

## 2004 年艾利 (Aere) 颱風之 VAD 分析

黃紹欽<sup>1</sup> 劉清煌<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 中國文化大學地學研究所

<sup>2</sup> 中國文化大學大氣科學系

### 摘 要

邊界層特性對於颱風強度及移動方向都有很大的影響，如：溼度場、風場，就現階段而言，卻往往無法確實掌握颱風之邊界層特性，尤其是在實際觀測資料較缺乏的洋面上，也使得颱風強度及路徑的預報會有相當大的困難。本研究利用 VAD (Velocity Azimuth Display) 法來探討颱風低層風場的變化。在艾利颱風的個案中，從颱風徑向風場的時間序列來看，艾利在分析時間內，低層內流會先加強，而後再減弱，最後才又建立起來，而徑向風內流的增強與強雨帶的出現有很好的一致性，本研究的結果將有助於更進一步了解颱風低邊界層之風場。  
關鍵詞：VAD、艾利颱風、切線風、徑向風

### 一、前言

西北太平洋地區為全球颱風發生頻率最高之處，平均每年約有 23.6 個颱風在此生成，而台灣恰好位於颱風必經之路徑，每年約有 3.6 個颱風會侵襲台灣，為台灣帶來很大的災害及損失，因此，颱風的預報就成為一個很重要的議題。對於侵襲陸地之颱風而言，都卜勒雷達能提供高時間、空間解析度之實際觀測資料，也成為預報人員相當倚重之工具。想要得到更真實之三維水平風場必須利用雙都卜勒雷達的技術，然而，都卜勒雷達的造價十分昂貴且一般作業之雷達網每個雷達位置間的距離很大，再加上遇到地形之阻擋，使得有效之觀測區域縮小，因此，利用單都卜勒雷達之徑向風場來反演水平風場是極為重要的方法。Lhermittle and Atlas (1961) 利用單都卜勒雷達以一固定仰角沿各方位角轉一圈，並選擇一固定之徑向距離，便可得到徑向風速和方位角的關係，而求出不同高度的水平風向、風速。Browning

and Wexler (1968) 進一步利用此種技術再對大範圍之風場特性作簡諧分析，進而求得輻散場和變形場，這就是 VAD。Lee et al. (1994) 也提出了 VTD (Velocity Track Display) 之分析技術，主要是利用颱風風場近似軸對稱的特性，使用幾何關係與傅利葉級數轉換，可獲得頗為合理的颱風結構。近來，Lee et al. (2000) 更提出了 GBVTD (Ground-Based VTD) 之分析方法，乃是利用地面雷達站資料，建立一套類似 VTD 的分析方法，另外，Marks et al. (2000) 針對 1996 年之 Fran 颶風，利用 VAD 分析水平風之垂直剖面，發現在 1 公里以下會有很強的風切，而在 400 公尺以下，風向的變化很小。李與廖 (2005) 更利用傳統的 VAD，結合雷達回波保守方程，來估計 VAD 無法直接計算之渦度場。本文的結構如下：在第二節中將會介紹本研究所使用的資料種類、特性以及研究方法。在第三節中，將會針對艾利颱風作分析，以檢視颱風登陸時，邊界層風場結構之變化。第四節為本文所得到的結果與討論。

## 二、資料來源與研究方法

### (一) VAD :

由於單都卜勒僅能測得徑向風分量，所以，必須利用單都卜勒徑向速度來反演水平風場，例如：VAD、GBVTD……等，本研究擬用 VAD 來反演大範圍的水平風場。所謂的 VAD 就是利用簡諧曲線來模擬都卜勒雷達徑向風速—方位分布的曲線，再進而求出大尺度的平均風速／風向／散度／雷達回波，本研究使用中央氣象局五分山雷達站觀測到的徑向風場資料，再利用 Browning and Wexler 在 1968 年提出的 VAD 法來求得雷達站附近在不同高度上的平均風場。五分山雷達站位於 25.073°N、121.772°E，天線所在高度為 0.776 公里，都卜勒速度之最大掃描半徑為 148 公里，解析度為 0.25 公里，五分山雷達每 6 分鐘就完成一個容積掃描 (volume scan)，仰角從 0.5° 至 19.5° 一共分為九層，分別為 0.5°、1.5°、2.4°、3.3°、4.3°、6.0°、9.9°、14.6° 以及 19.5°，並且資料以 Nexrad Level II 之格式儲存，圖 1 為 VAD 之示意圖，可推導出下列式子：

$$v_r = w \sin \theta_e + v_h \cos \theta_e \cos(\delta - \phi)$$

$$v_r = w \sin \theta_e + u \sin \phi \cos \theta_e + v \cos \phi \cos \theta_e$$

$\phi$  : 方位角

$\theta_e$  : 天線仰角

$\delta$  : 水平風向

$v_h$  : 水平風速

$w$  : 雨滴之垂直速度 (終端速度)， $w$  為負值時為下降

$d$  : 雷達到掃描範圍之水平距離

$r$  : 雷達到掃描範圍之徑向距離

先假設  $w$  為水平均勻分布且  $u$ 、 $v$  呈線性變化，因此，利用泰勒級數展開：

$$u = u_0 + \frac{\partial u}{\partial x} x + \frac{\partial u}{\partial y} y$$

$$v = v_0 + \frac{\partial v}{\partial x} x + \frac{\partial v}{\partial y} y$$

$$w = w_0 + \frac{\partial w}{\partial x} x + \frac{\partial w}{\partial y} y$$

$$x = r \cos \theta_e \sin \phi$$

$$y = r \cos \theta_e \cos \phi$$

$$z = (a_e^2 + r^2 + 2ra_e \sin \theta_e)^{1/2} - a_e \\ \approx r \sin \theta_e$$

代回  $v_r$  中可得到：

$$v_r = w_0 \sin \theta_e + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) r \cos^2 \theta_e \\ + \left( \frac{\partial w}{\partial x} r \sin \theta_e + u_0 \right) \cos \theta_e \sin \phi \\ + \left( \frac{\partial w}{\partial y} r \sin \theta_e + v_0 \right) \cos \theta_e \cos \phi \\ + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) r \cos^2 \theta_e \sin 2\phi \\ + \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial x} \right) r \cos^2 \theta_e \cos 2\phi$$

在相同徑向距離和仰角上並假設  $\frac{\partial w}{\partial x}$ 、

$\frac{\partial w}{\partial y}$  很小，所以，上式可分解成傅利葉

級數之形式：

$$v_r = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos n\phi + b_n \sin n\phi)$$

Browning and Wexler 曾經利用 VAD 對風場作簡諧分析，發現於一般情況下甚少超過兩個波動，所以，取至  $n=2$ ，忽略高次方項：

$$a_0 = \frac{1}{2} r \cos^2 \theta_e \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + w \sin \theta_e$$

$$a_1 = v_0 \cos \theta_e$$

$$b_1 = u_0 \cos \theta_e$$

$$a_2 = -\frac{1}{2} r \cos^2 \theta_e \left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

$$b_2 = \frac{1}{2} r \cos^2 \theta_e \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)$$

