

高峰,周新尧,孔凡超,等,2018.滑动时间窗长度对太行山区雷达反演降水的影响[J].气象,44(4):538-547.

滑动时间窗长度对太行山区 雷达反演降水的影响^{*}

高峰^{1,2} 周新尧¹ 孔凡超³ 杨永辉¹ 郭迎春³ 孙强⁴

1 中国科学院遗传与发育生物学研究所农业资源研究中心/中国科学院农业
水资源重点实验室/河北省节水农业重点实验室,石家庄 050021

2 中国科学院大学,北京 100049

3 河北省气象台,石家庄 050021

4 河北省河间市农业局,沧州 062450

提 要: 利用雷达估算太行山降水对于海河流域水循环解析、变化预测及流域水资源管理具有重要意义。本文利用2013和2014年6—9月太行山东部中低山区多普勒天气雷达反射率(Z)产品和自动雨量站降水(I)数据,采用不同滑动时间窗(1~5 h)估算 $Z-I$ 关系,利用2013—2014年45次降水事件验证不同时间窗 $Z-I$ 关系在小雨、中雨和暴雨情况下的精度,并针对2013年7月9日降水事件进行个例分析。结果表明:不同滑动时间窗 $Z-I$ 关系反演降水精度不同,误差随滑动时间窗增大,呈现先下降后上升的趋势,其中2 h滑动时间窗误差最小。对于不同量级降水的反演,2 h滑动时间窗 $Z-I$ 关系对中雨的改进最大。个例分析表明:滑动时间窗 $Z-I$ 算法的主要优势在于改善其他算法对雨强较大降水的低估。

关键词: 多普勒雷达,降水反演, $Z-I$ 关系,滑动时间窗 $Z-I$ 算法,太行山区

中图分类号: P413

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.04.007

Impact of Moving Time Window Size on Radar-Based Precipitation Estimation in Taihang Mountains

GAO Feng^{1,2} ZHOU Xinyao¹ KONG Fanchao³ YANG Yonghui¹
GUO Yingchun³ SUN Qiang⁴

1 Key Laboratory of Agricultural Water Resources/Hebei Laboratory of Agricultural Water-Saving/
Center for Agricultural Resources Research, Institute of Genetics and Developmental Biology,
Chinese Academy of Sciences, Shijiazhuang 050021

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

4 Hejian Bureau of Agriculture in Hebei Province, Cangzhou 062450

Abstract: Precise estimation of precipitation in Taihang Mountains is crucial for understanding water cycle and providing support for water management in Haihe River Basin. By using Doppler radar, this study developed the $Z-I$ relationships with different time windows (1–5 h) in three counties in eastern side of Taihang Mountains using radar reflectivity (Z) and rain gauge data (I) from June to September during 2013–2014. By dividing the 45 precipitation events into three categories: Light, moderate and heavy, precipitation was precisely estimated from different $Z-I$ relationships under different categories. Take the

^{*} 国家自然科学基金项目(41671021)和河北省自然科学基金项目(D2015503016)共同资助

2017年7月27日收稿; 2017年11月2日收修定稿

第一作者:高峰,主要从事山区降水反演工作. Email: gaofeng@sjziam.ac.cn

通信作者:周新尧,主要从事水文模型及山区水循环机理研究. Email: zhouxy@sjziam.ac.cn

rainfall event on 9 July 2013 as an example. It showed that (1) the errors of estimated precipitation from different time windows declined firstly, then rose up as the time windows moved from 1 h to 5 h, and the lowest error appeared in 2 h. (2) The 2 h $Z-I$ relationship greatly improved the precision of moderate rain. (3) The estimation of heavy rain also improved when the 2 h $Z-I$ relationship was applied to the rainfall event that happened on 9 July 2013.

Key words: Doppler radar, precipitation estimation, $Z-I$ relationship, moving time window method, Taihang Mountains

引 言

太行山区是海河众多支流的发源地,如大清河、子牙河、漳卫河等,其水资源量占海河流域水资源总量的 40%(水利部海河水利委员会,2012),山区径流又占地表水总径流量的 75.9%(费宇红等,2004)。

太行山区径流量的变化会对海河的水资源量产生直接的影响,精确测算太行山区的径流量对于海河流域水资源的调控和京津冀协同发展具有十分重要的现实意义。太行山区径流的主要来源是夏季降水,其雨量占全年总降水量的 65%~75%(闫冠华,2013),精确估算太行山区夏季降水是准确测算山区径流的前提,但由于山区地形复杂,雨量观测站点有限,对山区降水的准确估算一直是个难题。

2000 年以来,应用天气雷达反演降水成为气象和水文研究的重点(李柏等,2013;陈静等,2015;王红艳等,2015),越来越完善的雷达观测系统和雷达观测技术使得多普勒雷达更广泛地应用到降水事件的分析中(张之贤等,2014)。1999 年 12 月在合肥建立中国第一部新一代多普勒天气雷达,2004 年石家庄多普勒雷达投入业务试运行,到目前华北地区共有 20 部多普勒雷达,已建成完善的雷达观测网。同时,多普勒天气雷达观测范围广、时空分辨率高、可及时准确地获取大范围降水空间分布数据,在山区雨量的估算方面有其独特优势,使山区降水精确反演成为可能(张亚萍等,2007;东高红和刘黎平,2012;潘旻等,2015)。

雷达估算降水普遍采用 $Z-I$ 关系法,其中 Z 代表雷达反射率因子, I 代表小时降水量,不同降水过程由于降水粒子的数密度、几何形状、相态及下落末速度不同,雷达反射率 Z 也不同,使得 $Z-I$ 关系式也会随降水类型、降水强度、发生季节等产生变化(范

