

CALIOP 反演海洋颗粒物后向散射系数方法概述

陶雨婷¹, 赵泓楷¹, 周雨迪^{1*}, 卓文淇¹, 刘 群¹, 崔晓宇¹, 刘 斌¹, 乐成峰², 潘孙强³, 刘 崇¹, 刘 东¹

- (1. 浙江大学 宁波研究院 光电科学与工程学院, 浙江 杭州 310027;
2. 浙江大学 海洋学院, 浙江 舟山 316021;
3. 浙江省计量科学研究院, 浙江 杭州 310018)

摘 要: 颗粒物后向散射系数 (particulate backscattering coefficient, b_{bp}) 是海洋光学应用于海洋生态学和生物地球化学研究的核心参数。但目前常用的原位方法短时间内无法完成大范围的探测, 被动水色遥感无法在缺乏光照以及有云的条件下工作, 相比之下, 主动遥感方式星载激光雷达可以突破以上限制, 在海洋探测方面具有极大的优越性。2006 年发射的 CALIOP 成为首个能够提供全球海洋 b_{bp} 数据的星载激光雷达, 特别是为极地观测和昼夜观测提供了重要数据。文中详细介绍了 CALIOP 系统原理及其三级主要数据产品, 重点梳理了利用 CALIOP 532 nm 偏振通道退偏比反演 b_{bp} 的方法以及后续的退卷积校正系统瞬态响应等改进措施, 总结出了一套详细完整的反演流程, 开发出对应算法并展示了 b_{bp} 的反演结果, 旨在为我国未来星载海洋激光雷达的数据处理及应用工作提供参考。

关键词: 星载激光雷达; CALIOP; 海洋颗粒物后向散射系数; 反演算法

中图分类号: P734.2 **文献标志码:** A **DOI:** 10.3788/IRLA20211037

Overview of inversion methods of ocean subsurface particulate backscattering coefficient by using CALIOP data

Tao Yuting¹, Zhao Hongkai¹, Zhou Yudi^{1*}, Zhuo Wenqi¹, Liu Qun¹, Cui Xiaoyu¹, Liu Bin¹,
Le Chengfeng², Pan Sunqiang³, Liu Chong¹, Liu Dong¹

- (1. Ningbo Research Institute, College of Optical Science and Engineering, Zhejiang University, Hangzhou 310027, China;
2. Ocean College, Zhejiang University, Zhoushan 316021, China;
3. Zhejiang Province Institute of Metrology, Hangzhou 310018, China)

Abstract: Particulate backscatter coefficient (b_{bp}) is the core parameter of ocean optics when applied to marine ecology and biogeochemistry. However, the current commonly used in-situ methods can not carry out large-scale detection in a short time, and passive ocean color remote sensing can not work under dark and cloudy conditions. In contrast, the active remote sensing method, spaceborne Light Detection and Ranging (lidar), can break through the above limitations, and has great advantages in ocean detection. Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal

收稿日期: 2021-04-10; 修订日期: 2021-04-25

基金项目: 国家重点研发计划 (2016YFC1400900); 国家自然科学基金 (41775023); 浙江省自然科学基金杰出青年项目 (LR19D050001); 中央高校基础科研项目 (2019FZJD011); 现代光学仪器国家重点实验室创新项目; 浙江大学宁波校区人才引进启动基金项目 (20201203Z0175, 20201203Z0177); 杭州市生态环境科学研究院项目 (703204C20201117); 国家自然科学基金青年科学基金 (61905212); 中国博士后科学基金 (2018M640554); 浙江省市场监督管理局 NQI 项目 (20200103)

作者简介: 陶雨婷, 女, 本科生, 主要研究方向为海洋遥感。

通讯作者: 周雨迪, 男, 助理研究员, 主要从事海洋遥感激光雷达领域的研究。

导师简介: 刘东, 男, 教授, 博士生导师, 主要从事光电检测与遥感等方面的研究。

Polarization(CALIOP), launched in 2006, became the first spaceborne lidar able to provide global seawater b_{bp} , particularly important for polar and diurnal observations. In this paper, the principle of the CALIOP system and three levels of its major data products were introduced in detail. Paper focused on combing the method of b_{bp} inversion with the depolarization ratio of the CALIOP 532 nm polarization channels and the subsequent improvement measures such like the deconvolution method correcting the transient response of the system. A corresponding algorithm was fully developed, which the detailed complete inversion process was summarized, and the current b_{bp} inversion results were presented. The works were intended to provide reference for data processing and application of the China space-borne oceanic lidar in the future.

