

文章编号: 1007-4619 (2002) 05-0321-07

利用云下阴影实现陆地上空气溶胶和地表反射率的同时反演

——理论方法和模拟

段民征¹, 吕达仁¹, 崔克俭², 郝文强³

(1. 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029; 2. 河北省定州市技术监督局, 河北 定州 073000;

3. 河北省定州市环境保护局, 河北 定州 073000)

摘要: 卫星探测信号包含大气中分子和粒子的散射贡献以及地表反射的贡献, 在陆地上空二者的贡献相当, 并且陆地地表反射率在时间和空间上极度不均一, 因此, 很难区分二者的各自贡献从而定量提取大气气溶胶和地表反射率, 陆地上空气溶胶的反演也一直是一个极具挑战性的课题。而高分辨率卫星资料如 TM5 的可见光通道能够很好地区分云和云下阴影, 如果云是不透光的, 在阴影上空, 卫星信号仅包含大气散射贡献和地表漫反射贡献, 而在邻近的非阴影区上空, 卫星探测信号还包含地表直接反射的贡献。根据这个原理, 利用辐射传输模式分析了阴影区和非阴影区上空卫星探测的辐射量差别与地表反射率和大气气溶胶的关系, 提出一种利用云下阴影来同时提取阴影上空大气气溶胶和地表反射率的单波长反演方案, 并对气溶胶单次散射反照率、散射相函数、测量精度以及地表反射率的不均一性进行了敏感性分析。

关键词: 气溶胶; 地表反照率; 辐射传输; 云; 阴影

中图分类号: P407 **文献标识码:** A

1 引言

利用标量辐射实现陆地上空大气气溶胶反演的方法基本上是以利用特种地表的低反射率或选取特别晴朗的天气来获得地表反射率为前提, 其中应用最多的是暗地表法, 这种暗地表方法大致可分为两种方案: 一是利用大的水体如湖泊, 其原理是利用水体在可见光和近红外波段低反射率(一般小于 2%)特征来提取大气气溶胶光学厚度; 二是利用浓密的森林的植被作为暗地表, 其原理为: 这种植被在中红外波段如 2.1 μm 或 3.75 μm 的反射率非常小, 同时中红外波段大气散射对卫星观测的影响也非常小, 从而可由中红外波段的卫星观测得到地表的反射率; 另外, 这种植被地表在可见光波段的反射率是中红外波段的 1/4 到 1/6, 通过这种近似可以得到可见光波段的地表反射率^[1], 在此基础上, 就可以由卫星

辐射测量来反演计算大气气溶胶的光学厚度。但实际应用时, 这种暗地表并不总是存在的, 因此这种方法只能适用于局地范围内的反演研究, 对于区域乃至更大的全球尺度范围内的气溶胶定量反演就会受到很大限制。

因此, 一种同时提取大气气溶胶和地表反射率的反演方法将是适用于陆地上空的最佳途径。吕达仁等提出一种多波段相关的联合反演方法^[2], 即假定在一定波长间隔内, 地表反射率随波长呈线性或简单函数关系, 气溶胶光学厚度与波长间存在指数变化关系, 利用这些函数关系和多波段对地测量的相关性就可以达到同时反演的目的, 其初步实验表明了方案是可行的。但地表的选择同样是不容忽视的问题。

事实上还存在另外一种暗地表可以利用, 即云下阴影, 虽然云下阴影区地表反射不一定很小, 但阴影区与非阴影区的地表反射对到达大气顶的辐射贡献不同, 因此, 利用这种辐射差别就有可能达到同时

收稿日期: 2001-08-30; 修订日期: 2001-12-04

基金资助: 国家自然科学基金重大项目 No. 49790020 资助。

作者简介: 段民征(1968—), 男, 助理研究员。河北省定州市人, 1991年毕业于兰州大学大气科学系, 获得理学学士学位, 1996年于中国科学院大气物理研究所获得理学硕士学位, 2001年于中国科学院大气物理研究所获得理学博士学位。现从事大气辐射传输算法与理论, 大气遥感与订正包括高空间分辨率大气订正, 气溶胶和地表反射率的卫星反演, 云检测及云参数的卫星反演等工作。

