

中央氣象局雨滴譜儀觀測網資料品管與分析

盧可昕 唐玉霜 林品芳 陳姿瑾 張保亮

中央氣象局

(中華民國 109 年 2 月 27 日收稿；中華民國 109 年 10 月 07 日定稿)

摘 要

近地面雨滴粒徑分布(Drop Size Distribution, DSD)的量測，對於了解臺灣近地面降水與雲物理特性、改進雷達定量降水估計(Quantitative Precipitation Estimation, QPE)扮演著重要的角色，然而在進行 DSD 分析及降雨參數估算前，必須確保雨滴譜儀之觀測資料品質。本研究利用中央氣象局 27 個測站的一維雷射式雨滴譜儀(Parsivel²)觀測資料，建立適用臺灣區域的雨滴譜儀資料品管(Quality control, QC)流程。並針對不同環境條件(風向、風速、濕度及地形等)及作業上的限制，分析探討造成雨滴譜儀資料品質不佳可能原因，期望有效提升雨滴譜儀網資料品質。分析結果顯示，Parsivel² 資料經過 QC 後能有效濾除不合理資料。統計比對 2016 至 2018 年 Parsivel² 雨滴譜儀與傾斗式雨量計觀測資料，發現 Parsivel² 雨滴譜儀的雨量普遍低估，尤其是山區及離島測站。分析不同環境條件之影響，顯示強風速對 Parsivel² 觀測品質影響較為顯著。未來將進一步結合雙偏極化雷達觀測資料，期可提升臺灣雷達 QPE 的準確度，以提供後續研究及其相關應用。

關鍵字: 第二代一維雷射光學式雨滴譜儀、資料品管

一、前言

對於雷達定量降雨估計 (Quantitative Precipitation Estimation, QPE)，利用單偏極化雷達回波與降雨率的經驗公式，因無法反應雨滴粒徑分布 (Drop Size Distribution, DSD) 的變異性，易造成降水估計的高度不確定性，而雙偏極化雷達所觀測的雙偏極化參數，則有助於獲得更多的降水特性，得到更合理的雷達定量降水估計結果 (Battan 1973; Bringi and Chandrasekar 2001; Lee and Zawadzki 2005; Ryzhkov et al. 2014; Wang et al. 2015; Chang et al. 2020)。雨滴譜儀觀測到的雨滴粒徑分布為近地面雨滴的大小及數量，除可提供地面降水特性外，亦可應用於雷達資料品質管，例如減少雷達系統偏移、衰減、濕天線罩效應等影響，並可連結雨量站觀測雨量和雷達偏極化參數，進行雷達定量降雨估計在地化的調整，皆可進一步應用於改進雷達定量降水估計技術，藉以提升其準確度。

雨滴粒徑分布特性會因降雨類型、氣候環境的不同而改變 (Tokay and Short 1996; Bringi et al. 2003; Tokay et al. 2008; Galtin et al. 2015; Thompson et al. 2015; Thurai et al. 2016; Seela et al. 2017; Seela et al. 2018; Lee et al. 2019; Jayalakshmi et al. 2020; 林與陳 2007; 蔣

2010)。Chang et al. (2009) 利用中央大學二維式雨滴譜儀資料，針對臺灣地區數個颱風個案進行比對研究，發現臺灣 DSD 與全球各區域之雨滴粒徑分布 (Bringi et al. 2003) 有顯著差異，臺灣對流降雨的 DSD 主要位於大陸型對流降雨與海洋型對流降雨之間，具有其獨特性。蔣(2010)利用 2009 年 6 月 3 日至 6 月 4 日臺灣五個不同地區(中央、霞雲、斗六、嘉義、阿里山)的撞擊式雨滴譜儀 (Joss-Waldvogel disdrometer, JWD; Joss and Waldvogel 1967) 觀測資料，分析 DSD 差異，結果顯示不論降雨率大小，阿里山站小雨滴濃度明顯多於其它站，嘉義、斗六小雨滴濃度卻較少，顯示臺灣不同地點會有不一樣的雨滴粒徑分布。Lee et al. (2019) 利用中央大學撞擊式雨滴譜儀 (JWD) 統計 10 年 DSD 資料，並分析不同季節 DSD 差異，發現冬、夏兩季 DSD 平均結果截然不同。因此，DSD 不僅有降雨型態、季節性差異，臺灣不同地區 DSD 結果也有所差異。

為了配合臺灣雷達網的觀測作業，中央氣象局於 2016 年完成 27 站的雨滴譜儀 (Parsivel³) 網建置，以期提升雷達資料品質與改善定量降雨估計技術。然而，在進行 DSD 分析及降雨參數估算前，必須確保雨滴譜儀之觀測資料品質。Parsivel (Particle Size Velocity

Disdrometer; Löffler-Mang and Joss 2000) 為一維雷射光學式雨滴譜儀，擁有操作簡易、機動性高等優點。第一代 Parsivel 被廣泛使用在 DSD 量測及研究上，如 Jaffrain and Berne (2011) 探討 Parsivel 取樣不確定性 (sampling uncertainty)；Friedrich et al. (2013a) 利用雨滴粒徑及落速的分類(雨、冰雹、軟雹、強風區等，如圖 1 所示)資料品管方法分析龍捲風、對流風暴個案，並提及可能造成 Parsivel 觀測誤差的三個因素，包括：強風造成不合理的觀測結果、雨滴落在光束感應區的邊界及雨水撞擊儀器表面造成水花濺起 (splashing effects)，均可能影響到觀測的準確度。Friedrich et al. (2013b) 針對強降雨、強風速下對 Parsivel 觀測的影響，評估合理的雨滴粒徑分布資料。Tokay et al. (2013) 則比較 JWD、2DVD (2D-video distrometer; Schönhuber et al. 1997) 及 Parsivel 三種雨滴譜儀的觀測結果，結果顯示相對於其他雨滴譜儀而言，Parsivel 有小雨滴 (< 0.76 mm) 低估、大雨滴 (> 2.44 mm) 高估的情形，且大雨滴的高估可能造成計算降雨積分參數的高估。

2011 年推出新一代 Parsivel² 雨滴譜儀，第一代及第二代 Parsivel 在外觀及硬體架構上類似，雨滴粒徑及終端落速量測皆分為 32 類，但光源波長由

第一代的 650nm(紅光)調整為第二代的 780nm(近紅外光)，精確度也有所提升，雨滴粒徑 2mm 以下，精度從 ± 3 分類改進為 ± 1 分類；雨滴粒徑 2mm 以上，精度從 ± 2 分類改進為 ± 0.5 分類。Tokay et al. (2014) 評估 Parsivel² 的結果顯示，相對 Parsivel 與 JWD 兩雨滴譜儀，Parsivel² 與雨量計有最小的誤差。曾等(2016)應用臺灣地區的觀測資料也發現 Parsivel² 在雨滴的分類處理及終端落速的觀測上均有所改善，且觀測降雨率更接近雨量計的觀測。Park et al. (2017) 研究結果顯示，雖然 Parsivel² 相對第一代 Parsivel 有精度上的改善，但在強降雨時，仍有大雨滴高估、小雨滴低估的情形出現。

Parsivel² 能夠量測雨滴粒徑及落速等資訊，可能因為環境、儀器限制等影響產生不合理的觀測資訊。未來將應用雨滴譜儀觀測資料於改善臺灣雷達網之定量降雨估計技術，為了確保能有良好的資料品質，本研究利用中央氣象局雨滴譜儀網資料，針對不同環境條件及作業上的限制探討雨滴譜儀資料品質差異，期可建立合理且適用於臺灣區域的雨滴譜儀資料品管 (Quality control, QC) 流程，藉以有效提升雨滴譜儀網觀測資料品質，以提供後續研究及應用。本研究第二章介紹所使用的觀測資料來源、雨滴譜儀資

料 QC 方法及誤差計算方法；第三章分析各站觀測資料經過 QC 後，比較雨滴譜儀估算雨量與傾斗式雨量計 (Tipping-Bucket Rain Gauge, TBRG) 觀測

雨量之差異；第四章討論可能造成雨滴譜儀資料不佳的原因；第五章為結果及未來展望。

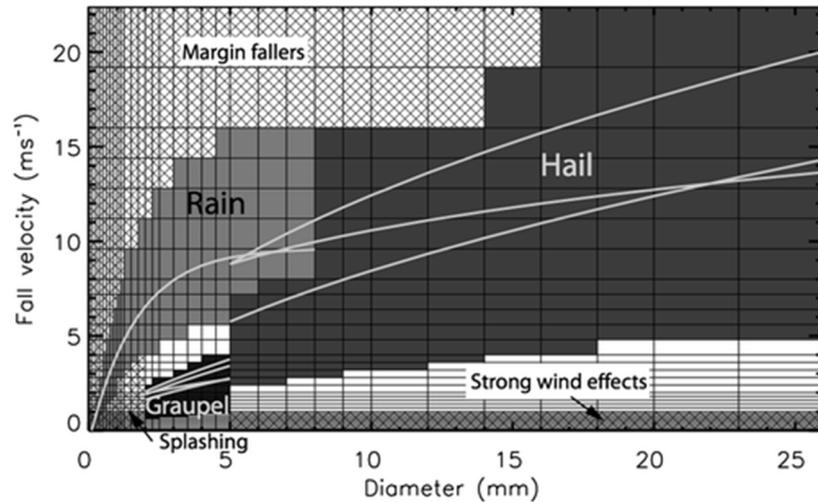


圖 1 Parsivel 資料品管示意圖(Friedrich et al. 2013a)；橫軸為雨滴粒徑 D (單位 mm)，縱軸為雨滴垂直落速 V_t (單位 $m s^{-1}$)。

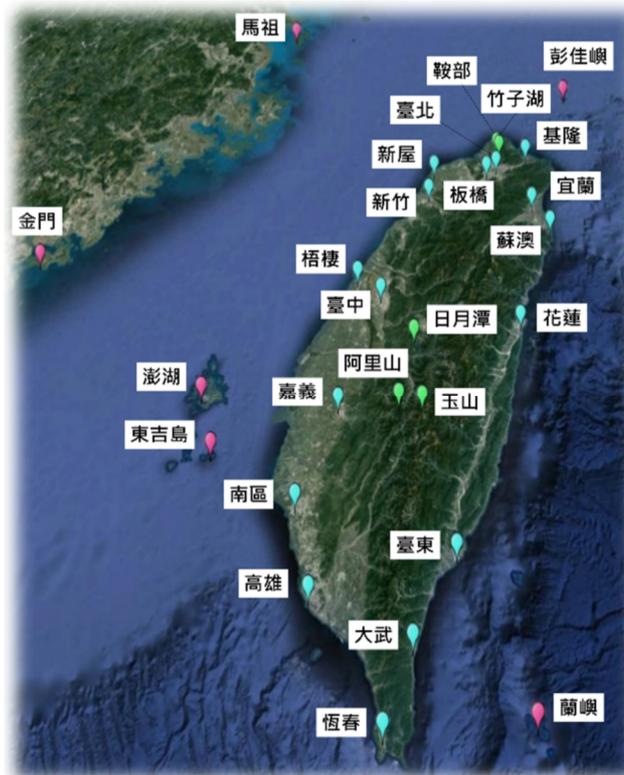


圖 2 中央氣象局 27 部雨滴譜儀(Parsivel²)之觀測作業網。淡藍色為站海拔高度低於 500 公尺，綠色為站海拔高度高於 500 公尺，粉紅色為離島站。

二、資料與方法

(一) 雨滴譜儀資料來源

中央氣象局自 2015 年起，開始建置一維雷射式雨滴譜儀作業觀測網(如圖 2)，於 2016 年中進行第二階段建置計畫，目前共建置 27 個雨滴譜儀觀測站，包含本島 21 站及外島 6 站，主要架設於緊鄰人工氣象站之觀測坪，與傾斗式雨量計距離相差 5-8 公尺左右。本島 21 站中，有 5 個測站位於海拔 500 公尺以上(竹子湖、鞍部、玉山、阿里山及日月潭)，其中，最高海拔之觀測站為近 4000 公尺的玉山氣象站，其次為海拔約 2500 公尺的阿里山測站。第二代一維雷射光學式雨滴譜儀(Parsivel²)，其外觀及規格如圖 3(a)、表

1 所示。由圖 3(a)，當雨滴通過雷射光束組成的感應區時，會遮蔽雷射光束，而利用遮蔽光束造成的電壓變化及持續時間來量測雨滴粒徑及落速。雷射光束感應區長 180 mm、寬 30 mm、厚度為 1 mm，總面積為 54 cm²，可觀測的雨滴粒徑範圍介於 0.062 至 24.5 mm 之間，落速則是介於 0.05 至 20.8 m s⁻¹ 之間，分別區分成 32 種不等區間的粒徑和 32 種落速類別(如表 2、表 3，OTT 2016)，可得 32×32 矩陣的觀測資料，觀測結果如圖 3(b)。而資料輸出時間部分則可依需求設定，中央氣象局現有的 27 部雨滴譜儀，目前設定為每 1 分鐘輸出一筆觀測資料結果。

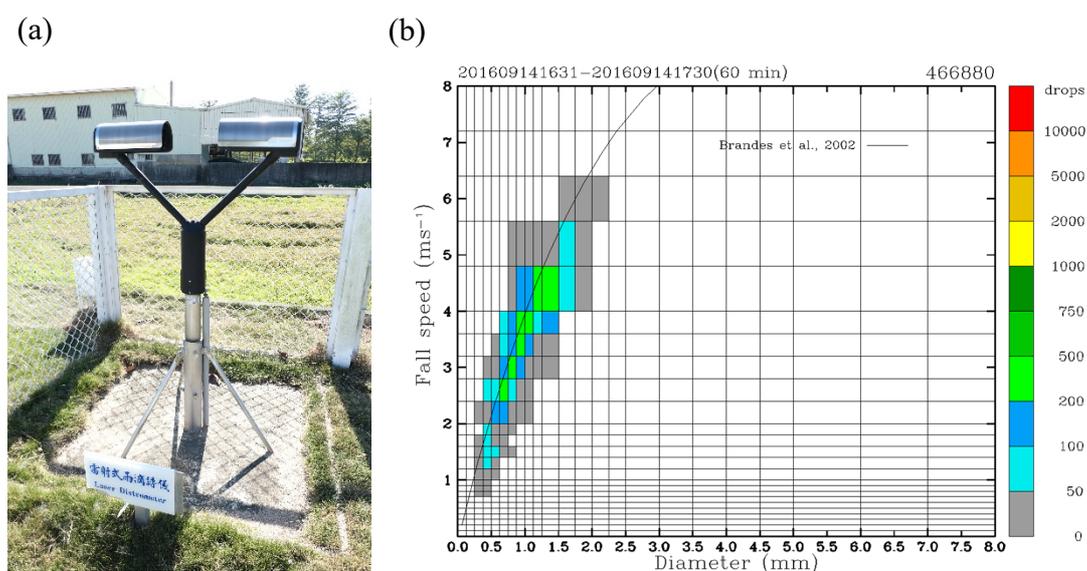


圖 3 嘉義氣象站之(a) Parsivel²雨滴譜儀與(b) Parsivel²觀測資料。橫軸為雨滴粒徑 D(單位 mm)，縱軸為雨滴垂直落速 V_t (單位 $m s^{-1}$)，色階為雨滴顆數。

表 1 Parsivel²儀器規格及其可量測範圍。

項目	規格
波長 Wavelength	780(NIR)
觀測面積 Measurement Surface	180mm × 30mm
量測粒徑範圍 Measurement range of Particle Size	0.2~25 mm
量測落速範圍 Measurement range of Particle Speed	0~20 m s ⁻¹
最小降雨強度 Minimum rainrate intensity	0.001 mm hr ⁻¹
最大降雨強度 Minimum rainrate intensity	1200 mm hr ⁻¹
觀測降雨精準度 Rainrate accuracy	±5%(liquid)/±20%(solid)

(二) 雨滴譜儀資料品管

本研究針對氣象局屬 Parsivel² 每分鐘資料品管方法主要分成三個部分：定義降雨事件、僅採納合理雨滴粒徑、僅採納合理雨滴落速，如下所述(圖 4)：

1. 定義降雨事件：

為避免採樣誤差，剔除每分鐘雨滴個數小於 10、時雨量小於 0.1 mm hr⁻¹ 的觀測資料(Tokay and Short 1996)。

2. 僅採納合理雨滴粒徑：

雨滴粒徑小於 0.2 mm 及大於 8 mm 者濾除。粒徑小於 0.2 mm 時，Parsivel 和 Parsivel²儀器本身在雨滴粒徑最小的兩個類別，會因為觀測訊號太過微弱，易產生不確定性(Tokay et al.2013)；而粒徑大於 8 mm 則為臺灣地區曾觀測到之最大雨滴粒徑(陳 2017)。

3. 僅採納合理雨滴落速：

雨滴粒徑與終端落速理想曲線(Brandes et al. 2002)的差值大於 0.5

倍理想曲線者濾除，如圖 5 所示。

理想曲線表示如下：

$$V_t(D) = -0.1021 + 4.932D - 0.9551D^2 + 0.07934D^3 - 0.002362D^4 \quad (2.1)$$

其中， V_t 為雨滴終端落速，單位 m s⁻¹； D 為雨滴等體積粒徑，單位為 mm。

Gunn and Kinzer (1949) 及 Pruppacher and Pitter (1971)經由實驗室儀器模擬結果指出，於不同氣壓、不同溫度情況下，雨滴終端落速為重力作用及雨滴掉落阻力兩者平衡時之雨滴落速，而阻力與空氣密度(由氣壓及溫度決定)有關；Gunn and Kinzer (1949)亦指出，雖雨滴終端落速隨空氣密度有所變化，但並不顯著，最大僅約 1.5% 的差異，故 Brandes et al.(2002)之理想落速曲線差值於±0.5 倍之間屬合理範圍。經由以上方法將不合理資料濾除後，所保留之合理資料區間如圖 6 之紅色區域。

