

毫米波雷达与雨滴谱仪观测弱降水的对比分析

谢 蕾^{1,2}, 刘黎平², 姚 雯²

(1. 成都信息工程学院电子工程学院, 四川 成都 610225; 2. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081)

摘要: 针对毫米波雷达测量的数据需要进行验证, 提出利用雨滴谱反演雷达观测量: 回波强度、径向速度、速度谱宽和归一化的功率谱密度数据对比毫米波雷达在最低有效观测高度处探测弱降水数据的方法及分析毫米波雷达观测量误差来源。结果表明: 2 种观测仪器得到的回波强度随时间变化趋势大致相同但变化幅度差异较大, 误差主要源于雷达天线的积水; 径向速度由于空气的上升速度、湍流等影响使两者数值有一定差异, 但是变化趋势却十分接近。速度谱宽两者结果是演变趋势和变化范围都非常接近; 两者归一化功率谱值曲线随速度变化趋势相似, 然而由于空气的上升速度、湍流等影响导致两者曲线出现整体平移。

关键词: 信息与通信工程; 气象雷达; 雨滴谱; 回波强度; 径向速度; 速度谱宽; 归一化的功率谱

中图分类号: TN953

文献标志码: A

0 引言

近年, 中国发展和引进了很多新的云降水探测设备, 如 Ka 波段的毫米波雷达、微降水雷达、雨滴谱仪、自动气象站等, 促进了关于这些探测设备的研究, 如刘黎平等^[1]利用毫米波测云雷达连续观测大气中的云, 得出毫米波雷达能够清楚地反映云的内部结构。仲凌志等^[2]概括了毫米波测云雷达在国内外的发展状况, 介绍毫米波雷达的特点, 并展望国内毫米波雷达未来研究的方向, 表明毫米波雷达的巨大作用和重要性。余东升等^[3]提出激光雨滴谱仪在雨滴谱测量方面具备优势。陶汝颂等^[4]分析测雨雷达工作原理, 展望雨雷达在水文发展中更广泛的应用。濮江平等^[5]利用激光降水粒子谱仪研究不同云系降水的雨滴谱分布特征, 并且讨论其随雨强及雷达反射率因子的变化关系。严卫等^[6]利用星载毫米波雷达和激光雷达联合观测云, 得出能够较准确地反演云相态的垂直分布信息。然而分析这些设备探测数据的可靠性, 是科学研究的前提和基础, 具有十分重要的意义, 如王晓默等^[7]对比自动气象站观测和人工观测的资料, 得出环境的变化、人为操作和特殊的天气现象等会造成差异。李建通等^[8]利用雷达和雨量计联合估测区域降水量, 表明雨量计能够在一定程度上改善雷达估测降水的初值场, 增加估测区域的精度。仲凌志等^[9]利用 CloudSat 卫星上搭载的 3mm 波长云廓线毫米波雷达(CPR)与 C 波段测雨雷达探测回波强度的结果进行对比, 表明毫米波雷达在离地面越近的地方, 其探测结果相差越大。张昊等^[10]通过处理多普勒雷达的观测资料和降水雨滴谱资料, 用 Parsivel 激光降水粒子谱仪获得的谱数据通过瑞利散射计算回波强度, 然后用此计算结果同雷达观测的回波强度进行比较, 得出两者具有较好的一致性, 但是雷达观测却低估了回波强度, 并且在降水越强导致回波强度越大的时候, 雷达探测结果低估现象更为严重。周黎明等^[11]把自动气象站和激光雨滴仪同步观测得到的雨量资料, 结合新一代多普勒雷达基数据获得的反射率因子一起进行对比分析, 结果表明激光雨滴谱仪和自动气象站探测的雨强随时间的变化相关性较好, 但其前者的幅度值远大于后者的幅度值, 而相比之下雷达探测得到的反射率因子与激光雨滴谱仪探测的雨强却有更好的一致性。苗少宝等^[12]运用激光雨滴谱仪获取的实验数据, 也是运用瑞利散射计算反射率因子然后与其他气象数据进行对比分析, 结果表明两者变化趋势较一致但变化强度有差异。综上所述, 很少运用毫米波雷达观测弱降水, 而且尚未分析毫米波雷达观测弱降水结果的可靠性, 加之通过参考其他雷达的分析方法得出不适合用瑞利散射计算雨滴这种大粒子的后向散射截面, 并且只通过反演回波强度进行对比也不够全面, 所以提出更适用的方法分析毫米波雷达观测弱降水系统具有很大的必要性。

通过把毫米波雷达和雨滴谱仪应用到外场试验中, 对低层的弱降水进行联合的观测, 使用雨滴谱仪的探测结

果作为标准量检验毫米波雷达探测结果的可靠性。根据米散射来计算雨滴这种大粒子的后向散射截面,然后运用此种后向散射截面和雨滴谱仪数据反演得到回波强度 Z , 径向速度 v , 速度谱宽 σ 、归一化的功率谱 S 和衰减系数,并且用衰减系数订正回波强度,然后与毫米波雷达观测高度在 500m 以上的低层弱降水系统的数据进行对比。通过计算不同的参量、考虑多个方面进行分析,能更好的检验毫米波雷达观测弱降水数据的可靠性。

