

# 都卜勒雷達在颱風環流中尺度結構分析的應用

周仲島<sup>1</sup> 張保亮<sup>1</sup> 李文兆<sup>2</sup>

<sup>1</sup>國立台灣大學大氣科學研究所

<sup>2</sup>美國國家大氣研究中心

(中華民國八十三年四月五日收稿；中華民國八十三年四月二十五日定稿)

## 摘 要

本文利用颱風風場近似軸對稱結構特性,以單都卜勒雷達徑向風場資料,利用雷達觀測幾何關係及傅氏級數轉換,建立GBVTD方法(Ground-Based Velocity Track Display method),定量解析即時颱風內部三度空間環流中尺度結構。

我們選取1987年7月27日亞力士颱風個案,利用中正機場都卜勒雷達三個連續觀測時間(0917 LST、0932 LST、0947 LST),分析亞力士颱風的中尺度環流結構特徵及變化。主要分析結果摘要如下:在分析期間,最大風速半徑由離颱風中心26公里增為30公里,且隨時間在高度分布,由無明顯傾斜轉變成有內、外傾斜的現象。軸對稱徑向風場於低層最大風速半徑以內有外流,以外有內流,4公里以上則相反。軸對稱相對最大切線風速出現於颱風移動方向的正前方,位於1-2公里高度。最大風速區隨高度有沿順時鐘方向傾斜的現象。切線風場呈現高度軸對稱結構。最大風速半徑附近為上升運動區,颱風中心則為下沉運動。最大風速半徑以外中高層風速有隨時間增大的趨勢。最大回波半徑與最大風速半徑的位置大致相同。上述之亞力士颱風風場特徵與其他地區飛機都卜勒雷達颱風結構觀測結果頗為相近,除了顯示GBVTD方法的可適用性之外,同時亦說明颱風環流基本結構的相似性。使用GBVTD方法可大幅降低觀測時間,解析短時間內環流中尺度結構的變化,因此應用此一方法,將對颱風之即時預報作業與相關之基礎研究提供甚多有用的資訊。

關鍵詞：都卜勒雷達、颱風環流、中尺度結構、GBVTD方法、亞力士颱風

## 一、前 言

每年夏秋,熱帶洋面上經常有颱風的生成,而颱風所經之處往往造成嚴重的災害。雖經氣象學者長期研究,颱風的強度及路徑預報現階段仍無法適當地掌握。綜觀其原因,資料不足是最主要的因素。颱風的生成、發展以至消散大多在海上發生。由於地面與探空觀測站的不足,再加上氣象飛機與衛星等觀測儀器在時間及空間解析度上的限制,因此所能提供的資訊非常有限。過去的研究發現,颱風環流內的風場分布(包括所謂駛流平均風及渦旋本身的環流),大致決定了颱風移

動的方向(Holland, 1984; Dong and Neumann, 1986; Chan and Williams, 1987),亦決定了其破壞力的大小。因此,對颱風風場細部結構的認識將對颱風強度及移動方向有較確實的掌握。近年來由於都卜勒氣象雷達的發展,解決風場資料不足的問題有了較明朗的方向。

颱風環流中尺度結構的觀測研究,最早開始於飛機的飛行高度觀測(1950年代)(如LaSeur and Hawkins, 1963),而後有飛行觀測結果的合成分析(Shea and Gray, 1973)。近年來都卜勒雷達的蓬勃發展(1980年代),使得飛機都卜勒雷達分析、地面雙都卜勒雷達的分析得以接續開展。

飛機的飛行高度觀測,由於受觀測時數的限制,所取樣的空間並不完整,而且觀測時間也有差異(對同一颱風的觀測,由開始至結束可高達近10小時),因此無法對瞬間風場結構有較細節的描述。飛行高度觀測資料合成分析的結果,雖然提供了對於颱風內、外部風場結構綜合性的描述,但無法掌握颱風個案的細微特徵。機載都卜勒雷達在這方面提供了寶貴的觀測資料。

Marks and Houze (1984, 1987)針對NOAA P-3飛機觀測之颱風資料進行擬雙都卜勒雷達分析(pseudo dual-Doppler radar analysis),對颱風中心內部結構(半徑50公里以內)提供了許多寶貴的資訊。飛機都卜勒雷達的分析,因時間與空間的解析度大為提高,因此對於颱風中心附近(Marks and Houze, 1984, 1987; Marks et al., 1992)及雨帶(Barnes et al., 1986)之風場結構有較詳細的描述。但受飛行時數的限制,無法做較長時間的觀測。且由於合成時間的差異(30分鐘至一小時左右),對於颱風環流中尺度結構變化的分析將有影響。Lee et al. (1994)提出了VTD (Velocity Track Display)的分析技術,利用颱風風場近似軸對稱的特性,使用幾何關係與傅式級數轉換,由飛機機尾都卜勒雷達一次穿越颱風中心的徑向飛行,便可獲得頗為合理的颱風環流中尺度結構。VTD方法使分析資料時必須做的颱風強度沒有變化之steady-state假設大幅降至二十分鐘以內,較以往擬雙都卜勒雷達分析所需做的假設有顯著的改善。

飛機觀測能力的建立,由於設備昂貴,且人員培訓困難,建立不易。此外,飛機的觀測雖具機動性,但卻無法全天候觀測。反觀地面都卜勒雷達,雖屬定點觀測,然一個容積的掃描僅約需5-10分鐘,且能全天候觀測。利用地面都卜勒雷達來解析颱風環流中尺度結構可說是一種相當經濟的作法。針對颱風進行地面雙都卜勒雷達的分析並不多見(Ishihara et al., 1986),主要原因為颱風大多發生於海上,且範圍頗大,不易進行。另一方面現有地面雷達網太少也是一個因素。由於適合地面雙都卜勒雷達分析的區域僅限於相當局部地區,所以現行雙都卜勒雷達的分析是可遇而不可求的。Bluestein and Hazen (1989)採綜合擬雙都卜勒分析方法(synthetic pseudo dual-Doppler analysis),分析登陸後的颱風中尺度環流結構,獲致不錯的結果。但此種方法需二個不同時間的觀測資料予以綜合來求得分析結果。由於時間差距長達數小時之久,如於此段時間內颱風強度有明顯的變化,其所得的結果,將有很大的誤差產生,於實際運用上並不合適。尤其在臺灣地區,當颱風接近陸地時,受地形影響於短時間內常導致顯著的中尺度環流結構變化,影響其強度與移動方式。若要確實掌握臺灣地區颱風的強度與動向變化,這些中尺度環流的改變是迫切需要了解的。因此,若是能發展單一地面都卜勒雷達資料分析技術,使得颱風中尺度環流結構得於短時間內分析完成,將是都卜勒雷達在颱風研究與預報作業上應用的一大突破。

Shea and Gray (1973)利用飛機飛行高度資料進行合成分析,得到成熟颱風內部(半徑50公里以內)環流結構許多重要特徵。包括(1)最大風速發生於1-2公里高度;(2)最大風速半徑與眼

牆的位置大致相同；(3)最大風速半徑以內低層為外流；以外為內流，而高層則為相反；(4)相對切向風場具有高度的軸對稱性等。近年的都卜勒雷達觀測研究(Mark and Houze, 1987; Marks et al., 1992)亦發現了上述現象。此外，於內流層因摩擦而明顯喪失角動量，在許多觀測研究中亦均有發現(Hawkins and Imbembo, 1976; Jorgensen, 1984 a and b; Marks et al., 1992)。雖然如此，颱風個案間亦存在顯著差異性。Marks and Houze (1987)分析 Alicia 颱風(1983)的內部環流結構及對流特性，發現最大風速半徑隨高度有往外傾斜的現象，而最大上升運動區域亦有相同的情形。Marks et al.(1992)利用二架飛機的都卜勒雷達資料，分析 Norbert 颱風(1984)運動場結構，發現最大風速區隨高度有沿順時鐘方向傾斜的現象。此外，他們將颱風環流的結構(扣除颱風移動速度)分成了環境平均風場、對稱及非對稱環流結構。此一分析方法使颱風渦旋環流得以與環境氣流區分開來，對於颱風移動及環境風場對颱風環流的影響之探討，提供不少助益。

本文利用颱風風場近似對稱的特性，以中正機場都卜勒雷達徑向風場資料，利用雷達觀測的幾何關係及傅氏級數轉換原理，建立一個類似 VTD 概念的分析方法 Ground-Based VTD (GBVTD) (Lee et al., 1993)。本文首先說明在理想情況軸對稱颱風環流，都卜勒雷達所觀測之徑向風場的結果。然後進一步說明 GBVTD 方法的原理與特性。最後再利用實際個案亞力士颱風(Alex, 1987)資料解析颱風環流中尺度結構。文中使用三個連續時間(間隔 15 分鐘)的雷達風場資料，分析其中尺度環流結構的特徵與變化。

## 二、對稱颱風環流的都卜勒風場模擬

由於都卜勒雷達只能測量到電磁波束方向上的速度分量，即都卜勒(徑向)速度  $V_r$ ，因此單靠一個都卜勒雷達，將無法獲得實際的風場分布。以颱風而言，由於其風場為一渦旋的分布，且一般切向風遠大於徑向風，因此於都卜勒速度場中將呈現一較特殊的分布。為了解颱風(渦旋)風場於都卜勒速度分布特性，我們給定一類似 Rankine Vortex 的速度分布，來模擬 CAA 都卜勒雷達(仰角零度)所觀測到的都卜勒速度。假設  $V_T$  為切向風場且僅為  $R$ (颱風半徑)的函數。 $V_T$  與  $R$  的關係可寫成：

$$V_T R^x = \text{constant} \quad x = 0.5 \quad \text{當 } R > 30 \text{ 公里}$$

$$V_T R^x = \text{constant} \quad x = -1.0 \quad \text{當 } R \leq 30 \text{ 公里}$$

其中  $R=30$  公里時  $V_T = 50 \text{ m/s}$ 。

若單純考慮切向風的情形，圖 1 為颱風中心位於雷達東方 60 公里時軸對稱風場分佈以及中正機場雷達觀測之都卜勒風場分佈。模擬之都卜勒風場有二個極值中心( $\pm 49 \text{ m/s}$ )(其間約近  $1 \text{ m/s}$  的差距為內差所造成)，其中負值代表吹進雷達風場；正值為吹出。此二極值分別位於颱風最大風速半徑(半徑 30 公里)的圓與電磁波束的切線上。零值線的位置則位於風場與電磁波束垂直的方向上。於此颱風風場分布下，徑向風場之零值線呈一直線，且都卜勒速度場相對於零值線呈一對稱的分布。當颱風中心位於雷達西方 60 公里時，則呈現相反的配置(圖未示)。當颱風中心靠近雷達時(若中心位於雷達東方 20 公里處)，雷達將因颱風之最大風速半徑(30 公里)大於雷達到颱風

