陈超，胡志群，胡胜，等，2019. CINRAD-SA 双偏振雷达资料在降水估测中的应用初探[J]. 气象，45(1)：113-125. Chen C，Hu Z Q，Hu S，et al，2019. Preliminary application of CINRAD-SA dual polarization radar data in rainfall estimation[J]. Meteor Mon，45(1)：113-125(in Chinese).

CINRAD-SA 双偏振雷达资料在降水估测中的应用初探*

陈 超[1] 胡志群[2] 胡 胜[1] 张 扬[2] 李珊珊[1]

1 广东省气象台，广州 510640

2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室，北京 100081

提 要： 对基于水平反射率 Z_H 和差分传播相移率 K_{DP} 的降水估测综合法 $R(C)$ 进行了改进，并对广州 S 波段双偏振雷达 2016 年 2 次飑线和 2 次台风降水过程的 Φ_{DP} 使用小波分析进行滤波处理，在此基础上使用变距最小二乘法拟合得到 K_{DP} 的值。分别使用 $R(C)$ 和 $R(Z_H)$ 法对 2 次飑线和 2 次台风降水过程进行降水估算，将估算结果和雨量计小时雨量进行了对比，并将两种方法的评估结果进行了对比。结果表明：(1)对于飑线类型降水，$R(C)$ 法对 5 mm·h^{-1} 以上的降水估测精度要好于 $R(Z_H)$ 法，且降水率越大，$R(C)$ 法优势越明显，当降水率≥20 mm·h^{-1} 时，两次过程 $R(C)$ 法比 $R(Z_H)$ 法的平均相对误差(RE)降低了 17.2%，平均绝对误差(AE)减少了 1.89 mm，平均均方根误差(RMSE)减少了 1.66 mm；(2)对于台风类型降水，$R(C)$ 法对 5 mm·h^{-1} 以上的降水估测精度也好于 $R(Z_H)$ 法，当降水率≥20 mm·h^{-1} 时，两次过程 $R(C)$ 法比 $R(Z_H)$ 法的平均 RE 降低了 33.1%，平均 AE 减少了 3.95 mm，平均 RMSE 减少了 4.05 mm；(3)对于飑线和台风两种类型降水 $R(C)$ 法都明显改善了降水率较大时的 $R(Z_H)$ 法低估问题，但 $R(C)$ 法在降水率>10 mm·h^{-1} 时也存在低估，可能是由雨滴谱资料观测误差导致拟合的系数偏小或雷达硬件造成的观测偏差等造成的。

关键词： 定量降水估测，小波分析，综合法，差传播相移率，S 波段双偏振雷达，飑线，台风

中图分类号： P412 **文献标志码：** A **DOI：** 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.01.010

Preliminary Application of CINRAD-SA Dual Polarization Radar Data in Rainfall Estimation

CHEN Chao[1] HU Zhiqun[2] HU Sheng[1] ZHANG Yang[2] LI Shanshan[1]

1 Guangdong Meteorological Observatory, Guangzhou 510640

2 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract: In this paper, the method of QPE based on Z_H and K_{DP}[$R(C)$ method] is improved, and Φ_{DP} of Guangzhou S-band dual polarization radar during two squall lines and two typhoons in 2016 is filtered by wavelet analysis, and then K_{DP} is estimated by Φ_{DP} in 1.5－4.5 km resolution. The rainfall of the squall lines and typhoons is estimated by $R(C)$ and $R(Z_H)$ methods, and the estimated result is compared with the hourly rainfall gauge. In addition, the evaluating results of $R(C)$ and $R(Z_H)$ methods are compared to each other. The results show that (1) for squall lines, $R(C)$ is better than $R(Z_H)$ when the rainfall rate is higher than 5 mm·h^{-1}. The higher the rainfall rate is, the more obvious the advantage of $R(C)$ will be. When the rainfall rate is higher than 20 mm·h^{-1}, the average RE decreases by 17.2%, the average AE

* 国家科技支撑计划项目(2015BAK11B01)、中国气象局预报员专项 (CMAYBY2015-053)、国家自然科学基金项目(41375038)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201506006)、气象预报业务关键技术发展专项[YBGJXM(2017)02-05]、广东省科技计划项目(2015A020217008)、灾害天气国家重点实验室开放课题(2018LASW-B09)和浙江省重大科技专项(2017C03035)共同资助

2017年10月12日收稿； 2018年8月20日收修定稿

第一作者：陈超，主要从事暴雨和双偏振多普勒天气雷达资料应用研究. Email：chenchao@grmc.gov.cn

decreases by 1.89 mm, and the average RMSE decreases by 1.66 mm. (2) For typhoons, $R(C)$ is better than $R(Z_H)$ when the rainfall rate is higher than 5 mm·h^{-1}. When the rainfall rate is higher than 20 mm·h^{-1}, the average RE of $R(C)$ is 33.1% lower than that of $R(Z_H)$, the average AE is reduced by 3.95 mm, and the average RMSE is reduced by 4.05 mm. In general, $R(C)$ could solve the underestimate problem existing in $R(Z_H)$ method. However, $R(C)$ could also underestimate the precipitation when the rainfall rate is higher than 10 mm·h^{-1}. The possible reason is the small value of the coefficient fitted by the raindrop spectrum data because of the observation error or the observation error caused by the radar hardware.

Key words: quantitative precipitation estimation (QPE), wavelet analysis, combinatorial method, specific differential phase shift, S-band polarization radar, squall line, typhoon

引 言

天气雷达资料因其高时空分辨率的特点在定量降水估测(QPE)工作中得到广泛应用。单偏振雷达可以获取与降水率有关的反射率因子 Z,通过 Z-R 关系进行定量降水估测(陈静等,2015)。而双偏振雷达不仅可以获取与降水率有关的反射率因子 Z,还可以获取差分反射率因子 Z_{DR}、双程差分传播相移 Φ_{DP}、差分传播相移率 K_{DP}等偏振量,这些偏振量可以获取降雨更多的雨滴谱及粒子相态信息(Seliga and Bringi,1978; Chandrasekar et al, 1990),在提高雷达定量降水估测精度工作中发挥了重要作用(王建林等,2005;汪舵等,2017)。

当降水云系中含冰雹等非液态降水粒子时会对QPE精度有很大影响,而此时 K_{DP}和降雨强度仍几乎为线性关系(Aydin et al, 1995),且 K_{DP}不受电磁波传播衰减的影响,也不受雷达本身系统标定误差和部分遮挡的影响(Aydin et al, 1995; Zmić and Ryzhkov,1996)。正因如此,自 Seliga and Bringi (1978)将偏振量 K_{DP}应用到雷达 QPE 以来,大量的科学工作者对 K_{DP}在雷达 QPE 中的应用进行了研究(Chandrasekar et al, 1990; Aydin et al, 1995; Matrosov et al, 1999; Ryzhkov et al, 2014)。国内,刘黎平等(2002)使用 C 波段双偏振雷达的 Z、Z_{DR}及 K_{DP}等三个偏振量反演降水强度和液态含水量,结果表明:Z_{DR}及 K_{DP}受滴谱变化的影响较小,能够较好地反演降水量和液态含水量,同时指出减小 K_{DP}的测量误差对双偏振雷达估计降水误差的减小起着关键作用。胡志群等(2008)和 Hu et al(2012)分析了 C、X 波段双线偏振雷达不同衰减订正方法的特点,提出了 Z_H、K_{DP}两个偏振量相结合能够进一步提高估测降水的精度,还对 $R(K_{DP})$关系与传统 $R(Z_H)$关系估测降水的精度进行了比较。魏庆等(2016)利用移动式 C 波段双偏振雷达资料,提出了优化的 C 波段双偏振雷达数据处理方案,并使用基于 Z_H、K_{DP}的组合方法对 2013 年 6—7 月 3 次降水过程进行降水估测效果分析,指出当降水率 >5 mm·h^{-1} 时,组合方法好于 $R(Z_H)$,当降水率 <5 mm·h^{-1}时,组合方法表现较 $R(Z_H)$要差。

