李晓惠,冯璐,叶朗明,等.2024.华南前汛期强降水过程雨滴谱特征研究[J].暴雨灾害,43(6):637-647. LI Xiaohui, FENG Lu, YE Langming, et al. 2024. Research on raindrop size distributions of strong precipitation events during the South China pre-flood season [J]. Torrential Rain and Disasters,43(6):637-647 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2023-119

华南前汛期强降水过程雨滴谱特征研究

李晓惠[1],冯璐[2,3],叶朗明[1],刘显通[3],皮婉楷[1],蒲义良[1],徐碧裕[1],邢飞[1]
(1. 广东江门市气象局/江门市季风强降水研究重点实验室,江门 529000;2. 中国气象局雷电重点开放实验室,北京 100081;3. 中国气象局广州热带海洋气象研究所,广州 510641)

摘　要:为了解华南前汛期暖区降水和锋面降水的微物理特征差异,利用二维视频雨滴谱仪(2DVD)资料、自动站降水资料以及ERA5再分析资料,以2017年6月17日、2023年4月6日锋面降水和2017年6月22日、2022年5月11日暖区降水过程为例,对比分析暖区降水和锋面降水的雨滴谱特征、Gamma谱参数形状因子与斜率因子(μ-Λ)关系以及雷达反射率因子与雨强(Z-R)关系。结果表明:(1) 锋面降水个例和暖区降水个例中,对流降水均占主要贡献,对流降水各粒径(尤其是粒径小于1 mm)数浓度高且粒径大;暖区对流降水发生时间概率和降水量贡献比例均大于锋面对流降水。(2) 暖区降水和锋面降水对流发展阶段,雨强(R)的增长均滞后于雷达反射率因子(Z),暖区降水的R、质量加权直径(D_m)和粒子数浓度($\lg N_w$)极值均远大于锋面降水。(3) D_m和$\lg N_w$分布显示,暖区对流降水粒子分布较为分散,具有较大D_m和$\lg N_w$;锋面层云降水粒子具有较小D_m和$\lg N_w$。(4) 锋面降水个例和暖区降水个例μ-Λ关系式以及Z-R关系式相差较大,且不同于经典大陆性对流云降水Z-R关系式。

关键词:雨滴谱;锋面降水;暖区降水;华南前汛期
中图法分类号:P412　　**文献标志码:**A　　**DOI:**10.12406/byzh.2023-119

Research on raindrop size distributions of strong precipitation events during the South China pre-flood season

LI Xiaohui[1], FENG Lu[2,3], YE Langming[1], LIU Xiantong[3], PI Wankai[1], PU Yiliang[1], XU Biyu[1], XING Fei[1]

(1. *Jiangmen Meteorological Observatory/Jiangmen Key Laboratory For Monsoonal Heavy Rainfall Research, China Meteorological Administration, Jiangmen* 529000; 2. *Key Laboratory of Lightning, China Meteorological Administration, Beijing* 100081; 3. *Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou* 510641)

Abstract: To study the microphysical characteristics of warm-sector rainfall (WR) and frontal rainfall (FR) during the South China pre-flood season, the two-dimensional video raindrop spectrometer (2DVD) data, automatic station precipitation data, and ERA5 reanalysis data from four rainfall events were investigated in this study. The raindrop size distribution (DSD) parameters, the shape factor and slope factor (μ-Λ), and the relationship between radar reflectivity factor and rain intensity (Z-R) of FR events on June 17, 2017, and April 6, 2023, and WR events on June 22, 2017 and May 11, 2022 were analyzed. The results are as follows. (1) In both FR and WR events, convective precipitation dominates, which has a high concentration of each raindrop size (especially a diameter smaller than 1 mm) and a large raindrop diameter. Both the occurrence probability and precipitation contribution ratio of convective precipitation in WR events are higher than those in FR events. (2) During the convective development stage of precipitation in WR and FR events, the increase of rain intensity R usually lags behind that of radar reflectivity factor Z. The extreme values of R, mass-weighted diameter D_m, and generalized intercept parameter $\lg N_w$ in WR are much larger than those in FR. (3) The value of D_m and $\lg N_w$ is larger in WR events, showing that the distribution of convective precipita-

收稿日期: 2023-06-12;**定稿日期:**2023-12-26
资助项目: 国家重点研发计划项目(2022YFC3004102);国家自然科学基金项目(42075086);广东省自然科学基金项目(2023A1515011971);中国气象局预报员专项(CMAYBY2020-092);广东省气象局科学技术研究项目(GRMC2021XQ13, GRMC2021XQ14, GRMC2020M27, GRMC2021M40, GRMC2022Q23);中国气象局雷电重点开放实验室开放课题(2023KELL-B005);江门市基础与应用基础研究重点项目(202312);江门市气象局科学技术研究项目(202002,202008)

第一作者: 李晓惠,主要从事暴雨预报及服务研究。E-mail: 470993666@qq.com
通信作者: 冯璐,主要从事强降水微物理特征研究。E-mail: fengl@gd121.cn

© Editorial Office of *Torrential Rain and Disasters*. OA under CC BY-NC-ND 4.0

tion in WR events is relatively dispersed, compared to the smaller D_m and lgN_w in the stratiform precipitation of FR events. (4) The μ–Λ relationships and Z–R relationships of FR and WR events differ significantly. Also, the Z–R relationships in this study are different from the classical Z–R relationship of continental convective precipitation.

Key words: raindrop size distributions; frontal precipitation; warm-sector precipitation; South China pre-flood season

引 言

雨滴谱的谱型分布和基本特征参数均能反映降雨粒子的微物理特征，对其进行研究有助于理解云雨粒子降水机制、改进数值模式微物理参数化方案和雷达定量降水估测，进而提高天气预报预警能力。不同降水云团的雨滴谱特征差异很大。研究表明，地面雨滴谱分布易受对流降水粒子的碰并、破碎、蒸发、上升下沉气流强度等因素影响，而零度层亮带厚度、强度等因素也会影响层云降水的雨滴谱分布(冯璐等，2020)；相比于层云降水，对流降水具有较高的粒子数浓度以及粒子直径(冯璐等，2019；Zhang et al.，2019；江雨霏等，2023)。李山山等(2023)对比分析了短时强降水和持续性强降水雨滴谱特征，发现短时强降水对流云降水各粒径平均数浓度高，而持续性强降水层状云降水粒子(粒子直径 < 2 mm)平均数浓度高。冯璐等(2019)对比分析了不同类型飑线的地面雨滴谱特征发现，槽前型飑线过程中大气上升运动较强导致降水粒子粒径分布较为分散，而东风型飑线过程中降水环境比较均一导致降水粒子分布较为均匀。范思睿和王维佳(2022)分析了四川盆地一次层状云弱降水，发现降水发生前和发展期雨滴谱呈单峰结构，以小粒径为主，而降水消散期则呈双峰结构，后期粒子半径最大。不同类型降水的雨滴谱差异也会导致不同的Gamma谱参数形状因子和斜率因子(μ–Λ)关系式以及雷达反射率因子和雨强(Z–R)关系式(Zhang et al.，2003；金祺等，2015；周伶俐等，2023)。因此，对不同类型降水开展雨滴谱特征 μ–Λ关系式以及Z–R关系式研究，可以减少雷达定量降水估测误差(Rosenfeld et al.，2003)。

每年4—6月份，广东地区进入华南前汛期，强降水往往出现在锋面系统、锋前暖区或无锋面和切变的西南气流中(林爱兰等，2022)，同时因广东地形复杂，海陆热力差异等外强迫作用，强降水常引起严重的洪涝灾害，因此华南前汛期暖区和锋面强降水一直是国内外学者关注的重点(Luo et al.，2017；吴乃庚等，2020；伍红雨等，2021)。而暖区降水和锋面降水作为华南前汛期最主要的降水类型，其微物理特征较少受到关注。为了解暖区降水和锋面降水微物理特征差异，基于恩平站和阳江站二维视频雨滴谱仪观测资料，分析发生在广东沿海的2次锋面降水过程和2次暖区降水过程的雨滴谱特征参量、μ–Λ关系式以及Z–R关系式，以期深入认识广东地区不同类型降水的微物理特征，为改进雷达定量降水估算以及提高强降水预报预警能力提供科学参考。

