

# 边界层温度廓线遥感反演的本地化改进研究<sup>\* 1</sup>

张 杰<sup>1,2</sup> 张 强<sup>2</sup> 李 俊<sup>3</sup>  
ZHANG Jie<sup>1,2</sup> ZHANG Qiang<sup>2</sup> LI Jun<sup>3</sup>

1. 气象灾害省部共建教育部重点实验室,南京信息工程大学,南京,210044

2. 中国气象局兰州干旱气象研究所,兰州,730020

3. 威斯康星大学,美国,威斯康星州,53706

1. *Key Laboratory of Meteorological Disaster (KLMD), Ministry of Education and Jiangsu Province, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

2. *Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration, Lanzhou 730020, China*

3. *University of Wisconsin-Madison, Madison, Wisconsin 53706, USA*

2008-01-09 收稿,2008-06-12 改回.

**Zhang Jie, Zhang Qiang, Li Jun. 2010. An improvement of localization in the retrieval algorithm of temperature profile within boundary layer. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(2):207-216**

**Abstract** Using the statistical synthetic regression algorithm by the USA, the temperature and moisture profile of the atmosphere is retrieved based on the MODIS data, which, as an initial condition, is then employed for estimating the atmosphere transmittance through Pressure-Layer Fast Algorithm for Atmospheric Transmittances (PFAAST), and thus the atmosphere temperature is retrieved via the nonlinear physical retrieval algorithm. The results show that the atmospheric temperature error is within 2 K at and above the top of boundary layer with a larger error within boundary layer, that is positively correlated with the aerosol optical depth (AOD) increment as well as the estimated error of surface temperature, but with poor correlation with atmospheric moisture mixing ratio. On the basis of the radiative transfer theory and sensible experiments, the effect of AOD and surface temperature on retrieval error is analyzed with the result that the surface temperature weighting to different spectral band is enhanced with increasing surface retrieval error, suggesting that a reasonable surface temperature precision is helpful for improving surface temperature weighting. Aerosol concentration is high within the boundary layer over the desert and the Gobi region in the northwestern China, which reduces the atmospheric transmittance therein. Besides, the surface temperature weighting and air temperature weighting to infrared band should be decreased in case the infrared remote sensing data are used. In view of that the sand aerosol effect within boundary layer is omitted, the atmosphere transmittance retrieved is overestimated and thus the surface temperature weighting and air temperature weighting are overestimated as well, causing that the air temperature retrieved is underestimated. According to the observed aerosol optical depth from sunphotometer, an improvement in the AOD effect and thus the surface temperature is obtained resulting from improved temperature profile that is able to reflect the real atmosphere structure within boundary layer.

**Key words** Boundary layer, Temperature profile, Statistical and physical algorithm, Aerosol, Surface temperature

**摘 要** 采用 MODIS 资料和美国发展的 MODIS 大气温、湿度廓线统计反演算法,估算大气温度、湿度廓线作为初始场,应用 101 层快速透过率模式(PFAAST)估算了大气透过率,并采用 Newton 非线性迭代算法反演中国西北荒漠戈壁地区大气温度廓线。结果表明:该方法对边界层高度及以上部分的大气温度反演得比较好,误差基本都在 2 K 范围内,边界层范围内的温度反演误差较大,反演误差与气溶胶光学厚度增量和地表温度估算误差呈显著正相关关系,与大气水汽混合比的关系较差。文中从敏感性试验和理论分析角度阐述了地表温度和气溶胶光学厚度估算误差对大气温度反演误差的影响,发现不同光谱

\* 资助课题:国家自然科学基金(40805009),干旱基金(IAM200819)。

作者简介:张杰,主要从事陆面过程、边界层的研究、陆气相互作用的遥感反演研究。E-mail: gs-zhangjie@163.com

波段的地表温度权重均随地表温度的增加有不同程度增加,地表温度反演误差增加将增加地表温度权重,提高地表温度估算误差有助于提高地表温度权重的精度;荒漠戈壁地区大气边界层中气溶胶浓度较高,光学厚度较大,使边界层大气透过率降低,进而降低卫星红外遥感波段的地表温度权重和空气温度权重。由于该模式没有很好地考虑边界层中沙尘气溶胶的影响,使卫星反演的大气透过率偏高,以至于高估地表温度权重和空气温度权重,使得反演的表面温度和空气温度偏低。该研究结合太阳光度计获得的光学厚度资料,采用统计方法对气溶胶效应引起的大气透过率误差和表面温度估算误差进行校正,并对物理算法进行本地化改进,实现了边界层温度廓线的反演。

**关键词** 荒漠戈壁, 大气边界层, 温度廓线, 统计和物理算法, 气溶胶, 地表温度

**中图法分类号** P404

## 1 引言

大气边界层是大气最主要的组成部分之一,它直接连接了土壤、植被、大气圈层。由于它与陆地和海洋直接接触,因此,对于地表和海表发生的物理和化学过程十分敏感,是地球和大气物质和能量交换的桥梁,无论气候变化还是大气环流都与大气边界层过程的作用密不可分(张强等,2008)。荒漠戈壁大气边界层厚度较大(约 4000 m)(张强等,2001),使该地区局地性冰雹、沙尘暴等天气频繁发生。因此,研究戈壁沙漠地区的边界层结构特征对认识和预报灾害性天气显得尤为重要。近年来,在戈壁荒漠进行的天气和环境野外试验获得了大量的边界层要素的时空分布资料,但这些资料在时间上的间断和空间上的差异,影响了它的进一步应用。由于边界层下垫面情况复杂,要素场的时间、空间变化都很剧烈,插值分析和平滑方法会产生较大误差,当前数值天气预报中采用变分四维同化方法描述边界层特征(马刚等,2001),这在一定程度上弥补了观测资料的缺陷。而要真正实现对边界层研究的突破,还有赖于探测技术的不断进步。

目前用于边界层大气廓线的观测仪器主要是标准的探空仪,也有光谱分析法(Michail, et al, 2005)、雷达测量法(Andrea, et al, 2006)、微波遥感法(陈洪滨等,2003)和红外遥感方法(Suzanne, et al, 2003)等,多种观测手段的使用有助于弥补时间分辨率和水平、垂直分辨率不足的缺陷(如 TOVS 反演的大气温、湿度垂直分布是目前同化进入数值天气预报模式的主要气象卫星遥感探测资料之一(马刚等,2001)。因为有时空分辨率较高的特点,红外遥感方法在国际上应用比较广泛,如目前的高光谱资料 AIRS (Atmospheric Infrared Sounder) 和 IASI (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer), 以及未来将要上载的 CrIS (Cross-track scan-

ning Infrared Sounder) 和静止高光谱红外探测器将提供更高的垂直探测精度,提高大气廓线的反演精度(Barnet, et al, 2003)。MODIS 资料反演廓线的技术已日趋成熟,尤其是 101 层基于 LBLRTM (Line by Line Radiative Transfer Model) 发展的快速高精度辐射传输模式 PFAAST (Pressure layer Fast Algorithm for Atmospheric Transmittances) (Hannon, et al, 1996) 的应用提高了廓线反演的精度,特别在 800—400 hPa 基本包括边界层的范围内有很高的反演精度(Li, et al, 1994, 2000)。

