

宋灿,周毓荃,吴志会. 雨滴谱垂直演变特征的微雨雷达观测研究. 应用气象学报, 2019, 30(4): 479-490.

DOI: 10.11898/1001-7313.20190408

雨滴谱垂直演变特征的微雨雷达观测研究

宋 灿¹⁾ 周毓荃¹⁾²⁾* 吴志会³⁾

¹⁾(南京信息工程大学, 南京 210044)

²⁾(中国气象科学研究院, 北京 100081)

³⁾(河北省人工影响天气办公室, 石家庄 050021)

摘 要

雨滴谱的垂直变化特征对于认识降水过程、改进模式和雷达定量估计降水等具有重要意义。利用 2016 年 6 月 1 日—9 月 30 日雨量筒、微雨雷达(micro rain radar, 简称 MRR)和 PARSIVEL 雨滴谱仪连续 4 个月的观测数据,在对比 3 种仪器观测结果的基础上,研究了层状云降水不同降水强度下微物理特征量和雨滴谱垂直演变特征。结果表明:MRR 与 PARSIVEL 雨滴谱仪观测降水强度相关性较好,且两种仪器观测的雨滴谱在中等粒子段(0.5~2.5 mm)表现出较好的一致性,而对于小粒子段(雨滴直径小于 0.5 mm)PARSIVEL 雨滴谱仪观测的数浓度明显低于 MRR。对于弱降水(降水强度 $R \leq 0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$),液水含量和降水强度随高度降低减小,雨滴在下落过程中蒸发明显。对于较强降水($R > 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$),随高度降低,雷达反射率因子增大,小滴数浓度减小的同时大滴数浓度增加明显,雨滴下落过程碰并作用明显。所有高度直径不超过 0.5 mm 的小滴对数浓度贡献均为最大。高层雨滴直径不小于 1 mm 的小粒子对降水强度的贡献可达 50%,小粒子对降水强度贡献随高度降低减小。

关键词: 微雨雷达; 雨滴谱; 垂直分布; 不同强度降水

引 言

降水在地球气候系统中起关键作用,对于降水结构特征以及时空变化规律的认识无论是对于极端降水预报还是人工影响天气都非常关键^[1-3]。雨滴谱是雨滴数浓度随雨滴尺度的分布关系,雨滴谱分布(drop size distribution, DSD)信息对于了解降水微物理过程,改进数值预测模型中的微物理参数化方案^[4]、提高天气预报的准确性等有重要作用。同时, DSD 的形状决定了雷达反射率因子与降雨强度之间的关系^[5-6],因此, DSD 的研究对于雷达定量降水估计也至关重要^[7]。

以往工作主要是对地面雨滴谱的研究。前人研究表明:雨滴谱时空差异明显,这种差异与气候背景、降水类型相关。有关不同区域、不同降水类型地

面雨滴谱特征研究较多^[8-14]。然而,由于雨滴谱在下落过程受到碰并、破碎、蒸发等微物理过程的影响,空中和地面的降水特征并不完全一致。DSD 随高度变化引起的雷达反射率因子的垂直变化会导致雷达定量估计降水的偏差。因此,研究降水的垂直结构十分必要。

然而,由于观测手段缺乏,以往对不同高度雨滴谱变化的研究较少。一些学者曾利用山坡不同高度的雨滴谱仪观测^[15-17],研究了雨滴谱在下落过程中的演变特征。然而这样的观测只能得到几个特定高度的雨滴谱信息。也有学者利用飞机观测进行空中雨滴谱的研究,如贾星灿等^[18]、封秋娟等^[19]利用层状云降水过程的飞机观测,研究了空中和地面雨滴谱的差异。但飞机观测也只能获得飞行时间和区域内的空中滴谱信息,无法得到连续的观测。风廓线雷达和微雨雷达可以获得单点上空降水粒子下落速

2019-05-03 收到, 2019-05-30 收到再改稿。

资助项目: 国家重点研究发展计划(2016YFA0601701)

* 通信作者, 邮箱: zhoyuq05@163.com

度的功率谱密度,并通过反演得到不同高度的雨滴谱分布信息^[20-21]。Ka波段垂直指向的微雨雷达作为一种研究降水垂直演变特征的重要手段,凭借其携带方便、造价低廉和对降水较高的敏感性等优点受到关注^[1,22-23]。Wen等^[24]利用微雨雷达观测,分析了不同降水类型雷达反射率因子随高度的变化。Harikumar等^[25]利用微雨雷达观测,研究了热带地区西南季风期一次降水过程雨滴谱随时间和高度的变化。Das等^[26]将降水分为不同降水强度档分析了热带地区雨滴谱下落过程的演变特征,发现不同降水强度下雨滴谱演变机制不同,随着雨强的增大,雨滴谱垂直变化更加明显,碰并作用增强。

目前国内利用微雨雷达对雨滴谱垂直演变特征仅有一些层状云降水和积层混合云降水的个例研究^[27-28]。为深入探索不同强度降水微物理特征和雨滴谱随高度的变化,为改进模式参数化方案和优化雷达定量估计降水算法提供依据,本文利用河北邢台2016年6月1日—9月30日连续4个月微雨雷达、雨量筒和地面雨滴谱仪观测数据,比较不同仪器的观测结果,研究层状云稳定降水不同降水强度的降水微物理参量和雨滴谱的垂直变化特征,分析不同高度、不同尺度粒子对雨滴数浓度和降水强度的贡献。

1 试验仪器与数据处理

1.1 试验仪器简介

本文所用数据来源于2016年6月1日—9月30日在河北邢台地区开展的综合观测试验。雨滴谱观测采用的仪器有微雨雷达(MRR)和OTT-PARSIVEL第2代激光雨滴谱仪。仪器均位于邢台市黄寺观测站(37°10′51″N,114°21′32″E)内,仪器之间距离不超过10 m。

本次试验采用德国OTT公司生产的PARSIVEL雨滴谱仪对地面雨滴谱进行测量。该仪器是一种以激光测量为原理的粒子测量仪,它主要通过粒子对激光的遮挡来计算粒子的尺度和速度。仪器采样面积为54 mm²,测量尺度范围为0~25 mm,速度范围为0~22.4 m·s⁻¹,均非等间距分成32个通道,因此,每个采样时间内的粒子谱数据都有32×32=1024个。本次观测的采样时间为1 min。

同时,试验使用MRR对空中雨滴谱进行观测。MRR是一种Ka波段垂直指向雷达,采用连续调频技术(FM-CW),通过获取多普勒功率谱,利用降水

粒子下落速度与直径的经验公式^[5,29]反演得到雨滴谱,反演原理详见文献[30]。MRR最小时间分辨率为10 s,最小高度分辨率为10 m,共31个距离库。本次试验所选取的时间分辨率为1 min,高度分辨率为100 m,因此,本次试验MRR最高探测高度为3100 m。MRR主要参数如表1所示。

表1 MRR主要参数

Table 1 Main parameters of MRR	
参数	取值
发射频率	24.23 GHz
功率	50 mW
波束宽度	2°
时间分辨率	10~3600 s(可调节)
高度分辨率	10~1000 m(可调节)
距离库数	31
速度分辨率	0.191 m·s ⁻¹
速度范围	0~12.3 m·s ⁻¹

