

# 雙偏極化雷達資料分析梅雨鋒面雨滴粒徑分佈的物理特性

呂崇華<sup>1</sup> 陳台琦<sup>2</sup>

<sup>1</sup>空軍氣象聯隊

<sup>2</sup>國立中央大學大氣物理研究所

## 摘要

本研究為利用中央大學C頻雙偏極化(C-Pol)雷達進行台灣地區梅雨鋒面通過期間降水系統特徵之觀測研究。在反演雨滴粒徑分佈及估算降雨率方面，為假設雨滴粒徑為  $\Gamma$  分佈型態，並利用雨滴粒徑形狀( $\mu$ )與斜率( $\Lambda$ )參數間的經驗關係式以及配合偏極化雷達觀測之回波( $Z_H$ )、差異反射率( $Z_{DR}$ )及比差異相位差( $K_{DP}$ )資料求得  $\Gamma$  型態雨滴粒徑分佈三參數。由偏極化雷達反演雨滴粒徑分佈進而求得雲中各物理積分參數，定量上與地面雨滴譜儀觀測有良好的一致性，確認其反演參數之正確性後，將偏極化雷達反演資料應用至梅雨鋒面期間各類降水系統雨滴粒徑分佈特性，以探討其降水系統中雲物理的機制。

由本研究顯示，在二對流個案系統中，相同的高降雨率分別是由雨滴數量（相對多）及雨滴粒徑（相對大）所主導，二個案在雨滴粒徑分佈上有較不同的差異；雨滴碰撞結合及分裂過程，隨降雨率增大最終將會達到平衡，雨滴粒徑大小為一穩定值。

關鍵字：雨滴粒徑分佈(DSD)、差異反射率( $Z_{DR}$ )

優越的特性來進一步瞭解梅雨期間降水系統中的物理機制。

## 一、前言

自從 1976 年 Seliga and Bringi 首先提出差異反射率估算降雨的概念，雙偏極化雷達的技術以及在雲物理上的應用，開始引起世界各先進國家在雷達氣象研究的注意，近幾年也已逐漸應用於實際天氣觀測與預報的實際作業中。

近十年來不斷有研究證實雙偏極化雷達較傳統單一極化雷達更有應用價值，這包括雙偏極化雷達具有：(a)濾除非氣象回波，改善資料品質的能力；(b)獲得雨滴在解析體積內統計的資訊（如：大小、形狀）進而準確估算降雨率；(c)針對不同水象粒子特性，藉由模糊邏輯法(Fuzzy logic)辨別空間中各種水象粒子，(Vivekanandan et al., 1999)。

台灣地區在2004年底由中央大學與各單位的支持下完成了升級雙偏極化雷達的工作，紀(2005)也首次利用中央大學雙偏極化雷達資料進行降雨率估算並且也獲得相當不錯的結果，使得台灣地區在雷達氣象的研究又進入到另一個全新的領域，本研究乃延續並改良紀(2005)資料處理流程，分析台灣地區梅雨季節降雨系統雨滴粒徑分佈的特性以及雲物理演化的過程，由雙偏極化雷達

## 二、資料來源

本研究主要為中央大學C-Band線性雙偏極化(C-Pol)雷達觀測2005年5月12日梅雨鋒面系統的研究分析，除了使用中大雷達資料應用分析外，也收集了2005年5月份北部地區五座雨滴譜儀觀測資料，做為驗證與分析的使用，分析個案為受梅雨鋒面影響，造成新竹苗栗平地及山區豪大雨災情的降水系統。

## 三、雨滴粒徑分佈反演方法

Zhang et al.(2001)利用雨滴譜儀觀測資料發現雨滴粒徑分佈形狀( $\mu$ )參數和斜率( $\Lambda$ )參數之間有良好的關係，圖1為本個案期間雨滴譜儀觀測所獲得之 $\mu$ 及 $\Lambda$ 散佈圖，並進而利用多項式曲線擬合出本個案期間 $\mu$ 及 $\Lambda$ 之統計關係式：

$$\Lambda = 0.003308\mu^2 + 0.6241\mu + 1.659 \quad (1)$$

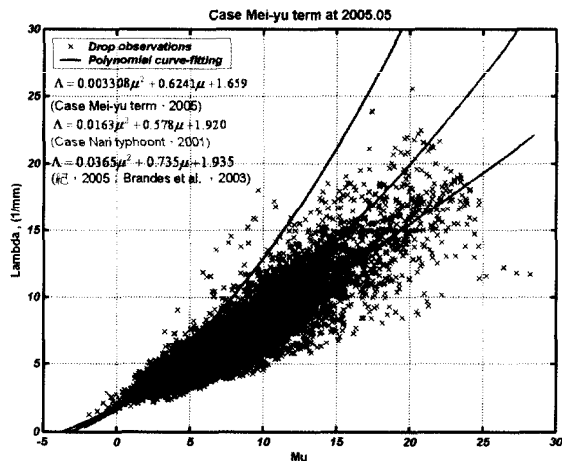


圖 1：2005 年 5 月份雨滴譜儀觀測所求得之  $\mu$  及  $\Lambda$  散佈圖，並進而利用多項式曲線擬合出本個案期間  $\mu$  及  $\Lambda$  之統計關係式；紅色曲線為本研究所用關係式；綠色曲線為 2001 年納莉颱風期間所擬合出的關係式；藍色曲線為 Brandes (2003) 利用佛羅里達降雨所擬合出的關係式。

因此本篇反演 *Gamma* 型式雨滴粒徑分佈  $N_0$ 、 $\mu$ 、 $\Lambda$  之流程步驟為：

1. 由  $\mu$ - $\Lambda$  關係式獲得  $\Lambda(\mu)$ 。
2. 將  $\Lambda(\mu)$  代入  $Z_{DR}$  函數式，獲得  $Z_{DR}$  與  $\Lambda$  關係圖，如圖 2。
3. 由觀測  $Z_{DR}$  值求出  $\Lambda$  與  $\mu$  值。
4.  $10\log(Z_H / N_0)$  及  $10\log(K_{DP} / N_0)$  與  $\Lambda$  關係圖，如圖 2。