本研究应用美国发展的 MODIS 廓线统计反演算法,即 MODIS 大气廓线产品算法,对大气廓线进行反演并作为初始猜值,结合 101 层 PFAAST 快速辐射传输模式计算大气透过率和波段权重函数,采用线性统计和 Newton 物理迭代算法相结合反演了大气廓线,并系统分析温度廓线反演误差及其变化特征,通过对不同反演结果的对比,分析影响边界层误差的主要因子,并进行理论分析和敏感性实验,达到本地化改进的目的。分析结果表明,气溶胶改进将使温度反演精度提高 0.38 °C。因为 MODIS 极少的光谱波段,使得校正技术更容易操作,基于 MODIS 的大气反演本地化改进方法和技术将可以应用到高光谱大气反演中。

## 2 原理和方法

### 2.1 辐射传输方程和线性化

如果不考虑大气散射,那么晴空条件下波段的光谱辐射可表示为(Li, et al, 2000)

$$R_{\nu} = \epsilon B_s \tau_s - \int_0^{p_s} B d\tau(0, p) + (1 - \epsilon) \int_0^{p_s} B d\tau^* + R' \quad (1)$$

$R_{\nu}$  是波段  $\nu$  的光谱辐射,  $\tau(0, p)$  是大气顶到气压  $p$  的总透过率,  $\epsilon$  是地表比辐射率,  $B$  是普朗克辐射,

它是气压  $p$  的函数,  $s$  代表表面,  $\tau^* = \tau_s^*/\tau$ , 为等效透过率,  $R'$  代表了近红外区反射太阳辐射的贡献, 在白天指波段小于  $4 \mu\text{m}$  的光谱波段, 为了避免太阳辐射的污染, 白天的  $3.9 \mu\text{m}$  波段不用, 只在晚上使用。对方程(1)进行一阶变分处理, 并定义普朗克和光谱辐射分别为  $\delta B = (\delta B/\delta T)\delta T$  和  $\delta R = (\delta R/\delta T_b)\delta T_b$ , 变分后的方程(1)可表示为(Li, et al, 2000)

$$\delta T_{b_v} = W_{T_s}\delta T_s + \int_0^{p_s} W_T \delta T dp + \int_0^{p_s} W_q \delta \ln q dp \quad (2)$$

其中,  $T_b$  是亮度温度,  $T_{b_v}$  是 MODIS 红外光谱波段中心波段为  $v$  的亮度温度,  $W_{T_s}$ 、 $W_T$ 、 $W_q$  分别是地表温度、大气温度和大气水汽的权重函数, 权重函数可定义为(Li, et al, 2000, Suzanne, et al, 2003)

$$W_{T_s} = \beta_s \tau_s \varepsilon \quad (3)$$

$$W_T(p) = -\beta \frac{\partial \tau}{\partial p} + \beta(1-\varepsilon) \frac{\partial \tau^*}{\partial p} \quad (4)$$

$$W_q(p) = [(T_s - T_a)\varepsilon \tau_s \beta_s - 2(1-\varepsilon) \int_0^{p_s} \beta \tau^* \frac{\partial T}{\partial p} dp] \frac{\partial \ln \tau_q}{\partial p} + \left\{ \int_0^{p_s} \beta [\tau + (1-\varepsilon)\tau^*] \frac{\partial T}{\partial p} dp \right\} \frac{\partial \ln \tau_q}{\partial p} \quad (5)$$

其中,  $\beta(p) = (\partial B/\partial T)/(\partial R/\partial T_b)$ ,  $\tau_q$  为水汽透过率函数。

## 2.2 统计和物理反演算法

初始猜值是大气廓线反演误差的一个主要来源, 通常初始场采用 NCEP 资料等分辨率比较低的观测或模拟值插值得到。MODIS 大气温度廓线反演产品采用美国发展的统计回归反演算法, 其中, NOAA-88b 全球探空观测的数据集被用来计算回归系数, 采用 PFAAST 模式对 MODIS 各波段的辐射量进行计算模拟, 最后形成了每个廓线的 680 套系数, 每套系数相对应于一个观测角度(从星下点到  $65^\circ$ )。

在统计反演的基础上, 将非线性物理反演算法应用到辐射传输方程中常常会提高反演精度。物理反演采用文献(Li, et al, 2000)提出的方法, 引入范数和拉格朗日乘子得到的方程为

$$Y(X) = \|Y^m - Y(X)\|^2 + \gamma \|X - X_0\|^2 \quad (6)$$

使得方程极小, 所得的值即为廓线求解的结果。对方程线性化处理, 最终表示为迭代求解形式

$$\delta X_n + 1 = (F_n^T \cdot \mathbf{E}^{-1} \cdot F_n + \gamma \mathbf{B}^{-1})^{-1} \cdot F_n^T \cdot \mathbf{E}^{-1} \cdot (\delta Y_n + F_n \cdot \delta X_n) \quad (7)$$

其中,  $\delta X_n = X_n - X_0$   $\delta Y_n = Y^m - Y(X_n)$

式中  $X$  是要反演的大气廓线,  $X_0$  是大气廓线的初始猜值, 在本研究中就是线性反演结果,  $Y^m$  是观测的 MODIS 亮度温度值,  $Y(X)$  是大气状态( $X$ )下计算的 MODIS 亮度温度值,  $\gamma$  是光滑因子,  $\mathbf{E}$  为观测误差协方差矩阵,  $\mathbf{B}$  是  $X_0$  的误差协方差矩阵,  $F$  是  $Y$  对  $X$  的一阶导数, 即为温度的权重函数。本研究在 Matlab 的语言环境下对方程(6)进行迭代求解。

