

黄钦, 牛生杰, 吕晶晶, 等. 2018. 庐山一次积冰天气过程冻雨滴谱及下落末速度物理特征研究 [J]. 大气科学, 42 (5): 1023–1037. Huang Qin, Niu Shengjie, Lü Jingjing, et al. 2018. Physical characteristics of freezing raindrop size distribution and terminal velocity in two ice weather cases in Lushan area [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (5): 1023–1037, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1711.17158.

庐山一次积冰天气过程冻雨滴谱及下落末速度 物理特征个例研究

黄钦¹ 牛生杰^{1,2} 吕晶晶^{1,3} 周悦⁴ 张小鹏⁵

¹ 南京信息工程大学大气物理学院, 南京 210044

² 气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

³ 中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室, 南京 210044

⁴ 武汉区域气候中心, 武汉 430074

⁵ 庐山气象局, 九江 332900

摘 要 利用 PARSIVEL 激光雨滴谱仪和自动气象站观测资料及 MICAPS 数据, 对 2014 年 2 月 7~15 日庐山地区积冰天气期间持续时间在 5 h 以上的 2 次冻雨过程 [2 月 10 日 (个例 1) 和 2 月 13 日 (个例 2)] 降水谱分布特征及下落末速度粒径分布进行研究。所观测到的两次个例均是以冻雨为主体的混合相态降水, 下落末速度粒径分布偏离 G-K 曲线, 与常规液态降水存在差异, 低落速的冻雨滴随降水过程会逐渐向冰粒和干雪转化。结果表明:

(1) 个例 1 总降水粒子谱谱宽大于个例 2, 但峰值数密度比个例 2 小: 个例 1 谱宽为 10 mm, 个例 2 谱宽为 4.25 mm, 两者峰值粒径均为 0.5 mm; 个例 1 降水粒子谱宽为干雪 > 冻雨 > 冰粒, 个例 2 降水粒子谱宽为冻雨 > 干雪 > 冰粒。(2) Gamma 分布更适合描述混合相态降水粒子谱以及冻雨滴谱, 个例 1 中总降水粒子谱 Gamma 分布为: $N(D)=20D^{-3.61}\exp(-0.08D)$, 冻雨 Gamma 分布: $N(D)=76D^{-2.18}\exp(-1.11D)$; 个例 2 中总降水粒子谱 Gamma 分布为: $N(D)=30D^{-4.68}\exp(-0.75D)$, 冻雨 Gamma 分布: $N(D)=30D^{-4.67}\exp(-0.75D)$ 。(3) 混合相态降水因混有干雪或冰粒而使得下落末速度粒径谱分布表现出不同程度地向大粒径小落速方向或小粒径大落速方向延展的趋势, 这为今后依据下落末速度粒径谱区分同时期降水类型提供了新的思路。

关键词 冻雨 冻雨滴谱 冰粒子谱 混合相态降水 下落末速度

文章编号 1006-9895(2018)05-1023-14

中图分类号 P426

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1711.17158

Physical Characteristics of Freezing Raindrop Size Distribution and Terminal Velocity in Two Ice Weather Cases in Lushan Area

HUANG Qin¹, NIU Shengjie^{1,2}, LÜ Jingjing^{1,3}, ZHOU Yue⁴, and ZHANG Xiaopeng⁵

¹ School of Atmospheric Physics, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

² Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing 210044

³ Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing, 210044

⁴ Wuhan Regional Climate Center, Wuhan 430074

⁵ Lushan Meteorological Bureau, Jiujiang, Jiangxi Province 332900

投稿日期 2017-04-25; 网络预出版日期 2017-11-24

作者简介 黄钦, 男, 1992 年出生, 硕士研究生, 主要从事云雾降水物理学研究。E-mail: huangq_15@nuist.edu.cn

通讯作者 牛生杰, E-mail: niusj@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41375138、41505121、41675132、41675136, 江苏高校优势学科建设工程 (PAPD)

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41375138, 41505121, 41675132, 41675136), A Project Funded by the Priority Academic Program Development of Jiangsu Higher Education Institution (PAPD)

Abstract Physical characteristics of winter precipitation in two ice weather cases that lasted for more than five hours during 7 Feb to 15 Feb 2014 are observed using PARSIVEL disdrometer, Automatic Weather Station (AWS), Meteorological Information Comprehensive Analysis And Process System (MICAPS) and other instruments. In this paper, spectral feature of precipitation and particle size distribution for the two cases (occurred on Feb 10 and Feb 13) are analyzed. Both cases were mixed-phase precipitation with freezing rain as the main body. The distribution of terminal velocity and particle size deviated from the G-K curve in the two cases. The mixed phase precipitation is different to conventional liquid-phase precipitation, and frozen rain drops gradually convert to ice and dry snow particles during the precipitation process. The results are as follows. (1) The spectral width of size distribution for total precipitation particles in Case 1 was greater than that in Case 2, whereas the peak number density in Case 2 was greater than that in Case 1. In Case 1, the spectral width of particle size distribution was 10 mm and the peak diameter was 0.5 mm; in Case 2, the spectral width of particle size distribution was 4.25 mm and the peak diameter was 0.5 mm; the spectral widths of size distribution of different precipitation particles are sorted from large to small as dry snow > freezing raindrops > ice pellets in Case 1 and freezing raindrops > dry snow > ice pellets in Case 2. (2) The Gamma distribution is more appropriate for describing and parametrizing the size distribution of freezing rain and mixed-phase precipitation. The Gamma distribution of total precipitation particles can be expressed by $N(D)=20D^{-3.61}\exp(-0.08D)$ in Case 1 and $N(D)=30D^{-4.68}\exp(-0.75D)$ in Case 2. The Gamma distributions for frozen raindrops are $N(D)=76D^{-2.18}\exp(-1.11D)$ and $N(D)=30D^{-4.67}\exp(-0.75D)$ for Case 1 and Case 2, respectively. (3) Mixed-phase precipitation includes dry snow and ice particles, and thus demonstrates an obvious tendency to different and non-empirical direction. This feature provides a new idea for distinguishing rainfall types in synchronous precipitation in the future.

Keywords Freezing rain, Frozen raindrop size distribution, Ice pellets size distribution, Mixed-phase precipitation, Terminal velocity

1 引言

2008年1~2月我国南方爆发了4次罕见的持续性低温雨雪灾害天气,给人民生活和经济造成极大损失,特别是对交通运输、能源供应、通信设施、工农业生产、生态系统和人民生活造成了严重影响(丁一汇等,2008)。Black and Note (2015)研究了冬季降水与出行风险间的关系,指出不考虑冬季出行减少所带来的影响,相比于未出现降水的情况,冬季降水天气导致增加19%的意外风险以及13%的伤害风险。为此,冻雨、降雪等冬季特有的降水天气成为当前热点问题。赵珊珊等(2010)利用1961年至2008年全国603个站点的雨淞和雾淞的天气现象资料以及283个站点的电线积冰观测资料,分析了我国冰冻天气的时空分布以及气候特征,指出我国冰冻天气发生频次总体逐年减弱,但是强度渐强;王遵娅(2011)整理了1954年至2009年间积冰气象资料,给出了我国冰冻天气发生日数的时空分布,发现年均冰冻天数多为1~5天,雨淞往往出现于我国云南、贵州、江西、湖南、浙江、福建等地,发生日数整体呈现出递减趋势;欧建军等(2011)利用2008年1月至2010年4月全国常规地面观测资料和探空资料,分析了我国冻雨的时空分布,发现我国冻雨多集中出现在1月份长江以

南地区,占到总数的72%;李杰等(2015)研究了2011年至2013年间我国主要机场冻雨、冻毛毛雨和冻雾的频次分布和形成的气象背景,发现冰冻天气多发生于温度 -3°C 至 -1°C 之间,风向以东北风和北风为主,冻雨和冻毛毛雨多发生于平均风速 2 m s^{-1} 和 3.9 m s^{-1} 时;马中元等(2011)分析了江西省内冻雨形成的条件,发现省内89%的冻雨天气过程与上空700 hPa高度上暖湿气流密切相关;漆梁波(2012)认为暖层的出现有利于维持冻雨发生时的锋面系统,利于冰冻天气的维持;针对冻雨时空分布以及发生时的气象背景;陈天锡等(1993)、高守亭等(2014)提出过一系列对冻雨的监测预报方案,取得了较好的预报结果;Groisman et al. (2016)利用加拿大、挪威、美国、俄罗斯1975年至2015年间的天气观测资料,整理了冻雨和冻毛毛雨出现频次的年际变化,指出在高纬度地区,冻毛毛雨出现频率比冻雨更高;Reeves et al. (2016)提出了基于给定的温度以及相对湿度计算一系列降水过程中的液水比来区分雨、雪、雨夹雪、冻雨、冰粒、冻雨混冰粒六种降水SBC算法;Kämäräinen et al. (2017)提出了一种基于再分析资料评估冻雨出现的方法。

冻雨是一种以过冷却雨滴为主体的液态降水,在降落过程中与低于 0°C 的固体表面碰撞发生

冻结, 常形成附着于接触面的透明冰层, 多发生于冬季以及早春时期我国长江以南地区, 其外观与普通液态降水并无明显差异 (欧建军等, 2011; 陶玥等, 2012)。冻雨的出现, 往往有利于冰冻天气中积冰现象的维持 (刘雪静和牛生杰, 2016), 同时冻雨以及冻毛毛雨的出现能极大地促进冰冻天气期间覆冰厚度的增长, 利于冰冻天气的维持 (牛生杰等, 2011; Zhou et al., 2013)。

目前学者对冰冻天气以及冻雨的研究多基于常规气象资料, 利用统计分析获取积冰日数分布的时空分布及变化特征 (赵珊珊等, 2010; 王遵娅, 2011; 欧建军等, 2011; 李杰等, 2015), 以及探究冻雨发生时的气象要素特征及环流背景 (马中元等, 2011; 漆梁波, 2012; 李杰等, 2015), 并基于此提出了一系列冻雨的预报方案 (陈天锡等, 1993; 高守亭等, 2014)。同时, 冻雨所引发的输电线路覆冰及其物理机制亦是学者关注的另一个热点问题 (牛生杰等, 2011; 周悦等, 2012; 刘雪静和牛生杰, 2016)。

