文章编号:1001-9014(2017)04-0453-07

DOI:10.11972/j.issn.1001-9014.2017.04.013

多种天气条件下的天空光偏振模型

张 颖, 张 熠, 赵慧洁*

(北京航空航天大学 仪器科学与光电工程学院,北京 100191)

摘要:天空光偏振模型能够仿真天空光偏振态的分布规律,是研究天空光偏振态分布与大气特性参数之间的定量关系的重要工具.首先,基于倍加累加法的辐射传输模型和T矩阵法计算粒子散射特性,建立了适用于多种天气条件下的天空光偏振模型,可覆盖可见光波段到近红外波段;其次,在比较实验中,所建立模型的仿真结果与Hovenier等人的计算结果有95%的全天空光仿真点的相对误差小于5%;最后,利用基于液晶相位可变延迟器(liquid crystal variable retarders,LCVR)的全偏振成像探测系统进行全天空光探测实验,结果表明,所建模型的仿真精度优于传统模型,并且在80%的区域内与实际观测结果保持一致.由此可以得出结论,所建立的天空光偏振模型能够比较准确模拟多种天气下的全天空范围内天空光偏振态分布规律,为不同天气条件下偏振遥感探测和偏振导航等技术提供有力的理论依据.

关 键 词:天空光;偏振模型;辐射传输;倍加累加法;T矩阵法

中图分类号:P4 **文献标识码**:A

A skylight polarization model of various weather conditions

ZHANG Ying, ZHANG Yi, ZHAO Hui-Jie*

(School of Instrumentation Science and Opto-electronics Engineering, Beihang University, Beijing 100191, China)

Abstract: The skylight polarization models can simulate the polarization state distribution of the skylight, and are key tools to study the quantitative relationship between the polarization state distribution of the skylight and the characteristic parameters of the atmosphere. A skylight polarization model of various weather conditions was modelled, which is based on adding and doubling method for solving the radiative transfer equation and T matrix method for calculating the scattering properties of particles. The comparison between the simulation results of this model and the calculation results of Hovenier et. al showed that the relative error of more than 95% points is less than 5%. The measurement experiment results with the polarization imaging system based on LCVR showed that measurements are most consistent with the simulation results in degree of polarization in 80% of the area. It can be concluded that the model can accurately simulate the distribution of the polarization state of the sky light under various weather conditions.

Key words: skylight, polarization, radiative transfer, adding-doubling method, T matrix method

PACS: 42.68.Wt

引言

太阳光本身是非偏振的自然光,被大气层中的粒子散射之后便具有了偏振特性,因此,半球天空内的下行天空散射光呈现特定的偏振态分布规律.研究天空光的偏振态分布规律在定量遥感、天文导航、大气科学等领域都具有重要意义.

从大量对天空光观测的实验结果看来[1-3],当太阳高度角一定时,天空光偏振态会随着天气条件的变化而规律变化,国内外学者也一直致力于研究这

收稿日期:2016-12-29,**修回日期**:2017-04-05 **Received date**: 2016-12-29, **revised date**: 2017-04-05

基金项目:国家自然科学基金(61571029)

Foundation items: Supported by National Natural Science Foundation of China(61571029)

作者简介(Biography):张 颖(1979-),女,山西人,讲师,主要研究方向为偏振成像遥感技术. E-mail:yingzhang@buaa.edu.cn

* **通讯作者(Corresponding author)**: E-mail:optoelectronicbuaa@126.com

种变化规律. 早期,Rayleigh 散射理论的提出使得人们对于大气散射作用有了初步的认识,但依据 Rayleigh 散射理论建立的大气模型仅适用于晴朗天气;Mie 散射理论则使对大气散射的模拟值更加接近于实际大气,但 Mie 散射理论依然存在求解过程复杂,计算效率低,且仅适用于均匀球形粒子等缺点. 在以上两种理论的支持下,以各类辐射传输模型为基础,国内外学者得到了多种能够描述大气偏振态分布的模型[4-6],但多数模型受限于 Mie 散射理论的适用范围,仅能模拟较为晴朗天气下的天空光偏振态,对于大多数天气条件下的天空光偏振态的模拟精度较低;少数适用于多种天气条件下的模型则需要输入的大气参数过多,部分大气参数难以测量,导致难以广泛应用;部分模型还存在着收敛速度受到气溶胶厚度影响过大、天顶角较大时求解过程不稳定等问题[7].

