doi:10.11676/qxxb2019.056 气象学报

庐山云雾及降水的日、季节变化和宏微观物理特征观测研究*

郭丽君[1] 郭学良[1] 楼小凤[1] 卢广献[1] 吕 恺[2] 孙赫敏[3] 李 军[4] 张小鹏[5]
GUO Lijun[1] GUO Xueliang[1] LOU Xiaofeng[1] LU Guangxian[1] LÜ Kai[2] SUN Hemin[3] LI Jun[4] ZHANG Xiaopeng[5]

1. 中国气象科学研究院云雾物理环境重点实验室,北京,100081
2. 美国怀俄明大学大气科学系,拉勒米,82071
3. 北京市气象探测中心,北京,100089
4. 中国气象科学研究院庐山云雾试验站,九江,332900
5. 江西庐山气象局,九江,332900
1. *Key Laboratory for Cloud Physics*, *Chinese Academy of Meteorological Sciences*, *Beijing* 100081, *China*
2. *Department of Atmospheric Science*, *University of Wyoming*, *Laramie* 82071, *Wyoming*, *USA*
3. *Beijing Meteorological Observation Center*, *Beijing* 100089, *China*
4. *Lushan Cloud and Fog Experiment Station*, *Chinese Academy of Meteorological Sciences*, *Jiujiang* 332900, *China*
5. *Lushan Mereorological Bureau*, *Jiujiang* 332900, *China*

2018-11-02 收稿,2019-04-09 改回.

郭丽君,郭学良,楼小凤,卢广献,吕恺,孙赫敏,李军,张小鹏. 2019. 庐山云雾及降水的日、季节变化和宏微观物理特征观测研究. 气象学报, 77(5):923-937

Guo Lijun, Guo Xueliang, Lou Xiaofeng, Lu Guangxian, Lü Kai, Sun Hemin, Li Jun, Zhang Xiaopeng. 2019. An observational study of diurnal and seasonal variations, and macroscopic and microphysical properties of clouds and precipitation over Mount Lu, Jiangxi, China. *Acta Meteorologica Sinica*, 77(5):923-937

Abstract The Mount Lu (Lushan) observational station of clouds and fog was restarted in 2015. Characteristics of clouds and precipitation are investigated based on observations collected at Mount Lu station from November 2015 to February 2018, including microphysics properties of clouds/fog and precipitation of 15 months in cold and warm seasons. Statistical results suggest that heavy precipitation over the Mount Lu is frequent in summer with maximal daily precipitation exceeding 100 mm. Clouds and fog occur frequently in autumn, winter and spring. The maximum number of clouds and fog reaches 25 days per month with the lowest visibility of about 20 m. Affected by radiative effects of clouds and fog in the morning, the minimum temperature in the diurnal variation of temperature occurs at about 09:00 (local sun time), right before the dissipation of clouds and fog. Based on analysis of radar data, stratiform precipitation, stratiform precipitation with embedded convection and convective precipitation account for 29%, 44% and 27% of the total precipitation in the autumn and winter, respectively; convective precipitation and stratiform precipitation with embedded convection account for 83% and 17% of the total precipitation in the spring and summer, respectively. Compared with precipitation in urban areas, more small and medium size raindrops are found for precipitation over Mount Lu. Compared with that in urban areas, clouds and fog over Mount Lu are characterized by smaller number concentration, more significant bimodal feature and wider spectra. As the precipitation within clouds increases, both the number concentration and the size of raindrops increase, which makes it easier to initiate the collision and aggregation

* 资助课题:中国气象科学研究院基本科研业务费专项(2016Z004)、国家自然科学基金项目(41605111、41675137)。
作者简介:郭丽君,从事云降水物理研究。E-mail: ljguo@cma.gov.cn
通信作者:郭学良,主要从事云降水物理研究。E-mail: guoxl@mail.iap.ac.cn

process, leading to reduction in cloud droplets smaller than 11 μm and larger than 30 μm. As a result, the peak at 11 μm becomes more significant. During snowing period, small cloud droplets are abundant, and the solid-phase precipitation consumes large freezing cloud droplets through the riming process.

Key words Mount Lu, Clouds, Fog and precipitation, Diurnal and seasonal variations, Macroscopic and microphysical properties

摘 要 庐山云雾观测站2015年重新开始观测试验。利用2015年11月—2018年2月庐山云雾试验站观测的云物理资料和九江站的雷达资料,统计研究了庐山云雾及降水的日、季节变化和宏微观物理特征。结果表明,庐山强降水多发生在夏季,降水强度超过100 mm/h,而云雾天多发生在秋冬春季,最高云和雾天数达25 d/月,最低能见度仅20 m,东北风有利于水汽的冷却凝结。云雾辐射影响下的日最低温度出现在09时前后,即云雾消散前。利用雷达资料对降水分类,庐山秋冬季层状云、积层混合云和对流云降水分别占29%、44%和27%,春夏季的对流云和积层混合云降水分别占83%和17%。与城市降水和雾相比,庐山降水的中、小雨滴多,云雾滴谱的数浓度较低,双峰结构显著,且谱较宽。随着云内降水量级的增大,雨滴的数浓度和尺度不断增加,更易于启动碰并机制,使小于11 μm和大于30 μm云雾滴减少,导致11 μm的峰值更为显著。降雪期间的小云雾滴较为丰富,固态降水更容易通过凇附过程消耗大的过冷云滴。

关键词 庐山,云雾和降水,日和季节变化,宏微观物理特征

中图法分类号 P426

1 引 言

高山观测由于海拔优势可以实现对自然云雾的直接观测,配合气溶胶、湍流、辐射等综合观测,对揭示云雾形成过程和机理具有十分重要的作用。国际上很多国家建立了高山云雾观测基地来提高天气预报、气候预测和气象服务能力(Joe, et al, 2014; Siebert, et al, 2015),一些欧洲中部的高山站(如迈尔索夫卡837 m、楚格峰2962 m)运行时间已经超过100年(Stekl, et al, 1993)。山地由于复杂的地势环境可以引起气流性质的改变,尤其在天气系统的作用下产生地形云并带来降水(Lee, 1984)。Wirth等(2012)对德国楚格峰旗状云(banner cloud)的日和季节变化统计表明5和9月的发生频次最多,时间集中在14—18时,平均寿命为40 min。Mo等(2014)在2010年温哥华奥运会期间发现惠斯勒高山地区持续了45 d的山腰云是谷地的湿流与下坡气流相互作用的结果,导致抬升的云被下沉气流困在山腰数十日难以消散。Houze(2012)讨论了深对流、锋面或热带气旋受复杂的地形影响导致气流性质改变和加速降水倾泻的机制,锋面系统爬升过程中被阻挡的空气与未受阻挡的湿空气间的切变有利于湍流倒转,加速降水的倾倒,在热带气旋中,切变风遇到山脉产生的重力波加强上坡气流,降水最大值发生在迎风面或背风面取决于山的高度。此外,地形云也是用于检验人工增雨、雪过程的主要对象,如美国怀俄明人工影响天气的飞行试验设计目的之一是检验地形云播撒碘化银的效果(Breed, et al, 2014),澳大利亚东南部的雪山播撒碘化银和氧化铟的人工增雪试验(Manton, et al, 2011)也是如此。

中国最早的高山站建于20世纪30年代,位于湖南衡山,50年代在江西九江庐山建立了江西省庐山天气控制研究所,即庐山云雾试验站的前身。随着气象事业的发展,逐渐在陕西华山、安徽黄山和九华山等地开展气象观测(Rosenfeld, et al, 2007; 汪学军等, 2012),但是开展云物理观测的气象站较少且很难业务化。1998—2001年在南岭山地开展了两次综合野外浓雾观测,在山地雾的形成机制、理化特性观测和数值模拟等方面取得了重要的进展(Wu, et al, 2007; Fan, et al, 2003; 吴兑等, 2004)。南岭浓雾通常与9月至次年5月频发的华南准静止锋活动和地形作用有关,能见度小于200 m的频率达18%—30%,雾滴浓度不高,尺度较大,对痕量成分和气溶胶有清除作用(Wu, et al, 2007)。近年来,在黄山开展了云物理和气溶胶观测与模拟试验(银燕等, 2010;秦彦硕等, 2012)。秦彦硕等(2012)结合黄山气溶胶和云雾物理观测,模拟了不同化学组分气溶胶对云微物理特征的影响。庐山的降水研究也呈增加趋势,江祖凡(1988)利用庐山的暴雨资料划分了积雨云、雨层云和积层混合云降水,发现M-P分布能很好地表示连续的气团性

降雨或暖锋雨的平均谱。马晓琳等(2011)研究了庐山夏季强降水与台风活动的关系。黄钦等(2018)在庐山积冰过程的两次冻雨天气中发现,Γ 分布更适合描述混合相态降水粒子谱和冻雨滴谱,混有干雪和冰粒的降水向大粒径小落速和小粒径大落速的方向发展。随着雨滴谱仪的使用和布网,庐山不同海拔高度的雨滴谱特征有助于理解雨滴下落过程中的微物理过程(张昊等,2011;张欢等,2013)。

中国气象科学研究院庐山云雾试验站始建于1959 年,是中国云降水物理学科开创时期建立的一个外场试验站(李军等,2009)。20 世纪 60—80 年代,在老一代气象学家的共同努力下开展了大量云雾观测试验,积累了云雾、雨(滴谱)、冰晶、冰核、雪晶(谱)、气溶胶和电线积冰等宝贵资料,80 年代以后,庐山云雾试验站几乎停止了观测。早期使用的云雾观测设备是三用滴谱仪,雨滴的采集方法是油法和滤纸法,由于条件限制,仪器的观测误差较大,时间连续性有限。2015 年 11 月中国气象科学研究院恢复重建了庐山云雾试验站,并利用先进的云物理设备开展了两年多的云雾降水观测,本研究使用2015 年 11 月—2018 年 2 月获取的资料统计分析了庐山地区的云雾和降水的日、季节变化及宏、微观物理特征。

