

崔云扬, 周毓荃, 蔡淼. 2019. 利用微雨雷达研究一次冷锋云系降水的垂直结构分布及演变特征 [J]. 大气科学, 43(3): 618–633. Cui Yunyang, Zhou Yuquan, Cai Miao. 2019. Vertical structure and evolution of precipitation associated with clouds along a cold front based on micro rain radar observations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(3): 618–633. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1804.17307

利用微雨雷达研究一次冷锋云系降水的 垂直结构分布及演变特征

崔云扬¹ 周毓荃^{1,2,3} 蔡淼²

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 中国气象局云雾物理环境重点实验室, 北京 100081

摘 要 本文利用河北邢台测站 Ka 波段微雨雷达 (MRR) 观测到的一次冷锋云系降水过程分析降水的垂直分布及演变特征。将 MRR 观测结果与天气雷达、地面雨滴谱仪、雨量计观测结果进行对比以检验 MRR 数据的可靠性。同时将 MRR 与雨滴谱仪和激光云高仪结合, 研究了不同相对湿度阶段特征量、雨滴谱的平均垂直分布特征和降水特征量随时间、高度的演变特征。结果表明: MRR 与雨量计及雨滴谱仪累计雨量结果较为接近, 趋势一致。MRR 200 m 雨强值与地面雨滴谱仪雨强值偏差最小, 平均偏差为 0.05 mm h^{-1} , 相关系数为 0.93。相比雨滴谱仪, MRR 观测到的小滴数浓度出现高估, 大滴数浓度出现低估, 中滴数浓度较为一致。降水在云内和云外受不同微物理过程影响, 垂直变化特征不同。降水初期平均反射率和雨强在云底以下明显减小, 小滴和中滴平均数浓度明显减小, 蒸发作用影响较强。而在其余时间段在云内随高度降低平均反射率和雨强略有增加, 小滴平均数浓度变化较小, 中滴大滴平均数浓度增加, 表明云内有云滴与雨滴间的碰并发生。而在云外低层, 随高度降低平均有效直径明显增加, 平均雨滴总数浓度明显减小, 小滴平均数浓度显著减小, 大滴平均数浓度显著增加, 表明在云外低层雨滴间的碰并作用较强。

关键词 微雨雷达 雨滴谱 垂直分布 微物理过程

文章编号 1006-9895(2019)03-0618-16

中图分类号 P426

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1804.17307

Vertical Structure and Evolution of Precipitation Associated with Clouds along a Cold Front Based on Micro Rain Radar Observations

CUI Yunyang¹, ZHOU Yuquan^{1,2,3}, and CAI Miao²

1 *Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044*

2 *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*

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

Abstract Using the micro rain radar (MRR) observations in Xingtai, Hebei Province, the vertical structure and evolution of precipitation associated with clouds along a cold front are explored. The accuracy of MRR observations has been

收稿日期 2017-12-27; 网络预出版日期 2018-07-02

作者简介 崔云扬, 男, 1992 年出生, 硕士研究生, 主要从事大气物理与环境研究。E-mail: 596731796@qq.com

通讯作者 周毓荃, E-mail: zjqxsc@163.com

资助项目 国家重点研发计划项目 2016YFA06017, 国家重点基础研究发展计划项目 2013CB955802

Found by National Key Research and Development Program of China (Grant 2016YFA06017), National Program on Key Basic Research Project of China (Grant 2013CB955802)

examined by comparing with observations of the weather radar, raindrop disdrometer, and rain gauge. Combining the MRR with the disdrometer and the laser ceilometer, factors in different relative humidity ranges and average vertical distribution of the raindrop size as well as the evolution of precipitation characters with the altitude and time have been investigated. The results show that the observed cumulative rainfall and its trend are similar among different data. The difference between the rainfall intensity observed by the MRR 200 m and that observed by the disdrometer is the minimum with an average value of about 0.05 mm h^{-1} and the correlation coefficient is 0.93. Compared with the disdrometer, the MRR overestimated the small drop concentration and underestimated the large drop concentration. However, the medium drop concentration is consistent between observations of the MRR and the disdrometer. Precipitation is greatly affected by evaporation under low-humidity condition and affected by different microphysical processes inside and outside the clouds. The vertical variations are different. During the initial stage of precipitation, the average reflectivity (Z) and rainfall intensity (R) obviously decreased below the cloud base and the average concentration of small and medium drops decreased rapidly under the influence of evaporation. At other time, the average Z and R slightly increased and the concentration of small drops changed little. The concentration of big and medium drops increased, which indicates that coalescence processes have happened between raindrops and cloud droplets within the cloud. The average effective diameter increased obviously and the average total concentration of raindrops decreased with decreasing height in lower levels outside the cloud. Besides, the decreasing of small drops and increasing of big drops indicate that the coalescence processes in low levels outside the cloud are stronger.

Keywords Micro-rain radar, Raindrop-size distribution, Vertical distribution, Microphysical processes

1 引言

降水的微物理过程是水循环过程中的关键因素也是大气科学中的重要问题。雨滴在下落过程中同时受到浮力、重力和空气阻力的作用，主要发生碰撞、并合、破碎和蒸发等过程，这些物理过程是降水在垂直方向变化的主要原因。对于降水结构和降水微物理过程及特性的正确理解，对于降水的精细预报和人工影响天气具有重要意义，降水微物理结构随高度和时间变化的特征在微波通讯、雷达气象、卫星气象、云物理等领域都具有重要作用 (Harikumar et al., 2009)。

雨滴谱是表征降水微物理特征的重要参数。认识雨滴谱的变化特征对于研究降水的微物理特征、提高雷达定量估测降水和改进数值预报模式精确降水预报微物理参数化方案具有重要作用。然而，由于降水过程随时空、高度变化的特点，目前对于降水特征量垂直廓线和垂直雨滴谱的观测十分有限，缺乏对于降水垂直结构分布和微物理特征的认识。前人对于降水微物理特征的研究主要依靠地面雨滴谱仪。雨滴谱仪可以提供地面雨滴谱信息和连续的降水观测。几十年来，利用地面雨滴谱仪观测资料，学者们对全球范围内不同区域的降水特征进行了研究 (Ulbrich, 1983; Tokay and Short, 1996; Testud et al., 2001; Zhang et al., 2001; Bringi et al.,

2003; Chen et al., 2011; 胡子浩等, 2014; 陈聪等, 2015)。然而，除非使用多部雨滴谱仪进行组网观测，雨滴谱仪作为单点观测缺乏对降水的空间探测。同时，由于取样空间在地面，无法得到雨滴谱随高度的变化特征 (Wang et al., 2017)。天气雷达可用于观测大范围内降水的三维结构，但无法获取雨滴谱信息，且对于降水的估测精度较低 (周黎明等, 2015)。NASA TRMM 卫星可以提供全球范围内的降水信息，但对于降水的估测主要基于不同降水区域不同的 $Z-R$ 关系反演算法，存在很大的不确定性 (Tokay and Short, 1996)。

近年来，微雨雷达 (Micro Rain Rader, 简称 MRR) 作为一种可以对雨滴谱垂直分布进行连续观测的仪器，由于其易于安装和低功耗低成本的优点，成为一种研究降水微物理结构的重要手段，逐步受到关注。国内外学者的研究主要在 MRR 精度分析和区域降水平均垂直结构方面，对比检验了 MRR 与天气雷达、雨量计、雨滴谱仪等仪器对于降水的探测能力 (Peters et al., 2002, 2005; Tokay et al., 2009; Sarkar et al., 2015; 温龙等, 2015) 主要结果有：由于 MRR 波长较短，在强降水的时雷达回波衰减问题严重；同时由于 MRR 反演雨滴谱的算法中假设大气垂直速度为零，所以在对流性降水过程中反演误差较大；但对于层状云降水，MRR 观测结果与其他仪器的观测结果比较一

致。陈勇等(2010)利用2007~2010的中德合作项目引用的五部MRR雷达观测资料评估了环境空气垂直速度和雷达倾角对MRR探测误差的影响并提出一种雷达间相互校正的方法。有些学者利用MRR的长期观测资料将降水分为不同的类型,统计对比分析了不同测站雨滴谱参数的垂直分布(Peters et al., 2005; Das and Maitra, 2016)。其中, Das and Maitra (2016)利用2006~2008年三个印度热带观测站的MRR观测数据,以雨强作为分类方法,对各个测站降雨的平均垂直结构进行了分析和对比发现,对于大于 20 mm h^{-1} 的强降水,平均反射率和垂直速度的垂直变化较大。而在近地层,各个雨强范围内的降水垂直结构均有较大的变化。也有学者利用MRR对雨滴在下落过程中的微物理过程进行过一些研究(Harikumar et al., 2012; Konwar et al., 2014; Minde et al., 2015),其中Harikumar et al. (2012)利用MRR观测资料分析了印度南部热带地区雨滴谱时间-空间的变化特征,发现在雨滴下落过程中小滴数浓度减小,大滴数浓度增加,中滴数浓度变化较小。Wang et al. (2017)等利用MRR对济南一次层状云降水的微物理过程进行了分析。

前人对于雨滴在云内的形成和增长机制及地面降水微物理特征有较多研究,但对于雨滴从云底下降到地面过程中的垂直变化和微物理过程研究较少,缺少相关观测。MRR可以对3 km以下低层雨滴谱的垂直变化进行观测,云高仪可以提供云底高度。本文将云高仪与MRR结合,对雨滴谱从云底至地面过程中的变化以及可能发生的微物理过程进行了分析,并与云内的情况进行了比较。雨滴在下落过程中受到多种微物理过程的影响,故在文中分不同降水阶段讨论微物理过程的作用。

