

海洋水色卫星紫外波段的偏振特性分析

张艺蔚^{1,2,3*}, 陶邦一^{3**}, 毛志华^{1,2,3}, 黄海清³, 朱乾坤³, 龚芳³

¹中国科学院上海技术物理研究所, 上海 200083;

²中国科学院大学, 北京 100049;

³自然资源部第二海洋研究所卫星海洋环境动力学国家重点实验室, 浙江 杭州 310012

摘要 针对水色卫星遥感器的紫外波段,利用海洋-大气耦合矢量辐射传输模型开展了355 nm和385 nm两个紫外波段大气顶(TOA)表观辐射的偏振特性分析。研究发现水色卫星紫外传感器入瞳处光的偏振信号主要来源于大气分子散射,与仅考虑大气分子散射相比,气溶胶、水-气界面层和水体会减弱紫外传感器入瞳处光的总偏振度(DOP)。在不同的大气顶观测方位下,上述两个波段紫外光的总偏振度变化范围在0%~70%之间。同水色卫星传感器通常设置的412 nm可见光波段相比,在同一条件下到达水色卫星紫外传感器入瞳处的紫外光的偏振度变化不大。

关键词 大气光学; 紫外; 偏振; 海洋水色

中图分类号 P733.3+1

文献标志码 A

doi: 10.3788/AOS202040.0601001

Polarization Characteristics of Ultraviolet Bands Observed by Ocean Color Satellites

Zhang Yiwei^{1,2,3*}, Tao Bangyi^{3**}, Mao Zhihua³, Huang Haiqing³,
Zhu Qiankun³, Gong Fang³

¹ Shanghai Institute of Technical Physics, Chinese Academy of Sciences, Shanghai 200083, China;

² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

³ State Key Laboratory of Satellite Ocean Environment Dynamics, Second Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Hangzhou, Zhejiang 310012, China

Abstract Using the ultraviolet band observations from the ocean color satellites, this study has employed a coupled ocean-atmosphere vector radiative transfer model to analyze the ultraviolet polarization characteristics of 355-nm and 385-nm radiation measured at the top of atmosphere (TOA). Results showed that atmospheric molecules contributed most toward the polarization of the ultraviolet radiation reaching the ocean color satellite sensors. Compared with the condition that solely accounts for atmospheric molecules, aerosols, air-sea surface, and water body could also weaken the total degree of polarization (DOP) of ultraviolet radiation reaching the ultraviolet satellite sensors. The total DOP of 355-nm and 385-nm radiation varied in the range of 0%–70% with different TOA viewing zeniths. Compared with the visible band of 412 nm that is usually set by ocean color satellite sensors, the TOA DOP of ultraviolet radiation reaching the satellite sensors exhibited insignificant differences under the same condition.

Key words atmospheric optics; ultraviolet; polarization; ocean color

OCIS codes 010.0280; 300.6540; 290.5855

1 引 言

紫外遥感技术是继可见光、近红外和短波红外

遥感技术之后在水色遥感领域具有较大应用潜力的新型遥感技术,已逐步引起水色遥感领域研究人员的高度重视。目前,紫外遥感技术主要在探测臭氧

收稿日期: 2019-07-02; 修回日期: 2019-10-29; 录用日期: 2019-11-28

基金项目: 国家重点研发计划(2018YFC0213103, 2016YFC1400901)、民用航天技术预先研究项目(D040401-06)、国家自然科学基金(41876033)

* E-mail: zhangyiw0@163.com; ** E-mail: taobangyi@sio.org.cn

气体、二氧化硫和氮氧化物等气体上有较成熟的应用^[1-4]。方四安等^[5]研究了海洋溢油目标的紫外反射特性,发现油种和油膜厚度共同影响着紫外波段的反射率。尹达一等^[6]设计了一种推扫式紫外成像仪,已证实航空平台的紫外遥感技术可以应用于海洋溢油监测中。He 等^[7]提出了利用紫外波段的大气校正算法,该算法针对部分海岸带等二类水体时具有较好的表现。国际水色专家组(IOCCG)报告也指出应用紫外遥感技术在反演可溶有机物和浮游植物上具有较大的潜力^[8]。值得注意的是,由于臭氧对波长小于 340 nm 的紫外光具有较强的吸收性,因此在水色遥感研究里的紫外遥感一般指的是波长大于 340 nm 的近紫外遥感。

已有的海洋水色卫星遥感器,如 SeaWiFS(Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor)、MODIS(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)和 VIIRS(Visible Infrared Imaging Radiometer Suite)都不能探测紫外波段。搭载在 Midori-II 卫星上的 GLI(Global Imager)遥感器可以探测 380 nm 波段,可将其用于溶解有机物和地面气溶胶的反演。HICO(Hyperspectral Imager for the Coastal Ocean)作为针对近岸水体的星载高光谱成像仪同样可以探测紫外波段。但是,上述两颗遥感器目前都已经不再正常运行。在 2018 年 9 月 7 日,我国成功发射了 HY-1C(Hai Yang-1C)水色卫星,它搭载的紫外成像仪(UVI, Ultraviolet Imager)可以探测中心波长分别为 355 nm 和 385 nm 的两个紫外波段。我国 HY-1C 水色卫星的成功发射,开辟了我国紫外遥感进入卫星海洋应用的新领域。

为了保证紫外成像仪具有较高的辐射灵敏度和稳定度,必须评估由遥感器入瞳处光的偏振特性与遥感器的偏振特性耦合带来的系统测量误差。然而对于波长较短的紫外遥感器,大气和水是如何影响卫星入瞳处的偏振信号,以及仪器在轨的偏振灵敏度应该低于多少,只有弄清楚这些问题才能更好地对水色卫星紫外遥感器获取的卫星数据进行后续处理和应用。鉴于此,本文利用精确的海洋-大气耦合矢量辐射传输模型,对 355 nm 和 385 nm 两个紫外波段大气顶(TOA)表观辐射进行仿真模拟,同时分析了大气分子、气溶胶、海-气界面和水体对大气顶紫外光偏振特性的影响,总结了海洋水色卫星的紫外偏振度(DOP)范围和偏振贡献的主要来源,以期对紫外水色数据的处理和应用提供依据。

2 研究方法

本研究首先修订了一种大气-海洋耦合矢量辐射传输模型,然后利用修订后的模型求解不同条件下大气顶的总反射率 ρ 和光的偏振度 D_{OP} ,以表征卫星入瞳处紫外光的偏振特性。

2.1 大气-海洋耦合矢量模型介绍

不考虑水底的反射,卫星接收的总辐射亮度 $L_t(\lambda)$ 可以表示为^[9]

$$L_t(\lambda) = L_r(\lambda) + L_a(\lambda) + L_w(\lambda)t_v(\lambda) + L_g(\lambda)T(\lambda) + L_f(\lambda)t_v(\lambda), \quad (1)$$

式中: λ 是光的波长; L_r 是大气分子瑞利散射; L_a 是气溶胶散射; L_w 是离水辐射; L_g 是太阳耀光反射; L_f 是白帽反射; t_v 是大气漫射透射率; T 是大气直射透射率。

在避开太阳耀斑和不考虑海面白帽的情况下,卫星接收到的总辐射亮度可以简化为

$$L_t(\lambda) \approx L_r(\lambda) + L_a(\lambda) + L_w(\lambda)t_v(\lambda). \quad (2)$$

