

文章编号: 2096-1618(2023)06-0701-08

泸定地区夏季雨滴谱特征研究

彭霆威, 郑佳锋, 唐鑫, 王莹珏, 陈杨瑞雪

(成都信息工程大学大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225)

摘要:为进一步认识四川盆地西部山区的降水微物理特征,利用泸定地区 2019 年 5–7 月 Parsivel² 型激光雨滴谱仪的观测资料,研究不同强度降水和不同类型降水的雨滴谱特征及差异,提出有助于提高本地降水预报业务的雷达反射率因子、质量加权平均直径、标准化截距参数与降水强度 (Z - R 、 D_m - R 、 N_w - R) 关系和 Gamma 形状参数与斜率参数 (μ - λ) 关系。结果表明:随雨强逐渐增大,该地区的雨滴谱逐渐增宽,雨滴数浓度也逐渐增大,雷达反射率因子 Z 、液态含水量 W 、质量加权平均直径 D_m 、雨滴总数浓度 N_T 、标准化截距参数 N_w 也都逐渐增大,但形状参数 μ 和斜率参数 λ 则逐渐减小。泸定地区夏季层状云降水占比大,对流云降水占比小,但对流云降水的大雨滴数浓度普遍都高于层状云降水,前者的 R 、 W 、 Z 、 N_T 、 D_m 也都大于后者,前者平均雨滴谱更宽,但谱倾斜率更小。

关键词: 泸定地区; 雨滴谱特征; 层状云降水; 对流云降水; Z - R 关系 μ - λ 关系

中图分类号: P468.0⁺24

文献标志码: A

doi: 10.16836/j.cnki.jcui.2023.06.012

0 引言

雨滴谱是指单位体积和单位尺寸的雨滴数浓度随直径分布,雨滴谱是降水最基本的微观信息。雨滴谱的观测和研究对深入认识自然降水的破碎、蒸发、凝结和碰并等物理过程、研究成雨机制和提高雷达估测降水精度等具有重要意义^[1]。

以往研究表明,不同地区的雨滴谱特征存在显著差异。Wu 等^[2]分析了西太平洋北部、南部和西部 3 个地区的雨滴谱特征,发现北部由于冷雨过程较少,观测到的中型雨滴数浓度更高;西部和南部因强对流活动更多,导致大雨滴的数浓度更高;相较而言,西部的标准化截距参数 N_w 值最大,南部的质量加权平均直径 D_m 值最大。杨俊梅等^[3]对比了山西不同地区的雨滴谱,发现山区降水的雨强 R 、 D_m 和 N_w 均大于平原地区;两种地形下,层状云和对流云降水的平均雨滴谱分布均呈明显单峰型,对流云降水的雨滴谱明显比层状云降水的更宽。

不同降水类型和不同季节的雨滴谱特征也有明显区别。柳臣中等^[4]和 Zhang 等^[5]对比了对流云降水和层状云降水的雨滴谱差异,指出对流云降水的雨滴谱更宽、平均粒径更大、总数浓度也更高。苏立娟等^[6]发现呼和浩特地区层状云降水的粒子总数浓度最高,对流云降水的粒子总数浓度最低,后者的含水量远高于前者。Wen 等^[7]对华东地区各个季节雨滴谱进行对比分析,指出夏季雨滴直径最大,数浓度最高,而冬

季雨滴数浓度最低;秋季小雨滴数浓度与夏季相比较低,春季雨滴数浓度高于秋季,但雨滴平均直径最小。

不同海拔高度的雨滴谱特征也有所不同。李慧等^[8]对黄山山顶、山腰和山脚的雨滴谱进行对比分析,发现山腰的雨滴平均直径最大,山顶的最小;随着 R 的增强,雨滴 D_m 也逐渐增大。李山山等^[9]对比青藏高原东坡不同海拔的雨滴谱,指出在弱降水过程中,雨滴平均数浓度随海拔的升高而增高,但平均直径随海拔的升高而减小;而强降水过程中,雨滴平均数浓度随海拔的升高而降低,而平均直径随海拔的升高则增大。

泸定县位于四川省甘孜藏族自治州东南部,地处青藏高原东部边缘向四川盆地过渡地带,气候垂直差异明显,高山终年白雪皑皑,河谷地却又四季分明,属典型的亚热带季风气候,夏季降水时间充沛,降水类型多变。利用泸定地区 2019 年夏季 5–7 月的雨滴谱观测资料,对不同降水强度和不同降水类型下的雨滴谱特征进行分析研究,并探讨 R 分别与雷达反射率因子 Z 、 D_m 和 N_w 的关系、雨滴谱 Gamma 模型的形状参数 μ 与斜率参数 λ 之间的关系。本文旨在进一步认识四川盆地西部山地降水的微观特征,并为本地雷达降水定量估测和区域数值模式参数化方案优化提供一定基础。

1 设备与资料处理

采用的雨滴谱数据来自 Parsivel² 型激光雨滴谱仪于 2019 年 5–7 月的观测结果。Parsivel² 激光雨滴谱仪是由德国 OTT 公司研制的光学粒子测量仪器,由激光发射器、接收器和数字信号处理器组成。当无降水

