

文章编号: 2096-1618(2025)01-0064-08

# 泉州地区南海夏季风爆发前后的雨滴谱差异研究

薛力夫<sup>1</sup>, 郑佳锋<sup>1</sup>, 李锦梁<sup>2</sup>, 曾正茂<sup>3,4</sup>, 王莹珏<sup>1</sup>, 陈杨瑞雪<sup>1</sup>

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225; 2. 福建省安溪县气象局, 福建 泉州 362400; 3. 福建省气象信息中心, 福建 福州 350001; 4. 中国气象局成都信息工程大学人工影响天气联合中心, 四川 成都 610225)

**摘要:**为认识南海季风爆发对中国东南沿海降水微观特征的影响,利用2018–2022年福建泉州地区的激光雨滴谱仪资料,对季风爆发前后该地区不同雨强、不同降水类型的雨滴谱特征和差异进行研究,并提出了该地区季风爆发前后的反射率因子–雨强关系。结果表明:整体上,季风爆发后的中小雨滴数浓度高于季风爆发前,但大雨滴数浓度则更低,这种差异随雨强有一定变化,但差异的整体特征一致。季风爆发后,该地区层云降水的小雨滴和大雨滴的数浓度明显升高,中雨滴的数浓度变化不明显;对于对流云降水,季风爆发后小雨滴的数浓度升高,但大雨滴数浓度明显降低。季风爆发对该地区的反射率因子–雨强关系也有影响,季风爆发前两类降水的乘数系数均比爆发后大,但指数均更小。

**关键词:**泉州地区;南海夏季风;雨滴谱;Z-R关系

**中图分类号:**P426.6

**文献标志码:**A

**doi:**10.16836/j.cnki.jcuit.2025.01.010

## 0 引言

雨滴谱是降水最基本的微物理信息,反映单位体积内雨滴数浓度随粒径的变化。雨滴谱观测和研究是深入认识自然降水微物理过程和演变机制的重要基础,同时对优化数值模式参数化方案、提高气象雷达定量估测降水精度和评估人工增雨效果等也都具有重要意义和价值<sup>[1–2]</sup>。

受地形和气候条件等影响,不同地区、不同天气系统的雨滴谱存在显著差异,国内外许多学者对不同地区 and 不同天气的雨滴谱展开了观测和研究。例如, Tokay 等<sup>[3]</sup>研究了大西洋热带气旋的雨滴谱分布特征,发现热带气旋的雨滴谱特征与太平洋热带岛屿(罗依那慕尔岛)的较为相似。温龙<sup>[4]</sup>结合偏振雷达资料,探讨中国东部梅雨锋雨带、台风雨带和飑线系统的雨滴谱,指出梅雨锋雨带和台风雨带多为高浓度的小雨滴,而飑线对流中心的雨滴谱分布更宽,飑线层状云降水区还出现部分冰粒子融化形成的大雨滴现象。Zhang 等<sup>[5]</sup>分析了一次华东飑线的雨滴谱变化,发现对流云区的雨滴数浓度和大小明显都大于层状云区,过渡区降水的平均粒径最小,数浓度与层状云区的相当。李山山等<sup>[6]</sup>利用2018年6–8月川西高原4个不同海拔站点的雨滴谱资料,对比分析高海拔、大梯度陡

峭地形条件下的雨滴谱特征,结果表明:在相同海拔上,雨滴谱的谱宽与降水强度呈正相关;在不同海拔上,不同强度降水也导致雨滴数浓度的不同变化;低海拔降水的大雨滴数浓度明显低于高海拔,但中小雨滴数浓度则更高。

因不同的微物理过程和动力过程,雨滴谱特征也与降水类型和海拔紧密联系。Chen 等<sup>[7]</sup>研究了南京梅雨季节的层状云降水与对流云降水的雨滴谱差异,发现对流云降水比层状云降水的谱更宽、数浓度更大,梅雨期对流云降水的雨滴谱特征表现为海洋性对流降水的特点。李慧<sup>[8]</sup>对比了黄山不同海拔的雨滴谱,发现层状云降水的雨滴数浓度、降水强度以及雨滴的各类尺度参数明显小于对流云降水,山底处的雨滴尺度要小于山腰。

南海夏季风爆发标志着东亚夏季风的开始,南海夏季风爆发使充沛的西南暖湿水汽从热带印度洋和南海输送到东亚大陆。因此,南海夏季风爆发对福建乃至华南地区的降水有重要影响。泉州地区位于福建省东南沿海、台湾海峡西岸,属亚热带海洋性季风气候,是南海夏季风后降水最集中的地区之一。但目前,关于南海夏季风爆发前后该地区降水的微物理特征及差异的相关研究还鲜有报道。因此,本文利用泉州市安溪县近5年的雨滴谱资料,从平均雨滴谱、不同雨强降雨谱、不同类型降水雨滴谱、雷达反射率因子–雨强关系等角度,对该地区降水在南海季风爆发前和后的微观差异进行对比,以期进一步认识南海夏季风爆发对福建东南沿海降水的影响。

收稿日期:2023-07-31

基金项目:国家自然科学基金资助项目(42205008);中国气象局成都信息工程大学人工影响天气联合中心开放课题资助项目(2022GDRY006)

通信作者:郑佳锋. Email: zjf1988@cuit.edu.cn

# 1 资料和方法

## 1.1 雨滴谱观测资料

使用的雨滴谱资料来源于泉州市安溪县气象局,观测站点海拔为131.6 m,经纬度为118.12 °E和25.04 °N,观测时间为 2018–2022 年。观测设备为中国气象局业务网的 Parsivel<sup>2</sup> 型激光雨滴谱仪。Parsivel<sup>2</sup> 是一种基于光电感应原理的激光雨滴谱仪,根据雨滴下落并穿过激光光束所引起的信号衰减来测量雨滴的等效直径  $D$  (单位:mm),并利用降水粒子在激光光束内的驻留时间得到雨滴的下落速度  $V$  (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )。测量结果为

