

张扬,刘黎平,何建新,等.雨滴谱仪网数据在雷达定量降水估测中的应用[J].暴雨灾害,2016,35(2):173-181

ZHANG Yang, LIU Liping, HE Jianxin, et al. Application of raindrop size distribution data from a disdrometer network to quantitative precipitation estimation [J]. *Torrential Rain and Disasters*, 2016, 35(2): 173-181

## 雨滴谱仪网数据在雷达定量降水估测中的应用

张扬<sup>1,2</sup>, 刘黎平<sup>2</sup>, 何建新<sup>1</sup>, 文浩<sup>1,2</sup>

(1. 成都信息工程大学, 成都 610225; 2. 中国气象科学研究院, 北京 100081)

**摘要:**为了探讨利用雨滴谱数据验证雷达观测的回波强度的偏差和实时拟合反射率因子( $Z$ )与降水强度( $R$ )的关系(即 $Z-R$ 关系)进行定量降水估测的可能性,以发生在江苏南部的三次大范围降水过程为例,首先分析雨滴谱数据、雷达数据和雨量计数据的一致性,然后利用雨滴谱仪网法和传统方法分别进行降水估测,并对比两种方法的降水估测效果。结果表明:雷达和雨滴谱仪观测的回波强度具有较好的一致性;采用雨量计数据和雨滴谱计算的平均降水强度存在一定差异,但其变化趋势基本一致。相对于层状云降水,两种方法对对流云降水估测的误差更大,对层状云降水的估测,雨滴谱仪网法略优于传统方法,但对对流云降水的估测,雨滴谱仪网法更具优势。总体上,雨滴谱仪网法估测的降水,其偏差和相对误差更小,估测值总量与雨量计观测雨量更接近,估测降水的效果更好。

**关键词:**  $Z-R$ 关系; 定量降水估测; 雨滴谱仪网法; 一致性

中图分类号: P414.9 文献标志码: A doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2016.02.010

## Application of raindrop size distribution data from a disdrometer network to quantitative precipitation estimation

ZHANG Yang<sup>1,2</sup>, LIU Liping<sup>2</sup>, HE Jianxin<sup>1</sup>, WEN Hao<sup>1,2</sup>

(1. *Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225*; 2. *Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing 100081*)

**Abstract:** The objective of this study is to investigate the possibility of using drop size distribution data to assess the bias of radar echo intensity and to estimate precipitation quantitatively by fitting  $Z-R$  relationship in real time. Taking three precipitation processes occurred in the south of Jiangsu Province as examples, we have analyzed the consistency among the raindrop size distribution data, radar data and the rain gauge data, and then estimated precipitation by using disdrometer network method and traditional method, respectively, with comparing the precipitation estimation's accuracy of the two methods. The results show that the echo intensity observed by radar and disdrometers have a good consistency. While the averaged rainfall intensities calculated by rain gauge data and disdrometers data have some differences in magnitude, their trends showed a general consistency. Error of the two methods is bigger for convective than for the stratiform precipitation estimates. The disdrometer network method has a clear advantage with respect to the traditional method when the convective precipitation is estimated. But when the stratiform precipitation is estimated, the disdrometer network method is slightly better than the traditional method, whose bias and relative error are smaller and the estimated precipitation total is closer to rain gauge observation. From overall evaluation results, the skill of precipitation estimation by using disdrometer network method is better than the traditional method.

**Key words:**  $Z-R$  relationship; QPE; disdrometer network method; consistency

### 引言

定量降水估测(Quantitative Precipitation Estimation, QPE)是天气雷达的主要功能之一。目前,最常用

的雷达定量估测降水方法是 $Z-R$ 关系法,即应用雷达探测的反射率因子( $Z$ ),根据事先得到的 $Z-R$ 关系推算出降水强度( $R$ ),再经过一段时间的积累得到降雨量( $Q$ )。然而, $Z-R$ 关系因受地形、季节、降水类型影响<sup>[1-3]</sup>

收稿日期: 2015-11-05; 定稿日期: 2016-03-14

资助项目: 国家科技支撑计划项目(2012BAC22B00); 国家自然科学基金项目(91337103)

第一作者: 张扬, 主要从事雷达气象学研究。E-mail: skyea@qq.com

而变化。例如,层状云降雨、地形云降雨、雷暴降雨等不同降水类型的 $Z-R$ 关系均不相同<sup>[4-5]</sup>;春秋季节层状云降水天气过程中冷锋和南方气旋等天气系统的 $Z-R$ 关系也存在较大差异<sup>[6]</sup>;台风降水的 $Z-R$ 关系与其他降水存在很大不同<sup>[7]</sup>。即使同一降水过程中, $Z-R$ 关系也有变化<sup>[8]</sup>。为了解决其中的误差问题,很多人借助雨量计数据实时动态拟合 $Z-R$ 关系来降低降水估测误差。汪瑛等<sup>[9]</sup>结合广州、汕头、梅州、韶关、阳江5部多普勒天气雷达的3 km CAPPI (constant altitude plan position indicating) 雷达拼图资料,探讨固定 $Z-R$ 关系法、动态 $Z-R$ 关系法、分型 $Z-R$ 关系法和动态分型 $Z-R$ 关系法应用于降水估测的效果,发现动态法优于固定法,动态分型法误差最小。冀春晓等<sup>[10]</sup>提出了改进的最优窗概率配对法,并使用该方法估测“海棠”和“麦莎”两个台风降水,结果表明,估测的台风小时降水与实况基本接近,相对于传统的概率配对法,其主要优势在于可动态获取一系列 $Z-R$ 关系,然后进行降水估测。雷达定量降水估测算法在浙江省杭州市的业务应用效果表明,不同天气过程降水类型各异,相比固定 $Z-R$ 关系,实时拟合的动态 $Z-R$ 关系可较好地反映降水的时间演变特征<sup>[11]</sup>。

然而,传统的动态 $Z-R$ 关系法(下称传统方法)依靠雨量计雨量数据和雷达回波强度数据拟合 $Z-R$ 关系,由于两者在探测目标物时存在较大时空差异,同时雷达观测的回波强度也有误差,这样计算得到的 $Z-R$ 关系难免存在较大误差。相对而言,激光雨滴谱仪能在探测雨滴谱基础上直接计算雨强和反射率因子,因其探测目标一致且不存在信号衰减,在计算

$Z-R$ 关系上更具优势。目前,在统计不同降水类型的 $Z-R$ 关系时,多利用单个或少量雨滴谱仪数据。如冯雷等<sup>[12]</sup>利用沈阳、哈尔滨和河南的3部雨滴谱仪而晋立军等<sup>[13]</sup>使用汾阳、介休的2部雨滴谱仪测得雨强和反射率因子数据。这些研究用到的雨滴谱仪较少,短时间内数据不足,无法实时进行 $Z-R$ 关系拟合。

2014年6月苏州地区安装13部雨滴谱仪,形成雨滴谱仪监测网,短时间内可获取较多雨滴谱数据,使利用雨滴谱数据验证雷达观测的回波强度的偏差和实时拟合 $Z-R$ 关系进行降水估测成为可能。本文利用苏州地区雨滴谱仪网数据,在分析雨滴谱数据、雷达数据和雨量计数据一致性的基础上,实时拟合 $Z-R$ 关系,进行定量降水估测(以下称该方法为雨滴谱仪网法),同时利用传统方法进行定量降水估测,再以雨量计数据为标准进行评估,根据降水类型对降水过程进行分段,分析两种方法拟合的 $Z-R$ 关系和评估结果,以期找出雨滴谱仪网法进行降水估测的特点和优势。