2 资料与方法

2.1 仪器和数据

本研究资料来源于2016年5~6月科技部国家重点基础研究发展计划(973计划)项目“云—气溶胶气候效应的观测与模拟研究”在河北邢台地区开展的综合观测试验。本文选取的个例为2016年5月13日在河北邢台的一次冷锋云系降水过程。研究采用的仪器有MRR、Ka波段云雷达、激光云高仪、OTT-Parsivel二代激光雨滴谱仪、翻斗式雨量

计等。以上仪器都位于邢台市黄寺观测站内,仪器之间距离不超过10 m。同时还使用了本站探空和自动气象站的观测资料。用于对比的S波段天气雷达位于石家庄,扫描模式采用VCP-21,平均每6 min进行一次体扫。为与单点垂直观测的雷达进行对比,将天气雷达体积扫描得到的反射率通过距离加权平均插值和双线性插值到等高面,得到等高平面位置显示(简称CAPPI)数据。观测使用的云雷达是由陕西华腾微波公司的Ka波段多普勒云雷达,波长为8.6 mm,探测高度为15 km,垂直分辨率30 m,时间分辨率为1 min,可以提供云的精细结构。雨滴谱仪为OTT-Parsivel二代激光雨滴谱仪,中心采样面积 54 cm^2 ,测量粒径范围:0.3125~25 mm,采样时间为1 min。云高仪为HY-CL51型激光云高仪,垂直指向,探测距离约为15 km,垂直空间分辨率为5 m,时间分辨率为1 min。

MRR是一种垂直指向雷达。波长为1.25 cm(K波段,24.23 GHz),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(Gunn and Kinzer, 1949)反演得到不同高度,不同直径粒子对应的数浓度(垂直雨滴谱)。基于反演得到的雨滴谱可以计算得到不同雨滴谱参量随时间和高度的变化,用于分析降水的垂直分布和随时间的演变。MRR主要参数(Peters et al., 2005)如表1所示。MRR最小时间分辨率为10 s,最小高度分辨率为10 m,高度层数为31层。本研究所选取的时间分辨率为1 min,高度分辨率为100 m,最高探测高度为3100 m。关于MRR的反演算法已经由Peters et al. (2005)以及Kirankumar and Kunhikrishnan (2013)进行过详细的讨论。基于Hitschfeld and Borden (1954)提出的衰减订正方法,MRR提供了对原始数据进行衰减订正后得到的数据产品。

2.2 特征量及计算方法

MRR数据中提供的原始特征量产品,包括雷达反射率因子 Z (单位: $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$)、雨强 R (单位: mm h^{-1})和液态水含量LWC(单位: g m^{-3})等。由MRR反演得到的一定高度上单位体积单位谱间隔内雨滴数浓度 $N(D)$ (单位: $\text{mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$)计算得到 Z 、 R 和LWC:

$$Z = \sum_{i=1}^{64} N(D_i) D_i^6 \Delta D_i, \quad (1)$$

表1 微雨雷达(MRR)参数

Table 1 Characteristic parameters of the MRR (Micro Rain Rader)

参数	参数值及参数设置
频率	24.1 GHz
功率	50 MW
调制方式	调频连续波
波束宽度	2°
天线类型	偏置抛物面
高度分辨率	100 m(最小值 10 m)
时间分辨率	1 min(最小值 10 s)
高度层数	31
速度谱分辨率	0.191 mm s ⁻¹

$$R = \frac{6\pi}{10^4} \sum_{i=1}^{64} V(D_i) N(D_i) D_i^3 \Delta D_i, \quad (2)$$

$$LWC = \frac{\pi}{6000} \sum_{i=1}^{64} N(D_i) D_i^3 \Delta D_i, \quad (3)$$

其中, D_i 为第 i 档雨滴直径, ΔD_i 为对应的直径间隔 (单位: mm), $V(D_i)$ (单位: $m s^{-1}$) 是第 i 档速度谱下落速度. $N(D_i)$ 代表直径在 D_i 和 $D_i + \Delta D_i$ 之间, 单位间隔内雨滴的数浓度.

利用 MRR 数据中的雨滴数浓度 $N(D_i)$ 计算得到有效直径 ED (单位: mm) 和雨滴总数浓度 N_0 (单位: m^{-3}), 计算公式如下:

$$ED = \frac{\sum_{i=1}^{64} N(D_i) D_i^3 \Delta D_i}{\sum_{i=1}^{64} N(D_i) D_i^2 \Delta D_i}, \quad (4)$$

$$N_0 = \sum_{i=1}^{64} N(D_i) \Delta D_i. \quad (5)$$

3 结果与分析

3.1 降水个例概况

受低槽冷锋系统影响, 2016 年 5 月 13 日一次冷锋云系降水系统影响河北邢台地区. 表 2 为个例的概况, 此次降水为一次对流较弱的混合云降水过程. 图 1 为 2015 年 5 月 13 日 18:00~24:00 (当地时间标准时, 下同) 云雷达和 MRR 及 S 波段天气雷达观测得到的反射率和地面雨滴谱仪雨强随时间的变

化. 在发生降水的时段内, MRR 反射率峰值与地面雨滴谱仪雨强峰值出现的时候较为一致, 说明 MRR 对于降水变化的探测较为敏锐.

3.2 微雨雷达同其他观测的相关比对分析

为验证 MRR 探测数据的可靠性, 将 MRR 反射率随时间—高度的变化与天气雷达、云雷达对比, 将 MRR 100 m、200 m、300 m 高度层降水探测结果与地面雨滴谱仪和雨量计的结果进行对比, 通过对比 MRR 各高度层和雨滴谱仪、雨量计的半小时累计雨量值、MRR 各高度层与雨滴谱仪特征量以验证 MRR 数据的可靠性.

3.2.1 同云雷达观测比对

MRR 探测高度范围为 0.1~3.1 km, 将云雷达与 MRR 0.1~3 km 高度范围反射率随时间—高度的变化作对比. 在地面连续降水发生前, 云雷达出现强回波, 而 MRR 回波较弱. 而地面连续降水发生后, 云雷达回波减弱, MRR 出现强回波.

在地面较强降水阶段, 云雷达回波随时间变化较小, 而在垂直方向上在近地层回波较强. 降水消散阶段, 云雷达近地层的较强回波消失, 与 MRR 同时出现较弱回波. 从云雷达和 MRR 反射率的对比发现, 地面连续降水发生后云雷达回波减弱, 而在地面较强降水阶段未出现强回波, 说明云雷达受降水衰减影响较大. 在降水阶段云雷达在近地层出现的较强回波可能是受近地层降水粒子的影响. 将天气雷达回波顶高与云雷达云顶高度对比后发现, 在降水较强时天气雷达回波顶高变化较小, 而云雷达云顶高度有明显减小, 说明在较强降水时云雷达云顶高度受衰减影响较大.

为评估降水对云雷达观测产生的衰减作用, 对降水初期云雷达探测得到的云顶高度与地面反射率的关系进行分析. 图 2a 为 19:00~21:00 云雷达云顶高度与地面雨滴谱仪反射率随时间的变化. 可以看出, 在 19:38 地面连续降水发生后, 随地面反射率的迅速增加, 云雷达云顶高度也开始降低. 之后云雷达云顶高度与地面反射率的变化趋势相反. 图 2b 为 19:38~24:00 云雷达云顶高度与地面反射率的散点图. 可以看出, 二者有较明显的反相关关系,

表2 2016年5月13日降水过程概况

Table 2 Overview of the stratiform precipitation event occurred on 13 May 2016

选取时间	累计降水	样本数	平均雨强	最大雨强	均方差
19:38~24:00	8.95 mm	264	2.59 mm h ⁻¹	17.55 mm h ⁻¹	2.23 mm h ⁻¹

