

雷达与雨量计同步结合区域型估算降水方程的误差分析^{*1}

万玉发¹ 王珏² 金鸿祥²

WAN Yufa¹ WANG Jue² JIN Hongxiang²

1. 中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉, 430074

2. 武汉中心气象台, 武汉, 430074

1. *Institute of Heavy Rain, China Meteorological Administration, Wuhan 430074, China*

2. *Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074, China*

2012-04-20 收稿, 2012-10-25 改回.

万玉发, 王珏, 金鸿祥. 2013. 雷达与雨量计同步结合区域型估算降水方程的误差分析. 气象学报, 71(2): 332-343

Wan Yufa, Wang Jue, Jin Hongxiang. 2013. Error analysis of the regional radar-raingauge synchronously integrated precipitation estimation equation. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(2): 332-343

Abstract The concepts of cloud-rain transform are presented and the four regional radar precipitation estimation equations are proposed. Our research is focused on the expression methods and evaluation criterions of errors of A_{BS} regional radar precipitation estimation equations. The reason for radar precipitation estimation error is analyzed, and a new data quality control method is proposed to judge erroneous radar-raingauge data pairs through restraining μ_i within a reasonable range. The cloud-rain transform coefficient A_{Bi} of a single station is a spatial-temporal function with strong weather and geographic characteristics. The single station misestimate factor μ_i is given by the relative deviation of A_{Bi} to the power of b_i^{-1} from A_{BS} to the power of b_i^{-1} , and it reveals that the fundamental cause of precipitation estimation error is the difference between single station observed A_{Bi} and the whole region common A_{BS} . Originated from μ_i , the four other factors describing regional precipitation estimation errors are defined: the regional average absolute misestimate factor μ_A , the regional precipitation misestimate ratio μ_S , the regional precipitation absolute misestimate ratio $\mu_{|S|}$ and the regional average absolute misestimate value E_N . The physical meanings of the four factors are explained and their correlations are analyzed. In the RASIM method, the A_{BS} regional precipitation estimation equation shows the advantage of zero error of regional total precipitation estimation ($\mu_S = 0$) both in theory and practice. The factor μ_A is the average value of each single station $|\mu_i|$ among the whole region, and can be interpreted as a general expression of coherence and deviation of multiple A_{Bi} from A_{BS} . The factor μ_A is closely related to the weather system structure and the complexity of its evolution process, however, it is unrelated to the amount of precipitation and incapable to judge precipitation estimation error value. The factors $\mu_{|S|}$ and E_N are related to both μ_A and precipitation, and thus they are reasonable and suitable judge criterions for precipitation estimation errors. The experimental evaluations from radars at Wuhan during the four rain events give a value of total absolute misestimate ratio $\mu_{T|S|}$ less than 30%, which is a decrease of 7% compared with that without quality control.

Key words Radar-raingauge, Synchronous integration, Regional estimation equation, Error analysis

摘 要 在明确提出云雨转换的概念和建立 4 个区域型雷达降水估算方程的基础上, 重点研究了 A_{BS} 区域型降水估算方程误差估算的表示方法和评估判据, 并分析了误差产生的原因, 由此建立一种可通过设定 μ_i 合理区间来判别雷达和雨量计错误数

* 资助课题: 中国气象局业务项目“灾害天气短时临近预报系统(SWAN)”、气象关键技术集成与应用项目(CAMGJ2012M32)。

作者简介: 万玉发, 主要从事天气雷达应用与临近预报技术研究。E-mail: yufawan@163.com

据对的质量控制新方法。单站云雨转换系数 A_{Bi} 是时-空的函数,带有强烈的天气系统和地理属性。 A_{Bi} 与区域云雨转换公共系数 A_{BS} 以 b_i^{-1} 为指数幂值的相对离差就等于单站降水误差估算因子 μ_i ,从而揭示了引起降水估算误差的根本原因。在 μ_i 的基础上扩展衍生出表示区域降水估算误差的 4 个量值,即区域平均绝对误差估算因子 μ_A 、区域降水误差估算率 μ_S 、区域降水绝对误差估算率 $\mu_{|S|}$ 及区域平均绝对误差估算量 E_N ,指明了各自的物理意义并分析其间的相互关系。理论和实践表明,在“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”(RASIM)中, A_{BS} 型区域降水估算方程对于区域各站降水总量的估算具有 $\mu_S = 0$ 的特点。 μ_A 是区域内各单站 $|\mu_i|$ 的平均值,可诠释为多个单站的 A_{Bi} 相对于 A_{BS} 的聚合与离散程度的整体表示,与天气系统的结构及演变过程特征的复杂性密切相关,但 μ_A 与雨量大小无关,无力判定降水估算的误差量。而 $\mu_{|S|}$ 和 E_N 既联系着 μ_A ,又与雨量有关,是较为合理而实用的降水估算误差判据。经过武汉雷达探测 4 次降水过程的试验评估,总体绝对误差率 $\mu_{T|S|}$ 小于 30%,比未经过质量控制的误差减少 7%。

关键词 雷达-雨量计,同步结合,区域估算方程,误差分析

中图法分类号 P412.25

1 引言

目前主要存在两个可业务应用的降水测量系统:一是以雨量计为代表的地面测量系统,二是以天气雷达为代表的空中测量系统。前者用雨量筒测量地面降水量,直接而准确,可以获取降水的地面真值;但雨量筒测雨面积只约 3.14 dm^2 ,只能视作降水的点测量且在地面上呈现离散分布,因此,仅用雨量站网资料难以得到可靠的细网格分辨率地面降水量分布。后者是对空中雨滴大小及密度的一种电磁学间接测量,难以直接应用;但雷达能在半径约 200 km 内快速、实时得到分辨率为 $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ 反射率因子 $Z(\text{mm}^6/\text{m}^3)$ 的平面分布,为其最为突出的优点。雷达定量降水估算(QPE, Quantitative Precipitation Estimation)的研究任务(Zhang, et al, 2011)是将这两类系统结合起来,即以雷达探测为基础、以地面雨量站网为标准化系统,将雷达所测反射率因子 Z 的某种空中分布,按照一定的“空-地”点对应方式转换为地面雨强 $R(\text{mm/h})$ 分布,并要求在雨量站处通过转换和调整后的估算值,尽量和雨量计的实测值相等。由此可以研究和设计出多种雷达降水的估算和评估理念、技术和算法,从而形成多种雷达降水的估算和评估体系。

无论何种雷达定量降水估算技术,以雨量站网测量数据为标准去衡量评估雷达估算,必然会表现出差异(误差),并且,会有相当大的不确定性。许多学者(Joss, et al, 1990; Zawadzki, 1984; Collier, 1984)对此做过研究,认为影响因素多而复杂。仅就雷达和雨量计结合估算降水而论,主要可概括为 5 个方面的因素。其一,空-地对应点位置确定的合理性问题。联系雷达反射率因子 Z 和地面降水强度 R

确定幂律参数已是一个长时间的问题(Krajewski, et al, 1991),其核心是雷达和雨量计的数据采样问题。一种是时-空差异采样方法,即按照雨团下落并随风飘移的轨迹,找出每个雨量站在雷达探测层中雨团对应的初始点位置,这是相当困难的,但 Mittermaier 等(2004)和 Lack 等(2004)提出了雷达测雨因风漂移引起的误差订正方法,这样的空-地点对应具有直接的物理联系,可称为有理对应;另一种是瞬时垂直同步采样,显然这是一种不考虑雨滴下落时间和风对雨滴移动影响而存在时-空差异的采样方式,这种空-地对应点的采样不可能在同一雨团中进行,这和经典 $Z-R$ 关系(Atlas, et al, 1990)所体现的同雨团样本是不相符的,本文将这种没有直接物理联系的空-地对应称为无理对应。其二,空-地对应点的面积不对称问题。雷达和雨量计空-地对应点采样面积之比约为亿分之三,降水量的时-空变化非常大,这给具有不同时-空分辨率的仪器观测做比较带来了重大影响(Steiner, et al, 2001); Zawadzki(1975)也明确指出了雷达测量的平滑误差,并断言试图从雷达和雨量计比较中建立 $Z-R$ 关系仅在均匀的降水中才是成功的。其三,雨量站网布设引起的统计抽样随机性问题。雷达结合雨量计估算降水,实质上是由 N 个雨量站组成的随机抽取子样本所求到的统计规律,来推测到整个雷达探测面积这个统计总体的每个点值,其结果必定因这个子样本的选择差异(雨量站密度及站址分布)而发生变化,其实用雨量计校准面临着同样的问题(Brandes, 1975; Ahnert, et al, 1986; Cheze, 1999; 田付友等,2010)。其四,降水天气条件及其变化产生的随机问题。实践中发现,即便在同一雨量站网条件下,采用同一个估算技术也会得到不同的