(三) 雨滴譜儀量測降雨量之計算

利用 Parsivel² 觀測得到每一分鐘的雨滴粒徑與落速資料，可以計算近地面雨滴粒徑分布 $N(D)$ ，再由 $N(D)$ 可計算近地面降雨率等其他降雨參數。

1. 雨滴粒徑分布計算

由於雨滴譜儀提供了每一個雨滴的等體積直徑(D_i)及垂直落速(V_t)，因此可以利用(2.1)式來計算雨滴粒徑分布。

$$N(D_i) = \frac{1}{\Delta t \Delta D_i} \sum_{j=1}^n \frac{1}{AV_t j} \quad (2.2)$$

其中， $N(D)$ ($m^{-3} mm^{-1}$)為單位體積單位粒徑的雨滴個數； Δt 為選取資料的時間窗區； ΔD 為選取的粒徑間距； V_t 為雨滴垂直落速； A 為觀測面積； n 為雨滴個數。

Parsivel² 觀測面積參考 Tokay et al. (2013)，為 $A = 180mm \times \left(30mm - \frac{D_i}{2}\right)$ ；而計算 10 分鐘平均 $N(D)$ 時， Δt 為 10 (即 10 分鐘)；算一小時平均 $N(D)$ 時， Δt 則為 60。

2. 降雨量、回波計算

從(2.2)式得到的 $N(D)$ 經由以下算法得到降雨量

$$R = 0.6\pi \times 10^{-3} \sum_{i=1}^n v t(D)_i D_i^3 N(D)_i \Delta D_i \quad (2.3)$$

其中 R ($mm hr^{-1}$)為降雨率； V_t ($m s^{-1}$)為雨滴理想落速(Brandes et al. 2002)； D (mm)為雨滴粒徑； $N(D)$ ($m^{-3} cm^{-1}$)為

單位體積單位粒徑的雨滴個數。

回波與雨滴粒徑六次方成正比，計算方法如(2.4)式

$$Z = \sum_{i=1}^n D_i^6 N(D)_i \Delta D_i \quad (2.4)$$

其中， Z ($mm^6 m^{-3}$)為回波； D (mm)與 $N(D)$ ($m^{-3} cm^{-1}$)同上所述。

(四) 傾斗式雨量計資料來源

傾斗式雨量計由於計量原理及構件簡單、耐用、耗電量少且訊號輸出簡便，而為廣泛使用，也經常應用於地面雨量校驗之研究(Seo and Breidenbach 2002; Wolff et al. 2005)。傾斗式雨量計每 0.5 mm 使傾斗翻轉，記錄翻轉次數而測得降水量，故傾斗式雨量計最小刻度為 0.5 mm。本研究利用中央氣象局局屬人工氣象站的傾斗式雨量計每 10 分鐘觀測降雨量，與雨滴譜儀計算所得之 10 分鐘降雨量進行分析比較，以作為雨滴譜儀量測品質的參考依據之一。

(五) 降雨量誤差計算

由於氣象站中並無其他雨滴譜儀(JWD、2DVD 等)可供 Parsivel² 資料進行比對，故本研究以解析度為 0.5 mm 的傾斗式雨量計觀測雨量(此後稱為 R_{gauge})為標準，計算 Parsivel² 量測降雨量(此後稱為 $R_{parsival}$)之誤差。本研究使用的誤差結果分別有相對平均誤差

(normalized mean bias, NMB)、相對均方根差(relative root mean squared error, RRMSE) 以及相關係數 (correlation coefficient, CC) :

$$NMB = \frac{\sum R_{parsival} - R_{gauge}}{\sum R_{gauge}} \quad (2.5)$$

$$RRMSE = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(R_{parsival} - R_{gauge})^2}{N}}}{\sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(R_{gauge})^2}{N}}} \quad (2.6)$$

$$CC = \frac{covar(R_{parsival}, R_{gauge})}{\sigma_{parsival} \times \sigma_{gauge}} \quad (2.7)$$

此 $R_{parsival}$ 為 Parsivel² 估計雨量值、 R_{gauge} 為傾斗式雨量計觀測雨量值； $\sigma_{parsival}$ 與 σ_{gauge} 分別為 $R_{parsival}$ 與 R_{gauge} 的標準差；N 為資料數；NMB、RRMSE、CC 皆為無因次單位。

表 2 Parsivel² 粒徑 32 分類。

Class number	Class average in mm	Class spread in mm
1	0.062	0.125
2	0.187	0.125
3	0.312	0.125
4	0.437	0.125
5	0.562	0.125
6	0.687	0.125
7	0.812	0.125
8	0.937	0.125
9	1.062	0.125
10	1.187	0.125
11	1.375	0.250
12	1.625	0.250
13	1.875	0.250
14	2.125	0.250
15	2.375	0.250
16	2.750	0.500
17	3.250	0.500
18	3.750	0.500
19	4.250	0.500
20	4.750	0.500
21	5.500	1.000
22	6.500	1.000
23	7.500	1.000
24	8.500	1.000
25	9.500	1.000
26	11.000	2.000
27	13.000	2.000
28	15.000	2.000
29	17.000	2.000
30	19.000	2.000
31	21.500	3.000
32	24.500	3.000

表 3 Parsivel² 落速 32 分類。

Class number	Class average in m/s	Class spread in m/s
1	0.050	0.100
2	0.150	0.100
3	0.250	0.100
4	0.350	0.100
5	0.450	0.100
6	0.550	0.100
7	0.650	0.100
8	0.750	0.100
9	0.850	0.100
10	0.950	0.100
11	1.100	0.200
12	1.300	0.200
13	1.500	0.200
14	1.700	0.200
15	1.900	0.200
16	2.200	0.400
17	2.600	0.400
18	3.000	0.400
19	3.400	0.400
20	3.800	0.400
21	4.400	0.800
22	5.200	0.800
23	6.000	0.800
24	6.800	0.800
25	7.600	0.800
26	8.800	1.600
27	10.400	1.600
28	12.000	1.600
29	13.600	1.600
30	15.200	1.600
31	17.600	3.200
32	20.800	3.200

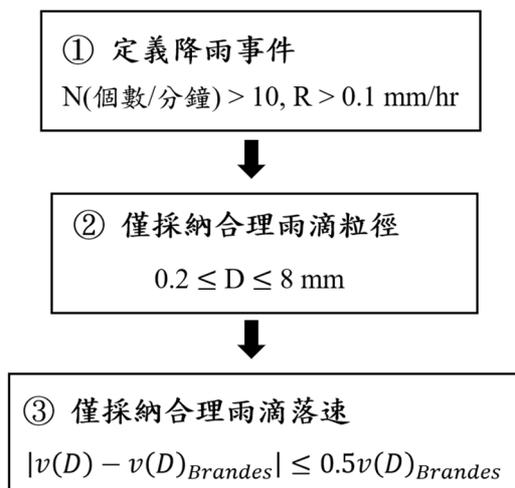
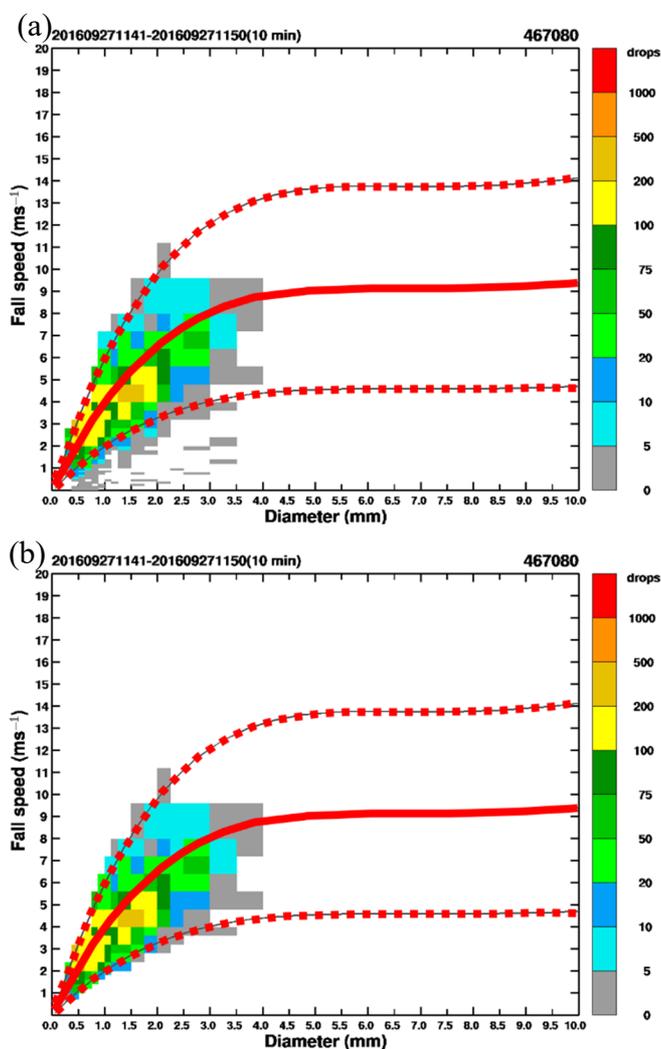
圖 4 Parsivel²一分鐘資料品管流程圖。

圖 5 宜蘭測站雨滴譜儀觀測之(a)未經過 QC 之原始觀測資料與(b)經過 QC 後資料。紅色實線為 Brandes et al. (2002)理想終端落速，紅色虛線為 ± 0.5 倍理想落速；橫軸為雨滴粒徑 D (單位 mm)，縱軸為垂直落速 V_t (單位 m s^{-1})，色階為雨滴數目。

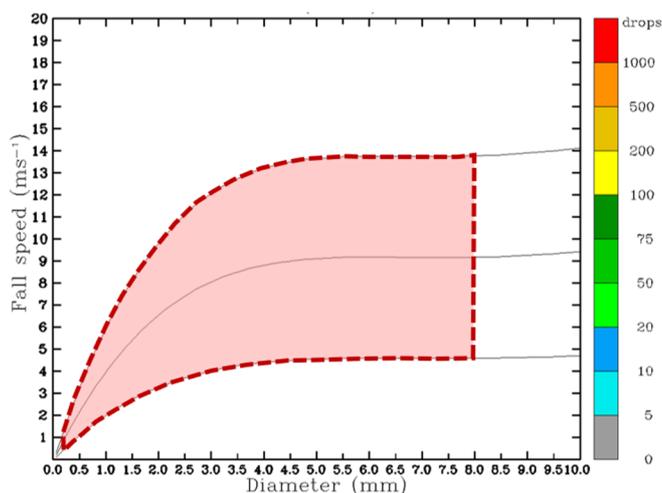


圖 6 經過資料品管後資料保留的區域(紅色區域)。

三、 結果分析

為了解上述雨滴譜儀資料 QC 效益，已先排除 Parsivel² 觀測資料明顯受觀測環境因素(風向、風速、溼度等)所影響的 Parsivel² 觀測站，並挑選觀測環境普遍具較小風速、資料較穩定的平地測站 - 板橋站，進行 QC 前後比對分析。

(一)板橋測站 QC 前後測試結果

1. 2016 - 2018 年 10 分鐘雨量

圖 7 為板橋測站 2016 - 2018 年共 3 年的 Parsivel² 估計雨量與傾斗式雨量計觀測雨量分布圖。尚未經過資料品管之資料分布(圖 7a)顯示具有非合理之雨量分布結果。例如雨量計無觀測資料但雨滴譜儀卻依量測到的雨滴粒徑估算出強降雨(高估雨量為雨量計 2 - 3 倍)甚至是負降雨等現象，此為量測到不合理雨滴粒徑、落速所造成。圖

7(a)中之 -72 mm 降雨為 2016 年 8 月 1 日 1130 UTC Parsivel² 觀測資料(圖 8)所貢獻，此時段 Parsivel² 量測到粒徑大於 18mm 之雨滴，依據 Brandes et al. (2002) 理想落速曲線(2.1 式)，此時理想落速為負值，故估算如圖 7(a)所示之 -72 mm 不合理的負降雨量。經過 QC 後(圖 7b)，顯示此不合理資料可被有效濾除。

板橋測站 Parsivel² 觀測資料經過資料品管，其結果顯示能有效將不合理的資料濾除，相對誤差由 0.103 降為 0.012，均方根差由 1.841 改善為 0.255，相關係數則由 0.464 提高至約 0.964，藉由此 QC 方法有 0.67% 的資料被濾除(2016 - 2018 年總濾除雨滴個數除以所有觀測雨滴個數)。而造成雨滴譜儀量測到品質不良資料原因，將於下一章節中進一步探討。

2. 2016 - 2018 年 5、6 月擬合 Z-R 關係式

將 Parsivel² 計算回波及降雨率擬合成以下降雨關係式：

$$Z = aR^b \quad (3.1)$$

其 Z 單位為 $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ 、R 為 mm hr^{-1} 。圖 9(a) 結果顯示未經 QC 資料出現大於 65 dBZ 甚至接近 70 dBZ 的回波值，然而降雨率卻小於 40 mm hr^{-1} ，QC 後(圖 9b) 能將此不合理資料濾除，且較能掌握回波與降雨率趨勢。QC 前後擬合公式係數也有所差異，QC 前係數 a 與 b 分別為 203.909 與 1.576，而 QC 後之 a 與

b 係數則為 182.14 與 1.533。將 QC 前後回波值代入降雨關係式(3.1)所求得之降雨率與傾斗式雨量計觀測結果之分布如圖 9(c)、(d)，未經 QC 資料擬合之 Z-R 公式計算降雨率有過於高估的情形，降雨率可超過 1500 mm hr^{-1} ，此為觀測到過大回波值所造成，其計算相對平均誤差約高估 0.866、相對均方根誤差約 5.333、相關係數只有 0.07。然而，QC 後資料擬合 Z-R 公式降雨率結果(圖 9d)合理許多，相對平均誤差降為 0.033、相對均方根誤差 0.444，而相關係數也增加到 0.869。

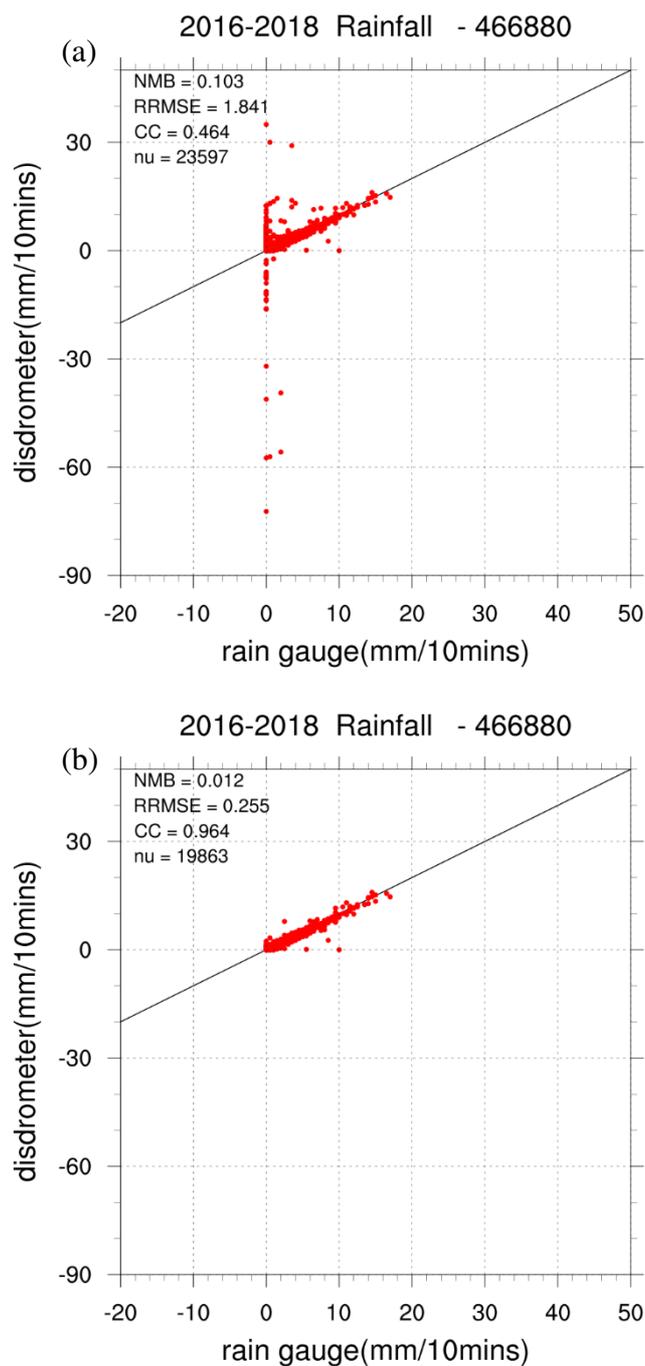


圖 7 2016-2018 年板橋測站雨滴譜儀觀測資料(a)QC 前與(b)QC 後估算雨量與傾斗式雨量計觀測 10 分鐘累積雨量之分布圖。橫軸為傾斗式雨量計觀測 10 分鐘累積雨量，縱軸為雨滴譜儀計算 10 分鐘累積雨量，圖左上方為誤差結果(相對誤差 NMB、相對均方根 RRMSE 及相關係數 CC)及統計資料筆數(nu)。