2 庐山云雾试验站及其数据介绍

庐山位于中国长江中下游河谷与鄱阳湖盆地之间,面江临湖,山高谷深,多种气候类型集聚于此,同时存在明显的垂直与水平气候带特征差异。庐山地区云水资源丰富,云雾条件得天独厚,观测到的降水具有云内或刚出云底时的状态,而一般地面测站观测资料则是云雨粒子出云后经过数千米云外干空气环境下升温、融化、碰并、破碎、蒸发等下落过程后的状况,所以庐山的降水资料具有很强的云内代表性。受特殊地理环境的影响,雾凇、雪凇、雨凇是常见的天气现象,所以庐山是开展云降水物理观测的理想场所。

庐山云雾试验站位于庐山牯岭镇大林沟路(图 1a 中的红点)(29.97°N,115.97°E),海拔 1080 m,观测平台建在宾馆楼的楼顶上(图 1b)。江西省九江多普勒天气雷达站位于庐山仰天坪(29.53°N,115.95°E),海拔 1374 m(图 1a 中黑点)。庐山气象局位于牯岭镇牯岭街(29.98°N,115.98°E),海拔1165 m(图 1a 中接近红点处)。

恢复后的庐山云雾试验站架设了包括雾滴谱仪、雨滴谱仪、微雨雷达、云高仪、能见度仪、自动气象站等设备(表 1),持续开展了庐山云雾和降水宏微观特征的观测试验,2015 年 11 月—2016 年 1 月和 2017 年 11 月—2018 年 2 月的秋冬季及 2016 和2017 年的 5—8 月的春夏季是试验的重点观测时段。对庐山云雾降水基本特征的研究使用了 2015 年 11 月—2018 年 2 月共计 28 个月的数据,对微物理特征的研究使用了重点观测时期 15 个月的数据。

使用的雨滴谱资料来自 Thies 公司的激光雨滴谱仪,该仪器可以获取 0.125—8 mm 22 个粒径档($i=1,2,\cdots,22$)和 0.2—10 m/s 20 个速度档($j=1,2,\cdots,20$)的雨滴个数(n_{ij}),根据雨滴的下落末速度 V_j(m/s)、采样面积A(=45.6 cm^2),可以得到雨滴谱 $N_r(D_i)$。

表 1 庐山云雾试验站观测设备介绍

Table 1 Introduction of observational instruments deployed at Lushan clouds and fog experiment station

仪器	厂家及型号	探测要素	探测范围及分辨率	观测频率
雾滴谱仪	美国 DMT FM-100	雾滴谱、雾滴数浓度等	2—50 μm,20 档	1 sec
能见度传感器	芬兰 Vaisala PWD22	水平能见距离	0—20 km,1 m	15 sec
激光雨滴谱仪	德国 Thies LPM-5	雨滴谱、下落速度、降水强度等	0.125—8 mm,22 档;0.2—10 m/s,20 档	1 min
云高仪	芬兰 Vaisala CL-31	后向散射强度,云底和边界层高度	0—4500 m(后向散射强度);0—7700 m(云底和边界层高度)	16 sec
微雨雷达	德国 METEK MRR-2	雷达反射率因子、降水强度、液态水含量、下落速度等	0—1550 m(31 个高度),64 个粒径档	10 sec
便携式自动气象站	中国华云 GH-BPR	温、压、湿、风向、风速、1 min 降水量等	分辨率:0.1℃、0.1 hPa、1 %、1°、0.1 m/s、0.1 mm	1 min
自动气象站(庐山气象局)	江苏无锡 DZZ4	温、压、湿、风向、风速、1min 降水量等	分辨率:0.1℃、0.1 hPa、1 %、1°、0.1 m/s、0.1 mm	1 min

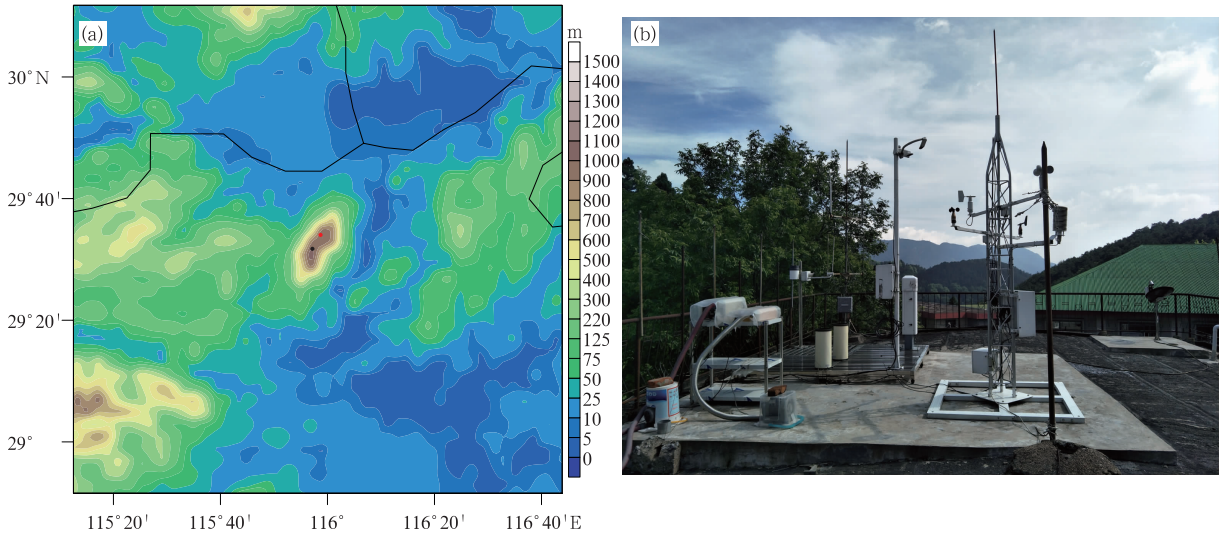


图 1 庐山的地形(a)(红点代表庐山云雾试验站,黑点代表雷达站)及庐山云雾试验站的观测平台(b)

Fig. 1 Terrain height of Mount Lu (a) and observational platform in Lushan clouds and fog experiment station (b)

(The red and black dots represent locations of Lushan clouds and fog experiment station and Jiujiang radar station, respectively)

$$N_r(D_i) = \sum_{j=1}^{20} \frac{n_{ij}}{A \cdot \Delta t \cdot V_j \cdot \Delta D_i} \quad (1)$$

式中,Δt 为时间间隔,为 1 s,ΔD_i 为粒径间隔,从 0.125—0.5 mm。该设备依据降落粒子的速度与粒径的关系和温度划分了降水粒子的相态。

云雾滴谱资料来自 DMT 公司的 FM-100 雾滴谱仪,该仪器可以获取 2—50 μm 20 个粒径档(i = 1,2,…,20)的云雾滴数(n_i),根据气流速度 V_{as}(m/s)和采样面积 S(= 0.24 mm^2)计算得到云雾滴谱的分布。

$$N_C(D_i) = n_i/(V_{as} \cdot S) \quad (2)$$

还使用了能见度仪的水平能见距离和九江雷达站的雷达基数据,温、湿、风等数据来自庐山气象局。

3 云雾和降水的一些基本特征

选取 2015 年 11 月—2018 年 2 月 28 个月的能见度、降水和气象要素的资料分析庐山云雾、降水的基本特征,包括气象要素、云雾和降水的月平均变化特征,气象要素四季平均的日变化特征,降水(小时降水量 P_{hor} > 0 mm)和云雾(小时能见度 L_{hor} < 1.0 km)期间季节变化的风向、风速特征,以及云雾期间的温度变化特征。

3.1 月平均特征

图 2a、b 和 c 分别给出了月平均温度、湿度、风速,逐月的低能见度及伴有降水的天数和最低分钟能见度,以及逐月的降水天数、月降水总量和最大日降水量。从日平均温度(图 2a)的变化趋势来看,日平均最低和最高温度分别为 0℃ 和 23℃ 左右,发生在 1 和 7 月,最低和最高的小时平均温度分别为 −15.2 和 31.5℃(图略)。月平均相对湿度和风速的高值集中在夏季和秋季。

低能见度(L<1.0 km)即代表云和雾,夏季云和雾天数最少,其他三个季节都有可能发生高频率云雾事件,最低的分钟能见度在 20 m 左右。结合气象要素特征,夏季降水频繁导致相对湿度较大,风速大且以偏南风为主,水汽易扩散且不具备冷却条件,不容易发生凝结。相反,冬季的云和雾天数较多,但相对湿度差异很大,所以平均后的月相对湿度较低。庐山平均云和雾的天数为 13 d/月,最高可达到 25 d/月。南岭全年 80% 以上的雾日发生在 11 月至次年 5 月,每月的雾日可达 15—18 d(吴兑等,2007)。庐山的降水多以过程性降水为主,低能见度且伴有降水时多为系统性云的影响,低能见度无降

水多为局地雾的影响。28 个月中有 3 个月的云雾均与降水有关,低能见度伴有降水的平均概率达到 68%。

从图 2c 可知,强降水主要发生在夏季,月降水日数通常超过 20 d。2016 年 6 月的降水总量达 484 mm,最大日降水量高达 106 mm,2017 年 6 月的降水日数高达 25 d。2016 年 10 月虽然降水日数高达 28 d,但是以零散的弱降水为主,过程性降水较少。10 月到次年 1 月的最大日降水量不超过 10 mm。

