

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

國立中央大學大氣物理所

摘 要

雨滴譜儀觀測可以獲得雨滴粒徑分布(DSD)特徵，配合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大範圍的 DSD 參數。以往使用長期統計之 DSD 特徵作為反演的依據，但 DSD 的特徵會因時間、空間、降雨類型的不同而改變，故一時一地觀測的 DSD 特性並不能一體適用在其他地區或時間。了解雨滴粒徑分佈的變化有助於改善反演 DSD 參數的成效。

本研究使用 2016 年 9 月 1 日到 9 月 10 日，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。Gamma 形式的雨滴粒徑分布可由形狀參數 μ 、斜率參數 Λ 及截距參數 N_0 描述。偏極化參數可由 Gamma 參數經散射模擬求出，過程中需使用形狀參數及斜率參數的約束關係。DSD 反演所需的 $\mu - \Lambda$ 關係式使用 Brandes 在 2002 年針對對流系統統計的 $\mu - \Lambda$ 關係式及本次個案統計 9/8~9/10 翡翠水庫 JWD 的關係式。使用以上兩種設定以 TEAM-R 觀測反演對流胞 DSD 參數的三維結構。另外加入以 JWD 計算之 DSD 參數、JWD 使用散射模擬之雷達參數直接擬合出關係式做討論，代入雷達觀測資料可直接求出 DSD 參數，使用此方法時須注意 JWD 因儀器的限制無法觀測到較大的 Z_{DR} 值，雷達觀測之 Z_{DR} 值在 JWD 可提供的範圍內時會有最好的反演結果，當 Z_{DR} 值過大、超過 JWD 的上限時，反演結果會出現不合理的結果而無法使用。

本研究探討 2016 TASSE 實驗中九月九日觀測到的對流胞，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。在對流初生時觀察到較窄的雨滴粒徑分布及較小的雨滴、較低的雨滴濃度；對流成熟時觀察到較寬的粒徑分布及較大的雨滴，雨滴濃度則比對流初生期高數百至數千倍；在層狀降雨時觀察到偏窄的雨滴粒徑分布、與較低的雨滴濃度，雨滴大小則介於對流初生期及對流成熟期之間。

關鍵字：雨滴粒徑分布、雙偏極化雷達、雷雨胞

一、 簡介

雨滴譜儀觀測可以獲得雨滴粒徑分布(Drop Size Distribution, DSD)特徵，配合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大範圍的 DSD 參數。前人依不同季節、氣候區、天氣型態統計 DSD 特徵作為反演的依據，但 DSD 的特徵會因時間、空間、降雨類型的不同而改變，長期統計的結果必會平均掉許多降雨特徵，故一時一地觀測的 DSD 特性並不能一

體適用在其他地區或時間。了解午後雷陣雨的粒徑分布特徵是本論文的主要研究主題。

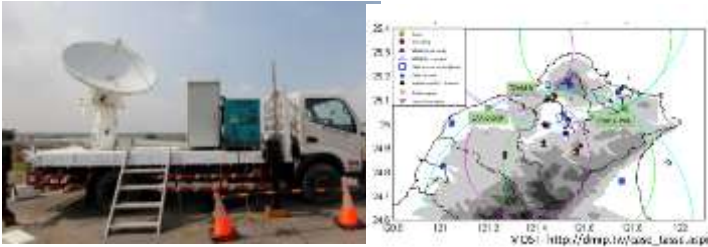
本研究使用 2016 雙北都會區夏季暴雨觀測預報實驗(TASSE)資料，探討單一個案的觀測資料在使用前人 $\mu - \Lambda$ 關係式反演 DSD 參數的成效及限制，另外測試直接使用雨滴譜儀觀測資料擬合、計算 DSD 參數的成效及差異。並以此反演法分析 2016 年 TASSE 實驗中觀測到的雷雨胞，探討雷雨胞在不同發展階段的粒徑分布雲物理特性。

