

用卫星资料反演臭氧总含量的初步试验

马霞麟 张凤英

(国家气象局卫星气象中心)

提 要

本文介绍了一个用 TIROS-N/NOAA 卫星携带的高分辨率红外辐射探测器-2 型(简称 HIRS/2)测量的辐射值计算臭氧总含量的物理模式。根据该物理模式我们得到了中国上空的臭氧总含量分布图。文中给出了实时卫星资料反演的臭氧总含量与北京、昆明两站的常规探测臭氧总含量的分析比较。比较结果表明:反演的臭氧总含量精度可优于3%。文中还揭示:臭氧总含量的低值和高值区通常分别与 500hPa 高度场的高压中心和低压中心相对应。

一、引 言

臭氧是平流层内一种重要的大气成份,它强烈地吸收着 0.36 微米以下波段的太阳紫外辐射,9—10 微米的地球长波辐射。此外,在 0.46—0.74 微米的可见光谱段、近红外谱段都有它的吸收带。由于臭氧对太阳紫外光线的强烈吸收,因此,臭氧是平流层内主要热源,根据臭氧的分布,可以了解平流层内的环流^[1]。正因为臭氧总含量分布的变化与许多天气现象有着密切的联系,所以对臭氧总含量的探测越来越引起气象工作者的重视。Prabhakara^[6,7,8] 和 Lovill^[9] 等人曾利用气象卫星遥感技术,反演大气里的臭氧总含量,他们的研究表明:臭氧总含量沿着经向的梯度与对流层顶风速存在很好的相关性^[5,7]。最近 Shapiro 等人^[10]指出:根据卫星遥感探测的臭氧总含量的变化,可预测高空急流的强度和它的位置。

本文提出了一个反演大气臭氧总含量的物理方法,利用 TIROS-N/NOAA 系列气象卫星携带的泰勒斯业务垂直探测器(TIROS Operational Vertical Sounder,以下简称 TOVS)^[2]中的高分辨率红外辐射探测器-2 型所获得的 9.6 微米臭氧通道辐射测值,反演大气中臭氧总含量。在反演以前,我们已对 TOVS 探测资料作了预处理,同时,云对红外探测资料的“污染”,已按 Smith 计算晴空辐射方法^[12],作了相应的晴空辐射订正。

二、数学方法

假定大气处于局地热力平衡状态下,且不考虑大气散射影响,则辐射传递方程可以表

1985年2月9日收到,6月1日收到修改稿。

- 1) TOVS 由三种仪器组成,它们是:高分辨率红外辐射探测器-2 型(High Resolution Infrared Radiation Sounder 2, 以下简称 HIRS/2)、微波探测器(Microwave Sounding Unit, 以下简称 MSU)和平流层探测器(Stratospheric Sounding Unit)

达为:

$$R(\nu, \theta) = B(\nu, T_s) \cdot \tau(\nu, \theta, P_s) - \int_0^{P_s} B(\nu, T) \left(\frac{\partial \tau(\nu, \theta, P)}{\partial P} \right) dP \quad (1)$$

式中 $R(\nu, \theta)$ 是天底角为 θ , 通道波数为 ν 时卫星仪器探测的辐射量, $B(\nu, T)$ 是温度为 T , 通道波数为 ν 的普朗克 (Planck) 函数, $\tau(\nu, \theta, P)$ 表示沿着天底角 θ , 从大气压力层 P 到大气顶的透过率, 下标 s 表示地面或云顶的值。利用 HIRS/2 在 9.6 微米通道的辐射测值, 由方程 (1) 可以反演大气中臭氧总含量的分布。

在方程 (1) 里, 辐射测值 $R(\nu, \theta)$ 通过透过率 $\tau(\nu, \theta, P)$ 与大气中臭氧含量相联系, 因此 $R(\nu, \theta)$ 的变化间接反映了大气中臭氧含量的变化。为了计算大气中臭氧总含量, 必须对方程 (1) 作必要的变换。

根据 Planck 函数关于温度的 Taylor 展开, 再利用积分分部法则, 方程 (1) 可化为:

$$T_B(\nu, \theta) - T_B^*(\nu, \theta) = \int_0^{P_s} [\tau(\nu, \theta, P) - \tau^*(\nu, \theta, P)] Q(\nu, \theta, P) \frac{dP}{P}$$