Key words: space-borne lidar; CALIOP; seawater particulate backscattering coefficient; inversion method

0 引 言

颗粒物后向散射系数 (particulate backscattering coefficient, b_{bp}) 是海洋光学中研究海洋生态学和生物地球化学的核心参数^[1]。利用 b_{bp} 可以估算叶绿素浓度、浮游植物初级生产力、颗粒有机碳含量、颗粒大小等重要的海洋特性^[1-3]。因此, b_{bp} 的精确探测对于海洋科学研究意义重大。

b_{bp} 的测量通常采用原位方法或被动水色卫星遥感,前者只能将测量仪器搭载于船舶或浮标进行现场观测,需要极高的人力物力财力成本,并且无法在短时间进行大范围的探测,在全球海洋环境探测方面存在局限性^[4-5]。被动水色卫星遥感提供了长达 20 余年的全球海洋表面信息的连续记录,但这种依赖自然光的测量方法也存在着固有的局限性:无法在夜间、云层较厚的白天以及高纬度的极地进行工作^[6]。而星载激光雷达则可以突破此限制,它利用发射的脉冲激光获取水体数据,是一种主动探测技术。其主要优势在于不依赖于太阳光提供光源,从而为研究浮游生物特性的昼夜变化和在极夜期间的持续观察提供了可能^[7]。此外,相较于全球探测能力会受到大气和太阳高度角的干扰的被动水色遥感手段^[8],激光雷达的探测精度更高^[9-10]。

目前在轨运行的主要星载激光雷达是由美国国家航天局 (National Aeronautics and Space Administration, NASA) 与法国国家航天中心 (Centre National d'Etudes Spatiales, CNES) 合作研制的正交偏振云和气溶胶激光雷达 (Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization, CALIOP), 其于 2006 年 4 月 28 日搭载云-气溶

胶激光雷达和红外探测者卫星 (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations, CALIPSO) 发射。CALIOP 运行轨道控制为每 16 天重复一次相同的地面轨道,相对于交叉轨道网格的误差小于 10 km,向地面发射两个波长 (532 nm 和 1064 nm) 的激光脉冲,而其中 532 nm 对海水的穿透能力较强^[7,11]。尽管 CALIOP 最初发射目的是为研究大气中云和气溶胶的空间分布和光学特性,但近年来多项研究表明, CALIOP 可以提供有价值的海洋光学特性信息^[1,2,12-14]。2006 年至今, CALIOP 已超出预计在轨寿命四年 (2018~2021),原因之一是通过 CALIOP 能够探测海洋表层的光学特性^[15],其获得的全球多年数据集为我们提供了一个关于地球海洋的新视角。

2007 年, Hu 等^[16]首次将 CALIOP 数据应用从大气拓展至海洋,研究展示了星载激光雷达获取全球海洋光学参数数据的可能性。进而,利用 CALIOP 数据反演 b_{bp} 的研究进展迅速。2013 年, Churnside 等人^[1]通过对近水面范围内后向散射退偏程度的研究,验证了利用 CALIOP 数据探测海洋次表层信息的可能性;同年, Behrenfeld 等人^[13]提出了通过 CALIOP 532 nm 的正交偏振通道的信号反演 b_{bp} 的可行方法,通过 b_{bp} 量化计算全球海洋的颗粒有机碳和浮游植物生物量,并用原位和被动遥感数据进行了对比验证。2014 年 Lu 等人^[14]改进了上述算法,去除了激光雷达瞬态响应对衰减后向散射的影响。2016 年 Lu 等人^[17]又提出了一个基于 30°天底角的 CALIOP 数据计算 b_{bp} 的新方法,同年 Behrenfeld 等人^[2]使用 CALIOP 观测数据研究了极地浮游植物生物量年际循环,突破了

被动水色遥感在极夜无法观测的局限性。2019 年 Behrenfeld 等人^[18]利用 CALIOP 反演 b_{bp} 数据研究了全球浮游动物昼夜迁徙规律。2020 年,在数据验证方面, Lacour 等人^[19]将 CALIOP 反演 b_{bp} 与 Bio-Argo 的原位 b_{bp} 数据在北大西洋进行对比分析; 2021 年 Bisson 等人^[9]将范围扩大至全球, 验证了 CALIOP 数据的可靠性。这一系列的研究进展展示了 CALIOP 星载激光雷达探测海洋的巨大潜力。文中详细介绍了 CALIOP 反演 b_{bp} 的方法原理以及后续改进, 旨在为我国未来星载海洋激光雷达的数据处理及应用工作提供参考。

1 CALIOP 系统及数据产品

图 1 给出了 CALIOP 的基本原理框图。一束脉冲激光发射入大气和海洋中, 发射的 532 nm 脉冲激

光为线偏振光, 偏振纯度大于 99%, 1064 nm 则为非偏振光。颗粒物产生的后向散射信号由直径为 1 m 的卡塞格林望远镜收集。标准具和干涉滤光片为 532 nm 通道提供了 35 pm 的带宽, 可以减少太阳背景光影响, 而 1064 nm 通道使用一个单独的干涉滤光片实现背景光滤除。偏振分束器将平行于和垂直于出射光束平面的 532 nm 返回信号分离开来, 由两个光电倍增管探测器 (Photomultiplier Tube, PMT) 分别进行探测; 对于 1064 nm 通道, 则选择雪崩光电二极管 (Avalanche Photo Diode, APD) 进行探测, 因为它在该波长的量子效率更高。位于分束器前面的退偏器可以移动到光束中, 用于测量两个 532 nm 偏振通道的相对灵敏度^[7, 20]。最后通过放大器和模数转换器 (Analog to Digital Converter, ADC) 将探测到的模拟信号转换为可供算法处理的数字信号输入计算机。