根据MRR的观测和反演原理,其反演产品可能存在的误差源有雷达信号衰减、粒子相态、垂直风速和湍流等4个方面。微雨雷达的高发射频率增加了它对小滴的敏感性,但同时也使它在大雨强下衰减较为严重,根据Peters等^[31]的方法,MRR产品已对路径积分衰减(PIA)小于10的雷达信号进行了衰减订正,因此,对于中小强度的降水,MRR衰减作用基本可以忽略^[30]。MRR反演算法假设粒子相态为液态,本次试验在2016年6—9月进行,零度层高度较高(一般都在3500 m以上),而此次试验MRR观测最高高度为3100 m,获取的数据均在零度层以下,因此,粒子相态造成的反演误差可以不予考虑。MRR在反演雨滴谱时利用粒子下落末速度与尺度的经验公式,在假定空气垂直速度为0的前提下进行反演。高层空气中实际垂直速度的存在,会使反演结果有一定的误差。上升气流的存在会低估粒子直径,高估小粒子的浓度,而下沉气流的影响会导致粒子直径的高估。因此,MRR的观测对于层状稳定性降水的观测精度更高。

本研究使用的相对湿度和雨量筒数据来自邢台自动气象站观测。本研究使用的天气雷达数据来自位于石家庄的S波段天气雷达,型号为SA。扫描模式为VCP-21,平均体扫描时间为6 min,每个体扫包含9层数据,最大探测距离为460 km,分辨率为1 km。

1.2 降水样本及数据筛选

2016年6月1日—9月30日连续4个月的观

测试期间有 38 d 地面观测到了降水。参考 Tokay 等^[32]提出的对降水样本的定义方法,对于每分钟的数据,将降水强度 $R \geq 0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的数据视为 1 个降水样本,其余的均视为非降水样本。2016 年 6 月 1 日—9 月 30 日观测期间共获得 6002 个降水样本。

最靠近地面的一层(距地面 100 m),空气的垂直速度不会很大,同时衰减作用也可以忽略,因此, MRR 该层的雨滴谱可以使用。高层,对流云降水情况下空气的垂直运动比较大,为减小大气垂直运动对反演结果的影响,保障研究数据的精度,本文在对 MRR 观测的高层雨滴谱和物理量进行分析时对以上样本进行筛选,获取了层状稳定性降水的观测样本。

零度层亮带通常存在于无明显垂直运动的层状云降水时刻,可作为区分层状云降水和对流云降水的标准^[11,27]。Niu 等^[11]指出明显的零度层亮带仅存在于发展成熟的层状云降水中,因此,仅使用零度层亮带标准会漏掉一些层状云降水样本。Gamache 等^[33]利用天气雷达回波对降水类型进行划分,认为回波强度小于 38 dBZ 的为层状云降水。本文根据天气雷达回波特征,将存在明显的亮带特征的降水个例和雷达回波均匀且小于 38 dBZ 的降水个例作为层状云降水个例。按照上述标准进行筛选,本次观测共获得层状稳定性降水样本 3479 个。

1.3 数据处理方法

根据 MRR 和地面雨滴谱仪观测获得的雨滴谱数据,可计算得到雨滴数浓度 N_i (单位: cm^{-3})、液态水含量 W (单位: $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$) (这里 W 是指雨水含量)、降水强度 R (单位: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)、雷达反射率因子 Z (单位: $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$)、质量加权平均直径 D_m (单位: mm) 等微物理特征量。

地面雨滴谱仪共 32 个尺度档,测量范围为 0~25 mm。Chen 等^[10]和袁野等^[17]研究指出 OTT 激光雨滴谱仪前两个档(0~0.125 mm, 0.125~0.25 mm)信噪比低,测量误差较大,因此本文物理量计算时对前两档数据不予考虑。当粒子尺度接近于 0 时,微雨雷达反演时随机误差引起的数浓度变化十分剧烈,为避免小粒子段不稳定性,微雨雷达分析的最小粒子尺度被设定为 0.246 mm,对应的下落速度为 $0.76 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ^[30]。

2 结果与分析

2.1 不同仪器观测结果比较

为了解 MRR 数据的可靠性以及各仪器观测结果的差异,本文首先利用 2016 年 6 月 1 日—9 月 30 日观测得到的所有降水样本数据,将 MRR 最接近地面(100 m)的观测结果与雨量筒(rain gauge, RG)和地面高度雨滴谱仪的观测结果进行了比较分析。图 1 为 3 种仪器观测得到的降水日的日降水量的比较。由图 1 可见,3 种仪器观测降水日的日降水量有较好的一致性。大多数情况下,雨量筒观测降水量大于 MRR 和雨滴谱仪观测结果。但对于降水强度较小($R < 0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)的降水,雨量筒观测降水量偏小,可见雨量筒对较弱降水探测能力不足。整体来看, MRR 观测降水量偏低,这可能与 MRR 对大滴($D > 5 \text{ mm}$)的缺测有关系。图 2 为 MRR 和雨滴谱仪观测的降水强度和平均雨滴谱的比较。由图 2a 可见,观测期间, MRR 与雨滴谱仪观测降水强度相关性较好,相关系数为 0.93,均方根误差为 $2.72 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。由图 2b 可见,雨滴谱仪观测的雨滴谱呈单峰分布,峰值数浓度对应直径小于 1 mm。平均谱对比结果表明, MRR 与雨滴谱仪观测平均雨滴谱在中等粒子段(1~2.5 mm)表现出较

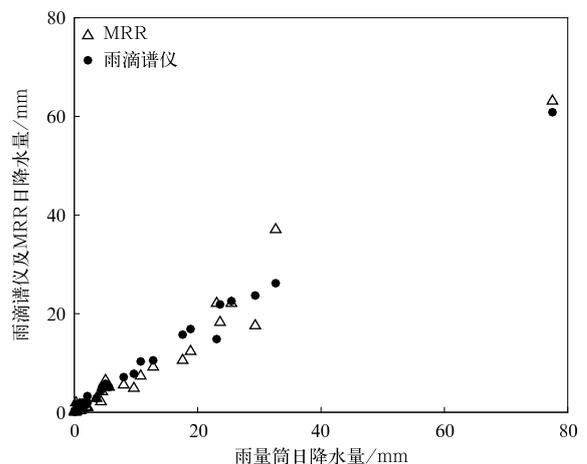


图 1 2016 年 6 月 1 日—9 月 30 日降水日雨量筒、雨滴谱仪与 MRR 观测的日降水量

Fig. 1 Daily precipitation observed by rain gauge, disdrometer and MRR of rainy days during 1 Jun—30 Sep in 2016

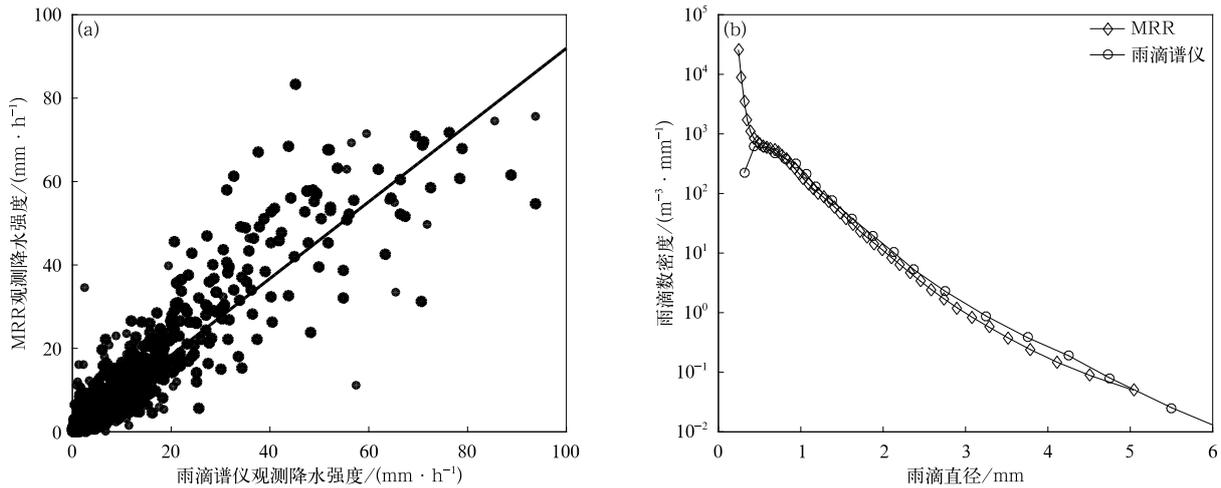


图2 2016年6月1日—9月30日邢台MRR 100 m高度与地面雨滴谱仪观测降水强度(a)和平均雨滴谱(b)的比较

Fig. 2 Comparisons between rain rate(a) and mean drop size distribution(b) observed by disdrometer at the surface and MRR at an altitude of 100 m at Xingtai during 1 Jun—30 Sep in 2016

