

利用 2016 年 TASSE 實驗期間 X-band 雷達資料反演及 分析雨滴粒徑分布特性

曾昭誠* 林沛練 陳台琦 鍾高陞

國立中央大學大氣科學系

(中華民國 112 年 3 月 1 日收稿；中華民國 112 年 6 月 30 日定稿)

摘 要

雨滴粒徑分布(DSD)可呈現降雨過程中碰撞、結合及分裂的微物理特徵,近地表的 DSD 可由雨滴譜儀觀測獲得,空間中搭配雙偏極化雷達高時空解析度的觀測,使用相關公式即可反演三維的 DSD 參數。DSD 參數反演可使用由形狀參數(μ)、斜率參數(λ)及截距參數(N_0)組成的 Gamma DSD;雙偏極化雷達參數亦可由撞擊式雨滴譜儀(JWD)觀測的 Gamma DSD 模擬,兩者需由 $\mu - \lambda$ 約束關係做連結。以往使用長期統計之 DSD,但 DSD 的特徵因時、空、降雨類型不同而改變,測試不同 DSD 觀測有助於改善雷達反演 DSD 參數的成效。

本研究使用 2016 雙北都會區夏季暴雨觀測預報實驗(TASSE)期間,佈署於五股的移動式 X 波段雙偏極化都卜勒雷達(TEAM-R)及新店、翡翠水庫的 JWD。反演所需的 $\mu - \lambda$ 約束關係使用本個案於翡翠水庫 JWD 的觀測資料及 Brandes (2003)的統計;另測試直接擬合以 JWD 計算之 DSD 參數、雙偏極化雷達參數的關係式,討論三種方法反演對流胞 DSD 三維結構的成效,結果以 $\mu - \lambda$ 約束關係的反演結果較佳,直接擬合式無法表現合理約束關係。反演結果在淺對流有較窄的 DSD 及較小的均值粒徑(D_m)、較低的雨滴濃度(N_w);深對流有較寬的 DSD、較淺對流高數百至數千倍的 D_m 、 N_w ;層狀降雨有偏窄的 DSD、介於深對流及淺對流間的 N_w 、 D_m 。使用 $\mu - \lambda$ 約束關係得到雲物理特徵一致,且使用實驗期間的地面 DSD 觀測能得到更好的結果。

關鍵詞：雨滴粒徑分布、雙偏極化雷達、降水物理

*通訊作者:曾昭誠,320 桃園市中壢區中大路 300 號科二館八樓,Email: a4060211430@gmail.com

一、前言

短延時強降雨的劇烈天氣系統日益常見，台灣夏季好發午後雷陣雨，常有一小時內累積雨量達四十毫米以上或三小時累積一百毫米以上的大雨、豪雨事件，發生在都會區易導致排水不及而致災，故分析雷雨胞發展的物理過程對日後強降雨前的即時監測有極大幫助。了解雨滴粒徑分佈(DSD)的變異性將有助於改善雷達估計DSD 參數的能力。本研究使用 2016 雙北都會區夏季暴雨觀測預報實驗(TASSE)資料，探討單一個案的觀測資料在使用前人 $\mu - \lambda$ 約束關係反演 DSD 參數的成效及限制。並以此反演法分析 2016 年 TASSE 實驗中觀測到的雷雨胞，探討雷雨胞的雨滴粒徑分布及雲物理特性。結果將可提供雲物理模式校驗及參考。

雨滴粒徑分布由 Ulbrich (1983) 提出了使用 Gamma 函數描述的 DSD，表示為

$$N(D) \left(\frac{\#}{mm \cdot m^3} \right) = N_0 D^\mu e^{-\lambda D} \quad (1)$$

μ 為形狀參數、 λ 為斜率參數、 N_0 為截距參數，與 Marshall and Palmer (1948) 的指數型函數不同，新增形狀參數(μ)能描述小雨滴的特性，三參數形式的 DSD 比指數分布更接近真實的觀測。偏極化參數能探討降水

過程的微物理特徵，Seliga and Bringi (1976, 1978) 使用水平極化回波反射率 (Z_h)、差異相位差 (ϕ_{ap}) 搭配差異反射率 (Z_{dr}) 反演 N_0 、中值粒徑 (D_0) 計算指數型 DSD；但討論 DSD 時 N_0 會受到其單位中的 μ 值影響導致難以比較，故 Testud et al. (2001) 提出標準化的雨滴濃度 N_w ，統一單位使雨滴濃度更容易被討論。Zhang et al. (2001)、Brandes et al. (2003) 利用 Gamma DSD 中的 $\mu - \lambda$ 約束關係配合 Gamma DSD 形式的 Z_h 、 Z_{dr} 反求 Gamma DSD。

前人應用以上方法研究降雨估計與物理過程，張(2002)、林(2004)、紀(2005)、呂(2006)將五分山雷達及中大 C-pol 雷達、雨滴譜儀應用在雷達降雨估計、DSD 分析及反演皆有不錯的成果；劉(2002)利用南海季風實驗(SCSMEX)的 C-pol 雷達觀測進行降水之雲物理特性分析；黃(2012)使用 TEAM-R 雷達與 JWD 討論凡那比颱風的雲微物理變化；Chang et al. (2009) 使用 2DVD 討論納莉颱風的 DSD 特徵。研究也指出 DSD 在不同季節、不同氣候區及不同降雨類型都會有不同的特徵(吳, 2006)，因此探討不同 DSD 特徵在物理過程的差異亦為重要課題。

本文第二章介紹 TEAM-R 雷達及雨滴譜儀的觀測資料及資料處理；第三章介紹本研究使用的三種 DSD 反演方法。第四章將三種反演方式帶進雷達觀測，比較反演 DSD 的特性差異與優缺點。最後使用以上方法分析 2016 年 TASSE 期間觀測到的雷雨胞。第五章為結論與未來展望。

二、資料來源與處理

本研究使用 2016/9/5 至 9/10 在台北盆地實施之「雙北都會區夏季暴雨觀測預報實驗 (TAIpei Summer Storm Experiment, TASSE)」，本實驗目的為探討雙北地區豪

雨型午後雷暴的環境特性、雲動力與微物理特性等。使用的觀測儀器包含部署在五股河岸的移動式 X-band 雙偏極化都卜勒雷達 (TEAM-R)，掃描範圍大致涵蓋大台北都會區；撞擊式雨滴譜儀(JWD)分別架設於五股、新店檢校中心及翡翠水庫，儀器配置圖如圖 1 所示。

2016 TASSE 實驗期間 9/5 到 9/7 台灣處於強勁西南風的環境，多為由海上移入的對流系統。山區熱對流事件集中在 9/8 到 9/10 間，本篇研究主要討論 9/9 下午發生的熱對流。圖 2 9/9 00Z 地面天氣圖顯示滯留鋒在台灣北部海面，台灣處於鋒面

