

基于雨滴谱参数反演的C波段双偏振雷达降水类型分类方法

毛赢¹, 寇蕾蕾^{1,2}, 王芷璇¹, 陈垚¹, 楚志刚^{1,2}

1. 南京信息工程大学大气物理学院, 南京, 210044

2. 南京信息工程大学气象灾害预警与评估协同创新中心, 南京, 210044

摘要: 降水类型分类对了解区域降水微物理特征、多源降水融合误差模型的构建以及雷达定量测量降水估计等都很重要。本文基于2015-2016年南京信息工程大学C波段双偏振雷达数据和南京地区滴谱仪观测资料, 提出一种适用于南京地区的雷达降水类型分类方法, 并对降水类型分类结果进行对比验证。首先, 基于滴谱仪降雨率时序数据、地基雷达反射率因子平面位置显示(PPI)和地基雷达反射率因子时间高度显示(THI)数据, 筛选出共36次典型层状和对流降水过程。随后, 统计3个滴谱仪站点典型层状(对流)降水的雨滴谱(DSD)参数: 归一化截距参数(N_w)和体积中值直径(D_0), 拟合得到适用于南京地区的 $\log_{10}(N_w)-D_0$ 降水类型分类线。将基于滴谱数据统计拟合的分类线应用于基于变分法反演的地基雷达DSD参数, 进行地基雷达降水类型分类。根据典型层状(对流)过程降水类型分离指数的时间高度分布, 并对比DPR降水分类产品, 对分类效果进行验证。最后将分类结果应用于雷达分类定量降水估计, 进一步说明降水分类的应用效果。结果表明, 南京地区3个滴谱仪站点的拟合分类线非常一致, 3个站点的典型层状(对流)过程均能够很好地分离在分类线两侧; 与DPR降水分类产品进行对比分析后, 发现南京地区分类线的分类效果相对于其他典型降水分类方法, 对层状和对流降水的识别率整体最高, 分别为84.56%和72.64%; 基于降水分类的雷达定量降水估计的测雨精度均优于未分类的测雨公式, 且分类 $R(K_{DP})$ 在四种分类测雨公式中整体性能最优(CC=0.7648, MAE=3.0952 mm/h, RMSE=5.4297 mm/h), 分类 $R(Z_H)$ 在层状云降水反演中性能最优, 分类 $R(K_{DP})$ 则在对流云降水反演中性能最优, 而分类 $R(Z_H, Z_{DR})$ 对原有总体测雨公式降水精度的提升最为明显。

关键词: 降水类型分类; 雨滴谱反演; 双偏振多普勒天气雷达; 定量降水估计

文章编号:

DOI: 10.3878/j.issn.1006-9895.2000.19000

收稿日期 2023-05-17; 网络预出版日期

作者简介 毛赢, 男, 1997年6月出生, 硕士研究生, 主要从事雷达数据处理与应用。E-mail: 1939579681@qq.com

通讯作者 寇蕾蕾, 女, 副教授, 硕导, 主要从事地基与星载降水雷达数据处理与应用。E-mail: cassie320@163.com

资助项目 国家自然科学基金面上基金项目(41975027), 国家重点研发计划(NO.2021YFC2802502)

Funded by Natural Science Foundation Fund Project (Grant 41975027), Key Special Projects of the National Key Research and Development Plan (Grant 2021YFC2802502)

Classification of rain types based on raindrop size distribution retrieval from C-band dual-polarization radar

Mao Ying¹, Kou Leilei^{1,2}, Wang Zhixuan¹, Chen Yao¹, Chu Zhigang^{1,2}

1. School of Atmospheric Physics, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

2. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing, 21044, China

Abstract: The classification of rain types is essential to understand the microphysical characteristics of regional precipitation, the construction of multi-source precipitation fusion error model, and the radar quantitative precipitation estimation. Based on the C-band dual-polarization radar data of Nanjing University of Information Science and Technology and the observation data of raindrop disdrometer in Nanjing from 2015 to 2016, this paper proposes a radar rain type classification method applicable to Nanjing area, and compares and verifies the classification results of rain types. Firstly, 36 typical stratiform and convective precipitation processes were filtered out based on the time series data of the rainfall rate of raindrop disdrometer, the ground-based radar reflectivity factor Plane Position Indication (PPI) and Time Height Indication (THI). Then, the raindrop size distribution (DSD) parameters of typical stratiform (convective) precipitation at three raindrop disdrometer stations were counted: normalized droplet number concentration (N_w) and median raindrop diameter (D_0), and the $\log_{10}(N_w)$ - D_0 classification line applicable to Nanjing area was fitted. The classification line based on the raindrop disdrometer data is applied to the ground-based radar DSD parameters retrieved based on the variational method to classify the ground-based radar rain types. According to the time-height distribution of rain type separation index in typical stratiform (convective) processes, and comparing with DPR precipitation classification products, the classification effect is verified. Finally, the classification results are applied to radar classification quantitative precipitation estimation to further illustrate the application effect of precipitation classification. The results show that the fitting classification lines of the three raindrop disdrometer stations in Nanjing are very consistent, and the typical stratiform (convective) processes of three stations can be well separated on both sides of the classification line; Compared with the DPR precipitation classification products, it is found that the classification effect of the classification line in Nanjing is higher than that of other typical rain types classification methods, and the recognition rate of stratiform and convective precipitation is the highest, with 84.56% and 72.64% respectively; The accuracy of radar quantitative precipitation estimation based on rain type classification is better than that of unclassified rain measurement formulas, and classified $R(K_{DP})$ has the best performance among all classified rain measurement formulas ($CC = 0.7648$, $MAE = 3.0952$ mm/h, $RMSE = 5.4297$ mm/h). Classified $R(Z_H)$ has the best performance in stratiform precipitation retrieval, classified $R(K_{DP})$ has the best performance in convective precipitation retrieval, while classified $R(Z_H, Z_{DR})$ has the most obvious improvement on the accuracy of the original rain measurement formula.

Keywords: Classification of convective and stratiform rainfall; DSD retrieval; Dual-polarization Doppler weather radar; Quantitative precipitation estimation

1 引言

降水可以根据云降水系统的时空尺度和垂直速度的不同,分为对流性降水和层状云降水。层状云降水具有相对较弱的垂直速度场、较大的水平均匀性和较小的降雨强度,而对流性降水则具有较强的垂直速度场、较低的区域覆盖率和较大的降雨强度 (Anagnostou, 2004; Penide et al., 2013a, 2013b; You et al., 2016)。层状云和对流性降水具有不同的雨滴增长机制,其对应的雨滴谱 (DSD) 参数有较大差异 (Anagnostou and Kummerow, 1997; Houze, 1997); 同时雷达测雨公式又是基于雨滴谱参数拟合得到的,因此根据不同降水类型所得到的降水公式对地基雷达定量降水估计至关重要。总的来说,降水类型的准确分类,对于了解区域降水微物理特征、微物理参数化、多源降水融合误差模型的构建以及地基、星载测量的定量降水估计等具有重要意义 (Yang et al., 2013; Steiner et al., 1995; Tokay and Short, 1996)。

利用地面滴谱仪观测得到的雨滴谱及降水量数据可以对降水类型进行分类。Bringi et al. (2003) 提出了一种基于滴谱仪降雨率时间变异性 (5 分钟降雨率的标准差) 的方法,来对层状云降水和对流性降水进行区分,且这种分类方法已经被应用于一些不同的气候区 (Leinonen et al., 2012; Tang et al., 2014; Suh et al., 2016)。Tokay and Short (1996) 提出了一种基于滴谱仪数据的经验判别方法 (简称 TS96),建立了截距参数 (N_0) 和降雨率 (R) 以及斜率参数 (A) 和降雨率 (R) 之间两种降水类型的分类关系。Caracciolo et al. (2006, 2008) 在 TS96 方法的基础上进行了改进,提出了适用于中纬度地区 DSD 数据的斜率参数 (A) 和形状参数 (μ) 的分类关系,之后又基于意大利地区的滴谱仪数据,提出了截距参数 (N_0) 和斜率参数 (A) 的分类关系 (简称 CA08)。基于地面雨滴谱仪数据的降水分类方法,虽然数据样本在时间尺度上较为连续,但由于站点数量及分布问题,存在空间范围上的局限性。

为了得到连续、大范围的降水类型空间分布,一些学者提出了基于雷达数据的降水分类方法,用于区分对流性降水和层状云降水 (Kitchen et al., 1994; Awaka et al., 2009)。Steiner et al. (1995) 对 Steiner 和 Houze 提出的雷达水平反射率因子 Z_H 阈值分类法进行了改进,提出了基于 Z_H 强度、峰值和周围区域的判别标准 (简称 SHY95)。Biggerstaff and Listemaa (2000) 基于德克萨斯州休斯顿地区的地基雷达数据对 SHY95 算法进行了修改,提出了 Z_H 衰减率大于 (小于) 3.5 dB/km 的分类标准。由于层状云和对流性降水具有不同的雨滴增长物理机制,其对应的雨滴谱参数存在较大差异,因此仅基于雷达反射率因子进行降水分类,其分类精度存在一定误差。

目前基于地基雷达数据的降水分类方法,以基于地基雷达反演 DSD 参数分类法为主。Bringi et al. (2009) 利用澳大利亚达尔文地区的双频廓线仪数据观测的一次典型天气过程,

给出了适用于热带 DSD 特征的对数归一化截距参数 ($\log_{10}(N_w)$) 和体积中值直径 (D_0) 的分类边界线, 从而实现地基雷达降水分类 (简称 BR09)。You et al. (2016) 基于三次典型天气过程分别在昌源和釜山拟合了适用于韩国气候的降水类型分类线, 发现两地分类线并不吻合且昌源分类线的适用性更强。而 DSD 参数有明显的区域性特征, 我国大陆性季风气候显著, 具有夏季高温多雨、冬季寒冷少雨、高温期与多雨期一致的季风气候特征 (黄兴友等, 2019), 现已有的地基雷达 DSD 参数分类法研究并非针对我国地区气候特征; 其次, 目前已有的 DSD 参数分类法研究中, 用于拟合分类线的典型过程数量均较少, 其拟合结果存在一定的偶然性; 同时, 现有的地基雷达 DSD 分类法均基于常规 gamma 模型进行 DSD 反演, 无法在反演过程中考虑衰减, 其反演结果存在一定的误差。

