

國立中央大學

大氣物理研究所
碩士論文

利用二維雨滴譜儀研究雨滴譜特性

指導教授：陳台琦 博士

研究生：林位總

中華民國九十三年六月



國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(93年5月最新修正版)

本授權書所授權之論文全文電子檔，為本人於國立中央大學，撰寫之碩/博士學位論文。(以下請擇一勾選)

同意 (立即開放)

同意 (一年後開放)，原因是：_____

同意 (二年後開放)，原因是：_____

不同意，原因是：_____

以非專屬、無償授權國立中央大學圖書館與國家圖書館，基於推動讀者間「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、公開陳列、與發行，或再授權他人以各種方法重製與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名：林位總

論文名稱：利用二維雨滴譜儀研究雨滴譜特性

指導教授姓名：陳台琦 博士

系所：大氣物理研究所 博士 碩士班

學號：91621012

日期：民國 93 年 6 月 23 日

備註：

1. 本授權書請填寫並親筆簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
2. 請加印一份單張之授權書，填寫並親筆簽名後，於辦理離校時交圖書館（以統一代轉寄給國家圖書館）。
3. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應依著作權法相關規定辦理。

摘要

由於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。本研究利用中央大學二維雨滴譜儀 (2d-video disdrometer) 2001 及 2002 年資料進行分析，分別針對 Gamma DSD 與 Normalized Gamma DSD 的雨滴譜參數進行討論，在雨滴粒徑分布經過標準化 (normalize) 後，可以得到一參數 N_w ，其性質與 Gamma 參數 N_0 相似，同為控制雨滴個數多寡的參數，但 N_w 比 N_0 較具物理意義。

另外，也針對兩年內梅雨季 (5、6 月) 及颱風季 (7~9 月) 的雨滴譜進行分析。分析結果顯示，在不同的季節中，其降雨的雨滴粒徑分布型態沒有明顯的差異。而在降雨個案之原始雨滴粒徑分布特性的探討中，在相同回波強度下，最大降雨及最小降雨的雨滴粒徑分布，在型態上有很大的差異性，其各雨滴譜參數 (例如 D_0 、 N_w) 的差異性也很大，最大降雨的雨滴粒徑分布曲線斜率較大 -A 類，最小降雨的雨滴粒徑分布曲線斜率較小 -B 類，並針對一連續時間降水的個案，進行雨滴譜分析，發現在一連續降水的事件中，其雨滴粒徑分布的型態不會長時間維持相同，而是在 A 類及 B 類間演變，並針對一連續時間降水的個案，進行雨滴譜分析，發現在一連續降水的事件中，其雨滴粒徑分布的型態不會長時間維持相同，而是在 A 類及 B 類間演變。

最後在驗證的結果顯示，雷達所觀測的回波強度會較雨滴譜儀所計算之回波強度低估許多，而使用雷達回波估計降雨，以修正後的回波強度，帶入修正後之 Z-R 關係式所估計的結果最佳，因此，雷達回波強度的修正對於降水估計是相當重要的，另外使用隨時間變化之 Z-R 關係式 (Real-Time) 所估計的累積雨量，也較使用平均的 Z-R 關係式正確。

致謝

時光飛逝，歲月如梭，兩年的研究生生活很快的過去了，想起兩年前抱著戒慎恐懼的心情來到中央，幸運地，上天讓我進入了雷達實驗室這個充滿溫暖的大家庭，而在這兩年中也讓我認識了許多不可多得的良師益友。

在這兩年裡，首先要感謝我的父母，有他們在我的背後支持我，才能順利完成本論文，另外也非常感謝我的指導教授陳台琦博士，在課業上孜孜不倦的教導我這個駑鈍的學生，時時刻刻鼓勵著我，而且也在老師身上學到了許多為人處世的道理；接著要感謝的是廖宇慶老師，不論是研究態度或是生活上的經驗，都讓我獲益匪淺；以及我的口試委員：林沛練老師、丘台光主任，在本論文上給予的指導及意見；另外要感謝氣象局的葉青青學姊在資料提供及處理上的幫忙；更要感謝：鍾高陞學長、章鶴群學長、江晉孝學長、雅茹、忠瑋、致穎、柏榮及舜華，在課業與程式上的協助，讓我的研究之路輕鬆許多；接著也要感謝其他同學及學弟妹：小飛、阿誠、黎阿宏、小敏、正直、凱天、呂胖、小原、正峰、耀仁、思瑩、潔如、瑩穎、紀董、宜萍、志強、璋盛，你們讓我的研究生生涯更多采多姿；更感謝天霈的鼓勵，讓我能更有信心順利唸完研究所。

最後再次感謝與本篇論文相關的所有人，你們讓我有了更多美好的回憶，希望本篇論文可以對將來做這方面研究的人，能夠有實質上的幫助，有些許的貢獻。

目錄

摘要.....	i
致謝.....	ii
目錄.....	iii
圖表說明.....	v
第一章：緒論.....	1
1.1：前言.....	1
1.2：文獻回顧.....	1
1.3：研究方向.....	6
第二章：雨滴譜儀資料分析方法.....	7
2.1：雨滴譜儀的介紹.....	7
2.2：雨滴粒徑分布的計算.....	7
2.3：Gamma 分布的計算.....	10
2.4：Z-R 關係式 A、b 係數的推導.....	12
2.5：Normalized Gamma DSD 的計算.....	14
第三章：Gamma DSD 與 Normalized DSD 的分析.....	18
3.1：不分季節之 Gamma DSD 的參數特性.....	18
3.2：梅雨季與颱風季 Gamma DSD 的參數特性.....	20
3.3：Normalized Gamma DSD 的參數特性.....	23

第四章：雨滴粒徑分布特性的分析.....	25
4.1：原始雨滴粒徑分布特性分析.....	25
4.2：A 類與 B 類雨滴譜參數的比較.....	28
4.3：個案在連續時間之雨滴譜特性.....	30
4.4：偏極化雷達觀測雨滴譜參數.....	31
第五章：Z-R 公式估計降水之驗證.....	33
5.1：雷達資料處理.....	33
5.2：利用雷達回波估計降雨.....	34
5.2.1：回波強度分級.....	34
5.2.2：降雨率分級.....	35
5.2.3：Real-Time 之 Z-R 關係式.....	36
5.3：修正雷達回波的重要性.....	37
第六章：結論與未來展望.....	39
6.1：結論.....	39
6.2：未來展望.....	43
參考文獻.....	45
附圖.....	47
表.....	87

圖表說明

圖 1：中央大學二維雨滴譜儀。

圖 2：雨滴譜儀主機內部及其觀測示意圖。

圖 3：雨滴直徑與雨滴垂直落速(X 座標：mm，Y 座標：m/sec)，摘自張(2002)。

圖 4：修正前(實線)及理想垂直落速計算之雨滴粒徑分布(直條)。

圖 5：雨滴直徑與雨滴垂直落速，及理想垂直落速之曲線和修正門檻，摘自張(2002)。

圖 6：修正前雨滴粒徑分布計算之降雨率，及雨滴譜儀觀測之降雨率。

圖 7：修正後雨滴粒徑分布計算之降雨率，及雨滴譜儀觀測之降雨率。

圖 8：九月十六日，1600~1700(UTC)，每六分鐘一筆之雨滴粒徑分布。

圖 9：兩年不分季節的 R-Z 散布圖。橫軸-降雨率 R(mm/hr)，縱軸-回波強度 Z(dBZ)。

圖 10：兩年不分季節的 R- μ (上圖)及 R- σ (下圖)散布圖，橫軸-降雨率 R(mm/hr)，縱軸分別為參數 μ 與 σ 。

圖 11：兩年不分季節的 Z- μ (上圖)及 Z- σ (下圖)散布圖，橫軸-回波強度 Z(dBZ)，縱軸分別為參數 μ 與 σ 。

圖 12：兩年不分季節的 R-A(上圖)及 R-b(下圖)散布圖，橫軸-降雨率 R(mm/hr)，縱軸分別為係數 A 與 b。

圖 13：兩年不分季節的 Z-A(上圖)及 Z-b(下圖)散布圖，橫軸-回波強度 Z(dBZ)，縱軸分別為係數 A 與 b。

圖 14：兩年不分季節的 D_0 -R 散布圖(上圖)及 D_0 -Z 散布圖(下圖)，橫軸- D_0 (mm)，縱軸分別為降雨率 R(mm/hr)及回波強度 Z(dBZ)。

圖 15：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 R- μ 散布圖，橫軸-降雨率 R(mm/hr)，縱軸-參數 μ 。

圖 16：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 R- σ 散布圖，橫軸-降雨率

$R(\text{mm/hr})$ ，縱軸-參數 μ 。

圖 17：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 $Z-\mu$ 散布圖，橫軸-回波強度 $Z(\text{dBZ})$ ，縱軸-參數 μ 。

圖 18：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 $Z-$ 散布圖，橫軸-回波強度 $Z(\text{dBZ})$ ，縱軸-參數 μ 。

圖 19：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 $R-A$ 散布圖，橫軸-降雨率 $R(\text{mm/hr})$ ，縱軸-係數 A 。

圖 20：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 $R-b$ 散布圖，橫軸-降雨率 $R(\text{mm/hr})$ ，縱軸-係數 b 。

圖 21：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 $Z-A$ 散布圖，橫軸-回波強度 $Z(\text{dBZ})$ ，縱軸-係數 A 。

圖 22：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 $Z-b$ 散布圖，橫軸-回波強度 $Z(\text{dBZ})$ ，縱軸-係數 b 。

圖 23：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 D_0-R 散布圖，橫軸- $D_0(\text{mm})$ ，縱軸-降雨率 $R(\text{mm/hr})$ 。

圖 24：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 $m-$ 散布圖，橫軸- $D_0(\text{mm})$ ，縱軸-回波強度 $Z(\text{dBZ})$ 。

圖 25：降雨率 R 與 $\log_{10}(N_w)$ 的散布圖，橫軸-降雨率 $R(\text{mm/hr})$ ，縱軸- $\log_{10}(N_w)$ 。

圖 26：係數 $a(N_w)^{1-b}$ 與 $\log_{10}(N_w)$ 的散布圖，橫軸-係數 $a(N_w)^{1-b}$ ，縱軸- $\log_{10}(N_w)$ 。

圖 27：中值體積直徑 D_0 與 $\log_{10}(N_w)$ 的散布圖，橫軸- $D_0(\text{mm})$ ，縱軸- $\log_{10}(N_w)$ 。

圖 28：納莉颱風 2001 年 9 月 17 日全天的雨滴粒徑分布。

圖 29：納莉颱風 2001 年 9 月 17 日 $\frac{N(D)}{N_w} - \frac{D}{D_0}$ 散布圖。

圖 30：經過 normalize 後的降雨率 R 及回波強度 Z 之分布圖，橫軸- R/N_w ，縱軸- Z/N_w 。

- 圖 31: 上圖-為回波強度 49dBZ 以上降雨事件的雨滴粒徑分布, A 類(冷色系), B 類(暖色系)。下圖-為兩年不季節之 R-Z 分布圖, 綠色圓圈為回波強度 49dBZ 以上之降雨率端點值, 棕色圓圈為 45~47dBZ 之降雨率端點值。
- 圖 32: 25~49dBZ, 2dBZ 為一區間, 個案之雨滴粒徑分布(取回波區間內最大、中度及最小降雨個案)。
- 圖 33: 回波強度 25dBZ 以上 A 類的雨滴粒徑分布(顏色區間代表不同的回波區間)。
- 圖 34: 回波強度 25dBZ 以上 B 類的雨滴粒徑分布(顏色區間代表不同的回波區間)。
- 圖 35: 回波強度 25dBZ 以上 A 類與 B 類的 R-Z 散布圖。
- 圖 36: 回波強度 25dBZ 以上 A 類與 B 類的 $D_0 - R$ 散布圖。
- 圖 37: 回波強度 25dBZ 以上 A 類與 B 類的 $D_0 - Z$ 散布圖。
- 圖 38: 25dBZ 以上 A 類及 B 類雨滴譜參數之散布圖。
- 圖 39: 為 2002 年 5 月 31 日的梅雨個案連續時間之雨滴粒徑分布, 分別為 0600-0700UTC(上圖)及 0700-0800UTC(下圖)。
- 圖 40: 2002 年 5 月 31 日梅雨個案 0600-0800UTC 之雨滴譜參數分布(正方形-A 類、三角形-B 類、線條-梅雨個案)。
- 圖 41: 納莉颱風 2001 年 9 月 17 日 0100UTC-0300UTC 之雨滴譜參數分布(正方形-A 類、三角形-B 類、直線-納莉颱風個案)。
- 圖 42: 各降雨區間內(橫軸), 個案依降雨程度發生之次數統計(縱軸), (長條圖-發生次數、折線-百分比%)。
- 圖 43: Z_{DR} 及 $10\log(Z_{HH}/N_0)$ 與 間的關係圖, 摘自 Zhang (2001)。
- 圖 44: μ 與 Λ 在高降雨率時的關係式, 摘自 Zhang (2001)。
- 圖 45: 平均中央大學上方, 由中央氣象局五分山雷達站觀測之回波強度的 9 個點。(摘自張(2002))
- 圖 46: 五分山雷達站觀測之回波強度及其對應之雨滴粒徑分布計算

之回波強度。(摘自張(2002))

圖 47：五分山雷達站觀測之回波強度及雨滴粒徑分布計算之回波強度之差值，及其對應之雨滴譜儀觀測之降雨率。(摘自張(2002))

圖 48：納莉颱風 9 月 16 日 14：00 到 15：00 (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(彩色陰影)，圖中三角形為五分山雷達位置。

圖 49：納莉颱風 9 月 16 日 15：00 到 16：00 (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(彩色陰影)，圖中三角形為五分山雷達位置。

圖 50：納莉颱風 9 月 16 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(彩色陰影)，圖中三角形為五分山雷達位置。

圖 51：納莉颱風 9 月 16 日 17：00 到 18：00 (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(彩色陰影)，圖中三角形為五分山雷達位置。

圖 52：降雨率分級後之 Z-R 公式使用區域的劃分。

圖 53：2003 年 8 月 13 日，時間為 local time。14:56 ~ 16:01 中大雷達回波值 五分山雷達 QPESUMS 回波值與南港站一維雨滴譜儀回波值之比較。

圖 54：五分山雷達站觀測之回波強度及雨滴粒徑分布計算之回波強度之差值，及其對應之雨滴譜儀觀測之降雨率(納莉颱風 2001 年 9 月 16 日 1400 到 1800UTC)。

圖 55：五分山雷達站觀測之回波強度及雨滴粒徑分布計算之回波強度之差值，及其對應之雨滴譜儀觀測之降雨率(梅雨個案)。

圖 56：2003 年 6 月 18 日，00:06 ~ 01:48(GMT time)。中大雷達回波值與中大站二維雨滴譜儀回波值之比較。

表一：各個降雨積分參數(P)，及其係數 ρ 、 a_p 。

表二：梅雨季及颱風季使用降雨率分級，係數 A、b 的變異性。

表三：梅雨季及颱風季使用回波強度分級，係數 A、b 的變異性。

表四：回波強度 49dBZ 以上的降雨事件之雨滴譜參數表。

表五：2001 年 9 月 16 日，14：00 到 18：00 (UTC) 每一小時共四個小時的地面測站平均降雨量，及雷達估計之降雨量(使用回波強度分級後之 Z-R 公式)。

表六：2001 年 9 月 16 日，14：00 到 18：00 (UTC) 每一小時共四個小時的地面測站平均降雨量，及雷達估計之降雨量(使用降雨率分級後之 Z-R 公式)。

表七：2001 年 9 月 16 日，14：00 到 18：00 (UTC) 每一小時共四個小時的地面測站平均降雨量，及雷達估計之降雨量(使用 real-time 之 Z-R 公式)。

第一章 緒論

1.1 前言

降水與民生息息相關，一個準確的降水估計，可以提供農業發展、經濟、交通、防災及防洪良好的資訊。對於人口稠密及過度開發的地區，短時間的豪雨或長時間的連續性降雨，常會造成重大的災害，因此，在預報上，降水估計的準確性更顯的重要。

傳統上，經常利用雷達回波強度 Z_{radar} 來估計降水，首先利用大量的雷達回波與地面降水資料，再經由統計方法，找出雷達回波與降雨率的關係式，也就是 Z-R 關係式 ($Z = AR^b$)，接著再藉由觀測所得的雷達回波強度換算成降雨率。但是由於雨滴粒徑分佈 (Raindrop Size Distribution: DSD) 的變化性太大，相同的回波強度，所對應之降雨率範圍很大，所以無法找出雷達回波與地面降水一對一的關係式，因此，找出適當的 Z-R 關係式來估計降水，確實有其困難度。因此，希望藉由雨滴譜儀的觀測資料，進行 Gamma 雨滴粒徑分布的分析，計算出 Gamma 參數及各個降雨積分參數，討論其微雲物理結構，並找出適當的 Z-R 關係式，配合雷達資料，進行降水的估計。

1.2 文獻回顧

Marshall & Palmer (1948) 首先提出指數型態分布的雨滴粒徑分布， N_0 為常數 $8000 (mm^{-1}m^{-3})$ ， $\Lambda (mm^{-1})$ 則為降雨率的函數，但指數分布之雨滴粒徑分布在描述小雨滴及大雨滴的部分，與真實觀測資料比較，會有描述不佳的情況發生，反應不出雨滴粒徑分布的多變

性。然而 Waldvogel (1974) & Donnadieu (1982) 指出隨著降雨型態的改變， N_0 也會有很大或突然的改變，這個情況便可說明 Marshall & Palmer 提出的指數分布，其中 N_0 為常數，會產生一定的誤差。故 Ulbrich & Atlas (1984) 提出了一個修正後的雨滴粒徑分布型態，其雨滴粒徑分布為 Gamma 分布的型態，再藉由 Kozi & Nakamura (1991) 所提出的方法，透過 gamma function 以及三個雨滴粒徑分布計算之降雨參數，利用消去法來計算，可求得 Gamma 分布的三個參數 N_0 、 Λ 、 μ ，此時的雨滴粒徑分布由原本的雙參數指數分布，改為三參數的 Gamma 分布，以修正指數分布在大雨滴及小雨滴上的表現，而且利用此三參數重建後的雨滴粒徑分布 $N(D)_g$ 與觀測的雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ 相當一致；而 Tokay & Short (1996) 利用上述方法，對熱帶地區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 、 μ 均偏向大值(約 4.26×10^5 、6.8、8.9)，而當降雨率較小時(小於 1 mm/hr)， N_0 、 Λ 、 μ 均偏小(約 5.29×10^3 、4.7、1.7)。

而 Testud & Stephane (2001) 指出，雨滴粒徑分布可以表現出水氣凝結成雨滴的雲微物理過程，而且由微波遙測、主動的(氣象雷達)或被動的(微波輻射計)對降雨的定量分析，會受到雨滴粒徑分布特徵變化的影響。在 Tokay et al. (2001) 的研究中指出撞擊式雨滴譜儀 (JWD) 和光學式雨滴譜儀 (2DVD) 皆會低估降雨總量，且撞擊式雨滴譜儀低估的情形比光學式雨滴譜儀要來的嚴重；比較兩儀器間的雨滴粒徑分佈，發現在光學式雨滴譜儀中，降雨率小於 20mm/h 的小雨滴和撞擊式雨滴譜儀的分佈類似，而降雨率大於 20mm/h，可

看出小雨滴和大雨滴的 spectra 和撞擊式雨滴譜儀有明顯的不同；由 gamma 的雨滴粒徑分佈函數可看出，所有參數在光學式雨滴譜儀的值幾乎都大於撞擊式雨滴譜儀，原因是光學式雨滴譜儀會觀測到較多中等大小雨滴的影響。

Ulbrich (1983)藉由雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ 的計算，可以計算各個降雨積分參數(Integral Rainfall Parameters; P)，其中對應的各個降雨積分參數及其係數，可由表 1 對應得知：Nt 代表總雨滴個數、 W (gm^{-3})代表的是液態水含量(Liquid Water Content)、 R (mm/hr)代表的是降雨率、 Z (mm^6m^{-3})代表的是回波強度。而在 Atlas et al. (1984)的研究中指出，當降雨是由許多終端落速較低的小雨滴組成時，此時的液態水含量會比在相同降雨率下，擁有較大雨滴落速的大雨滴的降雨來的高，而回波強度卻會較低；另外 Tokay & Short (1996)指出，由於雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ 在不同的降水型態，會有偏向大雨滴或小雨滴不同情形的發生，因此相同的回波強度會對應到不同的降雨率，此結果與前述 Atlas et al. (1984)的研究結果有異曲同工之處，因此會造成雷達回波強度估計降雨率時，有高估或低估的情形發生；另外發現在相同降雨率下，對流性降雨會有較多的小雨滴，而層狀性降雨會有較多的大雨滴。因此有許多研究開始著重在解釋層狀性降雨有大雨滴的特性。Huggel et al. (1996)指出在地面所觀測到的大雨滴與一個強大亮帶 (bright band) 有關。根據 Stewart et al. (1984)指出觀察自層狀性降雨區域的亮帶，其上之聚合作用 (aggregation) 會產生大的雨滴。而在 Testud & Stephane (2001)的研究指出，一個參數 N_0^* 在層狀降雨及對流性降雨間有明顯的差異

性，其 N_0^* 分別為 $2.2 \times 10^6 \text{ m}^{-4}$ （層狀降雨）及 $2 \times 10^7 \text{ m}^{-4}$ （對流性降雨）；在對流性降雨中，其質量權重平均直徑 (D_m) 會明顯的隨降雨率增加而增大，但是 N_0^* 與降雨率便沒有這樣的關係。

傳統求 Z-R 關係式的方法為使用大量的雷達與地面觀測資料，找出雷達回波強度 (Z_{radar}) 與地面降水之間的相關性，進而推導雷達回波與地面降水之間的關係式，Ulbrich(1983)指出，使用 Gamma 分布計算出來描述雨滴粒徑分布的三個參數 N_0 、 Λ 、 μ ，可以用來計算 Z-R 關係式中的係數 A、b，經由以上的過程，可以了解到係數 A、b，與降雨率大小及雨滴粒徑分布的關係。在 Tokay & Short (1996) 的研究指出，由雨滴譜儀資料所得到的 Z-R 關係式，在熱帶西太平洋對流性降雨有較低的 intercept(A) 值和較高的 exponent(b) 值，而層狀降雨則相反；不同型態的降雨，使用不同的 Z-R 關係式來估計降雨，將會促進從雷達回波場估計液態水含量及降雨率；而使用單一的 Z-R 關係式，則會低估了在激烈降雨中的液態水含量及降雨率，換句話說，便會高估了在層狀降雨中的液態水含量及降雨率。而 Maki et al. (2001) 指出雨滴粒徑分布在對流性降及層狀降雨間，有明顯的不同，對流性降雨與層狀降雨的 Z-R 關係式，也有明顯的差異，在相同的 b 值下，層狀降雨的 A 值會比對流性降雨的 A 值大；Z-M 關係式中的 A 值也有類似的趨勢。

而在 Illingworth & Blackman (2002) 的研究中指出，使用一個 normalized function 描述雨滴粒徑分布，此時，Z-R 關係式中的 b 值不再是 μ 的函數，而 N_0 也不再和 μ 有關係，而且 N_0 、 D_0 及 μ 為獨立的參數，可以描述雨滴的貢獻度、平均大小。Bringi & Chandrasekar

(2001)指出可以透過一個 normalize 的方法，將回波強度(Z)及降雨率(R)利用一個“intercept”參數 N_w ($mm^{-1}m^{-3}$) normalize，可以得到一個新的 Z - R 關係式，其中的係數 b 為常數，而另一個係數 aN_w^{1-b} 會隨著 N_w 的變化而改變，而其中的 a 值為 Gamma 參數 μ 的函數，但隨著參數 μ 的變化改變並不大，幾乎可視為常數。張(2002)利用納莉(Nari)颱風期間 12 小時的資料做分析，發現當降雨率增大時，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 μ 值變小，而降雨率減小時則有相反的情形，但降雨率越小，標準差越大，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； b 則與降雨量成正比(1.2 到 1.4 之間)， A 的分部則和 N_0 、 Λ 、 μ 相似(約 200 到 400 之間)；而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} 似乎會系統性的低估約 3.0 dBZ。

偏極化雷達的觀測對於雨滴大小、形狀及生成能有清楚的描述，而且可以提供雨滴粒徑分布、canting angle distribution 和降雨率的資訊。Zhang(2001)假設雨滴粒徑分布為 Gamma 分布，而其三個控制參數可由偏極化雷達觀測所得之 Z_{HH} (reflectivity)、 Z_{DR} (differential reflectivity)及由雨滴譜儀觀測推導之 μ - Λ 關係式，發現所求得之 N_0 、 Λ 、 μ 有許多特徵：較大(較小)的 μ 對應較窄(寬廣)的雨滴粒徑分布；較大(較小)的 Λ 對應到較小(較大)的中值體積直徑(MVD)和較窄(較寬廣)的雨滴粒徑分布，而其中值體積直徑的估計比指數型態分布中值體積直徑的估計會較佳。而在 Illingworth & Blackman (2002)的研究中指出，偏極化雷達的技術

相對於傳統的都卜勒雷達，可以提供額外的參數，像是 Z_{DR} (differential reflectivity) 及 K_{DP} (phase shift)，使用這些額外的資訊來估計降雨的結果，會比單獨使用回波強度(Z)估計降雨的結果佳。

1.3 研究方向

首先將 2001 及 2002 年雨滴譜儀的資料，計算出雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ ，進一步計算每一組雨滴粒徑分布的 Gamma 分布的參數，並進一步藉由 Bringi & Chandrasekar (2001) 所提出的 Normalize Gamma DSD 的方法，將 Gamma 分布進行標準化(Normalize)，接著針對 Gamma 分布、Normalize Gamma DSD 以及原始粒徑分布，探討其雨滴譜儀參數的特性。接著將資料分類成兩個不同的降雨型態—梅雨季(5 月、6 月)及颱風季，探討其雨滴粒徑分布的特徵為何；然後計算每一組雨滴粒徑分布對應之 Z-R 關係式中的係數 A、b，分析 A、b 在不同降雨型態下的表現，而後針對不同的降雨型態利用降雨率及回波不同等級做分類，分析 Z-R 公式的多變性。最後探討偏極化雷達參數與雨滴譜儀參數的關係，以及使用雷達資料估計降水的驗證。

第二章 雨滴譜儀資料分析方法

2.1 雨滴譜儀的介紹

資料來源為中央大學二維雨滴譜儀(2d-video disdrometer) (圖 1)，其觀測原理為光學掃描，在觀測主機內部裝有兩台互相垂直且高度不同可以發射出光束的 camera，如圖 2，當雨滴落下到光束的範圍 (約 10 cm × 10 cm) 內時，雨滴會遮住光束，接收器將會紀錄遮斷的長度，可以得到雨滴的形狀及雨滴直徑，另外藉由兩個不同高度的光束，紀錄雨滴通過兩個高度的時間差，可以計算出雨滴的垂直落速。因此由雨滴譜儀將其觀測到的資料進行計算，可獲得的資訊是每一個雨滴的等體積直徑 (D_i) 及垂直落速 (V_i)。接著藉由以上兩個變數，計算雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ ，以及由雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ 所計算之地面回波強度 Z_d 、降雨率 R_d 等其他降雨積分參數。

2.2 雨滴粒徑分布的計算

雨滴粒徑分布的形態可以表現出凝結的水氣轉換成雨的物理過程，雨滴粒徑分布也是目前雷達氣象主要的問題之一，因為雨滴粒徑分布支配著雷達回波跟降雨率之間的關係，因此近年來有不少這方面的研究，Marshall & Palmer (1948) 首先提出指數型態分布的雨滴粒徑分布，公式表示為(1)式， $N(D)$ 為單位體積單位直徑間距的雨滴個

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (1)$$

數， N_0 為常數 $8000 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ ， Λ 則為降雨率的函數 ($\Lambda = 4.1R^{-0.21}$)

rain parameter)時，計算的結果會有相當大的差異。

因此，在計算上為了避免使用到品質不佳的垂直落速而造成誤差，故使用張(2001)的方法來修正雨滴的垂直落速，當垂直落速偏離理想的曲線 ($V_i(D)=17.67D^{0.67}$)太遠時，如果偏離超過 1.0 mm/sec，就用理想的垂直落速取代，如圖 5：圖中實線 A 為理想垂直落速 ($V_i(D)=17.67D^{0.67}$)，上下兩條實線 B、C 分別為誤差正負 1.0 mm/sec，因此在 B、C 兩條線以外的資料均修正到理想曲線 A 上。圖 6 為雨滴譜儀所觀測之降雨率 R_{2d} 及未修正終端落速之 $N(D)_d$ 所計算出來的降雨率 R_d ，從圖 6 可以看到假如未修正太大或太小的終端落速所計算出來的降雨率，在某些時段，會比雨滴譜儀所觀測到之降雨率高上許多；而圖 7 為雨滴譜儀所觀測之降雨率 R_{2d} 及修正終端落速後之 $N(D)_d$ 所計算出來之降雨率 R_d ，從圖 7 可以看到修正垂直落速後計算出來之降雨率 R_d 有明顯的改善。

接著利用觀測資料，將不佳的垂直落速修正後，計算雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ ，使用的資料來源為 2001 及 2002 年期間中央大學與滴譜儀，時間間隔取六分鐘，取六分鐘的目的是為了將來與雷達資料配合，因為五份山雷達的掃描策略為六分鐘一個體積掃描 (Volume Scan)，而且取六分鐘有對時間平滑的效果。利用雨滴譜儀的資料，透過(3)式計算 2001 及 2002 年兩年的雨滴粒徑分布，雖然雨滴譜儀提供的是解析度 0.01 mm 的等體積直徑資料，但為了方便分析雨滴粒徑分布，在(3)式中的 dD 取 0.25 mm，總共有 10 組時段的資料，其結果如圖 8，直條代表雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ ($m^{-3}cm^{-1}$)，再配合圖 7 來看，

從圖中可明顯看到，隨著降雨率的增減，雨滴粒徑分布也會隨著變化，但不僅僅是雨滴總個數的增減，雨滴粒徑分布的形狀也不同。雖然我們可以直接由雨滴粒徑分布看到降雨率的變化，但我們希望能藉由其他方法能更客觀的描述，以便分析雨滴粒徑分布的變化，因此將雨滴粒徑分布擬合到一個 Gamma 分布的形式，即(2)式，並利用 Gamma 分布的三個係數 N_0 、 Λ 、 μ 來描述雨滴粒徑分布。

2.3 Gamma 分布的計算

由雨滴譜儀的觀測資料計算得到雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ 後，利用 Kozi & Nakamura(1991)的方法，把觀測的雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ 擬合到 Gamma 分布，也就是(2)式中的係數 N_0 ($cm^{-1-\mu}m^{-3}$)、 Λ (cm^{-1})及 μ (無因次)，其方法如下：將(2)式帶入(4)式，再透過 gamma function，也就是(5)式，經簡化可得(6)式，其代表不同的降雨積分參數，利用

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

$$\Gamma(\nu) = \int_0^{\infty} x^{\nu-1} e^{-x} dx = \frac{\Gamma(\nu)}{\Lambda^{\nu}} \quad (5)$$

$$M_x = N_0 \frac{\Gamma(x + \mu + 1)}{\Lambda^{x + \mu + 1}} \quad (6)$$

雨滴譜儀的資料($N(D)_d$)帶入(4)式，則可計算 M_3 、 M_4 及 M_6 ，並令(7)式由 M_3 、 M_4 及 M_6 組成，將(6)式代入(7)式移項化簡，可得(8)、

$$G = \frac{M_4^3}{M_3^2 M_6} \quad (7)$$

(9)、(10)式，再把雨滴譜儀的資料($N(D)_d$)代入(4)式計算 M_3 、 M_4

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

$$\Lambda = \frac{(\mu + 4)M_3}{M_4} \quad (9)$$

$$N_0 = \frac{\Lambda^{\mu+4} M_3}{\Gamma(\mu+4)} \quad (10)$$

及 M_6 的結果代入(7)式，經由(7)式計算的結果，則可藉由(8)、(9)、(10)式計算每一組雨滴粒徑分布的 Gamma 分布之三個參數 N_0 、 Λ 、 μ 。由三個參數所組成的雨滴粒徑 Gamma 分布函數 $N(D)_g$ ，則可用來代表原來觀測到的雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ 型態。

為了方便以後的討論，另外定義一個參數：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，其所含有的液態水含量，會相等最小到最大所有雨滴所含的液態水含量的一半，其數學式可以表示成(11)式，其意義代表當降雨

$$\int_{D_{\min}}^{D_0} D^3 N(D) dD = \frac{1}{2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 N(D) dD \quad (11)$$

量相同時， D_0 較大代表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，其計算方式除了直接由雨滴粒徑分布資料來計算，在 Ulbrich (1983) 以數學推導發現，當 D_{\max} 趨近於無窮大時， D_0 可以寫成(12)式，因此利用(8)、

$$\Lambda D_0 = 3.67 + \mu \quad (12)$$

(9)、(10)式計算出 N_0 、 Λ 、 μ 後，即可利用(12)式來計算 D_0 。

在張(2001)的研究結果指出 Gamma 分布的三個係數 N_0 、 Λ 、 μ 的確可以很好而客觀的描述雨滴粒徑分布，且藉由對雨滴粒徑分布的了解，以及其降雨率之間的關係，有助於對 Z-R 關係式的了解。

2.4 Z-R 關係式 A、b 係數的推導

傳統上，求 Z-R 關係式的做法不外乎使用大量的雷達與地面測站資料，找出雷達回波(Z_{radar})與地面降水之間的關係，進而推導雷達回波與地面降水之間的關係式，再由雷達回波來估計降水，但此方法的缺點為：大量的資料只能求得一組 Z-R 關係式，但降雨的型態卻有很多，例如層狀降雨的範圍較廣，而對流性降雨卻較為劇烈，雨滴粒徑分布的情形也會有所不同，因此無法討論 Z-R 關係是在不同降雨型態的變化，且雷達與地面觀測的解析度與空間上的位置不相同，會增加計算上的不確定性，以中央氣象局五分山雷達為例，其回波距地面最少 1 公里。本文先利用雨滴譜儀所觀測的雨滴粒徑分布，計算出每一個時段的降雨率(R_d)及回波強度(Z_d)，而且利用雨滴粒徑分布，更可以直接計算每個時段之 Z-R 關係式的係數 A、b，因此可以針對不同降雨率及降雨型態(雨滴粒徑分布)，來討論係數 A、b 的變化。

而 Z-R 關係式的係數 A、b 的求法，可以利用 Uibrich (1983)提出的方法，可以藉由 Gamma 分布型態的三個係數 N_0 、 Λ 、 μ ，直接計算出來，此方法可以對每一組雨滴粒徑分布計算出一組係數，因此可以有許多組係數來分析，方法如下：將 Gamma 分布(2)式代入降雨積分參數(13)式，我們可以得到(14)式，其中積分的部分為 gamma

$$P = a_p \int_0^{\infty} D^p N(D)_a dD \quad (13)$$

function，可以利用(5)式處理，因此(14)式可以改寫為(15)式，再把(12)式代入(15)式，可以得到(16)式，(16)式即為化簡後的降雨積

$$P = a_p N_0 \int_0^{\infty} D^{p+\mu} \exp(-\Lambda D) dD \quad (14)$$

$$P = a_p N_0 \left[\frac{1}{\Lambda^{p+\mu+1}} \right] \Gamma(p + \mu + 1) \quad (15)$$

$$P = a_p \frac{\Gamma(p + \mu + 1)}{(3.67 + \mu)^{p+\mu+1}} N_0 D_0^{p+\mu+1} \quad (16)$$

分參數，而 P 所對應的降雨積分參數以及係數 p 、 a_p ，由表一可以得知，當 p 代入 6 和 3.67 時，則 P 分別表示 Z_g (Gamma 分布之回波強度)、 R_g (Gamma 分布之降雨率)，則可以得到(17)、(18)式，將(17)、(18)

$$Z_g = 10^6 \frac{\Gamma(6 + \mu + 1)}{(3.67 + \mu)^{6+\mu+1}} N_0 D_0^{6+\mu+1} \quad (17)$$

$$R_g = 33.31 \frac{\Gamma(3.67 + \mu + 1)}{(3.67 + \mu)^{3.67+\mu+1}} N_0 D_0^{3.67+\mu+1} \quad (18)$$