其中，

$a_0$ ：平均風場中之輻散度與垂直速度

$a_1$ ：平均東西風分量之投影

$a_2$ ：平均南北風分量之投影

$b_1$ ：風切變形

$b_2$ ：伸張變形

透過這幾個參數，便能求出水平風速 ( $V_h$ ) 和風向 ( $\delta$ )：

$$V_h = \frac{-(a_1^2 + b_1^2)^{1/2}}{\cos \theta_e}$$

$$\delta = \frac{\pi}{2} - \tan^{-1} \left( \frac{a_1}{b_1} \right) \rightarrow \text{當 } b_1 \text{ 為負值時}$$

$$\delta = \frac{3\pi}{2} - \tan^{-1} \left( \frac{a_1}{b_1} \right) \rightarrow \text{當 } b_1 \text{ 為正值時}$$

通常在作 VAD 分析時，會有下列兩個假設：雷達觀測範圍內的風場為均勻的、垂直速度在必須是固定的 (Browning and Wexler, 1968)，因此，VAD 並不適用於全部的颱風個案，對於非對稱性較大的個案而言，雖然也能利用 VAD 來做風場分析，但是會有很大的誤差，此外，天線仰角的誤差、大氣介質的不均勻而使電磁波產生不同折射角度……皆會影響其準確性，我們只能藉由選擇低仰角及近距離（雷達周圍 30 公里），來將這些誤差減到最小，以提升資料的可信度。

### (二) 颱風切線風與徑向風：

雖然利用 VAD 能夠得到大範圍的水平風場資料，但是，比較令人感興趣的是颱風的徑向風 (Radial Wind) 和切線風 (Tangential Wind)，因此，當求出 VAD 風場後，必須將此風場轉換成以颱風為中心的座標系統，如圖 2 所示。圖中，星號為五分山雷達站的位置，綠線為颱風中心到雷達之距離。因為雷

達資料的時間解析度相當高，每 6 分鐘就會完成一個 PPI 立體掃瞄，如果颱風中心的定位使用時間解析度較低之資料，例如：每六小時一筆資料之 JTWC 最佳路徑 (Joint Typhoon Warning Center Best-track)，在計算時必定會產生相當大之誤差，本研究所使用之颱風中心定位乃中央氣象局利用雷達定位得出，時間解析度為一小時，雷達中心定位主要是根據颱風中心之回波及雷達觀測之徑向風場綜合分析而得出，而每個立體掃瞄之颱風中心位置則由前後整點之雷達中心位置內差而得。

### 三、個案分析－艾利 (Aere)

艾利為 2004 年編號第 17 號的颱風，8 月 20 日在菲律賓東方海面上生成，圖 3 為 8 月 20 日至 25 日之地面天氣圖：艾利颱風剛生成時，颱風之近中心最大風速為  $18 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，受到太平洋副熱帶高壓之影響，颱風以每小時 29 公里的速度往北北西方前進，艾利東邊 1100 公里處為編號第 16 號之颱風－佳芭 (Chaba)，其強度與結構均較艾利完整 (圖 3a)，而在 21 日 0000UTC 時，艾利尚在逐漸加強並在太平洋副熱帶高壓導引下持續向北北西前進，艾利之強度已與佳芭不相上下，但因當時太平洋副熱帶高壓開始減弱，導引氣流不明顯，使得艾利之移動速度有減慢的趨勢 (圖 3b)，經過 24 小時後，艾利之移動速度略微加快且強度仍逐漸增強，但其北邊有一滯留鋒面存在，此鋒面使得艾利稍微偏向，轉往西北方前進，另外，值得注意的是佳芭在這 24 小時內迅速發展，近中心最大風速已達  $38 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (圖 3c)，到了 23 日 0000UTC，艾利之近中心最大風速增強到  $33 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，已達中度颱風之標準，颱風行進方向沒有太大的變化，依舊朝向西北

前進，而艾利後方之佳芭颱風，近中心最大風速已增加到  $55 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，屬於強烈颱風，且有加速向前之趨勢(圖 3d)，到了 24 日 0000UTC，颱風之外圍環流已開始影響台灣地區，台灣北部陸地首當其衝，北部山區 23 日之累積日降雨量在 40 毫米以上，中部山區亦能達到 30 毫米，此時，艾利開始以每小時 11 公里的速度轉向西方前進，而後方之佳芭也逐漸逼近艾利，兩者之距離約為 700 公里，由於佳芭之強度大於艾利且兩者距離小於 1000 公里，再加上當時環境場之導引氣流不明顯，因此，藤原效應產生向南之分量會讓艾利之路徑有逐漸往南偏移的趨勢(Lester et al., 1997)，之後，由於藤原效應，會使艾利轉往西南西移動，因此，其移動路徑也讓艾利成為北部人最懼怕之西北颱，且其颱風中心非常接近台灣北部陸地，也為台灣北部、東北部、中南部地區帶來嚴重災情，台灣北部地區 24 日之累積降雨量皆在 200 毫米以上，山區更在 400 毫米以上，在此時，近中心最大風速為  $38 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (圖 3e 及 f)。

圖 4 為 GOES9 IR1 衛星影像，JTWC Best-track 以藍色實線表示，圖 4a 為 8 月 22 日 0000UTC 之衛星影像，艾利之結構仍相當鬆散，這也是艾利不易增強之原因，主要雲系集中在沿著颱風移動方向之左側，一般而言，颱風結構在沿著颱風移動方向之右側最為完整，艾利與之不同。生成後的第三天，艾利之結構才組織起來，雲系較為完整，然而，在颱風右側仍尚未完全組織起來(圖 4b)，到了 23 日 1200UTC，颱風結構又更加完整且其外圍雲帶已開始接觸到台灣陸地(圖 4c)。8 月 24 日 0000UTC，艾利之颱風眼相當明顯，但是，過大之颱風眼反而不利於颱風之增強，但是，經過 12 小時後，眼牆處之對流雲卻發展得相當結實，可惜，因為受到地形的影響，衛星已不能看到清晰之颱風眼，眼牆處之對流雲可能是因為受到地形擠

壓而被強迫出來，在這個時間，颱風之路徑開始向西偏移，並有減速之現象，也許是因為與後方之佳芭颱風產生藤原效應所導致(圖 4d 及 e)，8 月 25 日 0000UTC 時，藤原效應使艾利路徑偏南，導致颱風中心非常接近台灣北部陸地，使颱風環流受到地形之影響加大，再加上其結構原本就不算非常完整，因此，颱風強度衰減得很快(圖 4f)。

