

强德厚,刘俊卿,丁建芳,等,2024. 青藏高原夏季一次冰雹过程的微物理特征[J]. 气象,50(6):701-710. Qiang D H, Liu J Q, Ding J F, et al, 2024. Microphysical characteristics of a summer hailstorm in Tibetan Plateau[J]. Meteor Mon, 50(6):701-710 (in Chinese).

青藏高原夏季一次冰雹过程的微物理特征^{*}

强德厚¹ 刘俊卿² 丁建芳³ 程 博³ 吴 江⁴ 唐利琴²

¹ 西藏自治区大气探测技术与装备保障中心,拉萨 850000

² 西藏自治区人工影响天气中心,拉萨 850000

³ 河南省人工影响天气中心,郑州 450003

⁴ 那曲市气象局,那曲 852000

提 要: 为提高青藏高原冰雹过程中降水特征的认识,利用雨滴谱数据并结合探空、雷达、FY-4A 卫星和分钟降水资料,分析了 2020 年 7 月 23 日拉萨降雹过程的微物理特征。结果表明:在降水演变特征方面,雨量计分钟降水量与 DSG5 降水天气现象仪接近,但开始和结束时间、降水峰值及总降水量略有差异。此次过程中雨滴、冰雹的平均谱分布拟合曲线呈单调下降,雨滴谱符合 Γ 分布,雹谱符合 M-P 分布。降雹初期,降水粒子以小粒子居多,主要由雨滴下落中的蒸发所致;降雹后期,降水粒子谱宽变大,碰撞破碎和霰粒融化产生大量的小雨滴引起粒子数浓度剧增,数浓度增多和滴谱变宽导致雨强增大。冰雹的数浓度仅占总降水粒子数浓度的 1.6%,但对地面降水量的贡献最大。根据观测,拟合得到冰雹平均末速度与直径的关系公式。

关键词: 青藏高原,冰雹过程,微物理特征,谱分布

中图分类号: P416, P426

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2024.020201

Microphysical Characteristics of a Summer Hailstorm in Tibetan Plateau

QIANG Dehou¹ LIU Junqing² DING Jianfang³ CHENG Bo³ WU Jiang⁴ TANG Liqin²

¹ Atmospheric Exploration Technology and Equipment Support Center of Tibet, Lhasa 850000

² Weather Modification Center of Tibet, Lhasa 850000

³ Weather Modification Center of Henan Province, Zhengzhou 450003

⁴ Nagqu Meteorological Office of Tibet, Nagqu 852000

Abstract: In order to improve the understanding of precipitation characteristics of hailstorm in the Tibetan Plateau, based on the raindrop size distribution data observed by DSG5 disdrometer, radar reflectivity, FY-4A satellite and minutely precipitation data, etc., the precipitation microphysical characteristics of the hailstorm that occurred in Lhasa on 23 July 2020 is analyzed. The results show that there were some slightly differences at the time of beginning and end of the hailstorm, precipitation peak and total precipitation between rain gauge and DSG5 disdrometer although the minutely precipitation amounts of the two were similar. The fitted curves of the average spectrum distribution of raindrops and hailstones were monotonously decreasing. The raindrop size spectrum conformed to Γ distribution and the hail size spectrum accorded with M-P distribution. In the early stage of hail process, the precipitation particles were mostly small, which was mainly caused by the evaporation of the raindrops. In the later stage, the spectral width

^{*} 西藏自治区自然科学基金项目(XZ2019ZRG-151)、中国气象局创新发展专项(CXFZ2023J042)和河南省重点研发与推广专项项目(KP202329)共同资助

2023 年 4 月 26 日收稿; 2024 年 1 月 19 日收修定稿

第一作者:强德厚,主要从事大气探测技术研究. E-mail:391104833@qq.com

通讯作者:刘俊卿,主要从事云降水物理与人工影响天气研究. E-mail:365273628@qq.com

of precipitation particles became wider, the collision and fragmentation of the particles and the melting of graupel particles produced a large number of small raindrops, leading to a sharp increase in the number of particle concentration. The significant increase of number concentration and the widening of the droplet spectrum in this stage were the reason for the increased rainfall. The number concentration of hailstones only accounted for 1.6% of the total number concentration of precipitation particles, while the hailstones were the major contributors of the surface total precipitation. The empirical formula for the average terminal falling velocity and the diameter of the hails was fitted based on the observation.

Key words: Tibetan Plateau, hailstorm, microphysical characteristic, spectrum distribution

引 言

冰雹作为最常见的气象灾害之一,对农牧业和人民生命财产带来严重影响。许多学者从雷达回波结构角度对冰雹天气的典型特征进行研究,认为降雹对流单体存在低层 V 型缺口、有界弱回波区、回波悬垂、低层辐合和高层辐散等(王秀玲等,2012;刘欣等,2019;尹丽云等,2021;汤兴芝等,2022;王晓君和郑媛媛,2022);冰雹通常出现在偏振雷达垂直反射率因子大、差分反射率因子小、相关系数小的区域(林文等,2020;孙伟等,2021;阮悦等,2022)。随着新型遥测(感)技术的发展,不少专家利用卫星、雷达、微波辐射计等多源资料开展对冰雹形成的云结构、动力结构及物理机制和识别预警的研究(陈英英等,2013;李聪等,2017;郑飒飒等,2019)。

综上所述,国内冰雹研究主要集中在物理机制和监测预警方面,对冰雹微物理特征的研究较少。由于冰雹谱特征反映了冰雹的云内生长,冰雹落地动能直接决定了冰雹致灾程度,因此,冰雹微物理参量对冰雹云和人工防雹研究至关重要。早期,黄玉生和李子华(1982)、施文全等(1984)、牛生杰等(1999)利用人工测雹开展冰雹谱特征观测研究。近年来,随着雨滴谱资料在国内外云降水物理研究中的应用,岳治国和梁谷(2018)、陶涛等(2020)、刘彦等(2023)研究了西北地区冰雹过程的降水粒子微物理及演变特征。王俊等(2021)研究山东北部雹暴降水,指出雹暴降水雨滴谱为单峰型,计算的爬线雷暴 Z-R 关系明显偏离天气雷达 Z-R 关系。何清芳等(2022)基于雨滴谱和偏振雷达资料研究闽西南地区一次春季降雹过程的降水粒子谱特征发现,降雹(强降水)阶段的滴谱单峰(弱双峰)结构多为小冰雹融化引起,降雹后滴谱双峰结构主要由雨滴碰并作用造成。Friedrich et al(2013)认为 5~8 mm 粒子存

