

张秋晨,王文青.2023.山东省三个不同区域降水雨滴谱特征的对比分析[J].暴雨灾害,42(5):585-594. ZHANG Qiuchen, WANG Wenqing. 2023. Comparison study of raindrop size distribution in three regions of Shandong Province [J]. Torrential Rain and Disasters,42(5): 585-594. doi:10.12406/byzh.2022-187

山东省三个不同区域降水雨滴谱特征的对比分析

张秋晨^{1,2} 王文青^{1,2}

(1. 山东省气象防灾减灾重点实验室, 济南 250031; 2. 山东省人民政府人工影响天气办公室, 济南 250031)

摘要: 为了解山东黄河三角洲、内陆和沿海三个区域降水的微物理特征差异,以垦利、平阴和胶南3站为代表,利用2017—2020年降水雨滴谱资料,对3站不同雨强(R)、不同降水类型的雨滴谱特征进行对比分析。结果表明:(1)在6个 R 级别中,3站平均雨滴谱的谱型、谱宽和各级别降水量对总降水量的贡献均存在一定区别。(2)在层云降水中,平阴站、胶南站雨滴谱参数较接近,而在对流云降水中3站均存在差异。(3)比较3站标准化截距参数($\log_{10}N_w$)和质量加权平均直径(D_m)表明,层云降水中垦利站 $\log_{10}N_w$ 数值最低;与国内外其他站点相比,平阴站 $\log_{10}N_w$ - D_m 散点分布与在韩国首尔的观测结果较为接近。(4)Gamma分布斜率参数(λ)和形状因子(μ)的拟合曲线具有局地性特征。根据3站 μ 、 λ 随 R 变化趋势,可将 $R=10\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 作为层云-对流云降水的分类指标, R 增大至 $100\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上,3站 μ 值均趋向于 $1\sim 2$, λ 值均趋向于2。(5)拟合雷达反射率因子(Z)与 R 关系($Z=AR^b$),气象业务雷达内置 $Z=300R^{1.4}$ 会高估垦利站、平阴站降水量,低估胶南站降水量, Z - R 关系中系数 A 、指数 b 在对流云、层云降水中均有一定差异。

关键词: 降水雨滴谱;降水微物理特征; μ - λ 关系; Z - R 关系

中图分类号: P412

文献标志码: A

DOI: 10.12406/byzh.2022-187

Comparison study of raindrop size distribution in three regions of Shandong Province

ZHANG Qiuchen^{1,2}, WANG Wenqing^{1,2}

(1. Key Laboratory for Meteorological Disaster Prevention and Mitigation of Shandong, Jinan 250031;

2. Weather Modification Office of Shandong Province People's Government, Jinan 250031)

Abstract: To study the microphysical characteristics of precipitation in different regions of Shandong province—the Yellow River Delta, inland region and coastal region, the raindrop spectrum data at three sites (Kenli, Pingyin, and Jiaonan) from 2017 to 2020 were used to compare the raindrop size distribution (DSD) characteristics of different rain rates (R) and rainfall types (stratiform and convective rainfall). The results are as follows. (1) In 6 rain rate levels at 3 sites, there were certain degree of differences in the DSD spectral, the spectra width of mean DSD, and the contribution of different precipitation levels to the total precipitation amount. (2) In stratiform precipitation, the average DSD characteristics of Pingyin and Jiaonan were comparable to each other, but differences were found in convective precipitation at these 3 sites. (3) The distribution of the normalized Gamma spectral intercept parameter ($\log_{10}N_w$) and the mass-weighted average diameter (D_m) showed that, $\log_{10}N_w$ of Kenli station was the lowest during stratiform precipitation. While the comparison with other national and international stations demonstrated that the distribution of $\log_{10}N_w$ versus D_m from Pingyin agreed with the observations in Seoul, Korea. (4) The fitting curves of the shape parameter (μ) and slope parameter (λ) from the Gamma distribution exhibited localized characteristics. According to the trend of μ and λ with R at all 3 sites, $R=10\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ can be used as a criterion for precipitation classification. At all three sites, when R increased greater than $100\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, the values of μ remained nearly constant towards $1\sim 2$, while the values of λ tend to 2. (5) The fitting results between the reflectivity factor (Z) and R ($Z=AR^b$) at 3 sites indicated that, the typical Z - R fitting formula ($Z=300R^{1.4}$) for weather radars overestimated the precipitation of Kenli and underestimated the precipitation of Jiaonan. The values of A and b in the Z - R fitting formula also exhibited differences between convective and stratiform precipitation.

Key words: raindrop size distribution; precipitation microphysical characteristics; μ - λ relationship; Z - R relationship

引言

降水雨滴谱分布(Drop Size Distribution, DSD)用于

描述降水雨滴粒径分布特征,即某一空间内粒径和对应浓度的分布。雨滴谱分布特征是降水最基本的微物理性质之一,是云和降水形成的物理基础(盛裴轩

收稿日期: 2022-09-22;定稿日期:2023-08-14

资助项目: 中国气象局创新发展专项(CXFZ2022J034);山东省气象局引导类科研项目(2021SDYD17)

第一作者: 张秋晨,主要从事人工影响天气研究。E-mail: zqc0904@163.com

等,2003;周伶俐等,2023)。目前很多研究表明,雨滴谱研究可为降水微物理机制、雷达气象、临近预报以及数值模拟等提供科学依据(罗启铭等,2015;McFarquhar et al.,2015;Chen et al.,2017),对人工增雨的云水条件分析、催化时机选择、增雨效果检验等也有重要意义(宫福久等,2007)。影响雨滴谱变化的因素有很多,如降水粒子的微物理过程(Thurai and Bringi,2018)、上升和下沉气流(Niu et al.,2010)、水平风向风速(Friedrich et al.,2013)、地形(Zwibel et al.,2016)和气溶胶效应(May et al.,2011)等,因此其特征在不同地区有显著差异,对其进行局地性研究具有重要意义。雨滴谱的局地性研究结论可以应用于定量降水估算(Quantitative Precipitation Estimation, QPE)、降水类型分类与识别和灾害性天气研究(张杨等,2016;葛黎黎等,2023)等方面。

山东省位于中国东部沿海,地处黄河下游,东部濒临黄海,西部连接内陆,南部与江淮地区接壤,北部为渤海海峡。山东自然地理条件较为复杂,同时受海洋和大陆的影响,因而沿海地区和内陆地区具有的气候特征也有较大差别。此外,黄河三角洲作为国家级自然保护区,常受冷涡影响,强对流天气多发(郑永光和宋敏敏,2021),是省内人工防雹的重点作业区之一。针对山东降水的雨滴谱特征,前期许多学者利用地面激光雨滴谱资料进行了较为细致的分析。周黎明等(2017)使用2013—2016年山东暴雨过程的雨滴谱资料,分析了气旋、低槽冷锋和切变线系统影响形成的暴雨降水微结构特征,结果表明各类暴雨降水中,直径(D)大于1 mm的雨滴数量是决定降水量的主要因素,且谱型的变化对降水的发展演变有一定指示作用。王俊等(2021)利用Parsivel激光雨滴谱仪和SA型多普勒天气雷达观测资料,对比分析了一次短时强降水和一次冰雹云降水的雨滴谱特征,结果表明冷、暖云过程的差异导致地面雨滴谱和积分参数之间有明显不同。李欣和张璐(2022)使用青岛地区的降水现象仪对北上台风“利奇马”(1909)和“巴威”(2008)引发的降水微物理特征进行分析,结果显示与影响华东、华南的台风相比,北上台风对流降水中粒子直径更大、浓度更低。上述研究针对山东省内某一类型的降水雨滴谱进行了研究,而目前针对山东不同地域的降水雨滴谱进行对比分析的研究较少。当前山东16市均在积极开展人工影响天气业务,准确把握作业时机和云中作业部位是科学作业的关键因素,这也对不同区域降水微物理特征差异的研究提出了更高的要求。