本文基于 2015-2016 年南京信息工程大学 C 波段双偏振雷达和南京地区滴谱仪数据, 共筛选出 36 次典型层状和对流天气过程, 对我国南京地区的雨滴谱特征进行统计分析, 提出了一种适用于南京地区气候特征的 $\log_{10}(N_w)$ - D_0 分类线, 并采用基于实测数据的变分法进行地基雷达 DSD 参数反演, 从而实现地基雷达降水类型准确分类, 并将分类结果与两种典型雷达降水分类方法 (BR09 和 SHY95) 进行了对比。由于 GPM DPR 也能够依据零度层亮带信息, 并基于垂直剖面法和水平图像法给出每个降水像素点对应的降水类型, 为降水分类结果提供参考依据 (傅云飞等, 2008, 2012)。因此, 为进一步验证南京地区 DSD 分类法的分类效果, 本文利用几何匹配法将地基雷达分类结果与 GPM DPR 降水分类产品进行了对比分析。最后, 本研究还将分类结果应用于南京地区双偏振雷达定量降水估计, 拟合分类雷达测雨公式, 进行分类型定量降水估计, 以进一步改善降水估计精度。

2 数据和方法

2.1 数据

本研究基于南京信息工程大学 C 波段双偏振多普勒天气雷达 (NUIST-CDP) 数据对南京地区降水类型进行分类。雷达位于南京信息工程大学气象楼顶, 站点坐标为东经 118.7172° , 北纬 32.2069° 。天线直径 11 m, 扫描半径 150 km, 波束宽度 0.54° , 脉冲宽度 $0.5 \mu\text{s}$, 距离库长 75 m, 完成一次体扫所需时间为 7-8 分钟。可以探测得到水平反射率因子 (Z_H)、径向速度 (v)、速度谱宽 (S_w)、差分反射率因子 (Z_{DR})、线性退偏振比 (L_{DR})、差分传播相移 (ϕ_{DP})、差分传播相移率 (K_{DP})、相关系数 (ρ_{hv}) 等参量。本研究在使用雷达数据前进行如下预处理: 1. 基于地物杂波识别算法 (江源等, 2009) 对雷达数据中的地物杂波进行识别和去除; 2. 利用 21 点中值滤波器平滑 Z_H 、 Z_{DR} 、 ϕ_{DP} , 消除原始数据中出现的异常跳变值; 3. 对滤波后的 ϕ_{DP} 进行退模糊处理, 再用 21 点中值滤波器进行平滑, 最后用最小二乘法计算 K_{DP} ; 4. 为了减小 CDP 受到的衰减影响, 利用 K_{DP} - Z_H 联合订正法 (Park et al., 2005) 对 CDP 探测的反射率因子 Z_H 进行衰减订正; 5. 除了订正反射率因子 Z_H 外, 利用 K_{DP} - Z_H 联合订正法对差分反射率因子 Z_{DR} 进行衰减订正; 6. 因为信噪比

和 ρ_{hv} 较小时雷达数据质量较差（寇蕾蕾等，2018），所以在实际应用中剔除了信噪比小于 20 dB、 ρ_{hv} 小于 0.9、 Z_{DR} 和 K_{DP} 为负值的雷达数据。

本研究使用滴谱仪数据来判定典型层状（对流）天气过程、构建南京地区 DSD 法分类线和拟合分类雷达测雨公式。数据来自于三部德国 OTT 公司生产的 Parsivel 滴谱仪，第一部滴谱仪位于六合站点，站点坐标为东经 118°8378′，北纬 32°3477′，距离 NUIST-CDP 约 22 km，相对雷达的方位角为 34°。第二部滴谱仪位于高淳站点，坐标为东经 118.9039°，北纬 31.3333°，距离 NUIST-CDP 约 98 km，相对雷达的方位角为 170°。第三部滴谱仪位于溧水站点，坐标为东经 119.0683°，北纬 31.6017°，距离 NUIST-CDP 约 68 km，相对雷达的方位角为 154°。在使用前对滴谱仪数据进行如下预处理：用 6 点中值滤波器平滑数据，当观测通道的雨滴个数小于 10 个或计算出的降雨率小于 0.5 mm/h，则剔除该点数据。

为了验证分类雷达测雨公式降水估计结果的准确性，本文将地面雨量计测量值作为近似真值，雨量计数据使用的是 2015-2016 年江苏省南京市各站点的雨量计数据，位于雷达范围内的地面雨量计共有 539 个，分布如图 1 所示，其中雷达位于坐标原点且表示为五角星，黑色圆点为滴谱仪站点位置。

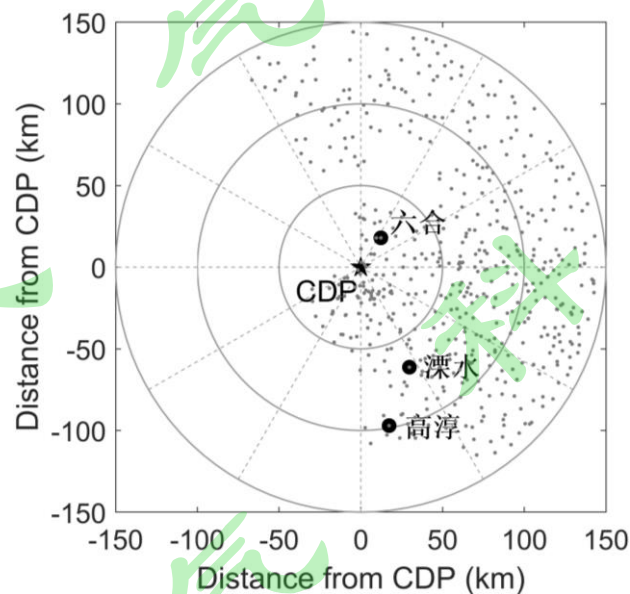


图 1 滴谱仪、雨量计与雷达空间位置分布

Fig.1 Spatial position distribution of raindrop disdrometer, rain gauge and radar

2.2 地基雷达 DSD 参数反演方法

地基雷达双偏振观测量包含了丰富的雨滴谱信息，为了将 DSD 参数降水分类线应用于地基雷达数据中进行地基雷达降水分类，首先需通过双偏振观测量反演 DSD 参数。常规 gamma 分布模型在进行地基雷达 DSD 参数反演过程中无法实现衰减订正（Ulbrich, 1983; 李宗飞等，2015），为了反演得到更精确的 C 波段雷达雨滴谱，本文采用了一种基于变分的双偏振雷达 DSD 反演方法（Mahale et al., 2019; Huang et al., 2020; Sun et al., 2020），

利用滴谱仪实测数据计算双偏振参量和状态变量，得到代表本地降水特性的新型观测算子，并将新型观测算子、误差协方差矩阵和状态变量的先验估计用于代价函数中，最后基于高斯-牛顿迭代方法求解代价函数得到最优雨滴谱。

为了说明 DSD 参数反演效果，本文将 2015 年 8 月 10 日 3 时到 13 时的反演雨滴谱计算结果绘制成时序图，并且将位于高淳站点的滴谱仪数据计算结果作为真值检验反演效果，绘制了图 2(a)和(b)所示的两张时序图，分别为 D_0 和 $\log_{10}(N_w)$ 的反演雨滴谱计算结果，时间分辨率为 7–8 min。图中可以看出，变分法反演 D_0 和 $\log_{10}(N_w)$ 的计算结果，整体上随时间变化趋势都和真值一致，且在反演强降水时也较接近真值，说明变分法不仅反演更准确且衰减订正更有优势。同时，这里给出了变分法反演 D_0 和 $\log_{10}(N_w)$ 结果与真值的相关系数(CC)、平均绝对偏差(MAE)和均方根误差(RMSE)，可以发现基于实测数据的变分反演结果与真值有较高的相关性，CC 分别为 0.7662 和 0.8361，且 MAE 和 RMSE 也较小，分别为 0.3046 mm 和 0.2399 mm⁻¹m⁻³，0.4370 mm 和 0.2802 mm⁻¹m⁻³。因此本研究将基于实测数据的变分法进行地基雷达 D_0 和 $\log_{10}(N_w)$ 的反演，并代入南京地区分类线，进行地基雷达降水分类。

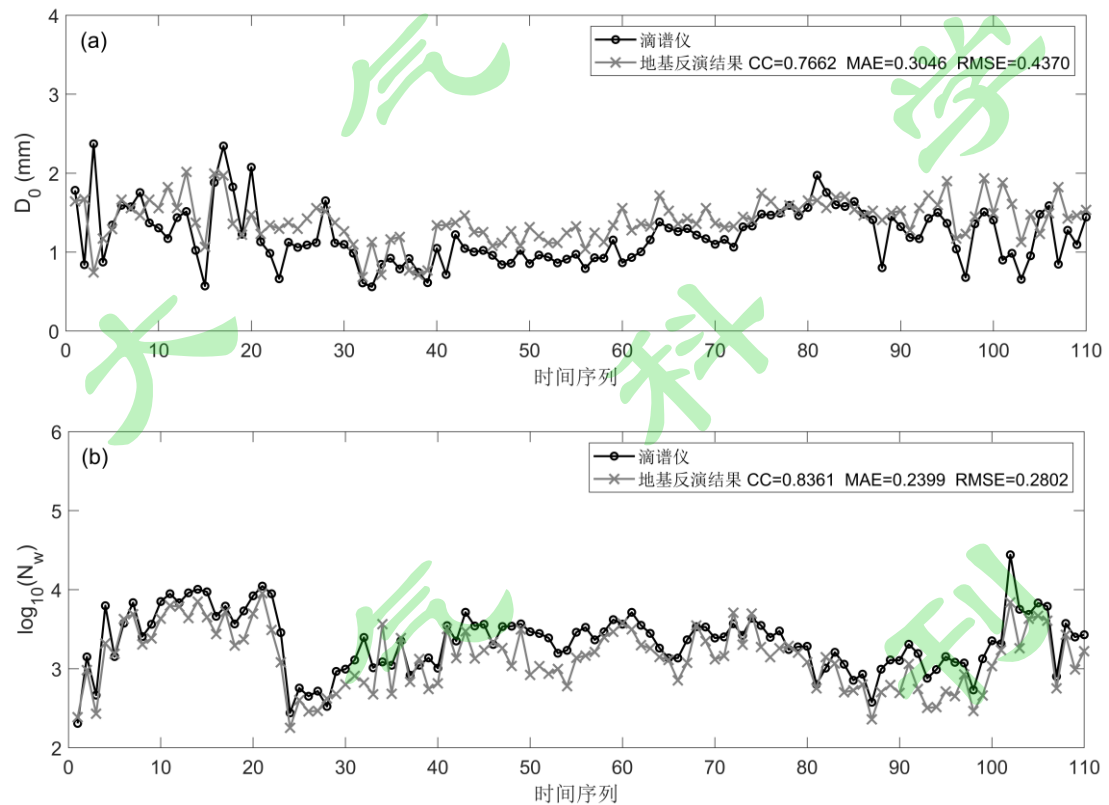


图 2 D_0 (a)和 $\log_{10}(N_w)$ (b)反演结果时序图
Fig.2 Time series data of the retrieved D_0 (a) and $\log_{10}(N_w)$