本研究使用 TEAMR 觀測及雨滴譜儀觀測資料，資料品質處理後，由雨滴譜儀觀測求取本次觀測實驗的 $\mu - \Lambda$ 關係式，將此 $\mu - \Lambda$ 關係式與 Brandes 在 2002 年計算的 $\mu - \Lambda$ 關係式反推各別的 DSD 參數與雷達參數關係。另採用直接由雨滴譜儀計算之雷達參數與 DSD 參數做擬合關係式。以上三種反演方式代進雷達觀測，比較以上方式反演 DSD 的特性差異與優缺點。並使用以上方法分析 2016 年 TASSE 期間觀測到的雷兩胞。

二、 資料處理

(一)觀測實驗介紹

本研究使用 2016 年九月五日至九月十日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)，本實驗目的為了解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。本研究使用的觀測儀器有部署在五股河岸的移動式 X-band 雙偏極化都卜勒雷達 (TEAMR)，五股、新店檢校中心、翡翠水庫各設置一座撞擊式雨滴譜儀 (JWD)、本研究使用的雨滴譜儀資料以翡翠水庫的為主。2016 年 TASSE 實驗為 2017 年 TASSE 實驗的預實驗。



(二)Gamma DSD 參數介紹

Ulbrich (1983)提出了使用 Gamma 分布描述的雨滴粒徑分布，表示為

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

Gamma DSD 三參數的計算由 Kozu and Nakamura (1991)提出，可將觀測到的雨滴粒徑分布擬合至 Gamma 型態的 DSD，求得截距參數 N_0 、形狀參數 μ 、斜率參數 Λ

$$\mu = \frac{11G - 8 + [G(G + 8)]^{0.5}}{2(1 - G)} \quad (\text{dimensionless})$$

$$\Lambda = \frac{(\mu + 4)M_3}{M_4} \left(\frac{1}{mm} \right)$$

$$N_0 = \frac{\Lambda^{(\mu+4)}M_3}{\Gamma(\mu + 4)} \left(\frac{1}{mm^{1+\mu}m^3} \right)$$

本篇使用質量權重平均粒徑 D_m 討論 DSD 的平均粒徑

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

$$\Lambda D_m = 4 + \mu$$

N_w 單位與 $N(D)$ 相同皆為單位體積內單位粒徑大小雨滴的個數，可以直接以 N_w 討論雨滴個數。

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

(三)資料品管

本篇撞擊式雨滴譜儀(JWD)取樣間隔為 6 分鐘一筆資料。為了避免單一樣本與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。因撞擊式雨滴譜儀儀器本身的限制，當降雨量太大時，大量小雨滴及大雨滴落在 JWD 上會導致誤判或漏失。Sauvageot and Lacaux (1995)提出了修正方法稱為 Dead Time Correction，本研究中使用此方法修正。

TEAMR 雙偏極化雷達使用相關係數濾除非氣象資訊，本研究使用 0.85 作為過濾門檻。

雷達接收到的原始資料包含硬體本身的系統偏差 (bias)及電磁波空氣、降水中衰減的影響(attenuation)，雷達接收到的原始資料組成如以下所示，

$$Z_h^{corr} = Z_h^{obs} + A_H + Z_h^{bias}$$

$$Z_{dr}^{corr} = Z_{dr}^{obs} + A_{HV} + Z_{dr}^{bias}$$

Z_h^{obs} 、 Z_{dr}^{obs} 為實際觀測值， A_H 、 A_{DP} 為 Z_h 、 Z_{dr} 空間衰減的修正量， Z_h^{bias} 、 Z_{dr}^{bias} 為系統自身偏移值。

本個案衰減修正計算使用本次實驗期間翡翠水庫 JWD 計算衰減修正係數，用來計算 Z_h 、 Z_{dr} 在空間中的能量衰減。本次使用的衰減修正公式為

$$A_H = 0.30327K_{DP}$$

$$A_{HV} = 0.038539K_{DP}$$

使用由翡翠 JWD 觀測計算的衰減修正係數關係式包含所有降雨事件的資料，所以本衰減修正係數在各種降雨型態的雷達資料都合用。

接著處理 Z_{dr} 的系統偏差值，使用 Gorgucci,

Scarchilli and Chandrasekar (1999)提出的垂直掃描法修正，當降雨均勻廣泛、降雨率不大時最為適合，故垂直掃描通常在層狀降雨時實施，本次實驗中 TEAMR 實施 11 次垂直掃描觀測，每次實施時長度不同。9/6 1552UTC-1628UTC、9/9 0930UTC-0957UTC 兩次垂直掃描皆在層狀降雨時實施，以上資料平均後可得本是個案的 Z_{dr} 系統偏移量為 0.02。