虽然 K_{DP}在定量降水估测工作中有很大优势,但是由于 K_{DP}是由 Φ_{DP}估算得到,其估算精度直接受 Φ_{DP}测量值和估算方法的影响。在实际观测中,Φ_{DP}受雷达系统本身噪音和被探测的气象目标扰动等因素影响存在抖动起伏现象,因此在估算 K_{DP}前首先要对 Φ_{DP}进行处理。国内外多通过中值滤波、迭代滤波、有限冲击响应(finite impulse response, FIR)等方法对 Φ_{DP}径向资料进行滤波处理(Hubbert and Bringi, 1995;曹俊武等,2011)。魏庆等(2016)使用小波分析法处理 Φ_{DP}径向资料,结果表明,该方法可以有效剔除 Φ_{DP}存在的噪声,在提高 Φ_{DP}数据质量的同时可以保存气象回波的有效信息。

目前,广东省已经实现多部 S 波段双偏振雷达的业务运行,而国内针对 S 波段双偏振业务雷达资料的应用研究还比较少,为充分发挥双偏振雷达在强降水预报预警业务中的作用,急需对双偏振雷达资料在定量降水估测中的应用效果进行分析,在实践中逐步将针对华南地区的 QPE 方法进行改进和完善。本文基于广州 S 波段双偏振业务雷达(下文简称广州雷达)资料,对挑选的降水过程的 Φ_{DP}径向资料进行滤波处理后拟合得到 K_{DP}的值,在对基于 Z_H 和 K_{DP}的组合方法——即 $R(C)$法进行改进的基础上,分别使用 $R(C)$和 $R(Z_H)$法对挑选的 2016 年 2 次飑线和 2 次台风降水过程进行定量降水估算,并对上述两种定量降水估算方法的结果进行评估和对比分析。

1　资　料

广州雷达于 2016 年 5 月开始正式运行,观测模式为双发双收模式,雷达其他主要参数见表 1。在双发双收模式下,广州雷达可以获取反射率因子 Z、多普勒径向速度 V、谱宽 W 三个和单偏振雷达相同的雷达参量,同时还可获取差分反射率因子 Z_{DR}、双程差传播相移 Φ_{DP}和零滞后相关系数 $\rho_{HV}(0)$等双偏振量。本文使用的雷达资料为广州雷达 2016 年观测到的 2 次飑线降水过程(共计 12 h)和 2 次台风降水过程(共计 25 h)体扫资料(每个体扫共 9 个仰角,用时 6 min)。

此外,本文在拟合前汛期 QPE 关系系数时使用了 OTT 雨滴谱仪在广东阳江(21.84°N、111.98°E)的观测资料,有效数据包括 2014 年 4 月 27 日至 6 月 11 日共 2272 min 的雨滴谱数据;在拟合台风 QPE 关系系数时用到了 7 个(南雄、平远、仁化、龙川、惠东、英德和高州)OTT 和 3 个(萝岗、白云、南海)敏视达雨滴谱仪对 2016—2017 年影响华南的 5 个台风(1604 号妮妲、1622 号海马、1707 号洛克、1713 号天鸽和 1714 号帕卡)共 15054 min 的有效观测数据;在进行定量降水估测评估时使用了广东自动站小时雨量计观测的雨量资料。

表 1　广州雷达主要参数

Table 1　The main technique parameters of Guangzhou Radar

雷达构件	主要参量	参数
天线	直径(旋转抛物面)	8.5 m
	增益	≥44 dB
	波束宽度	0.95°
	工作频率	2885 MHz
	峰值功率	≥650 kW
发射机	脉冲宽度	1.57 μs,4.7 μs
	脉冲重复频率	322～1304 Hz
	工作模式	双发双收
接收机	最小可测功率	≤−109 dBm(1.57 μs)
		≤−114 dBm(4.7 μs)
	噪声系数	≤4 dB
	动态范围	≥85 dB
	距离分辨率	250/1000 m
观测精度	反射率因子 Z	≤1 dB
	速度 V/谱宽 W	≤1 m·s^{-1}
	差分反射率因子 Z_{DR}	≤0.2 dB
	差分传播相移 Φ_{DP}	≤2°
	差分传播相移率 K_{DP}	≤0.2°·km^{-1}
	零滞后相关系数 $\rho_{HV}(0)$	≤0.001

2　方法介绍

虽然广州雷达在 2016 年进行了正常的维护和标定,但双偏振雷达两个通道不同噪声水平、由降水或者地面引起的额外噪声等,仍会造成双偏振雷达 $\rho_{HV}(0)$和 Z_{DR}的观测值和真实值之间的偏差,因此本文在进行 Φ_{DP}处理和相态识别前,首先参考 Liu et al (2010)和陈超等(2018)中的噪声订正方法对$\rho_{HV}(0)$和 Z_{DR}进行噪声订正。噪声订正公式如下所示:

$$Z_{DRSNR} = 10\lg\frac{SNR-1}{SNR-Z_{dr}} \tag{1}$$

式中,$Z_{dr}=10^{\frac{Z_{DR}}{10}}$,$Z_{DRSNR}$为经过噪声订正后的差分反射率因子,$SNR$ 为雷达的信噪比;

$$\rho_{HV} = \rho_{HVM}\left(1+\frac{1}{SNR}\right) \tag{2}$$

式中,ρ_{HV} 为经过噪声订正后的零滞后相关系数,ρ_{HVM}为雷达观测到的零滞后相关系数。之后本文将相关系数<0.8 的数据确定为地物等非气象回波并进行剔除,并对水平反射率 Z_H 和经过噪声订正的差分反射率因子进行了 5 点平滑处理。

2.1　Φ_{DP}资料处理方法

由于在实际观测过程中,雷达噪声、非气象目标物等因素也对 Φ_{DP}都有不同程度的影响,因此使用 Φ_{DP}拟合 K_{DP}前,需要对 Φ_{DP}进行处理。本文使用小波分析法对 Φ_{DP}进行滤波处理(Hu et al,2015;魏庆等,2016),主要步骤如下:

第一步,信号分解。利用 db5 小波函数对广州雷达获取的 Φ_{DP}数据进行 5 层分解,每层都分解成两个信号分量,即 Φ_{DP}的低频分量和高频分量。

第二步,信号去噪。根据固定阈值原则计算出阈值 Γ,并利用 Γ 对低频分量进行量化处理,阈值函数如式(3)所示:

$$\hat{C}_{I,J} = \begin{cases} \mathrm{sgn}(C_{I,J})(|C_{I,J}|-thr) & |C_{I,J}|\geqslant thr \\ 0 & |C_{I,J}|<thr \end{cases} \tag{3}$$

式中,$\hat{C}_{I,J}$为处理后的小波系数,sgn()为符号函数。

第三步,信号重构。重构经小波分析后的 Φ_{DP}数据,采用小波分解的第 5 层近似信号和经过量化处理的第 1～5 层的细节信号。

2.2　K_{DP}拟合方法

K_{DP}是由降水粒子前向散射的相位差异造成

的，它表示粒子对雷达波传播速度或相位的影响。在业务应用中，为了减小 Φ_{DP} 波动对 K_{DP} 的影响，不是简单的前后两个距离库相减计算出一个库的 K_{DP} 值，而是对几个距离库进行一定的平均、拟合。对于给定的有限距离，常用下式进行估算：

$$K_{DP}=\frac{\sum_{i=1}^{N}[\Phi_{DP}(r_i)-\bar{\Phi}_{DP}](r_i-r_0)}{2\sum_{i=1}^{N}(r_i-r_0)^2} \tag{4}$$

式中，r_i 为第 i 个库与雷达之间的径向距离；$\bar{\Phi}_{DP}$ 为 N 个库的 Φ_{DP} 的平均值。对于较强的回波区域，短距离的拟合能够有效降低周围的弱回波区对其影响，使强回波区的特点得以保留；对于弱降水，较长的距离平均能够减少因 SNR 减弱引起的 Φ_{DP} 噪声增加的影响，从而可提高 K_{DP} 估测弱降水的稳定性与精度。为此，本文采用变距最小二乘法拟合得到 K_{DP}，即拟合的距离库数 N 根据对应距离库的 Z_H 平均值来选择，N 的取值如式(5)所示(Wang and Chandrasekar, 2009)：

$$N=\begin{cases}18 & Z_H\leqslant 35.0\ \text{dBz}\\ 12 & 35.0\ \text{dBz}<Z_H\leqslant 45.0\ \text{dBz}\\ 6 & Z_H>45.0\ \text{dBz}\end{cases} \tag{5}$$

广州雷达径向距离库的分辨率为 250 m，根据式(5)所选距离库数，Φ_{DP} 拟合时的距离分辨率为 1.5～4.5 km，这与 Wang and Chandrasekar(2009)所用距离分辨率一致。