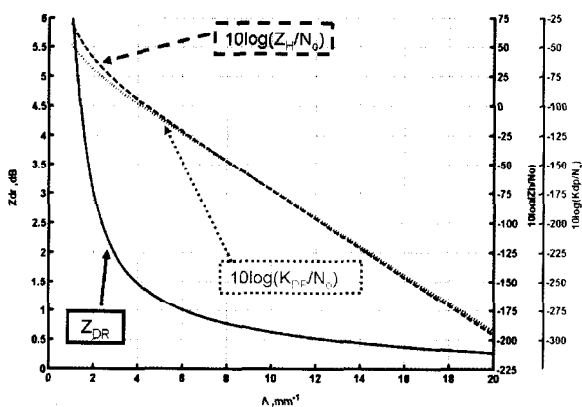


圖 2：使用經驗關係式  $Z_{DR}$  找出  $\Lambda$  (黑色實線)，然後利用  $\Lambda$  以及  $Z_H$  (黑色虛線) 或  $K_{DP}$  (紅色虛線) 計算出  $N_0$ 。

5. 由觀測  $Z_H$  及  $K_{DP}$  值判斷，若  $Z_H$  大於 30dBZ 以及  $K_{DP}$  大於  $0.5^\circ km^{-1}$  時則使用  $10\log(K_{DP} / N_0)$

求  $N_0$ ；否則使用  $10\log(Z_H / N_0)$  求  $N_0$ 。

一旦雨滴粒徑參數由雷達觀測反演獲得，相關雨滴粒徑的物理參數同時也可被計算求出，首先提出一個描述雨滴大小很重要且客觀的物理參數：中值體積直徑 ( $D_0$ , Median Volume Diameter)，可表示為：

$$\Lambda D_0 = 3.67 + \mu \tag{2}$$

液態水含量： $W (gm^{-3})$

$$W = 10^{-3} \frac{\pi}{6} \rho_w \int_0^\infty D^3 N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) dD \tag{3}$$

表示區域總雨滴濃度的物理積分參數為  $N_T$ ，單位： $m^{-3}$

$$N_T = \int_0^\infty N(D) dD \tag{4}$$

由雨滴粒徑分佈亦可定義在靜止空氣中之降雨率  $R$ ：

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^\infty v(D) D^3 N(D) dD \tag{5}$$

Willis(1984) 定義一個 "intercept" 參數  $N_w$  單位為： $mm^{-1} m^{-3}$

$$N_w = \frac{(3.67)^4}{\pi \rho_w} \left( \frac{10^3 W}{D_0^4} \right) \tag{6}$$

$N_w$  與  $N_0$  同為控制雨滴總數多寡的一個參數，但不同的是  $N_0$  的單位 ( $mm^{-1} m^{-3}$ ) 會受到參數  $\mu$  的影響，反觀  $N_w$  擁有一個較為簡單的單位 ( $mm^{-1} m^{-3}$ )，不受參數  $\mu$  的影響，因此  $N_w$  比  $N_0$  容易定義且可以較方便描述雨滴粒徑分佈的性質。

圖 3、4 為雷達反演  $D_0$  及標準化雨滴粒徑截距參數  $\log_{10} N_w$  與南港雨量站比對，南港雨滴譜儀站與中大雷達相距約 44 公里，雷達掃描最低仰角  $0.5^\circ$  波束加上雷達本身高度 (標高 188 公尺) 於此處資料距南港站上空約 700 公尺高，除了存在風場的不確定性仍包括雨滴落下的時間與空間的差異，因此本研究利用紀(2005)在雷達資料取方形面積的平均，例如：在南港站上空，三個雷達波束在切線方向的總寬度為 1.5km，則徑向方向也取 1.5km 的雷達資料來做平均後再和地面比較。

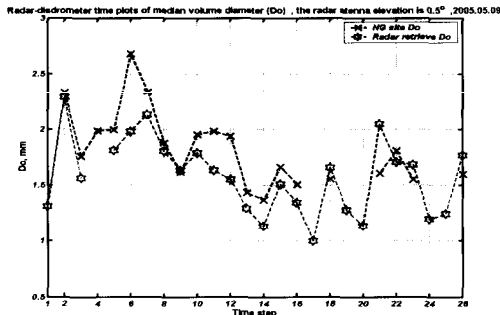


圖 3：雷達反演中值體積直徑（紅色虛線）與南港站雨滴譜儀資料（黑色虛線）比對。

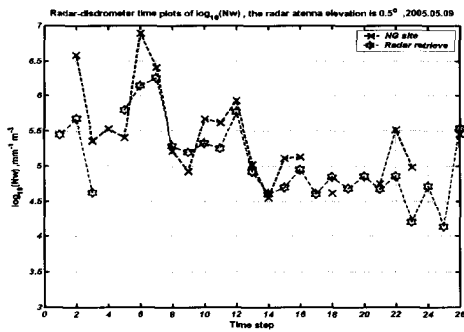


圖 4：雷達反演標準化雨滴粒徑截距參數  $\log_{10} N_w$ （紅色虛線）與南港站雨滴譜儀資料（黑色虛線）比對。

整體而言雷達反演資料有掌握到雨滴粒徑變化的趨勢，定量計算總相對誤差 (*total relative error; TRE*)，公式如 7 式， $D_0$  值總相對誤差為 0.115，以及  $\log_{10} N_w$  總相對誤差為 0.065，此資料比對期間(2005 年 5 月 9 日 19 ~ 22 地方時)，由於降雨系統屬於大範圍的層狀性弱降水，空間變異性較低且能量衰減也較弱情形下，同時南港地區又是受到地形影響較小的區域，因此雷達觀測所反演的資料才能有如此不錯的表現，也證實了本反演雨滴粒徑方法與資料處理應用方面有達到不錯的結果。

$$TRE \equiv \frac{\sum |O_R - T_D|}{\sum |T_D|} \quad (7)$$

7 式定義  $O_R$  為雷達觀測量 (視作觀測值)， $T_D$  為地面雨滴譜儀觀測量 (視作真實值)，其原始觀測值 (未經過修正前) 與地面雨滴譜儀站之總相對誤差量。

