

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 陳台琦

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 Γ 分佈型態，並利用雨滴粒徑形狀(μ)與斜率(Λ)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 Γ 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，因此本研究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，以探討其降水系統中雲物理的變化。

由本研究顯示，強回波區與強降雨區並非為一致情形，主要影響原因可由差異反射率 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液態水含量有關，研究結果也證實差異反射率 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。

關鍵字：雨滴粒徑分佈、差異反射率

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，Illingworth (2004)；(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，Gorgucci et al. (2002)；Zhang et al. (2001)；(c) 針對不同水象粒子特性，藉由模糊邏輯(Fuzzy logic)法辨別空間中各種水象粒子，Vivekanandan et al. (1999)，劉 (2002)。

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水系統雨滴粒徑分佈的特性以及雲物理演化的過程，企圖由雙偏極化雷達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。

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(μ)參數和斜率(Λ)參數之間有良好的關係，圖 3.1 為本個案期間雨滴譜儀觀測所獲得之 μ 及 Λ 散佈圖，並進而利用多項式曲線擬合出本個案期間 μ 及 Λ 之統計關係式：

$$\Lambda = 0.003308\mu^2 + 0.6241\mu + 1.659 \quad (3.1)$$

因此本篇反演 Γ 型式雨滴粒徑分佈 N_0 、 μ 、 Λ 之流程步驟：

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 Λ 關係圖，如圖(3.2)。
3. 由觀測 Z_{DR} 值求出 Λ 與 μ 值。

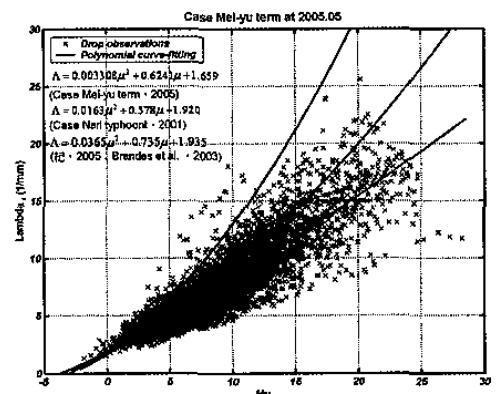


圖 3.1：為 2005 年 5 月份雨滴譜儀觀測獲得 μ 及 Λ 之散佈圖，紅色曲線為本研究反演方法所用之 $\mu - \Lambda$ 關係式。

- 由 A 與 μ 值代入 Z_H 、 K_{DP} 函數式，獲得 $10\log(Z_H/N_0)$ 及 $10\log(K_{DP}/N_0)$ 與 A 關係圖，如圖 (3.2)。
- 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 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 。

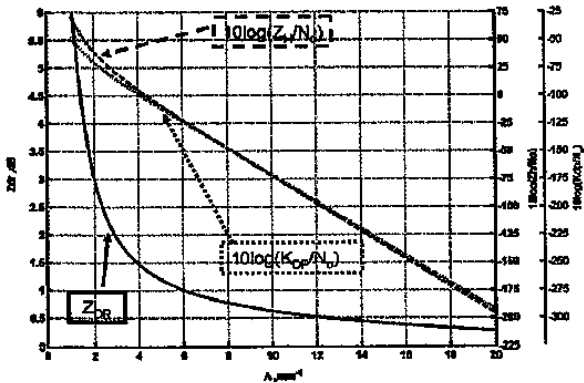


圖 3.2: 使用經驗關係式 Z_{DR} 找出 A (黑色實線)，然後利用 A 以及 Z_H (黑色虛線) 或 K_{DP} (紅色虛線) 計算出 N_0 。

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：

$$\Delta D_0 = 3.67 + \mu \quad (3.2)$$

液態水含量： W (gm^{-3})

$$W = 10^{-3} \frac{\pi}{6} \rho_w \int_0^{\infty} D^3 N_0 D^\mu \exp(-AD) dD \quad (3.3)$$

表示區域總雨滴濃度的物理積分參數為 N_T ，單位： m^{-3}

$$N_T = \int_0^{\infty} N(D) dD \quad (3.4)$$

由雨滴粒徑分佈亦可定義在靜止空氣中之降雨率 R ：

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} v(D) D^3 N(D) dD \quad (3.5)$$

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

$$N_w = \frac{(3.67)^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{10^3 W}{D_0^4} \right) \quad (3.6)$$

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 ($\text{mm}^{-1} \mu \text{m}^{-3}$) 會受到參數 μ 的影響，反觀 N_w 擁有一個較為簡單的單位

($\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$)，不受參數 μ 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(3.3)、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° 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 1.5 km ，則徑向方向也取 1.5 km 的雷達資料來做平均後再和地面比較。