估算结果, Joss 等 (1990) 指出, 雨滴谱的自然可变性是雷达测量降水不确定性的一个重要原因, 本文认为这可能反映了降水天气条件的变化。其五, 区域型雷达估算降水技术带来的误差问题。虽然 Doviak 等 (2006) 认为, 选择合适的 $Z-R$ 关系可以补偿某些系统误差, 但在一个覆盖区域各个格点采用一个公用的转换关系, 即估算参数不随地理位置不同而变化, 这显然会产生误差。

由万玉发等 (2008) 提出的“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”, 即 RASIM (RAdar-raingauge Synchronously Integrated Method in real-time) (Wan, et al, 2010), 可与大多数估算技术一起归并于区域型雷达降水估算技术, 这些估算技术概括有: 最优化法、 A 值平均法、概率配对法以及 $Z-R$ 关系结合校准的方法, 如平均校准法、距离加权法、卡尔曼滤波法、变分法等 (张培昌等, 1992, 2001; Rosenfeld, et al, 1994; 尹忠海等, 2005)。但 RASIM 采用了时间积分垂直同步采样, 在无风和弱风条件下也可得到大部分的同雨团样本, 可称为雷达和雨量计的积分对应或准有理对应。RASIM 在固定指数 b_i (Smith, et al, 1997) 基础上, 将“小时等效反射率因子 $Z_B(\text{mm}^6/\text{m}^3)$ ”和相应的雨量计采样 $Q_G(\text{mm})$ 直接对应并构成具有幂律形式的 Z_B-Q_G 关系, 做到了转换和调整的合二为一。本文进一步综合提出 4 种 RASIM 式的降水估算方程, 经过比较, A_{BS} 区域云雨转换公共系数的估算方程最优; 其次, 文中提出了单站降水误差估算因子 μ_i 是造成估算误差的基本元素, 并分析了其产生的原因; 在此基础上又提出了几种误差表示和评估的公式, 研究了各自的特点及相互关联; 最后, 建立一种可通过设定 μ_i 合理区间来判别雷达和雨量计错误数据对的质量控制新方法。

2 RASIM 的区域型降水累积量估算方程

本节将对 RASIM 研究成果 (万玉发等, 2008; Wan, et al, 2010) 与本文相关的内容做出概括的提要和阐述, 并在概念和方法上做进一步的扩充。

2.1 单站云雨转换方程及转换系数

首先, 将雷达和雨量计的空-地对应关系做一个概念代换。若将雷达在空中探测的降水粒子看作云的话, 即可将空-地对应 Z_B-Q_G 关系称为云雨的对应关系或云雨转换方程。虽然这种概念代换对于大气

物理中云和雨滴的区分是不严格的, 但本文的目的仅仅是为了便于表述而已。需要强调的是本文所研究的对象是指云雨 1 h 累积量的转换方程和转换系数。

2.1.1 以 A_{Bi} 为云雨转换系数的单站云雨转换方程

若雷达覆盖区域内有 N 个雨量站点, 对于第 i 个站点 (x, y) 处 T_j 时次内存在有雷达和雨量计的垂直空-地积分对应关系

$$Z_{Bi} = A_{Bi} \times Q_{Gi}^{b_i} \text{ 或 } Q_{Gi} = A_{Bi}^{-\frac{1}{b_i}} \times Z_{Bi}^{\frac{1}{b_i}} \quad (1)$$

其中 $Z_{Bi} = \left(\int_0^{T_j} Z_i^{b_i} dt \right)^{\frac{1}{b_i}}$

本文特称其为单站云雨累积量转换方程, 其中, A_{Bi} 称为单站云雨转换系数。式中 Q_{Gi} 表示第 i 个雨量站 T_j 时次 1 h 内的地面降水累积量, 而 Z_i 和 Z_{Bi} 则分别表示在该雨量站垂直对应 H 高度处雷达采样层的瞬时雷达反射率因子和 1 h 内相应的累积量 (小时等效反射率因子), b_i 为固定指数。其中, 雷达取值基于混合扫描进行 (肖艳姣等, 2008), 根据雨量站点经纬度坐标去寻找对应的雷达混合扫描反射率因子场 $0.01^\circ \times 0.01^\circ$ 分辨率格点的数据 (下同)。

在式 (1) 中求出 A_{Bi} , 并且, 标以时-空坐标, 则

$$A_{Bi}(x, y, T_j) = \frac{Z_{Bi}(x, y, H, T_j)}{Q_{Gi}^{b_i}(x, y, 0, T_j)} \quad (i = 1, 2, \dots, N; j = 1, 2, \dots, M) \quad (2)$$

由式 (2) 可见, A_{Bi} 是时-空的函数, 在区域 S 内是随地点及时次而变化的, 具有强烈的天气属性, 与经典 $Z-R$ 关系中系数 A 所具有的气候特征是明显不同的。 A_{Bi} 的物理意义表示了云雨转换的能力, 即表示了空中一定量的 Z_{Bi} 可转换成多少的地面降水 Q_{Gi} 。当 A_{Bi} 值较小时, 表示具有较强降水效率的天气特征, 此时说明在空中 Z_{Bi} 为一定量条件下可能转换成地面较大降水 Q_{Gi} ; 反之, 表示具有较弱降水效率的天气特征, 即较大的 Z_{Bi} 只会换来地面较小的雨量。

2.1.2 以 A_{Mi} 为云雨转换系数的单站云雨转换方程

在 T_j 时次的 1 h 内, 取第 i 个雨量站点处 Q_{Gi} 直接与其垂直对应的反射率因子 Z 平均值 Z_{Mi} 构成幂律关系

$$Z_{Mi} = A_{Mi} \times Q_{Gi}^{b_i} \text{ 或 } Q_{Gi} = A_{Mi}^{-\frac{1}{b_i}} \times Z_{Mi}^{\frac{1}{b_i}} \quad (3)$$

其中 $Z_{Mi} = \frac{1}{T} \times \int_0^{T_j} Z_i dt$

这也是单站云雨转换方程, 其中, A_{Mi} 同样称为单站云雨转换系数, A_{Bi} 和 A_{Mi} 一般是不相等的, 但是两

者所赋予的物理意义基本相同。

2.2 区域云雨转换公共系数

在雷达有效探测区域 S 内与 T_j 时次形成一个 $\{A_{Bi}\}_S$ 或 $\{A_{Mi}\}_S$ 的数据集合体,一般各个 A_{Bi} (A_{Mi}) 不尽相同,与自然界中降水具有很大的时-空变率相关,为各种降水天气系统的尺度、种类和部位以及所处地理环境等综合影响所致。从 $\{A_{Bi}\}_S$ 和 $\{A_{Mi}\}_S$ 的集合体中,需要研究的是代表区域天气总体共性的区域公共系数;区域内 $\{A_{Bi}\}_S$ 和 $\{A_{Mi}\}_S$ 数据的离散和聚合状态。

2.2.1 A_B 类型的区域云雨转换公共系数

$\{A_{Bi}\}_S$ 集合的第 1 个统计代表值是 A_{Bi} 的算术平均值 $\overline{A_B}$,为 A_B 类型的第 1 个区域云雨转换公共系数

$$\overline{A_B} = \frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N A_{Bi} \quad (4)$$

A_B 类型的第 2 个区域云雨转换公共系数 A_{BS} 是对式(1)在 S 区域内进行面积分得到的。考虑到 S 区域内实际上存在 N 个离散雨量站,不妨将理想的面积分转换为离散求和,经过一系列推导得到(Wan, et al, 2010)

$$A_{BS}(T_j) = \left[\sum_{i=1}^N Z_{Bi}^{\frac{1}{b_i}} / \sum_{i=1}^N Q_{Gi} \right]^{b_i}$$

$$\text{或 } A_{BS}^{\frac{1}{b_i}}(T_j) = \sum_{i=1}^N A_{Bi}^{\frac{1}{b_i}} \times Q_{Gi} / \sum_{i=1}^N Q_{Gi} \quad (5)$$

A_{BS} 称为区域云雨累积量转换的公共系数,在区域 S 内是个常数,但随时次而变化。从式(5)右边可知, $A_{BS}^{\frac{1}{b_i}}$ 是各个 $A_{Bi}^{\frac{1}{b_i}}$ 按雨量分布的加权平均,所以一般 $A_{BS} \neq \overline{A_B}$,当 S 区域内各 Q_{Gi} 相等,即发生均匀降水的情况时, $A_{BS} = \overline{A_B}$ 。

2.2.2 A_M 类型的区域云雨转换公共系数

同样, $\{A_{Mi}\}_S$ 集合的第 1 个统计代表值就是 A_{Mi} 的算术平均值 $\overline{A_M}$,为 A_M 类型的第 1 个区域云雨转换公共系数

$$\overline{A_M} = \frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N A_{Mi} \quad (6)$$

