

文章编号: 1001-4322(2006)09-1451-06

## 地基消光测量确定大气气溶胶模型\*

徐青山, 胡欢陵, 魏合理

(中国科学院安徽光学精密机械研究所 大气光学中心, 合肥 230031)

**摘 要:** 分别取大陆型、海洋型、城市型和 Junge 谱分布气溶胶模型, 用 6S 辐射传输算法计算出对应于太阳光度计测量时的各波段大气气溶胶光学厚度。将模式计算值与测量值进行比较, 确定测量地区的大气气溶胶模型。将该方法用于 2004 年在北京地区测量的太阳光度计数据, 结果显示该地区当日实际大气在几种气溶胶模型中较为符合城市型气溶胶模型。

**关键词:** 大气气溶胶模型; 大气消光; 光学厚度; 太阳光度计

**中图分类号:** P421; O438 **文献标识码:** A

大气气溶胶形成有两个主要过程, 一是地球表面的土壤粒子、海盐粒子、工业烟尘、生物燃烧粒子等在大气中的扩散; 二是大气中的化学反应、凝结或凝聚过程。因为大多数气溶胶的源在陆地上, 要了解气溶胶的发生及其在大气中的输送, 则就应该重视陆地上气溶胶的探测<sup>[1-2]</sup>。目前在地基大气气溶胶光学特性遥感方面, 太阳光度计测量是应用较多也是最为可靠的一种测量方法<sup>[3]</sup>。太阳光度计除了可以用于地基观测太阳直接辐射通量外, 还可以用来观测天空各方向上的辐射反演气溶胶粒子的谱分布和散射相函数<sup>[4-6]</sup>, 获取气溶胶的多个光学参数。

要全面地了解大气气溶胶的光学特性及对辐射平衡的影响, 就需要确定大气气溶胶的组成、谱分布以及总含量<sup>[7]</sup>。卫星遥感大气气溶胶光学厚度的主要误差源是气溶胶模型(粒子尺度、折射指数、单次散射反照率和球形度)的不确定性<sup>[8-9]</sup>。毛节泰等对气溶胶模式的不当选取而造成的卫星遥感误差进行了数值模拟, 认为气溶胶模型的选择是一个关键问题<sup>[10]</sup>, 孙毅义等模拟了不同气溶胶模型对激光传输透过率的影响, 得到的最大绝对差别可达 20%<sup>[11]</sup>。

几种基本的大气气溶胶模型在辐射传输、卫星遥感等领域得到了广泛应用<sup>[12-15]</sup>。通常在进行辐射传输计算时, 气溶胶模型的选取一般都凭感性认识, 在辐射传输软件给出的诸如大陆型、海洋型、城市型等几种中选取一种, 这种选取方法缺少一定的数值依据。而真实大气层中气溶胶模型的测定也是一项十分复杂的工作, 用粒子计数器等在地面测量的谱分布主要反映近地面的气溶胶粒子状况, 不能完全反映整层大气的气溶胶谱分布情况。

King 等的研究证明大气气溶胶光学厚度的光谱相关性携带其谱分布的信息<sup>[16]</sup>。因此我们可以借助于地基测量的整层大气多波段气溶胶光学厚度研究其谱分布。本文在第 1 节里介绍了多波段太阳光度计测量大气气溶胶的原理, 在第 2 节里我们提出了一个确定大气气溶胶模型的方法, 并用数值模拟说明了该方法的可行性, 在第 3 节里给出了一个确定气溶胶模型的测量实例, 从七波段太阳光度计测量的大气气溶胶光学厚度拟合出 Angstrom 波长指数与浑浊度系数, 得出 550 nm 气溶胶光学厚度。用 6S<sup>[17]</sup>(second simulation of the satellite signal in the solar spectrum)辐射传输算法, 在不同的大气气溶胶模型下计算出对应于太阳光度计相同测量时间的各波段大气气溶胶光学厚度, 将计算的气溶胶光学厚度与太阳光度计测量值进行比较, 从而得出最接近于实际大气的气溶胶模型。

### 1 大气气溶胶光学厚度地基消光测量原理

太阳辐射到达地面的直射辐射  $F(\lambda)$  可由比尔-布格-朗伯定律表示为

$$F(\lambda) = F_0(\lambda) R_{t_g}(\lambda) \exp[-m(\theta)\tau(\lambda)] \quad (1)$$