表 1 2018–2022 年南海季风爆发前和爆发后的数据集时间

时期	2018 年	2019 年	2020 年	2021 年	2022 年
爆发前	4 月 5 日–6 月 5 日	3 月 10 日–5 月 10 日	3 月 20 日–5 月 20 日	3 月 30 日–5 月 30 日	3 月 15 日–5 月 15 日
爆发后	6 月 5 日–8 月 5 日	5 月 10 日–7 月 10 日	5 月 20 日–7 月 20 日	5 月 30 日–7 月 30 日	5 月 15 日–7 月 15 日

## 1.2 雨滴谱数据质量控制和后处理方法

为提高数据质量,采用以下方法对原始雨滴谱资料进行质量控制:(1)考虑到雨滴重叠的影响,删除观测资料中直径超过6 mm的雨滴;(2)考虑仪器的实际灵敏度,将信噪比较低的前两个直径通道的数据也剔除;(3)为避免非降水因素的干扰,将每分钟观测的雨滴总数量小于 10 个或雨强小于 $0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的样本排除;(4)考虑雨滴穿过激光光束的边界效应,采用 Berne and Jaffrain<sup>[9]</sup> 的方法,重新计算有效采样面积  $A_i$  (单位: $\text{mm}^2$ ): $A_i(D_i) = 180\text{mm} \times (30\text{mm} - D_i/2)$ ,其中  $D_i$  为第  $i$  档直径通道降水粒子的直径;(5)为排除雨滴飞溅或强风切变下观测到的低可信度数据<sup>[10–11]</sup>,将观测结果与 Atlas 等<sup>[12]</sup> 提出的下落速度–直径理论关系进行对比,将偏差超过 $\pm 60\%$  的观测数据剔除。下落速度–直径理论关系如下:

$$V = (9.65 - 10.3 \times \exp(-0.6D)) \times \delta(h)$$
$$\delta(h) = 1 + 3.68 \times 10^{-5}h + 1.71 \times 10^{-9}h^2$$

式中: $h$  (单位:m)为海拔, $\delta(h)$ 为海拔订正系数。

为初步说明质量控制的效果,图 1 给出了质量控制前后所有雨滴直径及下落速度的频次分布,图中黑色实线为 Atlas 理论关系,上下黑色虚线为 $\pm 60\%$  的位置。由图 1 可见,观测的雨滴高频区与理论曲线较为吻合,经过质量控制后,部分粒径过大的雨滴或粒径和下落速度不匹配的数据均被有效删除。质量控制后,约0.07% 的数据被删除,说明大部分观测资料可靠性较好。

降水粒子的个数,由于不同降水粒子的直径和下落速度不同,降水粒子的个数被存储为不等间距的 32 个直径通道和 32 个速度通道,直径和速度的测量范围分别为 $0.2 \sim 25 \text{ mm}$ 和 $0.2 \sim 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,采样时间为1 min。

为研究南海夏季风爆发前后的雨滴谱差异,参考国家气候中心发布的东亚季风监测简报中的季风爆发日,选取爆发日前两个月和后两个月的数据,分别作为季风爆发前和爆发后的数据集,2018–2022 年南海季风爆发前后的数据集时间如表 1 所示。爆发前后各有 10 个月数据,共收集雨滴谱样本数 19761 和 27363 个,累计降水量分别达到1103.87 mm和1979.95 mm,可见,季风爆发后该站点的降水频率和降水量均显著增多。

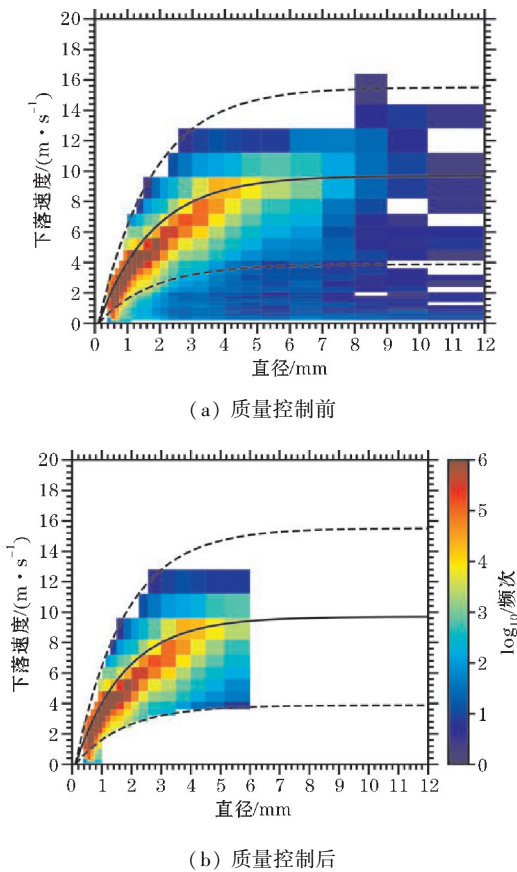


图 1 质量控制前后的雨滴直径及下落速度的频次分布

质量控制后,将观测数据转化为单位体积的雨滴数浓度  $N(D_i)$ :

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

式中:  $n_{ij}$  代表第  $i$  档直径、第  $j$  档速度的雨滴数,  $A$  (单位:  $\text{m}^2$ ) 代表采样面积,  $\Delta t$  (单位:  $\text{s}$ ) 为采样时间 (1 min),  $V_j$  (单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 为第  $j$  档雨滴的下落末速度,  $\Delta D_i$  (单位:  $\text{mm}$ ) 为直径通道间隔。

