

王洪, 雷恒池, 杨洁帆, 等. 2020. 山东不同云系降水微物理参数特征 [J]. 大气科学, 44(2): 315–326. Wang Hong, LEI Hengchi, YANG Jiefan, et al. 2020. Characteristics of Rain Microphysical Parameters for Different Cloud Systems in Shandong Province [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(2): 315–326. doi:[10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18243](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18243)

## 山东不同云系降水微物理参数特征

王洪<sup>1,2</sup> 雷恒池<sup>3</sup> 杨洁帆<sup>3</sup> 张佃国<sup>1</sup>

1 山东省人民政府人工影响天气办公室, 济南 250031

2 中国气象局云雾物理环境重点开放实验室, 北京 100081

3 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点试验室 (LACS), 北京 100029

**摘要** 研究不同云系降水的微物理参数特征, 对研究降水机制、人工影响天气、雷达定量测量降水、数值预报模式中微物理参数化方案的选择等都有一定意义。本文针对 2015 年济南地区的液态降水过程, 基于微降水雷达 (Micro Rain Radar, 简称 MRR) 资料, 研究不同云系降水的微物理参数。在 400 m 高度上, 层状云降水  $0.02 \sim 0.2 \text{ mm h}^{-1}$  雨强样本数很大, 但对累计降水量的贡献很小。混合云和对流云降水在大粒子端数浓度较高。在垂直方向上, 层状云降水中的粒子的尺度较集中, 中值体积直径  $D_0$  平均在 1 mm 左右, 随高度的变化不大。对流云降水在雨强大于  $20 \text{ mm h}^{-1}$  时, 强垂直气流 (包括上升气流和下沉气流) 对粒子直径的影响较大, 进而影响空中微降水雷达反演降水参数的数据质量。而垂直气流的影响对层状云降水影响较小, 在层状云降水时, 微降水雷达可以用来分析零度层亮带以下雨滴谱在垂直方向上的演变。

**关键词** 微降水雷达 层状云降水 对流云降水 雨滴谱

文章编号 1006-9895(2020)02-0315-12

中图分类号 P401

文献标识码 A

doi:[10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18243](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18243)

## Characteristics of Rain Microphysical Parameters for Different Cloud Systems in Shandong Province

Wang Hong<sup>1,2</sup>, LEI Hengchi<sup>3</sup>, YANG Jiefan<sup>3</sup>, and ZHANG Dianguo<sup>1</sup>

1 Shandong Weather Modification Office, Jinan 250031

2 Key Laboratory for Cloud Physics of China Meteorological Administration, Beijing 100081

3 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms (LACS), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

**Abstract** Investigating the microphysical parameter characteristics of precipitation in different cloud systems is of considerable significance to study the precipitation mechanism, weather modification, radar quantitative measurement of precipitation, and selection of the microphysical parameterization schemes using numerical prediction models. Further, the microphysical parameters of precipitation in different cloud systems were studied and evaluated on the basis of the

收稿日期 2018-10-29; 网络预出版日期 2019-07-04

作者简介 王洪, 女, 1984 年出生, 博士, 高级工程师, 主要从事云降水物理的研究。E-mail: sdsqxjyqj@163.com

通讯作者 雷恒池, E-mail: leihc@mail.iap.ac.cn

资助项目 山东省气象局项目 2017SDQXZ05、2018SDQN09, 中国气象局云雾物理环境重点开放实验室开放课题 2019Z01607, 国家重点研发计划项目 2018YFC1507903, 国家自然科学基金 41475028

**Funded by** Program of Shandong Province Meteorological Bureau (Grants 2017SDQXZ05, 2018SDQN09), Open Project of Key Laboratory for Cloud Physics of China Meteorological Administration (Grant 2019Z01607), National Key Research and Development Program of China (Grant 2018YFC1507903), National Natural Science Foundation of China (Grant 41475028)

micro rain radar (MRR) data in accordance with the liquid precipitation process that occurred in Jinan, Shandong Province, in 2015. The rainfall intensity samples of the stratiform precipitation were quite large at  $0.02\text{--}0.2 \text{ mm h}^{-1}$  at an altitude of 400 m; however, their contribution to the cumulative precipitation remained relatively small. The number concentration of large particles was high in convective and mixed precipitation. The particle diameter in case of stratiform precipitation was relatively concentrated in the vertical profile, and the average  $D_0$  was observed to be approximately 1 mm below an altitude of 1,400 m. Further, the vertical airflow (including the updraft and downdraft) considerably impacted the particle diameter when the rainfall intensity of the convective precipitation became greater than  $20 \text{ mm h}^{-1}$ ; the data quality of the precipitation parameters retrieved by MRR was relatively poor, especially at upper range gates. Meanwhile, the MRR data can be used to analyze the vertical evolution of the raindrop spectrum below the bright band during stratiform precipitation, which is minimally impacted by the vertical airflow.

**Keywords** Micro rain radar, Stratiform precipitation, Convective precipitation, Raindrop size distribution

## 1 引言

不同的降水类型既是降水云团内热力和动力特性的反映，也是云内微物理过程的结果（[汪亚萍等, 2015](#)）。不同降水类型的潜热垂直结构也不同，例如层状云释放的潜热主要在对流层的上部，而对流云释放的潜热几乎位于整个对流层（[潘晓, 2016; Min et al. 2013; Li et al. 2013](#)）。此外，层状云降水多为锋面云系，低层大气受低压、冷涡、切变线等系统的影响而辐合抬升，产生较大范围的降水；而对流云降水过程多由不稳定层结下的对流运动产生（[王令等, 2014](#)）。因此，不同降水云系的微物理特征反映了云动力学与微物理学之间的相互制约，对了解降水产生的物理机制有重要作用。

雨滴谱是雨滴数浓度随尺度变化的函数，是描述降水微物理特征的重要参数之一，通过雨滴谱的研究对理解降水系统的形成和发展、降水系统与周围环境的相互作用有重要的作用（[刘黎平等, 2014; 王洪等, 2017](#)），还可以揭示不同降水类型的特征（[Das et al., 2017](#)）。由于雨滴的蒸发、碰并、破碎等微物理过程直接导致雨滴谱、雨强等随时间和空间的演变，在很多的云微物理模式中需要降水的微物理参数，尤其是雨滴谱参数来提高地面降水预报的精度（[Iguchi et al., 2012](#)）。雨滴谱随时间和空间的变化是遥感估算雨强不确定性的一个重要来源，尤其是当雨滴尺度小于 1.5 mm 时，遥感技术的灵敏度和精度都是有限的（[Willians et al. 2000](#)）。此外，由于雷达反射率因子与降水粒子半径的六阶距成正比，天气雷达利用传统的雷达反射率因子—雨强关系（Z-R 关系）计算雨强的关键是确定雨滴谱特征。因此，雨滴谱是天气雷达反射率因子测量的重要参数，对雷达定量测量降水也有重

要的意义（[Maki et al., 2001; Islam et al., 2012; Atlas et al., 1999](#)）。

不同云系降水由于降水机制不同，其雨滴谱特征也会有明显的不同（[李慧等, 2018; Chen et al., 2013; Nzeukou et al. 2004](#)）。很多学者对降水微物理参数进行了分析，得到雨滴谱的变化特征。[Schuur et al. \(2001\)](#) 基于二维视频雨滴谱仪分析了俄克拉荷马州雷暴时雨滴谱的变化，发现大雨滴并不总是伴随着大的雨强，有时大雨滴出现的时间早于强对流中心，有时大雨滴也会出现在弱的层状云降水中。[Kozu et al. \(2006\)](#) 分析了亚洲夏季风带（雨滴谱仪布设在南印度的 Gadanki、新加坡、西苏门答腊的 Kototabang 三个地点）雨滴谱的季节变化特征和日变化特征。[Niu et al. \(2010\)](#) 分析了中国半干旱高原地区（宁夏）2007 年 7、8 月份对流云降水和层状云降水的雨滴谱和雨滴下落速度的特征，发现对流云降水雨强增加时伴随着降水粒子的尺度和数浓度的增加，而层状云降水雨强的增加主要是由于中大粒子数浓度的增加。[李慧等 \(2018\)](#) 利用架设在不同高度的雨滴谱仪分析了 2011 年 6、7 月份黄山层状云和对流云降水在不同高度的雨滴谱特征，发现相对于对流云降水，层状云降水粒子谱随高度的变化较小，雨滴谱的演变较为稳定。