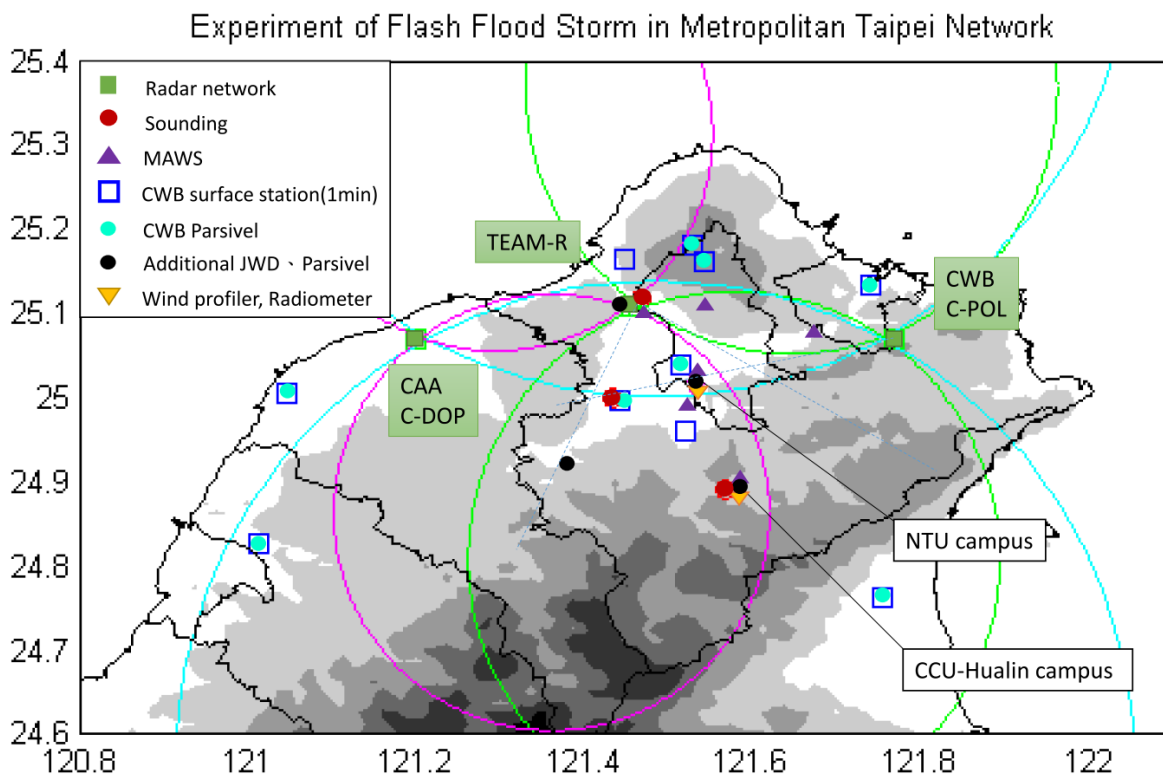


圖 1 2016 雙北暴雨實驗中實驗儀器位置圖

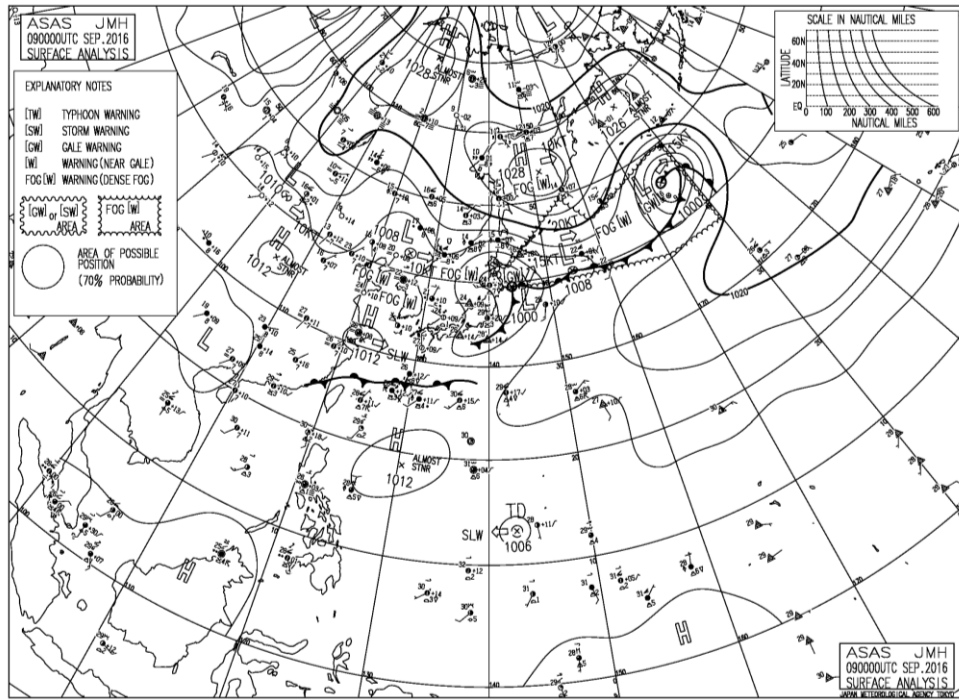


圖 2 2017/09/09 00Z 日本氣象廳地面天氣圖

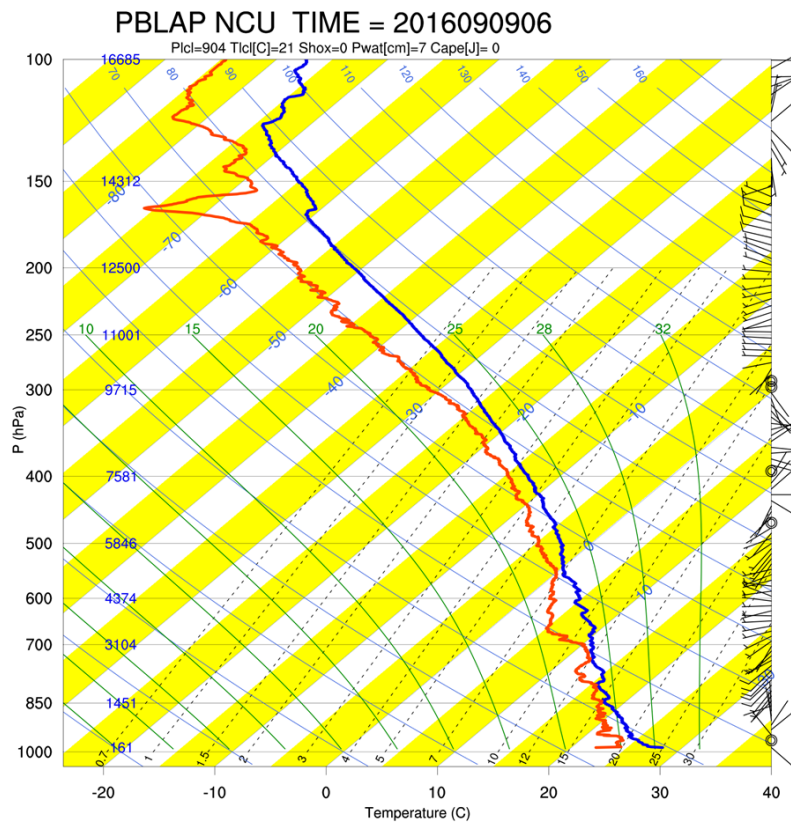


圖 3 09/09 06Z 國防大學探空圖，藍線表示氣溫、紅線表示露點溫度

前西南風不穩定的環境。在 9/9 00Z、03Z、06Z、09Z、12Z 在國防大學施放加密探空觀測，圖 3 的 06Z 的探空資料顯示整層皆潮濕，低層至中層大多吹西南風及西風，融解層約在 550hPa、4.8 公里、氣溫 0°C 左右的高度。

(一) 觀測儀器介紹

移動式 X-band 雙偏極化都卜勒雷達 (TEAM-R)：TEAM-R 全名為 Taiwan Experimental Atmospheric Mobile Radar，由當時的行政院國家科學委員會在 2006 年 9 月核准，由國立中央大學大氣科學系負責

執行，於 2008 年 3 月成功建置國內第一部以實驗為主的移動式氣象雷達，同年投入西南氣流實驗 (Taiwan's Southwesterly Monsoon Experiment-2008, SoWMEX-08)。TEAM-R 為 X-band 雙偏極化都卜勒雷達，波長為 3.12 公分。本次實驗 TEAM-R 掃描範圍大致涵蓋大台北都會區。雷達掃描策略分為水平掃描(PPI)及垂直掃描(RHI)，本實驗掃描策略由二至三個方位角的 RHI 掃描與八個仰角的 PPI 掃描組成一組掃描。PPI 掃描範圍為方位角 35°~185°，如圖 4。PPI 掃描仰角有 0.5°、1.0°、2.0°、3.5°、5.5°、8.5°、13.5°、18.5°，RHI 有 141°、

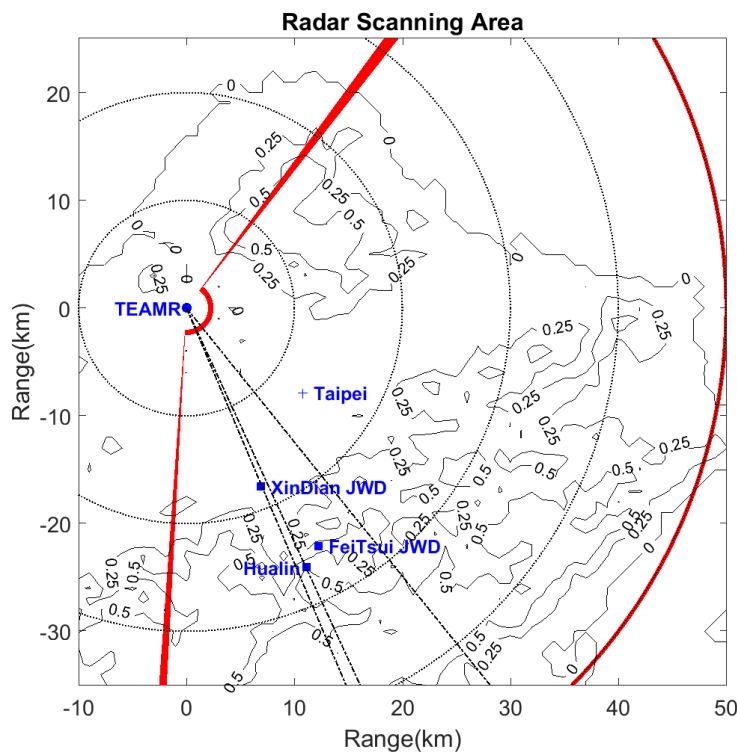


圖 4 2016 TASSE TEAM-R PPI 掃瞄範圍，點虛線為 RHI 方位角

151°、157°三個方位角，本次觀測有規律的 PPI 及 RHI 掃描間格，有利於研究雷雨胞的生命週期，完成一次體積掃描需時 7.5 分鐘，RHI 掃描約占一分二十八秒；PPI 掃描約占五分四十七秒。

撞擊式雨滴譜儀 (Joss-Waldvogel disdrometer, JWD)：利用雨滴撞擊感測器的力量推算雨滴粒徑大小。JWD 能量測 0.359mm~5.373mm 的雨滴大小，並將雨滴粒徑分為不等間距的二十組，小於 0.359mm 的雨滴無法被觀測，大於 5.373mm 的雨滴全部歸類於 5.373mm，故 JWD 在小雨滴的觀測誤差可能影響後續的參數計算。本研究使用的雨滴譜儀資料以翡翠水庫的 JWD 為主，該站點觀測到的總降雨時間較長，取得樣本數也是五股、翡翠、新店三站中最多的一個。

(二) 參數介紹

除了前述的雙偏極化雷達參數 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} (比差異相位差)及 Gamma DSD 參數 μ 、 λ 、 N_0 ，本研究也使用質量權重平均粒徑 (D_m)及標準化(normalized)的截距參數 (N_w)討論雨滴的大小與濃度特性。 D_m 亦稱均值粒徑，為雨滴以質量作為權重計算的平均粒徑，計算方式如(2)式所示。

$$D_m = \frac{\int_0^{D_{max}} D^4 N(D) dD}{\int_0^{D_{max}} D^3 N(D) dD} \quad (D_m, mm) \quad (2)$$

N_0 可提供 DSD 的雨滴濃度資訊，但 N_0 ($\frac{1}{mm^{1+\mu m^3}}$)和 $N(D)$ ($\frac{\#}{mm \cdot m^3}$)的單位並不相同， N_0 的單位中含有 μ ，因此在不同降水情境的 μ 值將導致 N_0 難以互相比較，因此 N_0 需被標準化為 N_w ，將 N_0 單位中的 μ 移除即可得到 N_w ，(3)式的 N_w 與 $N(D)$ 單位皆為單位體積內、單位粒徑大小的雨滴濃度，可直接以 N_w 討論雨滴濃度。

$$N_w = \frac{(4.0)^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{10^3 W}{D_m^4} \right) \left(\frac{\#}{mm \cdot m^3} \right) \quad (3)$$

(三) 資料品管

進行反演前需依序修正 JWD 的 DSD 觀測、TEAM-R 的 Z_{dr} 、 Z_h 衰減及系統性偏差，JWD 每筆資料的取樣間隔為 6 分鐘。為了避免單一樣本雨滴數量過少造成計算的錯誤，先將降雨強度小於 1mm/hr 的資料去除再做後續計算，篩選後共 138 筆。

雷達資料方面，本研究使用本次實驗期間翡翠水庫 JWD 計算衰減修正係數，用於修正 Z_{dr} 、 Z_h 在空間中的能量衰減，JWD 包含實驗中所有降雨事件的資料，所以本衰減修正係數適用於實驗期間的所有降雨型態。

Z_h 、 Z_{dr} 完成衰減修正後， Z_{dr} 的系統偏差值使用 Gorgucci et al. (1999)提出的垂直掃描法修正，理論上層狀降雨的雨滴形狀應近似於正圓的圓盤狀，因此對層狀降雨進行垂直掃描時 Z_{dr} 平均值應等於0，如有盈虧即視為系統偏差量，本次個案計算的 Z_{dr} 系統偏移量為+0.02，使用 Z_{dr} 時需先減去0.02，在此完成 Z_{dr} 的衰減修正及系統偏移修正。

Z_h 系統偏移修正需使用 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 約束關係求取理論的 Z_h 值，如(4)式。將前面已修正完成的 K_{dp} 、 Z_{dr} 代入此式即可依此約束關係求出理論的 Z_h 值，再將衰減修正後的 Z_h 減去理論 Z_h 值計算誤差。因 K_{dp} 在強降雨區有較好的品質，故設定當 $K_{dp} > 1$ 時才取用該點資料做計算，另外亦將 $Z_h > 40$ 及 $Z_{dr} > 0.5$ 加入篩選門檻，確保代進(4)式不受弱降雨的微小值影響。因 Z_{dr} 值太小時資料品質可能不理想，故 $Z_{dr} < 0.5$ 時改用(5)式求取 Z_h 理論值。

$$K_{dp} = 6.744 \times 10^{-5} Z_h Z_{dr}^{-1.112} \quad (4)$$

$$K_{dp} = 0.001587 Z_h^{0.6715} \quad (5)$$

統計得 Z_h bias 為-2.2，使用 Z_h 前需加上2.2，至此雷達資料修正完成，但修正過後仍發現0.5度及1度仰角的雷達資料出現 Z_h 偏低、 Z_{dr} 偏高的狀況，故本文僅討論2

度仰角以上的雷達資料。本研究主要討論及統計液態的水象粒子，每個案皆依9/906Z探空資料0°C發生的高度去除4.8公里以上的雷達資料，在統計上能有效排除冰相粒子的回波資訊。

三、DSD 反演方法討論

(一) 使用 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 與 $\mu - \lambda$ 約束關係反演雨滴粒徑分布

