

校准雨量计密度对雷达联合雨量计 估测流域平均面雨量的影响^{* 1}

田付友^{1,2} 程明虎³ 张亚萍⁴ 姚燕飞⁵

TIAN Fuyou^{1,2} CHENG Minghu³ ZHANG Yaping⁴ YAO Yanfei⁵

1. 中国气象科学研究院, 北京, 100081
2. 国家气象中心, 北京, 100081
3. 中国气象局气象探测中心, 北京, 100081
4. 重庆市气象局, 重庆, 401147
5. 东方地球物理公司, 涿州, 072751

1. *Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*
2. *National Meteorological Center of CMA, Beijing 100081, China*
3. *Meteorological Observation Center of CMA, Beijing 100081, China*
4. *Chongqing Municipal Meteorological Bureau, Chongqing 401147, China*
5. *BGP, Zhuozhou 072751, China*

2008-07-14 收稿, 2009-01-02 改回.

Tian Fuyou, Cheng Minghu, Zhang Yaping, Yao Yanfei. 2010. An investigation into the effect of rain gauge density on estimating the areal rainfall using a radar-gauge calibration algorithm. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(5):717-730

Abstract The effect of rain gauge density on estimating of areal rainfall using a radar-gauge calibration algorithm is studied, which is based upon the dense rain gauge reported data and Hefei CINRAD/SA radar observed reflectivity data over the Foziling and Xianghongdian sub-catchments located in the Huaihe River basin with five meiyu front precipitation events occurred during 22 June to 11 July in 2003. The $Z-I$ relationships of $Z = 200I^{1.6}$ and $Z = 300I^{1.4}$ were both used to obtain the guessed radar rainfall, and the areal rainfall derived from 12 rain gauges were chosen as the “true” value. By reducing the number of calibration gauges from 12 to 1 gradually, the corresponding areal rainfall series based on the radar-gauge calibration algorithm and the rain gauge networks were obtained and compared with the “true” values. The results show that the accumulated rainfall derived without calibration has significant underestimates by about 20%–50% over both the sub-catchments for all the five cases studied. The more rain gauges used, the better results were obtained, and the single gauge calibrated radar rainfall seems unstable. The results obtained using the radar-gauge calibration algorithm show great priority to those derived from rain gauge networks only while the gauge number and locations were fixed. Moreover, when the error of precipitation estimation is less than 10% with the stable RMSE(E_{RMS}) and high correlation coefficients, the corresponding gauge density is one per 700 km² or so for the Xianghongdian sub-catchment, and per 900 km² or so for the Foziling sub-catchment, respectively.

Key words Rain gauge density, Areal rainfall, Meiyu front precipitation, Radar-gauge calibration procedure

摘 要 使用加密雨量计网资料联合合肥新一代多普勒天气雷达资料, 通过 5 个个例对 2003 年佛子岭和响洪殿子流域内 6 月下旬至 7 月中旬的 3 次典型梅雨期层积混合云降水过程, 进行了校准雨量计密度对雷达联合雨量计估测流域平均面雨量的影响研究。文中采用 $Z = 300I^{1.4}$ 和 $Z = 200I^{1.6}$ 两种关系式进行雷达降水估测, 以各流域内布设 12 部雨量计距离平方反比法得到的平均面雨量作为真值, 使用的校准雨量计数量逐渐从 12 部减少至 1 部, 对雷达联合雨量计网以及单独使用雨量计网进行降水估

* 资助课题: 国家自然科学基金(40575009); 863 计划(2007AA061901)共同资助。

作者简介: 田付友, 主要从事天气预报和降水估测研究。E-mail: tfy98@126.com。

通讯作者: 程明虎, 主要从事雷达和卫星气象学研究。E-mail: chengmh@cma.gov.cn。

算,并对结果进行了分析。结果表明:相比于作为真值的 12 部雨量计平均面雨量序列,两流域内未经校准的雷达估测累积平均面雨量均存在 20%—50% 的低估,使用不同的 $Z-I$ 关系时,只是低估的程度有所变化;整体上用于校准的雨量计数量越多,校准效果越好,随着校准雨量计数量的增加,均方根误差值逐渐减小,并趋于稳定,同真值序列的相关性逐渐增强;雨量计数量一定时,校准雨量的结果优于单独使用相同雨量计估算的雨量结果;单部雨量计校准时,受雨量计在流域内的分布和相对于雨区的位置等影响,结果随着校准雨量计的不同而变化;文中研究的两流域内,当校准雨量计的数量大于等于 2 部时,均方根误差稳定,同真值的相关性较高,对应的雨量计密度在佛子岭流域为每 900 km^2 布设 1 部,响洪殿流域为每 700 km^2 布设 1 部。

关键词 雨量计密度,平均面雨量,梅雨锋降水,雷达雨量计校准

中图法分类号 P426. 6

1 引言

淮河流域位于中国南北气候过渡带,降水年际变化大,地区分布不均匀,是中国暴雨洪水多发区,许多学者从天气分析、多普勒雷达资料应用以及数值模拟等方面对这一区域的梅雨暴雨进行了深入研究(洪延超等,1987;王建捷等,2002;刘淑媛等,2002;姚学祥等,2004;周海光等,2005;倪允琪等,2006;张亚萍等,2006)。2003 年 6 月下旬至 7 月中旬,淮河流域发生了大范围持续性强降水,致使整个淮河流域洪水泛滥成灾,险情频发,直接经济损失多达上百亿元人民币。

天气雷达作为一种主动遥感设备,可以方便地探测较大时空范围内的降水分布,并能准确跟踪雨区的移动和反映降水场的结构特征,目前已成为淮河流域气象监测的重要工具之一,但在单独使用并通过 $Z-I$ 关系测定降水强度时,受雷达参数、降水滴谱衰减和 $Z-I$ 关系不稳定等诸多因素(Austin, 1987)的影响,往往存在较大的估测误差。雨量计能在点上精确估测降水,却存在成本高、维护难,不能广泛布设的问题,实施雷达联合雨量计估测降水,可以充分利用二者的优点,提高雷达估测降水的精度。实施不同密度雨量计网联合雷达进行降水估测,国际上自 20 世纪 60—70 年代已经开展了相关研究。Herndon 等(1973)通过对对流性降水过程的研究指出,时间间隔 1 h 时,使用布设在 1000 km^2 内的 17 部雨量计得到的降水精度与雷达估测降水场相当,但要考虑所使用的雷达系统和试验区域的地理位置。Collier 等(1975)从布设在 1000 km^2 的 62 部雨量计中选择了 55 部,并通过逐步减少校准雨量计数量的方式进行了不同密度雨量计校准雷达的研究,结果表明,当融化带位于雷达波束以上时,相比于 62 部雨量计得到的“最优估测场”, 1000 km^2 内 2 部雨量计校准时雷达的平均百分比误差为 18%,这

与 1000 km^2 流域面积内大面积降水时 8 部雨量计和阵雨天气时 50 部雨量计的估测精度相当;雷达波束受亮带影响时, 1000 km^2 内 2 部雨量计校准雷达得到的估测精度同大面积降水时 3 部和阵雨天气时 30 部雨量计的估测精度相当。Woodley 等(1975)通过对美国南部对流性降水的研究指出, 570 km^2 的加密实验区域内,需要的校准雨量计密度为 $26\text{ km}^2/\text{部}$;当研究区域扩大至 13000 km^2 的 FACE (Florida Area Cumulus Experiment) 实验区域时,只需达到 $143\text{ km}^2/\text{部}$ 即可。需要指出的是,他们使用的雷达观测系统是老式的 UM/10-cm 和 WSR57。Duchon 等(1995)通过进一步研究指出,对于 CaPE 实验区域 20000 km^2 面积内的对流性降水,需要的平均雨量计密度为 $170\text{ km}^2/\text{部}$,同 Woodley 的结果相比有所不同。此后,一系列的相关研究在美国陆续得到实施,主要集中在南部的科罗拉多和佛罗里达(Anagnostou, et al, 1999),研究也更多地针对造成暴雨灾害的对流性天气和风暴,与此同时,日本(Makihara, 1996)和德国也有针对各自国内降水特征的校准雨量计密度影响研究项目。中国传统的降水观测方式以雨量计为主,只有少量可用的天气雷达,目前中国布设的新一代天气雷达已经投入正式业务运营,从实际应用和经济方面,都有必要开展不同密度雨量计校准雷达降水场研究。

本文利用 2003 年“淮河黄河洪水监测预报系统”试验项目(简称“黄淮试验”项目)中(徐胜等, 2002)布设的加密雨量计网资料,联合合肥新一代多普勒天气雷达资料,使用 $Z = 300I^{1.4}$ 和 $Z = 200I^{1.6}$ 两种关系式,对佛子岭和响洪殿试验子流域内 6 月下旬至 7 月中旬的 5 个降水个例进行了分析,尝试找出梅雨期混合型降水天气状况下,雷达联合雨量计估测降水所需要的合适雨量计网密度。

2 研究区域和资料

佛子岭和响洪殿流域位于中国著名的特大型灌

区—淠史杭灌区,由淠河、史河和杭灌河 3 个毗邻区组成。淠河河道全长约 261 km,流域面积约 6700 km²,淠河灌区以淠河上游的佛子岭、响洪殿和磨子潭 3 座大型水库为水源,枢纽工程位于下游的六安市横排头。佛子岭和响洪殿流域为邻近闭合小流域,位于合肥雷达西南 100—150 km,响洪殿流域外部轮廓为长方形,面积 1410 km²,佛子岭流域面积 1813 km²,边界轮廓近似于圆形(图 1)。