在前人的研究基础上,本文提出了一种较为简单并且能模拟多种天气条件下全天空偏振态分布的模型. 该模型基于 Evans K. F. 等人[8]提出的 RT3 (PolRadTran)矢量辐射传输模型,该模型采用了倍加累加法求解大气中的辐射传输问题,具有计算高效、受气溶胶厚度影响较小、全天空范围内计算结果稳定等优点,适合用于全天空范围的天空光偏振态建模;本文在保留倍加累加法优点的基础上,对于实际情况中较为复杂的大气分层信息,采用简化三层大气分层的处理方法,该方法在两层简单大气分层的基础上增加了云层,采用瑞利散射、Mie 散射理论和 T 矩阵法求解各类大气小分子、气溶胶、云粒子的散射特性,实现了对复杂大气分层信息的简化计算,提高了传统模型对复杂天气的适用范围;结合少量的地面观测数据,达到快速、精确、稳定的模拟多种天气条件下天空光偏振态分布的目的,在成像遥感的大气效应校正、天文导航等领域有着重要的应用价值.

1 RT3 辐射传输模型

1.1 建模原理

偏振光的强度和偏振态通常用 Stokes 矢量表示[7]:

$$\bar{I} = [I,Q,U,V]^{\mathrm{T}} \quad , \quad (1)$$

式(1)中 I 表示偏振光的辐射总强度,Q、U 表示偏振光矢量端点的轨迹类型,V 表示偏振矢量的旋转方向,上标 T 表示转置矩阵. 传统的标量辐射传输方程即只考虑式(1)中的 I 分量,有研究表明仅考虑标量的辐射传输方程会造成 10% 左右的误差[7].

平面平行介质中的矢量辐射传输方程可以写为:

$$\mu \frac{\mathrm{d}\bar{I}(\tau,u,\phi)}{\mathrm{d}\tau} = \bar{I}(\tau,u,\phi) + \bar{J}(\tau,u,\phi) \quad , (2)$$

式(2)中,$\bar{I}$ 表示透过单位介质层的 Stokes 矢量,$\mathrm{d}\tau$ 表示一个薄的介质层,u、ϕ 分别表示出射的天顶角的余弦值和方位角,源函数$\bar{J}(\tau,u,\phi)$可以表示为:

$$\bar{J}(\tau,u,\phi) = \frac{\omega}{4\pi}\int_0^{2\pi}\int_{-1}^{1} M(u,\phi;u',\phi') \bar{I}(\tau,u',\phi')\,\mathrm{d}u'\mathrm{d}\phi' + \sigma(\tau,u,\phi) \quad , \quad (3)$$

式(3)中,ω 表示单次散射反照率;(u',ϕ')表示入射辐射的方位;σ 表示辐射源的 Stokes 矢量,包括非偏振的漫射辐射源和经过单次散射的太阳辐射:

$$\sigma(\tau,u,\phi) = (1-\omega)B(T)\begin{bmatrix}1\\0\\0\\0\end{bmatrix} + \frac{F_0}{\mu_0}\frac{\omega}{4\pi} \exp\left(-\frac{\tau}{u_0}\right) M(u,\phi;u_0,\phi_0)\begin{bmatrix}1\\0\\0\\0\end{bmatrix} \quad , (4)$$

式(4)中,$B(T)$是普朗克的黑体辐射公式,F_0 表示大气层顶部的非偏振太阳辐射,(u_0,ϕ_0)表示太阳光线的方向.

辐射传输模型就是对矢量辐射传输方程进行数值求解,常用的求解方法包括逐次散射法、离散纵坐标法、倍加累加法、蒙特卡洛法等. 不同求解方法之间的区别在于对辐射传输方程的简化处理方法不同,在求解精度、计算效率、收敛性上各有优劣[8].

RT3 模型采用的是倍加累加法求解矢量辐射传输方程,该方法的优点在于全天空光范围内计算稳定且精度高,气溶胶厚度变化时计算时间变化不大,对于具有较复杂散射特性的气溶胶层的计算更为精确稳定. RT3 模型适用于平面、垂直不均匀大气条件下的天空散射光的计算,其基本思路可以直观的解释为“倍加”和“累加”的过程. 首先,将一个平面、垂直不均匀大气划分为若干分层,认为每层是垂直均匀大气,具有相同的散射特性;其次,将均匀大气层再划分为若干薄层,根据 Rayleigh 散射、Mie 散射或 T 矩阵理论求解每一层气溶胶粒子的散射特性;然后,各均匀层之间采用倍加法求均匀层的反射和透射矩阵;最后,各非均匀层之间采用累加法求得整个

大气的反射和透射矩阵. 详细建模流程如图 1 所示. 建模需要输入的参数包括三大类,大气分层信息、粒子散射信息、其他模型参数,最终输出的数据是半球天空下各点 Stokes 矢量.

