

五分山S波段與C波段雷達觀測比對初步分析

張保亮 林品芳 陳怡甄 秦新龍

中央氣象局第四組

摘要

臺灣北部五分山雷達站除了原本架設之S波段雙偏極化雷達(RCWF)外，另建置一座C波段雙偏極化雷達(RCMD)，作為未來臺灣地區防災降雨雷達之維修訓練及校驗平台以及RCWF雷達之備援系統。此兩座雷達在水平距離僅約45公尺，海拔高度僅相差約12公尺，可視為兩不同波段雷達架設於同一地點，又其觀測掃描策略一致，因此兩不同波段雷達可進行共站(Co-site)觀測。同一降水目標物相對於兩雷達觀測幾近位於同一方位角及仰角上，如此便可提供更客觀的個別觀測特性及其觀測資料差異。在此研究中，初步以今(2017)年6月1日至6月2日帶來劇烈降水之滯留鋒個案進行觀測資料比對分析，除藉由S波段及C波段雙偏極化雷達不同的觀測特性進一步了解不同波段各雙偏極化觀測參數所提供之降雨觀測訊號外，更能進行其觀測資料品質自我檢定，以作為未來陸續建置區域防災降雨雷達所能提供觀測能力之依據。

一、前言

中央氣象局於2016年5-6月間，於所屬五分山雷達站完成新增建置一C波段雙偏極化雷達(Maintenance Depot, RCMD)，作為未來臺灣地區防災降雨雷達之訓練維修及校驗平台。RCMD雷達與原本S波段雙偏極化雷達(RCWF)在水平距離僅相差約45公尺，海拔高度亦僅相差約12公尺，觀測掃描策略一致，除可做為RCWF雷達之備援系統外，並已於同年7月與RCWF雷達進行共站(Co-site)作業化天氣監測。目前利用不同波段雷達對於同一降水目標物之觀測特性分析或觀測差異之相關研究(如陳，2016; Bechini et al. 2013)，兩雷達多為異地觀測，對同一降水目標物因距離雷達遠近不同而存在有觀測解析度上之差異。而同架設於五分山之S波段RCWF和C波段RCMD雙偏極化雷達，則可提供客觀的個別觀測特性及其觀測資料上的差異。

在雷達的資料品質上，水平回波(Z_H)及差異反射率(Z_{DR})皆隨著降水粒子增大而增加，降水粒子的外在型態亦會漸趨偏離球形，故 Z_H 與 Z_{DR} 存在有相當程

度的關係(Bringi et al. 2001; Gu et al. 2010; Bechini et al. 2013)，且亦會隨著強降水而產生衰減現象，現今則可利用雙偏極化雷達差異相位差(Φ_{DP})所得之比差異相位差(K_{DP})檢視衰減程度並進行衰減校正(Bringi et al. 1990; Zmic' et al. 1996; Carey et al. 2000; Bringi et al. 2001)，可以此自我檢驗及修正提高雷達回波的觀測資料品質。

在此研究中，初步以今(2017)年6月1日1600UTC至6月2日0600UTC為北台灣地區帶來劇烈降水之滯留鋒個案進行S波段RCWF和C波段RCMD兩雙偏極化雷達的各觀測場資料比對分析，除藉由S波段及C波段雙偏極化雷達不同的觀測特性進一步了解不同波段各雙偏極化觀測參數所提供之降雨觀測訊號外，更能進行其觀測資料品質自我檢定，以作為未來陸續建置區域防災降雨雷達所能提供觀測能力之依據。

二、分析個案及方法

(一)分析個案

梅雨滯留鋒與西南氣流主要於2017年6月1日1600UTC至4日1300UTC期間影響台灣地區，因延時長，在臺灣各地區皆造成劇烈降水，以致各地發生嚴重水災害。由台灣雷達整合回波可見，自2017年6月1日0000UTC始，滯留鋒面逐漸建立(圖未示)，在滯留鋒面南移至影響臺灣北部區域前，西南氣流已對中南部山區造成對流性降雨(圖未示)，隨即6月1日1730UTC滯留鋒面前緣觸及北臺灣區域，長達十小時之準靜止強回波為北台灣帶來劇烈降雨並造成災情(圖1a-d)。自6月2日0300UTC始，全臺降雨區域跟隨著滯留鋒面漸往南移(圖1e-f)，亦造成降水區域跟著南移。6月3日2300UTC滯留鋒面通過台灣地區，但因西南氣流仍引進豐沛水氣並與地形進行交互作用下而持續為台灣中南部地區帶來不少的降雨量(圖未示)。6月3日2200UTC過後，西南氣流才明顯漸漸減弱至消散，整個個案影響台灣區域達近三天之久，期間全台灣區域皆有極短時劇烈降雨情況之發生。