A_M 类型的第 2 个区域云雨公共转换系数 A_{MS} ,按照雷达和雨量计对应 N 个站点的 Z_{Mi} 和 Q_{Gi} 取平均值直接构成幂律关系(Wan, et al, 2010)

$$A_{MS}(T_j) = N^{b_i-1} \sum_{i=1}^N Z_{Mi} / \left[\sum_{i=1}^N Q_{Gi} \right]^{b_i} \text{ 或}$$

$$A_{MS}(T_j) = N^{b_i-1} \sum_{i=1}^N \left[A_{Mi} \times (Q_{Gi} / \sum_{i=1}^N Q_{Gi})^{b_i} \right] \quad (7)$$

$A_{MS}(T_j)$ 也可称为区域云雨转换公共系数,在 S 区域为公共常数,仅随时次 T_j 而变。从式(6)、(7)可以看出,一般而言 $A_{MS} \neq \overline{A_M}$,只有在区域 S 内发生均匀降水的特殊情况下,两者才相等。

2.3 区域型降水累积量估算方程

在区域 S 内各个雨量站点处其空中的 Z_{Bi} 或 Z_{Mi} 和地面的 Q_{Gi} 都是实测的,根据式(1)、(3)即可计算各个单站云雨转换系数 A_{Bi} 或 A_{Mi} 。而对于 S 区域内非雨量站点 (x, y) 处,即使已拥有经雷达实测的 $Z_B(x, y)$ 或 $Z_M(x, y)$ 的面分布也不能得到 $A_B(x, y)$ 或 $A_M(x, y)$ 的面分布。为了使得这个问题的近似解决,可利用固定指数 b_i 和区域云雨转换公共系数以及由雷达实测的 $Z_B(x, y)$ 或 $Z_M(x, y)$ 的面分布,按照幂律形式来构建区域型降水累积量估算方程,在这类方程中需要待定的只有地面降水量的估算值 $Q_R(x, y)$ 了。本文提出了 4 个区域型云雨转换公共系数,可相应建立如下 4 个区域型降水估算方程,分别称为 A_{BS} 型、 $\overline{A_B}$ 型、 A_{MS} 型和 A_M 型

$$Q_{R(A_{BS})}(x, y, 0, T_j) = A_{BS}^{\frac{1}{b_i}} \times Z_B^{\frac{1}{b_i}}(x, y, H, T_j) \quad (8)$$

$$Q_{R(\overline{A_B})}(x, y, 0, T_j) = \overline{A_B}^{\frac{1}{b_i}} \times Z_B^{\frac{1}{b_i}}(x, y, H, T_j) \quad (9)$$

$$Q_{R(A_{MS})}(x, y, 0, T_j) = A_{MS}^{\frac{1}{b_i}} \times Z_M^{\frac{1}{b_i}}(x, y, H, T_j) \quad (10)$$

$$Q_{R(\overline{A_M})}(x, y, 0, T_j) = \overline{A_M}^{\frac{1}{b_i}} \times Z_M^{\frac{1}{b_i}}(x, y, H, T_j) \quad (11)$$

这 4 个方程之所以称为区域型降水估算方程,是因为采取了区域型云雨转换公共系数,根据这些方程能估算出区域 S 内 $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ 每个点的 1 h 降水累积量。必须着重指出,由于 A_{BS} 型方程在区域 S 内所有站点的降水估算总量与地面实测总量具有相等的特点(详见第 4 节),所以在 5 a 多来的业务实践中被优先采用,本文也对此类降水估算方程做重点分析和研究。

3 雷达降水估算误差的基本因子

在第 2 节中所介绍的区域型降水估算方程是用一个公共系数(如 A_{BS})来代替区域 S 中各点真实的 $A_B(x, y)$ 进行地面降水估算的,因此,难免或多或少

存在估算误差。雷达降水估算误差应该发生在整个区域 S 内各个格点上,但实际上只能在雨量站点上进行检验或评估。

3.1 单站误差估算因子 μ_i

现设在 T_j 时次内 Q_{Ri} 为第 i 个雨量站点的雷达估算雨量,而 Q_{Gi} 为相应实测雨量, ΔQ_{Ri} 为该点降水估算的误差量或称单站降水误差估算量,并根据式(1)、(8),经过适当代换则有

$$\Delta Q_{Ri}(x,y,T_j) = Q_{Ri} - Q_{Gi} = \mu_i \times Q_{Gi} \quad (12)$$

$$\mu_i(x,y,T_j) = \frac{\Delta Q_{Ri}}{Q_{Gi}} =$$

$$\left(\frac{A_{Bi}^{\frac{1}{b_i}} - A_{BS}^{\frac{1}{b_i}}}{A_{BS}^{\frac{1}{b_i}}}\right) / \frac{1}{A_{BS}^{\frac{1}{b_i}}} = \left(\frac{A_{Bi}}{A_{BS}}\right)^{\frac{1}{b_i}} - 1 \quad (13)$$

式中, μ_i 为单站误差估算因子,两式右侧中各变量的坐标均被省略。对式(12)、(13)的综合分析可概括如下几点:

第一,式(13)的第 1 个等式是一个通用的表达式,表示 μ_i 是单站误差估算量与单站降水量的比值,其物理意义为单站单位实测雨量所含有的误差估算量,故 μ_i 也可称为单站误差估算率。

第二,式(13)的第 2 个等式(包括第 3 个等式)则是 RASIM 方法所特有的表达,表示 μ_i 是该站云

雨转换系数在 $\frac{1}{b_i}$ 为指数的幂值上相对于公共转换系数 A_{BS} 的相对离差,反映了 μ_i 产生的原因在于 A_{Bi} 对于 A_{BS} 的偏离度。显然,当 A_{Bi} 偏离 A_{BS} 越大,则 μ_i 的绝对值越大;反之越小;当 $A_{Bi} = A_{BS}$ 时 $\mu_i = 0$ (图 1a)。图中等 A_B 线即为等 μ_i 线,等 A_{BS} 线将图像区域分成两部分,左上部分区域为 $\mu_i < 0$,右下部分区域为 $\mu_i > 0$ 。

第三,式(13)的第 3 个等式表示 μ_i 是 A_{Bi}/A_{BS} 和 b_i 的函数(图 1b)。在此图中横坐标为 A_{Bi}/A_{BS} ,纵坐标为 μ_i ,原点设在(1,0)上,在图中第一和第三象限的每根曲线描绘了在不同 b_i 指数条件下 μ_i 随 A_{Bi}/A_{BS} 变化。图中可见 $A_{Bi} < A_{BS}$ 时 $\mu_i < 0$,表示降水被 A_{BS} 方程低估;而 $A_{Bi} > A_{BS}$ 时 $\mu_i > 0$,则为高估。

第四,式(12)表示了单站降水误差估算量 ΔQ_{Ri} 是单站误差估算因子 μ_i 和单站实测降水 Q_{Gi} 的乘积。在图 1a 中存在两种特殊情况,其一是当 μ_i 为常数时,即沿某根等 A_B 线上各点 ΔQ_{Ri} 随 Q_G 的变化成正比;其二,当 Q_G 为常数即均匀降水时,沿等 Q_G 线上各点的 ΔQ_{Ri} 随 μ_i 变化成正比,于是离 A_{BS} 线更远的 A_{Bi} 点就具有较大的降水估算误差量。

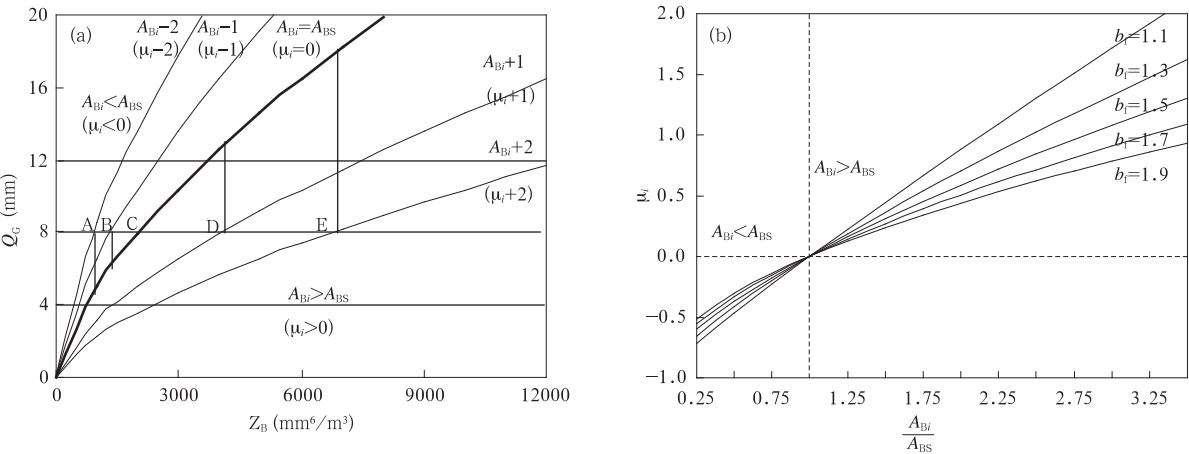


图 1 A_{BS} 型降水估算方程误差分析

- (a. 单站降水估算误差 $\Delta Q_{Ri} = \mu_i \times Q_{Gi}$ 示意图, 曲线为等 A_B (或等 μ_i) 的 Z_B - Q_G 关系线,
- b. 单站误差估算因子 μ_i 的函数曲线, 每根曲线描绘了在不同 b_i 指数条件下 μ_i 随 A_{Bi}/A_{BS} 变化)

