

微雨雷达雨滴谱和降雨参数反演精度分析

罗丽¹ 赵建民² 郭佳³ 陈羿辰⁴ 冯亮⁵

1. 北京城市气象研究院, 北京 100089
2. 内蒙古自治区包头市气象局, 包头 014030
3. 华云敏视达雷达(北京)有限公司, 北京 100094
4. 北京市人工影响天气中心, 北京 100089
5. 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029

摘要 本文基于北京地区 2016-2018 年暖季(5-9 月)降水观测数据, 利用二维视频雨滴谱仪(2DVD)和 X 波段双偏振雷达(XPOL), 系统评估了微雨雷达(MRR)在层状云和对流云降水中的雨滴谱(Raindrop size distribution, DSD)及降雨参数(降雨率 R 、液态含水量 W 、反射率因子 Z 、质量加权平均直径 D_m 和标准化伽马分布截距参数 N_w)的反演精度。针对 MRR 原始功率谱数据, 提出了一种新处理方法(“REP”), 通过退折叠和垂直气流订正优化反演流程, 并与标准输出数据(“AVG”)对比。结果表明: (1) 两种数据对层状云降雨参数的反演精度优于对流云, “REP”数据显著提升了 DSD 和降雨参数的反演精度, 特别是对流云降水中, Z 偏差从“AVG”的-23.74 dB 改善至 0.74 dB (2) 与 2DVD 相比, “AVG”数据系统性低估 DSD 参数和降雨参数, 且偏差随降雨强度增大而加剧。而“REP”数据的相关系数(Z 、 R 、 W 、 D_m 和 N_w 的 CC 分别达 0.96、0.94、0.93、0.87 和 0.78)和误差指标均显著优于“AVG”数据。(3) 与“AVG”DSD 模拟结果相比, “REP”DSD 模拟的反射率(Z)和差分反射率(Z_{DR})与 XPOL 观测值的吻合度更高, “REP”(“AVG”)模拟的 Z 和 Z_{DR} 偏差分别为-1.14 (-3.04) 和 0.02 (0.12) dB。(4) MRR 垂直分辨率对反演结果影响显著: 层状云降水中, 30 m、100 m 和 200 m 分辨率下反演的 DSD 和 2DVD 一致性较高; 而对流云降水中, 30 m 分辨率表现最优, 200 m 略优于 100 m。总之, 退折叠和垂直气流订正可有效提升 MRR 对层状云和对流云降水 DSD 和降雨参数的反演能力, 为降水精细化垂直微物理结构研究提供了更可靠的技术手段。

关键词 微雨雷达 DSD 和降雨参数 反演精度 综合评估

文章编号

中图法分类号 P415.2

文献标识码 A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2504.24090

Precision Evaluation of Raindrop Size Distribution and Rainfall

收稿日期 2025-07-02; 网络预出版日期

作者简介 罗丽, 女, 1990 年出生, 博士, 工程师, 主要从事雷达数据应用和云降水物理研究。E-mail: lluo@ium.cn

通讯作者 赵建民, 男, 高级工程师, 主要从事大气探测和雷达数据应用研究。E-mail: btzjm123@163.com

资助项目 国家重点研发计划 2022YFC3003901, 中央级公益性科研院所基本科研业务费专项基金项目 IUMKY202432, 中国气象局智能气象观测技术重点开放实验室开放研究课题青年项目 ZNGC2024QN10

Funded by National Key Research and Development Program (Grant 2022YFC3003901), Special Fund of Chinese Central Government for Basic Scientific Research Operations in Commonweal Research Institutes (Grant IUMKY202432) Science and Open Project of the Key Laboratory of Intelligent Meteorological Observation Technology, China Meteorological Administration (Grant ZNGC2024QN10)

Parameters Retrieved by a Vertically Micro Rain Radar

LUO Li¹, ZHAO Jianmin², GUO Jia³, CHEN Yichen⁴, FENG Liang⁵

1. Institute of Urban Meteorology, CMA, Beijing 100089

2. Baotou Meteorological Bureau, Inner Mongolia Autonomous Region, Baotou 014030

3. HuaYun METSTAR Radar (Beijing) Company, Limited, Beijing 100094

4. Beijing Weather Modification Office, Beijing 100089

5. Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract The performance of the Micro Rain Radar (MRR) in estimating raindrop size distribution (DSD) and integral rainfall parameters (i.e., rainfall intensity R , liquid water content W , radar reflectivity factor Z , mean mass-weighted raindrop diameter D_m and intercept parameter N_w of the normalized gamma distribution) was comprehensively evaluated using coincident data from a 2D video disdrometer (2DVD) and an X-band dual-polarization radar (XPOL) in Beijing during the warm seasons (May-September) from 2016 to 2018. A comparative analysis between the standard MRR products ("AVG" data) and the reprocessed data ("REP") derived from raw MRR spectra was conducted to assess MRR's accuracy in both stratiform and convective precipitation. Key findings are as follows: (1) The retrieval accuracy of DSD and rainfall parameters for "REP" data outperformed "AVG" data, with superior performance in stratiform rain compared to convective rain. The reflectivity (Z) bias improved from -23.74 dB ("AVG") to 0.74 dB ("REP") in convective precipitation. (2) Compared to 2DVD measurements, "AVG" data systematically underestimated DSD and rainfall parameters, with underestimation increasing with rainfall intensity. In contrast, "REP" data exhibited higher correlation coefficients (Z : 0.96; R : 0.94; W : 0.93; D_m : 0.87; $\log_{10}N_w$: 0.78), lower absolute biases and reduced root mean square errors. (3) Simulations of reflectivity (Z) and differential reflectivity (Z_{DR}) based on "REP" DSD showed better agreement with XPOL observations, with biases of -1.14 dB (vs. -3.04 dB for "AVG") and 0.02 dB (vs. 0.12 dB for "AVG"), respectively. (4) The vertical resolution of MRR significantly influenced retrieval performance. In stratiform rain, MRR-retrieved DSD and rainfall parameters at 30 m, 100 m, and 200 m resolutions shows high consistency with 2DVD measurements. But in convective rain, the optimal agreement occurred at 30 m, while the 200 m resolution performs marginally better than the 100 m resolution. In summary, these results demonstrate that applying de-aliasing and vertical wind correction to MRR raw spectra significantly enhances its capability to retrieve DSD and rainfall parameters in both stratiform and convective precipitation, providing a more reliable technical means for investigating the fine-scale vertical microphysical structure of precipitation.

Key words Micro Rain Radar, Raindrop size distribution (DSD) and rainfall parameters, Retrieved accuracy, Comprehensive evaluation

1 引言

雨滴是云中宏微观过程相互作用的产物，雨滴大小、形态、浓度的变化与降雨形成和演变过程中的动力、热力以及微物理过程密切相关 (Mason, 1954)。雨滴谱是定量描述单位体积单位粒径间距内的雨滴个数的物理量，在空间和时间上都表现出很高的变异性，它是降雨过程中所涉及的多种微物理过程（凝结、

碰并、破碎、蒸发等）综合作用的结果（McFarquhar, 2010）。描述降雨的参数，例如降雨率、液态水含量、雨滴总数浓度以及雷达反射截面、反射率等都是 DSD 的积分参数。某一特定区域的雨滴谱可以通过不同测量原理的雨滴采样设备进行直接获取，例如：撞机撞击式雨滴谱仪（JWD）（Joss and Waldvogel, 1967）、激光雨滴谱仪（Parsivel）（Löffler-Mang and Joss, 2000）、降水发生传感器系统（POSS）（Sheppard, 1990）、二维视频雨滴谱仪（2DVD）（Kruger and Krajewski, 2002; Schönhuber et al., 2007）、水凝物速度和大小探测器（HVSD）（Barthazy et al., 2004）、多角度雪花相机（MASC）（Garrett et al., 2012）和降水成像包（PIP）（Pettersen et al., 2020）等，这些仪器可以直接、自动、连续获得雨滴谱，但往往只能获得单点位置上的雨滴谱，无法得知垂直方向或更广范围内的降水微物理信息。使用卫星搭载的测雨雷达虽然可以反演降雨垂直廓线，但是极轨卫星时间分辨率低，对于一些生命史较短、发展迅速的对流性降雨系统的监测存在滞后性；静止卫星空间分辨率不够高，难以精确分辨小尺度的降雨特征和局部强降雨中心，可能会错过一些关键的降雨细节。天气雷达虽然可以获取较大时空范围内的降水特征，但由于天线仰角与地面始终存在一定高度，在近地面数百米或公里范围内存在扫描盲区，并且基于天气雷达反演的降雨参数的准确性受雨滴谱垂直变化的影响非常大（Das et al., 2010; Zipser and Lutz, 1994）。与天气雷达相比，微雨雷达可以提供相对更为简单和高效的手段来获取降雨在离地数百米或千米的垂直结构，有效弥补了扫描式天气雷达与地面观测结果之间相关性差的问题。

MRR 是一种工作在 K 波段（频率为 24 GHz）的垂直指向调频连续波多普勒雷达，具有尺寸小、重量轻、功耗低、易安装、操作简单等优点（Peters et al., 2002, 2010），可以反演得到雨滴谱、粒子下落速度、降雨率、液态水含量和反射率等降雨参数的垂直剖面（Metek, 2012），因此 MRR 在探索降水垂直结构方面得到广泛应用。例如，在热带降雨测量任务（TRMM）中（Kummerow et al., 1998），许多研究学者利用 MRR 对热带降雨 DSD 的垂直演变特征（Cluckie et al., 2000; Das et al., 2010; Rudolph and Friedrich, 2013）、热带对流云和层状云降雨的反射率廓线（VPR）特征（Das and Maitra, 2016; Das et al., 2017）、以及 VPR 对降雨率反演精度的影响（Kirstetter et al., 2013）等开展了大量研究。近十年来，我国在利用 MRR 研究降雨垂直结构、不同云系雨滴谱和粒子相态垂直演

变特征等方面也取得了诸多研究成果。例如, 陈勇 等 (2010) 用 MRR 研究了内蒙古锡林河流域小尺度区域内降水的分布特征, 评估了垂直气流和 MRR 垂直倾角对降雨参数反演准确性的影响, 并提出了使用多部 MRR 相互校准来提高其探测性能的方法。Wang et al. (2017) 利用 MRR 对山东地区层状云降雨过程的 DSD 垂直特征进行了研究, 并分析了亮带 (bright band, BB) 和融化层附近的水凝物相态特征 (王洪 等, 2023)。崔云扬 等 (2019) 使用 MRR 与 Parsivel 雨滴谱仪联合观测了一次冷锋云系降水过程的雨滴谱, 并指出 MRR 与雨量计、雨滴谱仪测量的累积降雨量之间的具有良好的一致性。Zhou et al. (2020) 利用湖北省咸宁地区的 2DVD 和 MRR, 研究了三种降雨类型 (小雨、层状云降雨、对流云降雨) 的 DSD、降雨参数和 $Z-R$ 关系的垂直演变。饶晨 等 (2020) 利用 MRR 观测数据对北京地区夏季和冬季降水参数的垂直分布特征进行了反演和系统分析。此外, 还有不少学者开展了基于 MRR 原始功率谱数据的降雪率反演 (Kneifel et al., 2011; Makino et al., 2019) 和粒子相态识别 (Giangrande et al., 2013; 王洪 等, 2023) 等相关研究。

