

文章编号: 2096-1618(2020)04-0392-08

基于微雨雷达观测北京地区夏冬季降水个例特征分析

饶晨¹, 肖辉², 姚振东¹, 冯启祯³, 林慧玲¹

(1. 成都信息工程大学电子工程学院, 四川 成都 610225; 2. 中国科学院大气物理研究所 LACS, 北京 100000; 3. 中国民用航空飞行学院绵阳分院, 四川 绵阳 621000)

摘要:利用微雨雷达在北京地区的降水观测数据,对夏冬两季降水情况进行降水参数反演及垂直分布特征分析。选取一次夏季层状云降水个例,利用速度谱低端法剔除垂直气流对雨滴下落末速度的影响,进行微雨雷达观测数据的质量控制,剔除垂直气流影响后,反演反射率因子 Z 、降雨强度 R 、液态含水量 LWC 、雨滴总数浓度 N_0 等降雨参数;通过直接积分多普勒频谱计算等效反射率因子 Z_e 和降雪率 S ,减小MRR雷达观测冬季降雪特征量与实际特征量的误差。实验结果表明,剔除垂直气流影响对后续降雨参数的反演误差有一定改善。

关键词:微雨雷达;夏季降雨;冬季降雪;垂直分布

中图分类号:TN957

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcuit.2020.04.005

0 引言

降水是大水循环过程中必不可少的环节,同时也是大气科学的研究热点,对一个地区降水结构和降水过程及特征分析,对于该地区降水的精细预报和人工影响天气意义十分重大。降水过程具有时间和空间分布变化特点,降水粒子在下落时因自身重力、空气阻力和张力等及粒子间的作用,发生形变、碰并、破裂、蒸发等物理过程,这些过程是降水粒子在垂直方向上发生变化的主要原因^[1]。以往,对于降水观测及特征分析主要依靠地面雨滴谱仪、机载云雨粒子谱仪及天气雷达、气象卫星等观测仪器。地面雨滴谱仪缺乏对降水空间探测能力,从地面采集样本数据,但无法得到雨滴谱随高度变化的特征^[2];天气雷达对雨滴谱信息无法获取,因此对降水估计的精确度较低^[3];携带机载云雨粒子谱仪的飞机入云探测往往受天气条件、飞行时间和飞行路径等限制,难以获取定点长时间的降水粒子观测资料^[4];气象卫星在降水估测方面主要根据不同区域不同,反射率因子-降雨强度($Z-R$)关系算法进行反演,但反演误差很大^[5]。

近年来,微雨雷达(micro rain radar, MRR)由于安装简单便捷、功耗小、维护成本低等诸多优点,可提供降雨在垂直方向上的连续探测,逐渐成为降水垂直方向研究的热点。微雨雷达是波长为1.25 cm、频率24.15 GHz的K波段调频连续波多普勒微型测雨雷

达^[6]。这种雷达根据不同高度雨滴下落末速度与雨滴直径之间的关系获取雨滴谱的垂直分布,进而反演反射率因子 Z 、降雨强度 R 、液态含水量 LWC 、雨滴尺度分布DSD廓线信息,得到降水粒子在垂直方向上空间分布特征及随时间的变化。从第一代微雨雷达生产及投入使用以来,微雨雷达在软、硬件方面不断改进和完善,逐步用于降水观测分析。Wagner等^[7]、Peters等^[8]分析了波罗地海沿岸微雨雷达测得雨滴谱垂直分布特征,并为天气雷达估计降水提出改进算法。Deiderich等^[9]将MRR雷达与雨滴谱、风廓线雷达、C波段天气雷达、35 GHz云雷达及雨量计进行降雨的微观结构和变化的观测研究并对比分析测量结果,得出微雨雷达时空分辨率更优,探测精度比雨量计更好,微雨雷达之间观测结果偏差比雨量计之间观测结果偏差更高,MRR雷达观测结果准确度受到垂直风、雨滴对电磁波的衰减及大气密度随高度变化等因素的影响。Clemens^[10]在MRR雷达观测降雨的研究中,按照降雨强度大小的不同分别推导出 $Z-R$ 关系系数,得出MRR雷达对降雨量估测有帮助。Konwar等^[11]通过MRR雷达观测印度南部西高止山脉降雨情况,分析上风向和下风向观测站的降雨数据,得到雨滴谱垂直分布特征和该地降雨受地形影响。Das等^[12]利用MRR雷达长期观测资料将降水分为不同类型,统计对比分析不同观测点雨滴谱参数垂直分布。Minder等^[13]利用四部MRR雷达和一部X波段的垂直指向雷达对塔格山进行降水观测,结合两者观测的数据,对安大略湖湖泊对流效应下形成的降雪演变过程进行研究分析。温龙等^[14]在对南京地区层状云和对流云降水观测研究,结

收稿日期:2020-03-17

基金项目:国家重点基础研究发展计划资助项目(2014CB441403);国家重点研发战略性国际科技创新合作重点专项资助项目(2016YF0201900-02);国家自然科学基金资助项目(41575037)