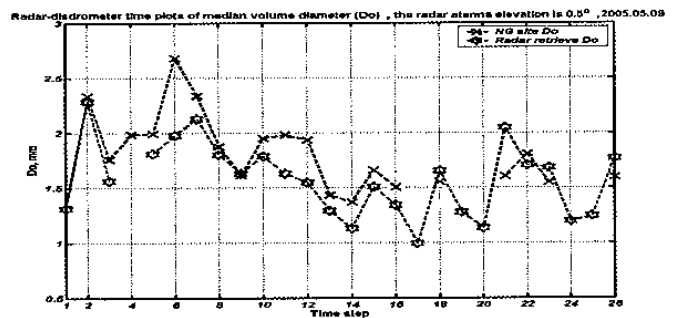
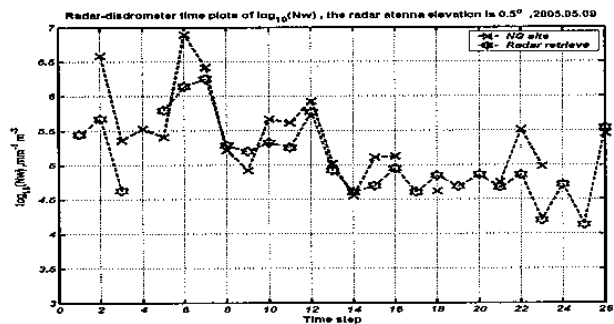


圖 3.3: 雷達反演中值體積直徑 (紅色虛線) 與南港站雨滴譜儀資料 (黑色虛線) 比對。

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 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，總相對誤差 (*total relative error; TRE*)，公式如 3.7 式，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。

$$TRE = \frac{\sum |Retrieve - True|}{\sum |True|} \quad (3.7)$$

圖 3.4: 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。

四、梅雨個案分析與討論

2005年5月12日8時於海峽上強對流系統逐漸發展成熟並由西向東移行，圖4.1為中大雷達 Z_H 回波圖，可發現系統呈狹長狀，約距離中大雷達西向50公里處，本研究嘗試以雷達掃瞄第290度方位角，看此方位角雷達高度頗面(RHI)各參數的強度分佈情形，如圖4.2，由圖上至下分別為 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{hv} ，橫軸為距雷達距離，縱軸為高度，強對流發展區約位於距雷達40至70公里間，在距雷達50公里處之對流胞有發展高度較高也較強的回波反射率，而差異反射率、比差異相位差均有反應出強系統區， ρ_{hv} 值於此區則有偏低情形，可能與此區普遍有水象粒子翻滾、破碎現象造成 Z_H 與 Z_V 的相關性差異較大有關，但 ρ_{hv} 值此區均仍高於0.9以上，圖4.3為距離雷達51公里處的垂直頗面圖(雷達方位角 $250^\circ\sim 310^\circ$ 區域)，資料為偏極化雷達反演降雨率及DSD各積分參數高度頗面圖(雷達方位角 250° ，0km，至雷達方位角

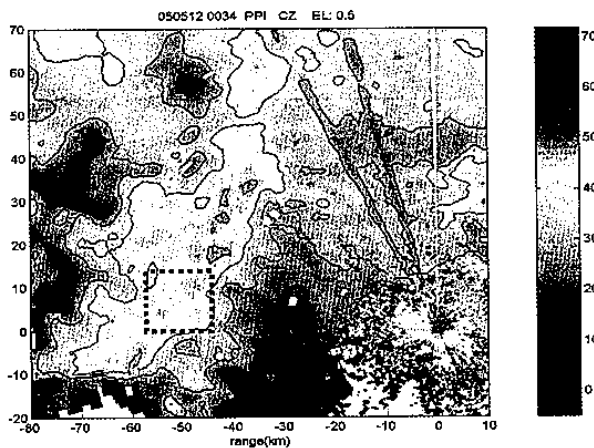


圖4.1：2005年5月12日0834時(local time)雷達回波圖，座標(0,0)處為中大C-Pol雷達位置。

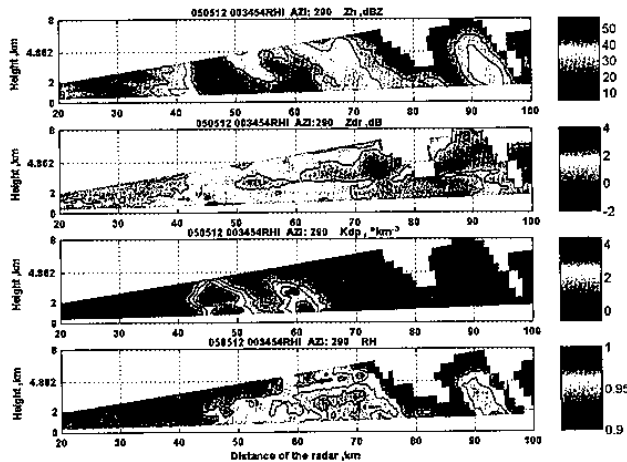


圖4.2：2005年5月12日0834時(local time)雷達RHI頗面圖，由上至下分別為 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{hv} 。

