0254-6124/2022/42(5)-0961-12 *Chin. J. Space Sci.* 空间科学学报

SU Doudou, BAI Weihua, DU Qifei, SUN Yueqiang, TAN Guangyuan. Forward Simulation and Comparative Experiment Analysis of Polarimetric GNSS Radio Occultations Detecting Rainfall Events (in Chinese). *Chinese Journal of Space Science*, 2022, **42**(5): 961–972. DOI:10.11728/cjss2022.02.210409049

GNSS 极化测量降雨正演模拟与实验对比

苏豆豆[1,2,3,4,5] 白伟华[1,2,3,4,5] 杜起飞[1,3,4,5]
孙越强[1,2,3,4,5] 谭广远[1,2,3,4,5]

1(中国科学院国家空间科学中心 北京 100190)

2(中国科学院大学 北京 100049)

3(天基空间环境探测北京市重点实验室 北京 100190)

4(中国科学院空间环境态势感知技术重点实验室 北京 100190)

5(掩星探测与大气气候应用国际联合实验室 北京 100190)

摘 要 研究证明，全球导航卫星系统（GNSS）极化无线电掩星（PRO）技术可以用于探测降雨。利用 GPM DPR 降雨率数据与 PAZ 卫星极化相移观测数据匹配，筛选出代表性降雨事件。通过选用 TB 等 7 种雨滴形状和 MP 等 5 种雨滴谱模型，采用 T 矩阵法对各事件进行正演，并分析 PAZ 极化相移的线性校正值、天线相位校正值与正演模拟值之间的关系。对比分析得出线性校正值、相位校正值与模拟值的相关系数分别为 0.9994 和 0.9933，均方根差分别为 0.3429 和 1.2765。模拟值与实测值之间高度相关，且更接近线性校正值。进一步的研究表明，模拟降雨率在 1 $mm \cdot h^{-1}$ 以下的事件时，雨滴谱采用 MP 或 JD 分布，雨滴形状采用 SC 或 PB 的模拟精度更高；降雨率在 1 $mm \cdot h^{-1}$ 以上的事件，雨滴谱采用 MP 或 SS 分布，雨滴形状采用 TB 的模拟结果最优。

关键词 极化相移，极化无线电掩星，降雨，正演

中图分类号 P412

Forward Simulation and Comparative Experiment Analysis of Polarimetric GNSS Radio Occultations Detecting Rainfall Events

SU Doudou[1,2,3,4,5] BAI Weihua[1,2,3,4,5] DU Qifei[1,3,4,5]
SUN Yueqiang[1,2,3,4,5] TAN Guangyuan[1,2,3,4,5]

1(*National Space Science Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100190)

2(*University of Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049)

3(*Beijing Key Laboratory of Space Environment Exploration, Beijing* 100190)

4(*Key Laboratory of Science and Technology on Space Environment Situational Awareness,*

2021-04-09 收到原稿，2022-02-03 收到修定稿

E-mail：sudoudou18@mails.ucas.ac.cn

Chinese Academy of Sciences, *Beijing* 100190)

5(*Joint Laboratory on Occultations for Atmosphere and Climate*, *Beijing* 100190)

Abstract Studies have proved that the Global Navigation Satellite System (GNSS) Polarimetric Radio Occultation (PRO) technology has the possibility of detecting rainfall. This study uses GPM DPR products as rainfall rate data to collocate with the latest PAZ satellite observation data, and selects representative rainfall events with a wide range of rainfall and matching with RO events. By selecting 7 raindrop shapes such as TB, and 5 raindrop size distribution models such as MP, the T-matrix method is used to simulate these rainfall events. The Pearson correlation coefficient, root mean square error, and other parameters between the simulated polarimetric phase shift and the observation data calibrated using linear trend, or the observation data calibrated using antenna pattern are calculated respectively. The Pearson correlation coefficients between the simulated value and the calibrated value using linear trend, or the calibrated value using antenna pattern are 0.9994 and 0.9933, respectively. The root mean square error between the simulated value and the calibrated value using linear trend, or the calibrated value using antenna pattern are 0.3429 and 1.2765, respectively. The comparative analysis results show that there is a high correlation between the simulated value and the polarimetric phase shift measured by PAZ and the simulated results are closer to the polarimetric phase shift calibrated using linear trend. The results show that adopting MP or JD as the raindrop size distribution model and SC or PB as the raindrop shape can get higher accuracy when simulating events with a small rainfall rate (below 1 mm·h^{-1}). For events with high rainfall rates (above 1 mm·h^{-1}), selecting the MP or SS raindrop size distribution model and the TB raindrop shape can simulate the best results.

Key words Polarimetric phase shift, Polarimetric radio occultation, Rainfall, Forward simulation

0 引言

降雨是研究气候变化的基本变量之一。近年来极端降水事件频发,提高降雨天气的数值预报准确性极为重要。目前探测降雨的手段多种多样,有天基降水雷达系统,例如带有降水雷达(PR)的热带降雨测量任务(Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM)、带有双频降水雷达(DPR)的全球降水测量任务(Global Precipitation Measurement, GPM)。此外,还有高光谱红外探测仪、微波探测仪、地基降水雷达等。然而这些手段无法从观测值中直接或间接提取到影响水蒸气或降水的因素,均不适合观测强降水云的内部结构[1]。全球卫星导航系统(Global Navigation Satellite System, GNSS)无线电掩星(Radio Occultation, RO)技术根据无线电链路传播时的附加时延和弯曲信息,反演得到折射率、温度、密度等大气物理参量廓线,其是探测行星电离层和大气层的一种重要手段。与其他手段相比,该技术具有全天候、精度高、垂直分辨率高、系统误差低等优点。已有研究表明,GNSS RO 技术可利用极化无线电掩星(Polarimetric Radio Occultation, PRO)的潜在能力,共同探测和量化强降水事件中的大气热力学廓线和降雨信息[2]。

为有效利用 GNSS RO 这一丰富可靠的数据源,提高对降雨事件预报的准确性, Cardellach 等[2] 基于电磁波通过大尺寸的非球形水凝物会引起极化差分相位延迟的事实,提出了一种新的测量概念,即通过测量接收到的传播信号的水平和垂直分量的相位延迟差来探测和量化强降雨事件。这一方法已被 Padullés 等[3] 在实验中进一步得到证实。目前该技术正在 2018 年 2 月发射的西班牙低轨道地球观测卫星 PAZ 上进行测试,这也是首次尝试用 L1 波段来探测强降雨。这一实验被称为 ROHP-PAZ (Radio-Occultation and Heavy Precipitation with PAZ) 实

验。若该实验最终成功，未来 PAZ 卫星有望为 GNSS RO 探测技术开辟新的应用领域，为厚云层覆盖区域提供全天时垂直分辨率高的热动力和降水信息。与传统的 RO 任务都使用右旋圆极化接收天线有所不同，PAZ RO 使用的是两个线极化接收天线，利用 IGOR 和先进 GPS 接收机首次捕获 GPS 传播信号的共极化和交叉极化分量，并将接收系统测量得到的两个线性极化通道之间的相移作为 PRO 的观测量[4]。