艾利颱風在 8 月 24 日、25 日由台灣北部海面通過，颱風中心距離雷達之最近距離約 50 公里，因此，相當適合利用 VAD 來作風場反演。在本文中，分析時間為 2004 年 8 月 24 日 1600UTC 至 8 月 25 日 0400UTC，使用的資料為中央氣象局五分山雷達站之雷達資料，圖 5 即為五分山雷達之雷達中心定位，時間解析度為 1 小時。當都卜勒雷達仰角及徑向距離固定時，雷達觀測到之徑向風場在一整個圓(以雷達為中心的等間距圓)隨方位的變化大致上會呈簡諧分佈，圖 6 為徑向距離 30 公里、仰角  $1.5^\circ$  時，比較 VAD 風場及雷達觀測到的實際風場(虛線代表 VAD 之風場，實線代表五分山雷達觀測到之風場)可以發現到：經由 VAD 推算出來之水平平均風場與雷達實際觀測到的風場在相位上相當一致，由此可見，VAD 對於了解颱風登陸時的風場結構，將會是個不錯的工具。

圖 7 為 8 月 24 日五分山雷達在  $1.5^\circ$  仰角下在不同時間之回波圖，圖 8 為 24 日 1600 UTC 至 25 日 0400UTC 雷達回波隨高度變化之時間序列。圖 7a 是 8 月 24 日 1159UTC 之雷達回波圖，可以看到颱風之雨帶已經移入台灣，北部地區之回波皆在 30dBZ 以上，且能看到颱風眼相當大，經過三小時後，較大之回波值出現在颱風眼右側，且其颱風眼已非正圓，最大回波值出現於颱風眼之尖角處(圖 7b)，另外，從 VAD 獲得之平均雷達回波時間序列也可以看出颱風慢慢接近陸地時，平均雷達回波分布相當均勻，皆在 30dBZ 左右，

直到 24 日 1838UTC，平均雷達回波值忽然增強，約為 40~45dBZ(圖 8)，圖 7c 即為 1838UTC 之 PPI 立體掃描，五分山雷達站附近之雷達回波很大，幾乎都在 35dBZ 以上，由此可看出強回波出現在沿颱風路徑之左側，顯示出在此處有利於對流發展，此強回波經過後，亦能由圖 8 中能清楚地發現其平均雷達回波值也降至 25~35dBZ，也代表雨帶暫時移出，到了 24 日 2330UTC，平均雷達回波又突然提高到 40dBZ 以上，圖 7d 也顯示艾利之強回波區又抵達台灣北部陸地，使得雷達回波值增加，此外，從圖 7b、c 及 d 可以發現一個共同點：若颱風眼為非正圓，那麼，最大回波常會分布在較尖銳處，而在這段時間後，隨著颱風中心遠離台灣，平均雷達回波值也慢慢下降到 25dBZ 以下。圖 9 為經過 VAD 分析後，計算出來的平均水平風向、風速，風向隨時間的變化相當穩定：24 日 1600UTC 時，1.5 公里以下為偏西北風，2 公里以上則為偏北風；到了 24 日 2300UTC，1 公里以下漸漸轉為西南風，2 公里以上為西風，此時，颱風中心位於五分山雷達站西北方，而後，隨著颱風中心遠離，南風分量逐漸增強，並向上發展，到了 25 日 0230UTC 時，2 公里以下皆為南風。風速隨高度的變化情形則為：在 1 公里以下，風速受摩擦力的影響較大，所以風速較小，而後隨著高度的增加而增加，在 1.5~2 公里會達到最大，而後又開始減小，這與 Shea and Gray (1973) 得到的結果相同，當颱風中心開始遠離，從 24 日 2300UTC 起，平均水平風速亦慢慢減弱。

對於颱風而言，了解颱風之徑向風與切線風的變化情形是較重要的課題，因此，在計算出 VAD 風場後，要再作座標轉換，轉換成以颱風為中心，由於雷達的解析度為六分鐘，所以，需要較高時間解析度的雷達中心定位，吾人曾經使用時間解析度為六小時之 JTWC Best-Track 颱風中心定位來做運

算，但是，得到的結果相當不理想。圖 10 為徑向風場之時間序列，若是颱風之徑向風場小於 0，代表內流，反之，則為外流。在 2 公里以上，除了 25 日 0300UTC~0400UTC 為內流的情況，其餘時間皆為外流，而 2 公里以下的變化就比較大了，從 24 日 1600UTC 開始，內流會先逐漸減弱，但 1800UTC 後，內流逐漸增強並向上發展，在 24 日 2000UTC 達到最強，內流之區域亦可達到 2 公里處，之後，內流稍微減弱，到了 2300UTC，內流才又重新建立，但是在 25 日 0200UTC~0400 UTC 之間的內流乃是由於颱風中心已經遠離，雷達觀測到外圍環流的部份，作過座標轉換之後，對颱風而言才有可能是內流的情形。由徑向風之時間序列來看，徑向風的變化並無明顯的規律性，與雨帶的移入有較密切之關聯，對照圖 8，亦可發現較大之徑向風發生於較大回波周圍，此徑向風的增強顯然與強回波的出現有很好的的一致性。圖 11 為颱風切線風之時間序列，颱風之切線風大於 0，代表颱風為逆時旋轉，且其數值愈大，旋轉愈快。在 VAD 分析這段期間，切線風皆為正值，且其垂直剖面與水平風速相似，最大切線風分佈在 1.5~2 公里間，1 公里以下之切線風會隨著颱風中心接近陸地而逐漸減弱，這是颱風環流受到地形摩擦後產生的減速，此外，最大切線風之高度亦會隨著颱風中心接近而提高，這也是受到地形的影響。隨著颱風中心遠離，颱風之切線風也逐漸減弱。從圖 8 中可以知道在 2300UTC 時，平均雷達回波有突然增強的情形，因此，選取 8 月 24 日 2255UTC 這個時間，作更進一步之討論，圖 12 分別為徑向風(實線)、切線風(虛線)及回波值(點虛線)三種特徵值的垂直剖面，從雷達回波來看，隨著高度的變化很小，都差不多在 40dBZ 左右；從切線風來看，在 1.95 公里處出現最大值  $32.9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，而較大的切線風大多出現在 1.2~2.3

公里之間；從徑向風來看，在低層為內流的情形，最大內流出現在 0.8 公里左右約為  $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，從內流轉變成外流的高度約在 1.9 公里，也正好是最大切線風出現之處。

