

# 應用回波衰減法進行雙偏極化雷達定量降水估計評估

唐玉霜<sup>1</sup> 張保亮<sup>2</sup> 黃葳芃<sup>1</sup> 陳嘉榮<sup>1</sup>

中央氣象局

氣象衛星中心<sup>1</sup>、氣象資訊中心<sup>2</sup>

## 摘要

臺灣作業雷達網同時擁有雙偏極化與單偏極化雷達，如何有效利用雷達資料，一直深具挑戰，本研究選擇 2017 年梅雨及颱風個案，應用回波衰減法進行雙偏極化雷達定量降水估計法(R(A))的評估，並與 R(Z)進行比較，一方面瞭解方法的差異特性，另一方面也藉此了解各方法的方法表現及限制。

關鍵字：雷達定量降雨估計(QPE)、劇烈天氣監測系統(QPESUMS)

## 一、前言

劇烈天氣監測系統(Quantitative Precipitation Estimation and Segregation Using Multiple Sensor; QPESUMS)整合臺灣作業雷達的觀測資料，並即時產製不同延時的雷達定量估計量，以供中央及地方政府防災單位使用(唐等, 2015)。臺灣雷達網從都卜勒雷達，到升級或加入雙偏極化雷達，在整合雷達資料處理，以及相關降雨估計法等問題，如何找出適合各雷達、在地化的資料品管及技術演算法，發揮各雷達最佳的表現狀態，一直頗具挑戰。本研究利用五分山雷達個案資料，比照現行作業化資料處理，比較 S 波段雙偏極化雷達與單偏極化雷達定量降雨估計法的特性及表現差異。

單偏極化雷達可提供雷達回波、徑向風場和頻譜寬，而雙偏極化雷達另增加了雙偏極化參數觀測，例如：相關係數、相位差及比差異相位差等，如能善用各參數彼此特性，將可直接用以進行即時去除地形雜訊、修正能量衰減及部分遮蔽等問題，可大幅提升雷達資料品質，且透過雙偏極化參數估算所得之之雨滴譜資訊，更能有效提升雷達定量降雨估計的合理性。

陳等(2017)利用臺灣二維雨滴譜儀資料，依降雨類型分類，求取不同波段雷達各降雨類型之定量降雨估計式，發現不論 S 或 C 波段雷達，濕天線罩及能量衰減均會影響回波值，使得定量降雨估計結果變差。周等(2015)比較了 QPESUMS 法、NEXRAD 法和 R( $K_{DP}$ )作法，利用雙偏極化參數 R( $K_{DP}$ )法較 R(Z)的作法在山區表現較佳。 $K_{DP}$  雖較不受能量衰減及雨滴譜變異影響，

但小雨時資料品質較差，且從相位差求得  $K_{DP}$  時，會經過平滑等資料品管流程，可能會造成降雨極值的改變。Ryzhkov et al. (2014)利用計算當電磁波透過天氣系統的衰減量(A)進行降水估計，一方面保留回波解析雨量強度的能力，一方面利用相位差計算衰減量，進而改善濕天線罩、回波衰減以及部分遮蔽等問題，得到較合理準確的定量降水估計結果。

## 二、資料說明

五分山雷達是臺灣第 1 部 S 波段的都卜勒氣象雷達，提供北臺灣陸地及鄰近海面 24 小時不間斷的天氣監測資料。為了進一步提升降雨監測效能，於 2014 年 3 月升級為雙偏極化雷達，但在 2015 年受到蘇迪勒颱風影響，天線罩受到嚴重損壞，於 2016 年底恢復正常作業。表 1 為本研究資料來源列表。

個案期間	個案代號
2017/6/1-2017/6/4	梅雨(06-01)
2017/6/11-2017/6/18	梅雨(06-02)
2014/7/22-2014/7/23	麥德姆颱風(TYMD)
2014/9/20-2014/9/22	鳳凰颱風(TYFH)
2015/8/7-2015/8/8	蘇迪勒颱風(TYSD)
2017/7/29-2017/7/30	海棠颱風(TYHT)

