

S 波段雙偏極化雷達在梅雨季豪大雨天氣系統 定量降雨估計之應用

周仲島 鍾吉俊 修榮光

國立臺灣大學大氣科學系

(中華民國一〇四年一月六日收稿；中華民國一〇四年四月三十日定稿)

摘 要

本研究利用 S 波段雙偏極化雷達資料，採用四種方法在臺灣西南部與北部平地和山區進行定量降雨估計實驗。選取三個梅雨季豪大雨天氣系統，時間分別為 2008/6/5、2008/5/31，以及 2014/5/20，前兩組為西南氣流實驗 SPOL 觀測個案，分別為中尺度對流系統減弱後層狀降雨以及發展成熟鋒前對流降雨天氣系統，最後一組為五分山雷達更新後觀測個案，為鋒面上線狀對流雨帶。實驗結果主要結論有：(1)山區估計降雨結果要較平地為差，相關係數較低，標準誤差較大；(2)在平地，層狀性降雨估計結果要較對流性降雨為佳；(3)QPESUMS 法在平地降雨明顯高估，NEXRAD 法在山區明顯低估；以及 (4) Kdp 法和整合法在山區降雨估計確實較 NEXRAD 和 QPESUMS 法為佳。但 Kdp 法在弱降雨天氣情況估計值差，尤其是使用長波長雷達（例如 S 波段）時，故不建議使用。本文同時說明現階段利用雙偏極化雷達進行定量降雨估計在各國使用情形，並討論遭遇的困難以及可能解決方法。

關鍵字：雙偏極化雷達、梅雨季豪雨個案、定量降雨估計、西南氣流實驗、SPOL、五分山雷達

一、前言

雷達定量降雨估計(Radar-QPE)的能力在開始使用雙偏極化雷達(Polarimetric radar)後有長足的進步。早期雷達估計降雨主要使用雷達回波反射率(reflectivity Z_e)來反演降雨率(rain rate, R)，一般通稱 Z_e - R 關係式。由於雨滴粒徑譜(rain drop size distribution, DSD)的變異(variability)，使得估計結果好壞非常不穩定。有雙偏極化雷達觀測資料後，最常用的方法是同時使用雷達回波反射率和差分反射率(differential reflectivity, Z_{dr})來進行降雨率 R 的反演。 Z_{dr} 有助於區分因 DSD 變異造成的降雨率差異，使得雷達估計降雨的不確定性大幅降低。另外，也可利用比相位差分(Specific differential phase, K_{dp})進行降雨估計，這個方法對於 DSD 的變異較不敏感，同時也對於衰減(attenuation, A)和雷達校準(calibration)造成的不確定性較不敏感(Sachidananda and Zrnich 1987)。

衰減會造成 Z_e 和 Z_{dr} 偏差，而波長較短雷達使用總相位差分(total differential phase Φ_{dp})可以有效減低這方面的影響；相對於波長較長雷達(如 S 波段)，由於總相位差分變化較小， K_{dp} 容易產生噪訊，難以使用。因此合併二者而同時利用 K_{dp} 、 Z_e 和 Z_{dr} 進行雨量估計($R(K_{dp})$ 和 $R(Z_e, Z_{dr})$)是很自然的選擇。前者用在強降雨狀況，後者則用在弱降雨狀況(Giangrande and Ryzhkov 2008; Cifelli et al. 2011)。至於 C 波段和 X 波段， K_{dp} 可使用降雨強度區間較 S 波段為廣，在弱降雨狀況下，則可以使用衰減訂正後的 Z_e 值直接以 Z_e - R 關係進行估計。這是因為在短波情形， Z_{dr} 對於衰減差分很容易造成大偏差量，而且利用相位差分進行 Z_{dr} 衰減訂正，其品質也無法確保 Z_{dr} 的正確性在 0.1-0.2dB 之間，使用 $R(Z_e,$

$Z_{dr})$ 關係反而較沒效率，準確度也無法提升，因此直接使用 $R(Z_e)$ 即可(Ryzhkov et al. 2005a; Figueras I Ventura et al. 2013; Vulpiani et al. 2012)。

為了落實作業化需求，各國發展出許多不同的演算式，用來表示雙偏極化雷達觀測參數 Z_e 、 Z_{dr} 、 K_{dp} 和降雨率的關係。這些演算式考慮不同波長、應用模擬或觀測的 DSD、以及假設各種大小不同的雨滴形狀等。這些演算式曾經在美國的許多地方進行測試，包括以 S 波段為主的奧克拉荷馬州、科羅拉多州、堪薩斯州以及佛羅里達州，都獲得頗為一致的結果。基本上，利用雙偏極化雷達確實可以改善降雨估計的準確度，而且方法原理也相對有理論基礎，但是對於使用何種演算法，一直到進行 JPOLE(Joint Polarimetric Experiment)後，才有較好的共識(Ryzhkov et al. 2005a)。

Ryzhkov et al. (2005b)利用奧克拉荷馬州 S 波段雙偏極化雷達觀測資料，進行降雨估計測試實驗，資料包括暖季和冷季降水(2002/6-2003/6)。採用的降雨估計演算法，同時使用 Z_e 、 Z_{dr} 、以及 K_{dp} 等參數。關係式如下：

當 $R(Z_e) < 6 \text{ mm h}^{-1}$ ，

$$R = R(Z_e)/(0.4 + 5.0 \text{ abs}[Z_{dr} - 1]^{1.3})；$$

當 $6 < R(Z_e) < 50 \text{ mm h}^{-1}$ ，

$$R = R(K_{dp})/(0.4 + 3.5 \text{ abs}[Z_{dr} - 1]^{1.7})；$$

當 $R(Z_e) > 50 \text{ mm h}^{-1}$ ，

$$R = R(K_{dp}) = 44.0 \text{ abs}[K_{dp}]^{0.822} \text{ sign}[K_{dp}]；$$

其中 $R(Z_e) = 1.70 \times 10^{-2} Z_e^{0.714}$ (即 $Z_e = 300 R^{1.4}$)，此公式為 NEXRAD 雷達採取的標準 Z-R 關係式)， $Z_{dr}(\text{dB}) = 10 \log(Z_{dr})$ ， K_{dp} 單位為 deg km^{-1} ， $\text{abs}[]$ 表示絕對值。這個演算法的建立是依據奧克拉荷

馬州連續多年的 DSD 觀測，可以估計約一半以上的降雨。在較強降雨時使用 $R(Kdp)$ ，是因為 Kdp 對於 DSD 的變異較不敏感。對於較弱降雨，由於 S 波段 Kdp 訊號亂，導致結果差，因此使用 $R(Ze, Zdr)$ 。在強降雨狀況，可能會有冰雹粒子， $R(Ze)$ 估計變差，此時使用組合演算法較佳。根據長年觀測雨滴譜儀資料，奧克拉荷馬州年降雨率低於 6 mm hr^{-1} 的機率約為 32%，雷達校準只需要對弱降雨進行，對強降雨較沒有關係。

實際在進行降雨估計時，過程頗繁瑣，Ryzhkov et al. (2005b) 有相當完整的描述。包括前期作業，先將雷達資料進行雜訊和衰減的校準、編輯、平滑、以及修訂，之後利用演算式計算出與 Ze 或是 Kdp 對應的降雨率 $\{R(Ze), R(Kdp)\}$ 。再利用相關係數 (R_{hv}) 設定門檻值（譬如 0.85）用以辨識非氣象回波，將被辨識為非氣象回波的降雨率設定為零。之後進行 $R(Ze)$ 、 $R(Kdp)$ 、以及 Zdr 的空間平均（選取相鄰兩個徑向五個距離之雷達資料），計算以地面雨量站為中心的雷達估計平均降雨率。地面雨量站為中心的平均 Ze 和 Kdp 數值則可以由雷達估計之平均 $R(Ze)$ 和 $R(Kdp)$ 反演推得。最後利用這個反演推得的 Ze 、 Kdp 、 Zdr 重新計算一次平均降雨率。這邊要注意的是雷達估計平均降雨率並不是計算每一個雷達觀測點點的降雨率予以平均，而是利用空間平均的 Ze 、 Kdp 和 Zdr 來計算特定區域（ $1 \text{ km} \times 1^\circ$ 面積）的降雨率，這樣可以減少原始 Kdp 和 Zdr 資料品質造成觀測雜訊的影響。

日本國土建設交通省除了傳統 C 波段都卜勒雷達外，全國共設立將近 30 部 X 波段雙偏極化雷達。由於多山地形，雷達波束山區遮蔽問題嚴重，利用數據地形模式 (digital elevation model, DEM) 進行衰減訂正以及遮蔽訂正，可以得到不

錯的山區降雨估計結果 (Shakti and Maki, 2014)。

在歐洲大部分作業雷達都屬 C 波段。Vulpiani et al. (2012) 利用義大利兩個 C 波段雙偏極化雷達進行山區降雨定量估計實驗。由於雷達波束經常被山區複雜地形全部或部分遮蔽，造成山區降雨估計的困難，這種問題在歐洲相當普遍。一般而言降雨強度隨高度有顯著變化，雷達反散射訊號在高層不見得可以代表地面狀況，譬如在層狀降雨常觀測到的融解層以及雙偏極化雷達觀測參數受地形影響等，都是需要克服的困難。法國在 2012 年全國都會區共建置 24 個 C 和 S 波段雷達，同時在阿爾卑斯山區另外建置由四個 X 波段組成的小雷達網，以彌補山區的不足。但是這 24 顆雷達並非都是雙偏極化雷達，因此在降雨估計時的演算法同時包括了非雙偏極化雷達。在雙偏極化雷達降雨估計方面主要採用 Kdp ，尤其是強降雨狀況。Figueras I Ventura and Tabary (2013) 討論了使用不同波長下傳統（單偏極化）和兩種雙偏極化雷達估計降雨方法的表現，並將結果和地面雨量站時雨量進行比對。結果顯示雙偏極化雷達降雨估計產品遠較傳統雷達為佳，尤其是在較高頻（短波）雷達，使用 Kdp 的演算法所得到效果是所有方法中最好的。Bringi et al. (2011) 利用英國東南方 C 波段雙偏極化作業雷達進行降雨估計實驗，並利用地面雨量站以及雨滴譜儀進行估計演算法設定以及誤差分析。他們利用四種方法進行降雨估計，包括沒有衰減訂正 $R(Ze)$ 關係、有衰減訂正的 $R(Ze-c)$ 關係、整合式演算子 $R(Ze, Zdr, Kdp)$ 、以及只使用 $R(Kdp)$ 。使用降雨率大於 0.2 mm h^{-1} 的總共 2500 樣本進行分析，結果顯示整合演算子估計結果最好：在強降雨狀況，誤差可減到 20%；當降雨率高於 5 mm h^{-1} ，估計偏差量僅為 10% 的低估。這個結果顯示雙偏極化雷達