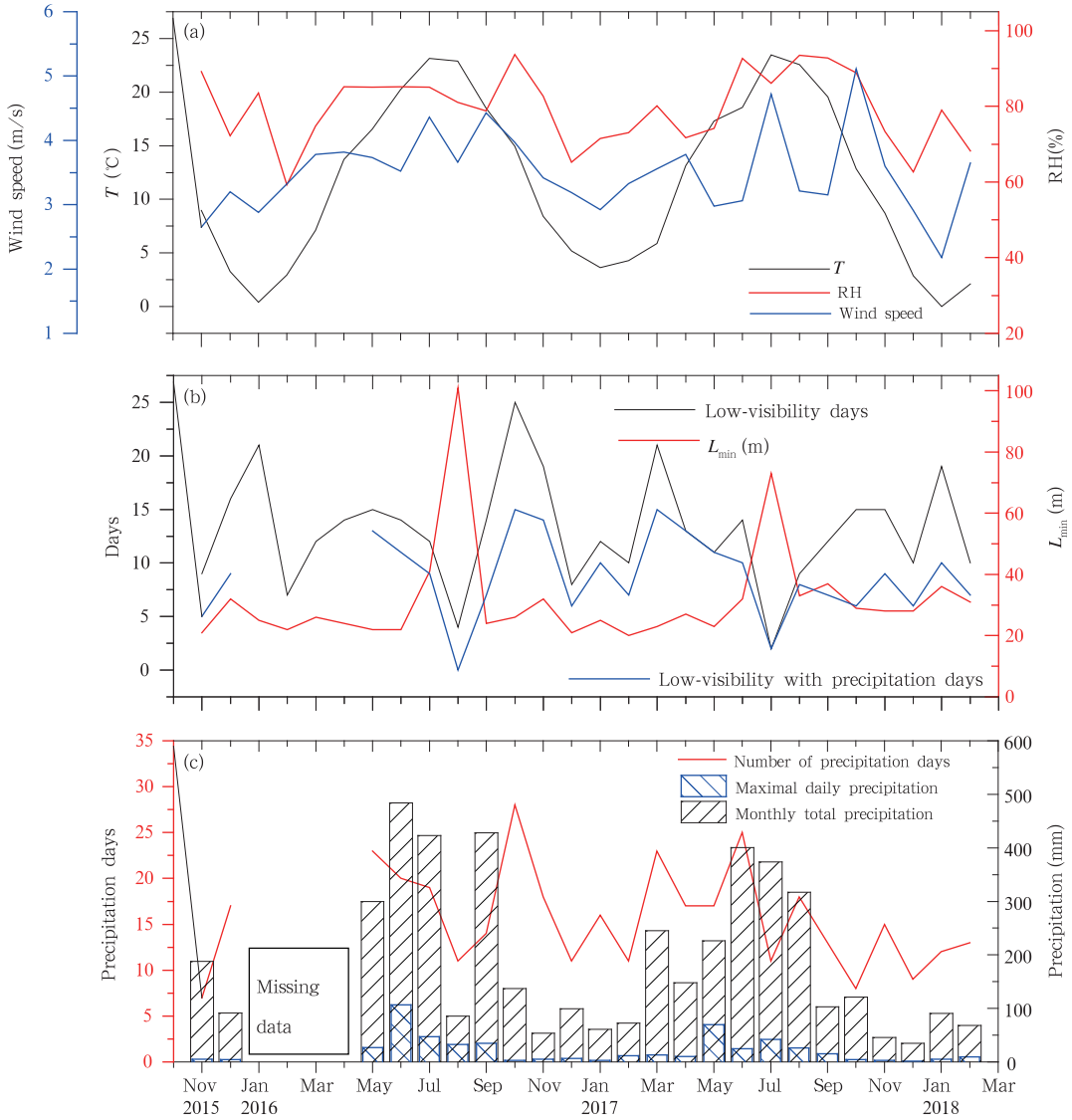


图 2 气象要素、云雾和降水的月平均统计

(a. 温度(黑色曲线)、相对湿度(红色曲线)和风速(蓝色曲线),b. 低能见度天数(黑色曲线)、伴有降水的低能见度天数(蓝色曲线)和最低分钟能见度(红色曲线),c. 降水天数(红色曲线)、最大日降水量(蓝色柱)和月总降水量(黑色柱))

Fig. 2 Statistics of monthly mean meteorological variables, clouds and fog, and precipitation

(a. temperature (black curve), relative humidity (red curve) and wind speed (blue curve); b. the number of low-visibility days (black curve), low-visibility with precipitation days (blue curve) and the lowest visibility in minute (red curve); c. the number of precipitation days (red curve), maximum daily precipitation (blue bars) and monthly total precipitation (black bars))

3.2 日和季节变化平均特征

温度、湿度和风速具有明显的日变化特征(图3)。凌晨至早晨的高相对湿度与温度低值区和风速的相对低值区对应,说明受辐射影响的云和雾多发生在该时间段,但任何时间内均有可能有非辐射雾和低云影响。与一般温度日变化不同的是,庐山最低温度出现在09时(北京时,下同)前后,而平原地区的城市如北京日最低气温出现在06时前后(杨萍等,2013)。这是因为前期的云和雾的存在导致了凌晨地表净长波辐射的减弱,同时又阻碍了早晨太阳短波辐射的加热作用,直至云和雾消散以后,温度立即回升。秋季和夏季的平均相对湿度和风速较大,相对湿度范围为83%—90%,风速范围为3—4.5 m/s。

庐山的风向具有明显的季节性变化,秋冬季以东北偏北风(NNE)为主,春夏季以偏南风为主。在降水期间(图略),秋、冬、春和夏季的主导风速分别为1—2、2—3、1—2和1—2 m/s,发生频率为19%、24%、19%和17%,但是随着暖季的到来,大速度的发生频率逐步升高,如5—6 m/s风速的发生频率分别为5%、6%、8%和10%。由图4可知,在云雾期间,秋、冬、春和夏季的主导风速分别是2—3、2—3、1—2和2—3 m/s,发生频率分别为13%、20%、20%和19%,最高风速超过10 m/s。相比降水期间,云雾期间的主导风向为东北偏北风(NNE),尤其冬季发生东北偏北风的频率超过30%。秋、冬和春季时风速适合的东北风有利于水汽冷却凝结。

3.3 云和雾期间的温度变化特征

分析28个月云和雾期间温度和能见度数据发现,两者存在线性关系但相关性不明显,由于雾和低云接地的影响,温度区间为-10—27℃。云雾时温度的变化主要分为3种:温度随时间先降低后升高、温度随时间降低、温度随时间升高(图5b、c、d)。温度除了与潜热变化有关外,还与辐射的日变化相关,如云雾发生在下午,温度逐渐升高,如云雾上午消

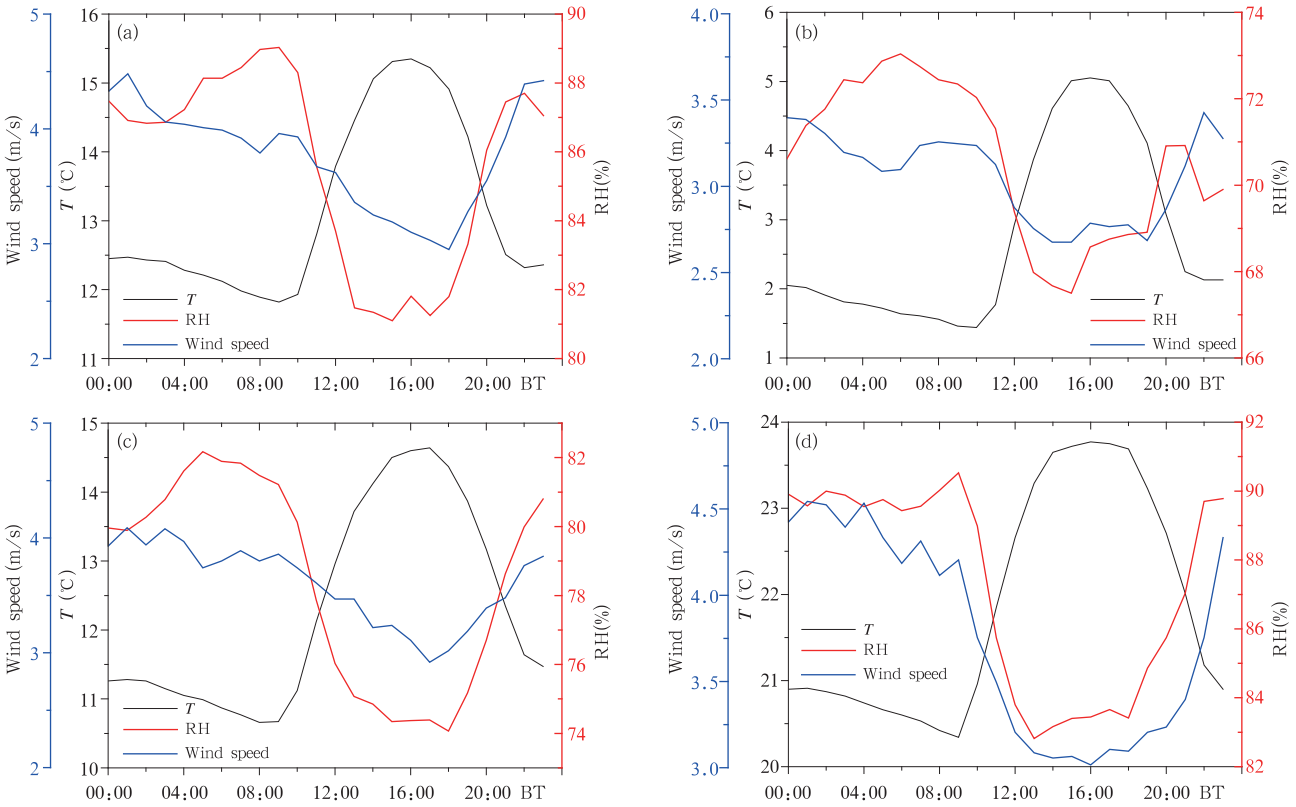


图3 温度、相对湿度和风速季节平均的日变化

(a.秋季,b.冬季,c.春季,d.夏季)