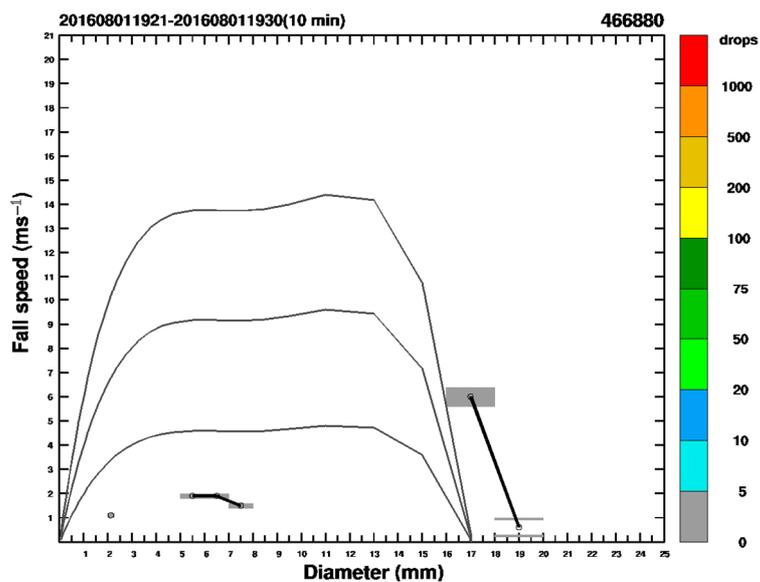


圖 8 2016 年 8 月 1 日 1120–1130 UTC 板橋測站 Parsivel² 觀測資料。中間黑色實線為 Brandes (2002) 理想落速，上(下)面黑色實線為 Brandes et al. (2002) 理想落速 ± 0.5 倍落速；黑色粗線為觀測值計算之平均落速；橫軸為雨滴粒徑 D (單位 mm)，縱軸為雨滴垂直落速 V_t (單位 m s^{-1})，色階為雨滴顆數。圖左上方顯示時間為臺灣當地時間。

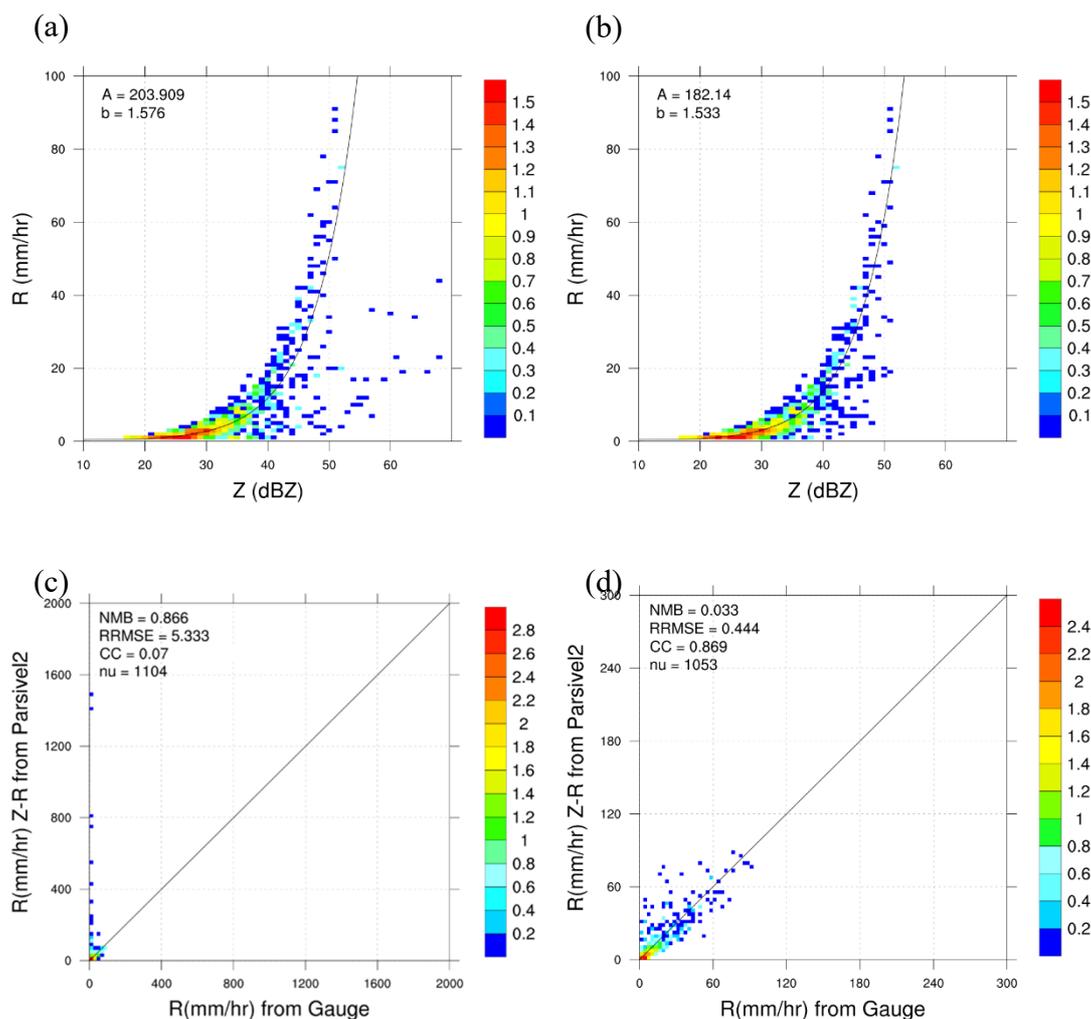


圖 9 2017 年 5、6 月板橋測站 Parsivel² 觀測資料之(a)QC 前與(b)QC 後之擬合 Z-R 關係式；橫軸為 Parsivel² 計算回波(單位為 dBZ)，縱軸為 Parsivel² 計算降雨率(單位為 mm hr⁻¹)，左上方為 Z-R 關係式係數。(c)與(d)為 QC 前後 Z-R 關係式所求得降雨率與傾斗式雨量計降雨率之分布圖；橫軸為傾斗式雨量計觀測降雨率(單位為 mm hr⁻¹)，縱軸為回波代入 Z-R 關係式所得降雨率(單位為 mm hr⁻¹)，圖左上方為誤差結果(相對誤差 NMB、相對均方根 RRMSE 及相關係數 CC)及 10 分鐘一筆之統計資料筆數(nu)，色階為資料數量的對數值(logNo)。

(二) 27 站資料結果分析

對於 2016 年至 2018 年間 27 個站進行處理，其結果如表 4。本研究將 27 個 Parsivel² 測站分為五類，依序為北部平地測站(基隆、臺北、板橋、新屋及新竹)、中南部平地測站(梧棲、臺中、嘉義、南區、高雄及恆春)、東部平地

測站(宜蘭、蘇澳、花蓮、臺東及大武)、山區(竹子湖、鞍部、玉山、阿里山、日月潭)及離島(馬祖、彭佳嶼、金門、澎湖、東吉島及蘭嶼)。資料處理程序主要利用二(二)小節所述之雨滴譜儀觀測資料 QC 程序，同時為了移除雨量計傾斗延遲及儀器偵測小雨之不穩定

等現象，濾除 10 分鐘雨滴譜儀計算雨量小於 0.15 mm 者 (即瞬時降雨率約 1 mm hr^{-1}) 之雨量資料。如此，分析比較雨滴譜儀所計算之 10 分鐘降雨量與傾斗式雨量計觀測雨量，誤差結果及 Parsivel² QC 前後總資料濾除比例(總濾除雨滴個數除以所有觀測雨滴個數)整理如表 4。27 站結果顯示，Parsivel² 觀測結果有普遍低估的情形(NMB 皆為負值，除了南區與澎湖測站)，且平地測站觀測資料品質較好(除了宜蘭、臺東及大武測站)，其相對平均誤差與相對均方根差皆較山區測站與離島測站為小。總資料濾除比例約 0.1 至 10%，其中以東吉島資料濾除比例 10.6% 最大，嘉義站 0.13% 最小，臺北、板橋及臺東站次小，約 0.5-0.6%。另，分析離島之金門 Parsivel² 資料發現，誤差結果有逐年變差情形出現(圖 10)，此 Parsivel² 觀測隨著時間，低估情況越明顯，且資料分布越離散(RRMSE 逐年增加，由 0.303 增加到 0.453)之情況，推測可能為 Parsivel² 儀器隨著時間，由於觀測環境(風、濕度及海鹽等)影響導致儀器精確度逐漸降低所致(Sun and Feng 2012)。

另外，表 4 中，宜蘭及東吉島測站(灰色標示之測站)，此兩測站相對平均誤差皆大於 60%、相對均方根差皆超過 100%，且相關係數小於 0.7，表示

Parsivel² 計算雨量及雨量計觀測雨量的不一致。圖 11 為宜蘭測站 Parsivel² 計算雨量與傾斗式雨量計觀測雨量之逐年分布圖，顯示主要誤差來源為 2018 年觀測資料，其相對平均誤差達 3.629，即計算雨量高估 3-4 倍，且 10 分中累積雨量高達 50 mm (即降雨率 300 mm hr^{-1})，此不合理的觀測結果顯示可能為 Parsivel² 觀測儀器異常。東吉島站 Parsivel² 觀測結果如圖 12 所示，顯示主要誤差來源為 2016 年觀測資料，Parsivel² 計算雨量明顯高估約 1.5 倍左右。

為了解上述 Parsivel² 計算雨量明顯高估之情形，分別利用 2016 年 11 月 23 日層狀降水及 2016 年 9 月 14 日莫蘭蒂颱風個案加以說明。由 11 月 23 日 0010 UTC 層狀降水個案於中央氣象局劇烈天氣監測系統(Quantitative Precipitation Estimation and Segregation Using Multiple Sensor, QPESUMS)(Chang et al. 2020)之 1 公里高度整合回波(圖 13)顯示，澎湖群島地區回波值約 30 dBZ，此時在東吉島與澎湖地面觀測站皆有量測到降雨，Parsivel² 所估計之近地面回波值分別約 49.25、28.71 dBZ。另參考七股與馬公雷達低仰角資料及整合回波資料顯示 Parsivel² 正上方回波值約為 25、27dBZ(圖未示)，由以上結果得知，近地面回波值較上空回波值高，

分別高估約 24.25、1.71dB。將此個案降雨期間(2016 年 11 月 22 日 1800 UTC 至 11 月 23 日 1300 UTC) Parsivel² 資料與其所在位置正上方之七股雷達 0.5 度仰角回波值相比，整體回波值於東吉島與澎湖分別高估約 81%、23%，東吉島 Parsivel² 量測明顯高估。另由莫蘭蒂颱風於 2016 年 9 月 14 日 1000 UTC 之 1 公里高度整合回波圖(圖 14)，可見東吉島、澎湖站上空出現強回波(接近颱風眼牆位置)，回波值約 35 - 40 dBZ，而受颱風外圍雨帶影響的臺灣西南部地區，回波值約 25 - 30 dBZ。比較 1 公里整合回波、馬公及七股雷達最低仰角回波資料(圖未示)，東吉島正上方回波值分別約 37.4、35.7 及 40.8 dBZ；澎湖站正上方回波值分別約 35.1、36.5 及 32.6 dBZ。另由位於本島測站，且該測站上方之 1 公里高度整合回波具有 >30dBZ 之臺南站與高雄站進行比較，其 1 公里整合回波、馬公及七股雷達最低仰角回波資料，於臺南站回波值分別約 28.5、32.3 及 23.0 dBZ，高雄站則分別約 31.1、28.4 及 30.1 dBZ，顯示單雷達最低仰角回波及整合回波資料回波值接近。地面雨滴譜儀估算之回波值，東吉島、澎湖站、臺南與高雄站，各約為 96.8 dBZ、61.6 dBZ、40.3 dBZ 及 36.8 dBZ，皆較上空 1 公里高度回波值為高，其中澎湖、臺南及高雄測站約高

估 5 - 25 dB，然而東吉島測站高估達 55 dB。統計 9 月 14 日整日 Parsivel² 與其所在位置正上方之七股雷達 0.5 度仰角資料顯示，東吉島、澎湖、臺南及高雄等各 Parsivel² 所估算之回波值，Parsivel² 整體高估分別約 69%、35%、16%及 21%。造成此差異的原因，除了雨滴譜儀儀器本身可能異常外，雨滴譜儀及雷達資料高度差異及其觀測解析度所造成的觀測差異，也是可能造成此較大差異的原因。此外，東吉島及澎湖站在颱風期間皆量測到大於 10 m s⁻¹ 以上的風速，強風速亦可能造成雨滴譜儀與雷達觀測間出現較大的誤差，風速對 Parsivel² 觀測之影響將在第四章進行討論。

(三) 27 站 5、6 月(梅雨季) Z-R 關係式結果分析

經由表 4 與 Parsivel² 計算雨量與傾斗式雨量計觀測雨量分布圖(圖未示)，挑選 2016 - 2018 年 5、6 月(梅雨季)各測站相對平均誤差(NMB)小於 ±20% 之共 15 個測站資料進行 Z-R 關係式係數比較，並利用(3.1)式擬合 Z-R 關係式之係數 a 與 b，如表 5 與圖 15 所示。結果顯示係數 a 範圍介於 110 至 270 之間，b 則介於 1.3 至 1.6 之間，且隨係數 a 增加，b 有些微減少之趨勢。此外，針對平地測站，可發現北部測站(板橋、

臺北、基隆、新竹)Z-R 關係式之係數較類似，其係數 a 較小、b 較大，a 皆小於 200 而 b 則大於 1.4；中南部測站(臺中、嘉義、南區、高雄及恆春)之 Z-R 關係式係數則是 a 較大、b 較小，a 皆大於 230、b 小於 1.5。此結果除了表示臺灣平地區域 Z-R 關係式具有南北差異

外，亦表示南北降雨雨滴粒徑分布與降雨特性上的不同，未來將進一步結合雙偏極化雷達觀測參數所反演之雨滴粒徑，探討兩者觀測差異所導致之雷達降雨估計誤差以及如何進一步改善觀測差異之相關議題。

表 4 2016 - 2018 年 27 站 Parsivel² 雨滴譜儀網資料之相對平均誤差(NMB)、相對均方根差(RRMSE)、相關係數(CC)、資料數及濾除資料比例。粗體為 NMB 絕對值大於 30%、RRMSE 大於 35%及 CC 小於 0.9；灰色底區域為誤差較大之測站。

		測站代碼	NMB(%)	RRMSE(%)	CC	data number	總濾除資料比例(%)
平地 測站 (北)	基隆	466940	-19.07	27.1	0.952	7517	2.78
	臺北	466920	-14.74	17.09	0.983	3616	0.68
	板橋	466880	-12.6	18.01	0.98	4846	0.67
	新屋	467050	-26.33	28.62	0.961	1341	0.9
	新竹	467571	-27.77	28.37	0.976	2139	0.91
平地 測站 (中 、 南)	梧棲	467770	-19.42	25.03	0.964	385	1.46
	臺中	467490	-5.97	21.92	0.966	2931	0.7
	嘉義	467480	-4.79	22.28	0.962	2790	0.13
	南區	467410	5.97	22.52	0.968	3024	3.06
	高雄	467440	-9.41	21.6	0.967	3277	0.92
	恆春	467590	-15.37	22.76	0.969	2000	1.15
平地 測站 (東)	宜蘭	467080	93.02	213.0	0.568	4358	2.82
	蘇澳	467060	-2.67	22.59	0.961	7965	1.73
	花蓮	466990	-5.42	17.9	0.978	3165	0.81
	臺東	467660	-33.37	35.43	0.967	1901	0.56
	大武	467540	-38.57	42.53	0.944	3158	0.97
山區	竹子湖	466930	-34.69	37.05	0.965	8953	1.23
	鞍部	466910	-19.72	25.03	0.966	11848	1.28
	玉山						
	阿里山	467530	-26.56	32.58	0.943	6361	1.62
	日月潭	467650	-11.28	21.36	0.967	3936	0.97
離島	馬祖	467990	-26.66	26.96	0.965	1699	1.63
	彭佳嶼	466950	-38.15	42.62	0.942	3201	5.02
	金門	467110	-32.8	37.87	0.928	1281	1.32
	澎湖	467350	2.32	33.89	0.917	1913	2.23
	東吉島	467300	63.64	116.45	0.676	835	10.6
	蘭嶼	467620	-36.32	42.11	0.912	1802	3.63

表 5 2016 - 2018 年 5、6 月 15 站 Parsivel² 觀測資料擬合 Z-R 關係式($Z = aR^b$)之係數 a 與 b。

		測站代碼	a	b	data number
平地測站(北)	基隆	466940	153.76	1.567	947
	臺北	466920	174.42	1.545	687
	板橋	466880	192.54	1.511	750
	新竹	467571	175.46	1.44	503
平地測站(中、南)	臺中	467490	231.26	1.406	816
	嘉義	467480	249.35	1.399	738
	南區	467410	261.67	1.396	673
	高雄	467440	261.25	1.38	616
	恆春	467590	268.46	1.39	538
平地測站(東)	蘇澳	467060	146.14	1.544	786
	花蓮	466990	168.78	1.508	568
山區	鞍部	466910	113.89	1.611	1003
	阿里山	467530	145.92	1.554	1272
	日月潭	467650	187.70	1.509	959
離島	馬祖	467990	114.45	1.638	549