牛生杰等 (2011) 利用 2008~2010 年在恩施雷达站获取的积冰气象资料, 初步分析了电线积冰期间的冻雨的雨强、数浓度及粒径谱分布的变化特征, 发现冻雨雨滴数浓度的变化范围较大, 但平均半径变化较小, 指出常规气象模式如 WRF 或 MM5 尚不能满足对微物理过程的准确模拟; Chen et al. (2011) 研究了重庆地区冻雨的微物理参数特征, 并使用 Gamma 分布冻雨滴谱进行拟合, 探究了冻雨 Gamma 分布中各参数之间的数值关系, 认为冻雨滴谱与其他降水类型存在不同, 后期对特定地区的冬季降水进行研究仍需进行; Zhou et al. (2013) 研究了恩施地区冻雾背景下, 冻毛毛雨与输电线覆冰的关系, 指出冻毛毛雨对覆冰增长的直接作用较弱, 冻毛毛雨对覆冰厚度的增长更接近于一种催化作用, 冻雨与冻毛毛雨相配合, 能极大地提高覆冰厚度的增速。

蒋年冲等 (2010) 采用 PARSIVEL (激光雨滴谱仪) 分析了安徽大别山一次强降雨天气中降水粒子的谱分布特征, 一体化的加热装置使 PARSIVEL 积冰天气期间能够进行自动测量, 并根据仪器对降水的分类给出了该天气过程中毛毛雨、雨、雨夹雪、雪和冻雨的平均谱分布。Chen et al. (2011) 也指出激光雨滴谱仪对天气状况的识别能很好吻合人工观测结果, 显示出积冰天气中 PARSIVEL 应用的可行

性。

为了揭示高海拔净洁地区冬季雨滴谱的特征, 本文选择 2014 年 2 月 7~15 日持续时间在 5 h 以上的 2 次冻雨过程, 利用 PARSIVEL 激光雨滴谱资料和自动气象站等常规气象资料, 研究了积冰天气过程中以冻雨为主体的混合相态降水的谱特征和速度粒径分布, 为冻雨谱分布特征研究云中微物理结构提供重要线索。

2 观测仪器及资料来源

PARSIVEL 激光雨滴谱仪 (简称 PARSIVEL) 是一种基于激光的光学传感器, 通过识别采样区内降水粒子对激光束遮挡所形成的反馈电信号, 实现对降水粒子下落速度和粒径尺度的实时分类, 以及对多种物理量, 包括粒子数密度、降水强度和累计降水量等进行自动观测和实时记录。2014 年 2 月 7~15 日期间, 庐山气象局于气象观测场内 (29.58°N, 115.98°E) 利用 PARSIVEL 共观测到两次较长持续时间的冻雨过程: 个例 1 发生在北京时间 (下同) 2 月 10 日 00:00~05:30, 持续时间为 5.5 h; 个例 2 发生在 2 月 13 日 15:30~22:30, 持续时间为 7 h。

图 1 给出了两次冻雨过程环境温度、露点温度、地表温度以及雨强的变化。两次个例环境温度基本维持在 -6°C 至 -8°C: 个例 1 环境温度随时间持续降低, 温度波动较小, 变化平缓; 个例 2 过程初期 (15:30~16:30) 环境温度出现短暂波动, 但仍维持在 -6°C 以下, 17:00 之后, 个例 2 环境温度始终维持在 -7°C 附近, 未有明显起伏。两次冻雨过程环境温度均高于露点温度, 空气未达到饱和。Chen et al. (2011) 指出, 地表温度低于 0°C 时的液态降水可视作冻雨。两次冻雨过程地表温度均低于 0°C, 并随时间逐渐降低, 但个例间差异明显: 个例 1 地表温度维持在 -4°C 至 -8°C, 初期 (00:00~00:15) 降温明显, 00:15 直至过程结束地表温度整体变化趋势与环境气温一致, 地表温度接近环境温度; 个例 2 地表温度维持在 0°C 至 -4°C, 15:30~19:30 地表温度逐渐降低, 19:30 后地表温度回升。和个例 1 相比, 个例 2 地表温度与环境温度差值大, 降温趋势明显。

3 冻雨天气形成的层结特征

2 月 7 日, 极涡分离出的一低压中心始终维持在贝加尔湖上空 500 hPa 处, 并以贝加尔湖为中心形成南北走向竖槽, 由于该槽稳定存在, 大量高纬

度地区的冷空气经该低压向南方输送。2月11日开始,该槽转横于贝加尔湖东北侧,冷空气南下减弱,16日该低压中心向西北方向移动,活动范围减小,国内上空北部冷空气的输送减缓。我国中纬度地区环流在500 hPa高度表现较为平直,南支槽自里海不断向青藏高原南侧迁移,汇集大量来自于印度洋的水汽,并顺着中纬度地区较为稳定的环流向我国长江中下游地区输送。青藏高原上空存在有活跃的暖脊系统,整个过程期间,庐山上空500 hPa高度温度场落后于高度场,高空以暖平流为主,为逆温层的建立维持提供了有利条件。逆温层的出现有利

于冻雨过程的形成(曾明剑等,2008)。

参考南昌地区2月9、10、13日的当日08:00、20:00探空资料,结果显示:2月9日20:00与2月10日08:00,850~700 hPa高度间存在逆温层,2月9日20:00上空逆温层厚度约1515 m,逆温强度 $0.28^{\circ}\text{C}(100\text{ m})^{-1}$,2月10日08:00逆温层厚度约1507 m,逆温强度为 $0.35^{\circ}\text{C}(100\text{ m})^{-1}$,两次探空地面温度均低于 0°C ,"冷—暖—冷"层结特征显著,随着降水进行,逆温强度增强,上空温度整体降低,如图2a所示;13日08:00,上空850~700 hPa高度之间无逆温结构,无形成冻雨所需的融化层,近

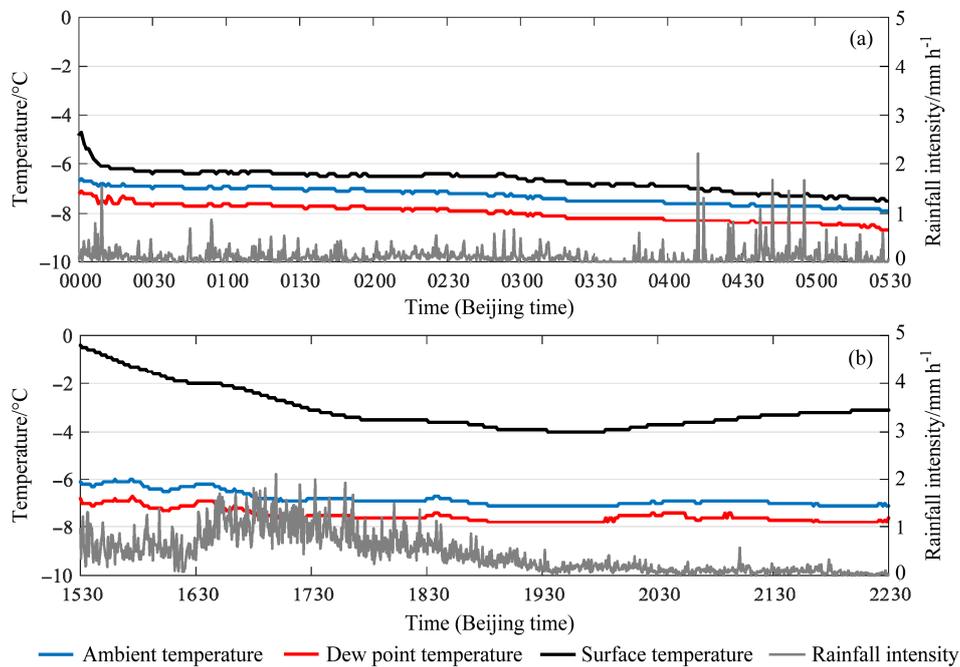


图1 两次个例雨强、环境温度、露点温度、地表温度变化:(a)个例1(2月10日);(b)个例2(2月13日)

Fig. 1 Changes in ambient temperature, dew point temperature, surface temperature, and rainfall intensity in two freezing precipitation cases: (a) Case 1 (10 February); (b) case 2 (13 February)

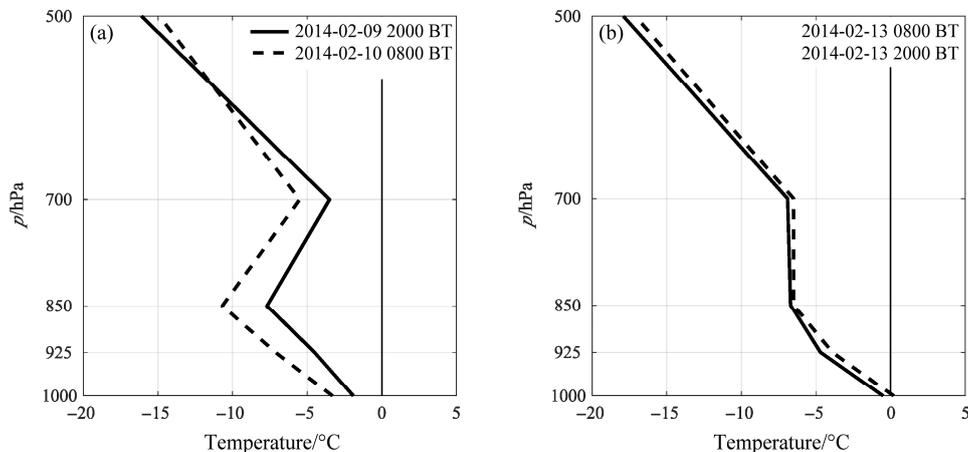


图2 降水期间温度层结:(a)个例1;(b)个例2

Fig. 2 Atmospheric stratification during precipitation process: (a) Case 1; (b) case 2

似恒温，地面温度略低于 0°C ，如图 2b 所示，当日 20:00 时，该恒温层未出现明显变化，上空温度层结稳定，地面升温略高于 0°C 。测站海拔 1164.5 m，接近 850 hPa，该高度上庐山地区位于高压前，存在自东北方向的冷平流的输送，测站附近平均风以东北风居多，占所测风向数据的 45% 以上，其次为东风，占所测风向数据的 30%。降水期间，测站附近风速多集中在 $0\sim 4\text{ m s}^{-1}$ 范围内。相比之下，各个方向大风速所占比例极小，仅在东北风向上出现了大于 10 m s^{-1} 的大风。降水发生时，风速多集中在 $2\sim 4\text{ m s}^{-1}$ ，这与已有学者的研究结果基本一致（王遵娅，2011；牛生杰等，2011；Zhou et al., 2013；李杰等，2015；刘雪静和牛生杰，2016）。杜小玲等（2010）指出逆温层的存在对冻雨的发生及维持具有必要性，冻雨的生消常伴随有逆温层的建立与消失，同时近地面冷平流很强，在无融化层存在时仍可能出现冻雨。

