

MODIS陆地气溶胶遥感反演*

——利用 TERRA 和 AQUA 双星 MODIS 数据协同反演算法

唐家奎^{①**} 薛勇^{①②**} 虞统^③ 关燕宁^① 蔡国印^① 胡引翠^①

(① 遥感科学国家重点实验室 中国科学院遥感应用研究所, 北京 100101; ② Department of Computing, London Metropolitan University, 166-220 Holloway Road, London N7 8DB, UK; ③ 北京市环境保护监测中心, 北京 100044)

摘要 利用卫星数据遥感陆地气溶胶一直是国际上研究的难点与热点. 利用新一代传感器 MODIS(中分辨率成像光谱仪)数据, DDV(Dark Dense Vegetation)算法反演陆地气溶胶的分布以及性质已经取得了较好的效果. 然而, 该算法只适用于诸如水体、浓密植被等较低地表反射率区域, 大大限制了该算法的实际应用范围, 尤其是无法应用于城市等亮地表区域气溶胶的遥感反演. 文中提出了基于利用 TERRA 和 AQUA 双星 MODIS 数据的协同反演模型算法(SYNTAM-Synergy of Terra and Aqua MODIS), 用以反演陆地气溶胶的光学厚度等信息. 该算法实现了地表反射率与气溶胶光学厚度的同时反演, 可应用于各种地表反射率类型, 包括城市等亮地表区域. 通过与国际 AERONET 的地面观测数据对比做初步的反演验证, 结果表明, 该算法具有较高的精度, 进一步的验证工作还在继续.

关键词 气溶胶 光学厚度 MODIS 地表反射率

陆地气溶胶粒子主要来源于工业活动、生物燃烧等人为源以及沙尘、近海海洋粒子等自然源. 研究表明, 气溶胶粒子对全球以及区域的能量辐射平衡起着重要的作用; 通过对云的形成微物理过程的影响, 可以改变云的微物理性质; 对大气化学过程以及生物地球化学循环也起着重要的作用. 上述作用往往表现为对气候变化的直接强迫和间接强迫, 因此气

溶胶辐射强迫模型的不确定性被认为是影响气候模型不确定性的最大因素之一^[1]. 另外, 遥感的气溶胶信息也是卫星遥感影像大气校正的重要参数之一^[2].

由于气溶胶的生命周期很短(一般只有几天)^[3], 以及极强的气溶胶浓度空间变化性, 利用卫星遥感观测全球以及区域气溶胶的性质、分布、变化显得日益重要. 利用NOAA/AVHRR数据的海洋上的气溶胶

2004-10-11 收稿, 2005-03-30 收修改稿

*国家自然科学基金“基于网络计算平台的 MODIS 数据气溶胶快速监测建模与中间件研究”(批准号: 40471091)、国家科学技术部“数字奥运环境遥感动态监测”(2002BA904B07-2)“863”计划 SIG 项目子课题以及中国科学院“百人计划”(BRJH0101)资助项目

**联系人, E-mail: tangjk@sohu.com, yxqk@yahoo.com

遥感反演已经业务化^[4], 并且获得了较好的精度和效果. 但目前为止还没有较好的业务化陆地气溶胶遥感算法, 主要是因为陆地地表的强非均一性以及较高地表反射率造成气溶胶信息提取的高度复杂性. 因此, 陆地气溶胶遥感一直是国际研究的难点和热点.

以往人们一直认为卫星气溶胶遥感只适用诸如海洋表面一样暗的下垫面. 直到近年来的各种高定标精度以及高光谱分辨率的传感器(如MODIS)的出现, 使陆地气溶胶的遥感成为可能^[5]. 陆地气溶胶的关键是如何从大气顶部反射信号中剔除下垫面的贡献而获得来自气溶胶的信息. 根据利用气溶胶反射的太阳辐射光谱、角度分布以及极化信息等特性, 可以将目前用于气溶胶遥感的传感器分为以下几类: (1) 利用反射光谱强度信息. 如EOS-MODIS (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>), ADEOS-OCTS/GLI (<http://www.eorc.nasda.go.jp/ADEOS/>); (2) 利用角度分布反射光谱信息. 如EOS-MISR(<http://www-misr.jpl.nasa.gov/>), ADEOS-POLDER(<http://smc.cnes.fr/POLDER/>); (3) 利用反射光谱极化信息. 如POLDER^[6] (Polarization and Directionality of Earth's Reflectances), EOS-EOSP^[7] (Earth Observing Scanning Polarimeter).

卫星遥感反演气溶胶(光学厚度)的方法主要可以分为两大类: (1) 基于单幅影像的绝对气溶胶光学厚度值反演. 该方法主要应用于低反射率的像元(如清澈的水体或浓密的植被), 且需要高精度的已知地表反射率的先验知识^[8]. (2) 利用同一地区不同时相影像的“模糊效应(Blurring effect)”反演相对气溶胶光学厚度^[9]. 该方法获得的是不同时相的同一区域的同名像素点的相对气溶胶光学厚度, 其优点是应用于暗像元不存在的陆地区域, 缺点是很难找到时间间隔小且无气溶胶分布或已知气溶胶光学厚度的参考影像, 因此无法将反演得到的光学厚度相对值转化为绝对值.