由此可见, MRR 作为弥补地面雨滴谱仪与天气雷达观测空间差异的重要遥感设备, 是研究降水垂直结构的一个重要技术手段, 但仍需注意, MRR 反演雨滴谱的准确性受到许多因素的影响, 例如垂直气流、湍流、Mie 散射、衰减、雨滴下落速度和形状的变化等 (Chen et al., 2015)。特别是垂直气流会引起 MRR 功率谱的“折叠”现象, 严重影响了 MRR 的探测精度。Tridon et al. (2011) 提出了一套 MRR“折叠”信号自动检测方法, 能够标记出超过频谱限制至少 8 个频移的功率谱, 避免了地面回波造成的影响, 提高了 MRR 观测数据的准确性。该方法可以识别下沉气流大于 3 m s^{-1} , 上升气流小于 2 m s^{-1} 的情况, 但未考虑中等垂直气流 ($1-2 \text{ m s}^{-1}$) 的影响。Jana et al. (2018) 通过直接观察多普勒频谱中速度值的分布情况来判断折叠情况, 这种方法直观且能够快速定位可能存在折叠的时段和所在高度, 但该方法受 MRR 最大可测量速度的影响。Adirosi et al. (2016) 假设垂直气流在 1 km 范围内不变的情况下, 使用 2DVD 观测结果来消除垂直气流对 MRR 反演 DSD 的影响, 改进了 MRR 标准数据处理方案。我国在改进 MRR 探测性能方面已开展了相关研究, 但主要是利用模拟的方法研究垂直气流对 MRR 反演 DSD 的影响 (Jiang et al., 2015; 王洪 等, 2017)。

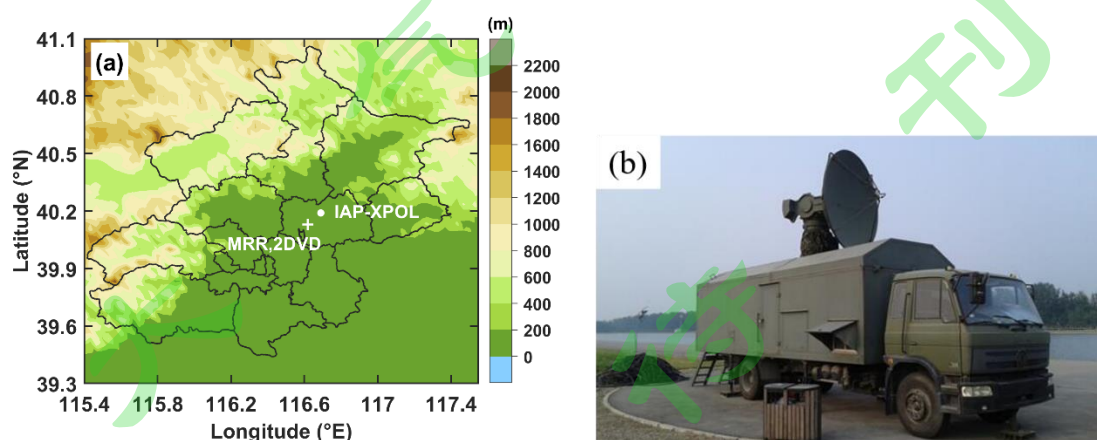
综上所述, 鉴于 MRR 在反演降雨垂直结构的优势和存在的问题, 本文针对

MRR 原始观测的功率谱数据的在对流云和层状云降水中的可用性和准确性到底有多大？以及如何提升 MRR 的反演精度等问题，利用北京地区 2016-2018 年暖季（5-9 月）降雨过程中的 XPOL 和二维雨滴谱仪（2DVD）观测数据，对 MRR 获得的 DSD 和降雨参数与 2DVD 和 XPOL 测量结果进行了详细对比分析，综合评估 MRR 在不同降水类型中反演 DSD 和降雨参数的准确性，为认识云层结构和降水物理过程提供更准确的技术手段。

2 数据与方法

本文所用的 XPOL、MRR 和 2DVD 观测资料是从国家“973”项目“雷电重大灾害天气系统的动力-微物理-电过程和成灾机理”（简称“雷暴 973”）（郅秀书等., 2020）在北京地区开展的雷电灾害天气系统暖季综合协同观测实验中获取的。三种仪器的地理位置如图 1 所示，其中 XPOL 是中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室维护的一部车载雷达，观测期间位于北京市顺义区奥林匹克水上公园（40.1862°N，116.6863°E）。MRR、2DVD 和一部雨量计安装于顺义区气象局（40.1269°N，116.6153°E），与 XPOL 距离约 8.9 km。

用于本文分析的数据集来自 2016-2018 年暖季（5-9 月）降雨过程中 MRR、XPOL、和 2DVD 三个仪器都同时获取的数据（Luo et al., 2021）。按照地面降雨率 R 和标准差 σ_R 的时间变化将降水划分为了层状云和对流云降水两种类型（Bringi et al., 2003）。总数据集中 MRR 和 2DVD 同时收集到总降雨分钟样本为 48960 个，其中，层状云 3496 个，对流云 928 个。MRR 和 XPOL 同时观测到总降雨分钟样本为 2697 个，其中，层状云 546 个，对流云 152 个。



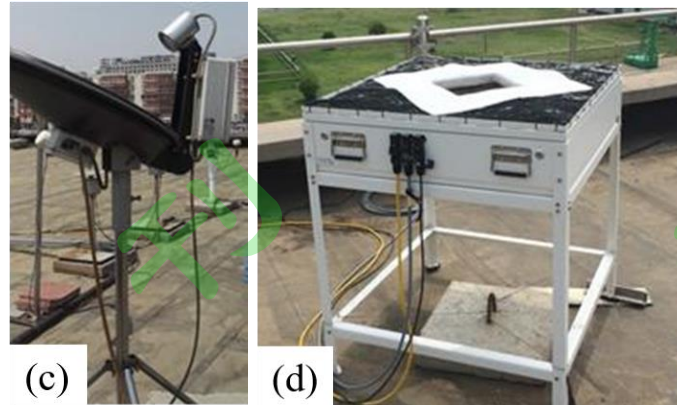


图 1 观测仪器所在位置 (a) 以及 (b) X 波段双偏振天气雷达 (XPOL)、(c) 微雨雷达 (MRR) 和 (d) 二维视频雨滴谱仪 (2DVD) 观测仪器现场照片。

Fig. 1 (a) Geographic locations of the instruments and photographs of (b) the X-band dual-polarization weather radar (XPOL), (c) the Micro Rain Radar (MRR), and (d) the 2D video disdrometer (2DVD)

2.1 微雨雷达

本文使用是由 METEK GmbH 公司生产的第二代 MRR，其性能参数见表 1。第二代 MRR 相比于第一代提高了扫描速度和运算能力，参数配置上也更加灵活 (Metek, 2012)，可根据实际需要进行 10-200 m 分辨率配置，最大探测高度为 300~6000 米，总共记录 32 个距离库的回波信息，第一个距离库对应高度为地面 0 米，当分辨设置较低时 (<100 m)，前两个距离库受近地面影响较大，一般不使用，最后一个距离库，由于信噪比低，也将其排除在外。因此，MRR 的有效数据通常来自第 3 至 31 个距离库。其中，第三个距离库的数据因信噪比高且受地面干扰较小，被选为代表地面观测结果的基准数据。本研究中的 MRR 总共设置了三种高度分辨率：30 m、100 m 和 200 m。

表 1 MRR 基本参数
Table 1 Operating parameters of the MRR

参数项	参数值
雷达波长	1.24 cm
发射功率	50 mW
雷达调制	FM-CW
波束方向	竖直方向
波束宽度	2°
距离分辨率	Δr : 10-1000 m (adjustable)
最低可用距离	$3\Delta r$

距离库数	31
时间分辨率	$\Delta t \geq 10\text{s}$
速度分辨率	0.191 m s^{-1}
奈奎斯特速度范围	$0\sim 12.3\text{ m s}^{-1}$
可探测粒子直径范围	$0.246\sim 5.80\text{ mm}$
最小可探测反射率	-2 dBZ

2.1.1 MRR 数据标准处理流程 (“AVG”数据)

图 2 显示了由 MRR 厂商提供的分钟数据产品的处理步骤。在该数据处理流程中，噪声估计使用的是 Hildebrand and Sekhon (1974) 提出的客观目标法（下文简称 HS 法），原始功率谱减去噪声后，在垂直气流假设为 0 的条件下，结合速度-直径的经验关系 (Atlas et al., 1973) 和 Mie 散射理论反演得到雨滴谱（参见 2.1.3 节）。最后，应用 Peters et al. (2010) 的衰减校正方法，将双向路径积分衰减 (PIA) 大于 10 dB 的谱剔除后再进行时间平均，输出时间分辨率为 1 分钟的平均数据（下文简称 “AVG” 数据）。

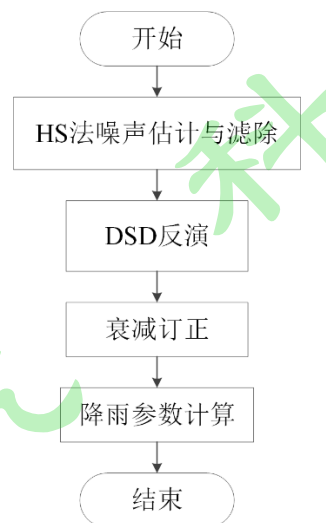


图 2 MRR“AVG”数据处理流程
Fig. 2 Flowchart of the MRR “AVG” data processing steps

2.1.2 MRR 数据新处理方法 (“REP”数据)

本文针对 MRR 记录的原始功率谱采用新的数据处理方法 (Reprocessing procedure, 简称 REP)，与上述“AVG”数据相比，REP 数据质控流程综合利用了 Maahn and Kollias (2012) 的噪声滤除、退折叠的方法和 Adirosi et al. (2016)

的 MRR 低层垂直气流估计的方法。如图 3 所示，对每个采样时间内每个高度距离库内的 MRR 原始功率谱实施 6 个处理步骤：（1）噪声估计与滤除；（2）退折叠；（3）垂直气流估计与订正；（4）反演不同高度的 DSD；（5）MRR 衰减订正；（6）根据 DSD 计算降雨积分参量。其中，噪声估计的主要步骤包括：1）使用 HS 法对 MRR 探测的每个高度层的原始功率谱进行噪声水平的初步估计，并对超过噪声 1.2 倍的功率谱标记为降水信号谱；2）如果有 90% 的谱标记为降水谱，则应用下降平均法（decreasing average, DA）估计噪声大小（Maa hn and Kollias, 2012）。在本研究的数据集中，大约 13% 的功率谱采用了 DA 法。在液态降水中假设没有垂直气流的影响，MRR 探测的不模糊速度范围为 $0 \sim 12 \text{ m s}^{-1}$ 。当观测到的多普勒速度（ V_D ）超过该速度范围时，就会发生速度折叠，下沉（上升）气流使峰值功率谱移动到更高（低）距离库的小（大）速度端，即超过 12 m s^{-1} 的 V_D 出现在速度谱的小值端，低于 0 m s^{-1} 的 V_D 将出现在速度谱的大值端。如图 4 所示，图 4a 显示了反射率谱右侧速度大值区的截断和左侧速度低值区的非零值，说明存在下沉气流使速度谱发生折叠，MRR 标准处理流程中并未进行退折叠处理（图 4b）。