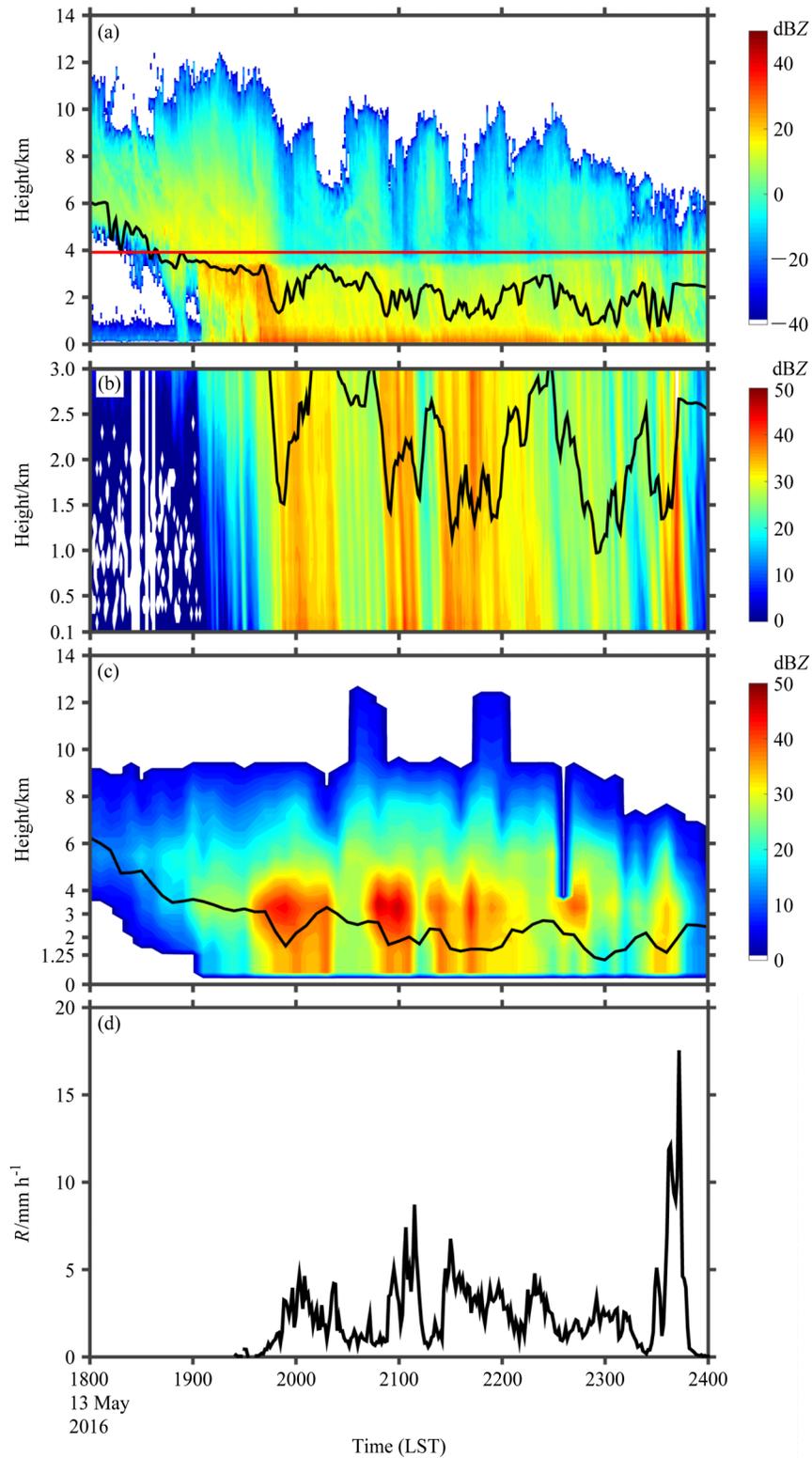


图1 2016年5月13日18:00~24:00(当地标准时,下同)(a)云雷达、(b)MRR(Micro Rain Rader)、(c)S波段天气雷达反射率(Z)随时间和高度的变化以及(d)雨滴谱仪观测雨强(R)随时间的变化。(a)中红色实线为20:00测站探空得到的零度层高度;(a、b、c)中黑色实线为云高仪探测得到云底高度

Fig. 1 Time-height variations of reflectivity (Z) from (a) cloud radar, (b) MRR (Micro Rain Rader), and (c) S-band weather radar, (d) temporal evolution of rainfall intensity (R) from disdrometer from 1800 LST (local standard time) to 2400 LST on 13 May, 2016. The solid red line marks the height of 0°C layer from the sounding data at 2000 LST. The solid black line marks the cloud base height from the laser ceilometer

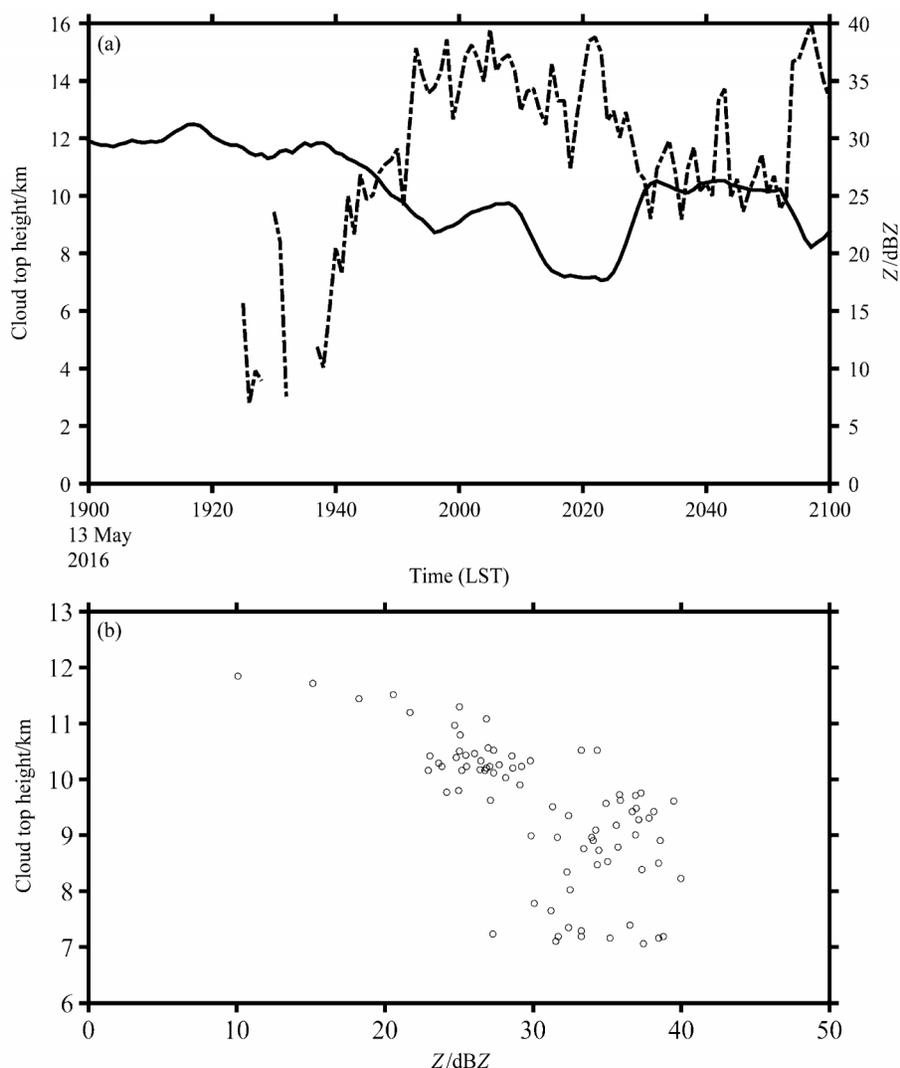


图2 2016年5月13日19:00~21:00云雷达探测云顶高度(实线)与雨滴谱仪计算的雷达反射率因子(点划线)(a)随时间的变化以及(b)二者散点分布

Fig. 2 (a) Temporal variations of the cloud top height from cloud radar (solid line) and Z from disdrometer (chain dotted line) during 1900 LST-2100 LST on 13 May, 2016; (b) scatterplots of cloud radar observations of cloud top height versus Z calculated from the disdrometer observations during 1900 LST-2100 LST on 13 May, 2016

相关系数为-0.64, 表明云雷达在降水发生后会受到衰减的影响。

3.2.2 同天气雷达观测比对

图1c中天气雷达不同高度的反射率值为测站位置单点各仰角数据插值后的结果。由于在观测站点天气雷达最低仰角时(0.5°)距离地面1.3 km。故将天气雷达与MRR 1.25~3 km高度范围反射率随时间一高度的变化作对比。19:40~21:40期间二部雷达出现强回波的时间较为一致, 差异在于天气雷达回波高值出现在2 km以上, 2 km以下回波相对较弱, 而MRR相对较为均一, 可能由于天气雷达低层数据受到插值方法的影响。23:40~23:50

MRR出现了强回波, 雨滴谱仪雨强值峰值为17.55 mm h⁻¹, 说明有强降水过程发生, 但天气雷达的回波较弱。

总体而言, 除23:40~23:50时间段外, 天气雷达与MRR较强回波出现的时间较为一致, 但二者反射率的垂直分布不同, 可能受天气雷达低层数据插值影响。

3.2.3 同地面雨滴谱仪和雨量计的比对校验

前人将MRR与雨滴谱仪和雨量计观测结果进行比对时, 通常根据MRR实际选择的垂直分辨率(通常为100 m或200 m)选择最低层100 m高度(Peters et al., 2005)或200 m高度(Sarkar et al.,

2015; 温龙等, 2015) 进行对比, 也有学者认为最低层高度不可靠, 选择 300 m 高度结果用于对比 (Wang et al., 2017)。前人没有对 MRR 不同高度层与雨滴谱仪和雨量计比对的结果进行对比。本研究将 5 月 13 日降水阶段 MRR 探测得到的 100 m、200 m、300 m 高度的半小时累计雨量值与地面雨滴谱仪和雨量计的结果进行对比。

图 3 为 MRR 100 m、200 m、300 m 高度层和地面雨滴谱仪和雨量计半小时累计雨量随时间的变化。将雨滴谱仪与雨量计进行对比, 发现在刚发生降水的半小时内, 雨量计雨量偏小, 这是由于雨量计对较弱降水探测能力较弱。21:30~22:00 时间段雨量计与其他二种仪器偏差较大。从 MRR 三个高度层的探测结果来看, MRR 100 m 累计雨量与其他两种仪器结果的偏差最大。MRR 200 m、300 m 半小时雨量结果与雨滴谱仪较为接近, 而这二种仪器半小时累计雨量都小于雨量计。

总体而言, 除 21:30~22:00 时间段雨量计观测结果显著小于其他观测值外, 其余时间段三种仪器的观测结果都较为接近, 趋势也完全一致。

将 5 月 13 日降水阶段 MRR 探测得到的 100 m、200 m、300 m 高度的雨强值与地面雨滴谱仪进行对比, 分析微雨雷达数据可靠性。

图 4 为 MRR 100 m、200 m 和 300 m 三个高度层雨强值与雨滴谱仪雨强值散点图。从图中可以看出, 对于雨强小于 5 mm h^{-1} 的点, MRR 三个高度层与雨滴谱仪雨强值偏差较小。对于雨强值大于

5 mm h^{-1} 的点, MRR 三个高度层与雨滴谱仪的结果偏离较大, 从线性拟合结果来看, MRR 100 m 结果偏大, MRR 300 m 结果偏小, 而 MRR 200 m 结果与雨滴谱仪最为接近。综合图 3 和图 4, MRR 200 m 高度层的雨强值与地面雨滴谱仪的结果差异最小, MRR 100 m 的探测结果可能受近地层影响较大, 导致雨强值与地面雨滴谱仪的结果产生了较大偏差。

