

利用雙偏極化雷達觀測參數反求雨滴粒徑分佈及估計降雨率之研究

紀博庭 陳台琦 呂崇華

中央大學大氣物理研究所

摘要

台灣地區近年來飽受颱風豪雨肆虐，因此在防災、救災及洪水預報系統均以提高準確的雨量估計為其目標。而雙偏極化雷達觀測除了可以在三維空間中，測量水滴大小、扁平度、粒子個數分佈等雨滴譜儀參數外，並且提供不受地形影響之電磁波相位資料，藉由觀測到雨滴粒徑分佈的特徵，達到更準確估算雨量的目標。

本文從介紹雙偏極化雷達各參數的物理意義進而提供各估算降雨的方法；由雙偏極化雷達的 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 三參數中的兩參數反演雨滴粒徑分佈，並推算降雨率，比較結果顯示使用 K_{DP} 組合的雨滴粒徑分佈反演法，在估算降雨率的定量上表現最好。

關鍵詞：雙偏極化雷達、雨滴粒徑分佈

一、前言

為提升國際氣象雷達之研究，許多國家於1990年左右開始致力於發展雙偏極化雷達的研究，近年來世界先進國家已逐漸推動將研究用之雙偏極化都卜勒雷達應用於天氣觀測與預報的實際作業中。

由於過去都卜勒雷達觀測僅能利用測量回波場以及風場來研究雨雲內部的現象，而雙偏極化雷達則藉由發射兩個方向的偏極化電磁波及不同的訊號處理方式得到較多種的參數，用以探測雨雲中關於降水粒子大小、形狀、相位、空間上的翻滾等特性，藉以解釋更多像是冰晶、雪花、小雨滴、大雨滴與雲等在降水系統中分布的資訊。

使用氣象雷達做大面積的降水估計已有數十年之歷史，但在定量降水估計的準確度方面仍有待改進，此乃因一般氣象作業用之雷達只能用單一偏極化的電磁波來估計降水，準確度深受雨滴粒徑變化所影響，此為主要誤差來源。雙偏極化雷達的特點在於它能同時發射水平及垂直偏極化的電磁波來做

觀測，因此能獲得雨滴在解析體積內的統計資訊，例如：大小和形狀，在降雨估計方面自然能有所改善。本研究利用中央大學之C-Band 雙偏極化雷達資料嘗試反演雨滴粒徑分佈，希望能藉由較準確的資訊來改善降雨率的估計，並做降雨估計法的探討。

二、資料來源與觀測儀器

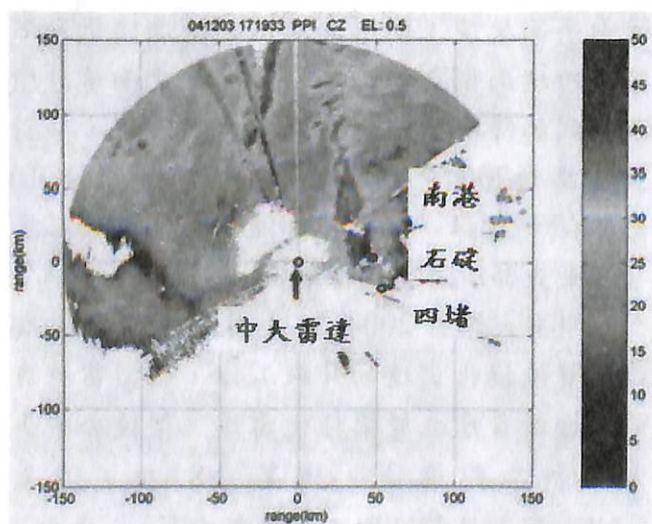
本研究使用中央大學C-Band線性雙偏極化都卜勒雷達來做觀測並做雨滴粒徑分佈和降雨率的反演，使用南港站的雨滴譜儀和石碇、四堵兩個自動雨量站的傾斗式雨量計所觀測到的降雨率作為降雨估計的驗證，分析個案為受2004年冬颱風南瑪都(NANMADOL)影響在

台灣東北部所產生的降水。

中央大學於2004年11月底完成C-Band線性雙偏極化雷達的升級工作，此型雷達目前為台灣首座之雙偏極化雷達，架設於中央大學科二館樓頂，標高188m，波長5.3125cm。目前可觀測的參數有 Z_H 、 Z_{DR} 、 Ψ_{DP} (total differential propagation phase shift)

、 SW (spectral width)、 V_r (radial wind)以及 ρ_{hv} (correlation coefficient)。在個案分析期間，雷達以 150km 為掃瞄範圍，距離解析度為 250m，使用低仰角掃瞄策略，掃瞄仰角分別 0.5° 、 1° 、 2° 、 3° 、 4° 及 5° ，完成一次體積掃瞄(volume scan)約需三分五十秒。研究中雨滴粒徑分佈和降雨率的反演皆採用中大雷達的資料。

個案分析期間強降水主要產生在雷達東北方，因此在雨滴譜儀的部分使用了南港站一維雨滴譜儀的資料。降雨率的驗證部分，除了南港站外，也挑選了石碇、四堵兩個自動雨量站，利用傾斗式雨量計做四分鐘的平均降雨率來做比較，挑選這兩個雨量站時有幾個考量：1.兩個自動雨量站在觀測期間的累積雨量皆超過100mm，可以比較降雨估計法在強降水時的反演結果。2.雨量站的位置靠近雷達，四堵站距雷達 56.5km，石碇站距雷達 47.6km，雷達用 0.5° 仰角的掃瞄資料計算降雨率就能和兩個雨量站做比對，雷達的觀測區和雨量站的最大高度落差在 408m 以內，這可以減少雷達和雨量計的採樣落差。3.各站不相鄰，即採集的雨滴樣本獨立。4.避掉選取處在地形以及訊號雜亂不連續的區域中的測站。兩個自動雨量站是依照上述四個原則所挑選出來的，從圖(一)可看到雷達和雨量站的相對位置，座標軸中心點的黑色圓圈代表中大雷達位置，右邊另外三個黑色圓圈由北而南分別代表南港、石碇和四堵這三個雨量站的位置。