4 降水微物理特征分析

4.1 降水微物理特征

图 3 给出了两次冻雨过程降水粒子数浓度 (N_t)、液水含量 (LWC)、平均直径 (D_{mean})、最大直径 (D_{max})、中数体积直径 (MVD) 和平均下落末速度 (V) 的时序变化。个例 1 粒子数浓度多分布在 500 m^{-3} 以下，占总样本数的 77%，高数浓度样本较少；个例 2 粒子数浓度变化显著，15:30~16:40 数浓度先维持后迅速增大，16:40~19:30 数浓度逐渐减小，19:30 后数浓度趋于稳定直至过程结束，与其雨强、液水含量变化相一致，整体数浓度大于个例 1。两次个例粒子平均直径变化稳定，基本集中在 $0.5\sim 0.7\text{ mm}$ 范围内：个例 1 平均直径为 0.52 mm ，个例 2 平均直径为 0.57 mm 。个例 1 最大粒径集中在 1.5 mm 左右，大于 2 mm 的情况极少，仅 3:10 出现粒径超过 9 mm 的粒子；个例 2 最大粒径变化稳定，集中分布在 1 mm 附近，未随着数浓度、液水含量的变化而发生改变。中数体积直径表示液水含量的一半由大于该粒径的粒子贡献（刘红燕和雷恒池，2006）。个例 1 平均中数体积直径为 1.06 mm ，个例 2 平均中数体积直径为 0.46 mm ，两者与其对应的最大粒径变化相一致，但是与液水含量的变化存在差异。个例 1 中液水含量出现震荡变化时，体积中数直径也随之出现变化，两者变化趋势接近，而在个例 2 中，中数体积直径变化较为平

稳，未随着液水含量的变化而出现明显变化，仅在后期液水含量下降时，体积中数直径出现上升。两次冻雨过程降水粒子平均下落末速度均随过程逐渐增加，但是个例 1 平均下落末速度比个例 2 更大。

对比 Chen et al. (2011) 给出的安庆地区 2008 年 1 月 27 日冻雨微物理特征参数：冻雨平均雨强 0.3 mm h^{-1} ，数浓度 540 m^{-3} ，液水含量 0.035 g m^{-3} ，庐山地区个例 1 降水粒子数浓度与安庆相当，雨强偏小，但液水含量高出于安庆 1 个量级，个例 2 有较高的数浓度，并且含水量以及雨强也均大于安庆，如表 1 所示。参考周悦等（2012）在恩施对积冰进行观测的结果，庐山地区数值偏高原因可能由于测站海拔较高，气团抬升引起凝结出的水滴部分脱落，因而造成各项数值升高。安庆地区海拔低于庐山，降水粒子在下落过程中破碎增多（贾星灿和牛生杰，2008），近地面温度增高使得降水粒子蒸发增强，使得安庆地区冻雨粒子数值偏低。因此，（1）气团受地形影响而抬升，凝结出的水滴部分脱落而使得高海拔地区降水比同季节低海拔地区有更高的液水含量以及数浓度；（2）高海拔地区环境温度低，冻雨过程中更易形成冰粒和干雪，前者使得平均下落末速度增加，后者使得粒子最大粒径以及中数体积直径增大。

表 1 两次冻雨过程特征量均值（括号中的两个数值分别表示最小值和最大值）

Table 1 Mean characteristic values in two freezing precipitation cases (The values in brackets indicate the minimum and maximum values respectively)

	平均直径/mm	最大直径/mm	数浓度/ m^{-3}	含水量/ g m^{-3}	雨强/ mm h^{-1}	中数体积直径/mm
个例 1	0.52 (0.31, 1.43)	1.20 (0.25, 10.25)	208 (2, 3583)	0.11 (0, 2.62)	0.15 (0.01, 2.20)	1.06 (0.31, 11.00)
个例 2	0.57 (0.39, 0.81)	1.04 (0.43, 4.75)	774 (11, 3179)	0.19 (0, 0.88)	0.46 (0.01, 2.10)	0.46 (0.44, 4.25)

4.2 降水粒子下落末速度粒径分布

图 4 给出了两次冻雨过程平均下落末速度粒径分布（由于大粒径范围内数浓度低，大于 5 mm 的粒子数据未纳入图像范围）。个例 1 存在三个数浓度峰值区（图 4a），而个例 2 仅存在单一峰区。两次个例下落末速度粒径分布峰值粒径均为 0.5 mm 。个例 1 峰值下落末速度分别位于 1.4 m s^{-1} 、 2.2 m s^{-1} 、 4.3 m s^{-1} 三处，其中 2.2 m s^{-1} 处峰值数浓度最大；个例 2 峰值下落末速度仅位于 1.4 m s^{-1} 。参

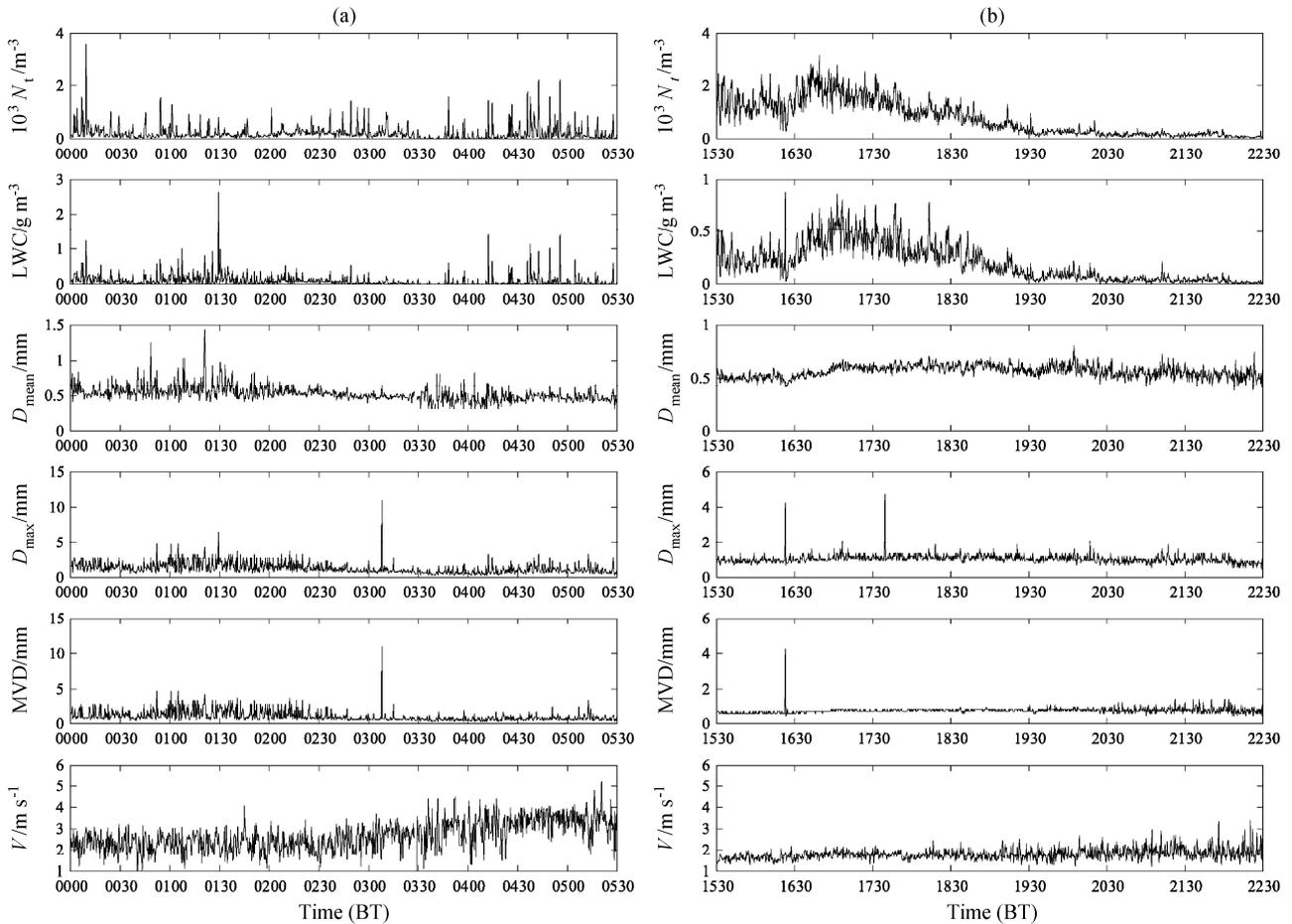


图3 两次冻雨过程降水粒子数浓度 (N_t)、液水含量 (LWC)、平均直径 (D_{mean})、最大直径 (D_{max})、中数体积直径 (MVD) 和平均下落末速度 (V) 时序变化: (a) 个例 1; (b) 个例 2

Fig. 3 Temporal changes of total precipitation particles number concentration (N_t), liquid water content (LWC), mean diameter (D_{mean}), maximum diameter (D_{max}), median volume diameter (MVD) and mean terminal velocity (V) in two freezing precipitation cases: (a) Case 1; (b) case 2

考降水下落末速度——粒径经验曲线 (Gunn and Kinzer, 1949), 即 G-K 曲线 (图 4 中 r 线), 个例 1 中 2.2 m s^{-1} 处峰区位于经验曲线附近, 其他两峰区偏离 r 线向小粒径大落速方向延展拓宽, 并在小落速范围内接近干雪的下落末速度——粒径经验曲线 (Yuter et al., 2006) (图中 d 线)。个例 2 峰区位于 r 线以下, 下落末速度粒径谱分布同样存在向小粒径大落速方向延展的趋势, 如图 4b 所示。两次个例均与常规液态降水下落末速度粒径谱分布存在差异 (Niu et al., 2010)。两次冻雨过程降水粒子下落末速度粒径分布明显偏离经验曲线, 该偏差可能由混有不同相态的降水粒子引起。参考南昌探空资料, 700 hPa 存在的逆温层, 使得形成于上方的冰晶降落经过该层时部分转化为液滴, 但下方过低的温度不满足冻雨存在的条件, 实际的降水成分混有下落过程中冻结的固态小冰粒。因此, 2 月 10 日冻

雨过程因混合有小冰粒而使得速度粒径谱偏离经验曲线, 使得在小粒径大落速方向出现峰值区, 同时随着温度降低, 所监测到冻雨过程也因为混有干雪而使得峰值区向大粒径小落速方向延展。

杨军等 (2011) 给出了的不同密度霰粒和冰雹下落末速度经验公式:

$$u_h = \left(2 \frac{V_h}{A_h} \cdot \frac{\rho_h}{\rho_a} \cdot \frac{g}{C_d} \right)^{1/2}, \quad (1)$$

该公式对不同密度降水粒子的计算结果与观测值具有较好的一致性。其中, V_h 、 A_h 分别为垂直气流方向的粒子体积和截面积, ρ_h 和 ρ_a 分别为粒子密度和环境空气密度, g 为重力加速度, C_d 为阻力系数。