式中:  $F_0(\lambda)$  是大气上界太阳直射辐射辐照度;  $\tau(\lambda)$  是大气光学厚度;  $\gamma_g(\lambda)$  是吸收气体透过率;  $R$  为日地修正因子<sup>[18]</sup>, 表示为

\* 收稿日期 2006-01-16; 修订日期 2006-07-10

基金项目: 中国科学院知识创新工程资助课题, 合肥物质科学研究院院长基金资助课题

作者简介: 徐青山(1965—), 男, 副研究员, 主要从事辐射传输与卫星遥感研究; qshxu@aiofm.ac.cn。

$$R = (d_0/d)^2 = 1 + 0.033 \cos(2\pi J/365) \quad (2)$$

式中  $d$  是测量当天的日地距离;  $d_0$  是日地平均距离;  $J$  是从 1 月 1 日起到当天的累计天数,  $J=0 \sim 365$ 。

考虑地球曲率影响后, 相对大气质量  $m(\theta)$  与太阳天顶角  $\theta$  的关系为

$$m(\theta) = \sec\theta - 0.001867(\sec\theta - 1) - 0.002875(\sec\theta - 1)^2 - 0.000868(\sec\theta - 1)^3 \quad (3)$$

大气中的水汽吸收透过率需要对水汽吸收线进行数值积分, 吸收气体臭氧和二氧化氮则遵从比尔-布格-朗伯定律。

在大气气溶胶相对稳定、晴朗无云的大气条件下, 太阳光度计在  $t$  时刻接收到的波长  $\lambda$  的太阳直射辐射的输出电压  $V(\lambda, t)$  可以写为

$$V(\lambda, t) = RV_0(\lambda) \tau_g(\lambda) \exp[-\tau(\lambda, t)m(\theta)] \quad (4)$$

式中:  $V_0(\lambda)$  是大气层顶波长  $\lambda$  的太阳辐射相应于太阳光度计的输出电压值。由 (4) 式可得大气总光学厚度为

$$\tau(\lambda, t) = \frac{1}{m(\theta)} \ln \frac{V_0(\lambda) \tau_g(\lambda) R}{V(\lambda, t)} \quad (5)$$

大气气溶胶光学厚度为总光学厚度减去大气分子光学厚度和吸收气体光学厚度, 即

$$\tau_a(\lambda) = \tau(\lambda) - \tau_R(\lambda) - \tau_g(\lambda) \quad (6)$$

对  $V_0(\lambda)$  值的确定一般称为太阳光度计的标定, 标定方法多采用 Langley 法, 也即常说的“长法”。T. F. Eck 等认为使用 Langley 法标定的测量仪器的不确定性对大气气溶胶光学厚度造成的误差在 0.002 ~ 0.009 之间<sup>[19]</sup>。

从大气气溶胶光学厚度分析粒子谱分布时通常认为其符合 Junge 模式<sup>[20]</sup>

$$n(r) = cr^{-\nu-1} \quad (7)$$

式中:  $C$  为谱分布中反映粒子数密度的常数。大气气溶胶光学厚度与波长的依赖关系在 0.4 ~ 1.0  $\mu\text{m}$  满足公式<sup>[21]</sup>

$$\tau_a(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (8)$$

式中  $\beta$  为浑浊度系数, 它可以用来衡量大气气溶胶粒子的含量;  $\alpha$  为 Angstrom 波长指数, 反映了大气气溶胶粒子谱分布  $\alpha$  与  $\nu$  的关系可表示为

$$\alpha = \nu - 2 \quad (9)$$

## 2 确定大气气溶胶模型的方法

### 2.1 6S 简介

6S 是法国大气科学实验室(Laboratoire d'Optique Atmospherique)开发的, 用于计算传感器接收的 0.25 ~ 4.00  $\mu\text{m}$  波长光谱范围内地面与背景反射信号的辐射传输应用软件, 光谱分辨率 2.5 nm。6S 给出了几种基本的大气气溶胶模型(包括大陆型、海洋型、城市型、背景沙漠型、用户自定义等)。提供了 6 种大气模式(中纬度夏季、中纬度冬季、美国标准大气、热带大气、亚北极和亚南极型)和一些典型地物(清澈的海水、湖水、典型的植被和干沙)的光谱反射率数据等。