式合併消去 D_0 ，則可以得到(19)、(20)、(21)式，因此利用之前的

$$Z = AR^b \quad (19)$$

$$A = \frac{10^6 \Gamma(6 + \mu + 1) N_0^{1-b}}{[33.31 \Gamma(3.67 + \mu + 1)]^b} \quad (20)$$

$$b = \frac{6 + \mu + 1}{3.67 + \mu + 1} \quad (21)$$

方法計算出雨滴粒徑分布的三個係數 N_0 、 Λ 、 μ 後，就可以將 N_0 、 Λ 、 μ 帶入(20)、(21)式，分別計算出每一組雨滴粒徑分布的 Z-R 關係式係數 A、b。

另外有一點要特別注意，計算雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ 時，雨滴直徑單位的選取，若使用 mm 做為雨滴直徑單位，則 $N(D)_d$ 的單位會由原本的 $cm^{-1}m^{-3}$ 變成 $mm^{-1}m^{-3}$ ，因此不同單位的雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ 在數值上會相差十倍(使用單位 cm 的雨滴粒徑分布為使用單位 mm 的十倍)，但是即使使用不同的單位的雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ 相差十倍，在計算降雨積分參數(回波強度 Z、降雨率 R)時，則不會受到單位的影響而有不同的結果，另外，三個 Gamma 分布參數 N_0 、 Λ 、 μ 中，除了 μ 是無

因次化的參數外， N_0 、 Λ 在計算上也會受到不同的單位的雨滴粒徑分布 $N(D)_d$ 的影響而會有不同的單位，參數 Λ 因為單位由 cm^{-1} 改為 mm^{-1} ，因此當雨滴直徑單位為 mm 時， Λ 值會小十分之一，而 N_0 的單位由 $cm^{-1-\mu}m^{-3}$ 改為 $mm^{-1-\mu}m^{-3}$ ，其差異則會更大且較為複雜，因為其單位與參數 μ 交錯在一起，故使用上要特別小心。

2.5 Normalized Gamma DSD 的計算

前面提到了 Gamma 分布三參數 N_0 、 Λ 、 μ 的算法，而此三參數也可以很好而客觀的描述雨滴粒徑分布，但是其中的 N_0 參數本身的特点卻很難定義，雖然在 Λ 、 μ 相同的情況下， N_0 可代表雨滴個數的總量，但由於在觀測的情況下，資料間彼此的 Λ 、 μ 值並不會相同，因此 N_0 在比較上就顯的較不方便，也就比較不具有物理性質。因此，便想再藉由其他形式的雨滴粒徑分布來做討論，於是對先前介紹的 Gamma 分布進行 Normalize 的動作，利用 Bringi & Chandrasekar (2001) 提出的方法，對 Gamma 雨滴粒徑分布而言，(2)式可以利用(12)式寫成另一個表示式，如(22)式，這邊需要注意的是，這個部分的計

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp\left[-(3.67 + \mu) \frac{D}{D_0}\right] \quad (22)$$

算所使用的直徑單位是 mm ，另外，定義液態水含量 W (gm^{-3})，如(23)

$$W = 10^{-3} \frac{\pi \rho_w N_0 \Gamma(\mu + 4)}{6 (3.67 + \mu)^{\mu+4}} D_0^{\mu+4} \quad (23)$$

式，其中液態水密度 $\rho_w = 1 g cm^{-3}$ ，利用(22)、(23)式，則 normalized $N(D)$ 可以表示成 Willis(1984) 的形式，如(24)式，經過移項化簡，可以得到(25)式，在這邊定義一個“intercept”參數 N_w ($mm^{-1}m^{-3}$)，

$$N_{norm}(D) = \left(\frac{\rho_w D_0^4}{10^3 W}\right) N(D) \quad (24)$$

$$= \frac{6}{\pi} \frac{(3.67 + \mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \left(\frac{D}{D_0}\right)^\mu \exp\left[-(3.67 + \mu)\frac{D}{D_0}\right]$$

$$N(D) = \frac{6W10^3}{\pi\rho_w D_0^4} \frac{(3.67 + \mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \left(\frac{D}{D_0}\right)^\mu \exp\left[-(3.67 + \mu)\frac{D}{D_0}\right] \quad (25)$$

$$= \frac{6W10^3}{\pi\rho_w D_0^4} \frac{(3.67)^4}{(3.67)^4} \frac{(3.67 + \mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \left(\frac{D}{D_0}\right)^\mu \exp\left[-(3.67 + \mu)\frac{D}{D_0}\right]$$

如(26)式，及一個無因次的參數 $f(\mu)$ ，如(27)式，當 $\mu=0$ 時，則

$$N_w = \frac{(3.67)^4}{\pi\rho_w} \left(\frac{10^3 W}{D_0^4}\right) \quad (26)$$

$$f(\mu) = \frac{6}{(3.67)^4} \frac{(3.67 + \mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \quad (27)$$

$f(\mu)=1$ ，則最後(25)式可化簡為(28)式，在(22)式中的 N_0 ，也可以被表示為(29)式。在此 N_w 與 N_0 同為控制雨滴總數多寡的一個參數，

$$N(D) = N_w f(\mu) \left(\frac{D}{D_0}\right)^\mu \exp\left[-(3.67 + \mu)\frac{D}{D_0}\right] \quad (28)$$

$$N_0 = N_w f(\mu) D_0^{-\mu} \quad (29)$$

但不同的是 N_0 的單位 ($mm^{-1-\mu} m^{-3}$) 會受到參數 μ 的影響，反觀 N_w 擁有一個較為簡單的單位 ($mm^{-1} m^{-3}$)，不受參數 μ 的影響，這樣一來， N_w 會比 N_0 來的容易定義，因此 N_w 可以較方便的描述雨滴粒徑分布的性質。因此，經由觀測資料，可以計算出 N_0 、 Λ 、 μ 三參數，而液態水含量(W)及中值體積直徑(D_0)便可以利用 N_0 、 Λ 、 μ 計算得到，再透過(26)、(27)式的計算，可以得到 N_w 及 $f(\mu)$ ，再將計算得到的 D_0 、 N_w 及 $f(\mu)$ ，配合觀測資料，代入(28)式，便可以得到雨滴粒徑

分布 $N(D)$ 。

接著已知降雨積分參數回波強度 $Z(mm^6 m^{-3})$ 、降雨率 $R(mmh^{-1})$ 可以表示為(30)、(31)式，此處終端落速使用 Gunn & Kinzer (1949)： $V(D) = 3.78D^{0.67}$ ，接著假設雨滴為球狀，可以將(30)、(31)式，配合

$$Z = N_0 D^\mu \int_0^\infty D^6 \exp(-\Lambda D) dD \quad (30)$$

$$R = (0.6 \times 10^{-3} \pi) N_0 D^\mu \int_0^\infty V(D) D^3 \exp(-\Lambda D) dD \quad (31)$$

(12)及(29)式，改寫為(32)、(33)式的形式，接著可以將(32)、(33)

$$\begin{aligned} Z &= N_w f(\mu) D_0^{-\mu} \int_0^\infty D^{6+\mu} \exp\left[-(3.67 + \mu) \frac{D}{D_0}\right] dD \\ &= N_w f(\mu) \Gamma(7 + \mu) \frac{D_0^7}{(3.67 + \mu)^{7+\mu}} \end{aligned} \quad (32)$$

$$\begin{aligned} R &= (0.6 \times 10^{-3} \pi) (3.78) N_w f(\mu) D_0^{-\mu} \int_0^\infty D^{3.67+\mu} \exp\left[-(3.67 + \mu) \frac{D}{D_0}\right] dD \\ &= (0.6 \times 10^{-3} \pi) (3.78) N_w f(\mu) \Gamma(4.67 + \mu) \frac{D_0^{4.67}}{(3.67 + \mu)^{4.67+\mu}} \end{aligned} \quad (33)$$

式移項簡化為(34)、(35)式，然後將(34)、(35)式合併，可以得到(36)

$$\frac{Z}{N_w} = F_z(\mu) D_0^7 \quad (34)$$

$$\frac{R}{N_w} = F_R(\mu) D_0^{4.67} \quad (35)$$

此時，

$$\begin{aligned} F_z(\mu) &= \frac{f(\mu) \Gamma(7 + \mu)}{(3.67 + \mu)^{7+\mu}} \\ F_R(\mu) &= (0.6 \times 10^{-3} \pi) (3.78) f(\mu) \frac{\Gamma(4.67 + \mu)}{(3.67 + \mu)^{4.67+\mu}} \end{aligned}$$

式，因此當回波強度(Z)及降雨率(R)被 N_w normalize 後，可以表示為(36)式，其取 log 後的圖形分布，將會有一條斜率為常數的直線

$$\frac{Z}{N_w} = \frac{F_Z(\mu)}{[F_R(\mu)]^{7/4.67}} \left(\frac{R}{N_w} \right)^{7/4.67} \quad (36)$$

及一個與 μ 相關的“intercept”，但此“intercept”值，隨著 μ 的改變，變化並不大，然而(36)式，亦可以寫成(37)或(38)式的 Z-R

$$\frac{Z}{N_w} = a \left(\frac{R}{N_w} \right)^b \quad (37)$$

$$Z = a(N_w)^{1-b} R^b \quad (38)$$

關係式，因此，針對一個 Marshall-Palmer 雨滴粒徑分布($\mu=0$)來說，在(28)式中， N_w 值為 $8000 \text{ mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ ，而在(38)式中，當 $b=7/4.67 \approx 1.5$ 時，則乘法因子 $aN_w^{1-b} \approx 237$ 。然而，在新的 Z-R 關係式(亦即(38)式)中， a 幾乎為常數，而 b 也為一個常數，所以乘法因子(aN_w^{1-b})的變化，可以說是 N_w 的變化，在(26)式中顯示 N_w 會受到液態水含量 W 及中值體積直徑 D_0 的影響，所以在相同液態水含量下， D_0 越小， N_w 值會越大，再配合(38)式，由於 a 與 b 幾乎為常數，所以在相同的回波強度下， N_w 越大，所求得之降雨率 R 也會越大。

以上便是本篇論文的分析方法，而所有資料的分析結果，將在下一章做詳細的討論。

第三章 Gamma DSD 與 Normalized DSD 的分析

3.1 不分季節之 Gamma DSD 的參數特性

為了瞭解雨滴譜儀參數 N_0 、 μ 、 Λ 、 D_0 、 Z 、 R 彼此之間的特性，因此透過前面一章 2.2、2.3 及 2.4 所介紹的方法，針對 2001 及 2002 年共 24 個月的資料進行分析，資料分析間隔選擇每 6 分鐘一筆，跟五份山每六分鐘一次體積掃描的雷達資料做比對，由於在降雨率過小的情況，其雨滴粒徑分布的形狀會很奇怪，為了增加分析的準確度，因此將降雨率小於 1mm/hr 的資料去除掉。

首先針對兩年不分季的雨滴譜資料進行分析，並對各雨滴譜儀參數做彼此間的散布圖(scatter diagram)，圖 9 為兩年不分季節的 R-Z 散布圖，縱軸為回波強度 Z (dBZ)，橫軸為降雨率 R (mm/hr)，圖中顯示在相同的回波強度 Z 下，可以對應到很多不同的降雨率 R ，而在相同的降雨率 R 下，亦可對應到很多不同的回波強度 Z ，而在強回波時，所對應到的降雨率分布範圍很寬，差距可以很大，在弱回波時，所對應到的降雨率分布範圍較強回波時小，差距較小，因此可以看出 Z-R 關係式的多變性，無法找到一組一對一的 Z-R 關係式。

圖 10 為兩年不分季節的 R- μ (上圖)及 R- Λ (下圖)散布圖，縱軸分別為 μ 跟 Λ (mm^{-1})，橫軸為降雨率 R (mm/hr)，從圖中可以發現，在降雨率 5 mm/hr 以下時， μ 跟 Λ 的分布範圍相當廣，分別是 0~21 及 2~36，並且隨著降雨率的增大， μ 跟 Λ 的值有逐漸變小的趨勢，

這個特性與張(2002)分析納莉颱風個案有相同結果。圖 11 為兩年不分季節的 $Z-\mu$ (上圖)及 $Z-\Lambda$ (下圖)散布圖，縱軸為分別 μ 跟 Λ (mm^{-1})，橫軸為回波強度 Z (dBZ)，從圖中不難發現相對於 $R-\mu$ 及 $R-\Lambda$ 散布圖，回波強度 Z 與 μ 及 Λ 之間較無規則性，關係較不明確，但其中 Λ 值會隨著回波強度的增強有變小的趨勢，但整體的分布範圍還是很廣，因此由 μ 跟 Λ 的大小也無法確定回波強度 Z 。

為了得知 $Z-R$ 公式中的係數 A 及係數 b ，隨著降雨率 R 及回波強度 Z 改變的變異性，圖 12 為兩年不分季節的 $R-A$ (上圖)及 $R-\Lambda$ (下圖)散布圖，縱軸分別為 A 跟 b ，橫軸為降雨率 R (mm/hr)，圖 11 為兩年不分季節的 $Z-A$ (上圖)及 $Z-b$ (下圖)散布圖，縱軸分別為 A 跟 b ，橫軸為降雨率 Z (dBZ)，從圖 12 中可以發現在降雨率較小時， A 值跟 b 值的分布範圍也是很廣，與 $R-\mu$ 及 $R-\Lambda$ 有類似的情況，而圖中 A 值在降雨率大於 60 mm/hr 會突然變小很多， b 值則會隨著降雨率的增加，有越趨一致的情形，在降雨率大於 80 mm/hr 後，會維持在 1.4 左右。而從圖 13 可以發現 $Z-A$ 及 $Z-b$ 的分布情況，與 $Z-\mu$ 及 $Z-\Lambda$ 的分布情況相似，同樣的相對於 $R-A$ 及 $R-\Lambda$ 而言較無規則可循，關係較不明確，但其中 A 值會隨著回波強度的增強有變小的趨勢，但整體的分布範圍還是很廣。

圖 14 為兩年不分季節的 D_0-R (上圖)及 D_0-Z (下圖)散布圖，縱軸為降雨率 R (mm/hr)跟回波強度 Z (dBZ)，橫軸為中值體積直徑 D_0 (mm)，從兩張圖中可以發現 D_0 與 R 、 Z 的關係並不很明確，在 D_0-R (上圖)中，可以看出 D_0 隨著回波強度增大，有隨之增大的情形，但在

降雨率較大時($R > 60 \text{ mm/hr}$ ，紅色圓圈)， D_0 值反而會變小，約為 1.7 mm ，同樣的在 D_0 - Z (下圖)中，亦可看出 D_0 隨著降雨率增大而變大的情形，雖然可以看到 D_0 有隨著 R 、 Z 增強而變大的情形，但是我們從圖中可以發現，在相同的回波強度 Z 下， D_0 所對應的降雨率 R 範圍很寬，而在相同的降雨率下， D_0 所對應的回強度 Z 範圍也很寬，因此無法找到一對一的 D_0 - R 及 D_0 - Z ，但整體上的一致性較前者佳，因此使用降雨率對雨滴譜參數的區分性較回波強度佳。

針對上述的分析，可以發現使用降雨率 R 來描述雨滴譜參數，會比使用回波強度 Z 描述的效果好，而且也發現使用兩年不分季節資料的分析結果，有許多與張(2001)使用納莉颱風個案分析的結果類似，當降雨率增大時，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 μ 值變小，而降雨率減小時則有相反的情形，但 Tokay & Short(1996)的研究指出降雨率較大時(大於 20 mm/hr)， N_0 、 μ 、 Λ 均偏向大值，當降雨率較小時(小於 1 mm/hr)， N_0 、 μ 、 Λ 均偏向小值，此結果與本研究不同，可能原因為選取的個案不同或環境地形上的影響，但真正原因有待進一步的探討。

3.2 梅雨季與颱風季 Gamma DSD 的參數特性

為了探討在不同降雨機制下的雨滴粒徑分布特徵，本研究將上述兩年的雨滴譜儀資料，分為梅雨季(5、6 月)與颱風季(7、8、9 月)做分析，由於使用的雨滴譜儀資料，為位在北台灣中央大學的二維雨滴譜儀，資料選擇 2001 及 2002 年，對於北台灣有較大影響的三個颱風—

納莉颱風(2001年9月16日~9月17日)、桃芝颱風(2001年7月30日)以及納克莉颱風(2002年7月9日~7月10日),同樣的資料分析時間間隔為6分鐘一筆。

圖 15 為梅雨季 (上圖)及颱風季 (下圖)的 $R-\mu$ 散布圖,縱軸為 μ ,橫軸為降雨率 R (mm/hr),圖 16 為梅雨季 (上圖)及颱風季 (下圖)的 $R-\Lambda$ 散布圖,縱軸為 Λ (mm^{-1}),橫軸為 R (mm/hr),從圖中可以發現,梅雨季及颱風季與兩年不分季的 $R-\mu$ 及 $R-\Lambda$ 分布情況相似,在降雨率小於 5 mm/hr 時,其 μ 跟 Λ 的分布相當廣,梅雨季 Λ 的極值較颱風季大,大約 30 mm^{-1} ,颱風季 Λ 極值大約 25 mm^{-1} ,而 μ 跟 Λ 均隨著降雨率增大有減小的趨勢,逐漸趨於一致。圖 17 及圖 18 分別為梅雨季及颱風季的 $Z-\mu$ 與 $Z-\Lambda$ 散布圖,從圖中亦可發現,兩者的分布情況也相當類似,由於在 3.1 節提到回波強度 Z 對於 μ 跟 Λ 分布的描述不佳,而這裡也有相同的情況,因此不多加討論。

在前面的 3.1 節提到兩年不分季節的 $R-A$ 散布圖中,顯示 A 值在降雨率大於 60 mm/hr 以上時,會有一個突然變小的情形,而圖 19 為梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 $R-A$ 散布圖,縱軸為 A ,橫軸為降雨率 R (mm/hr),圖中顯示無論在梅雨季或是颱風季,其 A 值在降雨率小於 5 mm/hr 時,分布範圍都很廣,但梅雨季在降雨率大於 60 mm/hr 左右的資料共有 4 筆,其中只有一筆 A 值有明顯突然變小的情形,而颱風季降雨率大於 60 mm/hr 左右的資料共有 3 筆,其 A 值突然減小的趨勢相對於梅雨較為明顯,這個情形與當時的雨滴粒徑分布的特性有關,將在下一章做探討。而圖 20 為梅雨季(上圖)及颱風

季(下圖)的 R-b 散布圖，縱軸為 b，橫軸為降雨率 R (mm/hr)，圖中顯示的結果也與兩年不分季的結果類似，其 b 值在降雨率小於 5 mm/hr 時，分布範圍都很廣，隨著降雨率增加而變大，雖然梅雨季與颱風季雨滴譜的分布型態均很相像，但整體上，颱風季分布的一致性稍微較梅雨季佳。同樣的因為回波強度 Z 對 A 跟 b 的描述也不佳，梅雨季與颱風季的 Z-A(圖 21)及 Z-b(圖 22)也就不詳細討論了。

圖 23 為梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 D_0 -R 散布圖，縱軸為降雨率 R (mm/hr)，橫軸為中值體積直徑 D_0 (mm)，可以看出兩張圖的分布型態相似，隨著降雨率的增大，其 D_0 值也會隨值變大，但在兩張圖中均可以看到在 $R > 60$ mm/hr，有幾筆的 D_0 反而變小。圖 24 為梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 μ - Λ 散布圖，圖中顯示 μ 與 Λ 為正比的關係， μ 越大 Λ 也越大，就整體來看，颱風季的 μ - Λ 分布的一致性比梅雨季較佳，而在前面有提到在降雨率大較時， μ 跟 Λ 的值會偏小，因此在圖 24 中，颱風季因為降雨率大的筆數較梅雨多，因此 μ 跟 Λ 的值相對於梅雨季多集中在較小的值。

針對上述梅雨季與颱風季的分析，各雨滴譜儀參數的分布雖然稍有不同，但就整體來講，其分布情況相當類似，所以可能必須再仔細探討較細微的部分，例如回波分布的特徵等。但在前面提到，當降雨率 R 及回波強度 Z 很大時，其 Z-R 公式中的係數 A，其值在颱風季會有一個突然減小的情形，因此針對這樣的情況，分別對降雨率 R 及回波強度 Z 做分級(表二、表三)的動作，再將相同降雨率區間及回波強度區間內的 A、b 取平均，因此每個區間均會有一組平均後的 Z-R

關係式。從表二可以發現，颱風季在降雨率 50 mm/hr 以上，A 值有明顯的突然變小，而梅雨季變小的幅度較小，b 值的部分，梅雨季與颱風季隨著 R 變大，均有逐漸變大的趨勢。從表三可以發現，颱風在回波強度 50 dBZ 以上，A 值也有明顯的突然變小，而梅雨季並無減小的情形，在 b 值的部分，兩者均隨回波強度的增強逐漸變大，這樣的情形，應該是與當時的雨滴粒徑分布型態有關，這個部分的探討，在第四章會有更詳細的介紹，因此，如以回波強度(dBZ)分級或降雨率 R 分級來統計，兩季節仍有不同之特性。

3.3 Normalized Gamma DSD 的參數特性

在前面的介紹中，曾經提及 Gamma 參數 N_0 的單位與 Gamma 參數 μ 有關，為 $mm^{-1-\mu}m^{-3}$ ，因此想要討論 N_0 的特徵，必須在 μ 相同的條件下，才有辦法討論，因此在使用上比較不方便，也較不具物理意義。在 2.4 節中所介紹的 Normalized Gamma DSD 分析方法中，所得到的參數 N_w ，單位為 $mm^{-1}m^{-3}$ ，因此在討論上不須考慮到 μ 的影響，其性質與 N_0 相似，均為控制雨滴個數多寡的參數。

圖 25 為降雨率 R 與 Normalized Gamma DSD 參數 N_w 取 log 後的分布圖，縱軸為 $\log_{10}(N_w)$ ，橫軸為降雨率 R (mm/hr)，圖中顯示在降雨較小時，其 $\log_{10}(N_w)$ 的分布較廣，隨著降雨率越大，其值也會隨之變大，而一致性也較佳。圖 26 為 N_w 取 log 後與係數 aN_w^{1-b} 的分布圖，圖中 N_w 的值越大， aN_w^{1-b} 就越小，再配合(38)式可以得知，在相同的回波強度下， N_w 越大，係數 aN_w^{1-b} 就越小，所求得的降雨率 R 也會越大。

圖 27 為中值體積直徑 D_0 與 $\log_{10}(N_w)$ 的散布圖，圖中顯示 D_0 與 $\log_{10}(N_w)$ 的分布很廣，無法找出一對一的 D_0 與 $\log_{10}(N_w)$ 關係，由於在雨滴粒徑分布中，通常為小雨滴的雨滴個數會較大雨滴多，而 N_w 為控制雨滴個數的參數，因此可以看到圖中小雨滴的部分的 $\log_{10}(N_w)$ 值會較大雨滴大。

圖 28 為 2001 年 9 月 17 日納莉颱風全天的雨滴粒徑分布，縱軸為雨滴濃度 $N(D)$ ($mm^{-1}m^{-3}$)，橫軸為雨滴直徑 D (mm)，圖 29 為圖 28 經過 normalize 後 $N(D)/N_w - D/D_0$ 的分布圖，從 28 圖及 29 圖中可以發現，在經過標準化(normalize)後，可以減小分散的情形，使整個分布範圍變窄，而在經過標準化(normalize)後，由(28)式得知 $N(D)/N_w$ 為無因次，為參數 μ 的函數，因此亦可作為一個描述雨滴粒徑分布形狀的參數。圖 30 為回波強度 Z 與降雨率 R 經過標準化(normalize)後的分布圖，圖中縱軸與橫軸分別為回波強度 Z 與降雨率 R 除以參數 N_w ，相較於圖 9 的 Z - R 分布，經過 normalize 後的 Z - R 分布較為一致，而其公式也較為簡化，只與參數 N_w 有關。

以上為全年不分季節、分梅雨季與颱風季的 Gamma DSD，及 Normalized Gamma DSD 的雨滴譜參數討論，由於在強降雨及強回波時，颱風季的係數 A 有明顯減小的趨勢，因此，在下一章首先將針對強降雨及強回波的個案，探討其雨滴粒徑分布的特徵。

第四章 雨滴粒徑分布特性的分析

4.1、原始雨滴粒徑分布特性分析

在 3.2 節提到，颱風季在強降雨($R > 60\text{mm/hr}$ 、 $Z > 50\text{dBZ}$)時，其 Z-R 公式中的係數 A 會有突然變小的情形，而在梅雨季僅有一次這樣的現象，大約在降雨率為 100mm/hr 時也有同樣的情形，而造成此種情況的原因是各降雨事件發生時，當時候的雨滴粒徑分布上的差異所造成的。因此，為了了解在強降雨及強回波時的雨滴粒徑分布特徵，首先針對 49dBZ 以上的降雨，分析其雨滴粒徑分布的特性，圖 31 中，上圖為回波強度 49dBZ 以上降雨事件之雨滴粒徑分布，縱軸為 $\log_{10}(N(D))$ ，橫軸為雨滴直徑 D (mm)，圖中顯示雨滴粒徑分布有兩種型態的分布，一種為曲線斜率較大，曲線分布較往內(小雨滴)縮，圖中 A 類(冷色系)，另一種情況相反，為曲線斜率較小，曲線分布較往外(大雨滴)延伸，圖中 B 類(暖色系)，而圖 31 中的下圖為兩年不分季節的 R-Z 分布圖，圖中綠色圓圈為 49dBZ 以上之降雨率的端點值，棕色圓圈為 45~47dbZ 之降雨率端點值，而這一節便是針對各回波區間之降雨率端點值的雨滴粒徑分布做探討。

表四為回波強度 49dBZ 以上降雨事件之雨滴譜參數表，從表中可以看出在相同的回波強度下，其降雨率 R 的分布很廣，雖然 A 類與 B 類的回波強度 Z 相差不遠，但是明顯的看出 A 類的降雨率 R，會比 B 類來的大。而 A 類與 B 類在係數 A、中值體積直徑 D_0 及參數 N_w 上也有明顯的差異：A 類的係數 A 值較 B 類小，大約 300 為其臨界值，因此，如果使用單一的 Z-R 公式估計降雨，如： $Z = 300R^{1.4}$ ，在強降雨

時可能會低估，而在弱降雨時可能會高估；，而 A 類的 D_0 值也較 B 類小，表示 A 類的降雨率雖然較大，但其雨滴型態受到較小雨滴的貢獻較大，B 類的降雨率雖較小，但其雨滴型態受到較大雨滴的貢獻較大；至於 N_w ，A 類 N_w 值會比 B 類大上一個數量級，由於 N_w 為控制雨滴個數的參數，因此，A 類的雨滴個數較 B 類多，故可以推論在相同的回波強度下，其降雨率的變化主要是受到雨滴個數多寡的影響，而雨滴形狀的大小影響較小。因此，在相同的回波強度下，曲線斜率大而較往內縮的雨滴粒徑分布，其降雨率會較曲線斜率小而較往外延伸的雨滴粒徑分布大。

因此針對之前提到在颱風及梅雨個案中強降水時，Z-R 公式中的係數 A 有突然變小的情形，在此可獲得解釋，A 值在強降雨會突然減小，與季節不同並無直接的相關，而是與當時候雨滴粒徑分布的型態有關，由於在相同回波強度下，降雨率較大的部分會偏向 A 類，降雨率較小的會偏向 B 類，而 A 類的係數 A 通常比 B 類小，因此，在颱風與梅雨強降水的個案中係數 A 會突然減小，當時的雨滴粒徑分布應是屬於 A 類的情況。

為了證實在相同的回波強度下，雨滴粒徑分布均會有此現象，因此進一步針對 25~49dBZ 的回波強度，每 2dBZ 為一區間，挑選在區間中降雨率最大、中度降雨及降雨率最小的雨滴粒徑分布分析，如圖 32，縱軸為 $\log_{10}(N(D))$ ，橫軸為雨滴直徑 D (mm)，除了 47~49dBZ 的雨滴粒徑分布型態，由於降雨率相近，因此其分布型態也都很相近，但在其他回波區間，從各圖上可以看出，均有降雨極值雨滴粒徑分布

有所差異的情形，降雨率大時的雨滴粒徑分布曲線斜率大，曲線型態亦較往內(小雨滴)縮，而降雨率小時的雨滴粒徑分布曲線斜率小，曲線型態較往外(大雨滴)延伸。因此，透過上述的分析，可以知道在相同的回波強度 Z 下，在其降雨極值(降雨率最大及降雨率最小)的雨滴粒徑分布，有明顯的差異性。另外圖中亦顯示 A 類在小雨滴及小到中雨滴的個數較 B 類多，而 B 類在大雨滴的個數會較 A 類多，此結果與 49dBZ 以上的結果相同。

圖 33 為回波強度 25dBZ 以上 A 類之雨滴粒徑分布，不同顏色代表不同的回波區間，而圖中的個案為降雨率由大至小的順序排列，在 3.3 節曾經提到， N_w 值會隨著降雨率增加而變大，而 N_w 為控制雨滴個數的參數，因此在圖 33 中也顯示隨著降雨率的增加，其雨滴個數也有增加的情形；另外在 3.2 節也曾經提到， D_0 會隨著降雨率及回波強度的增加而變大，而圖 33 中也顯示隨著降雨率的增加，其雨滴粒徑分布也越往外(大雨滴)延伸，亦即其 D_0 值會隨著降雨率增加而變大。圖 34 為回波強度 25dBZ 以上 B 類之雨滴粒徑分布，不同顏色代表不同的回波區間，在圖 34 中亦可看到與圖 33 相同之情形，雨滴個數會隨著降雨率增加而變大，雨滴粒徑分布亦會隨著降雨率增加而越往大雨滴延伸，此外，在之前提到，由於在相同回波強度下，B 類相較於 A 類，其降雨率會較小，降雨率主要受雨滴個數多寡影響，因此整體上，B 類的雨滴個數會較 A 類少。

4.2 A類與B類雨滴譜參數的比較

由上一節得知，在相同回波強度下，最強降雨及最弱降雨其雨滴譜參數，例如係數 A 、中值體積直徑 D_0 及參數 N_w 等，均有很大的差異性，因此，本節將針對兩種降雨情況的雨滴譜參數作比較。

圖 35 為 25dBZ 以上 A 類(雨滴粒徑分布曲線斜率較大)與 B 類(雨滴粒徑分布曲線斜率較小)的 $R-Z$ 散布圖，橫軸為降雨率 R (mm/hr)，縱軸為回波強度 Z (dBZ)，圖 36 為 25dBZ 以上 A 類(雨滴粒徑分布曲線斜率較大)與 B 類(雨滴粒徑分布曲線斜率較小)的 D_0-R 散布圖，橫軸為體積直徑 D_0 (mm)，縱軸為降雨率 R (mm/hr)，圖中正方形為 A 類，三角形為 B 類，可以看到兩種型態的散布情況有明顯的差異，圖 35 中顯示，在相同的降雨率下，A 類的回波強度較 B 類小，而圖 36 中顯示，在相同的降雨率下，A 類的 D_0 會比 B 類小，再由(17)式得知，回波強度與中值體積直徑 D_0 的 $(6+\mu+1)$ 次方成正比，而且在上一節有提到，A 類在較小雨滴的雨滴個數較 B 類多，B 類在較大雨滴的個數會較 A 類多，所以可以造成圖 35 的結果，因此大雨滴對於回波強度的貢獻較大，大雨滴越多，其回波強度也越大。

圖 37 為 25dBZ 以上 A 類(雨滴粒徑分布曲線斜率較大)與 B 類(雨滴粒徑分布曲線斜率較小)的 D_0-Z 散布圖，橫軸為體積直徑 D_0 (mm)，縱軸為回波強度 Z (dBZ)，圖中正方形為 A 類，三角形為 B 類，圖中顯示在相同的回波強度下，A 類的 D_0 亦會比 B 類小，而在(18)式中，降雨率與中值體積直徑 D_0 的 $(3.67+\mu+1)$ 次方成正比，但由圖

35 的結果顯示，在相同的回波強度下，A 類的降雨率較 B 類大，因此，相對於回波強度 Z ，降雨率 R 受到較大雨滴的貢獻程度較小，而主要由較小雨滴所控制，個數越多，降雨率也就越大。圖 38 為分別為 R-A、R-b、Z-A、Z-b、 D_0 -A、 D_0 - $\log_{10}(N_w)$ 、 R - $\log_{10}(N_w)$ 及 Z - $\log_{10}(N_w)$ 的散布圖，圖中正方形為 A 類(雨滴粒徑分布曲線斜率大)，三角形為 B 類(雨滴粒徑分布曲線斜率小)，從圖中各參數的分布情況可以發現，兩者的參數分布可以有明顯的差異，有清楚的兩個集團，因此，在相同的回波下，其最大降雨及最小降雨，其雨滴譜參數有明顯的不同。

值得注意的是最大降雨率的個案都屬於 D_0 、Z-R 關係式之係數 A 均較小的 A 類(雨滴粒徑分布曲線較往內(小雨滴)縮)，而較小降雨率的個案都屬於 D_0 、Z-R 關係式之係數 A 均較大的 B 類(雨滴粒徑分布曲線較往外(大雨滴)延伸)，若能進一步探討兩者之間的雲物理機制或回波分布的特徵，相信有助於雨滴粒徑分布型態的判定。

另外在 Atlas et al.(1984)的研究指出在相同的降雨率下，對流性降雨會有較多的小雨滴，層狀降雨會有較多的大雨滴，而本研究是針對相同的回波強度之個案進行探討，其中屬於 A 類的最大降雨個案會有較多的小雨滴，屬於 B 類的最小降雨個案會有較多的大雨滴。在 Huggel et al.(1996)也提到對流性降雨的雨滴個數會較層狀降雨多；而 Tokay & Short(1996) 及 Maki et al.(2001)也指出對流性降雨的 Z-R 關係式之係數 A 較小，層狀降雨之係數 A 較大；而本研究中，在相同的回波強度下，屬於 A 類的最大降雨率個案其 N_w 值，均比屬於 B 類的最小降雨率個案大上一個數量級左右，表示最大降雨的雨滴

個數會較最小降雨多，另外，在相同的回波強度下，A 類的 Z-R 關係式係數 A 較小，B 類的係數 A 較大，因此，在本研究中的最大降雨率個案的情形較接近前人研究的對流性降雨，最小降雨率個案的情形較接近層狀降雨，但實際的降雨型態與雲物理過程，有待更進一步的探討。

4.3 個案在連續時間之雨滴譜特性

由於前一節所討論的雨滴譜參數分布，為在相同的回波強度下，最大降雨及最小降雨的情況，因此，在參數分布特性上均可以有明顯的兩個集團，但是考慮在一連續的降水事件中，雨滴譜特性的演變，因此針對梅雨個案 2002 年 5 月 31 日 0600-0800UTC，及納莉颱風個案 2001 年 9 月 17 日 0100-0300UTC 連續時間的雨滴譜參數變化做分析。

圖 39 為 2002 年 5 月 31 日梅雨個案 0600-0800UTC 連續降雨每 6 分鐘之雨滴粒徑分布，從圖中顯示在沒有區分回波強度及降雨率的情況下，雨滴粒徑分布的變化比較混亂，而沒有 A 類與 B 類如此明顯的情況產生。圖 40 為 2002 年 5 月 31 日梅雨個案 0600-0800UTC 連續降雨之雨滴譜參數分布情況，正方形為 A 類，三角形為 B 類，線條為梅雨個案 0600-0800UTC，圖中顯示個案連續時間的參數分布，從起始時間 0600UTC 到終了時間 0800UTC，會在 A 類及 B 類間無規則性的遊走，在降雨率大時，其分布可能會較靠近 A 類，降雨率小時，分布情況會較靠近 B 類，其他的就介於 A 類與 B 類之間。圖 41 為納莉颱風