雨滴总数浓度  $N_T$  (单位:  $\text{m}^{-3}$ )、雨强  $R$  (单位:  $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )、雨水含量  $W$  (单位:  $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ )、反射率因子  $Z$  (单位:  $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-1}$ )、质量加权平均直径  $D_m$  (单位:  $\text{mm}$ ) 和广义截距参数  $N_w$  (单位:  $\text{m}^{-3} \cdot \text{mm}$ ) 如下:

$$\begin{aligned} N_T &= \sum_{i=1}^{32} \sum_{j=1}^{32} \frac{n_{ij}}{A_i \cdot \Delta t \cdot V_j} \\ R &= \frac{6\pi}{10^4} \sum_{i=1}^{32} \sum_{j=1}^{32} D_i^3 \frac{n_{ij}}{A_i \cdot t} \\ W &= \frac{\rho_w \pi}{6000} \sum_{i=1}^{32} \sum_{j=1}^{32} D_i^3 \frac{n_{ij}}{A_i \cdot t \cdot V_j} \\ Z &= \sum_{i=1}^{32} \sum_{j=1}^{32} D_i^6 \frac{n_{ij}}{A_i \cdot t \cdot V_j} \\ D_m &= \frac{\sum_{i=1}^{32} N(D_i) D_i^4 D_i}{\sum_{i=1}^{32} N(D_i) D_i^3 D_i} \\ N_w &= \frac{4^4}{\pi \rho_w} \left( \frac{10^3 W}{D_m^4} \right) \end{aligned}$$

式中  $\rho_w$  为水的密度 ( $1 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ) [13-14]。

$N_T$  反映单位体积的雨滴总数量;  $R$  为单位时间的降水强度;  $W$  表示单位体积中的水质量;  $Z$  是一种衡量气象雷达回波强度的测量指标, 反映单位体内中雨滴的后向散射强度大小;  $D_m$  表示单位质量的雨滴平均直径;  $N_w$  表征雨滴尺度和含水量不变的条件下, 雨滴整体的数浓度[8]。

### 1.3 雨滴谱参数化模型和降水分类方法

雨滴谱模型是数值模式参数化方案中关注的重点, 利用 Gamma 函数对观测的雨滴谱分布进行拟合:

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

式中:  $N_0$  (单位:  $\text{mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$ ) 为截距参数, 无独立的物理意义;  $\mu$  为形状参数,  $\mu > 0$  时代表谱分布向上凸,  $\mu < 0$  时代表谱分布向下凹,  $\mu = 0$  时 Gamma 分布可简化为 M-P 分布;  $\Lambda$  (单位:  $\text{mm}^{-1}$ ) 为斜率参数,  $\Lambda$  越大表明谱分布越陡峭, 即数浓度随直径增大而降低地更快, 反之  $\Lambda$  较小, 谱分布就越平缓。3 个参数的估算采用阶矩法, 其中,  $n$  阶矩  $M_n$  定义为

$$M_n = \int_0^\infty D^n N(D) dD = \frac{N_0 \Gamma(n+\mu+1)}{\Lambda^{n+\mu+1}}$$

Cao 等[15]评估了不同阶矩法的误差, 结果表明基

于 2/3/4 阶算子的效果最优, 因此本文也采用 2/3/4 阶算子估算 Gamma 的 3 个参数, 公式如下:

$$\begin{aligned} \eta &= \frac{M_3^2}{M_2 M_4} \\ \mu &= \frac{1}{(1-\eta)} - 4 \\ \Lambda &= \frac{M_2}{M_3} (3+\mu) \\ N_0 &= \frac{M_2 \Lambda^{\mu+3}}{\Gamma(\mu+3)} \end{aligned}$$

受不同云-降水物理过程的影响, 不同类型降水的微物理特征存在显著差异。此外, 即使同种类型降水, 也会因地形、水汽条件和动力条件等的差异, 形成不同特征的雨滴谱。因此, 为对比季风爆发前后同类型降水的雨滴谱差异, 参考 Bringi 等[16]的方法划分降水类型, 具体为: 将连续超过 10 分钟的降水样本作为划分对象, 在  $t_i - 5$  至  $t_i + 5$  的时间内计算平均雨强  $\bar{R}$  与标准差  $\sigma_R$ ,  $t_i$  为所判定样本的时刻; 若  $\bar{R} \geq 5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  且  $\sigma_R \geq 1.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ , 则将样本视为对流云降水; 若  $0.5 \leq \bar{R} < 5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  且  $\sigma_R < 1.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ , 则视为层云降水; 若上述两个条件均不满足, 则判断为其他类型降水, 不予考虑。

## 2 季风爆发前后平均雨滴谱和不同雨强雨滴谱的差异

对南海季风爆发前和爆发后的雨滴谱数据集进行统计, 图 2 (a) 给出爆发前后的平均谱与 Gamma 拟合结果 (通过 KS 检验)。由平均谱对比可见, 季风爆发前后的雨滴谱均呈单峰分布, 数浓度峰值都在直径约 0.5 mm; 季风爆发后的中小雨滴 ( $D < 3 \text{ mm}$ ) 数浓度普遍高于季风爆发前, 但大雨滴 ( $D \geq 3 \text{ mm}$ ) 数浓度则低于季风爆发前。Gamma 模型能够较好代表该地区的观测谱, 拟合谱和观测谱的相关系数分别可达 0.9774 和 0.9895, 但拟合谱对第一个有效直径通道 ( $D = 0.312 \text{ mm}$ ) 的小雨滴数浓度有较明显高估, 这与赵城城等[17]的研究结果一致。这种高估一方面是 Gamma 模型自身的限制, 另一方面与 Parsivel<sup>2</sup> 雨滴谱仪本身对小雨滴的数浓度低估有关[18]。图 2 (b) 为季风爆发前后所有  $D_m$  和  $N_w$  的概率密度分布, 图中列出了所有样本对应的平均值 (AV)、标准差 (STD) 和偏度 (SK); 整体而言, 季风爆发后的雨滴平均粒径比爆发前的稍小, 但数浓度更高, 这与平均雨滴谱反映的结论一致。