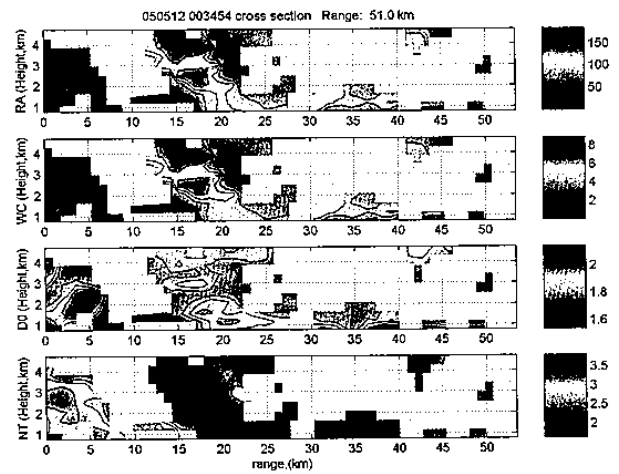


圖4.3：2005年5月12日0834時(local time)雷達反演DSD各積分參數高度頗面圖，由上至下分別為降雨率、液態水含量、中值體積直徑及總雨滴濃度。

310° ，55km)距離，縱軸為高度(結冰層 0°C 以下高度)，強對流系統所造成的高降雨率及高液態水含量均發生在2公里以上高度，2公里高度以下則有減弱趨勢，判斷可能與雨滴落至2公里以下雨滴蒸發效應有關，主要原因是當水滴下降時，周圍的空氣溫度漸漸上升，較小水滴會逐漸被蒸發，因此蒸發作用同時也反應出雨滴濃度在近地層有逐漸降低趨勢，而 D_0 的分佈則與其他參數相異，極大值分佈於近地層，雨滴在落下過程仍不斷受到碰撞合併過程增長其粒徑，然而受到蒸發作用而使得近地面降雨率較上層低的情形；圖4.4~4.7為雷達反演降雨率及其積分參數資料之PPI圖，圖中紅框區為降雨率極大區，降雨率(圖4.4)、液態水含量(圖4.5)及總雨滴濃度(圖4.6)均於此區出現極大值，反而 D_0 值(圖4.7)於紅框內並非為極大值，大小約在 $1.8\sim 2.0\text{ mm}$ ，由圖可知本區大降雨量主要是與雨滴總濃度有較大的相關，因此由圖4.1回波強度大於 $40\sim 50\text{ dBZ}$ 等值線內的範圍來看，強降水及高液態水含量僅出現在紅框區範圍內，而在回波 $40\sim 50\text{ dBZ}$ 間出現降雨率 $40\sim 120\text{ mmhr}^{-1}$ 及液態水含量 $1.5\sim 5\text{ gm}^{-3}$ 的高差異性，此明顯差異性凸顯差異反射率 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。

五、結論及未來展望

傳統的天氣雷達傳送和接收平行於水平電場的線性電磁波輻射，而雙偏極化雷達不止可傳送和接收水平方向，也包括垂直方向的電場電磁波輻射。由於所照射的水象粒子可能不是球體，因此這些非球狀水象粒子反散射截面的水平及垂直極化並不會相同，而電磁波傳播經過降雨區將會遭受到散射(scattering)、差異衰減(differential attenuation)、差異相位差(differential phase shifts)以及退極化

(depolarization)等各種改變訊號的因素，也因此可以由電磁波傳播所產生的訊號改變資訊，來估算或反演獲得水象粒子的大小、形狀、指向以及熱力相態等訊息，使得雙偏極化雷達可用於改善降雨率的估算、偵測冰雹、資料的品質管制、水象粒子辨識以及進一步分析雲物理特性。

本文反演雨滴粒徑分佈的方法是使用約束的 Γ 關係式來計算出雨滴粒徑分佈以及降水物理各積分參數，個案研究期間並同時將反演結果與南港雨滴譜儀站比對，在定性上有一致且不錯的結果。討論梅雨個案對流系統中發現，強回波區與強降雨區並非為一致情形，主要影響原因可由差異反射率 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，研究結果也證實差異反射率 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。