Z_h 系統偏移修正需使用 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 三者的約束關係求取理論的 Z_h 值，將前面已修正完成的 K_{dp} 、 Z_{dr} 代入 $K_{DP} = 0.001587 Z_h^{0.6715}$ 即可依此約束關係求出的 Z_h 理論值，再將衰減修正後的 Z_h 減去理論 Z_h 值計算誤差。 Z_{dr} 值太小時資料品質可能不理想，故 $Z_{dr} < 0.5$ 時改用

$$K_{DP} = 6.744 \times 10^{-5} Z_h Z_{DR}^{-1.112}$$

求取 Z_h 理論值計算。統計得 Z_h bias 為-2.2，使用 Z_h 前需加上 2.2。雷達資料修正完成。

三、 DSD 反演方法討論

Zhang, Vivekanandan and Brandes (2001)使用形狀參數 μ 與斜率參數 Λ 間的約束關係與 Gamma DSD 表示的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 計算 Gamma DSD 三個參數與偏極化參數的關係。由(3-1)、(3-2)、(3-3)式得知 Z_{HH} 、 Z_{VV} 、 K_{dp} 為 N_0 、 μ 、 Λ 的函數；以(3-1)、(3-2)式的定義得知 Z_{dr} 可由 Z_{HH} 、 Z_{VV} 的商求得，故如(3-3)式所示 Z_{dr} 僅為 μ 、 Λ 的函數。再來僅需要取得一組 $\mu - \Lambda$ 關係式，即可由(3-3)式的 Z_{dr} 和(3-4)式的 $\mu - \Lambda$ 關係式組成的二元一次方程組。

$$\begin{cases} Z_{HH} = N_0 f(\mu, \Lambda) \\ Z_{VV} = N_0 g(\mu, \Lambda) \end{cases} \quad (3-1)$$

$$K_{dp} = N_0 I(\mu, \Lambda) \quad (3-2)$$

$$Z_{DR} = 10 \log \frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} = h(\mu, \Lambda) \quad (3-3)$$

$$\Lambda = a + b\mu + c\mu^2 \quad (3-4)$$

由上述的二元一次方程組，先將(3-4)式代入 Z_{DR} 的定義(3-3)式將 Z_{DR} 簡化為 μ 的函數，將已知的 Z_{dr} 的觀測值就可以得到該觀測點的 μ ；再把得到的 μ 代回 $\mu - \Lambda$ 關係式求得 Λ 。

同樣使用簡化的 $Z_{DR} - \mu$ 的函數帶進 Z_{HH} 與 K_{dp}

的定義：(3-2)、(3-3)式，得到 $10 \times \log \frac{Z_h}{N_0}$ 及 $10 \times$

$\log \frac{K_{dp}}{N_0} - \mu$ 為 μ 的函數，藉由前述觀測點得到的 μ 、 Λ

以及已知的 Z_{HH} 、 K_{dp} 觀測值求出 N_0 。

$\mu - \Lambda$ 關係式在不同個案、季節、氣候區都不同，故本文針對 TASSE 實驗中 9/8 到 9/10 的翡翠水庫 JWD 資料使用最小平方方法計算 $\mu - \Lambda$ 關係式再以 Brandes 在 2002 年提出的 $\mu - \Lambda$ 關係式(3-5)式進行比較。不同 $\mu - \Lambda$ 關係式有不同的可反演區間。本研究使用三種不同設定的反演方法比較反演的成效：

