

利用雨滴谱数据检验毫米波雷达观测回波强度和速度数据的方法研究

谢蕾^{1) 2)} 刘黎平²⁾ 崔哲虎²⁾

¹⁾ (成都信息工程学院, 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

中国气象局气象科学研究院灾害天气国家重点实验室的毫米波雷达未对其观测的弱降水数据进行定量的对比研究, 因此通过分析 2013 年在广东三水使用毫米波雷达观测的数据, 确定该雷达的可靠性和误差。在研究了雷达在一定有效高度上的观测量和地面雨滴谱计算量的联系和差别基础上, 提出了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来对比毫米波雷达在一定有效观测高度处探测弱降水数据的方法以及分析毫米波雷达观测量误差的来源, 并且对回波强度、径向速度、速度谱宽和归一化的功率谱密度数据进行了分析, 确定了数据的质量。结果表明: 两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, 特别是在降水边缘误差更大, 平均误差为 11.24dBZ, 表明回波强度定标需要进一步完善; 径向速度由于空气的上升速度影响使得两者的数值有一定的差异, 但是变化趋势却十分接近, 由于空气上升速度导致的平均误差为 0.89m/s, 去除空气上升速度后的平均误差为 0.29m/s; 速度谱宽两者的结果是演变趋势和变化范围都非常接近, 速度谱宽的平均误差为 0.15m/s; 两者的归一化的功率谱密度数据曲线随速度的变化趋势相似, 功率谱密度函数整体位移表明有空气上升速度, 这个速度与径向速度对比存在空气上升速度的结果一致, 由于空气上升速度导致的平均误差为 0.13W/Hz, 去除空气上升速度后的平均误差为 0.07W/Hz。

关键词: 雨滴谱, 回波强度, 径向速度, 速度谱宽, 归一化的功率谱

引言

近年来, 我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。然而分析这些设备探测数据的可靠性, 是做科学研究的前提和基础, 具有十分重要的意义, 如王晓默等^[1]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^[2]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。刘黎平等^[3]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^[4]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。严卫等^[5]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，是做科学研究的前提和基础，具有十分重要的意义。

目前，国内还没有对毫米波雷达观测的弱降水数据进行定量的对比分析。毫米波雷达是探测云和弱降水三维结构和微物理参数非常重要的手段，能得到高时空分辨率的水平和垂直结构。毫米波雷达是采用垂直向上观测的扫描方式获取高度在一定以上的数据，这种扫描方式就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，但是由于毫米波雷达的波长较短，使其回波强度的数据受到严重的液态水衰减影响，加之雷达没有排除空气上升速度和空气湍流影响的能力，从而使得雷达探测的速度数据会受到空气上升速度和空气湍流的影响。所以影响毫米波雷达探测数据产生误差的因素很多，因此验证毫米波雷达观测数据的可靠性具有重要的意义。

由于毫米波雷达具有更接近小粒子尺度的短波长，仲凌志等^[6]描述它可以探测直径远小于雷达波长的粒子，能探测从直径为几微米的云粒子到弱降水粒子的范围，加之雷达采用天线垂直指向的扫描方式进行探测，可以描述云层的垂直结构以及云层内部的微物理参数演变情况，然而新一代天气雷达虽然它们可以获得云和弱降水信息，但是时间分辨率和空间分辨率都很低，不能穿透云和弱降水的表层探测其垂直、水平尺度以及内部结构，不能准确反映时刻变化的参数信息，所以不能用于检验毫米波雷达的数据。

随着近几年雨滴谱反演特性的研究，表明其能够客观的测出探测目标的值，具有一定的参考价值。刘黎平等^[7]提出了功率谱密度直接反演雨滴谱的方法，并将 780m 高度上毫米波雷达反演的雨滴谱与地面雨滴谱数据进行了对比，分析了毫米波雷达反演的雨滴谱的准确性。1993 年，Rogers 等^[8]利用风廓线雷达探测的功率谱密度反演得到了雨滴谱数据，并与飞机直接观测值进行了对比，结果表明两者吻合的非常好。濮江平等^[9]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。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，然后用此计算的结果同雷达观测的回波强度进行比较。

可以看出雨滴谱反演的可靠性和可行性，所以在前人研究基础之上，建立了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的方法，首先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，由于雨滴谱反演的雷达观测量都是近地面标准值的垂直分量，没有水平分量的信息，没有衰减对回波强度的影响，也没有空气上升速度、空气湍流对径向速度、速度谱宽和功率谱密度的影响，所以可以作为标准值来检验雷达采用垂直向上观测的扫描方式获取在一定有效观测高度处弱降水数据的垂直分量信息的可靠性，然后分析毫米波雷达观测量误差的来源，确定数据的质量。通过计算不同的参量、考虑多个方面来进行分析，能更好的检验毫米波雷达观测层状云弱降水数据的质量。

1 观测资料

1.1 探测设备的介绍

本次实验使用的雷达是由中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室与中国航天二院 23 所联合研发具有多普勒和双偏振功能的毫米波雷达，李曦等^[11]描述该雷达采用 8mm 波长，单发双收极化机制，探测距离为 15km，距离分辨率达到 30m。雷达采集的基数据包括：回波强度、多普勒速度、速度谱宽、退偏振因子，经过改进，雷达还可收集功率谱数据。仲凌志等^[12]描述该雷达通过使用外接仪表对其天线系统、发射机系统以及接收机系统等硬件参数进行测试的方法来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 $\pm 3\text{dB}$ ，速度的定标精度不超过 $\pm 0.5\text{m/s}$ ，速度谱宽的的定标精度不超过 $\pm 0.8\text{m/s}$ ，其测量参数的标定精度基本满足使用要求，本文中所使用的雷达数据全是经过标定之后的数据。试验表明，雷达可以探测云过程或带毛毛雨的厚层云过程的微物理结构，具有高灵敏度、高分辨率等特点，其具体的探测指标如表 1 所示。

表 1 毫米波雷达探测指标

Table1 1 the measurement of cloud radar

探测对象	层状云、卷云、带毛毛雨的厚层云、初生的积云等
探测距离	15km
工作频率	33.44GHz
波长	8.6mm
距离库长	30m
噪声系数	5.6dB
速度分辨率	0.1m/s
时间分辨率	0.852s

本次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]的著作中介绍该仪器能够实行无人操作，自动记录数据，能方便的进行维护保养，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，其具体的探测指标如表 2 所示。

表 2 雨滴谱仪探测指标

Table1 2 the measurement of disdrometer

探测对象	液体粒子和固体粒子
探测液体粒子直径的范围	0.2—5mm
探测固体粒子的直径范围	0.2—25mm
液态粒子探测误差	$\leq 5\%$
固态粒子探测误差	$\leq 20\%$
粒子下落速度显示范围	0.2—20m/s
降雨降雪等级区分度	$>97\%$

时间分辨率	1 分钟
-------	------

1.2 观测试验及资料

2013 年 4 月 11 日至 2013 年 6 月 3 日，公益性行业（气象）科研专项“华南季风强降水试验”的外场试验于广东省佛山市三水区气象局完成观测任务，该项目的的主要内容是：获取华南暴雨云降水内部和周围环境的动力、热力和微物理结构的高时空分辨率数据；探测下垫面和边界层对云降水过程的影响。参与此次项目的设备有中国气象局气象科学研究所灾害天气国家重点实验室的毫米波雷达（HMBQ）、微波辐射计、微雨雷达、激光雨滴谱仪，中国气象局武汉暴雨研究所的毫米波雷达，以及广东省气象局的风廓线雷达。

在外场观测试验中，毫米波雷达完成对层云、卷云、积云、毛毛雨、大雨等天气现象和天气过程的观测，采集了比较全面的雷达基数据和谱数据。通过筛选所有外场实验的数据，从中选取 7 个典型的稳定层状云弱降水数据进行个例分析，选取数据的原则是：地面有雨量，否则雨滴谱仪没有数据；雨强为 0.1mm/h—7mm/h 的弱降水范围，减少雷达回波的衰减；降水过程是稳定的层状云弱降水，使得雨滴谱分布随高度的变化不大。

图 1 显示的是在这 7 个个例中雷达探测层状云弱降水数据的高度—时间图，左上为回波强度，右上是径向速度，左下是速度谱宽，右下是退偏振因子。

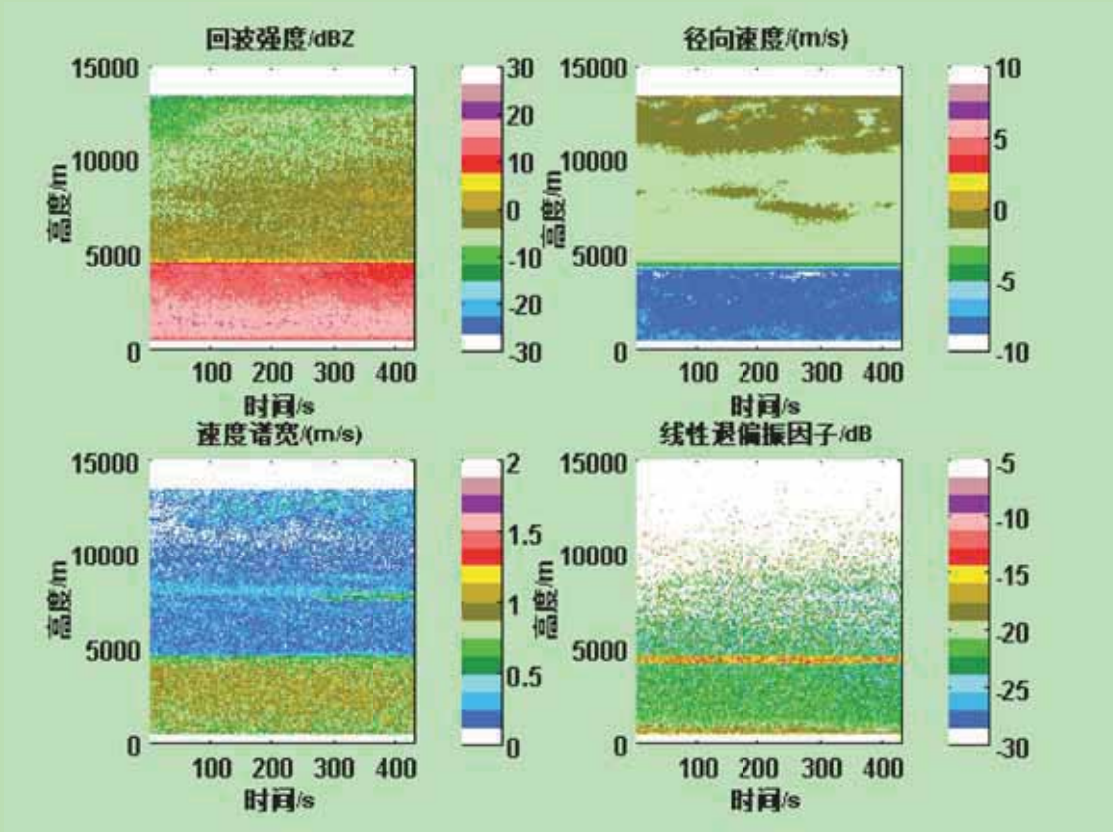


图 1 雷达探测层状云弱降水数据的高度—时间图

Fig. 1 The height–time image of observing stratiform cloud and weak precipitation system for radar