目前很多降水微物理参数的研究都是基于地面雨滴谱仪，有冲击型雨滴谱仪，如 Joss-Waldvogel 雨滴谱仪（[Joss and Waldvogel, 1967](#)）；有光学雨滴谱仪，如 OTT PARISVEL 雨滴谱仪（[Löffler-Mang and Joss, 2000](#)）；有二维视频雨滴谱仪（two-Dimensional Video Disdrometer，简称 2DVD），为代表的高速线阵扫描雨滴谱仪（[Kruger and Krajewski, 2002](#)）；有声学雨滴谱仪，以 ITC-4123

hydrophone 为代表 (Nystuen, 2001), 等等。然而, 了解雨滴谱在垂直方向上的分布特征是很有必要的, 尤其对提高天气雷达定量估算降水的精度有重要作用 (Gorgucci and Baldini, 2015)。机载设备虽然能够获得降水云体中的滴谱分布, 但飞机穿云飞行收到很多限制, 滴谱资料在时间和空间连续性以及分辨率上都受限。而雷达技术获取云中降水粒子的下落速度, 进而反演雨滴谱是一种可行的遥感方式。采用 PPP (Pulse Pair Processing, 脉冲对处理) 信号处理方式的天气雷达无法直接给出雨滴谱数据 (何越等, 2014), 而目前研究中能获得雨滴谱参数的雷达主要有风廓线雷达、双偏振雷达、微降水雷达 (Micro Rain Radar, 简称 MRR)。风廓线雷达反演雨滴谱时需要将降水粒子信号和大气信号剥离开来, 但不是所有降水过程探测到的功率谱密度中降水粒子和大气信号区别明显, 有时无法将两种信号完全区分并剥离, 因此给反演带来了难度。双偏振雷达反演雨滴谱时需要假设雨滴谱的谱型分布 (如 Gamma 分布), 但实际环境大气中的降水过程复杂, 雨滴谱谱型不可能遵循单一的谱型分布, 这给双偏振雷达带来了一定的反演算法误

差。而 MRR 反演雨滴谱时则没有上述限制, 可以更好地理解雨滴谱信息在垂直方向上的分布规律, 为了了解不同云系降水微物理参数的分布规律, 本研究主要基于 MRR 分析降水的微物理特征, 在分析了微降水雷达反演参数的局限性的基础上, 利用 2015 年山东济南地区的微降水雷达资料, 分析了不同云系降水的微物理结构, 研究了雨滴谱、雷达反射率因子、液态粒子下落速度、液态水含量、中值体积直径等参数在 400 m 高度和 1400 m 高度以下垂直方向上的分布特征。

## 2 微降水雷达反演参数的比对分析

为了分析 MRR 反演参数的偏差, 与 MRR 同址同步观测的德国 Thies Clima 公司的激光雨滴谱仪用来做比对分析。选取济南地区三个时次的降水, 分别发生在 2015 年 9 月 4 日、2015 年 6 月 29 日、2015 年 8 月 31 日, 根据这三次降水的雨强大小, 认为这三次降水事件分别属于小雨、中雨、大雨。图 1 和表 1 分别给出三次降水的雨强  $R$ 、质量加权平均直径  $D_m$ 、标准化截距参数  $N_w$  随时间的演变以及统计的偏差值。其中 MRR 为第二个距

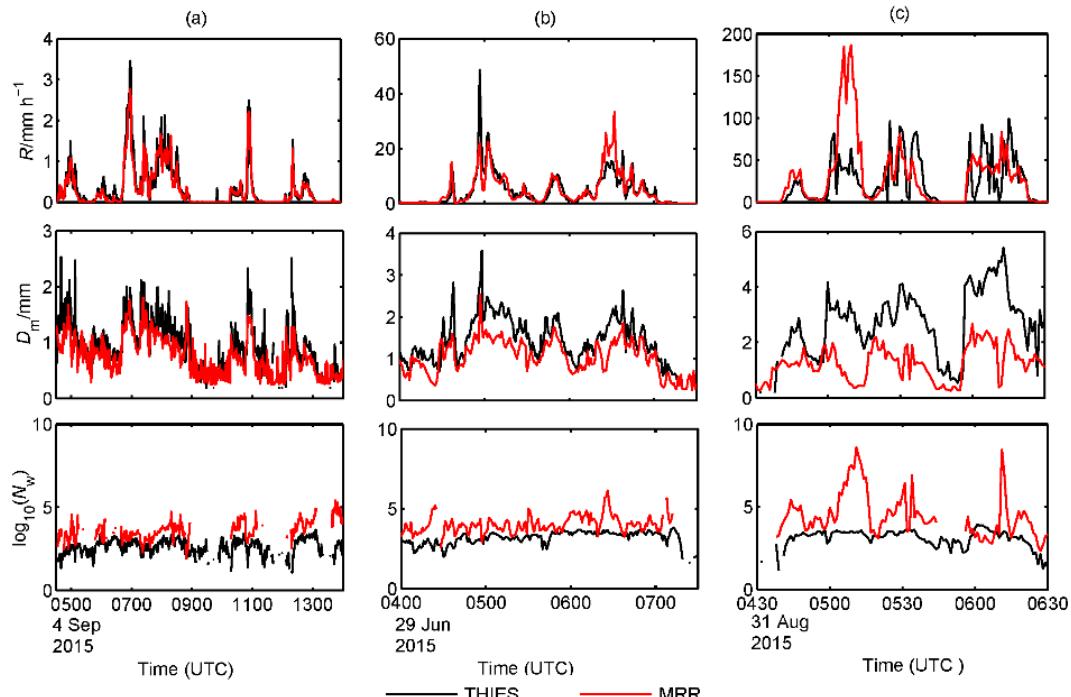


图 1 2015 年 (a) 9 月 4 日、(b) 6 月 29 日和 (c) 8 月 31 日济南降水同步观测的微降水雷达 (MRR) 与 THIES 雨滴谱仪反演值 ( $R$ : 雨强,  $D_m$ : 质量加权平均直径,  $N_w$ : 标准化截距参数) 随时间的演变

Fig. 1 The observation parameters ( $R$ : the rainfall intensity,  $D_m$ : mass weighted mean diameter,  $N_w$ : normalized intercept) observed by micro rain radar (MRR) and disdrometer, respectively, on (a) 4 Sept, (b) 29 Jun, (c) 31 Aug 2015 in Jinan

表 1 微降水雷达 (MRR) 与雨滴谱仪观测参数偏差统计

Table 1 Deviation statistics of the observation parameters between the micro rain radar (MRR) and disdrometer

降水参数	统计量	观测参数偏差		
		小雨	中雨	大雨
雨强/mm h <sup>-1</sup>	偏差	-0.03	0.13	6.65
	标准差	0.1907	3.57	35.54
质量加权平均直径/mm	偏差	-0.17	-0.37	-1.46
	标准差	0.27	0.29	0.98
标准化截距参数/mm <sup>-1</sup> m <sup>-3</sup>	偏差	-1.58	0.40	0.51
	标准差	3.51	1.86	2.74

离库 (400 m 高度) 的探测值, 雨滴谱仪为地面的探测值。当雨强较小时 (图 1a), MRR 与雨滴谱仪反演的雨强和  $D_m$  的吻合度均较好, 随着雨强的增大 (图 1b、c), 与雨滴谱仪相比, MRR 反演的  $D_m$  偏小,  $N_w$  偏大, 雨强的偏差也较大。

分析这种偏差产生的原因, 需要考虑 MRR 的反演算法 (Wang et al., 2017)。假设环境空气的垂直速度为零, 则雨滴的下落速度 (等于多普勒速度) 与粒子直径  $D$  的关系 (Gunn and Kinzer, 1949; Atlas et al., 1973)

$$D(v, h) = \frac{1}{0.6} \ln \frac{10.3}{9.65 - v(h)}, \quad (1)$$

其中, 直径  $D$  的单位为 mm; 液滴的下落速度  $v$  的单位为  $\text{m s}^{-1}$ 。每个距离库上各档直径的反射率为

$$\eta(D, h) = \eta(v, h) \frac{\partial D(v, h)}{\partial v}, \quad (2)$$

其中,  $\eta(v, h)$  为探测量, 表示雷达探测的高度为  $h$ , 速度为  $v$  的单位体积降水粒子的后向散射截面之和。因此可以得到数浓度:

$$N(D, i) = \frac{\eta(D, i)}{\sigma(D)}, \quad (3)$$

其中,  $i$  表示第  $i$  个距离库,  $\sigma(D)$  为单个粒子的后向散射截面, 其公式为

$$\sigma(D) = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right|^2 D^6, \quad (4)$$