方法一：

使用 Zhang, Vivekanandan and Brandes (2001)的 DSD 反演方法，套用 Brandes, 2002 提出的 $\mu - \Lambda$ 關係式：

$$\Lambda = 0.0365\mu^2 + 0.735\mu + 1.935 \quad (3-5)$$

方法二：

使用 Zhang, Vivekanandan and Brandes (2001)的 DSD 反演方法，套用翡翠水庫 JWD 9/8 到 9/10 統計之 $\mu - \Lambda$ 關係式：

$$\Lambda = -0.010335\mu^2 + 1.0365\mu + 0.96268$$

方法三：

另外設定不同降雨率及不同資料時間為門檻，測試短期 JWD 資料統計的 $\mu - \Lambda$ 關係式，結果常有 Z_{DR} 可反演最小值過高及反演範圍過窄的狀況發生，但一般雷達觀測到的 Z_{DR} 值可由 0 到 5 以上，可以反演的 Z_{DR} 區間對後續 DSD 參數反演的效果有一定的影響。為了改善反演區間的限制，在此使用 JWD 計算之 N_0 、 μ 、 Λ 與散射模擬得到的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} ，使用指數型函數擬合出 $\mu - Z_{dr}$ 、 $\lambda - Z_{dr}$ 關係；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

$$\mu = 7.647e^{-2.503Z_{dr}} + 4.698e^{-0.0387Z_{dr}}$$

$$\Lambda = 14.46e^{-4.947Z_{dr}} + 7.498e^{-0.3779Z_{dr}}$$

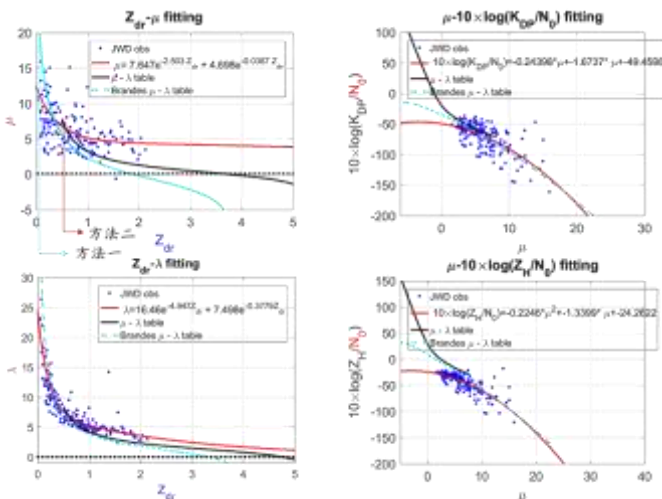
$$\log_{10} \left(\frac{K_{DP}}{N_0} \right) = 0.00958\mu^2 - 1.5646\mu - 4.0275$$

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

比較以上三種方法計算之 DSD - 雷達參數關係

與 JWD 計算之 DSD 參數與雷達參數散佈圖做比較，青色線為使用方法一得出的結果，黑色線為方法二的結果。方法一 Brandes, 2002 的 $\mu - \Lambda$ 關係式可反演的 Z_{DR} 區間為 $0.06dB \sim 3.72dB$ ；方法二 9/8 到 9/10 的 $\mu - \Lambda$ 關係式 Z_{DR} 反演區間為 $0.5dB \sim 5.6dB$ ，使用方法二的最小可反演 Z_{DR} 值遠高於方法一。

從下圖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。約在 $Z_{DR} > 1$ 時，兩個 $\mu - \Lambda$ 關係式的結果中 μ, Λ 值皆有低估的狀況，方法一的結果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 在這三天的實際觀測。而方法三可以最貼近真實觀測的結果。但須留意 JWD 在此個案中幾乎沒有 2.2 以上之 Z_{dr} 被 JWD 計算出來，在此三種方法無法討論大於此 Z_{dr} 值與 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，兩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部分向上彎、大雨滴的分布向非常大的粒徑延伸，可能會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。此結果可以比較適用於常有高 Z_{DR} 值出現的午後雷陣雨，在 JWD 觀測中鮮少出現 $\mu, \Lambda < 0$ 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，而方法二可能因樣本數少導致 Z_{DR} 可反演的 Z_{DR} 範圍比 Brandes 2002 年的小，將 9/8 到 9/10 三天統計關係式的結果應用在雷達觀測， $Z_{DR} < 0.5$ 時沒有依據做計算。