目前, 利用反射光谱强度反演陆地气溶胶比较流行的算法是暗浓密植被(Dark Dense Vegetation)法. Kaufman^[10]等通过大量飞机试验数据得到在植被密集的较低反射率地表区域中红外通道(2.13 μm)与红(0.66 μm)、蓝(0.47 μm)可见光通道反射率存在的线形

相关关系, 并成功应用于MODIS陆地气溶胶反演. 暗浓密植被法主要是基于红、蓝波段的较暗下垫面, 反演获得气溶胶的路径辐射, 若已知气溶胶的折射指数、单次散射反照率、谱分布等信息, 可以估算气溶胶负载(光学厚度)以及粒度谱等信息. 将该算法应用于MODIS数据气溶胶, 反演的主要思路是基于较低反射率地表在中红外通道(2.13 μm)反射率与红(0.66 μm)、蓝(0.47 μm)可见光通道之间的统计关系, 利用中红外通道(2.13 μm)遥感到的反射率, 确定红(0.66 μm)、蓝(0.47 μm)通道存在的暗像元, 并估算暗像元在红、蓝通道反射率; 利用全球气溶胶分布信息, 并选择合适的动态气溶胶模型, 应用辐射传输模型(如MODTRAN, HITRAN, 6S等)计算的辐射传输查询表反演计算. 该方法目前只能用于较低反射率 $\rho_{2.13\mu\text{m}} \leq 0.15$ 的暗像元, 且需要气溶胶类型等先验或假设的知识. 由于陆地地表的反射率通常较高, 暗像元分布较少, 很大程度上限制了该方法的应用范围和精度.

另一种是利用气溶胶对太阳反射光谱极化信息的分析反演陆地气溶胶. Herman^[11]等1997年的研究表明, 传感器观测到的极化信息中含有大量的气溶胶的极化信息成分. 如果已经知道地表极化的二向反射函数(BRDF), 原理上可以反演气溶胶的光学厚度. Mishchenko 和 Travis^[12,13]的研究得到进一步证实, 并认为如果能获得测量精确的极化信息, 可以反演气溶胶的折射指数—气溶胶类型的有效指标. Deuze等^[14,15]利用ADEOS-1/POLDER-1数据反演气溶胶结果表明, 在海洋上空, 反演的光学厚度与地基观测有较好的一致性, 但Ångström波长指数估计偏低; 在陆地上空, 反演方法只对相对小的球形的气溶胶有效.

近年来, 同时多角度观测为陆地地表物理参数反演以及气溶胶遥感提供了一种新的方法^[16]. 随着ATSR-2、POLDER、MISR等新型多角度传感器的出现, 出现遥感气溶胶新的定性以及定量的方法, 且精度得到了较大的改善. Gonzale^[17]等2003年利用欧空局卫星ERS-2上携带的传感器ATSR-2的双角度观测数据, 用以消除地表反射率的影响, 反演得到了欧洲1997年8月的气溶胶光学厚度以及Ångström系数分布, 结果与地基的观测具有较好的一致性. Xue^[18]

等 2003 年利用 ATSR 多角度观测数据建立遥感气溶胶的模型, 并应用于英格兰地区, 获得了较好的效果.

本文中, 我们主要探讨应用 TERRA 和 AQUA 双星数据协同反演陆地气溶胶的光学厚度以及 Ångström 系数分布. 在第二部分描述了我们的模型算法, 并将该算法应用于北京地区, 在第三部分是反演的结果以及讨论, 本文最后给出我们的研究结论以及进一步的研究方向.

1 模型与算法

陆地上空大气系统影响空间观测的地表反射率(常被称为表观反射率)主要有以下三种机制: (1) 气溶胶和空气分子的后向散射改变了观测目标的反射率; (2) 对于非均一性较强区域的目标观测受到了目标背景贡献的改变; (3) 观测目标的双向反射特性受到了大气散射作用的平滑^[19]. 对于上述不同的大气影响的研究已经很大程度上得到了发展^[20,21]; 假设地表是均一朗伯体的大气模型也已得到广泛的研究^[22,23,19].

因此, 利用可见光谱观测到的地表反射率主要因为大气的散射效应——尤其是气溶胶的散射效应的影响而复杂化. 正是基于这一点, 从空间观测到的大气顶反射光谱信息中提取出气溶胶的贡献(主要是散射贡献)为气溶胶的反演监测提供可能. 问题的关键是如何剔除地表反射的贡献而提取出气溶胶的贡献. 气溶胶的光学厚度取决于气溶胶的特性(谱分布、折射指数)以及气溶胶总的负载. Ångström^[24]提出了 Ångström 浊度公式用于计算气溶胶散射的光学厚度: $\tau_A^\lambda = \beta \lambda^{-\alpha}$. 该公式中, β 被称为 Ångström 浊度系数, α 是波长指数, λ 是波长, 问题的关键是如何计算参数 β 及 α 的值.