1 探测设备的介绍

数据来自中国气象局气象科学研究院 2012 年 7 月云南腾冲同一地点用毫米波雷达和雨滴谱仪观测弱降水得到的数据。通过大量的样本进行对比,选取 2012 年 7 月 18 日、7 月 22 日和 7 月 23 日 3 日的层状云弱降水数据进行个例分析,其中 7 月 18 日的雨量范围是 0.1~5.5mm/h, 7 月 22 日的雨量范围是 0.8~5.1mm/h, 7 月 23 日的雨量范围是 0.8~6.1mm/h。零度层亮带能反映层状云降水中存在明显的冰水转换区,因此是识别层状云的一个重要指标,而线性退偏振因子(LDR)是雷达获取的一个重要的关于云和降水的物理量,通过这个参量能很好的识别零度层亮带。图 1 分别给出 3 日典型的退偏振因子(LDR)RTI 显示图,从图中看出存在的零度层亮带,所以表明此降水系统是层状云降水。

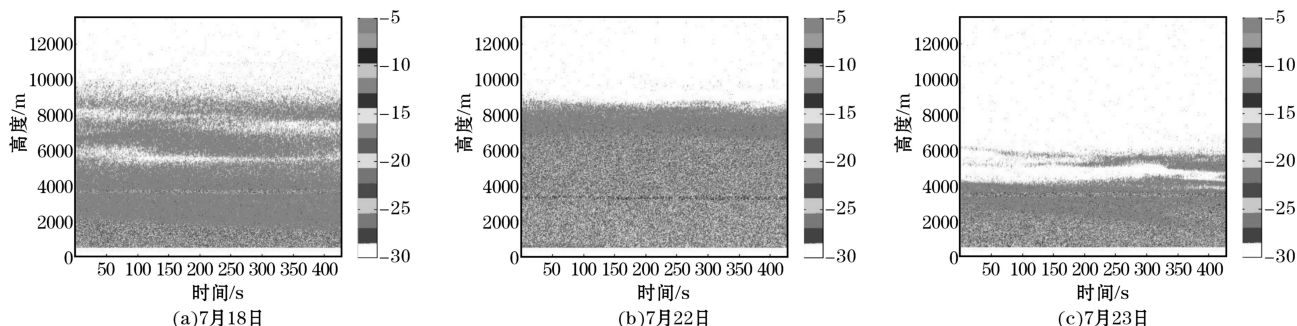


图 1 典型的退偏振因子(LDR)RTI 显示图

实验使用的雨滴谱仪是基于现代激光遥测技术的 HSC-PS32 雨滴谱监测仪,濮江平等^[13]著作介绍该仪器能够实行无人操作,自动记录数据,方便进行维护保养,可以实现对原始场无干扰的非接触式测量,还能够自动识别天气现象,并且生成相应的天气代码。主要参数为:探测液体粒子直径的范围是 0.2~5mm,探测固体粒子的直径范围是 0.2~25mm,在精确率方面,液态误差不超过 $\pm 5\%$,固态误差不超过 $\pm 20\%$ 粒子,可以显示在 0.2~20m/s 粒子下落速度,其降雨降雪等级区分度: $> 97\%$,雨滴谱仪谱图数据的时间分辨率是 1 分钟。

实验使用的雷达是 Ka 波段(35GHz)的毫米波雷达,该雷达通过使用外接仪表对天线系统、发射机系统以及接收机系统等硬件参数进行测试的方法检验测量参数的定标结果,测试结果表明回波强度的定标精度不超过 ± 3 dB,速度的定标精度不超过 ± 0.5 m/s,速度谱宽的定标精度不超过 ± 0.8 m/s,测量参数的标定精度基本满足使用要求,使用的雷达数据是经过标定之后的数据。王德旺等^[14]描述此设备可以获得高精度、高分辨率的测量,能够完成较为精确的制导和目标指示,能够获得较高的宽带信号、天线增益和雷达能量,能分辨出复杂的目标结构,有较高的抗干扰能力。主要参数为:天线接收器直径为 1.3m,天线的增益为 50dB,灵敏度为 -98.4 dBm,波束宽度为 0.44° ,噪声系数为 5.6dB,动态范围可达到 70.0dB,交叉极化特性范围 > 33 dB,距离分辨率为 30m,雷达的最小可探测高度为 510m,在此高度以上的雷达数据才具有可靠性,雷达基数据的时间分辨率是 0.854s,雷达功率谱数据的时间分辨率是 0.854s。

2 利用雨滴谱计算雷达观测量和数据处理的方法

毫米波雷达的基数据包括功率、回波强度、径向速度、速度谱宽、信噪比等,而功率谱数据包括功率谱、信号质量指数等。为检验雷达探测数据的可靠性,通过雨滴谱仪的谱图数据根据米散射计算雨滴这种大粒子的后向散射截面,然后运用此种后向散射截面和雨滴谱仪数据反演得到回波强度 Z , 径向速度 v , 速度谱宽 σ 和归一化的功率谱 S ,并且计算衰减系数,与毫米波雷达观测在 500m 高度以上的低层弱降水系统的数据进行对比,以验证数

