0254-6124/2017/37(5)-564–10 *Chin. J. Space Sci.* 空间科学学报

ZHENG Xiangdong, TIAN Hongmin, LIU Mengqi. Residual ozone and ozonesonde correction factor over different sites of China (in Chinese). *Chin. J. Space Sci.*, 2017, **37**(5): 564-573. DOI:10.11728/cjss2017.05.564

中国不同地区剩余臭氧及臭氧探空订正因子 *

郑向东[1] 田宏民[1,2] 刘梦琪[1]

1(中国气象科学研究院 北京 100081)

2(成都信息工程大学电子工程学院 成都 610225)

摘 要 根据中国不同地点臭氧探空数据, 研究气球炸点臭氧浓度定值 (CMR) 法、卫星 (SBUV 和 MLS) 纬向平均法确定的剩余臭氧 $\Omega_{\rm res}$ 及其对订正因子 $C_{\rm ref}$ 的影响, 同时检验臭氧垂直分布对 $C_{\rm ref}$ 的贡献. 结果显示: CMR 法对气球炸点高度依赖性明显, 且易高估 $\Omega_{\rm res}$ 使 $C_{\rm ref}$ 整体低于 100%; 卫星纬向平均 $\Omega_{\rm res}$ 对气球炸点高度不敏感, 但在中国东部的臭氧总量高值区或青藏高原及低纬度臭氧低值地区, $\Omega_{\rm res}$ 呈现近 10 DU 以上低值, 这是经向臭氧总量及其垂直分布差异在卫星遥感数据上的反映. 地面到 100 hPa 的对流层臭氧 ($\Omega_{\rm tro}$), 100∼10 hPa 的平流层臭氧 ($\Omega_{\rm str}$) 以及 10 hPa 以上的 $\Omega_{\rm res}$ 对 $C_{\rm ref}$ 贡献平均分别为 (16±3.4)%, (65±2.3)%, (19±3.3)%. 表明基于 $C_{\rm ref}$ 评估或订正探空仪平流层臭氧测值时, 需考虑对流层臭氧及确定 $\Omega_{\rm res}$ 方法的影响. 卫星纬向平均法, 特别是近似实测的 SBUV 臭氧廓线的值适用于确定 $\Omega_{\rm res}$.

关键词 臭氧探空, 剩余臭氧, 订正因子, CMR 法, 卫星纬向平均

中图分类号 P 352

Residual Ozone and Ozonesonde Correction Factor over Different Sites of China

ZHENG Xiangdong[1] TIAN Hongmin[1,2] LIU Mengqi[1]

1(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing* 100081)

2(*College of Electronic Engineering, Chengdu University of Information Technology, Chengdu* 610225)

Abstract Residual ozone $\Omega_{\rm res}$ is the integrated column ozone from the balloon bursting altitude, which is generally from 30∼5 hPa, to the top of atmosphere. The ozonesonde correction factor $C_{\rm ref}$ is the ratio of total column ozone Ω, which is precisely observed by ground or spacebased spectrophotometer, to the summery of $\Omega_{\rm ecc}$ and $\Omega_{\rm res}$. $\Omega_{\rm ecc}$ is the integrated ozonesonde data from ground to the balloon bursting altitude. $C_{\rm ref}$ is applied to assess and correct the stratospheric ozonesonde data with the well qualified Ω. Based on the sporadic Electrochemical Concentration Cell (ECC) ozonesonde data observed at different sites of China, $\Omega_{\rm res}$ deduced by the Constant Mixing Ratio (CMR) and satellite zonal mean (including SBUV and MLS tables) are presented, and the impact of $\Omega_{\rm res}$ on $C_{\rm ref}$

* 公益性气象行业专项项目资助 (GYHY201106041)

2016-09-21 收到原稿, 2017-05-24 收到修定稿

E-mail: zhengxd@camscma.cn

is investigated. The contributions of ozone vertical distribution to $C_{\rm ref}$ are also analyzed, and appropriate method to quantify $\Omega_{\rm res}$ is proposed through the $C_{\rm ref}$ comparisons. $\Omega_{\rm res}$ deduced by CMR method is sensitive to the balloon-bursting altitude, and is frequently overestimated. As a result, $C_{\rm ref}$ is generally less than 100%. $\Omega_{\rm res}$ deduced by the satellite zonal mean method is not sensitive to the balloon-bursting altitude. However, $C_{\rm ref}$ is lower than about -10 DU in two regions. One region is in east of China, such as Longfengshan in Heilongjiang province and Beijing, which is high total column ozone; the other region is Tibetan plateau and other low latitude districts including Hong Kong, which is low column ozone. The satellite zonally underestimated $\Omega_{\rm res}$ reflects the longitude dependence of real atmospheric ozone over China. The tropospheric column ozone $\Omega_{\rm tro}$ from the surface to 100 hPa, stratospheric column ozone $\Omega_{\rm str}$ from 100 to 10 hpa and $\Omega_{\rm res}$ to $C_{\rm ref}$ account 16%±3.4%, 65%±2.3%, 19%±3.3%, respectively. Therefore, it is necessary to consider the effects from $\Omega_{\rm tro}$ and $\Omega_{\rm res}$ on the evaluation or correction stratospheric ozone measured by ozonesonde if $C_{\rm ref}$ is used. The satellite zonal mean method is generally recommended, especially the $\Omega_{\rm res}$ obtained when it is very close to the quasi real-time SBUV data. However, as the balloon bursting altitude above 10 hPa, the conventional CMR method is also recommended for the two regions including north of east and north in China (winter and summer)—the high total ozone region, and Hong Kong (summer, autumn and winter), Tibetan plateau (summer) —the low total ozone region. It can weaken a system underestimation of $C_{\rm ref}$ if the satellite deduced $\Omega_{\rm res}$ is used.

Key words Ozonesonde, Residual ozone, Correction factor, Constant Mixing Ratio (CMR) method, Satellite-zonal mean

0 引言

电化学反应池型 (ECC) 臭氧探空仪在高度 Z 上所测臭氧分压 P_3 值为

$$P_3(Z) = 4.307 \times 10^{-4}[I(Z) - I_{\rm bg}]T_{\rm p}(Z)t\,C_{\rm ef}. \quad (1)$$

其中, I 为电化学反应池电流, $T_{\rm p}$ 为空气样品温度, $I_{\rm bg}$ 为电化学反应池背景电流 (地面测值), t 为地面采集 100 mL 空气所用时间, 代表流量. 由于机械加工具有局限性, 探空仪采用的活塞式泵使 t 值在高空 (一般在 100 hPa 以上) 与近地面有差异, 这导致 P_3 测值在低压大气下有显著误差 [1]. 泵效系数 (修正系数) $C_{\rm ef}$ 相对 t 测定. 业务臭氧探空 $C_{\rm ef}$ 采用实验室的经验测值 [2], 其是臭氧探空仪 $P_3(Z)$ 测值的主要误差之一.