2.3 降水估测方法

$R(Z_H)$ 关系法是单偏振雷达降水估测最常用的方法，其表达式如下：

$$R(Z_H)=a_1\times Z^{b_1} \tag{6}$$

式中，R 为降水率，单位为 mm·h^{-1}，a_1、b_1 为系数；Z 为反射率因子，单位为 mm^6·m^{-3}，与 Z_H 的关系为 $Z_H=10\lg Z$。由于反射率因子容易受雷达标定、遮挡等因素的影响，且不同的降水过程雨滴谱分布有明显变化，从而会影响雷达 QPE 的精度。

K_{DP} 表征的是降水粒子对雷达波传播相位的影响，它不受雷达标定、衰减等因素的影响，对雨滴谱分布变化不敏感，和降水几乎为线性关系，因此使用 K_{DP} 进行定量降水估测有较大优势。使用 K_{DP} 进行定量降水估测的公式如下：

$$R(K_{DP})=a_2\times K_{DP}^{b_2} \tag{7}$$

式中，R 为降水率，单位为 mm·h^{-1}，a_2、b_2 为系数，K_{DP} 的单位为°·km^{-1}。虽然使用 K_{DP} 进行雷达 QPE 有较大优势，但当降水较弱时，雷达信号非常小，此时雷达噪声等非气象因素对 K_{DP} 影响明显，使得弱降水条件下的 K_{DP} 测量误差相对较大，从而影响弱降水条件下的雷达 QPE 精度，而此时 $R(Z_H)$ 关系反演降水的精度更高。当降水较强时，由于受空气阻力的影响，雨滴在下落的过程中会变成扁平形状，$R(Z_H)$ 关系测量降水的误差会随降水的增大变得越来越大，而此时，K_{DP} 值较大，测量误差相对较小，利用 K_{DP} 进行降水估测精度较高。因此，胡志群等(2008)和魏庆等(2016)采用 Z_H 和 K_{DP} 相结合的方法来进行雷达定量降水估测，本文称之为 $R(C)$ 方法，其表达式如下：

$$R(C)=\begin{cases}R(Z_H) & K_{DP}<0.15^\circ\cdot\text{km}^{-1}\\ R(K_{DP}) & K_{DP}\geqslant 0.15^\circ\cdot\text{km}^{-1}\end{cases} \tag{8}$$

为了防止 K_{DP} 异常值(反射率很小而 K_{DP} 值很大)的使用，本文对胡志群等(2008)、魏庆等(2016)的综合方法进行了改进，首先通过同时对 K_{DP} 和 Z_H 的阈值进行设定，来排除 K_{DP} 异常值的使用，改进后的公式如下：

$$R(C)=\begin{cases}a_1Z^{b_1} & K_{DP}<\gamma\ \text{或}\ Z_H<\alpha\\ a_2K_{DP}^{b_2} & K_{DP}\geqslant\gamma\ \text{且}\ Z_H\geqslant\alpha\end{cases} \tag{9}$$

本文将 γ 设定为 0.2°·km^{-1}，α 设定为 37.0 dBz。

其次，由于胡志群等(2008)和魏庆等(2016)的 $R(C)$ 法是针对 X 和 C 波段双偏振雷达，$R(Z_H)$ 和 $R(K_{DP})$ 的关系式系数无法在本文使用，因此本文使用在广东观测到的雨滴谱资料，基于分段拟合方法(Zhang et al, 2018)分别重新拟合了 $R(Z_H)$ 和 $R(K_{DP})$ 的关系式系数，在拟合 $R(Z_H)$ 关系时使用了所有雨滴谱样本资料，在拟合 $R(K_{DP})$ 的关系时加入了 $K_{DP}>0.2^\circ\cdot\text{km}^{-1}$ 且 $Z_H\geqslant 37.0$ dBz 的条件限制，此处 K_{DP} 和 Z_H 是雨滴谱拟合值。

另外，本文在进行雷达 QPE 计算时，首先使用 0.5°仰角的 PPI 扫描资料，当 0.5°仰角受遮挡影响时则使用 1.0°仰角的 PPI 体扫资料，依此类推，最高不超过 3 km 高度。

2.4 QPE 评估方法

本文采用绝对误差(AE)、相对误差(RE)、比率偏差(BIAS)和均方根误差(RMSE)对雷达 QPE 的结果进行评估，所有误差都在站点上计算。AE 表示数据的整体差异，其值越接近 0 数据整体差异越

小;RE 表示数据的可信度,RE 越小数据可信度越高;BIAS 越接近于 1 则表明估算雨量和真实雨量越接近;RMSE 表示数据的离散程度,值越小,表明数据越集中。

$$AE = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} | G_i - R_i | \tag{10}$$

$$RE = \frac{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} | G_i - R_i |}{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} G_i} \times 100\% \tag{11}$$

$$BIAS = \frac{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} R_i}{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} G_i} \tag{12}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} (G_i - R_i)^2} \tag{13}$$

式中,G_i 是评估数据集中的第 i 个雨量计的 1 h 观测雨量,R_i 是相应的雷达 1 h 估测雨量;n 为有效雷达 QPE-雨量计对的数量。

在进行雷达 QPE 评估时,由于雷达容易受到雷达附近地物及雷达噪声等因素影响,使得雷达近处偏振量很不稳定,同时为了消除 0℃层等因素的影响,本文选取距离雷达 20～100 km 的雨量站进行对比评估,且要求当雨量计和雷达 QPE 结果都为有效值同时满足样本数＞10 时才进行统计评估。为了保证自动站雨量计信息的可靠性,如果某自动站在过程挑选时间内有一个时次不存在,说明该自动站不稳定,要将整个过程该雨量计信息剔除,不作为评估用雨量计。

3　QPE 个例分析

个例资料选自广州雷达 2016 年业务观测资料,共挑选 2 次飑线、2 次台风降水过程。

3.1　飑线

飑线是呈线状排列的雷暴带,其水平尺度长、宽约几十至上百千米,持续几个小时,常伴有强降水、冰雹等强对流天气,是影响华南的灾害性天气系统之一。2016 年 4 月出现两次飑线过程,其中 4 月 13 日的飑线对流单体于 12 日 18 时(北京时,下同)出现在贵州南部,并于当日 22 时发展成飑线,13 日 02 时进入广东境内,强度逐渐加强,在其向东南沿海移动过程中出现了弓形回波(图 1a,1b),且有多个时次出现了非液态的降水(如图 1c 红色区域,本文的相态识别参照了 Wu et al(2018)的模糊逻辑识别技术。到 13 日 10 时逐渐移动到海面上,该飑线生命史约11 h,强盛时期长约 500 km、宽约 30～40 km;另一次飑线过程的对流单体于 4 月 17 日 12 时生成于贵州南部,16 时在广西境内发展成飑线,20 时主体位于广东西北部,18 日 04 时移动至海面上,该飑线强盛时期长约 800 km。

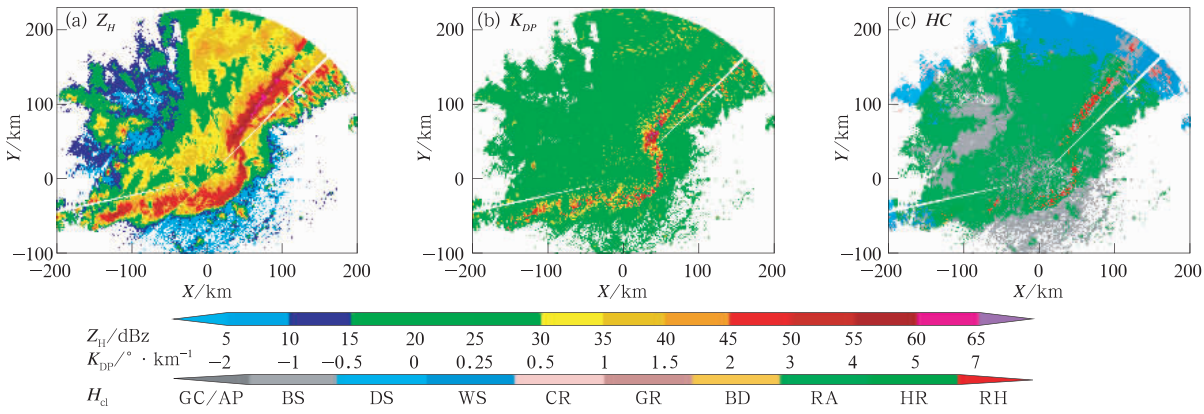


图 1　2016 年 4 月 13 日 06 时 0.5°仰角的反射率(a)、相移率(b)和相态识别结果(c)
(地物:GC/AP;生物回波或晴空回波:BS;干雪:DS;湿雪:WS;冰晶:CR;
霰:GR;大雨滴:BD;小到中雨:RA;大雨:HR;雨＋雹:RH)