(二)分析方法

本研究所分析資料是以S波段之RCWF及C波段之RCMD雷達於極座標之平面位置掃描(PPI, Plan position indicator)資料進行分析比較。本研究將進行初步觀測資料比對之分析場為水平回波(reflectivity factor, Z_H)、差異反射率(differential reflectivity, Z_{DR})、差異相位差(differential phase shift, $\Phi_{DP_{total}}$)及比差異相位差(specific differential phase shift, K_{DP})等雙偏極化參數觀測場。

由於RCMD雷達所設置之地理位置及其海拔高度略低於RCWF雷達海拔高度，需考量原有RCWF雷達作業大樓工作人員之環境安全，故第一層至第三層仰角(0.5°、1.4°、2.4°)於方位角150°至232°間以及第四層以上(3.4°、4.3°、6.0°、9.9°、14.6°、19.5°)於方位角150°至200°間並未發射電磁波(Sector Blanking)。另為確保欲進行分析之雷達觀測資料皆來自於水相降水粒子，故分析資料僅選取觀測仰角0.5度PPI觀測範圍150 km內之資料，並先初步以相關係數 $\rho_{HV} \geq 0.8$ (陳，2016)之觀測場(圖未示)濾除掉天氣回波相關性較低之資料。同時為降低觀測時間上的差異，僅針

對兩不同波段雷達於0.5度PPI觀測時間相差一分鐘以內、順時針方位角232°至150°間之觀測資料進行比對分析。

而RCWF雷達硬體並未提供 K_{DP} 參數場，故須針對觀測場 Φ_{DP} 進行資料處理來取得 K_{DP} 場。雷達觀測所得之差異相位差 $\Phi_{DP_{total}}$ 為一累積值，主要來源有三：1) 雷達系統本身的起始的差異相位差 Φ_0 ；2) 降水粒子於水平與垂直相位延遲量的累積差值 Φ_{DP} ，此為欲進行比對分析之量；以及3) 當電磁波由所觀測到之降水粒子返回雷達時，其訊號亦會疊加降水粒子的反散射電磁波訊號 δ 。而無論是S波段RCWF雷達或是C波段RCMD雷達， $\Phi_{DP_{total}}$ 累積超過360°之後會再重新自0°開始累積(folding)，故需由 $\Phi_{DP_{total}}$ 反折錯(unfolding)後，再另利用此個案於近雷達處(15-20km處)的弱降水期間(6月1日0700-0800UTC)之第一至第三仰角層(0.5°、1.4°、2.4°)之平均 Φ_{DP} (圖未示)以為 Φ_0 ，並由空間平滑平均去掉 δ 值後得 Φ_{DP} 值，如此便可依 $K_{DP} = \frac{1}{2} \frac{d\Phi_{DP}}{dr}$ 求取單位距離內之延遲相位差 K_{DP} 值。

由於相位觀測場 Φ_{DP} 和 K_{DP} 為非能量參數，不受不受部分波束遮蔽(Partial Beam Blockage, PBB)、雷達校正及的因降水粒子的衰減所影響，且與衰減率呈近似線性關係(Bringi et al. 1990; Bringi et al. 2001)，可進一步以此來檢驗 Z_H 和 Z_{DR} 的衰減程度(Zmic' et al. 1996)並進行衰減校正(Carey et al. 2000)，進一步提供兩不同波段雷達於強降水區域中觀測能力之表現。

三、初步觀測比對分析

本研究初步主要著重於兩不同波段雷達之雙偏極化雷達觀測之差異，故針對此個案於6月1日1600UTC至6月2日0600UTC滯留於北台灣期間，進行其雙偏極化參數觀測場之初步比對分析。

(一) 水平回波 Z_H

在觀測水平回波值上，兩雷達對於主要強回波區域均有掌握，包括線狀強回波前緣的分布及個別對流胞系統，但在徑向上較遠的觀測距離或是強回波訊號的後側，RCMD雷達的回波訊號明顯少於

