

沙修竹,丁建芳,程博,2019.地面激光雨滴谱仪反演降水参量的特性探究[J].气象,45(11):1569-1578. Sha X Z, Ding J F, Cheng B, 2019. Characteristics of precipitation parameters reflected by ground laser raindrop disdrometer[J]. Meteor Mon, 45 (11):1569-1578(in Chinese).

地面激光雨滴谱仪反演降水参量的特性探究*

沙修竹¹ 丁建芳¹ 程博²

1 河南省人工影响天气中心,郑州 450005

2 河南省人民政府人工影响天气领导小组办公室,郑州 450005

提 要: 采用河南省 2016—2017 年 100 个日降水资料,对比分析雨滴谱反演回波与雷达回波的变化趋势具有较好一致性。而前者普遍小于后者,其可能原因:一是雷达通过最低仰角观测到的地面雨滴谱仪上方回波与地面雨滴谱仪之间存在一定高度差,二是雨滴下落时的蒸发、破碎过程,使到达地面的雨滴直径减小。(2)雨滴谱反演的降水强度与雨量计观测的降水强度相比,存在一定差异,但无显著偏大或偏小规律性特征。(3)对流云及层积混合云的雨滴谱宽大于层状云,中等尺度雨滴数密度较大。层状云的小水滴数密度较大。河南省大部分降水过程为雨滴谱较窄的层状云降水。(4)河南省降水回波与降水强度的拟合公式: $Z=262I^{1.34}$,层状云拟合公式: $Z=219I^{1.30}$,对流云拟合公式: $Z=307I^{1.38}$ 。(5)雨滴数浓度较高月份为 6—7 月(1500 个·m⁻³左右),降水强度较高月份为 8—10 月(>60 mm·h⁻¹),雨滴最大直径较高月份为 4—8 月(4.3~4.8 mm),雨滴平均直径较高月份为 3—4 月(3 mm 左右)。雨滴数浓度、降水强度、最大直径、平均直径的月份特征变化无一致性。

关键词: 雨滴谱,降水强度,雷达回波,Gamma 拟合,Z-I 关系拟合

中图分类号: P412

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.11.007

Characteristics of Precipitation Parameters Reflected by Ground Laser Raindrop Disdrometer

SHA Xiuzhu¹ DING Jianfang¹ CHENG Bo²

1 Weather Modification Center of Henan Province, Zhengzhou 450005

2 Leading Group Office for Weather Modification of the People's Government of Henan Province, Zhengzhou 450005

Abstract: Adopting the precipitation data of 100 days in Henan Province from 2016 to 2017, this paper comparatively analyzed the difference between raindrop size distribution inversion echo and radar echo, and the difference between raindrop size distribution inversion precipitation intensity and rain gauge observation precipitation intensity. Gamma fitting of raindrop size distribution was conducted to explore raindrop size distribution and precipitation cloud types in Henan Province. Z-I fitting was done to explore relationship between precipitation echo and precipitation intensity in Henan Province. The results are as follows. (1) The variation trends of raindrop size distribution inversion echo and radar echo have good consistency. The former is generally smaller than the latter, and the possible causes are that there was a certain height difference between the radar echo above ground raindrop disdrometer that observed through the lowest elevation angle and the ground raindrop disdrometer, and that the evaporation process, when raindrops fell,

* 中国气象局/河南省农业气象保障与应用技术重点实验室应用技术研究基金(KM201923)和河南省气象局气象科学技术研究项目(Z201507)共同资助

2018 年 9 月 28 日收稿; 2019 年 4 月 3 日收修定稿

第一作者:沙修竹,主要从事人工影响天气相关工作. Email:xiuzhu1990@163.com

could reduce the diameter of raindrops that reached the surface. (2) There is a certain difference between raindrop size distribution inversion precipitation intensity and rain gauge observation precipitation intensity, but there is no obviously large or small regularity. (3) The widths of raindrop size distribution of convective cloud and stratocumulus mixed cloud are wider than that of stratiform cloud, the density of medium-scale raindrops is larger. The density of small droplets in stratiform cloud is larger. Most precipitation processes in Henan Province are stratiform precipitations with narrower raindrop size distribution. (4) The fitting formula of precipitation echo and precipitation intensity in Henan Province is $Z=262I^{1.34}$, the fitting formula of laminar cloud is $Z=219I^{1.30}$ and the fitting formula of convective cloud is $Z=307I^{1.38}$. (5) The raindrop concentrations in June and July are higher (about 1500 m^{-3}), the precipitation intensity between August and October are higher ($>60 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$), the maximum diameters of raindrops between April and August are higher (4.3–4.8 mm), the mean diameters of raindrops between March and April are higher (approximately 3 mm). There is no consistency in the monthly feature changes of four precipitation micro-physical quantities.

Key words: raindrop size distribution, precipitation intensity, radar echo, Gamma fitting, $Z-I$ fitting

引 言

研究降水粒子特性可以探索云内成雨机制,对雷达定量估测降水、云降水微物理过程、人工增雨云水评估等方面具有重要意义(王可法等,2011;李力等,2018)。探究降水物理特征及降水形成机制,微观过程的研究不可或缺。云中微观资料的获取受探测仪器及其他因素制约,而获取相对便利的地面雨滴谱谱型及相关特征量能在一定程度上反映降水的微物理特征(牛生杰等,2002)。