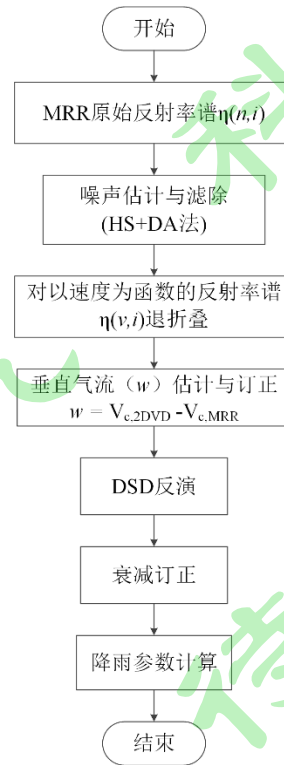


图 3 MRR “REP” 数据处理流程图

Fig. 3 Flowchart of the MRR “REP” data postprocessing steps

本文采用 Maahn and Kollias (2012) 的方法对原始功率谱进行“退折叠”处理。假设对第 j 个库进行退折叠，将来自上方“ $j+1$ ”和下方“ $j-1$ ”距离库中的谱添加到两侧构成一个“三峰谱”，速度范围为 $-12-24 \text{ m s}^{-1}$ 。首先确定退折叠后的谱的峰值：(1) 根据第 j 个距离库中的谱计算出 Z_e ，并使用雨滴下落末速度和反射率的经验关系 $v_e=2.6Z_e^{0.107}$ (Atlas et al., 1973) 得到该距离库的下落末速度的预期值 v_e ；(2) “三峰谱”中与 v_e 差异最小的峰值确定为 j 距离库中谱峰；(3) 该峰值位置和 $j-1$ ($j+1$) 个库的峰值之间刚超过噪声水平的最小速度为第 j 个谱的速度下限 (上限)；(4) 退折叠处理遍历每个高度距离库，不允许在一个距离库中存在多个峰值。如图 4c 所示为退折叠后得到的更为合理的反射率谱在速度-高度上的分布情况。

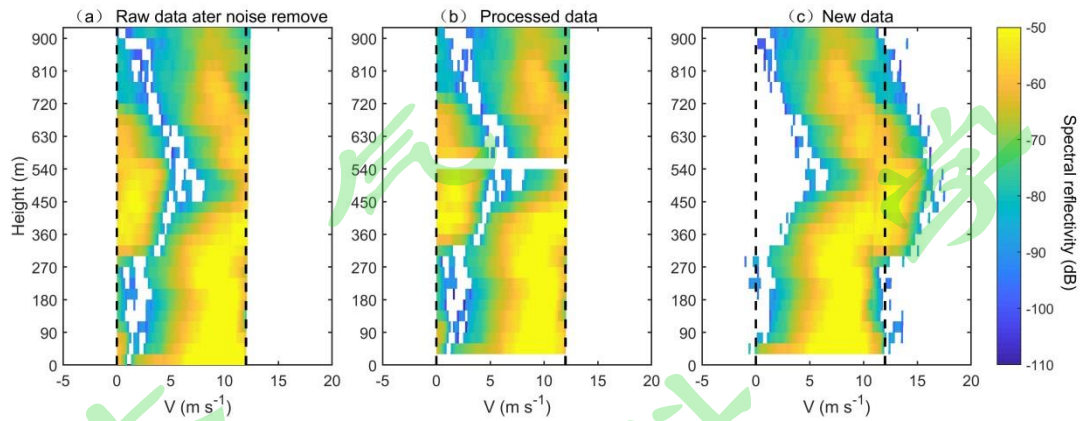


图 4 MRR 于 2018 年 06 月 30 日 18:59:24 (BJT) 观测的 (a) 原始反射率谱、(b) 标准处理程序得到的“AVG”反射率谱和 (c) 对原始谱重新处理得到的“REP”反射率谱 (色阶, 单位: dB) 随速度-高度分布

Fig. 4 The height-vs-velocity of vertical profiles of reflectivity spectra (shaded, unit: dB) obtained from MRR raw spectra (a), the averaged data (b) processed by Metek standard processing method and the new data (c) from MRR “REP” data on 30 June 2018 at 18:59:24 BJT.

影响 MRR 反演精度的另一个重要因素就是垂直气流，虽然层状云降水中的对流活动比较弱，但是在实际降水过程中往往不完全为 0。对流云降水存在很强的垂直气流活动，则更易造成 MRR 功率谱的折叠问题，进而导致 DSD 反演误差非常大。本文使用地面 2DVD 来进行垂直气流订正 (Adirosi et al., 2016)。假设 DSD 在 100 米内的垂直变化忽略不计且垂直气流在 1 km 以下没有显著变化 (Giangrande et al., 2013; May and Rajopadhyaya, 1999)。假设垂直气流在近地面附近为零，因此，根据 MRR 获得的近地面反射率加权速度和根据 2DVD 的 DSD 计算的反射率加权速度理论上相等。由于垂直气流的存在，使二者之间存在速

度差，对二者速度差超过 $\pm 0.2 \text{ m s}^{-1}$ 的 MRR 的功率谱利用该方法进行垂直气流订正，从而剔除 MRR 速度谱中的垂直气流。

2DVD 根据 DSD 计算反射率加权速度为（简称特征速度 $V_{c,2DVD}$ ）：

$$V_{c,2DVD} = \frac{\int v_t(D) N(D) \sigma_b(D) dD}{\int N(D) \sigma_b(D) dD} \quad (1)$$

其中， $v_t(D)$ (m s^{-1}) 为直径为 D (mm) 的雨滴的下落末速度， $N(D)$ ($\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$) 表示单位体积内直径处于 $D \sim D+dD$ 之间的雨滴个数， $\sigma_b(D)$ (mm^2) 为雨滴的后向散射截面。MRR 的反射率加权速度为多普勒速度谱的一阶矩：

$$V_{c,MRR} = \frac{\int \eta(v) v dv}{\int \eta(v) dv} \quad (2)$$

其中， $\eta(v)$ 是 MRR 以速度 (v) 为函数的反射率谱密度， v 为对应的速度档内的平均速度。

2.1.3 MRR 反演雨滴谱

根据 MRR 的功率谱 $p(r, f)$ (r 为雷达距离库， f 为多普勒频率) 计算反射率谱密度 $\eta(r, f)$ ：

$$\eta(r, f) df = p(r, f) df C \left(\frac{r^2}{\delta_r} \right) \frac{1}{t(r)} \quad (3)$$

其中， C 为包含雷达发射功率和天线增益等雷达参数的校准常数， $t(r)$ 为电磁波穿过一层厚度为 r 的采样空间的透过率， $t(r)$ 与该层内的雨滴散射有关 (Peters et al., 2002)。计算出以速度 (v) 为函数的反射率谱密度： $\eta(r, v) = \eta(r, f) / \Delta v$ ，其中， Δv 是 MRR 的速度分辨率 0.191 m s^{-1} 。使用雨滴下落速度-直径的经验关系 (Atlas et al., 1973)：

$$V(D) = 9.65 - 10.3 \exp(-0.6D) \quad (4)$$

直径为 D (mm) 的降水粒子的反射率谱密度 $\eta(r, D)$ ：

$$\eta(r, D) = \eta(r, v) \times 6.18 \exp(-0.6D) \delta(h) \quad (5)$$

其中， $\delta(h)$ 为粒子速度与空气密度垂直梯度相关的修正因子 (Foote and Toit, 1969)，且 $\delta(h) = 1 + 3.68 \times 10^{-5} h + 1.71 \times 10^{-9} h^2$ ， h (m) 是海拔高度。经过空气密度订正后的 MRR 反演的粒子速度范围为 $0.76 \sim 9.36 \text{ m s}^{-1}$ ，对应的粒子直径范围为 $0.$

246 - 5.80 mm (Metek, 2012; Tridon et al., 2011)。最后, MRR 每个距离库的雨滴谱为 $N(r,D)$:

$$N(r,D)_{\text{MRR}} = \frac{\eta(r,D)}{\sigma(D)} \quad (6)$$

其中, $\sigma(D)$ 为基于 Mie 散射计算的单个粒子后向散射截面。

2.2 2DVD

二维视频粒子谱仪 (2DVD) 是使用两个相互正交的高速扫描线阵相机形成的一个 $10\text{ cm} \times 10\text{ cm}$ 的降水粒子采样系统。2DVD 对穿过采样区域的粒子进行高速成像, 将每个粒子的轮廓信息记录下来, 利用粒子的正视图和侧视图重构出粒子的形状、大小和下落末速度等信息 (Kruger and Krajewski, 2002)。在早期的版本中, 2DVD 对粒子测量结果的可靠性随风速增加而降低 (Nešpor et al., 2000), 本文使用的是第三代 2DVD, 相比之前的版本, 第三代 2DVD 提高了对雨滴的探测精度, 对采样区域边缘引起的粒子溅洒及强风或湍流引起的测量误差得到明显改善 (Schönhuber et al., 2007; Tokay et al., 2013)。利用 2DVD 观测数据计算出单位时间单位直径间隔内的雨滴数浓度 $N(D)$ ($\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$):

$$N(D_i)_{2\text{DVD}} = \frac{1}{\Delta t \Delta D} \sum_{j=1}^{m_i} \frac{1}{A_j V_j} \quad (7)$$

其中, i 代表粒子档位, j 是粒子标识, m_i 是在时间间隔 Δt 、粒子尺寸在第 i 档内的粒子个数, A_j 为粒子 j 穿过的采样面积 (mm^2), V_j 是粒子 j 的下落末速度 (m s^{-1}), 直径间隔 $\Delta D = 0.2\text{ mm}$ 。此外, 本文使用的 2DVD 观测数据仅限定在速度小于 20 m s^{-1} 、直径小于 8 mm 、轴比小于 2 的数据, 并将下落速度超过 Brandes et al. (2002) 拟合的速度-直径关系 $\pm 60\%$ 以外的数据, 以排除受强风影响发生形变和具有不真实下落末速度的粒子 (Nešpor et al., 2000) (图 5a), 根据过滤后的 2DVD 观测数据得到小时雨量和雨量计的小时雨量对比结果如图 5b 所示, 二者一致性非常好, 相关系数为 0.99, 均方根误差和绝对化标准误差仅为 0.72 mm 和 0.15 。

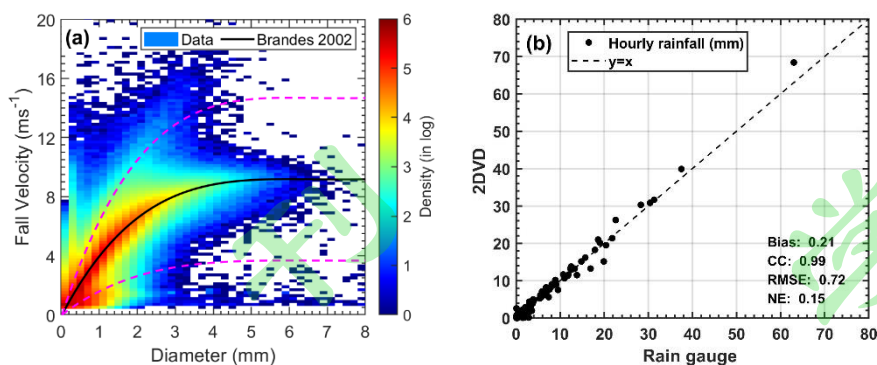


图 5 (a) 2DVD 观测的原始数据雨滴下落末速度 (V) 和直径 (D) 在不同 V - D 间隔内的分布 (黑色实线和品红色虚线分别为 Brandes et al. (2002) 的 V - D 关系及其 $\pm 60\%$ 边界) 和 (b) 质控后的 2DVD 得到的小时雨量和雨量计的散点对比

Fig. 5 (a) Distribution of the drop count on a log scale at different diameter size and fall velocity bins measured by 2DVD. The black solid and magenta dashed lines indicate the drop terminal velocity calculated using the model in Brandes et al. (2002) and its $\pm 60\%$ bounds, respectively. (b) Scatterplot comparison of hourly rain amounts between rain gauge and 2DVD after data quality control.