其中 $T_B(\nu, \theta)$ 是 HIRS/2 测量的亮度温度 (以下简称亮温值), $T_B^*(\nu, \theta)$ 是根据第 n 次估计的臭氧廓线计算的亮温值, 而相对应的透过率为 $\tau^*(\nu, \theta, P)$, 且有:

$$Q(\nu, \theta, P) = \frac{\partial B(\nu, \theta, T)/\partial T}{\partial B(\nu, \theta, T_s)/\partial T} \left(\frac{\partial T}{\partial \ln P} \right)$$

引用 Smith^[13,14] 关于水汽反演的数学推导, 我们可以建立 HIRS/2 9.6 微米通道探测的亮温值和臭氧含量 $u(P)$ 之间关系式:

$$T_B(\nu, \theta) - T_B^*(\nu, \theta) = \int_0^{P_s} \ln \frac{u(P)}{u^*(P)} W^n(\nu, \theta, P) \frac{dP}{P} \quad (2)$$

其中

$$W^n(\nu, \theta, P) = \left(\frac{\partial B(\nu, \theta, T)/\partial T}{\partial B(\nu, \theta, T_s)/\partial T} \right) \left(\frac{\partial T}{\partial \ln P} \right) \left(\frac{\partial \tau(\nu, \theta, P)}{\partial \ln u^n(P)} \right)$$

上标 n 表示第 n 次估计值。对于大气中每一气压层 P_j (0.1, 0.2, 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 7.0, 10.0, 15.0, 20.0, 25.0, 30.0, 50.0, 60.0, 70.0, 85.0, 100.0, 115.0, 135.0, 150.0, 200.0, 250.0, 300.0, 350.0, 400.0, 430.0, 475.0, 500.0, 570.0, 620.0, 670.0, 700.0, 780.0, 850.0, 920.0, 950.0 和 1000.0 hPa), 其臭氧含量 $u(P_j)$ 由下式确定:

$$u^{n+1}(P_j) = u^n(P_j) \cdot r^n(\nu) \quad (j = 1, 2, \dots, 40) \quad (3)$$

由 (2) 式我们可以假定: 大气中实际的臭氧廓线与它的第 n 次估计值成比例, 其比例因子为:

$$r^n(\nu) = \frac{u(P)}{u^n(P)} = \exp \left\{ \frac{T_B(\nu) - T_B^*(\nu)}{\int_0^{P_s} W^n(\nu, P) \frac{dP}{P}} \right\} \quad (4)$$

对上式进行多次迭代, 直到 $r^n(\nu) \approx 1.0$, 即 $u(P) \approx u^n(P)$ 为止。也就是说, 当臭氧通道测量的亮温值和计算的亮温值之差接近仪器噪声水平时 (大约 0.2°C), 迭代过程就自动终止。而大气中臭氧总含量的计算可通过对臭氧廓线 $u(P)$ 直接积分而得。

三、臭氧初始迭代廓线的确定

为了对 (3) 式和 (4) 式进行迭代, 我们必须知道臭氧的初始迭代廓线(以下简称初始廓线)。而这样的初始廓线是根据下列物理事实通过回归方程建立的。由于臭氧是平流层内主要热源, 因此在平流层内, 相对偏暖区域对应于臭氧含量的高值; 相对偏冷区域对应于臭氧含量的低值。而 HIRS/2 二氧化碳通道 1—4 (见表 1) 权重函数的峰值区介于

