

江雨霏,杨莲梅,曾勇,等.昭苏夏季层状云和对流云降水的雨滴谱特征[J].沙漠与绿洲气象,2023,17(3):8-16.

doi:10.12057/j.issn.1002-0799.2023.03.002

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



昭苏夏季层状云和对流云降水的雨滴谱特征

江雨霏^{1,2,3},杨莲梅^{1,2,3*},曾勇^{1,2,3},仝泽鹏^{1,2,3},陈平^{1,2,3}

(1.中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所,新疆 乌鲁木齐 830002;2.新疆云降水物理与云水资源开发实验室,新疆 乌鲁木齐 830002;3.西天山云降水物理野外科学观测基地,新疆 乌鲁木齐 830002)

摘要:利用2020—2021年昭苏地区夏季的雨滴谱数据,研究层状云和对流云降水的微物理参量及雨滴谱特征。结果表明:对流云降水的粒子数浓度和粒子直径明显偏大,较大的粒子直径和粒子数浓度使得其降水强度和液态含水量远大于层状云降水。两类降水云的雨滴谱均为单峰结构,峰值直径主要分布在0.5~0.625 mm,对流云降水的雨滴谱谱宽明显大于层状云降水。两类降水云的雨滴直径和粒子数浓度与青藏高原中部的观测值相近,且昭苏地区的对流云滴谱更倾向于大陆性对流簇。研究结果有助于加深对昭苏地区降水的微物理特征及其演变规律的理解。

关键词:雨滴谱;层状云;对流云;微物理参量;Gamma分布

中图分类号:P426.6

文献标识码:A

文章编号:1002-0799(2023)03-0008-09

雨滴是云中宏观和微观物理过程相互作用的产物,雨滴谱的变化是成云致雨过程的最终体现^[1]。雨滴谱反映了单位体积内不同尺度雨滴数量随直径的分布,是云和降水微物理特性的基本表征^[2]。详细了解雨滴谱的变化有助于理解研究区域的降水微物理特征,对于提高降水预报精度和评估人工增雨的云水条件具有重要意义^[3-5]。雨滴谱分布模型可以用于推导雷达定量估测降水的Z-R关系^[6-8]。将雨滴谱分布模型与数值天气预报模式相结合,可以反演出降水的水平结构信息和垂直结构信息,从而提高降水预测的准确性^[9-10]。

雨滴谱分布存在明显的时空变化,主要与气候背景、地理位置、采样仪器及降雨类型有关,甚至不

同天气系统的降水微物理特征也存在很大的差异^[11-15]。Bringi等^[16]发现层状云降水特征差别不明显,对流云降水存在明显的海陆差异。Kozu等^[17]发现季风、海陆环流、局地地形和对流天气等都会引起降水滴谱的差异。陈磊等^[18]研究表明主雨带和雨带边缘的降水微物理特征明显不同,对降水量贡献较大的主要是1~2 mm的粒子。赵城城等^[19]对比分析了北京山区和平原降水的雨滴谱特征,发现山区降水较平原降水而言,粒子直径偏大但数浓度偏低。柳臣中等^[20]、房彬等^[21]、杨俊梅等^[22]利用Parsivel²一维激光雨滴谱仪讨论了成都、辽宁、山西等地不同降水类型的雨滴谱分布特征,这些研究有助于加深对中国各个地区降水的微物理特征的理解。

昭苏位于新疆西北部天山北麓,伊犁河上游特克斯流域,地处43°09'~43°15'N,80°08'~81°30'E,海拔1 323~6 995 m,为中亚内陆腹地一个群山环绕的高位山间盆地。昭苏属大陆性温带山区干旱半湿润冷凉气候区,特殊的地理位置使得昭苏夏季多对流性降水,年均降水量可达439 mm,年均降水日数达79 d,易产生洪水、冰雹、雷电等自然灾害,给人民群众生命财产安全带来严重威胁。由于天山山区的复

收稿日期:2022-03-04;修回日期:2022-06-23

基金项目:新疆气象局科技创新发展基金项目(MS202210);新疆维吾尔自治区自然科学基金(2022D01B75);中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金项目(IDM2022001);天山英才项目(2021-32)

作者简介:江雨霏(1994—),女,实习研究员,主要从事云降水物理天气研究。E-mail:jiangyf@idm.cn

通信作者:杨莲梅(1969—),女,研究员,主要从事中亚天气气候研究。E-mail:yanglm@idm.cn

杂地形及观测仪器的局限性,针对昭苏地区降水云系的研究较少^[23-24]。随着西天山云降水物理野外综合观测试验基地的建立和中亚极端降水野外强化观测试验布设的 Parsivel² 雨滴谱仪投入观测,使研究昭苏地区的雨滴谱特征成为可能。本文通过分析 2020—2021 年昭苏地区夏季降水云系连续观测的雨滴谱数据,研究昭苏地区层状云降水和对流云降水的微物理特征参量,为建立适用于该地区降水特性的雨滴谱分布模型提供参考。

1 资料和方法

1.1 观测仪器和质量控制

本研究采用德国 OTT 公司生产的第二代激光降水粒子谱仪 Parsivel², 试验仪器于 2019 年 12 月架设在昭苏站(43.08°N, 81.09°E, 海拔 1 851 m), 观测时段为 2020—2021 年 6—8 月, 仪器采样间隔为 60 s。较第一代而言, Parsivel² 使用了更昂贵的激光设备并提高了激光片光的均匀性, 在雨滴的大小和降雨量的测量方面均有所改进^[25-26]。该仪器的核心元件是一个光学传感器, 可以产生 1 mm 的平行水平光束, 测量面积为 54 cm²。当降水粒子通过激光束时, 接收信号会衰减, 由信号的最大衰减程度估计粒子的大小, 由粒子穿越激光束的时间确定粒子的下落速度。输出资料分为 32 个直径通道和 32 个速度通道, 粒子直径和下落速度的测量范围分别为 0.2~25 mm 和 0.2~20 m/s。仪器设计时考虑了雨滴的形变修正。

