

1

2

基于微波链路的天气雷达降水场校准方法¹

3

张 鹏¹, 刘西川², 周则明², 宋 堃², 杨平吕²

4

1.陆军工程大学教研保障中心, 南京 210014;

5

2.国防科技大学气象海洋学院, 长沙 410005

6

7

8

9

摘 要 为减小天气雷达反演降水场与地面实际降水的偏差, 提出了利用贴近地面的微波链路对天气雷达降水场实施校准的方法, 包括变分校准法、卡尔曼滤波校准法、平均校准法和克里金校准法。为验证校准效果, 在两次不同类型的实际降水过程中, 利用两条业务用通信微波链路, 对 S 波段天气雷达反演的降水场进行了校准, 校准结果与地面雨量计实测值进行了比较, 结果表明: 四种校准方法均取得了一定的校准效果, 改善了降水过程 I 中强降水的低估问题和过程 II 中弱降水的高估问题。校准后的雨强分布与雨量计测值的一致性得到提升, 统计误差明显降低, 改善程度由高至低依次为平均误差、均方根误差、平均绝对误差。综合各种校准方法在两次降水过程中的表现, 克里金校准法的效果相对较好, 变分校准法和平均校准法的效果优于卡尔曼滤波校准法。对平均误差和均方根误差改善幅度最大的是克里金校准法, 对平均绝对误差改善幅度最大的为变分校准法。平均校准法和卡尔曼滤波法得到的校准因子为某一时次的区域平均校准因子, 而克里金校准法和变分校准法能够得到随时间和空间位置变化的校准因子场。研究表明微波链路是校准雷达降水场有效手段。

23

关键词 定量测量降水, 校准, 微波链路, 天气雷达

24

25

¹国家自然科学基金项目(41975030)、江苏省自然科学基金项目(BK20181337)共同资助

作者简介: 张鹏, 主要从事大气探测和雷达气象学领域的研究, E-mail: radarpeng@126.com

26 引言

27 准确、高时空分辨率的降水信息对于气象水文模式运用、气候研究、城市规
28 划、防汛抗旱等意义重大。天气雷达因探测范围和时空分辨率优势而成为定量测
29 量降水 (quantitative precipitation estimation, QPE) 的有效手段, 但由于降水的
30 垂直变化、亮带现象、微波衰减以及雨滴谱时空变化导致的雷达降水估计关系不
31 够准确等因素的影响, 天气雷达降水场与地面降水存在一定偏差 (Harrison et al,
32 2000; 冯婉等, 2021)。为减少这种偏差, 发展出利用地面雨量计测量结果, 对
33 雷达反演的区域降水场进行校准的方法, 主要包括平均校准法 (Collier, 1986;
34 傅德胜等, 1991)、最优插值法等 (Krajewski, 1987; 张培昌和伍志芳, 1992;
35 李建通和张培昌, 1996; Chumchean et al, 2006), 以及综合不同方法优势的集
36 成方法和联合分步校准方法 (官莉等, 2004)。大量研究和业务应用表明, 通过
37 将天气雷达与地面测雨传感器数据相融合, 能够有效提升降水测量的准确性
38 (Goudenhoofdt et al, 2009)。

39 然而, 雨量计和天气雷达探测降水的时空代表性差异问题较为严重, 使得基
40 于雨量计的天气雷达降水场校准方法的准确性难以进一步提升。雨量计与雷达采
41 样体积差异巨大, 差异可达 8 个量级, 导致二者测值一致性较差 (Sieck, 2007;
42 沙修竹等, 2019)。雨量计分布稀疏, 空间代表性较差, 单个雨量计自身测量误
43 差对校准效果的影响很大。因此, 为提高降水监测准确度, 需要拓展天气雷达和
44 雨量计测量结果的比对时间, 或使用与天气雷达更加匹配的地面测雨手段替代雨
45 量计 (Krajewski and Smith, 2002)。

46 近年来, 利用无线微波链路 (microwave link, ML) 实施降水监测受到广泛
47 关注, 研究者们建议将已建设的微波链路网络作为天气监测的重要手段, 认为其
48 使用衰减与降水的关系 ($K-R$) 反演降水更具鲁棒性, 且具有微波链路时空分
49 辨率高、分布广泛和无需额外投入的突出优势 (Messer, 2006)。相关研究逐步
50 深入和拓展, 将微波链路作为“路径平均雨量计”, 能够验证雷达降水估测结果
51 的有效性 (Minda and Nakamura, 2005); 利用层析 (Zinevich et al, 2008)、深度
52 学习 (Pudashine et al, 2020) 等方法, 微波链路网络能够反演区域降水分布, 已
53 在荷兰 (Overeem, 2015)、德国 (Graf et al, 2019) 等国家开展了大范围的应用;
54 微波链路降雨有效衰减的修正模型得以建立 (高太长等, 2015), 应用支持向量
55 机方法能够进一步提升微波链路雨强反演准确性 (宋堃等, 2015); 本地化的微
56 波链路降水估计关系也得到了研究 (张鹏等, 2021), 基于星地链路 (earth-space

57 links)能够反演垂直降雨场,反演精度随着链路数量的增加而提升(Mercier et al,
58 2015; 咸明皓等, 2020); 另外, 在天气雷达衰减订正中引入微波链路测值作为
59 约束也取得了较好效果(Zhang et al, 2017; Kim and Kwon, 2020)。这些研究
60 表明, 微波链路测得的“线”雨强, 具有更好的空间代表性, 与雷达探测的时空
61 匹配性更好, 有希望解决雨量计的“点”测量和采样稀疏问题, 进一步提升雷达
62 定量测量降水的精度。

63 同时, 已建微波链路分布广泛。在我国, 无线微波链路除用于移动通信外,
64 还大量应用于广播电视、港航企业、海事管理部门、电力部门以及一些大型企业
65 中, 这些部门所属的微波链路往往在某一区域形成了较为密集的微波链路网, 非
66 常有利于降水监测。鉴于此, 本文开展利用微波链路对天气雷达降水场进行校准
67 的研究。在这方面, 目前见诸文献的研究工作仍较少, 如 Cummingsa 等(2009)
68 利用微波链路反演的路径平均雨强和雨量计雨强, 采用平均偏差法计算平均校准
69 因子, 对雷达降水场进行校准, 结果表明链路对雷达降水场的校准效果至少与雨
70 量计校准方法相当。但该研究中所用方法仍较为基本, 且未考虑校准因子随空间
71 位置的变化。因此, 本文尝试采用多种方法实现微波链路对雷达降水场的校准,
72 并开展实验验证, 分析比较各方法的效果, 为进一步提升区域特别是雨量计稀疏
73 地域的定量测量降水能力提供参考。

74 1 方法

75 1.1 微波链路和天气雷达反演降水

76 微波链路根据链路路径衰减 A_{ML} (单位: dB) 计算链路路径平均雨强 $\overline{R_{ML}}$ (单
77 位: mm h^{-1}) (Jameson, 1991), 如下式:

$$78 \quad A_{ML} = a\overline{R_{ML}}^b L \quad (1)$$

79 式中 L (单位: km) 为链路长度, 系数 a 、 b 随链路频率、极化方式和雨滴谱分
80 布等变化, 具体取值可根据国际电信联盟 (ITU) 建议的 ITU_R 雨衰模型确定,
81 该模型给出了线极化、频率小于 55 GHz 条件下系数 a 和 b 的取值。例如, 当微
82 波链路发射 7.7GHz 垂直极化电磁波时,

$$83 \quad A_{ML} = 0.00395\overline{R_{ML}}^{1.31} L \quad (2)$$

84 S 波段天气雷达可利用雷达反射率因子 Z (单位: $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) 与雨强 R (单位:
85 mm h^{-1}) 的关系反演降水, 常用的降水估计关系为:

$$86 \quad Z = 200R^{1.6} \quad (3)$$

87 1.2 校准方法

88 1.2.1 平均校准法

89 令 $R_{ML}(t)$ 和 $R_R(t)$ 分别为 t 时刻某位置处微波链路反演的路径平均雨强和天
90 气雷达反演的雨强，则乘性平均校准因子 $C(t)$ 为

91
$$C(t) = \frac{R_{ML}(t)}{R_R(t)} \quad (4)$$

92 由于微波链路得到的是沿链路路径的平均雨强，当降水估测区域内仅有 1 条微波
93 链路可用时，若其传输路径对应天气雷达的 M 个距离库，则 t 时刻平均校准因子
94 \bar{C} 可由下式得到：

95
$$\bar{C}(t) = \frac{R_{ML}(t)}{\frac{1}{M} \sum_{j=1}^M R_{Rj}(t)} \quad (5)$$

96 当降水估测区域内有 N 条链路可用时，平均校准因子可由下式计算：

97
$$\bar{C}(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{R_{MLi}(t)}{\frac{1}{M_i} \sum_{j=1}^{M_i} R_{Ri,j}(t)} \quad (6)$$

