

臭氧总量探测仪 (TOU) 与臭氧监测仪 (OMI) 和 SBUV/2 的交叉定标及其在环境中的应用

王维和¹ Lawrence E. Flynn² 张兴赢¹ 王咏梅³ 王英鉴³ 江芳³ 张艳¹
黄富祥¹ 李晓静¹ 刘瑞霞¹ 郑照君¹ Wei Yu⁴ 刘国扬⁵

(1 国家卫星气象中心, 中国气象局, 北京 100081; 2 美国国家海洋与大气管理局, 美国; 3 中国科学院空间科学与应用研究中心, 北京 100190; 4 地球资源技术公司, 美国; 5 航天恒星科技有限公司, 北京 100086)

摘要: 基于臭氧监测仪 (OMI) 对FY-3A卫星臭氧总量探测仪 (TOU) 进行交叉定标, 交叉定标的结果用于TOU全球臭氧总量的反演。OMI是搭载在美国国家航空和航天局的地球观测系统的Aura卫星上的一个仪器, 将其Level 3臭氧总量产品作为辐射传输模式的输入, 计算中低纬度太平洋上臭氧总量探测仪像元的辐亮度, 通过回归过程计算TOU在轨辐亮度定标系数。结果显示, 在轨交叉定标后, TOU反演的臭氧总量产品与OMI仪器基于TOMS-V8算法反演臭氧总量产品相比, 相对偏差大约为3%, 与地面观测站点测量的臭氧总量相比, 相对偏差大约为5%。TOU、太阳后向散射紫外辐射仪 (SBUV/2) 以及OMI反演的2010年1月份到2011年2月份期间臭氧总量的变化相当一致。

关键词: 定标, 臭氧, 遥感, 紫外辐射测量

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2013.04.010

Cross-Calibration of the Total Ozone Unit (TOU) with the Ozone Monitoring Instrument (OMI) and SBUV/2 for Environmental Applications

Wang Weihe¹, Lawrence Flynn², Zhang Xingying¹, Wang Yongmei³, Wang Yingjian³, Jiang Fang³,
Zhang Yan¹, Huang Fuxiang¹, Li Xiaojing¹, Liu Ruixia¹, Zheng Zhaojun¹, Wei Yu⁴, Liu Guoyang⁵

(1 National Satellite Meteorological Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081 2 National Oceanic and Atmospheric Administration, USA 3 Center for Space Science and Applied Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190 4 Earth Resources Technology, Inc., USA 5 Space Star Technology Company Ltd., Chinese Academy of Space Technology, Beijing 100086)

Abstract: Across-sensor calibration technique is developed and applied to improve upon the prelaunch radiance calibration and characterization for the Total Ozone Unit (TOU) onboard the FengYun-3A satellite. The Level 3 products from the National Aeronautics and Space Administration Ozone Monitoring Instrument (OMI) onboard the Earth Observing System Aura are used as input to a radiative transfer model to predict the TOU radiances and characterize the biases for the measurements over the Pacific Ocean in low- and midlatitudes. The coefficients are derived from a regression algorithm to adjust the TOU radiances. It is shown that, after the measurement bias correction, the biases between the retrieved total column ozone products from the TOU with those from the OMI Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS)-Version 8 products and those from a set of ground-based station measurements are 3% and 5%, respectively. The variations in the estimated total ozone amounts from the TOU are consistent with those derived from Solar Backscatter Ultraviolet Radiometer instruments and OMI for a period from January 2010 to February 2011.

Keywords: Calibration, ozone, remote sensing, ultraviolet radiometry

1 引言

早在20世纪70年代, 人们发现在平流层尤其是在极地地区的臭氧发生了显著的变化^[1, 2], 这些变化给

地球的气候和环境带来了很大的影响^[3]。星载仪器由于其全球覆盖性方面的优点, 对监测大气臭氧的变化起到了很重要的作用。大气臭氧总量可以由太阳后向散射紫外辐射 (BUV) 或者红外辐射 (IR) 探测数据反演得到, 但是对于天底可见仪器, BUV类型的仪器比IR仪器的精度要高^[4]。自Dave等^[5]在20世纪60年代中期首次提出由BUV辐亮度反演大气臭氧的概念开

收稿日期: 2013年6月1日; 修回日期: 2013年6月21日
第一作者: 王维和 (1966—), Email: wangwh@cma.gov.cn
资助信息: 国家自然科学基金资助项目 (41175024)

表1 TOU的光谱特性

通道	中心波长 (nm)	带宽 (nm)
1	308.727	1.164
2	312.638	1.152
3	317.652	1.171
4	322.464	1.156
5	331.375	1.159
6	360.253	1.140

始,有许多星载BUV仪器譬如臭氧总量测绘光谱仪(TOMS)搭载在各种空间平台上^[6]成功发射。2008年5月,中国首次发射了自己的BUV仪器——风云三号紫外臭氧总量探测仪(FY-3A/TOU)^[7,8]。紫外臭氧总量探测仪的科学目标是探测全球臭氧总量分布。TOU有6个不连续的通道(具体光谱特性可见表1)。臭氧总量反演的原理是,从臭氧吸收系数差别显著的2个通道上的后向散射辐射中提取臭氧吸收信息,根据臭氧在两个波长上对紫外线吸收的差异与臭氧总量的关系来定量反演大气臭氧总量。TOU业务化臭氧总量反演算法是在TOMS-V7算法基础上^[9]改进后形成的。

TOU首次测得的太阳辐照度与太阳后向散射紫外线辐射计(SBUV/2)的结果相差很大,SBUV/2是搭载在美国国家海洋与大气管理局的NOAA-16卫星上的大气臭氧廓线垂直探测仪。TOU上第5、6通道(波长分别为331和360nm)的太阳辐照度要比SBUV/2测得的结果分别高将近17%和20%,而对于其他的4个通道(308,313,318和322nm),两个仪器测得的结果则有较高的一致性(图1)。利用SBUV/2上太阳辐照度,对TOU探测数据进行反演,得到的臭氧总量与臭氧探测仪(OMI)的level 3的臭氧产品相比相差很大,在南半球更为明显(图2)。比较TOU和OMI的臭氧总量差异可得到的一个初步的结论就是:TOU有较大的辐亮度偏差。为了评估TOU辐亮度测量的性能,用辐射传输模式(RTM)(the MODerate

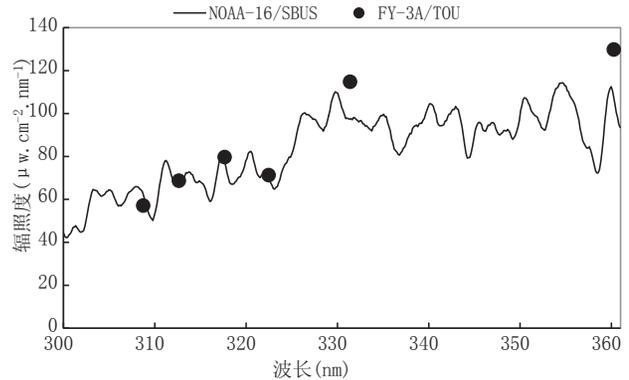


图1 FY-3A/TOU与NOAA-16/SBUV/2的太阳辐照度比较

resolution atmospheric TRANsmission model—MODTRAN)模拟了每个TOU通道在最小太阳天顶角和最大云量下的辐亮度最大值(表2)^[10],结果显示,第5和第6通道上的TOU辐亮度超出了MODTRAN模拟的最大辐亮度。从图4中可以看出TOU和OMI臭氧总量偏差随第6通道的辐亮度变化出现一个跃变,其他通道上也有类似现象,跃变的位置大约在辐亮度为 $6\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$ 附近。在本文利用OMI全球臭氧总量作为辐射传输模式RTM输入数据模拟TOU的辐亮度,通过回归过程,计算TOU辐亮度在轨定标系数。