鲜有文献研究高海拔地区冬季降水冰粒的密度, 本文以陈吉等 (2015) 利用人工气候实验室模拟的雨淞形成的冰面密度与冰柱密度的均值 0.80

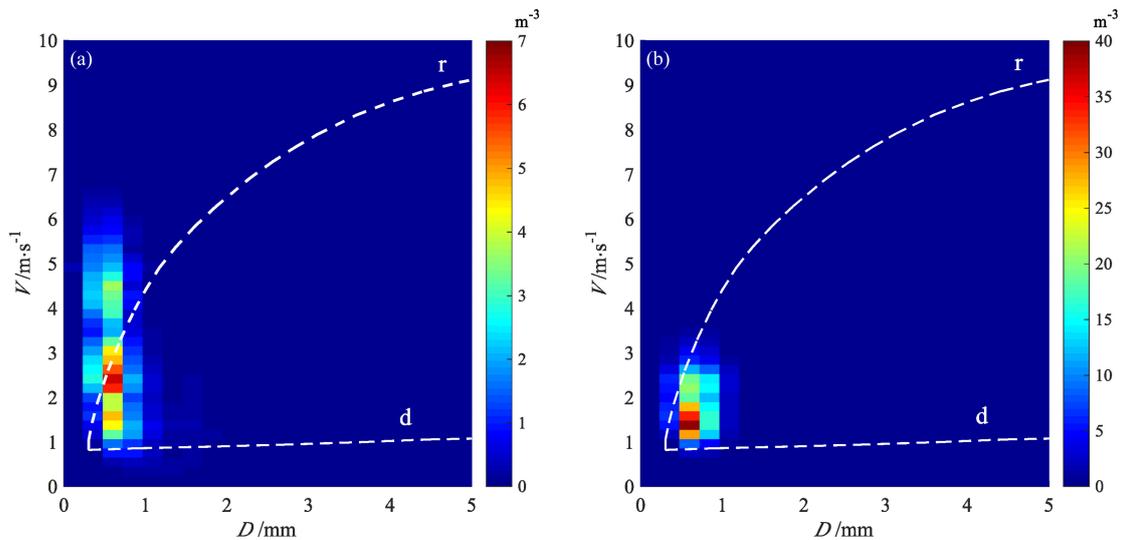


图4 降水粒子下落末速度粒径数浓度(填色)分布:(a)个例1;(b)个例2

Fig. 4 Joint diameter (D) and terminal velocity (V , color shading) distributions of number concentration of precipitation particles: (a) Case 1; (b) case 2

g cm^{-3} , 作为公式中庐山地区冰粒的质量密度, 代入得到庐山地区冰粒下落末速度计算公式 $u_h = 24.57D^{0.5}$ 。庐山地区空气干洁, 杂质少, 所形成的冰粒密度应接近纯冰的密度。因此, 选择 0.80 g cm^{-3} 作为庐山地区冰粒的质量密度是合理的, 并将该公式所对应的经验曲线作为冰粒与冻雨的分界线。

Yuter et al. (2006) 在研究雨雪共存时降水粒子下落末速度粒径谱分布及相关物理参量时, 采用了 Locatelli and Hobbs (1974) 提出的霰粒下落末速度粒径经验关系曲线, 该经验曲线介于 r 线与 d 线之间, 本文采用该曲线划分冻雨与干雪。本文利用不同相态降水粒子下落末速度与粒径的经验关系, 将原始下落末速度粒径谱分布划分为冰粒、冻雨和干雪三个部分, 并给出了冰粒、冻雨和干雪的下落末速度粒径谱分布及其演变(如图 5, 6 所示)。

个例 1, 00:00~02:00(图 5a) 和 02:00~04:00(图 5b) 冰粒数浓度分布接近, 未有明显变化, 随着温度降低以及降水过程进行, 冰粒数浓度逐渐增大, 04:00~05:30(图 5c) 降水后期冰粒峰区范围扩大。冻雨在 00:00~02:00(图 5d) 和 02:00~04:00(图 5e) 两段时间内, 存在 1.4 m s^{-1} 、 2.2 m s^{-1} 两处峰区, 与冰粒一样, 该时段内冻雨数浓度分布未有明显变化, 但在降水后期 04:00~05:30, 冻雨 1.4 m s^{-1} 处峰区消失, 4.3 m s^{-1} 峰区建立, 可能随着温度降低, 低落速冻雨滴在空中降落经历时间更长,

受温度影响逐渐转化为冰粒和干雪, 并且冰粒拥有更高的数浓度。对比降水后期 04:00~05:30 与前期 00:00~04:00, 后期干雪在粒径 1 mm 处逐渐形成了数浓度峰区, 该峰区的形成时段与冰粒一致。个例 2 情况与个例 1 相似, 冻雨在 15:30~17:30 时段内 1.4 m s^{-1} 处峰区有较高的数浓度(图 6d), 在 17:30~19:30 时段内, 该峰区数浓度降低, 同时冰粒与干雪数浓度峰区生成(图 6b, h 所示)。随着降水进行, 19:30~22:30 降水后期三者数浓度均存在不同程度的变化: 冰粒数浓度稳定(图 6c); 其次为干雪, 数浓度降低(图 6i) 同时峰区特征减弱; 冻雨峰区近乎消失(图 6f)。冻雨低落速峰区的消失与冰粒、干雪峰区的建立扩大存在响应关系, 冻雨滴与固态降水粒子混合时, 低落速冻雨滴在空中降落经历时间更长, 随着温度逐渐降低, 使得混合相态降水中小粒径冻雨滴向固态粒子转化。今后对混合相态降水的研究可以适当关注该部分粒子的变化。

4.3 降水谱分布及参数化

基于 4.2 节中对降水粒子类型的划分, 个例 1 冰粒、冻雨、干雪分别占 5.76%、93.42% 和 0.81%, 个例 2 三者分别为 0.05%、99.91% 和 0.04%, 两次冻雨过程均为以冻雨为主体的混合相态降水。个例 1 中冻雨最大粒径为 6 mm , 谱宽为 5.75 mm , 个例 2 冻雨最大粒径为 4.5 mm , 谱宽为 4.25 mm , 两者均宽于 Chen et al. (2011) 给出的安庆地区冻雨滴谱谱宽; 两次过程冻雨滴谱为单峰型, 峰值粒径为

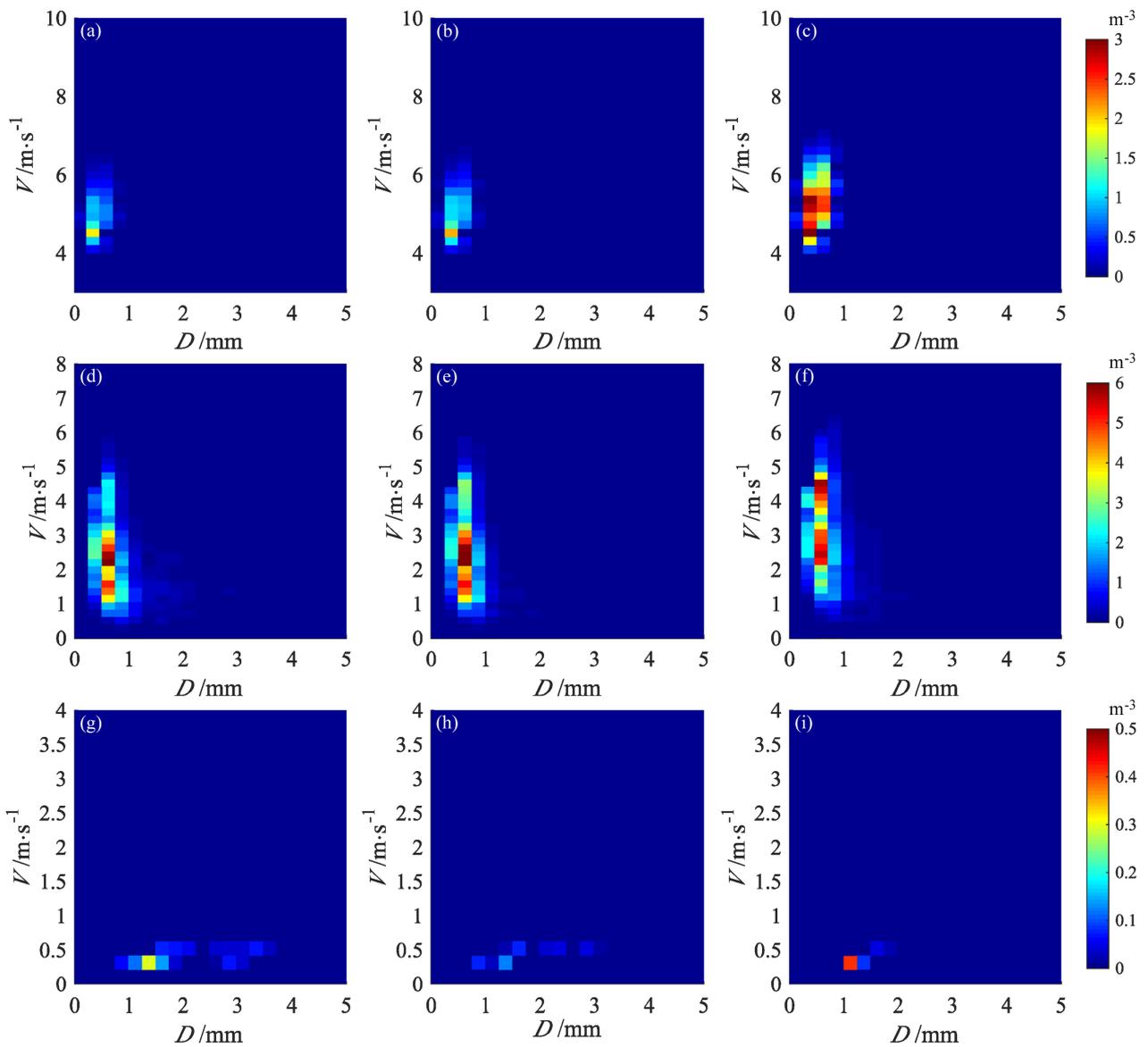


图5 个例1各相态粒子下落末速度粒径数浓度(填色)分布及演变:(a)冰粒 00:00-02:00; (b)冰粒 02:00-04:00; (c)冰粒 04:00-05:30; (d)冻雨 00:00-02:00; (e)冻雨 02:00-04:00; (f)冻雨 04:00-05:30; (g)干雪 00:00-02:00; (h)干雪 02:00-04:00; (i)干雪 04:00-05:30
Fig. 5 Joint diameter (D) and terminal velocity (V , color shading) distributions of number concentration and evolutions of precipitation particles in various phases for case 1: (a) Ice particle for 0000-0200; (b) ice particle for 0200-0400; (c) ice particle for 0400-0530; (d) freezing rain for 0000-0200; (e) freezing rain for 0200-0400; (f) freezing rain for 0400-0530; (g) dry snow for 0000-0200; (h) dry snow for 0200-0400; (i) dry snow for 0400-0530