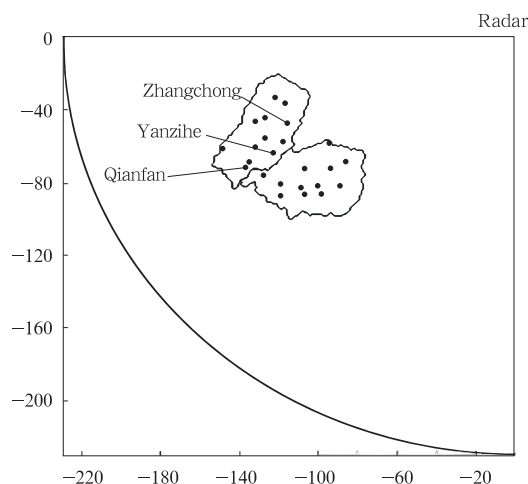


图 1 研究区域、雷达位置和雨量计分布
(最大半径 230 km)

Fig. 1 Research areas, the radar range and rain gauge distribution (the maximum radius is 230 km)

所用雷达资料为合肥 CINRAD/SA 雷达 2003 年 6 月 20 日 00 时至 7 月 12 日 00 时(北京时,下同)的体扫原始资料,相应的加密雨量计网资料由淮水利委员会“黄淮试验”项目收集,并由水文部门提供。由于雷达扫描波束在研究区域上空存在部分波束阻挡,首先对约 6 min 1 次的实测雷达资料进行噪声、地物消除和波束阻挡复合扫描动态订正后,得到每个扫描时次极坐标系下的反射率因子场,并转化为以合肥雷达所在位置为中心点,分辨率为 1 km×1 km 的格点坐标场,同时根据雨量计的经纬度坐标和雷达位置,对雨量计站点进行处理,转化为同雷达资料场相匹配的格点坐标场。波束阻挡复合扫描动态订正中,每个距离库(网格点)采用的反射率因子值从雷达测雨仰角为 0.5°、1.45°、2.4°和 3.35°的探测结果中选取,因而称为“复合扫描”。具体选取时,取决于那个仰角最接近一个预先定义的最佳高度,而动态波束阻挡订正是采用实时径向仰角计算波束阻挡系数,在对波束阻挡进行订正时,一旦最低层某距离库波束阻挡系数达到 10% 以上,就采用平均订正方法将次低仰角层相应距离库的值订

正到最低层的距离库上(张亚萍,2007)。

3 校准雨量计的选取

研究流域内布设有加密雨量计,实施不同数量的雨量计校准时需要逐步稀疏,并检验校准结果。假定通过质量控制的雨量计数据都是准确无误的,首先计算流域内每部雨量计的观测资料序列同其他站点资料序列的相关系数,并定义贡献率为:某一降水时次内,有 N 个及以上的站点同时观测到超过 0.1 mm 的降水时,认为流域内有降水事件发生,则在有降水事件发生的时段内,目标台站出现大于 0.1 mm 降水记录的时段所占的比例。分别设定 N 值为 1、2 和 5 时,则可以得到各个雨量计对应的贡献率百分比。当设定 N 值为 2 时,分布在 3200 多 km² 内的 20 多部雨量计超过一半以上的台站都有 0.1 mm 及以上的降水记录,将 N 值提高至 5 时,每个站点都有 60% 以上的可用记录,因此可以判定降水事件是大范围的。

由于每个流域内布设有 12 部雨量计,计算相关系数时,只考虑两个站点都有降水记录的情况。结果表明,相关系数有一显著的集中分布带(图 2),且随着站点间距增大,相关系数从 8 km 时的 0.95 降至 60 km 以后的负相关。

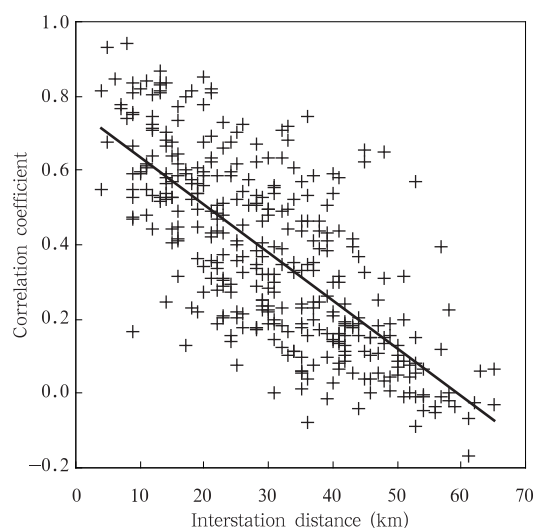


图 2 相关系数随站点间距的分布

Fig. 2 Scattergram of inter-station distances and correlations

在选取校准雨量计时,首先考虑雨量计在流域内的分布状况,对给定的校准半径,当以选用的校准站点为中心校准时,使得整个研究流域都尽可能被

覆盖到,再综合考虑各站点间的相关系数、每部雨量计的贡献率和标准偏差等因素,最终确定用于校准的站点,因此,所用校准雨量计的位置是根据数量预先选定的。两流域虽为邻近流域,内部各自有 12 部雨量计,但由于流域面积和具体形状的不同,分别实

施校准。表 1 为两流域内不同数量雨量计校准时使用的校准半径以及每部雨量计的平均代表面积。校准半径取整数,为近似值,因而相同半径不同数量雨量计校准时的平均代表面积不同。雨量计密度根据代表面积求得。

表 1 不同数量雨量计校准时的校准半径和平均代表面积

Table 1 The calibration radius and corresponding mean representative areas for the different calibration gauge numbers

雨量计数量(台)		12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1
佛子岭流域	校准半径 $R(\text{km})$	11	12	12	12	13	13	14	15	16	17	21	27
	代表面积 (km^2)	151	164	180	201	227	259	302	363	453	604	906	1810
	雨量计密度 (部/ 10^3 km^2)	6.6	6.1	5.5	5.0	4.4	3.9	3.3	2.8	2.2	1.7	1.1	0.6
响洪殿流域	校准半径 $R(\text{km})$	10	10	10	10	11	11	12	13	14	16	18	25
	代表面积 (km^2)	118	128	141	156	176	201	235	282	353	470	705	1410
	雨量计密度 (部/ 10^3 km^2)	8.5	7.8	7.1	6.4	5.7	5.0	4.3	3.5	2.8	2.1	1.4	0.7

4 雷达资料的选取及相应天气过程的简述

2003 年 6 月下旬,中国主要降水带北跳至淮河流域,并在这一区域徘徊持续长达 30 天之久。此间淮河流域出现了多次强降水过程。矫梅燕等(2004)的研究表明,6 月的几次降水过程主要是增加底水,并未造成严重的洪涝灾害,7 月上旬的两次降水是导致大范围洪涝灾害的主要天气过程,尤其 7 月 4—5 日的特大暴雨是导致淮河流域洪涝灾害的最重要降水过程,但雨量计资料和雷达资料分析表明,7 月 8—11 日的过程才是造成研究流域内洪水的最主要过程,因此,我们选取 3 次过程(表 2)的雷达和雨量计资料进行分析。

表 2 3 次过程的持续时段和过程类型

Table 2 The duration and precipitation type for the three cases studied

资料时段	持续时间(h)	过程类型 (淮河流域)	过程类型 (研究流域)
6 月 22 日 18 时—23 日 18 时	25	大暴雨	大暴雨
7 月 4 日 19 时—05 日 17 时	23	特大暴雨	大暴雨
7 月 8 日 06 时—11 日 19 时	86	大暴雨	特大暴雨

2003 年 6 月 22 日前后,大尺度环流呈西欧和东欧两个低槽,并在淮河流域形成了典型的单阻型梅雨形势,同时西太平洋副热带高压西伸加强,形成稳定的大环流形势。22—23 日降水过程在 500 hPa 天气形势上主要是减弱东移的东欧低槽,中低层主要表现为低涡切变线,低涡后部南下的冷空气与副

热带高压北部北上的暖湿空气通过与中高层天气系统的相互作用,引发了 2003 年淮河流域的第 1 次大范围强降水。22—23 日强降水时段合肥雷达 4 个时刻的复合扫描回波强度分布(图 3)中,反射率为 25 dBz 左右的大片稳定性层状云回波中夹杂着条带状高反射率密实团块,团块强度大于 40 dBz,最高达 55 dBz,面积小,生存时间长。22 日 23 时 04 分(图 3a)的云图显示,结构稳定、块絮状结构显著的云系自西北方向进入研究流域(左下角的闭合曲线),可以判断为发展成熟的层积混合型降水。同时云内高达 40 dBz 的强中心缓慢向东北移动,同云系的走向有一定的交角。23 日 02 时 05 分的雷达图像(图 3d)显示,云系将开始移出研究区域。云系宽达数百千米,单部雷达仅能探测其部分区域,可判断为典型的梅雨锋降水内强中尺度回波系统。

此后的一段时间内,整个大气环流场一直有利于江淮气旋和切变线等降水系统的产生与维持,并最终导致了整个淮河流域多年一遇的大范围特大洪涝灾害。7 月 4—5 日的大范围强降水以混合型降水为主,只是影响研究区域的降水区相对较小(图 4),5 日 04 时的雷达图像中有 55 dBz 的强反射率中心,此后较强的中心逐渐减弱,流域被大面积的 40 dBz 左右的反射率区域所笼罩。整个时段内,研究流域上空有一持续的强中心自西南移入,并向东北移出,是造成流域内较大降水的主要云团。相比于