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、和功率谱密度数据。这些数据无法用新一代天气雷达进行验证, 既是由于新一代天气雷达只能获得云和弱降水很低的时间分辨率和空间分辨率信息, 不能穿透云和弱降水的表层探测垂直、水平尺度以及内部结构, 不能准确反映时刻变化的参数信息, 也是因为新一代天气雷达没有功率谱密度数据, 所以不能用于检验毫米波雷达的数据。为此, 在前人研究雨滴谱反演的基础之上, 建立了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的方法, 首先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, 由于雨滴谱反演的雷达观测量都是近地面标准值的垂直分量, 没有水平分量的信息, 没有衰减对回波强度的影响, 也没有空气上升速度、空气湍流对径向速度、速度谱宽和功率谱密度的影响, 所以可以作为标准值来检验雷达采用垂直向上观测的扫描方式获取在一定有效观测高度处弱降水数据的垂直分量信息的可靠性, 然后分析毫米波雷达观测量误差的来源, 确定数据的质量。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来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^[14]提出在计算时需要把面积浓度转换为体积浓度, 其计算公式如下:

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

式中: $n(D)$ 为 $D \sim D+dD$ 区间实测的粒子数, 单位是个, $v(D)$ 为该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 $S=54cm^2$, $T=60s$, $N(D)$ 为降雨时的滴谱分布, 单位是 $1/(mm^3 \cdot mm)$ 。

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 $1/(m^3 \cdot mm)$, 即降水粒子谱分布。 σ_m 为米散射所对应的后向散射截面, Barbe 等^[15]利用扩展边界条件法计算得到。 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_雷 为雷达测量的回波强度值，单位是 dBZ，Z_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。张培昌等^[16]描述 v(D) 是 Atlas 等人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向上观测的扫描方式获取在一定高度以上的数据,这种扫描方式就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,让两种设备得到的数据更接近,但是由于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,而且衰减和回波饱和现象都会造成雷达的回波强度数据的低估,以上这些因素都会造成两种仪器对比结果的差异。

所谓回波饱和现象就是雷达在该高度可测的最大回波强度值,图 2 给出了不同高度下雷达可测最大回波强度的垂直廓线图,从图中可以看出,饱和值是随着高度依次增加的,高度太低很容易造成雷达回波饱和,但是高度太高即会造成两种数据空间上的误差,又要考虑衰减的影响。所以,本文选用了弱的层状云降水数据,使得雨滴谱分布随高度的变化不大,减小两种仪器探测数据在空间上的不一致,这样就可以选择高度较高的数据避免回波饱和现象的发生,排除回波饱和现象造成的影响,并且通过衰减订正雷达回波值,减小衰减和回波饱和现象对雷达数据的影响。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。

不同高度下雷达可测最大回波强度的垂直廓线

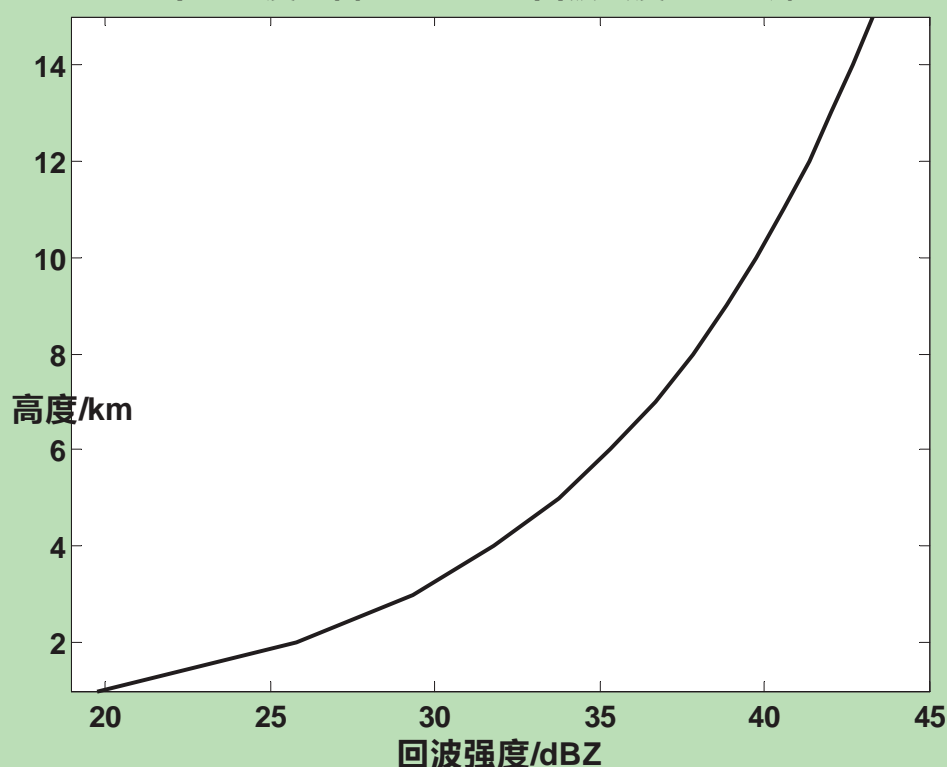


图 2 不同高度下雷达可测最大回波强度的垂直廓线图

Fig. 2 The vertical profile image of observing maximal reflectivity for radar at different heights

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 0.852s 为 1 个周期输出数据,功率谱数据也是以 0.852s 为 1 个周期输出数据,在对比的时候需要分别处理两

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 分钟中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 分钟中之内的数据进行平均。

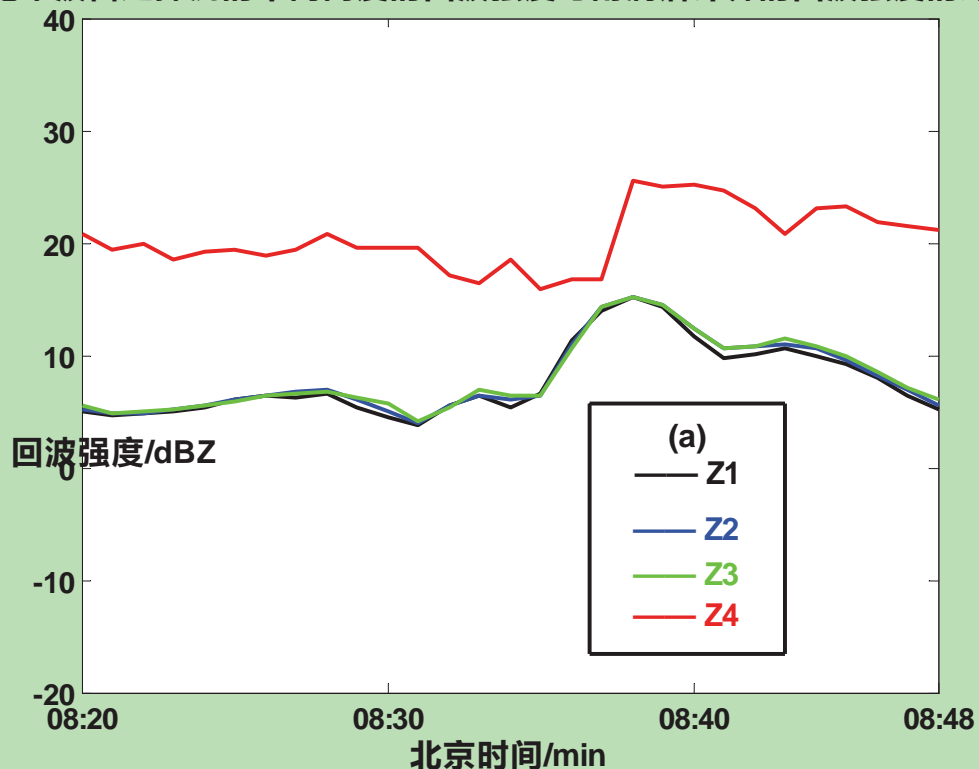
3 对比分析

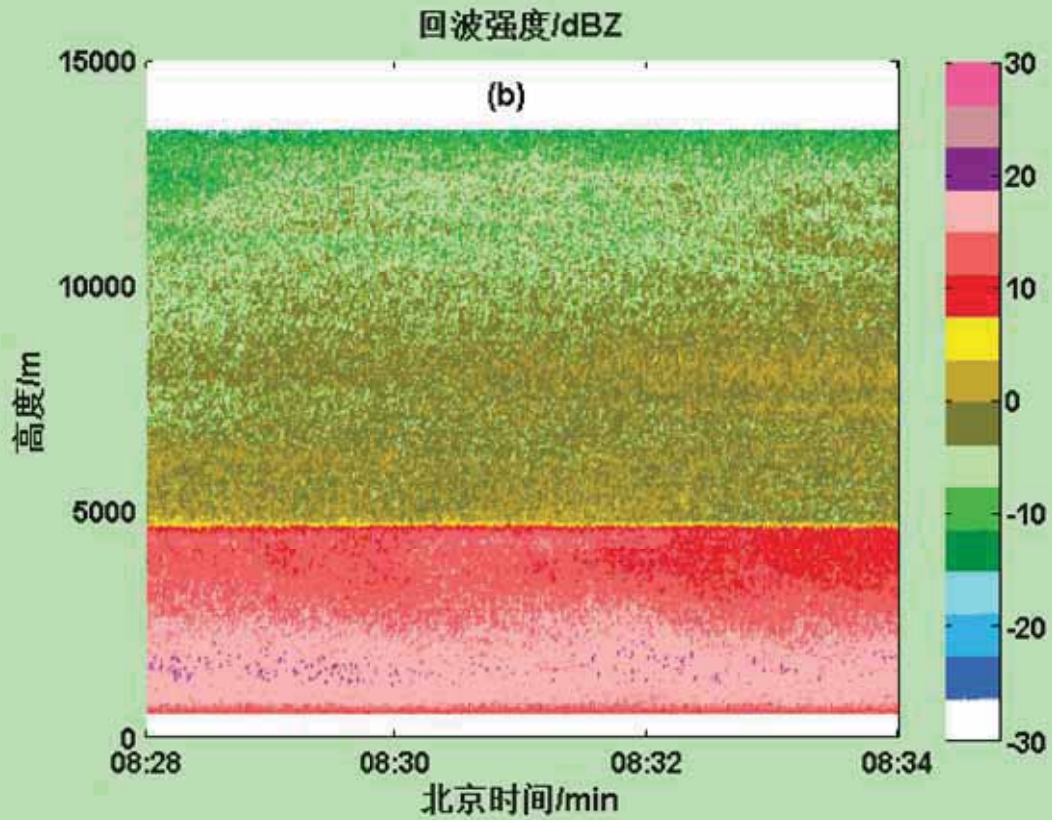
本文选取的 7 个实例中，其中有 5 个实例变化趋势一致性较好，有 2 个实例变化趋势不一致，所以首先从 5 个变化趋势较一致的实例中选取一个典型实例，即个例 2，然后从 2 个变化趋势不一致的实例中也选择一个典型实例，即个例 3，最后把个例 2 和个例 3 作为代表进行对比分析，下面就开始分别介绍这 2 个个例在回波强度、径向速度、速度谱宽方面的对比分析结果，其中对比图的时间格距均为 1 分钟。