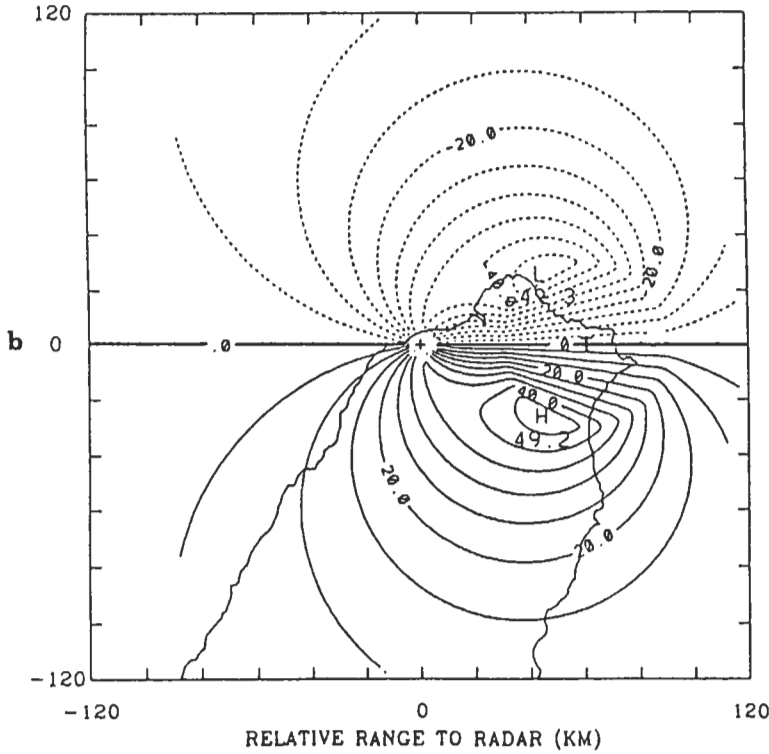
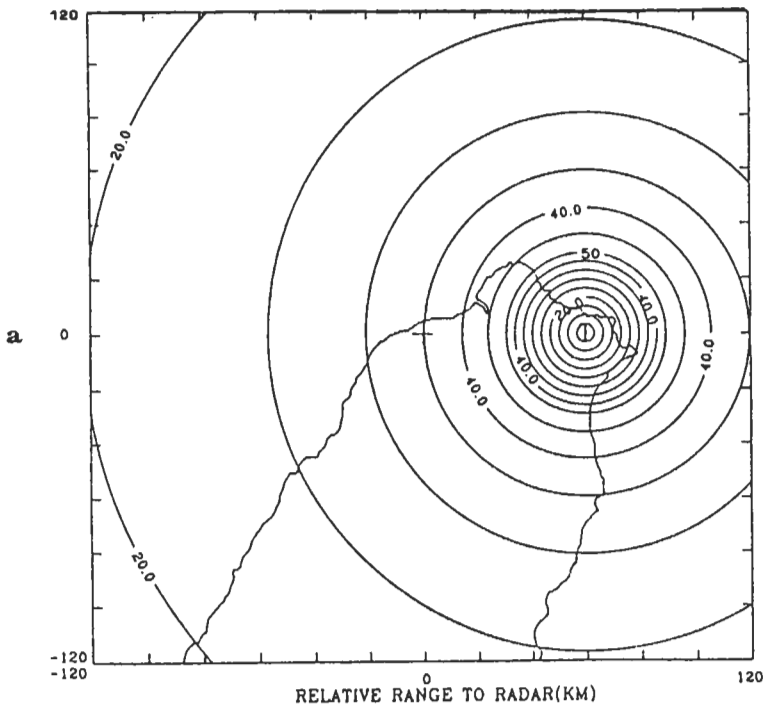


圖1 理想颱風環流都卜勒雷達觀測之風場分佈。(a)軸對稱Rankine Vortex等風速線分佈,颱風中心在雷達(以+表示)東方60公里處。(b)為都卜勒雷達觀測之等徑向速度場分佈。正區(實線)代表吹出雷達,負區(虛線)則為吹進雷達。等值線間隔為5 m/s。

風中心的距離(20公里),而無法量測到最大風速 $50\text{ m/s}$ 的極大值(圖2)。此為都卜勒雷達觀測颱風環流時的一項限制。當應用都卜勒雷達判斷颱風風場特性時,應特別注意此一問題。

若同時考慮在最大風速半徑以內為外流、以外為內流( $5\text{ m/s}$ )的結構時(假設颱風中心位於雷達東方60公里),原本通過颱風中心的零值線出現了彎曲的情形(如圖3)。位於雷達西方的零值線有向南彎曲的情形。同時都卜勒速度場亦出現了不對稱的結構,但兩極值相近。

現在考慮除了颱風本身的環流外,尚有環境氣流場存在的情形。若考慮環境氣流場平均風速為 $10\text{ m/s}$ 之東風,且不考慮內、外流的情形時(見圖4)。此時都卜勒速度場呈現較大的不對稱結構,兩極值分別為 $-58\text{ m/s}$ 及 $41\text{ m/s}$ ,差距頗大。零值線不再呈一直線,分別有向北(雷達西側),向南(雷達東側)彎曲的情形。值得特別注意的是此時颱風中心並不在都卜勒速度場零值線上。當環境氣流場平均風速為 $10\text{ m/s}$ 之南風時(圖5),位為雷達東方的零值線不再彎曲,呈一直線而雷達西方零值線呈一半圓形,此時都卜勒風場呈南北對稱的結構。總結來說,當環境氣流明顯時,颱風中心將因平均氣流場的大小與方向,相對都卜勒速度場之零值線有不同程度的偏離。此種特性在利用都卜勒雷達徑向風場資料判斷颱風中心時須特別注意。

由飛機的觀測結果知道,雖然上述的理想風場與實際颱風風場有差距,但理想風場已掌握了大致的特性;即切向風遠大於徑向風,且必須考慮環境氣流的存在。因此雷達實測的颱風都卜勒風場,包括了切向風、徑向風以及環境平均風的效應。當雷達觀測仰角不為零度時,尚有垂直速度、雨滴終端速度效應。後兩項相對於前述三項在仰角不超過 $20$ 度時均甚小,可忽略不計。上述的測試結果發現,徑向風(內外流)與平均風(環境風場)對於零值線彎曲情形及風場對稱性有很大的影響。徑向風導致的零值線彎曲情形較單純,範圍亦小。而平均風所導致的零值線彎曲情形將因平均風的大小、方向有顯著的變化。當平均風的方向與雷達至颱風中心向量成平行時,此時都卜勒風場將呈顯著不對稱性。現今一大困難是都卜勒風場中並不易區分個別的效應。於成熟颱風內部,一般而言,其徑向風的分布於低層最大風速半徑內為外流以外為內流,中層內外流均小,而高層與低層則有相反的配置。因此在定性上,可由各高度的都卜勒速度分布大致區分出個別的效應。但是若要進一步在定量上深入探討,則需發展特殊分析方法來獲得。

### 三、GBVTD 方法

GBVTD (Ground-Based Velocity Track Display)方法的基本原理為利用颱風環流本身風場近似軸對稱的特性,使用幾何方法將雷達觀測之徑向風場予以傅氏級數展開,進而求取颱風切向風速與徑向風速的軸對性平均值,以及較高次項的振幅與相位數值。待各次項的切向風場及徑向風場求出後,颱風三度空間風場結構即可順利求出。

#### (1) GBVTD 方法概念

地面雷達與飛機雷達最主要的差別在於觀測方式的不同。因此GBVTD方法的幾何關係以及坐標系統將有別於VTD方法(Lee et al., 1994)。其中最主要的不同在於地面雷達係定點觀測,所

