

卫星遥感监测大气臭氧总量分布和变化

张艳, 王维和, 张兴赢

中国气象局中国遥感卫星辐射测量和定标重点开放实验室, 国家卫星气象中心, 北京 100081

摘要 利用卫星紫外仪器 TOMS、OMI 和 TOU 的臭氧总量数据(1979—2014年), 研究了全球及关键地区臭氧总量的分布及变化。讨论了南北半球臭氧总量分布和变化的差异, 探讨了影响臭氧分布和变化的可能因子。重点分析了中国区域、青藏高原和极地的臭氧变化, 并利用 FY-3 数据对南极臭氧洞和北极臭氧低值进行了监测。结果表明, 臭氧总量的分布和变化在中高纬度地区具有很强的不均匀性, 极地臭氧损耗依然明显, 青藏高原的臭氧增长大于同纬度其他地区, 其机制更加复杂。

关键词 臭氧总量; 南极臭氧洞; 北极臭氧; 青藏高原

中图分类号 P407

文献标志码 A

doi 10.3981/j.issn.1000-7857.2015.17.002

Distribution and variation of atmospheric total column ozone based on satellite remote sensing data

ZHANG Yan, WANG Weihe, ZHANG Xingying

Key Laboratory of Radiometric Calibration and Validation for Environmental Satellites, National Satellite Meteorological Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China

Abstract Global and regional distributions and variations of the total column ozone are studied based on the total column ozone (TCO) data during the period from 1979 to 2014 obtained with different space-borne instruments including TOMS (the total ozone mapping spectrometer) series, OMI (the ozone monitoring instrument) and TOU (the total ozone unit) series. The distributions and variations of the total column ozone over the globe and some key regions are considered. The TCO differences of distributions and variations (DAV) between the Northern and Southern Hemisphere are analyzed and the possible impact factors on the TCO DAV are identified. Special attentions are focused on the ozone variations in China, the Tibetan Plateau and the Polar regions. The monitoring of the Antarctic ozone hole and the Arctic ozone is also conducted using the FY-3 satellite data. It is shown that the TCO DAV sees a very nonuniform nature in the middle and high latitudes and in polar regions. The ozone loss over the polar regions continues to exist. In the Tibetan Plateau, the TCO variation is larger than in other regions of the same latitude. The mechanism of the ozone variation over the Tibetan Plateau is complicated.

Keywords total column ozone; antarctic ozone hole; arctic ozone; Tibetan Plateau

臭氧是地球大气中十分重要但又非常特殊的微量气体, 它是影响对流层—平流层大气动力、热力、辐射、化学等过程的重要成分之一。臭氧层对紫外辐射有强烈的吸收作用, 是地球生物赖以生存的保护层。臭氧层吸收的太阳紫外辐射能量使平流层大气增温, 对平流层的温度场和大气环流起决定性作用, 对气候变化有重要的影响^[1-3]。因此, 监测臭氧的分布和变化对了解全球气候与环境变化很有意义。

20世纪60年代, Dave等^[4]提出利用大气对太阳紫外线的后向散射反演大气臭氧总量, 卫星成为监测全球臭氧变化的重要手段。美国 TOMS 系列仪器^[5]是最早监测臭氧总量的业务卫星, 分别搭载在美国的 NIMBUS-7(1978-11—1993-05) 和 Earth Probe(1996-07—2005-12)、苏联的 Meteor 3(1991-08—1994-12) 卫星平台上。20世纪90年代开始, 欧洲率先在 ERS-2 卫星臭氧探测器(GOME)^[6]和 Envisat 卫星差分吸收

收稿日期: 2015-06-18; 修回日期: 2015-07-12

基金项目: 国家自然科学基金项目(41405146, 41175024); 欧盟 FP7 框架国际合作项目(606719); 高分辨率对地观测系统重大专项气象应用示范项目(E310/1112); 中国气象局公益性行业(气象)科研专项(GYHY201106045)

作者简介: 张艳, 高级工程师, 研究方向为卫星气候; 张兴赢(通信作者), 研究员, 研究方向为卫星大气成分遥感及其应用, 电子信箱: zxy@cma.gov.cn

引用格式: 张艳, 王维和, 张兴赢. 卫星遥感监测大气臭氧总量分布和变化[J]. 科技导报, 2015, 33(17): 23-29.

光谱仪(SCIAMACHY)^[7]上使用了二极管阵列探测器探测臭氧,可利用大气成分差分吸收光谱(DOAS)算法^[8]反演臭氧总量和其他痕量气体总量。2004年7月,美国宇航局发射了NASA-EOS(地球观测系统)卫星系列的第3颗卫星AURA,该卫星搭载的臭氧监测仪(OMI)延续TOMS的工作^[9],2011年10月美国发射了搭载OPMS的Soumi-NPP卫星继续对臭氧进行观测^[10]。中国于2008年5月在中国第二代极轨气象卫星风云三号(FY-3)A星成功搭载了首次自主研制的紫外臭氧总量探测仪(total ozone unit,TOU)和紫外臭氧垂直探测仪(solar backscatter ultraviolet sounder,SBUS),分别用于探测大气中的臭氧柱总量和臭氧垂直廓线^[11-15]。通过与地基观测结果对比验证,FY-3A/TOU臭氧总量误差在4%左右^[15]。FY-3系列(FY-3A在2008年发射,FY-3B在2010年发射,FY-3C在2013年发射)的TOU和SBUS成功监测了近年来全球臭氧变化,并且在2011年春季监测到了北极臭氧低值过程^[16-18]。