反演大气气溶胶和地表反照率的目的, 本文将从理论上对这种方法进行探讨和模拟分析。

2 基本原理和方法

当陆地上空有云存在且云为不透光性云时(这种现象经常出现且很容易被高分辨率卫星探测仪器如 TM5/LandSat 探测到, 如图 1), 在非云阴影地表上空, 卫星探测信号包含大气路径散射贡献(图 2 中 1)、地表直接反射贡献(图 2 中 2, 4)和地表漫射反射贡献(图 2 中 3, 5)3 部分组成, 而在云的地表阴影上

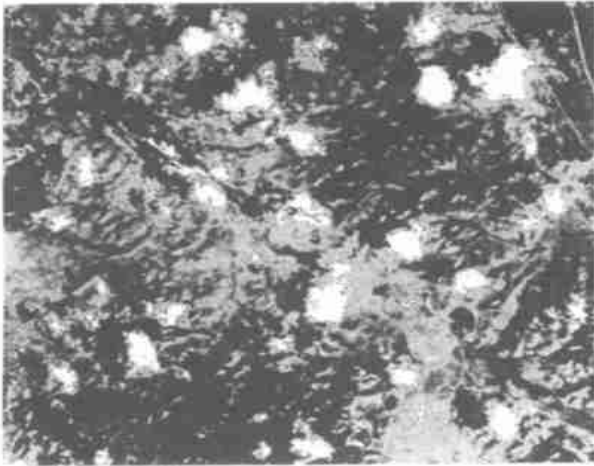


图 1 TM5 探测到的云及云下阴影

Fig. 1 Clouds and their shadows on the map of TM channel 5

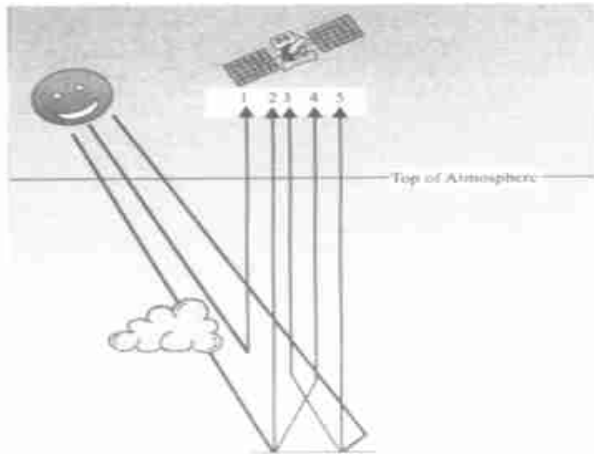


图 2 卫星对地观测示意图

Fig. 2 Schematic diagram of different components of earth observation

空, 卫星探测信号则没有地表直接反射的贡献, 只包含大气路径散射贡献和地表漫射反射贡献两部分, 假定在局地范围内阴影区和非阴影区地表反射率均一, 则利用阴影区与非阴影区上空的辐射强度差别

就可以同时反演大气气溶胶和地表反照率。

2.1 基本方程

对于水平均一的地表和大气模式, 在可见光和近红外波段卫星对地观测到的辐射强度可以从形式上表示为:

$$I_{TOA}(\mu_o, \mu_v, \phi) = I_{path}(\mu_o, \mu_v, \phi) + \frac{T(\mu_o)T(\mu_v)F_o\mu_o\rho_s(\mu_o, \mu_v, \phi)}{\pi[1-\rho_s(\mu_o, \mu_v, \phi)S]} \quad (1)$$

为书写方便, 式中略支了光学厚度参数 τ 。其中 I_{TOA} 为卫星接收到的辐射强度, I_{path} 为大气路径散射贡献, $T(\mu_o)$ 为从大气顶到地表的总透射率, $T(\mu_v)$ 为从地表到大气顶的总透射率, F_o 是地外太阳辐射通量, $\rho_s(\mu_o, \mu_v, \phi)$ 地面反射率, S 是大气球面反照率, μ_o 和 μ_v 分别为太阳天顶角和观测天顶角的余弦, ϕ 为相对于太阳的方位角。为应用方便, I_{TOA} 经常乘以系数 $\pi/F_o\mu_o$ 进行归一化, 如无特殊说明, 下面讨论均为归一化辐射强度, 具有反射率单位。

当地表为 Lambert 反射面时, $\rho_s(\mu_o, \mu_v, \phi)$ 可用常数 A 代替。则(1)可改写为:

$$I_{TOA}(\mu_o, \mu_v, \phi) = I_{path}(\mu_o, \mu_v, \phi) + \frac{T(\mu_o)T(\mu_v)A}{[1-AS]} \quad (2)$$