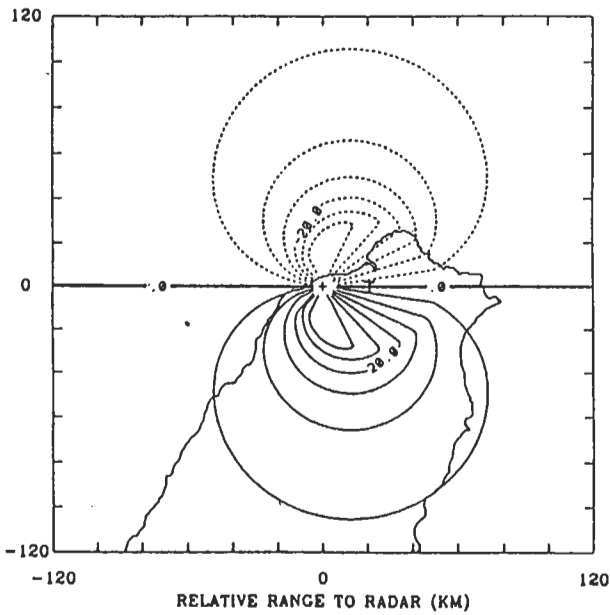


圖2 同圖1(b)，但颱風中心位於雷達東方20公里處。

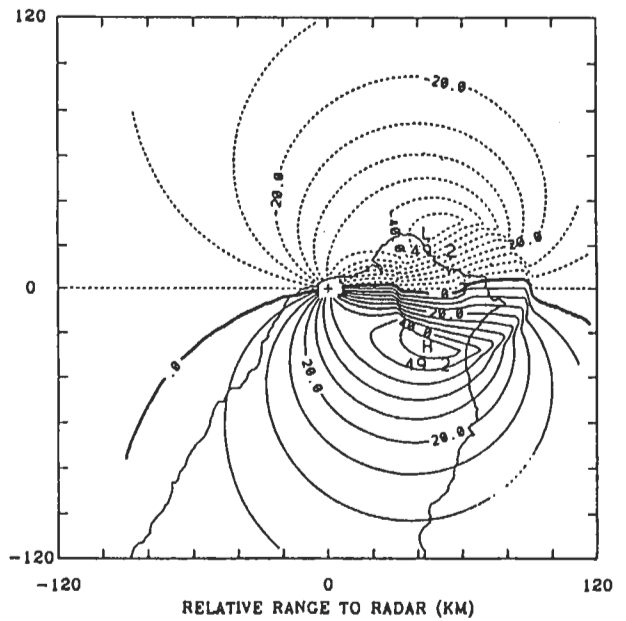


圖3 同圖1(b)，但假設最大風速半徑以內為外流，以外為內流（均為5m/s）情形。

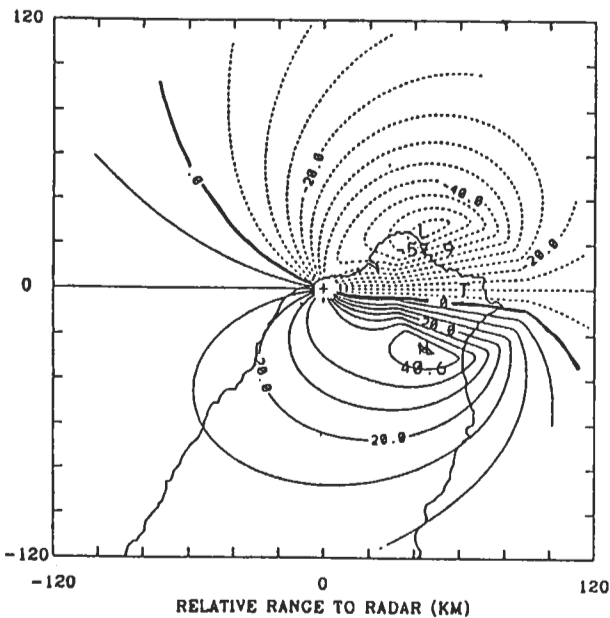


圖4 同圖1(b)，但考慮環境氣流場平均風速為10m/s東風的情形。

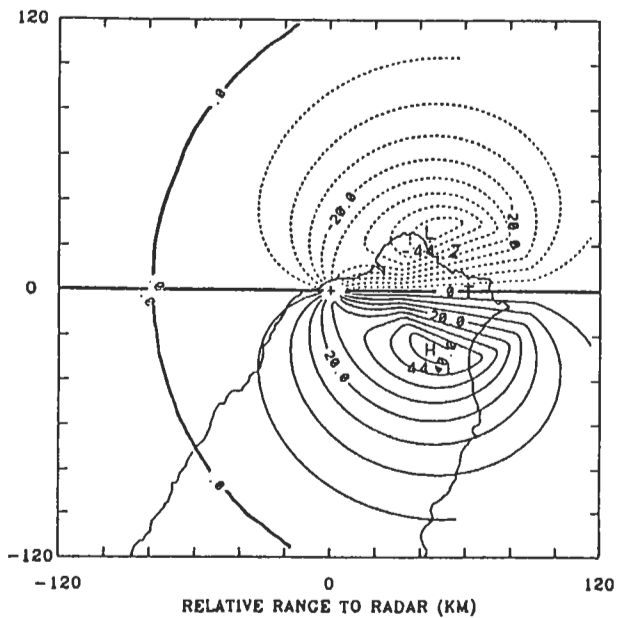


圖5 同圖1(b)，但考慮環境氣流場平均風速為10m/s南風的情形。

以無法如VTD方法假設每個電磁波束都相互平行。圖6為GBVTD方法的概念圖。在切向風(氣旋式)強度固定的情形下,雷達在等半徑的B與D點將測得最大的都卜勒速度,而於A與C點則為零值。A與C點為零值的方位角在任何半徑是相同的,而最大的都卜勒速度(B與D)的方位角,將隨環流中心與雷達的距離而變動。如以A、B、C、D點為橫軸,都卜勒速度為縱軸,結果將呈現一負正弦的曲線。圖6中必須注意到A→B與B→C並非等距,同樣的,如只考慮固定的徑向風(內流),則將呈現一負餘弦的曲線。而兩者均考慮時,亦為一負正弦的曲線,但有相位的偏移,相位偏移的大小正比於徑向風速與切向風速的比值。正的相位偏移代表內流;負的相位偏移則代表外流。

## (2) GBVTD 方法原理

雷達觀測之都卜勒風場,包括水平速度場、垂直速度場以及雨滴終端速度場。由於GBVTD方法建立於等高面上,因此須先求得等高面上的都卜勒速度。定義 $\hat{V}_r$

$$\hat{V}_r / \cos \phi = V_r - (w - v_t) \sin \phi \quad (1)$$

- $V_r$ : 雷達於仰角 $\phi$ 時所測得都卜勒速度
- $w$ : 垂直速度(向上為正)
- $v_t$ : 雨滴終端速度(向下為正)
- $\hat{V}_r$ : 扣除垂直速度、雨滴終端速度效應後的都卜勒速度
- $\phi$ : 雷達電磁波束的仰角

上式中的 $\hat{V}_r$ 為考慮水平速度場時的都卜勒速度。而雨滴終端速度 $v_t$ 可由回波來估計予以扣除,至於垂直速度 $w$ 則忽略不考慮。上述處理方式,在雷達仰角小(20度以內),誤差將不大(見3.4節的討論)。圖7為GBVTD方法的平面幾何關係圖。我們將颱風風場分為切向速度與徑向速度。現在考慮距離颱風中心 $R$ ,在雷達觀測仰角 $\phi$ 零度,方位角 $\theta$ 時,點 $E(\phi, \theta, R)$ 的平面都卜勒速度可寫成:

$$\hat{V}_r / \cos \phi = V_M \cos(\theta - \theta_M) - V_T \sin \psi + V_R \cos \psi \quad (2)$$

- $\psi$ : 颱風的徑向速度與電磁波束的夾角(0度到360度)
- $V_T(R, \psi, z)$ : 颱風的切向速度(反時鐘方向為正)
- $V_R(R, \psi, z)$ : 颱風的徑向速度(向外為正)
- $\hat{V}_r(R, \psi, z)$ : 都卜勒速度(向外為正)
- $V_M(z)$ : 環境風場的大小
- $\theta$ : 方位角(與正東夾角)
- $\theta_M$ : 環境風場的方向(與正東夾角)

GBVTD方法 概念圖

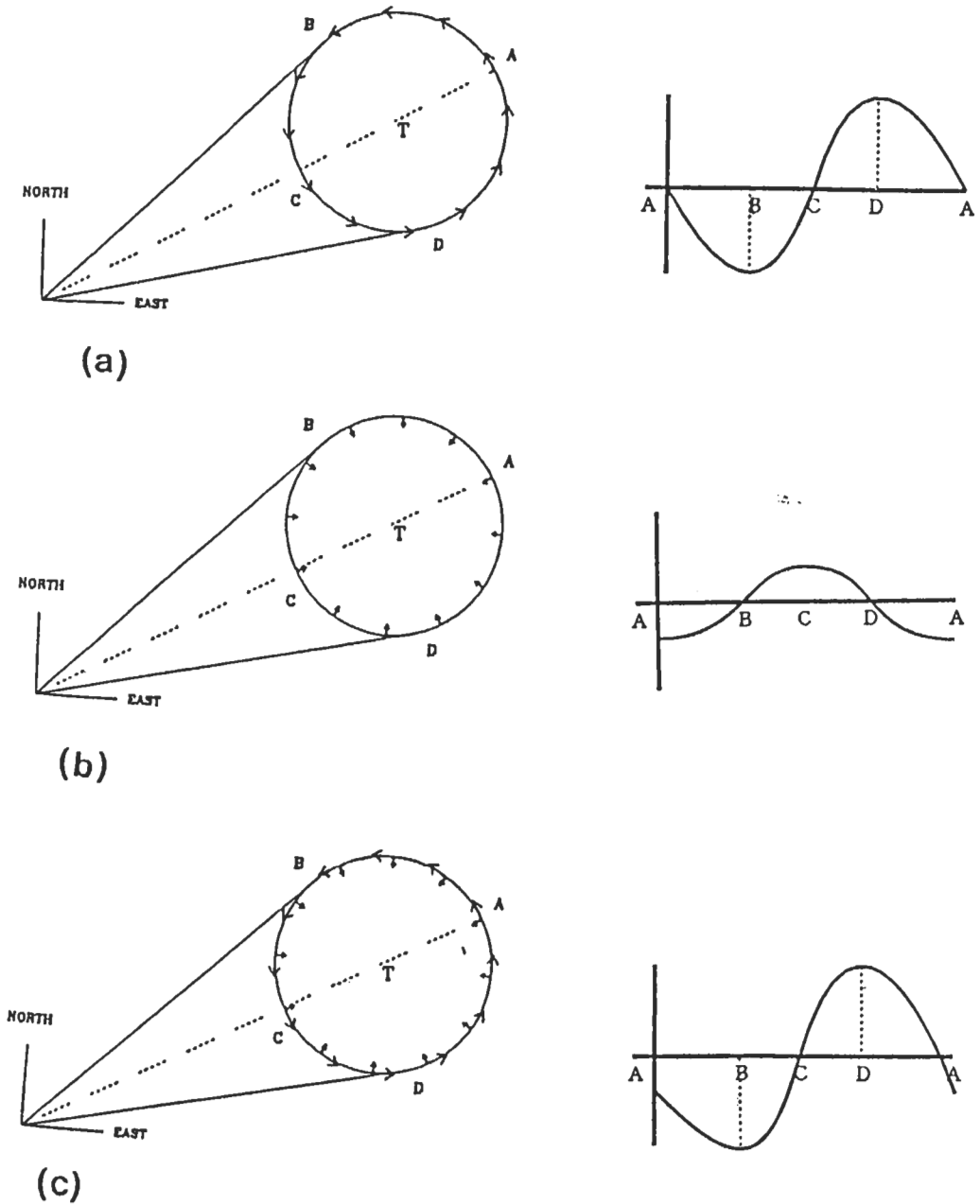


圖6 GBVTD方法示意圖。左側為雷達觀測平面示意圖,右側為同一半徑之都卜勒徑向速度相對 $\psi$ 座標展開示意圖。(a)只考慮切線風場時;(b)只考慮內流徑向風場時;及(c)兩者均考慮時。