## 2.3 探空观测

在中国西北戈壁和沙漠地区( $35^\circ - 45^\circ\text{N}$ ,  $93^\circ - 103^\circ\text{E}$ ), 仅有 8 个探空观测站, 包括哈密( $42.48^\circ\text{N}$ ,  $93.52^\circ\text{E}$ )、马鬃山( $41.80^\circ\text{N}$ ,  $97.00^\circ\text{E}$ )、敦煌( $40.02^\circ\text{N}$ ,  $104.80^\circ\text{E}$ )、酒泉( $39.77^\circ\text{N}$ ,  $98.48^\circ\text{E}$ )、张掖( $38.93^\circ\text{N}$ ,  $100.43^\circ\text{E}$ )、额济纳旗( $41.95^\circ\text{N}$ ,  $101.07^\circ\text{E}$ )、巴音毛道( $40.17^\circ\text{N}$ ,  $104.80^\circ\text{E}$ )和民勤( $38.63^\circ\text{N}$ ,  $103.01^\circ\text{E}$ )。为了研究荒漠戈壁的边界层结构, 中国气象局兰州干旱气象研究所于 2006 年 6—7 月、2006 年 12 月至 2007 年 1 月在张掖、酒泉、敦煌 3 个地区进行了大约 3 个月的大气风、温、湿度探空观测, 每隔 1—2 h 观测一次, 其中 14 时观测的大气廓线资料用于检验 MODIS/AQUA 的廓线反演精度(AQUA 卫星过境时间在当地时间 13 时 20 分—14 时 40 分)。

探空观测采用中国产 GFE(L) 雷达, 仪器可观测 30 km 高度范围内的风向、风速、气温、气压、湿度等参数, 温度误差为 0.2 K, 气压误差为 2 hPa, 垂直分辨率为 10 m, 上升速度在边界层内是 250 m/min, 在自由大气的速度是 400 m/min。

## 2.4 光学厚度的应用

太阳光度计是目前探测大气气溶胶的一个常用且有效的监测仪器, 美国 NASA 发起、且通过国际合作在全球陆续安装了 180 多个法国 CIMEL 公司生产的 CE318A 型自动跟踪扫描太阳光度计, 形成了 AERONET 观测网。该仪器在可见光至近红外设有 8 个观测通道, 分别是 1020 nm、870p1、670 nm、440 nm、870p2、870 nm、936 nm、870p3, 其中 p1、p2、p3 为 3 个极化通道, 所有通道带宽为 10 nm。仪器的视场角为  $1.2^\circ$ , 太阳跟踪精度为  $0.1^\circ$ 。每次探测的数据由 3 组构成, 需花费时间 30 s。

对于无水汽吸收的波段, 大气垂直光学厚度可表示为分子瑞利散射光学厚度、气溶胶光学厚度、臭氧光学厚度、 $\text{NO}_2$  吸收气体光学厚度的总和。在没

有水汽吸收波段 440、870 和 1020 nm, 只有气溶胶消光和瑞利散射, 因此, 基于这 3 个波段的观测可以估算出气溶胶光学厚度  $\sigma_{a\lambda}$  和瑞利散射光学厚度  $\sigma_{r\lambda}$  (刘立超等, 2005)。

$$\sigma_{\lambda} = \sigma_{r\lambda} + \sigma_{a\lambda} \quad (8)$$

其中, 瑞利散射光学厚度  $\sigma_{r\lambda}$ , 可表示为地面气压值  $p$  与波长  $\lambda$  的关系式:

$$\sigma_{r\lambda} = \frac{p}{p_0} \times 0.0088\lambda^{-4.05} \quad (9)$$

式中  $p_0$  为标准大气压, 等于 1013.25 hPa。

荒漠戈壁区域因扬沙浮尘频繁发生, 大气中沙尘气溶胶浓度较大 (宋敏红等, 2007; 姜学恭等, 2008; 巢纪平等, 2009), 沙尘粒子的存在不仅减少了到达地面的太阳辐射, 同时又减小长波向上辐射和增大长波向下辐射从而减小地面长波辐射净支出 (沈志宝等, 2000), 因此, 在廓线反演中有必要考虑沙尘气溶胶的影响。粒子对电磁波的作用与粒子大小有关, 通常, 气溶胶粒子遵循瑞利散射还是米散射, 要看粒子直径  $D$  与光谱波段频率  $\lambda$  的比值, 一般尘埃粒子在短波发生米散射 ( $10 > D/\lambda > 0.1$ ) 在热红外波段发生瑞利散射 ( $D/\lambda < 0.1$ )。观测资料结果表明 (刘立超等, 2005), 沙尘暴发生时, 粒子直径大于  $11 \mu\text{m}$ , 浮尘粒子直径为  $4.7\text{--}7 \mu\text{m}$ , 晴空时气溶胶粒子直径为  $2.1\text{--}3.3 \mu\text{m}$ , 相应地, 沙尘粒子在红外波段上的光学效应不可忽略, 其不仅具有散射, 还有吸收作用, Angstrom 将这两种效应用以下

方程来表示 (Tomasi, et al, 1983)

$$\sigma_{a\lambda} = e^{-\beta \lambda^{-\alpha}} \cdot m_a \quad (10)$$

其中,  $m_a$  为气溶胶的相对空气质量,  $\beta$  为 Angstrom 系数,  $\alpha$  为波长指数, 通常二参数的估算采用两个波段的光学厚度带入式 (10) 计算得到。因此, 当已知两个波段的光学厚度时, 就可以求得系数  $\alpha$ 、 $\beta$ , 进而可以得到其他波段的气溶胶光学厚度

$$\sigma_{a\lambda} = \sigma_{a\lambda_0} + e^{\left(\frac{\lambda}{\lambda_0}\right)^{-\alpha}} \quad (11)$$

其中,  $\sigma_{a\lambda_0}$ 、 $\sigma_{a\lambda}$  分别是波段为  $\lambda_0$  ( $0.55 \mu\text{m}$ ) 和  $\lambda$  的气溶胶光学厚度, 由于光学厚度  $\sigma$  与透过率  $\tau$  存在关系 (漆成莉, 2005)

$$\tau_{\lambda,j} = \exp(-|\sigma_{a\lambda,j}|) \quad (12)$$

由此, 根据不同高度  $j$  和波段  $\lambda$  的光学厚度  $\sigma_{\lambda,j}$ , 即可以估算得到沙尘气溶胶粒子在波段  $\lambda$ 、高度  $j$  的大气透过率  $\tau_{\lambda,j}$ 。

### 3 反演结果的验证

由观测结果可知, 中国西北大气中气溶胶浓度较高, 一般沙尘气溶胶浓度在 0.25 以上时, 边界层大气温度结构就会出现异常变化。收集晴空条件下的卫星资料进行反演, 将物理反演结果与探空观测结果进行对比, 计算得到均方根误差 (图 1), 图 1 给出了气溶胶光学厚度小于 0.25 的 23 次卫星资料反演结果的均方根误差分布 (图 1a) 和气溶胶光学厚度在 0.25 以上的 9 次卫星反演结果的均方根误差