为探究极化相移与降雨之间是否存在相关性，Cardellach 等[5] 利用该实验早期阶段 2018 年 5 月 10 日至 2018 年 10 月 10 日获得的第一批 PRO 剖面数据着重对极化相移进行了分析，证实了其与降水，尤其是强降水存在相关。此外，文献 [5] 通过初步校准消除其他系统影响，将极化相移观测的垂直剖面与其他任务的降水信息资料进行比较，结果表明 ROHP-PAZ 实验测量的极化相移结果与降水的存在相一致，且存在着强降水特征。为回答大气底层在 RO 射线路径上的降雨事件类型以及这些降雨事件是否产生可检测差分相位的问题，Cardellach 等[2] 基于 40 多万个 COSMIC RO 事件以及 TRMM 3 h 格点化降雨信息进行了匹配模拟试验，其中有 12 万个事件沿 RO 射线路径出现了降雨，模拟试验结果表明极化特征通常与强度较高的降雨事件有关。此外，Cardellach 等[2] 对 PAZ 极化观测量敏感的降雨事件类型以及发生频率进行了估计，结果表明沿射线平均降雨率高于 5 $\mathrm{mm{\cdot}h^{-1}}$ 的降雨事件大约有 90% 显示出了超出可检测水平的极化特征。由于极化相移观测值不一定全部是由水凝物的影响产生的，Padullés 等[6] 利用 2018 年 5 月 10 日至 2019 年 10 月 10 日的 PAZ 数据对信号进行了校准，对所有可能影响 PRO 观测量的系统因素（例如天线附近金属结构、电离层法拉第旋转、发射信号不纯等）进行了分析，并使用无降水或电离层活动度低的扩展数据集对所有收集到的观测数据进行了在轨校准和验证，进一步证实了 ROHP-PAZ 实验在感知降水中良好的性能，以及极化相移对雨水存在的敏感性。An 等[7]在 GNSS 信号极化相移监测雨水的理论研究基础上，设计开发了一种专门用于接收双极化 GNSS 信号的锥形喇叭天线，建立了用于极化 GNSS 监测降雨的地基实验系统，其降雨监测结果表明：极化相移在无雨天均为零，而在降雨天则不为零，与实际情况相符。通过与气象雷达和雨量计的数据相比，验证了相移是由雨水引起的。此外，An 等[7] 根据 GNSS 信号穿过降雨介质的微物理过程建立并模拟了极化相移与降雨率之间的理论模型，表明极化相移与降雨率有很强的相关性，可用于估算降雨率[8]。目前国际上 GNSS降雨测量领域以理论模拟研究为主，针对实际观测数据进行正演分析研究开展得较少。

目前中国还没有与 PRO 技术相关的卫星任务，在极化测量强降雨方面的理论研究和相关实践较少。本文基于雨滴前向散射理论对 GNSS 极化降雨测量进行正演模拟，针对不同等级的降雨事件在多种雨滴模型下的模拟效果进行讨论，并将模拟结果与新发布的 PAZ 观测数据集进行对比分析，验证模拟流程的可行性和精度，以期完善和改进极化相移反演降雨理论和方法，并为提高数值预报模型准确性以及更好的理解强降水过程提供帮助。

1 正演模拟原理

PRO 技术主要是通过低轨道地球观测卫星接收来自 GNSS（如 GPS、GLONASS、GALILEO、北斗等）传输的信号来进行探测。GNSS 信号主要在 L 波段，可以穿透厚云层和强降水来实现全天候全天时监测降雨。在实际降雨过程中，部分粒径较大的雨滴底部由于受到空气摩擦等因素变得扁平，形状表现为非球形。当 GNSS 信号穿过非球形雨滴时，较短垂直轴产生的延迟与较长水平轴产生的延迟不同，会引起一定的极化相移[2]。极化相移是指极化波垂直极化分量与水平极化分量之间的相位差值，在 ROHP-PAZ 实验中为接收机垂直极化与水平极化端口之间的相移，其公式可表示为

$$\Delta\Phi = \Phi_{\mathrm{h}} - \Phi_{\mathrm{v}}. \tag{1}$$

极化相移又可以表示为在整个 RO 射线路径上每个点前向散射得到的差分相位延迟K_{dp}对雨区内射线路径长度 L（单位为 km）的积分，公式为

$$\Delta\Phi = \int_L K_{\mathrm{dp}}(l)\,\mathrm{d}l. \tag{2}$$

而K_{dp}值取决于雨滴谱分布$N(D)$、单个等体积直径为 D 的雨滴前向散射幅度$f_{\mathrm{h,v}}(D)$和雨滴倾角分布标准差σ_θ，有

$$K_{\mathrm{dp}}=(1-2\sigma_{\theta}^{2})\frac{\lambda^{2}}{2\pi}\int \mathrm{Re}[f_{\mathrm{h}}(D)-f_{\mathrm{v}}(D)]N(D)\,\mathrm{d}D. \tag{3}$$

其中，Re代表取$f_{\mathrm{h}}(D)-f_{\mathrm{v}}(D)$的实数部分，$N(D)$为雨滴谱分布，$\lambda$为 L1 波段波长，约为 190.2937 mm。此外，公式中参考 Solheim 等[9]的研究，乘以了$\lambda/(2\pi)$[2]，使得结果单位为长度单位 mm·km^{-1}。

单个雨滴的前向散射幅度大小关系到该雨滴的相对复介电常数、雨滴形状、散射计算方法等。由于雨滴可近似为纯水，其相对复介电常数可采用 Liebe93 模型进行计算[10,11]。大尺寸雨滴形状实际比较复杂，可以主要由轴比（b/a，扁椭球体的短半径与长半径之比）与等体积直径（D）之间的关系来模型化表示。本研究正演模拟所用的雨滴形状模型为 Beard-Chuang（BC）模型[12]、Oguchi 模型[13]、Pruppacher-Beard（PB）模型[14]、Thurai-Bringi（TB）模型[15]、Steinert-Chandra（SC）模型[16]、Green（GR）模型[17]等。

非球形雨滴的前向散射特性较为复杂，常用计算方法有 Rayleigh 散射近似[18]、T 矩阵法[19,20]、离散偶极子近似法[21]等。其中 T 矩阵法主要基于数值求解 Maxwell 方程来进行非球形粒子散射的精确计算[19]。该方法最初由 Waterman 于 1965 年提出，之后 Mishchenko 等学者将该方法扩展到了更大的尺寸和纵横比，可方便地进行大尺寸粒子的数值计算，并提出了非光滑表面粒子的基准 T 矩阵计算方法。此方法主要利用 T 矩阵将在原点展开的入射场矢量球谐波函数与散射场展开的矢量球谐波函数联系起来，求出 T 矩阵和散射场，继而确定振幅等特征。T 矩阵中的元素与入射场、散射场无关，仅取决于散射粒子的形状、大小、折射率以及其相对于粒子方向的参考系。此方法快速且精确，虽然对于纵横比大、轴不对称的粒子效率比较低[20]，但非常适合本文的研究，其基础公式为

$$\begin{bmatrix}\boldsymbol{p}\\ \boldsymbol{q}\end{bmatrix}=\boldsymbol{T}\begin{bmatrix}\boldsymbol{a}\\ \boldsymbol{b}\end{bmatrix}=\begin{bmatrix}\boldsymbol{T}^{11} & \boldsymbol{T}^{12}\\ \boldsymbol{T}^{21} & \boldsymbol{T}^{22}\end{bmatrix}\begin{bmatrix}\boldsymbol{a}\\ \boldsymbol{b}\end{bmatrix}. \tag{4}$$