Fig.3 Seasonal mean diurnal variations of temperature, relative humidity and wind speed

(a. Autumn, b. Winter, c. Spring, d. Summer)

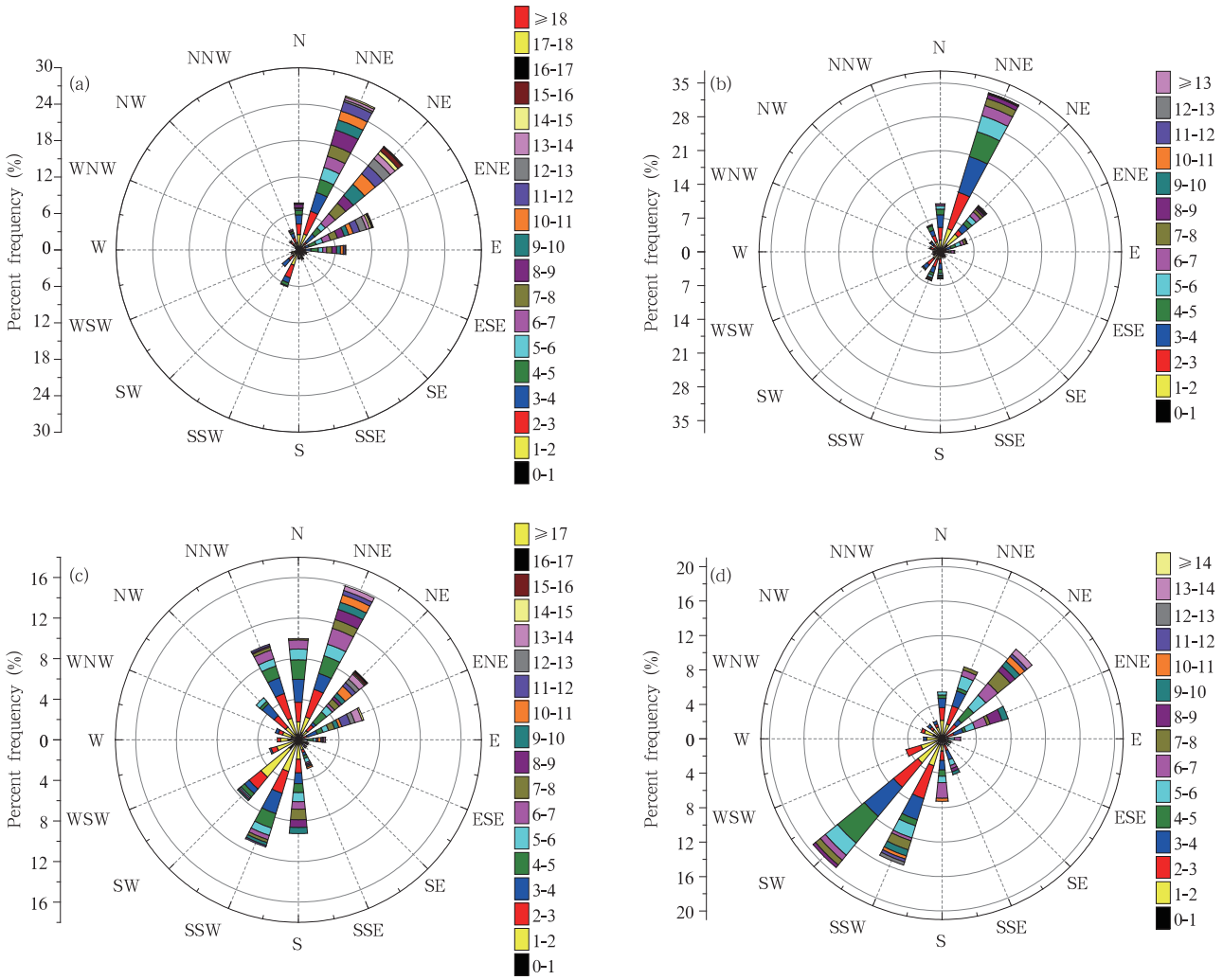


图 4 云雾期间不同季节的风向、风速

(a. 秋季,b. 冬季,c. 春季,d. 夏季;色阶表示风速范围(m/s))

Fig. 4 Rose charts of wind direction and speed during clouds and fog periods in different seasons

(a. Autumn, b. Winter, c. Spring, d. Summer; Color bars represent different ranges of wind speed)

散,温度随日变化先降低后升高。但长达 10 d 的云雾过程中(图 5e),排除温度日变化引起的振荡,温度的整体变化趋势是先降低后持平。云和雾的长时间持续会使温度下降。

4 云雾和降水的微物理特征

选择重点观测时期的 15 个月,首先讨论了不同相态降水粒子的谱分布特征,然后划分了秋冬季和春夏季的降水类型并拟合了相应的雨滴谱分布,最后分析了云内降水不同降水量级时的云滴谱和雨滴谱分布特征。

4.1 不同相态的降水粒子谱特征

由于山地的地势作用,庐山可以观测云内或云外的多种降水粒子。根据激光雨滴谱仪算法中降水粒子的粒径、下落末速度和温度的关系划分了 7 种类别的降水粒子:毛毛雨、雨、冰丸或软雹、冰雹、雨夹雪、雪、雪粒或冰粒(图 6a)。降水粒径峰值多为 0.2—0.3 mm。冰丸是融化层中的雪在部分融化或不完全融化后经过冻结而形成(Cortinas, et al, 2004),下落到物体上具有弹跳性;软雹又称之为霰或雪丸,质地较脆,由雪晶碰冻过冷云滴而形成,通常存在于雨雪混合的降水中。冰丸或软雹谱

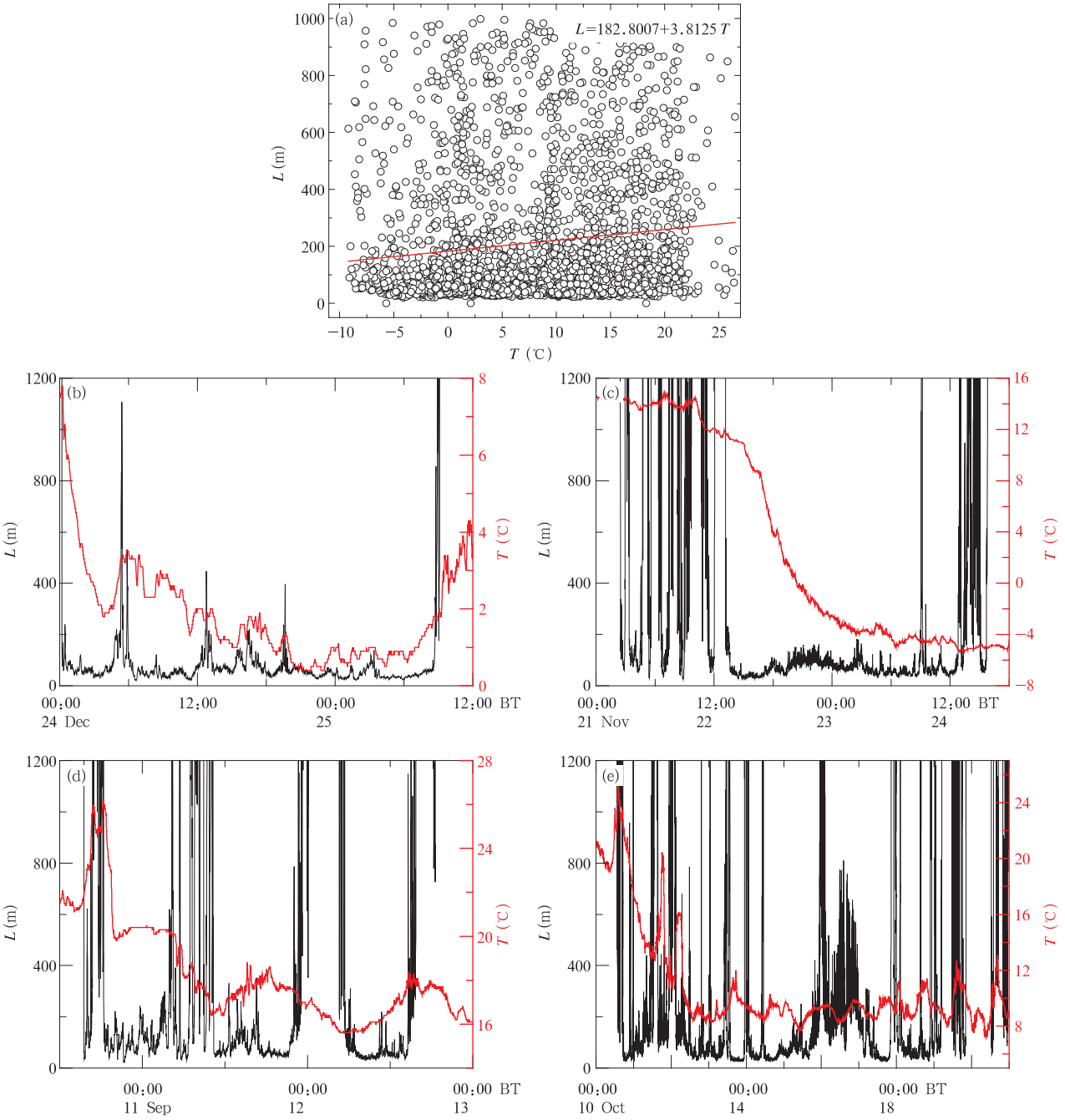


图 5 云和雾期间温度和能见度的关系

(a. 温度和能见度的散点及拟合关系,b—e. 温度和能见度的时间演变特征,b. 2015 年 12 月 24 日 00 时—25 日 12 时,c. 2016 年 11 月 21 日 00 时—24 日 18 时,d. 2017 年 9 月 10 日 12 时—13 日 00 时,e. 2017 年 10 月 10 日 00 时—21 日 00 时)

