

X 波段雷達定量降水估計研究— SoWMEX/TiMREX 期間 IOP8 個案

廖信豪 陳台琦

國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國一〇二年四月二十二日收稿；中華民國一〇二年六月三十日定稿)

摘 要

本文是利用在 2008 年 6 月 14 日至 17 日（西南氣流實驗 IOP8 期間）中央大學車載 X-波段雙偏極化雷達(Taiwan Experimental Atmospheric Mobile-Radar, TEAM-R)的觀測資料回波(Z)、比差異相位差(K_{DP})估計降雨，與雨滴譜儀（二維雨滴譜儀 2-DVD 和撞擊式雨滴譜儀 JWD）、中央氣象局自動雨量站的實際觀測作比較，來評估 X-波段雙偏極化雷達在台灣南部地區估計降雨的適用性。

發現在降雨估計方面，利用 $R(K_{DP})$ 關係式其精確度來的比傳統 $R(Z)$ 還要好，利用 $R(K_{DP})$ 估計降雨產生誤差的分布情形，隨著觀測距離越遠與地勢高度增加而增加。當雷達資料高度越高，與地面雨量站或雨滴譜儀站的變異性也就越大。

前人研究指出，降雨估計所能接受的誤差範圍約在 15 到 20% 以內。根據這個條件，本研究結果顯示當利用 TEAM-R 的 K_{DP} 資料估計降雨時，在 20 公里以內是不錯的估計範圍；當估計範圍大於 20 公里時，其誤差會大於 20% 而不適用。

關鍵字：定量降水估計(quantitative precipitation estimation, QPE)、比差異相位差(specific differential phase shift, K_{DP})

一、前言

5 至 6 月梅雨季以及 7 至 9 月颱風季是台灣主要的汛期，不論是颱風環流本身的影響（如：2009 年莫拉克颱風、2010 年凡那比颱風）、其所引進的強烈西南氣流（如：2008 年卡玫基颱風）亦或是梅雨鋒面的影響（2012 年的 611 水災），其所挾帶的劇烈降雨事件皆引發不小的災害，如：土石流或市區淹水等，不僅造成人員傷亡及財務損失，更造成國家基礎建設重創，社會大眾心理不安。此時，如有一個高時空解析度精確的區域雨量資料供作參考，將有助於達到事先預警、減低災害的效果。因此定量降水估計及預報 (quantitative precipitation estimation and forecast, QPE and QPF) 的準確性就顯得相當重要。

氣象雷達觀測能提供高時空解析度的觀測資料，傳統都卜勒雷達觀測可得到回波 (Z , reflectivity) 及徑向風 (V_r , radial wind)，過去在雷達定量降水估計 (quantitative precipitation estimation, QPE) 研究中，主要是利用傳統回波換算降雨率關係式 ($R(Z)$) 估計降雨，但其精確度會受到幾個因素的影響：(1) 雷達硬體本身的系統偏移；(2) 雷達電磁波在通過系統時，其能量受到降水系統衰減的影響；(3) 雨滴粒徑分布 (Drop Size Distribution, DSD) 的變異，雨滴在空間中會受到碰撞合併（破裂）、蒸發、凝結等不同的雲物理過程而產生變化；(4) 其他非氣象資訊或非純水粒子的回波，這些影響都會使傳統 $R(Z)$ 關係式在估計降雨時產生誤差。而雙偏極化雷達的觀測不僅可得到 Z 及 V_r 還可獲得許多偏極化參數，如：差異反射率 (Z_{DR} , differential reflectivity)、差異相位差 (Φ_{DP} , differential phase)、比差異相位差 (K_{DP} , specific differential phase shift) 及相關係數 (ρ_{hv} ,

correlation coefficient) 等，並且在過去許多學者的研究中發現，利用 Z 、 Z_{DR} 及 K_{DP} 可有效觀測雨的微物理變化，在確保資料品質及水象型態分類下，偏極化觀測可改善 QPE 結果 (Cifelli et al. 2005; Giangrande and Ryzhkov 2008)。因此近來有許多科學家便利用雙偏極化雷達觀測的 Z 、 Z_{DR} 及 K_{DP} ，經由雨滴譜儀透過散射模擬向前計算後得到 $R(Z, Z_{DR})$ (Zrnić et al. 2000)、 $R(K_{DP})$ (Anagnostou et al. 2004、Matrosov et al. 2005、Park et al. 2005、Sachidananda and Zrnić 1986、Matrosov 2010、Wang and Chandrasekar 2010) 等關係式來估計降雨，在近十幾年來被廣泛的應用，結果對於降雨估計而言，其精確度都有很明顯的改善。特別是利用 $R(K_{DP})$ 關係式估計降雨時，和 Z 及 Z_{DR} 相比 K_{DP} 較不受雨滴粒徑分布 (DSD) 的影響 (Sachidananda and Zrnić 1986)，並且可以免除衰減、部分波束遮蔽 (partial beam blockage) 及冰雹污染的影響 (Zrnić and Ryzhkov 1996)。因此在近年利用 K_{DP} 作 QPE 被廣泛的應用。而在本文中主要也是利用 K_{DP} 進行偏極化參數降雨估計的研究。

過去大部分的偏極化雷達 QPE 研究主要是針對 S-波段雷達 (10cm, Zrnić and Ryzhkov 1996、Chandrasekar et al. 1990) 和 C-波段雷達 (5cm, May et al. 1999) 雷達。而許多學者在研究中發現利用觀測得到的 K_{DP} 在估計高降雨率 ($> 50 \text{ mm h}^{-1}$) 時，可得到很好的精確度 (Anagnostou et al. 2004、Matrosov et al. 2005、Park et al. 2005)，但對於中到輕度的降雨率來說，S-波段雷達觀測到 K_{DP} 的敏感度不是很好，因此其降雨估計的精確度也隨著降低。而當利用 X-波段雷達 (3cm)，因為其波長較短的關係，對於中到輕度的降雨率來說， K_{DP} 的敏感度相對較好，得到的降雨估計精確度也很精確 (Matrosov et al. 1999)，而且對於在估計高降

雨率時，其表現也可以比 S-波段雷達來的好 (Chandrasekar et al. 2002, 圖 1)。除此之外，Matrosov et al. (2006)的文章中也有提到，X-波段偏極化雷達和長波長雷達相比，主要優點在於其 K_{DP} 值較大，因此在小到中度的降雨估計精確度表現可比長波長雷達好。

但是雖然在利用 X-波段雷達資料 K_{DP} 作 QPE 時能有不錯的表現，然而因為其波長的限制 (波長較短)，觀測資料 Z 和 Z_{DR} 容易受到電磁波能量衰減(attenuation)的影響使資料不正確，尤其是在強降雨事件中能量衰減量大，使得雷達觀測距離會受到很大的限制。此外雷達硬體本身系統偏移(system bias)也會影響 Z 和 Z_{DR} 的正確性，因此在利用 X-波段雷達觀測資料時需特別注意資料的修正問題(Quality Control, QC)。在本研究中針對系統偏移和衰減修正(attenuation correction)的部分是利用 Bringi et al. 1990、Gorgucci et al. 1999 及 Vivekanandan et al. 2003 提出的方法，來修正 TEAM-R 的觀測資料(Z 和 Z_{DR})。

在過去張(2002)、林(2004)、紀(2005)、呂(2006)等人利用北台灣的五分山雷達 (S-波段)、C-Pol 雷達、雨滴譜儀及中央氣象局自動雨量站，對近幾年台灣北部的降雨事件做統計分析，對於雷達資料應用在雨滴粒徑分布的反演及分析、降雨估計的精確度都有不錯的表現，但對於南部地區的降雨個案則較無太多的研究，並且當時並未有 X-波段雷達的觀測。因此在本研究中將會利用 2008 年西南氣流實驗期間 6 月 14 日 0000 UTC 到 6 月 17 日 0000 UTC，由國科會贊助建置的全台第一部車載 X-波段雙偏極化雷達 (Taiwan Experimental Atmospheric Mobile-Radar, TEAM-R 圖 2) 的觀測資料與美國 NCAR (National Center for Atmospheric Research)提供的 S-波段雙偏極化

雷達(SPOL)觀測資料作比較，檢驗 TEAM-R 觀測資料修正的正確性。接下來則是利用 TEAM-R 觀測資料 Z 與 K_{DP} 估計降雨，與雨滴譜儀、中央氣象局自動雨量站的實際觀測作校驗，比較傳統 $R(Z)$ 與 $R(K_{DP})$ 關係式降雨估計結果的差異，評估 X-波段雙偏極化雷達在台灣南部地區估計降雨的適用性，對於 TEAM-R 觀測資料在降雨估計精確度的表現上進行分析研究。

二、資料來源及個案介紹

西南氣流觀測與豪雨預測實驗 (實驗介紹：<http://sowmex.cwb.gov.tw/>)，簡稱西南氣流實驗，英文縮寫為 SoWMEX/TiMREX (Southwest Monsoon Experiment / Terrain-influenced Monsoon Rainfall Experiment)。實驗時間為 2008 年 5 月 15 日至 6 月 30 日，實驗地點為南中國海北部和台灣本島及臨近海域。實驗內容包括增加南中國海和台灣海峽大氣探空 (機載投落送和船舶探空)，針對台灣梅雨季 (東亞夏季西南季風肇始) 探討南中國海西南氣流的熱動力性質；並利用環島都卜勒雷達，國科會新增車載 X-波段雙偏極化雷達 (TEAM-R)、美國 NCAR 提供 S-波段雙偏極化雷達(SPOL)，以及測雨雷達、自動氣象測站和地面 GPS 測站等儀器，進行西南季風環境下豪雨個案密集觀測和分析診斷研究。該實驗同時也將進行高解析度定量降雨預報數值模擬與雷達資料同化實驗，以改進現有定量降雨預報的精確度 (如 Tai et al. 2011 即是同化 Z 及 V_r 資料進行 QPF 的研究)。

在本文中是利用 SPOL (陸基式 S-波段雙偏極化雷達，波長為 10.7 公分，實驗期間架設在新園堤防北緯：22.5267°、東經：120.4335°)、TEAM-R (移動式 X-波段雙偏極化雷達，波長為

