

董自鹏, 余兴, 卢娣, 等. 2020. 一个检验太阳光度计 Langley 定标结果可靠性的方法 [J]. 大气科学, 44(1): 39-52. DONG Zipeng, YU Xing, LU Di, et al. 2020. An Objective Method for Assessment of Langley Calibrations of Sunphotometer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(1): 39-52. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18184

一个检验太阳光度计 Langley 定标结果可靠性的方法

董自鹏^{1,2,3} 余兴^{1,3} 卢娣⁴ 戴进^{1,3} 李星敏^{1,3} 陈闯^{1,3} 彭艳^{1,3} 董妍^{1,3}

1 陕西省气象科学研究所, 西安 710016

2 北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院, 北京 100875

3 陕西省气象局秦岭和黄土高原生态环境气象重点实验室, 西安 710014

4 陕西省气象服务中心, 西安 710014

摘要 准确反演气溶胶光学厚度 (AOD) 在气溶胶气候效应和环境效应研究中至关重要, 仪器定标是目前 AOD 反演过程中最大的不确定性来源。Langley 法作为应用最广泛的光度计定标方法, 其对天气条件和大气洁净度要求苛刻, 这在大气污染较重的地区难以实现, 并可能导致 AOD 反演误差偏大。为了降低由不恰当的 Langley 定标所引起的 AOD 反演误差, 本文提出一个利用辐射传输模式结合地面太阳直接辐射观测数据检验 Langley 定标结果合理性的方法, 并利用西安 2013 年 6 月至 2015 年 12 月多滤波旋转遮光带辐射计 (MFRSR) 和直接辐射表 (NIP) 观测资料, 探讨了方法的可行性。结果表明, 该方法能够将 Langley 定标结果限定在较小的波动范围内, 有效降低由定标不确定性引起的 AOD 反演误差, 有助于提高单站点 AOD 观测精度。

关键词 Langley 定标方法 多滤波旋转遮光带辐射计 气溶胶 SBDART 辐射传输模式

文章编号 1006-9895(2020)01-0039-14

中图分类号 P407

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1905.18184

An Objective Method for Assessment of Langley Calibrations of Sunphotometer

DONG Zipeng^{1,2,3}, YU Xing^{1,3}, LU Di⁴, DAI Jin^{1,3}, LI Xingmin^{1,3}, CHEN Chuang^{1,3},
PENG Yan^{1,3}, and DONG Yan^{1,3}

1 Meteorological Institute of Shaanxi Province, Xi'an 710016

2 College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, Beijing 100875

3 Key Laboratory of Eco-Environment and Meteorology for the Qinling Mountains and Loess Plateau, Shaanxi Meteorological Bureau, Xi'an 710014

4 Shaanxi Meteorological Service Center, Xi'an 710014

Abstract Atmospheric aerosols play a critical role in many aspects of climate, environmental, and human health problems and have attracted increasing attention in recent years. It is of great importance to retrieve aerosol optical

收稿日期 2018-06-28; 网络预出版日期 2019-06-20

作者简介 董自鹏, 男, 1984 年出生, 高工, 从事气溶胶遥感与辐射效应研究。E-mail: dzp2003@126.com

通讯作者 李星敏, E-mail: lixingmin803@163.com

资助项目 国家自然科学基金项目 41905016、41375155, 秦岭和黄土高原生态环境气象重点实验室基金课题 2019Z-7, 陕西省重点研发计划项目 2019SF-269

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41905016, 41375155), Key Laboratory of Eco-Environment and Meteorology for the Qinling Mountains and Loess Plateau Open Research Fund (Grant 2019Z-7), Key Research and Development Program of Shaanxi Province (Grant 2019SF-269)

depths (AODs) accurately. Calibration of the direct solar radiation data obtained by sun photometers is a key step in obtaining accurate AODs. Unfortunately, there are significant errors in the AODs obtained for heavily polluted regions, such as most parts of China, by the use of incorrect solar calibration constants determined by the widely used Langley method. To overcome this problem, in this paper, we propose a method for performing an objective assessment of Langley calibrations that combines the surface shortwave radiation observed by a pyrhelimeter with the SBDART atmospheric radiative transfer model. We verified the feasibility of the proposed method using two and a half years of solar radiation data obtained by the multi-filter rotating shadowband radiometer and the normal incidence pyrhelimeter. The results showed that the accuracy of the AOD retrievals was improved and the solar calibration constants could be constrained to a set of stable values.

Keywords Langley calibration method, multi-filter rotating shadowband radiometer (MFRSR), Aerosol, SBDART radiative transfer model

1 引言

大气气溶胶不仅通过散射和吸收太阳辐射直接影响地气能量平衡, 还通过改变云的辐射特性和生命周期间接地影响天气和气候 (石广玉等, 2008; 范学花等, 2013)。由于气溶胶物理化学性质的高度时空可变性, 其引起的辐射效应仍然是全球气候变化评估中最大的不确定性来源之一 (Crippa et al., 2016; Nikandrova et al., 2018), 准确测量气溶胶光学性质对气候变化研究有重要意义。目前, 卫星和地基遥感是获取整个大气柱气溶胶光学特性的主要手段, 并且, 地基太阳光度计遥感被认为是反演气溶胶光学厚度 (AOD) 最准确的方法, 然而, 这一方法也有其局限性, 主要表现在仪器自身精度和定标方法两个方面 (杨志峰等, 2008), 其中, 仪器定标是最大的不确定性来源 (Alexandrov et al., 2008)。一般情况下, 光度计定标有 Langley 法、标准传递法和实验室标准光源法。标准传递定标通常需要依赖于联合观测网, 而实验室定标对温度、湿度和室内环境要求苛刻 (杨志峰等, 2008; Tao et al., 2014), 不适合频繁进行。对于许多单点观测而言, 很难有条件进行上述两种定标。然而, 由于光度计灵敏度衰减较快 (Alexandrov et al., 2002), 对仪器进行周期性定标非常必要 (Alexandrov et al., 2009)。鉴于此, Langley 法成为应用最广泛的定标方法 (辛金元等, 2006)。该方法通常需要在晴好、稳定、无云的天气条件下进行, 这在大气污染较重的中国地区难以实现 (Lee et al., 2010), 且定标结果可能会超出误差允许范围 (杨志峰等, 2008)。因此, 检验 Langley 定标结果的优劣非常重要, 是准确研究气溶胶气候效应和环

境效应的前提。已有的一些研究通过与光度计出厂定标值对比的方法, 对特定站点 Langley 定标结果进行了合理性检验 (杨志峰等, 2008; 谭浩波等, 2009; 李霞, 2009; Deng et al., 2012), 然而, 这不适用于运行时间较长的仪器。为有效解决 Langley 定标不确定性所引起的 AOD 反演误差问题, 本文提出利用直接辐射观测资料结合辐射传输模式对太阳光度计 Langley 定标结果进行检验的方法, 并论证其可行性。

2 方法与数据

2.1 Langley 定标及其检验方法

根据朗伯比尔定律, 在非水汽吸收通道, 通过大气到达地面的波长 λ 处太阳直射辐照度 $E_{(\lambda)}$ 为

$$E_{(\lambda)} = E_{0(\lambda)} R^2 \exp(-m\tau_{(\lambda)}), \quad (1)$$

其中, $E_{0(\lambda)}$ 为大气外界太阳直射辐照度, R 为日地距离校正因子, m 为太阳天顶角 (SZA) 余弦倒数, 即大气相对质量, $\tau_{(\lambda)}$ 为大气总光学厚度, 由瑞利散射 (τ_r)、吸收气体 (τ_g) 和气溶胶光学厚度 (τ_a) 三部分组成:

$$\tau_{(\lambda)} = \tau_{a(\lambda)} + \tau_{r(\lambda)} + \tau_{g(\lambda)}. \quad (2)$$

对于分光观测仪器而言, 无论其输出的是电压信号 (如 CE318 型太阳光度计), 或是经辐射定标后的分光辐照度信号 (如多滤波旋转遮光带辐射计 MFRSR), 都与探测到的太阳辐射成正比。若将仪器输出信号一律记作 V , 并假定 $V_{0(\lambda)}$ 是对应于 $E_{0(\lambda)}$ 的大气外界仪器输出信号, 公式 (1) 可以写成:

$$V_{(\lambda)} = V_{0(\lambda)} R^2 \exp(-m\tau_{(\lambda)}), \quad (3)$$

公式 (3) 两边同求对数可以转化为如下形式:

$$\ln(V_{(\lambda)} R^2) = \ln(V_{0(\lambda)}) - \tau_{(\lambda)} m, \quad (4)$$

接着对 m 和 $\ln(V_{(\lambda)}R^2)$ 进行线性拟合得到的截距即为 $\ln(V_{0(\lambda)})$ ，由此求出 $V_{0(\lambda)}$ ，这一过程称为 Langley 定标。由于一天中大气状况可能发生较大变化，文中对每天上、下午的 m 和 $\ln(V_{(\lambda)}R^2)$ 分别进行拟合，并循环剔除偏离拟合线最严重的点，仅当剩余数据量 $>70\%$ 且相关系数 $r^2 > 0.99$ 时，由拟合截距求出 $V_{0(\lambda)}$ 并计算大气总光学厚度 $\tau_{(\lambda)}$ 。半天内 $\tau_{(\lambda)}$ 均值 < 0.5 、标准偏差 < 0.05 的情况下，进行 $\tau_{(\lambda)}$ 和 m 线性相关检验，若两者线性拟合斜率绝对值 < 0.02 且相关系数 $r < 0.5$ ，即认为 Langley 定标成功，不满足上述任意条件则认为相应的上、下午数据不符合 Langley 定标条件，相应的流程见图 1（左）。定标过程中对 $\tau_{(\lambda)}$ 和 m 进行相关性检验是为了防止出现 $\tau_{(\lambda)}$ 随 m 线性变化的情况：

$$\tau_{(\lambda)} = am + b, \quad (5)$$

将公式 (5) 带入公式 (4) 有：

$$\ln(V_{(\lambda)}R^2) = \ln(V_{0(\lambda)}) - am^2 - bm. \quad (6)$$

在 $a < b$ 时，公式 (6) 中 m 和 $\ln(V_{(\lambda)}R^2)$ 线性相关系数 r^2 仍能满足 > 0.99 的条件，但是求出的 $V_{0(\lambda)}$ 误差非常大，造成 Langley 定标结果不可信。