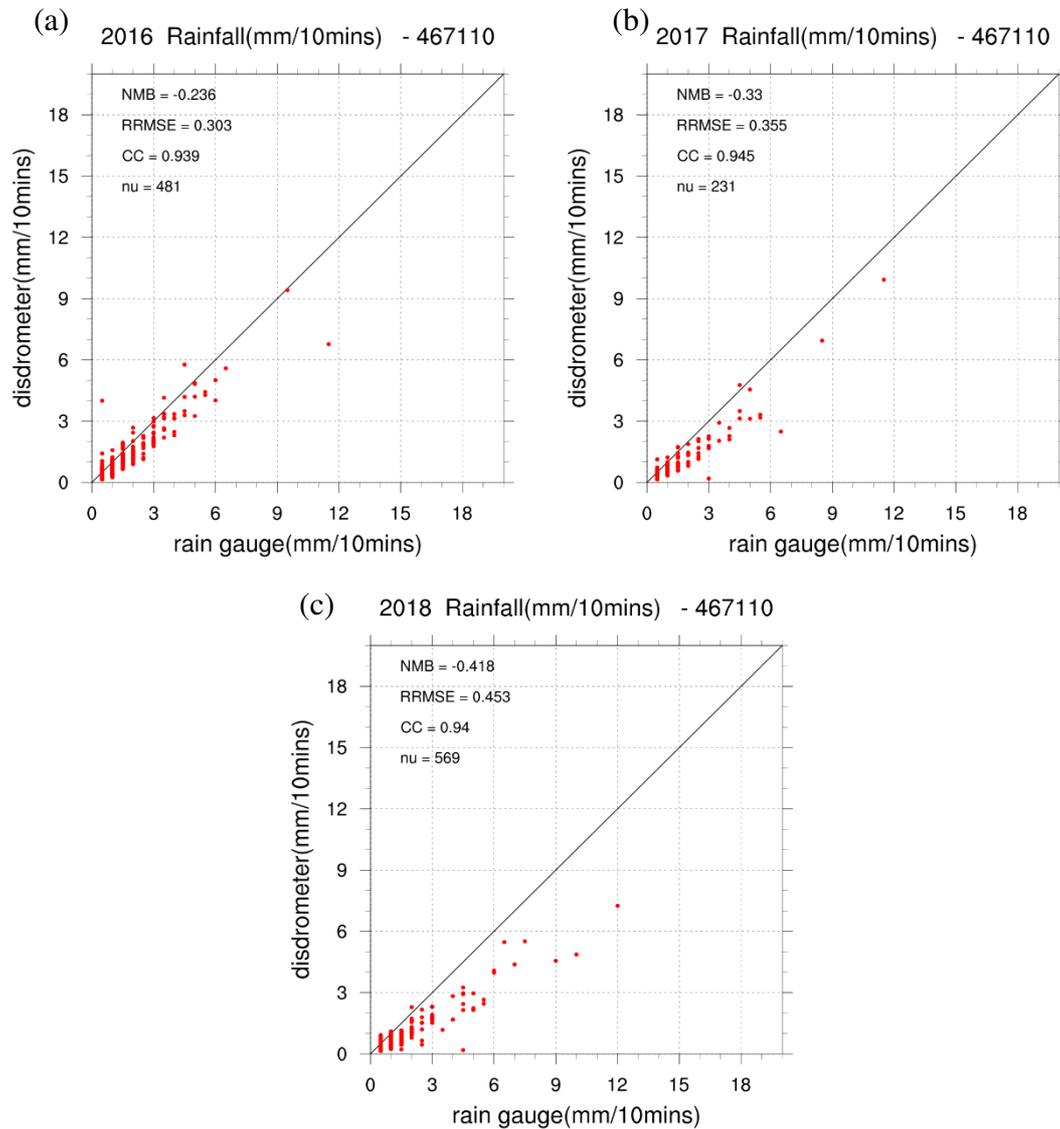


圖 10 金門測站(a) 2016、(b) 2017 及(c) 2018 年間各年傾斗式雨量計觀測雨量與 Parsivel² 計算雨量分布圖。金門測站雨滴譜儀資料年誤差結果。橫軸為傾斗式雨量計觀測 10 分鐘累積雨量，縱軸為雨滴譜儀計算 10 分鐘累積雨量。圖左上方為誤差結果(相對誤差 NMB、相對均方根 RRMSE 及相關係數 CC)及統計資料筆數(nu)。