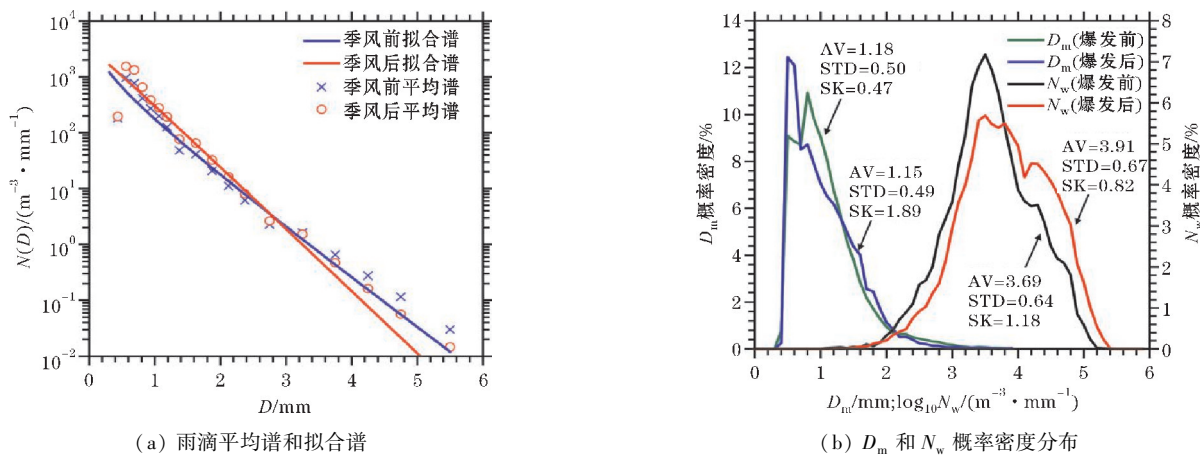


图2 季风爆发前后的平均雨滴谱和 Gamma 拟合谱以及  $D_m$  和  $N_w$  的概率密度分布

为进一步了解该地区雨滴谱随降水强度的变化及季风爆发前后同级别雨强的雨滴谱差异,将雨滴谱按雨强分为 4 个区间: $0.1 \leq R < 1 (R_1)$ ,  $1 \leq R < 5 (R_2)$ ,  $5 \leq R < 10 (R_3)$ ,  $R \geq 10 (R_4)$ 。4 个区间在季风爆发前贡献的降水量百分比分别为 6.88%、20.21%、14.66% 和 58.25%, 季风爆发后分别为 4.65%、19.30%、15.96% 和 60.09%。图 3 为季风爆发前后 4 个区间的平均雨滴谱对比,结果可见,整体上雨滴数浓度随着雨强增大而升高,谱宽也逐渐增大;4 个区间雨滴谱在季风爆发前和爆发后的差异表现的特征一致,即:随着雨滴粒径增大,季风爆发后的雨滴数浓度先高于爆发前,而后又

逐渐低于爆发前;4 个区间爆发前后的数浓度差异所对应的直径拐点约在 0.937 mm、1.375 mm、1.625 mm 和 2.125 mm (图 3 中箭头所示),说明随着降水增强,雨滴数浓度偏高 (爆发后高于爆发前) 所对应的粒径也逐渐增大。季风爆发前后的雨滴谱差异体现了季风带来充沛水汽,使得本地降水更多倾向于海洋性,暖雨过程更为活跃从而产生数浓度更高的中小雨滴和数浓度更低的大雨滴,而爆发前的降水则因更强的冷云冰相过程,形成了数浓度更高的大雨滴和数浓度更低的中小雨滴。

