

梅雨鋒附近中尺度渦旋之雷達回波與風場特徵： 1997年6月2日個案分析

周仲島 沈畦 許勝焄
台灣大學 空軍氣象聯隊

摘要

1997年5-6月「台灣地區豪雨研究群」進行了為期兩個月梅雨期豪雨的觀測與預報實驗，共收集了七個豪雨個案資料。其中新竹縣打鐵坑於6月2日1300 LST至1600 LST三小時之內降雨量高達120 mm以上。中尺度站網觀測分析結果顯示，6月2日1100 LST至1700 LST有一伴隨氣旋式環流之中尺度低壓存在於台灣北部陸地。

雷達資料顯示，此次造成新竹地區豪雨之對流系統，首先在中部地區斜坡上發展，其對流胞受西南氣流影響朝東北方向移動，至新竹附近原有之個別對流胞經由合併成長，形成較有組織之對流系統，造成新竹地區局部豪雨。利用中正機場都卜勒雷達資料分析結果顯示，在此組織性對流系統內，發展出一個meso- γ 尺度的氣旋式渦旋。此中尺度渦旋存在於1km~7km之間的高度，其中以2km~6km高度結構較為明顯，其垂直結構特徵為隨高度向南南東方傾斜。此渦旋隨時間往北北東方移動，且渦旋與主要回波之相對位置隨時間不同有顯著差異。

一、前言

過去台灣梅雨季的研究中，陳與紀（1980）發現，發生於西北部的中尺度低壓與豪雨關係密切，並認為中尺度低壓可能透過其南側被加強的西南氣流導致豪雨。陳與楊（1988）分析了1975-1984年5-6月間，全省各測站的326次豪雨個案之空間分佈，其中可看出本省西北部及中南部地區各有一個發生豪雨次數的極大值區。而陳（1990）也指出當梅雨季鋒面經過台灣及鄰近地區時，台灣西北部、西南部及東南部近海是中尺度低壓生成次數的三個極大值區域。陳（1990）探討1983-1987年梅雨季18個伴隨中央山脈以西中尺度低

壓的豪雨個案，發現北部豪雨之中尺度低壓較中部與南部為強，且其所伴隨的氣壓梯度亦強，而低壓中心南側地轉西風增強與降雨強度增強的變化有一致性。陳等（1992），Chen and Wang（1992）利用台灣地區密集中尺度站網資料，針對中尺度低壓的氣壓、流場以及輻合輻散、渦度場等進行合成分析發現，發生於台灣西北部海面的中尺度低壓實為一梅雨鋒面上的氣旋式低壓擾動，當其移入北部陸地時，鋒後海陸摩擦差異形成的氣旋式風切渦度，對其環流強度的維持具有重要角色。其研究結果顯示，中尺度低壓似為導致本省西北部豪雨的中尺度主要激發機制之一。

另外，於1987年TAMEX IOP 10期間，

曾在台灣東南方海域觀測到一中尺度對流系統產生。此中尺度對流系統，具有兩個相當突顯的現象，一是當中尺度對流系統在台灣東南方海域發展時，其內部對流組織成高度的線狀結構。另一則是伴隨著一個氣旋式的中尺度渦旋 (Mesoscale Convective Vortex; MCV)。針對 TAMEX IOP 10，周與游 (1991) 及 Jouand Yu (1992) 利用 P3 飛機都卜勒雷達資料，進行擬雙都卜勒合成，分析渦旋環流初生期的結構及其與對流的可能關係。Bluestein and Hrebenach (1994) 也曾利用地面雙都卜勒雷達資料 (TOGA 與 CP4) 檢視此中尺度對流系統在北部山區時，其內部層狀降水區所伴隨的較小尺度 (直徑大約 20 公里) 渦旋環流的結構。游 (1995) 指出，此台灣東南方海域發展之 MCV 在低對流層的水平尺度大約為 50 公里 (直徑)，中對流層的水平尺度有加大趨勢，而 MCV 的環流中心隨高度往北北西傾斜，資料顯示此 MCV 的垂直發展可達 6 公里的高度。另外，此 MCV 是位於對流降水區 (雨帶後緣)，此點與過去所觀測的 MCV 存在的位置 (層狀降水區) 有很大的差異性。

由上述可知，有愈來愈多的資料顯示 MCV 存在於中尺度對流系統中可能是一種平常現象。在中尺度對流系統的生命史中，MCV 可存在於中尺度對流系統的層狀降水區，也可能存在於對流降水區內，但迄今大部份沒有被查覺到的原因在於它的大小常介於都卜勒雷達觀測網與傳統探空觀測網之間。

陳等 (1992)，Chen and Wang (1992) 的研究結果對於台灣梅雨季低對流層的中尺度低壓與伴隨之中尺度渦旋已有初步的認識，但是對於其更細微的結構以及生成的機制尚不清楚。另外，針對 TAMEX IOP 10 中的 MCV 之研究，游 (1995) 是以 P3 飛機所觀測的資料進行分析，Bluestein and Hrebenach (1994) 的個案，則利用 TOGA 與 CP4 雙都卜勒雷

達分析所得。而本研究，則是以 CKS 單一個都卜勒雷達資料進行分析。本文之個案在主要降水回波區內可解析出一個中尺度氣旋式擾動的存在，雖然生命期很短，大約只有一個小時半左右，但是對於局部地區的降水，卻有著非常重要的影響。

本文主要是探討鋒面帶上中尺度氣旋式擾動的結構，於後各節將就資料來源和分析方法、本文所選取之個案綜觀環境場與中尺度環境場的特徵、中正機場都卜勒雷達之降水回波與徑向風場結構、理想風場的模擬及中尺度渦旋的結構進行探討等，最後則是結論與未來展望。

二、資料來源與分析方法

本文採用中央氣象局、民航局及空軍氣象聯隊等單位所提供之地面測站資料、探空資料、自動雨量站的逐時雨量資料及東亞地區地面、高空天氣圖等進行分析。同時，也分析中正機場 (CKS) 都卜勒雷達所觀測之每 15 分鐘降水回波場及徑向風場資料，及每 30 分鐘之傳統雷達降水回波場資料。

至於中正機場 (CKS) 都卜勒氣象雷達的資料特性、檢定和處理過程，周等 (1990) 曾利用 TAMEX 期間觀測所得的資料加以詳細分析、探討，本文有關中正機場都卜勒氣象雷達的資料處理即採用周等 (1990) 方法進行。

三、個案分析

(一) 綜觀環境場及中尺度環境場分析

1. 降水形態

由 1997 年 6 月 2 日全省各自動雨量站所量測到的日累積雨量分佈可知，當日主要的降水發生在本省的北部地區 (尤其是新竹附近) 及中南部地區，其中以新竹縣打鐵坑站日累積雨量 146mm 為最大。若將打鐵坑站的時累積

雨量進行了分析 (圖 1) 發現，打鐵坑站之主要降水時段集中在 1300 LST - 1600 LST 之間的三個小時。打鐵坑在這三個小時內之累積雨量就高達 121.5mm。

2. 綜觀天氣形勢

本個案之綜觀天氣形勢，6月1日 1200 UTC 時地面鋒面位於長江南側逐漸向本省移動，至 6月2日 0000 UTC (圖 2) 時鋒面雲帶已移至台灣北部近海，此時低壓中心位於黑龍江省，冷鋒面是由此中心向西南延伸，經日本，台灣北部近海，閩浙沿海至廣西省，與另一位於海南島西北方的低壓相連接。之後，此鋒面在台灣中北部徘徊了三天，才逐漸遠離。

在 6月2日 0000 UTC 高空天氣圖方面，850hPa，風切線由東海向閩浙延伸，南海及台灣海峽皆為西南風，其風速約 5 - 10m/s，而風切線附近及南海一帶皆是潮濕區所在，且南北向溫度梯度並不顯著。700hPa，在貴州越南附近有一短波槽存在，且另有一微弱的風

切線在北緯 28 度附近，近似水平的排列，同時在華南地區、台灣海峽及南海附近，均為西南風 (風速皆在 10m/s 以下)。500hPa (圖 3)，5850m 的等高線通過台灣西北部陸地，而馬公及板橋則吹著 12 - 15m/s 之西南風。300hPa，板橋站為偏西南風，綠島站則為西北風，顯示高空有分流現象發生。

圖 4 為 86 年 6 月 2 日 0000 UTC 綜觀天氣系統合成圖，由圖中可知，地面鋒面位於台灣北部近海，850hPa 的鋒面及風切線位在地面鋒面的北側，但 700hPa 及 500hPa 的槽線就相對較弱，同時 850hPa 的溫度梯度不大。整個來說，6月2日 0000 UTC 是一個弱的綜觀環境，在低對流層沒有低層噴流，斜壓性亦相當微弱。

再由 6月2日 0500 UTC - 0800 UTC 每小時日本 GMS 紅外線衛星雲圖中 (圖 5) 可看出，原伴隨鋒面移進台灣北部上空的雲塊逐漸減弱，且向東移出，而原在台灣中部的淺系統