在低密度小冰雹和大雨滴,冰雹一般出现在上升气流区附近前后向的下沉气流区。

青藏高原冰雹研究主要以气候统计、天气分析、卫星遥感或数值模拟为主(刘欣等,2019),针对冰雹微物理特征的研究较为缺乏。郭恩铭(1984)指出西藏冰雹存在多核特征;张国庆和孙安平(2007)发现青海东部冰雹谱呈双峰型,以冷相机制为主,雹胚以霰胚数量居多,冻滴胚较少;梅垚等(2018)利用那曲偏振雷达资料研究了高原冰雹云发生发展的微物理特征。目前,利用激光雨滴谱等多源资料对青藏高原冰雹微物理特征研究仍处于空白状态。本文利用 DSG5 降水现象仪(简称 DSG5)粒子谱信息,结合卫星、雷达、探空及分钟降水数据,分析了 2020 年 7 月 23 日拉萨降雹过程的微物理特征,旨在提高对青藏高原冰雹天气致灾机理的认识,为有效实施人工防雹作业奠定基础。

1 资料及方法

1.1 资料选取和质量控制

2020 年 7 月 23 日拉萨降雹过程持续 31 min,其中 18:22—18:39(北京时,下同)为雨夹雹阶段,18:40—18:52 为毛毛雨阶段,共有 31 个观测样本。雨滴谱资料源于拉萨气象站观测场的 DSG5,能够识别雨、雪、湿雪和冰雹等,可反演雨强、雷达反射率因子、动能通量等信息(Löffler-Mang and Joss, 2000;陶涛等,2020)。卫星资料选用 FY-4A 卫星 12.0 μm 通道云顶黑体亮温 TBB 等经纬度格点资料,空间分辨率为 4 km,时间分辨率为 15 min(全圆图)或 5 min(北半球区域图)(任素玲等,2020)。雷达资料选用剔除地物杂波后的拉萨天气雷达基数据反演得到组合反射率产品,空间分辨率为 1 km $\times$ 1 km,时间分辨率为 6 min。环流场和探空资料来

自 MICAPS 业务系统。

受背景噪声、强风及雨滴重叠或溅到仪器外壳上等多种因素影响,DSG5 可能出现测量误差。数据质量控制如下:(1)剔除直径小于 0.3 mm 前两档的观测数据(Chen et al, 2017);(2)粒子数低于 10 个和雨强小于 $0.001 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ 的样本默认为仪器噪声,予以剔除(强德厚等, 2022);(3)剔除强风造成的慢落速大滴($V < 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 且 $D > 5 \text{ mm}$)的观测误差。另外,西藏气象信息中心采用《气象资料业务系统(MDOS)省级地面气象资料质量控制技术规范》中分钟降水质量控制方案的界限值检查、范围值检查、持续性检查、空间一致性检查方法对雨量资料进行质量控制。

1.2 数据处理计算方法

降水粒子第 i 个尺度通道的雨滴单位尺度空间数浓度 $N(D_i)$ (单位: $\text{个} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$) 见式(1)(Chen et al, 2017):

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

式中: n_{ij} 为第 i 个尺度通道和第 j 个速度通道的粒子个数; A 和 t 分别为采样面积和时间间隔; V_j 为第 j 个速度通道的粒子下落速度(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); ΔD_i 为第 i 个尺度通道的宽度(单位: mm)。

粒子数浓度 N (单位: $\text{个} \cdot \text{m}^{-3}$)、平均直径 D_{ave} (单位: mm)、质量等效直径 D_m (单位: mm)、雨强 I (单位: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)、雷达反射率因子 Z (单位: $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$)、平均动能通量 KE (单位: $\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) 的计算如式(2)~式(7)所示(Chen et al, 2017), 冰雹密度 $\rho = 890 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ (牛生杰等, 1999)。

$$N = \sum_{i=3}^{32} N(D_i) \Delta D_i \quad (2)$$

$$D_{\text{ave}} = \frac{\sum_{i=3}^{32} N(D_i) \Delta D_i}{\sum_{i=3}^{32} N(D)} \quad (3)$$

$$D_m = \frac{\sum_{i=3}^{32} N(D_i) D_i^4 \Delta D_i}{\sum_{i=3}^{32} N(D_i) D_i^3 \Delta D_i} \quad (4)$$

$$I = \frac{\pi}{6} \sum_{i=3}^{32} \sum_{j=1}^{32} D_i^3 V_j N(D_i) \Delta D_i \quad (5)$$

$$Z = \sum_{i=3}^{32} D_i^6 N(D_i) \Delta D_i \quad (6)$$

$$\text{KE} = \frac{\pi \rho}{12} \sum_{i=3}^{32} \sum_{j=1}^{32} D_i^3 V_j^3 N(D_i) \Delta D_i \quad (7)$$

M-P 和 Γ 分布见式(8)和式(9):

$$N(D) = N_0 e^{-\lambda D} \quad (8)$$

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\lambda D} \quad (9)$$

式中: N_0 为截距参数, λ 为斜率参数, μ 为形状因子(程鹏等, 2021)。

1.3 两种观测设备对比分析

对比拉萨站雨量计与 DSG5 (图 1) 发现, 两种设备的分钟降水演变接近。降雹期间, 分钟降水量先增后减, 存在两个雨量峰值。雨量计降水量峰值分别为 0.7 mm 和 1.4 mm, 出现在 18:31 和 18:36; 而 DSG5 降水量峰值为 1.4 mm 和 2.0 mm, 出现在 18:32 和 18:36。不同之处表现在降水开始和结束时间、降水第一峰值以及累计降水量方面。其原因在于: 一是 DSG5 显示 18:21 降水开始, 而雨量计 18:25 才出现 0.2 mm 的降水量, 这种现象与降雹前降水量小于 0.1 mm, 而翻斗雨量计降水量达到 0.1 mm 才记录一次有关。二是 18:40 以后 DSG5 观测到降水量基本小于 0.1 mm, 而雨量计观测降水结束时间推后至 18:52, 并且雨量计降水第一峰值超前 1 min, 这是由于冰雹为固态降水, 只有在彻底融化落入翻斗雨量计后才能记录降水。三是雨量计观测的累计降水量为 10.5 mm, 而 DSG5 累计降水量为 12.3 mm。1.8 mm 的差异可能与地面降水的不均匀分布、小雨滴蒸发和雨滴重影造成 DSG5 与雨量计的测量差别, 以及非球形冰雹按球形计算

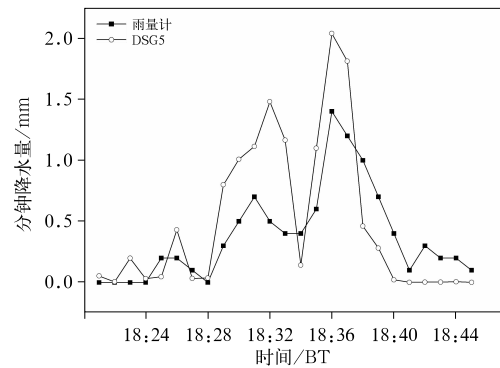


图1 2020年7月23日18:21—18:45

雨量计和 DSG5 的分钟降水量对比

Fig. 1 Minutely precipitation between rain gauge and DSG5 disdrometer from 18:21 BT to 18:45 BT 23 July 2020