本研究利用TOMS、OMI和FY-3A/B同类卫星反演的1979—2014年卫星臭氧总量数据,进一步认识和理解臭氧的空间分布和时间变化特征,特别对臭氧变化的关键区域进行监测,包括南极臭氧洞、北极臭氧低值和青藏高原臭氧低值,以发挥中国FY-3臭氧总量产品的应用能力。

1 数据和方法

本文所用的资料为星载紫外臭氧探测仪观测反演的臭氧总量月平均数据,包括:NIMBUS-7/TOMS(1979—1992年)、Meteor-3/TOMS(1993—1994年)、EP/TOMS(1997—2004年)、AURA/OMI(2005—2008年)、FY-3A(2009—2010年)和FY-3B(2011—2014年)。水平空间分辨率为:TOMS(1.25°×1°)、OMI(1°×1°)和FY-3(0.5°×0.5°),为保证数据空间分辨率的一致性,将OMI与FY-3卫星产品差值到与TOMS相同的经纬度网格(1.25°×1°)。臭氧总量单位是DU(Dobson unit),1

DU相当于在标准状态下 10^{-3} cm的臭氧层厚度。TOMS和OMI使用V8产品,TOU使用V7算法^[11],TOU臭氧总量与GOME-2,SCIMARCHY,OMI-DOAS及OMI-TOMS版本测值比较,FY-3A的TOU臭氧总量与这些卫星臭氧总量的平均相对差别基本在±5%以内,很大一部分测值在±2%以内^[19]。南极臭氧洞面积由NASA/Goddard空间飞行中心提供,其定义为南半球40°S以南臭氧总量低于220 DU的闭合中心覆盖范围。

2 全球臭氧总量分布及变化

2.1 全球臭氧总量分布

影响大气臭氧分布的原因有动力、化学和辐射过程等因素^[1,2]。图1是南、北半球臭氧总量1979—2014年的气候平均。可见,全球尺度的臭氧分布具有较好的纬向均一性,其原因是由于大气臭氧总量变化及分布的物理和化学机制与太阳高度角密切相关。

臭氧变化与天气、气候过程有联系,北半球中高纬度存在较强的臭氧纬向分布不均匀性^[3]。由图1(a)可见,臭氧总量高值中心出现在50°N~60°N的中高纬度,分别位于亚洲和太平洋(120°E~180°E)与北美(60°W~120°W),对应了东亚、北美气压槽位置。臭氧一般在低纬度的平流层产生,其最大生成源在热带地区40 km左右的平流层中上层,由Brewer-Dobson环流输送到中高纬度地区,其变化与大气行星波驱动有关^[20]。极区有化学作用引起的臭氧损耗,北极臭氧总量低于中高纬度地区,但高于赤道地区。由于海陆分布及环流的差异,使得南北半球臭氧总量在高纬度及极区显现出不同的特征。图1(b)是南半球臭氧总量的平均分布,与北半球相比,南半球臭氧的纬向分布更加均匀,极区存在很强的化学损耗,有明显的臭氧低值中心。南半球臭氧高值中心位于高纬度的南印度洋(30°E~120°E),其最高值330 DU,低于北半球的最高值(380 DU)。