据的有效性。接下来分别对计算方法和数据处理方法进行介绍。

2.1 利用雨滴谱计算雷达观测量的方法

雨滴谱是指根据半径的不同确定雨滴个数的分布,常用到单位体积内粒子数对谱分布进行计算。雨滴谱仪所测的个数是指采样面积,因此何雪松等^[15]提出在计算时需要把面积浓度转换为体积浓度,其计算公式为:

$$N(D) = \frac{n(D)}{v(D) \times \Delta D \times S \times T} \quad (1)$$

式中: $n(D)$ 为 $D \sim D + dD$ 区间实测的粒子数,单位是个, $v(D)$ 为通道对应的粒子速率,单位是 m/s , ΔD 为该通道所占有的尺度宽度,单位是 mm , S 、 T 分别为采样面积和采样时间,其中 $S = 54 \text{ cm}^2$, $T = 60 \text{ s}$ 。

通过雨滴谱仪测量的雨滴谱 $N(D)$, 计算雨滴的回波强度 Z :

$$Z = 10 \lg \left[\frac{10^6 \times \lambda^4}{\pi^5 \times |U|^2} \sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma_M \times N(D) \Delta D \right] \quad (2)$$

式中: D 为粒子直径,单位是 mm , $N(D)$ 为降雨时的滴谱分布,单位是 $1/(\text{mm}^3 \cdot \text{mm})$, 即降水粒子谱分布。 σ_M 为米散射所对应的后向散射截面。 λ 表示雷达的波长,单位是 mm 。 $|U|^2$ 表示复数模的平方。

通过雨滴谱仪测量的雨滴谱 $N(D)$, 计算衰减系数 α :

$$\alpha = 0.4343 \sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} Q_T \times N(D) \Delta D \quad (3)$$

式中: D 为粒子直径,单位是 mm , $N(D)$ 为降雨时的滴谱分布,单位是 $1/(\text{mm}^3 \cdot \text{mm})$, 即降水粒子谱分布。 Q_T 为米散射所对应的衰减截面。

然后对毫米波雷达在探测距离 R 处的回波强度进行衰减订正,用雨滴谱反演的回波强度作为毫米波雷达回波强度的真值:

$$Z_{\text{雷}} = Z_{\text{雨}} - 2 \times \alpha \times R \quad (4)$$

式中: $Z_{\text{雷}}$ 为雷达测量的回波强度值,单位是 dBz , $Z_{\text{雨}}$ 为雨滴谱反演的回波强度值,单位是 dBz , α 为衰减系数,单位是 dB/km , R 为雷达的探测距离,单位是 km 。

通过雨滴谱仪测量的雨滴谱 $N(D)$, 计算静止大气中的雨滴下落速度 v :

$$v = \frac{\sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} v(D) \times N(D) \times \sigma_M \Delta D}{\sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) \times \sigma_M \Delta D} \quad (5)$$

式中: D 为粒子直径,单位是 mm , σ_M 为米散射所对应的后向散射截面, $N(D)$ 为降雨时的滴谱分布,单位是 $1/(\text{mm}^3 \cdot \text{mm})$, 即降水粒子谱分布。文献[16]描述 $v(D)$ 是 Atlas 等在根据标准气压和温度的情况下实测的雨滴在静止大气中的下落末速度模拟出来的, $v(D)$ 的单位是 m/s 。

$$v(D) = 9.65 - 10.3e^{-0.6D}$$

通过雨滴谱仪测量的雨滴谱 $N(D)$, 计算静止大气中的雨滴下落速度的谱宽 σ :

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} (v(D) - v)^2 \times N(D) \times \sigma_M \Delta D}{\sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) \times \sigma_M \Delta D}} \quad (6)$$

式中: D 为粒子直径,单位是 mm , σ_M 为米散射所对应的后向散射截面, $N(D)$ 为降雨时的滴谱分布,单位是 $1/(\text{mm}^3 \cdot \text{mm})$, 即降水粒子谱分布。 $v(D)$ 与公式(5)中的 $v(D)$ 相同。

通过雨滴谱仪测量的雨滴谱 $N(D)$, 计算雨滴的功率谱数据 S :

$$S = N(D) \times \sigma_M \quad (7)$$

式中: D 为粒子直径,单位是 mm , $N(D)$ 为降雨时的滴谱分布,单位是 $1/(\text{mm}^3 \cdot \text{mm})$, 即降水粒子谱分布。

σ_M 为米散射所对应的后向散射截面。

2.2 数据处理的方法

雨滴谱仪是观测地面上的数据,通过雨滴谱仪反演的结果不考虑或忽略空气上升速度和湍流对径向速度、速度谱宽和功率谱数据的影响。然而雷达是采用垂直观测的扫描方式获取高度在 500m 以上的数据,这种扫描方式只显示观测量中垂直分量的变化特性,避免受水平分量的影响,让 2 种设备得到的数据更接近,但是垂直观测的扫描方式却容易导致雷达天线积水,造成雷达探测值的误差,而且雷达观测的径向速度、速度谱宽和功率谱数据受到空气的上升速度、湍流等影响,加之 2 种仪器观测的结果处在不同的高度上,这些因素都会造成 2 种仪器对比结果的差异。所以,文中选用弱的层状云降水数据,同时采用一定时间的平均,以减小空气上升速度对径向速度、速度谱宽和功率谱数据的影响,并且由于雷达和雨滴谱仪探测数据在空间上不一致,所以尽量选取低高度中的 510m、690m 和 780m 这 3 层的数据进行对比,以减小这些参数随高度变化的影响。