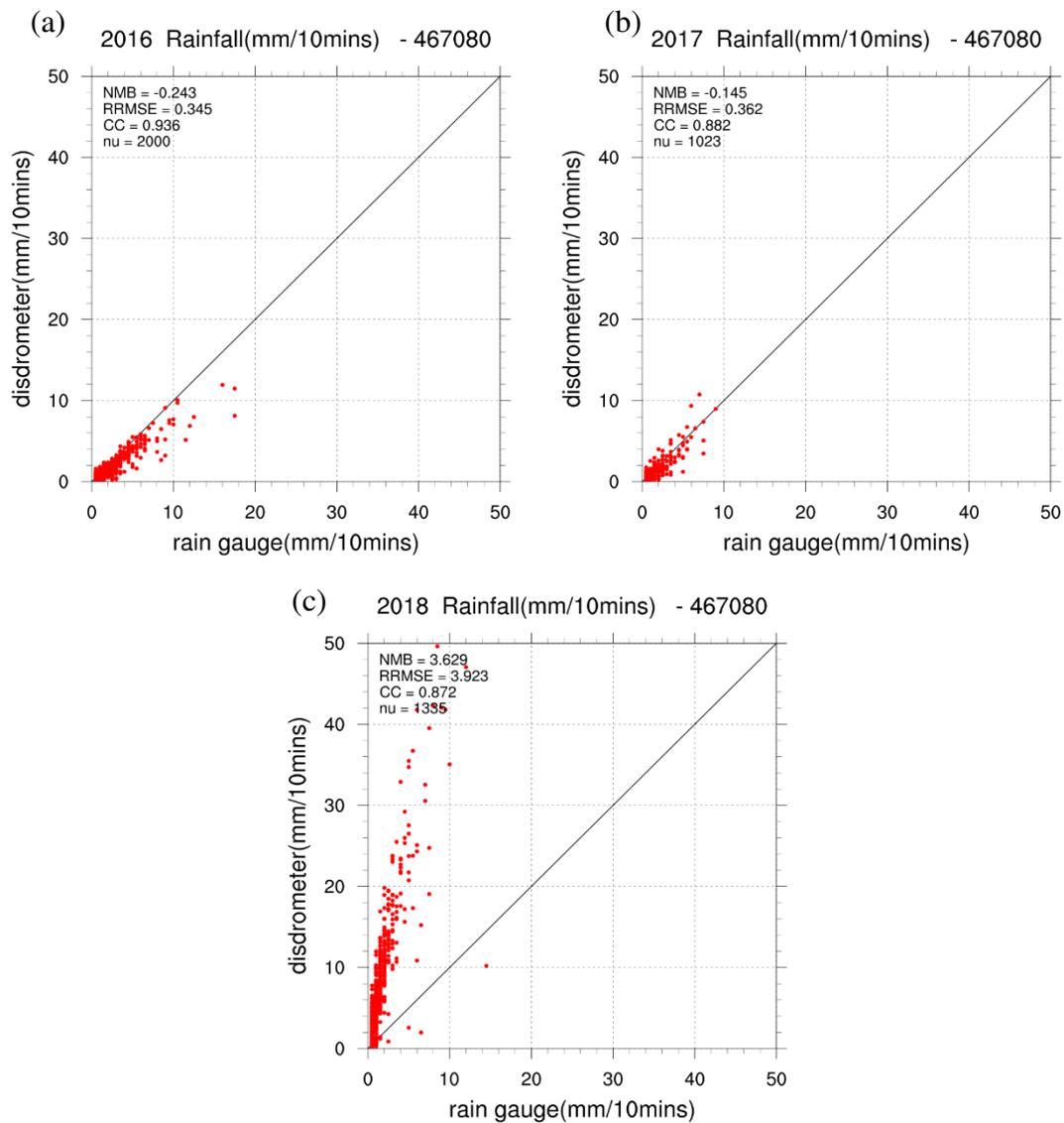


圖 11 同圖 10，但為宜蘭測站的觀測誤差結果。

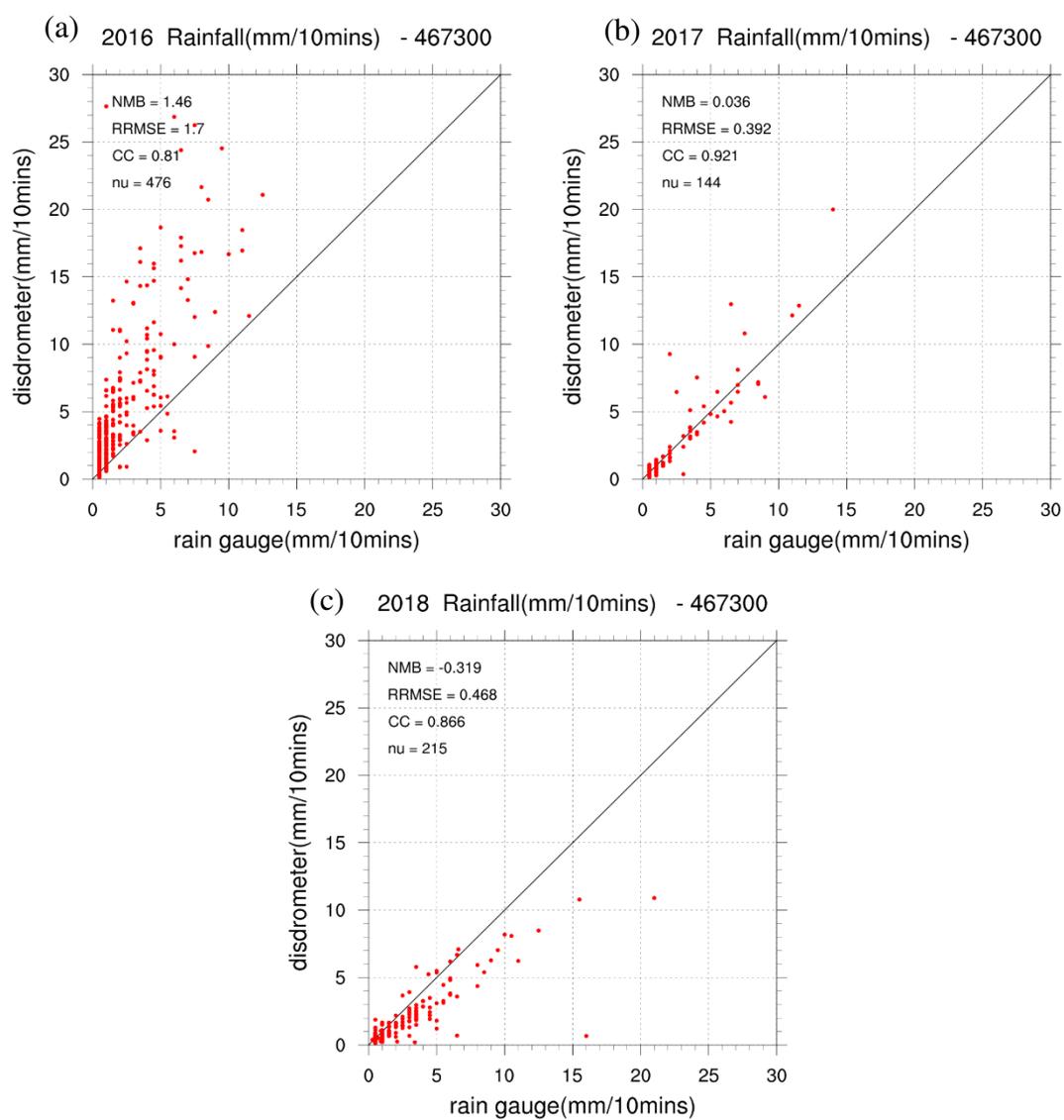


圖 12 同圖 10，但為東吉島測站的觀測誤差結果。

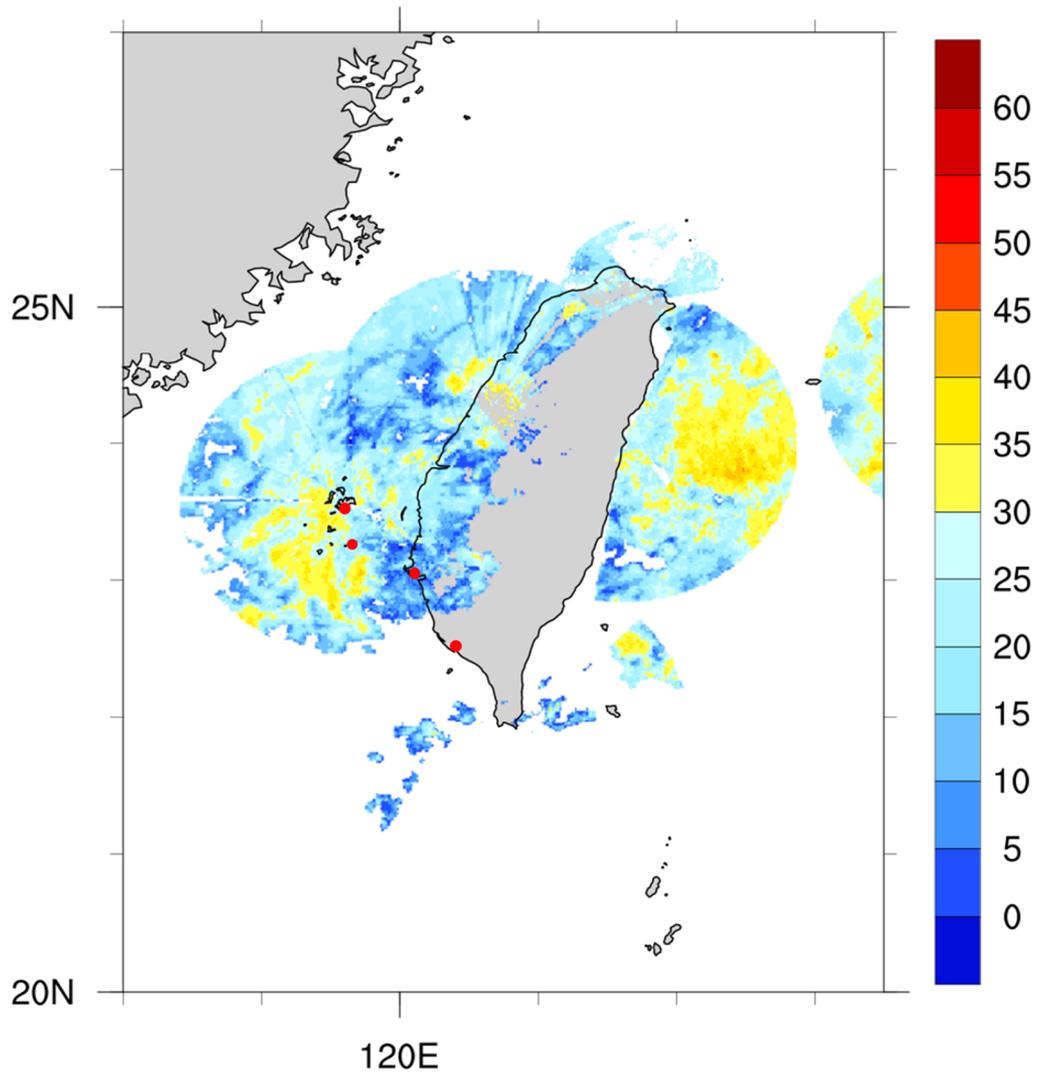


圖 13 2016 年 11 月 23 日層狀降水個案於 0010 UTC 之 1 公里高度合成回波圖，紅色圓點為澎湖、東吉島、臺南及高雄測站位置。

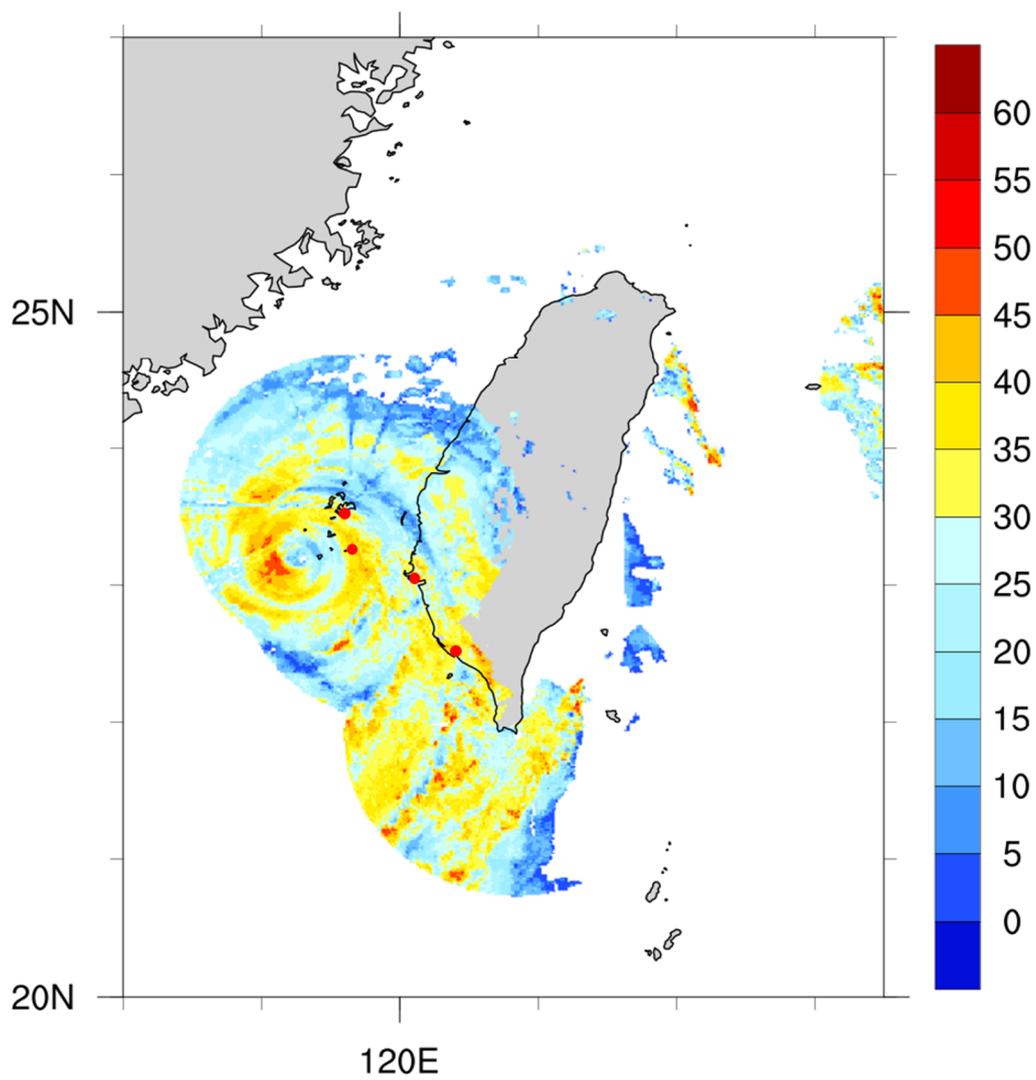


圖 14 同圖 13，但為 2016 年莫蘭蒂颱風於 9 月 14 日 1000 UTC 之 1 公里高度合成回波圖。

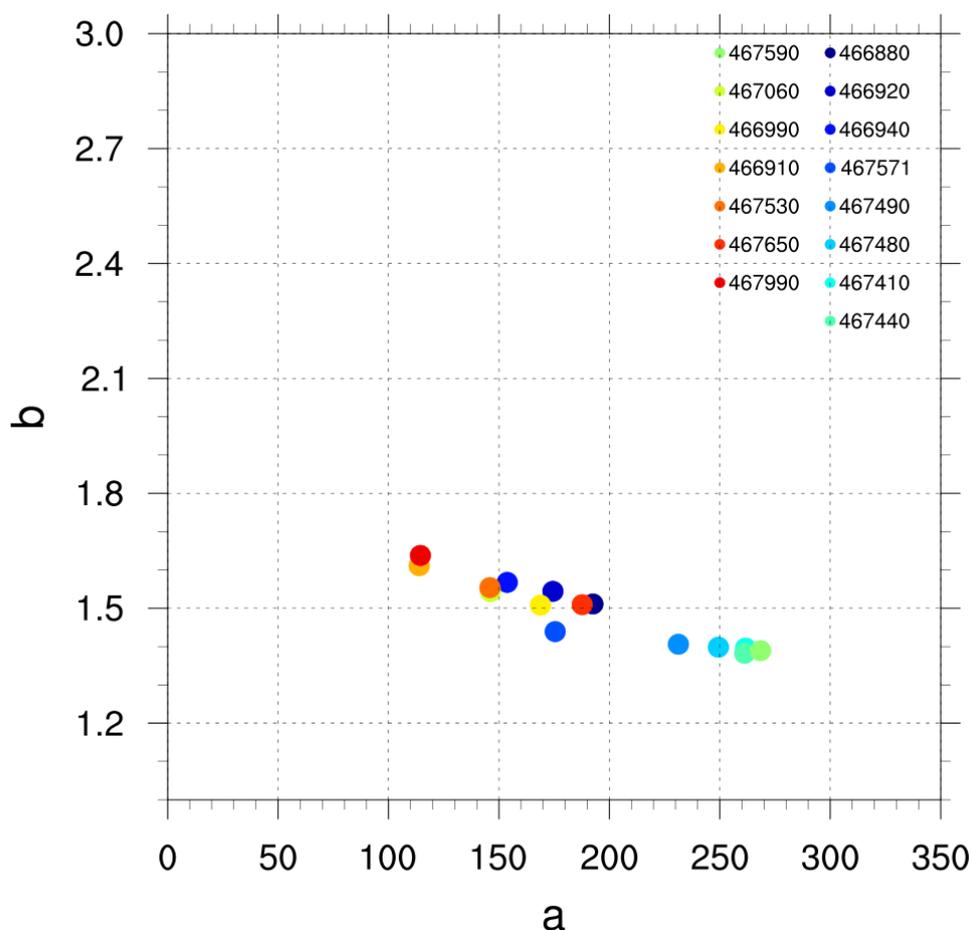


圖 15 2017 年 Parsivel² 觀測資料擬合 Z-R 關係式($Z = aR^b$)之係數 a 與 b 分布圖。橫軸、縱軸分別為係數 a 與 b，右上角之各測站代碼位置請參考表 5。

四、 討論

第二代一維雷射光學式雨滴譜儀 (Parsivel³) 與第一代光學式雨滴譜儀 (Parsivel) 相比，雖觀測精確度上的提升以及觀測結果也較貼近雨量觀測值(曾等 2016)，但仍存在著觀測誤差，例如兩個或多個雨滴同時落入觀測區，使儀器誤判為一顆大雨滴，稱之為重疊效應；雨滴撞擊儀器表面造成水花濺起(splashing effects)，或雨滴通過感應區時碎裂(breakup)所產生的碎小雨滴，稱之為濺射(碎裂)效應；雨滴受強風速影

響而傾斜落入感應區所產生的誤差，稱之為側風效應(Friedrich et al. 2013b；曾等 2016)。前兩者效應在觀測中不易被察覺也很難被濾除，而風場對 Parsivel² 量測的影響則是相對較為顯著的。除了儀器本身限制產生的觀測誤差外，非降水粒子(例如昆蟲、落葉等)落入感應區也是觀測誤差來源之一。另外，針對即時作業傳輸穩定性而產生計算上的誤差，以及離島或沿海氣候特徵對 Parsivel² 觀測造成的影響，也會在本章節中進行討論。

(一) 重疊效應

圖 16 為 2017 年 6 月 2 日 1220-1230 UTC 嘉義 Parsivel² 觀測結果，顯示於合理落速區域內，觀測到雨滴粒徑大於 8 mm 之大雨滴，但雨滴數量卻小於 5，依其所觀測落速，應為小雨滴，但所觀測之雨滴粒徑卻異常大，且此時測站風速並不超過 5 ms⁻¹(圖未示)，故推測並非為較強環境風場所導致的雨滴不正常進入感應區域所造成的影響，而可能是為多個雨滴重疊通過感應區所造成的觀測誤差。

(二) 環境風場及降雨強度之影響

Friedrich et al. (2013b) 及唐與張 (2017) 研究指出，風速會明顯影響 Parsivel² 觀測結果，故本研究利用 2016 年梅姬颱風個案探討強風速對 Parsivel² 觀測的影響，如圖 17 所示。圖 17(a)、(b) 分別為宜蘭站未經過資料品管與經過資料品管後 Parsivel² 計算 10 分鐘雨量與傾斗式雨量計觀測雨量時序圖，分析時間為 9 月 27 日 0100 UTC 至 1200 UTC。結果顯示未經 QC 雨量出現不合理的結果，於 0540 UTC，Parsivel² 計算 10 分鐘雨量高達 600 mm，然而雨量計觀測雨量僅約 11.5 mm(圖 17a)，兩者雨量差異達 50 倍以上，而此現象出現在風速最大的時刻，約 25 m s⁻¹，如圖 17(c) 所示。而經過 QC 後的雨滴譜計算雨量

與雨量計觀測雨量時間序列變化明顯接近(圖 17b)，但於風速較大時刻仍具有較大的差異。

圖 18 為宜蘭 Parsivel² 於最大風速 25 m s⁻¹ 發生時的觀測結果。結果發現在強風速的影響下，Parsivel² 量測到較多落速小的大雨滴(圖 18a)，推測可能是由於強風使雨滴傾斜落入感應區，因非垂直掉落而使通過感應區時間變長，以致偵測到的落速較慢所造成。經過資料品管濾除此不合理降雨粒子資訊後，原偏離合理落速區域之平均落速(圖 18a 粗黑線)，可修正為至合理落速區域內，但可能也造成圖 18(b) 所顯示之 0540 UTC 時，Parsivel² 計算所得之 10 分鐘雨量低於雨量計觀測雨量之現象，推測即為在此強風速影響下，出現較多落速小的大雨滴所造成(Friedrich et al. 2013a)，使得資料 QC 後保留的雨滴數目數減少許多，而使計算出的降雨量也相對明顯減少。

由以上結果得知，強風可能造成 Parsivel² 觀測結果出現明顯不合理的資訊，且可能造成 QC 後計算降雨量的低估。考慮 Parsivel² 與雨量計誤差可能會隨時間的改變，本研究選取資料最完整的 2017 年，針對平地、山區及離島測站，分別選取強風資料較多的高雄、彭佳嶼與竹子湖測站，探討風速、風向及降雨強度對 Parsivel² 觀測的影響：

1. 風向與風速

以雨滴譜儀觀測資料 QC 前、後雨滴數量的比值來說明風向與風速對 Parsivel² 觀測的影響程度，如下式表示：

$$\text{Ratio} = \frac{\text{QC 後(圖 6 紅色範圍)雨滴顆數}}{\text{QC 前雨滴顆數}} \quad (4.1)$$

比值等於 1 代表 QC 後沒有觀測資料被濾除，亦指觀測到的資料皆出現在合理範圍內(如圖 6 紅色區域)；反之，比值等於 0 代表 QC 後所有資料都被濾除，即所觀測到的資料皆為不合理資料，故比值越大代表觀測的資料品質越好。

圖 19 顯示高雄、竹子湖與彭佳嶼三個測站於 2017 年間，不同風向、風速門檻之統計比值結果。由於資料量太少於統計上較無代表性，故僅選取黑色實線框選資料筆數大於 10 的區域進行分析。風速對觀測品質的影響，以彭佳嶼測站(圖 19c)最為顯著，當風速大於 5 m s^{-1} 時，比值可由 0.998 降至 0.759，高雄 Ratio 隨風速由 0.997 降至 0.986，竹子湖站則由約 0.99 至 0.98，顯示風速越大比值越小，資料品質越差。

風速除了影響資料品質外，進一步分析 Parsivel² 資料經過 QC 後，強風是否造成雨量低估。由圖 20 之不同風向、風速門檻下的相對平均誤差(NMB)統計結果顯示，高雄、竹子湖及彭佳嶼

測站皆為低估，且具有風速越大、Parsivel² 低估雨量也越多之趨勢，中、強風速($> 5 \text{ m s}^{-1}$)比弱風速($\leq 5 \text{ m s}^{-1}$)低估約 2 - 5% 左右。而除了風速的影響外，另發現於某一特定風向上之誤差較顯著，如圖中紅虛線框範圍所示，推測可能與 Parsivel² 設置的方向或與當地盛行的風向有關。

2. 降雨強度與風速

另探討不同降雨強度與風速門檻下之統計比值結果，如圖 21 所示，具有風速越大、比值越小之趨勢；而隨降雨強度變化，其比值並無太大差異。進一步分析 Parsivel² 資料經過 QC 後，不同風速與降雨強度是否造成雨量低估。圖 22 為 2017 年高雄、竹子湖與彭佳嶼三個測站誤差統計結果，結果顯示風速越大 Parsivel² 低估情形越明顯，尤其彭佳嶼測站(圖 22c)，風速大於 15 m s^{-1} ，誤差比 $0 - 5 \text{ m s}^{-1}$ 低估約 12%。但於不同降雨強度下，相對誤差變化並無顯著遞增或遞減之趨勢，顯示降雨強度對 Parsivel² 觀測之影響性並無風速顯著。此結果可能因圖 21 與圖 22 中 10 分鐘雨量大於 15 mm 之資料量不足(資料數小於 10)，而無法顯示降雨強度對 Parsivel² 觀測影響性，需要更多的資料來探討環境場對觀測的影響。整體而言，由 2017 年三個測站統計資料結

果得知，風速對於平地、山區及離島測站之 Parsivel² 觀測具較顯著影響力，風向及降雨強度的影響則相對較不明顯。

由於強風速對 Parsivel² 觀測影響顯著，故統計 2016 - 2018 年風速影響資料品質分析，如圖 23 所示，結果顯示風速小於 5 m s⁻¹，各站 Ratio 值皆大於 0.97，係指有百分之 97 的資料皆為合理的雨滴資訊；風速 5 - 10 m s⁻¹，各站 Ratio 值約大於 0.9；風速 10 - 15 m s⁻¹，Ratio 值最低約下降至 0.69 (基隆測站 466940)，開始出現較多不合理資料；而風速大於 35 m s⁻¹，東吉島觀測(467300) Ratio 甚至低於 0.25(圖 23)。

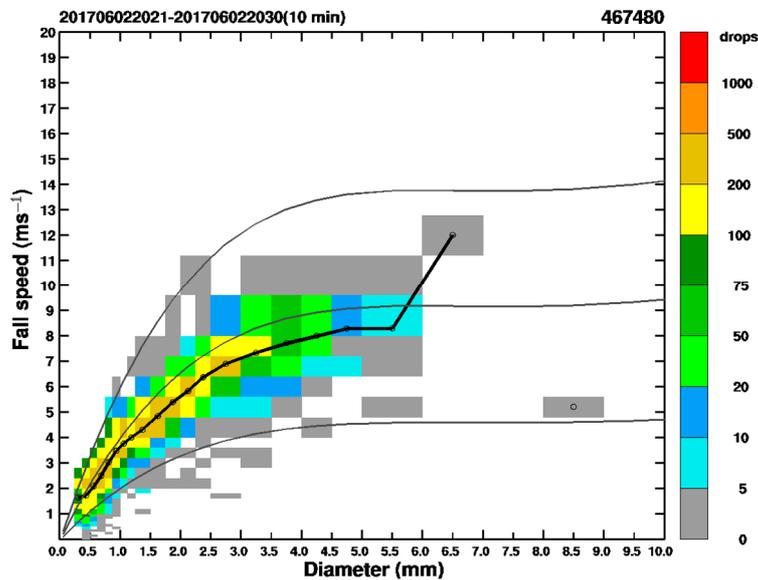


圖 16 同圖 8，但為 2017 年 6 月 2 日 1220-1230 UTC 嘉義測站 Parsivel² 觀測資料。

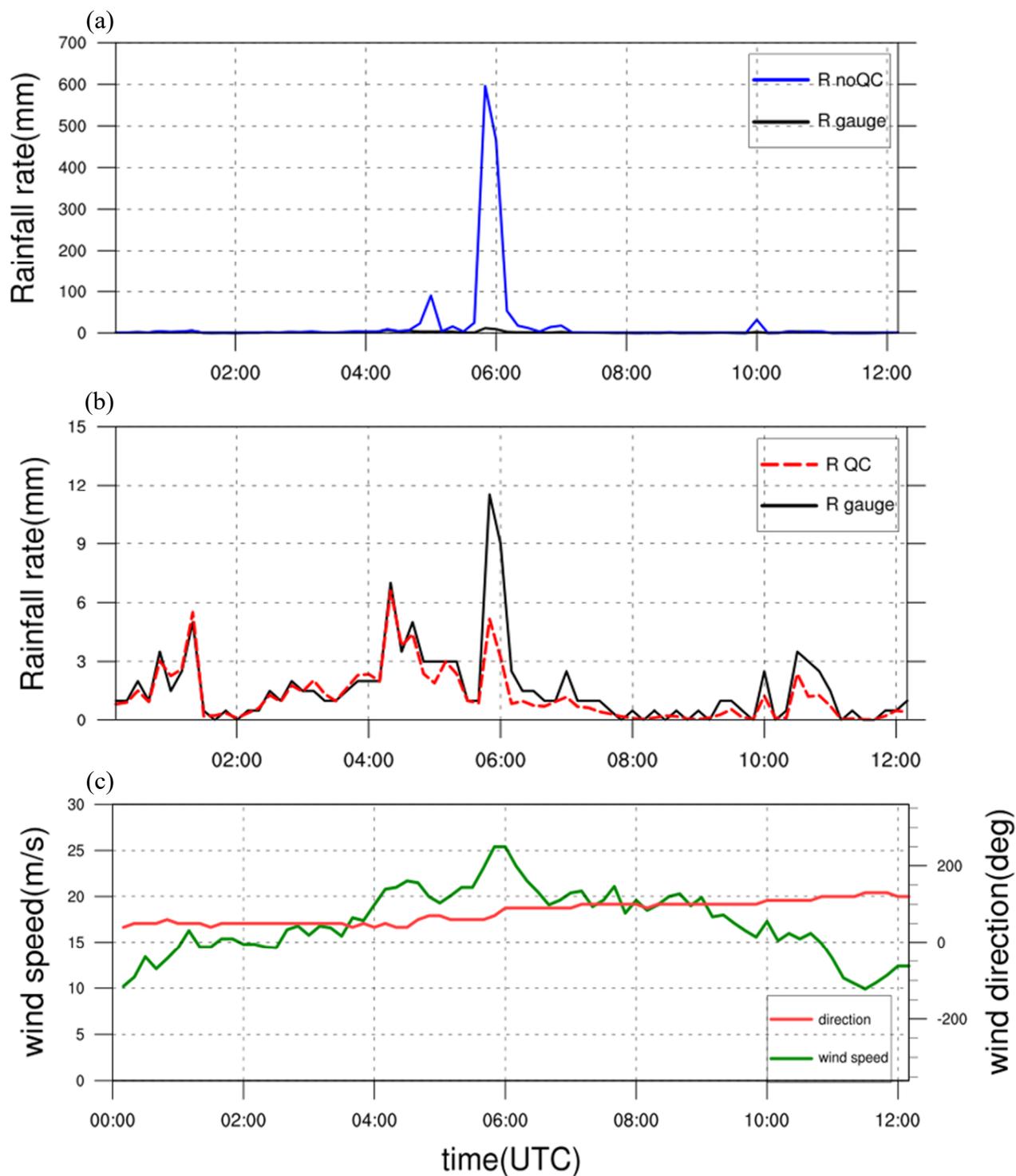


圖 17 2016 年 09 月 27 日 0000 - 1200 UTC 宜蘭站於梅姬颱風個案期間，Parsivel² (a)未經 QC 與(b)經過 QC 之觀測資料所計算雨量與傾斗式雨量計 10 分鐘雨量之時序圖；(c)平均風向與風速。