其中，$\boldsymbol{a}$ 和 $\boldsymbol{b}$为入射平面波的展开系数矩阵，$\boldsymbol{p}$ 和 $\boldsymbol{q}$ 则是散射波的展开系数矩阵。

研究群雨滴前向散射特性需要选择合适的雨滴谱。雨滴谱与降雨类型、地理位置、气候变化等息息相关。研究发现指数分布、Gamma 分布、对数正态分布等数学模型适用于雨滴谱分布。应用广泛的 Marshall-Palmer（MP）分布模型[22]、Sekhon-Srivastava（SS）分布模型[23]、Joss 分布模型[24]等均适用指数分布模型，Laws-Pearson 分布属于离散型分布，但也近似指数分布[25]。总之，通过选择合适的雨滴形状和雨滴谱可获得群雨滴的前向散射特性，模型的选择也同样影响着最终极化相移的大小。

2 模拟实验设计

根据 GNSS 极化测量降雨及雨滴前向散射的理论，设计的模拟实验流程如图 1 所示。第一步完成 GPM DPR 数据和 PAZ 数据 2018 年 6 月 1 日至 2019 年 12 月 31 日共计 18 个月的准备；第二步对 PAZ 数据与 GPM DPR 数据进行时空匹配，筛选出符合条件的降雨事件；第三步设置每个事件的参数；第四步为每个事件选择雨滴形状和雨滴谱模型；第五步对每个事件进行正演模拟计算，获得极化相移模拟值；最后将模拟值与 PAZ 观测数据进行比较，分析二者之间的相关性及误差。

2.1 数据输入

模拟实验采用 GPM DPR 数据作为降雨率数据源，采用 PAZ 卫星 Level-1 b 数据作为实测数据进行匹配。

2.1.1 GPM DPR 数据

全球降水测量（GPM）是一项提供全球范围内雨

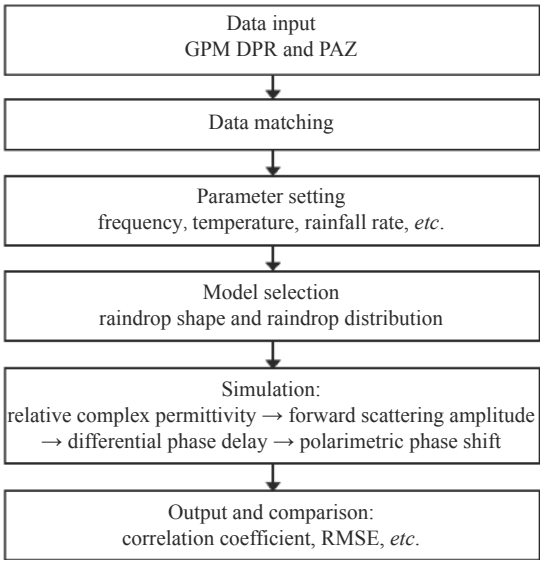


图 1 降雨正演模拟实验设计流程

Fig. 1 Flow chart of rainfall forward

雪观测的国际卫星任务,其主要测量的是热带和亚热带海洋上的大尺度到中尺度的降雨,为全球降水测量提供了更高的准确性、更大的覆盖面积和动态范围,是研究降水特征的重要数据。GPM 主要仪器之一是双频降水雷达(DPR),其由 Ku 波段降水雷达(KuPR)和 Ka 波段降水雷达(KaPR)组成,是一种能够精确测量降水的星载降雨雷达。DPR 对高纬度地区的小雨和降雪测量比 TRMM 更灵敏[26]。

DPR 日数据(3 DPRD)中含有平均降雨率数据,可以为正演模拟提供降雨率信息。其覆盖范围为±67°纬度,空间分辨率为 0.25°×0.25°,有地表面降雨数据以及距离地面 2 km, 4 km, 6 km, 10 km 和 15 km 处的降雨率数据,但一般有降雨发生的地方只在 4 km 以下。DPR 2 A 级轨道数据含有空气温度和水凝物等体积直径信息,该数据集等体积直径信息在部分降雨区域存在缺省,部分信息只能作为最大粒径值的参考,具体值还需不断实验计算以取到合适的值。

2.1.2 PAZ 数据

这里使用的 PAZ 数据是经过修正和校准后的 Level-1 b 观测数据,可在 ROHP-PAZ 官方网站进行下载,文件格式为 NETCDF4_CLASSIC。该组数据于 2020 年 4 月发布,由从 ROHP-PAZ 实验中提取的一级(观测值)数据组成。观测值是 PAZ 低地球轨道飞行器上的天线接收的 GPS 无线电链路的 L1 频率水平和垂直极化信号分量之间的极化相移,以 mm 为单位。该组数据中包含的观测值校正了残余周跳并校准消除了包括接收系统(如天线相位)和电离层影响等系统影响。每个 RO 数据中包括四类观测值,分别是每个极化端口的原始附加相位、修正极化相移、线性校正的极化相移($\Delta\Phi_{\mathrm{lin}}$)和天线相位校正的极化相移($\Delta\Phi_{\mathrm{ant}}$)[27]。本实验所使用的观测值主要为$\Delta\Phi_{\mathrm{lin}}$和$\Delta\Phi_{\mathrm{ant}}$。

2.2 数据匹配

对 GPM 和 PAZ 数据进行匹配,需先通过计算 RO 事件开始发生时射线的切点位置以及事件结束时射线的切点位置,从而确定每个 RO 事件发生的大致范围。每条 RO 射线的切点位置可由 PAZ 数据中 GPS 位置、LEO 位置及时间信息进行计算。其次,确定每个 RO 事件的遍历区,即距离 RO 事件开始切点与结束切点连线 1000 km 的范围内。最后,对 GPM 降雨数据在确定好的遍历区域内获取每个 RO 事件发生区域内的降雨信息。如果射线切点所在格网有雨发生,则保留该事件,反之则不进行统计。

由于数据的限制,无法完全做到降雨数据与 PRO 观测数据三维匹配(经纬度和时间)。因此,遵循三个匹配原则筛选降雨事件:一是地理位置相匹配;二是 RO 事件发生时间与 GPM 卫星扫描时间间隔不超过 3 h;三是 RO 射线切点所在网格与降雨区域的交集在两个降雨单元以上。

2.3 参数设置

将筛选得到的每个降雨事件频率均设置为 L1 波段的频率,大约为 1.57542 GHz。降雨率(单位为 $\mathrm{mm\cdot h^{-1}}$)、温度(单位为 K)数据均来自 DPR 数据,最大粒径值(单位为 mm)参考 DPR 数据中的等体积直径值。雨区路径长度为 RO 事件所经过的雨区长度(单位为 km),其大小取决于降雨区域与 RO 射线路径的重合长度。一般情况下,雨滴倾角分布的影响较小[8]。因此本实验不考虑雨滴倾角对模拟结果的影响,将雨滴的倾斜角度均设置为 0°,雨滴倾角分布标准差设置为 0°。