2001 年 9 月 17 日 0100-0300UTC 之雨滴譜參數分布，圖中正方形為 A 類，三角形為 B 類，直線為納莉颱風個案，圖中顯示的結果與圖 40 梅雨個案類似，0100-0300UTC 的參數分布會在 A 類及 B 類間無規則性的遊走。因此，使用偏極化雷達觀測雨滴特性，以決定雨滴粒徑分布種類是屬於 A 類分布、B 類分布或是介於兩者之間的中間類型，是未來需要進行的工作。

為了解在各回波強度區間內，資料依降雨程度分布的情況，因此針對個案次數做統計。圖 42 為 31dBZ 以上各降雨區間內，個案依降雨程度之次數統計，長條圖為發生次數，折線為發生次數的百分比，圖中顯示 49dBZ 以上個案次數過少，總共有 6 筆，較不具統計價值，但隨著回波強度變小，降雨個案的次數會越多，另外可以發現，在大部分的回波區間中，降雨極值(最大及最小)所佔的比率均很低，中間類型佔了大部分，直到回波強度小於 33dBZ，其降雨個案幾乎均為降雨率 10 mm/hr 以下，但從中再對降雨率細分，同樣可以發現在較大降雨及較小降雨中雨滴粒徑分布的差異性，但其降雨率差距並不大，因為在第三章的討論得知，在弱回波時所對應之降雨率分布範圍較強回波時小上許多。因此，可由在相同回波強度中，不同雨滴粒徑分布型態所佔的權重大小等等的方法，再決定適合的 Z-R 公式估計降雨，可能會有較精準的結果。

4.4 偏極化雷達觀測雨滴譜參數

由於雨滴譜儀觀測為單點的觀測，而雨滴粒徑分布與雨滴譜參數

在空間及時間上，均存在著變異性，為了獲得大範圍的雨滴譜資料，使用高密度的雨滴譜儀式不符合效益的，而在前面的討論得知，可以使用偏極化雷達的觀測，獲得雨滴粒徑分布的型態及雨滴譜參數，因此，利用偏極化雷達觀測大範圍的雨滴譜是必需進行的工作。

在之前的討論知道在相同回波下，最大降雨個案及最小降雨個案的 D_0 與 N_w 有相當的差異性存在，而透過偏極化雷達的觀測，可以直接或間接獲得參數 μ 、 Λ 、 N_0 及 D_0 ，在 Zhang (2001) 的研究中指出，當從偏極化雷達的觀測得到差異反射因子 (Z_{DR}) 及水平方向的回波 (Z_{HH}) 後，透過 Z_{DR} 與 Λ 間的關係，如圖 43，可以求得 Λ 的值，再經由 μ - Λ 的關係式，如 39 式及圖 44，即可獲得 Gamma 參數 μ ；另

$$\mu = -0.016\Lambda^2 + 1.213\Lambda - 1.957 \quad (39)$$

外獲得水平方向的回波 (Z_{HH}) 後，配合已知的 Λ 值，也可以透過圖 43 中的 Λ - $10\log(Z_{HH}/N_0)$ 關係，求得 N_0 ，得到 μ 、 N_0 及 D_0 後，經過計算可以得到 N_w ，因此，可以由偏極化雷達的觀測得到各種雨滴譜參數，進一步可以決定當時的雨滴粒徑分布型態，是較接近最大降雨個案或是最小降雨個案，進而求取較正確之累積雨量。

第五章 Z-R 公式估計降水之驗證

5.1 雷達資料處理

此部分所使用的雷達資料，為氣象局五分山雷達站的 WSR-88D 都卜勒雷達資料，由於五分山雷達站位於海拔約 760 公尺高的地方，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五分山雷達站的 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，表示五分山雷達站所提供中央大學的回波強度 Z_{Radar} 資料最低約 1.75 公里高。為了考慮回波強度 Z_{Radar} 水平平移所造成的誤差，利用張(2002)研究中的處理方法，將中央大學上方的回波強度作 9 點平均，如圖 45，左右及上下個取 1 公里，共 9 個點直接平均取其回波強度。

在張(2002)的研究當中指出，在納莉颱風的個案中，雷達觀測之回波強度 Z_{Radar} ，相對於雨滴粒徑分布計算的回波強度 Z_d ，會有低估的情形產生，圖 46 為雷達回波強度 Z_{Radar} 與雨滴粒徑分布計算之回波強度 Z_d 的關係，圖中顯示大部分的資料，雷達回波強度 Z_{Radar} 會略低於雨滴粒徑分布計算之回波強度 Z_d ，低估的程度從 1dBZ 到 5dBZ 不等，圖 47 為降雨率與低估回波強度的關係，圖中顯示大部分的資料亦是雷達回波強度 Z_{Radar} 低於雨滴粒徑分布計算之回波強度 Z_d ，但也有少部分高估的情形，而當降雨率小於 10mm/hr 時，兩者之間的差異較大，且差異的範圍從 -7dBZ 到 +5dBZ，若將降雨率小於 10mm/hr 的資料去除後，發現雷達觀測到的回波強度 Z_{Radar} 相對於雨滴粒徑分布計

算之回波強度 Z_d ，平均而言低估約 3.3dBZ。

另外，以中央氣象局所提供的自動雨量站資料，選取位在五分山雷達站掃描範圍的自動雨量站，共 36 個測站，利用自動雨量站提供的降雨量(率)，當作地面觀測的真實資料，與雷達估計的降雨量(率)比較。

5.2 利用雷達回波估計降雨

5.2.1 回波強度分級

在第三章曾經針對 2001 及 2002 年的梅雨季與颱風季，將其 Z-R 公式透過回波分級的方式來做平均，其結果如表三，共分為五個區間，分別為 10~20dBZ、20~30dBZ、30~40dBZ、40~50dBZ 及 50dBZ 以上，而在各回波強度區間，均有一組平均後的 Z-R 公式，利用五分山雷達站的回波強度 Z_{Radars} 資料來估計降雨率，在不同回波區間的範圍內，使用不同的 Z-R 公式估計降雨，比較在直接利用雷達觀測回波與將回波修正 3.0dBZ 後，其估計的降雨率與地面觀測站的降雨率的差異。

由於雷達每六分鐘一筆資料，因此將每個六分鐘所估算的降雨量相加，以得到每一筆一小時的降雨量。並比較 2001 年 9 月 16 日 14:00 到 18:00 (UTC) 共 4 個小時的地面觀測降雨量與雷達估計的降雨量之間的差異，除了比較修正回波前後的估計降雨量與地面觀測的結果，另外用 $Z = 300R^{1.4}$ 且不修正回波來作為對照組，如圖 48、49、50、

51，圖中第一到第三張分別為：不修正回波強度，用回波分級之 Z-R 公式、回波強度修正 3dBZ，用回波分級之 Z-R 公式，不修正回波強度，用 $Z = 300R^{1.4}$ ，圖中三角形為五分山雷達的位置，圖中顯示的結果與張(2002)的結果相似，在使用分級後的 Z-R 公式不修正回波的情況下(第一張)，雷達估計的降雨量要比 $Z = 300R^{1.4}$ (第三張)好很多，尤其在降雨量較大的地方，但雷達估計的降雨量與地面觀測的真實降雨量仍有一段不小的差距，約略低於觀測值，因此將回波強度加上 3.0dBZ，再帶入分級後的 Z-R 公式計算降雨量，圖中修正後的回波帶入回波分級後的 Z-R 公式計算降雨量(第二張圖)有明顯的改善，比不修正回波有更好的結果，無論定量或定性上都不錯。

為了進一步證明修正後的回波帶入回波分級後的 Z-R 公式計算的降雨量有較好的結果，因此在空間上取一個範圍，由 25.02°N 到 25.17°N 和由 121.4°E 到 121.7°E，將範圍內的測站降雨量、不修正回波以回波分級後的 Z-R 公式及 $Z = 300R^{1.4}$ 、修正回波以回波分及後的 Z-R 公式所計算的降雨量，比較共四種結果，如表五，可以看到修正回波以回波強度分級後之 Z-R 公式所計算的結果明顯比其他兩個好很多。

5.2.2 降雨率分級

除了使用回波強度分級 Z-R 公式，另外也針對降雨率做 Z-R 公式的分級，共分四個區間，分別為 0~10mm/hr、10~30mm/hr、30~60mm/hr、60mm/hr 以上，如表二，在每一個降雨區間範圍，均有一個平均的 Z-R

公式，而這個部分使用地面測站所觀測到的降雨率，來決定使用哪個降雨區間的 Z-R 公式，由於地面測站分散在各地，因此針對相同範圍由 25.02°N 到 25.17°N 和由 121.4°E 到 121.7°E 分成四等份，分別為 I 區、II 區、III 區、IV 區，如圖 52，再分別將各區的地面測站所觀測之降雨率取其平均值，進而選取降雨率分級後的 Z-R 公式估計降雨，同樣的將範圍內的測站降雨量、不修正回波以回波分級後的 Z-R 公式及 $Z = 300R^{1.4}$ 、修正回波以回波分及後的 Z-R 公式所計算的降雨量，比較共四種結果，如表六，修正回波以回波強度分級後之 Z-R 公式所計算的結果也明顯比其他兩個好很多，而相較於回波強度分級的結果，降雨率分級法在 1600 到 1700 UTC 降雨最大時，有更佳的估算結果。

5.2.3 Real-time 之 Z-R 關係式

另外，考慮到 Z-R 公式的多變性，在不同時間會有不同的 Z-R 公式，因此，透過雨滴譜儀資料的運算，得到每個時間的 Z-R 公式，再將各個時間的雷達回波資料帶入當時的 Z-R 公式，以求得降雨量，也針對相同範圍內由 25.02°N 到 25.17°N 和由 121.4°E 到 121.7°E 取其測站降雨量、不修正回波以回波分級後的 Z-R 公式及 $Z = 300R^{1.4}$ 、修正回波以回波分及後的 Z-R 公式所計算的降雨量，比較共四種結果，如表七，同樣的，修正回波以回波強度分級後之 Z-R 公式所計算的結果也明顯比其他兩個好很多，而使用 real-time 的 Z-R 公式估計降雨，在 1600 到 1700 UTC 降雨最大時，相對於回波強度分級與降雨率分級之 Z-R 公式估計降雨，有更佳的結果。因此，在未來偏極化雷達架設完成後，可由偏極化雷達觀測大範圍空間分布的雨滴譜參數，進

而可求得空間分布的 Z-R 公式，以求得較精確的降雨估計。

5.3 修正雷達回波的重要性

在 92 年的水利署報告中，曾經針對中大雷達、五分山雷達與南港站一維雨滴譜儀比較其雷達回波值，選取 2003 年 8 月 13 日的個案進行分析，圖 53 為中央大學雷達每三分鐘的資料，與五分山雷達及南港站雨滴譜儀回波之比對圖，圖中顯示在 15:10~15:30 時，雷達觀測之回波值會較雨滴譜儀所計算之回波值小 2~5dBZ，而中大雷達回波最大值與雨滴譜儀所計算之回波差值小於 2dBZ，且平均值與五分山雷達的回波值十分接近，顯示兩個雷達站的回波校正應十分理想。

在張(2002)年的研究提到在納莉颱風的個案中，五分山雷達所觀測到的雷達回波強度，會較雨滴譜儀計算得到之回波強度低估約 3.3 dBZ，因此，同樣利用五分山雷達針對納莉颱風 2001 年 9 月 16 日 1400UTC 到 1800UTC 的觀測資料做分析，其結果如圖 54，可以發現五分山雷達所觀測到之回波強度相較於雨滴譜儀計算得到之回波強度，有高估也有低估，同樣的將降雨率小於 10mm/hr 的資料去除，平均的結果與張(2002)的結果相似，五分山雷達所觀測到的回波強度，會較雨滴譜儀計算得到之回波強度低估約 3.3 dBZ。另外，亦針對梅雨個案 2002 年 5 月 31 日 0600UTC 到 0800UTC，及 2002 年 6 月 11 日 1200UC 到 1400UTC 做相同的分析，如圖 55，同樣的在降雨率小於 10mm/hr 時，五分山雷達觀測之回波強度與雨滴譜儀計算得到之回波強度差異性較大，因此，降雨率小於 10mm/hr 的資料也去除，結果發

現在梅雨個案中，五分山雷達所觀測到的回波強度會較雨滴譜儀計算得到之回波強度平均低估約 2.3 dBZ，低估的情況較納莉颱風個案小。

另外也針對中央大學雷達與中大雨滴譜儀在 2003 年 6 月 13 日的梅雨個案資料做分析，為了解回波強度在垂直方向的變化，選取當天 0.25 及 0.5 公里高度的雷達回波資料，並做了風速的修正，結果如圖 56，圖中菱形為雨滴譜儀計算得到之回波強度，方形與三角形分別為中大雷達 0.25 及 0.5 公里高度之回波強度，結果顯示在 00:36~01:06 這段期間，0.5 公里高度的回波值小於 0.25 公里的回波值，而 0.25 公里高度的回波值又小於地面雨滴譜儀計算之回波值。而 0.5 公里與 0.25 公里的差值約 2dBZ，0.25 公里與地面差值達 3dBZ，由於這兩站水平距離 500 公尺，差值的結果偏大，有可能因為測站附近地形回波濾除的參數過強所造成。

整體上看來，由於五分山雷達站距離中央大學雨滴譜儀的位置有 60.5 公里之遠，而所提供之雷達回波資料高度最少也在中央大學上方 1.75 公里處，因此，由於距離太遠或高山阻擋的因素，使得雷達所觀測之回波強度會有低估的情形產生，而且從表五、表六及表七的驗證結果發現，在以不修正回波但以修正後的 Z-R 關係式，及以修正回波也以修正後的 Z-R 關係式所求得的累積雨量，均比以不修正回波以 $Z = 300R^{1.4}$ 所求得之累積雨量準確，其中又以修正回波也以修正後的 Z-R 關係式所求得的累積雨量最為準確，因此，使用回波強度透過 Z-R 關係式估計降水，雷達回波的修正是相當重要的。

第六章 結論與未來展望

6.1 結論

雨滴粒徑分布在大自然中扮演著相當重要的角色，不但可以決定許多降雨積分參數，更會影響到利用雷達觀測回波強度估計降雨量的準確率，而在資料中也顯示，相同的降雨率下，由於雨滴粒徑分布的差異，所以可以對應到不同的回波強度，同理，相同的回波強度下，亦可對應到不同的降雨率，因此，降雨率與回波強度不是單純一對一的關係。

在 2001 年及 2002 年兩年雨滴譜資料的分析結果顯示，在不分季節的情況下，其雨滴譜參數的分布情況與張(2002)針對納莉颱風個案研究相似，在降雨率小於 15mm/hr 時，雨滴譜參數 μ 、 Λ 及 Z-R 關係式之係數 A、b 的分布範圍很廣， μ 跟 Λ 分別為 0~21 及 2~36，而隨著降雨率的增大， μ 、 Λ 均有減小且趨於一致的情形，而 b 值則會隨著降雨率的增加，也有越趨一致的情形，在降雨率大於 80 mm/hr 後，會維持在 1.4 左右。而 Tokay & Short(1996)及 Maki et al. (2001) 的研究結果在降雨率越大時，其 μ 跟 Λ 也會隨之增大，與本研究的結果不同，可能原因為選取的個案不同，或是觀測儀器引起的誤差及空間地形上的差異性，真正的原因有待更進一步的探討。另外由資料的結果顯示，降雨率與雨滴譜參數的關係較佳，較具有一致性，而回波強度相對於降雨率，其與雨滴譜參數間的關係較差，也較無一致性。

為了探討梅雨季與颱風季雨滴粒徑分布的差異性，便針對兩年資料中梅雨季(5、6月)及颱風季(7~9月)的雨滴譜參數做分析，分析結果顯示在各項雨滴譜參數及降雨積分參數的分析中，梅雨季與颱風季的分布情況雖稍有不同，但整體上來看均很相似，但如以回波強度(dBZ)分級或降雨率R分級來統計，兩季節仍有不同之特性，因此，必須針對較細微的特徵探討兩者的差異性。

至於在 Gamma DSD 的運用，Gamma 參數 N_0 在討論上一直是較不容易的一環，因為 N_0 的單位與另一參數 μ 相關，為 $mm^{-1-\mu}m^{-3}$ ，需要在參數 m 相同時，才能對 N_0 討論，因此 N_0 便較不具有物理意義。而在 Normalize Gamma DSD 的方法中，所定義的參數 N_w ，其性質與 N_0 有異曲同工之妙，均為控制雨滴個數的參數，但 N_w 的單位為 $mm^{-1}m^{-3}$ ，與參數 μ 無關，因此可以直接對參數 N_w 討論，在討論上較 N_0 方便，也較 N_0 具物理意義，由資料結果顯示，經過 normalize 後的 Z-R 關係相較於原始的 Z-R 關係會較為簡單，只與 N_w 值有關，其一致性也較好，只要能決定 N_w 值，便能由回波強度找到相對應的降雨率。

為了探討 Z-R 關係式中的係數 A 在強降雨突然減小的現象，從資料分析結果中發現，在相同的回波強度中，其降雨極值(最大降雨及最小降雨)的雨滴粒徑分布型態有很大的差異，在降雨率較大時，其雨滴粒徑分布曲線斜率較大，也就是雨滴粒徑分布較往小雨滴內縮，而在降雨率較小時，其雨滴粒徑分布曲線斜率較小，也就是雨滴粒徑分布較往大雨滴延伸。

另外在這兩個型態的雨滴粒徑分布的雨滴譜參數也有所差異，尤其是 Z-R 關係式之係數 A、中值體積直徑 D_0 及 Normalize Gamma DSD 參數 N_w ：在相同回波強度下，最大降雨率個案(雨滴粒徑分布曲線斜率較大)的係數 A 會比最小降雨率個案(雨滴粒徑分布曲線斜率較小)的係數 A 小很多，降雨率較大的係數 A 值大約在 100~300 之間，降雨率較小的係數 A 值大約在 300~500 之間，因此，假如使用單一的 Z-R 關係式估計降雨，例如 $Z = 300R^{1.4}$ ，在強降雨的時候會低估，而在弱降雨的時候會高估；在相同的回強度下，降雨率較大(雨滴粒徑分布曲線斜率較大)的 D_0 值較小，而降雨率較小(雨滴粒徑分布曲線斜率較小)的 D_0 值較大，也就是降雨率較小時，其雨滴粒徑會較降雨率較大時大；而在相同的回波強度下，降雨率較大(雨滴粒徑分布曲線斜率較大)的 N_w 值較大，而降雨率較小(雨滴粒徑分布曲線斜率較小)的 N_w 值較小，表示在相同的回波強度下，降雨率較大時，其雨滴個數會較降雨率小時多，因此，可以得知降雨率的多寡，受到雨滴個數的影響較大，而雨滴形狀大小的影響較小。上述結果與前人針對對流性降雨及層狀降雨的研究結果有類似的情形，其中最大降雨個案(A類)的結果較接近對流性降雨，最小降雨個案(B類)的結果較接近層狀降雨。

在相同的回波強度下，最大降雨率個案及最小降雨率個案會有兩類的雨滴粒徑分布型態，但是在一連續的降水事件中，其雨滴粒徑分布隨時間的變化並無規則性，也沒有明顯分類的情況產生，從連續降水的個案分析結果發現，其雨滴譜特性隨時間的演變不會長時間的維持在同一個型態，而是在最大降雨率(A類)及最小降雨率(B類)兩類

之間遊走，當個案在降雨率大時，其雨滴粒徑分布型態便較類似曲線斜率較大這一類，也就是曲線較往內(小雨滴)縮，而在降雨率小時，其雨滴粒徑分布型態便較類似曲線斜率較小這一類，也就是曲線較往外(大雨滴)延伸，其餘的就介於這兩類之間。

最後透過幾種不同的方法，利用五分山雷達站所提供的回波強度資料估計降雨，驗證結果發現均有不錯的結果，但在使用隨時間改變(real-time)的 Z-R 公式估計降雨，相對於其他兩種方法(平均的 Z-R 關係式)，在降雨率較大的時段，其估算的降雨量有較精準的結果，另外，由於台灣地形多山，在每一個雷達觀測範圍內，因其地點與雷達相對位置，可能造成不同程度回波值的誤差，其中最主要的影響包括：(1)地形回波雜訊去除處理程序是否恰當，(2)因山地阻擋造成後方回波的消弱，(3)雷達最低方位角 0.5 度所能觀測之最低高度因距離增加而升高，雨滴在這一段高度中因雲物理的過程加強或減弱以及斜飄的情形。這些因素都可能造成雷達回波值在時空上與地面雨量計的差異，而分析結果顯示，無論是五分山雷達或是中央大學雷達的觀測，其回波值平均會較地面雨滴譜儀所計算之回波低估，納莉颱風個案約低估 3.3dBZ，梅雨個案約低估 2.3dBZ，但此部分還需作更多資料之驗證。從驗證結果亦可得知，不論使用何種 Z-R 關係式估計降雨，其修正雷達回波強度的結果均較為準確，其中使用隨時間改變(real-time)的 Z-R 關係式估計降水，會較使用平均後的 Z-R 關係式準確，因此，雷達觀測回波的修正是相當重要的。但是由於雨滴譜儀的觀測為單點的觀測，而透過偏極化雷達的觀測，可以得到空間分布的雨滴譜參數，進一步可得到空間分布的 Z-R 公式，最後可以求取較

正確的降雨率，因此偏極化雷達的設置是未來需要進行的工作。

6.2 未來展望

本研究中針對梅雨季與颱風季分析其雨滴譜特性，分析結果顯示兩者雨滴譜特性均很相似，因此無法粗略地區分兩者雨滴粒徑分布的差異性，未來希望能針對較細微的特徵進行分析，或針對其他不同季節做更多的分析，分析結果是否會與梅雨季與颱風季類似。另外研究結果顯示在降雨率大於 60mm/hr 時，其中值體積直徑 D_0 會變小，約在 1.7mm 左右，表示雨滴粒徑分布相對於較大的 D_0 有較多的小雨滴，而當中又以納莉颱風個案居多，因此未來希望針對納莉颱風的風場做進一步的分析，探討是否因為受納莉颱風強風的影響，使大雨滴破碎成小雨滴，而造成 D_0 值會偏小。

而從研究結果得知，在相同回波強度下，最大降雨率的個案及最小降雨率的個案，其雨滴粒徑分布可分為兩類—雨滴粒徑分布曲線斜率大及雨滴粒徑分布曲線斜率小，因此，希望未來可以針對這兩類的雨滴粒徑分布，分析當時雷達回波空間分布的特徵，如此一來，便可從回波的特徵決定其雨滴粒徑分布的型態，另外可針對最大降雨率個案及最小降雨率個案兩類，是否分別為對流性降雨或層狀降雨做探討，分析其雲物理機制或回波特徵，可能有助於其雨滴粒徑分布型態的判定，如此一來，在偏極化雷達尚未換裝完成前，亦可利用傳統的都卜勒雷達判斷雨滴粒徑分布之型態。

而未來在中央大學偏極化雷達換裝完成後，可透過雷達觀測更多的降雨積分參數，例如 Z_{DR} 、 Z_{HH} 等，即可計算雨滴譜參數 N_0 、 Λ 、 μ 及中值體積直徑 D_0 在空間上的分布，進一步便可求得 Z-R 關係式及雨滴粒徑分布在空間上的分布情形，如此可以提高定量降水估計的準確度。

另外希望針對更多時間及季節，統計雷達觀測之回波強度與雨滴譜儀計算得到之回波強度高估及低估的關係，以便能針對雷達觀測之回波做更準確之修正。也希望將來利用 Gamma DSD 以外的分析方法，分析雨滴譜儀資料，希望能夠對雨滴粒徑分布能夠有更佳的描述。

參考文獻：

- 張偉裕, 2002：利用雨滴譜儀分析雨滴粒徑分布(納莉颱風個案)，國立中央大學碩士論文，95 頁。
- Bringi, V.N. and V. Chandrasekar, 2001 : Polarimetric Doppler weather radar. Principles and application. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 636 p
- Donnadieu, G., 1982 : Observation de deux changements des specters des gouttes de pluie dans une averse de nuages stratiformes. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 933-960
- Huggel, A., W. Schmid, and A. Waldvogel, 1996 : Raindrop size distributions and the radar bright band. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 1688-1701
- Illingworth, A. J., and T. M. Blackman, 2002 : The Need to Represent Raindrop Size Spectra as Normalized Gamma Distributions for the Interpretation of Polarization Radar Observations. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 286-297
- 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**, 59-271
- Maki, M., T. D. Keenan, Y. Sasaki, and K. Nakamura, 2001 : Characteristics of the Raindrop Size Distribution in Tropical Continental Squall Lines Observed in Darwin, Australia. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1393-1412
- Marshall, J.S., and W. M. K. Palmer, 1948 : The Distribution of raindrop with Size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166
- Stewart, R. E., J. D. Marwitz, J. C. Pace, and R. E. Carbone, 1984 : Characteristics through the melting layer of stratiform clouds. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3227-3237
- Testud, A., 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. *J. Appl. Meteor.*,

40, 1118-1140

Tokay, A., and D. A. Short, 1996 : Evidence from Topical Raindrop Spectra of the Origin of Rain from Stratiform versus Convection clouds. *J. Appl. Metero. Sci.*, **35**, 355-371

Tokay, A., A. Kruger, and W. F. Krajewski, 2001: Comparison of drop size distribution measurements by impact and optical disdrometers. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 2083-2097

Ulbrich, C. W., and D. Atlas, 1983 : Nature 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

Waldvogel, A., 1974 : The N_0 jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1068-1078

Zhang, G., J. Vivekanandan, and E. Brandes, 2001 : A Method for Estimating Rain Rate and Drop Size Distribution from Polarimetric Radar Measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **39**, 830-841