江琳等,2014)。目前,我国广泛布局的 S 波段多普勒天气雷达是在美国 WSR-88D 雷达的基础上改进升级而来的,所以雷达反演降水算法也大多沿用美国 $Z=300I^{1.4}$ 这一默认算法,相应的雷达降水产品,大多基于该算法得到(张培昌等,2001)。但研究表明,这一默认算法会造成对强降水的严重低估,并不完全适用于华北地区(王丽荣等,2008;袁晓清和倪广恒,2011),因此,需要进行 $Z-I$ 关系的本地化,提高反演精度。张家国等(1999)在三峡地区使用概率配对法,分别建立了不同降水类型随测距变化的 $Z-I$ 关系,有效提升了反演精度。何宽科等(2007)发现:对于小雨量降水,应用美国默认的 $Z-I$ 关系估测降水比较接近于实际,但应用默认 $Z-I$ 关系估测台风降水,雨量会被严重低估,利用最小二乘法拟合出适合于舟山地区台风降水的 $Z-I$ 关系: $Z=70I^{1.38}$,估测台风降水误差更小。

目前,雷达反演降水通常采用 1 小时尺度数据估算 $Z-I$ 关系,其他尺度很少涉及。Legates(2000)在月尺度上建立雷达反射率和降水的对应关系,来减少不同降水类型和雷达观测带来的误差,进行 $Z-I$ 关系的实时校准,而实际 $Z-I$ 关系在更短的时间尺度上变化。Alfieri et al(2010)使用不同的时间窗,利用滑动平均法进行 $Z-I$ 关系的统计计算,对于意大利西北部 19 次降水过程的反演验证表明:与传统算法相比,滑动时间窗 $Z-I$ 算法反演精度提高了 28%,尤其是当时间窗为 2~5 h 时,反演精度更高。国内采用多时间窗法进行降水反演的研究相对较少,有必要验证该方法在国内雷达降水反演的准确性,以及不同降水过程的最佳滑动时间窗。

本文应用太行山东部中低山区阜平、灵寿、平山 3 个县 2013 和 2014 年 6—9 月小时雷达反射率 and 对应雨量站降水数据,采用不同滑动时间窗拟合 $Z-I$ 关系,并与其他研究建立的太行山 $Z-I$ 关系、默认 $Z-I$ 关系进行对比,验证不同反演方法的精度,旨在

为太行山区雷达降水反演提供方法支撑。

1 资料和方法

1.1 降水、雷达反射率数据及处理方法

选取太行山区东麓的平山县、灵寿县和阜平县

(面积 6213 km²)为研究区,该地区地形西北高东南低,最高海拔 2263 m。选取 3 个县 41 个自动雨量站 2013 和 2014 年 6—9 月共 45 次降水过程的小时降水数据。雷达反射率数据使用石家庄多普勒天气雷达站 2013 和 2014 年 6—9 月 6 min/次的基本反射率数据。研究区地形、石家庄雷达站、自动雨量站分布见图 1,雨量站属性见表 1。

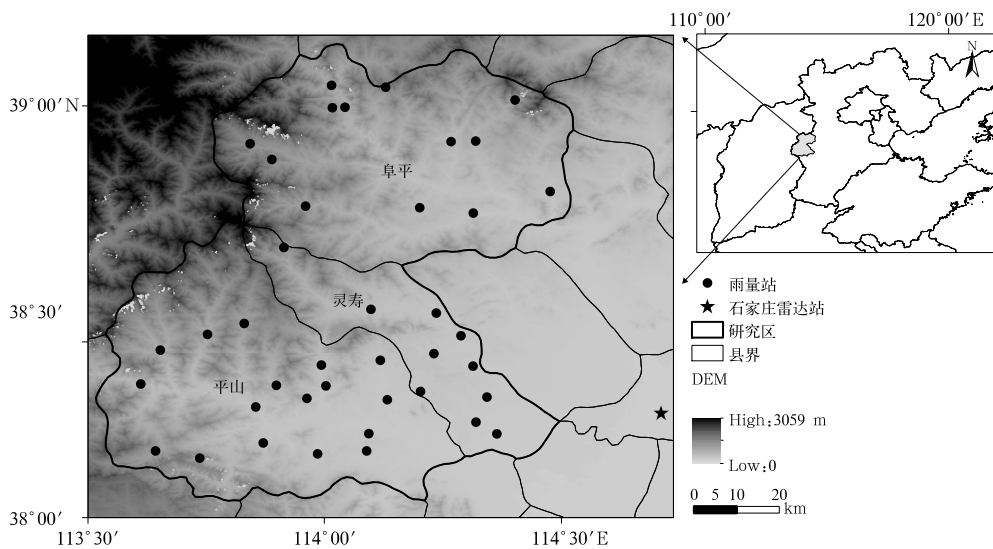


图 1 研究区雷达站、自动雨量站点分布图

Fig. 1 Distribution of Doppler radar (black pentagram) and automatic rainfall stations (black dots) in research area (heavy line)

表 1 雨量站点不同海拔分布和距雷达站不同距离的站点数

Table 1 Number of rainfall stations under different altitudes and distances from Doppler radar

海拔高度/m	站点数/个	距雷达站距离/km	站点数/个
<500	25	24~50	9
500~800	12	50~85	21
800~1300	4	85~100	11

多普勒雷达是锥型扫描,观测地物距离雷达站越远,所取的仰角越低。本研究区域内的雨量站与石家庄雷达站的直线距离大多超过 50 km(表 1),由表 2 可知,本应选择 0.5°仰角,但由于研究区地形

复杂,使用 0.5°仰角会产生一定遮挡,导致雷达反射率出现误差。而且,地面降雨强度、降水范围与 1200 m 高度层的雷达反射率关系较为密切(张培昌等,2001;白先达等,2011),考虑到研究区海拔大多超过 500 m,故将所探测的雷达回波高度范围设定为 1500~2000 m,结合研究区域距离雷达站距离,使用三角函数公式 $\tan\alpha = H/L$ 计算(α 表示雷达仰角, H 表示雷达观测到的气象目标高度, L 表示观测目标对应地点到雷达的直线距离),最终确定采用 1.5°仰角的雷达反射率数据最为合适,可以比较理想地减少遮挡和地物杂波的干扰。