估計降雨具有很高的可信度。

You et al. (2014)利用韓國釜山 S 波段雷達以及 POSS 雨滴譜儀，進行作業雷達降雨估計實驗，使用 Changma 鋒面以及颱風個案資料，並考慮雨滴形狀，重新設計 R(Kdp)演算法。這是亞洲地區第一個利用 S 波段雷達觀測季風和颱風降雨資料重新建立演算法，並和美國演算法進行比對。You et al. (2014)的結果顯示，使用當地發展的演算法確實有其必要，所得到結果會好的多。廖與陳(2013)利用 TEAMR 雷達以及雨滴譜儀資料進行 X 波段雙偏極化雷達參數和降雨演算法的計算，也有相當不錯的結果。

Liou et al. (2013)和 Wang et al. (2013)利用台灣馬公 C 波段雙偏極化雷達，以颱風個案資料進行定量降雨估計研究。Liou et al. (2013)演算法估計莫拉克颱風在嘉南平原降雨分布，結果顯示在大雨狀況，雷達估計雨量和雨量站量測雨量相關係數達 0.86，誤差小於 30%。Wang et al. (2013)該研究考慮了地形遮蔽，針對(1)直接利用氣候垂直回波特徵修訂被地形遮蔽之 Ze 進行降雨估計，和(2)利用雙偏極化雷達觀測之 Kdp 的垂直剖面進行地形遮蔽修正，再進行降雨估計。應用在兩個颱風個例，結果顯示兩種方法都有顯著的改善。文中特別針對山區資料進行垂直剖面修正方法可以算是一種新觀念突破。過去垂直方向的修訂大部分只侷限在傳統單一極化雷達，利用雷達所觀測回波資訊，尋找不同季節不同降雨系統其回波垂直分布的氣候特徵，作為當地地形遮蔽垂直修訂的依據，對於降雨估計正確性改善確有成效(周 2014)。現在使用同一觀念，將參數換為雙偏極化雷達所觀測量，如文中使用之 Kdp，降雨估計的改善幅度更明顯。這或許是解決複雜地形下山區定量降雨估計的重要突破指標，更多案例的測試

以及演算法的發展是非常必要的。周(2013b)利用垂直指向雷達和雨滴譜儀進行雷達回波山區遮蔽修訂問題探討，經過修訂後之回波估計雨量確實較未修訂要準確許多。未來國內將新建甚多 C 波段雙偏極化雷達，如何有效使用這些資料進行降雨估計，需要更多的測試並提出優化的演算法，才能達到新建雷達的目標。X 和 C 波段雷達在雨量估計時需先進行回波衰減修正，這一部分的討論國內尚屬缺乏。

林(2009)利用西南氣流實驗 (SoWMEX/TIMREX 2008；周 2013)期間 NCAR-SPOL 觀測資料進行台灣西南部平地定量降雨估計，初步試驗所採用的降雨推估演算法主要參考 Ryzhkov et al. (2005b)，並和傳統演算法 R(Ze)進行比較。傳統演算法有弱降雨低估強降雨高估情形 (QPESUMS 系統使用超熱帶 Ze-R 關係， $Ze = 32.5R^{1.65}$)，而使用雙偏極化雷達參數演算法可明顯改善此一現象。本文的目的是延續林(2009)研究，擴大試驗個案，使用 S 波段雙偏極化雷達進行 QPE 實驗，實驗範圍同時包含臺灣西南部和北部山區和平地。使用資料來源主要為西南氣流實驗期間 SPOL 所觀測之資料。另外，本文中也利用相同方法針對新近完成改裝之五分山雷達進行梅雨季北部地區定量降雨估計實驗，並說明實驗結果。

二、實驗設計

(一) 定量降雨估計演算法

實驗組分成四組 (見表 1)，第一組(R1)為 NEXRAD 使用之 Z-R 相關式，第二組(R2)為氣象局 QPESUMS 系統使用之 Z-R 相關式，此關係式是使用台灣地區自動雨量站與 QPESUMS 回波資

表 1 定量降雨估計實驗組使用之降雨反演關係式。

實驗組	降雨反演關係式
R1 (NEXRAD 法)	$R(Ze) = 1.70 \times 10^{-2} Z^{0.714}$
R2 (QPESUMS 法)	$R(Ze) = 1.21 \times 10^{-2} Z^{0.606}$
R3 (Kdp 法)	$R(Kdp) = 44.0 \text{ abs } [Kdp]^{0.822}$
R4 (整合法)	當 $R(Ze) < 6 \text{ mm h}^{-1}$, $R = R(Ze) / (0.4 + 5.0 \text{ abs}[Zdr - 1]^{1.3})$ 當 $6 < R(Ze) < 50 \text{ mm h}^{-1}$, $R = R(Kdp) / (0.4 + 3.5 \text{ abs}[Zdr - 1]^{1.7})$ 當 $R(Ze) > 50 \text{ mm h}^{-1}$, $R = R(Kdp) = 44.0 \text{ abs}[Kdp]^{0.822}$

料進行統計回歸所得，第三組(R3)為直接使用 Kdp 反演降雨率，第四組(R4)為整合組，依據初估不同降雨率進行調整，使用到回波反射率(Ze)、差分反射率(Zdr)、以及比相位差分(Kdp)，各方程式中之相關係數採用 Ryzhkov et al. (2005b)所建議。

(二) 使用資料說明

本研究共使用三組個案資料，個案時間分別為 2008/6/5、2008/5/31、以及 2014/5/20，前兩組為西南氣流實驗期間 SPOL 觀測個案，最後一組為五分山雷達更新後觀測資料。SPOL 和五分山雷達都是 S 波段（波長 10 公分）雙偏極化雷達，兩者的差異主要在發射脈衝方式和功率，另外在一些資料接收與處理上也有差別（見表 2）。

個案一與二使用 NCAR SPOL 雷達，降雨估計實驗地點為嘉義、台南、高雄、屏東等地區，其中自計雨量測站高度低於或等於 500 公尺之平

地站共 87 站，高於 500 公尺山區站共 29 站，分析時間分別為 2008 年 6 月 5 日 09-13LST 和 2008 年 5 月 31 日 13-18 LST。個案三使用 CWB 五分山(RCWF)雷達資料，降雨估計實驗地點以台北市、新北市、基隆市為主，其中平地測站有 54 站，山區站有 8 站，分析時間為 2014 年 5 月 20 日 15-16LST 和 22-23LST。圖 1 為三個個案的雷達回波分布和累積雨量圖。

個案一為西南氣流實驗期間由台灣海峽移入高雄地區的中尺度對流系統，此中尺度對流系統伴隨中尺度對流渦旋(MCV)呈圓弧狀，由西南往東北移動、在高雄地區降下豪大雨並造成淹水。地面雨量站資料顯示此降雨系統最大降雨發生在海岸地區時間接近中午，時雨量大於 50mm。系統往內陸持續減弱，山區降雨相對微弱。個案二為梅雨鋒前發展的中尺度對流系統，此一對流系統發展初期在鋒前呈線狀對流線，之後移入斜坡山區造成顯著降雨，時雨量超過 50mm，平地降

表 2 SPOL 和五份山雷達硬體規格。

機型 (radar type)	RCWF(WSR-88D)	SPOL
位置 (location)	121.77°E / 25.07°N	120.4335°E / 22.5267°N
高度 (elevation)	766 m	24m
天線直徑 (antenna diameter)	8.5 m	8.5 m
波束寬 (beam width)	0.93°	0.91 degrees
天線增益 (antenna gain)	45 dB	44.5 dB
波段 (wave band)	S	S
頻率 (frequency)	2.7-3.0 GHz	2.7 - 2.9 GHz
極化 (polarization)	水平垂直極化同時發射	水平垂直極化交替發射
尖鋒功率 (peak power)	750 kW	> 1000 kW
脈衝期間 (pulse width)	4.5μs / 1.57μs (Doppler)	0.3 - 1.4μs
脈衝回復頻率 (PRF)	318-452Hz / 318-1304 Hz (Doppler)	0 -- 1300 Hz
接收機頻寬 (bandwidth)	0.63 MHz (3 dB) / 0.798 MHz (6dB)	.738 MHz
最低可偵測信號 (MDS)	-112 dBm	-115.5 dBm
雜訊參數 (noise figure)	4.6 dB	2.9 dB
動態範圍 (dynamic range)	93 dB	90 dB
徑向解析度 (radial resolution)	250 m	37.5 -- 1000m
覆蓋範圍 (coverage)	460 km / 230km (Doppler)	4000 gates
產品及資料儲存範圍(products)	ZH, Vr, W, Zdr, Rhv, PhiDP	Phh, Pvv, V, W, Rhv, Φdp, NCP, ZH, ZDR, LDR, Kdp

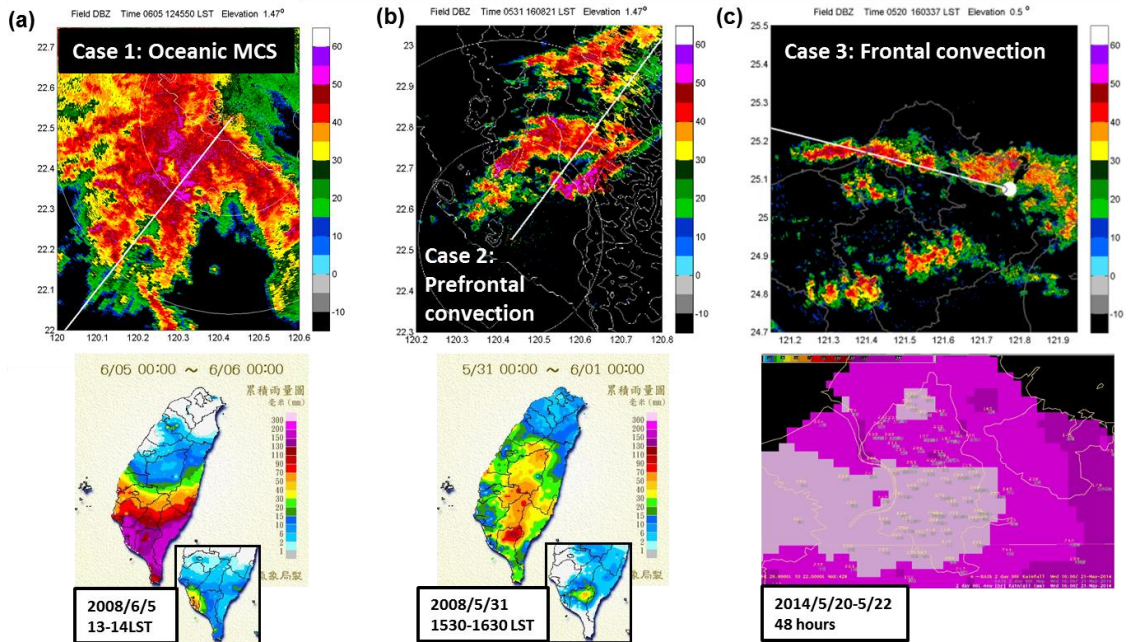


圖 1 QPE 實驗三個案的雷達回波反射率以及雨量分布：(a)個案一 2008/6/5；(b)個案二 2008/5/31；以及(c)個案三 2014/5/20。

雨相對微弱。個案三為 2014 年梅雨鋒面通過台灣北部造成豪雨個例，沿著鋒面對流胞在海上發展，持續由海峽移入，在台北地區平地 and 山區都造成豪大雨，主要降雨帶呈東西走向。個案資料在處理時僅採用接近最大降雨率發生時段進行定量降雨估計實驗，希望特別凸顯在估計強降雨時的表現。