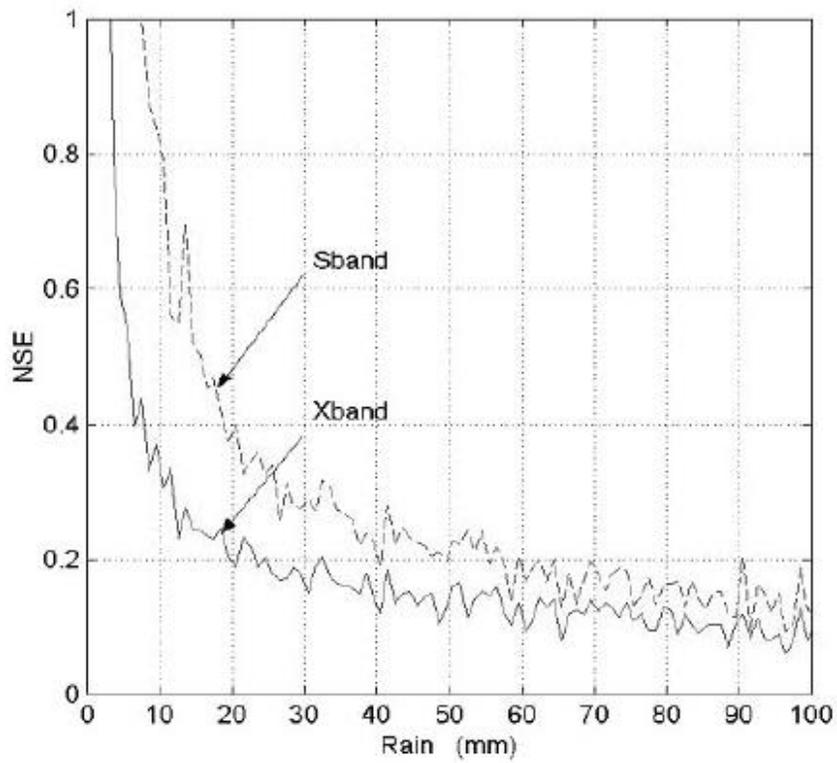


圖 1 為不同波段、不同降雨率，利用 $R(K_{DP})$ 關係式估計降雨時，產生的 Normalized Standard Error (NSE) 分布，摘自 Chandrasekar et al. (2002) Fig.6。



圖 2 TEAM-R (Taiwan Experimental Atmospheric Mobile-Radar)。

3.12 公分，實驗期間主要設置在九如堤防，北緯：22.7527°、東經：120.4687°）、雨滴譜儀（包括一部二維光學式雨滴譜儀 2-DVD 和五部撞擊式雨滴譜儀 JWDs），以及中央氣象局自動雨量站的觀測資料進行研究，儀器位置分布如圖 3 所示。

IOP8 (intensive observation period 8) 啟動時間在西南氣流實驗期間 6 月 14 日 0000 UTC 到 6 月 17 日 1200 UTC，由 6 月 14 日 0000 UTC 850 hPa 綜觀天氣圖可知，低壓槽位在台灣的西北方，從 6 月 14 日 0057 UTC 的紅外線衛星雲圖（圖 4）可看見，此時正有一道梅雨鋒面橫跨在台灣上空，14 號當地時台灣受此梅雨鋒面影響，全台持續有降雨發生。從 14 號當地時的日累積雨量圖來看（圖 5a），降雨最大的地方是在台灣西南部地區，其日雨量多有達到 100 至 150 mm 以上，在高屏地區及台南沿海其日累積雨量甚至達到 200mm 以上，這天也是 IOP8 日累積雨量最大時間，而連續的豪雨導致高雄、屏東地區有淹水的發生，損失慘重。到了 15 號當地時中部以北地區，鋒面雲系減弱；南部地區受西南氣流及鋒面影響，對流胞持續生成，並逐漸往北移動。降雨部分，以高屏地區降雨最多，日累計雨量達 50mm 以上，在屏東沿海地區，日累計雨量甚至高達 100mm 以上，其它則以台中與台北桃園山區有較大的降雨（圖 5b）。到了 16 號當地時此時鋒面雲系幾乎都已消散，而在北部及南部地區則另有深對流生成，使得持續有降雨產生。到了 1900 UTC，在南部及台北地區的對流雲系皆以消散，降雨緩和。16 日全天的降雨主要集中在南高屏地區的海邊以及台北桃園地區，其日累積雨量皆達到 100 mm 以上（圖 5c）。

IOP8 個案的累積降雨量是在所有的 IOP 裡最多，並且其連續的降雨造成南部地區多處地方

淹水，此外針對此個案在 TEAM-R 的掃描策略上也有較多且較連續的 PPI 觀測資料可供作雷達降雨估計使用，對於在與地面雨量站時比較可有很大的幫助。因此本研究將利用此豪雨個案的 TEAM-R 資料做定量降水估計，並以地面雨量站和雨滴譜儀資料作為驗證，來評估 X-波段雙偏極化雷達在台灣南部地區估計降雨的適用性，期待能找出適合南部降雨估計的方法。

三、TEAM-R 資料處理與 SPOL 觀測比較

從前面的介紹，可知 X-波段雷達在觀測時，受波長的限制，容易受到衰減的影響，觀測距離也會受到很大的限制，除此之外，非氣象資訊及雷達硬體本身系統偏移也會影響觀測資料的正確性。因此在使用雷達資料前，必須先對資料作修正，其過程包含：非氣象資訊濾除與 Φ_{DP} unfolding、系統偏移修正及衰減修正。而本篇研究雷達資料修正方法，是參照紀等在 2008 年提出的方法，詳細的修正流程在此便不多加以敘述。

透過先前的雷達資料修正步驟，得到修正後的 TEAM-R 資料，接著便是要確認資料修正的結果是否正確。圖 6 為 6 月 14 日 092843 UTC 仰角 1.8°、方位角 43°，沿 TEAM-R 徑向方向之觀測場分布，從圖上可以清楚的看到， Φ_{DP} （圖 6 虛線）為水平偏極化和垂直偏極化兩電磁波相位偏移的差異量，其值會隨著兩電磁波在降水區傳播距離的增加而增加或維持不變，所以在弱降雨區累積量少，在強降水區累積量較大，因此當 Φ_{DP} 的值增加時（15 至 30km），修正前的 Z 值是偏低的（圖 6 點線），尤其是在 25km 之後 Φ_{DP} 值增加得非常快，表示雷達電磁波正通過強降水區，因此此時觀測到的 Z 值理論上是要偏大的，但這裡 Z 值卻