地基仪器 Dobson 或 Brewer 光谱仪测量的是从地面到大气顶的大气臭氧总量 Ω. 由于维护和标定系统的完整性, 地基臭氧总量测值准确, 而通过式 (1) 沿高度积分只能得到地面到气球炸点高度之间的臭氧柱浓度值 $\Omega_{\rm ecc}$, 难以与 Ω 进行对比. 因此, 气球炸点到大气上界间的臭氧柱浓度需要确定, 这个待定柱浓度便是剩余臭氧 $\Omega_{\rm res}$. $\Omega_{\rm res} + \Omega_{\rm ecc}$ 与 Ω 可以通过比值 $C_{\rm ref}$ 联系起来, 即

$$C_{\rm ref} = \Omega/(\Omega_{\rm ecc} + \Omega_{\rm res}) \times 100\%. \quad (2)$$

其中, $C_{\rm ref}$ 为探空观测臭氧总量的订正因子 (或归一化因子). 早期对臭氧垂直分布探测技术指导文件指出 $C_{\rm ref}$ 值应在 0.8∼1.2 之间 [3]. 由于探空观测中 $\Omega_{\rm ecc}$ 远大于 $\Omega_{\rm res}$, 其对 $C_{\rm ref}$ 的贡献权重也大于 $\Omega_{\rm res}$ 的贡献权重. 因此, $C_{\rm ref}$ 值用来评估 $\Omega_{\rm ecc}$ 进而评估平流层 P_3 的准确性. 臭氧探空仪测量臭氧分压公式为 [4]

$$P_3(Z) = 4.307\times10^{-4}[I(Z)-I_{\rm bg}]T_{\rm p}(Z)tC_{\rm ef}\,C_{\rm ref}. \quad (3)$$

式 (3) 将探空 P_3 测值与 Ω 统一, 使 P_3 的质量评估有一个准确参考依据 [5]. 引进 $C_{\rm ref}$ 的本质是过滤掉一些在臭氧总量上与地 (星) 基探测结果不一致的臭氧探空数据. 但也有研究认为 $C_{\rm ref}$ 包含 $\Omega_{\rm res}$ 的贡献, 因此式 (3) 对 P_3 值的订正可能扭曲真实的臭氧垂直廓线 [6,7]. 早期对 Brewer-Master 型臭氧探空数据与 MOZAIC 项目中飞机所测臭氧数据比较时也发现了这个问题 [8].

由于未考虑 $\Omega_{\rm res}$, 1966 年 Dütsch[9] 发现积分的臭氧探空柱浓度值比地基测值低 10%~25%[9]. 在未实现卫星遥测平流层臭氧垂直分布的年代, Dobson[10] 建议假设探空仪在 20 hPa 以上任意炸点到 50 km 臭氧浓度与炸点所测的臭氧体积混合比浓度为定常值, 这样通过沿高度积分确定 $\Omega_{\rm res}$ 的臭氧探空数据与地基测值具有可比性. 这种处理方法称为气球炸点定常混合比浓度 (Constant Mixing Ratio, CMR) 法. 但是气球炸点到 50 km 臭氧浓度垂直分布不是定常值. 炸点偏低时臭氧值偏高导致高估 $\Omega_{\rm res}$. 因此, Logan 等 [11] 在分析臭氧探空仪数据的长期趋势时, 建议仅当气球在 16 hPa (约 29 km) 以上爆炸时才使用 CMR 方法.

1997 年 McPeter 等 [12] 根据卫星的后向紫外散射 (SBUV) 遥感臭氧垂直分布的多年气候廓线, 给出了 70°S−70°N (间隔纬度 10° 的月平均) 30 hPa 以上间隔为 1 hPa (1~30 hPa) 的 $\Omega_{\rm res}$ 柱浓度 (简称 SBUV 法). SBUV 法使气球在 30~1 hPa 任意高度爆炸时均可通过简单内插获取 $\Omega_{\rm res}$ 值. 2012 年 McPeter 等 [13] 综合全球臭氧探空数据和垂直分辨率较高的微波临边探测 (MLS) 卫星多年测值, 给出了从地面到 65 km (约 0.09 hPa) 每隔纬度 10° 的月平均气候廓线分布 (简称 MLS 法). 卫星纬向平均臭氧气候廓线使 $\Omega_{\rm res}$ 受气球炸点高度的影响明显降低 [12], 但其忽略了相隔纬度 10° (特别是中高纬度) 之间臭氧垂直分布不尽相同的事实, 也忽略了相同纬度 30 hPa 以上高度的臭氧垂直分布也可能存在差别. MLS 法还受探空站地理分布不均匀的影响, 例如在 30°−40°N 的 4 个探空站中仅日本的 Tateno 站位于东半球, 且在 20°−30°N 之间的数据处理过程中依靠了日本臭氧探空站点 [13], 因此应用卫星纬向平均法造成了探空积分臭氧总量与地基测值的系统差别在有些地区比较明显, 例如南半球额外臭氧探空 (SHADOZ) 实验 [14].

卫星长期观测显示, 臭氧总量在中国东北–华北地区高而夏季西南青藏高原地区因臭氧低谷而低 [15] (见图 1). 相同纬度上臭氧总量的经向差别反映了臭氧垂直分布的差异. 需要研究该差异对 $\Omega_{\rm res}$ 及 $C_{\rm ref}$ 的影响. 根据中国不同地区短期或长期的臭氧探空观测数据并结合地基臭氧总量数据 [16−18], 比较 CMR 及卫星纬向平均 (SBUV 和 MLS) 分别确定的 $\Omega_{\rm res}$ 及其对应 $C_{\rm ref}$ 的分布特点, 从而了解探空气球炸点高度变化、臭氧垂直分布对 $\Omega_{\rm res}$ 及 $C_{\rm ref}$ 的影响.