标准辐射大气(standard radiation atmosphere, 简称 SRA)大陆型、海洋型与城市型气溶胶模型用对数正态分布模拟尺度谱<sup>[22]</sup>, 由沙尘性(DL)、水溶性(WS)、海洋性(OC)与硫酸水溶液滴(SO)4 种基本成份按不同的比例组成, 表 1 是 4 种成份的体积分数。

表 1 标准辐射大气(SRA)气溶胶模型 4 种基本成份

Table 1 Four basic components of SRA aerosol models

aerosol model	$W_{DL}/\%$	$W_{WS}/\%$	$W_{OC}/\%$	$W_{SO}/\%$
continental	0.70	0.29		0.01
maritime		0.05	0.95	
urban	0.17	0.61		0.22

### 2.2 算法

通过选取不同的标准辐射大气气溶胶模型, 用辐射传输算法计算对应于太阳光度计各波段相同测量时间的气溶胶光学厚度。最贴近实际的大气气溶胶模型通过对参量  $\sigma$  取最小值确定

$$\sigma = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K \left\{ \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n [\tau_{mj}(\lambda_i) - \tau_{cj}(\lambda_i)]^2} \right\} \quad (10)$$

式中  $\tau$  是大气气溶胶光学厚度  $n$  表示太阳光度计在一段时间内连续测量的次数；下标  $c$  和  $m$  分别表示模式计算值和测量值； $K$  是太阳光度计测量的总的波段数。(10)式实际上是比较所选取的标准辐射大气气溶胶模型在所测量多个波段上的光学厚度与实际测量的气溶胶光学厚度的偏差,当该偏差最小时,即认为该标准辐射大气气溶胶类型与实际气溶胶模型最符合。

### 2.3 数值模拟

用中纬度夏季 550 nm 气溶胶光学厚度分别为 0.15 与 0.30,气溶胶模型分别选择大陆型、海洋型、城市型,计算波长 400 ~ 1 100 nm、光谱分辨率 10 nm 的气溶胶光学厚度如图 1 所示。图 1 显示在 550 nm 气溶胶光学厚度为 0.15 和 0.30 时,3 种模型计算的各波长气溶胶光学厚度有相同的趋势。大陆型与城市型光学厚度比较接近,波长小于 550 nm 时,城市型大于大陆型,波长大于 550 nm 时,城市型小于大陆型。海洋型气溶胶光学厚度随波长的相对变化较小。

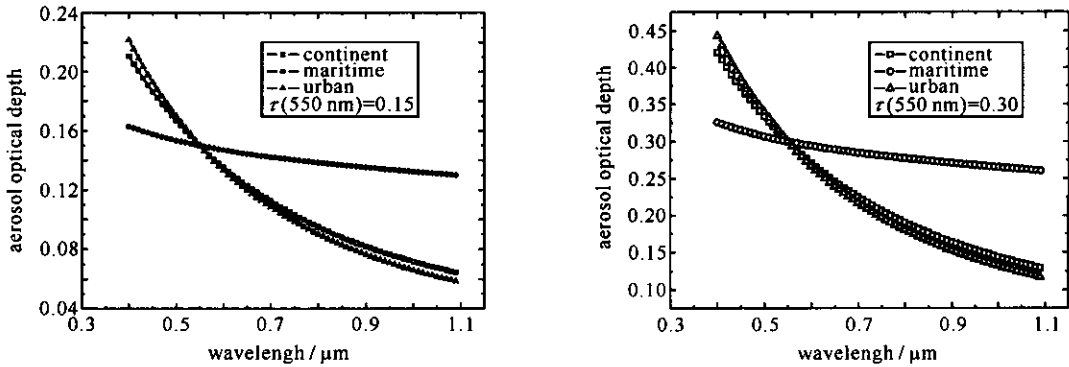


Fig. 1 Computed aerosol optical depths of three SRA aerosol models while  $\tau(550 \text{ nm})$  equals 0.15 and 0.30