对于每分钟样本, 采用如下质量控制: (1) 考虑到仪器的最小可探测直径为 0.25 mm, 将前两个直径档的粒子剔除; (2) 考虑到仪器的实际灵敏度及雨滴谱结构的稳定性, 剔除雨滴总数 < 10 个和降雨强度 < 0.1 mm/h 的数据; (3) 剔除直径 > 8 mm 的数据,

因为迄今为止文献中记录的雨滴最大直径不超过 8 mm; (4) 当粒子从采样区域边缘落下时, 只有一部分处于激光束内, 它可能会被误认为一个小粒子, 其下落速度比在该直径下观察到的其他粒子更快, 这种现象称为“边际效应”。在强降雨期间, 雨滴击中表面会破碎并反弹回采样区域, 这种现象称为“飞溅效应”。考虑采样地点的海拔高度, 对 Atlas 等^[27]提出的下落速度—直径经验关系式进行空气密度修正, 去除分布在理论阈值 ±60% 之外的雨滴, 修正后的关系式如公式 (1)、(2) 所示^[28-29]。质控后的效果如图 1 所示, 昭苏的问题数据仅占有所有雨滴的 3.7%, 且主要分布在 3 m/s 以下, 这可能与“飞溅效应”有关。在对数据进行质量控制之后, 去掉了速度过小直径过大的异常粒子, 提高了雨滴谱资料的可靠性。

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

$$\delta(h) = 1 + 3.68 \times 10^{-5} h + 1.71 \times 10^{-9} h^2. \quad (2)$$

式中: D 为粒子直径, V_t 为下落速度, h 为采样地点的海拔高度, $\delta(h)$ 为校正因子。

1.2 雨滴谱分布计算公式

利用质控后的雨滴谱数据可以计算单位体积、单位尺度间隔内的雨滴数浓度。

$$N(D_i) = \sum_{j=1}^{32} \frac{n_{ij}}{A_i \Delta t \Delta V_j \Delta D_i}. \quad (3)$$

式中: n_{ij} 表示直径位于第 i 个尺度区间内同时下落速度介于第 j 个速度区间内的雨滴数, A_i (单位: m²) 是有效采样面积, Δt (单位: s) 是采样时间, D_i (单位: mm) 和 ΔD_i (单位: mm) 分别表示第 i 个尺度区间的中值和间隔, V_j (单位: m/s) 表示第 j 个速度区间的中心速度。 $N(D_i)$ (单位: m⁻³·mm⁻¹) 表示直径介于 D_i 与 $D_i + \Delta D_i$ 的雨滴数浓度。

根据 $N(D_i)$ 可计算出降水强度 R (单位: mm/h)、

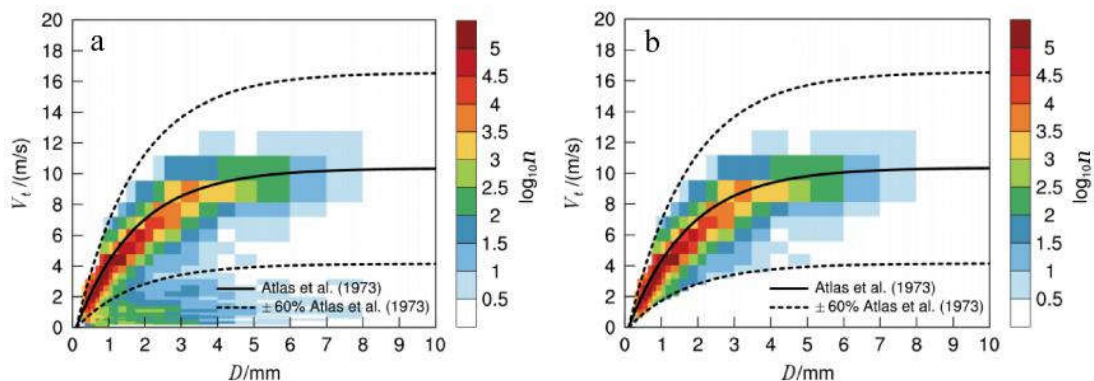


图1 质控前(a)和质控后(b)雨滴个数随直径和下落速度的分布

(黑色实线为考虑空气密度修正的 Atlas 等^[27]提出的经验速度—直径关系式, 两条虚线代表 ±60% 的阈值, 阴影为雨滴个数 n)

反射率因子 Z (单位: $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$)、液态含水量 W (单位: g/m^3)及雨滴总数浓度 N_t (单位: m^{-3})^[30-31],其公式为:

$$R=6\pi \times 10^{-4} \sum_{j=1}^{32} N(D_i) D_i^3 V(D_i) \Delta D_i, \quad (4)$$

$$Z=\sum_{j=1}^{32} N(D_i) D_i^6 \Delta D_i, \quad (5)$$

$$W=\frac{\pi}{6} \times 10^{-3} \rho_w \sum_{i=1}^{32} N(D_i) D_i^3 \Delta D_i, \quad (6)$$

$$N_t=\sum_{i=1}^{32} N(D_i) \Delta D_i. \quad (7)$$

式(6)中 ρ_w (单位: g/cm^3) 为水的密度。

研究表明,三参数的 Gamma 分布模型对于层状云和对流云降水雨滴谱的拟合效果优于 M-P 分布模型^[32],其分布函数可表示为:

$$N(D)=N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D). \quad (8)$$

式中: N_0 (单位: $\text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1-\mu}$) 为数浓度参数, μ (无量纲) 为形状参数, Λ (单位: mm^{-1}) 为斜率参数。采用阶矩法估计 Gamma 分布的 3 个参数,矩量选择第 3、4 和 6 阶矩的组合方式。雨滴谱的 n 阶矩 M_n 可表示为:

$$M_n=\sum_{i=1}^{32} N(D_i) D_i^n \Delta D_i. \quad (9)$$

雨滴的质量加权平均直径 D_m 可由第 4 阶矩和第 3 阶矩的比值获得:

$$D_m=\frac{M_4}{M_3}. \quad (10)$$

标准化截断参数 N_w (单位: $\text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$) 由 Testud 等^[33]定义为:

$$N_w=\frac{4^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{10^3 W}{D_m^4} \right). \quad (11)$$

式中: ρ_w (单位: g/cm^3) 为水的密度。 N_w 相对于 N_0 而言,不受雨滴谱形(μ)的影响,当雨滴液态含水量和尺度一定时,可以看作是反映雨滴数浓度的大小情况的独立物理量。考虑到 N_w 的尺度变化较大,往往相差几个量级,本文主要计算取对数后 $\log_{10} N_w$ 的数值,这样做可以尽量消除异方差,并且使非线性的变量关系转化为线性关系,更方便做参数估计。

1.3 降水云系划分

雨滴谱在对流云和层状云降水之间具有显著的变化。为了将降水划分为层状云和对流云两种类型,不同的研究人员提出了不同的分类标准^[34-35]。本文采用 Chen 等^[6]提出的阈值标准对降水云系进行划分,对于任一时刻 t_i ($i=1, \dots, n$),若 $t_i - N_s$ 到 $t_i + N_s$

时段内所有降水强度 R 的平均值 $>0.5 \text{ mm/h}$ 且标准差 $<1.5 \text{ mm/h}$, 则将 t_i 时刻的样本视为层状云降水;若 $t_i - N_s$ 到 $t_i + N_s$ 时段内所有降水强度 R 的平均值 $>5 \text{ mm/h}$ 且标准差 $>1.5 \text{ mm/h}$, 则将 t_i 时刻的样本视为对流云降水,这里 N_s 取 5,代表前后 5 min 内的样本平均。表 1 给出了昭苏层状云和对流云降水的样本概况。本文雨滴谱数据来自 24 个降水过程,每个样本观测时间 60 s,总共 15 583 个样本。昭苏地区夏季多为层状云降水,占总样本的 49.5%,对流云降水频次较低,仅占总样本的 6.5%,其余为混合云降水,占总样本的 44%(表 1)。暴雨中的对流云区是形成强对流天气系统的主要原因,而层状云区对暴雨的降水量和降水持续时间有直接的作用,且二者之间的产生机理不同,对环境的加热作用不同,所以本文着重研究新疆昭苏地区层状云和对流云这两种

表 1 昭苏层状云和对流云降水样本概况

降水时段	层状云雨滴谱样	层状云雨滴谱样本数比例/%	对流云雨滴谱样	对流云雨滴谱样本数比例/%	过程雨量
	本数	数比例/%	本数	数比例/%	/mm
2020-06-11T09:44—22:05	335	67.5	52	10.5	10.7
2020-06-16T19:06—17T04:25	154	34.2	56	12.4	9.7
2020-06-27T14:10—20:58	164	42.2	44	11.3	7.3
2020-06-28T10:24—29T08:25	717	59.9	0	0	16.9
2020-07-05T23:40—06T19:52	412	56.6	0	0	11.4
2020-07-11T18:59—12T13:25	253	47.9	66	12.5	13.4
2020-07-20T14:36—21T07:08	266	43.3	34	5.5	9.4
2020-07-30T07:38—21:04	360	52	187	27	13.5
2020-08-08T12:23—09T02:30	267	50	71	13.3	18.2
2020-08-14T00:15—13:15	235	50.5	39	8.4	13.6
2020-08-18T13:29—19T03:54	324	54.7	98	16.6	22.9
2020-08-26T21:35—27T18:43	628	72.6	0	0	15.1
2021-06-07T12:11—08T15:20	495	51.9	63	6.6	29.8
2021-06-19T02:10—20T22:23	145	36	0	0	7.2
2021-06-22T17:02—23T05:17	136	38.2	47	13.2	10.1
2021-06-25T19:43—26T08:59	343	52.6	22	3.4	13.2
2021-07-11T13:12—23:08	279	54.9	54	10.6	10.9
2021-07-17T08:38—18T03:19	229	29.3	28	3.6	12.1
2021-07-27T10:23—23:24	120	29.5	0	0	2.9
2021-07-30T19:46—31T20:50	585	49.9	57	4.9	25.2
2021-08-07T17:16—21:55	96	27.1	39	11	6.1
2021-08-12T09:42—13T04:41	814	62.5	53	4.1	26.2
2021-08-26T18:03—07:25	221	33.3	0	0	13.7
2021-08-31T15:51—23:26	132	27.6	0	0	7.7
总计	7 710	49.5	1 010	6.5	327.2