#### 四、討論與結論

本文選取的個案為 2004 年 8 月 24 日艾利颱風侵台時期，從過去的研究發現，颱風的風場分佈大致決定了颱風移動的方向 (Holland, 1984; 周等, 1994)，也決定其強度的大小，因此，透過 VAD 之分析能夠得到颱風風場之轉變，對於颱風強度及移動方向較容易掌握。從 VAD 估計出艾利颱風之平均水平風向、風速 (圖 9) 來看，可以發現，當颱風中心愈來愈接近，南風分量會逐漸增強，並向上發展，最大風速區則在 1.5~2 公里間。進一步計算艾利之徑向風場 (圖 10) 及切線風場 (圖 11)，最大切線風亦分佈在 1.5~2 公里間且隨著颱風中心接近台灣而提高，這很明顯是受到地形的影響，本研究得到之結果與 Shea and Gary(1973)相同；從徑向風來看，2 公里以下之內流會先加強，而後又逐漸減弱，持續一段時間後，內流才又重新建立起來，並逐漸加強、變厚，所以，當颱風環流受到地形的影響時，徑向風之變化與雨帶是否移入有較大之關聯，雨帶移入會使低層之內流減弱，而最大內流則多分布在較大回波值附近，Marks, Dodge, and Sandin(2000)曾對 1996 年的 Fran 颶風做 VAD 分析，亦發現強回波與切線風以及徑向風之間的關係：最大切線風與強回波之分布相當吻合，而最大內流徑向風則是出現在強回波附近，此最大內流也暗示有較深厚之輻合在雨帶周圍發生，本文針對艾利颱風做 VAD 分析，所得到之結果與其相同，顯示此方法

對於了解颱風之低層風場結構有相當大的助益。由於颱風中心定位上之誤差，再加上不易獲得準確之颱風移動方向、移動速度，所以，在計算颱風之徑向風場及切線風場時會有其誤差存在，因此，期望未來能有更好之資料，來改善徑向風場及切線風場之誤差。

當颱風出生成之時，衛星資料能夠彌補洋面上資料不足的缺點，而當颱風接近陸地時，都卜勒雷達高時間解析度之觀測對於颱風風場結構能提供更好的資料，然而，五分山雷達的掃描範圍有限且其位於 0.776 公里的高度，較不容易得到更低層之風場，未來，希望能從 GPS Dropsondes 的資料來補足此一方面的缺點，因此，若能結合衛星、投落送以及雷達這三種資料，能把颱風從剛生成到侵襲台灣這段期間的風場結構連貫在一起，期望此方法能進一步增加我們對於侵台颱風之強度、風場結構特徵以及移動方向的了解。

#### 致謝

本研究在國家科學委員會計畫 NSC93-2111-M-034-004-AP1 及 NSC94-2111-M-034-004-AP1 經費支助完成，而研究中所使用之電腦設備由中國文化大學大氣科學系提供；所使用之雷達及衛星資料取自於中央氣象局，而雷達中心定位則由中央氣象局預報中心呂國臣課長提供，在此一併致謝。

#### 參考文獻

- 李正紀與廖宇慶，2005：使用 VAD 方法及雷達回波資料估計大氣垂直渦度剖線。大氣科學，33，321-340。
- 周仲島，張保亮，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，22，163-188。

林怡平與劉清煌，2001：2000 年象神颱風之研究。氣象預報與分析，167，1-22

楊健生，魏運寶，1991：單一都卜勒雷達鋒面之即時觀測-VAD 方法的應用。大氣科學，19，19-32。

Browning, K. A. and R.Wexler, 1968: The Determination of Kinematic Properties of a Wind Field Using Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, 7, 105-113.

Holland, R. G., 1984: Tropical Cyclone motion: A Comparison of Theory and Observation. *J. Atmos. Sci.*, 41, 68-75

Lee, W.-C., B. J.-D. Jou, P.-L. Chang, and S.-M. Deng, 2000: Tropical Cyclone Kinematic Structure Retrieved from Single-Doppler Radar Observations. Part II: The GBVTD-Simplex Center Finding Algorithm. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 1925-1936

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.

Lester E. Carr III, Mark A. Boothe and Russell L. Elsberry, 1997: Observational Evidence for Alternate Modes of Track-Altering Binary Tropical Cyclone Scenarios. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2094-2111.

Lhermittle, R. M. and D. Atlas, 1961: Precipitation Motion by Pulse Doppler Radar. Preprints 9th Radar Meteor Conf. Amer. Meteor. Soci., Kansas City, 218-223.

Marks, F. D. Jr., and R. A. Houze, Jr., 1987: Inner Core Structure of Hurricane Alicia from Airborne Doppler Radar Observations. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1296-1317.

Marks, F. D. Jr., Peter Dodge, and Carl Sandin, 2000: WSR-88D Observations of Hurricane Atmospheric Boundary Layer Structure at Landfall. (Personal note)

Shea, D. J., and W. M. Gary, 1973: The Hurricane's Inner Core Region. Part I: Symmetric and Asymmetric structure. *J. Atmos. Sci.*, 30, 1544-1564.

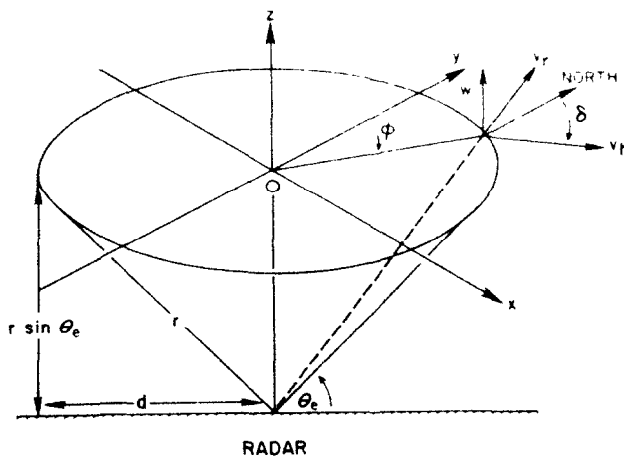
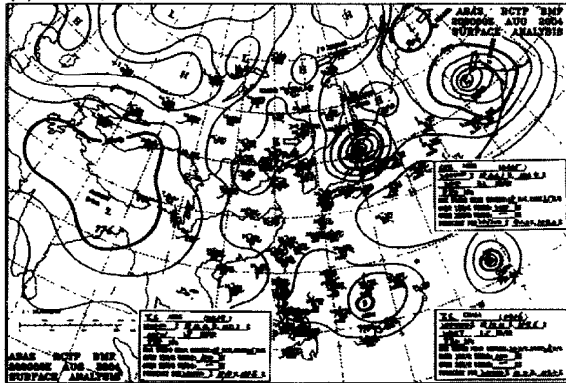