粒子通过激光波束时,接收器的输出电压最大;当有降水粒子穿过激光光束时,粒子会引起光束被遮挡,从而导致接收器的输出电压降低,进一步可计算出降水粒子的等效体积直径。降水粒子进出激光束所经历的时间,可用于计算降水粒子的下落速度。Parsivel² 发射的激光波长 650 nm,采样周期 1 min,激光测量高度 1.4 m,采样面积 54 cm²。可测量的降水粒子直径 0~25 mm,下落速度 0~20 m/s;测量结果分别按直径和下落速度分为 32×32 档位区间存储。

2 数据质量控制和后处理方法

考虑 Parsivel² 观测结果可能出现一些低可信度数据和特定环境下的干扰数据,本文采用以下方法对原始观测数据进行质量控制:考虑到该设备前两个直径通道信噪比过低,数据可信度较差,因此将前两个直径通道的数据剔除。在自然界中,大雨滴在下落过程中会因表面张力而发生破碎,因此直径大于 6 mm 的雨滴十分少见,而 Parsivel² 观测到个别直径大于 6 mm 的雨滴一般是由多个雨滴重叠造成的,因此本文剔除直径大于 6 mm 雨滴数据。为排除非降水数据的影响,将雨强 R 小于 $0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 或总雨滴数少于 10 的样本视为无效数据,也予以剔除^[10]。

在上述质量控制基础上,进一步计算出单位体积、单位尺度间隔的雨滴数浓度 $N(D_i)$ ($\text{mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$) 和雨滴总数浓度 $N_T(\text{m}^{-3})$:

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

式中, n_{ij} 表示直径第 i 档、速度第 j 档的雨滴个数, A (m^2) 和 Δt (60 s) 分别代表采样面积和采样时间。 V_j ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 代表第 j 档雨滴下落末速度, ΔD_i (mm) 代表第 i 个区间的直径间隔。利用 $N(D_i)$ 进一步计算出雨强 R ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)、雷达反射率因子 Z ($\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$) 和液态含水量 W ($\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$):

$$R = \frac{6\pi}{10^4} \sum_{i=1}^{32} \sum_{j=1}^{32} V_j N(D_i) D_i^3 \Delta D_i$$

$$Z = \sum_{i=1}^{32} N(D_i) D_i^6 \Delta D_i$$

$$W = \frac{\pi}{6000} \sum_{i=1}^{32} N(D_i) D_i^3 \Delta D_i$$

郑娇恒等^[11]对雨滴谱的 M-P 分布和 Gamma 分布进行对比研究,发现三参数的 Gamma 分布对雨滴谱分布有更好的代表性,因此本文采用 Gamma 分布对雨滴谱进行参数化:

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\lambda D}$$

式中, N_0 ($\text{mm}^{-1-\mu} \cdot \text{m}^{-3}$) 为截距参数, μ 为形状参数, λ (mm^{-1}) 为斜率参数。3 个参数的计算采用阶矩法^[12-13],第 n 阶矩定义为

$$M_n = \frac{N_0 (\Gamma(n+\mu+1))}{\lambda^{n+\mu+1}}$$

3 个参数计算公式:

$$\eta = \frac{M_4^2}{M_2 M_6}$$

$$\mu = \frac{(7-11\eta) - (\eta^2 + 14\eta + 1)^{0.5}}{2(\eta - 1)}$$

$$\lambda = \left[\frac{M_2}{M_4} (\mu + 3) (4 + \mu) \right]^{0.5}$$

$$N_0 = \frac{M_2 \lambda^{(\mu+3)}}{\Gamma(\mu+3)}$$

在阶矩基础上,质量加权平均直径 D_m (mm) 和标准化截距参数 N_w ($\text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$) 可计算为

$$D_m = \frac{M_4}{M_3}$$

$$N_w = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{10^3 W}{D_m^4} \right)$$

式中, ρ_w 为水的密度。与 N_0 相比, N_w 不受 μ 的影响,是一个独立的物理量,可用于反映不同类型降水的雨滴数浓度大小^[14]。

3 不同降水强度下的雨滴谱特征和差异

雨滴谱分布会随降水强度的变化而变化。因此,本文按雨强大小划分了 4 个区间: $0.1 < R \leq 1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ($R1$)、 $1 < R \leq 5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ($R2$)、 $5 < R \leq 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ($R3$) 和 $R > 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ($R4$),并对 4 个区间的雨滴谱样本进行统计。图 1 为 4 个雨强区间的累计雨滴谱样本数和累积雨量。结果可见, $R1$ 的样本最多,占总样本数的 70.56%; $R2$ 的样本对降水量的贡献最大,占总累积雨量的 48.51%;雨强较大的 $R3$ 和 $R4$ 的样本相对较少,但对总累积雨量仍有 28.31% 的贡献。

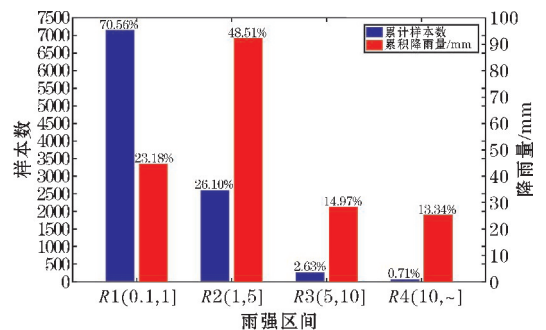


图1 4个雨强区间的雨滴谱累计样本数(蓝色)和累积雨量(红色)