2 仪器简介,发射前定标和在轨定标

TOU是一台采用固定光栅、狭缝阵列式 Ebert-Fastie单光栅光谱仪^[11]。6个通道的狭缝函数接近于三角形,带宽(FWHM)在1.0~1.3nm之间。TOU的探测器为光电倍增管,通过波长选择器对紫外辐射和暗电流进行交替测量。TOU通过空间扫描系统在垂直于卫星轨道平面方向进行对地扫描,瞬间视场角为 3.6° ,星下点空间分辨率为52.6km,行扫描分31点完成,扫描范围为 $\pm 54^\circ$,行扫描时间8.16s,刈宽为2908km。在扫描线的末端,扫描镜迅速地回到初始位置开始下一次扫描,回扫过程中不进行观测。臭氧

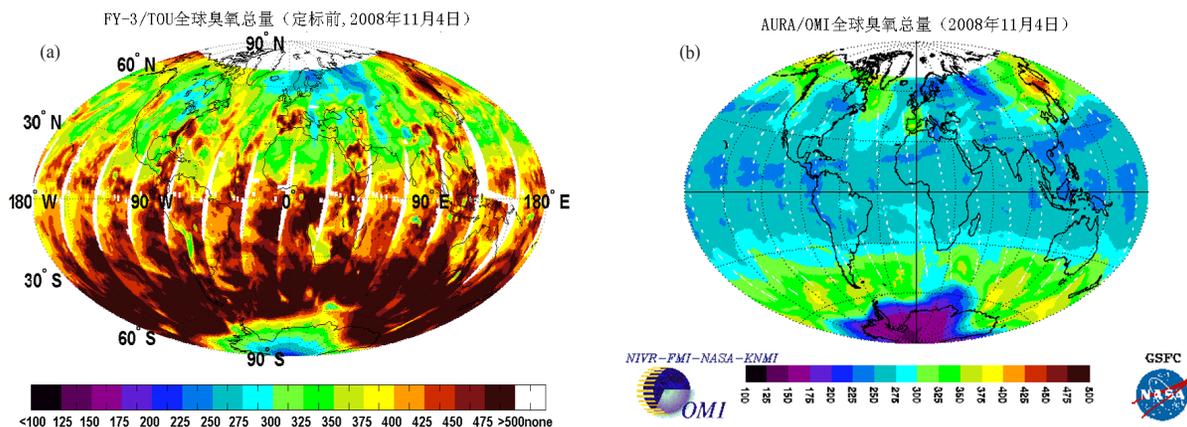


图2 FY-3A/TOU (a) 与AURA/OMI (b) 反演的臭氧总量(单位:DU)

表2 TOU 6个通道模拟的最大辐亮度

通道	中心波长 (nm)	最大辐亮度 ($\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$)
1	308.727	8.98
2	312.638	12.44
3	317.652	15.84
4	322.464	16.60
5	331.375	27.75
6	360.253	31.53

总量探测仪有3种观测模式：(1) 对地观测模式；(2) 波长监测模式；(3) 辐射定标模式。

TOU定标包括发射前定标和在轨定标。发射前定标确定辐亮度和辐照度响应度、换档比、线性度，中心波长、敏感度、漫反射器角度依赖函数、狭缝函数以及温度响应函数^[12]。

TOU第*i*个通道上测得的太阳辐照度为

$$F(i) = k(i)[c_F(i) - c_{F_0}(i)]g\tau_F(i)BRDF(\alpha, \beta) \quad (1)$$

其中： F 为太阳辐照度测量值； k 为计数值转换成电压值的转换系数； c_F 为计数值； c_{F_0} 为暗电流； g 为换档比； $BRDF$ 为漫反射器角度订正因子； r_F 为辐照度响应度； α 为太阳高度角； β 为日地连线与卫星轨道平面夹角；

TOU第*i*个通道测得的后向散射亮度为：

$$I(i) = k(i)[c_I(i) - c_{I_0}(i)]g\tau_I(i) \quad (2)$$

其中， I 为辐亮度测量值； k 为计数值转换成电压值的转换系数； c_{I_0} 为暗电流； g 为换档比。

TOU观测信号的动态范围跨越4个数量级，通过3个增益范围来减小离散误差，根据观测的电压值自动的选择增益状态。对于太阳辐照度和大气辐亮度，根据美国国家标准技术研究院传递的标准灯在固定的增益范围内进行定标，确定响应函数。辐亮度定标采用了由Labshpere有限公司制造的漫反射板进行测试。不同增益范围内的信号通过换档比将计数值转换为辐亮度或者辐照度。TOU发射前定标需求见表3。

在轨定标包括波长漂移监测，太阳辐射定标和暗流监测。在波长定标模态中，扫描镜指向漫反射板测量296.8nm处的汞灯谱线实现对波长漂移的监测。波长漂移监测在背阳面进行，每两天定标一次。2008年5月27日—2011年1月31日这32个月当中，FY-3上的TOU波长漂移了不到0.09nm。为了监测仪器响应度的变化，需要通过3个漫反射板监测太阳辐照度的变化，通过比较太阳辐照度与发射初期相比的变化情况推算仪器的衰减系数。3个漫反射板分别为盖板、工作板和参考板，采用铝质湿喷砂工艺制作，分别安装在可转动的三棱体的3个面上，通过三棱体的转动实现对3个漫反射板的交替观测。参考漫反射板通常每隔15个星期观测一次，工作漫反射板每周测量一次，

表3 TOU 发射前定标指标需求

定标量	指标
灵敏度	0.004 $\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$ (信噪比为1)
扫描周期	8.16s
辐亮度和辐照度定标精度	3%
漫反射板方向定标精度	3%
波长定标精度	0.03nm
空间分辨率	55.0km

而盖板则每条轨道测量一次。太阳辐照度的观测在北极地区进行，当卫星出阴影时首先对太阳辐照度进行测量，然后再对大气进行观测。为了降低漫反射板衰变速度，只有盖板在大部分时间里一直暴露在外空间外，而工作板和参考板除观测时间外都隐藏在仪器内部。

3 交叉校正方法

从图3和表2中可以很明显地看出第3和第4通道观测的最大辐亮度与MODTRAN模拟的结果相近，而第5和第6通道，TOU观测的最大辐亮度超过了模拟的最大值，另外，对于太阳天顶角较小的亮目标，这两个通道在信号的高端出现饱和现象。从图4中可以看出，对于辐亮度比较低的地方，TOU臭氧总量与OMI相差不大，而在第6通道上辐亮度大于 $6.6\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$ 时，二者相差很大。TOU的相应函数以及换档比在发射前定标中只在信号的低端进行，而线性度则分别在不同的增益范围内测量。虽然TOU的探测器在其动态范围内有很好的线性度，但不同的增益范围线性度有可能不一样，不幸的是，响应度函数在发射前仅在信号的低端测量，在轨运行后不同增益范围内的能量通过换档比进行换算。发射前定标的疏漏是导致通道5和通道6有云像元发生饱和现象的原因，这两个通道观测的最大辐亮度为 $34\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$ 。

TOU交叉定标过程包括以下几个步骤：第一步是确定通道6在辐亮度低于 $6.6\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$ 的校正系数。由于无法得到TOU像元内的有效云量，因此无法通过模拟计算得到像元的辐射亮度，但是如果确定为晴空像元，并且已知表面反射率和像元对应的臭氧总量，就可以通过辐射传输模式计算该像元的辐亮度。选取太平洋上空的晴空像元，用逐次迭代法模拟计算通道6的辐亮度^[13]。根据卫星观测，海表辐亮度可以假定为 0.05 ^[14, 15]。在观测几何条件确定并且已知臭氧总量的条件下，大气顶部的后向散射辐亮度可以用(3)式计算出来^[9]：

$$I(\lambda, \theta, \theta_0, \Omega, P_0, R) = I_a(\lambda, \theta, \theta_0, \phi, \Omega, R) + I_s(\lambda, \theta, \theta_0, \phi, \Omega, P_0, R) \quad (3)$$