中央大學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。

對於雙偏極化雷達各參數的特性，未來將利用散射模擬程式探討不同情形下雨滴粒徑分佈對雷達參數的反應，以進一步瞭解雙偏極化雷達各參數間的變異性與降水粒子間的關係性，並且也利用雲模式模擬個案期間雲物理變化差異，以釐清雙偏極化雷達反演雨滴粒徑分佈或是探討其雲物理變化差異的原因。

六、參考文獻

- 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。
- 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。
- 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。
- 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。
- 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。
- 呂崇華, 2006: 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, 國立中央大學大氣物理碩士論文, 100 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. Zrnic, 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

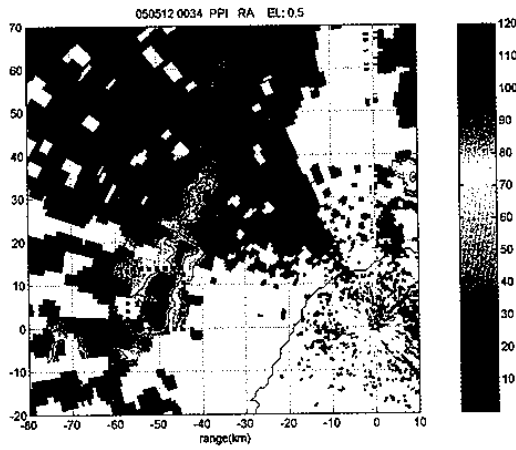


圖 4.4：2005 年 5 月 12 日 0834 時(local time) 雷達反演降雨率圖，(R, $mmhr^{-1}$)，座標(0,0)處為中大C-Pol雷達位置。

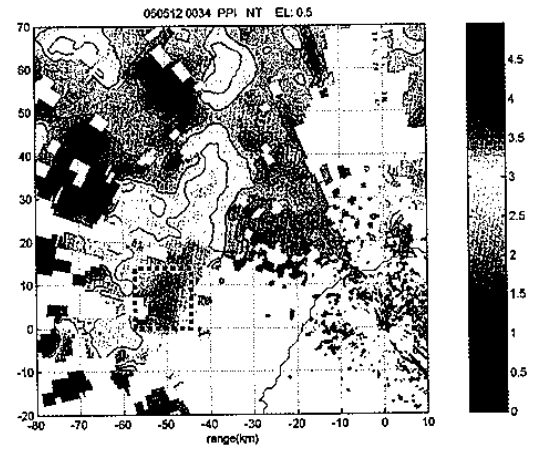


圖 4.7：2005 年 5 月 12 日 0834 時(local time) 雷達反演總雨滴濃度圖，(N_r, m^{-3})，座標(0,0)處為中大C-Pol雷達位置。

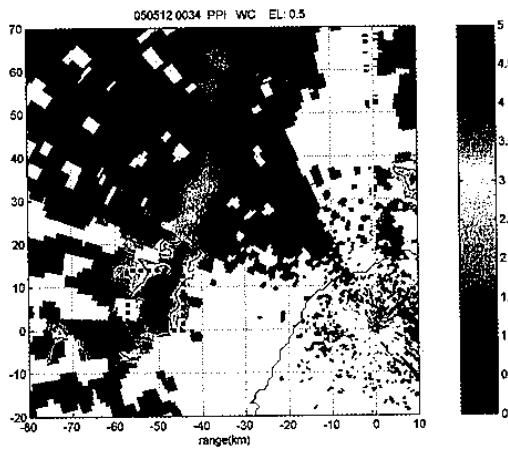


圖 4.5：2005 年 5 月 12 日 0834 時(local time) 雷達反演液態水含量圖，(W, gm^{-3})，座標(0,0)處為中大C-Pol雷達位置。

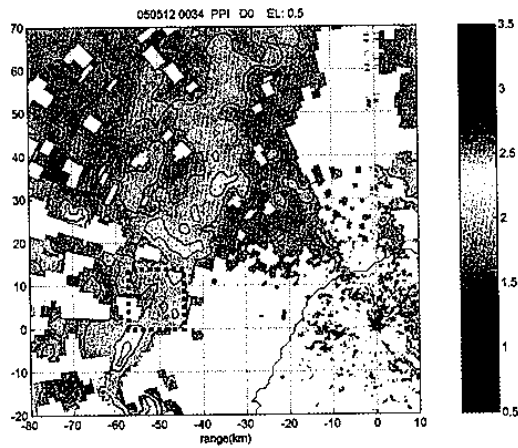


圖 4.6：2005 年 5 月 12 日 0834 時(local time) 雷達反演中值體積直徑圖(D_o, mm)，座標(0,0)處為中大C-Pol雷達位置。

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

Chung-Hua Lu and Tai-Chi Chen Wang
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 (μ) and slope (Λ) parameters. Then the three gamma parameters (N_0 , μ , Λ) 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})