3.1 回波强度的对比分析

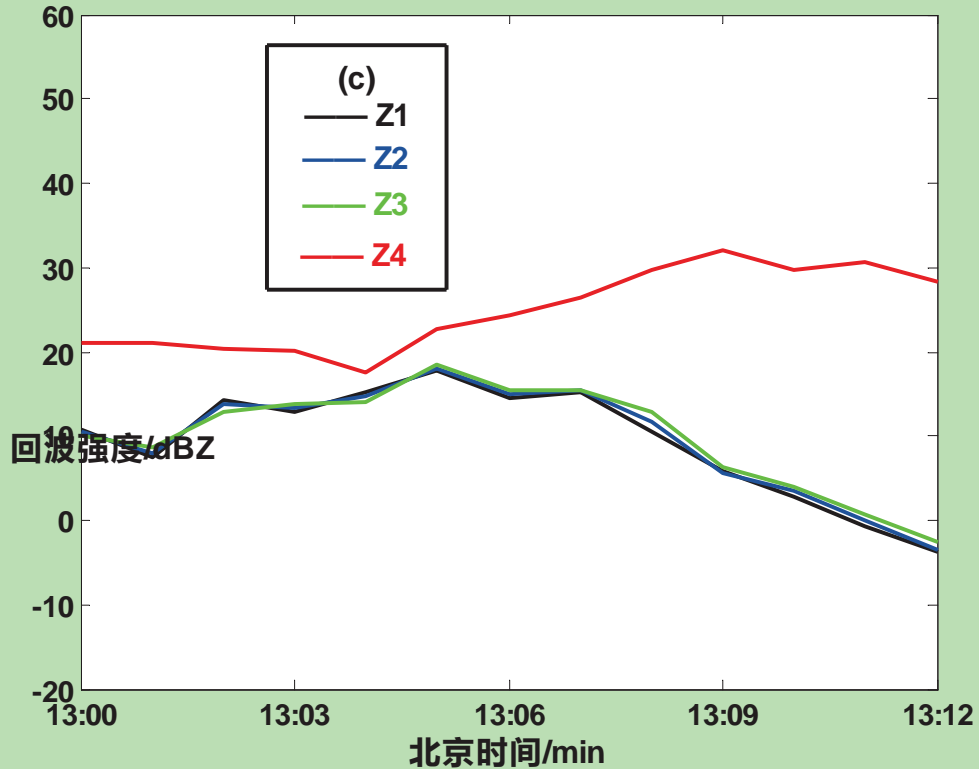
图 3 给出是典型个例对比雨滴谱反演的回波强度与毫米波雷达基数据探测的回波强度的结果图。

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





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



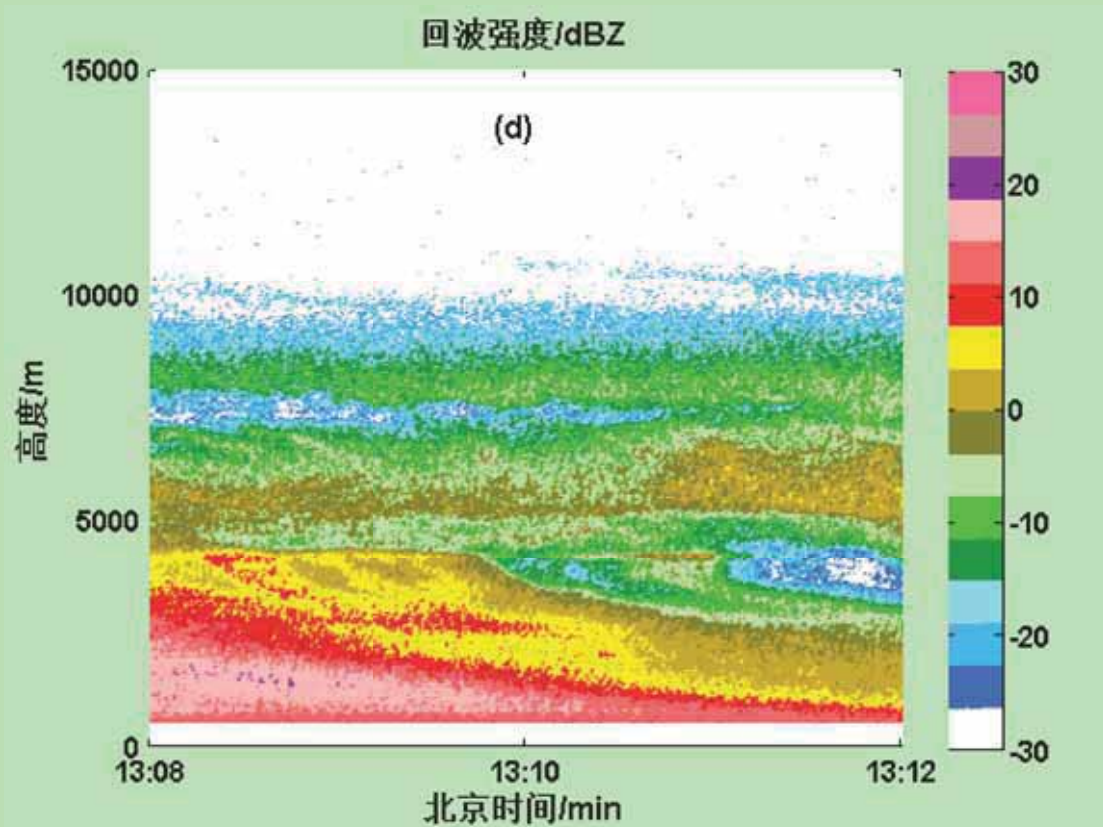


图3 毫米波雷达探测的不同高度的回波强度与雨滴谱计算的回波强度的对比 (a 和 c), 其中 Z1 (黑色)、Z2 (蓝色)、Z3 (绿色) 为雷达在不同高度的探测值, Z4 是雨滴谱仪的反演值 (红色)。雷达回波强度的高度—时间图 (b 和 d)

Fig. 3 Contrast millimeter-wave cloud radar detected reflectivity at different heights with disdrometer calculated reflectivity (a and b). Z1 (black), Z2 (blue), Z3 (green) is radar detection value at different heights, Z4 is the raindrop spectrometer inversion value (red). The height-time image of reflectivity for radar

结合图3的a和b可以看出当云层稳定的时候, 雷达在云层没有变化的范围内选择3个高度进行探测, 得到回波强度的数值大小和变化趋势非常一致, 可以看出, 在这一高度变化范围内, 探测目标相似时雷达探测结果接近。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, 两者出现极大值的时刻大致相符。从起伏变化的强度来看, 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。而结合图3的c和d则发现当云层发生变化而不再稳定的时候, 由于高度的差异使得地面雨滴谱仪的探测值还未改变, 从而导致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 随时间的变化趋势不一致, 增加了误差, 所以再次表明选择稳定云层进行分析才能保证结果的可靠性。

由于本文选取的7个实例在观测过程中由于毫米波雷达的波长较短, 使其回波强度的数据受到严重的液态水衰减影响, 从而导致雷达出现低估现象, 所以通过表3给出具体的误差