表 1 TOVS 探测通道的特性

HIRS/2 通道数	通道中心波数	中心波长 (μm)	主要吸收成份	最大能量贡献层
1	668	15.00	CO_2	30hPa
2	679	14.70	CO_2	60hPa
3	691	14.50	CO_2	100hPa
4	704	14.20	CO_2	400hPa
5	716	14.00	CO_2	600hPa
6	732	13.70	$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$	800hPa
7	748	13.40	$\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$	900hPa
8	898	11.10	窗区	地表
9	1028	9.70	O_3	25hPa
10	1217	8.30	H_2O	900hPa
11	1364	7.30	H_2O	700hPa
12	1484	6.70	H_2O	500hPa
13	2190	4.57	N_2O	1000hPa
14	2213	4.52	N_2O	950hPa
15	2240	4.46	$\text{CO}_2/\text{N}_2\text{O}$	700hPa
16	2276	4.40	$\text{CO}_2/\text{N}_2\text{O}$	400hPa
17	2361	4.24	CO_2	5hPa
18	2512	4.00	窗区	地表
19	2671	3.70	窗区	地表
20	14367	0.70	窗区	云
MSU 通道数	频 率 (GHZ)	主要吸收成份	最大能量贡献的气压层	
1	50.31	窗区	地表	
2	53.73	O_2	700hPa	
3	54.96	O_2	300hPa	
4	57.95	O_2	90hPa	

30 hPa 至 400 hPa 之间, 它们探测的亮温值变化正反映了对流层上部与平流层内的热力结构, 由此可见 HIRS/2 二氧化碳通道 1—4 的亮温值与臭氧含量之间应该存在相当好的相关性。这样, 在建立了亮温值与各层等压面臭氧含量的线性回归方程之后, 根据 HIRS/2 二氧化碳通道 1—4 的亮温值即可求得各层等压面上臭氧含量。为了计算线性回归方程的系数, 我们挑选了北半球全年各季节 452 对时间与空间上相匹配的统计样品¹⁾, 每对

1) 统计样品是由美国威斯康辛大学空间科学工程中心 Woolf 先生提供的。

统计样品包括一条常规探测的臭氧廓线与一条大气温度廓线。利用大气辐射传递方程(1)和第五节里介绍的计算臭氧通道透过率方法,计算出相应的 HIRS/2 二氧化碳 1—4 通道亮温值。在臭氧通道透过率计算中,需要用到湿度廓线资料,我们采用了美国标准大气水汽混合比廓线。考虑到臭氧总含量的分布在北纬 30° 附近有明显的跃迁现象^[7],我们以 30° 为界,把匹配的统计样品分成二类,分别在中纬度与低纬度地区计算出不同的回归方程系数。此外,必须指出:由于常规探测的局限性,很难获得 10 hPa 以上的实测资料。弥补的办法是,根据它们在 10 hPa 的测值以及美国标准大气臭氧及温度的垂直变化率,使用线性外推法,计算出 10 hPa 至 0.1 hPa 之间各层等压面上臭氧和温度的估计值。

四、对臭氧初始廓线的调整

对常规探测的臭氧廓线资料研究表明:不管在什么纬度带,臭氧含量在平流层内总

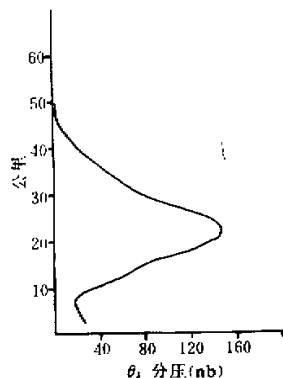


图 1 北半球中纬度地区臭氧垂直分布图
臭氧总含量=345 Dobson

存在极大值。在低纬度地区,这极大值的高度大约在 26 公里附近,随着纬度的升高,极大值位置的高度逐渐降低。图 1 给出了美国标准大气^[16]臭氧的垂直分布结构,从图上可以看出:50 公里(1.0 hPa)以上臭氧含量极其稀少,近地面层臭氧的含量也不多。大部分臭氧含量集中在平流层内。

当使用线性回归法,根据 HIRS/2 1—4 通道的亮温值计算出臭氧初始廓线之后,我们发现:该初始廓线臭氧含量极大值的位置合适与否对迭代后臭氧总含量反演精度影响很大。事实上,在反演过程中,我们仅仅利用了臭氧 9.6 微米一个通道的辐射测值,迭代过程并不能改变臭氧廓线的极大值位置(以下简称位置)。也就是说,在我们的