其中， I_a 为纯大气散射辐亮度； I_s 为地表对入射辐射的反射辐亮度； λ 为波长； θ 为观测天顶角； θ_0 为太阳天

顶角; Φ 为卫星与太阳之间相对方位角度; Ω 为臭氧总量; P_0 为地表气压; R 为下垫面有效反射率。

I_s 可以写成

$$I_s(\lambda, \theta, \theta_0, \phi, \Omega, P_0, R) = \frac{RT(\lambda, \theta, \theta_0, \Omega, P_0)}{1 - RS_b(\lambda, \Omega, P_0)} \quad (4)$$

其中,

$$T(\lambda, \theta, \theta_0, \Omega, P_0) = I_d(\lambda, \theta, \theta_0, \Omega, P_0) f(\lambda, \theta, \Omega, P_0) \quad (5)$$

S_b 是下垫面对天空漫反射的反射率, I_d 是到达地面 P_0 处的直射辐射和散射辐射的总和, f 是卫星方向上的反射辐射量。

选取TOU在70°S—70°N太平洋上的像元作为研究对象, 在每5°的纬度带上选取最低辐亮度的像元作为每个视角的晴空像素点。通过这种选择方法去除了约89%的像元, 仅留下了11%的晴空像元, 这与其他卫

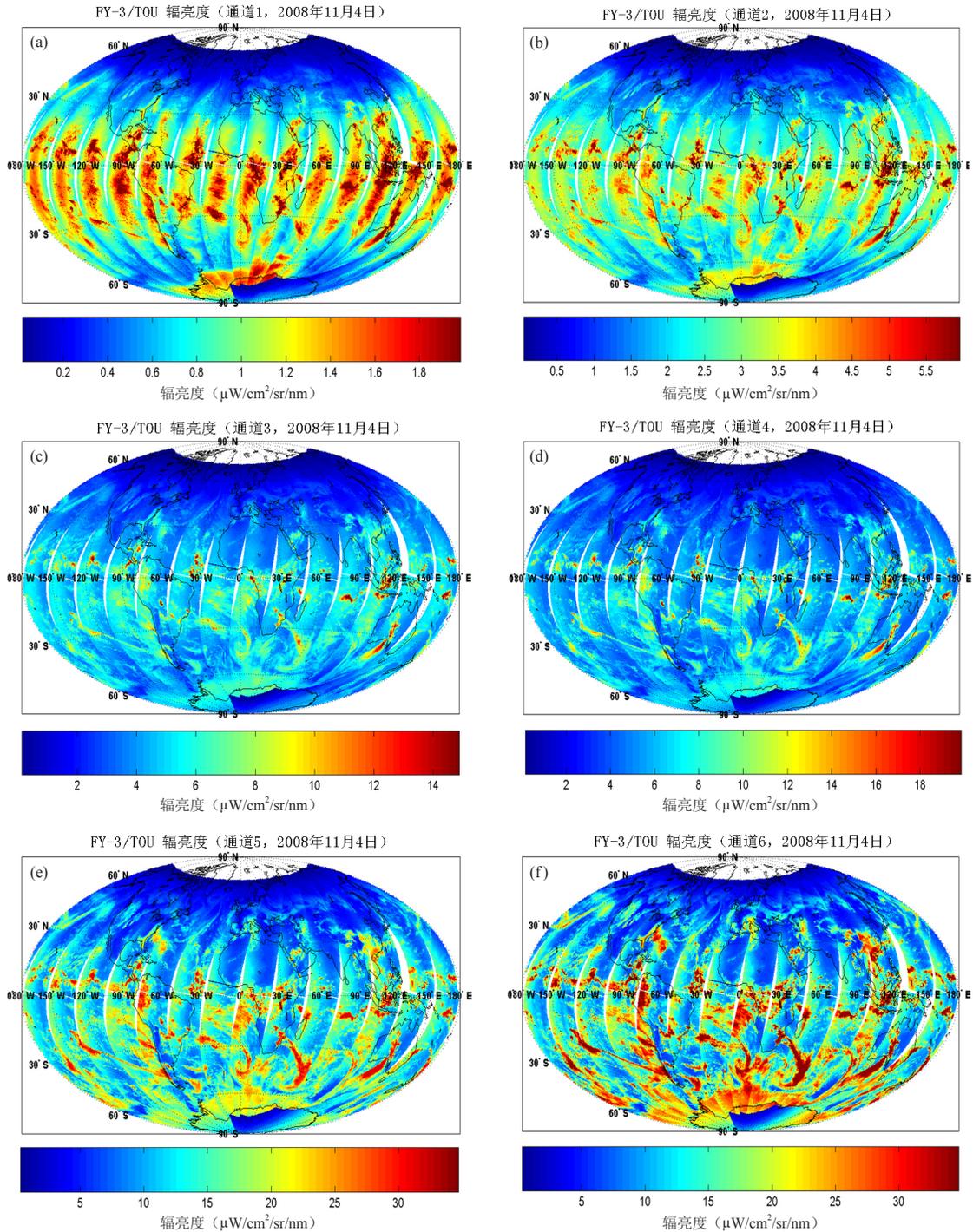


图3 FY-3A/TOU后向散射辐亮度

(a) 通道1; (b) 通道2; (c) 通道3; (d) 通道4; (e) 通道5; (f) 通道6

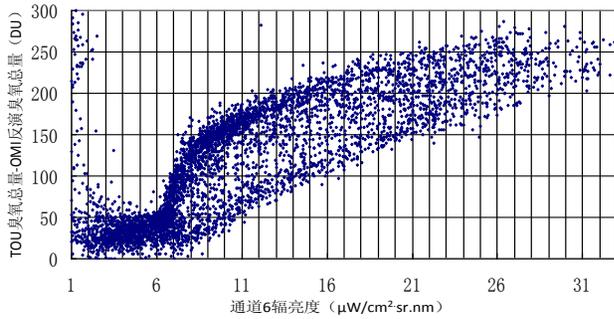


图4 TOU和OMI臭氧总量偏差随TOU通道6辐亮度的变化 (TOU反演的臭氧总量所用的数据为2008年11月4日14条轨道的底方向的测量值)

星的观测结论一致^[16]。假设海洋表面反射率为0.05, 利用辐射传输模式^[13]计算TOU通道6所有31个扫描角晴空像元的辐亮度。辐亮度低端(低于 $6.6\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$)的校正系数由回归方程(6)式所确定。图5给出的是通道6的31个扫描角低端辐亮度校正结果。第1个扫描角对应于卫星飞行方向的最右端 54° , 第16个扫描角对应于星下点, 第31个扫描角对应于卫星飞行方向的左端 54° 。与FY-3A类似, 在FY-3B/TOU发射前校正中也发现了对扫描角的这种依赖性。

$$I_{\text{corrected}} = c_0 + c_1 \times I_{\text{measured}} \quad (6)$$

其中, $I_{\text{corrected}}$ 为通道6订正后的辐亮度; c_0 和 c_1 为线性回归系数; I_{measured} 为通道6的辐亮度。