图 2 为 4 个区间的雨滴谱平均结果,圆圈代表各个直径通道中心的数浓度。由图 2 可见,随着雨强增大,雨滴谱逐渐增宽、数浓度逐渐增高,但雨滴谱的斜率则逐渐减小,4 个区间的平均雨滴谱均呈单峰分布。表 1 统计了 4 个区间平均雨滴谱计算得到的降水物理量和 Gamma 参数。结果表明,降水的 Z 、 W 、 D_m 、 N_T 和 N_w 均随雨强增大而增大,但 μ 和 λ 则均随雨强增大而减小,反映了雨滴谱分布随降水增强而逐渐增宽且斜率逐渐降低的现象。

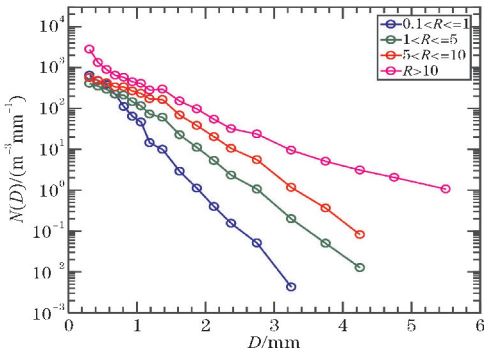


图 2 4 个雨强区间的平均雨滴谱

表 1 不同雨强的降水物理量和 Gamma 参数

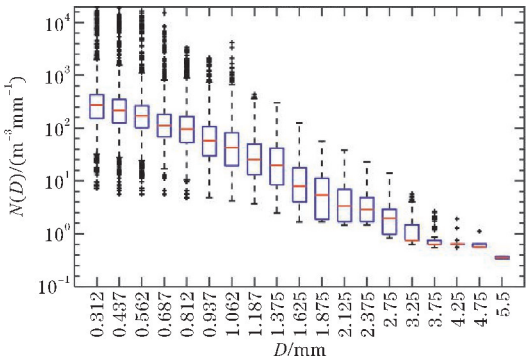
降水强度/ (mm · h ⁻¹)	Z/dBZ	W/(g · m ⁻³)	D _m /mm	N _T /(m ⁻³)	lg(N _w)/ (m ⁻³ mm ⁻¹)	lg(N ₀)/ (m ⁻³ mm ⁻¹ · μ)	μ	λ/(mm ⁻¹)
总体	20.603	0.062	1.1611	259.863	3.246	5.670	5.127	9.255
0.1<R≤1	16.930	0.032	1.0248	249.696	3.228	6.150	5.809	10.790
1<R≤5	28.373	0.099	1.4378	249.064	3.275	4.531	3.472	5.664
5<R≤10	35.949	0.277	1.7633	418.136	3.390	4.266	3.254	4.417
R>10	43.180	0.951	2.3068	1077.838	3.436	4.163	4.052	4.096

4 不同降水类型的雨滴谱特征

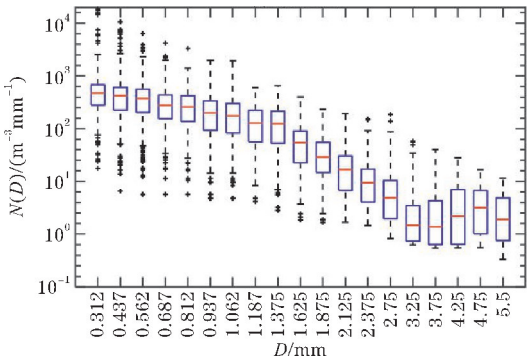
不同类型降水的微物理过程不同,本文根据 Brin-gi 等^[15]的方法将降水分为层状云降水和对流云降水两类,即:在时间序列中设置以一样本为中心包含 11 个降雨样本的滑动窗口,计算窗口内所有样本雨强的标准差 σ_R ;如果 $\sigma_R \leq 1.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,则确定中心样本为层状云降水,如果 $\sigma_R > 1.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,则确定中心样本为对流云降水。依据上述原则,将窗口移动至下一样本,直至分类出所有样本。

分类结果表明,观测期间共发生 174 次降水事件,包含雨滴谱样本共 8433 个。其中 8090 个被分为层状云降水样本,432 个被分为对流云降水样本。层状云和对流云降水的累积雨量分别为 135.72 mm 和 49.62 mm,平均雨强分别为 $1.01 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 和 $6.89 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。说明泸定地区的夏季降水以层状云降水为主,对流云降水尽管频次较低,但仍对降雨量有显著贡献。

图 3 给出了两类降水所有雨滴谱样本的统计结果, D 和 $N(D)$ 分别是雨滴直径和数浓度。从箱型图可见,两类降水的数浓度中位数峰值均出现在第 3 个直径通道,平均直径为 0.312 mm;但对流云降水的数浓度峰值比层状云降水高,相同直径上,对流云降水的数浓度中位数也都比层状云降水高。整体上,两类降水的雨滴数浓度均随直径增大而降低,但对流云降水在雨滴大于 3.25 mm 时,数浓度反而有一定的上升。