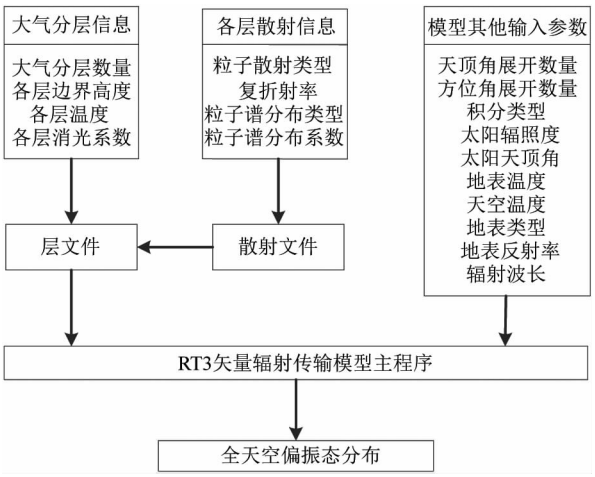


图 1　建模流程图
Fig. 1　Modeling process

1.2　大气分层信息

根据实际天气状况将整个平面大气分为若干个均匀层,每个均匀层有独立的散射特性. 通常认为绝大多数自然光在对流层产生偏振现象,由于实际大气的分层情况极为复杂,在地面测量时难以获取准确的大气分层信息,因此为了简化计算,人们通常将大气分层简化为上下两层[9],分别对应 Rayleigh 散射层和 Mie 散射层. 其中,平流层下端与靠近平流层的部分水汽含量较小,粒子直径也较小,对光的散射主要是 Rayleigh 散射,厚度约为 10 km;接近地面的部分,水汽含量丰富,光在其中大多发生 Mie 散射,厚度约为 5 km.

但这种简化两层的大气分布模式仅适用于晴朗天气,有研究表明,即使肉眼无法看见天空中存在的云层,云层对偏振光的散射作用也会对天空光的偏振态分布产生较大影响[1]. 对于云层分布的区域而言,其气溶胶粒子和云粒子的形状通常是不规则的,其中的散射特性也较为复杂,传统的 Mie 散射理论无法求解.

为了能够简单精确的求解复杂天气下的天空光偏振态分布,参考了常用的基于美国标准大气模式的简化两层模型,考虑到模拟云层的需要,为了在简化计算的同时能够描述较为复杂的天气,本文采用基于美国标准大气模式的简化三层大气分布模式. 在实际建模中,各层温度参考 1976 年美国标准大气廓线的数值,将大气分层简化,从上到下依次是瑞利散射层、云层、Mie 散射层,如图 2 所示;晴朗天气下可以将云层忽略.

为了更方便的描述各层大气的厚度和消光系数,采用气溶胶光学厚度作为各个分层厚度的描述. 气溶胶光学厚度定义为消光系数在大气层高度上的积分,是一个无量纲的正值;因此,消光系数的单位是各层高度的倒数. 在实际操作中,可以将各层的消光系数设为 1,高度设为无量纲的气溶胶光学厚度,其各层的真实高度可以通过设置各层温度体现,加上 1.3 节中介绍的描述各层散射特性的散射文件,得到表示大气整体分层信息的层文件.

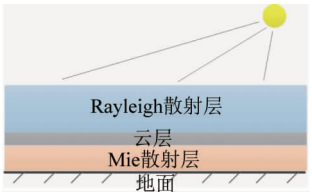


图 2　大气分层示意图
Fig. 2　Stratification of the atmosphere

1.3　粒子散射信息

大气层中的气溶胶粒子种类众多,形状各不相同,直径范围从几纳米到几百纳米不等,现有手段难以实现气溶胶粒子物理特性(密度、谱分布)和化学特性(复折射率)实时精确测量,因此在辐射传输建模时一般认为一定范围内气溶胶粒子类型和密度不变,并采用将特定粒子的类型和密度参数化的方法进行近似计算.