进而计算得到雷达反射率因子  $Z$  和雨强  $R$ :

$$Z = \int_0^\infty N(D) D^6 dD, \quad (5)$$

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^\infty N(D) D^3 v(D) dD. \quad (6)$$

Peters et al. (2005) 认为只要垂直气流的速度不超过  $2 \text{ m s}^{-1}$ , MRR 的 1 min 平均产品与实况很接近。在层状云降水时, 由于垂直气流的速度很少超过  $1 \text{ m s}^{-1}$  (Cifelli and Rutledge, 1994), 垂直气流对层状云降水时参数反演的影响可以忽略 (Konwar et al., 2012; Wang et al., 2017)。在对流云降水时, 环境空气中可能存在较大的垂直气流, 垂直气流对参数的反演可能产生两种影响, 一是强的垂直气流使得雷达回波功率谱在速度轴上产生折叠现象, 进而影响降水参数的反演 (Tridon et al., 2011), 例如强的下沉气流存在, 不会改变雷达回波功率谱的大小, 只会使得雷达回波功率谱向速度轴的大值方向移动, 当超出 MRR 多普勒谱的范围 ( $0 \sim 12 \text{ m s}^{-1}$ ) 时, 就会跳到多普勒速度的低值端, 造成雷达回波功率谱的折叠; 同理, 上升气流则相反。二是当垂直气流的速度值不足以产生速度折叠时, 雷达回波功率谱在速度轴上产生平移。例如有较大的上升气流时, 会使得粒子下落速度减小, 公式 (1) 使得雨滴直径减小, 由于单个粒子的后向散射截面  $\sigma(D)$  与粒子直径  $D$  的六次方成正比 (公式 4), 进而使得粒子的后向散射截面减小, 公式 (3) 的应用导致粒子的数浓度  $N(D, i)$  增大。增大的  $N(D, i)$ 、减小的粒子直径  $D$  和下落速度  $v(D)$  共同影响雨强的大小 (公式 6)。

### 3 降水微物理参数特征

#### 3.1 降水云分类

为分析不同云系降水的微物理参数特征, 将 2015 年山东济南的液态降水分为三类: 层状云降水、对流云降水、混合云降水。参考 Gamache and Houze (1982) 的研究, 认为可以利用雷达反射率来划分降水类型, 当雷达反射率小于  $38 \text{ dBZ}$  时为层状云降水, 大于  $38 \text{ dBZ}$  时为对流云降水。本研究在划分时结合济南齐河的 CINRAD-SA 天气雷达组合反射率图, 当降水云系水平结构均匀, 范围大, 垂直结构不明显或云底较低, 反射率几乎不超过  $38 \text{ dBZ}$  时, 尤其是当有零度层亮带时, 认为是层状云降水, 否则认为是对流云降水。当降水云系水平范围较大, 且有明显的对流存在时, 认为是混合云降水。样本的时间分辨率为 1 min, 层状云降水共得到 11033 个样本, 对流云降水共得到 5305 个样本, 混合云降水 4522 个样本。

### 3.2 地面雨滴谱

#### 3.2.1 雨强分档

由于 2015 年全年 MRR 垂直分辨率根据季节会有所调整, 分别为 35 m、100 m、200 m 不等, 而 MRR 最小距离库由于受地面影响较大, 数据集不可用, 因此综合考虑垂直分辨率和可用距离库, 选择 400 m 高度为全年最低层。为了分析近地面层降水微物理参数的演变, 将 400 m 高度的雨强根据下表分为 10 个等级, 每级雨强间隔参考 (Radhakrishna et al., 2009) 如表 2 所示。

图 2 给出了不同降水类型对应每级雨强的样本数, 不管是对流云降水还是层状云降水, 样本数都呈现出双峰结构, 即最小雨强等级 ( $0.02\sim0.2 \text{ mm h}^{-1}$ ) 和第五级雨强 ( $1\sim2 \text{ mm h}^{-1}$ ) 存在样本数的峰值, 即这两级雨强在全年的降雨过程中占有时间比例较大。 $1\sim2 \text{ mm h}^{-1}$  雨强样本数有极大值, 与 Radhakrishna et al. (2009) 和 Radhakrishna and Narayana (2010) 的观测结论一致, 可能与雨强等级划分方法有关, 1~4 级雨强的分级区间都小于  $0.3 \text{ mm h}^{-1}$ , 第五级雨强 ( $1\sim2 \text{ mm h}^{-1}$ ) 的分级区间增大为  $1 \text{ mm h}^{-1}$ 。 $0.02\sim0.2 \text{ mm h}^{-1}$  雨强样本数也有峰值, 说明小雨强占有降水时段很大的时间比例。同时, 还可以看到近地面层状云降水时的中小雨强时间远大于对流云降水, 最大时达到 4 倍以上。虽然从总的样本数上看, 对流云降水 (5305 个) 远小于层状云降水 (11033 个), 但是当雨强大于  $4 \text{ mm h}^{-1}$  (大于等于第 7 级) 时, 对流云降水的样本数普遍大于层状云降水。层状云降水主要集中在雨强小于  $4 \text{ mm h}^{-1}$  的降水, 而对流云降水样本数主要集中在  $0.02\sim0.2$  和  $1\sim8 \text{ mm h}^{-1}$  的降水。

#### 3.2.2 雨强

图 3 给出了不同降水类型在每级雨强的归一化平均雨强 (图 3a) 和累积降水量分布 (图 3b)。从图 3a 中看到, 不同降水类型的平均雨强相差很小。图 3b 显示在中小雨强段 (小于等于  $4 \text{ mm h}^{-1}$  时), 层状云降水各级雨强的累积降水量均大于对流云降水; 在大雨强段 (大于  $4 \text{ mm h}^{-1}$  时), 层

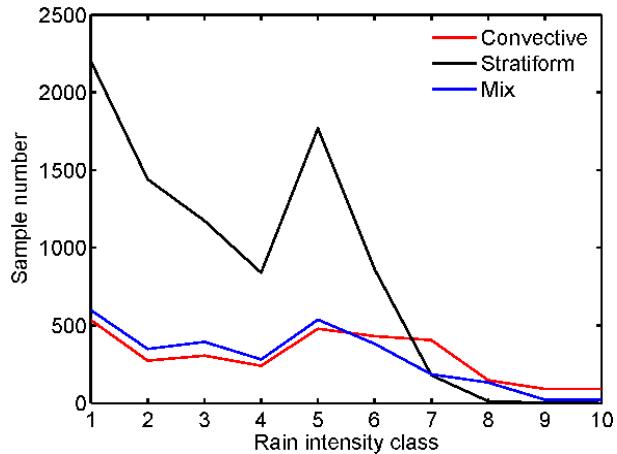


图 2 每级雨强的样本数量 (黑线为层状云降水; 红线为对流云降水; 蓝线为混合云降水)

Fig. 2 The sample numbers for each rainfall intensity class (the black line denotes stratiform precipitation, the red line denotes convective precipitation, the blue line denotes mixed precipitation)

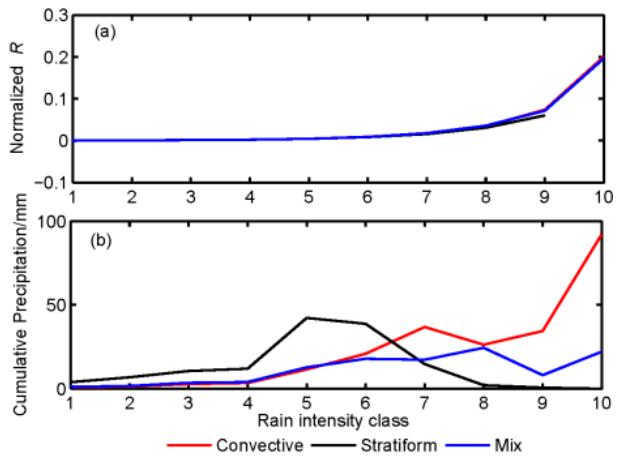


图 3 各等级雨强的 (a) 归一化分布和 (b) 累积降水量分布

Fig. 3 (a) The normalized  $R$  and (b) cumulative precipitation for each rainfall intensity class