#### 四、梅雨個案分析與討論

本章藉由雙偏極化雷達觀測參數的基本

特性以及反演雨滴粒徑粒子分佈參數，瞭解梅雨降雨系統中雨滴粒徑空間上的分佈，並進而由雷達觀測參數反演各降水物理參數，探討海峽上生成發展之對流降水、陸地上對流降水的雲物理機制。

#### 4.1 台灣海峽上強對流降水系統

2005 年 5 月 12 日 8 時於台灣北部海峽上發生強對流系統，圖 5(a~d) 分別為雷達參數  $Z_H$ 、 $V_r$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$  之 PPI (Plan -Position Indicator) 圖，另圖 6(a~d) 則分別為雷達反演

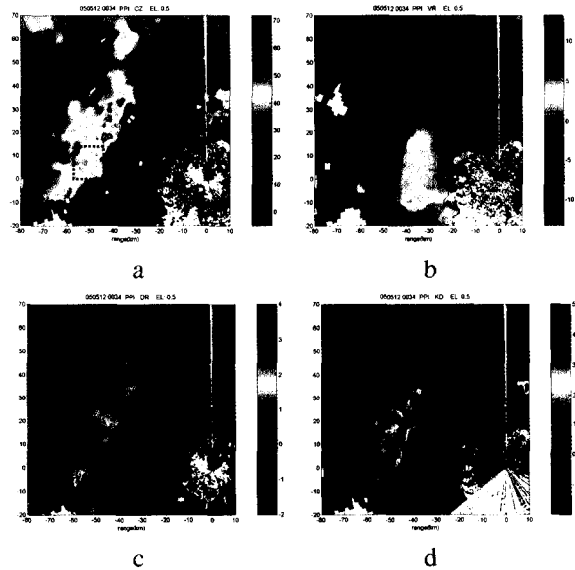


圖 5 (a~d)：2005 年 5 月 12 日 08 時 34 分中大雷達 0.5°仰角 PPI 圖，a~d 參數分別為  $Z_H$ 、 $V_r$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 。

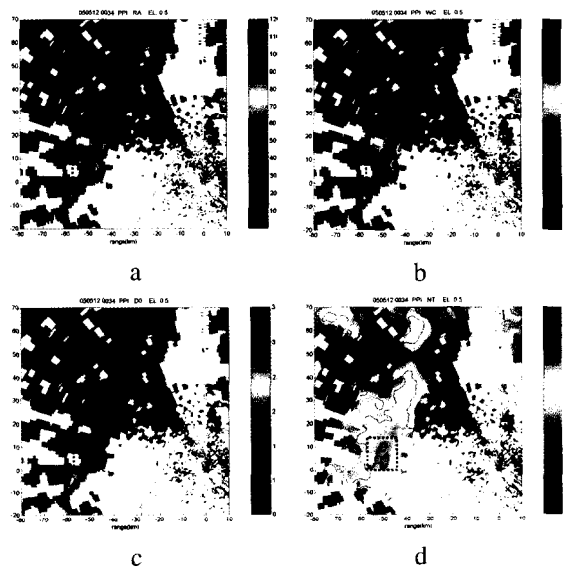


圖 6 (a~d)：2005 年 5 月 12 日 08 時 34 分中大雷達 0.5°仰角 PPI 圖，a~d 參數分別為降雨率 ( $mmhr^{-1}$ )、液態水含量 ( $gm^{-3}$ )、中值體積直徑 ( $mm$ )、總雨滴濃度 [ $\log N_T$ ] ( $m^{-3}$ )。

降雨率、液態水含量、中值體積直徑、總雨滴濃度之  $PPI$  圖；首先由徑向風場資料發現沿強回波區東側有徑向風輻合高梯度區，初步研判此處有較強烈對流活動，圖中紅框區表示降雨率極大區，同時雷達參數  $K_{DP}$ 、液態水含量及總雨滴濃度也均於此區發生極大值現象，然而在回波強度於  $40\sim 50dBZ$  等值線的範圍內發現雷達參數  $Z_{DR}$  及反演  $D_0$  值於此紅框區均非相對極大值區，反而相對大值區發生在紅框外東北側與西南側處，此差異造成在回波  $40\sim 50dBZ$  間出現降雨率  $40\sim 120mmhr^{-1}$  及液態水含量  $1.5\sim 5gm^{-3}$  的高變化情形，由圖 6c、d 研判紅框區大降雨量主要是由較多雨滴個數(約大於  $3200$  個/ $m^3$ )，及較小中值體積直徑(約  $1.8mm$ ) 的雨滴分佈所形成，反觀紅框區外東北方大兩區則由較大中值體積直徑(約大於  $2.0mm$ ) 與較少量雨滴個數(約  $1000$  個/ $m^3$ ) 的雨滴分佈所形成。