表 2 多普勒雷达不同仰角距离及对应的观测目标高度

Table 2 Correspondence between the distance from Doppler radar station to an object and the elevation height from different observation angles

距离/km	0~20	20~35	35~50	50~230
仰角/°	3.4	2.4	1.5	0.5
观测目标高度/km	0~1.19	0.84~1.47	0.92~1.31	0.44~2.0
1.5°仰角对应高度/km	0~0.52	0.52~0.92	0.92~1.31	1.31~6.02

石家庄多普勒天气雷达每次体扫的时间间隔约是 6 min, 1 h 之内有 10 次观测数据, 参照邵月红等(2009)、白先达等(2011)的研究, 将各点对应的 10 个雷达反射率值求算数平均, 获取该小时的雷达反射率。

袁晓清和倪广恒(2011)、梁建茵和胡胜(2011)、陈静等(2015)的研究表明, 以雨量站所在的格点为中心, 周围 9 个格点雷达回波强度的平均值与地面观测降水的关系最为密切, 以各雨量站为中心, 选取周围 9 点的雷达反射率平均值, 作为该点的雷达反射率值, 与雨量站降水建立对应关系, 来减小坐标转换产生的误差。

在使用雷达反射率-降水数据前, 根据 Fulton et al(1998)的研究方法对每个时次的雷达-雨量站数据进行质量控制。首先, 去除雷达回波对应降水值小于 $0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (可调参数) 的数据对, 保证数据对中对应的雨量站有降水, 其次, 去除雷达反演降水或者雨量站实测值高于 $150 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (可调参数, 该值根据研究区多年最大小时降水统计得到) 的数据对。最后, 计算雷达-雨量站数据对的归一化绝对偏差, 同时, 计算数据对的标准偏差, 若绝对偏差超过标准偏差的 3 倍(可调参数), 则删除该数据对, 以减小 0°C 层亮带对雷达降水反演的影响(张亚萍等, 2013)。

1.2 雷达反射率与降水关系反演算法

1.2.1 对比 $Z-I$ 关系

概率配对法(probability-fitting technique, PFT): 王丽荣等(2008)在华北南部地区, 利用概率配对法在不同月份、不同区域分别建立 $Z-I$ 关系, 来改善雷达降水反演的精度。尤其是建立了太行山区不同月份的 $Z-I$ 关系: 4—6 月: $Z = 54.48I^{2.43}$, 7—8 月: $Z = 23.11I^{2.2}$, 9—10 月: $Z = 91.09I^{1.82}$, 由于该区域与本文研究区位置相近, 将这 3 个 $Z-I$ 关系作为概率配对法的计算公式, 与本文中的其他 $Z-I$ 关系算法进行对比, 来验证不同方法的精度, 为方便对比, 下文统称概率配对法。

默认算法(default algorithm, DA): 根据美国夏半年大量对流云降水过程, 统计得到的 $Z = 300I^{1.4}$, 在美国东部大部分地区都得到了很好的验证(Battant, 1973), 我国新一代多普勒天气雷达的降水算法也大多沿用了这一公式, 因此将该默认算法也纳入对比, 来验证其反演精度。

1.2.2 滑动时间窗 $Z-I$ 关系法

由于不同时空雨滴谱分布不同, $Z-I$ 关系存在很强变异性, 固定不变的 $Z-I$ 关系很难同时兼顾到不同雨型、不同量级的降水过程(Richards and Crozier, 1983; Smith and Krajewski, 1993; Lee and Zawadzki, 2005; 勾亚彬等, 2014)。因此, 理论上增加 $Z-I$ 关系的数量, 可以更为准确地反映 Z 和 I 之间的关系, 反演效果会更好。本文由于是对过去发生降雨的反演, 每次降水过程都可根据其反射率与降水强度, 计算相应的 $Z-I$ 关系, 这样整体上可以增加 $Z-I$ 关系的数量, 减小反演误差。同时, 雷达观测的降水目标与实际降雨之间受云团移动和风等复杂天气影响, 可能存在一定的时间间隔, 相同时刻雷达观测的反射率与雨量站降水可能并不完全相关, 因此, 参照 Alfieri et al(2010)研究, 采用不同时长时间窗滑动平均的方法来获取雷达反射率与降水数据对, 分别反演不同时间窗数据对的 $Z-I$ 关系, 来给每次降水过程提供多个 $Z-I$ 关系, 从中选取最佳 $Z-I$ 关系, 来提高反演精度。

在每次降水过程中, 空间上以每个站点为中心, 选取周围 9 个格点雷达反射率的平均值, 时间上取 1 h 内 10 个时次雷达反射率的算数平均数, 作为该点对应的反射率, 与雨量站小时降水组成雷达反射率和降水数据对, 在此基础上分别采用 1、2、3、4 和 5 h 作为滑动时间窗进行滑动平均, 取得相应的反射率和降水数据对, 再利用最小二乘法拟合 $Z-I$ 关系。

降水估测时, 反射率的处理过程与反演时一致, 取 1 h 10 个时次的反射率算术平均值, 应用不同滑动时间窗反演得到的 $Z-I$ 关系, 得出小时尺度雷达估测降水。

反演时的滑动时间窗仅用于计算时间窗内反射率及降水的算术平均值, 其意义在于解决同一时刻反射率和降水对应不准确的问题。降水估测时, 直接将不同滑动时间窗 $Z-I$ 关系应用于雷达小时反射率, 得到小时尺度降水数据。如果个别站点降水时数小于滑动时间窗, 则跳过该站点数据(在本文选取的降水事件中, 绝大部分站点都有超过 5 h 的连续降水)。