降水量带来的误差等有关。

2 结果分析

2.1 环流背景及天气实况

2020 年 7 月 23 日 08:00, 500 hPa 中高纬度环流形势场呈两槽一脊形态, 西藏受伊朗高压和西太平洋副热带高压(以下简称西太副高)之间的高空槽控制, 槽线位于阿里、那曲和日喀则三地交界处, 拉萨受槽前西南气流控制。20:00 西太副高西伸至高原东南侧, 拉萨位于西太副高外围, 暖中心强度增大。200 hPa 南亚高压控制整个高原。地面图上, 08:00 风场辐合区位于阿里、那曲和日喀则交界处, 17:00 摆动至 90°E 附近。18:22—18:40 拉萨城区及周边各县出现冰雹、短时强降水和雷暴天气, 过程最大降水量为 10.6 mm, 拉萨站 DSG5 观测到冰雹最大直径为 19 mm, 人工观测为 28 mm。文中以直径大于 5 mm 作为判识冰雹的标准(郑永光等, 2015)。

从 08:00 拉萨探空图(图 2)可知, 地面至 500 hPa 比湿为 $11.77 \sim 6.10 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 高层小于 $3.20 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 呈上干下湿状态; $0 \sim 6 \text{ km}$ 风垂直切变为 $13 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 0°C 层和 -20°C 层高度差为 3.6 km, 深厚的一 $20 \sim 0^\circ\text{C}$ 层适宜冰雹在云内循环增长。对流有效位能为 $486 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 对流有效抑制能量为 $39.2 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 抬升指数为一 2.03 K, 层结不稳定有利于强对流发展。用 17:00 地面温度 24°C 和露点温度 8°C 做探空订正, 订正后对流有效位能为 $1693 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,

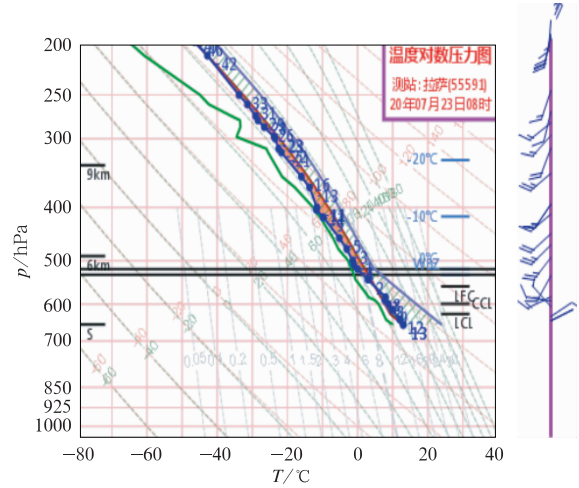


图 2 2020 年 7 月 23 日 08:00 拉萨站 $T\text{-}\ln p$ 图

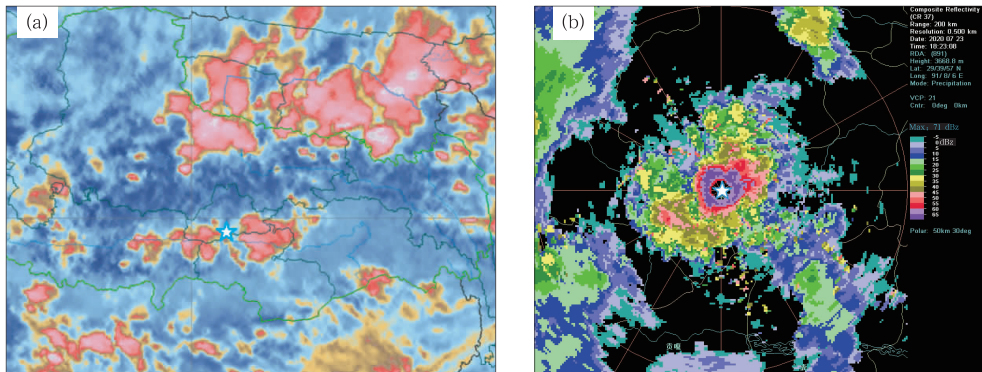
Fig. 2 $T\text{-}\ln p$ plot at Lhasa Station

at 08:00 BT 23 July 2020

-20°C 层以上的对流有效位能大于总对流有效位能的 $1/3$, 大量潜在不稳定能量有利于形成旺盛的垂直运动。

2.2 雷达卫星特征分析

此次冰雹过程不仅具备触发强对流的天气尺度背景, 而且高原午后热力作用加剧了局地辐合上升运动, 有利于强对流天气的发展。从 17:00 FY-4A 红外云图可知, 西藏沿江一线中东部开始出现对流云(图 3a), 拉萨西南部有较强对流发展, 并向东北方向移动, 18:00 云顶温度、有效粒子半径、雹暴指数分别达到 -47°C 、 $45.1 \mu\text{m}$ 、0.70。18:06 拉萨城



注: 白色五星代表拉萨站。

图 3 2020 年 7 月 23 日 (a) 17:00 FY-4A $12.0 \mu\text{m}$ 红外云图和

(b) 18:23 拉萨站雷达组合反射率因子

Fig. 3 (a) FY-4A satellite infrared cloud image of $12.0 \mu\text{m}$ at 17:00 BT and (b) composite reflectivity factor of Lhasa Doppler Radar at 18:23 BT 23 July 2020

区西南 10 km 处出现 40 dBz 的较强回波,18:12 增强至 45 dBz 以上,大于 45 dBz 回波面积约为 10.2 km²; 18:18 降雹单体的 65 dBz 雷达强回波中心移近拉萨雷达站,此时冰雹云中强上升气流支撑雹粒在云内不断增长,拉萨城区大于 45 dBz 回波面积约为 15.4 km²。18:23 冰雹云迅速发展,降雹单体强中心回波移至雷达站上空,强回波中心最大值达 65 dBz,中心回波顶高超过 6.5 km,大于 60 dBz 回波面积达到 44.8 km²(图 3b)。18:23 拉萨站出现雨夹雹,降雹过程持续 17 min。18:45 冰雹云强回波明显减弱,逐渐向拉萨东北方向移动。

2.3 微物理特性分析

2.3.1 降水粒子平均谱分布

将 2020 年 7 月 23 日降雹过程的雨滴和冰雹粒子分别利用 Γ (阶距法、最小二乘法)和 M-P 分布拟合,得到图 4 和式(10)~式(12),相关系数分别为 0.9997 和 0.95,显著性水平检验小于 0.01。可以看出,雨滴(Γ 最小二乘法拟合)和冰雹的拟合平均谱呈单调下降,其中雨滴平均谱(Γ 阶距法拟合)呈