状云降水各级的累积降水量均小于其余两种云系降水; 最大累积降水量在  $1\sim2 \text{ mm h}^{-1}$  的雨强上, 即虽然  $0.02\sim0.2 \text{ mm h}^{-1}$  雨强样本数很大 (图 2), 但对累计降水量的贡献很小 (图 3b)。对流云降水则随着雨强分级的增大, 各级累积降水量总体呈

表 2 雨强等级

Table 2 Rainfall intensity class

	等级									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
雨强/ $\text{mm h}^{-1}$	0.02~0.2	0.2~0.4	0.4~0.7	0.7~1	1~2	2~4	4~8	8~16	16~32	>32

增大趋势，最大值出现在雨强的最大等级上。经计算，当雨强大于  $32 \text{ mm h}^{-1}$  时，对流云降水的累积降水量为  $92.17 \text{ mm}$ ，混合云降水的累计雨强为  $22.09 \text{ mm}$ ，层状云降水的累积降水量为  $0 \text{ mm}$ 。

### 3.2.3 雷达反射率因子、下落速度、液态水含量

雷达反射率因子  $Z$ （图 4a）和粒子下落速度  $W$ （图 4b）在各等级雨强的平均值分布类似，三类云系降水的  $Z$ 、 $W$  值都随着雨强等级的增大而增大，且对流云降水的  $Z$  和  $W$  均大于层状云降水，混合云降水在中小雨强段和层状云降水的  $Z$ 、 $W$  近似，在大雨强段和对流云降水的  $Z$ 、 $W$  近似。三类云系降水的液态水含量 LWC（图 4c）在各等级值接近，但是在最大雨强等级处，混合云降水、对流云降水和层状云降水的 LWC 分别为  $7.26$ 、 $6.23$  和  $0 \text{ g m}^{-3}$ ，三者相差较大。由于在中小雨强等级时，不同降水类型的平均雨强相差很小（图 3a），因此分析图 4a、b 中  $Z$  和 LWC 的差别不是由等级内不同降水类型的雨强差异造成的，可以由图 6 解释，由于对流云降水的粒子尺度大于另外两种降水类型，即对流云降水中的粒子有较大的下落速度  $W$ 。由于  $Z$  和 LWC 分别与粒子尺度的六次方和三次方成正比，因此进而使得对流云降水的  $Z$  和

LWC 在相同雨强等级时大于层状云降水。

### 3.2.4 雨滴谱

不同降水云系雨滴谱在不同雨强等级的分布（图 5a）可以看出，混合云降水与对流云降水近似，最大雨强都在  $60 \text{ mm h}^{-1}$  左右，层状云降水最

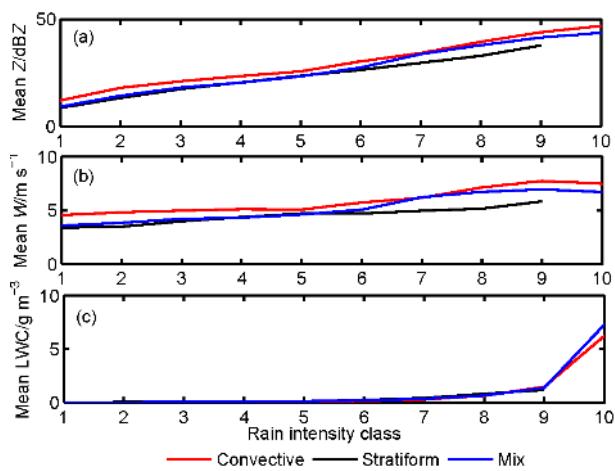


图 4 各等级雨强 (a) 雷达反射率因子 ( $Z$ )、(b) 粒子下落末速度 ( $W$ )、(c) 液态含水量 (LWC) 的均值分布

Fig. 4 The mean values of (a) the radar reflectivity factor ( $Z$ ), (b) raindrop fall velocity ( $W$ ), and (c) liquid water content (LWC) for each rainfall intensity class

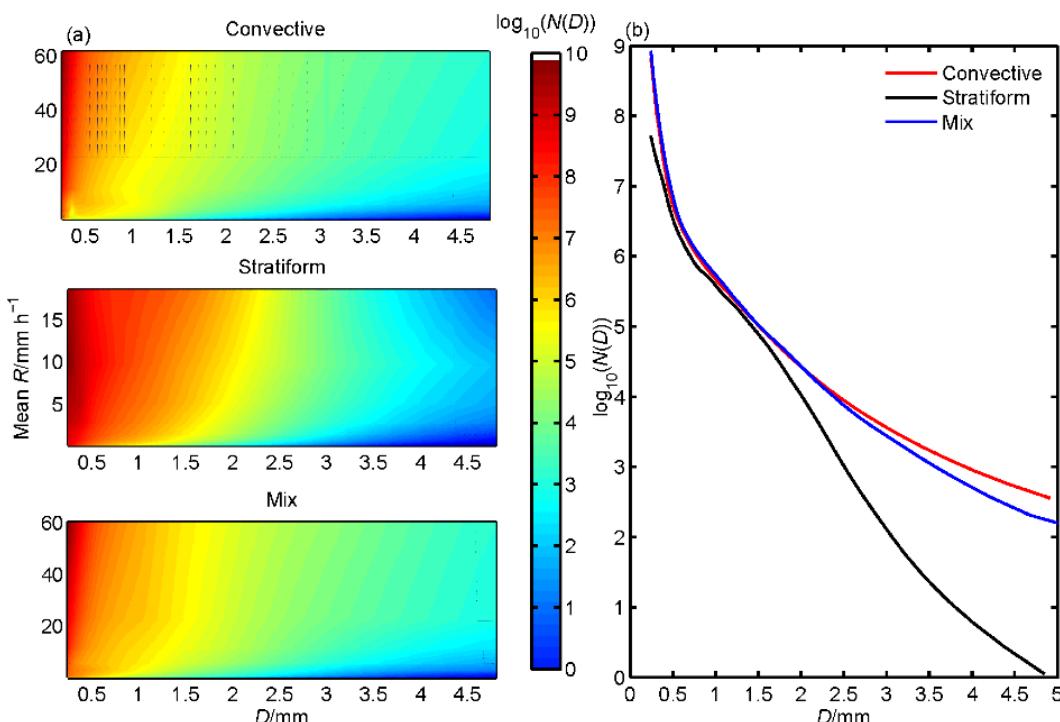


图 5 不同降水类型雨滴谱的分布 ( $N$  的单位:  $\text{m}^{-4}$ ): (a) 雨滴谱随雨强的分布 (阴影); (b) 平均雨滴谱分布

Fig. 5 Variation of drop size distribution for different precipitation types (units of  $N$ :  $\text{m}^{-4}$ ): (a) Variation of drop size distribution with rainfall intensity(shaded); (b) average drop size distribution

大雨强不超过  $20 \text{ mm h}^{-1}$ 。层状云降水的大液滴数量明显比对流云降水少。从平均雨滴谱分布(图 5b)上看,混合云和对流云降水在大粒子端数浓度均较高,相对于层状云降水,这两类降水时有较强上升气流存在,形成较大雨滴是完全可能的(陈宝君等,1998),而这部分大雨滴在下落过程中破碎,可造成大滴的增多,同时也会使得特小雨滴大量增加(宫福久等,1997)。

### 3.2.5 中值体积直径

为进一步分析雨滴谱分布特征,引进滴谱的矩参数:

$$M_n = \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^n N(D) dD, \quad (7)$$

高阶的  $M$  受到数浓度大粒子段的观测误差和自然起伏的影响较大(Cao et al., 2008; 杨加艳等, 2010)。而低阶  $M$  则受数浓度小粒子段的观测误差影响存在较大的不确定性。因此,为了减少这些不确定性的影晌,选择中间阶量——中值体积直径  $D_0$  来分析,  $D_0$  公式如下:

$$\int_{D_{\min}}^{D_0} N(D) D^3 dD = \frac{1}{2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^3 dD, \quad (8)$$

其中,  $D_{\min}$  为雨滴最小直径,  $D_{\max}$  为雨滴最大直径,单位 mm,其表示含水量一半是由该体积以上的粒子粒径组成,它可以表征降水时粒子的大概尺寸(吴林林,2014)。