在实际建模中,需要求得各均匀薄层的散射特性,假定进入该薄层的辐射可以用一个 Stokes 矢量描述其偏振状态,从该薄层射出的辐射也可以用一个 Stokes 矢量表示,该薄层的散射特性就可以用一个矩阵描述,称为“散射矩阵”,即式(3)和(4)中的 $\boldsymbol{M}$. 该矩阵表示两个 Stokes 矢量之间的转换关系,与入射光的偏振状态无关,仅与粒子形态、大小、密度、复折射率、波长等参数相关. 在 RT3 模型中,散射矩阵 $\boldsymbol{M}$ 的求解方法如下[7]:

$$\boldsymbol{M}(u,\phi;u',\phi') = \boldsymbol{L}(i_2-\pi)\boldsymbol{P}(\cos\Theta)\boldsymbol{L}(i_1) \quad ,(5)$$

式(5)中 $\boldsymbol{L}$ 表示偏振旋转矩阵,其表达式为:

$$\boldsymbol{L}(i) = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \cos 2i & -\sin 2i & 0 \\ 0 & \sin 2i & \cos 2i & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} , \quad (6)$$

式(5)中的 i 表示光线所在的散射平面与子午面的夹角,下标 1 和 2 分别表示入射光线和出射光线. 式(5)中 $\boldsymbol{P}$ 表示粒子的相函数,是一个 4×4 的矩阵:

$$\boldsymbol{P} = \begin{bmatrix} P_1 & P_2 & 0 & 0 \\ P_2 & P_5 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & P_3 & P_4 \\ 0 & 0 & -P_4 & P_6 \end{bmatrix} \quad . \quad (7)$$

RT3 模型对相函数中各个参数的求解方法是将其分解为勒让德多项式:

$$P_l(\cos\Theta) = \sum_{i=0}^{N_l} a_l^{(i)} \varphi_i(\cos\Theta) \quad , \quad (8)$$

式(8)φ 中是勒让德多项式,a 表示勒让德多项式的系数;a 的上标与 φ 的下标 i 表示各级勒让德多项式;P 与 a 的下标 l 取值范围为 1 ~ 6,分别对应式(7)中的 6 个参数.

RT3 模型通过输入相函数矩阵中各个参数对应的各级勒让德多项式的系数,求解散射矩阵,进而求得每个大气分层的散射特性. 因此,将气溶胶的各类性质参数化后,可以计算不同类型的气溶胶对应的勒让德多项式系数. 影响勒让德多项式系数计算的因素主要分为粒子谱分布函数、复折射率、波长、粒子形状等.

气溶胶粒子的谱分布函数是描述空间中粒子数量随粒子半径分布规律的函数,也是粒子参数化的重要形式,针对空间上不均匀的的粒子,可以采用不同的谱分布函数,结合预设的参数进行计算. 常用的谱分布函数包括广义伽马分布,通常有以下两种表示方法:

$$n(r) = Na \times r^a \exp\left[-\frac{\alpha}{\gamma}\left(\frac{r}{r_{\mathrm{mod}}}\right)^u \right] = Ar^a \exp(-Br^u) \quad , \quad (9)$$

式(9)中,N 是每立方厘米粒子的总密度;r_{mod} 是模半径;α 和 u 描述粒子分布的斜率;a 是一个归一化参数,确保所有粒径分布的积分在 N 之内. 通过大量的观测实验,科学家们提出了多种参数搭配方案用于描述不同类型的气溶胶粒子[10],其中,部分典型的云滴粒子对应的广义伽马分布参数如表格 1 所示[11].

气溶胶粒子的复折射率是描述大气中光与气溶胶粒子相互作用的重要参数:

$$n = n_{\mathrm{r}} - n_{\mathrm{i}} \quad , \quad (10)$$

通常由实部 n_{r} 和虚部 n_{i} 构成,实部表示气溶胶粒子的散射特性,虚部表示气溶胶粒子的吸收特性. 它是由气溶胶粒子的化学成分决定的,是影响天空光偏振态分布的重要参数. 在实际建模时,主要参考石广玉在《大气辐射学》中给出的常用气溶胶类型下各个波长的复折射率参数[18].

表 1 水云和雾粒子的广义伽马谱分布常数

Table 1 Constants of modified gamma distribution for water-cloud and fog

云况	A	α	u	B
大陆性层云	2.45	5	1.05	0.938
海洋性层云	0.305	3	1.30	0.193
晴朗天气积云	0.442	5	2.16	0.078 2
污染天气积云	1.06	8	2.16	0.247
海洋性积云	0.003 69	4	2.34	0.007 13
雾	0.004 56	4	1.77	0.056 2

气溶胶粒子形状也极大的影响对勒让德多项式系数的求解,对于不同形状、不同大小的粒子所运用的计算方法也不同. 对于直径小于等于波长的气溶胶粒子属于小分子,可以用 Rayleigh 散射理论计算其散射特性;当气溶胶粒子直径远大于波长时,就需要考虑不同形状对散射特性产生的影响,必须采用其他方法计算,其中较为常用的 T 矩阵法可以用于求解多种复杂形状粒子的散射特性;当球形粒子是均匀球形粒子时,T 矩阵法可以被简化为常见的 Mie 散射理论求解.