好的一致性,而在小粒子端($D < 0.5$ mm)MRR 观测数浓度明显高于雨滴谱仪,在大粒子端雨滴谱仪观测浓度略高于MRR(见图2b)。与前人研究结果一致,雨滴谱仪观测雨滴谱小滴段数浓度明显下降^[34-35]。研究表明:雨滴谱仪对小滴速度测量偏大^[11,16,33],会导致雨滴谱仪对小滴数浓度有一定低估。Wen等^[34]研究表明,第2代PARSIVEL雨滴谱仪对下落速度的测量已有明显的改进。图3为2016年

6月1日—9月30日观测期间的雨滴数随直径和下落速度的分布情况。由图3可见,试验观测期间雨滴谱仪观测的小滴速度与Altas经验曲线值^[5]较为一致,雨滴谱仪对小滴速度测量无明显偏大。因此,此次试验中PARSIVEL雨滴谱仪小滴段数浓度明显的偏低并不是由于雨滴谱仪的测速误差导致的。MRR(100 m高度)观测的小滴数浓度可达 $10^4 \text{ m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$,这里MRR观测小滴数浓度偏高的现象与前人研究结果较为一致^[1,24,34]。宫福久等^[36],陈宝君等^[37]利用GBPP-100型地面雨滴谱仪对沈阳夏季不同类型降水雨滴谱特征的研究也曾发现高浓度的小雨滴(直径小于0.4 mm)。大滴下落过程中的破碎作用可能是导致小雨滴有较高数浓度的原因。

2.2 雨滴谱垂直分布特征

利用2016年6月1日—9月30日层状稳定性降水时MRR观测的获得的雨滴谱数据,分析不同强度降水的平均雨滴谱随高度的变化特征。首先根据地面雨滴谱仪观测的降水强度,参考Das等^[26]对降水强度分档将所有层状云降水样本分为 $0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} \leq R \leq 0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, $0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, $2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, $R > 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 4档。观测期间获得的4个降水强度档的样本量分别为504,2250,715和10。

图4为不同降水强度下平均雨滴谱随高度的变化,图中颜色代表雨滴数浓度(取对数后的值)。由

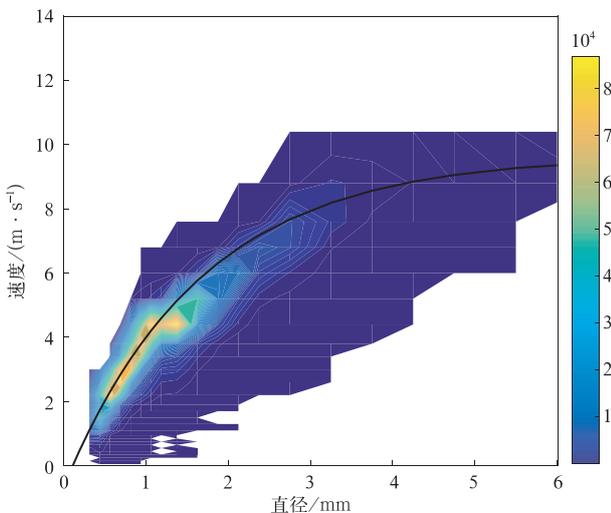


图3 2016年6月1日—9月30日观测的雨滴数随直径和下落速度的分布(黑色实线为Altas经验曲线^[5])

Fig. 3 Observed number of raindrops as a function of the drop diameter and falling velocity during 1 Jun—30 Sep in 2016(black curve represent the empirical relationship between diameter and velocity from Reference^[5])

图 4a 可见, $R \leq 0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的低降水强度下, 雨滴谱谱宽较窄。2000 m 高度以上, 随高度降低, 小滴浓度明显减小, 大滴数浓度略有增加。2000 m 高度以下, 随高度降低, 大滴数浓度和小滴数浓度均有减

小, 破碎和蒸发作用可能是引起 2000 m 以下大滴和小滴同时减少的原因。本文 2000 m 以下大滴随高度减少的现象与 Das 等^[26] 热带地区的研究结果相似, 但热带地区大滴数浓度的减小更加明显。