通过在整个大气层范围对微元体积大气的辐射特性进行积分可以描述地球—大气系统的辐射传输模式. 根据 Chandrasekhar^[25]和 Kondratyev^[26]的分析, 地—气系统的辐射传输方程可以表达为如下:

$$\frac{\cos \theta'}{\rho} \frac{\delta I^\lambda(z, r)}{dz}$$

$$= \frac{\sigma}{4\pi} \int I^\lambda(z, r') \gamma^\lambda(z, r', r) d\omega' - (k + \sigma) I^\lambda(z, r), \quad (1)$$

其中, $I^\lambda(z, r)$ 为在高度 z 和方向 r 的辐射强度, 其他符号的定义见附录.

方程(1)不能够得到关于 $I^\lambda(z, r)$ 的分析解. 尽管已经有人提出几种消除方程中积分的方法, 但也只能得到方程的近似分析解. 这些计算方法通常是基于辐射削光作用仅仅受到一阶散射影响的假设为前提. 然而, 实际上多次散射的辐射削光作用不仅存在, 而且其影响往往与散射介质的光学厚度成正相关关系. 因此, 要想解决考虑多次散射的辐射传输问题, 必须给定积分微分方程(1)相应的边界条件. 该问题的概括表达形式复杂且难以求解. 为了求解该方程, 多种近似方法已经得到尝试. 本文中, 我们只考虑一种近似方法使问题得到简化, 从而应用于短波辐射传输的微分方程组的求解问题. 然而, 需要很大的计算量. 为了简化或减少计算量, 我们提出了多个不同的变量用以将积分微分方程简化为微分方程组, 微分方程的积分要比求解复杂的积分微分或积分方程组简单的多.

推导近似传输方程的最常用的主要思路是将精确的辐射强度积分微分方程由上行及下行辐射通量的普通微分方程代替. Kuznetsov 已经给出了该问题的通解^[26]. 通过求解, Xue 和 Cracknell^[27]得到了地表反射率 A 与空间观测星载反射率(也称表观反射率) A' 之间存在如下关系:

$$A = \frac{(A'b - a) + a(1 - A')e^{(a-b)\varepsilon\tau_0^\lambda \sec \theta'}}{(A'b - a) + b(1 - A')e^{(a-b)\varepsilon\tau_0^\lambda \sec \theta'}}, \quad (2)$$

其中, $a = \sec \theta$, $b = 2$, ε 是后向散射系数, 通常取值为 0.1. 太阳天顶角可由经度、纬度、以及时间计算得到. 大气光学厚度 τ_0^λ 取决于大气的浊度状态.

对于我们的模型, 我们仅仅考虑空气分子和气溶胶粒子的散射, 将大气光学厚度近似为两部分组成: 即大气分子的瑞利散射和气溶胶粒子的散射:

$$\tau_0^\lambda = \tau_M^\lambda(\infty) + \tau_A^\lambda(\infty). \quad (3)$$

对于大气分子的瑞利散射光学厚度, Linke^[28]早在 1956 年就已经给出了满足遥感应用精度的近似解表达式:

$$\tau_M^\lambda(\infty) = 0.00879\lambda^{-4.09}. \quad (4)$$

对于气溶胶粒子散射的光学厚度, 我们利用 Ångström 浊度公式计算:

$$\tau_A^\lambda(\infty) = \beta\lambda^{-\alpha}. \quad (5)$$

将(5)与(4)以及(3)式代入到(2)式中, 我们将得到关于地表反射率 A , Ångström 浊度系数 β , 波长指数 α 之间关系的方程, 其他参数来自于卫星观测的数据以及星-地-太阳之间的几何信息.

在实现我们算法之前, 我们需要做如下两点假设:

(1) 对于卫星过境间隔时间较短的两次观测, 地表反射特性不变(除非两次观测之间有下雨等影响地表反射特性的例外现象发生).

(2) 对于卫星过境间隔时间较短两次观测时的气溶胶的类型以及性质几乎不变, 即波长指数 α 不变, 变化的是气溶胶粒子的浓度, 即 Ångström 浊度系数 β

以下我们将利用 MODIS 传感器中心波长分别为 0.47, 0.55, 0.66 μm 三个通道建立并实现我们的反演算法.