我国雨滴谱的研究工作始于 20 世纪 60 年代。至 90 年代,雨滴谱的观测与研究只限于单纯的雨滴谱分析,雨滴谱资料的获取均来源于人工处理(安英玉等,2008)。近年来,随着雨滴谱观测方法和仪器的改进以及激光雨滴谱仪的业务性普及应用,在区域性雨滴谱分布及特征、不同天气系统或降水云类型下的雨滴谱特征、与雷达观测结合估测降水等方面,诸多学者获得了可观的新研究成果。周毓荃(2004)、罗俊颀等(2012)、林文和牛生杰(2009)采用滤纸观测法获得雨滴谱资料,分别总结了河南、陕西、宁夏层状云降水的主要特征。宫福久等(1997)利用 GBPP-100 型地面雨滴谱仪观测资料,分析了三类云降水雨滴谱的谱型、微结构参量。史晋森等(2008)、陈磊等(2013)和周黎明等(2010)利用激光雨滴谱仪观测资料,分别分析了祁连山夏季不同云系降水的雨滴谱特征、淮南南京梅雨锋暴雨降水微结构特征、典型积层混合云降水的雨滴谱特征。张扬等(2016)、晋立军等(2012)、汪学渊等(2016)在激

光雨滴谱仪、雷达、雨量计的数据一致性方面研究表明,利用雨滴谱估测降水效果更好。

地面激光雨滴谱仪优势在于,一是其相较于以往传统使用的快速摄影法、滤纸色斑法、面粉球法、动力学法,具有精度高、工作量小、可自动完成测量分类、资料连续性及稳定性好等优势,适合时间长、数据量大的降水过程的观测分析(陈磊等,2013)。二是可测定降水粒子的总量、大小、强度和速度,可测定粒子的最小直径为 0.16 mm,可测量的降水强度范围为 $0.005 \sim 250 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,可监测区分下落中的毛毛雨、大雨、冰雹、雪花等各种水成物粒子(陈凤琴等,2017)。需说明的是,由多个降水粒子重叠产生的系统误差,会对尺度、速度的计算有一定影响,这由激光雨滴谱仪观测原理所致,目前尚无较好的解决办法,本文将忽略这种误差的影响(Jones, 1959;朱亚乔和刘元波,2013;宫福久等,2007)。

本文研究意义在于,其一,利用河南省 100 个降水日的雨滴谱组网资料,数据量较充足,以更准确地获得雨滴谱反演回波与雷达回波的差异、雨滴谱反演降水强度与观测降水强度的差异。其二,通过雨滴谱 Gamma 拟合、 $Z-I$ 关系拟合,探究河南省雨滴谱分布及降水云系类型、降水回波与降水强度的拟合关系。

1 资料、方法

1.1 资料

(1) 地面激光雨滴谱仪组网资料。研究选取

2016—2017 年 100 个降水日河南省 39 部 Parsivel 地面激光雨滴谱仪数据样本共 561.6 万份(39 部雨滴谱仪×60 min×24 h×100 d)。Parsivel 激光雨滴谱仪通过 32 个尺度通道、32 个速度通道探测粒子,粒子尺度范围为 0.2~25 mm,粒子速度范围为 0.2~20 m·s⁻¹,采样时间为 60 s,即每分钟记录一次数据,观测时连续采样。对个别粒径<0.16 mm 或下落速度<0.2 m·s⁻¹数据给予剔除,一般出现这种情况的是持续时间很短的间歇性毛毛雨,对整个降水强度的贡献可忽略不计。

(2) 雷达资料。采用 2016—2017 年 100 个降水日河南省 7 部 SA/SB 波段多普勒雷达观测数据。

(3) 降水资料。采用 2016—2017 年 100 个降水日河南省 121 个自动气象站的雨量计数据。

站点具体分布见图 1。

1.2 方法

1.2.1 雨滴谱反演回波强度

雷达反射率因子 Z 、反射率因子的对数形式 dBZ 的计算(张培昌等,2001)分别见式(1)和式(2)。

$$Z = \int_0^{\infty} n(D)D^6 dD \quad (1)$$

$$dBZ = 10 \cdot \lg \frac{Z}{Z_0} \quad (2)$$

式中, D 为粒子直径, $n(D)dD$ 为单位体积内云、雨滴直径为 $D \sim (D+dD)$ 的粒子数, $Z_0 = 1 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ 。 Z 值的大小只取决于云、雨滴谱的情况。

1.2.2 雨滴谱反演降水强度

平均降水强度 I 的计算公式见式(3):

$$I = \frac{\pi}{6} \frac{\sum_i n_i D_i^3}{ST} \quad (3)$$

式中, n_i 表示直径在第 i 档的所有粒子数, D_i 表示第 i 档直径值, S 为采样面积, T 为采样时间。本文利用每分钟的雨滴谱 32 个尺度通道各个通道的粒子数、粒子直径、采样面积(5400 mm²)、采样时间(60 s)数据,通过式(3)计算分钟平均降水强度,再求和计算日降水量。

1.2.3 Gamma 分布拟合

已有研究表明,雨滴谱的 Gamma 分布较 M-P 分布更有普适性,尤其对对流性降水云的拟合效果更为理想(陈宝君等,1998;郑娇恒和陈宝君,2007),因此本文利用 Gamma 分布进行谱拟合(熊飞麟和周毓荃,2016;杨俊梅,2015)。Gamma 分布函数(Ulbrich and Atlas,1998)为式(4):

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\lambda D) \quad (4)$$

式中, N_0 是截距参数(单位:m⁻³·mm^{-μ-1}), μ 是形状因子, λ 是斜率参数(单位:mm⁻¹), N 是数密度(单位:个·m⁻³·mm⁻¹)。广义截距参数(Bringi et al,2003) N_w (单位:mm⁻¹·m⁻³)表示为式(5):

$$N_w = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{10^3 W}{D_m^4} \right) \quad (5)$$

式中, ρ_w 为水密度(单位:1.0 g·cm⁻³), W 为雨水含量。这里采用阶矩法对 Gamma 分布参数进行拟合,三个参数(N_0, μ, λ)用雨滴谱观测值的 2、4、6 阶