(圖一：2005/12/04 01:19(LST)的PPI圖，掃瞄仰角為 0.5° ，色標值代表回波值大小。)

三、雙偏極化雷達參數之介紹

雙偏極化雷達能同時發射水平和垂直偏極化方向的電磁波來做觀測，因此除了擁有原本都卜勒雷達能觀測的水平偏極化回波此參數外，還可得到水平和垂直兩不同偏極化方向回波的比值以及相位差的資訊，本章介紹降雨估計時會使用到的五個偏極化參數，包括回波、差異反射率、差異相位差、比差異相位差以及相關係數。

3.1 回波 (reflectivity factor ;Z)

根據雷達方程式(Battan 1973)，雷達接收到水象粒子所反射回來的平均電磁波功率，可表示成：

$$\bar{P}_r = \frac{C}{r^2} \times \frac{\lambda^4}{\pi^5} \int_{D_{min}}^{D_{max}} \sigma(D_{eq}) N(D_{eq}) dD_{eq} ;$$

$$C \equiv \frac{\pi^3 P_t G^2 \theta \phi \tau c_0}{16 \times 64 \lambda^2 \ln 2} \quad (3.1)$$

其中 P_t 為雷達發射電磁波的功率， λ 為電磁波波長， G 為天線增益， θ 、 ψ 分別為水平、垂直波束寬角， D_{eq} 為水象粒子的等效粒徑 (equivolume diameter)， D_{max} 為最大水象粒子的等效粒徑， D_{min} 為最小水象粒子的等效粒徑， σ 為水象粒子的反散射截面 (backscattering cross section)， r 為水象粒子到雷達的距離，對同一雷達而言， C 為常數， $N(D)$ 為雨滴粒徑分佈函數。由(3.1)式可得：

$$\bar{P}_r = \frac{C|K|^2}{r^2} \times \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_{D_{min}}^{D_{max}} \sigma(D_{eq}) N(D_{eq}) dD_{eq} \equiv \frac{C|K|^2}{r^2} Z \quad (3.2)$$

$$Z = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_{D_{min}}^{D_{max}} \sigma(D_{eq}) N(D_{eq}) dD_{eq} \quad (3.3)$$

其中 $|K|^2 = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}$ 為水象粒子的介電因子 (dielectric factor)，液態水的介電因子 $|K_w|^2$ 約為 0.928，冰粒子的介電因子 $|K_i|^2$ 約為 0.197，

m 為水象粒子的複數折射率，和電磁波波長以及水象粒子的溫度有關，當波長為 5.3125cm、水象粒子為溫度 20°C 的液態水時， $m^2 = 72.452 + j22.895$ ，算法可參照 Ray(1972)。(3.3)式中的 Z 為反射率因子 (reflectivity factor)，即我們一般所稱的回波。

因為 \bar{P}_r 、 C 、 r 為雷達可得之觀測量，由(3.2)式可知，若要得到 Z 值，則必須先知道 $|K|^2$ ，然而水象粒子的相態(phase)及溫度是不易得知的，因此傳統上會假設觀測物全為液態水，即 $|K|^2 = |K_w|^2$ ，此假設下所得之回波稱為相當反射率因子 (equivalent reflectivity Factor ; Z_e)，雷達觀測資料裡紀錄的回波值即為 Z_e 。

在雷利散射近似下，若觀測目標皆為圓球體的水象粒子，則水象粒子的反散射截面可寫成：

$$\sigma_s = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 D^6 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (3.4)$$

其中 D 代表水象粒子的直徑，因為是圓球體，所以此時 $D_{eq} = D$ ，將(3.4)式代入(3.3)式可得：

$$Z_s = \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 N(D) dD$$

然而雨滴在降落過程中是會扭曲變成橢圓狀的，只有直徑很小的雨滴會成圓球體，因此，水平、垂直偏極化電磁波的反散射截面會不同。根據 Seliga and Bringi (1976)，水平、垂直偏極化電磁波的反散射截面可分別表示如下：

$$\sigma_H = \frac{16\pi^7}{9\lambda^4} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 \quad (3.5)$$

$$\sigma_V = \frac{16\pi^7}{9\lambda^4} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 \quad (3.6)$$

其中 P 、 P' 為幾何因子 (geometrical factors)。將(3.5)、(3.6)式帶入(3.3)式可得橢圓狀水象粒

子所造成之水平、垂直偏極化之回波 Z_H 、 Z_V 為：

$$Z_H = \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \int_{D_{min}}^{D_{max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 N(D_{eq}) dD_{eq} \quad (3.7)$$

$$Z_V = \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \int_{D_{min}}^{D_{max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P'} \right|^2 N(D_{eq}) dD_{eq} \quad (3.8)$$