要准确计算和模拟卫星接收的辐射(包括偏振信息),必须分别计算出(2)式右边的各个分量,即求解出矢量辐射传输方程。OSOAA(Ocean Successive Orders with Atmosphere-Advanced)^[10]模型利用逐次散射法求解矢量辐射传输方程,是一个考虑偏振和海面粗糙度的大气-海洋耦合模型。在 OSOAA 模型中,对辐亮度 L 作傅里叶展开,I 和 Q 分量可以表示为

$$L_{I/Q}(\mu_0, \mu_v, \phi) = \sum_{s=0}^{\infty} (2 - \delta_{0s}) L^{(s)}(\mu_0, \mu_v) \cos(s\phi), \quad (3)$$

U 分量可以表示为

$$L_U(\mu_0, \mu_v, \phi) = \sum_{s=0}^{\infty} (2 - \delta_{0s}) L^{(s)}(\mu_0, \mu_v) \sin(s\phi), \quad (4)$$

式中: δ_{0s} 是克罗内克 δ 函数; s 代表傅里叶展开项数; μ 是天顶角余弦值;下标 0 和 v 分别代表太阳和观测主体(本文中指卫星遥感器); ϕ 是相对方位角。

矢量辐射传输方程可以写为

$$\mu \frac{d\mathbf{L}(\tau, \mu, \varphi)}{d\tau} = \mathbf{L}(\tau, \mu, \varphi) - \mathbf{S}(\tau, \mu, \varphi), \quad (5)$$

式中: \mathbf{L} 是矢量形式的辐亮度; τ 是介质光学厚度; μ 是出射光的天顶角的余弦值; φ 是出射光的方位角; \mathbf{S} 是源矩阵,可以表示为

$$\mathbf{S}(\tau, \mu, \varphi) = \frac{\omega(\tau)}{4\pi} \mathbf{P}(\tau, \mu, \varphi, \mu_0, \varphi_0) \mathbf{E}_0 \exp(\tau/\mu_0) +$$

$$\frac{\omega(\tau)}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^{+1} \mathbf{P}(\tau, \mu, \varphi, \mu', \varphi') \mathbf{L}(\tau, \mu', \varphi') d\mu' d\varphi', \quad (6)$$

式中: \mathbf{P} 是散射相矩阵; \mathbf{E}_0 是初始入射光的辐照度; ω 是单次散射反照率; μ_0 是初始入射光的天顶角的余弦值, φ_0 是对应的方位角; μ' 是多次散射过程中入射光的天顶角的余弦值, φ' 是对应的方位角。

逐次散射法的基本思想是对散射一次和多次的光子单独计算其强度, 总散射强度 \mathbf{L}_i 则为所有各次散射之和, 即

$$\mathbf{L}_i(\tau, \mu, \varphi) = \sum_{n=1}^{\infty} \mathbf{L}_n(\tau, \mu, \varphi), \quad (7)$$

式中: \mathbf{L}_n 表示第 n 次的散射强度。

2.2 紫外波段仿真模拟实验参数

大气分子参数: 将原始的 OSOAA 模型瑞利计算结果与国际上权威的水色卫星数据处理系统 SeaDAS (SeaWiFS Data Analysis System) 内的 VIIRS 瑞利查找表(410 nm 波段)计算结果比较, 发现瑞利散射计算结果的相对误差在 5% 以上(以 VIIRS 瑞利查找表为标准), 这远远不能满足水色定量遥感的要求。通过分析研究, 得出其误差来源主要是 OSOAA 应用了较为粗糙的大气光学模型。为了得到更精确的计算结果, 本研究参照美国海洋生物学专家组 OBPG (Ocean Biology Processing Group) 最新所采用的大气校正算法, 对 OSOAA 模型的光学输入模型进行了修订。修订前的各波长大气分子瑞利光学厚度的计算公式为

$$\tau_r(\lambda) = \frac{0.008569}{\lambda^4} \left(1 + \frac{0.0113}{\lambda^2} + \frac{0.00013}{\lambda^4} \right), \quad (8)$$

修订后的大气瑞利光学厚度计算公式为^[11]

$$\tau_r(\lambda) = 0.0021520 \cdot \left(\frac{1.0455996 - 341.29061\lambda^{-2} - 0.90230850\lambda^2}{1.0 + 0.0027059889\lambda^{-2} - 85.968563\lambda^2} \right), \quad (9)$$

式中: λ 为波长, 单位为 μm 。

在原始的 OSOAA 模型中, 大气分子的退偏系数 δ 取固定值 $\delta = 0.0279$, 这是参考了 Young^[12] 在 1980 年的研究。实际上, 大气分子的退偏系数是随着波长的变化而变化的。对于紫外波段, 其变化更加显著(如图 1)。修订后更为精确的退偏系数的计算公式为^[11]

$$\frac{6 + 3\delta(\lambda)}{6 - 7\delta(\lambda)} = 1.0467 + 5.3763 \times 10^{-4} \times \frac{1}{\lambda^2} + 3.0330 \times 10^{-5} \times \frac{1}{\lambda^4}. \quad (10)$$

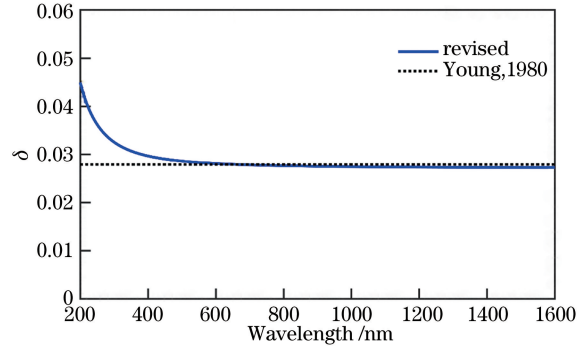


图 1 修订前后的退偏系数

Fig. 1 Depolarization factor before and after modification

气溶胶参数: 气溶胶的组分、粒径分布和浓度决定了其光学特性, 为了满足不同的研究需要, 前人已经发展出多种气溶胶模式。鉴于不同类型的气溶胶之间差异性较大, 本研究将气溶胶的影响简化为开阔大洋上空气溶胶的影响, 仅选取海洋性气溶胶作为气溶胶输入(实际上此类型的气溶胶也比较符合在开阔大洋上空的情况)类型。

水-气界面: 在 OSOAA 模型中, 水-气界面层被认为是光学厚度为 10^{-7} 的无限薄层^[10]。对于粗糙水面, OSOAA 应用了 Cox 等^[13] 的方法来计算小波面的斜率分布概率密度, 即

$$p(\theta_n, \varphi_n) = \frac{1}{\pi\sigma^2 \cos^3 \theta_n} \times \exp\left(-\frac{\tan^2 \theta_n}{\sigma^2}\right), \quad (11)$$

式中: θ_n 是小波面的法线向量 \mathbf{n} 与天顶方向之间的夹角; $\sigma^2 = 0.003 + 0.00512W$, W 为风速。光在水-气界面的反射和透射可以由菲涅耳定律来计算, 这里不再赘述。

水体参数: 纯水的吸收系数采用了 Smith 等^[14] (200~380 nm)、Pope 等^[15] (380~730 nm) 以及 Kou 等^[16] (730~2449 nm) 的研究数据。纯水的散射系数 b_w 的计算公式如下^[17]:

$$b_w(\lambda) = 0.00288 \times \left(\frac{\lambda}{0.5}\right)^{-4.32}. \quad (12)$$

图 2 为纯水在 300~700 nm 区间的吸收和散射系数随波长的变化情况。

水体中浮游植物的吸收系数 $\sigma_{\text{abs}}^{\text{phyto}}$ 的表达式为^[18]

$$\sigma_{\text{abs}}^{\text{phyto}}(\lambda, z) = A_p(\lambda) \times C(z) E_p(\lambda), \quad (13)$$