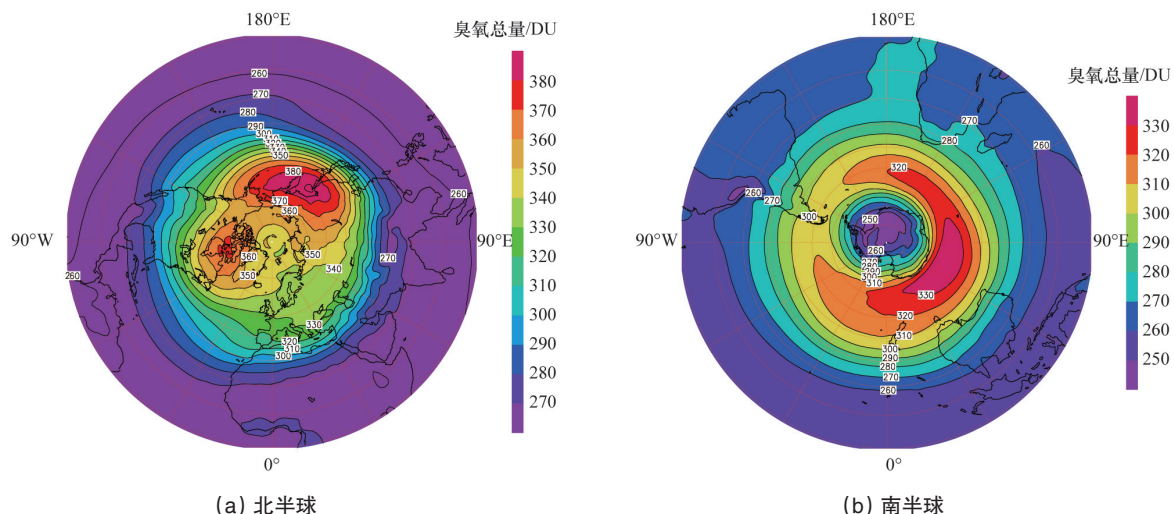


图1 1979—2014年臭氧总量的气候平均值

Fig. 1 Climatological average of total column ozone in 1979-2014

2.2 臭氧总量变化

根据 WMO (2014) 科学评估报告, 全球臭氧变化在 2008—2013 年除极地外的全球 ($60^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$) 臭氧柱总量平均值与 1964—1980 年的平均值相比低 2%, 北半球 ($35^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$) 低 3.5%, 南半球 ($35^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{S}$) 低 6%, 热带 ($20^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$) 基本不变, 预计在 21 世纪中期全球臭氧层有可能恢复到 1980 年代水平^[21]。图 2 是 2009—2014 年与 1998—2008 年臭氧总量平均值的差值分布, 参考 WMO (2014) 选择 1998—2008 年作为基准, 该时间段臭氧损耗物质 (ODS) 基本不变, 且覆盖了太阳循环的 11 年周期, 没有大的火山爆发事件^[21]。由图 2 可见, 相对于 1998—2008 年平均值, 中高纬度臭氧总量增加, 极地增加最为明显, 南极臭氧增长高于北极地区, 北半球增加高

值区在北极的西部, 而南半球在南极东部。在中高纬度地区 ($40^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$), 南北半球臭氧增加的量级相当, 但覆盖区域不同。北半球北美及邻近地区 ($0^{\circ}\text{W}\sim 120^{\circ}\text{W}$) 和中国高纬度地区 ($60^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$) 臭氧有较明显增加, 南半球臭氧增长范围较小, 仅在极地附近的高纬度地区。相对于 1980—1990 年代末臭氧总量的剧烈减小, 近期臭氧变化相对稳定。值得关注的是在北半球中纬度 $20^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 附近, 存在一个相对于同纬度变化的异常区域, 即青藏高原中西部地区 ($60^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{E}$), 与北半球高纬度臭氧增加相当。此外, 在热带的低纬度地区臭氧变化不明显。以上特征与 WMO (2014) 用地基和融合卫星数据得到的结果相似^[21]。表明除热带低纬度地区, 全球大气臭氧总量增加, 不同区域臭氧总量增加的程度有差异。

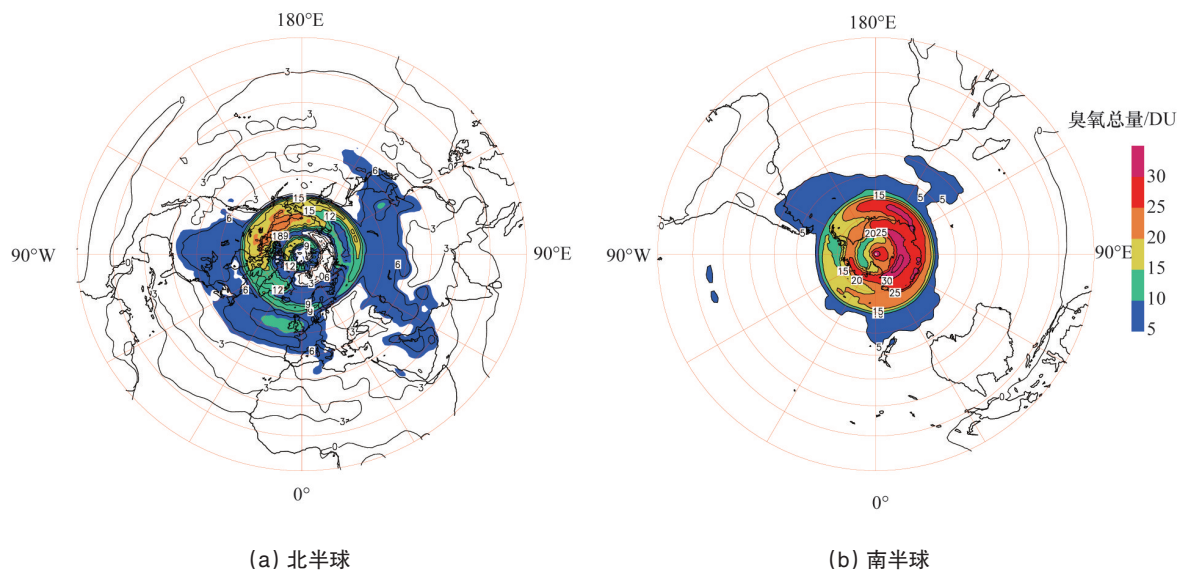


图 2 2009—2014 年与 1998—2008 年臭氧总量平均值的差异

Fig. 2 Averaged differences of total column ozone in 2009—2014 and 1998—2008

3 中国及邻近地区臭氧总量分布及季节变化

3.1 臭氧总量分布及季节变化

由于中国位于东亚季风区, 加之青藏高原大地形影响, 其环流系统非常复杂。而大气臭氧的分布和变化与大气动力过程密不可分, 所以相对于全球其他地区, 中国及邻近地区的臭氧分布和变化具有特殊性。图 3 是中国及邻近地区臭氧总量在不同季节的气候平均 (1979—2014 年), 臭氧在中高纬度基本呈纬向分布, 等值线在陆地上发生弯曲, 臭氧最高值的闭合中心出现在 45°N 以北地区, 冬季和春季最高, 夏季和秋季减弱。青藏高原地区臭氧常年存在低值, 夏季出现大范围低值中心, 秋冬季臭氧总量最低, 最低值约 260 DU。中国东北及其以北地区是臭氧总量高值区, 有明显的季节变化。中国地区臭氧总量分布和变化主要受大气环流动力的影响, 高原地区臭氧低值主要是地形热力和动力的结果。已有研究表明, 北半球 Hadley 环流对东亚地区臭氧的影响至关重要^[22]。