98 式中： M_i 为第 i 条链路路径对应的天气雷达距离库数。平均校准因子确定后，将
99 天气雷达降水场各点雨强乘以校准因子，得到校准后的雷达降水场。

100 1.2.2 卡尔曼滤波校准法

101 将校准因子 $C(t)$ 视为随机变量，其值可由两个独立估计值 $C_1(t)$ 和 $C_2(t)$ 加权
102 平均得到：

103
$$C(t) = (1-\omega) C_1(t) + \omega C_2(t) \quad (7)$$

104 式中：权重 ω 的最优选择要使加权平均后的 $C(t)$ 方差最小，可通过卡尔曼滤波方
105 法实现。由于天气雷达和微波链路测雨在时间上不连续，可对随探测时次 k 变化
106 的校准因子建立离散形式的状态方程：

107
$$C(k+1) = C(k) + W(k) \quad (8)$$

108 以及测量方程：

109
$$Y(k) = C(k) + M(k) \quad (9)$$

110 式中： $W(k)$ 和 $M(k)$ 均为均值为零的白噪声，且相互独立。式 (8) 中 $C(k)$ 是 k 时
111 刻校准因子的状态变量，如果雷达和微波链路均测得降水真值，那么校准因子为
112 1，但实际中校准因子并不为 1，且随 k 变化。式 (9) 中 $Y(k)$ 根据 k 时刻微波链
113 路和雷达实测值得到，其值为 $R_{ML}(k)/R_R(k)$ ，可称为校准因子测量值， $M(k)$ 和

114 $W(k)$ 均为高斯白噪声，均值为零，且相互独立。结合它们的协方差估计系统的
115 最优化输出可以得出一组递推公式（张培昌等，2001）：

$$116 \quad \hat{C}(k|k) = \hat{C}(k|k-1) + K(k)[Y(k) - \hat{C}(k|k-1)] \quad (10)$$

$$117 \quad \hat{C}(k|k-1) = \hat{C}(k-1|k-1) \quad (11)$$

$$118 \quad P(k|k-1) = P(k-1) + Q(k-1) \quad (12)$$

$$119 \quad P(k) = [1 - K(k)]P(k|k-1) \quad (13)$$

$$120 \quad K(k) = P(k|k-1) / [P(k|k-1) + F(k)] \quad (14)$$

121 方程中： $\hat{C}(k|k)$ 是根据 k 时刻测量值 $Y(k)$ 、滤波增益 $K(k)$ 以及 $(k-1)$ 时刻的
122 $\hat{C}(k|k-1)$ 而求得的 k 时刻经滤波后的输出，即所需的校准因子估计。 $\hat{C}(k|k-1)$
123 是根据 $(k-1)$ 时刻的滤波输出 $\hat{C}(k-1|k-1)$ 而作出的 k 时刻 $C(k)$ 的预测估计值，
124 $P(k|k-1)$ 表示对 $\hat{C}(k-1|k-1)$ 进行预测时的误差方差， $P(k|k)$ 为 k 时刻的 $C(k)$
125 经滤波后输出值 $\hat{C}(k|k)$ 与状态值 $C(k|k)$ 之间的误差方差， $Q(k)$ 、 $F(k)$ 分别为
126 状态噪声方差和测量噪声方差。

127 张培昌等（2001）给出了卡尔曼滤波方程组（10）~（14）的详细解法，其
128 中 $Q(k)$ 和 $F(k)$ 可采用自适应滤波算法（赵坤等，2005）得到。求解滤波方程组
129 得出的 $\hat{B}(k|k)$ 即为最优校准因子估计值，将雷达降水场各格点雨强乘以 $\hat{B}(k|k)$
130 即实现了校准。

131 1.2.3 克里金校准法

132 由于校准因子具有空间相关性，可使用克里金法得到校准因子的空间分布。
133 对于校准区域内因缺少对应微波链路而无法得到实测校准因子的某个格点，其校
134 准因子 $C(x,t)$ 可以通过有微波链路的格点处的已知校准因子加权求和得到，如下
135 式（Seo, 1998）：

$$136 \quad C(x,t) = \sum_{i=1}^N \lambda_i C(x_i,t) \quad (15)$$

137 式中： x 为当前格点在校准区域中的序号， N 为链路总数， $C(x_i,t)$ 为第 i 条微波
138 链路处的校准因子，由于该位置处有微波链路测雨值，故校准因子已知。 λ_i 为第
139 i 条微波链路处校准因子对于待估计点校准因子的权值，该权值可由变异函数模
140 型确定，可用的模型包括高斯模型、线性模型、指数模型、球面模型等。由于降
141 水的空间连续性，校准因子的空间相关性与格点距离成反比，可采用球面模型计
142 算 λ_i 。

143 1.2.4 变分校准法

144 考虑到降水空间分布的不均一性，可使用变分方法实现对区域中不同的格点

145 进行不同程度的校准。变分校准法（张培昌等，2001）首先将链路位置处的已知
 146 校准因子 $\tilde{C}(m)$ 内插到校准区域内的各格点 (i, j) 上，形成实测校准因子插值场
 147 $\tilde{C}(i, j)$ ，然后通过拟合方法得到一个最优校准因子场 $C(i, j)$ ，最优标准为在各网格
 148 点上 $C(i, j)$ 与 $\tilde{C}(i, j)$ 之差的平方和为最小，即

$$149 \quad \sum_i \sum_j [C(i, j) - \tilde{C}(i, j)]^2 \rightarrow \min \quad (16)$$

150 可通过如下变分模型求取 $C(i, j)$

$$151 \quad C^* = \min_c \sum_i \sum_j \{ \alpha [(C - \tilde{C})^2] + \beta [(\frac{\partial}{\partial x} C)^2 + (\frac{\partial}{\partial y} C)^2] \} \quad (17)$$

152 式中 α 为观测权重， β 为约束权重，用于过滤校准因子场中的高频噪声。对应欧
 153 拉方程为：

$$154 \quad \alpha(C - \tilde{C}) - \beta(\frac{\partial^2}{\partial x^2} C + \frac{\partial^2}{\partial y^2} C) = 0 \quad (18)$$

155 将此非线性偏微分方程离散化后，可采用超松弛叠代法求解数值解。本文中权重
 156 α 在同时有雷达和链路测值处取值为 100，否则为 0， β 取值为 64。

157 1.3 误差分析方法

158 以地面雨量计实测值为真值，计算校准前后雷达降水场的平均误差（ME）、
 159 平均绝对误差（MAE）、均方根误差（RMSE），方法如下：

$$160 \quad ME = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (R_{Gi} - R_{Ri}) \quad (19)$$

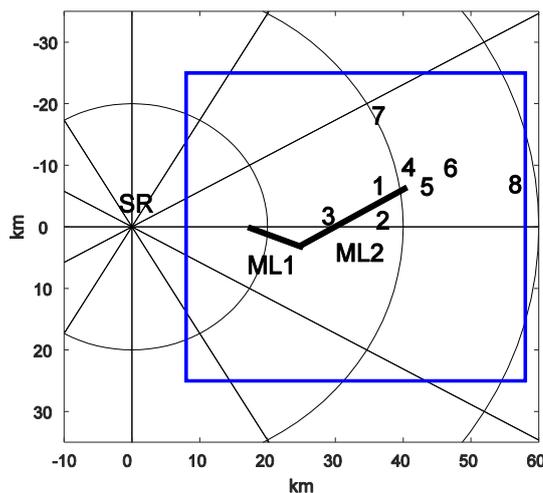
$$161 \quad MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |R_{Gi} - R_{Ri}| \quad (20)$$

$$162 \quad RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (R_{Gi} - R_{Ri})^2} \quad (21)$$

163 式中： N 为雷达和雨量计匹配格点总数， R_{Gi} 、 R_{Ri} 分别为某时次某格点处雨量
 164 计实测雨强和雷达反演雨强。

165 2 试验设备

166 试验设备包括 1 部 S 波段天气雷达、8 个雨量计和 2 条微波链路，其中天气



167 雷达为实际业务雷达，两条微波链路均为实际业务用通信链路，设备位置分布如
168 图 1 所示。

169 图1 雷达、链路、雨量计的位置分布

170 (图中“SR”表示S波段天气雷达，数字1~8代表8个雨量计，两条粗实线“ML1”和“ML2”
171 表示两条微波链路。图中方框代表校准区域范围，为包含链路和雨量计在内的一个50km×
172 50km的正方形区域。图中距离圈为S波段天气雷达的20km等距离圈。)

173 Fig. 1 Positions of the radar, microwave links and rain gauges

174 (In the figure, the S-band weather radar is indicated by “SR” and the eight raingauges are
175 indicated by the number from 1 to 8. The two microwave links are indicated by the thick solid
176 lines “ML1” and “ML2”. The square box represents the area of calibration, which is a
177 50km×50km square area. The circles correspond to S-band radar ranges of 20, 40 and 60 km,
178 respectively.)