式中: z 表示水深; $C(z)$ 是水深为 z 处的叶绿素浓度; A_p 和 E_p 是与波长相关的系数。本研究采用典型一类水体, 其值参照 Bricaud 等^[18] 的研究数据。浮游植物的散射系数 $\sigma_{\text{sca}}^{\text{phyto}}$ 的表达式为^[19]

$$\sigma_{\text{sca}}^{\text{phyto}}(\lambda, z) = 0.30 \times \left(\frac{550}{\lambda}\right) \times C(z)^{0.62}, \quad (14)$$

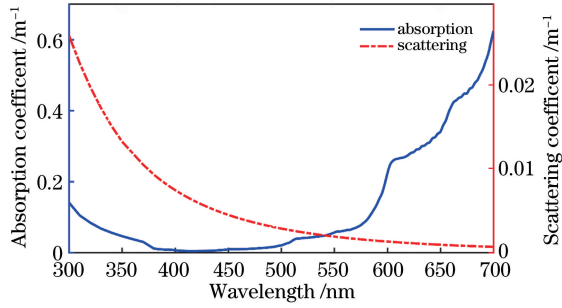


图 2 纯水的吸收和散射系数

Fig. 2 Absorption and scattering coefficients of pure water

水体中无机颗粒的散射系数 σ_{sca}^{sed} 的表达式为^[20]

$$\sigma_{sca}^{sed}(z) = 10^{-6} \times \frac{C_{sed}(z)}{d_{sed}} \times \frac{\bar{\sigma}_{sca}^{sed}}{\bar{V}^{sed}}, \quad (15)$$

式中: $C_{sed}(z)$ 是在水深为 z 时的无机颗粒浓度 (mg/L); d_{sed} 为无机颗粒背景浓度; \bar{V}^{sed} 为无机颗粒的平均体积; $\bar{\sigma}_{sca}^{sed}$ 为散射截面。无机颗粒的消光系数 σ_{ext}^{sed} 可表示为^[20]

$$\sigma_{ext}^{sed}(z) = \frac{\sigma_{sca}^{sed}(z)}{\omega_0^{sed}}, \quad (16)$$

式中: ω_0^{sed} 是无机颗粒的单次散射反照率。

水中的黄色可溶有机物仅表现出吸光性, 其吸收系数 a_y 的表达式为^[20]

$$a_y(\lambda) = a_y(440) \times \exp[-S \times (\lambda - 440)], \quad (17)$$

式中: $a_y(440)$ 是黄色物质在 440 nm 处的吸收系数

(m^{-1}); S 是黄色物质的光谱斜率系数, 其值一般在 0.014~0.019 之间, 本研究取值 0.014。

本研究中的水体深度设置为无限深度(实际上从结果来看也符合开阔大洋水体的情况), 故没有考虑海底的反射。

2.3 偏振特性描述

本研究用总反射率和偏振度来描述光的偏振特性。总反射率的计算公式为

$$\rho = \frac{\pi L}{F_0 \cos \theta_0}, \quad (18)$$

式中: L 表示表观辐射亮度; F_0 表示大气层外太阳辐照度; θ_0 是太阳天顶角。

对于太阳辐射, 由于一般情况下圆偏振辐射 L_V 接近于 0, 因此偏振度 D_{OP} 的计算公式可以简化为

$$D_{OP} = \frac{\sqrt{L_Q^2 + L_U^2}}{L}, \quad (19)$$

式中: L_Q 和 L_U 分别表示 Stokes 矢量中的 Q 和 U 分量。

3 模型精度验证

将 OSOAA 模型计算的瑞利散射结果与 SeaDAS 处理系统用到的针对 Suomi NPP 卫星 VIIRS(Visible Infrared Imaging Radiometer Suite)传感器 410 nm 波段(M1 波段, 也是最接近紫色的波段)的瑞利查找表(LUT)结果进行对比, 结果如图 3~5 所示。

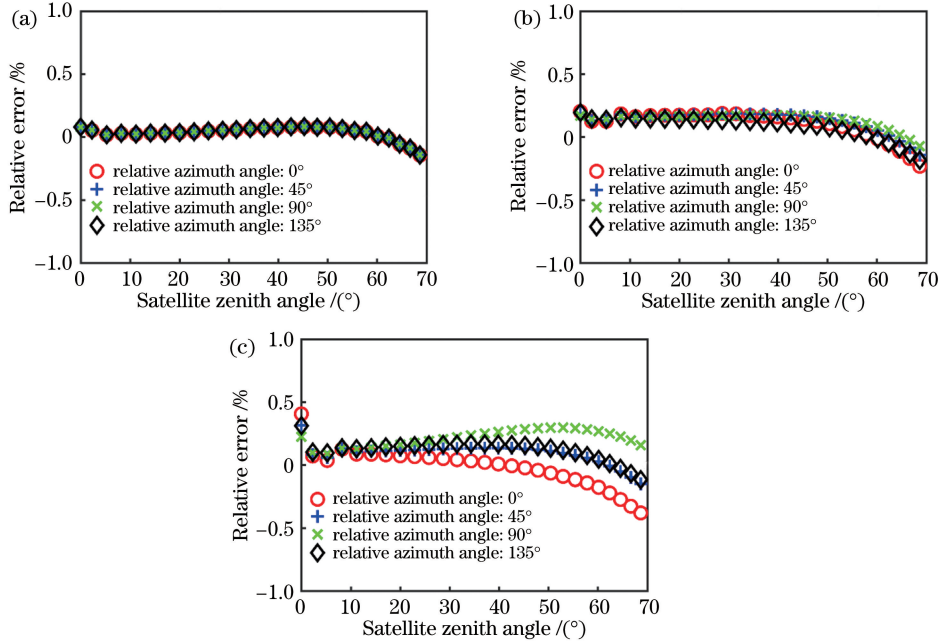


图 3 计算 VIIRS 410 nm 波段瑞利散射的相对误差。(a) 太阳天顶角为 0°; (b) 太阳天顶角为 30°; (c) 太阳天顶角为 60°

Fig. 3 Relative errors of Rayleigh scattering calculations for VIIRS 410 nm band with different solar zenith angles.