从图5中可以看出通道6在接近星下点附近(扫描角 $15\sim 19$)的辐亮度校正系数接近于1, 这是因为发射前响应函数只在辐亮度低端星下点方向测量。利用六阶多项式拟合将通道6的扫描角依赖关系进行平滑。辐亮度观测时31个扫描方向在光路上唯一的区别是扫描镜的指向, 而大气辐亮度与太阳辐照度的观测在光路上的区别是辐照度通过漫反射板, 辐亮度为直接观测, 另外辐照度观测时扫描镜固定在一个方向。

TOU交叉定标的第二个步骤是在低于 $6.6\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$ 的辐亮度范围内推算4通道的辐亮度校正系数。

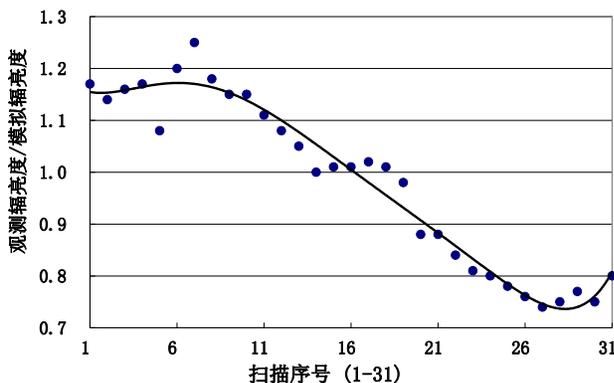


图5 通道6辐亮度低端辐亮度校正系数随扫描角的变化

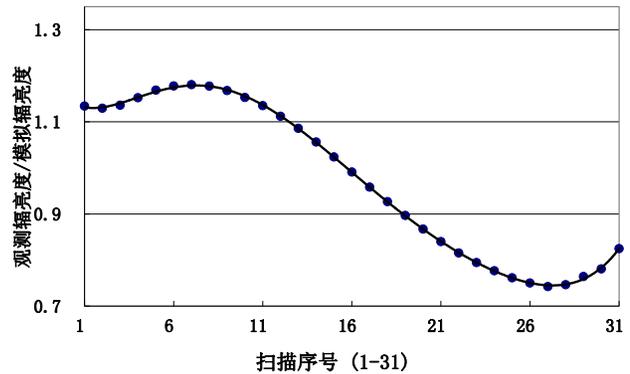


图6 辐亮度低端通道4辐亮度校正系数随扫描角的变化

OMI TOMS-V8臭氧产品作为(3)的输入^[17], 校正后的第6通道低端辐亮度可以根据(7)来计算每个像素点上的等效辐射云量^[9]:

$$f_c = \frac{(I_m - I_s)}{I_c - I_s} \quad (7)$$

其中, f_c 为由校正后的通道6低端辐亮度计算的等效辐射云量; I_m 为通道6的校正后的辐亮度; I_c 是由(3)式模拟的纯云条件下通道6的辐亮度; I_s 是利用(3)式模拟的通道6海表辐亮度。

利用下式计算通道4的辐亮度

$$I = I_s(R_s, P_s)(1 - f_c) + I_c(R_c, P_c)f_c \quad (8)$$

其中, I 为模拟的通道4的辐亮度; R_s 为海表反射率; P_s 为海表气压; R_c 为云顶反射率; P_c 为云顶气压。

云顶气压采用的是国际卫星云气候计划(ISCCP)^[18]最新的云顶高度气候值。

利用类似于(6)式的回归方程来计算辐亮度校正系数, 并假设通道4的辐亮度在 $0\sim 6.6\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$ 时辐亮度校正系数是一致的, 即与通道6的特性类似, 这样的假设依据是, 从FY-3A/TOU的0级数据分析上可以看出在所有通道上, 辐亮度相同其输出电压和数字计数也相同。

选取通道4代替通道5来做辐亮度订正是因为通道

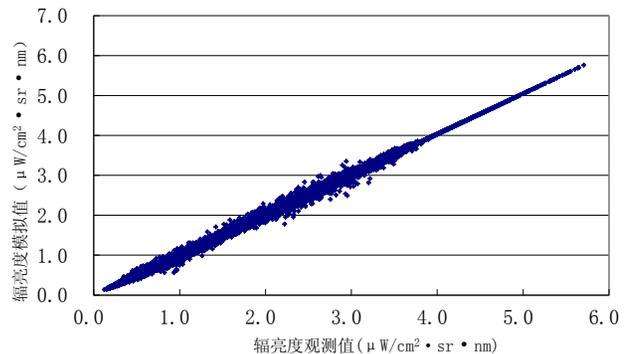


图7 通道2星下点辐亮度观测值和模拟结果散点图 (云量是利用通道4和通道6校正后的辐亮度来计算的)

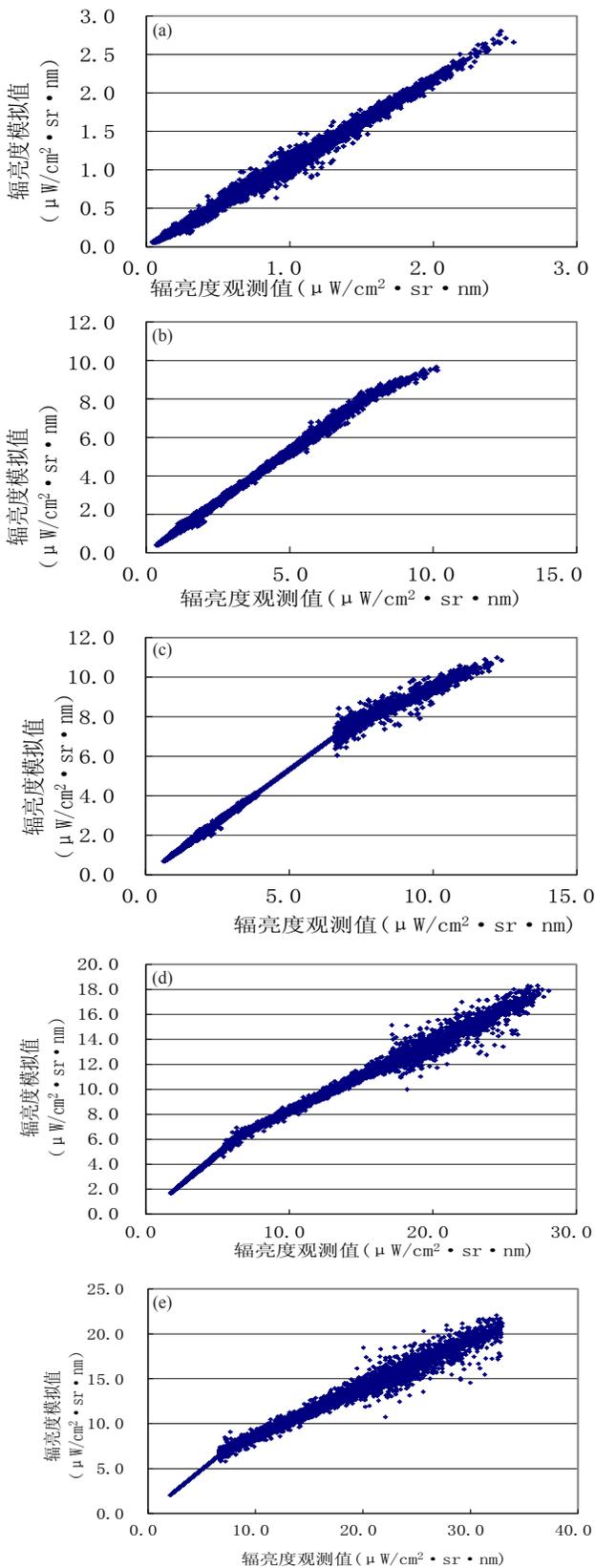


图8 TOU各个通道星下点辐亮度观测值和模拟结果的散点图 (云量是利用通道4和通道6校正后的辐亮度来计算的)
 (a) 通道1; (b) 通道3; (c) 通道4; (d) 通道5;
 (e) 通道6

