地形對日夜局部風場之影響。林等(1990)利用單站密集的地面、探空以及污染物觀測資料研究台灣西北部濱海地區海風邊界層之結構及其對地面污染物濃度之影響。有關台灣地區海陸風-山嶺斜坡風合併之環流特徵以及其與夏季午後對流雲系生成及雷陣雨發展的相關問題，一直沒有更進一步之分析研究，究其原因，觀測資料之不足是最大之障礙。

海風之研究不論是數值的模擬或是觀測的分析均有許多人在進行，Fisher(1960)，Friszola and Fisher (1963)利用探空氣球架設觀測網分析新英格蘭海風之主要特徵，他們的分析指出，海風厚度約在1000m以下，而且可深入內陸30-50Km，海風水平最大風速可達10 m/sec。Hsu(1970)在德州海岸以及 Lyons and Olsson(1973)在密西根湖濱之密集觀測乃中尺度海風及湖風環流相當完整之觀測。而Fujibe

and Asai(1984) 則曾對 Sagami Bay Area 夏天的海陸風結構及其日變化進行詳細分析，並探討斜坡對海陸風之影響。有關海風鋒面或湖風鋒面之特性，多年來研究者不乏其人，Simpson et al. (1977), Keen and Lyons(1978) 以及 Ogawa et al.(1986)等均曾進行過觀測與分析。Helmis et al. (1987)觀測分析海風鋒面之特性以及離岸風對海風鋒之影響。Ogawa et al. (1986)以及 Nakane and Sasano (1986)等學者綜合他們觀測分析之結果均強調海風邊界層之結構可分為三部分，即 (I) 內流(吹向陸地)之海風(II)海風回流區以及(III)環境風等三個層次。海風前緣之頂部，回流區之頂部均會有逆溫之現象出現。

四面環海的島嶼或沿海地區的局部天氣，易受到海風環流的影響，尤其夏季午後對流雲系的產生及強烈雷陣雨之發展常與局部環流帶進的豐沛水汽以及地形輻合抬升有著密切的關係。Wallace(1975) 曾提出熱動力過程影響降水日變化的可能機制，Kousky(1980)強調巴西東北部海陸風及山谷風對降水日變化之影響，其他如 Schwartz and Bosart(1979), Burpee (1979)以及 Passarelli and Braham (1981) 等學者均曾先後提出局部環流與降水日變化關係之證據。Chen et al. (1983)也曾強調北台灣地區的冬季降水日變化受到局部環流的明顯影響。

有關雷雨的觀測，國外很早就已開始，自 Byers and Braham(1949)有名的雷雨計劃以來，已用雷達觀測了許多年，並將雷雨做了很詳盡的分類，大致可分為單胞的普通雷雨、超級雷雨胞、多胞雷雨、飆線雨帶等。近年來更由於都普勒雷達加入觀測，證實了許多原存之觀念模式，尤其是多都普勒雷達風場合成的技術已逐漸成熟，更有助於雷雨結構之研究。Wiggert and Lockett(1981)曾利用 WSR-57之雷達對佛羅里達區夏季的雷達回波加以分析整理，Simpson(1980)以及 Simpson et al. (1980)則探討了回波合併與降水強度之關係。Kane et

al.(1987) 綜合了許多個案討論中尺度對流系統降水特性。另外也有一些學者利用都普勒雷達觀測海陸風，如 Schoenberger(1984)利用都普勒雷達觀測陸風鋒面，發現雨帶長 80km，寬 4 km，大致與湖岸平行，雨帶中反射率及速度結構在長向之分佈均勻，冷空氣可向上伸展至 430m。Lhermitte and Gilet (1975)利用雙都普勒雷達觀測研究海風對流雨暴之發展獲得相當好的結果。國內方面:Liao and Chen(1984)陳與林 (1986) 分析鋒面與夏季組織性之雷達回波。Wang et al.(1987) 則探討台灣地區雷達回波強度與降雨率之關係。Chen and Wang (1989),陳等,(1990) 也以 CCAA 及 CP-4都普勒雷達資料分析 IOP #8地形性對流風暴的特性。

二、台灣地區中尺度實驗

過去由於傳統的觀測儀器只能在地面附近觀測，而探空資料測站又太過於稀疏，因此中尺度天氣系統的研究一直受到資料不足的嚴重限制，近年來由於氣象衛星，雷達以及飛機等現代化觀測工具的加入，才使中尺度天氣現象的探測有了長足的進步，而其中又以都普勒雷達的引進更使中尺度天氣現象尤其是中尺度對流系統的了解增加最大。因為都普勒雷達可以提供解析度相當高的降水回波結構以及徑向風場等資料，這些特性正彌補傳統測站時間及空間解析度不足之缺點。

1987年『台灣地區中尺度實驗』(TAMEX) 期間收集了梅雨期十分完整的中尺度天氣資料，尤其三部分佈在台灣西北沿海的都普勒雷達更在十三次 IOP密集觀測期間收集到很多組降水系統的回波強度以及徑向風場等資料，這些都普勒雷達的密集觀測資料除了對研究梅雨期降水系統的中- β 或中- γ 尺度的結構有很大的助益之外，也是研究綜觀微弱情況下，台灣地區雷雨對流胞之發展及其與局部環流交互作用的大好機會，這也是 TAMEX 的主要目的之一。

TAMEX 期間密集的地面、測風、鐵塔以及探空觀測是一研究台灣地區局部環流特性以及

邊界層結構的好機會。根據林與盛(1990), Johnson and Bresch(1991)的初步分析結果顯示:TAMEX 期間當綜觀擾動微弱時,海陸風的現象均極為明顯,雖然密集觀測期間大部份都有梅雨鋒面等綜觀的擾動過境,但是IOP#5, IOP#9以及IOP#11則屬綜觀擾動較微弱之個案,因此局部環流相當明顯。在TAMEX IOP#11期間沒有鋒面通過,海風效應明顯,6月19日、20日早上並沒有深對流雲在台灣鄰近地區出現,但是從下午到黃昏,在中央山脈西側山腳附近卻有強烈的雷雨對流胞之發展,顯示與局部環流及地形的抬升作用有著密切的關聯。這些雷雨胞之回波頂高達18km,最強之回波超過55dBz,時間持續了好幾小時之久,是一個與局部環流密切關聯的午後雷雨個案。而且在這些雷雨對流胞的發展期間,NCAR的CP-4及NOAA的TOGA都普勒雷達密切配合做了許多組適合雙都普勒合成分析的觀測,另外CAA都普勒雷達也一直參與觀測,而P3飛機為了配合局部環流與地形效應之探討,也在6月20日1130LST至2200LST、1800LST附近沿著海岸線飛行,並且對雷雨對流胞做了飛機上都普勒之觀測。因此本研究將首先針對IOP#11期間台灣地區海陸地形局部環流的特性以及邊界層之結構進行詳細之探討,並且進行雙都普勒雷達資料三度空間合成風場之分析來探討午後雷雨對流胞內部的氣流結構與演化情形以及其與局部環流、地形環境的交互作用。

三、IOP#11期間台灣地區的局部環流特性

由於太平洋副熱帶高壓脊西伸加強,因而原本低層處於偏北氣流影響下的台灣地區19日開始轉為受到偏南氣流之影響,西伸之高壓脊線大約通過台灣中部,因此500mb以下綜觀的氣流特性為台灣西南邊吹南南東風或南風,台灣西北邊則吹南南西風。由於綜觀擾動微弱,6月19日,6月20日IOP#11期間台灣地區海陸局部環流相當明顯。

圖1 為6月19日0500LST至6月20日0200LST

台灣地區地面天氣資料分佈圖,由這些圖我們可以很清楚的看到整個台灣地區在這兩天內海陸風局部環流的演變。基本上0800LST之後海風開始出現,1100LST-1700LST之間是海風最清楚的時間,陸風於2000LST之後逐漸明顯,0500LST時全省的陸風清楚可見。雖然低層的綜觀擾動微弱,但是19日,20日兩天綜觀氣流之影響仍然有相當大之差異。19日中午以前台灣西北部以及台灣海峽主要受微弱北來氣流影響,19日中午以後南來綜觀氣流之影響才由南方出現並向北逐漸延伸。因此19日西北沿岸之海風偏西北風,西南沿岸偏西南風,20日西北沿岸之海風偏西南西風,西南沿岸偏南南西風。

圖2為基隆(694),台北(692),淡水(690)台中(749),台南(741),高雄(744),馬公(735),蘭嶼(762)等測站6月17日-6月23日之間地面風的時間列序分佈。假使馬公,蘭嶼可以代表未受海陸擾動之綜觀氣流情況,馬公資料顯示19日中午以前主要為北來綜觀氣流,19日中午以後轉變為南來綜觀氣流。蘭嶼則從18日開始就受高壓脊西伸影響而盛行南轉西南氣流。基隆海風主要為東北風,陸風則為西南風。台北海風為西風,西北風或東北風,陸風為東南風或西南風。17日到23日之間只有19日至21日清晨海陸風之轉變較明顯,基隆海風盛行於10-17時,台北海風盛行於9-16時,淡水海風為西北西風,陸風為東南風,19日-21日清晨明顯,盛行於9時-16時,台中17,18日受偏北氣流影響,21日之後則受南來氣流籠罩,海風較明顯時刻為11時-17時,台南,高雄兩站北來氣流影響較弱,因此17,18日兩天仍可在10時-16時之間出現海風,19日,21日海風,陸風交替清楚,20日南來氣流較強,海陸風之效應只能由風向之變動看出。

為了能更清楚的探討台灣地區海陸風環流之演變,我們沿西北海岸,西南海岸以及東岸各選取一些測站來看地面風的轉變。圖3(a)為淡水到梧棲沿岸之地面風變化情況,圖中清楚

顯示新竹以北沿岸海風 8 時左右開始，梧棲則在 10 時以後才開始吹進。淡水因為受山谷風影響，17 時開始就轉吹陸風，中正機場則到 21 時之後陸風才開始，新竹，梧棲因受偏南盛行風之影響，陸風不是很明顯。圖 3(b) 為台南到高雄小港之間濱海測站 20 日 -21 日地面風的變化，由於受到偏南綜觀氣流之影響，日間海風僅在 9 時之後使風向偏向陸地，不是很明顯。19 時之後離岸陸風反而較清楚。沿台灣東岸之測站(圖 3(c))基隆，宜蘭與蘇澳海陸風交替很明顯，基隆 10 時至 17 時吹海風，17 時之後吹陸風，宜蘭，蘇澳受山嶺之影響，7 時 30 分開始吹海風，16 時之後即開始吹陸風。花蓮至台東間之測站受偏南氣流以及花東縱谷之影響，白天吹偏南風，夜間吹偏北風。圖 3(d) 顯示中正機場(686)，桃園(697)，中大(C41)，十一份(C04)，石門(C05)至復興(C06)的地面風變化，中正機場及桃園幾乎同時於 8 時開始吹起海風，中大則約晚一小時左右，21 時之後陸風逐漸明顯，山上之測站，可能受測站品質以及山脊複雜地形影響之故，地面風之日變化不太有規則可循，十一份 12 時 -13 時之間有明顯之風向變化。圖 3(e) 新竹機場(756)，新竹(757)，竹南(E42)，南庄(E43)，觀霧(E41) 地面風之日變化顯示新竹機場，新竹以及竹南三個測站海風都從 8 時以後開始，一直持續至 19 時(新竹及竹南)以及 20 時 30 分(新竹機場)，入夜後偏南盛行風的影響逐漸明顯。圖 3(f) 顯示由梧棲(777) 往內陸經清泉崗(770)，水湳(751)，台中(749) 至日月潭(765) 地面風日變化。梧棲，清泉崗 7 時 30 分開始吹海風，水湳，台中 9 時之後才較明顯，18 時之後海風減弱，綜觀南來氣流之影響清楚可見。圖 3(g) 顯示沿高雄(744)，小港(740)，屏東(750) 以及屏北(758) 等測站地面風的日變化情況。基本上此四個測站日間吹偏南風，19 時之後則轉吹偏東陸風，日間綜觀氣流不弱，夜間山嶺下坡風顯著影響。圖 3(h) 淡水(690)，鞍部(691) 竹子湖(693)，松山(696)，台北(692) 以及山佳地面風日變化之分

佈顯示：淡水海風盛行於 9 時至 17 時之間，鞍部海拔高達八百多公尺，海風於 11 時之後影響到並且延續至 17 時左右。竹子湖海拔六百公尺東側有一谷地，12 時之後北來海風始影響至該測站並延續至 17 時。松山、台北位於台北盆地內，沿淡水河谷吹進之西風或西北風從 8 時持續到 14 時，14 時之後由於降雨之故轉為東南風

四、海陸風邊界層的特性

海陸風環流乃因海陸差異加熱的力管效應所引發的一種邊界層局部環流現象，為了瞭解海陸風垂直的熱動力結構特性，我們分析台灣地區探空測站 3000 公尺以下的氣流結構以及熱力特性。圖 4 為板橋測站 19 日，20 日位溫以及風場的演變情形。19 日雖然 00Z 與 12Z 之間沒有加放探空，但是低層海陸風之演變仍然清楚。19 日 21Z (即 20 日 05LST) 時東南陸風已發展到 200 公尺之厚度，20 日 00Z (即 08LST) 地面雖然已開始吹海風，但是界層 400 公尺以下仍然殘留著陸風，03Z (即地方時 11 時) 海風達 200 公尺，200 公尺以上為殘餘陸風與海風回流合併之離岸風伸展至 1 公里左右之高度。06Z 時海風發展高度已達 800 公尺左右。回流使上層西南氣流明顯的減弱，06Z 之後由於台北盆地已發生明顯之午後對流性降水，因此 850mb 以下之氣流受對流降水嚴重之影響，離岸風提早發生，12Z 之後降水停止，陸風持續發展，21Z 時陸風已達 600 公尺之厚度，位溫之分佈不僅表示穩定度之變化，另外也指出混合層之發展，00Z 時地表已開始加熱，海風隨之發展，到了 03Z 2000 公尺以下之位溫已有明顯之增大，地表加熱強烈，海風更發展。06Z 時海風邊界層混合良好，厚度達到 800 公尺左右，此時位溫、相當位溫以及飽和相當位溫之分佈(圖 5) 顯示大氣相當不穩定，之後對流開始發生，不穩定度逐漸釋放，09Z 時低層大氣已接近中性之分佈。圖 6 為馬公探空邊界層之特性分佈，除了 20 日 06Z 混合層有 600 公尺厚之良好發展外，其後時間大氣均頗穩定，除 19 日近地層中午以前吹偏東北風，中午以後則吹南南東風，邊界

層中午以前吹東南風外，主要盛行偏南氣流。20日主要盛行偏南轉偏西南之氣流。圖7為東港探空邊界層之特性分佈。19日12Z時海風之厚度明顯可達400公尺，21Z時陸風已發展至200公尺以上。20日3000公尺以下之綜觀風場由偏南轉偏西南，00Z時混合層厚度800公尺混合層中仍然吹著離岸陸風，03Z離岸風降至300公尺以下，由於受偏南綜觀氣流之影響海風發展較遲。06Z時海風也只有400公尺左右之厚度，混合層約有600公尺之厚度，12Z後西南風之影響逐漸明顯。台中探空之品質不太好。基本上雖然偏南氣流影響顯著，20日09Z西來之海風仍然隱約可見。

五、局部環流與對流之關係

前述TAMEX IOP#11 1987年6月19日，6月20日期間台灣地區在沒有明顯綜觀天氣擾動的情況下，海陸風局部環流相當明顯，為了探討海陸風局部環流之發展與對流活動間的關聯，我們檢視這兩天台灣地區的降水分佈情況，圖8為19日，20日兩天台灣地區日雨量之分佈，圖中清楚顯示這兩天的降水分佈與局部環流之發展以及地形效應有顯著之關係。

19日西部及西南部濱海平原區海風之發展較明顯，海風帶著充沛之水汽往內陸吹進，配合地表加熱造成之邊界層不穩定性，一旦得到山坡之稍微抬升作用即可能有對流之生成，因此降水主要沿著山腳斜坡處排列，此外19日之最大降水區主要集中在台中到南投、草屯一帶，此與前述19日西北邊海風、微弱北來綜觀風合成之西北氣流與西南海岸之西-西南海風之輻合區域相當一致。可見海風、地形再加上適當的綜觀風場之配置對於對流之生成與發展有很重要之影響。

20日偏南綜觀氣流加強台灣西北沿岸之海風發展較盛，台中、苗栗一帶西來海風與南來之南南西風匯集於中苗山區地形突出處，因此造成該地區較大之降水。台北盆地則因來自西北與東北面之海風與西南氣流之輻合，因此也有頗大之對流降水。梧棲、台中以及嘉義三個

測站19日-21日地面氣象要素日變化顯示，梧棲19日海風與北來氣流合併吹偏北風，20日則吹偏西之海風。台中19日吹偏西之海風，20日則吹偏西南-西南西之海風。嘉義19日偏西南風，20日則偏南南西之海風，此與降雨位置有著相當密切之關聯。