3 降水类型分类方法

3.1 典型天气过程识别

为了更加精确地拟合南京地区 $\log_{10}(N_w)$ - D_0 分类线以及后续进行的分类效果验证，首先

需要将经过 3 个滴谱仪站点（六合、溧水、高淳）2015-16 年的特定降水事件分为典型层状（对流）过程。因此，本研究通过分析滴谱仪降雨率时序数据、地基雷达反射率因子平面位置显示（PPI）和地基雷达反射率因子时间高度显示（THI）数据，并以“降水强度、雷达反射率因子强度、雷达回波高度、雷达回波范围大小及均匀程度、是否存在零度层亮带”作为判别标准（Bringi et al., 2009; You et al., 2016; You et al., 2019），对经过滴谱仪站点上空的典型层状（对流）过程进行综合判定筛选。对于层状云降水，需要符合降水强度基本位于 10 mm/h 以下、雷达反射率因子强度小于 35 dBZ、雷达回波高度 5-6 km 左右、雷达回波范围大且均匀、存在零度层亮带；对于对流云降水，需要符合降水强度明显高于 10 mm/h、雷达反射率因子强度大于 45 dBZ、雷达回波高度 8 km 以上、雷达回波范围小且不均匀、不存在零度层亮带。这里以 2015 年 8 月 6 日经过六合站点的一次典型对流过程和 2016 年 10 月 26 日经过六合站点的一次典型层状过程为例，给出了典型层状（对流）降水过程的具体判定过程。

图 3 为典型层状（对流）过程对应时刻的滴谱仪降雨率时序图、地基雷达反射率因子 PPI 图和地基雷达反射率因子 THI 图。图 3(a)为 2015 年 8 月 6 日 00 时至 24 时六合滴谱仪站点测得的降雨率时间序列，降水过程集中发生于 12 时至 15 时之间，持续时间较为短暂，同时降雨率随时间的变化率较大且峰值于 13 时左右可以达到近 100 mm/h。图 3(b)为 2015 年 8 月 6 日 12 时 55 分 NUIST-CDP 的雷达反射率因子最底层仰角(0.5°)PPI 图（图中黑色圆圈处为六合站点位置），可以看出反射率因子整体回波范围较小且分布很不均匀，同时六合站点处降水区域回波边界分明且反射率因子最大可以达到 45 dBZ 以上。图 3(c)为 2015 年 8 月 6 日 12 时至 15 时六合滴谱仪站点上空的 NUIST-CDP 雷达反射率因子时间高度剖面，由于六合站点上空 NUIST-CDP 最高仰角的雷达数据高度为 8 km 左右，因此时间高度剖面图中仅显示 8 km 以下的反射率因子数据。由图 3c 可以看出，本次过程的反射率因子回波顶高基本均明显高于 8 km，反射率因子于 12 时 30 分至 14 时 00 分左右在垂直方向上均大于 45 dBZ，且于 14 时 45 分左右迅速减小。通过上述分析可以发现，该过程符合对流降水持续时间短、空间范围小、峰值高的特点，所以本研究将上述 2015 年 8 月 6 日 12 时至 15 时左右经过六合站点的降水过程归类为典型对流降水。

图 3(d)为 2016 年 10 月 26 日 00 时至 24 时六合滴谱仪站点测得的降雨率时间序列，可以发现降水过程持续时间较长且降雨率随时间变化相对较小，且整个过程中降雨率基本均位于 10 mm/h 以下。图 3(e)为 2016 年 10 月 26 日 9 时 41 分 NUIST-CDP 的雷达反射率因子最底层仰角 PPI 图，反射率因子呈现大范围、相对均匀的分布特征，且回波强度基本均位于 20 至 35 dBZ 之间，回波强度较典型对流过程明显较弱。图 3(f)为 2016 年 10 月 26 日 07 时至 12 时六合滴谱仪站点上空 NUIST-CDP 雷达反射率因子的 THI 图，可以看出本次过程的反射率因子回波顶高基本位于 6 km 左右及以下，反射率因子于 8 时至 11 时垂直方向上分布基本一致且回波强度位于 20 至 35 dBZ 之间，并在 4 km 左右高度出现了明显的零度层亮带。

根据上述分析可知，该过程符合层状降水持续时间长、最大降雨强度小、空间范围大且分布均匀、出现零度层亮带、反射率因子峰值相对较低的特点，因此这里将 2016 年 10 月 26 日 08 时至 11 时经过六合站点的降水过程定义为典型层状降水。

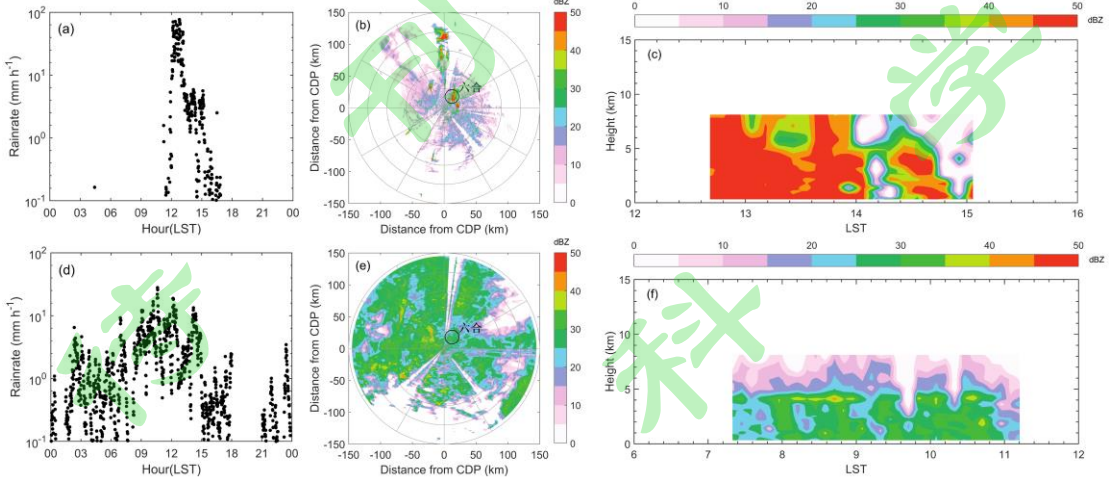


图 3 典型层状（对流）过程筛选

(a) 2015 年 8 月 6 日 00 时至 24 时滴谱仪降雨率时序图; (b) 2015 年 8 月 6 日 12 时 55 分地基雷达反射率因子 PPI 图; (c) 2015 年 8 月 6 日 12 时至 16 时地基雷达反射率因子 THI 图; (d) 2016 年 10 月 26 日 00 时至 24 时滴谱仪降雨率时序图; (e) 2016 年 10 月 26 日 9 时 41 分地基雷达反射率因子 PPI 图; (f) 2016 年 10 月 26 日 07 时至 12 时地基雷达反射率因子 THI 图

Fig.3 Screening of stratiform(convective) precipitation processes

(a) time series data of the rainfall rate of raindrop disdrometer at 00:00-24:00 LTC 6 August 2015;(b) ground-based radar reflectivity factor PPI at 12:55 LTC 6 August 2015;(c) ground-based radar reflectivity factor THI at 12:00-16:00 LTC 6 August 2015;(d) time series data of the rainfall rate of raindrop disdrometer at 00:00-24:00 LTC 26 October 2016;(e) ground-based radar reflectivity factor PPI at 09:41 LTC 26 October 2016;(f) ground-based radar reflectivity factor THI at 07:00-12:00 LTC 26 October 2016

在完成对 2015-16 年南京地区 3 个滴谱仪站点上空典型层状（对流）降水过程的筛选后，本研究共计得到了 36 次典型降水过程，其中层状降水过程 18 次，对流降水过程 18 次。具体典型过程起始和结束的時刻信息见表 1。之后我们将随机选取 50%典型过程对应時刻的滴谱仪 DSD 参数用于南京地区 $\log_{10}(N_w)-D_0$ 分类线的拟合，以及 50%的典型过程应用于降水分类结果验证。

224
225

表 1 典型层状（对流）过程时刻表

Table.1 Timetable of typical stratiform (convective) processes

站点		降水类型	
		层状	对流
拟合样本	六合	2015 年 05 月 08 日 11:25-13:33	2015 年 06 月 28 日 21:43-00:13
		2015 年 06 月 16 日 01:43-03:06	2015 年 08 月 07 日 16:31-17:04
		2016 年 10 月 26 日 08:20-10:51	2016 年 08 月 05 日 14:52-15:38
	溧水	2015 年 06 月 16 日 07:07-09:35	2015 年 06 月 02 日 04:53-05:31
		2016 年 07 月 02 日 13:59-14:46	2015 年 06 月 16 日 05:00-05:36
		2015 年 08 月 09 日 08:01-10:02	2016 年 11 月 21 日 07:25-07:50
	高淳	2015 年 07 月 19 日 04:08-05:48	2015 年 07 月 12 日 11:34-11:59
		2016 年 01 月 11 日 00:50-01:19	2015 年 08 月 07 日 08:23-09:01
		2016 年 11 月 08 日 01:51-02:28	2016 年 08 月 05 日 14:44-15:08
验证样本	六合	2015 年 06 月 04 日 09:27-11:32	2015 年 08 月 06 日 12:41-14:47
		2015 年 12 月 23 日 14:42-15:44	2015 年 08 月 07 日 08:38-09:16
		2016 年 04 月 02 日 15:43-17:41	2016 年 05 月 02 日 01:49-02:52
	溧水	2015 年 05 月 08 日 13:43-15:13	2015 年 06 月 16 日 08:28-08:58
		2016 年 04 月 02 日 15:43-18:30	2016 年 05 月 02 日 09:24-09:59
		2016 年 10 月 26 日 23:20-01:35	2016 年 07 月 18 日 14:30-15:04
	高淳	2015 年 06 月 16 日 01:43-03:14	2015 年 08 月 06 日 09:35-10:02
		2015 年 08 月 09 日 08:01-10:02	2016 年 05 月 02 日 09:12-09:41
		2016 年 04 月 02 日 15:43-17:55	2016 年 08 月 02 日 13:22-13:47