(a) 0°; (b) 30°; (c) 60°

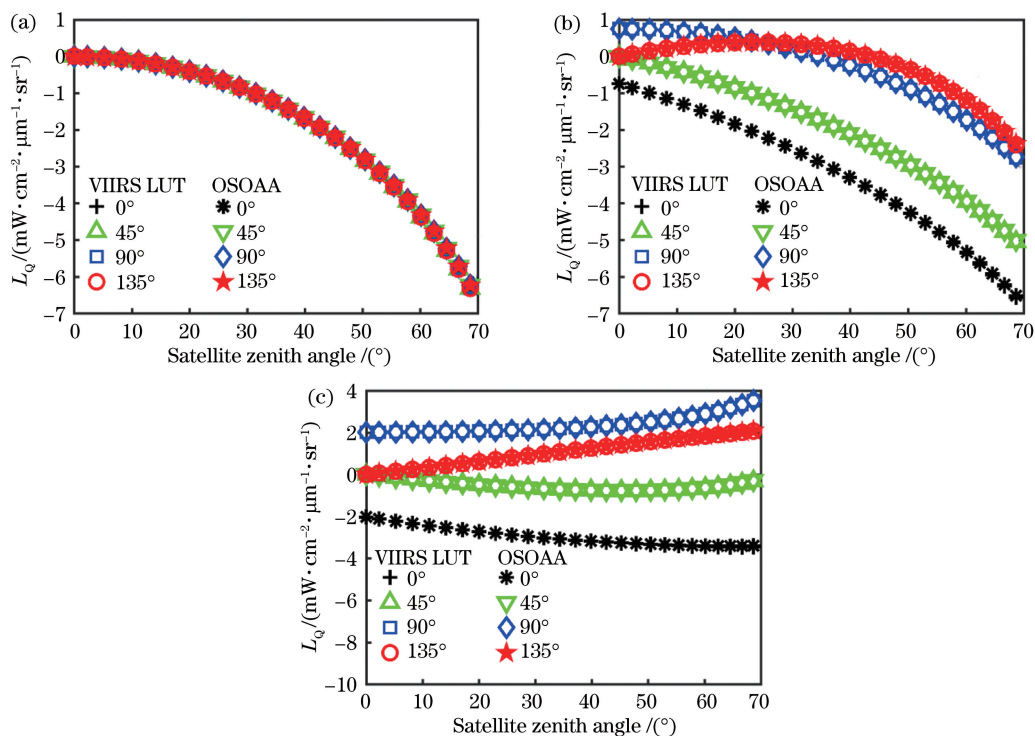


图 4 OSOAA 与 VIIRS 瑞利查找表计算 410 nm 波段瑞利散射辐射 Stokes 矢量 L_Q 分量比较。

(a) 太阳天顶角为 0° ; (b) 太阳天顶角为 30° ; (c) 太阳天顶角为 60°

Fig. 4 Comparisons of L_Q component of Stokes vector between the Rayleigh look-up-table for VIIRS 410 nm band with OSOAA calculations with different solar zenith angles. (a) 0° ; (b) 30° ; (c) 60°

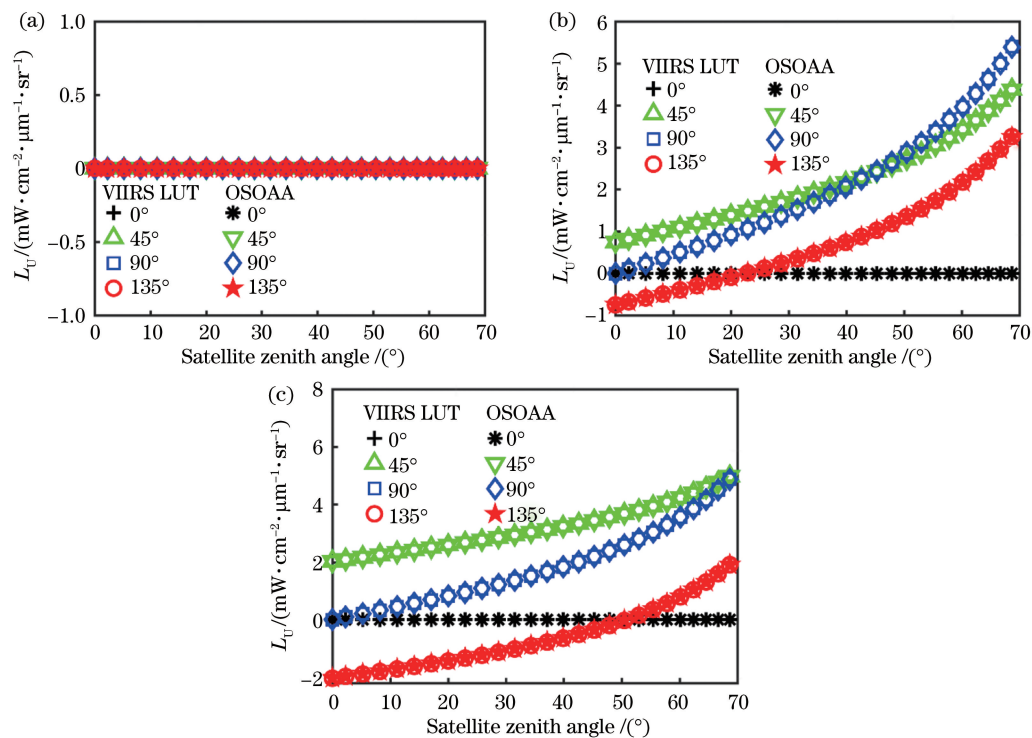


图 5 OSOAA 与 VIIRS 瑞利查找表计算 410 nm 波段瑞利散射辐射 Stokes 矢量 L_U 分量比较。

(a) 太阳天顶角为 0° ; (b) 太阳天顶角为 30° ; (c) 太阳天顶角为 60°

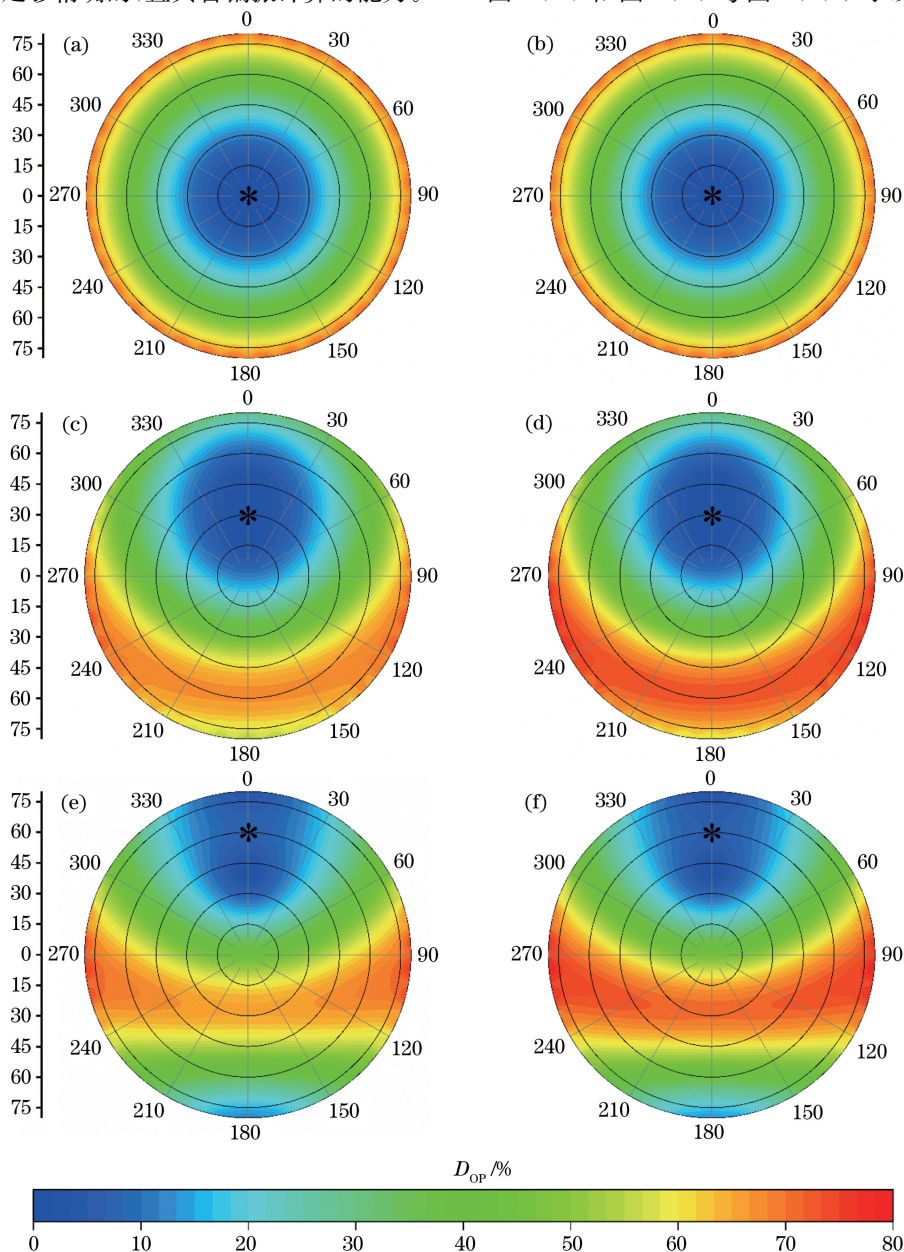
Fig. 5 Comparisons of L_U component of Stokes vector between the Rayleigh look-up-table for VIIRS 410 nm band with OSOAA calculations with different solar zenith angles. (a) 0° ; (b) 30° ; (c) 60°