為了探討這兩天降水之時空分佈特性，我們選取降雨中心附近雨量站，檢視其半小時雨量之變化情況，圖9為地面雨量站之分佈與地形之關係，圖10-12為一些雨量站17日-23日半小時累積雨量隨時間之變化情況。台北盆地之降水主要集中在20日之午後，中正橋(A41)、公館(7)以及台北(692)13時30分就開始降水，最大時雨量超過50mm，盆地東南側靠山區之測站如石碇(A13，海拔140m)、木柵(A69，海拔260m)、大桶山(A44，海拔916m)等降水開始時刻延後約30分到一小時左右，但是雨勢明顯大很多。

台中、苗栗山區500公尺以下之測站如新伯公(F50，海拔400m)、卓蘭(E23，海拔329m)新開(E28，海拔363m)、大湖(E27，海拔275m)三義(E29，海拔275m)、南勢山(E31，102m)等19日、20日兩天午後均發生顯著降水(圖11)，19日降雨開始約在20時以後，20日則在午後一時就開始。500公尺以上測站雙崎(F39，553m)、象鼻(E06，760m)、松安(E08，1400m)19日雨量小，20日雨勢強，降水從15時開始。台中(46749)也在19日傍晚下了40mm以上的雨量。台中以南從草屯(H63，97m)、六份寮(H59，420m)、集集(H71，215m)、林內(J93，82m)、桶頭(H11，232m)、草嶺(J97，800m)、大湖山(L39，725m)、樟腦寮(L48，545m)等測站則從下午三點開始下大雨一直下到晚上九時之後。(圖12)

六、降水回波之結構及演變分析

6月20日當天最先發生電雨的地方約在CP-4雷達東北東方約50公里左右(中正機場雷達東南邊35公里處)，是屬於石門水庫山區，當時約12點多。此雷雨爾後向東北發展，午後1點

左右，有新的雷胞形成，地點在約台中苗栗縣交界靠山的地區(圖11)，爾後在更南邊約南投近山區附近又一雷雨胞形成。他們的移向大致而言，是向東北方向移動，而最南邊的雷雨胞則向北移行。此後個別雷胞的上游區，陸續有新生胞產生，並沿著山的地形排成一列。(圖13)此雷雨群的天氣系統具有下列之特性：(1)新的雷雨胞大致發生在200~500公尺高的丘陵或台地形，距平地約5~10公里左右，並且與地形幾乎平行。(2)新生胞在舊胞的上游區形成後向東北移行，進入較高山區(1000~2000公尺高山)之後很快消散，持續時間約60分-90分。(3)中層回波向東伸展而最高層砧狀會向西伸展，顯然受中高層大尺度風的影響。(4)舊胞與衍生的新胞構成雷雨族群(MCS)，此雷雨族群生命期長短視衍生新胞的多寡而定，約2小時-4小時，整個區域雷雨的天氣(含台北地區及中苗山區)其生命期更可達6小時以上。而竹曲山區似乎是雷雨較不易發生的地區，下雷雨的時較短暫，發展高度較不高。(5)大部雷雨胞可發展至12公里~14公里高度，少數雷胞可發展至17公里處，最強回波可達55dbz-60dbz。

為了瞭解雷雨對流區內氣流之結構及演變，我們利用CP-4及TOGA雷達作雙都普勒之合成風場分析，分析時間從20日13時30分-14時30

分，總共作了多組合成風場分析。圖(14)為13時26分-14時14分1公里及2公里高度雷雨回波及水平風場之演變。基本上，大環境的水平氣流結構，中低層吹西南風，高層吹偏西風，低層2公里以下海風及地形之影響顯著，來自西邊之海風與來自西南方向之大環境氣流的輻合作用，再加上地形之阻擋抬升效應是有利於雷雨對流發展的原因。由剖面分析(圖15)顯示雷雨發展過程中，降雨伴隨之下衝氣流在低層所形成之輻散氣流易與上風區或雷雨胞西側的西風或西南風內流氣流輻合而持續雷雨之發展。

七、結論

綜合而言，TAMEX IOP#11 6月19日，20日兩天午後雷雨的生成、發展與這兩天台灣地區海陸局部環流之演變及地形效應有密切之關聯，海風與綜觀氣流的輻合，使水汽可以集中地表加熱造成的條件性不穩定，在氣流輻合以及地形阻擋抬升的觸發下、對流開始發展。雙都普勒回波內部風場之合成分析顯示，雷雨對流的內流部份主要來自綜觀西南風與由西邊吹進之海風的輻合氣流。雷雨發展至某種高度後，因高層西風使回波向東側傾斜，降水導致之下衝氣流因下坡作用向西南流出時，加強與上風處內流氣流之輻合作用有利於雷雨胞之維持與新生。

參考文獻

- 林沛練，1985：斜坡地形對邊界層風場日變化振盪的效應，大氣科學，第12期，63-80。
- 陳景森，林雨我，1986：夏天台灣地區發生組織性回波的案例研究，大氣科學，13，63-70。
- 簡長祿，陳景森，1986：夏季半島寬度對於對流雲生長的影響。大氣科學，14，53-62。
- 蔡清彥，童雅卿，1987：台灣南端局部環流之研究，大氣科學，第十五期，第一號，69-88。
- 蔡清彥，1987：台灣北部地區局部環流之研究，大氣科學，第十五期，第二號，179-198。
- 陳景森，陳輝堂，1987：夏季白天斜坡地區低層輻合與垂直運動的數值探討。第一部份：模式介紹及驗證。大氣科學，15，149-164。
- 陳輝堂，陳景森，1987：夏季白天斜坡地區低層輻合與垂直運動的數值探討。第二部份：環境風場的影響。大氣科學，15，165-178。
- 林和，柯文雄，吳昭仁，1989：複雜地形三度空間風場模式-鹽寮地區海陸風之研究。大氣科學，第十七期，121-142。
- 陳景森，王陳台琦，陳文信，1990：TAMEX個案IOP#8 山區雷達回波的分析。氣象雷達與飛航安全研討會論文彙編，p.139-148，民國79年5月10日-11日，交通部民用航空局。
- 林沛練，張隆男，陳景森，1990：海風邊界層之發展與污染物濃度的日變化，大氣科學，第十八期，第四號，287-308。
- 林沛練，盛揚帆，1990：TAMEX期間台灣地區海陸風特性之初步分析。天氣分析與預報

研討會論文彙編, p.133-144, 民國79年
5月3日-5月5日, 台北, 中華民國氣象學
會。

- Burpee, R.W., 1979: Peninsula scale convergence in the south Florida sea breeze. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 852-860.
- Byers, H. R. and R. Braham, 1949: *The Thunderstorm*. Govt. Printing Office, Washington D.C., 287pp.
- Chen, Ching-Sen and Tai-Chi Chen Wang, 1989: An investigation into an orographic storm during TAMEX IOP#8 24th Conference on Radar Meteorology, American Meteorology Society, P557-560.
- Chen, G. T., S. -Y. Chen and M. -H. Yan, 1983: The winter diurnal circulation and its influence on precipitation over the coastal area of northern Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 2269-2274.
- Fisher, E.L., 1960: On observation study of the sea breeze, *J. Meteor.*, 17, 645-660.
- Frizzola, J. A. and E. L. Fisher, 1963: A series of sea breeze observations in the New York City area, *J. Appl. Meteor.*, 2, 722-739.
- Fujibe, F. and T. Asai, 1984: A detailed analysis of the land and sea breeze in the Sagami Bay Area in summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 534-551.
- Helmis, C. G., D. N. Asimakopoulou, D. G. Deligiorgi and D. P. Lalas, 1987: Observations of sea-breeze fronts near the shoreline, *Boundary Layer Meteorology*, 38, 395-410.
- Hong, S. -s. and P.-L. Lin, 1982: Topographic effects on the land-sea breeze circulation. *Bulletin of Geophysics*, No.23, 57-88.
- Hsu, S.A., 1970: Coastal air-circulation system: observations and empirical model, *Mon. Wea. Rev.*, 98, 487-509.
- Johnson, R. H. and J. F. Bresch, 1991: Diagnosed characteristics of precipitation systems over Taiwan during the May-June 1987 TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2540-2557.
- Kane, R. J., C. R. Chelius and J. M. Fritsch, 1987: Precipitation characteristics of mesoscale convective weather system. *J. of Climate and Applied Meteorology*, 26, 1345-1357.
- Keen, C. S. and Lyons, W. A., 1978: Lake /land breeze circulations on the western shore of Lake Michigan, *J. Applied Meteorol.* 17, 1843-1855.
- Kousky, V. E., 1980: Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 488-498.
- Lhermitte, R. M., and M. Gilet, 1975: Dual-Doppler radar observation and study of sea breeze convective storm development. *J. Appl. Meteor.*, 14, 1346-1361.
- Liao, S. Y., and C. S. Chen, 1984: The primitive study of organized radar echo of front systems and summertime convective systems. CCNAA-AIT joint seminar on multiple hazards mitigation. Tainan.
- Lyons, W. A. and Olsson, L. E., 1973: Detailed mesometeorological studies of air pollution dispersion in the Chicago lake breeze, *Mon. Wea. Rev.*, 101, 387-403.
- Nakane, H. and Y. Sasano, 1986: Structure of a sea-breeze front revealed by scanning Lidar observation, *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 787-792.
- Ogawa, Y., T. Ohara, S. Wakamatsu, P. G. Diosoey and I. Uno, 1986: Observation of lake breeze penetration and subsequent development of the thermal internal boundary layer for the Nanticoke II shoreline diffusion experiment. *Boundary-Layer Meteorol.*, 35, 207-230.
- Passarelli, R.E., and R.R. Braham, 1981: The role of the winter land breeze in the formation of Great Lake snow storms. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 62, 482-491.
- Schoenberger, L. M., 1984: Doppler radar observation of a land-breeze cold front. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2456-2464.
- Schwartz, B. E., and L. F. Bosart, 1979: The diurnal variability of Florida rainfall. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1535-1545.
- Simpson, J. E., D. A. Mansfield and J. R. Milford, 1977: Inland penetration of sea breeze fronts, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 103, 47-76.
- Simpson, J. 1980: Downrafts as linkages in dynamic cumulus seeding effects. *J. Appl. Meteor.*, 19, 477-487.
- Simpson, J., N. E. Westcott, R. J. Clerman and R. A. Pielke, 1980: On cumulus mergers, *9, Arch. Met. Geophys. Biokl, Ser A29*, 1-40.
- Wallace, J.M., 1975: Diurnal variations in precipitation and thunder-storm frequency over the conterminous United States. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 406-419.
- Wang Tai-Chi Chen, L. N. Chang and P. L. Lin, 1987: Rainfall estimate from digital radars in Taiwan area. *International Symposium on Tropical Precipitation Measurements*, Tokai University, Tokyo, Japan, P420-430.
- Wiggert and Lockett, 1981: Radar rain shower growth hailstorms and variations with wind speed, echo motion, location and merger status. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1467-1494.

The Characteristics of Local Circulation and Its Relation to the Deep Convection in Taiwan area

P. L. Lin T. C. Chen Wang P. H. Liang Y. F. Sheng

Institute of Atmospheric Physics
National Central University

Abstract

One of the major objectives of Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX) is to study the characteristics of local circulation and the relationship between deep convection and local circulation during undisturbed conditions. The research includes two main parts. First of all, the surface mesonet data, pibal observations, wind towers and Rawinsonde data from TAMEX will be analyzed to study the characteristics of local circulation and the boundary layer structure in Taiwan area. Secondly, the dual-Doppler wind synthesis will be carried out to investigate the internal flow structure of the late afternoon thunderstorm and the relationship between the thunderstorm evolution and the local circulation.

During the period of TAMEX IOP-11, no frontal passage was anticipated and the sea breeze was obvious over the entire west coast and the central part of the east coast. In the afternoon of June 20, strong convection developed near the foot hill of Central Mountain Range of Taiwan. These thunderstorms were very intense with echo tops up to 18 km, and the maximum reflectivity was over 50 dBz. This is a good case to study the relationship between the local circulation and the thunderstorm evolution. The dual-Doppler radar analysis of this case will be the main effort of this study.

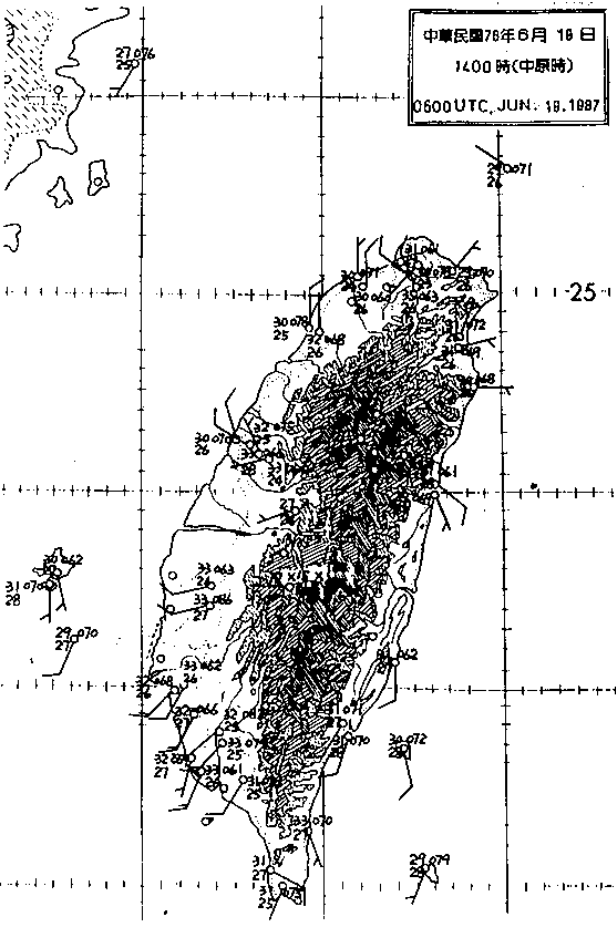
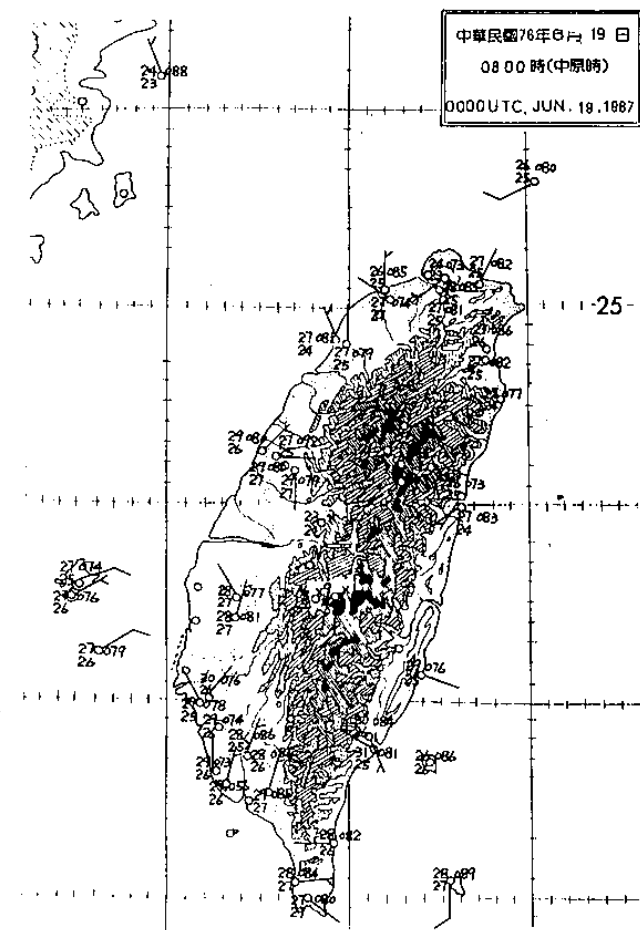
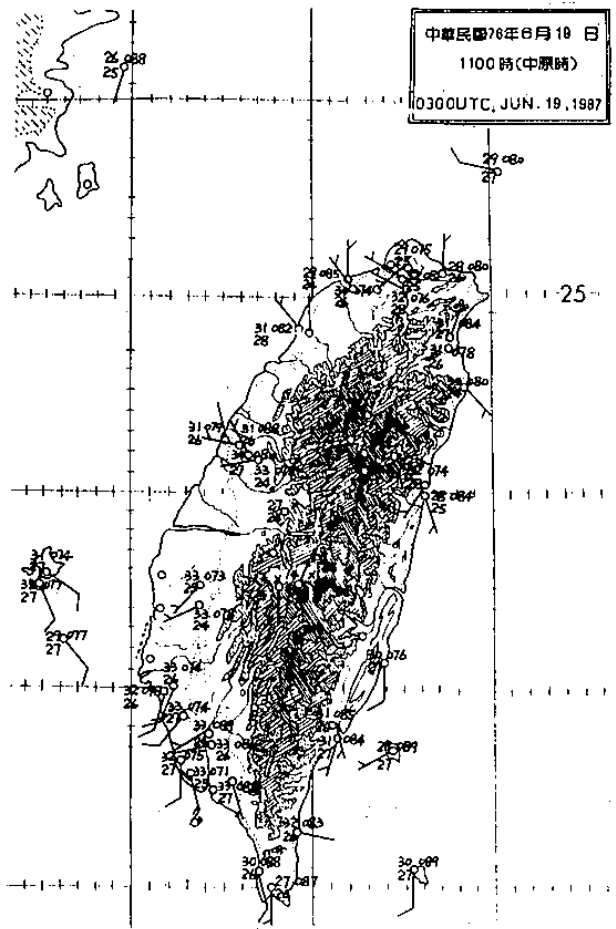
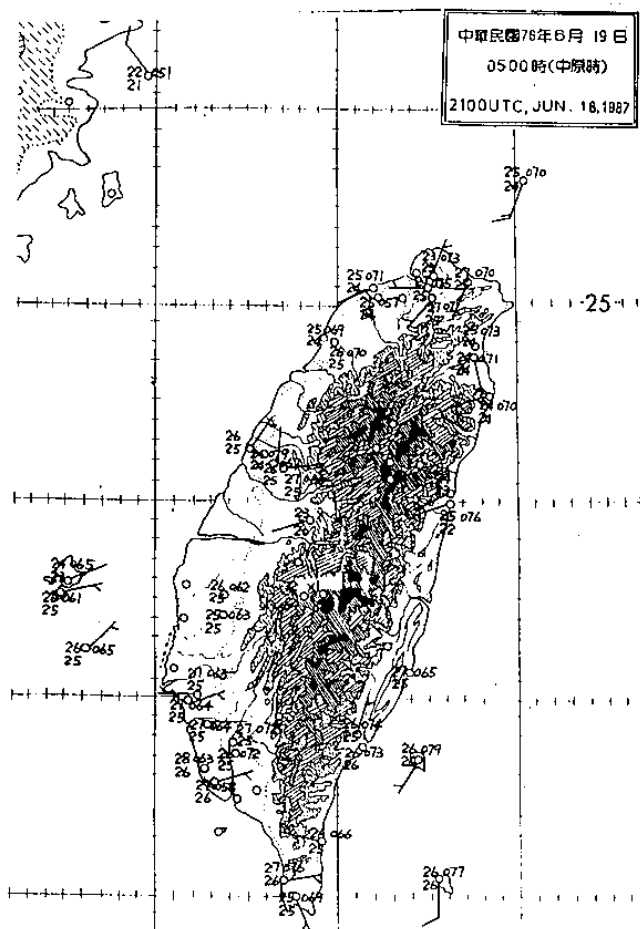