图 1 550 nm 气溶胶光学厚度为 0.15 与 0.30 时 3 种标准辐射大气气溶胶模型各波长光学厚度值

当 550 nm 气溶胶光学厚度由多波长气溶胶光学厚度按公式(8)计算时,即认为气溶胶谱分布近似为 Junge 谱,这显然相对于实际大气中 550 nm 气溶胶光学厚度会产生误差。但我们对不同的气溶胶模型计算时采用的是同样数值的 550 nm 光学厚度值,因此 550 nm 光学厚度的误差对(10)式的计算结果产生的影响相当于乘上一个常数,对它们之间相对大小的比较不产生影响。这从气溶胶光学厚度归一化到 550 nm 时也可以看出这一点。图 2 是海洋型气溶胶模型在 550 nm 光学厚度分别为 0.15 与 0.18,0.15 与 0.30 时,归一化到 550 nm 时不同波段的情况,归一化后两图相同,图中两条曲线基本吻合。

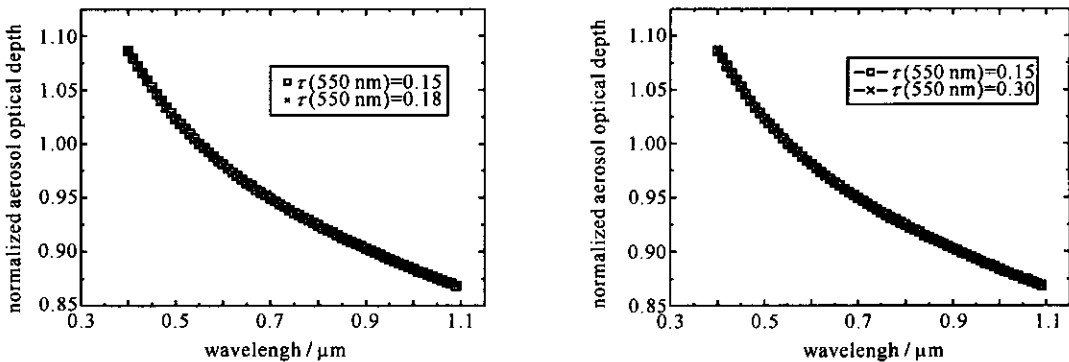


Fig. 2 Normalized aerosol optical depths at 550 nm for maritime aerosol model

图 2 归一化到 550 nm 的海洋型气溶胶光学厚度

### 3 实测数据的分析处理

实际测量仪器是安徽光学精密机械研究所研制的 DTF-3 型便携式太阳光度计<sup>[23]</sup>(其测量原理如第 1 节所述)。仪器采用四象限元件自动跟踪太阳,接收视场角小于 1°,分光测量的周期约 10 s。8 个光谱波段为 1 050 940 860 780 670 610 500 400 nm,光谱带宽为 10 nm,其中 940 nm 是水汽吸收波段,在数据处理时没有使用。

太阳光度计观测数据的处理采用“瞬态”法,也称“截距法”,即对某时刻观测太阳辐射值对应的电压值  $V$  从公式(5)获得大气柱总的光学厚度,该方法的精度依赖于仪器的标定常数<sup>[19]</sup>。

图3和图4分别是2004年1月25日与9月9日在北京郊区大兴地区测量的整层大气气溶胶光学厚度与拟合的 Angstrom 波长指数、浑浊度系数,观测点经纬度: E116°14.32', N39°34.941'。1月25日与9月9日 Angstrom 波长指数平均值约为 1.6 和 1.4, 550 nm 的气溶胶光学厚度由公式(8)得到。

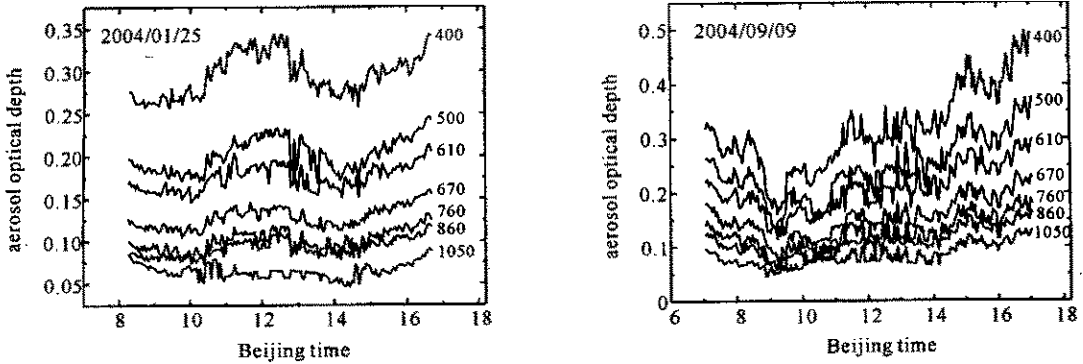


Fig. 3 Vertical aerosol optical depths in the south outskirts of Beijing on Jan. 25 and Sep. 9 of 2004

