

周任然,王改利,高云义. 东北地区新民夏季雨滴谱特征. 应用气象学报, 2024, 35(3): 337-349.

DOI: 10.11898/1001-7313.20240307

东北地区新民夏季雨滴谱特征

周任然¹⁾²⁾ 王改利^{1)*} 高云义¹⁾

¹⁾(中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081)

²⁾(中国科学院大学, 北京 100049)

摘要

以辽宁省新民气候基准站的降水现象仪观测数据为基础,研究我国东北地区新民夏季不同雨强及不同降雨类型的雨滴谱特征,并与其他地区进行对比。结果表明:新民雨强越大谱宽越宽,雨强大于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的雨滴谱谱宽接近 8 mm ,降雨以小雨滴为主,但中等雨滴对雨量的贡献最大。对流云降雨为典型的大陆型对流,以雨滴的直径较大而数浓度较低为特点,质量加权平均直径 D_m 的平均值为 2.14 mm ,标准化截距 $\lg N_w$ 的平均值为 3.40 。拟合的 μ - Λ 关系与其他地区采用 PARSIVEL 雨滴谱仪数据拟合的 μ - Λ 经验关系接近,而与采用二维视频雨滴谱仪(2DVD)数据拟合的 μ - Λ 关系差异较大。与华东、华北地区相比,东北地区新民 D_m ($\lg N_w$) 的平均值更大(小),拟合的对流云降雨 Z - R 关系的指数更大。

关键词: 东北地区; 雨滴谱分布; 大陆型对流; 经验公式; 微物理特征

引言

雨滴谱分布反映降雨的微观物理特性,了解雨滴谱分布及其变化不仅对数值预报模式中的微观物理参数化至关重要^[1-2],对降雨遥感也具有重要意义^[3]。微物理参数化是数值预报模式中影响对流系统预测精度的关键因素^[4-7],基于地基天气雷达或星载卫星观测的定量降水估计,根据雨滴谱特征可确定降雨反演算法^[7-9]。因此,全球开展了大量雨滴谱观测,雨滴谱特征与地理位置、气候、地形、水汽等因素有关,且同一地区不同降雨类型间的雨滴谱特征也存在差异^[10-13]。

我国气象学者利用雨滴谱数据研究了不同区域的雨滴谱特征。研究发现,与亚洲其他地区相比,夏季我国华东地区季风期降雨雨滴数浓度更高,直径更小,且华东地区夏季降雨雨滴谱较其他季节更宽、雨滴数浓度较其他季节更高^[14-17]。我国华南地区对

流云和混合云降雨的雨滴谱谱宽接近,但混合云降雨的雨滴数浓度较小。层状云和浅层云降雨的雨滴数浓度接近,但浅层云谱宽度较小^[18]。华北地区对流云降雨的雨滴谱特征与降雨的影响系统有关,台风造成的对流云降雨为海洋型,而冷锋、蒙古气旋引发的对流云降雨为大陆型^[19-21]。20 世纪 90 年代陈宝君等^[22]和宫福久等^[23]利用 GBPP-100 雨滴谱仪数据对积雨云、混合云和层状云降雨的雨滴谱进行不同谱分布的拟合。近年有关我国东北地区雨滴谱特征的研究报道较少,房彬等^[24]研究了 3 类降雨的雨滴谱和谱参数平均特征及时间演变特征,孙钦宏等^[25]发现长白山麓对流云降雨特征更接近海洋型对流。东北地区是我国纬度较高的区域,为温带季风气候,是我国重要的粮食生产基地^[26]。由于纬度高,且紧邻亚洲北部的冬季风源地,冬季寒冷漫长,夏季温暖短暂。受夏季风的影响,东北地区降雨多集中在夏季^[27]。同时,东北地区夏季冷涡活跃,其形成、发展甚至消亡阶段常造成暴雨及强对流天

2024-03-28 收到, 2024-04-28 收到再改稿。

资助项目: 中国气象科学研究院基本科研业务费(2023Z019), 中国气象科学研究院科技发展基金(2023KJ041)

* 通信作者, 邮箱: wanggl@cma.gov.cn

气^[28-29]。目前对于东北地区对流系统微物理特征的认识尚存在不足,数值预报模式的微物理参数化方案仍不能准确描述实际降雨微物理过程,造成东北地区降雨的定量预报能力仍无法满足气象业务需求。

辽宁省新民市位于辽宁省中北部,地处辽河平原,属暖温带半湿润大陆性季风气候,年平均降水量约为 600 mm,降雨主要集中在夏季。本研究采用 2019—2023 年辽宁省新民基本气候站夏季 17 个降雨日的降水现象仪观测数据,研究新民夏季雨滴谱特征,得到新民降雨的反射率因子-雨强($Z-R$)、Gamma 谱形状参数-斜率参数($\mu-\Lambda$)等关系,并分析与其他地区的差异。本研究的目的在于提高对东北地区降雨微物理特性的认识,为改善东北地区数值预报模式微物理参数化方案、雷达定量估测降雨等应用提供参考。

1 设备和数据

本研究采用的降水现象仪由华云升达(北京)气象科技有限责任公司生产,与德国 OTT 公司生产的 PARSIVEL 雨滴谱仪类似,通过下落过程中水凝物对激光束的遮挡计算水凝物的直径和下落速度分布。降水现象仪测量的水凝物直径分为 32 个非均匀档位等级,档位的平均直径为 0.062~24.5 mm,测量的下落速度也分为 32 个非均匀档位等级,档位的平均下落速度为 0.05~20.8 m·s⁻¹。降水现象仪的采样面积为 54 cm²,时间分辨率为 1 min。

由于降水现象仪前两个直径通道的信噪比较低,因此本研究剔除前两个直径通道的数据。考虑到本研究关注夏季降雨,自然界中直径大于 8.0 mm 的雨滴很少,因此也剔除直径大于 8.0 mm 的数据。如果部分雨滴处于光束内,或者强降雨过程的雨滴溅到仪器表面,将产生具有不合理下落速度的雨滴数据^[30],因此,采用雨滴下落速度-直径经验公式过滤错误数据,本研究剔除超过经验公式±60%的雨滴数据^[31]。利用经过质量控制的降水现象仪数据计算第 i 个直径档 D_i 的雨滴数浓度 $N(D_i)$ (单位: mm⁻¹·m⁻³):

$$N(D_i) = \sum_{j=1}^{32} \frac{n_{ij}}{V_j \times A \times \Delta t \times \Delta D_i} \quad (1)$$

式(1)中: n_{ij} 是第 i 个直径通道、第 j 个速度通道的雨滴数, V_j 是第 j 个速度通道对应的速度值, A 是降水现象仪的取样面积(54 cm²), Δt 是取样时间(60 s), ΔD_i 是第 i 个直径通道的宽度。利用雨滴谱数据可计算得到雷达反射率因子 Z (单位: mm⁶·m⁻³)、液态水含量 W (单位: g·m⁻³)、雨强 R (单位: mm·h⁻¹)、雨滴总数浓度 N_t (单位: m⁻³)等物理量^[26]。观测的雨滴谱分布也可以拟合成如下具有 3 个参数(形状参数 μ 、斜率参数 Λ 和截距参数 N_0)的 Gamma 分布模型^[32]:

