

納莉颱風時期二維雨滴譜儀 之雨滴粒徑分布及雷達降水估計

張偉裕 陳台琦 林沛練

國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國九十一年九月十九日收稿；中華民國九十二年七月二十五日定稿)

摘 要

雨滴粒徑分布 (Raindrop Size Distribution) 依降雨的情況有不同的特性，而且雨滴粒徑分布可決定雲中液態水含量 (W)，回波強度 (Z)，降雨率 (R) 等降雨積分參數，因此分析雨滴粒徑分布的特性十分重要。Marshall & Palmer (1948) 針對層狀降水提出雨滴粒徑分布的型態為指數型態分布： $N(D)=N_0\exp(-\Lambda D)$ ，但與實際觀測資料相比對皆有描述不佳的情形發生，Ulbrich & Atlas (1984) 提出另一個修正的雨滴粒徑分布型態：Gamma Distribution，其假設雨滴粒徑分布為 $N(D)=N_0D^m\exp(-\Lambda D)$ 。我們利用雨滴譜儀 (2d-video Distrometer) 觀測雨滴粒徑分布，將其擬合 (fitting) 到 Gamma Distribution 近似分布的三個係數 N_0 、 m 、 Λ ，來描述降雨率增減時雨滴粒徑分布的變化。對 2001 年納莉 (Nari) 颱風侵台期間中 12 小時的資料，依不同降雨率、回波強度，探討 N_0 、 m 、 Λ 的分布，並計算 $Z=AR^b$ 關係式中的係數 A、b。

研究發現 N_0 、 m 、 Λ 的大小與降雨量成反比，但降雨率越小，標準差越大；b 則和降雨量成正比 (約 1.2 到 1.4 之間)，A 的分布則和 N_0 、 m 、 Λ 相似 (約 200 到 400 之間)。且五分山雷達觀測之回波強度 Z_{radar} 與雨滴譜儀計算之回波強度 Z_d 比較，發現五分山雷達觀測之回波強度 Z_{radar} 似乎系統性的低估約 3.3 dBZ。故將回波修正 3.0 dBZ 後的回波強度，帶入以回波強度區分之二修正 Z-R 關係式，發現其計算的一小時估計降雨量與地面觀測降雨量，有不錯的一致性。

關鍵詞：雨滴譜儀、雨滴粒徑分布、Z-R 關係式、修正回波。

一、前 言

由於雷達在空間及時間上的高解析度，因此以 Z-R 關係式 ($Z=AR^b$)，利用雷達回波強度 Z_{Radar} 估計降雨率 R_{Radar} ，一直被廣泛運用，但雨

滴在單位體積內的各個雨滴直徑分布的個數，即雨滴粒徑分布 (Raindrop Size Distribution)，則在不同降雨系統的分布情況，有相當高的變異性，如 Tokay and Short (1995) 的研究指出，

雨滴粒徑分布在不同降水型態，有偏向大雨滴或小雨滴的不同情形，且由於回波強度與單位體積內所有雨滴直徑之六次方總合成正比，因此相同的回波強度會因不同的雨滴粒徑分布，而對應到不同的降雨率，造成雷達回波強度估計降雨率時，有高、低估的情形產生，例如在某些情況下，層狀降水個案的雨滴粒徑分佈雖較偏向小雨滴但雨滴數較多，因此其回波強度較小，但其降雨率並不會比有偏向大雨滴的雨滴粒徑分佈，且有強回波強度的對流性降水來的小，因此，了解雨滴粒徑分布在不同天氣系統的變化，是降低雷達估計降水誤差的重要工作。

Marshall and Palmer (1948) 首先提出雨滴粒徑分布為指數型態分布，但指數分布描述小雨滴以及大雨滴的部分時，與實際觀測資料相比對皆有描述不佳的情形發生，且無法反映出雨滴粒徑分布的多變性，故 Ulbrich and Atlas (1984) 提出雨滴粒徑分布應為 Gamma 型態分布，將雙係數指數分布 (N_0 、 Λ)，改為三係數 Gamma 分布 (N_0 、 Λ 、 m)；且 Ulbrich (1985) 對 Gamma 分布的特性做統計上的測試，確定 Gamma 分布較指數分布更能有效反映出真實大小雨滴分布的變化，而 Gamma 分布的另一個優點為其也包括指數分布的型式，即 m 為零值時。而 Gamma 分布係數 (N_0 、 Λ 、 m) 則可藉由 Kozi and Nakamura (1991) 的方法求得，而其三個係數重建後的雨滴粒徑分佈與觀測的雨滴粒徑分佈相當一致，且此方法的優點為：降雨積分參數 (Z 、 R) 的總量在擬合前的觀測值與擬合後的重建值有很好的的一致性，且可正確的描述觀測雨滴粒徑分佈。

另外 Ulbrich (1983) 利用 Gamma 分布係數 N_0 、 Λ 、 m ，計算 Z-R 關係式的係數 A 、 b ，其可直接由雨滴粒徑分布計算，了解 Z-R 關係

式的係數 A 、 b ，與降雨率大小及雨滴粒徑分布的關係，避免傳統方法易在資料選取上產生的誤差。

而由於雷達估計降水乃利用雷達所觀測的回波強度 Z_{Radar} 來估計降雨率，於是 Ulbrich (1998) 對 WSR-88D 雷達的回波強度 Z_{Radar} 檢查，與雨滴譜儀計算之回波強度 Z_d 比較，其利用統計方法及一個層狀降水的個案，發現 WSR-88D 雷達有低估 3.5dBZ 的情形，因此藉由地面雨滴譜儀所觀測的雨滴粒徑分布計算之回波強度 Z_d ，與雷達觀測到的回波 Z_{Radar} 之間的關係，檢驗雷達回波是否有低估的情形，以及兩者之間在不同回波分佈情形時的關係。

於是以前人的研究為基礎，利用雨滴譜儀所提供的資料，針對 2001 年納莉颱風侵台期間的雨滴粒徑分布特性進行研究分析，並探討 Z-R 關係式的表現，及雷達觀測回波與雨滴譜儀計算之回波的差異性，進而利用修正的回波及雨滴譜儀推算之 Z-R 公式估計雨量。

二、雨滴粒徑資料處理與 Gamma 分布的計算

(一) 雨滴譜儀介紹與雨滴粒徑分布計算

雨滴粒徑分布資料來源為中央大學雨滴譜儀 (2d-video distrometer)，其利用兩個互相垂直且高度不同的水平光束，如圖 1，當雨滴向下降到光束的範圍 (約 10cm × 10cm) 內時，雨滴遮住光束，接收器則紀錄遮斷的長度，而得到雨滴形狀 (扁率：oblateness) 及雨滴直徑，並由兩個高度不同的光束，紀錄雨滴通過兩個高度的時間差，計算出雨滴的垂直落速。雨滴譜

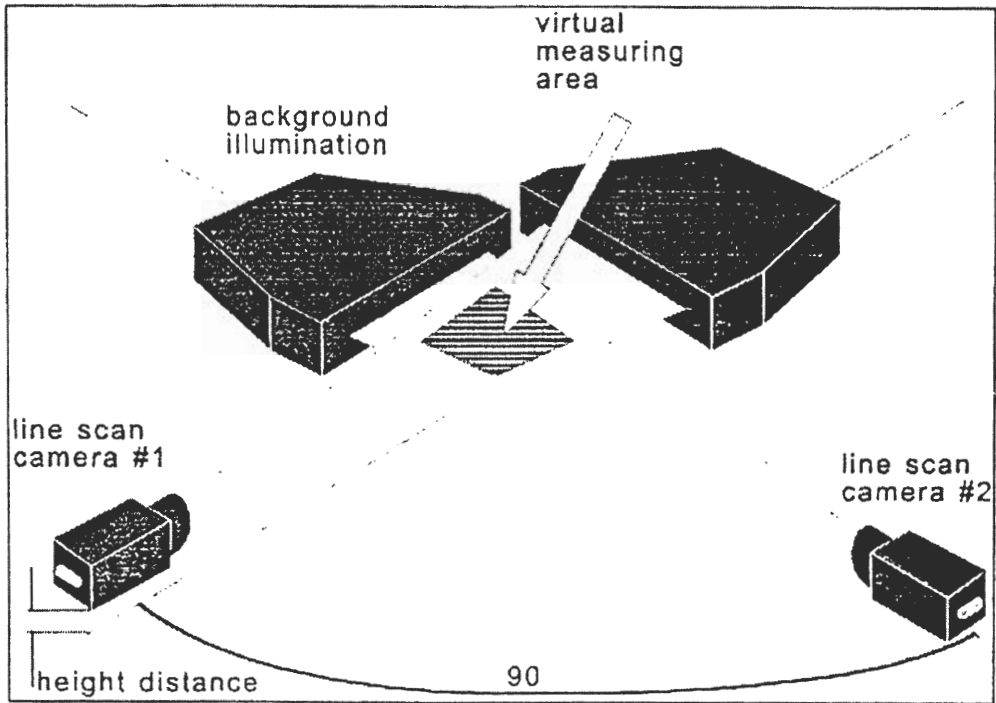


圖 1 中央大學雨滴譜儀 (2d-video Distrometer)。

儀將其觀測資料進行計算，因此雨滴譜儀所提供的變數是每個雨滴的：(1) 等體積直徑 D_i (2) 垂直落速 V_i 。因此可利用 (1) 式計算雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ ($m^{-3}cm^{-1}$)：單位體積單位粒徑

$$N(D_i)_d = \frac{1}{\Delta t \Delta D_i} \sum_{j=1} \frac{1}{AV_j} \quad (1)$$

之雨滴個數，每個觀測雨滴的單位時間 (Δt) 乘以觀測面積 (A) 與雨滴垂直落速 (V_j) 的乘積，則表示單位體積內有一個雨滴，藉由此原理，可計算某單位時間內，各個雨滴粒徑 (ΔD) 的單位體積內雨滴個數 (n)。

由於錯誤的垂直落速會造成計算出錯誤的雨滴粒徑分布，因此檢查從雨滴譜儀所提供之垂直落速及雨滴直徑資料時發現，部分小雨滴

垂直落速資料有偏離 Atlas and Ulbrich(1977)的理想垂直落速曲線 $V_i(D)=17.67D^{0.67}$ 過遠的情形，而正如 Nespor, Krajewski and Kruger(2000)所提到，由於儀器本身受到其周圍風場的影響，在雨滴譜儀感應器的周圍易產生小渦旋，造成小雨滴的部分易產生不可避免的觀測誤差，而當我們檢驗錯誤垂直落速資料的扁率時，通常其扁率也有偏離 Pruppacher and Beard (1970)的理想扁率曲線 $H/W=1.03-0.124 *(D/2)$ 過遠的情形，因此可藉由垂直落速及扁率來判斷資料的正確性，故當垂直落速理想曲線相差超過 1.0 m/sec 時，即以理想垂直落速取代，來修正因錯誤垂直落速而產生之錯誤雨滴粒徑分布。經由修正垂直落速後而計算的雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ 及其計算之降雨率 R_d 有明顯的改善，並與傾斗式雨量計的觀測雨量值相當接近。

接著利用修正的觀測資料計算雨滴粒徑分布 $N(D)_a$ ，資料來源為 2001 年納莉颱風侵台期間中央大學雨滴譜儀。而因為五分山 WSR-88D 雷達的掃描策略為六分鐘一個體積掃描 (Volume Scan)，且其每一比資料在空間上屬於一個廣大的面，相較於雨滴譜儀在地面觀測時為一個點，兩者資料來源在空間上相差甚大，因此計算雨滴粒徑分布時，時間間隔 (Δt) 取六分鐘與雷達資料配合，以較長時間的雨滴譜儀資料，來彌補其在空間上遠小於雷達的大面積，以減低其兩者之間資料在空間上的差異，使雨滴譜儀

的結果能與五分山雷達站相比較，且取六分鐘有對時間平均的效果。以九月十七日 0200 到 0300 (UTC) 的資料為例，0200 到 0230 (UTC) 的降雨情形正好為降雨率由小變到大，最大約 90mm/hr，最小約 20mm/hr 左右。圖 2 中可明顯看到 0200 到 0230 (UTC) 的雨滴粒徑分布變化，隨著降雨率增大，雨滴粒徑分布不僅是在雨滴總個數的增加，雨滴粒徑分布的形狀也有向大雨滴延伸的情形；因此將雨滴粒徑分布擬合 (fit-ting) 到 Gamma 分布，用 Gamma 分布係數 N_0 、 Λ 、 m 來描述雨滴粒徑分布變化。