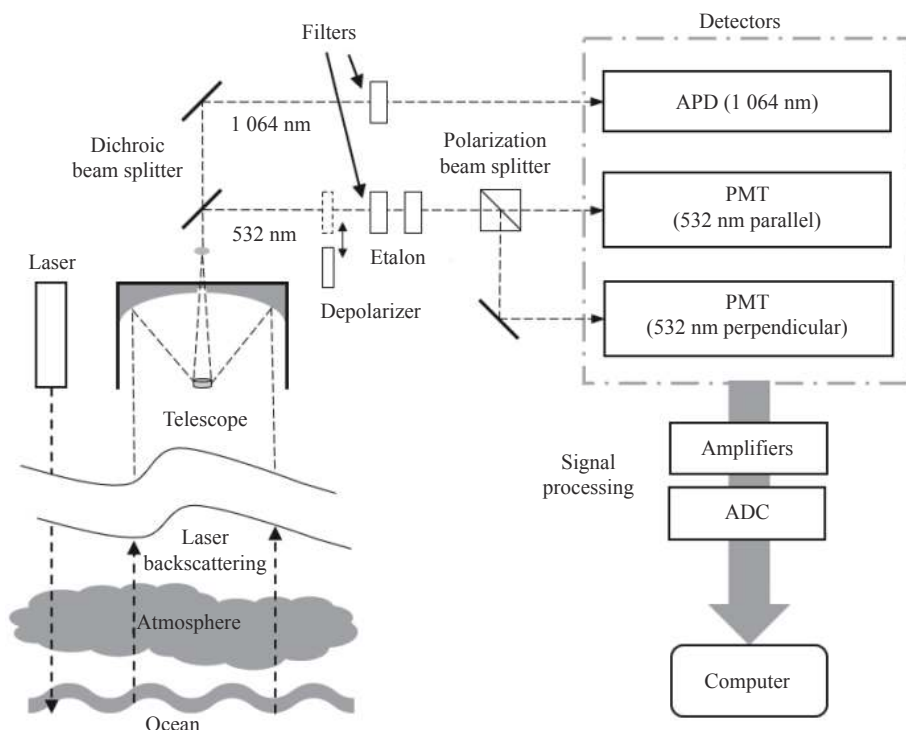


图 1 激光雷达 CALIOP 仪器框图^[11, 20]

Fig.1 Block diagram of the CALIOP instrument^[11, 20]

利用卫星探测得到的原始数据, CALIOP 官网提供了 Level 1~Level 3 的数据产品: Level 1 通常指 L1B 数据产品, 包含昼夜半轨道的校准和地理定位的单脉冲激光雷达廓线, 主要包括 532 nm 垂直和平行

通道以及 1064 nm 通道的衰减后向散射廓线数据, 被记录到恒定海拔网格上, 不同海拔的分辨率也不同, 见表 1。在海平面附近的数据是反演 b_{bp} 的关键参数, 此时的 532 nm 高度分辨率为 30 m, 对应到水中

为 22.5 m。Level 2 提供了云和气溶胶的分层信息, 主要包括各层次海拔高度、光学厚度、积分衰减后向散射 (Integrated Attenuated Backscattering, IAB) 等参数。

Level 3 数据产品则是对 Level 2 数据的进一步提炼整合, 提供了一定时间尺度上的各参数全球分布数据。笔者研究主要使用的是 CALIOP 的 L1B 数据。

表 1 不同海拔范围的 CALIOP 水平/垂直分辨率

Tab.1 CALIOP horizontal/vertical resolution at different altitude ranges

Altitude range/km	Bin number	Horizontal resolution/km	Vertical resolution/m	
			532	1 064
30.1-40.0	1-33	5	300	N/A
20.2-30.1	34-88	5/3	180	180
8.3-20.2	89-288	1	60	60
-0.5-8.3	289-578	1/3	30	60
-2.0- -0.5	579-583	1/3	300	300

2 反演算法

2.1 算法框架

CALIOP 532 nm 平行通道信号中的海面反射信号可能比水体部分高几个数量级^[21], 而垂直通道信号主要是水中颗粒物后向散射的结果。Churnside 等人在海面附近三个位置观测到垂直通道信号相对于平行通道信号存在延迟和展宽, 证明了 CALIOP 可以观测到海洋次表层的散射^[1]。因此, 目前 CALIOP 数据反演 b_{bp} 主要是利用 532 nm 垂直与平行通道信号比值进行反演的方法^[13], 这种方法也可以避免对大气透过率进行校准。

(1) 数据来源

该方法使用到的数据主要包括三部分, 分别是 CALIOP 提供的 L1B 衰减后向散射廓线数据, 用于核心数据反演计算, Level 2 的 5 km 云和气溶胶层次数据, 用于晴空条件筛选, 目前数据已经更新到 V4 版本, 以及中等分辨率成像光谱仪 (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS) 提供的月平均 490 nm 漫射衰减系数 (diffuse attenuation coefficient, K_d), 用于颗粒物的退偏比计算。