圖1, 76年6月19日, 20日台灣地區地面氣象要素分佈圖

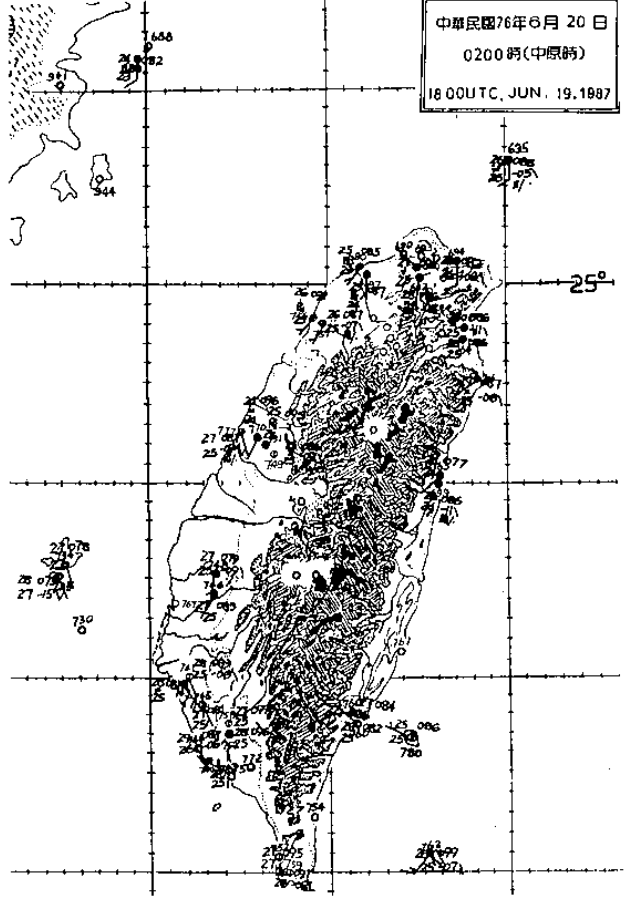
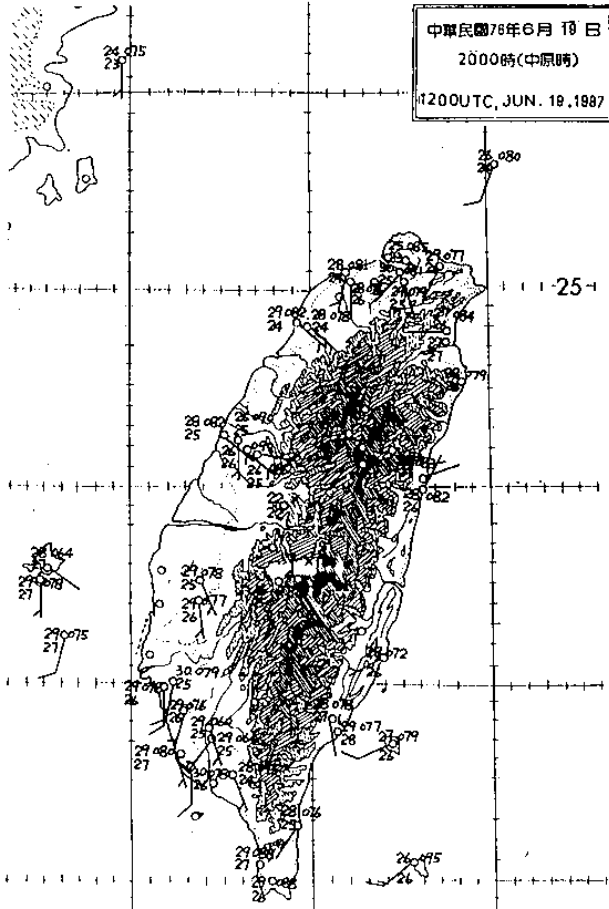
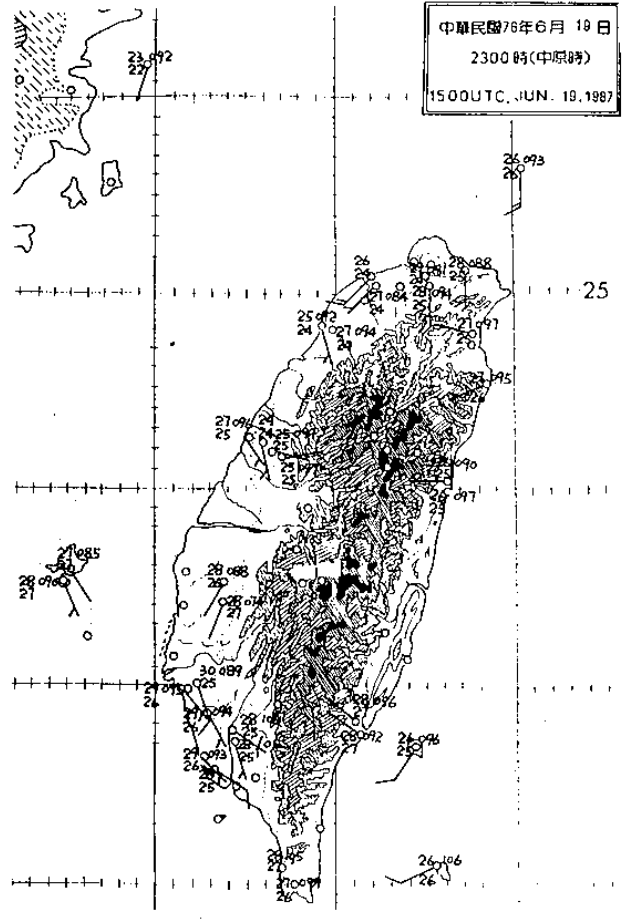
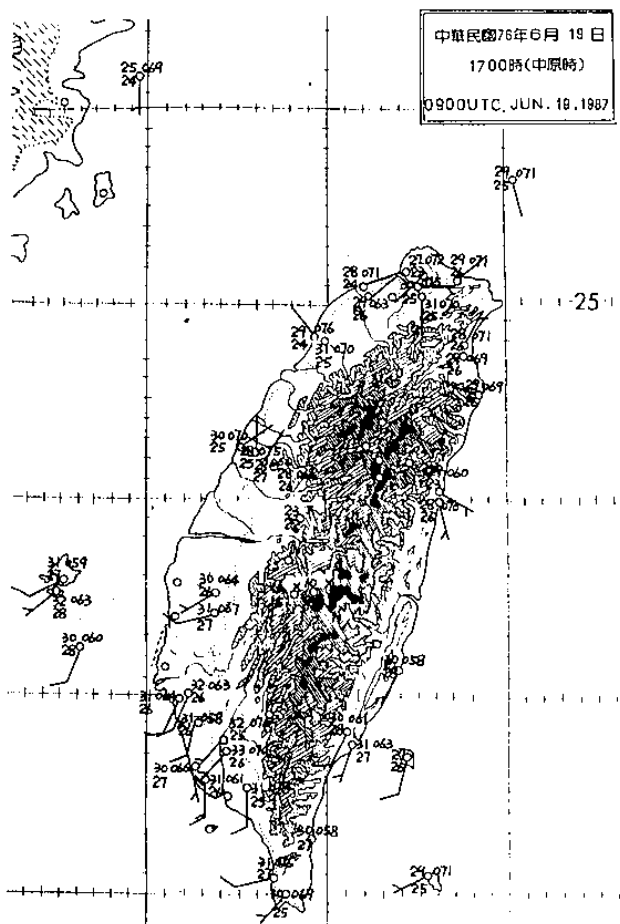
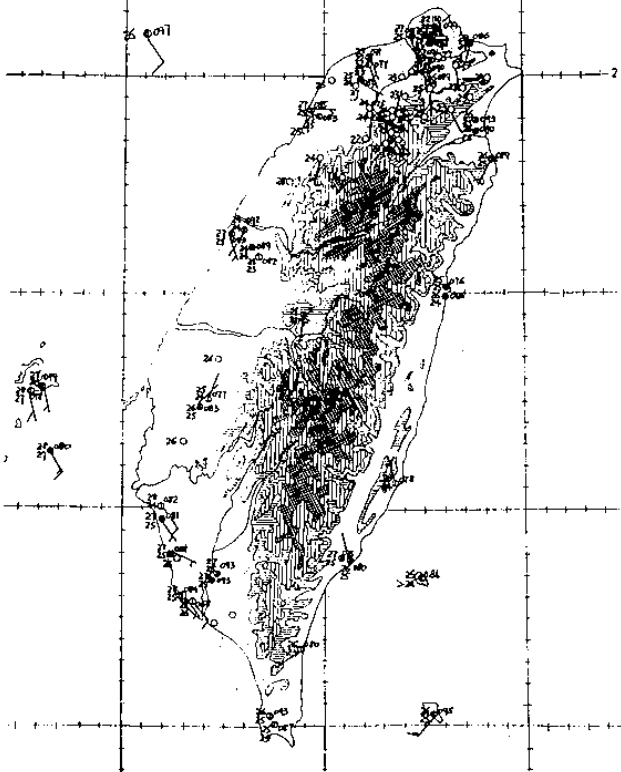
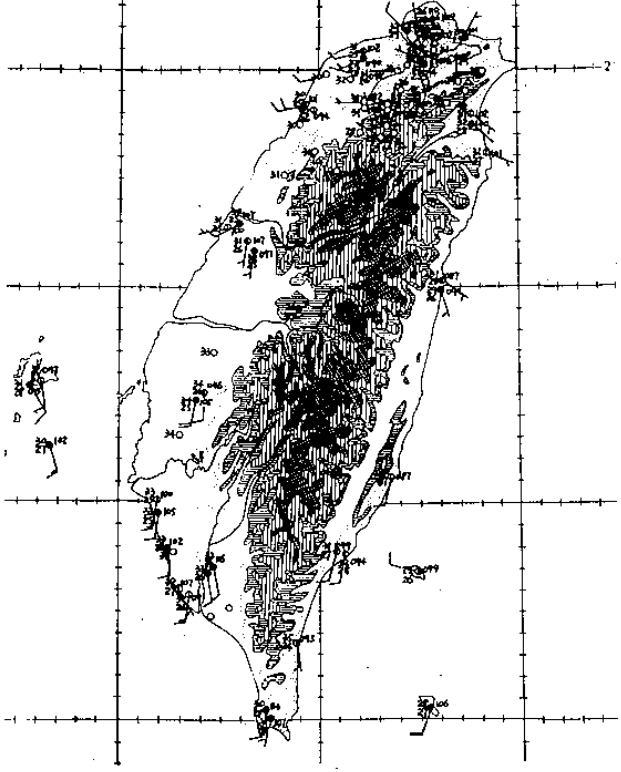


圖1, 76年6月19日, 20日台灣地區地面氣象要素分佈圖 (續)

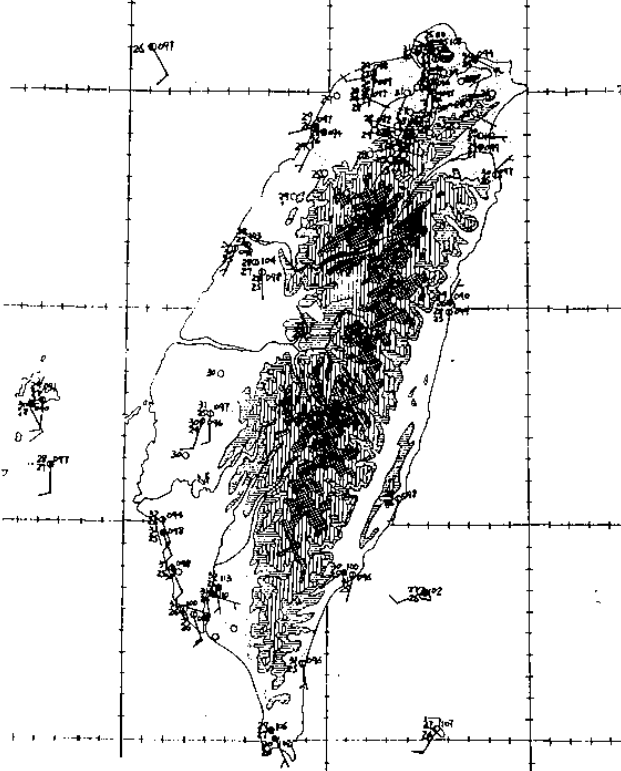
中華民國76年6月20日
0500時(中原時)
2100UTC, JUN. 19, 1987



中華民國76年6月20日
1100時(中原時)
0300UTC, JUN. 20, 1987



中華民國76年6月20日
0800時(中原時)
0000UTC, JUN. 20, 1987



中華民國76年6月20日
1400時(中原時)
0600UTC, JUN. 20, 1987

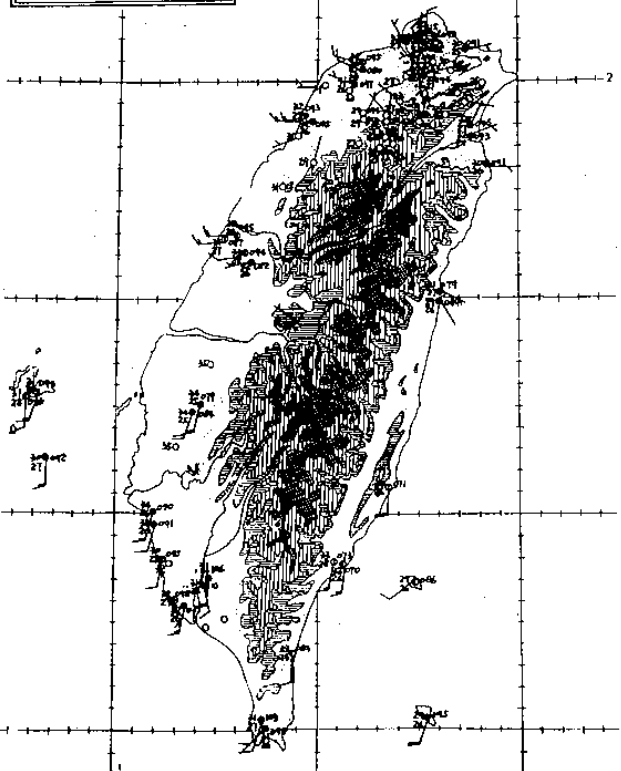


圖1, 76年6月19日, 20日台灣地區地面氣象要素分佈圖 (續)