合 MRR 雷达、天气雷达及二维视频雨滴谱仪(2DVD) 三者的同步观测数据资料,将三类仪器的观测数据资料对比分析后,评估了 MRR 雷达观测降水时的探测精度。Wen 等^[15]就中国东部地区在梅雨时节的降水情况,依据 MRR 雷达和二维视频雨滴谱仪(2DVD) 两者的观测数据资料,统计分析了此时降水的雨滴谱特征和垂直结构,并且提出利用雷达偏振量估测降水的新算法。Wang 等^[2]在济南应用 MRR 雷达进行降雨观测,选取其中一次 MRR 雷达观测的降雨数据资料,对层状云降水的微物理过程进行分析。闻光等^[16]利用 MRR 雷达和二维视频雨滴谱仪对北京地区夏季和冬季降水数据,对层状云降水和对流云降水的垂直结构和平均分布进行研究分析。李遥等^[17]利用第二代激光雨滴谱仪、自动气象站等观测资料对南京 2018 年冬季 4 次强降雪过程进行分析,对雪花的微物理参量及特征变化进行了研究。李玉莲等^[18]提出基于毫米波云雷达多普勒谱的过冷水滴、冰晶及雪花的识别算法,通过对谱峰的识别进而分离出不同类型粒子的局部谱,得到不同降水粒子参数。

国内外学者对降水观测有较多研究,但目前对于夏冬两季降水在垂直方向的特征分析不多。微雨雷达可对地面往上3100 m降水的垂直变化进行观测。将基

于微雨雷达观测华北地区夏冬两季降水数据,选取夏季一次层状云降水个例,通过速度谱低端法剔除垂直气流后,将 MRR 雷达300 m处剔除垂直气流前后降雨强度 R 与二维视频雨滴谱仪(2DVD) 观测降雨强度 R (2DVD 降雨强度作为真值) 对比,进行 MRR 雷达数据质量控制,然后反演降雨参数,对垂直方向降雨参数特征量变化进行分析;选取冬季一次降雪天气个例,直接积分多普勒频谱计算等效反射率因子 Z_e 和降雪强度 S ,并分析降雪粒子在垂直方向上的分布特征。

1 数据来源和质量控制方法

1.1 仪器

研究数据:夏季降雨观测数据来源于北京市顺义区 2016 年 7 月 19 日一次层状云降雨过程,由微雨雷达与二维视频雨滴谱仪观测所得;冬季降雪观测资料来源于张家口 2019 年 2 月 14 日一次降雪过程,由微雨雷达观测所得。观测使用的微雨雷达是垂直指向、波长1.25 cm、频率为24.15 GHz、调频连续波的 K 波段多普勒雷达,主要参数^[6]如表 1 所示。

表 1 微雨雷达基本参数

雷达波长/cm	发射功率/mW	雷达体制	波束方向	波束宽度/(°)	距离分辨率/m
1.25	50	FM-rCW	竖直方向	2	100
距离库数	发射频率/GHz	速度分辨率/(m/s)	天线类型	奈奎斯特速度范围/(m/s)	时间分辨率/min
31	24.15	0.1905	偏置抛物	1~12.3	1

1.2 数据处理

微雨雷达观测夏季层状云降水得到的数据,通过逐库订正算法完成雨滴对电磁波衰减的订正,只进行剔除垂直气流对雨滴下落末速度的影响,完成微雨雷达探测数据的质量控制。降雨时,雨滴在下落过程中不仅受到重力作用,而且还会受到大气气流的作用,微雨雷达观测的雨滴下落末速度实际为大气中垂直气流速度与雨滴在静止大气时下落速度之和。微雨雷达根据多普勒速度反演雨滴尺度大小是假设雨滴在静止大气的条件^[8]。当存在下沉气流速度时,观测到的雨滴速度比雨滴在静止大气的下落速度大,由此造成反演的雨滴直径偏大;而当存在上升气流速度时,观测到的雨滴速度比雨滴在静止大气的下落速度小,由此造成反演雨滴直径偏小,并且下沉气流比上升气流对雨滴直径反演的影响更大^[19]。根据微雨雷达反演雨滴尺度大小的原理可知,降雨粒子直径变化会导致降雨参

数反演误差增大。在利用微雨雷达观测数据进行降水特征分析之前,需要减小这种误差的影响,为此首先需要剔除大气中的垂直气流。对于降低垂直气流对微雨雷达降雨参数反演的影响,国内外相关研究较少,主要方法有罗杰斯法、三参量法、速度三阶中心矩法等。罗杰斯法计算垂直气流速度时误差很大进而导致雨滴谱分布的推导不准确;三参量法虽可直接测量垂直气流但小尺度乱流对其影响大,影响其他雨滴谱参数;速度三阶中心矩法计算繁杂,相关参数的确定也会产生巨大误差^[20-22]。由于速度谱低端算法计算过程较简单且相关参数确定误差较小,因此将使用速度谱低端法计算垂直气流速度^[19],并根据微雨雷达反演参数原理将其剔除,对 2016 年 7 月 19 日夏季层状云降水个例进行数据质量控制。

微雨雷达在进行冬季降雪观测时,其提供的反射率因子 Z 和降雪率 S 等参数与实际降雪参数值有很大偏差^[23]。由于雪的粒径与其下落速度关系取决于

粒子类型,不确定性比降雨粒子更高;降雪粒子的下落速度对湍流更敏感;固体粒子后向散射截面与液态粒子不同,所以微雨雷达观测降雪所得数据中反射率因子 Z 和降雪率 S 与真实值相比误差更大。采用 Maahn 等^[23]提出的方法,通过直接积分多普勒频谱计算等效反射率因子 Z_e 、降雪率 S ,然后对 2019 年 2 月 14 日冬季降雪参数进行反演,并分析不同高度上降雪参数随时间变化的特征。