Zhang et al. (2001)使用 μ 、 λ 間的約束關係與 Gamma DSD 形式的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 計算 Gamma DSD 三個參數與偏極化參數的關係。由(6)、(7)式得知 Z_{hh} 、 Z_{vv} 、 K_{dp} 為 N_0 、 μ 、 λ 的函數，其中的常數不在此贅述；(8)式表示 Z_{dr} 可由 Z_{hh} 、 Z_{vv} 的商求得，因此(8)式顯示 Z_{dr} 僅為 μ 、 λ 的函數。再取得一組 $\mu - \lambda$ 約束關係，即可由(8)式和(9)式的 $\mu - \lambda$ 約束關係組成的一元二次方程組求解 μ 、 λ 。

$$\begin{cases} Z_{hh} = \int_0^{D_{max}} D_{eq}^6 \sigma_H N_0 D_{eq}^\mu e^{-\lambda D} dD = N_0 f(\mu, \lambda) \\ Z_{vv} = \int_0^{D_{max}} D_{eq}^6 \sigma_V N_0 D_{eq}^\mu e^{-\lambda D} dD = N_0 g(\mu, \lambda) \end{cases} \quad (6)$$

$$K_{dp} = \frac{k_0\pi}{12} \left\{ \int D^3 N(D) \left[\frac{\epsilon_r - 1}{1 + \frac{1}{2}(1 - \lambda_z)(\epsilon_r - 1)} - \frac{\epsilon_r - 1}{1 + \lambda_z(\epsilon_r - 1)} \right] dD \right\} = N_0 I(\mu, \lambda) \quad (7)$$

$$Z_{dr} = 10 \log \frac{Z_{hh}}{Z_{vv}} = h(\mu, \lambda) \quad (8)$$

$$\lambda = a + b\mu + c\mu^2 \quad (9)$$

將(9)式代入 Z_{dr} 的定義(8)式將 Z_{dr} 簡化為 μ 的函數，得到一元二次方程組，再將已知的 Z_{dr} 觀測值代入解出 μ 值；再把得到的 μ 代回 $\mu - \lambda$ 約束關係求得 λ 。

同樣使用簡化的 $Z_{dr} - \mu$ 的函數帶進 Z_{hh} 與 K_{dp} 的定義：(7)、(8)式，得到 $10 \times \log \frac{Z_h}{N_0}$ 、 $10 \times \log \frac{K_{dp}}{N_0} - \mu$ 為 μ 的函數。顧慮到 Z_h 在大雨區有較嚴重的衰減，而 K_{dp} 在小雨區離散度過大。於是在計算 N_0 時使用紀(2005)年提出的門檻，當 $Z_h < 30\text{dBZ}$ 且

$K_{dp} < 0.1$ 時使用 $10 \times \log \frac{Z_h}{N_0} - \mu$ 關係；其餘使用 $10 \times \log \frac{K_{dp}}{N_0} - \mu$ 關係。

但此方法在太小或太大 Z_{dr} 值計算出的 μ 、 λ 會有很大的不確定性，因此不同 $\mu - \lambda$ 約束關係有不同的可反演區間，反演的範圍亦被侷限在特定 Z_{dr} 值之間，詳細範圍將在下節說明。

(二) DSD 反演方法比較

本小節測試三種反演方法，方法一、方法二皆採用上節說明的 Zhang et al. (2001)反演法，並測試兩種不同 $\mu - \lambda$ 約束關係的反演效果；但因降雨率門檻及資料採樣長度不同有上節提到的 Z_{dr} 反演區間限制，因此另外嘗試方法三直接擬合各參數，測試適用任意數的反演效果，表 1 為三種方法可反演的 Z_{dr} 值範圍。以下為三個不同反演方法的設定：

表 1. 三種反演方法的可反演的 Z_{dr} 範圍

	方法一	方法二	方法三
可反演的 Z_{dr} 範圍	0.06dB~3.72dB	0.5dB~5.6dB	任意實數

方法一使用 Zhang et al. (2001)的 DSD 反演法，套用 Brandes et al. (2003)提出的 $\mu - \lambda$ 約束關係，此約束關係為於對流降雨

及層狀降雨擬合的結果，且條件為每分鐘大於 1000 個雨滴粒子與降雨率 5mm/hr 以上，如(10)式：

Brandes, 2003 $\lambda = 0.0365\mu^2 + 0.735\mu + 1.935$ (10)

方法二同方法一使用 Zhang et al. (2001)的方法，唯 $\mu - \lambda$ 約束關係套用 TASSE 實驗中 9/8 到 9/10 的翡翠水庫 JWD 觀測的 μ, λ ，使用最小平方法計算 $\mu - \lambda$ 約束關係如(11)式：

$$\begin{aligned} 9/8 - 9/10, \quad \lambda \\ = -0.010335\mu^2 \\ + 1.0365\mu \\ + 0.96268 \end{aligned} \quad (11)$$

方法三使用 JWD 計算之 N_0, μ, λ 與 T-Matrix 方法(Vivekanandan et al. 1991)模擬 Z_h, Z_{dr}, K_{dp} ，使用指數型函數擬合出 $\mu - Z_{dr}, \lambda - Z_{dr}$ 關係，如(12)式、(13)式；使用二次多項式擬合 $10 \times \log \frac{Z_h}{N_0} -$

$\mu, 10 \times \log \frac{K_{dp}}{N_0} - \mu$ 關係，如(14)式、(15)式。

$$\begin{aligned} \mu = 7.647e^{-2.503Z_{dr}} \\ + 4.698e^{-0.0387Z_{dr}} \end{aligned} \quad (12)$$

$$\begin{aligned} \lambda \\ = 14.46e^{-4.947Z_{dr}} \\ + 7.498e^{-0.3779Z_{dr}} \end{aligned} \quad (13)$$

$$\begin{aligned} \log_{10} \left(\frac{K_{dp}}{N_0} \right) = 0.0095835\mu^2 \\ - 1.5646\mu \\ - 4.0275 \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} \log_{10} \left(\frac{Z_h}{N_0} \right) = 0.01301\mu^2 - 1.5748\mu \\ - 2.0505 \end{aligned} \quad (15)$$

圖 5 為方法一與方法二使用的 $\mu - \lambda$ 約束關係比較，明顯發現兩者有相當的差異。圖 6 至圖 9 比較以上三種方法反演之

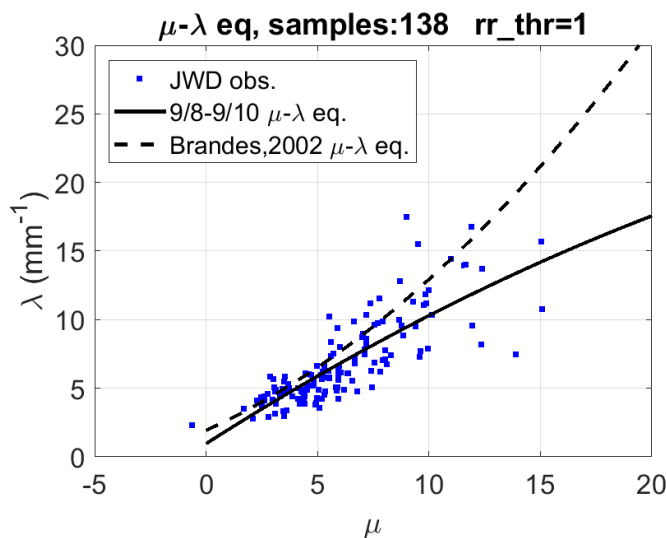


圖 5 方法一、方法二使用的 $\mu - \lambda$ 約束關係與 JWD 觀測比較

DSD 與雷達參數關係與 JWD 計算之 DSD 參數與雷達參數散布圖做比較，虛線為使用方法一、黑色實線為方法二、點虛線為方法三的結果。方法一可反演的 Z_{dr} 區間為 $0.06dB \sim 3.72dB$ ；方法二 Z_{dr} 反演區間為 $0.5dB \sim 5.6dB$ ，可以觀察到使用方法二的 Z_{dr} 最小可反演值遠高於方法一。在對流降雨中雷達可觀測到的 Z_{dr} 值約 0 到 5dB，方法二有最低可反演的 Z_{dr} 過高及可反演數值範圍過小的狀況，方法一可反演的 Z_{dr} 值上限，可用的 Z_{dr} 反演區間對 DSD 參數反演的效果有一定的影響。

從圖 6、圖 7 中可以看出三種方法所求得的 $\mu - Z_{dr}$ 、 $\lambda - Z_{dr}$ 關係與 JWD 實際觀測的比較。總體而言，方法三最貼近真實的觀測結果；約在 $Z_{dr} > 1$ 時，方法一、方法二結果中的 μ 、 λ 值皆低估，方法一比方法二的結果更偏離 JWD 實際觀測，而方法二的結果比較接近 JWD 的實際觀測。但須留意 JWD 觀測在此個案中幾乎沒有 2.2 以上之 Z_{dr} 值被 JWD 計算出來，三種方法在大於此 Z_{dr} 值時都無法討論與 JWD 實際觀測的相關性。

若將此三種方法分別使用在 DSD 參數反演，在 Z_{dr} 相同時，使用方法一計算出的 μ 、 λ 值皆低於方法二的結果，表示在相

同的雷達觀測下，方法一的計算結果會有較多的大雨滴跟小雨滴，雨滴分布也會比較寬廣；在 Z_{dr} 約大於 1.5 時，使用方法一的結果會出現 $\mu < 0$ 的情況； Z_{dr} 值接近 3 時 λ 會趨近於 0，這結果會呈現出小雨滴濃度急遽增加、大雨滴的分布向非常大的粒徑延伸，呈現出不符自然條件的分布。而方法二的結果則可以在 Z_{dr} 較大時， μ 、 λ 值仍維持在 0 以上。此結果比較適用於常有高 Z_{dr} 值出現的午後雷陣雨，在 JWD 觀測中鮮少出現 μ 、 $\lambda < 0$ 的狀況。由此可推論針對個案、區域統計的方法二與長期統計相比能有更貼近實際觀測的效果，但兩者與觀測還是有一定程度的偏差。

計算 N_w 時，使用方法一及方法二的反演結果在高回波區的值較周圍低，對應到同點的 D_m 也較周圍高，表示在均值粒徑越大時所含的雨滴顆數越少，反之亦然。使用方法三的 N_w 反演結果卻顯示 N_w 增加、 D_m 也隨著增加，意義上等同於該區有極高的含水量，這在物理意義上是不合理的。回到圖 6~圖 9，探討原因為使用方法三時，忠實反映觀測的只在 JWD 有觀測的部分，約在 $Z_{dr} > 2.2$ 部分對雨滴譜儀是未知的，不同於使用 $\mu - \lambda$ 約束關係的反演法，此方法是分別擬合參數，沒有以 N_0