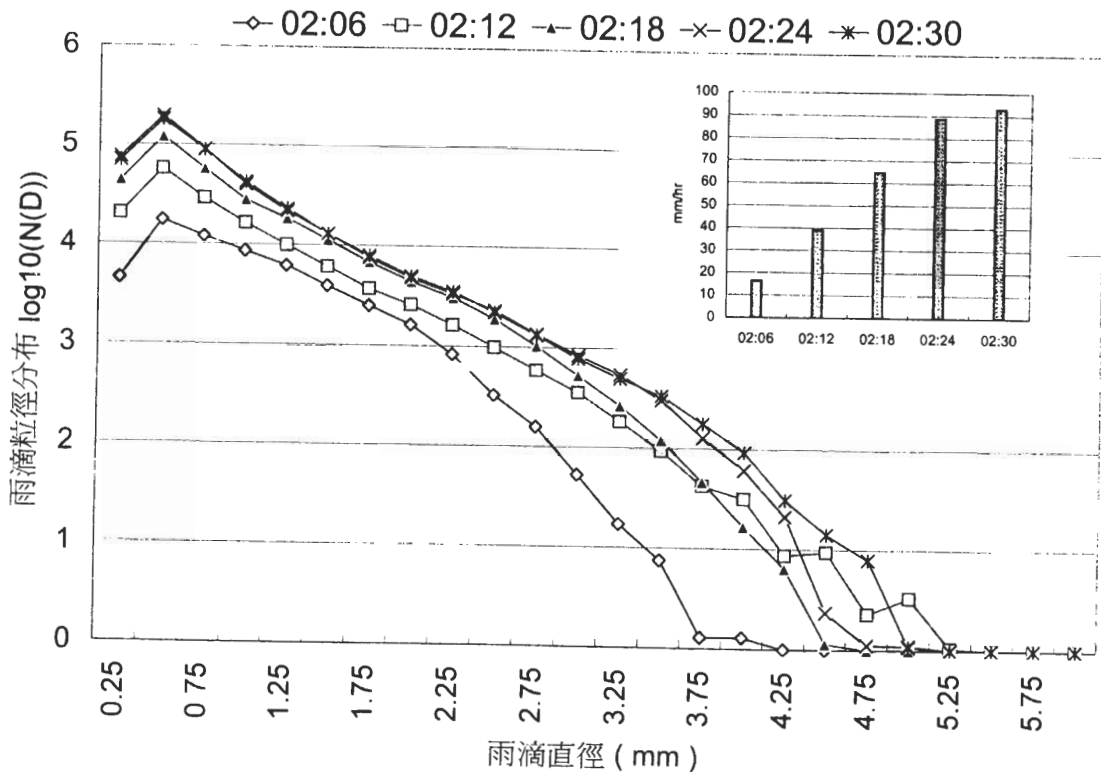


圖 2 九月十七日，02:00 到 02:30 (UTC)，每六分鐘一筆之觀測雨滴粒徑分布隨時間變化，及其對應之降雨率。

(二) 雨滴粒徑 Gamma 分布擬合

Marshall and Palmer(1948)的指數分布 (2) 式, 與 Ulbrich and Atlas (1984) 的 Gamma 分布 (3) 式, 最大差異在於 Gamma 分布多係數 m , 當係數 m

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad - (2)$$

$$N(D) = N_0 D^m \exp(-\Lambda D) \quad - (3)$$

大於零時, 雨滴粒徑分布在小雨滴的分布向下彎, 較能反映出真實的情況。由雨滴譜儀觀測資料計算雨滴粒徑分布後, 我們利用 Koizu and Nakamura (1991) 的方法, 將觀測的雨滴粒徑分布擬合到 Gamma 分布, 即 (3) 式中的係數 $N_0(\text{cm}^{-1}\cdot\text{m}^{-3})$ 、 $\Lambda (\text{cm}^{-1})$ 及 m (無因次), 並利用 Gamma 分布係數描述雨滴粒徑分布, 方法如下: 利用雨滴譜儀的資料帶入 (4)·(5)·(6)·(7)·(8) 式計算每組雨滴粒徑分布

$$M_x = \int_0^{\infty} D^x N(D) dD \quad - (4)$$

$$G = \frac{M_4^3}{M_3^2 M_6} \quad - (5)$$

$$m = \frac{11G - 8 + [G(G + 8)]^{1/2}}{2(1 - G)} \quad - (6)$$

$$\Lambda = \frac{(m + 4)M_3}{M_4} \quad - (7)$$

$$N_0 = \frac{\Lambda^{m+4} M_3}{\Gamma(m + 4)} \quad - (8)$$

的 Gamma 分布係數 m 、 Λ 、 N_0 。由三係數所組成的雨滴粒徑 Gamma 分布函數 $N(D)_g$, 即可代表觀測到的雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ 。而係數 N_0 、 Λ 、 m 分別對重建雨滴粒徑分布 $N(D)_g$ 的作用為: m 代表小雨滴分布的情形, m 正值越大則

小雨滴分布向下彎的大; Λ 值則代表大雨滴及中雨滴的分布情形, 當 Λ 為較大值時, 中雨滴及大雨滴的分布會向下彎、向內縮; 當固定 Λ 、 m 時, N_0 代表雨滴粒徑分布的雨滴總個數, N_0 越大表示雨滴分布向上增加, 但只有在當 m 值相同時才可做比較, Gamma 分布的 N_0 與 M-P 指數分布的 N_0 意義上有些不同, 以九月十七日 0224 到 0230 (UTC) (圖 3) 為例, 擬合後重建的雨滴粒徑分布 $N(D)_g$ 與雨滴譜儀的觀測值 $N(D)_d$ 無論大雨滴或是小雨滴的部份均相當一致, 表示此方法可真實的表現雨滴粒徑分布的變化。

另定義一個參數: 中值體積直徑 (D_0 : Median Volume Diameter), 其代表最小的雨滴到中值體積直徑的所有雨滴, 其所含有的雲中液態水含量, 相等於最小到最大所有雨滴所含的雲中液態水含量的一半, 其數學式為 (9) 式, 其意義代表當降雨量相同時, D_0 較大表示雨滴粒徑分布相對於小 D_0 有較多的大雨滴, D_0 較小表示雨滴粒徑分布相對於大 D_0 有較多的小雨滴。

$$\int_{D_{\min}}^{D_0} D^3 N(D) dD = \frac{1}{2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 N(D) dD \quad - (9)$$

(三) 雨滴粒徑分布的結果分析

以九月十七日 02:00 到 03:00(UTC)的資料為例, 從 Λ 、 m 隨時間變化來看雨滴粒徑分布變化, 從圖 4 可看到 A 時段降雨率隨著時間增加, Λ 、 m 有隨著時間減小的趨勢, 表示雨滴粒徑分布隨著降雨率增大, 有向大雨滴延伸的趨勢, 則大雨滴的數量增加, B 時段降雨率隨著時間減小, Λ 、 m 有隨著時間增大的趨勢, 表示雨滴粒徑分布隨著降雨率增大, 有向小雨滴收縮的趨勢, 則大雨滴的數量減少, 對應圖 2 也

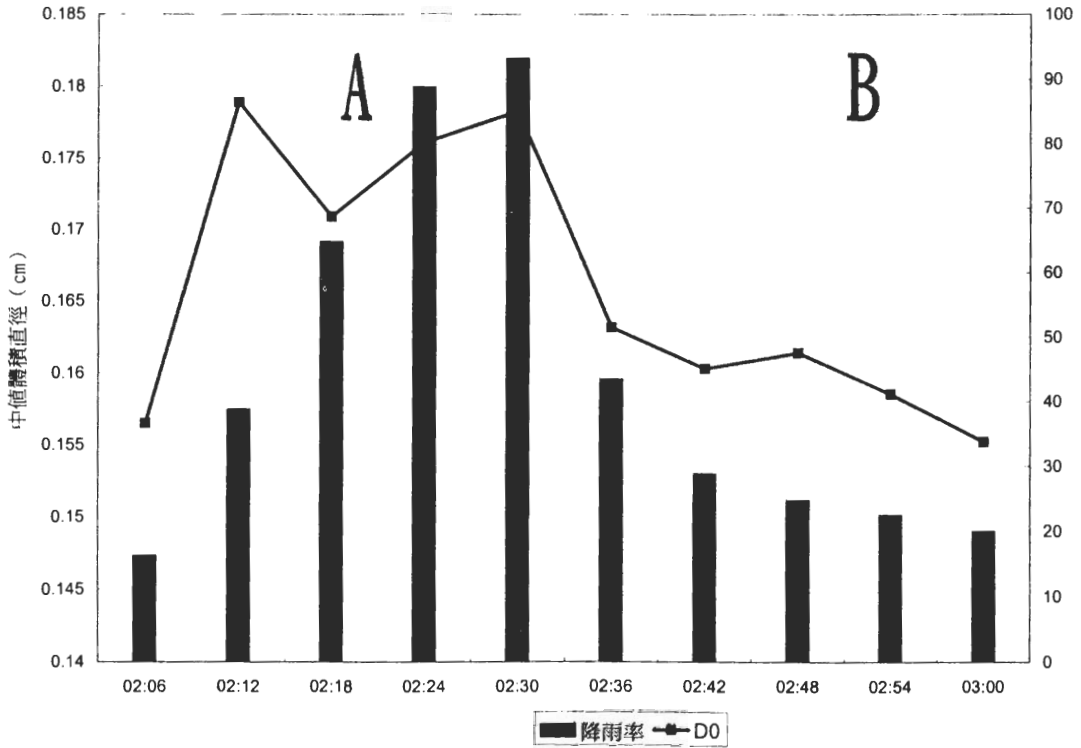


圖 5 九月十七日，02：00 到 03：00 (UTC)，每六分鐘一筆之中值體積直徑(實線：cm)與降雨率(直條圖：mm/hr)隨時間之變化。

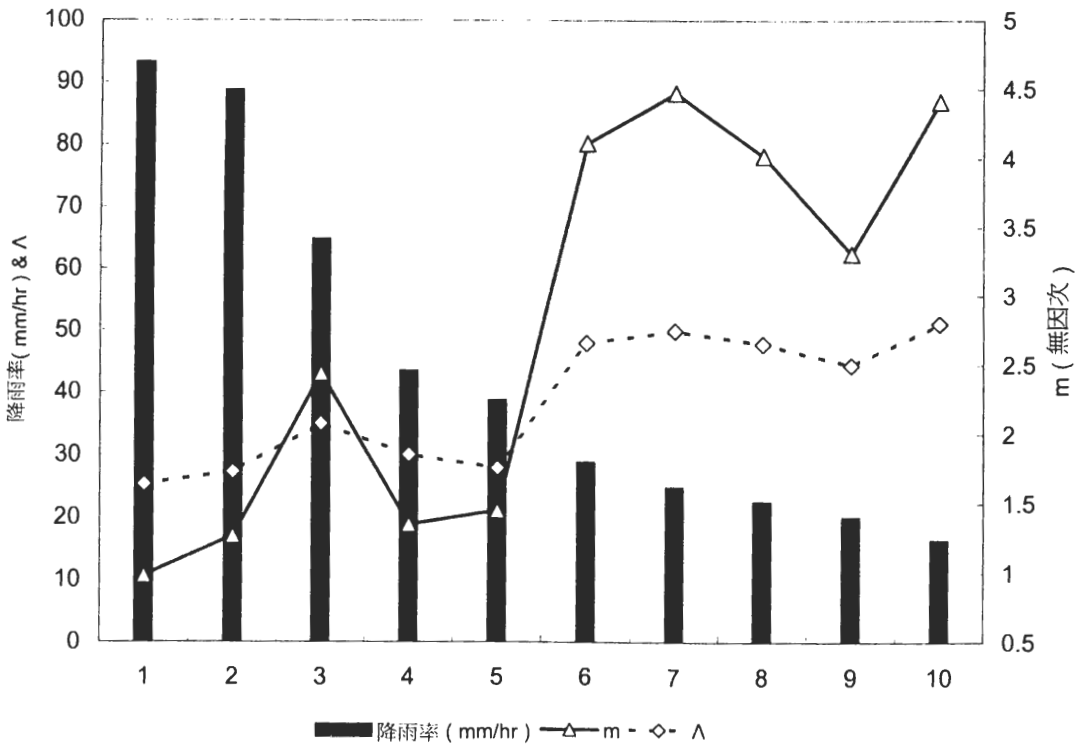


圖 6 九月十七日，02：00 到 03：00 (UTC)，每六分鐘一筆之降雨率(直條圖：mm/hr)從大排到小及其對應之 Gamma 分布係數 Λ (實線：cm⁻¹)、m (虛線：無因次)。