226 3.2 南京地区 $\log_{10}(N_w)-D_0$ 分类线

227 为了拟合得到适用于南京地区的 $\log_{10}(N_w)-D_0$ 分类线，本研究首先使用位于六合、溧水
228 和高淳的三个滴谱仪站点数据来计算 DSD 参数 D_0 和 N_w 。对于 gamma 雨滴谱分布模型，其
229 表达式如下：

230
$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (1)$$

231 其中， N_0 是数密度参数， μ 是分布形状参数， Λ 是斜率项，这三个参数可以通过雨滴谱的二
232 阶矩、四阶矩和六阶矩确定，一般用 M_n 来表示雨滴谱的 n 阶矩：

233
$$M_n = \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^n N(D) dD \quad (2)$$

234 那么，相关 DSD 参数可以通过以下公式得到：

235
$$D_0 = \frac{3.67 + \mu}{\Lambda} \quad (3)$$

236
$$D_m = \frac{M_4}{M_3} \quad (4)$$

237
$$LWC = \frac{\pi}{6} \rho_w M_3 \quad (5)$$

$$N_w = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{LWC}{D_m^4} \right) \quad (6)$$

其中, D_0 为体积中值直径, D_m 为质量权重平均直径, LWC 为液态水含量, N_w 为归一化截距参数。接着, 我们根据随机选取的 50% 典型过程进行南京地区 $\log_{10}(N_w)$ - D_0 分类线的拟合。图 4 为南京地区 3 个站点的分类线拟合结果, 其中蓝色散点表示层状降水, 红色散点表示对流降水, 粉红色虚线表示南京地区分类线, 黑色虚线表示基于热带 DSD 特征提出的一种典型降水类型分类线 (BR09 分类线)。可以看出层状降水和对流降水在分类线两侧有非常明显的分离, 且三个站点的拟合分类线保持一致。基于拟合结果, 南京地区分类线可以表示为:

$$\log_{10} N_w = -2.02 D_0 + 6.06 \quad (7)$$

其中, D_0 以 mm 为单位, N_w 以 $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$ 为单位。与南京地区分类线相比, BR09 分类线并不能很好地将南京地区的层状和对流降水准确分类, 而会将一部分对流降水误判为层状降水, 这种相对较差的分类结果反映了南京地区对应的大陆性季风气候与达尔文地区对应的热带草原气候之间降雨系统中微物理过程的不同。

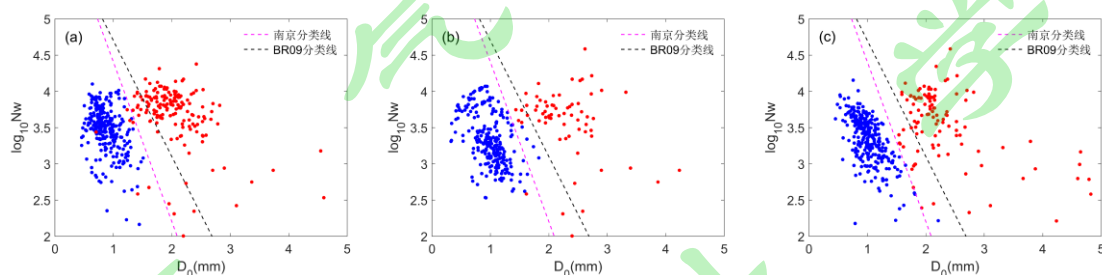


图 4 滴谱仪站点 $\log_{10}(N_w)$ - D_0 分类线 (a) 六合; (b) 溧水; (c) 高淳
Fig.4 The classification line based on the raindrop disdrometer data (a) Liuhe; (b) Lishui; (c) Gaochun

3.3 地基雷达降水分类

在拟合得到南京地区 $\log_{10}(N_w)$ - D_0 分类线后, 本研究选取上述用于分类线拟合的相同典型层状 (对流) 过程, 将 3 个站点上空对应时刻的地基雷达数据, 采用基于实测数据的变分法进行 DSD 参数反演, 并将南京地区 $\log_{10}(N_w)$ - D_0 分类线代入, 以验证该分类线在地基雷达降水分类中的适用性。图 5 显示了 3 个滴谱仪站点上空地基雷达反演得到的 $\log_{10}(N_w)$ - D_0 散点图, 用蓝色和红色来表示层状降水和对流降水, 并将南京地区 $\log_{10}(N_w)$ - D_0 分类线 (粉红色虚线) 以及 BR09 分类线 (黑色虚线) 代入图中。可以发现南京地区分类线在 3 个站点均可以很好地适用于地基雷达降水分类, BR09 分类线对对流性降水则依旧存在一定误判。因此可以看出, 南京地区 $\log_{10}(N_w)$ - D_0 分类线在滴谱仪降水分类和地基雷达降水分类中均有较好表现, 本文之后进行地基雷达降水分类效果验证和分类测雨公式的拟合与应用时, 将均基于此分类线进行分类。

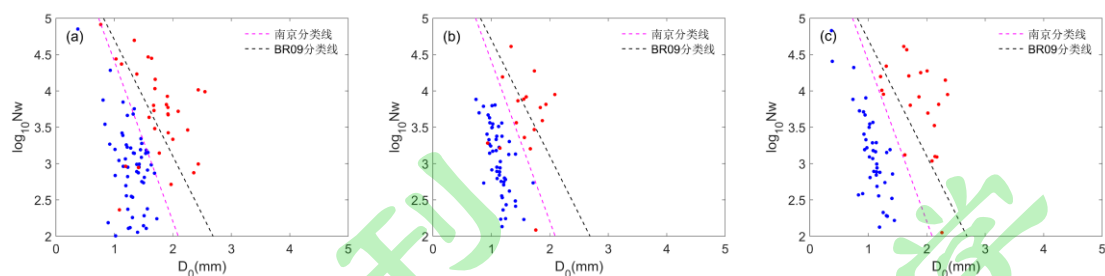


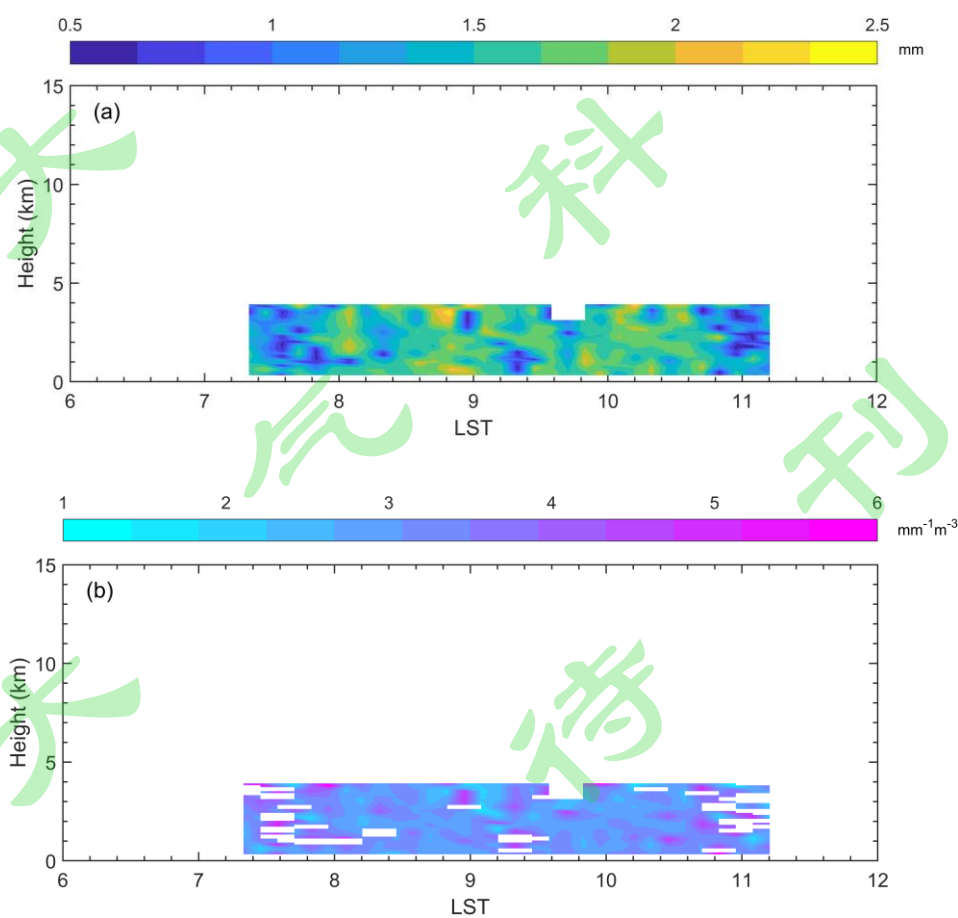
图 5 地基雷达反演 $\log_{10}(N_w)$ - D_0 法分类线(a)六合; (b)溧水; (c)高淳

Fig.5 The classification line based on the ground-based radar data(a)Liuhe; (b)Lishui; (c)Gaochun