将方程进行 Taylor 展开到 A 的二次项

$$I_{TOA}(\mu_o, \mu_v, \phi) = I_{path}(\mu_o, \mu_v, \phi) + T(\mu_o)T(\mu_v)A + T(\mu_o)T(\mu_v)SA^2 + o(S^2A^3) \quad (3)$$

$o(S^2A^3)$ 为小量可以略去。试验已证明^[2,3]对于大气辐射而言, 二次曲线假设的精度已经足够。(3)式中透过率 $T(\mu_o)$ 和 $T(\mu_v)$ 可以表示为直接透射和漫射透射之和:

$$T(\mu_o) = e^{-\tau/\mu_o} + t_d(\mu_o) \quad (4)$$

式中 τ 为整层大气光学厚度, t_d 为漫射透射率。在不透光性云下阴影上空, 由于太阳直射被云阻挡, 透过率 $T(\mu_o)$ 只包括漫射透射项, 即卫星观测信号只包括图 1 中 1, 3, 4, 5 项, 其形式方程为:

$$\begin{aligned} I'_{TOA}(\mu_o, \mu_v, \phi) &= I_{path}(\mu_o, \mu_v, \phi) + t_d(\mu_o)T(\mu_v)A + \\ & t_d(\mu_o)T(\mu_v)SA^2 \\ &= I_{path}(\mu_o, \mu_v, \phi) + C'_1(\mu_o, \mu_v, \phi)A + \\ & C'_2(\mu_o, \mu_v, \phi)A^2 \end{aligned} \quad (5)$$

$I'_{TOA}(\mu_o, \mu_v, \phi)$ 为阴影地表上空的归一化辐射强度, 而在非云阴影地表上空, 形式方程为:

$$I_{TOA}(\mu_o, \mu_v, \phi) = I_{path}(\mu_o, \mu_v, \phi) + [e^{-\tau/\mu_o} + t_d(\mu_o)]T(\mu_v)A + [e^{-\tau/\mu_o} + t_d(\mu_o)]T(\mu_v)SA^2 \quad (6)$$

$= I_{path}(\mu_o, \mu_v, \phi) + C_1(\mu_o, \mu_v, \phi)A + C_2(\mu_o, \mu_v, \phi)A^2$
 参数 I_{path} , $t_d(\mu_o)$, $T(\mu_v)$ 以及 S 可由标量辐射传输方程如 Disort^[4], FEMRAD^[5], GS^[6] 等计算得到。给定一系列气溶胶光学厚度和地表反照率, 则可由辐射传输方程计算得到对应的 $I'_{path}(\mu_o, \mu_v, \phi)$, $I_{path}(\mu_o, \mu_v, \phi)$, $C_1(\mu_o, \mu_v, \phi)$, $C_2(\mu_o, \mu_v, \phi)$, $C'_1(\mu_o, \mu_v, \phi)$ 和 $C'_2(\mu_o, \mu_v, \phi)$ 数值关系表, 上述各参数是光学厚度的函数。利用上述关系表和卫星观测的辐射强度, 通过查表得到大气气溶胶光学厚度和地表反照率。

2.2 计算方案

当数值表 $I'_{path}(\mu_o, \mu_v, \phi)$, $I_{path}(\mu_o, \mu_v, \phi)$, $C_1(\mu_o, \mu_v, \phi)$, $C_2(\mu_o, \mu_v, \phi)$, $C'_1(\mu_o, \mu_v, \phi)$ 和 $C'_2(\mu_o, \mu_v, \phi)$ 建立后, 则可由观测归一化辐射强度 I'_{obs} , I_{obs} 计算气溶胶光学厚度和地表反射率。

(1) 设地表反射率为 0, 利用式(5)、式(6)和查找表分别插值计算 τ 和 τ' , 则 $\tau_{max} = \min(\tau, \tau')$ 为可能的最大光学厚度;

(2) 将地表反射率为 1, 计算 τ 和 τ' , $\tau_{max} = \max(\tau, \tau')$ 则为可能的最小光学厚度;

(3) 输入初始值 $\tau^0 = \tau_{min}$, 查表插值计算 $I'_{path}(\mu_o, \mu_v, \phi)$, $I_{path}(\mu_o, \mu_v, \phi)$, $C_1(\mu_o, \mu_v, \phi)$, $C_2(\mu_o, \mu_v, \phi)$, $C'_1(\mu_o, \mu_v, \phi)$ 和 $C'_2(\mu_o, \mu_v, \phi)$;

