

歐菲莉颱風副中心之雷達觀測分析

李清勝 謝梨惠

台灣大學大氣科學研究所

摘 要

歐菲莉颱風於1990年6月23日1400LST登陸花蓮附近，之後，低層中心受中央山脈阻擋而產生高低層中心分離情形；台灣西北部地區有數個副中心形成，其中一副中心持續發展，並取代主中心繼續北上。本文利用民航局(CAA)都卜勒雷達觀測資料和傳統氣象資料，應用GBVTD方法和型態辨識法分析該副中心的垂直結構及環流演變情形，並初步探討副中心發展。

分析結果顯示，歐菲莉個案中，背風側之地面副低壓於23日0100LST即生成，0800LST時該低壓已伴隨副環流，但此副環流厚度一直侷限在地形高度以下。1550LST之後，高層氣旋式環流逐漸發展，並伴隨大範圍的輻合，此輻合導致氣流下沉而加深低壓；不過下沉氣流並未到達地面，因此地面溫度場並未反應出下沉增溫的現象。1720LST時，副環流垂直發展至12公里高，最大切向風速半徑約40公里，最大平均切向風速達10m/s以上。副環流發展前，副環流中心南方之南風分量由低層往上擴展，導致副環流氣旋式渦度增強且使副環流向上垂直發展。

一、前言

颱風是台灣地區最重要的災變天氣之一，平均每年有3~5個颱風侵襲本地，其所伴隨的強風、豪雨，常使台灣地區遭受嚴重的生命、財產損失。由於災害程度取決於颱風登陸位置，因此，路徑預報一直是颱風預報中最重要的一環；而其中，副中心的生成不但左右颱風路徑變化，且導致颱風風場結構發生改變，使得各地風力、降水預報困難度增加。

蔡和王(1992)藉由地面觀測分析，提出副中心(副低壓)之水平尺度約為100公里，遠較一般直線氣流過山所產生的副中心之尺度小甚多。他們認為，由於風切作用加上旋流本身特有的曲率作用，使得渦度集中在一較小區域，故伴隨颱風之副中心尺度較小。Chang et al.(1993)亦對此現象提出觀點，認為渦旋之環流在背風面南側迴轉造成質量累積，使得南側氣壓上升，低壓因而侷限在背風面北部且尺度較小。

關於渦度及低壓來源方面，蔡和王(1992)指出，副低壓的來源係因氣流下沉增溫，透過靜力平衡關係，在地面產生一低壓中心；副渦度的來源則因背風面尾流(wake flow)區與邊界層外之自由氣流間的風切效應及旋流本身的氣旋式曲率，

導致背風側易有正渦度的產生。另外，在 Yeh et al.(1993)的模擬結果中，也藉由收支分析求得副低壓的來源主要因氣流下沉所導致；副渦旋的來源依情況可由輻散項或扭轉項所貢獻。

由於過去的觀測分析多局限在地面，模式模擬則均為理想地形的模擬結果，副中心之高層結構與演變情形，尚有待進一步的分析。因此，本文利用CAA都卜勒雷達觀測資料，配合傳統地面分析，探討歐菲莉(1990)颱風個案中，位於山脈西側之副中心的結構及環流演變情形。

二、資料處理

歐菲莉颱風(1990)之副中心首先在雷達觀徑向風場上，出現明顯偶極型態(dipole pattern)之時間為6月23日1440LST，本文所使用的CAA雷達都卜勒模式觀測資料時段為1990年6月23日1340LST~6月23日1850LST，12個仰角，時間解析度在1340LST~1520LST為30分鐘，1520LST~1850LST為15分鐘(其中1650LST風場資料有誤)。

(一) 中心定位

颱風的中心定位一直是困難的問題。本研究中，我們採用Wood and Brown(1992)的方法，定位環流中心為颱風中心。然而，當颱風在接近地

形時，不僅主中心之地面低壓中心與地面環流中心可能會分離，背風面的副低壓與副環流中心也常不在同一位置，因此在本文中，我們作如下定義：

- (1)副中心--沿用王(1980)的定義，指颱風在過山期間因受地形影響，所產生之不同於颱風主中心的氣旋式環流/低壓中心。
- (2)地面副低壓中心(副低壓)--採用中央氣象局的地面分析結果。
- (3)副環流中心(副環流)--以雷達徑向風場資料，利用 Wood et al.(1992)所提出的定位方法決定環流中心位置。
- (4)弱回波中心--主觀辨識決定。

需注意副環流與弱回波在雷達分析上，高、低層中心位置並不一致，故文中會特別註明(例：7公里副環流中心)。

(二) 理想風場之單都卜勒觀測模擬

單都卜勒雷達並無法直接得到實際風場，故 Wood and Brown(1992)利用雷達分析上常用的型態辨識(pattern recognition)方法，說明不同結構之渦旋在雷達徑向速度分布的特性。圖1顯示二個理想個案，圖中粗實線為氣流線，虛線和細實線分別為負和正的徑向風速(正值為遠離雷達)。圖1(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布，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，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1b)，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。

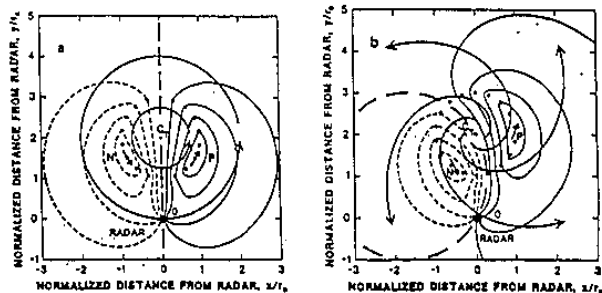


圖1 不同結構之渦旋在雷達徑向風場所顯示之特徵。(a)不含徑向風速；(b)含徑向風速(Wood and Brown,1992)。

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下的徑向風場特徵。所考慮之風場分別為(1)二渦旋及(2)二渦旋加上環境流場，在此渦旋風場結構採用阮肯渦旋(Rankine Vortex)。