图 3 表明,在不同的太阳天顶角、相对方位角和卫星天顶角时,比较 OSOAA 模型计算的瑞利散射结果和 VIIRS 瑞利查找表的结果,可知瑞利散射的相对误差都在 $\pm 0.5\%$ 以内。图 4 和图 5 分别展示了 VIIRS 410 nm 波段瑞利散射辐射 Stokes 矢量 Q 分量和 U 分量的比较结果,可以发现改进的 OSOAA 模型计算的 Q、U 分量和 VIIRS 瑞利查找表计算的 Q、U 分量几乎是完全一致的。上述结果可以证明改进的 OSOAA 模型的计算结果是足够精确的,且具备偏振计算的能力。

4 模拟结果

4.1 大气顶光偏振度的几何分布

卫星在不同观测方位下接收到的光具有不同的偏振度。图 6 模拟了卫星观测的波长为 355 nm 和 385 nm 的紫外光在经过大气分子散射后的偏振度分布。由图可知,大气瑞利散射光的偏振度范围在 0~80% 之间。对比图 6(a)与图 6(b)、图 6(c)与图 6(d)和图 6(e)与图 6(f),可以发现 355 nm 和



* denotes the sun, polar radius denotes viewing zenith angle θ , and polar angle denotes relative angle $\Delta\varphi$
 图 6 仅考虑大气分子散射时不同几何条件下的卫星入瞳处光的偏振度分布情况。(a)(c)(e) 355 nm 波段;
 (b)(d)(f) 385 nm 波段

Fig. 6 Geometry dependent distribution of satellite sensed DOP of atmospheric molecular scattering radiation.
 (a)(c)(e) Simulated light wavelength is 355 nm; (b)(d)(f) simulated light wavelength is 385 nm

385 nm两个波段的大气顶光的偏振度具有相同的几何分布(其实对不同波长的光,大气顶光偏振度只在数值上存在差异,几何分布是相同的),而且355 nm散射光的偏振度是小于385 nm波段光的。同时可以发现,在卫星与太阳有着相同方位角(相对方位角表现为 0°)和相同天顶角时,卫星观测的大气顶光的偏振度最小。由图6同时可知,在散射角 Φ ($\cos \Phi = \cos \theta \cos \theta_0 + \sin \theta \sin \theta_0 \cos \Delta\varphi$, θ_0 和 θ 分别为太阳和观测天顶角, $\Delta\varphi$ 为相对方位角)为 90° 时,此时的偏振度最大,且355 nm和385 nm散射光最大的偏振度分别为67.05%和72.53%。

4.2 大气分子的偏振影响

图7(a)展示了在仅考虑大气分子散射时,特定

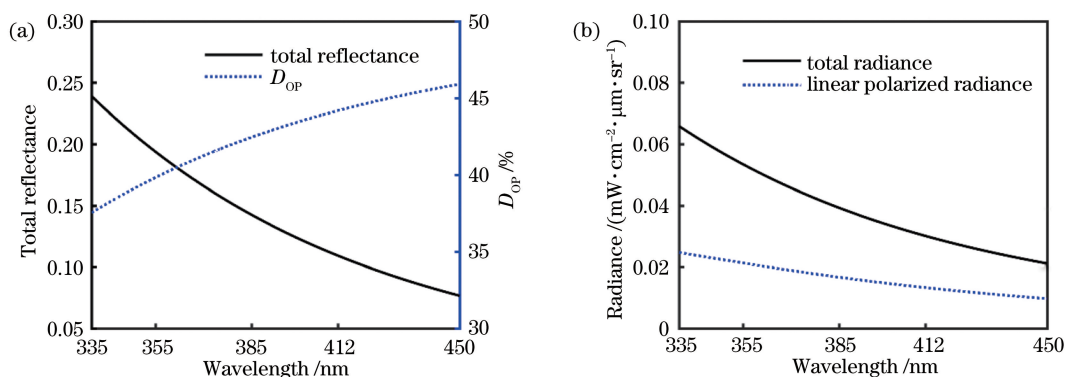


图7 卫星入瞳处不同波长的大气分子散射光。(a)总反射率和偏振度;(b)总辐亮度和线偏振辐亮度
(太阳天顶角 $\theta_0 = 30^\circ$,观测天顶角 $\theta = 30^\circ$,相对方位角 $\Delta\varphi = 135^\circ$)

Fig. 7 Wavelength dependent of satellite sensed atmospheric molecular scattering radiation. (a) Total reflectance and D_{OP} ; (b) total radiance and LPR (the solar zenith angle $\theta_0 = 30^\circ$, viewing zenith angle $\theta = 30^\circ$, relative azimuth angle $\Delta\varphi = 135^\circ$)

4.3 气溶胶的偏振影响

图8(a)和图8(b)分别为卫星入瞳处光的总反射率和偏振度受气溶胶相对湿度影响的曲线,模拟时气溶胶类型为海洋性气溶胶,气溶胶光学厚度 $\tau_a(550) = 0.2$ 。结果表明,对于大于370 nm的光,海洋性气溶胶对总反射率的影响效果总是相同的,即会增强散射效果(相比于无气溶胶纯大气分子的情况),且增强效应会随着相对湿度的增大而越加明显。已有研究表明,相对湿度的增加会使得气溶胶的散射截面变大,散射能力也更强^[21],这可以很好地解释上述结果。在412 nm处,相对湿度为95%的气溶胶时,总反射率为0.12,增大了9.1%;在355 nm和385 nm处,总反射率则分别增大了7.1%和5.3%;可见蓝光波段对海洋性气溶胶更加敏感。值得注意的是,当波长小于370 nm时,相对湿度为70%和30%的海洋性气溶胶会稍微减弱散射辐射,这应该是海洋性气溶胶在紫外波段表现出一定的吸

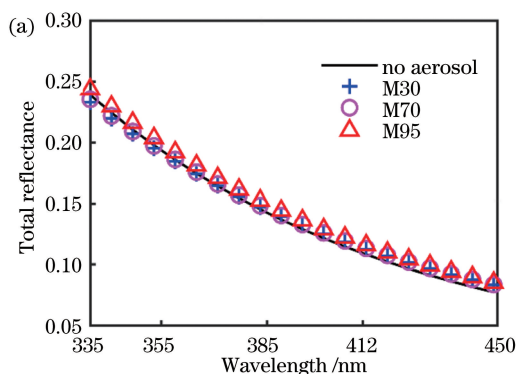
观测方位下卫星入瞳处的总反射率和偏振度随着波长变化的情况。在355 nm、385 nm和412 nm波段的总反射率分别是0.19、0.14和0.11,偏振度分别是39.83%、42.45%和44.18%。结果表明,随着波长的增大,总反射率会减小,而偏振度会增大。与412 nm相比,355 nm波段的总反射率减小的幅度可达50%,而偏振度减小的幅度不到5%,可见偏振度的变化幅度小于总反射率的变化幅度。