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\Lambda D} \quad (2)$$

Gamma 分布的 3 个参数计算如下^[33]:

$$\mu = \frac{(11G - 8) + \sqrt{G(G + 8)}}{2(1 - G)}, G = \frac{M_4^3}{M_3^2 M_6} \quad (3)$$

$$\Lambda = (\mu + 4) \frac{M_3}{M_4} \quad (4)$$

$$N_0 = \frac{\Lambda^{\mu+4} M_3}{\Gamma(\mu + 4)} \quad (5)$$

标准截距参数 N_w (单位: m⁻³·mm⁻¹)和质量加权平均直径 D_m (单位: mm)计算公式为

$$N_w = \frac{256}{6} \times \frac{M_3^5}{M_4^4} \quad (6)$$

$$D_m = \frac{M_4}{M_3} \quad (7)$$

雨滴谱的第 n 阶矩 M_n ,计算公式为

$$M_n = \sum_{i=1}^{32} N(D_i) D_i^n \Delta D_i \quad (8)$$

图 1 为质量控制后的 2020 年 8 月 4 日(图中时间为北京时,下同)降水现象仪观测的雨滴谱数据以及质量控制前后降水现象仪 6 min 累积观测雨量与翻斗式雨量计测量的雨量。由图 1 可见,两种测量手段的一致性较好,降水现象仪数据能够反映雨强的快速变化。质量控制前降水现象仪数据高估了 9% 的雨量,这是因为计算中包含了不符合水凝物下落速度-直径经验公式的雨滴,相关系数为 0.92(达到 0.01 显著性水平)。质量控制后降水现象仪与雨量计观测数据的相关系数为 0.99(达到 0.01 显著性水平)。但与雨量计相比,质量控制后降水现象仪数据低估了雨量,相对偏差为 16%,主要源于降水现象仪数据低估了中小雨滴^[16,34]。

为了研究新民雨滴谱特征,选取降水现象仪和

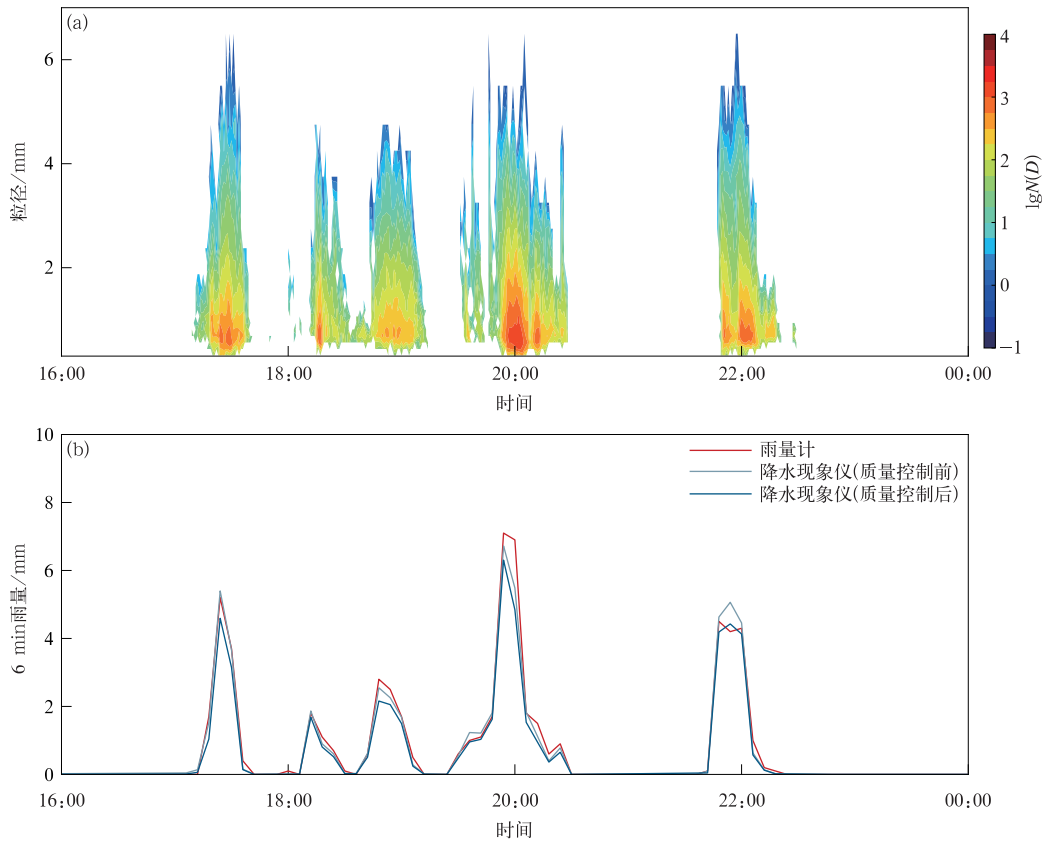


图 1 2020 年 8 月 4 日新民基本气候基准站降水现象仪观测的质量控制后的雨滴谱(a)和质量控制前后的 6 min 雨量(b)

Fig. 1 Raindrop size distributions after quality control(a) and 6-minute accumulated rainfall before and after quality control(b) for precipitation phenomenon instrument at Xinmin on 4 Aug 2020

雨量计观测一致性较好的数据为研究对象,即选取降水现象仪和雨量计观测的累积雨量相对偏差小于 30%且二者 6 min 雨量时间序列的相关系数大于

0.90 的数据。筛选的 2019—2023 年夏季(6—8 月) 17 个降雨日信息如表 1 所示。17 个降雨日的降水现象仪观测的总雨量为 641.5 mm,雨量计观测的

表 1 研究中选取的 17 个降雨日中两种设备的累积雨量、相对偏差和相关系数 (相关系数均达到 0.01 显著性水平)

Table 1 Cumulative rainfall, relative deviations, and correlation coefficients of selected 17 rainfall days by two instruments (correlation coefficients passing the test of 0.01 level)

序号	降雨日	累积雨量/mm		相对偏差/%	相关系数
		雨量计	降水现象仪		
1	2019-07-11	28.9	27.3	-6	0.99
2	2019-07-30	47.4	38.6	-19	0.98
3	2019-08-03	111.6	93.6	-16	0.98
4	2019-08-11	46.3	41.8	-10	0.99
5	2019-08-14	68.3	51.7	-24	0.97
6	2020-08-04	60.5	51.0	-16	0.99
7	2020-08-19	62.0	43.6	-30	0.96
8	2020-08-25	78.9	60.2	-24	0.99
9	2020-08-27	46.3	32.5	-30	0.99
10	2021-07-30	28.9	31.2	8	0.96
11	2021-08-11	26.0	21.6	-17	0.96

续表 1

序号	降雨日	累积雨量/mm		相对偏差/%	相关系数
		雨量计	降水现象仪		
12	2021-08-16	29.8	21.2	-29	0.94
13	2022-07-03	18.8	18.7	0	0.99
14	2022-07-07	69.6	53.1	-23	0.96
15	2022-08-13	17.1	15.4	-9	0.98
16	2023-07-09	27.6	24.9	-9	0.99
17	2023-08-22	21.4	15.1	-29	0.95