6月22—23日的过程,流域内此次降水过程的时间变化较大,空间分布不均匀。与前两次过程相比,7月8—11日降水持续时间更长,降水强度更大,影响

范围更广,是导致研究流域洪水的最主要降水过程之一,但其反射率因子复合扫描分布图中仍然具有显著的层积混合型降水云团的特征(图略)。

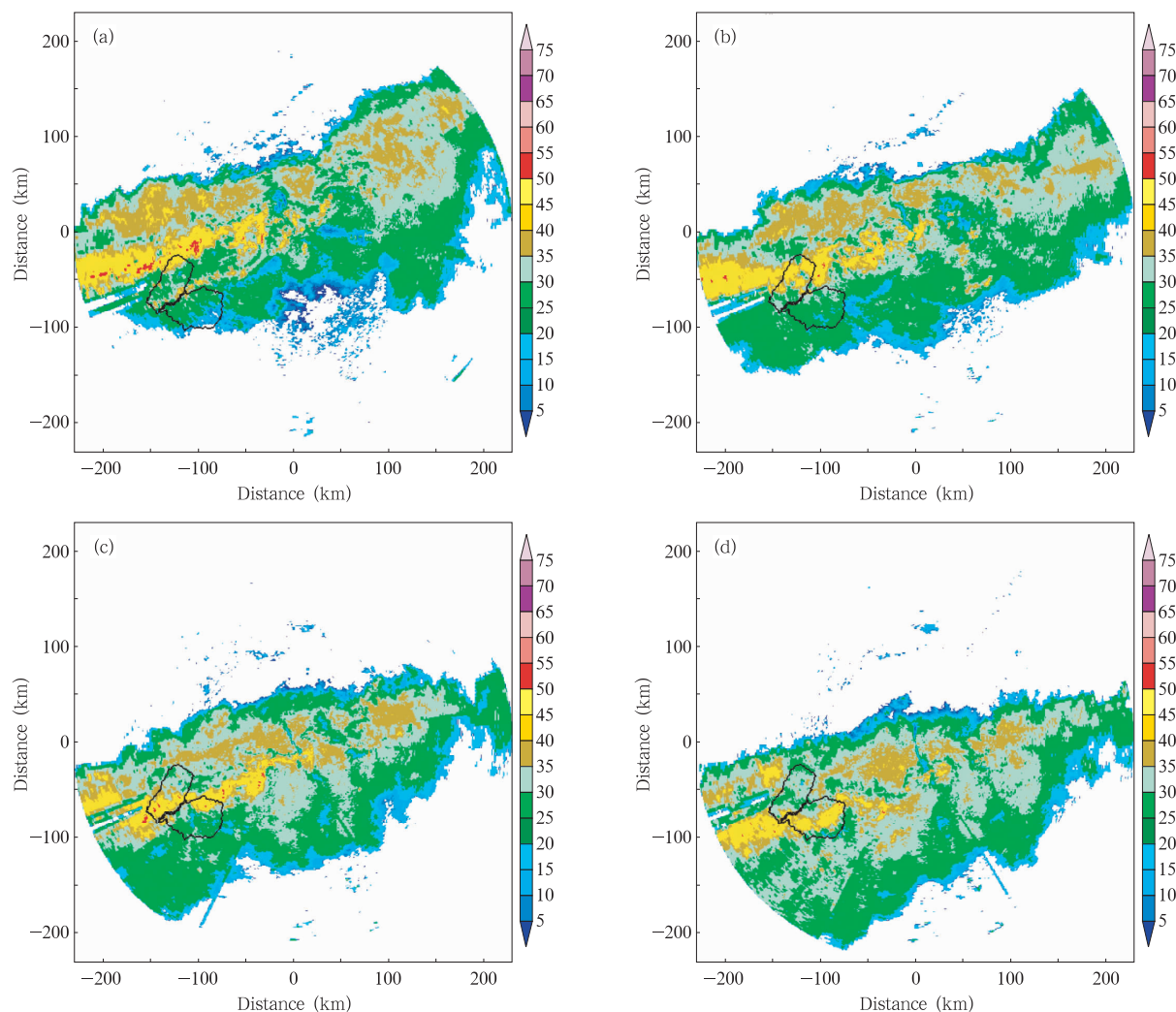


图3 2003年6月22—23日降水的雷达复合扫描回波强度场
(a. 22日23时04分, b. 23日00时01分, c. 23日01时04分, d. 23日02时05分,
最大半径230 km, 闭合区域为研究流域)

Fig. 3 Depiction of the hybrid scans for the case of precipitation from 22 to 23 June, 2003. The maximum radius is 230 km, and the closed solid lines represent locations of research areas
(a. 23:04 BT 22 Jun, b. 00:01 BT 22 Jun, c. 01:04 BT 22 Jun, and d. 02:05 BT 22 Jun)

3次过程中,云带均呈东北—西南向分布,十分缓慢地自西北向东南方向扫过研究流域,雷达复合扫描回波图像中,大面积的层状云中嵌有强对流中心,整体呈现出显著的层云积云混和型降水特征。

5 雷达-雨量计估测降水原理

得到雷达反射率因子数据以后,需要通过一定的方式转化为降雨率以及同雨量计记录资料对应的

小时雨量。在反射率因子转化为降雨率的计算中,采用了 $Z-I$ 关系方法,首先对每个扫描时次的反射率因子进行计算,然后对每个扫描时次的降水产品进行积分处理,转化为同雨量计记录资料对应的逐小时的雨量资料。对每个扫描时次的降雨率进行计算时使用了两种 $Z-I$ 关系式: $Z = 300I^{1.4}$ 由美国南部夏季深对流降水统计得到,是WSR-88D雷达的默认关系式和降水系列算法中的推广应用关系式

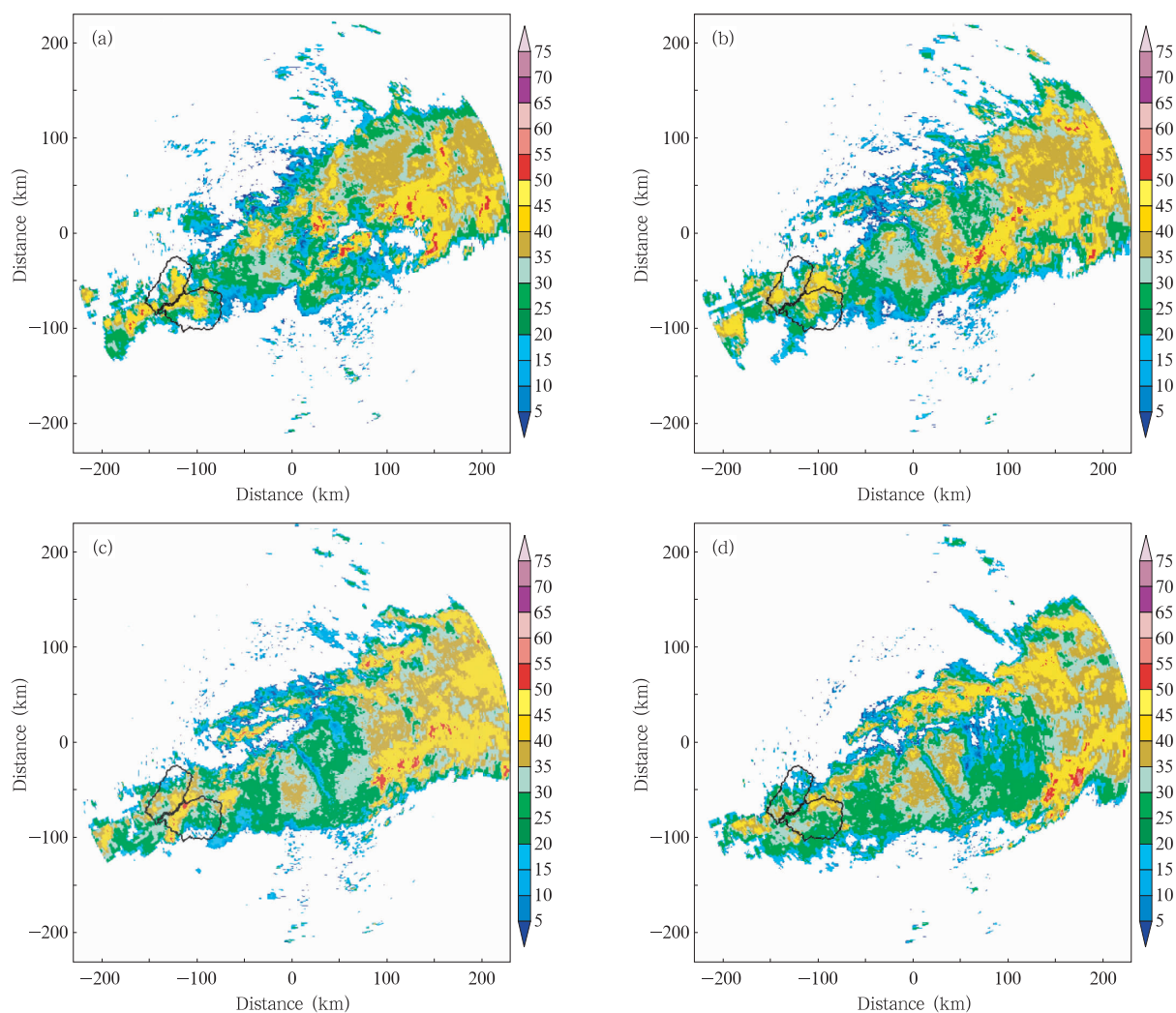


图4 2003年7月5日降水过程的雷达复合扫描回波强度

(a. 5日02时01分, b. 5日03时02分, c. 5日04时00分, d. 5日05时01分)