1 研究区域及资料与方法

1.1 研究区域概况

中国气象局龙门云物理野外科学试验基地在恩平站和阳江站布设了二维视频雨滴谱仪(2DVD)，恩平站和阳江站均位于广东省西南部，南邻海洋，处于丘陵地形，站点海拔高度100 m以内。恩平站距海岸线60 km，阳江站距海岸线10 km，均位于广东三大暴雨中心(图1)。

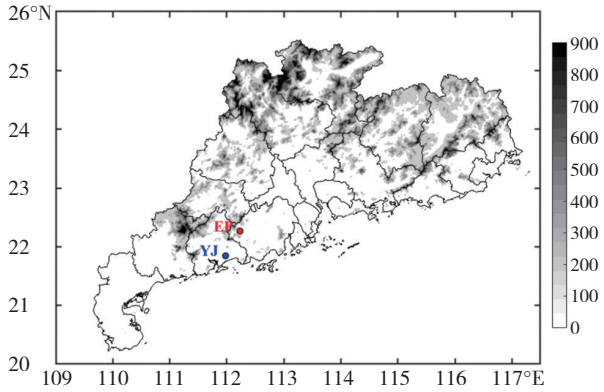


图1 恩平(红色实心圆)和阳江(蓝色实心圆)气象站以及周边地形(阴影，单位：m)的空间分布(EP、YJ分别表示恩平、阳江气象站，下同)

Fig. 1 The spatial distribution of Enping (red solid circle) and Yangjiang (blue solid circle) meteorological station and surrounding terrain (shaded, unit: m) (EP and YJ represent Enping and Yangjiang meteorological stations, respectively, same hereinafter)

1.2 资料说明

本文使用的资料包括：(1) 奥地利Joanneum Research公司生产的2DVD观测资料，粒径探测范围为41个尺度通道(降水粒径测量范围为0.1~8.1 mm，粒径间距为0.2 mm)，时间分辨率为1/55 000 s，其输出的雨滴谱数据可用于分析雨滴直径(D)、粒子数浓度(lgN_w)以及下落速度等微物理特征参数；(2) 欧洲中期天气预报中心(ECMWF)第五代大气再分析资料(ERA5)，时间分辨率为1 h，空间分辨率为0.25°×0.25°，变量包括850 hPa温度、比湿以及水平风场等，用于环流背景分析；(3) 广东省境内自动气象站(以下简称自动站)雨量

筒资料，用于降水实况分析，且其输出的分钟降水量可用于评估二维视频雨滴谱仪观测数据。以上资料时段为：2017年6月16日20时(北京时，下同)—17日20时、2017年6月21日20时—22日20时、2022年5月10日20时—11日20时和2023年4月5日20时—6日20时。

雨滴谱参数计算方法以及数据质控方法参照Liu等(2018)、冯璐等(2020)的研究。为检验雨滴谱资料的可用性，选取4次降水过程二维视频雨滴仪与自动站雨量计逐小时降水量数据进行分析，两组数据的一致性较高(相关系数为0.974、标准差为13.46)，因此可以认为质控后的二维视频雨滴谱仪观测数据可信度较高。

1.3 强降水过程筛选

锋面强降水是指在锋面系统影响下的强降水，暖区强降水是指地面锋面南侧暖区，或是冷空气和锋面离广东省较远时，在西南风和东南风的汇合气流中或无切变的西南气流里出现的强降水。本文先按照刘瑞鑫等(2019)定义的强降水事件以及代表站筛选方法筛选出强降水过程，即降水过程均出现3个以上自动站日降水量超过50 mm、连续3 h总降水量超过30 mm且3 h的小时降水量均超过5 mm，再将其分成锋面强降水和暖区强降水。强降水开始时间定义为降水量大于5 mm·h^{-1}的第一个时次，结束时间定义为降水量小于5 mm·h^{-1}的第一个时次。锋面降水过程选取2017年6月16日20时—17日20时(以下简称“20170617”过程)、2023年4月5日20时—6日20时(以下简称“20230406”过程)，暖区降水过程选取2017年6月21日20时—22日20时(以下简称“20170622”过程)、2022年5月10日20时—11日20时(以下简称“20220511”过程)。由于“20220511”过程恩平站数据维护，故此次过程使用恩平站附近的阳江站雨滴谱数据。

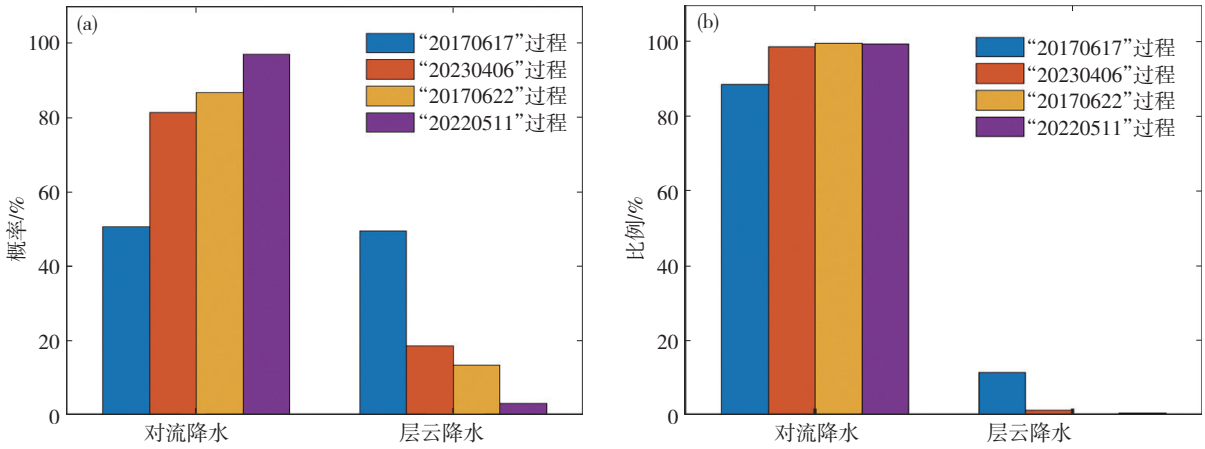


图2 华南4次降水过程对流降水和层云降水发生时间概率(a)和降水量贡献比例(b)

Fig. 2 (a) Probability of occurrence time and (b) contribution ratio of precipitation amount for convective precipitation and stratiform precipitation during four precipitation processes in South China

1.4 降水分类

对流云系和层云云系之间的雨滴谱特征存在显著差异，为了研究锋面降水和暖区降水在不同降水云系中雨滴谱特征，参照Chen等(2013)方法将本文4次降水过程分为对流降水和层云降水。分类方法如下：对于逐分钟降水资料，若在10 min内，降水量大于5 mm·h^{-1}且降水量标准偏差大于1.5 mm·h^{-1}，则识别为对流降水；降水量大于0.5 mm·h^{-1}且降水量标准偏差小于1.5 mm·h^{-1}，则识别为层云降水。降水出现的时间占比为降水发生时间概率。

按照以上分类方法，图2给出4次降水过程对流降水和层云降水发生时间概率和降水量贡献比例。由图2a可知，暖区对流降水发生时间远大于层云降水；暖区对流降水发生时间大于锋面对流降水，锋面层云降水发生时间大于暖区层云降水。由图2b可知，锋面降水和暖区降水中对流降水的降水量贡献比例均明显高于层云降水，其中暖区对流降水的降水量贡献比例超过99%，锋面对流降水的降水量贡献比例接近90%，可见对流降水占主导作用，且暖区对流降水对总降水量的贡献比锋面对流降水对总降水量的贡献更大。

2 天气实况

2.1 降水实况和环流背景

“20170617”过程华南沿海处于高空槽前，冷空气南下与西南暖湿气流(水汽通量大于8 g·(cm·hPa·s)$^{-1}$)交汇相遇，高空西风槽东移，促使低层切变线向东南方向移动并发展(图3a)，广东沿海出现大雨到暴雨，局部大暴雨，短时强降水范围和强度均较大，多站小时降水量超过50 mm，珠海金湾录得最大小时降水量高达87.7 mm，台山广海录得最大24 h累积降水量240.5 mm (图4a)。