4 结果分析与应用

4.1 基于典型过程的分类效果验证

本研究选取表 1 中典型层状（对流）降水过程的验证样本，用于验证基于南京地区分类线的地基雷达 DSD 参数反演降水分类法的分类效果。为了避免零度层亮带对地基雷达反演 DSD 参数的影响，我们仅选取 4 km 高度以下的 NUIST-CDP 数据（ Z_H 、 Z_{DR} 和 K_{DP} ）来反演 D_0 和 N_w ，并代入南京地区分类线进行降水分类。图 6 分别给出了六合站点上空 2015 年 8 月 6 日典型对流过程和 2016 年 10 月 26 日典型层状过程对应时刻地基雷达反演的 D_0 和 $\log_{10}(N_w)$ 的时间高度剖面。



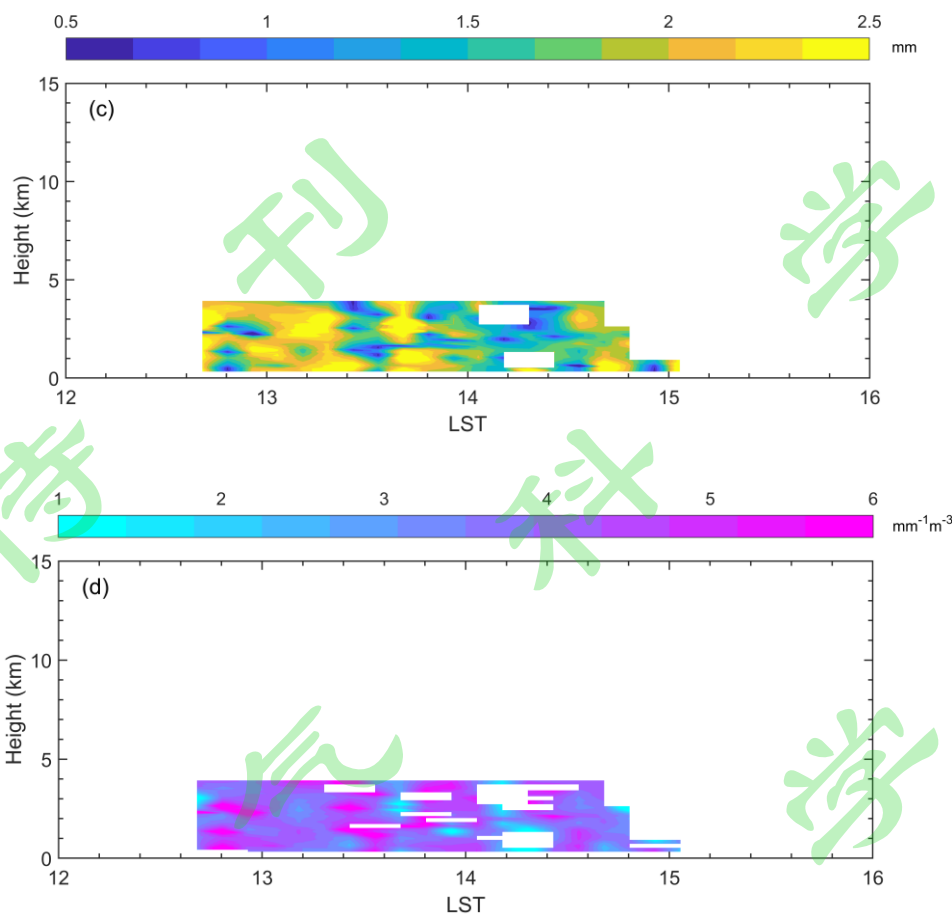


图 6 典型层状（对流）过程地基雷达反演雨滴谱参数 THI 图
 (a) 2016 年 10 月 26 日六合层状过程 D_0 ; (b) 2016 年 10 月 26 日六合层状过程 $\log_{10}(N_w)$
 (c) 2015 年 8 月 6 日六合对流过程 D_0 ; (d) 2015 年 8 月 6 日六合对流过程 $\log_{10}(N_w)$
 Figure 6 THI of the raindrop spectrum parameters retrieved from ground-based radar of typical stratiform (convective) precipitation processes

- (a) D_0 of the typical stratiform precipitation processes in Liuhe at LTC 26 October 2016;
 (b) $\log_{10}(N_w)$ of the typical stratiform precipitation processes in Liuhe at LTC 26 October 2016;
 (c) D_0 of the typical convective precipitation processes in Liuhe at LTC 6 August 2015;
 (d) $\log_{10}(N_w)$ of the typical convective precipitation processes in Liuhe at LTC 6 August 2015

为了更直观地显示分类结果，这里我们引入降水分类分离指数 i :

$$i = \log_{10}(N_w^{CDP}) - \log_{10}(N_w^{sep}) \quad (8)$$

其中， N_w^{CDP} 表示 NUIST-CDP 反演得到的 N_w 值， N_w^{sep} 表示将 NUIST-CDP 反演的 D_0 值代入南京地区分类线公式（公式 1）输出的 N_w 值。当 i 值为正时，代表该点的降水类型为对流降水；当 i 值为负时，代表该点的降水类型为层状降水。同时 i 的绝对值越大，其对应的层状（对流）降水特征就越典型。图 7(a)和(b)分别给出了六合站点上空 2015 年 8 月 6 日典型对流过程和 2016 年 10 月 26 日典型层状过程对应时刻分离指数 i 的时间高度剖面。由图 7(a)可以看出，该对流过程的 i 值基本均为高正值（红色部分），且红色高正值部分对应于图 3(c)中的强对流区域。同样，图 7(b)层状过程的 i 值基本均为负值（蓝色部分），且蓝色

区域对应于图 2(f)中零度层亮带以下的层云降水区域。可以发现，两次典型层状（对流）过程的地基雷达 THI 剖面降水类型识别效果比较明显，并且识别结果在垂直方向上保持一致，与降水类型的物理本质相符合。

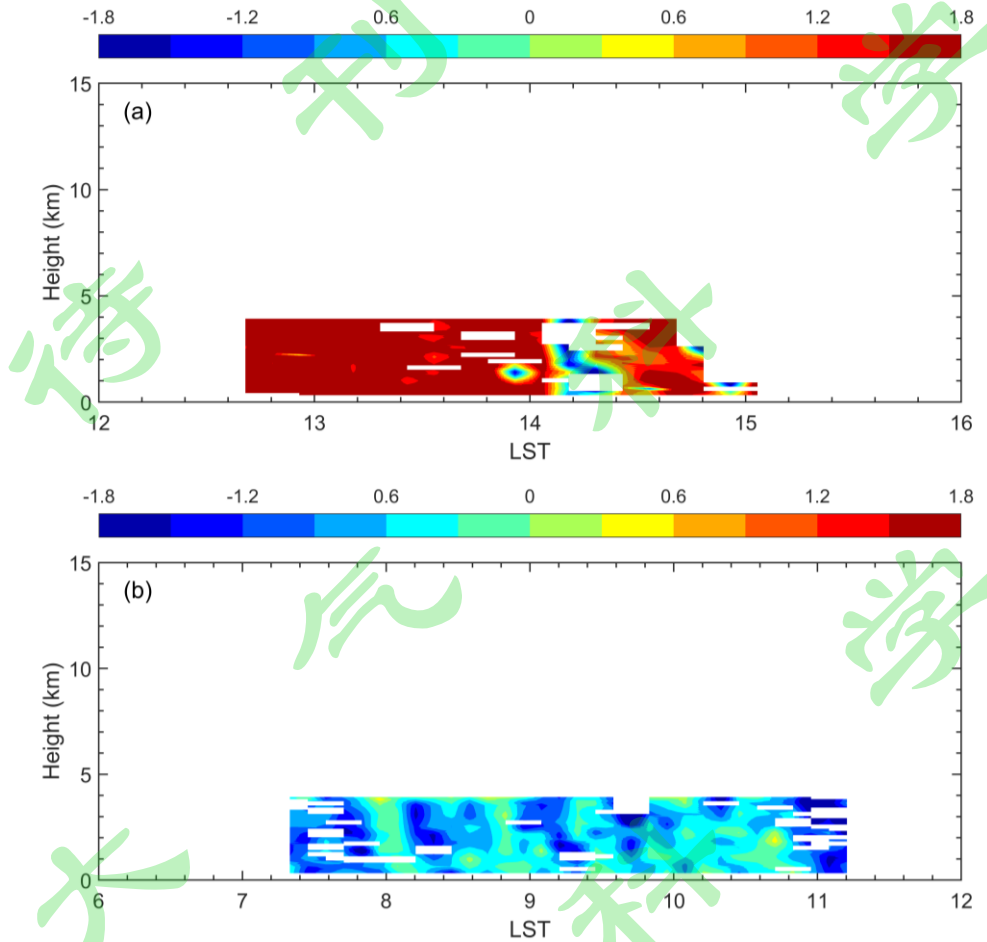


图 7 典型对流（层状）过程地基雷达降水类型分离指数 THI 图
(a) 2015 年 8 月 6 日六合典型对流降水过程; (b) 2016 年 10 月 26 日六合典型层状降水过程
Fig.7 THI of the ground-based radar precipitation type separation index of typical stratiform
(convective) precipitation processes
(a) typical convective precipitation processes in Liuhe at LTC 6 August 2015;(b) typical stratiform
precipitation processes in Liuhe at LTC 26 October 2016

为了验证南京地区分类线在大量典型层状（对流）过程样本中的适用性情况，图 8 给出了 NUIST-CDP 在所有用于验证的典型过程对应时刻位于 3 个滴谱仪站点上空反演得到的平均 D_0 和 $\log_{10}(N_w)$ ，并代入南京地区分类线（粉色虚线）和 BR09 分类线（黑色虚线）进行分类效果评估。其中，蓝色代表层状降水事件，红色代表对流降水事件，误差用标准差 ($\pm 1\sigma$) 来表示。从图中可以看出，所有站点的典型对流和层状过程均很好地分布在南京地区分类线两侧，并且对流过程的分离效果更为明显，而某些层状过程则相对靠近分类线。同时作为对比，BR09 分类线对南京地区典型过程的判定效果较差，例如溧水的一次对流过程和高淳的一次对流过程被完全误判为层状降水。总体而言，南京地区分类线对经过南京地区的典型层状（对流）过程均拥有较好的识别效果。