根据不同的粒子形状和大小选择计算方法,采用 Michael Mishchenko 编写的基于 Mie 散射理论和 T 矩阵法的粒子散射特性计算程序[12-13],输入谱分布函数、波长、复折射率等参数后,计算得到每个均匀大气层的散射文件,由于散射文件体现的是特定波长下、特定粒子的散射特性,可以保存至数据库方便调用. 将不均匀大气分层文件中所有均匀大气分层的散射文件分别计算出来后,整个不均匀大气的散射特性能采用累加法求解出来.

1.4 模型其他输入参数

大气分层文件主要负责对天空光偏振态的计算,而辐射传输模型本身的一些计算参数也会在一定程度上影响天空光偏振态的计算结果. 由于本文所建模型的目的是模拟下行天空光的偏振态分布,不考虑地表的辐射和反射特性,因此,如图 1 建模流程的其他输入参数中,天空温度、地表温度、地表类型、地表反射率四项可以不予考虑;天顶角、方位角展开数和积分类型是对辐射传输求解过程的设定,展开数量越大则输出的天空光数据点越多,但计算时间也越长;余下的波长、太阳辐照度、太阳天顶角则会直接影响天空光偏振态分布的仿真结果.

太阳辐照度是指太阳经过大气的散射、吸收、反

射作用后,单位时间单位面积上到达地面的辐射能量,用于表征透过大气的辐射量,受到地日距离、气溶胶厚度、时间等因素影响. 由于模型的输出结果采用 Stokes 矢量表示,太阳辐照度的取值会对求解出来的天空各点的 Stokes 矢量值产生影响,但对偏振度、偏振角等参量则没有影响.

太阳天顶角是设置模型仿真结果中太阳的位置,会在整体上影响天空光偏振态的分布状态. 由于 RT3 模型考虑的是平面平行大气,当太阳天顶角接近 90°时,远离太阳部分的会出现较大误差.

波长信息对天空光偏振态的影响主要体现在对不同气溶胶粒子散射特性的敏感性上. 在不同天气条件下,对太阳方向上气溶胶光学厚度的测量实验中发现,气溶胶厚度与波长相关,随着波长的增大而减少,但在不同天气条件下变化趋势基本稳定,如图 3 所示.

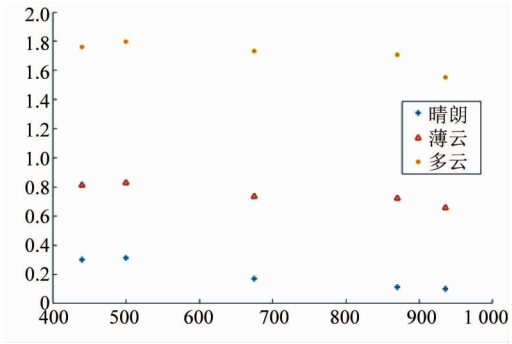


图 3　实际测量气溶胶光学厚度随着波长的变化趋势
Fig. 3　The change trend of AOT with wavelength

在图 3 的三组数据中,从上到下分别表示多云、薄云、晴朗天气下气溶胶光学厚度随着波长的变化趋势. 从图中可以看出,相同天气下,近红外波段的气溶胶光学厚度小于可见光波段.

2　模型验证及分析

2.1　仿真验证

为了验证模型仿真结果的准确性,选取 Hovenier 等人[14]文中提到的模型 3 作为基准模型. 该模型的相关参数为,波长 0.632 8μm,长宽比 1.4 的椭圆形粒子,相对折射率 1.50-0.008i,粒子谱分布服从广义伽马分布,表格 1 中所列常数的取值分别为 $\alpha=1$,$u=0.5$,$B=16$,$A=5.461\ 3\times10^3$,采用等效球形粒子后计算得到气溶胶层的散射特性. 其他模型输入参数均保持相同,在简化的大气分层下,气溶胶厚度设为 2.0,太阳天顶角 40 度,太阳辐照度 1.9 W/(m^2)/μm,仅考虑太阳辐射,天顶角、方位角的展开数分别为 16 和 32,采用高斯积分求解. 模型的输出结果用偏振度(Degree Of Polarization, DOP)和偏振角(Angle Of Polarization, AOP)的形式显示. DOP、AOP 的定义如下:

$$\mathrm{DOP}=\frac{\sqrt{Q^2+U^2+V^2}}{I}\quad,\quad(11)$$

$$\mathrm{AOP}=\frac{1}{2}\tan^{-1}\left(\frac{U}{Q}\right)\quad,\quad(12)$$

式(11)、(12)中的 I、Q、U、V 依次是 Stokes 矢量的四个参量. DOP、AOP 仿真结果比较和相对误差的分布如图 4、图 5 所示. 图中的仿真点依照水平方向每 5.625°方向角取一个方位角,垂直方向每 5.625°选取一个天顶角,整个半球天空内共计 1024 个仿真点.

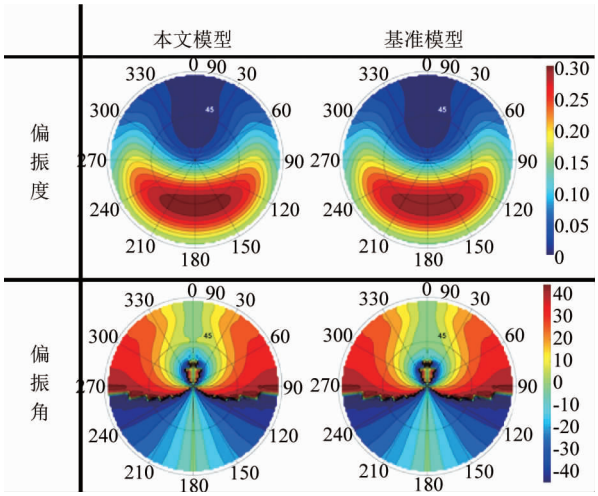


图 4　仿真结果比较
Fig. 4　Comparison of simulation results

从图 4 中可以看出,在本文模型与基准模型的仿真结果在半球天空的绝大部分区域误差都较小,仅在太阳附近存在一定少许误差,这是由于在太阳直射方向上,太阳直射光的偏振态分布主要由单次散射产生,而本文模型采用简化后的大气分层模拟实际的分层,对单次散射效果的仿真精度有限. 本文模型的优势在于有效的保证了全天空范围内大部分区域的仿真精度. 图 5 中相对误差的分布图可以得出相同结论,从图 5 的统计数据中可以看出,对偏振度而言,95% 的相对误差在 5% 以下;对偏振角而言,92% 的相对误差优于 5%. 可见本文模型在特定类型的气溶胶大气下对全天空范围内的天空光偏振态具有较高的仿真精度.

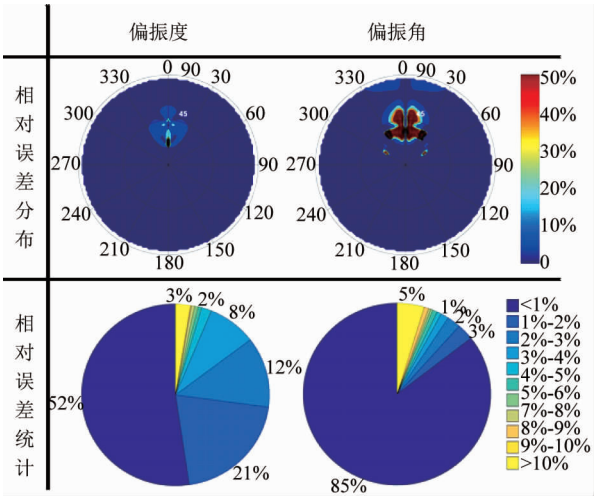


图5 相对误差分布和统计图

Fig. 5 Distribution and proportion of the relative error

2.2 全天空光偏振成像探测实验验证

为了验证本文模型对实际天气条件下天空光偏振态分布的仿真精度,本文采用地面手持式 Microtops II 型太阳光度计测量气溶胶光学厚度,将其作为输入参数输入模型中. 为了获取实际天空光偏振态的分布状态,采用基于液晶相位可变延迟器(liquid crystal variable retarders,LCVR)的全偏振多谱段大视场成像系统对半球天空范围内的天空光偏振态进行探测.

