

青藏高原臭氧的准两年振荡^{*}

季崇萍 邹 捍 周立波

(中国科学院大气物理研究所环境与极地研究部, 北京 100029)

摘 要 通过对臭氧卫星观测资料及大气环流资料的分析, 研究了青藏高原上空臭氧的季节和年际变化。通过分析青藏高原地区臭氧准两年振荡 (QBO), 并与同纬度无山区及赤道地区臭氧 QBO 进行比较, 指出: 青藏高原臭氧 QBO 的平均周期为 29 个月, 平均振幅为 8 DU。青藏高原臭氧 QBO 变化位相与热带平流层纬向风场 QBO 相反, 即热带平流层纬向西风时, 青藏高原上空臭氧总量偏小, 东风时臭氧总量偏大。还讨论了与青藏高原臭氧 QBO 相关的大气环流物质输送理论。

关键词: 臭氧; 准两年振荡; 年际变化; 物质输送

1 引言

臭氧是大气中的微量气体, 主要分布高度为 10~50 km, 最大值高度在 20~28 km。臭氧在如下三个方面起着不可替代的重要作用: (1) 臭氧对太阳有害短波辐射有强烈的吸收, 起到保护地球生物圈的作用; (2) 臭氧吸收太阳紫外辐射加热大气, 是平流层的主要热源, 决定了平流层的温度结构; (3) 平流层臭氧对太阳短波辐射的吸收造成地面温度降低, 是全球温室效应中的负反馈过程。大气臭氧的破坏主要通过光化学反应和有氮、氢氧根、氯、溴参与的催化反应完成, 同时大气环流及涡旋的输送对臭氧的分布起着重要作用^[1]。自南极臭氧洞被发现以来, 大气臭氧含量变化引起了人们的广泛重视, 大量研究工作揭示出大气臭氧变化的特征及机制^[1~3], 全球大部分地区的臭氧总量在不断下降^[4~6]。

研究发现, 热带平流层存在纬向风和温度场的准两年振荡 (QBO)^[7~9], 之后又发现准两年振荡不仅存在于热带地区, 也广泛存在于赤道以外的全球大气中^[10,11]。在赤道平流层中, 两种重要的垂直传播波动, 东传 Kelvin 波和西移混合型 Rossby 重力波对来自对流层的上传赤道波动的吸收是下传 QBO 的动量源^[12~14]。重力内波不仅与纬向流发生相互作用, 波与波之间也发生相互作用, 从而激发出许多新波, 新波的波数和频率为相互作用波的波数和频率的和或差, 两个强迫波和新产生的波共同作用使纬向流量 QBO 式的周期振动^[15,16]。当热带地区平流层为东风时, 向北的温度梯度为正, 对流层顶冷却抬升, 臭氧总量减少; 西风时, 对流层顶增温降低, 臭氧总量增加, 循环往复形成臭氧的准两年振荡。因此, 赤道地区臭氧和平均纬向风的准两年振荡呈同位相变化^[14,17]。赤道以外地区大气臭氧中也存在着 QBO 信号^[18]。热带平流层纬向风 QBO 不

2000-01-06 收到, 2000-05-25 收到修改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 49775276、中国科学院大气物理研究所重点知识创新项目 8-2212 和中国科学院重大项目 KZ951-A-205-05 联合资助

仅通过影响东、西风切变而引起热带臭氧分布的年际变化, 而且通过影响行星波的传播引起了行星波对臭氧输送的年际变化, 表现为当热带纬向风处于东风位相时, 中高纬地区行星波对臭氧的输送比西风位相时强^[19~21]。任福民等指出准两年振荡是臭氧变化中除年周期外最显著的周期, 其强度和位相基本呈纬向分布, 且主要表现出赤道对称的特征^[22,23]。Bowman 等指出赤道以外地区的臭氧 QBO 受到平均径圈环流准两年振荡强迫和臭氧平流调整的影响^[24~28]。