Fig. 1 Analysis chart of the error from the A_{BS} regional radar precipitation estimation equation

- (a. Sketch map of $\Delta Q_{Ri} = \mu_i \times Q_{Gi}$, the misestimate of single station, in which each curve is the Z_B - Q_G relationship line with equal A_B (or equal μ_i); and b. function curves of μ_i , the misestimate factor of single station, in which each curve shows the change of μ_i with A_{Bi}/A_{BS} under the different b_i factor)

3.2 区域平均绝对误差估算因子 μ_A

现定义 $|\mu_i|$ 的算术平均为区域平均误差估算因子 μ_A , 并将式(13)代入则为

$$\mu_A = \frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N |\mu_i| = \frac{1}{A_{BS}^{\frac{1}{b_i}}} \times \frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N |A_{Bi}^{\frac{1}{b_i}} - A_{BS}^{\frac{1}{b_i}}| \quad (14)$$

上式表明, μ_A 是 A_{Bi} 与 A_{BS} 在 $\frac{1}{b_i}$ 次方幂值上的相对平均绝对离差, 其值大小体现了区域内各站降水条件差异的总体程度, 与 A_{Bi} 相对 A_{BS} 的聚合和离散密切相关, 但 μ_A 与雨量大小无关。当 μ_A 较大时, A_{Bi} 的离散度就大, 聚合度相应就小; 而当 μ_A 小时, 则相反。在此看如下一个特例, 令 $A_{Bi} = A_{BS}$ ($i = 1, 2, \dots, N$), 在式(14)中可以得到 $\mu_A = 0$, 所以, 当在 T_j 时次一次降水过程中, 如各雨量站的 A_{Bi} 全部聚合在一根 A_{BS} 线上, 那么这就是一种无估算误差的理想天气情况, 在实际大气中这种情况是很少见的。

4 区域型雷达降水误差估算的判据

在第3节中, 主要研究了单个雨量站位置上降水估算误差的表达式及其意义, 同时指出了区域平均绝对误差估算因子 μ_A 及其特性。本节将研究区域 S 内 N 个雨量站上降水误差估算的几种整体表达式及其意义, 它比单站误差估算的表达式更为重要。

4.1 区域降水误差估算率 μ_S

首先定义区域降水误差估算率 μ_S 为带有正负的各单站降水误差估算量在区域内的总和与区域对应各站点降水实测总量的比值, 用于衡量区域降水总量的估算误差。区域 S 在 T_j 时次内, 令 Q_{RS} 和 Q_{GS} 分别表示区域各站点降水估算总量和实测总量, 因此, 区域降水估算的总误差简称区域降水误差估算量 ΔQ_{RS} 为

$$\Delta Q_{RS} = Q_{RS} - Q_{GS} = \sum_{i=1}^N Q_{Ri} - \sum_{i=1}^N Q_{Gi} \quad (15)$$

在第2节中已经介绍了 RASIM 体系下的4个区域型降水估算式(8)、(9)、(10)、(11), 因而式(15)中 Q_{Ri} 在同一时次和同一区域内会有4种不同的估算值, 相应产生4种不同的区域降水误差估算量, 分别用 $\Delta Q_{RS(A_{BS})}$ 、 $\Delta Q_{RS(A_{MS})}$ 、 $\Delta Q_{RS(\overline{A_B})}$ 、 $\Delta Q_{RS(\overline{A_M})}$ 表示。

4.1.1 A_{BS} 型区域站点降水总量估算的特点

用 A_{BS} 型降水估算方程时产生的区域降水误差估算通过式(15)、(12)、(13)可表示为:

$$\begin{aligned} \Delta Q_{RS(A_{BS})} &= \sum_{i=1}^N \Delta Q_{Ri} = \left[\sum_{i=1}^N (\mu_i \times Q_{Gi}) / Q_{GS} \right] \times Q_{GS} = \mu_{S(A_{BS})} \times Q_{GS} \quad (16) \\ \mu_{S(A_{BS})} &= \frac{\Delta Q_{RS(A_{BS})}}{Q_{GS}} = \sum_{i=1}^N \left[\left(\frac{A_{Bi}}{A_{BS}} \right)^{\frac{1}{b_i}} - 1 \right] \times \frac{Q_{Gi}}{Q_{GS}} \quad (17) \end{aligned}$$

式中, $\mu_{S(A_{BS})}$ 称为区域降水误差估算率或误差估算因子, 它和单站降水误差估算率或误差估算因子 μ_i (见式(13))是对应的, 而式(16)中的区域降水误差估算量 $\Delta Q_{RS(A_{BS})}$ 和式(12)中的单站降水误差估算量 ΔQ_{Ri} 也是对应的。十分有意思的是, A_{BS} 型的区域降水误差估算率 $\mu_{S(A_{BS})}$ 在区域 S 内任何时次都为0, 现做如下证明。在式(17)中利用式(1)、(5)将 A_{Bi} 和 A_{BS} 作适当代换则有

$$\mu_{S(A_{BS})} = \sum_{i=1}^N \left[Z_{Bi}^{\frac{1}{b_i}} / \sum_{i=1}^N Z_{Bi}^{\frac{1}{b_i}} \right] - 1 \quad (18)$$

式中, $\mu_{S(A_{BS})} = 0$, 即 $Q_{RS} = Q_{GS}$ 。由此在 A_{BS} 型方程的估算下, 在区域 S 内所有站点的高估总量必定与低估总量相等。虽然每一个雨量站点的降水量很难完全估算正确, 但是, 在有限区域内如河流流域、湖泊水库和重要城镇等重要防汛抗洪地区, 对于建立水文数值模式预警系统而言, 区域总降水量的正确估算要比区域内某一单点估算更为重要。必须着重指出的是, 区域 S 的范围可大可小, 不过该区域降水公共系数必须由这个区域内 N 个雨量站根据式(5)计算得到。

4.1.2 其他类型区域站点降水总量的估算

应该充分注意到, 4个不同类型降水估算方程(式(8)、(9)、(10)、(11))都有相同的幂律数学形式, 区域云雨转换系数分别是 A_{BS} 、 $\overline{A_B}$ 、 A_{MS} 、 $\overline{A_M}$ 。而小时等效反射率因子前两者用 Z_B , 后两者则用 Z_M , 其算法有所不同。因此, 可以参照4.1.1节的原理, 分别求出另外3种区域降水估算误差表达式

$$\begin{aligned} \mu_{S(\overline{A_B})} &= \sum_{i=1}^N \left[\left(\frac{A_{Bi}}{\overline{A_B}} \right)^{\frac{1}{b_i}} - 1 \right] \times \frac{Q_{Gi}}{Q_{GS}} = N^{\frac{1}{b_i}} \sum_{i=1}^N Z_{Bi}^{\frac{1}{b_i}} / \left(\left(\sum_{i=1}^N \frac{Z_{Bi}}{Q_{Gi}^{b_i}} \right)^{\frac{1}{b_i}} \times \sum_{i=1}^N Q_{Gi} \right) - 1 \quad (19) \\ \mu_{S(A_{MS})} &= \sum_{i=1}^N \left[\left(\frac{A_{Mi}}{A_{MS}} \right)^{\frac{1}{b_i}} - 1 \right] \times \frac{Q_{Gi}}{Q_{GS}} = N^{\frac{1}{b_i}-1} \sum_{i=1}^N Z_{Mi}^{\frac{1}{b_i}} / \left(\sum_{i=1}^N Z_{Mi} \right)^{\frac{1}{b_i}} - 1 \quad (20) \end{aligned}$$

$$\mu_{S(\overline{A_M})} = \sum_{i=1}^N \left[\left(\frac{A_{Mi}}{\overline{A_M}} \right)^{\frac{1}{b_i}} - 1 \right] \times \frac{Q_{Gi}}{Q_{GS}} =$$
$$N^{\frac{1}{b_i}} \sum_{i=1}^N Z_{Mi}^{\frac{1}{b_i}} / \left(\left(\sum_{i=1}^N \frac{Z_{Mi}}{Q_{Gi}} \right)^{\frac{1}{b_i}} \times \sum_{i=1}^N Q_{Gi} \right) - 1 \quad (21)$$