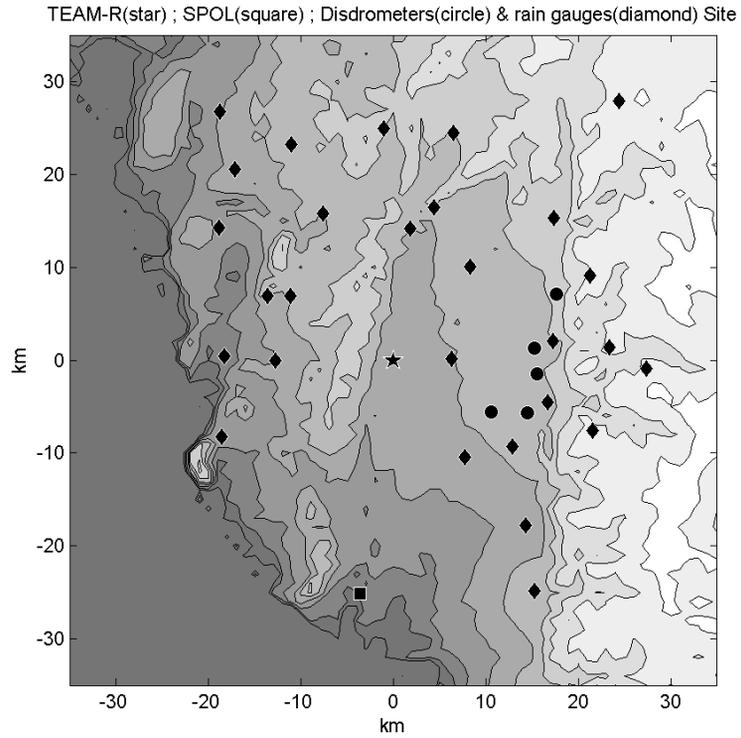


圖3 本文中使用的儀器位置圖，包含雷達、雨滴譜儀及氣象局自動雨量站。等高線為地形高度，從0至3500公尺等高線間隔400公尺。

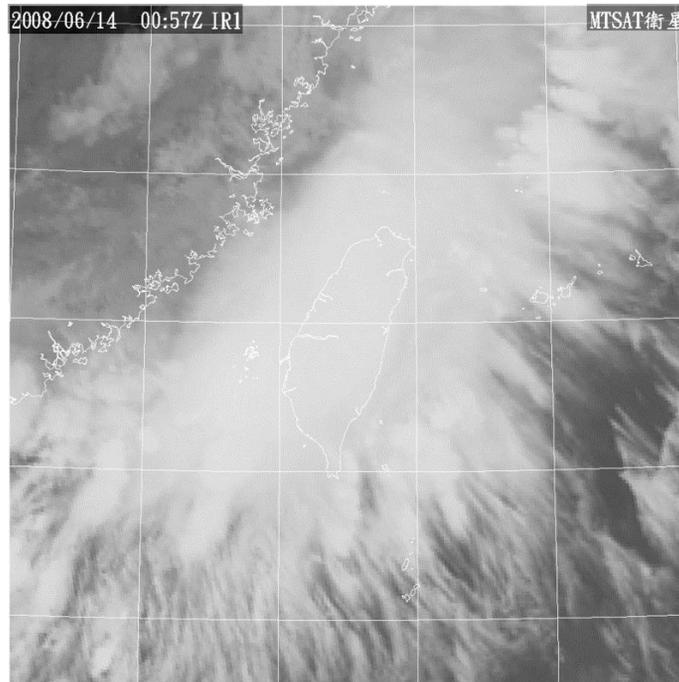


圖4 200806140057 UTC 的紅外線衛星雲圖。

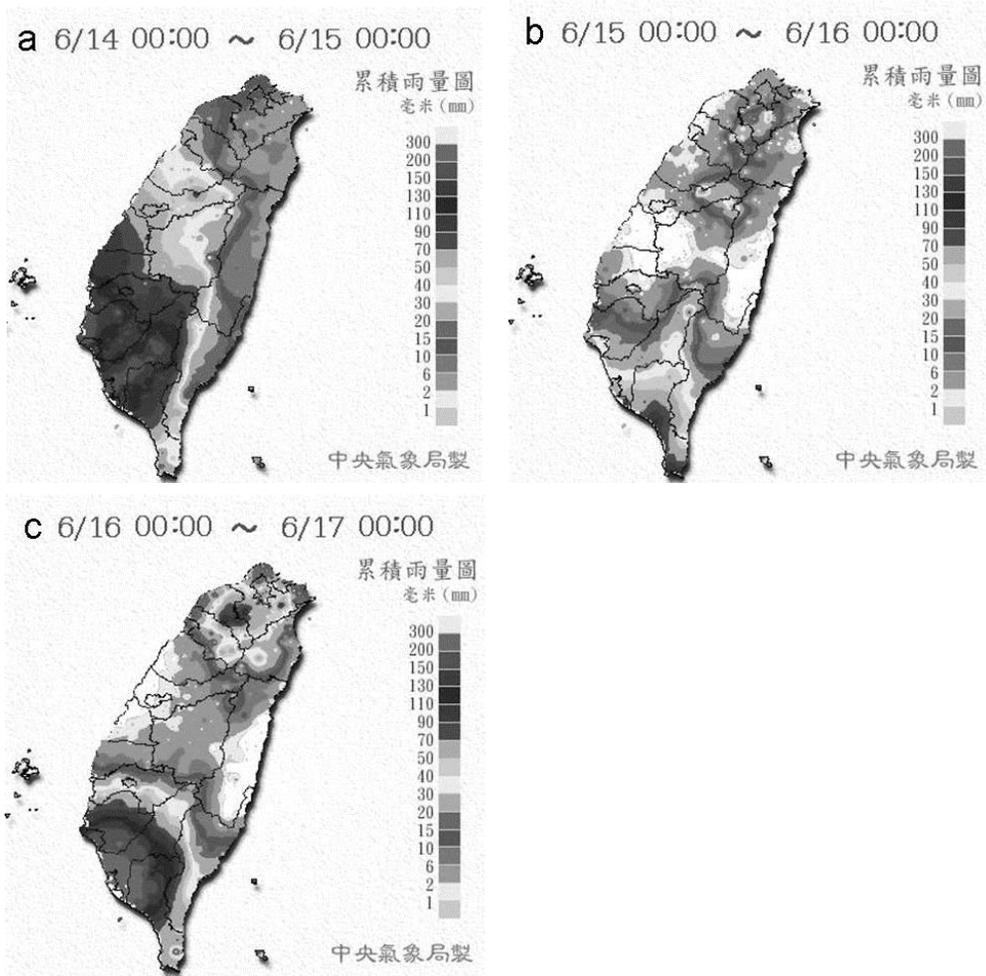


圖 5 2008 年 6 月(a) 14 至 15 日、(b) 15 至 16 日及(c) 16 至 17 日當地時日累積雨量圖。

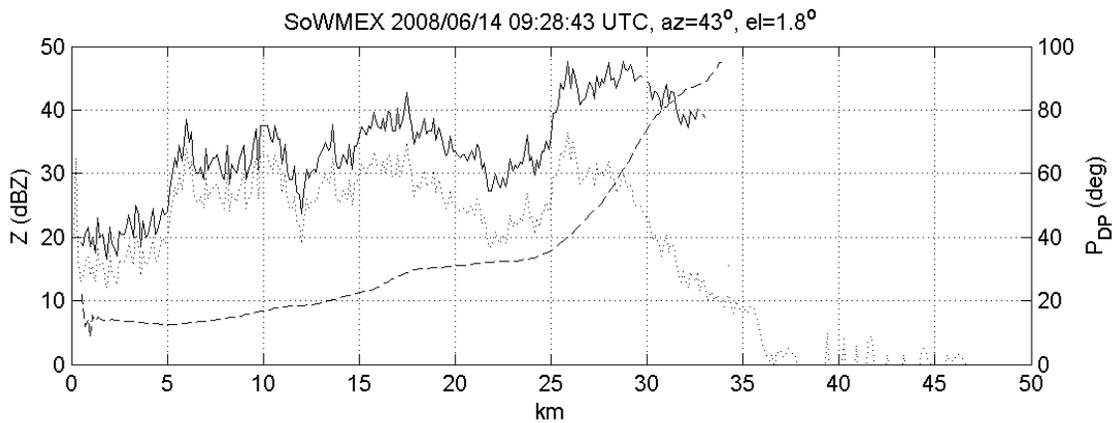


圖 6 6 月 14 日 092843 UTC 仰角 1.8°、方位角 43°，沿 TEAM-R 徑向方向之觀測場分布，虛線— Φ_{DP} 、點線—修正前 Z、實線—修正後 Z。

是偏小且隨觀測距離降低的很快，顯示資料受系統衰減的影響非常大，不過在經過修正之後 Z 值明顯往上修正許多(圖 6 實線)，以 30km 處為例，修正前的 Z 值約在 24dBZ 左右，修正後的 Z 值則有達 45dBZ 左右，修正的非常多。

而在比較驗證的部份，本研究是選用 SPOL 資料作比較，來校驗 TEAM-R 資料的修正是否正確，這裡選取 SPOL 資料來比較主要原因是：(1)SPOL 為 10 公分雷達，資料較不易受到衰減的影響、(2)可與 TEAM-R 資料一樣將資料內插到同一高度面上 (Constant Altitude Plan Position Indicator, CAPPI) 進行比較，因此在校驗上是個不錯的比對工具。圖 7a 到 7c 分別為將 SPOL、TEAM-R 修正前、TEAM-R 修正後的雷達 Z 資料，以 TEAM-R 為中心內插至 super side 上方一公里處，網格大小東西南北各 20 公里的 CAPPI 圖。由圖 7a 和 7b 相比，在 Z 型態的部分，兩顆雷達看到的是非常相近，但在值方面，TEAM-R 觀測的 Z 則有偏低的情形，例如：在圈起來的部分(圖右上角)，SPOL 觀測值大約都在 40dBZ 以上，TEAM-R 觀測值卻只有 30 至 35dBZ 左右，明顯低上許多；而修正後的 TEAM-R 觀測資料(圖 7c)，在相同區域中，Z 值被修正到 40 至 45dBZ 左右，和 SPOL 觀測資料幾乎一致，均方根誤差(root mean square error, RMSE)為-4.1dBZ 左右，表示對於 Z 其修正的結果是不錯的。因此接下來的章節則是要將修正後的 Z 資料應用在雷達 QPE 上。

四、雷達降雨估計與地面觀測比較

在經過前一個章節的 TEAM-R 資料修正流程，得到修正後的 Z，在與 SPOL 資料相互比較驗證後，也確認 Z 的修正結果不錯。接下來在本

章節便是要將 TEAM-R 修正後的 Z 與觀測的 K_{DP} 利用傳統 $R(Z)$ 關係式及 $R(K_{DP})$ 關係式進行雷達 QPE 的研究，並將降雨估計結果和地面雨滴譜儀及雨量站做比較，針對兩個不同降雨估計公式的精確度進行討論，來評估 X-波段雙偏極化雷達在台灣南部地區估計降雨的適用性。

(一) 降雨估計方法及公式討論

1. $R(Z)$ 關係式

傳統雷達在估計降雨時，主要是依靠 $R(Z)$ 關係式：

$$Z = aR^b \quad (1)$$

在以前係數 a 和 b 的求得，是利用大量的雷達與地面雨量站資料，找出 Z 與地面降雨之間的相關性，來推導 $R(Z)$ 關係式的係數 a 和 b，但這種方法雖然利用大量的資料，卻只能求出一組 $R(Z)$ 關係式，而不能討論其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均不相同，造成計算上不確定性的增加。

然而，利用雨滴譜儀所觀測的雨滴粒徑分布，則可從地面資料反演出每一時段的回波強度 (Z_d) 配合雨滴譜儀實際觀測的降雨率 (R_d)，如此可避免使用雷達資料的不便，且利用雨滴粒徑分布更可以直接計算 $R(Z)$ 關係式的係數 a 和 b，因此可針對不同的降雨型態 (雨滴粒徑分布, DSD)，求取適合的 $R(Z)$ 關係式。

首先，將(1)式取 \log_{10} 後可得(2)式：

$$\log Z = \log aR^b \quad (2)$$

整理得

$$\log Z = \log a + b \log R \quad (3)$$

其中因為

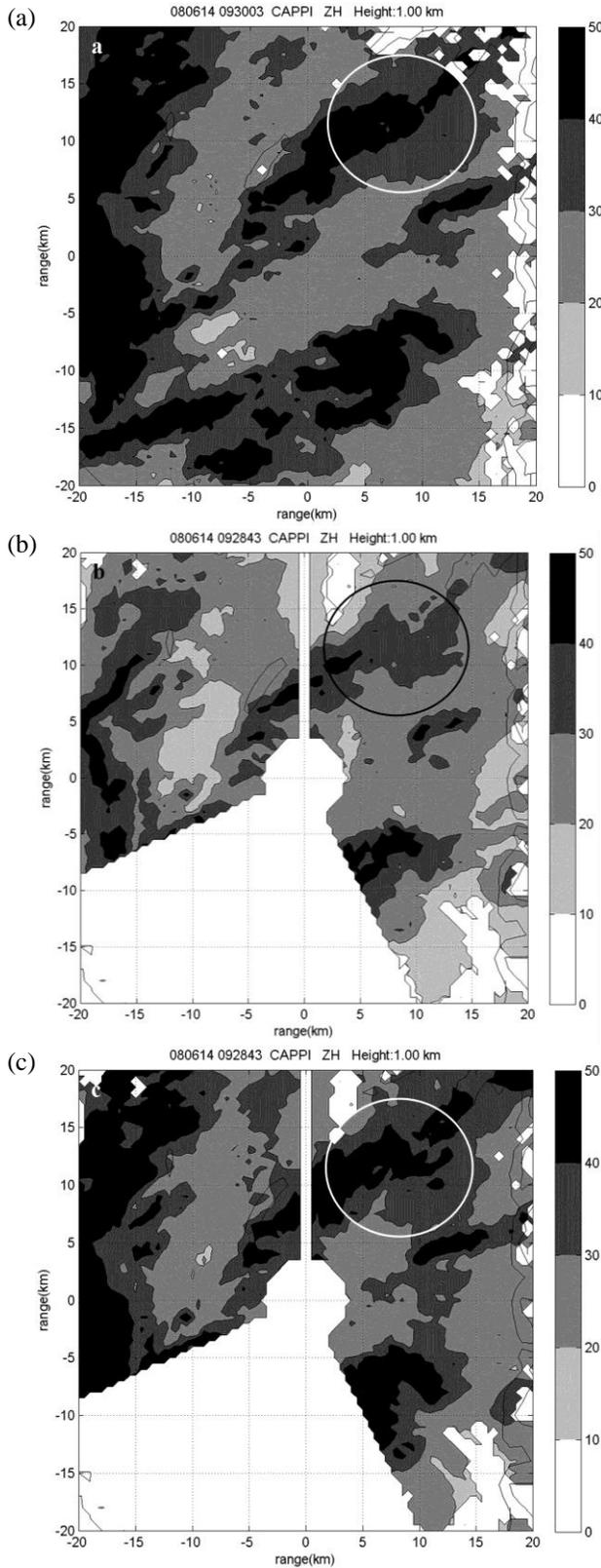


圖 7 雷達 Z 內插到 Super site 上方 1 公里，(a) SPOL 及 (b)修正前、(c)修正後 TEAM-R 的 CAPPI 圖。等高線為地形高度，分別代表 0、200 和 500 公尺。

$$dBZ = 10 \log Z \quad (4)$$

將(4)式帶入(3)式，可得到

$$dBZ = 10 \log a + 10b \log R \quad (5)$$

接著，利用在 IOP8 期間 (200806130000UTC 至 06180000UTC) 地面雨滴譜儀 (五台撞擊式雨滴譜儀 JWDs) 所觀測的雨滴粒徑分布，計算出每一時段的 Z_d 及 R_d (在本研究中使用資料的時間間隔為六分鐘，可用的資料筆數為 943 筆，這裡取六分鐘一筆資料主要是因為：張(2002)提到取六分鐘有對時間平滑的效果)，並將取 \log 後的 R_d 與 Z_d 作散佈打點 (scatter plot, 黑色星號) 可得圖 8，隨後把這些散佈的點作線性迴歸 (黑線)，可求得一條線性關係式：

$$y = 25.4362 + 13.4098 x \quad (6)$$

比較(5)式及(6)式知， $\log a = 2.54362$ 即 $a = 349.64$ ； $b = 1.341$ ，有了係數 a 和 b ，便得到所需的 $R(Z)$ 關係式(7)式：

$$Z = 349.64 R^{1.341} \quad (7)$$

移項一下，得：

$$R = (0.0029Z)^{0.7457} \quad (8)$$

附帶一提，這裡使用 Z 的單位為 linear scale (mm^6/m^3) 而非 log scale (dBZ)。接著利用雨滴譜儀資料反演出的 Z_d 計算出 R 並與實際觀測的 R_d 做比較 (圖 9)，可發現降雨估計結果誤差大部分都在 20% 以內，只有少部份是大於 20%，其 RMSE 為 6.47，誤差結果是在可接受的範圍之內，因此而後將利用 TEAM-R 資料透過(8)式進行 QPE 精確度討論。