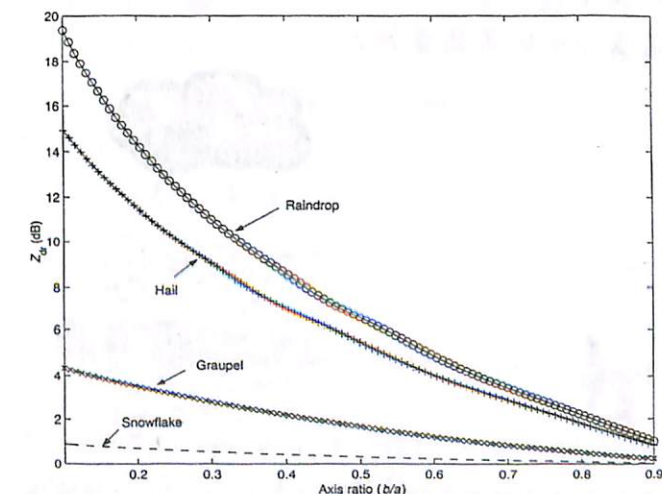
在這裡要注意的是： Z_H 是指水平偏極化方向的 co-polar 回波，亦即電磁波發射和接收時的偏極化方向都在水平方向， Z_V 也是 co-polar 回波，電磁波發射和接收時的偏極化方向都在垂直方向。

3.2 差異反射率 (Differential reflectivity ; Z_{DR})

根據 Seliga and Bringi (1976)， Z_{DR} 之定義：

$$Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{Z_H}{Z_V} \right) \quad (3.9)$$

因為 Z_{DR} 為 Z_H 、 Z_V 之推導量，其值受水粒子的形狀及介電常數所控制。如圖(二)所示，各種水象粒子在同一軸比(axis ratio)時(形狀相同)，會因介電常數不同而對應到不同之 Z_{DR} ，但對同一種水象粒子(介電常數固定)而言， Z_{DR} 和軸比是呈一對一關係的。降落中的雨滴 ($D \geq 1\text{mm}$) 的平衡態為扁球體，如圖(二)所示，其對應到的 Z_{DR} 值隨雨滴扁平程度的增加而增加，而雨滴的扁平程度和大小有關，因此可由

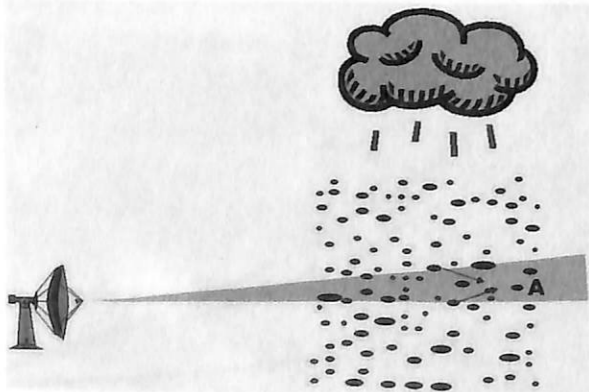


(圖二：橫軸代表水象粒子軸比(短軸長度除長軸長度)，縱軸代表 Z_{DR} 。四條線分別代表雨滴(Raindrop)、冰雹(Hail)、軟雹(Graupel)、雪花(Snowflake)在不同軸比和 Z_{DR} 的相對關係。摘自 Bringi and Chandrasekar, 2001)

Z_{DR} 來判斷雨滴的大小，當觀測物為小而圓的雨滴時，雨滴兩軸比接近一，此時的 Z_{DR} 會趨近於零，降落中的冰雹或軟雹常因翻滾而造成觀測區域內 Z_H 、 Z_V 的平均值相近，而使 Z_{DR} 值趨近於零，因此， Z_{DR} 也可以輔助區別冰雹或軟雹的存在區域。

3.3 差異相位差 (Differential phase shift; ψ_{DP})、比差異相位差 (Specific differential phase shift; K_{DP}):

如圖(三)所示，當雷達發射電磁波穿透水象粒子時，降水區中的粒子 A 所接受到的電磁波有兩個來源：其一為雷達本身所發射之電磁波，另一來源為介於 A 粒子到雷達之間的水象粒子經由吸收雷達電磁波後再產生的前散射 (forward scatter) 電磁波。因此，電磁波在 A 粒子處疊加後的淨電場 (net electric field) 將和雷達所發射電磁波的電場有一相位偏移，此偏差量稱為相位差 (propagation phase shift, Jameson and Mueller 1985)，因為水象粒子並非全為圓球體，前散射分量會因不同偏極化方向的入射電磁波而有所不同，所以造成之相位偏移也就不會相同。水平偏極化和垂直偏極化兩電磁波相位偏移的差異量便稱為差異相位差 (Differential phase shift)，其值會隨著兩電磁波在降水區傳播距離的增加而增加或維持不變，所以在弱降雨區累積量少，在強降水區累積量較大。



(圖三:雷達電磁波穿越降水區示意圖, A 點代表降水區裡離雷達較遠的觀測區, 橘色區域為雷達發射的電磁波, 紅線為兩滴散射的電磁波。)

因為雷達是藉由反射回到雷達的電磁波來偵測差異相位差，所以雷達偵測到的為總

差異相位差 (ψ_{DP})，造成差異相位差的來源有三，可表示如下：

$$\Psi_{DP} = \phi_0 + \phi_{DP} + \delta \quad (3.10)$$

其中 ϕ_0 為雷達系統本身的起始 (offset) 差異相位差，亦即兩偏極化電磁波在離開雷達時即擁有的差異相位差， ϕ_{DP} 為兩電磁波在雷達和觀測區之間往返時，由沿路上的水象粒子的前散射電磁波所累積的差異相位差，當電磁波從觀測區返回雷達時，它是包含觀測區水象粒子的反散射 (backscatter) 電磁波疊加在內的，此分量造成的差異相位差為 δ 。