(4) 根据(3)计算的系数, 通过式(5)和式(6)分别计算地表反射率 A' 和 A ;

(5) 计算 $\delta = |A - A'|$;

(6) 如果 $\delta < \epsilon$, ϵ 为预设精度, 则 τ 和 A 即为所求光学厚度和地表反射率, 否则, 改变 τ 值, 令 $\tau^n = \tau^{n-1} + \Delta\tau$ 重复步骤(3)-(5), 直至满足精度, 上标 n 代表第 n 步结果。

3 模拟反演计算及敏感性分析

为验证上述方案的可行性, 我们以 Landsat TM5 的第 1, 2, 3 三个可见光通道为例进行模拟反演, 3 个通道的中心波长分别为 0.4857 μm , 0.5700 μm 和 0.6595 μm 。参数化数值表和卫星对地模拟观测值由标量辐射传输模式 DISORT^[4] 计算得到。计算条件为: 标准大气模式, 气溶胶类型分别取乡村型、海洋型和城市型气溶胶, 取 15 种气溶胶浓度, 相当于能见度从 100km 到 2km, 对于大气光学厚度 τ 的分段二次插值来说, 这个表已经足够精确。太阳天顶角分别取 30° 和 60°。

3.1 模拟结果及统计分析

当气溶胶类型完全确定时, 即气溶胶单次散射反照率和散射相函数完全已知的情况下, 利用 2.2 所说的参数化查表法计算得到大气光学厚度和地表反照率结果与模拟真实值的比较如图 3*。由图 3 可以看到, 反演结果和真值非常接近, 线性相关很好。表 1 列出了反演结果的统计误差和相关系数, 可以看到, 对于 3 种气溶胶类型各 1248 组试验样本, 相关系数都在 0.999 以上, 对于大气光学厚度和地表反照率误差也都小于 0.01, 即在气溶胶其它信息完全已知的情况下, 云下阴影方法能精确反演陆地上空大气气溶胶光学厚度和地表反射率。

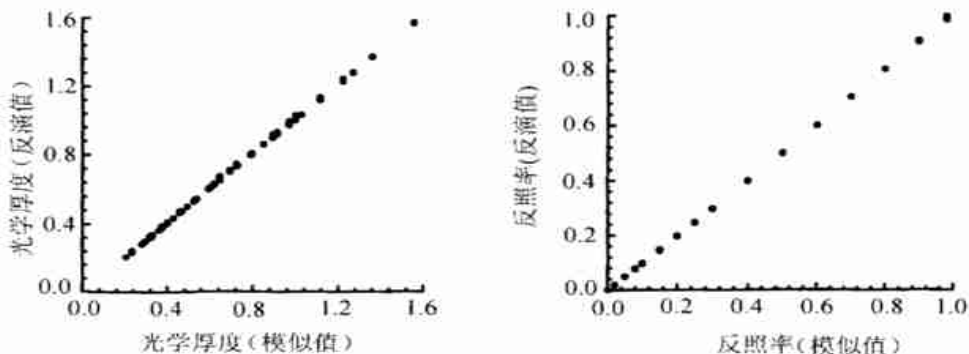


图 3 气溶胶类型完全已知情况下整层大气光学厚度(左)和地表反照率(右)的反演结果
 Fig.3 Retrieved atmospheric optical depth (left) and surface albedo (right) for known aerosol type

* 图中只给出了乡村气溶胶类型的情况, 其它两种类型气溶胶情况相似, 以下同。

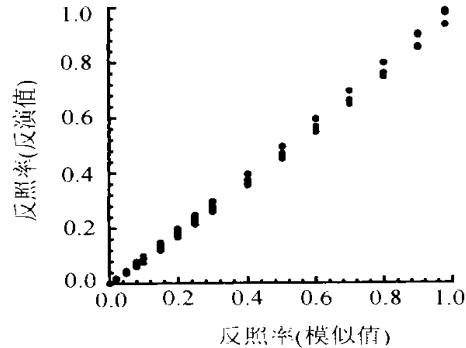
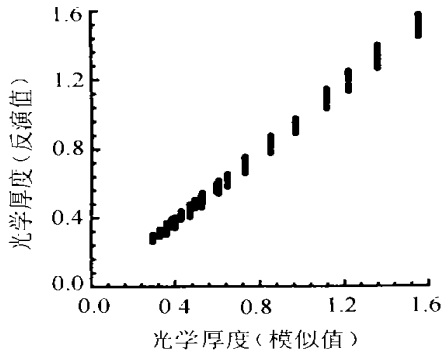
表 1 反演结果的统计方差和相关系数