对于水汽吸收极强的 937 nm 通道，由于水汽透过率与水汽含量之间不符合朗伯比尔定律，文中采用改进 Langley 法对该通道进行定标，定标及水汽反演步骤参见文献 (Zhou and Liu, 2011; 毕研盟等, 2011)，这里不再赘述。

经过上述过程，可以获得一系列大气外界仪器定标值。根据公式 (2) 和 (3)，大气气溶胶光学厚度 $\tau_{a(\lambda)}$ 可以表述为

$$\tau_{a(\lambda)} = \frac{1}{m} \ln(V_{0(\lambda)}) - \frac{1}{m} \ln(V_{(\lambda)}R^2) - \tau_{R(\lambda)} - \tau_{g(\lambda)}. \quad (7)$$

那么，若大气外界仪器真实输出值和 Langley 定标值分别为 $V_{0(\lambda)}$ 、 $V'_{0(\lambda)}$ 时，由定标引起的 AOD 误差 $\varepsilon_{(\lambda)}$ 为

$$\varepsilon_{(\lambda)} = \tau'_{a(\lambda)} - \tau_{a(\lambda)} = \frac{1}{m} \ln\left(\frac{V'_{0(\lambda)}}{V_{0(\lambda)}}\right). \quad (8)$$

由于每次 Langley 定标得到的 $V_{0(\lambda)}$ 都不完全相同，且在重污染地区偏差较大，因此需要从这些定标结果中筛选出最合理的若干组用于 AOD 反演，这在没有仪器出厂定标值或标准仪器可用于对比的情况下很难确定每一组定标结果的优劣，本文提出利用辐射传输模式结合地面太阳直接辐射观测数据检验并筛选 Langley 定标结果的方法。

晴空条件下，影响地面太阳直接辐射的主要因素有太阳高度角、日地距离以及大气柱大气分子、吸收气体和气溶胶总含量，而与地表反射率、气溶胶粒子形状 (Mishchenko et al., 1997) 以及气溶胶的垂直分布情况几乎无关 (Meloni et al., 2005)，并且不依赖于气溶胶单次散射反照率和不对称因子等光学特性，因此，在太阳高度角、日地距离和吸收气体含量已知的情况下，地面太阳直接辐射变化仅取决于 AOD，向辐射传输模式中输入的 AOD 越精确，模拟得到的地面直接辐射就越接近于实测值，通过判断模拟值与实测值相对误差是否小于设定阈值，进而能够判断出 Langley 定标结果的合理性。值得注意的是，由于直接辐射观测的是宽带积分辐射，因此，模式模拟值与观测值吻合仅能代表整个光谱的积分辐照度相同，而每个波段 AOD 或 Langley 定标是否准确却不一定。假如某些波段定标值偏大，而另一些波段定标值偏小，模式计算的总太阳直射辐照度与辐射表测量值可能会很接近，这时判定 Langley 定标合理则导致定标结果不准确。因此，上述现象是否发生决定着方法的可行性，需要进行细致分析。为了方便讨论，首先假定能够获得太阳直接辐射表波段范围内光谱分辨率为 $\Delta\lambda$ 的 Langley 定标结果，在 $\Delta\lambda$ 足够小的情况下，任一波长 Langley 定标出现误差，不会影响其相邻波段 AOD 反演精度。根据公式 (1) 和 (2)，若在波长 λ 处 AOD 反演误差为 $\varepsilon_{(\lambda)}$ ，则其引起的地面直射辐照度变化为

$$\Delta E_{(\lambda)} \Delta\lambda = (E'_{(\lambda)} - E_{(\lambda)}) \Delta\lambda = E_{0(\lambda)} R^{-2} \left[e^{-m(\tau_{(\lambda)} + \varepsilon_{(\lambda)})} - e^{-m\tau_{(\lambda)}} \right] \Delta\lambda, \quad (9)$$

此时，若 n 个波段的 AOD 反演均出现偏差，为了使光谱积分辐照度不变，则需要：

$$\sum_{i=1}^n \Delta E_{(\lambda_i)} \Delta\lambda = 0, \quad (10)$$

其中， λ_i 代表第 i 个波段的波长。将公式 (9) 带入公式 (10)，可以求得：

$$\varepsilon_{(\lambda_1)} = -\frac{1}{m} \ln \left[1 + \sum_{i=2}^n \frac{E_{0(\lambda_i)}}{E_{0(\lambda_1)}} e^{m\tau_{(\lambda_1)} - m\tau_{(\lambda_i)}} (1 - e^{-m\varepsilon_{(\lambda_i)}}) \right], \quad (11)$$

联合公式 (8) 和 (11)，最终得到：

$$\frac{V'_{0(\lambda_1)}}{V_{0(\lambda_1)}} = \left[1 + \sum_{i=2}^n \left\{ \frac{E_{0(\lambda_i)}}{E_{0(\lambda_1)}} e^{m\tau_{(\lambda_1)} - m\tau_{(\lambda_i)}} \left(1 - \frac{V_{0(\lambda_i)}}{V_{0(\lambda_i)}} \right) \right\} \right]^{-1}. \quad (12)$$

由公式 (12) 可知，若要使光谱积分辐照度不

变,至少需要有一个通道的定标误差随大气斜程和大气总光学厚度光谱分布的变化而变化。由此可以证明:正、负偏差兼有的Langley定标结果,仅能够使辐射传输模式计算的总太阳直接辐射与观测值在某些瞬间非常接近或吻合,但随着大气斜程、气溶胶类型等的变化,模拟值与观测值便会偏离。事实上,由于光度计仅能反演若干个固定波段上的AOD,因此,若某一波段的定标出现偏差,则将会影响其前、后波段范围内所有的AOD插值结果,如此便会进一步扩大模拟值与观测值之间的差异。AOD插值是指依据观测获得的AOD对波长的响应关系,求取观测仪器所不具备的波段上的AOD。根据Ångström (1964),气溶胶光学厚度(τ)与波长(λ)关系可以表述为

$$\tau_{\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha}, \quad (13)$$

其中, α 为气溶胶波长指数,其值大小与气溶胶粒径大小呈反比, β 为浊度系数。对于多通道观测而言, $\ln(\tau_{\lambda})$ 和 $\ln(\lambda)$ 线性拟合斜率的相反数即为 α 。为了与被广泛应用的AERONET (Holben et al., 1998) 440~870 nm波长指数保持一致,文中采用波长介于440~870 nm之间的500、615、675和870 nm四个波段的AOD及波长按公式(13)求取 α 值。

公式(12)和个例分析(图略)均表明,对于正、负偏差兼有的Langley定标结果,其引起的辐射偏差随 α 和AOD的变化而剧烈变化,导致不同

AOD和 α 分组下直接辐射模拟值和观测值拟合斜率相差较大。因此,通过同时判别地面直射辐射观测值与模拟值间的整体差异以及在AOD和 α 分组下两者拟合斜率差值的大小进行Langley定标结果是否合理的判定是可行的,但是需要选择足够长的时间以保证气溶胶类型和大气污染程度的变化。具体步骤为:首先,对太阳光度计观测到的直射辐射数据进行初步Langley定标,并依据每组Langley定标结果反演出其前、后6个月的AOD和大气可降水量(PWV);其次,将AOD和PWV反演值、卫星观测的臭氧含量以及地面气压数据共同输入到辐射传输模式,模拟获得对应于该次Langley定标结果的地面直接辐射值;最后,将每组Langley定标结果对应的地面直接辐射模拟值与地面观测值进行整体对比,同时,按AOD和 α 大小对两者进行分档对比,若两者整体偏差不超过设定阈值,并且,在不同AOD和 α 组合下两者拟合斜率最大值与最小值之差也不超过设定阈值,则判定该组Langley定标系数合理并予以保留,否则予以舍弃,相应的检验流程见图1。

SBDART辐射传输模式被广泛应用于气溶胶辐射效应评估,该模式对宽波段辐照度模拟误差小于3%,能够很好的再现地面直接辐射和总辐射(Xia et al., 2007a, 2007b),本文即采用该模式进行辐射传输运算,由于观测站点周围没有探空资料,运算中在冬半年采用“中纬度冬季”大气模式、夏半年