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for the case of 5 July

(a. 02:01 BT 5 July, b. 03:02 BT 5 July, c. 04:00 BT 5 July, d. 05:01 BT 5 July)

(Belville, 1999),也是目前中国新一代多普勒雷达中的默认关系式(俞小鼎等, 2006); $Z = 200I^{1.6}$ 关系式与理论推导的平均关系式十分接近, 是层状降水云团中常用的经典关系式(张培昌等, 2000)。

单独使用雨量计网计算流域内的降水时, 根据每个观测时次的雨量计记录资料, 使用距离平方反比方法对整个流域进行插值处理, 在此基础上再计算流域累积面雨量和平均面雨量序列。距离平方反比法的计算公式为

$$P(i, j) = \sum_{k=1}^n \frac{G_k}{d_k^2} / \sum_{k=1}^n \frac{1}{d_k^2} \quad (1)$$

其中 $P(i, j)$ 表示被计算点 (i, j) 的雨强, n 表示 (i, j) 点周围某一距离范围内的雨量计站点数, G_k 表示

第 k ($1 \leq k \leq n$) 个雨量计站点的观测雨量值, d_k 为第 k 个雨量计站点到格点 (i, j) 的距离。使用 12 部雨量计计算得到的雨量做为雨量真值。

雷达联合雨量计校准有多种方法(戴铁丕等, 1996; Fulton, et al, 1998; 张培昌等, 2000; 程明虎等, 2005)。平均校准方法(张培昌等, 2000)简便, 但常会造成降水量分布失真。相对复杂的校准方法通常可以得到精度稍高的校准结果, 但由于本文中用于校准的雨量计数量在不断变化, 校准半径需要随时调整, 因此选用实施方便、易于掌握, 适用于梅雨锋降水且校准精度较高的距离加权方法(戴铁丕等, 1996)进行雷达雨量计校准。其具体的校准过程为, 设观测区域内雨强为 I_i 的格点 (i, j) 可表示为 $I_i(i,$

j),在其一定距离范围内,共有 M 个雨量计站点,每个雨量计点 $k(1 \leq k \leq M)$ 上的校准因子可以表示为

$$f_0(i, j, k) = P_G(i, j, k) / P_R(i, j, k) \quad (2)$$

其中 $P_G(i, j, k)$ 表示点 (i, j) 周围第 k 个雨量计的观测降水强度, $P_R(i, j, k)$ 为相应点上的雷达估测降水强度。实际操作过程中,为了尽量减少随机误差的影响,对 $P_R(i, j, k)$ 做 9 点平均平滑处理,即使用 (i, j) 及其周围共计 9 点的均值代替该点的值,则格点 (i, j) 的校准因子 $f(i, j)$ 为

$$f(i, j) = \sum_{k=1}^M W_k f_0(i, j, k) / \sum_{k=1}^M W_k \quad (3)$$

其中 W_k 是权重系数,可表示为: $W_k = \exp(-r_k^2(i, j)/A)$ 。式中 A 是决定权重的系数,实际上为滤波系数,本文中选用 A 值 1200, $r_k(i, j)$ 代表第 k 个雨量计基准点到格点 (i, j) 的距离。当校准雨量计的密度变化时,校准半径随着用于校准的雨量计的数量,根据表 1 进行实时的调整。具体实施时,校准雨量计的选取和校准过程是两个独立的过程,站点间的相关系数只是作为雨量计选择时的参考,与校准过程中权重系数的计算无关。

6 雨量计密度对雷达联合雨量计估测降水的影响

面雨量是指某一特定区域或流域上的平均降水状况,定义为单位面积上的降水量,可表示为

$$\bar{P} = \frac{1}{S} \int_S P dS \quad (4)$$

$\bar{P}$ 为面雨量,单位为 mm/h, S 是特定区域的面积,单位为 km^2 , P 为有限元 dS 上的雨量。由于研究流域已经被格点化处理,流域内的平均面雨量由下式得到

$$\bar{P} = \sum P_i S_i / S \quad (5)$$

其中, P_i 为研究流域内每个格点的雨强, S_i 为格点面积, S 为研究流域的总面积,各量的单位与式(4)相同。

为了比较不同数量雨量计对校准结果的影响,采用估测误差(E_P)、均方根误差(E_{RMS})和相关系数(R)等统计参数。估测误差、均方根误差和相关系数的计算公式分别为

$$E_P = \frac{P_R - P_G}{P_G} \quad (6)$$

$$E_{\text{RMS}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (P_{Ri} - P_{Gi})^2}{N}} \quad (7)$$

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (P_{Ri} - \bar{P}_R)(P_{Gi} - \bar{P}_G)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (P_{Ri} - \bar{P}_R)^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (P_{Gi} - \bar{P}_G)^2}} \quad (8)$$

其中 P_R 为估测降水序列的累积平均面雨量, P_G 是真值的累积平均面雨量, P_{Ri} 为第 i 个时次的估测雨量, P_{Gi} 为 i 时次对应的真值雨量, $\bar{P}_G$ 和 $\bar{P}_R$ 分别为真值和估测雨量序列的均值, N 为降水持续小时数。根据定义,正、负 E_P 值分别表示对真值的高估和低估,绝对值大小代表了高估或低估的程度, E_{RMS} 用于表示估测值相对于真值的离散程度,值越小表明离散程度越小,相关系数 R 值越接近 1.0,表示估测值同真值序列的相关性越高。

6.1 响洪殿流域 7 月 8—11 日降水的个例分析

通过逐步减少参与校准的雨量计数量,对响洪殿流域 7 月 8—11 日的降水过程进行分析。图 5 所示为未经校准的雷达雨量以及使用 1、2 和 3 部雨量计校准时的雨量曲线同真值序列的比较结果,使用 4 部及以上数量雨量计校准时的结果同真值接近,图中没有给出。

雨量曲线表明,12 部雨量计参与校准时的结果与真值雨量曲线比较一致,未经校准的雷达估测流域平均面雨量在两种 $Z-I$ 关系时均有严重低估,使用单部雨量计校准时,在各个峰值点同真值的差别明显(图 5a、5b),波动较大,某些峰值点上的高估或低估达到了 20 mm,但仅根据雨量曲线并不能识别所使用的 $Z-I$ 关系类型。使用雨量计网校准雷达降水场时,雷达降水场被视为初始扰动场, $Z-I$ 关系的不同只是改变了初始扰动场,校准结果的变化与否和变化程度,更多地受校准雨量计的影响。

此次降水个例中,单独使用不同数量的雨量计计算降水时,根据式(1)对每个校准时次的校准雨量计网进行计算,并根据式(5)求得的平均面雨量序列(图 6a)表明,未经校准的雷达估测累积面雨量存在严重低估,相比于真值 336.4 mm 的累积雨量值, $Z=200I^{1.6}$ 关系低估 47.3%, $Z=300I^{1.4}$ 关系低估了 48.0%。使用不同数量的雨量计校准时,估测误差随着校准雨量计数量的变化在 0 等值线上下波动,但降水量的偏差小于 30.0 mm。随着校准雨量计数

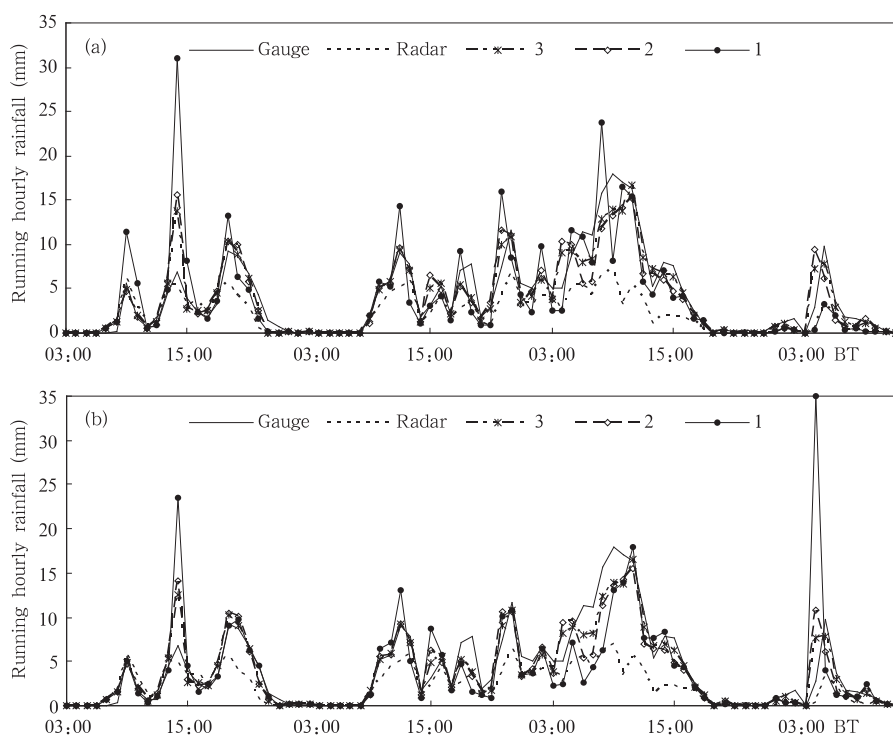


图5 2003年7月8—11日降水过程,1、2和3部雨量计校准结果同真值序列的比较 (Gauge表示12部雨量计真值,Radar表示未经校准的雷达,1、2、3分别表示校准的雨量计数量,其中(a)使用 $Z = 300I^{1.4}$, (b)使用 $Z = 200I^{1.6}$)