(三) 資料處理

雷達在觀測時所接收的回波資料除了水象粒子的反射外，還包括很多與降雨無關的訊號，例如地形地物回波或是電磁波受到干擾產生的異常傳播訊號(Anomalous Propagation, AP)，統稱雜波(clutter)。這些雜波與降雨無關，在進行雷達回波降雨估計時必須先將雜訊予以去除。本實驗使用雜波去除條件為：相關係數(Rhv)低於 0.95 資料點予以去除。Rhv 是雙偏極化雷達水平極化和垂直極化回波信號的相關係數，值越高表示採樣體積中的物質形狀越規則，一般均質的雨滴 Rhv 可達 0.97 以上。經過這濾波過程大部分非降雨回波可以被有效濾除。另外也濾除回波值低於 10 dBZ 資料點，主要是避免過多無謂計算。因為一般使用的回波降雨關係式，回波值低於 10 dBZ 的降雨率幾乎都為 0。

圖 2 為 SPOL 雷達沿著特定波束 (1.5°仰角 39°方位角) 各參數 (包括 Ze、Phidp、Kdp、Rhv，以及 Zdr) 隨距離變化情形，(a)為濾波前(b)為濾波後結果，這組資料採自個案二(2008/5/31)。比較圖 2a 和圖 2b，顯示濾波前後差異顯著。在距離雷達 0-16km 內，於 Rhv 數值小且 Zdr 數值大且亂，回波值 Ze 有大有小且數值也亂，因此在濾波過程中資料幾乎全數濾除。這些接近 SPOL 雷達資料大部分為雜訊，這個情況也可以由總相位差

分(Φ_{dp})以及比相位差分(Kdp)的平面位置顯示(PPI)圖觀察到。另外值得一提的是，距離 SPOL 雷達 36-37km 被濾除的資料，顯示總相位差分有明顯不規則變動，而回波值也呈現不規則跳動，相關係數遠小於 0.9 而且差分反射率也呈現負值。這些資料都顯示這一區段所觀測現象非常可能不是降雨訊號，經過比對也確認這個情形。在 22-26km 這一區段被濾除的資料情況又有些不同，不論是相關係數或是差分反射率變動雖大，但是數值都在合理降雨系統範圍，總相位差分數值也還合理。然而比相位差分為負值，表示總相位差分變動不穩定。如果直接用實驗方法三(R3)估計降雨會產生不合理的負值。不過由於雷達回波反射率數值遠低於 10 dBZ，表示降雨粒子甚小，可能是對流胞發展成熟後期伴隨微弱層狀降雨雨滴未掉落至地面前蒸發造成的微弱回波。

圖 3 所示為個案一(2008/6/5)SPOL 和個案三(2014/5/20)五分山雷達所觀測之雙偏極化參數隨距離變化以及相對應比相位差分平面位置顯示分布圖。個案一所示(圖 3a)為朝海峽觀測之 SPOL 雷達波束 (1.5°仰角 220.5°方位角)，而個案三所示(圖 3b)為朝西觀測之五分山雷達波束 (1.4°仰角 283.5°方位角)，這些都是經過前述濾波後的資料。往海峽觀測之雷達波束資料相當平滑均勻，回波值都落在 30-50 dBZ 之間，只有少數點大於 50 dBZ。相關係數 Rhv 除了接近雷達 5km 內資料較亂外，其他都接近於 1，顯示目標物不論是形狀或是特性都相當均勻一致。而差分反射率 Zdr 也相當均勻，數值大都在 0-2 之間，顯示目標物大都為小到中雨滴粒子。由 Φ_{dp} 隨距離一路增加，也顯示波束持續通過降雨區之特性。Kdp 的數值也相當合理，大都為正值，且在距離雷達 18、27、以及 44km 處，Kdp 有較大正值，顯示有持續降

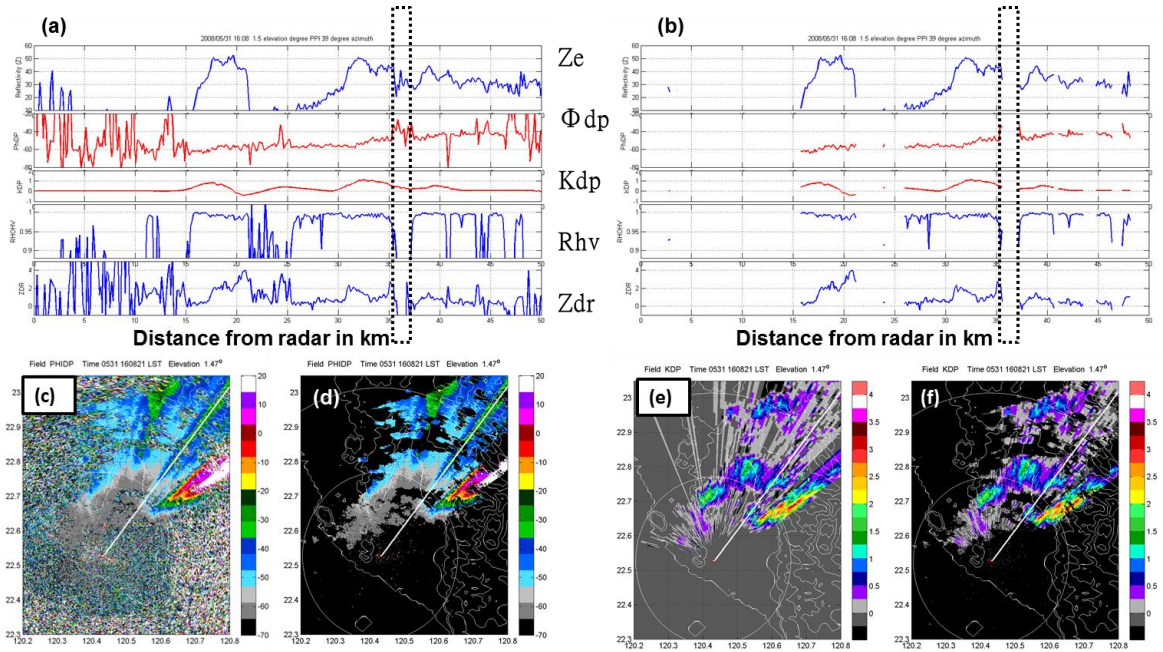


圖 2 SPOL 雷達沿著特定波束 (1.5°仰角 39°方位角) 各參數 (包括 Ze, Phidp, Kdp, Rhv, and Zdr) 隨距離變化情形(a)為濾波前(b)為濾波後結果。這組資料採自個案二(2008/5/31 1608LST)。(c)(d)為濾波前後總相位差分 PPI 分布，(e)(f)為濾波前後比相位差分 PPI 分布。

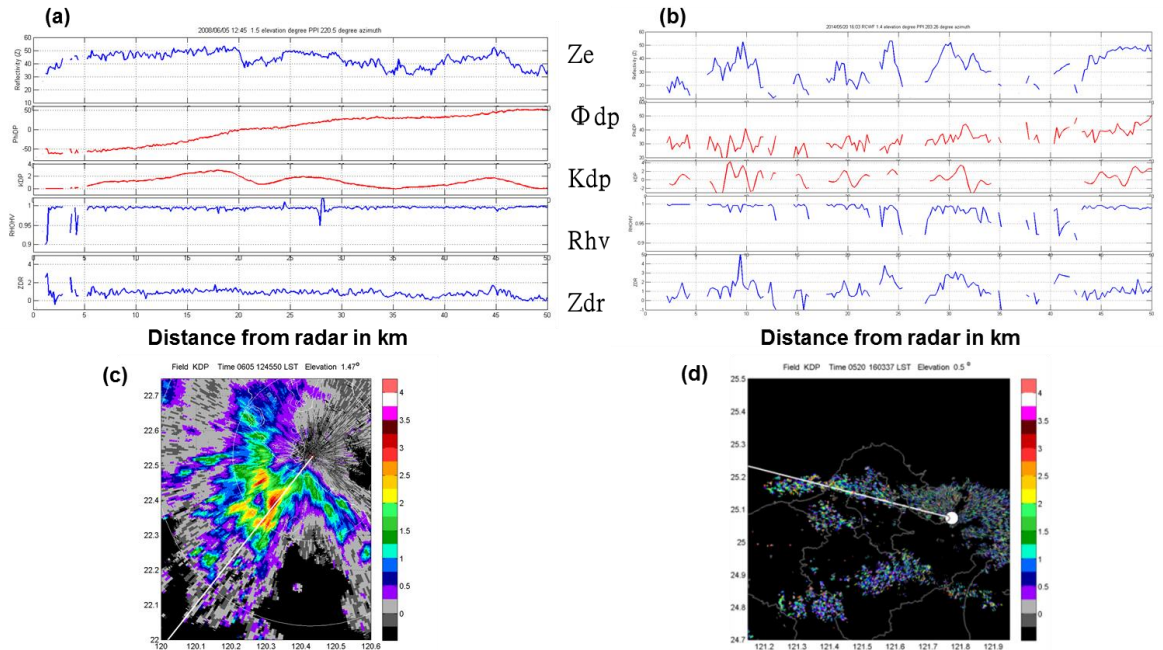


圖 3 個案一(a)和個案三(b)特定仰角方位角雷達束所觀測個參數經過濾波後隨距離變化情形，(c)(d)則為濾波後個案一和個案三 Kdp 空間分布圖。

雨區，其中有些大回波區是由較大降雨粒子造成，導致較大比相位差分。這個分布顯示此降雨系統較大之比相位差分區域和回波反射率（回波較大區域）以及較大差分反射率（較扁區域）都相當一致。

個案三的觀測結果和個案一差別很大。個案三的回波反射率沿著雷達波束呈現震盪，在之間有很多小於 10dBZ 的回波資料點，分布也相對不均勻，大小值差異大，顯示雷達回波的水平梯度變化大，具有非常短時陣性對流降雨的特徵 (Steiner et al. 1995)。這種降雨伴隨的降雨區一般不大，其強度變化不論是隨時間或是空間變化都非常快速，因此總差分相位隨空間變化也就大，具體呈現在比相位差分就變得相當“不穩定”，正負值相互交錯分布，這個特性對於利用 Kdp 來估計降雨，將造成很大困難度。