可看相同的情形；而從中值體積直徑 (D_0) 也發現同樣的情況，如圖 5，A 時段： D_0 隨著降雨率增大而增大，表示雨滴粒徑分布向大雨滴延伸，B 時段：降雨率減小時則相反。為進一步了解雨滴粒徑分布與降雨率的關係，將資料重新排列，以降雨率為基準從大到小排列，如圖 6，從圖中看到， m 、 Λ 與降雨率大致呈反比，若以第五筆資料為分界，可看到兩種不同型態的降水，降雨率大於 40mm/hr 部分，其 m 、 Λ 的值分別約 1.5 及 30.0 cm^{-1} 左右，降雨率小於 40mm/hr 部分，其 m 、 Λ 的值分別約 4.0 及 50.0 cm^{-1} 左右，表示降雨率較大時，其雨滴粒徑分布有向大雨滴的部分延伸的情形，降雨率較小時，分布主要以小雨滴為主，若以 D_0 (中值體積直徑) 來看，也有相同的形，如圖 7， D_0 隨

著降雨率遞減，有越來越小的趨勢，表示隨著降雨量減小，雨滴粒徑分布有向小雨滴集中的趨勢，且回波強度也有遞減的情形。

接著計算九月十六日 13:00 到 19:00 和九月十七日 01:00 到 04:00 和 15:00 到 18:00(UTC) 的較完整資料，來代表納莉颱風侵台期間之降水，時間間隔取 6 分鐘，共 12 小時資料，分別計算其 Gamma 分布係數 N_0 、 Λ 、 m ，中值體積直徑 (D_0)，及降雨積分參數 (回波強度 Z_d 、降雨率 R_d)。從係數 m 與降雨率的關係圖 (圖 8) 可看到，當降雨率小於 15mm/hr 時， m 的分布範圍從 1.0 到 9.5 之間，隨著降雨率增大， m 值的範圍漸趨於一致，且偏向較小值，而降雨率大於 60mm/hr 時， m 的分布範圍從 1.0 到 2.5 之間；而從係數 Λ 與降雨率關係圖 (圖 9) 可看

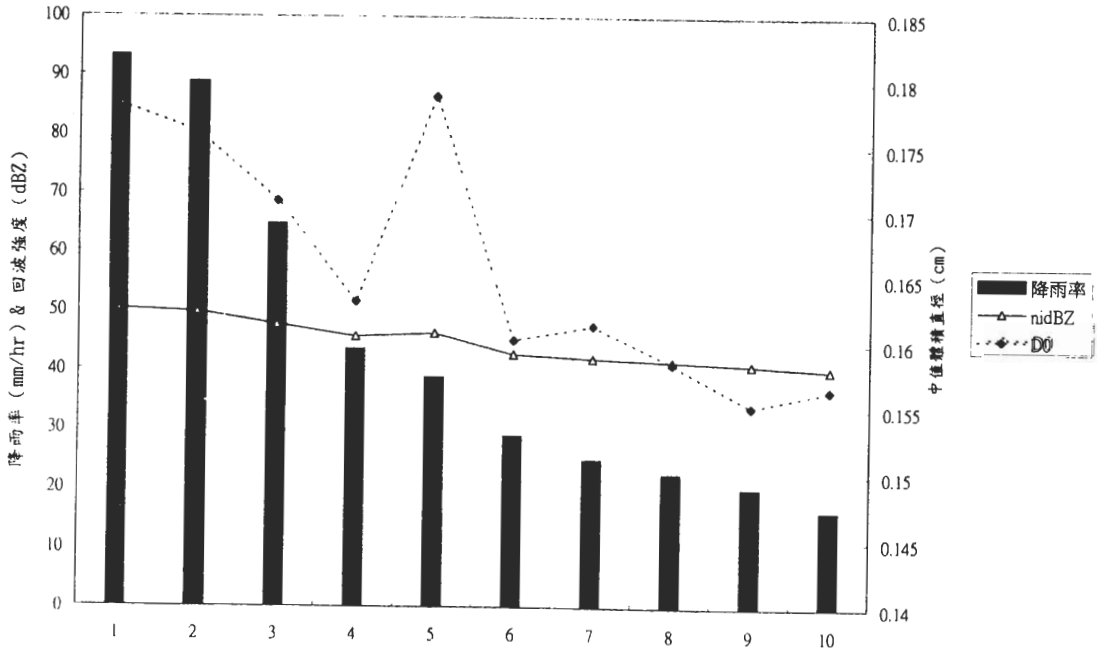


圖 7 九月十七日，02：30 到 03：00 (UTC)，每六分鐘一筆之降雨率(直條圖：mm/hr)從大排到小及其對應之回波強度 (實線：dBZ) 與中值體積直徑(虛線：cm)。

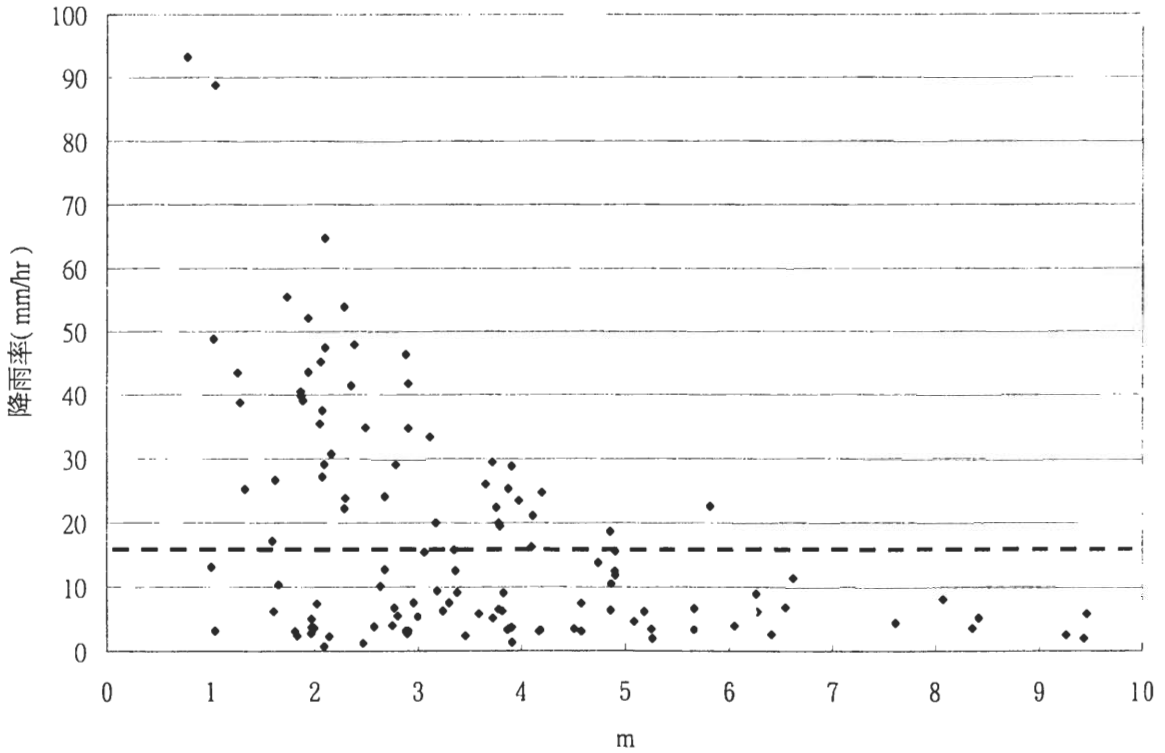


圖 8 12 小時資料，每六分鐘一筆之降雨率(mm/hr)及其對應之 Gamma 分布係數 m (無因次)，虛線表示降雨率為 15mm/hr。

到係數 Λ 的分布與係數 m 的分布相似，當降雨率小於 15mm/hr 時， Λ 分布範圍較大，介於 30 cm^{-1} 到 110 cm^{-1} 之間，但降雨率較大時， Λ 值一致偏向較小，降雨率大於 60mm/hr 時， Λ 值介於 20 cm^{-1} 到 40 cm^{-1} 之間，因此 Λ 、 m 的共同點為其值在降雨率大時偏小；降雨率小於 15mm/hr 時， Λ 、 m 值的變化相當大，表示降雨率小於 15mm/hr 時，雨滴粒徑分布的變化相當的大，並不如之前一個小時資料那麼一致，因此直接從 Λ 、 m 來區分降雨率是困難的，因為 Λ 、 m 只是單純的描述降雨時的雨滴粒徑分布形狀，相同降雨率可能有各種不同的雨滴粒徑分布。而中值體積直徑 (D_0) 與降雨率關係圖(圖 10)，也有相同的結果，降雨率小於 15mm/hr 時，中值體積直徑的分布從 0.15cm 到 0.18cm 之間，隨著降雨率增大，中值體積直徑有增大的趨勢，

但分布的範圍仍相當大，表示雨滴粒徑分布的變化很大。然而 Tokay and Short (1995) 利用相同方法，對熱帶地區的一個包含層狀及對流性降水的個案分析發現，當降雨率較大時 (大於 20 mm/hr)， N_0 、 Λ 、 m 均偏向較大值 (約 $4.26 \times 10^5\text{ cm}^{-1}\cdot\text{m}^{-3}$ 、 6.8 cm^{-1} 、 8.9)，而降雨率較小時 (小於 1 mm/hr)， N_0 、 Λ 、 m 均偏小 (約 $5.29 \times 10^3\text{ cm}^{-1}\cdot\text{m}^{-3}$ 、 4.7 cm^{-1} 、 1.7)，表示降雨率大時，有較多的中小雨滴，降雨率小時有較多大雨滴，作者認為此結果是因為對流降水的垂直運動大，使雨滴碰撞破碎而有較多中小雨滴，而層狀降水的聚合作用，使其有較多的大雨滴，然而其結果與本篇研究的主要分析時段：九月十七日 02:00 到 03:00 (UTC)資料的分析結果並不相同，其反映出因為納莉颱風內部運動系統與 Tokay and Short (1995) 的熱帶地區個案之