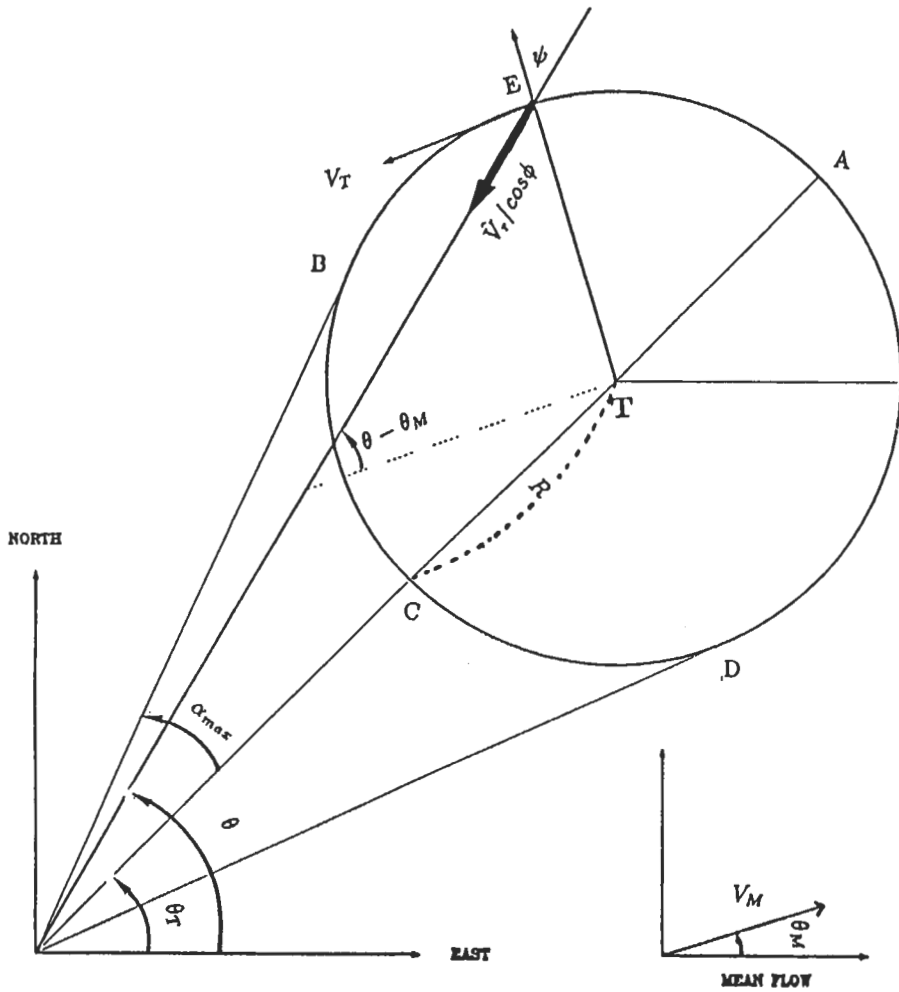


圖7 GBVTD方法平面幾何關係圖。其中颱風風場可分為切線風、徑向風及環境氣流平均風三個分量，圖內各符號意義詳見內文。

將(2)式中 $\theta - \theta_M$ 寫成 $\theta_T + \alpha - \theta_M$ ，其中 $\theta_T$ 為颱風環流中心的方位角，可得

$$V_M \cos(\theta - \theta_M) = V_M [\cos(\theta_T - \theta_M) \cos \alpha - \sin(\theta_T - \theta_M) \sin \alpha] \quad (3)$$

其中 $\alpha$ 為任一電磁波束與特定通過颱風中心之電磁波束間的方位角夾角， $\alpha_{max}$ 則為 $\alpha$ 的最大值。而 $\cos \alpha$ ， $\sin \alpha$ 項又可表示成包含 $\psi$ 與 $\alpha_{max}$ 的近似式與恆等式

$$\cos \alpha \sim \left( \frac{1 - \cos \alpha_{max}}{2} \right) \cos 2\psi + \left( \frac{1 + \cos \alpha_{max}}{2} \right) \quad (4a)$$

$$\sin \alpha = \sin \alpha_{max} \sin \psi \quad (4b)$$

再將(3)及(4)式代入(2)式,改寫成:

$$\hat{V}_r / \cos \phi = V_M [\cos(\theta_T - \theta_M) \left( \frac{1 - \cos \alpha_{max}}{2} \cos 2\psi + \frac{1 + \cos \alpha_{max}}{2} \right) - \sin(\theta_T - \theta_M) \sin \alpha_{max} \sin \psi] - V_T \sin \psi + V_R \cos \psi. \quad (5)$$

因爲  $\alpha_{max}$  在半徑固定時爲一常數,所以  $\hat{V}_r / \cos \phi$  可以表達成  $\psi$  的函數。而  $V_T, V_R$  亦可以傅氏級數形式,以  $\phi$  爲自變數予以展開,即

$$\hat{V}_r(\psi) / \cos \phi = \sum_{n=0}^L (A_n \cos n\psi + B_n \sin n\psi) \quad (6)$$

$$V_T(\psi) = \sum_{n=0}^M (V_T C_n \cos n\psi + V_T S_n \sin n\psi) \quad (7)$$

$$V_R(\psi) = \sum_{n=0}^N (V_R C_n \cos n\psi + V_R S_n \sin n\psi) \quad (8)$$

將(6)、(7)、(8)式分別代回(5)式的左、右兩側,取截斷的傅氏級數  $L=3, M=2, N=2$ ,並利用三角恆等式可得:

$$\begin{aligned} \hat{V}_r(\psi) / \cos \phi &= A_0 + A_1 \cos \psi + B_1 \sin \psi + A_2 \cos 2\psi \\ &+ B_2 \sin 2\psi + A_3 \cos 3\psi + B_3 \sin 3\psi \\ &= \frac{1}{2} [V_M \cos(\theta_T - \theta_M)(1 + \cos \alpha_{max}) - V_T S_1 + V_R C_1 \\ &+ (2V_R C_0 + V_R C_2 - V_T S_2) \cos \psi \\ &+ (-2V_T C_0 + V_T C_2 + V_R S_2 - 2V_M \sin(\theta_T - \theta_M) \sin \alpha_{max}) \sin \psi \\ &+ (V_T S_1 + V_R C_1 + V_M \cos(\theta_T - \theta_M)(1 - \cos \alpha_{max}) \cos 2\psi \\ &+ (V_R S_1 - V_T C_1) \sin 2\psi + (V_R C_2 + V_T S_2) \cos 3\psi \\ &+ (V_R S_2 - V_T C_2) \sin 3\psi] \end{aligned} \quad (9)$$

由(9)、(10)比較係數可得:

$$A_0 = \frac{1}{2} [V_R C_1 - V_T S_1 + V_M \cos(\theta_T - \theta_M)(1 + \cos \alpha_{max})] \quad (11)$$

$$A_1 = \frac{1}{2} [2V_R C_0 + V_R C_2 - V_T S_2] \quad (12)$$

$$B_1 = \frac{1}{2} [V_T C_2 + V_R S_2 - 2V_T C_0 - 2V_M \sin(\theta_T - \theta_M) \sin \alpha_{max}] \quad (13)$$

$$A_2 = \frac{1}{2} [V_T S_1 + V_R C_1 + V_M \cos(\theta_T - \theta_M)(1 - \cos \alpha_{max})] \quad (14)$$

$$B_2 = \frac{1}{2} [V_R S_1 - V_T C_1] \quad (15)$$

$$A_3 = \frac{1}{2} [V_R C_2 + V_T S_2] \quad (16)$$

$$B_3 = \frac{1}{2} [V_R S_2 - V_T C_2] \quad (17)$$

將(11)至(17)式重新整理可得到颱風環流相關各參數與傅氏級數各係數間的關係：

$$V_M \cos(\theta_T - \theta_M) = A_0 + A_2 - V_R C_1 \quad (18)$$

$$V_T C_0 = -B_1 - B_3 + V_R S_2 - 2V_M \sin(\theta_T - \theta_M) \sin \alpha_{max} \quad (19)$$

$$V_R C_0 = A_1 + A_3 - V_R C_2 \quad (20)$$

$$V_T S_1 = A_2 - A_0 + (A_0 + A_2 - V_R C_1) \cos \alpha_{max} \quad (21)$$

$$V_T C_1 = -2B_2 + V_R S_1 \quad (22)$$

$$V_T S_2 = 2A_3 - V_R C_2 \quad (23)$$

$$V_T C_2 = -2B_3 + V_R S_2 \quad (24)$$

由於上述有12個變數，但只有7個已知，我們必須忽略高次項，以便求解。由重要性的取捨，颱風主環流（切向風場）的較高次項解析顯然具有較大意義，因此GBVTD方法現階段採取忽略颱風徑向速度高次項的作法，以便求解。假設 $V_R C_n, V_R S_n = 0$ ，當 $n \geq 1$ 時，(18)至(24)可重新寫成

$$V_M \cos(\theta_T - \theta_M) = A_0 + A_2 \quad (25)$$

$$V_T C_0 = -B_1 - B_3 - 2 \tan(\theta_T - \theta_M)(A_0 + A_2) \sin \alpha_{max} \quad (26)$$

$$V_R C_0 = A_1 + A_3 \quad (27)$$

$$V_T S_1 = A_2 - A_0 + V_M \cos(\theta_T - \theta_M) \cos \alpha_{max} \quad (28)$$

$$V_T C_1 = -2B_2 \quad (29)$$

$$V_T S_2 = 2A_3 \quad (30)$$

$$V_T C_2 = -2B_3 \quad (31)$$

(25)至(31)式中， $\tan(\theta_T - \theta_M)(A_0 + A_2) \sin \alpha_{max}$ 項之 $\theta_T - \theta_M$ 為未知。 $\theta_T - \theta_M$ 的估計，可由 $V_M \cos(\theta_T - \theta_M)$ 的估計（見3.3節）來計算求得。由於 $\sin \alpha_{max} \sim 0$ ，因此此項由估計所產生的誤差將相當小。

(25)至(31)式解出後，將導得之係數代回(7)、(8)二式中，便可求得颱風的切向風（至波數2）及軸對稱徑向風的大小。

### (3) GBVTD 方法處理程序

以GBVTD方法求取颱風風場的結構可經由下列的處理程序。首先將都卜勒風場資料由圓錐坐標(PPI)，經由雨滴終端速度的校正並忽略垂直速度的效應，且經仰角校正後內插至等高面上(CAPPI)（即 $\hat{V}_r / \cos \phi$ 項）。再由二個時間的回波分佈估計颱風的移動速度，並進而推估其平均風的速度（決定 $V_M$ ）。於等高面上扣除其平均風的效應，利用Wood and Brown (1992)的方法與回波的分佈，定出颱風中心。颱風中心決定後將未扣除平均風之CAPPI資料內插至 $\psi$ 坐標上，由GBVTD方法分別求出颱風環流的切向風場、徑向風場以及平均風的大小。資料處理程序可參見(圖8)。