表 1、2017 年梅雨及颱風個案列表。

## 三、研究方法

雷達反射率因子(Z)與降雨率(R)兩者間的關係，是由降雨粒子分布 N(D)所決定，經過大量的觀測後，可

藉由統計的方式求出兩者之關係。一般以  $Z = a R^b$  之經驗式表示，以下稱為  $R(Z)$ ，本研究單偏極化雷達定量降雨估計以下式進行計算： $Z=32.5R^{1.65}$  (Xin et al. 1997)。

雙偏極化參數部分則採用衰減量(A)估計降雨 (Ryzhkov et al., 2014)，以下稱為  $R(A)$ 。 $R(A)$ 主要精神就是充分利用雙偏極化參數特性，進行回波資料品質優化，例如利用  $\rho_{HV}$  進行資料品質管， $\Phi_{DP}$  進行衰減修正等，得到合理且較接近真實的回波，再透過調整受雷達波段、溫度和雨滴譜影響的係數，帶入雨滴譜資訊，最後應用計算得雷達定量降雨估計結果，此法得以保有回波的解析度和強度特性，並且對於雨滴粒徑變異性相對較不敏感，亦不受雷達系統調校、衰減、部分遮蔽及濕天線罩效應影響。因冰象與水象雷達觀測參數特性不同，故  $R(A)$ 僅能用在融化層以下的液態降水區。以下是計算  $R(A)$ 所用之公式：

$$R = \gamma A^\Lambda$$

其中  $\gamma$ 、 $\Lambda$  隨雷達波段、溫度等均不同，沿雷達徑向衰減量(A)則以下式表示：

$$A(r) = \frac{[Z_a(r)]^b C(b, PIA)}{I(r_1, r_2) + C(b, PIA)I(r, r_2)}$$

另，

$$I(r_1, r_2) = 0.46b \int_{r_1}^{r_2} [Z_a(s)]^b ds$$

$$I(r, r_2) = 0.46b \int_r^{r_2} [Z_a(s)]^b ds$$

經由雨滴譜散射模擬可知， $b$  值為 0.72，根據

## 四、分析與討論

圖 1 為分別計算六個個案的校驗得分，除蘇迪勒颱風個案(TYSD)外， $R(A)$ 均方根誤差均小於  $R(Z)$ ，相關係數則是  $R(A)$ 大於  $R(Z)$ ，顯示  $R(A)$ 較  $R(Z)$ 表現佳。另分別比較大、小雨時，各方法的表現(圖 2)，在小雨時， $R(Z)$ 均方根誤差均大於  $R(A)$ ，從偏差量則發現  $R(Z)$ 大部分為高估。在大雨時，在梅雨個案之  $R(A)$ 均優於  $R(Z)$ ，颱風個案則不一定，從偏差量可以發現， $R(Z)$ 均為低估， $R(A)$ 則表現較為穩定，除蘇迪勒颱風個案外，其偏差均在 20%以內。由於梅雨與颱風之降水型態不同，故以下分為兩類進行比較。

Bringi et al(1990)定義，經過降雨系統的徑向衰減量(PIA)可由下式表示：

$$PIA(r_1, r_2) = \alpha[\Phi_{DP}(r_2) - \Phi_{DP}(r_1)] = \alpha\Delta\Phi_{DP}$$

其中  $\alpha$  值，由即時觀測的  $Z$  和  $Z_{DR}$  的斜率( $K$ )決定，公式如下：

$$\alpha = -0.75K + 0.04875$$

為有效評估各定量降雨估計法的表現，本研究中的定量降雨估計量，均已處理至直角網格，解析度為  $0.0125^\circ$ ，校驗得分則為選取雨量站觀測之時雨量，與雨量站上格點平均時雨量進行比較。另為了解各定量降雨估計法在不同強度降雨的表現，本研究根據現行氣象局雨量分級定義，「大雨」為時雨量達 40 毫米以上之降雨現象，故文中「小雨」表示小於 40 毫米之降雨現象，「大雨」表大於或等於 40 毫米之降雨現象。其計算得分分別為均方根誤差(RMSE)、相關係數(Correlation coefficient)與偏差(Bias)，公式如下：