180 S波段天气雷达发射频率为2.85GHz，探测范围460km，峰值功率650kw，天
181 线高度为138m，距离库长1000m，波束宽度为0.99°，进行周期性的体积扫描，
182 每6分钟完成11个仰角层的探测。实验中使用S波段雷达最低仰角（0.5°）层的数
183 据进行降水反演，需首先进行地物消除和滤波处理，以减少地杂波和随机噪声的
184 影响。

185 两条微波链路均在S波段天气雷达东侧，发射端位置相同，均位于雷达径向
186 距离25km、方位97°处。链路ML1接收端处在雷达径向距离17km、方位90°处，
187 海拔高度126m。链路ML2接收端位于雷达径向距离41km、方位81°处，海拔高度
188 98m。两条微波链路的发射电磁波频率均为7.7GHz，垂直极化，发射功率24.5dBm，
189 波束宽度3.5°，发射端和接收端均无天线罩，链路接收功率采集精度均为0.01dB，
190 采样时间间隔为60s。通过获取链路接收端自动记录的接收功率，并与链路路径
191 中无降水时的接收功率相比较，可以得到链路路径的雨致衰减量(张鹏等，2021)。
192 微波链路ML1长8.66km，对应S波段雷达8个距离库，链路ML2长24.05km，对应
193 S波段雷达17个距离库。

194 实验所用8个雨量计均为SL3-1型翻斗式雨量计，采样时间间隔为10min，
195 相对天气雷达和微波链路ML2的位置见表1。

196 表1 雨量计与天气雷达和微波链路的相对位置

197 Table 1 The positions of the rain gauges relative to the weather radar and the microwave link

雨量计序号	1	2	3	4	5	6	7	8
雷达方位/°	79	88	86	76	81	78	62	82
雷达距离/km	36	36	28	41	43	47	40	51

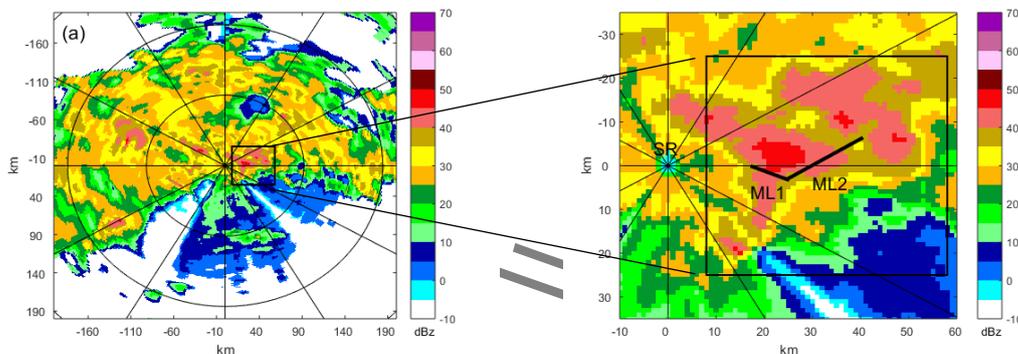
距 ML2 中点 距离/km	2.70	3.39	7.13	7.29	7.78	12.84	14.18	16.03
-------------------	------	------	------	------	------	-------	-------	-------

198 3 结果与分析

199 在两次实际降水过程中开展了试验, 首先由 S 波段天气雷达利用常用降水估
200 测关系 $Z = 200R^{1.6}$ 反演区域降水分布, 同时由两条微波链路基于雨衰关系[式(2)]
201 反演链路路径平均雨强, 然后使用前述四种校准方法, 利用微波链路路径平均雨
202 强对雷达降水场进行校准, 并与雨量计实测值相比较, 结果如下。

203 3.1 降水过程 I: 2016 年 6 月 1 日降水过程

204 2016 年 6 月 1 日, 南京地区经历了一次暴雨过程, 降水从 08:06-13:00 持续
205 约 5h, 将 S 波段天气雷达进行一次体积扫描的时间 (6min) 作为一个时次, 此
206 次降水对应 50 个时次。第 9 时次 (08:54) 的雷达强度回波图如图 2 所示。



207 图 2 (a) 2016 年 6 月 1 日 08:54 的 S 波段雷达强度回波图 (仰角 0.5°)

208 (b) 图 2a 中试验区域的放大图 (图中粗实线表示微波链路 ML1 和 ML2)

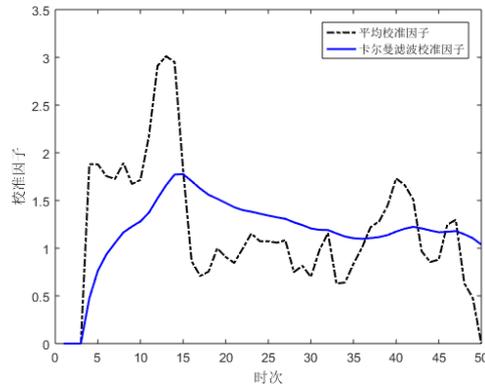
209 Fig. 2 (a) Reflectivity PPI at elevation 0.5° of the S-band radar at 08:54 BT, 1 June 2016

210 (b) The enlarged view of the experimental area in Fig. 2a (The thick solid lines in the figure
211 represent microwave links ML1 and ML2 respectively)

212 本次降水范围广, 降水强, 部分雨量计测值超过 70 mm h^{-1} , 雷达回波分布
213 广, 强度大, 强中心强度超过 50 dBz , 整体呈现出混合性降水的特点。在试验区
214 域 (图 2b 方框区域) 内, 回波强度大, 分布不均匀, 对流性降水特点明显。本
215 次降水发展演变很快, 试验区域内降水在前 14 个时次 (从 08:06-09:24) 为对流
216 性降水, 之后降水强度明显减弱, 表现出层状云降水的特点。

217 (1) 校准因子

218 图 3 显示了平均校准法和卡尔曼滤波校准法计算得到的校准因子随时次的
219 分布。



220

221

图 3 2016 年 6 月 1 日 08:06-13:00 平均校准法和卡尔曼滤波校准法计算的校准因子

222

Fig. 3 The calibration factors calculated by the mean calibration method and the Kalman filter

223

calibration method during 08:06 and 13:00 BT, 1 June 2016

224

由图可见,平均校准因子随时间变化较大,部分时段如第 13~15 时次(09:18-09:30)

225

附近变化剧烈,正好对应降水由对流性降水向层状云降水的转换期,最大校准因子

226

达到 3.01,卡尔曼滤波校准因子随时间变化相对平滑,取值也有所降低,最大

227

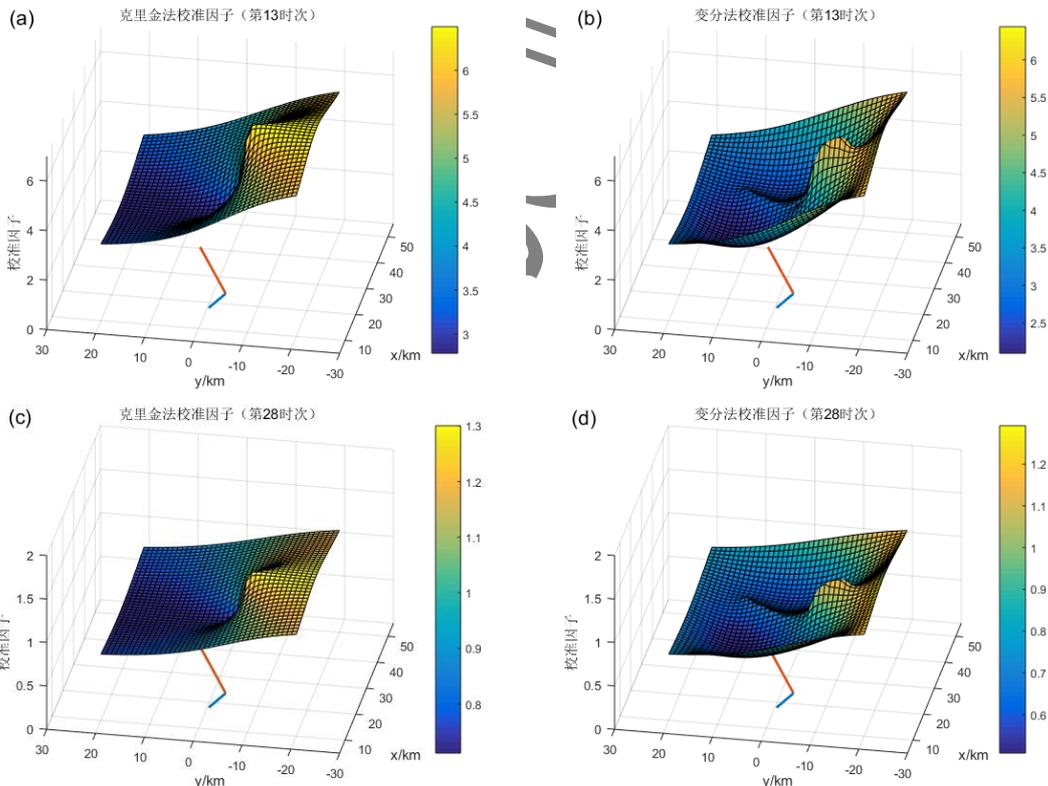
值为 1.77。

228

与平均校准法和卡尔曼滤波校准法不同,克里金校准法和变分校准法得到的

229

校准因子场不仅随时间变化,还随空间位置变化,如图 4 所示:



230

图 4 降水过程 I 中,克里金校准法在 (a) 第 13 时次 (09:18)、(c) 第 28 时次 (10:48) 的校

231

准因子分布,以及变分校准法在 (b) 第 13 时次 (09:18) 和 (d) 第 28 时次 (10:48) 的校

232

准因子分布

233

Fig.4 In case I, the distribution of the calibration factors calculated by the Kriging calibration

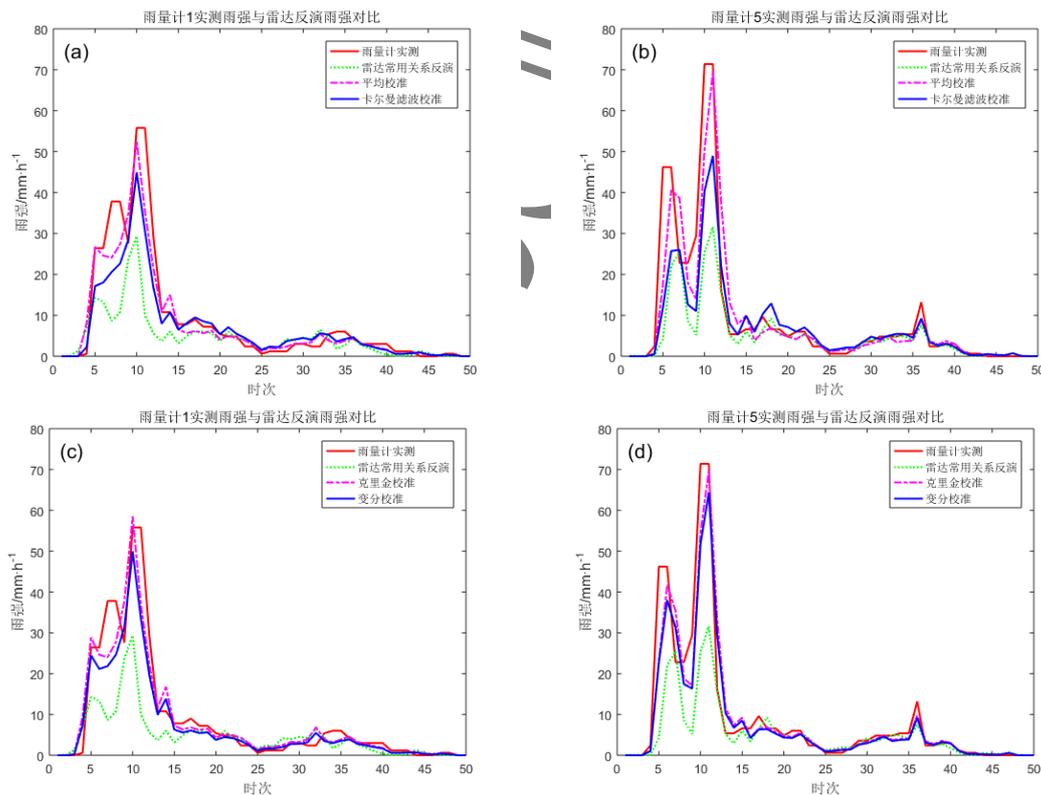
234 method at the (a) 13rd time point and (b)28th time point, and the distribution of the calibration
 235 factors calculated by the variational calibration method at the (c) 13rd time point and (d)28th time
 236 point.

237 图 4a, 4c 为克里金校准法在对流性降水阶段的第 13 时次 (09:18) 和层状云
 238 降水阶段的第 28 时次 (10:48) 得到的校准因子场, 图 4b, 4d 为变分校准法在
 239 相应时次的校准因子场。图中以 S 波段雷达为坐标原点, x 轴、y 轴分别表示东
 240 西和南北方向, 两条线段代表两条微波链路的位置。可见, 两种方法在相同时次
 241 的校准因子取值比较接近, 变分校准因子场比克里金校准因子场具有更多的空间
 242 变化。同时, 由于降水的变化, 相同方法在不同时次得到的校准因子取值有较大
 243 差异, 第 13 时次的校准因子变化范围较大且取值较大, 在 2.0~6.5, 而第 28 时
 244 次的校准因子变化范围较小且取值较小, 在 0.5~1.3。

245 从校准因子值的变化上看, 四种方法得到的校准因子都表现出对流性降水阶
 246 段取值较大、层状云降水阶段取值较小且接近于 1 的特点, 说明在对流性强降水
 247 阶段, 雷达与链路反演的降水差异较大, 而在层状云弱降水阶段, 二者反演降水
 248 差异不大。

249 (2) 校准结果

250 对雷达降水场进行校准, 并与雨量计实测雨强进行比较, 结果如图 5:



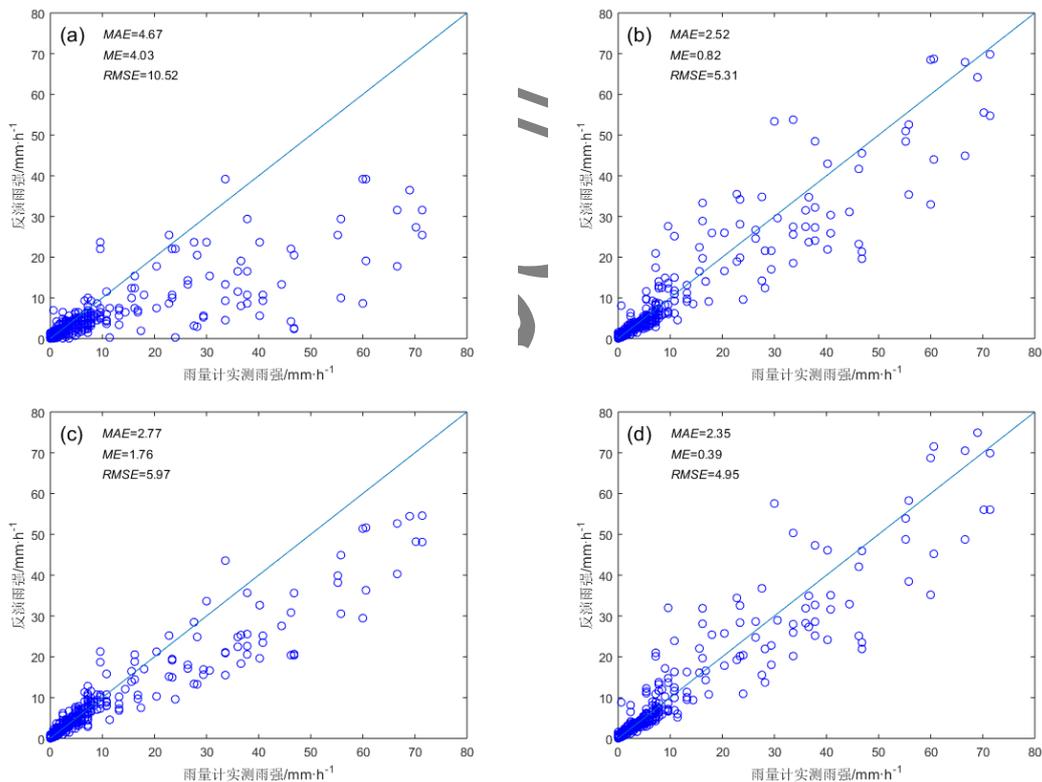
251 图 5 2016 年 6 月 1 日 08:06-13:00, 平均校准法和卡尔曼校准法在 (a)雨量计 1 位置处和 (b)
 252 雨量计 5 位置处的校准结果; 克里金校准法和变分校准法在 (c) 雨量计 1 位置处和 (d) 雨
 253 量计 5 位置处的校准结果
 254

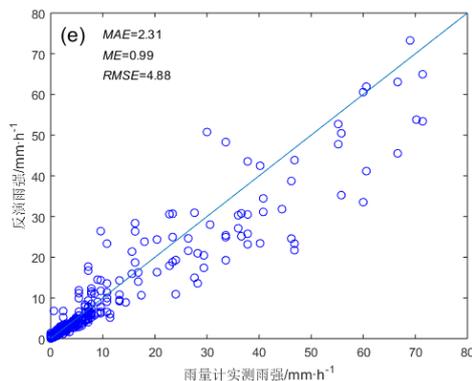
255 Fig.5 During 08:06 and 13:00 BT, 1 June 2016, the calibration results of the mean calibration