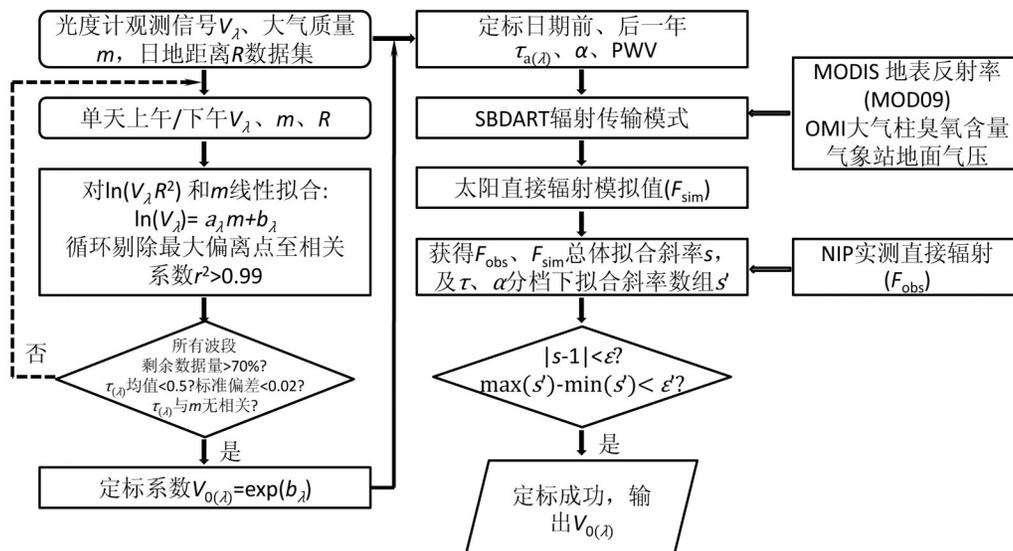


图1 Langley定标及其结果检验流程图

Fig. 1 Schematic diagram of the method used to evaluate Langley calibrations

采用“中纬度夏季”大气模式来代替真实大气状态。模式中所需的辅助数据主要包括 OMI 卫星观测的臭氧含量 (<https://aura.gsfc.nasa.gov/omi.html> [2018-10-16]) 以及气象站观测的地面气压, 由于大气可降水量、臭氧含量和气压均采用实测值, 在模式中利用中纬度冬季和夏季大气模型代替真实大气状态对直接辐射模拟结果的影响不大。在气溶胶输入模块上, 采用自定义气溶胶类型, 同时向 SBDART 输入仪器所有的观测波长和相应波长上的 AOD, 并输入 440~870 nm 的波长指数, 使模式在整个光谱范围内依照实测 AOD 对波长的响应关系进行 AOD 插值, 确保模式中 AOD 波段变化与实际观测一致。

2.2 观测地点、仪器和数据

为了检验方法的可行性, 文中采用的主要数据来源于西安市气溶胶和辐射地基观测。西安作为我国西北地区的中心城市和“一带一路”的重要节点城市, 其经济快速发展的同时, 雾霾天气频发, 人为污染物对大气环境的影响持续加重 (Dong et al., 2013; 彭玥等, 2017)。在全国范围内开展的多个联合观测显示, 西安及关中地区是我国大气污染重灾区: 中国气象局气溶胶地基遥感监测网 (CARSONET) 观测表明西安 AOD 多年均值为 0.90, 远高于全国城市均值 0.74, 约为我国远郊站点 AOD 的 6.5 倍 (Che et al., 2015)。大气成分观测网 (CAWNET) 观测显示西安 PM_{2.5} 和 PM₁₀ 多年均值分别为 93.6 ± 67.3 和 $135.4 \pm 97.3 \mu\text{g m}^{-3}$, 是我国大气颗粒物浓度最高的城市, PM_{2.5} 日均值超过国家环境空气质量标准 (GB3095-2012) 二级浓度限值 $75 \mu\text{g m}^{-3}$ 的比例达 52% (Wang et al., 2015)。西安严重的大气污染问题与局地污染排放、气象条件和复杂地形密切相关 (王钊等, 2013; Zhao et al., 2015; Bei et al., 2016), 此外, 二次气溶胶以及气溶胶与边界层间的反馈作用对该地区污染形成有重要影响 (Huang et al., 2014; Ding et al., 2016; Bei et al., 2016; Dong et al., 2017)。为了研究气溶胶的环境和气候效应, 2013 年 6 月以来, 陕西省气象局在西安市长安气象站 (34.15°N, 108.92°E; 433 m) 开展了连续的气溶胶、辐射和云观测, 本文利用其中的多滤波旋转遮光带辐射计 (MFRSR) 和太阳直接辐射表 (NIP) 观测资料进行 Langley 定标并对定标结果进行检验, 所选时段为 2013 年 6 月至 2015 年 12 月。其中, NIP 由美国 EPPLEY

LABORATORY 公司生产, 架设于 Kipp&Zonen 公司 SOLYS2 型太阳跟踪仪上进行太阳直接辐射观测, 其光谱响应范围为 285~2800 nm, 观测精度为 $\pm 1\%$; MFRSR 由美国 Yankee Environmental Systems 生产, 该仪器能够同时对 415、500、615、675、870、940 nm 6 个窄波段通道和 300~3000 nm 1 个宽波段通道太阳直射辐射、散射辐射和总辐射进行 60 s 时间分辨率的连续观测。为了探讨定标期间的大气污染状况, 文中还应用到了中国空气质量在线监测分析平台 (<https://www.aqistudy.cn/> [2018-10-16]) 给出的西安市逐时 PM_{2.5} 和 PM₁₀ 数据 (起始日期为 2013 年 12 月), 以及长安气象站逐时能见度和相对湿度 (RH) 数据。长安气象站于 2014 年 1 月起布设能见度仪进行能见度自动观测, 此前数据为人工定时 (08:00、14:00、20:00; 北京时间, 下同) 目测, 因人工观测时次较少且主观性较大, 这里仅使用器测能见度。

3 结果分析

3.1 Langley 定标结果及误差分析

长安站 MFRSR 自安装后未进行过绝对辐射定标, 而 NIP 分别于 2012、2015 年进行了绝对辐射定标, 且两次定标系数相差小于 1.8%, 表明 NIP 观测结果稳定可靠, 因此, 首先利用 NIP 判断 MFRSR 灵敏度衰减情况, 结果如图 2 所示, 两者具有极显著的相关性 ($r^2=0.992$), 但斜率 (0.923) 与 1 偏离较大, 两者辐照度观测值偏差 7.7%, 表明 MFRSR 灵敏度在 2.5 a 观测期内衰减较为严重, 对 MFRSR 进行 Langley 定标非常必要。此外, 两者均方根误差约为绝对误差两倍, 这可能与辐射表的水平状况有关, 观测人员对辐射表的水平状态调整周期约为一个月左右, 对观测精度有一定影响。

利用 Langley 法对长安站 MFRSR 6 个窄波段通道 V_0 进行定标, 经过严格的定标条件判断后, 在 2.5 a 观测时段内共得到 12 组定标结果。表 1 给出了 12 组 Langley 定标的日期及其对应的大气污染状况, 由于西安 PM 和能见度数据分别开始于 2013 年年底和 2014 年年初, 因此, 前 3~4 次定标无对应数据。定标期间, 西安 PM_{2.5} 和 PM₁₀ 浓度均值分别为 32 和 $86 \mu\text{g m}^{-3}$, 远低于 Wang et al. (2015) 报道的多年均值 93.6 和 $135.4 \mu\text{g m}^{-3}$, 表明文中给出的 Langley 定标判据能够将定标时段限定在相对清

洁的天气。即便如此，与 24 个 CAWNET 站点 (Wang et al., 2015) 相比，定标期间西安 PM_{2.5} 均值仍超过包括拉萨城区站和上海郊区站在内的 6 个 (25%) CAWNET 站点，并与南宁城区站 (38.4 $\mu\text{g m}^{-3}$) 和武汉郊区站 (33.6 $\mu\text{g m}^{-3}$) 等站点相当，而 PM₁₀ 平均浓度则超过了 18 个 (75%) CAWNET 站点，相对于全国而言，定标期间西安市大气污染程度仍然较重。此外，能见度和相对湿度 (RH) 数据显示，2014 年 12 月 21 日 (第 8 次定标) 长安站发生轻微霾 (RH \leq 80%，5 km \leq 能见度 $<$ 10 km)，2014 年 11 月 5 日 (第 7 次定标) 和 2015 年 2 月 12 日 (第 9 次定标) 发生轻度霾 (RH \leq 80%，3 km \leq 能见度 $<$ 5 km)，在拥有器测能见度数据的定标天数中，霾日占 33.3%。图 3 给出了不同波段定标系数随时间的演变情况，除 870 nm 通道 V_0 波动较小以外，其他通道 V_0 均波动较大，表明在我国污染地区很难得到稳定的 Langley 定标系数，这与已有的大量研究结果一致。需要指出的是，MFRSR 直射辐射并非直接测量获得，而是通过其测量的半球总辐射减去遮挡太阳后的散射辐射得到，因此，里面引入了两次测量误差；此外，MFRSR 在遮挡太阳的同时还遮挡了部分天空，虽然仪器通过额外观测遮挡太阳主平面 $\pm 9^\circ$ 天空后的辐射进行修正运算，但仍然存在部分太阳遮挡误差，所以，MFRSR 总的测量误差比直接跟踪太阳的太阳光度计 (如 CE318、POM02 太阳光度计) 要大，这也可能是造成图 3 中不同天定标起伏大的原因之一。表 2 给出了 12 组定标结果的统计特征，每个通道 V_0 最大值和最小值之间都相差甚大，这将在 AOD 反演过程中引入显著的误差。长安站一年中 SZA 最小值为 10.62° ，对应的大气质量 m 为 1.017。若将每个通道 V_0 均值作为真值，在 $m=1.017$ 的情况下，根据公式 (8) 可以求得 V_0 最小值造成 MFRSR 415 ~ 870 nm 5 个通道 AOD 反演误差分别为：-0.136、-0.114、-0.092、-0.082 和 -0.065， V_0 最大值造成的 AOD 反演误差分别为：0.112、0.082、0.060、0.084 和 0.070，上述误差远大于理想 Langley 定标误差范围 (0.01~0.02)，因此，在重污染地区对 Langley 定标结果的合理性进行检验非常必要。