## 1 数据来源与处理、评估方法

### 1.1 三种数据资料介绍

本文共用到三种数据,即雨滴谱仪数据、雨量计数据和雷达三维组网数据。分别对其介绍如下。

(1) 雨滴谱仪数据。雨滴谱仪数据来源于苏州及其周边地区13部雨滴谱仪(图1a)。上述所有雨滴谱仪均由华创风云公司生产,型号为HSC-PS32。该型雨滴谱仪是一种采用激光遥测技术的降水过程监测记录分析设备,利用消光原理捕捉降落的雨滴。其消光原理是,传感器的激光发射源产生一束波长650 nm的

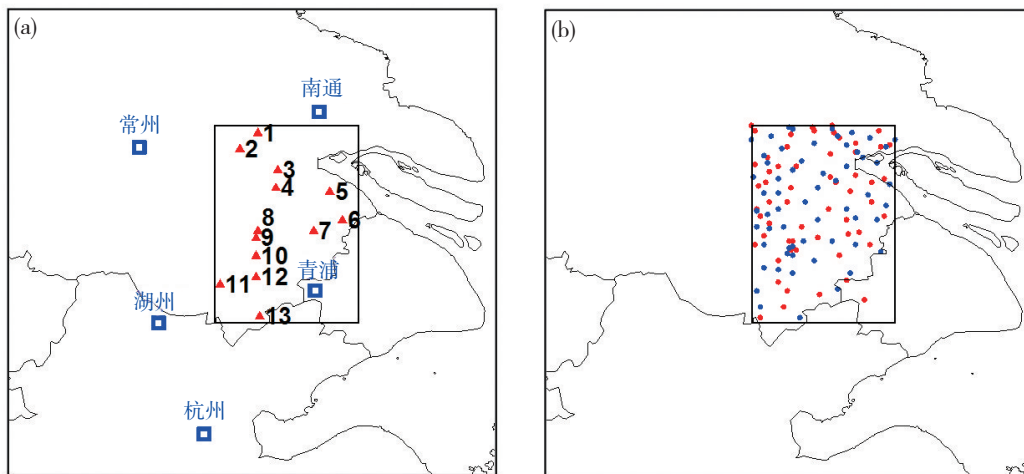


图1 苏州及其周边地区雷达站、雨滴谱仪站(数字为编号)与雨量站地理分布

(a) 雷达站(小方框)与雨滴谱仪站(红色三角形);(b) 雨量站(红点和蓝点,前者为校准组,后者为评估组)

Fig.1 Geographical distribution of radar stations, distrometer stations (serial number) and precipitation stations in Suzhou and its surrounding areas.

(a) Radar station (small boxes) and distrometer station (red triangles). (b) Precipitation station (red and blue dots, the calibration groups and the assessment group are denoted by red and blue dots, respectively).

水平红色激光,位于激光直线传播路径上的接收器单元将这束水平光转换成电子信号,在测量区域内的任意位置,当空气中的颗粒物降落传过光束时,信号会发生变化,亮度变暗的程度反映空气颗粒物粒径大小;根据信号持续时间推导出下降速度,得到降水粒子在粒径和速度上的分布(即雨滴谱观测资料);在此基础上,还可计算得到降水强度和降水粒子的雷达反射率因子,这也是本研究中将要用于拟合 $Z-R$ 关系的数据,两种数据的时间间隔均为1 min。

(2) 雨量计数据。考虑到本研究主要是比较雨滴谱仪网法与传统方法的降水估测效果,雨量计分布较广,传统方法更适合大范围降水估测,为了尽量保证两种方法试验条件的一致性,只选取雨滴谱仪附近范围内的雨量计,避免距离较远的雨量计数据给评估结果造成负面影响。雨量计数据来自图1b中黑色小方框内的自动站,其中红点为校准组,共57个站点,用于协同雷达数据进行 $Z-R$ 关系拟合,蓝点为评估组,共58个站点,用于评估降水估测产品,其数据时间间隔6 min;黑色方框覆盖范围为 $120.4^{\circ}-121.2^{\circ}\text{E}$ 、 $30.9^{\circ}-32^{\circ}\text{N}$ ,南北距离122.449 km,东西距离75.521 km。

(3) 雷达三维组网数据。单部雷达受探测距离、衰减、静锥区和空间分辨率等因素影响,其数据存在不同程度的误差<sup>[14]</sup>。为了克服单部雷达的这些缺点,本文基于中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室研发的新一代天气雷达三维数字组网系统<sup>[15]</sup>,将常州、南通、湖州、青浦、杭州五个站点(图1a中蓝色小方框)的多普勒天气雷达CINRAD-SA数据组网,得到以经度、纬度和海拔高度为网格的回波强度资料(时间间隔6 min),经、纬度方向上分辨率均为 $0.01^{\circ}\times 0.01^{\circ}$ ,高度分辨率为0.5 km。由于单部雷达扫描区域呈锥形,组网过程中在获取CAPPI时高度越低,覆盖范围越小,如果高度过低则黑色方框区域不能被雷达数据完全覆盖,本文涉及的5部雷达能完全覆盖黑色方框的最低高度为1 km,故本文取1 km高度回波强度的网格数据(以下简称雷达数据)用于后续具体计算。

## 1.2 数据处理与评估方法

考虑到数据匹配,首先对原始数据作预处理,再以此为基础利用雨滴谱仪网法和传统方法计算 $Z-R$ 关系,比较两种方法得到 $Z-R$ 关系的不同及其降水估测效果的差异。其具体处理方法与评估方法如下。

(1) 原始数据预处理。1) 雨滴谱数据预处理,为了保证雨滴谱数据与雷达数据相匹配并考虑雨滴下落时间,利用雨滴谱计算的反射率因子 $Z_p$ 及降水强度 $R_p$ 时,每6 min进行一次数据平均,得到间隔6 min的 $Z_p$ 和 $R_p$ 。2) 雨量计数据预处理,利用每6 min雨量计数

据,将该时刻及其前1 h内雨量数据进行累积即可得到雨量计的1 h雨量( $Q_g$ ),同时也是1 h平均降水强度( $R_g$ )<sup>[16]</sup>,这样得到的间隔6 min数据,对于相同处理得到的这些数据作为1 h平均降水强度时联合雷达回波强度数据计算 $Z-R$ 关系,作为1 h雨量时用于对降水估测的评估。3) 雷达数据预处理,雨滴下落过程中易受水平风场影响,存在不同程度平移,试验中与雨滴谱数据或雨量计数据配合使用时,应用的雷达数据取对应雨滴谱仪站或自动站垂直上方附近9点的平均反射率因子值作为计算值 $Z$ 。这样便可得到间隔同为6 min的雨滴谱数据、雨量计数据和雷达数据。以下计算若无特别说明均以上述预处理后的数据为基础。