本文采用2017年2月—2020年5月山东垦利、平阴和胶南站的降水雨滴谱资料,对3站不同 R 、不同类

型降水的微物理特征进行了分析,以深入了解山东黄河三角洲、内陆和沿海地区降水微物理特征,使局地QPE结果更加精细,为山东本地数值模式的云降水微物理方案提供参考,为不同地区开展人工影响天气作业提供更加科学、准确的依据。

1 资料与方法

1.1 资料说明

垦利、平阴和胶南站3个站分别位于黄河三角洲、山东西部及山东半岛南部沿海地区(图1)。选取这3站的天气现象仪观测数据进行研究,设备仪器型号及观测方式一致、数据完整。数据获取时间垦利站为2017年2月—2020年5月、平阴站和胶南站为2017年8月—2020年5月。该设备按照雨滴尺度和下落速度的不同,将观测到的落在采样区域内的雨滴个数划分到 32×32 档的矩阵中,仪器的采样频率为1 min,采样面积为 54 cm^2 ,降水粒子尺度测量范围为 $0.1 \sim 22.4 \text{ mm}$,速度测量范围为 $0.125 \sim 26 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

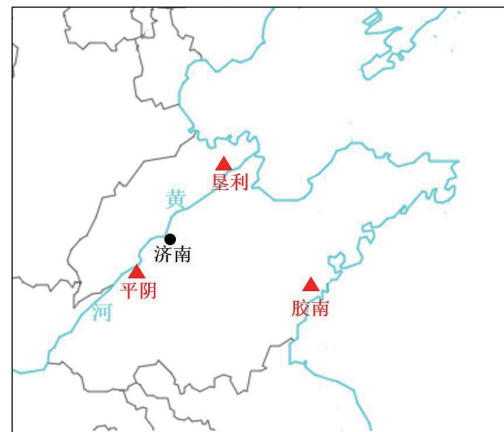


图1 山东省垦利、平阴和胶南站的地理位置
(蓝绿色线为黄河和海岸线)

Fig.1 Geographical locations of Kenli, Pingin, and Jiaonan stations in Shandong Province (The cyan line represents the Yellow River and coastline)

1.2 研究方法

为了减小观测误差,对3站观测数据进行质控。考虑到仪器的信噪比,删除前两个直径通道和 $D > 8 \text{ mm}$ 的数据,实际使用的降水粒子 D 为 $0.3 \sim 8 \text{ mm}$;粒子数少于10个和 R 小于 $0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的样本予以删除。此外,根据Atlas等(1973)测得的 D 与粒子下落速度(v)经验关系曲线,将观测粒子的 v 偏离经验公式计算值60%的数据删除。经验公式如下

$$v(D) = 9.65 - 10.3 \exp(-0.6D) \quad (1)$$

样本所在的降水个例,若降水持续时间不足5 min,则样本予以删除,经此筛选最终得到3站降水个例数分别为1 064、994和1 130。

经上述质控发现,删掉粒子的 D 大多数小于3 mm

且 v 偏低。图2给出垦利站数据质控后降水粒子 D 和 v 散点图,可见粒子 $D-v$ 关系基本沿经验曲线对称分布,粒子数最大处与经验曲线重叠。平阴、胶南两站质控后的降水粒子 D 和 v 散点分布特征与垦利站类似。

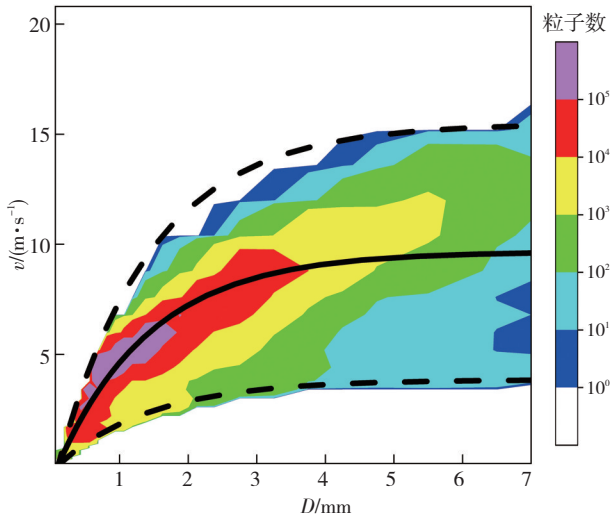


图2 垦利站质控后的降水粒子直径(D)和下落速度(v)散点图
(实线曲线为 Atlas $v-D$ 经验曲线,上下两条虚线为该经验曲线数值的 $\pm 60\%$)

Fig.2 Scattergram of the diameter (D) and fall velocity (v) of the accumulated number of raindrops at Kenli station after the quality control (The solid curve indicates the empirical $v-D$ relationship described by Atlas et al., dashed curves indicate the $\pm 60\%$ ranges of the empirical $v-D$ relationship)

用单位体积、单位尺度间隔内的雨滴数浓度表示雨滴谱,将观测数据进行如下转换

$$N(D_i) = \sum_{j=1}^{32} \frac{n_{ij}}{S \times t \times V_j \times \Delta D_i} \quad (2)$$

式(2)中, n_{ij} 表示直径在第 i 个区间内、下落速度在第 j 个区间的粒子个数; S 表示采样面积(单位: m^2),取值为 54 cm^2 ; t 为采样时间间隔(单位: s); V_j 表示第 j 个速度区间的中心速度(单位: $m \cdot s^{-1}$); ΔD_i 为第 i 个尺度的间隔大小(单位: mm)。式(2)计算得到的 $N(D_i)$ 表示直径在 D_i 和 $D_i + \Delta D_i$ 范围内雨滴数浓度(单位: $mm^{-1} \cdot mm^{-3}$); 由 $N(D_i)$ 可以进一步计算降水雨滴谱特征量(杨长业等, 2016), 如雨滴数密度 N_i (单位: mm^{-3})、 R (单位: $mm \cdot h^{-1}$)、雷达反射率因子 Z (单位: dBZ) 等。

利用有 3 个参数的 Gamma 分布函数拟合雨滴谱较其他方式更具有普适性,表达式为

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\lambda D) \quad (3)$$

式(2)中的 3 个参数 N_0 、 λ 和 μ 分别为截距参数(单位: $mm^{-(1+\mu)} \cdot m^{-3}$)、斜率参数(单位: mm^{-1})和形状因子(无量纲)。对于 Gamma 分布,雨滴谱的 n 阶矩 M_n 为

$$M_n = \int_0^\infty D^n N(D) dn = N_0 \frac{\Gamma(\mu + n + 1)}{\lambda^{\mu + n + 1}} \quad (4)$$

Γ 表示 Gamma 方程,采用 2、4、6 阶矩量对 Gamma 函数中的 3 个参数进行估算。式(4)中的 3、4 阶矩的比值为雨滴的质量加权平均直径 D_m (单位: mm)

$$D_m = \frac{M_4}{M_3} \quad (5)$$

在 Gamma 拟合中 N_0 的大小受到 μ 的影响,二者有一定的计算相关性,对 N_0 的分析很难区分二者的物理相关性,因此引入标准化截距参数 N_w (单位: $mm^{-1} \cdot m^{-3}$) 进行分析(Testud et al., 2001)。 N_w 与 N_0 具有类似的意义,但相对 N_0 而言, N_w 不受 μ 的影响,可以反映在雨水含量和雨滴粒径一定时,雨滴数浓度的数值特征,其定义为

$$N_w = \frac{(4.0)^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{10^3 W}{D_m^4} \right) \quad (6)$$

式(6)中 ρ_w 表示水的密度, W 表示雨水含量,取值为 $1.0 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 。