单峰型。雨滴实测谱在 2~3 mm 和 3~4 mm 直径段的粒子数密度存在相对明显的峰值。

$$N = 279.362 \times D^{0.3865} \times e^{1.660D} \tag{10}$$

$$N(D) = 163.641 \times D^{-1.1251} \times e^{0.9209D} \tag{11}$$

$$N(D) = 2.6672 \times e^{0.3747660D} \tag{12}$$

计算得到拉萨冰雹谱 N_0 为 2.6672 个·m⁻³·mm⁻¹, λ 为 0.3747。与国内外冰雹谱研究结果对比发现(表 1),拉萨冰雹谱平均数密度 N_0 比陕西(岳治国和梁谷,2018)、云南(黄玉生和李子华,1982)与新疆(施文全等,1984)小,比宁夏固原(牛生杰等,1999)和瑞士(Waldvogel et al,1978)大多数的冰雹个例的 N_0 大;斜率 λ 则明显小于陕西、云南和新疆,与宁夏固原和瑞士冰雹个例研究结果接近。就冰雹最大直径而言,拉萨冰雹最大直径为 19 mm,与新疆和云南接近,比宁夏略小。与云贵高原、黄土高原和新疆相比,青藏高原对流单体冰雹的浓度低,谱宽与之接近。

2.3.2 粒子谱演变特征

此次过程分三个阶段:降雹初期(18:22—18:27)、降雹后期(18:28—18:39)、降雨期(18:40—

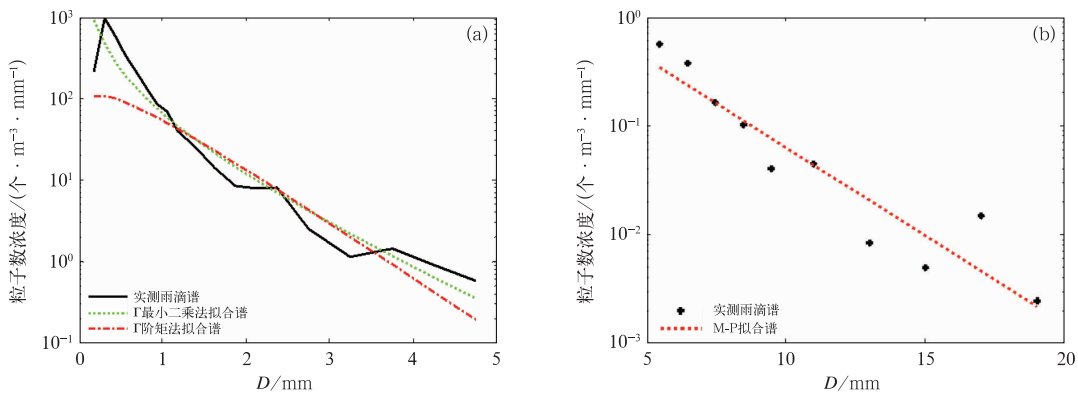


图 4 2020 年 7 月 23 日拉萨降雹过程(a)雨滴和(b)冰雹的平均谱分布
Fig. 4 Average spectrum distribution of (a) rain particles and (b) hailstones of the hailstorm in Lhasa on 23 July 2020

表 1 国内外冰雹谱平均谱参数比较

Table 1 Comparison of the average spectrum parameters of hailstorm at home and aboard					
地名	N_0 平均值/变化范围/ (个·m ⁻³ ·mm ⁻¹)	λ 平均值/变化范围/mm	冰雹过程/次	雹暴类型	冰雹最大 直径/mm
西藏拉萨	2.6672	0.3747		强单体	19
陕西渭北	177.602	1.300		强单体	17
宁夏固原	9.075/0.0002~134.931	0.288/0.106~0.867	22	弱(多)单体	17~27
新疆昭通	124.4	0.68	6	弱(多)单体	16
云南鹤庆	220.0	0.25~0.61		弱单体	18
瑞士	12.1/1.5~52	0.42/0.33~0.64		多单体	—

注:云南为幂指数分布 $N(D) = N_0 \times D_i^{-b}$,其余为 M-P 指数分布 $N(D) = N_0 e^{-\lambda D_i}$ 。

18:52)。从降雹期间粒径谱演变(图 5a)来看,降雹初期,降水粒子数浓度在 $21 \sim 543 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$,最大直径起伏明显,小粒子较多,主要由雨滴下落中的蒸发所致。降雹后期谱宽加大,最大直径达 19 mm ;大粒子明显增多,数浓度急剧增加至 $1500 \sim 19000 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$,数浓度剧增是由降水粒子碰撞破碎和霰粒融化产生大量小雨滴所致,雨强增大由粒子数浓度增多和滴谱变宽引起。降雨期,粒子最大直径小于 3 mm ,数浓度减小至 $10 \sim 100 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ 。整个降水阶段中,数浓度峰值出现在粒子直径 0.4 mm 处,80%的粒子直径小于 1 mm ,最大数浓度超过 $3500 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{mm}^{-1}$ 。从速度谱分布(图 5b)可知,速度谱宽超过了 $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,粒子下落速度 $< 3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的数浓度占总数浓度的 75%。从图 5 还可以看出,降水时段较为集中,仅仅维持 30 min ,说明对流单体内强上升气流维持时间短,导致云内不同尺度的粒子落向地面,表现为粒子谱中各尺度粒子数浓度快速增长,结论与李聪等(2017)的降雹云降水粒子谱演变研究结果一致。

2.3.3 微物理特征演变分析

从降水粒子各物理量的演变(图 6)可见,降雹初期数浓度为 $10^1 \sim 10^2 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$ 量级,粒子平均直径在 $0.50 \sim 1.63 \text{ mm}$,质量等效直径在 $3 \sim 10 \text{ mm}$,冰雹最大直径达 $6 \sim 12 \text{ mm}$,雷达反射率因子大小在 $40 \sim 60 \text{ dBz}$,雨强在 $0.3 \sim 28.9 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,降水弱且起伏明显,说明此阶段降水贡献源于少量的较大雨滴和冰雹。