圖 1 VAD 方法幾何關係圖。

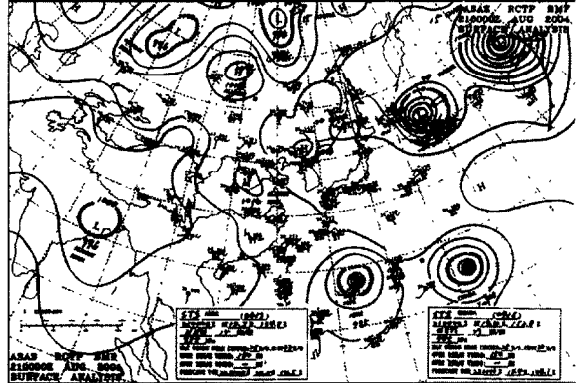


圖 2 颱風徑向風場／切線風場與 VAD 風場之關係圖，黑色星號為五分山雷達站的位置，綠線為颱風中心到雷達之距離。

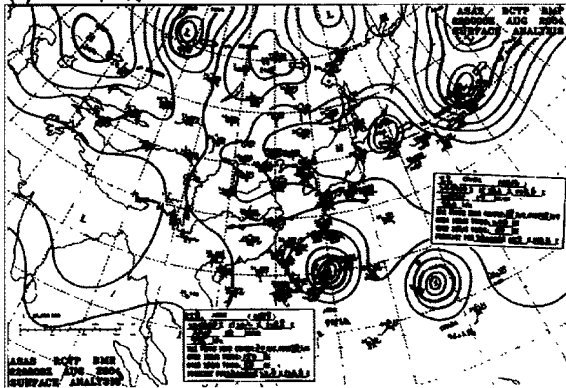
(a) 2004年8月20日 0000UTC



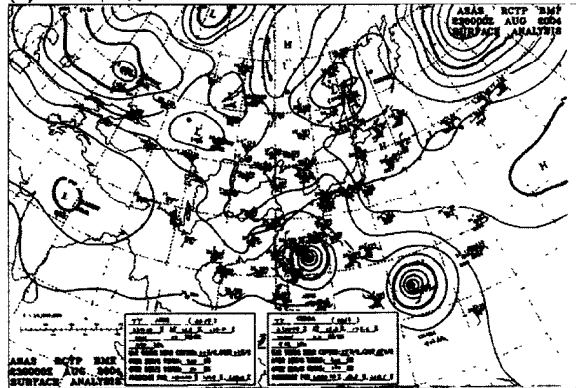
(b) 2004年8月21日 0000UTC



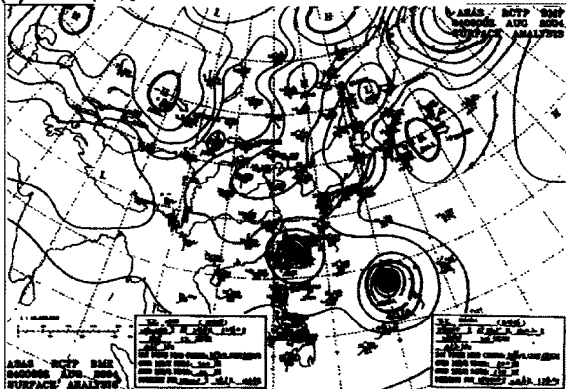
(c) 2004年8月22日 0000UTC



(d) 2004年8月23日 0000UTC



(e) 2004年8月24日 0000UTC



(f) 2004年8月25日 0000UTC