圖 1：中央大學二維雨滴譜儀

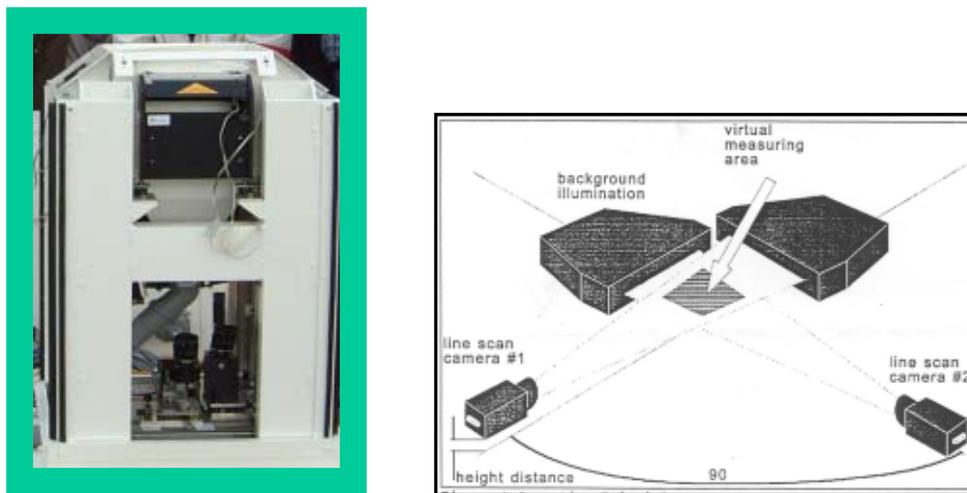


圖 2：雨滴譜儀主機內部及其觀測示意圖

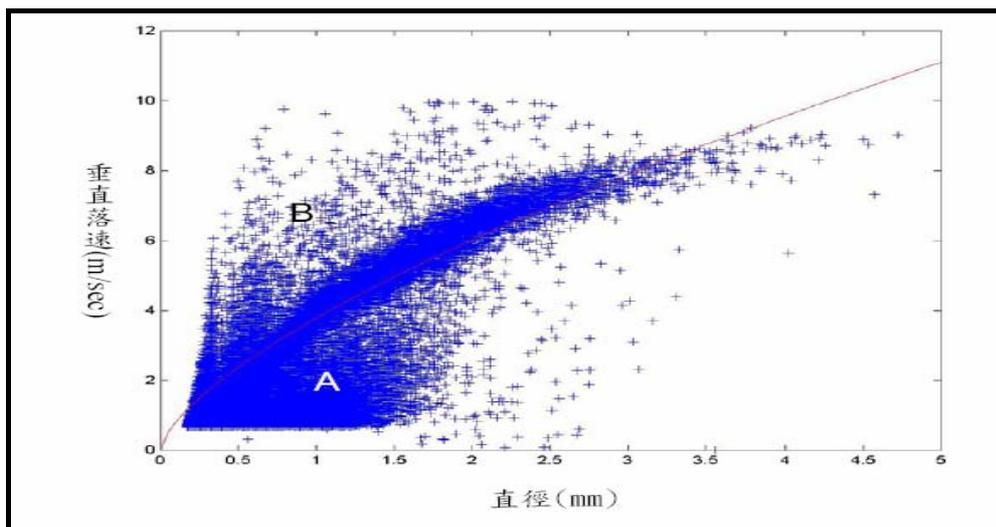


圖 3：雨滴直徑與雨滴垂直落速(X 座標：mm，Y 座標：m/sec)，摘自張(2002)。

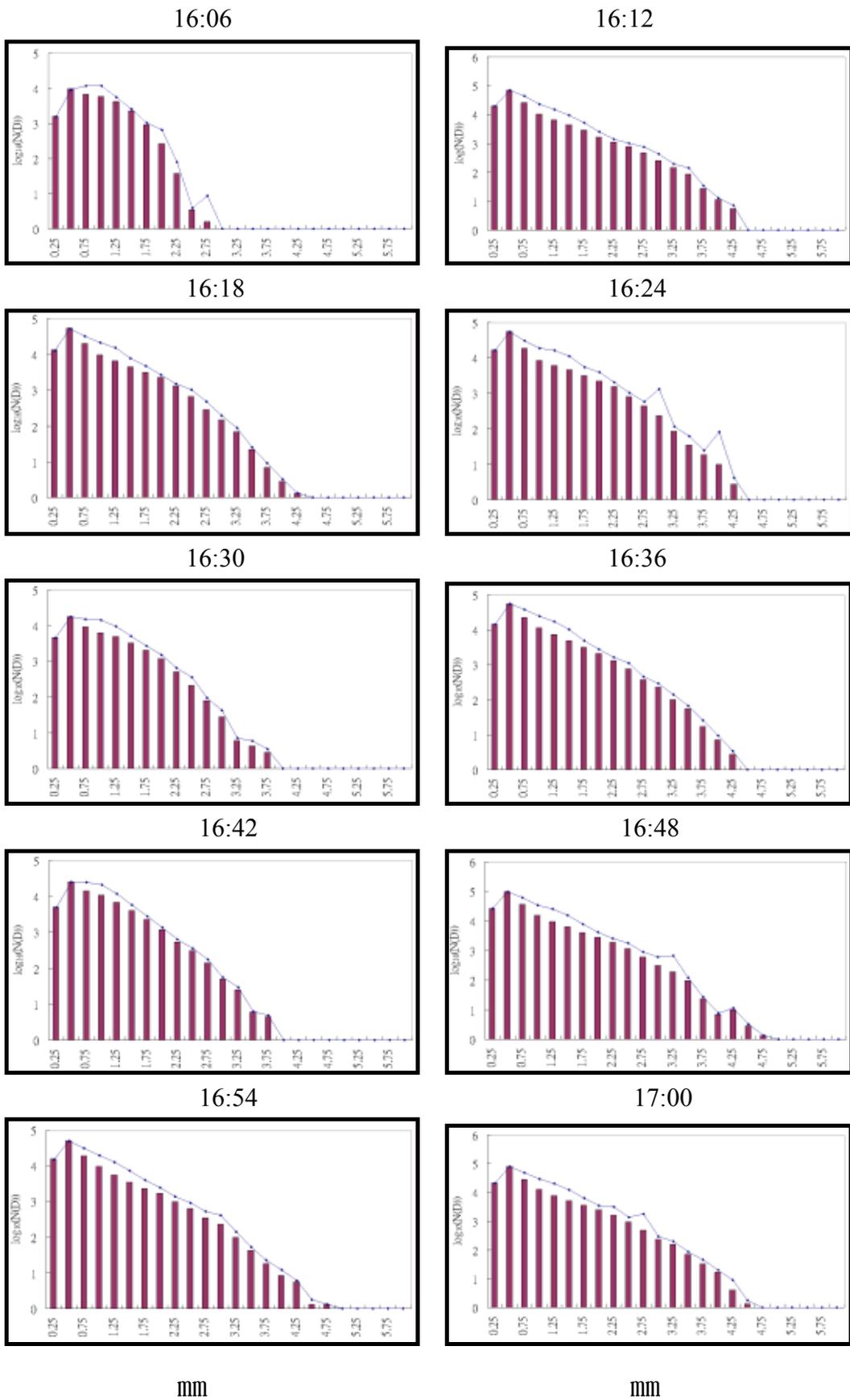


圖 4：修正前(實線)及理想垂直落速計算之雨滴粒徑分布(直條)。

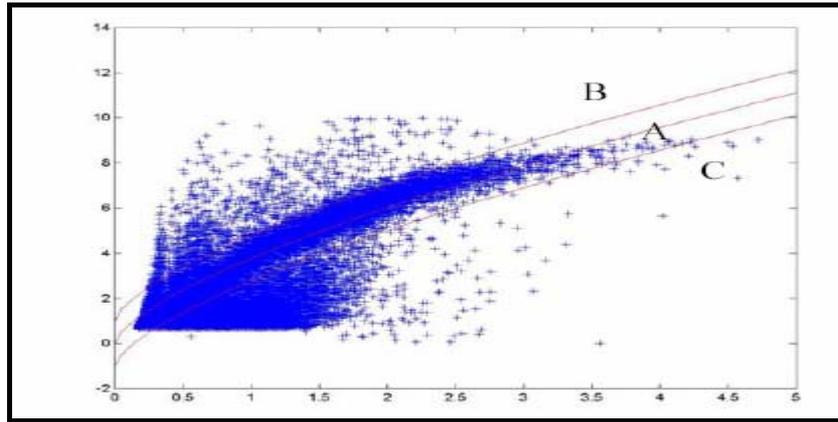


圖 5：雨滴直徑與雨滴垂直落速，及理想垂直落速之曲線和修正門檻，摘自張(2002)。

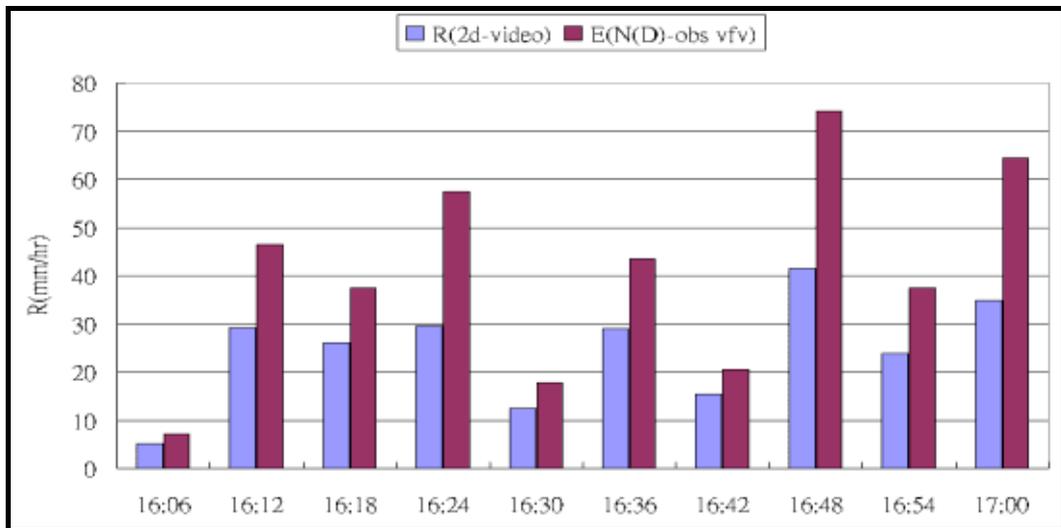


圖 6：修正前雨滴粒徑分布計算之降雨率，及雨滴譜儀觀測之降雨率。

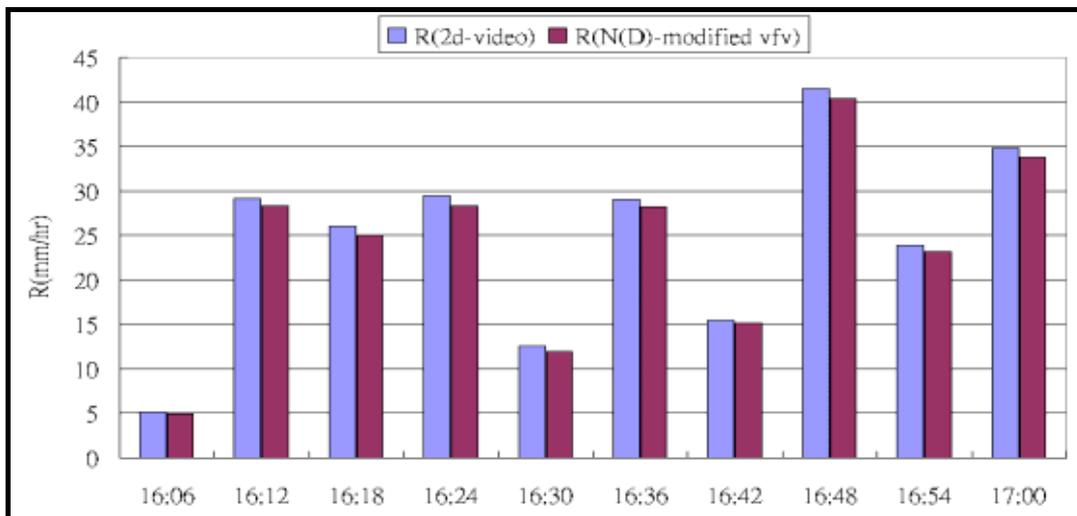


圖 7：修正後雨滴粒徑分布計算之降雨率，及雨滴譜儀觀測之降雨率。

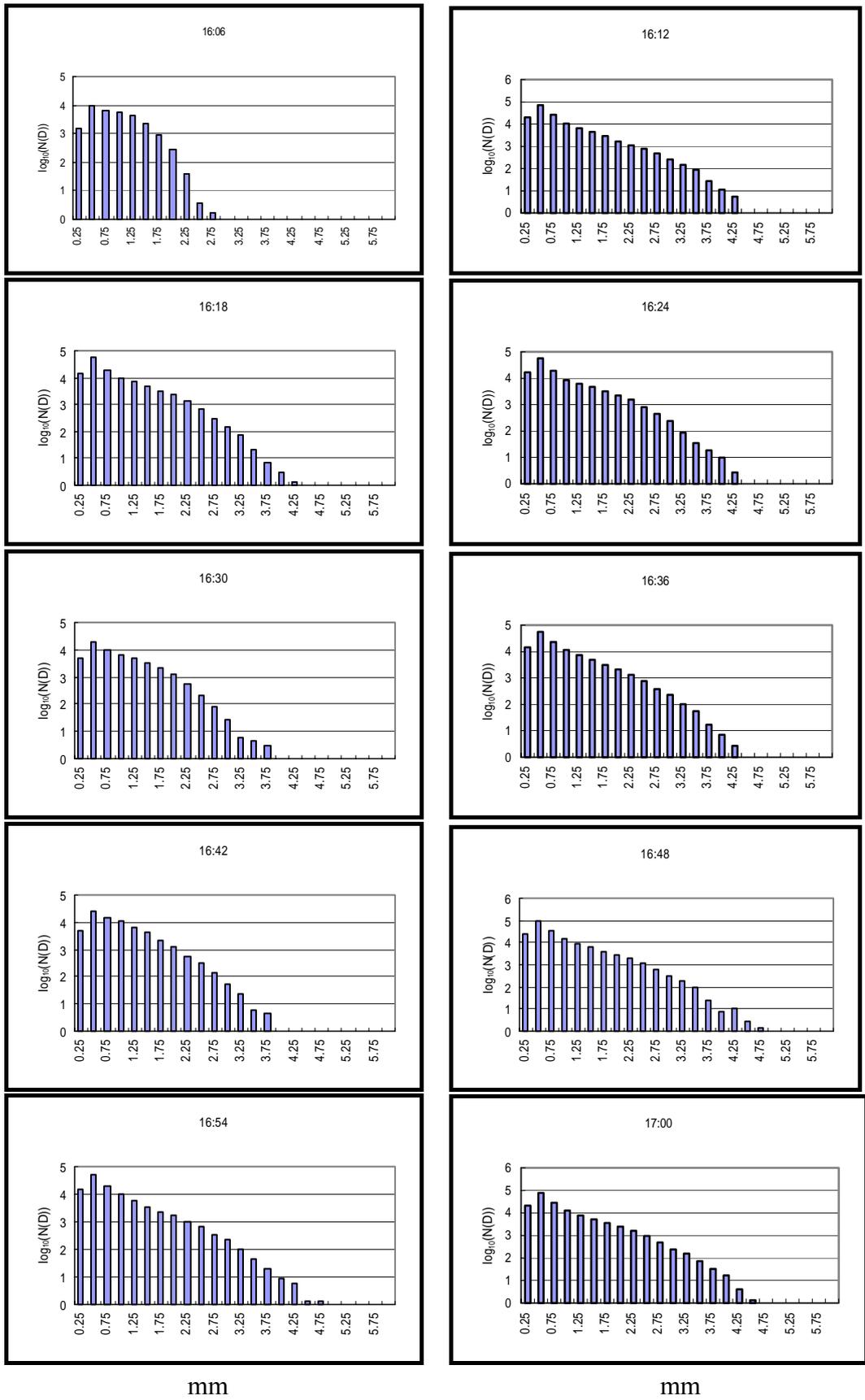


圖 8: 九月十六日, 1600~1700(UTC), 每六分鐘一筆之雨滴粒徑分布。

R-Z (dBZ)

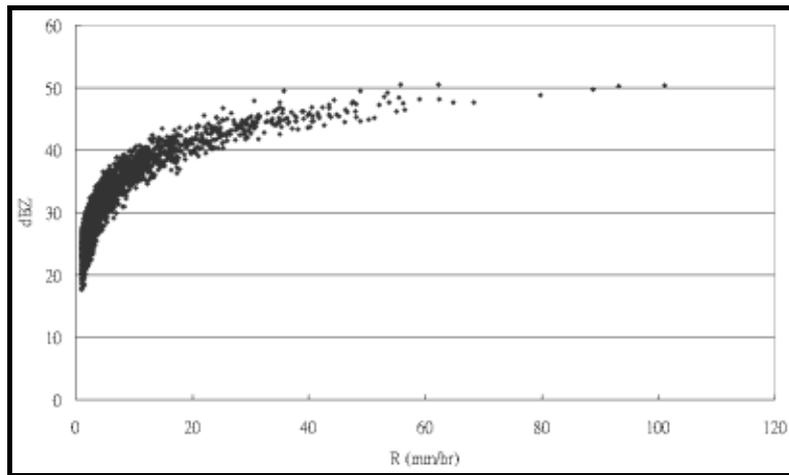
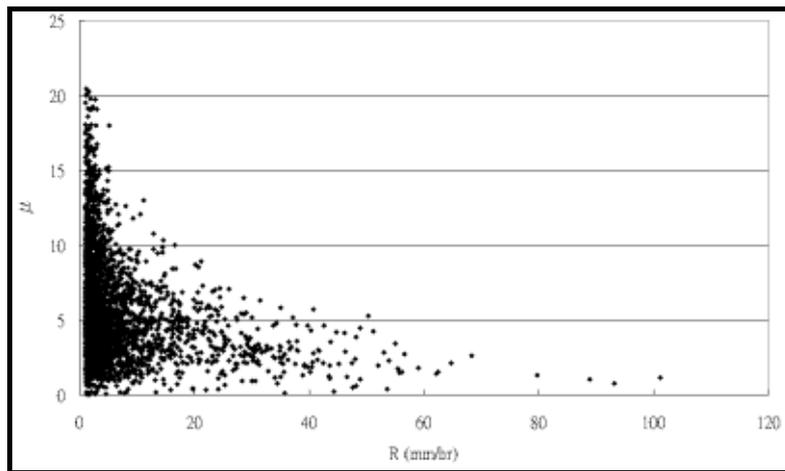


圖 9：兩年不分季節的 R-Z 散布圖。橫軸-降雨率 R(mm/hr)，縱軸-回波強度 Z(dBZ)。

R- μ



R- Λ

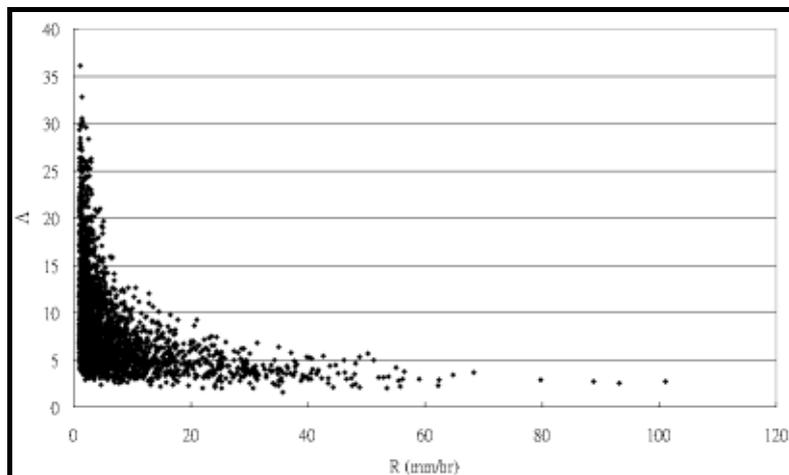
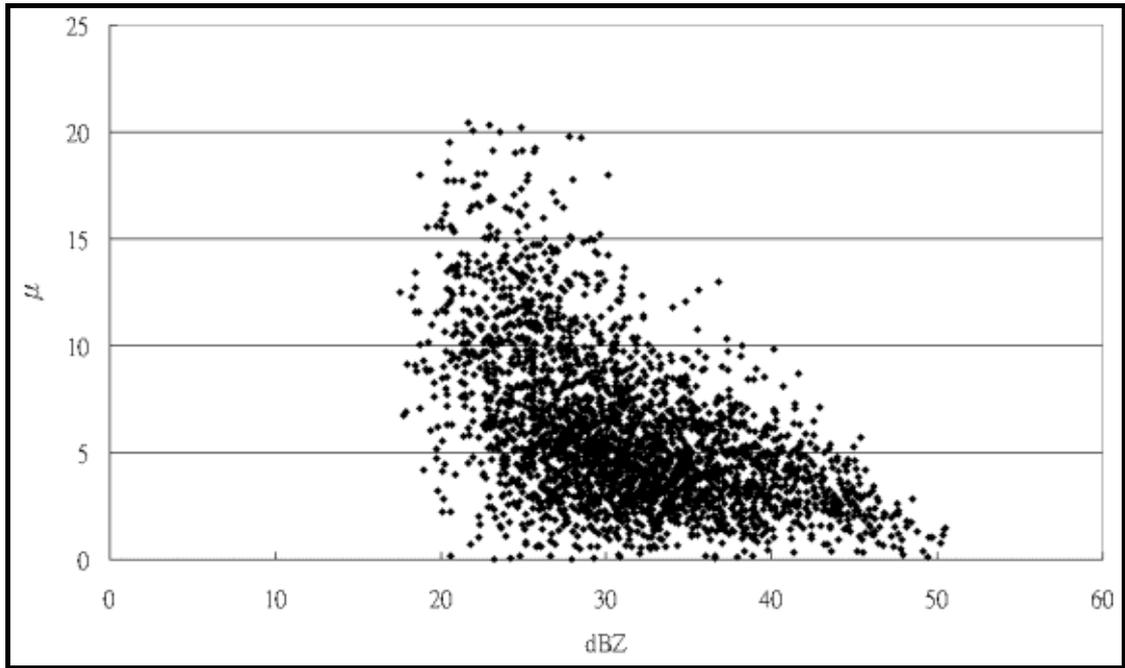


圖 10：兩年不分季節的 R- μ (上圖)及 R- Λ (下圖)散布圖

Z(dBZ)- μ



Z(dBZ)- Λ

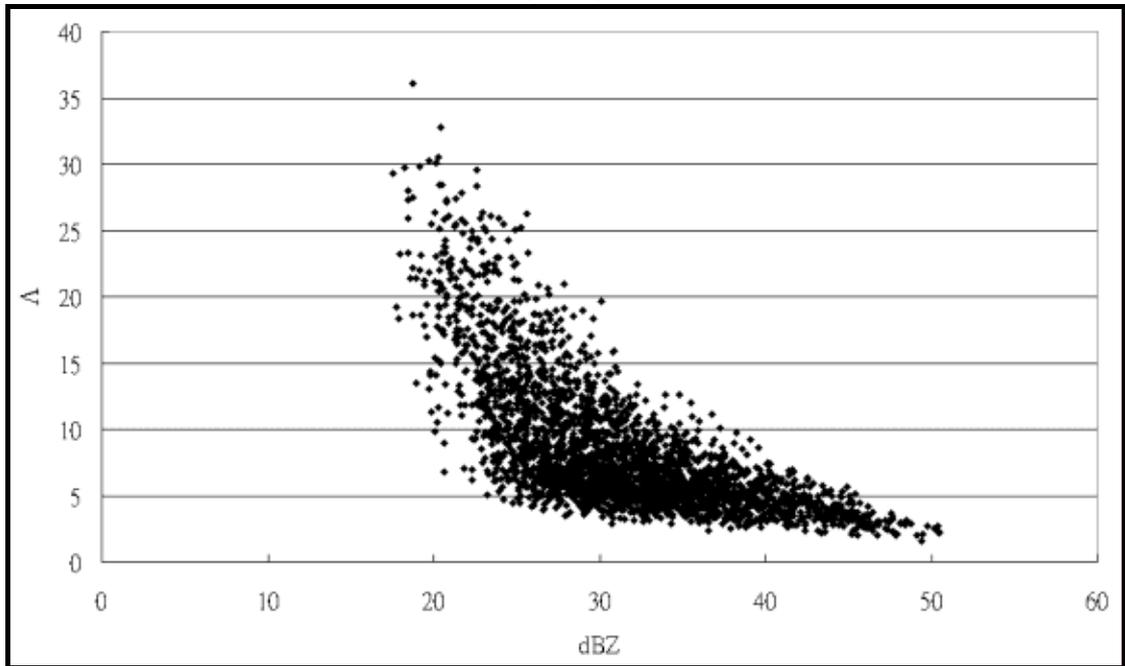
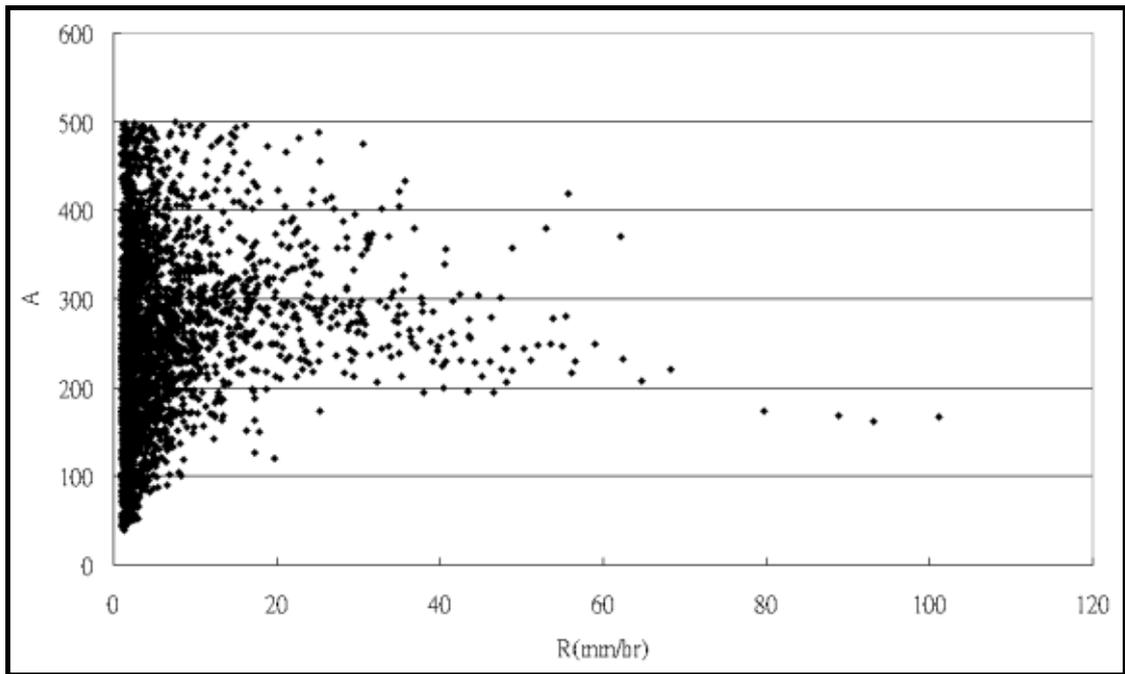


圖 11：兩年不分季節的 Z- μ (上圖)及 Z- Λ (下圖)散布圖。

R-A



R-b

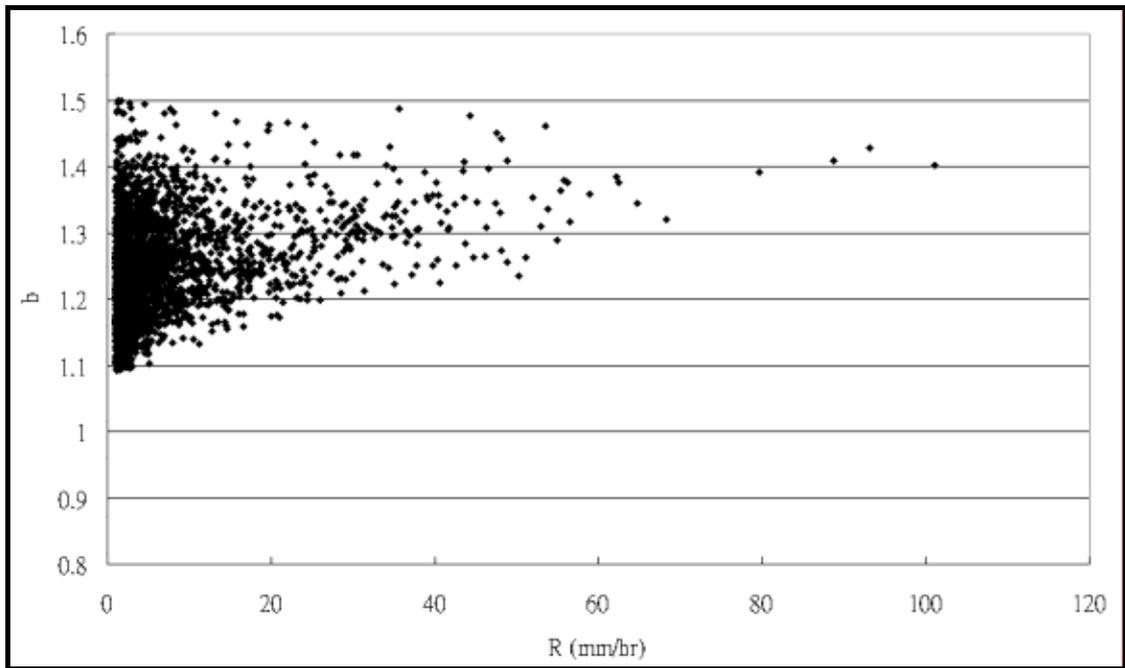
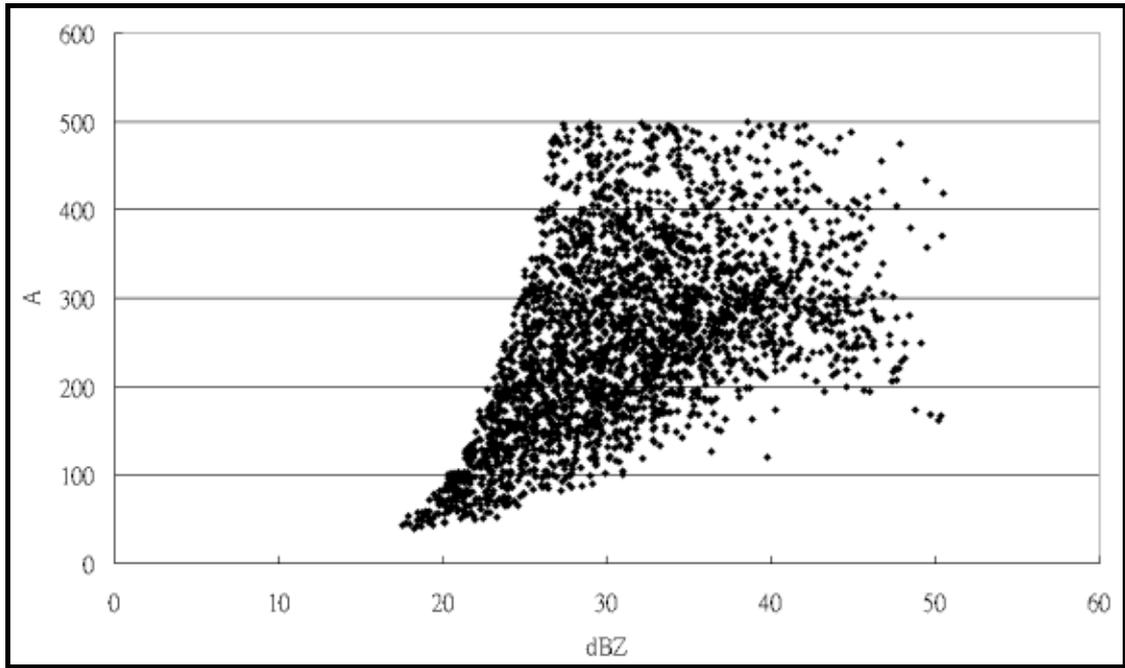


圖 12：兩年不分季節的 R-A(上圖)及 R-b(下圖)散布圖。

Z(dBZ)-A



Z(dBZ)-b

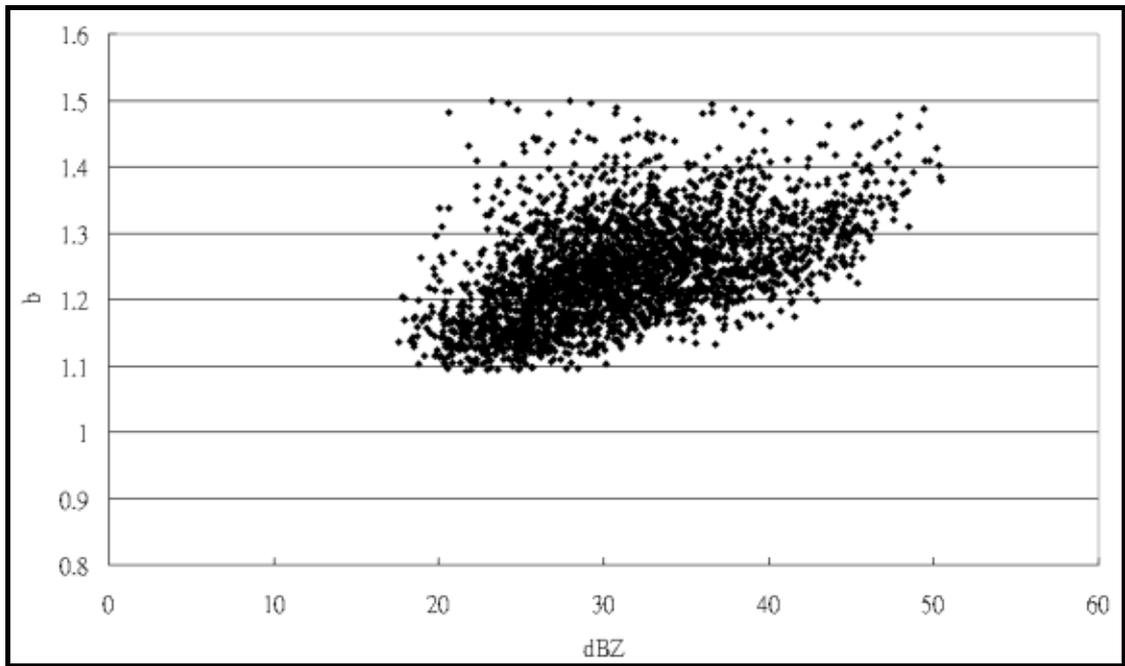
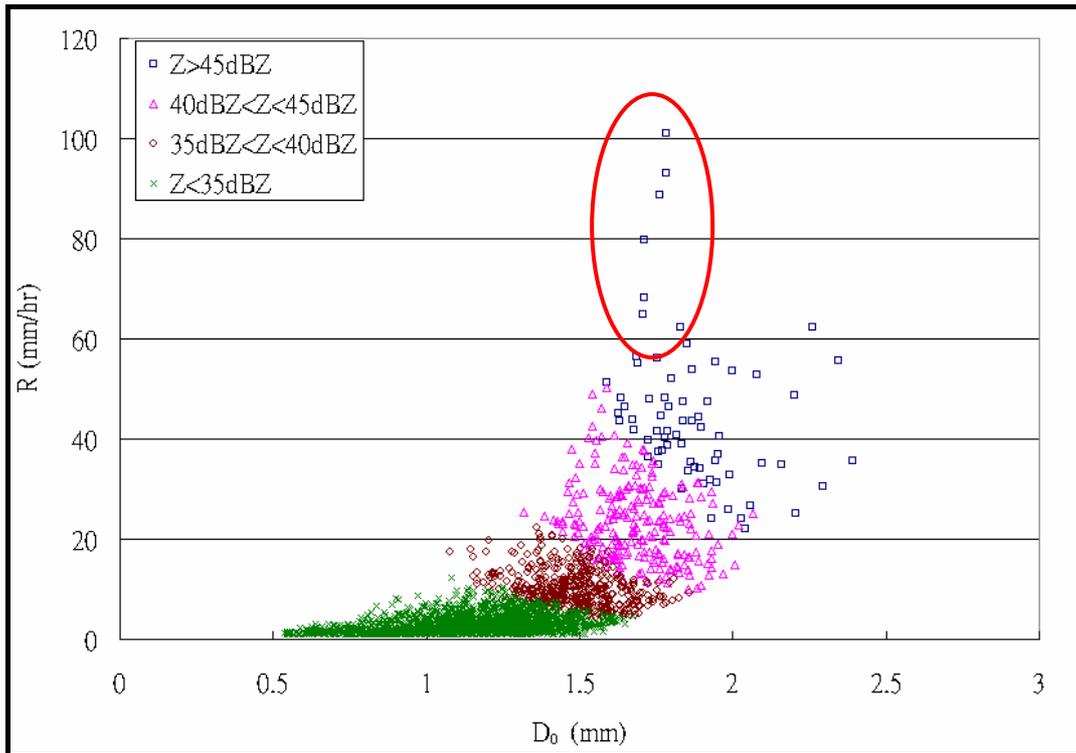


圖 13：兩年不分季節的 Z-A(上圖)及 Z-b(下圖)散布圖。

D₀-R



D₀-Z

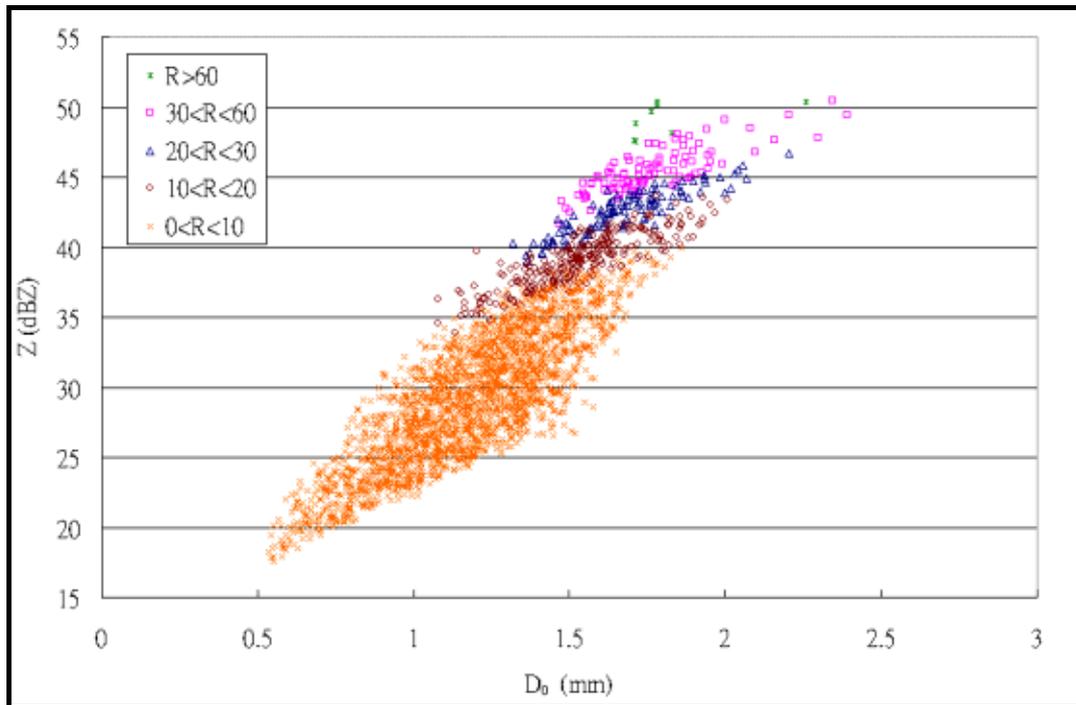
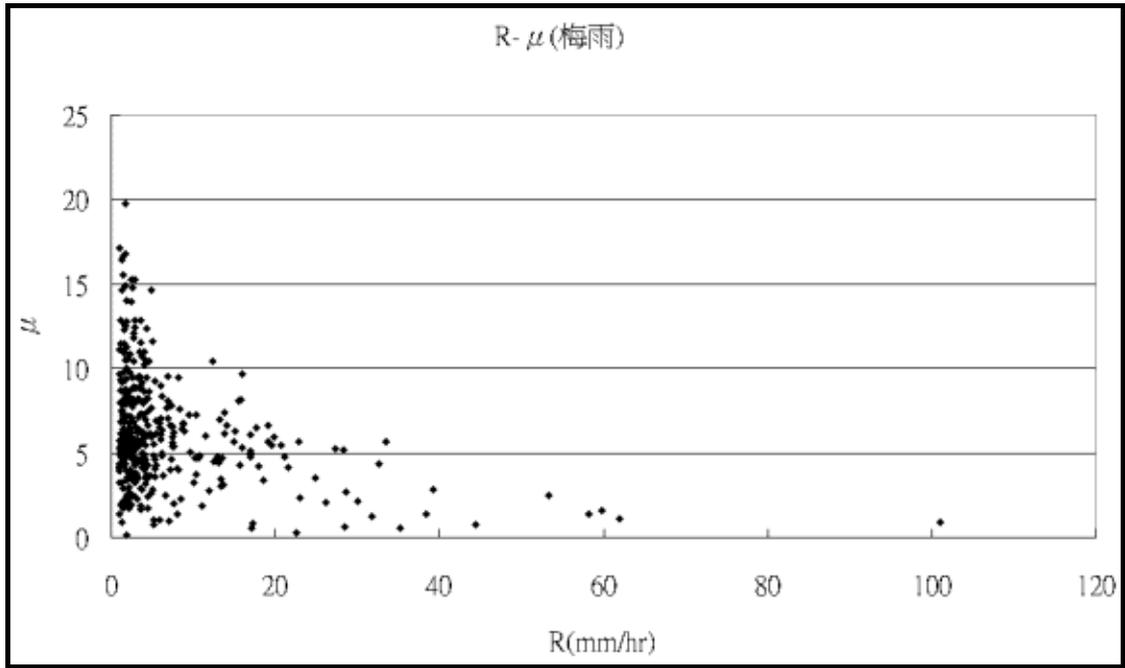


圖 14：兩年不分季節的 D₀-R 散布圖(上圖)：正方形-Z>45dBZ、三角形-40<Z<45dBZ、圓形-35<Z<40dBZ、叉叉-Z<35dBZ 及 D₀-Z 散布圖(下圖)：綠色叉叉-R>60、正方形-30<R<60、三角形-20 <R< 30、圓形-10 <R< 20、橘色叉叉-0<R<10。

R- μ (梅雨季)



R- μ (颱風季)

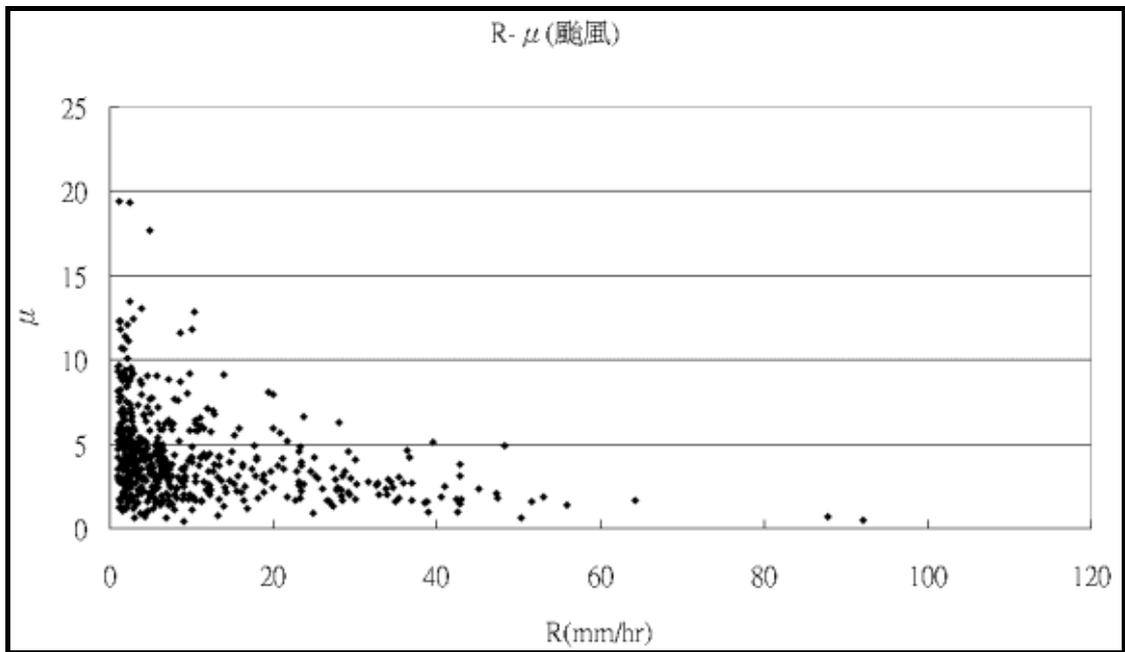
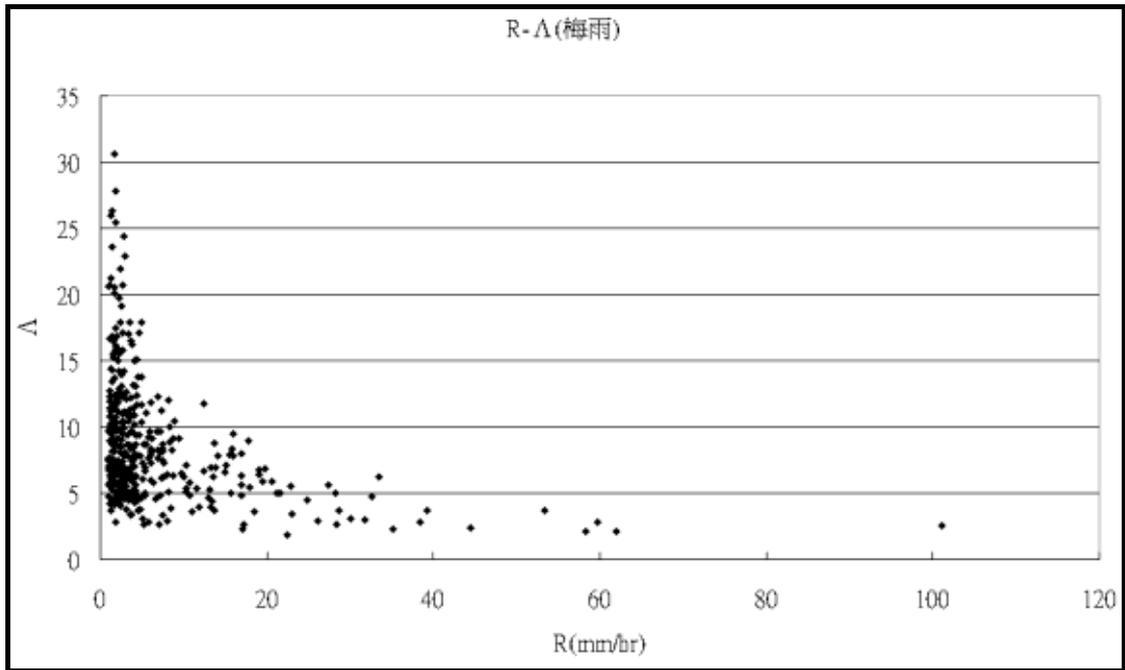