## GBVTD方法 流程圖

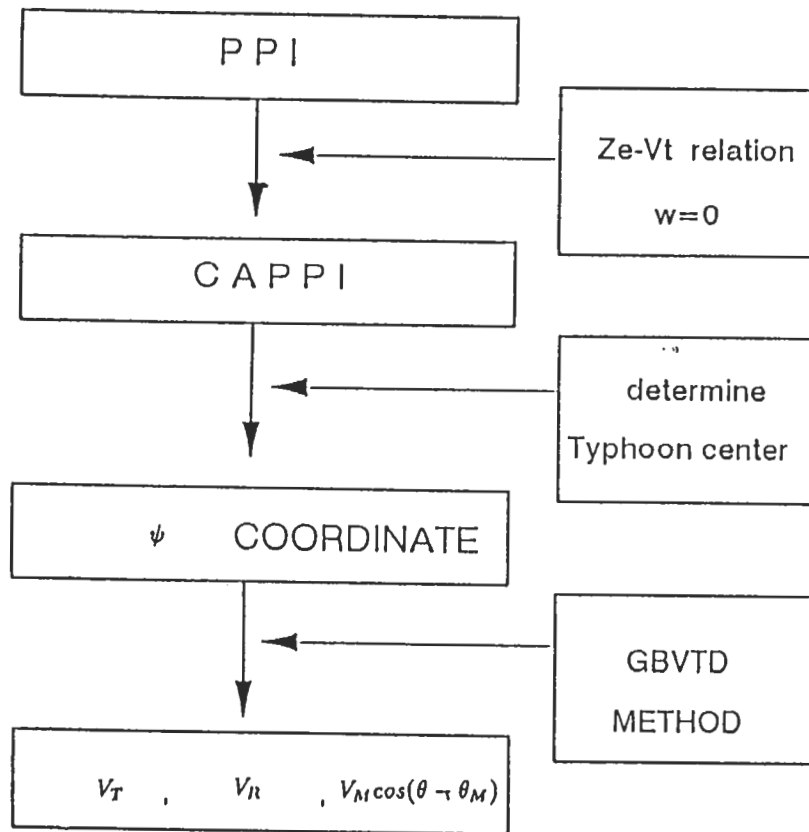


圖8 GBVTD方法處理流程。

## (4) GBVTD 方法誤差來源

若是不考慮雷達本身資料處理過程所產生的誤差,使用GBVTD方法所產生的誤差來源可分為三部份。GBVTD方法之計算均於等高面進行,必須從圓錐坐標(PPI)所測得的資料內插至等高面上(CAPPI)。經定出颱風中心後,再將資料內插至 $\psi$ 坐標上。於此過程中由於忽略垂直速度的效應及利用回波對雨滴終端速度的估計,將有誤差產生,而內插至等高面的過程亦有誤差的產生。因此第一部份誤差來源係來自資料處理與內插過程所產生。第二部份誤差來源主要來自方法本身,亦即方程式截斷誤差。由於觀測已知變數較傅氏級數展開係數為少,必須將高次項予以忽略,使得求出的颱風環流在徑向風場方面僅有軸對稱分量,而無較高次項。此種誤差,在某些情況下會變得非常嚴重。GBVTD第三部份誤差來源來自颱風中心的定位,以及相伴隨的環境平均風場的估計。雖然颱風中心的定位可從其他方法如Wood and Brown (1992)方法推估,再經由多次疊代運算測試,使其產生的誤差達到最小。但是在複雜環境條件下,如臺灣地形等因素時,颱風中

心的定位並非易事,而且颱風所在之環境平均風場的估計亦非易事,這些因素都將增加GBVTD方法使用時誤差估計的困難。

## (5) GBVTD 方法的應用

亞力士颱風於1987年7月27日清晨經過臺灣北部後,往北移動。圖9a為7月27日0947 LST中正機場都卜勒雷達觀測之2公里高度回波場。在這一段時間,亞力士颱風正好落於中正機場都卜勒天氣雷達觀測的範圍內。本文即選擇這一段時間資料進行分析。圖9a等高面回波場顯示,此時伴隨颱風之回波場分布相當對稱。移動路徑方向有新的對流在發展,在中心東南側可能因地形影響有較大範圍的雨區。下面我們將本文資料分析時間、範圍及解析度等做一說明。

- 分析時間: 1987年7月27日0917, 0932, 0947LST亞力士颱風之中正機場都卜勒風場資料。
- 分析範圍: 120 × 120公里(以颱風中心為分析範圍的中心)。
- 水平解析度: 為1公里,從半徑6公里到60公里共55圈。
- 垂直解析度: 為1公里,從高度1公里到10公里共10層。
- 傅式轉換: 於同一颱風半徑上,以90點做傅式級數展開。
- 計算時間: 於HP9000/835S, 4mips微電腦上處理一個分析時間約需10-15分鐘。

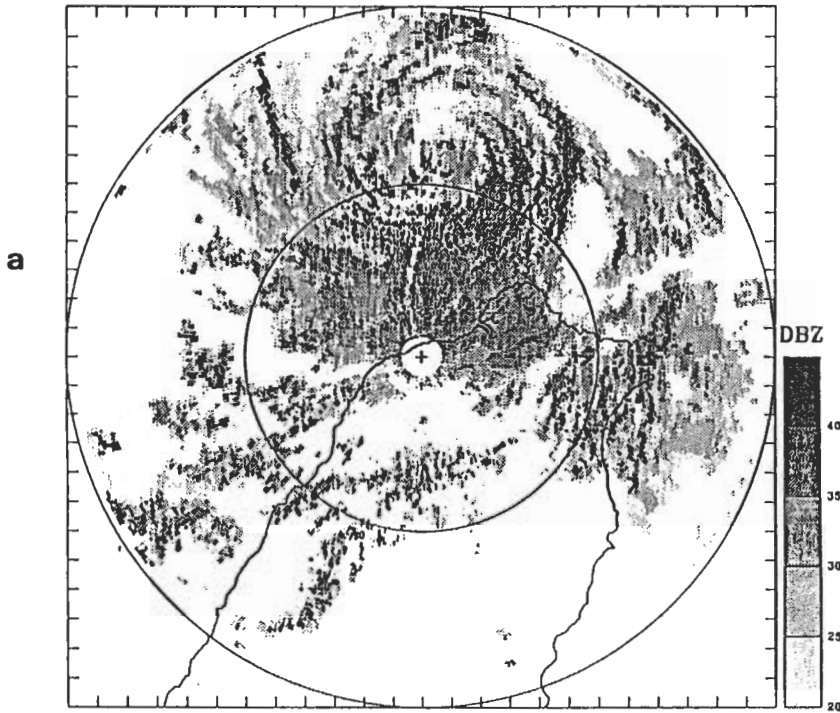
圖9b所示為本研究採用的分析範圍與2公里高度0947 LST之都卜勒速度場,颱風中心(O點)係使用Wood and Brown (1992)之方法定出。在0947 LST時,颱風中心幾乎在中正機場都卜勒雷達正北方向,距離75公里位置。由2公里高度之都卜勒速度場可見,此高度都卜勒速度零值線與估計之颱風中心位置相重複,顯示環境風場並不強,且方向可能與雷達至颱風中心所組成的向量相平行。另外颱風中心位置與都卜勒風場零值線的重複,亦顯示颱風環流之徑向風場並不顯著,因此採用本文所發展之GBVTD方法,應可獲得相當好的結果。

## 四、結果與討論

### (1) 最大相對切線速度

圖10為使用GBVTD方法計算求得之0947 LST亞力士颱風在不同高度之相對切線風場水平分布圖。同一圖中我們亦將雷達回波分佈繪出,以資比較。由圖中可見,最大相對切線風場在高度1-2公里均位於颱風移動方向的正前方,最大數值約32 m/s。此結果與Shapiro (1983)數值模擬結果頗為一致。他於模式中考慮( $\leq 5$  m/s)的移動速度,發現於邊界層頂附近,颱風將因摩擦而於颱風移動方向的前方象限出現最大的風速區、輻合區以及上升運動。我們分析的個案移動速度

ALEX TYPHOON 870727 0947 2 KM CAPP1



ALEX TYPHOON 87/07/27/0947

DOPPLER VELOCITY 2 KM CAPP1

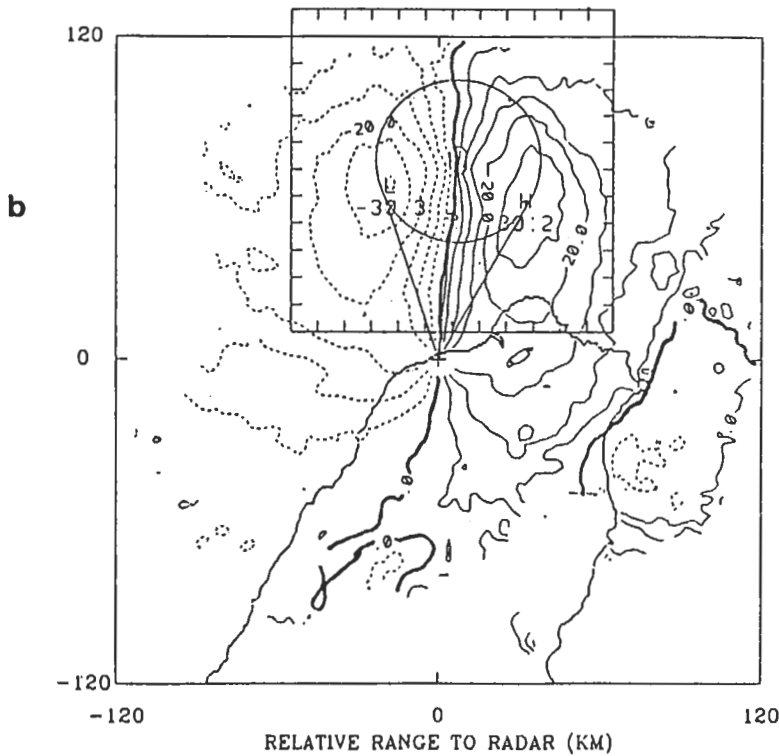


圖9 (a) 1987年7月27日0947 LST亞力士颱風高度2公里回波結構, (b) 都卜勒徑向速度結構。圖中較小正方形區域為本個案分析範圍, 其中O點為估計之颱風中心位置。