(a) 层状云降水



(b) 对流云降水

图 3 两类降水所有雨滴谱的箱型图(蓝色框的底部和顶部分别代表第 25 个和第 75 个百分点数,红色横线代表中位数;黑色虚线分别延伸至最大值和最小值,“+”号代表奇异值)

进一步统计两类降水 R 、 W 、 Z 、 N_T 、 D_m 、 N_w 、 N_0 、 μ 和 λ 值的概率分布,结果如图 4 所示,对应的第 5/25/75/95 百分位数、中位数和平均值列于表 2。对比可见,层状云降水的 R 、 W 、 Z 、 N_T 、 D_m 明显低于对流云降水,但 μ 和 λ 值则

相反,表明泸定地区层状云降水的雨滴整体更小、数浓度更低、数浓度随粒径的下降更快,雨滴碰并等增长过程明显弱于对流云降水。图 5 给出了两类降水观测的平均雨滴谱和 Gamma 拟合结果。可见,阶矩法都能较好代表两

类降水的雨滴谱分布,但对对流云降水的小雨滴浓度有轻微高估、大雨滴数浓度有轻微低估。层状云降水和对流云降水拟合和观测结果的相关系数分别达 0.9961 和 0.9854,拟合结果通过了显著性为 0.05 的 t 检验。