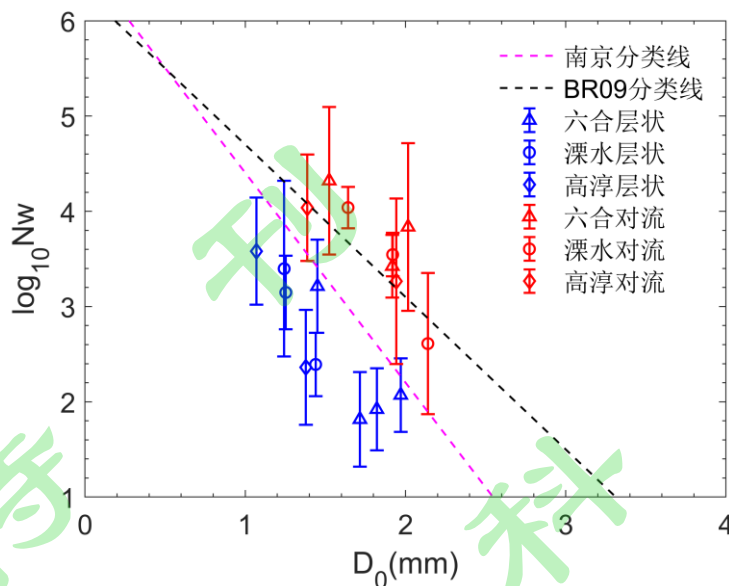


图 8 地基雷达典型对流（层状）过程分类结果验证

Fig.8 Verification of classification results of typical stratiform (convective) precipitation processes

4.2 基于 GPM DPR 分类产品的分类效果验证

GPM DPR 作为新一代星载测雨雷达，能够同时使用 Ku 和 Ka 波段获取 DSD 信息，通过执行分类模块，依据亮带信息并基于垂直剖面法（V 法）和水平图像法（H 法）将每个降水像素点划分为合适的降水类型，非降水像素点不做处理（傅云飞等，2008，2012）。GPM DPR 的降水分类产品能够为降水分类研究提供可靠的参考信息，为了进一步分析基于南京地区分类线的 DSD 参数反演分类法在复杂降水过程中的分类效果，本研究首先选取了南京地区 2016 年 6 月 21 日 11 时 47 分的一次星地雷达时空匹配个例，将基于南京地区分类线和两种典型降水分类方法（BR09 和 SHY95）的地基雷达分类结果与 DPR 降水分类产品进行对比分析。

图 9(a)为该匹配个例最底层仰角(0.5°)的地基雷达 PPI 扫描图。而图 7 中基于南京分类线的雨型分离指数 i 也可以应用到地基雷达 PPI 扫描中，即图 9(b)所示。可以看到，分离指数 i 的高正值区（红色区域，表示强对流区域）与图 9(a)中的高反射率值区域较为重合，而分离指数 i 的负值区（蓝色区域，表示层状降水区域）则能够对应于图 9(a)中的低反射率值区。

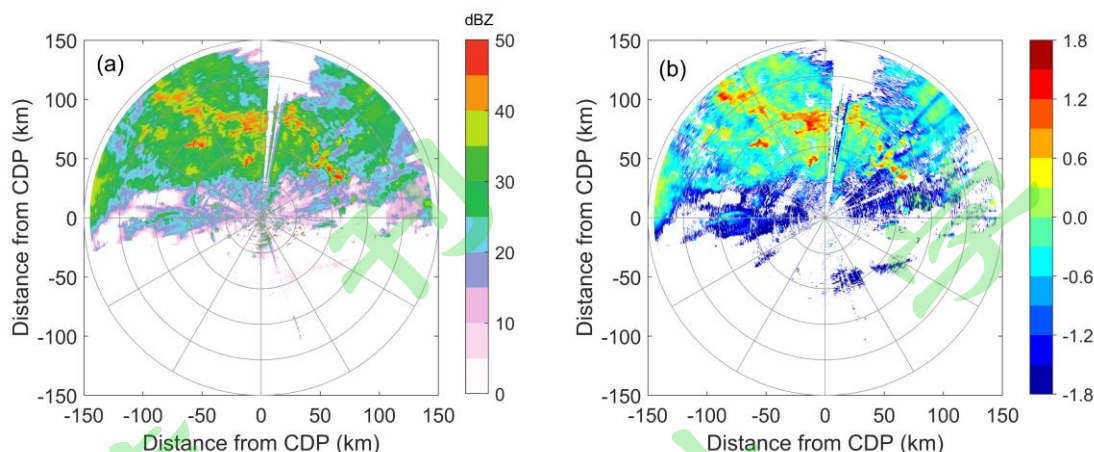


图 9 2016 年 6 月 21 日 11 时 47 分 NUIST-CDP(a)反射率因子 PPI 图; (b)分离指数 PPI 图
Fig.9 PPI of (a)radar reflectivity factor and (b)separation index at 11:47 UTC 21 June 2016

为了能够更直观地对比基于南京地区分类线的地基雷达分类结果与 DPR 降水分类产品以及其他典型分类方法 (BR09 和 SHY95) 的差异, 这里我们将图 9(b)中分离指数 i 为正的

区域表示为红色, 将分离指数 i 为负的区域表示为蓝色, 以方便与其他分类结果进行对比。

图 10(a)-(d)分别给出了 4 种降水分类结果, 蓝色 (红色) 表示分类为层状 (对流) 降水的区域。图 10(b)南京地区分类线的分类结果与图 10(a)星载雷达降水分类结果相比, 总体分布趋势较为一致且对流 (层状) 区域识别面积基本吻合。而图 10(c)中 BR09 分类线的分类结果相较于南京地区分类线, 会将部分对流降水误识别为层状降水。图 10(d)中的 SHY95 法分类结果与 DPR 降水分类产品存在明显差异, 基于雷达反射率因子的雨型识别方法似乎将太多点归类为层状降水, 导致对流降水明显过少。

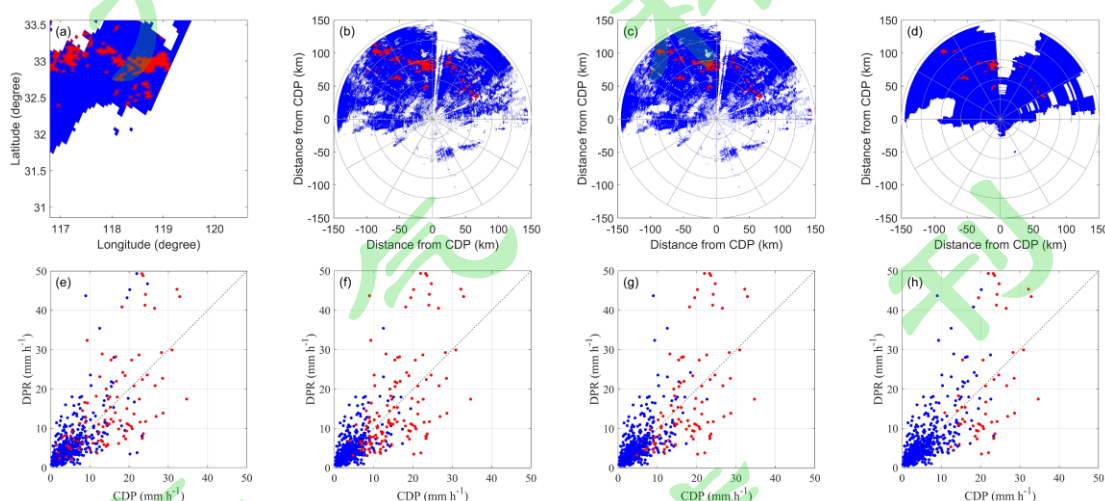


图 10 星地匹配个例的(a)DPR 降水分类产品; (b)南京分类线; (c)BR09; (d)SHY95 分类结果
PPI 图和匹配降水散点(e)DPR 降水分类产品; (f)南京分类线; (g)BR09; (h)SHY95 分类结果
Fig.10 PPI of classification results of the matching cases(a)DPR precipitation classification
products; (b)Nanjing classification line; (c)BR09; (d)SHY95
and scatter plot of classification results of the matching cases(e)DPR precipitation classification
products; (f)Nanjing classification line; (g)BR09; (h)SHY95

为了点对点分析不同方法的分类结果，本研究采用几何匹配法，将地基和星载雷达数据进行时空匹配。之后将匹配的星载雷达近地面降雨量和地基雷达反演得到的近地面降雨量，用散点图的方式表示（图 10(e)-(h)），并根据 4 种雨型分类结果分别将对流（层状）对应的散点用红色（蓝色）进行区分。南京地区分类线的分类结果与 DPR 分类结果相比，识别效果较为一致，它们的区别在于 DPR 会将某些降水强度大于 20 mm/h 的散点判定为层云降水，将某些降水强度小于 5 mm/h 的散点判定为对流降水。BR09 分类线的散点分类结果与图 10(f) 类似，但 BR09 分类线会将更多对流降水识别为层状降水，导致蓝色散点偏多。而图 10(h) 中的 SHY95 法分类结果与 DPR 相比明显存在较大差异，其几乎将小于 15 mm/h 的降雨散点全部归类为层状降水，对流降水散点过少。

由于单个个例的分类结果具有一定偶然性，因此本研究共选取 2015-16 年 17 次星地匹配个例进行了分类结果统计分析，匹配样本数为 5703，将 3 种地基雷达分类法与 DPR 分类产品的识别结果的相似性进行百分比量化比较。表 2 为分类结果一致率的统计结果。对于层状降雨，以 DPR 作为参考，三种地基雷达分类方法都对层云降雨进行了较好的分类，尤其是 SHY95 方法层状降雨的识别结果一致率可以达到 89.79%，南京地区分类线和 BR09 分类线的识别率虽略有降低，但依然可以达到 84.56%和 84.39%。同时相对 BR09 分类线和 SHY95 法，南京地区分类线的对流降水识别率则有明显提升，为 72.64%。BR09 的对流识别率为 62.08%，相比南京地区分类线有一定程度的降低。而 SHY95 的对流识别率仅为 30.19%，与其他两种方法有明显的差距。总体来说，对于地基雷达降水类型分类，南京地区分类线整体优于 BR09 和 SHY95，对层状和对流的分类识别率分别可以达到 84.56%和 72.64%，且对于对流降水的识别率明显更高。因此可以得出结论，针对南京地区气候特征，相比 BR09 和 SHY95，基于南京地区分类线的地基雷达降水分类法可以更准确地对层状和对流降水进行分类。