1.3 降水参数反演算法

1.3.1 夏季层状云降雨数据质量控制和参数反演方法

对于夏季层状云降水数据的质量控制,选择速度谱低端法剔除垂直气流对雨滴下落末速度的影响。假定在雷达有效照射体积内大气垂直速度是均匀分布且垂直气流速度较小,有些高度趋于零,微雨雷达所测得速度谱最低端,最小下落速度由各直径粒子产生,将数浓度最大时速度 V_{\max} 作为速度谱的低端,令向下为正速度,则大气垂直气流速度: $W = V_{\max} - V_0$ ^[19]。计算过程如下:

在微雨雷达观测数据中,每一观测周期的每一距离库上找出最大数密度 $N(D)$ 所在的粒子直径档位序号 n ,通过式^[6]:

$$V(n) = 0.1905n \quad (1)$$

得到最大数密度 $N(D)$ 时的速度 V_{\max} ,单位 ms^{-1} 。

找出每一观测周期的每一距离库上最小雨滴直径 D_{\min} ,根据 Gunn 等^[24]提出的雨滴直径 D 与雨滴下落末速度 v 关系、Foote 提出的空气密度修订因子 $\delta(h)$:

$$D(v, h) = \frac{1}{0.6} \ln \frac{10.3}{9.65 - v/\delta(h)} \quad (2)$$

$$\delta(h) = 1 + 3.68 \times 10^{-5}h + 1.71 \times 10^{-9}h^2 \quad (3)$$

可以得到雨滴粒子在静止大气中速度 V_0 ,单位 ms^{-1} , h 是高度,单位 m ,取值 $100 \sim 3100 \text{ m}$ 。

通过式(1)~(3)可以得大气垂直气流速度 W ,单位 ms^{-1} 。将观测数据中雨滴直径 D 代入式(2)、(3)得到实际观测雨滴下落末速度 V_1 ,通过

$$V_0 = V_1 - W \quad (4)$$

得到不含垂直气流速度影响的雨滴下落末速度 V_0 ,即粒子在静止大气中下降速度,单位: ms^{-1} 。

利用微雨雷达观测的数据剔除垂直气流速度影响后,可以反演降雨参数,这些参数包括雨滴数密度 $N(D)$ (单位: $\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}$)、反射率因子 Z (单位: mm^6m^{-3})、降雨强度 R (单位: mmh^{-1})、液态含水量 LWC (单位: gm^{-3})、有效直径 ED (单位: mm) 和雨滴总数浓度 N_0 (单位: m^{-3})。

雨滴数密度 $N(D)$:

$$N(D, h) = \frac{\eta(D, h)}{\sigma(D)} \quad (5)$$

$$\eta(D, h) = \eta(v, h) \left[\frac{\partial D(v, h)}{\partial v} \right] \quad (6)$$

$$F(n, h) = 10 \lg \eta(n, h) \quad (7)$$

$$\eta(v, h) = \frac{\eta(n, h)}{0.1905} \quad (8)$$

后向散射截面 $\sigma(D)$ 在瑞利散射条件下计算,将剔除垂直气流后雨滴下落速度代入式(2)得到雨滴直径,根据多普勒廓线 $F(n, h)$ 得到多普勒速度下的频谱反射率 $\eta(v, h)$,通过式(5)~(8)得到雨滴数密度 $N(D)$ 。

$$\text{反射率因子 } Z: Z = \sum N(D) D^6 \Delta D \quad (9)$$

$$\text{液态含水量 LWC: } \text{LWC} = \rho_w \sum N(D) D^3 \Delta D \quad (10)$$

$$\text{降雨强度 } R: R = 6\pi \cdot 10^{-4} \sum N(D) D^3 V(D) \Delta D \quad (11)$$

$$\text{有效直径 ED: } \text{ED} = \frac{\sum N(D) D^3 \Delta D}{\sum N(D) D^2 \Delta D} \quad (12)$$

$$\text{雨滴总数浓度 } N_0: N_0 = \sum N(D) \Delta D \quad (13)$$

其中, D 为经过剔除垂直气流影响后反演的雨滴直径,单位: mm ; ΔD 为对应雨滴直径 D 间隔,单位: mm ; $N(D)$ 为雨滴数密度,单位: $\text{mm}^{-3}\text{m}^{-1}$; $V(D)$ 为剔除垂直气流影响后雨滴下落速度,单位: ms^{-1} ; 并且液态水密度使用 $\rho_w = 10^3 \text{ gm}^{-3}$ 。

1.3.2 冬季降雪参数反演方法

已有的研究表明,使用 K 波段雷达观测降雪时,衰减效应可忽略,可以直接积分多普勒频谱来计算等效反射率因子 Z_e (单位: mm^6m^{-3})^[23]、和降雪率 S (单位: mmh^{-1})^[23]。

$$\text{等效反射率因子 } Z_e: Z_e = 10^{18} \frac{\lambda^4}{\pi^5} |K|^2 \int \eta(v) dv \quad (14)$$

其中, λ 为雷达电磁波波长,单位: cm ; $|K|^2$ 为冰的介电常数 0.197。

$$\text{降雪率 } S: Z_e = 56S^{1.2} \quad (15)$$

2 结果与分析

2.1 剔除垂直气流影响效果

为验证夏季层状云降水剔除垂直气流影响的效果,选取 2016 年 7 月 19 日 13:51~15:21 时间段微雨雷达和二维视频雨滴谱仪观测降水数据。由于微雨雷达受地面房屋或树木等遮挡影响,使地面以上 200 m 处受近地面影响较大^[26],因此选择微雨雷达在 300 m 处观测降雨强度、剔除垂直气流影响后反演降雨强度与