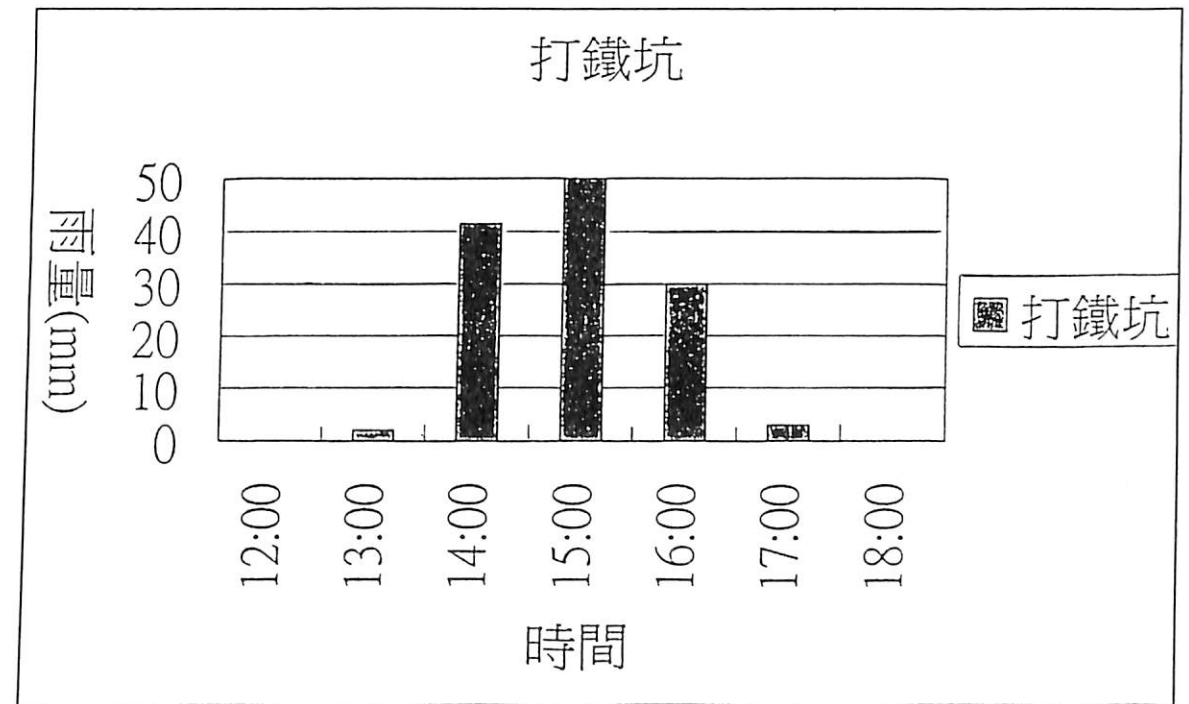


圖 1 6月2日 1200 LST 至 1800 LST 新竹打鐵坑自動雨量站每小時累積雨量條狀圖

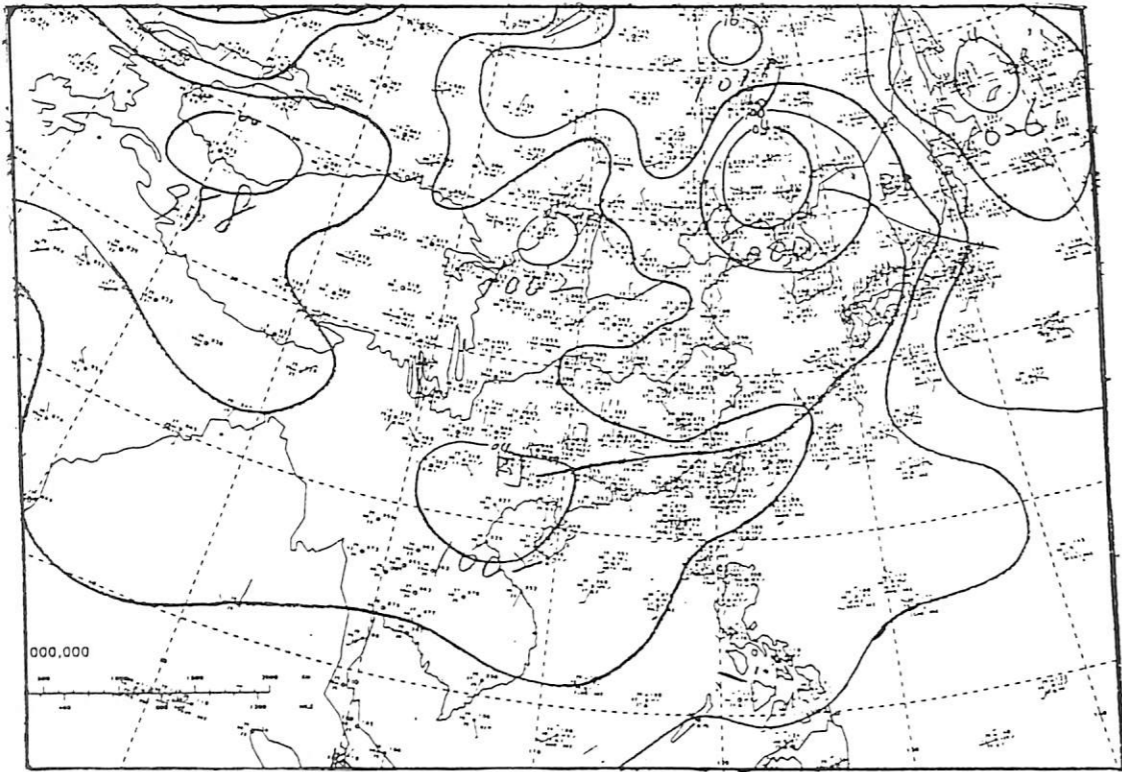


圖2 6月2日0000 UTC 綜觀地面天氣圖

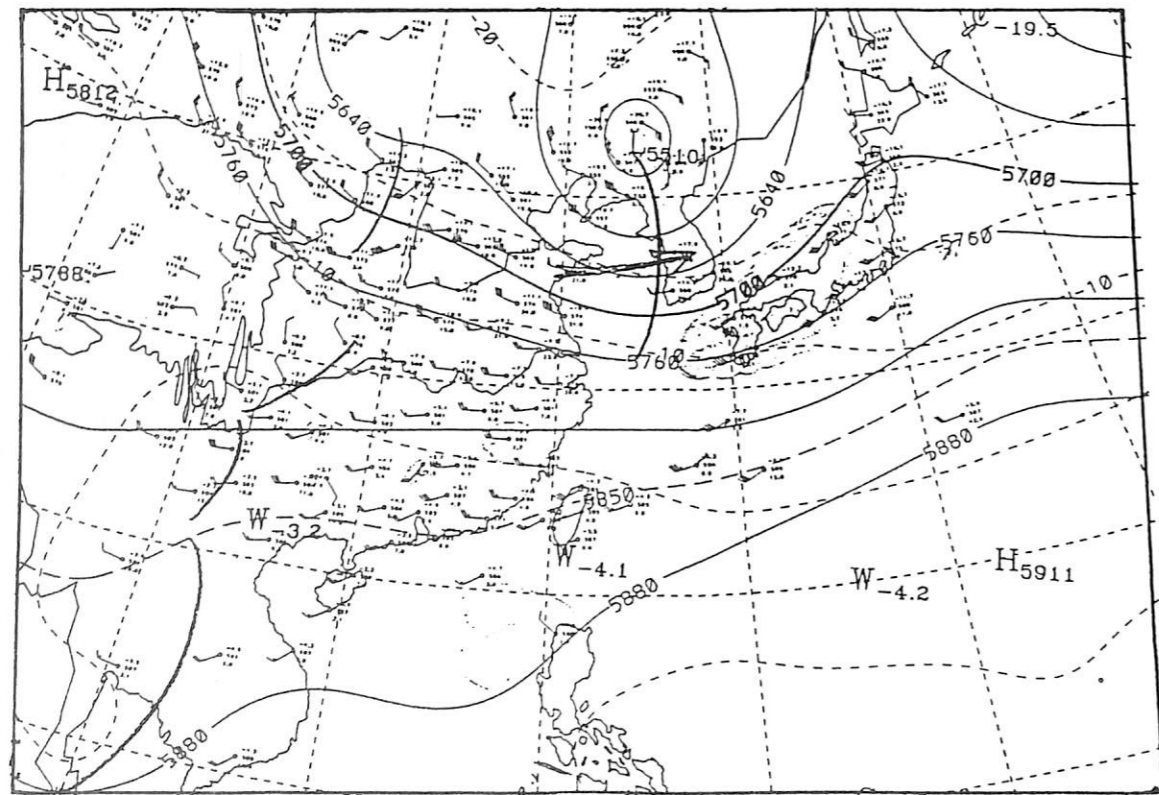


圖3 6月2日0000 UTC 500 hpa 綜觀天氣圖。細實線代表等高線，細虛線代表溫度線，粗實線代表槽線所在。

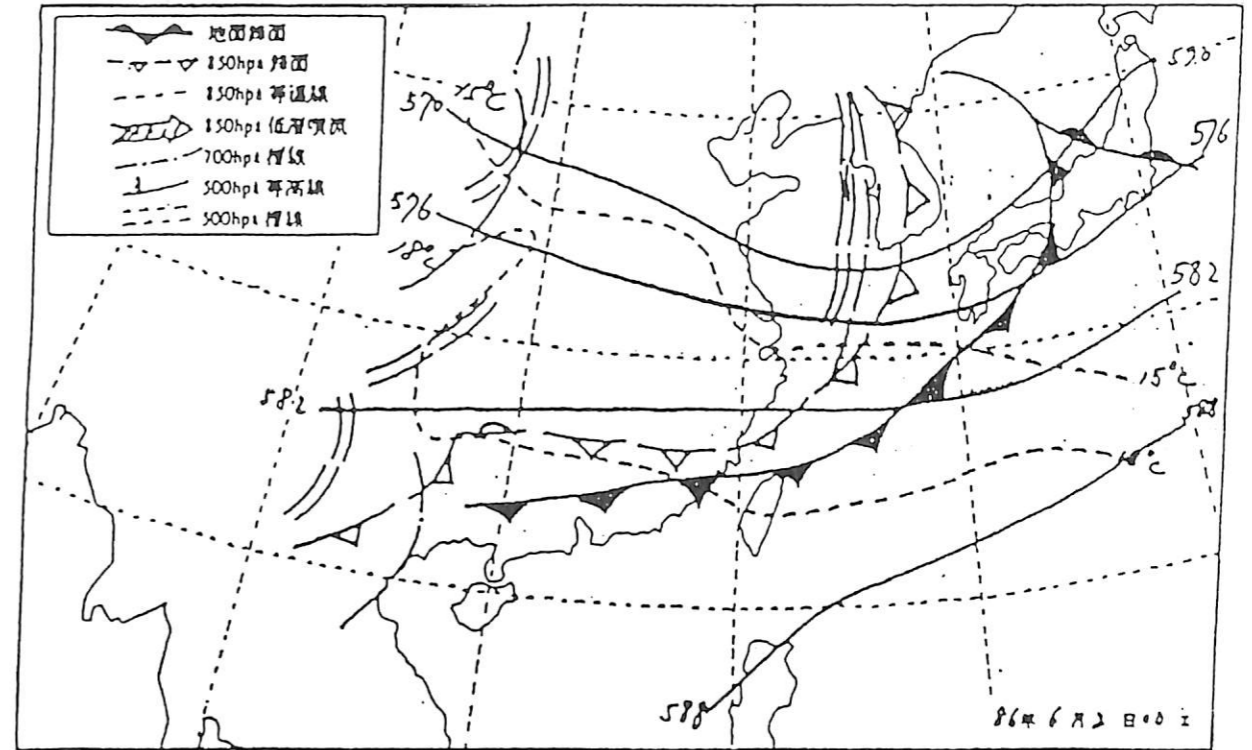
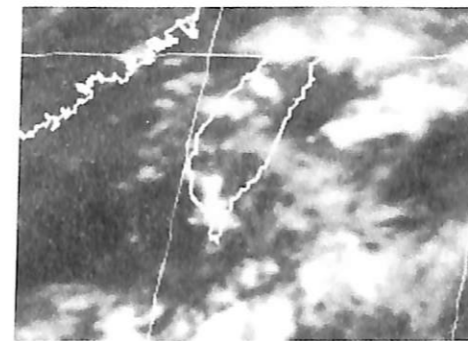
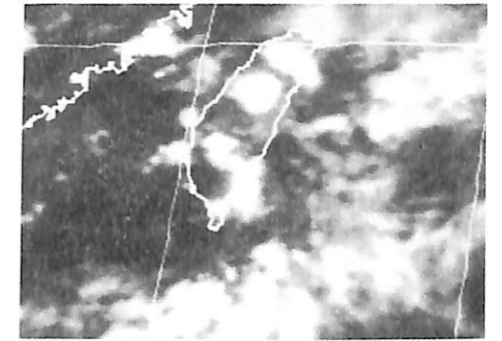


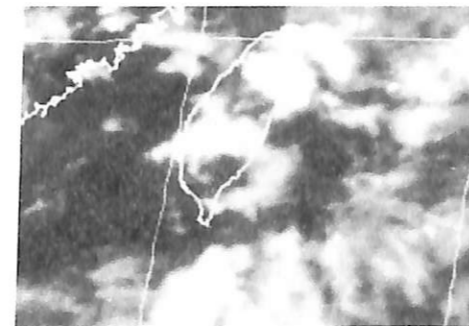
圖4 6月2日0000 UTC 綜觀天氣系統合成圖。圖中說明如圖左上角所示。



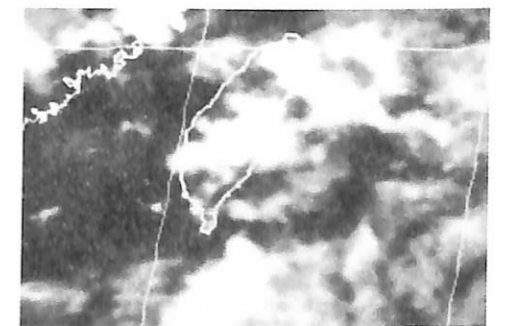
(a)05UTC



(b)06UTC



(c)07UTC



(d)08UTC

圖5 6月2日0500 UTC至0800 UTC 每小時日本GMS紅外線衛星雲圖

迅速成長並向北北東方向移動。

另由6月2日0000 UTC板橋的探空分析圖(圖6)來看,其CAPE值高達2841.4m²s⁻²,在風場方面,風向由底層至高層都是為偏西至偏西南風,垂直向水平風速變化不大,垂直風切不強,且未發現有低層噴流的存在。

將1997年6月2日台北站(46692)、新竹站(46757)、梧棲站(46777)、台中站(46749)等四個站的地面風,如圖7所示

(係依時間序列及測站所在位置由北向南排列),可發現氣流於1100 LST至2000 LST之間,在新竹站與梧棲站兩站間呈氣旋式旋轉及輻合現象,這是否表示有中尺度渦旋或中尺度低壓等其他中尺度的現象存在於這兩站之間呢?這是本文所要探討的重要課題之一。