(2) 拟合 $Z-R$ 关系的雨滴谱仪网法和传统方法。雨滴谱仪网法与传统方法最大的不同就是拟合 $Z-R$ 关系时,利用的雨强和反射率因子数据是通过雨滴谱数据计算得到,而传统方法利用的数据则来自雷达和雨量计。为了客观对比两种方法应用于降水估测的效果,其他参数和步骤均一致。对其具体介绍如下。

参数 $A$ 的变化范围很大<sup>[17]</sup>,而 $b$ 的变化范围不大<sup>[18-21]</sup>,仅在1~3之间变化<sup>[22]</sup>。本研究的关键是拟合 $Z-R$ 关系,勾亚彬等<sup>[11]</sup>固定 $b=1.6$ 拟合 $A$ 进行降水估测的方法,能很好地对多种不同类型降水进行估测,故本研究中固定 $b=1.6$ ,以30 min为一个时间段进行一次拟合。

拟合 $Z-R$ 关系和计算QPE时,考虑到冰雹的影响,将53 dBz作为转换为降水的反射率因子上限值<sup>[23]</sup>,又考虑到计算的雨量计和雨滴谱仪的最小降水强度,设置转换为降水的反射率因子下限值为7 dBz,在此基础上选取30 min内所有站点的 $Z_p$ 和 $R_p$ (或校准组 $R_g$ 和对应自动站上方的 $Z_g$ )进行一次拟合,得到相应的系数 $A$ 。

反射率因子 $Z$ (单位: $\text{mm}^6\cdot\text{m}^{-3}$ )与降水强度 $R$ (单位: $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ )之间存在如下对应关系:

$$Z=AR^b \quad (1)$$

由式(1),通过反射率因子计算出降水强度。对该式进行转换可得

$$\text{dBz}=b\cdot\text{dBR}+10\lg A \quad (2)$$

$$\text{其中: } \text{dBz}=10\lg Z \quad (3)$$

$$\text{dBR}=10\lg R \quad (4)$$

$\text{dBz}$ 和 $\text{dBR}$ 分别是反射率因子与降水强度的对数形式,从式(2)中看到其存在线性关系。其中 $b=1.6$ 即为其斜率,借助对数形式下反射率因子 $\text{dBz}_i$ 和降水强度 $\text{dBR}_i$ ,根据使雷达估测降水和雨量计测量降水之差最小的原则,对于该线性关系,易得

$$10\lg A = \frac{1}{n} \left( \sum_{i=1}^n \text{dBz}_i - b \sum_{i=1}^n \text{dBR}_i \right) \quad (5)$$

其中 $n$ 代表所用样本点个数,这样得到偏移量

$10\lg A$ , 进而便可获得  $A$ 。

具体计算过程中  $A$  的取值限制为  $16 \sim 1\,200$ <sup>[8]</sup>, 若超出下限则设置为 16, 若超出上限则取 1 200。由于客观降水状态的原因, 有些时段 30 min 内数据量并不充足, 将一对  $Z_p$  和  $R_p$  (或  $Z_r$  和  $R_g$ ) 称为一个拟合数据点。当该时段 30 min 拟合过程中数据点少于 20 个时, 认为拟合得到的  $A$  不可信, 如果该时间段内属于层状云降水, 则用  $Z=200R^{1.6}$  计算; 如果该时间段属于对流云降水, 则用  $Z=300R^{1.4}$  计算。这样应用两种方法就可得到一次降水过程的两组  $A$  值, 一组利用雨滴谱数据计算的反射率因子  $Z_p$  和降水强度  $R_p$  形成数据对, 拟合  $Z-R$  关系得到 (即应用雨滴谱仪网法); 另一组利用雷达观测的反射率因子  $Z_r$  和地面自动站观测的降水强度  $R_g$  形成数据对, 拟合  $Z-R$  关系得到 (即应用传统方法)。值得一提的是, 降水强度  $R_g$  为利用雨量计数据计算得到的平均降水强度, 而反射率因子  $Z_r$  也是雷达反射率因子对应于雨量计数据 1 h 的平均反射率因子。

利用得到的两组  $A$  值, 由已知雷达反射率因子  $Z_r$  根据式(2)得到  $dBR$ , 再由式(4)将  $dBR$  转换为  $R$ , 然后将  $R$  经过 1 h 的累积, 得到雨滴谱仪网法和传统方法估测的两组降水产品  $Q$  (1 h 的 QPE), 时间间隔也是 6 min。

除了上述固定  $b$  值的拟合方法外, 本文还试验了两种不固定  $b$  值的方法。一是利用 6 min 的雨量计-雷达数据对, 二是利用 6 min 的雨滴谱计算的雨强和回

波强度数据对, 进行最小二乘法拟合来计算  $A$  和  $b$ , 并利用这两种方法计算降水产品  $Q$ 。

(3) 降水估测效果评估方法。以评估组雨量计的  $Q_g$  为标准, 选取平均相对误差 ( $A_{re}$ )、均方根误差 ( $R_{mse}$ ) 和雷达估测值与标准值的比率 ( $R_{ec}$ ) 作为评估参数。其中,  $A_{re}$ 、 $R_{mse}$  越小表明误差越小,  $R_{ec}$  越接近于 1 表明估测值越接近于雨量计标准值, 且  $R_{ec} > 1$  表明雷达 QPE 高估,  $R_{ec} < 1$  表明雷达 QPE 低估。上述参数计算式为:

$$A_{re} = \frac{\sum_{i=1}^n |Q_i - Q_{gi}|}{\sum_{i=1}^n Q_{gi}} \times 100\% \quad (6)$$

$$R_{mse} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q_{gi})^2}{n}} \quad (7)$$

$$R_{ec} = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{\sum_{i=1}^n Q_{gi}} \quad (8)$$

其中,  $Q_{gi}$  为评估组内雨量计的 1 h 观测降水量,  $Q_i$  为对应位置的雷达 1 h 估测降水量,  $n$  为一次评估中参与评估的雨量计数据个数。若无特别说明, 均选取 1 h 为一个时间段进行一次评估。

## 2 降水个例的雷达回波特征和雨滴谱特征分析

以 2015 年 1 月 13 日 14:00 (北京时, 下同)—14 日 10:00 江苏省南部一次大范围降水过程为例, 从水平和垂直结构分析其雷达回波特征与雨滴谱特征。