256 method and the Kalman filter calibration method at the position of (a) raingauge 1 and (b)
257 raingauge 5, and the calibration results of the Kriging calibration method and the variational
258 calibration method at the position of (c) raingauge 1 and (d) raingauge 5
259
260

261 图中以不同线型显示了雨量计 1 和雨量计 5 位置处的雨量计实测雨强和校准
262 前后雷达反演的雨强随时间的分布。可见，校准前，雷达使用常用降水估计关系
263 反演的降水强度明显低于雨量计实测雨强，对流性降水阶段尤为明显。校准后，
264 雷达反演雨强均得到提升，与雨量计实测值更加接近，不同程度上解决了低估问
265 题。在多数时次，平均校准后的雨强增幅大于卡尔曼滤波校准后的雨强增幅，原
266 因在于卡尔曼滤波校准因子比平均校准因子更加平滑（图 3）。克里金校准后的
267 雨强增幅略高于变分校准，但校准结果基本一致，原因在于实验链路较少，在两
268 条链路位置处得到的平均校准因子，经由克里金校准法和变分校准法“扩散”到
269 整个校准区域，导致克里金和变分校准因子场差异较小（图 4）。

270 图 6 为全部 8 个雨量计位置处的雨量计实测雨强和雷达反演雨强的散点图，
271 误差统计值也显示在其中。





272 图 6 2016 年 6 月 1 日 08:06-13:00 雨量计实测雨强与 (a) 雷达常用降水估计关系反演雨强、
 273 (b) 平均校准、(c) 卡尔曼滤波校准、(d) 克里金校准、(e) 变分校准后的雷达反演雨强
 274 的散点图

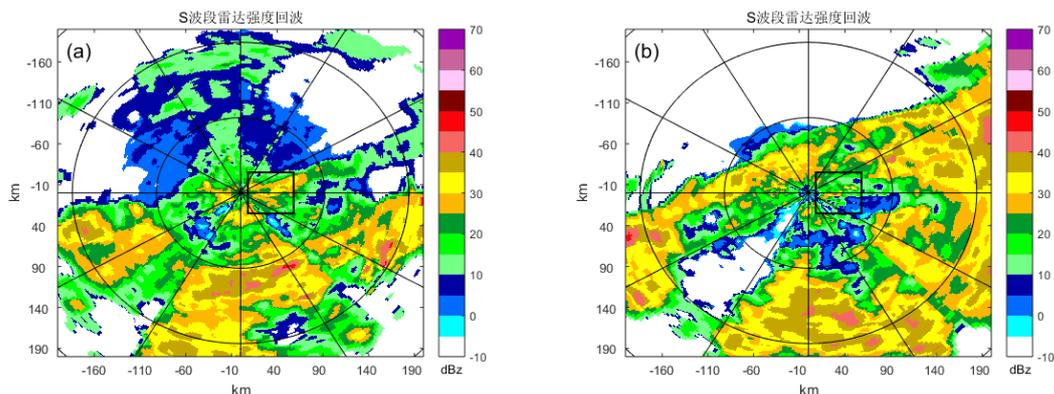
275 Fig.6 During 08:06 and 13:00 BT, 1 June 2016, scatter plots of the rain rates measured by rain
 276 gauges against the radar retrieved rain rates (a)using the default precipitation estimator, calibrated
 277 by (b) the mean calibration method, (c)the Kalman filter calibration method, (d)the Kriging
 278 calibration method and (e)the variational calibration method

279 从图 6a 可见，与雨量计实测值相比，雷达使用常用降水估计关系反演的雨
 280 强存在较大偏差，多数雷达雨强低于雨量计实测雨强，存在明显的降水低估问题。
 281 经平均校准（图 6b）、卡尔曼滤波校准（图 6c）、克里金校准（图 6d）和变分校
 282 准（图 6e）后，低估问题有所改善，平均校准的改善效果优于卡尔曼滤波校准。
 283 克里金校准和变分校准的效果比较接近。

284 从图 6 中显示的误差统计数值上看，应用各种校准方法后，雷达反演雨强的
 285 误差统计值（平均绝对误差 MAE、平均误差 ME 和均方根误差 RMSE）均得到
 286 明显改善，克里金校准、变分校准、平均校准的效果优于卡尔曼滤波校准方法。

287 3.2 降水过程 II：2016 年 6 月 12 日降水过程

288 南京地区在 2016 年 6 月 12 日发生了一次降水过程，分布范围广，持续时间
 289 长，从 00:06 持续到 09:30，将 S 波段天气雷达进行一次体积扫描的时间（6 分钟）
 290 作为一个时次，共对应于 95 个时次。图 7 显示了第 6 时次（00:36）和第 60 时
 291 次（06:00）的 S 波段雷达强度回波。



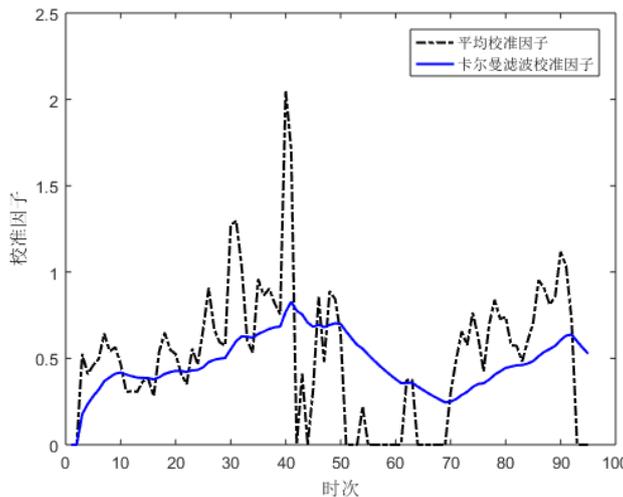
292
293
294
295
296
297
298
299
300
301
302

图 7 2016 年 6 月 12 日 (a) 00:36、(b) 06:00 的 S 波段雷达强度回波 (仰角 0.5°)
Fig. 2 Reflectivity PPI at elevation 0.5 °of the S-band radar at (a) 00:36 and (b) 06:00 BT, 12 June 2016

图中以 S 波段雷达为中心, 显示了 400km×400km 区域的反射率因子分布, 观察降水过程中的 S 波段雷达回波以及雨量计实测雨强, 发现本次降水整体上呈现出混合性强降水的特点。而校准区域 (图中以粗实线正方形框表示, 50km×50km) 始终处在强降水的边缘, 降水强度较弱且分布不均匀, 可以判断校准区域内的降水为对流性弱降水。

(1) 校准因子计算结果

降水过程 II 中的平均校准因子和卡尔曼滤波校准因子随时间的分布如图 8 所示:

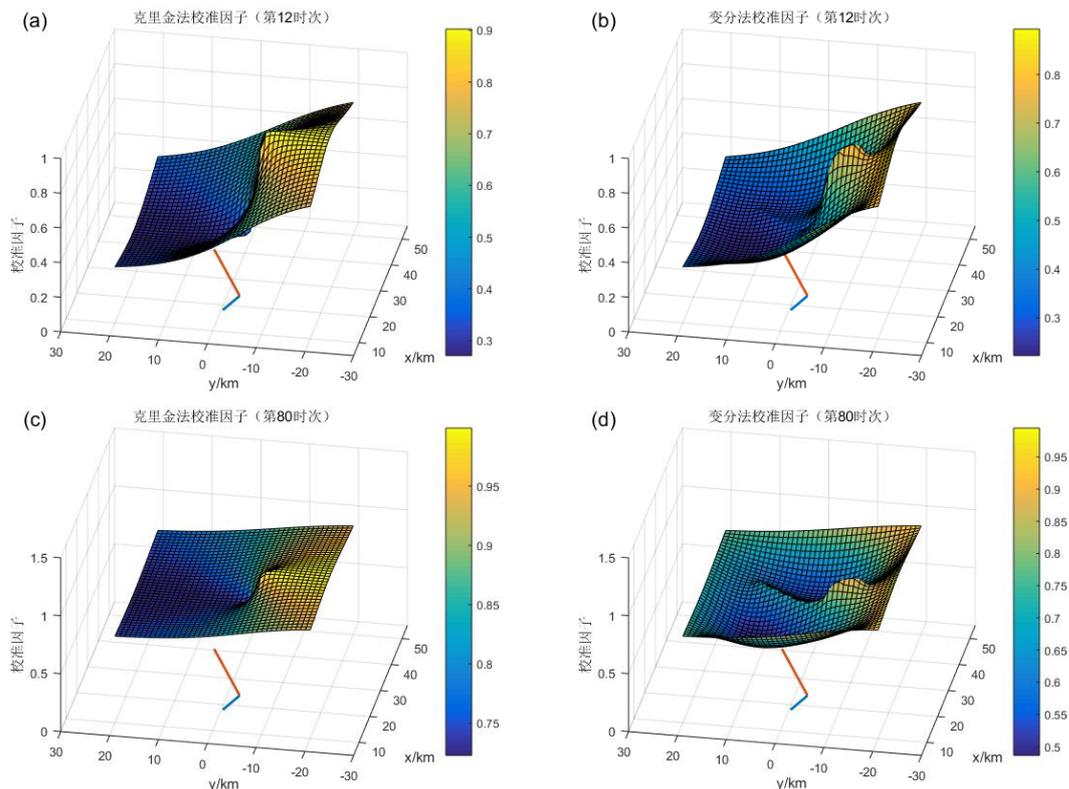


303
304
305
306
307
308
309
310
311
312
313
314

图 8 2016 年 6 月 12 日 00:06~09:30 平均校准因子和卡尔曼滤波校准因子分布
Fig.8 The distributions of the mean calibration factors and the Kalman filter calibration factors during 08:06 and 13:00 BT, 12 June 2016