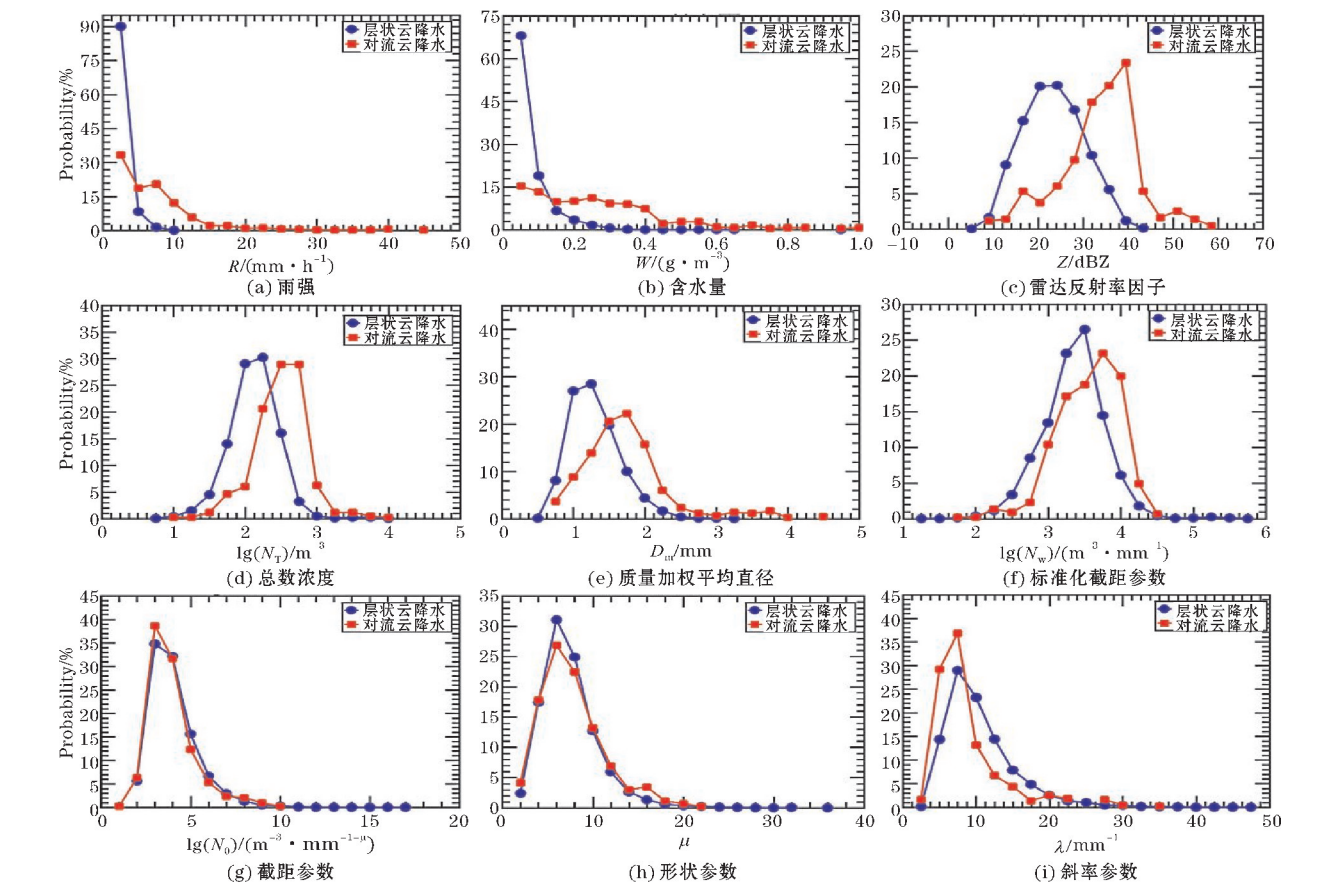


图 4 两类降水的物理特征量和 Gamma 参数的概率分布

表 2 两类降水的物理特征量和 Gamma 参数对应的第 5/25/75/95 百分位数、中位数和平均值

参数	降雨类型	第 5 百分位	第 25 百分位	中位数	平均值	第 75 百分位	第 95 百分位
$R/(mm \cdot h^{-1})$	层状云	0.137	0.281	0.571	1.007	1.240	3.532
	对流云	0.323	1.850	4.795	6.891	8.083	21.545
$W/(g \cdot m^{-3})$	层状云	0.008	0.016	0.031	0.051	0.062	0.169
	对流云	0.018	0.085	0.214	0.306	0.340	0.801
Z/dBZ	层状云	9.976	15.807	20.829	21.007	25.908	33.058
	对流云	14.209	27.149	32.936	31.818	36.860	46.150
D_m/mm	层状云	0.700	0.917	1.122	1.174	1.380	1.817
	对流云	0.803	1.240	1.529	1.602	1.827	2.939
$lg(N_T)/m^{-3}$	层状云	1.567	1.930	2.129	2.122	2.332	2.605
	对流云	1.805	2.299	2.540	2.499	2.713	2.942
$lg(N_w)/(m^{-3} \cdot mm^{-1})$	层状云	2.492	2.972	3.249	3.223	3.482	3.878
	对流云	2.718	3.162	3.477	3.430	3.755	4.007
$lg(N_0)/(m^{-3} \cdot mm^{-1-\mu})$	层状云	2.952	3.953	4.873	5.300	6.164	9.120
	对流云	2.874	3.778	4.632	5.114	5.853	9.261
μ	层状云	0.521	2.376	3.934	4.494	5.901	10.386
	对流云	0.290	2.283	4.089	4.476	6.659	12.395
λ/mm^{-1}	层状云	2.935	4.915	7.111	8.276	10.301	17.636
	对流云	1.998	3.699	5.452	6.732	7.9649	18.507

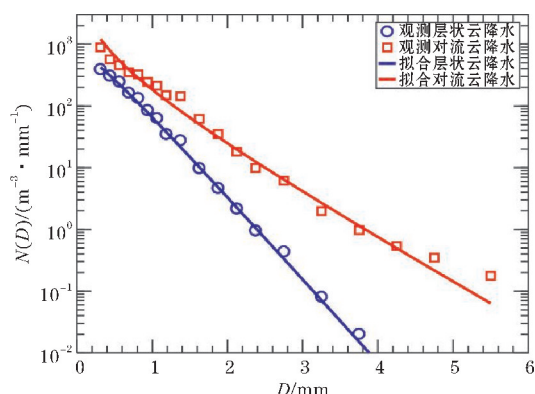


图5 层状云降水和对流云降水的平均雨滴谱和 Gamma 拟合结果

5 不同类型降水的 D_m - R 和 N_w - R 关系

D_m 和 N_w 是两个独立的物理量,能直观反应雨滴谱整体的雨滴粒径和数浓度。根据表1和表2可知, D_m 和 N_w 都随 R 增大而增大,而研究表明, D_m 和 N_w 与 R 存在一定的 $D_m/N_w = AR^b$ 关系,但不同地区的 A 和 b 系数各有差异。因此,研究泸定地区的 D_m/N_w - R 具体关系,则可通过业务网的地面站雨量计资料直接获悉得到降水的粒径和数浓度情况,具有重要的实际意义。图6为两类降水所有样本的 D_m 和 N_w 与 R 的散点分布和拟合结果(通过了显著性为0.05的 t 检验)。层状云降水和对流云降水拟合的 D_m - R 和 N_w - R

关系分别为

$$D_m = 1.268R^{0.1958}$$

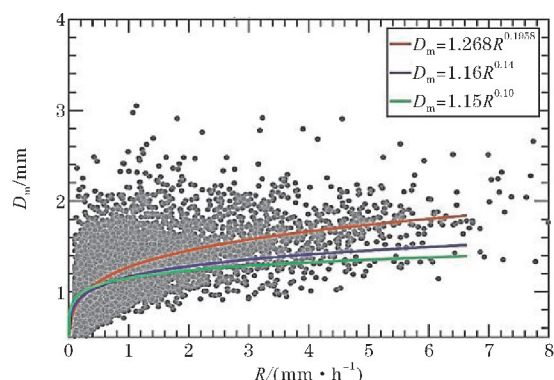
$$D_m = 1.11R^{0.2744}$$

可见,对流云降水的乘数更小,但指数更大。随着 R 增大,层状云降水的 D_m 增长过程更容易趋于稳定,而对流云降水由于更充足的水汽条件和更强的上升运动,使得雨滴能够增长得更大。层状云降水和对流云降水拟合的 N_w - R 关系分别为:

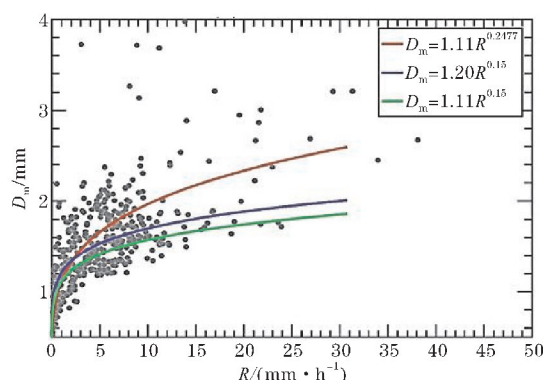
$$N_w = 2925R^{-0.1914}$$

$$N_w = 3995R^{-0.0038}$$

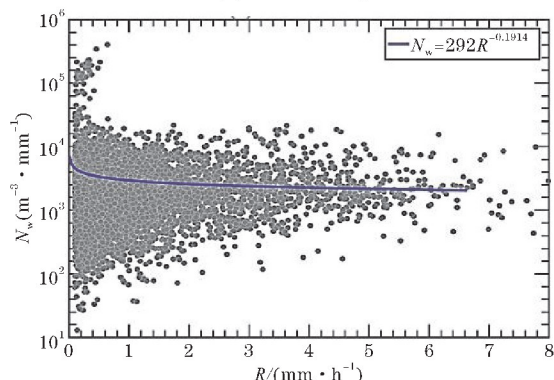
说明,层状云降水的数浓度在小雨强下,存在很大的跨度,而随着雨强增大,数浓度跨度逐渐减小,并趋于稳定。对流云降水的数浓度在中小雨强下,稍微更稳定,而随雨强增强,数浓度有略微减小的趋势。Chen等^[16]对南京地区层状云降水和对流云降水的 D_m 和 R 进行拟合后得出 D_m - R 关系分别为 $D_m = 1.16R^{0.14}$ 和 $D_m = 1.20R^{0.15}$,金祺等^[10]拟合得到滁州夏季层状云降水和对流云降水的关系分别为 $D_m = 1.15R^{0.1}$ 和 $D_m = 1.11R^{0.15}$ 。两个地区的拟合结果如图6(a)和图6(b)所示,对比可见,泸定地区层状云降水的乘数和指数都高于江淮两个地区,对流云降水的乘数与滁州地区一致,但指数高于两个地区,表明随降水强度的增大,泸定地区雨滴粒径增长的更快,降水效率更高。



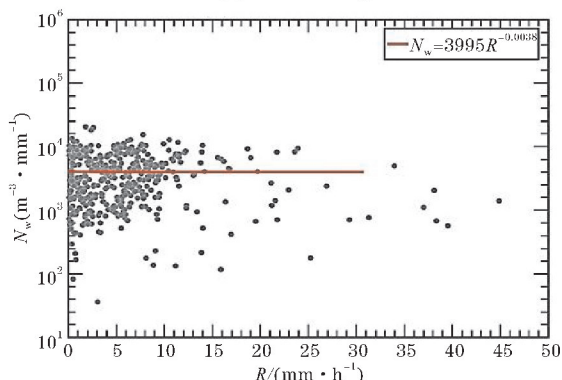
(a) 层状云降水 D_m 和 R



(b) 对流云降水 D_m 和 R



(c) 层状云降水 N_w 和 R



(d) 对流云降水 N_w 和 R

图6 两类降水的质量加权平均直径 D_m 和标准化截距参数 N_w 与雨强 R 的散点分布和函数拟合结果

6 不同类型降水的 Z-R 关系

雷达反射率因子 Z 和降水强度 R 的关系是雷达定量测量降水的基础,但由于不同地区降水的物理特征不同,使得 Z - R 关系也存在差异^[17]。目前美国新一代天气雷达 NEXRAD 采用的标准 Z - R 关系为 $Z = 300R^{1.4}$ 。Marshall 等^[18]拟合出了中纬度层状云降水的 Z - R 关系,为 $Z = 200R^{1.6}$ 。杨俊梅等^[19]研究得到山西地区的层状云和对流云降水的 Z - R 关系分别为 $Z = 160R^{1.32}$ 和 $Z = 273R^{1.26}$ 。图 7 给出了泸定地区夏季两类降水的 Z 和 R 的散点图和拟合结果,层状云和对流云降水观测和拟合两种结果的相关系数为 0.8437 和 0.9262 (通过了显著性为 0.05 的 t 检验),分别为 $Z = 294.1R^{1.52}$ 和 $Z = 203.4R^{1.803}$ 。与 NEXRAD 使用的关系相比,泸定地区对流云降水的系数明显更小,但两类降水的指数都更大;与山西地区相比,泸定地区相同强度的雷达回波下 (相同 Z),产生的降水强度更弱。