为分析 MRR 和雨滴谱仪不同特征量观测结果的差异, 分别计算了 MRR 和地面雨滴谱仪相关特征量, 从平均偏差、相关性系数和均方根误差等方面进行对比分析, 并进行了线性拟合。表 3、表 4 和表 5 分别为雨滴谱仪与 MRR 100 m、200 m、300 m 特征量对比结果。从相关性来看, MRR 与雨滴谱仪在 Z 、 R 、 LWC 三个特征量上相关性很好。对于 Z 值, 从平均偏差来看, 雨滴谱仪结果大于 MRR。 R 平均偏差很小, 而 LWC 平均偏差结果非常接近。对于这三个特征量, 从平均偏差和 RMSE 来看, MRR 200 m 结果与雨滴谱仪最为接近。二种仪器的 ED 和 N_0 相关性较差, 其中 MRR 100 m 与雨滴谱仪相关性很差。 N_0 相关性较低的原因可能是二种仪器对小滴数浓度的探测结果差异较大。

为进一步比较二种仪器雨滴谱观测结果的差异, 分别绘制了地面雨滴谱仪与 MRR 不同高度层观测的雨滴谱随时间的变化。图 5 为 MRR 100 m、200 m、300 m 高度和雨滴谱仪测得雨滴谱随时间的变化。对于直径小于 1 mm 的雨滴, MRR 100 m

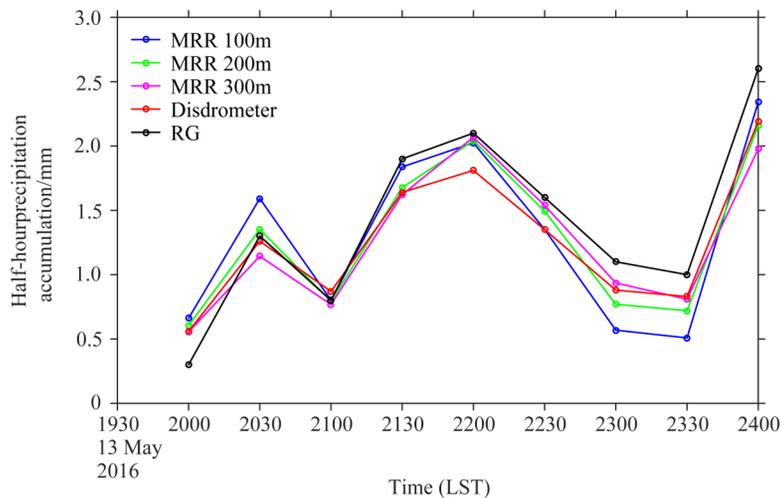


图 3 2016 年 5 月 13 日 19:30~24:00 MRR 不同高度测量结果与雨滴谱仪 (disdrometer)、雨量计 (RG) 半小时累计雨量随时间的变化

Fig. 3 Temporal variations of half-hour precipitation accumulation observed by the MRR at different heights, the disdrometer and gauge from 1930 LST to 2400 LST on 13 May, 2016

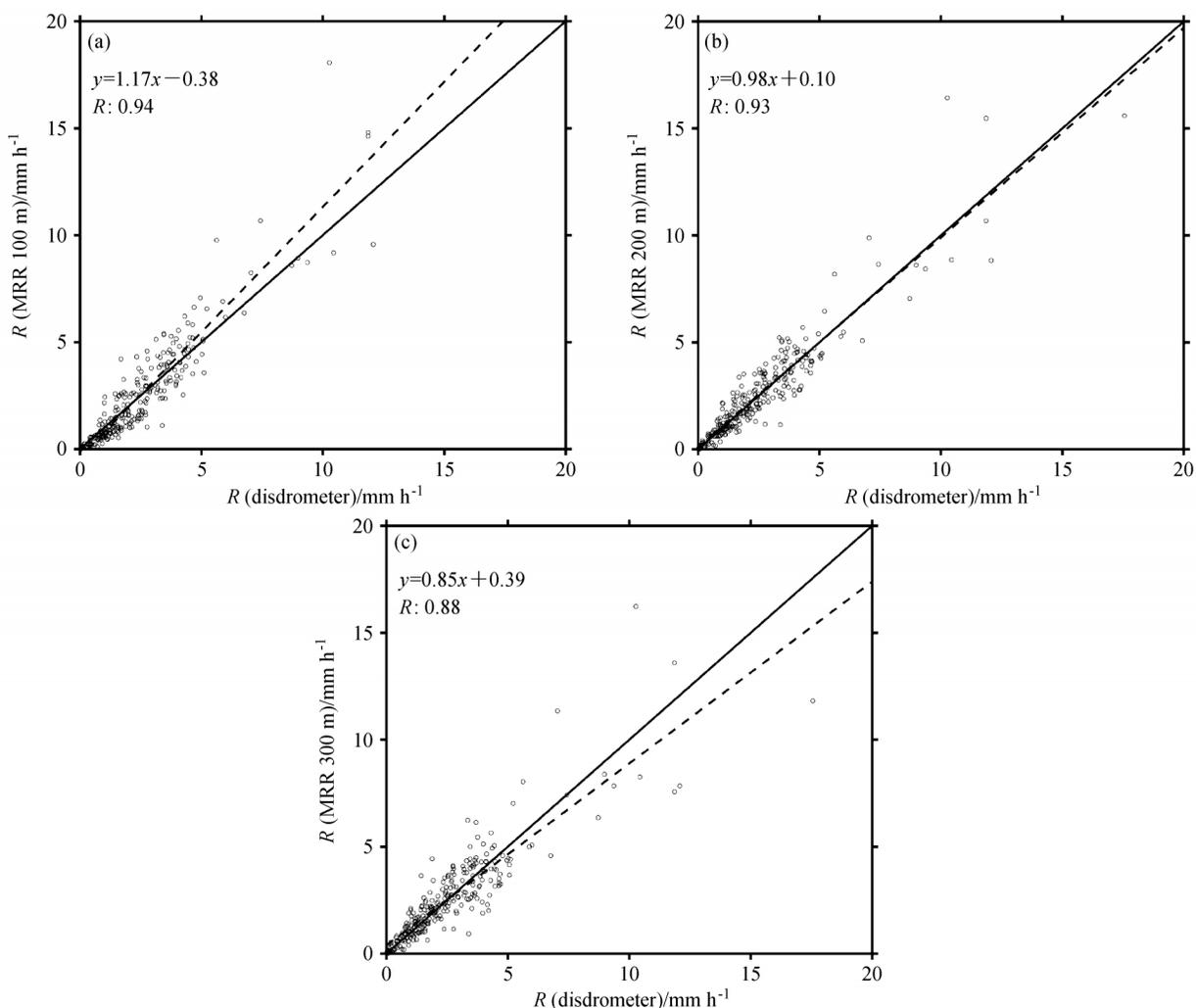


图4 2016年5月13日19:44~24:00 (a) MRR 100 m、(b) MRR 200 m和 (c) MRR 300 m高度层观测的雨强值与雨滴谱仪雨强值散点分布。虚线为线性拟合线，实线为 $y=x$ 线

Fig. 4 Scatterplots of R observed by (a) MRR 100 m, (b) MRR 200 m, and (c) MRR 300 m versus observations of the disdrometer between 1800 LST and 2400 LST on 13 May, 2016. The dashed line is the fitting curve; the solid line marks $y=x$

雨滴数浓度与MRR 200 m、300 m和雨滴谱仪的观测结果存在较大差异，可能是由于MRR 100 m的观测受到地面的影响。相比地面雨滴谱仪，MRR 200 m和300 m对于直径大于3 mm的大雨滴数浓度出现低估，而对于直径小于1 mm的小雨滴数浓度出现高估，对于中滴数浓度MRR与雨滴谱仪观测结果接近。这与温龙等（2015）在南京一次层状云降水过程中将MRR 200 m与二维视频雨滴谱仪雨滴谱对比结果相似。同时也与Sarkar et al.（2015）在印度夏季季风期间对混合云降水中MRR与激光降水监测（简称LPM）雨滴谱仪雨滴谱对比结果相似。

将表3、表4和表5中MRR与雨滴谱仪特征量的对比结果与图5结合，相比于MRR，雨滴谱仪

反射率与有效直径偏大，雨强与液态水含量结果接近，雨滴总浓度差别较大，而雨滴谱仪探测得到的大滴数浓度更高，中滴数浓度接近，而小滴数浓度差别较大。

3.3 不同湿度阶段降水微物理结构与分布特征

对河北邢台地面测站的温度、湿度的变化情况以及测站20:00的探空资料进行分析，见图6。图6a为地面测站19:00~24:00温度和相对湿度随时间的变化。可以看出，19:00地面相对湿度很低，在地面降水开始发生的19:38相对湿度开始迅速增加，在22:00地面相对湿度达到84%，之后变化缓慢。图6b为邢台站20:00探空资料，可以看出20:00时地面相对湿度较低，随高度增加而增加，但在2~3 km有一干燥的高度层出现。总体而言，

表3 MRR 100 m与雨滴谱仪观测结果的特征量对比

Table 3 Comparison of characteristic quantities of values observed by MRR 100 m and disdrometer

	特征量				
	平均偏差	相关系数	均方根误差	拟合参数 a	拟合参数 b
Z	0.79 dBZ	0.96	2.33 dBZ	1.05	-2.43
R	-0.07 mm h ⁻¹	0.94	1.03 mm h ⁻¹	1.17	-0.38
LWC	-0.01 g m ⁻³	0.90	0.06 g m ⁻³	1.25	-0.03
ED	0.07 mm	0.70	0.22 mm	0.49	0.58
log(N_0)	-0.07	0.48	0.32	0.66	0.84

注:LWC表示液态含水量(Liquid Water Content),ED为有效直径(Effective Diameter), a 、 b 为线性拟合参数 $y=ax+b$; x 为雨滴谱仪值, y 为MRR值;平均偏差为雨滴谱仪结果与MRR结果之差的平均值。

表4 MRR 200 m与雨滴谱仪观测结果的特征量对比

Table 4 Comparison of characteristic quantities of values observed by MRR 200 m and disdrometer