2. $R(K_{DP})$ 關係式

利用傳統的 $R(Z)$ 關係式估計降雨，其精確度會受到雷達硬體本身的系統偏移；雷達電磁波在

通過系統時，能量受到系統衰減的影響；雨滴粒徑分布的變異，雨滴在空間中會受到碰撞合併(破裂)、蒸發、凝結等不同的雲物理過程而產生變化；其他非氣象資訊或非純水粒子的回波，這些影響都會使傳統的 $R(Z)$ 關係式在估計降雨時產生誤差。因此近年來許多科學家便利用雙偏極化雷達觀測得到的 Z 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 這些偏極化參數估計降雨，並且也都有不錯的結果。特別是利用 $R(K_{DP})$ 關係式估計降雨時， K_{DP} 較不受 DSD 的影響 (Sachidananda and Zrinc 1986)，並且可以免除衰減、部分波束遮蔽及冰雹污染的影響 (Zrinc and Ryzhkov 1996)，在 QPE 精確度表現上是比其他兩個參數要好，因此近年來利用 K_{DP} 作 QPE 被廣泛的應用。

而 Anagnostou et al. (2004) 年及 Matrosov et al. (2005) 年提到，利用 X-波段雷達，因為其波長的關係，對於中到輕度的降雨率來說， K_{DP} 的敏感度非常的好，得到的降雨估計精確度也很精確，而且對於在估計高降雨率時，其表現也可以比 S-波段雷達來的好。

根據定義 $R(K_{DP})$ 關係式可寫成：

$$R = aK_{DP}^b \quad (9)$$

首先，將 \log_{10} ((9)式) 整理後可得：

$$\log R = \log a + b \log K_{DP} \quad (10)$$

接著，利用在 IOP8 期間 200806140000UTC 至 06170000UTC 雨滴譜儀資料，反演出每 6 分鐘的比差異相位差 (K_{DPd})，並選擇 $Z_d > 30\text{dBZ}$ 的 R_d 及 K_{DPd} 資料 (可用資料筆數為 552 筆) 取 \log 後作散佈打點，隨後把這些散佈的點作線性迴歸，可求得 $a = 17.8921$ 、 $b = 0.86647$ (圖 10)：

$$R = 17.8921K_{DP}^{0.86647} \quad (11)$$

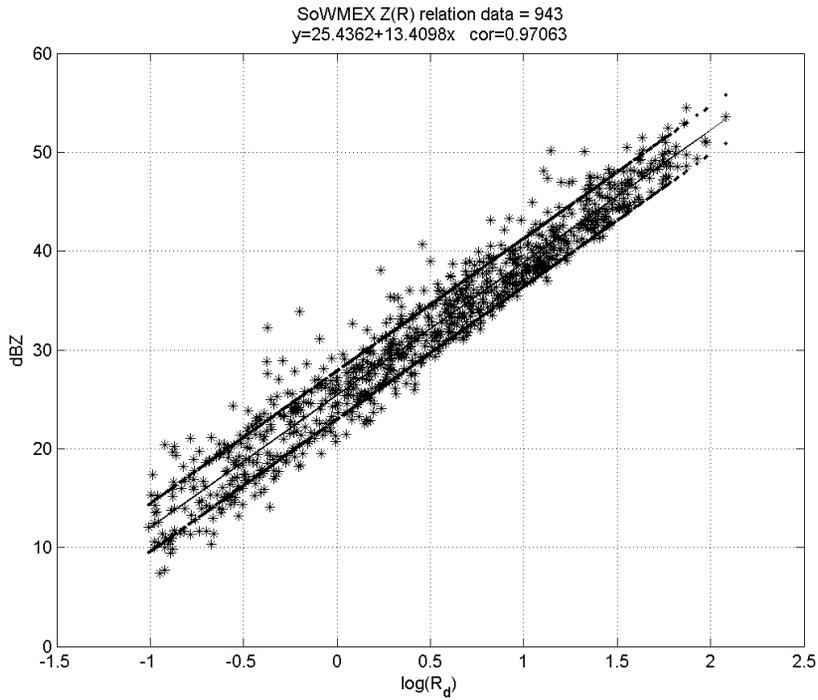


圖 8 利用雨滴譜儀觀測的雨滴粒徑分布，反演出每六分鐘的 Z_d 與 R_d ，取 \log 後得到的 $\log(R_d)-Z_d$ 關係圖(*)。中間實線為經由線性回歸得到的公式，上下點線則是加減一個標準差的結果。

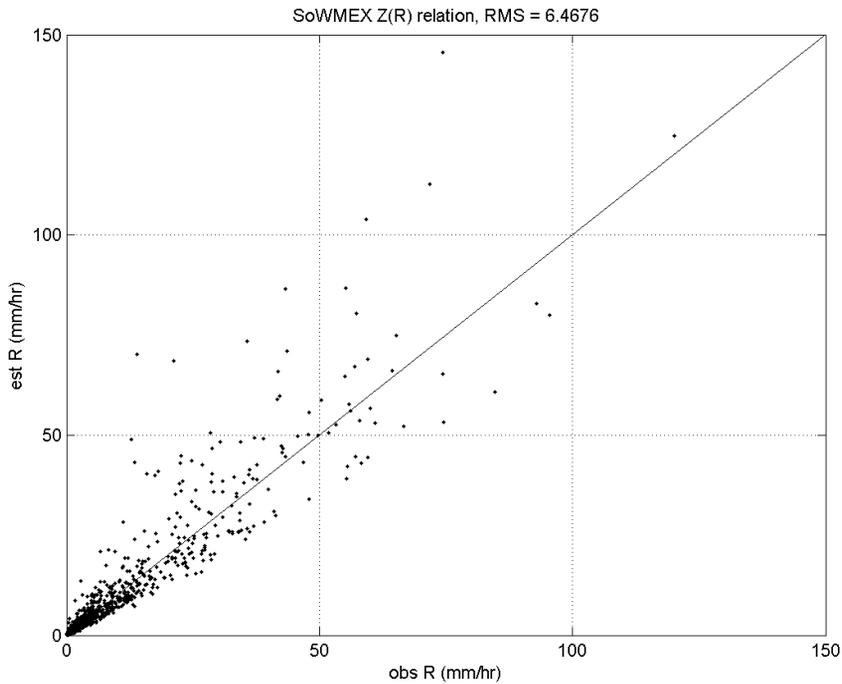


圖 9 利用公式(8)和雨滴譜儀資料反演的 Z_d 算出的降雨率（縱座標）與雨滴譜儀觀測(橫坐標)比較。

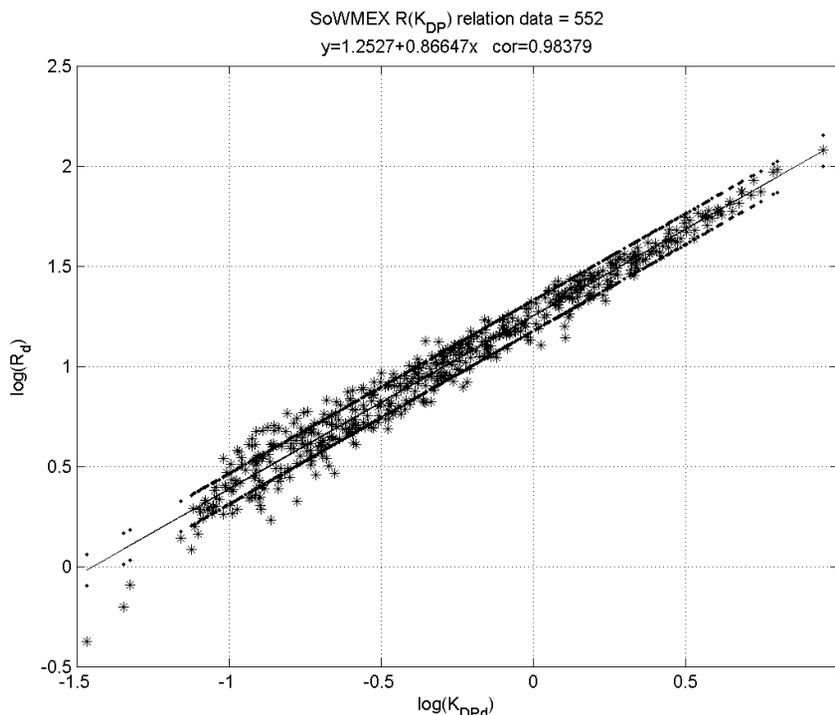


圖 10 利用雨滴譜儀觀測的雨滴粒徑分布，反演出每一時段的 K_{DPd} 與 R_d ，取 \log 後得到的 $\log(K_{DPd})-\log(R_d)$ 關係圖(*)。中間實線為經由線性回歸得到的公式，上下點線則是加減一個標準差的結果。

此外根據前人研究 K_{DP} 在小雨時比較不敏感，因此用小的 K_{DP} 值去估計降雨時，其精確度表現會比估計大雨時要來的差。而 Chandrasekar et al. (2002) 文章中也有提到，當使用 $R(K_{DP})$ 估計降雨時，估計的降雨量越小，產生的誤差就越大 (圖 1)，因此本研究中，針對小雨事件 ($Z < 30\text{dBZ}$) 是利用傳統的 $R(Z)$ 關係式(8式)(8式)。

在此與前一個小節相同以雨滴譜儀資料反演出的 Z_d 及 K_{DPd} 利用(8)式和(11)式計算 R 並與實際觀測的 R_d 做比較，確認降雨估計公式是否適用，而由圖 11 可知其 QPE 結果和實際觀測相比大多落在中央 1 比 1 線附近，誤差都在 10% 以內，其 RMSE 也只有 1.59，QPE 結果相當不錯，因此在下一個章節中將利用 TEAM-R 資料透過(11)式進行 QPE 精確度討論。

3. 降雨估計公式的比較

前面的章節有提到雨滴粒徑分布的變異會影響 $R(Z)$ 關係式降雨估計精確度的表現，因此在這個小節便要藉由雨滴譜儀資料透過圖 12、13 及 14 說明雨滴粒徑變異對降雨估計不確定性的影響，由圖 12 可以知道， Z 和 K_{DP} 之間呈現一個函數的關係，當 K_{DP} 值取 $2^\circ/\text{km}$ 時， Z 值大約為 45 dBZ。接著看到圖 13 與 14，分別為 R 與 K_{DP} 以及 R 與 Z 間的關係圖，其中當 K_{DP} 值取 $2^\circ/\text{km}$ 時， R 值的變異範圍約在 25 到 40 mm/hr 之間；但當 Z 值取 45 dBZ 時， R 值的變異範圍卻在 10 到 40 mm/hr 之間，變異性很大。