2.3 XPOL

XPOL 主要技术参数见表 2, 工作频率为 9.37 GHz, 该雷达同时发射和接收水平和垂直两个方向上的偏振波, 具有平面-位置扫描 (PPI)、距离-高度扫描 (RHI)、体扫 (VOL) 和扇扫 (SEC) 四种扫描方式, 可提供水平反射率因子 Z , 速度 V , 谱宽 w 、差分反射率因子 Z_{DR} , 差分传播相移 Φ_{DP} , 差分传播相移率 K_{DP} 以及共极化相关系数 ρ_{HV} 等偏振参量。在 2015 年至 2018 年, XPOL 在北京市顺义区水上乐园进行观测 (图 1)。本文使用 XPOL 提供的 Z 和 Z_{DR} 数据对 MRR 在相同采样体积内的 DSD 模拟出的 Z 和 Z_{DR} 进行对比。在使用 XPOL 雷达数据之前, 为了确保雷达数据的可靠性, 对雷达观测的基数据进行了地物和非气象回波的剔除 (Ma et al., 2021)、 Z_{DR} 系统误差订正和差分相位 Φ_{DP} 滤波 (冯亮, 2018) 以及 Z 和 Z_{DR} 的衰减订正 (Bringi et al., 2001)。

表 2 XPOL 雷达的性能参数

Table 2 Performance parameters of the X-band dual-polarization radar (XPOL)

参数	指标
工作频率	9.37 GHz
工作模式	双发双收
脉冲宽度	0.5/1/2 μ s
峰值功率	40 kw
噪声系数	<3 dB

动态范围	≥ 90 dB
天线直径	2.4 m
天线增益	44.78 dB
波束宽度	0.99°
距离分辨率	75 m, 150 m
探测参量	$Z, Z_{DR}, \Phi_{DP}, K_{DP}, \rho_{HV}, V, w$
极化方式	水平/垂直 极化

2.4 降雨参数和评价标准

根据 MRR 反演出的不同高度的 DSD 计算出降雨参数： R (mm h^{-1})、 Z ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$)、 W (g m^{-3})、质量加权平均直径 D_m (mm) 和标准化 gamma 分布截距参数 N_w ($\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$) 根据以下公式计算：

$$R = \frac{6\pi}{10^4} \sum_{i=1}^L D_i^3 V_i N(D_i) \Delta D_i \quad (8)$$

$$Z = \sum_{i=1}^L D_i^6 N(D_i) \Delta D_i \quad (9)$$

$$W = \frac{\pi}{6000} \sum_{i=1}^L D_i^3 N(D_i) \Delta D_i \quad (10)$$

$$D_m = \frac{\sum_{i=1}^L D_i^4 N(D_i) \Delta D_i}{\sum_{i=1}^L D_i^3 N(D_i) \Delta D_i} \quad (11)$$

$$N_w = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{10^3 W}{D_m^4} \right) \quad (12)$$

其中， L 为总的分档数， ρ_w 为水的密度 (1 g cm^{-3})。

利用 T 矩阵散射模拟方法 (Mishchenko and Travis, 1994)，假设雨滴的倾角分布为均值 0° 、标准差 10° 的高斯分布，温度为 10°C ，雨滴形状模型采用 2DVD 观测的轴比-直径关系，利用 MRR 反演出的 DSD 计算出 X 波段雷达偏振参量，水平/垂直反射率 $Z_{h/v}$ ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) 和差分反射率 Z_{DR} (dB)：

$$Z_{h,v} = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K_w|^2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} |f_{hh,vv}(D)|^2 N(D) dD \quad (13)$$

$$Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{Z_h}{Z_v} \right) \quad (14)$$

其中, λ 为雷达波长, K_w 为水的介电因子, $f_{hh,vv}$ 为粒子在水平和垂直方向上的后向散射振幅。为了量化 MRR 和 2DVD、MRR 和 XPOL 之间的不同降雨参数结果的差异, 本文采用了四种不同的统计参数, 包括偏差 (Bias)、标准化绝对误差 (Normalized absolute error, NE)、均方根误差 (Root mean square error, RMSE) 以及相关系数 (Correlation coefficient, CC):

$$\text{Bias} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i - Y_i) \quad (15)$$

$$\text{NE} = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |X_i - Y_i|}{\bar{Y}} \quad (16)$$

$$\text{RMSE} = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i - Y_i)^2 \right]^{1/2} \quad (17)$$

$$\text{CC} = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\left[\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 \right]^{1/2} \left[\sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})^2 \right]^{1/2}} \quad (18)$$

其中, N 为样本个数, “ $\bar{}$ ”为总体平均值, X 是估计值, Y 是参考值, 本研究将 MRR 的“AVG”数据和“REP”数据与 2DVD、XPOL 进行比较, 因此 MRR 始终作为估计值, Bias 为负代表 MRR 小于参考值。

将 MRR 第三个距离库的值和 2DVD 对比, 分析 MRR 在地面附近的反演精度。MRR 位于 XPOL 雷达 222.53° 方位~8.9 km 距离处 (图 1), 本文收集的观测数据中, XPOL 的最低仰角有 3° 、 4° 和 5° , 雷达波束宽度 1° 。在 XPOL 与 MRR 的比较中, 由于波束展宽效应, 在雷达采样体积内的 MRR 距离库的数量随着 MRR 与雷达的距离的变化而变化。为了匹配二者测量结果在空间中的一致性, 使用一个波束加权函数 (WF) 进行 MRR 反演结果进行校正, 该函数根据与雷达的距离、雷达仰角和假设为高斯形状的天线辐射模式有关 (Gorgucci and Baldini, 2015), 如下所示:

$$\iint G(\theta, \varphi) d\Omega \approx \sum_{i=1}^{N_L} \text{WF}_i \quad (19)$$

其中 $G(\theta, \varphi)$ 为球坐标系 (θ, φ) 中的天线增益, $d\Omega$ 是立体角, N_L 是雷达照射体积内对应的 MRR 高度层数。由此得到 MRR 每个高度范围内分配不同的权重后

的反射率和差分反射率 (Adirosi et al., 2020):

$$Z_{h/v,w} = 10 \log_{10} \left(\sum_{j=3}^{30} W F_j P_{h/v,j} \right) \quad (20)$$

$$Z_{dr,w} = 10 \log_{10} \left(\frac{\sum_{j=3}^{30} W F_j P_{h,j}}{\sum_{j=3}^{30} W F_j P_{v,j}} \right) \quad (21)$$

其中, P_{hj} 和 P_{vj} 为 MRR 第 j 个库中的水平和垂直反射率 ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$), 下标 w 代表加权后的值, 则 $Z_{h/v,w}$ 和 $Z_{dr,w}$ 分别为加权后的水平/垂直反射率因子 (dBZ) 和差分反射率 (dB)。

3 结果

3.1 MRR 与 2DVD 对比

图 6 和图 7 展示了分别利用 MRR “REP”和“AVG”数据反演的 DSD 计算的 Z (dBZ)、 R (mm h^{-1})、 W (g m^{-3})、 D_m (mm) 以及 N_w ($\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$) (以 $\log_{10} N_w$ 展示) 与 2DVD 观测结果之间的对比, 图上标出了各个统计参数的值, 数据点在 1:1 虚线越集中, 则二者之间相关性越好。图中仅展示了总数据样本的结果, 层状云和对流云的结果列于表 3 中。

相较于 D_m 和 N_w , 两种数据对 Z 、 R 和 W 的反演误差更小, 且在层状云降水中的反演精度显著高于对流云。此外, “REP”数据在所有参数上的爬线均优于 “AVG”数据, 表明了本文提出的 MRR 数据处理方法的准确性和有效性。图 6a-6c 显示的数据点均沿 1:1 线密集分布, 表明 “REP” 数据反演的 Z 、 R 、 W 和 2DVD 结果具有高度一致性, 三个参数的相关系数分别为 0.96、0.94 和 0.93, 且偏差 (MRR-2DVD) 都非常小, 分别为 0.06 dB、-0.1 mm h^{-1} 和 -0.08 g m^{-3} 。然而, “AVG”数据呈现明显的低估, 对 Z 、 R 和 W 的低估高达 21.9 dB、4.22 mm h^{-1} 和 0.19 g m^{-3} (图 7a-c), 反映了垂直气流订正和退折叠处理对提升 MRR 降雨参数反演精度的关键作用。图 6d-6e 显示, “REP”数据反演的 D_m 和 N_w 的相关系数分别为 0.87 和 0.78, 尽管二者精度低于前三个参数, 但显著优于 “AVG”数据 (D_m : CC=0.66; $\log_{10} N_w$: CC=0.61) (图 7d-7e)。由于 “AVG”数据未考虑垂直气流引起的速度谱折叠效应, 其反演过程可能漏检大粒径雨滴 (D_m 偏差为 -0.12 mm, 图 7d), 同时因垂直气流导致速度谱低端噪声干扰, 造成小雨滴数浓度异

常高估 ($\log_{10}N_w > 6.5$), 图 7e)。这表明, “REP”方法通过退折叠和垂直气流订正, 有效提升了雨滴平均粒径和数浓度参数的可靠性。

虽然 MRR 设计初衷主要用于层状云降雨过程, 从表 3 中可以看出, 当区分降水类型后, “REP”数据能明显提高在对流云降水中对各个降雨参数的估计精度, 这为扩展 MRR 在观测不同降水类型中的应用提供了可能, 特别是对流云降水中, “REP”数据将偏差从 -23.74 dB 优化至 0.74 dB, NE 和 RMSE 分别降低了 88.9%和 90.2%。

Tokay et al. (2009) 曾使用 JWD 雨滴谱仪对比分析 MRR 在 175 m 高度的反射率, 发现大多数降雨过程的偏差在 2 dB 以内。Adirosi et al. (2020) 研究发现, MRR 估计 105 m 高度处的反射率和 2DVD 之间偏差在 -0.43 ~ 0.83 dB, 且对流云和层状云的偏差分别在 -0.79 ~ -2.26 dB 和 -0.49 ~ 0.92 dB。从本文对比结果来看, “REP”数据在估计近地面的 Z 、 R 和 W 的精度明显比“AVG”数据高, 而且与 Adirosi et al. (2020) 结果相比, “REP”数据反演的这三个参数与 2DVD 之间的偏差更小。