(2) 数据预处理

由于 MODIS 给出的 K_d 数据是在波长为 490 nm 条件下测得, 需要用转换公式^[17] 将其转换为 532 nm 下的 K_d 值:

$$K_d(532) = 0.68(K_d(490) - 0.022) + 0.054 \quad (1)$$

CALIOP 的 L1B 数据、L2 数据、MODIS 的 K_d 数据之间的空间分辨率各不相同, 无法直接一一对应进行计算。鉴于 L1B 数据的分辨率最高, 并且是反演中的核心计算数据, 需要将另外两种数据在经纬度上进行网格化统一, 以便与 L1B 数据进行匹配。

(3) b_{bp} 反演

对 b_{bp} 的估计主要基于 CALIOP 数据中的 532 nm 波长的垂直通道信号, 因为该通道信号几乎都来自于水体颗粒物的后向散射, 而海表菲涅尔反射和水分子散射的影响可以忽略不计。为了避免对大气透过率进行校准从而带来误差, 利用垂直和平行通道信号之比 δ_T 来进行计算。由于垂直通道的海面反射贡献可以忽略, 可以将水体柱积分衰减后向散射的垂直偏振分量写为:

$$\beta'_{w+} = \delta_T(\beta'_{w/} + \beta_s) = \delta_T \left(\frac{\beta'_{w+}}{\delta_w} + \beta_s \right) \quad (2)$$

式中: $\beta'_{w/}$ 为水体柱积分衰减后向散射的平行偏振分量; β_s 为水面后向散射, 保留了激光脉冲的平行偏振特性, 主要影响平行通道信号; $\delta_w = \beta'_{w+} / \beta'_{w/}$ 为水体柱积分退偏比。整理公式 (2) 得到:

$$\beta'_{w+} = \delta_T \frac{\beta_s}{1 - \delta_T / \delta_w} \quad (3)$$

δ_w 参数中包含所有水中散射体, 不能从 CALIOP 数据中反演, 因为 CALIOP 粗糙的垂直分辨率 (水下

22.5 m) 和探测器瞬态响应无法分离水面和水体后向散射。Behrenfeld 根据 Voss 和 Fry^[22] 和 Kokhanovsky^[23] 的实验数据, 假设 $\delta_w = 0.1$, 由于 δ_T 值相对较小 (~ 0.01), 所以 δ_w 的不确定度对推导出的 b_{bp} 值的误差影响不大。因此, 可以将公式 (3) 重新写为:

$$\beta'_{w+} \approx \delta_T \frac{\beta_s}{1 - 10\delta_T} \quad (4)$$

δ_T 值为海洋表面以下第一个 bin 的垂直通道与平行通道衰减后向散射比值, $\delta_T = \beta'_+(z_{p+1})/\beta'_-(z_{p+1})$, 可由 CALIOP 的 L1B 数据计算得到, 其中 p 是海面位置 bin 的编号。 β_s 的计算需要利用海洋表面风速数据, 由于公认较准确的 AMSR-E 风速只有到 2011 年 9 月的数据, 所以使用 L1B 数据中自带的的海面风速数据替代, 其从 MERRA-2 提供的辅助气象资料获得。利用风速数据计算海面均方波斜率 $\langle s^2 \rangle$, 继而计算 β_s ^[24]:

$$\beta_s \approx \frac{\rho}{4\pi \langle s^2 \rangle \cos^4 \theta} \exp \left[-\frac{\tan^2 \theta}{2 \langle s^2 \rangle} \right] \quad (5)$$

式中: θ 为 CALIOP 激光雷达系统的入射角, 其值为 0.3° , 2007 年 11 月 28 日之后调整为 3° ; ρ 为菲涅耳反射率, 在 532 nm 通道值约为 0.020 9。

由于 532 nm 的垂直通道信号几乎都来自于水中颗粒物的后向散射, 水分子散射可以忽略不计, β'_{w+} 可直接看作颗粒物柱积分垂直衰减后向散射 β'_{p+} , 同样定义可得水中颗粒物退偏比 $\delta_p = \beta'_{p+}/\beta'_{p-}$, 借此关系可由 β'_{w+} 计算得到颗粒物柱积分衰减后向散射 β'_p :

$$\beta'_p = \beta'_{p-} + \beta'_{p+} = \frac{1 + \delta_p}{\delta_p} \beta'_{w+} \quad (6)$$

由于 CALIOP 激光雷达测量限制, 需要利用 MODIS 提供的 K_d 信息对 δ_p 进行评估。基于有限的机载激光雷达测量数据^[25], 具体来说, 对于 $K_d < 0.15 \text{ m}^{-1}$ 的水域, $\delta_p = 0.1 + 2(K_d - 0.05)$; 对于 $K_d > 0.15 \text{ m}^{-1}$ 的水域, $\delta_p = 0.3$ 。 β'_p 与颗粒物 180° 体积散射系数 $\beta_p(\pi)$ 有关:

$$\beta'_p = t^2 \int_0^\infty \beta_p(\pi) \exp(-2K_d z) dz = t^2 \beta_p(\pi) / (2K_d) \quad (7)$$