(1)考慮二個阮肯渦旋：

圖2為颱風中心位於雷達東南方，副中心位於雷達西南方相對應之雷達徑向風場分布圖。各渦旋切向風場與渦旋半徑關係分別如下：

主中心		
$V_T R^x = \text{constant}$	$x=0.5$	當 $R > 30$ 公里
$V_T R^x = \text{constant}$	$x=-1.0$	當 $R < 30$ 公里
最大風速	$V_T = 20 \text{ m/s}$	在 $R = 30$ 公里
副中心		
$V_T R^x = \text{constant}$	$x=0.5$	當 $R > 30$ 公里
$V_T R^x = \text{constant}$	$x=-1.0$	當 $R < 30$ 公里
最大風速	$V_T = 18 \text{ m/s}$	在 $R = 30$ 公里

模擬之雷達徑向風場(圖2b)有四個極值中心(二個 dipole pattern)，零值線明顯扭曲，二渦旋相臨部分之環流也因相互抵消，而使其偶極型態之極值呈現不對稱的情形。

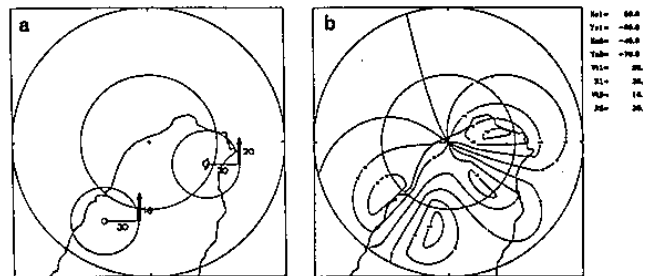


圖2 二個Rankine Vortex及其在雷達徑向風場的分布。 X_{c1}, Y_{c1} 表主渦旋中心位置， V_{t1} 表主渦旋Rankine Vortex之最大風速(ms^{-1})， R_1 表主渦旋之最大風速半徑(km)。 X_{c2}, Y_{c2} 表副渦旋中心位置， V_{t2}, R_2 則分別表示副渦旋Rankine Vortex之最大風速及最大風速半徑。圖a為二渦旋之中心位置及強度，圖b為模擬之風場分布。

(2)考慮二個渦旋加上環境場：

二渦旋的位置、風速如(1)，環境流場加入10m/s的南風，則模擬之雷達徑向風場如圖3a所示。由於加入的環境流場與渦旋環流同一量級，

因此，除零值線明顯扭曲外，二渦旋之偶極型態的正負極值也相當不對稱。結果顯示，由於加入 10m/s 的南風，主中心之出雷達風分量因部份遭副中心環流抵消，又遭南風分量抵消而大幅減弱；而副中心之向雷達風分量則因南風而增加，出雷達風分量則明顯減小，使得偶極型態的值不對稱。歐菲莉個案中可發現上述之雷達徑向風場型態，顯示在歐菲莉颱風侵台時，山脈西側可能有一異於颱風主中心的環流存在。圖3b選取7公里(高)徑向風場與模擬比較乃因我們的模擬中並未考慮地形影響。由此7公里徑向風場也顯示，伴隨颱風的副中心為一較深厚的環流系統，而非侷限在地形高度以下。

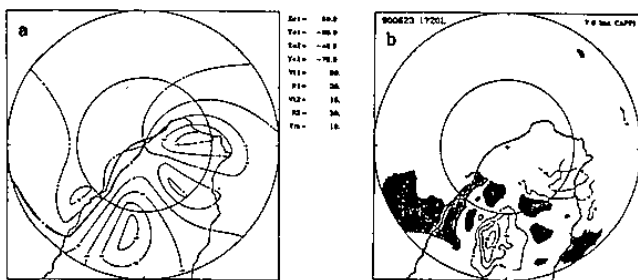


圖3 (a)同圖2，但為二Rankine Vortex 加上環境流場 10ms^{-1} 南風之結果， V_m 表環境風速。(b)為歐菲莉颱風1990年6月23日1720LST之雷達徑向風場。粗實線為零值線。

(三) 雷達資料處理及 GBVTD 方法

本研究中對於 CAA 雷達資料處理過程，採用台灣大學大氣科學系颱風實驗室所發展的處理軟體(李和蔡,1995)。GBVTD(Ground-Base Velocity Track Display)方法係周等(1994)將 Lee et al.(1993)之 VTD 方法，應用於分析地面單都卜勒雷達觀測資料而提出的方法。此法利用渦旋之風場近似軸對稱結構的特性，藉幾何關係將雷達觀測之徑向風場，轉成以渦旋中心為中心之極座標表示，再將此以極座標表示的風場利用傅氏級數展開，進而求得極座標下之切向風場與徑向風場。GBVTD 法所能求得的切向風場可至波數 2 之分量，但徑向風場只能求得軸對稱平均值(波數 0)。如果徑向分量之非軸對稱分量不大時，則應用此方法，我們得以解析渦旋內部三度空間環流結構的特徵。

應用 GBVTD 方法分析渦旋伴隨環流，主要的限制有二：(1)渦旋最大風速半徑需小於渦旋中

心至雷達的距離。(2)以 Wood(1992)定位渦旋中心的方法僅適用在單一渦旋，對於在另一渦旋環流涵蓋下的次渦旋，由於無法獨立出其環流，因此也無法定位出其渦旋中心位置，自然也不能應用 GBVTD 方法解析其環流。

就歐菲莉個案而言，颱風之主、副中心各據山脈東、西側，由於主、副環流之最大風速半徑遠小於二者之距，且有地形的阻擋，因此，主、副環流可各視為獨立環流，可以 Wood(1992)方法定位中心；又歐菲莉副環流之雷達徑向風場顯示，其偶極型態在距雷達 80 公里以外，遠大於此副環流之最大風速半徑，因此，歐菲莉之副環流得以以 GBVTD 方法解析其環流結構。此外，應用 GBVTD 方法，尚有其他可能的誤差(見謝,1996)，但一般誤差均在 1m/s 附近，對解析出的副環流結構影響不大。

三、分析結果

(一) 地面分析

歐菲莉颱風於 1990 年 6 月 23 日 1400LST 在花蓮附近登陸，登陸前氣象局測站所測量到的最低氣壓為 975.8mb (蘭嶼站)，移出時量到的最低氣壓為 985.6mb (梧棲站)，前後氣壓差 9.8mb ，顯示颱風強度受地形破壞程度。歐菲莉颱風在未接近台灣陸地之前，其路徑沿著太平洋高壓邊緣移動，但接近地形後，移動軌跡出現跳動現象。蔡和王(1992)藉由中央氣象局地面測站、空軍及民用測站密集資料，進行地面分析指出，當颱風逐漸靠近台灣時，在背風尾流區中有三個局部低壓中心，一在高雄外海；一在嘉義；一在台中。23日 0800LST 時，颱風主中心北移，背風面的局部低壓中心也逐漸北移。當原位於台中之局部低壓移至苗栗附近時，可觀測到地面風向已與地面氣壓場配合，即此局部低壓已伴隨氣旋式風場；之後，該副中心與颱風主中心分別沿山脈兩側繼續北上，並於桃園外海取代主中心後繼續北上，圖 4 為歐菲莉地面路徑圖。