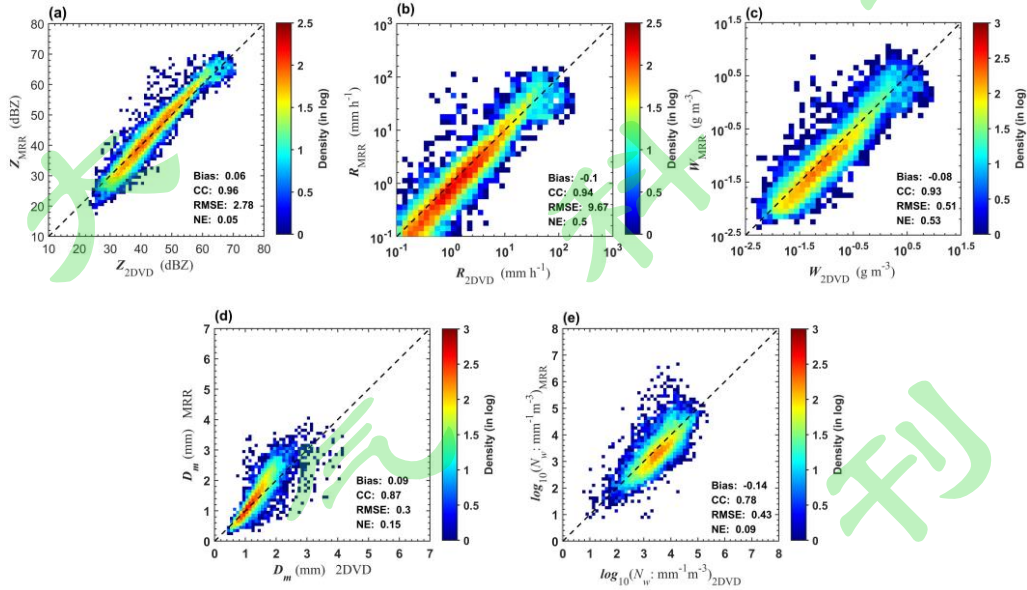


图 6 基于 MRR“REP”数据得到的(a) Z (dBZ)、(b) R (mm h⁻¹)、(c) W (g m⁻³)、(d) D_m (mm) 和(e) $\log_{10}N_w$ (N_w : mm⁻¹m⁻³) 和 2DVD 之间的对比 (填色图表示两个数据样本之间的频次)

Fig. 6 Comparison of (a) reflectivity (Z , dBZ), (b) rainfall rate (R , mm h⁻¹), (c) liquid water content (W , g m⁻³), (d) mass-weighted mean diameter (D_m , mm), and (e) $\log_{10}N_w$ (N_w : mm⁻¹ m⁻³) between MRR "REP" data and 2DVD measurements. Density plots (color shading) indicate the frequency of co-occurrence, and statistical parameters (Bias, RMSE, CC and NE) are annotated.

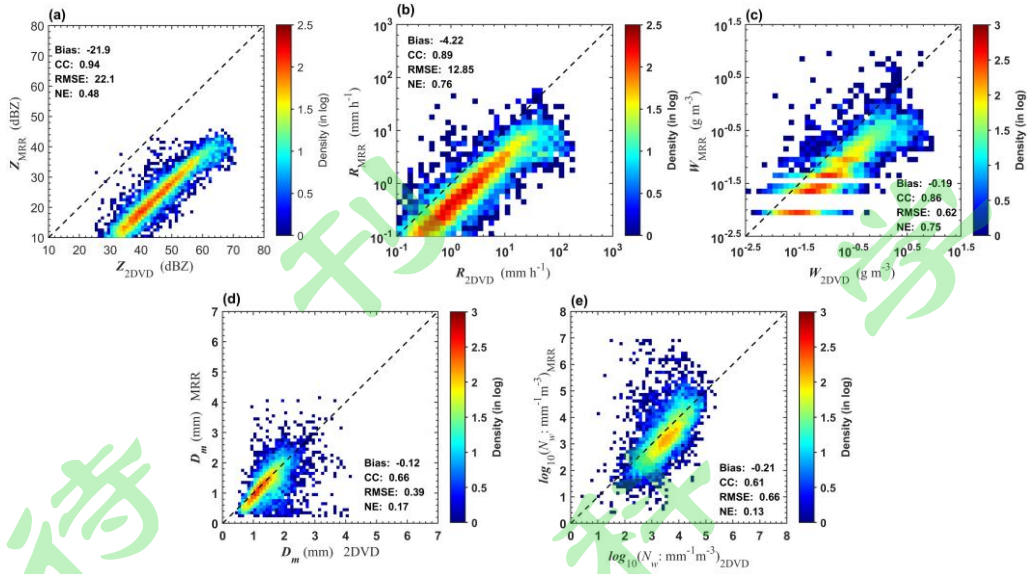


图 7 与图 6 类似，但为 MRR“AVG”数据和 2DVD 之间的对比

Fig.7 Comparison identical to Fig. 6 but using MRR "AVG" data versus 2DVD measurements

表 3 MRR“AVG”和“REP”数据得到的降雨参数(Z 、 R 、 W)和 DSD 参数(D_m 、 $\log_{10}N_w$)与 2DVD 在层状云 (3496)、对流云 (928) 及总降水 (48960) 样本中的对比结果

Table 3 Statistical comparison of DSD and rainfall parameters (Z , R , W , D_m and $\log_{10}N_w$) between MRR“REP”/“AVG” data and 2DVD measurements for stratiform rain (ST, 3496 samples), convective rain (CV, 928 samples), and all precipitation events (ALL, 48960 samples).

		ALL (48960)		ST (3496)		CV (928)	
		REP	AVG	REP	AVG	REP	AVG
Z (dBZ)	Bias	0.06	-21.9	0.27	-21.74	0.74	-23.74
	NE	0.05	0.48	0.04	0.49	0.04	0.41
	RMSE	2.78	22.10	2.39	21.84	2.66	23.95
	CC	0.96	0.94	0.95	0.93	0.89	0.81
R (mm h ⁻¹)	Bias	-0.10	-4.22	-0.16	-1.37	-0.86	-20.64
	NE	0.50	0.76	0.34	0.65	0.53	0.80
	RMSE	9.67	12.85	1.94	1.94	23.32	32.93
	CC	0.94	0.89	0.86	0.84	0.77	0.52
W (g m ⁻³)	Bias	-0.08	-0.19	-0.02	-0.08	-0.01	-0.90
	NE	0.53	0.75	0.36	0.64	0.58	0.79
	RMSE	0.51	0.62	0.12	0.11	1.32	1.56
	CC	0.93	0.86	0.82	0.77	0.71	0.47
D_m (mm)	Bias	0.09	-0.12	0.13	-0.06	0.17	-0.32
	NE	0.15	0.17	0.15	0.13	0.19	0.24
	RMSE	0.30	0.39	0.28	0.26	0.42	0.61
	CC	0.87	0.66	0.92	0.82	0.65	0.11
$\log_{10}N_w$ (N_w : mm ⁻¹ m ⁻³)	Bias	-0.14	-0.21	-0.23	-0.29	-0.16	-0.17
	NE	0.09	0.13	0.09	0.12	0.11	0.14
	RMSE	0.43	0.66	0.39	0.55	0.56	0.83
	CC	0.78	0.61	0.85	0.73	0.32	0.17

为了进一步评估 MRR 两种数据在不同降水强度条件下的反演精度，按照四

个降雨强度等级划分： $R1: 0.1 \leq R < 0.5 \text{ mm h}^{-1}$, $R2: 0.5 \leq R < 2.0 \text{ mm h}^{-1}$, $R3: 2.0 \leq R < 20.0 \text{ mm h}^{-1}$, 和 $R4: 20.0 \leq R < 200.0 \text{ mm h}^{-1}$, 将 MRR “REP” 和 “AVG” 数据反演的第三个距离库的平均 DSD 与 2DVD 对比, 如图 8 所示。每个降雨强度等级下的将 MRR 分钟数据反演的各个降雨参数和 2DVD 之间的对比结果列于表 4。

从图 8 中可以看到, 随着降雨强度增加, 三种数据得到的 DSD 的数浓度均增加, 除了量级上的差异, DSD 谱型之间的一致性非常好。整体而言, “REP” DSD 和 2DVD 更接近, 尤其是对 $0.5 \sim 3.5 \text{ mm}$ 之间的数浓度的估计。在所有降雨强度下, MRR 两种数据在 0.5 mm 以下的数密度均高于 2DVD, 这一特点主要是由于 2DVD 本身的观测缺陷导致, 2DVD 的采样体积约比 MRR 小三个数量级, 对直径小于 0.5 mm 的小雨滴的低估在很多研究中也有所报道 (Chang et al., 2020; Thurai et al., 2017; Tokay et al., 2001)。可见, MRR 可以一定程度上弥补 2DVD 在小雨滴采集上的缺陷。

随着降雨强度增加, “AVG” DSD 和 2DVD 之间的差距增大, 导致对降雨参数的低估也随雨强增加 (表 4)。除了在 $R1$ 等级下的 $\log_{10}N_w$ 估计偏差为 0.03 以外, 对其他降雨参数在所有降雨强度下都存在低估情况, 且偏差绝对值随降雨强度增加而增加。“AVG” 数据虽然在 $R1$ 等级下的 $\log_{10}N_w$ Bias 和 NE 略低于 “REP” 数据, 但 “REP” 的 $\log_{10}N_w$ 具有更高的相关系数和更小的均方根误差。此外, 和 2DVD 的 DSD 相比, “REP” DSD 倾向于大粒径 ($D > 3 \text{ mm}$) 的高估, 除了 N_w 以外, “REP” 反演的其他降雨参数在偏差上呈现正值 (表 4), 但其他统计参数显示, 几乎所有降雨强度等级下, “REP” 数据反演的降雨参数精度高于 “AVG” 数据。

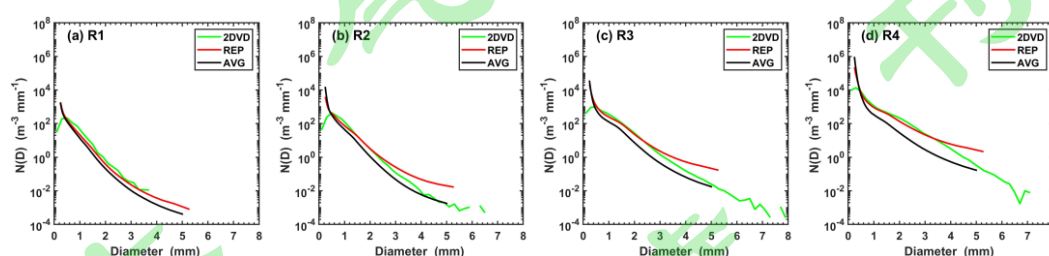


图 8 不同降雨强度等级下的 MRR “REP”、“AVG” 数据和 2DVD 得到的 DSDs 之间的对比
Fig. 8 Comparison of mean DSDs retrieved from the MRR “REP”, “AVG” data and 2DVD for four rainfall intensity classes

表 4 不同降雨强度下的 2DVD 与 MRR “AVG” 和 “REP” 数据得到的降雨参数的对比
(第一行括号中数字为每个降雨强度等级的分钟降雨样本量)

Table 4 Comparison of rainfall parameters obtained from 2DVD and MRR “AVG” / “REP” data at

the 3rd height bins in the four rainfall intensities (The numbers of 1-min sample in each rain rate class are shown in the brackets)