降雹后期存在两个雨强峰值,分别为 18:32

($95.8 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)和 18:36($133.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$),对第一个雨强峰值期(18:28—18:34)和第二个雨强峰值期(18:35—18:39)分别讨论。第一个雨强峰值期,除平均直径缓慢增加外,其余各物理量开始剧增。数浓度为 $10^2 \sim 10^3 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$ 量级,粒子平均半径减小至 0.6 mm 左右,质量等效直径在 $3 \sim 14 \text{ mm}$,其中冰雹最大直径达 $6 \sim 20 \text{ mm}$,说明此阶段大量的小雨滴和冰雹并存;雨强在 $2.2 \sim 95.8 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,18:29—18:33 雷达反射率因子维持在 70 dBz 左右。第二个雨强峰值期,数浓度小于 $10^3 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$,平均尺度缓慢增加至 $0.6 \sim 0.9 \text{ mm}$,质量等效直径小于 8 mm ,冰雹最大直径在 $7 \sim 14 \text{ mm}$,雷达反射率因子在 $54 \sim 66 \text{ dBz}$,雨强在 $18.9 \sim 133.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。说明此阶段较大雨滴(冰雹)的比例较第一个雨强峰值期稍大(小)。另外,与第一个雨强峰值相比,第二个雨强峰值的粒子数浓度、最大直径和雷达反射率因子小,其雨强反而大。分析图 5 可以看出,第二个雨强峰值虽然谱宽小,但是 $> 2 \text{ mm}$ 大粒子的数浓度相对较大,导致此时的雨强较大,此结论与强德厚等(2022)拉萨夏季降水较大粒子对雨强贡献大的结果一致。

降雨阶段,冰雹云减弱,降雨趋于结束,粒子数浓度减少至 $10^1 \text{ 个} \cdot \text{m}^{-3}$ 量级,平均直径在 0.6 mm 左右,最大直径减小至 $1 \sim 4 \text{ mm}$,质量等效直径显著变小,雷达反射率因子小于 35 dBz ,雨强维持在 $0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 左右。

降雹过程期间,0.3~1、1~2、2~3、3~4、4~5 和 5~19 mm 的粒子分别占总粒子数的 80.8%、

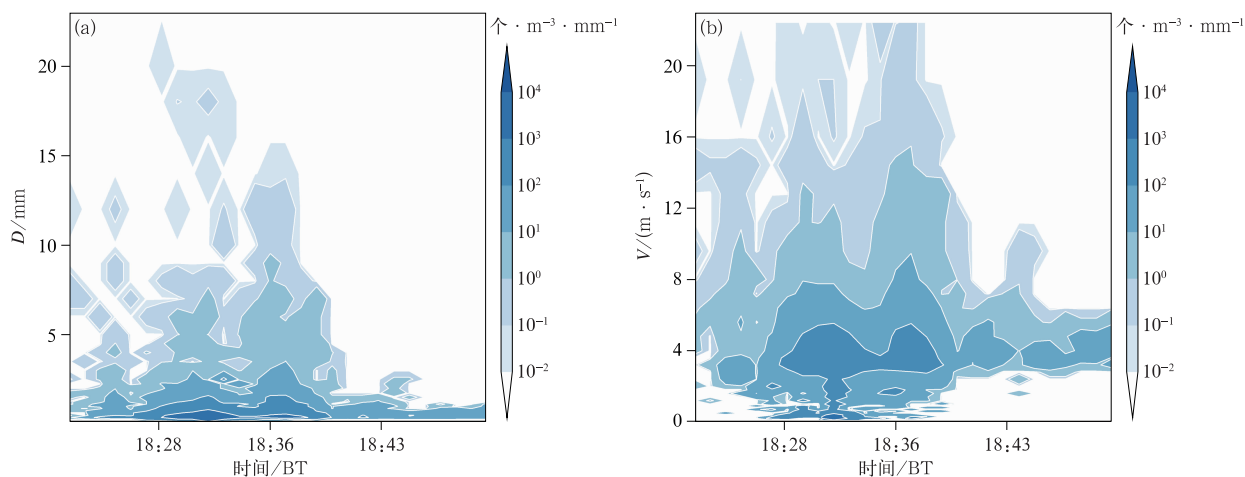


图 5 2020 年 7 月 23 日 18:22—18:52 拉萨降雹天气的降水(a)粒子谱和(b)速度谱的演变

Fig. 5 Evolution of (a) particle spectrum and (b) velocity spectrum of precipitation during the hailstorm in Lhasa from 18:22 BT to 18:52 BT 23 July 2020

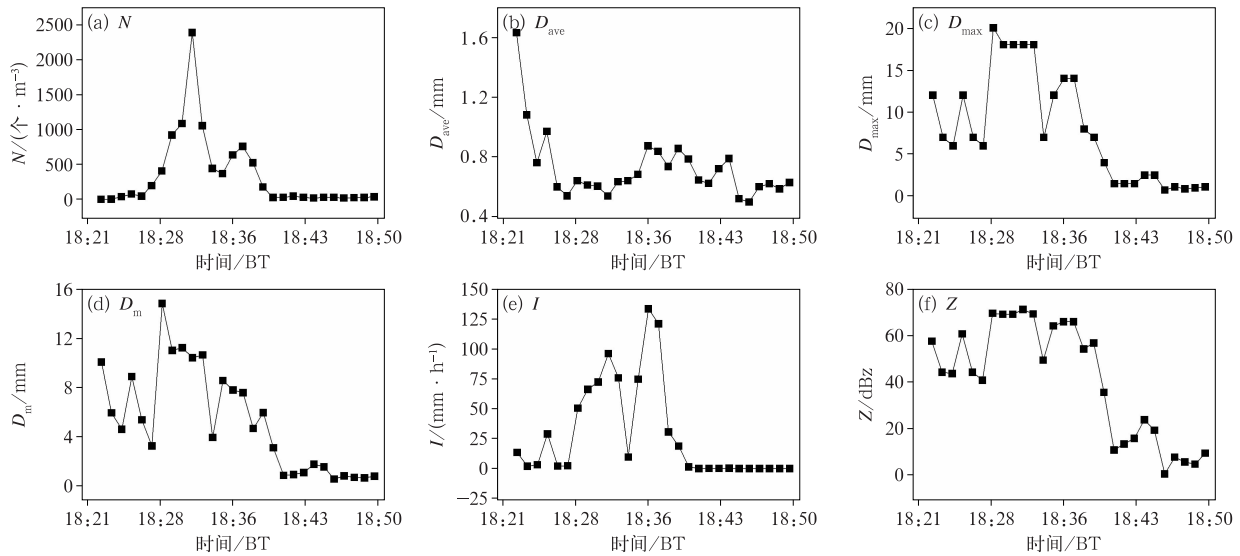


图6 2020年7月23日18:21—18:50冰雹过程的微物理量演变特征
Fig. 6 Microphysical parameter evolution of precipitation particles during the hailstorm from 18:21 BT to 18:50 BT 23 July 2020

13.0%、2.7%、1.1%、0.8%和1.6%，降水量贡献率分别为1.4%、3.0%、3.4%、3.9%、5.8%和82.5%。可见，降水粒子以2 mm以下的雨滴居多，2~5 mm较大雨滴占总粒子数4.6%，降水贡献率为13.1%，冰雹的数浓度仅为1.6%，但其降水量贡献率却达到了82.5%，因此冰雹对降水量贡献最大。