本文针对不同等级降水过程分别进行验证, 降水等级按 24 h 降水量的大小被划分为小雨($<10 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$)、中雨($10 \sim 25 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$)、大雨($25 \sim 50 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$)、暴雨($>50 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$)。

1.2.3 最小二乘法确定参数

最小二乘法的原理是通过最小化数据误差的平方和,来获得数据的最佳函数匹配,简单来说就是要使得观测点与估计点间距离的平方和达到最小,通过最小二乘法得到的函数可以准确反映数据变化的总体趋势(陈军红,2012)。

将 $Z = AI^b$ 等式两边同时取对数变形后,得出 $\lg Z = b \lg I + \lg A$, 令 $y = \lg Z, x = \lg I, c = \lg A$, 则 $y = bx + c$, 根据最小二乘法原理得到:

$$c = \bar{y} - b\bar{x} \quad (1)$$

$$b = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \sum_{i=1}^n x_i} \quad (2)$$

式中, \bar{y} 和 \bar{x} 分别代表 y 与 x 的算数平均数, 将已知的 $Z-I$ 序列代入式(1)和式(2), 便可以推出 A, b , 求得相应的 $Z-I$ 关系。

1.2.4 误差检验指标

为方便比较分析, 引入平均误差(ME)、平均绝对误差(MAE)、均方根误差(RMSE)来反映雷达反演降水的准确性。

$$ME = \frac{1}{n} \left[\sum_{i=1}^n (R_i - G_i) \right] \quad (3)$$

$$MAE = \frac{1}{n} \left[\sum_{i=1}^n (|R_i - G_i|) \right] \quad (4)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (R_i - G_i)^2} \quad (5)$$

式中, R_i 表示雷达估测降水量, G_i 表示雨量站实测

值, n 表示样本容量。根据公式可知, $ME, MAE, RMSE$ 越小, 反演精度越高, 估测降水与实际降水越接近。

1.2.5 交叉验证

交叉验证法是目前最常见的误差检验法之一, 参照 Chen et al(2008)使用的交叉验证方法, 将研究区 41 个雨量站点分成 4 组, 每组 10 个(最后一组 11 个站点), 考虑到地形影响, 尽量使每组站点均匀分布。每次选取 3 组站点作为反演站点用于反演 $Z-I$ 关系, 使用剩下一组站点进行验证, 如此重复 4 次, 保证所有站点都作为验证站点被选取一次。将验证站点对应的小时反射率代入反演出的 $Z-I$ 关系计算小时降水, 与雨量站实测小时降水、概率配对法和默认算法计算的小时降水进行对比, 来验证不同算法的准确性。

2 结果分析

2.1 不同雨量降水过程误差对比

选取 2013 和 2014 年 6—9 月的典型暴雨、中雨和小雨降水事件, 使用默认算法、概率配对法、滑动时间窗 $Z-I$ 算法反演降水, 对降水误差进行交叉验证, 得到不同反演算法的误差对比。图 2 中可以看出, 在三种不同雨量降水中, 源于美国的默认算法误差最大, 说明该算法基本不适用于太行山区的降水反演, 有必要进行 $Z-I$ 算法的本地化。

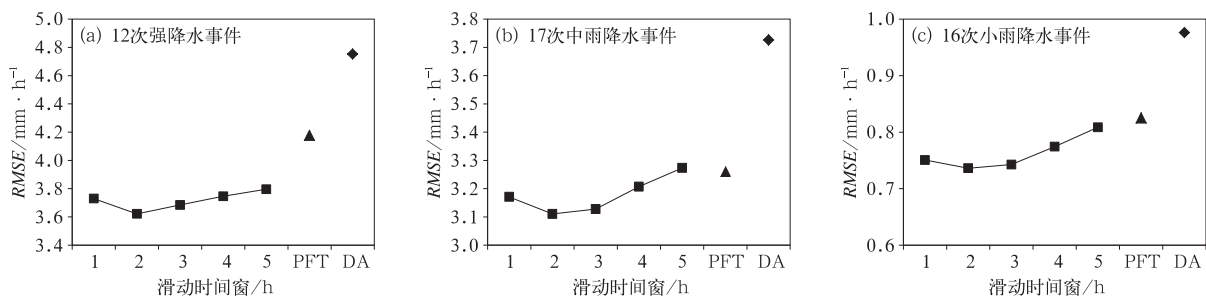


图2 不同反演算法反演降水 RMSE 变化及其在不同雨量降水中的对比

(a) 降强水, (b) 中雨, (c) 小雨

[方块表示不同滑动时间窗(1~5 h)反演降水的均方根误差, 三角代表概率配对法反演降水的均方根误差, 菱形代表默认算法反演降水的均方根误差]

Fig. 2 Comparison of RMSEs of estimated rainfall from different methods under different rainfall grades

(a) heavy rain, (b) moderate rain, (c) light rain

[Squares represent RMSEs from moving time window method (1~5 h); triangles represent RMSEs from PFT; rhombuses represent RMSEs from DA]

其次是概率配对法。滑动时间窗法的误差最小,无论滑动时间窗长短,误差基本都小于其他两种方法;不同的滑动时间窗对比,2 h 时间窗取得的 $Z-I$ 关系误差最小,反演效果最好。

2.2 不同量级降水验证

为进一步分析不同量级降水的反演精度,研究将 2013—2014 年 12 次大到暴雨降水事件的小时降水,按 $>1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 、 $>3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 、 $>5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 、 $>7 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 、 $>10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 进行分组,分别计算各组数据的 RMSE。

图 3 可以看出,在不同滑动时间窗 RMSE 对比中,2 h 时间窗反演的 $Z-I$ 关系计算的降水误差最小,说明 2 h 时间窗确实可有效提升降水反演精度。同时,不同雨量的对比表明:2 h 时间窗对