5的动力范围非常接近于通道6。图6是在辐亮度低端通道4的辐亮度校正结果。

交叉定标的第三个步骤是利用通道4和通道6订正过的辐亮度计算通道2的校正系数。对于一个给定的像元, 如果通道6观测的辐亮度低于 $6.6\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$, 则利用通道6订正过的辐亮度计算云量, 如果通道6观测的辐亮度高于 $6.6\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$ 且通道4观测的辐亮度低于 $6.6\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$, 则利用通道4订正过的辐亮度计算云量。RTM输入的臭氧总量采用OMI产品, 对所有31个扫描角都进行类似的辐亮度订正, 其中云量算法与(7)式类似。利用(6)式中的回归方程得到通道2的辐亮度校正系数, 并设定通道2的辐亮度校正系数的有效范围为 $0\sim 6.6\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$, 这个范围几乎对应了通道3的整个动态范围(图3a)。图7给出的通道2每个星下点观测和模拟的辐亮度对应关系, 可以看出二者有很好的线性关系。

交叉定标的最后一步是给出其他通道和其余辐亮度范围内的辐亮度校正系数。如果通道6的观测辐亮度低于 $6.6\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$, 利用通道6的校正后的辐亮度去计算每个像素点的辐射等效云量; 通道6观测的辐亮度高于 $6.6\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$ 且通道4观测的辐亮度低于 $6.6\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$ 则利用通道4的校正后的辐亮度计算等效云量; 如果通道4的观测辐亮度高于 $6.6\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$, 利用通道2的校正后的辐亮度计算等效云量。图8给出了除通道2外所有通道上的观测辐亮度和模拟辐亮度的值。图8c和e中的实线代表利用这个通道上校正后的辐亮度模拟的同一通道上的辐亮度的值。从图8中还可以看出当观测的辐亮度大于 $6.6\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$ 时, 辐亮度校正曲线的斜率在 $7.0\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$ 处发生变化。每个通道上最终的辐亮度校正系数是通过回归过程得到的。对于第2, 4, 6通道上低范围的辐亮度而言, 回归关系如(6)式所示。而如果辐亮度大于

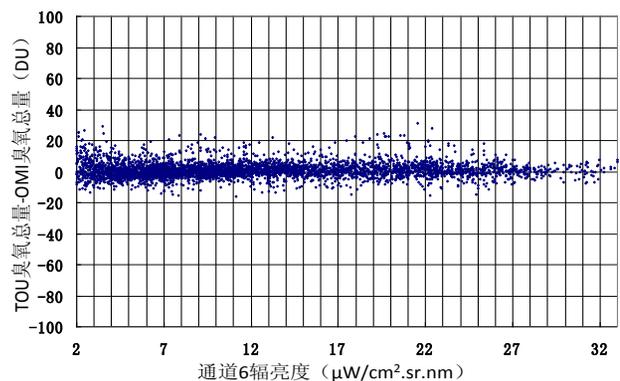


图9 TOU于与OMI反演的臭氧总量差随TOU通道6辐亮度的变化, 采用的数据为2008年11月4日14条轨道的星下点观测数据

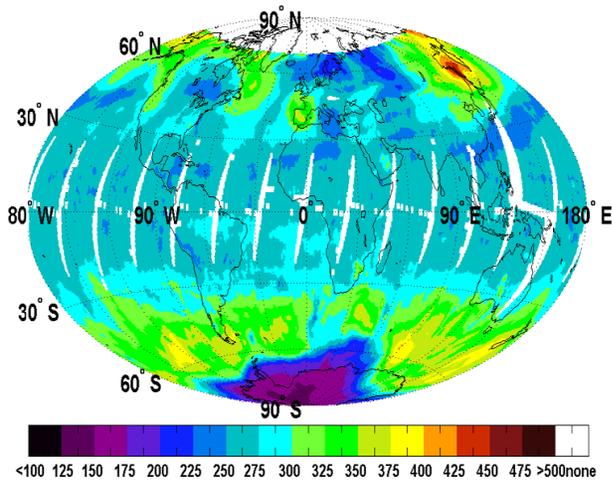


图10 利用校正后的TOU辐亮度反演的2008年11月4日全球臭氧总量 (单位: DU)

6.6 $\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$, 回归方程如下所示:

$$I_{\text{corrected}} = c_0 + c_1 \times I_{\text{measured}} + c_2 \times I_{\text{measured}}^2 + c_3 \times I_{\text{measured}}^3 \quad (9)$$

其中, c_0 , c_1 , c_2 和 c_3 是回归系数。

然后利用图4中的level 1数据和辐亮度校正系数来进行反演, 结果表明TOU反演的臭氧总量与OMI上的臭氧总量相差0.65% (图9)。

显然交叉定标后TOU的观测值和模拟之有很好的线性对应关系, 但是在辐亮度约为7.0 $\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$ 处, 原始数据的斜率有存在一个跃变, 导致这种跃变的原因可能是辐亮度响应函数在此处存在跃变, 但是在发射前定标中却没有捕捉到这一跃变信息。初步的反演试验显示交叉定标技术在整个辐亮度的动力范围内产生很好的效果, 附录给出了利用通道3, 4和5的内在关系获得校正系数的方法, 其结果与上述过程接近。

4 臭氧产品验证

TOU的反演算法在TOMS V7的基础上稍作改进。

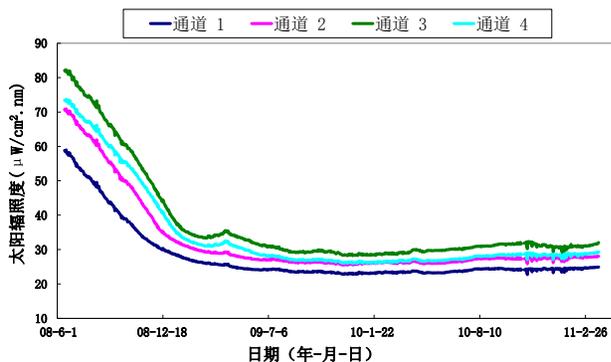


图12 2008年7月—2011年2月通过盖板观测到的太阳辐照度随时间的变化 (自发射之后, 盖板在前6个月衰减情况严重, 截至2011年3月23日, 通道1和通道4的衰减率分别为57%和61%)

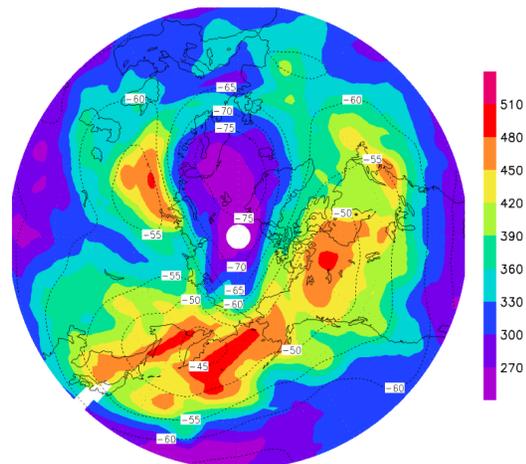


图11 2011年3月26日北极上空TOU反演臭氧总量与50hPa等压面温度等值线的合成 (臭氧总量单位: DU, 温度单位: $^{\circ}\text{C}$)

唯一改进的部分是对于热带地区, TOU算法利用了与TOMS V7算法不同三通道组合, TOU算法则是利用通道2, 4, 6去反演热带地区的臭氧总量, 而TOMS V7采用是通道3, 5, 6组合。在反演试验中, 将TOU与AURA/OMI的反演结果相比时, 发现利用通道3/5的波长组合与利用通道2/4的波长组合相比, 前者会在热带地区产生较大的偏差, 产生这一现象的原因尚不明确。