### 2.1 雷达回波的水平结构

图 2 是雷达回波在 1 km 高度处的 CAPPI 图, 图中

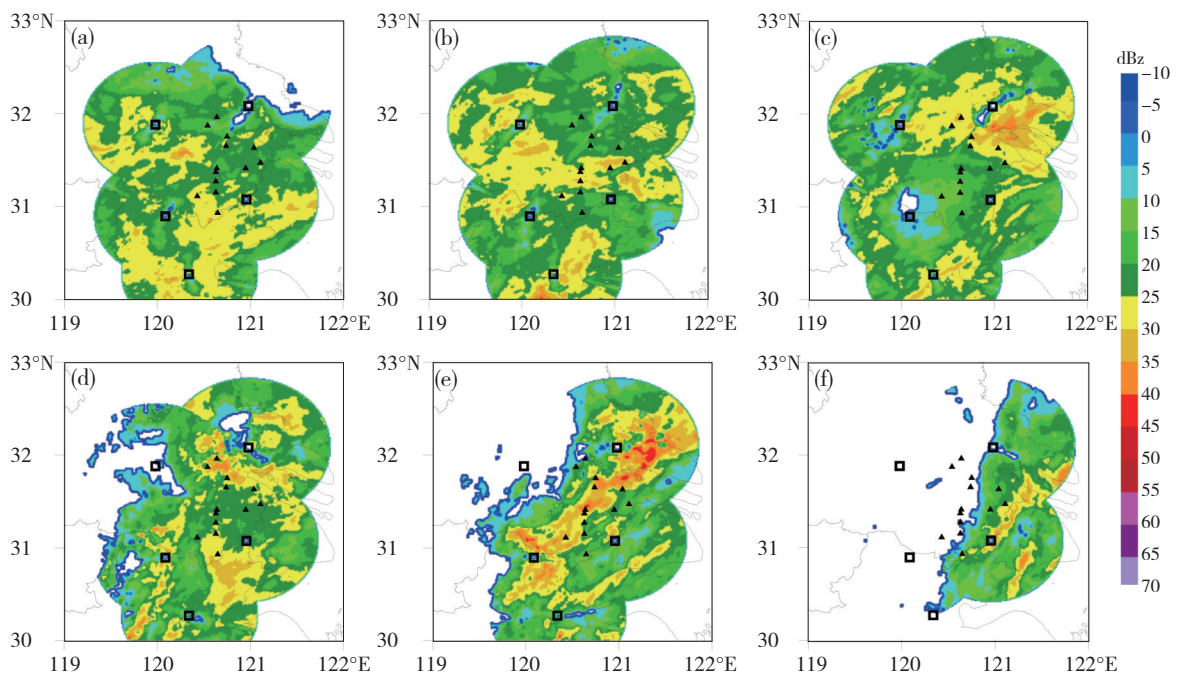


图 2 2015 年 1 月 13 日 18:00 (a)、21:00 (b) 以及 14 日 00:00 (c)、03:00 (d)、06:00 (e)、09:00 (f) 苏州周边地区 1 km 高度雷达反射率因子 (单位: dBz) 变化 (黑色小方框和三角形分别标注雷达站与雨滴谱仪站的位置)

Fig.2 Distribution of radar reflectivity factor (unit: dBz) at 1 km altitude over Suzhou and its surrounding areas at (a) 18:00 and (b) 21:00 BT on 13, and (c) 00:00, (d) 03:00, (e) 06:00, (f) 09:00 BT on 14 January 2015. The small black boxes and triangles mark radar stations and distrometer stations, respectively.

截取的范围为  $119^{\circ}\text{--}122^{\circ}\text{E}$ 、 $30^{\circ}\text{--}33^{\circ}\text{N}$ , 涵盖了雷达组网拼图在 1 km 高度处的绝大部分回波图像, 其中 5 个雷达站点在图中用黑色小方框标出, 13 个雨滴谱仪站点用黑色三角形标出, 图 2a-f 的时间为 1 月 13 日 18:00—14 日 09:00, 表示整个降水过程中雷达回波的水平演变, 整体上看, 回波覆盖范围较大, 由西向东缓慢移动; 图 2a-d 中, 前段回波较弱, 属层状云降水, 该时段降水以小雨为主; 到降水过程后段的 14 日 06:00 (图 2e), 从东北到西南出现一条强回波带, 其中在东北及中部部分地区回波更强, 局部最高超过 45 dBz, 将超过 40 dBz 的回波点视为对流云点<sup>[24]</sup>, 此时出现对流型降水, 但持续时间不长, 区域内出现对流云的时间大致为 14 日 05:00—07:00; 14 日 09:00 (图 2f), 降水回波基本移出雨滴谱仪测量区域, 11:00 该地区降水停止。

### 2.2 雷达回波的垂直结构

以靠近试验区域中心的相城站(图 1a 中第 8 号三角形所示), 基于雷达三维组网拼图数据构建对应雷达回波的垂直结构, 相应的雷达回波垂直演变见图 3, 图中高度分辨率 500 m, 垂直高度范围为 [500 m, 10 000 m], 垂直方向上, 回波由高到低强度逐渐增大, 最底层 1 000 m 处回波强度达到最大。沿时间轴看(间隔 6 min), 选取的时间范围是 13 日 14:00—14 日 11:00。降水过程前段, 最大回波强度不超过 35 dBz, 根据回波顶高缺省回波阈值 18 dBz<sup>[25]</sup>, 该时段回波顶高最高也仅 4 000 m, 是典型的层状云降水; 降水过程后段, 从 14 日 05:00 左右起回波强度迅速增大, 到 06:00 最大回波强度已超过 45 dBz, 回波顶高最高达 6 500 m, 较之前也有明显升高, 由此可判断为对流云降水, 但其持续时间不长, 大概在 07:00 左右强回波消失, 对流云降水结束。

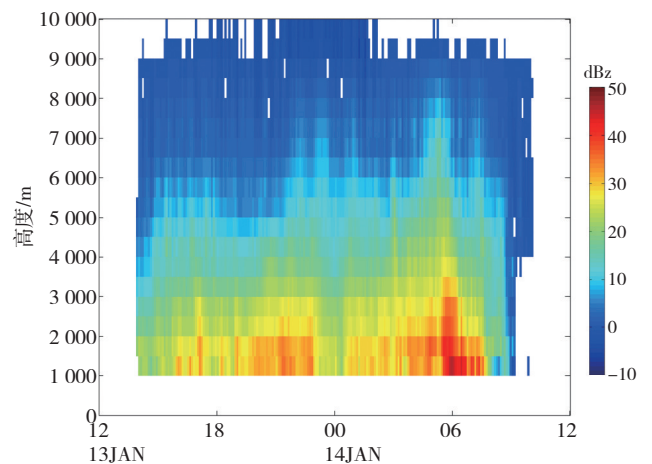


图 3 2015 年 1 月 13 日 14:00—14 日 11:00 经过相城雨滴谱仪上空各高度层雷达回波(单位: dBz)的时间变化

Fig.3 Temporal variations of radar reflectivity factor (unit: dBz) at 1–10 km high over Xiangcheng distrometer station from 14:00 BT 13 to 11:00 BT 14 January 2015.