圖 15：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 R- μ 散布圖。

R- Δ (梅雨季)



R- Δ (颱風季)

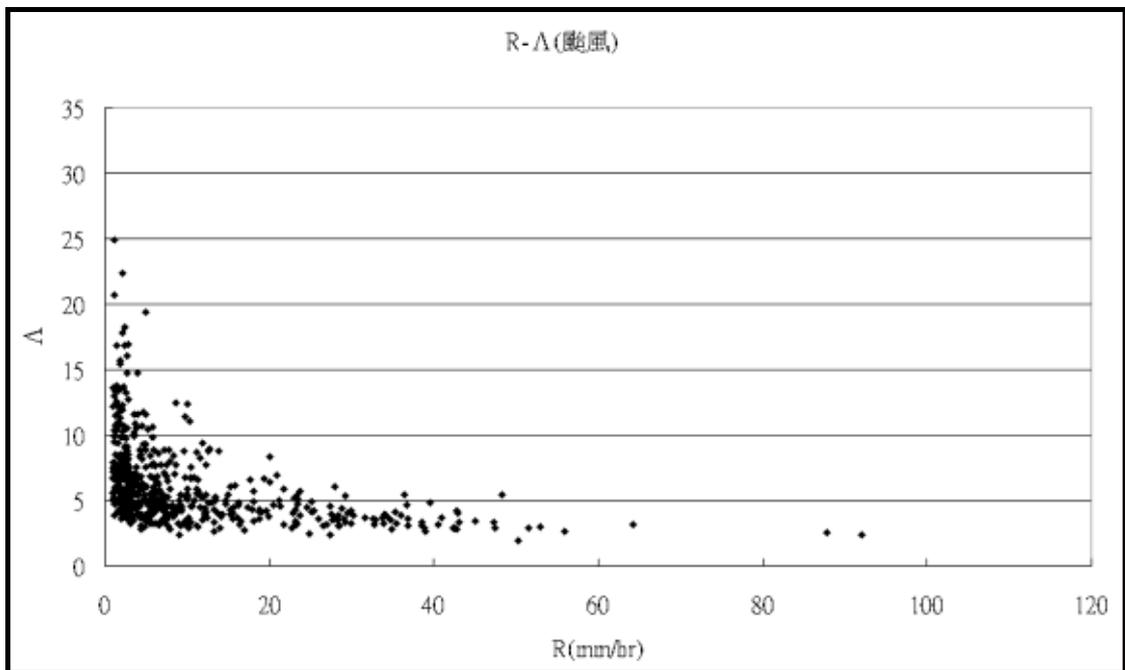
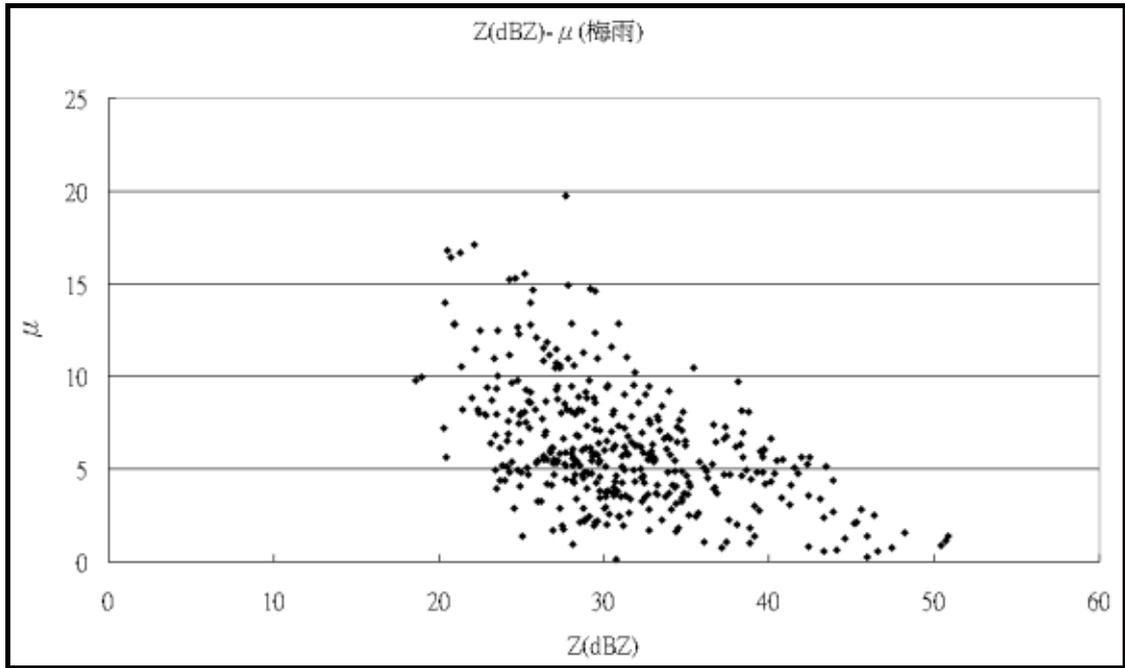


圖 16：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 R- Δ 散布圖。

Z (dBZ)- μ (梅雨季)



Z (dBZ)- μ (颱風季)

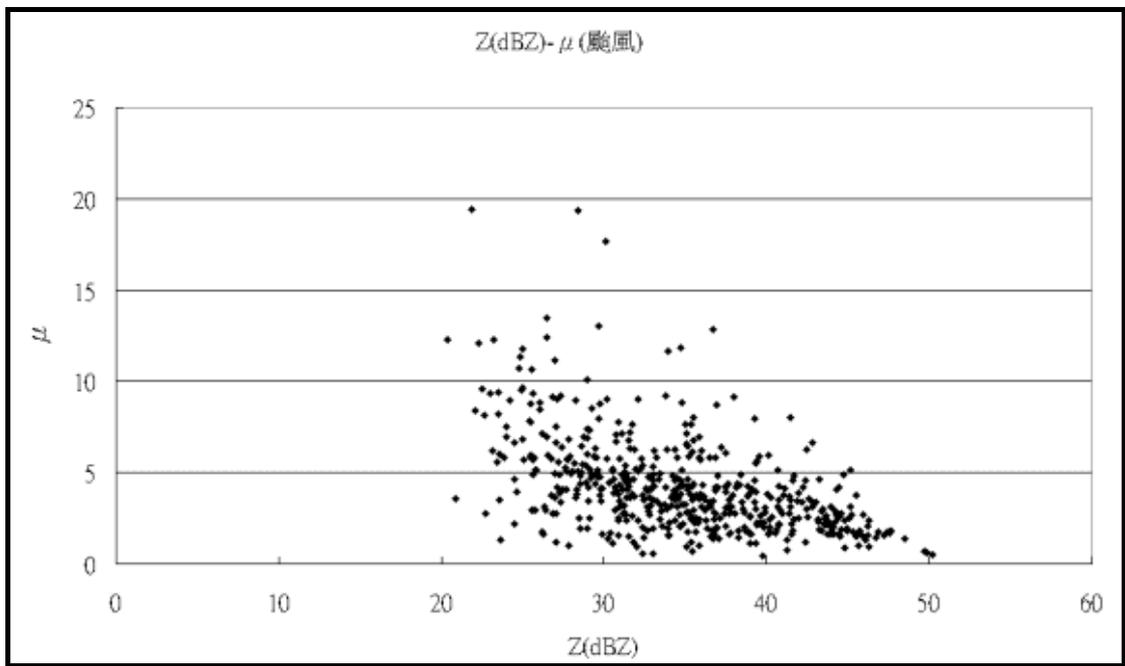
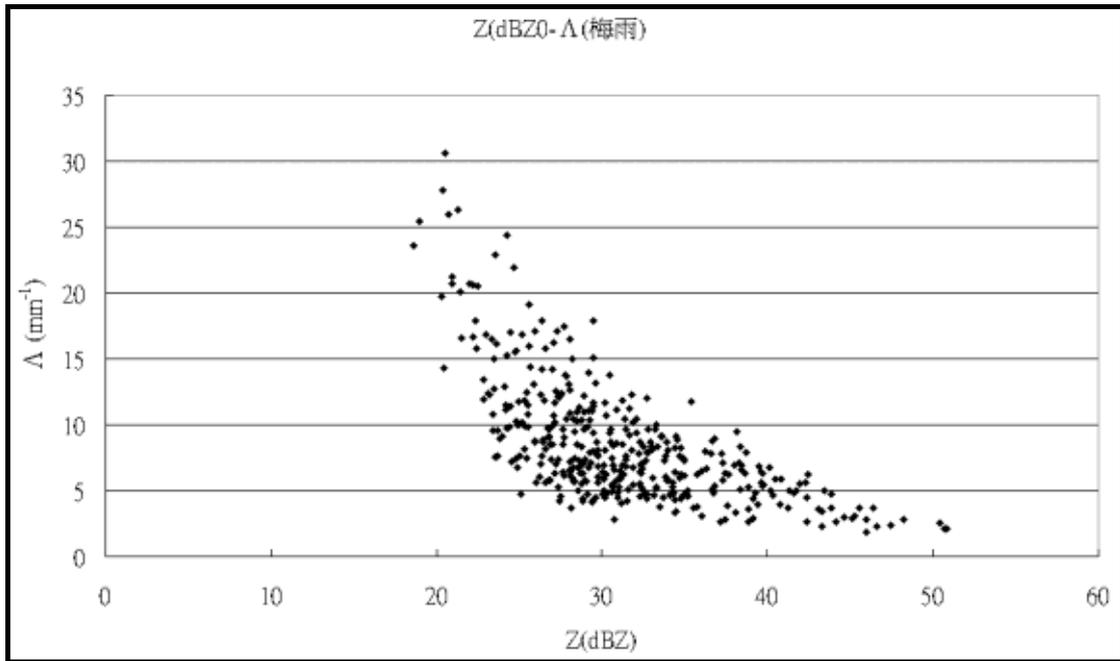


圖 17：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 Z- μ 散布圖。

Z(dBZ)- Λ (梅雨季)



Z(dBZ)- Λ (颱風季)

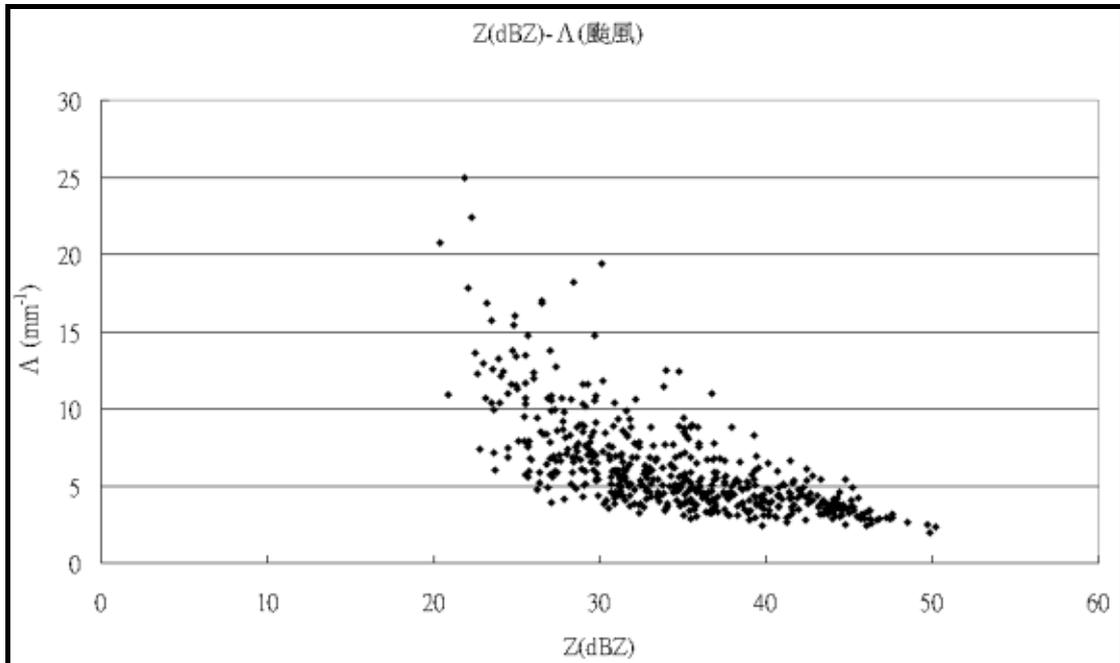
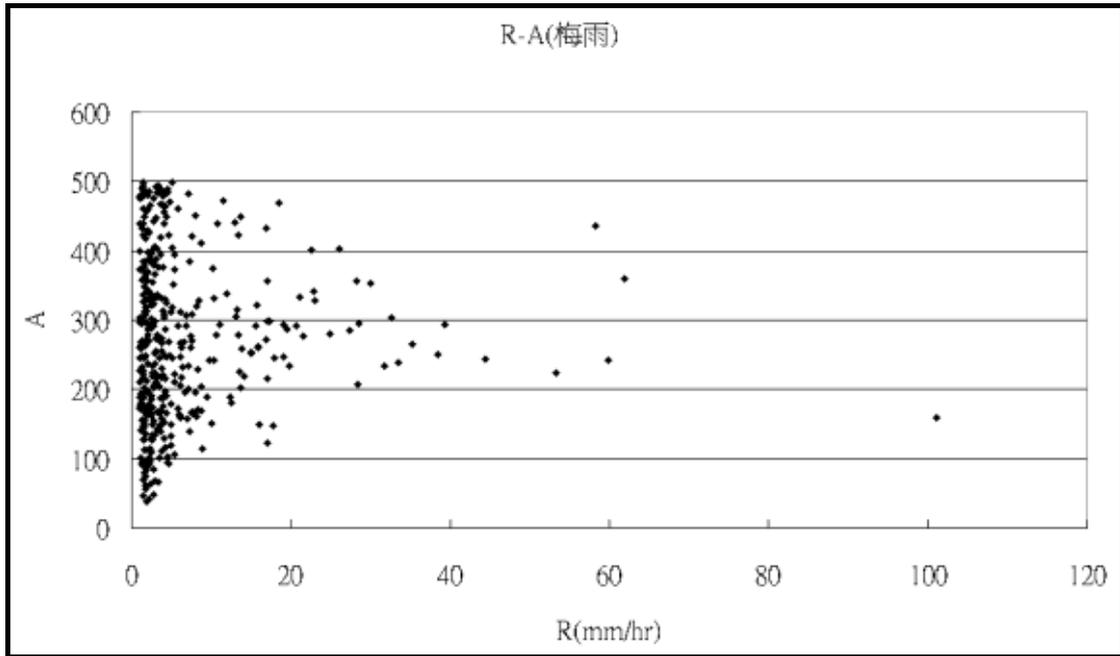


圖 18：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 Z- Λ 散布圖。

R-A (梅雨季)



R-A (颱風季)

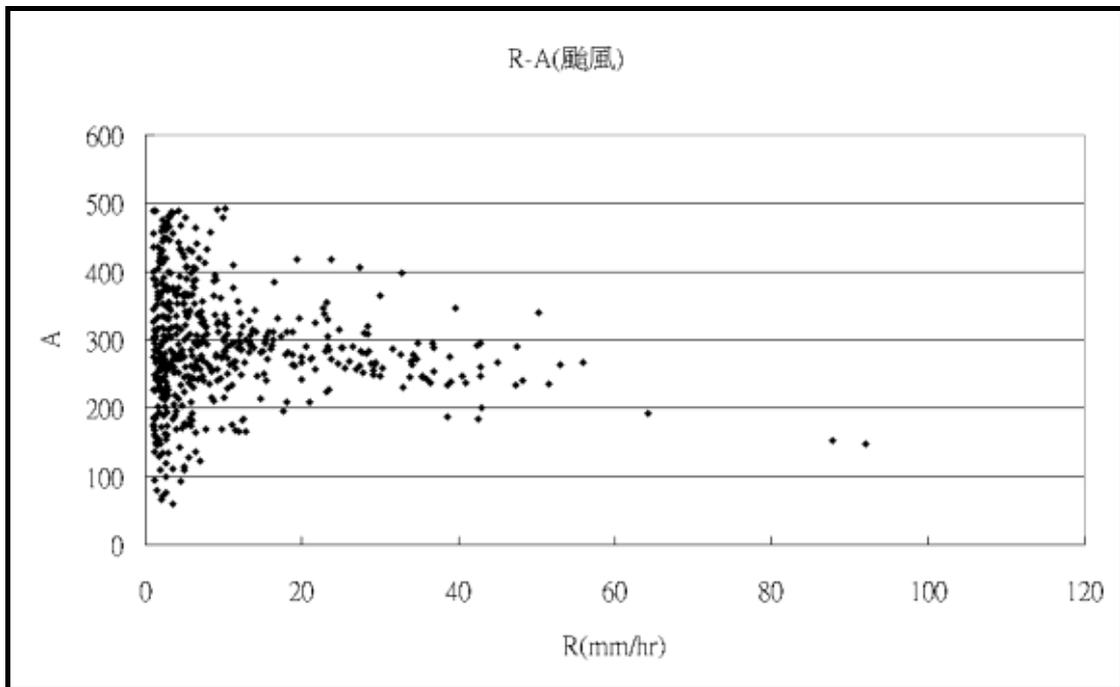
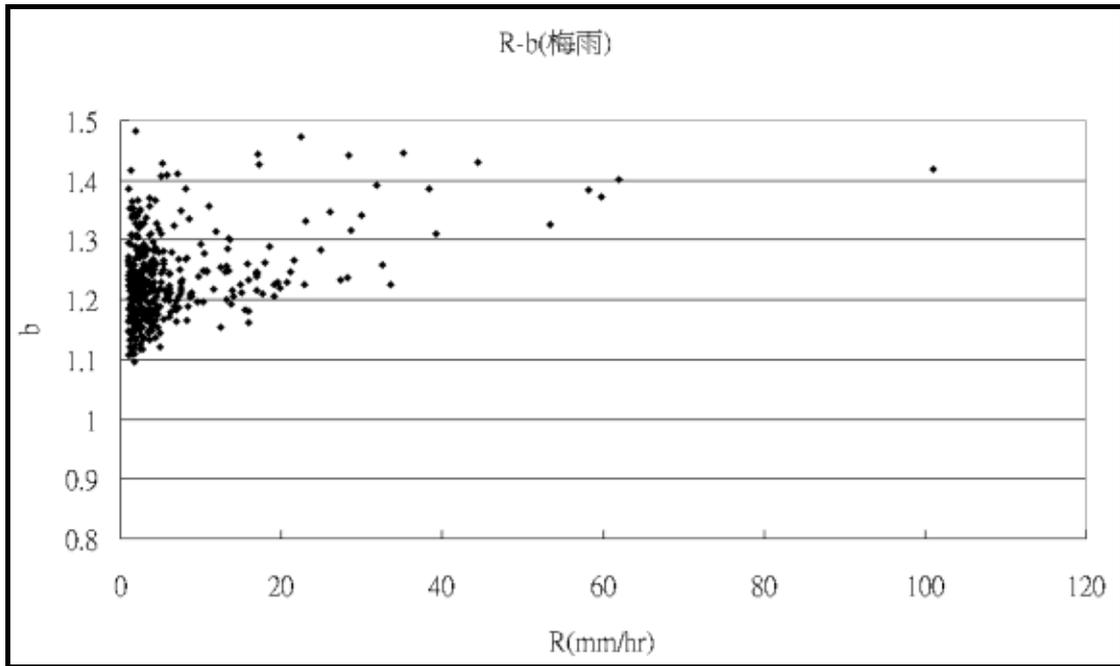


圖 19：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 R-A 散布圖。

R-b (梅雨季)



R-b (颱風季)

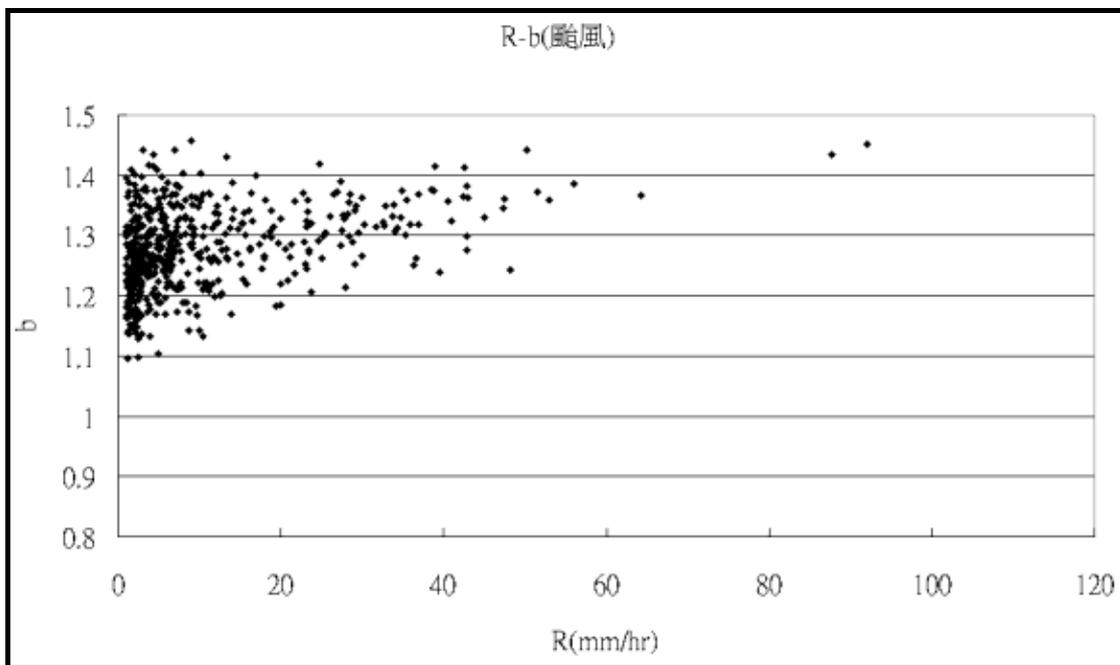
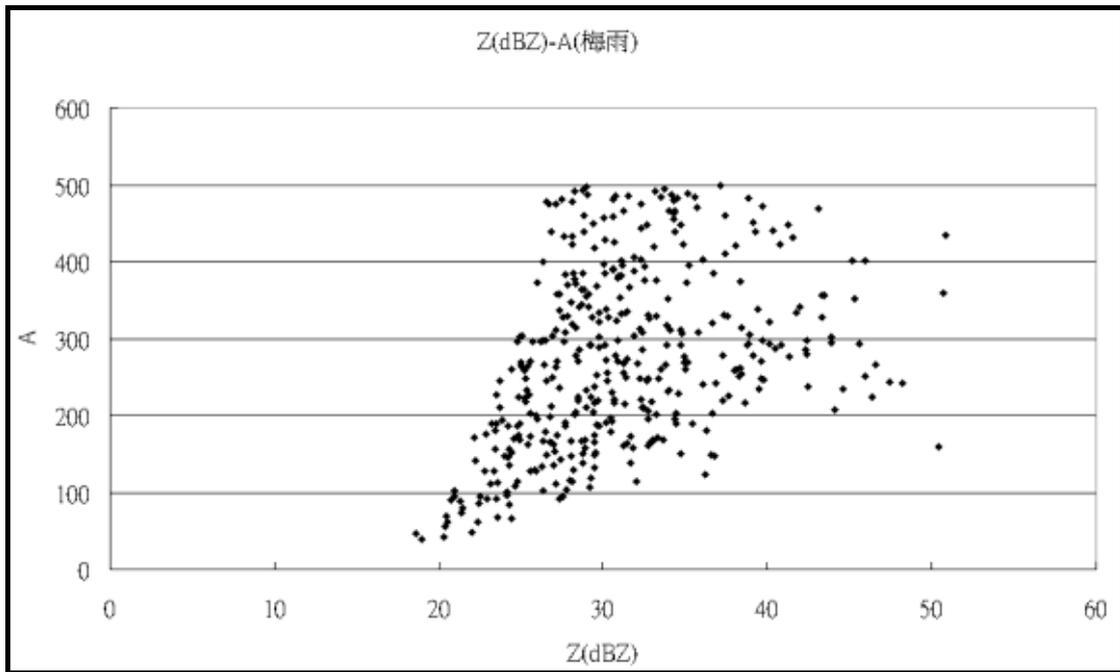


圖 20：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 R-b 散布圖。

Z(dBZ)-A (梅雨季)



Z(dBZ)-A (颱風季)

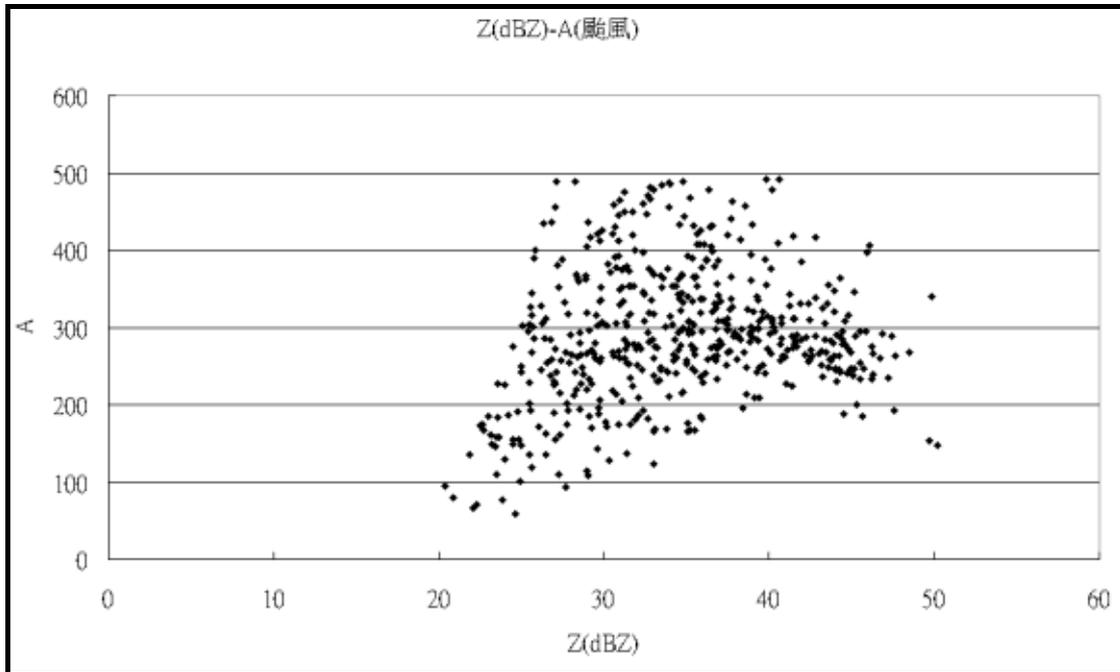
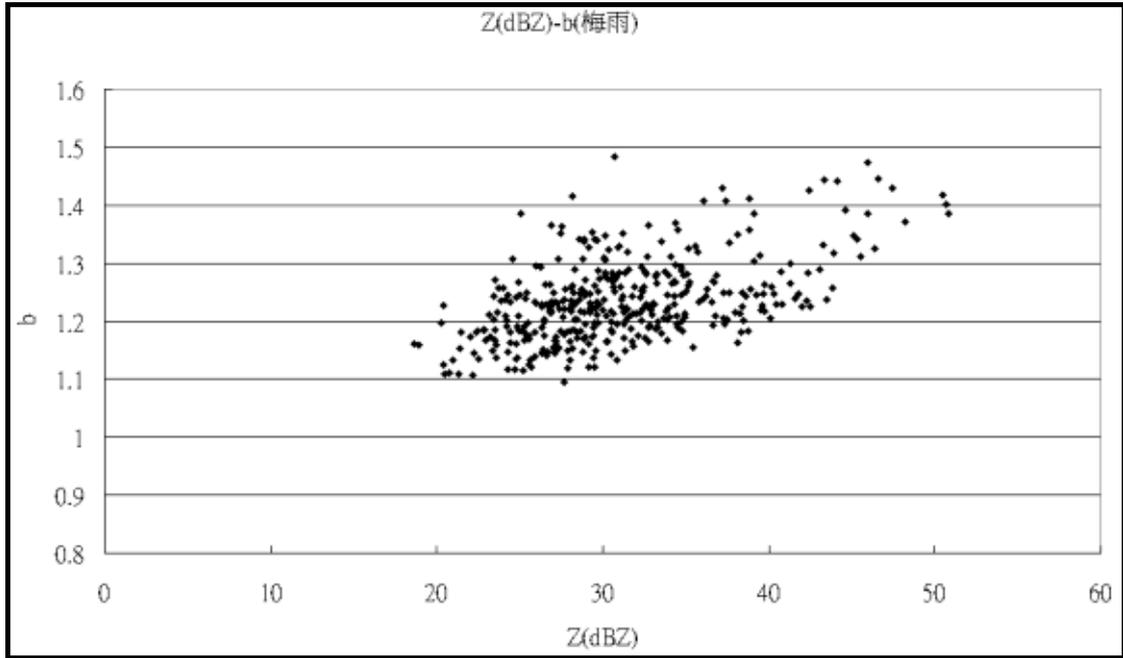


圖 21：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 Z-A 散布圖

Z(dBZ)-b (梅雨季)



Z(dBZ)-b (颱風季)

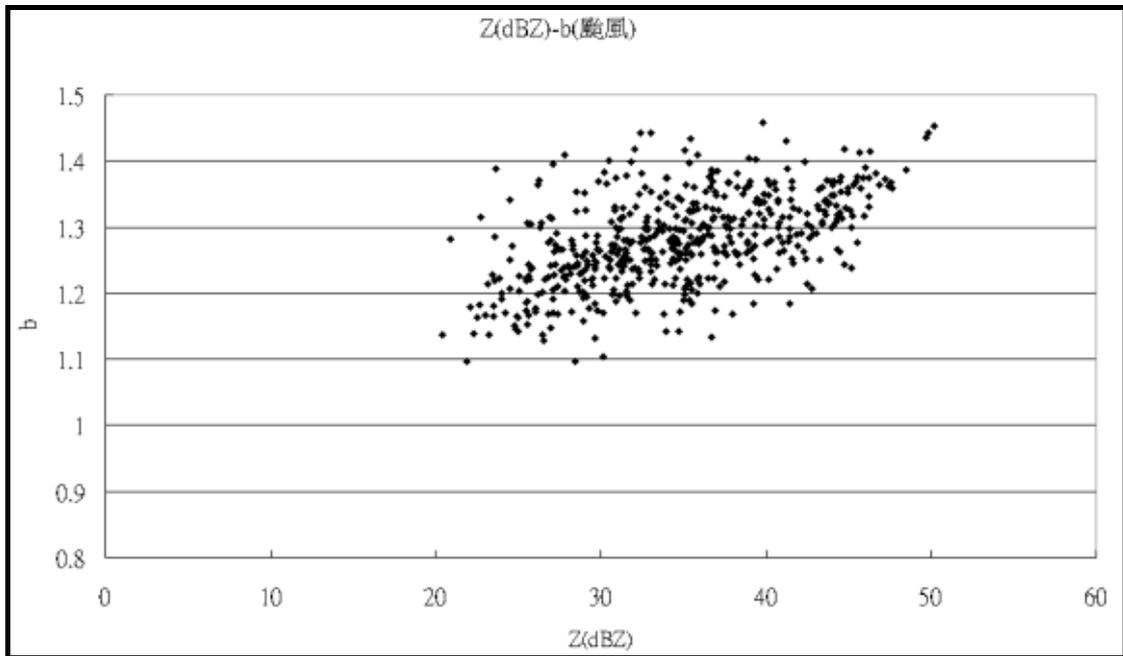
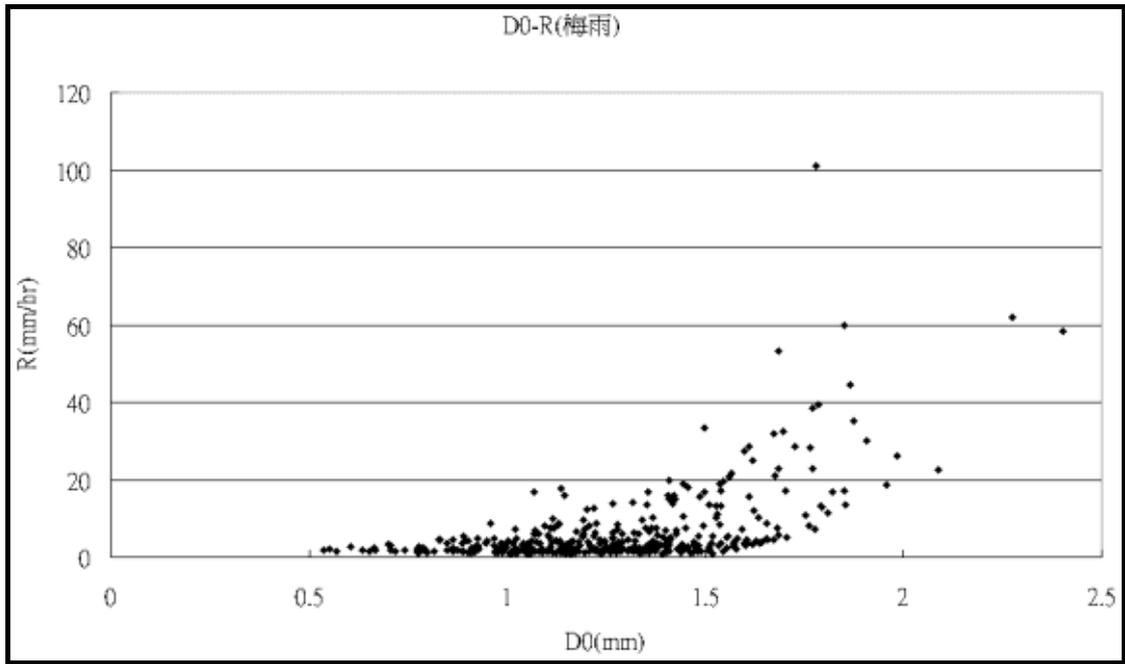


圖 22：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 Z-b 散布圖

D₀-R (梅雨季)



D₀-R (颱風季)