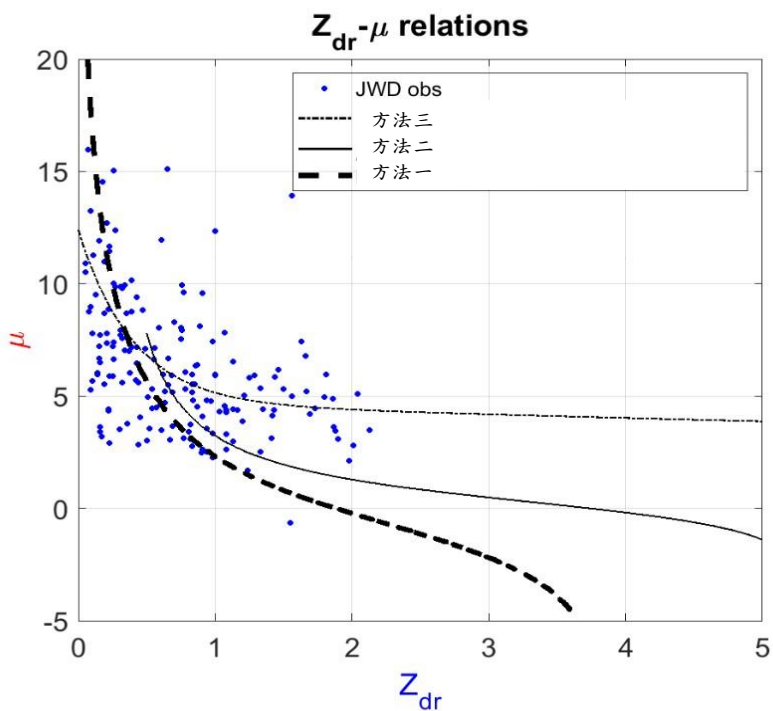


圖 6 三種方法反演的 $\mu - Z_{dr}$ 關係與 JWD 觀測比較

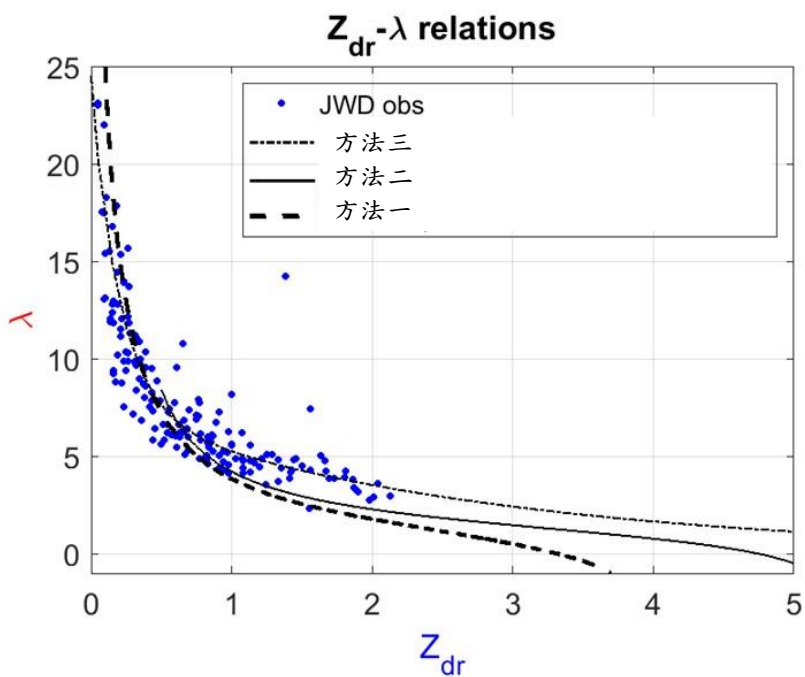


圖 7 三種方法反演的 $\lambda - Z_{dr}$ 關係與 JWD 觀測比較

、 μ 、 λ 為定義的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 為基礎，所 一步計算含有 N_0 的參數會出現不合理的
 以當雷達觀測 $Z_{dr} > 2.2$ 時使用方法三進 值。

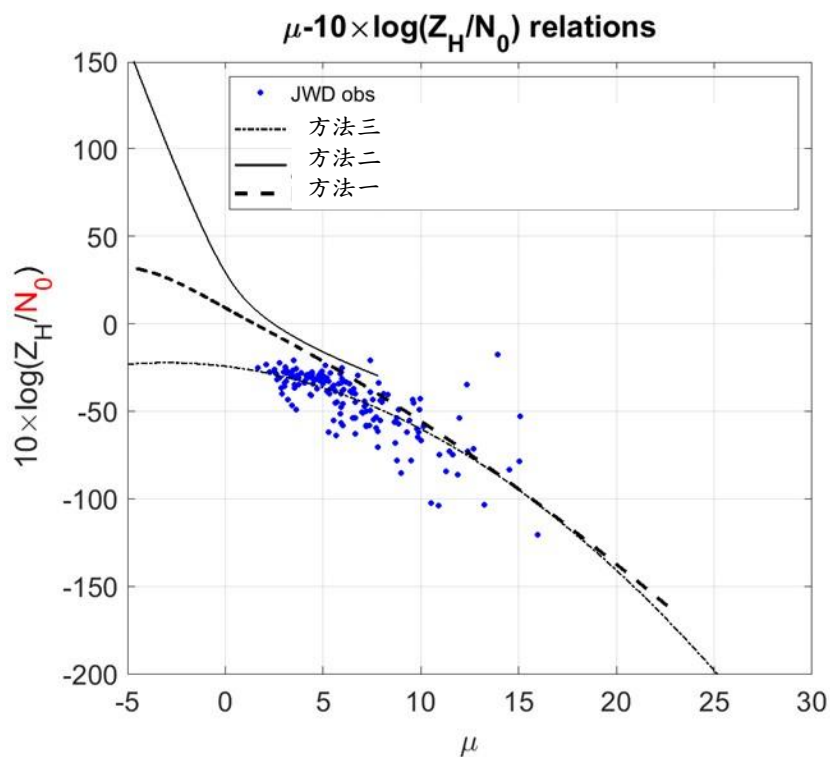


圖 8 三種方法反演的 $\mu - 10 \times \log \frac{Z_h}{N_0}$ 關係與 JWD 觀測比較

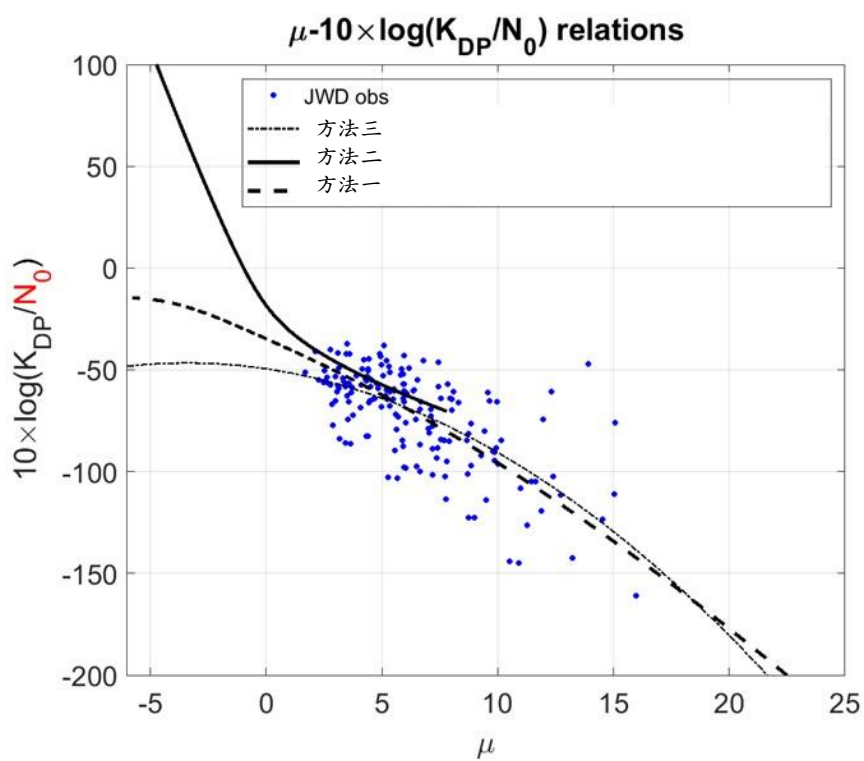


圖 9 三種方法反演的 $\mu - 10 \times \log \frac{Z_h}{N_0}$ 關係與 JWD 觀測比較

綜合以上分析，使用方法三的反演結果最接近地面雨滴譜儀觀測，但須注意當雷達觀測到的 Z_{dr} 大於 JWD 觀測到的 Z_{dr} 最大值時，會出現不符合物理意義的反演結果，肇因為 JWD 觀測擬合式缺乏高 Z_{dr} 的描述；方法一、方法二較方法三偏離觀測值，但在高 Z_{dr} 區域的 DSD 特性能合理的遵守以 N_0 、 μ 、 λ 定義的 Z_{dr} 、 Z_{dr} 、 K_{dp} ，且使用方法二的結果較方法一接近觀測值，可反演的 Z_{dr} 最大值較高，適合在本次強對流的雷達觀測。第四部份選用方法二的反演結果做對流發展的討論，該結果可反演的最高 Z_{dr} 值較高，且方法一、方法二在定性上的物理特性描述一致。本次雷達觀測觀測到許多大於 4 的 Z_{dr} 值，若使用方法一將無法反演本實驗中部分雷雨胞高 Z_{dr} 值的區域，方便討論雷雨胞中的雲物理特徵。

四、對流個案討論

9/9 下午對流在雙北地區頻繁發展，在許多時間皆存在不同發展階段的對流。本研究分析取 0500 UTC 到 1300 UTC 的 TEAM-R 觀測，由雷達觀測資料大致可分為兩階段，0500 UTC ~ 1025 UTC 多為台北盆地區域許多各別的對流發展、1052

UTC~1300 UTC 受西部山麓發展的大範圍對流移入台北地區，以下分別對這段期間雷達觀測到的對流胞之淺對流、深對流、層狀降雨做討論。

(一) 淺對流 0757UTC：

圖 10 為 141 度方位角 RHI 掃描可以清楚看見對流的垂直結構，圖 11 為 μ 、 λ 、 D_m 、 N_w 垂直分布。在此將圖中距雷達 5 公里的對流胞稱為對流 A；距雷達 8~10 公里的稱為對流 B。A、B 兩個淺對流發展高度都未超過 4 公里，低於台灣北部區域的融解層(0°C)高度，對流內的雲物理過程仍為暖雲過程， Z_h 大約都在 30~40dBZ 且 A 對流較 B 對流弱，可能是 B 對流發展時間比 A 長。比較對流 A、B，對流 A 整體的 μ 、 λ 值比 B 大，因為 A 的發展時間較 B 短，對流 A 應屬於降雨過程中凝結成雨滴的階段，粒子的組成為較小且較相似的粒徑，所以對流 A 呈現出高 μ 、 λ 的窄 DSD 分布型態；對流 B 右側則出現較低的 μ 、 λ 值，可見該處已出現明顯的降雨，雨滴在向下降的過程中會碰撞結合及破碎，過程中會產生更大的雨滴或破碎成小雨滴，增加的大雨滴及小雨滴使雨滴譜變寬，故在對流 B 呈現較小的 μ 、 λ 值，比較 D_m 顯示