圖 7 為中大雷達方位角  $280$  度(通過紅框區)之距離高度剖面(RHI; Range Height Indicator)圖，圖上至下分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{hv}$ ，橫軸為距雷達距離，縱軸為高度，由圖顯示強對流發展位於距離雷達約  $45\sim 58$  公里處，由最低層仰角發展至  $4$  公里以上高度，由於系統是由遠移進雷達，且雷達掃瞄策略使得最低仰角與最高仰角掃瞄有約  $9$  分鐘的時間差，因此我們由圖 7 看到強回波系統高層有向雷達方向傾斜的情形，此部分應扣去系統移動的速度及各仰角的時間差，才為對流系統真實的剖面配置；此對流區位置(約位於距雷達  $45$  公里處)配合圖 5b 雷達徑向風場，正好是位於有輻合上升運動區之介面處。另值得探討的是於此對流區後(約距雷達  $58\sim 70$  公里處)，高度約  $2$  公里附近， $Z_{DR}$  接近零值、同區域回波約  $40dBZ$  左右，以及  $\rho_{hv}$  值普遍有偏低情形，判斷此區可能出現冰水混合粒子或冰相粒子造成雷達各參數有此現象發生，推測是由較強垂直運動區拋過來的冰相粒子所造成。

圖 8 為相同時間與位置之雷達反演參數，由上至下分別為降雨率、液態水含量、中值體積直徑、總雨滴濃度。高降雨率同發生於高回波區，此區雨滴濃度普遍偏大(約  $3200$  個/ $m^3$  以上)，而  $D_0$  變化則在  $1.5\sim 2.2mm$  間；在強降雨區後(距雷達約  $58\sim 70$  公里處)

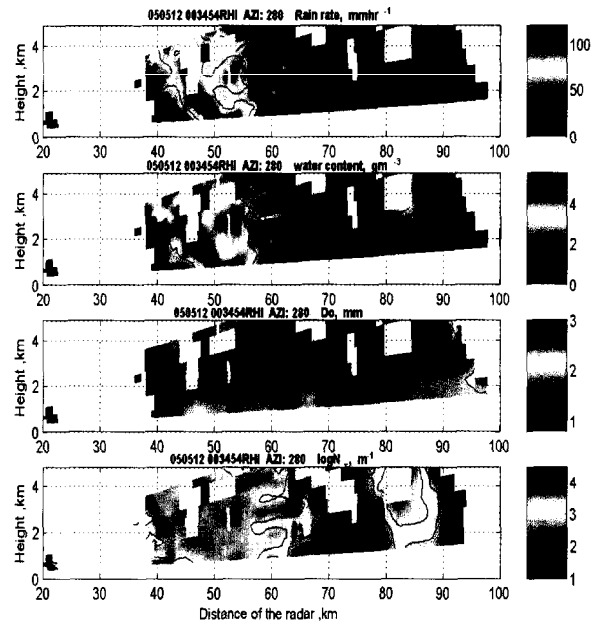


圖 7：2005 年 5 月 12 日 08 時 34 分方位角  $280$  度之雷達高度剖面(RHI)圖，由圖上至下分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{hv}$ 。

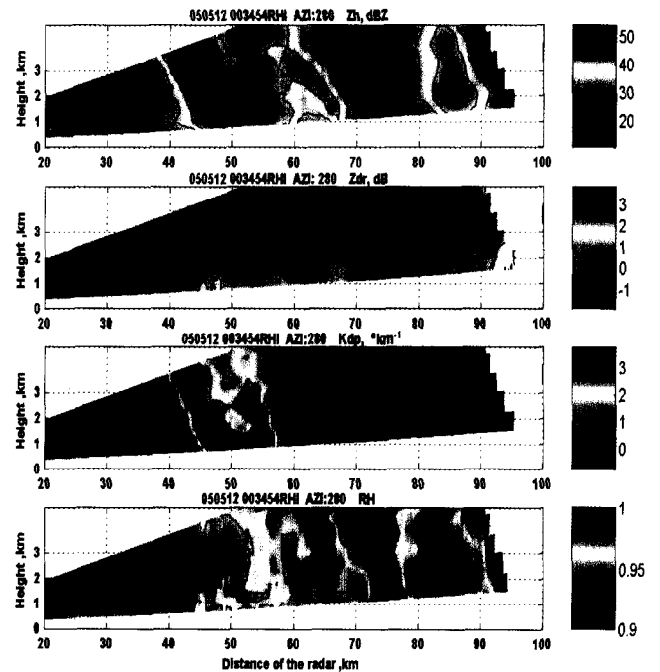


圖 8：2005 年 5 月 12 日 08 時 34 分方位角  $280$  度之雷達高度剖面(RHI)圖，由圖上至下分別為降雨率 ( $mmhr^{-1}$ )、液態水含量 ( $gm^{-3}$ )、中值體積直徑 ( $mm$ )、總雨滴濃度 [ $\log N_T$ ] ( $m^{-3}$ )。

，降雨率、液態水含量以及雨滴個數有由高至低處降低趨勢，而  $D_0$  值則有逐漸增大的現

象，判斷此區可能存在冰水混合粒子受到蒸發效應，在融解的過程中將小水滴蒸發（液態水含量及雨滴個數減少），同時冰水混合粒子逐漸轉為大水滴形成低層雨滴粒徑有偏大情形。

4.2 苗栗、新竹地區對流降水系統

圖 9(a~d)分別為雷達參數  $Z_H$ 、 $V_r$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$  之 3 度仰角 PPI 圖，另圖 10(a~d)則分別為雷達反演降雨率、液態水含量、中值體積直徑、總雨滴濃度之同一仰角 PPI 圖；圖上淺綠色等值線為台灣地形高度資料，而紅框及紅圈處均為雷達反演大降雨率區，對應雷達各參數反應，由徑向風場圖於紅框處兩側均有顯示徑向風輻合（有旋轉氣流的訊息）而紅圈處有弱徑向風輻散的訊息，除此之外雷達各參數均於此二區域出現相對較大數值，比較感興趣的特徵在於此區  $Z_{DR}$  以及所反演的  $D_0$  值和前個案相較，本區的高降雨率區則有較多較大的雨滴粒徑出現，導致二個案系統中的雨滴粒徑分佈亦有所差異， $DSD$  部分將於 4.3 節利用統計方式加以探討比較，在強回波區分佈的範圍與高降雨率、高液態水含量及高雨滴濃度分佈的範圍有較一致的情形。