1.3 降水分类

为了研究层云降水和对流云降水这两种类型降水的雨滴谱特征,首先需要对样本进行分类。目前常用的分类方法有两种,一种是 Testud 等(2001)的研究分类方法,若某降水样本的前、后各 5 min 内,样本 R 均小于 $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,则该样本视为层云降水,否则为对流云降水。另一种为 Chen 和 Yang (2013)的研究方法,样本的前、后各 5 min 内,若 R 均大于 $0.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 、标准差小于等于 $1.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,则该样本视为层云降水;若 R 均大于 $5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 、标准差大于 $1.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,则该样本视为对流云降水。为了更加准确地对比分析两种类型降水的雨滴谱特征,本研究中同时采用上述两种方法对降水样本分类。

2 雨滴谱特征

2.1 不同雨强下的雨滴谱特征

首先对不同 R 下垦利、平阴和胶南站雨滴谱平均特征进行对比分析。按照 R 大小分为 6 个级别,分别为 1 级: $0.01 \leq R < 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 2 级: $2 \leq R < 5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 3 级: $5 \leq R < 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 4 级: $10 \leq R < 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 5 级: $20 \leq R < 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 6 级: $R \geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。表 1 所示为 3 站在 1—6 级 R 的样本数及雨滴谱参数的平均值、标准偏差,可见 3 站 Z 和 D_m 随 R 增大而增大, μ 和 λ 随 R 的增加而减小,而标准化截距参数 ($\log_{10} N_w$) 在不同 R 范围内没有明显的变化特征。在各个 R 级别中,3 站 D_m 均为垦利站最大、胶南站最小, $\log_{10} N_w$ 大小分布与 D_m 相反,即胶南站最大、垦利站最小。 $\log_{10} N_w$ 最大值出现在 $5 \leq R < 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 时的胶南站,说明此 R 范围内胶南站降水数浓度较高,对应 D_m 均值为 1.41 mm ; D_m 平均值的

最大值(3 mm)出现在 $R \geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的垦利站,对应 $\log_{10}N_w$ 较其他两站小($3.5 \text{ mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$),这表示垦利站在

$R \geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降水中,粒子直径较另两站大,而数浓度最低。

表1 垦利、平阴和胶南站在1—6级雨强的样本数及雨滴谱参数平均值、标准偏差

Table 1 The average and standard deviation of raindrop sample size and raindrop size distributions for 6 rain intensity levels at Kenli, Pingyin, and Jiaonan stations

R级别	站点	样本数	对总降水量的贡献/%	$R/(\text{mm} \cdot \text{h}^{-1})$		Z/dBz		D_m/mm		$\log_{10}N_w/(\text{mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3})$		μ		$\lambda/(\text{mm}^{-1})$	
				平均值	标准偏差	平均值	标准偏差	平均值	标准偏差	平均值	标准偏差	平均值	标准偏差	平均值	标准偏差
1级	垦利	23 464	14.12	0.65	0.49	20.61	6.03	1.21	0.37	3.12	0.50	8.44	7.16	11.98	9.51
	平阴	30 314	25.81	0.64	0.48	19.66	5.43	0.98	0.27	3.66	0.51	12.33	12.87	19.78	19.06
	胶南	32 455	23.63	0.67	0.50	19.25	5.79	0.95	0.30	3.75	0.57	14.67	13.38	24.36	23.17
2级	垦利	4 868	14.00	3.10	0.81	32.72	4.14	1.72	0.57	3.22	0.52	4.56	3.46	5.71	3.29
	平阴	4 594	18.49	3.05	0.81	31.07	3.62	1.36	0.41	3.75	0.51	6.23	5.69	8.77	7.14
	胶南	6 385	21.54	3.12	0.84	30.34	3.83	1.30	0.40	3.87	0.61	7.53	6.96	11.09	10.33
3级	垦利	1 892	12.26	6.97	1.43	37.70	3.57	1.96	0.61	3.30	0.49	3.96	2.89	4.57	2.40
	平阴	1 397	12.74	6.90	1.38	36.43	3.01	1.62	0.44	3.74	0.45	4.75	3.83	5.99	3.53
	胶南	2 195	16.22	6.83	1.38	34.50	3.67	1.41	0.45	4.04	0.61	7.31	5.66	9.77	7.38
4级	垦利	1 196	15.57	14.01	2.82	41.61	2.99	2.13	0.61	3.43	0.46	3.68	2.28	3.91	1.58
	平阴	645	12.00	14.09	2.85	41.11	3.34	1.91	0.60	3.73	0.48	4.55	2.97	4.94	2.23
	胶南	793	11.66	13.59	2.65	39.20	3.25	1.63	0.42	4.02	0.47	5.87	4.12	6.93	4.42
5级	垦利	775	21.83	30.33	8.31	46.72	3.20	2.49	0.64	3.45	0.42	3.11	1.81	3.09	1.17
	平阴	464	18.68	30.48	8.07	46.95	3.52	2.35	0.67	3.65	0.48	2.95	2.40	3.31	1.70
	胶南	412	13.36	29.97	8.15	45.48	2.99	2.09	0.47	3.84	0.40	3.52	2.61	3.93	1.94
6级	垦利	277	22.23	86.41	38.48	53.55	2.95	3.00	0.57	3.50	0.37	1.76	1.17	2.03	0.65
	平阴	131	12.27	70.93	17.14	52.45	2.54	2.65	0.50	3.75	0.35	1.47	1.35	2.19	0.83
	胶南	164	13.60	76.64	25.56	51.68	2.64	2.45	0.47	3.92	0.36	1.72	1.31	2.47	0.82

注: R 、 Z 、 D_m 、 $\log_{10}N_w$ 、 μ 和 λ 分别表示雨强、反射率因子、质量加权平均直径、标准化截距参数、Gamma拟合中形状因子和斜率参数。

图3为垦利、平阴和胶南站在1—6级 R 的平均雨滴谱特征。参考Huang等(2021)分类方法,根据粒径大小把降水粒子分为微小粒子($D < 0.7 \text{ mm}$)、小粒子($0.7 \leq D < 1.4 \text{ mm}$)、中粒子($1.4 \leq D < 2.4 \text{ mm}$)和大粒子($D \geq 2.4 \text{ mm}$)。分析可知,3站在不同 R 下的雨滴谱均为单峰型分布,峰值均出现在直径0.56~0.70 mm的微小粒子;随着 R 的增大,谱宽和各个直径的雨滴数浓度均增长,其中胶南站直径小于1 mm的粒子数浓度随 R 增长最为明显。此外,3站平均雨滴谱分布差异主要集中在微小粒子、小粒子和大粒子。垦利站谱型在6个 R 级别中均为微小粒子、小粒子数浓度低,大粒子数浓度高;胶南站雨滴谱在各个降水级别中谱型更“凸”,即出现在微小粒子端的峰值更高,谱宽更窄,且 $\log_{10}N_w$ 均较另两站高,这说明胶南站降水中微小粒子占比较大。平阴站谱型大致在垦利和胶南站之间, $R < 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 时,谱型特征更接近胶南站,而 $R \geq 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 时,仅直径小于2 mm段与胶南站接近,直径大于2 mm的中、大粒子谱型更接近垦利站。

3站平均雨滴谱特征存在差异可能与地理环境、局地气候和人群活动有关。结合表1分析可知,垦利站 $R \geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水对该站总降水量的贡献约44%, $R \geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降水的贡献为22.23%,同时在此 R 级别中垦利站 D_m 也大于另两站。垦利站位于鲁西北东部,是山东冰雹等强对流天气易发的地区之一(闫丽风和杨成芳,2014),强对流天气中大雨滴会通过较强的碰并过程进一步增长,同时冰雹等固态粒子的融化也会引起大粒子增加,这可能是导致垦利站大粒子数浓度较高的原因之一。胶南站与垦利站相反, $0.01 \leq R < 5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水对总降水量贡献最大,占45.17%,而 $R \geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 降水的贡献最小。海洋性降水雨滴谱特征之一是微小粒子、小粒子的数浓度较内陆降水高(Tenório et al., 2012)。平阴站地处山东西部,影响该站的主要降水过程集中在5—8月,夏季强降水、台风外围降水和春末夏初的强对流天气对该站的雨滴谱特征和微物理量有影响,使其特征大致介于垦利和胶南之间。