3.中尺度地面資料分析

本節將針對中尺度地面資料進行分析,在此我們採用陳等(1992)的中尺度低壓定義

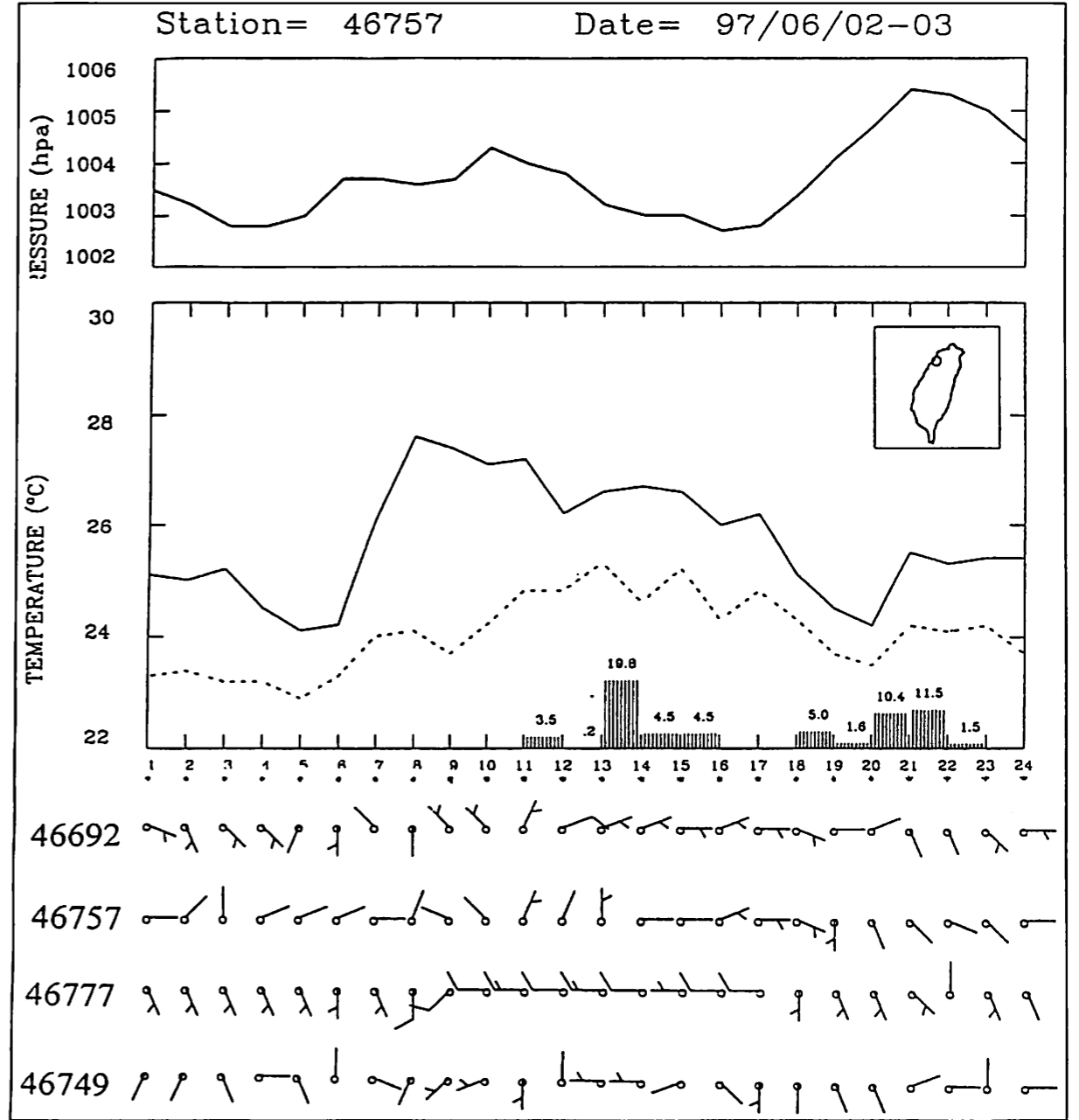


圖7 新竹站之地面資料,但風場部份則有台北(46692)、新竹(46757)、梧棲(46777)及台中(46749)等四個站的風場合成資料。

其定義為:(1)以1hPa間距可分析出封閉的低壓中心;或(2)雖以1hPa間距不能分析出封閉中心,但具有明顯的氣旋式封閉環流且環流中心的氣壓較周圍為低者。此標準較陳(1978)和陳與紀(1980)以1hPa為間距,須具有封閉等壓線並具有氣旋式風場的標準為寬,

而和陳與俞(1988)所採用的標準相似。因此,若中尺度低壓亦具有氣旋式封閉環流則可稱為中尺度氣旋(mesoscale cyclone);若僅具氣旋式封閉環流但無可辨認之低壓中心則可稱為中尺度渦旋(mesovortex)。

首先,由每三小時的地面中尺度氣壓場分

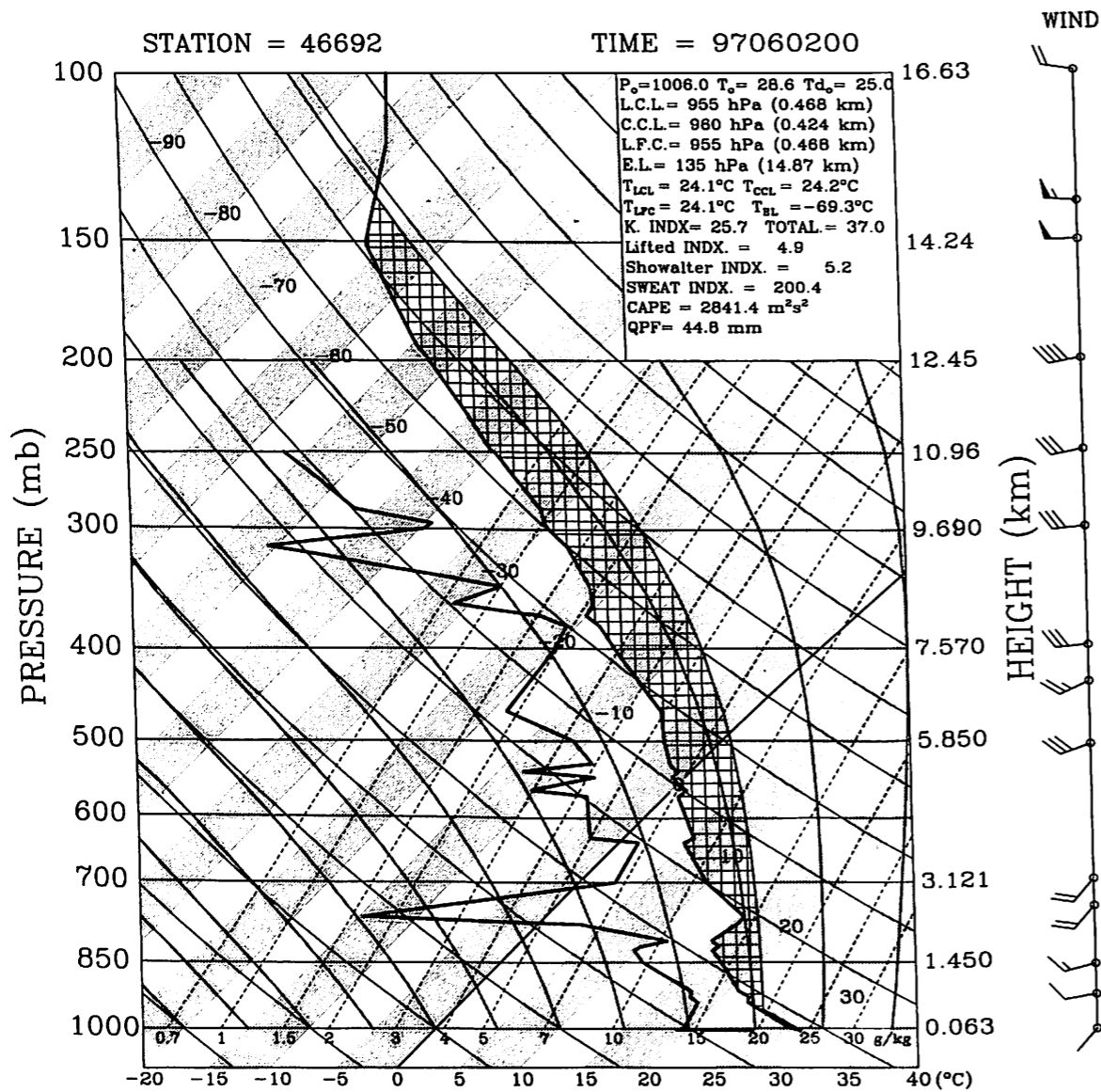


圖6 6月2日0000 UTC 46692探空分析圖

析可知，在6月2日0800 LST時，台灣北部地區位在低壓帶中。1100 LST時，可分析出一個中尺度低壓在新竹站北側。1400 LST (圖8)時中尺度低壓持續發展，至6月2日1700 LST該中尺度低壓緩慢向南移動至新竹站南側動。

6月2日0800 LST至1700 LST每三小時的地面相當位溫分析可知，在台灣的西部沿海之較高相當位溫的軸線(東北西南走向)指向北部地區，且在桃園附近出現相當位溫極大值區，此相當位溫極大值區隨時間向南移動，顯示此相當位溫的軸線隨時間有向南移的趨勢，同時由等相當位溫線的密集區隨時間觀察證實有從台灣海峽的北部逐漸南壓的現象。但至1700 LST時此等相當位溫線的梯度減弱。

6月2日0800 LST至1700 LST每三小時的地面中尺度氣流場分析中可發現，有一個小的氣旋位在台灣北部陸地，在中南部山區有一反氣旋存在，同時，位在於東部近海也有一個氣旋存在，1400 LST時，位在於台灣北部的氣旋持續發展並有稍微南移的現象，直至1700 LST仍舊存在。由以上地面中尺度分析可知，在6月2日1100 LST至1700 LST有一個伴隨氣旋式環流之中尺度低壓存在於台灣的北部陸地(新竹附近)。

4.小結
綜合上述各項資料分析，我們可將綜觀環境場及中尺度環境場天氣變化歸納為以下幾項：

- (1)地面鋒面於6月2日0800 LST接近台灣北部陸地後，連續三天在台灣中北部附近徘徊，之後才逐漸遠離。
- (2)由各層高空天氣圖分析，發現此鋒面系統的斜壓性微弱，沒有低層噴流，是一個弱的綜觀環境，外在強迫機制較弱。
- (3)在探空分析方面，板橋探空站(46692)的資料顯示，在700hPa以下並未發現有低層噴流存在，但有深厚之西南氣流(從地面到500hPa皆是)，且在垂直風場上，低對流層風速隨高度增加但無顯著的垂直風切。而其另一個特徵就是近地層較潮濕，但在近地層之上卻相對的較為乾燥。

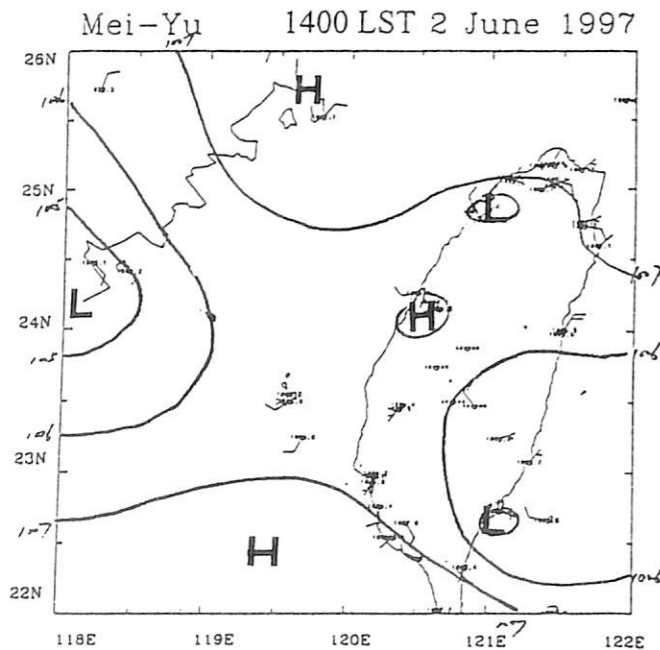


圖8 6月2日1400 LST地面中尺度氣壓場分析圖

(4)由中央氣象局地面測站之地面資料分析，可發現台北、新竹、梧棲、台中之風場隨時間有呈氣旋式旋轉及輻合現象。

(5)在中尺度地面資料分析方面，可發現本省西北部地區有一中尺度低壓於6月2日1100 LST形成，並持續至1700 LST。

(6)在地面相當位溫分析方面，發現地面鋒面的位置在6月2日0800 LST至1400 LST之間是逐漸往南移動。但至1700 LST時相當位溫線的梯度減弱，地面鋒面移動遲滯。

(7)由中尺度地面氣流場分析，可發現本省西北部地區於6月2日0800 LST時有一氣旋存在，持續發展至1700 LST。

(8)綜合各項地面中尺度分析可知，6月2日1100 LST至1700 LST在台灣北部陸地存在有一個伴隨氣旋式環流之中尺度低壓，鋒面由此低壓向西南延伸至海峽中部，此低壓之移動方向為隨時間向西南移動。

(二)雷達資料分析

1.降水回波與徑向風場之水平結構

針對此個案，我們分析了中正機場都卜勒

雷達，每15分鐘的降水回波及徑向風場資料。首先，就新竹打鐵坑降下豪雨之主要時段的雷達資料來分析。追蹤1002 LST至1647 LST這段時間二公里等高面(CAPPI)的降水回波可發現在1017 LST時中北部沿海已有個別之對流胞開始發展，並逐漸向北北東方移動。但真正造成新竹豪雨的是，於1102 LST在中部地區200m到500m的地形斜坡上開始發展的對流胞，此對流胞沿著地形斜坡向北北東方移動，並於1247 LST持續加強並開始發展為組織性對流系統，接著在1317 LST(圖9)開始接近新竹打鐵坑站，此時對流系統發展至最強，其移動速度減慢並遲滯在新竹附近，進而造成打鐵坑地區降下豪雨。同時，在此降水回波的南南西側，仍有新的對流胞不斷的沿著200m到500m地形斜坡向打鐵坑方向移入，並於1447 LST與此降水回波重新組織，造成打鐵坑地區的下一波降水發生。