统计结果来分析低估现象,其中雷达探测回波强度范围是综合 3 个高度探测值之后选择最小和最大值。

表 3 回波强度误差统计结果

Table1 3 the error statistics of reflectivity

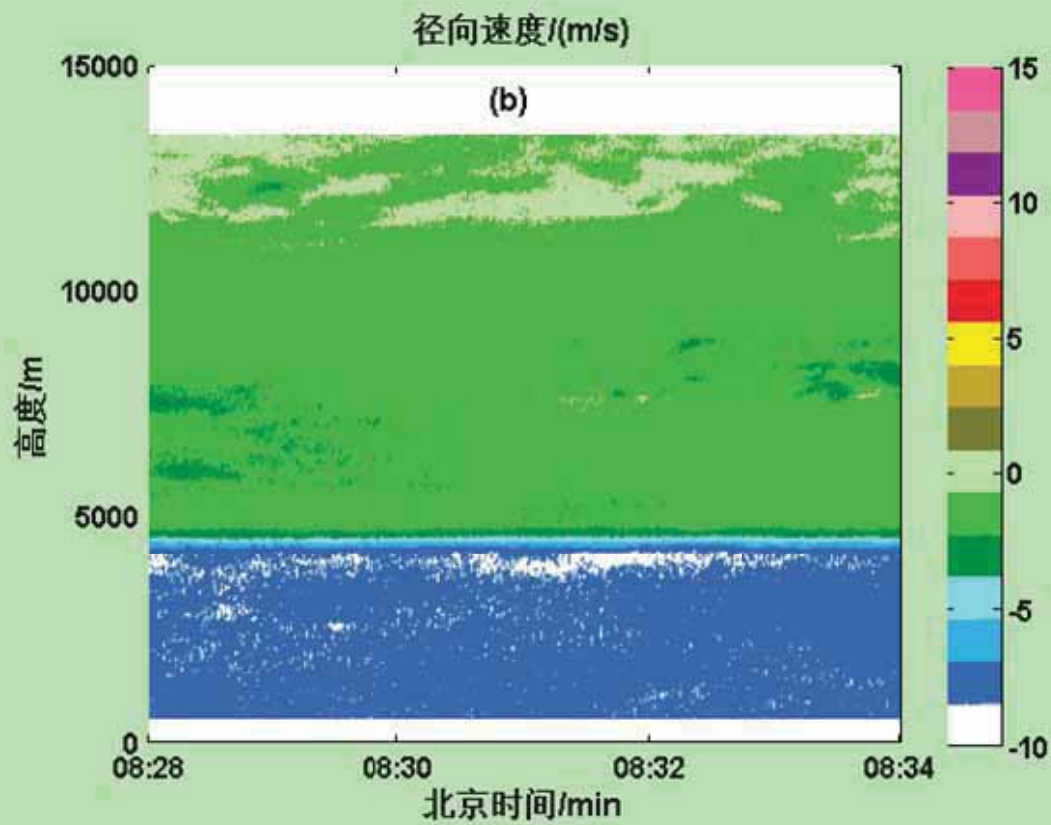
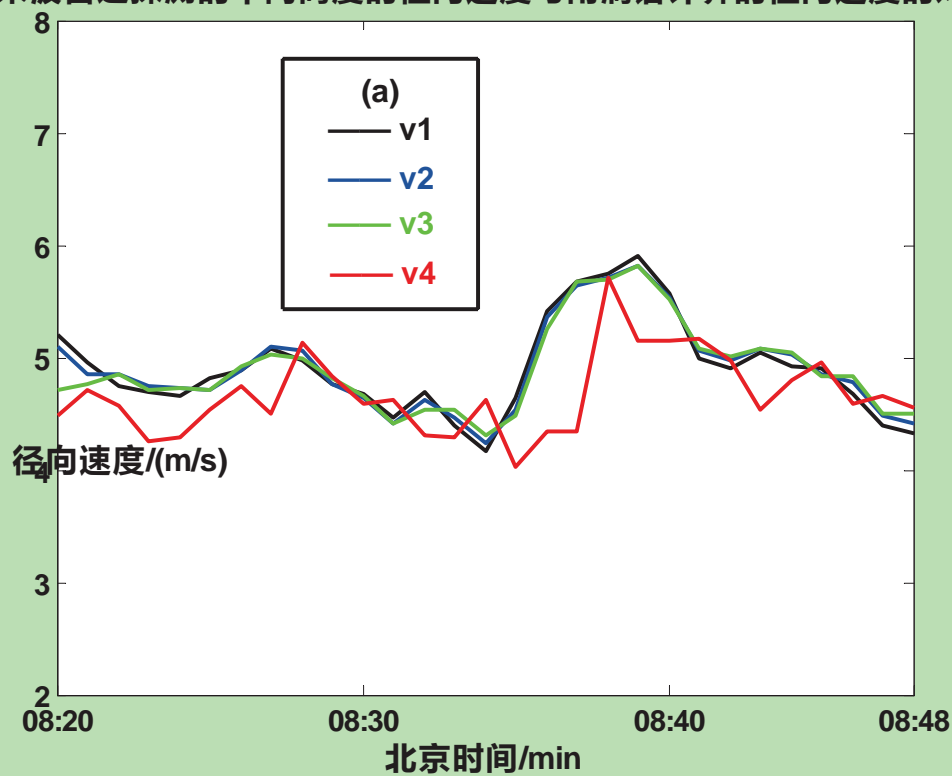
个例	雷达探测值选择的高度 (m)	雨滴谱反演值范围 (dBZ)	雷达探测回波强度范围 (dBZ)	雷达最大可测回波强度 (dBZ)	平均误差 (dBZ)	经过衰减订正后的平均误差 (系统误差) (dBZ)
2013 年 4 月 26 日 09:10BT— 09:26BT	Z1 的高度为 1170m Z2 的高度为 1290m Z3 的高度为 1410m	-16.26—17.38	-1.51—11.78	20	6.85	6.81
2013 年 5 月 8 日 08:20BT— 08:48BT	Z1 的高度为 1290m Z2 的高度为 1380m Z3 的高度为 1500m	15.88—25.52	3.76—15.21	20	12.45	12.11
2013 年 5 月 8 日 13:00BT— 13:12BT	Z1 的高度为 1980m Z2 的高度为 2100m Z3 的高度为 2220m	17.45—32.06	-3.77—18.44	25	15.17	14.39
2013 年 5 月 9 日 17:10BT— 17:27BT	Z1 的高度为 2610m Z2 的高度为 2730m Z3 的高度为 2850m	18.24—31.42	6.68—19.27	25	12.54	11.64
2013 年 5 月 15 日 20:01BT— 20:20BT	Z1 的高度为 1470m Z2 的高度为 1560m Z3 的高度为 1710m	11.16—24.86	1.87—12.83	20	11.52	11.35
2013 年 5 月 16 日 08:54BT— 10:10BT	Z1 的高度为 1980m Z2 的高度为 2070m Z3 的高度为 2130m	22.69—32.27	13.72—19.04	25	11.64	10.86
2013 年 5 月 28 日 20:01BT— 20:15BT	Z1 的高度为 990m Z2 的高度为 1050m Z3 的高度为 1140m	12.56—24.24	5.13—11.01	20	11.71	11.54

从表 3 中得出,回波强度的平均误差为 11.24dBZ,表明回波强度定标需要进一步完善。

3.2 径向速度的对比分析

图 4 给出是典型个例对比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结果图。

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



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

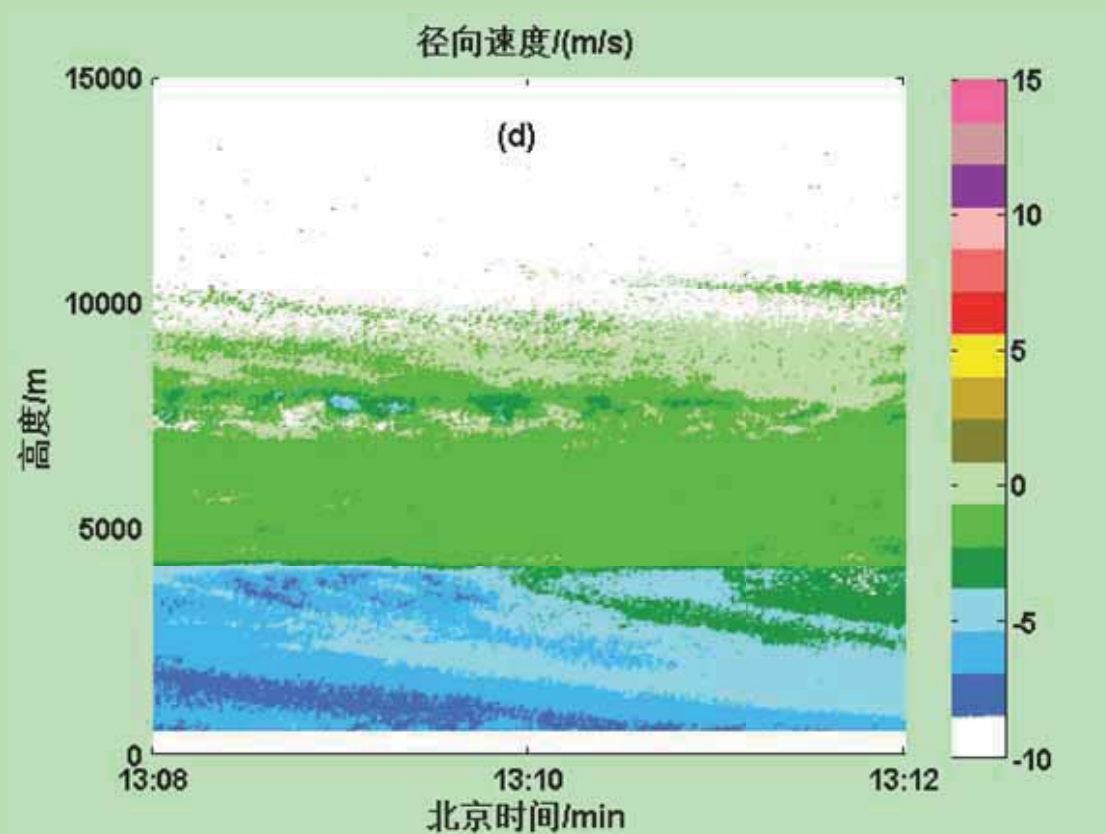
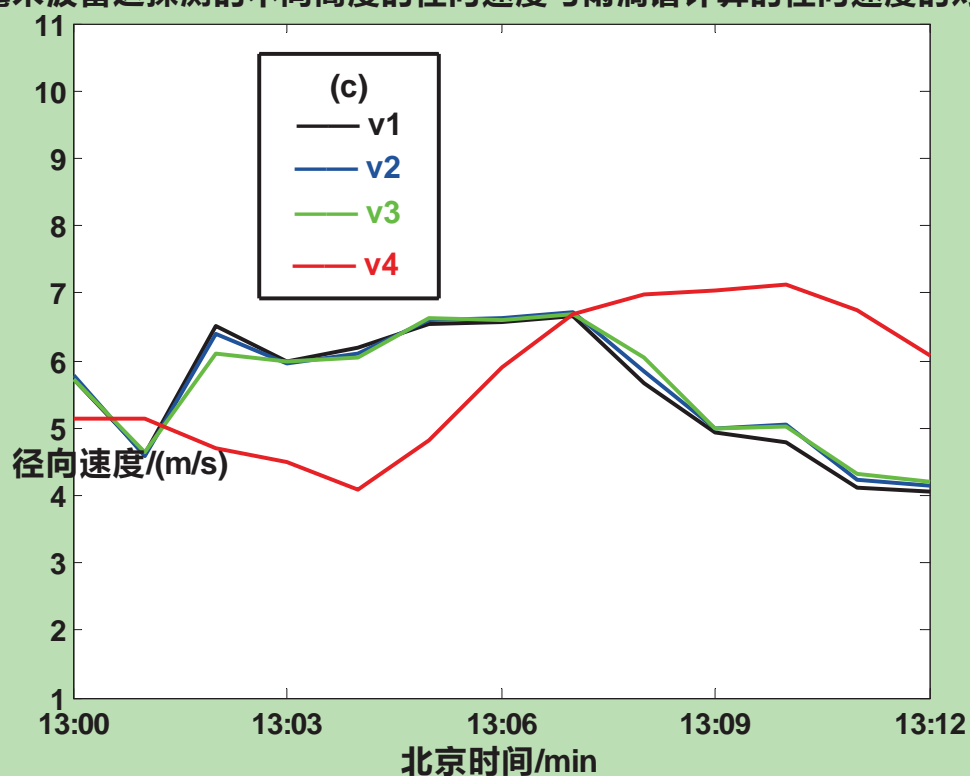