类型的降水云系。

2 结果分析

2.1 微物理特征参量

雨滴谱的微物理特征参量可以为更好地了解降水的基本特性提供有用的信息。表2为昭苏层状云和对流云降水微物理特征量的平均值,其中 R 为降水强度, Z 为雷达反射率因子, W 为液态含水量, N_t 为雨滴总数浓度, $\bar{D}$ 为雨滴的平均直径, $\overline{D_{\max}}$ 为雨滴的平均最大直径。层状云降水的平均雨强为1.35 mm/h,平均雷达反射率因子为23.54 dBZ,平均液态含水量为0.09 g/m³。对流云降水的平均雨强为9.99 mm/h,平均雷达反射率因子为37.50 dBZ,平均液态含水量为0.46 g/m³。昭苏对流云降水的雨强及液态含水量明显大于层状云降水。粒子直径主要表征单位体积内降水粒子的尺度特性,对流云降水粒子数浓度和粒子特征直径明显偏大,较大的雨滴直径和粒子数浓度使得其降水强度和液态含水量远大于层状云降水。

表2 昭苏层状云和对流云降水微物理特征量的平均值

降水类型	$R/(mm/h)$	Z/dBZ	$W/(g/m^3)$	$\bar{D}/mm$	$\overline{D_{\max}}/mm$	N/m^3
层状云	1.35	23.54	0.09	0.70	1.94	499.64
对流云	9.99	37.50	0.46	0.83	3.50	312.47

参考前人的研究方法^[10-11],将雨滴按直径大小分为3类:(1)<1 mm为小雨滴;(2)1~3 mm为中雨滴;(3)>3 mm为大雨滴。表3给出了各档雨滴对 N_t 、 R 和 Z 的贡献率。无论是层状云降水还是对流云降水,小雨滴对雨滴总数浓度的贡献都是最大的,说明两种类型降水主要以小粒子为主,但对流云降水的大中雨滴数浓度相对偏高。层状云降水中对雨强贡献最大的是小雨滴,约占58.18%,对反射率贡献最大的主要是中雨滴,约占75.62%;对流云降水中对雨强贡献最大的主要是中雨滴,约占65.31%,对反射率贡献最大的则是大雨滴,约占58.36%。

2.2 平均雨滴谱

表3 各档雨滴对 N_t 、 R 和 Z 的贡献率/%

降水类型	直径<1 mm			直径为1~3 mm			直径>3 mm		
	N_t	R	Z	N_t	R	Z	N_t	R	Z
层状云	89.07	58.18	16.51	10.92	41.52	75.62	0.01	0.3	7.87
对流云	75.51	25.75	1.40	24.30	65.31	40.24	0.19	8.94	58.36

平均雨滴谱是将各直径区间的雨滴数浓度求平均而得到的,为了进一步研究昭苏层状云和对流云降水的雨滴谱特征差异,图2给出了两类降水云的平均雨滴谱和Gamma拟合分布。两类降水云的雨滴谱都表现出明显的单峰结构,峰值直径主要分布在0.5~0.625 mm,且雨滴数浓度随尺度增大以指数形式递减。层状云降水雨滴谱的最大直径为5.5 mm,对流云降水雨滴谱的最大直径为7.5 mm,对流云降水的雨滴谱谱宽明显大于层状云降水。与层状云降水相比,对流云降水在所有直径档的雨滴数浓度均较高,且随着雨滴直径增大,两类降水云谱分布曲线的间距逐渐变宽,表明对流云降水的大中型雨滴数浓度明显增大。对两类降水云的Gamma分布拟合结果为:层状云 $N(D) = 7\ 127.37D^{1.834}\exp(-3.90D)$,对流云 $N(D) = 2\ 146.74D^{1.234}\exp(-2.13D)$ 。

两类降水云拟合的Gamma谱分布与实际的雨滴谱分布较为接近,但在小雨滴区间内略微低估,在大雨滴区间内略微高估(图2)。

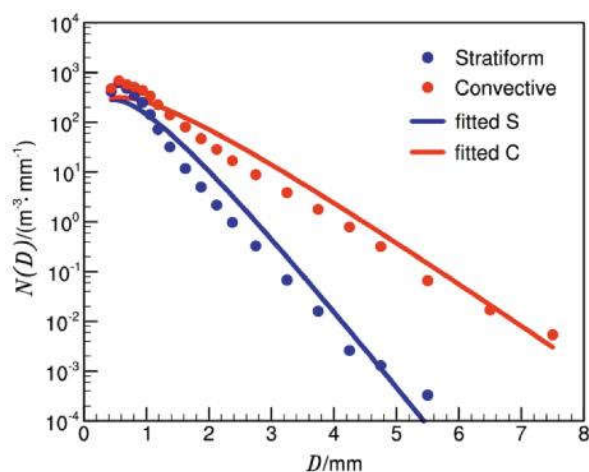


图2 昭苏层状云(蓝色)和对流云(红色)降水的实际雨滴谱与Gamma拟合分布

2.3 D_m - N_w 分布

图3为整个数据集及层状云降水和对流云降水的 D_m 和 $\log_{10}N_w$ 的频率分布。图3中给出了3个关键的统计参数,包括平均值、标准差及偏斜度。对于整个数据集而言, D_m 和 $\log_{10}N_w$ 的平均值分别为1.13 mm和3.53 m⁻³·mm⁻¹(图3a),与在中国华北地区计算得到的 D_m 和 $\log_{10}N_w$ 的平均值较为接近^[8]。将降水划分为层状云降水和对流云降水时发现,两类降水云系的 D_m 和 $\log_{10}N_w$ 分布特征差别较显著(图3b、3c)。层状云降水和对流云降水 D_m 和 $\log_{10}N_w$ 的平均值分别为1.10(1.99)mm和3.66(3.35)。与层状云降