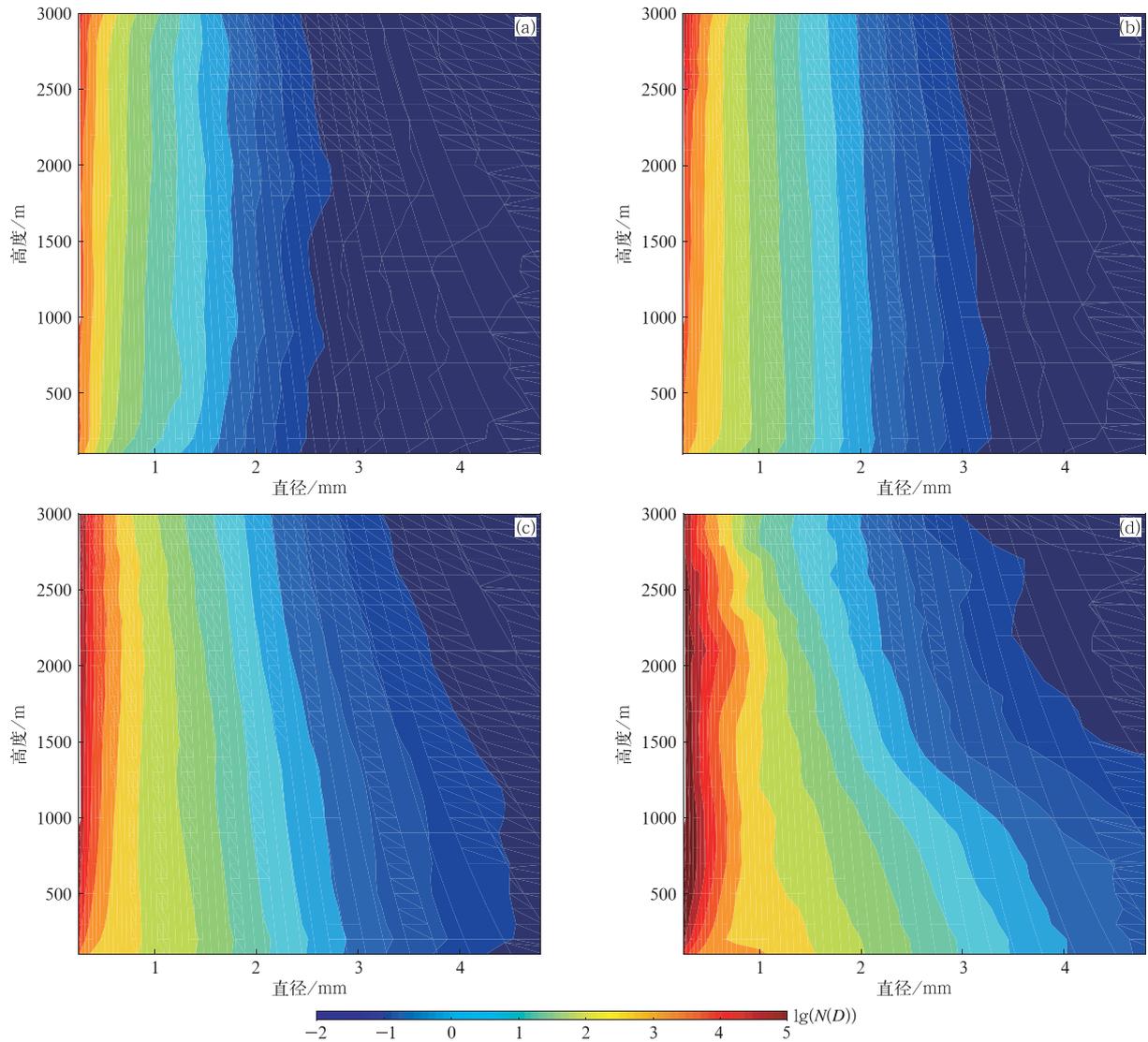


图 4 2016 年 6 月 1 日—9 月 30 日邢台 MRR 观测层状云不同降水强度下雨滴谱垂直分布
 (a) $0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} \leq R \leq 0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, (b) $0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,
 (c) $2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, (d) $R > 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$

Fig. 4 Averaged profiles of drop size distributions for stratiform precipitation cases with different subgroups at Xingtai during 1 Jun—30 Sep in 2016
 (a) $0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} \leq R \leq 0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, (b) $0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,
 (c) $2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, (d) $R > 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$

对于 $0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水 (图 4b), 平均雨滴谱垂直分布较为均匀。随高度降

低, 直径在 $0 \sim 0.5 \text{ mm}$ 之间的小滴数浓度减小, 中等尺度粒子和大滴数浓度略有增加。

对于 $2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水(图 4c), 平均雨滴谱的垂直变化十分明显。各高度雨滴谱谱宽较 $R \leq 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的两个降水强度档增加明显, 各档粒子数浓度均明显高于较低的两个降水强度档。近地面最大粒子尺度大于 4 mm 。随着高度的降低, 小滴明显减少, 同时, 大滴增加显著, 表明对于 $2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水, 大滴对小滴的碰并作用变得更加明显。

对于强度大于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降水(图 4d), 平均雨滴谱的垂直变化更加剧烈。近地面(100 m 高度)大滴数浓度比 $2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水高 1 个量级。随高度降低, 大滴数浓度增加而小滴数浓度无明显减小, 低层 1000 m 高度以下小滴数浓度有峰值。雨滴下落过程的碰并作用可能是引起大滴增多的原因, 但碰并作用无法对低层更高的小滴数浓度进行解释。相比于真实的物理过程, 降水强度大时衰减作用可能是引起雨滴谱分布变化的另一个重要原因。对于大于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水档, 雨滴谱垂直分布的解释相当复杂, 因此, 需要更全面的观测以对这种降水进行更好地解释。

可见, 雨滴谱下落过程发生了较大的变化, 且不同降水强度下雨滴谱垂直变化有明显差异。低降水强度下, 雨滴下落过程受蒸发过程影响较大, 而随着降水强度的增加, 下落过程大滴对小滴的碰并作用明显。

2.3 微物理特征量垂直分布特征

利用 2016 年 6 月 1 日—9 月 30 日 MRR 连续观测 4 个月获得的稳定性降水数据, 计算得到不同高度的液态水含量 W 、降水强度 R 、质量加权直径 D_m 和雷达反射率因子 Z , 分析了不同强度降水的微物理特征量平均值随高度的变化特征。

图 5 为观测期间不同降水强度下平均微物理特征量随高度的变化。由图 5 可见, 在最低的降水强度档, 液态水含量和降水强度随高度降低有明显的减小。在高层, 随高度降低, 小滴减少而大滴增加, 碰并作用使 D_m 随高度降低而增加; 在低层, 大滴和小滴同时减少, D_m 随高度变化不明显。2000 m 高度以上, 雷达反射率因子变化不明显, 而 2000 m 高度以下, 雷达反射率因子随高度降低明显减小。雨滴下落过程中受到蒸发、碰并和破碎等作用的综合影响, 从云中到云底, 雨滴与云滴之间的碰并作用使

降水强度和雷达反射率因子均随高度增加, 云底以下, 在碰并、破碎和蒸发作用的共同影响下, 降水强度会有减小^[38]。由图 4a 可见, 2000 m 高度以上, 随高度降低小滴数浓度明显减小而大滴数浓度略有增加, 说明高层大滴对小滴的碰并作用补偿了小滴蒸发引起的雷达反射率因子的减小。2000 m 高度以下, 低层大滴数浓度随高度降低而减小同时雷达反射率因子值也明显减小, 可见在 $R \leq 0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的低降水强度下, 低层大雨滴对小滴的碰并作用未能补偿蒸发效应导致的雷达反射率因子的减少。

图 6 为 2016 年 6 月 1 日—9 月 30 日不同降水强度下地面相对湿度的频率分布。由图 6 可见, 降水产生时地面水汽并未饱和。在 $R < 0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水强度下, 低相对湿度出现的概率较大。因此, 低层雷达反射率因子随高度降低减小主要是由于这些小强度的降水很多发生在降水初期, 而降水初期云下比较干燥, 蒸发也比较严重, 所以降水强度和雷达反射率因子随高度降低均有明显的减小。

对于 $0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水, 液态水含量、降水强度随高度变化不明显, 雷达反射率因子随高度降低略有增加, 与图 4b 中雨滴谱分布的垂直变化有较好的一致性。 D_m 随高度降低增加, 由此可见, 大雨滴蒸发较慢, 大雨滴通过碰并小雨滴, 半径可以继续增加, 从而导致 D_m 的增加。与李其琛等^[38]云下降水强度随高度降低明显减小的结果不同, 本文研究表明: 在 $0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水强度下, 降水强度随高度降低减小并不明显。雨滴蒸发消耗热量会使其表面温度变低, 且雨滴在下落过程中温度变化有滞后性, 即雨滴保持高层较低的温度, 会使得下落过程中液滴表面温度低于环境温度, 饱和水汽压也保持较低水平, 蒸发作用可能会受到一定的抑制^[39]。这可能是导致本文观测结果与李其琛等^[38]计算结果有一定差异的原因之一。

对于 $2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水, 液态水含量随高度变化不明显, 降水强度随高度降低略有增加, 雷达反射率因子随高度降低有明显的增加。由图 6 可见, 随着降水强度的增加, 高相对湿度所占比例增加。在较大的降水强度下, 相对湿度较高, 粒子尺度较大, 雨滴谱下落过程中蒸发作用较弱而碰并作用较强。由于雷达反射率因子是高阶矩

量,对大粒子更加敏感,雨滴下落过程中大滴对小滴的碰并作用使大滴增加而小滴减少,因此,雷达反射率因子随高度降低明显增加。降水发生时云底高度很可能低于 3000 m,因此,雨滴对云滴的碰并作用也可能是引起降水强度和雷达反射率因子随高度增加的原因之一。