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (R_i gauge - R_i radar)^2}{n}}$$

CC

$$= \frac{\sum_{i=1}^n (R_i gauge - \overline{R_i gauge})(R_i radar - \overline{R_i radar})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (R_i gauge - \overline{R_i gauge})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (R_i radar - \overline{R_i radar})^2}}$$

$$Bias = \frac{\sum_{i=1}^n R_i radar}{\sum_{i=1}^n R_i gauge}$$

梅雨期間，從雷達定量降雨估計和雨量站的時雨量散佈圖(圖 3)· $R(Z)$ 的資料點較為分散，但在小雨時，主要資料點仍集中在估計正確的參考線上， $R(A)$ 資料點較為集中參考線，特別是在大雨部分有較多的改善。颱風侵襲期間，不論  $R(A)$ 或  $R(Z)$ 資料點均較為分散， $R(Z)$ 在小雨時，主要資料點顯示有高估的情形， $R(A)$ 資料點則較為集中。將不同降雨強度進行分類、分別計算得分，如圖 4。

梅雨期間  $R(Z)$ 的均方根誤差隨降雨強度變大而呈線性增加，在偏差量上，降雨量在 10mm 以下呈現高

估，以上則呈現低估。R(A)算法在降雨量小於 40mm 時，均方根誤差呈現線性增加，而在降雨強度大於 40mm 時，均方根誤差開始降低，在偏差量上，R(Z) 在 20mm 以下其值均大於 1，顯示為高估，2mm 高估三倍，20mm 以上則略為低估，相較而言 R(A)則較為穩定，2mm 以下一樣為高估，但其偏差量較 R(Z)小得多。而在颱風個案中，不論哪一種定量降雨估計方法，

均方根誤差均隨著降雨量越大而增加，在 10mm 以下，R(Z)相較於其他 R(A)算法均方根誤差較大，偏差量大於 1.31，呈現明顯的高估，大於 40mm 則低估現象越趨明顯，大於 80mm 時，偏差量為 0.32。R(A)在 5mm 以上，偏差均在 10%以內。