表 2 地基雷达分类方法结果与 DPR 降水类型产品的识别结果一致率

Table.2 Recognition rate of classification results of ground-based radar and precipitation type products of DPR

分类方法	识别结果一致率(%)	
	层状	对流
南京分类线	84.56	72.64
BR09	84.39	62.08
SHY95	89.79	30.19

4.3 降水分类结果用于定量降水估计

由于南京地区分类线对滴谱仪数据和 NUIST-CDP 数据均能够进行准确的雨型分类，考虑到降水类型对地基雷达定量测量降水精度会产生影响，本研究还将该分类方法应用于南京

地区双偏振雷达定量降水估计。通过对南京地区雨滴谱仪数据进行降水类型分类，为对流和层状降雨生成单独的雷达降雨公式，并代入经过分类的地基雷达数据，从而实现分类定量降水估计。

进行分类雷达测雨公式的拟合时，本研究选用的雨滴谱数据为 2015-2016 年夏季南京信息工程大学探测基地雨滴谱仪收集到每隔 10 秒一次的采样数据，拟合前对原始采样数据进行了 1 分钟中值滤波，以消除数据的脉动。根据对应时刻的 D_0 和 N_w 数据，将雨滴谱数据根据南京地区分类线分为层状和对流数据，并基于这些滴谱数据计算 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 等偏振参量，然后用雨滴谱仪输出的降水强度，采用一元非线性回归和多元非线性回归法分别对层状和对流降水进行雷达测雨公式拟合，得到了四种分类测雨公式即 $R(Z_H)$ 、 $R(Z_H, Z_{DR})$ 、 $R(K_{DP})$ 和 $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 。表 3 总结了基于南京地区分类线得到的不同降水类型以及不区分降水类型（以下简称总体）测雨公式的拟合系数。

表 3 分类（总体）测雨公式参数拟合

Table.3 Parameter fitting of classified(overall) rainfall measurement formulas

测雨公式		a_x	b_x	c_x
$R_1 = a_1 \times Z_H^{b_1}$	总体	0.0402	0.6405	\
	层状	0.0415	0.6330	\
	对流	0.0371	0.6527	\
$R_2 = a_2 \times Z_H^{b_2} \times Z_{DR}^{c_2}$	总体	0.0058	0.8588	-0.5209
	层状	0.0051	0.8878	-0.5364
	对流	0.0031	0.9256	-0.9628
$R_3 = a_3 \times K_{DP}^{b_3}$	总体	22.5219	0.6800	\
	层状	22.0032	0.6753	\
	对流	25.8726	0.7836	\
$R_4 = a_4 \times Z_{DR}^{b_4} \times K_{DP}^{c_4}$	总体	31.3016	-0.7595	1.0217
	层状	31.3954	-0.7623	1.0233
	对流	31.0689	-0.7373	1.0102

为了验证 NUIST-CDP 分类定量降水估计精度，以 2015 年 6 月 26-28 日南京市雨量站测量值为基准与 NUIST-CDP 降水估测数据进行对比。由于雨量计数据为 1 小时降水量，而雷达在 1 小时内平均有 8 次体扫数据，为了将雷达数据与雨量计数据进行时间匹配，将雷达数据进行 1 小时平均，从而比较每个雨量计位置上基于雷达的每小时降雨累积量。NUIST-CDP 的像素为 $0.5^\circ \times 75 \text{ m}$ ，因为 Z_{DR} 、 K_{DP} 数据起伏波动较大，为提高数据稳定性，我们选取 $1^\circ \times 225 \text{ m}$ 面积上的雷达数据平均值与雨量计作比较，即离雨量计所在位置最近两方位角上各三个雷达像素的降雨率进行平均，并且每个雷达像素上的值具有相同的权重。

图 11(a)-(h)分别为四种测雨公式估测值（总体和分类）和雨量计测量值的对比散点图，其中横坐标代表雨量计值，纵坐标表示双偏振雷达测雨公式反演降雨量值。可以看出，总体 $R(Z_H)$ 和 $R(Z_H, Z_{DR})$ 降水反演结果在比较低的阈值内相关性较好，在雨量较大时会出现明显小于雨量计测量值的情况，而分类后的 $R(Z_H)$ 和 $R(Z_H, Z_{DR})$ 散点在雨量较大时相关性得

到一定提升。同时, 由于 K_{DP} 在强降水时数据质量更高(寇蕾蕾等, 2018), 所以 $R(K_{DP})$ 和 $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 在强降水时的反演效果更好, 但在雨量较小时相关性较差, 散点更为分散, 分类后的 $R(K_{DP})$ 和 $R(K_{DP}, Z_{DR})$ 散点更集中, 相关性得到一定提升。

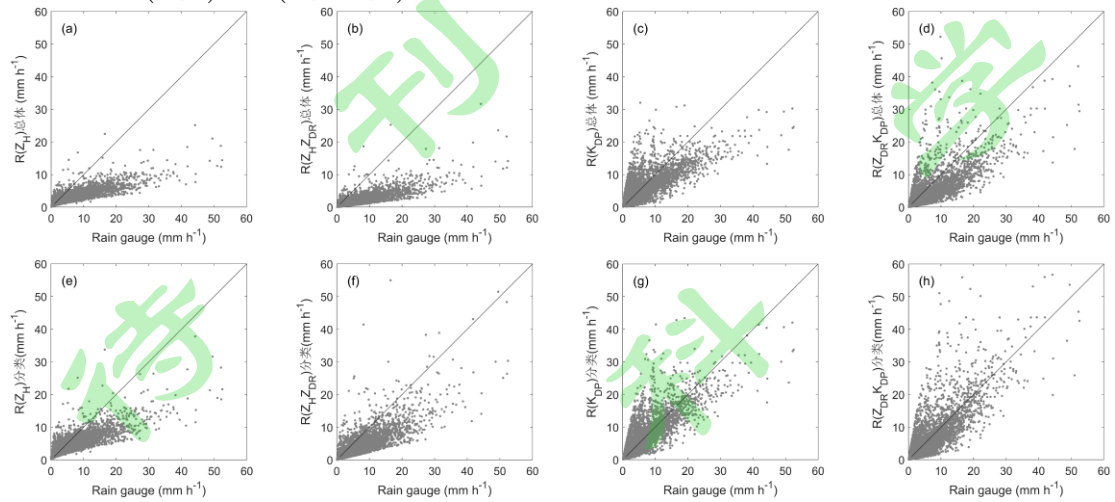


图 11 分类(总体)地基雷达测雨公式降水估计结果与地面雨量计对比

(a)总体 $R(Z_H)$; (b)总体 $R(Z_H, Z_{DR})$; (c)总体 $R(K_{DP})$; (d)总体 $R(K_{DP}, Z_{DR})$;
(e)分类 $R(Z_H)$; (f)分类 $R(Z_H, Z_{DR})$; (g)分类 $R(K_{DP})$; (h)分类 $R(K_{DP}, Z_{DR})$

Fig.11 Comparison of precipitation estimation results of classified (overall) radar rainfall formula with ground rain gauge

(a)overall $R(Z_H)$; (b)overall $R(Z_H, Z_{DR})$; (c)overall $R(K_{DP})$; (d)overall $R(K_{DP}, Z_{DR})$;
(e)classified $R(Z_H)$; (f)classified $R(Z_H, Z_{DR})$; (g)classified $R(K_{DP})$; (h)classified $R(K_{DP}, Z_{DR})$

表 4 对应图 11 中分类(总体)测雨公式降水反演精度的统计结果, 我们将基于表 4 分析各测雨公式的降水估计性能。该表显示了相关系数(CC), 均方根误差(RMSE)和平均绝对误差(MAE)的统计结果, 并分别给出了层状样本和对流样本各自的统计结果。从表 4 可看出四种分类测雨公式反演得到的降雨量估计精度均优于对应未分类的测雨公式。其中, 分类 $R(K_{DP})$ 在所有分类测雨公式中整体性能最优, MAE 和 RMSE 分别为 3.0952 mm/h 和 5.4297 mm/h, 而分类 $R(Z_H, Z_{DR})$ 最差, MAE 和 RMSE 分别为 3.3242 mm/h 和 5.9270 mm/h。对于层状云降水, 分类 $R(Z_H)$ 反演性能明显最优, MAE 和 RMSE 分别为 1.9156 mm/h 和 3.8378 mm/h。在对流降水中, 分类 $R(K_{DP})$ 则表现最优, MAE 和 RMSE 分别为 4.0596 mm/h 和 6.7397 mm/h。相对于总体测雨公式, 分类 $R(Z_H, Z_{DR})$ 测量降水精度整体提升最为明显, 这可能是由于 Z_{DR} 对于降水类型的高敏感性导致的(You et al., 2019)。总的来说, 在南京地区进行分类雷达定量降水估计, 能够一定程度提升原有总体测雨公式反演精度, 提供更为准确的雷达估计降雨量。

431
432

表 4 分类（总体）测雨公式统计性能分析

Table.4 Statistical performance analysis of classified(overall) rain measurement formulas

测雨公式		样本	相关系数	MAE(mm/h)	RMSE(mm/h)
$R_1 = a_1 \times Z_H^{b_1}$	总体	整体	0.7794	3.3505	5.9698
		层状	0.8357	2.1770	4.1726
		对流	0.6322	9.2378	11.5903
	分类	整体	0.7825	3.2889	5.6404
		层状	0.8464	1.9156	3.8378
		对流	0.6461	7.8462	10.0498
$R_2 = a_2 \times Z_H^{b_2} \times Z_{DR}^{c_2}$	总体	整体	0.7496	3.4156	6.8880
		层状	0.8145	2.6810	4.4672
		对流	0.6226	11.5187	13.5745
	分类	整体	0.7545	3.3242	5.9270
		层状	0.8293	2.4846	4.2813
		对流	0.6432	9.2268	11.8547
$R_3 = a_3 \times K_{DP}^{b_3}$	总体	整体	0.7553	3.1970	5.8660
		层状	0.7579	3.1105	5.6521
		对流	0.7407	4.2028	7.1273
	分类	整体	0.7648	3.0952	5.4297
		层状	0.7672	2.9730	5.3314
		对流	0.7581	4.0596	6.7397
$R_4 = a_4 \times Z_{DR}^{b_4} \times K_{DP}^{c_4}$	总体	整体	0.7394	3.8439	6.6787
		层状	0.7429	3.4052	5.9485
		对流	0.7214	5.7267	9.1209
	分类	整体	0.7412	3.6271	5.5616
		层状	0.7476	3.3718	5.5041
		对流	0.7325	5.8967	8.8565