式中: t 表示海洋表面透过率, 在 532 nm 处约为 0.98。整理上式时可得:

$$\beta_p(\pi) = 2K_d \beta'_p / t^2 \quad (8)$$

最后一步是将 $\beta_p(\pi)$ 从 CALIOP 测量值转换为可与被动海洋水色和现场数据相比较的参数, 即 440 nm 处的后向散射系数 $b_{bp}(440)$ 。根据 Sullivan 和 Twardowski 的现场测量结果^[26], 采用 $\beta_p(\pi)$ 与 b_{bp} 的平均比值 0.16 进行转换, 得到:

$$b_{bp}(440) \approx \frac{\beta_p(\pi) 532}{0.16 440} \quad (9)$$

(4) 数据筛选

为了保证数据质量, 需要进行数据筛选。由于 CALIOP 对云层的穿透能力有限, 当气溶胶光学厚度大于 3 时, 数据将被剔除。同时剔除风速 $> 9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的数据, 以避免海面产生泡沫, 浪涛造成信号污染, 以及极低的风速 ($< 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), 以避免这种情况下海洋平静表面的强镜面反射对后向散射信号产生较大影响。最后, 对于冰层覆盖的区域, CALIOP 发出的脉冲将会被冰面几乎完全反射, 造成 δ_T 的值异常大 (~ 0.7), 因此, 采用 $\delta_T < 0.05$ 的保守阈值来消除海冰覆盖数据。

2.2 算法优化

自 2013 年 Behrenfeld 等人提出上述利用 CALIOP 数据反演 b_{bp} 算法后, 越来越多研究者使用该算法进行海洋科学研究, 但同时算法本身还较为粗糙, 例如, CALIOP 532 nm 接收系统存在瞬态响应, 需要校正, 算法的细节上不够完善等, 针对这些问题, 后续研究人员提出了一系列改进措施。

(1) 退卷积校正瞬态响应

CALIOP 532 nm 的接收系统使用的光电倍增管在探测到一个强后向散射后, 如被地面反射, 信号会表现出非理想的恢复, 即衰减噪声拖尾的瞬态响应现象^[27-30], 影响几个相邻的范围 bin, 从而导致激光雷达信号的垂直分布以及退偏比的探测误差^[14]。由于 CALIOP 粗糙的垂直分辨率不允许分离海洋表面反射率和次表面后向散射, 因此, 海洋次表面信号都受到来自海洋表面回波的噪声拖尾的污染, 不能直接从 CALIOP 激光雷达测量得到。所以必须先消除 CALIOP 的瞬态响应对衰减后向散射廓线的影响, 才能从数据产品中得到可靠的衰减后向散射剖面^[14]。

Li 等人^[21]利用从地表相邻 12 个 bin 的 CALIOP 激光雷达信号计算出瞬态响应函数为:

$$F(z_j) = \frac{\beta'(z_j)}{\sum_{i=p-1}^{i=p+10} \beta'(z_i)} (j = 1, 2, 3, \dots, 12) \quad (10)$$

式中: j 表示的 12 个 bin 从峰值前的 1 个 bin 延伸到峰值后的第 10 个 bin, 因为相比于海面的强后向散射, 此范围以外的信号都非常微弱, 可以忽略^[14]; $\beta'(z_j)$ 为各个通道测得的 z_j 对应 bin 的衰减后向散射值; p 为对应地表反射的峰值 bin 的编号。

观测到的衰减后向散射信号 $\beta'_m(z)$ 是理想衰减后

$$\begin{bmatrix} F(z_2), F(z_1), 0, \dots, 0 \\ F(z_3), F(z_2), F(z_1), 0, \dots, 0 \\ \dots \\ F(z_{n+1}), F(z_n), F(z_{n-1}), \dots, F(z_2) \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \beta'_c(z_1) \\ \beta'_c(z_2) \\ \vdots \\ \beta'_c(z_n) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \beta'_m(z_1) \\ \beta'_m(z_2) \\ \vdots \\ \beta'_m(z_n) \end{bmatrix} \quad (16)$$

通过上式的退卷积过程, $\beta'_c(z) = [F]^{-1}\beta'_m(z)$ 可以得到正确的衰减后向散射信号, 利用校正后的信号进行后续反演处理, 可提高结果的准确性。

除了利用 532 nm 垂直通道信号反演 b_{bp} 的方法, Lu 等人^[17]还提出了一种基于 CALIOP 30°天底角和 1064 nm 通道数据的反演方法, 自 2015 年 9 月以来, CALIPSO 卫星每两周倾斜 30°运行一圈, 以减小的海面后向散射来收集海水的的海面数据^[2], 但由于 NASA 并未公布该数据, 同时 30°角的数据覆盖面较小^[6], 此种方法并不常用。

(2) 新增的数据筛选条件

随着算法的发展, 一些新的数据筛选条件和假设细节也在不断完善。

1) 选取衰减后向散射最大值所在 bin 作为海面, 但该 bin 所对应的海拔需要在 CALIOP LIB 数据中记录的数字高程模型 (Digital Elevation Map, DEM) “Surface_Elevation” 参数的 ± 120 m (± 4 个 bin) 范围内, 这样可以筛去由低空大气层引起的信号峰值^[15, 17]。