图7(b)为大气顶的总辐亮度和线偏振辐亮度(LPR, $L_{PR} = \sqrt{L_Q^2 + L_U^2}$)随着波长的变化曲线,模拟时太阳辐照度为 $1.0 \text{ mW} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}$,观测方位条件同7(a)一致。结果表明大气顶观测的紫外光的线偏振辐亮度和总辐亮度都是大于可见光的。

收性导致的结果。图8(b)表明,海洋性气溶胶会减小入瞳处的辐射偏振度,且相对湿度越大,偏振度越小。在355 nm、385 nm和412 nm处相对湿度为95%的气溶胶使得偏振度分别减小了5.2%、6.2%和7.2%(绝对值,下同),这是由于湿度变大使得气溶胶颗粒的粒径增大,气溶胶颗粒的退偏系数随之变大,从而降低了偏振度^[22]。

图9(a)和图9(b)分别为卫星入瞳处光的总反射率和偏振度受气溶胶光学厚度影响的曲线,模拟时气溶胶类型为海洋性气溶胶,气溶胶相对湿度为70%。图9(a)表明,在可见光波段,随着海洋性气溶胶光学厚度的增大,卫星入瞳处的总辐射强度也会增大。在紫外波段气溶胶散射辐射并非随着气溶胶的光学厚度增大而增强。特别是在波段小于360 nm时,海洋性气溶胶甚至会减小卫星入瞳处的总辐射强度,这表明海洋性气溶胶在紫外波段具有一定的吸收性能,这与图8(a)得到的结论一致。

图 9(b)表明,海洋性气溶胶会减小近紫外和可见光波段入瞳处光的偏振度,且气溶胶的光学厚度越大,



卫星入瞳处光的偏振度越小。这是由于气溶胶使得光发生了多次散射作用,降低了偏振度^[23]。

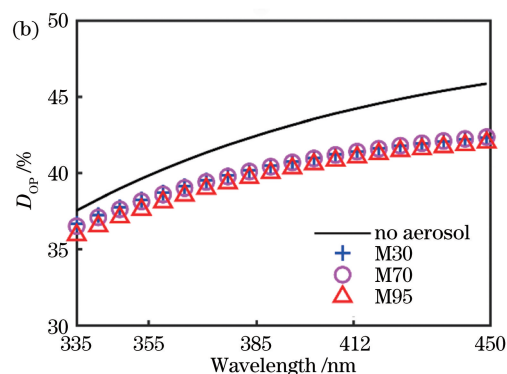


图 8 卫星入瞳处不同波长的散射光参数随气溶胶相对湿度的变化曲线。(a)总反射率;(b)偏振度(M30、M70和M95分别代表相对湿度为30%、70%和95%的海洋性气溶胶,模拟时气溶胶光学厚度 $\tau_{550}=0.2$,方位条件同图7)

Fig. 8 Wavelength dependent of satellite sensed scattering radiation varied by aerosol relative humidity. (a) Total reflectance; (b) D_{OP} (M30, M70 and M95 respectively denote the maritime aerosol with a relative humidity of 30%, 70% and 95%, the aerosol optical depth $\tau_{550}=0.2$ and the geometry conditions are the same as in Fig. 7)

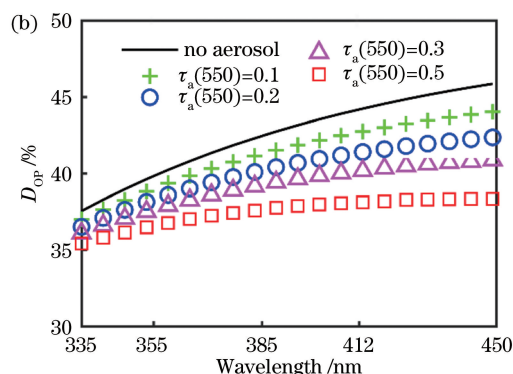
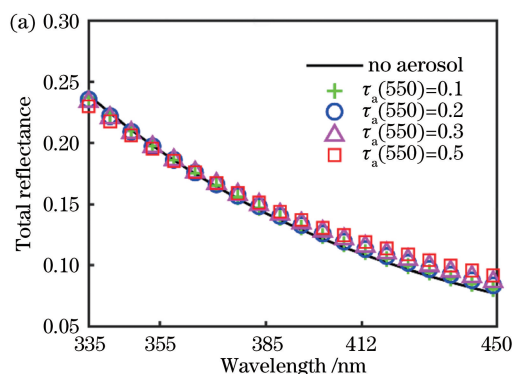


图 9 卫星入瞳处不同波长的散射光随气溶胶光学厚度的变化曲线。(a)总反射率;(b)偏振度(气溶胶的相对湿度为70%,方位条件同图7)

Fig. 9 Wavelength dependent of satellite sensed scattering radiation varied by aerosol optical depth. (a) Total reflectance; (b) D_{OP} (the aerosol relative humidity is 70%, and the geometry conditions are the same as in Fig. 7)

4.4 水-气界面层的偏振影响

图 10 展示了水-气界面层对卫星入瞳处辐射的影响,模拟时仅考虑了大气分子散射。图 10(a)的结果表明,相比于平静海面,粗糙海面时卫星观测的辐射强度会更大:在风速为 10 m/s 时,355 nm、385 nm 和 410 nm 的总反射率分别是 0.22、0.17 和 0.15,相比于平静海面分别增大了 4.8%、13.3% 和 25.0%,相比于不考虑水-气界面时,分别增大了 15.8%、21.4% 和 36.4%。可知水-气界面层会增大卫星入瞳处的紫外辐射强度,但是其幅度要小于波长为 412 nm 时的情况。值得注意的是,并不是粗糙度(与风速正相关)越大,卫星观测的辐射强度就一定越大:比如风速为 20 m/s 的情况下卫星入瞳处的辐射强度就小于风速为 10 m/s 的情况。从

图 10(b)的结果可知,风速为 10 m/s 时,355 nm、385 nm 和 412 nm 的偏振度分别是 38.83%、41.01% 和 42.19%,比无水-气界面时分别减小了 1.00%、1.44% 和 1.99%。这是由于此时粗糙的水-气界面作用于漫射光所致。不过需要注意的是,水-气界面也会有起偏的效果,这与入射光本身的偏振特性和入射角度有关^[24]。而且从图 10(b)也可以知道,相比于可见光,海面粗糙度对卫星入瞳处紫外光的偏振度的影响较小。

4.5 水体的偏振影响

水体是水色遥感需要反演的最终对象,一般情况下认为卫星接收的水体辐射占比不到总辐射的 10%,剩余高达 90% 的辐射是由大气分子、气溶胶散射和水面反射共同贡献所致^[25]。水体成分的

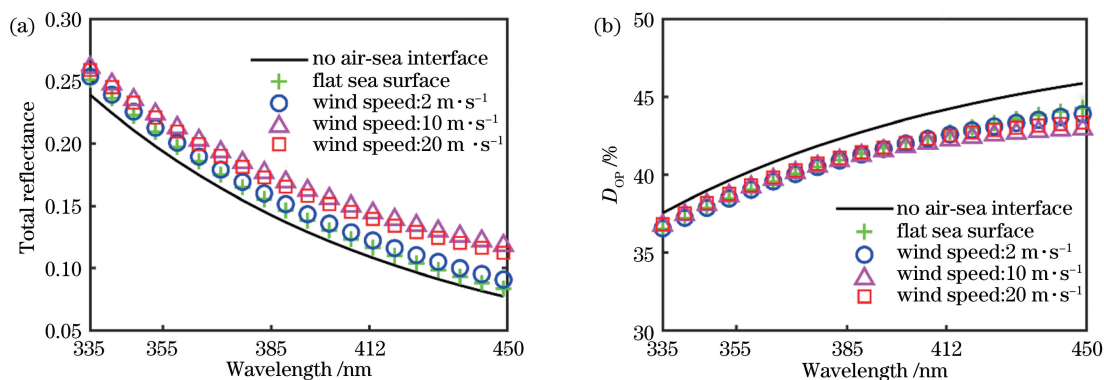


图 10 水-气界面层对卫星入瞳处不同波长的散射光的影响。(a)反射率;(b)偏振度(方位条件同图 7)

Fig. 10 Influence of air-sea interface on the satellite sensed scattering radiation at different wavelengths.