总雨量为 789.4 mm,降水现象仪与雨量计观测的总雨量的相对偏差为-19%,平均相关系数为 0.97。

2 新民雨滴谱分布特征

2.1 不同雨强的雨滴谱分布特征

考虑到雨量计的灵敏度为 0.1 mm,本研究剔除降水现象仪 $R < 0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的数据样本,所有样本中最大雨强为 $181.7 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。为了获得新民不同雨强的雨滴谱特征,将雨强数据分为 6 个等级: $[0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}, 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1})$, $[2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}, 5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1})$, $[5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}, 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1})$, $[10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}, 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1})$, $[20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}, 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1})$ 和 $[50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}, 181.7 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}]$ 。6 个雨强等级的样本量分别为 2952、929、580、369、390 和 125,累积雨量分别为 31.7、50.2、67.9、87.1、202.3 mm 和 166.7 mm。

图 2 为不同雨强等级对降雨时长和累积雨量的相对贡献。由图 2 可见,雨强小于 $2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的弱降雨虽然时间占比较高(55.2%),但对累积雨量的贡献相对较小(5.2%);雨强大于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降雨时间占比不足 10%,但对累积雨量的贡献超过 60%。

图 3 为不同雨强等级的平均雨滴谱分布。由图 3

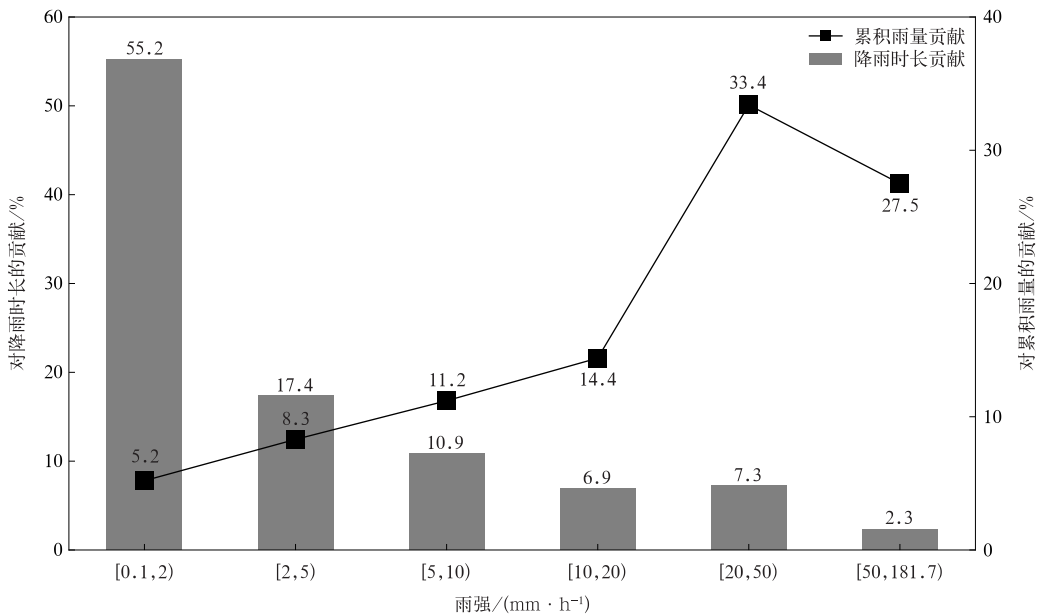


图 2 不同雨强等级对雨量(实线)和降雨时间(柱状)的相对贡献

Fig. 2 Relative contributions of different rain intensities to accumulated rain amount(the solid line) and accumulated rain duration(the column)

可见,对于 $R < 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的弱降雨,大、中、小雨滴数浓度均较低,谱宽低于 4 mm。雨滴数浓度和谱宽随雨强增加而增加, $R > 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 时谱宽接

近 8 mm。对于 $2 \sim 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 雨强的降雨,直径小于 1 mm 的小雨滴数浓度增加不明显,直径为 1~3 mm 的中等雨滴(特别是直径大于 2 mm 的雨

滴)、3~5 mm 的大雨滴和大于 5 mm 的超大雨滴数浓度随雨强增大明显增加。表明雨强增大主要由大雨滴数浓度增加所致,雨滴以碰并增长过程为主。对于 $R \geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的极端降雨,大雨滴增加的

同时,直径小于 2 mm 的中小雨滴数浓度也明显增加,即新民极端降雨的雨滴谱可能处于碰并、分裂近似平衡的状态。

不同雨强等级的平均降雨参数和基于矩阵方法

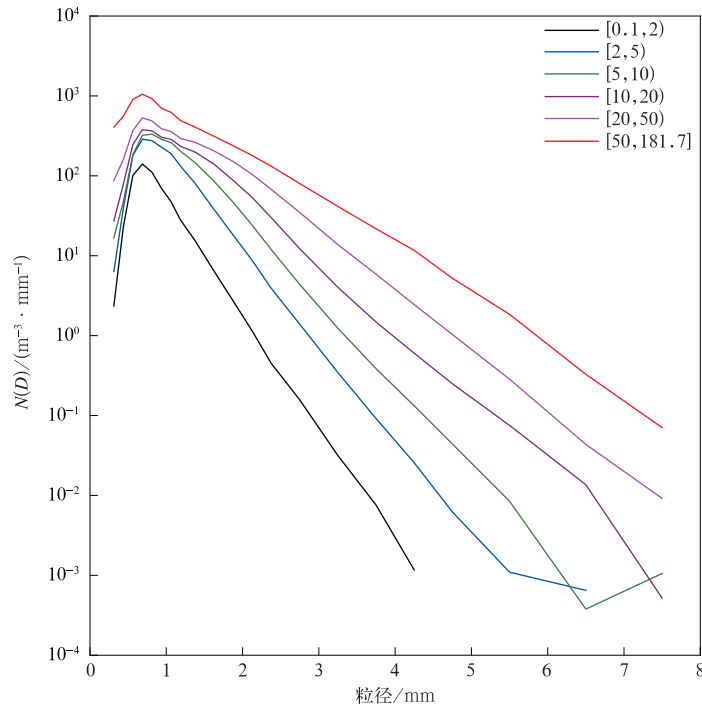


图 3 不同雨强(单位: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$) 等级的平均雨滴谱

Fig. 3 Average raindrop size distribution for different rainfall intensities(unit: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)

计算的 Gamma 模型参数如表 2 所示。由表 2 可见, N_t 、 W 、 Z 和 D_m 均随雨强增加而增大。标准化截距参数 ($\lg N_w$) 与雨强的关系不明确,当 $R \geq 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 时,随着雨强的增大变化不明显,说明

雨强增加主要源于雨滴直径的增加。雨滴谱 Gamma 分布模型的 μ 、 Λ 和 N_0 随雨强的变化关系较复杂,从总体趋势看, Λ 和 N_0 随雨强的增加而减小, μ 与雨强的关系则不明确。

表 2 不同雨强等级的降雨参数及 Gamma 模型参数

Table 2 Precipitation parameters and Gamma model parameters for different rainfall intensities