Fig. 5 Comparison of the results derived from 1, 2, and 3 gauges for the case of 8 to 11 July with $Z = 300I^{1.4}$ (a) and with $Z = 200I^{1.6}$ (b)

(“Gauge” represents the true value obtained from 12 gauges, “Radar” means the radar observed rainfall, and the 1,2,3 represent the number of calibration gauge)

量从1部逐步增至12部, RMSE(记为 E_{RMS})逐渐减小,相关性逐渐增强(图6b, 6c);当校准雨量计的数量在2部及以上时, E_{RMS} 变化趋于平缓,逐步稳定在1.0 mm/h左右,而相关系数稳定在0.95以上;单部雨量计校准时,尽管累积降水量接近真值,但相关系数和 E_{RMS} 表明,雨量序列整体同真值序列有很大的不一致性,这与图5所示的一致。

对于作为对比的雨量计网雨量,累积降水量曲线显示,根据不同数量雨量计距离平方反比法得到的累积雨量值随着雨量计数量的减少逐步降低,且一直低于12部雨量计的真值结果,雨量计数量越少,波动也越大(图6a); E_{RMS} 变化表明,尽管多部雨量计校准时的雨量序列与真值序列比较接近,但波动仍然较大(图6c),联合校准时的结果显著优于单独使用雨量计网或雷达时的结果;尽管雨量计网距离平方反比法得到的雨量同真值序列的相关性仍高于联合校准时的相关性,但综合比较图6可知,两部及以上的雨量计校准时,雷达联合雨量得到的雨量

结果精度更高,更接近真值。

雨量曲线和有关参数表明,用少量雨量计进行校准时的结果十分不稳定,值得深入探讨。使用单部雨量计对根据 $Z = 200I^{1.6}$ 得到的雷达估测雨量场进行校准时,使用的是预先选定的校准雨量计,由于相关系数和 E_{RMS} 严重偏离整体趋势(图6b、6c),对根据 $Z = 300I^{1.4}$ 得到的降水场进行校准时更换了校准雨量计。即使在相对均匀的降水过程,雨强的分布也存在很大变化(图3、图4),当选用的校准雨量计位于不同强度的降水区时,会得到不同的降水估测结果;当使用的校准雨量计位于流域边缘时,对于设定的校准半径,并不能覆盖整个研究流域,从而会造成降水估测的较大偏差;而且降水云团一直处于运动状态,而雨量计位置固定,降水云团扫过校准雨量计上空时受空间和时间的双重作用,都会对校准结果产生影响。用两部以上的雨量计校准时,这种随机性会大大降低,降水的不稳定性有很大改善,即使仅用单部雨量计进行校准,其结果也往往优于未

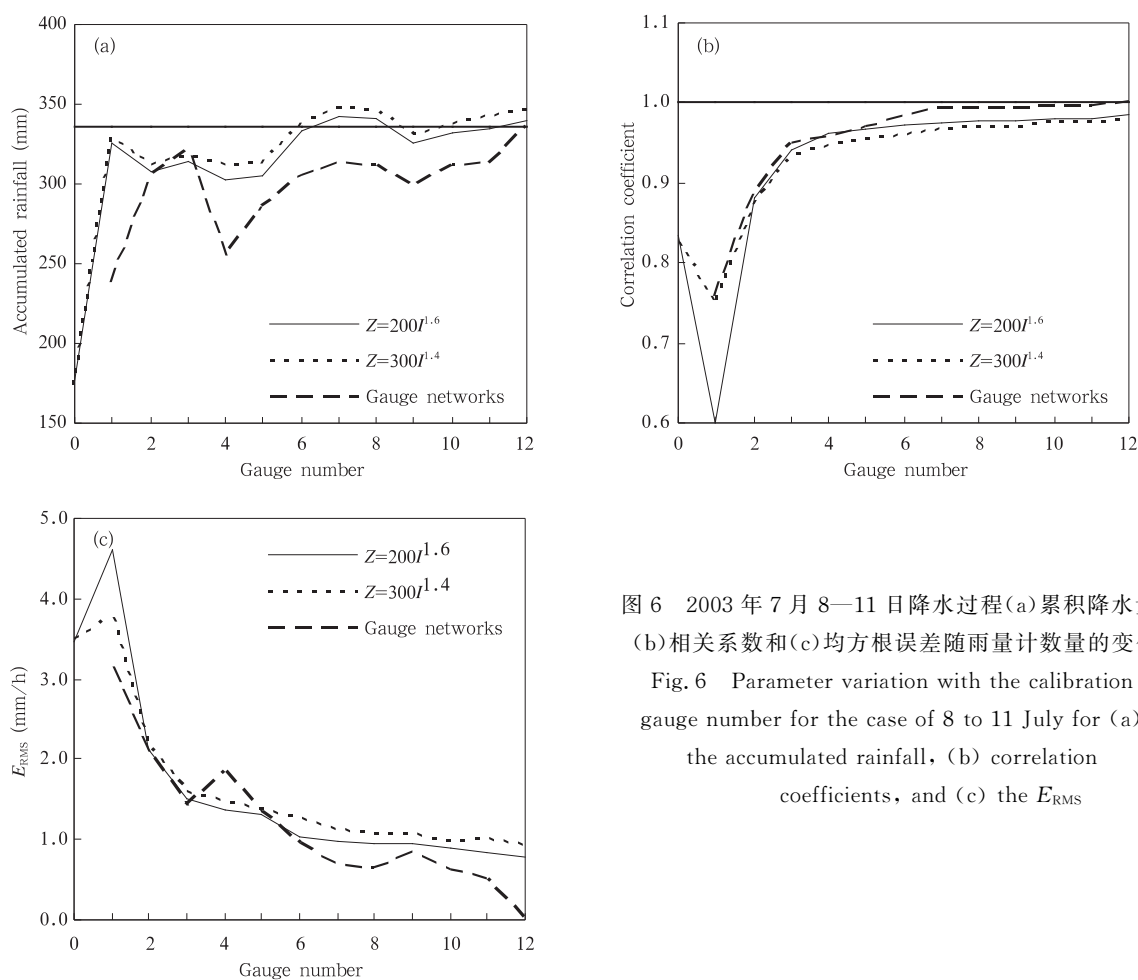


图6 2003年7月8—11日降水过程(a)累积降水量、(b)相关系数和(c)均方根误差随雨量计数量的变化

Fig. 6 Parameter variation with the calibration gauge number for the case of 8 to 11 July for (a) the accumulated rainfall, (b) correlation coefficients, and (c) the E_{RMS}

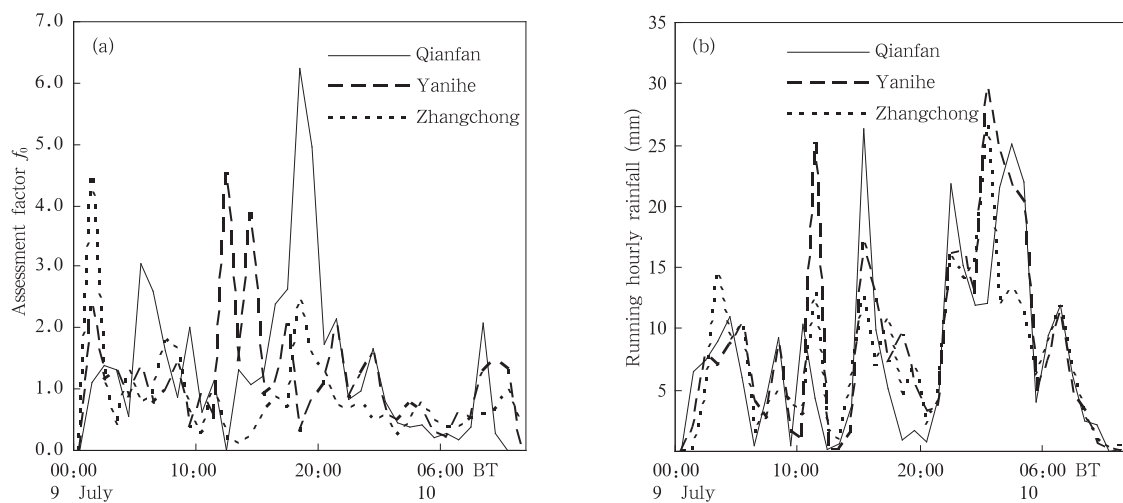


图7 2003年7月9—10日峰值雨段3个站点的(a)小时校准因子 $f_0 (= P_G/P_R)$ 和(b)雨量变化

Fig. 7 Temporal variation of the running hourly assessment factor (a) and running hourly accumulative rainfall (b) for three of the calibration rain gauges over the Xianghongdian subcatchment during the peak rainfall period of 9–10 July, 2003

经校准的雷达估测降水序列。

采用单部雨量计进行校准时,各个峰值点均能被体现出来,但不同站点校准得到的结果有很大差别。比较响洪殿流域内3个站点(图1)的小时校准因子 f_0 在此次降水峰值时段的变化(图7)可见,除各个峰值点上的较大差别外,尽管3个站点观测雨量序列随时间变化的趋势比较一致,但校准因子的变化趋势仍然存在显著差别,在校准时,将不同的小时校准因子值分布到整个流域,再对雷达估测降水场进行校准,从而也会造成估测降水场随着具体校准雨量计的不同而变化。多个站点的雨量序列比较也表明,相对于真值雨量序列,随着校准雨量计的不同,峰值雨量有很大变化,各个降水峰值点在时间上也有显著的不一致,从而也不难解释图6中单部雨量计校准时的低相关性和较大 E_{RMS} 值的现象。