3.2 臭氧总量纬向偏差分布及季节变化

1995 年, 周秀骥等^[23]指出青藏高原上空存在臭氧低值中心。青藏高原夏季存在显著的臭氧损耗增强的物理与化学过程, 其损耗虽不如南极臭氧洞, 但在北半球是非常异常现象, 称之为“青藏高原臭氧低值中心”, 引起国际科学界的关注。图 4 是中国及邻近地区臭氧总量纬向偏差在不同季节的气候平均 (1979—2014 年), 纬向偏差定义为该纬度值与同纬度整个纬圈平均值的差, 反映与同纬度地区的差异。 25°N 以北, 臭氧呈东高西低特征, 青藏高原上存在一个与地形非常吻合的低值中心, 夏季最低 (-30 DU), 春季次之 (-20 DU), 秋季略有增加 (-15 DU), 冬季与同纬度地区差异最弱 (-10 DU), 这种季节变化与青藏高原的热力变化一致。Zou 等^[24]指出青藏高原臭氧亏损的季节变化与高原加热地表物质抬升过程有关。周顺武等^[25]利用 1979—2008 年 TOMS 和 SBUV 卫星臭氧总量数据发现, 青藏高原臭氧亏损与对流层顶高度有

很好的关系,春夏季青藏高原抬升有利于对流层低层向高层输送,导致臭氧减少。以上说明青藏高原热力作用是青藏高原臭氧低值产生和季节变化的重要原因。而臭氧总量变化与地形高度有很好的一致性,说明青藏高原大地形引起臭氧亏损也是青藏高原臭氧低值产生的重要原因。数值模式模拟结果也表明青藏高原臭氧低值主要是青藏高原热力、动

力、化学共同作用的结果,化学作用对青藏高原臭氧低值的产生及影响并不是主导因子^[26]。卞建春等^[27]认为,夏季青藏高原臭氧低谷的形成与亚洲夏季风输送和青藏高原大地形造成的空气柱缺失有关。而亚洲夏季风对污染物向全球平流层输送,将对全球平流层大气成分收支产生重要影响,也会通过臭氧化学和辐射过程影响全球平流层气候环境^[28]。