参数	雨强/($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)					
	[0, 1, 2)	[2, 5)	[5, 10)	[10, 20)	[20, 50)	[50, 181.7)
N_t/m^{-3}	106.3	264.7	335.4	437.6	659.7	1309.0
$W/(\text{g} \cdot \text{m}^{-3})$	0.035	0.158	0.315	0.593	1.216	2.963
Z/dBZ	22.6	31.7	37.2	41.8	47.3	53.3
D_m/mm	1.190	1.460	1.753	2.032	2.429	2.880
$\lg N_w$	3.152	3.453	3.434	3.452	3.454	3.545
μ	1.422	1.862	1.371	1.530	1.497	1.690
Λ/mm^{-1}	4.557	4.015	3.065	2.722	2.264	1.976
$N_0/(\text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1})$	5372.7	11009.7	5777.0	5229.7	3973.8	3821.8

为进一步了解新民雨滴直径分布对降雨的相对贡献,将雨滴谱数据按直径分为 6 个等级。图 4 为

不同雨滴直径等级对 N_t 及 R 的相对贡献。由图 4 可见,小雨滴(直径为(0,1 mm])对 N_t 的贡献占绝对

优势(56.93%),但对 R 的贡献不到 6%。(1 mm, 3 mm]中等直径的雨滴虽占 N_t 的 40%左右,但对 R 贡献最大,超过 60%。虽然大雨滴(直径超过

3 mm)很少,占 N_t 的 1.18%,但对 R 的贡献超过 30%。总体上,新民夏季降雨虽然以小雨滴为主,但雨强和累积雨量主要源于中等直径雨滴的贡献。

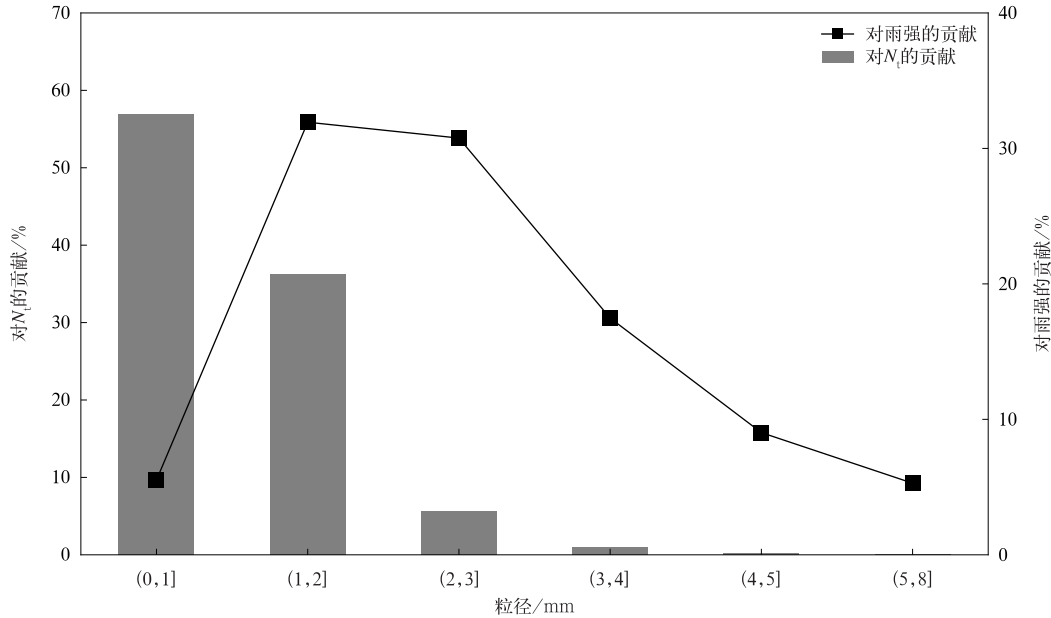


图4 不同直径等级对雨滴总数浓度和雨强的相对贡献

Fig. 4 Relative contribution of different diameters to total raindrop concentration and rainfall intensity

2.2 不同降雨类型的雨滴谱特征

研究表明,不同类型降雨的微物理和动力特征差异显著^[10-11,35]。因此,本研究将新民降水现象仪观测的雨滴谱数据分为层状云降雨和对流云降雨两种类型,研究二者的雨滴谱特征。Bringi等^[11]使用5个连续2 min的雨滴谱数据,依据雨强及其标准差区分流云降雨和层状云降雨。Chen等^[36]依据11个连续1 min雨强数据进行分类。本研究参考以上标准,具体分类方法如下:对于第 k 个雨强样本 R_k ,计算 R_{k-5} 到 R_{k+5} 连续11个雨强样本的标准差,若标准差小于 $1.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,则判断 R_k 是层状云降雨;若标准差不小于 $1.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 且雨强 $R_k > 5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,则判断 R_k 为对流云降雨。通过该方法,筛选17个降雨日的对流云降雨和层状云降雨样本量分别为4270和1351。

Han等^[37]对比分析全国降水现象仪资料,发现东北地区对流云降雨的平均 D_m 高于其他地区。由新民不同类型降雨的平均雨滴谱计算降雨参数和Gamma模型参数,发现层状云降雨的 N_t 、 W 和 Z 分别为 106.1 m^{-3} 、 $0.046 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 和 26.0 dBZ ,对流

云降雨的 N_t 、 W 和 Z 分别为 548.2 m^{-3} 、 $0.897 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 和 46.2 dBZ 。图5为由分钟雨滴谱样本计算的层状云降雨和对流云降雨的 D_m 和 $\lg N_w$ 分布频率直方图,并计算了平均值、标准差和偏度。层状云降雨和对流云降雨 D_m 的平均值分别为1.23 mm和2.10 mm。与对流云降雨相比,层状云降雨的 D_m 分布比较窄,标准差较小(层状云降雨的标准差为0.36,对流云降雨的标准差为0.58)。层状云降雨和对流云降雨 D_m 分布的偏度均为正值,分别为1.04和1.19,表明层状云降雨和对流云降雨的 D_m 均偏向小值区。层状云降雨和对流云降雨 $\lg N_w$ 的平均值分别为3.30和3.40。与对流云降雨相比,层状云降雨的 $\lg N_w$ 分布较宽,标准差相对较大。层状云降雨 $\lg N_w$ 分布的偏度(-0.05)接近于0,说明呈近似的正态分布,而对流云降雨 $\lg N_w$ 分布的偏度为-1.17,表明对流云降雨的 N_w 偏向大值区。总体上,新民对流云降雨的特点是 D_m 相对较大,但 N_w 较小,符合大陆型对流云降雨的雨滴谱特征,冰相过程在东北地区的降雨过程中发挥重要作用^[9,38]。