位於背風面的新竹及梧棲測站資料顯示(圖 5)，自 21 日 2100LST 開始，二地氣壓即明顯下降，23 日 0600LST 後，氣壓下降幅度減小，於 1700LST 出現極小值。溫度變化方面，1100LST 時溫度雖有升高的現象，但伴隨之露點溫度並無

顯著變化，測站資料結果並無顯示出地面低壓為氣流下沉作用所導致。

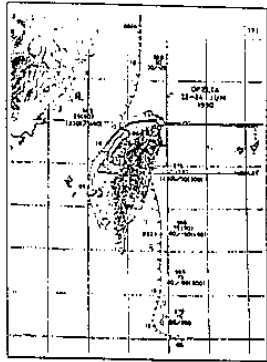


圖4 1990年歐菲莉颱風地面路徑圖。(摘自蔡和王, 1992)。

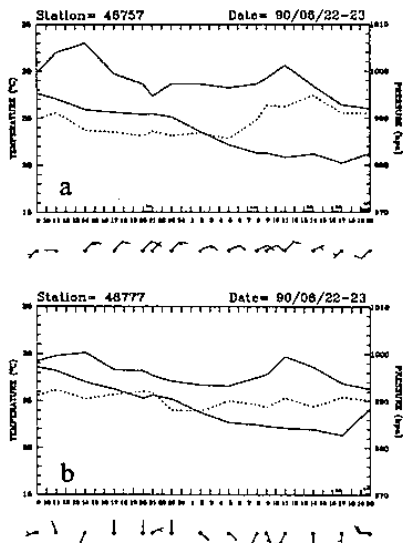


圖5 測站氣壓、溫度、露點、風及降水資料。
(a) 新竹及 (b) 梧棲測站。橫軸上之短線表示時雨量，雨量值單位為 mm。

(二) 降水回波特徵

雷達降水回波場顯示一有趣的現象：6月23日1720~1820LST間，山脈西側苗栗附近回波呈現中心回波強度較其外弱之環狀回波現象。此環狀回波若以 AVS 軟體描繪其 10dBz 立體等值面(圖6)，可明顯看出弱回波區呈一倒立錐狀體結構。由圖7可看出，1720LST時，高度7公里處回波場有明顯之環狀回波，其中心回波強度在25dBZ以下，外側最強回波則大於35dBZ；高度5公里處則正在形成。1735LST時(圖未示)，高度5公里也可看到此種環狀回波；1750LST，高度3公里亦出現此現象，顯示此種環狀回波有隨時間往下層發展的現象。此種錐狀體之環狀回

波，隨時間往下發展的現象，類似一般颱風眼結構之形成；之後，雖因此環狀回波中心太接近CAA雷達而無法觀測到，但地面資料(蔡和王,1992)顯示，副中心於2000LST取代主中心繼續北上。

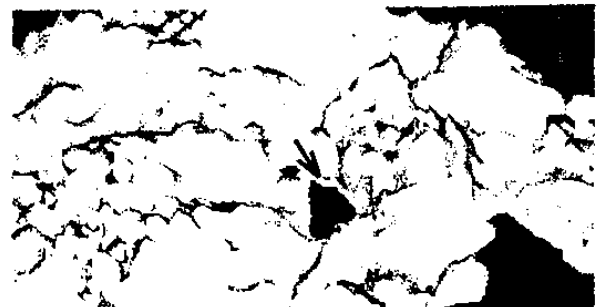


圖6 以 AVS 軟體所描繪回波強度為 10dBz 立體等值面。

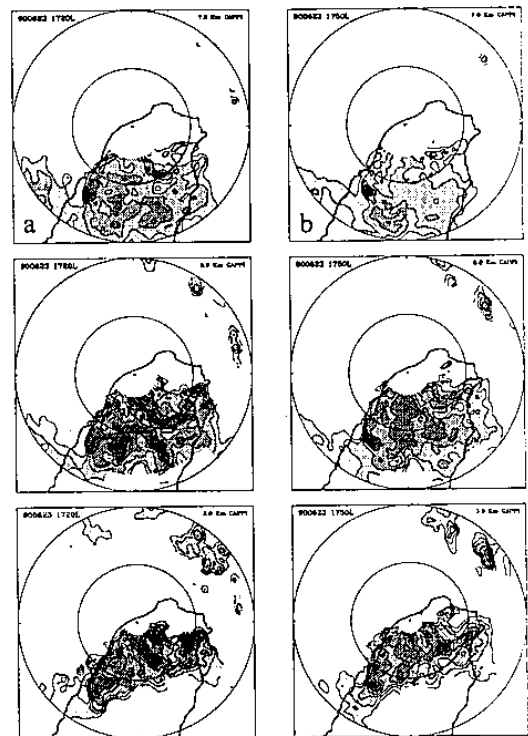


圖7 1990年6月23日(a)1720、(b)1750LST雷達降水回波分布。高度為7km(上)、5km(中)及3km(下)。箭頭處為弱回波中心。

(三) GBVTD 結果

歐菲莉個案中，徑向風場之特徵除零值線明顯扭曲外，最特別的是徑向風場有兩個偶極型態(圖3b)。由理想風場觀測模擬得知，單一渦旋加上環境流場並無法得到如歐菲莉個案的徑向風場分佈；只有二個渦旋同時存在雷達觀測半徑內，才能得如此分佈。因此，推測山脈西側的偶極型

態應隱含一渦旋，即已有環流在該處生成。1440LST 時，雷達徑向風場即出現明顯偶極形態，但此偶極形態(副環流)一直侷限在 4 公里以下，直到 1550LST 才漸明顯發展。此一厚度不深、侷限在地形高度之下之副環流，配合蔡和王(1992)地面分析之時間序列，推測應由地面副低壓所衍生。