(四) 平地和山區雨量站

圖 4 為本實驗與雷達估計雨量值進行比對的雨量站空間分布，圖 4a 為南部地區參與評估之雨量站分布，其中黑點表示海拔高度低於 500 公尺的雨量計（平地站），紅色點表示海拔高度高於 500 公尺的雨量計（山區站），十字為雷達位置，叉號為 2008 年西南氣流實驗地面超級觀測站位置，藍線表示離雷達等距圓，間距為 30 公里。其中平地站共有 87 站，山區站則有 29 站。圖 4b 為北部地區參與評估雨量站分布圖，以台北市內雨量站為主，山區站都在陽明山大屯山區，其中除了藍線間距為 5 公里外，其餘和 a 相同。這個區域內平地站有 54 站，山區站僅有 8 站。選取高度 500 公尺作為平地和山區的區隔，主要是依據西南部地區雨量站分布特性，便於進行雷達估計雨量評估而訂。台北地區雨量站位置高於 500 公尺者不足 10 站，校驗結果可能有產生偏差的問題。

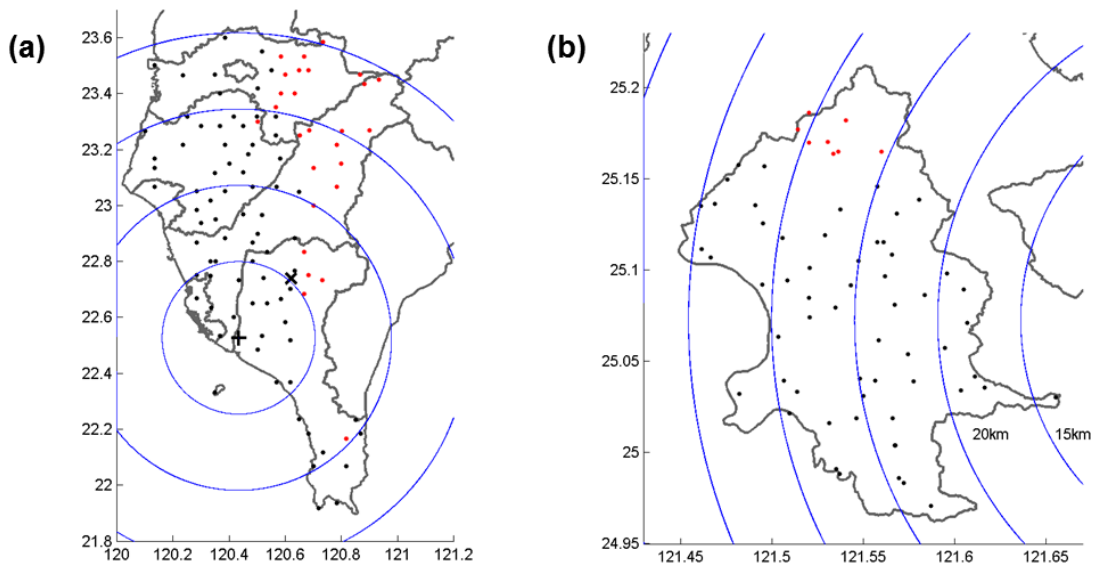


圖 4 地面雨量站分佈圖。(a)為南部地區，(b)為北部地區。黑點表示雨量站，紅色點表示海拔高度 500 公尺以上的雨量站，十字為 SPOL 雷達位置，叉號為 2008 年實驗觀測地面超級站，藍線為離雷達之距離（南部地區為 30 公里等間距，北部地區為 5 公里等間距）。

三、定量降雨估計結果

本文使用三個降雨個案以及四個雷達回波估計定量降雨方法, 進行梅雨季降雨估計實驗。實驗結果的評估方法包括

(a) 使用資料的選擇, 使用雷達觀測第一層仰角和第二層仰角資料進行結果評估。一般而言, 若是沒有地形遮擋, 大部分雷達估計雨量都是使用最低層仰角。然而台灣多山環境, 這個測試有其必要性。

(b) 雷達估計雨量值和地面雨量站點對點比較, 以散布圖方式進行圖示評估, 並計算兩者的相關性以及誤差分析。分析參數包括:

(1) 線性迴歸 (其中 a 為斜率, b 為截距) (a 沒有單位, b 的單位和變數 y 相同)

假設 x 為雨量站觀測值, y 為雷達反演雨量估計值

$$y = ax + b$$

計算兩者的一致性, 以線性方程表示, 其中

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$$

$$b = \bar{y} - a\bar{x}$$

\bar{y} 代表 y 的平均值。

(2) 確定係數 (又稱相關係數平方) R^2 (沒有單位)

確定係數(Coefficient of determination)的定義為 $R^2 = SS_{Reg}/SS_{Total}$, 其中

$$SS_{Reg} = \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2 \text{ (變動量)}$$

其中 $\hat{y}_i = ax_i + b$

$$SS_{Total} = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \text{ (總變動量)}$$

確定係數的意思是一個變數(y)的變化有百分之多少可以由另一個變數(x)來解釋, 在線性迴歸中此係數可以衡量迴歸模型所能捕捉的變動量 (SS_{Reg})佔總變動量(SS_{Total})的比例。

(3) 均方根差(RMSE)或稱標準誤差 (注意: 不是標準差)

均方根差(Root-mean-square error)

$$\sqrt{(\sum_{i=1}^n d_i^2)/n}$$

(單位和變數 y 相同此處為 mm h^{-1})

其中

$$d_i = d(x_i, y_i) = |ax_i - y_i + b| / \sqrt{a^2 + b^2}$$

標準誤差不是實際誤差, 也不是誤差範圍, 只是對一組測量數據 (雷達雨量估計值) 可靠性的估計, 標準誤差小, 測量的可靠性高。反之, 則可靠性低。

在此進一步說明: 標準差是反映整個樣本對樣本平均的離散程度, 是數據精密度的衡量指標; 而標準誤差則是反映樣本平均數對總體平均數的變異程度, 從而反映抽樣誤差的大小, 是量度結果精密度的指標。標準差是標準誤差的 $n^{-1/2}$, 其中 n 為總樣本數, 兩者都是衡量樣本變數隨機性的指標。標準誤差經常被用在工程或實驗物理上, 做為實驗數據誤差的衡量指標。

本實驗所使用三個個案時間分別為: 個案一 2008/6/5 (SPOL), 個案二 2008/5/31 (SPOL), 個案三 2014/5/20 (五分山雷達)。有關雷達估計雨量計算方式, 在空間上以雨量站為中心, 取雨量站上方水平範圍 1 平方公里 ($1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$) 雷達觀測資料, 取平均後代入降雨估計公式計算降雨率。

在時間方面選擇和雨量站累積雨量時間相同的估計降雨率資料，取其平均值為小時雨量。譬如：雨量站 17 時雨量由 16:01 時累積至 17:00 時，此時間範圍的雷達估計降雨率，取平均為 17 時雷達所估計雨量。這些都是為避免雷達點對地面雨量測站點因為盛行風和雨滴由空中掉落延時所造成上下層空間位移影響。

圖 5 為個案一使用 SPOL 第一層仰角 0.5° (圖 5a) 和第二層仰角 1.5° (圖 5b) 的雙偏極化

雷達參數，分別以四個方法估計降雨量和相對應地面雨量站觀測之降雨量的散布圖，十字代表實驗方法一 NEXRAD 雷達標準 Z-R 關係式結果，鑽石形代表實驗方法二 QPESUMS 所使用的 Z-R 關係式，三角形代表實驗方法三使用比相位差分 Kdp-R 關係式，最後圓形代表實驗方法四使用整合方程式，依據不同初步估計降雨值，進行雙偏極化修訂，弱回波以 Z-R 關係式直接估計，強降雨狀況則加入 Zdr 以及 Kdp 觀測數值進行修正結

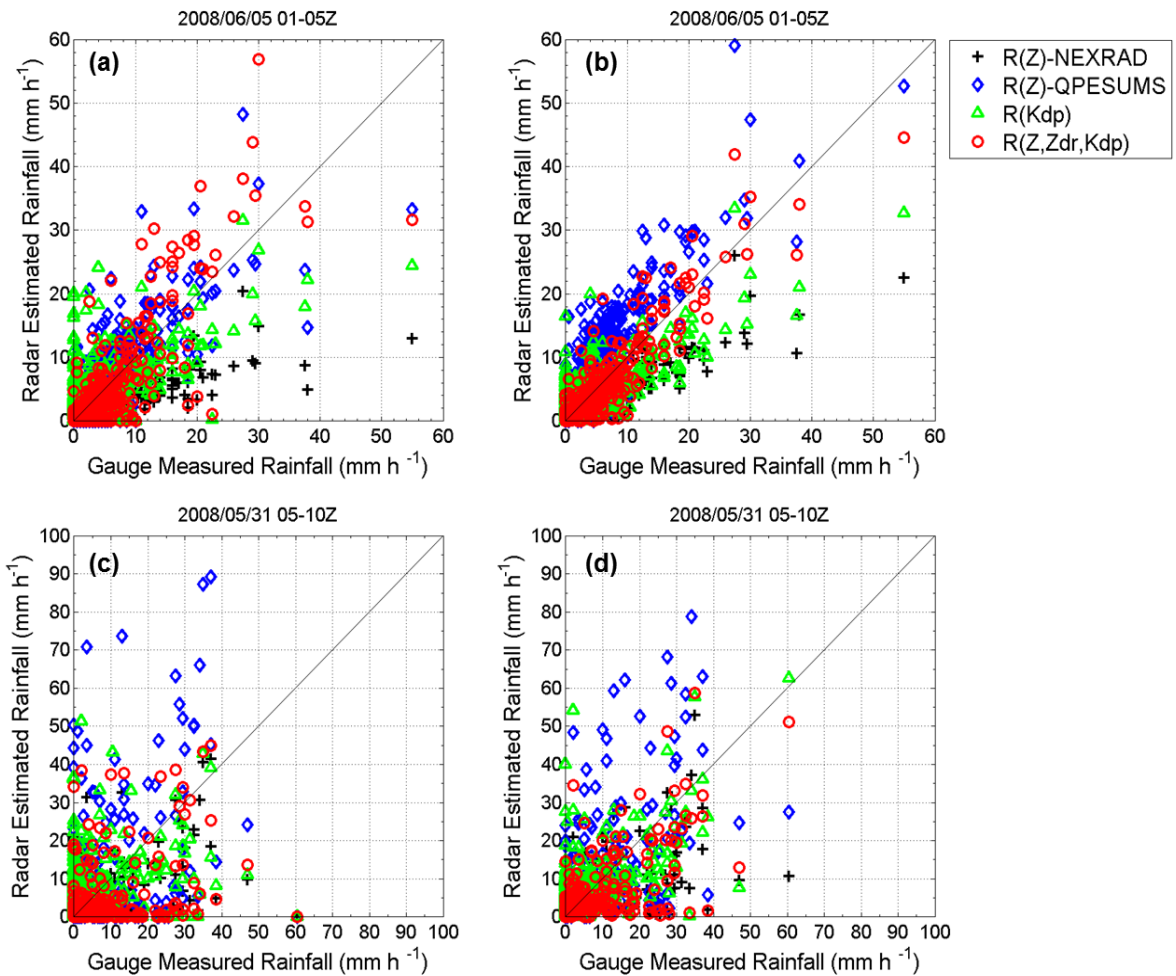


圖 5 (a)(b)個案一不同仰角 QPE 實驗結果；(c)(d)為個案二結果。

果。圖 5c 和圖 5d 則是個案二使用第一層和第二層仰角參數計算結果。從這兩個案計算結果有如下共通性質：不論是使用 SPOL 第一層或第二層資料，NEXRAD 法都有明顯系統性低估情形。而在使用第一層資料時，整合法和 QPESUMS 法在較大降雨率時有明顯高估情形，而 Kdp 法卻是明