在 $2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水强度下, D_m 随高度变化趋势与 $0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水相似,但变化更加剧烈,说明随着降水强度的增大,碰并作用更加强烈。对降水强度

大于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的高强度降水,地面雷达反射率因子约为 43 dBZ,到 3000 m 高度雷达反射率因子只有 20 dBZ,液态水含量、降水强度随高度降低也有明显的增加。低层雨滴谱谱宽随高度增加明显减小,质量加权直径由近地面的 1.8 mm 迅速降至 0.7 mm 左右,高层质量加权直径值明显小于其他的降水强度档,结合雨滴谱分析认为这并不是真实的物理现象,而是与高降水强度下 MRR 的衰减作用有关。

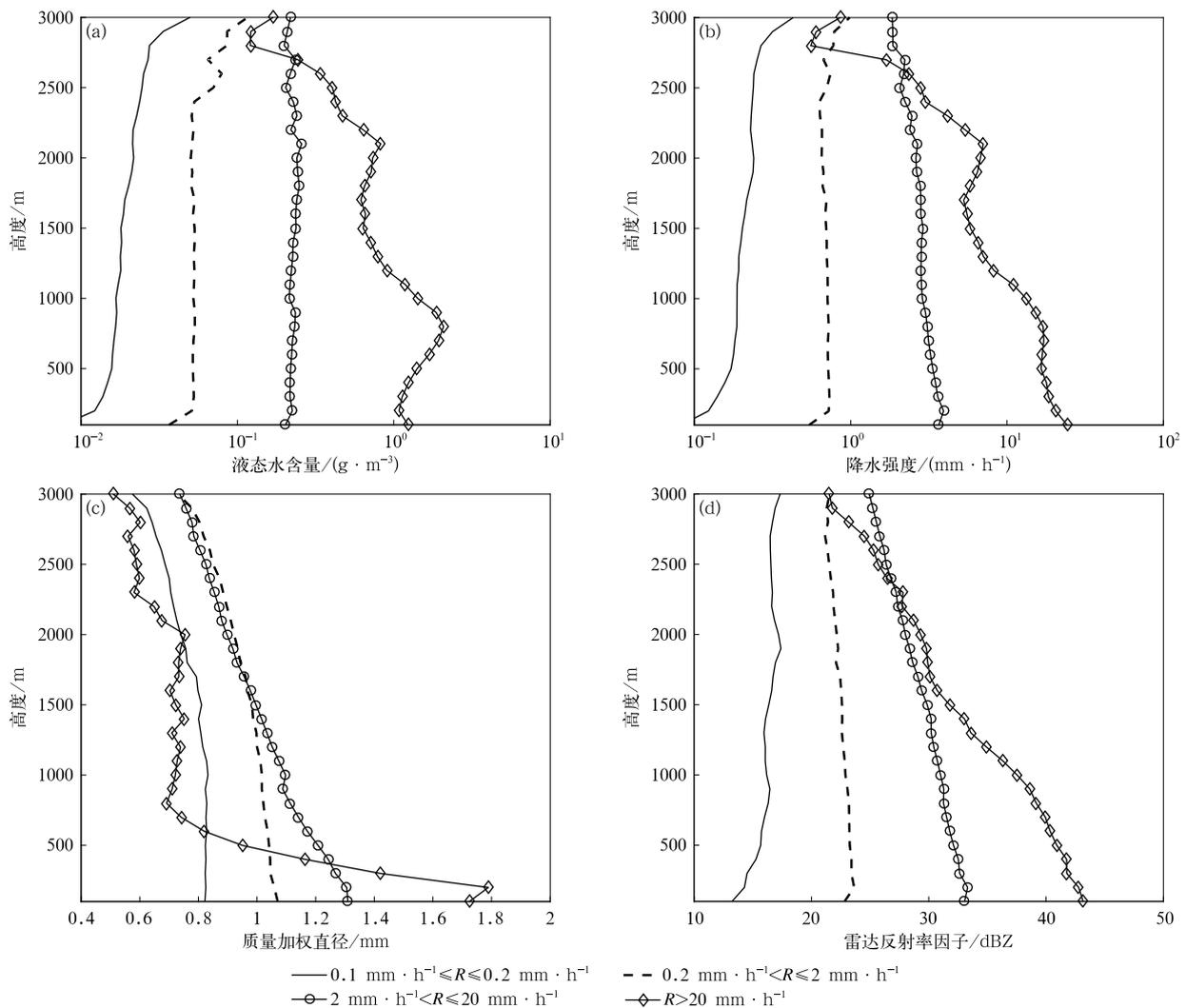


图 5 2016 年 6 月 1 日—9 月 30 日邢台层状云不同降水强度下液态水含量(a)、降水强度(b)、质量加权直径(c)和雷达反射率因子(d)的垂直分布
 Fig. 5 Vertical profiles of liquid water content(a), rain rate(b), D_m (c) and radar reflectivity(d) for stratiform precipitation cases with different subgroups of rain rates at Xingtai during 1 Jun–30 Sep in 2016