應用 GBVTD 方法前，先利用 Wood(1992)方法決定各高度的最佳環流中心位置，結果如表 1 所示。1550LST 時，高、低層環流中心位置呈傾斜狀態；1720LST 之後，副環流中心垂直偶合情形明顯，環流強度亦達最強；之後又逐漸傾斜，強度亦減弱(見下文)。

表 1 1550~1805LST 間高度 3~12 公里之副環流中心座標。座標原點為雷達所在位置，副環流中心在 CAA 雷達之西南象限。

	1550LST	1605LST	1620LST	1635LST
3	(-53.1, -90.3)	(-55.9, -89.7)	(-56.1, -91.5)	(-55.1, -91.1)
4	(-47.5, -86.9)	(-52.6, -86.7)	(-49.9, -88.5)	(-53, -87.9)
5	(-45.7, -87.2)	(-44.6, -86)	(-46.9, -87.6)	(-49.8, -86.5)
6	(-37.7, -89.8)	(-40.7, -87.2)	(-46.4, -85.7)	(-44.7, -84.8)
7	(-36.2, -90)	(-37.9, -91.5)	(-44.2, -84.6)	(-42.9, -84.8)
8	(-36, -93.5)	(-37.4, -89.9)	(-41.9, -82.8)	(-40, -84.2)
9	(-25.5, -76.1)	(-36.3, -87.2)	(-40.4, -83.9)	(-39.3, -83.2)
10	(-28.3, -79.9)	(-29.4, -81.8)	(-30.4, -81.1)	(-40.1, -84.6)
11	(-26.8, -75.2)	(-29, -84.8)	(-32.2, -91)	(-37.3, -99)
12	(-29.5, -76.3)	(-32, -89.8)	(-34.6, -100)	(-37.9, -100)
	1720LST	1735LST	1750LST	1805LST
3	(-36.7, -79)	(-31.1, -76.1)	(-46.4, -61.9)	(-26.3, -63.7)
4	(-35.2, -69.7)	(-36.5, -69.2)	(-38.5, -60.8)	(-37, -58.1)
5	(-39.3, -76.7)	(-38.7, -73.7)	(-36, -64.7)	(-35.5, -69.5)
6	(-38.6, -79.4)	(-35.5, -76.7)	(-38, -66.9)	(-35.1, -72.2)
7	(-37.5, -77.1)	(-32.3, -75.3)	(-36.1, -67.1)	(-32.1, -73.9)
8	(-38.1, -72.6)	(-34.5, -71.7)	(-35.2, -67.7)	(-32, -70.5)
9	(-37.2, -68.3)	(-34.3, -69.9)	(-32.7, -65.3)	(-30.6, -66.6)
10	(-37.5, -67.2)	(-34.6, -69.2)	(-32.3, -64.1)	(-35.6, -64.8)
11	(-37.5, -78.2)	(-34.2, -73.5)	(-34.2, -69.4)	(-34.3, -70.2)
12	(-36.8, -84.3)	(-33.9, -81.3)	(-36.9, -74.3)	(-24, -68.6)

GBVTD 方法乃藉由雷達觀測結果與理想渦旋各分量比對，而求得渦旋之切向、徑向風場，和環境流場之雷達徑向分量。Marks et al.(1992)曾利用擬雷達資料說明颱風之駛流(環境流場)為一高度的函數，因此環境流場(Vm)可以用來輔助判斷我們所定位的渦旋位置的正確性。若環境流場值隨渦旋半徑變化小、僅為高度之函數，表示我們所定位渦旋中心位置頗佳；反之，環境流場值隨渦旋半徑變化大時，顯示中心定位較差。

圖 8 為歐菲莉個案中副環流(1550~1805LST)附近的環境風場向雷達之分量，原點為副渦旋中心位置，x 軸表渦旋半徑，y 軸表高度座標，正值表出雷達環境風分量，負值(陰影部份)表向雷達環境風分量。圖中顯示，各時間環境風場在半徑 60 公里以內隨渦旋半徑變化均很小，顯示各層副環流中心定位頗佳，適合做進一步分析。

圖 8 同時顯示，控制副環流中心移動的環境流場，於 1550LST、高度 6 公里以下為向雷達徑向風，6 公里以上則為出雷達向風，零值線出現在 6 公里高附近，顯示上、下層有明顯的風切現象。此零值線的位置隨時間增加、有逐漸上移的趨勢，1805LST 時，已移至高度 8、9 公里間。