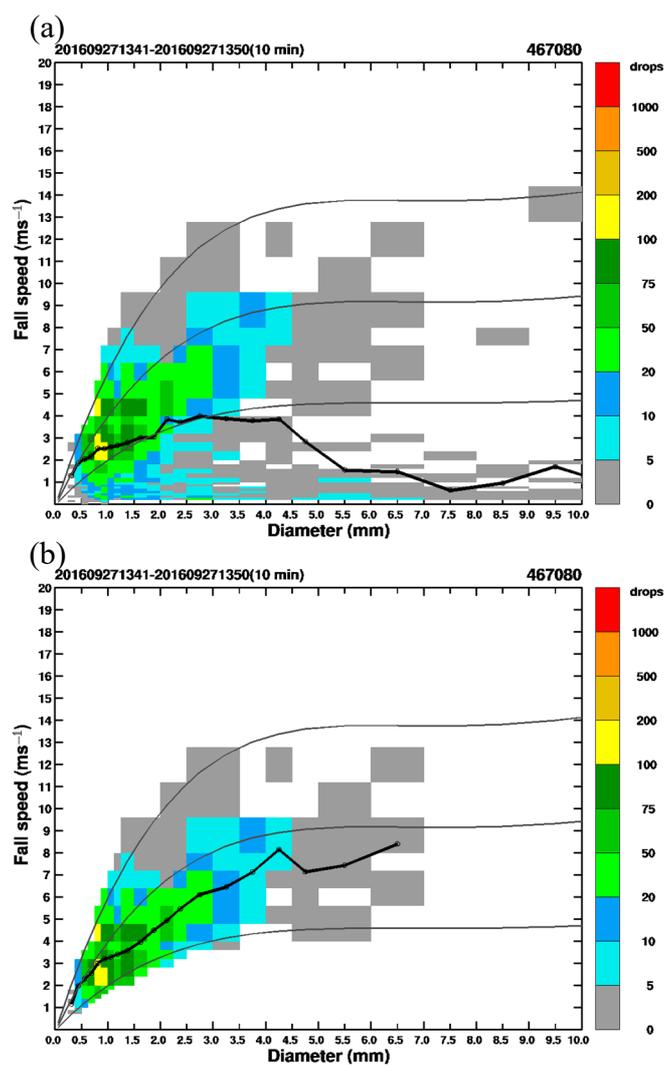


圖 18 同圖 8，但為 2016 年 09 月 27 日 0540 - 0550 UTC 宜蘭測站 Parsivel² 於強風速(約 25 m s^{-1}) 下之觀測資料，(a)QC 前與(b) QC 後觀測資料。

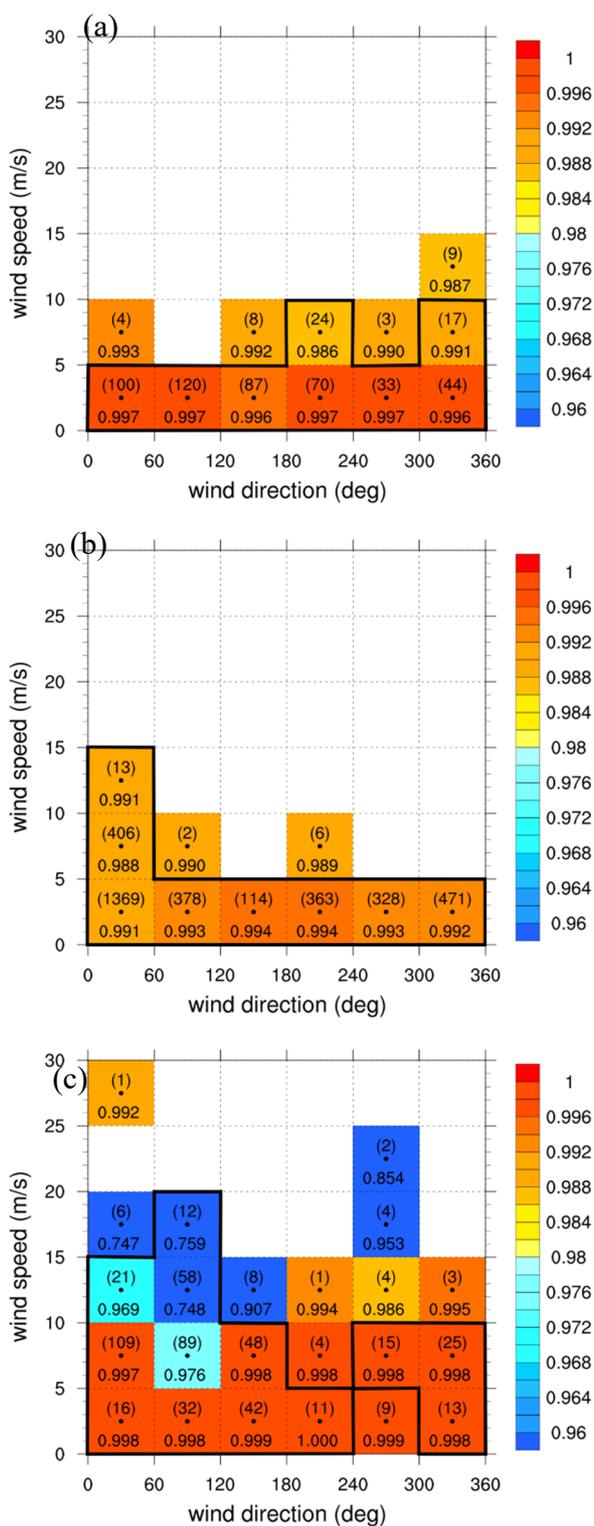


圖 19 2017 年(a)高雄；(b)竹子湖與(c)彭佳嶼測站於不同風向(橫軸)與風速(縱軸)門檻下 QC 後資料保留之比例(比值)。框格內括號內數字為統計資料筆數，底下數字為資料保留的比例(比值)，色階為比例值。黑色框線為資料筆數大於 10 之範圍。

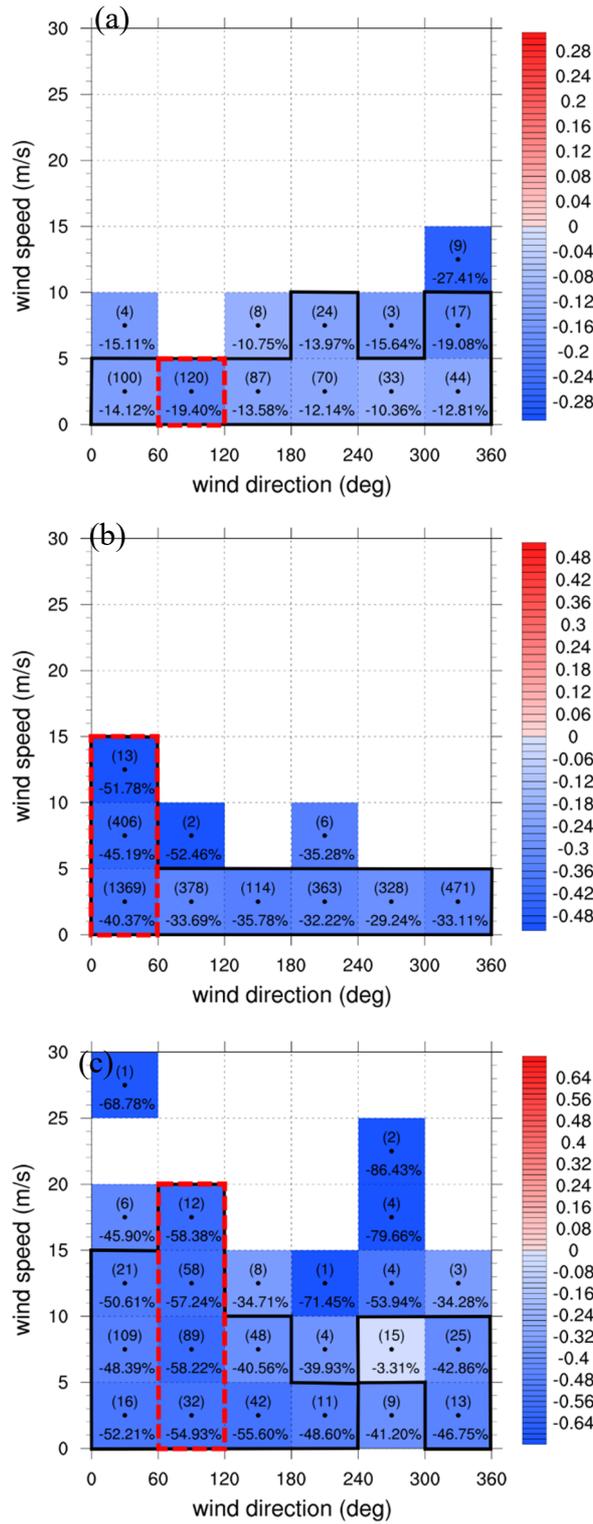


圖 20 2017 年(a)高雄；(b)竹子湖與(c)彭佳嶼測站於不同風向(橫軸)與風速(縱軸)門檻下誤差統計結果。橫軸為風向門檻，縱軸為風速門檻，括號內數字為統計資料數，框格內底下數字為誤差值，色階紅色表示高估、藍色表示低估。黑色框線為資料筆數大於 10 之範圍。

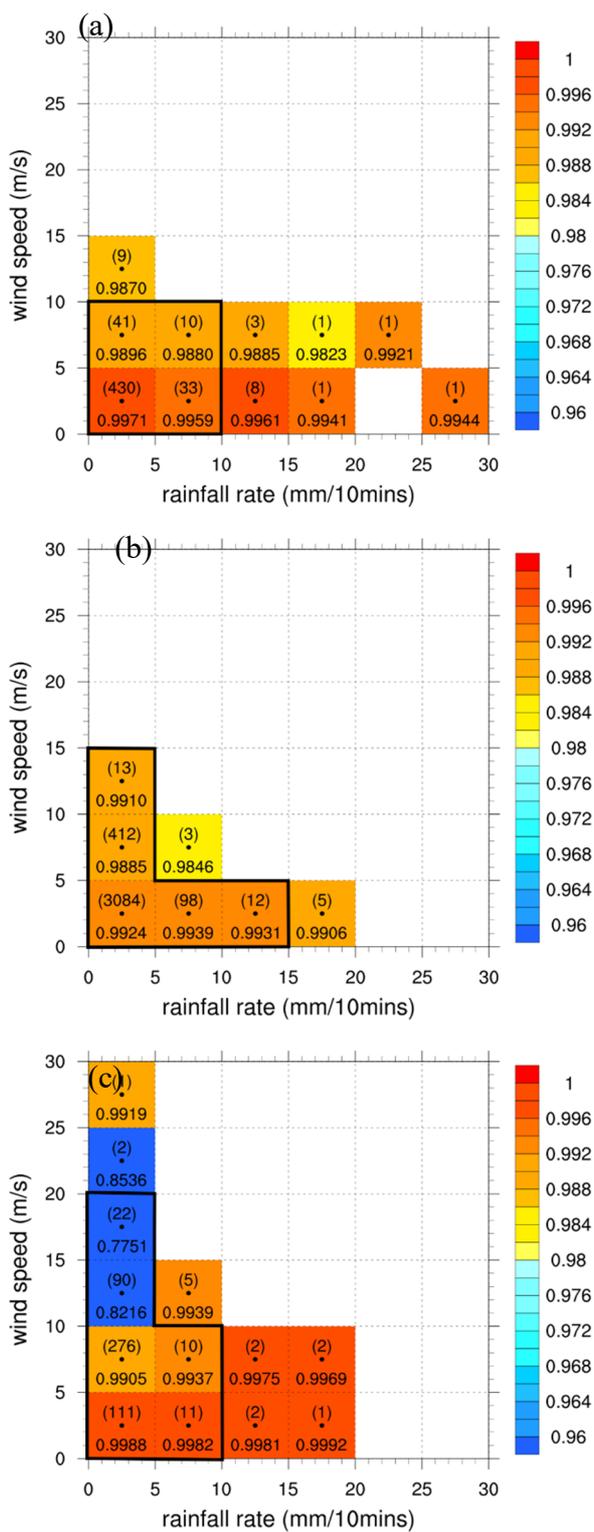


圖 21 同圖 19，但為不同降雨強度(橫軸)與風速(縱軸)門檻下 QC 後資料保留的比例(比值)。

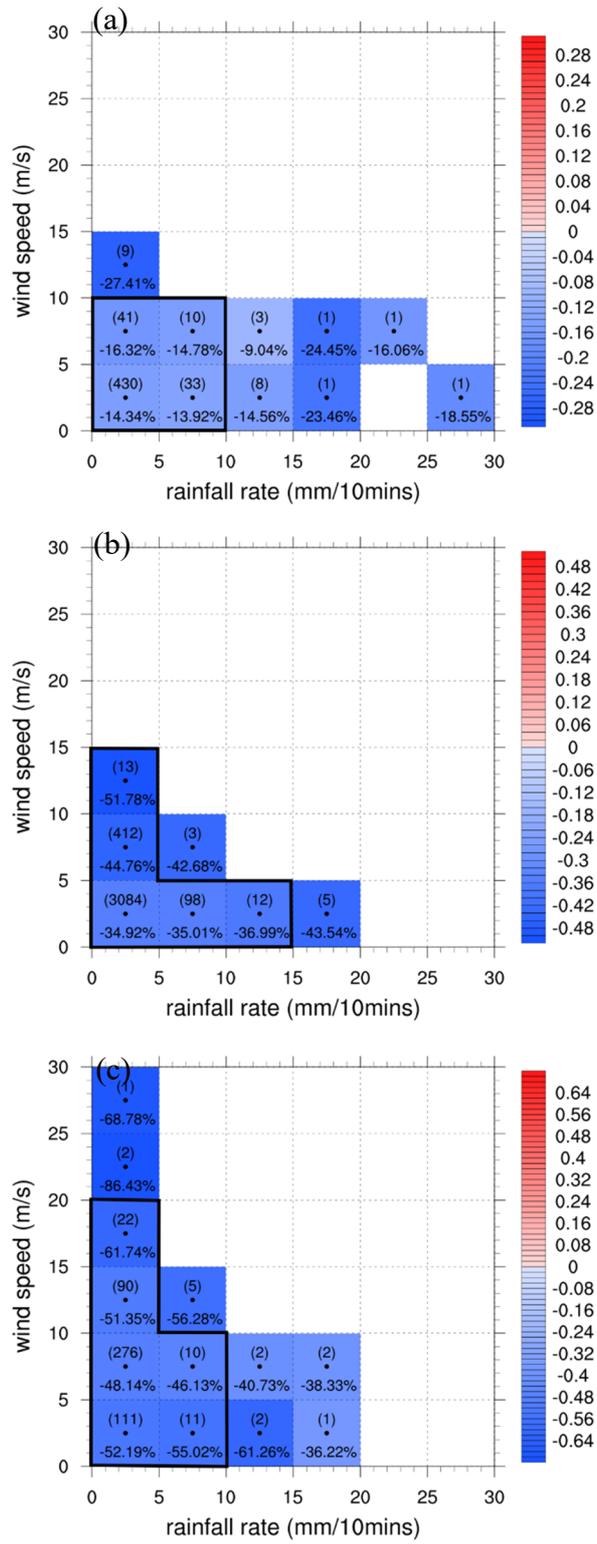


圖 22 同圖 20，但為不同降雨強度(橫軸)與風速(縱軸)門檻下誤差統計結果。框格內底下數字為誤差值。

2016-2018 27 Station Ratio distribution

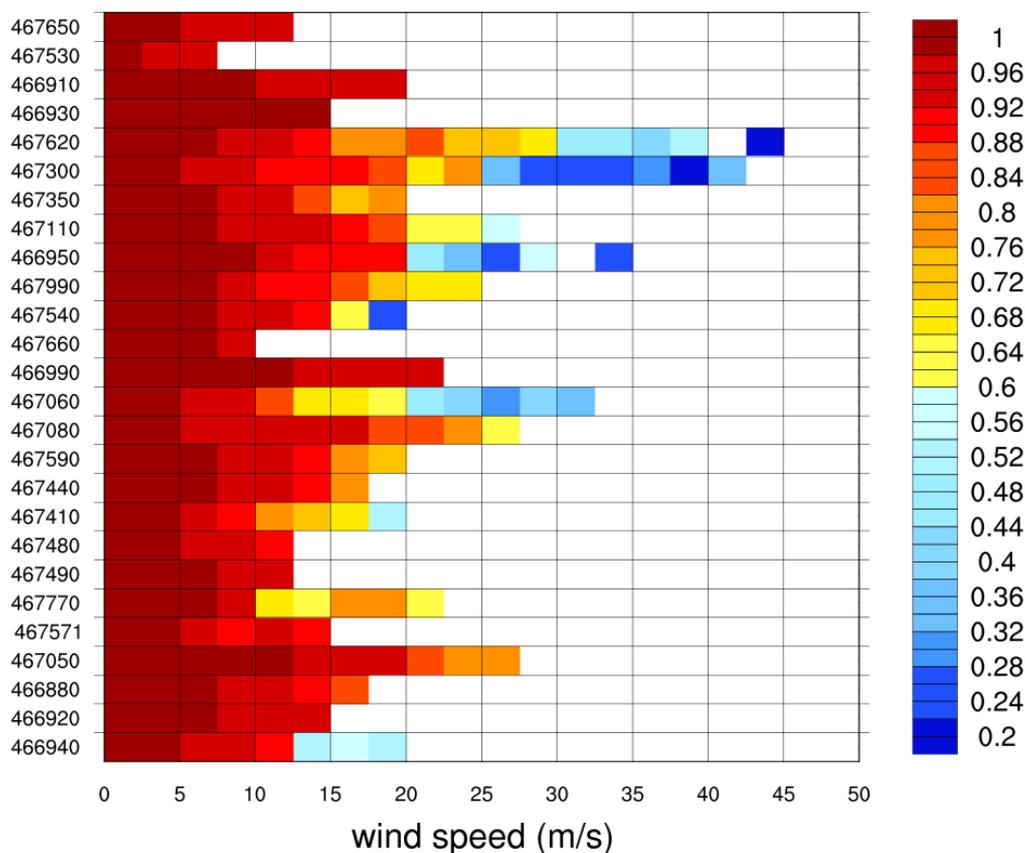


圖 23 2016-2018 年 26 站(不包含玉山測站)Parsivel²觀測 Ratio 值。橫軸為測站每 10 分鐘平均風速(m/s)，縱軸為 26 測站代碼，色階為 Ratio 值。