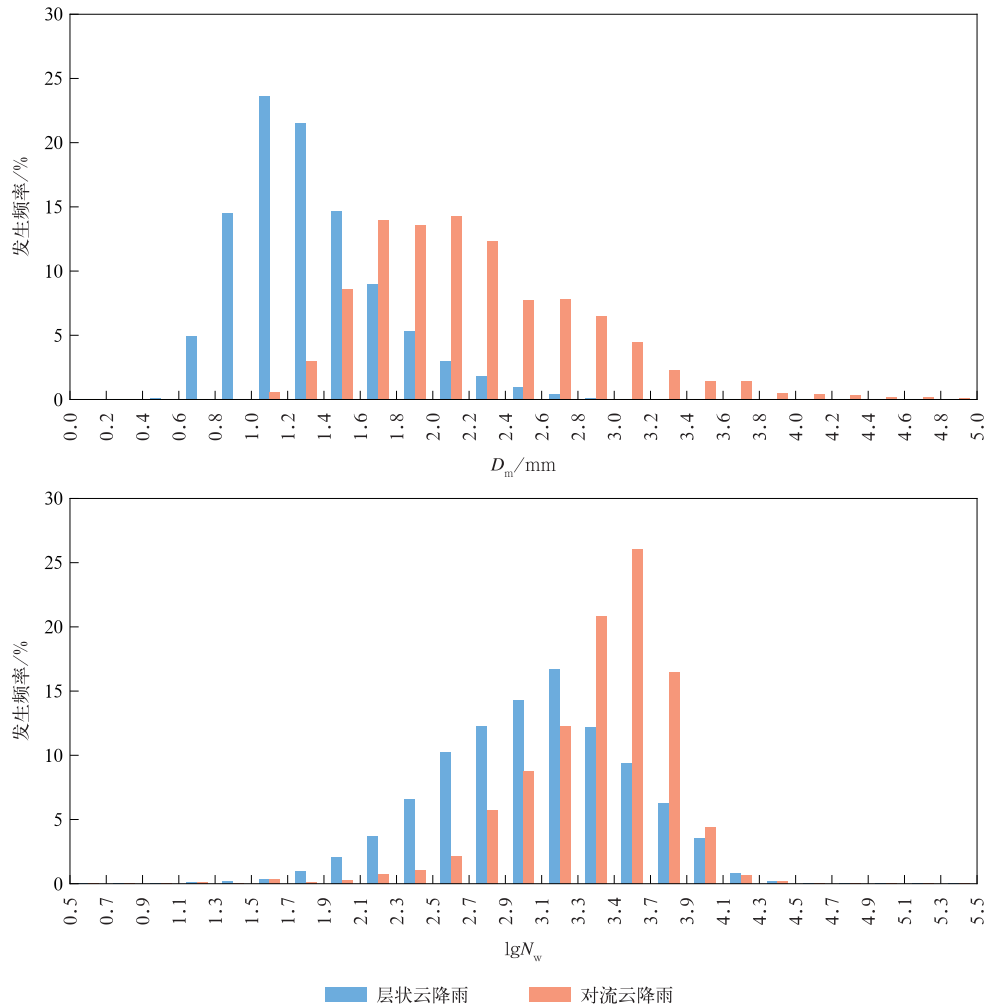


图 5 层状云降雨和对流云降雨的 D_m 和 $\lg N_w$ 发生频率

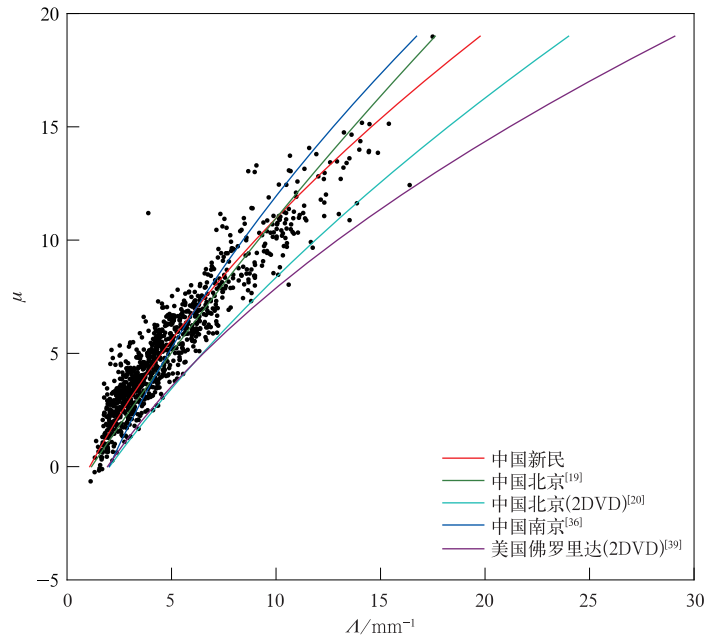
Fig. 5 Occurrence frequency of D_m and $\lg N_w$ for stratiform rainfall and convective rainfall

2.3 拟合关系

式(2)的 Gamma 分布函数已被广泛用于微物理参数化方案描述各种雨滴谱分布,由于 Gamma 分布的 3 个参数彼此不独立, μ - Λ 的经验关系被用于反演 Gamma 分布。以不同气候特征及位置的 PARSIVEL 或二维视频雨滴谱仪(2DVD)数据为基础可得到 Gamma 模型参数间的经验公式^[16,20,31]。本研究基于降水现象仪观测的雨滴谱数据,采用最小二乘法,拟合新民 μ - Λ 经验公式,并与我国其他地区的经验公式进行对比。研究表明, μ - Λ 关系可近似地采用二次多项式表示^[8,39]。

由于拟合关系与数据处理的方法密切相关,为了最大限度减少采样误差造成的影响,本研究采用与 Zhang 等^[39]类似的数据过滤方法,仅选择 $R > 5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 和雨滴数大于每分钟 500 个的雨滴谱数据, μ 和 Λ 间的散点图及采用最小二乘拟合的经

验公式如图 6 所示。本研究拟合的 μ - Λ 关系系数与已有研究有所不同,为了与其他地区进行对比,采用 PARSIVEL 雨滴谱仪数据拟合的中国南京^[36]和北京^[19] μ - Λ 关系及采用 2DVD 数据拟合的美国佛罗里达州^[39]和中国北京^[20]的 μ - Λ 关系也在图 6 中给出。由图 6 可见,南京、北京采用 PARSIVEL 雨滴谱仪数据拟合的 μ - Λ 关系和北京、佛罗里达采用 2DVD 数据的拟合关系差异较大,表明 PARSIVEL 雨滴谱仪和 2DVD 两种观测仪器的差异可能是造成不同地区 μ - Λ 拟合关系不同的重要因素。由于降水现象仪和 PARSIVEL 雨滴谱仪的观测原理相同、设备参数基本一致,本研究拟合的新民 μ - Λ 关系和南京、北京采用 PARSIVEL 雨滴谱仪数据拟合的关系更为接近。对于相同的 μ ,PARSIVEL 雨滴谱仪和降水现象仪对应的 Λ 值小于 2DVD 的 Λ 值,这可能源于 PARSIVEL 雨滴谱仪对中小液滴

图 6 μ - Δ 的散点图及拟合曲线Fig. 6 Scatter plot and fitting curves of μ - Δ

的普遍低估和对大液滴的高估^[16,34]。

天气雷达因其高时空分辨率已成为监测、预报降雨的重要工具,高时空分辨率的雷达定量估测降雨数据在气象学、水文学等领域具有广泛的研究和应用价值。雷达定量估测降雨算法的不确定性主要由雨滴谱的变化引起。东北地区雨滴谱分布与其他地区存在差异, Z 与 R 关系也必然存在差异。目前我国东北地区的天气雷达仍以单偏振为主, Z - R 的幂指数关系广泛应用于单偏振雷达定量估测降雨算法中。因此,本研究基于新民降水现象仪的雨滴谱数据计算 Z 及 R 并拟合不同类型降雨的 Z - R 关系,探究东北地区 Z - R 关系及其与其他地区的差异。