1 结果与分析

1.1 数据及 $C_{\rm ref}$ 值总体情况

臭氧探空数据来自历史短期观测 (香港和台北除外)[16−20]. 探空观测的基本信息列于表 1, 数据按纬度 10° 间隔划分. 每条探空廓线中仅上升段且炸点在 30 hPa 以上高度的数据用于比较分析. $C_{\rm ref}$ 的平均值 (μ) 和标准差 (σ) 计算如下:

$$\mu = \frac{C_{\rm ref1} + C_{\rm ref2} + \cdots + C_{{\rm ref}n}}{n} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} C_{{\rm ref}_i}, \tag{4}$$

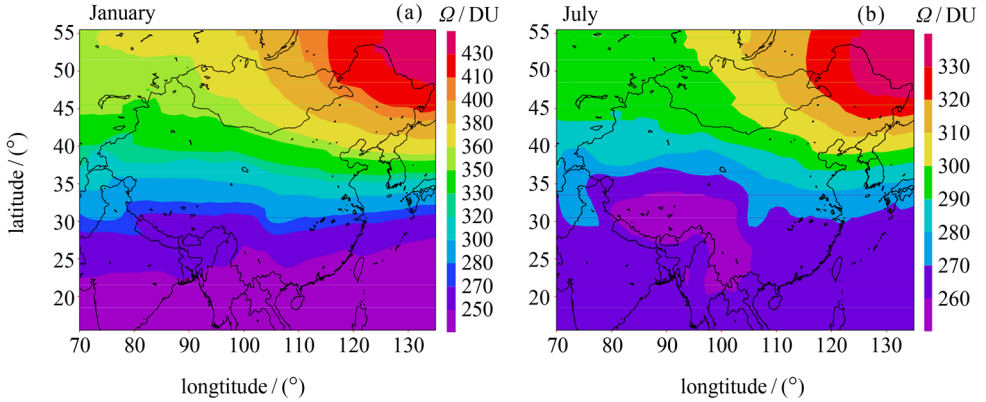


图 1 1979−2005 年 TOMS 卫星遥测中国区域大气臭氧总量 (DU) 月平均值分布

Fig. 1 Distribution of monthly averaged atmospheric total column ozone over China region obtained by TOMS satellite from 1979 to 2005

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(C_{\mathrm{ref}i} - \mu)^2}. \quad (5)$$

三种方法导出的 C_{ref} 值均在 0.88~1.11 之间, 与早期文献中的值阈范围 0.8~1.2[3] 相符. CMR 法比卫星纬向平均法得到的 C_{ref} 值总体偏低且 σ 值偏高. 表 1 中的 σ 值明显高于全球 5500 次飞越 26 km 以上臭氧探空统计值 (σ = 7.6%)[21], 并且高于爱尔兰 Valentia 站的 443 次探空观测统计结果 (σ = 6.5%)[22]. CMR 法的 σ 值偏高应与气球炸点臭氧分压变化较大有关. 另外, MLS 法获得的 C_{ref} 值略高于 SBUV 法 (差别仅 1%~2%), 表明应用 SBUV 和 MLS 法确定 Ω_{res} 仅存在系统的差值, 但 MLS 法使 C_{ref} 均值更接近 1.

1.2 C_{ref} 对气球炸点高度的依赖性

从表 1 中可以看出, 30 hPa 以上气球炸点变化导致 CMR 导出的 C_{ref} 值变化也较大, 但是在龙凤山、那曲、拉萨和腾冲等站点的值更接近 100%, 而北京 (冬)、那曲 (夏) 和三亚 (春) 的 C_{ref} 值与 SBUV 或 MLS 法导出的 C_{ref} 值之差的绝对值不低于 4%, 这说明了 CMR 法的有效性. 图 2 是分别选择龙凤山 (春)、北京 (冬)、那曲 (夏) 和三亚 (春) 30 hPa 以上, 假设每隔 2.5 hPa 气球爆炸, 基于实测臭氧探空数据计算的 C_{ref} 值. 其中 LFS, BJ, NQ 和 SY 分别对应龙凤山、北京、那曲和三亚, sp, su, au, wi 分别对应春、夏、秋、冬四个季节. 从图 2 可见, CMR-Ω_{res} 导出的 C_{ref} 值对炸点高度很敏感. 该值在龙凤山和北京随着气球炸点升高而上升且在 10 hPa 附近时接近 100%; 在那曲和三亚也随着气球炸点升高而上升但在 10~5 hPa 附近接近 100%. 因此, CMR 法对气球炸点高度有一定的要求是合理的, 文献 [11] 建议 16 hPa 以上使用该方法, 但对上述 4 个站点, 该

表 1 三种方法导出的不同地点臭氧探空 C_{ref} 值总体状况比较 (单位 %)

Table 1 Comparisons of C_{ref} at different sites obtained by CMR, SBUV and MLS method (Unit %)

站点 (E, N)/(°)	CMR 法	MLS 法	SBUV 法	样本数	观测时间或季节
	$\mu \pm \sigma$	$\mu \pm \sigma$	$\mu \pm \sigma$		
龙凤山 (127.6, 44.7)	102.7±11.2	104.8±7.0	105.3±7.0	19	2005 年 4—5 月
阿勒泰 (88.1, 47.8)	96.1±4.8	99.8±2.5	100.1±2.4	21	2005 年 4—5 月
北京 (116.4, 39.8)	94.7±6.8	103.4±3.9	103.8±4.0	24	2001 年 1—2 月
北京 (116.4, 39.8)	92.4±5.9	95.4±1.9	95.6±1.9	7	2005 年 4—5 月
西宁 (101.6, 36.6)	96.1±5.0	100.8±3.4	101.1±3.4	26	2005 年 4—5 月
西宁 (101.6, 36.6)	91.9±10.9	95.2±7.2	95.8±7.0	12	1996 年 7—8 月
西宁 (101.6, 36.6)	92.8±10.8	99.3±6.5	100.1±6.8	8	2001 年 1—2 月
临安 (119.7, 30.3)	97.0±7.1	103.4±4.9	103.8±4.9	28	2001 和 2004 年春季
那曲 (92.1, 31.5)	103.5±9.6	105.7±1.0	105.9±0.9	3	2011 年 7—8 月
昆明 (102.7, 25)	91.3±15.5	98.0±3.9	98.8±3.9	16	2001 年 3—4 月
拉萨 (91.08, 29.4)	109.2±10.2	107.7±5.4	108.0±5.2	20	2012 年 6—7 月
腾冲 (98.5, 25.01)	110.4±28.7	104.4±3.7	105.1±3.5	8	2004 年 4—5 月
腾冲 (98.3, 25.01)	95.2±7.1	109.2±3.4	110.6±3.7	7	2010 年 8 月
香港 (114.2, 22.3)	88.9±6.9	99.6±5.4	100.4±5.7	43	1995—2012 年春季
香港 (114.2, 22.3)	93.9±11.7	104.1±5.5	105.3±5.6	31	1995—2012 年夏季
香港 (114.2, 22.3)	90.0±8.7	101.7±5.0	102.6±20.3	27	1995—2012 年秋季
香港 (114.2, 22.3)	96.4±6.9	103.2±5.6	103.8±5.8	17	1995—2012 年冬季
台北 (121.5, 25.05)	96.6±9.0	104.0±7.2.	104.6±7.5	29	2004 年和 2005 年 4—5 月
三亚 (109.5, 18.3)	97.9±3.1	101.7±3.1	101.9±1.7	7	2004 年 4—5 月