Fig. 5 The relationship of temperature and visibility during the period of clouds and fog

(a. comparison of temperature and visibility, b – e. temporal variations of temperature and visibility, b. 00:00 BT 24 – 12:00 BT 25 December 2015, c. 00:00 BT 21 – 18:00 BT 24 November 2016, d. 12:00 BT 10 – 00:00 BT 13 September 2017, e. 00:00 BT 10 – 00:00 BT 21 October 2017)

分布介于降雨和冰雹之间。雪粒通常小于 1 mm,是白色不透明的冰粒,雪粒与雪的关系相当于固态条件下毛毛雨和雨的关系,谱分布接近于毛毛雨。

图6b给出了典型个例的降水粒子谱分布。2016

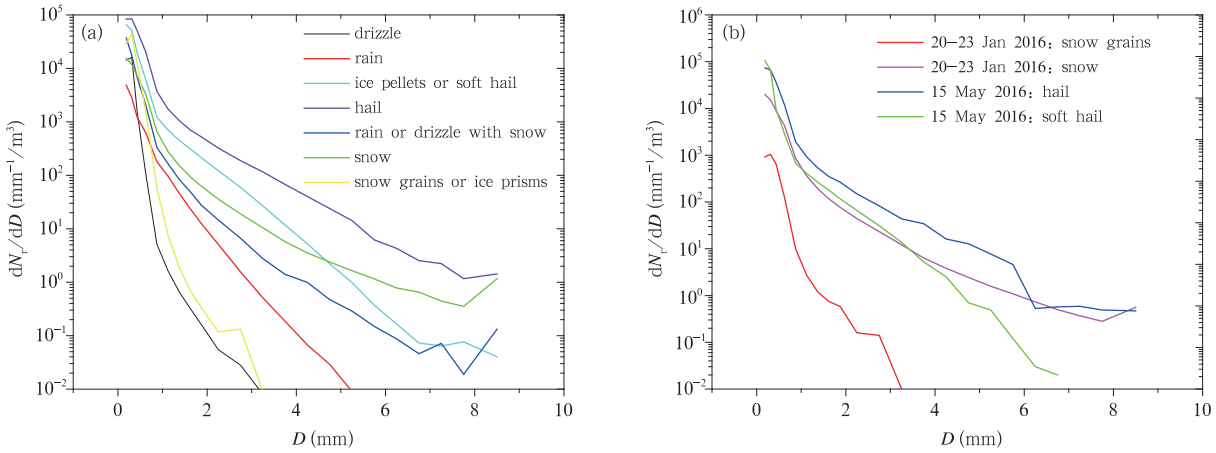


图 6 不同相态的降水粒子平均谱分布

(a. 毛毛雨、雨、冰丸或软雹、冰雹、雨夹雪、雪、雪粒或冰粒,

b. 2016 年 1 月 20—23 日雪粒、雪和 2016 年 5 月 15 日冰雹、霰)

Fig. 6 Average size distributions of precipitation particles in different phases

(a. drizzle, rain, ice pellets or soft hail, hail, rain or drizzle with snow, snow and ice prisms or snow grains,

b. snow grains and snow during 20 – 23 January 2016, and hail and soft hail on 15 May 2016)

年 1 月 20—23 日寒潮过程中,500 hPa 横槽南移,受 850 hPa 切变线和地面冷锋的影响,近地面逆温深厚,20 日 08 时—21 日 15 时分别经历了冻雨、雪、雪粒和雪,且降雪过程中有雾,雪粒和降雪时的气温分别低至 – 5 和 – 6.5℃,雪花粒径可达 8 mm。2016 年 5 月 15 日受高空低槽、中低层切变和地面冷空气共同影响,出现了一次明显的对流性强降水过程,最大降水强度达 140 mm/h,降水以霰为主,霰最大粒径超过 6 mm,最大冰雹达 8 mm。

4.2 降水类型的判别

过程性降水云的演变是动态的,对于一次系统,可能接连有不同的云团经过观测点,对于同一个云团,其强度和范围也会变化,可能由成熟期的对流云转化成衰减期的层状云,因此给过程性降水类型的判别带来困难。常见的对流云-层状云的判别依据有垂直速度、层结和 0℃层亮带等,但真实的垂直速度很难获取,南昌探空站由于距离庐山较远可靠性不足,而最常用的 0℃层判别在山上不太适用,因为秋、冬季降水时山上的温度已经降到 0℃或以下,而九江雷达站的高度在 1.4 km 左右,体积扫描的位置可能处于 0℃层之上,同时 0℃层亮带是层状云判别的充分不必要条件。文中对一次降水的类型采用 2 个步骤判断,首先利用 SHY95(Steiner, et al, 1995)层状云-对流云的识别算法对单个雷达时次的回波进行降水判别,然后对处于不同发展阶段(雷达时次)的判别结果进行综合判断,得到该次降水的类型。

首先选择 SHY95 算法计算 2.6 km 高度(海拔高度 4 km)CAPPI 的降水回波(分辨率为 0.01°×0.01°)中层状云占比(I_{sc})和强回波比例(I_c)(≥40 dBz 的回波数与总回波数之比),结合雷达回波分布特征判断某时次的降水类型(图 7)。判定条件为:(1)当 I_{sc}≥90%且 I_c≤0.02%为层状云降雪(记 A1)和降雨(记 A2);(2)秋冬季时,当 I_{sc}<90%、回波范围大且连续,为冬季积层混合云(记 B)(李子华,1986);(3)秋冬季时,当 I_{sc}<90%、回波范围小且分散,为弱对流云降水(记 C);(4)春夏季时,当 80%≤I_{sc}<90%且 I_c≤1%,为积层混合云降水(记 B);(5)春夏季时,当 80%≤I_{sc}<90%且 I_c>1%,或 I_{sc}<80%时为对流云降水(记 C)。然后,对于一次降水过程,若包括初生、发展、(减弱、发展…)、减弱等若干阶段的所有时次判定类型都相同时,则确定为该类型。如 2015 年 12 月 5 日 05 时 53 分、09 时 51 分和 15 时 26 分的 I_{sc}分别为 96%、97%和 98%,且 I_c 都<0.02%,因此,该过程为层状云降雪(图 7a)。若各阶段的判定结果不相同,以多数时次且包括成熟发展阶段的判定结果为准。2017 年 6 月 23—26 日多数时次(表 2,序号 1、2、4 和 5)的降水

类型为积层混合云降水(图 7b),因此该过程以积层混合云降水为主,同时具有阶段性对流云(序号 3)和层状云性质(序号 6 和 7)。

秋冬季(2015 年 11 月—2016 年 1 月和 2017 年 11 月—2018 年 2 月)的 34 次降水过程中,包括 5 次层状云降雪,5 次层状云降雨,15 次积层混合云降雨(其中 5 次过程具有阶段性层状云降雨),9 次对流降雨。但是秋冬季的对流云以分散的弱和浅对流为

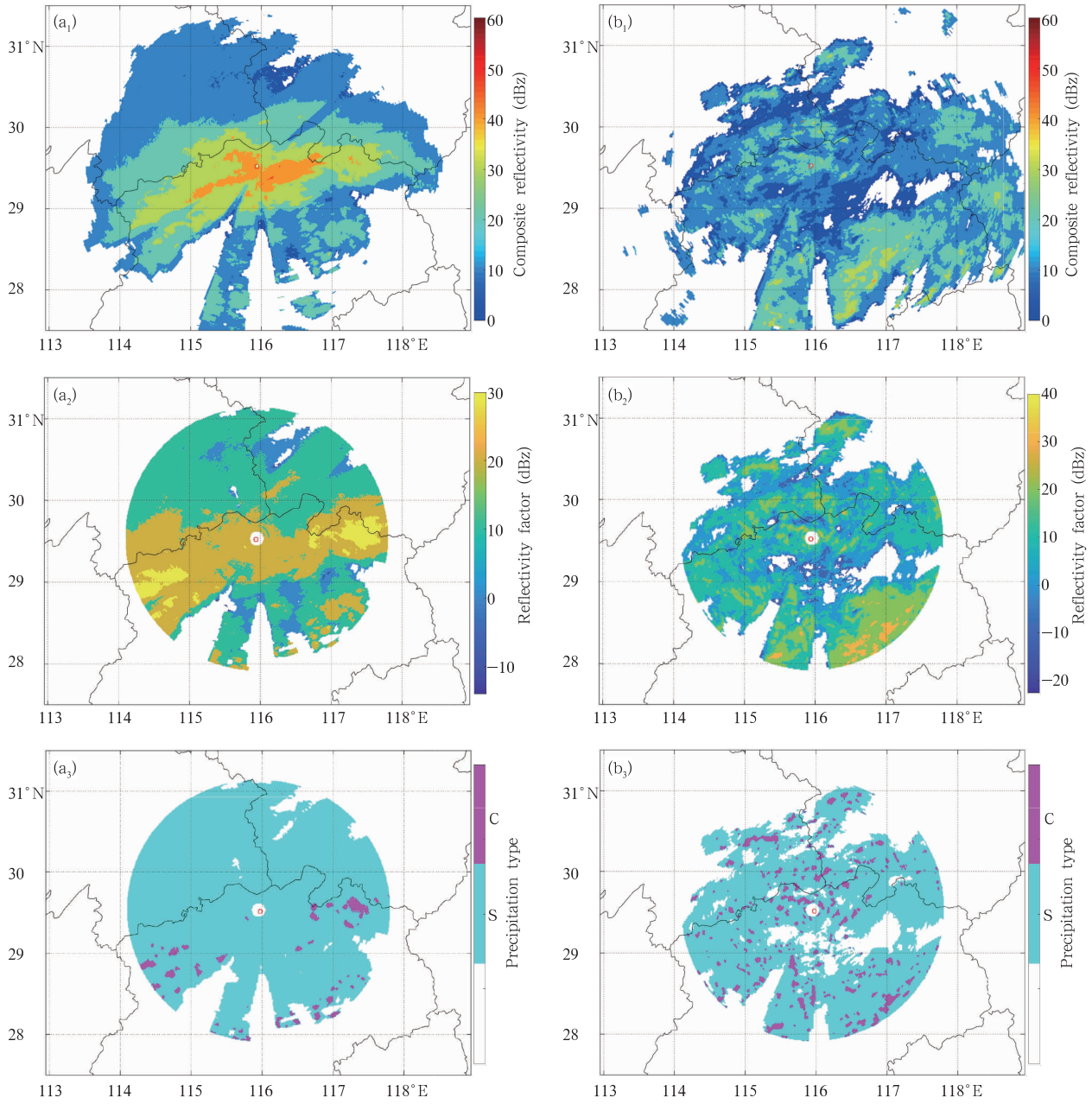


图 7 典型时次的(a_1、b_1)组合雷达反射率(单位:dBz)、(a_2、b_2)2.6 km 高度 CAPPI(单位:dBz)和(a_3、b_3)层状云-对流云判定结果(S 代表层状云,C 代表对流云)