RCWF雷達的回波訊號，因此造成回波訊號上的不連續，在相同的位置上少有小於20dBZ的回波值甚至是無回波訊號，如圖2a-b(以6月2日0231UTC為例)所示，明顯可見C波段雷達因強降雨區域造成的回波衰減程度較S波段雷達較為嚴重。兩雷達回波同時間散布圖(scatter plot, 圖2c)顯示兩者觀測除相關係可達0.78外，回歸線顯示在回波值高於20 dBZ時，S波段之RCWF雷達於相同位置上可觀測到較C波段RCMD雷達為強之水平回波 Z_H ，且 Z_H 差異隨 Z_H 增大而增加。

(二) 差異反射率 Z_{DR}

差異反射率 Z_{DR} 定義為偏極化雷達所觀測水平回波與垂直回波強度之比值，受降水粒子形狀影響，因此可以此判斷雨滴的大小(Seliga and Bringi 1976)。在差異反射率分布中，在圖2中的線狀強回波區域，RCWF雷達的 Z_{DR} 觀測值約介於2.5~3.5之間(圖3b)，屬於中至大雨滴(雨滴直徑約2~3mm間，如表1a所示)，而RCMD雷達所觀測線狀強回波區域之 Z_{DR} 值較RCWF雷達為大，約介於3.5~4.5間(圖3a)，此訊號表示所觀測降水粒子大部分為大雨滴(雨滴直徑>3mm)；而RCWF雷達於非線狀強回波區域，其所觀測之 Z_{DR} 值為大部分介於±0.5間的小雨滴(雨滴直徑<1mm)，RCMD於非線狀強回波區域除了觀測到 Z_{DR} 值介於±0.5間的小雨滴外，亦可觀測到 Z_{DR} 值介於1.0~1.5間的小至中雨滴(雨滴直徑1~2mm間)。整體而言，RCMD雷達所觀測之 Z_{DR} 值較RCWF雷達所觀測之 Z_{DR} 值可高約0.5~1.0之 Z_{DR} 值。

在RCMD雷達所觀測到的較RCWF為弱的線狀對流回波區，卻有較高的 Z_{DR} 值，而其散布圖(圖3c)亦顯示出RCMD雷達可觀測到的較大的 Z_{DR} 值，是否和RCMD雷達在水平回波 Z_H 和垂直回波 Z_V 兩者衰減程度相當所導致，值得進一步研究與探討。另在RCWF雷達 Z_{DR} 觀測場中位於RCMD未發射訊號之方位角間之山區有明顯 Z_{DR} 高值區，其回波場(圖2b)顯示並非強回波區，其原因則亦值得進一步分析。

(三) 差異相位差 Φ_{DP}

差異相位差 Φ_{DP} 定義為粒子於水平與垂直相位延遲量的差值，為一累積值(Jameson and Mueller 1985)。利用分析時間6月2日0700~0800UTC之弱降雨期間所計算之RCWF雷達 Φ_0 為72.46°，RCMD雷達之 Φ_0 則是在輸出 Φ_{DP} 觀測場前就已經先行濾除，兩者經反折錯再經空間平滑平均去掉 δ 值後之 Φ_{DP} 觀測場如圖4a-b所示。兩不同波段雷達皆顯示，當電磁波通過強降雨區域(圖2a-b)， Φ_{DP} 值皆明顯增加，由此可確切定義出強降雨區域在雷達徑向觀測上之起始發生位置。 Φ_{DP} 之散布圖(圖4c)顯示C波段RCMD雷達 Φ_{DP} 可達550°，遠高於S波段RCWF雷達的250°，主要是因為C波段雷達在相位觀測上具有較高的靈敏度，導致電磁波在經過此滯留鋒面強降水區域時，可較精確紀錄水相粒子在水平與垂直偏極化電磁波相位上的偏移差量。

(四) 比差異相位差 K_{DP}

比差異相位差 K_{DP} 定義為單位距離內水平與垂直相位延遲量差值(Seliga and Bringi 1978)，由 Φ_{DP} 求得，其分布(圖5a-b)顯示 K_{DP} 觀測場中的較大值區域與水平主要強回波區域(圖2a-b)的分布一致，尤其是具有較高的相位靈敏度的C波段RCMD雷達更能表現較強回波($Z_H \geq 35$ dBZ)之區域。且對於 $K_{DP} > 1.5^\circ$ 之區域，RCMD雷達所得觀測範圍較S波段RCWF為大且其最大值($K_{DP} > 4.0^\circ$)也較大。由 K_{DP} 散布圖(圖5c)之回歸線顯示於 $K_{DP} > 0$ 之值域，RCMD雷達可得較大之 K_{DP} 值，兩者差值隨 K_{DP} 增大而增加。此 K_{DP} 場值域分類(表1b, Doviak and Zmic' 1993; Fabry 2015)結合 Z_{DR} 場值域分類(表1a, Fabry 2015)，兩雷達皆顯示較強回波區降雨主要由中至大雨滴所貢獻。