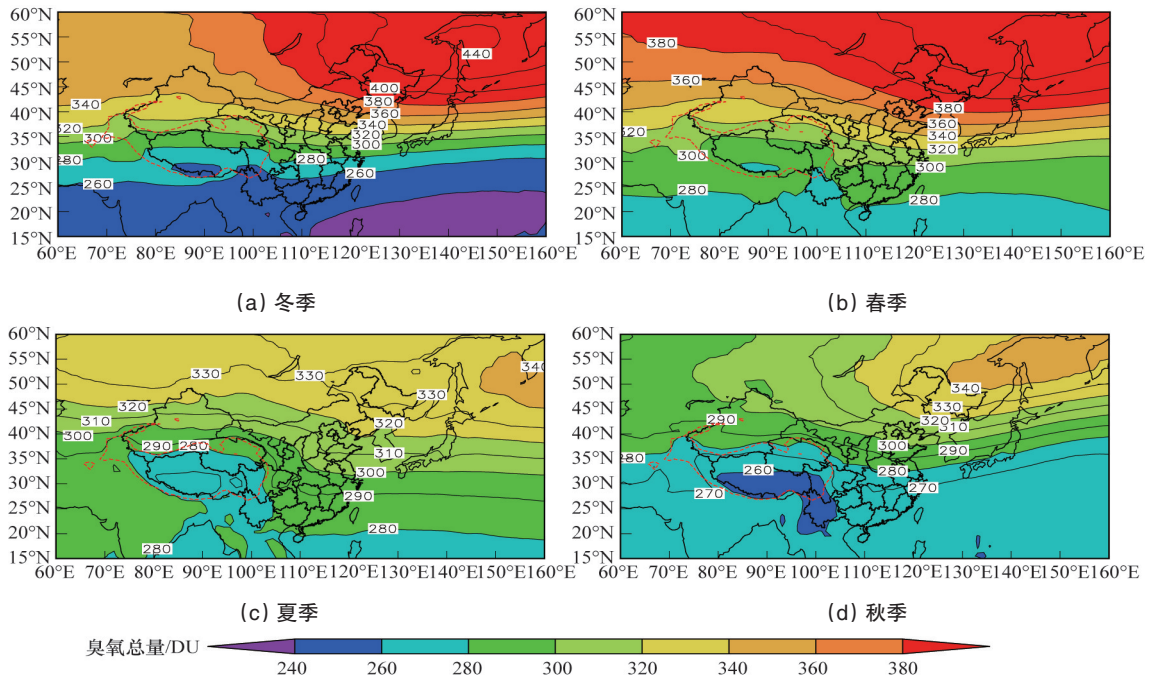


图3 1979—2014年臭氧总量的多年季节平均

Fig. 3 Climatological seasonal means of total column ozone in 1979-2014

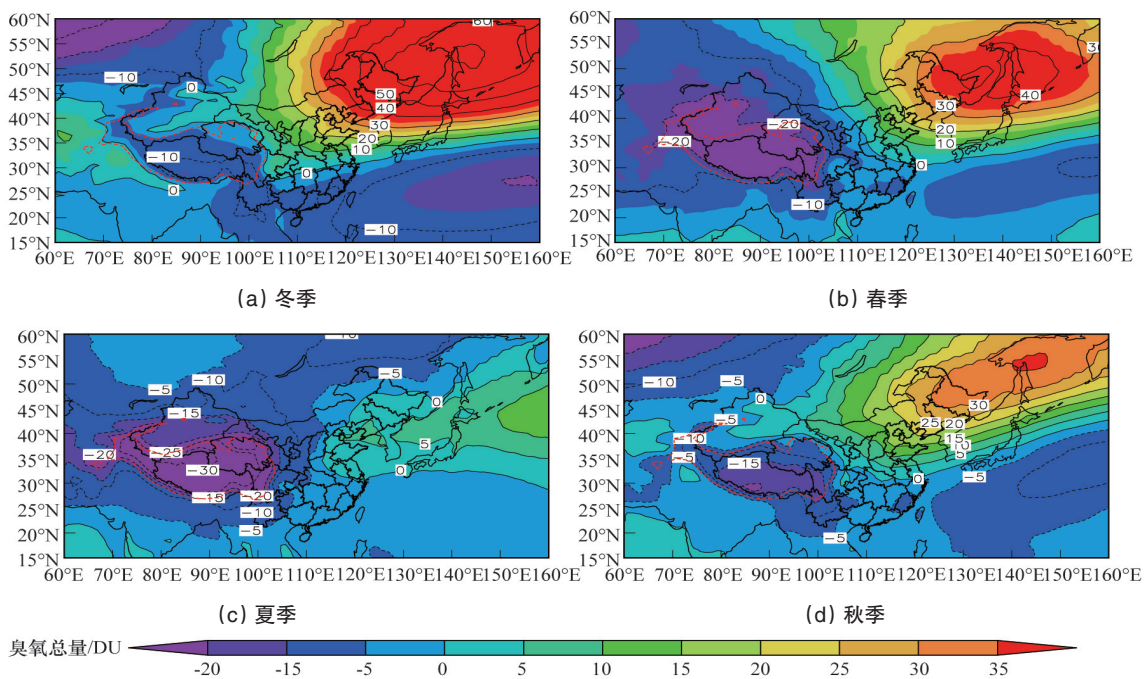


图4 1979—2014年臭氧总量纬向偏差的多年季节平均

Fig. 4 Climatological zonal deviation of total column ozone in 1979-2014

4 极地臭氧监测及变化

4.1 南极臭氧洞变化

自1970年代末期开始,每年的7—12月,南极地区臭氧总量开始下降,南极大陆上空出现一个闭合区域,在该区域内臭氧总量比全球臭氧总量平均值低30%左右,即220 DU。目前科学界普遍认为,极区臭氧的消耗与平流层极涡内的光化学作用有关,当极涡内温度下降至 -78°C 时,在平流层低层形成极地平流层云(PSCs),平流层云颗粒中含有的卤素化合物在紫外线作用下释放出活性卤素原子,通过光化学过程破坏臭氧分子,导致臭氧总量急剧下降^[3]。图5是1979—2014年南极臭氧洞面积变化,南极臭氧洞面积定义为臭氧总量低于220 DU出现的闭合中心覆盖范围。南极臭氧洞是“非均相化学反应”(化学机制)和极地涡旋(气象机制)的共同作用产生,南极臭氧洞主要是人类活动排放的臭氧损耗物质积累在南极平流层上空损耗了该地的臭氧,它的主要原因是人类活动,机制是物理、化学和动力过程的影响^[21]。由臭氧洞面积变化可见,1979—1982年南极基本没有臭氧洞,1982—1990年代中期臭氧洞面积不断增大。为了保护臭氧层免受破坏,1987年蒙特利尔公约签订和执行,臭氧损耗物(ODS)已经显著减小,2000年后全球臭氧层维持一个基本稳定的状态。近几年臭氧洞面积略有减小,预计2045—2060年臭氧洞将会恢复^[21]。然而,南极臭氧洞的出现和变化已经给南半球气候产生了显著的影响,南极臭氧洞引起了南极平流层变冷,进一步改变了大气加热率,进而影响环流,造成气候的变化^[21]。

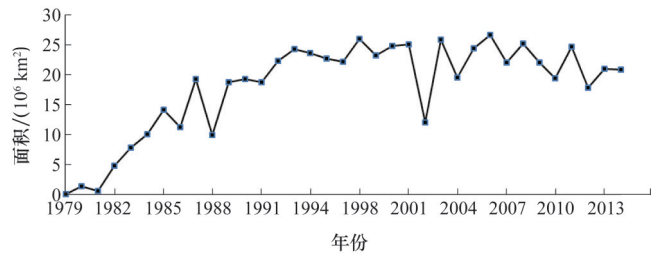


图5 南极臭氧洞面积(9月7日—10月13日)
Fig. 5 Mean area of Antarctic ozone hole (7 September—13 October)