雨滴谱仪是每 1 分钟得到的 1 个数据,而毫米波雷达的基数据是以 0.854s 为 1 个周期输出数据,功率谱数据也是以 0.854s 为 1 个周期输出数据,在对比的时候需要分别处理 2 种不同的雷达数据使其采样时间同雨滴谱仪一致,这样才能保证对比的可靠性。对于雷达基数据的处理方法是在一个数据文件中提取同一高度上面的数据,然后累加 1 分钟之内的数据进行平均。对于雷达功率谱数据的处理方法是读取多个数据文件在同一高度上面的数据,累加 1 分钟之内的数据进行平均。

3 对比分析

3.1 回波强度的对比分析

图 2 分别给出 2012 年 7 月 18 日 10 时 10 分~2012 年 7 月 18 日 11 时 39 分 BT、2012 年 7 月 22 日 09 时 10 分~2012 年 7 月 22 日 11 时 09 分 BT 以及 2012 年 7 月 23 日 10 时 05 分~2012 年 7 月 23 日 12 时 04 分 BT 观测期间雨滴谱反演的回波强度与毫米波雷达基数据的回波强度的对比图,其中 Z1 是雷达在 $H=510\text{m}$ 处的探测值(实线),Z2 是雷达在 $H=690\text{m}$ 处的探测值(虚线),Z3 是雷达在 $H=780\text{m}$ 处的探测值(点划线),Z4 是雨滴谱仪的反演值(点线),时间格距与图 2 相同。

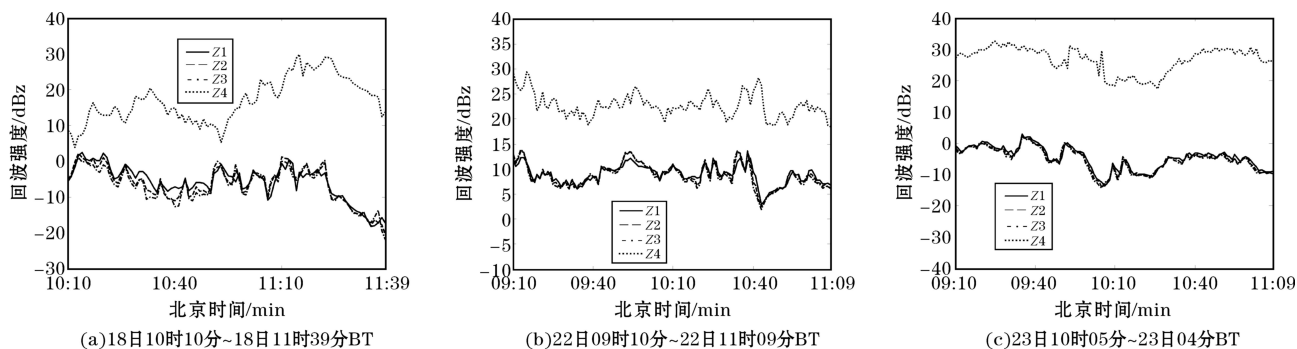


图 2 毫米波雷达探测的不同高度的回波强度与雨滴谱计算的回波强度的对比

由图 2 可以看出雷达在 $H=510\text{m}$ 处探测的回波强度值 Z1、雷达在 $H=690\text{m}$ 处探测的回波强度值 Z2 与雷达在 $H=780\text{m}$ 处探测的回波强度值 Z3 的大小和变化趋势非常一致,在这一高度变化范围内,回波强度随高度的变化不大。同时不同高度上毫米波雷达观测的回波强度值与雨滴谱反演的回波强度值 Z4 随时间的变化趋势也大致相同,两者最大值的时间大致相符。从起伏变化的强度看,不同高度上毫米波雷达观测的回波强度值均小于雨滴谱反演的回波强度值 Z4,这是由于衰减和雷达天线积水产生都会使雷达观测出现误差,其中图 2(a)的雷达在 $H=510\text{m}$ 处探测的回波强度值 Z1 与雨滴谱反演的回波强度值 Z4 平均绝对误差是 23.3907dBZ,图 2(b)的雷达在 $H=690\text{m}$ 处探测的回波强度值 Z2 与雨滴谱反演的回波强度值 Z4 平均绝对误差是 13.9354dB,图 2(c)的雷达在 $H=780\text{m}$ 处探测的回波强度值 Z3 与雨滴谱反演的回波强度值 Z4 平均绝对误差是 31.7640dBZ,但总体上看两者探测结果变化趋势具有较好的一致性。

因为选取的 3 个实例在观测过程中并未进行雷达天线排除积水的措施, 所以导致雷达天线积水, 由于水会强烈的吸收衰减发射机发出的电磁波能量, 而且电磁波需要穿透的水越厚, 电磁波的能量就被衰减的越多, 就会导致雷达测量出现误差。然而衰减和雷达天线积水产生都会使雷达出现低估现象, 所以接下来就分别讨论雷达低估的原因。

图 3 是 2012 年 7 月 23 日 10 时 05 分~2012 年 7 月 23 日 12 时 04 分 BT 在 $H=690\text{m}$ 处衰减订正前后的结果图, 从图 2 看出在 $H=510\sim780\text{m}$ 经过衰减订正后的回波强度变化不大, 所以就选取 $H=690\text{m}$ 的订正结果图作为代表, 其中 $Z1$ 是雷达在 $H=510\text{m}$ 处的探测值, $Z2$ 是雨滴谱仪的反演值, $Z3$ 是衰减订正后的值, $Z4$ 是雷达探测值与雨滴谱反演值之间的绝对误差值, 时间格距与图 2 相同。