当选用的单个站点位于流域中央位置,即单部雨量计能够覆盖整个流域时,累积降水量可能会有较大高估或低估,但相关系数却有可能稳定在较好的水平。当选用的单个站点位于流域边缘时,如图7中的张冲(Zhangchong),位于流域的右上边缘,此时的预设校准半径25 km已经不能覆盖整个流域,使用其他站点时,流域被部分校准的现象也很严重,从而导致严重的随机性高估或者低估以及低的相关性和高的 E_{RMS} 值,而且这种影响很有可能被归类为 $Z-I$ 关系不同的影响。根据校准雨量计的选用准则,对选出的几组不同2、3和4部雨量计组合得到的校准结果进行了分析,结果表明:虽然使用不同的雨量计组合时结果有所变化,但随着校准雨量计数量的增加,校准雨量序列的相关系数保持在较高水平,估测误差趋于稳定, E_{RMS} 变化趋于平缓。需要指出的是,当选用的雨量计组合分布在较小的区域内,即彼此相隔距离较小时,仍然存在单雨量计校准时的不一致性,根据分析,这与近距离内的雨量计具有较高相关性有关(图2),但在一般情况下,由于此时的雨量计分布不符合校准雨量计的选用准则,类似的组合通常会被排除。

根据以上分析,响洪殿流域内雷达联合一定数量的雨量计所得的雨量结果与同等数量雨量计反演结果相比, E_{RMS} 变化更为平缓,累计降水量和估测误差更接近12部雨量计的雨量真值。1410 km²的流域面积内,使用2部以上(含2部)的雨量计校准雷达时,所得结果同真值相比估测误差较小,相比于真

值336.4 mm的累积降水量,估测误差的范围不超过10%, E_{RMS} 稳定,相关系数在0.92以上,并不随 $Z-I$ 关系的不同而变化,根据表1,可得约每700 km²布设1部校准雨量计,即雨量计的密度约为1.4部/1000 km²。

6.2 响洪殿流域7月4—5日和6月22—23日降水的个例分析

相对于7月8—11日降水过程,4—5日降水过程虽然是2003年淮河流域的一次特大暴雨降水过程,但对研究流域而言,持续时间较短,仅20多个小时,只是中等强度的降水过程。雨量序列结果(图略)表明,未经校准的雷达雨量序列存在严重低估,使用 $Z=300I^{1.4}$ 关系,采用单部雨量计进行校准,其结果严重偏离整体趋势,这与图8a中未经校准的雷达低估总降水量30%和使用单部雨量计校准时相关性较低现象(图8b)相符。

图8所示为使用两种不同的 $Z-I$ 关系式和单独使用雨量计网时,估测误差、相关系数和 E_{RMS} 随校准雨量计数量的变化。与流域内真值68.9 mm的累积平均面雨量相比,未经校准的雷达显著低估了累积平均面雨量,使用 $Z=300I^{1.4}$ 时为-50.9%,而 $Z=200I^{1.6}$ 时为-48.8%;单部雨量计校准时,累计总降水量低估并不显著,但相关系数较小, E_{RMS} 值也较大,且不随 $Z-I$ 关系的不同而变化。不同数量的雨量计采用距离平方反比法得到的雨量序列结果表明,尽管同真值序列的相关系数与校准后的序列相比差别并不显著,但估测误差显示有较大的波动,十分不稳定, E_{RMS} 值均大于相应数量雨量计校准雷达时的 E_{RMS} 值,且整体波动相对较大,从而也反映出雷达联合雨量计校准时相对于单独使用雨量计网时的稳定性和优越性。

6月22—23日降水过程为研究流域2003年的首次强降水过程,根据资料分析,影响研究流域的持续时间约为24 h,比较此次个例中有关参数随雨量计数量的变化(图9)可见,当参与校准的雨量计大于等于2部时,根据 $Z=300I^{1.4}$ 校准得到的累积雨量结果均有高估,但并不严重,最大仅有7.2%,对应的高估雨量值为5.5 mm左右; $Z=200I^{1.6}$ 时的累积雨量结果在真值上下波动;同真值的相关系数均保持在0.98以上,仅有微小波动; E_{RMS} 稳定在1.0 mm/h以下。形成鲜明对比的是根据不同数量的雨量计计算得到的雨量序列中,累积降水量均有较大

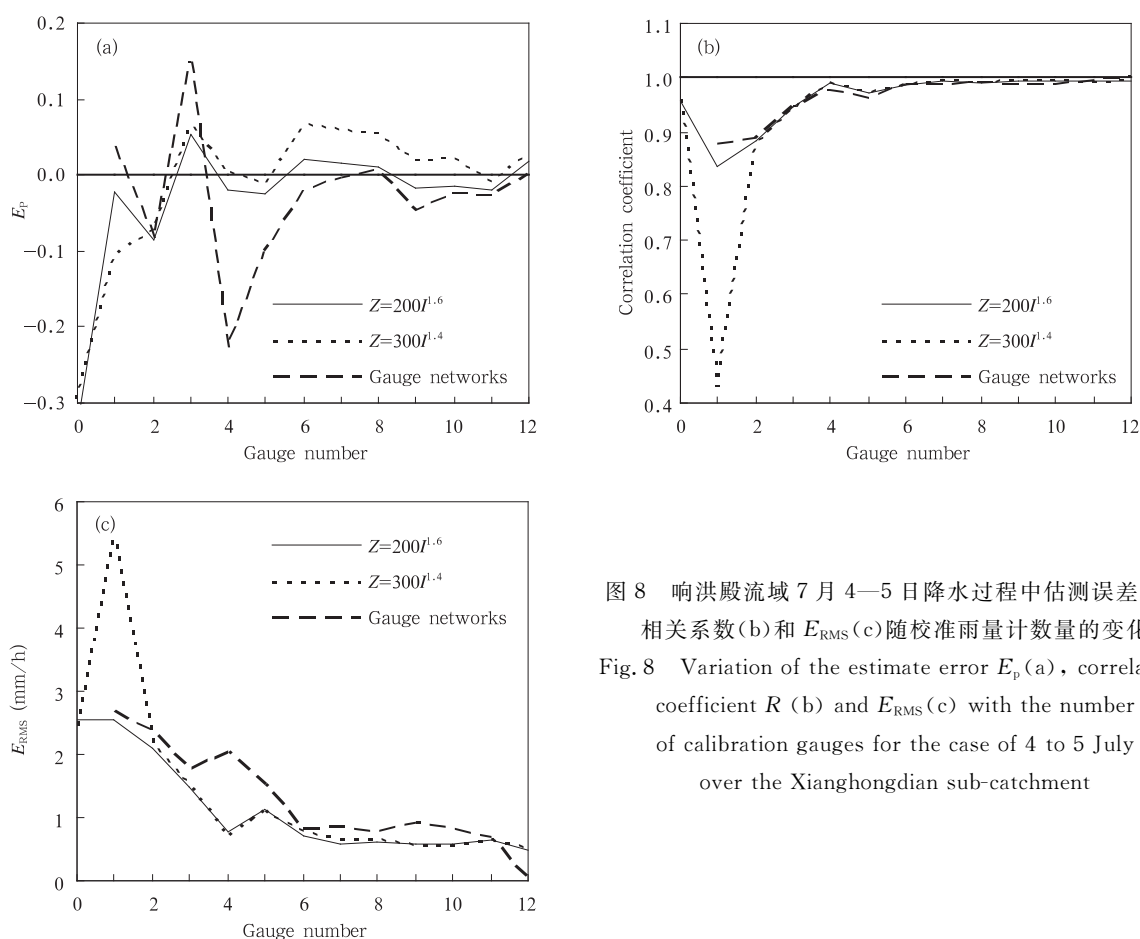


图8 响洪殿流域7月4—5日降水过程中估测误差(a)、
相关系数(b)和 E_{RMS} (c)随校准雨量计数量的变化
Fig.8 Variation of the estimate error E_p (a), correlation
coefficient R (b) and E_{RMS} (c) with the number
of calibration gauges for the case of 4 to 5 July
over the Xianghongdian sub-catchment

低估,最大甚至超过了13.6%,接近10 mm;而在相关性和 E_{RMS} 方面,只有个别时次的值与校准后的参数较为接近,其他时次的表现均不如雷达联合雨量计的校准结果。此次降水过程中,雷达联合雨量计估测面雨量的优势仍有很好的体现,同时每700 km²布设1部校准雨量计,即雨量计的密度约为1.4部/1000 km²的结果也得到了较好的检验。

响洪殿流域的3次研究个例表明,同一校准雨量计单独校准不同的降水过程时,会得到不同的结果;2部以上的雨量计校准时,估测误差较小, E_{RMS} 值随着校准雨量计数量的增加逐渐减小,并趋于平缓;相关系数逐渐增大,相关性高于0.90。因此,用雨量计校准雷达时,响洪殿流域内布设两部雨量计就能达到要求,雨量计布设密度为700 km²/部,远小于流域内现有的120 km²/部雨量计布设密度,同时可以看出,使用雷达联合雨量计估测面雨量比单独使用雷达或者单独使用雨量计网的优势都要明显。