通过对雷达回波水平和垂直结构的分析, 可大致判断 14 日 05:00—07:00 为对流云降水, 其他时段为层状云降水。

### 2.3 降水过程中雨滴谱特征

与雷达回波垂直结构分析相对应, 选取相城作为雨滴谱特征的观察点。图 4b 给出降水粒子的平均总数密度( $N$ )和平均直径( $d$ )随时间变化, 其中每 1 h 作一次平均得到其折线图, 根据上文对流云降水和层状云降水时段划分, 在对流云降水时段(05:00—07:00), 平均总数密度( $N > 2\,500\text{ m}^{-3}\cdot\text{mm}^{-1}$ )或平均直径( $d > 0.9\text{ mm}$ )达到很大, 甚至均达到峰值, 相应地根据降水云类型时段划分, 分别统计层状云和对流云不同的平均雨滴谱谱型, 其结果见图 4a。从图 4a 中可见, 当直径

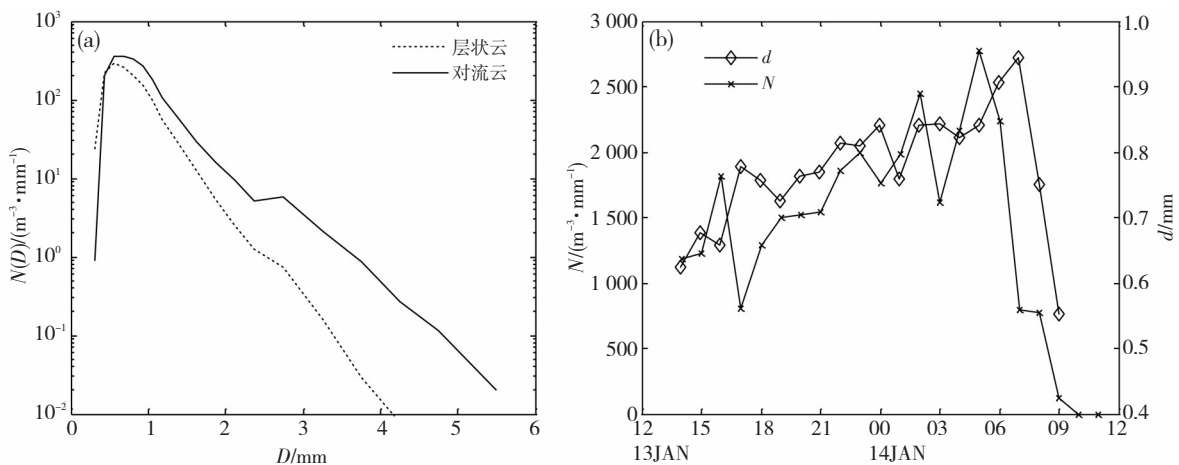


图 4 2015 年 1 月 13—14 日江苏南部降水过程中相城的雨滴谱特征图

(a) 层状云、对流云降水的平均雨滴谱: 数密度( $N(D)$ )随直径( $D$ )的变化; (b) 降水粒子平均总数密度( $N$ )和平均直径( $d$ )随时间变化

Fig.4 Raindrop spectrum characteristics at Xiangcheng during a precipitation event occurred in the southern Jiangsu from January 13 to 14 in 2015.

(a) Average raindrop spectrum of stratiform cloud and convective cloud, namely, number density ( $N(D)$ ) changing with diameter ( $D$ ), and (b) average total number density ( $N$ ) of precipitation particle and average diameter ( $d$ ) changes with time.

$D < 0.45$  mm时,层状云雨滴谱数密度( $N(D)$ )明显较大,而当 $0.45 \text{ mm} < D < 5.5$  mm时,对流云降水雨滴谱数密度( $N(D)$ )较大,同时层状云降水的谱宽比对流云的要窄,最大粒子直径为4.1 mm,而对流云降水的最大粒子直径可达5.5 mm,这与对流云中垂直气流较强、含水量大有关。从图4b中也可看到对流云降水阶段 $d$ 明显大于层状云降水阶段。

降水强度与总数密度和平均直径也有密切关系,在13日18:00之前,粒子的 $N$ 和 $d$ 相对较小,没有同时出现较大值,故此时段降水强度(即图5b中雨滴谱仪的平均降水强度 $R_p$ )相对较小;18:00后,随着降水粒子 $N$ 和 $d$ 逐渐增大,降水强度相应变大;到14日06:00时,降水强度达到最大值;当日07:00后,降水粒子 $N$ 和 $d$ 同时迅速减小,其相应的降水强度也迅速减小,直到降水结束。

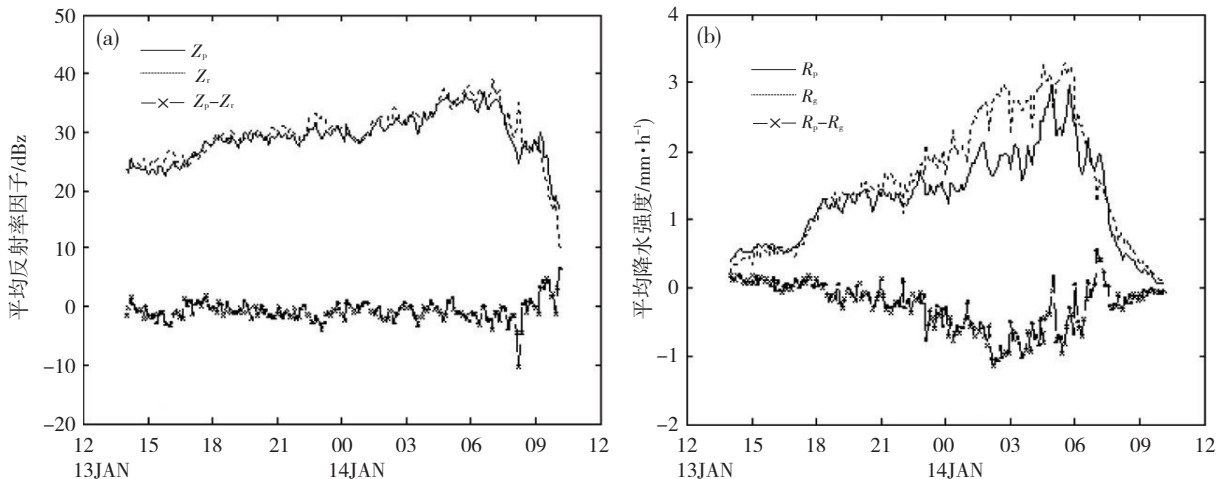


图5 2015年1月13日12:00—14日12:00雨滴谱仪观测的回波强度( $Z_p$ )与雷达观测的回波强度( $Z_r$ )以及采用雨滴谱计算的降水强度( $R_p$ )与采用雨量计数据计算的降水强度( $R_g$ )的一致性变化

(a)  $Z_p$ 与 $Z_r$ ; (b)  $R_p$ 与 $R_g$

Fig.5 Change of (a) echo intensity observed by disdrometers ( $Z_p$ ) and by radar ( $Z_r$ ), and (b) precipitation intensity calculated with drop size distribution and ( $R_p$ ) with rain gauge data ( $R_g$ ) from 14:00 BT 13 to 11:00 BT 14 January 2015.