(a. 2015 年 12 月 5 日 05 时 53 分,b. 2017 年 6 月 25 日 11 时 06 分)

Fig. 7 (a_1, b_1) Composite radar reflectivity, (a_2, b_2) CAPPI at 2.6 km altitude and (a_3, b_3) areas of convective and stratiform clouds

(a. 05:53 BT 5 December 2015, b. 11:06 BT 25 June 2017)

表 2 2017 年 6 月 23—26 日降水过程的判定结果

Table 2 Discriminant results of precipitation process on 23－26 June 2017

序号	1	2	3	4	5	6	7
日期	23 日	23 日	24 日	24 日	25 日	26 日	26 日
时间	07 时 57 分	15 时 40 分	00 时 10 分	17 时 02 分	11 时 06 分	00 时 46 分	21 时 46 分
I_{sc}(%)	81	80	75	80	87	94	91
I_c(%)	0.1	0.2	0.3	0.3	0.01	0	0.18
类型	B	B	C	B	B	A2	A2
结果	积层混合云降水为主,具有阶段性对流云和层状云特征						

主,如淡积云,与春夏季的强对流有较大差异。春夏季(2016 和 2017 年的 5—8 月)的 42 次降水过程中,35 次对流性降雨(其中 1 次具有阶段性混合降雨),6 次积层混合云降雨(其中 2 次过程具有阶段性对流和层状云降雨),1 次层状云降雨。秋冬季多以层状云为主,庐山上易观测到低云,而春夏季多以对流云为主,且云系发展较高,这也是夏季云雾天较少的重要原因。

4.3 不同季节和类型的雨滴谱分布

根据以上方法判断的结果,图8给出秋冬季层

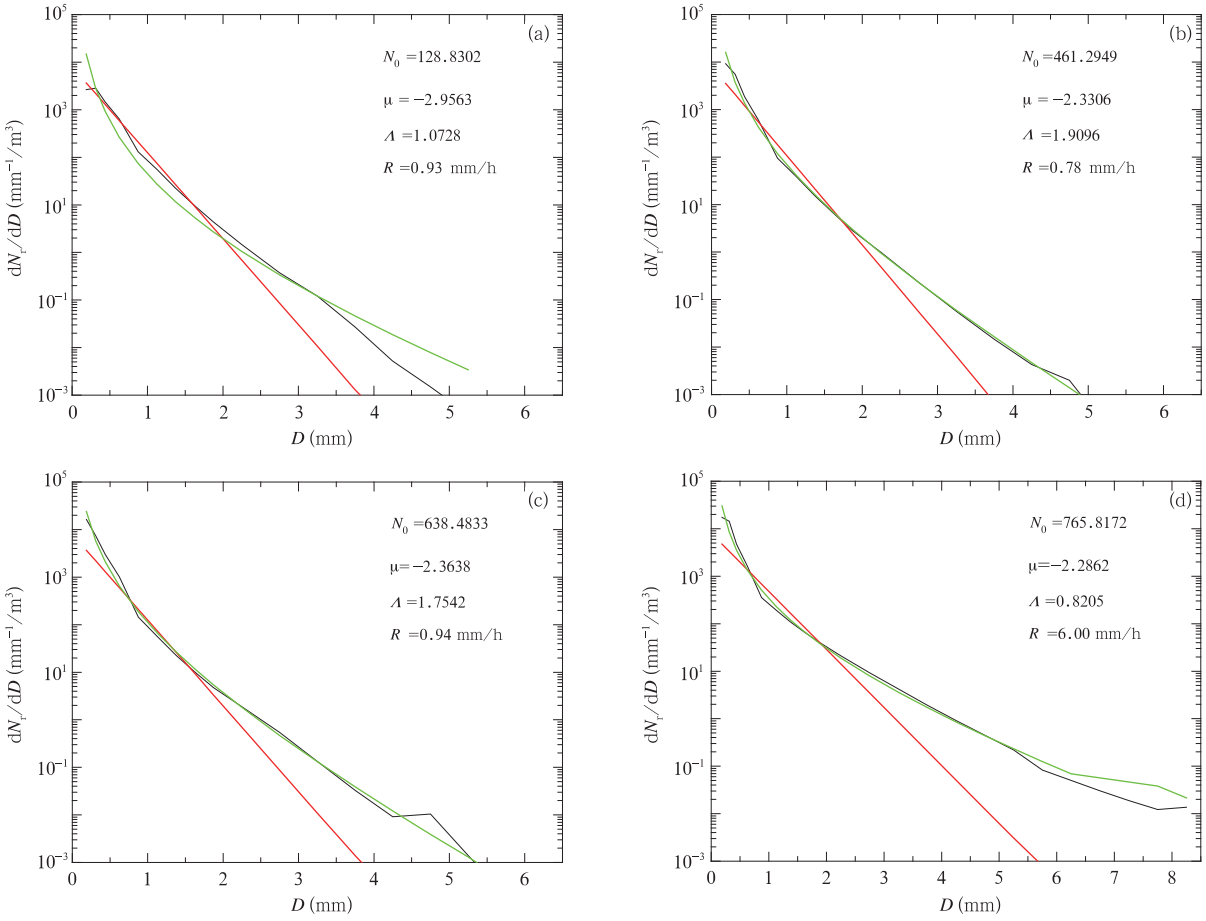
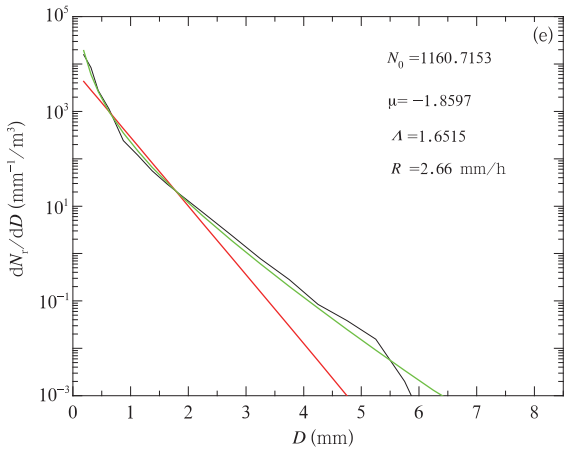


图 8 不同季节和类型的平均雨滴谱(黑色曲线)、M-P 拟合谱(红色曲线)和 Γ 拟合谱(绿色曲线)
(a. 秋冬季层状云降水,b. 秋冬季积层混合云降水,c. 秋冬季对流云降水,d. 春夏季对流云降水,
e. 春夏季积层混合云降水)

Fig. 8 The average raindrop size distributions (black curve), fitting M-P (red curve) and Gamma distributions (green curve) for different precipitation types in cold and warm seasons
(a. stratiform precipitation in cold season, b. stratiform clouds with embedded convective precipitation in cold season, c. convective precipitation in cold season, d. convective precipitation in warm season, e. stratiform clouds with embedded convective precipitation in warm season)



续图 8

Fig. 8 Continued

状云、积层混合云、对流云和春夏季对流云、积层混合云的平均雨滴谱分布(不包括冰雹、雪),以及 M-P 和 Γ 拟合谱分布和参数。M-P 雨滴谱和 Γ 雨滴谱的形式分别为

$$N_{MP}(D) = 8000\exp(-\Lambda D) \tag{3}$$

$$N_{\Gamma}(D) = N_0 D^{\mu}\exp(-\Lambda D) \tag{4}$$

式中,M-P 形式中的斜率因子 Λ 由 $\Lambda = 4.1R^{-0.21}$ 可得,R(mm/h)为样本的平均降水强度,图 8 中的 N_0、μ、Λ 分别为 Γ 分布中的截距、形状和斜率因子。秋冬季层状云雨滴谱的峰值粒径为 0.3 mm,谱宽为 4.8 mm,粒径小于 2 mm 时平均谱与 M-P 拟合接近。秋冬季积层混合云和对流云的雨滴谱的峰值粒径均在 0.2 mm,平均谱与 Γ 谱更接近,对流云的雨滴最大粒径为 5.8 mm,谱宽为 5.3 mm。3 种降水谱型差别不大,因为秋冬季以稳定性层状云降水为主,对流系统以浅和弱对流为主。春夏季降水的数浓度较大,峰值粒径为 0.3 mm,峰值粒径的浓度超过10^4 mm^{-1}/m^3,对流云降水的雨滴谱最宽,可探测的最大雨滴超过 8 mm。Wen 等(2016) 在南京的降水观测研究中,层状云、浅对流和对流云的谱宽分别为 4.5、2.7 和 6.3 mm,峰值粒径的浓度分别为 10^3、10^4 和 3.0×10^4 mm^{-1}/m^3。