可见,由 $\overline{A_B}$ 、 A_{MS} 及 $\overline{A_M}$ 类型的降水估算方程一般都不能得到区域站点降水总量0误差估算。2008年7月2日凌晨起,湖北省东北部降暴雨和大暴雨,表1给出2008年7月2日01—12时(北京时,下同),使用武汉雷达探测半径200 km范围内雷达反射率因

表1 2008年7月2日01—12时4种降水估算方程计算的逐时 μ_S 和 $\mu_{|S|}$ 值
Table 1 The hourly values of μ_S and $\mu_{|S|}$ from the four kinds of precipitation estimation equation during 01:00–12:00 BT 2 Jul 2008

时间	A_{BS}		A_{MS}		$\overline{A_B}$		$\overline{A_M}$	
	μ_S	$\mu_{ S }$	μ_S	$\mu_{ S }$	μ_S	$\mu_{ S }$	μ_S	$\mu_{ S }$
01时	0.00	0.30	-0.13	0.34	-0.58	0.60	-0.62	0.64
02时	0.00	0.33	-0.15	0.37	-0.64	0.65	-0.65	0.67
03时	0.00	0.31	-0.20	0.37	-0.51	0.56	-0.55	0.59
04时	0.00	0.36	-0.20	0.45	-0.67	0.71	-0.67	0.72
05时	0.00	0.29	-0.20	0.38	-0.43	0.49	-0.47	0.54
06时	0.00	0.25	-0.24	0.37	-0.44	0.48	-0.52	0.56
07时	0.00	0.26	-0.22	0.37	-0.92	0.93	-0.92	0.92
08时	0.00	0.29	-0.20	0.37	-0.50	0.53	-0.60	0.63
09时	0.00	0.32	-0.21	0.41	-0.62	0.65	-0.66	0.68
10时	0.00	0.33	-0.20	0.39	-0.69	0.71	-0.71	0.73
11时	0.00	0.33	-0.24	0.38	-0.62	0.64	-0.66	0.68
12时	0.00	0.33	-0.27	0.44	-0.73	0.75	-0.76	0.79

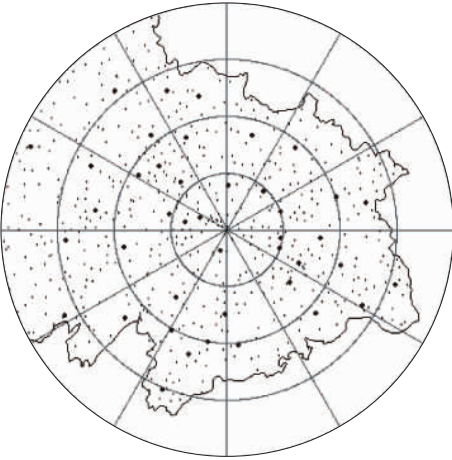


图2 武汉雷达200 km半径范围的雨量站网分布
(•为常规站,•为加密站)

g.2 Distribution of the rain gauge network
hin a radius of 200 km from the Wuhan radar
(•: conventional observation station and
•: intensive observation station)

子和599个雨量站(图2)的4种降水估算方程在没有经过数据对质量控制(见第5节)下的逐时 μ_S 和 $\mu_{|S|}$ (区域降水绝对误差估算率,第4.2节介绍)值。从中可以看到 A_{BS} 型的 μ_S 值均为0, $\mu_{|S|}$ 值各时次也是最小;其次是 A_{MS} 型降水估算方程的估算误差; $\overline{A_B}$ 型和 $\overline{A_M}$ 型的估算误差接近,前者一般略好于后者。 A_B 型优于 A_M 的根本原因在于 A_B 是基于反射率因子 Z 积分而得,而 A_M 则是基于 Z 的简单平均。

4.2 区域降水绝对误差估算率 $\mu_{|S|}$

4.1节中已经证明唯有在用 A_{BS} 型降水估算方程的条件下,在 S 区域内 T_j 时次必有区域误差估算率 $\mu_S = 0$,即 $\sum_{i=1}^N \Delta Q_{Ri} = 0$,但是具体到每个站点误差估算量一般不为0,应有 $\sum_{i=1}^N |\Delta Q_{Ri}| \neq 0$,由此给出区域降水绝对误差估算率 $\mu_{|S|}$ 的定义:各单站降水误差估算量绝对值在区域 S 内的总和与区域对应各站点降水实测总量的比值,用于衡量区域降水总的绝对误差估算率,是应用最为广泛的降水误差估算的评估判据。结合式(12)、(13)可有

$$\mu_{|S|}(T_j) = \frac{\sum_{i=1}^N |\Delta Q_{Ri}|}{\sum_{i=1}^N Q_{Gi}} =$$
$$\frac{\sum_{i=1}^N (|\mu_i| \times Q_{Gi} / \sum_{i=1}^N Q_{Gi})}{\sum_{i=1}^N Q_{Gi}} \quad (22)$$

从式(22)第1个等式可知, $\mu_{|S|}$ 值是各站点存在高估或低估的综合反映,其大小表明降水估算分布

$Q_R(x,y)$ 与实测的地面降水分布 $Q_G(x,y)$ 的差别; 当 $\mu_{|S|} = 0$ 时, 根据式(13)区域内各站的云雨转换系数 A_{B_i} 均等于区域公共系数 A_{BS} , 这是极为罕见的。式(22)第 2 个等式表明了 $\mu_{|S|}$ 与区域内各点 $|\mu_i|$ 的关系, $\mu_{|S|}$ 是各 $|\mu_i|$ 按 Q_{G_i} 分配的加权平均值。

4.3 区域平均绝对误差估算量 E_N

现引入区域平均绝对误差估算量 E_N , 根据式(22)并令区域 S 中各站实测平均降水量为 $\overline{Q}_{G_i}$, 则

$$E_N = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\Delta Q_{G_i}| = \mu_{|S|} \times \overline{Q}_{G_i} \tag{23}$$

其中, $\overline{Q}_{G_i} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Q_{G_i}$, 即区域平均绝对误差估算量等于区域降水绝对误差估算率与各站实测降水量的乘积, 此量既可反映降水估算的总体平均误差, 也便于分析不同量级降水的具体误差估算量。

4.4 $\mu_{|S|}$ 和 μ_A 的关系分析

这两个量常用于降水估算评估中, 但少有分析其关系的。在式(22)的第 2 式的分子和分母中引入 μ_A 和 $\frac{1}{N}$ 两个量, 整理后有:

$$\mu_{|S|} = \eta \times \mu_A \qquad \eta = \frac{\overline{|\mu_i|} \times \overline{Q_{G_i}}}{\overline{|\mu_i|} \times \overline{Q_{G_i}}} \tag{24}$$

式中, η 为连接区域降水绝对误差估算率 $\mu_{|S|}$ 和区域平均误差估算因子 μ_A 的一个系数, 其分子 $\overline{|\mu_i|} \times \overline{Q_{G_i}}$ 是区域 S 中各站点误差估算量的平均值, 其分母 $\overline{|\mu_i|} \times \overline{Q_{G_i}}$ 是各站点误差估算因子绝对值的

平均和雨量的平均构成的误差估算量, η 可简称为误差估算量的平均值与平均值的误差估算量的比值或为两因子积的平均与两因子平均的积之比。现根据 η 大小进一步分析 $\mu_{|S|}$ 和 μ_A 的大小关系。

第一, 在区域 N 个站点中, 当 $|\mu_i|$ 和 Q_{G_i} 两者均为常数或者分别单独为常数, 此时 $\eta = 1$, 显然 $\mu_{|S|} = \mu_A$ 。其中, 当 $Q_{G_i} = Q_G$ 时, 表明 S 区域内发生均匀降雨。有意义的是 $|\mu_i|$ 与 Q_G 存在一个统计关系(图 3a), 即 Q_G 较小时一般 $|\mu_i|$ 较大, 而 Q_G 较大时 $|\mu_i|$ 值较小。在此给出物理解释: 王玉发等(2008)、Wan 等(2010)论证了雷达和雨量计采样时-空差异取决于雨滴的直径、雨量站离雷达的距离和环境场的风速, 其中雨滴的直径是一个最主要因素。当雨滴较小时雨滴下落速度较慢, 易受到雨量站距离和风速的影响, 在这种情况下, 时间积分垂直同步采样难以取得准同雨团样本, 于是各站点的 $|\mu_i|$ 就较大, 所以, 在区域 S 内出现较小的均匀降雨时必然出现较大的 μ_A 或 $\mu_{|S|}$ 。反之, 当区域 S 内出现较大的均匀降雨时, 雨滴下落速度较快, 受到雨量站距离和风速的影响较小, 时间积分垂直同步采样近似于准同雨团样本采样, 各站点的 $|\mu_i|$ 相应较小, μ_A 或 $\mu_{|S|}$ 必然变小。在实际大气降水条件中, 理想的均匀降雨极为罕见, 但 $\mu_{|S|}$ 与 μ_A 相差较小的情况还是时有发生, 此时可以认为在 S 区域 T_j 时次产生了一场比较均匀的降水。