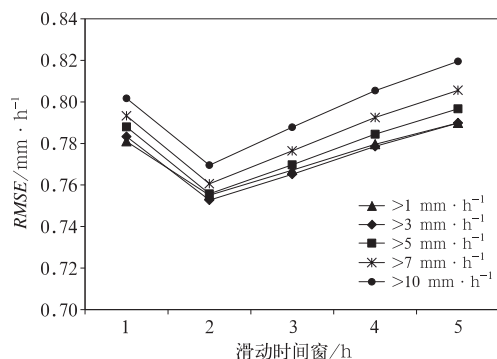


图 3 不同雨强降水不同滑动时间窗 RMSE 对比

Fig. 3 RMSEs from different moving time windows under different rainfall densities varying from 1 to 10 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$

$7 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上降水的反演精度提升幅度最大。因此,接下来的验证将滑动时间窗设置为 2 h。

选取 2013—2014 年暴雨(2013 年 7 月 9 日)、中雨(2014 年 9 月 14 日)和小雨(2013 年 9 月 19 日)三次降水过程,分别利用默认算法、概率配对法和 2 h 滑动时间窗法进行降水反演,并与雨量站实测降水进行对比。

图 4 和表 3 是暴雨降水(2013 年 7 月 9 日)条件下降雨反演的误差对比,可以看出:默认算法明显低估了实际降水,降水越大低估越明显,MAE 和 RMSE 也都是最大的,反演精度最差。概率配对法反演的降雨精度提升明显,MAE 为 $1.21 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,与 2 h 滑动时间窗法相当,但低估的散点仍然较多。2 h 滑动时间窗法反演效果最好,散点基本都围绕在 $y=x$ 函数附近,MAE 和 RMSE 都较小,ME 最小,仅为 $-0.06 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,与实际降水更为接近。

图 5 和表 4 是中雨降水(2014 年 9 月 14 日)条件下不同方法的降雨反演对比,可以看出,默认算法明显低估了实际降雨,误差最大,ME, MAE 和 RMSE 都表现最差。2 h 滑动时间窗法反演的结果和概率配对法相比,提升明显,特别是改善了 $2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上降水的反演精度,降水散点主要收敛于在 $y=x$ 函数附近。表 4 的参数对比之中也可以看出,三者中默认算法精度最差,2 h 滑动时间窗法反演误差最小,反演精度最高。

图 6 和表 5 是 2013 年 9 月 19 日小雨降水条件下的反演结果,可以看出,与暴雨和中雨条件相似,

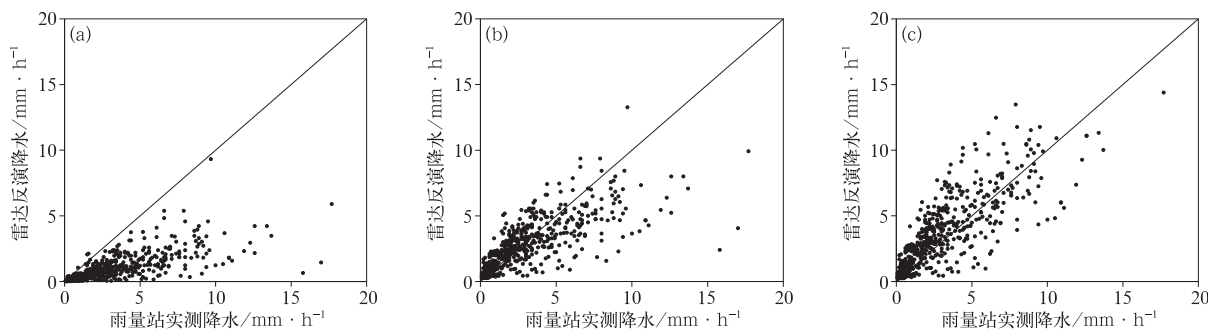


图 4 不同反演算法计算的 2013 年 7 月 9 日雷达降水与雨量站实测降水散点图

(a) 默认算法, (b) 概率配对法, (c) 2 h 滑动时间窗法

Fig. 4 Scatter plots between measured and estimated rainfall intensities by three methods during the rainfall event on 9 July 2013

(a) DA, (b) PFT, (c) 2 h $Z-I$ relationship

表 3 不同反演算法计算的 2013 年 7 月 9 日雷达降水与雨量站实测降水误差对比(单位: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)

Table 3 Errors comparison of radar precipitation forecast by three methods for the rainfall event on 9 July 2013 (unit: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)			
算法	ME	MAE	RMSE
默认算法	-2.06	2.07	3.05
概率配对法	-0.30	1.21	1.92
2 h 滑动时间窗法	-0.06	1.22	1.92

表 4 同表 3, 但为 2014 年 9 月 14 日反演结果

Table 4 Same as Table 3, but for the rainfall event on 14 September 2014			
算法	ME	MAE	RMSE
默认算法	-0.83	0.85	1.37
概率配对法	-0.40	0.59	1.00
2 h 滑动时间窗法	-0.08	0.47	0.76

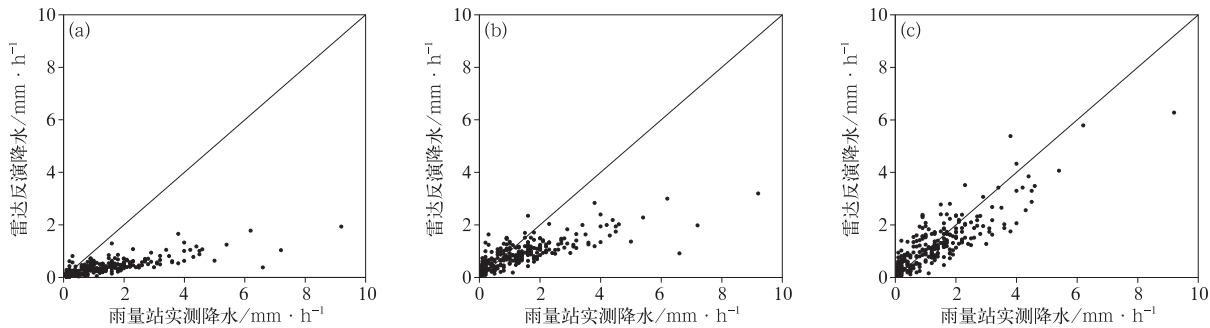


图 5 同图 4, 但为 2014 年 9 月 14 日结果
Fig. 5 Same as Fig. 4, but for the rainfall event on 14 September 2014