基于 LCVR 的全偏振多谱段大视场成像系统由鱼眼镜头、LCVR、偏振片、滤波片和 CCD(charge-coupled device)探测器组成. 其中全偏振测量组件由两片 LCVR 以及其后的偏振片组成,采用 LCVR 是因为通过电压控制就能实现其对光的偏振态的调制、无需机械旋转装置、调谐精度高速度快、工作波段宽、透过率高、功耗低, 通过单焦面成像即可对目标实现 180 度视场范围内的高精度偏振光谱成像探测.

实际天空光偏振态观测实验于 2016 年 11 月 8 日在北京航空航天大学体育场(东经 116.34 度,北纬 39.98°)进行,当时天气为晴朗. 使用全偏振成像系统测量实际天空光偏振态分布,由太阳光度计测得 476 nm 波段下气溶胶光学厚度为 0.31,证明其含有目视不可见的微量云雾. 测得大气气压 1028 mPa,采用 1966 年 Robinson 修正的瑞利光学厚度计算公式[15]:

$$\tau_{R,\lambda} = 0.008\,8\lambda^{-4}\frac{P}{1\,013.25}, \quad (13)$$

式中,p 是实测的大气压值,单位 hPa;波长 λ 单位为 μm. 将所测气压值和波长值带入计算得到瑞利光学厚度为 0.18. 气溶胶层采用有效半径 $r=0.5$、有效方差 $v=0.07$ 的球形气溶胶. 由于实验当天的前后数天内,北京市均出现持续性的雾霾天气,决定采用沙尘型气溶胶的复折射率作为输入模型的复折射率,经查询得到复折射率数值为 $n=1.53-0.008i$[16],根据成像时间 11 点 23 分 23 秒计算得到当时的太阳天顶角 57.43°,将相关参数带入本文模型,计算得到模型仿真结果. 由于成像系统的视场角约为 170 度,因此模型仿真结果中最大的天顶角设为 86°,将本文模型仿真偏振度图像与实际观测偏振度图像和传统 RT3 模型[9]的仿真结果比较,如图 6 所示.

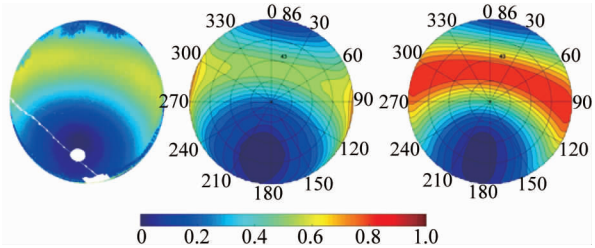


图6 天空光偏振度实测结果、本文模型与传统模型仿真结果

Fig. 6 Measurements, our model and traditional model simulation results of skylight DOP

图 6 中左侧是实际天空偏振度图像,其中用于遮挡太阳的白色区域表示了太阳的大致方位;中间是本文模型计算的偏振度图像,右侧是传统 RT3 模模型计算的偏振度图像,两图中太阳的位置与左图中的位置相同.

从对比图中可以看出,80% 的区域范围内,本文模型的仿真结果与实际情况几乎一致,仅在边缘部分受到建筑和树木影响,产生了一定误差;而传统模型则是仅在太阳附近与实际情况较为接近. 随着远离太阳的入射方向,入射太阳光穿过的大气层厚度急剧增加,大气成分、厚度、密度不同造成的影响也更加显著,而本文模型在这些远离太阳的区域内仿真精度也明显优于传统模型. 这种误差产生的原因在于大气中残留的薄雾,这种薄雾通常肉眼难以察觉,有研究表明:即使在肉眼不可见的情况下,大气中的气溶胶微小的变化也会对天空光的偏振态分布造成较大影响[1]. 由于大气中气溶胶厚度、成分、密度分布在空间上变化较大,而本文的地面实测数据是太阳附近的数据,这就在远离太阳的区域造成了一定的仿真误差,这种误差在图 6 中远离太阳的另一侧地平线附近表现的更为突出.

在加入了地面实测数据的辅助后,本文模型更适用于在当代城市污染较为严重,常年存在少量云层或雾霾天气的情况下,对全天空范围内的天空光偏振态分布进行仿真. 在保持 RT3 模型高效、稳定等优势的基础上,本文模型的建立极大的扩展 RT3 模型适用范围.