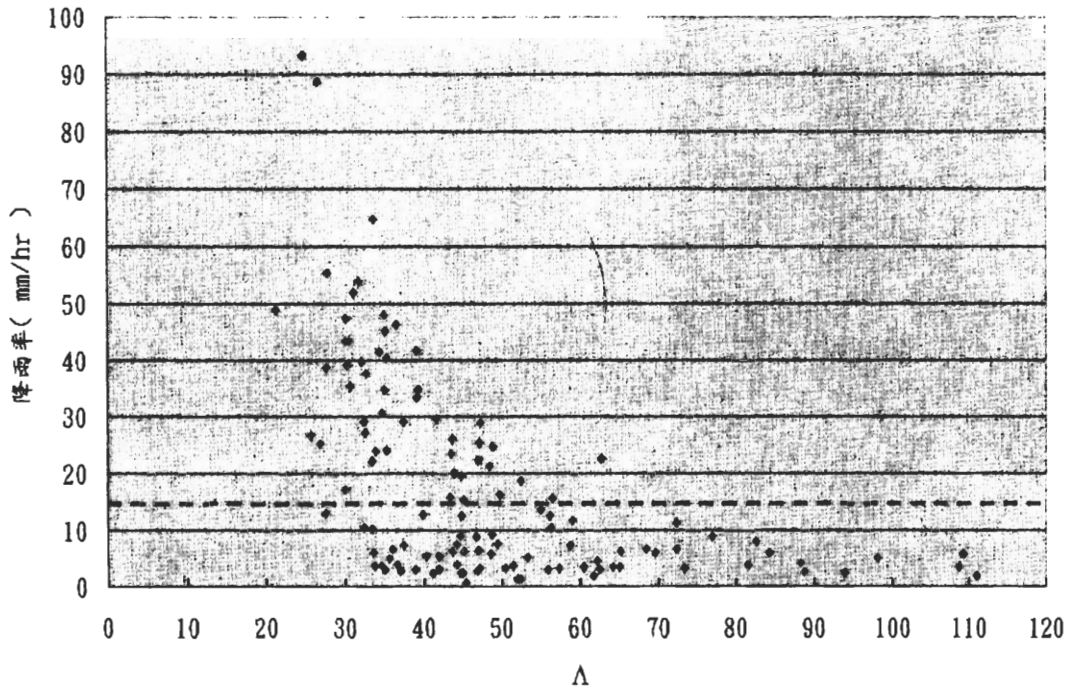


圖9 共 12 小時資料，每六分鐘一筆之降雨率(mm/hr)及其對應之 Gamma 分布係數 Λ (cm⁻¹)，虛線表示降雨率為 15mm/hr。

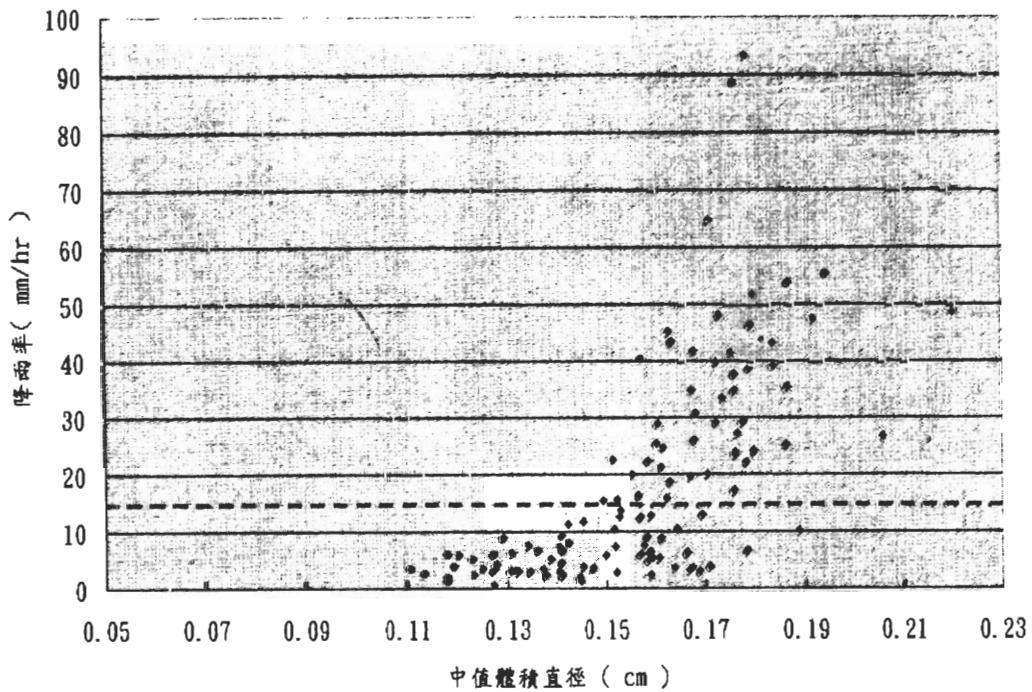


圖 10 共 12 小時資料，每六分鐘一筆之降雨率(mm/hr)及其對應之中值體積直徑(cm)，虛線表示降雨率為 15mm/hr。

間的不同，而造成兩者雨滴粒徑分布的差異，但這是否只代表分析時段中的單一個案，仍無法得知，未來仍需進一步分析其他時段的資料並累積更多資料，以釐清不同天氣型態降水的雨滴粒徑分布特性。

綜合以上各點結論：(1) 以雨滴粒徑分布在大小雨滴的分布形狀 (Λ 、 m 、 D_0) 來區分降雨量是不足夠的，因為雨滴粒徑分布的變化太大，而相同的降雨量可能有數種不同的雨滴粒徑分布，有較多的大雨滴不見得降雨率就會較大。(2) 總雨滴個數必須配合雨滴粒徑分布，才能將因雨滴粒徑分布所造成的降雨率差值區分出來。(3) 降雨率大時，雨滴粒徑分布的確有向大雨滴延伸的情形。以上資料的結果，可確定 Gamma 分布的係數 N_0 、 Λ 、 m 的確可客觀的描述雨滴粒徑分布，且藉由對雨滴粒徑分布的了解，以及其與降雨率之間的關係，將有助於往後對 Z-R 關係式的了解。

三、Z-R 關係式的係數 A、b

(一) Z-R 關係式 A、b 係數的計算與分析

利用雨滴譜儀觀測的雨滴粒徑分布，由 Ulbrich (1983) 的(10)式可計算對應的降雨積分參數 (P)，如 R (mm/hr) 降雨率、Z (mm^6m^{-3}) 回波強度，以避免使

$$P = a_p \int_0^{\infty} D^p N(D)_d dD \quad -(10)$$

用雷達資料的不便，且藉由 Gamma 分布係數 N_0 、 Λ 、 m ，Ulbrich (1983) 可直接計算 Z-R 關係式的係數 A、b，避免需用大量資料只算出一組係數的缺點，且此方法可對每組雨滴粒徑分

布計算出一組係數，因此有多組係數 A、b 可供分析，並討論其隨降雨率的變化，其方法如下：計算雨滴粒徑分布的係數 N_0 、 Λ 、 m 後，將其帶入 (11)、(12) 式，即可計算每組粒徑分布的 Z-R 係數 A、b。

$$A = \frac{10^6 \Gamma(6+m+1) N_0^{1-b}}{[33.31 \Gamma(3.67+m+1)]^b} \quad -(11)$$

$$b = \frac{6+m+1}{3.67+m+1} \quad -(12)$$

以九月十七日 02:00 到 03:00(UTC)為例，利用雨滴粒徑 Gamma 分布的三個係數，來計算 Z-R 關係式的係數 A、b，而係數 A、b 隨降雨量的變化，如圖 11 中可看到，隨著降雨率增加 (A 時段)，係數 A 有遞減的情形，而係數 b 有遞增的情形；在 B 時段，降雨率隨時間減少，A、b 係數與 A 時段呈現相反表現，從以上的結果來看，A、b 係數的表現有很好的一致性。若將 02:00 到 03:00 的資料以降雨率大小排序，如圖 12，以第五筆資料為界，前段降雨率大於 40mm/hr，其係數 b 的值約 1.4 左右，係數 A 約 200 到 250 之間，後段降雨率小於 40mm/hr，其係數 b 的值約 1.25 左右，係數 A 約 300 左右，前後兩段的係數 A、b 可分為兩種型態。

接著同樣將 12 小時資料代入，來代表納莉颱風侵台期間之降水特性，其係數 b 與降雨率的關係如圖 13，當係數 b 在降雨量小於 15mm/hr 時，其分布的範圍相當的廣，介於 1.15 到 1.40 之間，且變異性相當的大，但隨著降雨量的增大，係數 b 的分布有漸趨一致的趨勢，並隨著降雨量增大而增大；而係數 A 與降雨率的關係如圖 14，係數 A 的分布特性和係數 b 相似，在降雨率小於 15mm/hr 的地方，係數 A 的

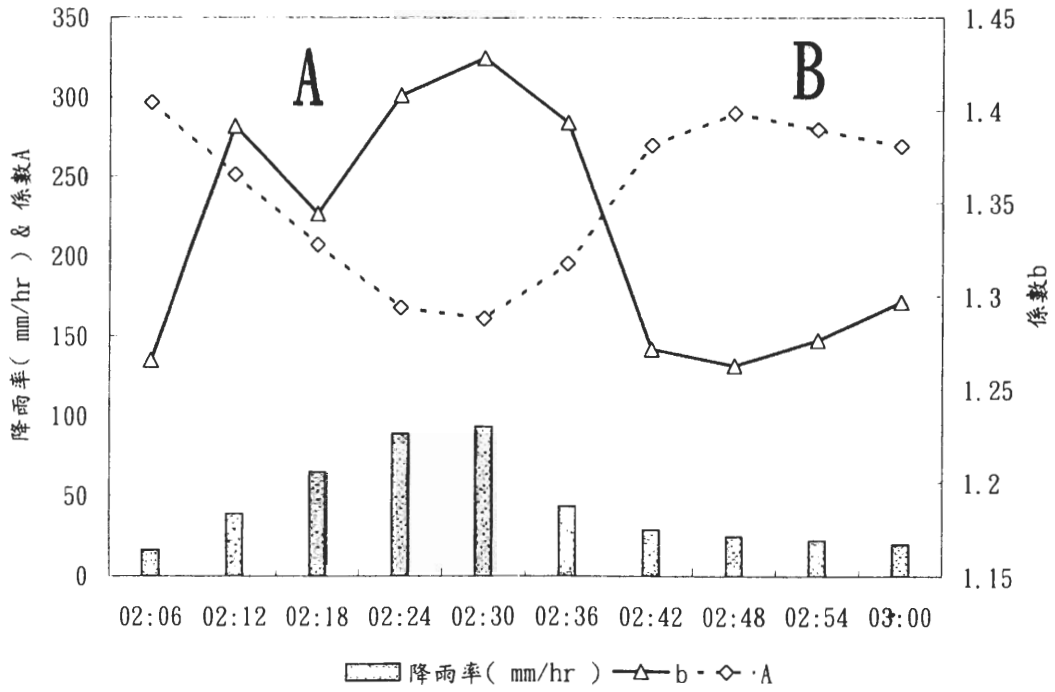


圖 11 九月十七日，02：30 到 03：00 (UTC)，每六分鐘一筆由雨滴粒徑分布計算之降雨率(直條圖：mm/hr)及理想 Z-R 關係式係數 A (虛線)、b (實線)。