計算 N_w 時，使用方法一及 9/8 到方法二的反演結果在高回波區有較周圍低的值，對應到同點的 D_m 也較周圍高，表示在均值粒徑越大時，所含的兩滴顆數越少，反之亦然。使用三天統計關係式的 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。回到錯誤！找不到參照來源。~錯誤！找不到參照來源。，探討原因應為使用 JWD 觀測擬合式時，真正忠實反映觀測的只在 JWD 有觀測到的部分，約在 $Z_{DR} > 2.2$ 部分對兩滴譜儀是未知的，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, μ, Λ 為定義的 Z_h, Z_{dr}, K_{dp} 為基礎，所以當雷達觀測 $Z_{DR} > 2.2$ 時使用方法三進一步計算含有 N_0 的參數會出現不合理的值。

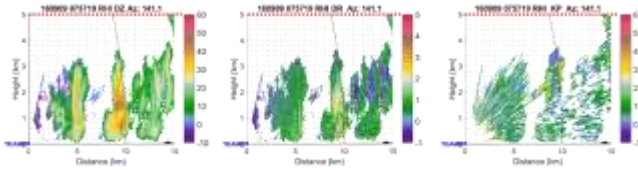
綜合以上分析，使用方法三的反演結果最接近地面兩滴譜儀觀測，但須注意當雷達觀測到的 Z_{DR} 超過 JWD 有觀測到的 Z_{DR} 最大值時會出現不合物理意義的反演結果，肇因為 JWD 觀測擬合式缺乏高 Z_{DR} 的描述；使用 $\mu - \Lambda$ 關係式的反演結果較 JWD 觀測擬合式偏離觀測值，但能合理的遵守以 N_0, μ, Λ 定義的 Z_h, Z_{dr}, K_{dp} 描述高 Z_{DR} 區域的 DSD 特性，使用方法二的結果較方法一接近觀測值，可反演的 Z_{DR} 最小值會偏高、最大值也較高，適合在本次強對流的雷達觀測，可視需求選擇最適合的反演方法。接下來對流發展的討論選用 Brandes2002 年 $\mu - \Lambda$ 關係式的反演結果做討論，其可反演的最低 Z_{DR} 值較低且兩種關係式定性上的物理特性描述一致，方便討論雷雨的雲物理特徵。

四、對流個案討論

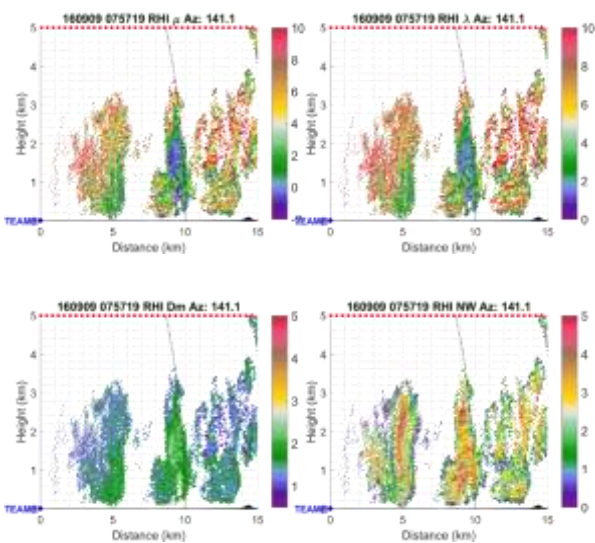
九月九日下午在雙北地區對流不斷發展，在許多時間皆存在不同發展階段的對流。本研究分析取 0500UTC 到 1300UTC 的 TEAMR 觀測，對這段期間雷達觀測到的三個時間點對流胞之對流初生期、對流成熟期、層狀降雨做討論。

(一)對流初生期 0757UTC：

141 度 RHI 掃描清楚看見對流的垂直結構，下圖分別為 141.1 度 RHI 掃描的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 垂直分布；