图10给出的是利用校正后的TOU辐亮度反演的与图2同一天的全球臭氧总量, 可以看出现在TOU的反演结果与OMI产品有很好的一致性。

利用辐亮度校正系数对2008年5月FY-3A/TOU发射后的第一年的数据进行重新处理, 2009年7月以后的数据则采用新的校正系数进行业务化处理。利用重新定标后的TOU数据成功监测了2008年之后的全球臭氧变化和南极洲臭氧空洞^[7]。在2011年春季, 北极上空的臭氧含量急剧下降, TOU成功的监测到了这一过

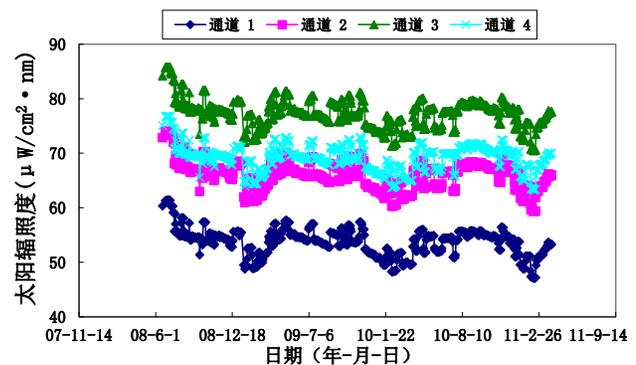


图13 2008年7月—2011年2月通过工作板观测到的太阳辐照度随时间的变化 (截至2011年3月31日, 通道1和通道4的衰减率分别为6%和12%, 通过工作板观测到的太阳辐照度有很强的变化)

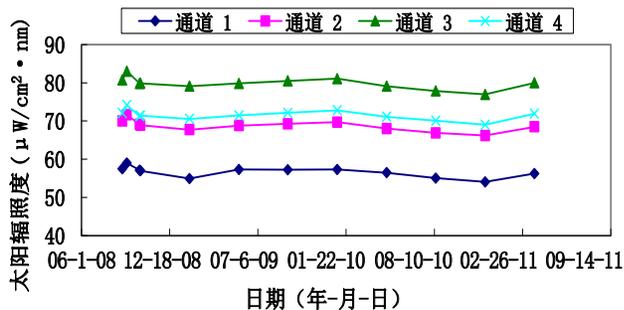


图14 2008年7月—2011年2月通过参考版观测到的太阳辐照度随时间的变化(参考版工作状态比较稳定,通道1和通道4在2008年3月27日—2011年3月25日这34个月中的衰减率都小于2%)

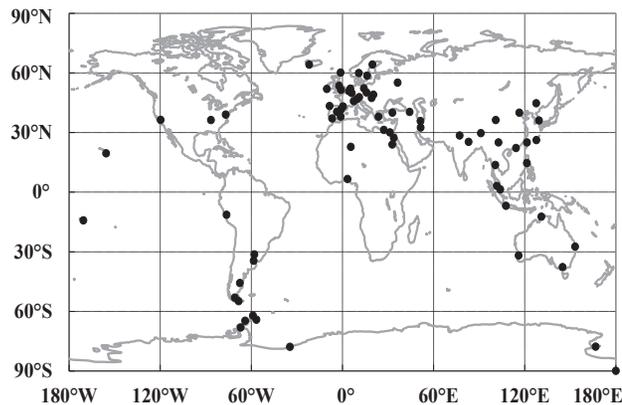


图15 地面观测站的空间分布情况

程。图11是TOU反演的北极臭氧总量与50hPa等压面温度等值线的合成,实线代表的是北极上空50hPa的温度,2011年春季北极的臭氧损耗相当严重^[19]。

自从卫星发射后,通过盖板观测到的太阳辐照度降低了50%。工作板和参考板也有类似的衰减现象,但是由于辐照度的测量主要受其他仪器表面上的杂散光影响,使得衰减率难以准确的估计,漫反射板的角速度相应函数存在一定的不确定性是引起太阳辐照度变化的另一个原因(见图12~14)。初步估算表明工作板和参考板的衰减率小于5%。由于一些太阳辐照度的测量存在饱和现象,没有给出通道5和6的太阳辐照度的变化情况。

利用地面观测数据和OMI的TOMS V8逐日产品对TOU臭氧总量产品进行了真实性检验^[11]。将全球地面74个站点的2008年7月—2009年8月一年的数据与TOU和OMI数据进行对比。地面观测站数据来自世界臭氧和紫外辐射数据中心^[20]。图15给出了地面观测站的空间分布情况。地面观测数据由Dobson和Brewer仪器测得。

图16给出了由TOU, OMI和地基观测站观测的逐日臭氧总量的平均偏差和均方根误差随纬度的变化。TOU与OMI的臭氧日总量的平均偏差约为-0.18%,而

TOU与地面观测站相比,其平均偏差约为-0.38%,OMI与地面观测站的臭氧日总量平均偏差则为-0.59%。在大多数纬度上,由两种卫星仪器观测的逐日臭氧总量的偏差要比由卫星和地面观测站所得的逐日臭氧总量的偏差要小。两种卫星探测仪所得的臭氧数据与地面观测站相比,TOU的平均偏差要比OMI的平均偏差要小。均方根误差随纬度的变化与平均偏差的变化情况类似,只是TOU与地面观测站之间的均方根误差要大于OMI与地面观测站之间的均方根误差。TOU与OMI, TOU与地基观测以及OMI与地基观测的逐日臭氧日总量的均方根误差分别是3.1%, 4.3%和3.6%。TOU, OMI和地基观测站的臭氧总量观测结果在所有的纬度上除少许例外基本一致。

同样,也比较了TOU,全球臭氧监测试验-2(GOME-2)和SBUV/2的日平均和月平均的臭氧总量。图17给出了2010年1月—2011年2月由TOU、GOME-2和SBUV-2所监测到的赤道太平洋区域(20°S—20°N, 100°W—180°W)日平均臭氧总量的时间变化序列。这3种产品的结果相当的一致,但是TOU的臭氧总量要比GOME-2和SBUV/2高3%左右。图18给出了2010年3月和9月,由TOU、GOME-2和

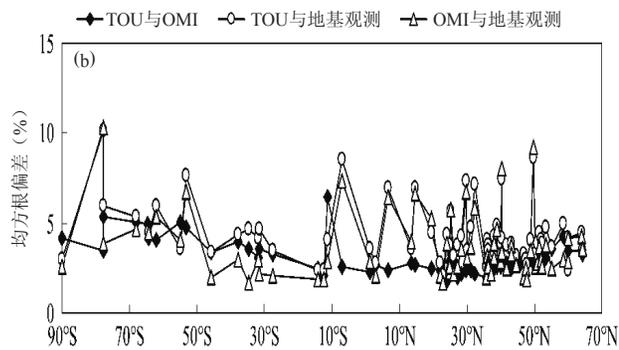
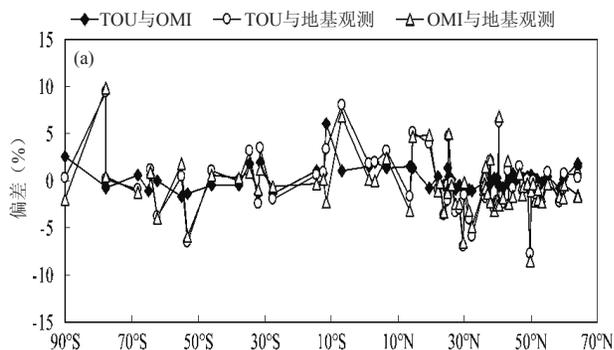