2.3.4 冰雹末速度及动能谱

单个冰雹末速度和冰雹直径相关，在自然降雹中冰雹末速度受初始降落高度、形状、密度、大小和空气气流等多因素影响(徐家骝, 1979)。冰雹过程观测到直径大于5 mm的冰雹共144个。相同大小冰雹的下落末速度存在较大差异，以10 mm冰雹的下落末速度差异最为明显，最大与最小下落末速度的差值达 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图7)。由此可知，虽然冰雹直径 D 相同，但其末速度 V 可能存在很大差异，因此研究平均下落末速度对冰雹致灾程度更具有实际意义。利用 $V = a \times D^b$ ，拟合得到实际冰雹平均下落末速度经验公式见式(13)，拟合和实际观测的冰雹末速度分布如图8所示，拟合值与实测值相比，平均、最大、最小误差分别为0.28%、10.37%、-6.71%，相关系数 R 达到0.98，拟合公式与徐家骝(1979)的研究结果一致。

$$V = 5.135 \times D^{0.5092} \quad 5 \text{ mm} \leq D \leq 15 \text{ mm} \quad (13)$$

冰雹落地动能与雹灾严重程度密切相关，是研究冰雹微物理过程的焦点。冰雹平均动能通量谱、雷达反射率因子谱和雨强谱随时间演变的走势基本相同(图9)。18:30—18:39集中降雹时段，雷达反

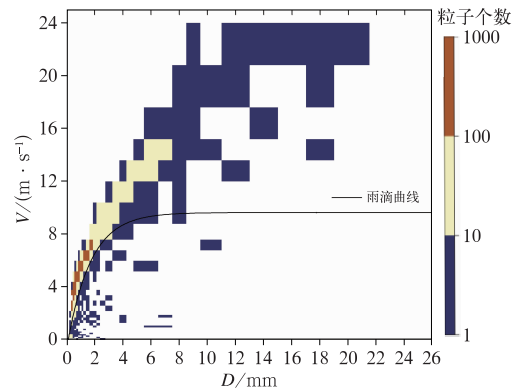


图7 2020年7月23日拉萨降雹过程的降水粒子直径-速度分布
Fig. 7 Scatter plot of the D - V relationship of precipitation particles of the hailstorm in Lhasa on 23 July 2020

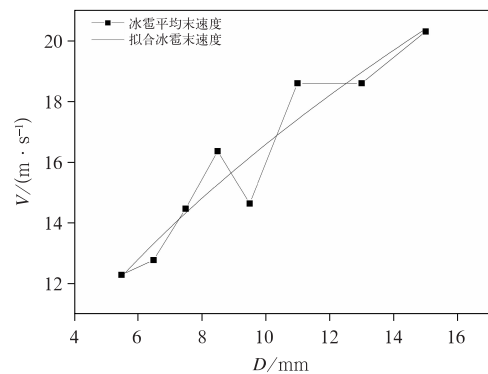


图8 2020年7月23日拉萨降雹过程的冰雹粒子平均末速度及末速度经验公式计算值的比较
Fig. 8 Comparison between average terminal velocity of hail particles and that from the fitted empirical formula of the hailstorm in Lhasa on 23 July 2020

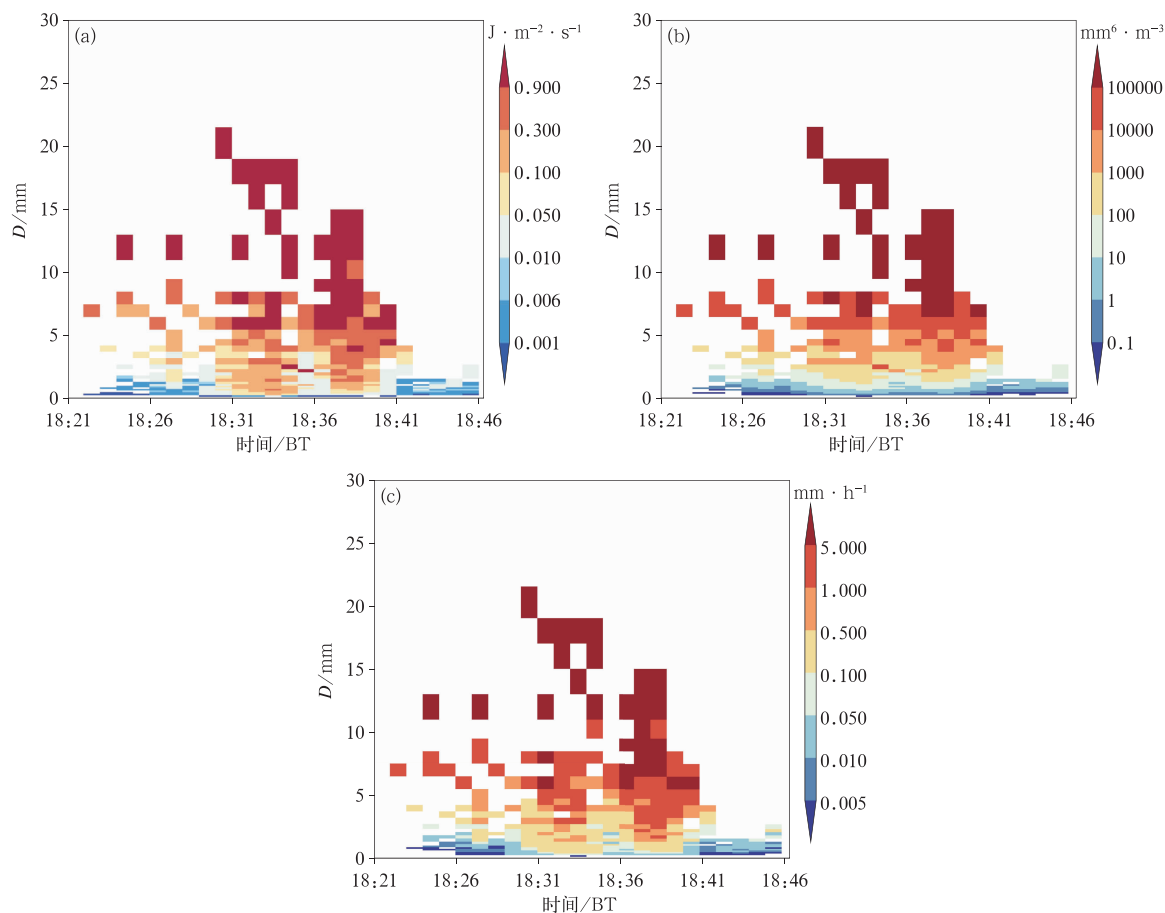


图 9 2020 年 7 月 23 日 18:21—18:46 (a) 粒子平均动能通量谱、
(b) 雷达反射率因子谱和 (c) 雨强谱随时间的变化

Fig. 9 Evolution of (a) raindrop mean kinetic energy flux spectrum, (b) radar reflectivity factor spectrum and
(c) precipitation intensity spectrum from 18:21 BT to 18:46 BT 23 July 2020