水相比,对流云降水具有更大的质量加权平均直径 D_m 和更小的标准化截断参数 $\log_{10}N_w$ 。通过分析标准差可知,层状云降水的 D_m 和 $\log_{10}N_w$ 分布较为集中,对流云降水的 D_m 和 $\log_{10}N_w$ 分布则较为分散。两类降水的 D_m 分布和 $\log_{10}N_w$ 分布均表现出较大的正偏度和较小的负偏度,但对流云降水的 D_m 分布倾向于向大值偏移,而 $\log_{10}N_w$ 分布倾向于向小值偏移。昭苏地区的层状云降水由较高浓度的小雨滴组成,而对流云降水则由较低浓度的中雨滴和大雨滴组成。

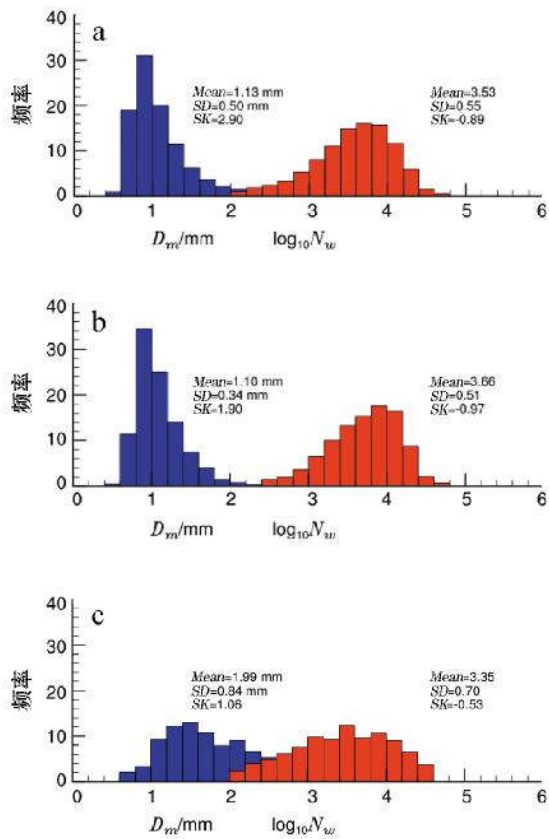


图 3 D_m (蓝色)和 $\log_{10}N_w$ (红色)分布直方图及相关统计参数(平均值、标准差和偏斜度)
(a 为总数据集;b 为层状云;c 为对流云;
 $\log_{10}N_w$ 单位: $\text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$)

作为 2 个独立的微物理参量,质量加权平均直径 D_m 和标准化截断参数 $\log_{10}N_w$ 不仅可以用来表示雨滴的大小和浓度,还可以反映降水的形成及演变机制^[16]。图 4 给出了层状云和对流云降水 D_m - $\log_{10}N_w$ 的散点图以及中国其他地区的统计结果。海洋性对流的 D_m 值范围为 1.5~1.75 mm, $\log_{10}N_w$ 值范围为 4~4.5; 大陆性对流的 D_m 值范围为 2~2.75 mm, $\log_{10}N_w$ 值范围为 3~3.5。图中 2 个黑色矩形框为 Bringi 等^[16]

提出的海洋性和大陆性对流簇,黑色虚线为 Bringi 等^[16]提出的层状云降水分界线。昭苏地区层状云降水 D_m - $\log_{10}N_w$ 的散点分布较为集中,而对流云降水的散点分布较为分散。尽管两类降水云系的散点有部分重叠,但二者之间的界限相当明确。对于层状云降水而言,大多数散点分布在 Bringi 等^[16]提出的层状云降水分界线左侧,且 D_m 平均值较小、 $\log_{10}N_w$ 平均值较大,说明昭苏地区的层状云降水主要是由微小的霰粒子或冰晶融化而产生。对于对流性降水而言,昭苏地区的对流云滴谱更倾向于粒子浓度较低但粒子直径较大的大陆性对流簇,表明昭苏地区的对流云中雨滴的碰撞—聚并和破碎等暖雨过程会被抑制,导致雨滴数浓度变小^[6]。通过与中国其他地区的观测结果对比可知,昭苏层状云降水和对流云降水 D_m - $\log_{10}N_w$ 的平均值与青藏高原中部的观测值较为相近,但 D_m 值明显小于北京山区。

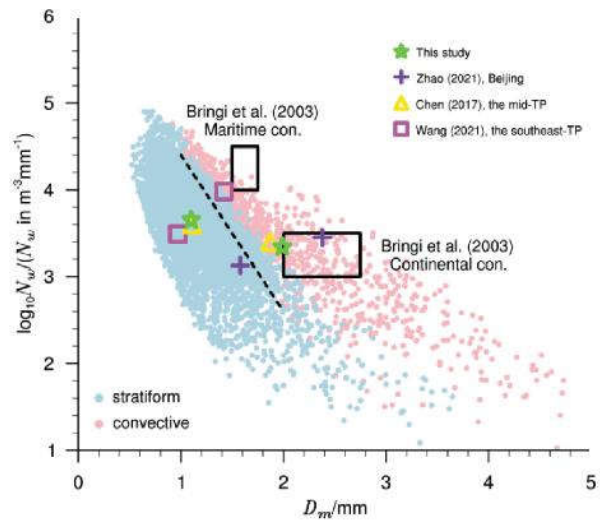


图 4 层状云(浅蓝色)和对流云(浅粉色)降水 D_m - $\log_{10}N_w$ 的散点图

(两个黑色矩形框为 Bringi 等^[16]提出的海洋性和大陆性对流簇,黑色虚线为 Bringi 等^[16]提出的层状云降水分界线,星形、十字、三角形和正方形分别代表本研究及在中国其他地区^[19,36-37]计算得出的 D_m - $\log_{10}N_w$ 的平均值)