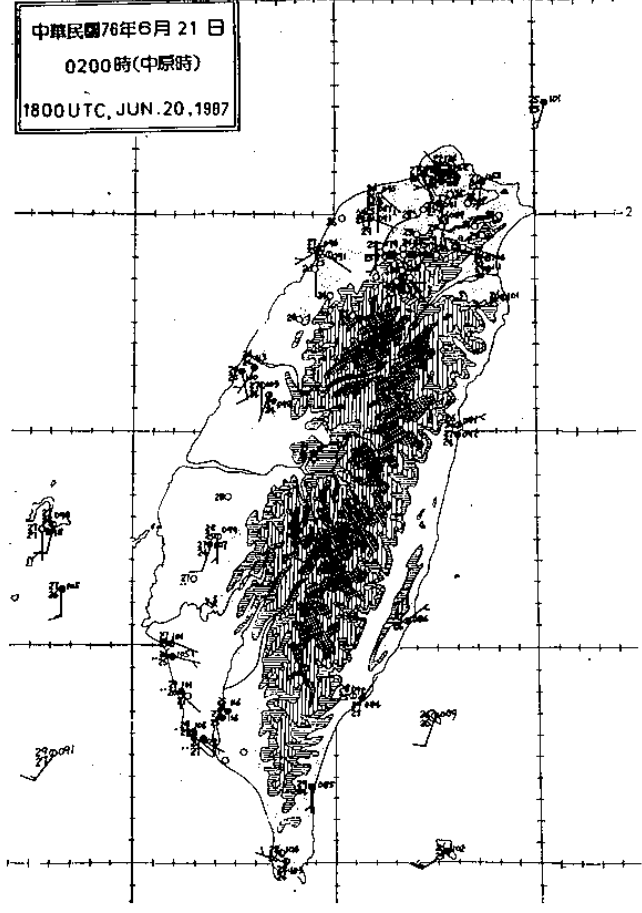
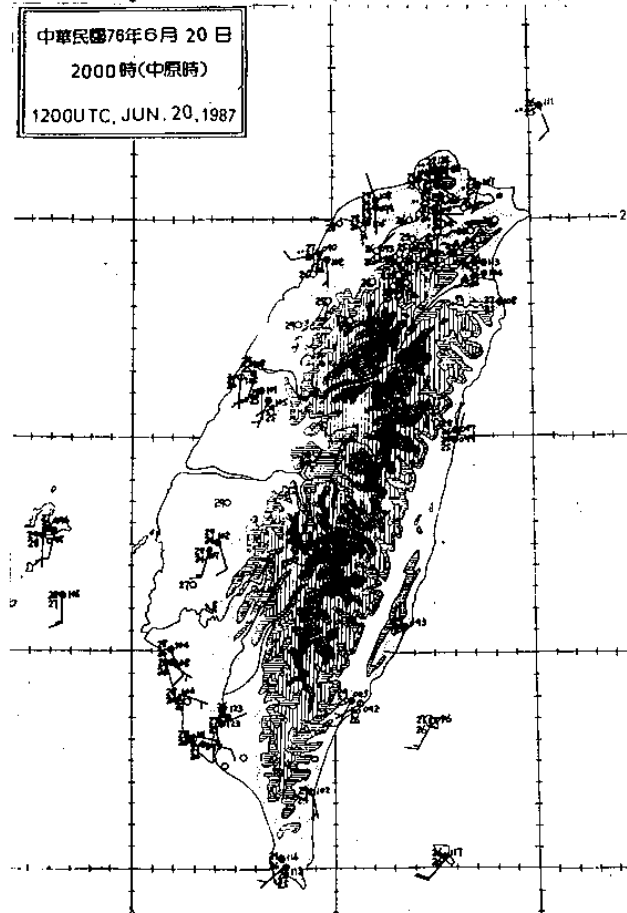
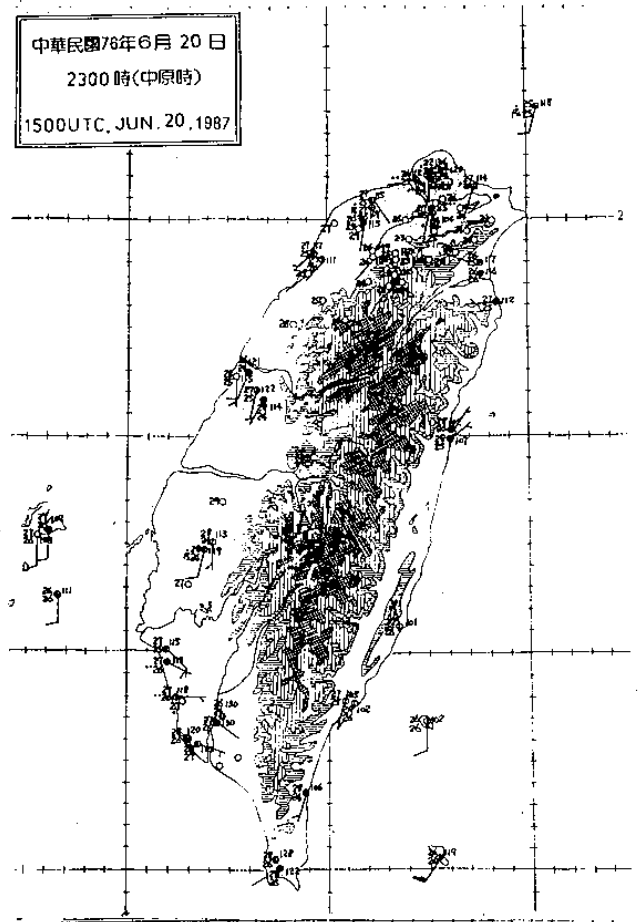
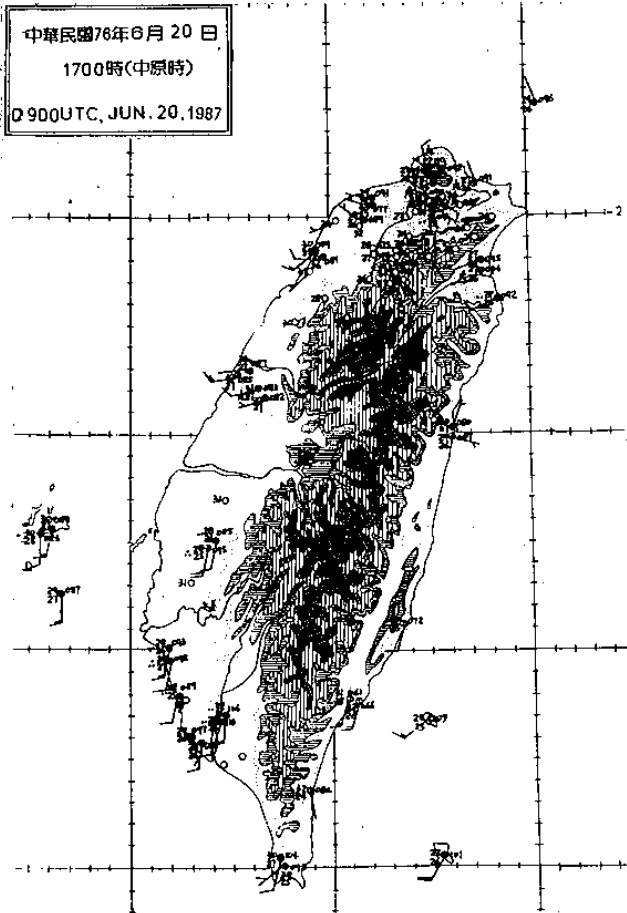
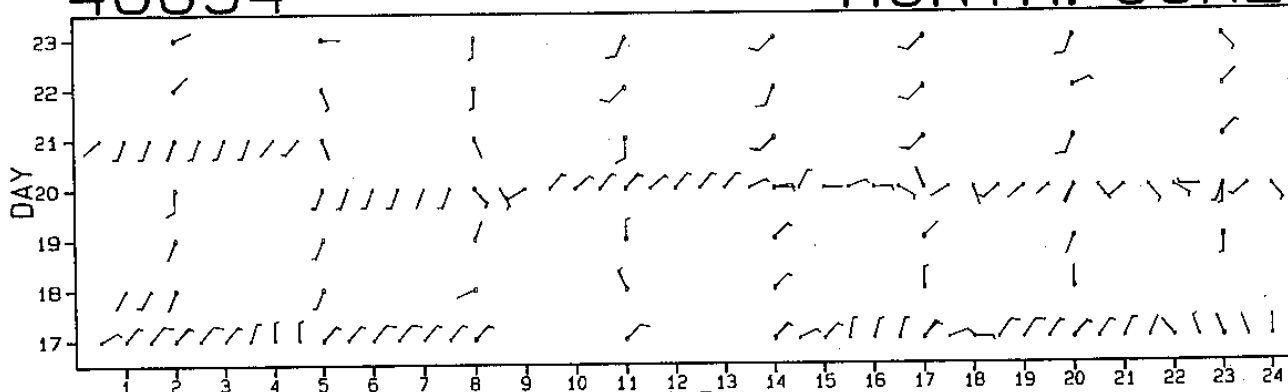


圖1, 76年6月19日, 20日台灣地區地面氣象要素分佈圖(續)

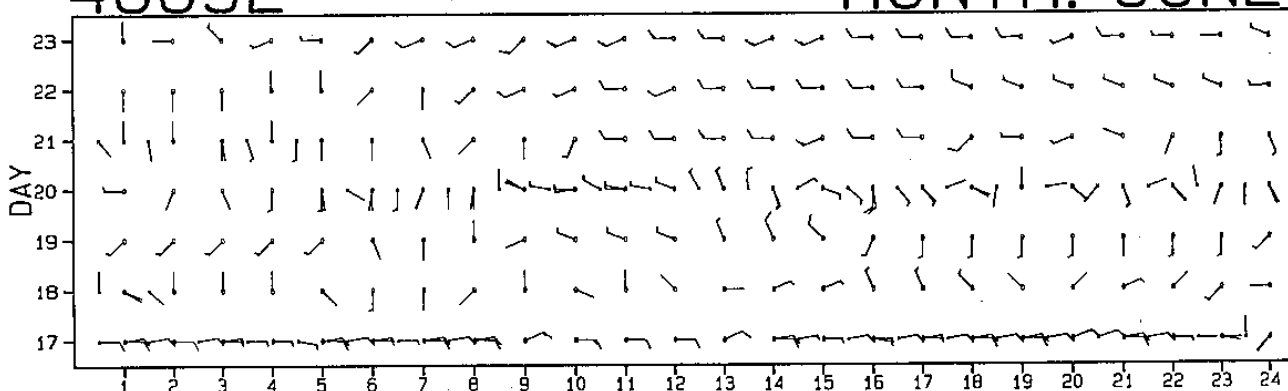
46694

MONTH: JUNE



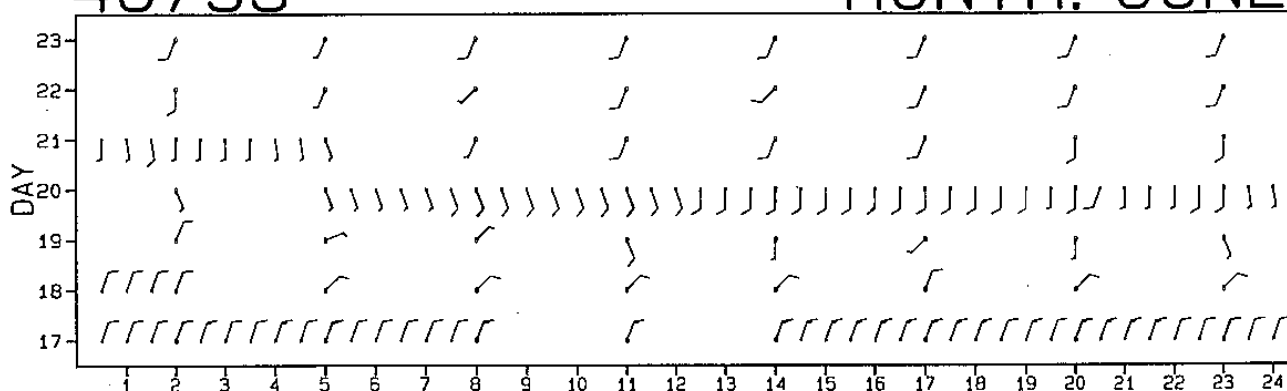
46692

MONTH: JUNE



46735

MONTH: JUNE



46762

MONTH: JUNE

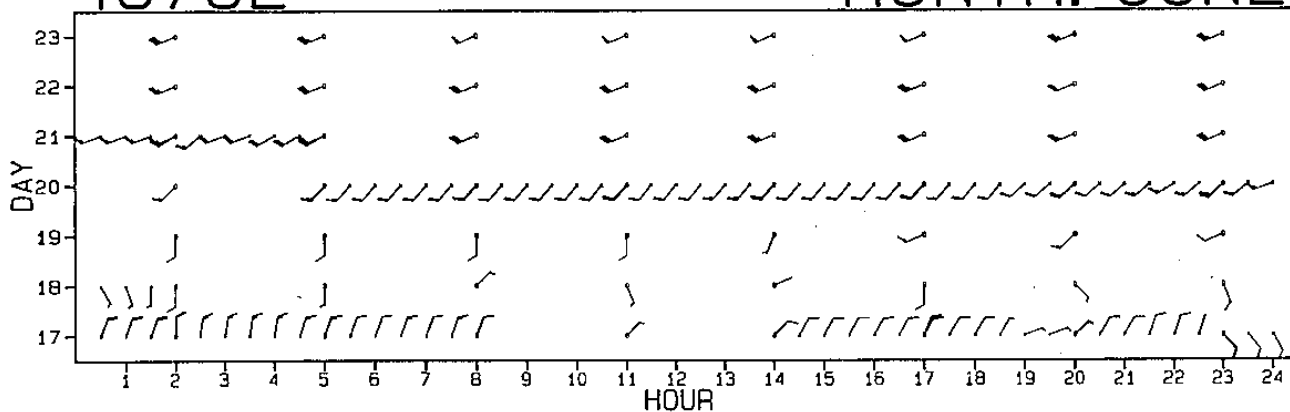
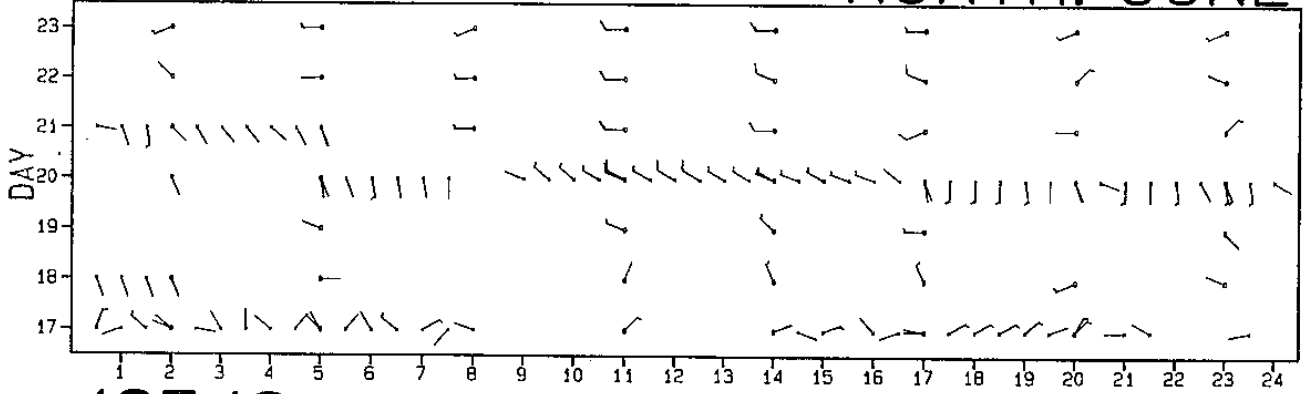