為了更進一步瞭解此降水回波在台灣中北部地形上的運動情形，筆者將各觀測時間2.4度仰角PPI之主要降水回波的移動情況合成，

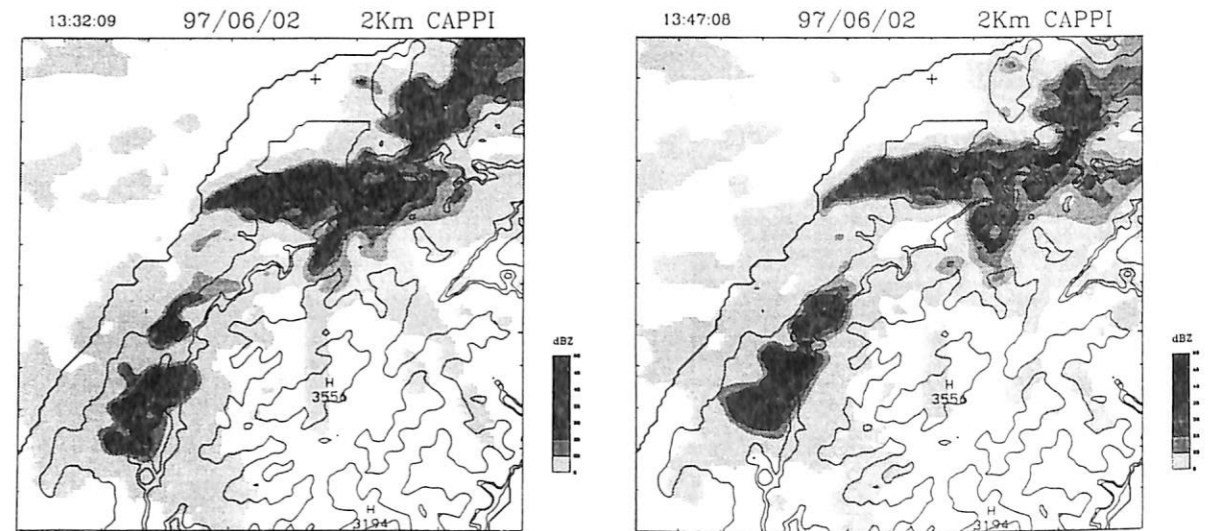
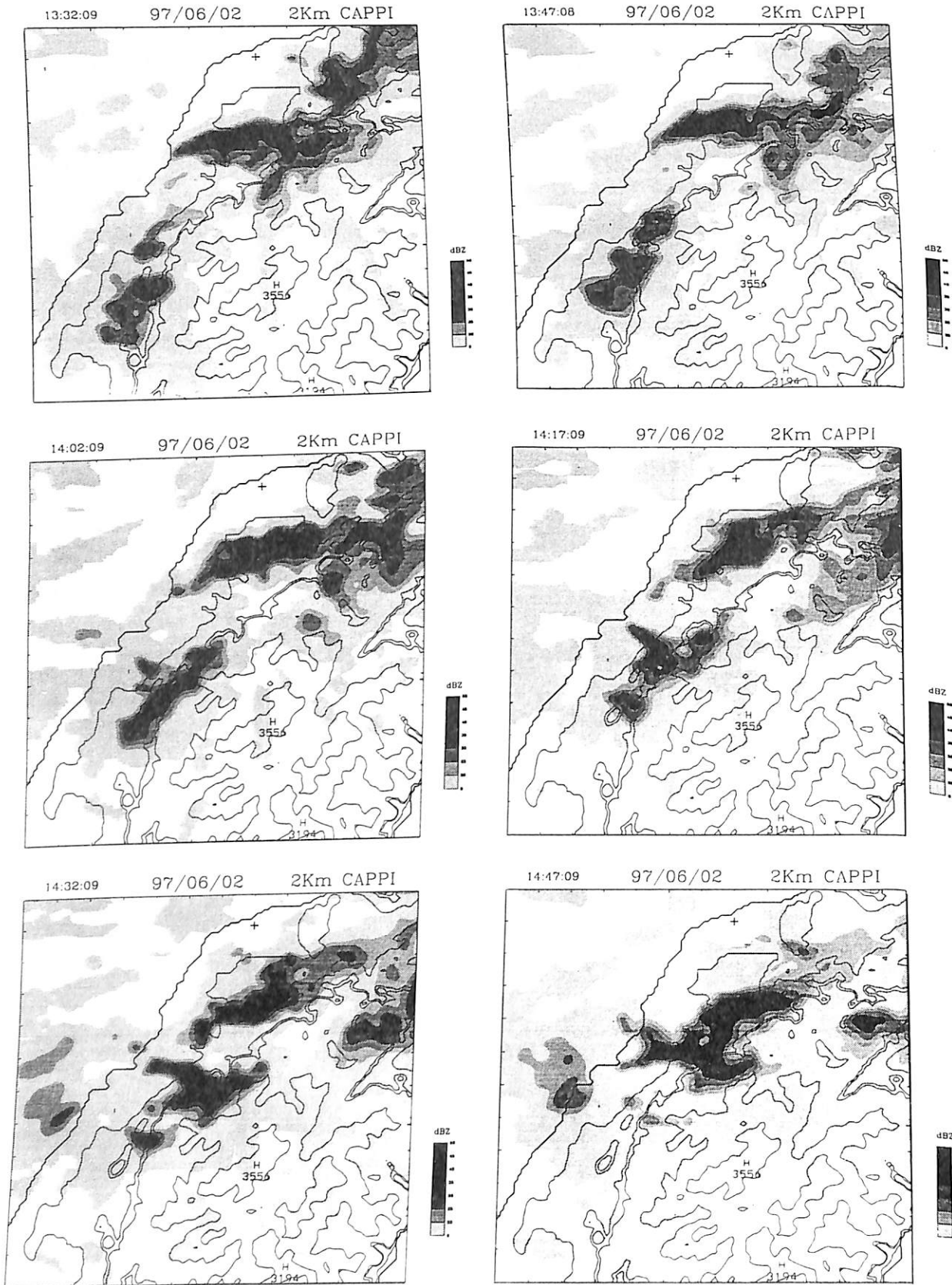


圖9 6月2日1302 LST至1447 LST於2 KM等高面(CAPPI)上降水回波之演化。圖中的粗實線表示海岸線，細實線為地形上的等高線，分別表示200公尺、500公尺、1000公尺、2000公尺、3000公尺高的等高線，+表CKS雷達位置，o表打鐵坑自動雨量站。此圖所顯示的區域為120 km x 120 km。



續圖 9

如圖 10 所示，同時選定 40dBZ 以上的降水回波來代表主要降水回波，並以顏色的深淺來區分不同時間。此圖中除了海岸線外，另外兩條等值線分別是 200m 及 500m 的等值線。圖 10 (a) 為 6 月 2 日 1147 LST 至 1247 LST 五個時間的 40dBZ 以上降水回波的合成圖，由圖中可知，降水回波是由中部 200m 至 500m 地形斜坡上開始向西北北東方向移動過來，時速接近四、五十公里。圖 10 (b) 則為 1247 LST 至 1347 LST 五個時間的 40dBZ 以上降水回波的合成圖，由圖中可知，降水回波開始移近新竹附近，此時降水回波在 200m 至 500m 地形斜坡附近向西北北東方向移動，但移速減慢，尤其是在接近時新竹打鐵坑附近的地形時，降水回波的西側近似滯留，降水回波的東側則繼續的向西北北東方緩慢移動。圖 10 (c) 為 1347 LST 至 1447 LST 五個時間的 40dBZ 以上降水回波的合成圖，由此圖中可看出，這段時間因有新的對流胞

接近，所以看起來較為混亂，新的降水回波是仍由中部 200m 至 500m 地形斜坡上開始向西北北東方向移動過來，而原有的降水回波則滯留在新竹打鐵坑附近的地形上。圖 10 (d) 為 6 月 2 日 1447 LST 至 1547 LST 五個時間的 40dBZ 以上降水回波的合成圖，由圖中可知，第二波的降水回波已由移至新竹附近，但仍在 200m 至 500m 地形斜坡上向西北北東方向移動，時速約二、三十公里。由前面的討論可知，此次的降水回波主要皆在 200m 至 500m 的地形斜坡上運動。且在於一地要造成大的降水除了要有強的回波接近之外，更要有強的回波滯留於該處，才能造成長時間大量的降水。

配合前面中尺度之地面分析可知，6 月 2 日 1100 LST 至 1700 LST 有一伴隨氣旋式環流之中尺度低壓存在於台灣北部陸地，且鋒面由此低壓中心向西南延伸至海峽中部，亦即此時地面鋒面位於新竹附近，而由雷達回波上所觀

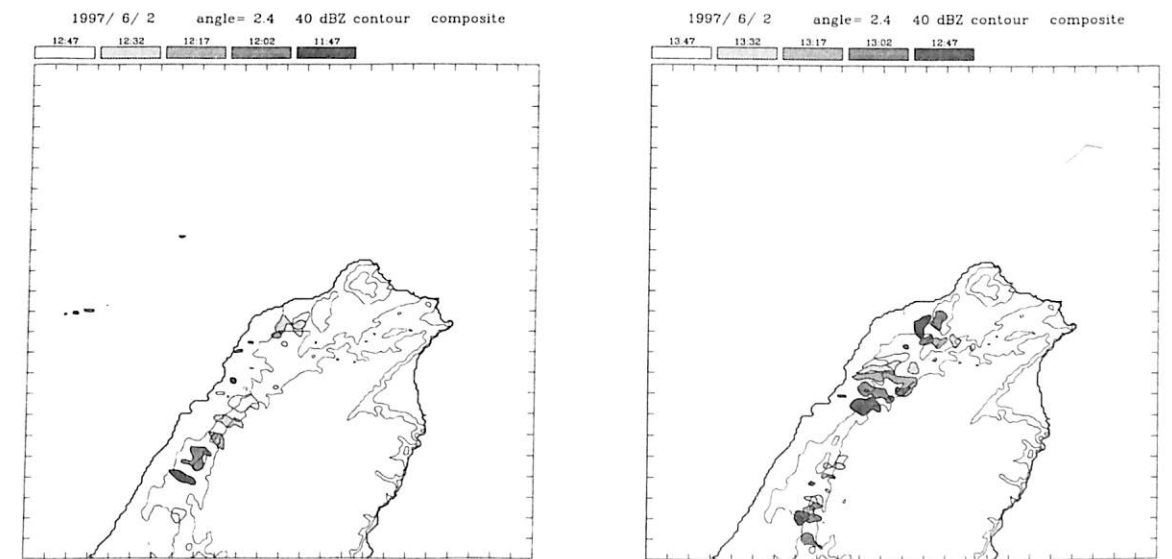
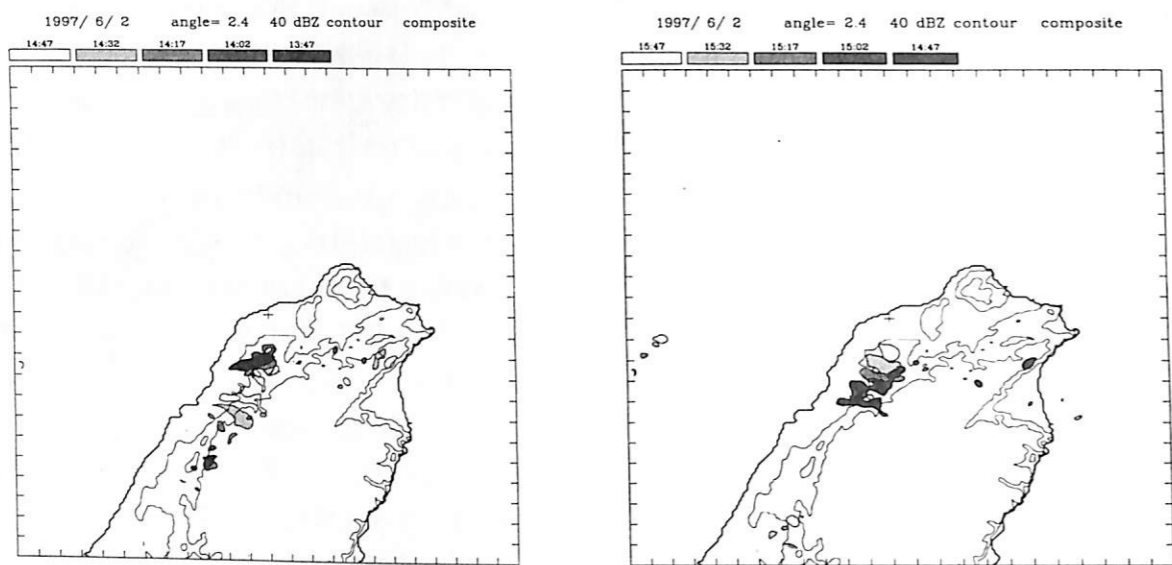