图3 2004年1月25日与9月9日北京郊区测量的整层大气气溶胶光学厚度日变化

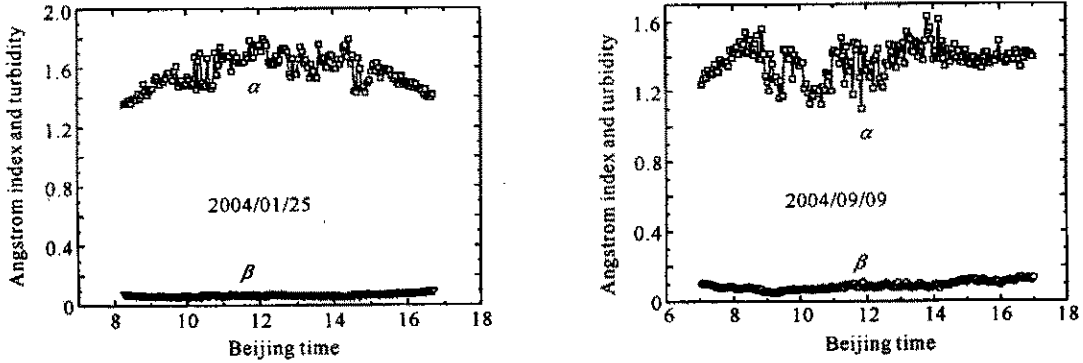


Fig. 4 Variation of the Angstrom index and the turbidity in the south outskirts of Beijing on Jan. 25 and Sep. 9 2004

图4 2004年1月25日与9月9日 Angstrom 波长指数( $\alpha$ )与浑浊度系数( $\beta$ )

图5显示了北京南郊大兴地区2004年1月25日与9月9日的大气气溶胶按照3种标准辐射大气气溶胶模型和 Junge 谱计算的各波段上的偏差, Junge 模型气溶胶折射率平均值取  $m = 1.5 + 0.001i$ ,  $\nu$  从公式(9)计算  $\alpha$  使用拟合的值。1月25日的结果显示:在某些波段上模式计算值与测量值之间的贴近情况是有波动的,在 610 nm 波段海洋型与 Junge 模型计算的偏差小于大陆型与城市型,在 500 nm 与 610 nm 波段大陆型小于城市型,9月9日则没有出现这种情况。

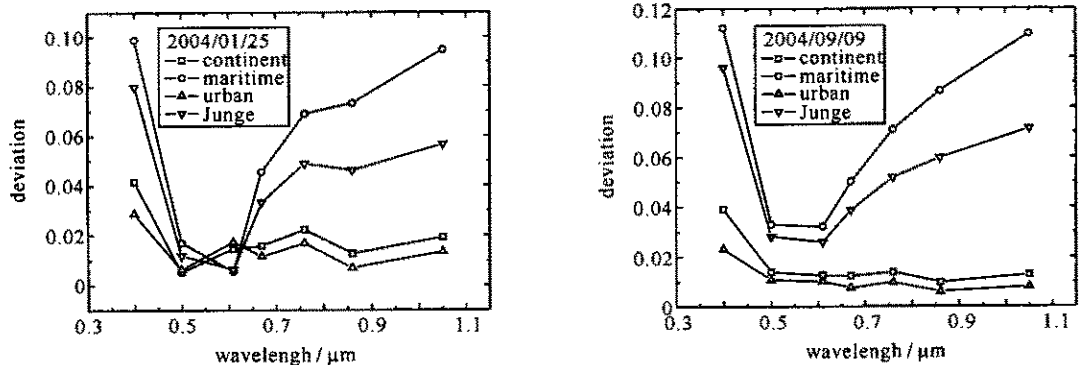


Fig. 5 Deviations of the aerosol optical depths between the measurements and the computations of the SRA aerosol models and Junge distribution