图 4 毫米波雷达探测的不同高度的径向速度与雨滴谱计算的径向速度的对比 (a 和 c), 其中 v1 (黑色)、v2 (蓝色)、v3 (绿色) 为雷达在不同高度的探测值, v4 是雨滴谱仪的反演值 (红色)。雷达径向速度的高度—时间图 (b 和 d)

Fig. 4 Contrast millimeter-wave cloud radar detected velocity at different heights with disdrometer calculated velocity (a and b). v1 (black), v2 (blue), v3 (green) is radar detection value at different heights, v4 is the raindrop spectrometer inversion value(red). The height–time image of velocity for radar

结合图 4 的 a 和 b 可以看出当云层稳定的时候，雷达在云层没有变化的范围内选择 3 个高度进行探测，得到径向速度的数值大小和变化趋势非常一致，可以看出，在这一高度变化范围内，探测目标相似时雷达探测结果接近。同时不同高度上毫米波雷达观测的径向速度值与雨滴谱反演的径向速度值 v4 随时间的变化趋势也大致相同，两者出现极大值的时刻大致相符。从起伏变化的强度来看，不同高度上毫米波雷达观测的径向速度值与雨滴谱反演的径向速度值 v4 有差异。而结合图 4 的 c 和 d 则发现当云层发生变化并且不再稳定的时候，由于高度的差异使得地面雨滴谱仪的探测值还未改变，从而导致不同高度上毫米波雷达观测的径向速度值与雨滴谱反演的径向速度值 v4 随时间的变化趋势不一致，加大了误差，所以证明了回波强度分析中选择稳定云层进行分析的可靠性。

由于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之间的偏差可能是由于空气气流移动的作用，使得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得以验证。所以通过表 4 给出具体的误差统计结果来看差别，其中雷达探测值范围是综合 3 个高度探测值之后选择最小和最大值。

表 4 径向速度的误差统计结果

Table1 4 the error statistics of velocity

个例	雷达探测值选择的高度 (m)	雨滴谱反演值范围 (m/s)	雷达探测值范围 (m/s)	平均误差 (系统误差) (m/s)
2013 年 4 月 26 日 09:10BT—09:26BT	v1 的高度为 1170m v2 的高度为 1290m v3 的高度为 1410m	1.37—4.97	2.4—5.26	0.48
2013 年 5 月 8 日 08:20BT—08:48BT	v1 的高度为 1290m v2 的高度为 1380m v3 的高度为 1500m	4.03—5.71	4.17—5.91	0.33
2013 年 5 月 8 日 13:00BT—13:12BT	v1 的高度为 1980m v2 的高度为 2100m v3 的高度为 2220m	4.03—7.11	4.04—6.72	1.43
2013 年 5 月 9 日 17:10BT—17:27BT	v1 的高度为 2610m v2 的高度为 2730m v3 的高度为 2850m	4.53—7.94	5.46—7.67	0.95
2013 年 5 月 15 日 20:01BT—20:20BT	v1 的高度为 1470m v2 的高度为 1560m v3 的高度为 1710m	4.87—6.64	5.83—7.4	1.22
2013 年 5 月 16 日	v1 的高度为 1980m	5.66—9.33	6.95—8.27	0.98

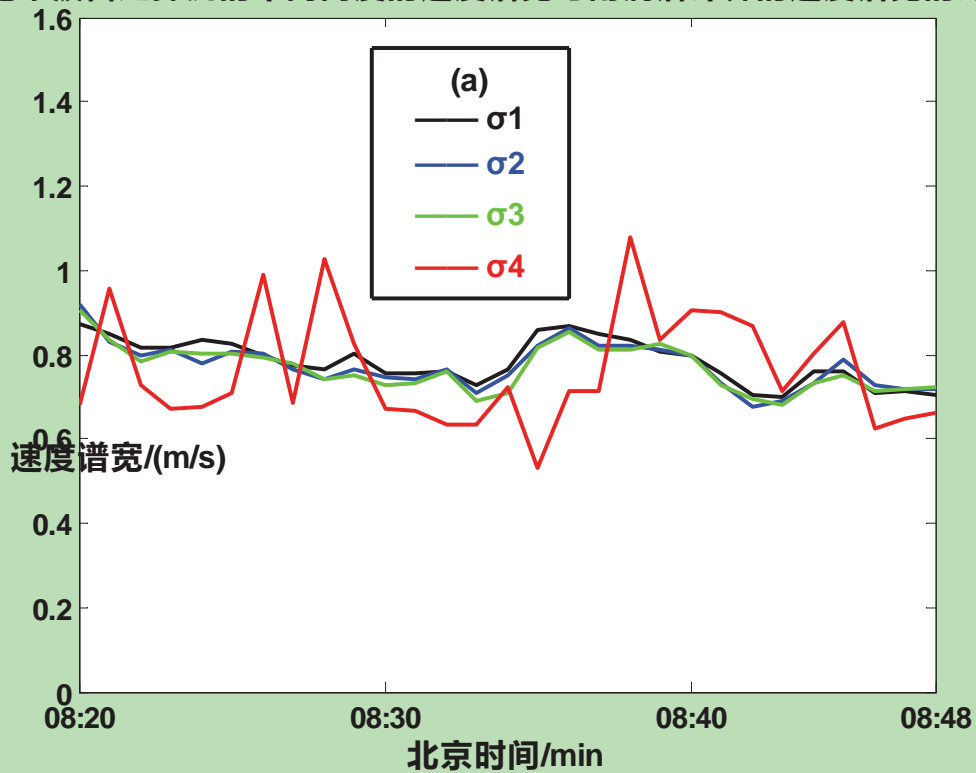
08:54BT—10:10BT	v2 的高度为 2070m v3 的高度为 2130m			
2013 年 5 月 28 日 20:01BT—20:15BT	v1 的高度为 990m v2 的高度为 1050m v3 的高度为 1140m	4.63—6.91	5.05—8	0.81

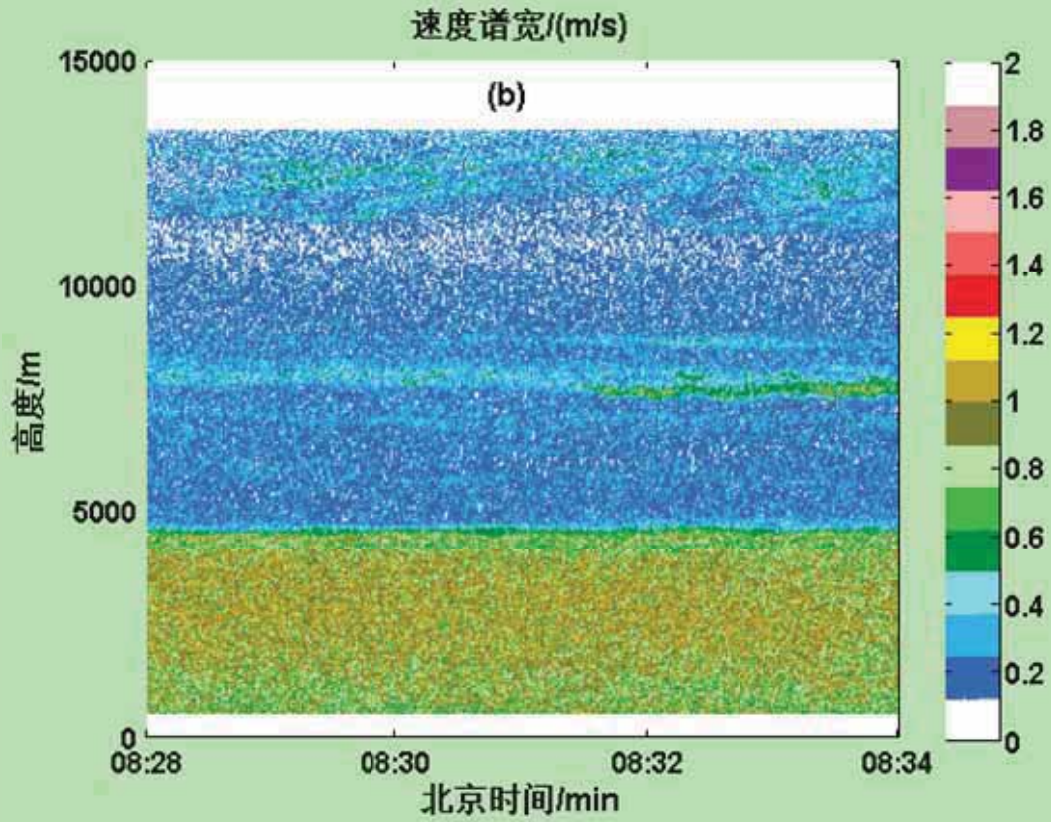
从表 4 中看出，径向速度的平均误差为 0.89m/s，误差较小，两者的探测结果具有较好的一致性，然而此误差中包含空气上升速度的影响，需要下面对于归一化的功率分析中确定的空气上升速度后，进行得到排除空气上升速度后的误差结果。

3.3 速度谱宽的对比分析

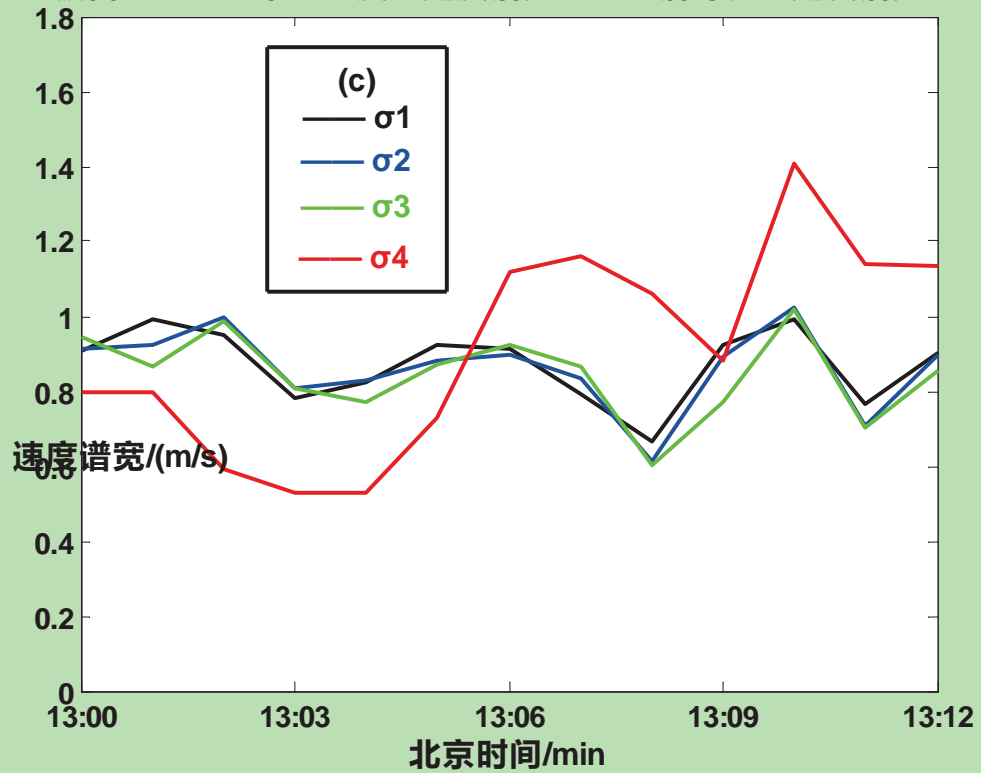
图 5 给出是典型个例对比雨滴谱反演的速度谱宽与毫米波雷达基数据的速度谱宽的结果图。