	特征量				
	平均偏差	相关系数	均方根误差	拟合参数 a	拟合参数 b
Z	0.21 dBZ	0.95	2.21 dBZ	0.98	0.45
R	-0.05 mm h ⁻¹	0.93	0.86 mm h ⁻¹	0.98	0.10
LWC	-0.01 g m ⁻³	0.92	0.04 g m ⁻³	1.02	0.01
ED	0.03 mm	0.84	0.17 mm	0.82	0.21
log(N_0)	0.16	0.68	0.32	1.04	0.07

表5 MRR 300 m与雨滴谱仪观测结果的特征量对比

Table 5 Comparison of characteristic quantities of values observed by MRR 300 m and disdrometer

	特征量				
	平均偏差	相关系数	均方根误差	拟合参数 a	拟合参数 b
Z	0.67 dBZ	0.94	2.33 dBZ	0.92	1.79
R	-0.01 mm h ⁻¹	0.88	1.06 mm h ⁻¹	0.85	0.39
LWC	-0.01 g m ⁻³	0.87	0.05 g m ⁻³	0.99	0.01
ED	0.14 mm	0.78	0.23 mm	0.66	0.30
log(N_0)	-0.34	0.73	0.47	1.33	0.84

19:00~24:00近地层处于比较干燥的状态,22:00后地面水汽处于相对饱和的状态。从微物理的角度分析,22:00之前的阶段雨滴在下落过程受蒸发作用影响较强。

前人利用MRR对于降水微物理结构的研究多利用长期统计结果,利用雨强大小(Peters et al., 2005; Das and Maitra, 2016)或降水类型(Wen et al., 2017)对降水进行划分,对比不同强度的降水或不同降水类型垂直微物理结构的差异,但对不同降水阶段和云内云外微物理结构差异的研究较少。本次降水过程地面相对湿度从小到大有明显变化,可能降水受蒸发作用影响较强,故分时段将特征量和雨滴谱作对比分析。根据地面相对湿度大小将降水过程分为四个阶段:(1)第一阶段19:38~

19:50;(2)第二阶段19:50~20:50;(3)第三阶段20:50~21:35;(4)第四阶段21:35~24:00。对应地面相对湿度范围分别为34%~42%、42%~60%、60%~80%、80%~91%。

3.3.1 不同湿度阶段降水特征量垂直分布特征

分析特征量的垂直分布有助于深入理解降水的微物理过程和结构(Yuter and Houze, 1995)。为研究此次降水过程中不同湿度阶段降水微物理特征的差异,对四个阶段和总降水过程中特征量的平均垂直分布特征进行分析。

图7为不同时间段内反射率、雨强、液态水含量、有效直径和雨滴总数浓度平均值随高度的变化。其中,100~3000 m结果由MRR数据得到,0 m结果由雨滴谱仪数据得到。第一阶段平均反射

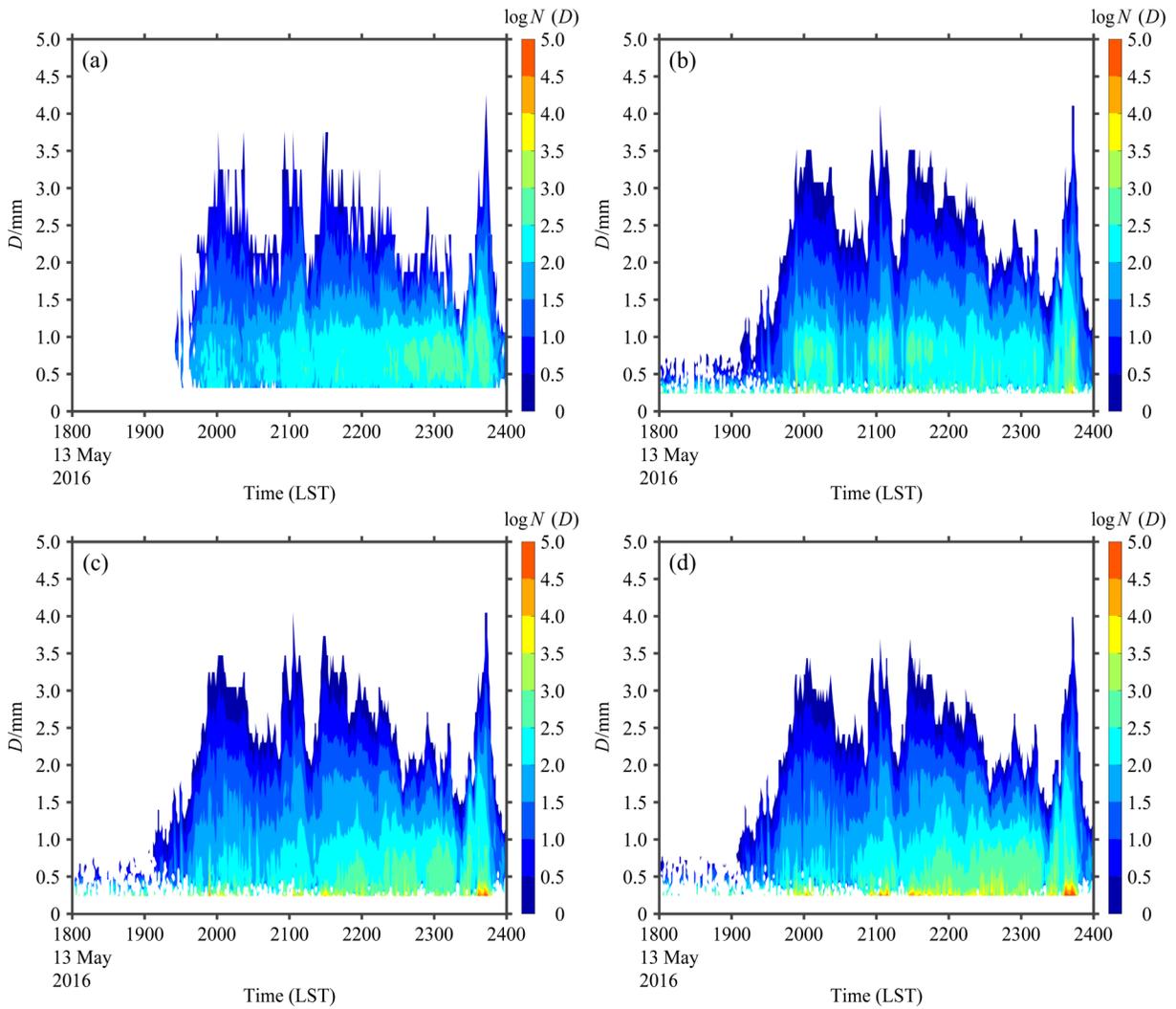


图5 2016年5月13日18:00~24:00 (a) 地面雨滴谱仪与 (b) MRR 100 m、(c) MRR 200 m和 (d) MRR 300 m高度层测得的雨滴数浓度 $N(D)$ (单位: $\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$) 随时间的变化

Fig. 5 Temporal variations of the raindrop number concentration $N(D)$ (units: $\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$) from (a) disdrometer, (b) MRR 100 m, (c) MRR 200 m, and (d) MRR 300 m from 1800 LST to 2400 LST on 13 May, 2016

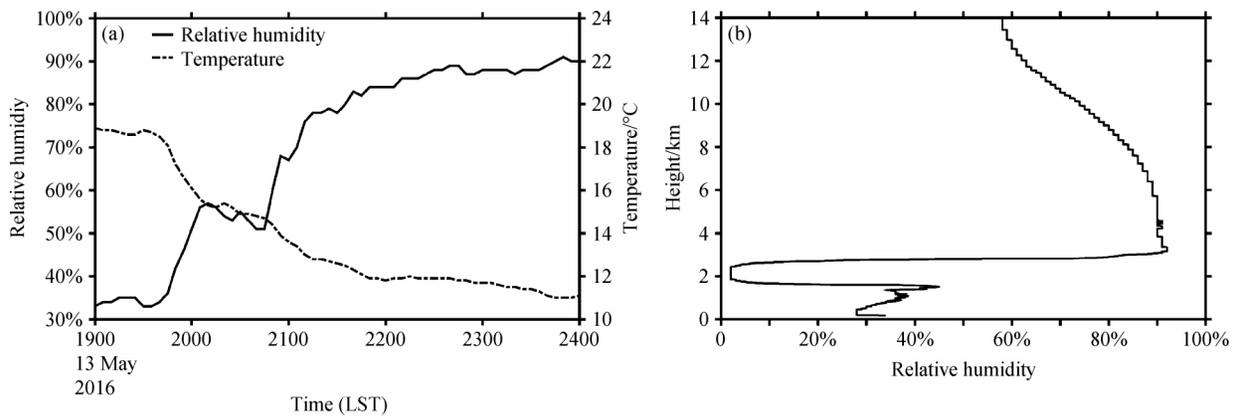


图6 2016年5月13日河北邢台 (a) 19:00~24:00地面测站地面温度和相对湿度随时间的变化以及 (b) 20:00探空相对湿度随高度的变化
Fig. 6 (a) Temporal variations of ground temperature, relative humidity from 1900 LST to 2400 LST, and (b) the sounding data variation with height at 2000 LST on 13 May, 2016 at Xingtai station Hebei Province

率和雨强在云内变化较小,而在云外相比其他阶段有明显减小,从 2752 m 到 200 m,反射率值由 30.71 dBZ 减少至 25.72 dBZ,雨强值由 3.36 mm h^{-1} 减小至 0.71 mm h^{-1} ,表明在降水初期蒸发作用明显。对于后三个阶段,平均反射率在平均云底高度以上有所增加,而在云外低层(1000 m 以下)也有较为明显的增加。平均雨强在 2500 m 以上略有增加,在云外有明显减小。而在云外低层,第二阶段与第一阶段平均雨强变化趋势一致,随高度降低略有减小,第三和第四阶段平均雨强随高度降低略有增加。可能由于前二个阶段环境湿度较低,蒸发作用使得雨强随高度降低而减小。从 7c 看出,四个阶段平均液水含量在云内变化较小,而在云外都随高度降低而减小,可能受云外的蒸发作用及雨滴落速加快的影响。