顯低估，有少數時候 QPESUMS 法有明顯高估情形。在使用第二層資料時，QPESUMS 法、Kdp 法、以及整合法有相似不錯的表現。在此可以獲得下面結論：使用 SPOL 雷達第二層仰角觀測資料和地面雨量站觀測值有較好的一致性，由表 3 和表 4 相關誤差計算，也得到第二層仰角資料和雨量

表 3 個案一 2008/6/5 01-05LST QPE 實驗結果。

第一層仰角					第二層仰角				
	a	b	R ²	RMSE		a	b	R ²	RMSE
R1	0.324	0.409	0.639	1.403	R1	0.474	0.528	0.806	1.339
R2	0.869	1.846	0.644	3.729	R2	1.208	2.479	0.790	3.595
R3	0.472	2.096	0.358	3.644	R3	0.508	1.986	0.589	2.450
R4	0.994	-0.149	0.698	3.768	R4	0.921	0.210	0.843	2.295
第二層仰角 測站高度 < 500m					第二層仰角 測站高度 > 500m				
	a	b	R ²	RMSE		a	b	R ²	RMSE
R1	0.465	0.787	0.814	1.404	R1	0.277	0.195	0.461	0.697
R2	1.164	3.394	0.801	3.665	R2	0.900	0.852	0.482	2.172
R3	0.505	2.091	0.639	2.394	R3	0.436	1.842	0.131	2.609
R4	0.926	0.445	0.856	2.395	R4	0.313	0.393	0.337	1.023

表 4 個案二 2008/5/31 05-10LST QPE 實驗結果。

第一層仰角					第二層仰角				
	a	b	R ²	RMSE		a	b	R ²	RMSE
R1	0.328	0.685	0.266	4.308	R1	0.425	0.510	0.430	3.872
R2	0.755	2.332	0.270	9.800	R2	1.001	1.911	0.467	8.450
R3	0.267	4.178	0.093	6.603	R3	0.618	2.946	0.436	5.554
R4	0.358	1.044	0.211	5.464	R4	0.596	0.682	0.513	4.586
第二層仰角 測站高度 < 500m					第二層仰角 測站高度 > 500m				
	a	b	R ²	RMSE		a	b	R ²	RMSE
R1	0.710	0.499	0.647	3.410	R1	0.163	0.693	0.457	1.783
R2	1.603	1.800	0.660	7.469	R2	0.429	2.700	0.464	4.637
R3	0.795	2.822	0.502	5.137	R3	0.435	3.590	0.342	6.071
R4	0.813	0.753	0.644	3.927	R4	0.410	0.464	0.401	5.038

站資料有較高的相關性，而且標準誤差也最小的結果。

若是比較個案一和個案二兩者間的表現，不論是第一層仰角或是第二層仰角資料，都是個案一有較佳表現。譬如說在整合法的確定係數(R2)方面，個案一第二層仰角為 0.843 而個案二則僅有 0.513，顯示整合法有相當不錯的解釋能力。至於在標準誤差方面，個案一仰角二僅為 2.295 mm h^{-1} ，而個案二仰角二則為 4.586 mm h^{-1} ，是前者的兩倍有餘。這結果顯示對於層狀降雨的個案一，QPESUMS 法、Kdp 法、以及整合法都有不錯的表現，但整合法有最佳的確定係數（計算迴歸時兩者相關性最高）和最小的標準誤差。但是對於以對流降雨為主的個案（個案二），雷達估計降雨結果四種方法的差異不大，都有很大的改進空間。這個結果也顯示在對流降雨為主的個案，使用 QPESUMS 法並沒有比 NEXRAD 法一定要好。另外 Kdp 法或是整合法雖然比前兩者方法相關係數要高，標準誤差為小，但是可改進空間仍大。因此學習韓國 You et al. (2014) 盡速發展當地較為適合的 Kdp-R 關係式，是非常必要的，廖與陳 (2013) 已經有針對 X 波段雙偏極化雷達進行相關的研究。

為了解相關雷達降雨估計方法在平地 and 山區表現情形，我們將地面雨量站依據測站高度區分為平地站（高度小於等於 500 公尺者）和山區站（高度高於 500 公尺者），並將雷達估計雨量結果依據雨量站高度特徵予以區隔（雨量站分布見圖 4）。圖 6a 和圖 6b 分別為個案一平地和山區雷達雨量估計結果和雨量站觀測雨量對應散布圖，此處只顯示第二層仰角計算結果。圖 6c 和圖 6d 則分別與圖 6a 和圖 6b 相同，但為個案二，各評估指標計算結果同時列於表 3 和表 4 中。

個案一主要降雨以層狀降雨在平地為主，因此圖 6a 雨量估計平地站散布圖和圖 5b 相當類似（主要降雨都在平地）。另外，由於降雨系統在接近山區時已經快速減弱，因此山區站所測雨量大都相對微弱（圖 6b）。從散布圖可以看到雷達估計雨量和地面站量測雨量在山區區別不大，NEXRAD 法稍有低估，QPESUMS 法稍有高估，Kdp 法也稍有高估，而整合法基本上和 NEXRAD 法相同。上述結果在表 3 中可以清楚看到，其中在山區利用 Kdp 法在弱降雨情況結果最差，這應該是使用 S 波段雷達資料可以預期的(Ryzhkov et al. 2005b)。

個案二為對流系統在平地激發後往山區發展成熟，因此平地和山區有降雨之雨量站點分布相對均勻（圖 6c 和 6d），且在山區有相當大雨量被觀測到。圖 6c 和圖 6d 顯示幾個有趣事實：(1) NEXRAD 法在平地表現不差，尤其是弱降雨狀況，這個結果帶動整合法在弱降雨時有不錯表現。(2) 相對的在平地，QPESUMS 法和 Kdp 法都有明顯高估的情形，尤其是 QPESUMS 法，非常顯著高估。(3) 在山區 NEXRAD 法明顯低估，有些雨量站測得 50 或 60mm 時雨量降雨，而 NEXRAD 法僅估計到 10 mm h^{-1} 。QPESUMS 法有時高估有時低估，但是在強降雨的狀況也是明顯低估（僅有估計 20-30mm 降雨）。(4) Kdp 法和整合法在弱降雨時低估（整合法在弱降雨條件下利用 NEXRAD 法低估相對嚴重），但是在強降雨卻能估計出不錯的結果，尤其在時雨量為 20-30 mm 時有相當不錯表現，另外在降雨為 60 mm h^{-1} 時 Kdp 和整合法也可以估計出非常接近的雨量。

個案三是利用五分山雷達站在升級後觀測到第一個梅雨季豪雨系統進行 QPE 實驗，所用資料處理程序和定量降雨估計方法與前兩個個案也都

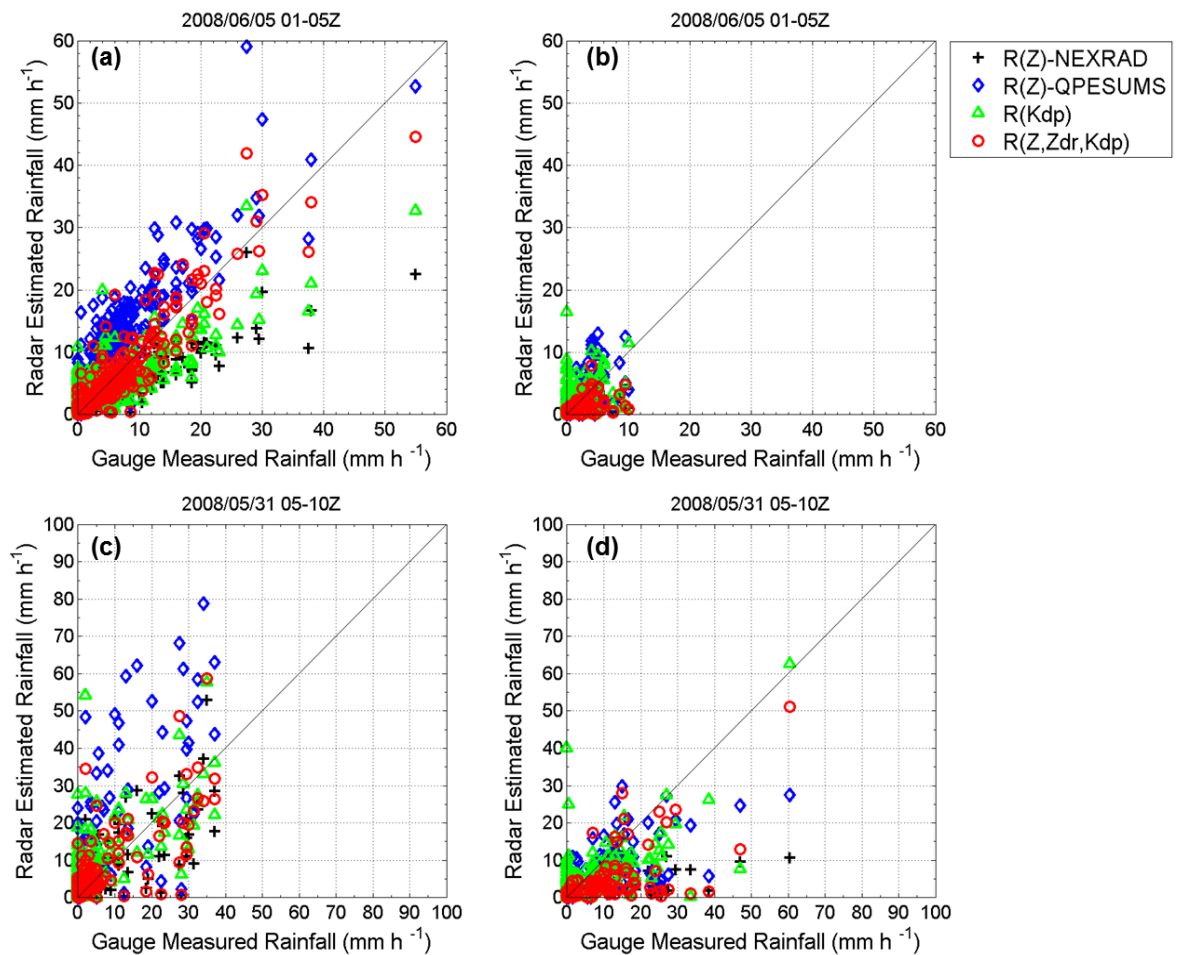


圖 6 (a)(b)分別為個案一第二層仰角 QPE 實驗平地和山區結果；(c)(d)與(a)(b)同但為個案二結果。

相同。圖 7 以及表 5 和表 6 為個案三的散布圖以及各指數計算結果。圖 7a 和圖 7b 為午後降雨時段，圖 7a 為平地而圖 7b 為山區估計結果。圖 7c 和圖 7d 與圖 7a 和圖 7b 同，但為深夜降雨時段。午後降雨與台北盆地午後雷陣雨有關，而午夜降雨則是和梅雨鋒面雨帶上對流系統由海峽移入有關。圖 7a 和圖 7b 顯示在午後雷雨時段，平地和山區估計結果除了 NEXRAD 法稍有低估外，其他三種方法都是高估或是顯著高估，尤其是 Kdp 法和整合法。QPESUMS 法在山區高估有限，但