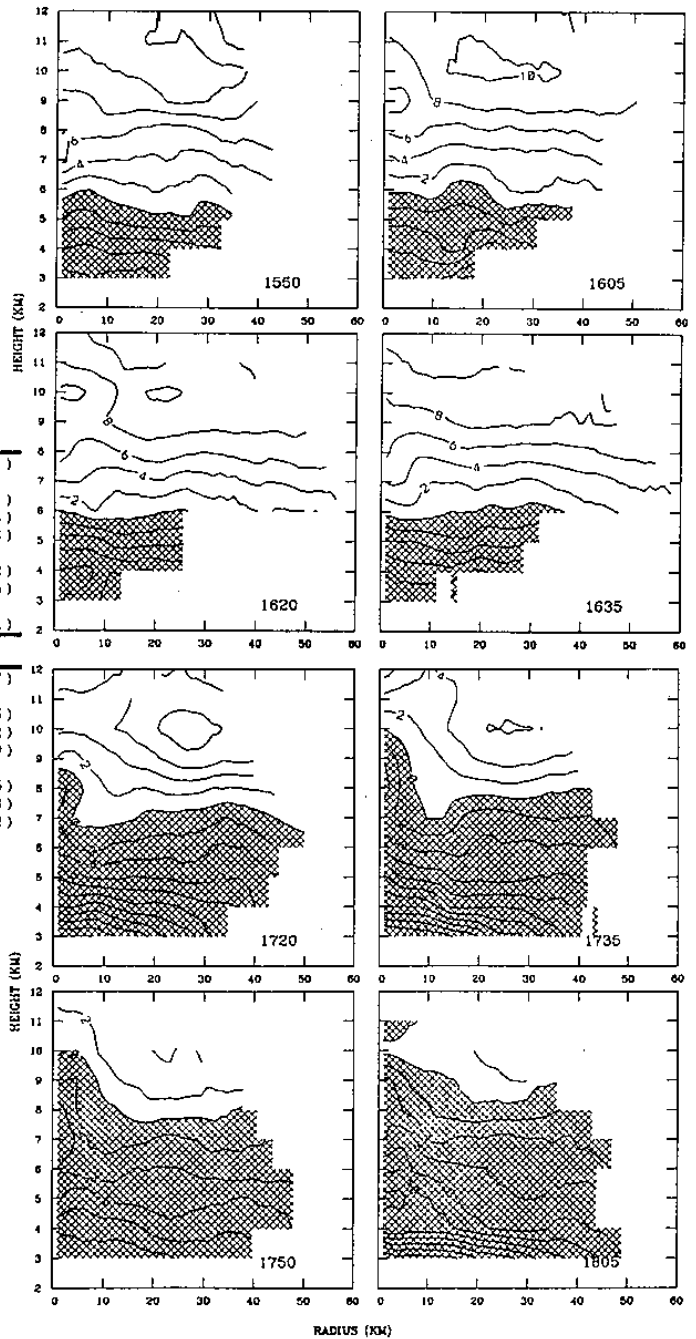


圖 8 1990 年 6 月 23 日 1550~1805LST GBVTD 方法所反演出來的渦旋附近環境風場之雷達徑向風速(ms^{-1})，原點表渦旋中心，陰影表示向雷達風分量。時間由上至下、右至左記起。

圖 9 為 GBVTD 方法所反演求出的歐菲莉個案伴隨之低層副環流軸對稱平均切向風場，陰影部份表示氣旋式環流風速大於 6m/s 。由平均切向風場之時間序列顯示，氣旋式環流由下方(5 公里以下)增強發展，逐漸與高層距中心較遠處之氣旋式環流合併；1720LST 風場顯示，高層氣旋式風速明顯加強(可能因加強或大風速由外向內移造成)，高、低層各形成一環流中心。1750LST 之後，高、低層 6m/s 以上的風速又連成一片，隨後逐漸減弱。

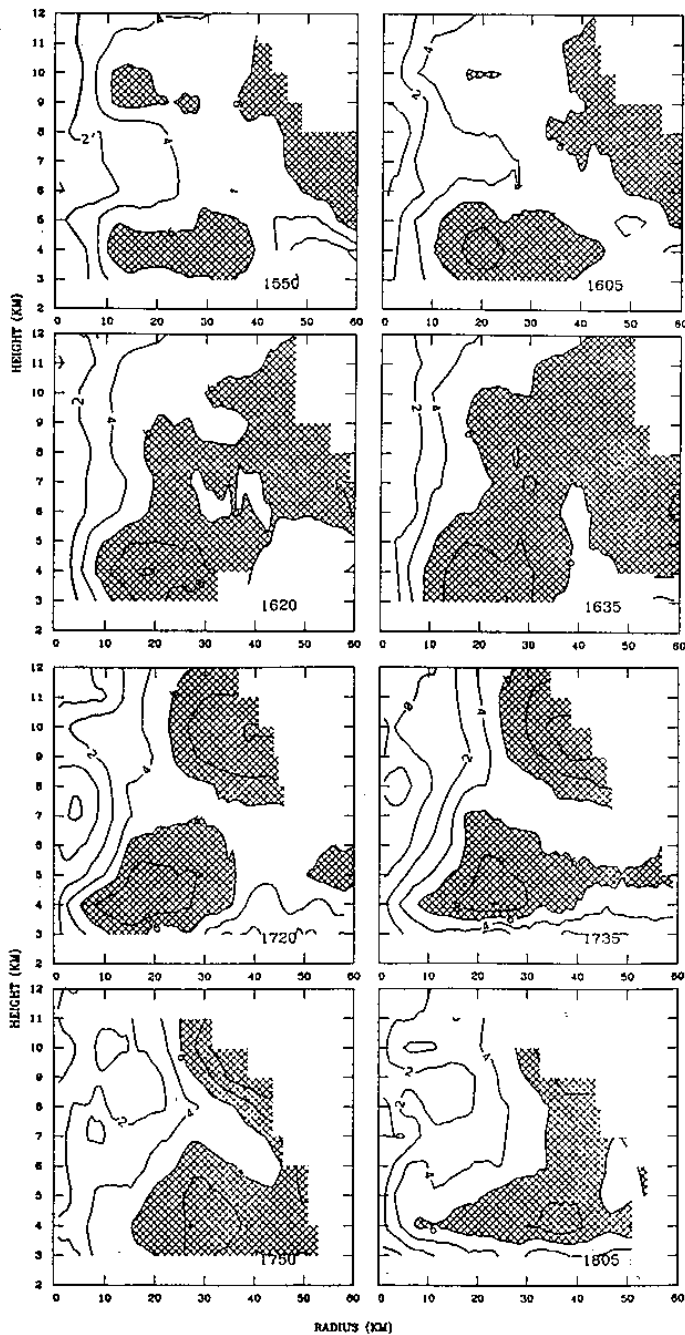


圖9 1990年6月23日1550~1805LST GBVTD方法所反演出來的渦旋軸對稱平均切向風速 (ms^{-1})。陰影表大於 6ms^{-1} 。

圖 10 為 GBVTD 方法所反演出來之副環流軸對稱平均徑向風場，陰影部份表示內流風速大於 3m/s 。平均徑向風場時間序列顯示，1550LST 時，高度 11 公里以下為大範圍的內流區，較大內流值集中在高度 5~7 公里處。之後高層出現明顯外流分量，內流範圍雖減小，但強度則明顯增強，在 1620、1635LST 達到最強(隨後氣旋式環流、渦度達最強)。1720LST 之後，內流情形減弱，低層(4 公里以下)出現明顯外流現象，且外流速度約隨半徑增加而增加。