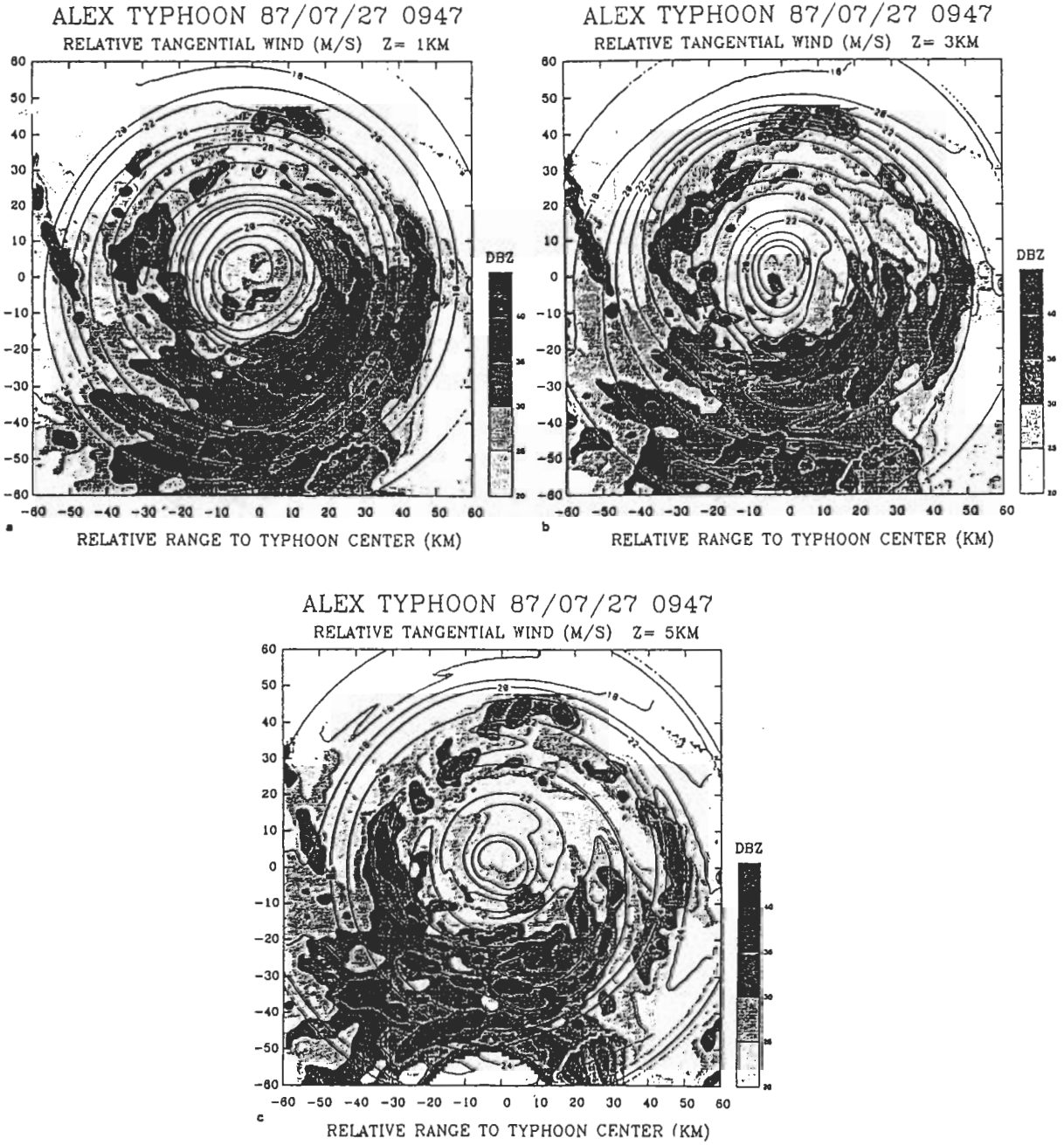


圖 10 (a) 1987年7月27日0947 LST 高度1公里亞力士颱風切線速度與回波結構圖,等值線間隔為2 m/s。 (b)同(a),但為高度3公里。 (c)同(a),但為高度5公里。

約  $5\text{ m/s}$  往北北西, 低層最大切線速度也如模式預期在正前方出現, 同時伴隨有顯著對流運動。但是值得注意的是, 此時最大範圍的回波並未出現於正前方象限, 而出現於東南象限, 此現象可能為颱風環流與台灣地形相互作用所導致。在分析時間(0917, 0932, 0947 LST 三個時間), 其相對切線風場均呈高度的軸對稱性, 此與飛機飛行高度觀測之合成分析結果一致 (Shea and Gray, 1973)。

圖 10 顯示另一有趣現象, 即最大風速區在此時有隨高度沿順時鐘方向往上風處傾斜的情形。此現象只出現於高度 1 至 3 公里, 而 5 公里以上則位於東南至南方象限。此最大風速隨高度傾斜現象可能與最大對流發生於東南象限及低層摩擦有關, 值得進一步探討。

## (2) 軸對稱切線速度分量與最大風速半徑

圖 11 為 0947 LST 軸對稱切線速度分量垂直剖面圖。圖中顯示此時低層 (1-3 公里) 最大風速約為  $28\text{ m/s}$ , 所在位置離颱風中心約 30 公里。若檢視 0917 及 0932 LST 結果, 可發現亞力士颱風的低層最大風速半徑有隨時間增大的現象, 從 0917 LST 約為 26 公里增加到 0947 LST 的 30 公里。在所有時間最大風速半徑與平均最大回波半徑皆相當一致。在 0917 LST 及 0932 LST 最大風速半徑隨高度無明顯傾斜, 但 0947 LST 時, 高度 4 公里以上則分別出現在最大風速半徑內向內傾斜及在最大風速半徑外向外傾斜的現象。此時軸對稱切線速度場呈現雙極值分布, 相對的降水回波亦有類似的情形。由回波分佈可發現在 4 公里高度以上大於 35 dBZ 以上的回波已由原 45 公里擴展至 60 公里以外。根據過去研究結果顯示一般觀測到回波向上、向外傾斜的現象 (Marks and Houze, 1987; Marks et al., 1992; Willoughby et al., 1982), 在較對稱的眼牆結構 (非螺旋結構) 情況下, 將伴隨馬鞍形雙極值速度分布。而此種分佈將導致最大風速半徑隨時間變大 (次大風速區將取代最大風速區), 使颱風強度減弱。此外, 較早觀測結果亦發現眼牆半徑的增大, 將導致最大風速的減小及中心氣壓的升高。Fortner (1958) 利用飛機的觀測資料, 首先描述了這個現象。他發現於某一時間的飛機觀測結果, 最大風速為  $90\text{ m/s}$ 、中心氣壓為 940 mb, 內圍眼牆直徑為 6 公里, 且為外圍眼牆 (28 公里) 所包圍。8 個小時之後, 內圍眼牆消失, 外圍眼牆則轉變為 16 公里, 此時最大風速降為  $44\text{ m/s}$ 。Holliday (1977) 於 Gloria 颱風 (1974) 亦發現類似的情形, 即於初始的觀測發現, 外圍眼牆及內圍眼牆分別為 56 公里及 7.5 公里, 11 小時後, 外圍眼牆變為 37 公里而內圍眼牆消失, 中心氣壓則由 937 mb 升高至 955 mb。

## (3) 軸對稱徑向速度分量

圖 12 為 0947 LST 軸對稱徑向風場垂直剖面圖。結果顯示高度 1 - 3 公里, 最大風速半徑以內為外流, 以外為內流。高度 4 - 8 公里, 最大風速半徑以內為內流, 以外主要為外流。0917 及 0932 LST 呈現了類似的情形 (圖未示)。這種低層最大風速半徑之內為外流; 之外為內流及高層呈相反配置的情形與以往的個案研究 (Marks and Houze, 1987) 結果頗為一致。此種颱風最大風速半徑外的內、外流分布, 可使颱風產生足夠的動能以抵抗摩擦的消耗, 否則颱風將因摩擦的消耗而減弱。這個過程可以軸對稱的水平動能方程來說明:



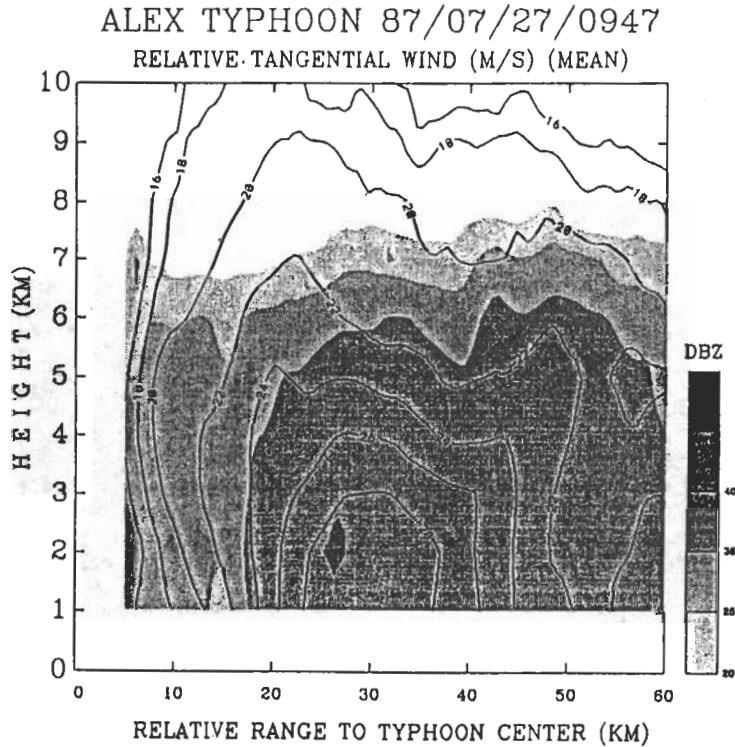


圖 11 1987年7月27日0947 LST亞力士颱風軸對稱切線風場垂直剖面分佈 ( $\overline{V_T}$ ) 與平均回波圖 (以回波因子平均), 其中速度場等值線間隔為 2 m/s, 回波場等值線間隔為 5 或 10 dBZ。

$$\frac{d}{dt} \left[ \frac{1}{2} (\overline{V_T}^2 + \overline{V_R}^2) \right] = -\overline{V_R} \frac{\partial \Phi}{\partial R} \tag{32}$$

其中  $\overline{V_T}$  及  $\overline{V_R}$  分別代表軸對稱切線速度及徑向速度分量,  $\Phi$  為重力位場。由(32)式可知, 如要使颱風水平動能增加, 則需  $-\overline{V_R} \frac{\partial \Phi}{\partial R} > 0$ 。因低層  $\frac{\partial \Phi}{\partial R} < 0$ , 故需  $\overline{V_R} < 0$ , 即向颱風中心運動之內流始得滿足。反之在高層則為向外運動。

#### (4) 軸對稱角動量

利用圓柱座標下的軸對稱水平運動方程可導出軸對稱之角動量保守方程：

$$\overline{M} = \overline{V_T} R + \frac{1}{2} f R^2 \tag{33}$$

其中  $\overline{M}$  為軸對稱角動量,  $f$  為科氏參數。在假設無摩擦及  $f$  為常數時, 空氣塊將滿足水平角動量保守。因此可由角動量的分布來判斷空氣塊的近似軌跡。圖 13 為 0947 LST 軸對稱角動量垂直剖面圖。圖中顯示, 在半徑 25 公里以內, 等角動量面均呈現幾近垂直的情形, 表示在最大風速半徑內角動量保守性相當好。而於半徑 25 公里以外高度 2 公里以下, 其等角動量則隨高度往內傾斜, 這