图 7 为新民层状云降雨和对流云降雨 Z - R 关系的散点图及基于最小二乘法的拟合关系。为了与其他地区的研究进行比较,华东地区南京^[40]、华北地区北京^[9]拟合的 Z - R 关系及中纬度地区的 Z - R 经验关系^[41]也叠加在图 7 中。本研究采用标准化平均偏差(B_m)和标准化绝对偏差(B_a)评估不同 Z - R 关系估算降雨的性能,其定义如下:

$$B_m = \frac{\sum_{l=1}^n (R_{r,l} - R_{D,l})}{\sum_{l=1}^n R_{D,l}} \times 100\%, \quad (9)$$

$$B_a = \frac{\sum_{l=1}^n |R_{r,l} - R_{D,l}|}{\sum_{l=1}^n R_{D,l}} \times 100\%. \quad (10)$$

式(9)和(10)中: n 为样本量, l 为样本序号, R_r 为根据 Z - R 关系估算的雨强(单位: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$), R_D 为由雨滴谱估算的雨强(单位: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)。评估结果见表 3。

由图 7 可见,对于层状云降雨,新民拟合的 Z - R 关系为 $Z = 239.03R^{1.44}$,在 $R > 1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 时,与其他地区相近。由表 3 可见,最小标准化平均偏差和标准化绝对偏差均来自拟合的 Z - R 关系,分别为 11.49%和 35.44%。中纬度层状云降雨的经验关系为 $Z = 200R^{1.6}$,高估了降水现象仪雨强的 17.71%,华北地区北京夏季层状云降雨的拟合关系为 $Z = 247.19R^{1.35}$,高估了降水现象仪雨强的 14.09%,华东地区南京夏季层状云降雨的拟合关系为 $Z = 193.73R^{1.54}$,高估了降水现象仪雨强的 20.86%。

对于对流云降雨,新民拟合的 Z - R 关系为 $Z = 180.93R^{1.61}$ 。新民对流云降雨的系数较小,但指数较大,这可能与新民雨滴数浓度小而直径较大有关。换句话说,新民在强降雨情况下,雨强增加主要是雨滴直径增加的贡献,因为反射率因子与雨滴直径的

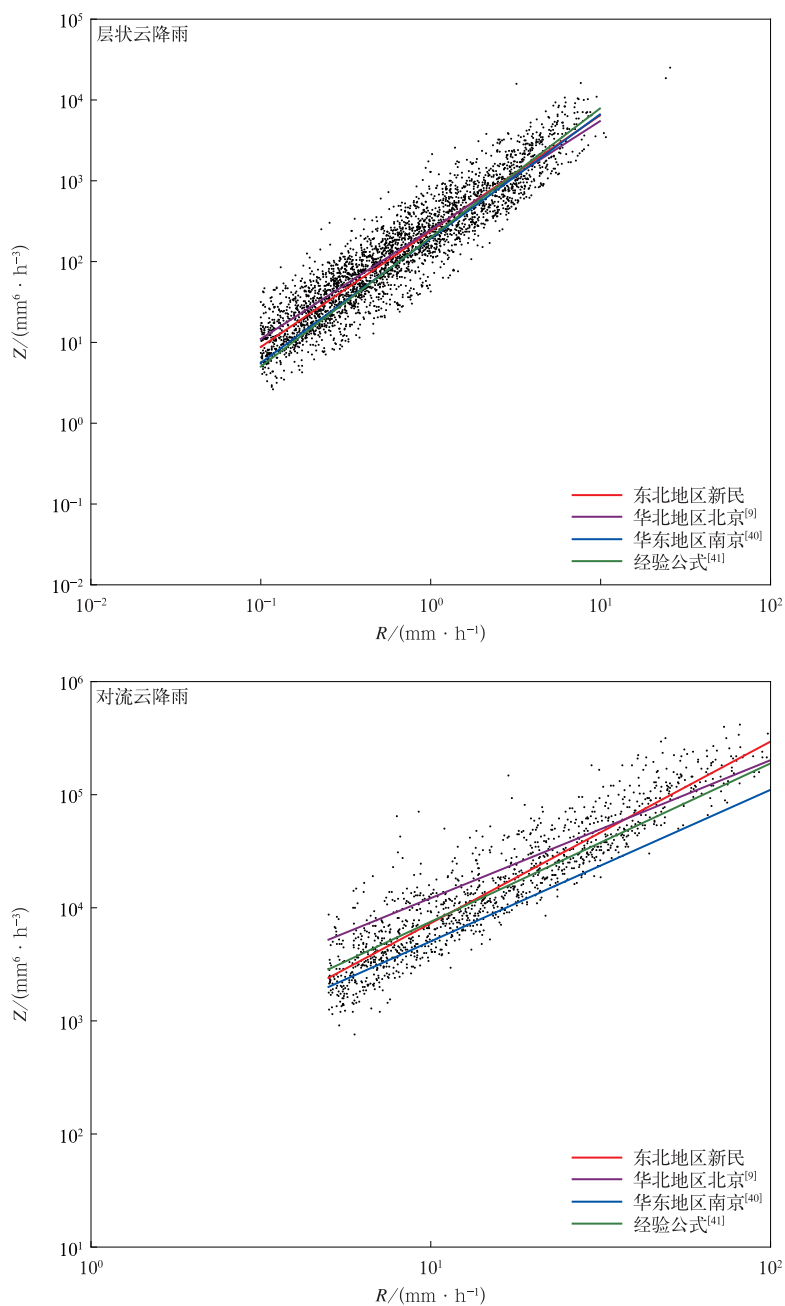


图 7 层状云降雨和对流云降雨的 Z-R 散点图及拟合关系
 Fig. 7 Scatter plots and fitting curves of Z-R for stratiform rainfall and convective rainfall

表 3 采用不同 Z-R 关系估测新民降雨误差统计

Table 3 Precipitation estimation error for different Z-R relationships at Xinmin

降雨类型	拟合公式	标准化平均偏差 / %	标准化绝对偏差 / %
对流云降雨	$Z = 300R^{1.40}$ (经验公式) ^[41]	26.26	36.84
	$Z = 733.55R^{1.22}$ (北京) ^[9]	8.18	36.7
	$Z = 230.85R^{1.34}$ (南京) ^[40]	82.63	84.53
	$Z = 180.93R^{1.61}$ (新民)	4.51	24.53

续表 3

降雨类型	拟合公式	标准化平均偏差/%	标准化绝对偏差/%
层状云降雨	$Z=200R^{1.60}$ (经验公式) ^[41]	17.71	41.53
	$Z=247.19R^{1.35}$ (北京) ^[9]	14.09	35.44
	$Z=193.73R^{1.54}$ (南京) ^[40]	20.86	38.94
	$Z=239.03R^{1.44}$ (新民)	11.49	38.22

六次方成正比。最小标准化平均偏差和标准化绝对偏差均来自新民拟合的 $Z-R$ 关系,分别为 4.51% 和 24.53%。此外,中纬度地区对流云降雨的经验关系为 $Z=300R^{1.4}$,高估了降水现象仪雨强的 26.26%,华北地区北京夏季对流云降雨的拟合关系为 $Z=733.55R^{1.22}$,高估了降水现象仪雨强的 8.18%,华东地区南京夏季层状云降雨的拟合关系为 $Z=230.85R^{1.34}$,高估了降水现象仪雨强的 82.63%。