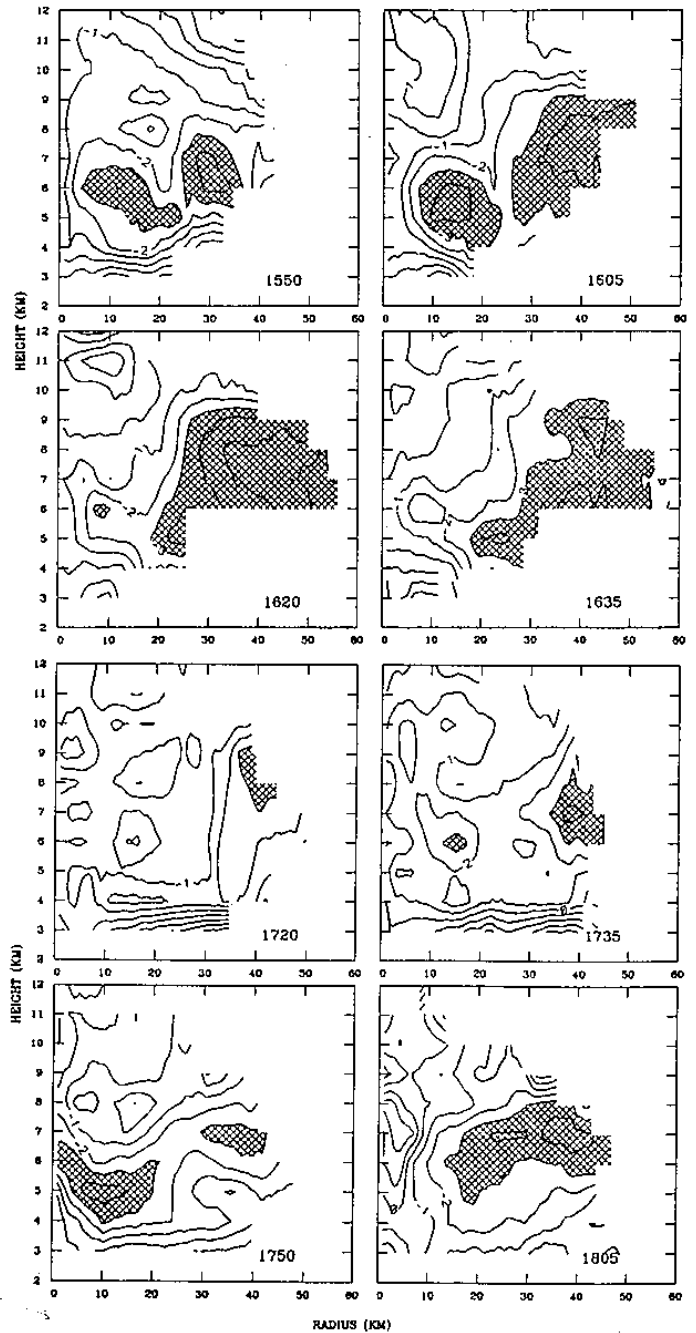


圖10 1990年6月23日1550~1805LST GBVTD方法所反演出來的渦旋軸對稱平均徑向風速 (ms^{-1})。陰影表大於 3ms^{-1} 、吹出渦旋的徑向風。

圖 11 為 GBVTD 方法所反演出來之副環流軸對稱平均散度場($10^{-4}s^{-1}$)，陰影部份表示輻散區域。散度場之時間序列顯示，1550LST 時，輻合區域集中在半徑 10~15 公里以內，其外為大範圍輻散區域。1620LST 之後則明顯相反，半徑 10 公里以內為輻散區，其外則為大範圍輻合區域。此種內層輻散、外層輻合的配置，可以解釋 1720LST 之後雷達回波場所顯示的環狀回波結構。

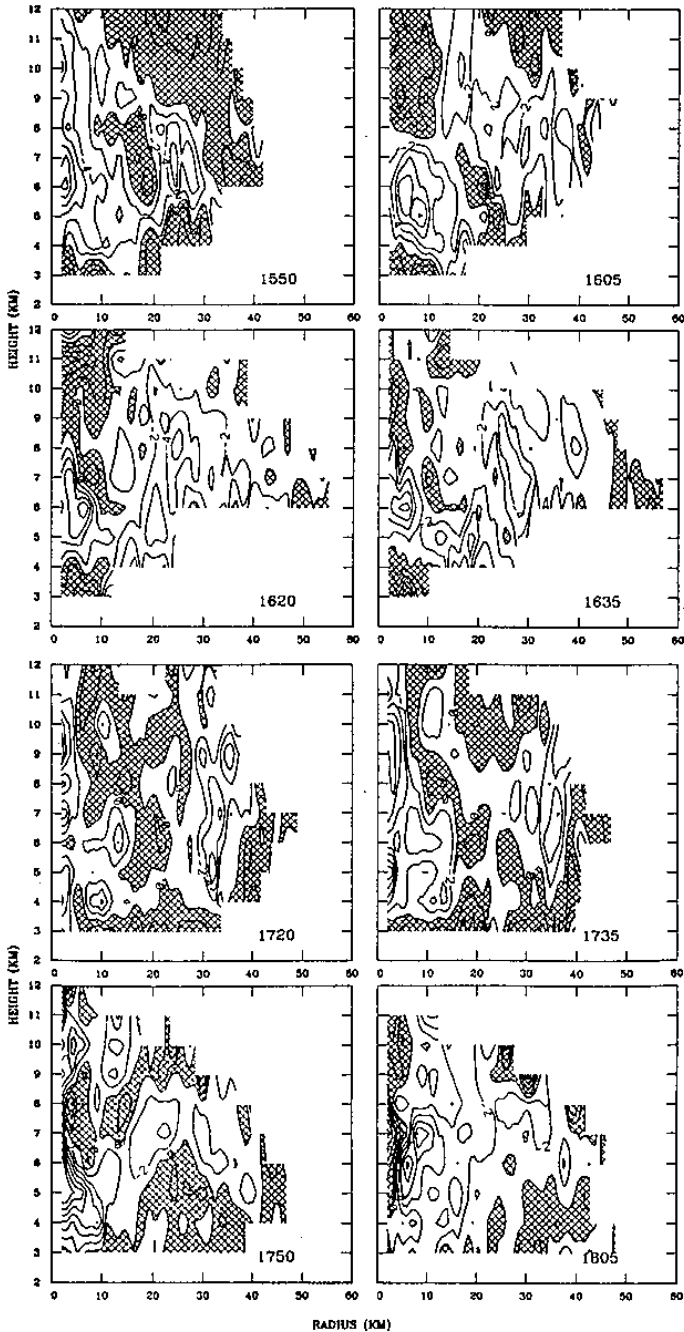


圖 11 1990年6月23日1550~1805LST GBVTD方法所反演出來的渦旋軸對稱平均散度($10^{-4}s^{-1}$)。正值(陰影)表輻散，負值表輻合。