物理模式中,隐含了这样一个假定:实际大气中臭氧廓线的位置与初始廓线的位置是一致的。如果初始廓线的位置低于或高于实际大气里的情况,在臭氧总含量的反演过程中,将导致较大的误差。因此,为了使臭氧初始廓线的位置尽可能接近于实际大气的情况,有必要在臭氧初始廓线建立之后,对它向上或向下移动 δN 大气压力层,其中 δN 由下列线性回归方程确定:

$$\delta N = 0.5 + 1.4(T_g^{oi} - T_g^{ob}) \quad \text{低纬度地区 } (0^\circ \leq \text{Lat.} \leq 30^\circ) \quad (5)$$

$$\delta N = -0.2 + 1.8(T_g^{oi} - T_g^{ob}) \quad \text{中纬度地区 } (30^\circ < \text{Lat.} \leq 60^\circ) \quad (6)$$

上式里, T_g^{oi} 是根据臭氧初始廓线计算的亮温值,计算亮温值时用到的大气温度廓线是利用温度反演的结果,湿度廓线仍采用美国标准大气的水汽混合比廓线。 T_g^{ob} 是 HIRS/2 9.6 微米通道探测的亮温值。方程(5)和(6)里的回归系数是根据北半球全年内 382

对时间与空间相匹配的统计样品¹⁾计算得到的。这组统计样品独立于本文第三节中使用的样品。由回归方程 (5) 和 (6) 可以确定不同纬度带内臭氧初始廓线向上或向下移动的调整因子 δN , 对它进行调整之后, 可以大大改进臭氧总含量反演的精度。

五、臭氧通道的透过率计算

透过率计算的精度对于臭氧总含量的反演精度起决定性作用, 在透过率计算中的微小误差都会引起很大的反演误差。在我们的物理模式透过率计算中, 引用了 Gruenzel^[2]的工作和 Selby 等人^[10]的资料。

臭氧等效总含量可表示为:

$$\bar{\tau}(P) = \sec\theta \int_0^P q^* \left(\frac{P'}{P_0}\right)^{2/5} \left(\frac{T_0}{T}\right)^{1/5} dP'$$

其中 q^* 为臭氧的混合比, P' 和 T 分别为大气的压力和温度, P_0 和 T_0 为标准气压和温度, θ 为卫星仪器 HIRS/2 探测的天底角。

令 q^* 为透过率的尺度因子, 它可由下式计算得到:

表 2 HIRS/2 臭氧通道透过率 τ 与它的尺度因子 q^* 对照表^[10]

τ	q^*	τ	q^*	τ	q^*
0.999	-1.6778	0.740	0.9731	0.300	1.8325
0.998	-1.3980	0.720	1.0253	0.280	1.8865
0.996	-1.1192	0.700	1.0719	0.260	1.9395
0.994	-0.9508	0.680	1.1173	0.240	2.0000
0.992	-0.8239	0.660	1.1614	0.220	2.0607
0.990	-0.7258	0.640	1.2095	0.200	2.1206
0.980	-0.4318	0.620	1.2480	0.180	2.1903
0.970	-0.2366	0.600	1.2900	0.160	2.2552
0.960	-0.1074	0.580	1.3263	0.140	2.3385
0.950	-0.0000	0.560	1.3617	0.120	2.4313
0.940	0.0909	0.540	1.3979	0.100	2.5185
0.930	0.1761	0.520	1.4393	0.080	2.6435
0.920	0.2304	0.500	1.4698	0.060	2.7853
0.910	0.3010	0.480	1.4983	0.040	2.9777
0.900	0.3522	0.460	1.5314	0.030	3.1072
0.880	0.4624	0.440	1.5682	0.020	3.2553
0.860	0.5563	0.420	1.6021	0.015	3.3617
0.840	0.6435	0.400	1.6335	0.010	3.4771
0.820	0.7243	0.380	1.6721	0.008	3.5563
0.800	0.7924	0.360	1.7076	0.006	3.6233
0.780	0.8573	0.340	1.7482	0.004	3.7076
0.760	0.9191	0.320	1.7924	0.002	3.8325
				0.001	3.9345