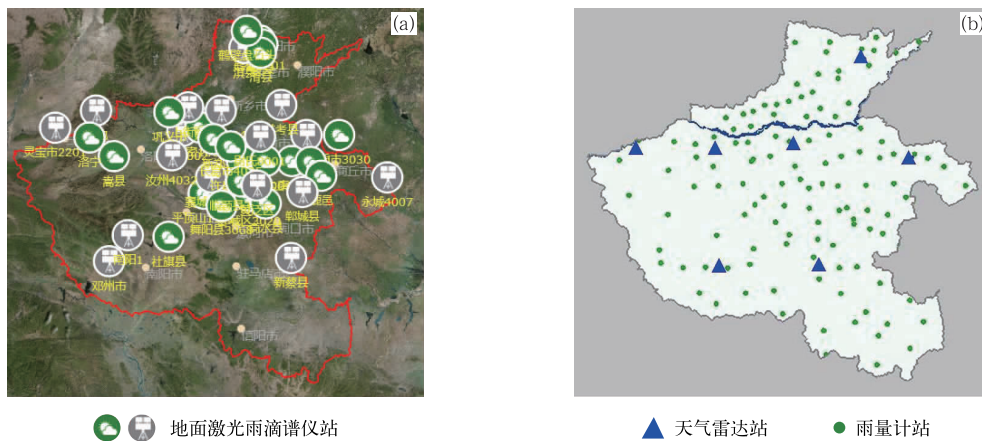


图 1 河南省 39 部地面激光雨滴谱仪站分布(a)以及 7 部天气雷达站、121 个雨量计站分布(b)

Fig.1 Distribution of (a) 39 ground laser raindrop disdrometer stations,

(b) 7 weather radar stations, 121 rain gauge stations in Henan Province

矩来估算。

1.2.4 $Z-I$ 关系拟合

反射率因子 Z (单位: $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$) 与降水强度 I (单位: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$) 之间存在的对应关系 (张扬等, 2016) 见式 (6)。

$$Z = AI_b \quad (6)$$

通过该式, 可由反射率因子计算降水强度。雨滴谱采样频率为 1 min, $Z-I$ 拟合时的时间精度为 1 min。

2 雨滴谱反演降水参量

2.1 回波强度对比

将 100 个降水日每日 08 时至次日 08 时的雨滴谱反演回波强度 Z_1 、雷达观测回波强度 Z_2 进行对比。雨滴谱与雷达数据匹配时, 做如下处理: 由于雨滴下落过程易受水平风场影响, 因此将雷达站探测的最邻近雨滴谱仪垂直上方附近 4 点的回波强度均值、雨滴谱仪站反演回波强度二者进行对比; 雨滴谱、雷达采样频率分别为 1、6 min, 由于每次降水过程中的降水粒子, 其在空中被雷达探测的时间与到达至地面被雨滴谱仪观测的时间二者存在差异, 且无法精确计算时间差, 因此将雨滴谱与雷达数据对比时, 取同一时间点 (min) 数据。

分析 100 个降水日的对比结果, Z_1 与 Z_2 变化趋势具有较好的一致性 (张扬等, 2016), 大多数时域内 $Z_1 < Z_2$ 。分析雨滴谱反演回波普遍小于雷达观测回波的可能原因, 一是由于雷达站与雨滴谱仪站之间存在一定水平距离, 雷达探测的最小仰角为 0.5° , 雷达观测的雨滴谱仪上方回波与地面雨滴谱仪之间存在一定高度差, 因此会造成 Z_1 、 Z_2 之间的

误差; 二是雨滴下落时的蒸发、破碎过程, 使到达地面的雨滴直径减小, 因此会造成 Z_1 偏小。

由于 100 个降水日对比情况无法全部列出, 因此选取降水过程持续时间较长、对于 100 个降水日对比结论具有代表性的两次降水个例。两个个例的天气过程简要分析如下: 2016 年 10 月 23 日, 02 时地面图上河南处在冷高压底部的偏北气流中, 之后, 受东移高空槽和低层切变线共同影响, 全省黄河以南部分地区有中雨; 2017 年 9 月 24 日, 3 km 上空低槽东移影响河南, 后期转受槽后西北气流控制, 08 时起, 三门峡及驻马店等地局部大雨, 夜里降水量级转为小雨。两次过程的日降水量变化见图 2, 均为全天持续性降水, 每小时降水量大多在 $0 \sim 10$ mm 内波动, 降水过程持续时间较长利于雨滴谱反演回波与雷达探测回波的趋势对比分析。选取这两次过程的商水雨滴谱仪站与驻马店雷达站、舞阳雨滴谱仪站与驻马店雷达站的回波对比情况见图 3, 可见 Z_1 与 Z_2 的变化趋势具有一致性, 大多数时次对应的 $Z_1 < Z_2$ 且数值差较小, 极个别时次 $Z_1 < Z_2$ 且数值差较大。

2.2 日降水量对比

将 100 个降水日每日 08 时至次日 08 时的雨滴谱反演日降水量 R_1 、雨量计观测日降水量 R_2 进行对比 (同一地区的雨滴谱仪与雨量计位于同一自动观测站), 而非将雨滴谱仪与雨量计的分钟级别降水强度做对比, 以最大程度消除高分辨率的时空降水差异对两种观测方式下的降水强度对比结果的影响。

雨滴谱与雨量计数据匹配时, 做如下处理: 同一地区的雨滴谱仪与雨量计位于同一自动观测站, 空间上相匹配。对每日 08 时至次日 08 时 24 h 内雨

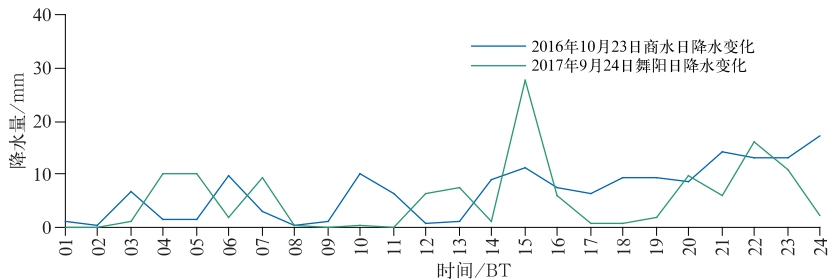


图 2 2016 年 10 月 23 日商水和 2017 年 9 月 24 日舞阳的日降水量变化
Fig. 2 Variation of diurnal precipitation in Shangshui on 23 October 2016
and in Wuyang on 24 September 2017