2DVD 降雨强度进行对比,验证剔除垂直气流影响效果。结果如图 1~4 所示。

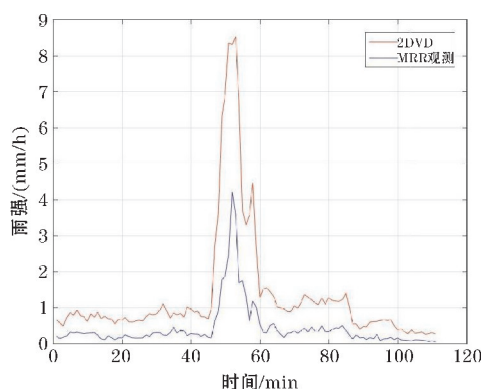


图1 剔除垂直气流前,MRR与2DVD降雨强度对比

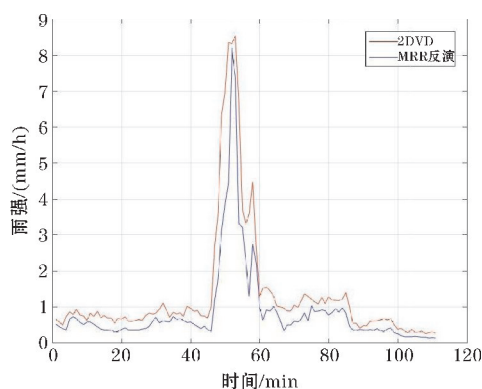


图2 剔除垂直气流后,MRR与2DVD降雨强度对比

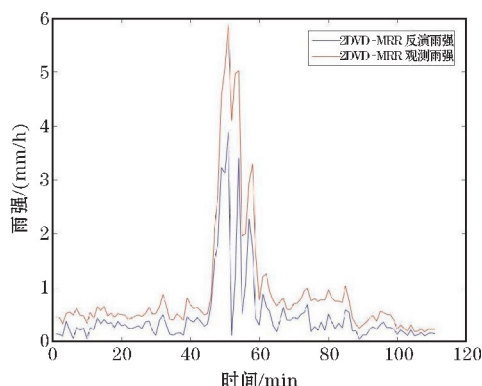


图3 剔除垂直气流前后,MRR与2DVD降雨强度绝对误差

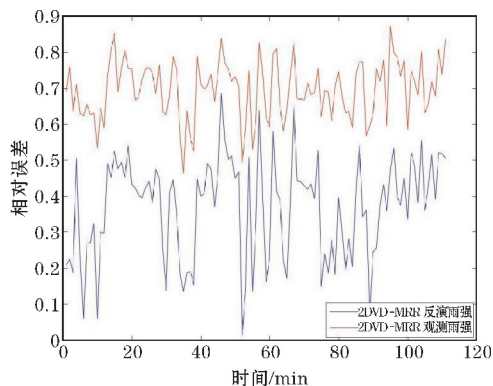


图4 剔除垂直气流前后,MRR与2DVD降雨强度相对误差

2DVD 雨滴谱仪作为地面雨滴谱测量设备,测量时垂直气流接近 0,和微雨雷达放在一起,测量得到降雨强度作为参考值对比微雨雷达观测数据剔除垂直气流影响前后的效果。图 1、2 是剔除垂直气流前、后微雨雷达与 2DVD 雨滴谱仪的降雨强度对比。剔除垂直气流影响前两者在降雨强度变化趋势基本吻合,说明两者能够反映当时降水形式,但是在数值上相差较大,说明两者的测量结果存在较大误差。剔除垂直风垂直气流后两者在降雨强度变化趋势和数值上吻合程度较高,说明剔除垂直气流能够减小两者之间的误差。图 3、4 给出了剔除垂直气流前、后的绝对误差和相对误差对比,前 45 min 误差较平稳,45~60 min 起伏程度最大,此处可能存在对流泡,100 min 后趋于平稳。剔除垂直气流前相对误差为 69.43%,剔除垂直气流后相对误差为 36.72%,减小 32.7%,表明采用速度谱低端法剔除垂直气流修正微雨雷达反演结果,可以减小误差。

虽剔除垂直气流后两者误差减小,但还有较大误差。可能由 4 个原因造成:由速度谱低端法计算得大气垂直气流速度与真实气流速度存在误差,建立在大气垂直气流速度是平均效果,实际大气还存在水平方向气流速度等情况;微雨雷达测量是 300 m 处降雨强度,2DVD 雨滴谱仪是测量地面降雨强度,两处雨滴谱本身存在高度差异;微雨雷达反演产生误差中,大气垂直气流只是其中一种,还有湍流等影响;只考虑向下垂直气流造成影响,忽略向上垂直气流造成的影响^[19]。

2.2 夏季层状云降水参数反演

在微雨雷达观测数据剔除垂直气流的数据质量控制后,进行降水参数的反演,并对其随时间和高度的变化进行分析,考虑的降水参数有:反射率因子 Z 、液态含水量 LWC 、降雨强度 R 、平均雨滴谱 $N(D_i)$ 、雨滴有效直径 ED 、雨滴数浓度 N_0 。