“20230406”过程华南沿海位于高空槽前，冷空气南下促使低层切变线向南移动并发展(图3b)，珠江口西侧沿海出现大雨，局部暴雨，恩平圣堂录得最大24 h累积降水量58.3 mm (图4b)。“20170622”过程华南沿海处于副热带高压边缘，低层受西南季风影响(大部分水汽通量大于20 g·(cm·hPa·s)$^{-1}$，图3c)，珠江口西侧出现中到大雨，局部大暴雨到特大暴雨，短时强降水范围较小，局地短时雨强大，多站小时降水量超过100 mm，恩平大田录得最大小时降水量165 mm以及最大24 h累积降水量562.5 mm (图4c)。“20220511”过程华南沿海低

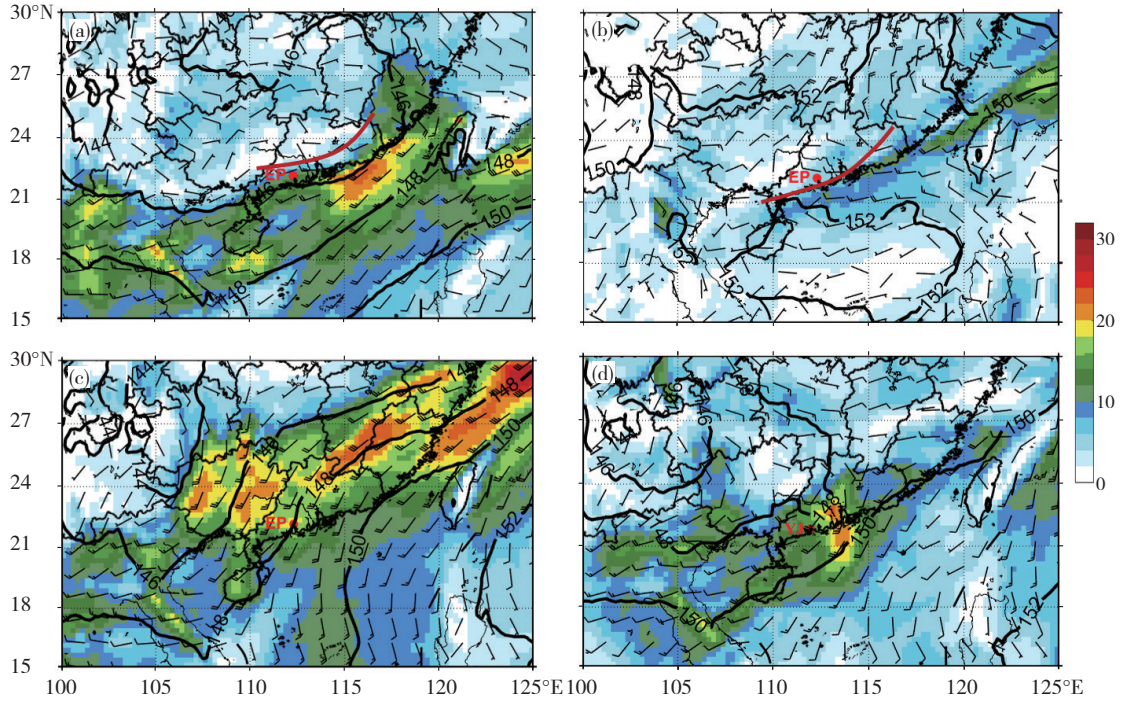


图3 2017年6月17日16时(a)、2023年4月6日16时(b)、2017年6月21日00时(c)和2022年5月11日01时(d) 850 hPa风场(风羽，单位: m·s^{-1})、位势高度场(黑色实线，单位: dagpm)和水汽通量(色斑，单位: g·(cm·hPa·s)$^{-1}$) (图a, b中红线表示切变线)

Fig. 3 Wind field (barb, unit: m·s^{-1}), geopotential height (black solid line, unit: dagpm) and moisture flux divergence (shaded, unit: g·(cm·hPa·s)$^{-1}$) and at 850 hPa at (a) 16:00 BT on June 17, 2017, (b) 16:00 BT on April 6, 2023, (c) 00:00 BT on June 21, 2017, (d) 01:00 BT on May 11, 2022 (The red line in Fig.3a and Fig.3b represents the shear line)

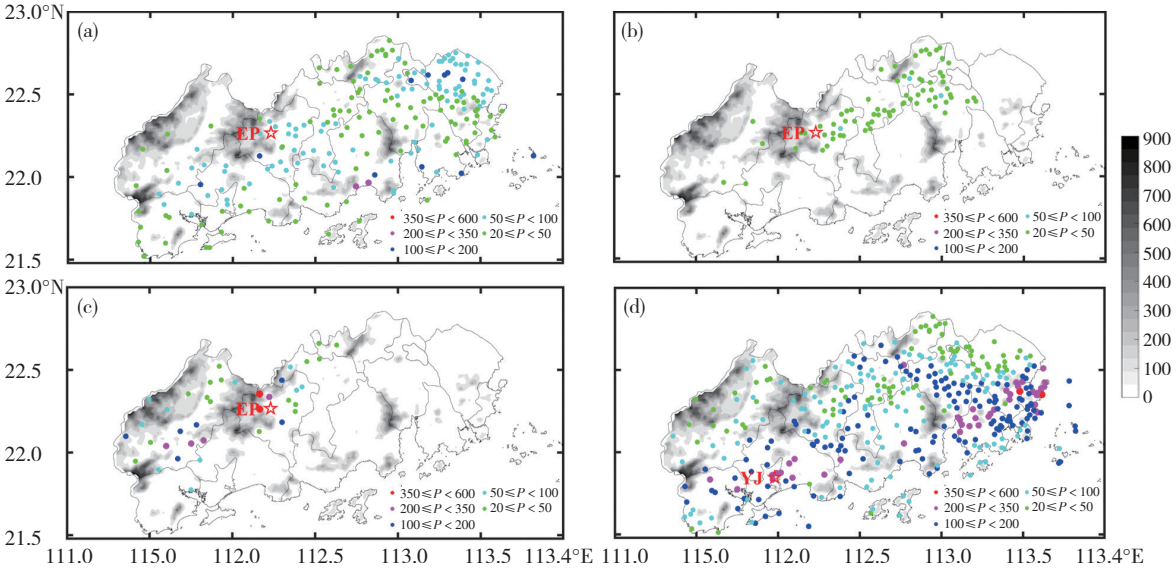


图4 2017年6月16日20时—17日20时(a)、2023年4月5日20时—6日20时(b)、2017年6月21日20时—22日20时(c)和2022年5月10日20时—11日20时(d)站点累积降水量P (实心圆，单位: mm)及地形高度(阴影，单位: m)的空间分布

Fig. 4 The spatial distribution of accumulated precipitation P (solid dot, unit: mm) of stations and terrain height (shaded, unit: m) at from (a) 20:00 BT on June 16, 2017 to 20:00 on June 17, 2017, (b) 20:00 BT on April 5, 2023 to 20:00 on April 6, 2023, (c) 20:00 BT on June 21, 2017 to 20:00 on June 22, 2017, and (d) 20:00 BT on May 10, 2022 to 20:00 on May 11, 2022

层受西南季风影响(水汽通量大于20 g·(cm·hPa·s)$^{-1}$，图3d)，广东沿海普降暴雨到大暴雨，局部特大暴雨，短时雨强大，中山录得最大24 h累积降水量408.5 mm，阳江录得24 h累积降水量206.8 mm (图4d)。

2.2 环境参数

从阳江探空站的T–ln$p$图(图5)可见，2017年6月17日08时对流有效位能(CAPE)为1 743.5 J·kg^{-1}，2023年4月6日08时CAPE值为1 514.9 J·kg^{-1}，2017年6月22日20时CAPE值为3 480.7 J·kg^{-1}，2022年5月11日20时CAPE值为1 749.4 J·kg^{-1}，锋面降水的CAPE值小于暖区降水，说明暖区降水相较于锋面降水具有更大不稳定能量。K指数对低空水汽含量较为敏感，低层水汽越大，K指数越大，层结越不稳定(孙继松等，2014)。4次过程K指数均超过33 ℃，其中2次暖区降水过程均超过35 ℃，易发生对流性天气。锋面降水和暖区降水的对流抑制能量(CIN)绝对值相近，均接近0或为0，说明只要有一定的抬升机制，就易触发不稳定能量释放而产生对流。