3 结 论

本研究采用 2019—2023 年辽宁省新民基本气候站 17 个夏季降雨日降水现象仪的观测数据,研究我国东北地区新民夏季不同雨强及不同类型降雨的雨滴谱特征,采用最小二乘拟合方法得到新民降雨的 $Z-R$ 、 $\mu-\Delta$ 等关系,并与我国华东、华北等地区城市进行对比。得到以下主要结论:

1) 将降水现象仪观测的雨滴谱数据分为 6 个雨强等级,不同雨强等级的平均雨滴谱形状相似,雨强越大谱宽越宽,雨强大于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 时谱宽接近 8 mm 。弱降雨($R < 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)的时长占比超过 50%,但雨量的贡献仅约为 5%,强降雨($R \geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)较少发生(时长占比为 9.6%),但对雨量的贡献超过 60%。新民降雨以小水滴为主,但中等雨滴对雨量的贡献最大,超过 60%。

2) 新民层状云降雨的 D_m 和 $\lg N_w$ 平均值分别为 1.23 mm 和 3.30,对流云降雨的 D_m 和 $\lg N_w$,平均值分别为 2.14 mm 和 3.40。新民对流云降雨的 D_m 相对较大而 N_w 较小,为大陆型对流云降雨的典型代表。

3) 新民拟合的 $\mu-\Delta$ 经验关系与南京、北京采用 PARSIVEL 雨滴谱仪数据拟合的 $\mu-\Delta$ 经验关系较接近,而与 2DVD 数据的拟合结果差异较大。与其他地区相比,新民对流云降雨的 $Z-R$ 关系指数更大,说明随着雨强的增加,新民的雷达反射率因子快速

增加,采用新民拟合的 $Z-R$ 经验公式可以减小雷达定量降雨估测的误差。

本研究仅采用降水现象仪的雨滴谱数据分析我国东北地区新民的雨滴谱特征,未来的研究将采用多源观测数据,结合降水现象仪与微雨雷达、双偏振雷达观测数据,研究东北地区雨滴谱特征的时空变化及垂直廓线。

参 考 文 献

- [1] Milbrandt J A, Yau M K. A multimoment bulk microphysics parameterization. Part I: Analysis of the role of the spectral shape parameter. *J Atmos Sci*, 2005, 62(9): 3051-3064.
- [2] Morrison H, Milbrandt J A. Parameterization of cloud microphysics based on the prediction of bulk ice particle properties. Part I: Scheme description and idealized tests. *J Atmos Sci*, 2015, 72(1): 287-311.
- [3] Cifelli R, Chandrasekar V, Lim S, et al. A new dual-polarization radar rainfall algorithm; Application in Colorado precipitation events. *J Atmos Ocean Technol*, 2011, 28(3): 352-364.
- [4] Gilmore M S, Straka J M, Rasmussen E N. Precipitation uncertainty due to variations in precipitation particle parameters within a simple microphysics scheme. *Mon Wea Rev*, 2004, 132(11): 2610-2627.
- [5] Krishna U V M, Reddy K K, Seela B K, et al. Raindrop size distribution of easterly and westerly monsoon precipitation observed over Palau Islands in the Western Pacific Ocean. *Atmos Res*, 2016, 174: 41-51.
- [6] Zhang G, Vivekanandan J, Brandes E. A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 2001, 39(4): 830-841.
- [7] 常婉婷, 高文华, 端义宏, 等. 云微物理过程对台风数值模拟的影响. *应用气象学报*, 2019, 30(4): 443-455.
Chang W T, Gao W H, Duan Y H, et al. The impact of cloud microphysical processes on typhoon numerical simulation. *J Appl Meteor Sci*, 2019, 30(4): 443-455.
- [8] Lam H Y, Din J, Jong S L. Statistical and physical descriptions of raindrop size distributions in equatorial Malaysia from disdrometer observations. *Adv Meteor*, 2015(2). DOI: 10.1155/2015/253730.

- [9] Ji L, Chen H N, Li L, et al. Raindrop size distributions and rain characteristics observed by a PARSIVEL disdrometer in Beijing, Northern China. *Remote Sens*, 2019, 11(12). DOI:10.3390/rs11121479.
- [10] Tokay A, Short D A. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. *J Appl Meteor*, 1996, 35(3):355-371.
- [11] 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.
- [12] 葛黎黎, 吕国真, 赵桂香, 等. 太原地区雨滴谱季节分布特征. *应用气象学报*, 2023, 34(4):489-502.
Ge L L, Lü G Z, Zhao G X, et al. Seasonal distribution characteristics of raindrop spectrum in Taiyuan. *J Appl Meteor Sci*, 2023, 34(4):489-502.
- [13] 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.
Yuan Y, Zhu S C, Li A H. Characteristics of raindrop falling process at the Mount Huang. *J Appl Meteor Sci*, 2016, 27(6):734-740.
- [14] Wen L, Zhao K, Zhang G F, et al. Statistical characteristics of raindrop size distributions observed in East China during the Asian summer monsoon season using 2-D video disdrometer and micro rain radar data. *J Geophys Res Atmos*, 2016, 121(5):2265-2282.
- [15] 黄泽文, 彭思越, 张浩然, 等. 福建安溪雨滴谱特征. *应用气象学报*, 2022, 33(2):205-217.
Huang Z W, Peng S Y, Zhang H R, et al. Characteristics of raindrop size distribution at Anxi of Fujian. *J Appl Meteor Sci*, 2022, 33(2):205-217.
- [16] Wen L, Zhao K, Zhang G F, 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 Ocean Technol*, 2017, 34(5):1021-1037.
- [17] 梅海霞, 梁信忠, 曾明剑, 等. 2015—2017年夏季南京雨滴谱特征. *应用气象学报*, 2020, 31(1):117-128.
Mei H X, Liang X Z, Zeng M J, et al. Raindrop size distribution characteristics of Nanjing in summer of 2015—2017. *J Appl Meteor Sci*, 2020, 31(1):117-128.
- [18] Huo Z Y, Ruan Z, Wei M, et al. Statistical characteristics of raindrop size distribution in South China summer based on the vertical structure derived from VPR-CFMCW. *Atmos Res*, 2019, 222:47-61.
- [19] Tang Q, Xiao H, Guo C W, et al. Characteristics of the raindrop size distributions and their retrieved polarimetric radar parameters in northern and southern China. *Atmos Res*, 2014, 135:59-75.
- [20] Wen G, Xiao H, Yang H L, et al. Characteristics of summer and winter precipitation over northern China. *Atmos Res*, 2017, 197:390-406.
- [21] 李欣, 张璐. 北上台风强降水形成机制及微物理特征. *应用气象学报*, 2022, 33(1):29-42.
Li X, Zhang L. Formation mechanism and microphysics characteristics of heavy rainfall caused by northward-moving typhoons. *J Appl Meteor Sci*, 2022, 33(1):29-42.
- [22] 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.
Chen B J, Li Z H, Liu J C, et al. Model of raindrop size distribution in three types of precipitation. *Acta Meteor Sinica*, 1998, 56(4):506-512.
- [23] 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.
Gong F J, Liu J C, Li Z H. Study on raindrop spectrum characteristics of three types of precipitation clouds. *Chinese J Atmos Sci*, 1997, 21(5):607-614.
- [24] 房彬, 郭学良, 肖辉. 辽宁地区不同降水云系雨滴谱参数及其特征量研究. *大气科学*, 2016, 40(6):1154-1164.
Fang B, Guo X L, Xiao H. A study on characteristics of spectral parameters and characteristic variables of raindrop size distribution for different cloud systems in Liaoning Province. *Chinese J Atmos Sci*, 2016, 40(6):1154-1164.
- [25] 孙钦宏, 马洪波, 齐彦斌, 等. 2021年夏季长白山麓雨滴谱分布特征. *应用气象学报*, 2023, 34(3):336-347.
Sun Q H, Ma H B, Qi Y B, et al. Distribution characteristics of raindrop spectrum at Changbai Mountain foothills in summer of 2021. *J Appl Meteor Sci*, 2023, 34(3):336-347.
- [26] 郭建平, 田志会, 张涓涓. 东北地区玉米热量指数的预测模型研究. *应用气象学报*, 2003, 14(5):626-633.
Guo J P, Tian Z H, Zhang J J. Forecasting models of heat index for corn in Northeast China. *J Appl Meteor Sci*, 2003, 14(5):626-633.
- [27] 姚秀萍, 董敏. 东北三江流域夏季旱涝基本特征分析. *应用气象学报*, 2000, 11(3):297-303.
Yao X P, Dong M. Research on the features of summer rainfall in Northeast China. *Q J Appl Meteor*, 2000, 11(3):297-303.
- [28] 黄丽君, 崔晓鹏. 2000—2019年东北冷涡统计特征及其影响期间的降水分布. *大气科学*, 2023, 47(6):1925-1938.
Huang L J, Cui X P. Statistical characteristics of the Northeast China cold vortex and its impact on precipitation distribution from 2000 to 2019. *Chinese J Atmos Sci*, 2023, 47(6):1925-1938.
- [29] 徐玥, 邵美荣, 唐凯, 等. 2021年黑龙江两次超级单体龙卷过程多尺度特征. *应用气象学报*, 2022, 33(3):305-318.
Xu Y, Shao M R, Tang K, et al. Multiscale characteristics of two supercell tornados of Heilongjiang in 2021. *J Appl Meteor Sci*, 2022, 33(3):305-318.