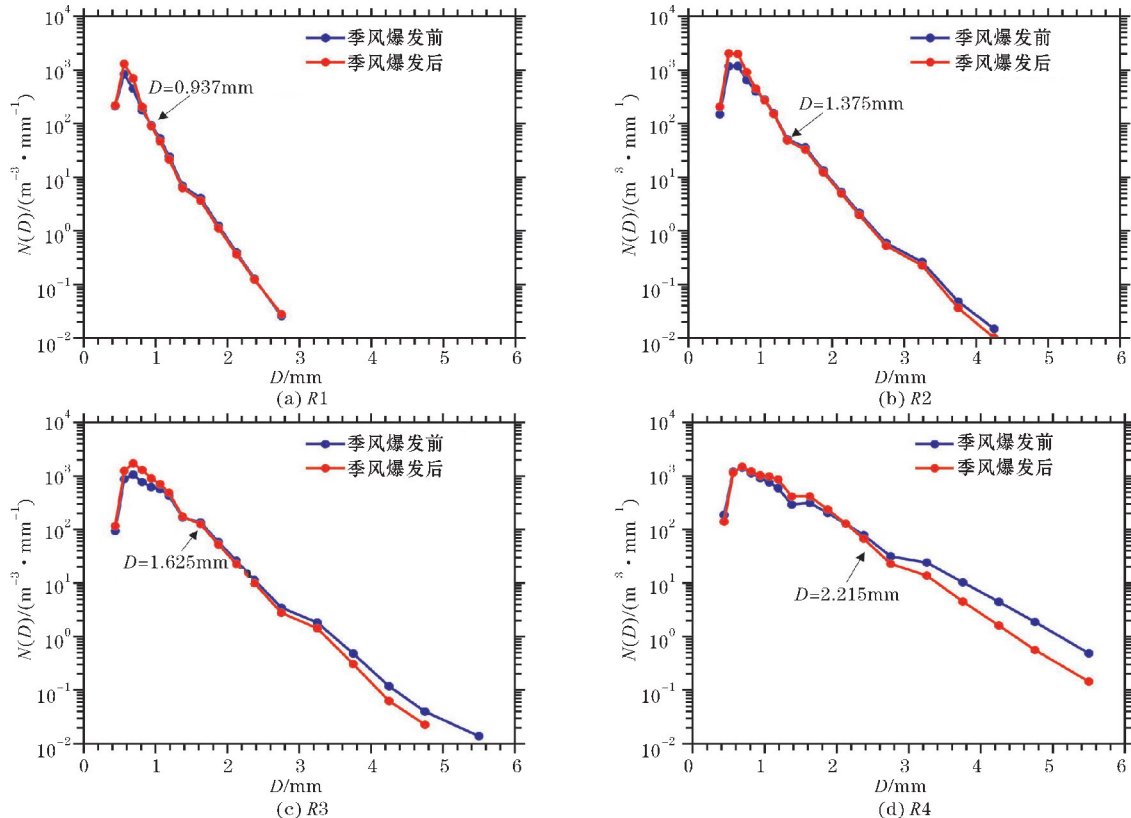


图3 季风爆发前后 4 个雨强区间统计得到的平均雨滴谱

3 季风爆发前后层云降水和对流降水的雨滴谱差异

经层云和对流云分类方法筛选后,共有 31390 个有效的雨滴样本(季风爆发前 12934 个,季风爆发后 18456 个),累计雨量为2692.43 mm(季风爆发前934.95 mm,季风爆发后1757.48 mm)。表 2 给出了季风爆发前后层云和对流云降水雨滴谱参数统计结果。由表 2 可见:季风爆发前后层云降水均占大部分,分别可占总降水样本

55.16%和51.37%;但频次更少的对流降水可贡献更多的雨量,季风爆发前后的对流降水频次占比分别为10.29%和16.08%,贡献的总雨量占比分别可达62.45%和68.13%。因更多中大雨滴和更高数浓度的贡献,对流降水的平均  $R$ 、 $N_T$ 、 $D_m$  和  $W$  均大于层云降水。对于同类型降水,虽然季风爆发后的对流降水频次占比有所增大,但对流强度有一定减弱,对应的平均  $R$  和  $D_m$  均小于季风爆发前,但总数浓度  $N_T$  则更大。季风爆发前后层云降水的物理参数差异与对流降水的相似,不同的是,季风爆发后层云降水的平均雨强和含水量反而稍大。

表 2 季风爆发前后层云和对流云降水的物理参数统计结果

时期	降水类型	累计样本数 (百分比)	累计雨量 (百分比)	平均 $R$ /(mm·h <sup>-1</sup> )	平均 $N_T$ /mm <sup>-3</sup>	平均 $D_m$ /mm	平均 $W$ /(g·m <sup>-3</sup> )	平均 log <sub>10</sub> $N_w$ /(mm <sup>-1</sup> ·m <sup>-3</sup> )
季风爆发前	层云	10900(55.16%)	245.62(22.25%)	1.35	405.09	1.08	0.12	3.78
	对流	2034(10.29%)	689.33(62.45%)	20.33	876.19	1.88	1.07	3.76
季风爆发后	层云	14056(51.37%)	408.48(20.63%)	1.74	641.24	1.06	0.16	3.98
	对流	4400(16.08%)	1349.00(68.13%)	18.40	1039.82	1.67	1.06	4.00

图 4(a)和 4(b)给出了季风爆发前后两类降水的平均雨滴谱。对比可见,季风爆发后层云降水的小雨滴和大雨滴的数浓度明显升高,中雨滴的数浓度变化不明显;季风爆发后对流云降水的小雨滴的数浓度升高,但大雨滴数浓度明显降低;两种降水的平均谱差异与表 2 反映的结论一致。两类降水的 Gamma 拟合曲线如图 4(c)和图 4(d)所示,季风爆发前后层云降水拟合谱和观测谱的相关系数分别为0.9656和0.9656,

对流云降水的相关系数分别为0.9792和0.9787,季风爆发前后层云降水的拟合公式如下:

$$N(D)=27337.5D^{1.7171}\exp(-4.9488D)$$

$$N(D)=41361.3D^{0.4769}\exp(-5.0246D)$$

对流云降水的拟合公式如下:

$$N(D)=3664.5D^{0.2836}\exp(-1.9114D)$$

$$N(D)=10779.2D^{1.1104}\exp(-2.6690D)$$

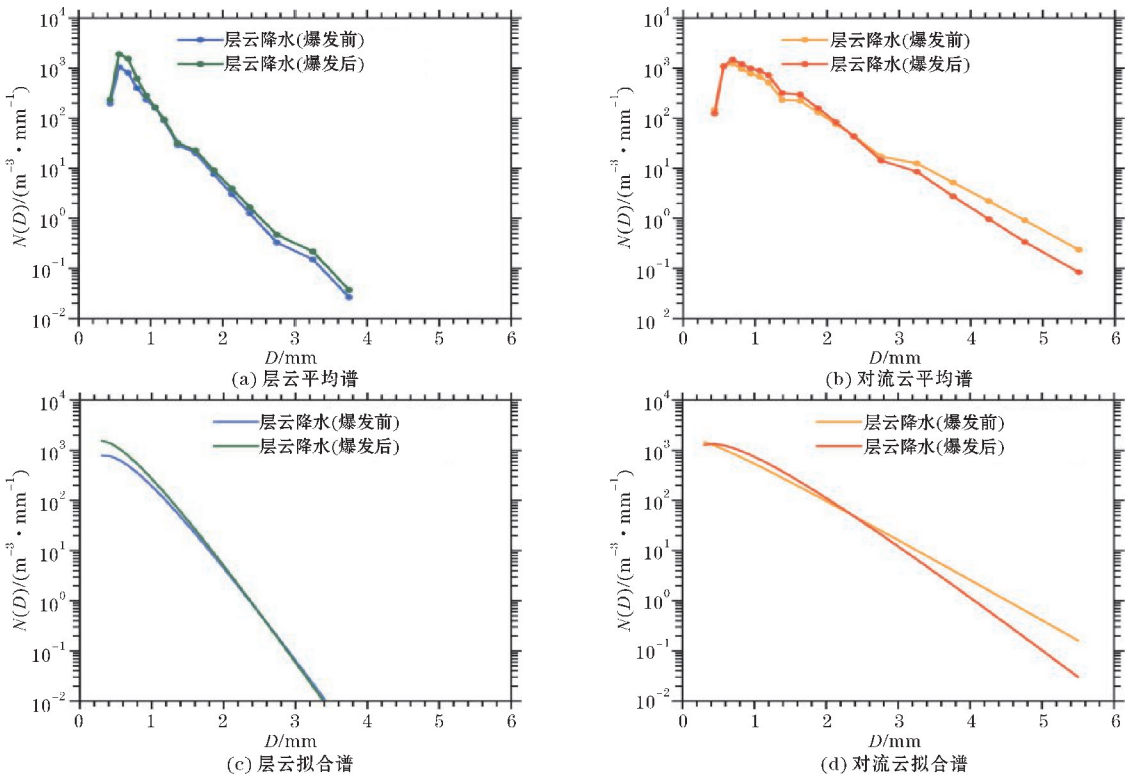


图 4 季风爆发前后两类降水平均谱和 Gamma 拟合谱

4 季风爆发前后降水的 Z-R 关系

由于气象雷达能够直接测量到降水的反射率因子  $Z$ ,但无法直接测量得到雨强  $R$ 。通过雨滴谱对  $Z$ - $R$  关系进行研究,得到准确的关系式,可为提高气象雷达定量估测降水提供重要基础。研究表明,雷达反射率因子与雨强之间存在  $Z=AR^b$  的幂函数关系,该关系在气象雷达定量估测降水中得到广泛应用<sup>[7,19]</sup>。Rosenfeld 等<sup>[20]</sup>研究表明,系数  $A$  和指数  $b$  的差异受到降水微物理过程的影响。因此,雨滴谱的不同也会表现在  $Z$ - $R$  关系的差异上。以往研究得到了不同地区、不同天气下的层云和对流云降水的  $Z$ - $R$  关系,其中较为经典的有: $Z=300R^{1.4}$  广泛用于美国新一代天气雷达<sup>[21]</sup>;  $Z=200R^{1.6}$  适用于中纬地区层云降水<sup>[22]</sup>;  $Z=250R^{1.2}$  适用于热带地区降水<sup>[23]</sup>。

选取季风爆发前后的雨滴谱数据,计算出  $Z$  和  $R$ ,进而通过最小二乘法拟合得到季风爆发前后层云和对流云降水的  $Z$ - $R$  关系。图 6(a)和 6(b)为季风爆发前后层云降水  $Z$ - $R$  样本频次分布和拟合结果,可见季风爆发前后的  $Z$ - $R$  关系分别为  $Z=309R^{1.5}$  和  $Z=229R^{1.6}$ ,拟合优度分别达到 0.6519 和 0.6693。对于季风爆发前,在同等强度的  $Z$  下,闽南沿海地区层云降水的  $R$  要小于美国新一代天气雷达和中纬地区层云降水的通用关系所计算出的  $R$  值。在季风爆发后层云降水  $Z$ - $R$

关系介于美国新一代天气雷达和中纬地区层云降水的通用关系之间。

图 6(d)和 6(e)为季风爆发前后对流云降水  $Z$ - $R$  样本频次分布和拟合结果,季风爆发前后的  $Z$ - $R$  关系分别为  $Z=827R^{1.3}$  和  $Z=308R^{1.4}$ ,拟合优度分别达到 0.9071 和 0.8343。结果可见,对于季风爆发前的对流云降水,泉州地区的拟合系数  $A$  均大于美国新一代天气雷达和热带地区降水的拟合结果。对于季风爆发后的对流云降水,拟合结果与美国新一代天气雷达拟合结果较为相近。

因不同地区气象条件、降水类型和物理过程等因素的差异会导致  $Z$ - $R$  关系存在区别,故有必要对季风爆发前后不同类型降水的  $Z$ - $R$  关系同其他地区进行对比。图 6(c)和 6(f)给出了季风爆发前后两类云降水  $Z$ - $R$  关系拟合结果与其他地区(华北:北京市<sup>[24]</sup>;华东:南京市<sup>[25]</sup>;东北:沈阳市<sup>[26]</sup>)的对比结果。对比可见,季风爆发前后层云降水在  $R>1.5\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  区间内泉州地区的  $Z$  均大于其余 3 个地区,且季风爆发前要明显大于爆发后。整体来看,季风爆发前后泉州地区层云降水拟合曲线和北京地区、南京地区的  $Z$ - $R$  关系较为接近,与沈阳地区差异较大。对于对流云降水,同等  $R$  的情况下,泉州地区季风爆发前的  $Z$  要大于季风爆发后,且爆发前后  $Z$  都显著大于南京地区和沈阳地区。整体上看,泉州地区季风爆发后的  $Z$ - $R$  拟合曲线与北京地区的曲线较为接近。