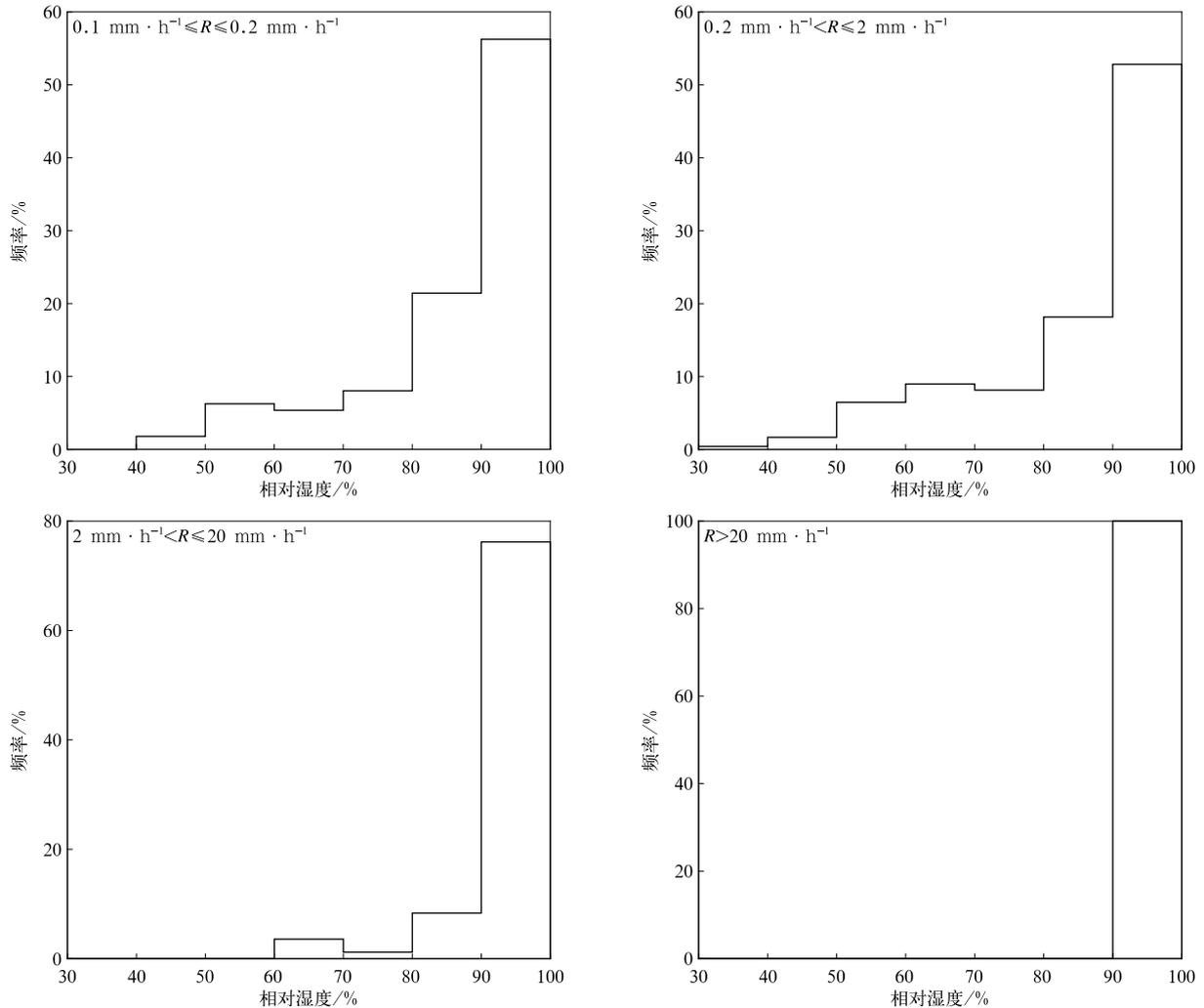


图6 2016年6月1日—9月30日层状云不同降水强度下邢台地面相对湿度分布

Fig. 6 Frequency distributions of relative humidity for different rain rate classes of stratiform precipitation at Xingtai during 1 Jun–30 Sep in 2016

2.4 雨滴对数浓度和雨强贡献率的垂直分布特征

为定量揭示不同尺度雨滴对数浓度 N 、降水强度 R 的贡献,将雨滴重新分为6档,分别为 $D \leq 0.5$ mm, 0.5 mm $< D \leq 1$ mm, 1 mm $< D \leq 1.5$ mm, 1.5 mm $< D \leq 2$ mm, 2 mm $< D \leq 3$ mm 以及 $D > 3$ mm 的雨滴,利用平均谱分别计算得到各档雨滴对数浓度和降水强度的贡献。

图7为不同雨强下不同高度各档雨滴对雨滴总数浓度和降水强度的贡献率的垂直分布。由图7可见,在最低的降水强度下, $D \leq 0.5$ mm 的小滴对数浓度的贡献均大于80%,低层大滴和小滴数浓度均有减小, $D \leq 0.5$ mm 的小滴贡献率在1700 m 高度以下随高度降低有一定增加。 $D \leq 1$ mm 的小滴对各层降水强度的贡献均在40%以上。周毓荃等^[2]

对河南干旱年的层状云降水雨滴谱研究表明:大于2 mm 的粒子对降水强度的贡献不足10%,1 mm 以下的粒子对层状云降水强度贡献的平均值是53%,本文低降水强度下的研究结果与周毓荃等^[2]研究结果较为一致,蒸发作用是导致雨滴较小的重要原因。

对于 0.2 mm \cdot h⁻¹ $< R \leq 2$ mm \cdot h⁻¹ 的降水,对数浓度贡献最大的仍是 $D \leq 0.5$ mm 的小滴。不同于最低降水强度档,随高度降低,0~0.5 mm 粒子对数浓度的贡献明显减小,由95%降至75%。 $D \leq 1$ mm 的小滴对降水强度的贡献在高层可达50%,随高度降低,小滴贡献减小,地面1~2 mm 粒子对降水强度贡献最大,贡献率为57%。

对于 2 mm \cdot h⁻¹ $< R \leq 20$ mm \cdot h⁻¹ 的降水,1000 m 高度以上 $D \leq 0.5$ mm 的小滴对数浓度贡献变化不

大,1000 m 高度以下随高度降低小滴的贡献由 94% 迅速降至 57%,低层 $D > 1$ mm 的粒子对数浓度的贡献率明显大于 $0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水。高层 $D < 1$ mm 的小滴对降水强度的

贡献大于 50%,随高度降低,小滴对降水强度的贡献减小更加明显, $D > 2$ mm 的粒子对降水强度的贡献随高度降低有明显增加。近地面 $D \leq 1$ mm 的小滴对降水强度贡献仅有 15%,对降水强度贡献最大

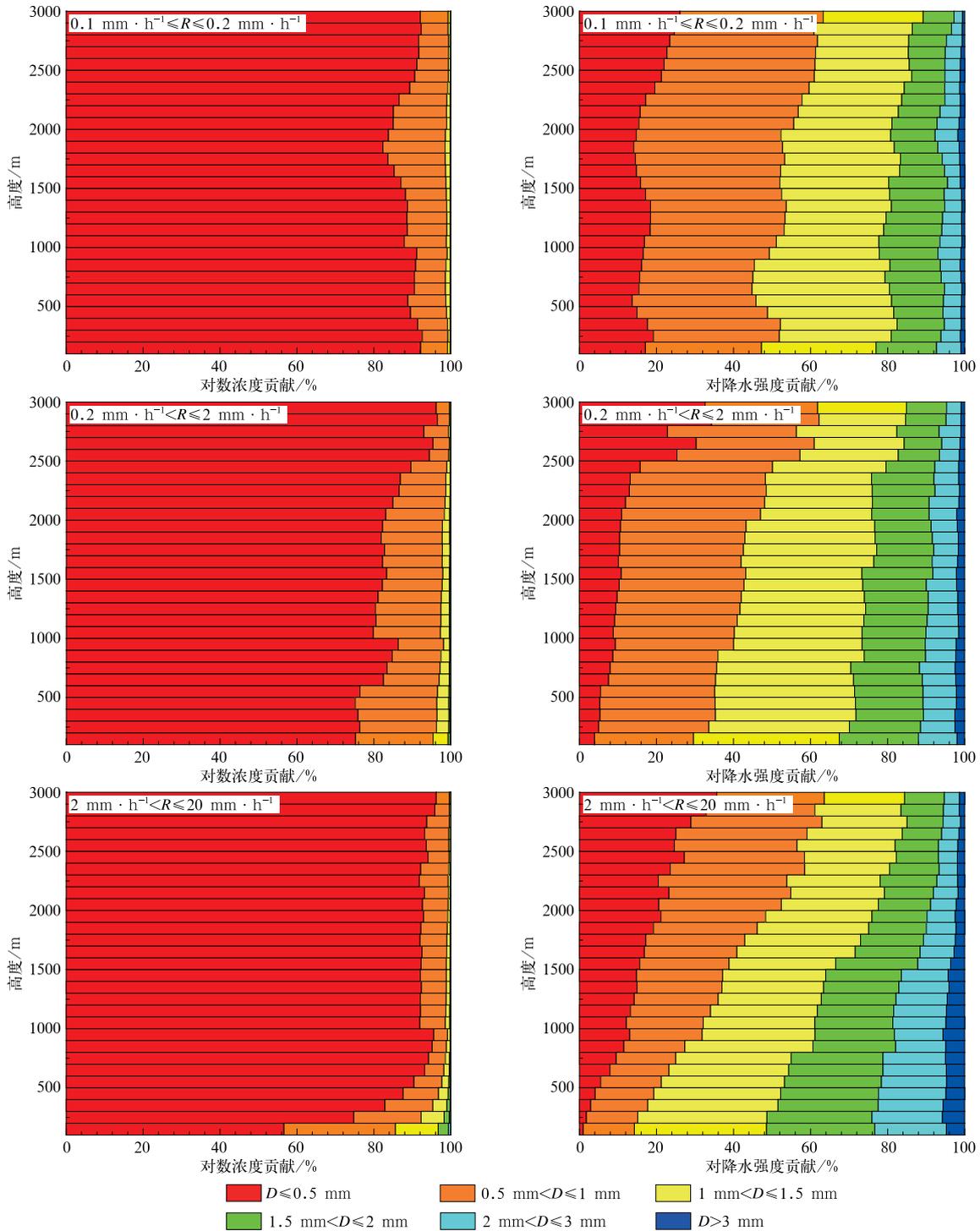
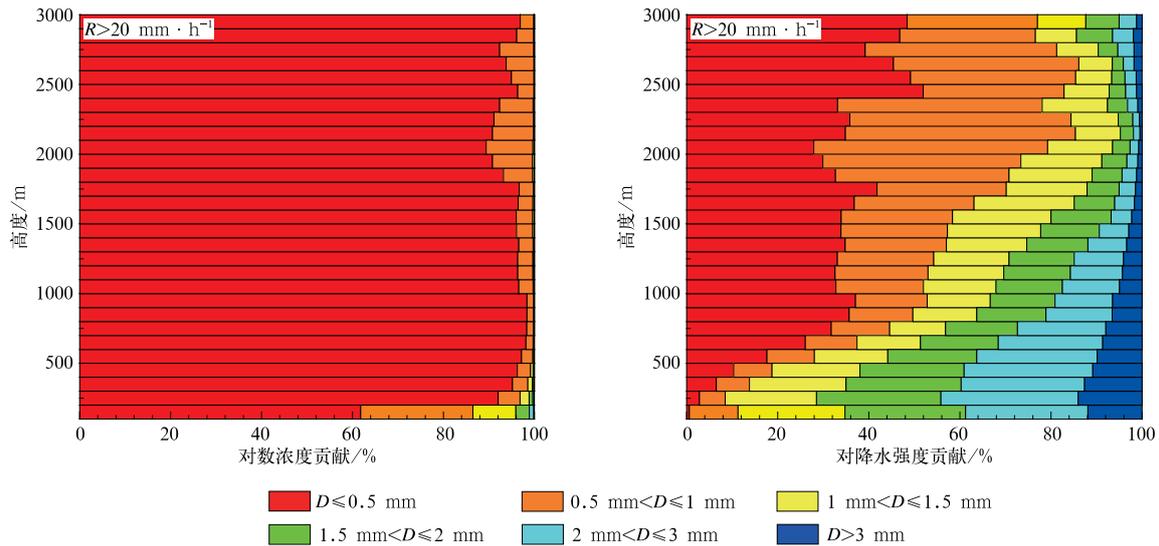