射率因子、平均动能和雨强变化最大。直径和下落末速度越大的降水粒子对平均动能贡献率越大,平均动能大值区主要在粒子直径 5.5~22.5 mm 范围内(图 9a)。雷达反射率因子大值区在粒子直径 7.0~22.5 mm 范围内,这是因为雷达反射率因子与降水粒子直径的 6 次方成正比有关(图 9b)。受粒子直径 3 次方影响,雨强的贡献以中段直径以上粒子为最,雨强主要大值区在粒子直径 6.0~22.5 mm 范围内(图 9c)。

3 结论和讨论

基于 2020 年 7 月 23 日拉萨雨滴谱数据,结合探空、雷达、FY-4A 和分钟降水等资料,分析了青藏高原夏季一次降雹过程的微物理特征。研究结果如下。

(1) 雨量计与 DSG5 的分钟降水量变化趋势一致。二者差别表现在降水开始和结束时间、降水峰值以及总降水量的不同。DSG5 与人工观测的最大冰雹直径存在一定差异,可能与 DSG5 的探测面积较小和降雹分布不均匀有关。

(2) 平均谱拟合曲线与 DSG5 观测的降水粒子谱拟合曲线一致。平均粒子谱拟合曲线呈单调下降,雨滴谱符合 Γ 分布,雹谱符合 M-P 分布。降雹初期,降水粒子数浓度和粒径均较小,主要由雨滴下落中的蒸发所致。降雹后期,小粒子增多,数浓度增大与降水粒子碰撞破碎过程和霰粒子融化有关,数浓度增多和滴谱变宽导致雨强增大。此次过程降水粒子以 2 mm 以下雨滴为主,冰雹的数浓度仅占总粒子数浓度的 1.6%,但对降水量贡献率最大。

(3) 拟合得到冰雹平均末速度与直径的经验公式 $V = 5.135 \times D^{0.5092}$ 。

以前青藏高原的激光降水粒子谱观测设备布设较少,导致基于新型特种观测的降雹过程研究非常少,因此对青藏高原冰雹微物理特征认知较为浅显。此次冰雹天气过程微物理特征研究展示了雨滴和冰雹粒子谱特征,通过分析青藏高原地区降雹过程的微物理量以及冰雹末速度和动能谱的演变,加深了对高原冰雹谱和微物理特征的认识,为高原地区防雹效果评估工作奠定了一定的基础。随着西藏各气象台站的降水天气现象仪越来越多,将会记录更多冰雹过程的粒子谱和速度谱数据,有望提高对青藏高原冰雹微物理特征研究的认知水平,推动高原地区冰雹研究和人工防雹业务发展。

致谢:感谢中国气象局人工影响天气中心常祎博士在论文撰写中给予的指导和帮助。

参考文献

- 陈英英,唐仁茂,李德俊,等,2013. 利用雷达和卫星资料对一次强对流天气过程的云结构特征分析[J]. 高原气象, 32(4): 1148-1156. Chen Y Y, Tang R M, Li D J, et al, 2013. Analysis on cloud structure of a severe convective storm using radar and satellite data[J]. Plateau Meteor, 32(4): 1148-1156(in Chinese).
- 程鹏,常祎,刘琴,等,2021. 祁连山春季一次层状云降水的雨滴谱分布及地形影响特征[J]. 大气科学, 45(6): 1232-1248. Cheng P, Chang Y, Liu Q, et al, 2021. A case study of raindrop size distribution and orographic impact characteristics in spring stratiform precipitation over the Qilian Mountains[J]. Chin J Atmos Sci, 45(6): 1232-1248(in Chinese).
- 郭恩铭,1984. 西藏冰雹的观测[J]. 气象学报, 42(1): 110-113. Guo E M, 1984. The observation of hail in Xizang Province[J]. Acta Meteor Sin, 42(1): 110-113(in Chinese).
- 何清芳,林文,张深寿,等,2022. 闽西南地区一次春季降雹过程的双偏振参量及降水粒子谱特征[J]. 气象, 48(7): 856-867. He Q F, Lin W, Zhang S S, et al, 2022. Dual polarization parameters and precipitation particle spectrum characteristics of a spring hail event in southwestern Fujian[J]. Meteor Mon, 48(7): 856-867(in Chinese).
- 黄玉生,李子华,1982. 云南鹤庆弱单体雹云降雹雹谱分析[J]. 南京气象学院学报, 5(2): 233-237. Huang Y S, Li Z H, 1982. Spectrum analysis on falling hail of weak hailstorm cell in Heqing, Yunnan[J]. Trans Atmos Sci, 5(2): 233-237(in Chinese).
- 李聪,姜有山,姜迪,等,2017. 一次冰雹天气过程的多源资料观测分析[J]. 气象, 43(9): 1084-1094. Li C, Jiang Y S, Jiang D, et al, 2017. Observation and analysis of a hailstorm event based on multi-source data[J]. Meteor Mon, 43(9): 1084-1094(in Chinese).
- 林文,张深寿,罗昌荣,等,2020. 不同强度强对流云系S波段双偏振雷达观测分析[J]. 气象, 46(1): 63-72. Lin W, Zhang S S, Luo C R, et al, 2020. Observational analysis of different intensity severe convective clouds by S-band dual-polarization radar[J]. Meteor Mon, 46(1): 63-72(in Chinese).
- 刘欣,王咏青,胡志群,等,2019. 青藏高原一次冰雹强对流天气过程的诊断及雷达回波特征分析[J]. 气候与环境研究, 24(5): 611-625. Liu X, Wang Y Q, Hu Z Q, et al, 2019. Diagnostic analysis and radar echo features of a hailstorm severe convective weather process over the Tibetan Plateau[J]. Clim Environ Res, 24(5): 611-625(in Chinese).
- 刘彦,苏德斌,杨宁,等,2023. 基于二维雨滴谱仪的巴彦淖尔地区降雹谱个例分析[J]. 高原气象, 42(3): 748-757. Liu Y, Su D B, Yang N, et al, 2023. Case study of hail size distribution in Bayannur Area based on two-dimensional video disdrometer[J]. Plateau Meteor, 42(3): 748-757(in Chinese).
- 梅珏,胡志群,黄兴友,等,2018. 青藏高原对流云的偏振雷达观测研究[J]. 气象学报, 76(6): 1014-1028. Mei Y, Hu Z Q, Huang X Y, et al, 2018. A study of convective clouds in the Tibetan Plateau based on dual polarimetric radar observations[J]. Acta Meteor Sin, 76(6): 1014-1028(in Chinese).
- 牛生杰,马磊,翟涛,1999. 冰雹谱分布及 Z_e - E 关系的初步分析[J]. 气象学报, 57(2): 217-225. Niu S J, Ma L, Zhai T, 1999. Preliminary analysis of the hailstone spectra distribution and the relations between Z_e and E [J]. Acta Meteor Sin, 57(2): 217-225(in Chinese).
- 强德厚,刘俊卿,尼玛楚多,等,2022. 拉萨夏季一次典型降水过程雨滴谱特征及 $Z-I$ 关系分析[J]. 气象科技, 50(4): 554-562. Qiang D H, Liu J Q, Nima C D, et al, 2022. Analysis on characteristics of raindrop spectrum distribution and $Z-I$ relationship of a typical summer precipitation process in Lhasa[J]. Meteor Sci Technol, 50(4): 554-562(in Chinese).
- 任素玲,赵玮,曹冬杰,等,2020. FY-4A白天对流风暴和闪电产品在华北强雷暴天气分析中的应用[J]. 海洋气象学报, 40(1): 33-46. Ren S L, Zhao W, Cao D J, et al, 2020. Application of FY-4A daytime convective storm and lightning products in analyzing severe thunderstorm weather in North China[J]. J Mar Meteor, 40(1): 33-46(in Chinese).
- 阮悦,黄慧琳,魏鸣,等,2022. 福建冰雹云三维闪电及双偏振雷达回波特征分析[J]. 气象, 48(4): 442-451. Ruan Y, Huang H L, Wei M, et al, 2022. Analysis of three dimensional lightning and dual-polarization radar echo characteristics of hail cloud over Fujian[J]. Meteor Mon, 48(4): 442-451(in Chinese).
- 施文全,李子华,郑国光,1984. 新疆昭苏六次雹暴的雹谱时空演变特征[J]. 南京气象学院学报, 7(2): 226-233. Shi W Q, Li Z H, Zheng G G, 1984. Characteristics of hailstone spectrum evolution from six hailstorms in Zhaosu, Xinjiang[J]. Trans Atmos Sci, 7(2): 226-233(in Chinese).
- 孙伟,曹舒娅,沈建,2021. 基于多源探测资料的“4.12”非典型冰雹特征分析[J]. 热带气象学报, 37(2): 218-232. Sun W, Cao S Y, Shen J, 2021. Characteristic analysis of “4.12” a typical hail based on multi-source data[J]. J Trop Meteor, 37(2): 218-232(in Chinese).
- 汤兴芝,俞小鼎,熊秋芬,等,2022. 鄂西南冬末一次罕见的强冰雹过