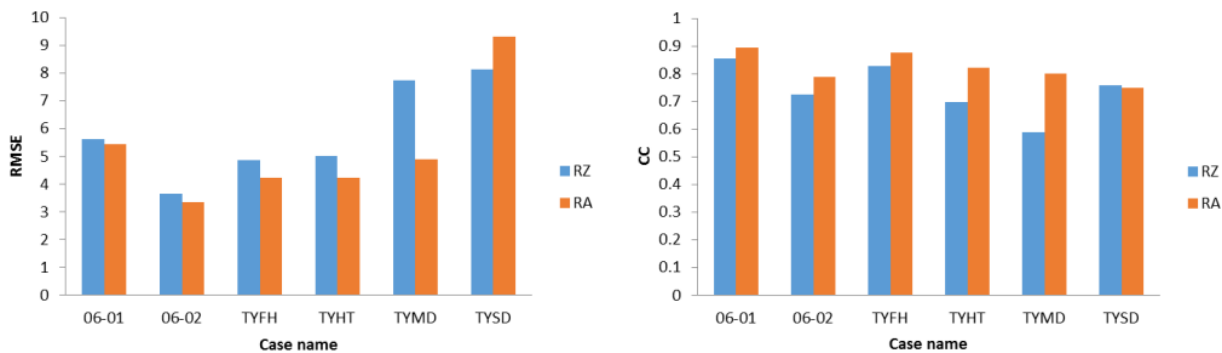


圖 1、各個案之觀測時雨量與定量降雨估計結果之校驗得分直方圖，其中藍色表 R(Z)、橘色為 R(A)。上圖為均方根誤差、下圖為相關係數。

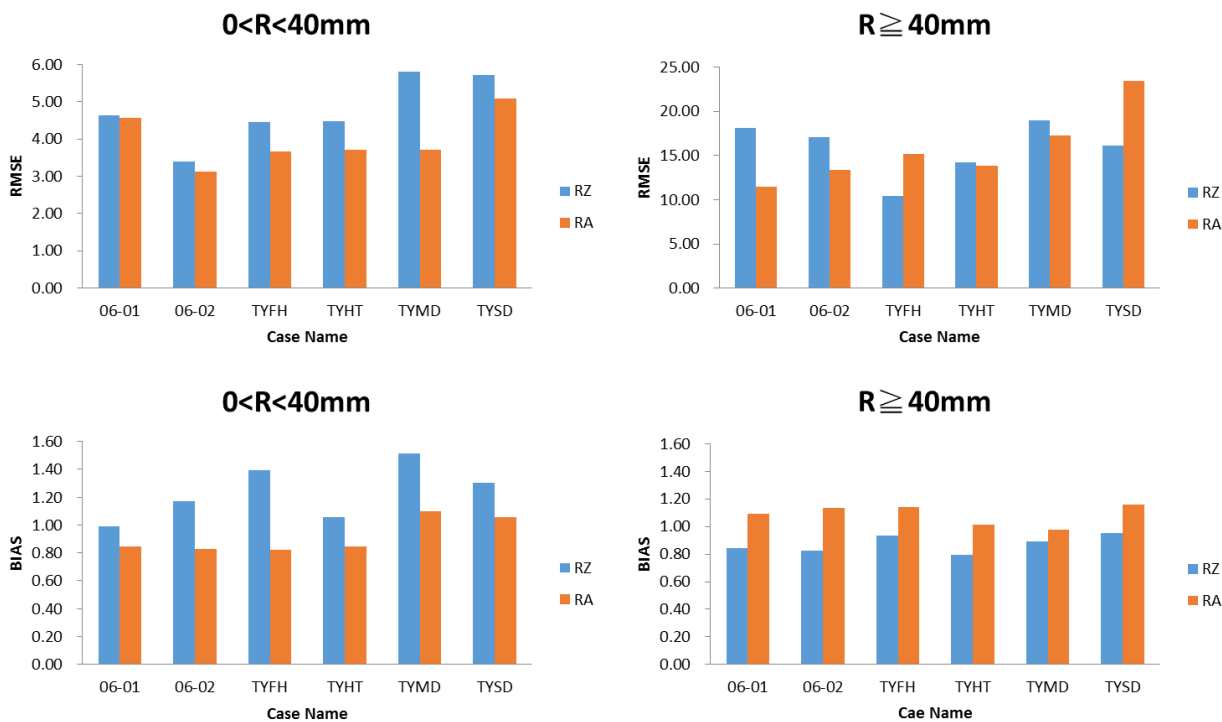


圖 2、各個案之觀測時雨量與定量降雨估計結果之校驗得分直方圖，其中藍色表 R(Z)、橘色為 R(A)。左欄為小雨時之校驗得分、右欄則為大雨；上為均方根誤差、下圖為偏差量。