3.2 Langley 定标结果客观检验

在得到 12 组 Langley 定标系数之后，利用公式 (7) 可以反演得到每组定标系数所对应的 AOD 和 PWV，其中，第 3 组、第 7 组和第 11 组定标系数在

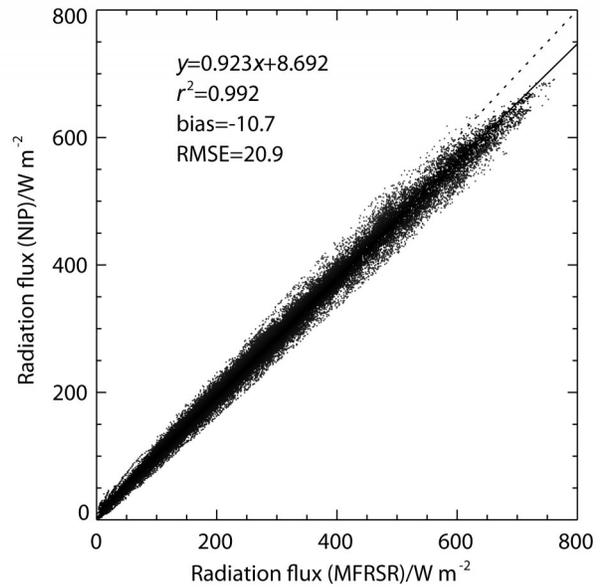


图 2 直接辐射表 (NIP) 和多滤波旋转遮光带辐射计 (MFRSR) 观测的太阳直接辐射对比

Fig. 2 Direct shortwave radiation observed by the multi-filter rotating shadowband radiometer (MFRSR) as a function of that observed by the normal incidence pyrheliometer (NIP)

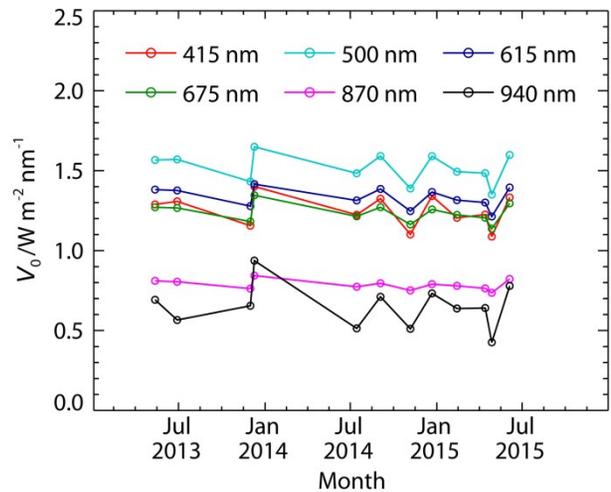


图 3 MFRSR 不同波段 Langley 定标系数 V_0 时间序列

Fig. 3 Time series of the calibration coefficient (V_0) at different wavelengths

用于反演过程中多次出现 AOD $<$ 0 的情形，表明定标系数明显偏小，予以舍弃。利用剩余 9 组 Langley 定标系数分别反演得到定标日期前、后 6 个月的 AOD 和 PWV，并采用 Alexandrov et al. (2004) 提出的方法检测和剔除含云数据，将质量控制之后的 AOD、PWV 数据结合卫星观测的臭氧和气象站气压资料输入 SBDART 进行辐射传输运

表1 Langley 定标日期及其对应的大气污染状况

Table 1 Characteristics of the air pollution during the Langley calibrations

Langley 定标序号	日期	PM2.5/ $\mu\text{g m}^{-3}$			PM10/ $\mu\text{g m}^{-3}$			能见度/km		
		日均值	最小值	最大值	日均值	最小值	最大值	日均值	最小值	最大值
1	2013年5月12日	/	/	/	/	/	/	/	/	/
2	2013年6月28日	/	/	/	/	/	/	/	/	/
3	2013年11月30日	/	/	/	/	/	/	/	/	/
4	2013年12月9日	31	18	58	82	45	124	/	/	/
5	2014年7月14日	41	35	47	88	71	103	26.1	10.3	35.0
6	2014年9月3日	22	10	33	60	27	83	22.5	12.0	35.0
7	2014年11月5日	44	16	103	89	39	218	16.0	4.5	30.5
8	2014年12月21日	23	12	54	69	40	137	19.6	7.3	35.0
9	2015年2月12日	44	16	76	142	56	224	13.8	3.5	35.0
10	2015年4月13日	21	14	32	73	40	131	26.7	15.5	35.0
11	2015年4月27日	32	24	42	86	66	113	14.3	5.8	26.4
12	2015年6月4日	28	13	48	81	44	138	18.8	1.8	35.0

表2 Langley 定标系数 V_0 的统计特征

Table 2 Statistical characteristics of the calibration coefficients (V_0) obtained by Langley method

MFRSR 通道	$V_0/W\text{ m}^{-2}(\text{nm})^{-1}$			
	均值	标准偏差	最小值	最大值
415 nm	1.250	0.100	1.088	1.401
500 nm	1.517	0.093	1.351	1.649
615 nm	1.332	0.064	1.213	1.416
675 nm	1.236	0.060	1.137	1.346
870 nm	0.786	0.031	0.736	0.844
940 nm	0.650	0.137	0.426	0.937

算，模拟得到的地面太阳直接辐射与NIP实测值比对情况见图4，所有模拟结果与实测数据拟合截距相差不大，集中在 $-6.4\sim-4.1\text{ W m}^{-2}$ 之间，但斜率相差较大：斜率最小值为0.936，表明模拟值比实测值偏小6.4%，AOD反演结果偏大；斜率最大值为1.074，表明模拟值比实测值偏大7.4%，AOD反演结果偏小。以NIP两次定标系数差异（ $<1.8\%$ ）作为判断阈值，9组太阳直接辐射模拟结果中共有3组落在该阈值以内，分别对应于第1组、第6组和第8组Langley定标系数。图5给出了不同AOD和 α 分组下直接辐射模拟值和观测值拟合斜率的变化情况，并标示出了最大斜率（ S_{max} ）与最小斜率

（ S_{min} ）之差。在综合考虑PWV误差和NIP定标系数偏移影响的情况下，以2.16%作为 $S_{\text{max}}-S_{\text{min}}$ 判断阈值较为合理（设定依据见下文误差分析部分），9组Langley定标结果中仅有第6组和第8组满足这一条件，表明两者在每个通道上的定标系数均接近于真值。结合图4和图5可知，虽然第1组定标结果能使直接辐射模拟值与观测值在整体上吻合较好，但 $S_{\text{max}}-S_{\text{min}}$ 值较大，表明该组定标系数在某些通道误差较大，并且可能正、负偏差兼有。为了验证这一推测，以拟合斜率接近于1且 $S_{\text{max}}-S_{\text{min}}$ 最小的第8组定标系数作为最优定标结果，将12组Langley定标系数分别除以第8组定标系数进行归一化，结果如图6所示。显而易见，第1、2、6和12组定标系数都是正、负偏差兼有的情况，这4组定标系数对应的直接辐射拟合斜率与1偏离相对较小（ $-2.3\%\sim 2.2\%$ ，图4a、b、e、i）；第4组定标系数整体偏高，引起所有波段AOD偏大，使直接辐射模拟值远小于实测值，两者拟合斜率为0.936（图4c）；第5、9和10组定标系数整体偏低，引起所有波段AOD偏小，因此，直接辐射模拟值远大于实测值，拟合斜率分别为1.074、1.049和1.060（图4d、g、h），而第3、7和11组定标系数由于严重偏小，在进行AOD反演的过程中已被剔除。图6中，归一化之后的第6组定标系数最小值和最大值分别为0.988和1.014，根据公式（8），若以第8