雖相位觀測場 Φ_{DP} 和 K_{DP} 因為為非能量參數，與衰減率的近似線性關係可用來進行衰減校正(Bringi et al. 1990; Zmic' et al. 1996; Carey et al. 2000; Bringi et al. 2001)，但因其線性關係之係數隨個案變異性大，尤其是具較大降水粒子之對流天氣系統(Ryzhkov et al. 2006, 2007; Gu et al. 2011)，未來可針對本個案利用雨滴譜儀散射模擬與Levenberg-Marquardt(LM)演算法(Levenberg

1994)求取適用本個案之線性關係來進行較精確之 Z_H 與 Z_{DR} 衰減校正。

四、結果與討論

本研究為分析於五分山共站觀測之S波段RCWF雷達與C波段RCMD雙偏極化雷達觀測場之差異，由2017年6月1日1600UTC至6月2日0600UTC期間於北台灣期間之滯留鋒降水個案觀測資料進行比對分析顯示，在較大水平回波(Z_H)區域中，雖C波段RCMD雷達能量衰減現象較S波段RCWF雷達明顯，但RCMD在差異反射率(Z_{DR})、差異相位差(Φ_{DP})和比差異相位差(K_{DP})皆更能反映出強回波區域及其具有較大降水粒子之特性，顯示出較短波段RCMD雷達具有較高的相位解析靈敏度外，對於 Z_{DR} 之靈敏度亦優於較長波段RCWF雷達。未來可針對本個案進行較 Z_H 與 Z_{DR} 衰減校正。進一步檢定其雷達觀測資料品質及其可信度，更可以此作為未來陸續建置區域防災降雨雷達所能提供觀測能力之依據。

參考文獻

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。國立中央大學大氣物理研究所，碩士論文，70頁。

陳如瑜，2016：S與C波段雙偏極化雷達參數定量降雨估計之探討。國立中央大學大氣物理研究所，碩士論文，88頁。

Bechini, R., L. Baldini, and V. Chandrasekar, 2013: Polarimetric radar observations in the ice region of precipitating clouds at C-band and X-band radar frequencies. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **52**, 1147–1169.

Bringi, V. N., V. Chandrasekar, and N. Balakrishnan, 1990: An examination of propagation effects in rainfall on radar measurements at microwave frequency. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 829–840.

——, T. D. Keenan, and V. Chandrasekar. 2001: Correcting C-band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation: A self-consistent method with constraints. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **39**, 1906–1915.

Carey, L. D., S. A. Rutledge, D. A. Ahijevich, and T. D. Keenan, 2000: Correcting propagation effects in C-band polarimetric radar observations of tropical convection using differential propagation phase. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1405–1433.

Doviak, R. J., and D. S. Zmic 1993: Doppler Radar and Weather Observations, 2nd ed. San Diego, CA: Academic, 562 pp.

Fabry, F., 2015: *Radar Meteorology: Principles and Applications*. Cambridge University Press, 256 pp.

Gu, J. Y., A. Ryzhkov, P. Zhang, P. Neilley, M. Knight, B. Wolf, and D. I. Lee, 2011: Polarimetric attenuation correction in heavy rain at C band. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **50**, 39–58.

Jameson, A. R., and E. A. Mueller, 1985: Estimation of propagation-differential phase shift from sequential orthogonal linear polarization radar Measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **2**, 133–137.

Levenberg, K., 1944 : A method for the solution of certain problems in least squares, *Quart. Appl. Math.*, **2**, 164–68.

Ryzhkov, A. V., D. Hudak, and J. Scott, 2006: A new polarimetric scheme for attenuation correction at C band. Preprints, *Fourth European Conf. on Radar in Meteorology and Hydrology*, Barcelona, Spain. GRAHI-UPC. 29–32.