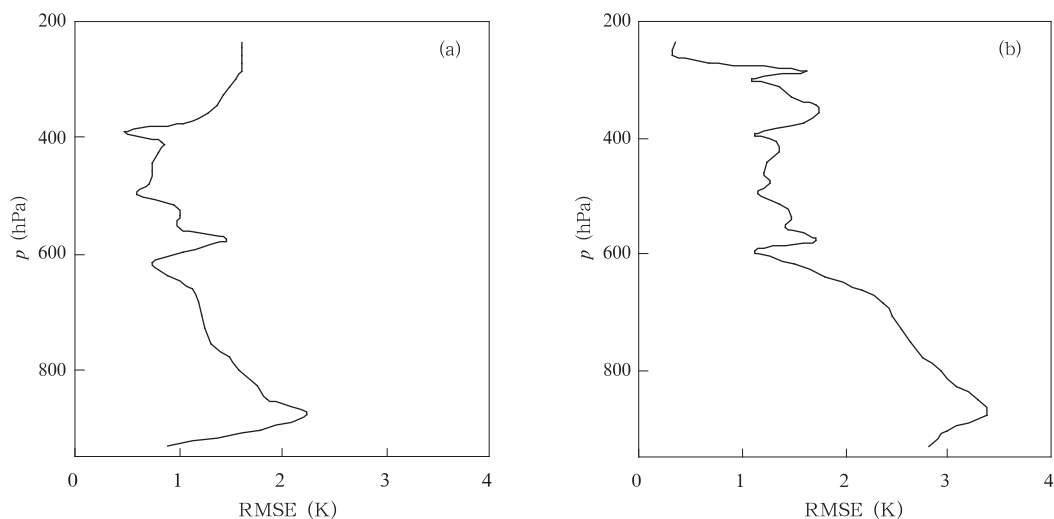


图 1 低气溶胶浓度 (a) 和高气溶胶浓度 (b) 条件下大气温度反演的均方根误差分布  
Fig. 1 Vertical cross sections of RMSEs of the temperature retrieved under low aerosol (a) and high aerosol (b) concentration conditions

分布(图 1b),分别代表不受沙尘气溶胶影响(图 1a)和受沙尘气溶胶影响(图 1b)的大气温度反演结果。当不受气溶胶影响时,600—340 hPa 的反演均方根误差接近 1 K; 600 hPa 以下,越接近地表,误差略有增大,最大误差为 2.3 K,在近地层的误差相对减小。当大气中气溶胶浓度较大时,600—340 hPa 的误差相对较小,在 1—2 K; 600 hPa 以下,越接近地表,误差越大,最大误差为 3.4 K。对比图 1a、1b 可以得出:随着气溶胶浓度增大,600 hPa 以下大气温度的反演误差相应增大,并且越接近地表,反演误差越大。研究表明,在中国西北戈壁荒漠区域,中午边界层高度高达 4 km(600 hPa)(张强等,2004),说明基于 MODIS 资料反演的大气温度廓线基本能够反映边界层高度以上的大气温度特征,而在边界层之内受气溶胶和其他因素影响,反演误差较大。

研究表明,MODIS 资料在其他地区应用的效果较好,800—400 hPa 基本包括边界层的范围内,大气温度有很高的反演精度(Hannon, et al, 1996; Li, et al, 2000)。在中国西北地区,边界层大气温度反演精度较低的主要原因是沙尘暴发生频繁,沙尘气溶胶粒子在大气中滞留的时间较长;另外,可能与该地区地表特征差异有关。与其他地区相比,中国西北荒漠戈壁区地表感热通量较大,空气干燥,大气中水汽含量较小(张强等,2003),并且地表特征复杂多样可能会使比辐射率变化较大。本研究在考虑

该地区边界层的特殊性基础上,采用统计分析和敏感性试验进行分析,同时,对辐射传输方程进行一些理论分析,寻找影响边界层误差的主要因子。

## 4 结果与分析

### 4.1 边界层廓线误差与各因子的关系

由辐射传输方程的权重函数表现形式可知,波段亮度温度的变化可表示为地表温度的权重、各层上大气温度权重和各层上水汽权重的函数形式。地表温度权重的影响因子为地表温度、比辐射率和波段透过率,大气温度权重与各层大气透过率和初始猜值的大气温度有关,水汽权重的函数与地气温差、水汽透过率等因素有关。上述 4 个本地特征似乎都与辐射传输方程有直接或间接关系,以下将对决定戈壁荒漠地区大气温度反演误差的因素进行具体分析。大气透过率先用 550 nm 的气溶胶光学厚度来反映,水汽权重直接用同步观测的大气水汽混合比来反映,地表热状况用地表温度来表示,由于没有地表比辐射率的观测,物理反演中的比辐射率采用统计方法得到。

从距地 2000 m 高度层上(700 hPa 左右)大气温度物理反演误差与气溶胶光学厚度相对于 0.2 的增量、观测与估算的地表温度差、同一高度上大气水汽混合比的散点及趋势线(图 2)可见,在该高度上,反演误差与气溶胶光学厚度增量呈显著的正相

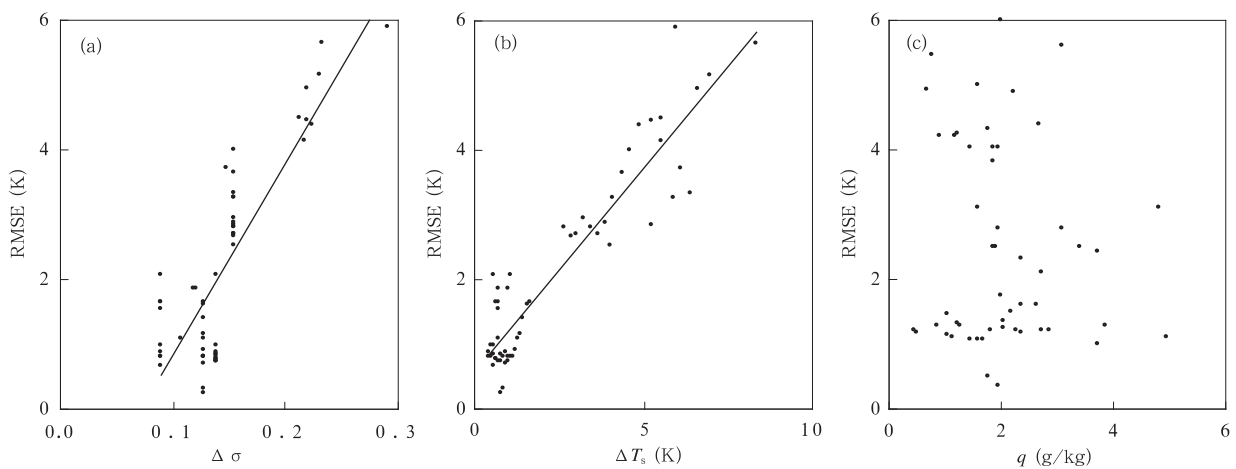


图 2 距地 2000 m 高度上温度反演误差与地面气溶胶光学厚度相对于 0.2 的增量(a)、地表温度估算误差(b)、同一层上大气水汽混合比(c)的散点关系

Fig. 2 Relations of retrieval temperature RMSE at 2000 m level with (a) the increment  $\Delta\sigma$  of aerosol optical depth from the minimum of 0.2, (b) estimated RMSE  $\Delta T_s$  of the surface temperature and (c) moisture mixing ratio at the same level