Table 1 Standard deviation and correlation coefficients of retrieved results

气溶胶类型	变量	样本数	均方差	相关系数
乡村型	τ	1248	0.00708	0.99989
	A	1248	0.00238	0.99998
海洋型	τ	1248	0.00984	0.99978
	A	1248	0.00276	0.99997
城市型	τ	1248	0.00774	0.99985
	A	1248	0.00128	0.99999

3.2 测量误差的敏感性分析

实际观测中不可能完全准确,都或多或少存在

图 4 测量有 $\pm 5\%$ 的随机误差时的反演结果,其它同图 3Fig. 4 Same for Fig. 3 but with $\pm 5\%$ random error of measurements表 2 测量有 $\pm 5\%$ 的随机误差时的统计方差和相关系数Table 2 Standard deviation and correlation coefficients of retrieved results for $\pm 5\%$ random error of measurements

气溶胶类型	变量	样本数	均方差	相关系数
乡村型	τ	2496	0.01756	0.99875
	A	2496	0.01971	0.99910
海洋型	τ	2496	0.01623	0.99878
	A	2496	0.01913	0.99914
城市型	τ	2496	0.04216	0.99308
	A	2496	0.02432	0.99844

3.3 单次散射相反照率的敏感性分析

单次散射相反照率 ω 表示了粒子的总体散射效率,乡村型、海洋型和城市型气溶胶 ω 的气候平均值分别为 0.95、0.97 和 0.80 左右。对于测量大气后向散射的卫星观测来讲, ω 是关键因子,它的不确定可能引起较大的模拟误差。Kaufman^[1]在利用卫星进行气溶胶吸收的反演试验中认为 ω 的不确定性 0.03—0.05。因此,我们将 0.05 作为误差输入模式来模拟卫星观测值,由此模拟观测反演的大气光学厚度和地表反照率结果如图 5,误差统计结果列

误差。误差主要来自于两个方面,一是来源于仪器噪声的随机误差,二是由于辐射定标不准确引起的系统误差,二者的综合影响一般情况下 $< 5\%$ ^[7],随着技术的发展,定标的准确性有可能减少到 2.5%^[8]甚至 1%^[9]。图 4 给出了当测量误差为 $\pm 5\%$ 时大气光学厚度和地表反照率的反演结果,其统计结果列于表 2。可以看到,对于乡村型和海洋型气溶胶,大气光学厚度和地表反射率的平均误差在 0.02,线性相关系数大于 0.99。对于城市型气溶胶来说,大气光学厚度的平均误差在 0.04,地表反射率的误差在 0.03 左右。

于表 3(表中统计结果包括无解情况)。由统计结果可以看到,光学厚度和地表反照率的反演结果离散度还是比较大的,对于乡村和海洋两种气溶胶类型,0.05 的 ω 不确定引起的大气光学厚度和地表反照率的误差分别在 0.1 和 0.06 左右,而城市型气溶胶由于吸收性较强, ω 值偏小,因此,0.05 的 ω 不确定引起的误差也就更大一些。由图 5 还可以看到,单次散射相反照率的不确定有可能导致无解,说明 ω 不确定对解的影响很大。

3.4 散射相函数的敏感性分析

建立参数化数值表和卫星模拟观测时,我们采用了 Henyey-Greestein^[10] 散射相函数,其非对称因子 g 由 LOWTRAN7^[11] 模式中散射相函数表计算得到。对于 3 种气溶胶类型来说, g 值在 0.70 左右。图 6 给出了当 g 值有 0.05 的不确定性时大气光学厚度和地表反射率的模拟反演结果,表 4 列出了统计分析结果,由表 4 中数据可以看到,大气光学厚度反演误差均在 0.05 以上,地表反照率的反演误差也不容忽略,可见反演结果对散射相函数比较敏感。这是因为散射相函数所表示的是散射能量的再分配方