0.5 mm, 大于 Chen et al. (2011) 给出的安庆地区冻雨滴谱峰值粒径。王遵娅 (2011) 和欧建军等 (2011) 指出积冰天气的出现与地形存在一定关联。庐山地区与安庆地区冻雨滴谱的差异可能是由地理位置不同导致, 海拔较高的山区更能促进并维持积冰天气的发生, 同时雨滴在到达地面的过程中, 破碎蒸发消耗明显 (贾星灿和牛生杰, 2008)。因此, 海拔较高的地区可能有更多的大粒径雨滴。庐山位于长江以南, 鄱阳湖西北侧, 水汽充沛可能

也是造成庐山地区冻雨滴谱更宽的原因之一, 因此庐山地区冻雨大滴更多, 谱宽更大。如图 7 所示, 两次降水过程在小于 5 mm 的粒径范围内, 冰粒数密度以及谱宽均不及冻雨, 个例 1 冰粒数密度低于同粒径档内冻雨数密度 1 个量级, 谱宽为 0.5 mm, 最大粒径为 0.75 mm; 个例 2 冰粒数浓度低, 数密度低于同粒径档内冻雨数密度 3 个量级, 谱宽为 0.25 mm, 最大粒径为 0.5 mm。两次降水过程中冰粒谱均为无峰型, 谱宽窄, 数密度分布在小粒径范

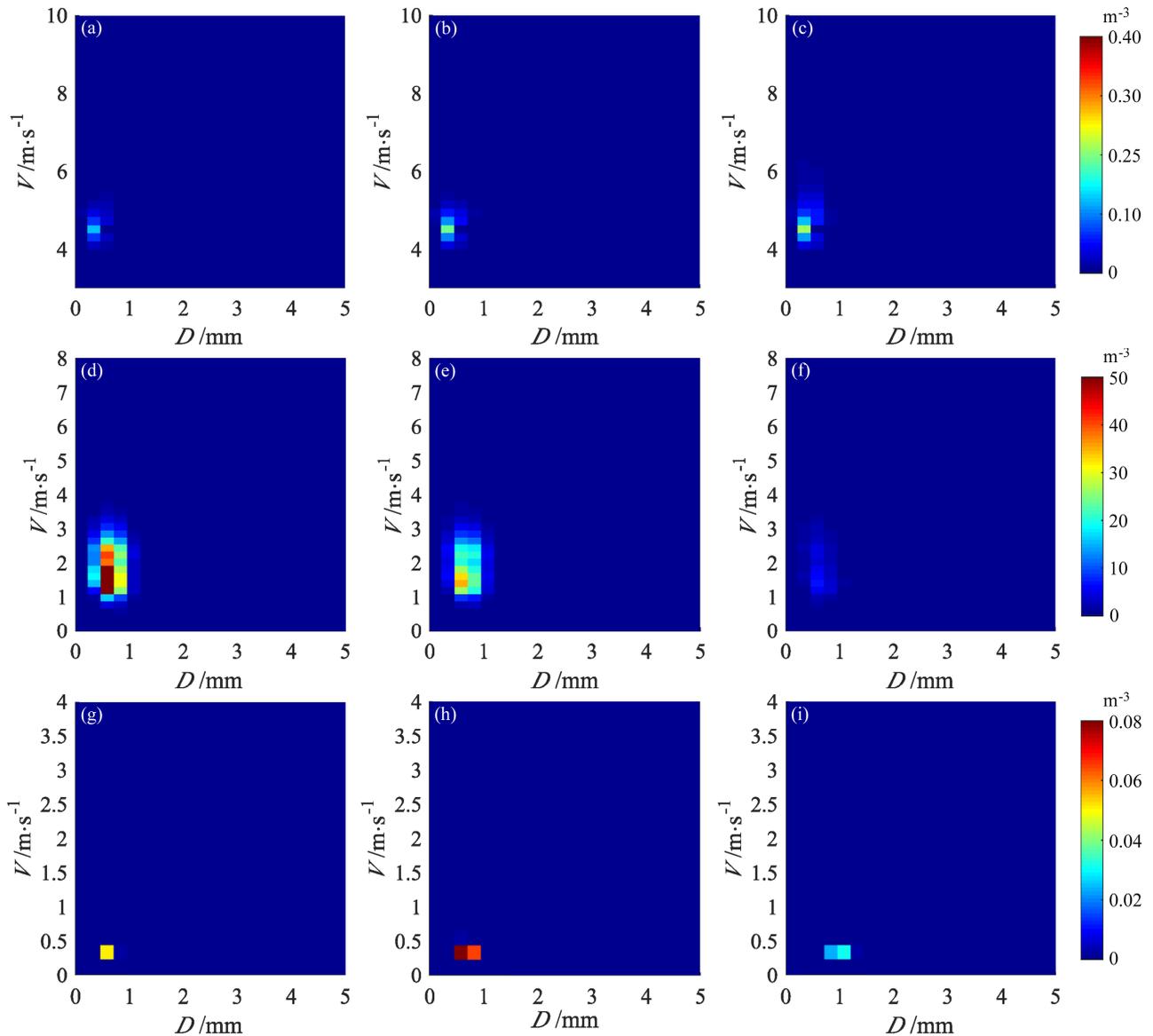


图6 个例2各相态粒子下落末速度粒径数浓度(填色)分布及演变:(a)冰粒 15:30~17:30;(b)冰粒 17:30~19:30;(c)冰粒 19:30~22:30;(d)冻雨 15:30~17:30;(e)冻雨 17:30~19:30;(f)冻雨 19:30~22:30;(g)干雪 15:30~17:30;(h)干雪 17:30~19:30;(i)干雪 19:30~22:30

Fig. 6 Joint diameter (D) and terminal velocity (V , color shading) distributions of number concentration and evolutions of precipitation particles in various phases for case 2: (a) Ice particle for 1530-1730; (b) ice particle for 1730-1930; (c) ice particle for 1930-2230; (d) freezing rain for 1530-1730; (e) freezing rain for 1730-1930; (f) freezing rain for 1930-2230; (g) dry snow for 1530-1730; (h) dry snow for 1730-1930; (i) dry snow for 1930-2230

围内。干雪形状复杂,易在降落过程中发生碰连使得小雪花减少大雪花增多而形成多峰分布并有较大的谱宽,个例1干雪谱谱宽为9.5 mm,最大粒径达到10.25 mm,存在三个峰值,峰值粒径分别为0.87 mm、1.12 mm、2.56 mm;个例2干雪谱谱宽为0.5 mm,最大粒径为0.87 mm。个例1降水粒子谱宽:干雪>冻雨>冰粒,个例2降水粒子谱宽:冻雨>干雪>冰粒。

雨滴谱参数化对准确描述滴谱特征极为重要,对模式的改进以及降水时空特征的比对不可或缺。常规降水谱分布研究多采用M-P分布和Gamma分布。图8给出了两次降水过程各相态降水粒子M-P分布和Gamma分布,其拟合参数如表2所示。冰粒谱为无峰型(图8a, d),谱宽窄,M-P分布和Gamma分布有较高的拟合优度(r^2),但个例2数据点少,仅三个粒径档内有数据,拟合不具物理意

义。这对今后小粒径范围内的固态降水粒子如冰粒、霰粒的谱分布的比对分析有一定的参考。大粒径冻雨在降落过程中易破碎而使得小粒径范围内粒子数密度增加,个例 1 冻雨数密度在小于 4.5 mm 的粒径范围内连续分布, 5 mm 以上范围内出现断档, 6 mm 以上无冻雨分布。王鹏飞和李子华(1989)认为粒径大于 6 mm 的雨滴在下落过程中破碎。个例 2 冻雨数密度在粒径 2 mm 以下范围内连续, 随着粒径增大, 数密度分布出现断档。两次冻雨滴谱 Gamma 分布比 M-P 分布拟合优度高, 但是在小粒径(<0.5 mm)以及大粒径范围内(个例 1: >3 mm; 个例 2: 1.5 mm)两种分布均存在较大拟合误差(图 8b, e)。由于干雪在降落中易发生碰连, 谱形为多峰分布(个例 1)以及断档(个例 1、个例 2)。M-P 分布以及 Gamma 分布对个例 1 干雪谱的拟合优度不及该过程中冰粒以及冻雨谱分布, 谷值附近数据点拟合效果差(图 8c); 在个例 2 中, 干雪谱宽窄, 数据少, 数密度断档不连续(图 8f), 给 M-P 分布

和 Gamma 分布的拟合效果带来一定影响, 拟合误差大, 拟合表达式参考意义不大, 后期仍需寻找合适的拟合函数提高混合相态降水中干雪粒子的谱分布的拟合。

图 9 给出了两次混合相态降水的总降水粒子谱分布及拟合关系, 可供后期对以冻雨为主体的混合相态降水的模式模拟及研究参考。个例 1 谱宽为 10 mm, 个例 2 谱宽为 4.25 mm, 两者峰值粒径均为 0.5 mm。总降水谱 M-P 拟合优度(个例 1: 0.73, 个例 2: 0.79)均低于 Gamma 分布(个例 1: 0.93, 个例 2: 0.87)。拟合所得到的 N_0 (阶矩参数)、 λ (斜率参数)、 μ (形状参数)、 r^2 (拟合优度)如表 2 所示。对比拟合结果, Gamma 分布比 M-P 分布能更准确地描述降水粒子数密度随粒径的变化趋势, 但是受混合相态降水粒径影响大, 在大粒径范围内拟合仍存在较大误差。

图 10 以等值线的形式给出了两次降水过程样本总降水粒子谱的时序变化, 纵坐标为粒径, 图像

表 2 不同粒子 M-P 分布和 Gamma 分布参数估计

Table 2 Estimation of parameters in M-P distribution and Gamma distribution for different precipitation particles