关关系,在 600 hPa 以下的每一个高度层上,二者的关系都比较好(图略)。在晴空的戈壁沙漠区域,当气溶胶光学厚度相对该地同一时刻最小气溶胶光学厚度 0.2 的增量在 0.07—0.23 变化时,该高度层上 MODIS 反演误差变化在 0—6 K。由于该地区沙漠面积较大,气溶胶光学厚度大于中国的平均值,而沙尘粒子的存在不仅减少了到达地面的太阳辐射,同时又减小长波向上辐射和增大长波向下辐射,从而减小地面长波辐射净支出。所以,边界层内沙尘粒子的存在可能是影响该地区大气廓线反演误差较大的一个重要原因。

温度的反演误差也与地表温度反演误差成正相关关系,当观测地表温度与反演值之差在 0—20 °C 变化时,该层大气温度反演误差也线性增加,边界层内不同高度层上二者都存在正相关关系。分析发现,反演值常常低估地表温度,地表温度越大,低估的程度越大。地表温度大小决定了地表温度权重系数,地表温度越大,其权重也越大。图 2b 说明地表温度对边界层温度的影响较大,这是因为该地区植被稀少,白天地表增温剧烈,热力对流旺盛,对大气边界层的加热作用也比较强,这与张强等(2003, 2004)的研究是一致的。有关研究(Li, et al, 1994)也提及地面温度和水汽混合比引入到物理反演中能够提高近地层廓线的反演,与本研究不同的是它主

要考虑地气温差引入对水汽反演的改进。图 2c 给出了离地 2000 m 高度上温度反演误差与大气水汽混合比的关系,可见,温度误差与大气水汽混合比之间的关系比较差,分析发现,对于 600 hPa 以下的每一层上误差和水汽的关系都比较差,说明水汽特征并不是决定该地区边界层误差的主要原因。

#### 4.2 敏感性试验分析

图 3 为地表温度变化对地表温度权重的影响,假设在给定的大气透过率不变的情况下,地表温度以 30 °C 为起点,温度从 0 °C 变化到 20 °C (当地的平均地表温度波动范围)时,地表温度权重的变化状况,在该例子里各波段的大气透过率是根据一次卫星观测个例反演得到的。由图可看出,随着地表温度的增加,水汽波段 27、28、29 的表面温度权重均有增加趋势,其中波段 28 上权重增加的幅度最大;对于臭氧波段 30,权重也有相应增加,不过增加幅度较小;大气廓线波段 25、33、34、35、36 和地表温度波段 31、32 的表面温度权重也均有增加。对于不同波段,地表的温度权重均随地表温度的增加有不同程度增加的特点,对于参与 MODIS 大气廓线反演的 11 个波段,在透过率(也就是大气状况)不变的情况下,如果对反演的地表温度与实际不相符,地表温度的权重也会不同,地表温度的改进将有助于改进地表温度权重。

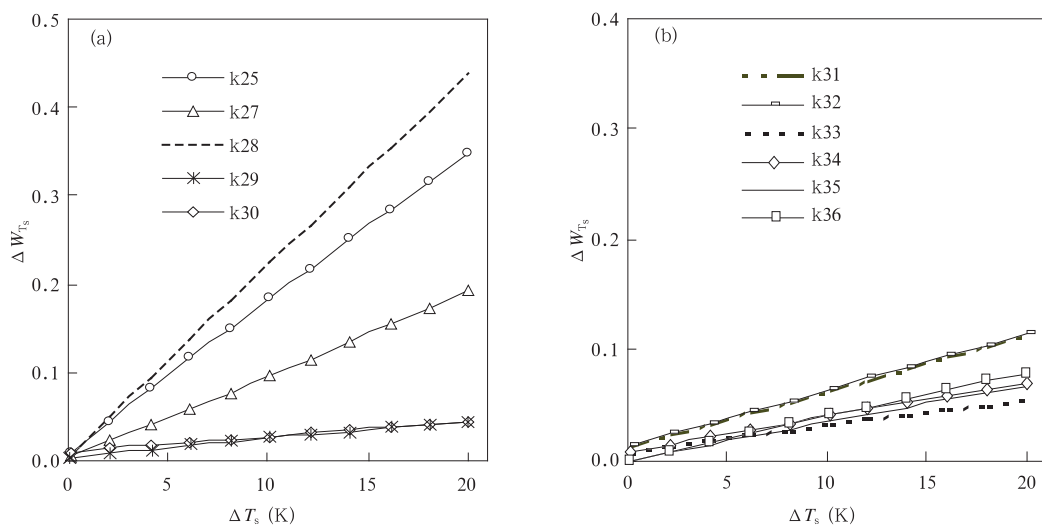


图 3 波段 25、27—30 (a) 和 31—36 (b) 的地表温度变化对表面温度权重的影响

Fig. 3 Effect of surface temperature changes on the weighting of the surface temperature for the bands of 25 and 27—30 (a), and of 31—36 (b)

图 4 为地面气溶胶光学厚度的可能变化及其对表面温度权重的影响,假设在给定的地表温度为 30℃时,当地表的气溶胶光学厚度以 0.2 为起点,波动范围从 0.0—0.5 时,表面温度权重的变化。由图可以看出,随着气溶胶光学厚度的增加,地表温度权重在水汽波段 27、28、29 上也有减小趋势,其中在波段 28 上减小的幅度最大;对于臭氧波段 30,权重也有相应减小;地表温度权重在波段 25、33、34、35、36 和地表温度波段 31、32 上也均有减小,不过在地表

温度波段 31、32 上减小的幅度最小。对于不同波段,地表温度权重均随气溶胶光学厚度的增加有不同程度减小的特点。对于中国西北荒漠戈壁地区,边界层大气中气溶胶粒子较多,光学厚度较大,使得边界层大气透过率降低,如果卫星反演的大气透过率较高,将高估地表温度权重,也将会使反演的表面温度偏低,误差绝对值增大。所以,根据地表光学厚度的观测,改进边界层大气透过率的估算,将有助于改进地表温度权重。