从图 3 可以看出, 通过衰减订正雨滴谱反演的回波强度值 $Z2$ 得到衰减订正后的回波强度值 $Z3$, 对比 $Z3$ 与雷达探测的回波强度值 $Z1$, 可以看出两者的差别不大, 表明衰减对于此处的影响很小。然而随着时间的累积, 雷达探测的回波强度与雨滴谱反演的回波强度的绝对误差值 $Z4$ 随着雷达探测的回波强度值 $Z1$ 的变化趋势逐步上升, 表明 $Z4$ 不仅与 $Z1$ 有关也同雷达积水越来越多有关。

图 4 给出 2012 年 7 月 20 日 07 时 38 分~2012 年 7 月 20 日 08 时 10 分 BT 雷达排除天线积水前后观测的回波强度的对比结果。其中 $L1$ 是第一次排水前 1 分钟、 $L2$ 是第一次排水后 1 分钟、 $L3$ 是第一次排水后 8 分钟、 $L4$ 是第一次排水后 23 分钟也是第二次排水前 1 分钟、 $L5$ 是第二次排水后 1 分钟。

图 4 显示在大气的低层使用毫米波雷达进行 RTI 扫描时, 雷达天线积水对回波强度探测结果的影响, 第一次排水前 1 分钟的回波强度曲线 $L1$ 与第一次排水后 1 分钟的回波强度曲线 $L2$ 之间的平均绝对误差是 4.8729dBz , 第二次排水前 1 分钟的回波强度曲线 $L4$ 与第二次排水后 1 分钟的回波强度曲线 $L5$ 间的平均绝对误差是 7.7797dBz , 同时 $L4$ 也是第一次排水后 23 分钟的回波强度曲线, 比较 $L4$ 与第一次排水后 8 分钟的回波强度曲线 $L3$ 发现积水越多造成回波减小也越多。由于水会强烈的吸收衰减发射机发出的电磁波能量, 而且电磁波需要穿透的水越厚, 电磁波的能量就被衰减的越多, 就会导致雷达测量出现误差, 并且更多的实验证明天线的积水越多, 从而导致测试的数据结果误差可到 30dBz 甚至更大, 至此表明雷达天线积水可能是导致雷达探测的回波强度值不准确的主要原因, 然而回波强度偏弱的具体原因仍需进一步确定。

3.2 径向速度的对比分析

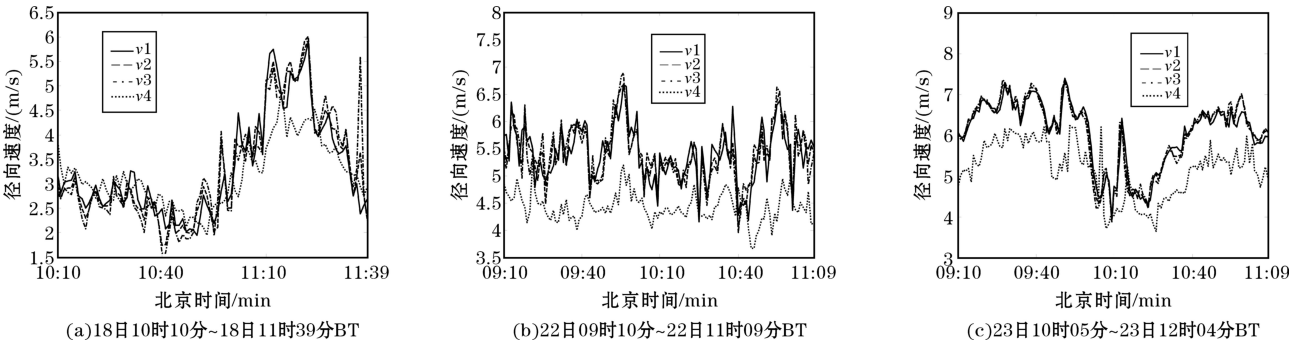


图 5 毫米波雷达探测的不同高度的径向速度与雨滴谱计算的径向速度的对比

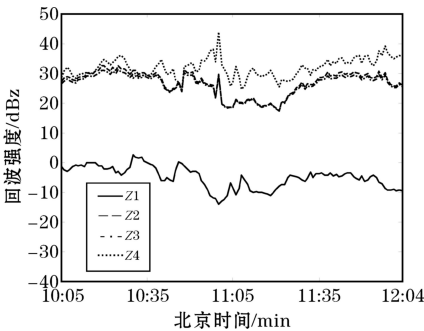


图 3 毫米波雷达在 $H=690\text{m}$ 处
衰减订正前后的结果图

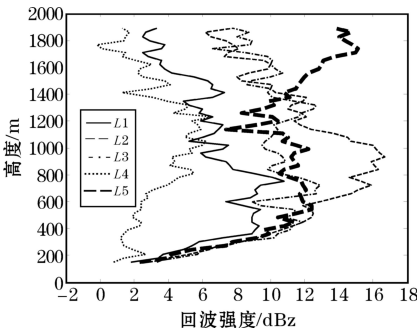


图 4 雷达排除天线积水前后
观测的回波强度的对比结果

图5分别给出2012年7月18日10时10分~2012年7月18日11时39分BT、2012年7月22日09时10分~2012年7月22日11时09分BT以及2012年7月23日10时05分~2012年7月23日12时04分BT观测期间雨滴谱反演的径向速度与毫米波雷达基数据的径向速度的对比图,其中 v_1 是雷达在 $H=510\text{m}$ 处的探测值, v_2 是雷达在 $H=690\text{m}$ 处的探测值, v_3 是雷达在 $H=780\text{m}$ 处的探测值, v_4 是雨滴谱仪的反演值,时间格距与图2相同。