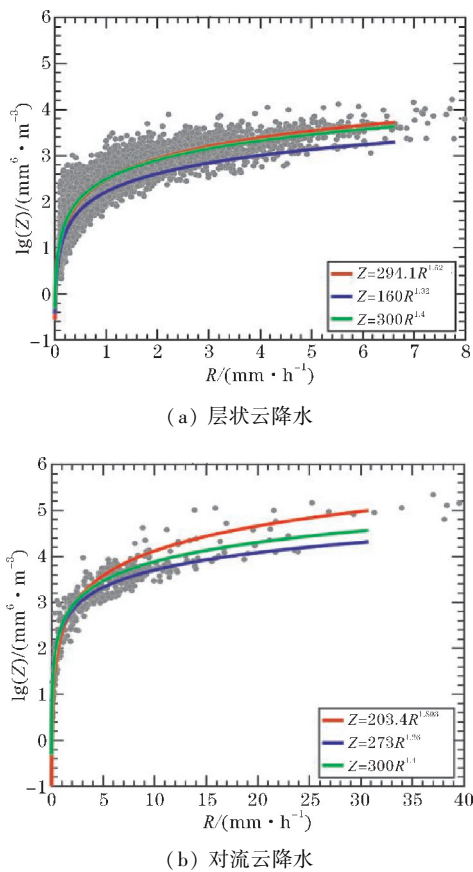


图 7 雷达反射率因子 Z 与雨强 R 的散点图和函数拟合结果

7 不同类型降水的 μ - λ 关系

式中的雨滴谱分布模型。Brandes 等^[20]等研究表明, μ - λ 关系基本为二阶多项式,但具体参数受降水微物理过程、地形和气候等因素影响。图 8 为泸定地区夏季降水的 μ 和 λ 的散点分布和二阶多项式拟合结果,层状云和对流云降水的拟合公式分别为:

$$\begin{aligned}\lambda &= -0.00645\mu^2 + 1.435\mu + 2.006 \\ \lambda &= 0.011565\mu^2 + 1.026\mu + 1.35\end{aligned}$$

从图 8 可见,整体上两类降水的 μ 随 λ 增大而增大,说明雨滴谱斜率在不断变大,形状也出现凸起。层状云降水的 μ 和 λ 值总体比对流云降水大,数据点较为集中,拟合效果更好,观测和拟合的相关系数为 0.8609。对流云降水的数据较少,并且随着 λ 值增大, μ 值分布更分散,拟合效果稍差,观测和拟合的相关系数为 0.8140。两类降水的 μ - λ 拟合关系均通过了显著性为 0.05 的 t 检验。

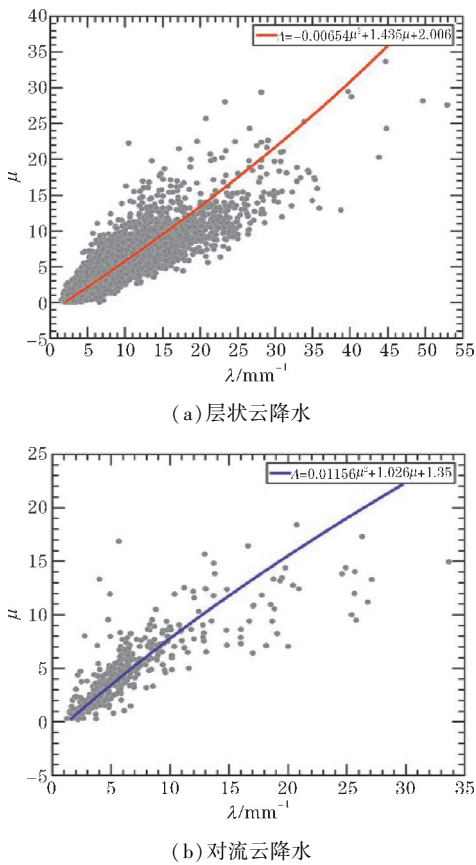


图 8 μ 和 λ 的散点图和二阶多项式的拟合结果

8 结论

利用泸定地区 2019 年 5-7 月 Parsivel² 激光雨滴谱仪观测资料,研究了不同雨强和不同降水类型下的雨滴谱特征和差异,并拟合得到了本地降水的 D_m - R 、 N_w - R 、 μ - λ 和 Z - R 关系,主要结论如下:

Gamma 参数 μ - λ 关系,有助于进一步简化数值模

(1)随着降水增强,泸定地区夏季降水的雨滴谱宽度增宽,粒子数浓度增加,雷达反射率因子 Z 、液态含水量 W 、质量加权平均直径 D_m 、雨滴总数浓度 N_T 、标准化截距参数 N_w 都逐渐增大,但谱形状参数 μ 和斜率参数 λ 则逐渐减小。

(2)泸定地区夏季以层状云降水为主,但对流云降水具有同等的雨量贡献。对流云降水的大雨滴数浓度普遍都高于层状云降水,前者的 R 、 W 、 Z 、 N_T 、 D_m 也都大于后者,前者平均雨滴谱更宽,但谱倾斜率更小。

(3)泸定地区夏季层状云降水和对流云降水的 D_m - R 和 N_w - R 关系分别为 $D_m = 1.268R^{0.1958}$ 、 $D_m = 1.11R^{0.2744}$ 和 $N_w = 2925R^{-0.1914}$ 、 $N_w = 3995R^{-0.0038}$ 。两种降水的 Z - R 关系分别是 $Z = 294.1R^{1.52}$ 和 $Z = 203.4R^{1.803}$,与美国新一代天气雷达中的标准关系 $Z = 300R^{1.4}$ 相比,泸定夏季对流云降水的系数明显更小,两种降水类型的指数则都更大。层状云和对流云降水 μ - λ 关系分别为 $\lambda = -0.00645\mu^2 + 1.435\mu + 2.006$ 和 $\lambda = 0.011565\mu^2 + 1.026\mu + 1.35$,整体上 μ 随 λ 增大而增大。