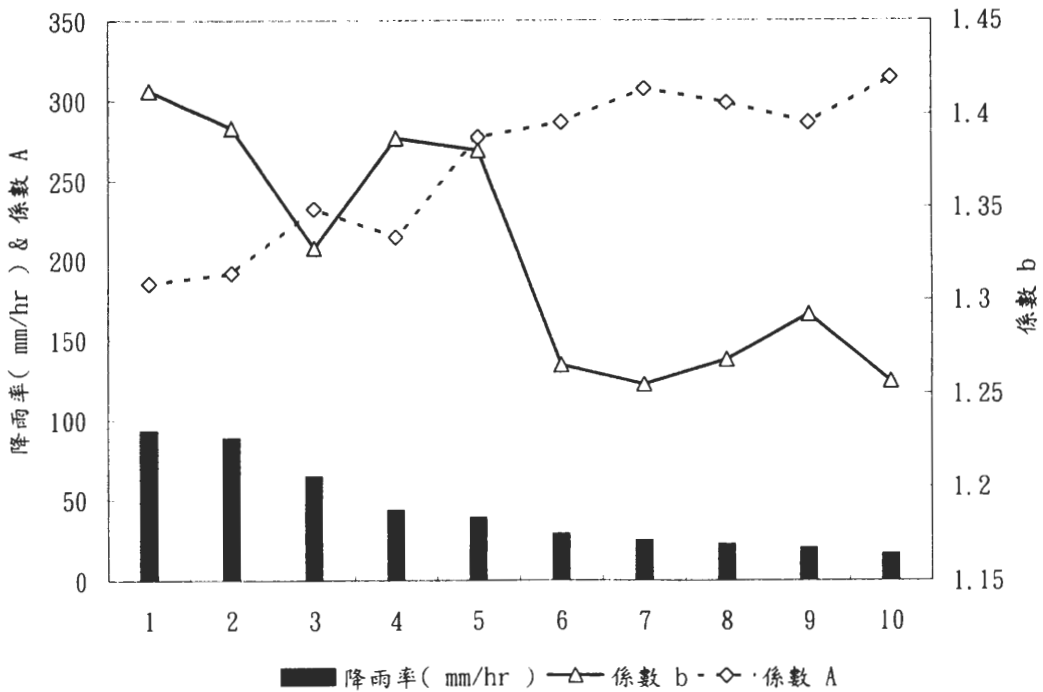


圖 12 將圖 11 之資料以降雨率(直條圖：mm/hr)從大排到小及其對應之由雨滴粒徑分布計算之理想 Z-R 關係式係數 A (虛線)、b (實線)。

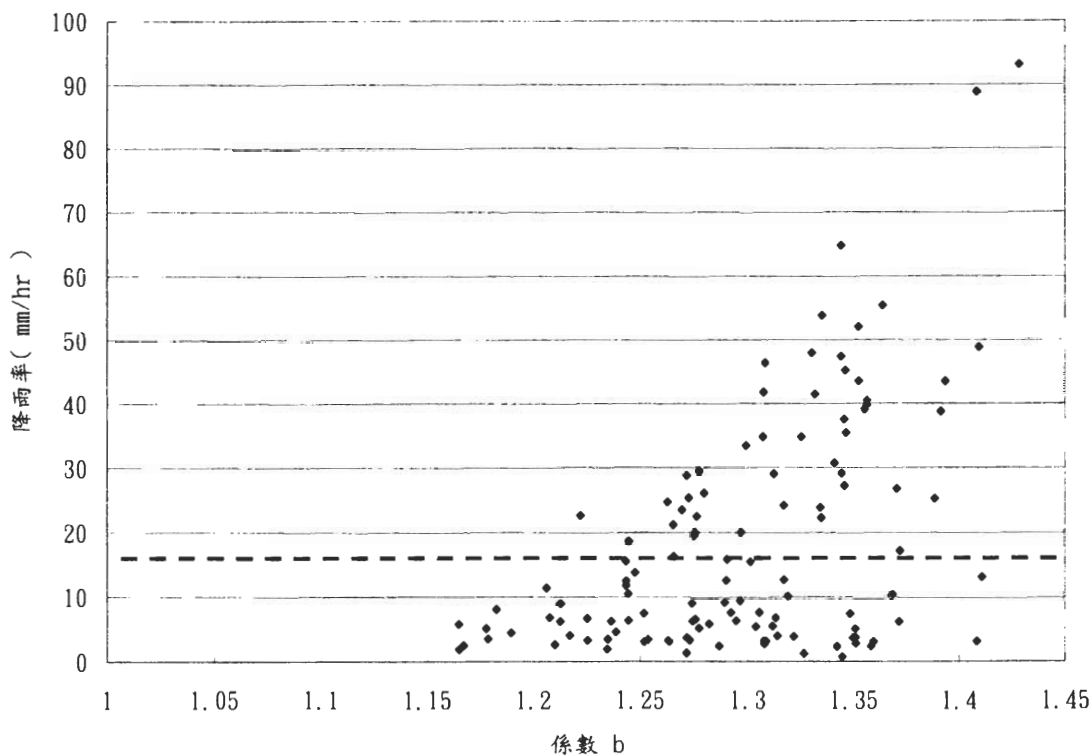


圖 13 12 小時資料，每六分鐘一筆之降雨率(mm/hr)及其對應之理想 Z-R 關係式係數 b 。虛線表示降雨率為 15mm/hr。

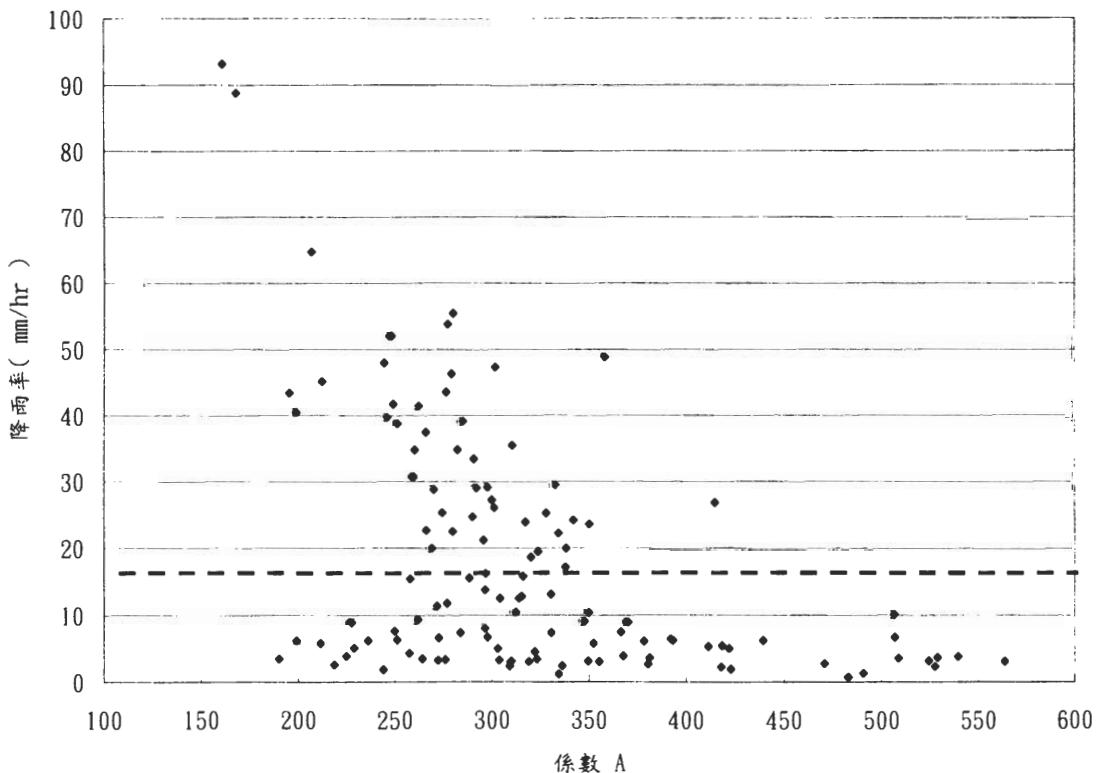


圖 14 12 小時資料，每六分鐘一筆之降雨率(mm/hr)及其對應之理想 Z-R 關係式係數 A 。虛線表示降雨率為 15mm/hr。

變異性相當的大，分布較無規則，介於 200 到 550 之間，但隨著降雨率的增加，係數 A 的分布漸趨於一致，但係數 A 的值有隨降雨率增加而減小的趨勢，此乃由於係數 A、b 為 N_0 、m 的函數，因此降雨率較小時，雨滴粒徑分布的變化大，使得係數 A、b 的變化跟著變大，但隨著降雨率的增大，係數 A、b 則漸趨於一致，係數 A 隨著降雨率增大而變小，其範圍約在 200 到 400 之間，係數 b 與降雨率呈正比，範圍約在 1.2 到 1.4 之間。

而由雨滴粒徑分布計算之降雨率 R_d 與回波強度 Z_d 的關係，從圖 15 可看到降雨率 R_d 與回

波強度 Z_d 成正比，降雨率 R_d 越大則回波強度 Z_d 越強，但相同的降雨率 R_d ，對應到的回波強度 Z_d 變化相當的大，同樣的回波對應的降雨率變化更大，例如，當回波值約 45dBZ 時，其對應到降雨率可能的範圍約在 20 到 40 (mm/hr) 之間，這是由於雨滴粒徑分布的變化，造成同樣的回波有不同的降雨量，因此利用 D_0 (中值體積直徑) 來代表雨滴粒徑分布偏向大雨滴或是小雨滴，則當回波強度相同時，可能是由較少的總雨滴個數，但有較多的大雨滴的雨滴粒徑分布，或者是較多的雨滴總個數，但雨滴粒徑分布偏向小雨滴，因此前者有相對於後者有較小的降雨率，如圖 15 中，其中十字 (D_0 小於

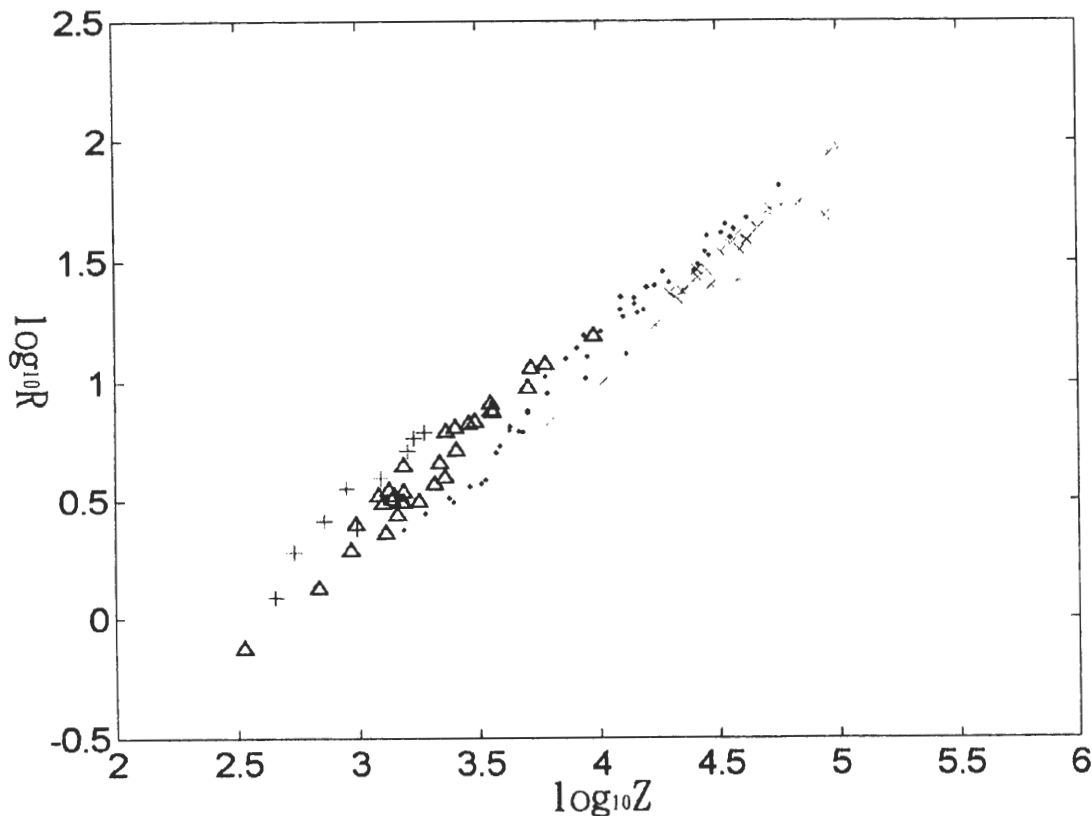


圖 15 雨滴粒徑分布計算之回波強度 (Z) 及對應之降雨率 (mm/hr) 均取 $\log_{10}(X)$ ，以便於分析，且以中值體之直徑 (cm) 分組，十字 (D_0 小於 0.125cm)、三角形 (D_0 介於 0.12cm5 到 0.150cm)，點 (D_0 介於 0.150cm 到 0.175cm)，又叉 (D_0 大於 0.125cm)。

0.125cm)、三角形 (D_0 介於 0.125cm 到 0.150cm)、點 (D_0 介於 0.150cm 到 0.175cm)、叉叉 (D_0 大於 0.175cm)、分別代表小到大的 D_0 ，大的 D_0 代表粒徑分布較偏向大雨滴，從圖 15 中可看到，當回波強度約 45dBZ 時，降雨率約在 20 到 40 (mm/hr) 之間，而 D_0 介於 0.150cm 到 0.175cm 的資料分布 (點)，其雨滴粒徑分布偏向較小的雨滴，相對於 D_0 大於 0.175cm 的資料分布 (叉叉)，分布偏向較大的雨滴粒徑分布， D_0 介於 0.150cm 到 0.175cm 的資料 (點) 會有較大的降雨率，因為其必須要有較多的雨滴，才能與有較多大雨滴者有相同的回波強度，同理反推可知，相同的降雨率若對應到較大的 D_0 ，

則因有分布偏向大雨滴的粒徑分布，而有較大的回波強度，此結果與 Ulbrich and Atlas (1997) 在 TOGA COARE 實驗期間的結果分析相同；因此，若可以藉由中值體積直徑 D_0 區分出雨滴粒徑分布的型態，趨向大雨滴或是小雨滴，即可降低使用回波來估計降水的誤差。