利用 TERRA/MODIS, AQUA/MODIS 三可见光通道数据, 分别代入方程(2)中, 我们将得到如下非线性方程组:

$$A_{j,\lambda_i} = \frac{(A_{j,\lambda_i}b - a_j) + a_j(1 - A_{j,\lambda_i})e^{(a_j-b)\varepsilon(0.00879\lambda_i^{-4.09} + \beta_j\lambda_i^{-\alpha})\sec\theta_j'}}{(A_{j,\lambda_i}b - a_j) + b(1 - A_{j,\lambda_i})e^{(a_j-b)\varepsilon(0.00879\lambda_i^{-4.09} + \beta_j\lambda_i^{-\alpha})\sec\theta_j'}}, \quad (6)$$

其中, $j = 1, 2$, 分别代表上午星 TERRA 的观测和下午星 AQUA 的观测; $i = 1, 2, 3$, 分别代表 0.47, 0.55, 0.66 μm 三个通道; λ 代表通道中心波长; 其他参数意义请参见附录.

实际上, 因为地表的二向反射特性(BRDF)的存在, 地表的反射率不仅与波长有关, 而且与观测的空间几何位置关系有关. 因此, 对于 TERRA 和 AQUA 的两次连续观测, 观测几何位置信息的不同必然造成观测到的地表反射率的不同. Flowerdew 和 Haigh [29] 1995 年提出了地表反射率可以近似表示为波长影响因子和几何影响因子两个部分的乘积. 因此, 两次

观测的地表反射率符合以下比例关系:

$$K_{\lambda_i} = A_{1,\lambda_i} / A_{2,\lambda_i}, \quad (7)$$

其中, A_{1,λ_i} 是 TERRA 过境时刻的地表反射率, A_{2,λ_i} 是 AQUA 过境时刻的地表反射率. K 为比例系数.

已有研究表明 [29,30,31], 比例系数 K 仅仅与几何影响因子有关, 而与波长无关. 因为气溶胶的消光系数随着观测波长的增加而减小, 当观测的波长为 2.13 μm , 气溶胶的光学厚度已经远远小于可见光通道, 如果忽略大气分子对中心波长为 2.13 μm 通道的贡献, $K_{\lambda=2.13\mu\text{m}}$ 可以近似地表达为两次过境时刻的大气顶部表观反射率的比值. 因为 K 被认为与波长无关, $K_{\lambda=2.13\mu\text{m}}$ 能够用于计算其他可见光通道(0.47, 0.55, 0.66 μm) 地表反射率的比例系数 K , 即 $K_{\lambda_i} = K_{\lambda=2.13\mu\text{m}}$.

实际计算中, 我们利用上述的非线性方程组(6), 并结合(7)式, 代入双星 MODIS 0.47, 0.55, 0.66 μm 三个可见光通道以及 2.13 μm 通道的数据后, 我们将得到闭合的非线性方程组, 由于很难直接获得所求非线性方程组的解析解, 本文中采用数值计算方法牛顿迭代法获得其近似的数值解.

2 数据与处理

MODIS 是搭载于平台 EOS-AM1/TERRA 和 EOS-PM1/AQUA 太阳同步极地轨道系列卫星的主要传感器. 上午星 TERRA 发射于 1999 年 12 月 18 日, 大约当地时间上午 10:30 上行飞过赤道; 下午星 AQUA 发射于 2002 年 5 月 4 日, 大约当地时间下午 1:30 下行飞过赤道. 通常对于地表同一区域双星过境时间间隔在 3 h 以内.

MODIS 是当今世界上新一代“图谱合一”的光学遥感仪器, 具有 36 个光谱通道, 分布在 0.4~14 μm 的电磁波谱范围内, 地面分辨率分别为 250, 500, 1000 m, 扫描幅宽 2330 km.

本文中, 我们选取 4 个不同日期里先后过境北京及周遍地区(39°N, 116°E)的双星数据来验证我们的模型和算法, 所选取的影像大小均为 512X512, 空间分辨率均为 1000 m. 除 5 月 31 日之外, 其他日期 TERRA 与 AQUA 过境时间间隔均小于 100 min. 详细的双星数据描述请参见表 1.

表 1 双星数据信息描述

| | | 2004 年 5 月 20 日 | 2004 年 5 月 22 日 | 2004 年 5 月 31 日 | 2004 年 6 月 1 日 |
|----------------|-------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------|
| 过境时间(UTM) | TERRA | 03:04:14 | 02:51:44 | 02:45:43 | 03:27:52 |
| | AQUA | 04:35:51 | 04:29:47 | 06:01:43 | 05:06:34 |
| 间隔时间(HH:MM:SS) | | 01:31:37 | 01:38:03 | 03:16:00 | 01:39:42 |
| 选取影像大小(Pixel) | | 512X512 | 512X512 | 512X512 | 512X512 |
| 影像空间分辨率(m) | | 1000 | 1000 | 1000 | 1000 |

本文中所应用的双星数据是经过定标 MODIS 1B 数据格式. 数据的预处理主要包括影像辐射校正、几何校正、两时相影像的配准、云检测以及掩模. 其中两时相影像的配准依据统一艾尔波斯等面积投影方式下的 MODIS 经纬度坐标完成. 由于本文的重点是探讨上述模型算法的可行性, 预处理的具体算法在此不再赘述.