圖 10 6 月 2 日 1147 LST 至 1547 LST 各觀測時間 2.4 度仰角 PPI 之主要降水回波的移動情況合成圖，同時選定 40dBZ 以上的降水回波來代表主要降水回波，並以顏色的深淺來區分不同時間。此圖中除了海岸線外，另外兩條等高線分別是 200m 及 500m 的等高線。(a) 1147 LST 至 1247 LST，(b) 1247 LST 至 1347 LST，(c) 1347 LST 至 1447 LST，(d) 1447 LST 至 1547 LST。



續圖10

測到於中部斜坡地形上所發展之對流胞，其移動方向受西南氣流影響，朝東北方向移動至新竹附近，此時原有之個別對流胞經由合併成長，形成較有組織之對流系統，造成新竹地區局部豪雨。

圖 11 為 6 月 2 日 1332 LST 至 1417 LST 2 km 等高面 (CAPPI) 之回波與徑向風合成圖 (此圖所取的範圍是 45km x 45km)，由圖 11 (a) (1332 LST) 中，可看出在主要回波的南側有一西南強風區，其最大徑向風速達 11m/s 以上，徑向風速由此強風速區向左迅速遞減，在主要回波的左前側邊緣達最小，之後徑向風速由此最小區再向左迅速遞增。也就是在此徑向風速最小區域中，有風速上的輻合現象存在，另外，由於此水平風速上的差異，造成此處存有明顯的水平氣旋式風切，而這個氣旋式風切可說是環境風場與局部風場合成後的結果。如將環境風場扣除之後，應可清楚的看到此局部的氣旋式環流場系統。在圖 11 (a) (1332 LST) 中，除了最小的徑向風速區的右側，伴有一個水平氣旋式的風場 (水平風切) 外；其

左側，則伴有一個水平的反氣旋式風場 (水平風切)。此時，相伴於此水平氣旋式風場的是主要回波區所在；相反的，相伴於水平反氣旋式風場則是弱回波區所在。

同樣的，1347 LST 時 (圖 11 (b))，主要回波與徑向速度場之配置，大致與 1332 LST 的情形相似，只有弱風速區之徑向風速變得更小。至 1402 LST 時 (圖 11 (c))，徑向速度場之弱風速區移至主要回波的西北側，同時原於 1332 LST 及 1347 LST 時的弱風速區仍為吹進雷達方向的徑向風，但到了 1402 LST 時此弱風速區之風向已轉變為吹離雷達的方向。此時主要回波位在氣旋式風場的右側 (東南側)，而反氣旋式風場的左側仍為弱回波所在。至 1417 LST 時 (圖 11 (d))，弱風速區內吹離雷達方向之區域範圍變大近兩倍，另外，比較 1332 LST、1347 LST、1402 LST 及 1417 LST 四個時間之徑向風場與回波合成圖可發現，此相對之徑向風速弱風速區與回波相伴隨，皆向北北東方移動。另外，原在 1347 LST 時位於主要回波南側 (吹進雷達方向) 之最大徑向風

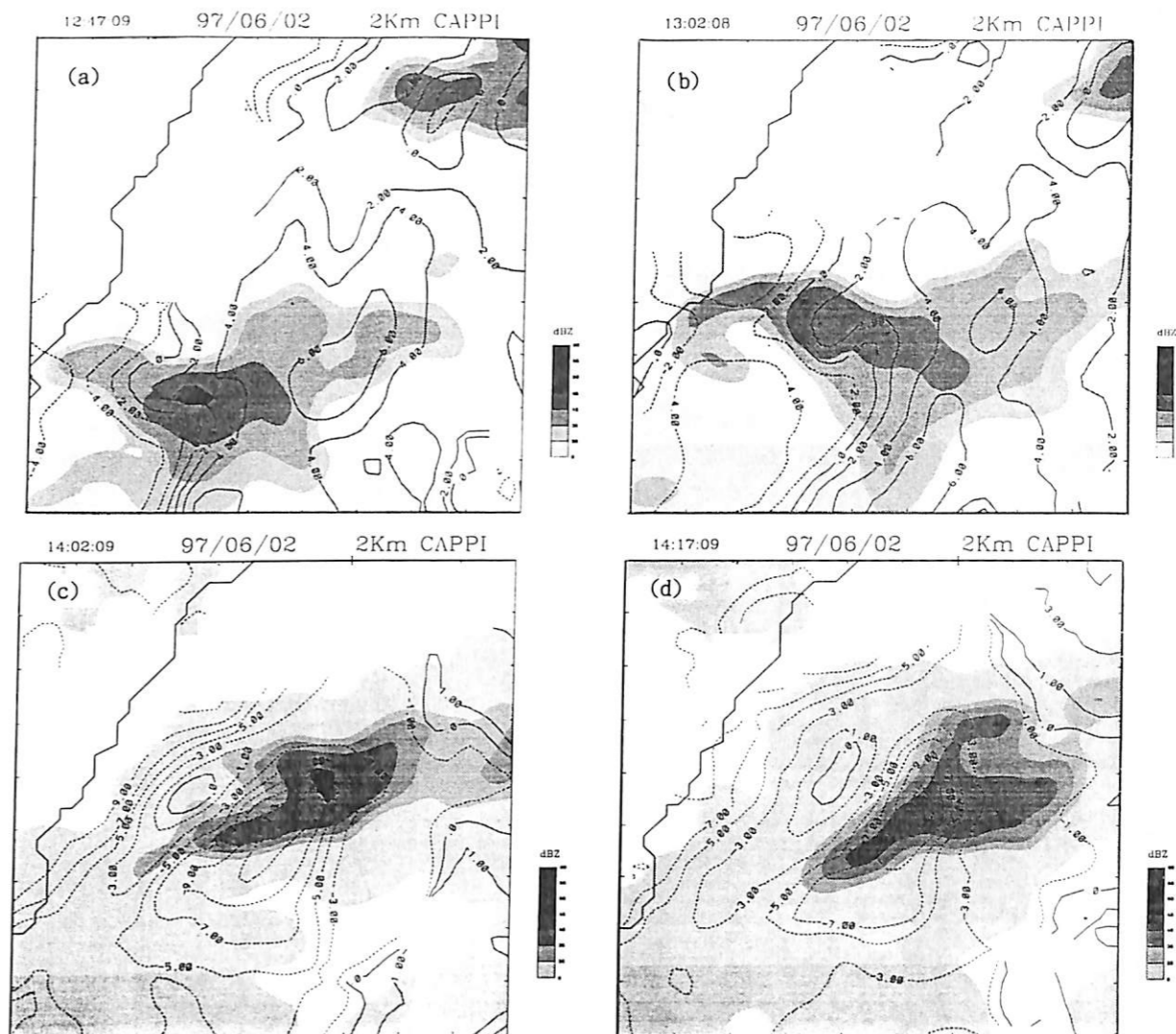


圖 11 6 月 2 日 1332 LST 至 1417 LST 2KM 等高面 (CAPPI) 上的降水回波與徑向風場合成圖。其中風速的等值線間距是 2m/s，右上方 + 表 CKS 雷達位置。此圖所示的區域為 45km x 45km。

速主要軸線，隨時間變化，至 1402 LST 時已進入主要回波中心區域，至 1417 LST 時甚至是穿越過主要回波環流，也就是說，最大徑向風速主要軸線與回波的相對位置是有在改變的。觀察 6 月 2 日 1332 LST 至 1417 LST 3km 等高面 CAPPI 之回波與徑向風合成圖，其主要回波與徑向速度場之配置，大致與 2km 等高面的情形相類似。

2. VAD 分析

Lhermitte and Atlas (1961) 指出在水平空間上均勻的風場和降水條件下，由固定仰角的雷達波束做 360 度的全方位角掃描所得到的平均徑向速度是掃描方位角的正弦函數曲線，由此曲線可以求得相對應高度的水平風向風速，稱為 VAD (Velocity Azimuthal Display)。將此應用到單都卜勒雷達的觀測技術上，即可在最短時間內求取在雷達附近的平均風場，若將各高度的風場合成在一個時間序列中，即可

得到一組 VAD 水平徑向風場在垂直剖面上的時間序列圖。

圖 12 為中正機場 (CKS) 都卜勒雷達從 6月2日 1102 LST 至 6月2日 1547 LST 之間的 VAD 時間序列合成圖。在此圖中可發現在 500 公尺以下風場，多為偏北或偏東北風，代表了近地層有由北方所帶下來的淺薄的冷空氣 (厚度約只在 500m 以下)，下伸至深厚的西南季風之底層，而在 500m 以上則顯示出偏西

或偏西南的風系，垂直風切並不明顯。

由此 VAD 時間序列合成圖中可知此北來冷空氣，只在近地面 500m 以下，而在 500m 以上，是吹著穩定的偏西南或偏西風系，因此，我們應可以此 VAD 一公里以上各層的結果來代表垂直項上 (一公里以上) 任何高度的環境平均風場。另外，由此 VAD 圖中可知，06 02 UTC (1402 LST) 時低對流層垂直風切相當小，且風速都在 10m/s 以下。

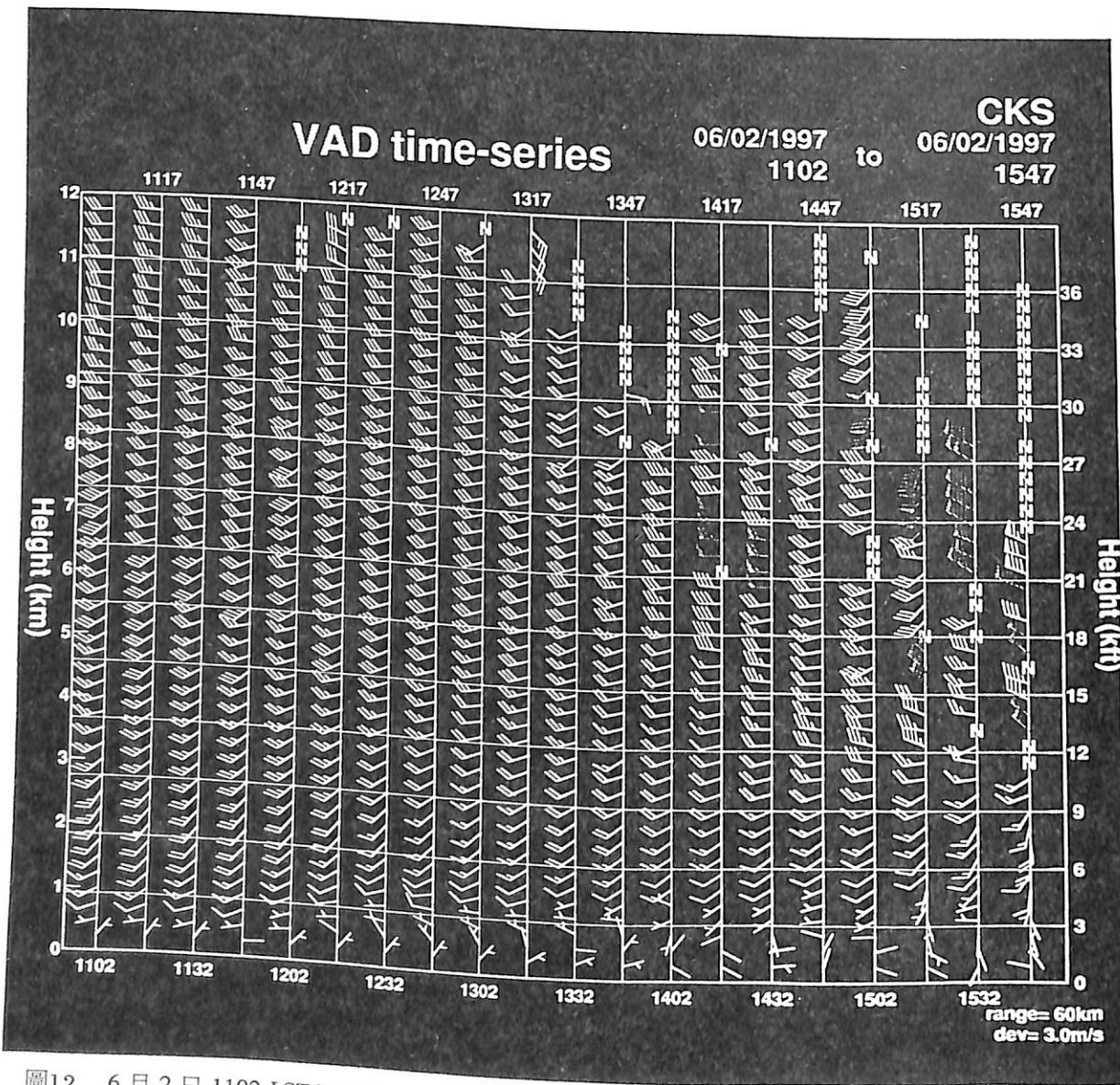


圖 12 6月2日 1102 LST 至 1547 LST，CKS 雷達 VAD 時間序列合成圖。其中在圖的上下方是觀測時間，而左右兩側是高度 (km 和 kft)，VAD 垂直解析度為 250 公尺。