(二) Z-R 關係式 $Z=300R^{1.4}$

中央氣象局五分山 WSR-88D 雷達，其以回波估計降水時所使用的 Z-R 關係式為 (13) 式，先不考慮雷達觀測與地面雨滴譜儀計算之回波強度之間的差異，若

$$Z = 300R^{1.4} \quad - (13)$$

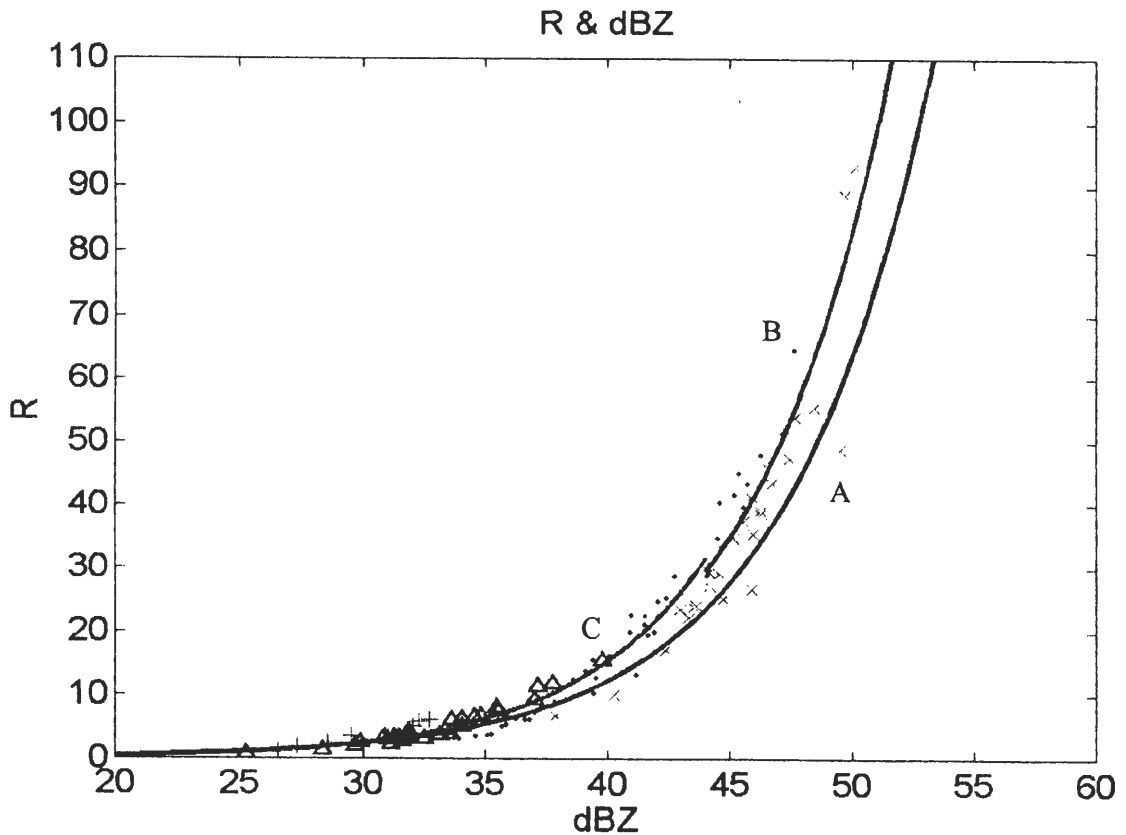


圖 16 $Z=300R^{1.4}$ (線段 A) 及修正之 Z-R 關係式的曲線 ($Z=268.9R^{1.34}$: 線段 B, $Z=302.6R^{1.28}$: 線段 C) 比較。

以雨滴譜儀計算的理想回波 Z_d 帶入 (13) 式，來估計降雨率 $R_{300R^{1.4}}$ ，並與雨滴譜儀觀測的降雨量 R_d 比較，將 (13) 式對應不同回波強度所估計的降雨率 $R_{300R^{1.4}}$ ，以曲線來表示，並加上雨滴譜儀實際觀測面觀測的降雨率 R_d ，如圖 16，從圖中可以看到，估計的降雨率 $R_{300R^{1.4}}$ 沿著實際地面觀測降雨率 R_d 的下緣 (A 線段)，表示降雨率 $R_{300R^{1.4}}$ 會低估於雨滴譜儀所觀測到的降雨率 R_d ，尤其是降雨率大時，但是從圖 16 中可以看到，若將 Z-R 關係式向上修正，將使估計的降雨率不會一致偏向低估，而對時間積分後，因為高估和低估相抵消的結果，累積降雨率的正確性將提高

(三) 修正 Z-R 關係式之係數 A、b

針對 2001 年納莉颱風侵台期間的資料，我們希望藉由雨滴譜儀的資料，求得其較佳之 Z-R 關係式係數 A、b，而從 12 小時雨滴粒徑分布資料分析發現，降雨率小於 15mm/hr 時，其雨滴粒徑分布的變化相當的大，因此其 Z-R 關係式的係數 A、b 變化相當的大，故降雨率小於 15mm/hr 的資料不列入計算，並以回波強度 (Z_d) 44dBZ 為門檻值，分別計算其 Z-R 關係式的係數 A、b 並做平均，得到兩組 Z-R 關係式的係數 A、b，44dBZ 以上其係數 A、b 分別為 268.9 和 1.34，即 (14) 式，44dBZ 以下其係數 A、b 分別為 302.6 和 1.28，即 (15) 式，將 (14) 式、

$$Z = 268.9R^{1.34} \quad - (14)$$

$$Z = 302.6R^{1.28} \quad - (15)$$

(15) 式與 (13) 式以及觀測資料放在一起，如圖 16，其中 B 為 (14) 式，C 為 (15) 式，A 為 (13) 式，B、C 曲線相較於 A 向上修正了一些，並不會落在真實資料的下緣，但仍有高、

低估的情形，接著把修正的係數 A、b 帶入 12 小時的回波強度 Z_d 資料，分別計算 12 小時的累積降雨量：雨滴譜儀觀測累積雨量為 210.24mm，修正 Z-R 關係式所估計的累積降雨量為 213.03mm， $Z=300R^{1.4}$ 所估計的累積降雨量為 172.34mm，從以上的結果發現，修正 Z-R 關係式的確在累積降雨量的表現較 $Z=300R^{1.4}$ 更接近觀測值，而 $Z=300R^{1.4}$ 則嚴重的低估累積降雨量。

以回波強度區分為兩個 Z-R 關係式的結果在累積雨量的部分相當不錯，但雨滴粒徑分布變化使瞬時降雨率仍掌握的不好。假設可得到中值體積直徑 D_0 在空間上的分布，便可以將 Z-R 關係式依不同中值體積直徑 D_0 來分類，提升估計降雨率的準確度。因此同樣以 12 小時資料為例，10mm/hr 以下的資料不採用，以中值體積直徑 D_0 來區分 Z-R 關係式，共分為三類 Z-R 關係式： D_0 小於 0.15cm 時，為 (16) 式， D_0 大於 0.15cm，小於 1.75mm，為 (17) 式， D_0 大於 0.175cm 時，為 (18) 式，接著以雨滴粒徑分布計算的回波強度 Z_d 帶入 (16)、(17)、(18) 式，

$$Z = 268R^{1.25} \quad - (16)$$

$$Z = 279R^{1.29} \quad - (17)$$

$$Z = 302R^{1.34} \quad - (18)$$

計算降雨率，而其 12 小時的累積降雨量為 217.03mm，與雨滴譜儀觀測的累積降雨量 210.24mm 相當接近。由於累積降雨量並不能表現出瞬時降雨率的誤差，因此以誤差絕對值 (19) 式來表現瞬時降雨量估計的誤差，其結果發現：以中值體

$$Differ = |Rain_{distrometer} - Rain_{Z-R}| \quad - (19)$$

積直徑 D_0 來區分的 Z-R 關係式 ((16)、(17)、(18) 式) 的累積誤差為 25.4mm，以回波強度區分為兩個 Z-R 關係式 ((14)、(15) 式) 的降雨量累積誤差為 28.6mm，而 $Z = 300R^{1.4}$ 的降雨量累積誤差為 46.1mm，從以上的結果發現，以中值體積直徑 D_0 來區分的 Z-R 關係式 ((16)、(17)、(18) 式) 的確在瞬時降雨率的部分有較好的結果。

以上的分析均以雨滴譜儀的地面資料為主，但在真實的情形下，雷達所提供的回波強度 Z_{Radar} ，與雨滴譜儀所計算的回波強度 Z_d 有差異，因此利用氣象局五分山 WSR-88D 都卜勒雷達，在納莉颱風侵台期間的資料，對雷達觀測回波強度 Z_{Radar} ，與雨滴譜儀所觀測的回波強度 Z_d 進行比較。由於雷達站位於海拔約 700 公尺高，加上其掃描策略的最低仰角約 0.5 度，而中央大學的雨滴譜儀位於雷達站的 259 度方位角，距離約 60.5 公里，因此最低的波束在中央大學的上方約 1.75 公里。故將雷達站所提供的回波強度 Z_{Radar} 作空間的平均，以降低水平平移所造成的誤差，左右及上下各取 1 公里，共 9 個點直接平均其回波強度。

四、雷達觀測與地面觀測之差異

(一) 雷達觀測與地面觀測回波之比較

九月十六日

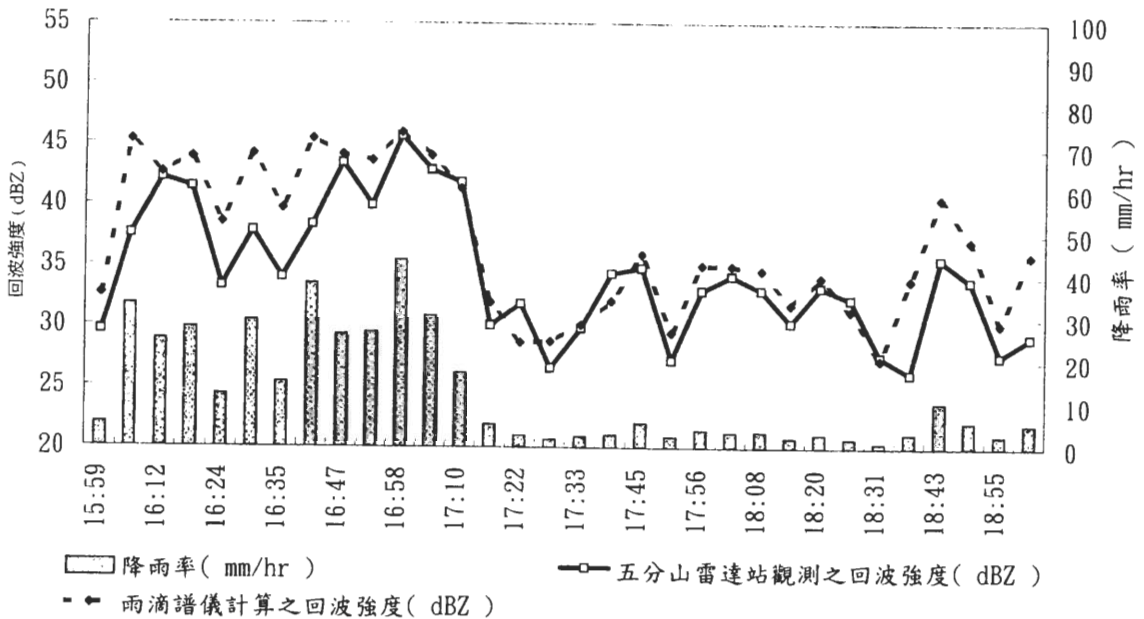


圖 17 九月十六日，15：59 到 19：00 (UTC)，五分山雷達站觀測之回波強度 (實線：dBZ) 和雨滴粒徑分布計算之回波強度 (虛線：dBZ) 及其對應之降雨率 (直條圖：mm/hr)。