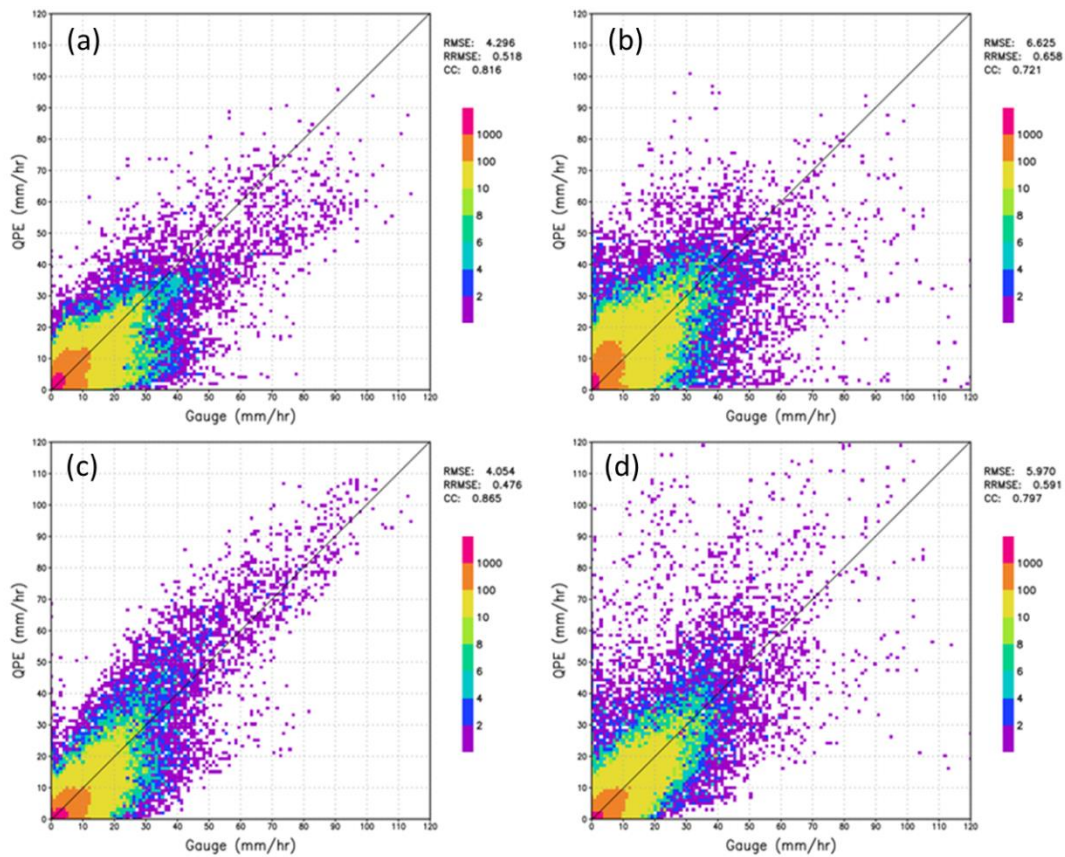


圖 3、圖(a)(c)為梅雨期間，圖(b)(d)為颱風期間之雷達定量降雨估計和雨量站的時雨量散佈圖。色階為資料個數，橫軸為雨量站量測之時雨量，縱軸則為定量降雨估計量，圖(a)(b)為 R(Z)，圖(c)(d)為 R(A)。