2.4 μ - Λ 关系

云和降水的发展演变本质上是雨滴谱的变化,准确描述雨滴谱分布是改进数值模式中云微物理参数化方案的关键。Ulbrich^[32]研究表明,包含形状参数 μ 的三参数 Gamma 分布模型能够更好地反映降水的真实情况。然而,中尺度数值模式中常采用双参数微物理方案,需要对 Gamma 分布进行简化。Zhang^[2]等研究发现,形状参数 μ 和斜率参数 Λ 之间具有很

强的相关性, μ - Λ 关系可以充当简化 Gamma 分布模型的约束条件,但不同降水类型和气候条件下的 μ - Λ 关系存在明显的差异。为了减小采样误差的影响,本文采用 Zhang^[2]等提出的数据筛选标准,选取雨滴数> 1 000 的对流云降水样本分析昭苏地区的 μ - Λ 关系。图 5 为对流云降水的 μ - Λ 散点图及使用最小二乘法计算得到的拟合曲线,昭苏地区的对流云降水可描述为:

$$\Lambda = 0.024\mu^2 + 0.8077\mu + 2.095. \quad (12)$$

图 5 中给出了李慧等^[14]提出的安徽黄山的 μ - Λ 关系(橙色实线)和赵城城等^[19]提出的北京山区的 μ - Λ 关系(紫色实线),两者采用了相同的数据筛选标准及采样仪器。Ulbrich^[32]研究指出,对于Gamma 分布来说, μ - Λ 关系也可以近似表示为 $\Lambda D_m = 4 + \mu$,在相同 Λ 的条件下, μ 越大对应的 D_m 越大。对于给定的 Λ ,北京山区对流云降水对应更大的 μ 值,其次是昭苏,安徽黄山的 μ 值明显较小,说明昭苏地区对流云降水的粒子尺度小于北京山区,大于安徽黄山。

2.5 Z-R 关系

天气雷达估算降水强度的误差来源主要是降水对雷达电磁波的衰减、地物回波等,而降低估测误差一直是天气雷达预报降水的重点和难点。天气雷达估算降水强度的一般方法是建立雷达反射率因子 Z 和降水强度 R 之间的经验关系,即 $Z = a \cdot R^b$, Z - R 关系对于改进雷达定量降水估测具有重要意义。Rosenfeld^[38]等研究发现,单一的 Z - R 关系并不存在,

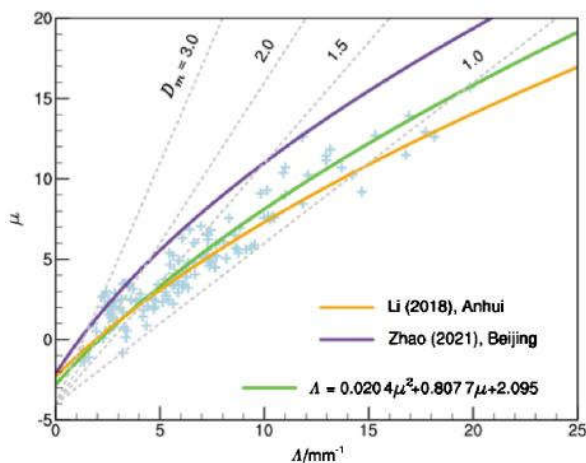


图 5 对流云降水的 μ - Λ 散点及其拟合曲线(绿色实线)

(浅蓝色十字代表雨滴总数>1 000 的对流云降水样本,橙色实线和紫色实线分别为李慧等^[14]和赵城城等^[19]提出的 μ - Λ 关系,Ulbrich^[32]提出对于给定的 $D_m=1.0, 1.5, 2.0$ 和 3.0 mm,灰色虚线对应 $\Lambda D_m=4+\mu$)

它受地理位置、降水类型等因素影响,并强烈依赖于降水的雨滴谱分布特征。我国业务气象雷达内置的 Z - R 关系使用的是美国 NEXRAD 雷达默认使用的代表夏季对流云降水的经典关系^[39],该关系估测的 R 值往往偏大,会导致降雨量的高估,因此建立适合于昭苏地区降雨特性的 Z - R 关系变得至关重要。图 6 给出了昭苏地区层状云和对流云降水的 Z - R 散点图及其拟合曲线,层状云降水和对流云降水的 Z - R 关系分别为 $Z=128.50R^{1.74}$ 和 $Z=103.15R^{1.85}$ 。作为参考,图 6 中还叠加了代表夏季对流云降水^[39]的经典关系 $Z=300R^{1.40}$ 和中纬度地区层状云降水^[40]的经典关系 $Z=200R^{1.60}$ 。如图 6a 所示,昭苏地区层状云降水的拟合曲线与中纬度地区层状云降水的拟合曲线基本重合,两者对降雨量的估测差别不大。而昭苏地区对流云降水的拟合曲线与夏季对流云降水的经典关系 $Z=300R^{1.40}$ 在雨强较大时表现出明显的差异(图 6b),当雨强 $R>10$ mm/h 时,昭苏对流云降水的拟合曲线位于经典关系的上方,表明对于给定的雷达反