式,对于某个特定角度的观测来说,散射相函数的变化必然要导致辐射强度的变化。因此,当利用某个

角度的观测值来反推气溶胶光学性质时就会导致反演结果偏差较大。

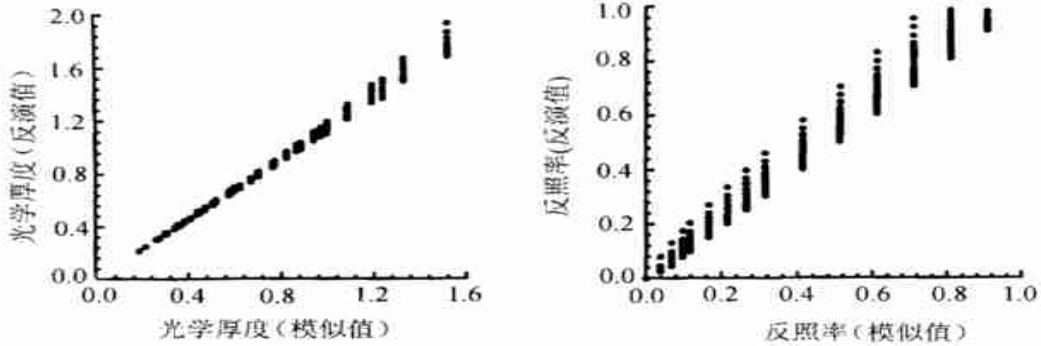


图 5 单次散射反照率有 ± 0.05 的绝对误差时的反演结果,其它同图 3

Fig.5 Same as Fig.3 but with absolute random error of ± 0.05 for single scattering albedo

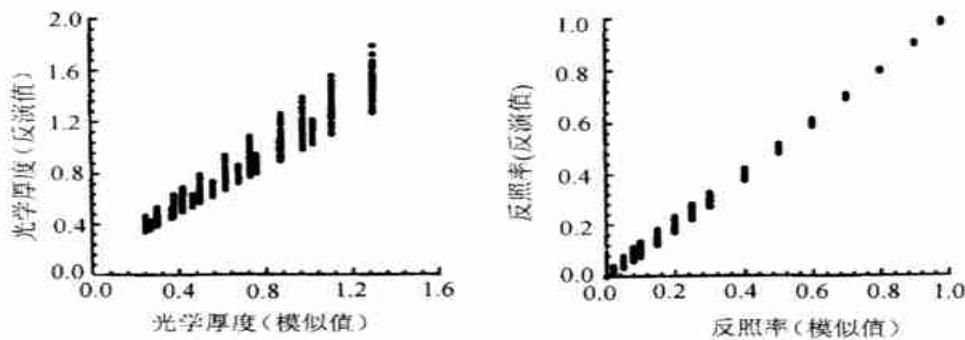


图 6 非对称因子 g 有 ± 0.05 的绝对误差时的反演结果,其它同图 3

Fig.6 Same for Fig.3 but with absolute random error of ± 0.05 for g

表 3 气溶胶单次散射反照率有 ± 0.05 的误差时反演结果的统计分析

Table 3 Standard deviation and correlation coefficients of retrieved results with absolute error of ± 0.05 for single scattering albedo

气溶胶类型	变量	样本数	均方差	相关系数
乡村型	τ	1248	0.08478	0.99723
	A	1248	0.05618	0.99330
海洋型	τ	1248	0.07824	0.99767
	A	1248	0.05123	0.99492
城市型	τ	2496	0.11110	0.94857
	A	2496	0.07554	0.96793

表 4 非对称因子 g 有 ± 0.05 的绝对误差时的反演结果的统计分析

Table 4 Standard deviation and correlation coefficients of retrieved results with absolute random error of ± 0.05 for g

气溶胶类型	变量	样本数	均方差	相关系数
乡村型	τ	2496	0.06180	0.98393
	A	2496	0.02086	0.99788
海洋型	τ	2496	0.05403	0.98699
	A	2496	0.00628	0.99982
城市型	τ	2496	0.09788	0.95992
	A	2496	0.02555	0.99680

3.5 地表反射率的水平不均一的敏感性分析

利用云下阴影实现大气光学厚度和地表反照率的同时反演是以地表反射率特征水平均一为前提,即假定阴影区和邻近非阴影区的地表反照率相同。

而实际上地表反射率有可能存在微小差别,不完全均一。当阴影区和非阴影区地表反照率有 0.05 的绝对误差时模拟反演结果如图 7,其误差统计结果列于表 5。可以看到对 2340 组模拟,由于地表不均一导致反演结果误差非常大,大气光学厚度的误差