图 5~7 为 2016 年 7 月 19 日 8:02~15:45 反射率因子 Z 、降雨强度 R 、液态含水量 LWC 在整个观测高度 3100 m 随时间的演变。降雨主要发生在 8:05~9:35 和 12:35~15:45, 10:50~11:20 有短暂降雨,液态含水量及降雨强度的垂直分布廓线与反射率因子的垂直分布廓线具有一致性。从 Z 、 R 、 LWC 的垂直变化看出,在地面连续降水开始发生前(8:15),降雨参数随着高度的降低而减小。降雨前期时,地面相对湿度小,雨滴在下落过程中蒸发作用影响较大,因此地面不会有降雨情况出现。在 9:05~9:15, 1.5 km 及以下反射率因子有最大值为 40 dBZ,但在 8:50~9:00, 1.5~3.1 km 降雨强度和液态含水量有最大值。最大反射率因子对应不是最大降雨强度与液态含水量,引起这种现象的原因可能是反射率因子与雨滴直径的 6 次方成正比。雨滴直径影响比雨滴数浓度的影响更大,少数大雨滴

对反射率因子的贡献更大。图 4、图 5 为 13:49–15:45 时的有效直径 ED 和雨滴总数浓度 N_0 在 3100 m 整个观测高度层上随时间演变的垂直分布特征图。2 ~ 3.1 km, 雨滴有效直径最大不超过 1 mm, 0.8 mm 以下小雨滴居多; 1 ~ 2 km 以下雨滴有效直径普遍处在 0.6 ~ 1 mm, 说明雨滴在下降过程中, 保持着碰并、破裂的反复运动; 1 km 处, 雨滴有效直径明显减小, 雨滴浓度总数明显增大, 说明在此处雨滴碰撞破裂过程大于雨滴碰撞合并。整个观测高度和时间, 雨滴总数变化相对稳定, 说明层状云降水量不大, 且受气流影响较小当降雨强度超过 2 mm/h 时, 反射率因子和有效直径在 1000 m 以下出现增加, 表明雨滴在下落过程中发生碰并增长。15:00–15:45 液态水含量和雨滴总数浓度在减小, 表明蒸发作用明显, 小雨滴在下降过程中迅速蒸发。对于降雨强度小于 2 mm/h 的弱降水, 反射率因子和有效直径随高度变化不大。在 14:40–14:50 出现强降雨, 降雨强度大于 10 mm/h, 反射率因子随高度降低而增加, 在 1000 m 以下出现强回波, 最大为 40 dBZ; 有效直径和液态水含量随高度降低呈现出由小增大再减小后逐渐增大的现象, 表明强降水时, 雨滴碰并增长作用明显, 降雨随高度变化较大。