是在平地則是顯著高估，和前面兩個個案結果一致。圖 7c 和圖 7d 則顯示在平地降雨低於 30 mm h^{-1} 時，NEXRAD 法稍微低估，其他三種方法都稍為高估，但是 Kdp 法的高估過於明顯。在平地降雨大於 30 mm h^{-1} 狀況，NEXRAD 法就明顯低估，其他方法有時高估有時低估，結果並不系統化。不過在平地降雨大於 50 mm h^{-1} 以上，Kdp 法和整合法都顯示過度高估情形，這個結果和 SPOL 在台灣南部的表現有很大的不同。至於在山區表現由於雨量站點的樣本太少，結果的代表性有待未來使用其他個案再深入評估。在此值得一提的是，

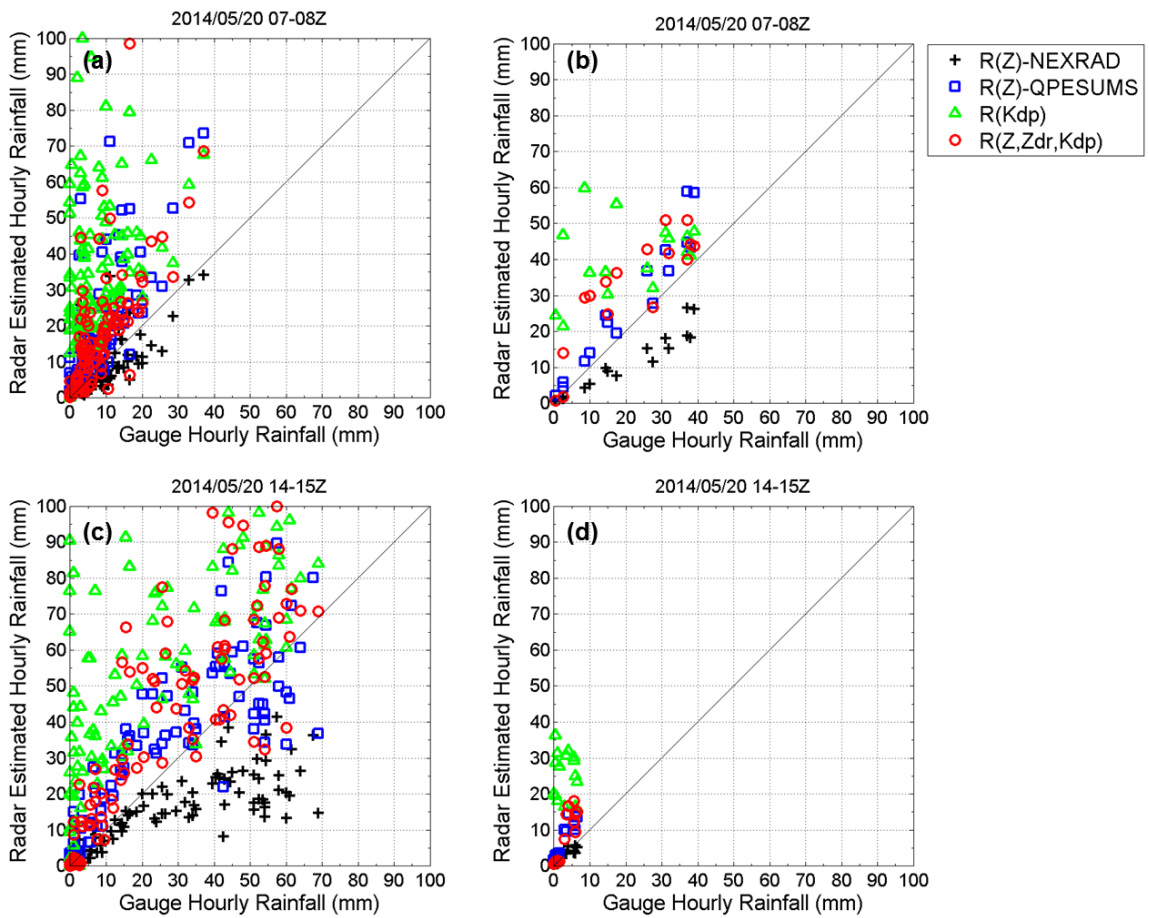


圖 7 (a)(b)分別為個案三午後雷雨時段第二層仰角 QPE 實驗平地和山區結果；(c)(d)與(a)(b)同但為個案二海上對流移入時段結果。

表 5 個案三 2014/5/20, 7-8LST QPE 實驗結果。

	第二層仰角 測站高度 < 500m				第二層仰角 測站高度 > 500m				
	a	b	R ²	RMSE		a	b	R ²	RMSE
R1	0.736	1.389	0.531	4.999	R1	0.572	-0.302	0.906	2.651
R2	1.646	4.728	0.562	10.516	R2	1.276	1.392	0.925	5.204
R3	-5.415	129.55	0.023	257.60	R3	0.251	35.367	0.111	10.210
R4	1.599	3.951	0.521	11.091	R4	0.961	11.638	0.738	8.221

表 6 個案三 2014/5/20, 14-15LST QPE 實驗結果。

	第二層仰角 測站高度 < 500m				第二層仰角 測站高度 > 500m				
	a	b	R ²	RMSE		a	b	R ²	RMSE
R1	0.418	2.518	0.754	5.306	R1	0.751	0.367	0.870	0.739
R2	0.947	7.294	0.771	11.463	R2	1.932	1.807	0.863	1.960
R3	0.104	64.547	0.001	72.326	R3	-16.17	103.42	0.094	127.38
R4	1.216	6.036	0.770	14.756	R4	2.515	0.132	0.803	3.168

由於五分山雷達剛剛提升功能為雙偏極化雷達，更新後雷達硬體以及軟體表現尚不明朗，本實驗利用 2014 年梅雨期的豪大雨個案進行 QPE 實驗，初步結果顯示可能是由於總相位差分的敏感度不夠，在計算弱降雨狀況時，比相位差分非常不穩定，也間接造成利用 Kdp 法以及整合法之 QPE 結果不是很穩定。

個案三的結果和個案一及個案二有很大的差

別，主要在於 Kdp 的分布非常不穩定，必須使用更強的濾波去除高頻訊號，以獲得較佳的定量降雨估計結果。本研究針對這一部分提出改進方法，並重新計算 Kdp。圖 8 為經過改進後沿某一特定波束方向總相位差分(Φ_{dp}) (圖 8a) 和比相位差分 (Kdp) (圖 8b-d) 分布情形。改進方法主要為利用多次多點勻滑運算子進行五分山雷達資料的勻滑工作，本文中使用了 25 點勻滑運算子。圖 8a 顯示原本存在之小震幅擾動經過三次 25 點勻滑運算

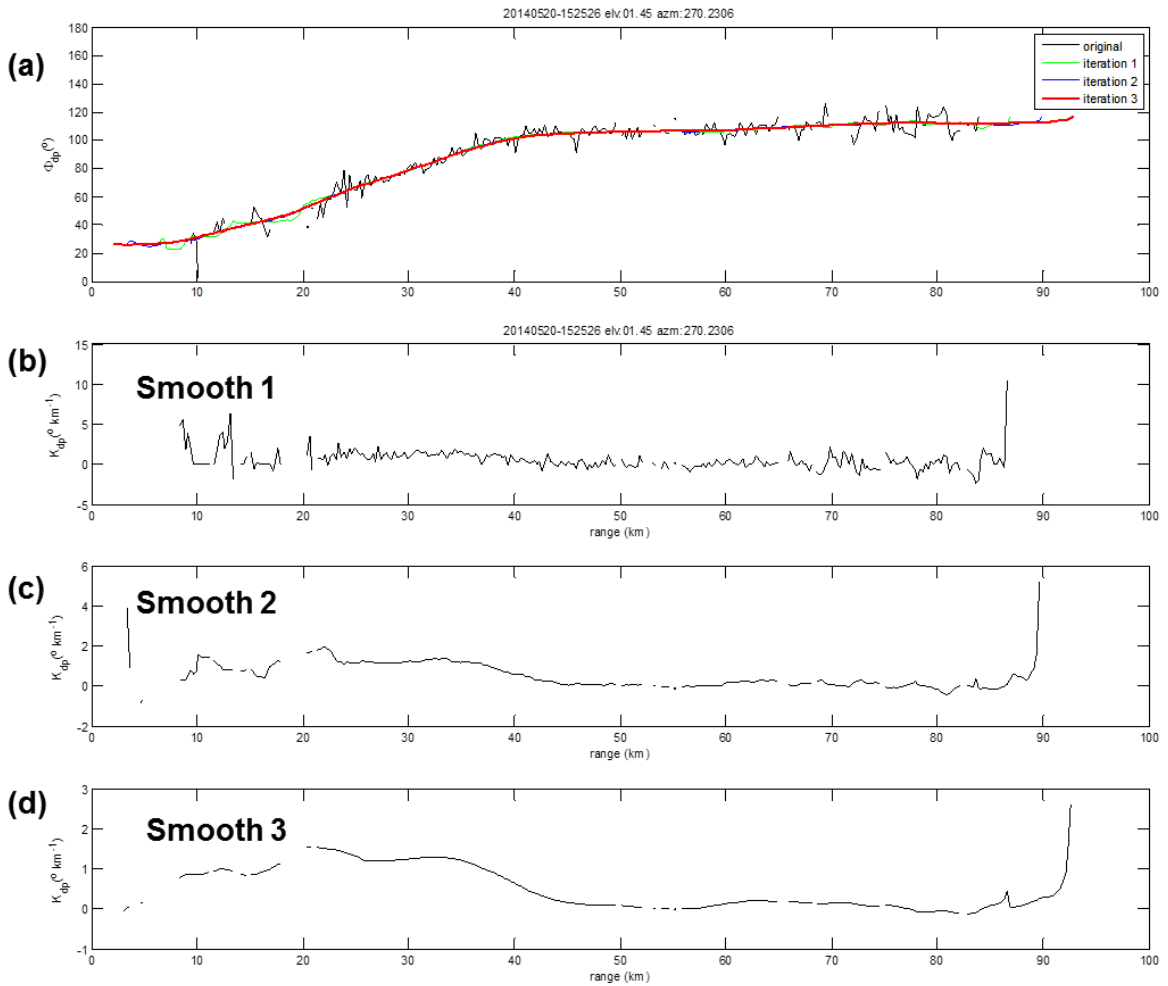


圖 8 使用修正法重新計算五分山雷達沿著特定波束 (1.45° 仰角, 270° 方位角) Φ_{dp} 和 K_{dp} 隨距離變化情形。(a) 為 Φ_{dp} 濾波前後的變化；(b)(c)(d)分別為 K_{dp} 1 至 3 次濾波後計算結果。這組資料採自個案三(2014/5/20 1525LST)。