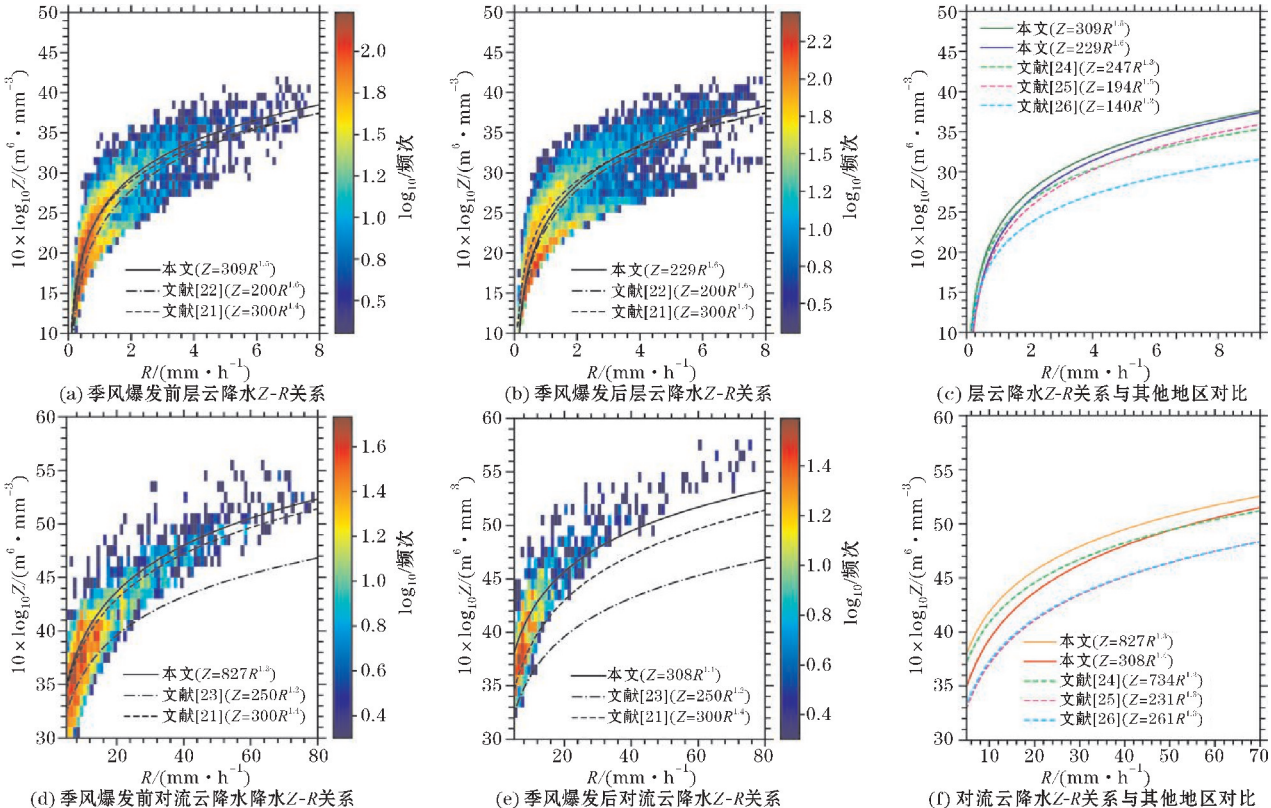


图 5 季风爆发前后两类降水 Z-R 关系



## 5 结论

通过福建安溪2018–2022年雨滴谱资料,对比分析了南海季风爆发前后泉州地区不同雨强和不同类型降水的雨滴谱特征,提出季风爆发前后适合该地区的 $Z$ - $R$ 关系,并与其他地区进行对比,结论如下:

(1)南海夏季风爆发前后泉州地区平均雨滴谱均呈现单峰型,直径在0.5 mm左右雨滴数浓度达到峰值;整体上,季风爆发后雨滴平均直径小于季风爆发前,但数浓度季风爆发后更高。季风爆发前后雨滴数浓度、谱宽随着雨强的增大而增加;对于不同的雨强区间,季风爆发前后雨滴谱的差异一致,这种现象是由季风爆发前后冷、暖云降水的差异而导致的。

(2)季风爆发前后不同降水类型的雨滴谱特征有所差异。 $\Gamma$ 分布对两类降水的拟合效果较好,季风爆发后该地区层云降水小雨滴和大雨滴的数浓度明显升高,中雨滴的数浓度变化不明显;对流云降水中大雨滴数浓度的贡献更高,因此对流云降水的平均雨强、雨滴数浓度、质量加权直径和含水量也均大于层云降水;季风爆发前后层云降水和对流云降水的质量加权直径和雨滴数浓度差异较为相近,但季风爆发后层云降水的平均雨强和含水量变大。

(3)泉州地区季风爆发前后降水反射率因子 $Z$ 与雨强 $R$ 关系与典型通用关系之间存在差异。季风爆发前两类降水的乘数系数均大于爆发后,但指数均更小。季风爆发前后层云降水在 $R>1.5\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 时 $Z$ 均大于北京、南京和沈阳地区;对于对流云降水,同等 $R$ 的情况下,泉州地区季风爆发前的 $Z$ 要大于季风爆发后,且爆发前后 $Z$ 都显著大于南京地区和沈阳地区;季风爆发后的 $Z$ - $R$ 拟合曲线与北京地区的曲线较为接近。