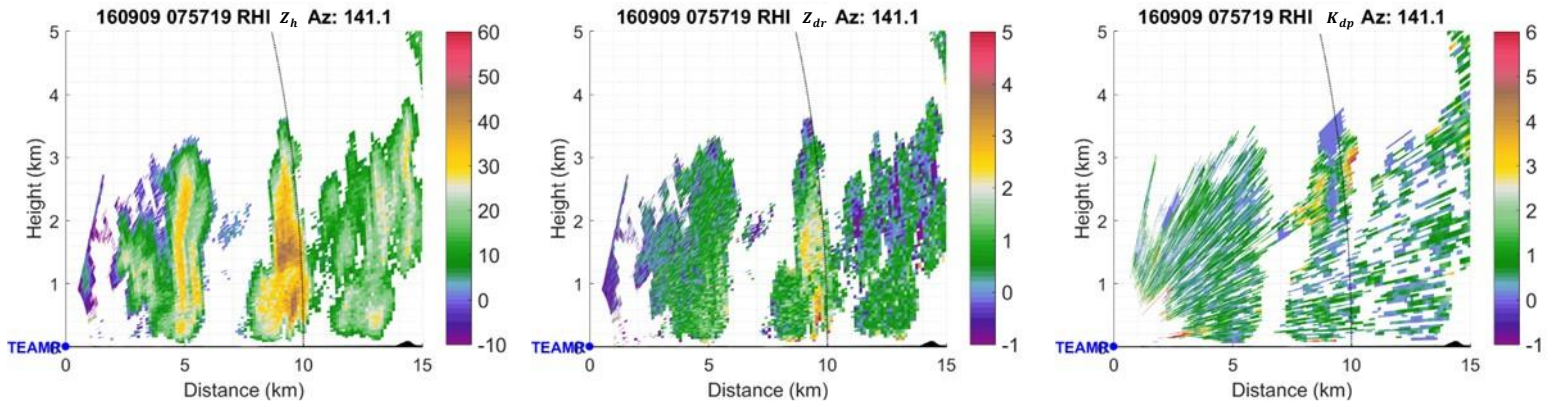


圖 10 9/9 0757 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Z_h (左)、 Z_{dr} (中)、 K_{dp} (右) 分布

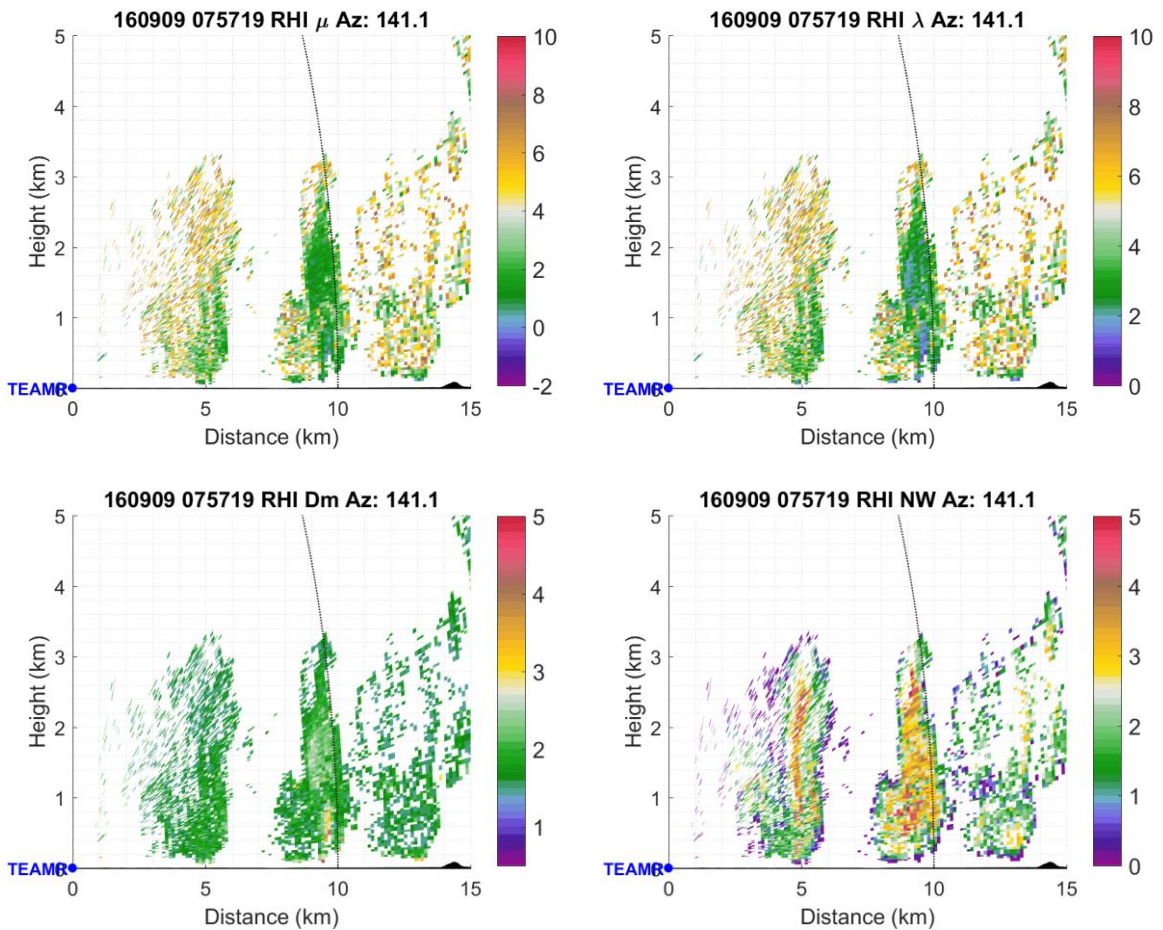


圖 11 9/9 0757 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 0 ~ 15 公里 μ (左上)、 λ (右上)、 D_m (左下)、 N_w (右下) 分布

對流 B 的 D_m 較大，同樣由增加的大雨滴造成。A、B 兩者 N_w 也呈現不同特徵，對流

A 較高 N_w 值出現在約 1 至 3 公里高，顯示此處為凝結發生最有效率的部分，而對流

B 則是均勻分布在對流整體，推測已經有明顯降雨所以雨滴已被帶往低層。

(二) 深對流 0623UTC :

圖 12 為 141.1 度 RHI 掃描，離雷達約 12 公里處通過一個發展中對流胞，該處 Z_h 接近 60dBZ，顯示有強回波、強降雨帶。由垂直結構可以看見對流發展到 10 公里以上；圖 13 為 μ 、 λ 、 D_m 、 N_w 垂直分布。此對流發展高度已經高於融解層，已有冷雲過程的降水發生，在低於 0 度的環境水像粒子可以冰晶或過冷水的形態存在，故在探討發展高度高的對流時須特別留意偏極化雷達參數及 DSD 參數已經不同於前述液態水的特性，須以冰相討論，且低層的降雨因為冷雲過程使降水 DSD 的討論比前述的暖雲降水複雜許多。本研究中 DSD 特徵由地面 JWD 蒐集雨滴而成，故參數的討論僅限於雨滴狀態的 DSD，對流

高層的 DSD 反演數值無討論的依據，除非日後有針對冷雲的 DSD 觀測，高層的偏極化參數才有足夠的反演依據。

在對流下半部 $Z_h > 50$ 、 $Z_{dr} > 2$ 、 $K_{dp} > 3$ ，表示此高度含有大雨滴、總含水量高，顯示已有顯著降雨現象，在對流上半部 μ 、 λ 值接近 10，比下半部低的 μ 、 λ 值高很多。

(三) 層狀降雨 1126UTC :

臺北盆地被層狀回波覆蓋，東南側山區有具對流性的回波，在 141 度 RHI 掃描中觀察到此系統發展高度高於 10 公里，層狀降雨在前人研究中為對流旁下沉的區域，降雨強度較低。而受一旁強對流上升運動形成的冰相粒子可藉由高空風吹往下風處的層狀區，再由層狀區的上空向下落形成降雨。

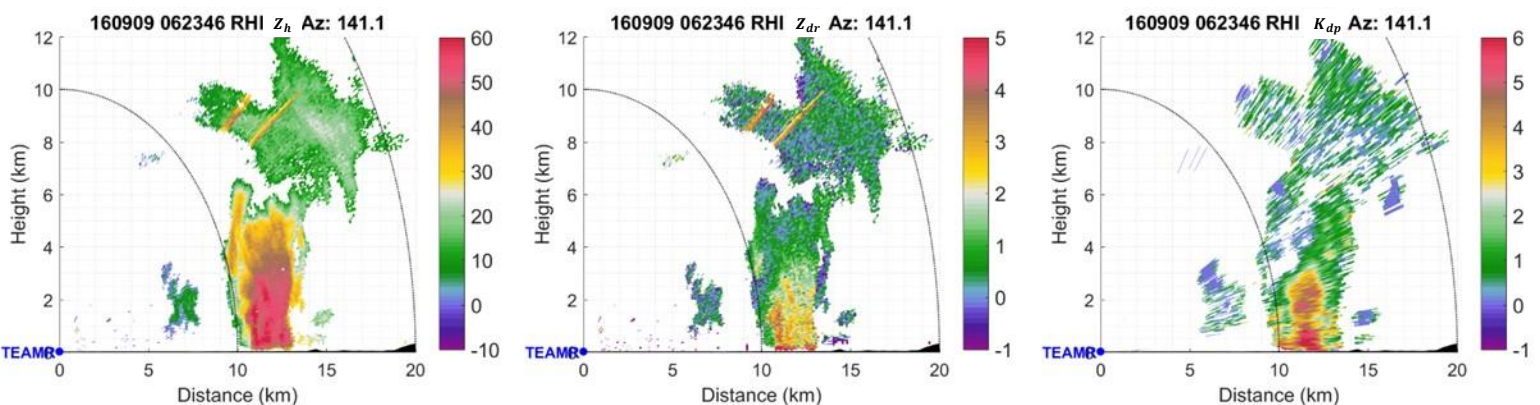


圖 12 9/9 0623 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 分布

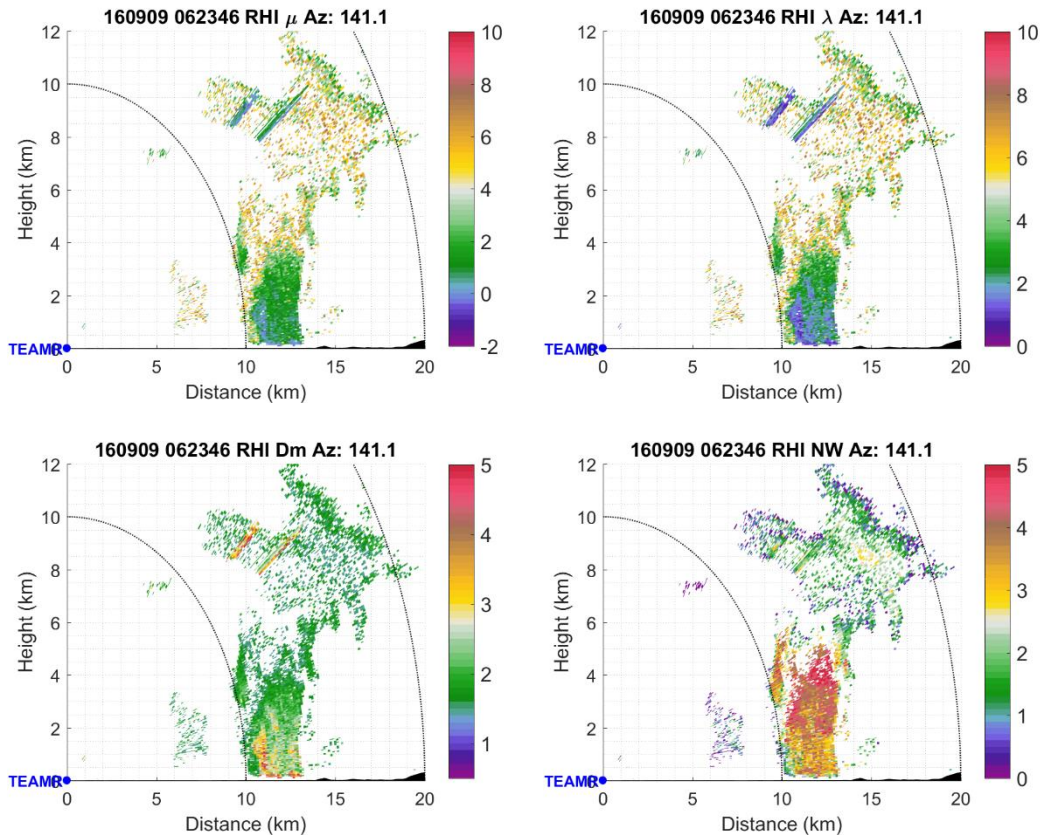


圖 13 9/9 0623 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 μ (左上)、 λ (右上)、 D_m (左下)、 N_w (右下)分布