图16 TOU, OMI和地基观测站之间的逐日臭氧总量的平均偏差和均方根偏差随纬度的变化

(a) 平均偏差; (b) 均方根偏差

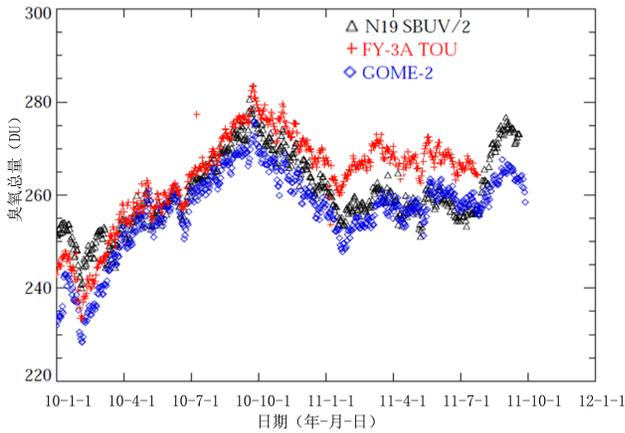


图17 2010年1月—2011年2月由TOU、GOME-2和SBUV-2所监测到的赤道太平洋区域日平均臭氧总量的时间变化序列

SBUV/2所观测到的纬向月平均（每10°纬度带）臭氧总量随纬度的变化，所有仪器的结果随纬度的变化都相当的一致。图19给出了2010年9月TOU、GOME-2和SBUV/2三者纬向月平均臭氧总量的比较，所得的结果随纬度的变化也相当的一致。

5 结论

对TOU进行交叉定标的研究表明，由发射前定标系数计算的辐亮度与用辐射传输模式模拟的辐亮度不一致，这可能是由于不同辐亮度增益范围内的发射前响应函数的差异造成的。TOU和SBUV/2第5、第6通道上的太阳辐照度的不同也是同一因素造成的。交叉定标和反演的结果都表明系统偏差与扫描角有很强的依赖关系。本文发展了一种交叉定标模式，利用交叉定标后的辐亮度反演全球臭氧总量与其他臭氧产品有相当高的一致性。

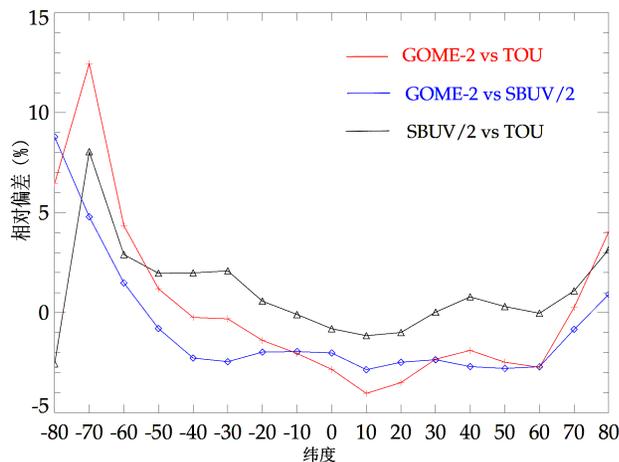


图19 2010年9月TOU，GOME-2和SBUV/2三者纬向月平均臭氧总量比较

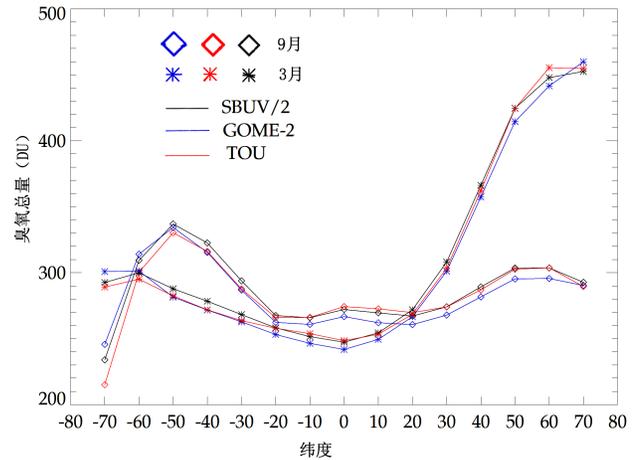


图18 2010年3月和9月，由TOU、GOME-2和SBUV/2所观测到的纬向月平均（每10°纬度带）臭氧总量随纬度的变化

附录

最初的研究表明TOU辐亮度在高端和低端的特征有很大的差异，长波通道的辐亮度偏高并且在有云情况下，长波通道更容易饱和。附录给出了一种利用光谱通道内的一致性分析方法对通道3、4和5较大辐亮度值进行校正。

通道3、4和5（波长分布为318nm，323nm和331nm）测得的辐亮度值对像元的反射率和臭氧总量比较敏感，并且通道之间存在很强的内在关联。某个通道（比如323nm）的辐亮度可以用另外两个通道的辐亮度通过简单的拟合方程来表示。例如对于GOME-2的探测数据，方程A₁在很大的辐亮度动态范围内给出很好拟合效果：

$$\log I_{323} \sim C_4 + C_5 \log I_{318} + C_6 \log I_{331} \quad (A_1)$$

利用TOU低端辐亮度进行多元线性回归来估计 c_4 、 c_5 和 c_6 。回归过程使用了两条轨道的观测值，当 I_{331} 取值为[1, 6] $\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$ 之间时有很好的拟合效果。实测值与估计值的残差用下式表示：

$$D = I_{323} - C_4 + C_5 I_{318}^{C_5} I_{331}^{C_6} \quad (C_4 = 0.817, C_5 = 0.5288, C_6 = 0.4705) \quad (A_2)$$

图20给出了 I_{331} 所有测量值与残差之间的关系。可用看出至少存在3种情形：在第一种情形中，辐亮度取值为0~6时，观测值与估计值之差接近于0；在第二种情形中，辐亮度取值为8~20时，差值为负值且逐渐增大；在第三种情形中，辐亮度取值为20~30时，差值又逐渐趋向于向0。