2) 垂直和平行通道的海面后向散射信号必须不

向散射信号 $\beta'_c(z)$ 与瞬态响应函数 $F(z)$ 卷积的结果^[21]。这个卷积过程可以在数学上描述为:

$$\beta'_m(z) = F(z) * \beta'_c(z) \quad (11)$$

即

$$\beta'_c(z_1)F(z_2) + \beta'_c(z_2)F(z_1) = \beta'_m(z_1) \quad (12)$$

$$\beta'_c(z_1)F(z_3) + \beta'_c(z_2)F(z_2) + \beta'_c(z_3)F(z_1) = \beta'_m(z_2) \quad (13)$$

$$\vdots \quad (14)$$

$$\sum_{i=2}^{n+1} \beta'_c(z_{n-i+2})F(z_i) = \beta'_m(z_n) \quad (15)$$

表示成矩阵的形式:

饱和^[31], 可以利用 CALIOP LIB 数据包内的 “Surface_Saturation_Flag_532” 参数是否为 0 来判断。

3) 为了筛选出晴空条件, IAB 需要小于 0.017 sr^{-1} ^[32]。

4) β_s 所需要用到的海洋表面平均方波斜率 $\langle s^2 \rangle$ 的计算方式细化为依据风速大小的分段函数:

$$\begin{cases} \langle s^2 \rangle = 0.0146\sqrt{v} & (v < 7 \text{ m/s}) \\ \langle s^2 \rangle = 0.003 + 0.00512v & (13.3 \text{ m/s} > v > 7 \text{ m/s}) \\ \langle s^2 \rangle = 0.138\log_{10}v - 0.084 & (v > 13.3 \text{ m/s}) \end{cases} \quad (17)$$

5) 对于水体柱积分退偏比 δ_w , Lu 等人^[14]在 2014 年提出了一种可利用 CALIOP 数据计算得到的方法:

$$\delta_w = \frac{\sum_{i=p+1}^{i=p+5} \beta'_+(z_i)}{\sum_{i=p+1}^{i=p+5} \beta'_-(z_i)} \quad (18)$$