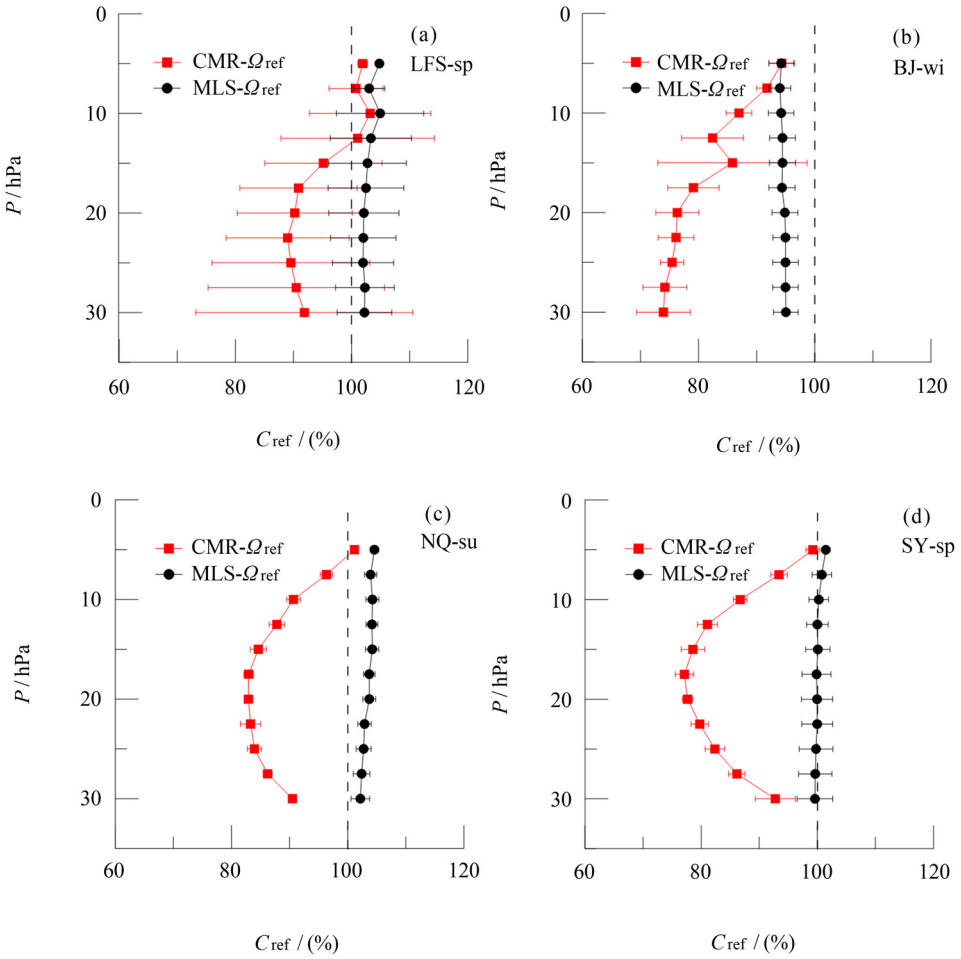


图 2 CMR 或 MLS 法推导 C_{ref} 值对探空气球炸点高度敏感性的检验

Fig. 2 Sensitivities of C_{ref} derived by CMR and MLS methods to the balloon-bursting altitudes over selected sites

方法获得的结果存在明显的系统差别. 因此这里建议在 10 hPa 以上使用该方法. 从图 2 中还可以看出, MLS-Ω_{res} 显著降低了 C_{ref} 值对气球炸点高度的敏感性.

1.3 不同 Ω_{res} 值及其对 C_{ref} 的影响

为排除气球炸点高度对 CMR-Ω_{res} 的影响, 设臭氧探空气球炸点为 10 hPa (10 hPa 以上探空数据不再使用), 不同方法确定的 Ω_{res} 列于表 2. 其中设两个真值, 一个是臭氧总量 (取自 Brewer 或 Dobson 测值), 另一个是臭氧探空积分自地面到 10 hPa 的 Ω_{ecc}. 因此, 两个真值的差, 即实测 Ω_{res} 也是真值. 此外, 表 2 还给出一个 "实测" 的 SBUV 法得到的 Ω_{res} 值 (对应探空观测站点的 SBUV 星下点观测模式反演臭氧垂直分布并不是每天都有, 这里根据 SBUV 廓线数据在与探空观测相同月份内的平均值进行计算), 其来自 SBUV 在过境点 (Overpass) 的实测臭氧廓线中 10 hPa 以上的值 *.

从表 2 可以清晰看出: 即使将气球炸点统一到 10 hPa 的高度, CMR-Ω_{res} 仍然明显偏高从而使 C_{ref} 偏低; MLS 和 SBUV 法获得的结果或 SBUV 实测值比较接近, 但实测 SBUV 值或 MLS 的值高于 SBUV 纬向平均值, 这反映了中国区域 Ω_{res} 整体上略高于已广泛使用的全球纬向平均 SBUV 插值表; 地基-探空的实测 Ω_{res} 值明显高于卫星值近 10 DU 以上的区域主要集中在两个地带, 一是 (春季) 东部地区龙凤山—北京—临安和台北的臭氧总量高值区, 二是 (夏季) 那曲—拉萨—腾冲的臭氧总量低值区 (这一区域从地面到 10 hPa 臭氧柱浓度也均在 200 DU 左右).

*ftp//toms.gsfc.nasa.gov

表 2　不同方法确定 10 hPa 以上的 $\Omega_{\rm res}$ (单位 DU)

Table 2　$\Omega_{\rm res}$ derived by different method above 10 hPa (Unit DU)

地点及季节	Ω	$\Omega_{\rm ecc}$	$\Omega-\Omega_{\rm ecc}$	$\Omega_{\rm res}$			
				MLS	SBUV	CMR	实测 SBUV
阿勒泰, 春	348.7	297.7	51.0	53.1	50.4	83.1/90.8	53.0
龙凤山, 春	419.9	352.0	67.8	53.1	50.4	59.0	53.7
北京, 春	384.0	307.0	77.0	54.6	52.2	94.0	55.3
北京, 冬	327.0	284.2	42.8	48.8	47.5	77.0	46.4
临安, 春	316.0	251.3	64.7	54.6	52.2	96.9	58.5
那曲, 夏	258.2	191.3	66.8	55.3	52.9	93.0	57.1
西宁, 夏	268.4	217.4	51.0	53.3	52.9	77.4	56.2
西宁, 春	322.7	266.1	56.6	54.6	52.2	90.8	56.0
西宁, 冬	309.6	261.9	47.7	48.8	47.5	79.8	50.0
拉萨, 夏	270.4	201.1	69.3	57.1	54.3	90.2	57.0
昆明, 春	286.4	224.4	62.0	56.0	53.8	96.8	61.0
腾冲, 春	272.1	210.5	61.5	56.0	53.8	89.4	56.0
腾冲, 夏	268.2	187.7	80.6	58.6	55.6	88.5	58.1
台北, 春	287.7	221.7	65.9	56.0	53.8	97.9	58.0
香港, 春	278.0	201.3	58.5	56.0	53.8	98.1	58.4
香港, 夏	283.7	207.5	76.2	57.1	54.3	85.7	60.0
香港, 秋	264.5	188.2	76.3	55.4	53.4	83.8	57.5
香港, 冬	248.5	183.5	65.0	54.0	51.5	88.6	55.1
三亚, 春	265.0	209.3	55.7	57.3	54.7	100.4	55.9

在地基臭氧总量与卫星数据的长期比对中也发现了这种区域性的特点 [23], 体现在卫星遥感数据中臭氧总量在相同纬度上的经向差异.