1) 统计样品是由 Woolf 先生提供的。

$$q^* = 2.41 + \log_{10}(\bar{r}) \quad (7)$$

表 2 列出了臭氧 9.6 微米通道的透过率与其尺度因子的对应关系。利用 (7) 式计算的结果, 查找表 2 内相应的透过率值, 这就是所要求的臭氧通道透过率。

考虑到臭氧在 9.6 微米带附近同时受到水汽谱线吸收和水汽连续吸收的影响, 因此臭氧在 9.6 微米通道的实际透过率应该是:

$$\tau(\theta, P) = \tau_o(\theta, P) \cdot \tau_{w1}(\theta, P) \cdot \tau_{wc}(\theta, P)$$

其中 $\tau_o(\theta, P)$ 是按这节里介绍的方法计算的臭氧通道透过率, $\tau_{w1}(\theta, P)$ 为水汽谱线吸收的透过率, $\tau_{wc}(\theta, P)$ 为水汽连续吸收的透过率。关于 $\tau_{w1}(\theta, P)$ 和 $\tau_{wc}(\theta, P)$ 的计算, 我们采用了 Weinreb 等人^[5]的方法。

六、结果与讨论

我们是在威斯康辛 (Wisconsin) 大学提供的反演软件包基础上进行臭氧总含量计算

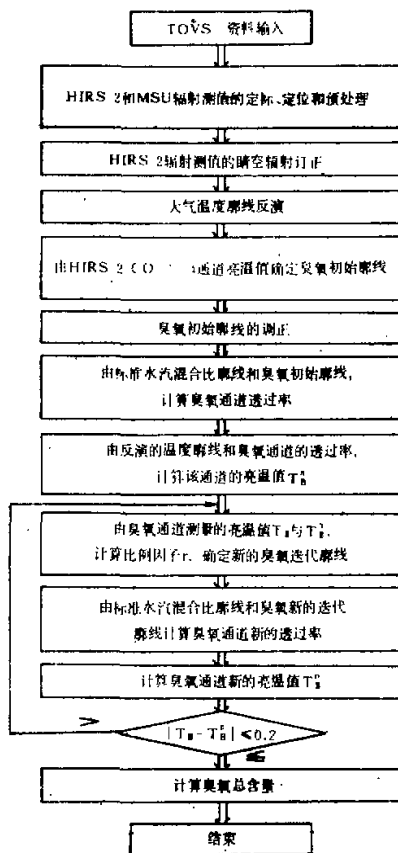


图 2 计算臭氧总含量流程图

的。这个软件包具有这样的功能: 对 HIRS/2 和 MSU 辐射测值进行定标, 定位和预处理; 对 HIRS/2 辐射测值中云的“污染”进行了订正。在订正时, 采用了 3×3 HIRS/2 扫描视场¹⁾构成的陈列, 产生空间分辨率为 75 公里的晴空探测辐射值; 再使用统计回归法或物理迭代方法反演大气温度和水汽廓线。利用这个软件包的功能和 HIRS/2 二氧化碳通道 1—4(表 1)的亮温值, 按三、四、五节里介绍的方法, 分别确定臭氧总含量反演的初始廓线和臭氧 9.6 微米通道的实际透射率。这样, 根据 HIRS/2 臭氧通道探测的亮温值, 我们就可以进行迭代, 最后得到空间分辨率大约为 75 公里臭氧总含量的分布。使用卫星探测资料 and 我们的物理迭代方法计算臭氧总含量的简单流程见图 2。图 3 和图 4 是根据北京高分辨率图象传输 (High Resolution Picture Transmission) 接收站接收的 TOVS 资料通过我们的物理模式计算结果而绘制的, 它们表明了臭氧总含量在我国上空的分布。资料接收的日期和时间 (格陵威治时间) 分别为 1984 年 2 月 15 日 7 时 32 分和 18 日 20 时 59 分。图上等值线单位是 Dobson ($1000 \text{ Dobson} = 1$ 标准厘米数)。为了验证我们的计

表 3 臭氧总含量探测比较表

地 点	时 间	臭氧总含量(单位: Dobson)	
		卫星探测	常规探测
北京	2 月 13 日	404	406
	2 月 15 日	375	379
昆明	2 月 18 日	278	262
	2 月 19 日	268	260