K_{DP} 為 ϕ_{DP} 隨距離的變化率，即：

$$K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{d\phi_{DP}}{dr} \quad \text{或} \quad \phi_{DP} = 2 \int_0^{r_0} K_{DP} dr \quad (3.11)$$

其中 r_0 為雷達到觀測區的距離。根據 Bringi and Chandrasekar (2001)，在雷利散射近似之下，可將 K_{DP} 表示如下：

$$K_{DP} = \frac{\pi k_0}{12} \text{Re} \left\{ \int D^3 N(D) \left[\frac{\epsilon_r - 1}{1 + \frac{1}{2}(1 - \lambda_z)(\epsilon_r - 1)} - \frac{\epsilon_r - 1}{1 + \lambda_z(\epsilon_r - 1)} \right] dD \right\} \quad (3.12)$$

其中 k_0 為真空中的波數 (wave number)， $k_0 = 2\pi/\lambda$ ， λ 為電磁波波長， ϵ_r 為水象粒子的介電常數 ($= m^2$)， $N(D)$ 為雨滴粒徑分佈，

$$\lambda_z = \frac{1 + f^2}{f^2} \left(1 - \frac{1}{f} \tan^{-1} f \right); \quad f^2 = \frac{1}{r_a^2} - 1$$

r_a 為水象粒子的兩軸比。

3.4 相關係數 (correlation coefficient; ρ_{hv})

ρ_{hv} 是在連續時間裡雷達觀測到的 Z_H 和 Z_V 之間相關性的一個指標，定義如下：

$$\rho_{hv} = \frac{\langle S_{vv} S_{hh}^* \rangle}{\sqrt{\langle |S_{hh}|^2 \rangle \langle |S_{vv}|^2 \rangle}}$$

其中 S_{hh} 代表水平偏極化電磁波入射水象粒子而造成水平偏極化反射的反散射矩陣元素 (element of the backscatter matrix)， S_{vv} 代表垂直偏極化電磁波入射水象粒子而造成垂直偏極化反射的反散射矩陣元素。同一解析體積裡的 Z_H 和 Z_V 是經由雷達連續發射數個脈衝而得，在電磁波持續打在同一觀測目標的時

間裡 (dwell time)，若該解析體積裡的水象粒子的統計特性不變 (形狀、大小、方位...)，各脈衝所測到的 Z_H 和 Z_V 的相對關係相近，則相關係數就大，純雨區的相關係數通常可以高達 0.98 以上，若在觀測該解析體積時，水象粒子有翻滾、破碎或者有其他不同性質的水象粒子 (冰水混合) 存在該解析體積內等現象，皆會造成散射行為的不一致性，則各脈衝所測到的 Z_H 和 Z_V 的相對關係差異性就大，該觀測區的相關係數就會降低。

因為地形的散射行為是較雜亂的，所以可以藉由相關係數的大小來判斷該處是否有地形 ($\rho_{hv} \ll 1.0$)。在有冰雹、雨水等不同相態的水象粒子共存時，相關係數也會降低，因此相關係數也可拿來做水象粒子分類的應用。

四、反演雨滴粒徑分佈及降水估計

利用 Zhang et al. (2001) 的方法反演雨滴粒徑分佈，並與雨滴譜資料比對。本研究反演降雨率的方法，包括先反演雨滴粒徑分佈再反推降雨率和直接使用經驗公式反求降雨率幾種方法，並對不同降雨估計法做比較。在雨滴粒徑反演方面，除了使用與 Zhang et al. (2001) 相同的方法外，本研究並另行使用 K_{DP} 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式互相搭配做嘗試，期許能改善大降雨的結果。

4.1 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 μ - Λ 關係式和雨滴粒徑分佈的關係

Zhang et al. (2001) 利用二維雨滴譜儀的觀測資料反演 Gamma DSD，發現 μ 和 Λ 之間有良好的關係，於是採用 S-Band 雷達的 Z_H 、 Z_{DR} 和歸納出的 μ - Λ 關係反演雨滴粒徑分佈進而求降雨率，Brandes et al. (2003) 提出一新的 μ - Λ 關係式：

$$\Lambda = 1.935 + 0.735\mu + 0.0365\mu^2 \quad (4.1)$$

並用和 Zhang et al. (2001) 相同的方法反演雨滴粒徑分佈及求降雨率，希望能改善大降雨的估計，使用 Zhang et al. (2001) 的方法可得到 Gamma DSD 的三個控制參數： N_0 、 μ 、 Λ 。

在 Gamma DSD 的假設之下， Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 式可近似如下：

$$Z_H = N_0 \frac{16\pi^2}{9|K|^2} \sum_{D_{min}}^{D_{max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq} \quad (4.2)$$

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{\sum_{D_{min}}^{D_{max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq}}{\sum_{D_{min}}^{D_{max}} D_{eq}^6 \left| \frac{m^2 - 1}{4\pi + (m^2 - 1)P} \right|^2 D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq}} \quad (4.3)$$

$$K_{DP} = N_0 \frac{\pi k_0}{12} \text{Re} \left\{ \sum_{D_{min}}^{D_{max}} D^3 \left[\frac{\epsilon_r - 1}{1 + \frac{1}{2}(1 - \lambda_z)(\epsilon_r - 1)} - \frac{\epsilon_r - 1}{1 + \lambda_z(\epsilon_r - 1)} \right] D_{eq}^\mu e^{-\Lambda D_{eq}} \Delta D_{eq} \right\} * 10^{-6} \quad (4.4)$$