2.4 模型选择

为每个降雨事件选择适合的雨滴形状和雨滴谱分布。模拟实验共选择 7 种雨滴形状模型搭配各种雨滴谱分布模型来进行正演,所选用的雨滴形状和雨滴谱模型分别列于表 1 和表 2,其中 R 代表降雨率。

2.5 模拟计算

各种参数、雨滴形状模型、雨滴谱分布模型均设置完毕后,首先采用 Liebe1993 模型公式计算近似纯水的雨滴相对复介电常数,其次采用 T 矩阵方法计算单一雨滴水平极化和垂直极化的前向散射幅度 $f_{\mathrm{h,v}}(D)$,之后选择合适的雨滴谱分布模型通过式(3)计算每公里的差分相位延迟K_{dp},最后通过式(2)计算整个 RO 事件在对应雨区产生的极化相移。

2.6 对比分析

2.6.1 相关性分析

将模拟值与 PAZ 观测数据对比,计算模拟值(K')与观测数据(K)之间的总体皮尔逊相关系数,有

$$\rho_{K,K'}=\frac{\mathrm{cov}(K,K')}{\sigma_K\sigma_{K'}}. \tag{5}$$

希尔不等系数为

表 1 正演所用雨滴模型

Table 1 Raindrop models used in forwarding performance

雨滴模型	模型公式
BC (Beard-Chuang)	$b/a = 1.0048 + 5.7\times10^{-4}D - 2.628\times10^{-2}D^2 + 3.682\times10^{-3}D^3 - 1.677\times10^{-4}D^4$ $(D \leqslant 7\ \text{mm})$
obA (Oguchi)	$b/a = 1 - 0.1\dfrac{D}{2}$ (较大雨滴)
obB (Oguchi)	$b/a = 1 - \dfrac{0.41}{9}D$ (较大雨滴)
PB (Pruppacher-Beard)	$b/a = 1.03 - 0.062D$ $(1 \leqslant D \leqslant 9\ \text{mm})$
TB (Thurai-Bringi)	$b/a = 1.065 - 6.25\times10^{-2}D - 3.99\times10^{-3}D^2 + 7.66\times10^{-4}D^3 - 4.095\times10^{-5}D^4$ $(1.5 \leqslant D \leqslant 9\ \text{mm})$
SC (Steinert-Chandra)	$b/a = 1 - 10^{-2}\ D^2$
GR (Green)	$b/a = 1.0148 - 2.0465\times10^{-2}D - 2.0048\times10^{-2}D^2 + 3.09\times10^{-3}D^3 - 1.543\times10^{-4}D^4$

表 2 正演所用雨滴谱分布

Table 2 Raindrop size distribution models used in forwarding performance

分布模型	表达式/$(\text{m}^{-3}\cdot\text{mm}^{-1})$	经验参数
Marshall–Palmer (MP)分布	$N(D) = N_0\text{e}^{-\Lambda D}$	$N_0 = 8000, \Lambda = 4.1R^{-0.21}$
Laws-Parsons (LP)分布		$N_0 = 5100R^{-0.03}, \Lambda = 3.8R^{-0.2}$
Sekhon-Srivastava (SS)分布		$N_0 = 7000R^{0.37}, \Lambda = 3.8R^{-0.14}$
Joss分布 毛毛雨 (JD)		$N_0 = 30000, \Lambda = 5.7R^{-0.21}$
广布雨 (JW)		$N_0 = 7000, \Lambda = 4.1R^{-0.21}$
雷暴雨 (JT)		$N_0 = 1400, \Lambda = 3.0R^{-0.21}$

$$C_{\text{theil}} = \frac{\sqrt{\dfrac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(K'-K)^2}}{\sqrt{\dfrac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}K'^2} + \sqrt{\dfrac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}K^2}}. \tag{6}$$

其中, 降雨事件总数为 n。皮尔逊相关系数越接近于 1, 说明模拟值与观测数据相关性越高, 反之则不相关。希尔不等系数越小, 则正演模型精度越高。

2.6.2 误差分析

分析模拟值与观测值的误差, 计算二者的均方根差(RMSE, E_{rms})、平均绝对误差(MAE, E_{ma})和残差平方和(SSE, E_{ss}), 有

$$E_{\text{rms}} = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(K-K')^2}, \tag{7}$$

$$E_{\text{ma}} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}|K-K'|, \tag{8}$$

$$E_{\text{ss}} = \sum_{i=1}^{n}(K-K')^2. \tag{9}$$

其中, n 为事件总数, 平均绝对误差可以避免误差抵消, 反映模拟值与观测值误差的实际情况, 残差平方和越趋于 0, 表明模拟结果越好。

3 结果与分析

经过对 2018 年 6 月 1 日—2019 年 12 月 31 日期间的 GPM DPR 数据与 PAZ 数据进行时空匹配, 筛选出符合匹配原则的降雨事件共计 26 个, 以下介绍和分析典型降雨事件以及 26 个降雨事件的正演模拟结果。

3.1 典型降雨事件正演模拟

探讨对不同降雨等级事件的模拟, 以及在选择不同的雨滴形状和不同的雨滴谱分布模型下的正演效果。由于筛选的降雨事件中没有大雨、暴雨等降雨率较高的事件, 因此这里只分析小雨事件和中雨事件。