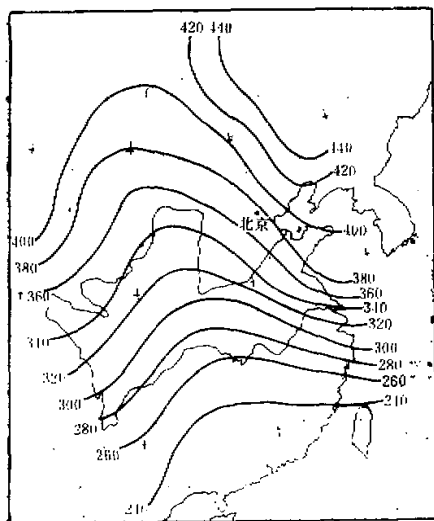


图 3 1984 年 2 月 15 日 7:32 GMT 臭氧总含量分布图

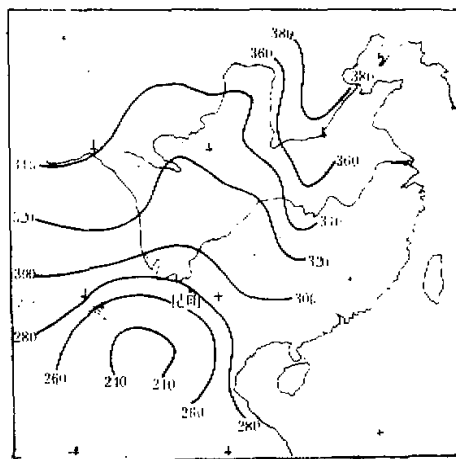


图 4 1984 年 2 月 18 日 20:59 GMT 臭氧总含量分布图

1) HIRS/2 视场的空间分辨率约为 25 公里。

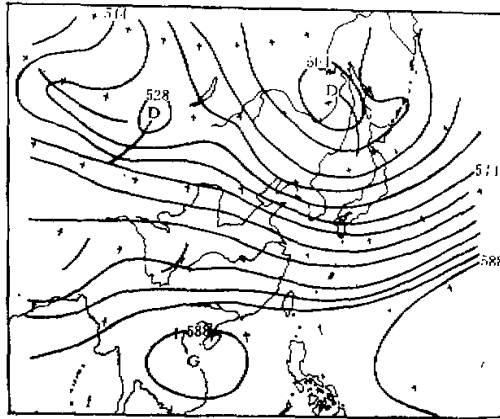


图5 1984年2月15日00 GMT 500hPa 高度场

算结果,必须把反演的臭氧总含量与时间和空间上匹配的常规臭氧总含量探测资料进行比较。过去,我们曾对此模式进行数值模拟试验,并把反演结果与 TOMS (Total Ozone Mapping Spectrophotometer) 资料作过比较,得到了较好的结果^[2]。在我国只有北京(香河)和昆明二个常规臭氧观测站,利用这二个站的常规探测资料与卫星探测的臭氧总含量作一比较,表3列出了它们的比较结果(二月十三日和十九日卫星反演的臭氧总含量分布图没有给出)。由该表可以看出,我们的物理模式反演的臭氧总含量比较接近于常规探测的结果,其绝对平均误差小于3%。当然,由于缺乏足够数量的臭氧总含量常规观测站,这样的验证还是很不够的。此外,图3和图4还表明:大气中臭氧总含量随着纬度的降低而明显减少,并且有剧烈的日变化。图5给出了二月十五日00时500hPa的高度场,比较图3和图5不难发现,500hPa高度场的脊区和槽区分别与臭氧总含量的低值区和高值区相配合,并且500hPa高度场的高压中心和低压中心与臭氧总含量等值线分布图上的低值中心和高值中心又相当吻合,这一现象与 Reiter 等人^[3]的结论是一致的。关于臭氧总含量分布的变化与若干天气现象之间的关系值得我们进一步去探讨。