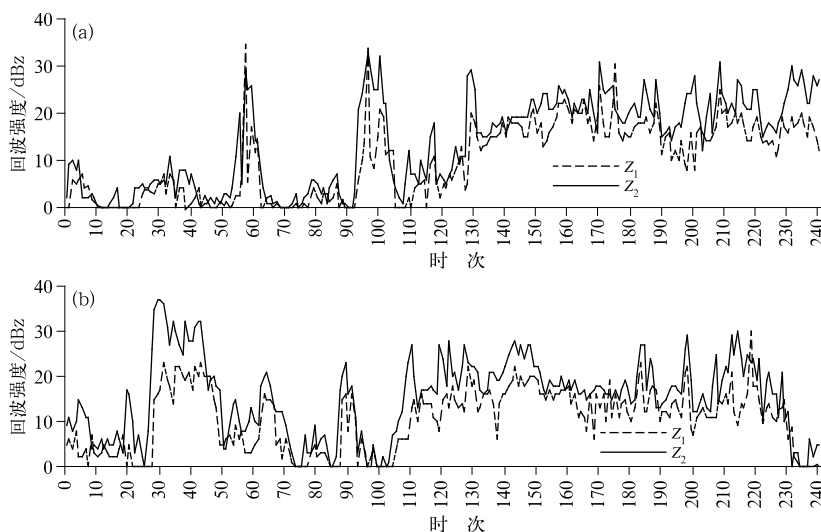


图 3 2016 年 10 月 23 日商水站(a)和 2017 年 9 月 24 日舞阳站(b)雨滴谱反演回波强度 Z_1 与雷达探测回波强度 Z_2 对比
(横坐标“时次”表示每 6 min 记为 1 时次,1 天为 240 个时次)

Fig. 3 Comparison of echo intensities of raindrop size distribution Z_1 and radar Z_2 at Shangshui Station on 23 October 2016 (a) and Wuyang Station on 24 September 2017 (b)

(x axis is “times”, which is counted as 1 time every 6 min and 240 times every day)

滴谱反演的分钟降水量求和以获得日降水量,与雨量计观测的当日 08 时至次日 08 时日降水量进行对比。

统计日降水量使用样本共 3390 份,其中, $R_1 > R_2$ 的样本数占总样本数 53%, $R_1 = R_2$ 的样本数占总样本数 3%, $R_1 < R_2$ 的样本数占总样本数 44%。两种方式下的日降水量相对误差在 0~30% 的样本数占比 43%, 相对误差在 30%~50% 的样本数占比 29%, 相对误差在 50% 以上的样本数占比 28%。可见,雨滴谱反演的日降水量相较于雨量计观测的日降水量无显著偏大或偏小规律性特征,两种方式下的日降水量存在一定差异。分析差异产生的原因:一是激光雨滴谱仪观测原理所致的系统误差,多个降水粒子重叠、激光光束边界效应的影响;二是由于两种仪器观测尺度精度均为 mm,当降水量级很小时,仪器观测产生的误差对观测结果产生的影响比重增大,例如二者观测降水量分别为 0.1、0.2 mm 时,相对误差值可达 50%。

3 拟合分析

3.1 Gamma 分布拟合特征

统计分析 100 个降水日雨滴谱的 Gamma 分布

拟合情况,大多数拟合接近指数曲线分布,其余少数呈直线型、单峰型、多峰型分布,拟合参数 N_0 、形状因子 μ 、斜率参数 λ 的统计情况见表 1。可见,将河南省不同类型云的雨滴谱拟合参数进行统计, N_0 离散程度相对较大,不同地区、不同降水云类型 N_0 数值的空间变率及时间变率存在较大差别。统计分析雨滴谱的谱宽分布情况,雨滴谱最大谱值(单个降水日内单站最大雨滴直径值)在 0~5 mm 的降水占比 68%,在 5~10 mm 的降水占比 21%,在 10 mm 以上的降水占比 11%。可见,大部分降水过程具有雨滴谱较窄的层状云雨滴谱特征(宫福久等,1997),即大部分降水过程为层状云降水。选取 2016 年 10 月 23 日商水、2017 年 9 月 24 日舞阳降水过程的雨滴

表 1 河南省雨滴谱仪站 Gamma 分布拟合参数统计
Table 1 Statistics of Gamma distribution fitting parameters of raindrop disdrometer stations in Henan Province

统计量	$N_0 / \text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-\mu-1}$	μ	λ / mm^{-1}
均值	12169.98	0.76	3.66
最大值	40670.01	4.31	6.73
最小值	346.71	-0.99	0.97
方差	1.46×10^8	1.73	2.51

谱 Gamma 分布拟合见图 4, Gamma 拟合与实际观测拟合具有很好的一致性,前一过程在雨滴直径 0~3 mm 时、后一过程在雨滴直径 1~4 mm 时拟合一致性更高。

利用雷达回波强度及 Gamma 拟合结果,可以获得如下结论:层状云的雨滴谱较窄,小水滴数密度偏大;对流云及层积混合云的雨滴谱较宽,且中等尺度雨滴数密度偏大,大水滴和特小水滴数密度偏小。