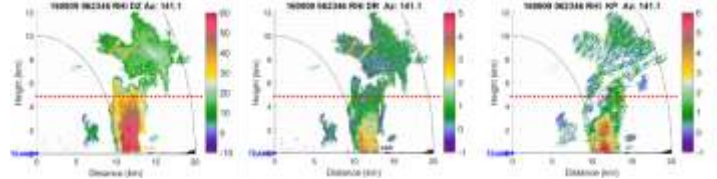
下圖為 μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 垂直分布。在此將圖中距雷達 5 公里的對流胞稱為對流 A；距雷達 8~10 公里的稱為對流 B。A、B 兩初生對流的發展高度都未超過 4 公里，對流內的雲物理過程為暖雲過程， Z_h 大約都在 30~40dBZ 且 A 對流較 B 對流弱，可能是 B 對流發展時間比 A 長。比較對流 A、B，對流 A 整體的 μ 、 Λ 值比 B 大，因為 A 的發展時間較 B 短，對流 A 應屬於降雨過程中凝結成雨滴的階段，粒子的組成為較小且較相似的粒徑，所以對流 A 呈現出高 μ 、 Λ 的窄 DSD 分布型態；對流 B 右側則出現較低的 μ 、 Λ 值，可見該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 值出現在對流上部，顯示對流上部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，因為已經有明顯降雨所以上部的雨滴已被帶往下層。



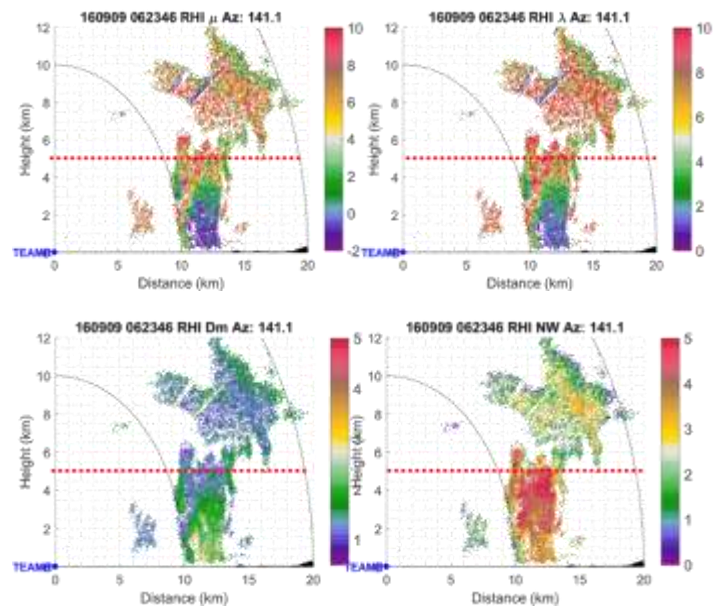
(二) 對流成熟期 0623UTC：

垂直結構可以看見對流發展到 10 公里以上，下圖

為 141.1 度 RHI 掃描的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 垂直分布；



下圖為 μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 垂直分布。此對流發展高度已經高於溶解層，已有冷雲過程的降水發生，在低於零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、DSD 參數已經不同於前述純水的特性，須以冰相做討論。且低層的降雨會因為冷雲過程的存在使降水 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反演冷雲中 DSD 的依據。

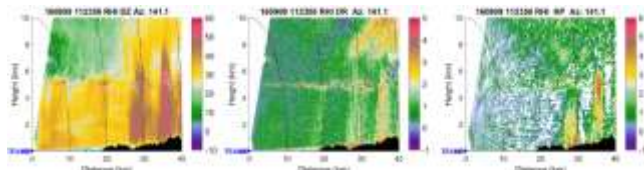


在對流下半部 $Z_h > 50$ 、 $Z_{dr} > 2$ 、 $K_{dp} > 3$ ，表示此高度含有大雨滴、總含水量高，顯示已有顯著降雨現象，在對流上半部 μ 、 Λ 值接近 10，比下半部低的 μ 、 Λ 值高很多，顯示出在對流胞的降雨過程中，因為空間中雨滴濃度大，雨滴的碰撞結合破碎很容易發生，也因雨滴互相碰撞結合及破碎的進行，空間中會產生含有較多的小雨滴及大雨滴、較寬的雨滴譜，也因雨滴碰撞結合的過程使小粒徑的雨滴逐漸成長成粒徑較大的雨滴，使 D_m 、 Z_{dr} 值向下增加，同理雨滴在下的過程中，相互結合增長的雨滴會使雨滴的數量逐漸減少，