### 3.1 雷达和雨滴谱仪观测的回波强度的一致性分析

根据上述数据对比处理方法,得到雨滴谱仪反演的 $Z_p$ 和雷达观测的 $Z_r$ 的对比图(图5a),其中实线表示 $Z_p$ 的时间变化,点线表示 $Z_r$ 的时间变化,虚线表示 $Z_p$ 与 $Z_r$ 之差( $Z_p - Z_r$ )的时间变化。从中可见,整个过程 $Z_p$ 和 $Z_r$ 相差不大,且 $Z_p$ 略小。由于回波强度低于20 dBz时降水非常小甚至没有,这种回波雷达观测处的强度与地面观测的差别非常大,所以排除20 dBz以下回波将全部回波强度进行平均,得到 $Z_p$ 比 $Z_r$ 小约1 dBz,而 $Z_p$ 和 $Z_r$ 相关系数为0.91,可见两者一致性非常好。

### 3.2 采用雨量计数据和雨滴谱计算的降水强度的一致性分析

同样,根据上述数据对比处理方法,得到采用雨

## 3 三种数据资料的一致性分析

利用雷达和雨量计数据拟合 $Z-R$ 关系的方案具有一定的实用价值<sup>[11]</sup>。为了保证应用雨滴谱网法拟合 $Z-R$ 关系的可靠性,首先需要验证雨滴谱仪观测的 $Z_p$ 和雷达观测的 $Z_r$ 的一致性,以及采用雨滴谱计算的 $R_p$ 和采用雨量计数据计算的 $R_g$ 的一致性。

在 $Z_p$ 和 $Z_r$ 的一致性验证中,取全部13个雨滴谱仪站点瞬时 $Z_p$ 每6 min的平均值,与对应雨滴谱仪站点上空瞬时 $Z_r$ 每6 min的平均值作对比,该平均值是先平均 $Z$ (单位: $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ )后取对数得到(图5a)。在 $R_p$ 和 $R_g$ 的一致性对比验证中,由于雨滴谱仪站点没有雨量计,则取全部雨滴谱仪的瞬时 $R_p$ 每6 min的平均值,与全部雨量计的瞬时 $R_g$ 每6 min的平均值作对比(图5b)。对上述两组数据的一致性进一步分析如下。

滴谱计算的 $R_p$ 和采用雨量计数据计算的 $R_g$ 的对比图(图5b),其中,实线表示 $R_p$ 、点线表示 $R_g$ 、虚线表示 $R_p$ 与 $R_g$ 之差( $R_p - R_g$ )的时间变化。虽然雨滴谱仪站点处均无对应的雨量计,但通过分别计算区域内两种数据的平均值,对该区域内两种数据作一致性分析。从中可见,整个过程两者变化趋势相同,但当降水强度相对较大时, $R_p$ 明显比 $R_g$ 小,且降水强度越大两者差异越大。对全部降水强度进行平均可知, $R_p$ 比 $R_g$ 小 $0.26 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,而 $R_p$ 和 $R_g$ 相关系数为0.95。可见,两者虽存在一定差异,但其变化趋势的一致性较好。

## 4 降水估测结果分析

经分析发现, $Z_p$ 和 $Z_r$ 及 $R_p$ 和 $R_g$ 均具有较好的一致

性。基于此,应用雨滴谱仪网法和传统方法分别拟合得到两组  $A$  值,进而得到两种方法降水估测产品 QPE。对这两种方法的拟合参数  $A$  和对 QPE 的评估结果详细分析如下。

#### 4.1 两组拟合参数 $A$ 的对比分析

雨滴谱仪网法与传统方法最本质的区别在于拟合  $Z-R$  关系时所用资料不同,而资料不同使得拟合  $Z-R$  关系的参数不同,这才导致最终降水估测结果不同。分析  $Z-R$  关系的参数可找到两种方法拟合  $Z-R$  关系的规律,从而了解两种方法降水估测结果不同的原因。

固定  $b=1.6$ ,以 30 min 为一个时间段进行一次拟合,雨滴谱仪网法利用  $Z_p$  和  $R_p$  进行拟合,传统方法则利用  $Z_r$  和  $R_r$  进行拟合。图 6a 给出两种方法拟合得到的  $A$  值的时间变化折线,其中,实线和虚线分别表示雨滴谱仪网法、传统方法的  $A$  值时间变化。由于无法拟合  $Z-R$  关系的情况都出现在降水刚开始或结束时,并未处于对流云降水阶段,所以该过程并没有应用  $Z=300R^{1.4}$  的时段。对比上述两条折线,其差异较大出现在 13 日 14—16 时和 14 日 02—09 时,涵盖整个对流云降水时段(05—07 时),这说明对流云降水阶段两种方法估测的降水差异较大。

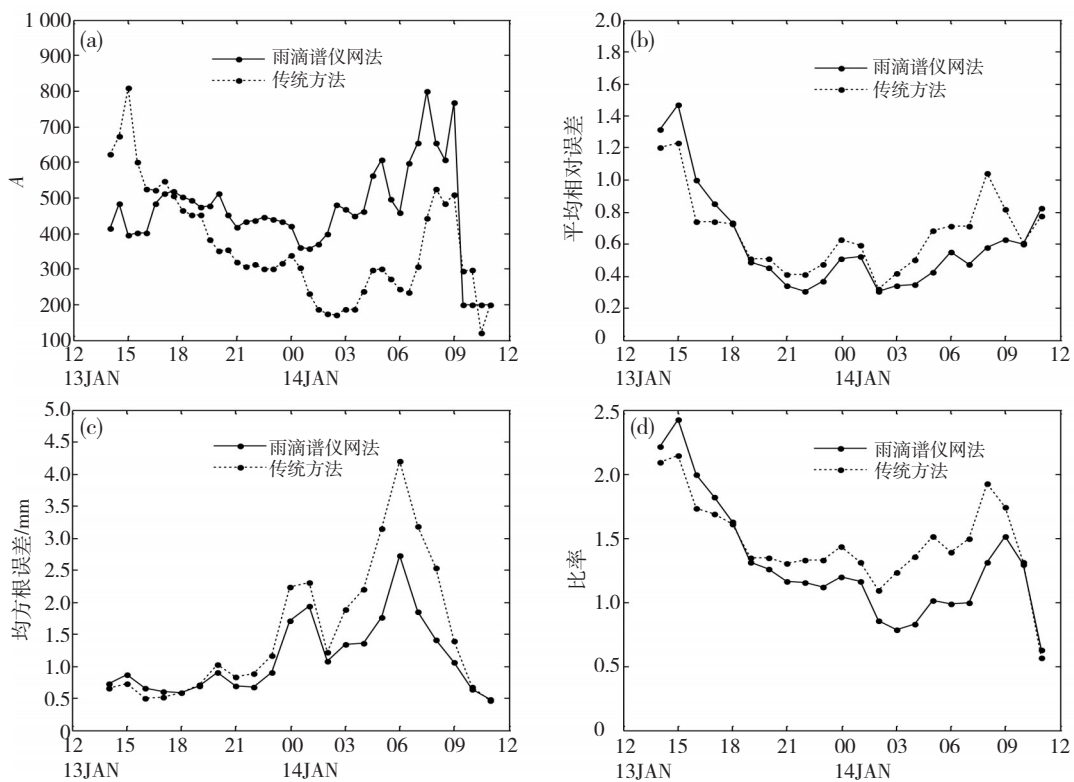


图 6 2015 年 1 月 13 日 14:00—14 日 11:00 采用雨滴谱仪网法和传统方法拟合得到的系数  $A$  值变化(a), 以及采用这两种方法的各评估参数(b. 平均相对误差, c. 均方根误差, d. 比率)的时间变化  
Fig.6 Temporal variations of (a)  $A$  value calculated with disdrometer network method and traditional method, (b) average relative error, (c) root-mean-square error and (d) ratio of estimation and criterion value by radar calculated with the two methods above from 14:00 BT 13 to 11:00 BT 14 January 2015.