Fig. 1　The reflectivity (a), specific differential phase (b) and HCA results (c) of 0.5° elevation at 06:00 BT 13 April 2016
(ground object: GC/AP; biological echo or clear-air echo: BS; dry snow: DS; wet snow: WS; ice crystal: CR; graupel: GR; big raindrop: BD; light to moderate rain: RA; heavy rain: HR; rain＋hail: RH)

本文所选定量降水估测的时次均满足进入广州雷达探测范围，两次过程共挑选 12 个时次。鉴于不同气候背景、不同风暴类型的降雨雨滴谱分布是变化的(Brandes et al，2003)，为减少雨滴谱变化对降水估测方法的影响，本文首先使用 2014 年 4 月 27 日至 6 月 11 日共 2272 min 的雨滴谱数据基于分段拟合方法拟合得到前汛期 $R(Z_H)$ 和 $R(K_{DP})$ 方法关系系数(Zhang et al，2018)，系数拟合结果如表 2 所示。由雨滴谱资料反演的 $R(Z_H)-Z_H$ 和 $R(K_{DP})-K_{DP}$ 散点和拟合曲线如图 2 所示。

表 2 由雨滴谱拟合得到的前汛期定量降水估测关系系数

Table 2 The QPE coefficient of the pre-flood season fitted by raindrop spectrum data

估算方法	系数 a	系数 b
$R(Z_H)$	0.0082	0.749
$R(K_{DP})$	31.5843	0.9108

分别使用 $R(Z_H)$ 和 $R(C)$ 方法，对两次飑线过程所选时次进行了 QPE 计算，并对计算结果使用自动站小时雨量资料基于 AE、RE、BIAS 和 RMSE 四种方法进行评估。图3分别给出了2次飑线过程两

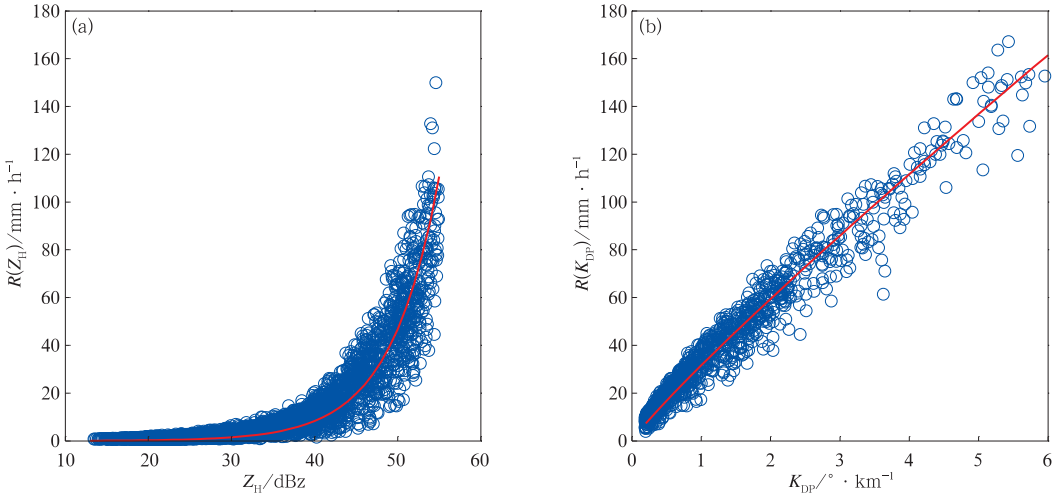


图 2 前汛期雨滴谱反演的 $R(Z_H)-Z_H$(a)和 $R(K_{DP})-K_{DP}$(b)散点和拟合曲线图

Fig. 2 Scatterplots and fitting curves of $R(Z_H)-Z_H$(a) and $R(K_{DP})-K_{DP}$(b) of raindrop spectrum in pre-flood season

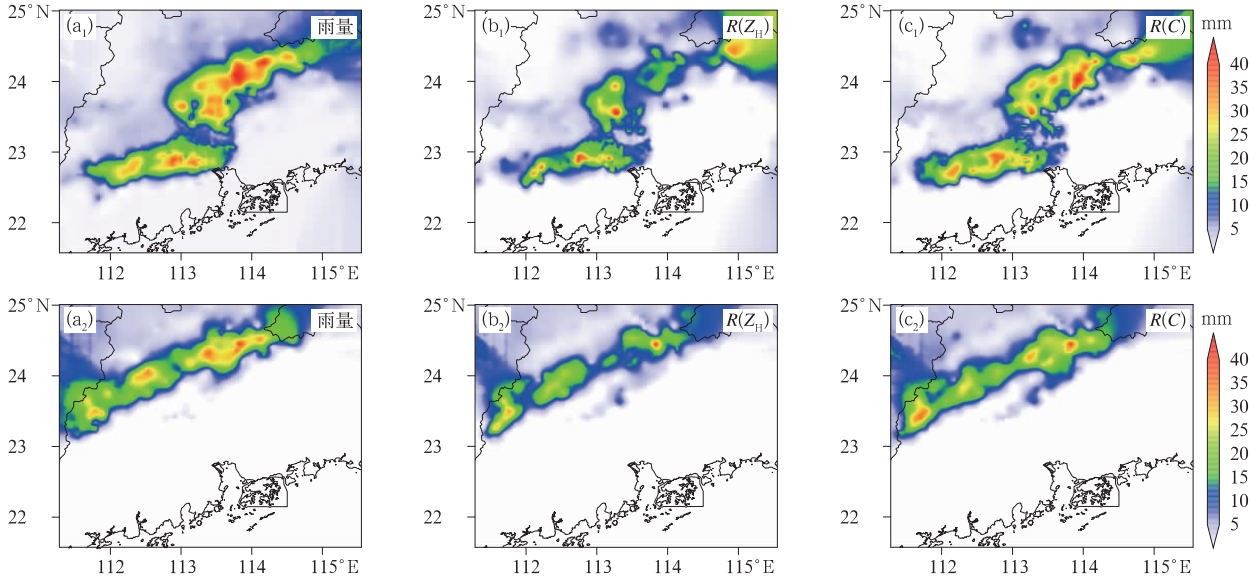


图 3 2016 年 4 月 13 日 06 时(a_1，b_1，c_1)和 17 日 21 时(a_2，b_2，c_2)雨量实况(a)和两种 QPE 方法小时(b，c)雨量累计图

Fig. 3 One-hour gauge rain accumulations (a) vs their estimates from two different QPE algorithms (b, c) in (a_1，b_1，c_1) at 06:00 BT 13 and (a_2，b_2，c_2) 21:00 BT 17 April 2016

表 3　2016 年 4 月 13 日 QPE 误差统计结果

Table 3　The QPE error statistics results for 13 April 2016

天气过程	雨强/mm·h^{-1}	评估结果平均值							
		$R(Z_H)$				$R(C)$			
		RE/%	*BIAS*	*AE*/mm	*RMSE*/mm	*RE*/%	*BIAS*	*AE*/mm	*RMSE*/mm
4 月 13 日 04—09 时	≥1.0	42.17	0.83	4.74	6.97	44.01	0.93	4.42	6.50
	≥5.0	36.07	0.79	6.09	8.05	33.33	0.89	5.50	7.42
	≥10.0	32.08	0.76	6.92	8.74	30.73	0.87	6.28	8.21
	≥20.0	31.56	0.72	8.85	10.77	26.89	0.84	7.49	9.65

表 4　2016 年 4 月 17 日 QPE 误差统计结果

Table 4　The QPE error statistics results for 17 April 2016

天气过程	雨强/mm·h^{-1}	评估结果平均值							
		$R(Z_H)$				$R(C)$			
		RE/%	*BIAS*	*AE*/mm	*RMSE*/mm	*RE*/%	*BIAS*	*AE*/mm	*RMSE*/mm
4 月 17 日 20 时至 18 日 01 时	≥1.0	52.17	0.89	3.90	5.91	57.26	1.05	3.70	5.44
	≥5.0	42.39	0.83	5.16	7.09	40.26	0.98	4.61	6.31
	≥10.0	36.30	0.75	6.50	8.27	31.35	0.92	5.42	7.13
	≥20.0	38.86	0.63	10.84	12.44	31.21	0.82	8.42	10.25