图5 3种标准辐射大气气溶胶及 Junge 谱气溶胶模型计算的光学厚度与测量值之间的偏差

表2给出了由公式(10)得出的各波段偏差之和的平均值,结果显示城市型偏差最小,那两天的气溶胶都比较符合城市型气溶胶模型。尽管我们的测量点距北京市区约 100 km,测点周边环境主要是大范围的庄稼与

梨树等农作物。如果进行辐射传输计算往往会选择大陆型气溶胶模型,而实际上是城市型气溶胶模型更接近真实大气状况。

表 2 标准辐射大气气溶胶模型与 Junge 谱分布计算的气溶胶光学厚度同测量值之间的偏差  $\sigma$  值

Table 2 Deviations of the aerosol optical depths between the measurements and the computations of the SRA models and Junge distribution

	date	continental	maritime	urban	Junge
$\sigma$	Jan. 25	0.018 85	0.057 75	0.014 49	0.040 46
	Sep. 9	0.016 39	0.070 71	0.010 81	0.053 10

## 4 结 论

实际大气气溶胶模型的测定是一项十分复杂的工作,一般辐射传输计算等应用多凭感性认识从辐射传输程序中选择给定的某种气溶胶模型。本文用辐射传输算法分别取不同的气溶胶模型计算对应于测量的各波段大气气溶胶光学厚度,计算的值与测量值进行比较,偏差最小的气溶胶模型可以认为符合实际大气情况。在测量的多波长气溶胶光学厚度时,可以按照上述方法简单地确定实际大气符合哪种气溶胶模型,以避免主观选择的不可靠性,减小辐射传输计算或卫星遥感大气订正的误差。尽管使用该方法确定的大气气溶胶模型可能与真实大气有一定的差异,但是可以给出现有的哪种气溶胶模型与真实大气最接近,这对于像大气辐射传输计算与卫星大气订正等气溶胶模型选择可以提供数值依据。

## 参考文献：

- [ 1 ] Kaufman Y J , Holben B N . Hemispherical backscattering by biomass burning and sulfate particles derived from sky measurements[ J ] . *J Geophys Res* , 1996 , **101**( D14 ) :19433-19445.
- [ 2 ] Remer L A , Gasso S , Hegg D , et al . Urban/industrial aerosol : ground-based sun/sky radiometer and airborne in situ measurements[ J ] . *J Geophys Res* , 1997 , **102**( D4 ) :16849-16859.
- [ 3 ] Holben B N , Eck T F , Slutsker I , et al . AERONET-a federated instrument network and data archive for aerosol characterization[ J ] . *Remote Sens Environ* , 1998 , **66** :1-16.
- [ 4 ] Nakajima T , Tanaka M . Matrix formulations for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere[ J ] . *J Quant Spectrosc Radiat Transfer* , 1986 , **35** :13-21.
- [ 5 ] Kaufman Y J , Gitelson A , Karnieli A , et al . Size distribution and scattering phase function of aerosol particles retrieved from sky brightness measurements[ J ] . *J Geophys Res* , 1994 , **99**( D5 ) :10341-10356.
- [ 6 ] Zhou J , Cao C Y , Xu J , et al . Sun-photometer calibration and its application[ J ] . *Acta Meteorologica Sinica* , 1994 , **8**( 2 ) :229-237.
- [ 7 ] Santer B D , Taylor K E , Wigley T M L , et al . A search for human influences on the thermal structure of the atmosphere[ J ] . *Nature* , 1996 , **382** :39-46.
- [ 8 ] Kaufman Y J , Sendra C . Algorithm for automatic atmospheric corrections to visible and near-IR satellite imagery[ J ] . *Int J Rem Sens* , 1988 , **9** :1357-1381.
- [ 9 ] King M D , Kaufman Y J , Menzel W P , et al . Remote sensing of cloud , aerosol , and water vapor properties from the moderate resolution imaging spectrometer( MODIS ) [ J ] . *IEEE Trans Geos Rem Sens* , 1992 , **30** :2-27.
- [ 10 ] 毛节泰 , 刘莉 , 张军华 . GMS5 卫星遥感气溶胶光学厚度的实验研究[ J ] . *气象学报* , 2001 , **59**( 3 ) :352-359.( Mao J T , Liu L , Zhang J H . GMS5 remote sensing of aerosol optical thickness over Chaohu Lake . *Acta Meteorologica Sinica* , 2001 , **59**( 3 ) :352-359 )
- [ 11 ] 孙毅义 , 董浩 , 毕朝辉 , 等 . 大气辐射传输模型的比较研究[ J ] . *强激光与粒子束* , 2004 , **16**( 2 ) :149-153.( Sun Y Y , Dong H , Bi Z H , et al . Inter-comparison of models for radiative transfer in the atmosphere . *High Power Laser and Particle Beams* , 2004 , **16**( 2 ) :149 -153 )
- [ 12 ] D 'Almeida G A . On the variability of desert aerosol radiative characteristics[ J ] . *J Geophys Res* , 1987 , **93** :3017-3026.
- [ 13 ] Hoppel W A , Fitzgerald J W , Frick G M , et al . Aerosol size distribution and optical properties found in the marine boundary layer over the Atlantic ocean[ J ] . *J Geophys Res* , 1990 , **95** :3659-3686.
- [ 14 ] Crutzen P J , Andreae M O . Biomass burning in the tropics : impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles[ J ] . *Science* , 1990 , **250** :1669-1678.
- [ 15 ] Kaufman Y J , Setzer A , Ward D , et al . Biomass burning airborne and spaceborne experiment in the Amazona( BASE-A ) [ J ] . *J Geophysical Res* , 1992 , **97** :14581-14599.
- [ 16 ] King M D , Byrne D M , Herman B M , et al . Aerosol size distribution obtained by inversion of optical depth measurements[ J ] . *J Atmos Sci* , 1978 , **35** :2153-2167.
- [ 17 ] Tanre D , Deroo C , Duhaut P , et al . The second simulation of the satellite signal in the solar spectrum( 6S ) [ R ] . User Guide . Laboratoire d'Optique