3　结论

基于 RT3 矢量辐射传输模型,建立了一个在地面实测信息的辅助下,能够模拟多种天气下天空光偏振态分布的模型. 针对传统简化模型不能适用于复杂的天气条件,以及复杂模型输入参量过多的问题,本文通过整合粒子散射特性计算与辐射传输计算,采用三层简化大气模式的方法,结合参数化的气溶胶特性,既保证了模型在全天空范围内的计算精度和计算速度,又简化了输入参数的数量. 在与前人所建模型的比较实验中,全天空范围内 95% 的点相对误差小于 5%,表明本文模型与公认的模型具有极高的一致性;在与全天空光偏振成像探测实验结果的比较实验中,验证了本文模型在地面测量数据的辅助下,能够准确模拟城市大气中存在少量云层或雾霾的天气下实际天空光的偏振态分布,在全天空 80% 的区域内本文模型的仿真精度远高于传统模型. 本文模型的建立为日后建立更为精确、适用于更复杂天气条件下的天空光偏振态模型打下了基础,通过添加研究区域的大气粒子类型信息,以及详细的大气分层信息,就能够实现更为复杂天气下的天空散射光偏振态模拟. 该模型能够广泛应用于室外的地物偏振信息探测、大气效应校正、天文导航等方向的研究.

References

[1] Pust N J, Shaw J A. Digital all-sky polarization imaging of partly cloudy skies. [J]. *Applied Optics*, 2008, **47**(34): 190 - 8.

[2] Hegedüs R, Åkesson S, Horváth G. Polarization patterns of thick clouds: overcast skies have distribution of the angle of polarization similar to that of clear skies[J]. *Journal of the Optical Society of America A*, 2007, **24**(8):2347 - 56.

[3] Barta A, Horváth G, Ákos Horváth, *et al*. Testing a polarimetric cloud imager aboard research vessel Polarstern: comparison of color-based and polarimetric cloud detection algorithms[J]. *Applied Optics*, 2015, **54**(5):1065 - 77.

[4] Emde C, Buras R, Mayer B, *et al*. The impact of aerosols on polarized sky radiance: model development, validation, and applications [J]. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 2009, **10**(2):383 - 396.

[5] Lin Z, Stamnes S, Jin Z, *et al*. Improved discrete ordinate solutions in the presence of an anisotropically reflecting lower boundary: Upgrades of the DISORT computational tool [J]. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 2015, **157**(4):119 - 134.

[6] Spurr R J D. VLIDORT: A linearized pseudo-spherical vector discrete ordinate radiative transfer code for forward model and retrieval studies in multilayer multiple scattering media[J]. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 2006, **102**(2):316 - 342.

[7] LENG Shao-Hua, LIU Lin-Hua. Effects of polarization on numerical accuracy of radiative transfer [J]. *Journal of Thermal Science & Technology* (冷少华, 刘林华. 偏振对辐射传递计算精度的影响. **热科学与技术**), 2008, **7**(3):211 - 216.

[8] Kotchenova S Y, Vermote E F, Levy R, *et al*. Radiative transfer codes for atmospheric correction and aerosol retrieval: intercomparison study. [J]. *Applied Optics*, 2008, **47**(13):2215 - 26.

[9] WANG Wei, CHU Jin-Kui, CUI Yan, *et al*. Modeling of atmospheric polarization pattern based on vector radiative transfer[J]. *Chinese Journal of Lasers* (王威, 褚金奎, 崔岩,等. 基于矢量辐射传输的大气偏振建模. **中国激光**), 2013, **40**(5):215 - 221.

[10] SONG Zheng-Fang, HAN Shou-Chun. Atmospheric attenuation of near infrared radiation propagating through fog[J]. *Chinese Journal of Infrared Research* (宋正方, 韩守春. 近红外辐射在雾中衰减的研究. **红外与毫米波学报**), 1987, **4**:77 - 81.

[11] Hess M, Koepke P, Schult I. Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC. [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1998, **79**(5): 831 - 844.

[12] 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.

[13] Mishchenko M I, Dlugach J M, Chowdhary J, *et al*. Polarized bidirectional reflectance of optically thick sparse particulate layers: An efficient numerically exact radiative-transfer solution [J]. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 2015, **156**: 97 - 108.

[14] Kuik F, Haan J F D, Hovenier J W. Benchmark results for single scattering by spheroids[J]. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 1992, **47**(6):477 - 489.

[15] BI Xue-Yan. Application , calculation and calibration of microtops Ⅱ sunphotometer [J]. *Meteorological Science And Technology* (毕雪岩. Microtops Ⅱ 型太阳光度计的使用、计算及定标. **气象科技**), 2007,**35**(4):583 - 588.

[16] SHI Guang-Yu. *Atmospheric radiation* [M]. Science Press (石广玉. **大气辐射学**. 科学出版社), 2007.