- 程分析[J]. 气象, 48(5): 618-632. Tang X Z, Yu X D, Xiong Q F, et al, 2022. Analysis of a rare severe hailstorm event in south-west Hubei at the end of winter[J]. Meteor Mon, 48(5): 618-632(in Chinese).
- 陶涛, 张立新, 桑建人, 等, 2020. 六盘山区一次非典型冰雹天气过程微物理量特征的分析[J]. 干旱区地理, 43(2): 299-307. Tao T, Zhang L X, Sang J R, et al, 2020. A case analysis of microphysical characteristics of a typical hail formation over Liupan Mountain, China[J]. Arid Land Geogr, 43(2): 299-307(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 Meteor, 40(5): 1071-1086(in Chinese).
- 王晓君, 郑媛媛, 2022. 普洱市不同等级冰雹天气的雷达回波特征对比分析[J]. 气象, 48(7): 868-877. Wang X J, Zheng Y Y, 2022. Comparative analysis of radar echo characteristics of different grades of hail weather in Pu'er[J]. Meteor Mon, 48(7): 868-877(in Chinese).
- 王秀玲, 郭丽霞, 高桂芹, 等, 2012. 唐山地区冰雹气候特征与雷达回波分析[J]. 气象, 38(3): 344-348. Wang X L, Guo L X, Gao G Q, et al, 2012. Climatological characteristics and radar echo analysis of hail in Tangshan, Hebei[J]. Meteor Mon, 38(3): 344-348(in Chinese).
- 徐家骝, 1979. 冰雹微物理与成雹机制[M]. 北京: 农业出版社: 110-113. Xu J L, 1979. The Microphysics of Hail and the Mechanism of Hail Formation[M]. Beijing: China Agriculture Press: 110-113(in Chinese).
- 尹丽云, 梅寒, 张腾飞, 等, 2021. 云南中部一次出现多个超级单体雹暴的强对流过程环境场和雷达回波特征[J]. 气象, 47(4): 424-438. Yin L Y, Mei H, Zhang T F, et al, 2021. Environmental conditions and radar characteristics of a severe convective hailstorm with multiple supercells in central Yunnan Province[J]. Meteor Mon, 47(4): 424-438(in Chinese).
- 岳治国, 梁谷, 2018. 陕西渭北一次降雹过程的粒子谱特征分析[J]. 高原气象, 37(6): 1716-1724. Yue Z G, Liang G, 2018. Characteristics of precipitation particles in a hailstorm process in Wei-bei Area of Shaanxi Province[J]. Plateau Meteor, 37(6): 1716-1724(in Chinese).
- 张国庆, 孙安平, 2007. 青海东部一次强冰雹的微结构及生长机制研究[J]. 高原气象, 26(4): 783-790. Zhang G Q, Sun A P, 2007. Study on the growth mechanism and microstructure of a heavy hail in the eastern part of Qinghai Province[J]. Plateau Meteor, 26(4): 783-790(in Chinese).
- 郑飒飒, 刘东升, 范思睿, 等, 2019. 基于多源探测资料对四川一次冰雹天气的分析[J]. 高原山地气象研究, 39(2): 43-48. Zheng S S, Liu D S, Fan S R, et al, 2019. Analysis of a hailstorm event in Sichuan based on multi-source data[J]. Plateau Mt Meteor Res, 39(2): 43-48(in Chinese).
- 郑永光, 周康辉, 盛杰, 等, 2015. 强对流天气监测预报预警技术进展[J]. 应用气象学报, 26(6): 641-657. Zheng Y G, Zhou K H, Sheng J, et al, 2015. Advances in techniques of monitoring, forecasting and warning of severe convective weather[J]. J Appl Meteor Sci, 26(6): 641-657(in Chinese).
- Chen B J, Hu Z Q, Liu L P, et al, 2017. Raindrop size distribution measurements at 4, 500 m on the Tibetan Plateau during TIPEX-III[J]. J Geophys Res Atmos, 122(20): 11092-11106.
- Friedrich K, Kalina E A, Masters F J, et al, 2013. Drop-size distributions in thunderstorms measured by optical disdrometers during VORTEX2[J]. Mon Wea Rev, 141(4): 1182-1203.
- Löffler-Mang M, Joss J, 2000. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors[J]. J Atmos Oceanic Technol, 17(2): 130-139.
- Waldvogel A, Schmid W, Federer B, 1978. The kinetic energy of hailfalls. part I: hailstone spectra[J]. J Appl Meteor, 17(4): 515-520.

(本文责编: 俞卫平)