——, P. Zhang, D. Hudak, J. Alford, M. Knight, and J. Conway, 2007: Validation of polarimetric methods for attenuation correction at C band. *Preprints, 33rd Conf. on Radar Meteorology, Cairns, Australia, Amer. Meteor. Soc.*, P11B.12. [Available online at <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/123122.pdf>.]

Seliga, T. A., and V. N. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteorol.*, **15**, 69–76.

——, and ——, 1978: Differential reflectivity and differential phase shift: *Applications in radar meteorology. Radio Sci.*, **13**, 271–275.

Zmic, D. S., and A. V. Ryzhkov, 1996: Advantages of rain measurements using specific differential phase. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **13**, 454–464.

表1 (a) 差異反射率(Z_{DR})數值與降雨粒子大小之關係；(b) 比差異相位差(K_{DP})數值與降雨粒子大小之關係。(表摘自Fabry 2015)

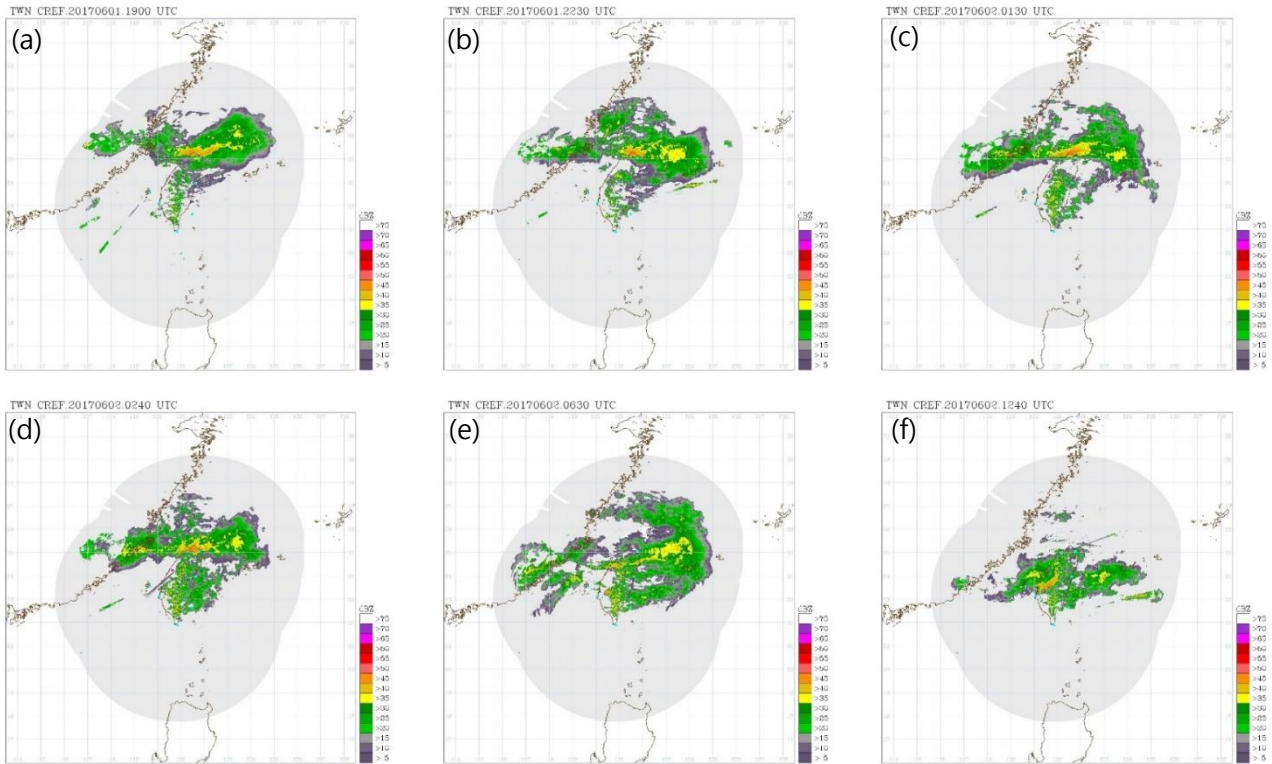
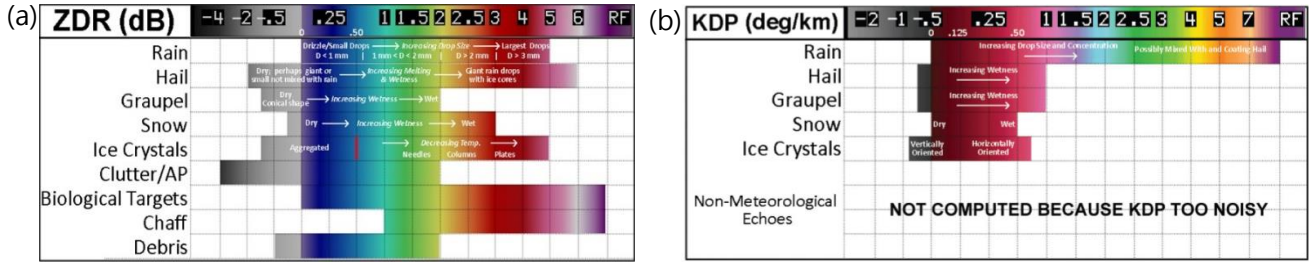