6) 筛选掉出现错误的的海面位置 bin 及其后 2 个 bin 后向散射有小于 0 的数据, 以及 $\delta_T < 0$ 的数据将被剔除。

综合 2.1 和 2.2 小节的反演方法, CALIOP 反演 b_{bp} 具体流程可总结为图 2。

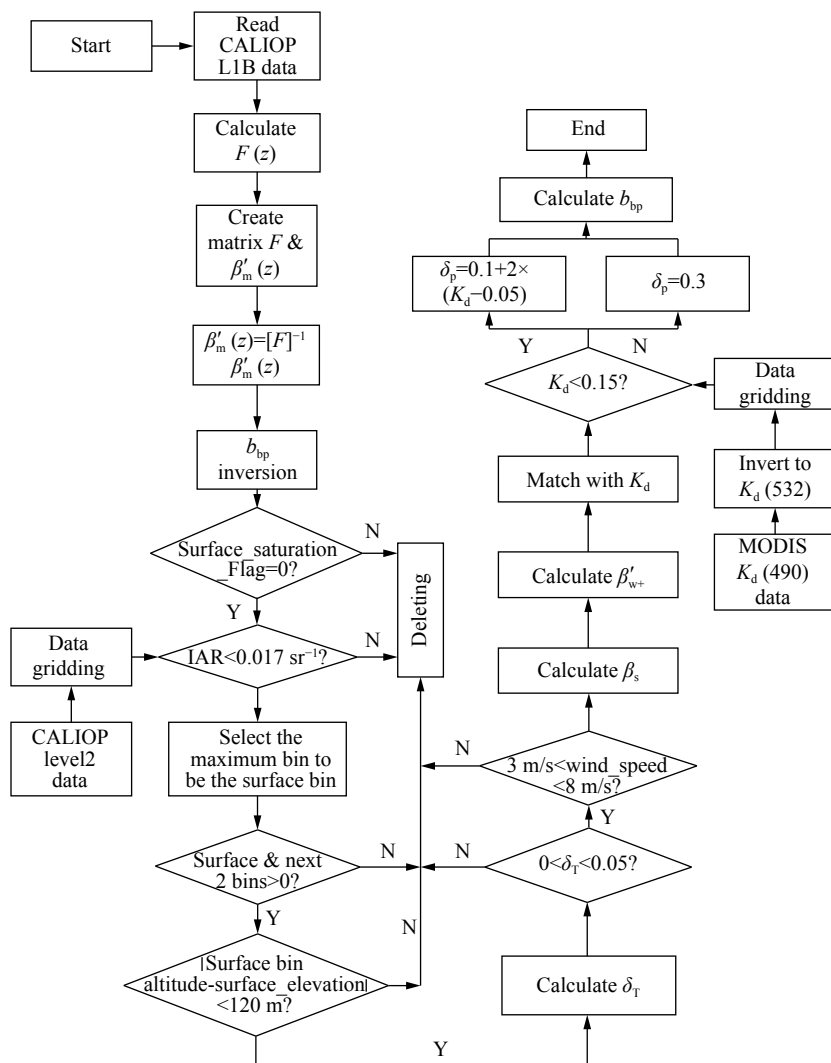


图 2 CALIOP 反演 b_{bp} 方法流程图

Fig.2 Flow diagram of CALIOP inversion method b_{bp}

2.3 反演结果

利用 MODIS 的 K_d 数据和进行退卷积处理后的 CALIOP L1B 数据,反演了 2014 全年的 b_{bp} 结果,如图 3 所示,经纬度网格分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,为了使数据具有可读性,以对数坐标表示。图中 b_{bp} 呈现出深海处较低,沿岸以及高纬度处数值较高的趋势,同时在太平洋中西部偏高。图 4 为 b_{bp} 的概率密度分布图,可以看到 b_{bp} 主要集中于 0 以及 0.002 m^{-1} 附近,由图 3 可以推测 0 附近的 b_{bp} 值对应于大洋深处的清澈水域,如图 3 中的蓝色区域, 0.002 m^{-1} 则对应赤道附近以及高纬度处的显示为青绿色的较大值。

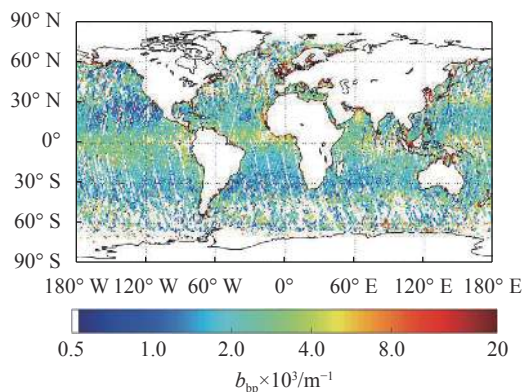


图 3 2014 年 3 月全球 b_{bp} (440 nm) 反演结果

Fig.3 Global distribution map of retrieved $b_{bp}(\text{m}^{-1})$ at 440 nm, with the time range of March 2014

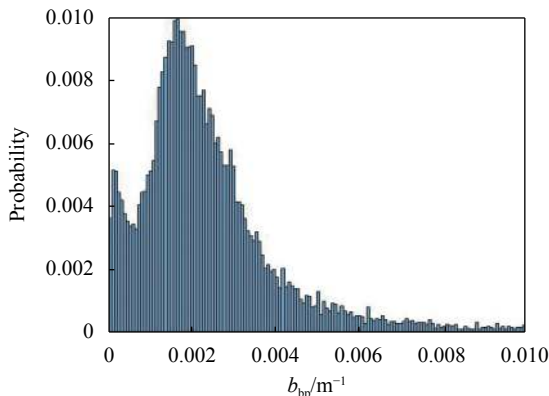


图 4 b_{bp} 概率密度分布

Fig.4 Distribution probability density of b_{bp}

3 结 论

目前大多数研究者使用的 CALIOP b_{bp} 反演算法^[2, 5, 6, 15, 18, 19]都是基于 2013 年 Behrenfeld 提出的方法^[13], 但此反演方法的基础假设较多, 为反演结果带来很大不确定性^[15], 并且对其反演数据的验证还比较欠缺。尽管 CALIOP 比起原位和水色更有优势, 但其在水中的垂直分辨率 (22.5 m) 并不够精细, 只能获得海洋次表层信息, 无法更加深入探测水体的垂直分层结构。并且 CALIOP 在轨运行时间已超过寿命四年, 数据质量不如从前, 需要后继卫星数据接替, 如 NASA 在 2018 年发射的 ATLAS 激光雷达 (Advanced Topographic Laser Altimeter System), 搭载于 IceSat-2 (Ice, Cloud and land Elevation Satellite-2) 卫星, 其拥有更高的垂直分辨率, 目前也已在冰边浮游植物研究领域做出贡献^[33]。未来, 需要在 CALIOP 反演 b_{bp} 的算法基础上, 发展新型算法, 提升 CALIOP 的反演精度, 同时研发针对其他星载激光雷达的算法, 如 ATLAS, 进一步为我国未来发射搭载海洋激光雷达卫星的数据处理提供参考。

参考文献:

[1] Churnside J, McCarty B, Lu X. Subsurface ocean signals from an orbiting polarization Lidar [J]. *Remote Sensing*, 2013, 5: 3457-3475.

[2] Behrenfeld M, Hu Y, Malley R, et al. Annual boom-bust cycles of polar phytoplankton biomass revealed by space-based lidar [J]. *Nature Geoscience*, 2017, 10(2): 118-122.

[3] Sauzède R, Claustre H, Uitz J, et al. A neural network-based method for merging ocean color and Argo data to extend surface

bio-optical properties to depth: Retrieval of the particulate backscattering coefficient [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2016, 121(4): 2552-2571.

[4] Churnside J, Tatarskii V, Wilson J. Oceanographic Lidar attenuation coefficients and signal fluctuations measured from a ship in the southern California Bight [J]. *Applied optics*, 1998, 37: 3105-3112.