圖 12 為 GBVTD 方法所反演出來之副環流軸對稱平均渦度場，陰影部份表示氣旋式環流風速大於 $6 \times 10^{-4}s^{-1}$ 。圖中顯示：1550~1720LST 間，較大渦度(大於 $6 \times 10^{-4}s^{-1}$ 者)值集中在半徑 20 公里以內；20 公里以外渦度值約為 $3 \times 10^{-4}s^{-1}$ 。渦度極大值發生在 1720LST、高度 4 公里、半徑 5 公里以內，其值達 $18 \times 10^{-4}s^{-1}$ 以上；1735LST 之後，因輻散場不配合，環流中心亦逐漸傾斜，較大渦度不再集中，環流亦逐漸減弱。

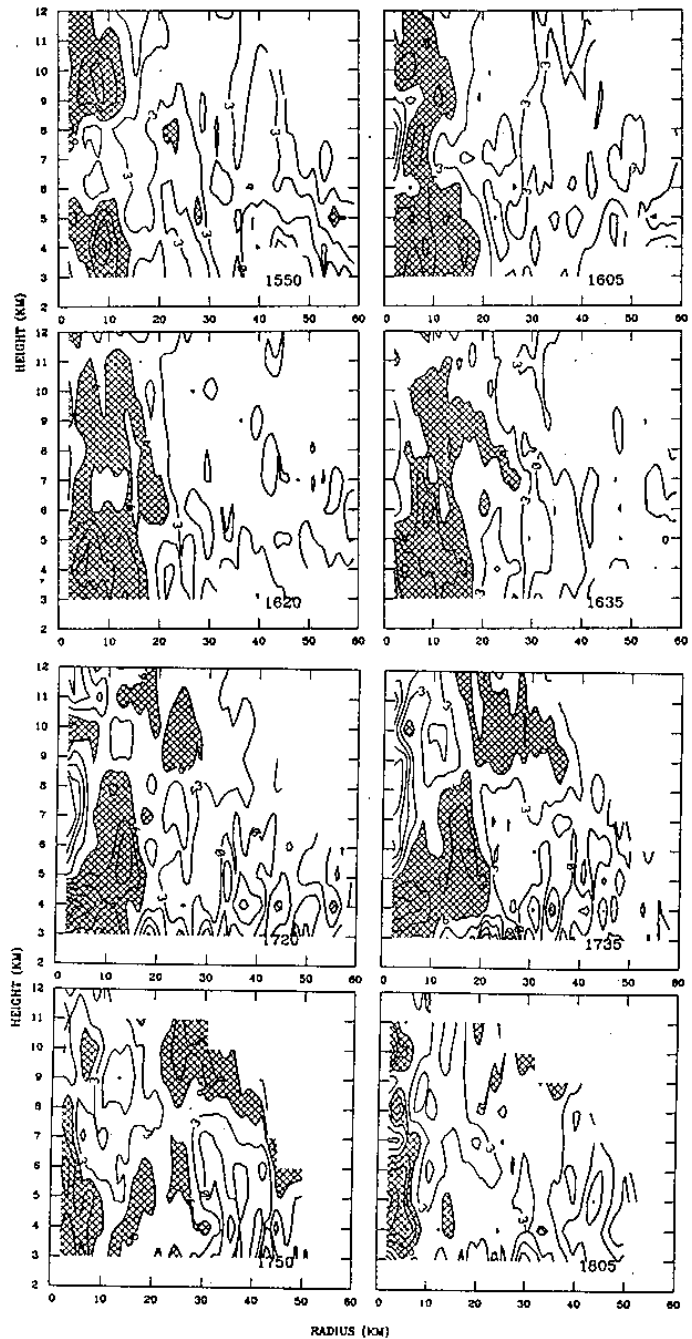


圖 12 1990年6月23日1550~1805LST GBVTD方法所反演出的渦旋軸對稱平均渦度($10^{-4}s^{-1}$)。正值表氣旋式渦度，負值表反氣旋式渦度，陰影表大於 $6 \times 10^{-4}s^{-1}$ 。

四、討論與結語

在本文中，我們選取 1990 年的歐菲莉颱風個案，探討其所伴隨之副中心高層結構及演變情形。藉由地面分析，歐菲莉颱風在登陸台灣之前，背風側可發現數個地面低壓中心；之後，藉由雷達都卜勒模氏觀測資料顯示，山脈西側可以發現副環流現象，但副環流厚度一直侷限在地形高度以下。1550LST 之後副環流方見明顯發展，針對此時之副環流進一步作 GBVTD 分析，可瞭解山脈西側副環流之發展與減弱過程，摘述如下：

- (1)原為一氣旋式環流，伴隨大區域的輻合。以平均切向風場(圖 8)及平均徑向風場(圖 9)之時間序列看來，1550LST 時高層之切向風即明顯存在且隨時間增加，內流增強則較晚，推測此個案副中心渦度之增強係因氣旋式環流增強，導致輻合增強，渦度值亦逐漸增加。
- (2)1620、1635LST，半徑 20 公里以外之內流值雖明顯增強，但中心處之內流值反而減弱，因此反應在輻散場上，呈現環流中心附近為輻散區；半徑大的地方為輻合區之結構，致使回波場出現環狀回波結構。
- (3)本個案副環流渦度最強發生在 1720LST，最大平均切向風速為 10m/s(圖示部份)，高、低層各有一風速極值；內流值明顯減小，輻散、輻合分布不再有利渦度增加。
- (4)之後(1735LST)因輻散場不配合，較大渦度逐漸向外擴散、而不集中渦旋內部，環流漸漸減弱。1805LST 之輻散場又呈現內層輻散、外層輻合之現象，但因副環流中心已太接近 CAA 雷達而無法進一步分析。
- (5)本個案中，雖然地面溫度場並無顯示低壓是由於下沉氣流造成，但藉由 GBVTD 分析之散度場顯示(圖 11)，各時間高度 3 公里以下均呈輻散，顯示環流中心所伴隨之下沉空氣並未下沉至地面，而在 2、3 公里(高)間即已輻散出去，故地面並無顯示溫度、露點的明顯差異，因此，山脈西側副低壓之加強，應來自氣流下沉增溫加溫空氣柱之結果。