从不同降水类型中值体积直径  $D_0$  随雨强的分

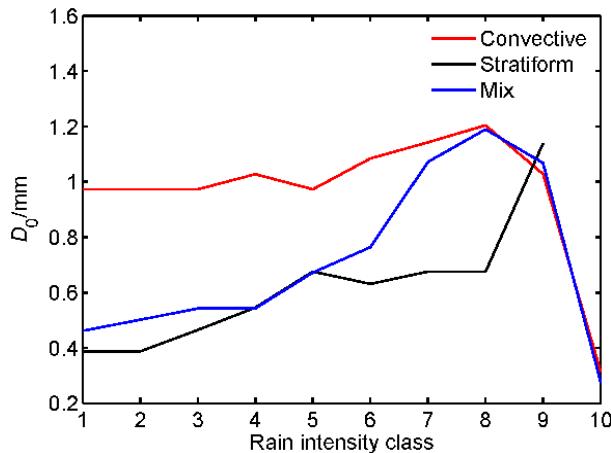


图 6 不同降水类型中值体积直径( $D_0$ )随雨强的分布(红色对流云降水; 黑色层状云降水; 蓝色混合云降水)

Fig. 6 Variation of median volume diameter ( $D_0$ ) with rainfall intensity for different types of precipitation (the red line denotes convective precipitation, the black line denotes stratiform precipitation, the blue line denotes mixed precipitation)

布(图 6)上看,层状云降水的  $D_0$  随着雨强的增大而增大,结合图 5b,虽然层状云降水在雨强较大时的  $D_0$  较大,但是累计降水量很小,主要是因为在雨强稍大时的粒子数浓度低。混合云降水的  $D_0$ (图 6 蓝线)在中小雨强段表现出层状云降水的近似的特征,而在雨强大于  $8 \text{ mm h}^{-1}$  时,表现出与对流云降水近似的特征。2015 年全年,对流云降水、层状云降水、积层混合云降水的  $D_0$  均值分别为  $0.99 \text{ mm}$ 、 $0.64 \text{ mm}$ 、 $0.73 \text{ mm}$ 。随着雨强的增大,三类降水的  $D_0$  总体呈现递增的趋势。值得注意的是,在最大雨强分档处,即雨强大于  $32 \text{ mm h}^{-1}$  时,对流云降水和混合云降水的  $D_0$  迅速减小,推测是 MRR 的虚假观测。对流云和混合云降水时,当雨强大于  $32 \text{ mm h}^{-1}$  时,强的垂直气流使得雷达回波功率谱产生折叠现象,进而导致反演的降水参数急剧增大或减小(Tridon et al. 2011);当垂直气流的速度值不足以产生速度折叠,有较强的上升气流存在时,使得粒子下落速度减小,导致计算的雨滴直径减小。这里的统计结果与图 1c 的个例反演结论近似。

### 3.3 夏季雨滴谱的垂直分布

#### 3.3.1 雨强等级

为了避免冰相粒子对 MRR 反演的影响,只分析夏季  $1400 \text{ m}$  高度以下降水的微物理参数。雨强分档参考 Peters et al. (2005),如表 3 所示。

各等级样本数如下图 7 所示,三种降水类型的样本数随高度的变化不大,在最大等级雨强处的样本数(图 7 紫色)在各层高度上比其余三个等级雨强都最少,其中对流云降水在最大等级的样本数在各层高度上相对于其它两种降水类型都偏多;层状云在近地面四层高度( $400$ 、 $600$ 、 $800$ 、 $1000 \text{ m}$ )上  $>20 \text{ mm h}^{-1}$  雨强的样本数为零。对流云降水在各层高度上主要集中在中间两级雨强( $0.2 \sim 2.0$ , $2.0 \sim 20 \text{ mm h}^{-1}$ ),层状云降水主要集中在第二级雨强( $0.2 \sim 2.0 \text{ mm h}^{-1}$ )。也解释了图 2 中层状云降水累计降雨量主要集中在中小雨强段。由于混合云样本数相对于层状云降水和对流云降水较少,因

表 3 雨强等级

Table 3 Rainfall intensity class

雨强/ $\text{mm h}^{-1}$	等级			
	1	2	3	4
$0.02 \sim 0.2$				
$0.2 \sim 2.0$				
$2.0 \sim 20$				
$>20$				

此下面只分析对比层状云降水和对流云降水的特征。

### 3.3.2 雨强、雷达反射率因子、液态水含量、下落速度

下面分析对流云降水和层状云降水的雨强  $R$ 、

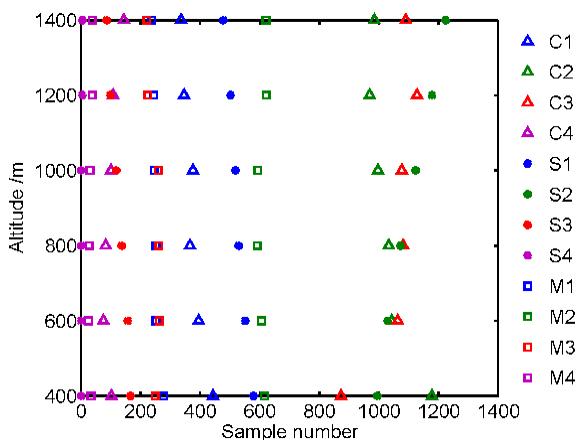


图 7 对流云 (Convective: C) 降水、层状云 (Stratiform: S) 降水和混合云 (Mix: M) 降水在不同高度的样本数。 $\Delta$  为对流云降水, \* 为层状云降水,  $\square$  为混合云降水, 图例标注的 1、2、3、4 分别为  $0.02\sim0.2 \text{ mm h}^{-1}$ 、 $0.2\sim2.0 \text{ mm h}^{-1}$ 、 $2.0\sim20.0 \text{ mm h}^{-1}$ 、 $>20 \text{ mm h}^{-1}$  四个等级雨强

Fig. 7 Sample numbers of convective precipitation (C), stratiform precipitation (S), and mixed type of precipitation (M) at different altitudes.  $\Delta$  denotes convective precipitation, \* denotes stratiform precipitation,  $\square$  denotes mixed type of precipitation. Legends 1, 2, 3, and 4 represent rainfall intensities of  $0.02\sim0.2 \text{ mm h}^{-1}$ ,  $0.2\sim2.0 \text{ mm h}^{-1}$ ,  $2.0\sim20.0 \text{ mm h}^{-1}$ , and  $>20 \text{ mm h}^{-1}$ , respectively

雷达反射率因子  $Z$ 、液态水含量 LWC 和液滴下落速度  $W$  在各个高度层上的平均值的变化特征 (图 8)。随着雨强的增大, 对流云降水和层状云降水在各等级的  $R$  (图 8a)、 $Z$  (图 8b) 和 LWC (图 8c) 的差值也逐渐增大。层状云的  $W$  在各个雨强等级都比对流云降水的  $W$  小 (图 8d), 尤其是第三级雨强对流云的  $W$  比第四级雨强层状云的  $W$  还大, 推断层状云降水的液滴直径小于对流云降水, 下落速度就比对流云降水小。值得注意的是图 8d 中层状云降水和前两级雨强的对流云降水, 粒子的下落速度随高度的降低变化不大或有减小趋势, 而较大雨强等级的对流云降水粒子的下落速度随高度的降低而显著增大, 这个结论与 Peters et al. (2005) 的结论类似, MRR 在大雨强时, 雨滴谱随着高度的增加而急剧地向小粒子方向偏移, 因此观测的粒子下落速度急剧减小, 可能是强降水时存在强的垂直气流导致的 (Peters et al. 2005)。

### 3.3.3 雨滴谱

图 9、10 分别给出了对流云和层状云降水每级雨强上雨滴谱随高度的分布。其中, 横坐标为液滴直径  $D$  (mm), 纵坐标为垂直高度 (m), 色标代表雨滴谱的对数分布。可以看到, 对流云降水的雨滴谱分布相对层状云谱宽更大, 两种降水类型都随着雨强的增大谱宽展宽。

当雨强大于  $20 \text{ mm h}^{-1}$  时, 由于层状云降水在  $1200 \text{ m}$  高度以下样本数量为零, 因此只分析前三