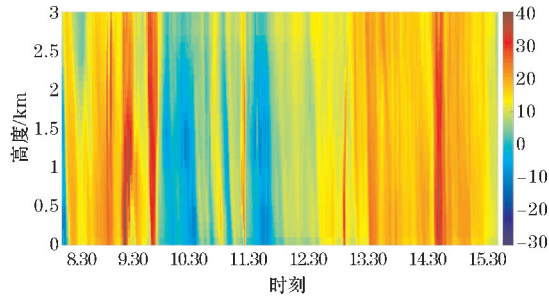


图 5 反射率因子 Z 在 8:02–15:45 的时间演变

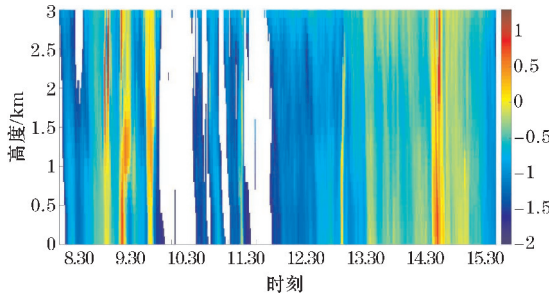


图 6 降雨强度 R 在 8:02–15:45 的时间演变

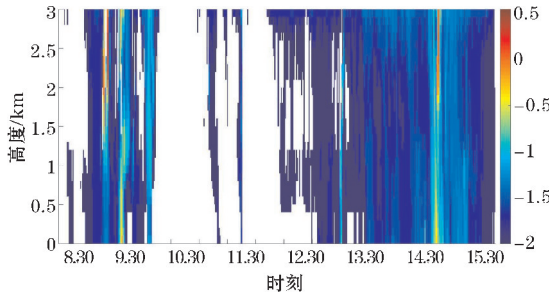


图 7 液态含水量 LWC 在 8:02–15:45 的时间演变

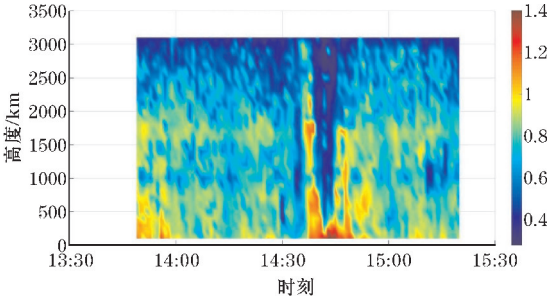


图 8 雨滴有效直径 ED 时刻在 13:49–15:20 的时间演变

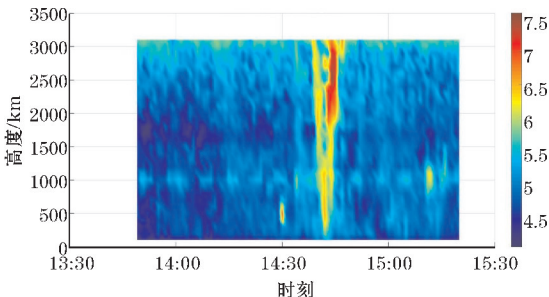


图 9 雨滴总数浓度 N_0 在 13:49–15:20 的时间演变

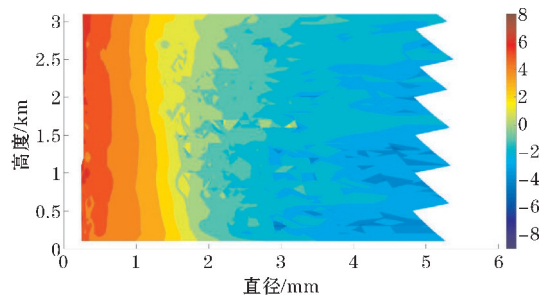


图 10 平均雨滴谱 $N(D_i)$ 在 8:02–15:45 的垂直廓线图

图 10 是平均雨滴谱 $N(D_i)$ 在 8:02–15:45 随高度变化的垂直廓线图。2.5 ~ 3.1 km 高度层内, 随高度降低直径小于 0.4 mm 的雨滴粒子数浓度减小, 直径为 0.4 ~ 1.5 mm 的小滴和中滴雨滴粒子数浓度变化较小, 大于 1.5 mm 的中滴和大滴数浓度同时增加, 从图 1 ~ 3 特征量变化来看, 反射率因子、降雨强度与液态含水量略微增加, 特征量和雨滴谱的垂直变化可能是云滴与雨滴、雨滴与雨滴之间发生碰并, 使雨滴增多, 由于中滴和大滴雨滴粒子碰并效率更高, 因此雨滴谱中雨滴直径大于 1.5 mm 的大滴和中滴的垂直变化更明显; 直径为 0.4 ~ 1.5 mm 的中小滴雨滴粒子数浓度在垂直方向变化较小, 说明此时雨滴间碰并作用较强。1.6 ~ 2.5 km, 雨滴直径小于 2 mm 的中小雨滴粒子数浓度变化较明显, 但是雨滴直径大于 2 mm 的雨滴粒子数浓度变化较小, 可能是降雨粒子碰撞破裂运动大于碰撞合并运动, 该范围内蒸发作用较弱。在 1 ~ 1.5 km, 直径小于 0.4 mm 的雨滴粒子数浓度随高度降低而减小, 中滴和大滴雨滴粒子数浓度变化不大, 表明此范围内蒸发作用明显, 使小雨滴粒子数浓度明显减

少。500 m及以下随高度的降低,直径小于0.4 mm的雨滴粒子数浓度明显减小,直径在0.4 ~ 1.8 mm的中滴粒子数浓度明显增加,直径大于1.8 mm的雨滴粒子数浓度变化不太明显,反射率因子在增大,降雨强度变化较小,液态含水量减小,雨滴粒子在下落过程中有碰撞、破裂、合并等现象,小雨滴数目减少,随着雨滴直径增加,大雨滴的数浓度也增加。低层时随着高度的降低,平均雨滴谱的明显变化现象是随着雨滴直径增加,雨滴粒子之间的碰并效率就增加,小雨滴粒子的数浓度减小,中滴雨滴粒子变化较明显,大雨滴数浓度增加。

2.3 冬季降雪分析

微雨雷达观测降雪时获取的反射率因子 Z 、降雪率 S 等参数,是利用 Atlas 理想雨滴直径和雨滴下落末速度的特定关系来推导降水粒子数密度 $N(D)$,最终通过积分 $N(D)$ 获取反射率因子 Z 等降水参数。雪的粒径与下降速度关系取决于粒径类型,不确定性比降雨更高;降雪粒子下落速度对湍流的敏感性比降雨粒子更高;固体粒子后向散射截面的计算方式与液态粒子不同,前者在计算时还需考虑颗粒类型和形状。因此在降雪情况时,微雨雷达获取的反射率因子等参数与实际情况相比,误差很大。

图 11、图 12 是通过直接积分多普勒频谱计算等效反射率因子 Z_e 和降雪率 S ,两者随高度的降低而增加,随时间的演变而减小。在 4:30–5:00 有最大降雪,4:20 前高空有降雪出现,但未降到地面,可能是水平风较大,将雪花吹出雷达波束范围,或是向上垂直气流过大,雪花往上空运动。4:00–5:30 在 1.1 ~ 2 km,此时离地较高而等效反射率因子较大,可能是温度较低,降雪粒子表面存在准液膜,被夹于降雪粒子间从而形成直径更大的降雪粒子。1 km 处等效反射率因子陡增,从以前的研究发现,温度会影响固体粒子之间的碰并效率。随着高度的降低温度会逐渐升高,当温度接近 0 °C 时,降雪粒子开始融化,降雪粒子表面会附着水珠,使其更容易吸湿和碰并,形成直径更大的降雪粒子,导致等效反射率因子陡增。不像降雨时,最大反射率因子对应的不是最大降雨强度,降雪时,最大等效反射率因子处也有最大降雪率。8:30–12:30,在 900 m 及以下,等效反射率因子分布较均匀,在 10 ~ 30 dBZ 浮动,降雪率在 0.5 ~ 1.5 mm/h;随着时间的变化,等效反射率因子和降雪率逐渐减弱,等效反射率因子高值区顶部的高度在该时段从 1.4 km 降至近地面,说明尺度较大水凝物逐渐降落至地面;在 10:00 以后,900 m 及以下等效反射率因子增大,说明上层云中的固体粒