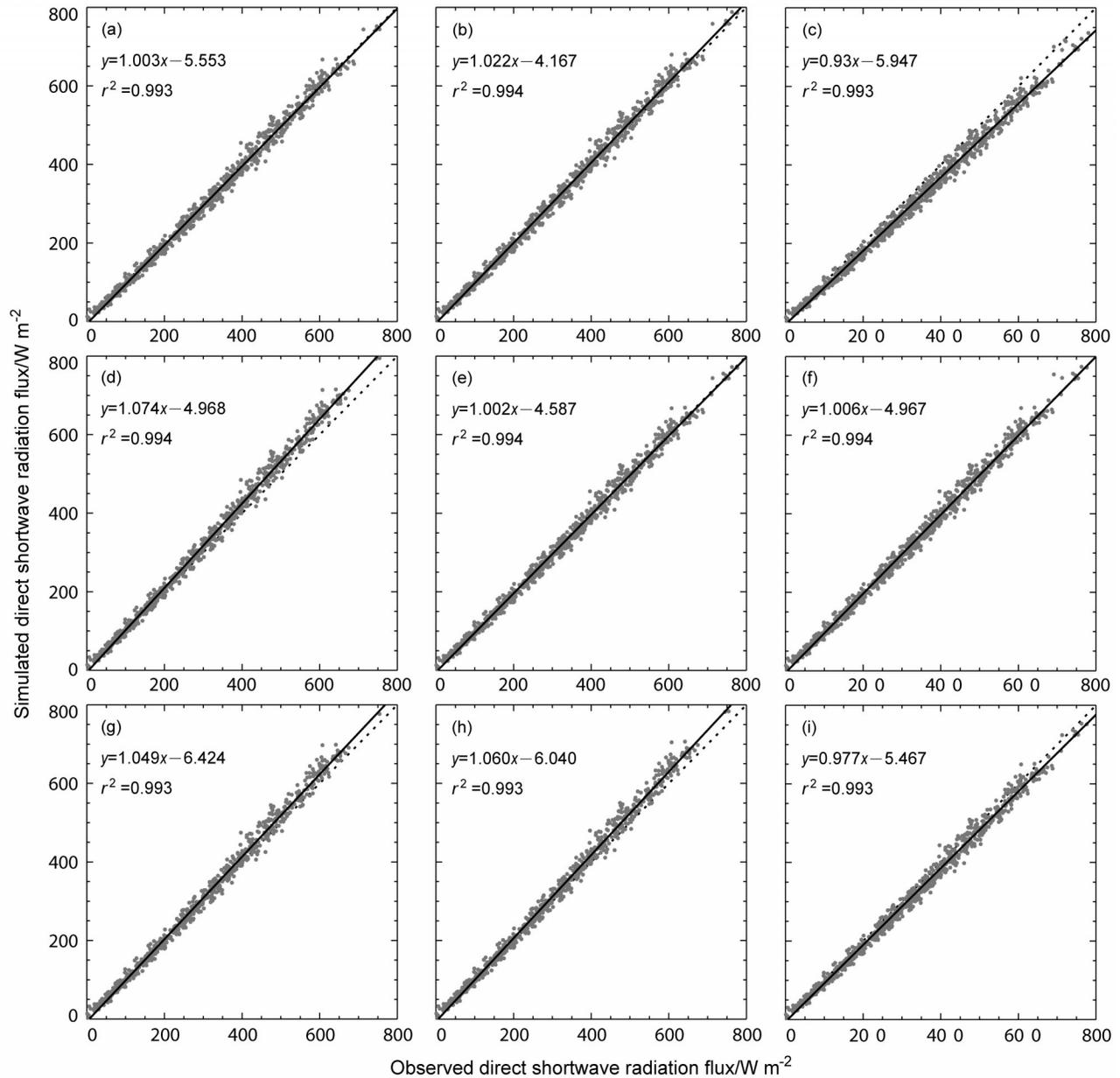


图4 太阳直接辐射SBDART模拟值与NIP观测值对比:(a-i)分别对应于表1中第1、2、4、5、6、8、9、10和12次Langley定标

Fig. 4 Direct shortwave radiation simulated by the SBDART model as a function of that observed by NIP: (a-i) correspond to the 1st, 2nd, 4th, 5th, 6th, 8th, 9th, 10th, and 12th Langley calibrations in Table 1, respectively

组定标系数为真值, 则其能够引起的最大AOD反演误差为0.0139; 同理, 与第8组Langley定标系数较为接近的第1、2、12组定标系数对应的最大AOD反演误差分别为-0.039、-0.025和0.030。上述4组定标系数中, 仅第6组被判定为合理, 表明若单通道AOD最大反演误差大于0.025, 则其对应的错误Langley定标结果便可被识别出来, 因此, 利用辐射传输模式结合地面太阳直接辐射观测数据

检验Langley定标系数是否合理具有可行性, 并且能将最大定标误差控制在0.025以内。

4 误差分析

直接辐射表观测误差、辐射传输模式中输入参数的误差以及模式本身的计算误差均可以影响到直接辐射模拟值与观测值的对比结果, 对这些误差及其可能造成的影响进行探讨非常有必要。严格来

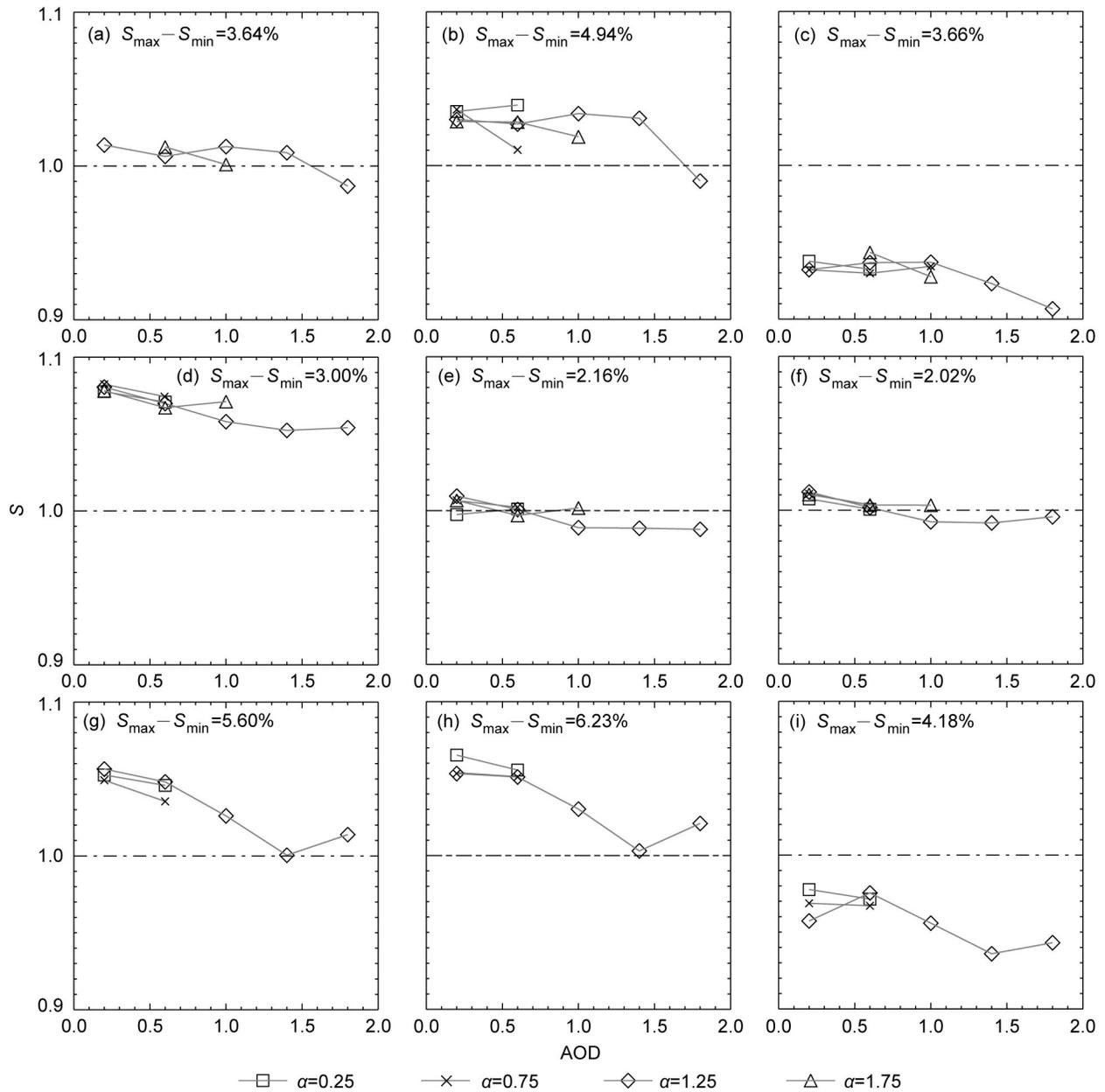


图5 不同AOD和 α 分组下太阳直接辐射模拟值与观测值线性拟合斜率：(a-i)分别对应于表1中第1、2、4、5、6、8、9、10和12次Langley定标。

Fig. 5 Slopes of the linear regressions between simulated and observed direct shortwave radiation for different 550-nm AODs and aerosol wavelength exponents (α): (a-i) correspond to the 1st, 2nd, 4th, 5th, 6th, 8th, 9th, 10th, and 12th Langley calibrations in Table 1, respectively. S_{\max} and S_{\min} denote the maximum and minimum slopes, respectively