香港地区与三亚相似, 除春季外其他季节的地基–探空实测 $\Omega_{\rm res}$ 值也明显高于卫星值. 这种情况在与香港地理位置较近的东南亚热带地区 SHADOZ 三个站点的长年测值中也有体现, 这三个站点分别为 Hanoi (河内, 21°N, 106°E), Kuala Lumpur (科伦坡, 2.7°N, 102°E), Watukosek (印尼的东爪哇, 7.5°S, 112.6°E). 由于这三个站点采用了 SBUV 插值表的 $\Omega_{\rm res}$, 使探空臭氧总量明显低于 OMI 卫星测值 [14].

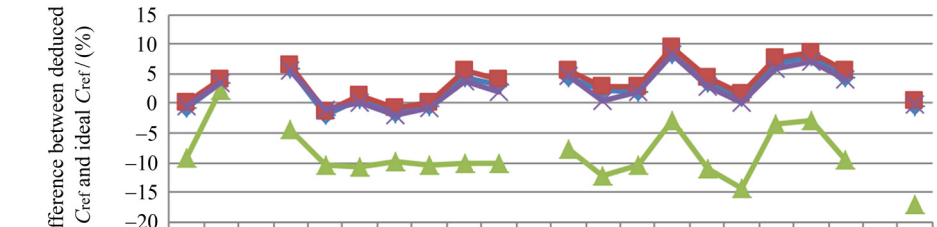
考虑到 SBUV 的臭氧垂直廓线全球分布可以追溯到 1970 年 [24], 这里还选择卫星实测值与 $\Omega_{\rm res}$ 值进行比较. 图 3 给出了当气球炸点不同时 $\Omega_{\rm res}$ (含实测 SBUV-$\Omega_{\rm res}$ 值) 对 $C_{\rm ref}$ 值的影响. 这种影响以各种情形下 $\Omega_{\rm res}$ 计算的 $C_{\rm ref}$ 值与 $C_{\rm ref}$ 理想值 (100%) 之间的差值来表示. 其中 LFS, ALT, BJ, XN, NQ, LA, LS, KM, TC, HK, SY, TB 分别对应龙凤山、阿勒泰、北京、西宁、那曲、临安、拉萨、昆明、腾冲、香港、三亚和台北, sp, su, au, wi 分别对应春、夏、秋、冬四个季节. 从图 3 可以看出, SBUV 实测的 $\Omega_{\rm res}$ 使探空的臭氧总量与 Ω 可比性提高 1%~2%. 但 CMR 法使臭氧高值区如龙凤山−北京 (春季), 或者臭氧低值区如腾冲 (夏季)、香港 (夏、秋季) 的 $C_{\rm ref}$ 值更接近 100%. 因此, 在冬春季的臭氧高值区 (东北、华北) 或夏秋季的低纬低值区 (香港、腾冲等), 当气球炸点高度在 10 hPa 以上时可以利用 CMR 方法处理 $\Omega_{\rm res}$. 卫星实测的 $\Omega_{\rm res}$ 值比卫星全球纬向平均值更能提高探空与地基观测数据的可比性.

1.4 臭氧垂直分布差异对 $C_{\rm ref}$ 的影响

卫星纬向平均廓线有效克服了 $\Omega_{\rm res}$ 对探空气球炸点高度的依赖, 但对于中国区域的大气臭氧分布, 10° 纬向平均稍粗略. 从前面分析注意到中国剩余臭氧值明显高于卫星的全球纬向平均值, 这是中国和全球臭氧垂直分布经向的平均差异造成的. 为了解臭氧垂直分布对中国不同地区 $C_{\rm ref}$ 值的影响, 将式 (2) 改写为

$$1/C_{\rm ref} = (\Omega_{\rm ECC} + \Omega_{\rm res})/\Omega = \Omega_{\rm tro}/\Omega + \Omega_{\rm str}/\Omega + \Omega_{\rm res}/\Omega. \quad (6)$$

其中, $\Omega_{\rm tro}$, $\Omega_{\rm str}$ 分别为探空观测到近地面到对流层和对流层顶到 10 hPa 高度的平流层臭氧柱浓度, $\Omega_{\rm res}$ 为表 2 中第 4 列 $\Omega - (\Omega_{\rm tro} + \Omega_{\rm str})$ 的值. 将式 (6) 中 1 与 $C_{\rm ref}$ 比值按右式展开, 则可直观了解 $\Omega_{\rm tro}$, $\Omega_{\rm str}$, $\Omega_{\rm res}$ 对 $C_{\rm ref}$ 为 100% 时的相对贡献 (见图 4). 从图 4 可以看出, $\Omega_{\rm str}$ 在 $C_{\rm ref}$ 中的权重较大 (平均为 65%), 而 $\Omega_{\rm tro}$ 和 $\Omega_{\rm res}$ 的权重较小 (分别为 16%, 19%), 即利用式 (3) 对平流层的 P_3 进行评估或订正时, 来自平流层臭氧柱浓度 $\Omega_{\rm str}$ 对 $C_{\rm ref}$ 的贡献只有 65%, 而 $\Omega_{\rm res}$ 对 $C_{\rm ref}$ 的贡献约为 20%. 此外, 由图 4 还可以看出, 在高原地区夏季或北纬 30° 以南地



	ALT-sp	LFS-sp		BJ-sp	BJ-wi	XN-sp	XN-su	XN-wi	NQ-su	LA-sp		LS-su	KM-sp	TC-sp	TC-su	TB-sp	HK-sp	HK-su	HK-au	HK-wi		SY-sp
MLS	0	3.4		5.8	−1.	0.6	−1.	0	4.4	3.1		4.4	2.1	2.0	8.2	3.4	0.9	6.7	7.8	4.4		0
SBUV	0.1	4.1		6.4	−1.	1.3	0	0	5.3	3.9		5.5	2.8	2.8	9.3	4.2	1.7	7.7	8.6	5.4		0.3
CMR	−9.	2.1		−4.	−10	−10	−9.	−10	−10	−10		−7.	−12	−10	−2.	−11	−14	−3.	−2.	−9.		−16
M-SBUV	0	3.3		5.6	−1.	0.2	−1.	0	3.7	1.9		4.5	0.3	2.0	8.3	2.7	0.0	5.7	7.0	3.9		0