(a) Total reflectance; (b) D_{op} (the geometry conditions are the same as in Fig. 7)

不同,其整体表现出来的吸收、散射和偏振特性不同^[19],这三者的变化将会影响卫星入瞳处光的辐射强度和偏振特性。

为了分析自然条件下的水体对卫星入瞳处光的辐射和偏振特性的影响,本研究模拟了在典型一类

水体[黄色物质浓度 $a_y(440) = 0.1 \text{ m}^{-1}$, 悬浮泥沙浓度 $C_M = 0$], 以及叶绿素浓度 $C = 0.1, 1.0$ 和 $10 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 时的大气顶的总反射率和偏振度(用外推的方法计算叶绿素在紫外波段的吸收), 如图 11 所示。

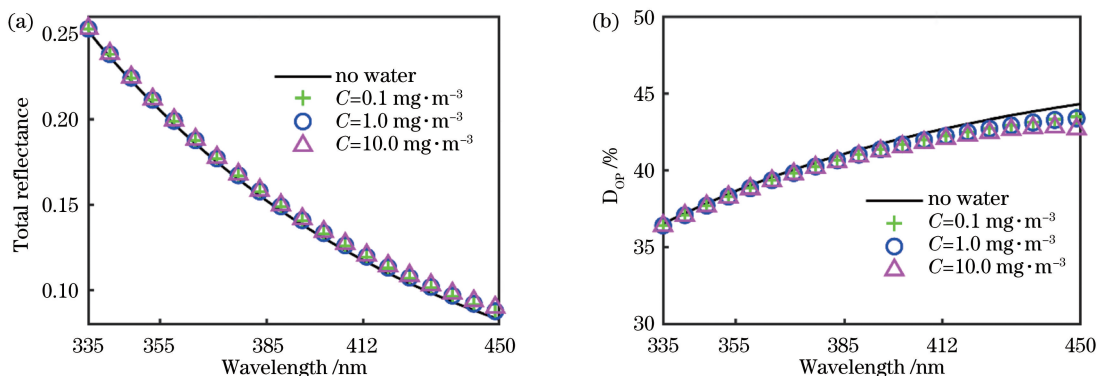


图 11 典型水体对卫星入瞳处不同波长的散射光的影响。(a)总反射率;(b)偏振度(各个几何角度同图 5)

Fig. 11 Influence of classical water on the satellite sensed scattering radiation at different wavelengths.

(a) Total reflectance; (b) D_{op} (the geometry conditions are the same as in Fig. 5)

从图 11(a)可以看出,当黄色物质浓度 $a_y(440) = 0.1 \text{ m}^{-1}$, 悬浮泥沙浓度 $C_M = 0$ 时,叶绿素浓度的变化对紫外波段的大气顶总反射率影响不大。在 355 nm 和 385 nm 处时的离水辐射加水面散射强度占卫星入瞳处总辐射强度的 5% 以下。从图 11(b)中也可以得出,考虑水体要素时,卫星入瞳处光的偏振度会降低,并且在 355 nm、385 nm 和 412 nm 处,水体使得卫星入瞳处光的偏振度减小了 0.9%、1.7% 和 3.0%。

5 讨 论

为了进一步评价偏振效应对紫外光辐射传输计算及辐射模型模拟的影响,比较了紫外光和蓝光波段的卫星实测的总反射率和模型在考虑偏振和不考

虑偏振(利用 OSOAA 的标量版本)情形下模拟的总反射率。所选取的卫星影像分别是搭载于同一颗卫星(Suomi NPP)上的 VIIRS 和 OMPS 影像(轨道号:18130),其成像时间为 2015 年 5 月 10 日 22 时(UTC 时间),两幅影像的扫描覆盖区域如图 12(a)所示。图 12(b)是 VIIRS 影像的 RGB 图,通过分析 VIIRS 的二级大气和水色产品可知,图中 S 区域的水体成分和大气参数十分均匀。图 12(c)为模拟的 OMPS 和 VIIRS 传感器对 S 区域观测的总反射率,由图 12(c)可知,我们模拟的结果较合理,且考虑偏振的模拟结果更接近卫星实测值。若以偏振模拟的结果为真值,则在 412 nm、443 nm 和 486 nm 波段由于未考虑偏振而引起的计算误差分别是 2.14%、2.13% 和 2.00% ($\theta_0 = 48.10^\circ, \theta = 7.51^\circ, \Delta\varphi = 63.90^\circ$);

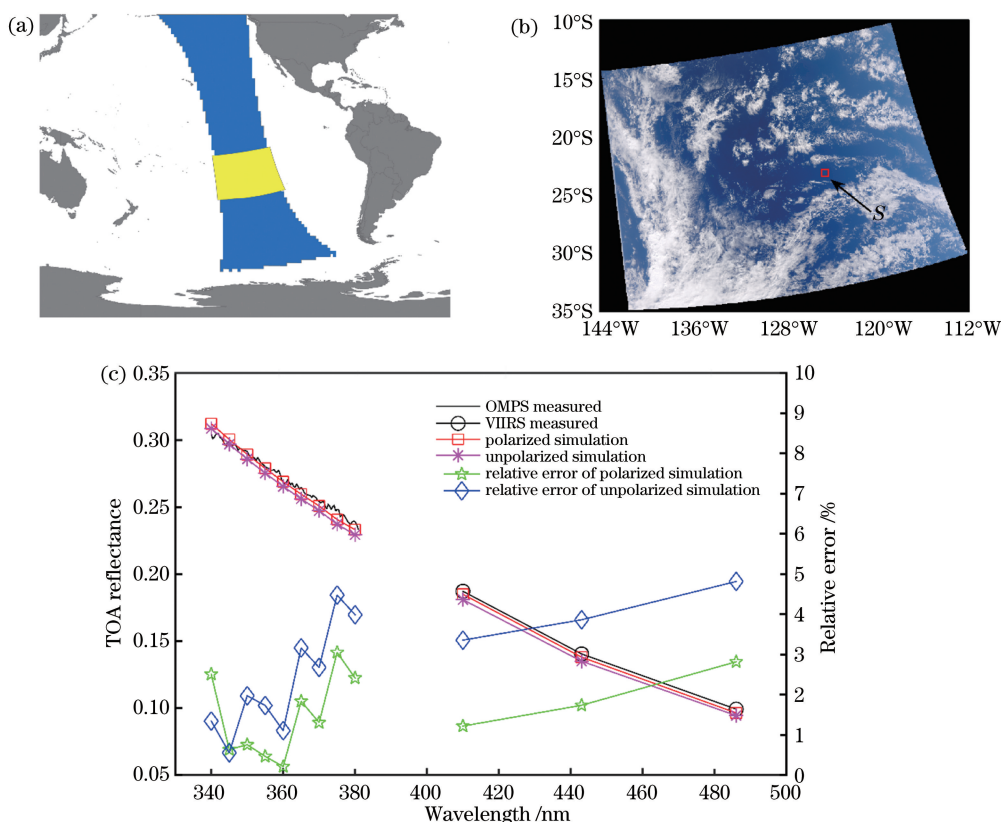


图 12 偏振效应对模型模拟仿真的影响。(a)选取的 VIIRS 和 OMPS 影像覆盖区域;(b)选取的 S 区域在 VIIRS 影像上的位置;(c)对 S 区域的各个波段总反射率的模拟仿真对比