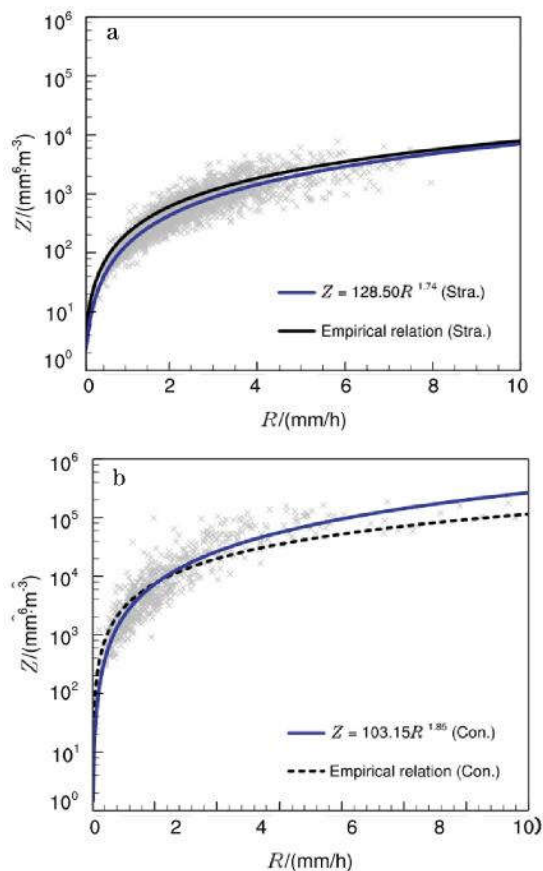


图 6 层状云(a)和对流云(b)降水的 Z - R 散点图及其拟合曲线(蓝色实线)

(黑色虚线代表夏季对流云降水的经典 Z - R 关系^[39],黑色实线为中纬度地区层状云降水的 Z - R 关系^[40])

射率因子 Z ，经典 $Z-R$ 关系对降雨量有明显的高估，使用默认的业务雷达内置关系可能会增大降水估测的不确定性。

3 结论与讨论

利用 2020—2021 年昭苏地区夏季 Parsivel² 一维激光雨滴谱数据，对比分析了两种类型降水云系的微物理参量及平均雨滴谱特征，主要结论如下：

(1) 对流云降水的粒子数浓度和粒子特征直径明显偏大，较大的雨滴直径使得其降水强度和液态含水量远大于层状云降水。小雨滴对两类降水云雨滴总数浓度的贡献都是最大的。层状云降水中对雨强及反射率贡献最大的主要是中小雨滴，对流云降水中对雨强及反射率贡献最大的主要是大中雨滴。

(2) 两类降水云的雨滴谱都表现出明显的单峰结构，峰值直径主要分布在 0.5~0.625 mm。层状云和对流云降水雨滴谱的最大直径分别为 5.5 和 7.5 mm，对流云降水的雨滴谱谱宽明显大于层状云降水。两类降水云的 Gamma 谱分布拟合效果较好，但在小雨滴区间内略微低估，在大雨滴区间内略微高估。

(3) 层状云降水和对流云降水 D_m 和 $\log_{10}N_w$ 的平均值分别为 1.10(1.99)mm 和 3.66(3.35)。两类降水的 D_m 分布和 $\log_{10}N_w$ 分布均表现出较大的正偏度和较小的负偏度，但对流云降水的 D_m 分布倾向于向大值偏移，而 $\log_{10}N_w$ 分布倾向于向小值偏移。与中国其他地区的观测结果对比，昭苏地区的对流云滴谱更倾向于大陆性对流簇，且两类降水云的 D_m — $\log_{10}N_w$ 平均值与青藏高原中部的观测值相近。

(4) 利用最小二乘法对筛选后的雨滴谱数据进行拟合，得到了昭苏地区的 μ — A 关系和 Z — R 关系。对于给定的 A ，昭苏地区的对流云滴谱可以产生比安徽黄山更大的 μ 值，即更大尺寸的降水粒子。昭苏地区层状云降水的 Z — R 关系与中纬度地区经典层状云降水的 Z — R 关系差别不大，而对流云降水的拟合曲线则表现出明显的差异，当雨强较大时，经典对流云降水的 Z — R 关系对降雨量明显高估，使用默认的业务雷达内置关系可能会增大降水估测的不确定性。

本文有助于加深理解昭苏地区不同类型降水的微观特征，为提高昭苏地区强对流天气的监测和预报提供理论依据。但本研究仅采用了 2 a 的数据，远不足以代表一个地区的气候态。后续工作将会收集更多的观测数据及典型天气个例，探究昭苏地区降水云中的微观物理过程及云中成雨机制。