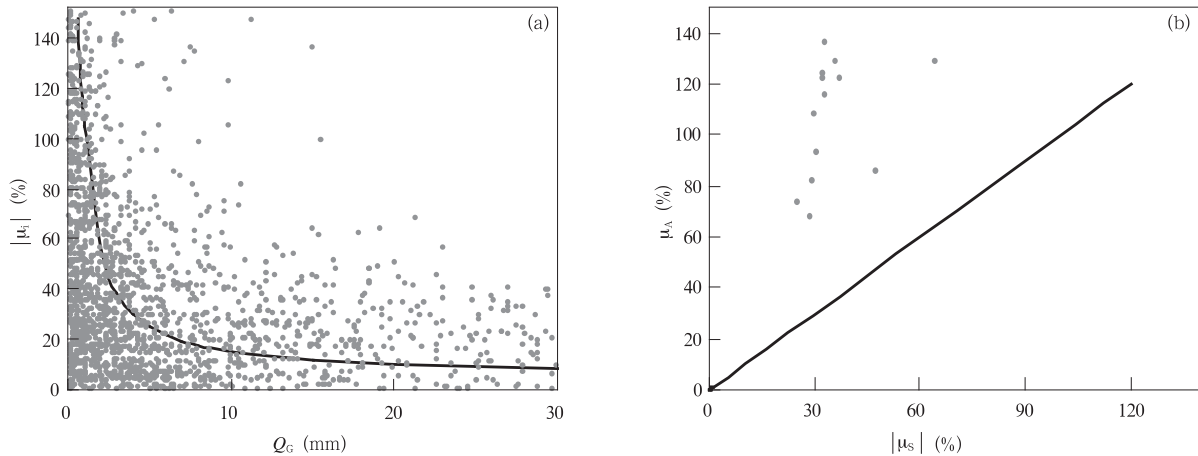


图3 2008年7月2日01—15时降水过程 $\mu_{|S|}$ 和 μ_A 的关系
(a. $Q_G-|\mu_i|$ 点聚分布, 黑色粗实线为散点趋势线;
b. 同一个过程的 $\mu_{|S|}-\mu_A$ 点聚分布, 黑色粗实线为 $\mu_{|S|} = \mu_A$ 线)

Fig.3 Analysis chart of the relation between $\mu_{|S|}$ and μ_A for the rain event during 01:00 – 15:00 BT 2 July 2008
(a. $Q_G-|\mu_i|$ scatter diagram, black thick real line is scatter trendline; and
b. $\mu_{|S|}-\mu_A$ scatter diagram, black thick real line is line of $\mu_{|S|} = \mu_A$)

第二,在区域内 N 个站点中,当 $|\mu_i|$ 和 Q_{Gi} 两者均不为常数,此时 $\eta \neq 1$,一般 $\mu_{|S|} \neq \mu_A$ 。此时在区域 S 中出现了大、中、小雨混合纷呈不均匀的现象。统计表明,小雨的站点频次一般高于大雨的频次(图 3a)。由式(14)可见,用 μ_A 作评估判据会过于偏向于小雨站点的贡献(Klazura, et al, 1995);而 $\mu_{|S|}$ 是各 $|\mu_i|$ 按 Q_{Gi} 分配的加权平均值,因此,一般 $\mu_{|S|} < \mu_A$ (图 3b)。由此可见,有时人们将 μ_A 作为降水评估判据是不太合理的,从本文的分析来看 μ_A ,只是各站点降水误差估算因子绝对值的平均,可诠释为多个单站的 A_{Bi} 相对于 A_{BS} 的聚合与离散程度的整体表示,但 μ_A 与雨量大小无关,无力判定降水估算的误差量。

4.5 降水过程的绝对误差估算率

为科学评估降水过程的误差估算,区域 S 内 N 个站点在一次降水过程 T (有 M 个 T_j 时次)中雷达降水误差估算的统计特征量可有下列 3 种表示方式或 3 种检验评估判据。

(1) 区域平均单站降水过程绝对误差估算率 ($\mu_{T|S|}$)

$$\mu_{T|S|} = \frac{1}{N} \times \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \frac{|\Delta Q_{Ri,j}|}{\sum_{j=1}^M Q_{Gi,j}} \quad (25)$$

其中, $\Delta Q_{Ri,j} = Q_{Ri,j} - Q_{Gi,j}$ 。式中, $\mu_{T|S|}$ 是先计算每个单站在一次降水全过程中的绝对误差估算率,然后再计算各站此量的平均值, i, j 分别为雨量站点与时次的变量。

(2) 降水过程平均的区域绝对误差估算率 ($\mu_{T|S|}$)

$$\begin{aligned} \mu_{T|S|} &= \frac{1}{M} \times \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N \frac{|\Delta Q_{Ri,j}|}{\sum_{i=1}^N Q_{Gi,j}} \\ &= \frac{1}{M} \times \sum_{j=1}^M \mu_{|S|,j} = \overline{\mu_{|S|,j}} \end{aligned} \quad (26)$$

式中, $\mu_{T|S|}$ 第 1 等式表示 T_j 是先计算每个时次的区域绝对误差估算率,然后再求一次降水全过程此量的平均值,所以 $\mu_{T|S|}$ 与 $\mu_{T|S|}$ 的计算次序刚好相反。

(3) 过程和区域降水总体绝对误差估算率 $\mu_{T|S|}$

$$\begin{aligned} \mu_{T|S|} &= \frac{\sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N |\Delta Q_{Ri,j}|}{\sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N Q_{Gi,j}} \\ &= \sum_{j=1}^M \left(\mu_{|S|,j} \times \frac{\sum_{i=1}^N Q_{Gi,j}}{\sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N Q_{Gi,j}} \right) \end{aligned} \quad (27)$$

式中,第 1 等式表明 $\mu_{T|S|}$ 的计算是和 $\mu_{|S|}$ (见式(22))的算法原则一致的,就是用误差估算绝对值的总量除以实测的总量。第 2 式表明 $\mu_{T|S|}$ 是 $\mu_{|S|}$ 按区域降水总量随降水过程各时次的分配比例加权平均,而只有当每个时次的区域降水在整个过程中为一常数时,才有 $\mu_{T|S|} = \mu_{T|S|} = \overline{\mu_{|S|,j}}$,当然这仅是一种特例。

计算 2008 年 7 月 2 日 01—15 时降水过程估算评估得出 $\mu_{T|S|}$ 、 $\mu_{T|S|}$ 、 $\mu_{T|S|}$ 分别为 0.25、0.27、0.41。由此可见,对于同样一个降水过程其评估的 3 个量是有差别的,相比而言, $\mu_{T|S|}$ 的算法比较严格,在开展降水过程评估时应优先选用。而 $\mu_{T|S|}$ 值偏大的原因正是 4.5 节所指出的,先单站时间平均就等于将那些小量级降水站的高误差估算率保留下来,加之这些站数相对偏多,由此再进行区域平均时就自然偏大了小量级而高误差估算率的贡献。

5 雷达和雨量计数据对的质量控制

5.1 基本概念

雷达降水探测的质量控制分为两类,其中,第一类可简称为降水单变量的质量控制,如雷达反射率因子 Z 场的质量控制。其主要是利用 Z 场本身空间结构自然特性,去鉴别和剔除非降水回波(Steiner, et al, 2002;王佑兵等, 2006;庄薇等, 2012),这对于除去 Z 场中的地物回波和超折射回波是相当有效的。第二类可简称为降水双变量的质量控制,利用空中 Z 场和地面降水 Q_G 场互相在对应点的结合关系来判断数据对(Z_B, Q_G)的质量,这其中包括雷达和雨量计各自数据或者两者均存在问题时都将认为数据对是不可靠的,或者是错误的,经判断后应予以舍去,这就是所谓雷达和雨量计数据对的双变量质量控制。