[5] Yan Huaibin. Retrieval of chlorophyll concentration in open sea by using CALIPSO lidar signal below the surface[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2014. (in Chinese)

[6] Yu Suzhen, Wu Dong. Methods of ocean subsurface particulate backscattering coefficient retrieval from CALIOP measurements [J]. *Journal of Atmosphere and Environmental Optics*, 2019, 14(5): 367-373. (in Chinese)

[7] Winker D M, Vaughan M A, Omar A, et al. Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2009, 26(11): 2310-2320.

[8] Hostetler C A, Behrenfeld M J, Hu Yongxiang, et al. Spaceborne lidar in the study of marine systems [J]. *Annual Review of Marine Science*, 2018, 10: 13.1-13.27.

[9] Bisson K M, Boss E, Werdell P J, et al. Particulate backscattering in the global ocean: A comparison of independent assessments [J]. *Geophysical Research Letters*, 2021, 48(2): e2020GL090909.

[10] Li Ran, Wang Cheng, Su Guozhong, et al. Development and applications of spaceborne LiDAR [J]. *Science & Technology Review*, 2007(14): 58-63. (in Chinese)

[11] Liu Dong, Liu Qun, Bai Jian, et al. Data processing algorithms of the space-borne lidar CALIOP: a review [J]. *Infrared and Laser Engineering*, 2017, 46(12): 1202001. (in Chinese)

[12] Hu Y. Ocean, land and meteorology studies using space-based lidar measurements[C]//Proceedings of the Remote'09: Proceedings of the 5th Wseas International Conference on Remote Sensing, 2009.

[13] Behrenfeld M, Hu Y, Hostetler C, et al. Space-based lidar measurements of global ocean carbon stocks [J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40: 4355-4360.

[14] Lu Xiaomei, Hu Yongxiang, Trepte C, et al. Ocean subsurface studies with the CALIPSO spaceborne lidar [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119: 4305-4317.

[15] Dionisi D, Brando V, Volpe G, et al. Seasonal distributions of ocean particulate optical properties from spaceborne lidar measurements in Mediterranean and Black sea [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2020, 247: 111889.

- [16] Hu Y. Ocean color related studies using CALIPSO data[C]//Proceedings of the NASA Ocean Color Research Team Meeting, Seattle, F, 2007.
- [17] Lu X, Hu Y, Pelon J, et al. Retrieval of ocean subsurface particulate backscattering coefficient from space-borne CALIOP lidar measurements [J]. *Optics Express*, 2016, 24: 29001.
- [18] Behrenfeld M, Gaube P, Penna A, et al. Global satellite-observed daily vertical migrations of ocean animals [J]. *Nature*, 2019, 576(7786): 257-261.
- [19] Lacour L, Larouche R, Babin M. In situ evaluation of spaceborne CALIOP lidar measurements of the upper-ocean particle backscattering coefficient [J]. *Optics Express*, 2020, 28: 26989-26999.
- [20] Hunt W H, Winker D M, Vaugh M A, et al. CALIPSO lidar description and performance assessment [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2009, 26(7): 1214-1228.
- [21] Li J, Hu Y, Huang J, et al. A new method for retrieval of the extinction coefficient of water clouds by using the tail of the CALIOP signal [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2011, 11(223): 2903-2916.
- [22] Voss K J, Fry E S. Measurement of the Mueller matrix for ocean water [J]. *Appl Opt*, 1984, 23(23): 4427-4439.
- [23] Kokhanovsky, Alexander A. Parameterization of the Mueller matrix of oceanic waters [J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 2003, 108(C6): 3175.
- [24] Hu Y, Stamnes K, Vaughan M, et al. Sea surface wind speed estimation from space-based lidar measurements [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2008, 8(13): 3593-3601.
- [25] Churnside J H. Polarization effects on oceanographic lidar [J]. *Optics Express*, 2008, 16(2): 1196-1207.
- [26] Sullivan J M, Twardowski M S. Angular shape of the oceanic particulate volume scattering function in the backward direction [J]. *Applied Optics*, 2009, 48(35): 6811-6819.
- [27] McGill M J, Vaughan M A, Trepte C R, et al. Airborne validation of spatial properties measured by the CALIPSO lidar [J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2007, 112(D20).
- [28] He Yongxiang, Kathy P, Mark V, et al. Elevation information in tail (EIT) technique for lidar altimetry [J]. *Optics Express*, 2007, 15(22).
- [29] Lu Xiaomei, Hu Yongxiang, Liu Zhaoyan, et al. CALIOP receiver transient response study[C]//Proceedings of the Polarization Science and Remote Sensing VI, 2013, 8873: 887316.
- [30] Lu X, Hu Y. Estimation of particulate organic carbon in the ocean from space-based polarization lidar measurements[C]//Proceedings of the Ocean Remote Sensing and Monitoring from Space, F, 2014.
- [31] Lu X, Hu Y, Yang Y, et al. Laser pulse bidirectional reflectance from CALIPSO mission [J]. *Atmospheric Measurement Techniques*, 2018, 11(6): 3281-3296.
- [32] Josset D, Pelon J, Hu Y. Multi-instrument calibration method based on a multiwavelength ocean surface model [J]. *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*, 2010, 7(1): 195-199.
- [33] Lu X, Hu Y, Yang Y, et al. Antarctic spring ice-edge blooms observed from space by ICESat-2 [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2020, 245: 111827.