3 反演结果、验证以及讨论

应用本文上述模型, 我们通过计算分别获得了 4 个不同日期的 TERRA 和 AQUA 过境时刻的 MODIS 第一通道(0.65 μm)和第三通道(0.47 μm)的光学厚度图像. 为了验证反演结果, 我们将反演结果与获得的基于地基观测的国际 AERONET 北京观测站的太阳光度计的观测数据(Level 1.0)作以对比, 从 AERONET Level 1.0 数据集中抽取原则是选取和卫星观测最接近时刻的实测数据. 表 2 是本文 SYNTAM 模型反演结果与 AERONET 观测数据的对比以及误差分析, 如表 2 所示, 对于所有的反演结果, 最小的绝对误差值

为 0.002, 最大绝对误差值为 0.099, 平均绝对误差值为 0.033. 为了便于分析, 我们进一步地绘制了模型计算以及 AERONET 观测的气溶胶光学厚度之间的关系图(图 1~4). 从图 1~4 中我们可以看出, MODIS 的第一通道(0.66 μm)的反演精度相对较高, 第三通道(0.47 μm)的反演精度相对较差; 气溶胶的光学厚度值 6 月 1 日最大, 且在两次不同过境时刻变化较大, 其他 3 日气溶胶的光学厚度值较小, 且在两次不同过境时刻变化较小; SYNTAM 模型计算的光学厚度结果均低于 AERONET 测量值. 初步的验证结果表明, 反演结果与国际 AERONET 实测数据具有较好的一致性. 但由于可获得空间实测数据点太少以及地基测量与卫星观测的时间及波长的不完全相同, 一定程度上影响我们的验证精度, 还需开展进一步验证工作.

图 5 是 TERRA-MODIS 和 AQUA-MODIS 波段 1 (0.66 μm)和波段 3(0.47 μm)反演的气溶胶光学厚度(卫星过境时间 2004 年 6 月 1 日). 从气溶胶光学厚度区域变化上看, 除了 5 月 31 日区域上出现了西高东

表 2 SYNTAM 模型反演结果与 AERONET 观测数据的对比以及误差分析

| | | TERRA 过境时刻 | | | AQUA 过境时刻 | | |
|------|------------|------------|---------|-------|-----------|---------|-------|
| | | SYNTAM | AERONET | 误差 | SYNTAM | AERONET | 误差 |
| 波段 1 | 2004-06-01 | 0.417 | 0.407 | 0.010 | 0.257 | 0.261 | 0.004 |
| | 2004-05-31 | 0.104 | 0.111 | 0.007 | 0.107 | 0.117 | 0.010 |
| | 2004-05-22 | 0.076 | 0.094 | 0.018 | 0.086 | 0.088 | 0.002 |
| | 2004-05-20 | 0.067 | 0.090 | 0.023 | 0.075 | 0.095 | 0.020 |
| 波段 3 | 2004-06-01 | 0.652 | 0.751 | 0.099 | 0.403 | 0.474 | 0.071 |
| | 2004-05-31 | 0.160 | 0.204 | 0.044 | 0.164 | 0.202 | 0.038 |
| | 2004-05-22 | 0.117 | 0.172 | 0.055 | 0.134 | 0.162 | 0.028 |
| | 2004-05-20 | 0.094 | 0.148 | 0.054 | 0.106 | 0.150 | 0.044 |
| 误差 | 最小值 | | | 0.002 | | | |
| | 最大值 | | | 0.099 | | | |
| | 平均值 | | | 0.033 | | | |