6.3 佛子岭流域6月22—23日降水的个例分析

为了验证响洪殿流域得到的结果在其他流域的适用性,本研究对面积稍大的佛子岭临近子流域进行了同样的分析。图10给出了佛子岭流域2003年6月22—23日降水过程中,不同数量雨量计校准雷达及相应数量的雨量计网距离平方反比法得到的雨量序列同真值序列累积降水量、相关系数和均方根误差的比较。相对于真值76.2 mm的累积值,根据 $Z=200I^{1.6}$ 和 $Z=300I^{1.4}$ 得到的未经校准的雷达估算累积降水量分别为55.5 mm和56.7 mm,对应的估测误差分别为-27.2%和-25.6%,低估超过真值雨量的四分之一。两种 $Z-I$ 关系时的雷达雨量计联合校准中,2部以上的雨量计校准时,随着校准雨量计的增加,累计雨量值逐步接近于真值,波动幅度逐渐趋于稳定(图10a),同真值序列的相关性均保持在0.95以上, E_{RMS} 值小于1.5 mm/h,并渐趋稳定,仅使用雨量计网得到的有关参数波动较大,缺乏稳定性。根据分析,对于此次降水过程,根据响洪殿

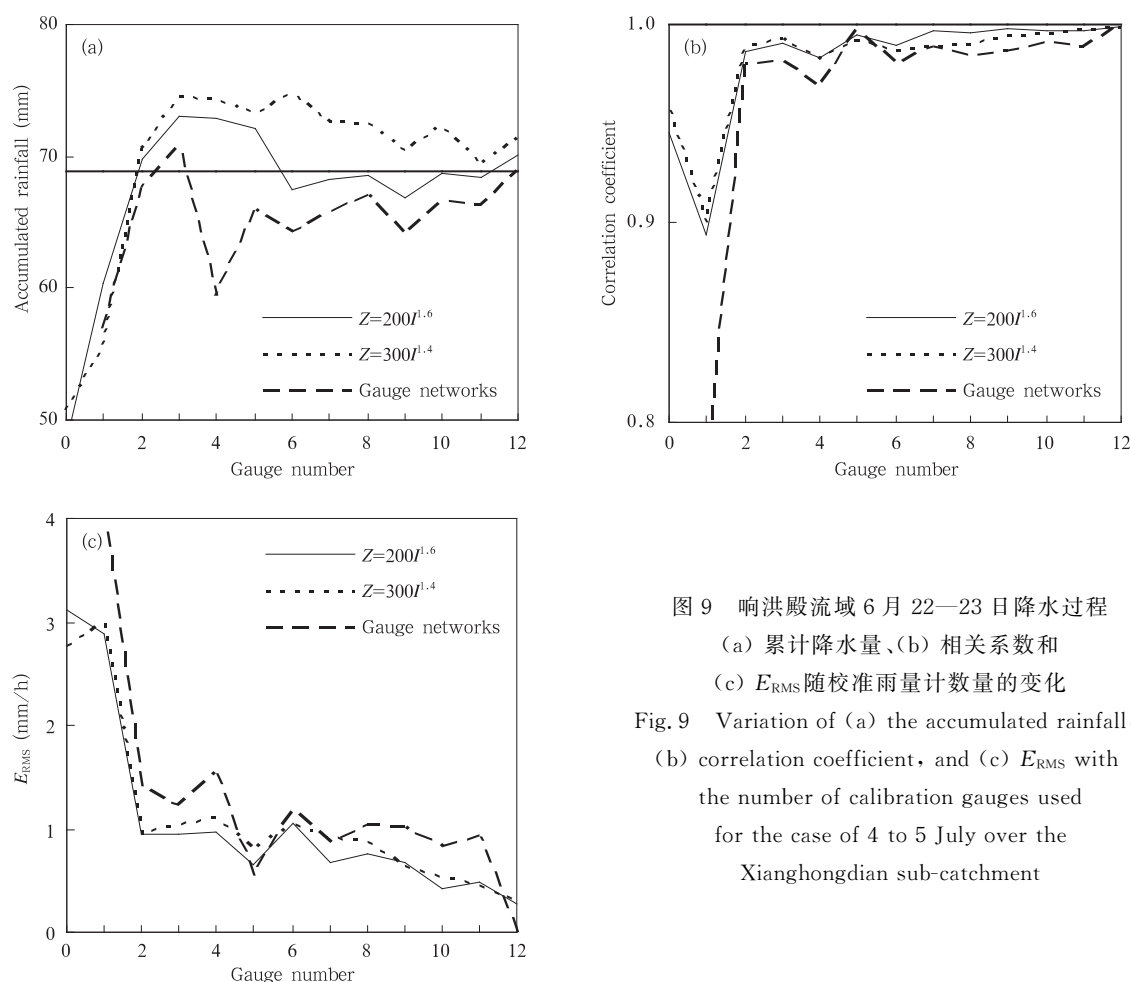


图9 响洪殿流域6月22—23日降水过程

(a) 累计降水量、(b) 相关系数和
(c) E_{RMS} 随校准雨量计数量的变化

Fig. 9 Variation of (a) the accumulated rainfall, (b) correlation coefficient, and (c) E_{RMS} with the number of calibration gauges used for the case of 4 to 5 July over the Xianghongdian sub-catchment

流域3次降水过程得到的两部及以上的雨量计校准时,校准结果即能达到较高的精度的结论,在面积稍大的佛子岭流域仍然适用,雷达-雨量计联合校准的优势仍然存在。

6.4 佛子岭流域7月4—5日个例的分析

7月4—5日的降水过程是佛子岭流域内的一次强降水过程,表3列出了有关参数。两种不同 $Z-I$ 关系式时的 E_{RMS} 值变化表明,随着校准雨量从12部逐步减少至1部, E_{RMS} 值逐渐增加,当校准雨量计少于2部时, E_{RMS} 均大于1.50 mm/h,雨量计数量由2部减为1部时, E_{RMS} 有较大幅度地增大。尽管两种 $Z-I$ 关系下的累积降水量估测误差在较少雨量计时有较大波动,但随着校准雨量计数量的增加,估测误差逐步减小并趋于稳定。根据不同数量的雨量计计算得到的雨量结果均有较大低估,估测误差在9部雨量计时也高达-13%,同校准后的结果相比

十分不稳定,采用单部雨量计校准时的低相关性也同两部及更多雨量计校准时的结果形成了鲜明对比。通过比较可知,根据前面几个个例分析得到的结论在佛子岭流域此次降水过程中也较好的体现。佛子岭流域的面积为1813 km²,由表1可知,此次降水过程中需要的平均校准雨量计密度为900 km²/部,密度值略小于响洪殿流域。尽管如此,同美国南部每170 km²设1部雨量计的密度(Duchon, et al, 1995)相比,仍稀疏了很多,这是由于积云和层积混合性降水类型的不同造成的。Collier等(1975)提出1000 km²流域面积内两部雨量计进行校准时的误差为18%,相当于大面积层状云降水时1000 km²内8部雨量计的降水估测精度,本文的结果与此相比也有较大提高,即2部雨量计校准雷达时的精度相比于12部雨量计网雨量场,估测误差仅为10%左右。