S_{\max} 和 S_{\min} 分别表示斜率最大值和最小值

说，NIP测量的直射辐射包含了进入仪器视场角(FOV)内的前向小角度散射辐射，而SBDART模拟值则是不包括前向散射的直射辐射，因此，两者理论上有一定差异。对于直接辐射表而言，进入仪器FOV内的散射辐射随AOD、气溶胶单散射反照率、0至FOV/2散射角内前向散射强度和FOV的增

大而增加(Box et al., 1981; Kinne et al., 1997; Russell et al., 2003)。晴空条件下，由于气溶胶引起的前向散射峰值较小，进入仪器FOV内的散射辐射可以忽略(Shiobara et al., 1994)，比如，在 $SA \leq 80^\circ$ (大气质量约为5.76)、AOD为0.5、仪器视场角为 3° 的情况下，进入多波段辐射表FOV

内的散射辐射量小于仪器观测值的2% (Shaw et al., 1973)。随着波长由可见光移向近红外波段, 气溶胶的尺度参数将持续减小, 其引起的前向小角度散射强度逐渐下降, 进入FOV内的散射辐射进一步降低。对于覆盖近红外波段的NIP而言, 进入FOV的散射辐射量约占观测值的0.1% (Halthore et al., 1997), 因此, 文中在利用SBDART模拟值和NIP观测值进行对比时, 忽略这一微小差异。由于NIP光谱响应范围涵盖了臭氧和水汽吸收带, 因此, SBDART对NIP观测的宽波段直接辐射模拟精度与大气柱臭氧含量以及可降水量反演精度有关。利用地面和航测数据对OMI-TOMS大气柱臭氧含量进行验证的众多工作表明, 在全球和单站点尺度上, OMI-TOMS反演误差分别 $<1.0\%$ 和 $<3.0\%$, 且这一反演误差不依赖于纬度、云量和臭氧含量本身大小 (Balis et al., 2007; Kroon et al., 2008; Ialongo et al., 2008; Mcpeters et al., 2008; Antón et al., 2009)。与之相反, 太阳光度计对PWV的反演误差取决于PWV大小和大气相对质量, 但绝大多数情况下 $<10\%$ (Han et al., 1997)。Alexandrov et al. (2006) 利用AERONET、GPS和微波辐射计PWV数据与MFRSR反演结果进行对比, 发现MFRSR与前两者偏差分别小于2%和3%, MFRSR对PWV反演精度与CE318型太阳光度计和GPS相

当。基于以上验证工作, 此处设定大气柱臭氧含量反演误差为3%, PWV误差随大气相对质量和PWV量值变化并按Han et al. (1997) 计算结果插值, 取值范围为5.83%~23.07%。图7给出了不同SZA、550 nm AOD和波长指数下, 由臭氧和水汽误差引起的直接辐射模拟值相对误差。显而易见, 由于臭氧反演误差固定为3%, 其引起的直

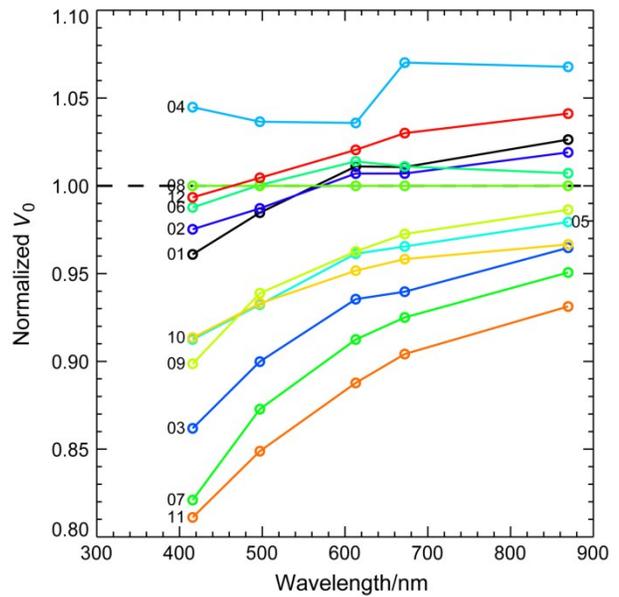


图6 与表1中第8组Langley定标系数相除所得归一化定标系数
Fig. 6 Normalized V_0 at different wavelengths calculated as each individual V_0 divided by the 8th one in Table 1

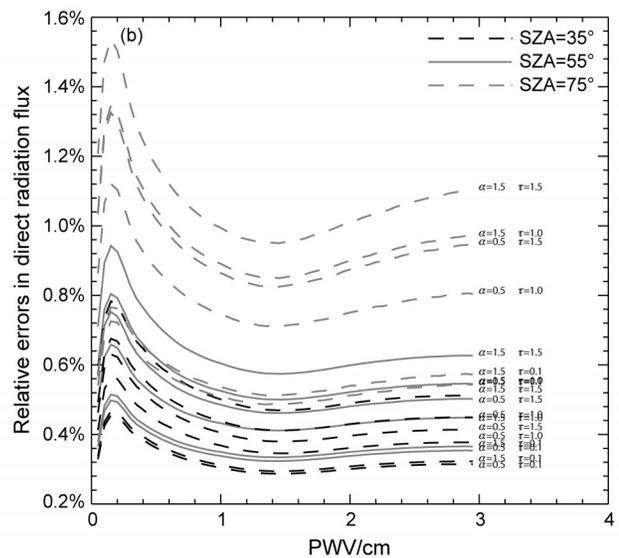
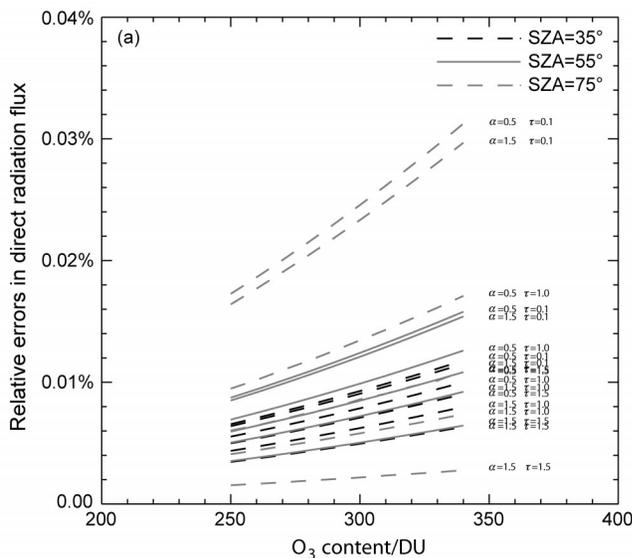


图7 不同太阳天顶角、550 nm AOD和波长指数条件下 (a) 臭氧和 (b) 水汽引起的SBDART直接辐射相对误差

Fig. 7 Relative errors in SBDART-simulated direct radiation caused by (a) ozone and (b) precipitable water vapor (PWV) for different solar zenith angles (SZA), 550-nm AODs (τ), and aerosol wavelength exponents (α)

接辐射误差随臭氧含量上升而上升，但总体上对直接辐射影响小于 0.04%，可以忽略不计。水汽引起的直接辐射模拟误差随 PWV 先上升、后下降，并在 PWV 为 0.18 cm 时达到最大值，总体上，PWV < 0.4 cm 时，水汽引起的误差较大，PWV > 0.4 cm 时，水汽引起的误差较小。极端情况下，在 AOD 和波长指数均为 1.5 的重污染天气，由水汽引起的 75° 太阳天顶角直接辐射最大误差约为 1.5%，而利用 MFRSR 资料反演的长安地区 AOD、波长指数和 PWV 年均值分别为 0.54、1.06 和 1.37 cm，因此，水汽引起的误差在大多数情况下 < 1.0%。此外，臭氧和水汽引起的直接辐射误差均随 SZA 的增加而增加，不同的是，臭氧引起的误差随 AOD 上升而下降，水汽引起的误差随 AOD 上升而上升，这是由于在 NIP 光谱范围内，臭氧和水汽分别吸收短波和近红外辐射，而气溶胶的散射和吸收作用使短波辐射在总辐射中所占比重下降，从而削弱臭氧的影响并扩大水汽的影响。根据误差分析理论，水汽和臭氧对直接辐射模拟误差 δF_{dir} 综合影响可以表述为 (Halthore et al., 2000; Bevington et al., 2003)：

$$\delta F_{\text{dir}} = \left[\sum_i \left(\frac{\partial F_{\text{dir}}}{\partial \chi_i} \right)^2 \delta \chi_i^2 \right]^{1/2}, \quad (14)$$

其中， χ_i 代表第 i 个输入参数， $(\partial F_{\text{dir}}/\partial \chi_i)$ 表示 F_{dir} 对第 i 个输入参数的敏感度，即保持其它参数不变， χ_i 每变化一个单位引起的 F_{dir} 变化量， $\delta \chi_i$ 为第 i 个参数的观测误差。由于臭氧的影响非常小且可以忽略不计 (图 7a)，因此 δF_{dir} 与由水汽单独引起的误差几乎没有差异。除了上述输入参数引起的误差以外，SBDART 本身计算误差也会对直接辐射精度产生影响，而 NIP 的观测误差则会影响到模拟值与观测值的对比结果，Halthore et al. (1997) 对此进行了细致分析，认为模式和观测本身的误差分别为 1.8% 和 0.67%，两者引起的总误差约为 1.9%。而 Barnard and Powell (2002) 发现在 PWV 观测不确定性为 0.07 cm 且将大气柱臭氧含量设为常量 350 DU (1 DU = 10^{-3} 大气厘米) 情况下，将 MFRSR AOD 输入到 SBDART 中计算得到的直接辐射与 NIP 观测值偏差 < 1%，表明在臭氧、水汽、SBDART 模式和 NIP 观测本身均存在一定误差的情况下，直接辐射模拟值与观测值差异仍能控制在 1% 以内。因此，对于仪器运行状态良好的站点，可以将 1.5% 作为直接辐射模拟值和观测值整体偏