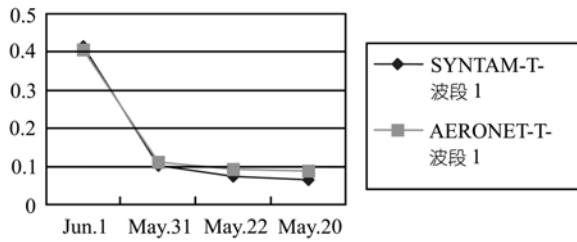


图 1 TERRA-MODIS 波段 1 反演的气溶胶光学厚度与 AERONET(0.44 μm)观测结果对比图

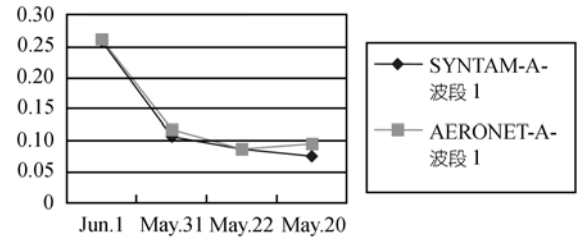


图 3 AQUA-MODIS 波段 1 反演的气溶胶光学厚度与 AERONET(0.44 μm)观测结果对比图

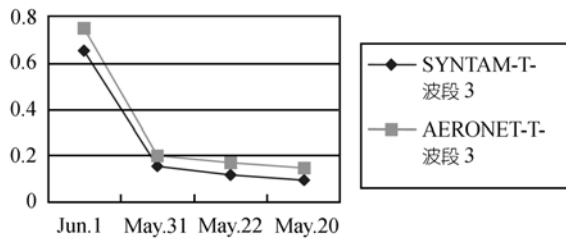


图 2 TERRA-MODIS 波段 3 反演的气溶胶光学厚度与 AERONET(0.67 μm)观测结果对比图

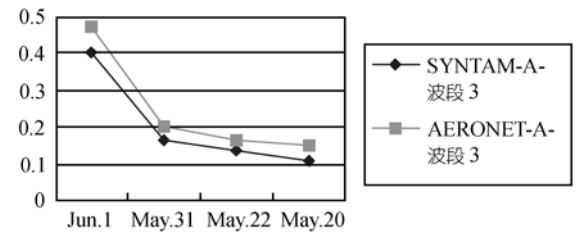


图 4 AQUA-MODIS 波段 3 反演的气溶胶光学厚度与 AERONET(0.67 μm)观测结果对比图

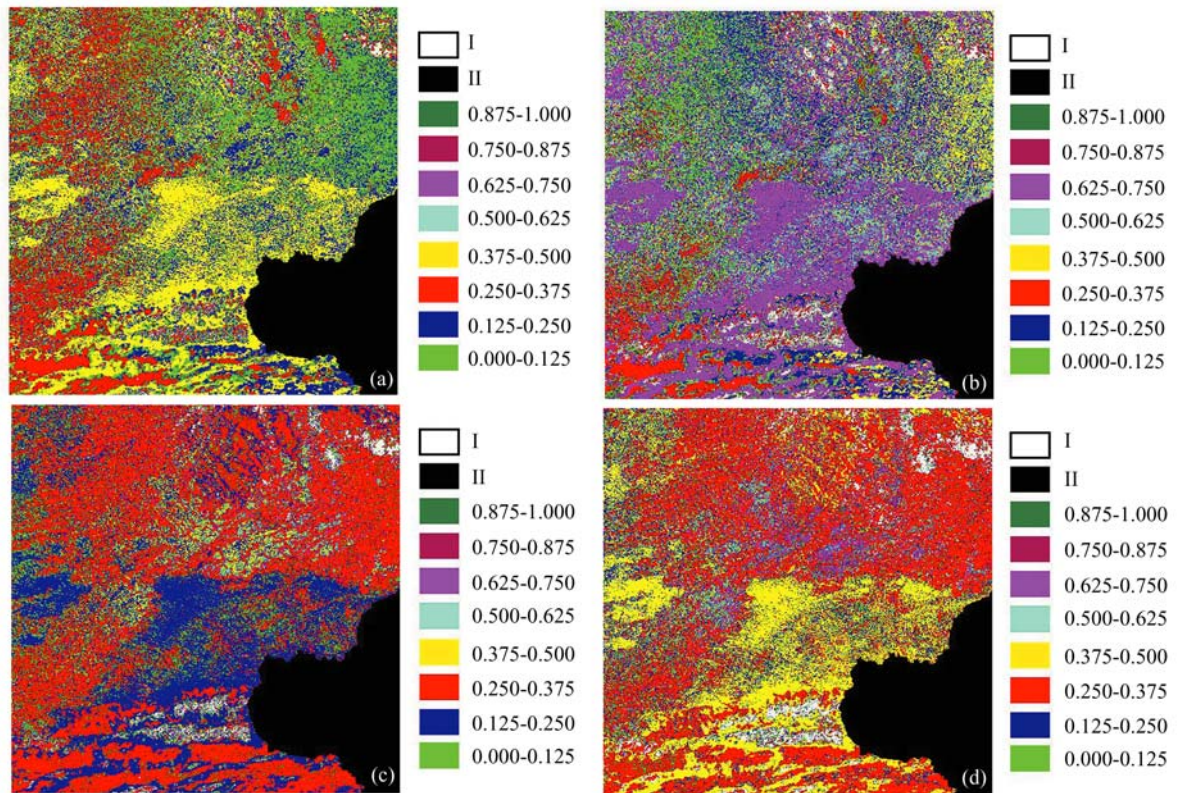


图 5 TERRA-MODIS 和 AQUA-MODIS 波段 1(0.66 μm)和波段 3(0.47 μm)反演的气溶胶光学厚度

卫星过境时间 2004 年 6 月 1 日. (a) TERRA/MODIS 波段 1 气溶胶光学厚度; (b) TERRA/MODIS 波段 3 气溶胶光学厚度; (c) AQUA/MODIS 波段 1 气溶胶光学厚度; (d) AQUA/MODIS 波段 3 气溶胶光学厚度. I 为云, II 为水体