从图5可以看出雷达在 $H=510\text{m}$ 处探测的速度 v_1 、雷达在 $H=690\text{m}$ 处探测的速度 v_2 与雷达在 $H=780\text{m}$ 处探测的速度 v_3 的大小和变化趋势非常一致,在这一高度变化范围内,径向速度随高度的变化不大。同时不同高度上毫米波雷达观测的速度与雨滴谱反演的速度 v_4 随时间的变化趋势也大致相同。但从起伏变化的强度看,不同高度上毫米波雷达观测的速度不同于雨滴谱反演的速度 v_4 ,其中图5(a)的雷达在 $H=510\text{m}$ 处探测的速度 v_1 与雨滴谱反演的速度 v_4 平均绝对误差是 0.5294m/s ,图5(b)的雷达在 $H=690\text{m}$ 处探测的速度 v_2 与雨滴谱反演的速度 v_4 平均绝对误差是 0.9908m/s ,图5(c)的雷达在 $H=780\text{m}$ 处探测的速度 v_3 与雨滴谱反演的速度 v_4 平均绝对误差是 0.9574m/s ,然而毫米波雷达没有测量空气速度的能力,所以毫米波雷达与雨滴谱仪间的偏差可能是由于空气气流移动的作用,使雷达探测的数据结果不同,这种假设可以在下面的归一化的功率谱数据的对比中验证。从总体上看两者探测结果具有较好的一致性,可以说明毫米波雷达在探测大气底层探测的数据具有一定的可靠性,可以作为其他资料使用。

3.3 速度谱宽的对比分析

图6分别给出2012年7月18日10时10分~2012年7月18日11时39分BT、2012年7月22日09时10分~2012年7月22日11时09分BT以及2012年7月23日10时05分~2012年7月23日12时04分BT观测期间雨滴谱反演的径向速度与毫米波雷达基数据的径向速度的对比图,其中 σ_1 是雷达在 $H=510\text{m}$ 处的探测值, σ_2 是雷达在 $H=690\text{m}$ 处的探测值, σ_3 是雷达在 $H=780\text{m}$ 处的探测值, σ_4 是雨滴谱仪的反演值,时间格距与图2相同。

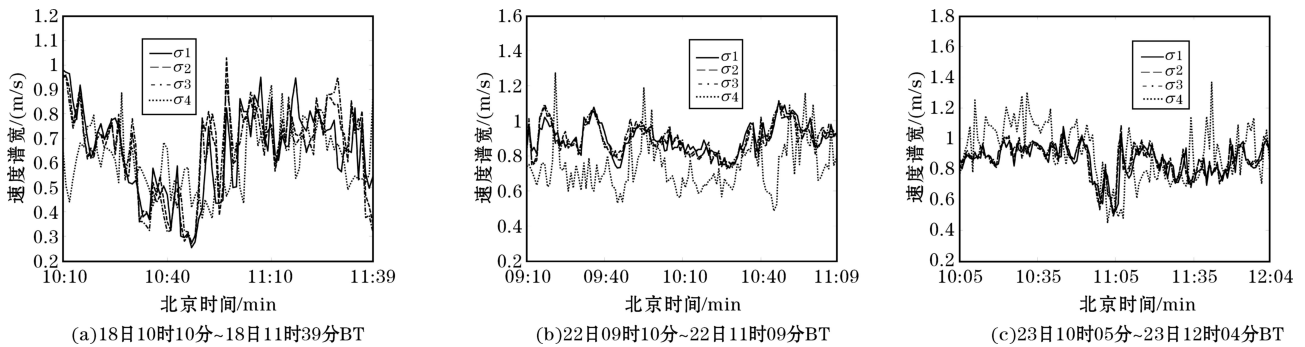


图6 毫米波雷达探测的不同高度的速度谱宽与雨滴谱计算的速度谱宽的对比

从图6可以看出雷达在 $H=510\text{m}$ 处探测的谱宽 σ_1 、雷达在 $H=690\text{m}$ 处探测的谱宽 σ_2 与雷达在 $H=780\text{m}$ 处的探测谱宽 σ_3 的大小和变化趋势非常一致,在这一高度变化范围内,速度谱宽随高度的变化不大。同时不同高度上毫米波雷达观测的谱宽与雨滴谱反演的谱宽 σ_4 随时间的变化趋势也大致相同。但从起伏变化的强度看,不同高度上毫米波雷达观测的谱宽均与 σ_4 较为一致,其中图6(a)的雷达在 $H=510\text{m}$ 处探测的谱宽 σ_1 与雨滴谱反演的谱宽 σ_4 平均绝对误差是 0.1524m/s ,图6(b)的雷达在 $H=690\text{m}$ 处探测的谱宽 σ_2 与雨滴谱反演的谱宽 σ_4 平均绝对误差是 0.1898m/s ,图6(c)的雷达在 $H=780\text{m}$ 处的探测谱宽 σ_3 与雨滴谱反演的谱宽 σ_4 平均绝对误差是 0.1463m/s ,从公式(6)可以看出计算谱宽时由于去掉了空气气流移动的作用,使两者的数据更加接近。所以,在速度谱宽探测方面,毫米波雷达的探测结果具有一定的可靠性。