图 7 2016 年 6 月 1 日—9 月 30 日邢台层状云不同降水强度雨滴对数浓度和降水强度的贡献率

Fig. 7 Contributions of different raindrops to total number concentration N_t and rain rate R for the stratiform precipitation cases in different rain rate classes at Xingtai during 1 Jun–30 Sep in 2016



续图7

的是1~2 mm的中等尺度的粒子,贡献率可达约60%。

对于降水强度大于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 降水,所有高度 $D \leq 0.5 \text{ mm}$ 的小滴对数浓度贡献大于90%。由于高降水强度下高层可能受到衰减的影响,这里我们只关注近地面贡献率。由图7可见,对于最大的降水强度档,近地面直径大于2 mm的粒子对降水强度的贡献可达约50%,明显大于其他降水强度档。

综上所述,任何降水强度下,所有高度对粒子数浓度贡献最大的均为第1档 $D \leq 0.5 \text{ mm}$ 的小雨滴,高层小滴贡献可达90%以上。直径不超过1 mm的粒子对降水强度的贡献率在高层占优,随高度降低小滴对降水强度贡献明显减小。Steiner等^[40]指出当雨滴谱完全由雨滴数浓度控制时,所有短量呈线性关系, $Z-R$ 关系($Z = AR^b$)中指数参数 $b=1$ 。本文研究表明:高层高浓度的小滴对降水强度和数浓度有很高的贡献率,使高层质量加权直径较小,截距参数较大。高层雨滴谱主要由雨滴数浓度控制,而低层雨滴谱受尺度控制更多,高层高浓度的小滴会导致 $Z-R$ 关系拟合参数的明显变化。雨滴谱垂直方向的这些变化规律在雷达估测降水时应被重视。

3 总结

本文使用2016年6月1日—9月30日在河北邢台的综合观测数据,在比较MRR、雨量筒与地面PARSIVEL雨滴谱仪观测结果的基础上,统计分析

了层状云不同强度降水微物理特征量和雨滴谱的垂直分布特征。研究表明:

1) MRR、雨量筒和雨滴谱仪观测日降水量具有较好的相关性。MRR与雨滴谱仪观测降水强度相关性较好,且两种仪器观测的雨滴谱在中等粒子段(0.5~2.5 mm)表现出较好的一致性,而对于小粒子段($D < 0.5 \text{ mm}$)雨滴谱仪观测的数浓度明显低于MRR。

2) 不同降水强度下,雨滴谱下落演变特征有明显差异。在较低的降水强度下($R \leq 0.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$),地面相对湿度较低,小滴随高度降低明显减小而大滴增加不明显,液水含量随高度降低减小,下落过程小滴蒸发明显。对于较强降水($R > 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$),地面相对湿度较高,随高度降低,小滴数浓度减小的同时大滴数浓度有明显的增加,雷达反射率因子增大,雨滴下落碰并作用明显。

3) 所有高度对数浓度贡献最大的均是 $D \leq 0.5 \text{ mm}$ 的小粒子。高层 $D \leq 1 \text{ mm}$ 的小粒子对降水强度的贡献可达50%。小滴对雨强的贡献随高度降低减小。随降水强度的增加,近地面大粒子对降水强度的贡献增加。近地面直径在1~2 mm之间的粒子($2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1} < R \leq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)或 $D > 2 \text{ mm}$ 的粒子($R > 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)对降水强度贡献最大。

参考文献

- [1] Sarkar T, Das S, Maitra A. Assessment of different raindrop size measuring techniques: Inter-comparison of Doppler radar, impact and optical disdrometer. *Atmos Res*, 2015, 160(160):