3.1.1 小雨事件模拟

重点分析 2018 年 12 月 19 日 16:54 UT 时发生

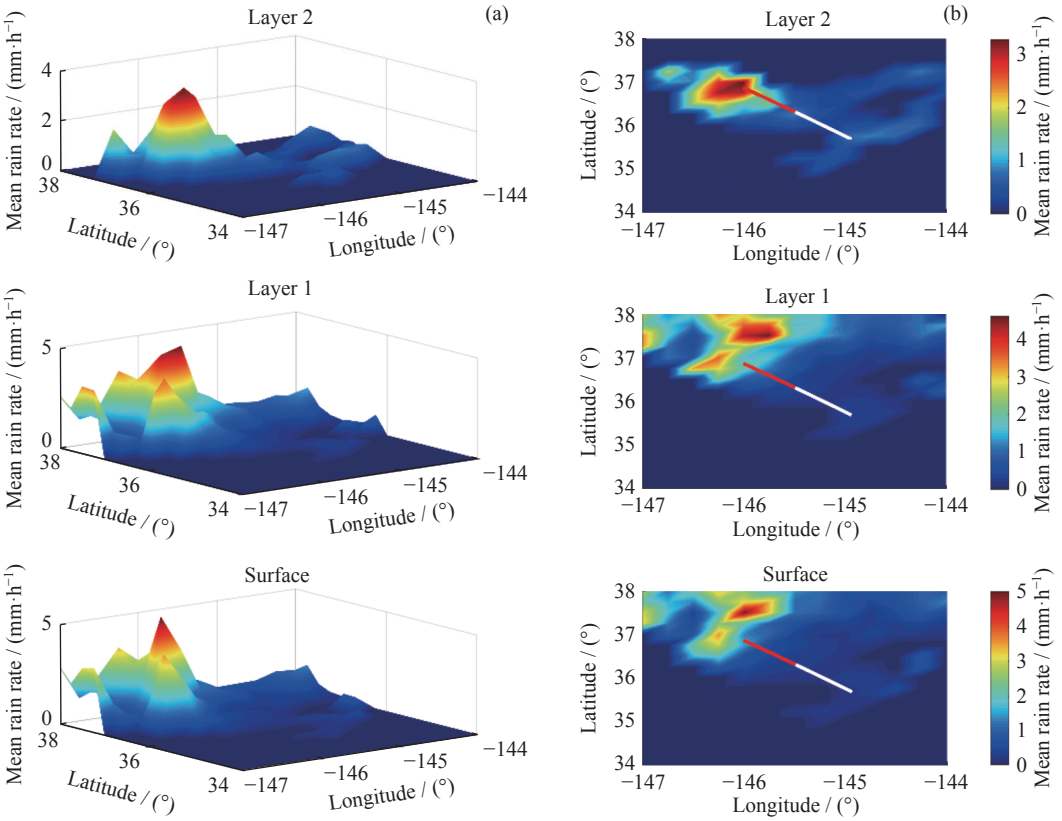


图 2　2018 年 12 月 19 日降雨事件雨区模拟

Fig. 2　Rain zone simulation of the rain event on 19 December 2018

RO 的小雨典型事件。该小雨区域地理范围广，垂直分布可达 4 km 高度，降雨带以及延伸范围内降雨单元的最高降雨率为 5.0298 mm·h^{-1}，整个区域内各个降雨层的平均降雨率分别为 1.0070，1.1456 和 0.8432 mm·h^{-1}，沿射线路径平均降雨率为 1.4317 mm·h^{-1}，整体降雨率偏小。GPM 卫星扫描雨区时刻为 16:16 UT，时间相差不到 1 h。图 2 为该雨区的模拟结果，图 2(a) 为各个降雨层的降雨率分布，最上层所在高度为 4 km，中间层所在高度为 2 km，最下层为地表面，图 2(b) 为 RO 事件与各层雨区交集图，红色线段代表 20 km 以下高度的 RO 射线切点轨迹，可知每层降雨信息丰富且均与 RO 事件相交，RO 射线所经过雨区的降雨率均在 3 mm·h^{-1} 以下。RO 发生时各条射线的切点轨迹变化大致可呈现出一条曲线，如图 3 所示。计算时忽略了射线弯曲效应。

选用 7 种雨滴形状搭配 5 种雨滴谱分布对降雨事件进行模拟，所得极化相移列于表 3。将模拟结果依次与实测数据$\Delta\Phi_{\mathrm{lin}}$和$\Delta\Phi_{\mathrm{ant}}$进行对比，可知 TB 和 SC 模型相对于其他模型来说与实测结果更接近。选

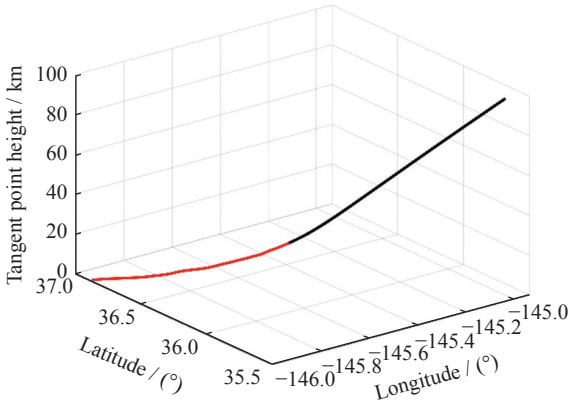


图 3　2018 年 12 月 19 日 16:54 UT 掩星切点轨迹变化

Fig. 3　Tangent points trajectory of the occultation event at 16:54 UT on 19 December 2018

择 TB 雨滴形状模型时，采用 LP、SS 和 JW 雨滴谱的模拟结果更接近于$\Delta\Phi_{\mathrm{lin}}$，其中 SS 雨滴谱模拟结果更好；选择 SC 雨滴形状模型时，采用 MP、LP 和 JD 雨滴谱的模拟结果与$\Delta\Phi_{\mathrm{ant}}$更相符，且采用 JD 雨滴谱模拟结果更好。其余雨滴形状模型在 5 种雨滴

谱分布下的正演结果与实测数据相差较大, 均不适合模拟该小雨事件, 偏差最大的为 obA 模型。

3.1.2 中雨事件模拟

选择 2019 年 12 月 19 日 21:14 UT 时发生 RO 事件的降雨区作为中雨典型事件进行分析。该雨区位于赤道地区, 降雨信息较为丰富, 垂直分布高度同样可达 4 km, GPM 卫星经过时刻为 23:39 UT, 时间相差两个多小时, 各个降雨层的平均降雨率为 2.9487, 2.8481 和 2.4301 mm·h^{-1}, 沿射线路径平均降雨率为 3.9332 mm·h^{-1}, 整个降雨带及其延伸范围内的最高降雨率达 26.2236 mm·h^{-1}。图 4 和图 5 分别为雨区模拟图以及 RO 事件发生时各射线切点的位置变化轨迹图, 从图中可明显观察到 RO 事件穿过了纬度为 2°左右的降雨区。

将模拟的极化相移与表 4 的实测数据相比较可知: 选择 GR 雨滴形状时在 MP 分布下模拟值与

表 3 2018 年 12 月 19 日降雨事件正演结果

Table 3 Forward results of the rain event on 19 December 2018

雨滴形状	雨滴谱分布模型					$\Delta\Phi_{\mathrm{lin}}$	$\Delta\Phi_{\mathrm{ant}}$
	MP	LP	SS	JD	JW		
BC	9.7285	9.5550	13.2806	8.8738	17.0256	4.7228	6.0154
obA	21.6714	19.6496	27.9718	31.0749	37.9248		
obB	19.7122	17.8684	25.4371	28.2774	34.4919		
PB	14.5598	13.9813	19.5714	14.0450	25.4842		
TB	2.1843	3.7085	4.5574	−12.0205	3.8248		
SC	5.6636	5.5146	7.6781	5.8649	9.9055		
GR	11.7102	11.4385	15.9314	10.5048	20.4895		