圖 14 為 141.1 度 RHI 掃描的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 垂直分布；圖 15 為 μ 、 λ 、 D_m 、 N_w 垂直分布，圖 15 中可觀察到反演的參數有許多空白處，原因是方法二無法反演太小的 Z_{dr} 值，在層狀降水中多數 Z_{dr} 值小，方法二在 $Z_{dr} < 0.5$ 時無法反演，所以在層狀的 RHI 剖面有許多空白。在約 5 公里高度能觀察到高 Z_h 、 Z_{dr} 值，此處為冰相粒子通過融解層，造成較強的雷達反射。雷達資料處理時會使用相關係數 ρ_{hv} 做篩選門檻，當冰相粒子在此高度融解時，空

間中會同時存在冰粒子與水滴使相關係數下降，使雷達資料在此處會有較多空洞的部分。距離雷達 25 公里內主要是層狀降水的區域，五公里以上的 $Z_h < 20$ ；約五公里高的 Z_h 急增到 30~40dBZ、 Z_{dr} 也增加到 2~3dB，此即為融解層的特徵，也稱之為亮帶。在距雷達 25 公里外有觀測到強對流，可以看見七公里以上 Z_{dr} 值遽增到 2~4 dB，此處即為冰相粒子的反射特徵。層狀區在融解層以下， Z_h 約 30 dBZ、 Z_{dr} 約 0.5dB、 K_{dp} 值不明顯，且三種偏極化參數都分布

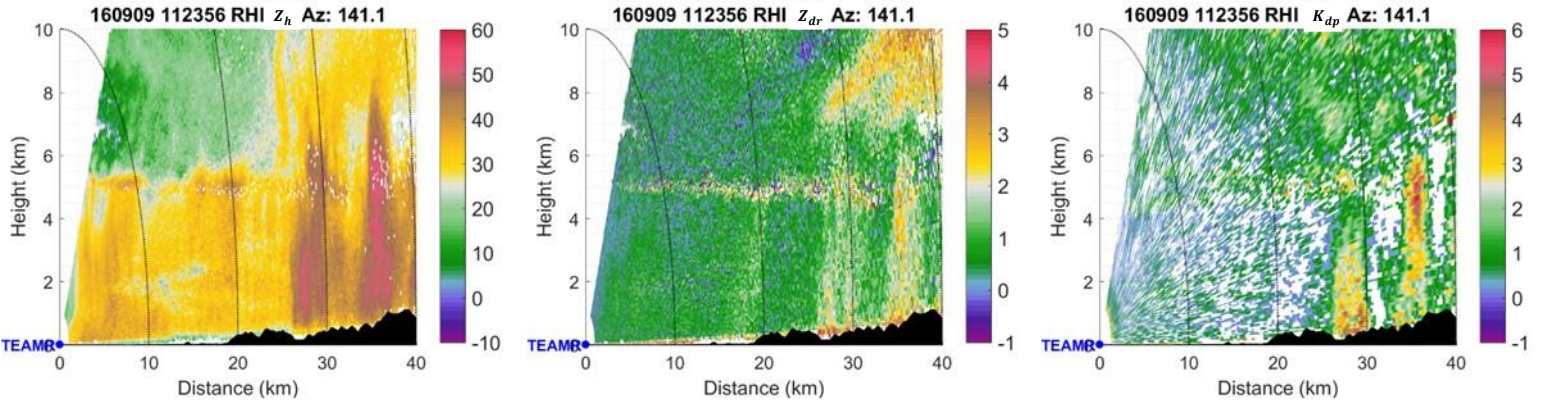


圖 14 9/9 1123 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 Z_h (左)、 Z_{dr} (中)、 K_{dp} (右)分布

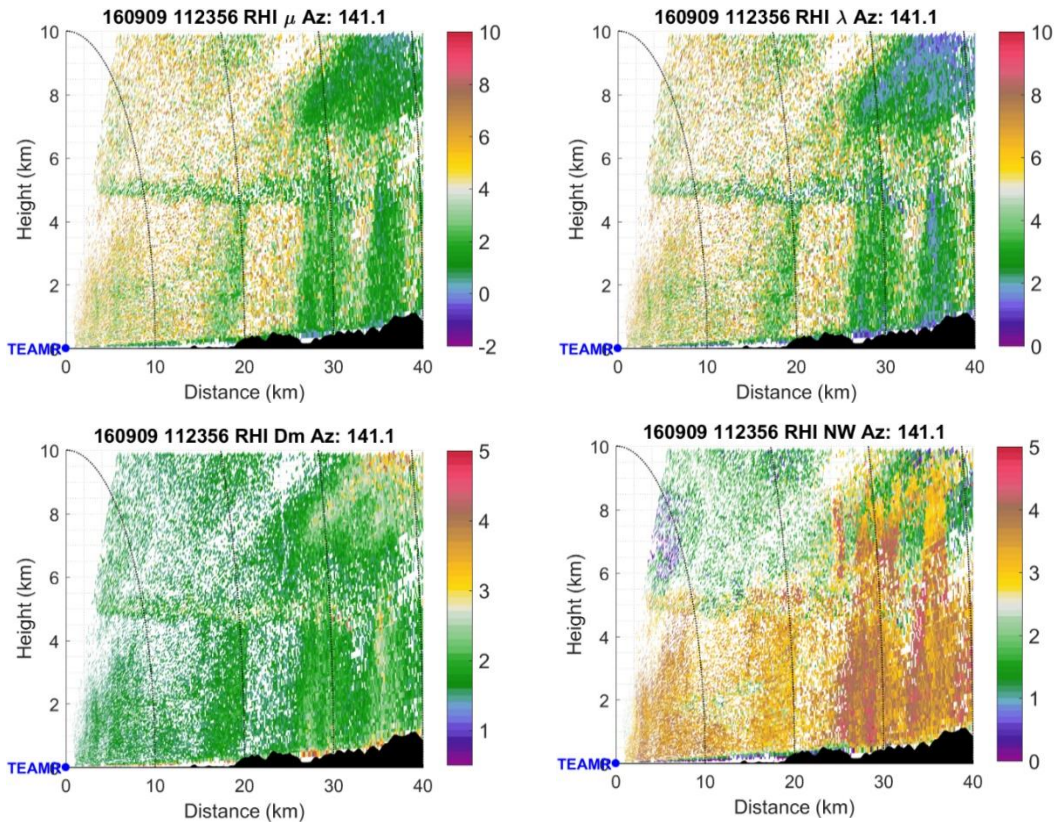


圖 15 9/9 1123 UTC 141 度方位角 RHI 掃描 μ (左上)、 λ (右上)、 D_m (左下)、 N_w (右下)分布

的很均勻。整體 $\log(N_w)$ 值約 3~4，並不算少； D_m 值不大，表示層狀降雨區含有大量雨滴，且雨滴大小集中在某一粒徑，故 μ 、 λ 值偏高、雨滴分布窄。

五、結論與未來展望

本研究使用 2016/9/1 到 9/10 雙北都會區夏季暴雨觀測預報實驗(TASSE)期間，五股的移動式 X 波段雙偏極化都卜勒雷達(TEAM-R)；新店、翡翠水庫撞擊式雨滴譜儀(JWD)的觀測資料進行研究。本次

個案中對流主要發生的時間為 9/8 到 9/10，使用翡翠水庫 JWD 在這段期間收集到的資料計算雷達衰減修正及系統偏移修正所需的參數，皆可有效的對本次實驗 TEAM-R 的 Z_h 、 Z_{dr} 觀測值做修正。

使用三種不同的反演方法比較反演成效，圖 16(上)為三種降雨類型的 μ 、 λ 垂直分布圖，在三個降雨類型中，深對流的

μ 、 λ 值皆為三者中最小的，其值隨高度下降降低，表示深對流的雨滴分布最廣、且隨高度下降 DSD 越寬，顯示出深對流中有效率地進行碰撞結合及破碎。而相較於深對流，淺對流及層狀降雨皆為較窄的 DSD，且隨高度變化較小。圖 16(下)為三種降雨類型的 D_m 、 N_w 垂直分布圖，明顯地顯示出深對流具有三者降雨類型中最大