图 3 不同 $\Omega_{\rm res}$ 导出的 $C_{\rm ref}$ 值与理想 $C_{\rm ref}$ 值 (100%) 的差值

Fig. 3 Difference between deduced $C_{\rm ref}$ derived with various $\Omega_{\rm res}$ and ideal $C_{\rm ref}$ (100%)

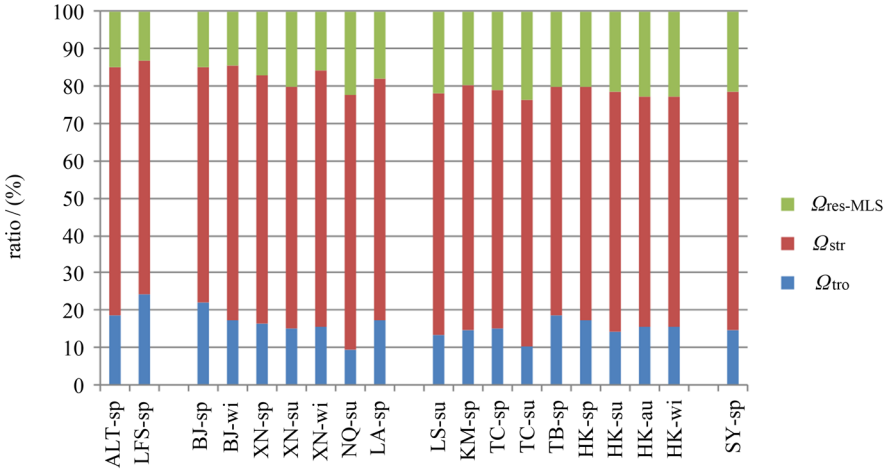


图 4 $\Omega_{\rm tro}$, $\Omega_{\rm str}$ (100~10 hPa) 及 $\Omega_{\rm res}$ 在 $C_{\rm ref}$ 值中所占百分比

Fig. 4 Percentage of troposphere ozone $\Omega_{\rm tro}$, stratosphere ozone $\Omega_{\rm str}$ (100~10 hPa) and residual ozone $\Omega_{\rm res}$, to $C_{\rm ref}$

区 $\Omega_{\rm res}$ 相对贡献较高; 在龙凤山、北京、台北及香港的春季, $\Omega_{\rm tro}$ 的贡献较高; 在高原地区 $\Omega_{\rm tro}$ 对 $C_{\rm ref}$ 贡献则偏低.

图 5 给出了各站点 $C_{\rm ref}$ 值分别与 $\Omega_{\rm tro}$, $\Omega_{\rm str}$ 和 $\Omega_{\rm res}$ 在 Ω 中所占比例的关系. 从图 5 中可以看出, 臭氧垂直分布对 $C_{\rm ref}$ 的影响呈区域性或季节性变化. 首先分析其与对流层臭氧柱浓度之间的关系. 图 5(a) 中有两个明显不具有统计特征的区域: 一个是夏季那曲 (NQ-su) 和腾冲 (TC-su), 另一个是春季北京 (BJ-sp) 和龙凤山 (LFS-sp), 前者是高原地区 $\Omega_{\rm tro}/\Omega$ 较低的两个站点, 而后者则是 $\Omega_{\rm tro}/\Omega$ 较高的两个站点. 除了这两个区域, $C_{\rm ref}$ 值增加可能与 $\Omega_{\rm tro}/\Omega$ 的增加呈一定的负相关, 这种情况在同一个站点 (如香港) 较明显. 实际上, 对流层臭氧对 Ω 的贡献很明显, 尤其是在污染地区, 例如法国 Haute Provence (44°N, 6°E) 的 SAOZ 紫外–可见光光谱仪利用曙暮光反演的大气柱浓度主要是由 $\Omega_{\rm str}$ 组成的, 其测值始终低于 Dobson 的 Ω 测值 [25]. 因此, 利用基于地基臭氧总量 Ω 测值来确定 $C_{\rm ref}$ 值, 并将 $C_{\rm ref}$ 值用于订正平流层的臭氧 P_3 时, 需要考虑对流层臭氧柱浓度对 Ω 的贡献.

由图 5(b) 可以看出, 对流层顶约 10 hPa 处的 $\Omega_{\rm str}$ 在 Ω 中的比值与 $C_{\rm ref}$ 值间的关系明显呈现出统计上的特征且无显著的区域依赖性, $C_{\rm ref}$ 值随 $\Omega_{\rm str}$ 在 Ω 中的比率上升而下降. $C_{\rm ref}$ 值相对于 $\Omega_{\rm str}/\Omega$ 的变化仅为 -0.75 (拟合公式的斜率不是 -1), 二者相关系数达 0.8 左右. 因此, 忽略对流层臭氧或剩余臭氧对 $C_{\rm ref}$ 值的影响, 利用式 (3) 评估探空在平流层