可见, 卡尔曼滤波校准因子和平均校准因子在大多数时次都小于 1, 说明在本次对流性弱降水中, 雷达反演的雨强通常高于微波链路反演的雨强, 同时也说明, 校准后的雨强将低于校准前雨强。与过程 I 相比, 平均校准因子随时间变化较大, 最大值达到 2.0, 而卡尔曼滤波校准因子相对平滑, 取值有所降低, 在所有时次均低于 1。

克里金校准法和变分校准法在第 12 时次 (01:12) 和第 80 时次 (08:00) 的校准因子场如图 9 所示:



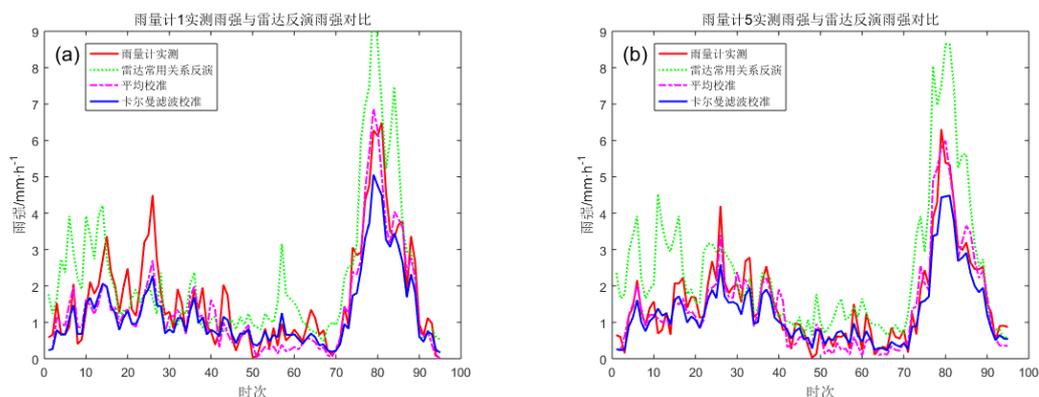
315 图9 降水过程 II 中克里金校准法在 (a) 第 12 时次 (01:12) 和 (c) 第 80 时次 (08:00),
 316 以及变分校准法在 (b) 第 12 时次 (01:12) 和 (d) 第 80 时次 (08:00) 得到的校准因子分
 317 布

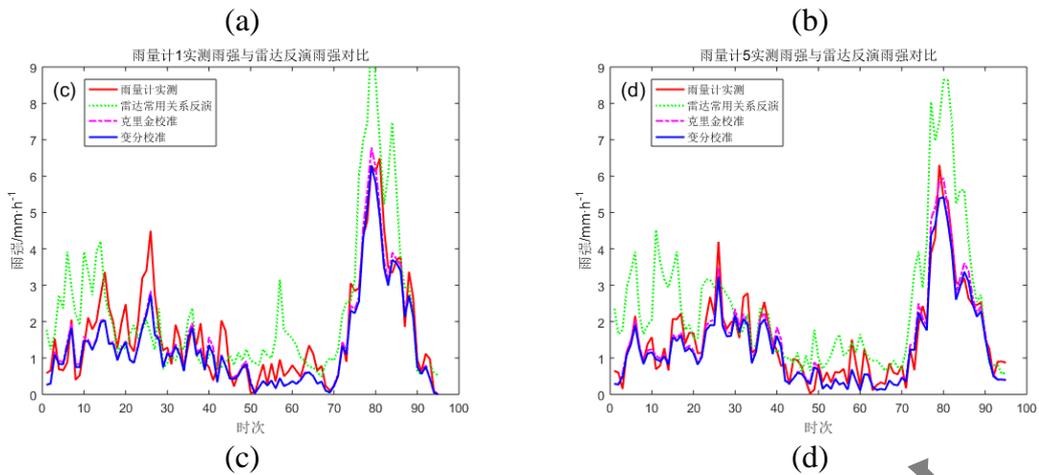
318 Fig.9 The distributions of the Kriging calibration factors at (a) the 12th time point (01:12) and (c)
 319 the 80th time point (08:00), and distributions of the variational calibration factors at (b) the 12th
 320 time point (01:12) and (d) the 80th time point(08:00) in case II

321 图 9a, 9c 为克里金校准法在第 12 时次和第 80 时次得到的校准因子场, 图
 322 9b, 9d 为变分校准法在相应时次得到的校准因子场。与过程 I 中类似, 两种方
 323 法在相同时次的校准因子取值比较接近, 变分校准因子场比克里金校准因子场具
 324 有更多的空间变化。同一方法在不同时次得到的校准因子的取值存在较大差异。

325 (2) 雨强校准结果

326 使用四种方法计算得到的校准因子, 对雷达得到的降水雨强分布进行校准,
 327 并与雨量计的实测雨强进行比较, 结果见下图:





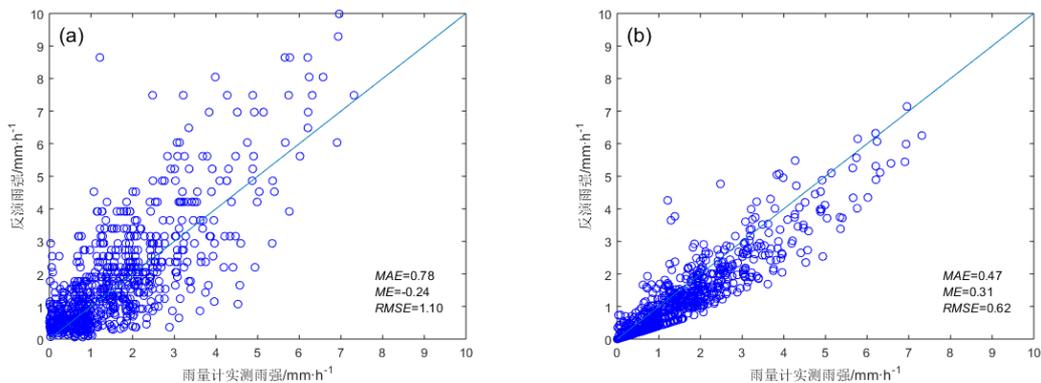
328 图 10 2016 年 6 月 12 日 00:06~09:30, 平均校准法和卡尔曼校准法在 (a) 雨量计 1 位置处和
 329 (b) 雨量计 5 位置处的校准结果, 克里金校准法和变分校准法在 (c) 雨量计 1 位置处和
 330 雨量计 5 位置处的校准结果