以2013年为例,利用FY-3A日臭氧总量监测了南极臭氧洞的变化过程。南极臭氧洞一般开始于8月初,结束在11月。臭氧洞出现在此时的原因是极夜已经结束,当光照、温度和极地平流层云(PSCs)条件出现,臭氧开始损耗。图6为FY-3A/TOU监测的2013年8—11月南极地区臭氧洞开始、发展和消亡期间的臭氧总量日平均分布,臭氧洞以臭氧总量低于220 DU的闭合区域出现在南极大陆上空,并随时间呈顺时针旋转。南极高区臭氧损耗从8月开始,8月30日出现在南极东部上空,9月面积和损耗强度持续增加,9月16日臭氧洞接近最大,臭氧洞边缘到达南美大陆南端。其后慢慢减小,10月13日臭氧洞收缩至南极东部,11月10日南极臭氧洞基本消失,只在南极西部地区臭氧总量有很小区域低于220 DU。

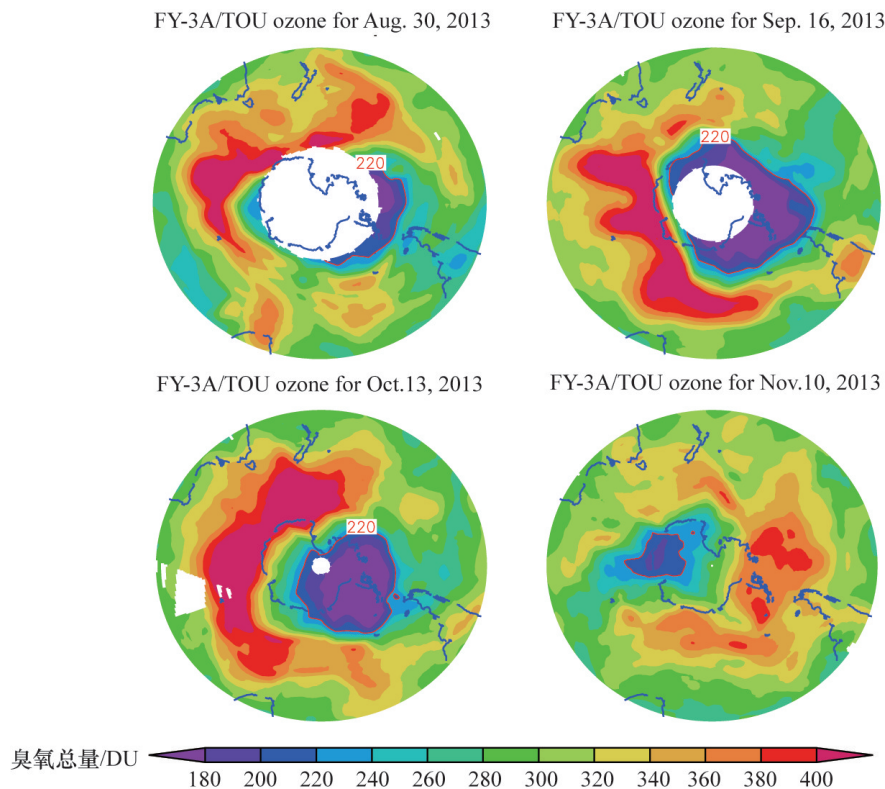
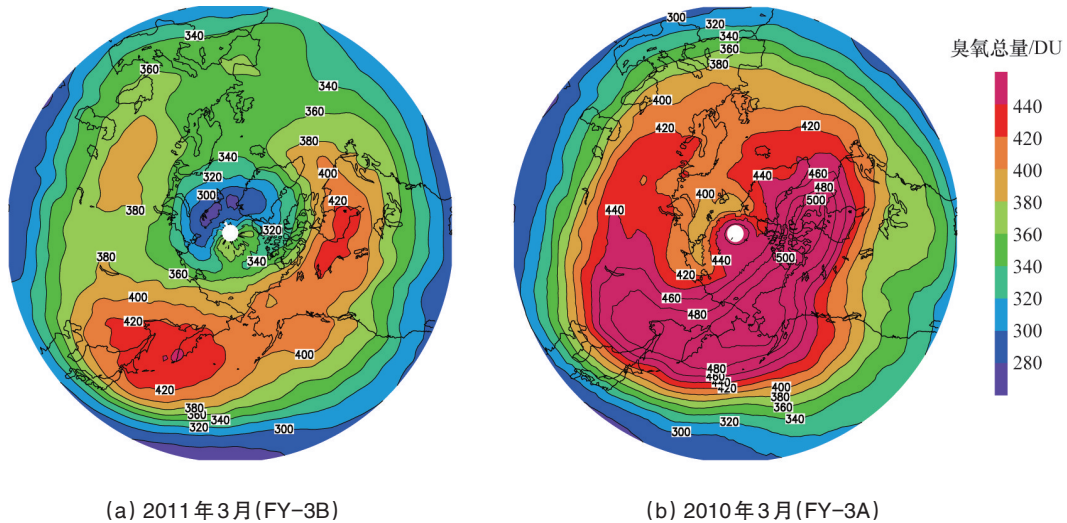