3.2 Z-I 关系拟合特征

将雨滴谱反演的回波强度 Z 与降水强度 I 做拟合。在以往研究中,雷达定量估测降水的通用公式为 $Z=300I^{1.4}$,层状云和对流云降水雨滴谱计算

的雷达反射率因子得到 $Z-I$ 关系式分别为 $Z=160I^{1.32}$ 和 $Z=273I^{1.26}$ (杨俊梅, 2015)。但大量研究表明,在不同地区回波强度与降水强度的拟合结果存在差异。河南省 39 个雨滴谱仪台站的 $Z-I$ 拟合系数见表 2。 a 值分布在 164~497,均值为 262, b 值分布在 1.26~1.42,均值为 1.34。由此可获得河南省降水回波与降水强度的拟合公式: $Z=262I^{1.34}$ 。利用雷达回波将历次降水过程的云区分为层状云、对流云的基础上,统计获得河南省层状云拟合公式: $Z=219I^{1.30}$,对流云拟合公式: $Z=307I^{1.38}$ 。选取 2016 年 10 月 23 日商水、2017 年 9 月 24 日舞阳降水过程的 $Z-I$ 拟合关系见图 5。两次过程均为层状云降水, $Z-I$ 拟合系数 a 值分别为 197.5288、

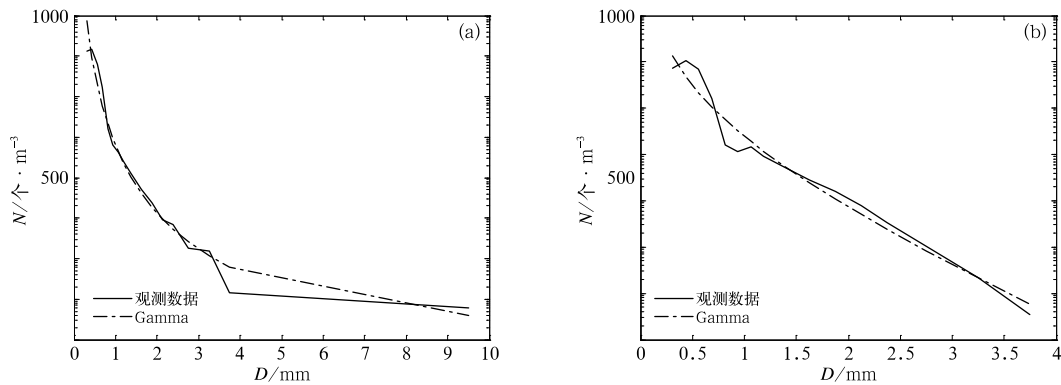


图 4 2016 年 10 月 23 日商水站(a)和 2017 年 9 月 24 日舞阳站(b)雨滴谱 Gamma 分布拟合
Fig. 4 Gamma distribution fittings of raindrop size distribution at Shangshui Station on 23 October 2016 (a) and at Wuyang Station on 24 September 2017 (b)

表 2 河南省雨滴谱仪站 $Z-I$ 拟合系数 a, b 值统计

Table 2 Statistics of values a and b of $Z-I$ fitting coefficient for raindrop disdrometer stations in Henan Province

站号	站名	a	b	站号	站名	a	b
1003	新密	236	1.35	4016	洛宁	208	1.28
1004	郑州	376	1.37	4021	滑县	280	1.35
1101	平顶山	231	1.29	4023	邓州	164	1.26
1201	鹤壁	285	1.35	4025	新郑	277	1.31
1501	襄城	222	1.27	4027	社旗	230	1.31
1801	睢县	260	1.32	4032	汝州	236	1.34
3020	郾城	251	1.41	4034	柘城	262	1.33
3024	太康	231	1.37	4035	长葛	232	1.32
3030	商丘	283	1.39	4037	商水	261	1.33
3051	许昌	248	1.34	4038	盘石头	273	1.33
3064	扶沟	238	1.36	4041	巩义	228	1.33
3068	舞阳	259	1.33	4046	鹿邑	279	1.35
3071	临颖	225	1.31	4048	黄泛区	276	1.34
4006	淇县	368	1.41	4049	新蔡	268	1.37
4010	浚县	497	1.42	4053	兰考	255	1.34
4011	嵩县	223	1.28	4100	郸城	302	1.41
4013	浉池	231	1.34	/	全省均值	262	1.34

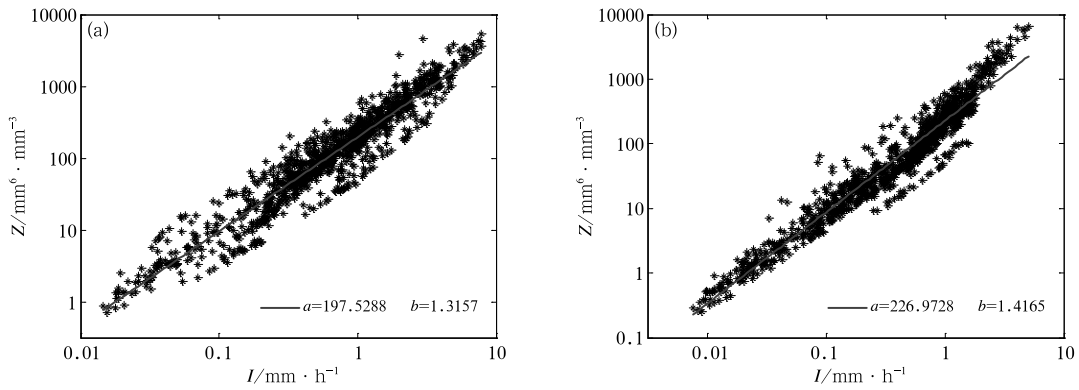


图 5 同图 4, 但为雨滴谱仪站 $Z-I$ 拟合
Fig. 5 Same as Fig. 4, but for the $Z-I$ fitting

表 3 河南省 3—10 月 N, I, D_{max}, D_{mean} 日变化特征统计
Table 3 Statistics of diurnal variation characteristics of N, I, D_{max}, D_{mean} from March to October in Henan Province