Gabella 等(2000)指出执行雨量计-雷达测量数据对质量控制的重要性。其原因首先在于几乎所有的降水估算技术方法都是从研究和开发这些数据对的对对应关系脱胎而成,其次雷达降水误差估算的检验和评估也是从这些对应的关系计算出来的。一件有意义的事在于一组数据对(Z_B, Q_G)通过第 2 节中式(1)的云雨转换方程就唯一地变为云雨转换系数 A_{Bi} ,于是 A_{Bi} 就含有这组数据对的空-地对应关系特性,于是雷达和雨量计数据对的双变量质量控制问题就变成云雨转换系数 A_{Bi} 单变量的质量控制问题。

5.2 误差估算因子控制法

万玉发等(2008)、Wan 等(2010)中已经初步论述了(Z_{Bi}, Q_{Gi})数据对或 A_{Bi} 质量控制方法,并分为二级。第一级方法很简单,即将凡是 1 h 累积雨量小于 1.0 mm 的数据对全部删去,其理由在原文中已有详述,简单可归结为在此条件下 A_{Bi} 的离散性非常大,几乎没有出现明显的聚合性,因此,将这样的数据对用作降水估算计算评估的基础明显是不可靠的,所以,应该舍去。第二级方法简单可叙述为将 Q_G 大于 1.0 mm 以上的雨量分为 5 个雨量子区间,根据一些降水估算实例,分别计算出各个雨量区间较为合适使用的 A_B 可允许范围,将此暂时固定下来,用作二级质量控制的取舍标准。由此可见,这种方法不随天气过程和时次而变化显得较为机械和呆板。

在本节中将介绍一种与原有二级质量控制有所不同的一种新方法,称为单站误差估算因子 μ_i 控制法。前已提及雷达和雨量计数据对的质量控制可归结为云雨转换系数 A_{Bi} 的质量控制,而从第 3 节式(13)可知,当在固定指数 b_i 的条件下以及当某时次 A_{BS} 计算确定后, A_{Bi} 与单站误差估算因子 μ_i 是唯一对应的,于是雷达和雨量计数据对的质量控制可归结为误差估算因子 μ_i 的质量控制。其基本操作方法是:必须设立一个较为合理的 μ_i 的允许区间(如 $\mu_i \in [-0.8, 1.5]$),在 μ_i 值超出此允许区间的所有(Z_{Bi}, Q_{Gi})将被舍掉。余下的数据对重新融合得到

新的 A_{BS} ,建立新的区域降水估算方程。这样一来, A_{Bi} 相对于 A_{BS} 离散性将会变小而聚合性将会增大,区域平均误差估算因子 μ_A 和区域降水绝对误差估算率 $\mu_{|S|}$ 等一般也随之变小。

不论是原有二级质量控制或现在的误差估算因子控制,从原理上都是将 $|\mu_i|$ 的大值舍掉,这就等价于将相对 A_{BS} 太小的或太大的 A_{Bi} 舍去,这样做的理由在于当很小的 A_{Bi} 出现时这些雨量站点上必将出现淡云大雨,而反之就会出现浓云小雨的奇怪现象。出现这两种现象的站点一般不会是多数而是属于一种存在有疑点和不稳定的少数。其原因有多种可能,一种是由于雷达和雨量计存在时、空采样差异和分辨率差异而造成的,另一种可能是雷达或雨量计的观测错误或者是强度和位置的标定错误,当然也不能排除确实是大气中的自然现象,即使这样也会是极为罕见的。

综上所述,雷达和雨量计数据对的质量控制可形成一级控制、误差估算因子控制及双重控制 3 种控制。误差估算因子 μ_i 的允许区间可根据多个个例试验总结规律来设定。一旦设定了 μ_i 的允许区间,相应 A_{Bi} 的允许区间可随天气过程和时次而自动变化,这就是误差估算因子控制能适应降水天气变化的优越性。图 4a 为未经质量控制数据 Z_B - Q_G 点聚分布,图 4b 为未经质量控制和在 3 种质量控制情况下的 μ_i 频率分布。从 μ_i 的频率分布可以看出,总体分布还是比较合理的,大都集中在 $\mu_i = 0$

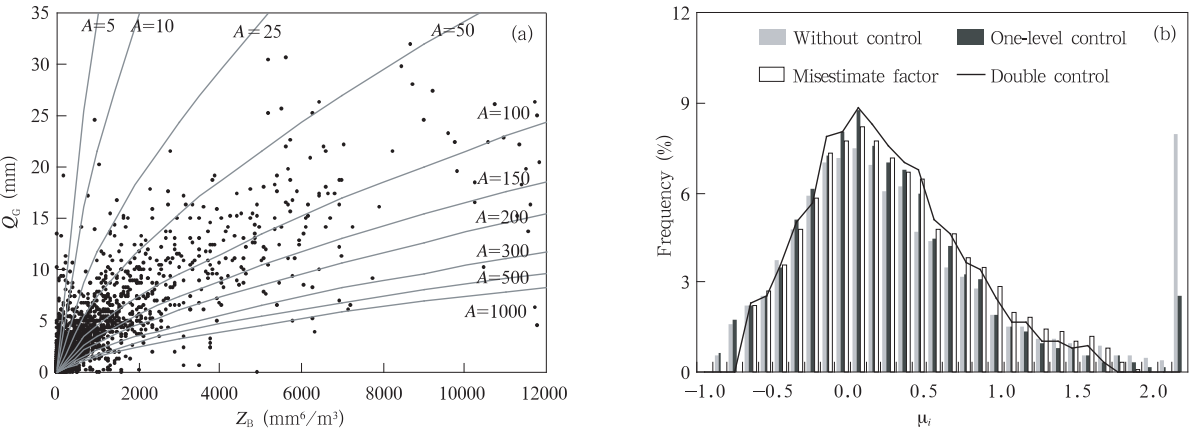


图 4 2010 年 7 月 11 日 06—20 时质量控制分析
(a. 未经质量控制数据 Z_B - Q_G 点聚分布;曲线为等 A_B (或等 μ_i) 的 Z_B - Q_G 关系线;
b. 未经质量控制和在 3 种质量控制情况下的 μ_i 频率分布)

Fig. 4 Analysis chart of the quality control for the period from 06:00 BT to 20:00 BT 11 July 2010

(a. Z_B - Q_G scatter diagram without the quality control, each curve is the Z_B - Q_G relationship line with equal A_B (or equal μ_i); and b. μ_i the frequency distribution without the quality control and with the three kinds of the quality control)

值两旁;只是在 $\mu_i = 1.5$ 后仍出现一定频率分布,特别在 $\mu_i = 2.0$ 后出现一个较高频率状况,这显然是不合理的,因此,将 μ_i 的合理范围确定为 $-0.8 \sim 1.5$ 。经过质量控制之后, $\mu_i = 2.0$ 后的高频率极端值去掉。

比较上述4种情况可以看出,对数据进行质量控制之后, $\mu_{|S|}$ 有所下降(表2)。比较3种质量控制方式的 $\mu_{|S|}$ 、 μ_A 可以看出,双重控制与单独一级(将凡是1 h累积雨量(Q_G)小于0.5 mm的数据对全部删去)或误差估算因子控制比较, $\mu_{|S|}$ 并不表现出明显的改善;而单独一级与误差估算因子比较,虽然 $\mu_{|S|}$ 值后者改善不多,但 μ_A 值则从0.51下降到0.35。由此可见,在实际操作过程只需进行单独误差估算因子控制即可。

表2 2008年7月2日07时3种质量控制方式与无控制的对比

Table 2 Contrast of the three quality control methods to without quality control for 07:00 BT 2 July 2008

控制方式	总站数	平均雨量	$\mu_{ S }$	μ_A
无控制	155	10.1 mm	0.26	3.12
一级控制	136	11.5 mm	0.23	0.51
误差估算因子	135	11.5 mm	0.21	0.35
双重控制	129	12.1 mm	0.20	0.33

5.3 误差估算因子控制法应用实例

本文对武汉雷达探测到的4次降水过程进行数据对质量控制前、后的降水估算结果对比评估。这4次降水过程是:(1)2007年7月1日18时—2日13时,湖北省东部有13个气象站出现了暴雨,8个气象站出现了大暴雨。(2)2008年6月8日12—21时,湖北省中东部出现大到暴雨天气,16个气象站降暴雨。(3)2008年7月2日01—15时,湖北省东北部出现暴雨天气,3个气象站降大暴雨。(4)2010年7月10日07时—11日04时,湖北省中东部地区降大到暴雨,3个气象站降大暴雨。使用武汉雷达探测半径200 km范围内雷达反射率因子和599个区域雨量站资料进行数据质量控制对比分析。评估结果见表3,在没有开展数据对质量控制前,过程和区域降水总体绝对误差率 $\mu_{T|S|}$ 均高于30%,经过本研究提出的误差估算因子控制法处理后,过程和区域降水总体绝对误差率 $\mu_{T|S|}$ 平均下降7%。