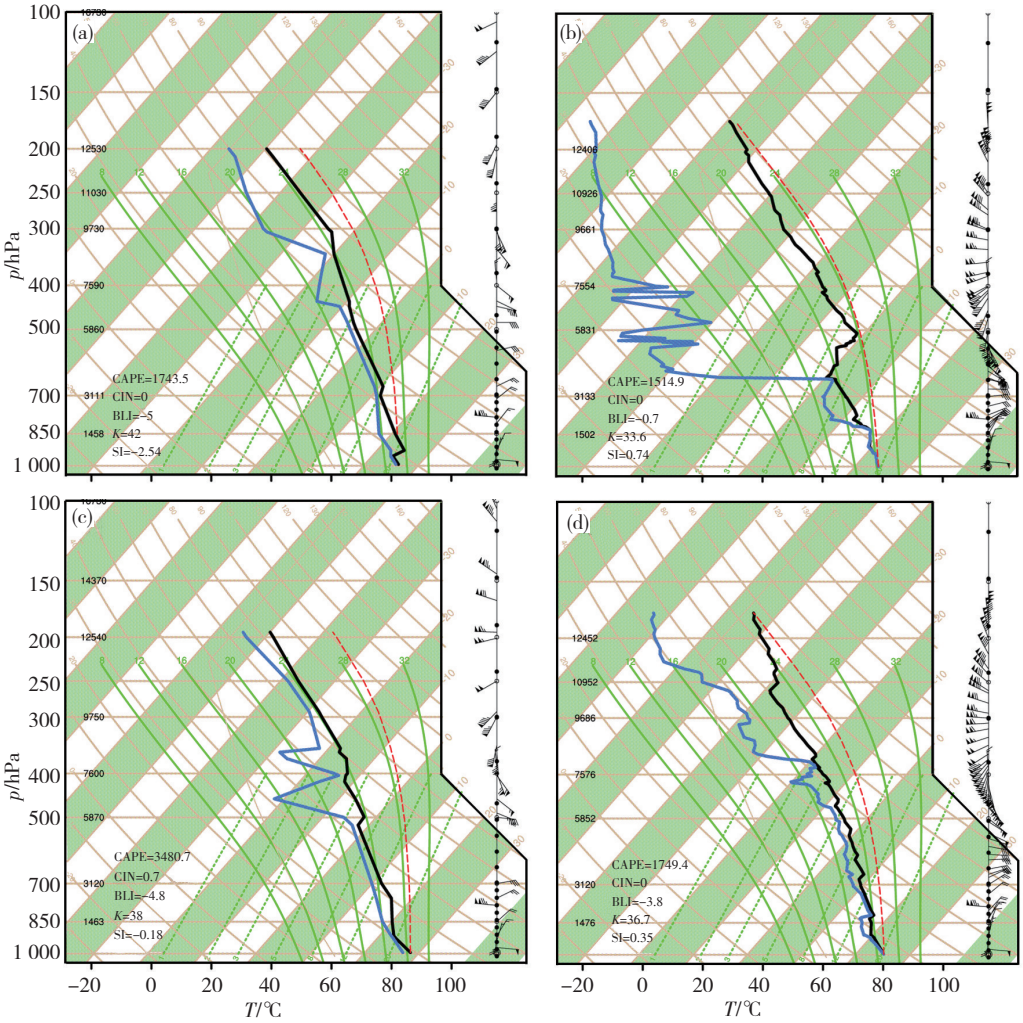


图5 2017年6月17日08时(a)、2023年4月6日08时(b)、2017年6月21日20时(c)和2022年5月10日20时(d)阳江探空站T–ln$p$图

Fig. 5 T–ln$p$ maps of Yangjiang station at (a) 08:00 BT on June 17, 2017, (b) 08:00 BT on April 6, 2023, (c) 20:00 BT on June 21, 2017, (d) 20:00 BT on May 10, 2022

3 雨滴谱特征

3.1 雨滴谱基本特征量

雨滴谱参数随时间变化如图6所示。从雨滴数浓度lg$N(D)$随时间的演变(图6a、b、g、h)可知，在对流发展阶段，锋面降水和暖区降水的雨滴粒径(D)和lg$N(D)$均急剧增大，锋面降水的D最大值出现时间早于lg$N(D)$最大值出现时间，而暖区降水则相反；锋面降水的D和lg$N(D)$变化幅度均小于暖区降水。此外，暖区降水小粒径粒子(粒子直径 < 1 mm)和中等粒子(粒子直径2~3 mm) lg$N(D)$明显高于锋面降水。

从锋面降水和暖区降水雨强(R)和雷达反射率因子(Z)随时间演变(图6c、d、i、j)可知，R和Z振幅变化类似；在对流发展阶段，R的增长滞后于Z；在对流成熟阶段，R急剧增加，Z维持在峰值，并有小幅波动；对比锋面和暖区降水过程，二者Z峰值是接近的(大于45 dBz)；2次暖区降水的R极值分别为146.4 mm·h^{-1}(“20170622”过程)和146.3 mm·h^{-1}(“20220511”过程)，2

次锋面降水的R极值分别为67.3 mm·h^{-1}(“20170617”过程)和84.9 mm·h^{-1}(“20230406”过程),可见暖区降水R的极值远大于锋面降水。2次锋面降水的Z极值分别为48 dBz (“20170617”过程)和51 dBz (“20230406”过程),2次暖区降水的Z极值分别为54 dBz (“20170622”过程)和55 dBz (“20220511”过程),可见两者Z相差不大。随着R减弱,锋面降水Z快速减弱,而暖区降水Z减弱缓慢。从lgN_w、质量加权直径(D_m)随时间演变(图6e、f、k、l)可见,2次锋面降水的lgN_w极值分别为4.84 mm^{-1}·m^{-3} (“20170617”过程)和5.02 mm^{-1}·m^{-3} (“20230406”过程),2次暖区降水的lgN_w极值分别为4.68 mm^{-1}·m^{-3} (“20170622”过程)和5.64 mm^{-1}·m^{-3} (“20220511”过程),锋面lgN_w极值略大于暖区lgN_w极值;2次锋面降水的D_m极值分别为1.99 mm (“20170617”过程)和2.33 mm (“20230406”过程),2次暖区降水的D_m极值分别为2.92 mm (“20170622”过程)和2.35 mm (“20220511”过程),暖区降水D_m极值大于锋面降水,表明暖区降水有更大的降水粒子存在。