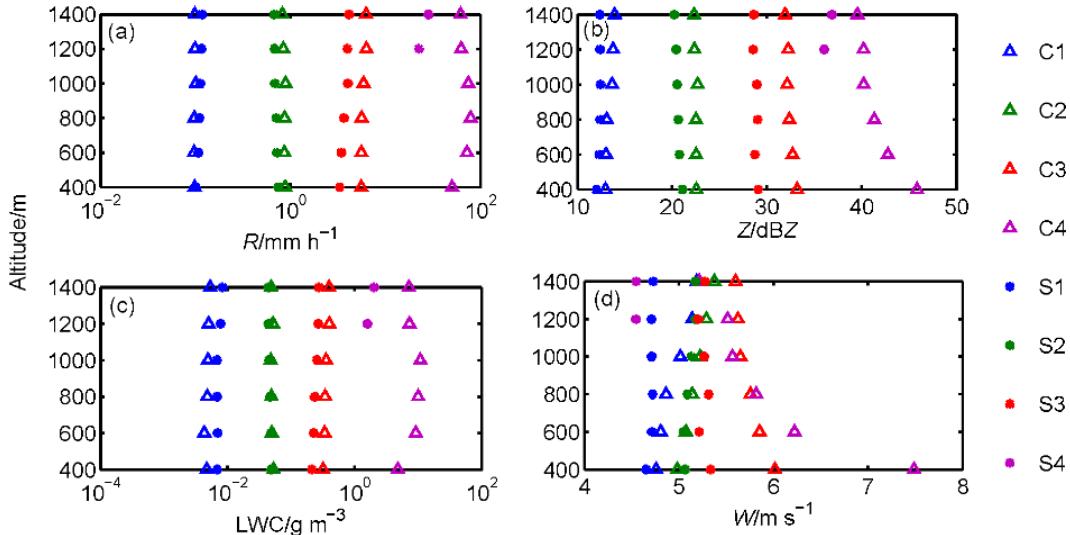


图 8 对流云 (C) 和层状云 (S) 降水的 (a)  $R$ 、(b)  $Z$ 、(c) LWC、(d)  $W$  值在不同雨强等级上随高度的变化

Fig. 8 The mean values of (a)  $R$ , (b)  $Z$ , (c) LWC, and (d)  $W$  varying with the altitude and rainfall intensity for convective precipitation (C) and stratiform precipitation (S)

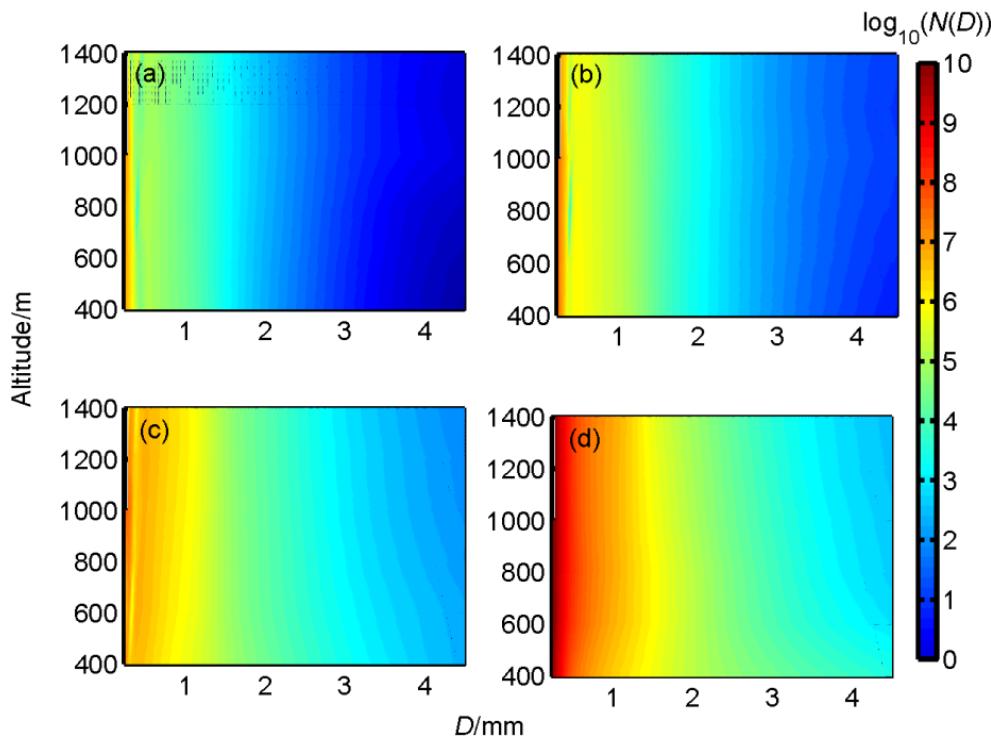


图9 对流云降水不同等级雨强上雨滴谱随高度的分布（阴影， $N$ 的单位： $\text{m}^{-4}$ ）：(a)  $0.02\sim0.2 \text{ mm h}^{-1}$ ; (b)  $0.2\sim2 \text{ mm h}^{-1}$ ; (c)  $2\sim20 \text{ mm h}^{-1}$ ; (d)  $>20 \text{ mm h}^{-1}$

Fig. 9 The distribution of drop size distribution with four rainfall intensities in case of convective precipitation (shaded, units of  $N: \text{m}^{-4}$ ): (a)  $0.02\sim0.2 \text{ mm h}^{-1}$ ; (b)  $0.2\sim2 \text{ mm h}^{-1}$ ; (c)  $2\sim20 \text{ mm h}^{-1}$ ; (d)  $>20 \text{ mm h}^{-1}$

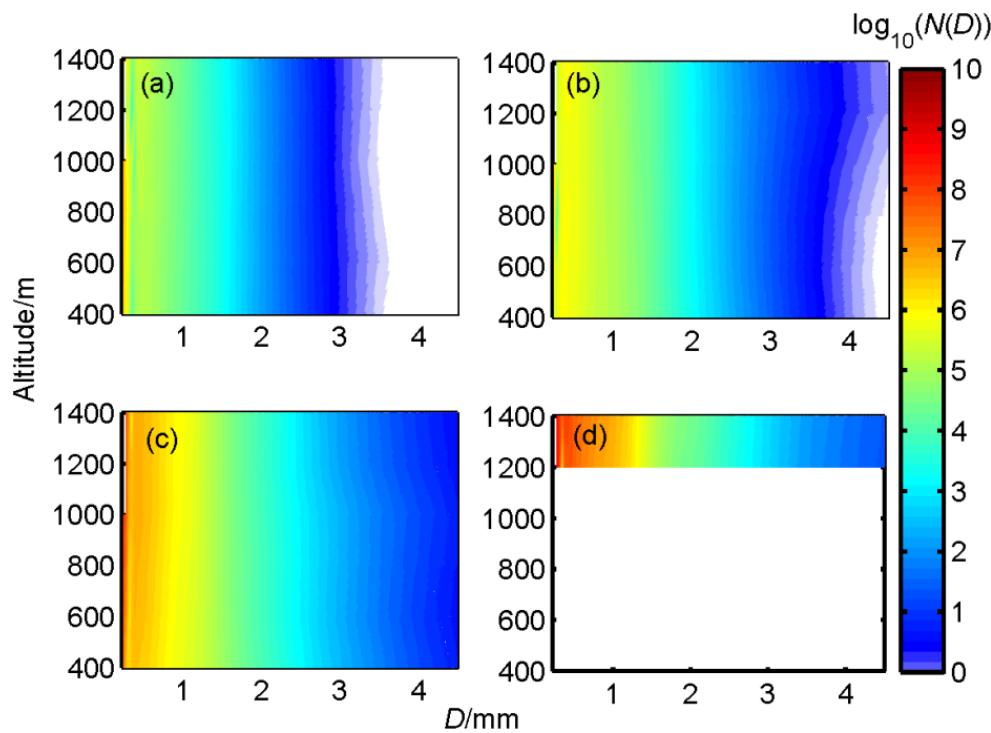


图10 层状云降水不同等级雨强上雨滴谱随高度的分布（阴影， $N$ 的单位： $\text{m}^{-4}$ ）：(a)  $0.02\sim0.2 \text{ mm h}^{-1}$ ; (b)  $0.2\sim2 \text{ mm h}^{-1}$ ; (c)  $2\sim20 \text{ mm h}^{-1}$ ; (d)  $>20 \text{ mm h}^{-1}$