歐菲莉個案中，其副環流可發展至高度 12 公里，此點與杜(1991)之黛特颱風研究中所指出，環

流分離的現象僅發生在低層、山脈高度以下之情形差異頗大；高層主環流中心亦無過山現象，顯示背風側之副環流並非由於高層颱風環流過山所造成。配合蔡和王(1992)的地面分析及雷達徑向風場顯示，歐菲莉個案乃先有地面低壓，環流隨後生成，但此副環流厚度一直侷限在地形高度以下，副低壓所衍生之副環流並未向上發展。GBVTD 分析顯示，高層所產生之副環流與低層相互獨立，高層環流並非由低層向上發展、亦非颱風主環流過山而來，此點又與 Yeh et al.(1993)文中所提之二類副中心取代主中心不同。另一值得注意的是，歐菲莉颱風個案中，背風側副低壓與副渦旋並不離開地形，即非 Smolarkiewicz and Rotunno(1989)所提直線氣流過山、水平渦度被地形扭曲而產生垂直分量的渦度所能解釋。

本個案結果顯示，高層渦度之增加係因氣旋式環流之增強，伴隨輻合增強而來，此說法可由雷達徑向風場得到佐證。圖 13 顯示，1535LST 時，山脈西側向雷達徑向風速(南風分量)在高度 3 及 5 公里處較明顯，7 公里高之徑向風場僅存在一小範圍之南風分量。1635LST，此南風分量隨時間不斷上擴(7 公里高之向雷達徑向風，範圍明顯增加)，進而配合颱風之外圍環流，此二股氣流加強了氣旋式環流，導致氣旋式渦度增加，造成高層副環流的發展。此種南風分量向上擴展之情形，亦可由 GBVTD 所反演出之雷達徑向分量之環境風場看出(圖 8)。此高層副環流位置因與低層一致，副環流遂成一深厚環流，此時颱風主中心因受地形破壞，環流強度減弱，副中心遂有機會取代主中心。

颱風所伴隨之副中心現象，一般尺度甚小，藉由觀測分析以瞭解其結構與發展機制並不容易。我們雖藉由空間解析度相當高(1 公里)的雷達資料來探討此一現象，但由於雷達風速資料只有徑向分量，因此我們配合 GBVTD 方法及簡單的型態辨識方法來解析副中心的結構。但受到方法本身的限制(渦旋切向風小於波數 2、徑向風非軸對稱分量小時)，在本文中我們雖說明了一些場變數量值，但仍有待確定，因此我們僅就其計算結果作定性上的分析，冀能了解副中心三維風場結構；至於副中心溫壓等其他物理場，可能需藉助於未來密集觀測計畫、或模擬方面的改進。

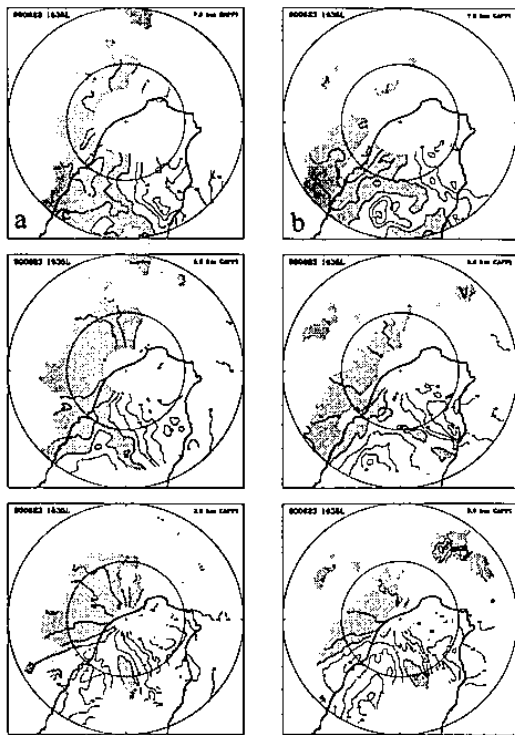


圖 13 6月23日(a)1535、(b)1635LST，由上至下分別為高度7、5、3公里之雷達徑向風場。陰影為出雷達風分量。

五、誌謝

感謝張保亮先生協助雷達資料處理及劉韶郁小姐協助文書處理。本研究在國科會支援下完成，計畫編號 NSC-86-2111-M-002-002-API。

六、參考資料

- 杜奮恆，1991：黛特颱風之中尺度分析。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文，74pp。
- 李清勝和蔡德攸，1995：利用CAA都卜勒雷達資料分析四個侵台颱風伴隨雨帶之特徵。大氣科學，23，209-236。
- 周仲島、張保亮和李文兆，1994：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。
- 許信德，1991：歐菲莉颱風對流特徵演變之研究。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文，101pp。
- 蔡清彥和王時鼎，1992：台灣地形對颱風運動、結構及強度影響診斷研究（I）侵台重要颱風電腦資料檔建立及分裂過山颱風之進一步研究。國科會專題研究報告NSC80-0202-M052-01，65pp。
- 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，115頁。

- Bender, M. A., R. E. Tuleya and Y. Kurihara, 1987 : A numerical study of the effect of island terrain on tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 130-155
- Chang, C. P., T. C. Yeh and J. M. Chen, 1993 : Effect of terrain on the Surface structure of typhoons over Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 734-752
- Chang, S. W., 1982 : The orographic effects induced by an island mountain range on propagating tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1255-1270.
- Lee, W. C., B. J.-D. Jou and B.-L. Chang, 1993 : Nowcasting typhoon circulation using Doppler radar : the ground-based VTD (GBVTD) technique. *Proc. 26th International Conference on Radar Meteorology, Norman Oklahoma, U. S. A., May 24-28.*
- Marks, F. D., Jr., R. A. Houze, and J. F. Gamache, 1992 : Dual-aircraft investigation of the inner core of Hurricane Norbert. Part I : Kinematics structure. *J. Atmos. Sci.*, 49, 919-942.
- Smolarkiewicz, P. K. and R. Rotunno, 1989 : Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I : Baroclinically lee vortex. *J. Atmos. Sci.* 46, 1154-1164.
- Wang, S. T., 1980 : Prediction of the behavior and strength of typhoons in Taiwan and its vicinity. *Research Report 108, Chinese National Science Council, Taipei, Taiwan, 100pp.* (In Chinese.)
- Wang, S. T., C. Y. Tsai and M. S. Lin, 1992 : An analysis of the secondary flows in the typhoon circulation introduced by the Central Mountain Range in Taiwan. *Proc. Conf. on Weather Analysis and Forecasting, Taipei, Central Weather Bureau, 209-241.* (in Chinese, English abstract included.)
- 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.
- Yeh, T. C. and R. L. Elsberry, 1993 : Interaction of typhoons with the Taiwan orography. Part II : Continuous and discontinuous tracks across the island. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 3213-3233