图6 FY-3A/TOU 监测南极臭氧洞日变化
Fig. 6 Daily variations of Antarctic ozone hole obtained from FY-3A/TOU monitoring

4.2 北极臭氧变化

20世纪70年代末期至90年代末期,北极地区春季臭氧总量呈现急剧下降的趋势,特别是1997年北极地区臭氧总量在当时达到了有记录以来的最低水平,卫星观测数据显示,1997年3月平均臭氧总量为334 DU,约为20世纪80年代之前同期臭氧总量的70%左右。20世纪末到2010年之前,北极地区春季臭氧总量呈现上升趋势,其3月份臭氧总量均值接近80年代初水平,2011年北极臭氧损耗达到前所未有的低

值。图7是2011年3月与2010年3月平均臭氧总量的分布,2011年3月(图7(a))北极地区以非常显著的臭氧低值中心覆盖,最低值低于280 DU,而2010年3月(图7(b)),北极地区臭氧不仅没有低值中心,中高纬度臭氧总量高值中心覆盖了北极地区。我们研究了北极地区臭氧总量的年际变化及其影响因子^[17],分析表明臭氧损耗异常偏高年对应极冷的强极涡,而臭氧损耗异常偏低年份对应较暖的平流层,且极涡较弱,北极臭氧异常与大气环流之间有重要的联系。



(a) 2011年3月(FY-3B)

(b) 2010年3月(FY-3A)

图7 FY-3/TOU 3月臭氧总量月平均

Fig. 7 Monthly means of total column ozone in March

5 结论

利用1979—2014年星载紫外臭氧探测仪观测反演的长时间序列臭氧总量卫星产品,分析了全球臭氧总量的空间分布和变化,重点分析了臭氧变化的关键地区,包括中国及邻近地区臭氧分布及季节变化、中国及邻近地区臭氧的纬向偏差分布及变化、南极臭氧洞面积的变化,特别利用了中国FY-3卫星产品对南极臭氧洞的发展及北极臭氧的变化进行了监测。

臭氧总量在南北半球的中高纬度及极区显现出不同的特征。2009—2014年臭氧总量平均值与1998—2008年平均值的差异反应了近期大气臭氧层的变化,中高纬度和极地臭氧总量增加,赤道地区臭氧变化较小。大气臭氧增加的不均匀性与大气动力过程、化学过程和气候变化之间的联系值得进一步研究。

中国位于东亚季风区,加之青藏高原大地形影响,其环流系统非常复杂。而大气臭氧的分布和变化与大气动力过程密不可分,所以相对于全球其他地区,中国及邻近地区的臭氧分布和变化具有特殊性。中国东北部及邻近地区是臭氧总量的高值区,也是北半球臭氧总量的最大值中心,而中国青藏高原地区是臭氧常年的低值,夏季出现大范围低值中心,它是北半球中高纬度最低值中心。青藏高原纬向偏差的

季节变化与青藏高原的热力变化一致,其低值中心与地形一致,青藏高原热力和动力作用是青藏高原臭氧低值产生的重要原因,青藏高原被认为是东亚地区对流层污染物向平流层的输送通道,更加值得关注。

南极臭氧变化反应了人类活动对环境和气候造成的影响,虽然臭氧损耗物质得到了控制,但是臭氧洞的恢复依然是一个长期调整的过程。利用FY-3A和FY-3B臭氧总量分别对南极臭氧洞的变化与北极臭氧低值中心进行了监测,进一步体现出中国FY-3卫星臭氧总量产品的应用能力。

参考文献 (References)

- [1] 石广玉. 大气辐射学[M]. 北京: 科学出版社, 2007: 27-43.
Shi Guangyu. Atmospheric radiation[M]. Beijing: Science Press, 2007: 27-43.
- [2] 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. 大气物理学[M]. 北京: 北京大学出版社, 2008: 11-15.
Sheng Peixuan, Mao Jietai, Li Jianguo, et al. Atmospheric physics[M]. Beijing: Peking University Press, 2008: 11-15.
- [3] Staehelin J, Harris N R P, Appenzeller C, et al. Ozone trends: A review [J]. Review of Geophysics, 2001, 39(2): 231-290.
- [4] Dave J V, Mateer C L. A preliminary study on the possibility of estimating total atmospheric ozone from satellite measurements[J]. Journal of