差的判断依据。在长安站点，由于 NIP 两次定标间隔 3 a，因此，文中将直接辐射模拟值和观测值整体偏差的判断阈值设定为两次定标系数偏移量 (1.8%)，该值与 Halthore et al. (1997) 计算的观测和模式总误差 1.9% 相当。

在按 AOD 和 α 大小对直接辐射模拟值与观测值进行分组对比时，由于每一组数据均受到模式计算和观测误差的影响，因此，不同分组间拟合斜率相减可大致消除这些影响。需要注意的是，AOD、波长指数和 PWV 都具有较明显的季节性变化 (Xin et al., 2007; 张玉香等, 2006; Che et al., 2015)，且 PWV 对气溶胶消光能力影响较大 (Xin et al., 2016)，因此，按 AOD 和波长指数对数据分组后，不同组对应的观测时间和 PWV 均存在一定差异，这就需要考虑 NIP 定标偏移以及 PWV 误差对辐射拟合结果的影响。从图 7b 可知，水汽引起的模拟误差对 AOD 和 PWV 本身大小具有较强依赖性，在 SZA < 75° 时，最大值和最小值相差 1.2%。同时，在 2.5 a 观测时段内，NIP 定标系数偏 1.8%，根据公式 (14) 可知，PWV 和 NIP 定标偏移引起的总不确定性为 2.16%，因此，该值可作为不同 AOD 和 α 组合下，直接辐射模拟值与观测值拟合斜率最大差异的判定阈值。对于直接辐射表定标系数偏移不大的站点，则可以将该值设定的更加严格。

5 结论与讨论

利用西安 2013 年 6 月至 2015 年 12 月 MFRSR 和 NIP 观测资料对污染地区 Langley 定标引起的 AOD 反演误差进行了探讨，并提出了一个利用辐射传输模式结合地面太阳直接辐射观测数据检验 Langley 定标系数合理性的方法。主要结论如下：

(1) 基于西安 2.5 a 的 MFRSR 观测资料共得到 12 组 Langley 定标结果，除 870 nm 通道定标系数波动较小以外，其它通道定标系数均波动较大，由 Langley 定标造成的 AOD 反演误差远大于理想误差范围 (0.01~0.02)，表明在我国污染地区很难得到稳定的 Langley 定标系数。

(2) 利用 SBDART 辐射传输模式和地面直接辐射观测值对观测期间的 12 组 Langley 定标结果合理性进行了检验，其中有 2 组定标系数反演得到的 AOD 符合要求，且两组间 AOD 反演结果最大相差

小于0.014,表明采用筛选后的Langley定标系数反演得到的AOD是趋于一致的,该方法能够有效降低Langley定标不确定性所引起的AOD反演误差,利用辐射传输模式结合地面太阳直接辐射观测数据检验Langley定标系数具有可行性。

致谢 感谢中国气象局秦岭气溶胶与云微物理野外科学试验基地提供本文所需的多滤波旋转遮光带辐射计和直接辐射表观测资料,感谢NASA GSFC提供本文所需的OMI臭氧数据以及MODIS反射率数据,感谢中国空气质量在线监测分析平台提供的大气颗粒物浓度数据。

参考文献 (References)

- Alexandrov M D, Laci A A, Carlson B E, et al. 2002. Remote sensing of atmospheric aerosols and trace gases by means of multifilter rotating shadowband radiometer. Part I: Retrieval algorithm [J]. *J. Atmos. Sci.*, 59(3): 524–543. doi: 10.1175/1520-0469(2002)059<0524:rsaaa>2.0.co;2
- Alexandrov M D, Marshak A, Cairns B, et al. 2004. Automated cloud screening algorithm for MFRSR data [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L04118. doi:10.1029/2003GL019105
- Alexandrov M D, Cairns B, Laci A A, et al. Remote sensing of absorbing aerosols and precipitable water vapor using MFRSR measurements [C]//Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere XI, Stockholm, Sweden. SPIE, 2006. doi:10.1117/12.687110
- Alexandrov M D, Laci A A, Carlson B E, et al. 2008. Characterization of atmospheric aerosols using MFRSR measurements [J]. *J. Geophys. Res.*, 113(D8): D08204. doi:10.1029/2007jd009388
- Alexandrov M D, Schmid B, Turner D D, et al. 2009. Columnar water vapor retrievals from multifilter rotating shadowband radiometer data [J]. *J. Geophys. Res.*, 114: D02306. doi:10.1029/2008JD010543
- Ångström A. 1964. The parameters of atmospheric turbidity [J]. *Tellus*, 16(1): 64–75. doi:10.3402/tellusa.v16i1.8885
- Antón M, López M, Vilaplana J M, et al. 2009. Validation of OMI-TOMS and OMI-DOA total ozone column using five Brewer spectroradiometers at the Iberian Peninsula [J]. *J. Geophys. Res.*, 114: D14307. doi:10.1029/2009JD012003
- Balis D, Kroon M, Koukouli M E, et al. 2007. Validation of Ozone Monitoring Instrument total ozone column measurements using Brewer and Dobson spectrophotometer ground-based observations [J]. *J. Geophys. Res.*, 112: D24S46. doi:10.1029/2007JD008796
- Barnard J C. 2002. A comparison between modeled and measured clear-sky radiative shortwave fluxes in Arctic environments, with special emphasis on diffuse radiation [J]. *J. Geophys. Res.*, 107(D19): 4383. doi:10.1029/2001jd001442
- Bei N, Li G, Huang R J, et al. 2016. Typical synoptic situations and their impacts on the wintertime air pollution in the Guanzhong basin, China [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 16: 7373–7387. doi:10.5194/acp-16-7373-2016
- Bevington P R, Robinson D K. 2003. *Data Reduction and Error Analysis for the Physical Sciences* (3rd edition) [M]. New York: McGraw-Hill, 40–41.
- 毕研盟, 杨忠东, 李元. 2011. 应用全球定位系统、太阳光度计和探空仪探测大气水汽总量的对比分析[J]. *气象学报*, 69(3): 528–533. Bi Yanmeng, Yang Zhongdong, Li Yuan. 2011. A comparison of atmospheric precipitable water detections among the GPS, the sun photometer and the radiosonde employed [J]. *Acta Meteor. Sin. (in Chinese)*, 69(3): 528–533.
- Box M A. 1981. Finite bandwidth and scattered light effects on the radiometric determination of atmospheric turbidity and the solar constant [J]. *Applied Optics*, 20(13): 2215–2219. doi:10.1364/AO.20.002215
- Che H Z, Zhang X Y, Xia X A, et al. 2015. Ground-based aerosol climatology of China: Aerosol optical depths from the China Aerosol Remote Sensing Network (CARSNET) 2002–2013 [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 15: 7619–7652. doi:10.5194/acp-15-7619-2015
- Crippa P, Sullivan R C, Thota A, et al. 2016. Evaluating the skill of high-resolution WRF-Chem simulations in describing drivers of aerosol direct climate forcing on the regional scale [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 16(1): 397–416. doi:10.5194/acp-16-397-2016
- Daniela M, Alcide D S, Tatiana D I, et al. 2005. Influence of the vertical profile of Saharan dust on the visible direct radiative forcing [J]. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 93(4): 397–413. doi:10.1016/j.jqsrt.2004.08.035
- Deng X J, Zhou X J, Tie X X, et al. 2012. Attenuation of ultraviolet radiation reaching the surface due to atmospheric aerosols in Guangzhou [J]. *Chin. Sci. Bull.*, 57(21): 2759–2766. doi: 10.1007/s11434-012-5172-5
- Ding A J, Huang X, Nie W, et al. 2016. Enhanced haze pollution by black carbon in megacities in China [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 43: 2873–2879. doi:10.1002/2016GL067745
- Dong Z P, Yu X, Li X M, et al. 2013. Analysis of variation trends and causes of aerosol optical depth in Shaanxi Province using MODIS data [J]. *Chin. Sci. Bull.*, 58(35): 4486–4496. doi: 10.1007/s11434-013-5991-z
- Dong Z P, Li Z Q, Yu X, et al. 2017. Opposite long-term trends in aerosols between lower and higher altitudes: A testimony to the aerosol-PBL feedback [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 2017, 17(12): 1–19. doi:10.5194/acp-2017-2
- 范学花, 陈洪滨, 夏祥鳌. 2013. 中国大气气溶胶辐射特性参数的观测与研究进展[J]. *大气科学*, 37(2): 477–498. Fan Xuehua, Chen Hongbin, Xia Xiang'ao. 2013. Progress in observation studies of atmospheric aerosol radiative properties in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 37(2): 477–498. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12316
- Halothore R N, Schwartz S E, Michalsky J J, et al. 1997. Comparison of model estimated and measured direct-normal solar irradiance [J]. *J. Geophys. Res.*, 102(D25): 29991–30002. doi:10.1029/97JD02628
- Halothore R N, Schwartz S E. 2000. Comparison of model-estimated and measured diffuse downward irradiance at surface in cloud-free skies [J]. *Journal of Geophysical Research*, 105: 20165–20177. doi:

- 10.1029/2000JD900224
- Han J C, Zhou J, Wang Z E, et al. 1997. Precipitable water measurements with sun-photometer [J]. *Acta Meteor. Sin.*, 11(1): 95-104.
- Holben B N, Eck T F, Slutsker I, et al. 1998. AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization [J]. *Remote Sens. Environ.*, 66(1): 1-16. doi: 10.1016/S0034-4257(98)00031-5
- Huang R J, Zhang Y, Bozzetti C, et al. 2014. High secondary aerosol contribution to particulate pollution during haze events in China [J]. *Nature*, 514: 218-222. doi:10.1038/nature13774
- Ialongo I, Casale G R, Siani A M. 2008. Comparison of total ozone and erythral UV data from OMI with ground-based measurements at Rome station [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 8(12): 3283-3289. doi: 10.5194/acp-8-3283-2008
- Kinne S, Ackerman T P, Shiobara M, et al. 1997. Cirrus cloud radiative and microphysical properties from ground observations and in situ measurements during FIRE 1991 and their application to exhibit problems in cirrus solar radiative transfer modeling [J]. *J. Atmos. Sci.*, 54(18): 2320-2344. doi: 10.1175/1520-0469(1997)0542320:ccramp>2.0.co;2
- Kroon M, Petropavlovskikh I, Shetter R, et al. 2008. OMI total ozone column validation with Aura-AVE CAFS observations [J]. *J. Geophys. Res.*, 113(D15): D15S13. doi:10.1029/2007jd008795
- Lee K H, Li Z Q, Cribb M C, et al. 2010. Aerosol optical depth measurements in eastern China and a new calibration method [J]. *J. Geophys. Res.*, 115: D00K11. doi:10.1029/2009JD012812
- 李霞. 2009. 利用台站资料定标太阳光度计效果评估[J]. *气象科技*, 37(1): 79-84. Li Xia. 2009. Assessment of calibration results of sun photometers with conventional meteorological data [J]. *Meteor. Sci. Technol. (in Chinese)*, 37(1): 79-84. doi:10.19517/j.1671-6345.2009.01.018
- Mcpeters R, Kroon M, Labow G, et al. 2008. Validation of the AURA ozone monitoring instrument total column ozone product [J]. *J. Geophys. Res.*, 113: D15S14. doi:10.1029/2007JD008802
- Mishchenko M I, Travis L D, Kahn R A, et al. 1997. Modeling phase functions for dustlike tropospheric aerosols using a shape mixture of randomly oriented polydisperse spheroids [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14): 16831-16847. doi:10.1029/96jd02110
- Nikandrova A, Tabakova K, Manninen A, et al. 2018. Combining airborne in situ and ground-based lidar measurements for attribution of aerosol layers [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 18: 10575-10591. doi: 10.5194/acp-18-10575-2018
- 彭玥, 赵天良, 郑小波, 等. 2017. 大气环境变化中大气颗粒物 PM₁ 的重要作用: 关中平原 MODIS 气溶胶产品的气候分析[J]. *中国环境科学*, 37(7): 2443-2449. Peng Yue, Zhao Tianliang, Zheng Xiaobo, et al. 2017. The important role of PM₁ in changes of atmospheric environment: Climatic analysis of MODIS aerosol products in Guanzhong Plain [J]. *China Environ. Sci. (in Chinese)*, 37(7): 2443-2449.
- Russell P B, Livingston J M, Dubovik O, et al. 2004. Sunlight transmission through desert dust and marine aerosols: Diffuse light corrections to Sun photometry and pyr heliometry [J]. *Journal of Geophysical Research*, 109, D08207. doi:10.1029/2003JD004292
- Shaw G E, Reagan J A, Herman B M. 1973. Investigations of atmospheric extinction using direct solar radiation measurements made with a multiple wavelength radiometer [J]. *J. Appl. Meteor.*, 12 (2): 374-380. doi: 10.1175/1520-0450(1973)012<0374:ioaeud>2.0.co;2
- 石广玉, 王标, 张华, 等. 2008. 大气气溶胶的辐射与气候效应[J]. *大气科学*, 32(4): 826-840. Shi Guangyu, Wang Biao, Zhang Hua, et al. 2008. The radiative and climatic effects of atmospheric aerosols [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32(4): 826-840. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.04.11
- Shiobara M, Asano S. 1994. Estimation of cirrus optical thickness from Sun photometer measurements [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 33(6): 672-681. doi:10.1175/1520-0450(1994)033<0672:EOCOTF>2.0.CO;2
- Tao Ran, Che Huizheng, Chen Quanliang, et al. 2014. Development of an integrating sphere calibration method for Cimel sunphotometers in China aerosol remote sensing network [J]. *China Particuology*, 13 (2): 88-99.
- 谭浩波, 吴兑, 邓雪娇, 等. 2009. 珠江三角洲气溶胶光学厚度的观测研究[J]. *环境科学学报*, 29(6): 1146-1155. Tan Haobo, Wu Dui, Deng Xuejiao, et al. 2009. Observation of aerosol optical depth over the Pearl River Delta [J]. *Acta Scientiae Circumstantiae (in Chinese)*, 29(6): 1146-1155. doi: 10.13671/j.hjkxxb.2009.06.005
- 王钊, 彭艳, 车慧正, 等. 2013. 近 10 年关中盆地 MODIS 气溶胶的时空变化特征[J]. *高原气象*, 32(1): 234-242. Wang Zhao, Peng Yan, Che Huizheng, et al. 2013. Analyses on spatial and temporal characteristics of AOD in Guanzhong region of Shaanxi Province using long term MODIS data [J]. *Plateau Meteor. (in Chinese)*, 32 (1): 234-242. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00023
- Wang Y Q, Zhang X Y, Sun J Y, et al. 2015. Spatial and temporal variations of the concentrations of PM₁₀, PM_{2.5} and PM₁ in China [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 15: 13585-13598. doi: 10.5194/acp-15-13585-2015
- Xia X A, Li Z Q, Wang P, et al. 2007a. Estimation of aerosol effects on surface irradiance based on measurements and radiative transfer model simulations in northern China [J]. *J. Geophys. Res.*, 112: D22S10. doi:10.1029/2006JD008337
- Xia X A, Li Z Q, Holben B, et al. 2007b. Aerosol optical properties and radiative effects in the Yangtze Delta region of China [J]. *J. Geophys. Res.*, 112: D22S12. doi:10.1029/2007JD008859
- 辛金元, 王跃思, 李占清, 等. 2006. 中国地区太阳分光辐射观测网的建立与仪器标定[J]. *环境科学*, 27(9): 1697-1702. Xin Jinyuan, Wang Yuesi, Li Zhanqing, et al. 2006. Introduction and calibration of the Chinese Sun Hazemeter Network [J]. *Environ. Sci. (in Chinese)*, 27(9): 1697-1702. doi:10.13227/j.hjkx.2006.09.001
- Xin J Y, Wang Y S, Li Z Q, et al. 2007. Aerosol optical depth (AOD) and Ångström exponent of aerosols observed by the Chinese Sun Hazemeter Network from August 2004 to September 2005 [J]. *J.*

- Geophys. Res., 112(D5): D05203. doi:10.1029/2006jd007075
- Xin J Y, Gong C S, Liu Z R, et al. 2016. The observation-based relationships between PM_{2.5} and AOD over China [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121(18): 10701–10716. doi:10.1002/2015JD024655
- 杨志峰, 张小曳, 车慧正, 等. 2008. CE318型太阳光度计标定方法初探[J]. *应用气象学报*, 19(3): 297–306. Yang Zhifeng, Zhang Xiaoye, Che Huizheng, et al. 2008. An introductory study on the calibration of CE318 sunphotometer[J]. *J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese)*, 19(3): 297–306. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2008.03.005
- 张玉香, 李晓静, 顾行发. 2006. 利用太阳光度计测值估算北京上空水汽含量[J]. *遥感学报*, 10(5): 749–755. Zhang Yuxiang, Li Xiaojing, Gu Xingfa. 2006. Estimation of water vapor amount over Beijing from sun photometer measurements [J]. *J. Remote. Sens. (in Chinese)*, 10(5): 749–755. doi: 10.3321/j. issn: 1007-4619.2006.05.022
- Zhao S Y, Tie X X, Cao J J, et al. 2015. Impacts of mountains on black carbon aerosol under different synoptic meteorology conditions in the Guanzhong region, China [J]. *Atmos. Res.*, 164–165: 286–296. doi:10.1016/j.atmosres.2015.05.016
- 周宁, 刘敏. 2011. 太阳光度计反演大气水汽总量的方法与结果对比分析[J]. *遥感学报*, 15(3): 568–577. Zhou Ning, Liu Min. 2011. Total column water vapor retrieval methods and results comparison by using sunphotometer [J]. *J. Remote. Sens. (in Chinese)*, 15(3): 568–577.