3.2 雨滴谱分布特征

为深入了解锋面降水和暖区降水的雨滴谱分布

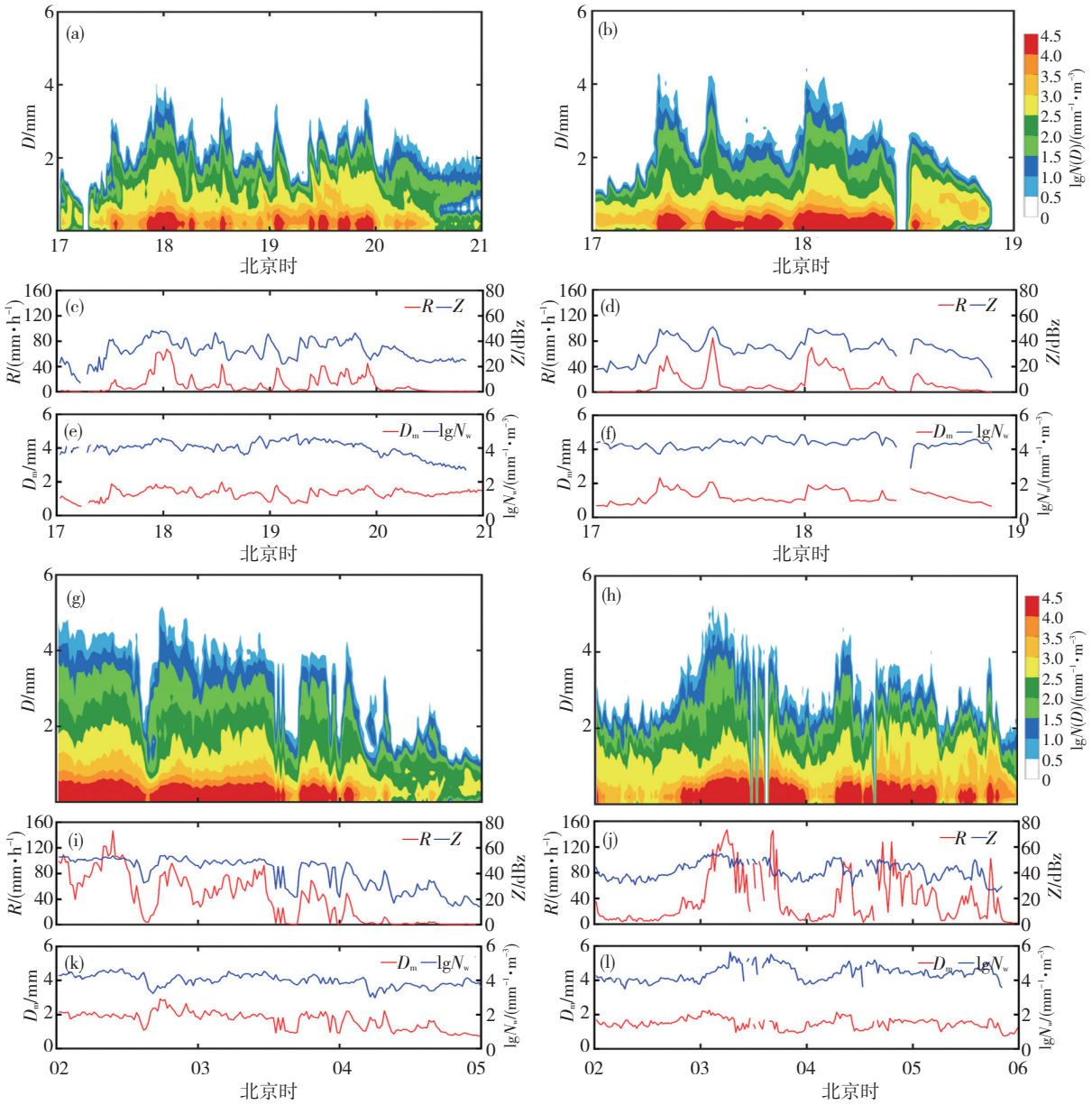


图6 “20170617”(a, c, e)、“20230406”(b, d, f)锋面降水和“20170622”(g, i, k)、“20220511”(h, j, l)暖区降水雨滴数浓度lg$N(D)$ (a, b, g, h)、雨强R (c, d, i, j)、雷达反射率因子Z (c, d, i, j)、质量加权直径D_m (e, f, k, l)和粒子数浓度lgN_w (e, f, k, l)随时间变化

Fig. 6 The temporal variabilities of raindrop number concentration lg$N(D)$ (a, b, g, h), rain rate R (c, d, i, j), radar reflectivity factor Z (c, d, i, j), mass-weighted mean diameter D_m (e, f, k, l), and the generalized intercept parameter lgN_w (e, f, k, l) during frontal rainfall (FR) events on (a, c, e) June 17, 2017 and (b, d, f) April 6, 2023 and warm-sector rainfall (WR) events on (g, i, k) June 22, 2017 and (h, j, l) May 11, 2022

特征，将其降水云系划分为对流降水和层云降水。表1给出锋面降水和暖区降水的对流降水和层云降水雨滴谱特征参量平均值，可见锋面降水和暖区降水的雨滴谱特征参量有着明显的差异，暖区降水D_m平均值大于锋面降水，这与Han等(2021)研究结论一致。在雨强方面，锋面对流降水R平均值(“20170617”过程为22.46 mm·h^{-1}、“20230406”过程为19.81 mm·h^{-1})明显小于暖区对流降水(“20170622”过程为65.09 mm·h^{-1}、“20220511”过程为40.67 mm·h^{-1})。锋面对流降水D_m平均值(“20170617”过程为1.46 mm、“20230406”过程为1.36 mm)小于暖区对流降水(“20170622”过程为2.01 mm、“20220511”过程为1.50 mm)，表明相比于锋面对流降水，暖区对流降水主要由高浓度大粒子贡献。

表1 华南4次降水过程的分类样本以及雨强(R)、降水贡献、质量加权直径(D_m)、粒子数浓度(lgN_w)的平均值

Table 1 Classification samples and the average values of rainfall intensity (R), precipitation contribution, mass-weighted diameter (D_m), and particle number concentration (lgN_w) for four precipitation events in South China

降水类型	降水过程	降水云系	样本数/个	R/(mm·h^{-1})	降水贡献率/%	D_m/mm	lgN_w/(mm^{-1}·m^{-3})
锋面降水	“20170617”	对流云	94	22.46	88.5	1.46	4.25
		层状云	92	2.98	11.5	1.26	3.66
	“20230406”	对流云	74	19.81	98.6	1.36	4.37
		层状云	17	1.23	1.4	0.82	4.24
暖区降水	“20170622”	对流云	103	65.09	99.5	2.01	4.18
		层状云	16	2.22	0.5	1.23	3.65
	“20220511”	对流云	212	40.67	99.3	1.50	4.44
		层状云	7	8.82	0.7	1.46	3.89

3.3 雨滴粒径谱分布特征

不同类型降水的雨滴谱分布如图7所示，可见不论是锋面降水还是暖区降水，对流降水的最大D以及各粒径(尤其是粒径小于1 mm) lg$N(D)$均大于层云降水。D>0.3 mm时，锋面降水和暖区降水均具有较高的lg$N(D)$；D为0.3~0.9 mm时，锋面降水与暖区降水的lg$N(D)$均剧烈下降；D为3.0~5.0 mm时，暖区降水lg$N(D)$明显高于锋面降水；在D>5.5 mm时，暖区降水的粒径谱分布有着明显的振荡变化。

对比对流降水可知，暖区降水的各粒径(尤其是粒径小于0.5 mm) lg$N(D)$均大于锋面降水；暖区降水D最大达6.7 mm (“20170622”过程)，而锋面降水D最大为5.1 mm (“20230406”过程)，表明暖区降水中具有更大粒径的降水粒子。对比层云降水发现，暖区降水仍存在较大粒径的降水粒子，其中暖区降水D最大为3.7 mm (“20220511”过程)，锋面降水D最大为3.1 mm (“20170617”过程)；当D小于1 mm时，暖区降水和锋面降水数浓度接近。

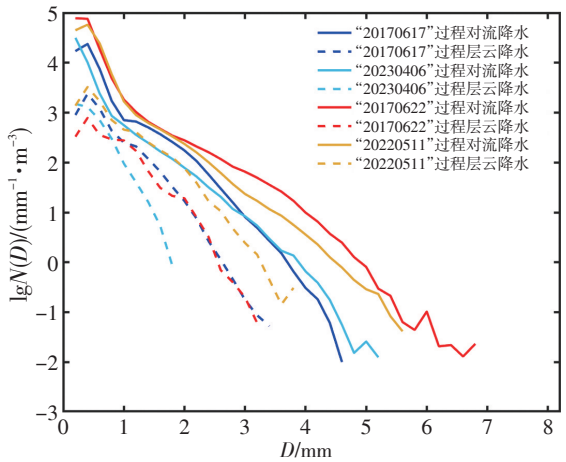


图7 华南4次降水过程对流降水和层云降水的雨滴谱分布

Fig. 7 Raindrop spectra for convective precipitation and stratiform precipitation during four precipitation processes in South China