由此可以看出，當利用 $R(Z)$ 關係式估計降雨時，因受雨滴粒徑變異影響程度較大，降雨估計結果的不確定性相對也較高，精確度也跟著降

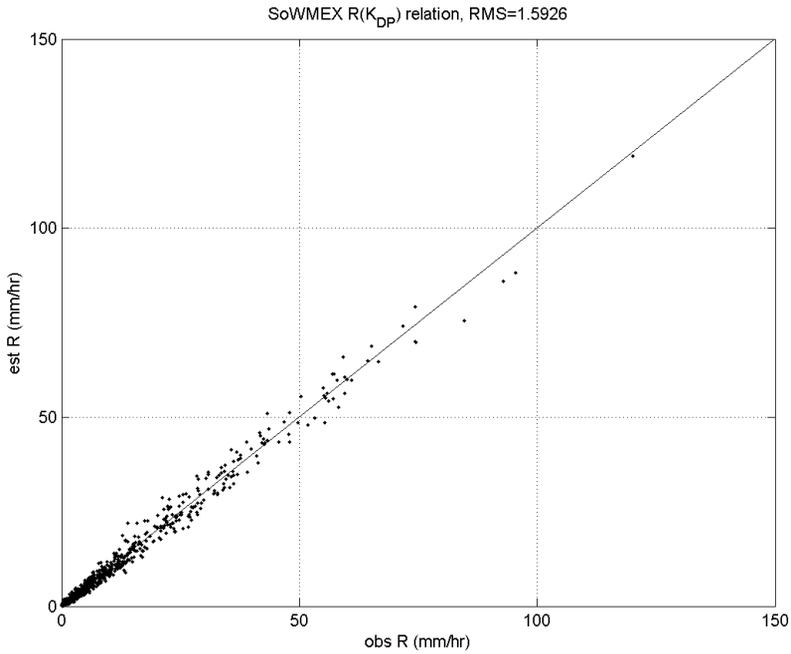


圖 11 利用公式(11)和雨滴譜儀資料反演的 K_{DPd} 算出的降雨率（縱座標）與雨滴譜儀觀測（橫坐標）比較。

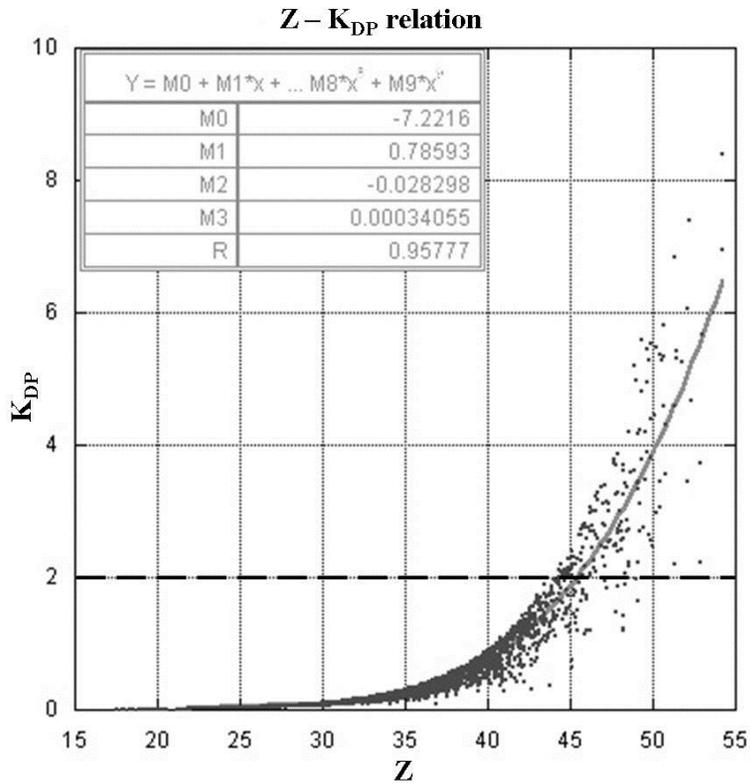


圖 12 Z 與 K_{DP} 的關係，當 K_{DP} 等於 2 時，Z 值約為 45dBZ（黑虛線）。

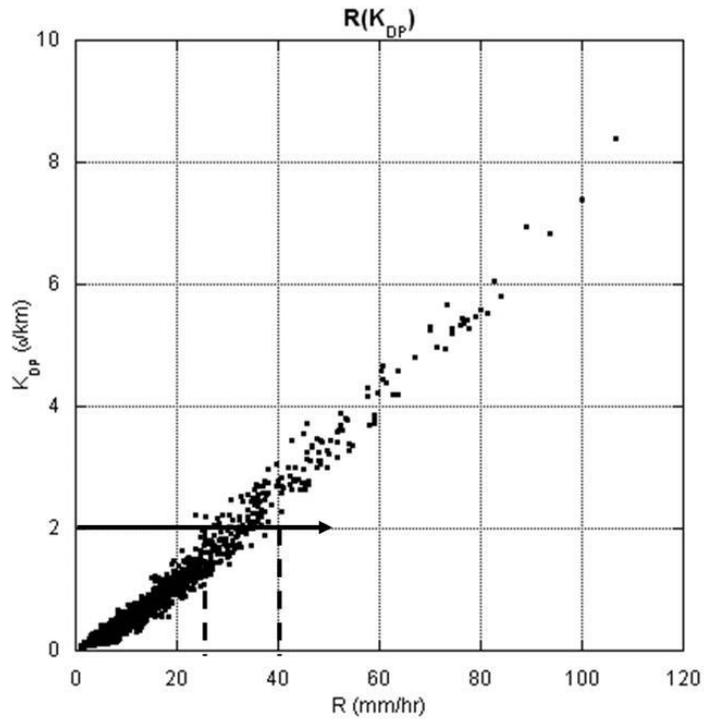


圖 13 K_{DP} 與 R 的關係，當取 K_{DP} 等於 2 時， R 值約在 25 到 40 mm/hr 之間。

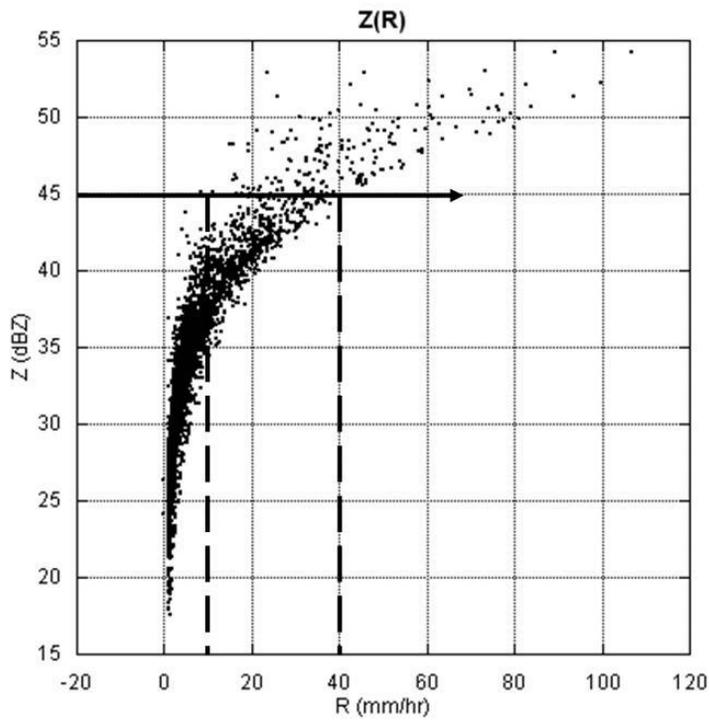


圖 14 Z 與 R 的關係，當取 Z 等於 45 dBZ 時， R 值約在 10 到 40 mm/hr 之間。

低；相反的利用 $R(K_{DP})$ 關係式，其 K_{DP} 受到雨滴粒徑變異的影響較小，降雨估計結果的不確定性較低，其精確度也跟著提高。所以在降雨估計的精確度上， $R(K_{DP})$ 關係式的表現會優於 $R(Z)$ 關係式。

在下一個章節中則將利用 TEAM-R 實際觀測資料透過(8)式及(11)式比較兩個不同的降雨估計公式在雷達 QPE 的表現，並針對其精確度結果進行討論。

(二) 雷達降雨估計結果

1. $R(K_{DP})$ 關係式降雨估計結果

這小節中一小時累積雨量圖的比較，是挑選 6 月 14 日 1100UTC 至 1200UTC 這一小時來進行，在這段時間其降雨分布較廣，且也有明顯的累計降雨出現，是不錯的比較時段。從雷達一小時累積降雨估計（色塊）與地面雨量站實際觀測（黑色數字）的比較圖（圖 15）可發現，利用 $R(K_{DP})$ 關係式估計降雨其結果和地面雨量站相當接近，地面雨量站實際觀測的降雨量為 38 及 27 mm（白圈處），而雷達估計每小時累積降雨的色塊區間分別在深灰色(30~40 mm)與灰色(20~30 mm)的地方，和實際的地面觀測非常相近。不過在看到較遠的幾個點（黑圈處），地面雨量站的觀測分別為 31、27 及 30 mm，但雷達估計每小時累積降雨的色塊區間卻只在淺灰色(10~20 mm)的地方，明顯是有低估的情形，會有這樣的結果主要是因為觀測資料受到衰減的影響而有所缺失，使雷達降雨估計精確度降低。雖然在前面的章節有提到說 K_{DP} 資料不受衰減的影響，然而當一強系統正好位在 TEAM-R 附近時，雷達觀測距離便會受到其限制，以圖 16 為例，圖上顯示的是 TEAM-R 112447UTC 的 K_{DP} 資料，此時正好有一

強降雨系統橫在 TEAM-R 上空，受此影響雷達觀測距離只剩 10km 左右，因此即便在 10km 之外有降水系統存在，但雷達電磁波能量在傳到此處前已完全衰減掉，因此無法得到雷達資料，使得此區的雷達降雨估計結果為零，進而造成雷達一小時累積降雨估計結果有所低估。不過只要確認有完整的雷達資料存在，利用 $R(K_{DP})$ 關係式估計降雨是可以得到不錯的結果（圖 15 白圈）。因此從這個時段的比較中可明顯看出在利用 X-波段雷達在降雨估計時，其精確度的表現隨著觀測距離的增加及通過的降水系統越強，會有降低的情形發生，而如此的降雨精確度表現，將在之後有更進一步的討論。

而時序圖比較的部分，分別挑選兩個站來進行比較：Chin-San（旗山，圖 17a）及 Super site（降雨監測超級站位於廣興國小，圖 17b）。比較上，在 6 月 14 日 0000 UTC 至 0600 UTC，其掃描策略以掃向東北方為主，並未往 Chin-San 及 Super site 方向觀測，所以在這段時間估計的降雨大多都呈現低估的情形，在此不考慮此段時間資料，利用 $R(K_{DP})$ 關係式估計降雨時，其降雨趨勢大抵上都和地面觀測一致，也都接近地面觀測值（圖 17）；在累積降雨部分，利用 $R(K_{DP})$ 關係式估計的累積降雨和地面實際觀測很接近，差異都有在 $\pm 10\%$ 以內，在降雨估計的表現上有不錯的結果。