从图 7d、e 中看出,四个阶段中平均有效直径都随高度降低而增加,平均雨滴总数浓度都随高度降低而减小,二者成反相关。在后三个阶段平均有效直径和雨滴总数浓度在云外低层出现明显变化,可能由于随着雨滴直径的增加,在云外低层雨滴间的碰并效率增加。总降水过程平均特征量的垂直变化与后二阶段相似。总过程平均反射率由 1000 m 的 31.75 dBZ 增加至 200 m 的 33.54 dBZ,平均液水含量由 2100 m 的 0.37 g m^{-3} 减小至 200 m 的 0.13 g m^{-3} ,平均有效直径由 900 m 的 0.82 mm 增加至 200 m 的 1.25 mm,平均雨滴总数浓度由 900 m 的 $1.32 \times 10^3 \text{ m}^{-3}$ 减小至 200 m 的 $2.54 \times 10^2 \text{ m}^{-3}$ 。Wen et al. (2017) 对北京地区夏季层状云降水特征量的平均垂直分布进行了研究,层状云降水平均反射率随高度降低缓慢增加,平均雨强和液态水含量随高度降低缓慢减小。本次降水云底高度较低,特征量的垂直分布在云内和云外存在差异。相比层状云降水,本次过程反射率在云外低层增加较明显,可能由于云外低层雨滴间的碰并作用较强,液水含量随高度明显减小,可能由于环境湿度较低蒸发作用较强。

总体而言,第一阶段平均特征量的垂直变化与其他三个阶段差异较大,主要受到降水初期蒸发作用的影响。而其余三个阶段在云内平均反射率和雨强随高度降低略有增加,可能受到云滴与雨滴间碰并作用的影响。而在云外低层,随高度降低有效直径明显增加,雨滴总数浓度明显减小,可能受雨滴间的碰并作用影响较强。

3.3.2 不同湿度阶段平均垂直雨滴谱特征

雨滴谱是理解降水特征的关键,为进一步分析雨滴在垂直方向的变化特征,对不同湿度段平均雨滴谱的垂直分布进行分析。图 8 为不同时间段内平均雨滴谱随高度的变化,黑色实线为由云高仪数据得到的对应时间段内的平均云底高度。其中,100~3000 m 结果由 MRR 数据得到,0 m 结果由雨滴谱仪数据得到。

从图 8a 看出,在第一阶段雨滴谱在云内随高度变化较小。而在云外,各档雨滴数浓度同时明显减小,雨滴谱与平均特征量随高度的变化相对应,表明降水初期云外的蒸发作用显著。从图 8b 看出,在第二阶段平均云底高度以上,小滴数浓度随高度变化较少,而中滴、大滴数浓度随高度降低而增加,可能是由云滴和雨滴间的碰并作用引起的。而在云外随高度降低,小滴数浓度减小,中滴大滴数浓度变化较小,蒸发作用开始产生影响。在云外低层(1000 m 以下)随高度降低,小滴数浓度的明显减小伴随着大滴数浓度的明显增加,表明大滴的增加主要由于与小滴间的碰并作用。雨滴谱随高度的变化与图 7 中平均反射率在云外低层的增加和平均有效直径与雨滴总数浓度在云外低层的明显变化相对应。平均雨滴谱在云外低层出现明显变化的物理解释为,在云外随着雨滴平均直径的增加,雨滴间的碰并效率增加。Low and List (1982) 提出在雨滴下落过程中,显著的碰并增长阶段主要发生在大雨滴与小于 0.6 mm 的小雨滴发生碰撞时,这与本文的结果一致。Harikumar et al. (2012) 使用 MRR 观测印度南部热带地区雨滴谱随时间—空间变化时发现,在低层(700 m 以下)随高度降低,小雨滴数浓度减小,中等雨滴变化较小,大雨滴数浓度增加,与本文 1000 m 以下观测结果相似。

从图 8c、d 看出,第三、四阶段雨滴谱在云底以上和低层的垂直变化与第二阶段相似。而总过程平均雨滴谱的垂直变化与第三、第四阶段相似。从云底以下小滴数浓度在云外的垂直变化来看,随着环境湿度的增加,四个阶段中小滴数浓度在云底以下随高度降低的递减率依次减小,表明蒸发过程在小滴下落过程中的影响随环境湿度的增加而减弱。

总体而言,在环境湿度较低时垂直雨滴谱受蒸发过程影响很大。雨滴谱在云内和云外受不同微物理过程影响,垂直变化特征不同。第一阶段云外蒸发作用显著。在其余三个阶段雨滴谱在云内的垂直

变化表明有云滴与雨滴间的碰并发生。随环境湿度的增加，云外蒸发作用对小滴的影响减弱。而在云

外低层，雨滴间的碰并作用明显，使得小滴数浓度明显减小，大滴数浓度明显增加。

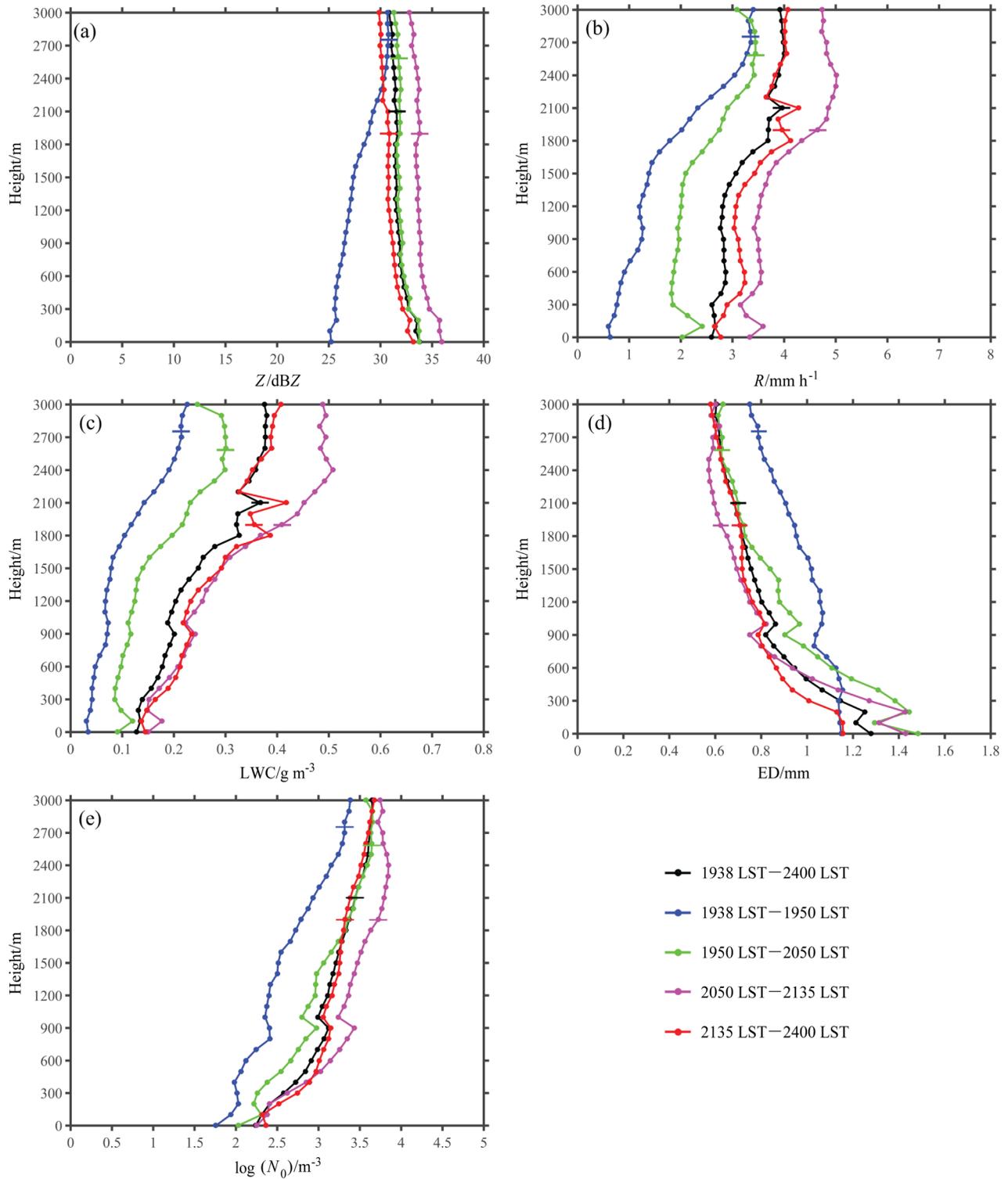


图7 2016年5月13日19:38~24:00不同时间段内各特征量平均值随高度的变化：(a) 反射率Z；(b) 雨强R；(c) 液态水含量LWC；(d) 有效直径ED；(e) 雨滴总数浓度 $\log(N_0)$ 。黑色横线表示对应时间段内的平均云底高度。

Fig. 7 Average vertical profiles of (a) Z, (b) R, (c) LWC (Liquid Water Content), (d) ED (Effective Diameter), and (e) $\log(N_0)$ during 1938 LST to 2400 LST on 13 May, 2016. Black horizontal lines indicate average cloud base height during the corresponding periods