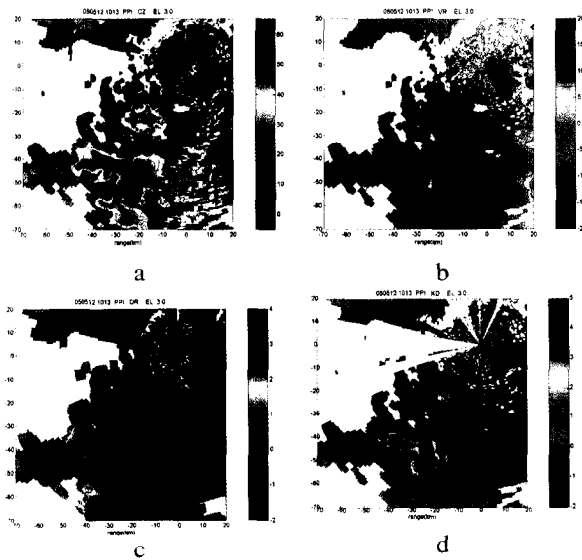


圖 9(a~d):2005 年 5 月 12 日 18 時 13 分中大雷達 3.0° 仰角 PPI 圖，a~d 參數分別為  $Z_H$ 、 $V_r$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 。

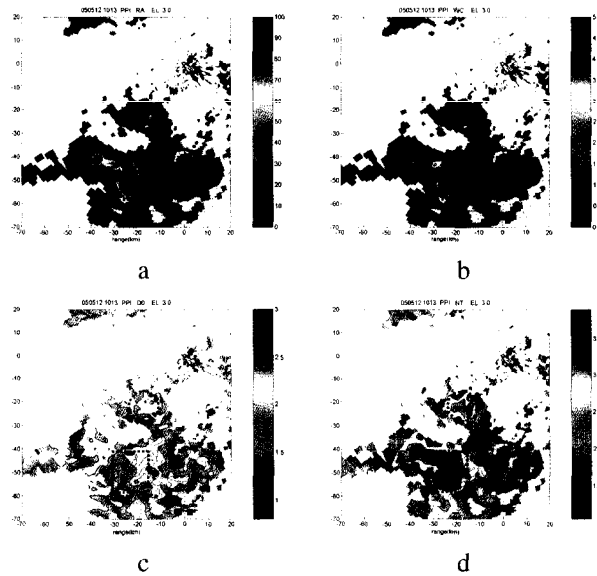


圖 10 (a~d): 2005 年 5 月 12 日 18 時 13 分中大雷達 3.0° 仰角 PPI 圖，a~d 參數分別為降雨率 ( $mmhr^{-1}$ )、液態水含量 ( $gm^{-3}$ )、中值體積直徑 ( $mm$ )、總雨滴濃度 [ $\log N_T$ ] ( $m^{-3}$ )。

圖 11 為 2005 年 5 月 12 日 18 時 34 分距雷達 48.5 公里處方位角  $180^\circ \sim 230^\circ$  弧形掃瞄的垂直剖面圖，由圖上至下分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{hv}$ ，剖面圖上發現在回波反射率在 50dBZ 等值線以上有高度約超過 4 公里之強回波區，此區同樣也為高差異反射率

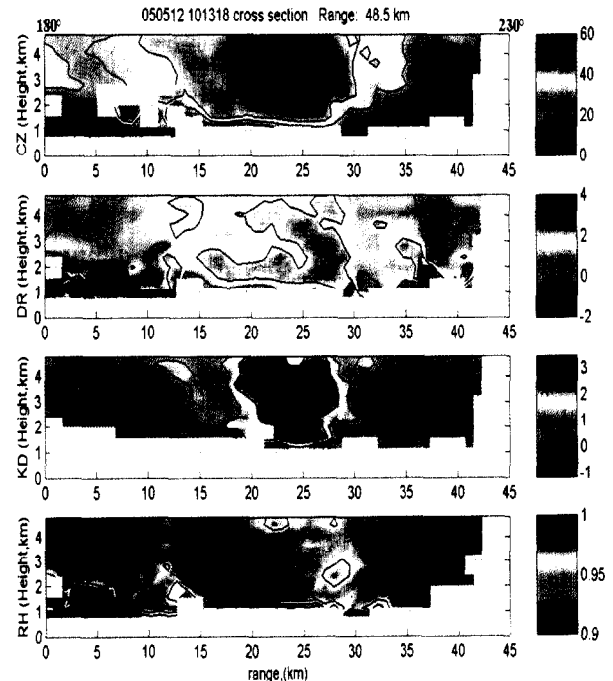


圖 11:2005 年 5 月 12 日 18 時 13 分距雷達 48.5 公里之高度剖面圖，由圖上至下分別為  $Z_H$ 、 $Z_{DR}$ 、 $K_{DP}$ 、 $\rho_{hv}$ 。

$Z_{DR}$  以及高比差異相位差  $K_{DP}$ ，且相關係數  $\rho_{hv}$  值均在 0.95 以上，與前一個案比較，此區相關係數  $\rho_{hv}$  值略高，也就是說此個案中有較多性質均勻一致的水象粒子。

圖 12 則為相同時間及位置的雷達反演參數之垂直剖面圖，由圖上至下為降雨率、液態水含量、中值體積直徑、總雨滴濃度，在強雨區 ( $50 \text{ mmhr}^{-1}$  以上區域) 同時也為大  $D_0$  區，亦與雨滴碰撞結合增大有關，同時此處總雨滴濃度變化並無明顯差異情況下，此區大雨量區相較於前個案 (海上對流系統) 有較多較大的雨滴粒徑分佈所形成。