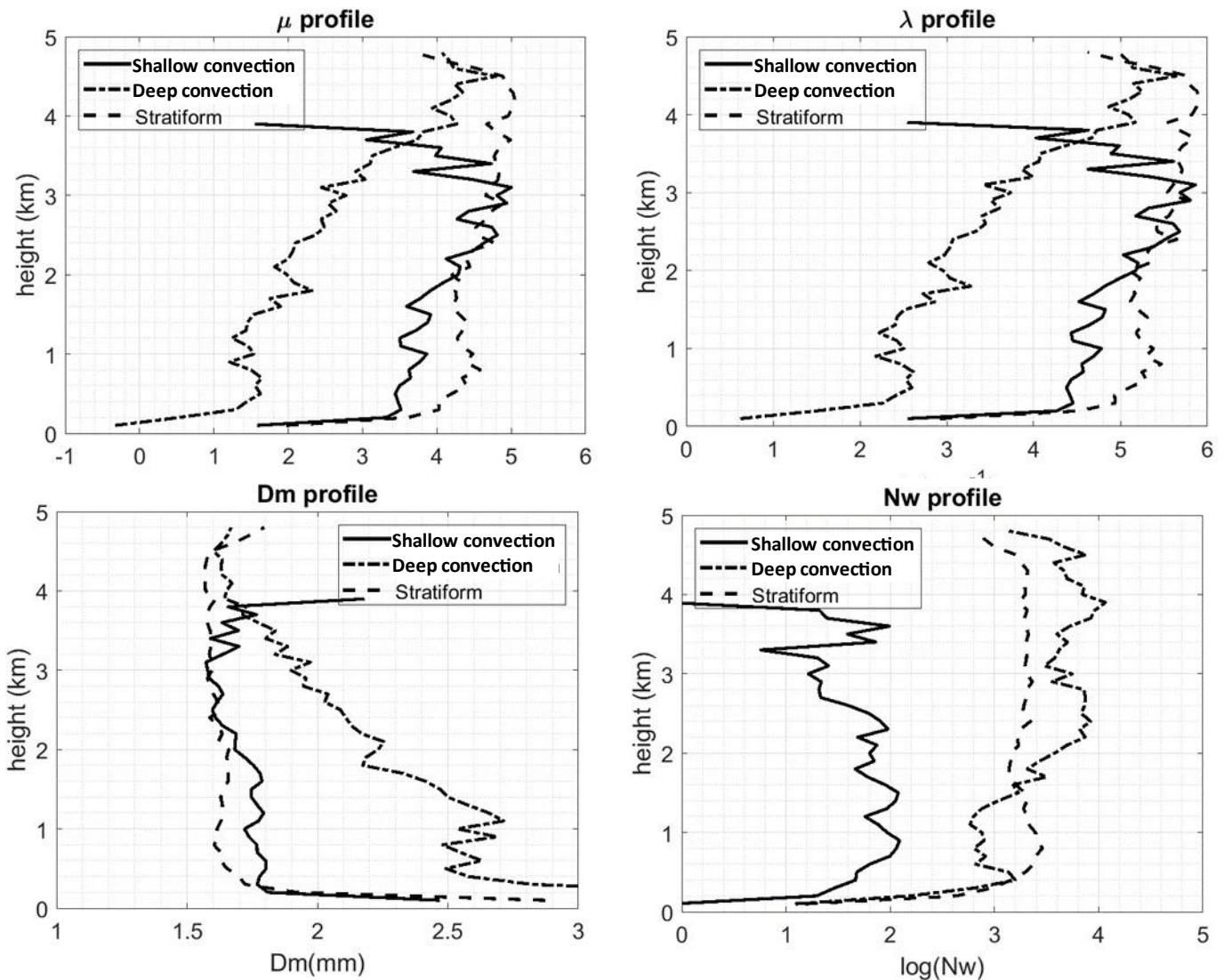


圖 16 使用方法二反演淺對流(實線)、深對流(點虛線)、層狀降雨(虛線)的 μ (左上)、 λ (右上)、 D_m (左下)、 N_w (右下)值垂直分布圖

的均值粒徑 D_m ，且也因為碰撞結合的進行 D_m 值隨高度下降而變大，深對流的 N_w 值也很大，因降雨時碰撞結合及破碎的進行， N_w 值隨高度下降有減少的趨勢；淺對流在垂直分布中擁有較小的 D_m 、 N_w 值且隨高度變化不大；層狀降雨的 D_m 、 N_w 垂直分布是三種降雨類型中垂直變化最小的，其

D_m 值小但 N_w 值接近深對流的 N_w 值，充分表達了層狀降雨中雨滴小而多的特性。

圖 17 同為使用方法一，四個參數垂直分布的特性皆與方法二相同，唯整體的值有平移的現象，表示使用 $\mu - \lambda$ 約束關係所反演的結果皆可有效的定性描述 DSD 參數特徵，但反演值與觀測的相近程度仍是

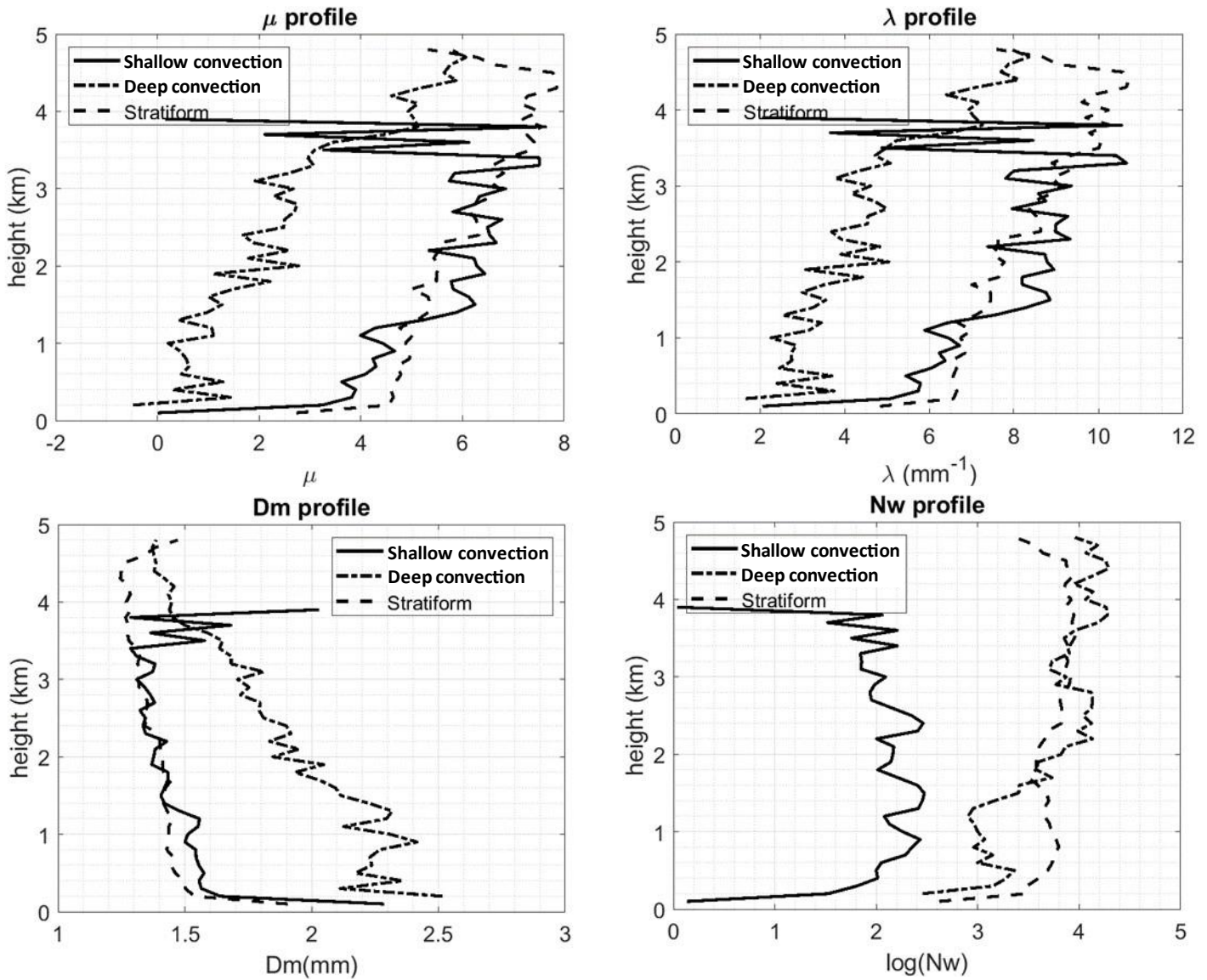


圖 17 使用方法一反演淺對流(實線)、深對流(點虛線)、層狀降雨(虛線)的 μ (左上)、 λ (右上)、 D_m (左下)、 N_w (右下)值垂直分布圖

以針對本觀測做統計的 $\mu - \lambda$ 約束關係較佳。

統計各參數的垂直分布，淺對流取 0757UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 0 到 15 公里範圍中兩個淺對流胞，圖 18 為三個個案的 μ 、 λ 反演值直方圖，圖 19 為三個個案的 D_m 、 N_w 反演值直方圖；深對流取 0623 UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 10 到 15 公里範圍內之深對流胞；層狀對流取 1123UTC 141 度方位角 RHI 掃描距雷達 0 到 25 公里間的層狀回波區。搭配表 2 統計各參數的垂直分布，假定各參數在個案中的數量呈常態分布，將三個個案在 0 到 4.8 公里以高度計算各參數平均值與正負兩個標準差的區間。淺對流 Z_h 值約-0.86~13.94 dBZ， Z_{dr} 值約-0.31~0.81， K_{dp} 值-1.43~3.03， μ 值較大約 2.34~10.74、 λ 值約 2.5~15.9，呈現窄的 DSD 型態， D_m 值小約 1.04~1.56 mm， N_w 值可由 0.69~2.49；深對流的特徵為 Z_h 約 30.11 ~ 45.66 dBZ， Z_{dr} 約 0.64~2.06 dB， K_{dp} 值明顯偏大約 0.58~3.29， μ 值約 0.63~5.34、 λ 值在 2.17~9.01 間，為較廣的 DSD 型態， D_m 值可達 1.38~2.8， N_w 3.2~4.18；層狀降雨區的 Z_h 值約 28.92~31.85 dBZ 且分布廣泛均勻， Z_{dr} 值 0.2434~0.7310 dB， K_{dp} 值

0.064~0.7572， μ 值 5.8~8.52、 λ 值約 8.15~11.55 為偏窄的 DSD 型態， D_m 值約 1.17~1.43， N_w 值 3.6~4.0，為粒徑種類集中、平均粒徑中等且個數多的狀態。

2016 TASSE 實驗中 9/9 觀測到的對流胞，透過雨滴譜儀及雙偏極化雷達反演 DSD 的三維結構，反演後得到對流胞的 DSD 三維結構能有效的提供對流發展時的雲微物理資訊，藉此可以更了解雲的物理過程、降水過程，也可提供模式中雲物理參數化的參考依據。在自然及模式參數化中落速對雲物理過程也扮演重要角色，Dawson et al. (2010)討論模式中垂直運動造成的粒徑分選(size sorting)對降雨過程的影響，Chen et al. (2020)在觀測中亦發現空中 DSD 與垂直速度明顯相關，因此未來能加入大氣垂直速度討論降水物理過程。前人提到撞擊式雨滴譜儀存在較大誤差且無法觀測到粒徑 0.359 mm 以下及 5.373 mm 以上的雨滴。會直接的影響到 μ 、 λ 值的計算。未來使用對小雨滴及大雨滴有較佳觀測能力的光學式雨滴譜儀(2DVD、Parsivel)做相同的討論，比較同樣方法在光學雨滴譜儀與 JWD 間的差異。