圖1 台灣區域整合回波圖。時間分別為2017年 (a) 6月1日1900UTC；(b) 6月1日2230UTC；(c) 6月2日0130UTC；(d) 6月1日0240UTC；(e) 6月2日0630UTC及 (f) 6月2日1240UTC。

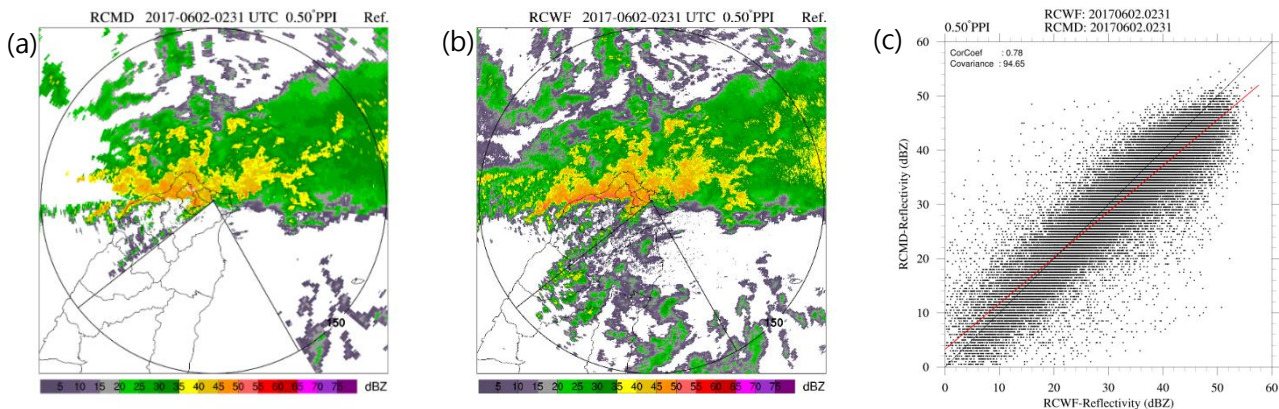


圖2 2017年6月2日0231UTC之(a)RCMD雷達0.5°觀測仰角水平回波(Z_H)PPI。圓圈顯示150km觀測範圍。扇形區域為RCMD雷達方位角150°-232°間電磁波未發射區域；(b) 同圖a。但為RCWF雷達；(c) RCWF與RCMD雷達相關係數 $\rho_{HV} \geq 0.8$ 之 Z_H 散佈圖。