(三) 非降水粒子之影響

除了儀器本身觀測限制，非水象粒子通過感應區也會造成觀測上的誤差，例如昆蟲或樹葉落入感應區，或者有固定不動的物體遮蔽 Parsivel² 電磁波光束等。以板橋測站 2017 年 3 月 28 日至 3 月 29 日 Parsivel² 觀測結果(圖 24) 為例，傾斗式雨量計觀測值為 0 mm，但 Parsivel² 卻觀測到降雨資訊，甚至計算出負的降雨量。圖 24(a)、(b)、(c) 三個時段 Parsivel² 10 分鐘降雨量分別為

12.4、-11.87、34.96 mm，其落速及雨滴粒徑資料顯示，Parsivel² 所量測到為粒徑大小不一且落速很小的零星訊號(數量皆小於 5)，這些資料偏離合理雨滴落速區域，甚至低於-0.5 倍理想落速，此訊號明顯為非雨滴觀測資訊，可能為固定不動或水平移動的物體通過 Parsivel² 光束所造成。尤其 3 月 29 日 0240 - 0250 UTC(圖 24b)之大於 18 mm 的雨滴粒徑，此粒徑對應 Brandes et al. (2002)理想落速為負值，故藉由(2.3)式

計算降雨為負值。上述不合理資料經過資料品管後，Parsivel² 估算雨量皆為 0 mm，故經由不合理雨滴粒徑及落速的濾除能有效降低非雨滴資訊造成的錯誤降雨估計值。

(四)資料傳輸之穩定性

雨滴譜儀作業觀測網資料為透過網路即時傳輸並且進行降雨量及降雨相關參數的計算，若即時觀測資料缺失，亦會造成降雨計算的誤差。Parsivel² 觀測資料為每分鐘一筆，若資料有缺漏時，10 分鐘計算降雨所需的 10 筆資料量將不足，如圖 25(c)所示。以 2017 年 6 月 2 日板橋測站 Parsivel² 觀測資料為例，資料有缺漏的時間為 0140 - 0550 UTC。從(2.2)式得知，計算 10 分鐘降雨時之 Δt 為 10，即除以 10，若資料缺漏，但仍除以 10，將低估 Parsivel² 計算之降雨量。

因此，為了避免資料欠缺產生過大的誤差，本研究計算(2.2)式中 10 分鐘平均雨滴粒徑分布 $N(D)$ 之 Δt 改成資料數(isample)，如下式：

$$N(D_i) = \frac{1}{\text{isample} \Delta D_i} \sum_{j=1}^n \frac{1}{AV_j} \quad (4.2)$$

其中，isample 為一小時內資料數(其餘變數如 2.2 式)。

以圖 25(c)中的 0340 UTC 的資料為例，因 0330 - 0340 UTC 間因資料傳輸之缺漏，僅有 6 筆資料，故 $N(D_i)$ 計算由原本(2.2)式中除以 $\Delta t=10$ 更改為(4.2)式中除以 isample = 6。經由此計算方法上的調整後，Parsivel² 計算降雨量由約 8.2 mm 調整為約 13.7 mm(圖 25a 與 b)，與傾斗式雨量計觀測雨量結果較為相似。

進一步利用 2017 年板橋測站資料缺漏情形進行測試，比較(2.2)式及(4.2)式兩種方法於計算降雨量質的差異，結果如表 6 所示，顯示缺資料(sample < 10)時，(4.2)式比(2.2)式所計算的降雨量誤差減少許多。以 sample 等於 7(即缺 3 筆資料)為例，相對平均誤差從低估 38%改善為低估 1.14%，相對均方根誤差從 37.29%減少為 14.56%。然而，若缺漏 40%以上資料(即 sample \leq 6)時，相對平均誤差絕對值開始大於資料完整(sample=10)時的誤差。故，當資料缺漏超過一半時，即使利用(4.2)式也無法獲得較佳的計算雨量結果。

表 6 板橋測站 2017 年資料缺漏情形誤差測試。sample 為 10 分鐘觀測具有的資料筆數，故 sample = 9 係指 10 分鐘內缺了 1 筆資料。

10 分鐘資料數(統計資料量)	方法	NMB(%)	RRMSE(%)	CC
sample = 10 (6661)	Eq. 2.2	-3.33	25.4%	0.966
sample = 9 (87)	Eq. 2.2	-15.45	17.53	0.993
	Eq. 4.2	-6.05	11.83	0.993
sample = 8 (126)	Eq. 2.2	-17.99	32.08	0.985
	Eq. 4.2	2.5	19.39	0.985
sample = 7 (114)	Eq. 2.2	-38	37.29	0.991
	Eq. 4.2	-1.14	14.56	0.991
sample = 6 (49)	Eq. 2.2	-42.33	45.3	0.996
	Eq. 4.2	-3.89	11.8	0.996
sample = 5 (4)	Eq. 2.2	-45.82	54.3	0.992
	Eq. 4.2	8.37	15.53	0.991
sample = 4 (0)	Eq. 2.2			
	Eq. 4.2			
sample = 3 (4)	Eq. 2.2	-58.22	72.2	0.873
	Eq. 4.2	39.26	45.83	0.873

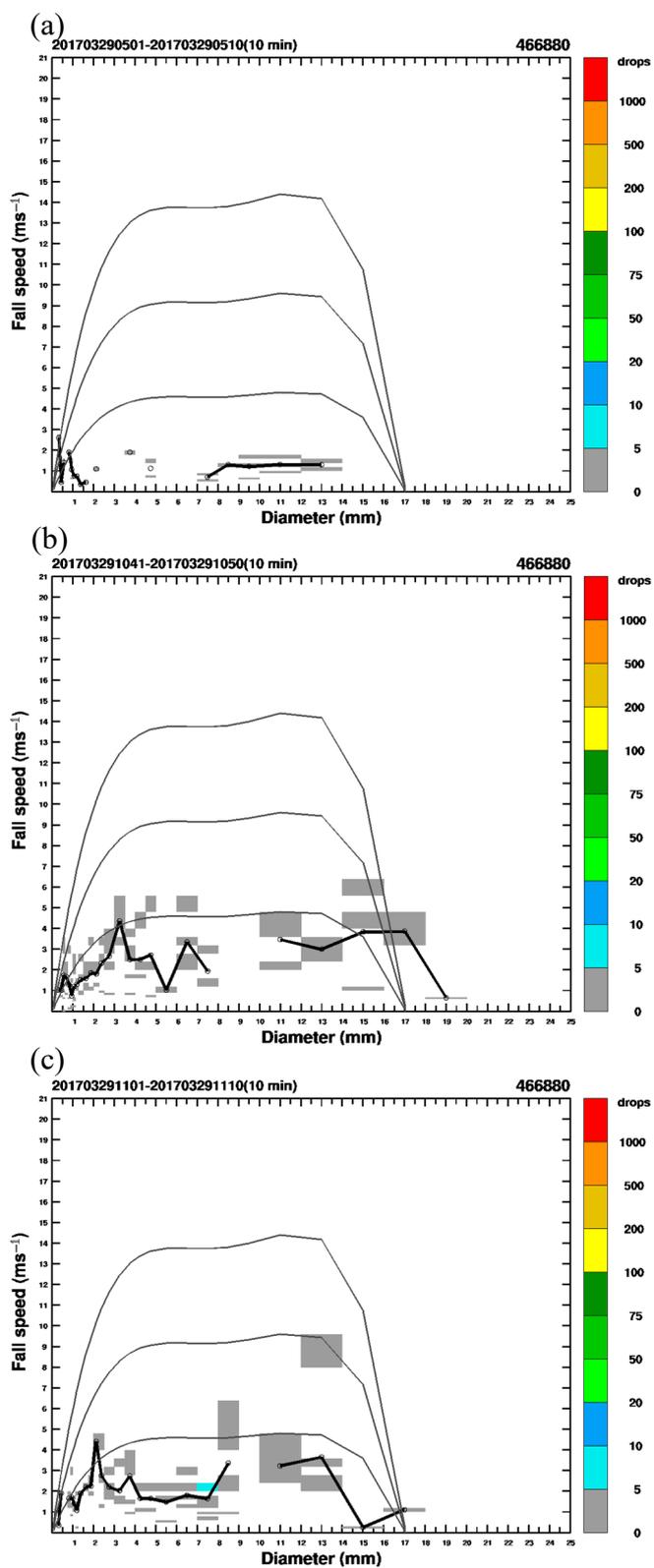


圖 24 同圖 16，但為板橋站 Parsivel²於 2017 年(a) 03 月 28 日 2100 - 2110 UTC；(b)03 月 29 日 0240 - 0250 UTC 與(c) 03 月 29 日 0300 - 0310 UTC 之雨滴粒徑及落速觀測圖。

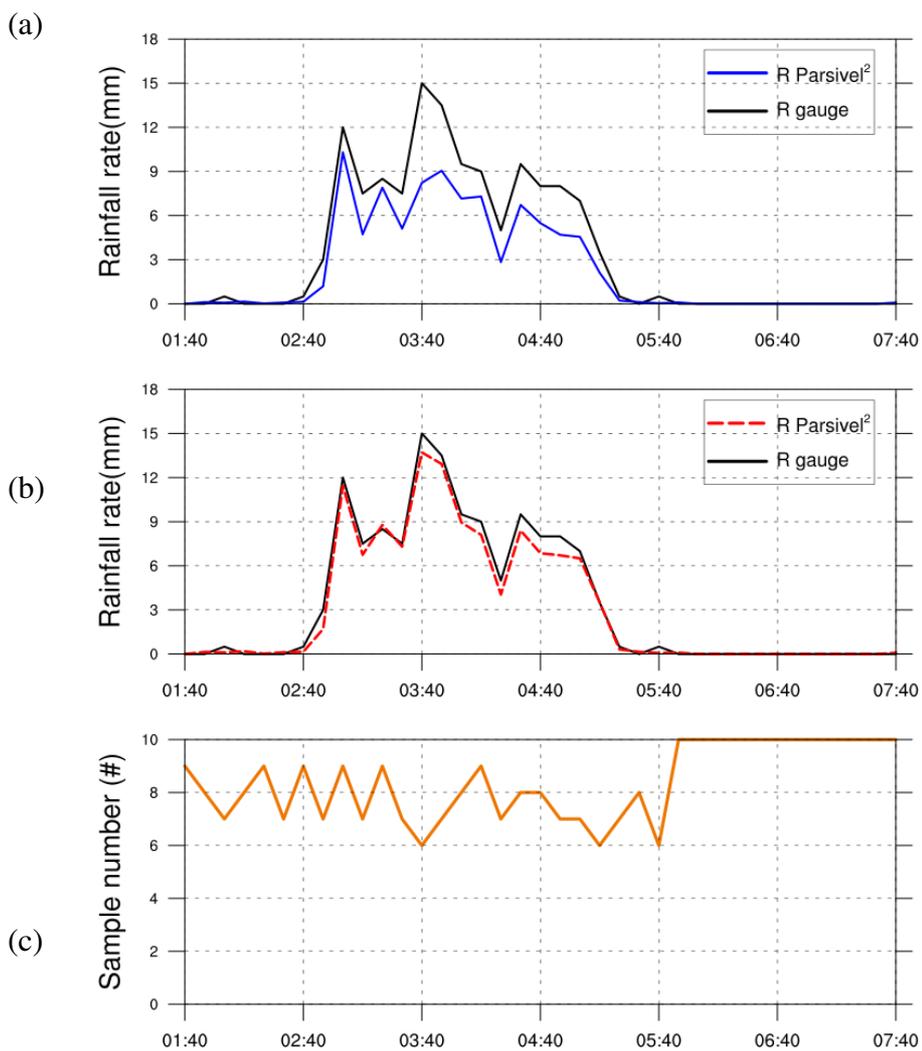


圖 25 2017 年 6 月 2 日 0140 - 0740 UTC 期間，板橋站 Parsivel² QC 後資料(a)由 (2.2)式計算 10 分鐘雨量與傾斗式觀測雨量計之 10 分鐘觀測雨量時序比較圖；(b)由(4.2)式計算 10 分鐘雨量與傾斗式觀測雨量計之 10 分鐘觀測雨量時序比較圖；(c) Parsivel² 每十分鐘資料數(sample 數)。

(五) 沿海、離島氣候環境影響

臺灣受季風及洋流影響，冬季盛行東北季風、夏季盛行西南季風，在沿海及離島地區容易受風力、沙塵及海鹽等影響而易使 Parsivel² 儀器損壞(Sun and Feng 2012)。除了風的影響外，較高濕度也易使儀器受潮，造成鏡面潮濕而降低雷射光偵測靈敏度。從 27 站誤差結果(圖未示)可發現離島或沿岸測站誤差皆逐年增加，以位於東北沿岸的宜蘭及蘇澳測站 Parsivel² 觀測資料

(圖 26 與圖 27)為例，其觀測資料 QC 後資料保留的比例(比值)有逐年變差的情形。宜蘭站於 2018 年(圖 26c)顯示在風速 $\leq 5 \text{ m s}^{-1}$ 時之比值小於 0.97，較 2016 與 2017 年比值皆大於 0.99 為差。蘇澳站於 2018 年(圖 27c)資料品質亦較差，但較宜蘭站不顯著。以上結果顯示，位於沿海地區之 Parsivel² 雨滴譜儀，由於海風、濕度等影響，易使其精準度降低，更需保養與維護。