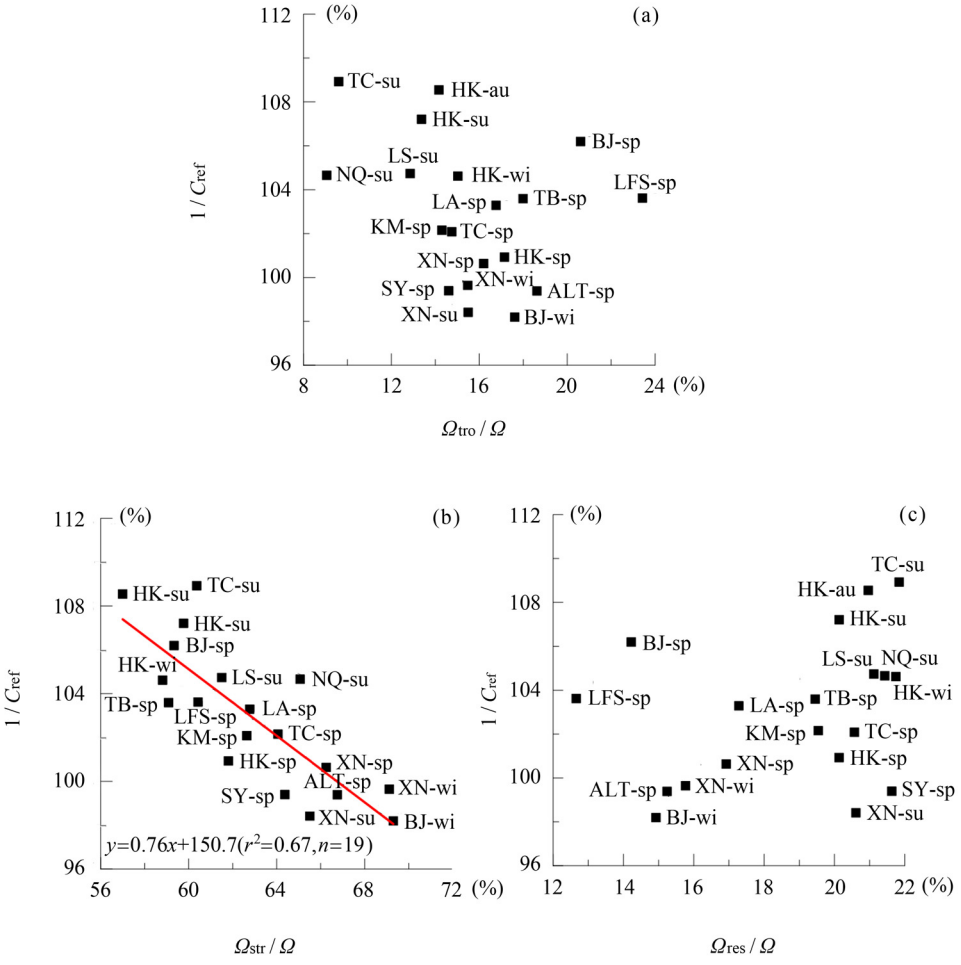


图 5 对流层 $\Omega_{\rm tro}$ (a)、平流层 $\Omega_{\rm str}$ (b) 和剩余臭氧 $\Omega_{\rm res}$ (c) 占臭氧总量 Ω 的比例与 $C_{\rm ref}$ 值的关系

Fig. 5 Relation between the ratio of $\Omega_{\rm tro}$ (a), $\Omega_{\rm str}$ (b), $\Omega_{\rm res}$ (c) to the total column ozone Ω and $C_{\rm ref}$

臭氧的 P_3 值存在明显的缺陷, 尽管该方法对早期 Brewer-Master 或 KC 型臭氧探空仪的 P_3 测值订正有效 [26,27]. 由图 5(c) 可以看出, 极端臭氧总量区域包括龙凤山−北京 (春季) 的高值区和青藏高原及其周边低值区 (春季和夏季) 也不具有主要统计特征线. 这是 $\Omega_{\rm res}$ 对 $C_{\rm ref}$ 影响的区域性特征表现.

2 讨论

若不考虑 ECC 臭氧探空系统误差, 气球炸点高度为臭氧探空的重要指标之一. 分析可以看出, 气球炸点在 30 hPa (约 23 km) 以上时, 卫星纬向剩余臭氧的处理也能使 $C_{\rm ref}$ 值达到合理范围. 因此, 气球炸点高度不是臭氧探空的重要指标. 中国用 1600 g 的气球携带探空仪晴天通常可以飞到 10 hPa 以上, 但探空测值数据并非是越高越好. 这是因为随着高度上升, 泵效不确定性也增大, 而且电化学反应池因溶液蒸发而影响电池背景电流. 通常臭氧探空仪飞到 30∼10 hPa 即可.

纬向 10° 平均的卫星 $\Omega_{\rm res}$ 对于中国地区来说是粗略的, 因为中国区域上空臭氧总量在经度上差异明显. 通过卫星纬向平均得到准确的 $\Omega_{\rm res}$, 进而使 $C_{\rm ref}$ 值接近 100% 也是不现实的. 这是因为臭氧在 20∼30 km 和 30∼50 km 高度范围内的日际变化分别可达 1%∼2% 和 2%∼5%[28], 而地基微波探测表明在 3 hPa (接近 40 km) 的变化可达 2.5%[29]. 因此, 卫星纬向平均插表法的 $\Omega_{\rm res}$ 也是一种经验性近似.

地基臭氧总量 Ω 是准确的, 而 ECC 臭氧探空测量的 $\Omega_{\rm tro}$ (100 hPa 以下) 也很准确 (因为泵效很稳定). 因此, 通过 Ω 和 $\Omega_{\rm tro}$ 的差值可以对平流层臭氧的长期变化进行更加准确的判断.

3 结论

气球炸点高度以上的混合比浓度定值 (CMR) 法使剩余臭氧 ($\Omega_{\rm res}$) 值总体偏高, 且依赖于气球炸点高度变化. 卫星纬向平均 $\Omega_{\rm res}$ 值对气球炸点高度变化不敏感. 卫星纬向平均 $\Omega_{\rm res}$ 用于确定中国区域臭氧探空订正因子 ($C_{\rm ref}$) 值的同时尽可能使用 SBUV 或 MLS 相同月份测值数据. 当气球炸点在 10 hPa 以上时, 在中国东部从龙凤山− 北京−临安臭氧总量高值区 (冬春季) 及那曲−拉萨−腾冲 (夏) 的青藏高原和香港 (夏秋冬季) 臭氧总量低值区, 卫星纬向平均 $\Omega_{\rm res}$ 值明显偏低 10 DU 以上, 这时 CMR-$\Omega_{\rm res}$ 推荐应用.

臭氧垂直分布对 $C_{\rm ref}$ 值影响明显. 100∼10 hPa 平流层臭氧柱浓度对 $C_{\rm ref}$ 值贡献仅为 65% 左右, 对流层和剩余臭氧对 $C_{\rm ref}$ 的贡献分别为 16% 和 19%. 利用 $C_{\rm ref}$ 值订正臭氧探空 100∼10 hPa 的平流层臭氧分压时, $\Omega_{\rm res}$ 对 $C_{\rm ref}$ 值的影响应予以考虑.

致谢 香港和台北的臭氧探空数据来自世界臭氧组织臭氧和紫外线数据中心 (www.woudc.org).

参考文献

[1] BARNES R A, BANDY A R, TORRES A L. Electrochemical concentration cell ozonesonde accuracy and precision [J]. *J. Geophys. Res.*, 1985, **90**(D5): 7881-7887

[2] JOHNSON B J, OLTMANS S J, VÖMEL H, *et al.* Electrochemical Concentration Cell (ECC) ozonesonde pump efficiency measurements and tests on the sensitivity to ozone of buffered and unbuffered ECC sensor cathode solutions [J]. *J. Geophys. Res.*, 2002, **107**(D19): ACH 8-1-ACH 8-18. DOI: 10.1029/2001JD000557

[3] HARRIS N, HUDSON R, PHILLIPS C. Assessment of Trends in the Vertical Distribution of Ozone, SPARC Report No.1, WMO Ozone Research and Monitoring Project Report No.43 [R]. Geneva: SPARC, 1998

[4] Science Pump Corporation. Operator's Manual Model 6A ECC OzoneSonde [R]. Camden, USA, 1996

[5] TIAO G C, REINSE G C, PEDRICK J H, *et al.* A statistical trend analysis of ozonesonde data [J]. *J. Geophys. Res.*, 1986, **91**(D12): 13121-13136