Fig. 10 The distribution of drop size distribution with four rainfall intensities in case of stratiform precipitation (shaded, units of  $N: \text{m}^{-4}$ ): (a)  $0.02\sim0.2 \text{ mm h}^{-1}$ ; (b)  $0.2\sim2 \text{ mm h}^{-1}$ ; (c)  $2\sim20 \text{ mm h}^{-1}$ ; (d)  $>20 \text{ mm h}^{-1}$

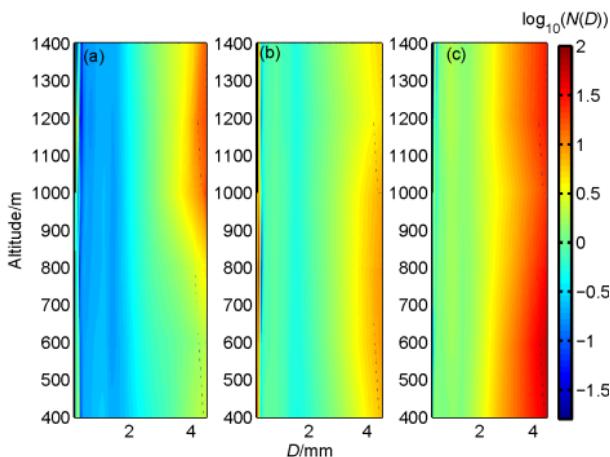


图 11 对流云降水与层状云降水在不同雨强上数浓度的差值分布 (阴影,  $N$  的单位:  $\text{m}^{-4}$ ): (a)  $0.02\sim 0.2 \text{ mm h}^{-1}$ ; (b)  $0.2\sim 2 \text{ mm h}^{-1}$ ; (c)  $2\sim 20 \text{ mm h}^{-1}$

Fig. 11 The variation of drop size distribution bias between convective precipitation and stratiform precipitation with three rainfall intensities (shaded, units of  $N: \text{m}^{-4}$ ): (a)  $0.02\sim 0.2 \text{ mm h}^{-1}$ ; (b)  $0.2\sim 2 \text{ mm h}^{-1}$ ; (c)  $2\sim 20 \text{ mm h}^{-1}$

级雨强的雨滴谱随高度的变化 (图 11)。分析对流云降水与层状云降水在不同高度数浓度的差值分布时, 两者的数浓度取对数后相减。从总体上看, 对流云降水在中小粒子的数浓度小于层状云降水, 而大粒子端的数浓度大于层状云降水。雨强在  $0.02\sim 0.2 \text{ mm h}^{-1}$  时, 对流云降水只在高层大粒子数浓度相对层状云降水较大; 雨强在  $0.2\sim 20 \text{ mm h}^{-1}$  时, 对流云降水整层的大粒子数浓度都较大。因此对流云降水在雨强较小时, 大粒子主要集中在高空, 随着雨强的增大, 高空的大滴在下落过程中破碎和碰并等过程, 造成大滴的高度逐渐降低, 并逐渐接地。地面上对流云降水的大雨强也主要是大粒子在低层的贡献。

### 3.3.4 中值体积直径

中值体积直径  $D_0$  可以定量描述对流云降水与层状云降水在不同高度上粒子尺度的分布 (图 12)。不同降水云系的  $D_0$  随高度的变化不大, 前三级雨强 ( $0.02\sim 0.2$ 、 $0.2\sim 2.0$ 、 $2.0\sim 20.0 \text{ mm h}^{-1}$ ) 的  $D_0$  主要集中在  $1 \text{ mm}$  左右。雨强在  $>20 \text{ mm h}^{-1}$  时, 层状云降水在  $1000 \text{ m}$  及以下无样本数, 对流云降水的  $D_0$  值相对其它三级雨强较小, 其中对流云降水的  $D_0$  在  $400\sim 1400 \text{ m}$  的高度上几乎都是  $0.4 \text{ mm}$  左右, 这种现象物理解释不合理, 不是真实值。一方面强垂直气流引起雷达回波功率谱在速度轴上产生折叠, 另一方面, 未产生折叠时, 当云

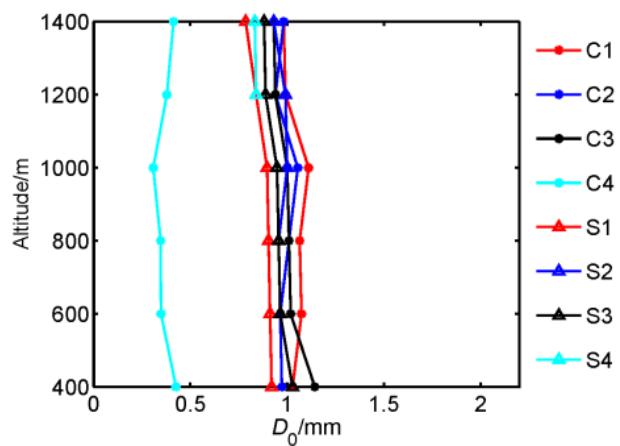


图 12 对流云降水 (C) 与层状云降水 (S) 在不同高度  $D_0$  的平均值分布

Fig. 12 The average value of  $D_0$  at different altitudes for convective precipitation (C) and stratiform precipitation (S)

内上升气流较大时, 上升气流的存在使得粒子的下落速度比在静止空气时减小, 根据 MRR 的反演原理, 粒子下落速度与粒子直径之间的关系公式使得粒子直径减小。这解释了图 12 中对流云降水的  $D_0$  在最大雨强处的值偏小的原因。因此, 雨强大于  $20 \text{ mm h}^{-1}$  的对流云降水, 粒子的  $D_0$  反而是最小的 ( $D_0$  约  $0.4 \text{ mm}$ ), 这种现象是由于垂直气流导致的虚假反演值。

## 4 讨论

通过对 2015 年全年济南地区 MRR 探测到的液态降水资料进行分析, 在  $400 \text{ m}$  高度上, 对流云降水、层状云降水、积层混合云降水的  $D_0$  均值分别为  $0.99 \text{ mm}$ 、 $0.64 \text{ mm}$ 、 $0.73 \text{ mm}$ 。在垂直分布上, 微降水雷达反演数据可以更好地理解雨滴谱信息在垂直方向上的分布规律, 可了解不同云系降水微物理参数的分布规律, 但是其反演算法也有其局限性, 即对雨强较大的对流云降水时偏差较大, 主要影响的是降水粒子的下落速度和粒径。当雨强大于  $20 \text{ mm h}^{-1}$  时, MRR 在高空的产品不可用。而对于层状云降水, 由于垂直气流的速度很小, 可以忽略, 可以用来分析液态降水粒子在垂直方向上的雨滴谱参量。

## 参考文献 (References)

- Atlas D, Srivastava R C, Sekhon R S. 1973. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence [J]. *Rev. Geophys.*, 11(1): 1–35. doi:10.1029/rg011i001p00001