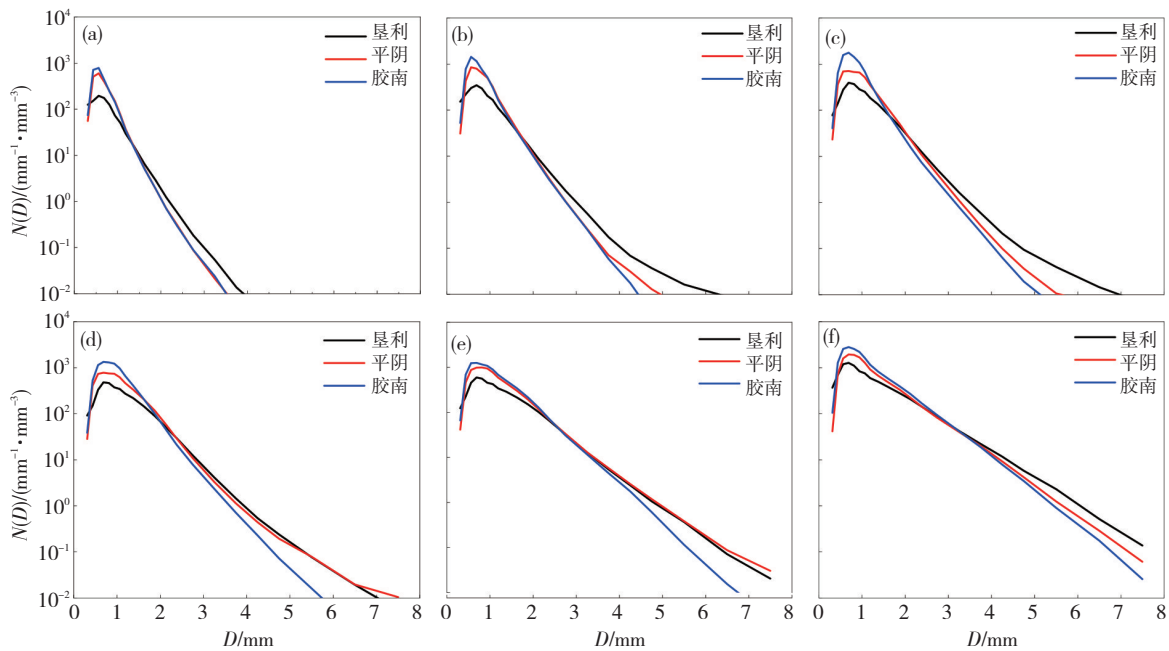


图3 1级(a)、2级(b)、3级(c)、4级(d)、5级(e)、6级(f)雨强(R)下垦利、平阴和胶南站的平均雨滴数浓度 $N(D)$ 随粒子直径(D)的变化
 Fig.3 The variation of average raindrop number concentration $N(D)$ with particle diameter (D) in (a) the 1st, (b) the 2nd, (c) the 3rd, (d) the 4th, (e) the 5th, and (f) the 6th-level rain intensity (R) at Kenli, Pingyin, and Jiaonan station

综上所述,在6个 R 级别中,垦利站均存在 D_m 大、 $\log_{10}N_w$ 低的特征; $R \geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的样本数占比最大(0.85%)、 R 均值最高(86.41 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$),对该站总降水量的贡献也最大(22.23%);平均雨滴谱谱宽大,在6个 R 级别中均为微小粒子和小粒子数浓度低、大粒子数浓度高。平阴站 $R < 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 时,谱型特征更接近胶南站,而 $R \geq 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 时,微小粒子和小粒子谱型与胶南站接近,中、大粒子谱型更接近垦利站。胶南站中对降水量贡献最大的是 $0.01 \leq R < 5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水, D_m 小、 $\log_{10}N_w$ 高,平均谱型更“凸”,谱宽小且微小粒子数浓度高。

2.2 不同降水类型雨滴谱特征

与上述分析方法类似,对垦利、平阴和胶南站层云降水、对流云降水的雨滴谱平均特征进行对比分析。

按照1.2节中的筛选条件,垦利、平阴和胶南站的层云降水样本分别占总样本数的53.66%、67.93%和58.84%,对流云降水样本分别占总样本的1.92%、0.72%和1.29%。表2为3站不同降水类型的雨滴谱参数平均值和标准偏差,层云降水中,3站平均 R 分别为1.27 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 、1.13 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 和1.32 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$,平阴和胶南站 Z 、 D_m 和 $\log_{10}N_w$ 数值较为接近,而垦利站 D_m 偏大、 $\log_{10}N_w$ 偏小。对流云降水中,3站平均 R 分别为42.79 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 、39.57 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 和43.94 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$,3站 Z 、 D_m 和 $\log_{10}N_w$ 均比层云降水中大;垦利站 D_m 偏大、 $\log_{10}N_w$ 偏小,与层云降水中相同。另外,层云降水的 λ 和 μ 值大于对流云降水,这与其他地区的研究结论一致(Wu et al., 2019; Han et al., 2021)。

表2 垦利、平阴和胶南站不同降水类型的雨滴谱参数平均值和标准偏差

Table 2 The average and standard deviation (in brackets) of raindrop size distributions for stratiform rainfall and convective rainfall at Kenli, Pingyin, and Jiaonan stations

降水类型	站点	样本数	$R/(\text{mm} \cdot \text{h}^{-1})$		Z/dBz		D_m/mm		$\log_{10}N_w/(\text{mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3})$		μ		$\lambda/(\text{mm}^{-1})$	
			平均值	标准偏差	平均值	标准偏差	平均值	标准偏差	平均值	标准偏差	平均值	标准偏差	平均值	标准偏差
层云降水	垦利	17 424	1.27	1.26	24.25	6.85	1.33	0.44	3.19	0.48	6.45	5.13	9.26	6.79
	平阴	25 504	1.13	1.15	22.39	6.14	1.04	0.30	3.73	0.47	9.48	8.38	15.60	14.42
	胶南	27 872	1.32	1.32	22.66	6.54	1.04	0.34	3.80	0.55	11.12	10.13	18.49	18.26
对流云降水	垦利	622	42.79	36.90	46.89	5.15	2.37	0.53	3.59	0.29	2.81	1.63	3.12	1.25
	平阴	272	39.57	23.74	47.35	4.98	2.28	0.61	3.77	0.42	2.60	2.48	3.32	1.95
	胶南	248	43.94	32.01	46.45	4.83	2.06	0.42	3.95	0.30	2.83	2.32	3.63	1.90

注: R 、 Z 、 D_m 、 $\log_{10}N_w$ 、 μ 和 λ 分别表示雨强、反射率因子、质量加权平均直径、标准化截距参数、Gamma拟合中形状因子和斜率参数。

图4给出垦利、平阴和胶南站层云降水和对流云降水的平均雨滴谱特征,可见对流云降水的平均雨滴谱谱宽和各粒径段的粒子数浓度均高于层云降水。对于层云降水(图4a),平阴站和胶南站的平均雨滴谱分布基本一致,而垦利站直径小于1.4 mm的微小粒子、小粒子及峰值数浓度明显较小,但直径大于1.4 mm的中粒子、大粒子数峰值浓度却高于其他两站。对于对流降水(图4b),3站平均雨滴谱曲线差异较大,垦利站和平阴站的谱宽大于胶南站。对于直径小于