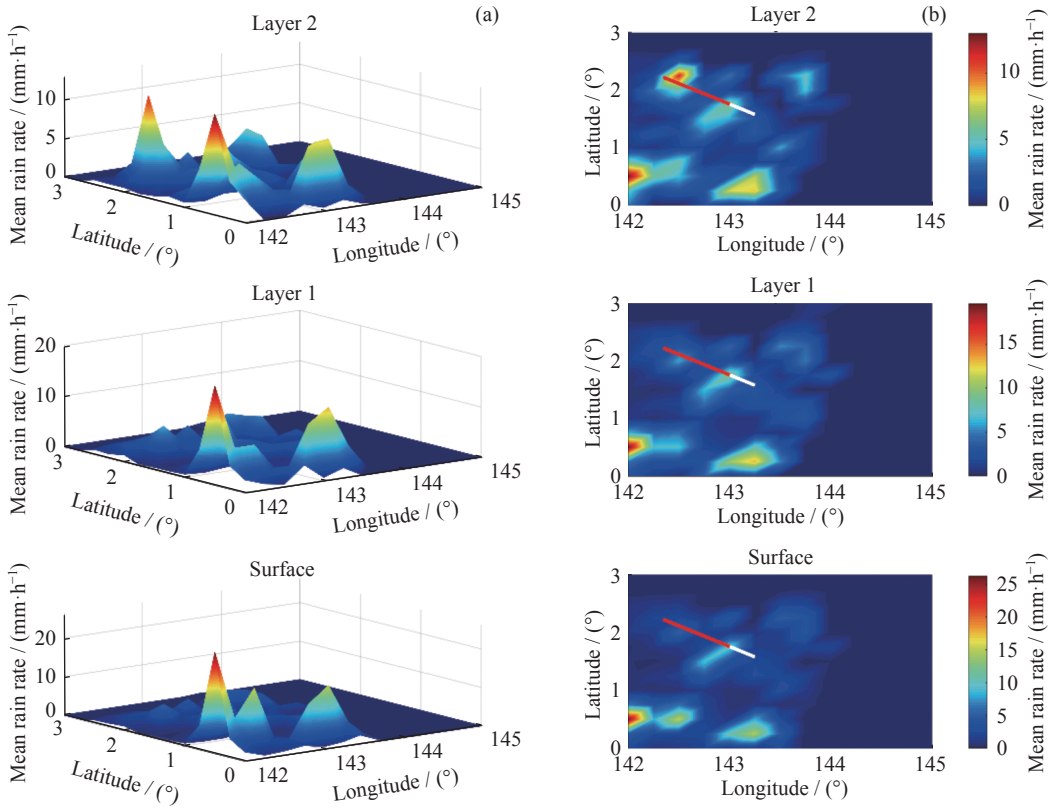


图 4 2019 年 12 月 19 日降雨事件雨区模拟

Fig. 4 Rain zone simulation of the rain event on 19 December 2019

$\Delta\Phi_{\rm lin}$更接近, 在 JD 分布下则与$\Delta\Phi_{\rm ant}$更接近; 选择 PB 模型时在 LP 分布下模拟值更接近于$\Delta\Phi_{\rm lin}$。选择 TB、SC 模型得到的模拟值均偏小, 选择 obA、obB 模拟值均较大, 因此这些模型均不适合该事件的模拟。

3.2 降雨事件正演结果统计分析

图 6 给出了各个降雨事件参数数值分布, 可直观了解各个降雨事件的特征, 包括温度范围、雨区路径总长度(L)和沿射线路径平均降雨率。由图 6 可知, 所有降雨事件中平均降雨率在 5 mm·h^{-1} 以下的事件占 88%, 空气温度在 290 K 以上的居多, 总路径长度在 70 km 以下的居多。

表 5 为各个降雨事件的信息、沿射线路径平均降雨率、达到最优模拟结果所选择的雨滴谱、雨滴模型和最大粒径等。均在雨滴倾角分布标准差为 0°的条件下对降雨事件进行了正演。从表 5 可知, 选用 MP 分布和 SS 分布结果更优的降雨事件各占 30%, 选用 LP 分布的事件占 19%; 选用 TB 雨滴形状的事件占 58%, 为最多, 其次为选用 SC 模型占 19%; 有 19% 的事件采用 MP-TB 组合时模拟结果达到最优, 采用 SS-TB 组合、LP-TB 组合的事件各占 15%。除此之外, 选择 TB 模型的事件沿射线路径平均降雨率均在 1 mm·h^{-1} 以上, 而在 1 mm·h^{-1} 以下的事件多选用 SC 或 PB 模型。

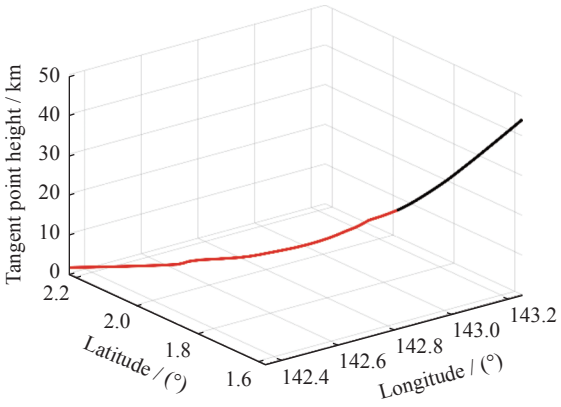


图 5 2019 年 12 月 19 日 21:14 UT 时的掩星切点轨迹

Fig. 5 Tangent points trajectory of the occultation event at 21:14 UT on 19 December 2019

对上述降雨事件进行正演模拟得到的极化相移($\Delta\Phi$)与实测数据线性校正后的极化相移($\Delta\Phi_{\rm lin}$)和天线相位校正的极化相移($\Delta\Phi_{\rm ant}$)均呈显著的线性关系(见图 7), 其皮尔逊相关系数分别为 0.9994、0.9933; 希尔不等系数分别为 0.0165 和 0.0598, 几乎接近于 0, 说明了正演模型可行且精度高, 也间接反映了极化相移与降雨之间存在相关性。

误差分析结果表明: $\Delta\Phi$与$\Delta\Phi_{\rm lin}$的 $E_{\rm rms}$, $E_{\rm ma}$ 和 $E_{\rm ss}$ 分别为 0.3429, 0.2112 和 3.0566; $\Delta\Phi$与$\Delta\Phi_{\rm ant}$的 $E_{\rm rms}$, $E_{\rm ma}$ 和 $E_{\rm ss}$ 分别为 1.2765, 0.8557 和 42.3631。后者均大于前者, 说明正演模拟值更接近于线性校正后的极化相移。

4 讨论

通过对在 GPM DPR 数据和 PAZ PRO 观测数据集中筛选得到的 26 件降雨事件进行正演模拟以及与 PAZ PRO 数据对比分析得知: 当沿射线路径平均降雨率在 1 mm·h^{-1} 以上时, 大部分降雨事件雨滴形状选择 TB 模型、雨滴谱选择 MP 或 SS 分布模型时模拟结果更优; 当沿射线路径平均降雨率在 1 mm·h^{-1} 以下时, 正演模拟选择 SC 或 PB 模型作为雨滴形状、雨滴谱选择 MP 分布或 JD 分布时结果更优; 所有降雨事件正演后得到的极化相移与 PAZ 数

表 4 2019 年 12 月 19 日降雨事件正演结果

Table 4 Forward results of the rain event on 19 December 2019

雨滴形状	雨滴谱分布模型					$\Delta\Phi_{\rm lin}$	$\Delta\Phi_{\rm ant}$
	MP	LP	SS	JD	JW		
BC	42.6748	37.3830	54.7560	42.6554	74.6939	50.2430	52.8257
obA	74.6919	62.0340	98.3237	106.8904	130.7056		
obB	67.8809	56.3753	89.3715	97.2678	118.7923		
PB	58.8645	50.5148	76.3712	65.3379	103.0087		
TB	26.9562	26.0200	32.9855	–3.6220	47.1618		
SC	24.6297	21.6835	31.5413	25.3906	43.1193		
GR	50.1853	43.6986	64.6629	51.3756	87.8163		