子濾波後已經被平滑很多，而圖 8b-d 分別為 Φ_{dp} 經過一至三次勻滑後計算所得之 K_{dp} 。這個結果顯示一次 25 點勻滑運算子並不夠， K_{dp} 仍然太亂，經過兩次或三次勻滑後結果已經相當接近。注意在顯著降雨區周邊常有不連續 K_{dp} 出現，在計算時必須予以去除，否則會造成很糟的 QPE 結果。

利用修正法改進的比相位差分 K_{dp} 數值，重新進行四種方法的 QPE 實驗，所得結果顯示在圖 9 以及表 7 和表 8。如前所述，個案三主要降雨在

平地，而且台北區域高度高於 500 公尺的雨量測站也不多，因此山區降雨部分可以比對數據太少較缺乏代表性，但是即使如此，山區降雨的估計在使用修正方法後結果改進甚多， K_{dp} 法的均方根誤差在山區未修正前高達 127 mm h^{-1} ，經過修正法重新計算結果只有 7 mm h^{-1} ，和其他方法的誤差相當（見表 6 和表 8）。另外 K_{dp} 法的改善同時也牽動整合法 QPE 結果的改善，由散布圖可以看出（比較圖 7c 和圖 9c），在平地原本整合法結果顯著高估，但是經過修正後整合法的結果顯示

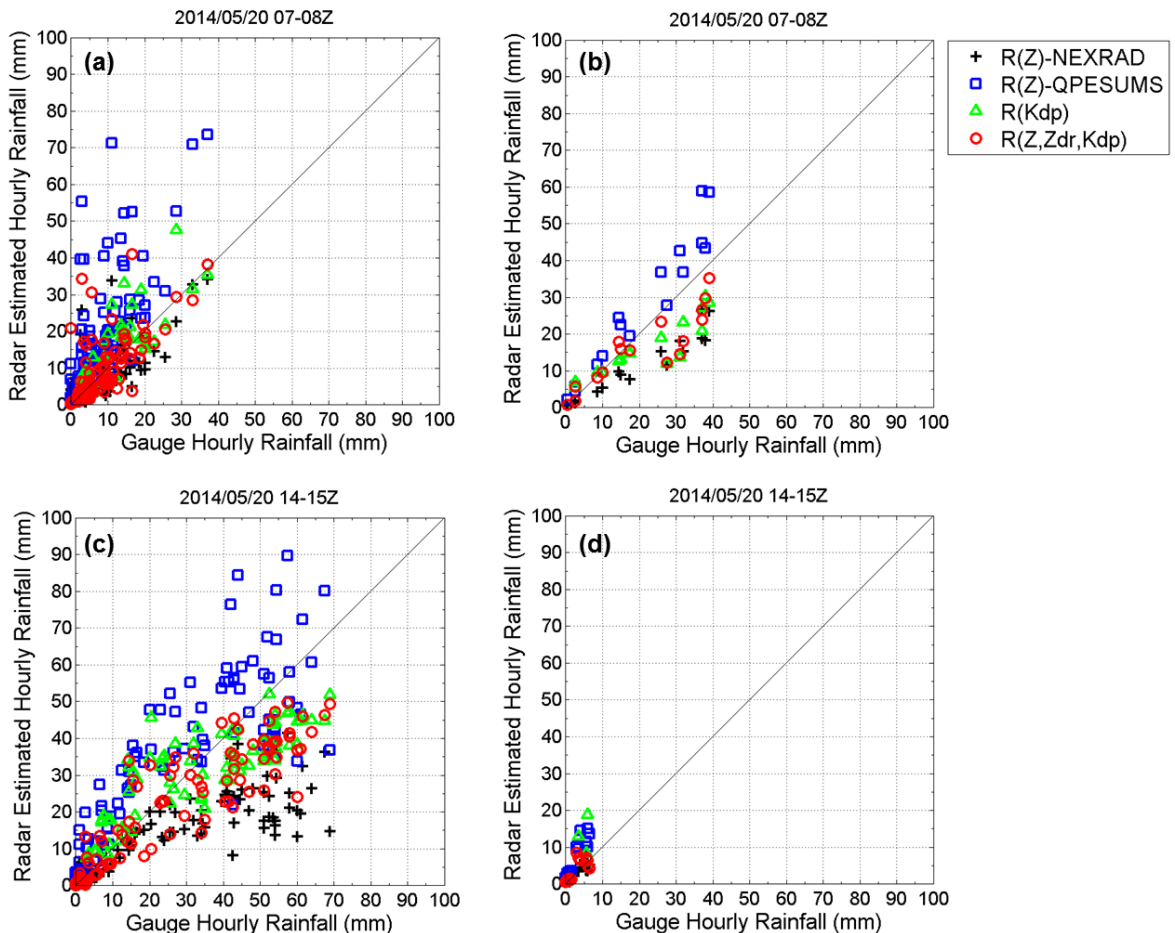


圖 9 (a)(b)分別為使用修正法重新計算個案三午後雷雨時段第二層仰角 QPE 實驗平地和山區結果；(c)(d)與(a)(b)同，但為個案三海上對流移入時段結果。

表 7 使用修正法重新計算個案三 2014/5/20, 7-8LST QPE 實驗結果。

第二層仰角 測站高度 < 500m					第二層仰角 測站高度 > 500m				
	a	b	R ²	RMSE		a	b	R ²	RMSE
R1	0.736	1.389	0.531	4.999	R1	0.572	-0.302	0.906	2.651
R2	1.646	4.728	0.562	10.516	R2	1.276	1.392	0.925	5.204
R3	0.926	4.679	0.605	6.544	R3	0.541	4.211	0.803	3.670
R4	0.859	1.788	0.523	5.939	R4	0.631	2.822	0.787	4.708

表 8 使用修正法重新計算個案三 2014/5/20, 14-15LST QPE 實驗結果。

第二層仰角 測站高度 < 500m					第二層仰角 測站高度 > 500m				
	a	b	R ²	RMSE		a	b	R ²	RMSE
R1	0.418	2.518	0.754	5.306	R1	0.751	0.367	0.870	0.739
R2	0.947	7.294	0.771	11.463	R2	1.932	1.807	0.863	1.960
R3	0.516	13.584	0.686	6.777	R3	1.024	8.145	0.067	7.156
R4	0.679	2.461	0.853	6.265	R4	0.954	1.004	0.629	1.861

非常不錯的成績，這個結果也再度說明處理 Kdp 資料必須非常小心謹慎。

仔細檢查圖 9c 可以看出，在個案三利用 NEXRAD 法，五分山雷達估計雨量在大雨時有明顯低估情形，但是在小雨時結果不錯，利用 QPESUMS 法則不論大小雨都是顯著高估。至於經過修正的 Kdp 法以及整合法，不論是在小雨或是大雨，對比於前兩種方法都有很大的改進，基本上估計值落在兩者之間。不過若是進一步要求的話，這種小雨高估大雨低估情形，仍是有很大改進空間。這也就表示為了改善作業化雷達估計降雨準確度，進一步找出適合臺灣地區的 Kdp-R 關係是非常必要的。

四、討 論

雖然雙偏極化雷達在估計降水方面的應用已經有長足進步，但是在實務作業應用上，仍然有

許多需要克服的地方。以下提出三個方面來討論。

- (1) 在估計降雨時所使用的 R(Kdp)關係雖然對於 DSD 的變異不甚敏感（尤其和 R(Ze)比較），但是使用單一 R(Kdp)關係並不足以涵括所有 DSD 的變異，因此 R(Kdp)的關係必須針對不同降雨系統或 DSD 分布予以優化。作業上利用 R(Kdp)即時計算的兩圖常常較 R(Ze)所計算結果不連續，具有較多雜訊，這種雜訊不僅出現在瞬間降雨率估算，在累積時雨量圖形上也經常被觀察到，更甚者，偶爾會出現負的時雨量值。本文個案三就有這種情形。
- (2) 由於 Φ_{dp} 的計算在小尺度的情況中是困難的，因此小範圍劇烈對流的形狀在 R(Kdp)圖形中常會被扭曲，比相位差分在不均勻雷達束填充區域，常常產生大範圍震盪，造成相關係數 Rhv 變小，總相位差分的擾動變大(Ryzhkov 2007)。雖然近年來對於估算總相位差分有些

改進處理方法(Wang and Chandrasekar 2009; Otto and Russchenberg 2011; Maesaka et al. 2012),但整體上,現階段並沒有可靠且簡易的方法來估算 K_{dp} 。將 Φ_{dp} 內與 K_{dp} 直接有關的**前傳播相位差分**和反散射造成的相位差分分離需要利用 X 波段雙偏極雷達資料(參考 Trömel et al. 2013)。因此當 K_{dp} 的數值變得不連續且可靠度低時,在作業上必須有替代方案來取代 $R(K_{dp})$ 估計降雨率。本文中採用多次多點勻滑運算子進行資料大量平滑,必要時對於較弱回波區將 K_{dp} 值設為零,都是不得已但也是常用的方法。

- (3) 使用 $R(Z_e)$ 或是 $R(Z_e, Z_{dr})$ 是很自然的選擇,但是這個方法有許多不確定性,包括對雷達校準的敏感、雷達波束部分遮蔽、無法正確訂正之衰減偏差、以及對於 DSD 變異的高敏感度等,因有上述問題而無法對所有降雨型態提出單一的 $R(Z_e, Z_{dr})$ 關係,對於現階段將都卜勒雷達全面改裝成雙偏極化雷達進行定量降雨估計工作,仍是一個相當大的挑戰。