3.4 D_m和N_w分布特征

图8给出锋面降水和暖区降水的对流和层云降水的D_m–lgN_w分布。锋面降水(图8a、b)的对流粒子大部分集中在“海洋性”对流落区左侧，lgN_w、D_m分别在3.6~5.0 mm^{-1}·m^{-3}、0.7~2.3 mm范围。暖区降水(图8c、d)的对流粒子较为分散，除了存在于“海洋性”对流落区附近外，还存在于“大陆性”对流落区附近，lgN_w、D_m分别在3.2~5.4 mm^{-1}·m^{-3}、0.8~3.0 mm范围。暖区对流降水粒子D_m均值大于锋面对流降水粒子，而lgN_w均值略小于锋面对流降水粒子。相比于湿季对流降水(Bringi等，2003)，锋面对流降水D_m均值小于湿季对流降水，lgN_w均值接近或略大于湿季对流降水。

暖区层云降水粒子分布较为集中，lgN_w、D_m分别在3.3~4.1 mm^{-1}·m^{-3}、0.9~1.7 mm范围；而锋面层云降水粒子分布范围较大，lgN_w、D_m分别在2.6~5.4 mm^{-1}·m^{-3}、0.5~1.7 mm范围。相比于锋面层云降水，暖区层云降水D_m均值较大，lgN_w均值较小。此外，锋面层云降水D_m均值小于湿季层云降水(Bringi等，2003)，锋面层云

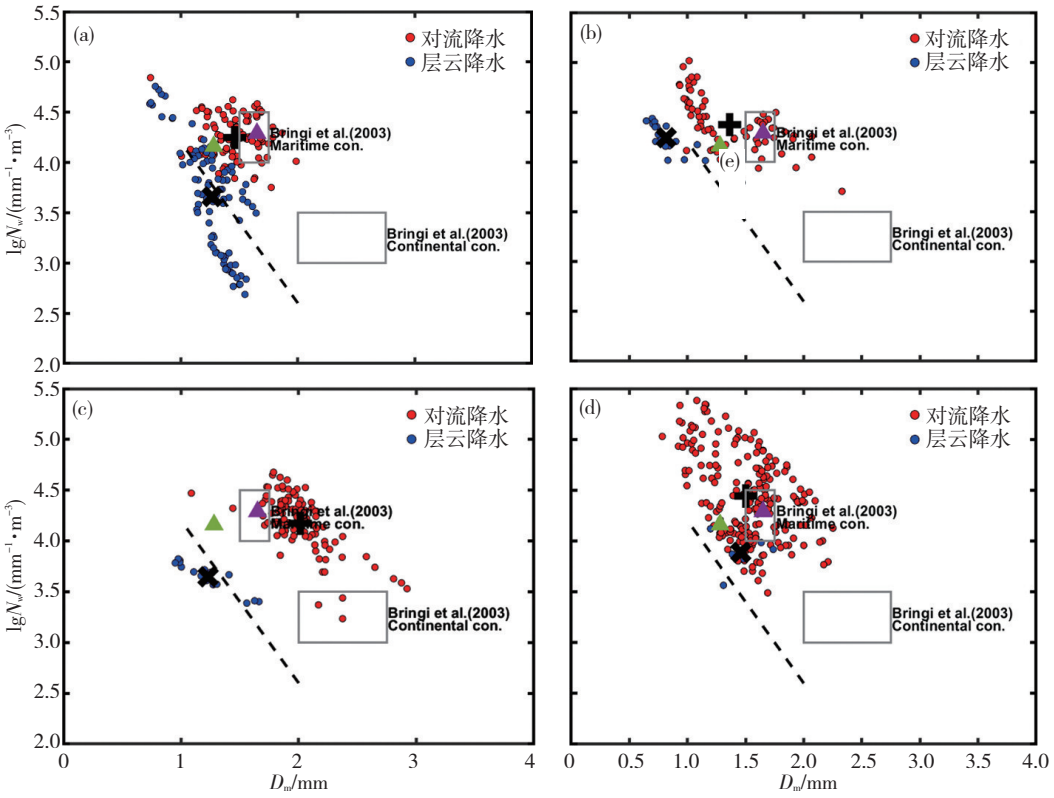


图8 “20170617”(a)、“20230406”(b)、“20170622”(c)、“20220511”(d)过程对流降水和层云降水质量加权直径(D_m)–粒子数浓度($\lg N_w$)散点分布图

黑色十字和黑色叉字分别为对流降水和层云降水D_m–$\lg N_w$平均值,灰色框为Bringi等(2003)定义的“海洋性”和“大陆性”对流落区,黑色虚线为Bringi等(2003)提出的层云分界线,紫色三角和绿色三角分别为Lai等(2022)统计华南湿季对流降水和层云降水D_m–$\lg N_w$平均值

Fig. 8 Scatterplot of D_m and $\lg N_w$ for convective precipitation and stratiform precipitation for (a) “20170617”, (b) “20230406” events, (c) “20170622”, and (d) “20220511” events. The black crosses represent the average D_m–$\lg N_w$ values of convective precipitation and stratiform precipitation, respectively. The gray rectangles represent the "maritime" and "continental" convective areas defined by Bringi et al. (2003). The black dashed line represents the boundary line for stratiform clouds defined by Bringi et al. (2003). The purple triangle and green triangle represent the average D_m–$\lg N_w$ values of convective precipitation and stratiform precipitation during the wet season of South China, calculated by Lai et al. (2022), respectively

降水和暖区层云降水的$\lg N_w$均值小于或接近湿季层云降水。

为清楚地展示锋面降水和暖区降水D_m和$\lg N_w$特征,图9给出D_m和$\lg N_w$随R变化以及概率密度函数(PDF)分布。可见不论是锋面降水还是暖区降水,对流降水的D_m和$\lg N_w$均随R增加而增大,而层云降水随雨强变化不明显。此外,锋面降水和暖区降水过程对流降水的D_m和$\lg N_w$的PDF最大值均大于层云降水。当$R>80$ mm·h^{-1}时,暖区对流降水D_m随着R的增大而增大,而$\lg N_w$逐渐趋于稳定甚至减小,说明相比于锋面对流降水,暖区对流降水由较大粒子贡献,这与图7分析得出的暖区对流降水具有较高的$\lg N_w$的结论一致。相比于暖区层云降水,锋面层云降水D_m和$\lg N_w$分布较为分散,说明相比于暖区降水,锋面降水过程中的层状云降水微物理结构存在明显的非均匀性。

3.5 μ–Λ关系和Z–R关系

大量的观测研究结果表明,Gamma谱参数形状因子(μ)和斜率因子(Λ)并不是相互独立的变量,它们之间存在着一定的关系,而根据关系式形成较好的参数化方案对多普勒雷达定量测量降水意义重大。Zhang等(2003)研究表明,μ和Λ之间存在着很好的二项式函数关系,该关系式是反映雨滴谱分布参数之间的内在联系。为了减少误差,图10a给出锋面降水和暖区降水过程降水粒子$R>5$ mm·h^{-1}且$N_t>1\,000$个·mm^{-3}的μ–Λ散点分布。可见锋面降水μ–Λ关系式(“20170617”过程:$\Lambda=0.0738\mu^2+1.017\mu+2.818$、“20230406”过程:$\Lambda=0.021\mu^2+0.681\mu+2.935$)和暖区降水$\mu$–$\Lambda$关系式(“20170622”过程:$\Lambda=0.0425\mu^2+1.576\mu+3.841$、“20220511”过程:$\Lambda=0.031\mu^2+0.723\mu+2.704$)之间存在差异,且与Lai等(2022)拟合的华南湿季降水μ–Λ关系式、Zhang等(2003)拟合的美国佛罗尼达州降水和Liu等(2018)拟合的华南降水μ–Λ关系式相差较大,这表明不同降水系统中μ–Λ的关系式会有所不同。