在前面的部分有提到，利用 $R(K_{DP})$ 關係式估計降雨時，其精確度會受到觀測距離的影響而有所改變，所以這部分便是要探討 $R(K_{DP})$ 關係式的誤差與距離的關係。圖 18 為利用 $R(K_{DP})$ 關係式估計降雨和地面雨量站的比較圖，圖中將其誤差每 10% 作一個區間共分 4 個區間（誤差 10% 以下、10%~20%、20%~30% 及 30% 以上，分別以

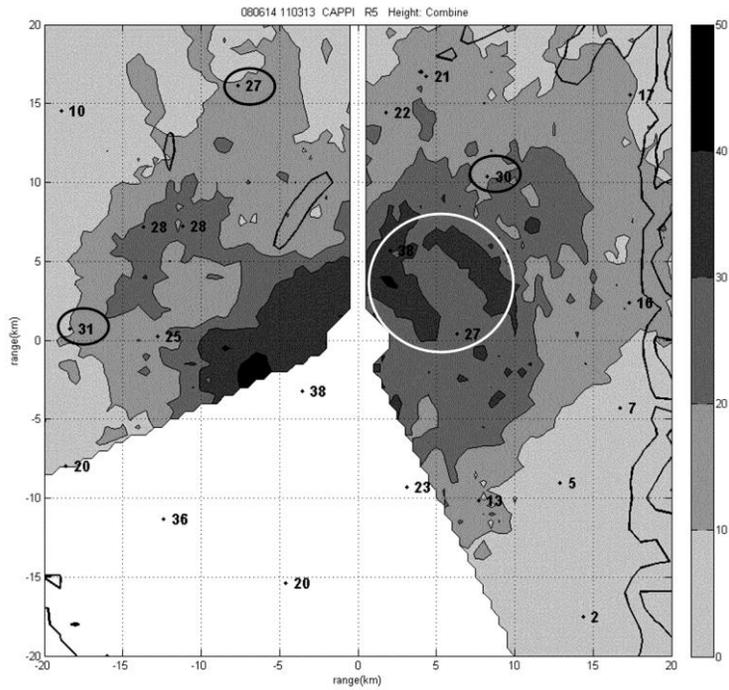


圖 15 TEAM-R 資料利用 $R(K_{DP})$ 關係式 1100 至 1200UTC 的小時累積降雨估計(色塊)和地面雨量站比較(數字)。地形配置同圖 7。

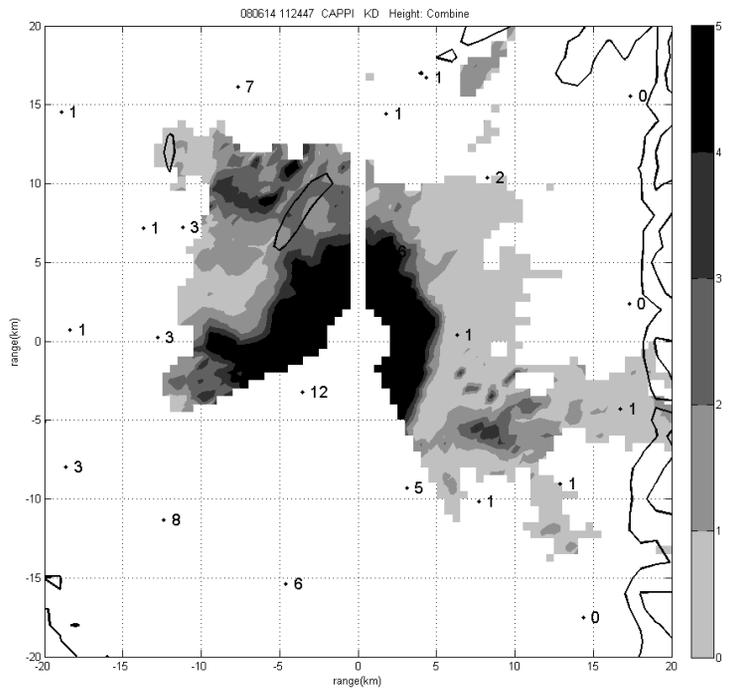


圖 16 2008 年 6 月 14 日 112407UTC TEAM-R K_{DP} 資料，受上空強降水系統影響，觀測距離剩 10 公里左右。地形配置同圖 7。

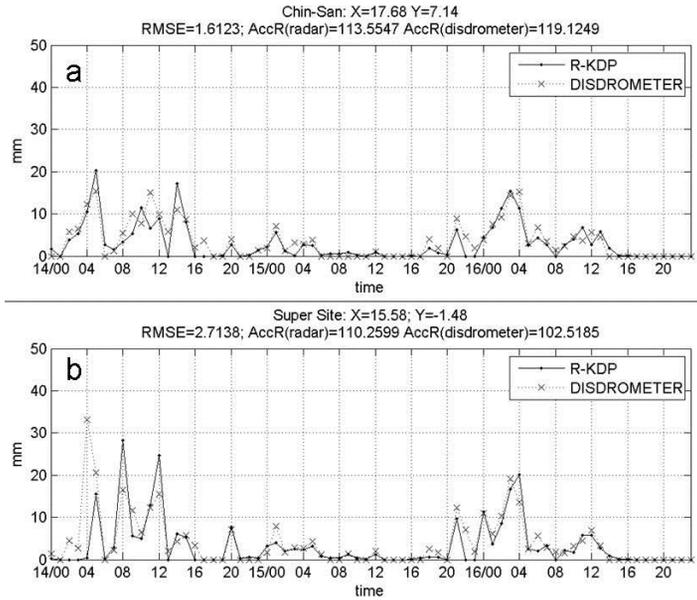


圖 17 2008 年 6 月 14 日至 17 日 TEAM-R 每小時累積降雨估計和地面雨滴譜儀(a) Chin-San、(b) Super Site 觀測比較，雨滴譜儀（點 x 線）、雷達（黑點線）。RMSE 為均方根誤差、AccR (radar)和 AccR (disdrometer)分別代表雷達和雨滴譜儀三天累積雨量。

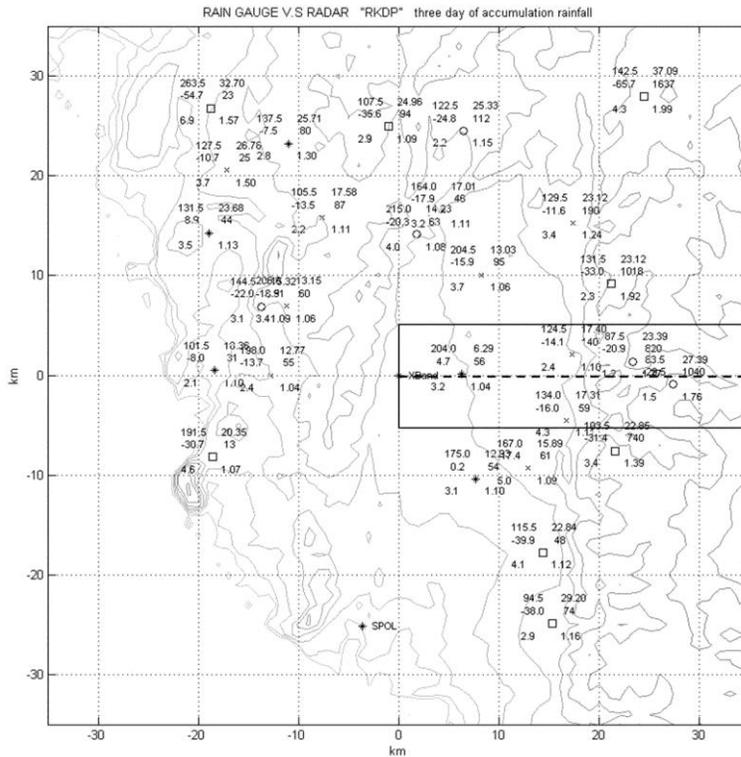


圖 18 $R(K_{DP})$ 關係式的累積降雨估計和地面雨量站的比較圖，數字由上自下，左：實際累積降雨、百分誤差、RMSE；雨量站距離、雨量站高度、資料高度，黑框為選取的範圍。（誤差 10% 以下、10%~20%、20%~30%及 30% 以上，分別以*、x、空圓及正方形表示）。地形配置同圖 3。

*、x、空心圓及正方形表示)，從圖上可發現雷達降雨估計與雨量站的誤差隨著距離呈現一圓形向外增加的趨勢，接著以誤差 20% 作分界，得圖 19a、b，離雷達較近的位置，雷達降雨估計的精確度都有不錯的表現。而仔細看到圖 18 框起來的區域劃分出來，在選取區域內的四個站，明顯可

看出誤差隨距離有增加的趨勢。而為了探討降雨估計的精確度及選用資料的高度與距離、高度的關係，便沿線作一垂直剖面（圖 20），來看其誤差以及選取資料的高度隨距離及地勢高度變化的情況，圖上灰點為測站位置、黑星則為選取資料的高度，而誤差則標示在圖上，當雨量站位置離