- [30] Friedrich K, Higgins S, Masters F J, et al. Articulating and stationary PARSIVEL disdrometer measurements in conditions with strong winds and heavy rainfall. *J Atmos Ocean Technol*, 2013, 30(9): 2063-2080.
- [31] Chen B J, Hu Z Q, Liu L P, et al. Raindrop size distribution measurements at 4,500m on the Tibetan Plateau during TIPEX-III. *J Geophys Res Atmos*, 2017, 122(20): 11092-11106.
- [32] Ulbrich C W. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J Appl Meteor*, 1983, 22(10): 1764-1775.
- [33] Kozu T, Nakamura K. Rainfall parameter estimation from dual-radar measurements combining reflectivity profile and path-integrated attenuation. *J Atmos Ocean Technol*, 1991, 8(2): 259-270.
- [34] Tokay A, Petersen W A, Gatlin P, et al. Comparison of raindrop size distribution measurements by collocated disdrometers. *J Atmos Ocean Technol*, 2013, 30(8): 1672-1690.
- [35] Ulbrich C W, Atlas D. Microphysics of raindrop size spectra: Tropical continental and maritime storms. *J Appl Meteor Climatol*, 2007, 46(11): 1777-1791.
- [36] Chen B J, Yang J, Pu J P. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the Meiyu season observed in Eastern China. *J Meteor Soc Jpn*, 2013, 91(2): 215-227.
- [37] Han Y, Guo J P, Li H J, et al. Investigation of raindrop size distribution and its potential influential factors during warm season over China. *Atmos Res*, 2022, 275. DOI: 10.1016/j.atmosres.2022.106248.
- [38] Dolan B, Fuchs B, Rutledge S A, et al. Primary modes of global drop size distributions. *J Atmos Sci*, 2018, 75(5): 1453-1476.
- [39] Zhang G F, Vivekanandan J, Brandes E A, et al. The shape-slope relation in observed gamma raindrop size distributions: Statistical error or useful information?. *J Atmos Oceanic Technol*, 2003, 20(8): 1106-1119.
- [40] Wen L, Zhao K, Wang M Y, et al. Seasonal variations of observed raindrop size distribution in East China. *Adv Atmos Sci*, 2019, 36(4): 346-362.
- [41] Fulton R A, Breidenbach J P, Seo D J, et al. The WSR-88D rainfall algorithm. *Wea Forecasting*, 1998, 13(2): 377-395.

Raindrop Size Distribution Characteristics of Summer Precipitation at Xinmin, Northeast China

Zhou Renran¹⁾²⁾ Wang Gaili¹⁾ Gao Yunyi¹⁾

¹⁾ (State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

²⁾ (University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049)

Abstract

Raindrop size distribution (DSD) is a basic characteristic for describing the microphysical process of rainfall. A better understanding of DSD and its variations is not only crucial for improving microphysical parameterization schemes in numerical weather forecasting models, but also important for radar quantitative precipitation estimation. It shows that DSD characteristics are not only related to geographical location, climate, terrain, and humidity, but also vary among different rainfall types and rain rate in the same region. At present, there are still some uncertainties and limitations in the understanding of microphysical characteristics of rainfall in Northeast China, and the microphysical parameterization scheme still lacks accurate description of rainfall microphysical process. Based on observations of the precipitation phenomenon instrument at Xinmin of Liaoning Province in summer, DSD characteristics of different rainfall rate classes are investigated and compared with those of other regions in China. Spectral width of DSD increases with an increase in rain rate (R). The spectral width of raindrops is close to 8 mm when $R > 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Small drops are predominant in rainfall of Xinmin, but moderate drops make the most significant contribution to total rainfall. Observed DSD samples are also categorized into convective and stratiform rainfall types. The convective rainfall at Xinmin has large raindrop size and low raindrop concentration. Convective rainfall can be identified as continental clusters, with average D_m and $\lg N_w$ of 2.14 mm and 3.40, while average D_m and $\lg N_w$ of stratiform rainfall at Xinmin are 1.23 mm and 3.30, respectively. The μ - Λ and Z - R relationships for convective and stratiform rainfall at Xinmin are thus fitted. Fitted μ - Λ relationship at Xinmin is similar to that in other regions fitted with data observed by PARSIVEL disdrometers, but different from the empirical relationship fitted from two-dimensional video raindrop spectrometers (2DVD) observations in other regions, and the difference of instruments is the main cause for the discrepancies of μ - Λ relationships. Compared with East China and North China, Xinmin rainfall has larger D_m , lower $\lg N_w$, and higher exponent value of fitted Z - R power-law relationship for convective rainfall, indicating that the radar reflectivity factor at Xinmin increases more rapidly with the increase of rain rate. Using the Z - R empirical formula fitted at Xinmin can reduce the error of radar-based quantitative precipitation estimation. Results would contribute to the understanding of microphysical characteristics of rainfall in Northeast China and the accuracy of radar quantitative precipitation estimation.

Key words: Northeast China; raindrop size distribution; continental clutter; empirical relationship; microphysical characteristics