致谢:赵延亮同志提供了臭氧常规探测资料,在此表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- [1] Dütsch, H. U., 1981, Ozone research-past-present-future, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 62, p. 213—217.
- [2] Gruenzel, Ronald R., 1978, Mathematical expression for molecular absorption in Lowtran 38. *Appl. Opt.*, 17, p. 2591—2593.
- [3] Lovill, J. E., 1972, Characteristics of the general circulation of the atmosphere and the global distribution of total ozone as determined by the Nimbus-3 satellite infrared interferometer spectrometer, *Atmos. Sci. Pap. No. 180*, Dept. Atmos. Sci., Colorado State University, Fort Collins, Xii+72pp.
- [4] Lovill, J. E., J. S. Ellis, F. M. Luther, T. J. Sullivan and R. L. Weichel, 1982, Defense Meteorological Satellite measurements of total ozone, *Geophys. Res. Lett.*, 9, p. 105—108.
- [5] Ma, Xia-Lin, W. L. Smith and H. M. Woolf, 1984, Total ozone from NOAA satellites—a physical model for obtaining measurements with high spatial resolution, *J. Cli. and Appl. Meteor.*, 23, p. 1309—1314.

- [6] Prabhakara, C., B. J. Conrath, and R. A. Hanel, 1970, Remote sensing of atmospheric ozone using the $9.6\mu\text{m}$ band, *J. Atmos. Sci.*, **26**, p. 689—697.
- [7] Prabhakara, C., E. B. Rodgers and V. V. Salomonson, 1973, Remote sensing of the global distribution of total ozone and the inferred upper-tropospheric circulation from Nimbus IRIS experiments, *Pure Appl. Geophys.*, **106—108**, p. 1226—1237.
- [8] Prabhakara, C., E. B. Rodgers, B. J. Conrath, R. A. Hanel and V. G. Kunde, 1976, The Nimbus-4 infrared spectroscopy experiment 3. Observations of the lower stratosphere thermal structure and total ozone, *J. Geophys. Res.*, **81**, p. 6391—6399.
- [9] Reiter, E. R., and Deng-Yi Gao, 1982, Heating of the Tibet plateau and movements of the South Asian high during spring, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, p. 1694—1711.
- [10] Selby, J. E. A., F. X. Kneizys, J. H. Chetwynd, Jr. and R. A. McClatchey, 1978, Atmospheric transmittance/radiance: Computer Code LOWTRAN 4. AFGL-TR-78-0053, *Environ. Res. Pap.* No. 626.
- [11] Shapiro, M. A., A. J. Krueger and P. J. Kennedy, 1982, Nowcasting the position and intensity of jet streams using a satellite-borne total ozone mapping spectrometer. Nowcasting, K. A. Browning, Ed., Academic Press, p. 137—145.
- [12] Smith, W. L., 1968, An improved method for calculating tropospheric temperature and moisture from satellite radiation measurements, *Mon. Wea. Rev.*, **96**, p. 387—396.
- [13] Smith, W. L., 1970, Iterative solution of the radiative transfer equation for temperature and absorbing gas profiles of an atmosphere, *Appl. Opt.*, **9**, p. 1993—1999.
- [14] Smith, W. L., 1983, The retrieval of atmospheric profiles from VAS geostationary radiance observations, *J. Atmos. Sci.*, **40**, p. 2025—2035.
- [15] Weinreb, M. P., H. E. Fleming, L. M. McMillin and A. C. Neuendorffer, 1981, Transmittances for the TIROS Operational Vertical Sounder. NOAA Tech. Rep. NESS 85, U. S. Dept. Commerce, Washington, D. C.
- [16] U. S. Standard Atmosphere, 1976.

A ELEMENTARY TEST FOR RETRIEVING TOTAL OZONE AMOUNT FROM TOVS RADIANCE MEASUREMENTS

Ma Xialin Zhang Fengying

(Satellite Meteorology Center, State Meteorological Administration)

Abstract

A physical model is presented for calculating the total ozone amount from HIRS/2 radiance measurements from TIROS-N/NOAA satellites. The total ozone amount distribution charts are obtained from the calculations of this physical model over China. Comparisons are made of the real time physical ozone retrievals with the conventional sounding total ozone data at Beijing and Kunming, and show that the total ozone amount can be retrieved with an accuracy better than 3%. Also, this paper reveals that high (or low) values of total ozone amount usually correspond to the low (or high) at 500 hPa height field.