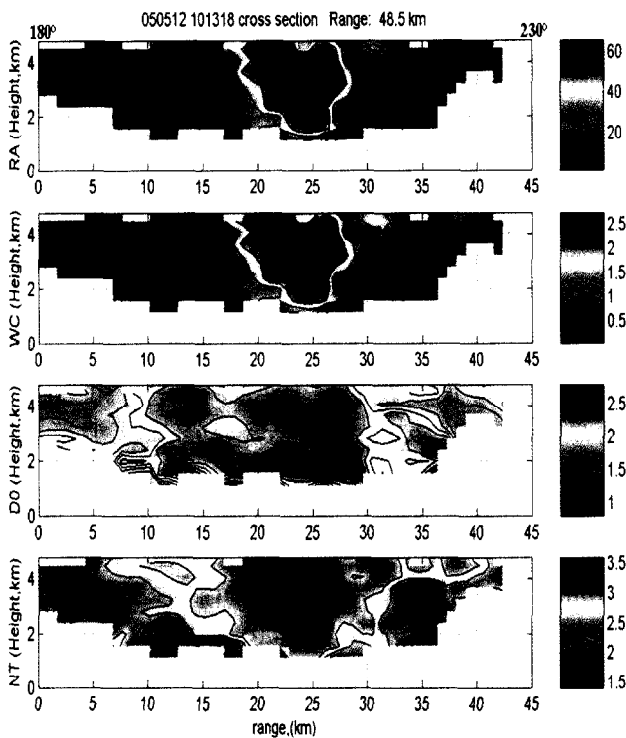


圖 12：2005 年 5 月 12 日 18 時 13 分距雷達 48.5 公里之高度剖面圖，由圖上至下分別為降雨率 ( $\text{mmhr}^{-1}$ )、液態水含量 ( $\text{gm}^{-3}$ )、中值體積直徑 ( $\text{mm}$ )、總雨滴濃度 [ $\log N_T$ ] ( $\text{m}^{-3}$ )。

### 4.3 不同區域不同型態降水系統特性分析

圖 13a、b 分別為海峽上對流個案  $D_0$  及  $\log\langle Nw \rangle$  對降雨率的發生機率分佈圖；圖 13c、d 分別為陸地上對流個案  $D_0$  及  $\log\langle Nw \rangle$  對降雨率的發生機率分佈圖；機率越高代表此資料點出現頻率越高，高機率區亦能代表此個案雨滴粒徑分佈的行為特性。資料分別為二種不同型態對流降水之雷達觀測反演所得，雷達資料為針對不同型態降水所選取區

域包含雷達掃瞄 60 個波束、200 個距離單位 (*gate*) 點以及 3 公里以下的仰角掃瞄。由圖顯示，在低降雨量區雨滴粒徑分佈的變化較為寬廣，當降雨率由弱至強時， $D_0$  則傾向於趨近一穩定值，海峽上對流降雨， $D_0$  於降雨率為  $100 \text{ mmhr}^{-1}$  達穩定值約在  $1.8 \text{ mm}$ ，如圖 13a；陸地上對流降雨，降雨率為  $70 \text{ mmhr}^{-1}$  時  $D_0$  出現固定值，約在  $1.9 \text{ mm}$ ，如圖 13c；此結果反應出在對流系統中，當雨滴碰撞合併和分裂過程達到平衡後則雨滴粒徑大小將不再改變，同時也發現二個案在降雨的發展中有較不同的過程，第一個個案在降雨率  $50 \sim 90 \text{ mmhr}^{-1}$  間， $\log\langle Nw \rangle$  已無明顯變化，而  $D_0$  則逐漸向穩定值增加調整；第二個個案中，降雨率在  $40 \sim 70 \text{ mmhr}^{-1}$  間，反而由  $\log\langle Nw \rangle$  所主導， $D_0$  的變化趨於穩定。

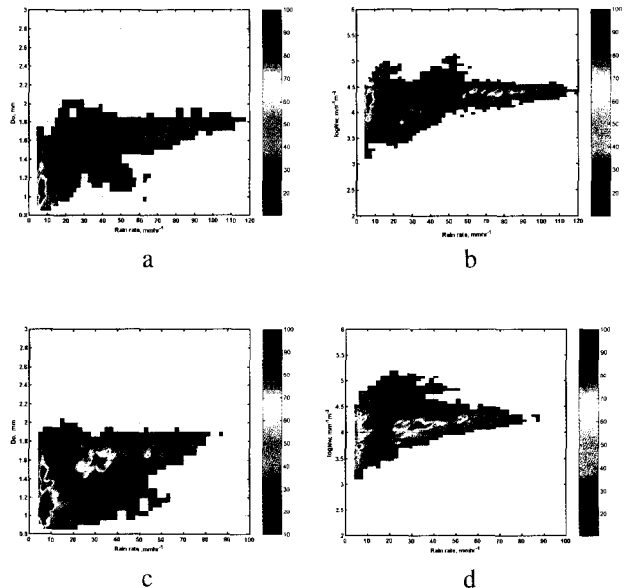


圖 13: a、b 分別為海峽上對流個案  $D_0$  及  $\log\langle Nw \rangle$  對降雨率的發生機率分佈圖。c、d 分別為陸地上對流個案  $D_0$  及  $\log\langle Nw \rangle$  對降雨率的發生機率分佈圖。

圖 14a 及 b 分別為海峽上對流系統以及陸地上對流系統之  $D_0$  對  $\log\langle Nw \rangle$  機率分佈圖，比較二對流系統在高降雨量的差異，因此資料取降雨率低於  $80 \text{ mmhr}^{-1}$  (海峽上系統有較多高於  $80 \text{ mmhr}^{-1}$  資料，為避免影響  $D_0$  與  $\log\langle Nw \rangle$  二參數的分佈，因此限制所選取資料範圍)，圖中虛線為二個案降雨率  $50 \sim 60 \text{ mmhr}^{-1}$  間擬合所有資料的迴歸曲線，可代表