个时次的 1 h 累计降水分布,表 3 和表 4 分别给出了两次过程评估结果。

飑线过程降水一般分为两类,一类是飑线前锋对流性强降水,该区域多存在发展成熟的强对流单体;另外一类是飑线过境后对应的层云或层积混合降水。从图 1a 和 1b 均可以清晰看出飑线的强回波带和后部的相对弱回波区,在飑线区域,回波强度最强在 60.0 dBz 以上,在弓形回波区和 60.0 dBz 对应的强回波区,都出现了冰雹相态的降水,如图 1c 红色区域所示。空中冰雹的存在会导致反射率很强,从而易导致对 QPE 值高估。由于冰雹在降落过程中是滚动的,雷达回波穿过固态降水区时相位变化较小,从而使得飑线中反射率很强的冰雹区域的 K_{DP}值可能相对较弱,如图 1b 所示,在冰雹区(图 1c 红色区域),K_{DP}值在 $-0.5°\sim5.0°$ km^{-1},而此时回波强度均超过 45.0 dBz,当 K_{DP}也满足 $R(C)$法的阈值条件时定量降水是基于 $R(K_{DP})$方法计算得到,从而可以一定程度缓解冰雹区 $R(Z_H)$估测值偏大的问题。

飑线的强回波区域和层状云区域对应的雨滴谱分布是不同的(王俊等,2016),且飑线中存在明显的垂直和水平气流(马中元等,2014),加上当雨强较弱时,雷达噪声等因素对雷达偏振量的影响相对明显,这些因素对降水率和降水分布都有影响(勾亚彬等,2014)。从图 3 可以看出,虽然 $R(Z_H)$和 $R(C)$法都可以抓住过去 1 小时降水的主要分布特征,但是两种方法很多站点的估测结果都明显弱于实况降水。从表 3 和表 4 可以看出,对于降水率≥1 mm·h^{-1}的降水,两次过程平均 RE 分别为:$R(C)$法为 50.63%、$R(Z_H)$法为 47.17%,相对较差。随着雨强的增大,虽然噪声等因素对降水估测精度影响程度逐渐减小,但由于雨滴形变明显,此时 $R(Z_H)$法估测偏差开始增大,由于 $R(K_{DP})$对雨滴变化敏感度相对于 Z_H 要弱,因此雨强较大时 $R(C)$法的优势开始体现,从表 3 和表 4 中可以看出随着雨强的增大,两次过程 $R(C)$法的定量降水估测精度都有所提升,当雨强>5 mm·h^{-1}时,$R(C)$法的估测精度开始好于 $R(Z_H)$法,当雨强>20 mm·h^{-1}时,两次过程 $R(C)$法比 $R(Z_H)$法平均 RE 降低了 17.2%,平均 AE 减少了 1.89 mm,平均 RMSE 也减少了 1.66 mm。另外,从 BIAS 并结合图 4 来看,两次过程 $R(Z_H)$方法均存在明显的低估现象,且随着降水率的增大,低估现象越明显,当雨强为 20 mm·h^{-1}以上时,两次过程 $R(Z_H)$法的平均比率偏差减少为 0.675,而 $R(C)$法可以明显改善定量降水的低估问题,当降水率达到 20 mm·h^{-1}以上时,两次过程 $R(C)$法的 BIAS 仍然能够维持在 0.8 以上(平均为 0.83),比 $R(Z_H)$法提高了 22.96%。

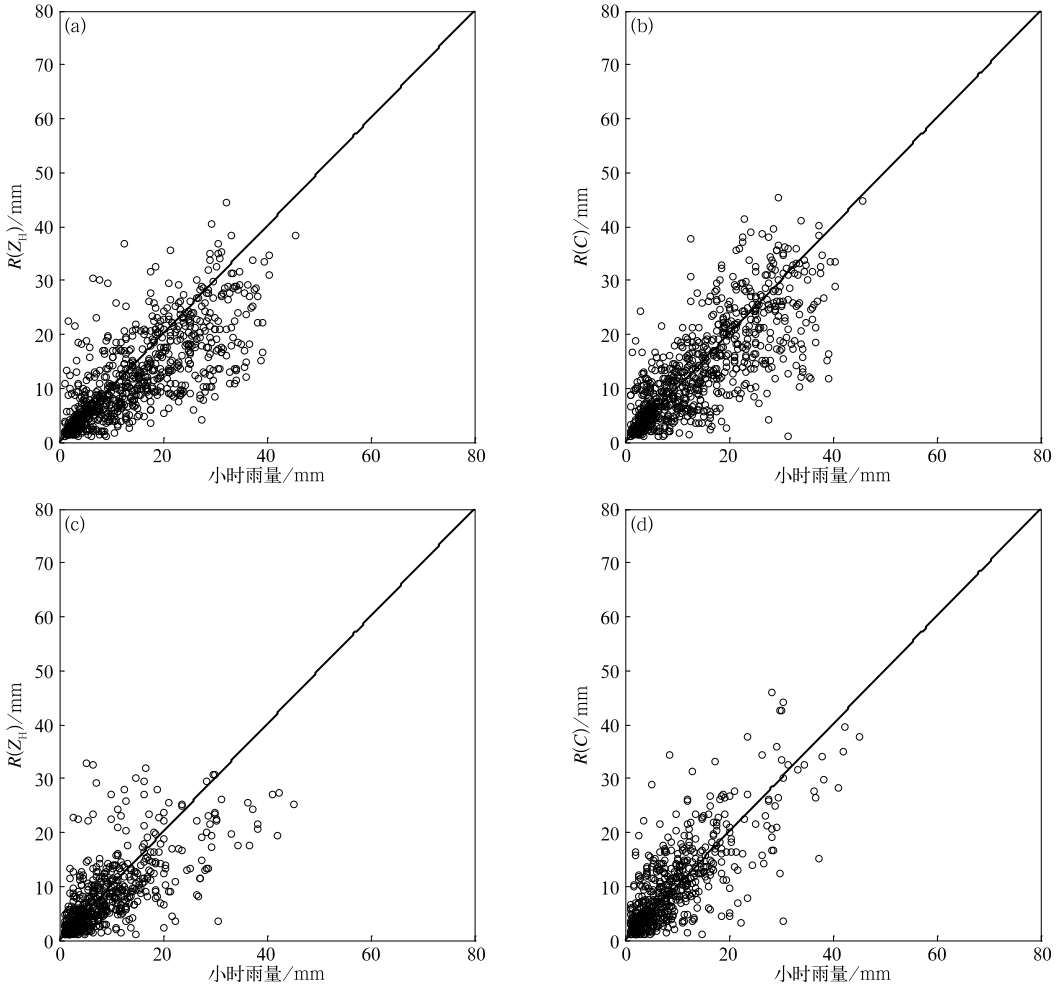


图 4 2016 年 4 月 13 日 04—09 时(a,b)和 17 日 20 时至 18 日 01 时(c,d)飑线过程 $R(Z_H)$法(a,c)和 $R(C)$法(b,d)QPE 和雨量计小时雨量散点分布

Fig. 4 Scatterplots of 1 h QPE of the $R(Z_H)$ method (a, c) and $R(C)$ method (b, d) and hourly rainfall gauge of the two squall lines from 04:00 to 09:00 BT 13 April (a, b), from 20:00 BT 17 to 01:00 BT 18 April (c, d) 2016

3.2 台风

台风是非常具有代表性的热带降水系统,当台风产生影响时,常伴有狂风暴雨。2016 年 7 月 29 日 20 时位于菲律宾以东洋面的热带扰动发展成为热带低压,30 日 17 时加强为热带风暴,编号并命名为 1604 号台风妮妲。“妮妲”生成后以稳定的西北路径移动,强度持续增强,8 月 2 日 03:30 前后以强台风级别(14 级)在深圳市大鹏新区附近沿海地区登陆,登陆后至当日 04 时仍然能看出台风眼区,且维持大范围的降水回波,如图 5a、5b 所示。而后“妮妲”强度进一步减弱并于 8 月 3 日 08 时在广西境内减弱消失。“妮妲”是 2016 年登陆广东的首个编号台风,为广东带来了大范围的风雨影响,具有移动稳定、近海加强、眼区较大的特点。