圖 2a, 76年6月17日 - 23日基隆(694), 台北(692), 馬公(735), 蘭嶼(762)地面風之變化

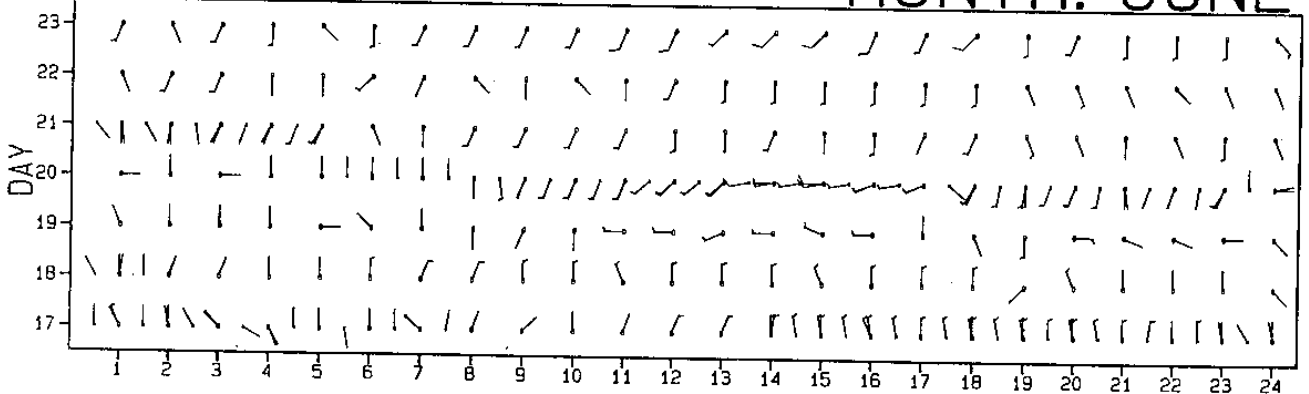
46690

MONTH: JUNE



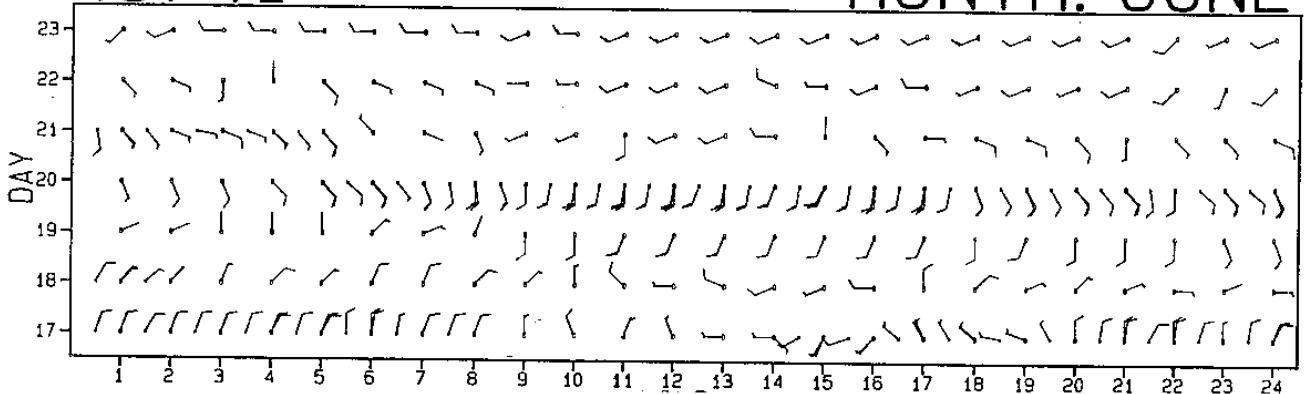
46749

MONTH: JUNE



46741

MONTH: JUNE



46744

MONTH: JUNE

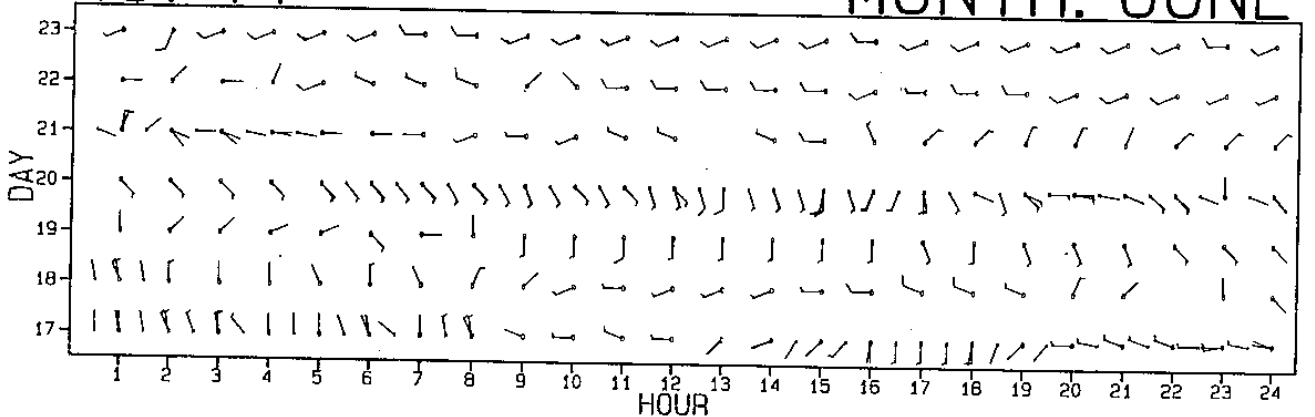


圖 2b, 76年6月17日 - 23日淡水(690), 台中(749), 台南(741), 高雄(744)地面風之變化

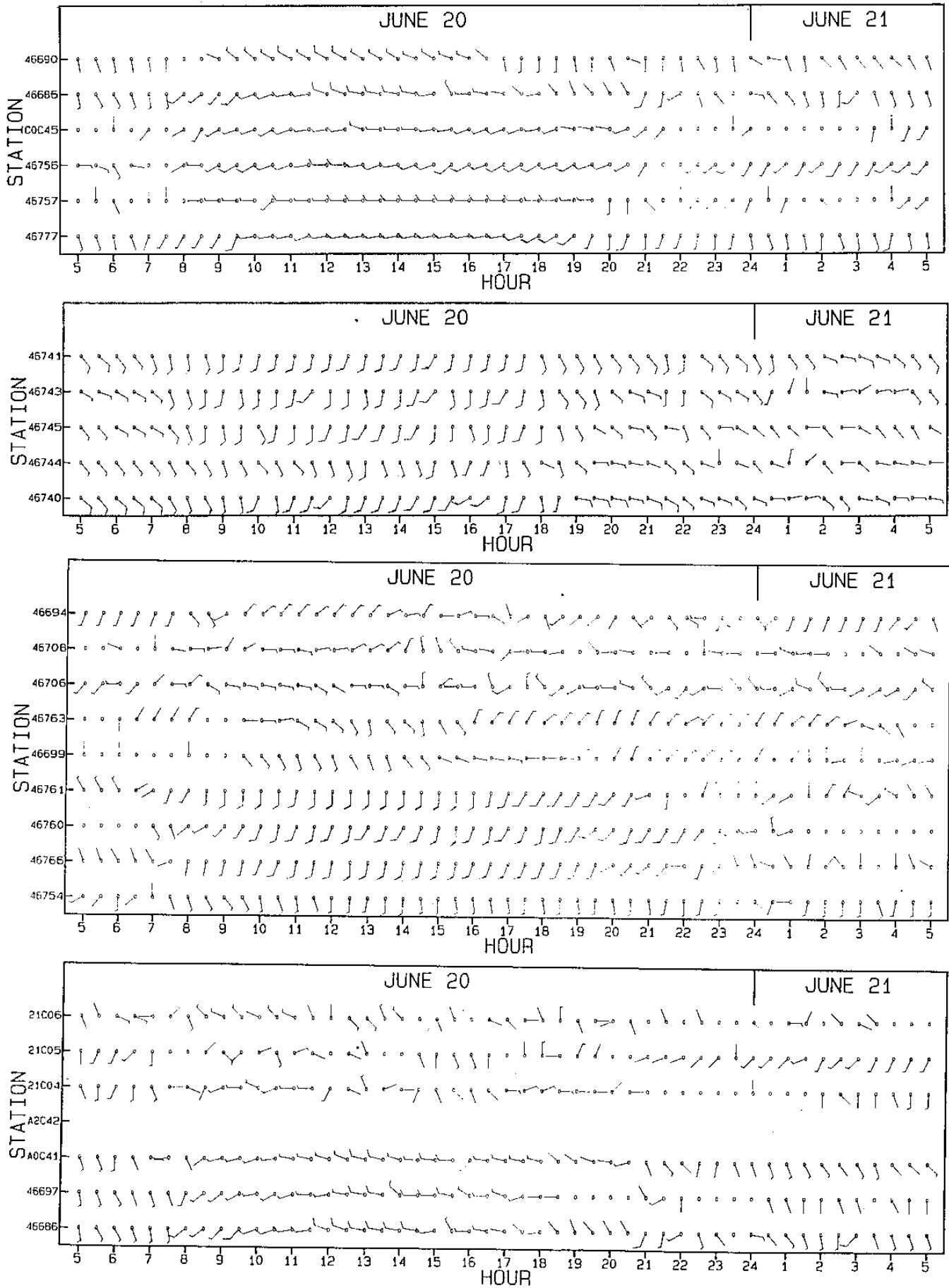


圖3, 76年6月20日 - 21日台灣地區一些選擇測站地面風的變化

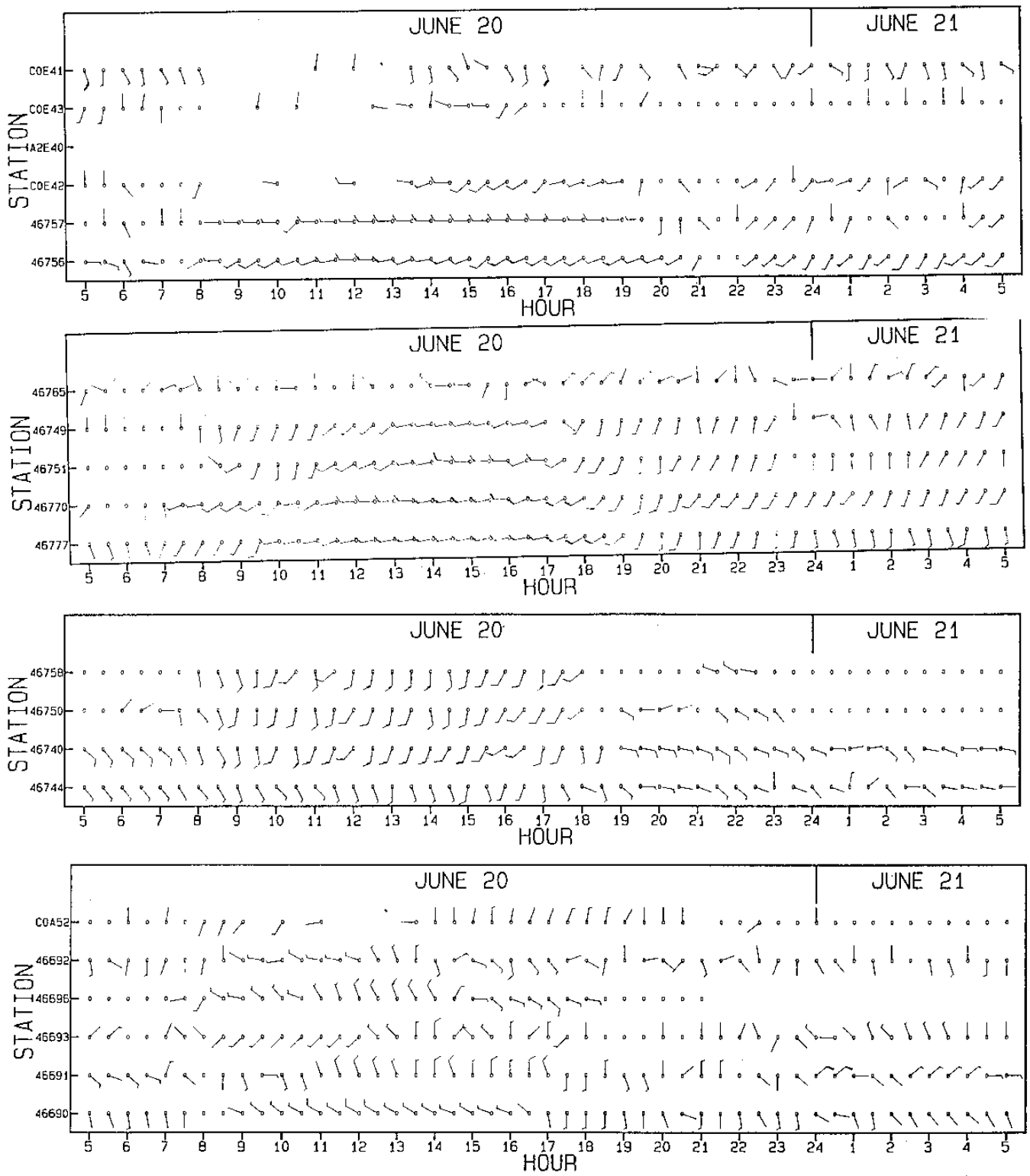


圖3, 76年6月20日 - 21日台灣地區一些選擇測站地面風的變化(續)

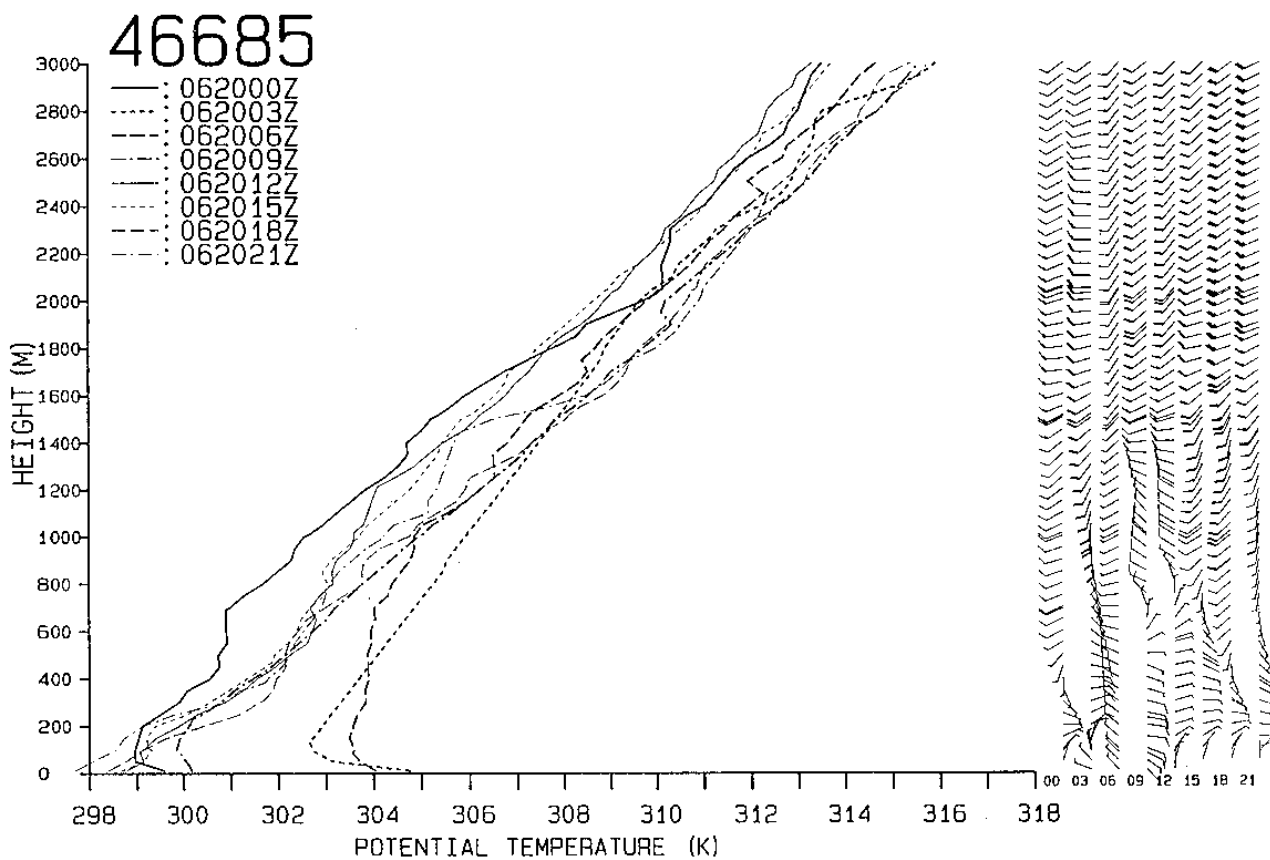
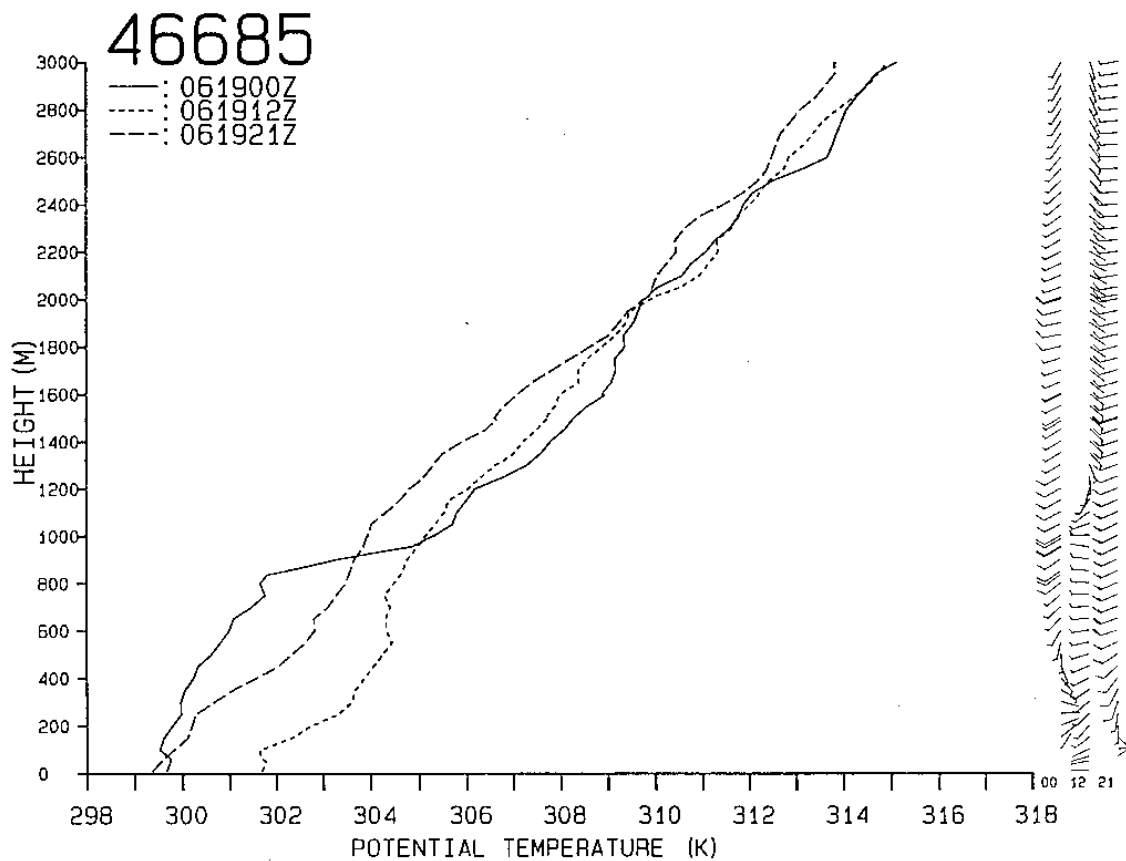