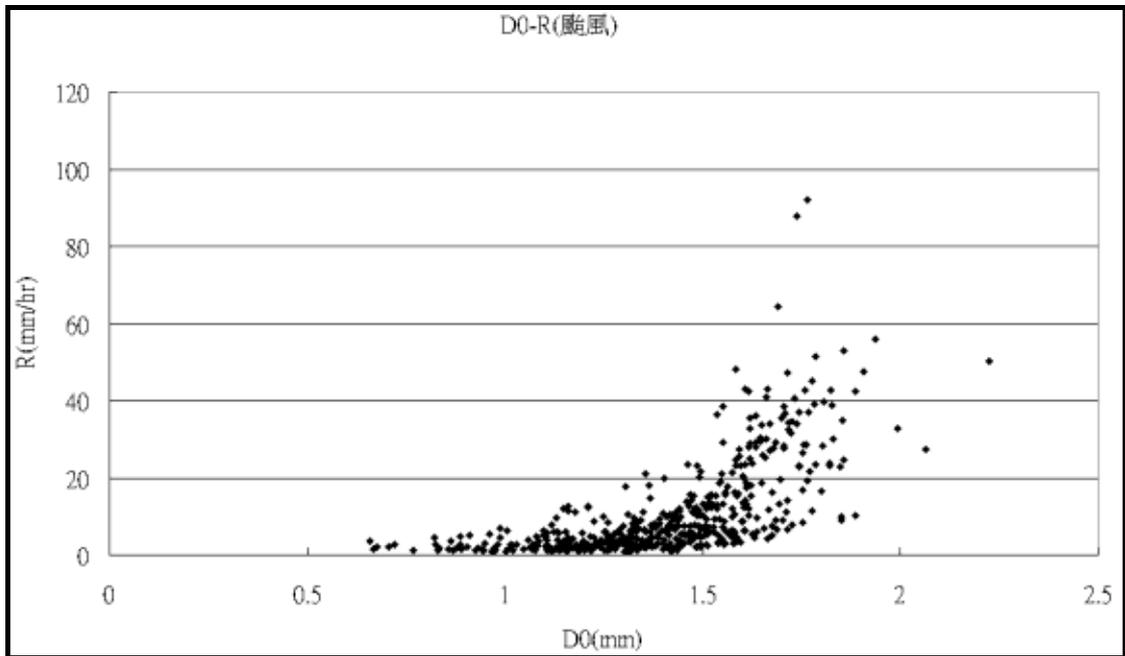
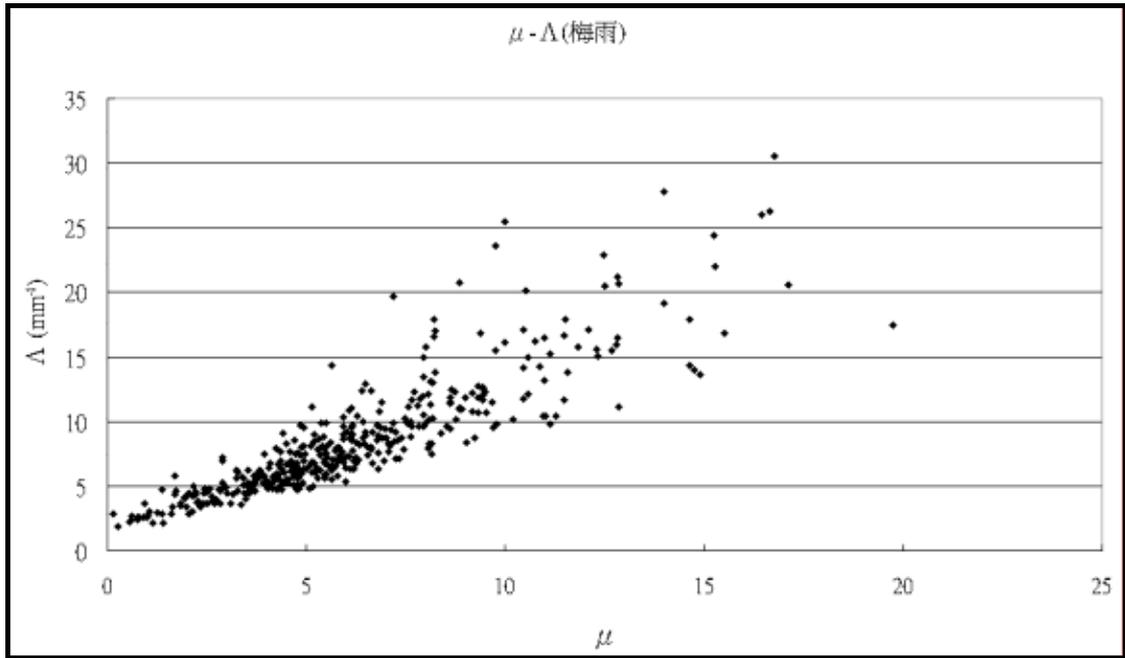


圖 23：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 D₀-R 散布圖

$\mu - \Lambda$ (梅雨季)



$\mu - \Lambda$ (颱風季)

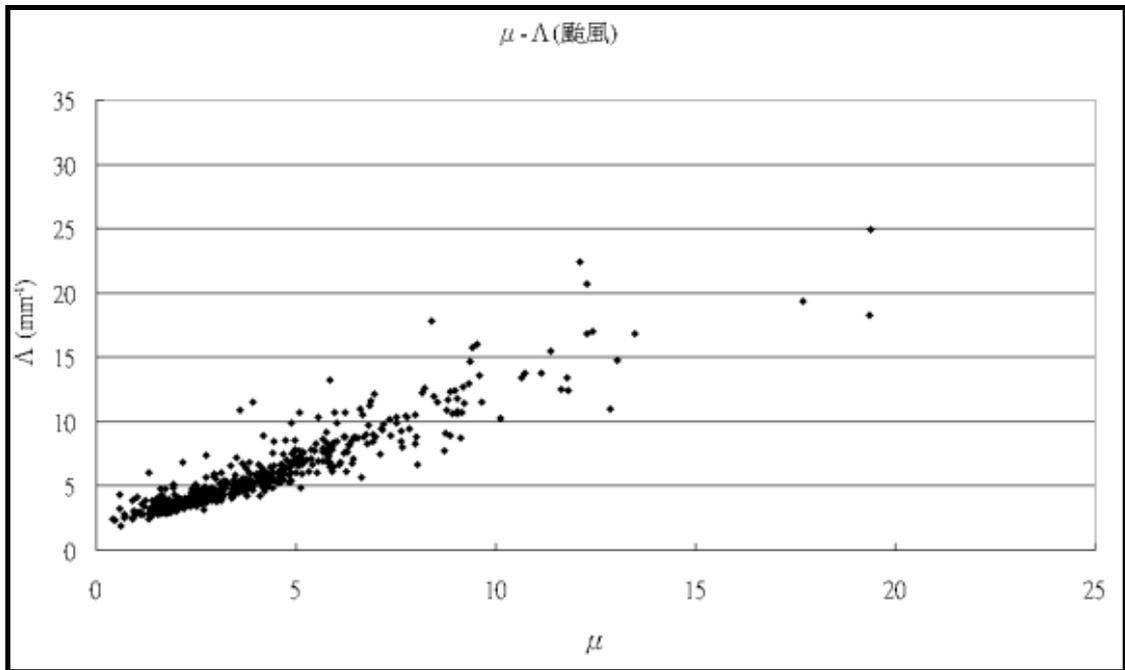


圖 24：梅雨季(上圖)及颱風季(下圖)的 $m - \Lambda$ 散布圖

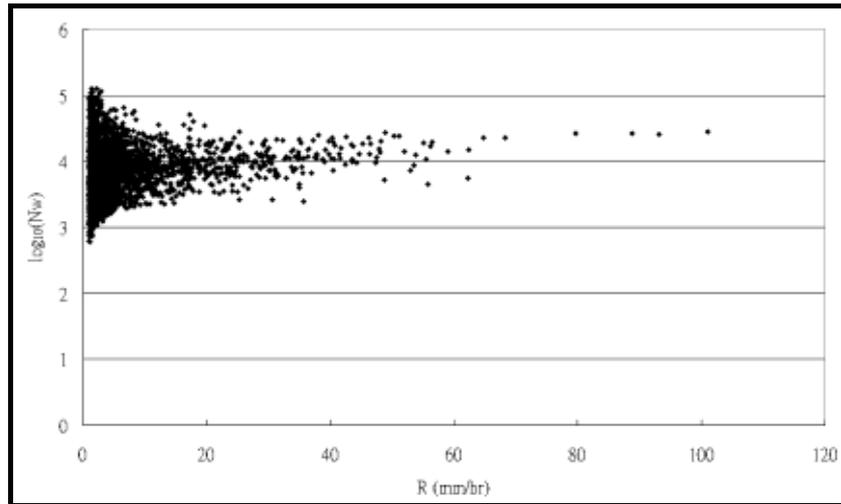


圖 25：降雨率 R 與 $\log_{10}(N_w)$ 的散布圖

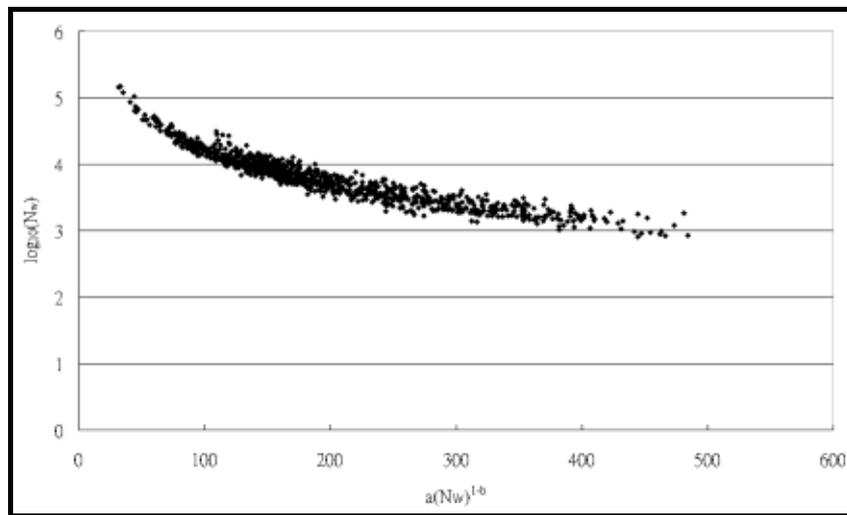


圖 26：係數 $a(N_w)^{1-b}$ 與 $\log_{10}(N_w)$ 的散布圖

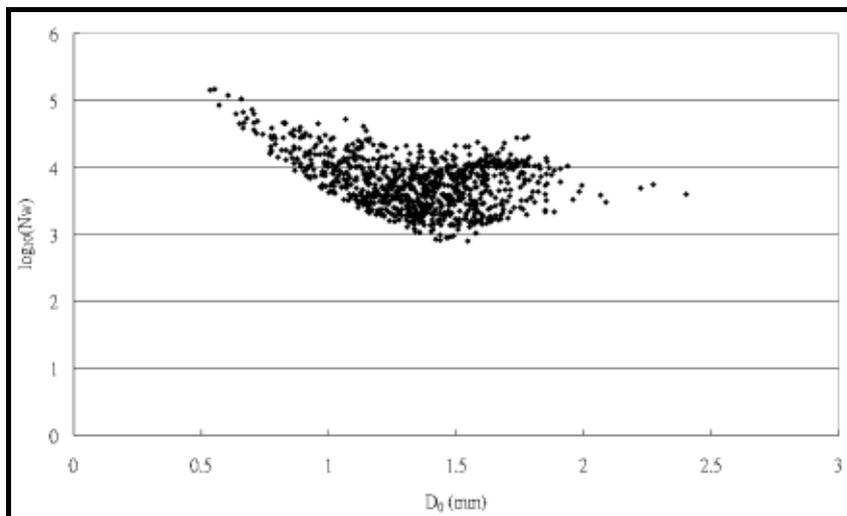


圖 27：中值體積直徑 D_0 與 $\log_{10}(N_w)$ 的散布圖

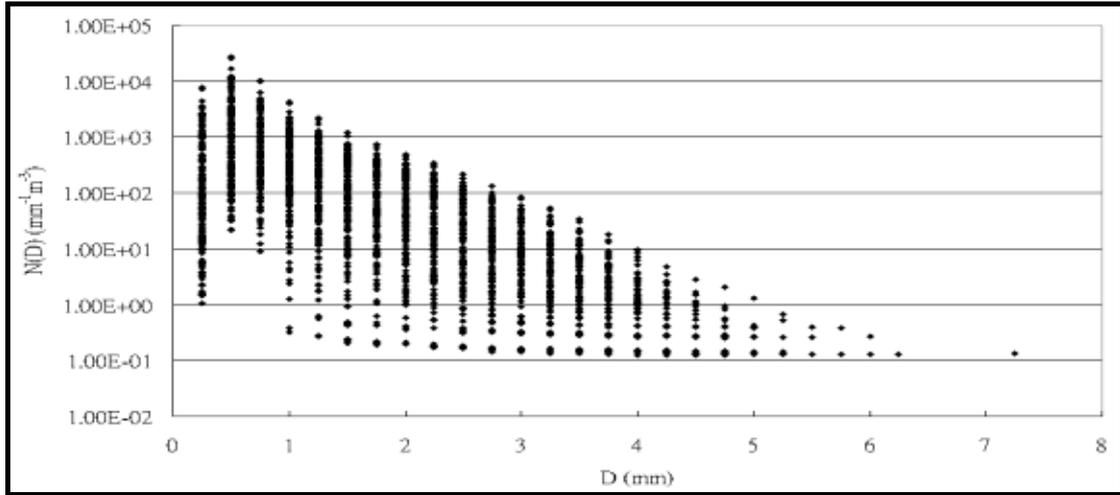


圖 28：納莉颱風 2001 年 9 月 17 日全天的雨滴粒徑分布

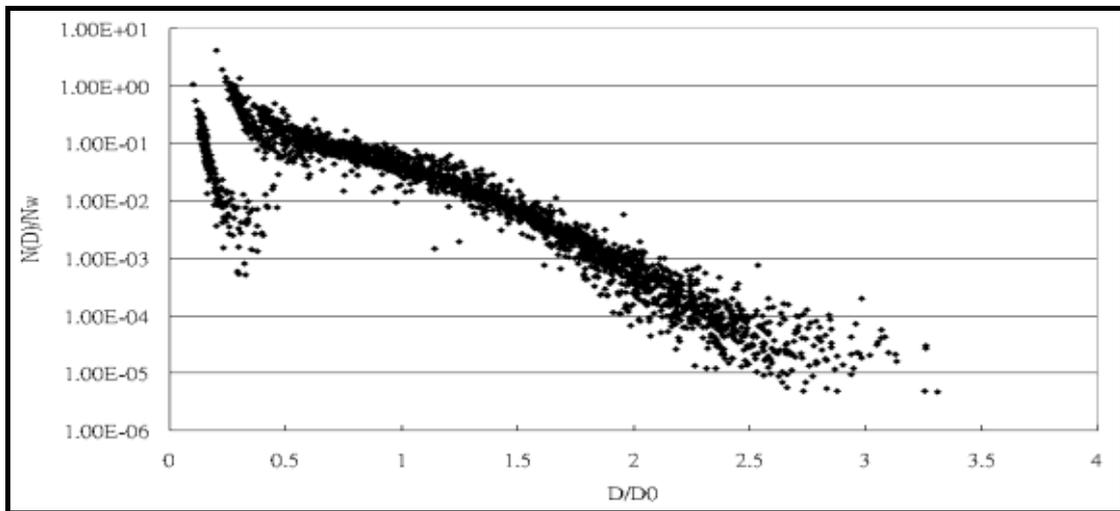


圖 29：納莉颱風 2001 年 9 月 17 日 $N(D)/N_w - D/D_0$ 散布圖。

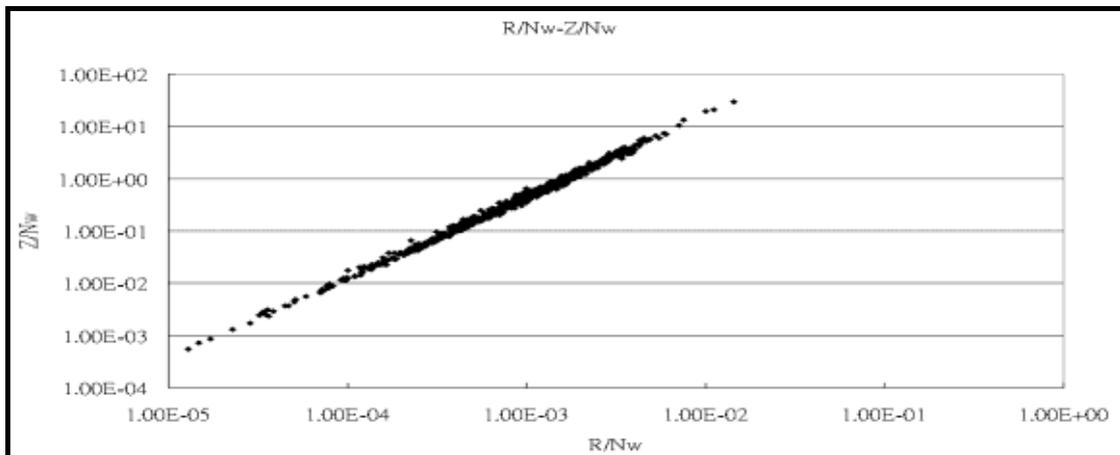


圖 30：經過 normalize 後的降雨率 R 及回波強度 Z 之分布圖。

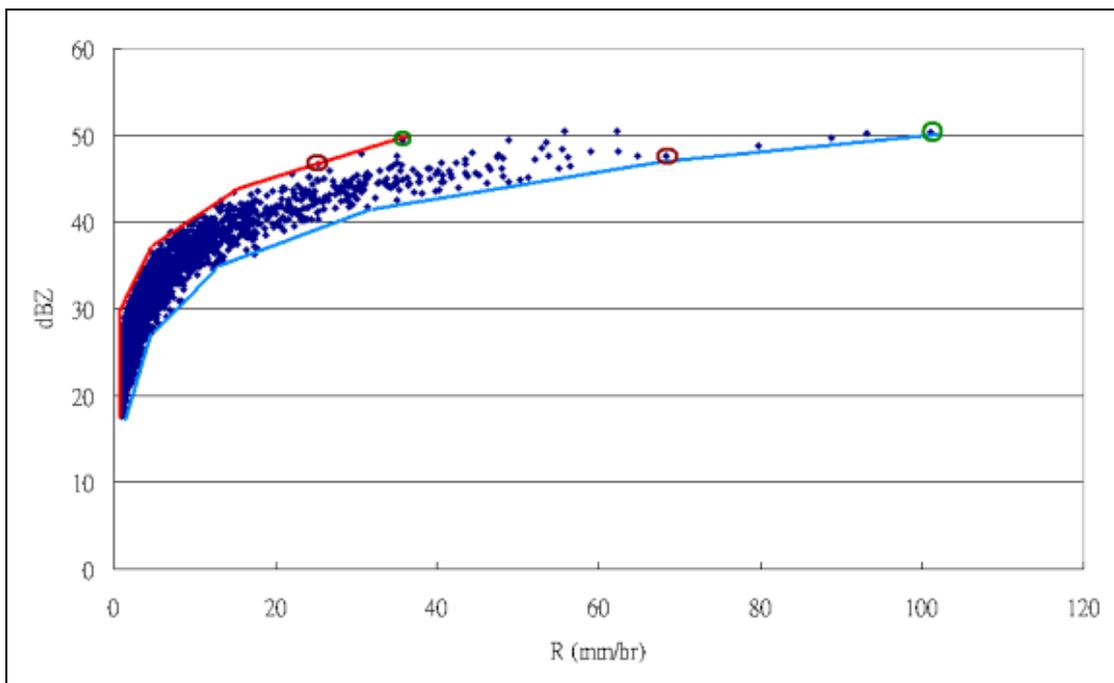
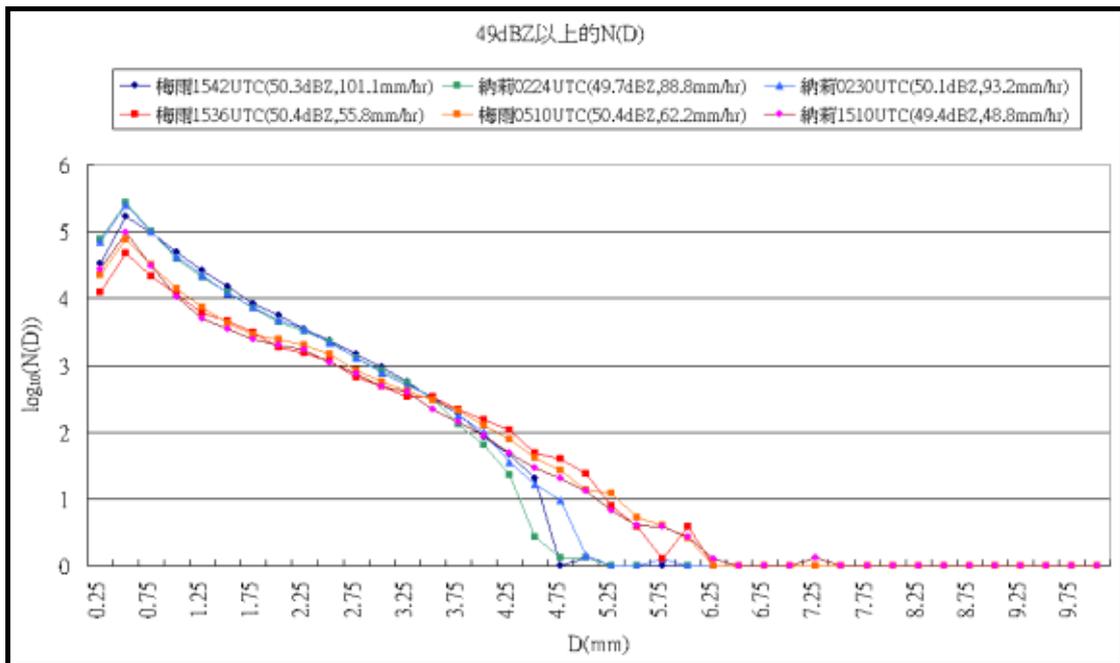
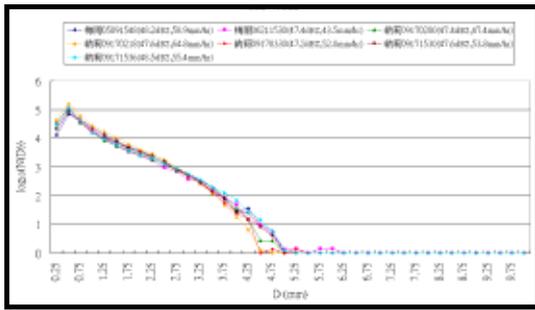
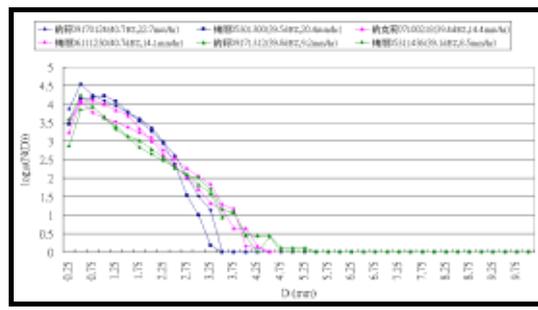


圖 31:上圖-為回波強度 49dBZ 以上降雨事件的雨滴粒徑分布, A 類(冷色系), B 類(暖色系)。下圖-為兩年不季節之 R-Z 分布圖, 綠色圓圈為回波強度 49dBZ 以上之降雨率端點值, 棕色圓圈為 45~47dBZ 之降雨率端點值。

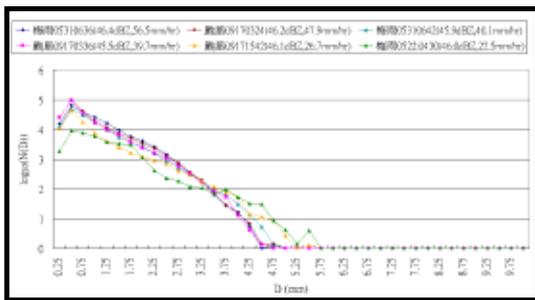
47~49 dBZ



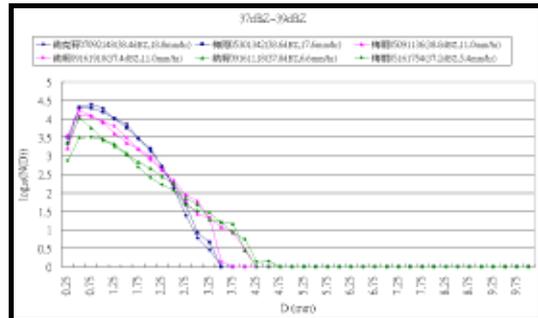
39~41 dBZ



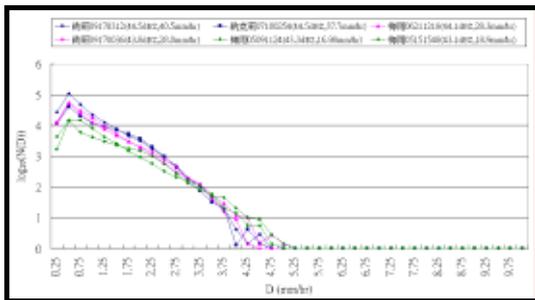
45~47 dBZ



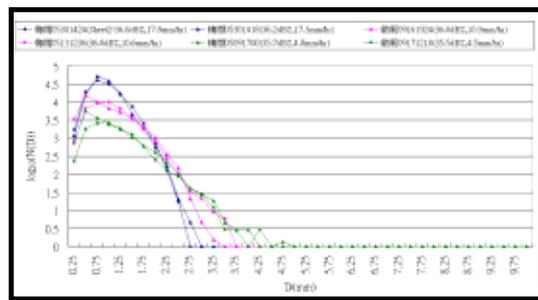
37~39 dBZ



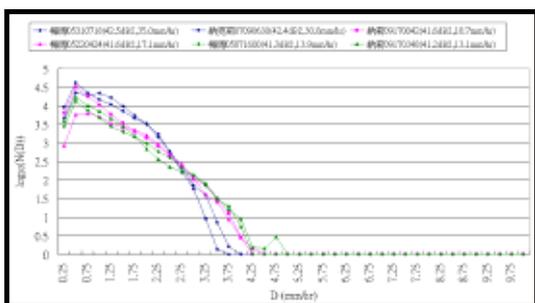
43~45 dBZ



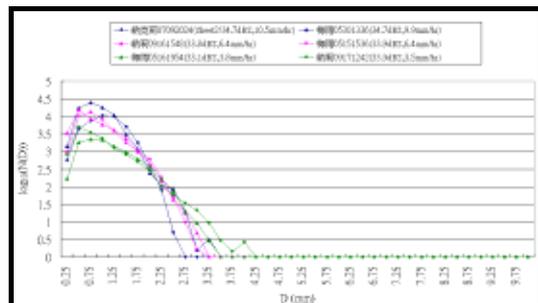
35~37 dBZ



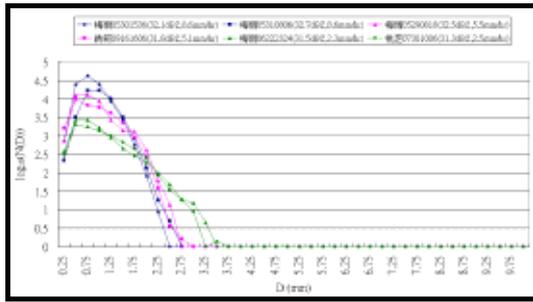
41~43 dBZ



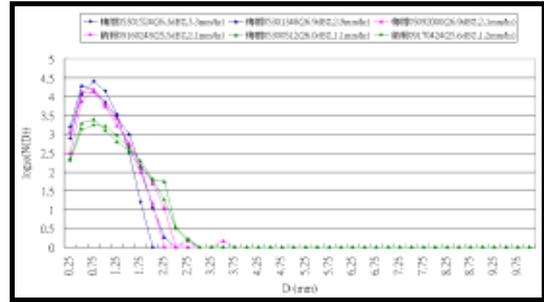
33~35 dBZ



31~33 dBZ



25~27 dBZ



29~31 dBZ

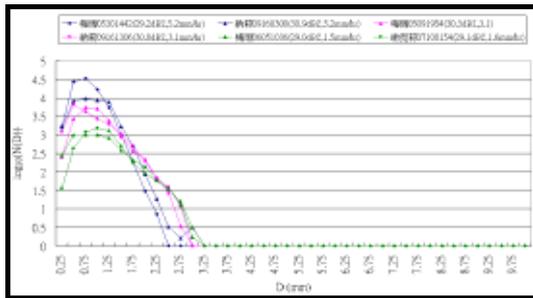
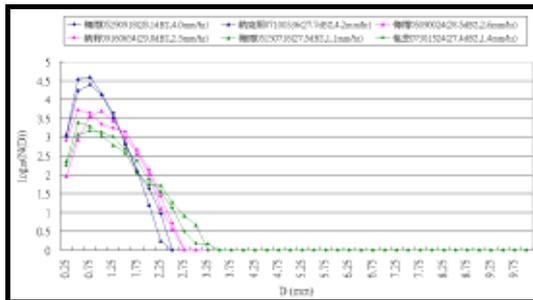