		R1 (3302)		R2 (6410)		R3 (3738)		R4 (638)	
		REP	AVG	REP	AVG	REP	AVG	REP	AVG
Z (dBZ)	Bias	-1.67	-21.95	-0.19	-21.9	0.53	-22.47	0.15	-25.65
	NE	0.10	0.67	0.05	0.53	0.04	0.44	0.04	0.40
	RMSE	4.27	22.33	3.18	22.09	2.48	22.63	2.79	25.84
	CC	0.81	0.75	0.89	0.82	0.94	0.87	0.55	0.48
R (mm h ⁻¹)	Bias	-0.05	-0.14	0.03	-0.60	0.49	-3.83	-4.66	-39.55
	NE	0.48	0.67	0.51	0.65	0.44	0.67	0.54	0.84
	RMSE	0.25	0.42	2.98	1.15	6.40	5.03	36.2	49.47
	CC	0.35	0.14	0.14	0.17	0.68	0.63	0.16	-0.03
W (g m ⁻³)	Bias	-0.003	-0.007	-0.004	-0.04	0.01	-0.19	-0.12	-1.68
	NE	0.45	0.58	0.48	-0.66	0.47	0.69	0.59	0.83
	RMSE	0.02	0.04	0.15	0.13	0.36	0.34	1.90	2.23
	CC	0.33	0.01	0.11	0.06	0.61	0.28	0.07	0.03
D _m (mm)	Bias	-0.07	-0.08	0.06	-0.09	0.18	-0.11	0.15	-0.56
	NE	0.23	0.24	0.13	0.16	0.18	0.15	0.20	0.34
	RMSE	0.26	0.39	0.24	0.31	0.35	0.36	0.51	0.85
	CC	0.82	0.58	0.88	0.72	0.84	0.67	0.37	0.06
log ₁₀ N _w (N _w :mm ⁻¹ m ⁻³)	Bias	0.04	0.03	-0.15	-0.21	-0.25	-0.31	-0.15	-0.04
	NE	0.43	0.12	0.09	0.13	0.10	0.13	0.12	0.17
	RMSE	0.48	0.57	0.38	0.59	0.47	0.66	0.64	1.00
	CC	0.78	0.66	0.83	0.68	0.76	0.59	0.09	-0.02

3.2 MRR 与 XPOL 对比

图 9 为 MRR 两种数据模拟的 Z 和 Z_{DR} 与 XPOL 雷达观测值之间的对比，在层状云和对流云中的对比结果列于表 5 中。图 9a-b 显示，和 XPOL 相比，MRR“REP”数据有效改善了“AVG”数据存在的反射率低估和 Z_{DR} 高估情况。MRR“REP”（“AVG”）数据和 XPOL 之间的 Z 偏差-1.14 （-3.04） dB，Z_{DR} 偏差为 0.03 （0.12） dB。两种数据在对流云中对反射率的低估比层状云更明显（表 5），MRR“REP”（“AVG”）数据在对流云和层状云中的估计偏差分别为-3.00 （-4.45） dB 和-0.58 （-2.73） dB。Tokay et al.（2009）比较了 MRR 和 S 波段雷达的 Z，指出二者的偏差范围在-1 到 0.5 dB 之间。Frech et al.（2017）比较了 MRR 和 C 波段雷达的 Z，二者存在高达 1.7 dB 的偏差和 2.5 dB 的平均绝对偏差。Adirosi et al.（2020）比较了 MRR 和 S 波段雷达的 Z，二者偏差为-1.11~0.95 dB。由此可见，与 XPOL 相比，“AVG”数据得到的 Z 存在明显低估，而“REP”的 Z 值和 XPOL 的 Z 值具有更好的一致性。

两种数据均表现出 Z_{DR} 估计精度低于 Z，整体上 MRR “REP”数据对 Z_{DR} 的估计精度优于 “AVG”数据。在对流云降水中的“REP”数据仅仅在偏差上略高于

“AVG”数据，但其他统计参数表现更好。Adirosi et al. (2020) 研究指出，在对流云降水中，MRR 的 Z_{DR} 与 S 波段雷达的偏差为 -0.01~0.13 dB，本文的“REP”数据与该结果更为接近。综上所述，不论是层状云降水还是对流云降水，“REP”数据在降雨参数和 DSD 参数上的估计精度优于“AVG”数据。

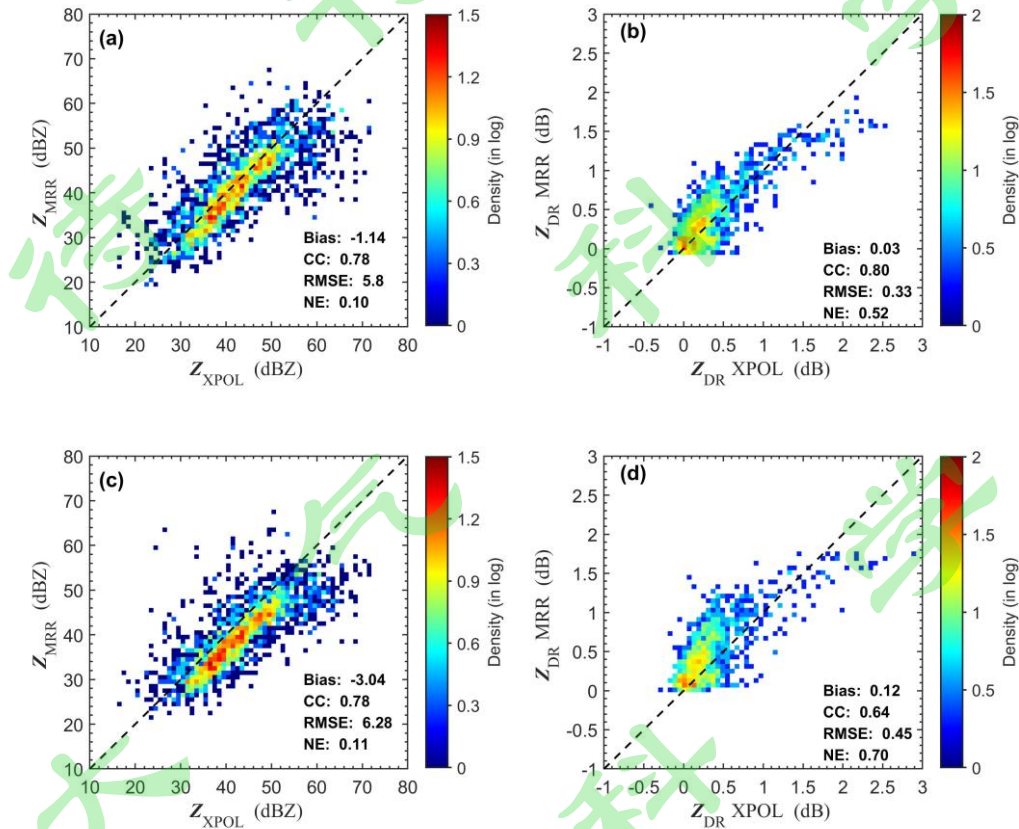


图 9 MRR“REP”数据 (a-b) 和“AVG”数据 (c-d) 得到的 Z (dBZ) 和 Z_{DR} (dB) 和 XPOL 之间的对比

Fig. 9 Comparison of (a, b) reflectivity (Z) and differential reflectivity (Z_{DR}) simulated by MRR "REP" and (c, d) "AVG" data against XPOL radar observations

表 5 与表 3 类似，但为 XPOL 和 MRR “AVG”和“REP”MRR 的 Z 和 Z_{DR} 之间的统计参数
Table 5 As in Table. 3, but for the comparison of the Z (dBZ) and Z_{DR} (dB) between the XPOL measurements and the MRR “REP”/“AVG” data

		ALL (2697)		ST (546)		CV (152)	
		REP	AVG	REP	AVG	REP	AVG
Z (dBZ)	Bias	-1.14	-3.04	-0.58	-2.73	-3.00	-4.45
	NE	0.10	0.11	0.07	0.09	0.14	0.15
	RMSE	5.80	6.28	4.04	4.55	9.67	10.09
	CC	0.78	0.78	0.79	0.80	0.27	0.20
Z_{DR} (dB)	Bias	0.03	0.12	0.09	0.20	-0.07	-0.02
	NE	0.52	0.70	0.58	0.85	0.39	0.53
	RMSE	0.33	0.45	0.27	0.39	0.52	0.72
	CC	0.80	0.64	0.75	0.60	0.75	0.45

3.3 不同分辨率对 MRR 反演 DSD 的影响

MRR 可以根据实际观测需求来调整高度分辨率, 本文所用数据集的 MRR 分辨率分别是 $\Delta r=30$ m, $\Delta r=100$ m 和 $\Delta r=200$ m, 表 6 列出了三种高度分辨率下的降水样本情况, 包括降雨总时长 (降雨持续的分钟), 对流云和层状云降雨所占比例和总降雨量。表 6 显示, 与 2DVD 和雨量计结果对比, “REP” 和 “AVG” 数据在 30 m 分辨率时的总雨量差异最小, “REP” 数据显著改善 “AVG” 数据的低估情况。

为了探讨 MRR 两种数据反演 DSD 是否受高度分辨率的影响, 将不同分辨率条件下得到的平均 DSD 和 2DVD 进行了对比。图 10 显示了层状云和对流云中的 MRR 两种数据在三种分辨率下和 2DVD 同一观测时段内的平均 DSD。总体而言, MRR 两种数据除了雨滴数密度的量级差异外, 在相同降水类型和分辨率下的 DSD 谱型具有较好一致性, “REP” DSD 和 2DVD 的结果更接近。在层状云中, MRR 两种数据在三个高度分辨率下反演的 DSD 差异较小。在对流云中, “REP” DSD 表现比 “AVG” 更好, 且 DSD 和 2DVD 之间差异最小体现在 30 m 分辨率中, 其次是 $\Delta r=200$ m, DSD 低估最严重的出现在 $\Delta r=100$ m。图 11 显示了对流云降水中利用 “REP” 1 分钟 DSD 得到的 Z 、 R 、 W 、 D_m 和 $\log_{10}N_w$ 与 2DVD 之间的对比结果。所有反演参数中和 2DVD 吻合度最好的 MRR 分辨率为 30 m 分辨率, 200 m 分辨率略优于 100 m, 这可能由以下因素导致: (1) 对流云中强垂直气流导致雨滴谱的快速垂直演变, $\Delta r=100$ m 的分辨率无法充分捕捉此类小尺度波动, 反演时通过平均处理会平滑 DSD 的变化, 导致与高分辨率 (30 m) 观测的偏差增大。(2) $\Delta r=200$ m 的更长距离库通过空间平均抑制了小尺度雨滴谱的局部变化, 由于距离库覆盖范围增大, 信号稳定性更高 (Peters et al., 2010), 当对流云中强衰减与折叠现象共存时, $\Delta r=100$ m 的距离库内速度分布复杂且衰减校正难度大, 退折叠失败率可能更高 (Tridon et al., 2011)。以上因素可能造成了 MRR 的 100 米分辨率在对流云观测中处于“既不够精细解析细节, 又不够粗糙平滑噪声”的尴尬区间, 导致 DSD 和降雨参数的反演误差在三种分辨率中较大。

表 6 MRR 三种高度分辨率条件下的降水时长 (分)、层状云和对流云降水占比 (%) 以及 2DVD 和雨量计观测的对应的总雨量 (MRR 取第三个距离库的值)

Table 6 Summary of MRR observations under three vertical resolutions ($\Delta r = 30$ m, 100 m, 200 m): rainfall duration (minutes), percentage of stratiform (ST) and convective (CV) precipitation, and total rainfall accumulation from 2DVD, rain gauge, and MRR (third range bin).