青藏高原的热力作用强烈影响着该地区乃至全球的大气环流^[29], 青藏高原大气臭氧变化中势必带有这种热力影响的特征。周秀骥等指出青藏高原上空存在臭氧低值中心^[30]。邹捍等发现青藏高原上空臭氧亏损的季节变化与该地区地表加热造成的物质抬升过程密切相关, 其主要亏损由大气动力输送引起^[31~34]。这一地区臭氧变化特征, 例如 QBO 和 ENSO, 必然会显示出这种热力影响。本文试图从 TOMS 臭氧总量资料及大气环流资料中提取青藏高原大气臭氧 QBO 信号, 研究分析臭氧 QBO 的特征, 并与其他地区(赤道地区、同纬度无山区)进行比较。

2 资料及方法

本研究采用的臭氧总量资料为: 美国宇航局(NASA)提供的 TOMS 7 全球大气臭氧总量格点资料, 时间区间为 1979 年 1 月~1992 年 2 月, 水平分辨率为 1.00° (纬度) $\times 1.25^{\circ}$ (经度), 单位为 Dobson Unit (DU)。本文选取了三个区域: 青藏高原 ($25^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $75^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$)、 $25^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 中除青藏高原以外地区(同纬度无山区)、赤道地区 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $175^{\circ}\text{W}\sim 180^{\circ}\text{E}$), 并对上述地区使用面积加权平均, 即 $\cos(\text{纬度})$ 加权平均, 得到平均臭氧总量。本研究使用的 QBO 指数为标准化以后的新加坡 30 hPa 纬向风, (这是在气候研究中广泛采用的 QBO 指数^[10])。本研究使用的太阳活动指数为 NRCC 观测并标准化后的 10.7 cm 太阳辐射通量, 这一数据集在研究太阳活动中被广泛采用^[35]。

3 分析及讨论

3.1 赤道、青藏高原和同纬度无山区臭氧总量季节变化

对 1979~1992 期间每个月臭氧值做 14 年的平均得到臭氧总量季节平均变化。图 1 给出了赤道、青藏高原及同纬度无山区大气臭氧总量多年平均季节变化。可以看出, 赤道地区大气臭氧总量季节变化在 1 月达到最小值 250 DU, 9 月到达最大值 271 DU, 振幅为 21 DU; 青藏高原地区臭氧总量季节变化在 10 月达到最小值 269 DU, 3 月达到最大值 306 DU, 振幅为 37 DU; 与青藏高原同纬度的无山地区臭氧总量季节变化在 11 月达到最小值 273 DU, 4 月达到最大值 324 DU, 振幅为 51 DU。由此可见, 赤道地区与中纬度大气臭氧季节变化的振幅和位相存在较大差异。与同纬度无山区臭氧总量季节变化相比, 青藏高原臭氧季节变化位相超前 1~2 个月, 振幅也大大减少。

赤道臭氧的产生率在一年中几乎不变, 在中纬度夏季高, 冬季低, 纬度高于 60° 的区域, 冬季的产生率可以忽略不计。但是, 在各个纬度和季节臭氧含量与其产生率之间

并没有直接的对应关系^[36]。臭氧的水平分布的差异和变化主要是由水平涡旋和平均径圈环流的输送造成的^[37,38]。由于赤道平流层向外的臭氧输送夏季小于冬季,该地区夏季臭氧以积累为主,所以臭氧总量在秋季达到最大值。同理,冬季大量臭氧从赤道送向中纬度,青藏高原和无山区臭氧总量在冬季得以积累,在春季达到最大值^[1]。