2016 年 10 月 15 日 08 时,位于西北太平洋上的热带低压加强为当年第 22 号台风海马,“海马”生成后向西北方向移动,强度快速加强,16 日 05 时加强为强热带风暴,而后至 17 日 17 时加强为超强台风。19 日夜间登陆菲律宾吕宋岛后有所减弱,20 日上午以强台风级别(14 级)移入南海东北部海面,并于 21 日 12:40 前后以强台风级别(14 级)在汕尾市海丰县鲘门镇沿海地区登陆,登陆后向偏北方向移动,并在江西境内逐渐减弱消失。“海马”具有强度强、移速快、风雨范围广的特点。

“妮妲”和“海马”都为广东带来了大范围暴雨及

以上等级的降水,其中“妮妲”降水集中在珠江三角洲及以西地区,“海马”降水集中在珠江三角以东地区,两次台风降水过程均在广州雷达探测范围以内。与飑线降水相比,台风降水范围广,持续时间更长,且台风降水时低层很少出现冰雹等固态降水粒子(图 5c)。为减少雨滴谱分布变化影响,本文台风定量降水估测关系系数由 2016、2017 年发生的 5 次台风过程雨滴谱资料拟合得到,系数拟合结果如表 5 所示。由台风雨滴谱资料反演的 $R(Z_H)-Z_H$ 和 $R(K_{DP})-K_{DP}$ 散点和拟合曲线如图 6 所示。

使用 $R(C)$ 和 $R(Z_H)$ 两种方法分别对 1604 号台风妮妲、1622 号台风海马进行定量降水估算,使用自动站小时雨量资料基于 AE、RE、BIAS 和 RMSE 四种方法进行评估,图 7 分别给出了 2 次台风过程的两个时次的小时累计降水分布,表 6 和表 7 分别给出了两次过程评估结果。

台风本身也具有复杂的上升和下沉气流,上升(下沉)气流会导致降水率的减少(增大),同时在台风主体经过的区域也有很强的水平气流,水平气流

表 5　由雨滴谱拟合得到的台风定量降水估算关系系数

Table 5　The QPE coefficient of the typhoon fitted by raindrop spectrum data

估算方法	系数 a	系数 b
$R(Z_H)$	0.0603	0.5874
$R(K_{DP})$	33.6142	0.8332

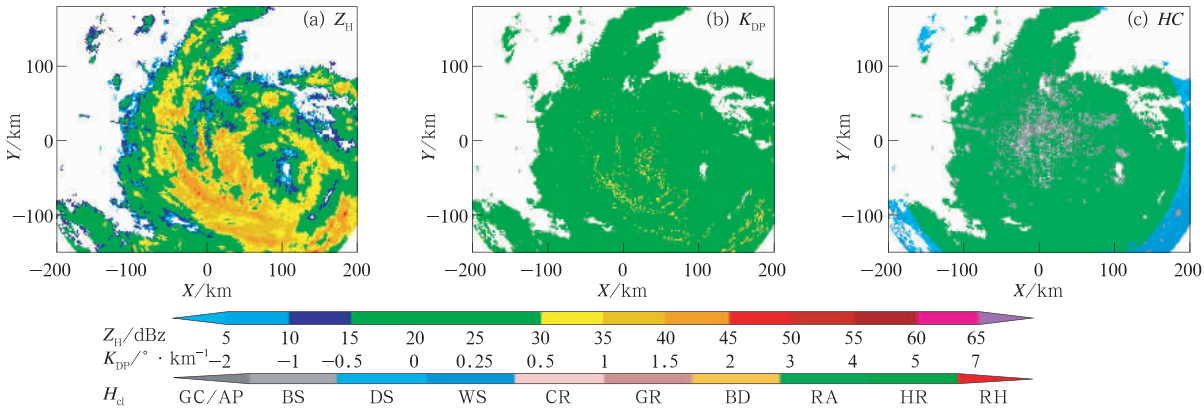


图 5　同图 1,但为 2016 年 8 月 2 日 04 时

Fig. 5　Same as Fig. 1, but at 04:00 BT 2 August 2016

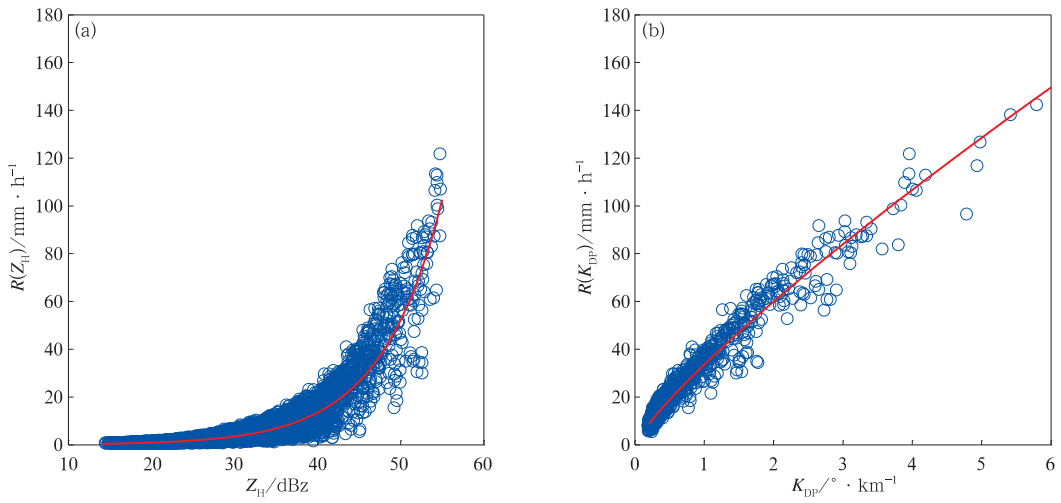


图 6　同图 2,但为台风雨滴谱

Fig. 6　Same as Fig. 2, but for typhoon raindrop spectrum

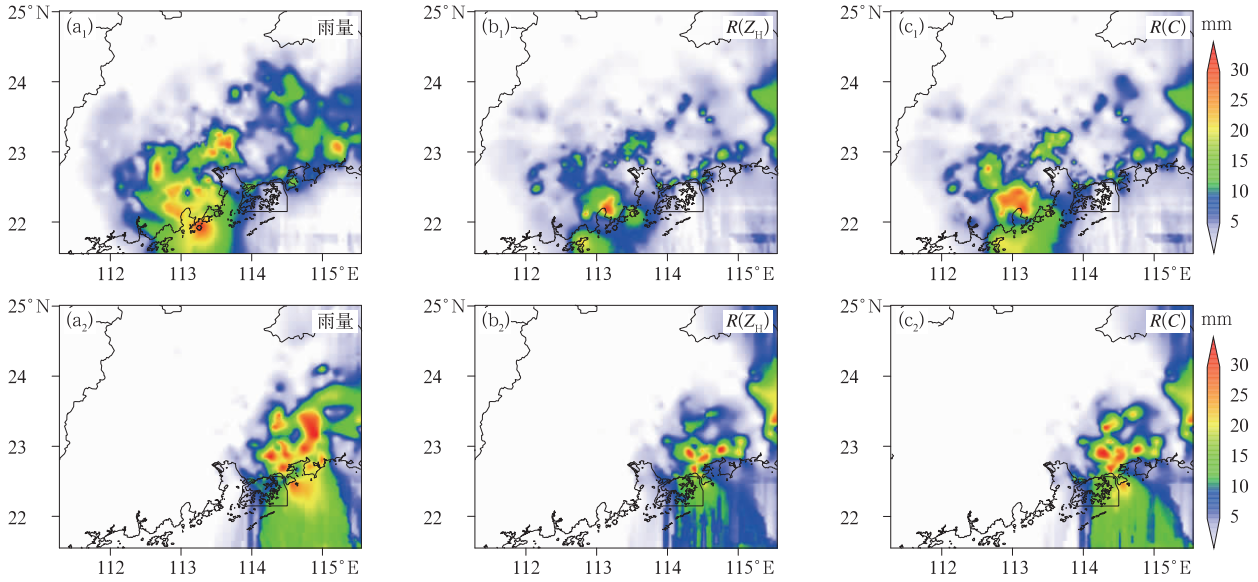


图 7 同图 3,但为 2016 年 8 月 2 日 07 时(a_1,b_1,c_1)和 10 月 21 日 14 时(a_2,b_2,c_2)