致谢:感谢成都信息工程大学大学生创新创业训练计划项目(202210621008)对本文的资助

参考文献:

- [1] 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[J]. 大气科学,2016,40(6):1154-1164.
- [2] Wu Z, Zhang Y, Zhang L, et al. Characteristics of summer season raindrop size distribution in three typical regions of western Pacific [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2019, 124(7):4054-4073.
- [3] 杨俊梅,陈宝君,韩永翔,等. 山西省不同地区雨滴谱的统计特征[J]. 气象科学,2016,36(1):88-95.
- [4] 柳臣中,周筠琨,谷娟,等. 成都地区雨滴谱特征. 应用气象学报,2015,26(1):112-121.
- [5] Zhang A, Hu J, Chen S, et al. Statistical Characteristics of Raindrop Size Distribution in the Monsoon Season Observed in Southern China [J]. Remote Sensing, 2019, 11(4):432.
- [6] 苏立娟,李汉超,达布希拉图,等. 呼和浩特地区降水雨滴谱特征分析[J]. 干旱区资源与环境,2019(7):6.
- [7] Wen L, Zhao K, Wang M, et al. Seasonal Variations

of Observed Raindrop Size Distribution in East China [J]. Adv Atmos Sci, 2019(4):346-362.

- [8] 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[J]. 大气科学,2018,42(2):268-280.
- [9] 李山山,王晓芳,万蓉,等. 青藏高原东坡不同海拔区域的雨滴谱特征[J]. 高原气象,2020,39(5):899-911.
- [10] 金祺,袁野,刘慧娟,等. 江淮之间夏季雨滴谱特征分析[J]. 气象学报,2015,73(4):778-788.
- [11] 郑娇恒,陈宝君. 雨滴谱分布函数的选择:M-P和Gamma分布的对比研究[J]. 气象科学,2007,27(1):17-25.
- [12] Ulbrich CW. Natural variations in the analytical form of the rain drop size distribution [J]. Climate Appl Meteor, 1983, 22(10):1764-1775.
- [13] Cao Q, Zhang G F. Errors in Estimating Raindrop Size Distribution Parameters Employing Disdrometer and Simulated DSD [J]. Appl Meteor Climatol, 2009, 48(2):406-425.
- [14] Testud J, Oury S, Black R A, et al. The concept of "normal-ized" distribution to describe DSD: A tool for cloud physics and cloud remote sensing [J]. Journal of Application Meteorology, 2001, 40(6):1118-1140.
- [15] Bringi V N, Chandrasekar V, Hubbert J, et al. Raindrop Size Distribution in Different Climatic Regimes from Disdrometer and Dual-Polarized Radar Analysis [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2003, 60(2):354-365.
- [16] Chen B, Yang J, Jiangping P U. Statistical Characteristics of Raindrop Size Distribution in the Meiyu Season Observed in Eastern China [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2013, 91(2):215-227.
- [17] 刘红燕,雷恒池. 基于地面雨滴谱资料分析层状云和对流云降水的特征[J]. 大气科学,2006,30(4):693-702.
- [18] Marshall J S, Palmer W. The Distribution of Raindrops with Size [J]. J Meteor, 1948, 5(4):165-166.
- [19] 杨俊梅,王星星,封秋娟,等. 山西汾阳地区层状云和对流云降水雨滴谱特征[J]. 干旱气象,2017,35(3):7.

[20] Brandes E A,Zhang G,Vivekanandan J. An Evaluation of a Drop Distribution-Based Polarimetric Radar Rainfall Estimator[J]. Journal of Applied Meteorology,2003,42(5):652-660.

A Study on the Characteristics of Raindrop Size Distribution in Luding Area in Summer

PENG Tingwei, ZHENG Jiafeng, TANG Xin, WANG Yingjue, CHEN Yangruixue

(Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province,College of Atmospheric Sciences,Chengdu University of Information Technology,Chengdu 610225,China)

Abstract:To advance the understanding of microphysical characteristics of precipitation in the western mountainous area of Sichuan Basin, data of the Parsivel² laser disdrometer from May to July 2019 observed at the Luding area is used to investigate the characteristics and differences of the raindrop size distribution (RSD). Additionally, local empirical relationships between the radar reflectivity factor Z and rain rate R , the mass-weighted mean diameter D_m and R , the generalized intercept parameter N_w and R , and Gamma shape parameter μ and slope parameter λ were proposed, which can be beneficial for improving the local operation of precipitation forecasting. The results show that as the rainfall intensity gradually increases, the RSD in this area gradually widens, the raindrop number concentration also gradually increases, and the radar reflectivity factor Z , liquid water content W , mass-weighted mean diameter D_m , total raindrop concentration N_T , and generalized intercept parameter N_w also gradually increase, but the shape parameter μ and slope parameter λ gradually decrease. The concentration of large raindrops in convective precipitation is generally higher than that in stratiform precipitation, and the R , W , Z , N_T , and D_m of the former are also greater than those of the latter. The average raindrop spectrum of the former is wider, but the slope of the spectrum is smaller.

Keywords:Luding area;characteristics of raindrop size distribution;stratiform precipitation;convective precipitation; Z - R relationship; μ - λ relationship