参考文献：

- [1] MASON B J. Physics of clouds and precipitation[J]. Nature, 1954, 174: 957–959.
- [2] ZHANG G F, SUN J Z, BRANDES E A. Improving parameterization of rain microphysics with disdrometer and radar observations [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2006, 63: 1273–1290.
- [3] 宫福久, 刘吉成, 李子华. 三类降水云雨滴谱特征研究[J]. 大气科学, 1997, 21(5): 607–614.
- [4] 陈聪, 银燕, 陈宝君. 黄山不同高度雨滴谱的演变特征[J]. 大气科学学报, 2015, 38(3): 388–395.
- [5] 韩辉邦, 张博越, 马守存, 等. 黄河上游地区降水雨滴谱特征分析[J]. 沙漠与绿洲气象, 2019, 13(6): 119–125.
- [6] CHEN B J, YANG J, PU J P. 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.
- [7] ZHANG A, HU J 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.
- [8] MA Y, NI G H, CHANDRA C V, et al. Statistical characteristics of raindrop size distribution during rainy seasons in the Beijing urban area and implications for radar rainfall estimation[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2019, 23(10): 4153–4170.
- [9] LUO L, XIAO H, YANG H L, et al. Raindrop size distribution and microphysical characteristics of a great rainstorm in 2016 in Beijing, China [J]. Atmospheric Research, 2020, 239: 104895.
- [10] SEELA B K, JANAPATI J, LIN P L, et al. Raindrop size distribution characteristics of summer and winter season rainfall over north Taiwan[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2018, 123(20): 11602–11624.
- [11] JANAPATI J, SEELA B K, LIN P L, et al. Raindrop size distribution characteristics of Indian and Pacific ocean tropical cyclones observed at India and Taiwan sites[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2020, 98(2): 299–317.
- [12] SUH S H, YOU C H, LEE D I. Climatological characteristics of raindrop size distributions in Busan, Republic of Korea [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2016, 20(1): 193–207.
- [13] 黄兴友, 印佳楠, 马雷, 等. 南京地区雨滴谱参数的详细统计分析及其在天气雷达探测中的应用[J]. 大气科学, 2019, 43(3): 691–704.
- [14] 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.
- [15] 张祖熠,杨莲梅.伊宁春季层状云和混合云降水的雨滴谱统计特征分析[J].沙漠与绿洲气象,2018,12(5):16–22.
- [16] BRINGI V N, CHANDRA C 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.
- [17] KOZU T, REDDY K K, MORI S, et al. Seasonal and diurnal variations of raindrop size distribution in Asian monsoon region [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2006, 84(A): 195–209.
- [18] 陈磊,陈宝君,杨军,等.2009—2010年梅雨锋暴雨雨滴谱特征[J].大气科学学报,2013,36(4):481–488.
- [19] 赵城城,张乐坚,梁海河,等.北京山区和平原地区夏季雨滴谱特征分析[J].气象,2021,47(7):830–842.
- [20] 柳臣中,周筠珺,谷娟,等.成都地区雨滴谱特征[J].应用气象学报,2015,26(1):112–121.
- [21] 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.
- [22] 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):439–445.
- [23] 江新安,王敏仲.伊犁河谷汛期一次短时强降水雨滴谱特征分析[J].沙漠与绿洲气象,2015,9(5):56–61.
- [24] 冯婉悦,王智敏,杨莲梅,等.乌鲁木齐两种类型降水的雨滴谱特征[J].沙漠与绿洲气象,2021,15(3):55–61.
- [25] LÖFFLER-MANG M, JOSS J. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2000, 17: 130–139.
- [26] TOKAY A, PETERSEN W A, GATILIN P, et al. Comparison of raindrop size distribution measurements by collocated disdrometers [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2013, 30: 1672–1690.
- [27] ATLAS D, SRIVASTAVA R C, SEKHON R S. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence [J]. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1973, 11: 1–35.
- [28] GUNN R, KINZER G D. The terminal fall velocity for water droplets in stagnant air [J]. *Journal of the Atmospheric Science*, 1949, 6(4): 243–248.
- [29] FOOTE G B, TOIT P S D. Terminal velocity of raindrops aloft [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1969, 8(2): 249–253.
- [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]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2013b, 30: 2063–2080.
- [31] TOKAY A, WOLFF D B, PETERSEN W A. Evaluation of the new version of the laser-optical disdrometer, OTT Parsivel2 [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2014, 31: 1276–1288.
- [32] ULBRICH, C W. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution [J]. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 1983, 22(10): 1764–1775.
- [33] TESTUD J, OURY S, BLACK R A, et al. The concept of “normalized” distribution to describe raindrop spectra: A tool for cloud physics and cloud remote sensing [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 2001, 40(6): 1118–1140.
- [34] TOKAY A, SHORT D A. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1996, 35: 355–371.
- [35] STEINER M, HOUZE R A, Yuter S E. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1995, 34(9): 1978–2007.
- [36] CHEN B J, HU Z Q, LIU L P, et al. Raindrop size distribution measurements at 4500 m on the Tibetan Plateau during TIPEX -III [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2017, 122(20): 11092–11106.
- [37] WANG G L, ZHOU R R, ZHAXI S L, et al. Raindrop size distribution measurements on the southeast Tibetan Plateau during the STEP project [J]. *Atmospheric Research*, 2021, 249: 105311.
- [38] ROSENFELD D, ULBRICH C W. Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities [J]. *Meteorological Monographs*, 2003, 30(52): 237–258.
- [39] HUNTER S. WSR - 88D radar rainfall estimation: Capabilities, limitations and potential improvements [J]. *National Weather Digest*, 1996, 20(4): 26–36.
- [40] MARSHALL J S, PALMER W M K. The distribution of raindrops with size [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1948, 5: 165–166.

Characteristics of Raindrop Size Distribution for Stratiform and Convective Precipitation in Summer in Zhaosu

JIANG Yufei^{1,2,3}, YANG Lianmei^{1,2,3}, ZENG Yong^{1,2,3}, TONG Zepeng^{1,2,3}, CHEN Ping^{1,2,3}

(1. Institute of Desert Meteorology, China Meteorological Administration, Urumqi 830002, China;

2. Xinjiang Cloud Precipitation Physics and Cloud Water Resources Development Laboratory, Urumqi 830002, China;

3. Field Scientific Observation Base of Cloud Precipitation Physics in West Tianshan Mountains, Urumqi 830002, China)

Abstract Based on the disdrometer data in the summer of 2020–2021 in Zhaosu, the microphysical parameters and raindrop size distribution (RSD) characteristics of stratiform and convective precipitation are studied. It shows that: (1) The particle number concentration of convective precipitation is lower, but the particle diameter is obviously larger. The larger particle diameter makes the rainfall rate and liquid water content of convective precipitation much higher than stratiform precipitation. (2) The RSD of two types of precipitation are unimodal, with the peak diameters mainly distributed between 0.5 and 0.625 mm. The spectrum width of convective precipitation is significantly larger than stratiform precipitation. (3) The raindrop diameter and particle number concentration of two types of precipitation are similar to those observed over the middle Tibetan Plateau, and the convective spectrum in Zhaosu is more inclined to continental convective clusters. The results are conducive to deepen the understanding of the microphysical characteristics.

Key words raindrop size distribution; stratiform precipitation; convective precipitation; microphysical parameter; Gamma distribution