(三) 鋒面之中尺度擾動結構分析

1. 理想風場之單都卜勒觀測模擬

由於都卜勒雷達只能測量到降水粒子在電磁波束方向上移動的分量，即都卜勒 (徑向) 速度，因此，單都卜勒雷達並無法直接得到實際風場，故本節介紹渦旋在都卜勒雷達上徑向風場的分佈，利用此類簡單的模擬，我們得以定性瞭解渦旋的雷達徑向風場特徵。

Wood and Brown (1992) 利用雷達分析上常用的型態辨識 (pattern recognition) 方法，說明不同結構特徵之渦旋在雷達上徑向速度分佈的特性，圖 13 顯示二個理想個案，圖中粗實線為氣流線，虛線和細實線為分別為負和正的徑向風場 (正值為遠離雷達)，圖 13(a) 為一不含徑向風速的渦旋及其模擬之雷達徑向風場等值線分佈，圖中顯示渦旋會在雷達徑向風場上反應出一獨特正負反對稱的偶極型態 (dipole pattern)，其中 N、P 二點分別表示最小及最大徑向風速值的位置，當考慮一含輻散

的渦旋時 (圖 13(b))，則零值線會扭曲，且 N、P 二點會逆時針旋轉，反之含輻合的渦旋其 N、P 二點呈順時針旋轉。透過類似的方法，我們分別模擬下列風場在單都卜勒雷達觀測中的徑向風場特徵，所考慮之風場分別為單一渦旋，一渦旋加上環境流場，在此渦旋風場結構採用阮肯渦旋 (Rankine Vortex)。

(1) 考慮——渦旋的情形：

圖 14 為一個模擬於半徑 5km 處具有最大切線風速 $VT = 6m/s$ 的氣旋式阮肯渦旋，此阮肯渦旋約位在中正機場雷達南南西方二十七公里處時 (即以 CKS 雷達為原點，渦旋中心的座標 $(Xc, Yc) = (-10km, -25km)$)，CKS 都卜勒雷達可能觀測的徑向風速場配置情況。

$VTRx = constant = 0.5$ 當 $R > 5$ 公里

$VTRx = constant = -1.0$ 當 $R < 5$ 公里

最大風 $VT = 6m/s$ 在 $R = 5$ 公里

在這個只有阮肯渦旋存在的情況之下，

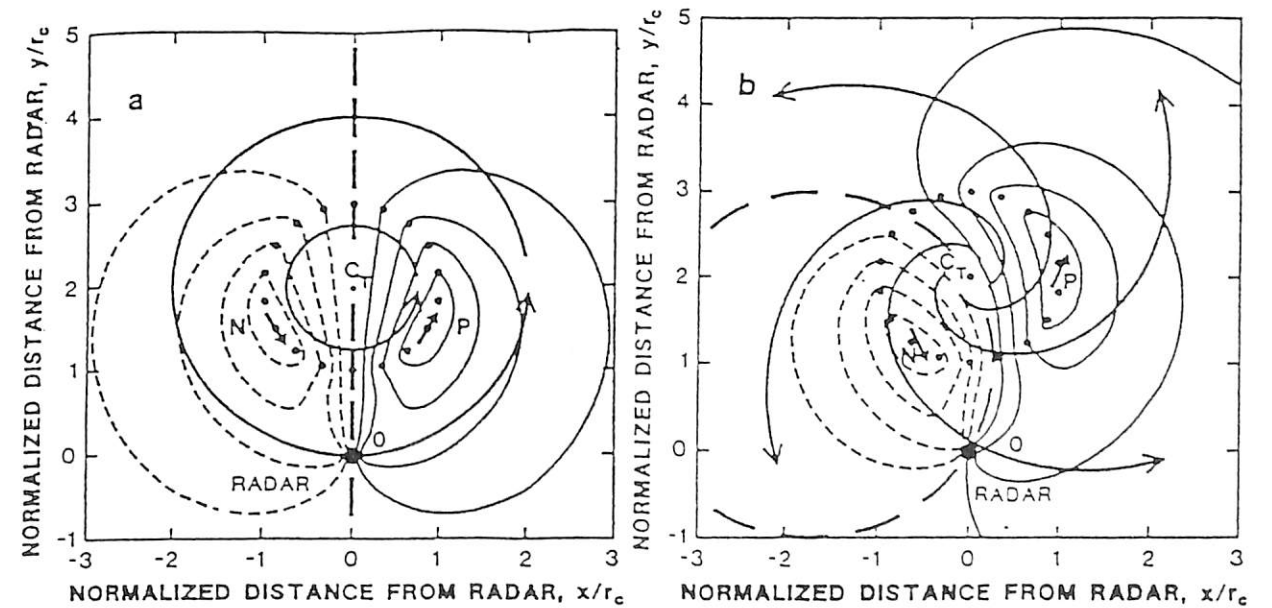


圖 13 渦旋在雷達徑向風場上的分佈圖。其中(a)表示不含輻合輻散之渦旋。(b)為含輻散之渦旋。粗實線為渦旋流線；細實線與細虛線表示徑向風場等值線；粗實線為零值；O 點表雷達位置，Ct 表渦旋中心位置，N、P 二點分別表示最小與最大徑向風速位置 (摘自 Wood and Brown, 1992)。

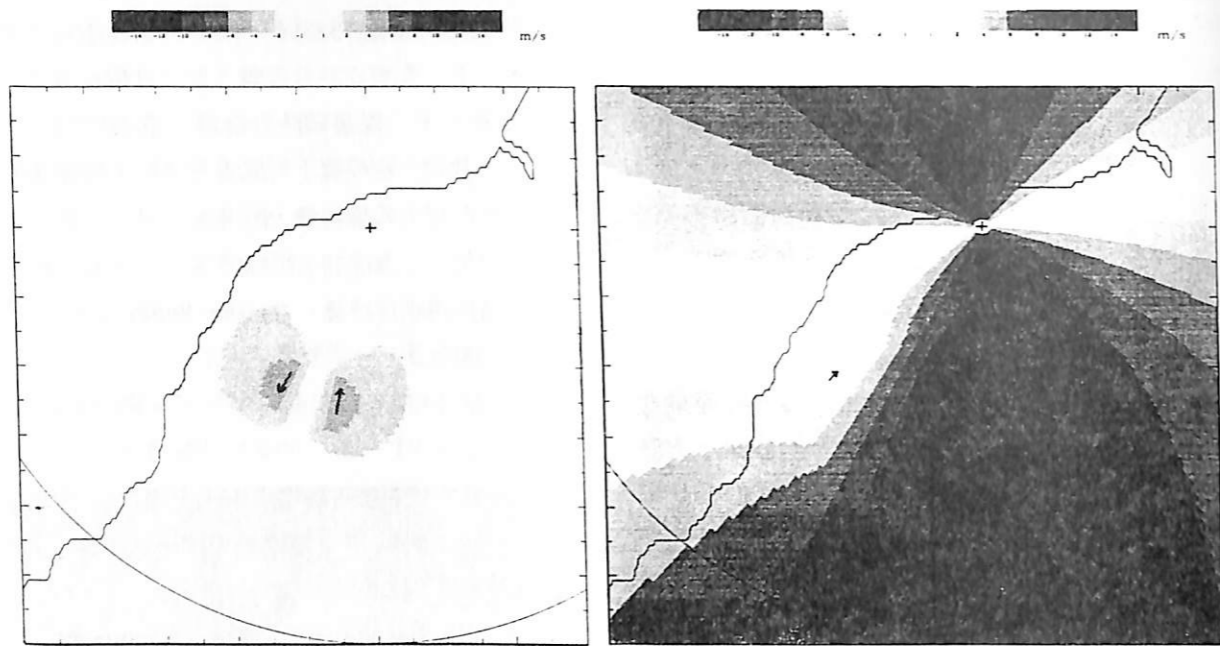


圖14 模擬一渦旋中心 (X_c, Y_c) = (-10km, -25km), $V_T = 6$ m/s, $RMW = 5$ km 之阮肯渦旋, 在雷達徑向風場上的分布。圖中 + 表 CKS 雷達位置。此圖所示的區域為 80km x 80km。

圖15 同圖14, 但為一阮肯渦旋加上環境流場有 $V_m = 10$ m/s 的西南風時, 其在雷達徑向風場上的分布。圖中 + 表 CKS 雷達位置。此圖所示的區域為 80km x 80km。

CKS 單都卜勒雷達所觀測到的徑向風場應如圖 14 所示, 在阮肯渦旋中心的兩側, 分別具有相反方向的最大切線風速區, 其四周的風速是由此最大切線速度所在, 向內向外遞減。

(2)考慮——渦旋加上環境流場:

接著我們在這個模擬中加入西南風 $V_m = 10$ m/s 的環境流場, 如圖 15 所示, 此圖中顯示, 當環境中除了之前的氣旋式阮肯渦旋外, 還具有一個環境平均流場 10m/s 的西南風 (吹進雷達方向), 此時渦旋的右側, 除了原有渦旋的最大切線速度外, 還加上了西南風的加成作用, 使得此渦旋的右側為一個最強風速區。相反的, 在渦旋的左側, 因原有渦旋的最大切線風速與西南風的相消作用, 使得此渦旋的左側所在是相對弱風區所在。我們可將此圖 15 與圖 11 (b) (6 月 2 日 1347 LST) 的徑向風速場相比較, 發現此兩圖所呈現的徑向風速場配置相類似。也就是說, 圖 11 (b) (6 月 2 日

1347 LST) 中之徑向風速場是包含了環境風場與局部的氣旋式阮肯渦旋之合成向量。如果我們將環境風場的分量於所觀測的徑向風場中扣除, 將可更明顯的看出渦旋真正的形貌。

為了達到上述的目的 (即將環境的平均風場由都卜勒雷達所觀測到的徑向風場中扣除), 我們設想了一個雷達資料處理流程圖 (圖 16)。流程圖說明如下, 首先我們先選擇中正機場都卜勒雷達徑向風場之 VAD 產品 (圖 12), 來代表環境的平均風場。再將此環境的平均風場內插至 241km x 241km 的直角網格上, 並計算出每一個網格上相對於雷達中心的徑向投影量。

以 6 月 2 日 1402 LST 2km 高度的資料為例, CKS 雷達 1402 LST VAD 的資料顯示, 2 km 高的 $U = 6.26$ m/s, $V = 4.29$ m/s, 其合成向量為 $V = 7.59$ m/s, 且與 X 軸夾角為 34.42 度, 此合成向量 (環境平均風場) 在網格