雷达反射率因子和雨强的关系式($Z=aR^b$关系)是雷达定量估测降水中的重要一步,而Z–R关系与雨滴谱分布密切相关,且随不同时间、空间和地理位置而

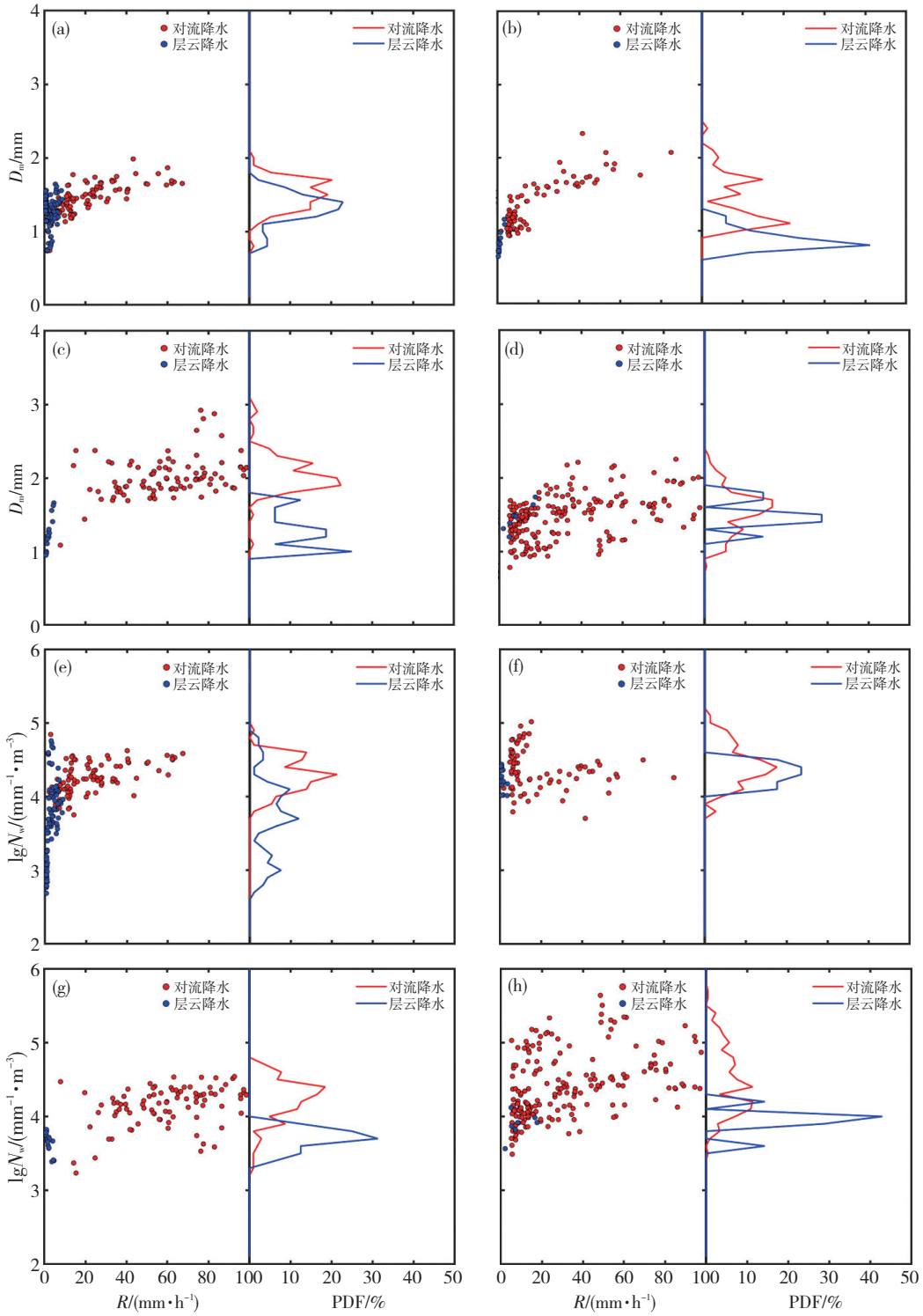


图9 “20170617”(a, e)、“20230406”(b, f)、“20170622”(c, g)、“20220511”(d, h)过程对流降水和层云降水质量加权直径D_m (a, b, c, d)和粒子数浓度lgN_w (e, f, g, h)随雨强R分布以及概率分布(PDF)

Fig. 9 Scatterplots of D_m (a, b, c, d) and lgN_w (e, f, g, h) versus R and the probability density functions (PDF) of D_m and lgN_w for convective precipitation and stratiform precipitation for (a) “20170617”, (b) “20230406”, (c) “20170622”, and (d) “20220511” events

变化(刘红燕等，2006)。图10b给出锋面降水和暖区降水过程Z–R散点分布以及拟合曲线。可见锋面降水Z–R关系式分别为Z=252.1$R^{1.23}$ (“20170617”过程)、Z=121.4$R^{1.57}$ (“20230406”过程)，暖区降水Z–R关系式分别为Z=202.9$R^{1.48}$ (“20170622”过程)、Z=174.1$R^{1.41}$ (“20220511”过程)，可见当R相同且大于2.5 mm·h^{-1}时，暖区降水雷达反射率因子Z大于锋面降水。图10b给出Fulton等(1998)提出的经典大陆性对流云降水Z–R关系式(Z=300$R^{1.40}$)，该公式常被用于雷达估算降水，分析可知，当Z给定时，若用Fulton等(1998) Z–R

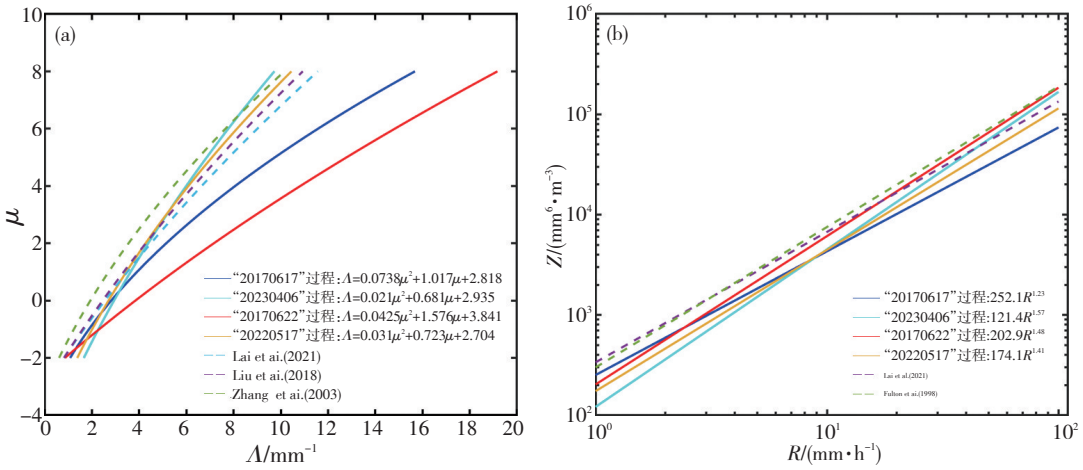


图10 华南4次降水过程形状因子和斜率因子(μ–Λ)关系拟合曲线(a)、雷达反射率因子和雨强(Z–R)关系拟合曲线(b)

Fig. 10 Fitting curves of the (a) μ–Λ relationships and (b) Z–R relationships during four precipitation processes in South China

关系式则会明显低估本文4次降水过程降水量。此外,与Lai等(2022)拟合的华南湿季降水Z–R关系式(Z=332.8$R^{1.31}$)相比,锋面降水拟合关系式中a值较小,而暖区降水a值较小,b值较大。

4 结论

基于恩平站和阳江站二维视频雨滴谱仪观测资料,探讨华南前汛期锋面降水和暖区降水个例中对流降水和层云降水的雨滴谱特征参量、μ–Λ关系式以及Z–R关系式,得出主要结论如下:

(1) 暖区降水和锋面降水的R和Z均有类似的振幅变化,且在对流发展阶段,R的增长均滞后于Z;暖区降水R、D_m和lgN_w极值均远大于锋面降水。

(2) 暖区降水和锋面降水中,对流降水均占主要贡献;暖区对流降水发生时间大于锋面对流降水,锋面层云降水发生时间大于暖区层云降水。暖区对流降水发生时间概率和降水量贡献比例均大于锋面对流降水,导致暖区降水累积降水量大于锋面降水。

(3) 暖区降水和锋面降水中,对流降水粒子直径以及各粒径(尤其是粒径小于1 mm)数浓度均高于层云降水。暖区对流降水粒子D_m大于锋面对流降水,而暖区层云降水粒子lgN_w均值小于锋面层云降水粒子。锋面对流降水粒子主要分布在"海洋性"对流落区左侧,表现出粒子直径相对较小、数浓度高的特征;暖区对流降水粒子主要分布在"海洋性"对流落区右侧,在"大陆性"对流落区附近也有分布,对流粒子较为分散,表现出暖区降水拥有更大的降水粒子,且中大粒子lgN_w高的特征。

(4) 锋面降水和暖区降水μ–Λ关系式相差较大,锋面降水和暖区降水Z–R关系差异同样较大,用经典Z–R关系式会低估过程降水量,且与华南湿季降水以及经典大陆性对流云降水Z–R关系式均有较大的差异。

致谢:中国气象局龙门云物理野外科学试验基地为本文研究提供2DVD观测资料,谨致谢忱!