Atmospherique , 1986 , U. S. T. de Lille , 59655 Villeneuve d'aseq , France.

- [ 18 ] Duffie J A , Beckman W A. Solar engineering of the thermal processes[ M ]. New York : Wiley , 1980.
- [ 19 ] Eck T F , Holben B N , Reid J S , et al. The wavelength dependence of the optical depth of biomass burning urban and desert dust aerosols[ J ]. *J Geophys Res* , 1999 , **104**( 31 ) 331-350.
- [ 20 ] Junge C E. The size distribution and aging of natural aerosols as determined from electrical and optical data on the atmosphere[ J ]. *J Meteorol* , 1955 , **12** : 13-25.
- [ 21 ] Biggar S F , Gellman D I , Slater P N. Improved evaluation of optical depth components from langley plot data[ J ]. *Remote Sens Environ* , 1990 , **32** : 91-101.
- [ 22 ] Deepark A , Gerber H E. Report of the experts meeting on aerosols and their climate effects[ R ]. WMO , WCP-55 , 1983.
- [ 23 ] 詹杰 , 谭锬 , 邵石生 等. 便携式自动太阳辐射计[ J ]. 量子电子学报 , 2001 , **18**( 6 ) 551-555. ( Zhan J , Tan K , Shao S S , et al. Potable auto-control solar photometer. *Chinese Journal of Quantum Electronic* , 2001 , **18**( 6 ) 551-555 )

## Determination of the atmospheric aerosol model by ground-based spectral extinction measurements

XU Qing-shan , HU Huan-ling , WEI He-li

( *Anhui Institute of Optics and Fine Mechanics , Chinese Academy of Sciences , P. O. Box 1125 , Hefei 230031 , China* )

**Abstract :** A method to determine the atmospheric aerosol model from the spectral relationships of aerosol optical thickness was presented in this paper. The atmospheric aerosol optical thickness were computed by 6S atmospheric radiative transfer model at multiple spectral bands for continental , maritime , urban aerosol model and Junge power-law model. The values computed were compared with the observed values. Then the most suitable atmospheric aerosol model among the several aerosol models was determined by minimizing the standard deviation between the observed values and those of computed values. This method was applied to the data from the sun-photometer measurements in the outskirt of Beijing in 2004. The results show that the actual atmospheric aerosol model was close to urban aerosol model. The proposed method can be employed to determine the atmospheric aerosol model based on the observation of multi-spectral aerosol optical thickness.

**Key words :** Atmospheric aerosol model ; Atmospheric extinction ; Optical thickness ; Sun-photometer