3.4 归一化的功率谱的对比分析

图7分别给出2012年7月18日10时53分~2012年7月18日10时55分BT、2012年7月22日9时21分~2012年7月22日9时23分BT以及2012年7月23日10时51分~2012年7月23日10时53分BT观测期间雨滴谱反演的归一化的功率谱与毫米波雷达功率谱数据的归一化的功率谱对比图,其中 S_1 是雷达在 $H=510\text{m}$ 处的探测值, S_2 是雷达在 $H=690\text{m}$ 处的探测值, S_3 是雷达在 $H=780\text{m}$ 处的探测值, S_4 是雨滴谱仪的反演值,速度格距是 1s 。

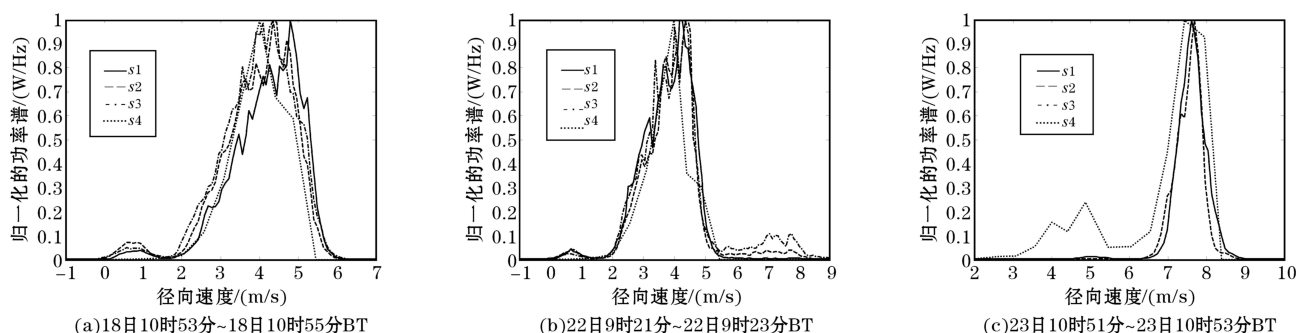


图 7 毫米波雷达探测的不同高度的归一化的功率谱与雨滴谱计算的归一化的功率谱的对比

从图 7 可以看出雷达在 $H=510\text{m}$ 处探测的归一化的功率谱 S_1 、雷达在 $H=690\text{m}$ 处的探测的归一化的功率谱 S_2 与雷达在 $H=780\text{m}$ 处探测的归一化的功率谱 S_3 的大小和变化趋势很相似,同时不同高度上毫米波雷达观测的归一化的功率谱与雨滴谱反演的归一化的功率谱 S_4 随时间的变化趋势和起伏变化的强度较为一致。但是在归一化的功率谱值相同的情况下,不同高度上毫米波雷达观测的归一化的功率谱与雨滴谱反演的归一化的功率谱 S_4 的对应的速度不同,结合图 5 与图 7 可以看出,当空气上升速度使雷达测量的径向速度值大于雨滴谱反演的速度时,就会导致雷达测量的归一化的功率谱值整体往右偏,即在归一化的功率谱值相同的情况下,不同高度上毫米波雷达观测的归一化的功率谱值所对应的径向速度大于雨滴谱反演的归一化的功率谱 S_4 所对应的径向速度,反之亦然。这就表明由于空气本身的移动方向会影响高空中的雨滴的下落速度,导致功率谱的整体平移,这也就间接的证明了在径向速度的对比中导致变化强度差别的原因也是这个情况所致。所以,在功率谱探测方面,毫米波雷达的探测结果具有一定的可靠性。

4 结束语

通过把毫米波雷达和雨滴谱仪应用到外场试验中,对弱降水进行联合的观测。根据米散射计算雨滴这种大粒子的后向散射截面,然后运用此种后向散射截面和雨滴谱仪数据反演得到回波强度 Z , 径向速度 v , 速度谱宽 σ 、归一化的功率谱 S 和衰减系数,并且用衰减系数订正回波强度,然后与毫米波雷达观测高度在 500m 以上的低层弱层云降水系统的数据进行对比。通过计算不同的参量、考虑多个方面进行分析,得出如下的结论:

(1) 通过回波强度对比,2 种仪器得到的数据随时间变化趋势大致相同但变化幅度差异较大,即雷达探测值小于雨滴谱的反演值,通过衰减订正后发现在低层探测时衰减并不是造成回波强度减小的主要原因,而雷达天线的积水才是造成误差的主要来源,并且雨强越大,回波强度也越大,从而导致积水越严重,误差就更大。

(2) 通过径向速度对比,2 种仪器得到的数据随时间变化趋势大致相同但变化幅度差异较大,即滴谱得到的速度最大值不同于毫米波雷达测得的最大值,造成这种原因可能是空气的上升速度、湍流等影响,导致雨滴速度值的差异。