Height resolution	Rainy minutes	CV	ST	Rainfall accumulation (mm)			
				Gauge	2DVD	MRR _{AVG}	MRR _{REP}
30 m	2207	13.5%	48.2%	86.5	82.4	81.3	83.1
100 m	7133	12.5%	44.7%	624.4	591.6	220.3	473.7
200 m	1777	21.3%	34.6%	233.1	265.1	42.6	192.7

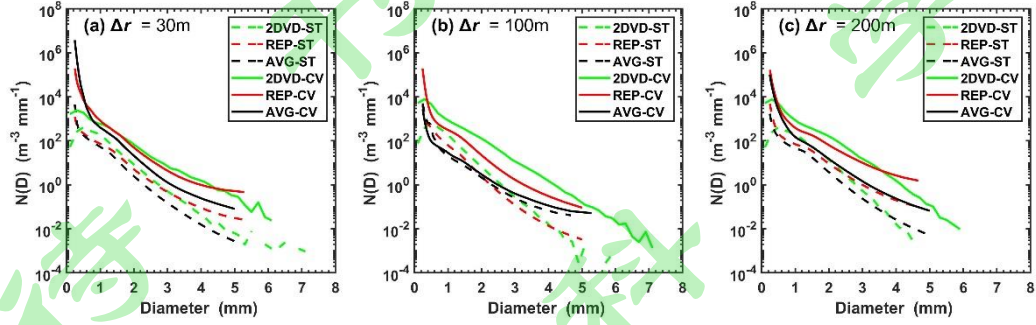


图 10 MRR“REP”和“AVG”数据在不同高度分辨率 ($a: \Delta r=30$ m, $b: \Delta r=100$ m, $c: \Delta r=200$ m) 条件下反演的层状云 (ST: 虚线) 和对流云 (CV: 实线) 的平均 DSD 和 2DVD 实测 DSD 的对比 (红色: “REP”; 黑色: “AVG”; 绿色: 2DVD)

Fig. 10 Comparison of averaged raindrop size distributions (DSD) derived from MRR "REP" (red), "AVG" (black), and 2DVD (green) under three vertical resolutions: (a) $\Delta r=30$ m, (b) $\Delta r=100$ m, and (c) $\Delta r=200$ m. Dashed and solid lines represent stratiform (ST) and convective (CV) precipitation, respectively.

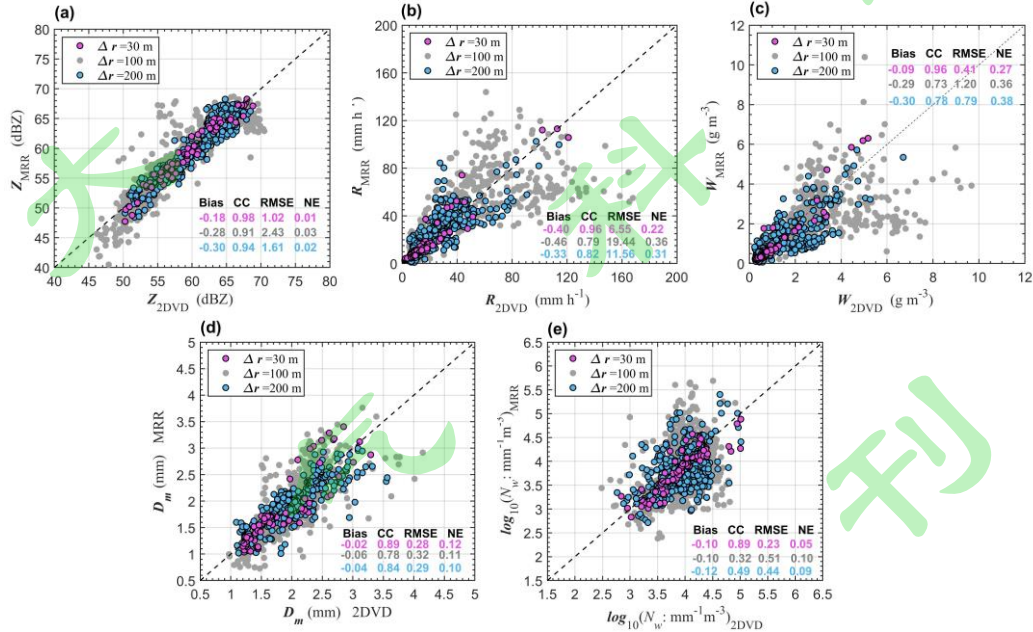


图 11 不同高度分辨率 ($\Delta r=30$ m, $\Delta r=100$ m, $\Delta r=200$ m) 下由 MRR“REP”1 分钟 DSD 得到的(a) Z (dBZ)、(b) R (mm h^{-1})、(c) W (g m^{-3})、(d) D_m (mm) 和(e) $\log_{10}N_w$ ($N_w: \text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$) 和 2DVD 之间的对比 (不同分辨率及其统计参数由不同颜色表示)

Fig. 11 Scatterplot of (a) Z (dBZ)、(b) R (mm h^{-1})、(c) W (g m^{-3})、(d) D_m (mm) 和(e) $\log_{10}N_w$ ($N_w: \text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$) obtained from MRR "REP" 1-min DSD in three height resolutions ($\Delta r=30$ m, 100 m, and 200 m) vs the parameters from the 2DVD (Different resolutions and their statistical parameters are represented by different colors)

4 结论与讨论

MRR 标准数据处理流程中假设垂直气流为零，但实际降水过程中垂直气流的存在会导致多普勒频谱偏移和速度折叠，进而引发 DSD 和降雨参数的系统性低估。本研究提出了一种改进的数据处理方法（REP），通过对 MRR 原始功率谱数据进行退折叠和垂直气流订正，显著提升了 MRR 的反演精度。结合北京地区 2016-2018 年暖季的 2DVD 和 XPOL 协同观测数据，系统评估了 MRR 在层状云和对流云降水中的性能差异，并揭示了垂直分辨率对反演结果的影响。本文的主要结论如下：

（1）传统方法的局限性：MRR 标准数据处理流程（“AVG”数据）因忽略垂直气流和速度谱的折叠效应，导致 DSD 参数（ D_m 、 N_w ）和降雨参数（如 Z 、 R 、 W ）出现系统性低估。和 2DVD 相比，MRR 在对流云降水中的偏差显著， Z 低估高达 -23.74 dB， R 和 W 偏差分别为 -20.64 mm h⁻¹ 和 -0.9 g m⁻³，而改进后的“REP”数据通过退折叠和垂直气流订正，将对流云中的 Z 偏差优化至 0.74 dB， R 和 W 偏差降低至 -0.86 mm h⁻¹ 和 -0.01 g m⁻³。

（2）和 XPOL 的对比验证：改进后的“REP”数据显著提高与 XPOL 观测的一致性。 Z 的整体偏差从 -3.04 dB（AVG）优化至 -1.14 dB（REP）， Z_{DR} 偏差从 0.12 dB 降至 0.03 dB，且相关系数（CC）和均方根误差（RMSE）均显著改善。这一结果表明，REP 数据有效抑制了速度折叠和垂直气流引起的系统性误差，增强了 MRR 数据的可靠性。

（3）MRR 垂直分辨率的影响：在层状云降水中，不同分辨率（30 m、100 m、200 m）下反演的 DSD 与 2DVD 一致性较高；而对流云降水中，30 m 分辨率因能捕捉小尺度雨滴谱波动，反演精度最优，200 m 分辨率次之，100 m 分辨率因信号平滑与退折叠难度大等因素，误差最大，提示需根据降水类型动态调整 MRR 观测模式。

（4）降雨参数反演差异：DSD 参数（ D_m 和 N_w ）的反演误差普遍高于降雨积分参数（ Z 、 R 、 W ），表明 MRR 对雨滴粒径分布的敏感性仍需进一步提升。尽管 2DVD 在小雨滴（ $D < 0.5$ mm）观测中存在局限性，但 MRR 与 2DVD 的互补性为联合反演完整雨滴谱提供了技术路径。

本文通过对 MRR 原始速度谱进行退折叠和垂直气流订正后，使 MRR 对层状云和对流云降水雨滴谱和降雨参数的反演精度得到显著提高，其通用性框架

（噪声滤除、退折叠、垂直气流订正）可推广至云雷达等其他垂直指向雷达，为精细化降水垂直结构研究提供了技术支撑。需要注意，本文的“REP”数据中的垂直气流订正限制在距离地面 1 km 内，未来工作将考虑结合风廓线雷达或无人机观测，优化垂直气流订正算法，并拓展 MRR 在降雪微物理参数反演中的应用，以增强对复杂降水系统的探测能力。

参考文献（References）

- Adirosi E, Baldini L, Roberto N, et al. 2016. Improvement of vertical profiles of raindrop size distribution from micro rain radar using 2d video disdrometer measurements [J]. *Atmospheric Research*, 169: 404-415. doi: 10.1016/j.atmosres.2015.07.002
- Adirosi E, Baldini L, Tokay A. 2020. Rainfall and dsd parameters comparison between micro rain radar, two-dimensional video and parsivel2 disdrometers, and s-band dual-polarization radar [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 37 (4): 621-640. doi: 10.1175/JTECH-D-19-0085.1
- Atlas D, Srivastava R C, Sekhon R S. 1973. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence [J]. *Reviews of Geophysics*, 11 (1): 1-35. doi: 10.1029/RG011i001p00001
- Barthazy E, Göke S, Schefold R, et al. 2004. An optical array instrument for shape and fall velocity measurements of hydrometeors [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21 (9): 1400-1416. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2004\)021<1400:AOAIFS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2004)021<1400:AOAIFS>2.0.CO;2)
- Brandes E A, Zhang G F, Vivekanandan J. 2002. Experiments in rainfall estimation with a polarimetric radar in a subtropical environment [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 41 (6): 674-685. doi: 10.1175/1520-0450(2002)041<0674:Eirewa>2.0.Co;2
- Bringi V N, Chandrasekar V, Hubbert J, et al. 2003. Raindrop size distribution in different climatic regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60 (2): 354-365. doi: 10.1175/1520-0469(2003)060<0354:Rsdc>2.0.Co;2
- Bringi V N, Keenan T D, Chandrasekar V. 2001. Correcting c-band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation: A self-consistent method with constraints [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39 (9): 1906-1915. doi: 10.1109/36.951081
- Chang W-Y, Lee G, Jou B J, et al. 2020. Uncertainty in measured raindrop size distributions from four types of collocated instruments [J]. *Remote Sensing*, 12 (7): doi: 10.3390/rs12071167
- Chen Y, Liu H, An J, et al. 2015. A field experiment on the small-scale variability of rainfall based on a network of micro rain radars and rain gauges [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 54 (1): 243-255. doi: 10.1175/JAMC-D-13-0210.1
- 陈勇, 刘辉志, 安俊岭, 等. 2010. 垂直指向测雨雷达的误差模拟及相互校准. *大气科学*, 34 (6): 1114-1126. Chen Y, Liu H Z, An J L, et al. 2010. Error analysis and intercalibration of vertically pointing radars on the rainfall measurement [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese)*, 34 (6): 1114-1126. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2010.06.07
- Cluckie I, Griffith R, Lane A, et al. 2000. Radar hydrometeorology using a vertically pointing radar [J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4: 565-580. doi: 10.5194/hess-4-565-2000
- 崔云扬, 周毓荃, 蔡森. 2019. 利用微雨雷达研究一次冷锋云系降水的垂直结构分布及演变特征 [J]. *大气科学*, 43 (3): 618-633. Cui Y Y, Zhou Y Q, Cai M. 2019. Vertical structure and