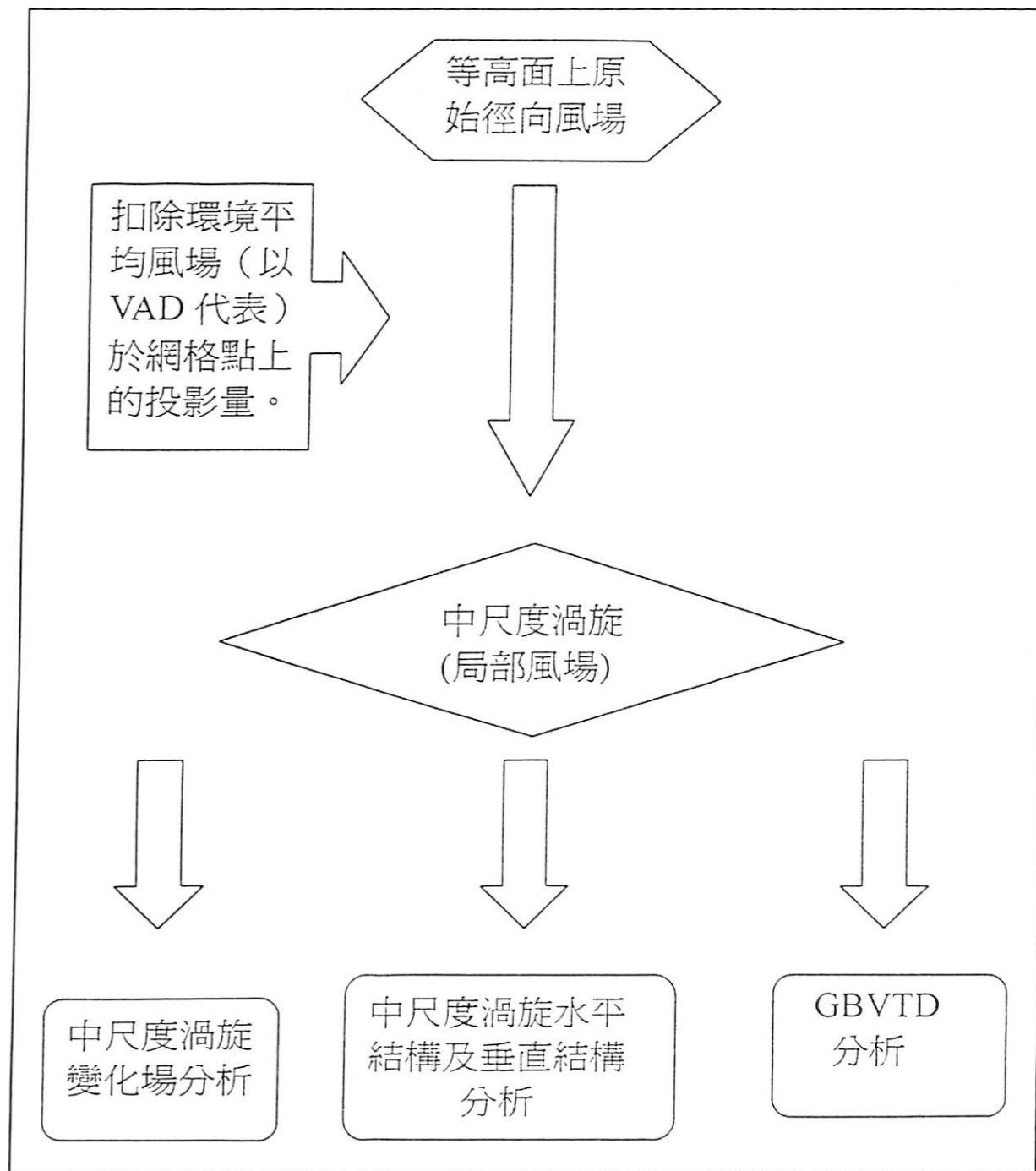


圖16 雷達資料處理流程圖

點上相對於雷達中心的徑向投影量之特徵為, 在吹進雷達這一側速度為負值 (虛線) 與環境平均風場平行的方向達負的最大值, 向左右兩邊遞增, 至與環境平均風場垂直的徑向上, 其投影量為 0, 反之在吹離雷達這一側速度為正

值 (實線), 徑向速度由與環境平均風場平行的方向達正的最大值, 向左右兩邊遞減。

將此網格點上環境平均風場的徑向投影量於 6 月 2 日 1402 LST 2km CAPPI 之原始觀測徑向風場中扣除, 我們將可發現在距離雷達南

南西側約 27km 處，有一個正負速度反對稱的偶極配置存在，也就是在這裡，我們發現一個氣旋式環流場存在。接著進一步將 6 月 2 日 1402 LST 高度從一公里到八公里的局部環流場皆計算出來。我們可以發現 1402 LST 的局部環流場各高度皆有呈氣旋式風場中尺度擾動的形式存在，與模擬之中尺度渦旋結構非常相似。由以上這些模擬及分析的結果顯示，我們所觀測到的氣旋式風場就是一個中尺度渦旋場。

2. 鋒面中尺度擾動水平結構及變化

為了能更清楚的瞭解此氣旋式之中尺度擾動與降水回波的關係，筆者將兩者合成，並取了 45km x 45km 的範圍來看，我們所分析的時間是 6 月 2 日 1402 LST，如圖 17(c) 所示，於此圖中可發現，主要回波位在氣旋式渦旋場的右側，此結果與 Chen and Wang (1992) 針對中尺度低壓合成研究結果相吻合，亦就是在氣旋式環流場的右側，主要為由南往北氣流，此空氣來源一般擁有較多的水汽，有利於對流的發展。

分析 6 月 2 日 1402 LST 前後幾個時間的

資料(圖 17)發現，從 6 月 2 日 1332 LST (圖 17(a)) 開始，氣旋式渦旋場已形成。至 6 月 2 日 1347 LST (圖 17(b))、1402 LST (圖 17(c)) 此氣旋式渦旋場逐漸增強，並持續至 1417 LST (圖 17(d))。此氣旋式渦旋場由 1332 LST 起即伴隨著回波向東北方向移動。而於 1332 LST 氣旋式渦旋場剛形成時，主要回波位於渦旋中心的左前側，至 1347 LST 時，因此氣旋式渦旋場北移的速度較回波來的快，此時中尺度渦旋已經追上主要回波，至 1402 LST 及 1417 LST 時，中尺度渦旋皆位在主要回波的左側，但到了 1432 LST 時速度場正負雙偶極的訊號消失，回波的組織性也相對減弱。

至此，前面所看的是氣旋式中尺度渦旋場在二公里高度之同一水平面上的變化情形。當扣除環境平均風場後，筆者於 6 月 2 日 1332 LST、1347 LST、1402 LST 及 1417 LST 四個時間之徑向速度場中，發現了正負反對稱之偶極訊號，它具有時間上的連續性，同時向北北東方向移動，而主要的降水回波則是與其相

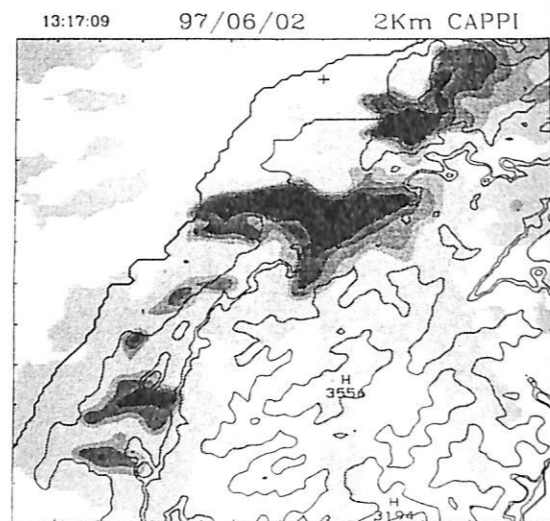
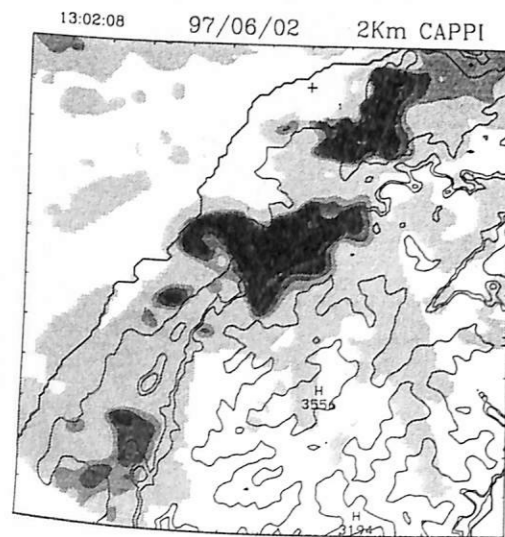
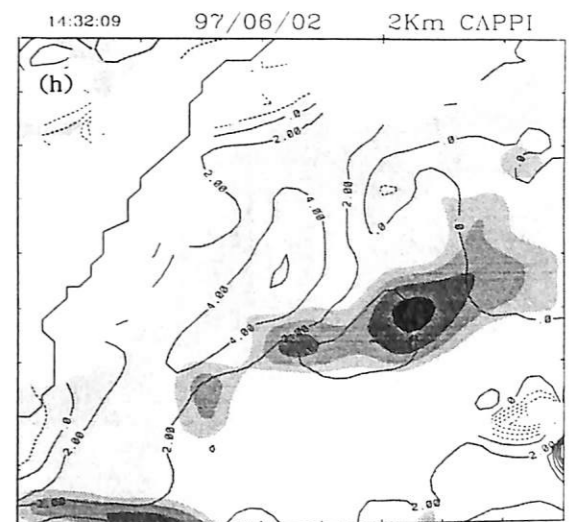
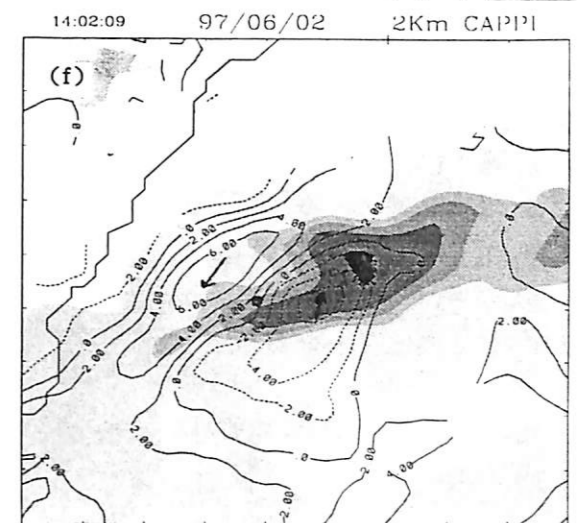
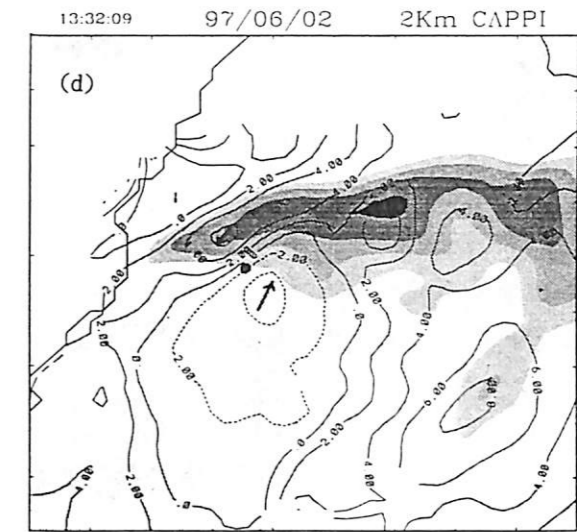
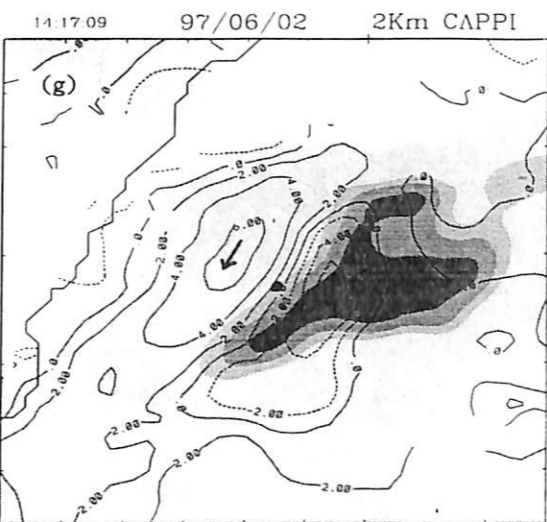
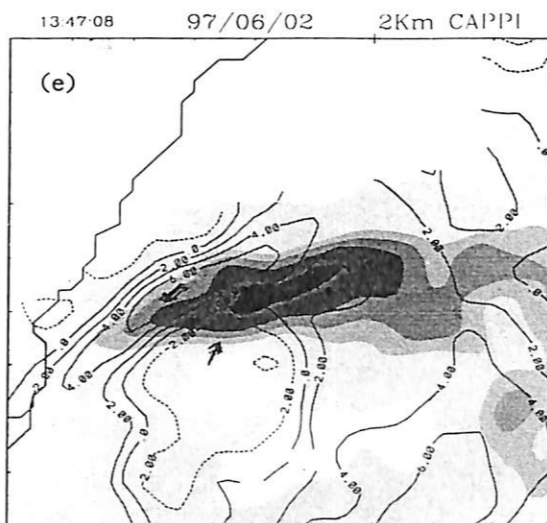
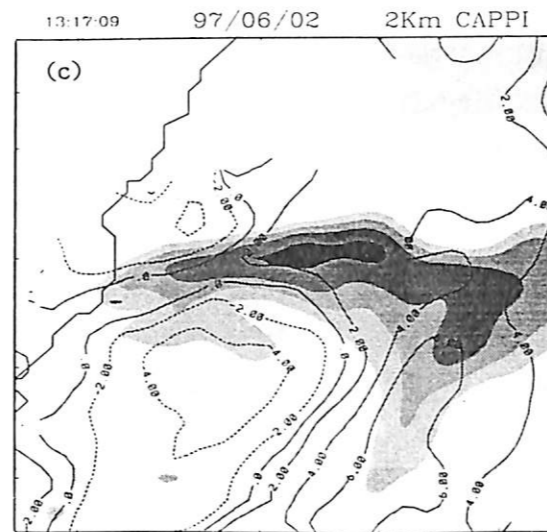