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





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



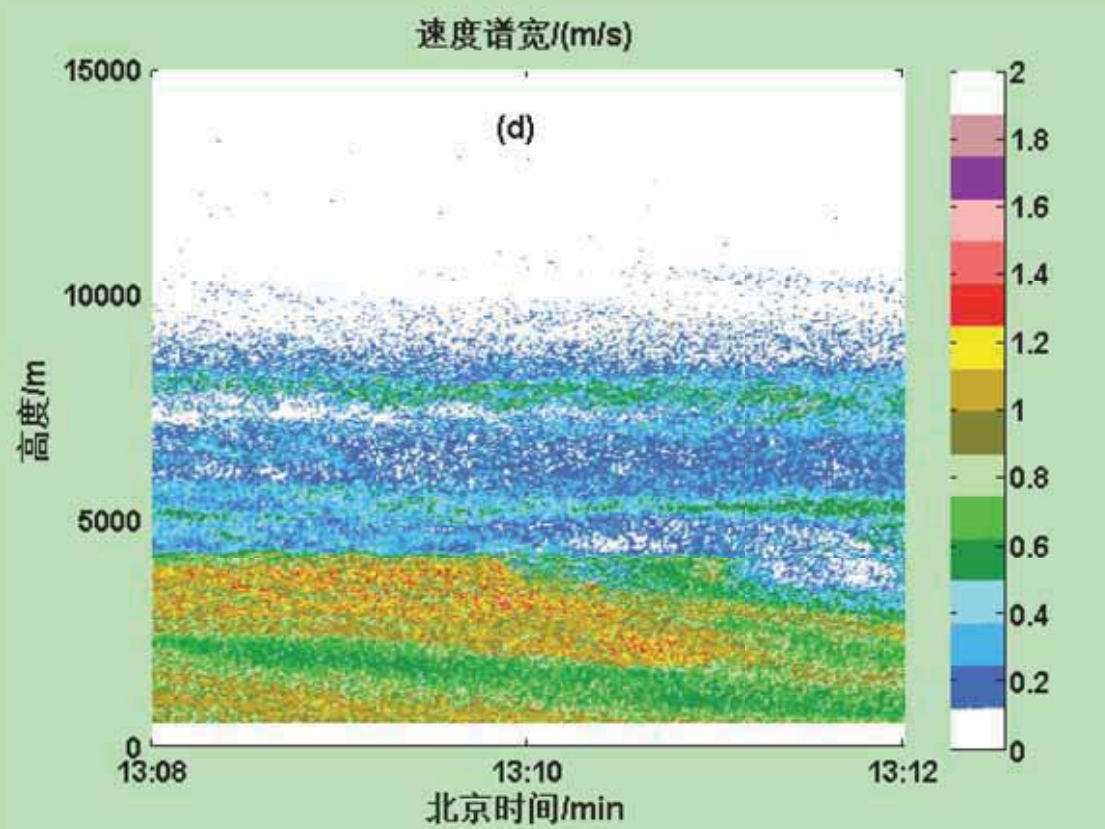


图 5 毫米波雷达探测的不同高度的速度谱宽与雨滴谱计算的速度谱宽的对比 (a 和 c), 其中 $\sigma 1$ (黑色)、 $\sigma 2$ (蓝色)、 $\sigma 3$ (绿色) 为雷达在不同高度的探测值, $\sigma 4$ 是雨滴谱仪的反演值 (红色)。雷达速度谱宽的高度—时间图 (b 和 d)

Fig. 5 Contrast millimeter-wave cloud radar detected spectral width at different heights with disdrometer calculated spectral width (a and b). $\sigma 1$ (black), $\sigma 2$ (blue), $\sigma 3$ (green) is radar detection value at different heights, $\sigma 4$ is the raindrop spectrometer inversion value (red). The height-time image of spectral width for radar

结合图 5 的 a 和 b 可以看出当云层稳定的时候, 雷达在云层没有变化的范围内选择 3 个高度进行探测, 得到速度谱宽的数值大小和变化趋势非常一致, 可以看出, 在这一高度变化范围内, 探测目标相似时雷达探测结果接近。同时不同高度上毫米波雷达观测的速度谱宽值与雨滴谱反演的速度谱宽值 $\sigma 4$ 随时间的变化趋势也大致相同, 两者出现极大值的时刻大致相符。但从起伏变化的强度来看, 不同高度上毫米波雷达观测的谱宽均与 $\sigma 4$ 较为一致。而结合图 5 的 c 和 d 则发现当云层发生变化并且不再稳定的时候, 由于高度的差异使得地面雨滴谱仪的探测值还未改变, 从而导致不同高度上毫米波雷达观测的速度谱宽值与雨滴谱反演的速度谱宽值 $\sigma 4$ 随时间的变化趋势不一致, 加大了误差, 所以再次证明了回波强度分析中选择稳定云层进行分析的可靠性。

通过表 5 给出具体的误差统计结果来看差别, 其中雷达探测值范围是综合 3 个高度探测值之后选择最小和最大值。

表 5 速度谱宽的误差统计结果

Table 1 5 the error statistics of spectral width

个例	雷达探测值选择的高度 (m)	雨滴谱反演值范围 (m/s)	雷达探测值范围 (m/s)	平均误差 (系统误差) (m/s)
2013 年 4 月 26 日 09:10BT—09:26BT	$\sigma 1$ 的高度为 1170m $\sigma 2$ 的高度为 1290m $\sigma 3$ 的高度为 1410m	0.19—0.77	0.44—0.77	0.13
2013 年 5 月 8 日 08:20BT—08:48BT	$\sigma 1$ 的高度为 1290m $\sigma 2$ 的高度为 1380m $\sigma 3$ 的高度为 1500m	0.53—1.08	0.68—0.92	0.12
2013 年 5 月 8 日 13:00BT—13:12BT	$\sigma 1$ 的高度为 1980m $\sigma 2$ 的高度为 2100m $\sigma 3$ 的高度为 2220m	0.53—1.41	0.61—1.02	0.26
2013 年 5 月 9 日 17:10BT—17:27BT	$\sigma 1$ 的高度为 2610m $\sigma 2$ 的高度为 2730m $\sigma 3$ 的高度为 2850m	0.65—1.27	0.78—0.98	0.14
2013 年 5 月 15 日 20:01BT—20:20BT	$\sigma 1$ 的高度为 1470m $\sigma 2$ 的高度为 1560m $\sigma 3$ 的高度为 1710m	0.57—1.06	0.71—0.93	0.13
2013 年 5 月 16 日 08:54BT—10:10BT	$\sigma 1$ 的高度为 1980m $\sigma 2$ 的高度为 2070m $\sigma 3$ 的高度为 2130m	0.28—1.23	0.78—0.95	0.13
2013 年 5 月 28 日 20:01BT—20:15BT	$\sigma 1$ 的高度为 990m $\sigma 2$ 的高度为 1050m $\sigma 3$ 的高度为 1140m	0.46—1.01	0.76—0.96	0.15

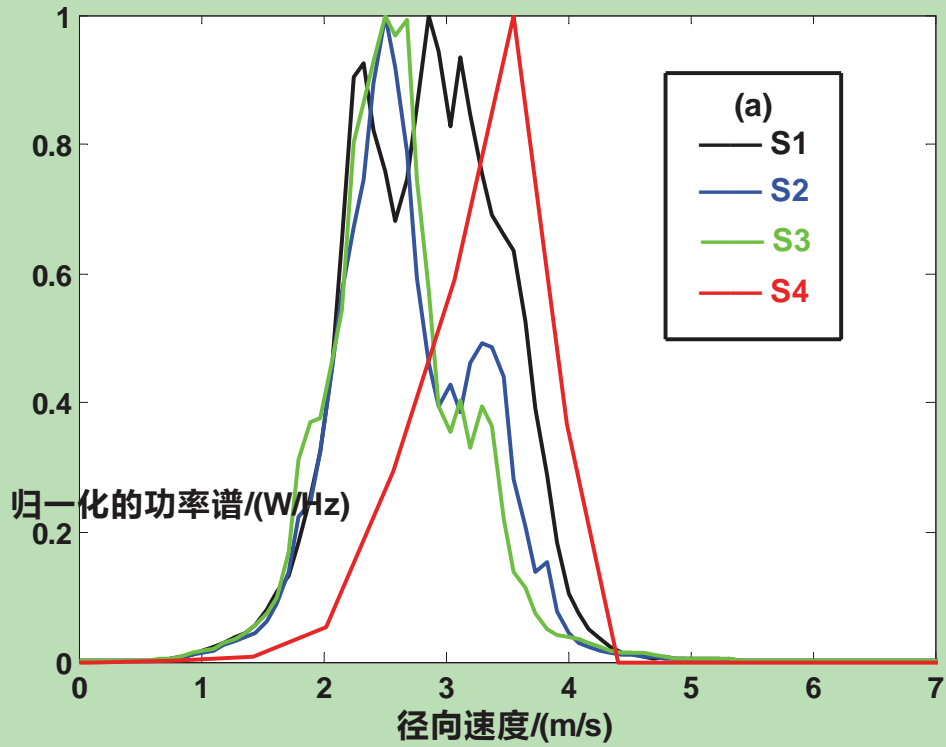
从表 5 中可以看出，速度谱宽的平均误差为 0.15m/s，平均误差很小，所以在速度谱宽探测方面，毫米波雷达的探测结果是具有一定的可靠性的。