[6] WMO. Quality Assurance and Quality Control for Ozonesonde Measurements in GAW [R]. GAW Research and Monitoring Reports 201, Geneva: WHO, 2011

[7] HILSENRATH E, ATTMANNSPACHER W, BASS A, *et al.* Results from the Balloon Ozone Intercomparison Campaign (BOIC) [J]. *J. Geophys. Res.*, 1986, **91**(12): 13137-13152

[8] THOURET V, MARENCO A, LOGAN J A, *et al.* Comparisons of ozone measurements from the MOZAIC airborne program and the ozone sounding network at eight locations [J]. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**(D19): 25695-25720

[9] DUTSCH H U. Two Years of Regular Ozone Soundings over Boulder, Colorado [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-10+STR, Boulder, Colo: NCAR, 1966

[10] DOBSON G M B. Atmospheric ozone and the movement of the air in the stratosphere [J]. *Pure Appl. Geophys.*,

1973, **106**(1): 1520-1530

[11] STÜBI R, LEVRAT G, HOEGGER B, *et al*. In-flight comparison of Brewer-Mast and electrochemical concentration cell ozonesondes [J]. *J. Geophys. Res.*, 2008, **113**(D13): D13302. DOI: 10.1029/2007JD009091

[12] MCPETERS R D, LABOW G J, JOHNSON B J. A satellite-derived ozone climatology for balloonsonde estimation of total column ozone [J]. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**(D7): 8875-8885

[13] MCPETERS R D, LABOW G J. Climatology 2011: an MLS and sonde derived ozone climatology for satellite retrieval algorithms [J]. *J. Geophys. Res.*, 2012, **117**(D10): D10303. DOI: 10.1029/2011JD017006

[14] THOMPSON A M, MILLER S K, TILMES S, *et al*. Southern hemisphere additional ozonesondes (SHADOZ) ozone climatology (2005—2009): Tropospheric and Tropical Tropopause Layer (TTL) profiles with comparisons to OMI-based ozone products [J]. *J. Geophys. Res.*, 2012, **117**: D23301. DOI: 10.1029/2011JD016911

[15] ZHOU Xiuji, LUO Chao, LI Weiliang, *et al*. Variations of total ozone amount in China and the ozone low center over Tibetan Plateau [J]. *Chin. Sci. Bull.*, 1995, **40**(15): 1396-1398 (周秀骥, 罗超, 李维亮, 等. 中国地区臭氧总量变化与青藏高原低值中心 [J]. 科学通报, 1995, **40**(15): 1396-1398)

[16] LIU Qijun, ZHENG Xiangdong, LUO Chao, *et al*. Ozone vertical profile characteristics over Qinghai Plateau measured by electrochemical concentration cell ozonesondes [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 1997, **14**(4): 481-490.

[17] CUI Hong, ZHAO Chunsheng, QIN Yu, *et al*. An estimation of ozone flux in a stratosphere-troposphere exchange event [J]. *Chin. Sci. Bull.*, 2004, **49**(2): 167-174

[18] CHAN C Y, ZHENG X D, CHAN L Y, *et al*. Vertical profile and origin of wintertime tropospheric ozone over China during the PEACE-A period [J]. *J. Geophys. Res.*, 2004, **109**(D23): D23S06. DOI: 10.1029/2004JD004581

[19] ZHENG Yongguang, CHEN Jiong, ZHU Peijun, *et al*. Influence of biomass burning in South Asia on lower tropospheric ozone concentration over Kunming [J]. *Acta Sci. Nat. Univ. Pek.*, 2007, **43**(3): 330-337 (郑永光, 陈炯, 朱佩君, 等. 南亚地区生物体燃烧对昆明地区对流层中下层臭氧浓度的影响 [J]. 北京大学学报 (自然科学版), 2007, **43**(3): 330-337)

[20] YAN Xiaolu, ZHENG Xiangdong, ZHOU Xiuji, *et al*. Validation of aura microwave limb sounder water vapor and ozone profiles over the Tibetan plateau and its adjacent region during boreal summer [J]. *Sci. China Earth Sci.*, 2015, **58**(4): 589-603

[21] FIOLETOV V E, TARASICK D W, PETROPAVLOVSKIKH I. Estimating ozone variability and instrument uncertainties from SBUV(/2), ozonesonde, Umkehr, and SAGE II measurements: short-term variations [J]. *J. Geophys. Res.*, 2006, **111**(D2): D02305

[22] TRIPATHI O P, JENNINGS S G, O'DOWD C D, *et al* Measurements of stratospheric ozone at a mid-latitude observing station Valentia, Ireland (51.94°N, 10.25°W) using ground-based and ozonesonde observations from 1994 to 2009 [J]. *J. Atmos. Chem.*, 2013, **70**(4): 297-316. DOI 10.1007/s10874-013-9274-5

[23] ZHENG Xiangdong. Investigation on effect of cloud on the precision of total ozone from satellite measurements over China regions [J]. *Chin. J. Atmos. Sci.*, 2008, **32**(6): 1431-1444 (郑向东. 云对中国区域卫星观测臭氧总量精度影响的检验分析 [J]. 大气科学, 2008, **32**(6): 1431-1444)

[24] LABOW G J, MCPETERS R D, BHARTIA P K, *et al*. A comparison of 40 years of SBUV measurements of column ozone with data from the Dobson/Brewer network [J]. *J. Geophys. Res.*, 2013, **118**(13): 7370-7378

[25] HENDRICK F, POMMEREAU J P, GOUTAIL F, *et al*. NDACC/SAOZ UV-visible total ozone measurements: improved retrieval and comparison with correlative ground-based and satellite observations [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 2011, **11**(12): 5975-5995

[26] JEANNET P, STÜBI R, LEVRAT G, *et al*. Ozone balloon soundings at Payerne (Switzerland): reevaluation of the time series 1967—2002 and trend analysis [J]. *J. Geophys. Res.*, 2007, **112**(D11): D11302. DOI: 10.1029/2005JD006862

[27] MORRIS G A, LABOW G, AKIMOTO H, *et al*. On the use of the correction factor with Japanese ozonesonde data [J]. *Atoms. Chem. Phys.*, 2013, **13**(3): 1243-1260

[28] SAKAZAKI T, FUJIWARA M, SHIOTANI M, *et al*. Diurnal Ozone Variations in the Stratosphere as Revealed with SMILES Observations, Quadrennial Ozone Symposium [R]. Troonto, Canada, 2012

[29] PARRISH A, BOYD I, NEDOLUHA G, *et al*. Diurnal Variations of Stratospheric Ozone Measured by Ground-Based Microwave Remote Sensing at the Mauna Loa NDACC Site: Measurement Validation and Results, Quadrennial Ozone Symposium [R]. Troonto, Canada, 2012