低的带状分布特征外, 其他日期的光学厚度图像均显示了北京上空比周边地区较高的气溶胶光学厚度分布趋势特征. 以北京地区为参考点, 总体上呈现, 东北方向地区的气溶胶光学厚度低于西南地区; 西北方向地区低于东南地区; 5月22日在北京西北方向的部分地区的光学厚度较高; 6月1日南部地区出现较高带状分布特征, 可能与没有检测到的云的分布有关. 上述区域分布特征基本上与气溶胶分布具有较高的空间非均一性的特征相吻合. 从气溶胶光学厚度的逐日变化上看, 5月31日的光学厚度最小, 6月1日的光学厚度达到最大. 这些都与北京市环境保护监测中心地面的实测结果相吻合. 将每日 TERRA 与 AQUA 数据的反演结果进行对比, 我们可以得到感兴趣区域的气溶胶光学厚度的日变化, 对于北京地区, 除了6月1日两次过境时刻的光学厚度值变化较大外, 其他3日的双星过境时刻光学厚度值变化较小. 总体上, 数据覆盖区域显示了双星过境时刻的气溶胶光学厚度有所变化的趋势, 对于4个日期, 区域上气溶胶光学厚度的日变化特征并不一致. 以上反映了气溶胶分布在空间上以及时间上较高的动态变化性特征.

4 结论与存在的问题

本文提出了利用 MODIS 双星数据协同反演陆地大气气溶胶光学厚度的新方法. 并以北京以及周边地区为示范区, 进行了初步的反演应用研究, 通过与国际 AERONET 的地面观测的数据对比, 取得了较理想的反演结果. 与目前已有的方法相比, 该方法具有如下优点:

(1) 无须事先假设气溶胶类型、或性质、模型等参数.

(2) 无须假设或利用其他统计关系事先估计出地表反照率, 而将地表真实反照率作为反演目标变量之一与气溶胶一并得到遥感反演.

(3) 对于陆地气溶胶的反演, 不受地表反射类型的限制, 对于较高反射率的地表依然有效, 有望解决目前国际上高反射率下垫面气溶胶反演无效的难题.

(4) 初步的研究表明, 对于城市下垫面区域反演的精度较高, 可用于城市污染监测等方面的研究, 进

一步的数据验证正在进行之中.

(5) 同时获得两次过境时间的气溶胶信息可用于分析区域气溶胶动态变化规律.

该方法的缺点:

(1) 实现本算法的计算量较大, 其真正的业务化需要利用先进的科学计算技术支持.

(2) 对于部分像元点反演算法不收敛或结果误差较大, 影响因素可能主要有以下方面:

两颗卫星 MODIS 传感器的性能的退化效应、地表的非朗伯体特性、两时相影像数据的配准、亚像元的云污染、气溶胶的吸收效应以及水气等的影响.

5 进一步研究方向

进一步的研究工作主要包括对本文提出模型算法的更多数据的验证, 探索应用该算法基于网格计算技术的气溶胶反演, 提高本算法的计算效率. 考虑地表的二向反射特性、气溶胶的吸收效应以及水气等的影响, 进一步改善模型精度.

附录 符号如下:

| | |
|-------------------------|------------------------|
| A | 地表真实反射率 |
| A' | 地球表观反射率 |
| r | 方位(天顶角, 方位角) |
| $I^{\lambda}(z, r)$ | 高度 z 与方位 r 处的辐射强度 |
| Z | 高度 |
| α | Angstrom's 浊度公式中的波长指数 |
| β | Angstrom's 浊度公式中的浊度系数 |
| $r^{\lambda}(z, r, r')$ | 散射相函数 |
| ε | 后向散射系数 |
| θ | 太阳天顶角 |
| θ' | 传感器天顶角 |
| k | 吸收系数 |
| λ | 波长 |
| ρ | 空气密度 |
| σ | 散射系数 |
| τ | 光学厚度 |
| τ^{λ} | 中心波长 λ 波段的光学厚度 |
| τ_A^{λ} | 气溶胶光学厚度 |
| τ_M^{λ} | 瑞利光学厚度 |
| τ_O^{λ} | 总的大气光学厚度 |
| ω' | 固体角 |