粒子类型	M-P 分布			Gamma 分布				分布函数		
	N_0	λ	r^2	N_0	μ	λ	r^2	M-P 分布	Gamma 分布	
个例 1	冰粒	140	14.82	0.99	0.11	-3.37	5.19	1	$N(D)=140\exp(-14.82D)$	$N(D)=0.11D^{-3.37}\exp(-5.19D)$
	冻雨	317	2.23	0.91	76	-2.18	1.11	0.96	$N(D)=317\exp(-2.23D)$	$N(D)=76D^{-2.18}\exp(-1.11D)$
	干雪	1.35	0.62	0.76	1.22	-2.50	-0.04	0.88	$N(D)=1.35\exp(-0.62D)$	$N(D)=1.22D^{-2.50}\exp(0.04D)$
	总谱	80	1.35	0.73	20	-3.61	0.08	0.93	$N(D)=80\exp(-1.35D)$	$N(D)=20D^{-3.61}\exp(-0.08D)$
个例 2	冰粒	152	16.38	0.88	5.85×10^{-5}	-7.17	-3.51	1	$N(D)=152\exp(-16.38D)$	$N(D)=5.85 \times 10^{-5} D^{-7.17}\exp(3.51D)$
	冻雨	1231	3.53	0.79	30	-4.67	0.75	0.87	$N(D)=1231\exp(-3.53D)$	$N(D)=30D^{-4.67}\exp(-0.75D)$
	干雪	0.76	0.48	0.10	0.13	-1.10	-1.38	0.07	$N(D)=0.76\exp(-0.48D)$	$N(D)=0.13D^{-1.10}\exp(1.38D)$
	总谱	1233	3.53	0.79	30	-4.68	0.75	0.87	$N(D)=1233\exp(-3.53D)$	$N(D)=30D^{-4.68}\exp(-0.75D)$

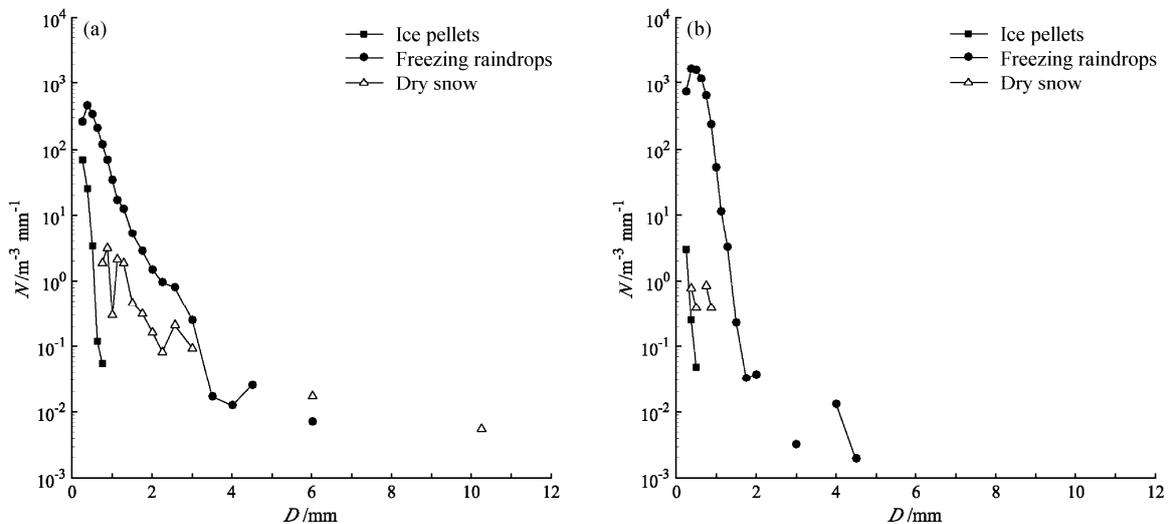


图 7 两次冻雨过程各相态降水粒子粒径—数密度谱分布: (a) 个例 1; (b) 个例 2

Fig. 7 The precipitation particles size distributions for various phases in two freezing precipitation cases: (a) Case 1; (b) case 2

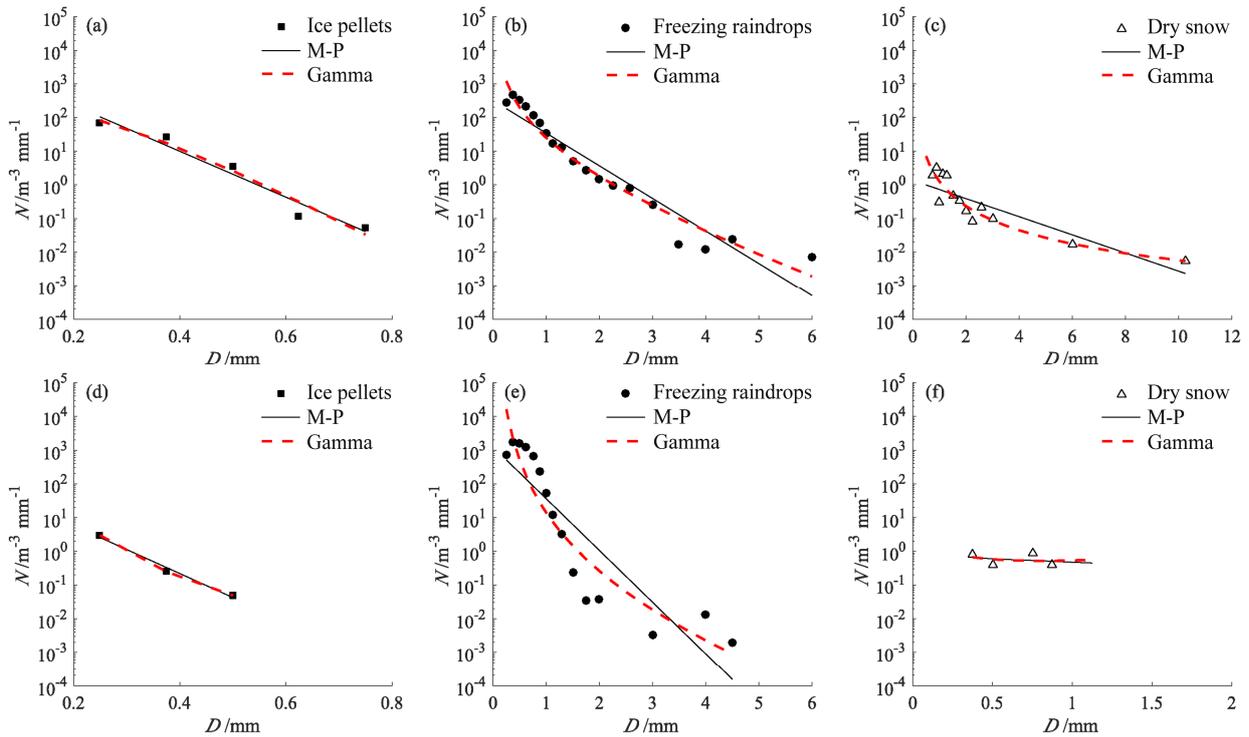


图 8 各相态降水粒子 M-P 分布及 Gamma 分布: (a, b, c) 个例 1; (d, e, f): 个例 2

Fig. 8 M-P distributions and Gamma distributions of precipitation particles in various phases in two cases: (a, b, c) Case 1; (d, e, f) case 2

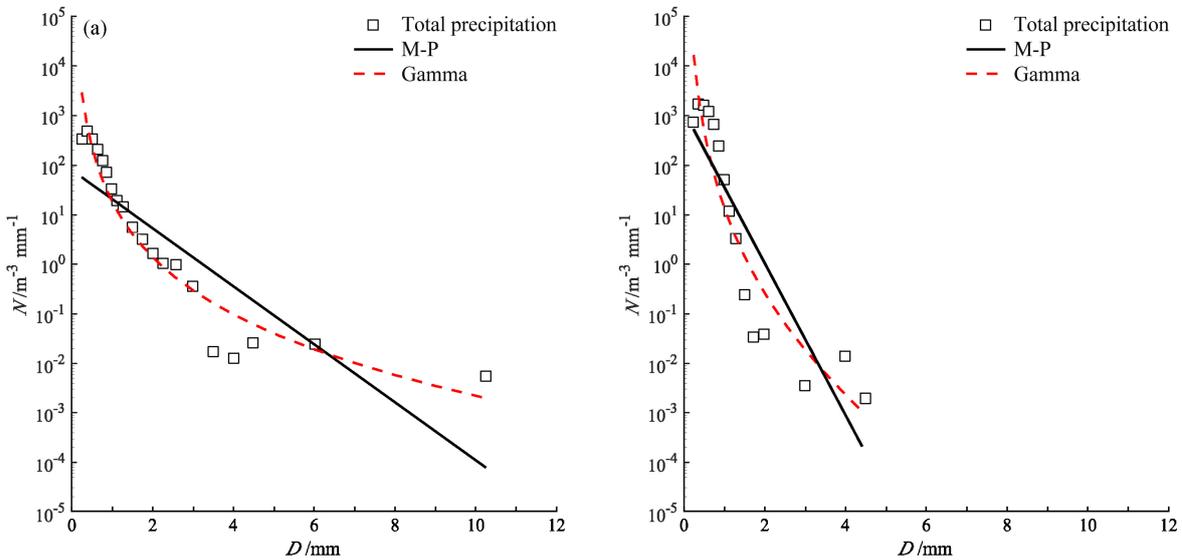


图 9 两次冻雨过程谱分布及 M-P 分布和 Gamma 分布: (a) 个例 1; (b) 个例 2

Fig. 9 Spectral distributions, M-P distributions and Gamma distributions in two freezing precipitation cases: (a) Case 1; (b) case 2

等高距为 $500 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ (低于此值未纳入等值线绘值范围)。个例 1 雨强小, 整体数密度小于个例 2, 多数时段各档粒径数密度分布函数均低于 $500 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$, 在数密度分布函数高于 $500 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ 的时段内, 峰值粒径多集中在 0.5 mm , 并未随着过程的递进发生明显偏移, 整个过程峰区位置恒定。个例

2 雨强大于个例 1, 降水粒子数密度高, 雨滴谱变化较个例 1 明显, $15:30 \sim 17:10$ 峰值粒径为 0.5 mm , $17:10$ 后, 峰区上移至大于 0.5 mm 的范围, $18:15$ 左右峰值粒径再次回归 0.5 mm , 但整体数密度值低于过程初期。随着降水过程雨强逐渐减小, $18:20$ 滴谱峰区再次出现上移, 但是峰值数密度低于过程