- the Atmospheric Sciences, 1967, 24(4): 414-427.
- [5] McPeters R, Hollandsworth S, Flynn L, et al. Long-term ozone trends derived from the 16-year combined Nimbus7/meteor3 TOMS version7 record[J]. Geophysical Research Letters, 1996, 23(25): 3699-3702.
- [6] Burrows J P, Weber M, Buchwitz M, et al. The global ozone monitoring experiment (GOME): Mission concept and first scientific results[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1999, 56(2): 151-175.
- [7] Noël S, Bovensmann H, Wuttke M W, et al. Nadir, limb, and occultation measurements with SCIAMACHY[J]. Advances in Space Research, 2002, 29(11): 1819-1824.
- [8] Lee C, Richter A, Weber M, et al. SO₂ retrieval from SCIAMACHY using the weighting function DOAS (WFDOAS) technique: Comparison with standard DOAS retrieval[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2008, 8(3): 6137-6145.
- [9] Veefkind J P, de Haan J F, Brinksma E J, et al. Levelt, total ozone from the ozone monitoring instrument (OMI) using the DOAS technique[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2006, 44(5): 1239-1244.
- [10] Chunhui P, Flynn L, Buss R, et al. Performance monitoring of the S-NPP ozone mapping and profiler suite's sensor data records[J]. IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, 2014, 7(5): 1763-1770.
- [11] Wang Y M, Wang Y J, Wang W H, et al. FY-3 satellite ultraviolet total ozone unit[J]. Chinese Science Bulletin, 2010, 55(1): 84-89.
- [12] Wang W H, Zhang X Y, An X Q, et al. Analysis for retrieval and validation results of FY-3 total ozone unit (TOU)[J]. Chinese Science Bulletin, 2010, 66(26): 3037-3043.
- [13] Huang F X, Liu N Q, Zhao M X, et al. Vertical ozone profiles deduced from measurements of SBUS on FY-3 satellite[J]. Chinese Science Bulletin, 2010, 55(10): 943-948.
- [14] Huang F X, Yu Huang, Flynn L E, et al. Radiometric calibration of the solar backscatter ultraviolet sounder and validation of ozone profile retrievals[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2012, 50(12): 4956-4964.
- [15] Wang W H, Zhang X Y, Zhang Y, et al. Introduction to the FY-3A total ozone unit: Instrument, performance and results[J]. International Journal of Remote Sensing, 2011, 32(17): 4749-4758.
- [16] Zhang Yan, Wang Weihe, Li Xiaojing, et al. Anomalously low ozone of 1997 and 2011 Arctic spring: Monitoring results and analysis[J]. Advances in Polar Science, 2012, 2(23): 82-86.
- [17] Zhang Yan, Wang Weihe, Zhang Xingying, et al. Interannual variations of arctic ozone and their relationship to the polar vortex[J]. Journal of Remote Sensing, 2013, 17(3): 527-533.
- [18] Liu Nianqing, Huang Fuxiang, Wang Weihe. Monitoring of the 2011 spring low ozone events in the Arctic region[J]. Chinese Science Bulletin, 2011, 56(27): 2893-2896.
- [19] Wang Weihe, Flynn Lawrence E, Zhang Xingying, et al. Cross-calibration of the total ozone unit (TOU) with the ozone monitoring instrument (OMI) and SBUV2 for environmental applications[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2012, 50(12): 4943-4955.
- [20] Randel W J, Wu F, Stolarski R, et al. Changes in column ozone correlated with the stratospheric EP flux[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2002: 80(4B): 849-862.
- [21] World Meteorological Organization. Scientific assessment of ozone depletion: 2014[R]. Geneva: WMO, 2015.
- [22] 郭世昌, 戴敏, 杨沛琼, 等. 北半球 Hadley 环流与臭氧气候演变规律及其相互关系[J]. 云南大学学报: 自然科学版, 2012, 34(2): 169-176. Guo Shichang, Dai Min, Yang Peiqiong, et al. The evolutionary law of Northern Hemisphere misphere Hadley circulation and ozone and the correlations between them[J]. Journal of Yunnan University, 2012, 34(2): 169-176.
- [23] 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. Zhou Xiuji, Lou Chao, Li Weiliang, et al. Ozone changes of China and low center over Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 40(15): 1396-1398.
- [24] Zou Han. Seasonal variation and trends of TOMS ozone over tibet[J]. Geophysical Research Letters, 1996, 23(9): 1029-1032.
- [25] 周顺武, 杨双艳, 张人禾, 等. 近30年青藏高原臭氧总量亏损的可能原因及其与对流层顶高度的联系[J]. 高原气象, 2012, 31(6): 1471-1478. Zhou Shunwu, Yang Shuangyan, Zhang Renhe, et al. Possible causes of total ozone depletion over the Qinghai-Tibet Plateau and its relation to tropopause height in recent 30 years[J]. Plateau Meteorology, 2012, 31(6): 1471-1478.
- [26] 周秀骥, 李维亮, 陈隆勋, 等. 青藏高原地区大气臭氧变化的研究[J]. 气象学报, 2004, 62(5): 513-527. Zhou Xiuji, Li Weiliang, Chen Longxun, et al. Study of ozone change over Tibetan Plateau[J]. Acta Meteorological Sinica, 2004, 62(5): 513-527.
- [27] Bian Jianchun, Yan Renchang, Chen Hongbin, et al. Formation of the summertime ozone valley over the Tibetan Plateau: The Asian summer monsoon and air column variations[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2011, 28(6): 1318-1325.
- [28] 卞建春, 严仁嫦, 陈洪滨. 亚洲夏季风是低层污染物进入平流层的重要途径[J]. 大气科学, 2011, 35(5): 897-902. Bian Jianchun, Yan Renchang, Chen Hongbin. Tropospheric pollutant transport to the stratosphere by Asian summer monsoon[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2011, 35(5): 897-902.

(责任编辑 王媛媛)

《科技导报》“卷首语”栏目征稿

“卷首语”栏目每期邀请一位中国科学院院士和中国工程院院士就重大科技现象、事件,以及学科发展趋势、科学研究热点和前沿问题等,撰文发表个人的见解、意见和评论。本栏目欢迎院士投稿,每篇文章约2000字,同时需提供作者学术简历、工作照和签名电子文档。投稿邮箱:kjdbbjb@cast.org.cn。