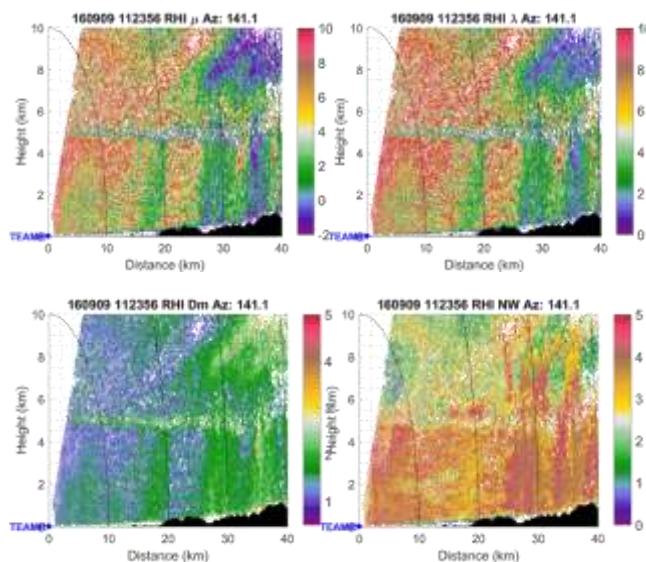
故對流中的 N_w 值越往對流下半部越低。

(三)層狀降雨 1126UTC:

下圖為 141.1 度 RHI 掃描的 Z_h 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 垂直分布；



下圖為 μ 、 Λ 、 D_m 、 N_w 垂直分布。故在約 5 公里高度能觀察到高 Z_h 、 Z_{dr} 值，此處為冰相粒子通過溶解層，造成較強的雷達反射，雷達資料在此處會有較多空洞的部分，因為在雷達資料處理時會使用相關係數 ρ_{hv} 對雷達資料做篩選，當冰相粒子在此高度溶解時，空間中會同時存在冰粒子與水滴使相關係數下降。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，此即為溶解層的特徵，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} 值異常，此處即為冰相粒子的反射特徵。層狀區在溶解層以下 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

本研究使用 2016 年 9 月 1 日到 9 月 10 日，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。以往使用長期統計之 DSD 特徵作為反演的依據，但 DSD 的特徵會因時間、空間、降雨類型的不同而改變，故一時一地觀測的 DSD 特性並不能一體適用在其他地區或時間。本次個案中對流主要發生的時間為 9/8 到 9/10，本研究使用翡翠水庫 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 TEAMR 的 Z_h 、 Z_{DR} 觀測值做修正。

Gamma 形式的雨滴粒徑分布可由形狀參數 μ 、斜率參數 Λ 及截距參數 N_0 描述。偏極化參數可由 Gamma 參數經散射模擬求出，過程中需使用形狀參數 μ 及斜率參數 Λ 的約束關係，故獲得 $\mu - \Lambda$ 關係式及可使用雷達參數反演 DSD 參數。本研究使用三種不同設定的反演方法比較反演的成效。

方法一的結果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 在這三天的實際觀測。此結果可以比較適用於常有高 Z_{DR} 值出現的午後雷陣雨顯示針對此個案蒐集的 JWD 資料有改進 DSD 反演的效果。使用方法三時須注意 JWD 因儀器的限制無法觀測到較大的 Z_{DR} 值，雷達觀測之 Z_{DR} 值在 JWD 可提供的範圍內時會有最好的反演結果，當 Z_{DR} 值過大、超過 JWD 的上限時，反演結果會出現不合理的結果而無法使用。

本研究探討 2016 TASSE 實驗中九月九日觀測到的對流胞，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，也可提供模式的雲物理參數化一個觀測驗證參考依據。

六、 參考資料

- Brandes, Edward A., Guifu Zhang and J. Vivekanandan. 2003. "An Evaluation of a Drop Distribution-Based Polarimetric Radar Rainfall Estimator." *Journal of Applied Meteorology* 42(5):652-60.
- 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(4):830-41.