庐山雨滴谱的结果与南京、沈阳城市相比,最大粒径较为一致,但是探测的数浓度更高,尤其是小粒子(宫福久等, 1997; Chen, et al, 2013),因此,在庐山雨滴谱的拟合中形状因子 μ 皆为负数,谱型向上弯曲,说明中小粒子数量尤其多。秋冬季的层状云降水中小粒子段更适合 M-P 拟合谱,其他类型的雨滴谱与 Γ 拟合谱更为接近,与胡子浩等(2013)对庐山层状云和对流云雨滴谱的拟合结论一致。风切变、重力分选、蒸发、碰并和破碎等因素会影响雨滴谱的特征,与城市降水相比,庐山降水在云内发生的可能性较大,蒸发的影响较小,与云下观测相比小粒子更多,同时云内湍流和碰撞很可能导致液滴破碎形成小滴,因此庐山雨滴谱具有地形云降水的特点(Blanchard, 1953)。

4.4 云内降水的滴谱特征

由于庐山可观测到云内降水,假设云内混合均匀,地面的观测相当于云内观测,选取云($L_{hor}\leqslant$ 1.0 km)和降水($P_{hor}>0$ mm)共存时刻的滴谱数据,按照小时降水量划分降水量级(寿绍文, 2006),给出无降水、毛毛雨、小雨、中雨和降雪时的云雾滴谱和雨滴谱(图 9)。通常易观测到中雨级别以下的云内降水,较少观测到云内大雨或暴雨,因为秋冬季的层状云底易接地且降水较弱,而对流云底较高且降水较强。

庐山云雾滴谱较宽,呈双峰谱型,主和次峰值分别为 5 和 11 μm,但峰值粒径的浓度在 10^1 μm^{-1}/cm^3 量级,最高达到 20 μm^{-1}/cm^3。双峰滴谱是由凝结增长、湍流碰并、夹卷和起伏条件引起的(Devenish, et al, 2012; 肖辉等, 1988; 周秀骥, 1963)。湖北石板岭(山地)的山顶雾峰值粒径浓度分别为 3 和 11—13 μm,与庐山云雾特征相近(Zhou, et al, 2016)。城市雾的数浓度在 10^2—10^3 μm^{-1}/cm^3 量级,粒径峰值小于 10 μm,液态水含量较小(李子华, 2001; Niu, et al, 2010),且滴谱谱型多以单峰型为主(Guo, et al, 2015; Niu, et al, 2010)。城市地区由于气溶胶含量较高,更多的云凝结核使大量雾滴形成过程中需要竞争液态水导致城市雾的高浓度和小粒径。与城市雾相比,山地雾多是本底环境下由平流、地形影响下的平流雾和山地雾,或是由于海拔高导致的低云接地(Wu, et al, 2007),因此山地雾滴浓度低、粒径大。

无降水时的云滴谱最宽,大于 35 μm 的云滴明显多于降水时的大云滴。随着降水量级的提高,雨滴数浓度和尺度增大,同时小于 11 和大于 30 μm 的云滴数量明显减少,云滴谱中的主峰值转为次峰值,次峰值转为主峰值。一方面由于降水粒子会对云滴有冲刷作用,雨滴可以通过碰并消耗云滴,冰晶可以通过凝华和凇附过程消耗过冷云滴,另一方面

降水的存在提高了环境湿度,利于云雾的维持(Geresdi, et al, 2005)。Zhou 等(2016)在石板岭积冰期间冻毛毛雨、雨夹雪和雪对过冷雾影响的研究中发现,在天气演变的过程中冻毛毛雨对 6—12 μm 的雾滴的湿清除作用较弱,对大于 12 μm 的雾滴湿清除作用较强,因此增强了 3 μm 的峰值而减弱了 11—13 μm 的峰值,而固态降水的出现反而增宽了雾滴谱。而文中侧重于不同降水量级(强度)对云雾滴谱的影响,降水量级越大,雨滴尺度越大且数浓度越高,高浓度的小雾滴更易于被大雨滴碰并收集,同时大于 30 μm 的云滴用于启动碰并过程,导致 11 μm 的峰值增强。林海等(1965)认为云滴谱的双峰型与降水有关,降水强度越大,变化越激烈,双峰现象越明显。降雪时的小云雾滴最为丰富,云雾滴谱最窄,固态降水粒子会通过淞附过程消耗大的过冷云滴。

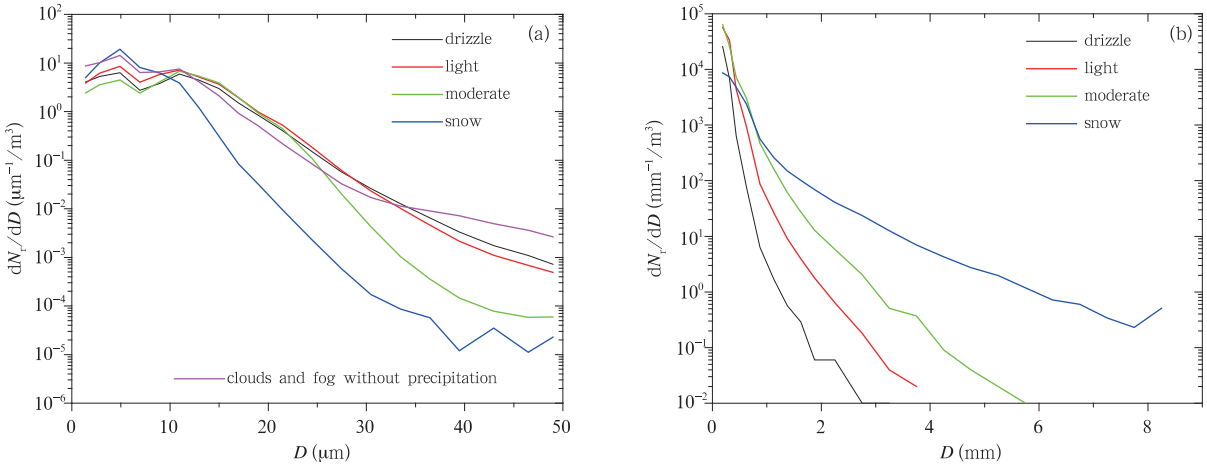


图 9 不同天气状况下云滴谱和雨滴谱分布

(a. 无降水、毛毛雨、小雨、中雨、雪时的云滴谱,b. 毛毛雨、小雨、中雨、雪时的雨滴谱)

Fig. 9 Size distributions of cloud droplets and raindrops for precipitation of different intensity

(a. cloud droplet spectra without precipitation, with drizzle, light rain, moderate rain and snow, b. raindrop spectra of drizzle, light rain, moderate rain and snow)

5 结 论

利用庐山云雾试验站观测的云物理资料,分析了云雾、降水和气象要素的日、月和季节变化特征,对重点观测的 15 个月进一步研究了云雾和降水的微物理特征,得到以下主要结论:

(1) 强降水多发生在夏季,最大日降水量超过 100 mm。夏季云和雾发生的频率较低,其他季节均有可能发生高频率云雾事件,最低能见度在20 m 左右。平均云和雾天数为 13 d/月,最高可达25 d/月。在云雾期间,秋、冬、春季的主导风向为东北风,主导风速为 2—3 m/s,风速适合的东北风有利于水汽冷却凝结。

(2) 由于受辐射影响的云和雾多发生在凌晨到早上,导致了凌晨期间地表净长波辐射的减弱,同时又阻碍了早晨太阳短波辐射的加热作用,因此与平原地区温度日变化不同的是,最低气温出现在 09 时前后,即云雾消散前。长时间持续的云和雾会使气温下降。

(3) 根据改进的 SHY95 层状云-对流云判别法划分了不同季节的降水类别,秋冬季层状云、积层混合云和对流云降水分别占 29%、44%和 27%,春夏季对流云降水和积层混合云降水分别占 83%和 17%。通过对不同样本的雨滴谱拟合可知,除了秋冬季的层状云中小粒子段适合 M-P 谱分布,其他 4 种类型均与拟合 Γ 谱分布更一致。与城市雨滴谱相比,庐山降水的中小雨滴偏多,拟合的 Γ 谱型向下弯曲。

(4) 与城市雾相比,庐山云雾的数浓度较低,双峰结构显著,谱型较宽。由不同量级的云内降水的云滴谱和雨滴谱分析可知,随着降水级别增大,雨滴的数浓度和尺度不断增加,更易于启动碰并机制,使

小于 11 μm 和大于 30 μm 云雾滴减少,导致 11 μm 的峰值更为显著。降雪期间的小云雾滴较为丰富,固态降水更容易通过凇附过程消耗大的过冷云滴。

致　谢:感谢庐山气象局提供的气象站观测资料!