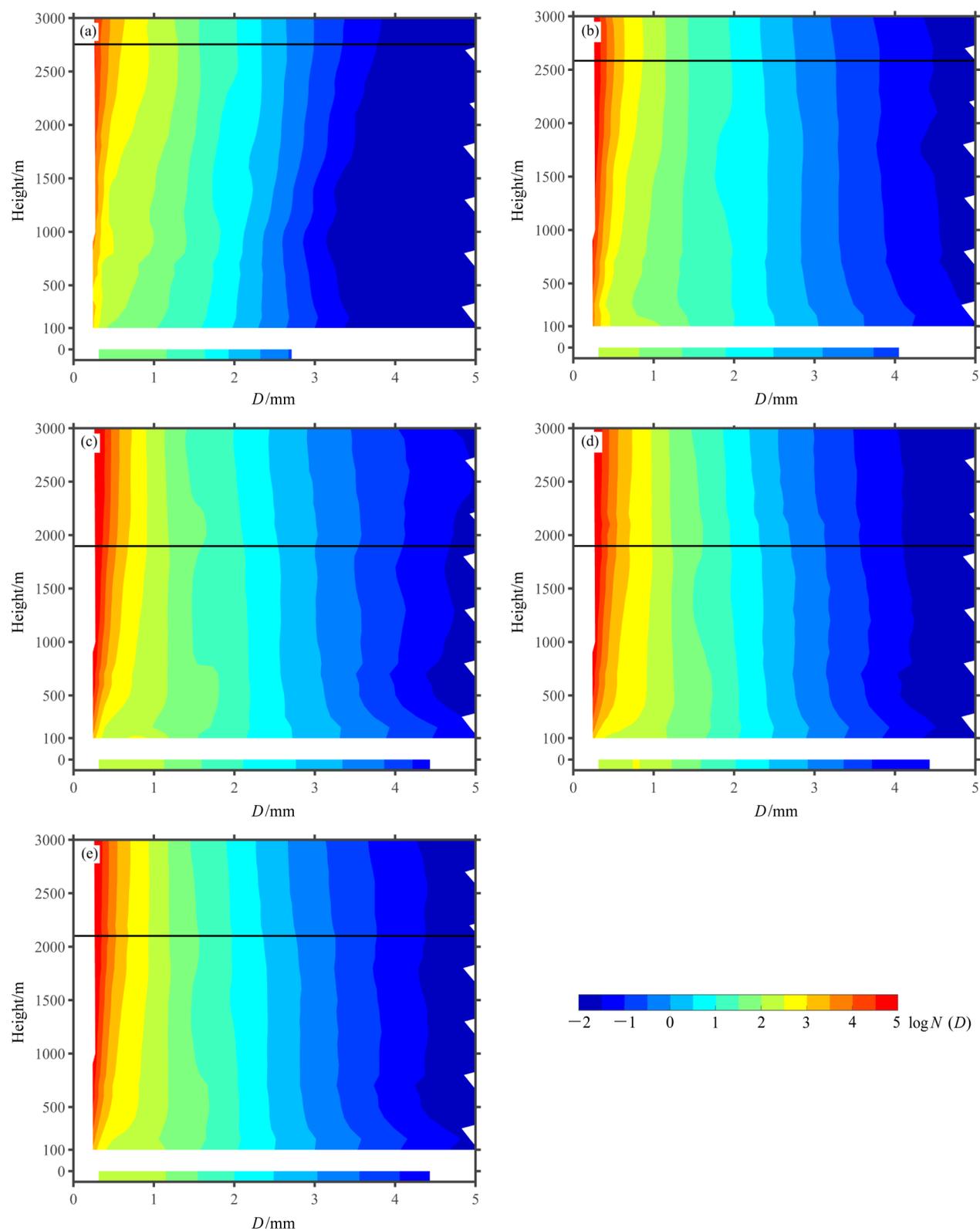


图8 不同时间阶段内平均雨滴谱 $N(D)$ (单位: $\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$) 随高度的变化: (a) 19:38~19:50; (b) 19:50~20:50; (c) 20:50~21:35; (d) 21:35~24:00; (e) 19:38~24:00。黑色实线为由云高仪得到的对应时间段内的平均云底高度。

Fig. 8 Average raindrop size distribution $N(D)$ (units: $\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$) changes with height during various time range: (a) 1938 LST–1950 LST, (b) 1950 LST–2050 LST, (c) 2050 LST–2135 LST, (d) 2135 LST–2400 LST, (e) 1938 LST–2400 LST. The solid black line marks the mean cloud base height from the laser ceilometer

3.4 降水微物理结构随时间和高度的变化

为研究此次降水过程中降水微结构随时间和高度的演变过程，对特征量随时间和高度的变化进行分析。

图9为19:00~24:00反射率因子 Z 、雨强 R 、液态水含量 LWC 、雨滴总数浓度 N_0 、最大直径 D_{max} 随时间和高度的变化及地面雨强随时间的变化。从 Z 、 R 、 LWC 、 N_0 的垂直变化看出，在地面连续降

水开始发生前(19:38)，各个特征量随高度降低逐渐减小，100 m高度的特征量值很低，因此地面未探测到降水。这表明降水前期雨滴在下落过程中蒸发作用的影响较大，只有在降水达到一定强度后地面才会出现降水。在19:38~23:30时间段内，当出现雨强值超过 2 mm h^{-1} 的较强降水时， Z 和 D_{max} 在近地层(500 m以下)出现增加，表明雨滴在近地层发生碰并增长。19:50~20:10时间段内 LWC 和

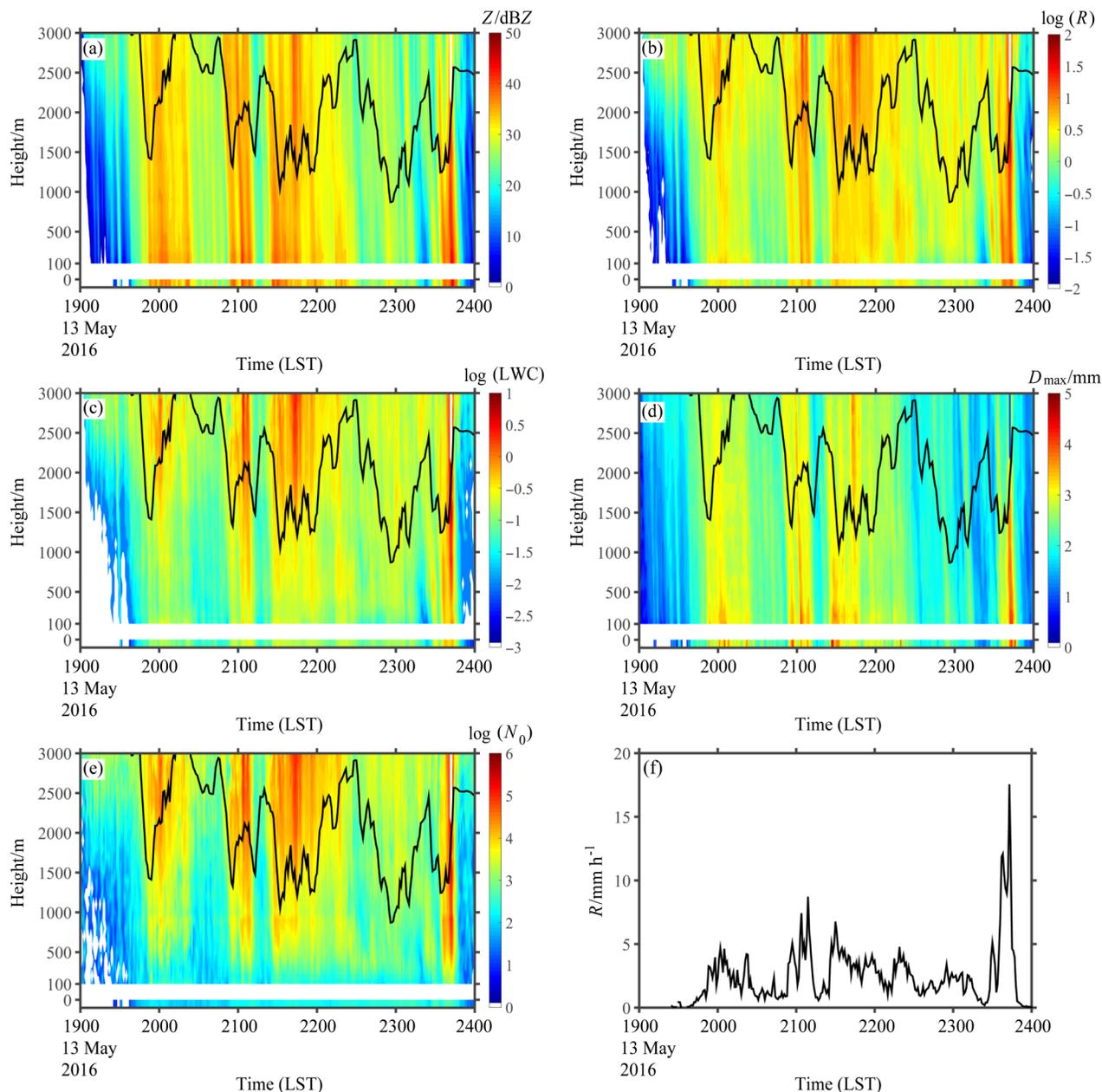


图9 2016年5月13日19:00~24:00 (a) 雷达反射率因子、(b) 雨强、(c) 液态水含量、(d) 最大直径、(e) 雨滴总数浓度随时间和高度的变化，黑色实线为激光云高仪探测得到的云底高度。(f) 2016年5月13日19:00~24:00地面雨强随时间的变化

Fig. 9 Time-height variations of (a) Z , (b) R , (c) LWC , (d) D_{max} and (e) N_0 from 1900 LST to 2400 LST on 13 May, 2016. The solid black line marks the cloud base height from the laser ceilometer. (f) Temporal evolution of R from disdrometer during 1900 LST to 2400 LST on 13 May, 2016