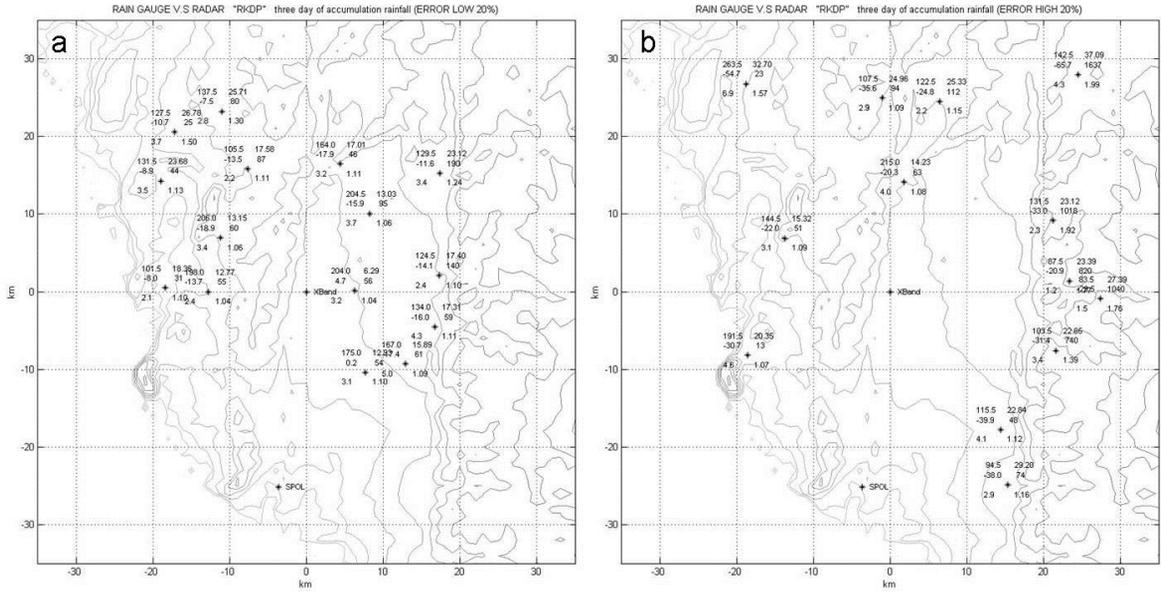


圖 19 (a)誤差在 20% 以內的雨量站分布、(b)誤差在 20% 以上的雨量站分布，其餘同圖 18。

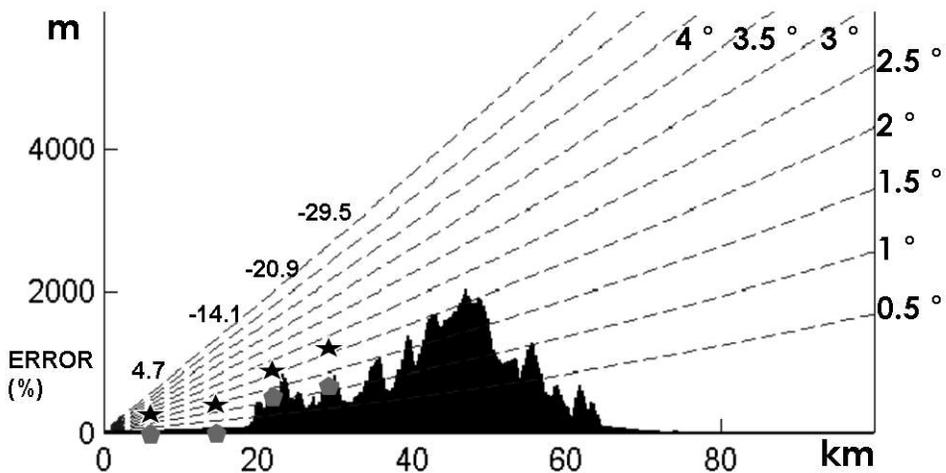


圖 20 圖 18 中黑框的區域（以 TEAM-R 為中心，方位角 90°）作的垂直剖面，灰點-雨量站位置、黑星-資料高度、上排黑字-相對的百分誤差。

雷達越遠，地勢越高時降雨估計產生的誤差也就越大，且所用的資料點高度也就越高，使得資料的不確定性增加，造成降雨估計的精確度下降；除此之外，雷達電磁波能量衰減的影響也是造成其誤差隨距離增加的一個主因，受強系統影響，雷達觀測距離被限制在 10 到 15 公里以內，使得在離雷達較遠的地方，降雨估計的精確度會有較差的情形發生。

就整個散佈的雨量站及雨滴譜儀站來看，圖 21 為將所有雨量站及雨滴譜儀站的誤差隨距離的改變作成的散佈圖，和前面分析的一樣，其誤差隨著距離越遠有變大的情形。而根據前人研究，降雨估計所能接受的誤差範圍約在 15 到 20% 以內。根據這個條件由圖 21 顯示，當觀測距離在

15 到 20 公里以內時（黑實線），降雨估計的誤差約在 $\pm 20\%$ 以內，因此針對 TEAM-R 資料，採用 $R(K_{DP})$ 關係式估計降雨時，15 到 20 公里是一個不錯的估計範圍，但當估計範圍大於 20 公里時，降雨估計的精確度就不是很好。

2. $R(K_{DP})$ 關係式與 $R(Z)$ 關係式的降雨估計結果比較

針對傳統 $R(Z)$ 關係式與 $R(K_{DP})$ 關係式的比較上，此處利用雨滴譜儀資料和 TEAM-R 的小時累積降雨估計結果做比較（圖 22），可清楚看到降雨估計精確度的表現上 $R(K_{DP})$ 關係式（圖 22a）是優於 $R(Z)$ 關係式（圖 22b），其散佈情形是比較集中的。但從這兩張圖皆可發現有幾個資料點是屬於嚴重低估的情形（黑圈處），這主要是因為能

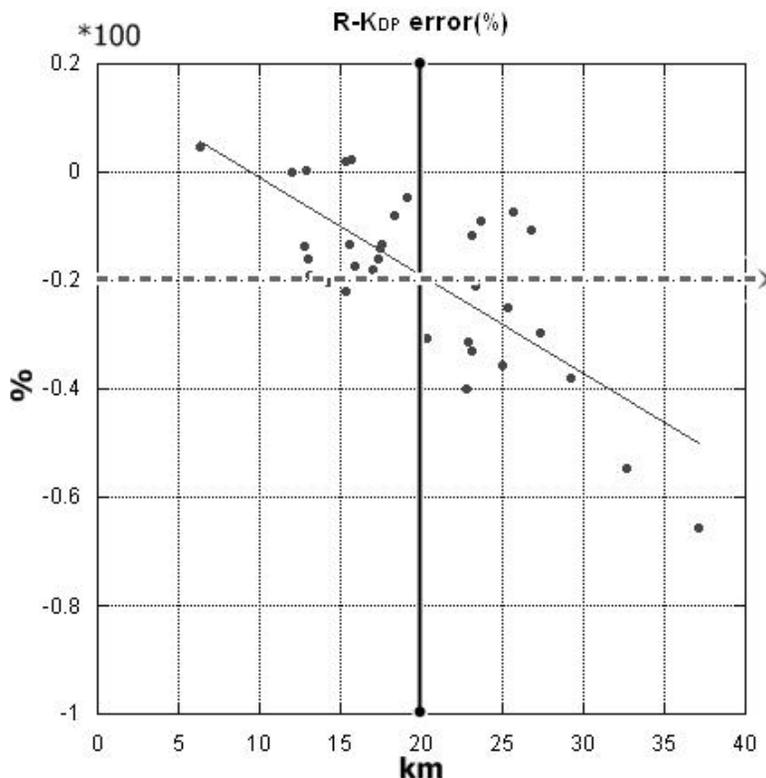


圖 21 所有雨量站及雨滴譜儀站的百分誤差隨距離變化的散佈圖，黑實線：20km 的分隔線，灰虛線：誤差 $\pm 20\%$ 在以內的資料點。

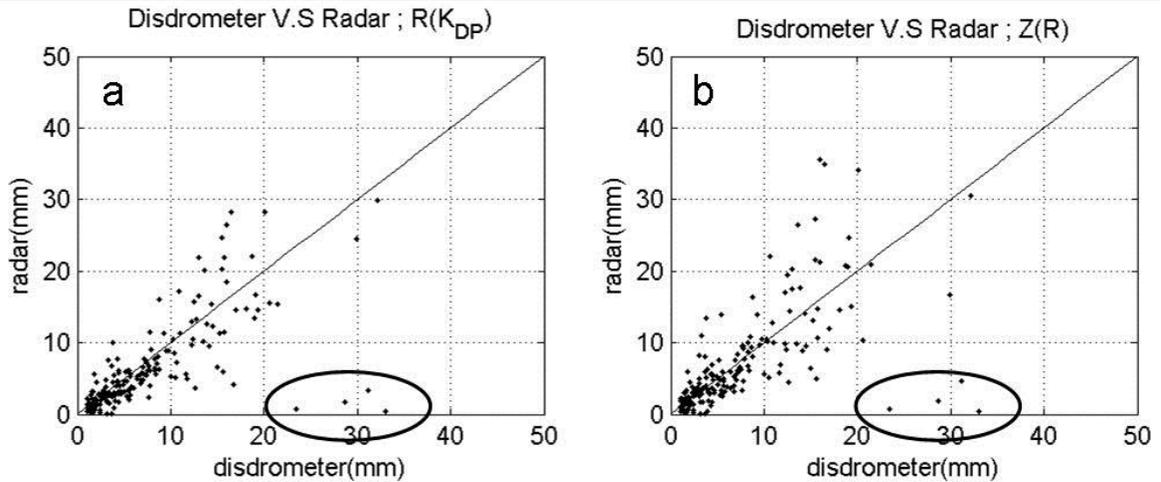


圖 22 利用(a) $R(K_{DP})$ 、(b) $R(Z)$ 關係式估計降雨與地面雨滴譜儀站比較，橫軸為雨滴譜儀觀測，縱軸為雷達估計。圈處為嚴重低估的情形，原因是受衰減影響造成觀測距離受限，造成資料缺失。

量衰減造成的，和前一個小節 $R(K_{DP})$ 低估的原因一樣，TEAM-R 的觀測受強降雨系統影響，觀測距離被受限在 10 至 15km 以內，無法觀測到雨滴譜儀所在位置，使得雷達在觀測時，將此區資料紀錄為零，代表無降雨發生，因此在估計每小時累積降雨時受這些資料影響，導致降雨估計有低估的情形發生。

根據上述， $R(K_{DP})$ 關係式的表現優於 $R(Z)$ 關係式，其原因除了前面章節提到的原因之外，也可透過參數的定義來解釋：

$$R = 3.67\pi/6 \int D^{3.67} N(D) dD \cong \sum D^{3.67} \quad (12)$$

$$K_{DP} = \pi k_0 C / 12 \int D^3 (1-r) N(D) dD \cong \sum D^3 \quad (13)$$

$$Z = \int D^6 N(D) dD \cong \sum D^6 \quad (14)$$

$N(D)$ 為雨滴粒徑分布； D 代表雨滴粒徑大小也可當作雨滴粒徑的變異，透過這三個公式可知， R 和雨滴粒徑變異的 3.67 次方有關； K_{DP} 和

雨滴粒徑變異的 3 次方有關； Z 則和雨滴粒徑變異的 6 次方有關，當雨滴粒徑變異的次方數越大，表示參數受雨滴粒徑變異的影響越大，降雨估計的不確定性也相對變大。而由前面 4-1-3 小節的比較中（圖 13 及 14）也說明了同樣的結果， K_{DP} 受雨滴粒徑變異的影響較小、 Z 受雨滴粒徑變異的影響較大，使得利用 $R(Z)$ 關係式估計降雨時，其精確度表現是來的要差一些。而這些比較結果都顯示出降雨估計精確度的表現上， $R(K_{DP})$ 關係式的表現會優於 $R(Z)$ 關係式。

五、結論與未來展望

(一) 結論

本研究主要目的，在利用 TEAM-R 資料作降雨估計，並和地面自動雨量站及雨滴譜儀站比較，以評估 X-波段雷達在台灣降雨估計的適用性。TEAM-R 為全台第一部移動式雙偏極化都卜勒雷達，於 2008 年建構完成，波長為 3 公分，屬於短波長雷達，在觀測上容易受到系統衰減的影響。

響，而且又是新的雷達，因此在資料的使用上，需特別注意非氣象資訊的影響、雷達硬體本身的系統偏移及電磁波能量衰減等 QC 問題。

針對雷達資料修正的部分，修正前 TEAM-R 的觀測的 Z 值，明顯是低於 SPOL 的觀測資料。但經過 QC 後，其 Z 值與 SPOL 資料相比，大小和 SPOL 雷達資料是差不多，樣式則幾乎一模一樣，RMSE 為 -4.1dBZ 左右，表示對於 Z 其修正的結果是不錯的。