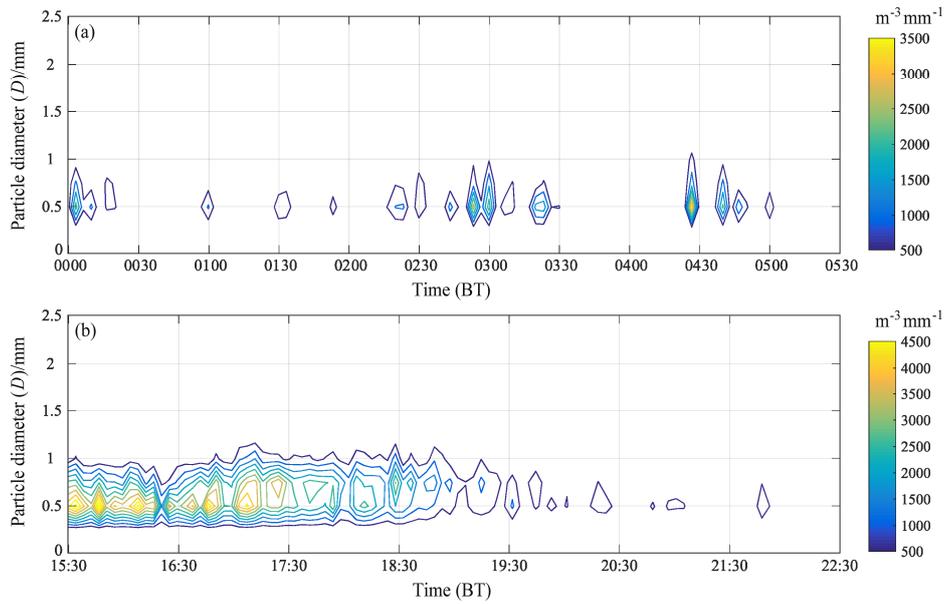


图 10 两次冻雨过程总降水粒子数密度谱变化：(a) 个例 1；(b) 个例 2

Fig. 10 Temporal variations of total precipitation particles size distributions in two freezing precipitation cases: (a) Case 1; (b) case 2

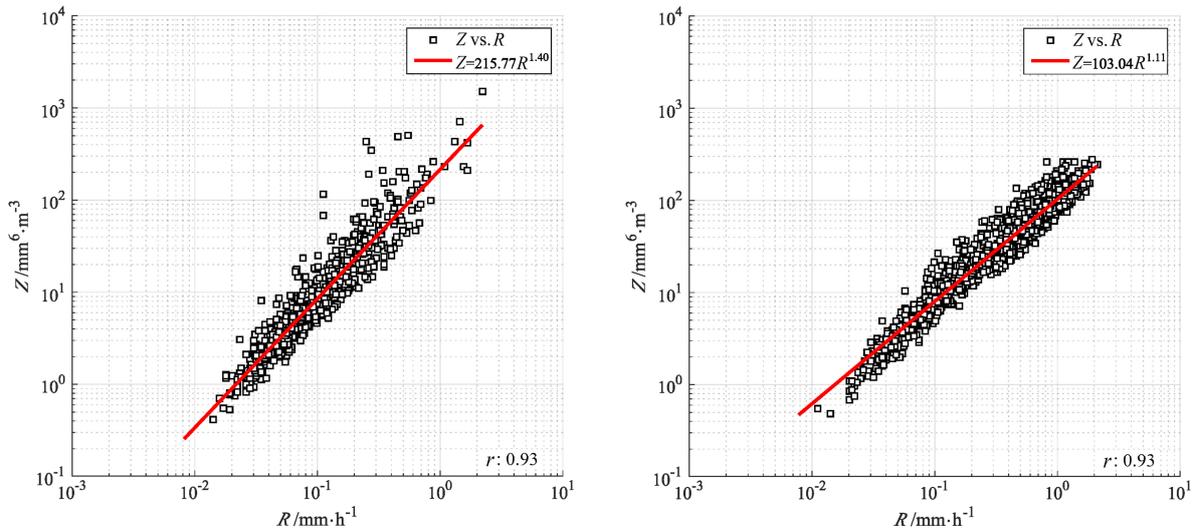


图 11 两次降水过程 Z-R 关系：(a) 个例 1；(b) 个例 2

Fig. 11 Z-R relations in two cases of precipitation: (a) Case 1; (b) case 2

初期，19:30 峰区回归粒径 0.5 mm 处，数密度逐渐减小。

4.4 Z-R 关系

Z-R 关系能很好地研究发生于层状云和对流云中降水强度 (R) 与雷达反射率因子 (Z) 之间的关系 (阮征等, 2015; 吴亚昊等, 2016), 并对借助雷达回波估算降水强度和降水量有很好的参考作用 (张培昌等, 2000)。由于缺乏雷达数据, 两次个例 Z-R 关系均由 PARSIVEL 所获取的粒子谱分布

直接计算得到。图 11 给出了两个例雷达反射率因子 Z 与雨强 R 的散点关系以及拟合结果：个例 1： $A=215.77, b=1.40$, Z-R 关系为： $Z=215.77R^{1.40}$, 相关系数为 0.93；个例 2： $A=103.04, b=1.11$, Z-R 关系为： $Z=103.04R^{1.11}$, 相关系数为 0.96。张培昌等 (2000) 比较了不同地区的实测滴谱资料所得到的 Z-R 关系, 发现降水过程中 A 的变化范围为 16~1200, b 的变化范围 1~2.87; 降雪时, A 的变化范围为 $10^2 \sim 10^3$, b 的变化范围为 1.8~2.0, 认为 Z-R

关系随地点、季节以及不同降水类型而发生改变。牛生杰等(2002)利用1982~1984年宁夏7个气象站6~9月200次观测获取的6053份滴谱资料得到的宁夏夏季对流云和层状云降水的 $Z-R$ 关系式分别是 $Z=340R^{1.26}$ 和 $Z=203R^{1.23}$ 。两次降水过程 $Z-R$ 关系 A 值均低于早期学者对不同地区层状云和对流云 $Z-R$ 关系中的值,但指数 b 差异不大。Chen et al. (2011)给出了安庆地区2008年1月27日的一次冻雨过程的 $Z-R$ 关系 $Z=117R^{1.35}$,并指出 A 值受降水粒子中数体积直径影响,较小的中数体积直径使得 A 值偏低。庐山两次冻雨过程降水粒子中数体积直径分别为1.06 mm(个例1)和0.73 mm(个例2),均低于刘红燕和雷恒池(2006)所研究的北京2014年和2015年七次春夏季降水粒子中数体积直径,并且 A 值也低于刘红燕和雷恒池(2006)所给出的4次对流云降水 $Z-R$ 关系中的 A 值。参考Fujiyoshi et al. (1990)给出的日本札幌1987年2月5日、14日、16日3次降雪过程的 $Z-R$ 关系 $Z=427R^{1.09}$ 以及Shiina et al. (2010)所给出的日本金泽市2009年2月16日一次降雪过程的 $Z-R$ 关系 $Z=1000R^{0.95}$,庐山地区两次冻雨过程降水粒子中数体积直径偏低造成 $Z-R$ 关系中系数 A 值偏小,并且大粒径干雪的存在增大了个例1降水粒子中数体积直径,使得个例1的 $Z-R$ 关系 A 值大于个例2。

春夏季降水一般为液态降水,冬季降水复杂,包括冻雨、干雪、湿雪、霰等, A 值变化幅度大, $Z-R$ 关系受时空、地理位置的影响而变化,可见研究冻雨过程及降水云类型不能仅仅参考夏季降水的 $Z-R$ 关系。本文基于PARSIVEL激光雨滴谱仪所得到的庐山地区两次冻雨过程的 $Z-R$ 关系,可供今后冬季降水研究参考以及对冬夏 $Z-R$ 关系异同的探讨。

5 结论

(1) 庐山地区冻雨过程降水粒子下落末速度粒径分布总体接近常规液态降水经验公式,峰区落于G-K曲线附近,同时因混有固态粒子如冰粒、干雪而使得下落末速度粒径谱表现出不同程度地向大粒径小落速方向和小粒径大落速方向延展拓宽的趋势。该特点可以辅助今后区分同时期降水类型。2014年2月7~15日庐山地区所观测到的两次长时间的冻雨过程均为以冻雨为主体的混合相态降水,其降水粒子组成为:冰粒、冻雨、干雪;个例1三者占比为5.76%、93.42%和0.81%,个例2为0.05%、

99.91%和0.04%。低落速的冻雨滴随着降水过程会逐渐向冰粒和干雪转化。

(2) 两次冻雨过程发生时都伴随逆温层或恒温层的出现,同时存在较强冷平流的输送,测站附近平均风以东北风居多,风速集中在 $0\sim 4\text{ m s}^{-1}$ 。

(3) 两次冻雨过程液水含量小于 0.2 g m^{-3} ,个例1平均液水含量为 0.11 g m^{-3} ,个例2平均液水含量为 0.19 g m^{-3} ,高液水含量情况极少。庐山地区冻雨两个例1平均雨强为 0.15 mm h^{-1} , $Z-R$ 关系为 $Z=215.77R^{1.40}$;个例2平均雨强为 0.46 mm h^{-1} , $Z-R$ 关系为 $Z=103.04R^{1.11}$ 。

(4) 庐山地区两次冻雨过程中,冻雨滴谱为单峰型,冰粒谱为无峰型,干雪谱多峰型或离散不连续;总降水粒子谱:个例1谱宽为10 mm,个例2谱宽为4.25 mm;个例1峰值粒径为0.5 mm,平均总数浓度为 208 m^{-3} ,平均粒径为0.52 mm;个例2峰值粒径为0.5 mm,平均总数浓度 774 m^{-3} ,平均粒径为0.57 mm;个例1降水粒子谱宽:干雪>冻雨>冰粒;个例2降水粒子谱宽:冻雨>干雪>冰粒。

(5) Gamma分布和M-P分布均能较好地拟合庐山地区以冻雨为主体的混合相态降水总粒子谱、冻雨滴谱以及冰粒谱,其中Gamma分布拟合效果更好,能反映不同降水粒子数密度随粒径的变化,但是两者对干雪谱拟合效果较差。个例1中总降水粒子谱Gamma分布为: $N(D)=20D^{-3.61}\exp(-0.08D)$,冻雨Gamma分布: $N(D)=76D^{-2.18}\exp(-1.11D)$,冰粒Gamma分布: $N(D)=0.11D^{-3.37}\exp(-5.19D)$;个例2中总降水粒子谱Gamma分布: $N(D)=30D^{-4.68}\exp(-0.75D)$,冻雨Gamma分布: $N(D)=30D^{-4.67}\exp(-0.75D)$ 。今后对冬季混合相态降水的模式研究,可以参考本文中所给出的拟合关系。

参考文献 (References)

- Black A W, Mote T L. 2015. Effects of winter precipitation on automobile collisions, injuries, and fatalities in the United States [J]. *Journal of Transport Geography*, 48: 165-175, doi:10.1016/j.jtrangeo.2015.09.007.
- Chen B J, Hu W, Pu J P. 2011. Characteristics of the raindrop size distribution for freezing precipitation observed in southern China [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 116: D06201, doi:10.1029/2010JD015305.
- 陈吉, 蒋兴良, 郭钢, 等. 2015. 交直流电场对雨淞覆冰特性的影响研究 [J]. *电网技术*, 39: 867-872. Chen Ji, Jiang Xingliang, Guo Gang, et al. 2015. Effect on the glaze icing characteristics under the AC and DC electric field [J]. *Power System Technology (in Chinese)*, 2015, 39: 867-872, doi:10.13335/j.1000-3673.pst.2015.03.043.