- evolution of precipitation associated with clouds along a cold front based on micro rain radar observations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese), 43(3): 618-633. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1804.17307
- Das S,Maitra A. 2016. Vertical profile of rain: Ka band radar observations at tropical locations [J]. Journal of Hydrology, 534: 31-41. doi: 10.1016/j.jhydrol.2015.12.053
- Das S,Shukla A K,Maitra A. 2010. Investigation of vertical profile of rain microstructure at ahmedabad in indian tropical region [J]. Advances in Space Research, 45 (10): 1235-1243. doi: 10.1016/j.asr.2010.01.001
- Das S K,Konwar M,Chakravarty K, et al. 2017. Raindrop size distribution of different cloud types over the western ghats using simultaneous measurements from micro-rain radar and disdrometer [J]. Atmospheric Research, 186: 72-82. doi: <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.11.003>
- 冯亮. 2018. 强风暴雨微物理特性的 X 波段双偏振雷达反演研究. 北京: 中国科学院大学. Feng L. 2018. The study of cloud microphysical features of severe storms based on the X-band dual-polarization radar [D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences
- Foote G B,Toit P S D. 1969. Terminal velocity of raindrops aloft [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 8 (2): 249-253. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1969\)008<0249:TVORA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1969)008<0249:TVORA>2.0.CO;2)
- Frech M,Hagen M,Mammen T. 2017. Monitoring the absolute calibration of a polarimetric weather radar [J]. Journal of Atmospheric Oceanic Technology, 34 (3): 599-615. doi: <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-16-0076.1>
- Garrett T J,Fallgatter C,Shkurko K, et al. 2012. Fall speed measurement and high-resolution multi-angle photography of hydrometeors in free fall [J]. Atmos. Meas. Tech., 5 (11): 2625-2633. doi: 10.5194/amt-5-2625-2012
- Giangrande S E,Collis S,Straka J, et al. 2013. A summary of convective-core vertical velocity properties using arm uhf wind profilers in oklahoma [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 52 (10): 2278-2295. doi: 10.1175/jamc-d-12-0185.1
- Gorgucci E,Baldini L. 2015. Influence of beam broadening on the accuracy of radar polarimetric rainfall estimation [J]. Journal of Hydrometeorology, 16 (3): 1356-1371. doi: 10.1175/jhm-d-14-0084.1
- Hildebrand P H,Sekhon R S. 1974. Objective determination of the noise level in doppler spectra [J]. Journal of Applied Meteorology, 13 (7): 808-811. doi: 10.1175/1520-0450(1974)013<0808:Odotnl>2.0.Co;2
- Jana S,Rakshit G,Maitra A. 2018. Aliasing effect due to convective rain in doppler spectrum observed by micro rain radar at a tropical location [J]. Advances in Space Research, 62 (9): 2443-2453. doi: <https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.07.010>
- Jiang S,Gao T,Liu X. 2015. The simulation and error analysis of raindrop size distribution obtained by micro rain radar [J]. Instrumentation, 2 (03): 43-54. doi: 10.15878/j.cnki.instrumentation.2015.03.007
- Joss J,Waldvogel A. 1967. A spectrograph for raindrops with automatic interpretation [J]. Pure and Applied Geophysics, 68 (3): 240. doi: 10.1007/bf00874898
- Kirstetter P E,Andrieu H,Boudevillain B, et al. 2013. A physically based identification of vertical profiles of reflectivity from volume scan radar data [J]. Journal of Applied Meteorology Climatology, 52 (7): 1645-1663. doi: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0228.1>
- Kneifel S,Maahn M,Peters G, et al. 2011. Observation of snowfall with a low-power fm-cw k-band radar (micro rain radar) [J]. Meteorology and Atmospheric Physics, 113 (1-2): 75-87. doi:

10.1007/s00703-011-0142-z

- Kruger A, Krajewski W F. 2002. Two-dimensional video disdrometer: A description [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19 (5): 602-617. doi: 10.1175/1520-0426(2002)019<0602:Tdvdad>2.0.Co;2
- Kummerow C, Barnes W, Kozu T, et al. 1998. The tropical rainfall measuring mission (trmm) sensor package [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15 (3): 809-817. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1998\)015<0809:TTRMMT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1998)015<0809:TTRMMT>2.0.CO;2)
- Löffler-Mang M, Joss J. 2000. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17 (2): 130-139. doi: 10.1175/1520-0426(2000)017<0130:Aodfms>2.0.Co;2
- Luo L, Guo J, Chen H, et al. 2021. Microphysical characteristics of rainfall observed by a 2dvd disdrometer during different seasons in beijing, china [J]. *REMOTE SENSING*, 13 (12): doi: 10.3390/rs13122303
- Ma J, Luo L, Chen M, et al. 2021. Clear-air turbulence (cat) identification with x-band dual polarimetric radar based on bayesian approach [J]. *ATMOSPHERE*, 12 (12): doi: 10.3390/atmos12121691
- Maahn M, Kollias P. 2012. Improved micro rain radar snow measurements using doppler spectra post-processing [J]. *Atmospheric Measurement Techniques*, 5 (11): 2661-2673. doi: 10.5194/amt-5-2661-2012
- Makino K, Shiina T, Ota M. 2019. A precipitation classification system using vertical doppler radar based on neural networks [J]. *Radio Science*, 54 (1): 20-33. doi: <https://doi.org/10.1029/2018RS006567>
- Mason B J. 1954. Physics of clouds and precipitation [J]. *Nature*, 174 (4438): 957-959. doi: <https://doi.org/10.1038/174957a0>
- May P T, Rajopadhyaya D K. 1999. Vertical velocity characteristics of deep convection over darwin, australia [J]. *Monthly Weather Review*, 127 (6): 1056-1071. doi: 10.1175/1520-0493(1999)127<1056:Vvcode>2.0.Co;2
- McFarquhar G M. 2010. Raindrop size distribution and evolution [M], *Rainfall: State of the science*: 49-60. <https://doi.org/10.1029/2010GM000971>.
- Metek 2012. Mrr physical basicscs, (update of 13 march 2012) elmshorn [M], Metek mbH: 20.
- Mishchenko M I, Travis L D. 1994. T-matrix computations of light scattering by large spheroidal particles [J]. *Optics Communications*, 109 (1): 16-21. doi: [https://doi.org/10.1016/0030-4018\(94\)90731-5](https://doi.org/10.1016/0030-4018(94)90731-5)
- Nešpor V, Krajewski W F, Kruger A. 2000. Wind-induced error of raindrop size distribution measurement using a two-dimensional video disdrometer [J]. *Journal of Atmospheric Oceanic Technology*, 17 (11): doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(2000\)017<1483:WIEORS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(2000)017<1483:WIEORS>2.0.CO;2)
- Peters G, Fischer B, Andersson T. 2002. Rain observations with a vertically looking micro rain radar (mrr) [J]. *Boreal Environment Research*, 7 (4): 353-362. doi:
- Peters G, Fischer B, Clemens M. 2010. Rain attenuation of radar echoes considering finite-range resolution and using drop size distributions [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27 (5): 829-842. doi: 10.1175/2009jtecha1342.1
- Pettersen C, Bliven L F, von Lerber A, et al. 2020. The precipitation imaging package: Assessment of microphysical and bulk characteristics of snow [J]. *Atmosphere*, 11 (8): 785. doi: 10.3390/atmos11080785
- 郅秀书, 袁善锋, 陈志雄, 等. 2020. 北京地区雷电灾害天气系统的动力-微物理-电过程观测研究 [J].

- 中国科学：地球科学，51（1）：46-62. Qie X S, Yuan S F, Chen Z X, et al. 2020. Understanding the dynamical-microphysical-electrical processes associated with severe thunderstorms over the Beijing metropolitan region [J]. Science China: Earth Sciences (in Chinese), 64(1): 10-26. doi: <https://doi.org/10.1360/SSTe-2020-0060>
- 饶晨,肖辉,姚振东,等. 2020. 基于微雨雷达观测北京地区夏冬季降水个例特征分析 [J]. 成都信息工程大学学报, 35 (4): 392-399. Rao C, Xiao H, Yao Z D, et al. 2020. Characteristic analysis of precipitation in summer and winter in northern china based on micro rain radar observation [J]. Journal of Chengdu University of Information Technology (in Chinese), 35(4): 392-399. doi: 10.16836/j.cnki.cuit.2020.04.005
- Rudolph J V, Friedrich K. 2013. Seasonality of vertical structure in radar-observed precipitation over southern switzerland [J]. Journal of Hydrometeorology, 14 (1): 318-330. doi: 10.1175/JHM-D-12-042.1
- Schönhuber M, Lammer G, Radeu W L. 2007. One decade of imaging precipitation measurement by 2d-video-disdrometer [J]. Advances in Geosciences, 10: 85-90. doi:
- Sheppard B E. 1990. Measurement of raindrop size distributions using a small doppler radar [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 7 (2): 255-268. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1990\)007<0255:MORSDU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1990)007<0255:MORSDU>2.0.CO;2)
- Shiyang J, Taichang G, Xichuan L. 2015. The simulation and error analysis of raindrop size distribution obtained by micro rain radar [J]. Instrumentation, 2 (03): 43-54. doi: 10.15878/j.cnki.instrumentation.2015.03.007
- Thurai M, Gatlin P, Bringi V N, et al. 2017. Toward completing the raindrop size spectrum: Case studies involving 2d-video disdrometer, droplet spectrometer, and polarimetric radar measurements [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 56 (4): 877-896. doi: <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-16-0304.1>
- Tokay A, Hartmann P, Battaglia A, et al. 2009. A field study of reflectivity and z-r relations using vertically pointing radars and disdrometers [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 26 (6): 1120-1134. doi: 10.1175/2008jtecha1163.1
- Tokay A, Kruger A, Krajewski W F. 2001. Comparison of drop size distribution measurements by impact and optical disdrometers [J]. Journal of Applied Meteorology, 40 (11): 2083-2097. doi: 10.1175/1520-0450(2001)040<2083:Codsdm>2.0.Co;2
- Tokay A, Petersen W A, Gatlin P, et al. 2013. Comparison of raindrop size distribution measurements by collocated disdrometers [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 30 (8): 1672-1690. doi: 10.1175/jtech-d-12-00163.1
- Tridon F, Baelen J V, Pointin Y. 2011. Aliasing in micro rain radar data due to strong vertical winds [J]. Geophysical Research Letters, 38 (2): 79-89. doi: <https://doi.org/10.1029/2010GL046018>
- Wang H, Lei H, Yang J. 2017. Microphysical processes of a stratiform precipitation event over eastern china: Analysis using micro rain radar data [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 34 (12): 1472-1482. doi: <https://doi.org/10.1007/s00376-017-7005-6>
- 王洪,雷恒池,杨洁帆. 2017. 微降水雷达测量精度分析[J]. 气候与环境研究, 22 (4): 392-404. Wang H, Lei H C, Yang J F. 2017. Analysis of measurement accuracy of Micro Rain Radar [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 22 (4): 392-404. doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16166
- 王洪,杨洁帆,龚佃利,等. 2023. 基于微雨雷达的降水参数反演和粒子相态识别 [J]. 大气科学, 47 (3): 739-755. Wand H, Yang J F, Gong D L, et al. 2023. Inversion of Precipitation Parameters and

- Precipitation Type Classification Based on Micro Rain Radar [J]. Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese), 47(3): 739-755 doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2201.21210
- Zhou L,Dong X,Fu Z, et al. 2020. Vertical distributions of raindrops and z-r relationships using microrain radar and 2-d-video distrometer measurements during the integrative monsoon frontal rainfall experiment (imfre) [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 125 (3): e2019JD031108. doi: 10.1029/2019JD031108
- Zipser E,Lutz K. 1994. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability? [J]. Monthly Weather Review, 122 (8): doi: 10.1175/1520-0493(1994)122<1751:TVPORR>2.0.CO;2