- 15-27.
- [2] 周毓荃,刘晓天,周非非,等.河南干旱年地面雨滴谱特征.应用气象学报,2001,12(增刊I):39-47.
- [3] 尚博,周毓荃,刘建朝,等.基于 Cloudsat 的降水云和非降水云垂直特征.应用气象学报,2012,23(1):1-9.
- [4] Jakob C. Accelerating progress in global atmospheric model development through improved parameterizations; Challenges, opportunities, and strategies. *Bull Amer Meteor Soc*, 2010, 91(7):869-875.
- [5] Atlas D, Srivastava R C, Sekhon R S. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev Geophys*, 1973, 11(1):1-35.
- [6] Doelling I G, Joss J, Riedl J. Systematic variations of Z-R-relationships from drop size distributions measured in northern Germany during seven years. *Atmos Res*, 1998, 47-48: 635-649.
- [7] Zhang G, Sun J, Brandes E A. Improving parameterization of rain microphysics with disdrometer and radar observations. *J Atmos Sci*, 2006, 63(4):1273-1290.
- [8] Bringi V N, Chandrasekar V, Hubbert J, et al. Raindrop size distribution in different climatic regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis. *J Atmos Sci*, 2003, 60(2):354-365.
- [9] Ulbrich C W, Atlas D. Microphysics of raindrop size spectra; tropical continental and maritime storms. *J Appl Meteor Climatol*, 2007, 46(11):1777-1791.
- [10] Chen B, Yang J, Pu J. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the Meiyu season observed in eastern China. *J Meteorol Soc Japan*, 2013, 91(2):215-227.
- [11] Niu S, Jia X, Sang J, et al. Distributions of raindrop sizes and fall velocities in a semiarid plateau climate; Convective versus stratiform rains. *J Appl Meteor Climatol*, 2010, 49(4):632-645.
- [12] 柳臣中,周筠珺,谷娟,等.成都地区雨滴谱特征.应用气象学报,2015,26(1):112-121.
- [13] 林文,林长城,李白良,等.登陆台风麦德姆不同部位降水强度及谱特征.应用气象学报,2016,27(2):239-248.
- [14] 金祺,袁野,纪雷,等.安徽滁州夏季一次飑线过程的雨滴谱特征.应用气象学报,2015,26(6):725-734.
- [15] 陈聪,银燕,陈宝君.黄山不同高度雨滴谱的演变特征.大气科学学报,2015,38(3):388-395.
- [16] 李慧,银燕,单云鹏,等.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.大气科学,2018,42(2):268-280.
- [17] 袁野,朱士超,李爱华.黄山雨滴下落过程滴谱变化特征.应用气象学报,2016,27(6):734-740.
- [18] 贾星灿,牛生杰.空中、地面雨滴谱特征的观测分析.南京气象学院学报,2008,31(6):865-870.
- [19] 封秋娟,李培仁,丁建芳,等.山西地区一次层状云降水过程的微观特征观测分析.大气科学学报,2013,36(5):537-545.
- [20] 何越,何平,林晓萌.基于双高斯拟合的风廓线雷达反演雨滴谱.应用气象学报,2014,25(5):570-580.
- [21] 何平,李柏,吴蕾,等.确定风廓线雷达功率谱噪声功率方法.应用气象学报,2013,24(3):297-303.
- [22] Peters G, Fischer B, Andersson T. Rain observations with a vertically looking micro rain radar (MRR). *Boreal Environment Research*, 2002, 7(4):353-362.
- [23] Das S, Shukla A K, Maitra A. Investigation of vertical profile of rain microstructure at Ahmedabad in Indian tropical region. *Adv Space Res*, 2010, 45(10):1235-1243.
- [24] Wen L, Zhao K, Zhang G, et al. Statistical characteristics of raindrop size distributions observed in East China during the Asian summer monsoon season using 2D-Video disdrometer and Micro-rain Radar data. *J Geophys Res Atmos*, 2016, 121: 2265-2282.
- [25] Harikumar R, Sampath S, Sasi Kumar V. Altitudinal and temporal evolution of raindrop size distribution observed over a tropical station using a K-band radar. *Int J Remote Sens*, 2011, 33(10):3286-3300.
- [26] Das S, Maitra A. Vertical profile of rain; Ka band radar observations at tropical locations. *J Hydrol*, 2016, 534:31-41.
- [27] Wang H, Lei H, Yang J. Microphysical processes of a stratiform precipitation event over eastern China: Analysis using micro rain radar data. *Adv Atmos Sci*, 2017, 34(12):1472-1482.
- [28] 崔云扬.利用微雨雷达研究不同云系降水的垂直结构分布与演变特征.南京:南京信息工程大学,2018.
- [29] Kinzer G G D. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J Atmos Sci*, 1949, 6(4):243-248.
- [30] Peters G, Fischer B, Münster H, et al. Profiles of raindrop size distributions as retrieved by micro rain radars. *J Appl Meteor Climatol*, 2005, 44(12):1930-1949.
- [31] Peters G, Fischer B, Clemens M. Rain attenuation of radar echoes considering finite-range resolution and using drop size distributions. *J Atmos Oceanic Technol*, 2010, 27(5):829-842.
- [32] Tokay A, Bashor P G. An experimental study of small-scale variability of raindrop size distribution. *J Appl Meteor Climatol*, 2010, 49(11):2348-2365.
- [33] Gamache J F, Houze R A. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. *Mon Wea Rev*, 1982, 110:118-135.
- [34] Wen L, Zhao K, Zhang G, et al. Impacts of instrument limitations on estimated raindrop size distribution, radar parameters, and model microphysics during Mei-Yu season in East China. *J Atmos Oceanic Technol*, 2017, 34(5):1021-1037.
- [35] 李淘,阮征,葛润生,等.激光雨滴谱仪测速误差对雨滴谱分布的影响.应用气象学报,2016,27(1):25-34.
- [36] 宫福久,刘吉成,李子华.三类降水云雨滴谱特征研究.大气科学,1997,21(5):607-614.
- [37] 陈宝君,李子华,刘吉成,等.三类降水云雨滴谱分布模式.气象学报,1998,56(4):506-512.
- [38] 李其琛,杜金林.下落过程中雨滴谱和雨的雷达反射率的变化.北京大学学报(自然科学版),1964(3):79-85.
- [39] 吴兑.关于雨滴在云下蒸发的数值试验.气象学报,1991,49(1):116-121.
- [40] Steiner M, Smith J A, Uijlenhoet R. A microphysical interpretation of Radar reflectivity-rain rate relationships. *J Atmos Sci*, 2004, 61(10):1114-1131.

Vertical Profiles of Raindrop Size Distribution Observed by Micro Rain Radar

Song Can¹⁾ Zhou Yuquan¹⁾²⁾ Wu Zhihui³⁾

¹⁾ (Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044)

²⁾ (Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

³⁾ (Weather Modification Office of Hebei Province, Shijiazhuang 050021)

Abstract

Raindrop size distribution (DSD) is of great importance for understanding the microphysical process of precipitation, as well as improving the microphysical parameterization scheme in numerical model. Most studies of DSD focus on precipitation characteristics on the surface. However, vertical profiles of DSD and rain parameters are important for quantitatively accurate precipitation estimation from weather radars. Based on data observed by the ground-based PARSIVEL disdrometer and a vertical pointing micro rain radar (MRR) at Xingtai, Hebei Province located in North China from June to September in 2016, the vertical evolution of precipitation microphysical parameters and DSD of different rain rate classed for stratiform precipitation are analyzed. Measurements from MRR, rain gauge and ground PARSIVEL disdrometer are compared. Results show that measurements from MRR, rain gauge and PARSIVEL disdrometer have good agreement in rain rate. MRR and PARSIVEL disdrometer show good consistency in medium sized (1–2.5 mm) range of DSD but have slight differences for small and large raindrops. MRR observes much more small particles than PARSIVEL disdrometer. When the rain rate is low, with low relative humidity around the ground, both large and small drops decrease with the altitude decreasing, so as to the liquid water content and rain rate, which is explained by the evaporation. When the rain rate is high, the concentration of particles for precipitation is much larger, and the vertical variation of DSD is more obvious. The profiles of radar reflectivity show a positive slope ($dZ/dH > 0$). The concentration of medium-sized and large raindrops increases obviously with decreasing altitude at the cost of reducing small raindrops for precipitation with rain rate between $2-20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, indicating that the coalescence is the dominant process for $2-20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. The largest contribution to the total number concentration is small drops (0–0.5 mm) with diameters between 0–1 mm and can reach up to 50% above altitude of 2 km. Small particles contribute less to the precipitation intensity as the altitude decreasing. These small raindrops account only 15% to the surface precipitation, while the medium-sized raindrops can contribute 60% with rain rate between $2-20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Large raindrops ($>2 \text{ mm}$) is about 50% of the surface rainfall for the largest rain rate class. These results provide useful information for better understanding rain processes and quantitative estimation of precipitation in the future.

Key words: micro rain radar; raindrop size distribution; vertical profiles; precipitation of different intensities