圖4, 76年6月19日, 20日台北探空、位溫及風垂直分佈的變化

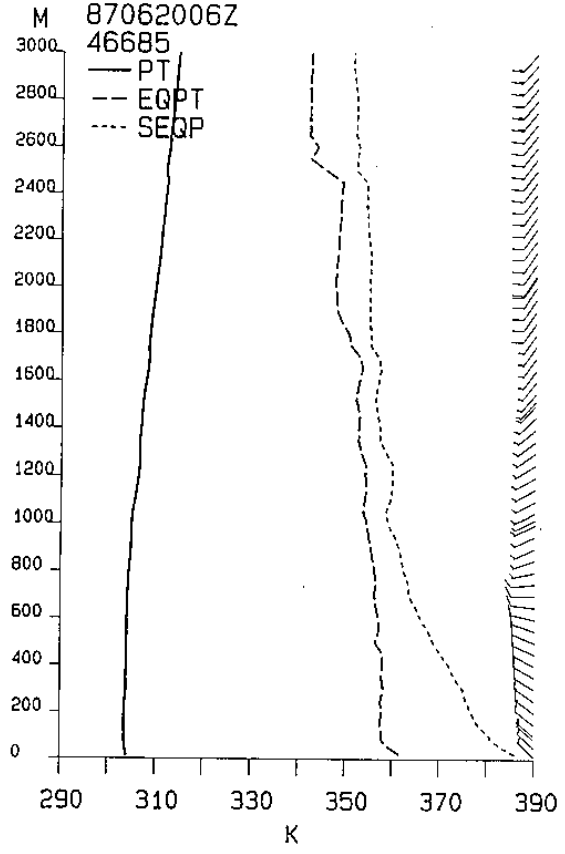
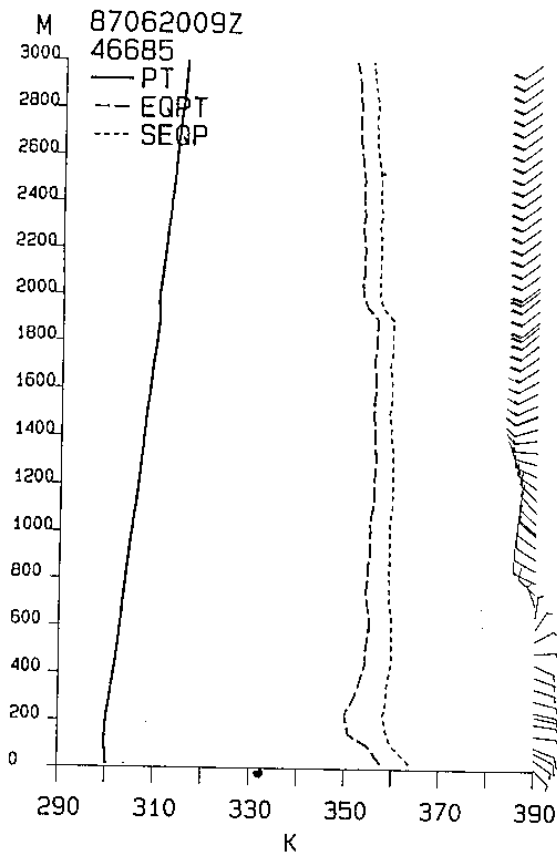


圖5, 76年6月20日06z及09z台北探空、位溫、相當位溫、飽和相當位溫以及風場之垂直分佈

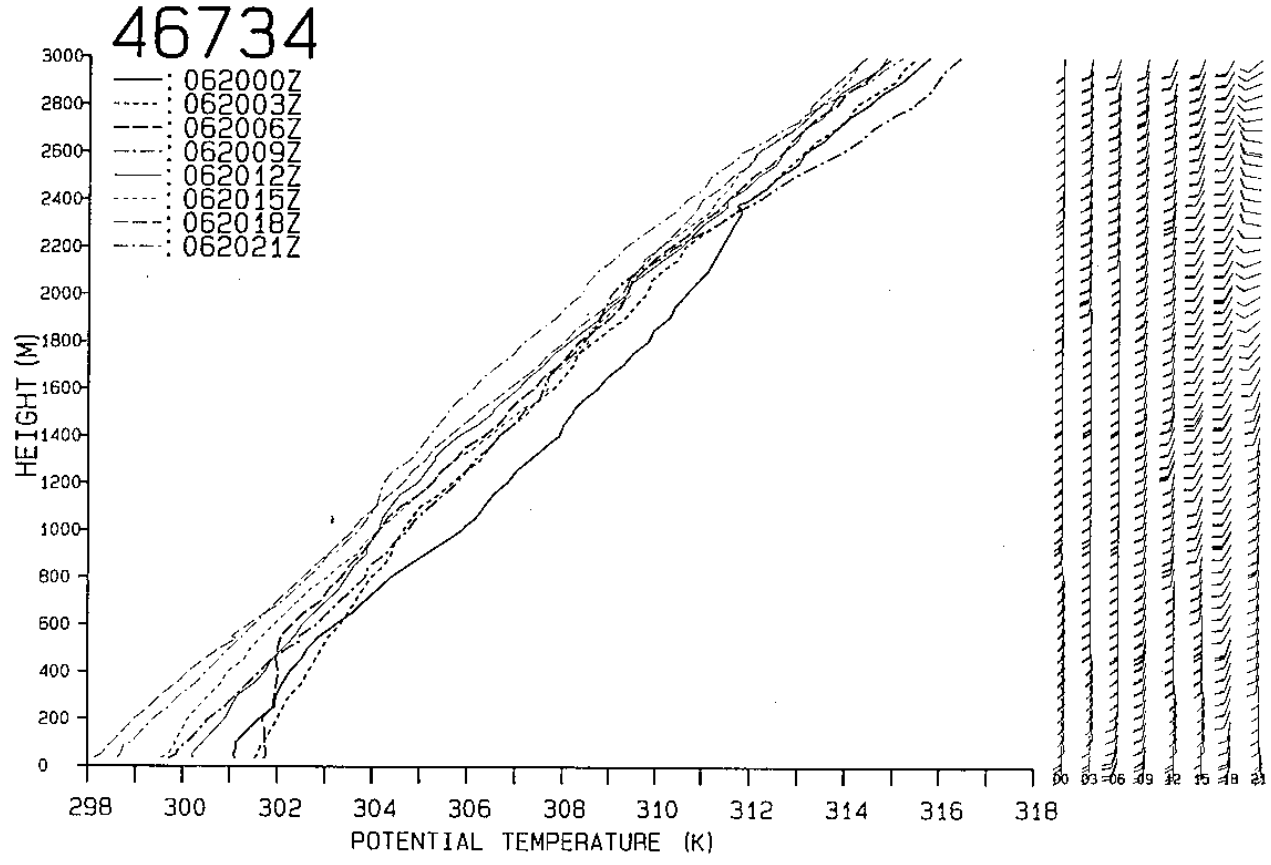


圖6, 76年6月20日馬公探空、位溫及風垂直分佈的變化

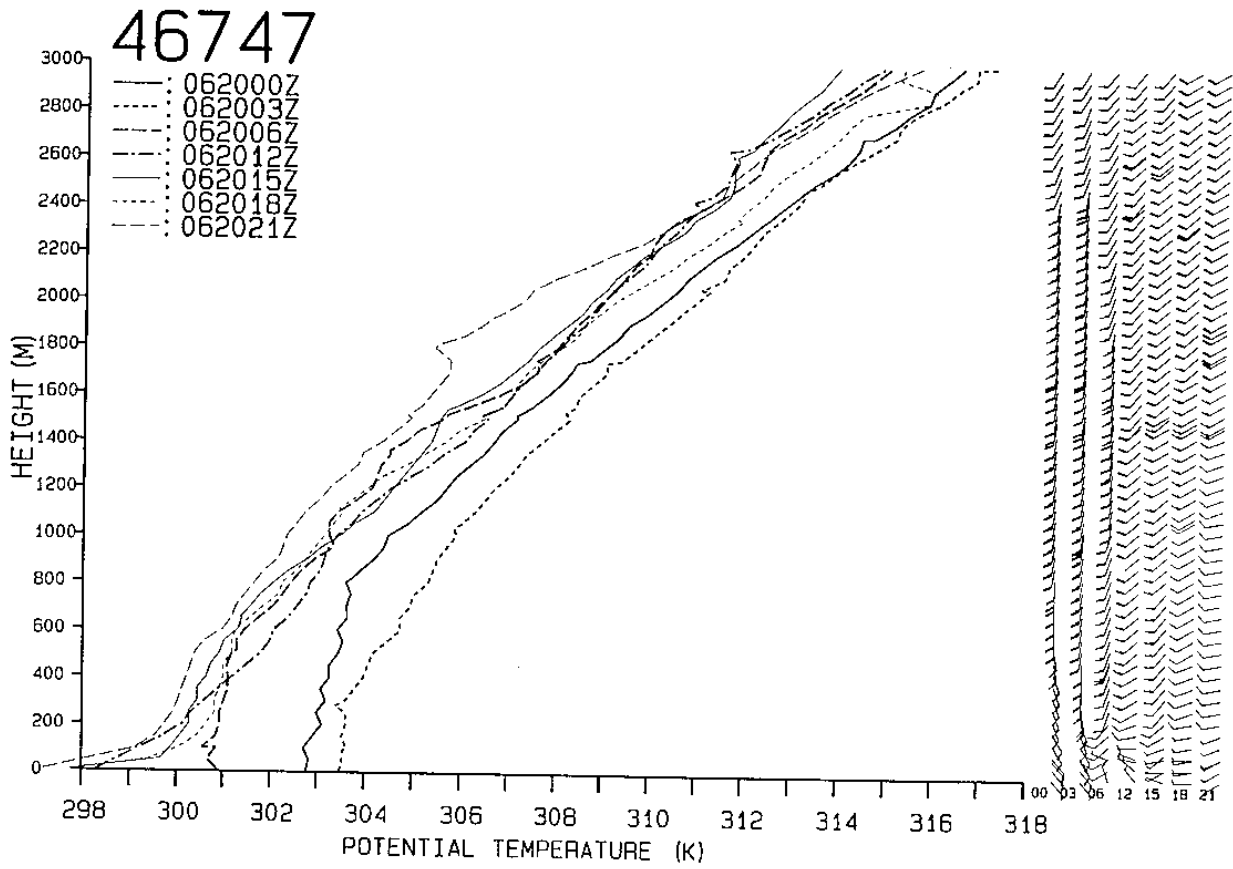
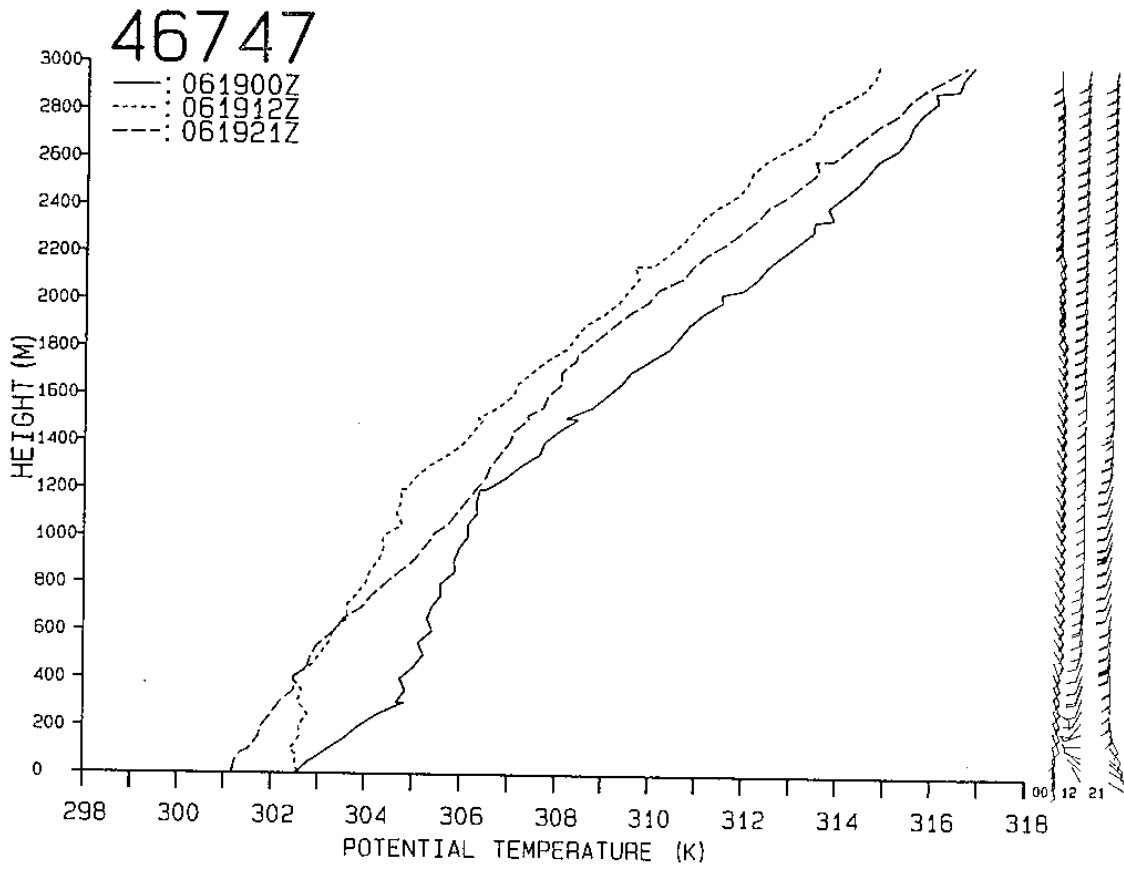


圖7. 76年6月19日, 20日東港探空、位溫及風垂直分佈的變化



圖 8, 76年6月19日, 20日台灣地區日雨量之分佈

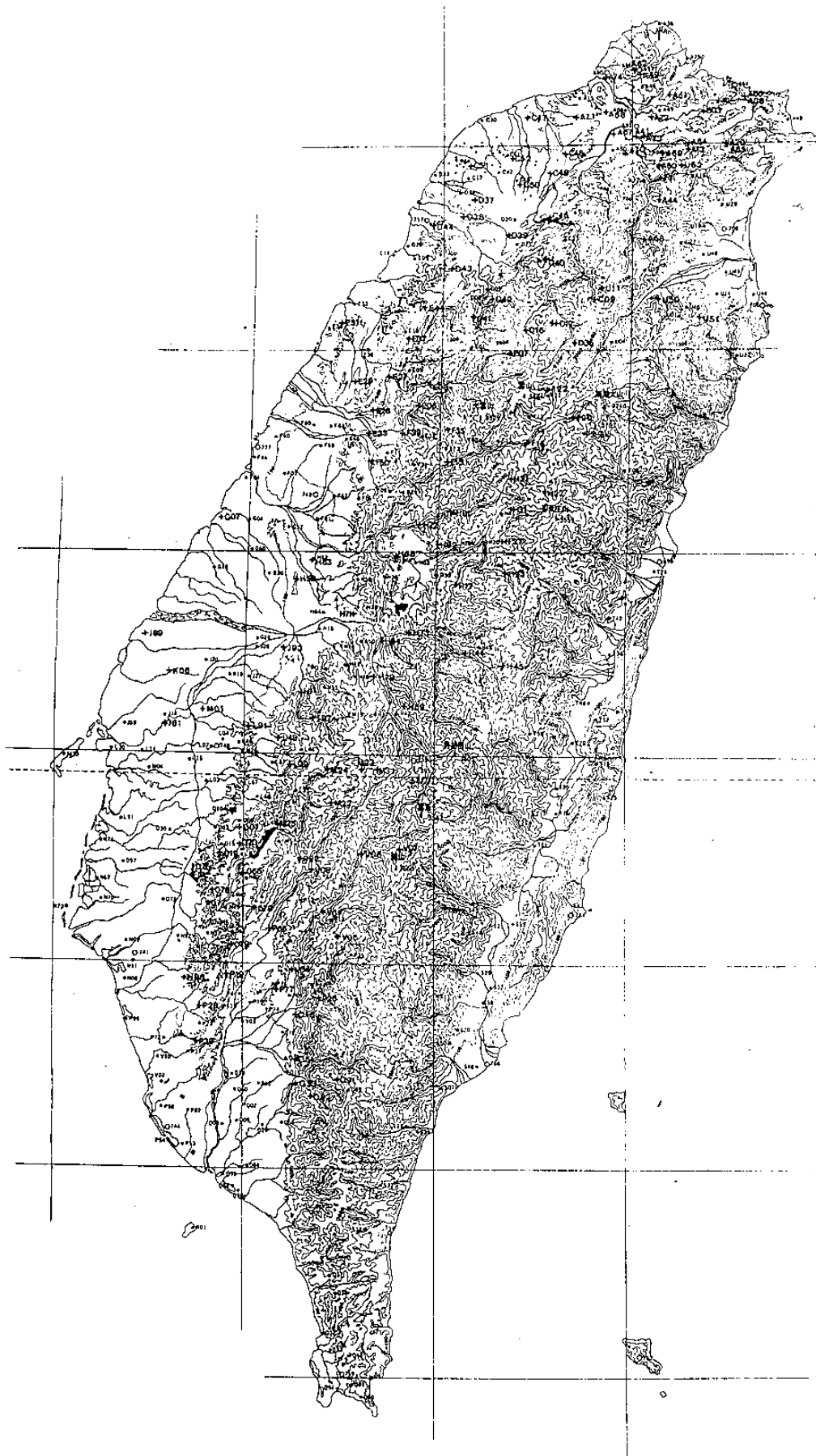
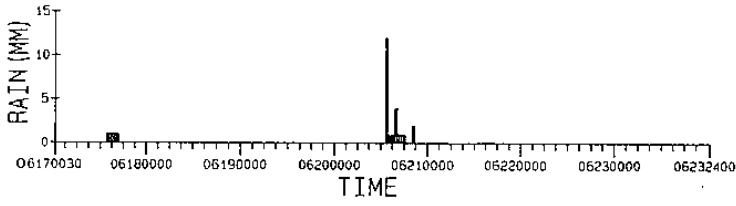
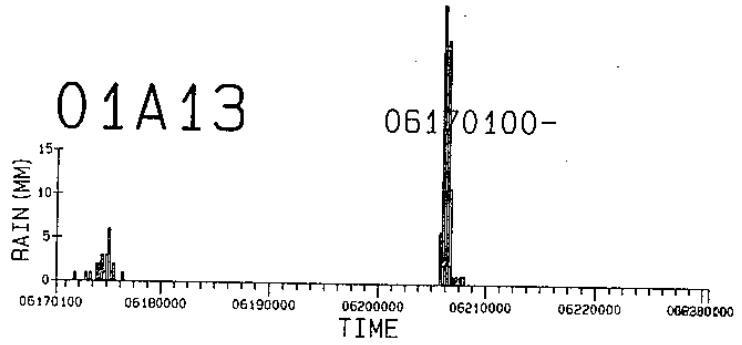