Fig. 12 Influence of polarization feature on the model simulation. (a) Covered area of selected VIIRS and OMPS image; (b) selected S region located in the VIIRS image; (c) comparison of simulated total reflectance of S region at different wavelengths

在 355 nm 和 380 nm 波段分别是 1.15% 和 1.27% (同一角度),可见在上述角度下辐射传输计算时紫外光波段受偏振影响相对蓝光波段小。

6 结 论

利用 OSOAA 模型模拟了紫外光在海洋-大气耦合系统中的辐射过程,计算和分析了紫外光在水色卫星入瞳处的辐射偏振特性。结果表明:紫外光的偏振主要是来源于大气分子散射,针对 HY-1C 的 355 nm 和 385 nm 波段,大气分子散射引起的偏振度可以达 80% 左右。气溶胶在 355 nm 和 385 nm 波段会带来不超过 -10% 的偏振度变化,水-气界面层会改变 1%~2% 的偏振度,自然水体减小 1%~3% 的偏振度;实际上卫星观测需要考虑上述所有因素,故上述两个紫外波段的偏振度最大约为 70%。结果同时表明,在同一方位角度下卫星入瞳处紫外光偏振度与 412 nm 光偏振度相差 5% 以内,变化并不大。

该研究对水色卫星传感器入瞳处紫外光的偏振

特性进行了分析,为下一步评估水色卫星传感器的偏振响应对辐亮度测量的影响提供了理论支撑,发展消除或减小传感器的偏振响应带来的辐射测量误差的算法是未来的研究重点。

参 考 文 献

- [1] Stamnes K, Slusser J, Bowen M. Derivation of total ozone abundance and cloud effects from spectral irradiance measurements[J]. Applied Optics, 1991, 30(30): 4418-4426.
- [2] Antón M, Bortoli D, Costa M J, et al. Temporal and spatial variabilities of total ozone column over Portugal[J]. Remote Sensing of Environment, 2011, 115(3): 855-863.
- [3] Yan H H, Chen L F, Tao J H, et al. SO₂ long-term monitoring by satellite in the Pearl River Delta[J]. Journal of Remote Sensing, 2012, 16(2): 390-404. 闫欢欢, 陈良富, 陶金花, 等. 珠江三角洲地区 SO₂ 浓度卫星遥感长时间序列监测[J]. 遥感学报, 2012, 16(2): 390-404.
- [4] Kollonige D E, Thompson A M, Josipovic M, et al.

- OMI satellite and ground-based Pandora observations and their application to surface NO₂ estimations at terrestrial and marine sites [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2018, 123(2): 1441-1459.
- [5] Fang S A, Huang X X, Yin D Y, et al. Research on the ultraviolet reflectivity characteristic of simulative targets of oil spill on the ocean[J]. *Spectroscopy and Spectral Analysis*, 2010, 30(3): 738-742.
方四安, 黄小仙, 尹达一, 等. 海洋溢油模拟目标的紫外反射特性研究[J]. *光谱学与光谱分析*, 2010, 30(3): 738-742.
- [6] Yin D Y, Zhou Q, Huang X X, et al. Analysis of experimental results from airborne remote sensing monitoring of oceanic oil spill by using ultraviolet push-broom camera (UPC)[J]. *Advances in Marine Science*, 2014, 32(2): 239-248.
尹达一, 周青, 黄小仙, 等. 海面溢油紫外推扫相机航空遥感监测校飞结果分析[J]. *海洋科学进展*, 2014, 32(2): 239-248.
- [7] He X Q, Bai Y, Pan D L, et al. Atmospheric correction of satellite ocean color imagery using the ultraviolet wavelength for highly turbid waters [J]. *Optics Express*, 2012, 20(18): 20754-20770.
- [8] International Ocean-Colour Coordinating Group. Why ocean colour? The societal benefits of ocean-colour technology[R]. Canada: IOCCG, 2008: 7.
- [9] Wang M H. Aerosol polarization effects on atmospheric correction and aerosol retrievals in ocean color remote sensing[J]. *Applied Optics*, 2006, 45(35): 8951-8963.
- [10] Chami M, Lafrance B, Fougnie B, et al. OSOAA: a vector radiative transfer model of coupled atmosphere-ocean system for a rough sea surface application to the estimates of the directional variations of the water leaving reflectance to better process multi-angular satellite sensors data over the ocean[J]. *Optics Express*, 2015, 23(21): 27829-27852.
- [11] Bodhaine B A, Wood N B, Dutton E G, et al. On Rayleigh optical depth calculations [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1999, 16(11): 1854-1861.
- [12] Young A T. Revised depolarization corrections for atmospheric extinction[J]. *Applied Optics*, 1980, 19(20): 3427-3428.
- [13] Cox C, Munk W. Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter [J]. *Journal of the Optical Society of America*, 1954, 44(11): 838-850.
- [14] Smith R C, Baker K S. Optical properties of the clearest natural waters (200-800 nm) [J]. *Applied Optics*, 1981, 20(2): 177 - 184.
- [15] Pope R M, Fry E S. Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water II integrating cavity measurements[J]. *Applied Optics*, 1997, 36(33): 8710-8723.
- [16] Kou L H, Labrie D, Chylek P. Refractive indices of water and ice in the 0.65- to 2.5- μm spectral range [J]. *Applied Optics*, 1993, 32(19): 3531-3540.
- [17] Morel A. Optical properties of pure water and pure sea water [J]. *Optical Aspects of Oceanography*, 1974, 1(1): 1-24.
- [18] Bricaud A, Morel A, Babin M, et al. Variations of light absorption by suspended particles with chlorophylla concentration in oceanic (case 1) waters: analysis and implications for bio-optical models [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1998, 103(C13): 31033-31044.
- [19] Morel A. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case I waters) [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1988, 93(C9): 10749-10768.
- [20] Chami M. Importance of the polarization in the retrieval of oceanic constituents from the remote sensing reflectance [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2007, 112(C5): C05026.
- [21] Pan X L. Observation study of atmospheric aerosol scattering characteristics as a function of relative humidity [D]. Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences, 2007: 5-13.
潘小乐. 相对湿度对气溶胶散射特性影响的观测研究[D]. 北京: 中国气象科学研究院, 2007: 5-13.
- [22] Dong X, Hu Y H, Xu S L, et al. Echoing characteristics of coherent lidar in different aerosol environments[J]. *Acta Optica Sinica*, 2018, 38(1): 0101001.
董骁, 胡以华, 徐世龙, 等. 不同气溶胶环境中相干激光雷达回波特性[J]. *光学学报*, 2018, 38(1): 0101001.
- [23] Cui Y, Zhang X G, Zhou X C, et al. Effect of aerosol on polarization distribution of sky light [J]. *Acta Optica Sinica*, 2019, 39(6): 0601001.
崔岩, 张西光, 周鑫昌, 等. 气溶胶对天空光偏振分布的影响[J]. *光学学报*, 2019, 39(6): 0601001.
- [24] Gordon H R, Wang M H. Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors 1: the Rayleigh-scattering component [J]. *Applied Optics*, 1992, 31(21): 4247-4260.
- [25] Wang M H, Gordon H R. Calibration of ocean color scanners: how much error is acceptable in the near infrared? [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 82(2): 497-504.