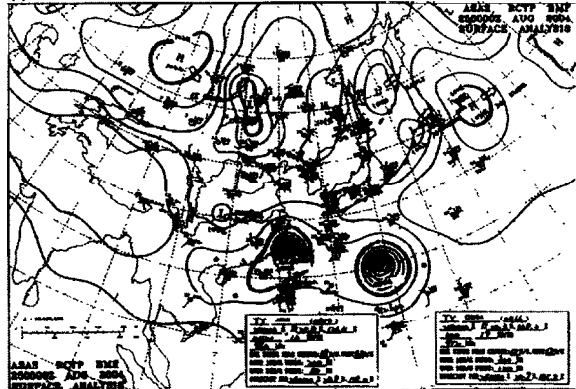


圖 3 2004年8月20日~25日 0000UTC 之地面天氣圖。



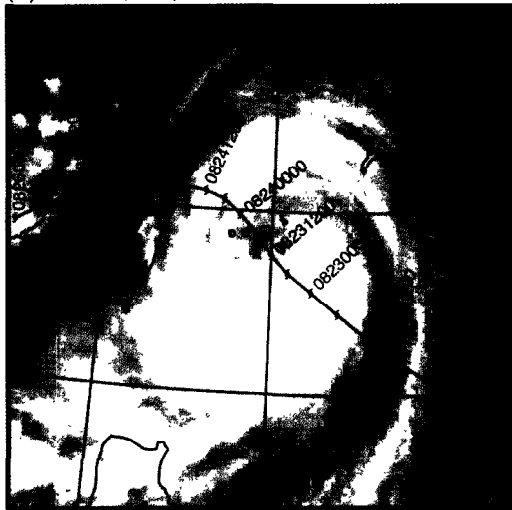
(a) 2004 年 8 月 22 日 0000UTC



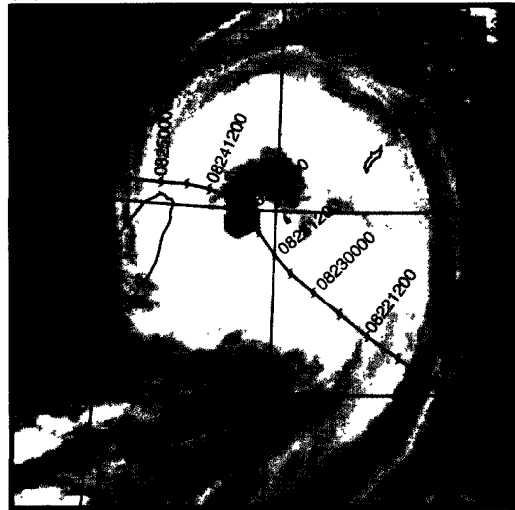
(b) 2004 年 8 月 23 日 0000UTC



(c) 2004 年 8 月 23 日 1200UTC



(d) 2004 年 8 月 24 日 0000UTC



(e) 2004 年 8 月 24 日 1200UTC



(f) 2004 年 8 月 25 日 0000UTC

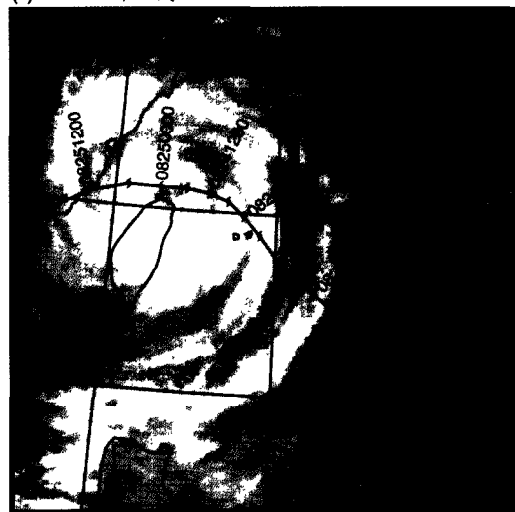