参考文献

宫福久,刘吉成,李子华. 1997. 三类降水云雨滴谱特征研究. 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. Chinese J Atmos Sci, 21(5): 607-614(in Chinese)

胡子浩,濮江平,张欢等. 2013. 庐山地区层状云和对流云降水特征对比分析. 气象与环境科学,36(4):43-49. Hu Z H, Pu J P, Zhang H, et al. 2013. Characteristics comparison analysis of stratiform cloud and convective cloud precipitation in Lushan. Meteor Environ Sci, 36(4): 43-49 (in Chinese)

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个例研究. 大气科学,42(5):1023-1037. Huang Q, Niu S J, Lü J J, et al. 2018. Physical characteristics of freezing raindrop size distribution and terminal velocity in two ice weather cases in Lushan area. Chinese J Atmos Sci, 42(5): 1023-1037(in Chinese)

江祖凡. 1988. 庐山暴雨雨滴谱分析. 中国气象科学研究院院刊,3(1):105-108. Jiang Z F. 1988. Analysis of raindrop spectrum of rainstorm on Lu Mountain. J Acad Meteor Sci, 3(1): 105-108(in Chinese)

李军,汪晓滨,吴万有. 2009. 中国气象科学研究院庐山云雾试验站建站以来的工作//中国气象学会人工影响天气委员会,中国气象科学研究院,中国气象局人工影响天气中心等. 中国人工影响天气事业 50 周年纪念文集. 北京:气象出版社,142-146. Li J, Wang X B, Wu W Y. 2008. Work since the establishment of the Lushan cloud and fog experiment station of the Chinese Academy of Meteorological Sciences// Weather Modification Committee of China Meteorological Society, Chinese Academy of Meteorological Sciences, China Meteorological Administration Weather Impact Center, et al. Commemorative Anthology on the 50th Anniversary of Weather Modification in China. Beijing: China Meteorological Press, 142-146(in Chinese)

李子华. 1986. 强积层混合云降水特征的分析//《中国南方云物理学和人工降水论文集》编辑组. 中国南方云物理学和人工降水论文集. 北京:气象出版社,60-65. Li Z H. 1986. Analysis on characteristics of strong stratiform clouds with embedded convection precipitation// Editorial Group of the Collection of Papers on Cloud Physics and Artificial Precipitation in Southern China. Proceedings of Cloud Physics and Artificial Precipitation in Southern China. Beijing: China Meteorological Press, 60-65 (in Chinese)

李子华. 2001. 中国近 40 年来雾的研究. 气象学报,59(5):616-624. Li Z H. 2001. Studies of fog in China over the past 40 years. Acta Meteor Sinica, 59(5): 616-624 (in Chinese)

林海,顾震潮. 1965. 云滴谱中第二极大形成的初步解释. 科学通报,16(10):923-925. Lin H, Gu Z C. 1965. Preliminary interpretation of formation of the second large peak in cloud droplet spectra. Chinese Sci Bull, 16(10): 923-925 (in Chinese)

马晓琳,马中元,黄水林等. 2011. 庐山夏季强降水与台风活动关系分析. 暴雨灾害,30(2):177-181. Ma X L, Ma Z Y, Huang S L et al. 2011. Analyses on the relations between Lushan summer severe precipitation and typhoon activities. Torr Rain Dis, 30(2): 177-181(in Chinese)

秦彦硕,银燕,杨素英等. 2012. 黄山地区春夏季气溶胶离子组分及其对云微物理特征的影响. 气象学报,70(6):1334-1346. Qin Y S, Yin Y, Yang S Y, et al. 2012. Chemical characteristics of the aerosols and their effect on microphysical properties of clouds in spring and summer over Mt. Huang. Acta Meteor Sinica, 70(6): 1334-1346(in Chinese)

寿绍文. 2006. 天气学分析. 2 版. 北京:气象出版社,333. Shou S W. 2006. Synoptic Analysis. 2nd ed. Beijing: China Meterorolical Press, 333(in Chinese)

汪学军,王新来,姚叶青. 2012. 九华山雾日时间变化特征及其形成的气象条件分析. 暴雨灾害,31(3):287-292. Wang X J, Wang X L, Yao Y Q. 2012. Analysis on the temporal change features and meteorological conditions of fog day in Jiuhua Mountain. Torr Rain Dis, 31(3): 287-292 (in Chinese)

吴兑,邓雪娇,叶燕翔等. 2004. 南岭大瑶山浓雾雾水的化学成分研究. 气象学报,62(4):476-485. Wu D, Deng X J, Ye Y X, et al. 2004. The study on fog-water chemical composition in Dayaoshan of Nanling Mountain. Acta Meteor Sinica, 62(4): 476-485 (in Chinese)

吴兑,赵博,邓雪娇等. 2007. 南岭山地高速公路雾区恶劣能见度研究. 高原气象,26(3):649-654. Wu D, Zhao B, Deng X J, et al. 2007. A study on bad visibility over foggy section of freeway in Nanling Mountainous region. Plateau Meteor, 26(3): 649-654 (in Chinese)

肖辉,徐华英,黄美元. 1988. 积云中云滴谱形成的数值模拟研究(一):盐核谱和浓度的作用. 大气科学,12(2):121-130. Xiao H, Xu H Y, Huang M Y. 1988. The study on numerical simulation on the formation of the cloud droplet spectra in cumulus clouds. Part I: The roles of the spectra and concentrations of salt nuclei. Chinese J Atmos Sci, 12(2): 121-130 (in Chinese)

杨萍,肖子牛,刘伟东. 2013. 北京气温日变化特征的城郊差异及其季节变化分析. 大气科学,37(1):101-112. Yang P, Xiao Z N, Liu W D. 2013. Comparison of diurnal temperature variation in urban and rural areas in Beijing and its seasonal change. Chinese J Atmos Sci, 37 (1): 101-112(in Chinese)

银燕,陈晨,陈魁等. 2010. 黄山大气气溶胶微观特性的观测研究. 大气科学学报,33(2):129-136. Yin Y, Chen C, Chen K, et al. 2010. An observational study of the Microphysical properties of atmospheric aerosol at Mt. Huang. Trans Atmos Sci, 33(2): 129-136 (in Chinese)

张昊,濮江平,李靖等. 2011. 庐山地区不同海拔高度降水雨滴谱

特征分析. 气象与减灾研究, 34(2): 43-50. Zhang H, Pu J P, Li J, et al. 2011. Analysis of characteristics of raindrop size distribution at different altitudes in Lushan. Meteor Disaster Reduction Research, 34(2): 43-50(in Chinese)

张欢, 濮江平, 胡子浩等. 2013. 庐山不同高度雨滴谱分析. 气象与环境科学, 36(2): 26-30. Zhang H, Pu J P, Hu Z H, et al. 2013. Analysis of raindrop spectrum at different altitudes in Lushan. Meteor Environ Sci, 36(2): 26-30(in Chinese)

周秀骥. 1963. 暖云降水微观物理机制的统计理论. 气象学报, 33(1): 97-107. Zhou X J. 1963. Statistical theory of microphysical mechanism of warm cloud precipitation. Acta Meteor Sinica, 33(1): 97-107 (in Chinese)

Blanchard D C. 1953. Raindrop size-distribution in Hawaiian rains. J Meteor, 10(6): 457-473

Breed D, Rasmussen R, Weeks C, et al. 2014. Evaluating winter orographic cloud seeding: Design of the Wyoming Weather Modification Pilot Project (WWMPP). J Appl Meteor Climatol, 53(2): 282-299

Chen B J, Yang J, Pu J P. 2013. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the Meiyu season observed in Eastern China. J Meteor Soc of Jpn, 91(2): 215-227

Cortinas J V Jr, Bernstein B C, Robbins C C, et al. 2004. An analysis of freezing rain, freezing drizzle, and ice pellets across the United States and Canada: 1976-90. Wea Forecasting, 19(2): 377-390

Devenish B J, Bartello P, Brenguier J L, et al. 2012. Droplet growth in warm turbulent clouds. Quart J Roy Meteor Soc, 138(667): 1401-1429

Fan Q, Wang A Y, Fan S J, et al. 2003. Numerical prediction experiment of an advection fog in Nanling Mountain area. Acta Meteor Sinica, 17(3): 337-349

Geresdi I, Rasmussen R, Grabowski W, et al. 2005. Sensitivity of freezing drizzle formation in stably stratified clouds to ice processes. Meteor Atmos Phys, 88(1-2): 91-105

Guo L J, Guo X L, Fang C G, et al. 2015. Observation analysis on characteristics of formation, evolution and transition of a long-lasting severe fog and haze episode in North China. Sci China Earth Sci, 58(3), 329-344

Houze R A Jr. 2012. Orographic effects on precipitating clouds. Rev Geophys, 50(1): RG1001

Joe P, Scott B, Doyle C, et al. 2014. The monitoring network of the Vancouver 2010 Olympics. Pure Appl Geophys, 171(1-2): 25-58

Lee R R. 1984. Two case studies of wintertime cloud systems over the Colorado Rockies. J Atmosp Sci, 41(5): 868-878

Manton M J, Warren L, Kenyon S L, et al. 2011. A confirmatory snowfall enhancement project in the snowy mountains of Australia. Part I: Project design and response variables. J Appl Meteor Climatol, 50(7): 1432-1447

Mo R P, Joe P, Isaac G A, et al. 2014. Mid-mountain clouds at Whistler during the Vancouver 2010 Winter Olympics and Paralympics. Pure Appl Geophys, 171(1-2): 157-183

Niu S J, Lu C S, Yu H Y, et al. 2010. Fog research in China: An Overview. Adv Atmos Sci, 27(3): 639-662

Rosenfeld D, Dai J, Yu X, et al. 2007. Inverse relations between amounts of air pollution and orographic precipitation. Science, 315(5817): 1396-1398

Siebert H, Shaw R A, Ditas J, et al. 2015. High-resolution measurement of cloud microphysics and turbulence at a mountaintop station. Atmos Meas Tech, 8(8): 3219-3228

Steiner M, Houze R A Jr, Yuter S E. 1995. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. J Appl Meteor, 34(9): 1978-2007

Stekl J, Podzimek J. 1993. Old mountain meteorological station Milesovka (Donnersberg) in Central Europe. Bull Amer Meteor Soc, 74(5): 831-834

Wen L, Zhao K, Zhang G F, et al. 2016. Statistical characteristics of raindrop size distributions observed in East China during the Asian summer monsoon season using 2-D video disdrometer and micro rain radar data. J Geophys Res: Atmos, 121(5): 2265-2282

Wirth V, Kristen M, Leschner M, et al. 2012. Banner clouds observed at Mount Zugspitze. Atmos Chem Phys, 12(8): 3611-3625

Wu D, Deng X J, Mao J T, et al. 2007. Macro- and micro-structures of heavy fogs and visibility in the Dayaoshan expressway. Acta Meteor Sinica, 21(3): 342-352

Zhou Y, Niu S J, Lü J J, et al. 2016. The effect of freezing drizzle, sleet and snow on microphysical characteristics of supercooled fog during the icing process in a mountainous area. Atmosphere, 7(11): 143