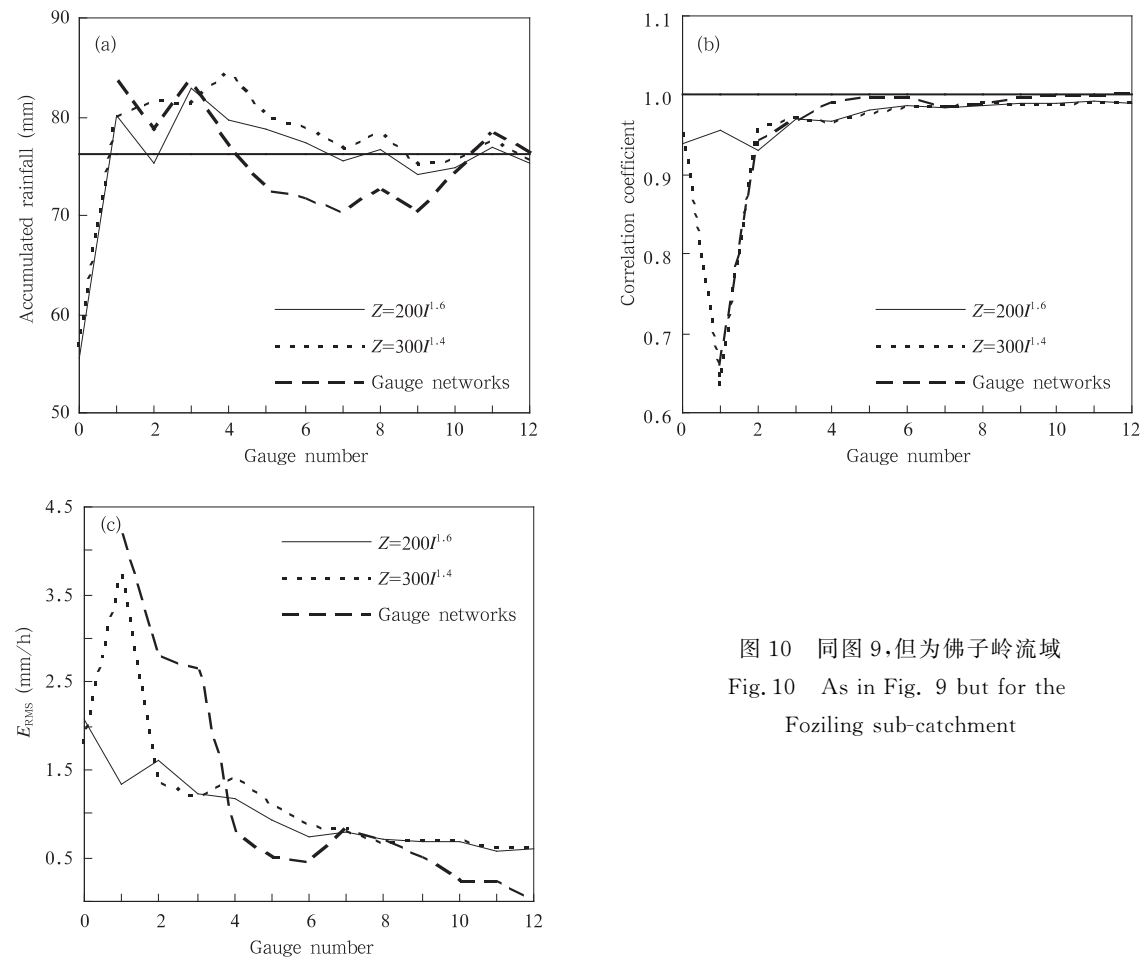


图 10 同图 9, 但为佛子岭流域
Fig. 10 As in Fig. 9 but for the
Foziling sub-catchment

表 3 佛子岭流域不同密度雨量计校准及单独使用雨量计网时, E_{RMS} 、
相关系数和估计误差的比较, 0 表示未经校准的雷达

Table 3 The E_{RMS} , correlation coefficients (R) and E_p with different number of gauges for the case of
4 to 5 July over the Foziling sub-catchment. 0 represents un-calibrated radar

校准雨量计数		12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	0
R M S E	$Z = 200I^{1.6}$	0.49	0.76	0.82	0.89	0.73	0.90	0.85	0.75	1.20	1.02	1.39	6.40	3.28
	$Z = 300I^{1.4}$	0.67	0.72	0.76	0.77	0.81	0.64	0.67	0.74	1.21	0.94	1.50	2.02	3.05
	Gauge networks	0.00	0.77	0.79	1.03	0.95	0.97	0.95	0.73	1.07	2.33	1.97	3.07	
相 数 (R)	$Z = 200I^{1.6}$	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98	0.99	0.97	0.98	0.96	0.69	0.91
	$Z = 300I^{1.4}$	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98	0.98	0.97	0.92	0.94
	Gauge networks	1.00	0.99	0.99	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.97	0.97	0.99	0.79	
估 差 (E_p)	$Z = 200I^{1.6}$	0.02	-0.04	-0.03	-0.04	0.03	-0.03	0.01	0.04	0.08	0.05	0.06	0.25	-0.37
	$Z = 300I^{1.4}$	0.05	-0.01	0.00	-0.01	0.06	0.00	0.05	0.08	0.13	-0.04	0.13	-0.21	-0.38
	Gauge networks	0.00	-0.08	-0.10	-0.13	-0.11	-0.12	-0.07	-0.06	-0.04	-0.06	-0.11	-0.32	

7 结 论

以响洪殿和佛子岭流域内各自 12 部雨量计距离平方反比法得到的平均面雨量序列作为真值,使用 $Z = 200I^{1.6}$ 和 $Z = 300I^{1.4}$ 两种关系式进行雷达降水反演,通过人工选择校准雨量计,逐步将校准雨量

计的数量从 12 部减少至 1 部,并结合距离加权校准方法,对 2003 年梅雨期 6 月下旬至 7 月中旬佛子岭和响洪殿流域内共计 5 次典型强降水过程进行了分析,实施了不同数量雨量计校准雷达降水场的研究,得到以下结论:

(1) 两流域内的 5 个个例分析表明,未经校准

的雷达估测累积平均面雨量均存在严重低估,使用两种不同的 $Z-I$ 关系时,只是低估的程度不同。相比于雨量计密度的影响, $Z-I$ 关系的影响并不显著。使用 2 部以上的雨量计实施校准时,2 种不同的 $Z-I$ 关系得到的雨量曲线并无显著区别;

(2) 5 个个例中,雷达联合雨量计估测降水的优势均得到了较好的体现,当校准雨量计的数量一定时,雷达联合雨量计估算降水结果与单独使用雨量计网相比,尽管相关系数的变化并不一致,但累积降水量值更接近真值, E_{RMS} 更小;随着校准雨量计数量的增加,累积降水量和 E_{RMS} 值的变化更加平稳;

(3) 使用单部雨量计校准时,雨量计在流域内的位置以及相对于降水云团的位置对校准结果有很大影响,校准雨量计不同,得到的结果会有很大不同;同一部校准雨量计,不同的降水时次,校准结果有较大变化。即使使用单部雨量计校准,得到的结果通常也优于未经校准的雷达估测平均面雨量序列;

(4) 实施雷达雨量计校准时,用于校准的雨量计数量越多,结果越接近真值。随着校准雨量计数量的减少, E_{RMS} 值逐渐增大、相关性逐渐减弱,估测误差逐渐增大。在两研究流域内的 5 个个例中,当校准雨量计的数量在 2 部以上时,同真值相比,估测误差较小, E_{RMS} 变化平缓,相关性较高。2 部雨量计校准时,佛子岭流域内的雨量计密度为 $900 \text{ km}^2/\text{部}$,而临近的响洪殿流域为 $700 \text{ km}^2/\text{部}$ 。

致谢:感谢郑国光、张沛源和周凤仙研究员在论文完成过程中给予的指导,感谢评审专家和编辑人员对本文修改提出的有益建议。雷达和雨量计资料由“黄淮试验”项目技术组收集、主要由气象部门和淮河水利科学委员会提供。

参考文献

- 戴铁丕,詹煜,刘玉洁. 1996. 在雷达-雨量计联合探测系统中距离加权和时间外推校准技术的研究. 气象科学, 16(3): 63-74
- 洪延超,黄美元等. 1987. 梅雨锋云系中尺度系统回波结构及其与暴雨的关系. 气象学报, 45(1): 56-64
- 矫梅燕,姚学祥,周兵等. 2004. 2003 年淮河大水天气分析与研究. 北京: 气象出版社, 215pp
- 刘淑媛,王洪庆,陶祖钰. 2002. 1998 年 6 月 28 日~7 月 2 日淮河流域暴雨分析. 气象学报, 60(6): 574-579
- 史锐,程明虎,崔哲虎等. 2005. 用反射率因子垂直廓线联合雨量计校

- 准估测夏季区域强降水. 应用气象学报, 16(6): 737-745
- 王欢,倪允琪. 2006. 2003 年淮河汛期一次中尺度强暴雨过程的诊断分析和数值模拟研究. 气象学报, 64(6): 734-742
- 王健捷,李泽椿. 2002. 1998 年一次梅雨锋暴雨的中尺度对流系统的模拟与诊断分析. 气象学报, 60(2): 146-155
- 徐胜,杨亚群,丁韶辉. 2002. 淮河黄河流域暴雨洪水监测预报系统简介及其进展. 治淮, (10): 15-17
- 姚学祥,徐晶. 2004. 2003 年淮河流域大水期间体积降水量的研究. 气象学报, 62(6): 803-813
- 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京: 气象出版社, 314pp
- 张培昌,杜秉玉,戴铁丕. 2001. 雷达气象学. 北京: 气象出版社, 511pp
- 张亚萍,程明虎,夏文梅等. 2006. 天气雷达回波运动场估测在降水临近预报中的应用. 气象学报, 64(5): 631-646
- 张亚萍. 2007. 利用新一代天气雷达观测资料制作流域径流预报的研究. 北京: 中国气象科学研究院博士学位论文, 175pp
- 周海光,王玉彬. 2005. 2003 年 6 月 30 日梅雨锋大暴雨 β 和 α 中尺度结构的双多普勒雷达反演. 气象学报, 63(3): 301-312
- Anagnostou E N, Krajewski W F, Smith J. 1999. Uncertainty quantification of mean-field radar-rainfall estimates. J Atmos Oceanic Tech, 16: 206-215
- Austin P M. 1987. Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. Mon Wea Rev, 115: 1053-1070
- Belville J D. 1999. Recommended parameter changes to improve WSR-88D rainfall estimates during cool season stratiform rain events. http://www.roc.noaa.gov/ops/z2r_05f5.asp
- Collier C G., Harrold T W, Nicholass C A. 1975. A comparison of areal rainfall as measured by a raingauge-calibrated radar system and raingauge networks of various densities//Preprints 16th Radar Met. Conference, Houston AMS, Boston, 467-472
- Duchon C E, Renkevans T M, Crosson W L. 1995. Estimation of areal-average rainfall during the CaPE experiment in central Florida. J Appl Meteor, 34: 2704-2714
- Fulton R A, Breidenbach J P, Seo D, et al. 1998. The WSR-88D rainfall algorithm. Wea Foreca, 13: 377-395
- Herndon A, Woodley W L, Miller A H, et al. 1973. Comparison of gauge and radar methods of convective precipitation measurement. NOAA Tech. Mem, ERL0D-18
- Makihara Y. 1996. A method for improving radar estimates of precipitation by comparing data from radars and raingauges. J Meteor Soc, Japan, 74(4): 459-480
- Woodley W L, Olsen A R, Herndon A, et al. 1975. Comparison of gages and radar methods of convective rain measurement. J Appl Meteor, 14: 909-928