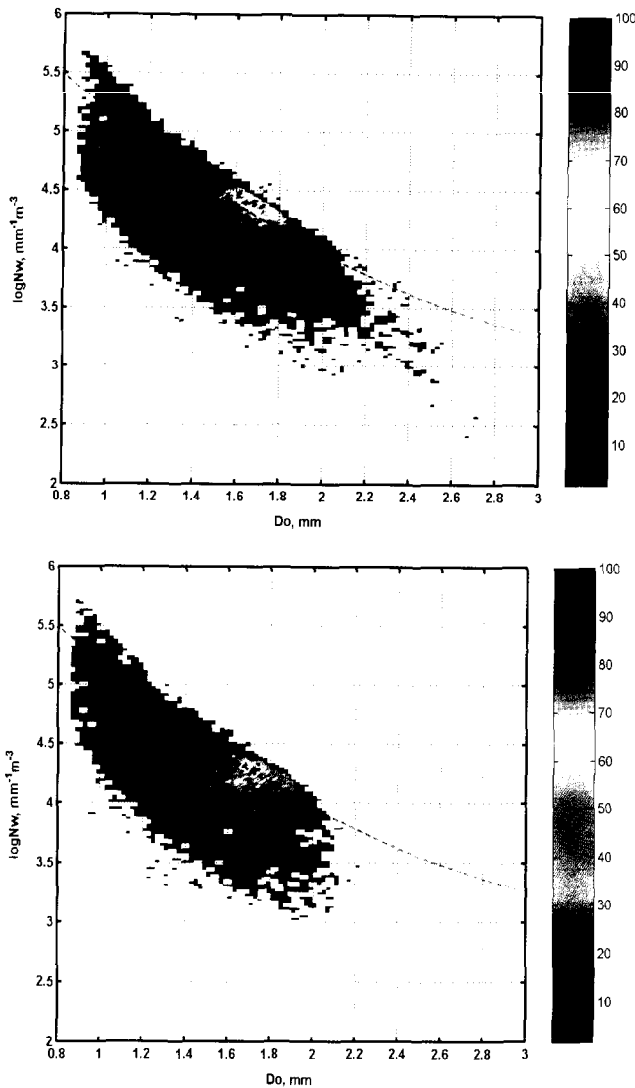


圖 14: a、b 分別為海峽上以及陸地上對流系統之  $D_0$  對  $\log\langle Nw \rangle$  發生機率分佈圖，虛線為二個案降雨率  $50\sim 60\text{ mmhr}^{-1}$  間擬合所有資料的迴歸曲線，可代表同一降雨量的分佈曲線。

同一降雨量的分佈曲線，由圖所示海峽上對流系統在相同降雨量情況下  $D_0$  值於  $1.6\sim 1.7\text{ mm}$  間與  $\log\langle Nw \rangle$  值於  $4.3\sim 4.5\text{ mm}^{-1}\text{m}^{-3}$  間有統計上高頻率發生區，而新竹山區對流系統在  $D_0$  值則於  $1.7\sim 1.8\text{ mm}$  間與  $\log\langle Nw \rangle$  值於  $4.2\sim 4.4\text{ mm}^{-1}\text{m}^{-3}$  間為統計上高頻率發生區。

定性而言可發現二對流系統在強降水發生時有不同型態雨滴粒徑分佈，海峽上對流系統有個數相對較多、粒徑相對較小的雨滴粒子組成，而陸地上對流則為個數相對較少、粒徑相對較大的雨滴粒子組成，此差異乃為二個單一時間觀測的個案做相對比較，目前本研究仍無法證實造成此二個案不同區

域（海上及地形上）之對流系統雨滴粒徑分佈差異性的原因為何，可能是為垂直運動、雨滴凝結核、大氣熱力條件..等差異所造成，而雨滴粒徑分佈是否假設 *Gamma* 型式也值得日後繼續深入探討，亦有可能為雙 *Gamma* 分佈等不同統計型式。但由本研究中仍可藉由雙偏極化雷達反演資料發現，不同降水型態有不同雨滴粒徑分佈的差異性，也同時可由此差異性進一步解釋利用單一回波公式（傳統 *Z-R* 關係式）為無法準確估算降水的主要原因之一。

## 五、結論

本研究在雷達參數品質部分，所使用衰減修正方法乃採用疊代的方式尋找出最佳係數加以改進紀(2005)所使用的衰減修正方法，同時針對  $Z_H$  及  $Z_{DR}$  經由空間平均法以及建立雨的邊界來調整兩參數間關係需符合降雨特性的分佈型態，最後利用地面測站驗證， $Z_H$  總相對誤差量經過修正前為 0.2952 經修正後改善至 0.1908，提高約 10% 的準確率以及  $Z_{DR}$  總相對誤差量經過修正前為 0.4233 經修正後改善至 0.2328，提高約 20% 的準確率，代表經由以上流程修正及調整原始觀測資料是有必要性的。

本研究中反演雨滴粒徑分佈 (*DSD*; *Drop Size Distribution*) 的方法是使用約束的 *Gamma* 關係式來計算出雨滴粒徑分佈以及降水物理各積分參數，本研究改善了紀 (2005) 使用錯誤的  $\mu$ - $\Lambda$  關係式以及調整使用適當的截斷粒徑來做積分估算，在方法驗證部分，有相當不錯的表現，研究中亦發現反演降雨率較反演中值體積直徑有較高的準確度，主要原因為  $D_0$  值與 *Gamma* 型式雨滴粒徑參數  $\mu$  及  $\Lambda$  有關，而在本研究中  $\mu$  與  $\Lambda$  被限制為一個二次多項式的曲線，因此利用  $Z_{DR}$  反演時仍無法定量計算出全部  $\mu$  或  $\Lambda$  的情況，在反演  $D_0$  時，定量上即無法完全相配且在較大  $D_0$  處也會出現高估現象，這是使用約束 *Gamma* 關係式反演方法的缺點，不過定性而言還是能掌握住  $\mu$  及  $\Lambda$  間關係；在估算降雨率時則是還要加入由  $Z_H$  或  $K_{DP}$  參數所推導出的  $N_0$  配合計算，因此反演降雨率時可達到比僅利用  $Z_{DR}$  參數估算  $D_0$  有較高的準確率。在雷達觀測參數反演 *DSD* 之驗證上，則於個案研究期間將反演結果與南港雨滴譜儀