在 0.2, 这相当于晴天大气总的气溶胶光学厚度, 地表反照率的平均误差也在 0.04 左右。反演结果对地表不均一的敏感性可以从方程(2)分析得到。当大气光学厚度较大时, 大气整层的透过率较小, 地表的贡献为小量, 因此阴影区和非阴影区地表反照率的微小差别不足以引起卫星测量信号的变化, 从而导致利用 I_{obs} , I_{obs} 的差别寻求大气光学厚度结果误

差很大。当大气光学厚度较小时, 大气整层的透过率较大, 地表的贡献明显, 因此阴影区和非阴影区地表反照率的微小差别导致卫星测量信号 I_{obs} , I_{obs} 的差别也就比较明显, 从而寻求大气光学厚度时也会造成很大误差。因此, 利用这种差别同时反演大气光学厚度和地表反照率方法本身就对地表的均一性提出较高的要求。

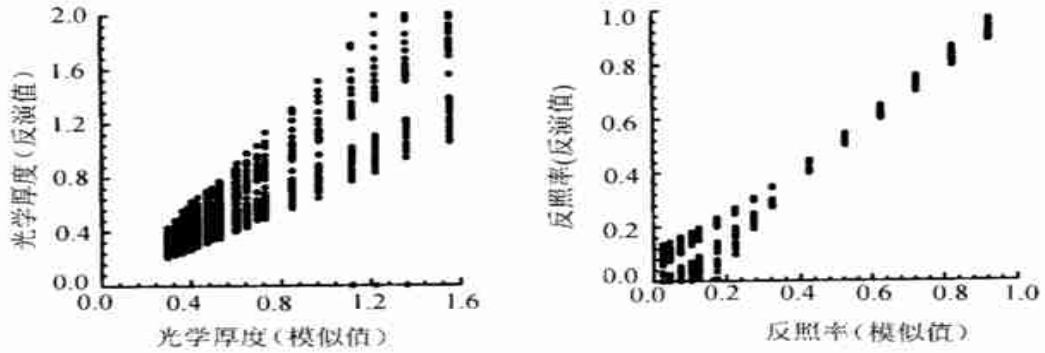


图 7 地表反照率有 ± 0.05 的绝对误差时的反演结果, 其它同图 3

Fig. 7 Same as Fig. 3 but with absolute random error of ± 0.05 for surface albedo

表 5 地表反照率有 ± 0.05 的绝对误差时的反演结果的统计分析

Table 5 Standard deviation and correlation coefficients of retrieved results with absolute random error of ± 0.05 for surface albedo

气溶胶类型	变量	样本数	均方差	相关系数
乡村型	τ	2340	0.21439	0.84305
	A	2340	0.03486	0.99284
海洋型	τ	2340	0.22403	0.82998
	A	2340	0.03909	0.99101
城市型	τ	2340	0.23173	0.81448
	A	2340	0.03738	0.99188

4 结 论

根据高分辨率卫星探测仪器如 TM 等可以清楚地辨析云及云下阴影的实际情况, 我们提出利用阴影区和邻近非阴影区上空辐射差别来同时反演大气气溶胶光学厚度和地表反射率的反演方案。试验结果表明, 当气溶胶光学参数单次散射反照率和散射相函数完全确定, 并且地表水平均一即阴影区和非阴影区具有完全相同反照率的情况下, 此方案对大气光学厚度(也就是气溶胶光学厚度, 因分子散射的效应可以精确计算)和地表反照率都能很精确地反演出来。当测量存在 ± 0.05 的误差时对反演结果

影响不明显, 即方案对测量误差不敏感。通过对气溶胶单次散射反照率和散射相函数的敏感性分析证明, 反演结果对这两个光学参数(决定了气溶胶类型)很敏感, 因此, 要得到准确的大气光学厚度和地表反照率, 必须事先已知气溶胶单次散射反照率和散射相函数, 否则反演结果就会有很大不确定性。由于利用云下阴影方案的本质是利用阴影区和非阴影区地表对卫星观测辐射量的差别, 因此对地表反照率水平均一性要求较高, 敏感性分析证明, 0.05 的地表反照率差别就可导致大气总光学厚度量级相当的误差。如能以多点反演平均, 则对统计均匀地表而言, 误差会有较大改善。