辐亮度取值为8~18时，利用一个线性回归过程估算线性拟合方程的斜率和截距以减小残差D。这回归方程可写为：

$$AI_{331} = I_{331} \quad I_{331} < 6.55 \quad (A_3)$$

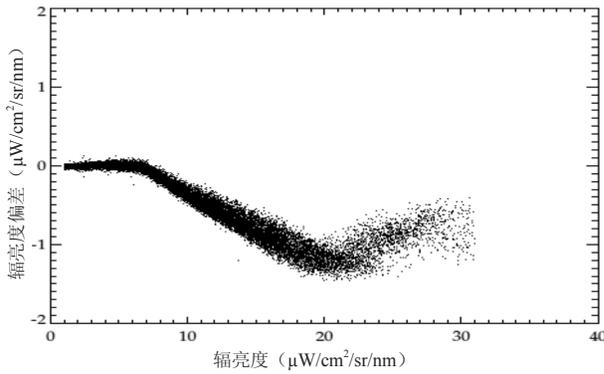


图20 A_2 (I_{318} , I_{323} 和 I_{318} 是原始数据) 中 D随通道5, I_{331} 变化的散点图

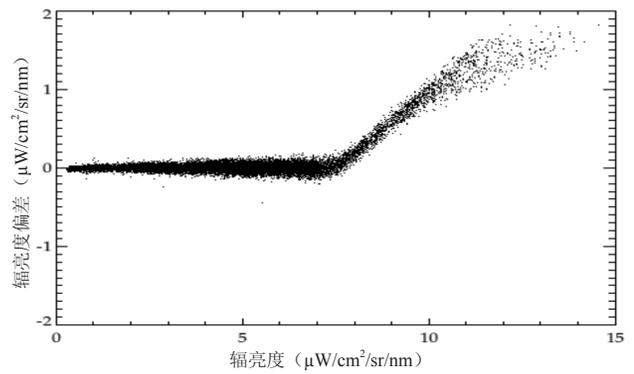


图21 A_2 (I_{318} 和 I_{323} 是原始数据, 而 I_{318} 是校正后数据) 中 D随通道4, I_{323} 变化的散点图

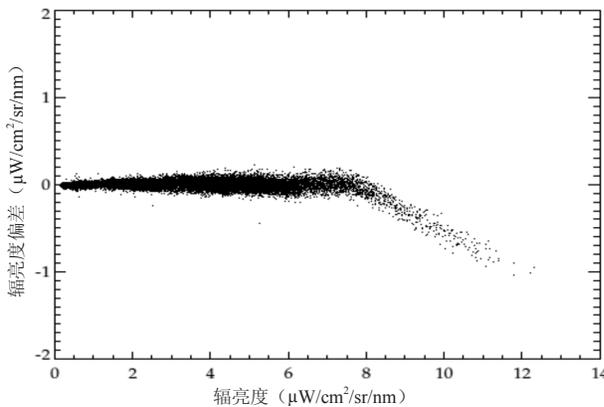


图22 A_2 (I_{318} 是原始数据, 而 I_{323} 和 I_{318} 是校正后数据) 中 D随通道3, I_{318} 变化的散点图

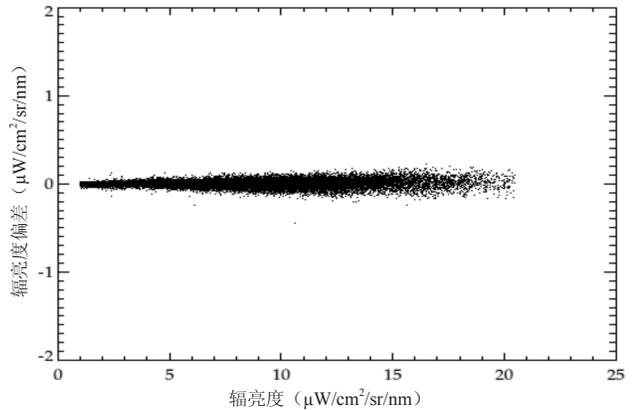


图23 A_2 (I_{318} , I_{323} 和 I_{318} 是校正后数据) 中 D随通道5, 调整后的 I_{331} 变化的散点图

$$AI_{331} = 6.55 + C_7(I_{331} - 6.55) \quad (A_4)$$

$$I_{331} > 6.55, C_7 = 0.569$$

回归范围从8扩展到6.55, 因为在6.55处残差为0。

图21给出了利用通道5调整后的值来重新计算的D值与 I_{323} 的对应关系。 I_{331} 取值为[8, 10]时, 上述为了减小D值的调整关系式为:

$$AI_{323} = I_{323} \quad I_{323} < 7.54 \quad (A_5)$$

$$AI_{323} = 7.2 + C_8(I_{323} - 7.54) \quad (A_6)$$

$$I_{323} > 7.54, C_8 = 0.605$$

回归范围由8改为7.54, 因为此处残差为0。

利用 AI_{331} 和 AI_{323} 重新计算的D与 I_{318} 的关系可见图22。 I_{318} 取值为[8, 12]时, 为降低D值的线性回归方程可写为:

$$AI_{318} = I_{318} \quad I_{318} < 7.76 \quad (A_7)$$

$$AI_{318} = 7.76 + C_9(I_{318} - 7.76) \quad (A_8)$$

$$I_{318} > 7.76, C_9 = 0.592$$

图23给出了利用通道5调整后的辐亮度与最后残差的对应情况, 可以看出在6.6, 7.5, 7.8 $\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$ 处开始进行线性调整, 且通道6, 5和4的线性调整因

子分别为0.57, 0.61和0.59。

参考文献

- [1] Farman J C, Gardiner B G, Shanklin J D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. Nature, 1986, 315(6016): 207-210.
- [2] Newman P A, Gleason J F, McPeters R D, et al. Anomalously low ozone over the Arctic. Geophys Res Lett, 1997, 24(22): 2689-2692.
- [3] Shine K P. Atmospheric ozone and climate change. Ozone: Sci Eng, 2001, 23(6): 429-435.
- [4] Ma X, Smith W L, Woolf H M. Total ozone from NOAA satellites: A physical model for obtaining measurements with high spatial resolution. J Clim Appl Meteorol, 1984, 23: 1309-1314.
- [5] Dave J V, Mateer C L. A preliminary study on the possibility of estimating total atmospheric ozone from satellite measurements. J Atmos Sci, 1967, 24(4): 414-427.
- [6] Heath D F, Krueger A J, Roeder H A, et al. The Solar Backscatter Ultraviolet and Total Ozone Mapping Spectrometer (SBUV/TOMS) for Nimbus 7. Opt Eng, 1975, 14(4): 323-332.
- [7] Wang W, Zhang X, An X, et al. Analysis for retrieval and validation results of FY-3 Total Ozone Unit (TOU). Chin Sci Bull, 2010, 55(26): 3037-3043.
- [8] Wang Y, Wang Y, Wang W, et al. FY-3 satellite ultraviolet total ozone unit. Chin Sci Bull, 2010, 55(1): 84-89.
- [9] McPeters R D, Bhartia P K, Krueger A J, et al. Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide. NASA, 1996. <http://jwocky.gsfc.nasa.gov/dainfo/n7usrguide.pdf>
- [10] Berk A, Bernstein L S, Robertson D C. MODTRAN: A moderate

- resolution model for LOWTRAN 7. Tech Rep, Bedford: Geophys Lab, 1989, GL-TR-89-0122.
- [11] Wang W, Zhang X, Wang Y, et al. Introduction to the FY-3A Total Ozone Unit (FY-3A/TOU): Instrument, performance and results. *Int J Remote Sens*, 2011, 32(17): 4749-4758.
- [12] Janz S E, Hilsenrath E, Butler J, et al. Uncertainties in radiance calibrations of Backscatter Ultraviolet (BUV) instruments as determined from comparisons of BRDF measurements and integrating sphere calibrations. *Metrologia*, 1996, 32(6): 637-641.
- [13] Dave J V. Meaning of successive iteration of the auxiliary equation of radiative transfer. *Astrophys J*, 1964, 140: 1292-1303.
- [14] Herman J R, Celarier E A. Earth surface reflectivity climatology at 340-380 nm from TOMS data. *J Geophys Res*, 1997, 102, D23: 28003-28011.
- [15] Eck T F, Bhartia P K, Hwang P H, et al. Reflectivity of earth's surface and clouds in ultraviolet from satellite observations. *J Geophys Res*, 1987, 92, D4: 4287-4296.
- [16] Eguchi N, Yokota T. Investigation of clear-sky occurrence rate estimated from CALIOP and MODIS observations. *Geophys Res Lett*, 2008, 35(23): L23816-1-L23816-5.
- [17] Bhartia P K. OMI Algorithm Theoretical Basis Document. Volume II, OMI Ozone Products. ATBD-OMI-02, version 2.0. Washington: NASA-OMI, 2002. http://www.knmi.nl/omi/documents/data/OMI_ATBD_Volume_2_V2.pdf
- [18] Rossow W B, Walker A W, Beusichel D E, et al. International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Documentation of New Cloud Datasets. WMO/TD. Geneva: WMO, 1996, 737. <http://isccp.giss.nasa.gov/docs/documents.html#newcdata>
- [19] Manney G L, Santee M L, Rex M, et al. Unprecedented Arctic ozone loss in 2011. *Nature*, 2011, 478: 469-275.
- [20] Environment Canada. World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre (WOUDC). Retrieved March 10, 2010. <http://www.woudc.org>