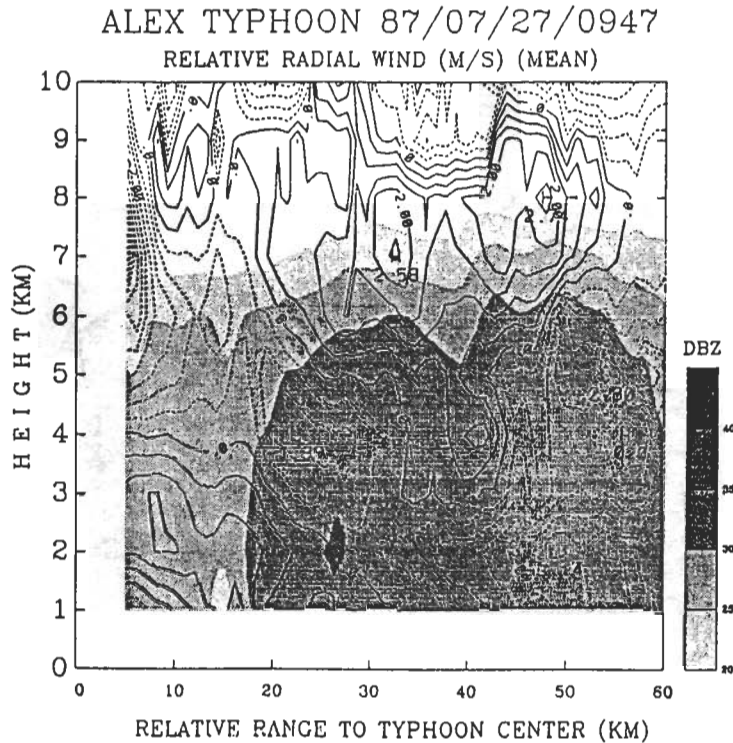


圖 12 1987年7月27日0947 LST亞力士颱風軸對稱徑向風場垂直剖面分布與平均回波圖( $\overline{V_R}$ ),等值線間隔為0.5 m/s。

結果意謂著角動量於內流層因摩擦喪失角動量。而位於2公里以上等角動量面隨高度向外傾斜。Marks et al. (1992)的觀測研究以及Emanuel (1986)的數值模擬研究亦得到相當類似的結果。他們解釋此一現象為次環流運作所造成,有利於颱風環流強度的維持。0917 LST及0932 LST(圖未示)有著類似的分佈,但最大風速半徑外的中高層角動量較0947 LST為弱,顯示颱風的最大風速半徑有逐漸往外擴張的趨勢。

### (5) 軸對稱垂直運動場

軸對稱垂直運動場可利用運動學法來求得。式(34)為圓柱座標下軸對稱之連續方程式形式

$$\overline{W} = \int_{z=0}^z \left( \frac{\partial \overline{V_R}}{\partial R} + \frac{\overline{V_R}}{R} \right) \quad (34)$$

其中 $\overline{W}$ 為高度 $Z$ 之軸對稱垂直運動場。上式中並假設空氣密度為常數。

式(34)以下邊界 $\overline{W} = 0$ 向上積分,並利用O'Brien (1970)的調整方法修正垂直速度。由於所分析的高度只到10公里,因此以此高度為上邊界,並假設上邊界垂直速度為零來處理。於0917 LST其垂直運動場的分佈(圖未示)於半徑23公里高度4公里處有一最大上升運動區,與最大風速半徑相近。於半徑50公里高度8公里附近有一下降運動區。於0932 LST(圖未示),半徑15公里至40

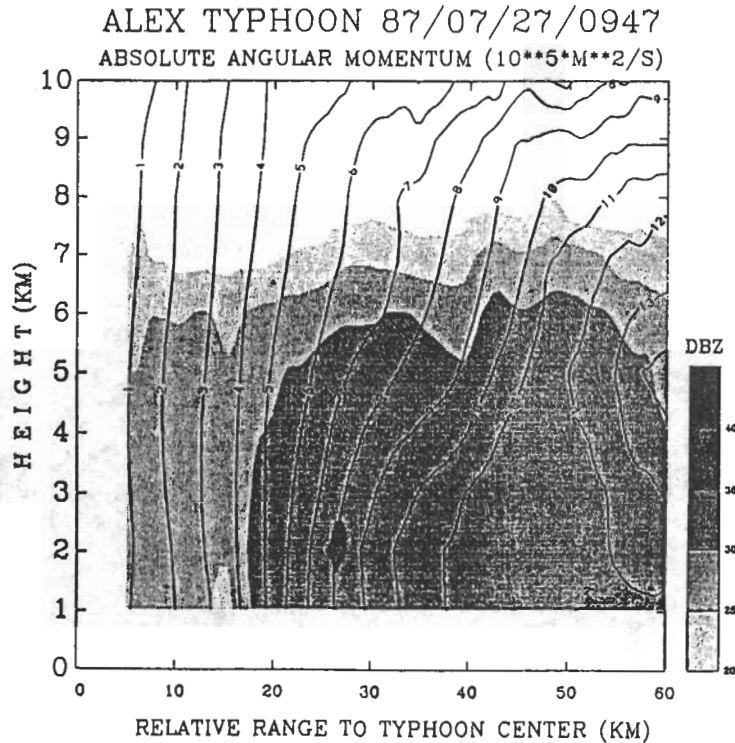


圖13 1987年7月27日0947 LST亞力士颱風軸對稱角動量垂直剖面分布( $\bar{M}$ )與平均回波圖。

公里整層為上升運動區，而約以半徑28公里為中心，此位置相近於最大風速半徑。颱風中心附近有明顯的下降運動。Smith (1980)利用颱風眼中非靜力動力效應(nonhydrostatic dynamic effect)來探討此一問題。他認為非靜力項造成的擾動壓力與浮力項不平衡時將有垂直運動的產生。不平衡的情形主要發生在颱風的暖心中心。颱風中心的擾動壓力隨高度增加而增加，導致颱風中心的補償性下降運動。圖14為0947 LST軸對稱垂直運動場的垂直剖面分布。此時垂直運動場與前二個分析時間的結果產生明顯改變。最大上升運動區分為二個區域，分別位於半徑20公里與半徑43公里高度5公里附近，而後者數值較大，約 $2 \text{ m/s}$ 。此種呈雙峰分佈的垂直速度場結構與軸對稱最大切線速度在低層最大風速半徑內向內傾斜，在之外向外傾斜的現象(參考圖11)同時產生。此結果似說明颱風強度即將減弱。因為最大上升運動區域的往外擴展，將使大部分的內流層空氣塊提前被抬升，而無法達更小的半徑。如此最大風速半徑將隨之增大，以角動量守恆觀點而言，最大的風速將因此而減小，意謂颱風強度即將減弱。

#### (6) 總合水平風場結構

為了解颱風環流加上環境風場後之總合水平風場結構，我們將近似軸對稱的颱風環流切線速度分量分析結果(圖10)加回環境之平均風場，以求得總合水平風場的分布。圖15為高度二公里

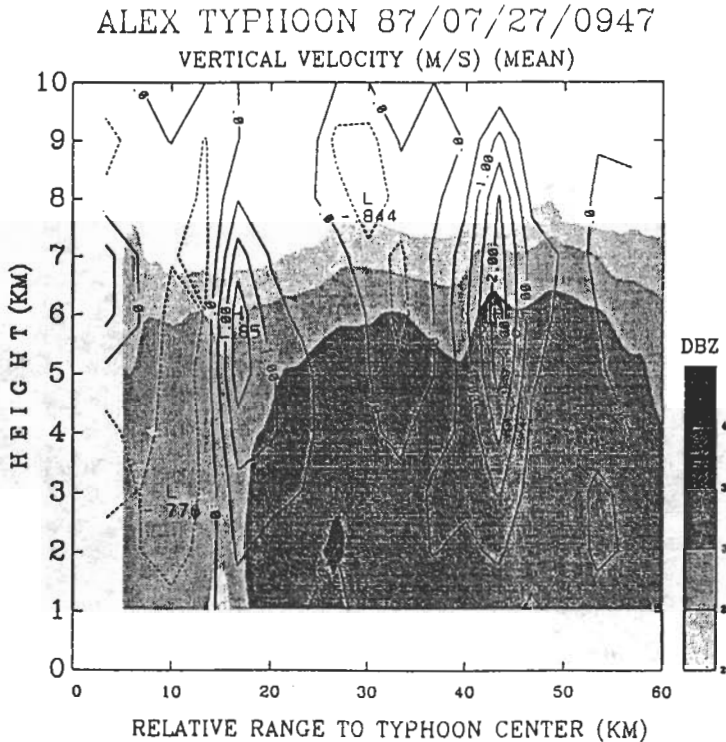


圖14 1987年7月27日0947 LST亞力士颱風軸對稱垂直計動場垂直剖面分布( $\bar{W}$ )與平均回波圖。等值線間隔為0.5 m/s,向上為正。

的總合水平風場分布。在此時環境平均風場大約為5 m/s南風。圖15可見,此時最大風速位於東北象限,即位於颱風移動方向的右前方,此與Shea and Gray (1973)及許多以往的分析結果一致。最大風速值約35 m/s,位於東北方半徑三十公里上。而同半徑的西側風速值則只有24 m/s左右,顯示了波數1的結構。若只考慮颱風本身環流時(見圖10),其結構呈現相當高的對稱性。在2公里高度由於相對最大切線風場位於颱風中心正北的方向上,而環境平均風為南風,因此合成的結果,最大風速區位於東北方。而在4公里高度(圖未示),由於相對最大切線風場位於颱風中心東方,因此總合最大水平風速區亦位於颱風中心的東方。

上述分析結果顯示環境平均風對於最大風速區、最大風速數值及風場的軸對稱性等都有著明顯的影響。因此在進行颱風環流分析時,應將環境平均風的分量儘可能地分離出來,如此才能對颱風本身的環流結構有更正確完整的認識。

## 五、總結與建議

本文利用颱風風場近似軸對稱結構特性,以單都卜勒雷達徑向風場資料,利用雷達觀測幾何關係及傅氏級數轉換,定量解析颱風內部三度空間環流中尺度結構。我們選取1987年7月27日亞力