五、結論與未來發展

本研究以四種方法使用 S 波段雙偏極化雷達資料進行臺灣西南部與北部平地和山區之定量降雨估計實驗。選取三個梅雨季豪大雨天氣系統,時間分別為 2008/6/5、2008/5/31,以及 2014/5/20,前兩組為西南氣流實驗 SPOL 觀測個案,分別為中尺度對流系統減弱後層狀降雨以及發展成熟鋒前對流降雨天氣系統,最後一組為五分山雷達更新後觀測個案,為鋒面上線狀對流雨帶。本研究雷達定量降雨預報實驗所使用的四種方法:第一組為 NEXRAD 使用之 Z-R 相關式,第二組為氣象局 QPESUMS 系統使用之 Z-R 相關式,第三組

為直接使用 K_{dp} 反演降雨率,第四組為整合組,依據初估不同降雨率進行調整,使用到回波反射率(Z_e)、差分反射率(Z_{dr})、以及比相位差分(K_{dp}),各方程式中之相關係數採用 Ryzhkov et al. (2005b)所建議。實驗結果得到下面幾點結論:

- (1) 山區估計降雨結果要較平地為差,相關係數較低,標準誤差較大;
- (2) 在平地,層狀性降雨估計結果要較對流性降雨為佳;
- (3) QPESUMS 法在平地降雨明顯高估,NEXRAD 法在山區明顯低估;以及
- (4) K_{dp} 法和整合法在山區降雨估計確實較 NEXRAD 法和 QPESUMS 法為佳。

實驗結果顯示同一個案不同估計方法在強弱降雨的表現有明顯差異,造成此結果的原因需要進一步釐清。另外,對於 S 波段雷達探測弱降雨區時, K_{dp} 資料較為雜亂相當敏感,需要特別注意。

S 波段天氣雷達對於衰減較不敏感,但是常用的較短波長天氣雷達(C 波段或 X 波段)對於衰減則是非常敏感,當利用雙偏極化參數進行 QPE 時,衰減訂正是必要的過程。最近 Ryzhkov et al. (2014)等人提出重新思索直接利用衰減量來進行雨量估計的可行性,其實利用雷達波束能量衰減來估計降雨率是很直觀的選擇。最早利用雷達來估計降雨就是利用衰減量直接對比於降雨量(沿著雷達波束路徑積分),問題在於如何估計衰減量。在極短波長(微波毫米)雷達波束能量衰減量正比於降雨率,可以直接計算。這個方法的缺點是由於衰減迅速,可偵測範圍常常很短。不過已有人建議利用手機通訊訊號衰減進行都市地區降雨估計,作為都市淹水模式的輸入值(Overeem

et al. 2011)°Chang et al. (2014)利用變分法以 OSSE 試驗估算 X 波段雷達的衰減量，並和 S 波段雷達觀測值進行比較，結果顯示衰減量反演的結果相當不錯，而且無需事先指定 DSD 分布參數，也是值得參考的方法之一。對於比 X 波段稍長波長之天氣雷達而言（如 C 波段），衰減量的估算是一個高度挑戰問題。大部分人僅在意如何有效進行衰減訂正，而不是估計衰減量本身。衰減量直接正比於降雨率和液態水含量(liquid water content)，其值大小可以和雷達校準以及雷達束遮蔽無關。而且衰減量和 DSD 的變異敏感度低(Atlas and Ulbrich 1977; Matrosov 2005)，這些特性都是利用衰減量來估計降雨的優點，值得我們考慮。

致 謝

本文感謝所有參與西南氣流實驗同仁的辛勞，沒有大家的投入，本文所使用的實驗資料是無法成功收集的。也感謝中央氣象局以最快速度提供五分山雷達升級後資料，讓本文 QPE 實驗得以順利進行。感謝科技部自然司以及農委會水土保持局過去多年長期的資助，使得該研究得以持續。最後也感謝兩位審查者提供寶貴的建議，使論文內容更為豐富可讀性更高。

參考文獻

- 周仲島，2013a：西南氣流實驗紀要。國立臺灣大學出版，450 頁。
- 周仲島，2013b：102 年防災氣象資訊分析研判及雷達降雨監測評估，行政院農委會水土保持局，2013 年 12 月，238 頁。
- 周仲島，2014：103 年防災氣象資訊分析研判及雷達降雨監測評估，行政院農委會水土保持局，2014 年 12 月，356 頁。
- 林品芳，2009：雙偏極化雷達定量降雨估計(QPE)技術發展。中央氣象局自行研究發展計畫成果報告 2009，49 頁。
- 廖信豪、陳台琦，2013：X 波段雷達定量降水估計研究-SoWMEX/TiMREX 期間 IOP8 個案。大氣科學，**41(1)**，65-89。
- Atlas, D., and C. W., Ulbrich, 1977: Path- and Area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 1322-1331.
- Bringi, V. N., M. A. Rico-Ramirez, and M. Thurai, 2011: Rainfall estimation with an operational polarimetric C-band radar in the United Kingdom: Comparison with a gauge network and error analysis. *J. Hydrometeor.*, **12**, 935-954.
- Chang, W.-Y., J. Vivekanandan, T.-C. C. Wang, 2014: Estimation of X-band polarimetric radar attenuation and measurement uncertainty using a variational method. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **53**, 1099-1119.
- Cifelli, R., V. Chandrasekar, S. Lim, P. Kennedy, Y. Wang, and S. Rutledge, 2011: A new dual-polarization radar rainfall algorithm: Application in Colorado precipitation events. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **28**, 352-364.
- Figueras I Ventura, J., and P. Tabary, 2013: The new French operational polarimetric radar rainfall rate product. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **52**, 1817-1835.

- Giangrande, S. E., and A. V. Ryzhkov, 2008: Estimation of rainfall based on the results of polarimetric echo classification. *J. Appl. Meteor.*, **47**, 2445-2462.
- Jou, B.-J. D., W.-C. Lee, and R. H. Johnson, 2011: An overview of SoWMEX/TiMREX and its operation. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*, C.-P. Chang, Ed., 2nd ed., World Scientific, 303-318.
- Liou, Y.-C., T.-C. C. Wang, Y.-C. Tsai, Y.-S. Tang, P.-L. Lin, and Y.-A. Lee, 2013: Structure of precipitating systems over Taiwan's complex terrain during Typhoon Morakot (2009) as revealed by weather radar and rain gauge observations. *J. Hydrology*, *506*, 14-25.
- Matrosov, S., 2005: Attenuation-based estimates of rainfall rates aloft with vertically pointing Ka-band radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **22**, 43-54.
- Otto, T., and H. Russchenberg, 2011: Estimation of specific differential phase and differential backscatter phase from polarimetric weather radar measurements of rain. *IEEE Geosci., Remote Sens. Lett.*, **8**, 988-992.
- Overeem, A., H. Leijnse, and R. Uijlenhoet, 2011: Measuring urban rainfall using microwave links from commercial cellular communication networks. *Water Resour. Res.*, **47**, W12505, doi:10.1029/2010WR010350.
- Ryzhkov, A. V., 2007: The Impact of Beam Broadening on the Quality of Radar Polarimetric Data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 729-744.
- Ryzhkov, A. V., D. W. Burgess, P. L. Heinselman, S. E. Giangrande, and D. S. Zrnica, 2005a: The Joint Polarization Experiment: Polarimetric rainfall measurements and hydrometeor classification. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **86**, 809-824.
- Ryzhkov, A. V., S. E. Giangrande, and T. J. Schuur, 2005b: Rainfall Estimation with a Polarimetric Prototype of WSR-88D. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 502-515.
- Ryzhkov, A. V., M. Diederich, P. Zhang, C. Simmer, 2014: Potential Utilization of Specific Attenuation for Rainfall Estimation, Mitigation of Partial Beam Blockage, and Radar Networking. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **31**, 599-619.
- Sachidananda, M., and D. S. Zrnica, 1987: Rain rate estimates from differential polarization measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 588-598.
- Shakti, P. C. and M. Maki, 2014: Application of a modified digital elevation model method to correct radar reflectivity of X-band dual-polarization radars in mountainous regions. *Hydro. Res. Lett.*, **8**, 77-83.
- Trömel, S., M. R. Kumjian, A. V. Ryzhkov, C. Simmer, and M. Diederich, 2013: Backscatter differential phase-Estimation and variability. *J. Appl. Meteor. Climatol.* **52**, 2529-2548.

- Vulpiani, G., M. Montopoli, L. Delli Passeri, A. Giola, P. Giordano, and F. Marzono, 2012: On the use of dual-polarized C-band radar for operational rainfall retrieval in mountainous area. *J. Appl. Meteor. Climatol.* **51**, 405-425.
- Wang, Y. and V. Chandrasekar, 2009: Algorithm for estimation of the specific differential phase. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 2565-2578.
- Wang, Y., J. Zhang, A. V. Ryzhkov, and L. Tang, 2013: C-band polarimetric radar QPE based on specific differential propagation phase for extreme typhoon rainfall. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **30**, 1354-1370.
- You, C.-H., D.-I. Lee, and M.-Y. Kang, 2014: Rainfall estimation using specific differential phase for the first operational polarimetric radar in Korea. *Adv. In Meteor.*, 2014, ID 413717, 10 pages.

Quantitative Precipitation Estimation Using S-Band Polarimetric Radars in Taiwan Meiyu Season

Ben Jong-Dao Jou Ultimate Chi-Jun Jung Radiant Rong-Guang Hsiu

Department of Atmospheric Science, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

(manuscript received 6 January 2015 ; in final form 30 April 2015)

ABSTRACT

In this article, three Mei-Yu heavy rain events are selected for the S-band polarimetric radar-retrieved quantitative precipitation estimation (QPE) experiment, two are from SoWMEX/TiMREX NCAR SPOL radar data and the other one is from northern Taiwan Wu-Fan-San radar data. Four different radar rainfall retrieval methods are applied to these three cases. The experiment results show (1) the plain area QPE is in general much better than mountain area; (2) the stratiform rain area QPE is better than the convective rain area; (3) QPESUMS Z-R relation (R2) is overestimated over most plain area and standard NEXRAD Z-R relation (R1) is underestimated over most of the mountain area; and (4) In the mountain area, Kdp (R3) and hybrid methods (R4) performed better than the other two methods. Kdp method is too noisy for weak rain situation especially in long wavelength radars (WFS radar, for example). In the paper, we also review the current status of polarimetric radar application on QPE around the world and the difficulties they are facing and the possible solutions.

Key Words: Polarimetric radar, Heavy rain events in meiyu season, Quantitative precipitation Estimation (QPE), SoWMEX/TiMREX, SPOL, Wu-Fan-San radar