站比對，在定量上有一致且不錯的結果，因此同時也證實了本研究中反演  $DSD$  的方法與資料品管處理方面有達到不錯的結果。

討論梅雨個案海峽上對流系統中發現，強回波區與強降雨區並非為一致情形，主要影響原因可由  $Z_{DR}$  反應出強降雨不為大雨滴所主導，而是由個數多的小雨滴產生大降雨率及高雨水含量有關，研究結果也證實  $Z_{DR}$  反演降雨率的重要性以及說明了單以回波資料迴歸降雨率的潛在問題；相較於海峽上的對流系統，在陸地上對流系統，所反演的高降雨率區， $Z_H$  及  $Z_{DR}$  同樣也出現極大值，此部分則與海峽上的個案有較大的差異。藉由機率分佈圖在統計上客觀的分析及比較，顯然此二對流個案因不同大氣背景、地理位置等會出現二種不同的雨滴粒徑分佈的型態。

分析  $D_0$  與  $\log(Nw)$  對降雨率關係，研究中發現在對流系統高降雨率時， $D_0$  會趨向至固定值，研究指出雨滴受碰撞結合及分裂過程後終將達到平衡，也就是說雨滴粒徑大小在高降雨率時將處於穩定值，在平衡情況下中值體積直徑 ( $D_0$ ) 會為一常數。

台灣地區以及附近海域，每年在梅雨期間，常常有中尺度對流系統在海面上或在北部山區一帶生成與發展，而這些中尺度對流系統有的會伴隨劇烈的豪大雨、強風甚至冰雹等危險天氣現象發生，均會對人民的生命與財產造成嚴重的威脅，因此中央大學雙偏極化雷達的發展，除了對於天氣觀測與預報的實際作業方面均有非常大的幫助，同時應用於降雨估算方面，也能有助於改善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；另一方面在大氣科學雲物理演變機制的認知也將會有更進一步的提升。

## 六、參考文獻

- 呂崇華, 2006: 雙偏極化雷達資料資料分析梅雨鋒面雨滴粒徑分佈的物理特性, 國立中央大學大氣物理碩士論文, 100 頁。
- 紀博庭, 2005: 利用中央大學雙偏極化雷達資料反求雨滴粒徑分佈及降雨率方法的研究, 國立中央大學大氣物理碩士論文, 70 頁。
- 林位總, 2004: 利用二維雨滴譜儀研究雨滴譜特性, 國立中央大學大氣物理碩士論文, 89 頁。
- 鳳雷, 2002: 熱帶降水系統之雙偏振雷達觀測研究, 國立台灣大學大氣科學博士論文, 161 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), 國立中央大學大氣物理碩士論文, 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, 國立中央大學大氣物理碩士論文, 67 頁。
- Gorgucci, E., V. Chandrasekar, V. N. Bringi, and G. Scarchilli, 2002: Estimation of raindrop size distribution parameters from polarimetric radar measurements. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2373–2384.
- Illingworth, A. J., 2004: Improved Precipitation rates and data quality by using polarimetric measurements. *Advanced Applications of Weather Radar*, Chapter 5, Springer Press, 130-166
- Seliga, T. A., and V. N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteorol.*, **15**, 69–76.
- Vivekanandan, J., D. S. Zrníc, S. M. Ellis, R. Oye, A. V. Ryzhkov, and J. Straka, 1999: Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 381-388
- Willis, P. T., 1984: Functional fits to some observed droplet size distributions and parameterization of rain. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1648-1661
- Zhang, G., J. Vivekanandan, and E. Brandes, 2001: A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **39**, 830-841
- Zhang, G., J. Vivekanandan, and E. Brandes, 2001: A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **39**, 830-841



# Using dual-polarization radar measurements to analyse the microphysics characteristics of the drop size distribution of Mei-yu frontal rainfall

<sup>1</sup>Chung-Hua Lu and <sup>2</sup>Tai-Chi Chen Wang

<sup>1</sup>*Weather Center, Weather Wing, CAF*

<sup>2</sup>*Institute of Atmospheric Physics, National Central University*

## Abstract

The major purpose of this research is to understand the microphysics characteristics of Mei-yu frontal system over Taiwan area using NCU C-band dual-polarization (*C-Pol*) radar measurements. The method for retrieving drop size distribution (*DSD*) parameters is to assume that the drop size distribution (*DSD*) is represented by a gamma distribution, and an empirical relation between the distribution shape ( $\mu$ ) and slope ( $\Lambda$ ) parameters. Then the three gamma parameters ( $N_0$ ,  $\mu$ ,  $\Lambda$ ) can be derived from the polarimetric variables ( $Z_H$ ,  $Z_{DR}$  and  $K_{DP}$ ) through an forward numerical calculation of scattering model. Retrieved physical characteristics of the drop size distribution (*DSD*) were generally well matched with disdrometer observations. The retrieval data is applied to the selected Mei-yu frontal precipitation cases to analyze the microphysics characteristics of the rainfall system.

The research results indicate that two strong convective cases are dominated by relatively large drops number and relatively large drops size respectively at the same rainfall rate. Two cases have great variation in the drop size distribution (*DSD*). At high rain rates, the  $D_0$  values reach a steady value what are believed to be equilibrium DSDs in which breakup and accretion are roughly in balance.

Keywords : drop size distribution (*DSD*)、differential reflectivity ( $Z_{DR}$ )

Author e-mail : mwormhua@atm.ncu.edu.tw