4.2 Z_H 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式反推雨滴粒徑分佈及求降雨率

此方法和 Zhang et al. (2001) 的作法相同，在使用 Z_H 、 Z_{DR} 時，先將電磁波的散射振幅做近似以後再做運算，而本研究不採取此近似過程而直接採用數值積分方法算出。由 (4.3) 式可知 Z_{DR} 為 μ 和 Λ 的函數，將 (4.1) 式帶入 (4.3) 式可將 Z_{DR} 化簡為僅為 μ 的函數，因此，若有一雷達觀測之 Z_{DR} ，即可求出該觀測區之 μ ，將求出的 μ 值帶回 (4.1) 式可求得 Λ ， μ 和 Λ 求得後再帶入 (4.2) 式，因為 Z_H 為雷達可得觀測量，所以可由 (4.2) 式求出 N_0 ，雨滴粒徑分佈即求得。降雨率 R 可以下式計算：

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^\infty D^3 N(D_{eq}) V(D_{eq}) dD_{eq} \quad (4.5)$$

$$V(D_{eq}) = 3.778 D_{eq}^{0.67} \quad (\text{in } ms^{-1} \text{ for } D_{eq} \text{ in } mm)$$

其中 $V(D_{eq})$ 為雨滴終端落速 (Doviak and Zrnica, 1993)，將 (4.5) 式以 Gamma DSD 展開可改寫成： $R = 7.121 \times 10^{-3} N_0 \Lambda^{-3.67 + \mu + 1} \Gamma(3.67 + \mu + 1) mmhr^{-1}$ (4.6) 將剛才求得的 N_0 、 μ 、 Λ 帶入 (4.6) 式即可求得降雨率，以下用此法求得的降雨率或講到此方法時皆以 $R(Z, DR, \mu)$ 表示。

為了計算上的效率，可先利用(4.1)式、(4.3)式找出 Z_{DR} 和 μ 的關係，圖(四-a)為 μ 和 Z_{DR} 的相對關係圖，再利用該 Z_{DR} 對應到的 μ 、 Λ 帶回(4.2)式，可求得 $\frac{Z_H}{N_0}$ 值，圖(四-b)為 μ 和 $\frac{Z_H}{N_0}$ 的相對關係圖，因此，只要一有觀測的 Z_H 和 Z_{DR} ，即可馬上用查表的方式找到對應的 N_0 、 μ 、 Λ ，而不用再經過(4.2)式和(4.3)式的累加計算過程，用此方式可達到及時推估雨滴粒徑分佈和降雨率的目的。Brandes et al.(2003)指出，因為測量誤差的不確定性，只取用 $0.3dB \leq Z_{DR} \leq 3.3dB$ 的範圍作計算較合適，而本研究實際帶入給定的 μ 、 Λ 去反推 Z_{DR} 所得到的最大值為 $3.25dB$ ，所以本研究在計算時只使用 $0.3dB \leq Z_{DR} \leq 3.25dB$ 的部分做計算。

4.3 K_{DP} 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式反推雨滴粒徑分佈及求降雨率

因為 K_{DP} 此參數的使用並不需要經過能量衰減或系統偏移等修正，而且在過去以 K_{DP} 估計大降雨都有不錯之結果，所以本研究也嘗試使用包含 K_{DP} 此參數的組合做計算，和單使用 K_{DP} 估計降雨率的差別在於我們還能得到雨滴粒徑分佈的資訊。利用 K_{DP} 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式求降雨率，此搭配法的求解和Zhang et al. (2001)的流程相似，同樣是先利用(4.1)、(4.3)式解出 μ 和 Λ ，之後將解出的 μ 和 Λ 帶回(4.4)式，因為 K_{DP} 為雷達觀測可得之參數，因此可由(4.4)式求出 N_0 ，最後將 N_0 、 μ 、 Λ 帶入(4.6)式即可求得降雨率，此法求出的 μ 、 Λ 會跟Zhang et al.(2001)的相同，只有 N_0 由 K_{DP} 求出會和由 Z_H 求出的值不一樣，以下用此法求得的降雨率用 $R(KD, DR, \mu)$ 表示。

同樣地，為了計算上的效率，可事先做好建表的工作，首先，也是利用(4.1)式、(4.3)式找出 Z_{DR} 和 μ 的關係(結果和圖(四-a)是相同的)，再利用該 Z_{DR} 對應到的 μ 、 Λ 帶回(4.4)式，可求得 $\frac{K_{DP}}{N_0}$ 的值，圖(四-c)為 μ 和 $\frac{K_{DP}}{N_0}$ 的

相對關係圖，因此，只要一有觀測的 K_{DP} 和 Z_{DR} ，即可馬上用查表的方式找到對應的 N_0 、 μ 、 Λ ，而不用再經過(4.3)式和(4.4)式的累加計算過程，因為此方法只有最後在求 N_0 的時候和Zhang et al.(2001)的方式不同，所以本研究在計算時同樣只使用 $0.3dB \leq Z_{DR} \leq 3.25dB$ 的部分做計算。圖(五)為利用南港雨滴譜儀上方偏極化參數(Z_H 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式)所推出的雨滴粒徑分佈與南港雨滴譜儀觀測的粒徑分佈之比較，以及以偏極化參數所反演粒徑分佈再利用公式(4.6)所計算出降雨率的比較。圖(六)則為採用 K_{DP} 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式比較圖(五)和圖(六)的結果，採用 K_{DP} 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式比採用 Z_H 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式所估計的降雨率準確性較高。