致谢:感谢大学生创新创业训练项目(202310621019)对本文的资助

## 参考文献:

- [1] Gilmore M S, Straka J M, Rasmussen E N. Precipitation Uncertainty Due to Variations in Precipitation Particle Parameters within a Simple Microphysics Scheme[J]. Monthly Weather Review, 2004, 132(11):2610.
- [2] Huang H, Chen F. Precipitation Microphysics of Tropical Cyclones Over the Western North Pacific Based on GPM DPR Observations: A Preliminary Analysis[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2019, 124(6):3124.
- [3] Tokay A, Bashor P G, Habib E, et al. Raindrop size distribution measurements in tropical cyclones[J]. Monthly Weather Review, 2008, 136(5):1669.
- [4] 温龙. 中国东部地区夏季降水雨滴谱特征分析[D]. 南京:南京大学, 2016.
- [5] Zhang H, Zhang Y, He H, et al. Comparison of Raindrop Size Distributions in a Midlatitude Continental Squall Line during Different Stages as Measured by Parsivel over East China[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2017, 56(7):2097.
- [6] 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. 高原气象[J]. 2020, 39:899.
- [7] 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.
- [8] 李慧. 黄山地区雨滴谱垂直演变的观测和模式研究[D]. 南京:南京信息工程大学, 2018.
- [9] Berne A, Jaffrain J. Experimental Quantification of the Sampling Uncertainty Associated with Measurements from PARSIVEL Disdrometers[J]. Journal of Hydrometeorology, 2011, 12(3):352.
- [10] 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, 2013, 30(9):2063.
- [11] Chen B, Wang J, Gong D. Raindrop Size Distribution in a Midlatitude Continental Squall Line Measured by Thies Optical Disdrometers over East China[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2016, 55(3):621.
- [12] Atlas D, Srivastava R C, Sekhon R S. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence[J]. Reviews of Geophysics, 1973, 11(1):1.
- [13] 冯璐, 夏丰, 万齐林, 等. 广东两次飑线过程的微物理特征分析研究. 热带气象学报[J]. 2019, 35:812.
- [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. 大气科学[J]. 2018, 42:268.
- [15] Cao Q, Zhang G. Errors in Estimating Raindrop Size Distribution Parameters Employing Disdrometer and Simulated Raindrop Spectra. Journal of Applied Meteorology and Climatology[J]. Journal

- of Applied Meteorology and Climatology. 2009, 48:406–425.
- [16] 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.
- [17] 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, 47:830.
- [18] Thurai M, Gatlin P, Bringi V N, et al. Toward Completing the Raindrop Size Spectrum: Case Studies Involving 2D-Video Disdrometer, Droplet Spectrometer, and Polarimetric Radar Measurements [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2017, 56(4):877.
- [19] Chandrasekar V, Meneghini R, Zawadzki I. Global and Local Precipitation Measurements by Radar [M]. Boston, MA: American Meteorological Society, 2003.
- [20] Rosenfeld D, Ulbrich C W. Cloud Microphysical Properties, Processes, and Rainfall Estimation Opportunities [J]. Meteorological Monographs, 2003, 30(52):237.
- [21] Fulton R A, Breidenbach J P, Seo D-J, et al. The WSR-88D Rainfall Algorithm [J]. Weather and Forecasting, 1998, 13(2):377.
- [22] Marshall J S, Palmer W M K. The Distribution of Raindrops With Size [J]. Journal of Atmospheric Sciences, 1948, 5(4):165.
- [23] Rosenfeld D, Wolff D B, Atlas D. General Probability-matched Relations between Radar Reflectivity and Rain Rate [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 1993, 32(1):50.
- [24] Ji, Chen, Li, et al. Raindrop Size Distributions and Rain Characteristics Observed by a PARSIVEL Disdrometer in Beijing, Northern China [J]. Remote Sensing, 2019, 11(12).
- [25] Wen L, Zhao K, Zhang G, et al. Statistical characteristics of raindrop size distributions observed in East China during the Asian summer monsoon season using 2-D video disdrometer and Micro Rain Radar data [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2016, 121(5):2265.
- [26] 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, 40:1154.

## Research on Raindrop Size Distribution Differences Before and After the South China Sea Summer Monsoon Outbreak in Quanzhou Area

XUE Lifu<sup>1</sup>, ZHENG Jiafeng<sup>1</sup>, LI Jinliang<sup>2</sup>, ZENG Zhengmao<sup>3,4</sup>, WANG Yingjue<sup>1</sup>, CHEN Yangruixue<sup>1</sup>

(1. College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. Anxi county Meteorological Bureau, Quanzhou 362400, China; 3. Fujian Meteorological Information Center, Fuzhou 350001, China; 4. China Meteorological Administration, Chengdu University of Information Technology United Center for Weather Modification, Chengdu 610225, China)

**Abstract:** To understand the influence of the South China Sea monsoon outbreak on the microscopic characteristics of precipitation along the southeast coast of China, the raindrop spectrum characteristics and differences of different rain intensity and precipitation types before and after the monsoon outbreak were studied using laser raindrop spectrometer data from 2018 to 2022 in Quanzhou, Fujian Province, and the relationship between reflectivity factor and rain intensity before and after the monsoon outbreak was proposed. The results show that, on the whole, the concentration of small and medium raindrops after the monsoon outbreak is higher than that before the monsoon outbreak, but the concentration of large raindrops is lower. The difference varies with the rainfall intensity, but the overall characteristics of the difference are the same. After the onset of the monsoon, the number concentration of small raindrops and large raindrops in stratus precipitation increased significantly, while the number concentration of medium raindrops did not change significantly. For convective cloud precipitation, the number concentration of small raindrops increases after monsoon eruption, but the number concentration of large raindrops decreases significantly. The onset of monsoon also has an impact on the reflectance factor-rainfall intensity relationship in this region. The multipliers of the two types of precipitation before the onset of monsoon are both larger than those after the outbreak, but the indices are both smaller.

**Keywords:** Quanzhou area; South China Sea summer monsoon; raindrop size distribution; Z-R relationship