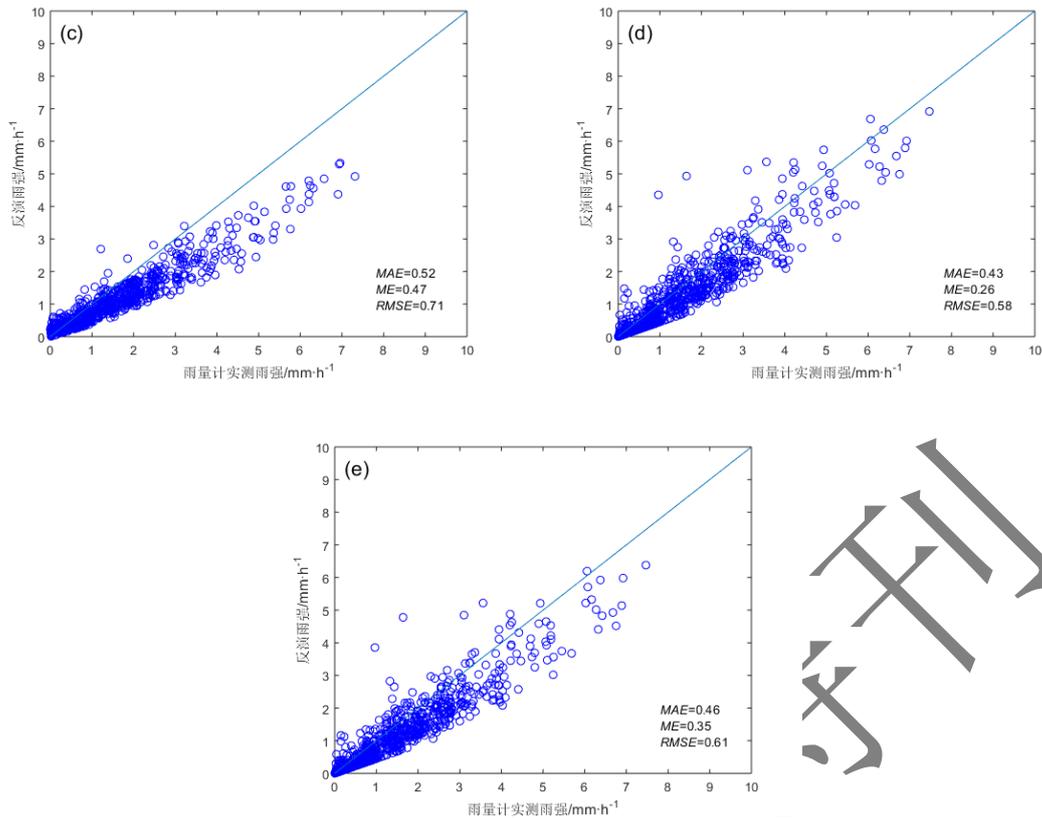
331 Fig.10 During 08:06 and 13:00 BT, 12 June 2016, the calibration results of the mean calibration
 332 method and the Kalman filter calibration method at the position of (a) raingauge 1 and (b)
 333 raingauge 5, and the calibration results of the Kriging calibration method and the variational
 334 calibration method at the position of (c) raingauge 1 and (d) raingauge 5

335 其中, 图 10a, 10b 分别为平均校准和卡尔曼滤波校准方法在雨量计 1 和
 336 雨量计 5 位置处的校准结果, 图 10c, 10d 分别为克里金校准和变分校准方法在雨
 337 雨量计 1 和雨量计 5 位置处的校准结果。

338 可见, 不同于降水过程 I, 此过程中雷达使用常用降水估计关系反演的雨强
 339 存在明显的高估现象, 经四种方法校准后, 高估现象均得到有效抑制, 校准后的
 340 雷达雨强更加接近雨量计实测雨强。克里金校准法与变分校准法的校准结果差异
 341 不大。研究中也发现, 四种方法在离链路较远的雨量计 (如雨量计 7、8) 位置
 342 处也有一定的校准效果, 但总体上校准效果不如离链路较近的位置处, 特别是在
 343 降水时空变化较大时。

344 图 11 为本次降水过程中全部 8 个雨量计位置处的雨量计实测雨强和雷达反
 345 演雨强的散点图。





346 图 11 2016 年 6 月 12 日 00:06~09:30, 雨量计实测雨强与 (a) 雷达常用降水估计关系反演雨
 347 强、(b) 平均校准后的雷达反演雨强、(c) 卡尔曼滤波校准、(d) 克里金校准、(e) 变分校
 348 准后的雷达反演雨强的散点图

349 Fig.11 During 08:06 and 13:00 BT, 12 June 2016, scatter plots of the rain rates measured by rain
 350 gauges against the radar retrieved rain rates (a)using the default precipitation estimator,
 351 (b)calibrated by the mean calibration method, (c)the Kalman filter calibration method, (d)the
 352 Kriging calibration method and (e)the variational calibration method

353 由图 11a 可见, 与雨量计实测值相比, 雷达使用常用降水估计关系 (式 3)
 354 反演的雨强存在较大误差, 存在明显的高估降水问题。经四种方法校准后, 高估
 355 问题有所改善。从误差统计数值上看, 雷达反演雨强的误差统计值 (平均绝对误
 356 差 MAE、平均误差 ME 和均方根误差 RMSE) 均比校准前明显降低, 平均校准、
 357 克里金校准、变分校准的效果优于卡尔曼滤波校准方法。

358 3.3 两次降水过程综合分析

359 计算了四种方法在两次降水过程 (共 145 个时次) 中全部 8 个雨量计位置处
 360 误差统计值, 综合分析两次降水过程分析各种校准方法的效果。为更清晰地分析
 361 校准效果, 以雷达常用关系反演降水的误差为基准, 计算了各校准方法对每种统
 362 计误差的优化率 (见表 2)。例如, 若校准前雷达反演雨强的 ME 为 1.2403, 平
 363 均校准后雷达雨强的 ME 为 0.4934, 则对 ME 的优化率为: $(1.2403-0.4934)/1.2403$
 364 $\times 100\%=60.22\%$ 。

365

表 2 四种方法的误差统计

Table 2 Statistics of the errors of the four methods

常用 关系	平均校准		卡尔曼滤波 校准		克里金校准		变分校准		
	误差	误差	优化率 (%)	误差	优化率 (%)	误差	优化率 (%)	误差	优化率 (%)
MAE	2.133	1.1866	44.37	1.3028	38.92	1.1823	44.57	1.1826	44.56
ME	1.2403	0.4934	60.22	0.9203	25.80	0.3068	75.26	0.5707	53.99
RMSE	6.2441	3.1619	49.36	3.552	43.11	2.981	52.26	2.9526	52.71

367 可见，四种校准方法均不同程度地降低了各统计误差，说明校准有效。各种
368 方法对 ME 的改善程度最好，其次是 RMSE，最后是 MAE（表中加粗数字为对
369 某种统计误差的最高优化率）。具体而言，对统计误差 MAE 的优化率较高的是
370 克里金校准法（44.57%）、变分校准法（44.56%）和平均校准法（44.37%），对
371 ME 的优化率最高的是克里金校准法（75.26%），对 RMSE 的优化率较高的是变
372 分校准法（52.71%）和克里金校准法（52.26%）。

373 4. 结论

374 本文研究了基于微波链路的天气雷达降水场校准方法，并利用实际业务设备，
375 在两次具有不同特征的实际降水过程中开展了降水校准实验。结论如下：

376 （1）通过平均校准法、卡尔曼滤波校准法、克里金校准法和变分校准法，
377 利用两条微波链路，对 2500 平方公里区域的两次降水过程的雷达降水场进行校
378 准，均取得了较好的校准效果，改善了降水过程 I 对流性强降水的低估问题和过
379 程 II 对流性弱降水的高估问题。即使是相对简单的平均校准法，也起到了一定的
380 效果。与校准前相比，校准后的雷达降水场与雨量计实测雨强的一致性得到提升，
381 统计误差得到明显改善，对 ME、RMSE 和 MAE 的优化率分别达到 75.26%、52.71%
382 和 44.57%。

383 （2）总体上，克里金校准方法的效果相对较好，变分校准方法和平均校准
384 方法的效果优于卡尔曼滤波校准方法。对统计误差 MAE 和 ME 的改善效果最好
385 的均为克里金校准法，对 RMSE 改善效果最好的是变分校准法。

386 （3）平均校准法和卡尔曼滤波校准法得到的校准因子仅随时间变化，不随
387 空间位置变化，而克里金校准法和变分校准法得到的是校准因子场，随时间和空
388 间不同而变化。

389 由于无线微波链路布设广泛，使用微波链路校准天气雷达降水场不需要额外
390 的投入与建设，使得这种方法具有较为广阔的研究和应用前景，对进一步提升区
391 域降水监测能力具有重要意义。

392

393

394 参考文献:

- 395 冯婉悦,施丽娟,王智敏,黄晓,杨莲梅,张林,2021.雨滴谱仪资料在“温比亚”台风降水估测中的
396 应用探究[J].气象,47(4):389-397. Feng W Y, Shi L J,Wang Z M, et al, 2021.Application of
397 Raindrop Disdrometer Data in Rainfall Estimation of Typhoon Rumbia[J].Meteor
398 Mon,47(4):389-397.
- 399 傅德胜, 戴铁丕, 1991. 平均订正因子法校准天气雷达测定区域降水量的试验[J]. 气象科学,
400 11(3):292-300. Fu D S, Dai T P, 1991. The test of calibrating the weather radar measured
401 precipitation by mean emendation factor method[J]. Scientia Meteorologica Sinica, 11(3):
402 292-300 (in Chinese).
- 403 高太长, 宋堃, 刘西川,等, 2015. 基于微波链路的路径雨强反演方法及实验研究[J]. 物理学
404 报, 64(17):162-170. Gao T C, Song K, Liu X C, et al, 2015. Research on the method and
405 experiment of path rainfall intensity inversion using a microwave link[J]. Acta Phys. Sin.,
406 64(17):162-170(in Chinese).
- 407 官莉, 王振会, 裴晓芳, 2004. 雷达估测降水集成方法及其效果比较[J]. 气象科学,
408 24(1):104-111. Guan L, Wang Z H, Pei X F, 2004. The consensus methods and effects of
409 estimating rainfall using radar[J]. Scientia Meteorologica Sinica, 24(1): 104-111(in Chinese).
- 410 李建通, 张培昌, 1996. 最优插值法用于天气雷达测定区域降水量[J]. 台湾海峡, 15(3):
411 255-259. Li J T, Zhang P C, 1996. Optimum interpolation method used for measuring
412 regional precipitation with weather radar[J]. Journal of Oceanography in Taiwan Strait, 15(3):
413 255-259 (in Chinese).
- 414 沙修竹,丁建芳,程博,2019.地面激光雨滴谱仪反演降水参量的特性探究[J].气
415 象,45(11):1569-1578. Sha X Z, Ding J F,Cheng B, 2019.Characteristics of Precipitation
416 Parameters Reflected by Ground Laser Raindrop Disdrometer[J].Meteor
417 Mon,45(11):1569-1578.
- 418 宋堃, 高太长, 刘西川,等, 2015. 基于支持向量机的微波链路雨强反演方法[J]. 物理学报,
419 64(24):235-242. Song K, Gao T C, Liu X C, et al, 2015. Method and experiment of rainfall
420 intensity inversion using a microwave link based on support vector machine[J]. Acta Phys
421 Sin, 64(24):235-242(in Chinese).
- 422 咸明皓, 刘西川, 印敏, 等, 2020. 基于星地链路的垂直降雨场反演方法[J]. 物理学报, 69(2):
423 142-152. Xian M H, Liu X C, Yin M, et al, 2020. Inversion of vertical rainfall field based on
424 earth-space links[J]. Acta Phys Sin, 69(2):142-152(in Chinese).
- 425 张培昌, 伍志芳, 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[J].
426 大气科学, 16(2): 248-256. Zhang P C, Wu Z F, 1992. Principle and accuracy of adjusting the
427 area precipitation from digital weather radar through variational method[J]. Scientia
428 Atmospherica Sinica, 16(2): 248-256 (in Chinese).
- 429 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕, 2001. 雷达气象学[M]. 气象出版社, 193-196. Zhang P C, Du B Y,
430 Dai T P, 2001. Radar Meteorology[M]. Meteorological Press, 193-196(in Chinese).
- 431 张鹏, 刘西川, 周则明,等, 2021. 基于实测雨滴谱数据的微波链路和天气雷达降水估计关系

432 研究[J]. 气象,47(7): 844-854. Zhang P, Liu X C, Zhou Z M, et al, 2021. Research on
433 precipitation estimators of microwave link and weather radar based on raindrop size
434 distribution data[J]. Meteor Mon, 47(7): 844-854(in Chinese).

435 赵坤, 葛文忠, 刘国庆, 等, 2005. 在雷达测雨和洪水预报中自适应卡尔曼滤波法的应用[J].
436 高原气象, 24(6): 956-965. Zhao K, Ge W Z, Liu G Q, et al, 2005, Application of
437 self-adaptive Kalman filter method to radar rainfall estimation and flood forecasting[J].
438 Plateau Meteorology, 24(6): 956-965(in Chinese).

439 Chumchean S, Seed A, Sharma A, 2006. Correcting of real-time radar rainfall bias using a kalman
440 filtering approach[J]. Journal of Hydrology, 317(1-2): 123-137.

441 Cummings R J, Upton G J G, Holt A R, et al, 2009. Using Microwave links to adjust the radar
442 rainfall field[J]. Advances in Water Resources, 32(7):1003-1010.

443 Collier C G, 1986. Accuracy of rainfall estimates by radar, part I: calibration by telemetering
444 raingauges[J]. Journal of Hydrology, 83(3-4): 207-223.

445 Goudenhoofd E, Delobbe L, 2009. Evaluation of radar-gauge merging methods for quantitative
446 precipitation estimates[J]. Hydrology & Earth System Sciences, 13(2):195-203.

447 Graf M , Chwala C , Polz J, et al, 2019. Rainfall estimation from a German-wide commercial
448 microwave link network: Optimized processing and validation for one year of data[J].
449 Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 1-23.

450 Harrison D L, Driscoll S J, Kitchen M, 2000. Improving precipitation estimates from weather
451 radar using quality control and correction techniques [J]. Journal of Applied Meteorology, 7
452 (2): 135-144.

453 Jameson A, 1991. A comparison of microwave techniques for measuring rainfall[J]. J Appl
454 Meteorol, 30(1): 32-54.

455 Kim M S , Kwon B H, 2020. Attenuation correction of X-band radar reflectivity using adjacent
456 multiple microwave links[J]. Remote Sensing, 12(13): 2133.

457 Krajewski W F, 1987. Cokriging radar-rainfall and rain gauge data[J]. Journal of Geophysical
458 Research Atmospheres, 92 (d8): 9571-9580.

459 Krajewski W F, Smith J A , 2002. Radar hydrology: rainfall estimation [J]. Advances in Water
460 Resources, 25(8): 1387-1394.

461 Mercier F, Barthès L, Mallet C, 2015. Estimation of finescale rainfall fields using broadcast TV
462 satellite links and a 4DVAR assimilation method[J]. J Atmos Ocean Technol,
463 32(10):1709-1728.

464 Messer, H, 2006. Environmental monitoring by wireless communication networks[J]. Science,
465 312(5774):713.

466 Minda H, Nakamura K, 2005. High temporal resolution path-average rain gauge with 50-GHz
467 band microwave[J]. J Atmos Ocean Technol, 22(2):165-179.

468 Overeem A, Leijnse H, and Uijlenhoet R, 2015. Retrieval algorithm for rainfall mapping from
469 microwave links in a cellular communication network[J]. Atmos Meas Tech Discussions,

470 2015, 8(8): 8191–8230.
471 Pudashine J , Guyot A , Petitjean F, et al, 2020. Deep learning for an improved prediction of
472 rainfall retrievals from commercial microwave links[J]. Water Resources Research, 56.
473 Seo D J, 1998. Real-time estimation of rainfall fields using radar rainfall and rain gage data[J]. J
474 Hydro, 208: 37-52.
475 Sieck L C , Burges S J , Steiner M, 2007. Challenges in obtaining reliable measurements of point
476 rainfall[J]. Water Resources Research, 43(1):35-42.
477 Zhang P, Liu X C, Li Z M, et al, 2017. Attenuation correction of weather radar reflectivity with
478 arbitrary oriented microwave link[J]. Advances in Meteorology, 2017:1-17.
479 Zinevich A, Alpert P, Messer H, 2008. Estimation of rainfall fields using commercial microwave
480 communication networks of variable density[J]. Advances in Water Resources, 31(11):
481 1470-1480.

482 483 484 485 486 **Calibration of Weather Radar Rainfall Field Using** 487 **Microwave Links**

488 **Peng Zhang^{1*}, Xichuan Liu², Zeming Zhou², Kun Song² and Pinglv Yang²**

489 ¹ Teaching and Research Support Center, Army Engineering University of PLA,
490 Nanjing 210007, China;

491 ² College of Meteorology and Oceanology, National University of Defense Technology,
492 Nanjing 211101, China;

493
494 **Abstract** To reduce the deviation between radar rainfall field and surface rainfall
495 observations, it is proposed to calibrate the radar rainfall field with surface microwave
496 links using the variational calibration method, the Kalman filter calibration method,
497 the mean calibration method and the Kriging calibration method. Joint rainfall
498 measurement experiments were conducted. The rainfall rates retrieved by two
499 microwave links were used to calibrate the S-band radar rainfall field in two
500 precipitation cases of different types. The calibration results were then compared with
501 the measurements of rain gauges. The application processes and effectiveness of the
502 schemes were also analyzed. The conclusions are as followed. Firstly, all the four
503 calibration methods are proved effective to reduce the bias between the radar-based
504 rainfall estimates and the gauge measured rainfall. The problems of the
505 underestimation of heavy precipitation in precipitation case I and the overestimation
506 of weak precipitation in case II are both partly solved. The statistical errors
507 including mean absolute error (MAE)、 mean error (ME) and root mean square error
508 (RMSE) are all significantly lowered after calibration. The improvement degrees of

509 the statistical errors from high to low are ME、RMSE 和 MAE. Secondly, the
510 effectiveness of the Kriging calibration method is the best among the four methods.
511 The performances of the variational calibration method and the mean calibration
512 method are better than that of Kalman filter calibration method. The Kriging
513 calibration method is the most effective to reduce ME and RMSE and the variation
514 method is most effective for MAE. Thirdly, the Kriging calibration method and the
515 variational calibration method can derive calibration factor fields which vary with
516 time and spatial position, while the mean calibration method and Kalman filter
517 method can only obtain a mean calibration factor for each time. These results suggest
518 that microwave link can be an effective alternative to calibrate the radar rainfall field.

519 **Keywords** Quantitative Precipitation Estimation, Calibration, Microwave Link,
520 Weather Radar