4.4 經驗公式求降雨率

直接使用經驗公式求降雨率的好處是快而直接，但缺點是無法獲得雨滴粒徑分佈的資訊，而且可能因不同的降水型態而使準確度不同，本研究選了四種經驗公式來做降雨估計的比較，包括了：

$$Z = 300R^{1.4} \quad (4.7)$$

$$R = 5.1(K_{DP}\lambda)^{0.866} \text{ mm/hr} \quad (4.8)$$

$$R = 3 \times 10^{-3} Z_{DR}^{-1.22} Z_H^{0.95} \text{ mm/hr} \quad (4.9)$$

$$R = 24 \times Z_{DR}^{-0.2} K_{DP}^{0.9} \text{ mm/hr} \quad (4.10)$$

(4.7)式和(4.9)式中的回波使用 $mm^6 m^{-3}$ 為單位，(4.8)式中的 λ (波長)代 $5.3125cm$ ，(4.8)式和(4.10)式中的 K_{DP} 用 $degree/km$ 為單位，(4.9)式和(4.10)式中的 Z_{DR} 以 dB 為單位。以下使用(4.7)式估算的降雨率以 $R(Z)$ 表示，用(4.8)式估算的降雨率以 $R(KD)$ 表示，用(4.9)式估算的降雨率以 $R(Z, DR)$ 表示，用(4.10)式估算的降雨率以 $R(DR, KD)$ 表示。

4.5 雷達觀測參數估算降雨結果比較

圖(五a~f)為使用雷達觀測參數估算降雨與南港站雨滴譜儀每小時累積雨量資料比較之結果；利用反演雨滴粒徑分佈的兩種方法

(K_{DP} 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式與 Z_H 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式)求降雨率以及四種經驗公式求降雨率在11個小時的時間序列表示，比較結果以利用 K_{DP} 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式估算降雨與實際雨量最為相似。

同時對這六個方法我們也做了三小時累積雨量誤差比較，請參考(表一)。從累積誤差的表現看來，仍以 K_{DP} 、 Z_{DR} 、 μ - Λ 關係式求取雨量的結果在大雨時誤差最小。其中四堵、石碇站相對誤差約百分之十一，結果相當理想。

圖(六)為 $R(KD, DR, \mu)$ 所反演的累積雨量圖，累積時間為個案分析時間的前三小時，主要強降水都產生在此期間，圖上的數字為各測站在同一時間內的累積雨量，從圖中可以看到， $R(KD, DR, \mu)$ 不僅能捕捉到整個大面積累積雨量的變化趨勢，在強降水區的雨量上也和雨量站非常的接近，這也顯示了 $R(KD, DR, \mu)$ 在做大面積估計降水的適用性。在雷達東方約 $65km$ 處有一測站的累積雨量只有 $3mm$ ，也可很簡單的由 $R(KD, DR, \mu)$ 的反演結果來判斷此測站的觀測有問題。

五、結論

雙偏極化雷達的發展，對於天氣觀測與預報的實際作業方面均有非常大的幫助，若應用於降雨估算方面，則有助於提升國內水利單位洪水預警系統，及早提醒人民做好防災措施，以減少損失。本文藉由介紹雙偏極化雷達各參數的物理意義進而提供各估算降雨的方法，針對2004年冬颶進行初步的雨量估算。

使用經驗公式或者先反演雨滴粒徑分佈都可計算出降雨率，但本研究希望能獲得降雨率以外的資訊，所以利用約束的Gamma關係來反演雨滴粒徑分佈以及降雨率，除了使用與Zhang et al.(2001)相同的組合(Z_H 、 Z_{DR} 、Gamma約束關係)之外，本研究另外做

了不同參數的組合(K_{DP} 、 Z_{DR} 、Gamma約束關係)做測試，期望能改善大降雨時的反演結果，而由結果顯示本研究所採用的參數組合在強降水時，是各降水估計法裡表現最好的，這也代表本文的方法在求取降水系統的雨滴粒徑分佈情形是非常有潛能的。

參考文獻

- 紀博庭, 2005: 利用中央大學雙偏極化雷達反求雨滴粒徑分佈及降雨率方法的研究, 國立中央大學碩士論文, 70頁。
- 林位總, 2004: 利用二維雨滴譜儀研究雨滴譜特性, 國立中央大學碩士論文, 89頁。
- 張偉裕, 2002: 利用雨滴譜儀分析雨滴粒徑分佈(納莉颱風個案), 國立中央大學碩士論文, 95頁。
- 劉慈先, 2002: SCSMEX 期間利用 C-Pol 偏極化雷達氣象參數觀測降水系統之分析, 國立中央大學碩士論文, 67頁。
- 鳳雷, 2002: 熱帶降水系統之雙偏振雷達觀測研究。台灣大學大氣科學博士論文, 161頁。
- Battan, L.J., 1973: *Radar Observations of the Atmosphere*. University of Chicago Press, 324 pp.
- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2003: An evaluation of a drop distributionbased rainfall estimator. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 652–660.
- Bringi, V. N., and V. Chandrasekar 2001: *Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications*, Cambridge Univ. Press, 636 pp.
- Doviak, R. J., and D. S. Zrnic 1993: *Doppler Radar and Weather Observations*, 2nd ed. San Diego, CA: Academic, 562 pp.
- Jameson, A. R., and E. A. Mueller, 1985: Estimation of propagation-Differential

Phase Shift from Sequential Orthogonal Linear polarization Radar Measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2, 133-137.

Keenan T. D., D. S. Zrnice, L. D. Carey and P. May, 2000: Sensitivity Analysis of Polarimetric Variables at a 5-cm Wavelength in Rain. *Amer. Meteor. Soci.* 39,1514-1526.

Ray, P. S., 1972: Broad-band complex refractive indices of ice and water. *Appl. Opt.*, 11, 1836-1844.

Sachidananda, M., and D. S. Zrnice, 1987: Rain rate estimates from differential polarization measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 4, 588-598.