月份	$N/\text{个} \cdot \text{m}^{-3}$		$I/\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$		D_{max}/mm		D_{mean}/mm	
	阈值	日峰值出现时间/BT	阈值	日峰值出现时间/BT	阈值	日峰值出现时间/BT	阈值	日峰值出现时间/BT
3	0~1059	23—01 时;06 时左右	0~46	11—13 时	0.4~3.2	无	0.3~2.8	无
4	0~1004	23—02 时	0~36	无	0.5~4.5	08—20 时	0.3~3.2	无
5	0~1098	无	0~56	14—16 时	0.3~4.8	09—11 时;14—16 时	0.3~2.4	09—11 时
6	0~1581	无	0~41	无	0.7~4.3	无	0.4~1.4	17—21 时
7	0~1537	无	0~27	无	0.7~4.8	无	0.4~1.6	无
8	0~1183	无	0~60	08—20 时	0.7~4.8	12—20 时	0.4~1.6	无
9	0~649	无	0~86	无	0.7~2.5	无	0.4~2.1	无
10	0~504	无	0~67	无	0.7~2.6	无	0.4~2.0	无

注: N 为雨滴数密度, I 为降水强度, D_{max} 为雨滴最大直径, D_{mean} 为雨滴平均直径; 阈值表示降水微物理量在一个月数个降水日内的最低值与最高值之间的范围。

Note: N, I, D_{max} and D_{mean} represent density of raindrops, precipitation intensity, maximum diameter of raindrops and mean diameter of raindrops, respectively. Threshold value represents the range between the lowest value and the highest value of the physical quantity in the rainfall days in a month.

226.9728, b 值分别为 1.3157、1.4165, 均接近河南省层状云 $Z-I$ 拟合中系数 a, b 的统计值, 两次过程在雨强较大时的拟合性更好。

4 不同月份降水微物理量的日变化特征

将 100 个降水日按所属月份进行统计, 以获得 3—10 月各月降水微物理量的日变化(图 6), 及其特征值(表 3)。分析雨滴数密度(N) 阈值, 3—8 月极大值均大于 $1000 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$, 其中 6—7 月极大值较大($1500 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$ 左右), 9—10 月极大值较小($600 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$ 左右), 即夏季雨滴数浓度高于其他月份, 秋季雨滴数浓度低于其他月份。3—4 月的 N 存在日峰值, 分别为 23 时至次日 01 时、06 时左右、23 时至次日 02 时。分析 I 阈值, 8—10 月极大值较大(60

$\sim 86 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$; I 数值大多集中在 $0 \sim 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 为便于其日变化特征的呈现, 纵坐标选取 $0 \sim 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, I 的极大值由于数值较大未在图 5 中显示), 即 8—10 月的降水强度高于其他月份。3、5、8 月的 I 存在日峰值, 分别为 11—13、14—16、08—20 时。分析 D_{max} 阈值, 4—8 月极大值较大($4.3 \sim 4.8 \text{ mm}$), 9—10 月极大值较小($2.5 \sim 2.6 \text{ mm}$)。4、5、8 月的雨滴最大直径(D_{max}) 存在日峰值, 分别为 08—20、09—11 及 14—16 时、12—20 时。分析雨滴平均直径(D_{mean}) 阈值, 3—4 月极大值较大($2.8 \sim 3.2 \text{ mm}$), 6—8 月极大值较小($1.4 \sim 1.6 \text{ mm}$)。5、6 月的 D_{mean} 存在日峰值, 分别为 09—11、17—21 时。

由上可看出: 雨滴数浓度极大值较高的月份为 6—7 月, 数值在 $1500 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$ 左右; 降水强度极大值较高的月份为 8—10 月, 数值在 $60 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以