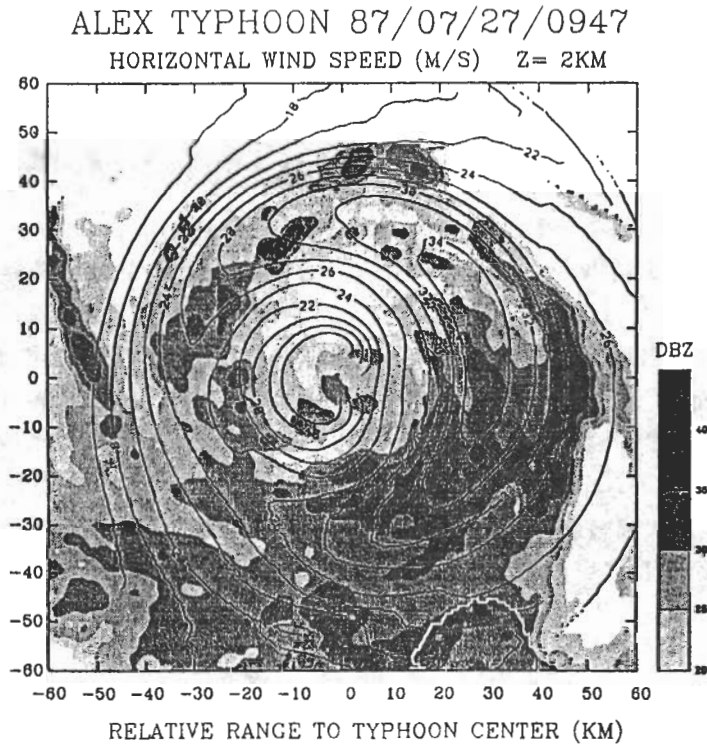


圖 15 1987年7月27日0947 LST亞力士颱風高度2公里總合水平風場與回波分布圖。

士颱風個案,利用中正機場都卜勒雷達三個連續觀測時間(0917 LST、0932 LST、0947 LST),分析亞力士颱風的中尺度環流結構特徵及變化。主要分析結果摘要如下:在分析期間,最大風速半徑由離颱風中心26公里增為30公里,且隨時間在高度分布,由無明顯傾斜轉變成為有內、外傾斜的現象。軸對稱徑向風場於低層最大風速半徑以內有外流,以外有內流,4公里以上則相反。軸對稱相對最大切線風速出現於颱風移動方向的正前方,位於1-2公里高度。最大風速區隨高度有沿順時鐘方向傾斜的現象。切線風場呈現高度軸對稱結構。最大風速半徑附近為上升運動區,颱風中心則為下沉運動。最大風速半徑以外中高層風速有隨時間增大的趨勢。最大回波半徑與最大風速半徑的位置大致相同。上述之亞力士颱風風場特徵與其他地區飛機都卜勒雷達颱風結構觀測結果頗為相近,除了顯示GBVTD方法的可適用性之外,同時亦說明颱風環流基本結構的相似性。

隨著都卜勒雷達的普遍設立,在時間及空間的解析度上,提供了較傳統觀測為高的風場及回波結構。然而現有都卜勒雷達徑向速度場分析方法,如VAD (Velocity Azimuth Display)、EVAD (Extended VAD)等,對於颱風環流中尺度結構的研究所能提供的資訊相當有限。若能以雙都卜勒雷達的分析求得真實風場當為最佳選擇,然而受限於合成區域的範圍及多山地區雷達網建立不易,因此利用單都卜勒雷達觀測資料來獲得更多的運動場特性便顯得相當迫切。VAD (Lhermitte and Atlas, 1961)、EVAD (Srivastava et al., 1986)等分析方法可從水平風場近似均質的天氣系統中獲得較多的資訊,但是對於具渦旋特性的颱風環流則無法提供更多的幫助。綜合擬雙都卜勒

析方法 (synthetic pseudo Doppler analysis) (Bluestein and Hazen, 1989) 雖於理論上可行, 但實際應用上有其困難。本文研究結果發現, GBVTD 方法展現了對於解析幾近即時颱風內部中尺度環流結構的能力。GBVTD 方法解析了颱風軸對稱與波數 1 之切線風場及軸對稱徑向風場的結構, 以及環境平均風場在各高度的分量。這些資訊是以往的分析方法所無法達成的。利用 GBVTD 方法可使我們從都卜勒徑向速度所獲得的片斷概念, 推導出較為整體的颱風環流中尺度結構特徵。

雖然 GBVTD 方法有上述的優點, 但應用上仍有其限制。綜合而言, 包括下面兩項: (1) 無法解析更高次項的徑向風場結構。因此當颱風主環流結構不明顯時, 此方法將無法適當地解析複雜的颱風結構。(2) 幾何上的限制。此方法所分析的颱風環流半徑必須小於颱風中心至雷達的距離。這同時也是都卜勒雷達觀測颱風時的一個重要限制。如考慮中正機場雷達, 以颱風最大風速半徑小於 50 公里而言, 最適合 GBVTD 方法分析的時間為颱風中心離雷達 60 公里以上。由於中正機場雷達其都卜勒模的觀測半徑僅有 120 公里, 因此適合分析的時間及區域受到很大的限制。但隨下一代都卜勒雷達 (NEXRAD) 的建立, 其都卜勒模風場觀測半徑擴增為 200 公里以上, 適合分析的時間及區域將大幅增加。由於 GBVTD 方法計算快速, 所以在適合都卜勒雷達解析的區域, 將可提供幾近即時計算之颱風環流中尺度結構的分析結果, 此功能彰顯其於颱風路徑與強度即時預報上的重要性。

## 誌謝

首先感謝兩位審查者的費心審閱並提供寶貴意見, 使本文內容得以更完整。本研究在交通部中央氣象局-國科會自然處氣象科技整合專案委託研究計畫經費支援下完成。氣象資料即時顯示與分析的功能在電腦工作站上的技術開發, 是現階段氣象預報作業不可或缺的一環。本論文即是在此目標下, 所獲得的具體研究成果。國科會提供旅費上的支援, 使本文作者之一李文兆博士得以經常參與討論及提出新的構想, 是本計畫得以成功執行的一大關鍵。最後感謝交通部民航局飛航服務總台提供雷達資料, 中央氣象局顧問王時鼎先生提供寶貴颱風資料, 以及助理梁仁弘先生精湛的排版功夫, 使本文得以順利完成。本研究部份經費支援由國科會及交通部中央氣象局提供, 計畫編號分別為 NSC82-0202-M002-159 與 CWB83-2M-13-1。

## 參考文獻

- Barnes, G. M., and K. Sieckman, and Stossmeister, 1986: The structure and decay of a rainband in Hurricane Irene (1981). *Mon. Wea. Rev.*, **43**, 2590 - 2601.
- Bluestein, H. E., and D. S. Hazen, 1989: Doppler-radar analysis of a tropical cyclone over land: Hurricane Alicia (1983) in Oklahoma. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2594 - 2611.
- Chan, J. C-J., and R. T. Williams, 1987: Analytical and numerical studies of the beta-effect in tropical cyclone motion. Part I: Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1257 - 1264.

- Dong, K., and C. J. Neumann, 1986: The relationship between tropical cyclone motion and environmental geostrophic flows. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 115 – 122.
- Emanuel, K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585 – 604.
- Fortner, L. E., 1958: Typhoon Sarah, 1956. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **39**, 633 – 639.
- Hawkins, H. F., and S. M. Imbembo, 1976: The structure of a small intense Hurricane-Inez 1966. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 418 – 422.
- Holland, R. G., 1984: Tropical cyclone motion: A comparison of theory and observation. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 68 – 75.
- Holliday, C. R., 1977: Double intensification of Typhoon Gloria, 1974. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 523 – 528.
- Ishihara, M., Z. Yanagisawa, H. Sakakibara, K. Matsuura and J. Aoyagi, 1986: Structure of a typhoon rainband observed by two Doppler radars. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **64**, 923 – 938.
- Jorgensen, D. P., 1984a: Mesoscale and convective-scale characteristics of mature hurricanes. Part I: General observation by research aircraft. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1268 – 1285.
- Jorgensen, D. P., 1984b: Mesoscale and convective-scale characteristics of mature hurricanes. Part II: Inner core structure of Hurricane Allen (1980). *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1287 – 1311.
- LaSeur, N. E., and H. F. Hawkins, 1963: An analysis of Hurricane Cleo (1958) based on data from research reconnaissance aircraft. *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 694 – 709.
- Lee, W.-C., F. D. Marks Jr., and R. E. Carbone, 1994: Velocity Track Display – A technique to extract real-time tropical cyclone circulations using a single airborne Doppler radar. *J. Atmos. and Oceanic Tech.*, **11**, 337 – 356.
- 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.
- Lhermitte, R. M., and D. Atlas, 1961: Precipitation motion by pulse Doppler radar. Preprints, Ninth Radar Meteorology Conf., Kansas City, Amer. Meteor. Soc., 218-223.
- Marks, F. D., and R. A. Houze, 1984: Airborne Doppler radar observation in Hurricane Debby. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 569-582.

- Marks, F. D., and R. A. Houze, 1987: Inner core structure of Hurricane Alicia from Doppler radar observation. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1296 – 1317.
- Marks, F. D., R. A. Houze and J. F. Gamache 1992: Dual-aircraft investigation of the inner Core of Hurricane Norbert. Part I : Kinematic structure. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 919 – 942.
- O'Brien, J. J., 1970: Alternate solutions to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 197 – 203.
- Shapiro, L. J., 1983: The asymmetric boundary-layer flow under a translating hurricane. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1984 – 1998.
- Shea, D. J., and W. M. Gray, 1973: The Hurricane's inner core region. Part I: Symmetric and asymmetric structure. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1544 – 1564.
- Smith, R. K., 1980: Tropical cyclone eye dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1227-1232.
- Srivastava, R. C., T. J. Matejka and T. J. Lorello, 1986: Doppler radar study of the trailing anvil region associated with a squall line. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 356 – 377.
- Willoughby, H. E., J. A. Clos and M. G. Shoreibah, 1982: Concentric eyes, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 395 – 411.
- Wood, V. T., and R. A. Brown, 1992: Effects of radar proximity on single-Doppler velocity signatures of axisymmetric rotation and divergence. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2798 – 2807.



## Analysis of Typhoon Circulation Using Ground Based Doppler Radar

Ben Jong-Dao Jou<sup>1</sup> Bau-Lung Chang<sup>1</sup> Wen-Chau Lee<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of Atmospheric Sciences  
National Taiwan University

<sup>2</sup>National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO

### ABSTRACT

The paper is to describe a technique (GBVTD : Ground-Based Velocity Track Display) which uses the ground-based Doppler rader data to extract the primary circulations of a typhoon in near real-time.

The preliminary results show that GBVTD method can not only resolve the tangential velocities of a typhoon but also can resolve the mean radial velocity structure. These structures have never been resolved before by using one volume of single Doppler rader data. With the real-time GBVTD products, it is possible to continuously monitor the typhoon evolution with a single ground-based Doppler rader. The ability to track the mean inflow/outflow structure can be a valuable piece of information toward forecasting the typhoon intensity.

Key Words : Doppler rader, Velocity-Track-Display technique, GBVTD(Ground-Based Velocity-Track-Display technique) method, Typhoon circulation.