圖 17 6 月 2 日 1247 LST 至 1432 LST，高度 2km 之局部流場與降水回波之合成分析。其中實線表遠離雷達的分量，虛線表接近雷達的分量，o 點則為利用 Wood 方法所定位出的渦旋中心所在位置。圖中風速的等值線間距是 2 m/s，右上方 + 表 CKS 雷達位置。此圖所示區域為 45km x 45km。



續圖 17

伴，移向東北方，但移速較為緩慢。

3. 中尺度擾動之垂直結構

為了進一步來瞭解此中尺度擾動的垂直結構，我們以6月2日1402 LST時間的資料為例，進行其高度1公里至8公里之局部環流場與回波之合成分析，發現從一公里至七公里皆有中尺度渦旋正負偶極的配置（因為此中尺度渦旋較靠近雷達之故，七公里以上並無較詳盡

之資料可供分析），其中以二公里到六公里較為明顯。由 Wood (1994) 方法所定位之各等高面渦旋中心位置合成圖（圖18）來看，此中尺度渦旋由底層向上隨高度向南南東側傾斜。

四、討論與結論

(一) 討論

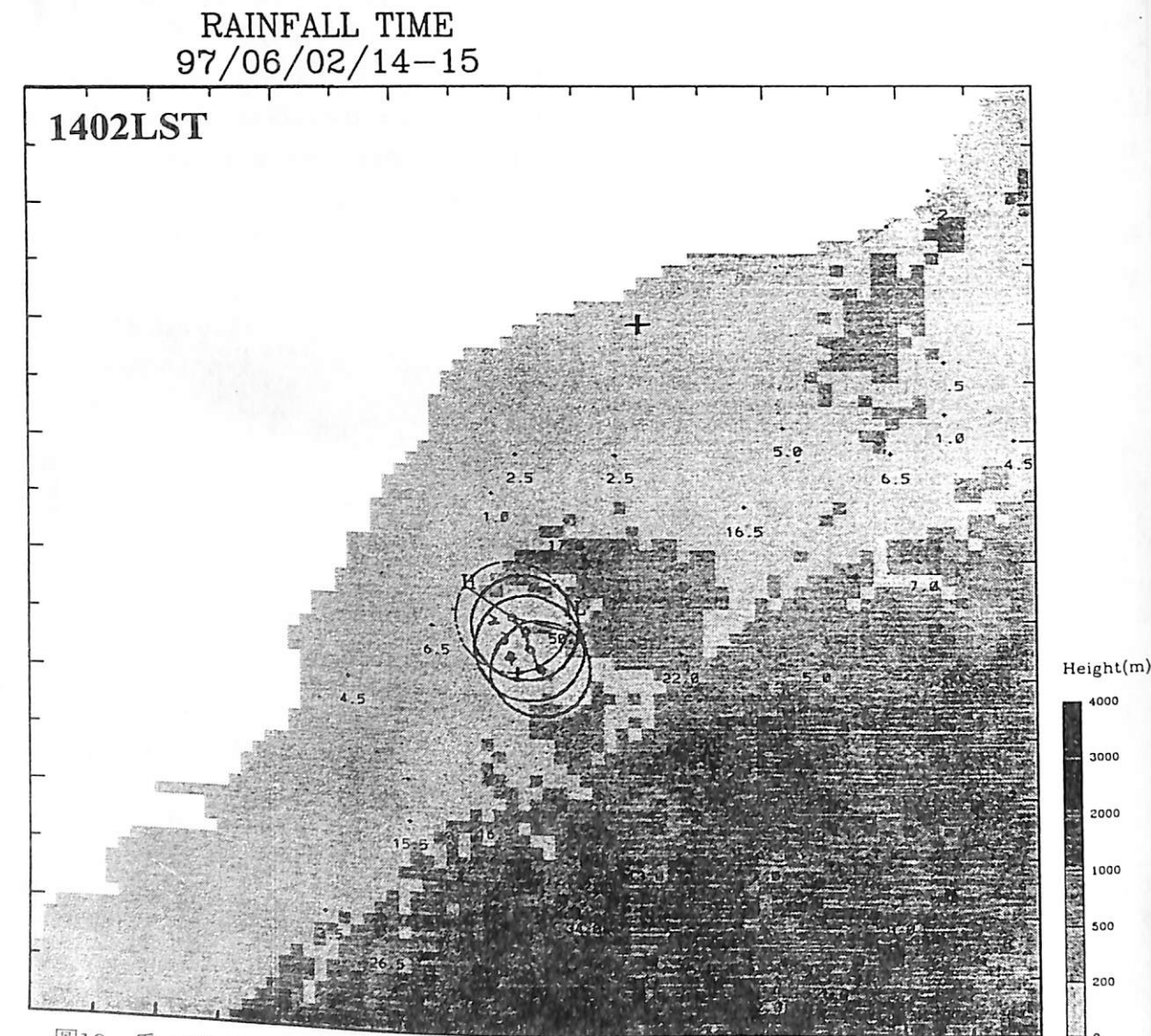


圖18 為1402 LST以 wood方法定位之二至五公里高度的渦旋中心與1400 LST至1500 LST之間一小時累積降水分佈之合成圖，圖中數值表氣象局各自動雨量站之一小時累積降水量，+表CKS雷達位置，同時以顏色的深淺來區分不同高度之地形分佈，此圖所示的區域為80km x 80km。

為了進一步瞭解這些氣旋式環流場的變化情形，我們將前後相鄰的兩個時間之局部環流場（已扣除環境平均風場之徑向速度場）相減，可發現在1332 LST至1417 LST之間，氣旋式環流場是移近氣旋式渦度增加的位置，同時，氣旋式環流場移離的位置就出現了反氣旋式渦度增加的情形。此外，氣旋式渦度增加區是持續向東北方向移動，且其向東北方向移動的速度也較主要降水回波的移速為快，這一點與之前中尺度渦旋的移速討論相契合。

追蹤氣旋式渦度的增加的位置變化，可發現在1302 LST時已可看出，此時氣旋式渦度增加的區域已出現在主要降水回波的左側（西側）。另一個值得注意的是在主要降水回波南側出現了一個反氣旋式渦度增加的位置，此反氣旋式渦度增加的區域，於下一個時間（1317 LST）時伴有回波減弱的情形，這現象有二種可能的意涵，一是反氣旋式渦度之作用，還需要一段時間的延遲？二則為這反氣旋式渦度增加區域只是主要回波移走後所留下一個訊號而已（氣旋式渦度區）。

(二) 結論

本個案於地面中尺度分析中發現，在6月2日1100 LST至1700 LST有一伴隨氣旋式環流之中尺度低壓存在於台灣北部陸地。而由雷達回波上所觀測到於中部斜坡地形上所發展起來之對流胞，其移動方向受西南氣流影響朝東北方向移動至新竹附近，此時原有之個別對流胞經由合併成長，形成較有組織之對流系統，並因此造成新竹地區豪雨。

在此組織性的對流組織內，於1332 LST、1347 LST、1402 LST、1417 LST等四個時間（1302 LST及1317 LST較不顯著），發展出一個 meso- γ 尺度的氣旋式渦旋，此中尺度渦旋存在於1km~7km之間的高度，其中以2km~6km的高度結構較為明顯，其垂直結構特徵為隨高度向南南東方向傾斜。經利用

Wood方法分析結果顯示，其最大切線風半徑（RMW）約4公里至6公里，而其遠離雷達側的最大切線風速則可高達8m/s以上，接近雷達側的最大切線風速亦可達5m/s以上。此渦旋之運動特徵為隨時間向北北東方向移動，其與主要回波的相對位置隨時間不同而有所改變。於渦旋發展期時，此渦旋之中心位於主要降水回波的南側，但因渦旋移動速度較主要降水回波為快，至成熟期時，渦旋中心已追上主要降水回波，至消散期時，渦旋中心已超越主要降水回波，使得主要降水回波位於渦旋的東南象限，但此渦旋隨後即迅速的減弱而後消失。另外配合回波，我們可發現在氣旋式渦度增加的位置，回波的強度增強，反之，反氣旋式渦度增加的位置回波減弱。

(三) 未來展望

本文是以單一都卜勒雷達觀測到梅雨鋒面帶上對流系統內之中尺度渦旋，對此渦旋結構和降水結構進行初步的探討，希望有助於瞭解對流系統之行為及其可能造成較大降水的區域所在，惟有關此中尺度渦旋的運動場結構及GBVTD分析結果將於未來作更進一步加以探討。

五、參考文獻

- 周仲島、洪景山、鄧秀明，1990：梅雨鋒面對流雨帶雙都卜勒雷達分析。大氣科學，18，239-264。
- 周仲島與游政谷，1991：TAMEX期間海上中尺度對流系統之飛機雷達觀測個案研究。大氣科學，19，1，149-176。
- 周仲島、張保亮與李文兆，1994：都卜勒雷達在颱風環流中尺度結構分析的應用。大氣科學，22，163-187。
- 陳泰然，1978：台灣梅雨期之中幅度天氣系統分析。台灣地區災變天氣研討會論文集編，150-157。

- 陳泰然, 1990: 台灣梅雨季中尺度低壓之氣候特徵。大氣科學, 18, 73-84。
- 陳泰然與紀水上, 1980: 台灣梅雨季的中尺度降水與中尺度低壓研究。大氣科學, 7, 39-47。
- 陳泰然與楊進賢, 1988: 台灣梅雨期豪雨之時空分佈特徵。大氣科學, 16, 151-162。
- 陳泰然與俞家忠, 1988: 台灣梅雨季中尺度低壓與降水之研究(-)。國科會防災科技研究報告 77-30 號, 130pp。
- 陳泰然與俞家忠, 1990: 鋒面與中尺度低壓在豪雨之角色 TAMEX 第一階段之兩個個案。大氣科學, 18-2, 129-147。
- 陳泰然、王重傑與紀水上, 1992: 梅雨季伴隨豪雨之中尺度低壓研究。大氣科學, 20, 319-339。
- 游政谷, 1995: 海上移動緩慢線狀對流雨帶結構與其伴隨之中尺度渦旋環流。國立台灣大學大氣科學研究所, 博士論文, 122pp。
- 張保亮, 1993: 單都卜勒雷達在颱風環流中尺度結構上的應用亞力士颱風個案分析。國立台灣大學大氣科學研究所, 碩士論文, 111pp。
- 謝梨惠, 1996: 侵台颱風伴隨副中心之雷達觀測分析。國立台灣大學大氣科學研究所, 碩士論文, 115pp。
- 許勝焄, 1998: 台灣梅雨期豪雨個案研究: 鋒面中尺度擾動之結構分析。國立台灣大學大氣科學研究所, 碩士論文, 123pp。
- Bluestein, H. B. and S. D. Hrebenach, 1994: Doppler radar analysis of vortices over the mountains of Taiwan. *Mon. Wea. Rev.* 122, 93-110。
- Chen, G. T. J. and, C. C. Wang, 1992: The composite structure of Mesolows accompanying heavy rainfall in the Taiwan Mei-Yu season. *TAO*, 3, 533-556。
- Chen, G. T. J. and C-Y Liang, 1992: A Midlevel vortex observed in the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *J. Meteor. Soc. of Japan*. Vol 70, 25-41。
- Jorgensen, D. P. M. A. Le Mone, and B. J. D. Jou, 1991: Precipitation and kinematic structure of the TAMEX 16 June. Mesoscale convective system Part I: Convective line structure. *Mon. Wea. Rev.* 119, 2608-2637。
- Jou, B. J. D. and C. K. Yu, 1992: Airborne measurement of an oceanic mesoscale convective system during TAMEX. *Proceeding Second International Conference on East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate*. 4-6 September, Hong Kong。
- Wood, V. T. 1994: A technique for detecting a tropical cyclone center using a doppler radar. *J. Atmos. and Oceanic Tech*, 11, 1207-1216。
- Wood, V. T. and R. A. Brown, 1992: Effects of radar proximity on single - doppler signatures of axisymmetric rotation and divergence. *Mon. Wea. Rev.* 120, 2798-2807。