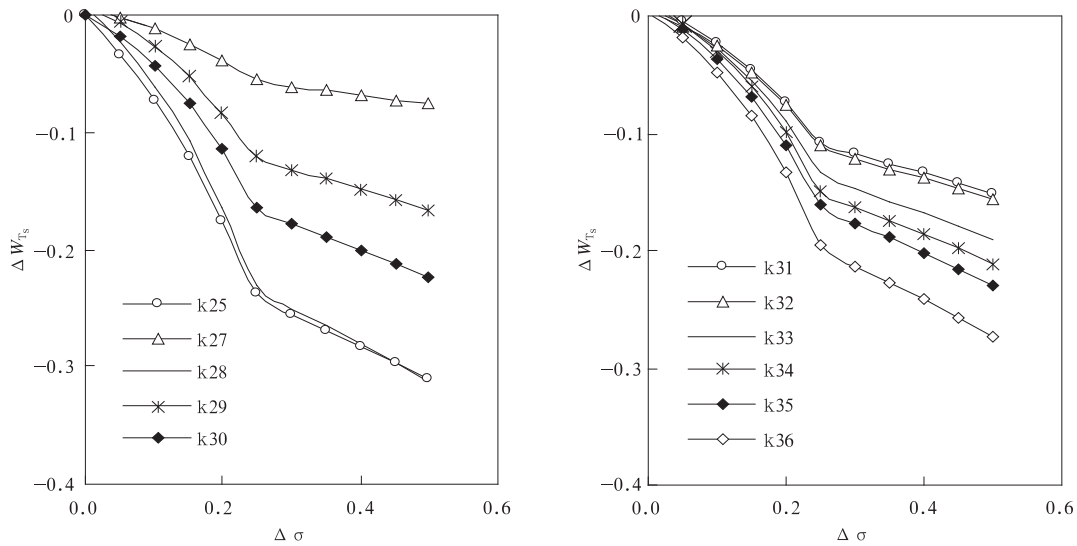


图 4 波段 25、27—30 (a) 和 31—36 (b) 的气溶胶光学厚度变化对表面温度权重的影响  
Fig. 4 Effect of aerosol optical depth (AOD) changes on the weighting of the surface temperature for the bands of 25 and 27—30 (a) and of 31—36 (b)

大粒子气溶胶不仅可以削弱短波辐射,而且对长波辐射有一定的削弱作用,所以,大气边界层内气溶胶存在会对边界层内大气透过率、温度权重都有

不同程度的影响。以气溶胶光学厚度为 0.203 的反演结果为基础,模拟气溶胶分别增加 0.1、0.2、0.3、0.4、0.5 时的边界层大气温度权重的变化,图 5 分

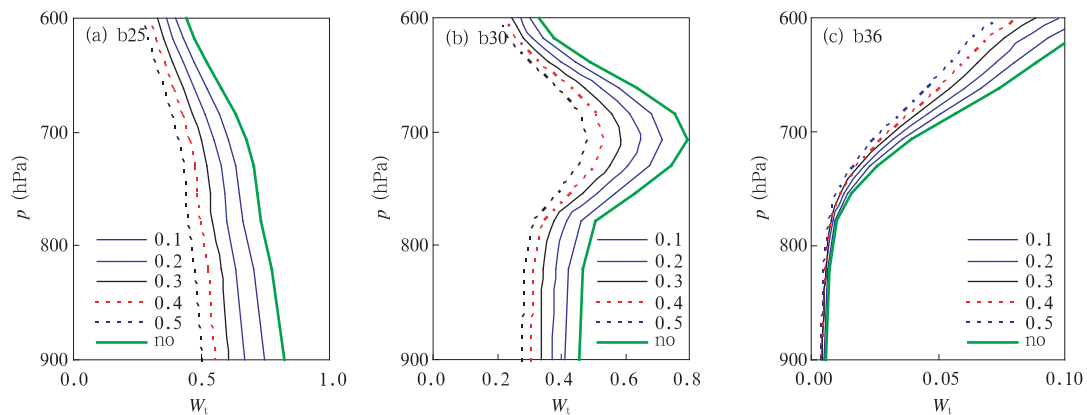


图 5 气溶胶光学厚度变化对大气温度权重的影响(a. 25, b. 30, c. 36)  
Fig. 5 Effect of aerosol optical depth (AOD) changes on the weighting of the temperature within boundary layer for the band of 25 (a), of 30 (b) and of 36 (c)

别为水汽波段 25(图 5a)、地表温度波段 31(图 5b) 和 CO<sub>2</sub> 波段 36(图 5c)的边界层大气温度权重变化。可见,当气溶胶增加时,波段 25、30、36 的大气温度权重都有所减小,其变化趋势与无气溶胶增加时温度权重有一致性分布的特征,CO<sub>2</sub> 波段 36 的温度权重在低层变化不显著,越接近高层,变化越显著。由图 5 可知,气溶胶光学厚度增加将降低大气透过率和温度权重,如果对气溶胶浓度低估,那么将高估大气透过率,进而高估大气温度的权重。

### 4.3 理论分析

由图 2—图 5 可以看出,影响中国西北戈壁荒漠大气边界层温度廓线的主要因素是气溶胶光学厚度和地表温度,这就需要对辐射传输方程进行本地化改进。由辐射传输方程(2)可知,模拟廓线接近真实廓线的条件就是由模拟廓线得到的波段辐射亮温与观测亮度温度的绝对差值小于仪器噪音,因此,方程(2)左边可认为是一个常量,对于方程右边,由于荒漠区域大气水汽含量较小,对误差的影响较弱,可以忽略不计,所以第 3 项也可以认为是一个常数项或为 0。那么,方程右边只有前 2 项。因此方程(2)可表示为

$$A = W_{T_s} \delta T_s + \int_0^{p_s} W_T \delta T dp \quad (13)$$

其中

$$W_{T_s} = \beta_s \tau_s \epsilon = \frac{\partial B(T_s)/\partial T_s}{\partial R/\partial T_b} \cdot \tau_s \cdot \epsilon \quad (14)$$

$$W_T(p) = -\beta \frac{\partial \tau}{\partial p} + \beta(1 - \epsilon) \frac{\partial \tau^*}{\partial p} \quad (15)$$

由于光学厚度  $\sigma$  与透过率  $\tau$  存在负指数关系,光学厚度越大,大气透过率越小,由方程(14)可知,地表温度的权重  $W_{T_s}$  也越小,由方程(15)可知,  $\tau^* = \tau_s^2/\tau$  将减小,边界层内的  $\partial \tau^*$  和  $\partial \tau$  也将减小,因此,大气边界层温度的权重也将减小。代入到方程(13)可得,在大气边界层其他各要素不变的情况下,当光学厚度增大时,大气透过率减小,  $W_{T_s}$  减小,  $W_T(p)$  减小,因此,只有增大  $\delta T_s$  或  $\delta T$  方能使方程(13)守恒,所以模拟的边界层温度与实际温度的误差将增大。由于沙尘粒子的存在减小了地面长波向上辐射,使卫星估算的地表温度减小,与实际观测值相比,反演的地表温度相对减小,根据方程(14),地表温度的权重值将偏小,方程(13)第 1 项比实际值偏小,在大气温度权重不变的情况下,方程(13)右边