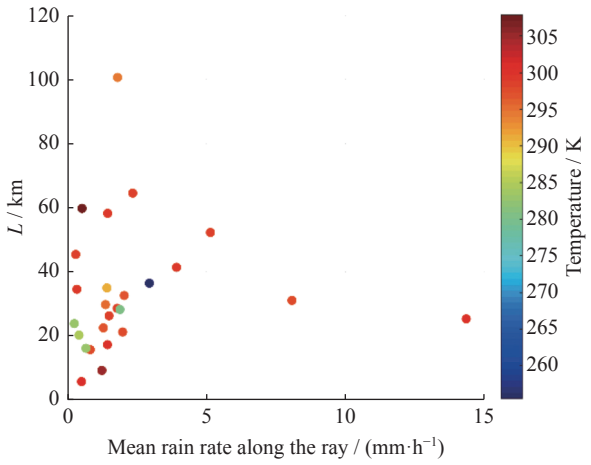


图 6 所有降雨事件的参数

Fig. 6 Parameter value of all rainfall events

据有显著的线性关系，且更接近于线性校正后的极化相移。上述结论可以说明所设计的正演模拟流程以及选用的模型可行且精度较高。由于降雨会受到当地气候、地形、海拔高度等多方面的影响，进行正演时雨滴形状和雨滴谱选择较多，且选择不同的模型所得到的结果也相差很大。为了减少未来研究中的模型选择困难，建议对降雨率较小的事件(1 mm·h^{-1} 以下)进行模拟时，最优雨滴谱模型采用 MP 或 JD，雨滴形状采用 SC 或 PB 模型；对于降雨率较大的事件，(1 mm·h^{-1} 以上)最优雨滴谱采用 MP 或 SS 分布、雨滴模型采用 TB 模拟结果最优。

本研究中所有降雨事件的模拟结果与实测数据之间具有较高的相关性，但依然存在以下问题需要今后进一步分析和探讨。

表 5 降雨事件信息以及模型最优选择统计

Table 5 Statistics of rainfall events information and optimal model selection

RO事件		RO范围		GPM经过时刻(UT)	沿射线路径平均降雨率/(mm·h^{-1})	正演最优组合		
日期	时间(UT)	纬度/(°)	经度/(°)			雨滴谱	最优雨滴模型	最大粒径/mm
2018-06-01	10:44	–20—–18	122—125	11:15	0.8353	JD	SC	5.6
2018-06-10	08:02	–47—–44	168—171	06:47	0.4297	LP	obA	5.6
2018-07-16	03:22	6—10	52—56	01:56	1.5094	MP	TB	5.6
2018-08-24	22:14	–3—2	98—103	23:19	8.0735	LP	TB	1.6
2018-10-16	06:14	3—8	158—165	04:10	14.3313	SS	TB	1.6
2018-12-19	16:54	34—38	–147—–144	16:16	1.4317	SS	TB	5.6
2018-12-25	11:21	–8—–4	113—116	10:29	1.4509	SS	TB	5.6
2019-02-09	16:05	51—59	–172—–166	19:12	2.9561	LP	TB	1.9
2019-02-15	14:43	–20—–17	–148—–143	12:08	5.1476	LP	TB	1.9
2019-03-19	19:48	–30—–29	139—142	21:11	1.2528	JD	GR	5.6
2019-03-21	12:48	–13—–8	–121—–116	13:13	2.3603	SS	TB	2
2019-03-23	16:08	4—9	42—46	13:49	0.5395	MP	SC	5.6
2019-04-18	01:34	–7—–4	74—77	03:51	0.3570	SS	PB	5.6
2019-04-18	03:06	3—6	54—57	05:26	0.5205	SS	PB	5.6
2019-05-07	07:49	–30—–22	135—141	06:58	1.8151	LP	TB	2
2019-07-13	09:04	–43—–39	122—128	12:53	0.2626	SS	obA	5.6
2019-07-16	02:47	9—12	60—64	03:13	1.4592	MP	TB	5.6
2019-07-24	02:43	–47—–44	–112—–109	01:57	0.6810	JD	SC	5.6
2019-07-28	11:02	–52—–50	98—104	10:54	1.9016	SS	SC	5.6
2019-08-26	10:41	–31—–29	123—126	09:30	1.9969	JW	TB	2
2019-10-18	01:53	–7—–1	–136—–130	00:28	0.3141	MP	SC	5.6
2019-12-19	21:14	0—3	142—145	23:39	3.9332	MP	GR	5.6
2019-12-21	00:51	–8—–2	–87—–83	02:40	1.3798	MP	TB	2.5
2019-12-21	02:24	–11—–4	–108—–105	04:14	2.0559	MP	TB	2
2019-12-26	08:10	–7—–2	–20—–16	08:23	1.8006	JW	TB	2
2019-12-31	11:26	–2—4	–67—–63	10:18	1.3038	MP	TB	5.6

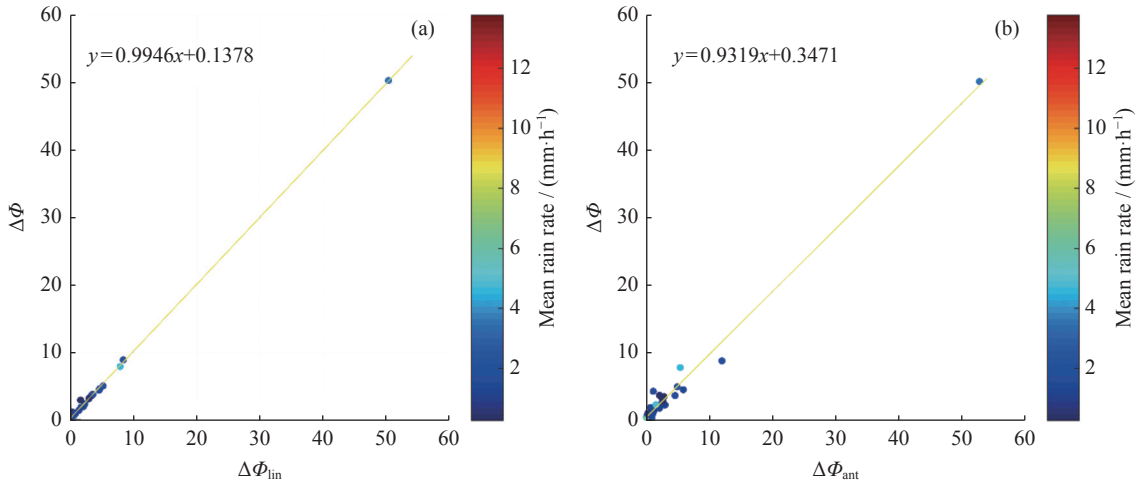


图 7　$\Delta\Phi$与$\Delta\Phi_{\mathrm{lin}}$和$\Delta\Phi_{\mathrm{ant}}$的关系

Fig. 7　Relationship between $\Delta\Phi$ and $\Delta\Phi_{\mathrm{lin}}$, $\Delta\Phi_{\mathrm{ant}}$