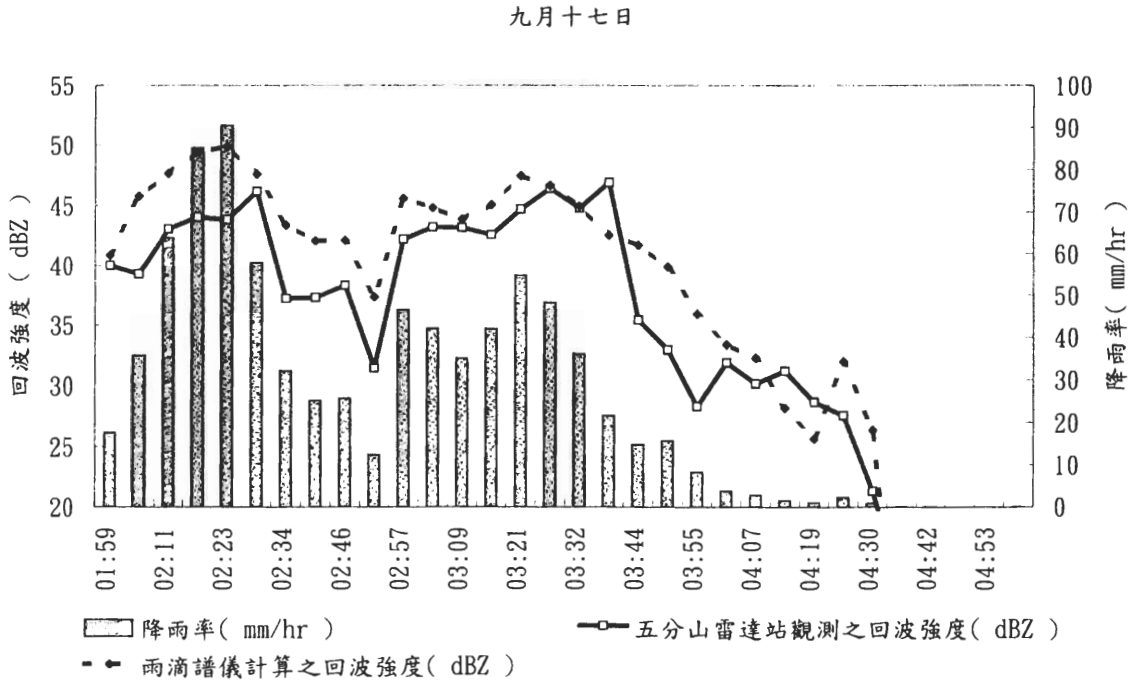


圖 18 九月十七日，01：59 到 04：59 (UTC)，五分山雷達站觀測之回波強度 (實線：dBZ) 和雨滴粒徑分布計算之回波強度 (虛線：dBZ) 及其對應之降雨率 (直條圖：mm/hr)。

九月十六日 15：59 到 19：00 (UTC) 及九月十七日 01：59 到 04：59 (UTC) 的雷達回波強度 Z_{Radar} 與雨滴粒徑分布計算的回波強度 Z_d 關係圖 17、18，圖中可看到兩者有不錯的一致性，尤其在降雨率較小的時段，例如九月十六日的 17：22 到 18：31 之間，雷達回波強度 Z_{Radar} 與雨滴粒徑分布計算的回波強度 Z_d 兩者之間的差值相當小，約 1dBZ，且相當同步，但降雨率大的時段，例如九月十七日的 01：59 到 03：21，其兩者之間的差異約 4 到 5dBZ，但大體而言，雷達回波強度 Z_{Radar} 似乎略低於雨滴粒徑分布計算的回波強度 Z_d ，表示雷達可能有低估回波強度的情形，而低估的程度從 1dBZ 到 5dBZ 不等。

為了解雷達觀測回波強度低估的情形，從降雨率與低估回波強度的關係來討論，如圖 19，從圖中可看到大部分的資料落在零值線的左半邊 (負值區)，表示大部分的資料屬於雷達回波強度 Z_{Radar} 低於雨滴粒徑分布計算的回波強度 Z_d ，最大約低估 7dBZ，而高估的情形也有發生，但高估的情形大多發生在降雨率小於 20mm/hr 以下，且比例相對較低，而當降雨率小於 10mm/hr 時，兩者之間的差異相對較大，且差異的範圍從 -7dBZ 到 +5dBZ，若將降雨率小於 10mm/hr 較無規則的資料去除後，平均兩者之間的差異，發現平均而言低估約 3.3dBZ，與 Ulbrich (1998) 對 WSR-88D 雷達，利用統計方法和一個層狀降

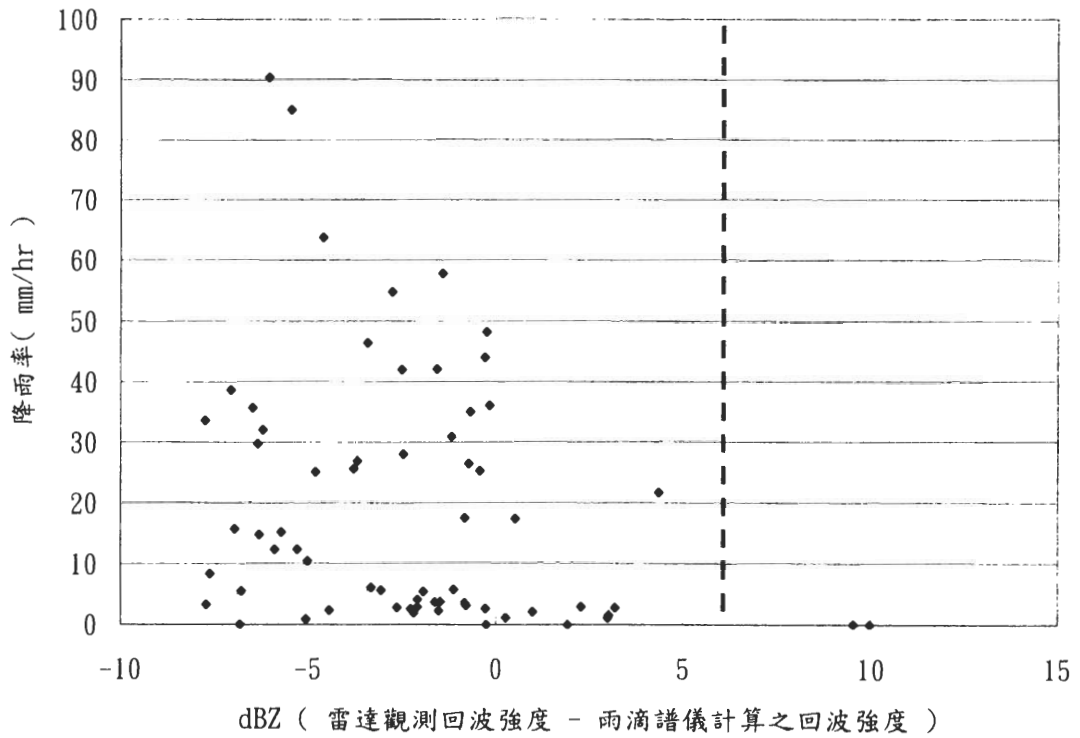


圖 19 五分山雷達站觀測之回波強度和雨滴粒徑分布計算之回波強度之差值 $dBZ(Radar-N(D))$ ，及其對應之雨滴溥儀觀測之降雨率(mm/hr)。

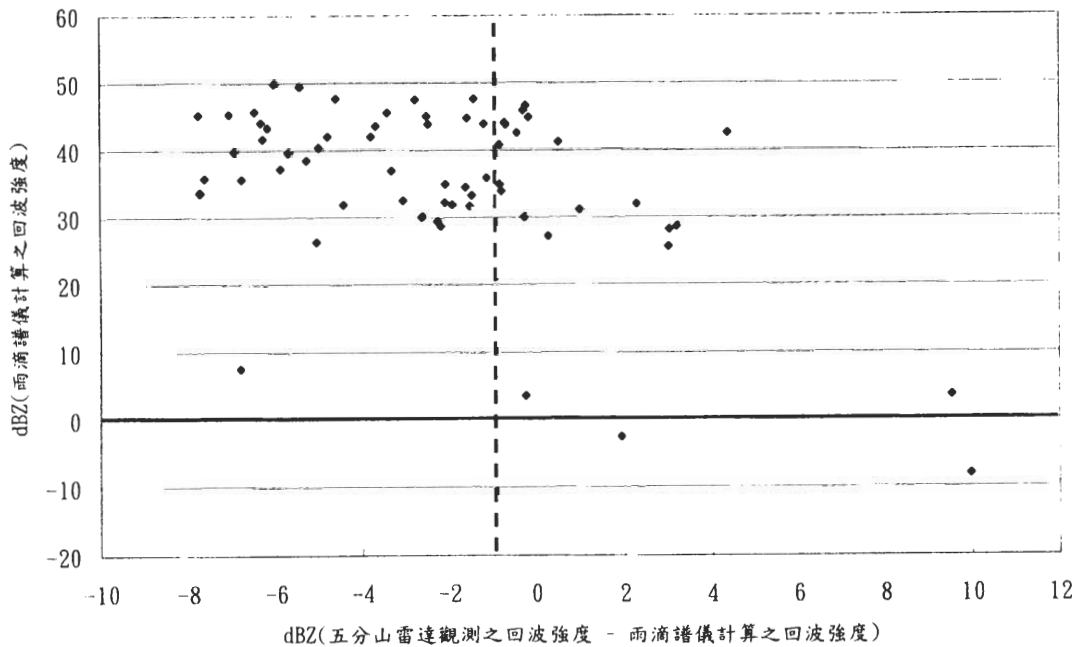


圖 20 五分山雷達站觀測之回波強度和雨滴粒徑分布計算之回波強度之差值 $dBZ(Radar-N(D))$ ，及其對應之雨滴粒徑分布計算之回波強度 $dBZ(N(D))$ 。

水的個案，發現雷達低估約 3.5dBZ 的結果相當接近；而雨滴粒徑分布計算的回波強度 Z_d 和低估回波強度的關係圖（圖 20），其分布似乎向左上角傾斜，即雨滴粒徑分布計算的回波強度 Z_d 越大，則雷達低估回波強度的情形越嚴重，因此推估其可能原因為雷達觀測的回波強度 Z_{Radar} 是解析體積（re -solution volume）的平均值，因此在平均區域中回波越局部，或是中央大學上方正好位於回波梯度帶的邊緣時，則低估的情形越嚴重。此納莉颱風侵台期間的個案中，五分山雷達站所觀測之回波強度，與中央大學雨滴譜儀所計算之回波強度之差異與 Ulbrich（1998）的結果相當相近，但是否通用於往後的個案，將有賴後續的研究。

雷達觀測低估的情形須從水平和垂直分布兩者一起討論，但在納莉颱風侵台期間的個案分析中，在雲物理與雲動力的交互作用無法分離的情況下，很難定量或定性的描述雷達觀測回波強度低估的情形，因為水平的風場會嚴重的影響回波的垂直變化，因此當雷達觀測回波強度低估時，可能是本身垂直變化所造成，亦可能水平風場幅合所帶來較多的水滴分布，而造成高低兩層回波的差距。但整體來看低估的情形是普遍的，且從前面統計的結果發現，雷達大多會低估 3.3dBZ 左右，因此嘗試以 3.0dBZ 為修正值，來檢驗雷達估計降水與地面觀測降水的差距。

（二）雷達估計與地面測站 降雨率比較

選取位在中央氣象局五分山雷達站掃描範圍內的自動雨量站，利用自動雨量站提供的每小時降雨率，選取九月十六日 14:00 到 19:00(UTC)，作為地面觀測的真實降雨率（Ground

Truth），每小時一筆的資料與雷達估計的降雨率比較。而由於五分山雷達站為都卜勒雷達，僅能提供徑向風、回波強度，而無法提供雨滴粒徑分布的資訊，因此只能用回波強度分兩組公式的方法，即（14）、（15）式，利用五分山雷達站的回波強度 Z_{Radar} 資料來估計降雨率，比較修正後的 Z-R 關係式，再帶入雷達觀測回波以及將回波修正 3.0dBZ 兩者的表現，並以 $Z=300R^{1.4}$ 且不修正回波作為對照組，如圖 21，九月十六日 16:00 到 17:00(UTC)，分別以不修正回波強度，修正之 Z-R 關係式、修正回波 3.0dBZ，修正之 Z-R 關係式、不修正回波強度，用 $Z=300R^{1.4}$ 來討論，從圖 21 中可看到，修正後的 Z-R 關係式在不修正回波的情況下，估計的降雨量要比 $Z=300R^{1.4}$ 好很多，尤其在降雨量較大的地方，修正之 Z-R 關係式較接近測站觀測值，但雷達估計的降雨量與地面觀測的降雨量比較仍略低，於是根據之前雷達觀測回波強度約低估 3.3 dBZ 的結果，將所有的回波強度加上 3.0dBZ，修正後的回波帶入修正後的 Z-R 關係式計算降雨量則有明顯的改善，與地面觀測值得結果相當接近。接著在空間上取一範圍，從 25.02°N 到 25.17°N 和從 121.4°E 到 121.7°E，將範圍內的測站降雨量、不修正回波以修正 Z-R 關係式及 $Z=300R^{1.4}$ ，修正回波以修正 Z-R 關係式所計算的降雨量，共四種結果討論，從表 1 可看到修正回波以修正後的 Z-R 關係式計算的結果明顯要比其他兩個要好很多，平均誤差約只有 10%，但若用 $Z=300R^{1.4}$ 且不修正回波的情況，約有 39%的誤差。