表3 4次降水过程降水数据对质量
控制前后 $\mu_{T|S|}$ 对比表

Table 3 Comparison of $\mu_{T|S|}$ values from the precipitation data pairs of the 4 rain events respectively between with and without the quality control

	个例1	个例2	个例3	个例4	平均
无控制	0.36	0.34	0.34	0.39	0.36
控制后	0.30	0.27	0.28	0.30	0.29

6 结语和讨论

(1) RASIM 构建了具有幂律形式的雷达和雨量计直接积分对应的单站关系式 $Z_{Bi} = A_{Bi} \times Q_{Gi}^b$,这是一个准同雨团样本概念下的准有理对应关系,随时-空可变。其中系数 A_{Bi} 特称为单站云雨转换系数,它表明了在某时某站空中雨团 Z_B 下落到地面雨量计成为 Q_G 的转换能力,其大小显然与天气系统和地理环境密切相关,值得今后深入研究。由单站云雨转换系数的数据集 $\{A_{Bi}\}_S$ 可以产生区域云雨转换公共系数 A_{BS} ,从而构成区域型降水估算方程。这种用共性来代表个性的方法不可避免会带来一定的估算误差,而对于各个站点估算误差的表示和分析实质上是基于 A_{Bi} 的个性方程和基于 A_{BS} 的共性方程的比较,使得误差分析具有清晰的物理意义和明确的数学表达式。

(2) 单站误差估算因子 μ_i 是RASIM方法估算误差表示的最基本元素,以它为基础可构造出一系列误差表示和评估判据,如区域平均绝对误差估算因子 μ_A 、区域降水误差估算率 μ_S 、区域降水绝对误差估算率 $\mu_{|S|}$ 以及区域平均绝对误差估算量 E_N 等。在RASIM中 μ_i 正好等于 A_{Bi} 与 A_{BS} 以 b_i^{-1} 为指数幂值的相对离差,从而揭示了引起降水估算误差的根本原因是单站 A_{Bi} 相对偏离于公共系数 A_{BS} 所致。 μ_A 是区域中各 μ_i 绝对值的平均,其值大小体现了区域内各站降水条件差异的总体程度,与 A_{Bi} 相对 A_{BS} 的聚合和离散密切相关,但 μ_A 与降水量大小无关。文中证明了只有在区域内出现均匀降雨的条件下, μ_A 与 $\mu_{|S|}$ 才相等。而 $\mu_{|S|}$ 和 E_N 既联系着 μ_A ,而且也与雨量有关,是较为合理而实用的降水估算误差判据。有意义的是, A_{BS} 区域型降水估算方程在区域内所有站点的高估总量必定与低估总量相等,这是一个十分突出的优点。

(3) RASIM 区域型雷达降水估算方程中的估算参数 A_{BS} 是经过对单站空-地对对应关系式的面积分而得到的,在雷达覆盖区域内是一个公用常数,它

可随时间而变化但不随站点而变化,换言之 A_{BS} 只对时间变率具有一定的敏感度而对于空间变率即天气的地理分布差异是无力反映的。同时,雷达和雨量计是积分对应,模糊了不同性质降水的差异,会影响降水估算的精度。目前 RASIM 方法的估算精度在天气条件差异较小,即 μ_A 较小时, $\mu_{|S|}$ 可达到 20% 左右,而在天气条件差异较大即 μ_A 较大时, $\mu_{|S|}$ 在 30% 以上。因业务需要对武汉雷达 8 次和广州雷达 4 次降水过程进行了分雨量的评估,小时降水量 0.5—5 mm 段的 $\mu_{|S|}$ 比 5—20 mm 段和 20 mm 以上段要大近 5%,由此说明 RASIM 方法对小雨估算的准确性要差一些。为了对雷达估算降水作进一步的改进,必须研究区域云雨转换分布函数 $A_B(x, y)_S$ 来替换公共系数 A_{BS} ,从而建立 RASIM 体系下的局地型降水估算方程。

参考文献

- 田付友,程明虎,张亚萍等. 2010. 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. 气象学报, 68(5): 717-730
- 万玉发,吴翠红,金鸿祥. 2008. 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. 气象学报, 66(2): 262-273
- 王佑兵,万玉发. 2006. 雷达体扫反射率场的自动质量控制. 气象科技, 34(5): 615-619
- 肖艳姣,刘黎平,杨洪平. 2008. 基于天气雷达网三维拼图的混合反射率因子生成技术. 气象学报, 66(3): 470-473
- 尹忠海,张沛源. 2005. 利用卡尔曼滤波校准方法估算区域降水量. 应用气象学报, 16(2): 213-219
- 张培昌,戴铁丕,傅德胜等. 1992. 用变分方法校准数字化天气雷达测定区域降水量基本原理和精度. 大气科学, 16(2): 248-256
- 张培昌,杜秉玉,戴铁丕. 2001. 雷达气象学. 北京: 气象出版社, 511pp
- 庄薇,刘黎平,余燕群等. 2012. 雷达地物回波模糊逻辑识别法的改进及效果检验. 气象学报, 70(3): 576-584
- Ahnert P R, Krajewski W F, Johnson E R. 1986. Kalman filter estimation of radar-rainfall field bias//Preprints, 23rd Radar Meteorology Conference and Cloud Physics Conference. Amer Meteor Soc, JP33-JP37
- Atlas D, Ulbrich C W. 1990. Early foundations of the measurement of rainfall by radar//Atlas D. Radar in Meteorology. Amer Meteor Soc, 86-97
- Brandes E A. 1975. Optimizing rainfall estimates with the aid of radar. J Appl Meteor, 14: 1339-1345
- Cheze J. 1999. The HYDRAM project of Meteo-France: A quality-based approach for quantative radar measurements//Preprints, 29th Conference on Radar Meteorology. Amer Meteor Soc, 321-324
- Collier C G. 1984. The operational performance in estimating surface rainfall of a raingauge-calibrated radar system//22nd Conference on Radar Meteorology. Amer Meteor Soc, 257-262
- Doviak R J, Zrnic D S. 2006. Doppler Radar and Weather Observations. New York: Dover Publications, INC, 223-235
- Gabella M, Amitai E. 2000. Radar rainfall estimates in an Alpine environment using different gage-adjustment techniques. Phys Chem Earth (B), 25(10-12): 927-931
- Joss J, Waldvogel A. 1990. Precipitation measurement and hydrology//Atlas D. Radar in Meteorology. Amer Meteor Soc, 577-606
- Klazura G E, Kelly D S. 1995. A comparison of high resolution rainfall accumulation estimates from the WSR-88D precipitation algorithm with rain gage data//Preprints, 27th Conference on Radar Meteorology. Amer Meteor Soc, 31-34
- Krajewski W F, Smith J A. 1991. On the estimation of climatological Z-R relationship. J Appl Meteor, 30(10): 1436-1445
- Lack S A, Fox N I. 2004. Errors in surface rainfall rates retrieved from radar due to wind drift//Sixth International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar. 2004
- Mittermaier M P, Hogan R J, Illingworth A J. 2004. Using mesoscale model winds for correcting wind-drift errors in radar estimates of surface rainfall. Quart J Roy Meteor Soc, 130(610): 2105-2123
- Rosenfeld D, Wolff D B, Amitai E. 1994. The window probability matching method for rainfall measurement with radar. J Appl Meteor, 33(6): 682-693
- Smith P L, Joss J. 1997. Use of a fixed exponent in "adjustable" Z-R relationships//Preprints, 28th Conference on Radar Meteorology. Amer Meteor Soc, 254-255
- Steiner M, Smith J A, Uijlenhoet R, et al. 2001. Rainfall variability and its effect on rainfall measurement//Preprints, 30th Conference on Radar Meteorology. Amer Meteor Soc, 562-569
- Steiner M, Smith J A. 2002. Use of three-dimensional reflectivity structure for automated detection and removal of non-precipitation echoes in radar data. J Atmos Ocean Technol, 19(5): 673-686
- Wan Y F, Wu C H, Jin H X. 2010. Real-time synchronous integration of radar and raingauge measurements based on the quasi same-rain-volume sampling. Acta Meteor Sinica, 24(3): 340-353
- Zawadzki I. 1975. On radar-raingage comparison. J Appl Meteor, 14: 1430-1436
- Zawadzki I. 1984. Factors affecting the precision of radar measurement of rain//22nd Conference on Radar Meteorology. Amer Meteor Soc, 251-256
- Zhang J, Howard D, Langston C, et al. 2011. National mosaic and multi-sensor QPE(NMQ) system: Description, results, and future plans. Bull Amer Meteor Soc, 92(10): 1321-1338