Seliga T. A., and V. N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteorol.*, vol. 15, pp. 69-76.

Seliga T. A., and V. N. Bringi, 1978: Differential reflectivity and differential phase shift: Applications in radar meteorology. *Radio Sci.* 13, 271-275.

Ulbrich, C.W., 1983: National variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1764-1775.

Zeng Z., 1998: Polarimetric Radar Studies of Convective Storm Development, *Master Thesis*, Department of Atmo. Sci. University of Washington, 146pp.

Zhang, G., J. Vivekanandan, and E. A. Brandes, 2001: A method for estimating rainrate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39, 830-841.

Zrnice D.S., T.D. Keenan, L.D. Carey, and P. May, 2000: Sensitivity analysis of

polarimetric variables at a 5-cm wavelength in rain. *J. Appl. Meteorol.*, vol. 39, 1514-1526.

南港

	JWD	R(Z)	R(Z,DR)	R(KD)	R(DR,KD)	R(Z,DR,mu)	R(KD,DR,mu)
累積雨量(mm)	35.1	17.4	44.7	32.7	38.0	25.0	43.7
百分誤差(%)		-50.6	27.3	-7.0	8.1	-28.8	24.4

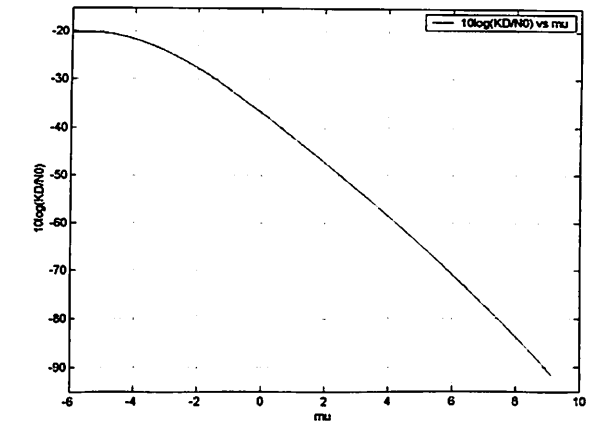
四堵

	JWD	R(Z)	R(Z,DR)	R(KD)	R(DR,KD)	R(Z,DR,mu)	R(KD,DR,mu)
累積雨量(mm)	153.2	29.8	55.7	106.5	121.0	37.7	177.6
百分誤差(%)		-80.6	-63.7	-30.5	-21.0	-75.4	15.9

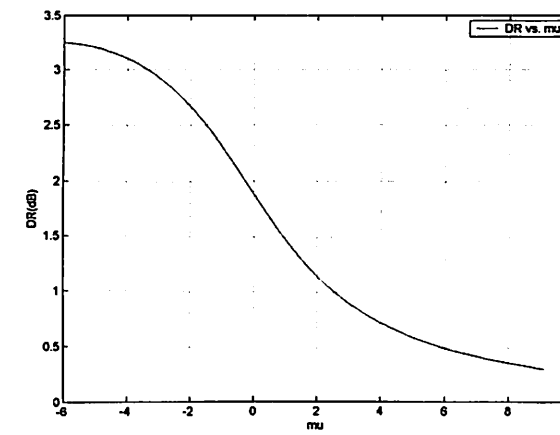
石碇

	JWD	R(Z)	R(Z,DR)	R(KD)	R(DR,KD)	R(Z,DR,mu)	R(KD,DR,mu)
累積雨量(mm)	100.5	31.3	79.8	53.6	62.7	50.7	92.8
百分誤差(%)		-68.9	-20.6	-46.7	-37.6	-49.6	-7.6

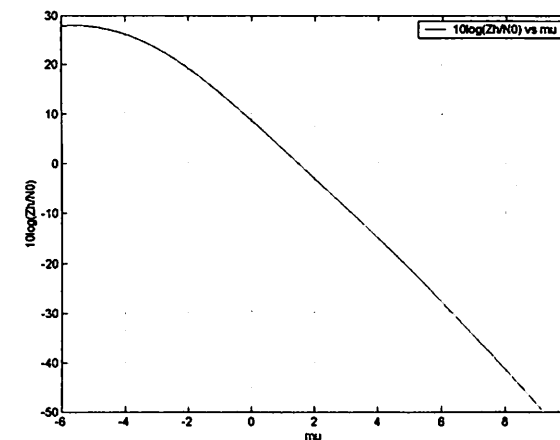
表一：2004 年 12 月 4 日 00:19~03:19 三小時累積雨量比較。



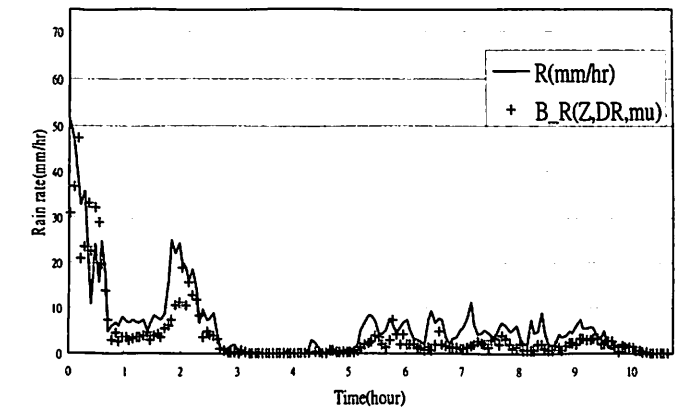
(圖四-c: μ 和 $\frac{K_{DP}}{N_0}$ 的相對關係圖)