圖 4 GOES9 之紅外線(IR1)衛星影像，JTWC Best-track 以藍色實線表示。

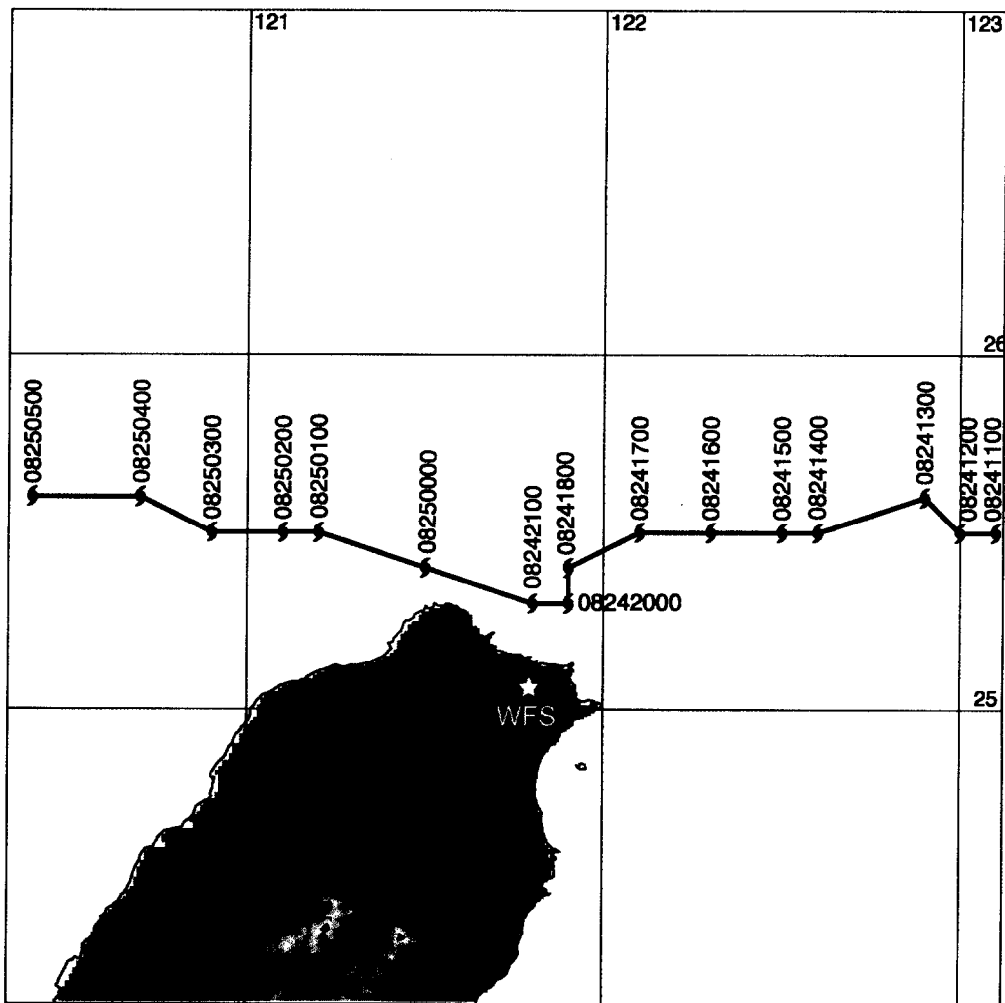


圖 5 五分山雷達每小時之艾利颱風中心定位。

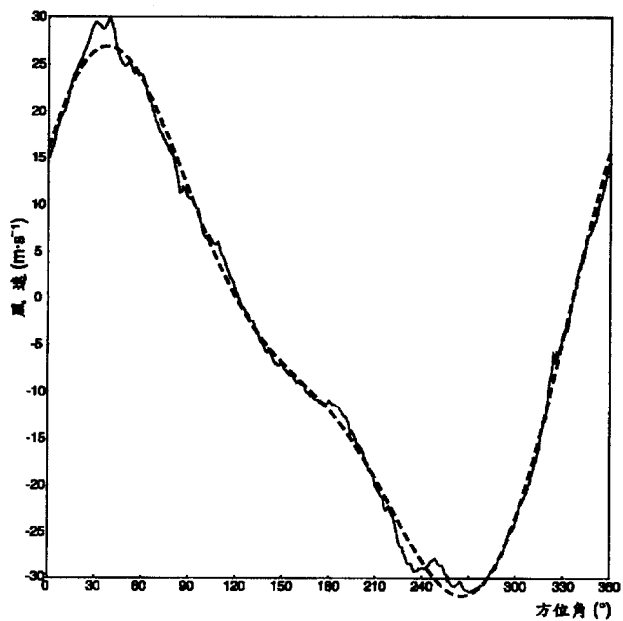


圖 6 VAD 反演出之徑向風場與五分山觀測到之徑向風場。實線代表五分山雷達觀測到之風場，虛線代表 VAD 之風場。

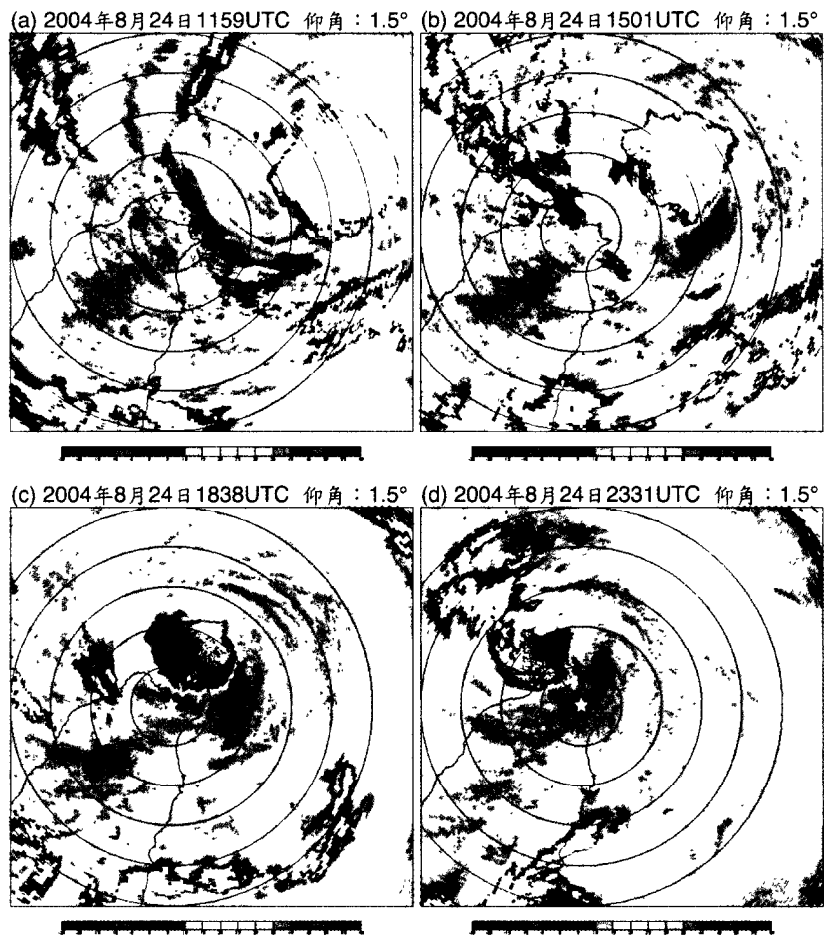


圖 7 1.5°仰角之五分山雷達回波圖，白色星號為五分山雷達站之位置，圈距分別為 30、60、90、120 及 150 公里。

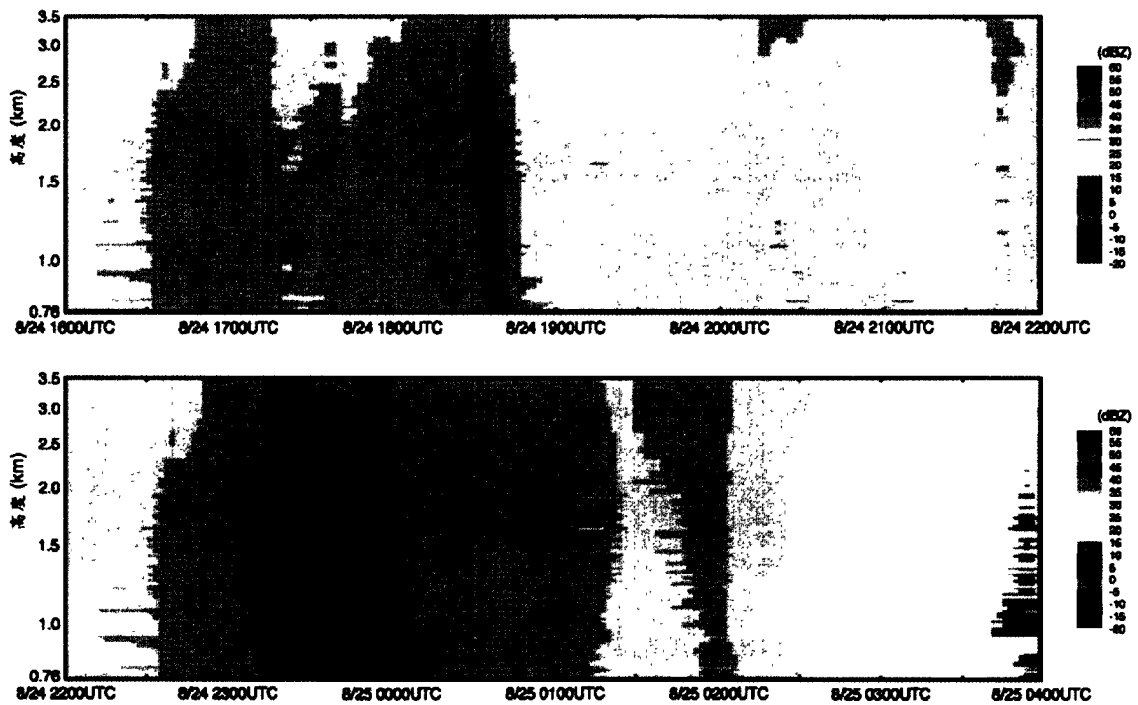