子由于自身重力作用下落到低层云中。

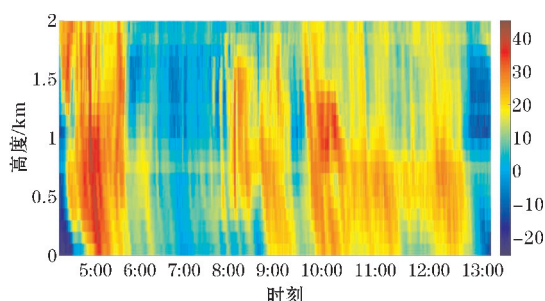


图 11 等效反射率因子 Z_e 在 4:00–13:00 的时间演变

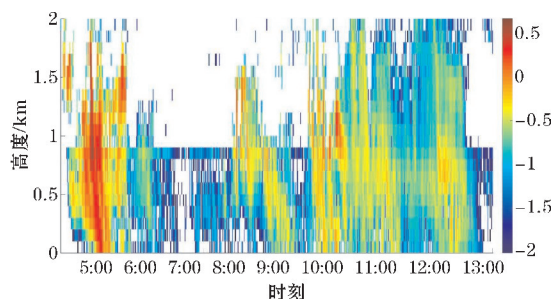


图 12 降雪率 $S/(mm/h)$ 在 4:00–13:00 的时间演变

3 结论

主要利用微雨雷达观测数据,对北京地区夏冬两季垂直方向上降水特征进行分析。首先根据速度谱低端法剔除夏季层状云降雨垂直气流的影响,完成数据质量控制;再分析层状云降雨在垂直方向上,降雨特征变化及结构分布;最后对冬季降雪观测资料,采取直接积分多普勒频谱的算法,计算等效反射率因子 Z_e 和降雪率 S ,减小 MRR 雷达观测冬季降雪特征量与实际特征量的误差。结果表明:

(1) 采用速度谱低端算法剔除夏季层状云降雨时垂直气流对雨滴下落末速度的影响,将 MRR 雷达 300 m 处剔除垂直气流前后的降雨强度与 2DVD 降雨强度进行对比,剔除前,两者降雨强度变化趋势基本吻合但数值相差较大,相对误差为 69.43%;剔除后,两者的降雨强度变化趋势和数值吻合程度高,相对误差为 36.72%,剔除前后减小约 33%,改善误差的效果较明显。

(2) 从夏季层状云降雨个例来看,降雨持续时间长但降雨强度较小。降雨初期,由于地面相对湿度小,蒸发作用强从而导致降雨参数随高度降低而减小,甚至出现高空有降雨而地面无降雨发生。随着降雨时间的演变,反射率因子最大不超过 40 dBZ,由于雨滴直径影响比雨滴数密度更大,因此反射率因子最大时没有对应最大降雨强度和液态含水量。反射率因子随高度降低而略微增大;降雨强度和液态水含量随高度降低

而减小;雨滴有效直径随高度的降低而增大;雨滴总数浓度随高度降低而减小。

(3)层状云降雨的雨滴谱谱型在整个观测高度和时间上较稳定,雨滴数密度最大为 $10^8 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$,直径小于1 mm的小雨滴粒子居多。随着降雨强度增大,粒子间碰撞合并作用增大,当降雨强度达一定值后,降雨粒子间碰撞破裂作用超过碰撞合并作用。

(4)微雨雷达观测冬季降雪时,按照探测降雨的方法获取反射率因子和降雪率等参数,与实际降雪参数有很大误差。通过直接积分多普勒频谱的算法计算等效反射率因子 Z_e 和降雪率 S ,以此减小与真实降雪参数的误差。两者随高度的降低而增加,随时间的演变而减小。在高空时,温度较低,降雪粒子表明准液膜使固体粒子在下落过程中形成直径更大的粒子,因此离地较高处也会出现较大等效反射率因子的情况;随着高度的降低温度在增加,温度升高使降雪粒子在下落过程中碰撞合并效率增大,同时降雪粒子开始融化使表明有水珠,导致等效反射率因子陡增。由于降雪粒子本身质量小,水平风过大时可能将雪花吹出雷达波束范围,向上垂直气流也可能使雪花往上空运动,从而导致高空有降雪但未降落至地面。

以上工作局限于降水个例验证分析,对微雨雷达观测夏冬两季降水进行了垂直方向上的特征分析。微雨雷达数据质量的控制还需要进一步探讨研究,如:湍流、上升气流等影响,还需要进行多个例的统计分析。

参考文献:

- [1] R Harikumar, S Sampath, V Sasi Kumar. An empirical model for the variation of rain drop size distribution with rain rate at a few locations in southern India[J]. *Advances in Space Research*, 2009, 43(5): 837–844.
- [2] Wang Hong, Lei Hengchi, Yang Jiefan. Microphysical Processes of a Stratiform Precipitation Event over Eastern China: Analysis Using Micro Rain Radar data[J]. *大气科学进展(英文版)*, 2017, 34(12): 1472–1482.
- [3] 周黎明,王庆,龚佃利,等. 山东一次暴雨过程的云降水微物理特征分析[J]. *气象*, 2015(2): 192–199.
- [4] 魏伟,叶鑫欣,王海霞,等. 飞机测风资料在大气边界层研究中的应用[J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 2015, 51(1): 24–34.
- [5] Islam T, Rico-Ramirez M A, Thurai M, et al. Characteristics of raindrop spectra as normalized gamma distribution from a JossWaldvogel disdrometer[J]. *Atmospheric Research*, 2012, 108: 57–73.
- [6] METEK Meteorologische Messtechnik GmbH. MRR-2 Micro Rain RADAR User Manual Version 5.2.0.1[R]. 2009.
- [7] Wagner A, Clemens M, Seltmann J. Vertical profile of drop size spectra[M]. *Proceedings of ERAD*, 2004: 402–406.
- [8] Peters, Gerhard, Fischer, et al. Profiles of Raindrop Size Distributions as Retrieved by Microrain Radars[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 2005, 44(12): 1930–1949.
- [9] Deiderich M, Crewell S, Simmer C, et al. Investigation of rainfall microstructure and variability using vertically pointing radar and disdrometer[C]. *Third European Conference on Radar Meteorology (ERAD)*, 2004.
- [10] Clemens M, Gerhard P, Seltmann J, et al. Identification of temporal stable Z/R relations using micro-rain radars[C]. *The Fifth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, 2008.
- [11] Konwar, Mahen, Das, et al. Microphysics of clouds and rain over the Western Ghat[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2014, 119(10): 6140–6159.
- [12] Das S, Maitra A. Vertical profile of rain: Ka band radar observations at tropical locations[J]. *Journal of Hydrology*, 2016, 534: 31–41.
- [13] Das S, Maitra A. Vertical profile of rain: Ka band radar observations at tropical locations[J]. *Journal of Hydrology*, 2016, 534: 31–41.
- [14] 温龙. 两次降水过程的微降雨雷达探测精度分析[J]. *气象*, 2015, (5): 577–587.
- [15] Wen L, Zhao K, Zhang G, et al. Statistical Characteristics of Raindrop Size Distributions Observed in East China during the Asian Summer Monsoon Season using 2D-Video Disdrometer and Micro-rain Radar Data[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2016, 121.
- [16] Wen Guang, Xiao Hui, Yang Huiling, et al. Characteristics of summer and winter precipitation over northern China[J]. *Atmospheric Research*, 2017, 197(11): 390–406.
- [17] 李遥,牛生杰,吕晶晶,等. 2018年冬季南京三次暴雪过程微物理特征分析[J]. *大气科学*,

- 2019(5):1095–1108.
- [18] 李玉莲,孙学金,赵世军,等. Ka 波段毫米波云雷达多普勒谱降雪微物理特征分析[J]. 红外与毫米波学报,2019,38(2):245–253.
- [19] 何思远,刘晓阳,孙大利,等. 速度谱低端法在MRR反演雨滴谱中的应用研究[J]. 北京大学学报(自然科学版),2015,51(3).
- [20] Rogers R R. An Extention of Z - R relation for Doppler Rader[C]. the 11th Weather Rader Conference, AMS, Boston. MA., Goulder, Co., 1964: 14–18.
- [21] Hauser D, Amayenc P. A New Method for Deducing Hydrometeor-Size Distributions and Vertical Air Motions from Doppler Radar Measurements at Vertical Incidence[J]. J. appl. meteor, 1981, 20(20):547–555.
- [22] 汤达章, Richard E, Passarelli. 垂直指向多卜勒雷达测量大气垂直运动和雨滴谱等物理量的方法[J]. 大气科学学报, 1985(1):36–45.
- [23] Maahn M, Kollias P. Improved Micro Rain Radar Snow Measurements Using Doppler Spectra Post-Processing [J]. Atmos. Meas. Tech., 2012, 5: 2661–2673.
- [24] Gunn R, Kinzer G D. The Terminal Velocity of Fall for Water Droplets in Stagnant Air[J]. Journal of Atmospheric Sciences, 1949, 6(4):243–248.
- [25] Foote G B, Du Toit P S. Terminal Velocity of Raindrops Aloft[J]. Journal of Applied Meteorology, 1969, 8(2):249–253.
- [26] 王洪, 雷恒池, 杨洁帆. 微降水雷达测量精度分析[J]. 气候与环境研究, 2017(4).

Characteristic Analysis of Precipitation in Summer and Winter in Northern China based on Micro Rain Radar Observation

RAO Chen¹, XIAO Hui², YAO Zhendong¹, FENG Qizhen³, LING Huiling¹

(1. College of Electronic Engineering, Chengdu University of Information and Technology, Chengdu 610225, China; 2. Institute of Atmospheric, Chinese Academy of Sciences, LACS, Beijing 100000, China; 3. Mianyang Flight College, Civil Aviation Flight University, Mianyang 621000, China)

Abstract: In this paper, the precipitation observation data of North China in the light rain radar (MRR) are used to analyze the precipitation parameters in summer and winter and analyze the vertical distribution characteristics. A case of stratiform cloud precipitation in summer was selected, and the effect of vertical airflow on the falling velocity of raindrops was eliminated by using the low-end velocity spectrum method to perform quality control of MRR radar observation data. After excluding the influence of vertical airflow, the rainfall parameters such as reflectivity factor Z , rainfall intensity R , liquid water content LWC, and total raindrop concentration N_0 are retrieved; By directly integrating the Doppler spectrum, the equivalent reflectivity factor Z_e and the snowfall rate S are calculated to reduce the error between the winter snowfall feature quantity and the actual feature quantity observed by the MRR radar. The results show that after excluding the influence of vertical airflow, the error of the inversion results of subsequent rainfall parameters has improved to some extent.

Keywords: micro rain radar; the properties of summer; the snowfall of winter; vertical distribution