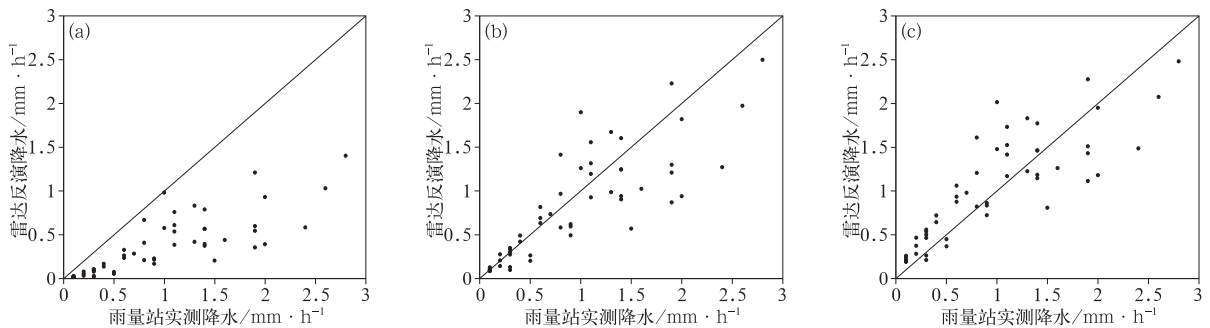


图 6 同图 4, 但为 2013 年 9 月 19 日结果
Fig. 6 Same as Fig. 4, but for the rainfall event on 19 September 2013

默认算法低估最明显; 概率配对法和 2 h 滑动时间窗法估算结果相近, 表 5 的各参数对比也表明小雨降水过程中, 后两种算法都能取得较好的反演效果。

综合三次降水的反演效果可以发现, 默认算法低估显著, 估算精度差, 误差最大, 基本不适用于研究区的降水反演。概率配对法对中雨和暴雨降水存在一定低估, 但对小雨降水反演精度较高, 说明概率配对法更适用于小雨降水反演。三种方法对比, 2 h 滑动时间窗法反演的降水散点分布最为收敛, 无论暴雨、中雨、小雨, 散点基本都能围绕 $y=x$ 函数分布, 表 3~表 5 中各项误差指标基本保持最小, 反演

表 5 同表 3, 但为 2013 年 9 月 19 日反演结果
Table 5 Same as Table 3, but for the rainfall event on 19 September 2013

算法	ME	MAE	RMSE
默认算法	-0.58	0.58	0.75
概率配对法	-0.13	0.29	0.41
2 h 滑动时间窗法	0.06	0.30	0.39

效果最好。

2.3 个例分析

为更直观地比较不同反演算法的误差大小, 选

取2013年7月9日下口站20 h连续降水事件,利用默认算法、概率配对法和2 h滑动时间窗法分别反演降水,并与雨量站实测雨量进行对比。如图7所示,除15:00时间段外,在其他降水时段2 h滑动时间窗法所估算的小时降水与雨量站实测降水都最为接近,其他算法均有一定程度的低估,默认算法低估最为严重。在降雨 <2 mm的时段,概率配对法、2 h滑动时间窗法所计算的降水与实测降水都很接近,在 >6 mm的时段,概率配对法估算的降水低估显著,2 h滑动时间窗法计算的降水与实测降水更为接近。

为检验不同反演方法的精度,进一步研究降水的空间分布,利用2013年7月9日41个雨量站日降水数据,采用反距离权重插值算法计算区域日降水量(图8a),默认算法、概率配对法和2 h滑动时间窗法计算的日降水分别见图8b、8c和8d。可以

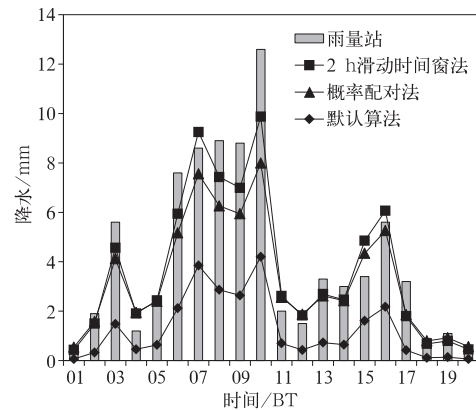


图7 石家庄市平山县下口站
不同算法反演降水对比

Fig. 7 Comparison of rainfall estimates by three methods with measured data at Xiaokou Rain Gauge Station in Pingshan County, Shijiazhuang