圖 32：25~49dBZ，2dBZ 為一區間，個案之雨滴粒徑分布(取回波區間內最大、中度及最小降雨個案)。

27~29 dBZ



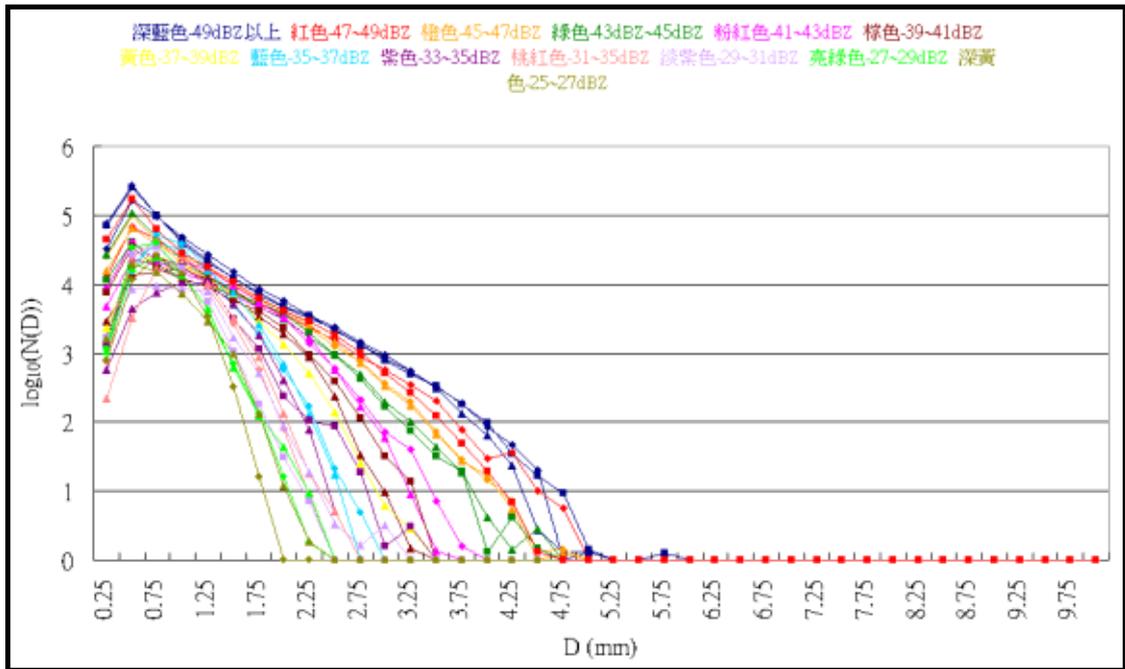


圖 33：回波強度 25dBZ 以上 A 類的雨滴粒徑分布(顏色區間代表不同的回波區間)。

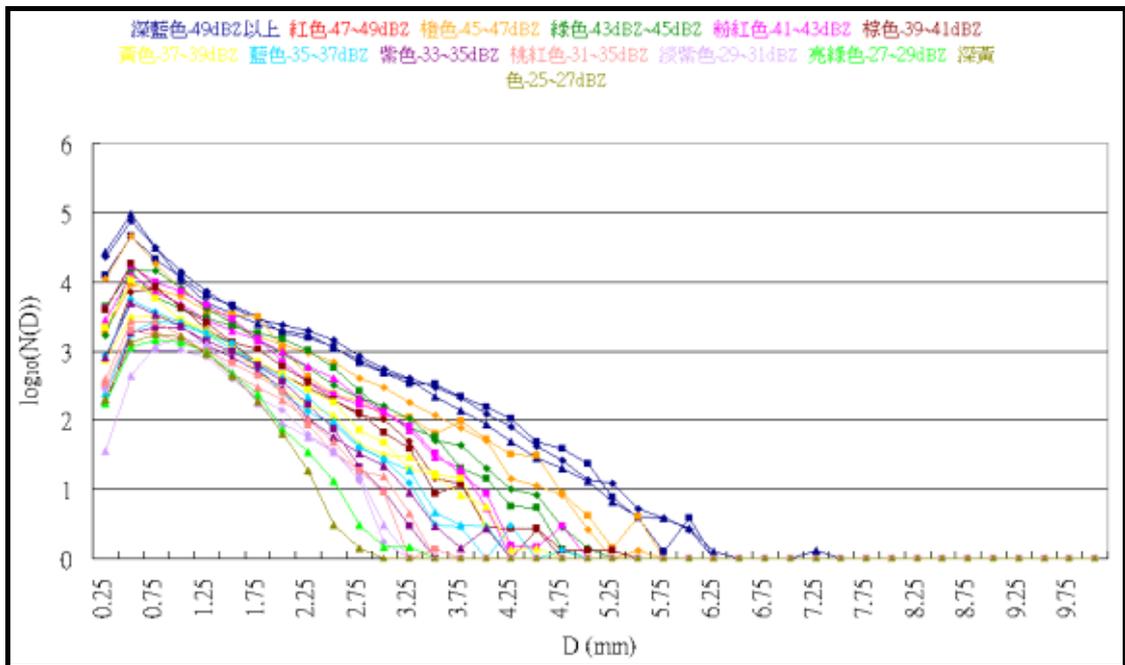


圖 34：回波強度 25dBZ 以上 B 類的雨滴粒徑分布(顏色區間代表不同的回波區間)。

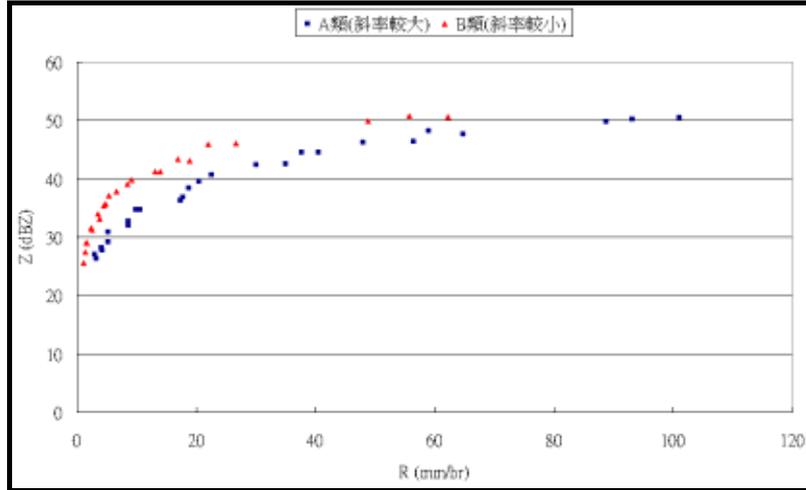


圖 35：回波強度 25dBZ 以上 A 類與 B 類的 R-Z 散布圖。

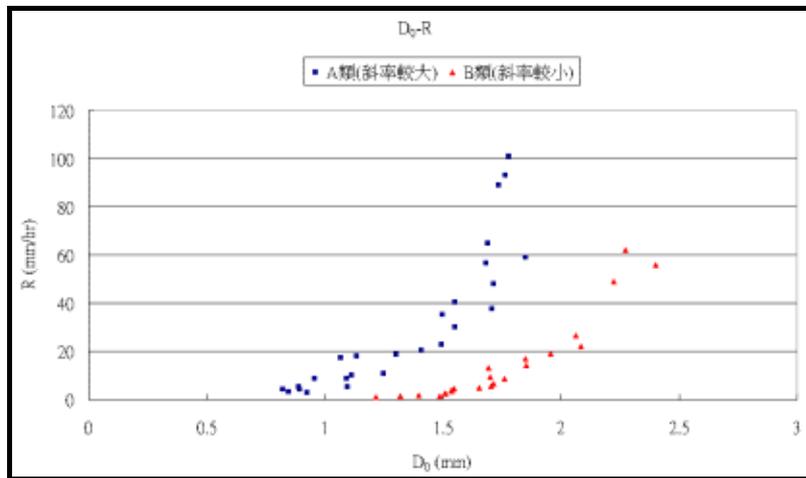


圖 36：回波強度 25dBZ 以上 A 類與 B 類的 D_0 -R 散布圖。

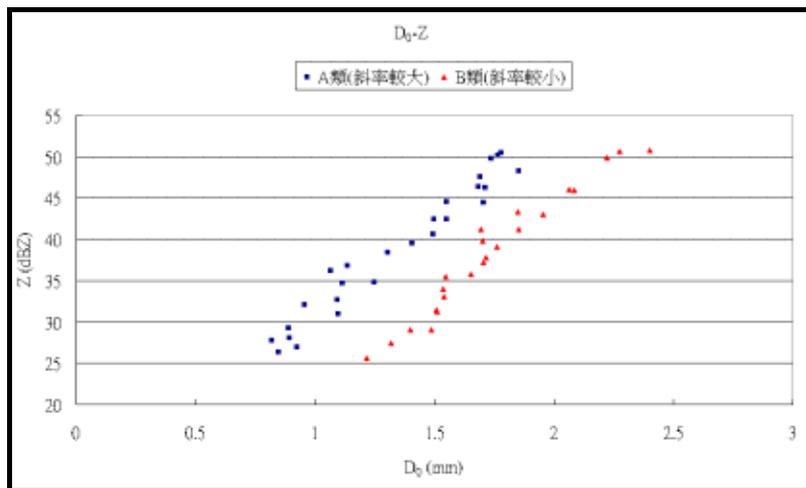


圖 37：回波強度 25dBZ 以上 A 類與 B 類的 D_0 -Z 散布圖。

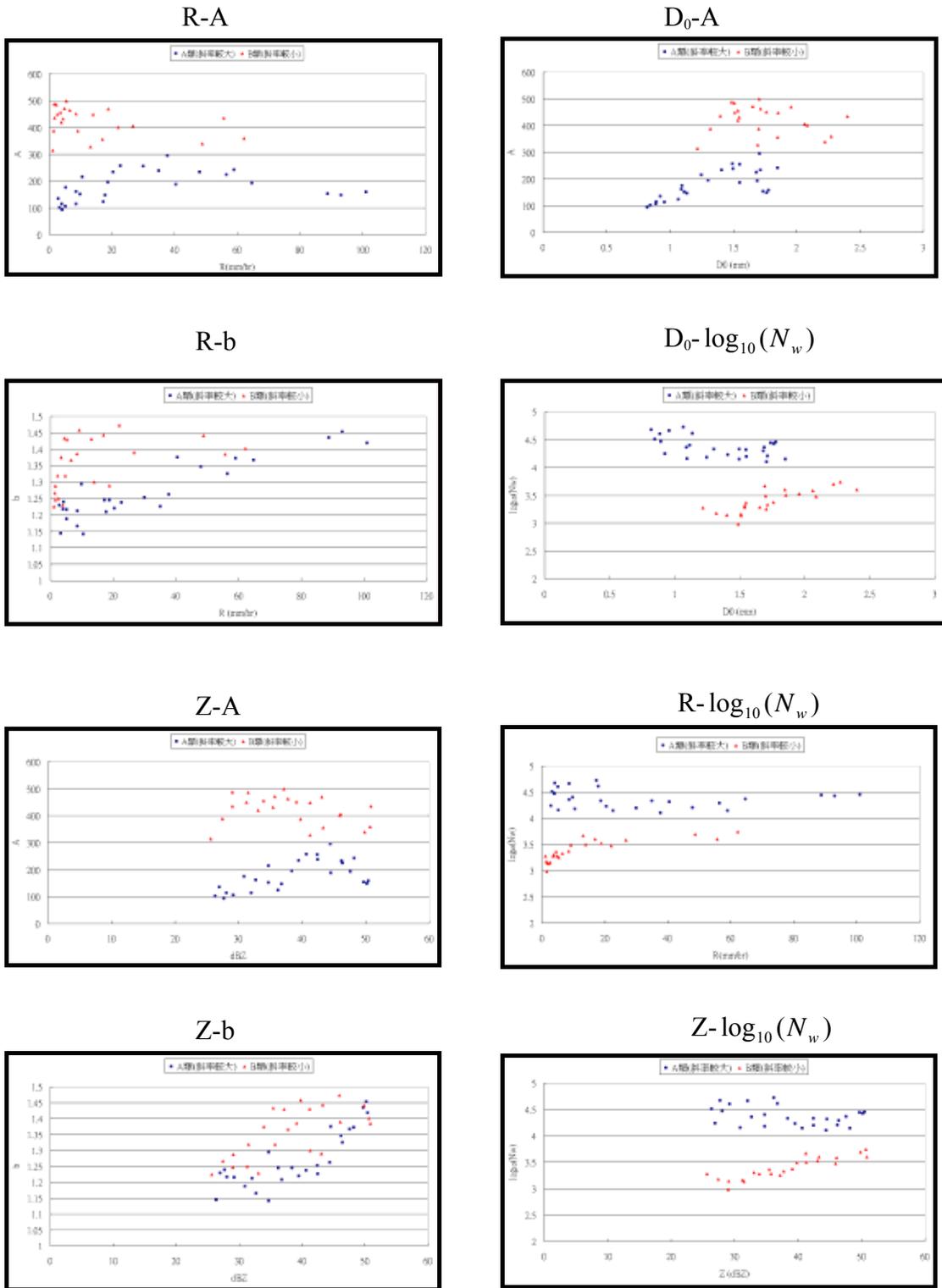
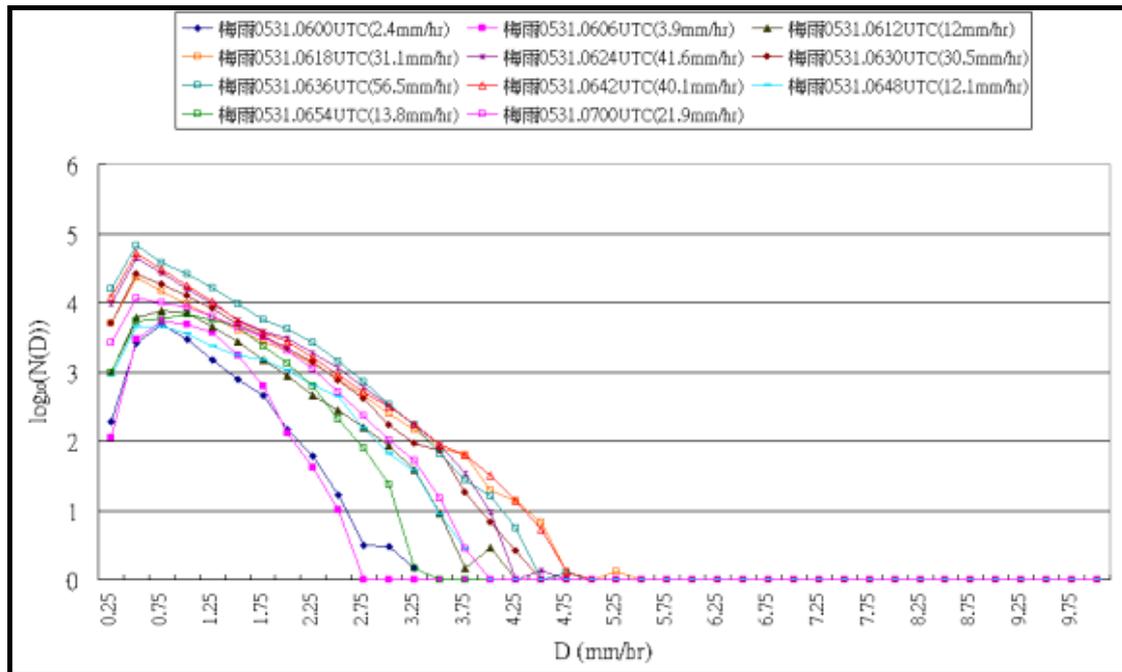


圖 38：25dBZ 以上 A 類及 B 類雨滴譜參數之散布圖。

0600UTC~0700UTC



0700UTC~0800UTC

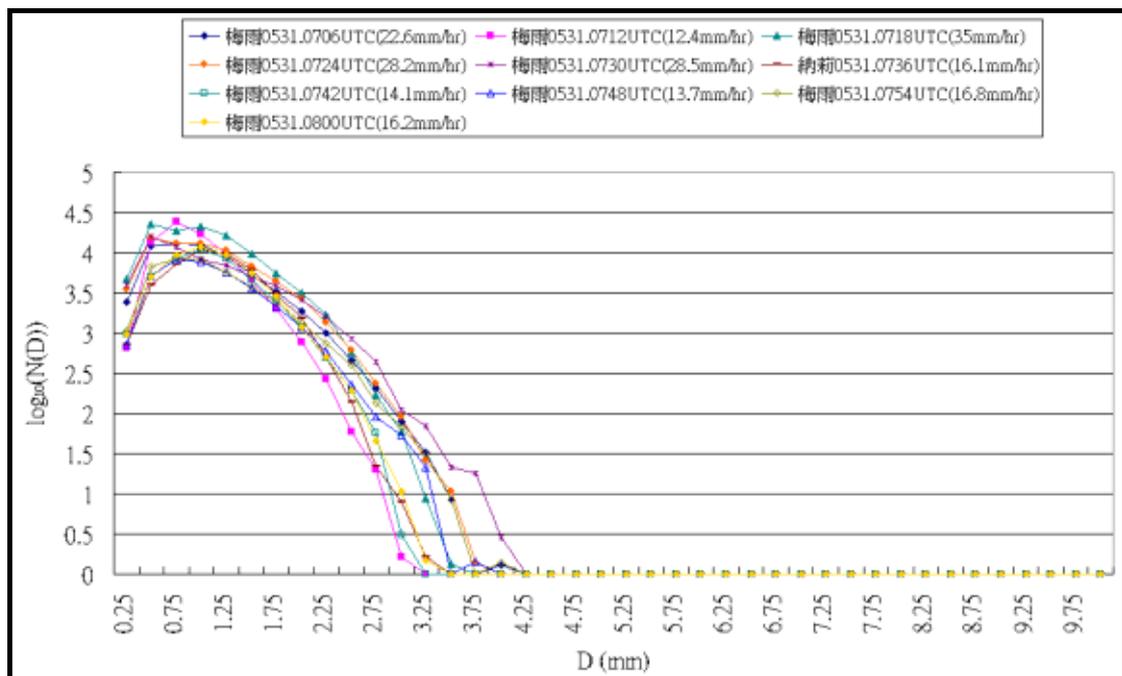


圖 39：為 2002 年 5 月 31 日的梅雨個案連續時間之雨滴粒徑分布，分別為 0600-0700UTC(上圖)及 0700-0800UTC(下圖)。

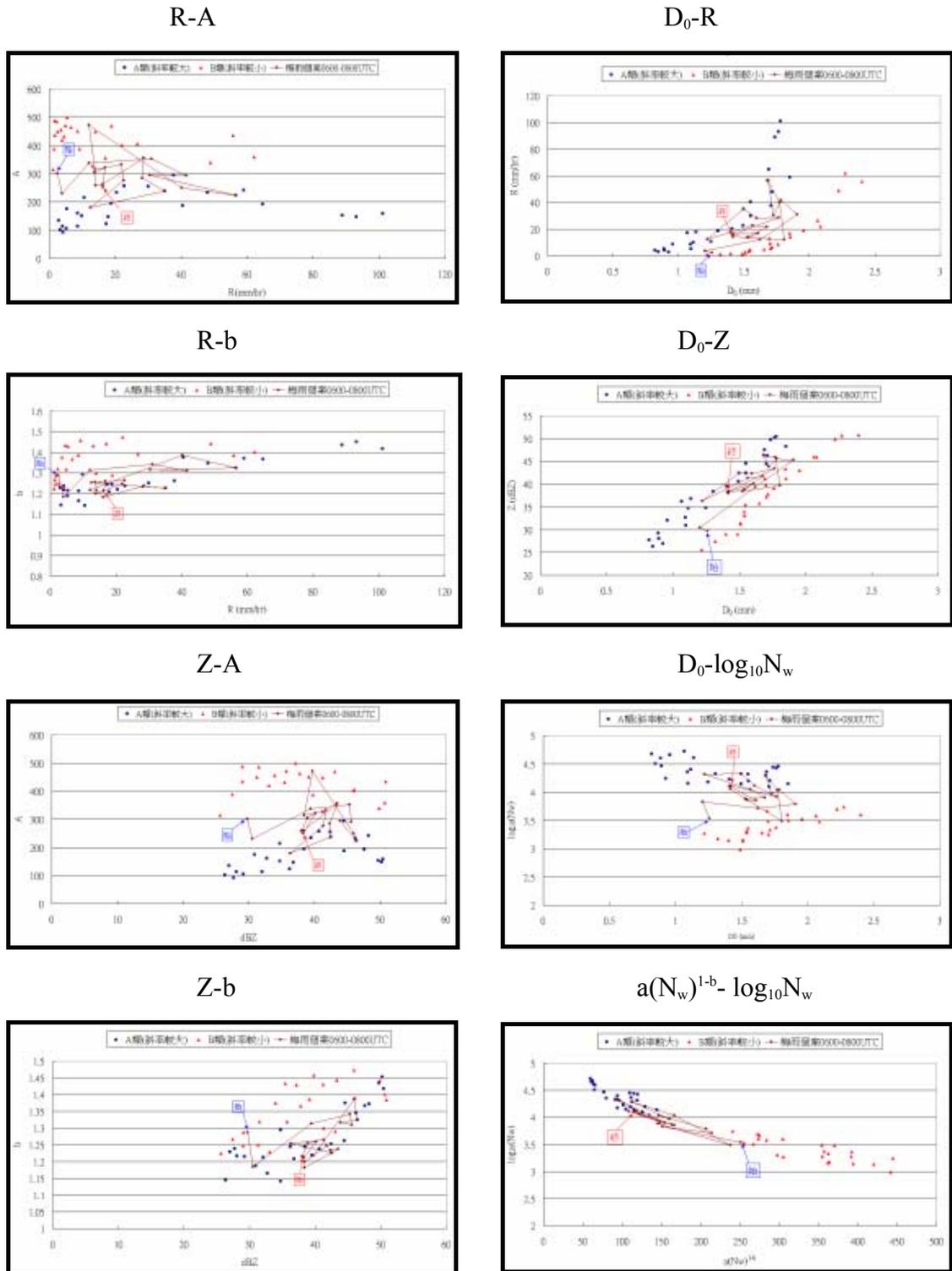


圖 40：2002 年 5 月 31 日梅雨個案 0600-0800UTC 之雨滴譜參數分布(正方形-A 類、三角形-B 類、線條-梅雨個案)。

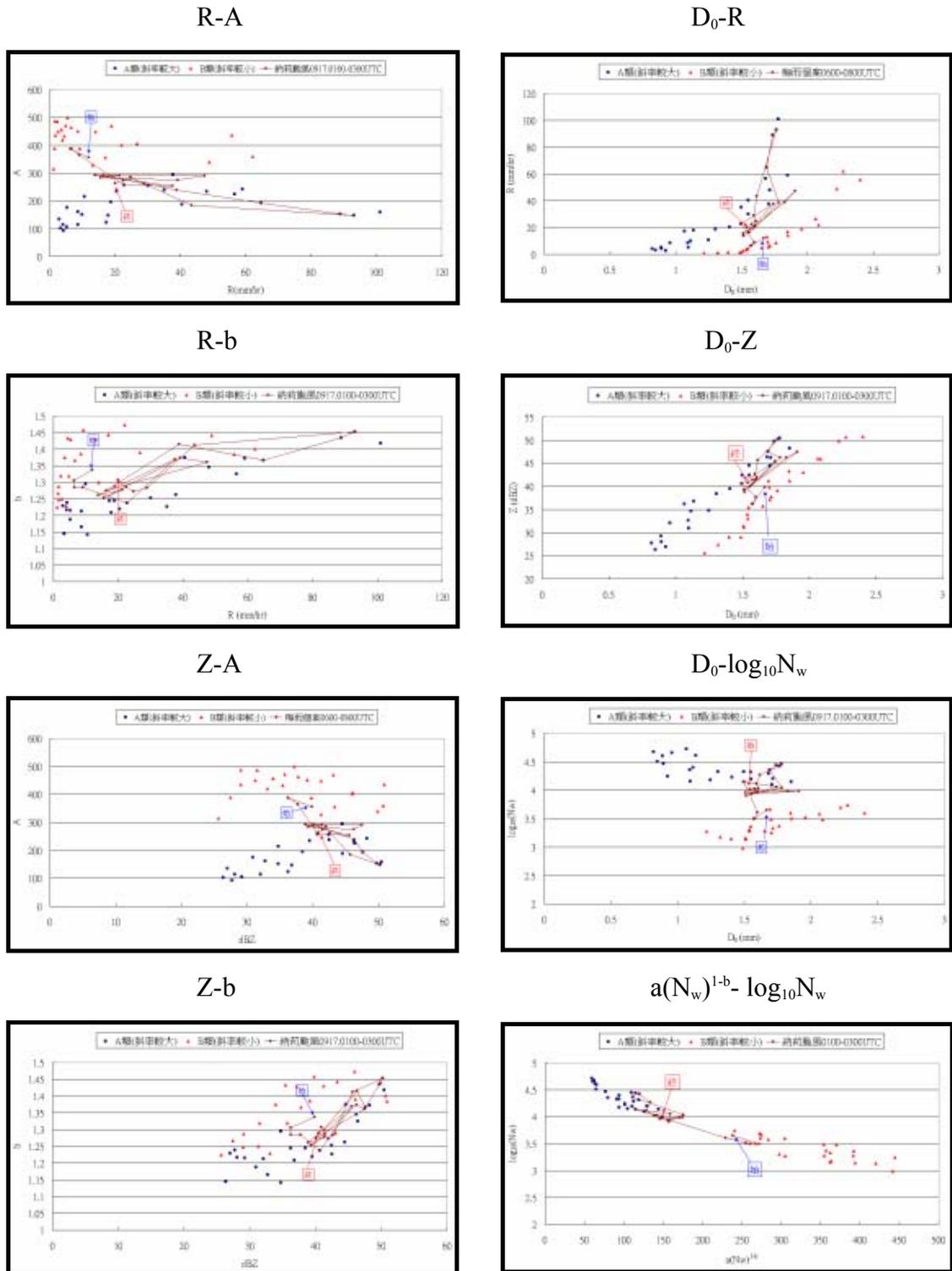


圖 41：納莉颱風 2001 年 9 月 17 日 0100UTC-0300UTC 之雨滴譜參數分布(正方形-A 類、三角形-B 類、直線-納莉颱風個案)。

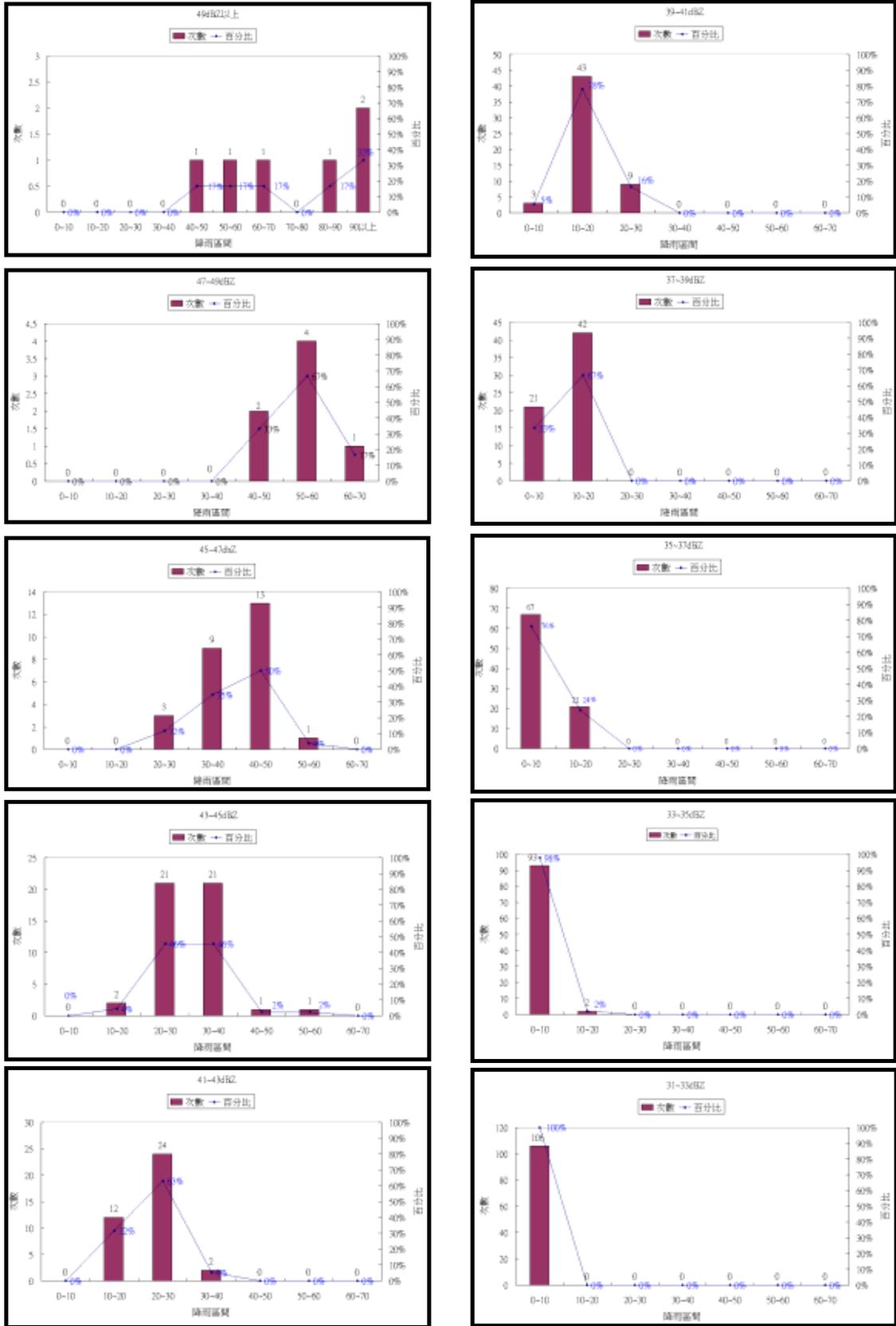


圖 42：各降雨區間內(橫軸)，個案依降雨程度發生之次數統計(縱軸)(長條圖-發生次數、折線-百分比%)。

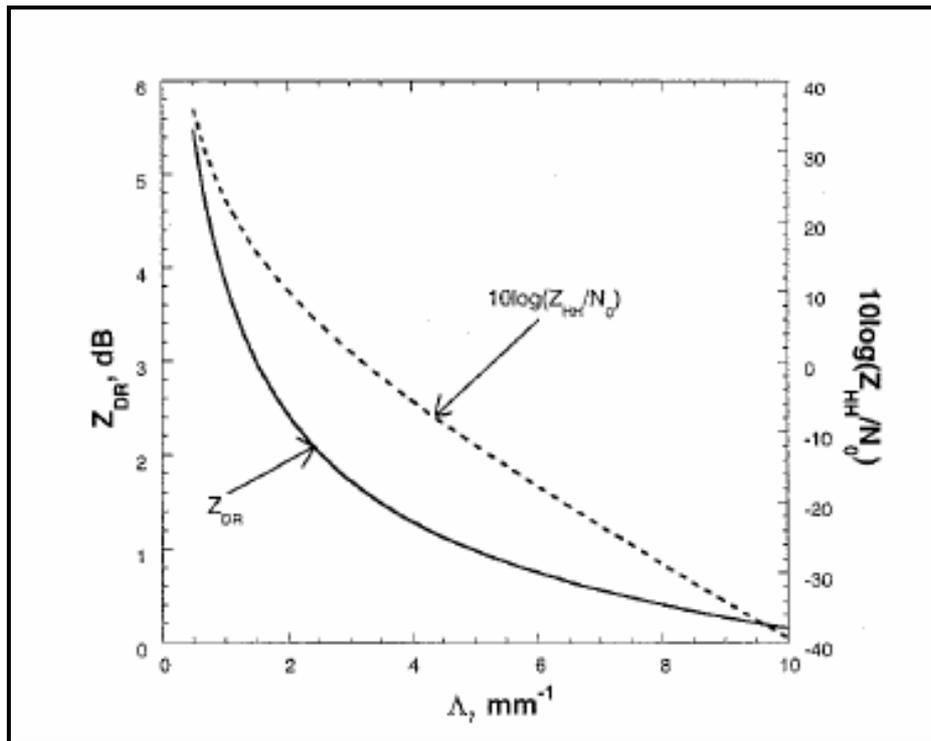


圖 43： Z_{DR} 及 $10\log(Z_{HH}/N_0)$ 與 Λ 間的關係圖，摘自 Zhang (2001)。

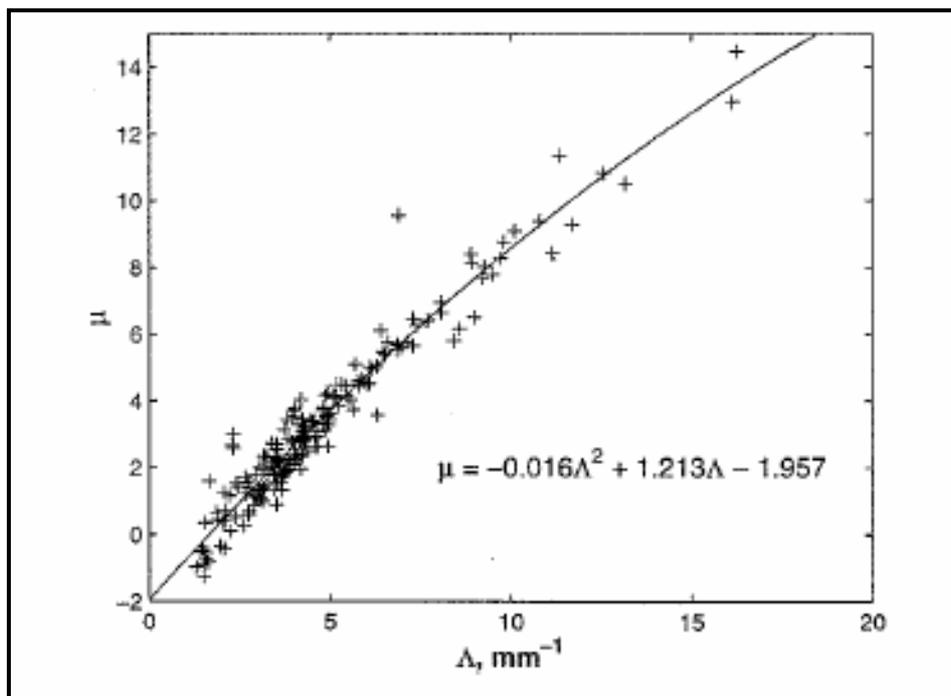


圖 44： μ 與 Λ 在高降雨率時的關係式，摘自 Zhang (2001)。

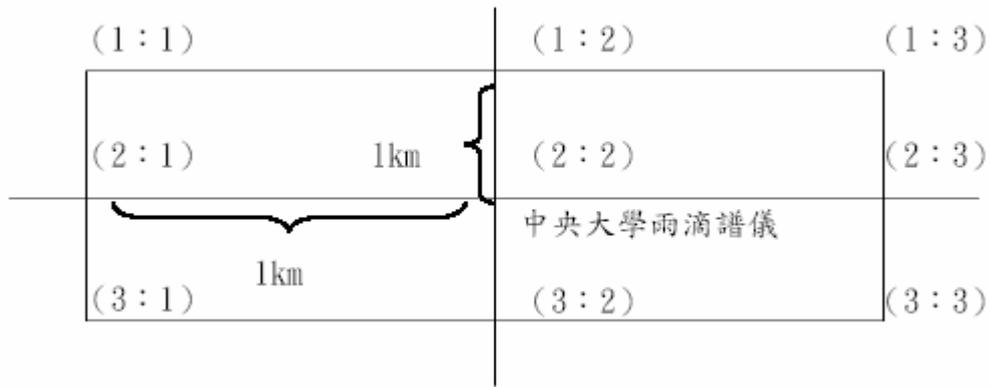


圖 45：平均中央大學上方，由中央氣象局五份山雷達站觀測之回波強度的 9 個點。(摘自張(2002))

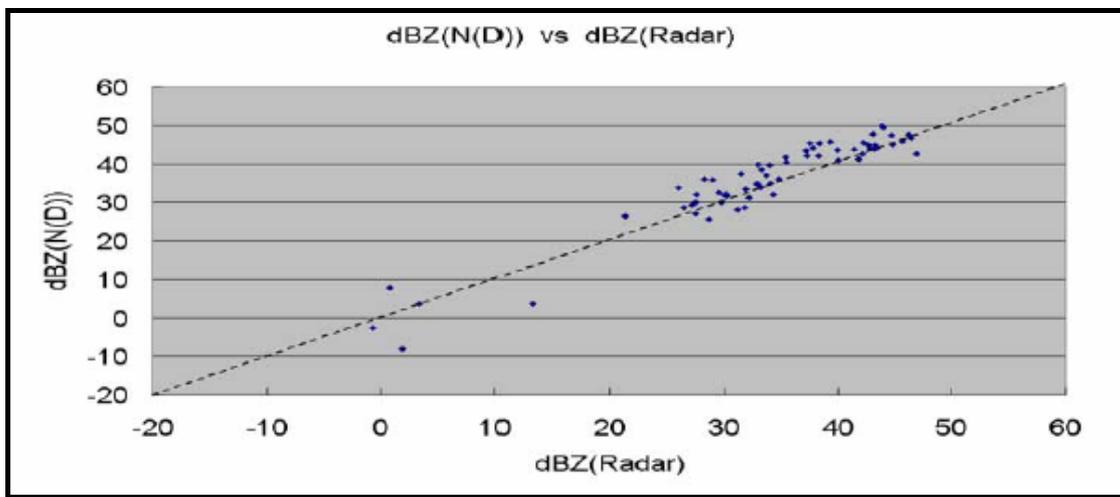


圖 46：五份山雷達站觀測之回波強度及其對應之雨滴粒徑分布計算之回波強度。(摘自張(2002))

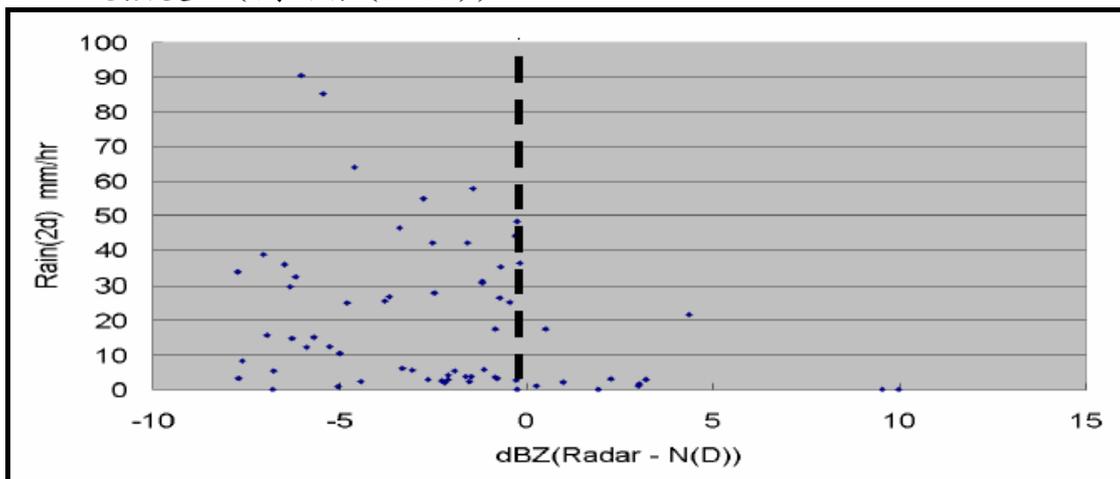


圖 47：五份山雷達站觀測之回波強度及雨滴粒徑分布計算之回波強度之差值，及其對應之雨滴譜儀觀測之降雨率。(摘自張(2002))

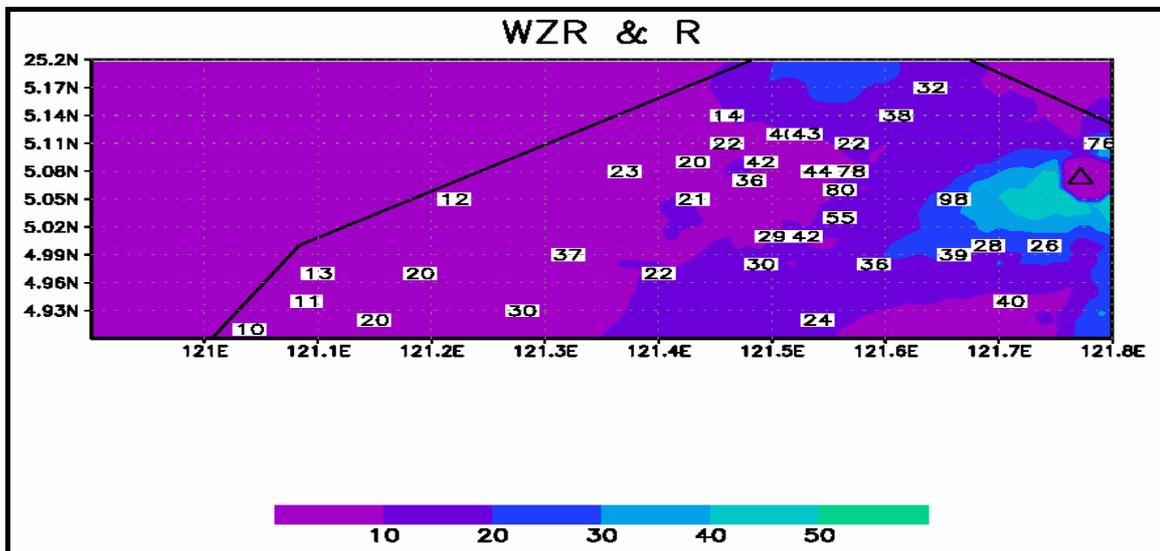
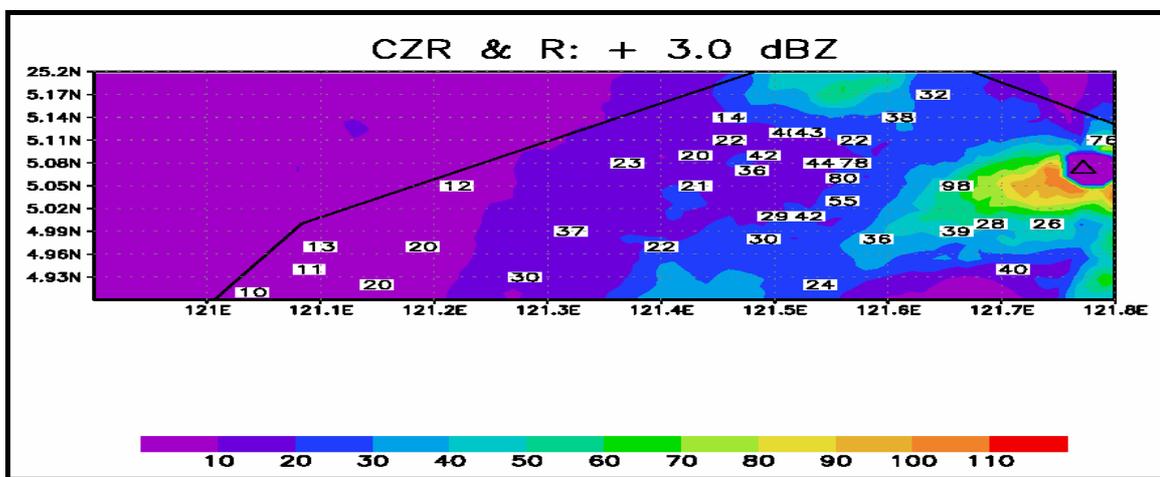
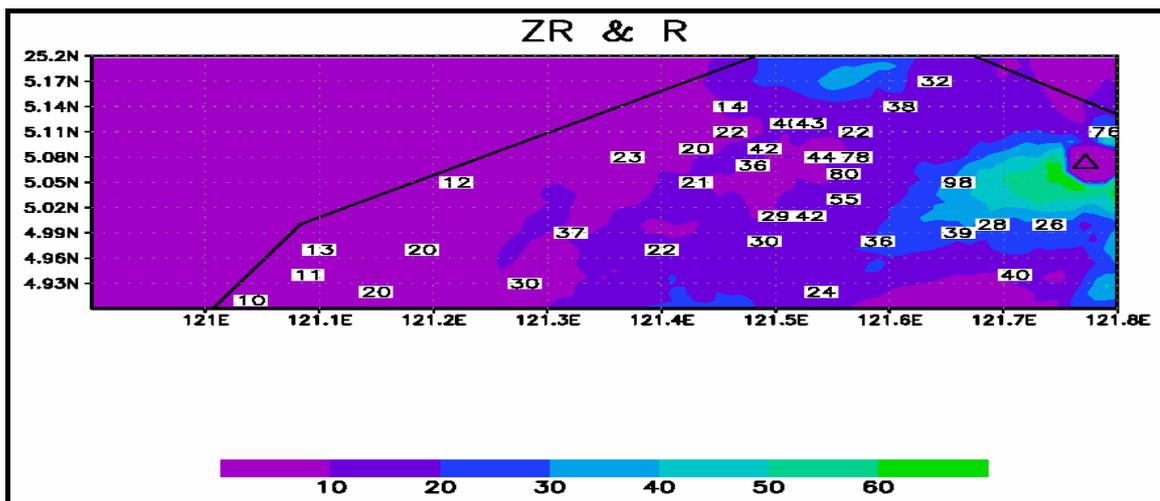