圖9, 台灣地區地形及雨量站之分佈

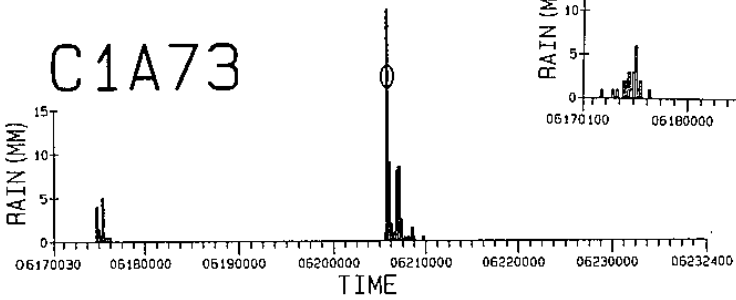
01A41



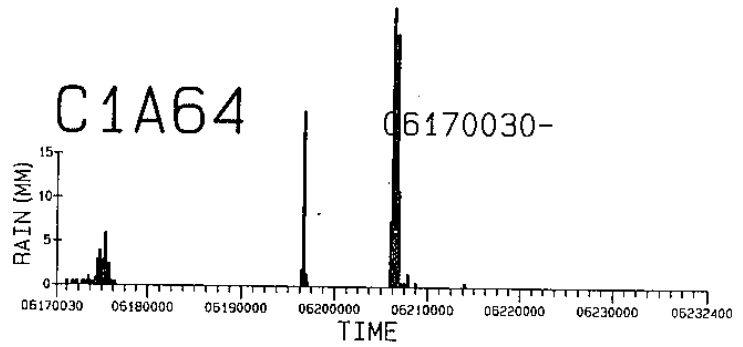
01A13



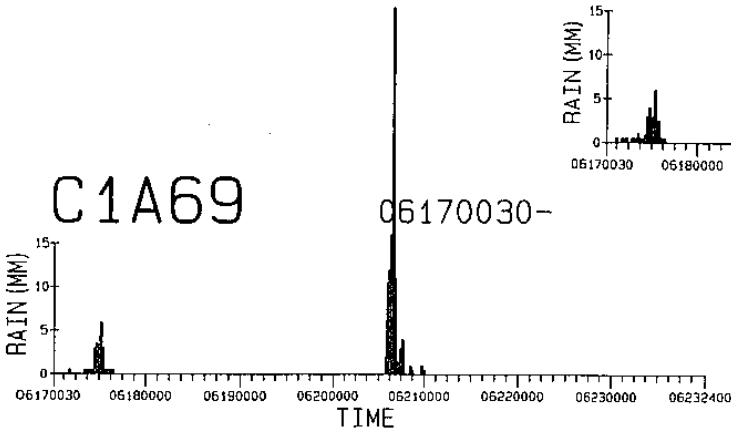
C1A73



C1A64



C1A69



01A44

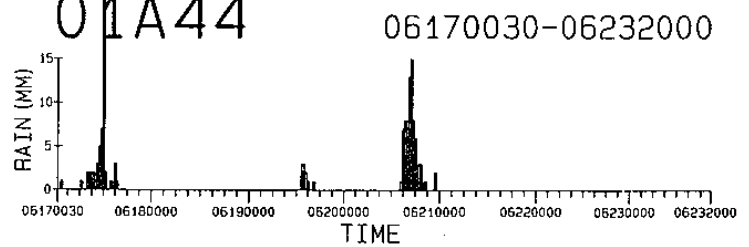


圖 10, 台北盆地 6 月 17 日 -23 日 一些選擇雨量站之雨量記錄

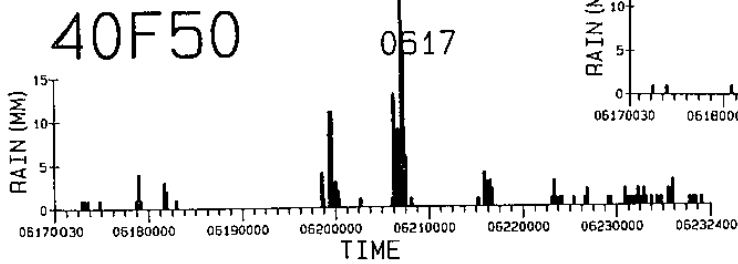
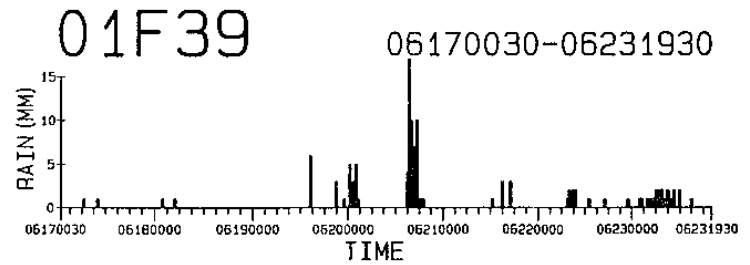
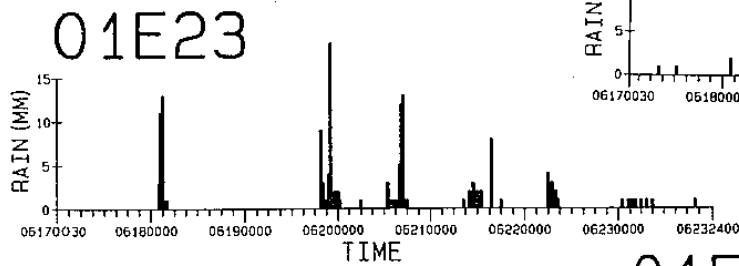
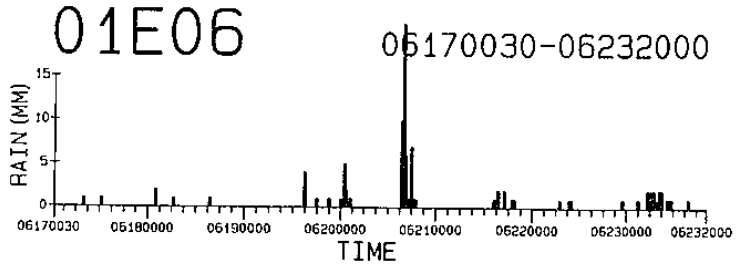
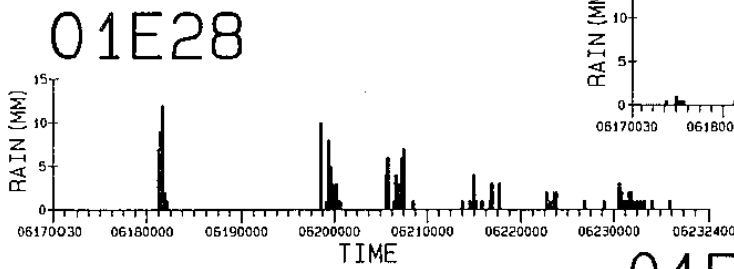
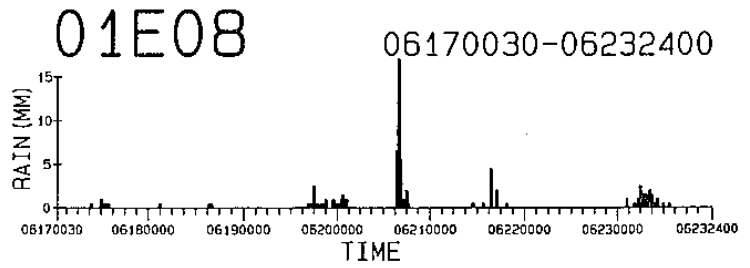
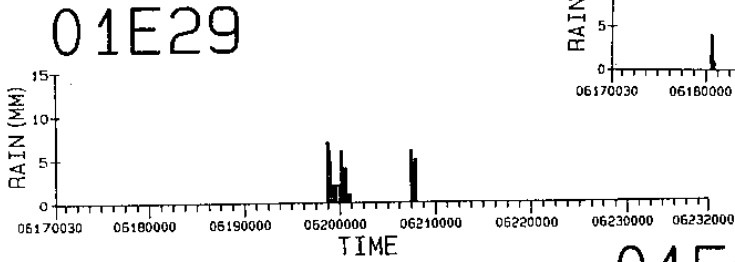
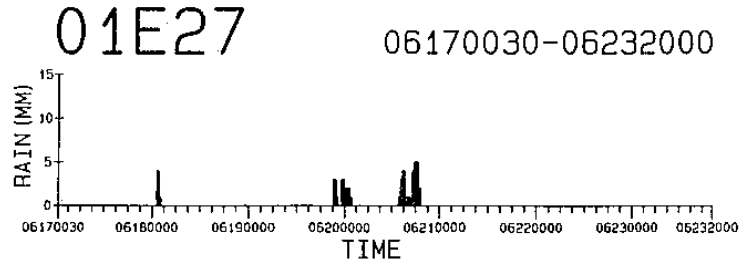
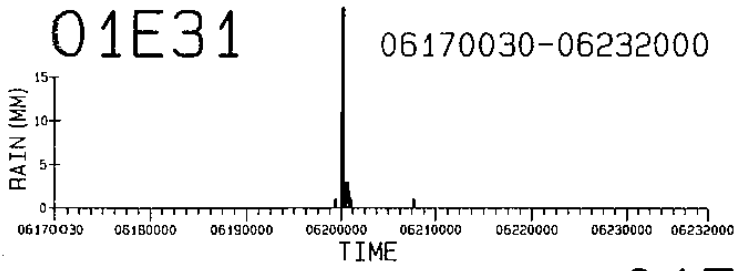


圖 11, 中苗山區 6 月 17 日 - 23 日 一些 選擇 雨量 站 之 雨量 記錄

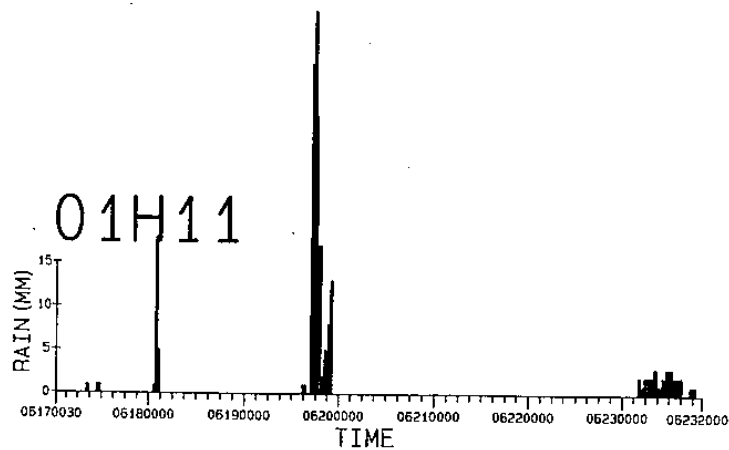
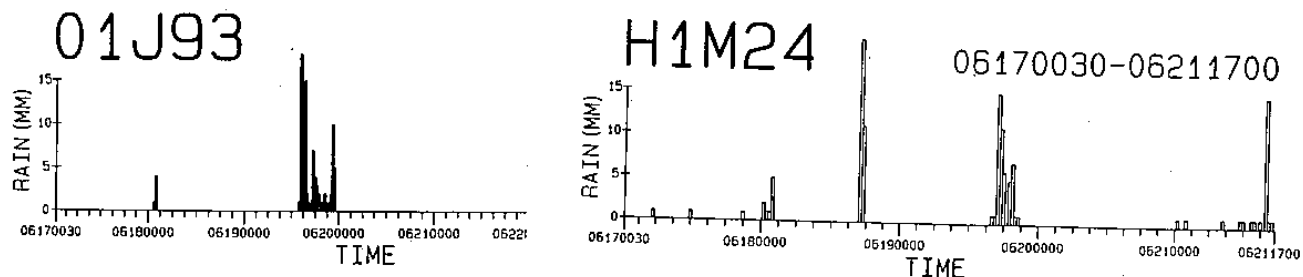
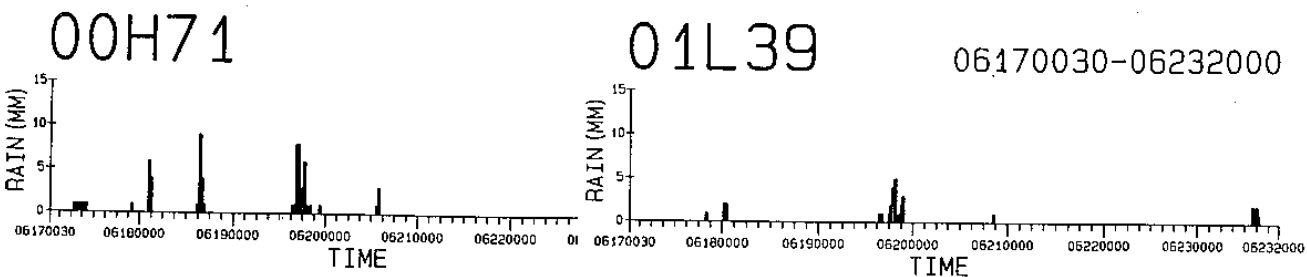
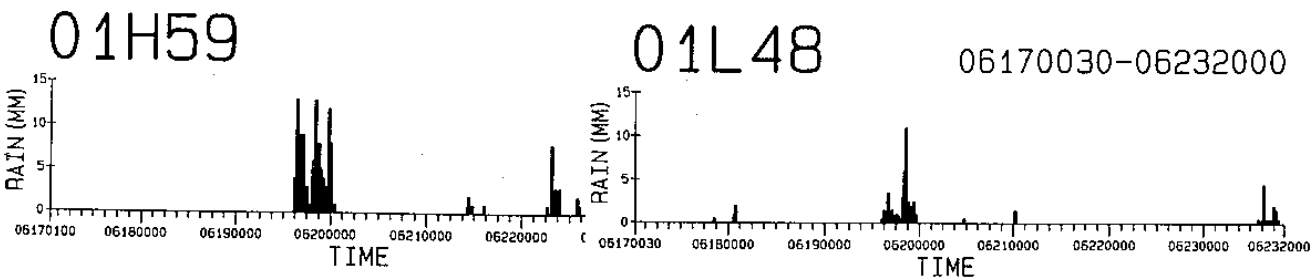
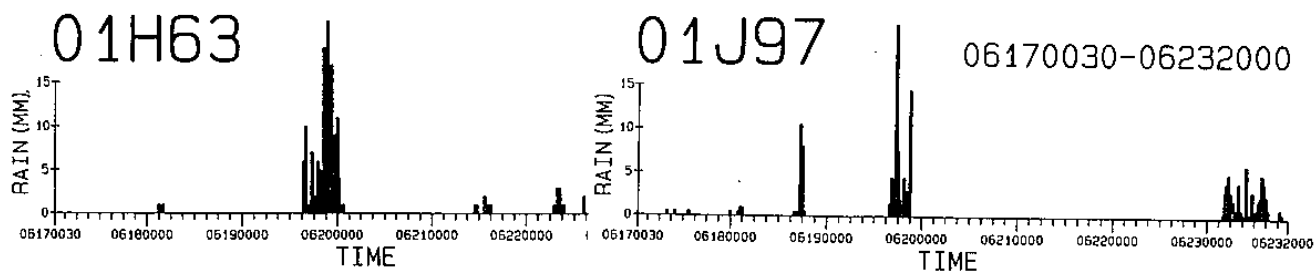