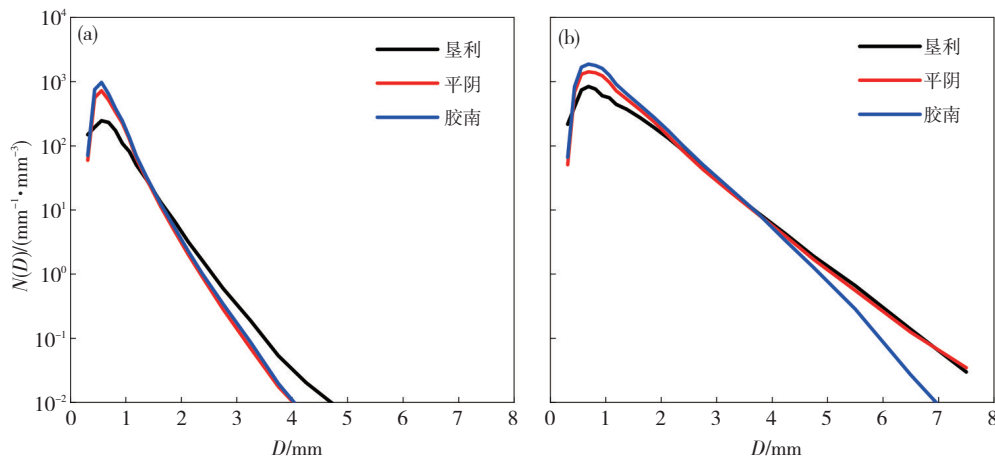


图4 垦利、平阴和胶南站层云降水(a)和对流云降水(b)的平均雨滴数浓度 $N(D)$ 随粒子直径 (D) 变化
Fig.4 Variation of average raindrop number concentration $N(D)$ with particle diameter (D) in (a) stratiform rainfall and (b) convective rainfall at Kenli, Pingyin, and Jiaonan stations

综上所述,垦利、平阴和胶南站对流性降水的平均 R 、 Z 、 D_m 较层云降水高, λ 和 μ 值较层云降水小。平阴和胶南两站在层云降水中雨滴谱参数平均值较接近,而垦利站在两类对流降水中相较于另两站, D_m 偏大, $\log_{10}N_w$ 偏小。垦利站两类降水中均为小粒子数浓度低、大粒子数浓度高;平阴站在层云降水中与胶南的基本一致,而在对流降水小、中粒子端与胶南相似,大于4 mm的较大粒子段与垦利站相似;胶南站对流性降水呈现微小粒子、小粒子数浓度高,大粒子数浓度明显偏小的特征。

3 雨滴谱特征量分布特征

由降水雨滴谱可以进一步计算出多种特征量和 Gamma 拟合参数,通过分析其中的 N_w - D_m 、 μ - λ 和 Z - R 关系,可以在描述降水微物理特征、大气模式参数调整和雷达反演 QPE 等方面发挥作用。以下分别对垦利、平阴和胶南站降水的 N_w - D_m 、 μ - λ 和 Z - R 关系进行分析。

3.1 N_w - D_m 关系及分布特征

在研究不同类型降水的雨滴谱特征时,许多研究利用 $\log_{10}N_w$ - D_m 散点图来进行分析,尤其是会将该散点的位置与 Bringi 等(2003)定义的“海洋性”和“大陆

性”对流降水落区进行比较,以此表征某一地区对流云降水的特征。图5为在垦利、平阴、胶南3站和位于

性”对流降水落区进行比较,以此表征某一地区对流云降水的特征。图5为在垦利、平阴、胶南3站和位于

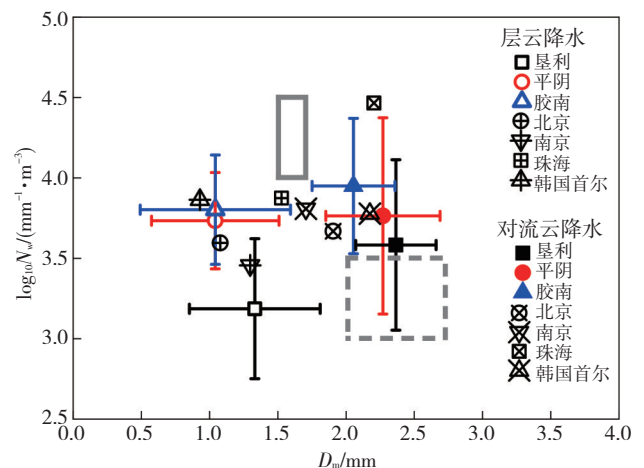


图5 垦利、平阴、胶南站和北京、南京、珠海及韩国首尔观测站的对流云、层云降水标准化截距参数($\log_{10}N_w$)和质量加权平均直径(D_m)散点分布(虚线方框、实线方框分别表示 Bringi 等(2003)定义的“大陆性”、“海洋性”对流降水)

Fig.5 The scatter plots of normalized Gamma spectral intercept parameter ($\log_{10}N_w$) versus the mass-weighted average diameter (D_m) for stratiform rainfall and convective rainfall at Kenli, Pingyin, Jiaonan stations and 4 other stations from Beijing, Nanjing, Zhuhai, and Seoul, Korea. The top and bottom gray boxes represent maritime and continental convective rainfall defined by Bringi et al. (2003)

北京、南京、珠海、韩国首尔的观测站获得的对流云、层云降水 $\log_{10}N_w-D_m$ 散点分布,可见对流云降水中,平阴站和胶南站 $\log_{10}N_w-D_m$ 散点位于两个方框之间,但垦利站更接近“大陆性”对流降水。

由于Bringi等(2003)的统计结果主要来自于北美、澳大利亚和远离东亚大陆的太平洋地区,故该结论的参考意义是有限的。因此,选取我国东部自北向南北京(Ma et al., 2019)、南京(Chen and Yang, 2013)和珠海(Zhang et al., 2019) 3个站点以及纬度相近的韩国首尔(Jwa et al., 2020)的观测站,利用相同观测设备获取的两种类型降水 $\log_{10}N_w-D_m$ 散点进行对比。层云降水中,平阴、胶南、北京和韩国首尔4个站点 $\log_{10}N_w-D_m$ 点较集中,其中北京站 $\log_{10}N_w$ 数值较小, D_m 略偏大;珠海站 $\log_{10}N_w$ 数值与此4个站相比差距不大,但 D_m 数值明显偏大,这种差异可能是因为珠海纬度低,降水云系以暖云降水为主;垦利站 $\log_{10}N_w-D_m$ 点位置偏下方, D_m 数值与南京站的观测结果接近,但 $\log_{10}N_w$ 数值与其他站点相比最低,此现象比较特殊。对流云降水中,各站点 $\log_{10}N_w-D_m$ 点分布分散,仅平阴站与韩国首尔站较为接近;胶南站 $\log_{10}N_w$ 数值高于北京站、南京站和韩国首尔站的观测值,垦利站 D_m 数值略高于比其他地区数值。

综上,垦利站对流云降水 $\log_{10}N_w-D_m$ 点更接近Bringi等(2003)定义的“大陆性”对流降水落区,而平阴站和胶南站 $\log_{10}N_w-D_m$ 点位于两个方框之间。与国内外其他站点相比,层云降水中,平阴站、胶南站、北京站和韩国首尔站观测结果较为一致,垦利站 $\log_{10}N_w$ 数值与其他站点相比最低;对流云降水中,平阴站 $\log_{10}N_w-D_m$ 点与韩国首尔站较为接近,胶南站 $\log_{10}N_w$ 数值较高,垦利站 D_m 数值较高。

3.2 $\mu-\lambda$ 关系及分布特征

目前常用Gamma分布函数来描述降水雨滴谱,研究表明Gamma分布中的3个参数不是相互独立的(Islam et al., 2012),因此获得参数之间的关系,可以简化大气模式中的变量数量。此外,不少大气模式的微物理参数化方案中,会把 μ 设为定值, λ 和 N_0 视为变量。而Zhang等(2003)的研究表明,使用 $\mu-N_0$ 关系往往会引起较大误差,因此目前常对 $\mu-\lambda$ 关系进行拟合计算。Milbrandt和Yau(2005)研究指出, μ 值对云和降水的微物理性质很敏感,因此分析不同地区的 $\mu-\lambda$ 关系,有助于利用Gamma分布更加精确地描述局地降水的雨滴谱分布和调整大气模式中的微物理方案。