(1)所筛选出事件数量较少,处于中雨以上等级的事件也较少,是否能应用到更多类型的降雨事件还需进一步验证。

(2)未考虑射线的弯曲效应,这对每个降雨单元对应切点的相移大小是否产生影响还需进行验证。

(3)由于雨滴倾角数据的缺乏,未考虑雨滴倾角对结果的影响。

(4)由于数据的限制,未对每个雨区进行细致划分,分辨率较低,本文结论对小范围降雨事件正演的适应性尚不能确定。

5　结语

通过将 GPM DPR 数据与 PAZ PRO 观测数据集进行时空匹配,筛选出降雨事件共计 26 个,为每个降雨事件选择了不同的雨滴形状和雨滴谱模型进行正演模拟,最后提出了适合小雨、中雨等级事件正演的最优雨滴形状和雨滴谱模型。结果表明,所获得的极化相移与实测数据之间呈高度相关且误差较小,更贴近线性校正后的极化相移,侧面反映了极化相移与降雨之间存在一定的相关性,验证了正演模拟理论的正确性以及实验流程的可行性,对进一步完善 PRO 反演降雨的理论以及提高降雨事件预报的准确性有重要作用。

致谢　GPM DPR 数据由 earthdata 官方网站(https://earthdata.nasa.gov/)提供,PAZ PRO 数据由 ROHP-PAZ 官方网站(https://paz.ice.csic.es/dataAccess.php?idi=EN)提供。

参考文献

[1] CARDELLACH E, PADULLÉS R, TOMÁS S, *et al.* Probability of intense precipitation from polarimetric GNSS radio occultation observations[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2018, **144**(S1): 206-220

[2] CARDELLACH E, TOMÁS S, OLIVERAS S, *et al.* Sensitivity of PAZ LEO polarimetric GNSS radio-occultation experiment to precipitation events[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2015, **53**(1): 190-206

[3] PADULLÉS R, CARDELLACH E, DE LA TORRE JUÁREZ M, *et al.* Atmospheric polarimetric effects on GNSS radio occultations: the ROHP-PAZ field campaign[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2016, **16**(2): 635-649

[4] CARDELLACH E, RIUS A, CEREZO F, *et al.* Polarimetric GNSS radio-occultations for heavy rain detection[C]// Proceedings of 2010 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Honolulu, HI, USA: IEEE, 2010: 3841-3844

[5] CARDELLACH E, OLIVERAS S, RIUS A, *et al.* Sensing heavy precipitation with GNSS polarimetric radio occultations[J]. *Geophysical Research Letters*, 2019, **46**(2): 1024-1031

[6] PADULLÉS R, AO C O, TURK F J, *et al.* Calibration and validation of the polarimetric radio occultation and heavy precipitation experiment aboard the PAZ satellite[J]. *Atmospheric Measurement Techniques*, 2020, **13**(3): 1299-1313

[7] AN Hao. Research on Monitoring Rain Rate Using Polarimetric Phase Shift of GNSS Signals[D]. Changsha: Nation-

al University of Defense Technology, 2017 (安豪. 全球导航卫星信号极化相移监测降雨强度技术研究[D]. 长沙: 国防科学技术大学, 2017)

[8] AN H, YAN W, HUANG Y X, *et al*. GNSS measurement of rain rate by polarimetric phase shift: theoretical analysis[J]. *Atmosphere*, 2016, **7**(8): 101

[9] SOLHEIM F S, VIVEKANANDAN J, WARE R H, *et al*. Propagation delays induced in GPS signals by dry air, water vapor, hydrometeors, and other particulates[J]. *Journal of Geophysical Research: atmospheres*, 1999, **104**(D8): 9663-9670

[10] LIEBE H J, HUFFORD G A, COTTON M G. Propagation modeling of moist air and suspended water/ice particles at frequencies below 1000 GHz[C]//AGARD 52 nd Specialists' Meeting of the Electromagnetic Wave Propagation Panel. Palma de Mallorca, Spain: In AGARD, 1993, 3.1–3.10

[11] LIEBE H J, HUFFORD G A, MANABE T. A model for the complex permittivity of water at frequencies below 1 THz[J]. *International Journal of Infrared and Millimeter Waves*, 1991, **12**(7): 659-675

[12] BEARD K V, CHUANG C. A new model for the equilibrium shape of raindrops[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1987, **44**(11): 1509-1524

[13] OGUCHI T. Summary of studies on scattering of centimetre and millimetre waves due to rain and hail[J]. *Annales des Télécommunications*, 1981, **36**(7): 383-399

[14] PRUPPACHER H R, BEARD K V. A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1970, **96**(408): 247-256

[15] THURAI M, HUANG G J, BRINGI V N, *et al*. Drop shapes, model comparisons, and calculations of polarimetric radar parameters in rain[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2007, **24**(6): 1019-1032

[16] STEINERT J, CHANDRA M. Cloud physical properties and empirical polarimetric measurements of rain signatures at C-band[J]. *Advances in Radio Science*, 2008, **6**: 315-318

[17] GREEN A W. An approximation for the shapes of large raindrops[J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 1975, **14**(8): 1578-1583

[18] OGUCHI T. Electromagnetic wave propagation and scattering in rain and other hydrometeors[J]. *Proceedings of the IEEE*, 1983, **71**(9): 1029-1078

[19] WATERMAN P C. Symmetry, unitarity, and geometry in electromagnetic scattering[J]. *Physical Review D*, 1971, **3**(4): 825-839

[20] MISHCHENKO M I, TRAVIS L D. Capabilities and limitations of a current FORTRAN implementation of the *T*-matrix method for randomly oriented, rotationally symmetric scatterers[J]. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 1998, **60**(3): 309-324

[21] COLLINGE M J, DRAINE B T. Discrete-dipole approximation with polarizabilities that account for both finite wavelength and target geometry[J]. *Journal of the Optical Society of America A*, 2004, **21**(10): 2023-2028

[22] MARSHALL J S, PALMER W M K. The distribution of raindrops with size[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1948, **5**(4): 165-166

[23] SEKHON R S, SRIVASTAVA R C. Doppler radar observations of drop-size distributions in a thunderstorm[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1971, **28**(6): 983-994

[24] JOSS J, THAMS J C, WALDVOGEL A. The variation of raindrop size distributions at locarno[J]. *Proceedings of the International Conference on Cloud Physics*, 1968, **18**(2): 369-373

[25] LAWS J O, PARSONS D A. The relation of raindrop-size to intensity[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 1943, **24**(2): 452-460

[26] SMITH E A, ASRAR G, FURUHAMA Y, *et al*. International global precipitation measurement (GPM) program and mission: an overview[M]//LEVIZZANI V, BAUER P, TURK F J. Measuring Precipitation From Space. Dordrecht: Springer, 2007

[27] CARDELLACH E, PADULLÉS R, OLIVERAS S. Radio occultation and heavy precipitation with PAZ (ROHP-PAZ) data user guide[EB/OL]. (2020-04-16)[2021-03-31].https://paz.ice.csic.es/documents/technical_documentation/ROHP-PAZ_UserGuide.pdf