N_0 在云底以下迅速减小,表明在环境湿度较低时云底以下蒸发作用明显,小雨滴在下落过程中迅速蒸发。对于雨强值小于 2 mm h^{-1} 的弱降水,反射率和最大直径随高度变化很小。在22:30~23:30时间段内,地面相对湿度大于84%,LWC和 R 随高度的变化很小,结合 Z 和 D_{\max} 的垂直变化表明该时间段内降水在垂直方向变化较小。23:36~23:44时间段内出现强降水,平均雨强大于 10 mm h^{-1} ,2 km以下出现强回波, Z 和 D_{\max} 随高度降低而增加,LWC随高度而减小,表明强降水时雨滴碰并增长作用明显,降水随高度变化较大。

综上,在不同湿度和雨强阶段降水微物理结构存在差异。在降水前期蒸发作用明显,反射率、雨强、液水含量、雨滴总数浓度都随高度降低而减小。在降水初期环境湿度较低,液态水含量与雨滴总数浓度在云底以下明显减小。在较强降水阶段反射率和最大直径在近地层随高度降低而增加。在降水较弱且环境湿度较大时,反射率、最大直径、液态水含量和雨强随高度变化很小,降水在垂直方向变化较小。在强降水时,反射率和最大直径随高度降低而增加,雨滴间的碰并增长作用明显。

4 结论

本文使用在河北邢台一次冷锋云系降水过程的综合观测个例,将MRR与云雷达、天气雷达、雨滴谱仪和雨量计的观测结果进行了对比,分析了此次降水过程中不同相对湿度阶段特征量和雨滴谱的平均垂直分布特征及降水过程中特征量随时间—高度的变化,研究了降水的垂直结构和随时间—高度的演变规律。结果表明:

(1) MRR和雨量计及雨滴谱仪累计雨量结果较为接近,趋势一致。在MRR 100 m、200 m、300 m三个高度层中,MRR 200 m雨强值与地面雨滴谱仪雨强值偏差最小,平均偏差为 0.05 mm h^{-1} ,相关系数为0.93。相比雨滴谱仪,MRR反射率与有效直径偏小,雨强与液态水含量结果接近,雨滴总浓度差别较大。MRR观测到的小滴数浓度出现高估,大滴数浓度出现低估,中滴数浓度较为一致。MRR 100 m雨滴谱和特征量均与雨滴谱仪观测结果偏差较大,可能是由于受到近地层的干扰。

(2) 在环境湿度较低时降水受蒸发过程影响很

大。降水在云内和云外受不同微物理过程影响,垂直变化特征不同。在降水初期平均反射率和雨强在云底以下明显减小,小滴和中滴平均数浓度明显减小,蒸发作用影响较强。而其余时间段在云内随高度降低平均反射率和雨强略有增加,小滴平均数浓度变化较小,中滴大滴平均数浓度增加,表明云内有云滴与雨滴间的碰并发生。而在云外低层,随高度降低平均有效直径明显增加,平均雨滴总数浓度明显减小,小滴平均数浓度显著减小,大滴平均数浓度显著增加,表明在云外低层雨滴间的碰并作用较强。

(3) 在不同湿度和雨强阶段降水微物理结构存在差异。降水前期蒸发作用明显,反射率、雨强、液水含量、雨滴总数浓度都随高度降低而减小。在降水较弱且环境湿度较大时,降水在垂直方向变化较小。在较强降水阶段反射率和最大直径在近地层随高度降低而增加。在强降水阶段,反射率和最大直径随高度降低而增加。

致谢 感谢973项目组和河北省人工影响天气办公室在观测数据等方面提供的支持!

参考文献 (References)

- 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]. *J. Atmos. Sci.*, 60(2): 354–365. doi:10.1175/1520-0469(2003)060<0354:RSDIDC>2.0.CO;2
- Chen B J, Hu W, Pu J P. 2011. Characteristics of the raindrop size distribution for freezing precipitation observed in southern China [J]. *J. Geophys. Res.*, 116(D6): D06201. doi:10.1029/2010JD015305
- 陈聪, 银燕, 陈宝君. 2015. 黄山不同高度雨滴谱的演变特征 [J]. *大气科学学报*, 38(3): 388–395. Chen Cong, Yin Yan, Chen Baojun. 2015. Raindrop size distribution at different altitudes in Mt. Huang [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38(3): 388–395. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20130223001
- 陈勇, 刘辉志, 安俊岭, 等. 2010. 垂直指向测雨雷达的误差模拟及相互校准 [J]. *大气科学*, 34(6): 1114–1126. Chen Yong, Liu Huizhi, An Junling et al. 2010. Error analysis and intercalibrations of vertically pointing radars on the rainfall measurement [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34(6): 1114–1126. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.06.07
- Das S, Maitra A. 2016. Vertical profile of rain: Ka band radar observations at tropical locations [J]. *J. Hydrol.*, 534: 31–41. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.12.053
- 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

- Harikumar R, Sampath S, Kumar V S. 2009. An empirical model for the variation of rain drop size distribution with rain rate at a few locations in southern India [J]. *Adv. Space Res.*, 43(5): 837–844. doi:10.1016/j.asr.2008.11.001
- Harikumar R, Sampath S, Sasi Kumar V. 2012. Altitudinal and temporal evolution of raindrop size distribution observed over a tropical station using a K-band radar [J]. *Int. J. Remote Sens.*, 33(10): 3286–3300. doi:10.1080/01431161.2010.549853
- Hitschfeld W, Bordan J. 1954. Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths [J]. *J. Meteor.*, 11(1): 58–67. doi: 10.1175/1520-0469(1954)011<0058:EIITRM>2.0.CO;2
- 胡子浩, 濮江平, 濮云涛, 等. 2014. 南海一次海洋性对流云降水雨滴谱特征分析 [J]. *热带气象学报*, 30(1): 181–188. Hu Zihao, Pu Jiangping, Pu Yuntao, et al. 2014. Analysis on raindrop size distribution characteristics of maritime convective cloud rain in South China Sea [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 30(1): 181–188. doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2014.01.021
- Kirankumar N V P, Kunhikrishnan P K. 2013. Evaluation of performance of Micro Rain Radar over the tropical coastal station Thumba (8.5°N, 76.9°E) [J]. *Atmos. Res.*, 134: 56–63. doi:10.1016/j.atmosres.2013.07.018
- Konwar M, Das S K, Deshpande S M, et al. 2014. Microphysics of clouds and rain over the Western Ghat [J]. *J. Geophys. Res.*, 119(10): 6140–6159. doi:10.1002/2014JD021606
- Low T B, List R. 1982. Collision, coalescence and breakup of raindrops. Part II: Parameterization of fragment size distributions [J]. *J. Atmos. Sci.*, 39(7): 1607–1619. doi:10.1175/1520-0469(1982)039<1607:CCABOR>2.0.CO;2
- Minder J R, Letcher T W, Campbell L S, et al. 2015. The evolution of lake-effect convection during landfall and orographic uplift as observed by profiling radars [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 143(11): 4422–4442. doi:10.1175/MWR-D-15-0117.1
- Peters G, Fischer B, Andersson T. 2002. Rain observations with a vertically looking Micro Rain Radar (MRR) [J]. *Boreal Environ. Res.*, 7: 353–362
- Peters G, Fischer B, Andersson T. Rain observations with a vertically looking Micro Rain Radar (MRR) [J]. *Boreal environment research*, 2002, 7(4): 353-362
- Peters G, Fischer B, Münster H, et al. 2005. Profiles of raindrop size distributions as retrieved by micro rain radars [J]. *J. Appl. Meteor.*, 44(12): 1930–1949. doi:10.1175/JAM2316.1
- Sarkar T, Das S, Maitra A. 2015. Assessment of different raindrop size measuring techniques: Inter-comparison of Doppler radar, impact and optical disdrometer [J]. *Atmos. Res.*, 160: 15–27. doi:10.1016/j.atmosres.2015.03.001
- Testud J, Oury S, Black R A, et al. 2001. The concept of “normalized” distribution to describe raindrop spectra: A tool for cloud physics and cloud remote sensing [J]. *J. Appl. Meteor.*, 40(6): 1118–1140. doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1118:TCOND>2.0.CO;2
- Tokay A, Short D A. 1996. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds [J]. *J. Atmos. Meteor.*, 35(3): 355–371. doi:10.1175/1520-0450(1996)035<0355:EFTRSO>2.0.CO;2
- Tokay A, Hartmann P, Battaglia A, et al. 2009. A field study of reflectivity and Z-R relations using vertically pointing radars and disdrometers [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26(6): 1120–1134. doi: 10.1175/2008JTECHA1163.1
- Ulbrich C W. 1983. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution [J]. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22(10): 1764–1775. doi:10.1175/1520-0450(1983)022<1764:NVITAF>2.0.CO;2
- Wang H, Lei H C, Yang J F. 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
- Wen G, Xiao H, Yang H L, et al. 2017. Characteristics of summer and winter precipitation over northern China [J]. *Atmos. Res.*, 197: 390–406. doi:10.1016/j.atmosres.2017.07.023
- 温龙, 刘溯, 赵坤, 等. 2015. 两次降水过程的微降雨雷达探测精度分析 [J]. *气象*, 41(5): 577–587. Wen Long, Liu Su, Zhao Kunet al. 2015. Precision evaluation of micro rain radar observation in two precipitation events [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 41(5): 577–587. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2015.05.006
- Zhang G, Vivekanandan J, Brandes E. 2001. A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements [J]. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39(4): 830–841. doi:10.1109/36.917906
- Yuter S E, Houze Jr R A. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 1995, 123(7): 1941–1963. doi:10.1175/1520-0493(1995)123.0.CO;2
- 周黎明, 王庆, 龚佃利, 等. 2015. 山东一次暴雨过程的云降水微物理特征分析 [J]. *气象*, 41(2): 192–199. Zhou Liming, Wang Qing, Gong Dianli et al. 2015. Microphysical properties of cloud and precipitation during a rainstorm process in Shandong Province [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 41(2): 192–199. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2015.02.007