采用Zhang等(2003)的分析方法,选择 R 大于 $5 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 且粒子数大于1000的样本,用最小二乘法拟合垦利、平阴和胶南站的 $\mu-\lambda$ 二项式关系。3站全部数

据的拟合结果为 $\lambda=0.012\mu^2+1.124\mu+0.557$;单站数据拟合,垦利站的拟合结果为 $\lambda=0.057\mu^2+0.416\mu+1.426$,平阴站为 $\lambda=0.041\mu^2+0.602\mu+1.640$,胶南站为 $\lambda=0.041\mu^2+0.602\mu+1.640$ (均通过0.05的显著性水平检验)。图6为3站 $\mu-\lambda$ 散点分布及二项式关系拟合曲线,可见3站 $\mu-\lambda$ 的拟合关系不同,与其他地区的研究结果也不同(图略),这也证实了前人的研究结论“ $\mu-\lambda$ 关系在不同的降水类型和气候条件下差异较大”。

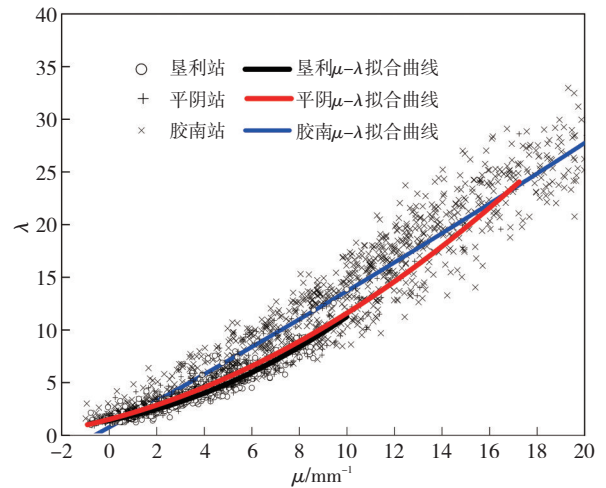


图6 垦利、平阴、胶南站斜率参数(λ)和形状因子(μ)散点分布及二项式关系拟合曲线

Fig.6 The scatter plots and fitting curves of slope parameter (λ) versus shape parameter (μ) at Kenli, Pingyin, and Jiaonan stations

此外,垦利站和平阴站拟合曲线分布差距较小,但胶南站与二者的差距较大。给定相同的 λ 值,胶南站 μ 值比其他两站小。特别是 λ 取值为5~20时,胶南站 μ 值偏小最为明显。Gamma分布下 $\mu-\lambda$ 关系可以表示为

$$D_m = \frac{4 + \mu}{\lambda} \quad (7)$$

结合式(7),可进一步说明胶南站降水中 D_m 数值较其他两站小。

图7为垦利、平阴和胶南站 $\mu-R$ 、 $\lambda-R$ 散点分布和概率密度函数(Probability Density Function, PDF)。可见3站中 μ 和 λ 值均随 R 的增加而减小, R 越小, μ 和 λ 值取值范围越大。在 R 小于 $10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 时, μ 和 λ 值均随 R 的增加急剧减少,这可能与不同类型降水内部复杂的微物理特征有关,不少研究中把 $R=10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 作为层云-对流云降水的分类指标(Tokay and Short, 1996),从3站 μ 和 λ 值的变化特征来看,3站降水均可以参考这一指标。 R 增大至 $100 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上时,3站 μ 、 λ 数值几乎保持不变, μ 值趋向于 $1\sim 2 \text{ mm}^{-1}$, λ 值均趋向于2,其中垦利站(黑色点) μ 值数值略比其他两站高,这可能与该地区云系对流发展较强有关,与大粒子相比,小粒子在云中更易蒸发(Rosenfeld and Ulbrich., 2003)。上述结论可对大气模式中局地强降水的微物理参数化方案提

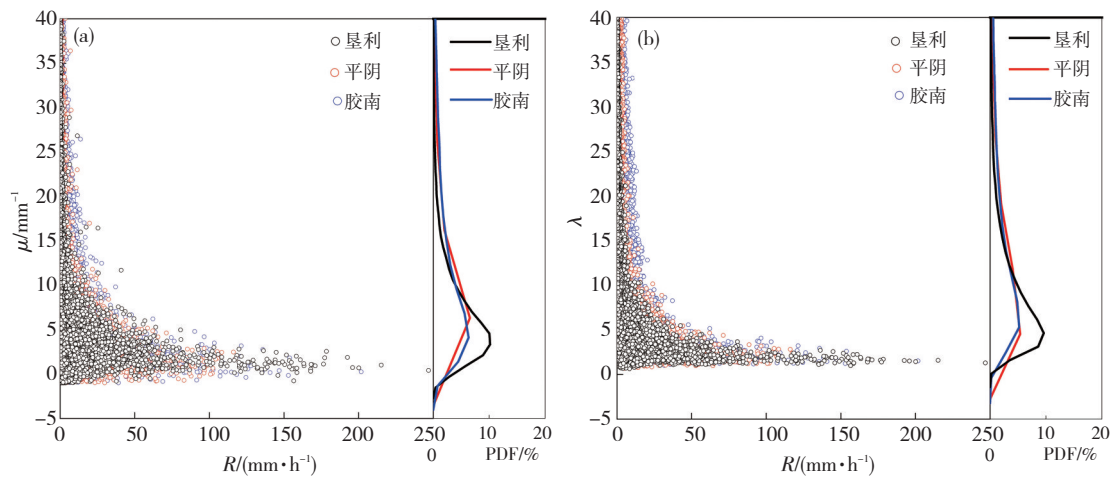


图7 垦利、平阴、胶南站形状因子(μ)和雨强(R) (a)、斜率参数(λ)和雨强(R) (b)散点分布和概率密度函数(PDF)

Fig.7 The scatter plots and probability density function (PDF) of (a) shape parameter (μ) versus rain intensity (R) and (b) slope parameter (λ) versus rain intensity (R) at Kenli, Pingyin, and Jiaonan stations

供参考。

综上,垦利、平阴和胶南站的 μ - λ 关系拟合曲线具有局地性特征,其中垦利站和平阴站曲线分布相似; λ 取值为5~20时,胶南站 μ 值比两站明显偏小,即 D_m 值明显较其他两站小。3站 μ 、 λ 在 R 小于 $10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 时随 R 的增加急剧减小,可将 $R=10 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 作为层云-对流云降水的分类指标。 R 增大 $100 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上时,3站 μ 值均趋向于 $1\sim 2 \text{ mm}^{-1}$,但垦利站 μ 数值略高; λ 值趋向于2。

3.3 Z-R关系及分布特征

雨滴谱研究的重要作用之一是为雷达QPE提供算法支持,最常用的QPE算法是Z-R关系,目前我国气象业务天气雷达使用的QPE算法为 $Z=300R^{1.4}$,但使用统一的Z-R关系并不能适应局地降水估计。Z-R关系常以 $Z=AR^b$ 表示,研究指出该式中 A 、 b 的取值对降水微物理特征有一定指示意义,如Bringi等(2003)指出 A 值与 $N_w^{-0.5}$ 成正比;Maki等(2001)指出若 b 数值接近时, A 值越大表示雨滴尺度越大;Atlas等(1999)和Seela等(2017)研究指出 b 越大于1,降水中粒子的碰并增长越起主导作用。