圖 8 艾利颱風之平均雷達回波隨高度變化之時間序列。

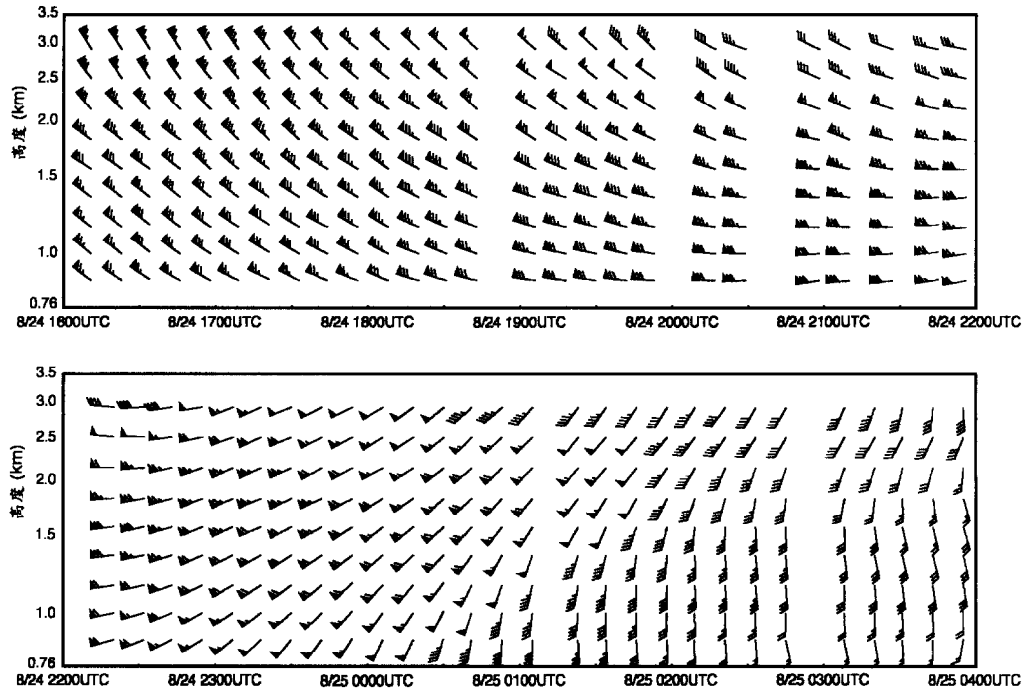


圖 9 利用 VAD 反演所得到之水平風場時間序列，風速半桿代表 5KTS，長桿為 10KTS，黑色三角形則為 50KTS。

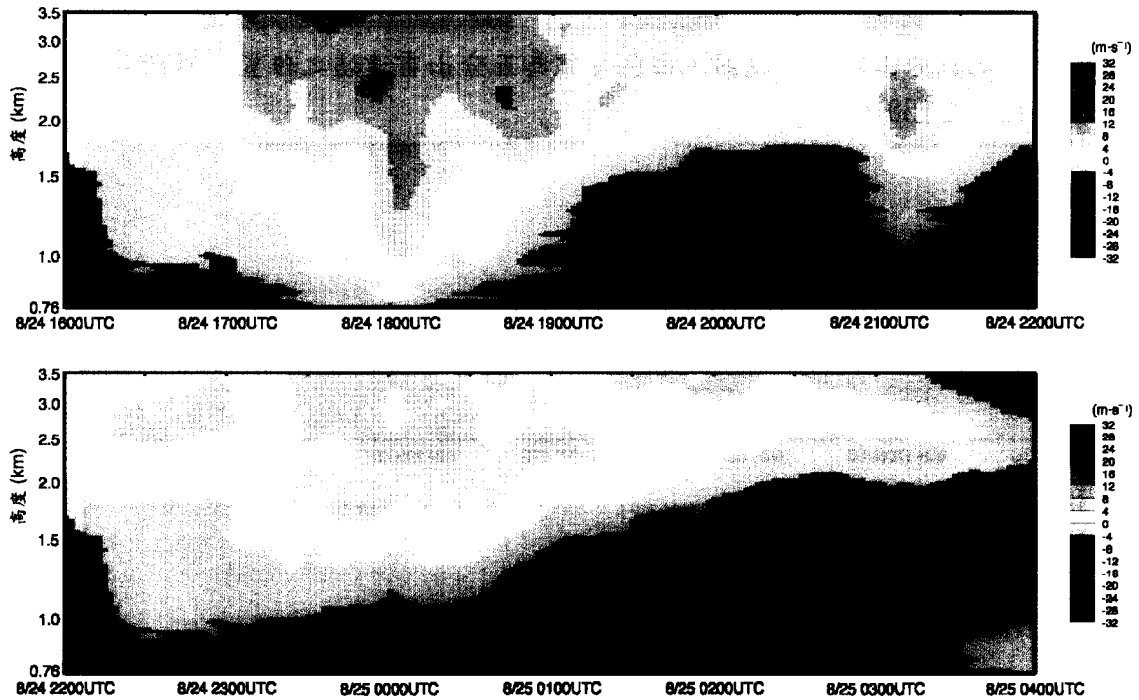


圖 10 艾利颱風徑向風場隨高度變化之時間序列。

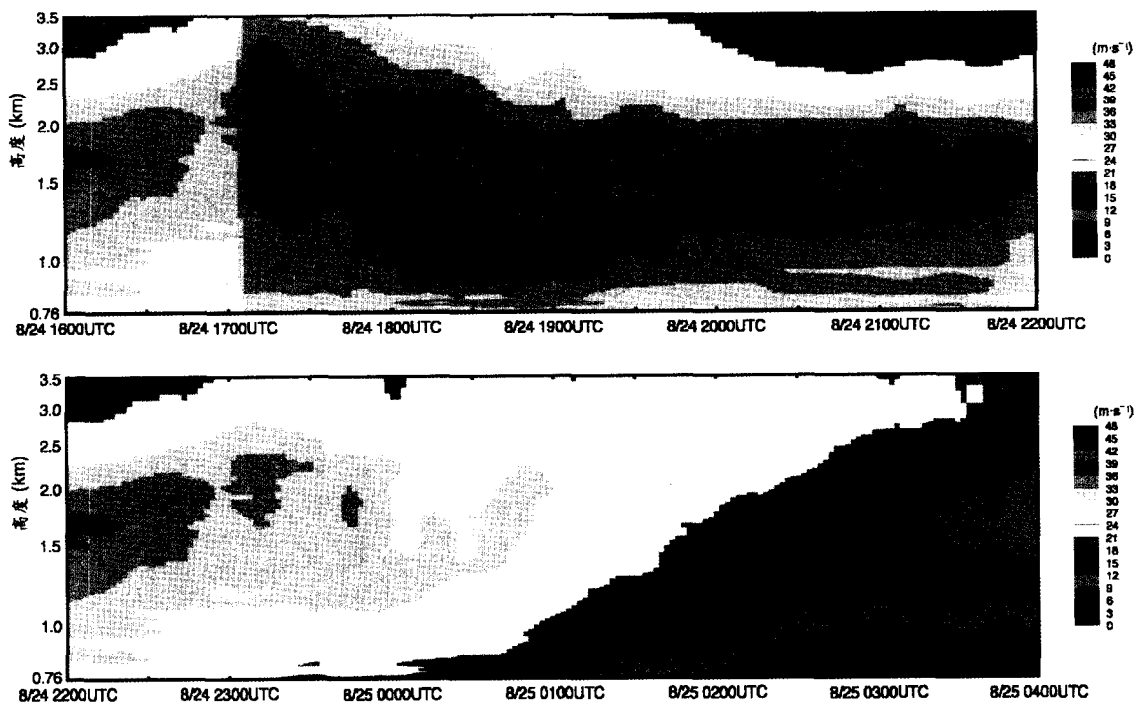


圖 11 艾利颱風切向風場隨高度變化之時間序列。

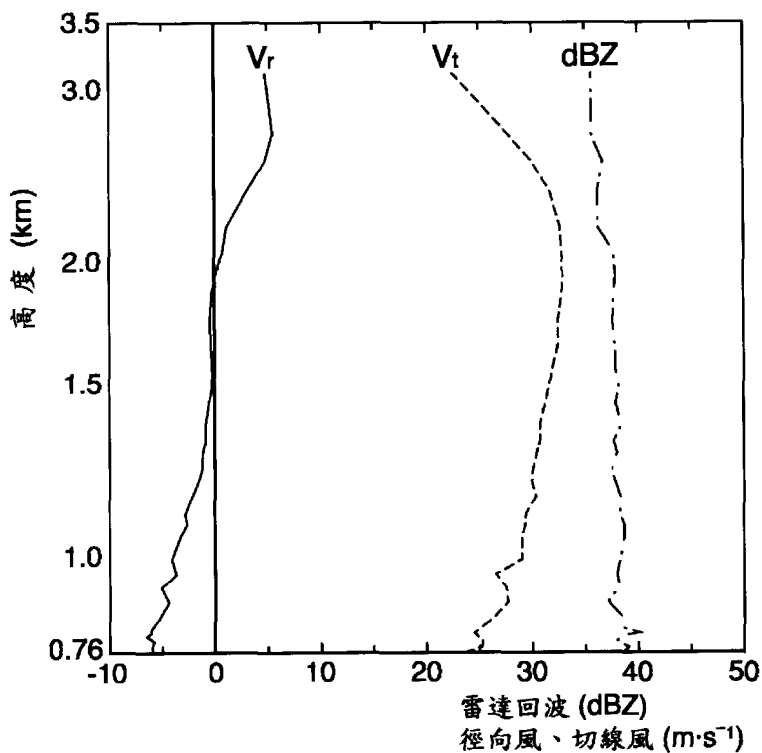


圖 12 8 月 24 日 2255UTC 徑向風、切線風及回波值之垂直剖面。實線為徑向風( $V_r$ )，虛線為切線風( $V_t$ )，點虛線為雷達回波(dBZ)。