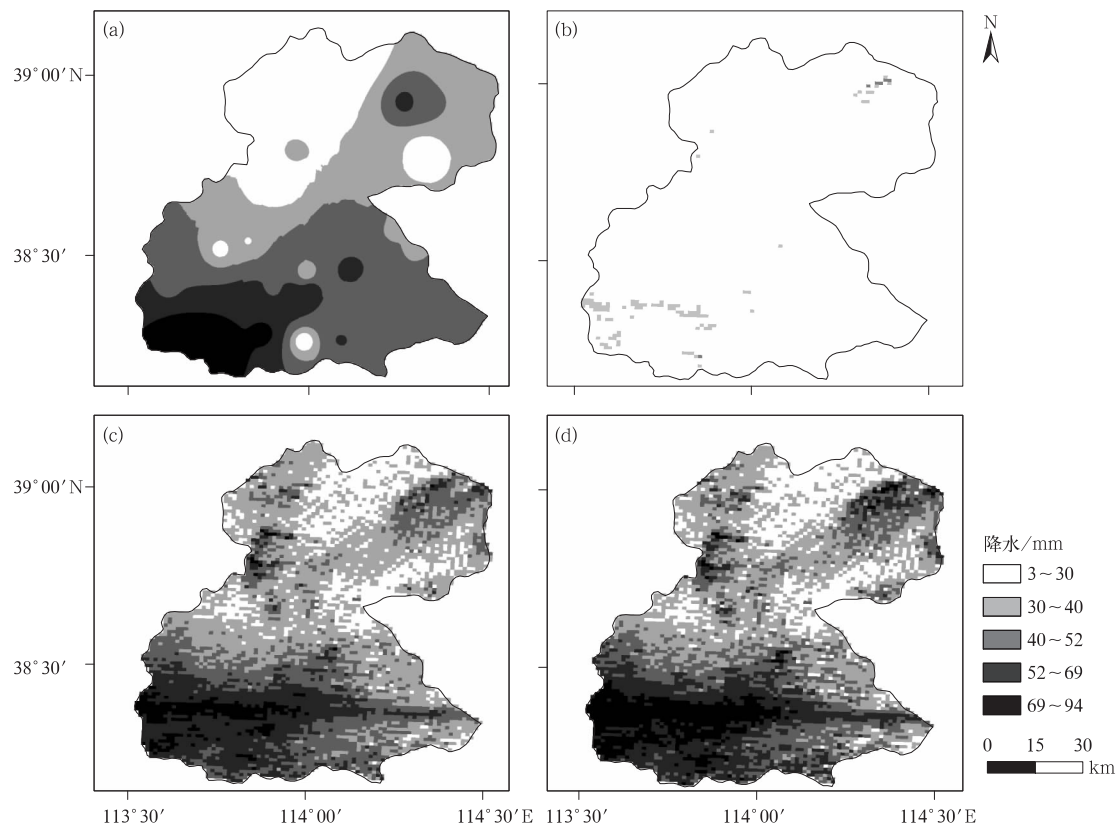


图8 不同Z-I关系反演的2013年7月9日日降水量对比

(a)雨量站实测降水,(b)默认算法反演降水,(c)概率配对法反演降水,
(d)2 h滑动时间窗法反演降水

Fig. 8 Daily rainfall comparison between measured data from rain gauges (a) on 9 July 2013 and estimated radar rainfall by DA (b), PFT (c), and 2 h Z-I relationship (d)

看出:默认算法估算精度最差,整体都存在严重低估,已不能反映降水的空间分布特征;概率配对法和2 h滑动时间窗法计算的降水空间分布相似,都能比较准确地反映出研究区西南和东北的两个降水中心,尤其是2 h滑动时间窗法计算的降水中心附近降水量整体要高于概率配对法,与雨量站插值得到的降水空间分布更为接近。总体来看,2 h滑动时间窗法反演效果最好,概率配对法次之,默认算法反演效果最差。

3 讨论

滑动时间窗 $Z-I$ 算法的主要优势在于:解决了同一时刻反射率和降水对应不准确的问题,通过灵活调整时间窗来获取最佳的 $Z-I$ 关系,因此可以取得较好的降水反演效果。滑动时间窗的选择很关键,很多研究(邵月红等,2009;陈静等,2015)将1 h作为滑动时间窗,而 Alfieri et al(2010)研究表明2~5 h的滑动时间窗取得的反演效果较好,本文在其基础上,进一步证明2 h是最佳的滑动时间窗,反演精度最高。使用2 h滑动时间窗计算可以进一步提升降水反演精度,获取高时空分辨率的雷达降水产品,提升雷达产品的业务应用价值,同时在当今全球气候异常的大背景下,区域降水的反演对于山区防灾减灾、水循环解析、变化预测及水资源管理具有重要现实意义。

本文使用的是1 h(10个时次)反射率的平均与小时降水对应的数据,相对6 min/次的雷达反射率与雨量对应的数据,物理意义较弱,但对于1 h以及更长时间尺度累计降水估测精度较高(白先达等,2011)。6 min尺度的短时降水估测可以详细地反映降水过程变化,而1 h尺度的长时间降水估测可以较准确估测降水量的大小(伍静等,2010),本文主要侧重降水量估测,因此选用1 h尺度的反射率与降水数据。同时,本文的目的主要是为山区水循环的估算提供更加可靠的数据支撑,更侧重于降水的反演,故与临近天气预报不同,可以选取小时尺度的时间窗,进行降水的估算。

对于时长较短的小雨降水过程,滑动时间窗 $Z-I$ 算法相对概率配对法反演精度并没有明显提升,主要是因为小雨降水过程一般时长较短,不同时段反射率和降水量差异较小,导致该算法对小雨降水过程的反演精度提升有限。

滑动时间窗 $Z-I$ 算法在降水发生后,估算区域降雨量并分析降水的空间分布等场景,实用价值明显,本文并没有进行降水预估相关的应用研究,该方法对区域降水的预估能力有待进一步验证。滑动时间窗 $Z-I$ 算法仍存在一定误差,这可能与山区的复杂地形、气候条件造成的雷达反射率和雨量站空间对应不一致(阮征等,2017)、雷达反射率降噪不彻底、雷标定参数不恰当等因素有关(俞小鼎等,2006),后续仍有优化提升的空间。本文应用2013—2014年夏季降水进行降水估算精度的分析,后续的研究中将利用更长时间序列的降水和雷达数据,同时扩大研究区,进行太行山复杂山地降水的空间反演,来获取更详细的山地降水空间变化规律信息,为山地水循环的估算提供更加可靠的数据支撑。

4 结论

本文利用雷达基本反射率因子数据和自动雨量站资料,按不同时长的滑动时间窗计算 $Z-I$ 关系、反演降水,并与默认算法、概率配对法计算的雨量进行对比,在不同量级降水过程中进行验证,结果表明:

(1) 应用默认算法反演降水精度最差,低估严重,基本不能反映降水的实际情况;概率配对法,相比默认算法反演精度有了一定的提高,改善了小雨量降水的反演精度,但对强降水仍存在低估。

(2) 应用滑动时间窗 $Z-I$ 关系法反演降水,不同时间窗反演精度不同,随时间窗的增大,误差呈现先下降后上升的趋势,其中2 h滑动时间窗拟合的 $Z-I$ 关系反演精度最高,5 h滑动时间窗误差最大。

(3) 对于不同量级降水的反演对比,滑动时间窗 $Z-I$ 关系法对中雨的改进最大,相比较默认算法,精度提高了50%左右。个例分析表明:滑动时间窗 $Z-I$ 算法的主要优势在于改善早期算法对雨强较大降水的低估,2 h滑动时间窗反演降水的空间分布与实际更为接近。

参考文献

- 白先达,王艳兰,孙莹,2011. 雷达定量测量降水[J]. 气象科技,39(1):61-65.
- 陈静,铃伟妙,韩军彩,等,2015. 基于动态 $Z-I$ 关系雷达回波定量估测降水方法研究[J]. 气象,41(3):296-303.
- 陈军红,2012. 最小二乘法及其在大地变形反演问题中的应用[J]. 西安文理学院学报:自然科学版,15(4):68-70.

- 东高红,刘黎平,2012. 雷达与雨量计联合估测降水的相关性分析[J]. 应用气象学报,23(1):30-39.
- 范江琳,青泉,马力,2014. 基于不同海拔高度的雷达降水估测试验[J]. 气象科学,34(1):66-71.
- 费宇红,张兆吉,陈京生,2004. 人类活动与海河平原水资源关系研究[J]. 地球科学进展,19(S1):102-107.
- 勾亚彬,刘黎平,杨杰,等,2014. 基于雷达组网拼图的定量降水估测算法业务应用及效果评估[J]. 气象学报,72(4):731-748.
- 何宽科,范其平,李开奇,等,2007. 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,18(4):573-576.
- 李柏,古庆同,李瑞义,等,2013. 新一代天气雷达灾害性天气监测能力分析及未来发展[J]. 气象,39(3):265-280.
- 梁建茵,胡胜,2011. 雷达回波强度拼图的定量估测降水及其效果检验[J]. 热带气象学报,27(1):1-10.
- 潘旸,沈艳,字婧婧,等,2015. 基于贝叶斯融合方法的高分辨率地面-卫星-雷达三源降水融合试验[J]. 气象学报,73(1):177-186.
- 阮征,李淘,金龙,等,2017. 大气垂直运动对雷达估测降水的影响[J]. 应用气象学报,28(2):200-208.
- 邵月红,张万昌,刘永和,等,2009. BP 神经网络在多普勒雷达降水量的估测中的应用[J]. 高原气象,28(4):846-853.
- 水利部海河水利委员会,2012. 海河流域水资源公报[EB/OL]. <http://www.hwcc.gov.cn/hwcc/static/szygb/gongbao2012/main1.htm>.
- 王红艳,王改利,刘黎平,等,2015. 利用雷达资料对自动雨量计实时质量控制的方法研究[J]. 大气科学,39(1):59-67.
- 王丽荣,裴宇杰,王立荣,等,2008. 概率配对法在雷达定量估测降水中的应用[J]. 气象与环境科学,31(S1):195-199.
- 伍静,刘黎平,尤卫红,等,2010. 应用雷达拼图数据估测降水试验[J]. 气象科技,38(2):175-181.
- 闫冠华,2013. 太行山脉对华北暴雨影响的研究[D]. 南京:南京信息工程大学:31-32.
- 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[M]. 北京:气象出版社:314.
- 袁晓清,倪广恒,2011. 优化 Z-R 关系及其在北京地区面雨量估测中的应用[J]. 广东水利电力职业技术学院学报,9(4):1-7.
- 张家国,王佐兵,力梅,等,1999. 三峡地区气候 Z-R 关系[J]. 气象,25(3):44-48.
- 张培昌,杜秉玉,戴铁丕,2001. 雷达气象学:第 2 版[M]. 北京:气象出版社:499.
- 张亚萍,程明虎,徐慧,等,2007. 雷达定量测量降水在佛子岭流域径流模拟中的应用[J]. 应用气象学报,18(3):295-305.
- 张亚萍,张勇,廖峻,等,2013. 天气雷达定量降水估测不同校准方法的比较与应用[J]. 气象,39(7):923-929.
- 张之贤,张强,赵庆云,等,2014. 陇东南地区短时强降水的雷达回波特征及其降水反演[J]. 高原气象,33(2):530-538.
- Alfieri L, Claps P, Laio F, 2010. Time-dependent Z-R relationships for estimating rainfall fields from radar measurements[J]. Nat Hazards Earth Syst Sci,10(1):149-158.
- Battan L J, 1973. Radar observations of the atmosphere[D]. Chicago: The University of the Chicago Press:324.
- Chen Mingyue, Shi Wei, Xie Pingping, et al, 2008. Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation [J]. J Geophys Res,113(D4):D04110.
- Fulton R A, Breidenbach J P, Seo D J, et al, 1998. The WSR-88D rainfall algorithm[J]. Wea Forecasting,13(2):377-395.
- Lee G W, Zawadzki I, 2005. Variability of drop size distributions: time-scale dependence of the variability and its effects on rain estimation[J]. J Appl Meteor,44(2):241-255.
- Legates D R, 2000. Real-time calibration of radar precipitation estimates[J]. Prof Geogr,52(2):235-246.
- Richards W G, Crozier C L, 1983. Precipitation measurement with a C-band weather radar in Southern Ontario[J]. Atmos Ocean,21(2):125-137.
- Smith J A, Krajewski W F, 1993. A modeling study of rainfall rate-reflectivity relationships[J]. Water Resour Res, 29(8): 2505-2514.