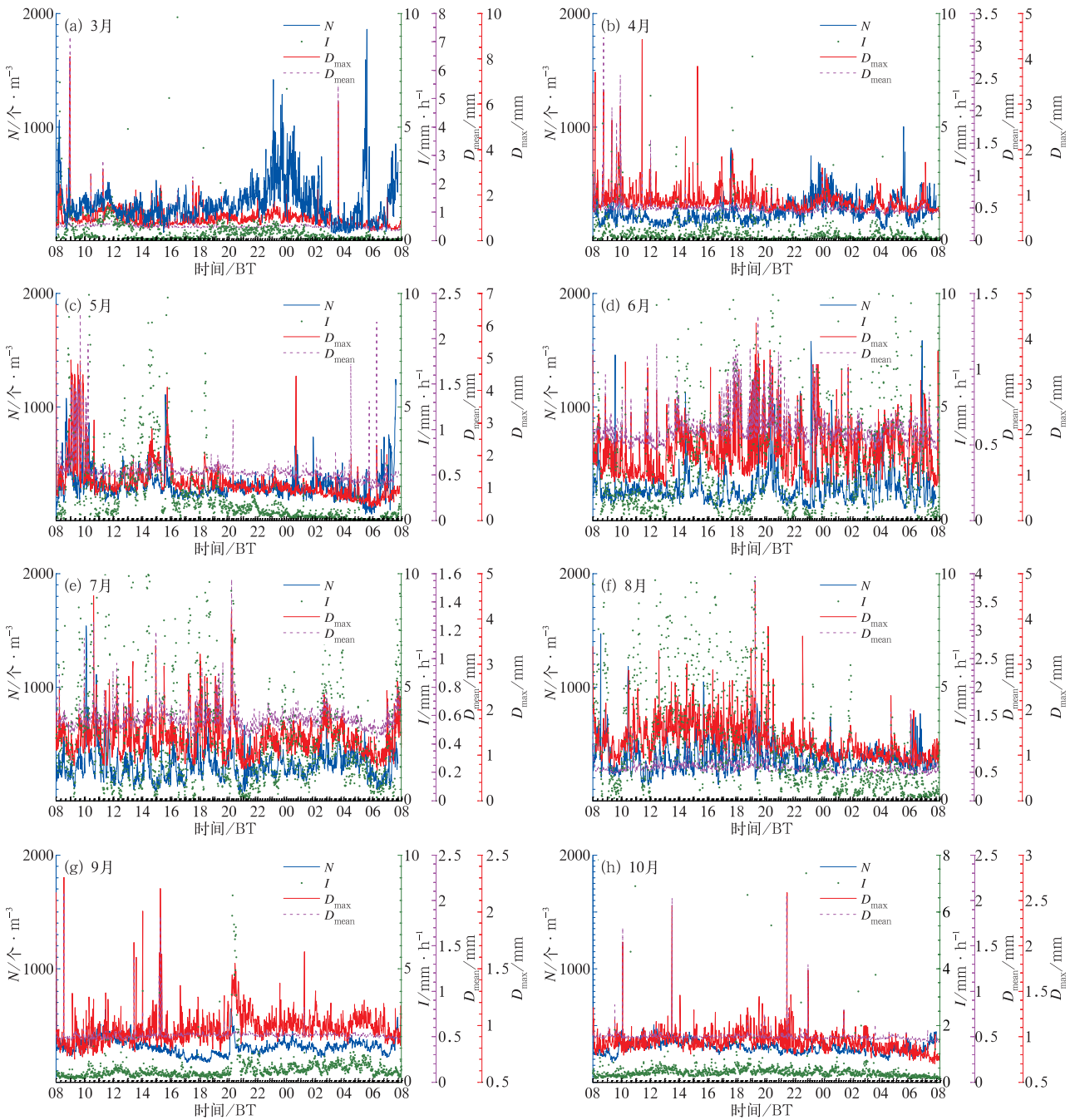


图 6 河南省 3—10 月 (a~h) N 、 I 、 D_{\max} 、 D_{mean} 日变化特征

Fig. 6 Diurnal variations of N , I , D_{\max} , D_{mean} in Henan Province from March to October (a-h)

上;雨滴最大直径极大值较高的月份为 4—8 月,数值为 4.3~4.8 mm;雨滴平均直径极大值较高的月份为 3—4 月,数值为 3 mm 左右。四项降水微物理量的月份特征变化无一致性。

5 结论与讨论

(1) 雨滴谱反演回波 Z_1 、雷达观测回波 Z_2 的

变化趋势具有较好的一致性。 Z_1 普遍小于 Z_2 ,其可能原因:一是雷达站与雨滴谱仪站之间存在一定水平距离,雷达通过最低仰角观测到的地面雨滴谱仪上方回波与地面雨滴谱仪之间存在一定高度差,因此会造成 Z_1 、 Z_2 之间的误差;二是雨滴下落时的蒸发、破碎过程,使到达地面的雨滴直径减小,因此会造成 Z_1 偏小。

(2) 雨滴谱反演的日降水量与雨量计观测的日

降水量相比,存在一定差异,但无显著偏大或偏小规律性特征。分析差异产生原因,一是激光雨滴谱仪观测原理所致的系统误差,二是当降水量级很小时,仪器毫米级观测精度造成的影响。

(3) 对流云及层积混合云的雨滴谱宽大于层状云,中等尺度雨滴数密度较大,小水滴和特小水滴数密度较小。层状云的小水滴数密度较大。河南省大部分降水过程具有雨滴谱较窄的层状云雨滴谱特征,即大部分降水过程为层状云降水。

(4) 河南省降水回波与降水强度的拟合公式: $Z=262I^{1.34}$,层状云拟合公式: $Z=219I^{1.30}$,对流云拟合公式: $Z=307I^{1.38}$ 。

(5) 雨滴数浓度较高的月份为 6—7 月,数值为 $1500 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$ 左右;降水强度较高的月份为 8—10 月,数值为 $60 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上;雨滴最大直径较高的月份为 4—8 月,数值为 $4.3 \sim 4.8 \text{ mm}$;雨滴平均直径较高的月份为 3—4 月,数值为 3 mm 左右。雨滴数浓度、降水强度、最大直径、平均直径的月份特征变化无一致性。

(6) 该研究结果对提高激光雨滴谱资料的分析利用水平,以及深入激光雨滴谱仪、雷达、雨量计的数据一致性研究具有一定参考价值。在更大区域的雨滴谱特征细化研究、雨滴谱反演回波普遍小于雷达回波的原因、雨滴谱反演与雨量计观测的日降水量存在差异的原因等方面,可做进一步探究。

参考文献

安英玉,金凤岭,张云峰,等,2008.地面雨滴谱观测的图像自动识别方法[J].应用气象学报,19(2):188-193. An Y Y, Jin F L, Zhang Y F, et al, 2008. Automatic identification methods of ground raindrop spectrum observation and image[J]. J Appl Meteor Sci, 19(2):188-193(in Chinese).

陈宝君,李子华,刘吉成,等,1998.三类降水云雨滴谱分布模式[J].气象学报,56(4):506-512. Chen B J, Li Z H, Liu J C, et al, 1998. Model of raindrop size distribution in three types of precipitation[J]. Acta Meteor Sin, 56(4):506-512(in Chinese).

陈凤琴,韩合忠,耿灵生,等,2017.基于激光雨滴谱仪的降雨特征研究[J].中国水土保持,(2):42-43. Chen F Q, Han H Z, Geng L S, et al, 2017. Study on rainfall characteristics based on laser raindrop spectrometer[J]. Soil Water Conserv China, (2):42-43(in Chinese).

陈磊,陈宝君,杨军,等,2013.2009—2010年梅雨锋暴雨雨滴谱特征[J].大气科学学报,36(4):481-488. Chen L, Chen B J, Yang J, et al, 2013. Characteristics of raindrop size distribution of rain-

storm on Meiyu front during 2009—2010[J]. Trans Atmos Sci, 36(4):481-488(in Chinese).

宫福久,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]. J Meteor Sci, 27(4):365-373(in Chinese).

宫福久,刘吉成,李子华,1997.三类降水云雨滴谱特征研究[J].大气科学,21(5):607-614. Gong F J, Liu J C, Li Z H, 1997. Study of the raindrop size distributions for three types of precipitation[J]. Chin J Atmos Sci, 21(5):607-614(in Chinese).