圖 48：9 月 16 日 14：00 到 15：00 (UTC)，地面測站觀測之降雨量(數字)，與雷達站觀測之回波估計之降雨量(彩色陰影)，圖中三角形為五份山雷達位置。

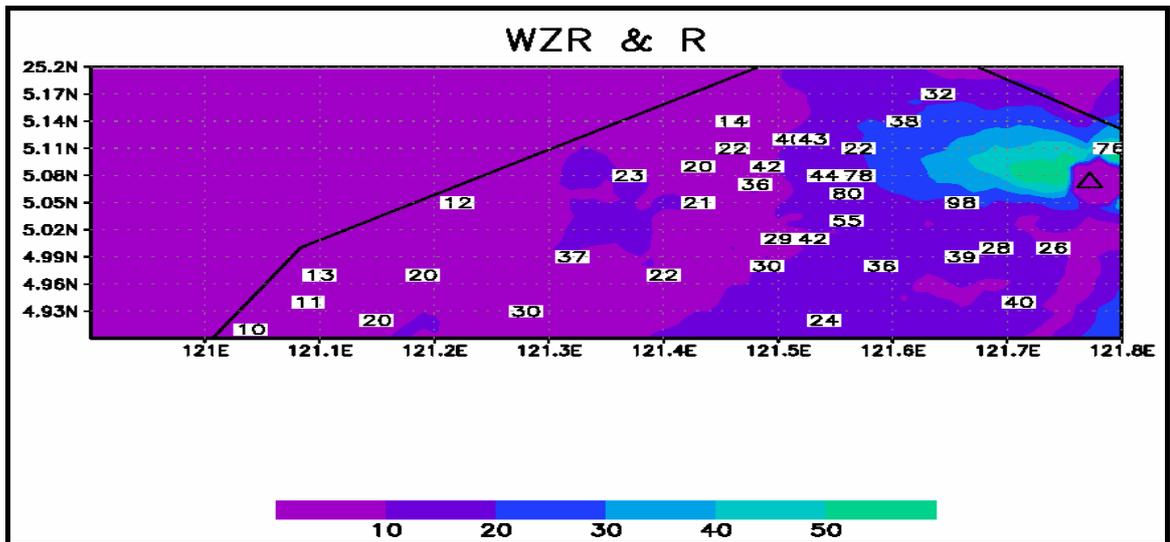
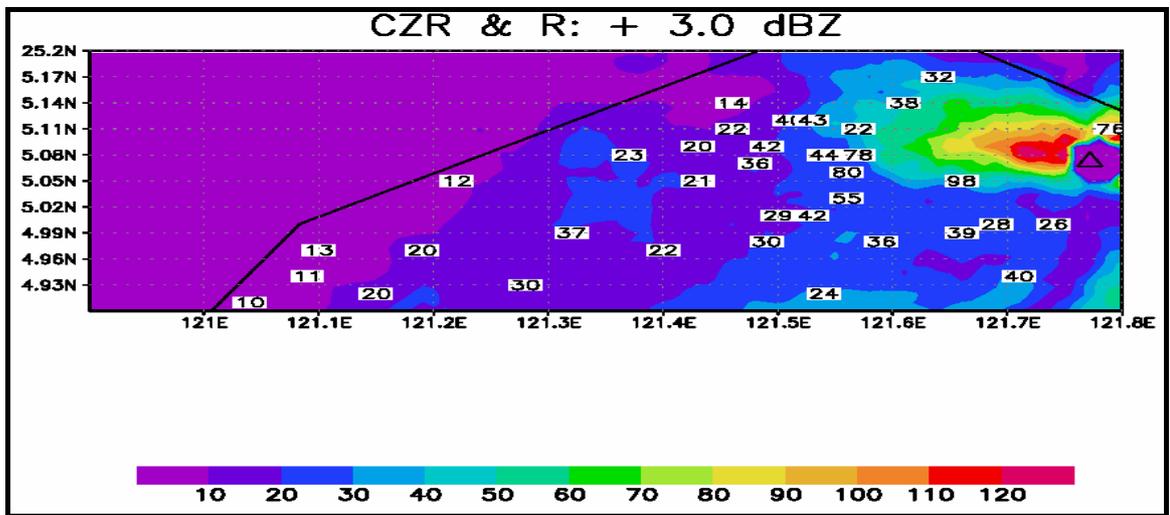
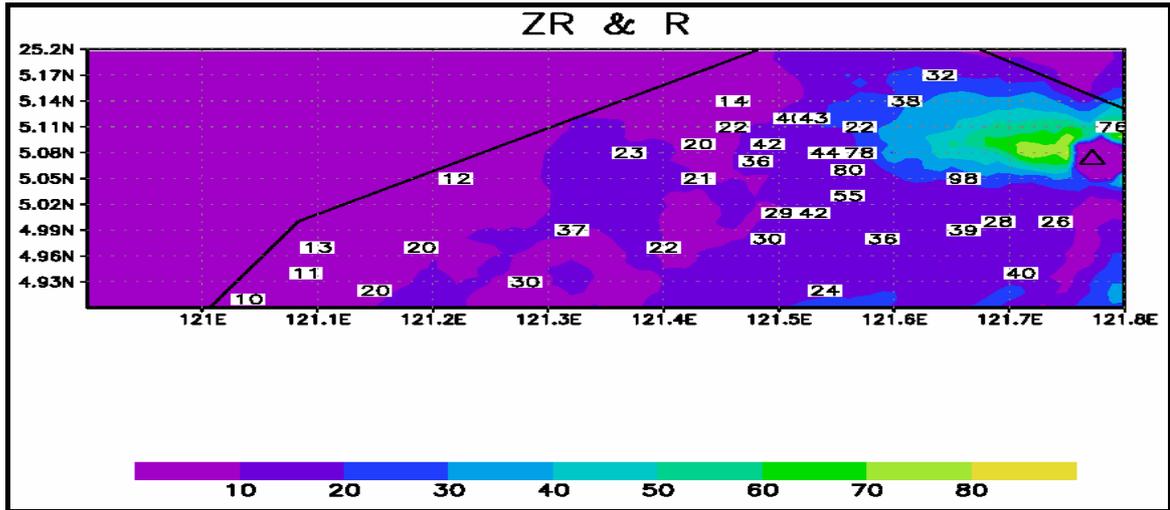


圖 49：9 月 16 日 15：00 到 16：00 (UTC)，地面測站觀測之降雨量(數字)，與雷達站觀測之回波估計之降雨量(彩色陰影)，圖中三角形為五份山雷達位置。

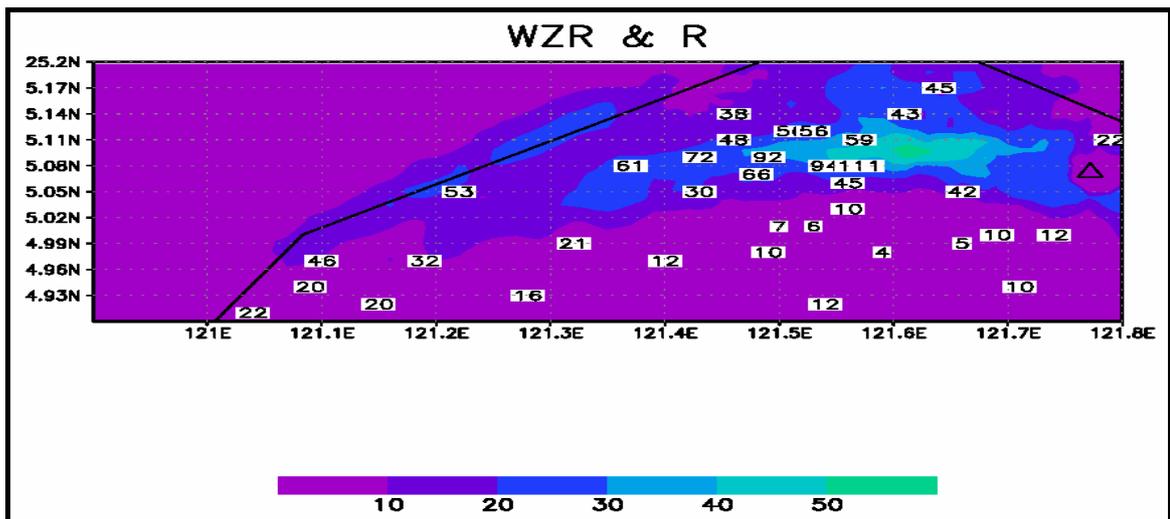
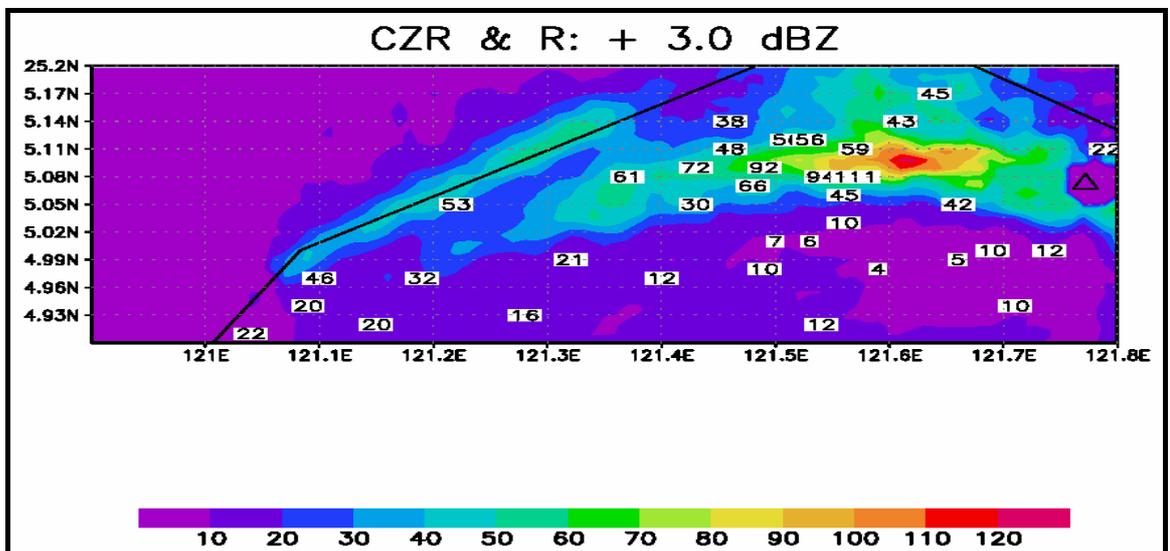
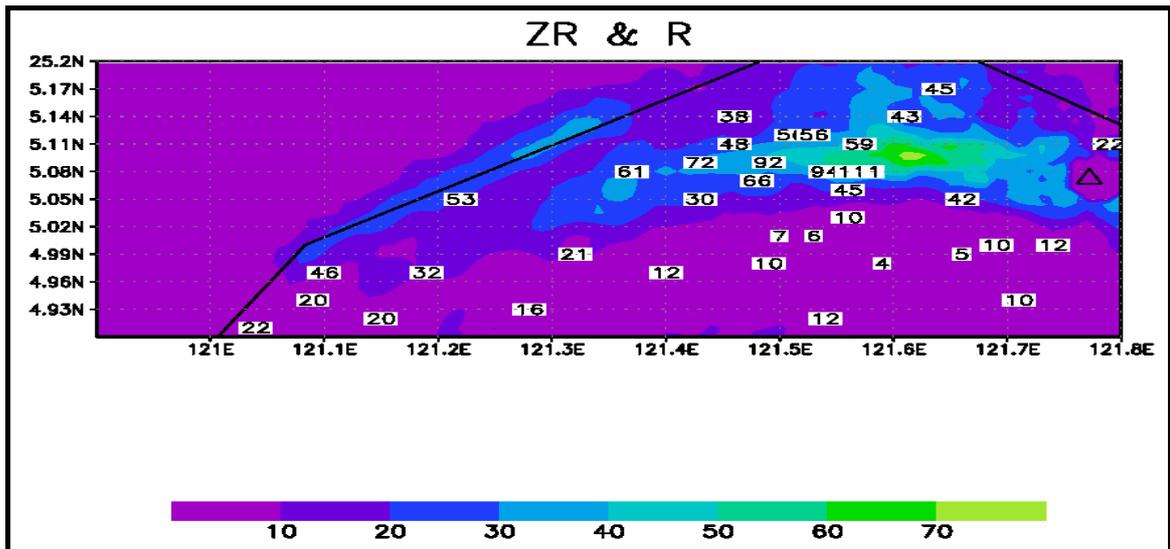


圖 50：9 月 16 日 16：00 到 17：00 (UTC)，地面測站觀測之降雨量(數字)，與雷達站觀測之回波估計之降雨量(彩色陰影)，圖中三角形為五份山雷達位置。

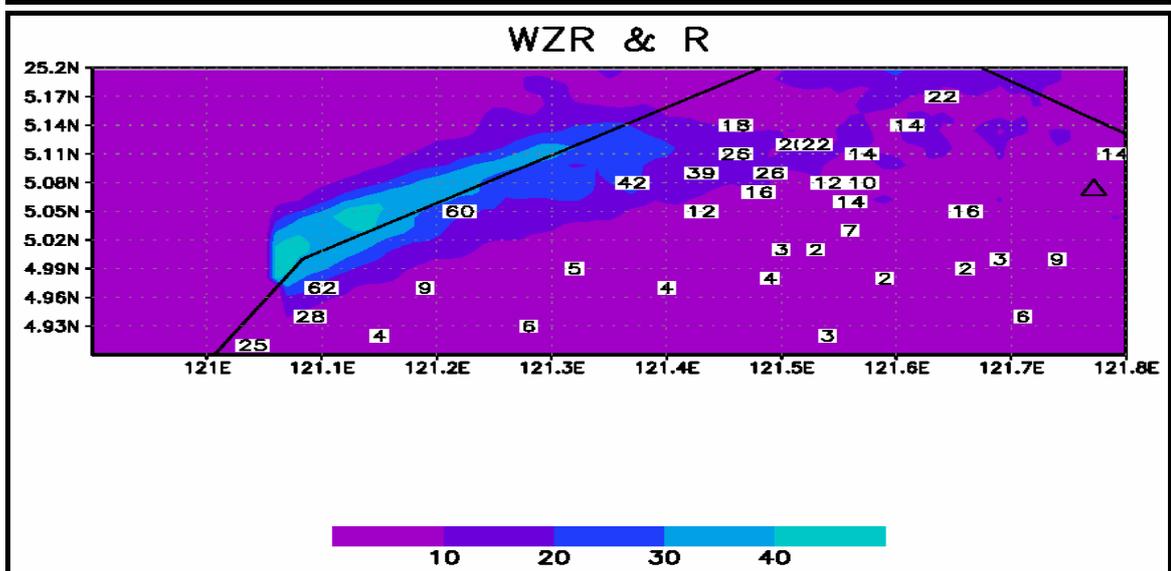
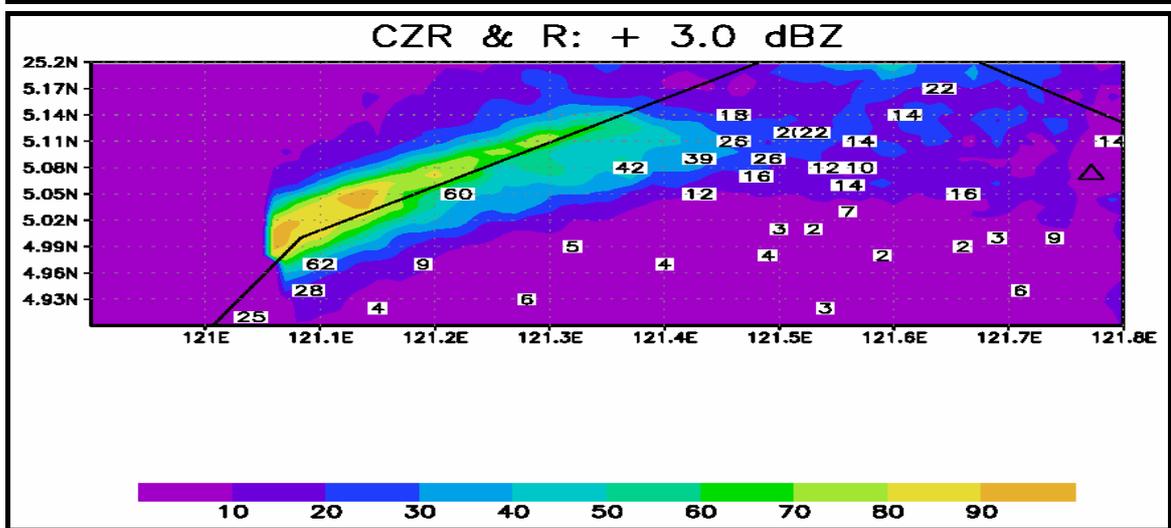
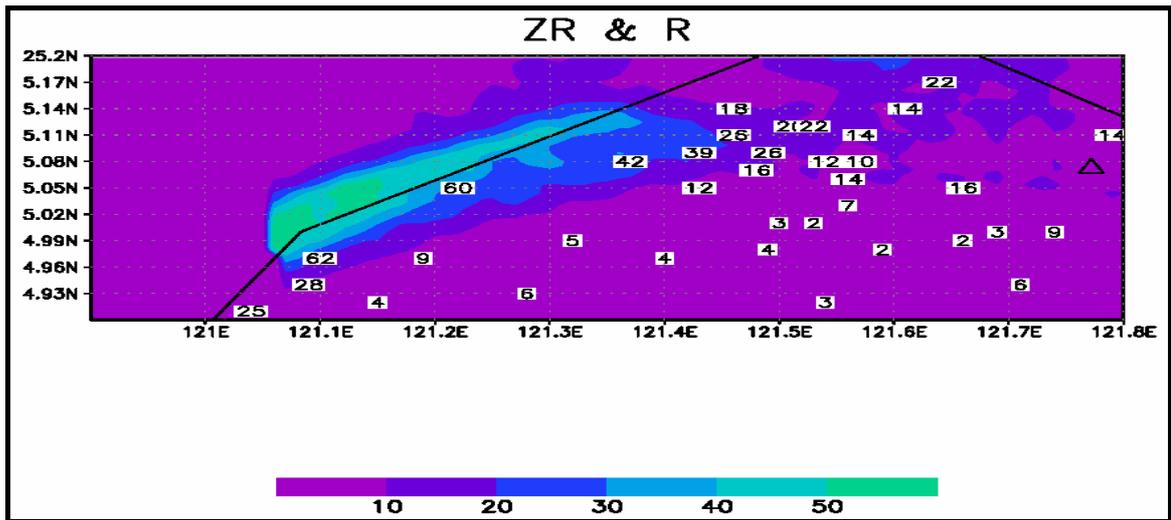


圖 51：9 月 16 日 17：00 到 18：00 (UTC)，地面測站觀測之降雨量(數字)，與雷達站觀測之回波估計之降雨量(彩色陰影)，圖中三角形為五份山雷達位置。

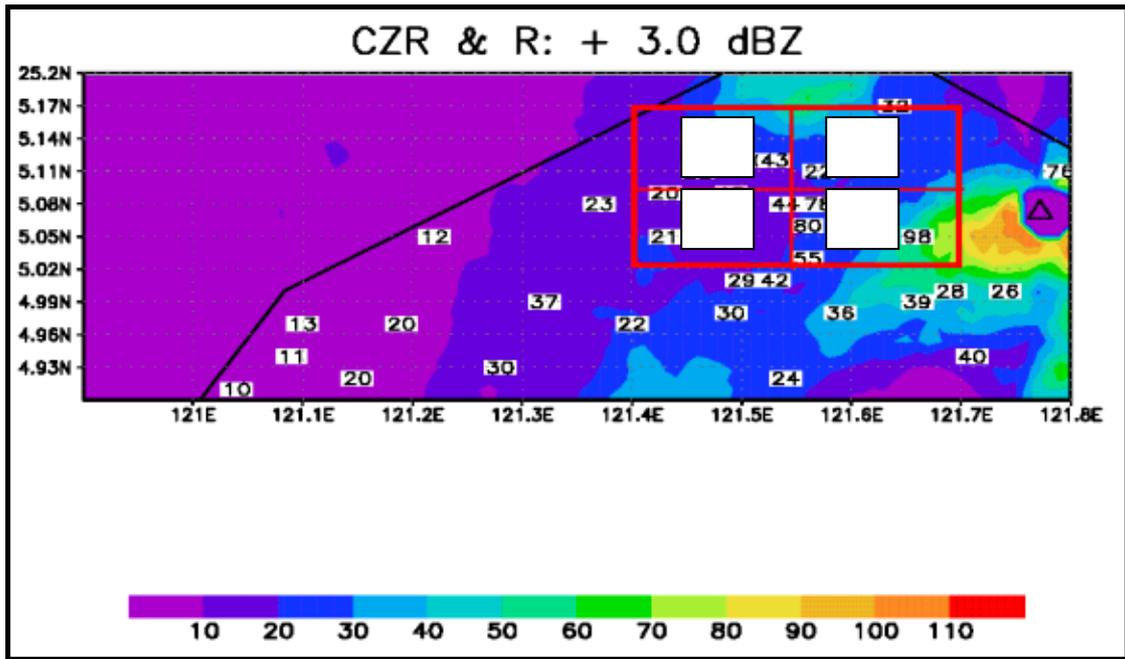


圖 52：降雨率分級後之 Z-R 公式使用區域的劃分。

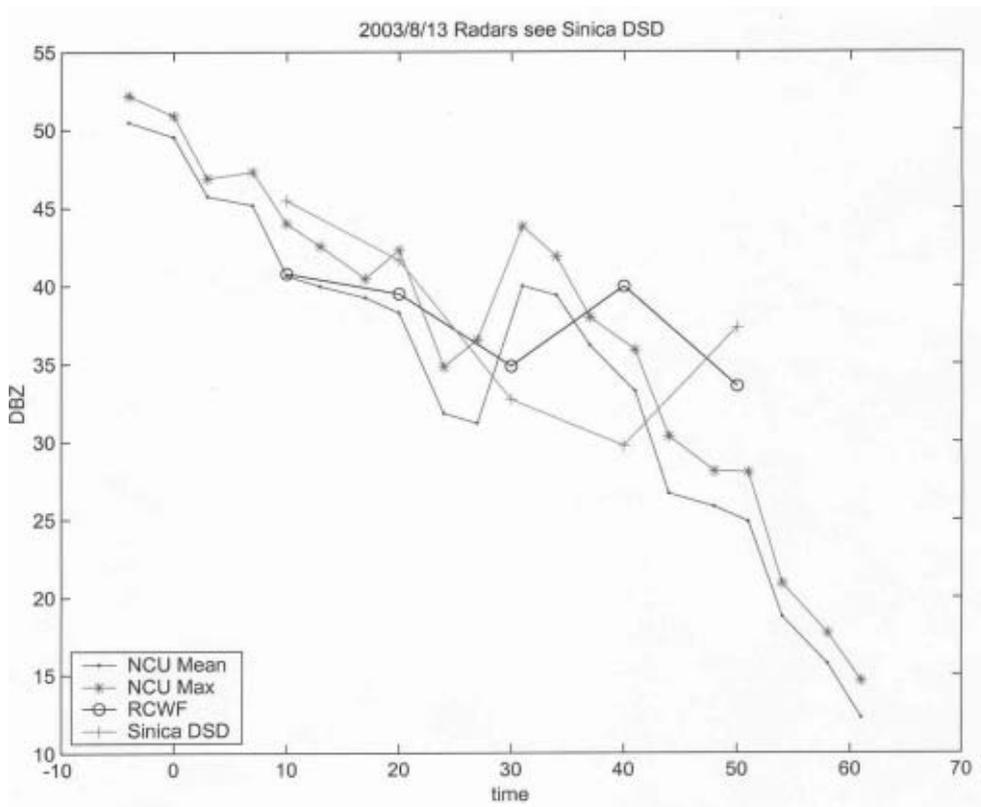


圖 53：2003 年 8 月 13 日，時間為 local time。14:56 ~ 16:01 中大雷達回波值、五分山雷達 QPESUMS 回波值與南港站一維雨滴譜儀回波值之比較。

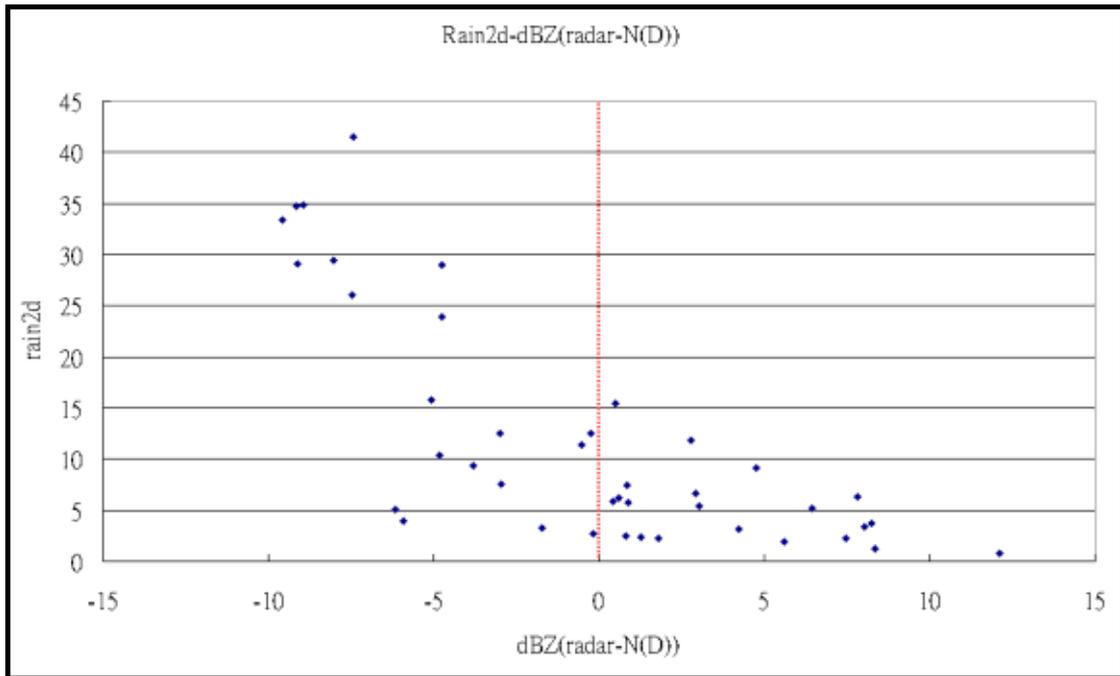


圖 54：五份山雷達站觀測之回波強度及雨滴粒徑分布計算之回波強度之差值，及其對應之雨滴譜儀觀測之降雨率(納莉颱風 2001 年 9 月 16 日 1400 到 1800UTC)。

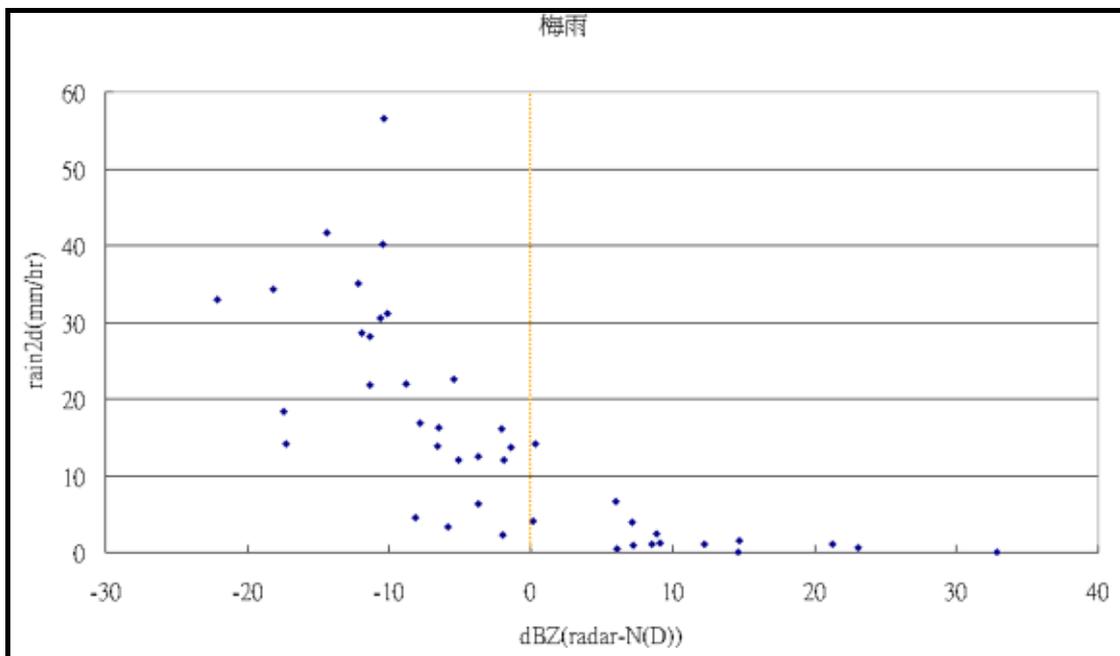


圖 55：五份山雷達站觀測之回波強度及雨滴粒徑分布計算之回波強度之差值，及其對應之雨滴譜儀觀測之降雨率(梅雨個案)。

STATISTICS ARE FROM (-1.50 TO 0.50 KM) ALONG I
 (-1.00 TO 1.00 KM) ALONG J

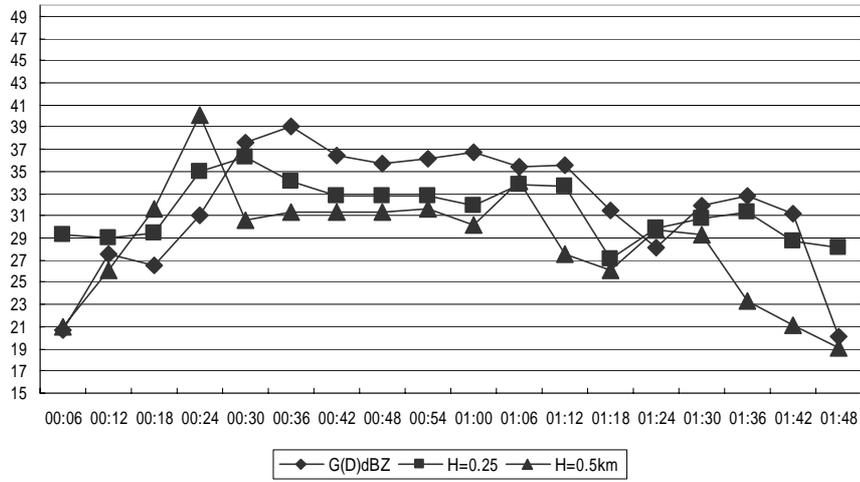


圖 56：2003 年 6 月 18 日，00:06 ~ 01:48(GMT time)。中大雷達回波值與中大站二維雨滴譜儀回波值之比較。

P	p	a_p
Nt	0	1.0
W	3	0.524 gcm^{-3}
R	3.67	$33.31 \text{ mmh}^{-1} \text{ m}^3 \text{ cm}^{-3.67}$
Z	6	$10^6 \text{ mm}^6 \text{ cm}^{-6}$

表一：各個降雨積分參數(P)，及其係數 p、 a_p 。

梅雨季

R (mm/hr)	A	b	N(筆)
0~10	266.6	1.2259	323
10~30	297.3	1.2596	53
30~60	280.2	1.3519	11
60 以上	259.1	1.4101	2

颱風季

R (mm/hr)	A	b	N(筆)
0~10	294.8	1.2669	347
10~30	287.1	1.2940	127
30~60	262.9	1.3386	39
60 以上	164.5	1.4178	3

表二：梅雨季及颱風季使用降雨率分級，係數 A、b 的變異性。

梅雨季

Z (dBZ)	A	b	N(筆)
10~20	42.8	1.1602	2
20~30	227.7	1.2074	184
30~40	311.5	1.2483	168
40~50	319.2	1.3139	32
50 以上	317.8	1.4016	3

颱風季

Z (dBZ)	A	b	N(筆)
10~20	無資料		
20~30	243.6	1.2298	134
30~40	313.9	1.2854	270
40~50	287.9	1.3253	111
50 以上	147.9	1.4522	1

表三：梅雨季及颱風季使用回波強度分級，係數 A、b 的變異性。

	事件	dBZ	R	m		A	b	D0 (mm)	Nw
	梅雨(2001.05.09) 1542UTC	50.4	101.1	0.9	2.57	158.8	1.42	1.778	2.84E+04
A	納莉(2001.09.17) 0224UTC	49.7	88.8	0.691	2.51	152.7	1.43	1.738	2.74E+04
	納莉(2001.09.17) 0230UTC	50.2	93.2	0.48	2.35	147.9	1.45	1.765	2.66E+04
	梅雨(2001.05.09) 1536UTC	50.8	55.8	1.39	2.11	435.2	1.38	2.401	4.03E+03
B	梅雨(2002.05.31) 0510UTC	50.7	62.2	1.13	2.11	359.3	1.40	2.274	5.52E+03
	納莉(2001.09.17) 1510UTC	49.8	48.8	0.61	1.92	340.2	1.44	2.223	4.97E+03

表四：回波強度 49dBZ 以上的降雨事件之雨滴譜參數表。

時間 (2001.09.16)	測站	回波分級之 Z-R 關係式 (不修正回波)	回波分級之 Z-R 關係式 (修正回波)	Z=300 R ^{1.4} (不修正回波)
1400~1500	33.50 mm	13.30 mm	22.55 mm	11.12 mm
1500~1600	42.91 mm	15.62 mm	26.42 mm	12.92 mm
1600~1700	56.59 mm	27.69 mm	46.61 mm	21.01 mm
1700~1800	18.06 mm	10.63 mm	18.03 mm	8.81 mm

表五：2001年9月16日，14：00到18：00 (UTC)每一小時共四個小時的地面測站平均降雨量，及雷達估計之降雨量(使用回波強度分級後之 Z-R 公式)。

時間 (2001.09.16)	測站	降雨率分級之 Z-R 關係式 (不修正回波)	降雨率分級之 Z-R 關係式 (修正回波)	Z=300 R ^{1.4} (不修正回波)
1400~1500	33.50 mm	12.88 mm	22.22 mm	11.12 mm
1500~1600	42.91 mm	16.40 mm	28.28 mm	12.92 mm
1600~1700	56.59 mm	29.33 mm	50.59 mm	21.01 mm
1700~1800	18.06 mm	9.94 mm	17.15 mm	8.81 mm

表六：2001年9月16日，14：00到18：00 (UTC)每一小時共四個小時的地面測站平均降雨量，及雷達估計之降雨量(使用降雨率分級後之 Z-R 公式)。

時間 (2001.09.16)	測站	Real-Time 之 Z-R 關係式 (不修正回波)	Real-Time 之 Z-R 關係式 (修正回波)	Z=300 R ^{1.4} (不修正回波)
1400~1500	33.50 mm	12.82 mm	21.83 mm	11.12 mm
1500~1600	42.91 mm	18.16 mm	31.52 mm	12.92 mm
1600~1700	56.59 mm	31.15 mm	53.04 mm	21.01 mm
1700~1800	18.06 mm	12.20 mm	20.97 mm	8.81 mm

表七：2001年9月16日，14：00到18：00 (UTC)每一小時共四個小時的地面測站平均降雨量，及雷達估計之降雨量(使用 real-time 之 Z-R 公式)。