第 2 项  $\delta T$  只有增大才能满足方程两边守恒,因此,地表温度低估,模拟的边界层温度与实际温度的误差将增大。

敏感性分析和理论分析进一步证明了误差分析中光学厚度增量、地表温度估算误差与反演误差的正相关性。

### 4.4 订正结果

为了在大气温度的物理反演中引入气溶胶光学厚度和地表温度反演误差的影响,本研究对实际观测的地表温度  $T$  和估算的地表温度  $T_r$  建立了关系式

$$T = 71.759 \times T_r^{-0.1302} \quad (16)$$

另外,对边界层内沙尘气溶胶引起的误差进行订正,设沙尘粒子引起的波段  $\lambda$  的光学厚度为  $\Delta\sigma_\lambda$ ,透过率误差为  $\Delta\tau_\lambda$ ,由计算得到,当 550 nm 光学厚度为 0.2 时,波长指数  $\alpha$  为 0.05,根据式(8)得

$$\Delta\sigma_\lambda = (\sigma_0 - 0.2) + e^{\left(\frac{\lambda}{\lambda_0}\right)^{-(\alpha-0.05)}} \quad (17)$$

$$\Delta\tau_\lambda = \exp(-|\Delta\sigma_\lambda|) \quad (18)$$

其中,  $\sigma_0$ 、 $\lambda_0$  分别为 550 nm 的光学厚度和光谱波段。

通常大气透过率是空气、水汽吸收后的透过率  $\tau_{ma}$ 、臭氧分子吸收后的透过率  $\tau_o$  和分子吸收之后的透过率  $\tau_{ca}$  的乘积,即

$$\tau_\lambda = \tau_{ma\lambda} \cdot \tau_{ca} \cdot \tau_o \quad (19)$$

沙尘粒子的存在主要影响方程的散射项,为了减少它对长波向上辐射的影响,对地表大气透过率  $\tau_{ca}$  进行修订。因为反演结果低估了光学厚度,即高估了大气透过率,因此改进的目的就是减小透过率,以获得更真实的地表信息。当粒子散射项被考虑时,大气透过率可表示为如下形式(Weiss, et al, 1985)

$$\tau_\lambda = \tau_{ms} \cdot \tau_g \cdot \tau_o \cdot (\tau_r \cdot \tau_{ca}) \quad (20)$$

其中  $\tau_r$ 、 $\tau_{ca}$  分别为除上述考虑的几种气体分子之外的其他分子散射吸收和气溶胶散射的光谱透过率。分析发现,在边界层内,随着离地高度的增加,温度反演误差逐渐减小,直到边界层顶 600 hPa 左右,误差很小,那么,边界层第  $j$  层的大气透过率误差为

$$\tau_{caj} = \frac{p_j - p_t}{p_0 - p_t} \tau_{ca} \quad (21)$$

$$\tau_{\lambda j} = \tau_{ms\lambda j} \cdot \tau_{caj} \cdot \tau_{g\lambda j} \cdot \tau_{r\lambda j} \cdot \tau_{caj} \quad (22)$$

其中  $p_t$  为边界层顶的气压。基于式(11)—(21)就可以对边界层内不同高度的波段透过率进行修正。



#### 4.5 应用实例

本研究将物理反演中用实际观测的地表温度代替统计反演的表面温度,同时,地表比辐射率采用统计反演得到,基于式(17)–(22)对气溶胶粒子引起的大气透过率误差进行改进,对比发现采用上述方法对物理反演的边界层温度廓线精度都有不同程度的改进,对比一个个例改进前后的廓线以及其与实际大气廓线(图6)(550 nm 气溶胶光学厚度为0.38)可见,物理反演结果在600 hPa高度以上与实际观测结果都很接近,而在600 hPa高度以下,反演结果都有不同程度的减小(细实线)。由气溶胶订正后的反演结果(虚线)可看出,改进后的结果更接近边界层实际观测结果,反演结果都比观测值偏小一点,最大误差为1.7。对多个个例改进后发现,气溶胶订正对边界层温度改进的平均精度为0.38 °C。

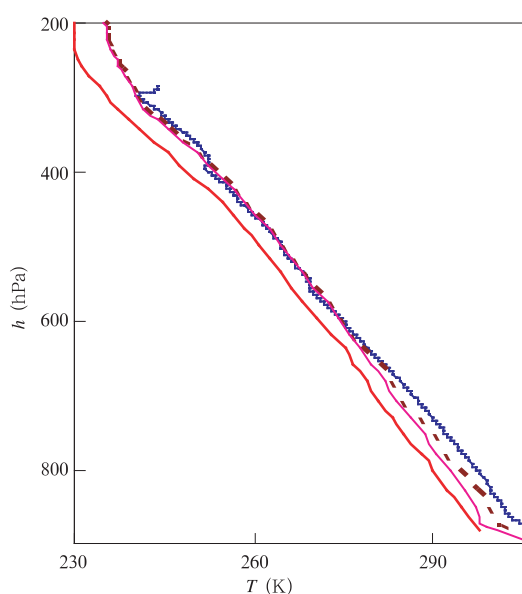


图6 大气温度廓线观测结果(黑实线)与统计反演(粗实线)物理反演廓线改进前(细实线)后(虚线)的结果比较

Fig. 6 Comparison of the observed atmospheric profile (back sawtooth line) with the statistical result (thick solid line), physical retrieval result before AOD correction (thin solid line), and that after (dash line)

由图6可得到,在大气温度廓线的反演中,如果引入光学厚度,将大气透过率进行订正,能较好地改进边界层物理反演的误差。目前全球有很多个光学厚度观测站点,每小时的资料都在网上共享(<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>),在气溶胶光学厚度较

大的地区,进行大气廓线的反演时,如果引入相邻站点的气溶胶资料对大气透过率进行订正,将对廓线反演有一定改进。

从反演结果可以看出,虽然气溶胶订正和温度误差校正后反演精度有一定提高,但仍然存在一些误差,主要原因有3个:(1) MODIS 光谱分辨率较低,高光谱探测器的应用将会大大提高反演精度;(2) 在中国西北荒漠戈壁地区,植被稀少,并且分布极不均匀,它将使比辐射率的变率较大,统计分析发现,本研究采用的比辐射率统计反演结果与 MODIS 的比辐射率产品值差异较大,最高达0.08左右,它将导致差异很大的大气廓线,因此,这可能是气溶胶校正后反演误差较大的主要原因之一。所以,科学、客观地得到比辐射率是改进大气廓线反演的主要途径之一;(3) 由于空气干燥,地表植被稀少,大气水汽含量较少,大气边界层温度的变化主要是地表热力作用引起的,因此,水汽对边界层的影响较小。本研究虽然在物理反演方法改进时没有考虑水汽的影响,但水汽对温度廓线还是有影响的,在其他区域,水汽反演精度的大小也可能是决定大气温湿度廓线精度的重要因素。