总体看,两种方法拟合  $A$  值除去缺省值  $A=200$  的情况,雨滴谱仪网法拟合  $A$  值总的范围是 235.18~307.42,其对流云降水阶段为 457.98 ~ 654.83;而传统方法拟合  $A$  值总的范围是 121.28 ~ 809.05,其对流云降水阶段为 356.28 ~ 798.78,从  $A$  值总的范围看,上限很接近,但其下限雨滴谱仪网法比传统方法大 235,而对流云阶段雨滴谱仪网  $A$  值较大更明显,上下限均比传统方法大 100 以上。对照图 6d 大部分时间  $R_{ec} > 1$ ,雷达 QPE 属于高估,  $A$  值越大,对于相同回波降水强度  $R$  越小,降雨量  $Q$  越小,才会越接近实际雨量计雨量。

这说明雨滴谱仪网法优于传统方法,且这种优势在对流云阶段非常突出。

#### 4.2 雨滴谱仪网法和传统方法的评估结果对比分析

以评估组雨量计的  $Q_g$  为标准,采用  $A_{re}$ 、 $R_{mse}$ 、 $R_{ec}$  参数,每 1 h 进行一次评估得到 3 种参数时间变化折线图(图 6b、c、d),其中,实线、虚线分别表示雨滴谱仪网法和传统方法的评估参数。

对流云降水发生在 14 日 05—07 时,其他时段为层状云降水。其中,层状云降水阶段(13 日 14—18 时)雨滴谱仪网法的  $A_{re}$ 、 $R_{mse}$  和  $R_{ec}$  比传统方法的基本上都要

大,说明该时段雨滴谱仪网法得到的降水估测值相对要大,且误差也较大。鉴于其 $R_{ec}$ 均大于1,说明均存在高估现象,甚至在16时前(即所分析两种方法A值有显著差距时段)高估误差十分明显。而此时 $R_{mse}$ 值均小于1,这是因为18时前降水强度都特别小,降水估测值轻微的偏差就会造成巨大的相对误差。同样在层状云降水阶段出现两种方法A值有显著差距的时段还有14日02—04时、08—09时,这两个时段雨滴谱仪网法的 $A_{re}$ 和 $R_{mse}$ 比传统方法的小,说明该时段雨滴谱仪网法估测的误差更小。而雨滴谱仪网法 $R_{ec} < 1$ ,属于低估,传统方法大于1,属于高估。综合看,该时段雨滴谱仪网法估测效果优于传统方法。其他层状云降水阶段,两种方法评估结果相近,且雨滴谱网法多数情况下 $A_{re}$ 、 $R_{mse}$ 比传统方法小, $R_{ec}$ 更接近于1。整体上,层状云降水阶段雨滴谱网法降水估测效果略优于传统方法。

另外,层状云降水阶段00—01时两种方法的 $A_{re}$ 、 $R_{mse}$ 和 $R_{ec}$ 均较大,且 $R_{ec} > 1$ ,都存在明显高估现象。从图2c中14日00时回波图上可见,区域回波强度分布不均,南北差异较大,当利用全部数据拟合得到一个Z-R关系并应用于降水估测时难免存在较大误差。排除层状云降水阶段由于回波强度不均造成估测误差较大的情况,对流云降水阶段两种方法的 $R_{mse}$ 比层状云降水阶段的都大,即误差更大,而相对误差也相对较大。

根据对参数A的分析,两种方法在对流云阶段的降水估测差异较大。从评估结果看,在对流云降水阶段雨滴谱仪网法的 $A_{re}$ 、 $R_{mse}$ 远低于传统方法,且该法的 $R_{ec}$ 更接近于1,说明对流云降水阶段雨滴谱仪网法比传统方法估测结果的误差更小,效果更好。

综上所述,相对于层状云降水,两种方法对对流云降水估测的误差更大,对层状云降水的估测两种方法估测效果差别不大,雨滴谱仪网法略优于传统方法,但对对流云降水的估测雨滴谱仪网法优势更明显。

## 5 其他个例评估结果与分析

除上述个例外,本文还对2014年8月29日、11月24日发生在江苏南部的两次降水过程进行了分析。其中,8月29日降水过程持续9h,最大小时平均降水强度(将1h内瞬时雨强进行平均)为 $4.6 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ;11月24日降水过程持续10h,最大小时平均降水强度为 $9.2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。采用相同的计算方法,得到8月29日降水过程 $Z_p$ 和 $Z_r$ 的相关系数为0.81、 $R_p$ 和 $R_g$ 的相关系数为0.74,得到11月23—24日降水过程 $Z_p$ 和 $Z_r$ 的相关系数为0.86、 $R_p$ 和 $R_g$ 的相关系数为0.74。可见,这两个参量也都具有较好的一致性。

将上述两次降水过程连同2015年1月13—14日

降水过程,分别计算其全过程、对流云降水阶段和层状云阶段两种方法的 $A_{re}$ 、 $R_{mse}$ 和 $R_{ec}$ ,其结果见表1。

表1 应用两种定量降水估测算法对2014—2015年发生在江苏南部的三次大范围降水过程的评估结果比较

Table 1 Comparison of evaluation results between two kinds of quantitative precipitation estimation algorithms used in three large scale precipitation events in southern Jiangsu from 2014 to 2015.

降水发生时间 (年.月.日)	降水阶段	方法	$A_{re}/\%$	$R_{mse}/\text{mm}$	$R_{ec}$
2014. 08.29	全过程	M1	60.96	5.50	0.91
		M2	66.15	5.85	0.88
	对流云阶段	M1	60.62	6.98	0.89
		M2	66.22	7.44	0.84
	层状云阶段	M1	62.69	2.08	1.04
		M2	65.80	2.17	1.07
2014.11.23—24	全过程	M1	56.65	3.25	0.98
		M2	68.30	4.31	1.17
	对流云阶段	M1	57.24	4.06	0.93
		M2	71.32	5.52	1.16
	层状云阶段	M1	55.27	1.96	1.08
		M2	61.23	2.24	1.21
2015. 1.13—14	全过程	M1	46.85	1.32	1.10
		M2	59.43	1.95	1.41
	对流云阶段	M1	48.54	2.16	1.00
		M2	70.47	3.55	1.46
	层状云阶段	M1	46.22	1.09	1.14
		M2	55.31	1.45	1.39

注: M1和M2分别表示雨滴谱仪网法和传统方法; $A_{re}$ 、 $R_{mse}$ 和 $R_{ec}$ 分别为平均相对误差、均方根误差和雷达估测值与标准值的比率

从表1中可见,3次降水全过程,相对于传统方法,雨滴谱仪网法的 $A_{re}$ 和 $R_{mse}$ 更小, $R_{ec}$ 也都更接近于1,即雨滴谱仪网法降水估测偏差和相对误差均更小,估测量更接近于雨量计测量的降水总量。所以,总体上用雨滴谱仪网法进行降水估测效果优于传统方法。

对比两种方法对流云降水和层状云降水的评估结果可知,除第一次过程雨滴谱仪网法对流云阶段的 $A_{re}$  (60.62%)比层状云阶段的 $A_{re}$  (62.69%)稍小外,其他对流云阶段的 $A_{re}$ 和 $R_{mse}$ 均比层状云阶段的更大,说明对流云阶段估测偏差和相对误差较大。所以,两种方法对对流云阶段的评估结果不如层状云阶段。