(3) 通过速度谱宽对比,2 种仪器得到的数据具有很好的一致性,由于计算时去掉了空气的上升速度、湍流等影响,使两者的变化趋势与变化强度都很接近。

(4) 通过归一化的功率谱对比,2 种仪器得到的数据随速度的变化趋势相似,但是两者的曲线却存在整体的平移,由于 2 种仪器对于探测速度的分辨率不一致,以及空气的上升速度、湍流等造成的影响可能是导致功率谱的结果存在偏差的原因。

综上所述,毫米波雷达探测低层弱降水得到的结果中径向速度、速度谱宽、归一化的功率谱是具有一定的准确性,回波强度存在一定的偏差,而且由于选取弱的层状云降水数据,同时采用一定时间的平均,可以减小空气上升速度对探测的径向速度、速度谱宽和功率谱数据的影响,通过对高度为 510m 、 690m 和 780m 3 层的数据进行对比,表明在低高度范围内,雷达的探测数据受高度变化影响较小,减小了雷达和雨滴谱仪探测数据在空间上的误差,所以关于毫米波雷达在不同高度范围和各种降水过程中探测的准确性还有待于进一步研究,这对保证毫米波雷达观测低层弱降水数据整体的可靠性以及增强毫米波雷达的探测性能具有非常重大的意义。

参考文献:

- [1] 刘黎平,仲凌志,江源,等.毫米波测云雷达系统及其外场试验结果初步分析[J].气象科技,2009,37(5):567

—572.

- [2] 仲凌志, 刘黎平, 葛润生. 毫米波测云雷达的特点及其研究现状与展望[J]. 地球科学进展, 2009, 24(4): 383—391.
- [3] 余东升, 徐青山, 徐赤东, 等. 雨滴谱测量技术研究进展[J]. 大气与环境光学学报, 2011, 6(6): 403—408.
- [4] 陶汝颂, 杨春华. 多普勒测雨雷达观测系统的建设与展望[J]. 水资源研究, 2012, 33(4): 31—41.
- [5] 濮江平, 张伟, 姜爱军, 等. 利用激光降水粒子谱仪研究雨滴谱分布特性[J]. 气象科学, 2010, 30(5): 701—707.
- [6] 严卫, 任建奇, 陆文, 等. 联合星载毫米波雷达和激光雷达资料的云相态识别技术[J]. 红外与毫米波学报, 2011, 30(1): 68—73.
- [7] 王晓默, 薛峰, 章磊. 自动气象站与人工观测的数据对比分析[J]. 气象科学, 2007, 35(4): 602—606.
- [8] 李建通, 郭林, 杨洪平. 雷达—雨量计联合估测降水初值场形成方法探讨[J]. 大气科学, 2005, 29(6): 1010—1020.
- [9] 仲凌志, 刘黎平, 陈林, 等. 星载毫米波测云雷达在研究冰雪天气形成的云物理机制方面的应用潜力[J]. 气象学报, 2010, 68(5): 705—716.
- [10] 张昊, 李靖. Parsivel雨滴谱仪与多普勒天气雷达观测结果对比分析[J]. 气象水文海洋仪器, 2012, 2: 16—19.
- [11] 周黎明, 王俊, 张洪生, 等. 激光雨滴谱仪与自动气象站观测雨量对比分析[J]. 气象科技, 2010, 38: 113—117.
- [12] 苗少宝, 陆亦怀, 桂华侨, 等. 2011. 激光雨滴谱仪降水量反演及误差修正[J]. 大气与环境光学学报, 2010, 6(6): 423—431.
- [13] 濮江平, 赵国强, 蔡定军, 等. Parsivel激光降水粒子谱仪及其在气象领域的应用[J]. 气象与环境科学, 2007, 30(2): 3—5.
- [14] 王德旺, 刘黎平, 仲凌志, 等. 毫米波雷达资料融化成亮带特征的分析及识别[J]. 气象, 2012, 38(6): 712—721.
- [15] 何雪松, 王瑞田, 濮江平. Parsivel雨滴谱仪数据处理方法及其应用[A]. 周晶. 2009第五届苏皖两省大气探测、环境遥感与电子技术学术研讨会专辑[C]. 北京: 中国学术期刊电子出版社, 2009: 214—216.
- [16] 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 雷达气象学[M]. 北京: 气象出版社, 2001.

Comparative Analysis of Weak Precipitation Observation with Cloud Radar and Disdrometer

XIE Lei^{1, 2}, LIU Li-ping², YAO Wen²

(1. School of Electronic Engineering, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China)

Abstract: In this paper, the algorithm to examine the cloud radar observed the parameters was presented. The reflectivity, velocity, spectral width and Doppler spectral density data were calculated from the disdrometer data, and used to evaluate the observed parameters at a low level by cloud radar and analyze the source of observation error by cloud radar. The results showed that the changes of the reflectivity measured by the cloud radar and the disdrometer are roughly similar over time, but they are quite different in magnitude. The water over the cloud radar antenna reduced the reflectivity greatly; the air rise and turbulence and so on obstructed the radial velocity, which contributes to the notable differences of the values. However, trends were close to each other; the spectral width by cloud radar and disdrometer were corresponded well; the trends of Doppler spectral density data of both were roughly similar, but the air rise and turbulence and so on caused the curves offsetting.

Key words: information and communication engineering; weather radar; rain droplet size spectrum; reflectivity; velocity; spectral width; doppler spectral density data