用最小二乘法拟合Z-R关系,垦利、平阴和胶南3站雨滴谱数据计算拟合得到Z-R关系分别为: $Z=342.10R^{1.48}$ 、 $Z=267.16R^{1.45}$ 、 $Z=224.18R^{1.41}$,常用的 $Z=300R^{1.4}$ 会高估垦利站和平阴站降水量、低估胶南站降水量。

图8为垦利、平阴和胶南站全部降水及对流云、层云降水 $Z=AR^b$ 关系中系数 A 和指数 b 数值。可见3站全部降水和两种类型降水 b 值均集中在 $1.4\sim 1.6$,大于常用值1.4;平阴站和胶南站全部降水 A 值集中在 $210\sim 270$,而垦利站集中在 $310\sim 340$ 。图中 A 、 b 数值大小趋势一致,从小到大依次为胶南站、平阴站和垦利站,即

垦利站的 A 、 b 数值均为最大。比较两种类型降水中 A 、 b 数值的差异,对于平阴、胶南两站,其 b 值数值较接近,在层云降水中分别为1.45、1.43,在对流云降水中分别为1.52、1.50;而平阴站 A 值均大于胶南站,差距相对较大,这说明平阴站的雨滴尺度大于胶南站,这与前文讨论的结果一致。与层云降水相比,在对流云降水中,胶南和垦利站的 A 值偏小、 b 值偏大,说明两站对流云降水中粒子间的碰并起主导作用,这可能是导致降水粒子数浓度低的原因之一。

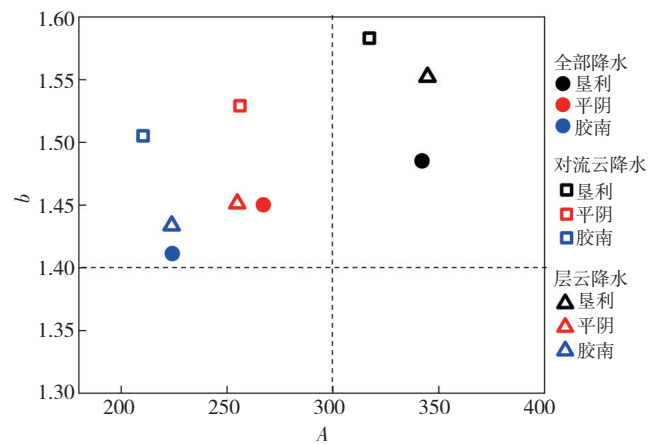


图8 垦利、平阴、胶南站全部降水及对流云、层云降水雷达反射率因子(Z)与雨强(R)关系($Z=AR^b$)中系数 A 、指数 b 值的分布(虚线为 $Z=300R^{1.4}$ 关系中的系数300和指数1.4)

Fig.8 Distribution of A and b values in the fitting formula between radar reflectivity factor (Z) and rain intensity (R) ($Z=AR^b$) from all rainfall types, stratiform and convective rainfall types at Kenli, Pingyin, and Jiaonan stations. The black dashed lines indicate the common Z-R model $Z=300R^{1.4}$, in which A is 300 and b is 1.4.

综上,3站全部降水和两种类型降水的Z-R关系均与气象业务雷达内置 $Z=300R^{1.4}$ 有一定差距, $Z=300R^{1.4}$ 会高估垦利站和平阴站降水量、低估胶南站降

水量;3站 A 、 b 数值在对流云、层云降水中均有一定差异,这也反映出降水中的微物理过程存在不同。

4 结论

利用2017—2020年山东省垦利、平阴和胶南站的降水雨滴谱资料,对山东黄河三角洲、西部和半岛南部沿海不同雨强、不同类型的雨滴谱特征进行对比分析,得到以下主要结论:

(1) 3站 $R \geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 和 $0.01 \leq R < 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水对总降水量的贡献较大。其中垦利站 $R \geq 50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水贡献最大,平阴站和胶南站 $0.01 \leq R < 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水贡献最大。

(2) 分析不同 R 范围下的平均雨滴谱分布发现,3站主要差异集中在微小粒子、小粒子和大粒子段,垦利站小粒子数浓度低、大粒子数浓度高;平阴站 $R < 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 时,谱型特征更接近胶南站,而 $R \geq 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 时,小粒子谱型与胶南站接近,中、大粒子谱型更接近垦利站;胶南站平均谱型更“凸”,谱宽小且小粒子数浓度高。

(3) 层云降水中,平阴站和胶南站雨滴谱参数平均值和平均雨滴谱分布特征较接近;对流云降水中,3站的特征有一定区别。

(4) 垦利站对流云降水 $\log_{10}N_w-D_m$ 点更接近大陆性对流降水落区。与国内外其他站点相比,层云降水中,平阴站、胶南站在与在北京、韩国首尔的观测站结果较为一致,垦利站 $\log_{10}N_w$ 数值与其他站点相比最低;对流云降水中,平阴站 $\log_{10}N_w-D_m$ 与韩国首尔的观测站结果较为接近,胶南站 $\log_{10}N_w$ 数值较高,垦利站 D_m 数值较高。

(5) 3站的 $\mu-\lambda$ 关系拟合曲线有一定局地性特征, λ 取值为5~20时,胶南站 μ 值比两站明显偏小;3站在 R 小于 $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 时 μ 、 λ 随 R 的增加急剧减小,可将 $R=10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 作为层云-对流云降水的分类指标。 R 增大至 $100 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上时,3站 μ 值均趋向于 $1 \sim 2 \text{ mm}^{-1}$, λ 值均趋向于2,垦利站 μ 值略高。

(6) 气象业务雷达内置 $Z=300R^{1.4}$ 会高估垦利站和平阴站降水量、低估胶南站降水量;3站 A 、 b 数值在对流云、层云降水中均有一定差异。

参考文献(References):

葛黎黎,吕国真,赵桂香,等.2023.山西晋城“7·11”暴雨过程雨滴谱特征[J].沙漠与绿洲气象,17(3):17-25. Ge L L, Lv G Z, Zhao G X, et al. 2023. Raindrop size distribution characteristics of “7·11” rainstorm in Jincheng, Shanxi [J]. Desert and Oasis Meteorology,17(3):17-25 (in Chinese). doi:10.12057/j.issn.1002-0799.2023.03.003

官福久,何友江,王吉宏,等.2007.东北冷涡天气系统的雨滴谱特征[J].气象科学,27(4):365-373. Gong F J, He Y J, Wang J H, et al. 2007.

Characteristics of raindrop size distributions of northeast cold vortex precipitation in China [J]. Journal of the Meteorological Sciences,27(4): 365-373 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1009-0827.2007.04.002

李欣,张璐.2022.北上台风强降水形成机制及微物理特征[J].应用气象学报,33(1):29-42. Li X, Zhang L. 2022. Formation mechanism and microphysics characteristics of heavy rainfall caused by northward-moving typhoons [J]. Journal of Applied Meteorological Science,33(1): 29-42 (in Chinese). doi:10.11898/1001-7313.20220103

罗启铭,谢蕾,刘黎平,等.2015.利用雨滴谱检验毫米波雷达速度数据方法研究[J].暴雨灾害,34(4):360-366. Luo Q M, Xie L, Liu L P, et al. 2015. Inspection of the velocity observation with the cloud radar by disdrometer [J]. Torrential Rain and Disasters,34(4):360-366 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2015.04.009

盛裴轩,毛节泰,李建国,等.2003.大气物理学[M].北京:北京大学出版社:19-22. Sheng P X, Mao J T, Li J G, et al. 2003. Atmospheric Physics [M]. Beijing: Meteorological Press:19-22 (in Chinese)

王俊,王文青,王洪,等.2021.短时强降水和冰雹云降水个例雨滴谱特征分析[J].高原气象,40(5):1071-1086. Wang J, Wang W Q, Wang H, et al. 2021. Characteristics of the raindrop size distribution during a short-time heavy rainfall and a squall line accompanied by hail [J]. Plateau Meteorology,40(5):1071-1086. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2020.00091