参 考 文 献

- Hansen J E, Lacis A A. Sun and dust versus greenhouse gases: An assessment of their relative roles in global climate change, *Nature*, 1990, 346: 713~719 [\[DOI\]](#)
- Kaufman Y J, Tanré D. Direct and Indirect Methods for Correcting the Aerosol Effect on Remote Sensing, *Remote Sensing of Environment*, 1996, 55: 65~79 [\[DOI\]](#)
- Charlson R J, Schwartz S E, Hales J M, et al. Climate forcing of anthropogenic aerosols. *Science*, 1992, 255: 423~430
- Rao C R N, Stowe L L, McClain E P. Remote-sensing of aerosols over the oceans using AVHRR data: Theory, practice and applications. *International Journal of Remote Sensing*, 1989, 10: 743~749
- Kaufman Y J, Tanre D, Nakajima T, et al. Passive remote sensing of tropospheric aerosol and atmospheric correction for the aerosol effect. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102: 16815~16830 [\[DOI\]](#)
- Deuze J L, Breon F M, Deschamps P Y, et al. Analysis of the POLDER (Polarization and Directionality of Earth's Reflectances) airborne instrument. *Remote Sensing of Environment*, 1993, 45: 137~154 [\[DOI\]](#)
- Travis L D. EOSP: Earth Observing Scanning Polarimeter. In: EOS reference handbook. Washington DC: NASA, 1995. 127~129
- Kaufman Y J, Sendra C. Algorithm for atmospheric corrections, *International Journal of Remote Sensing*, 1988, 9: 1357~1381
- Tanré D, Deschamps P Y, Devaux C, et al. Estimation of Saharan aerosol optical thickness from blurring effects in Thematic Mapper data. *Journal of Geophysical Research*, 1988, 15955~15964
- Kaufman Y J, Wald A E, Remer L A, et al. The MODIS 2.1- μ m Channel-Correlation with Visible Reflectance for Use in Remote Sensing of Aerosol. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1997, 35(5)
- Herman M, Deuzé J L, Devaux C, et al. Remote sensing of aerosols over land surfaces including polarization measurements and application to POLDER measurements. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102: 17039~17049 [\[DOI\]](#)
- Mishchenko M I, Travis L D. Satellite retrieval of aerosol properties over the ocean using polarization as well as intensity of reflected sunlight. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102: 16989~17013 [\[DOI\]](#)
- Mishchenko M I, Travis L D. Satellite retrieval of aerosol properties over the ocean using measurements of reflected sunlight: Effect of instrumental errors and aerosol absorption. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102: 13543~13553 [\[DOI\]](#)
- Deuze J L, Breon F M, Devaux C, et al. Remote sensing of aerosols over land surfaces from POLDER-ADEOS 1 polarized measurements, *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106(D5): 4913~4926 [\[DOI\]](#)
- Deuze J L, Goloub P, Herman M, et al. Aerosol remote sensing from POLDER Measurements. *IEEE international on Geoscience and Remote Sensing symposium*, 2003
- Diner D J, Asner G P, Davies R, et al. New directions in Earth observing: Scientific applications of multiangle remote sensing. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1999, 80: 2209~2228 [\[DOI\]](#)
- Gonzalez C R, Schaap M, de Leeuw G, et al. Spatial variation of aerosol properties over Europe derived from satellite observation and comparison with model calculations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2003, 3: 521~533
- Xue Y, Yu T. Aerosol Optical Depth Determination from Along Track Scanning Radiometer (ATSR) Data. In: *Proceedings of The IEEE 6th International Conference on Intelligent Transportation Systems*, Shanghai, China. 12-15 October 2003 (Piscataway: IEEE), 2003, 793~796
- Tanré D, Herman M, Deschamps P Y, et al. Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bi-directional properties. *Applied Optics*, 1979, 18: 3587~3594
- Steven M D, Rollin E M. Estimation of atmospheric corrections from multiple aircraft imagery, *International Journal of Remote Sensing*, 1986, 7: 481~497
- Fraser R S, Kaufman Y J. The relative importance of aerosol scattering and absorption in remote sensing. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1985, GE-23: 525~633
- Conel J E. Determination of surface reflectance and estimates of atmospheric optical depth and single scattering albedo from Landsat Thematic Mapper data. *International Journal of Remote Sensing*, 1990, 11: 783~828
- Basu S, Tewari M, Agarwal V K. A model for retrieval of surface spectral reflectance from satellite radiance measurements using realistic atmospheric aerosol profiles. *International Journal of Remote Sensing*, 1990, 11: 395~407
- Iqbal M. *An Introduction to Solar Radiation*. Toronto, Canada: Academic Press, 1983
- Chandrasekhar S. *Radiative Transfer*. New York: Dover Publication, 1960
- Konratyev K Ya. *Radiation in the Atmosphere*. New York: Academic Press, 1969
- Xue Y, Cracknell A P. Operational Bi-angle Approach to Retrieve the Earth Surface Albedo from AVHRR data in the Visible Band. *International Journal of Remote Sensing*, 1995, 16: 417~429
- Linke F. Die Sonnestrahlung und ihre schwachung in der atmosphere. In: *Handbuch der geophysik*, Bd VIII, herausgeg. von Linke F, Moeller F, Berlin: Gebr. Borntraeger, 1956. 1942~1956, kap.6
- Flowerdew R, Haigh J. An approximation to improve accuracy in the derivation of surface reflectance from multi-look satellite radiometers. *Geophysical Research Letters*, 1995, 22: 1693~1696 [\[DOI\]](#)
- Veefkind J P, Leeuw G de, Durkee P A. Retrieval of Aerosol Optical Depth over Land using two-angle view Satellite Radiometry during TARFOX. *Geophysical Research Letters*, 1998, 25, 3135~3138 [\[DOI\]](#)
- Veefkind J P, Leeuw G de, Koelmeijer R B A, et al. Regional distribution of aerosol over land derived from ATSR-2 and GOME data. *Remote Sensing of Environment*, 2000, 74: 377~386 [\[DOI\]](#)