在归一化的功率谱密度的对比分析中，由于其探测数据的缺失，在 7 个实例中只有实例 1 的 09:18、实例 4 的 17:18、实例 6 的 08:55 和实例 7 的 20:02 的探测结果，其中实例 1 和实例 6 有受空气上升速度的影响，实例 4 和实例 7 没有受空气上升速度的影响，所以首先从 2 个有受空气上升速度影响的实例中选择一个典型实例，即个例 1，然后从 2 个没有受空气上升速度影响的实例中也选择一个典型实例，即个例 7，最后把个例 1 和个例 7 作为代表进行对比分析，下面就开始分别介绍这 2 个实例在归一化的功率谱方面的对比分析结果，其中对比图的速度格距是 1 秒，时间格距为 1 分钟。

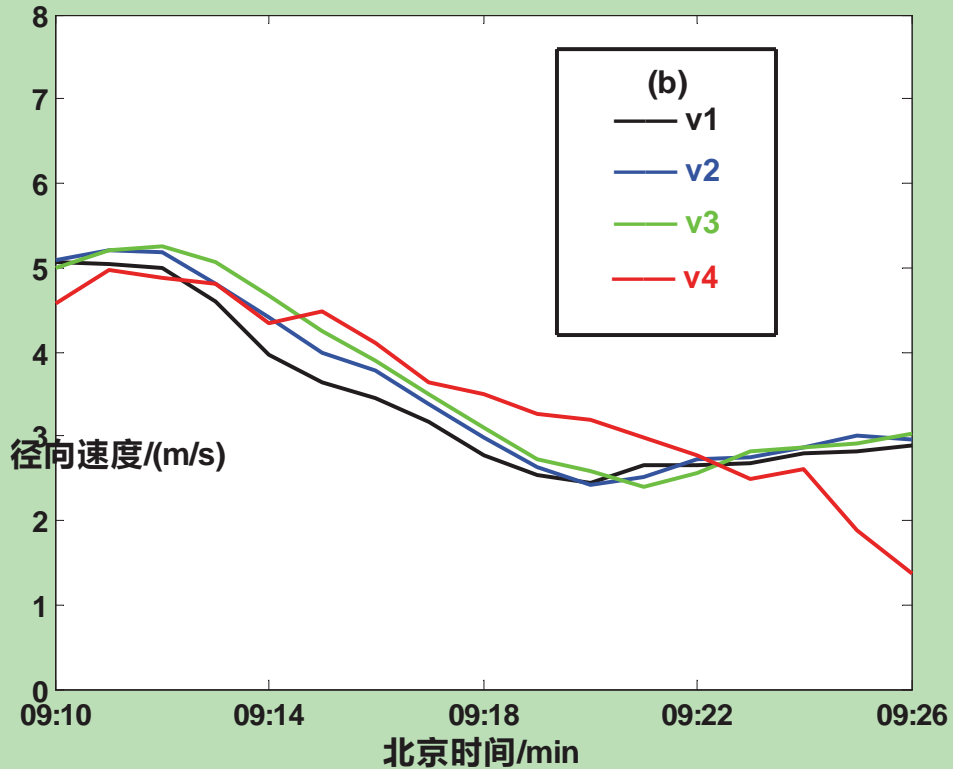
3.4 归一化的功率谱的对比分析

图 6 给出是所有个例对比雨滴滴谱反演的归一化的功率谱与毫米波雷达功率谱数据的结果图。

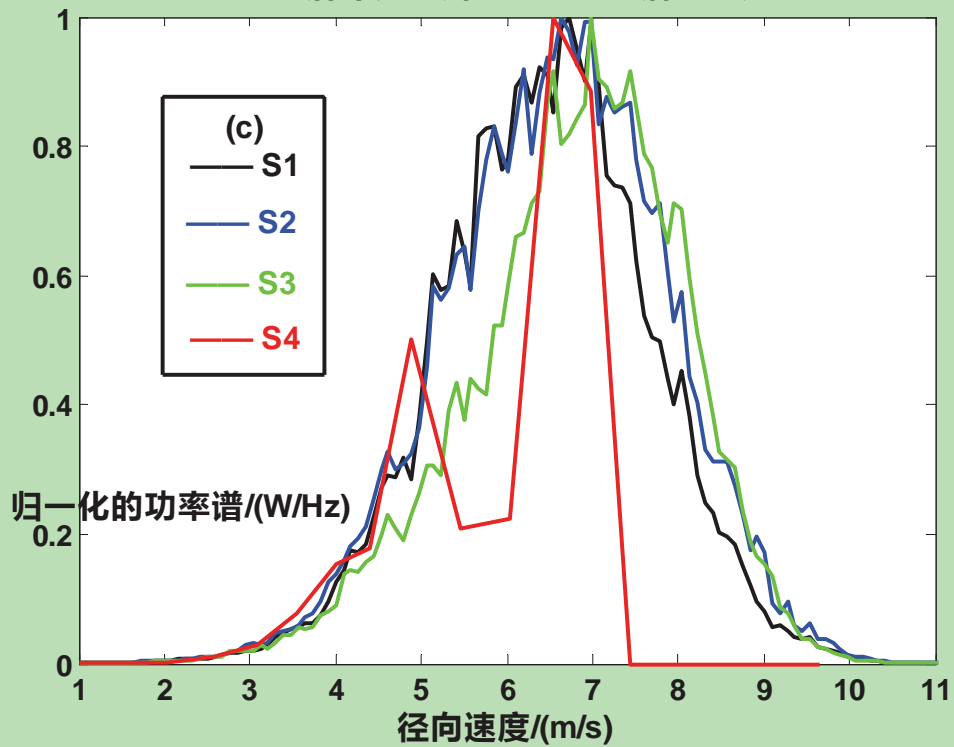
毫米波雷达探测的不同高度的归一化的功率谱与
雨滴谱计算的归一化的功率谱的对比



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



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



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

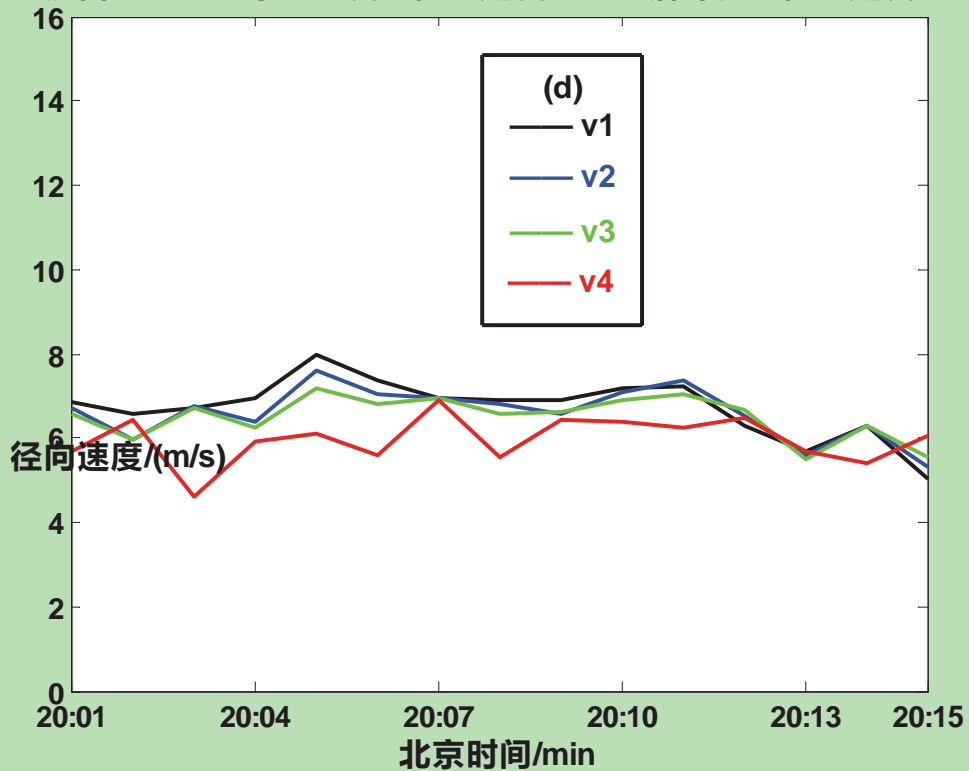


图6 毫米波雷达探测的不同高度的归一化的功率谱与雨滴谱计算的归一化的功率谱的对比 (a 和 c), 其中 S1 (黑色)、S2 (蓝色)、S3 (绿色) 为雷达在不同高度的探测值, S4 是雨滴谱仪的反演值 (红色)。雷达归一化的功率谱的高度-时间图 (b 和 d)

图 6 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 (a 和 c), 其中 S1 (黑色)、S2 (蓝色)、S3 (绿色) 为雷达在不同高度的探测值, S4 是雨滴谱仪的反演值 (红色)。相应于 a 和 c 时刻所在的个例中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 (b 和 d), 其中 v1 (黑色)、v2 (蓝色)、v3 (绿色) 为雷达在不同高度的探测值, v4 是雨滴谱仪的反演值 (红色)

Fig. 6 Contrast millimeter-wave cloud radar detected Doppler spectral density data at different heights with disdrometer calculated Doppler spectral density data (a and b). S1 (black), S2 (blue), S3 (green) is radar detection value at different heights, S4 is the raindrop spectrometer inversion value(red). contrast millimeter-wave cloud radar detected velocity at different heights with disdrometer calculated velocity corresponding to the case contain the a and c moment (a and b). v1 (black), v2 (blue), v3 (green) is radar detection value at different heights, v4 is the raindrop spectrometer inversion value(red)

当结合图 6 的 a 和 c 可以看出雷达在云层没有变化的范围内选择 3 个高度进行探测, 得到归一化的功率谱值有变化, 这是由于不同高度下的空气上升速度会改变, 从而导致了雷达在不同高度下探测曲线值之间的差异, 然而其数值大小和变化趋势却非常一致, 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 S4 随时间的变化趋势和起伏变化的强度也较为一致。当结合图 6 的 a 和 b 中看出 a 中雷达探测值有 0.6m/s 的位移, 此时的空气上升速度为正, 使雷达探测的归一化的功率谱值向小速度区域偏移, 同时在图 6b 中找到 a 时刻处也得出空气上升速度减小了雷达探测的速度值, 并且雨滴谱反演值与雷达探测值的差别也约为 0.6m/s。当结合图 6 的 c 和 d 则发现没有空气上升速度, 在图 6d 中找到 c 时刻处雨滴谱反演值与雷达探测值的差别很小。接下来通过表 6 给出具体的误差统计结果来分析差别。