圖 12, 南投、雲林、嘉義山區 6月17日-23日一些選擇雨量站之雨量記錄

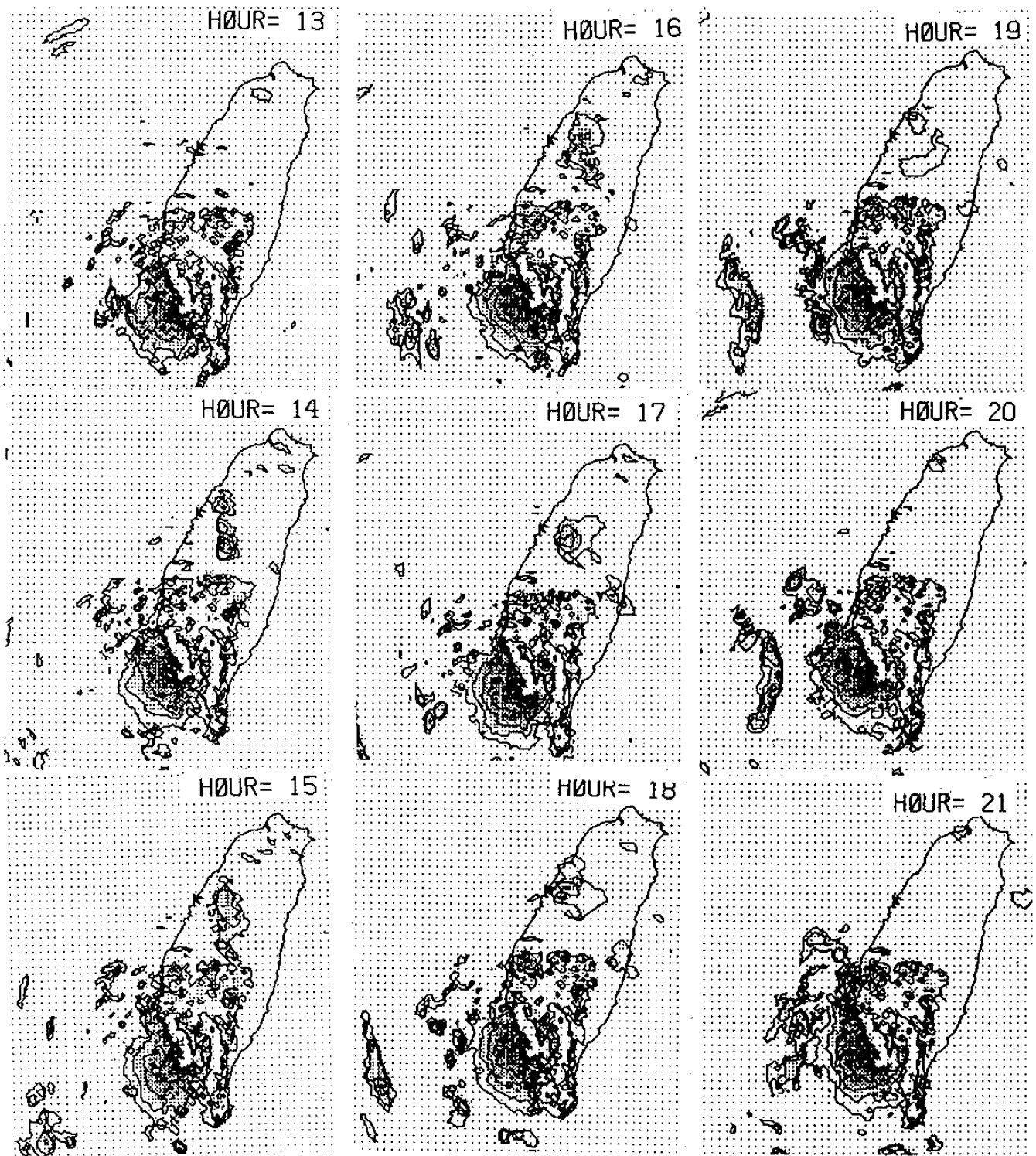


圖 14, 6月20日 13:26-14:14中苗山區降水回波及合成風場之分佈

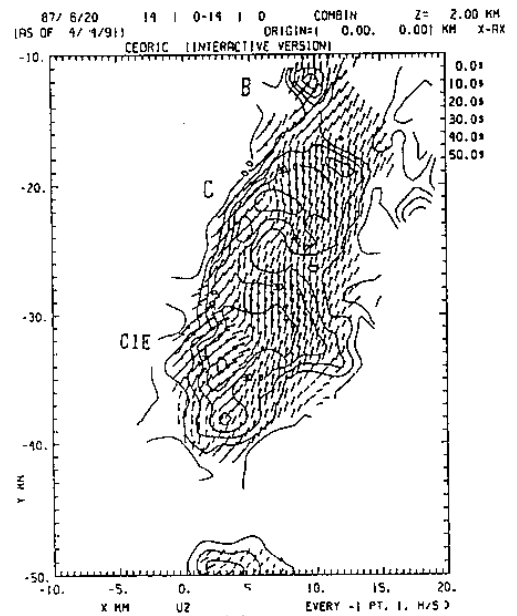
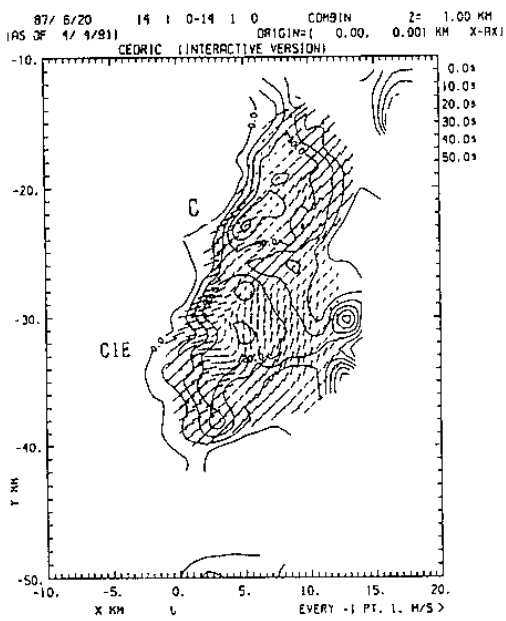
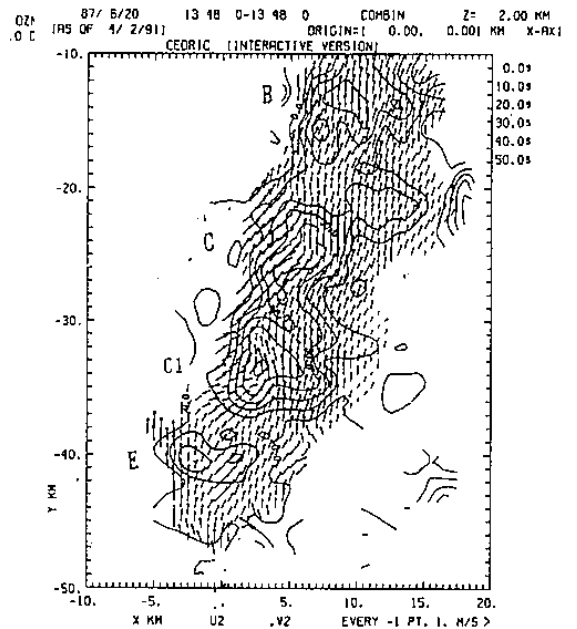
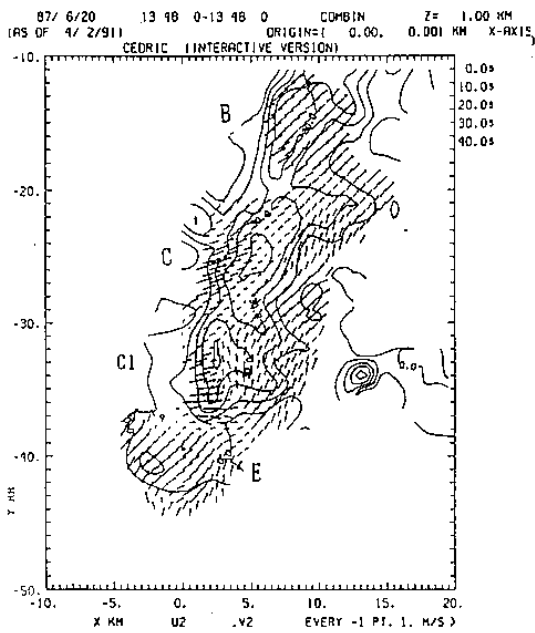
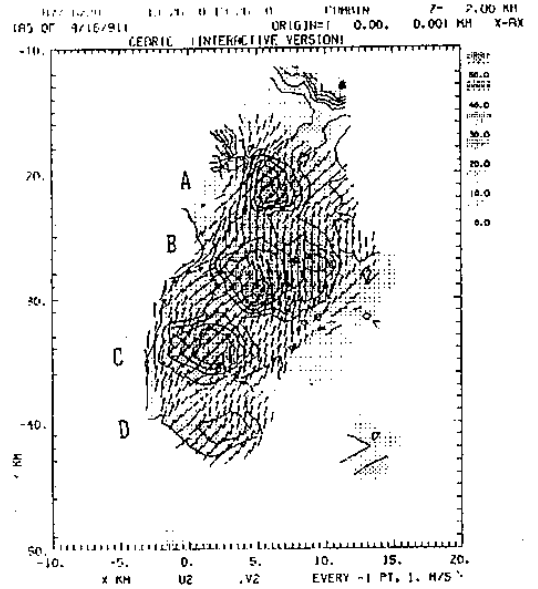
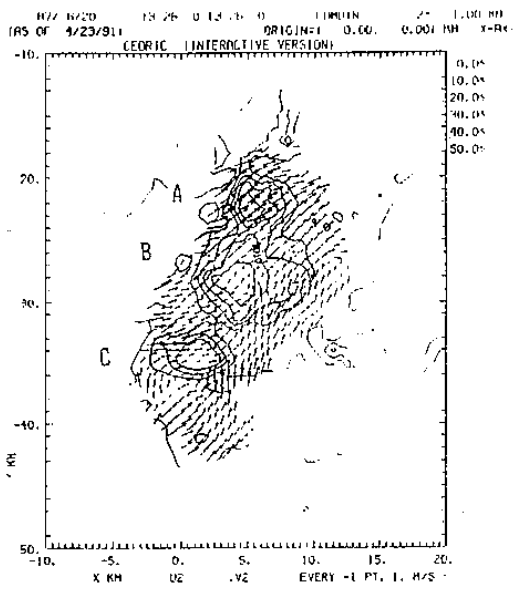


圖 13, 高雄雷達 6 月 20 日 13LST-21LST 之回波分佈

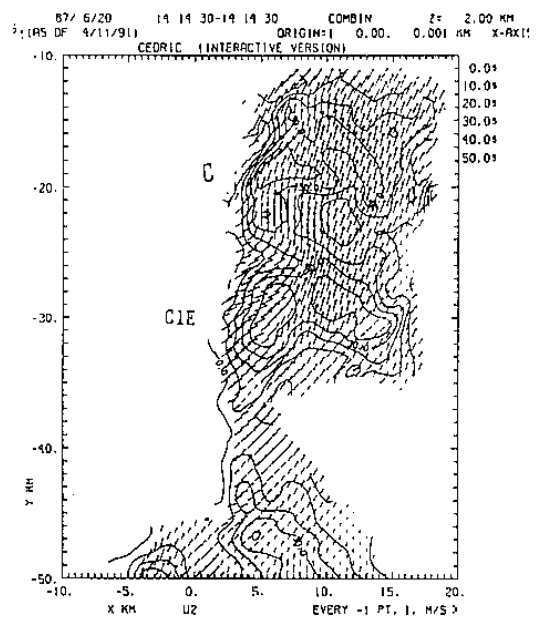
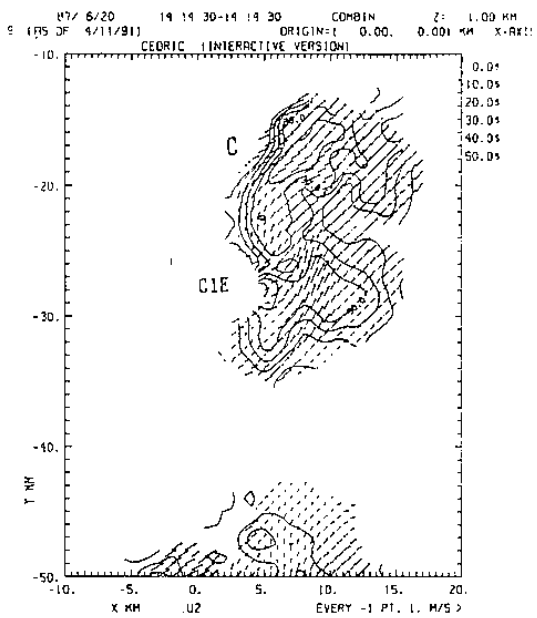
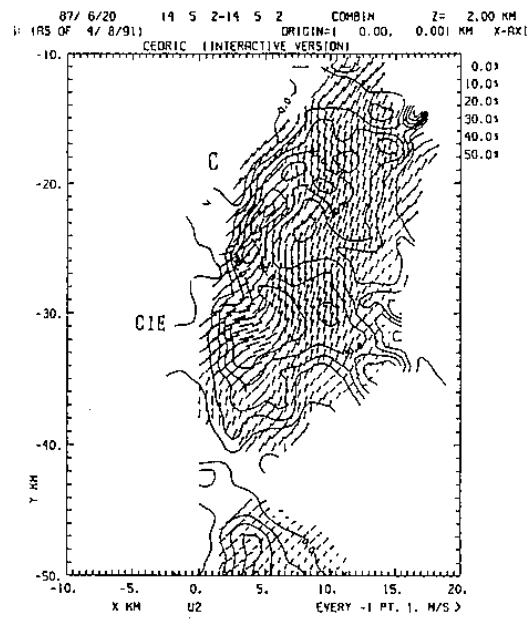
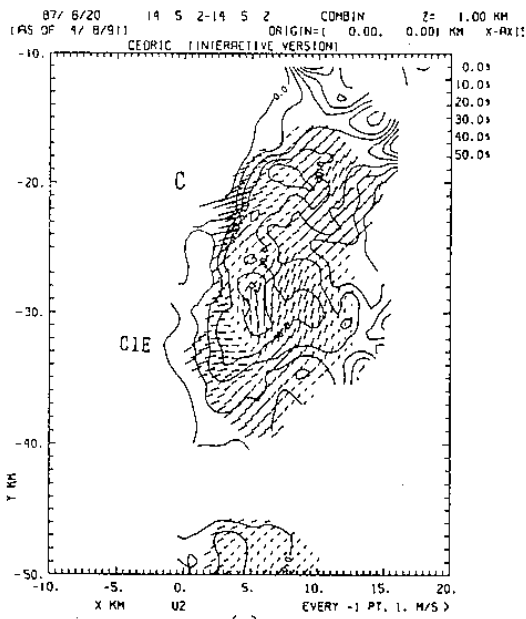


圖 14, 6月20日 13:26-14:14中苗山區降水回波及合成風場之分佈(續)

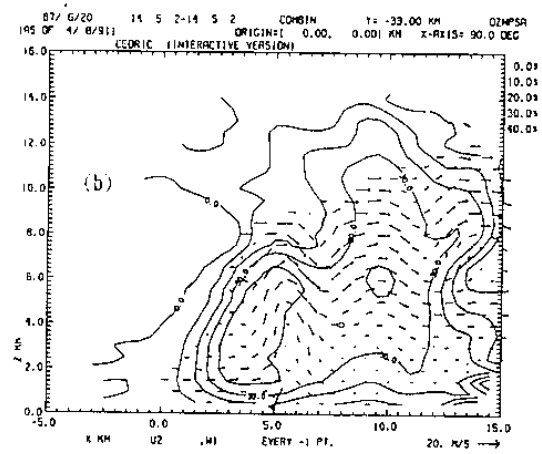
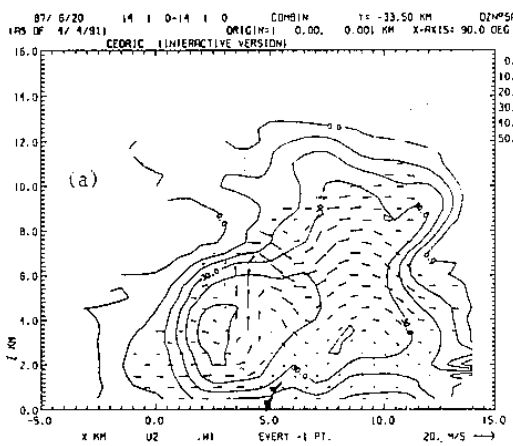


圖 15, 6月20日 14:01-14:05中苗山區對流胞之東西向剖面分析