433 5 总结与讨论

434 本研究基于 2015-2016 年南京信息工程大学 C 波段双偏振雷达和南京地区滴谱仪数据，
435 提出了一种适用于南京地区气候特征的地基雷达降水分类方法，对分类结果进行了对比验
436 证，并将分类结果应用于双偏振雷达定量降水估计，主要结论如下：

437 （1）通过统计 3 个站点典型层状（对流）降水的 DSD 参数，以及筛选出的 36 次典型
438 层状（对流）降水过程，拟合了适用于南京地区气候特征的 $\log_{10}(N_w)-D_0$ 分类线，可以发现
439 3 个站点的拟合分类线非常吻合，3 个站点的典型层状（对流）过程均能够很好地分离在分
440 类线两侧。之后将分类线代入对应时刻地基雷达基于变分法反演得到的 DSD 参数中，结果
441 表明该分类线能很好地进行地基雷达降水类型分类。

442 （2）通过分析典型过程降水类型分离指数的时间高度剖面，可以发现该分类法能够较
443 好识别典型层状（对流）过程，且分类结果在垂直方向上保持一致。接着，将用于验证的典

型过程样本代入分类线，可以发现所有层状（对流）过程均很好地分布在分类线两侧。随后采用几何匹配法将基于南京地区分类线和两种典型降水分类方法（BR09 和 SHY95）的地基雷达分类结果与 DPR 降水分类产品进行对比分析，可以发现，以 DPR 降水分类产品作为参考，基于南京地区分类线的 DSD 降水分类法对层状和对流的识别率整体最优，分别为 84.56% 和 72.64%，且对流降水的识别率较其他两种方法明显更高。

（3）基于降水分类结果，为对流和层状降雨生成单独的测雨公式，进行雷达分类定量降水估计，并将降水估计结果与地面雨量计匹配，对分类测雨公式进行性能评估。可以发现，分类测雨公式反演得到的降雨量估计精度均优于未分类的测雨公式，且分类 $R(K_{DP})$ 在四种分类测雨公式中整体性能最优，CC、MAE 和 RMSE 分别达到 0.7648、3.0952 mm/h 和 5.4297 mm/h。分类 $R(Z_H)$ 在层状云降水反演中性能最优，分类 $R(K_{DP})$ 则在对流云降水反演中性能最优，分类 $R(Z_H, Z_{DR})$ 相对原有总体测雨公式降水精度的提升最为明显。

参考文献：

- [1]Anagnostou E N, Kummerow C. 1997. Stratiform and convective classification of rainfall using SSM/I 85-GHz brightness temperature observations[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 14(3): 570–575.
- [2]Anagnostou E N. 2004. A convective/stratiform precipitation classification algorithm for volume scanning weather radar observations[J]. Journal of Applied Meteorology, 11(4): 291–300.
- [3]Awaka J, Iguchi T, Okamoto K. 2009. TRMM PR standard algorithm 2A23 and its performance on bright band detection[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 87A: 31–52.
- [4]Biggerstaff M I, Listemaa S A. 2000. An improved scheme for convective/stratiform echo classification using radar reflectivity[J]. Journal of Applied Meteorology, 39(12): 2129–2150.
- [5]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.
- [6]Bringi V, Williams C, Thurai M, et al. 2009. Using dual-polarized radar and dual-frequency profiler for DSD characterization: A case study from Darwin, Australia[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 26(10): 2107–2122.
- [7]Caracciolo C, Prodi F, Battaglia A, et al. 2006. Analysis of the moments and parameters of a gamma DSD to infer precipitation properties: A convective stratiform discrimination algorithm[J]. Atmospheric Research, 80(3): 165–186.
- [8]Caracciolo C, Porcu F, Prodi F. 2008. Precipitation classification at mid-latitudes in terms of drop size distribution parameters[J]. Advances in Geosciences, 16(16): 11–17.
- [9]傅云飞, 张爱民, 刘勇, 等. 2008. 基于星载测雨雷达探测的亚洲对流和层云降水季尺度特征分析[J]. 气象学报, 45(5):730–746. Fu Yunfei, Zhang Aimin, Liu Yong, et al. 2008. Characteristics of seasonal scale convective and stratiform precipitation in Asia based on measurements by TRMM Precipitation Radar [J]. Acta Meteorological Sciences, 45(5): 730–746.

- [10]傅云飞, 曹爱琴, 李天奕, 等. 2012. 星载测雨雷达探测的夏季亚洲对流与层云降水雨顶高度气候特征[J]. 气象学报, 70(3):436–451. Fu Yunfei, Cao Aiqin, Li Tianyi, et al. 2012. Climatic characteristics of the storm top altitude for the convective and stratiform precipitation in summer Asia based on measurements of the TRMM Precipitation Radar [J]. Acta Meteorological Sciences, 70(3): 436–451.
- [11]Houze R A. 1997. Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 78(10): 2179–2196.
- [12]Huang H, Zhao K, Zhang G, et al. 2020. Optimized raindrop size distribution retrieval and quantitative rainfall estimation from polarimetric radar[J]. Journal of Hydrology, 580: 124248.
- [13]黄兴友, 印佳楠, 马雷, 等. 2019. 南京地区雨滴谱参数的详细统计分析及其在天气雷达探测中的应用[J]. 大气科学, 43(3): 691–705. Huang Xingyou, Yin Jianan, Ma Lei, et al. 2019. Comprehensive Statistical Analysis of Rain Drop Size Distribution Parameters and Their Application to Weather Radar Measurement in Nanjing[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 43(3): 691–705.
- [14]江源, 刘黎平, 庄薇. 2009. 多普勒天气雷达地物回波特征及其识别方法改进[J]. 应用气象学报, 20(2): 203–213. Jiang Yuan, Liu Liping, Zhuang Wei. 2009. Statistical Characteristics of Clutter and Improvements of Ground Clutter Identification Technique with Doppler Weather Radar [J]. Journal of Applied Meteorological Science, 20(2): 203–213.
- [15]Kitchen M, Brown R, Davies A. 1994. Real-time correction of weather radar data for the effects of bright band, range and orographic growth in widespread precipitation[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 120(519): 1231–1254.
- [16]寇蕾蕾, 李应超, 楚志刚, 等. 2018. C 波段双偏振多普勒天气雷达资料分析及在定量估计降水中的应用研究[J]. 热带气象学报, 34(4): 460–471. Kou Leilei, Li Yingchao, Chu Zhigang, et al. 2018. C-band dual-polarization Doppler weather radar data analysis and its application in quantitative precipitation estimation [J]. Journal of Tropical Meteorology, 34(4): 460–471.
- [17]Leinonen J, Moisseev D, Leskinen, M, et al. 2012. A climatology of disdrometer measurements of rainfall in Finland over five years with implications for global radar observations[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 51(2): 392–404.
- [18]李宗飞, 肖辉, 姚振东, 等. 2015. X 波段双偏振雷达反演雨滴谱方法研究[J]. 气候与环境研究, 20(3): 285–295. Li Zongfei, Xiao Hui, Yao Zhendong, et al. 2015. Retrieval of Raindrop Size Distribution by X-Band Dual-Polarization Radar [J]. Climatic and Environmental Research, 20(3): 285–295.
- [19]Mahale V N, Zhang G, Xue M, et al. 2019. Variational retrieval of rain microphysics and related parameters from polarimetric radar data with a parameterized operator[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 36(12): 2483–2500.
- [20]Park S G, Maki M, Iwanami K, et al. 2005. Correction of radar reflectivity and differential reflectivity for rain attenuation at X band. Part II: Evaluation and Application[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 22(11):1633–1655.
- [21]Penide G, Kumar V V, Protat A, et al. 2013a. Statistics of drop size distribution parameters and rain rates for stratiform and convective precipitation during the North Australian wet season[J]. Monthly Weather Review, 141(9): 3222–3237.
- [22]Penide G, Protat A, Kumar V V, et al. 2013b. Comparison of two convective/stratiform precipitation classification techniques: Radar reflectivity texture versus drop size

- 529 distribution-based approach[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 30(12):
530 2788–2797.
- 531 [23]Steiner M, Houze R A Jr, Yuter S E. 1995. Climatological characterization of
532 three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data[J]. Journal of
533 Applied Meteorology, 34(9):1978–2007.
- 534 [24]Suh S H, You C H, Lee D I. 2016. Climatological characteristics of raindrop size distributions
535 in Busan, Republic of Korea[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 20(1):193–207.
- 536 [25]Sun Y, Xiao H, Yang H L, et al. 2020. An inverse mapping table method for raindrop size
537 distribution parameters retrieval using X-band dual-polarization radar observations[J]. IEEE
538 Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 58(11): 7611–7632.
- 539 [26]Tang Q, Xiao H, Guo C, et al. 2014. Characteristics of the raindrop size distributions and their
540 retrieved polarimetric radar parameters in northern and southern China[J]. Atmospheric
541 Research, 135–136:59–75.
- 542 [27]Tokay A, Short D A. 1996. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from
543 stratiform versus convective clouds[J]. Journal of Applied Meteorology, 35(3):355–371.
- 544 [28]Ulbrich Carlton W. 1983. Natural variations in the analytical form of the raindrop size
545 distribution[J]. Journal of Climate and Applied Meteorology, 22(10): 1764–1775.
- 546 [29]Yang Y, Chen X, Qi Y. 2013. Classification of convective/stratiform echoes in radar
547 reflectivity observations using a fuzzy logic algorithm[J]. Journal of Geophysical Research
548 Atmospheres, 118(4):1896–1905.
- 549 [30]You C H, Lee D I, Kang M Y, et al. 2016. Classification of rain types using drop size
550 distributions and polarimetric radar: Case study of a 2014 flooding event in Korea[J].
551 Atmospheric Research, 181:211–219.
- 552 [31]You C H, Kang M Y, Lee D I. 2019. Rainfall Estimates with Respect to Rainfall Types Using
553 S-Band Polarimetric Radar in Korea[J]. Atmosphere, 10(12):773.