#### 5 结论与讨论

本研究应用 MODIS 资料,采用统计反演和物理反演相结合的方法,对大气温度廓线进行了反演,并对边界层误差进行分析,通过分析各因子与反演误差的关系,得出气溶胶光学厚度、地表温度、比辐射率是影响该地区边界层温度的主要因子,并得出以下几点结论:

(1) 以统计反演结果为初始场,采用 Newton 非线性迭代算法得到的物理反演结果,在600–340 hPa 的大气温度反演得比较好,误差小于1 K,340 hPa 以上,误差略有增加;在边界层即600 hPa 以下,越接近地表误差越大,最大误差为3.4 K,说明基于 MODIS 资料反演的大气温度廓线基本能够反映边界层高度及以上部分的大气温度状况,对边界层内温度的反演效果相对较差。

(2) 全球气溶胶光学厚度的时空分布有很大差异,并产生了气候和光学效应,辐射传输模式中没有考虑气溶胶光学厚度的影响,是物理反演存在误差的重要因素之一。边界层内温度反演误差与气溶胶光学厚度增量呈显著的正相关关系。应用全球气溶

胶光学厚度观测或基于 MODIS 光学厚度反演结果对大气透过率估算结果进行校正,进而对地表温度权重和边界层大气温度权重进行准确估算,从而提高物理反演精度,实现物理反演的本地化改进。对比分析表明,气溶胶订正后的物理反演结果有一定的改进,误差接近于 2 K。然而,反演误差仍然较大,主要原因之一就是 MODIS 光谱分辨率低。高光谱卫星 AIRS、IASI 和未来的 CrIS 以及静止红外探测器等具有较高的光谱分辨率,能够很好地反演大气廓线特征,如果考虑气溶胶的影响,也将会更好地反映大气垂直结构和特征。这也是我们下一步用于干旱区研究的主要计划。

(3) 边界层内温度反演误差与地表温度相关性很好,与大气水汽混合比的关系较差,原因是戈壁荒漠区域空气干燥,地表植被稀少,大气水汽含量较少,大气边界层温度的变化主要是地表热力作用引起的,因此,水汽对边界层温度的影响较小,而边界层温度变化与地表温度变化更敏感。本研究对统计反演的地表温度进行了简单订正,下一步尝试分析物理反演地表温度的精度和误差,以代替统计反演结果。

(4) 在地表不均匀的干旱区,地表比辐射率会随地表复杂特征变化而变化,本研究中比辐射率通过统计反演得到,其结果与美国 CIMSS 发展的 MODIS 比辐射率算法估算的比辐射率相差较大(0—0.08),这将导致差异较大的廓线反演结果,下一步将针对不均匀地表导致的比辐射率差异对大气温度反演的影响进行一些研究,以进一步提高大气温度反演的精度。

(5) 目前,地基和星载激光雷达(CALIPSO)被用于研究气溶胶垂直分布和粒子尺寸,得到的气溶胶垂直分布和粒子谱分布将有助于从统计方法和物理方法相结合改进辐射传输算法,进而改进气溶胶散射对大气透过率的影响,该方法将是今后认识气溶胶光学效应的有效手段。

## 参考文献

陈洪滨,林龙福. 2003. 从 118.75GHz 附近六通道亮温反演大气温度廓线的数值模拟研究. 大气科学, 27(5):894-900  
巢纪平,刘飞. 2009. 沙尘暴垂直输送的两相流理论 I: 气块模式. 气象学报, 67(1):1-10  
姜学恭,陈受钧. 2008. 地形影响沙尘传输的观测和模拟研究. 气象学报, 66(1):1-12

刘立超,沈志宝,王涛. 2005. 敦煌地区沙尘气溶胶质量浓度的观测研究. 高原气象, 24(5):765-771  
马刚,方宗义,张凤英. 2001. 云参数对 RTTOV5 模式模拟误差的影响分析. 应用气象学报, 12(4):385-392  
马刚,邱崇践,王强. 2001. 用变分法修正边界层资料的数值试验. 气象学报, 59(1):107-114  
沈志宝,魏丽. 2000. 我国西北大气沙尘气溶胶的辐射效应. 大气科学, 24(4):541-548  
漆成莉,董超华,张文建等. 2005. 风云三号(A)气象卫星红外分光计大气透过率计算试验. 红外与毫米波学报, 24(3):203-206  
张宏升,朱好,彭艳等. 2007. 沙尘天气过程沙地下垫面沙尘通量的获取与分析研究. 气象学报, 65(5):744-752  
张强,卫国安,黄荣辉. 2001. 西北干旱区荒漠戈壁动量和感热总体输送系数. 中国科学 D 辑, 31(9):783-792  
张强,曹晓彦. 2003. 敦煌地区荒漠戈壁地表热量和辐射平衡特性的研究. 大气科学, 27(2):245-254  
张强,卫国安,侯平. 2004. 初夏敦煌荒漠戈壁大气边界层结构特征的一次观察研究. 高原气象, 23(5):588-897  
张强,卫国安. 2008. 西北干旱区夏季大气边界层结构及其陆面过程特征. 气象学报, 66(4):599-608  
Andrea Ammert, Jens Bosenberg. 2006. Determination of the convective boundary-layer height with laser remote sensing. Bound Layer Meteor, 119:159-170  
Barnet C D, Blaisdell J. 2003. Retrieval of atmospheric and surface parameters from AIRS/AMSU/HSB data in the presence of clouds. IEEE Trans. Geosci Remote Sens, 41:390-409  
Hannon S, Strow L L, McMillan W W. 1996. Atmospheric infrared fast transmittance models: A comparison of two approaches// Proc. Conf. on Optical Spectroscopic Techniques and Instrumentation for Atmospheric and Space Research II, Denver, CO, SPIE, 94-105  
Li J. 1994. Temperature and water vapor weighting functions from radiative transfer equation with surface emissivity and solar reflectivity. Adv Atmos Sci, 11:421-426  
Li J, Wolf W P, Menzel W, et al. 2000. Global soundings of the atmosphere from ATOVS measurements: The algorithm and validation. J Appl Meteor, 39:1248-1268  
Michail A, Strunin, Tetsuya Hiyama. 2005. Spectral structure of small-scale turbulent and mesoscale fluxes in the atmospheric boundary layer over a thermally inhomogeneous land surface. Bound Layer Meteor, 117:479-510  
Suzanne W Seemann, Li Jun, et al. 2003. Operational retrieval of atmospheric temperature moisture and ozone from MODIS infrared radiances. J App Meteor, 42:1072-1091  
Tomasi C, Carli E, Vitale V. 1983. Study of the relationship between Angstrom's wavelength exponent and Junge particle size distribution exponent. J Clim Appl Meteor, 22:1707-1716  
Weiss A, Norman J M. 1985. Partitioning solar radiation into direct and diffuse, visible and near-infrared components. Agric Meteor, 34:205-213