三次过程的层状云降水阶段,雨滴谱仪网法的 $A_{re}$ 比传统方法分别小3.11%、5.96%和9.09%,雨滴谱仪网法的 $R_{mse}$ 比传统方法分别小0.09、0.28和0.36。这表明雨滴谱仪网法略有优势,雨滴谱仪网法的 $R_{ec}$ 也与传统方法的相近,都更接近于1。所以,两种方法对层状云降水的估测效果相近,雨滴谱仪网法略有优势。

在三次过程的对流云阶段,雨滴谱仪网法的 $A_{re}$ 比传统方法分别小5.60%、14.08%和21.93%,雨滴谱仪网法的 $R_{mse}$ 比传统方法分别小0.46、1.46和1.39, $R_{ec}$ 雨滴谱仪网法也比传统方法都更接近于1。相比于层状



云阶段,雨滴谱仪网法对对流云降水的估测效果明显优于传统方法,这是雨滴谱仪网法的主要优势体现。

以上是两种固定 $b$ 值的拟合方法的评估结果。本文还利用以上三次降水过程试验了另外两种不固定 $b$ 值的方法。一种是利用6 min的雨量计-雷达数据对进行最小二乘法拟合计算 $A$ 和 $b$ ,该方法拟合得到的 $b$ 大多数超出1~3的正常范围,这可能是由于一些雷达和雨量计数据匹配时存在时空差异造成的。另一种是利用6 min的雨滴谱计算的雨强和回波强度数据对进行最小二乘法拟合计算 $A$ 和 $b$ ,这种方法的效果与拟合时所用的数据对个数有关,其用于数据对个数较多的2015年的降水个例效果较好,甚至优于雨滴谱仪网法,而用于数据对个数较少的2014年的两次降水个例效果较差,尤其是2014年8月的降水个例,其评估结果甚至比传统方法还差,这可能是由于数据对个数太少,拟合得到的 $A$ 和 $b$ 与实际相差太大造成的。

## 6 结论与讨论

以江苏南部三次大范围降水过程为例,在分析雨滴谱数据、雷达数据和雨量计数据一致性的基础上,利用雨滴谱仪网法和传统方法分别进行降水估测,并对比了两种方法的降水估测效果。主要结论如下:

(1) 雷达和雨滴谱仪观测的回波强度具有较好的一致性;采用雨量计数据和雨滴谱计算的平均降水强度存在一定差异,但其变化趋势则有较好的一致性。

(2) 对整个降水过程而言,雨滴谱仪网法的 $A_{re}$ 、 $R_{mse}$ 均小于传统方法的,雨滴谱仪网法的 $R_{ec}$ 相比于传统方法更接近于1。总体上,雨滴谱仪网法估测降水,其偏差和相对误差更小,估测值总量与标准更接近,估测降水效果更好。

(3) 相对于层状云降水,两种方法对对流云降水估测的误差更大;对层状云降水的估测,雨滴谱仪网法略优于传统方法,但对对流云降水的估测,雨滴谱仪网法更具优势。

需要指出的是,采用雨滴谱计算的降水强度和采用雨量计数据计算的降水强度在降水强度较大时存在较明显的差异。至于其原因,还需要进一步研究,这或许可作为深入分析误差甚至降低雷达定量降水估测误差的一个很好的方向。

### 参考文献:

- [1] 白先达,王艳兰,孙莹.雷达定量测量降水[J].气象科技,2011,39(1):61-65
- [2] 张家国,王佐兵,力梅,等.三峡地区气候Z-R关系[J].气象,1999,25(3):45-49
- [3] 陈秋萍,刘锦绣,余建华,等.雷达定量估测不同类型降水[J].气象科技,

- 2008,36(2):233-236
- [4] Blanchard D C. Raindrop size distribution in Hawaiian rains [J]. J Meteor, 1953, 10: 457-473
- [5] Foote G B. A Z-R Relation for Mountain Thunderstorms [J]. Journal of Applied Meteorology, 1966, 5(2): 229-230
- [6] 迟竹萍,刘欣,陈金敏.春秋季节层状云降水过程Z-I关系计算与讨论[J].气象,2000,26(1):35-37
- [7] 何宽科,范其平,李开奇,等.舟山地区台风降水Z-R关系研究及其应用[J].应用气象学报,2007,18(4):573-576
- [8] 张培昌,杜秉玉,戴铁丕.雷达气象学[M].北京:气象出版社,2001
- [9] 汪瑛,冯业荣,蔡锦辉.雷达定量降水动态分级Z-I关系估算方法[J].热带气象学报,2011,27(8):601-608
- [10] 冀春晓,陈联寿,徐祥德,等.多普勒雷达资料动态定量估测台风小时降水量的研究[J].热带气象学报,2008,24(2):147-155
- [11] 勾亚彬.基于雷达组网拼图的定量降水估测算法优化及效果评估[D].北京:中国气象科学研究院,2014
- [12] 冯雷,陈宝君.利用PMS的GBPP-100型雨滴谱仪观测资料确定Z-R关系[J].气象科学,2009,29(2):192-198
- [13] 晋立军,封秋娟,李军霞,等.自动激光雨滴谱仪在雷达降水估测中的应用[J].气候与环境研究,2012,17(6):740-746
- [14] 肖艳姣,刘黎平.新一代天气雷达网资料的三维格点化及拼图方法研究[J].气象学报,2006,64(5):647-657
- [15] 王红艳,刘黎平,王改利,等.多普勒天气雷达三维数字组网系统开发及应用[J].应用气象学报,2009,20(2):214-224
- [16] 万玉发,吴翠红,金鸿祥.基于准同雨团样本概念雷达和雨量计的实时同步结合方法[J].气象学报,2008,66(2):262-273
- [17] Chumchean S, Sharma A, Seed A W. Radar rainfall error variance and its impact on radar rainfall calibration [J]. J Phys Chem Earth, 2003, 28: 27-39
- [18] Seed A W, Nicol J, Austin G L. The impact of radar and radar-gauge sampling errors when calibrating a weather radar [J]. Meteor Appl, 1996, 3: 43-52
- [19] Smith S J, Burges S J. Effect of bias adjustment and rain gauge data quality control on radar rainfall estimation[J]. Water Resour Res, 1999, 35: 2 487-2 503
- [20] Siriwardena S L, Sun X, Jordan P. On the calibration of Australian weather radars [R]. Australian Bureau of Meteorology Tech, 2002: 40
- [21] Steiner M, Smith J A. Reflectivity, rain rate, and kinetic energy flux relationships based on raindrop spectra [J]. J Appl Meteorol, 2000, 39: 1 923-1 940
- [22] Smith J A, Krajewski W F. A modeling study of rainfall rate-reflectivity relationships [J]. Water Resour Res, 1993, 29: 2 505-2 514
- [23] Anagnostou E N, Krajewski W F. Calibration of the WSR-88D Precipitation Processing Subsystem [J]. Wea Forecasting, 1998, 13: 396-406
- [24] 仲凌志,刘黎平,顾松山.层状云和对流云的雷达识别及在估测雨量中的应用[J].高原气象,2007,26(3):593-602
- [25] Lakshmanan V, Hondl K, Potvin C K, et al. An Improved Method for Estimating Radar Echo-Top Height [J]. Wea Forecasting, 2013, 28: 481-488

(责任编辑 王银平)