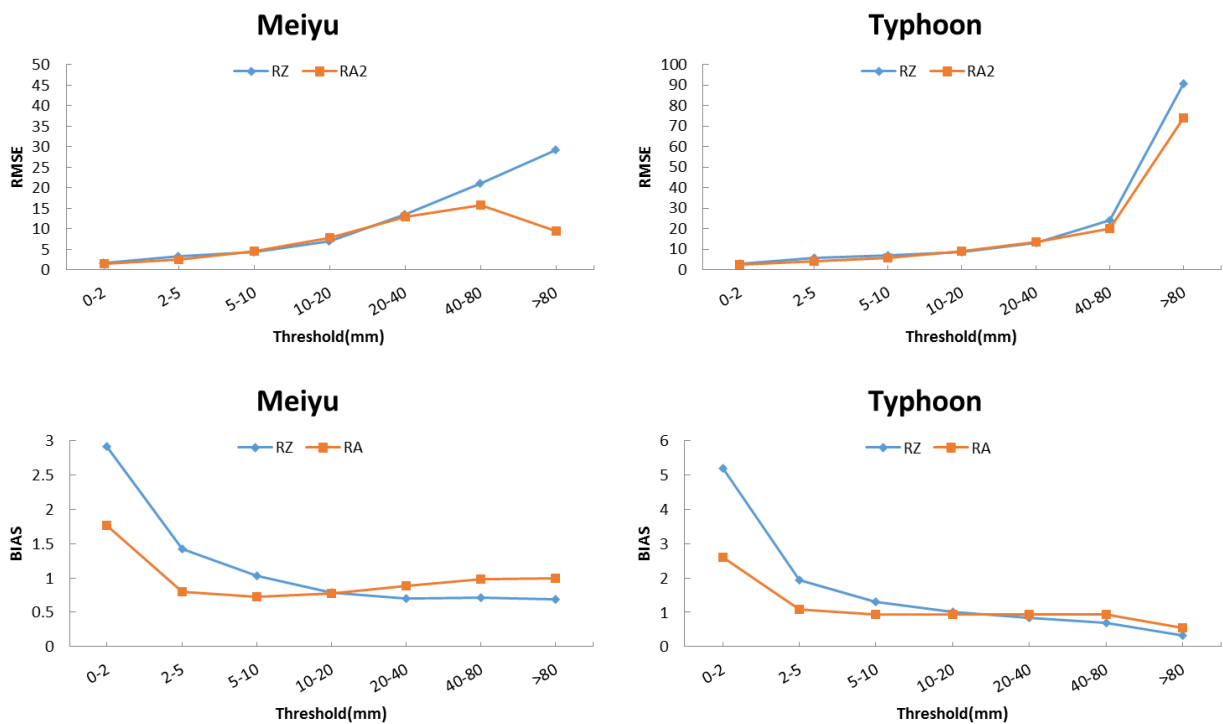


圖 4、不同降雨強度之校驗分數變化，橫軸為不同降雨強度門檻，左欄為梅雨期間，右欄為颱風期間，上列為均方根誤差、下列則為偏差量，藍線為 R(Z)、橘線為 R(A)。

## 五、結論

本研究選用 2017 年梅雨，以及四個颱風個案，應用回波衰減法進行雙偏極化雷達定量降水估計法的評估，並與傳統單偏極化雷達定量降雨估計法比較。

在  $R(Z)$  的部分，當小時降雨強度越大時，其均方根誤差越大，且偏差值也顯示其雨量低估情形會越嚴重。 $R(A)$  具有不受能量衰減、部分遮蔽等影響，對於雨滴粒徑分布不敏感等優勢。不論颱風或梅雨個案，綜合各項校驗分數， $R(A)$  均較  $R(Z)$  結果佳。特別在強降雨部份，利用雙偏極化參數進行  $R(A)$  的計算，其結果未來具有很好的發展性。

$R(A)$  在研究上目前仍只適用於融化層以下，故覆蓋範圍受限，未來亦可考慮將較高仰角的  $R(A)$  資料進行垂直上的修正，或將  $R(Z)$  與  $R(A)$  結果相結合，有助於得到更全面的格點定量降雨估計，提供更好的防災應用產品。

## 六、致謝

感謝美國劇烈風暴實驗室(NSSL, National Severe Storms Laboratory)的張健與唐琳博士，提供技術支援，精進  $R(A)$  法在臺灣在地化應用。

## 七、參考文獻

唐玉霜，黃葳芃，張保亮，陳嘉榮，2016：劇烈天氣監測系統(QPESUMS)之防災應用。「105 年天氣分析與預報研討會」發表之論文，臺北。

周仲島，鍾吉俊，修榮光，2015：S波段雙偏極化雷達在梅雨季豪大天氣系統定量降雨估計之應用。大氣科學期刊，43(2)，91-113。

陳如瑜，張偉裕，陳台琦，2017：北台灣 S 與 C 波段雙偏極化雷達定量降雨估計之比較。大氣科學期刊，45(1)，57-80。

Bringi, V. N., V.Chandrasekar, N. Balakrishnan, and D.S. Zrnich, 1990: An Examination of propagation effects in rainfall on radar measurements at microwave frequencies. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 7, 829-840.

Ryzhkov, A. V., M. Diederich, P. Zhang, and C. Simmer, 2014: Potential utilization of specific attenuation for rainfall estimation, mitigation of partial beam blockage, and radar networking. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 31, 599-619.

Xin, L.Y., Reuter G., Larochelle, B., 1997. Reflectivity-rain rate relationships for convective rainshowers in Edmonton—research note. *Atmosphere –Ocean*, 35, 513-521.