基于以上原因, 不透光性云及云阴影还需要人为选定, 要做到由 TM5 卫星图像自动选择达到反演的目的还需要进一步的工作。

致谢 本研究中刘淑红女士参与了有益探讨, 在此表示感谢。

参 考 文 献 (References)

- [1] Kaufman Y J. Satellite Sensing of Aerosol Absorption [J]. *J. Geophys. Res.*, 1987, 92(D4): 4307-4317.
- [2] Lu Daren, Duan M Z. Strategy of Simultaneous Remote Sensing of Aerosol Optical Depth and Surface Reflectance with Space-borne Spectrometry [A]. *Optical Remote Sensing of the Atmosphere and Cloud*. [C]. Proc. SPIE, 1998, 3501.
- [3] Lu Daren, Duan M Z. Parameterization of Radiance From the Earth

- Surface and the Atmosphere in Earth Observation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 1998, **22**(4):638—648. [吕达仁, 段民征. 卫星对地观测中大气与地表辐射贡献的参数化[J]. 大气科学, 1998, **22**(4):638—648]
- [4] Stamnes K, Tsay S C *et al.* Numerically Stable Algorithm for Discrete Ordinate Method Radiative Transfer in Multiple Scattering and Emitting Layered Media [J]. *Appl. Opt.*, 1988, **27**:2502—2509.
- [5] Kisselev V B, Roberti L, Perona G. Finite Element Algorithm for Radiative Transfer in Vertically Inhomogeneous Media: Numerical Scheme and Applications [J]. *Appl. Opt.*, 1995, **34**(36):8460—8470.
- [6] Vermote E F, Tanre D, Deuze J L *et al.* Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: An Overview [J]. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 1997, **35**(3):675—686.
- [7] Yang Haoyu, Gordon H R. Retrieval of the Columnar Aerosol Phase Function and Single Scattering Albedo from Sky Radiance over Land: Simulations [J]. *Appl. Opt.*, 1998, **37**(6):978—997.
- [8] Biggar S F, Slater P N, Gellman D I. Uncertainty in the Inflight Calibration of Sensors with Reference to Measured Ground Sites in the 0.4 to 1.1 μ m range [J]. *Remote Sensing Environ.*, 1994, **48**:245—252.
- [9] Slater P N, Biggar S F, Thome K J *et al.* Vicarious Radiometric Calibration of EOS Sensors [J]. *J Atmos. Oceanic Technol.*, 1996, **13**:349—359.
- [10] Liou K N. An Introduction to Atmospheric Radiation [M]. Academic Press, 1980.
- [11] Kneizys F X, Anderson G P, Shettle E P *et al.* User Guide to LOWTRAN7[R], AFGL-TR-88-0177, 1988.

Retrieval of Surface Reflectance and Aerosol Optical Thickness Simultaneously from Space Measurement over Land: Basic Theory and Simulation

DUAN Min-zheng¹, LU Da-ren¹, CUI Ke-jian², HAO Wen-qiang³

(1. Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

2. Dingzhou Bureau of Quality and Technical Supervision, Dingzhou 073000, China;

3. Dingzhou Environmental Protection Agency, Dingzhou 073000, China)

Abstract: The satellite measurements in the visible and near Infrared band are the contribution of surface reflectance and atmospheric back scattering, and it is very difficult to distinguish one from the other for both contribution have the same order over land. The images from high spatial resolution orbit sensor such as TM⁵ flying on LANDSAT are very clear to discriminate cloud and the shadow since they are projected on the surface from cloud free pixels in the visible band. Over a nontransparent cloud shadow, the radiance obtained from satellite measurement is the contribution of atmospheric path radiance and surface diffuse reflection; while, over a bright area surrounding the cloud shadow, besides the contribution of atmospheric radiance and surface diffuse reflection, the surface direct reflection also contributes to the radiance measured from satellite. Based on this theory, the difference between the two radiances and its relationship with the surface reflectance and aerosol optical thickness are analyzed, and a new method to retrieve surface reflectance and aerosol optical thickness simultaneously over land is developed. At the end of this paper, sensitivity analysis of measurement, single scattering albedo and aerosol scattering phase function to the retrieval of surface reflectance and aerosol optical thickness are given.

Key words: aerosol; albedo; radiative transfer; cloud; shadow