闫丽凤,杨成芳.2014.山东省灾害性天气预报技术手册[M].北京:气象出版社:128-166. Yan L F, Yang C F. 2004. Technical manual of severe weather forecast of Shandong Province [M]. Beijing: Meteorological Press:128-166 (in Chinese)

杨长业,舒小健,高太长,等.2016.基于雨强分级的夏季降水微物理特征分析[J].气象科技,44(2):238-245. Yang C Y, Shu X J, Gao T C, et al. 2016. Microphysical features for summer rain based on rain intensity classification [J]. Meteorological Science and Technology,44(2):238-245. doi:10.3969/j.issn.1671-6345.2016.02.012

郑永光,宋敏敏.2021.冷涡影响中国对流性大风与冰雹的分布特征[J].热带气象学报,37(6):710-720. Zheng Y G, Song M M. 2021. Analysis of influence of cold vortexes on distribution of convective high winds and hail in China [J]. Journal of Tropical Meteorology,37(6):710-720. doi:10.16032/j.issn.1004-4965.2021.066

周黎明,王庆,李芳.2017.山东不同天气系统下暴雨雨滴谱特征分析[J].自然灾害学报,26(6):217-223. Zhou L M, Wang Q, Li F. 2017. Analysis on characteristics of raindrop size distribution of rainstorm under different weather system in Shandong Province [J]. Journal of Natural Disasters,26(6):217-223. doi:10.13577/j.jnd.2017.0624

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. Vertical structures of raindrop size distributions over middle and lower reaches of the Yangtze River during meiyu period in 2020 [J]. Torrential Rain and Disasters,42(4):455-466 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2022-244

Alhilali M, Yin L H, Din J. 2018. Comparison of raindrop size distribution characteristics across the Southeast Asia region [J]. TELKOMNIKA Indonesian Journal of Electrical Engineering,16(6):2522-2527. doi:10.12928/TELKOMNIKA.v16i6.10091

Atlas D, Srivastava R C, Sekhon R S. 1973. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence [J]. Reviews of Geophysics,11(1):

- 1–35. doi:10.1029/RG011i001p00001
- Atlas D, Ulbrich C W, Marks F D, et al. 1999. Systematic variation of drop size and radar-rainfall relations [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*,104(D6):6155–6169. doi:10.1029/1998JD200098
- 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)0602.0.CO;2
- Chen B, Yang, et al. 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
- Chen H, Chandrasekar V, Bechini R. 2017. An improved dual-polarization radar rainfall algorithm (DROPS2.0): application in NASA IFLooDS Field Campaign [J]. *Journal of Hydrometeorology*,18(4):917–937. doi:10.1175/JHM-D-16-0124.1
- Friedrich K, Higgins S, Masters F J, et al. 2013. Articulating and stationary PARSIVEL disdrometer measurements in conditions with strong winds and heavy rainfall [J]. *Journal of Atmospheric & Oceanic Technology*,30(9):2063–2080. doi:10.1175/JTECH-D-12-00254.1
- Han Y, Guo J, Yun Y, et al. 2021. Regional variability of summertime raindrop size distribution from a network of disdrometers in Beijing [J]. *Atmospheric Research*,257(5):10557. doi:10.1016/j.atmosres.2021.105591
- Huang C, Chen S, Zhang A, et al. 2021. Statistical characteristics of raindrop size distribution in monsoon season over South China Sea [J]. *Remote Sensing*,13(15):2878. doi:10.3390/rs13152878
- Islam T, Rico-Ramirez M A, Thurai M, et al. 2012. Characteristics of raindrop spectra as normalized gamma distribution from a JossWaldvogel disdrometer [J]. *Atmospheric Research*,108:57–73. doi:10.1016/j.atmosres.2012.01.013
- Jwa M, Jin H G, Lee J, et al. 2020. Characteristics of raindrop size distribution in Seoul, South Korea according to rain and weather types [J]. *Asia-Pacific Journal of the Atmospheric Sciences*,57(3):605–617. doi:10.1007/s13143-020-00219-w
- Ma Y, Ni G, Chandrasekar V, et al. 2019. Statistical characteristics of raindrop size distribution during rainy seasons in Beijing urban area and implications for radar rainfall estimation [J]. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*,23(10):1–34. doi:10.5194/hess-23-4153-2019
- Maki M, Keenan T D, Sasaki Y, et al. 2001. Characteristics of the raindrop size distribution in tropical continental squall lines observed in Darwin, Australia [J]. *Journal of Applied Meteorology*,40(8):1393–1412. doi:10.1175/1520-0450(2001)0402.0.CO;2
- May P T, Bringi V N, Thurai M. 2011. Do we observe aerosol impacts on DSDs in strongly forced tropical thunderstorms? [J]. *Journal of the Atmospheric Science*,68(9):1902–1910. doi:10.1175/2011JAS3617.1
- Mcfarquhar G M, Hsieh T L, Freer M, et al. 2015. The characterization of ice hydrometeor gamma size distributions as volumes in N_0 - λ - μ phase space: implications for microphysical process modeling [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*,72(2):892–909. doi:10.1175/JAS-D-14-0011.1
- Milbrandt J A, Yau M K. 2003. A multimoment bulk microphysics parameterization. Part I: analysis of the role of the spectral shape parameter [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*,62(9):3051–3064. doi:10.1175/JAS3534.1
- Niu S, Jia X, Sang J, et al. 2010. Distributions of raindrop sizes and fall velocities in a semiarid plateau climate: convective versus stratiform rains [J]. *Journal of Applied Meteorology & Climatology*,49(4):632–645. doi:10.1175/JHM-D-12-016.1
- Rosenfeld D, Ulbrich C W. 2003. Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities [J]. *Meteorological Monographs*,30:237–258. doi:10.1175/0065-9401(2003)030<0237:CMPPAR>2.0.CO;2
- Seela B K, Janapati J, Lin P L, et al. 2017. A comparison study of summer season raindrop size distribution between Palau and Taiwan, two islands in Western Pacific [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*,122(21):11787–11805. doi:10.1175/JHM-D-21-0078.1
- Tenório S, Sarmento R, Moraes C D, et al. 2012. Raindrop size distribution and radar parameters in coastal tropical rain systems of northeastern Brazil [J]. *Journal of Applied Meteorology & Climatology*,51(11):1960–1970. doi:10.1175/JAMC-D-11-0121.1
- Testud J, Oury S, Black R, et al. 2001. The concept of “normalized” distribution to describe raindrop spectra: a tool for cloud physics and cloud remote sensing [J]. *Journal of Applied Meteorology*,40(6):1118–1140. doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1118:TCOND>2.0.CO;2
- Thurai M, Bringi V N. 2018. Application of the generalized gamma model to represent the full rain drop size distribution spectra [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*,57(5):1197–1210. doi:10.1175/jamc-d-17-0235.1
- Tokay A, Short D A. 1996. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds [J]. *Journal of Applied Meteorology*,35(3):355–371. doi:10.1175/1520-0450(1996)035<0355:EFTRSO>2.0.CO;2
- Wu Z, Zhang Y, Zhang L, et al. 2019. Characteristics of summer season raindrop size distribution in three typical regions of western Pacific [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*,124(7):4054–4073. doi:10.1029/2018JD029194
- Zhang G, Vivekanandan J, Brandes E A, et al. 2003. The shape-slope relation in observed gamma raindrop size distributions: statistical error or useful information? [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*,20(8):1106–1119. doi:10.1175/1520-0426(2003)0202.0.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]. *Remote Sensing*,11(4):432–446. doi:10.3390/rs11040432
- Zwibel J, Baelen J V, Anquetin S, et al. 2016. Impacts of orography and rain intensity on rainfall structure. The case of the HyMeX IOP7a event [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*,142(S1):310–319. doi:10.1002/qj.2679

(责任编辑 唐永兰)