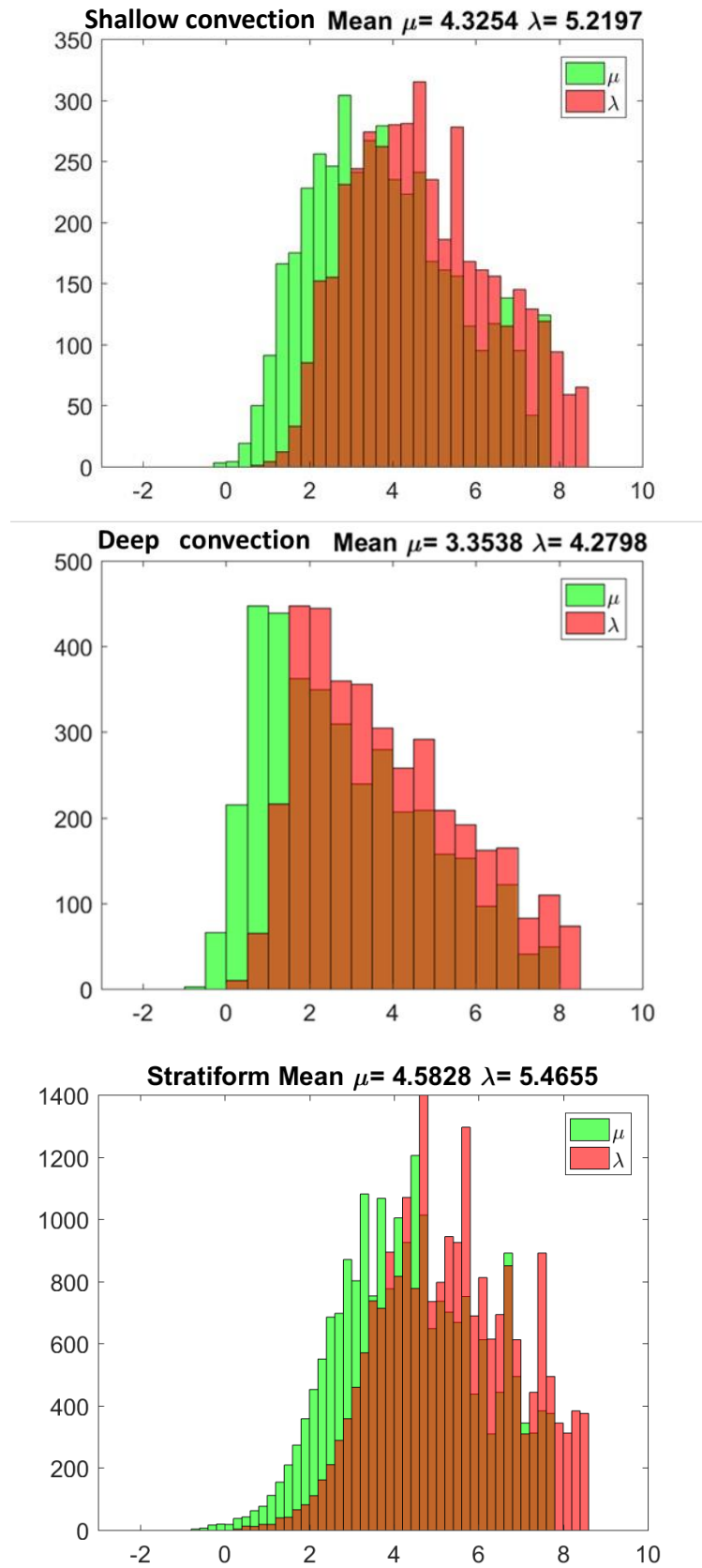


圖 18 由上至下依序為淺對流、深對流、層狀降雨 μ (綠)、 λ (紅)值分布，直方圖棕色部分為紅色、綠色重疊結果，無特殊意義

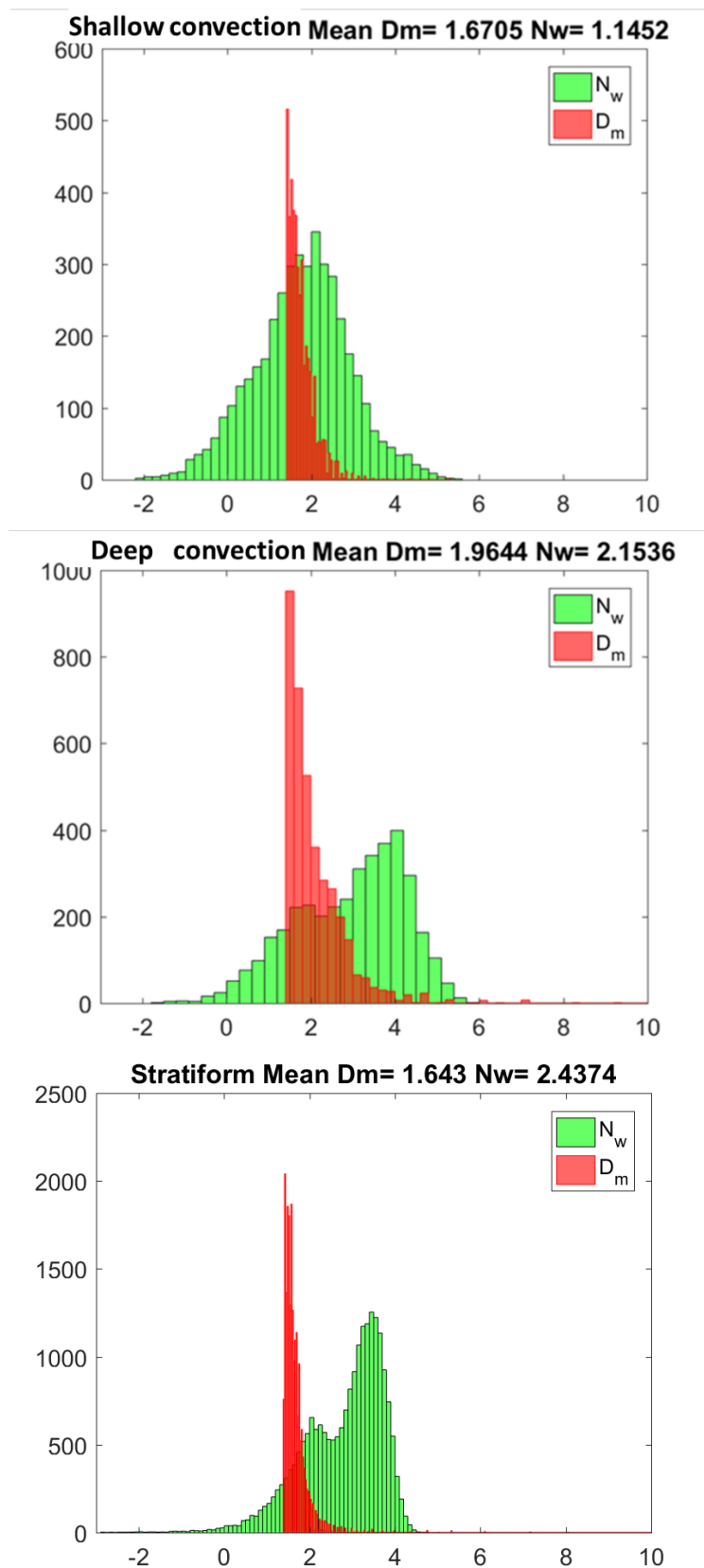


圖 19 由上至下依序為淺對流、深對流、層狀降雨 N_w (綠)、 D_m (紅)值分布，直方圖棕色部分為紅色、綠色重疊結果，無特殊意義

表 2 0757UTC 淺對流、0623UTC 深對流、1123UTC 層狀降雨三個案各參數平均正負兩個標準差的值區間

	0757UTC 淺對流	0623UTC 深對流	1123UTC 層狀降雨
Z_h	-0.86~13.94 dBZ	30.11 ~ 45.66 dBZ	28.92~31.85 dBZ
Z_{dr}	-0.31~0.81dB	0.64 ~ 2.06 dB	0.2434~0.7310 dB
K_{dp}	-1.43~3.03	0.58 ~ 3.29	0.064~0.7572
μ	2.34~10.74	0.63~5.34	5.8~8.52
λ	2.5~15.9	2.17~9.01	8.15~11.55
D_m	1.04~1.56 mm	1.38~2.8 mm	1.17~1.43 mm
N_w	0.69~2.49	3.2~4.18	3.6~4.0

致謝

謝謝林沛練老師、陳台琦老師、鍾高陞老師的指導及中大雷達氣象實驗室、大氣邊界層暨空氣污染實驗室的協助，使本研究能順利完成。另感謝兩位匿名審查委員對本文語句、段落及用詞的建議，使文章更加易讀、流暢。

參考文獻

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。國立中央大學碩士論文

吳舜華，2006：「利用雨滴譜儀分析不同降水系統之為物理特徵研究」。國立中央大學碩士論文

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

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」。國立中央大學碩士論文

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

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

黃沛瑜，2012：使用多部都卜勒/偏極化雷達分析凡那比颱風(2010)的眼牆重建過程。國立中央大學碩士論文

- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2003: An Evaluation of a Drop Distribution-Based Polarimetric Radar Rainfall Estimator. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 652-660.
- Chang, W.-Y., T.-C. C. Wang, and P.-L. Lin, 2009: Characteristics of the Raindrop Size Distribution and Drop Shape Relation in Typhoon Systems in the Western Pacific from the 2D Video Disdrometer and NCU C-Band Polarimetric Radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26, 1973-1993.
- Chen, C.-H., C.-L. Su, J.-H. Chen, and Y.-H. Chu, 2020: Vertical Wind Effect on Slope and Shape Parameters of Gamma Drop Size Distribution. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 37, 243-262.
- Dawson, D. T., M. Xue, J. A. Milbrandt, and M. K. Yau, 2010: Comparison of Evaporation and Cold Pool Development between Single-Moment and Multimoment Bulk Microphysics Schemes in Idealized Simulations of Tornadic Thunderstorms. *Monthly Weather Review*, 138, 1152-1171.
- Gorgucci, E., G. Scarchilli, and V. Chandrasekar, 1999: A procedure to calibrate multiparameter weather radar using properties of the rain medium. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 37, 269-276.
- Marshall, J. S., and W. M. K. Palmer, 1948: THE DISTRIBUTION OF RAINDROPS WITH SIZE. *Journal of Meteorology*, 5, 165-166.
- Seliga, T. A., and V. N. Bringi, 1976: Potential Use of Radar Differential Reflectivity Measurements at Orthogonal Polarizations for Measuring Precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, 15, 69-76.
- , 1978: Differential reflectivity and differential phase shift: Applications in radar meteorology. *Radio Science*, 13, 271-275.

- Testud, J., S. Oury, R. A. Black, P. Amayenc, and X. Dou, 2001: The Concept of "Normalized" Distribution to Describe Raindrop Spectra: A Tool for Cloud Physics and Cloud Remote Sensing. *Journal of Applied Meteorology*, 40, 1118-1140.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22, 1764-1775.
- Vivekanandan, J., W. M. Adams, and V. N. Bringi, 1991: Rigorous Approach to Polarimetric Radar Modeling of Hydrometeor Orientation Distributions. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 30, 1053-1063.
- Zhang, G., J. Vivekanandan, and E. Brandes, 2001: A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39, 830-841.

Analysis and Retrieval of Drop Size Distribution in 2016 Taipei Summer Storm Experiment

Zhao-Cheng ZENG*, Pay-Liam LIN, Tai-Chi CHEN WANG, Kao-Shen CHUNG

Department of Atmospheric Sciences, National Central University, Taiwan

(manuscript received 1 March 2023 ; in final form 30 June 2023)

Abstract

The microphysical process in precipitation contains collision, coalescence, and break. The Polarimetric Radars can obtain the 3-D structure of the precipitation system, and the disdrometers obtain the drop size distribution (DSD) characteristic on the ground. The 3-D DSD structure could be retrieved through polarimetric variables and DSD statistics data. The constrained relation between the shape (μ) and slope (λ) is necessary to retrieve the Gamma DSD from Z_{dr} and K_{dp} . The DSD varies from case to case. Therefore, understanding the variety of DSD is helpful to improve the accuracy of DSD retrieved by radar.

The TEAM-R radar and Impact Disdrometer (JWD) data were collected in 2016 TASSE. Two constrain relations were applied: Brandes in 2003, and the JWD statistics during the TASSE. A third approach is directly fitting the Gamma DSD with the polarimetric variables to retrieve the DSD. Because the lack of constraint, the fitting method is unable to retrieve reasonable DSD at large Z_{dr} . The relatively smaller concentration and drop diameter were found in the shallow convections, whereas higher concentrations were found in deep convection through the convective core.

Keyword: Drop Size Distribution, Polarimetric Radar, Precipitation Physics. doi: 10.53106/025400022023105102001

*Corresponding author: Zhao-Cheng ZENG (E-mail: a4060211430@gmail.com)