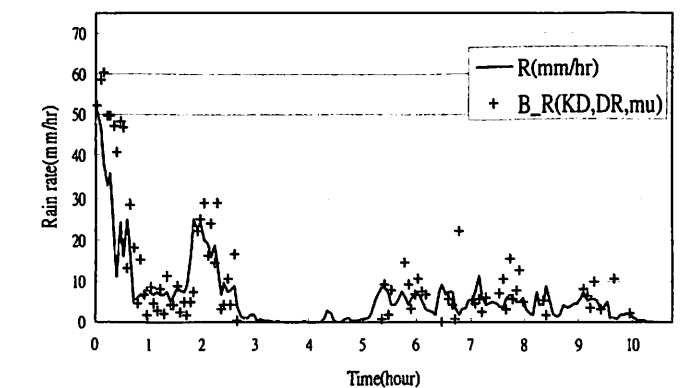
(圖四-a: μ 和 Z_{DR} 的相對關係圖)



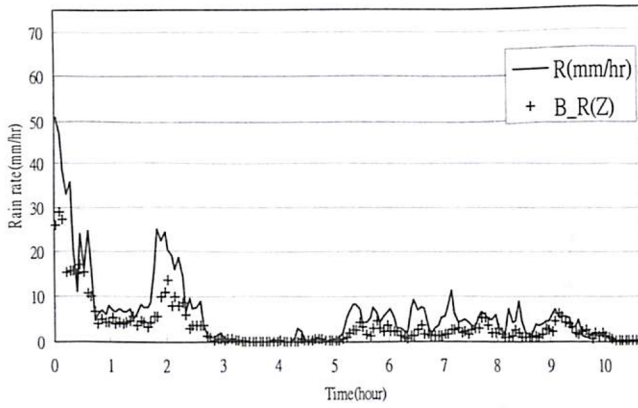
(圖四-b: μ 和 $\frac{Z_H}{N_0}$ 的相對關係圖)



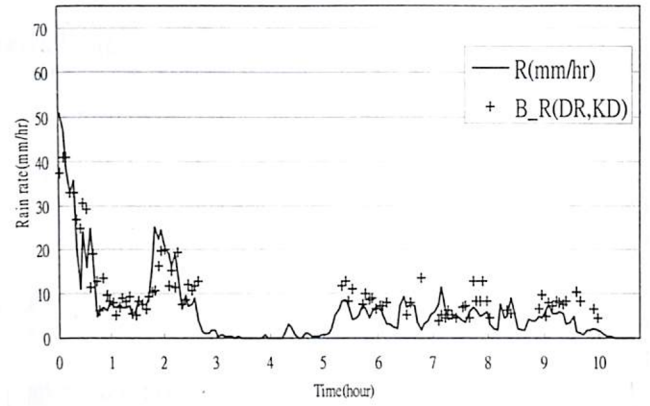
(圖五-a)



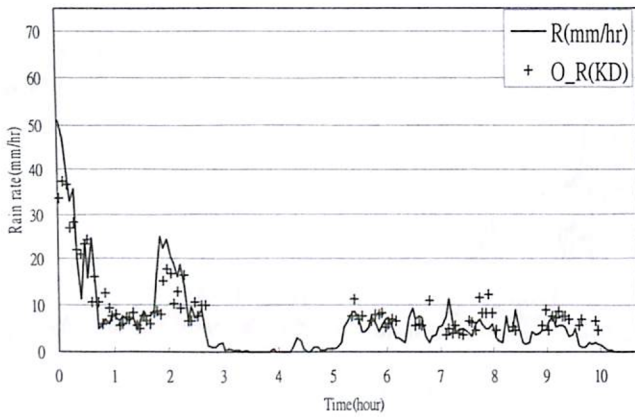
(圖五-b)



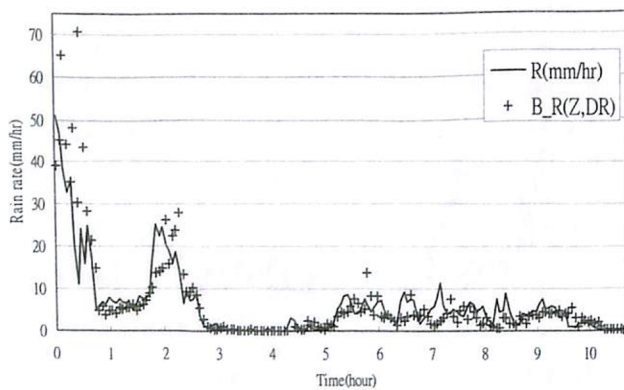
(圖五-c)



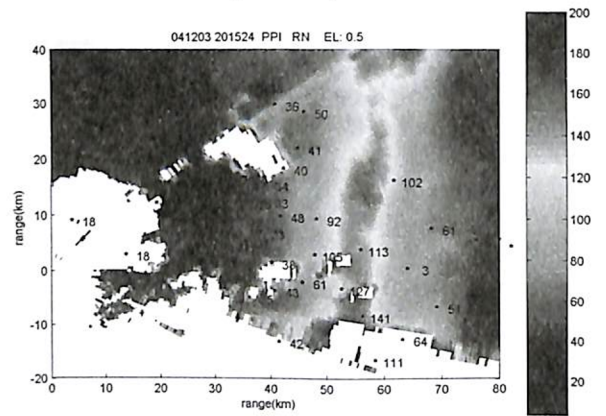
(圖五-f)



(圖五-d)



(圖五-e)



圖(六)：個案分析時間前三小時的累積雨量圖，色標為雷達反演雨量(mm)，圖上的數字為測站的累積雨量(mm)。座標(0,0)為雷達位置。