晋立军,封秋娟,李军霞,等,2012.自动激光雨滴谱仪在雷达降水估测中的应用[J].气候与环境研究,17(6):740-746. Jin L J, Feng Q J, Li J X, et al, 2012. Application of automatic laser raindrops spectrometer in radar rainfall estimation[J]. Clim Environ Res, 17(6):740-746(in Chinese).

李力,姜有山,蔡凝昊,等,2018. Parsivel 降水粒子谱仪与观测站雨量计的对比分析[J].气象,44(3):434-441. Li L, Jiang Y S, Cai N H, et al, 2018. Contrastive analysis of Parsivel precipitation particle spectrometer data and pluviometer data[J]. Meteor Mon, 44(3):434-441(in Chinese).

林文,牛生杰,2009.宁夏盛夏层状云降水雨滴谱特征分析[J].气象科学,29(1):97-101. Lin W, Niu S J, 2009. Characteristics of the surface raindrop size distribution of summer stratiform precipitation in Ningxia[J]. J Meteor Sci, 29(1):97-101(in Chinese).

罗俊颀,贺文彬,李金辉,等,2012.2003年春季陕西省层状云降水的雨滴谱特征[J].气象,38(9):1129-1134. Luo J J, He W B, Li J H, et al, 2012. Characteristics in size distribution of raindrops of stratiform precipitation in spring 2003 of Shaanxi Province[J]. Meteor Mon, 38(9):1129-1134(in Chinese).

牛生杰,安夏兰,桑建人,2002.不同天气系统宁夏夏季降雨谱分布参量特征的观测研究[J].高原气象,21(1):37-44. Niu S J, An X L, Sang J R, 2002. Observational research on physical feature of summer rain drops size distribution under synoptic systems in Ningxia[J]. Plateau Meteor, 21(1):37-44(in Chinese).

史晋森,张武,陈添宇,等,2008.2006年夏季祁连山北坡雨滴谱特征[J].兰州大学学报(自然科学版),44(4):55-61. Shi J S, Zhang W, Chen T Y, et al, 2008. Raindrop-size distribution characteristics of the northern face of Qilian Mountains in the summer of 2006[J]. J Lanzhou Univ (Nat Sci), 44(4):55-61(in Chinese).

王可法,张弄慧,张伟,等,2011. Parsivel 激光雨滴谱仪观测降水中异常数据的判别及处理[J].气象科学,31(6):732-736. Wang K F, Zhang H H, Zhang W, et al, 2011. The detection and elimination of abnormal data for the precipitation observed by Parsivel precipitation particle spectrometer[J]. J Meteor Sci, 31(6):732-736(in Chinese).

汪学渊,阮征,李效东,等,2016.雨滴谱仪与风廓线雷达反射率对比试验[J].气象,42(1):107-114. Wang X Y, Ruan Z, Li X D, et al, 2016. Comparison of the reflectivities of wind profile radar

- and raindrop disdrometer[J]. Meteor Mon, 42(1): 107-114 (in Chinese).
- 熊飞麟,周毓荃,2016. 估算雨滴谱 Γ 分布三参数的阶矩法研究[J]. 气象, 42(7): 777-789. Xiong F L, Zhou Y Q, 2016. Study of moment methods in estimating three parameters of Gamma raindrop size distribution[J]. Meteor Mon, 42(7): 777-789 (in Chinese).
- 杨俊梅,2015. 山西省地面雨滴谱特征观测研究[D]. 南京:南京信息工程大学. Yang J M, 2015. Observational study of raindrop size distribution characteristics in Shanxi[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology (in Chinese).
- 张培昌,杜秉玉,戴铁丕,2001. 雷达气象学:第 2 版[M]. 北京:气象出版社:11-12. Zhang P C, Du B Y, Dai T P, 2001. Radar Meteorology[M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press: 11-12 (in Chinese).
- 张扬,刘黎平,何建新,等,2016. 雨滴谱仪网数据在雷达定量降水估计中的应用[J]. 暴雨灾害, 35(2): 173-181. Zhang Y, Liu L P, He J X, et al, 2016. Application of raindrop size distribution data from a disdrometer network to quantitative precipitation estimation[J]. Torr Rain Dis, 35(2): 173-181 (in Chinese).
- 郑娇恒,陈宝君,2007. 雨滴谱分布函数的选择: M-P 和 Gamma 分布的对比研究[J]. 气象科学, 27(1): 17-25. Zheng J H, Chen B J, 2007. Comparative study of exponential and Gamma functional fits to observed raindrop size distribution[J]. J Meteor Sci, 27(1): 17-25 (in Chinese).
- 周黎明,张洪生,王俊,等,2010. 一次典型积层混合云降水过程雨滴谱特征[J]. 气象科技, 38(S1): 73-77. Zhou L M, Zhang H S, Wang J, et al, 2010. Raindrop spectral characteristics of mixed-cloud precipitation in Shandong Province[J]. Meteor Sci Technol, 38(S1): 73-77 (in Chinese).
- 周毓荃,2004. 河南层状云系多尺度结构和人工增雨条件的研究[D]. 南京:南京气象学院. Zhou Y Q, 2004. Study on the stratiform cloud multi-scale structures and artificial rainfall increase in Henan Province[D]. Nanjing: Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese).
- 朱亚乔,刘元波,2013. 地面雨滴谱观测技术及特征研究进展[J]. 地球科学进展, 28(6): 685-694. Zhu Y Q, Liu Y B, 2013. Advances in measurement techniques and statistics features of surface raindrop size distribution[J]. Adv Earth Sci, 28(6): 685-694 (in Chinese).
- 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]. J Atmos Sci, 60(2): 354-365.
- Jones D M A, 1959. The shape of raindrops[J]. J Atmos Sci, 16(5): 504-510.
- Ulbrich C W, Atlas D, 1998. Rainfall microphysics and radar properties; Analysis methods for drop size spectra[J]. J Appl Meteor, 37(9): 912-923.