Fig. 7 Same as Fig. 3, but for the situation at 07:00 BT 2 August (a_1, b_1, c_1) and 14:00 BT 21 October (a_2, b_2, c_2) 2016

表 6 “妮妲”QPE 误差统计结果

Table 6 The QPE error statistics results of “Nida”

天气过程	雨强/mm·h^{-1}	评估结果平均值							
		$R(Z_H)$				$R(C)$			
		RE/%	*BIAS*	*AE*/mm	*RMSE*/mm	*RE*/%	*BIAS*	*AE*/mm	*RMSE*/mm
8 月 2 日 03—18 时	≥1.0	41.12	0.66	3.82	5.18	41.29	0.8	3.32	4.61
	≥5.0	39.27	0.62	4.79	5.97	34.74	0.77	3.99	5.16
	≥10.0	41.24	0.60	6.68	7.59	32.94	0.75	5.12	6.33
	≥20.0	44.23	0.56	10.88	11.66	30.88	0.72	7.54	8.81

表 7 “海马”QPE 误差统计结果

Table 7 The QPE error statistics results of “Haima”

天气过程	雨强/mm·h^{-1}	评估结果平均值							
		$R(Z_H)$				$R(C)$			
		RE/%	*BIAS*	*AE*/mm	*RMSE*/mm	*RE*/%	*BIAS*	*AE*/mm	*RMSE*/mm
10 月 21 日 12—20 时	≥1.0	37.96	0.7	3.11	4.27	40.24	0.85	2.85	3.89
	≥5.0	35.69	0.65	3.95	4.99	33.38	0.80	3.44	4.4
	≥10.0	41.19	0.59	6.02	6.84	33.30	0.76	4.72	5.61
	≥20.0	42.26	0.57	11.59	12.83	27.03	0.81	7.03	7.58

会导致雨滴以抛物线而非直线下落,从而对高分辨率的雷达定量降水估测精度有很大影响(勾亚彬等,2014)。当降水较弱时,此时降水估测结果不仅受气流等因素影响,受雷达噪声等因素影响也相对明显,因此弱降水时台风降水估测精度不高,随着降水率的增大,由于雨滴发生明显形变、气流影响等原因,使得 $R(Z_H)$法估测精度开始下降,而由于 K_{DP}受雨滴形变影响较小使得 $R(C)$法估测精度受影响相对较小,估测精度也好于 $R(Z_H)$法。对于这两次台风降水过程,两种降水估测方法虽然能大概描述出台风的小时降水分布,但是估测结果较实况要弱(图 7);结合表 6 和表 7 可以看出当降水率达到 5 mm·h^{-1}及以上时,两次台风过程 $R(C)$法估测精度就好于 $R(Z_H)$法,当降水率达到 20 mm·h^{-1}时,两次过程 $R(C)$法比 $R(Z_H)$法的平均 RE 降低了 33.1%,平均 AE 减少了 3.95 mm,平均 RMSE 减少了4.05 mm。另外,当雨强为 20 mm·h^{-1}及以上时,两次过程 BIAS 减小至 0.565,而 $R(C)$法两次过程平均 BIAS

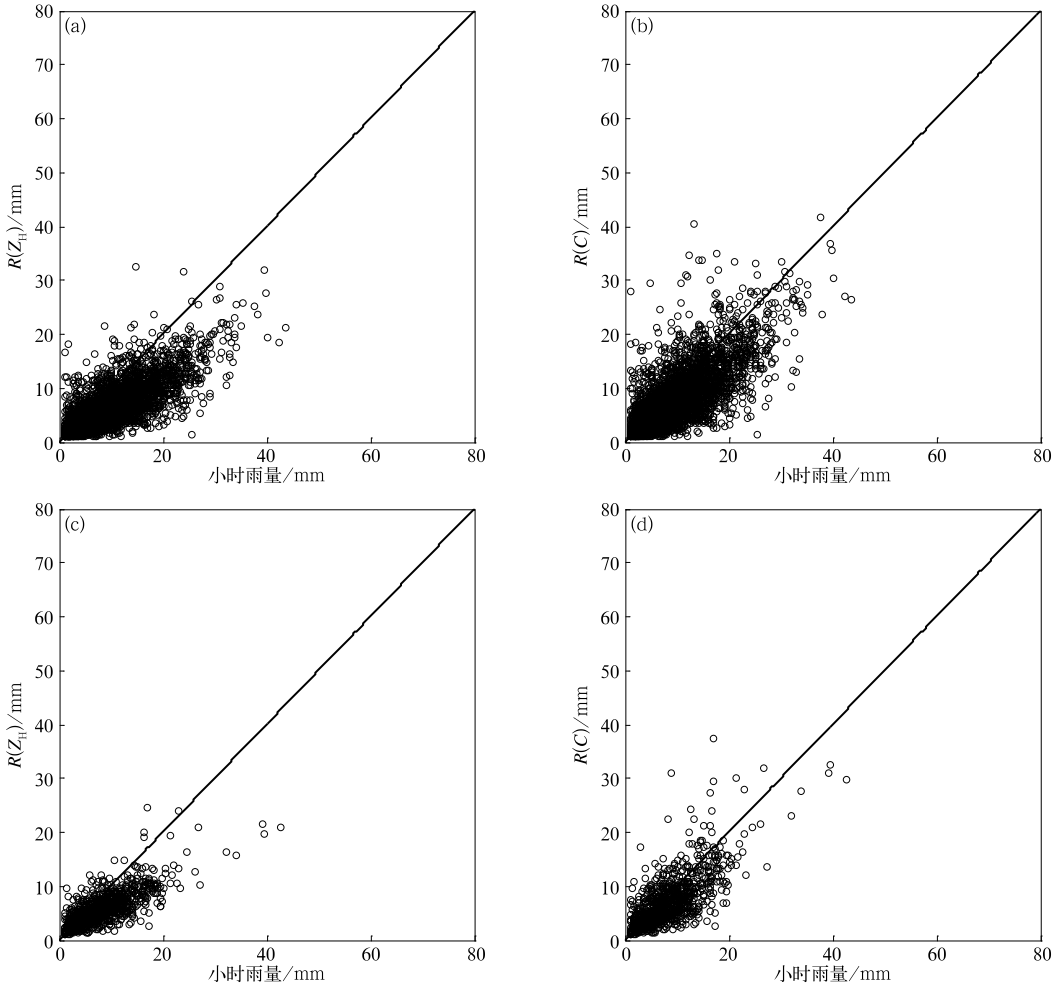


图 8　同图 4,但为 2016 年 8 月 2 日 03—18 时(a,b)和 10 月 21 日 12—20 时(c,d)台风过程

Fig. 8　Same as Fig. 4, but for the two typhoons from 03:00 to 18:00 BT 2 August (a, b), from 12:00 BT to 20:00 BT 21 October (c, d) 2016

为 0.765,明显大于 $R(Z_H)$法。结合图 8 也可以看出,对于台风类型的降水,随着降水率的增大 $R(Z_H)$法也存在明显的低估现象,而$R(C)$法较明显改进了 $R(Z_H)$法的低估现象。另外,从表 3、表 4 与表 6、表 7 的对比中可以看出,相同方法对飑线和台风两种类型降水的估测结果有较大区别,从 BIAS 来看,各级别降水飑线过程的 BIAS 要大于台风过程,这一定程度可以说明台风较大范围的气流使得定量降水估测结果偏弱。

综合以上分析可以看出,对于飑线和台风两种类型的降水,经过数据处理后 $R(C)$法的估算精度明显好于 $R(Z_H)$法。但是 $R(C)$法对飑线和台风两种类型的降水也存在一定程度的低估问题,这种现象可能是由于雨滴谱资料观测误差导致拟合的系数偏小造成的,也可能是雷达硬件造成的观测偏差导致的,这些还需要进一步的分析研究。

4　结　论

本文使用广州 S 波段双偏振雷达观测资料,对 2016 年发生的 2 次飑线、2 次台风降水过程的 Φ_{DP} 资料进行小波滤波处理后拟合得到 K_{DP} 的值,在对基于水平反射率 Z_H 和差分传播相移率 K_{DP} 的降水估测综合法——$R(C)$ 法改进的基础上,使用 $R(C)$ 和 $R(Z_H)$两种方法对上述 4 次过程进行了定量降水估算,对比分析了这两种方法对飑线和台风的定量降水估算效果,得到以下结论:

(1)对于飑线类型降水,改进后的基于 Z_H 和 K_{DP}的 $R(C)$法对 5 mm·h^{-1}以上的降水估测精度要好于 $R(Z_H)$法,且降水率越大,$R(C)$法优势越明

显，当降水率≥20 mm·h^{-1}时，两次过程$R(C)$法比$R(Z_H)$法平均RE降低了17.2%，平均AE减少了1.89 mm，平均RMSE也减少了1.66 mm；

(2)对于台风类型降水，降水估测综合方法$R(C)$法对5 mm·h^{-1}以上的降水估测精度也好于$R(Z_H)$法，且降水率越大，$R(C)$法优势越明显，当降水率≥20 mm·h^{-1}，两次过程$R(C)$法比$R(Z_H)$法的平均RE降低了33.1%，平均AE减少了3.95 mm，平均RMSE减少了4.05 mm；

(3)两种类型的降水$R(C)$法都明显改善了降水率较大时的$R(Z_H)$法低估问题，但$R(C)$法在降雨率>10 mm·h^{-1}仍然存在低估，可能是由雨滴谱资料观测误差导致拟合的系数偏小造成的，也可能是雷达硬件造成的观测偏差导致的。

由于K_{DP}的值相对较小，很小的估算误差即可对基于K_{DP}方法的雷达定量降水估测方法产生较大影响，因此，如何提高K_{DP}的估算精度是提高基于K_{DP}的QPE方法精度的基础。另外，业务型S波段双偏振雷达需要在数据质量控制(如地物剔除、遮挡处理等)方面继续深入分析和研究，对数据进行进一步优化处理，进一步提高定量降水估测精度，才能使业务型S波段双偏振雷达在提高强降水预报预警方面发挥重要作用。

参考文献

曹俊武，胡志群，陈晓辉，等，2011. 影响双线偏振雷达相位探测精度的分析[J]. 高原气象，30(3)：817-822. Cao J W，Hu Z Q，Chen X H，et al，2011. Accuracy analysis of dual-linear polarization signal-process measurement[J]. Plateau Meteor，30(3)：817-822(in Chinese).

陈超，胡志群，胡胜，等，2018. 广州S波段双偏振雷达数据质量初步分析[J]. 热带气象学报，34(1)：59-67. Chen C，Hu Z Q，Hu S，et al，2018. Preliminary analysis of data quality of guangzhou S-band polarimetric weather radar[J]. J Tropical Meteor，34(1)：59-67(in Chinese).

陈静，钤伟妙，韩军彩，等，2015. 基于动态Z-I关系雷达回波定量估测降水方法研究[J]. 气象，41(3)：296-303. Chen J，Qian W M，Han J C，et al，2015. An approach for radar quantitative precipitation estimate based on Z-I relations varying with time and space[J]. Meteor Mon，41(3)：296-303(in Chinese).

勾亚彬，刘黎平，杨杰，等，2014. 基于雷达组网拼图的定量降水估测算法业务应用及效果评估[J]. 气象学报，72(4)：731-748. Gou Y B，Liu L P，Yang J，et al，2014. Operational application and evaluation of the quantitative precipitation estimates algorithm based on the multi-radar mosaic[J]. Acta Meteor Sinica，72(4)：731-748(in Chinese).

胡志群，刘黎平，楚荣忠，等，2008. X波段双线偏振雷达不同衰减订正方法对比及其对降水估测影响研究[J]. 气象学报，66(2)：251-261. Hu Z Q，Liu L P，Chu R Z，et al，2008. Comparison of different attenuation correction methods and their affects on estimated rainfall using X-band dual linear polarimetric radar[J]. Acta Meteor Sinica，66(2)：251-261(in Chinese).

刘黎平，葛润生，张沛源，2002. 双线偏振多普勒天气雷达遥测降水强度和液态含水量的方法和精度研究[J]. 大气科学，26(5)：709-719. Liu L P，Ge R S，Zhang P Y，2002. A study of method and accuracy of rainfall rate and liquid water content measurements by dual linear polarization doppler radar[J]. Chinese J Atmos Sci[J]，26(5)：709-719(in Chinese).

马中元，苏俐敏，谌芸，等，2014. 一次强飑线及飑前中小尺度系统特征分析[J]. 气象，40(8)：916-929. Ma Z Y，Su L M，Chen Y，et al，2014. Characteristics of mesoscale and microscale systems during a severe squall line process[J]. Meteor Mon，40(8)：916-929(in Chinese).

王建林，刘黎平，曹俊武，2005. 双线偏振多普勒雷达估算降水方法的比较研究[J]. 气象，31(8)：25-30，41. Wang J L，Liu L P，Cao J W，2005. A comparison of methods of rainfall rate measurements by dual linear polarization doppler radar[J]. Meteor Mon，31(8)：25-30，41(in Chinese).

王俊，姚展予，侯淑梅，等，2016. 一次飑线过程的雨滴谱特征研究[J]. 气象学报，74(3)：450-464. Wang J，Yao Z Y，Hou S M，et al，2016. Characteristics of the raindrop size distribution in a squall line measured by thies optical disdrometers[J]. Acta Meteor Sinica，74(3)：450-464(in Chinese).

汪舵，刘黎平，吴翀，2017. 基于相态识别的S波段双线偏振雷达最优化定量降水估测方法研究[J]. 气象，43(9)：1041-1051. Wang D，Liu L P，Wu C，2017. An optimization rainfall algorithm of S-band dual-polarization radar based on hydrometeor identification[J]. Meteor Mon，43(9)：1041-1051(in Chinese).

魏庆，胡志群，刘黎平，等，2016. C波段偏振雷达数据预处理及在降水估计中的应用[J]. 高原气象，35(1)：231-243. Wei Q，Hu Z Q，Liu L P，et al，2016. C-band polarization radar data pre-processing and its application to rainfall estimation[J]. Plateau Meteor，35(1)：231-243(in Chinese).

Aydin K，Bringi V N，Liu L，1995. Rain-rate estimation in the presence of hail using S-band specific differential phase and other radar parameters[J]. J Appl Meteor，34(2)：404-410.

Brandes E A，Zhang G F，Vivekanandan J，2003. An evaluation of a drop distribution-based polarimetric radar rainfall estimator[J]. J Appl Meteor，42(5)：652-660.

Chandrasekar V，Bringi V N，Balakrishnan N，et al，1990. Error structure of multiparameter radar and surface measurements of rainfall. Part Ⅲ：specific differential phase[J]. J Atmos Ocean Tech，7(5)：621-629.

Hu Z Q，Liu L P，Wang L R，2012. A quality assurance procedure and

evaluation of rainfall estimates for C-band polarimetric radar [J]. Adv Atmos Sci,29(1):144-156.

Hu Z Q,Liu L P,Wu L L,et al,2015. A comparison of de-noising methods for differential phase shift and associated rainfall estimation[J]. J Meteor Res,29(2):315-327.

Hubbert J,Bringi V N,1995. An iterative filtering technique for the analysis of copolar differential phase and dual-frequency radar measurements[J]. J Atmos Ocean Technol,12(3):643-648.

Liu L P,Hu Z Q,Fang W G,et al,2010. Calibration and data quality analysis with mobile C-band polarimetric radar[J]. J Meteor Res,24(4):501-509.

Matrosov S Y,Kropfli R A,Reinking R F,et al,1999. Prospects for measuring rainfall using propagation differential phase in X- and Ka radar bands[J]. J Appl Meteor,38(6):766-776.

Ryzhkov A V,Diederich M,Zhang P F,et al,2014. Potential utilization of specific attenuation for rainfall estimation,mitigation of partial beam blockage,and radar networking[J]. J Atmos Ocean Technol,31(3):599-619.

Seliga T A,Bringi V N,1978. Differential reflectivity and differential phase shift:applications in radar meteorology[J]. Radio Sci,13(2):271-275.

Wang Y T,Chandrasekar V,2009. Algorithm for estimation of the specific differential phase[J]. J Atmos Ocean Technol,26(12):2565-2578.

Wu C,Liu L P,Wei M,et al,2018. Statistics-based optimization of the polarimetric radar hydrometeor classification algorithm and its application for a squall line in South China[J]. Adv Atmos Sci,35(3):296-316.

Zrnić D S,Ryzhkov A V,1996. Advantages of rain measurements using specific differential phase[J]. J Atmos Ocean Technol,13(2):454-464.