在雷達 QPE 研究中，本文使用兩種不同的降雨估計關係式，分別是：傳統 $R(Z)$ 及 $R(K_{DP})$ 關係式。利用 $R(Z)$ 關係式估計降雨時，其精確度會受到雷達硬體本身的系統偏移；雷達電磁波在通過系統時，能量受到系統衰減的影響；雨滴粒徑分布的變異，雨滴在空間中會受到碰撞合併（破裂）、蒸發、凝結等不同的雲物理過程而產生變化；其他非氣象資訊或非純水粒子的回波，這些都會影響 $R(Z)$ 關係式在降雨估計的準確性。對於 $R(K_{DP})$ 關係式而言，根據 K_{DP} 的定義其和雨滴粒徑變異的 3 次方成正比和 R 的次方數(3.67 次方)相近，較不受 DSD 的影響；並且 K_{DP} 只與相位有關和能量無關，因此不會受到衰減影響，此外其還可免除部分波束遮蔽(partial beam blockage)及冰雹污染的影響，因此利用 $R(K_{DP})$ 關係式估計降雨時，表現會優於 $R(Z)$ 關係式。在實際應用方面，針對 IOP8 個案，使用 $R(K_{DP})$ 關係式估計降雨，和地面雨量計或雨滴譜儀的結果都十分相近。就整體比較的散布情形，在扣除掃描策略設定的限制及衰減所造成的觀測距離的問題後，可發現其散布範圍較為集中，表示在降雨估計上 $R(K_{DP})$ 關係式表現不錯。

在整個誤差分布的情形，隨著觀測距離越遠

與地勢高度增加，使用的資料高度也跟著增加，與地面雨量站或雨滴譜儀站的差異性也就越大，導致 $R(K_{DP})$ 關係式估計降雨所產生的誤差，有變大的趨勢；除此之外，雷達電磁波能量衰減的影響也是造成其誤差隨距離增加的一個主因，受強系統影響，雷達觀測距離被限制在 10 到 15 公里以內，使得在離雷達較遠的地方，有時已無完整雷達資料，導致降雨估計精確度會有較差情形發生。前人研究指出，降雨估計所能接受的誤差範圍約在 15 到 20% 以內。根據這個條件，本研究結果顯示當利用 TEAM-R 的 K_{DP} 資料估計降雨時，在 20 公里以內是不錯的估計範圍；當估計範圍大於 20 公里時，其誤差會大於 20% 而不適用。

由上述的分析結果顯示，X-波段雷達在觀測劇烈降雨系統時，其強度及觀測距離明顯受到衰減影響，在觀測半徑 20 km 之外甚至無觀測訊號出現，使得可能無法觀測到一個強降雨系統的全貌。

因此在應用上 X-波段雷達應該是定位在局部地區降雨系統的監測及降雨估計，使用低層的掃描策略，得到高時間解析度低層觀測資料，以獲得精確的降雨估計結果。山區地形崎嶇，雨量站架設困難，站網密度不足，降雨資料缺乏，而 X-波段雷達因其體積較小，可方便架設在山區或集水區等容易降下豪大雨的地方，做局部地區的監測，並依照監測地點所需涵蓋範圍的需求，架設上可同時使用多部雷達對同一地點作密集觀測（如 CASA 的雷達網，即是利用多部 X-波段雷達對一地點作密集的監測，Wang and Chandrasekar 2010），得到高時空解析度觀測資料，有助於提升局部地區降雨估計精確度，達到防災效果。

(二) 未來展望

TEAM-R 為全台第一部移動式雙偏極化都卜勒雷達，很幸運的能在建置完成後即刻投入 SoWMEX 這個大型觀測實驗，並且獲得許多寶貴資料。在本文中使用了 IOP8 的觀測資料進行雷達 QPE 研究，發現利用 $R(K_{DP})$ 關係式估計降雨時可得到不錯的結果，觀測距離 15 到 20 公里以內降雨估計百分誤差約在 $\pm 20\%$ 左右。而文中使用兩種不同的降雨估計關係式，其係數求得是利用五台撞擊式雨滴譜儀(JWDs)在單一梅雨個案中所求得，對於其它個案或不同的天氣型態而言不一定適用，未來仍需使用更多的資料，如 SoWMEX 實驗期間其它的 IOP 個案，來驗證本研究結果。並且針對不同的天氣型態，如：颱風、東北季風等、不同地區，來研究 X-波段雙偏極化雷達 (TEAM-R) 在台灣估計降雨的適用性，並找出其在降雨估計中適用的範圍，以進一步應用於實際的觀測作業中，提供降水估計的準度。

致謝

感謝兩位審查者寶貴的意見，使得本文得以更加完備。本文作者感謝所有參與 SoWMEX 的成員。本研究由行政院國家科學委員會研究計畫 NSC101-2119-M-008-014 及 NSC101-2625-M-008-009 經費資助。

參考文獻

張偉裕，2002：利用雨滴譜儀分析雨滴粒徑分佈（納莉颱風個案），國立中央大學碩士論文，95 頁。

林位總，2004：利用二維雨滴譜儀研究雨滴譜特性，國立中央大學碩士論文，89 頁。

紀博庭，2005：利用中央大學雙偏極化雷達資料反求雨滴粒徑分佈及降雨率方法的研究，國立中央大學碩士論文，70 頁。

呂崇華，2006：雙偏極化雷達資料分析梅雨鋒面雨滴粒徑分佈的物理特性，國立中央大學碩士論文，100 頁。

紀博庭，陳台琦，呂崇華，2008：雙偏極化雷達觀測參數反求雨滴粒徑分佈以及降水估計，大氣科學，36，1，21-41。

Anagnostou, E. N., W. F. Krajewski, A. Kruger, and B. J. Miriovsky, 2004: High-Resolution Rainfall Estimation from X-Band Polarimetric Radar Measurements, *J. Hydrometeorology*, **5**, 110-128

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

Chandrasekar, V., V. N. Bringi, N. Balakrishnan, and D. S. Zrinc, 1990: Error structure of multiparameter radar and surface measurement of rainfall. Part III: Specific differential phase. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 621-629.

——, E. Gorgucci, and L. Baldini, 2002: Evaluation of polarimetric radar-rainfall algorithms at X-band. Proc. Second European Conf. on Radar Meteorology, Delft, Netherlands, European Meteorological Society, 277-281.

Chong, M., and J. Testud, 1983: Three-dimensional wind field analysis from dual-Doppler radar

- data, Part III: The boundary condition: An optimum determination based on a variational concept, *J. Climate and Appl. Meteor.*, **22**, 1227-1241.
- Cifelli, R., P. Kennedy, V. Chandrasekar, S. W. Nesbitt, S. A. Rutledge, and L. D. Carey, 2005: Polarimetric rainfall retrievals using blended algorithms. Preprints, *32nd Conf. on Radar Meteorology*, Albuquerque, NM, Amer. Meteor. Soc., 9R.1.
- Giangrande, S. E., A. V. Ryzhkov, 2008: Estimation of rainfall based on the results of polarimetric echo classification. *J Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 2445-2462.
- Gorgucci, E., G. Scarchilli, and V. Chandrasekar, 1999: A procedure to calibrate multiparameter weather radar using properties of the rain medium, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **37**, 269-276.
- Liu, D. C., and J. Nosedal, 1988: On the limited memory BGFS method for large scale optimization, Tech. Rep. NAM 03, Department of Electric Engineering and Computer Science, Northwestern University, 26 pp.
- Matrosov, S. Y., 2010: Evaluating polarimetric X-band radar rainfall estimators during HMT. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **27**, 122-134.
- , D. E. Kingsmill, B. E. Martner, and F. Martin Ralph, 2005: The Utility of X-Band Polarimetric Radar for Quantitative Estimates of Rainfall Parameters, *J. Hydrometeorology*, **6**, 248-262
- , R. A. Kropfli, R. F. Reinking, and B. E. Martner, 1999: Prospects for measuring rainfall using propagation differential phase in X- and Ka-radar bands. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 766-776.
- , R. Cifelli, P. C. Kennedy, S. W. Nesbitt, S. A. Rutledge, V. N. Bringi, and B. E. Martner, 2006: A comparative study of rainfall retrievals based on specific differential phase shifts at X- and S-band radar frequencies. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **23**, 952-963.
- May, P. T., T. D. Keenan, D. S. Zrnić, L. D. Carey and S. A. Rutledge, 1999: Polarimetric radar measurements of tropical rain at a 5-cm wavelength. *J. Appl. Meteorol.*, **38**, 750-765.
- O'Brien, J. J., 1970: Alternative Solutions to the Classical Vertical Velocity Problem. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 197-203.
- Park, S.-G., M. Maki, K. Iwanami, V. N. Bringi, and V. Chandrasekar, 2005: Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation at X band. Part II: Evaluation and application. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **22**, 1633-1655.
- Sachidananda, M. and D.S. Zrnić, 1986: Differential propagation phase shift and rainfall rate estimation. *Radio Sci.*, **21**, 235-247.
- Shapiro, A., S. Ellis, and J. Shaw, 1995: Single-Doppler velocity retrievals with Phoenix II data: Clear air and microburst wind retrievals in the planetary boundary layer, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **52**, 1265-1287.

- Tai, S.-L., Y.-C. Liou, J. Sun, S.-F. Chang, and M. C. Kuo, 2011: Precipitation Forecast using Doppler Radar Data, a Cloud Model with Adjoint, and the Weather Research and Forecasting Model – Real Case Studies during SoWMEX in Taiwan, *Wea. Forecasting*, **26**, No. 6, 975-992.
- Vivekanandan, J., G. Zhang, S. M. Ellis, D. Rajopadhyaya, and S. K. Avery, 2003: Radar reflectivity calibration using differential propagation phase measurement. *Radio Sci.*, **38**, 8049, doi: 10.1029/2002RS002676.
- Wang, Y. and V. Chandrasekar, 2010: Quantitative Precipitation Estimation in the CASA X-band Dual-Polarization Radar Network. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **27**, 1665-1676.
- Zrníc, D. S. and A. Ryzhkov, 1996: Advantages of rain measurements using specific differential phase. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **13**, 454-464.
- , T.D. Keenan, L.D. Carey, and P. May, 2000: Sensitivity analysis of polarimetric variables at a 5-cm wavelength in rain. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1514-1526

The Quantitative Precipitation Estimation Research Using the X-band Radar Data during a SoWMEX/TiMREX IOP8 Case

Hsin-Hao Liao and Tai-Chi Chen Wang

Institute of Atmospheric Physics National Central University, Taiwan

(manuscript received 22 April 2013 ; in final form 30 June 2013)

ABSTRACT

This study uses the polarimetric data (reflectivity, Z and specific differential phase shift, K_{DP}) of National Central University's mobile X-band polarimetric radar (TEAM-R) during June 14-17 (IOP-8, SoWMEX/TiMREX), 2008 to estimate precipitation. These polarimetric precipitation estimates are compared with the measurements of disdrometers (2-DVD and JWD) and Central Weather Bureau's automatic rain gauges to evaluate the applicability of the X-band polarimetric radar in southern Taiwan to quantitative precipitation estimation.

For precipitation estimation, $R(K_{DP})$ is found to perform better than $R(Z)$, but the errors of $R(K_{DP})$ increase with the target distance and terrain height. The variability between the radar data and rain gauge (or disdrometer) measurements is larger when the radar observations are higher.

Previous studies mentioned that the acceptable range of the errors for precipitation estimation is approximately 15~20%. Following this criterion, the precipitation estimates using TEAM-R's K_{DP} data are acceptable within a range of 20 km but the errors exceed 20% beyond 20 km.

Key Words: Quantitative precipitation estimation (QPE), Specific differential phase shift (K_{DP})