- Atlas D, Ulbrich C W, Marks F D Jr, et al. 1999. Systematic variation of drop size and radar-rainfall relations [J]. *J. Geophys. Res.*, 104(D6): 6155–6169. doi:10.1029/1998jd200098
- Cao Q, Zhang G F, Brandes E, et al. 2008. Analysis of video disdrometer and polarimetric radar data to characterize rain microphysics in Oklahoma [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47: 2238–2255. doi:10.1175/2008jamc1732.1
- 陈宝君, 李子华, 刘吉成, 等. 1998. 三类降水云雨滴谱分布模式 [J]. 气象学报, 56(4): 123–129. Chen Baojun, Li Zihua, Liu Jicheng, et al. 1998. Model of raindrop size distribution in three types of precipitation [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 56(4): 123–129.
- Chen Baojun, Yang Jun, Pu Jiangping. 2013. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the Meiyu season observed in eastern China [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 91(2): 215–227. doi:10.2151/jmsj.2013-208
- Cifelli R, Rutledge S A. 1994. Vertical motion structure in maritime continent mesoscale convective systems: Results from a 50-MHz profiler [J]. *J. Atmos. Sci.*, 51(18): 2631–2652. doi:10.1175/1520-0469(1994)051<2631:vmsimc>2.0.co;2
- 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:10.1016/j.atmosres.2016.11.003
- Gamache J F, Houze R A Jr. 1982. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110(2): 118–135. doi:10.1175/1520-0493(1982)110<0118:mamawa>2.0.co;2
- Gunn R, Kinzer G D. 1949. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air [J]. *J. Meteor.*, 6(4): 243–248. doi:10.1175/1520-0469(1949)006<0243:ttvoff>2.0.co;2
- 宫福久, 李子华, 陈宝君, 等. 1997. 一次北上台风降水微结构演变特征 [J]. 气象科学, 17(4): 335–343. Gong Fujiu, Li Zihua, Chen Baojun, et al. 1997. Evolution of typhoon precipitation microstructure [J]. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 17(4): 335–343.
- Gorgucci E, Baldini L. 2015. Influence of beam broadening on the accuracy of radar polarimetric rainfall estimation [J]. *J. Hydrometeorol.*, 16(3): 1356–1371. doi:10.1175/jhm-d-14-0084.1
- 何越, 何平, 林晓萌. 2014. 基于双高斯拟合的风廓线雷达反演雨滴谱 [J]. *应用气象学报*, 25(5): 570–580. He Yue, He Ping, Lin Xiaomeng. 2014. Raindrop size distribution retrieval from wind profiler radar based on double-Gaussian fitting [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 25(5): 570–580. doi:10.11898/1001-7313.20140506
- Iguchi T, Matsui T, Tokay A, et al. 2012. Two distinct modes in one-day rainfall event during MC3E field campaign: Analyses of disdrometer observations and WRF-SBM simulation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39(24): 2012GL053329. doi:10.1029/2012gl053329
- Islam T, Rico-Ramirez M A, Thurai M, et al. 2012. Characteristics of raindrop spectra as normalized gamma distribution from a Joss-Waldvogel disdrometer [J]. *Atmospheric Research*, 108: 57–73. doi:10.1016/j.atmosres.2012.01.013
- Joss J, Waldvogel A. 1967. A raindrop spectrograph with automatic analysis [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 68: 240–246. doi:10.1007/BF00874898
- Konwar M, Maheskumar R S, Das S K, et al. 2012. Nature of light rain during presence and absence of bright band [J]. *Journal of Earth System Science*, 121(4): 947–961. doi:10.1007/s12040-012-0202-x
- Kozu T, Reddy K K, Shuichi Mori, et al. 2006. Seasonal and diurnal variations of raindrop size distribution in Asian monsoon region [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 84A: 195–209. doi:10.2151/jmsj.84a.195
- Kruger A, Krajewski W F. 2002. Two-dimensional video disdrometer: A description [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19(5): 602–617. doi:10.1175/1520-0426(2002)019<0602:tdvdad>2.0.co;2
- 李慧, 银燕, 单云鹏, 等. 2018. 黄山层状云和对流云降水不同高度的雨滴谱统计特征分析 [J]. *大气科学*, 42(2): 268–280. Li Hui, Yin Yan, Shan Yunpeng, et al. 2018. Statistical characteristics of raindrop size distribution for stratiform and convective precipitation at different altitudes in Mt. Huangshan [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 42(2): 268–280. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1705.16291
- Li Rui, Min Qilong, Wu Xiaoqing, et al. 2013. Retrieving latent heating vertical structure from cloud and precipitation profiles: Part II: Deep convective and stratiform rain processes [J]. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 122: 47–63. doi:10.1016/j.jqsrt.2012.11.029
- 刘黎平, 谢蕾, 崔哲虎. 2014. 毫米波云雷达功率谱密度数据的检验和在弱降水滴谱反演中的应用研究 [J]. *大气科学*, 38(2): 223–236.
- Liu Liping, Xie Lei, Cui Zhehu. 2014. Examination and application of Doppler spectral density data in drop size distribution retrieval in weak precipitation by cloud radar [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38(2): 223–236. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12207
- Löffler-Mang M, Joss J. 2000. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17(2): 130–139. doi:10.1175/1520-0426(2000)017<0130:aodfms>2.0.co;2
- Maki M, Keenan T D, Sasaki Y, et al. 2001. Characteristics of the raindrop size distribution in tropical continental squall lines observed in Darwin, Australia [J]. *J. Appl. Meteor.*, 40(8): 1393–1412. doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1393:cotsrd>2.0.co;2
- Min Qilong, Li Rui, Wu Xiaoqing, et al. 2013. Retrieving latent heating vertical structure from cloud and precipitation Profiles: Part I: Warm rain processes [J]. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 122: 31–46. doi:10.1016/j.jqsrt.2012.11.030
- Niu Shengjie, Jia Xingcan, Sang Jianren, et al. 2010. Distributions of raindrop sizes and fall velocities in a semiarid Plateau climate: Convective versus stratiform rains [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 49(4): 632–645. doi:10.1175/2009jamc2208.1
- Nystuen J A. 2001. Listening to raindrops from underwater: An acoustic disdrometer [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18(10): 1640–1657. doi:10.1175/1520-0426(2001)018<1640:ltrfua>2.0.co;2

- Nzeukou A, Sauvageot H, Ochou A D, et al. 2004. Raindrop size distribution and radar parameters at Cape Verde [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1): 90–105. doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0090:RSDARP>2.0.CO;2
- 潘晓. 2016. 星载测雨雷达和测云雷达探测的夏季高原云和降水特征研究 [D]. 中国科学技术大学博士学位论文, 120pp. Pan Xiao.
2016. Characteristics of precipitation and clouds over the Tibetan Plateau in summer based on TRMM and Cloudsat[D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), University of Science and Technology of China, 120pp.
- Peters G, Fischer B, Münster H, et al. 2005. Profiles of raindrop size distributions as retrieved by microrain radars [J]. *J. Appl. Meteor.*, 44(12): 1930–1949. doi:10.1175/jam2316.1
- Radhakrishna B, Rao T N, Rao D N, et al. 2009. Spatial and seasonal variability of raindrop size distributions in Southeast India [J]. *J. Geophys. Res.*, 114(D4): D04203. doi:10.1029/2008jd011226
- Radhakrishna B, Narayana Rao T. 2010. Differences in cyclonic raindrop size distribution from southwest to northeast monsoon season and from that of noncyclonic rain [J]. *J. Geophys. Res.*, 115(D16): D16205. doi:10.1029/2009jd013355
- Schuur T J, Ryzhkov A V, Zrnić D S, et al. 2001. Drop size distributions measured by a 2D video disdrometer: Comparison with dual-polarization radar data [J]. *J. Appl. Meteor.*, 40(6): 1019–1034. doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1019:dsdmbs>2.0.co;2
- Tridon F, van Baelen J, Pointin Y. 2011. Aliasing in micro rain radar data due to strong vertical winds [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38(2): L02804. doi:10.1029/2010gl046018
- 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 Hong, Lei Hengchi, Yang Jiefan.
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
- Wang Hong, Lei Hengchi, Yang Jiefan. 2017. Microphysical processes of a stratiform precipitation event over eastern China: Analysis using micro rain radar data [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 34(12): 1472–1482. doi:10.1007/s00376-017-7005-6
- 王令, 王国荣, 古月, 等. 2014. 风廓线雷达垂直径向速度应用初探 [J]. *气象*, 40(3): 290–296. Wang Ling, Wang Guorong, Gu Yue, et al. 2014. Application of wind profiler radar vertical radial velocity [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 40(3): 290–296. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2014.03.004
- 汪亚萍, 崔晓鹏, 任晨平, 等. 2015. “碧利斯”(0604)暴雨过程不同类型降水云微物理特征分析 [J]. *大气科学*, 39(3): 548–558. Wang Yaping, Cui Xiaopeng, Ren Chenping, et al. 2015. Cloud microphysical characteristics of different precipitation types in Bilis (0604) torrential rainfall events [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39(3): 548–558. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1408.14135
- 吴林林. 2014. 利用雨滴谱对移动双偏振雷达进行质量控制及降水估测 [D]. 中国气象科学研究院博士学位论文, 141pp. Wu Linlin. Application study of mobile C-Band dual-polarization radar quality control and QPE using raindrop size distribution[D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences, 141pp.
- 杨加艳, 肖辉, 肖稳安, 等. 2010. 基于 SATP 和 SIFT 方法分析雨滴谱特征及参数关系 [J]. *高原气象*, 29(2): 486–497. Yang Jiayan, Xiao Hui, Xiao Wenan, et al. 2010. A study of raindrop size distributions and their characteristic parameters based on the methods of SATP and SIFT [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 29(2): 486–497.