参考文献(References):

范思睿,王维佳.2022.四川盆地秋季一次层状云弱降水过程的微物理特征观测分析[J].暴雨灾害,41(4):445–457. Fan S R, Wang W J. 2022. Analysis on the microphysical characteristics of weak precipitation process observation of a stratiform cloud in Sichuan Basin in autumn [J]. Torrential Rain and Disasters,41(4):445–457 (in Chinese). doi: 10.3969/j.issn.1004–9045.2022.04.009

冯璐,夏丰,万齐林,等.2019.广东两次飑线过程的微物理特征分析研究[J].热带气象学报,35(6):812–821. Feng L, Xia F, Wan Q L, et al. 2019. Characteristics of the raindrop size distribution in two squall lines measured by two–dimensional video disdrometer at Guangdong [J]. Journal of Tropical Meteorology,35(6):812–821 (in Chinese). doi: 10.16032/j.issn.1004–4965.2019.073

冯璐,陆海琦,李丰,等.2020.广东地区一次飑线过程的地面雨滴谱特征分析[J].热带气象学报,36(5):626–637. Feng L, Lu H Q, Li F, et al. 2020. Characteristics of the raindrop size distribution in a squall line measured by two–dimensional video disdrometer in Guangdong [J]. Journal of Tropical Meteorology,36(5):626–637 (in Chinese). doi: 10.16032/j.issn.1004–4965.2020.057

江雨霏,杨莲梅,曾勇,等.2023.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,17(3):8–16. Jiang Y F, Yang L M, Zeng Y, et al. 2023. Characteristics of raindrop size distribution for stratiform and convective precipitation in summer in Zhaosu [J]. Desert and Oasis Meteorology,17(3):8–16 (in Chinese). doi:10.12057/j.issn.1002–0799.2023.03.002

金祺,袁野,刘慧娟,等.2015.江淮之间夏季雨滴谱特征分析[J].气象学报,73(4):778–788. Jin Q, Yuan Y, Liu H J, et al. 2015. Analysis of microphysical characteristics of the raindrop spectrum over the area between the Yangtze river and the Huaihe river during summer [J]. Acta Meteorologica Sinica,73(4):778–788 (in Chinese). doi:10.11676/qxxb2015.036

李山山,王晓芳,李国平,等.2023.短时强降水和持续性强降水的雨滴谱

特征对比[J].暴雨灾害,42(1):1–12. Li S S, Wang X F, Li G P, et al. 2023. Comparative analysis on characteristics of raindrop spectrum of short–term and persistent heavy rain [J]. Torrential Rain and Disasters, 42(1):1–12 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2022–119

林爱兰,谷德军,李春晖,等.2022.影响华南汛期持续性强降水年际变化的大气环流和海温异常[J].热带气象学报,38(1):1–10. Lin A L, Gu D J, Li C H, et al. 2022. Atmospheric circulation and sea surface temperature anomalies associated with the interannual variation of persistent heavy precipitation in flood season of South China [J]. Journal of Tropical Meteorology,38(1):1–10 (in Chinese). doi: 10.16032/j.issn.1004–4965.2022.001

刘红燕,雷恒池.2006.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,30(4):693–702. Liu H Y, Lei H C. 2006. Characteristics of rain from stratiform versus convective cloud based on the surface raindrop data [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,30(4): 693–702 (in Chinese). doi: 1006–9895(2006)04–0693–10

刘瑞鑫,孙建华,陈鲍发.2019.华南暖区暴雨事件的筛选与分类研究[J].大气科学,43(1):122–133. Liu R X, Sun J H, Chen B F. 2019. Selection and classification of warm–sector heavy rainfall events over South China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,43(1):122–133 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006–9895.1803.17245

孙继松,戴建华,何立富,等.2014.强对流天气预报的基本原理与技术方法[M].气象出版社:24. Sun J S, Dai J H, He L F, et al. 2014. The basic principles and technical methods of forecasting severe convective weather [M]. China Meteorological Press:24 (in Chinese)

伍红雨,郭尧,邹燕.2021.华南区域性暴雨过程的客观评估及异常机理分析[J].暴雨灾害,40(3):306–315. Wu H Y, Guo Y, Zou Y, et al. 2021. Objective assessment and analysis of abnormal causes of regional rainstorm events in South China [J]. Torrential Rain and Disasters,40(3): 306–315 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004–9045.2021.03.009

吴乃庚,温之平,邓文剑,等.2020.华南前汛期暖区暴雨研究新进展[J].气象科学,40(5):605–616. Wu N G, Wen Z P, Deng W J, et al. 2020. Advances in warm–sector heavy rainfall during the first rainy season in South China [J]. Journal of the Meteorological Sciences,40(5):605–616 (in Chinese). doi:10.3969/2020jms.0077

周伶俐,付志康,徐桂荣,等.2023. 2020年梅雨期长江中下游地区雨滴谱垂直结构特征[J].暴雨灾害,42(4):455–466. Zhou L L, Fu Z K, Xu G R, et al. 2023. Vertical structures of raindrop size distributions over the middle and lower reaches of Yangtze River during the Meiyu period in 2020 [J]. Torrential Rain and Disasters,42(4):455–466 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2022–244

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]. Journal of the Atmospheric Sciences,60(2): 354–365. doi:10.1175/1520–0469(2003)060<0354:RSDIDC>2.0.CO;2

Chen B, Yang J, Pu J. 2013. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the Meiyu season observed in Eastern China [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan,91(2):215–227. doi:10.2151/jmsj.2013–208

Fulton R A, Breidenbach J P, Seo D J, et al. 1998. The WSR–88D rainfall algorithm [J]. Weather and Forecasting,13(2):377–395. doi:10.1175/1520–0434(1998)013<0377:TWRA>2.0.CO;2

Han B, Du Y, Wu C, et al. 2021. Microphysical characteristics of the coexisting frontal and warm–sector heavy rainfall in South China [J]. Journal of Geophysical Research:Atmospheres,126(21):e2021JD035446. doi:10.1029/2021JD035446

Lai R Z, Liu X T, Hu S, et al. 2022. Raindrop size distribution characteristic differences during the dry and wet seasons in South China [J]. Atmospheric Reasearch,266:105947. doi:10.1016/j.atmosres.2021.105947

Liu X T, Wan Q L, Wang H, et al. 2018. Raindrop size distribution parameters retrieved from Guangzhou S–band polarimetric radar observations [J]. Journal of Meteorological Research,32(4):571–583.doi: 10.1007/s13351–018–7152–4

Luo Y, Zhang R, Wan Q ,et al. 2017. The southern China monsoon rainfall experiment (SCMREX) [J]. Journal of Bulletin of the American Meteorological Society,98(5):999–1013. doi:10.1175/BAMS–D–15–00235.1

Rosenfeld D, Ulbrich C W. 2003. Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities [J]. Meteorological Monographs,30(52):237–258. doi:10.1175/0065–9401(2003)0302.0.CO;2

Zhang A, Hu J, Chen S, et al. 2019. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the monsoon season observed in Southern China [J]. Journal of Remote Sensing,11(4):432. doi:10.3390/rs11040432

Zhang G F, Vivekanandan J, Brandes E A, et al. 2003. The shape–slope relation in observed gamma raindrop size distribution: Statistical error or useful information [J]. Journal of Atmospheric Oceanic Technology,20 (8):1106–1119. doi:10.1175/1520–0426(2003)020<1106:TSRIOG>2.0.CO;2

（责任编辑　唐永兰）