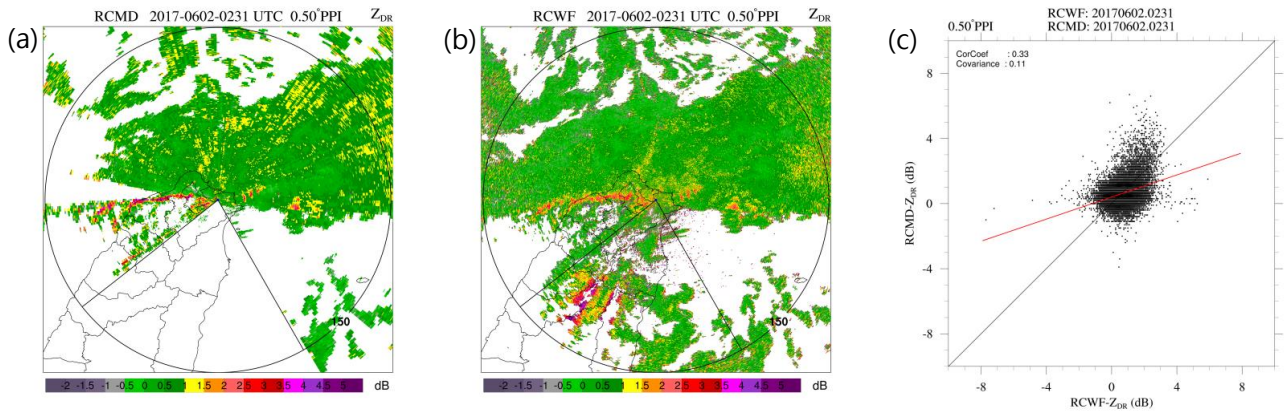


圖3 同圖2·但為差異反射率(Z_{DR})。

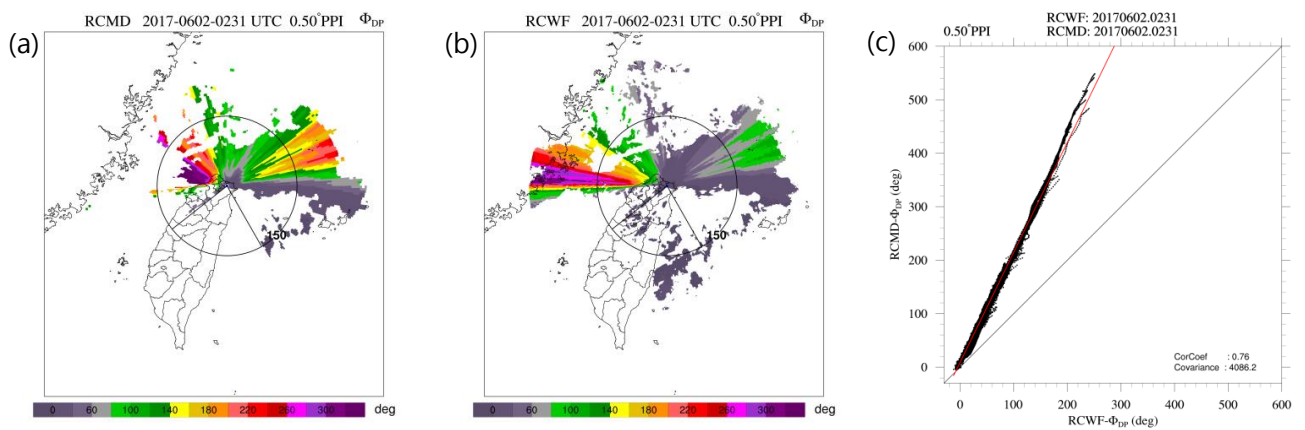


圖4 同圖2·但為差異相位差(Φ_{DP})。

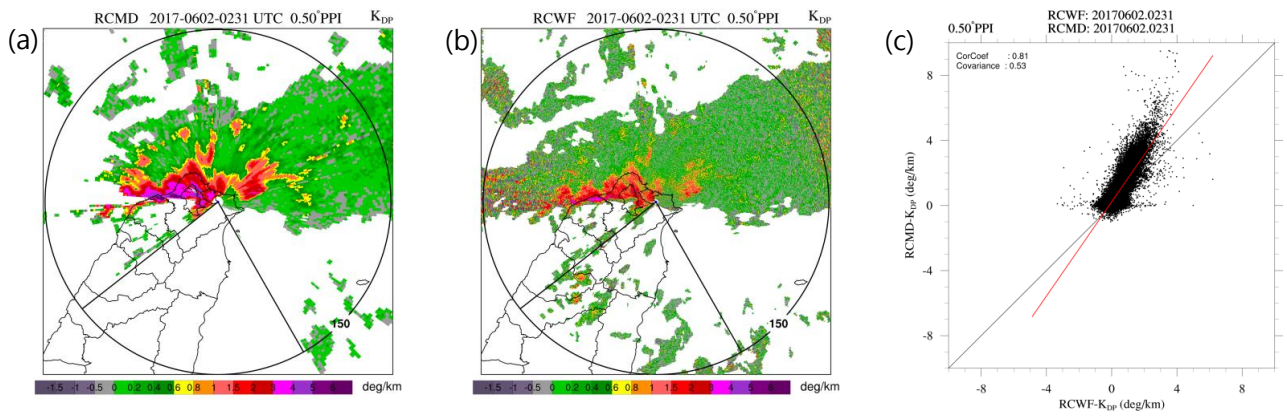


圖5 同圖2·但為比差異相位差(K_{DP})。