表 6 归一化的功率谱的误差统计结果

Table1 6 the error statistics of Doppler spectral density data

个例	雷达探测值选择的高度 (m)	平均误差 (W/Hz)	去除空气上升速度后的平均误差 (系统误差) (W/Hz)
2013 年 4 月 26 日 09:18BT	S1 的高度为 1170m S2 的高度为 1290m S3 的高度为 1410m	0.08	0.03
2013 年 5 月 9 日 17:18BT	S1 的高度为 2610m S2 的高度为 2730m S3 的高度为 2850m	0.07	0.07
2013 年 5 月 16 日 08:55BT	S1 的高度为 1980m S2 的高度为 2070m S3 的高度为 2130m	0.26	0.05

2013年5月28日 20:02BT	S1 的高度为 990m S2 的高度为 1050m S3 的高度为 1140m	0.12	0.12
-----------------------	--	------	------

从表 6 中可以看出，空气上升速度导致的平均误差为 0.13W/Hz，去除空气上升速度后的平均误差为 0.07W/Hz，对于径向速度来说，从归一化的功率谱数据中得了的空气上升速度为 0.6—1.2m/s，未排除空气上升速度前的误差为 0.89m/s，除空气上升速度后的平均误差为 0.29m/s。这就表明由于空气本身的移动方向会影响高空中雨滴的下落速度，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是具有一定的可靠性的。

4 结论

本文提出了利用雨滴谱数据检验毫米波雷达观测强度和速度数据的方法，并对 2013 年数据进行了系统分析。在研究了雷达在一定有效高度上的观测量和地面雨滴谱计算量的联系和差别基础上，建立了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的方法。首先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。由于雨滴谱反演的雷达观测量都是近地面标准值的垂直分量，没有水平分量的信息，没有衰减对回波强度的影响，也没有空气上升速度、空气湍流对径向速度、速度谱宽和功率谱密度的影响，所以可以作为标准值来检验雷达采用垂直向上观测的扫描方式获取在一定有效观测高度处弱降水数据的垂直分量信息的可靠性，然后分析毫米波雷达观测量误差的来源，确定数据的质量。通过计算不同的参量、考虑多个方面来进行分析，得出如下的结论：

1) 通过回波强度对比，两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，特别是在降水边缘误差更大，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，其平均误差为 11.24dBZ，表明回波强度定标需要进一步改进。

2) 通过径向速度对比，两种仪器得到的数据随时间变化趋势大致相同，由于雷达探测的速度数据会受到空气上升速度和空气湍流的影响，所以由空气上升速度导致的平均误差为 0.89m/s，去除空气上升速度后的平均误差为 0.29m/s。

3) 通过速度谱宽对比，两种仪器得到的数据具有很好的一致性，其平均误差为 0.15m/s。

4) 通过归一化的功率谱对比，两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，由于两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。由空气上升速度导致的平均误差为 0.13W/Hz，去除空气上升速度后的平均误差为 0.07W/Hz。

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,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] 王晓默,薛峰,章磊. 2007. 自动气象站与人工观测的数据对比分析[J]. 气象科学, 35(4): 602-606
- [2] 李建通,郭林,杨洪平. 2005. 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, 29(6): 1010-1020
- [3] 刘黎平,仲凌志,江源,等. 2009. 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, 37(5):567-572
- [4] 仲凌志,刘黎平,陈林,等. 2010. 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, 68(5):705-716
- [5] 严卫,任建奇,陆文,等. 2011. 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, 30(1): 68-73
- [6] 仲凌志,刘黎平,葛润生. 2009. 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, 24(4): 383-391
- [7] 刘黎平,谢蕾,崔哲虎,等. 2013. 毫米波云雷达功率谱密度数据的检验和在弱降水滴谱反演中的应用研究[J]. 大气科学, 38(2): 223-236
- [8] Rogers R R, Baumgardner D, Ethier S A, et al. 1993. Comparison of raindrop size distributions measured by radar wind profiler and by airplane [J]. J. Appl. Meteor, 32: 694-699
- [9] 濮江平,张伟,姜爱军,等. 2010. 利用激光降水粒子谱仪研究雨滴谱分布特性[J]. 气象科学, 30(5): 701-707
- [10] 张昊,李靖. 2012. 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, 2: 16-19
- [11] 李曦,周筠珺,刘黎平,等. 2013. 毫米波云雷达反演层云微物理参数的个例试验[J]. 成都信息工程学院学报, 28(3): 274-283
- [12] 仲凌志,刘黎平,葛润生. 2011. 毫米波测云雷达的系统定标和探测能力研究[J]. 气象学报, 4: 352-362
- [13] 濮江平,赵国强,蔡定军,等. 2007. 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, 30(2):3-5
- [14] 何雪松,王瑞田,濮江平. 2009. 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, 214-216

[15] Barber P, Yeh C. 1975. Scattering of electromagnetic wave by arbitrarily shaped dielectric bodies [J].Applied. Opt., 14: 2864-2872

[16] 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 2001. 雷达气象学[M]. 北京: 气象出版社, 174pp

Inspection of the reflectivity and velocity observation with the cloud radar by disdrometer

Xie Lei¹⁾²⁾ Liu Liping²⁾ CUI Zhehu²⁾

¹⁾(Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225)

²⁾ State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences,
Beijing 100081)

Abstract

In this paper, the quantitative comparative study of the cloud radar which belongs to State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences used to measure the weak precipitation system has not been carried out, so the radar observation data Sanshui in Guangdong in 2013 are analyzed to determine the radar reliability and error.

The cloud radar is an important tool to detect three-dimensional structure and microphysical parameters in clouds and weak precipitation system, it can get the horizontal and vertical structure of high spatial and temporal resolution. The cloud radar scans the data in a certain height by using the vertical upward method, this scanning method displays only in the characteristics of the vertical component, which avoids the influence of a horizontal component. However, the cloud radar has shorter wavelength, the reflectivity is severely affected by liquid water attenuation. What's more, the radar can not exclude the impact of air rising velocity and air turbulence, the velocity data will be affected by rising air and air turbulence. So there are many factors causing the error in the radar data, it is significant to verify the data reliability of the cloud radar.

In recent years, many studies about the raindrop spectrum inversion characteristics show that it can measure the particle diameter and raindrop size distribution of the probe target objectively, and have a certain reference value in the study of the microscopic parameters of raindrops. Therefore, similarities and differences are based on the cloud radar observation data in a certain height and disdrometer calculation data on the ground, and they have been researched on the basis of previous studies, the reflectivity, velocity, spectral width Doppler spectral density data and the attenuation coefficient, and finally revise the data of reflectivity by using the attenuation coefficient. Because the disdrometer calculation data are vertical component of the standard values on the ground, they do not include the horizontal component of the information, and the attenuation which impacts the reflectivity, and they also do not include the air rising velocity and air turbulence which impact the velocity, spectral width and Doppler spectral density data, so it could be the standard value to test the reliability of the radar measuring the weak precipitation system about the vertical component information in a certain height by using the vertical upward

method, and the source of the radar observations errors can be analyzed, the quality of the data can be determined.

The results showed that trends of the reflectivity changed are the same over time through the data measured by the two approaches, but the ranges of two group of data has not been evaluated, especially the error on the edge of the rainfall is bigger, the average error is 11.24 dBZ, the reflectivity calibration needs further improvement. The radial velocity values which are affected by the air rise vary notable difference, but both radial velocity change roughly similar trend over time, the average error caused by the air rise is 0.89m/s, the average error removed the air rise is 0.29m/s; The spectral width by cloud radar and disdrometer were corresponded well, the average error is 0.15m/s; Both the two curves of Doppler spectral density data change in almost the same way with the speed, the air rising causes curves offsetting, when the speed is contrasted with the air rising, the result is consistent. the average error caused by the air rise is 0.13W/Hz, the average error is 0.07W/Hz by removed the air rise.

目前,中国气象局气象科学研究院灾害天气国家重点实验室的毫米波雷达未对其观测的弱降水数据进行定量的对比研究,因此通过分析2013年在广东三水使用毫米波雷达观测的数据,确定该雷达的可靠性和误差。

毫米波雷达是探测云和弱降水三维结构和微物理参数非常重要的手段,能得到高时空分辨率的水平和垂直结构。毫米波雷达是采用垂直向上观测的扫描方式获取一定高度以上的数据,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,但是由于毫米波雷达的波长较短,其回波强度的数据易受到严重的液态水衰减影响,加之雷达没有排除空气上升速度和空气湍流影响的能力,雷达探测的速度数据会受到空气上升速度和空气湍流的影响。所以影响毫米波雷达探测数据产生误差的因素很多,因此验证毫米波雷达观测数据的可靠性具有重要的意义。

随着近几年雨滴谱反演特性的研究,表明其能够客观的测出探测目标的粒子直径和雨滴谱分布,在研究雨滴微观参数方面具有一定的参考价值,所以本论文在前人研究基础上,研究了雷达在一定有效高度上的观测量和地面雨滴谱计算量的联系和差别,建立了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的方法,然后分析毫米波雷达观测量误差的来源,确定其数据的质量。首先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。由于雨滴谱反演的雷达观测量都是近地面标准值的垂直分量,没有水平分量的信息,没有衰减对回波强度的影响,也没有空气上升速度、空气湍流对径向速度、速度谱宽和功率谱密度的影响,所以可以作为标准值来检验雷达采用垂直向上观测的扫描方式获取在一定有效观测高度处弱降水数据的垂直分量信息的可靠性。

结果表明:两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,特别是在降水边缘误差更大,平均误差为 11.24dBZ,表明回波强度定标需要进一步完善;径向速度由于空气的上升速度影响使得两者的数值有一定的差异,但是变化趋势却十分接近,由于空气上升速度导致的平均误差为 0.89m/s,去除空气上升速度后的平均误差为 0.29m/s;速度谱宽两者的结果是演变趋势和变化范围都非常接近,速度谱宽的平均误差为 0.15m/s;两者的归一化的功率谱密度数据曲线随速度的变化趋势相似,功率谱密度函数整体位移表明有空气上升速度,这个速度与径向速度对比存在空气上升速度的结果一致,由于空气上升速度导致的平均误差为 0.13W/Hz,去除空气上升速度后的平均误差为 0.07W/Hz。

Key words: rain droplet size spectrum, reflectivity, velocity, spectral width, Doppler spectral density data