五、結論與展望

雨滴粒徑分布可用 Gamma 分布的係數 N_0 、

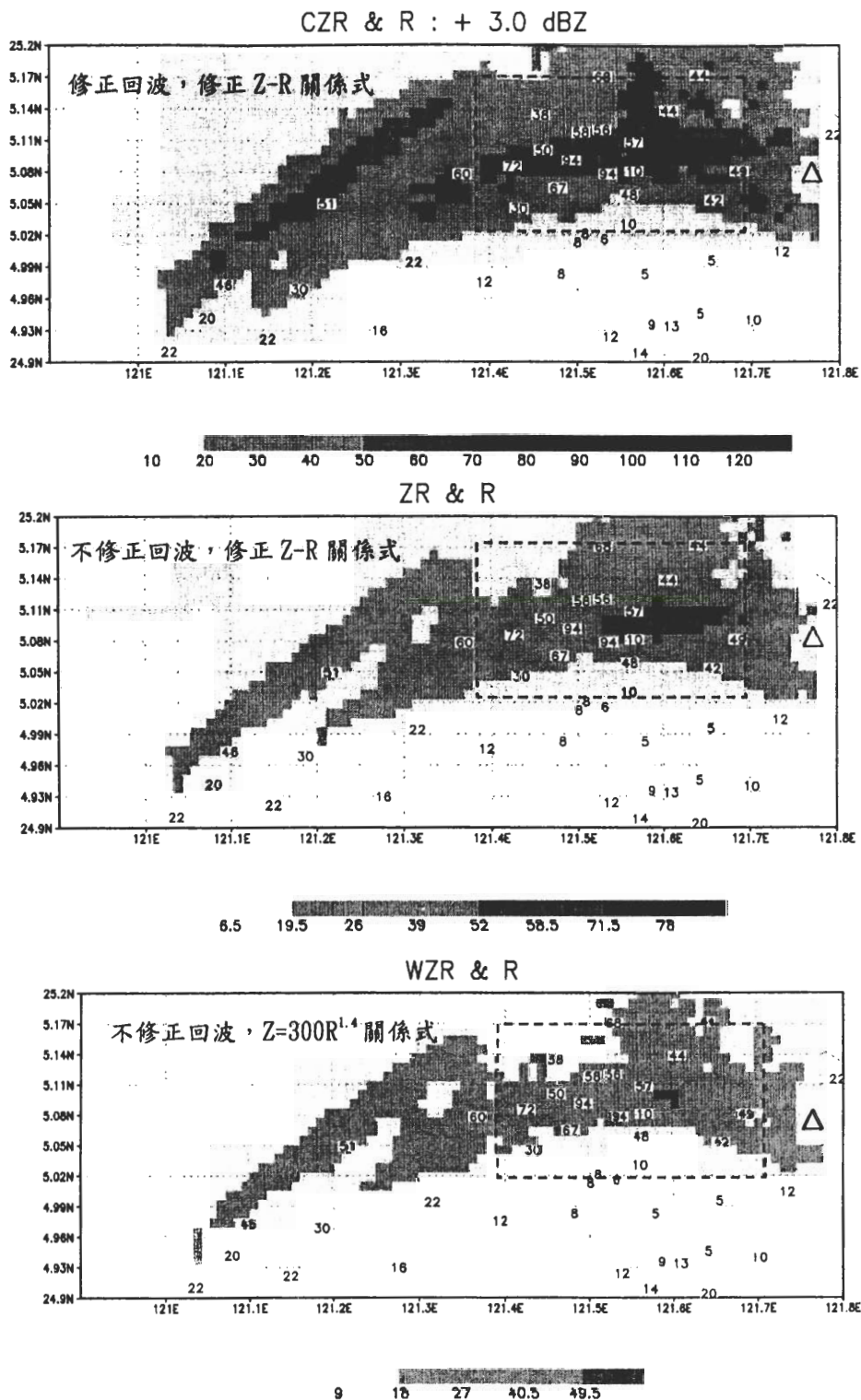


圖 21 九月十六日 16:00 到 17:00 (UTC)，地面測站觀測之降雨量 (數字)，與雷達站觀測之回波估計之降雨量 (陰影)，虛框為計算平均降雨率時之區域；三角形表示五分山雷達站之位置。

表一 九月十六日，14：00 到 19：00 之自動雨量站一小時累積降雨量與雷達估計之累積降雨量，及其平均誤差。

九月十六日	測站	修正之 Z-R 關係式 (不修正回波)	修正之 Z-R 關係式 (修正回波)	$Z = 300R^{1.4}$ (不修正回波)
14:00 ~ 15:00	38.0 mm	15.0 mm	23.9 mm	11.6 mm
15:00 ~ 16:00	38.0 mm	17.4 mm	30.7 mm	14.8 mm
16:00 ~ 17:00	48.5 mm	29.9 mm	45.5 mm	21.9 mm
17:00 ~ 18:00	15.8 mm	11.2 mm	14.7 mm	7.2 mm
18:00 ~ 19:00	5.1 mm	4.1 mm	6.5 mm	3.3 mm
平均誤差	X	25 %	10 %	39 %

Λ 、 m 來描述其變化。從納莉颱風侵台期間資料分析的結果發現，降雨率增大時，雨滴粒徑分布會向大雨滴延伸，即 Λ 值減小，小雨滴的部分也會增加，即 m 值變小，而降雨率減小則有相反的情形，且降雨率越小雨滴粒徑分布的變化越大，反而降雨率大時雨滴粒徑分布較趨於一致。利用雨滴粒徑分布擬合的 Gamma 分布係數 N_0 、 Λ 、 m ，直接計算 Z-R 關係式係數 A 、 b ，當降雨率小於 15mm/hr 時，係數 A 、 b 的變異性相當的大，隨著降雨量的增加，係數 A 有減小且漸趨於一致的趨勢，係數 b 則相反。

若利用計算的係數 A 、 b ，44dBZ 為分界，平均出的兩組 Z-R 關係式，可降低了估計累積降雨量的誤差，但其表現仍比以中值體積直徑 D_0 區分的 Z-R 關係式差，因為只有中值體積直徑能表現出雨滴粒徑分布的變化，是偏向小雨滴或是大雨滴。而從雨滴譜儀計算的回波強度 Z_d 與降雨率 R_d 的關係發現，若利用中值體積

直徑 D_0 來代表雨滴粒徑分布偏向大雨滴的程度，即中值體積直徑 D_0 。大表示有較偏向大雨滴的雨滴粒徑分布，則可區分出相同降雨率，雨滴粒徑分布偏向大雨滴時，其回波強度較強，即 D_0 較大，雨滴粒徑分布偏向小雨滴時，其回波強度較弱，即 D_0 較小。

而雷達觀測回波強度 Z_{Radar} 與雨滴粒徑分布計算的回波強度 Z_d 的比較，發現雷達觀測回波強度 Z_{Radar} 在納莉颱風侵台期間的個案中，有低估的情形發生，而由於水平平移作用與垂直變化無法分離的情況下的情形下，我們無法定量地討論回波強度垂直上的變化，但統計上分析得知，雷達站所提供的回波強度資料大約低估 3.3dBZ，藉由修正回波強度（加上 3.0 dBZ），並帶入以回波強度區分兩組的修正 Z-R 關係式，所估計的一小時累積降雨量，與地面測站比對後，平均誤差約只有 10%，且其無論在空間分布或是定性定量上，都有不錯的結果。

未來希望能將雨滴譜儀移到距離五分山雷達觀測回波較接近的地方，期進一步了解雷達觀測回波低估的情形，並了解回波低估的情形與雷達距離的關係，並累積更多個案資料，以了解其結果是否只是單一的個案。而未來中央大學的偏極化雷達換裝完成後，可觀測更多的降雨積分參數，例如： Z_{DR} 、 K_{DP} 、 Z_V 等，即可計算雨滴粒徑分布的三個 Gamma 分布係數 N_0 、 Λ 、 m 在空間上的分布，進一步了解雨滴粒徑分布在大氣中的分布變化，如此可提高定量降水估計的準確度。

由於本研究選取個案為納莉颱風侵台期間，因此所呈現的結果僅能代表納莉颱風個案的表現，但是雨滴粒徑分佈的高變化性，在不同的個案有不同的變化，使得我們的結果與其他個案，如 Tokay and Short (1995) 有些許的差異。因此未來需要針對其它各種不同季節、不同降水型態如：雷雨、冬天的降水、層狀降水、對流降水等，來討論雨滴粒徑分布及其變化的特性，比較各種不同型態降水其雨滴粒徑分布的差異，以了解不同降水型態之雨滴粒徑分布特性。

致 謝

感謝審查者寶貴的建議。本研究之經費支助來自於行政院國家科學委員會 NSC 90-2625-Z-008-002，以及 NSC 91-2111-M-008-054-AP5 專題計畫。

參考文獻

Atlas, D., and C. W. Ulbrich, 1977 : Path-and area-

integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band *J. Meteor.*, **16** 1322-1331

Tokay, A., and D. A. Short, 1995 : Evidence from Tropical Raindrop Spectra of the Origin of Rain from Stratiform versus Convection Cloud. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 355-371

Ulbrich, C. W., 1983 : Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution., *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1764-1774

Ulbrich, C. W., and D. Atlas, 1984 : Assessment of the Contribution of Differential Polarization to Improved Rainfall Measurements. *Radio Sci.*, **19**, 49-57.

Ulbrich, C. W., 1985 : The Effects of Drop Size Distribution Truncation on Rainfall integral Parameters and Empirical Relations. *J. Climate Appl. Meteor.*, **24**, 580-590

Ulbrich, C. W., and D. Atlas, 1997 : Rainfall Microphysics and Radar Properties : Analysis Method for Drop Size Spectra., *J. Appl. Meteor.* **37**, 912-923

Ulbrich, C. W., 1998 : Rainfall Measurement Error by WSR-88D Radars due to Variations in Z-R Law Parameters and the Radar Constant. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 1017-1024

Kozu, T., and K. Nakamura, 1991 : Rainfall parameter estimation from dual-radar measurements combining reflectivity profile and path-integrated attenuation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **8**, 259-271

Marshall, J. S., and W. M. K. Palmer, 1948 : The Distribution of Raindrop with Size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166

Nespor, V., W. F. Krajewski, and A. Kruger, 2000 : Wind-Induced Error of Raindrop Size Distribution Measurement Using a Two-Dimensional Video Disdrometer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 1483-1492

Pruppacher, H. R. and K. V. Beard, 1970 : A Wind tunnel investigation of the internal circulation and sharp of water drops falling at terminal velocity in air. *Quart. J.R:Met Soc.*, **96** 247-256

The 2d-video Distrometer Raindrop Size Distribution and Radar Rainfall Estimate in Typhoon Nari (2001) Case

Wei-Yu Chang Tai-Chi Chen Wang Pay-Liam Lin

Institute of Atmospheric Physics, National Central University

(Manuscript received 19 September 2002 ; in final form 25 July 2003)

ABSTRACT

The drop size distribution (DSD) has great variation in different types of rainfall condition. The DSD can also determine the different moment of rainfall integral parameters such as liquid water content (W), rainfall rate (R), reflectivity factor (Z), etc. Ulbrich (1981) suggest the DSD should be Gamma distribution: $N(D) = N_0 D^m \exp(-\Lambda D)$. Through the calculation of different moments of DSD, the coefficient N_0 , m , Λ of Gamma distribution were calculated. The relations of Z-R were also derived through the coefficient N_0 , m , Λ .

In Nari case, we had analyzed 12hrs data of distrometer. The analysis of N_0 , m , Λ indicated the smaller m , Λ are associated with larger rainfall rate. In the same time, the smaller Λ was associated with the heavier rainfall rate, and greater b associated with the lighter rainfall rate. In the statistics of these parameters in 12 hours, the coefficient m , Λ , b and A had the same tendency.

We also have applied the distrometer derived Z-R relations to the radar reflectivity. Before this calculation, the correlation between the distrometer derived reflectivity and the radar observed reflectivity was checked. During the heavy rain period, radar reflectivity was about 3.0 dBZ less than the distrometer. The smoothing in horizontal area and the difference of reflectivity between 1.75km and surface may both cause the underestimate. During the weak rainfall period there was very small difference between distrometer and radar. The area rainfall accumulation are quite satisfactory by using the distrometer derived Z-R relation and corrected radar reflectivity.

Key words : Distrometer, Raindrop size distribution, Z-R relations, Radar reflectivity.