- 陈天锡, 陈贵发, 穆晓涛. 1993. 驻马店地区冻雨天气特征的分析 and 预报 [J]. 气象, 19 (2): 33–36, 40. Chen Tianxi, Chen Guifa, Mu Xiaotao. 1993. Analysis and forecasting of freezing rain characteristics in Zhumadian [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 19 (2): 33–36, 40.
- 丁一汇, 王遵娅, 宋亚芳, 等. 2008. 中国南方 2008 年 1 月罕见低温雨雪冰冻灾害发生的原因及其与气候变暖的关系 [J]. 气象学报, 66: 808–825. Ding Yihui, Wang Zunya, Song Yafang, et al. 2008. Causes of the unprecedented freezing disaster in January 2008 and its possible association with the global warming [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66: 808–825, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2008.05.014.
- 杜小玲, 彭芳, 武文辉. 2010. 贵州冻雨频发地带分布特征及成因分析 [J]. 气象, 36 (5): 92–97. Du Xiaoling, Peng Fang, Wu Wenhui. 2010. Distribution and cause on frequent freezing rain zone in Guizhou [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 36(5): 92–97.
- Fujiyoshi Y, Endoh T, Yamada T, et al. 1990. Determination of a Z-R relationship for snowfall using a radar and high sensitivity snow gauges [J]. J. Appl. Meteor., 29: 147–152, doi:10.1175/1520-0450(1990)029<0147:DOARFS>2.0.CO;2.
- 高守亭, 张昕, 王瑾, 等. 2014. 贵州冻雨形成的环境场条件及其预报方法 [J]. 大气科学, 38: 645–655. Gao Shouting, Zhang Xin, Wang Jin, et al. 2014. The environmental field and ensemble forecast method for the formation of freezing rain over Guizhou Province [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38: 645–655, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1403.13250.
- Groisman P Y, Bulygina O N, Yin X G, et al. 2016. Recent changes in the frequency of freezing precipitation in North America and northern Eurasia [J]. Environmental Research Letters, 11: 045007, doi:10.1088/1748-9326/11/4/045007.
- Gunn R, Kinzer G D. 1949. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air [J]. J. Atmos. Sci., 6: 243–248, doi:10.1175/1520-0469(1949)006<0243:TTOVFF>2.0.CO;2.
- 贾星灿, 牛生杰. 2008. 空中、地面雨滴谱特征的观测分析 [J]. 南京气象学院学报, 31: 865–870. Jia Xingcan, Niu Shengjie. 2008. Observational analysis of raindrop size distributions measured at surface and cloud [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 31: 865–870, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2008.06.015.
- 蒋年冲, 胡雯, 邵洋, 等. 2010. 安徽大别山一次强降雨天气过程降水粒子特征分析 [J]. 气象, 36 (6): 79–84. Jiang Nianchong, Hu Wen, Shao Yang, et al. 2010. Analysis of characteristics of precipitation particle on heavy rain-snow process in Dabie Mountain in Anhui Province [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 36 (6): 79–84.
- Kämäräinen M, Hyvärinen O, Jylhä K, et al. 2017. A method to estimate freezing rain climatology from ERA-Interim reanalysis over Europe [J]. Natural Hazards and Earth System Sciences, 17: 243–259, doi:10.5194/nhess-17-243-2017.
- 李杰, 郭学良, 周晓宁, 等. 2015. 2011~2013 年中国冻雨、冻毛毛雨和冻雾的特征分析 [J]. 大气科学, 39: 1038–1048. Li Jie, Guo Xueliang, Zhou Xiaoning, et al. 2015. Characteristics of freezing rain, freezing drizzle, and freezing fog in China from 2011 to 2013 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39: 1038–1048, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1501.14239.
- 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: 693–702. Liu Hongyan, Lei Hengchi. 2006. Characteristics of rain from stratiform versus convective cloud based on the surface raindrop data [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30: 693–702, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.04.14.
- 刘雪静, 牛生杰. 2016. 两次高压电线积冰过程气象成因分析 [J]. 气象科学, 36: 230–235. Liu Xuejing, Niu Shengjie. 2016. Analysis of the causes for two high-voltage wire icing cases [J]. Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese), 36: 230–235, doi:10.3969/2014jms.0101.
- Locatelli J D, Hobbs P V. 1974. Fall speeds and masses of solid precipitation particles [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 79: 2185–2197, doi:10.1029/JC079i015p02185.
- 马中元, 刘照明, 吴琼, 等. 2011. 江西强冻雨天气形成特征分析 [J]. 气象, 37: 66–74. Ma Zhongyuan, Liu Ximing, Wu Qiong, et al. 2011. Analysis of the severe freezing rain events in Jiangxi Province [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 37: 66–74, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2011.01.008.
- 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: 37–44. Niu Shengjie, An Xialan, Sang Jianren. 2002. Observational research on physical feature of summer rain drop size distribution under synoptic systems in Ningxia [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 21: 37–44, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2002.01.007.
- 牛生杰, 周悦, 贾然, 等. 2011. 电线积冰微物理机制初步研究: 观测和模拟 [J]. 中国科学: 地球科学, 41: 1812–1821. Niu Shengjie, Zhou Yue, Jia Ran, et al. 2011. The microphysics of ice accretion on wires: Observations and simulations [J]. Science China Earth Sciences, 2012, 55: 428–437, doi:10.1007/s11430-011-4325-8.
- Niu S J, Jia X C, Sang J R, et al. 2010. Distributions of raindrop sizes and fall velocities in a semiarid plateau climate: Convective versus stratiform rains [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 49: 632–645, doi:10.1175/2009JAMC2208.1.
- 欧建军, 周毓荃, 杨棋, 等. 2011. 我国冻雨时空分布及湿温结构特征分析 [J]. 高原气象, 30: 692–699. Ou Jianjun, Zhou Yuquan, Yang Qi, et al. 2011. Analyses on spatial-temporal distributions and temperature-moisture structure of freezing rain in China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 30: 692–699.
- 漆梁波. 2012. 我国冬季冻雨和冰粒天气的形成机制及预报着眼点 [J]. 气象, 38: 769–778. Qi Liangbo. 2012. Formation mechanism and forecast on freezing rain and ice pellet in winter of China [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 38: 769–778, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2012.07.001.
- Reeves H D, Ryzhkov A V, Krause J. 2016. Discrimination between winter precipitation types based on spectral-bin microphysical modeling [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 55: 1747–1761, doi:10.1175/JAMC-D-16-0044.1.
- 阮旻, 刘褚懿, 马建立, 等. 2015. 降水回波谱参数估算雨滴谱参数的算法研究 [J]. 高原气象, 34: 1019–1028. Ruan Zheng, Liu Chuyi, Ma Jianli, et al. 2015. Research of retrieving gamma parameters in precipitation cloud from data obtained of vertical radar [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 34: 1019–1028, doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00037.

- Shiina T, Kubo M, Muramoto K I. 2010. Z-R relation for snowfall using two small Doppler radars and snow particle images [C]//Proceedings of 2010 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Honolulu, HI, USA: IEEE, 4122–4125, doi:10.1109/IGARSS.2010.5651170.
- 陶玥, 史月琴, 刘卫国. 2012. 2008年1月南方一次冰冻天气中冻雨区的层结和云物理特征 [J]. 大气科学, 36: 507–522. Tao Yue, Shi Yueqin, Liu Weiguo. 2012. Characteristics of stratification structure and cloud physics of the freezing rain over southern China in January 2008 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36: 507–522, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11082.
- 王鹏飞, 李子华. 1989. 微观云物理学 [M]. 北京: 气象出版社, 406–408. Wang Pengfei, Li Zihua. 1989. The Micro Cloud Physics (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 406–408.
- 王遵娅. 2011. 中国冰冻日数的气候及变化特征分析 [J]. 大气科学, 35: 411–421. Wang Zunya. 2011. Climatic characters and changes of ice-freezing days in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35: 411–421, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.03.03.
- 吴亚昊, 刘黎平, 周筠珺, 等. 2016. 雨滴谱的变化对降水估测的影响研究 [J]. 高原气象, 35: 220–230. Wu Yahao, Liu Liping, Zhou Yunjun, et al. 2016. Study of raindrop influence of spectrum change on precipitation estimation [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 35: 220–230, doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00093.
- 杨军, 陈宝君, 银燕, 等. 2011. 云降水物理学 [M]. 北京: 气象出版社, 114–115. Yang Jun, Chen Baojun, Yin Yan, et al. 2011. Physics of Clouds and Precipitation (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 114–115.
- Yuter S E, Kingsmill D E, Nance L B, et al. 2006. Observations of precipitation size and fall speed characteristics within coexisting rain and wet snow [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 45: 1450–1464, doi:10.1175/JAM2406.1.
- 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 2000. 雷达气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 171–205. Zhang Peichang, Du Bingyu, Dai Tiepi. 2000. Radar Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 171–205.
- 赵珊珊, 高歌, 张强, 等. 2010. 中国冰冻天气的气候特征 [J]. 气象, 36 (3): 34–38. Zhao Shanshan, Gao Ge, Zhang Qiang, et al. 2010. Climate characteristics of freezing weather in China [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 36 (3): 34–38, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2010.03.005.
- 曾明剑, 陆维松, 梁信忠, 等. 2008. 2008年初中国南方持续性冰冻雨雪灾害形成的温度场结构分析 [J]. 气象学报, 66: 1043–1052. Zeng Mingjian, Lu Weisong, Liang Xinzhong, et al. 2008. Analysis of temperature structure for persistent disastrous freezing rain and snow over southern China in early 2008 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66: 1043–1052, doi:10.11676/qxxb2008.093.
- 周悦, 牛生杰, 吕晶晶, 等. 2012. 基于高压输电线路实时观测的电线积冰条件 [J]. 科学通报, 57: 276–281. Zhou Yue, Niu Shengjie, Lü Jingjing, et al. Meteorological conditions of ice accretion based on real-time observation of high voltage transmission line [J]. Chinese Science Bulletin, 2012, 57: 812–818, doi:10.1007/s11434-011-4868-2.
- Zhou Y, Niu S J, Lü J J. 2013. The influence of freezing drizzle on wire icing during freezing fog events [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 30: 1053–1069, doi:10.1007/s00376-012-2030-y.