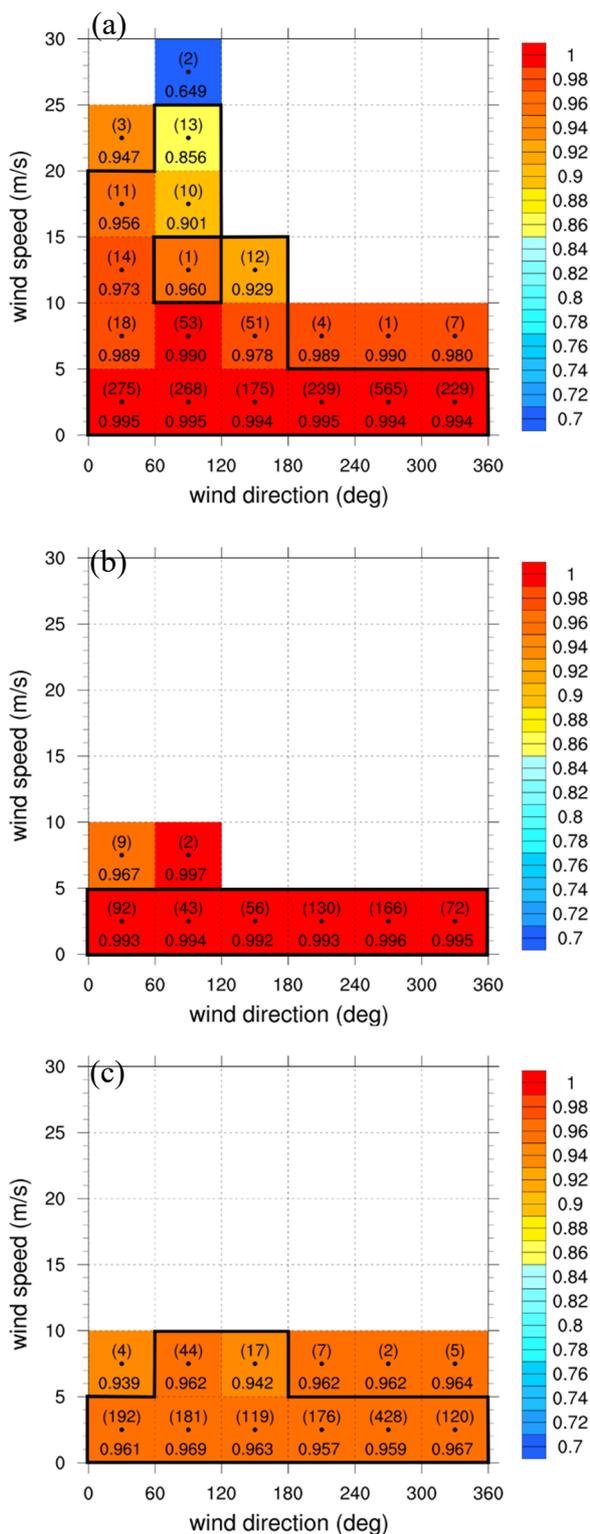


圖 26 同圖 19，但為宜蘭站於(a) 2016、(b) 2017 與(c) 2018 年之逐年風向、風速門檻下 QC 後資料保留的比例(比值)。

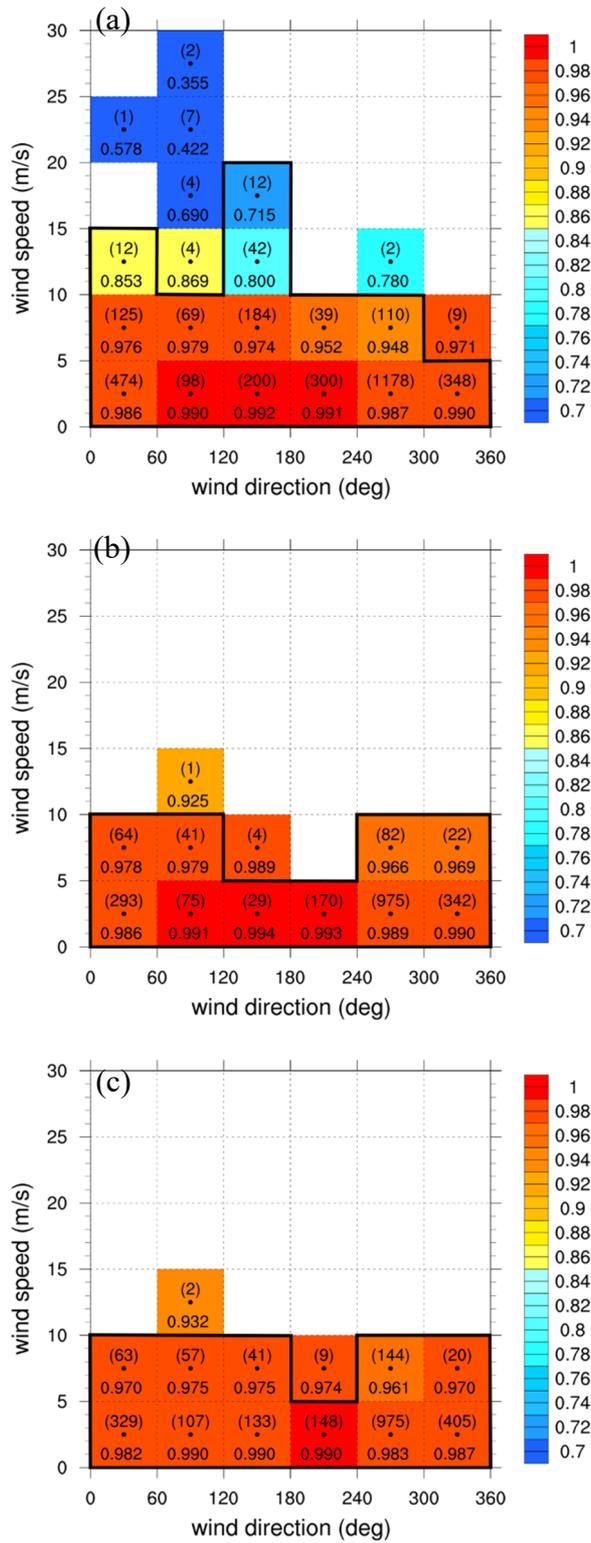


圖 27 同圖 19，但為蘇澳站於(a) 2016、(b) 2017 與(c) 2018 年之逐年風向、風速門檻下 QC 後資料保留的比例(比值)。

五、 結果與未來展望

(一) 結論

為了提升雷達降雨估計結果，中央氣象局於 2016 年完成建置 27 個雨滴譜儀(Parsivel³)站，而在實際應用雨滴譜儀網資料前，需先確保雨滴譜儀資料品質，故本研究針對此 27 站資料進行資料品質分析，並探討可能造成雨滴譜儀觀測資料不佳的原因，分析結果綜整如下：

1. 參考國內外文獻 QC 門檻(Tokay et al. 2013, 2014、陳等 2017)，訂定適用於臺灣地區 Parsivel² 雨滴譜儀的資料品質流程。由 2016 - 2018 年板橋 Parsivel² 觀測資料顯示，經過 QC 程序，能有效濾除不合理的雨滴資訊，誤差結果也相對改善。
2. 經由統計 2016 - 2018 年雨滴譜儀網各站資料概況，結果顯示 27 站 Parsivel² 觀測結果有普遍低估的情形。平地測站誤差結果較山區及離島測站為佳，山區及離島測站皆有較明顯低估，與傾斗式雨量計觀測雨量較不一致，可能由於環境風及濕度影響 Parsivel² 儀器精確度所致。統計 2017 年 15 個測站擬合 Z-R 關係式之係數 a 與 b，結果雖顯示各測站 Z-R 關係式係數不一致，但於平地測站顯示其

係數具有南北差異。

3. 重疊效應、濺射效應、環境風場及降雨強度、非雨滴資訊、即時觀測資料傳輸穩定性及沿海、離島氣候影響，皆可能造成雨滴譜儀資料品質不佳原因，其中重疊效應及濺射效應並不易被發現且不易濾除。風場及降雨強度影響結果顯示，風速影響較風向與降雨強度影響 Parsivel² 觀測品質顯著。非雨滴資訊則可經由資料品質管濾除。即時觀測資料傳輸穩定性問題，在計算上可以資料筆數取代時間來估算相關參數，以改善因資料缺漏造成計算雨量上的誤差，但若資料缺漏超過 40% 以上時，並無法利用資料筆數之計算來有效降低計算雨量上的誤差。由於沿海或離島測站因受海風、濕度較高等影響使儀器降低觀測準確度，需保養與維護。

(二) 未來展望

本研究為未來將透過長期雨滴譜儀資料統計，針對強風速下雨滴譜儀資料進行評估，來量化強風速對雨滴譜儀量測結果產生的不確定性，以期於強風速環境下提供更合理且可信的觀測結果，尤其是颱風觀測資料。由於各站地域差異及儀器誤差造成 Parsivel²

量測降雨結果不盡相同，除了各站雨滴譜儀擺放位置、方向外，希望透過 Chang et al. (2020) 之方法將全臺雨滴譜儀觀測網進行修正，降低各站儀器間誤差，以得到更完整且精確的雨滴譜儀觀測網資料。

在雨滴譜儀資料品質由上述獲得較全面性的改善後，透過轉置矩陣可由 DSD 反演得到雙偏極化雷達參數 (例如：差異反射率 Z_{DR} 、差異相位差 Φ_{DP} 、比差異相位差 K_{DP} 、應用回波衰減法 $R(A)$ 係數 α 等)，利用反演得到的雙偏極化雷達參數計算降雨公式，更能有效提升雙偏極化雷達降雨估計準確度。未來也期望應用於雷達即時降雨估計校驗上，做為未來防災應用於短延時、強降雨之參考警示指標。此外，雨滴譜儀觀測資料與相關的雙偏極化雷達參數反演分析結果，亦可提供數值模式微物理參數化改進的參考。

致謝

感謝兩位審查委員寶貴的意見，使本文得以更加完整。感謝中央氣象局提供 27 站雨滴譜儀觀測網資料、測站雨量計資料以及 QPESUMS 雷達合成回波資料以利本研究之分析與評估。

參考文獻

- 林位總與陳台琦，2007：利用二維雨滴譜儀研究雨滴譜特性。《大氣科學期刊》，35，69 – 86。
- 唐玉霜與張保亮，2017：中央氣象局雨滴譜儀網作業現況與展望。《106年天氣分析與預報討論會》，臺北。
- 陳如瑜，張偉裕與陳台琦，2017：北臺灣 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》，45，58 – 80。
- 陳盈臻，2013：「臺灣北部鋒面強降水個案之雨滴粒徑觀測比較研究」。《國立中央大學碩士論文》，111頁。
- 曾吉暉，廖信豪與鳳雷，2016：新一代一維雷射式雨滴譜儀降水平行觀測分析。《105年天氣分析與預報討論會》，臺北。
- 蔣育真，2010：「2009 年臺灣梅雨季雨滴粒徑分佈特性之比較研究」。《國立中央大學碩士論文》，107 頁。
- 謝佩蓉，2012：「近地面降水粒子落速之觀測研究」。《中國文化大學碩士論文》，50頁。
- Battan, L. J., 1973: *Radar observation of the atmosphere*. University of Chicago Press, 324.
- Brandes, E. A., G. Zhang, and J. Vivekanandan, 2002: Experiments in

- rainfall estimation with a polarimetric radar in a subtropical environment. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 674 – 685.
- Bringi, V.N., and V. Chandrasekar, 2001: Polarimetric Doppler Weather Radar: *Principles and Applications*, Cambridge University Press, 636 pp.
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, J. Hubbert, E. Gorgucci, W. L. Randeu, M. Schoenhuber, 2003: Raindrop size distribution in different climatic regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 354 – 365.
- Chang, P.-L., J. Zhang, Y.-S., Tang, L., Tang, P.-F. Lin, C. Langston, B. Kaney, C.-R. Chen, and K. Howard, 2020: An operational multi-radar multi-sensor QPE system in Taiwan. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, doi: <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-20-0043.1>.
- 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. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1973 – 1993.
- Chang, W.-Y., G. Lee, B. J.-D. Jou, W.-C. Lee, P.-L. Lin, and C.-K. Yu, 2020: Uncertainty in Measured Raindrop Size Distributions from Four Types of Collocated Instruments. *Remote Sensing*, **12**, 1167.
- Friedrich, K., E. A. Kalina, F. J. Masters, and C. R. Lopez, 2013a: Drop-size distributions in thunderstorms measured by optical disdrometers during VORTEX2. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 1182 – 1203.
- Friedrich, K., S. Higgins, F. J. Masters, and C. R. Lopez, 2013b: Articulating and stationary PARSIVEL disdrometer measurements in conditions with strong winds and heavy rainfall. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **30**, 2063 – 2080.
- Gatlin, P. N., M. Thurai, V. N. Bringi, W. Petersen, D. Wolff, A. Tokay, L. Carey, and M. Wingo, 2015: Searching for large raindrops: A global summary of two dimensional video disdrometer observations. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **54**, 1069 – 1089.
- Gunn, R. and G. D. Kinzer, 1949: The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteor.*, **6**, 243 – 248.

- Jaffrain, J., and A. Berne, 2011: Experimental quantification of the sampling uncertainty associated with measurements from PARSIVEL disdrometers. *J. Hydrometeor.*, **12**, 352 – 370.
- Jayalakshmi, J., B. K. Seela, P. -L. Lin, P. K. Wang, C. -H. Tseng, K. K. Reddy, H. Hashiguchi, L. Feng, S. K. Das, and C. K. Unnikrishnan., 2020: Raindrop size distribution characteristics of Indian and Pacific Ocean tropical cyclones observed at India and Taiwan sites. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 001–019.
- Joss, J., and A. Waldvogel, 1967: Ein Spectrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung (A spectrograph for the automatic analysis of 745 raindrops). *Pure Appl. Geophys.*, **68**, 240 – 246.
- Lee, G. W., and I. Zawadzki, 2005: Variability of drop size distributions: 757 time-scale dependence of the variability and its effects on rain estimation. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 241 – 255.
- Lee, M.-T., P. -L. Lin, W.-Y Chang, B. K. Seela, and J. Janapati, 2019: Microphysical characteristics and types of precipitation for different seasons over north Taiwan. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **97**, 841–865.
- Löffler-Mang, M., and J. Joss, 2000: An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 130 – 139.
- OTT Hydromet, 2016: Operating instructions Present Weather Sensor OTT Parsivel². 52 pp. [Available online at <https://www.ott.com/download/operating-instructions-present-weather-sensor-ott-parsivel2-without-screen-heating/>].
- Park, S. -G., H. -L. Kim, Y. -W. Ham, and S. -H. Jung, 2017: Comparative evaluation of the OTT PARSIVEL² using a collocated two-dimensional video disdrometer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **34**, 2059 – 2082.
- Pruppacher, H. R. and R. L. Pitter, 1971: A semi-empirical determination of the shape of cloud and rain drops. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 86 – 94.
- 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.
- Schönhuber, M., H. Urban, J. P. V. P. Baptista, W. Randeu, and W. Riedler, 1997: Weather radar versus 2D-video-disdrometer data. *Weather Radar Technology for Water Resources Management*, B. P. F. Bragg Jr. and O. Massambani, Eds., Unesco Press, 159 – 171.
- Seela, B. K., J. Janapati, P.-L. Lin, K. K. Reddy, R. Shirooka, and P. K. Wang, 2017: A comparison study of summer season raindrop size distribution between Palau and Taiwan, two islands in western Pacific. *J. Geophys. Res.*, **122**, 11787 – 11805.
- Seela, B. K., J. Janapati, P. -L. Lin, P. K. Wang, and M.-T.Lee, 2018: Raindrop size distribution characteristics of summer and winter season rainfall over north Taiwan. *J. Geophys. Res.*, **123**, 11602 – 11624.
- Seo, D.-J., and J. P. Breidenbach, 2002: Real-time estimation of spatially non-uniform bias in radar rainfall data using gauge measurements. *J. Hydrometeor.*, **3**, 93 – 111.
- Sun, H. M., and Feng, X.G., 2012: Anti-Corrosion materials and spray technology in the coastal wind generating Set. *Appl. Mech. Mater.*, **164**, 306 – 310.
- Thompson, E. J., S. A. Rutledge, B. Dolan, and M. Thurai, 2015: Drop size distributions and radar observations of convective and stratiform rain over the equatorial Indian and west Pacific Oceans. *J. Atmos. Sci.*, **72**, 4091 – 4125.
- Thurai, M., P. N. Gatlin, and V. N. Bringi, 2016: Separating stratiform and convective rain types based on the drop size distribution characteristics using 2D video disdrometer data. *Atmos. Res.*, **169**, 416 – 423.
- Tokay, A., and D. A. Short, 1996: Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 355 – 371.
- Tokay, A., P. G. Bashor, E. Habib, and T. Kasparis, 2008: Raindrop size distribution measurements in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 1669 – 1685.
- Tokay, A., W. A. Petersen, P. Gatlin, and M. Wingo, 2013: Comparison of raindrop size distribution measurements by collocated disdrometers. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **30**, 1672 – 1690.

- Tokay, A., D. B. Wolff, and W. A. Petersen,
2014: Evaluation of the new version
of the laser-optical disdrometer, OTT
Parsivel². *J. Atmos. Oceanic Technol.*,
31, 1276 – 1288.
- Wang Y., J. Zhang, P. -L. Chang, C.
Langston, B. Kaney and L. Tang:
2015: Operational C-band dual-
polarization radar QPE for the sub-
tropical complex terrain of Taiwan.
Advances in Meteorology, **73**, 4793 –
4815.
- Wolff, D.B., D. A. Marks, E. Amitai, D.
S.Silberstein, B. L. Fisher, A. Tokay,
J. Wang, and J. L. Pippitt, 2005:
Ground validation for the tropical
rainfall measuring mission (TRMM).
J. Atmos. Oceanic Technol., **22**,
365 – 380.

Quality Control and Analyses of Disdrometer Network in Taiwan

**Ke-Xin Lu Yu-Shuang Tang Pin-Fang Lin Tzu-Chin Chen
Pao-Liang Chang**

Central Weather Bureau, Taiwan

(manuscript received 27 February 2020 ; in final form 07 October 2020)

Abstract

Drop size distribution (DSD) is widely used to improve radar quantitative precipitation estimation (QPE) and to understand the precipitation microphysics. However, ensuring a useful data quality is important before disdrometer data is applied. In this study, 27 operational disdrometer (Parsivel²) data from CWB (Central Weather Bureau) are chosen to develop an applicable quality control (QC) process in Taiwan. In addition, data quality is investigated under different conditions, including wind speed, wind direction, humidity, terrain and limitation of real-time data transmission. The result indicates that unreasonable data can be removed by the QC procedure. Based on the comparison between Parsivel² and tipping-bucket rain gauge (TBRG) rainfall from 2016 to 2018, Parsivel² has an underestimation in the most of 27 stations, especially in the mountain area and over the islands. Also, strong wind speed has a significant impact on the quality of Parsivel² data. In the future, the dual-polarimetric radar parameter retrievals from DSDs will be applied to improve radar QPE in Taiwan.

Key Words: Parsivel² 、 Data Quality Control,

doi: 10.3966/025400022020104801002