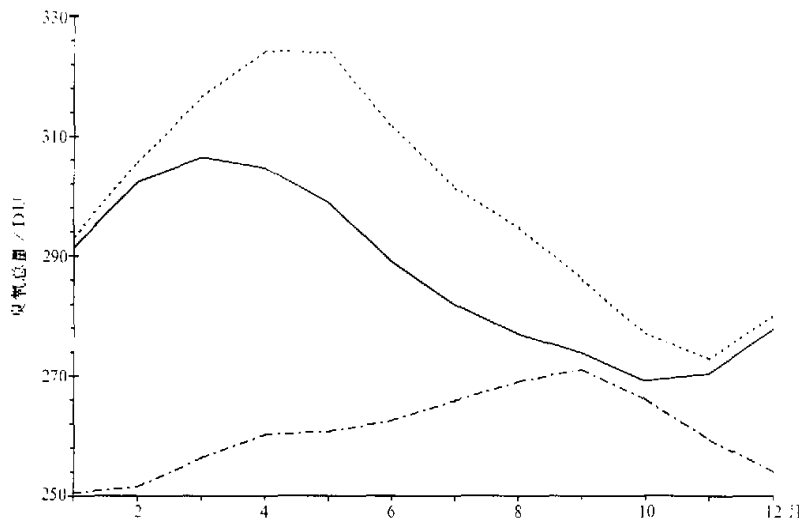


图1 臭氧总量季节变化

实线: 青藏高原; 虚线: 同纬度无山地区; 点实线: 赤道地区

青藏高原被抬升的地表面吸收太阳辐射加热大气, 在对流层中形成较周围地区高的热源。这一“被抬高”的热源将在对流层较高的位置形成对流及涡旋, 造成物质向上输送。对流层中向上输送的贫臭氧空气将造成整层气柱中臭氧含量下降^[31,32]。青藏高原局地臭氧亏损使该地区大气臭氧含量在各个季节均低于同纬度无山地区。由于高原地面加热在春季最强^[20], 臭氧亏损最为严重^[32], 使得臭氧季节变化的最大值受到抑制, 因此该地区臭氧总量季节变化的振幅也小于同纬度无山地区。

3.2 赤道、青藏高原和同纬度无山区臭氧总量年际变化

为了研究臭氧的年际变化, 从臭氧总量中除去上一节讨论的季节变化并对距平值 (臭氧距平 = 月臭氧总量 - 季节变化) 进行 7 个月平滑处理。图 2 给出了太阳辐射通量年际变化。可以看到太阳辐射通量在 1979~1982 年位于较高的水平, 其变化较缓和, 从 1982 年以后开始下降, 在 1985~1987 年期间达到最低水平, 其值只有 1979 年的 50%, 1987~1990 年又处于上升阶段, 1990 年恢复到与 1979 年相同的水平, 1992 年后又开始下降。图 3 给出了赤道、青藏高原及同纬度无山区大气臭氧距平的年际变化。可以看到上述三个地区臭氧距平在 1979~1983 年较高, 平均臭氧偏差约为 5 DU; 自 1983 年之后逐渐下降, 1985~1987 年达到最低水平, 平均偏差约为 -5 DU; 从 1987 年之后臭氧距平又有所回升, 但并没有达到 1979 年的水平, 这表明了化学过程造成臭氧含量递减。

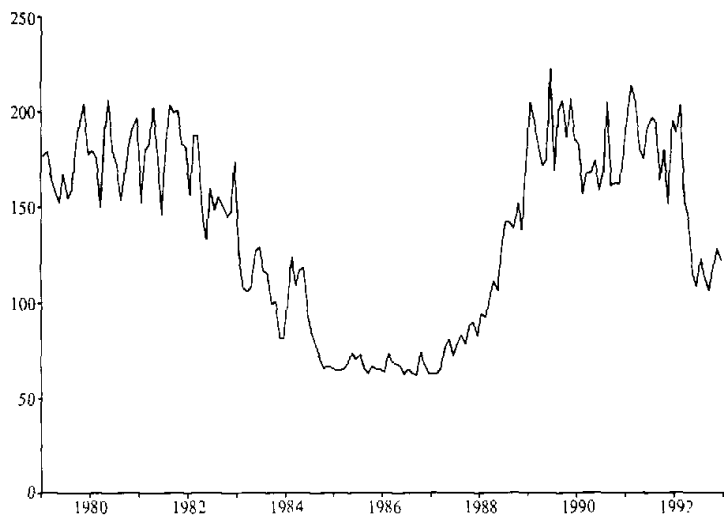


图2 标准化后的 10.7 cm 太阳辐射通量

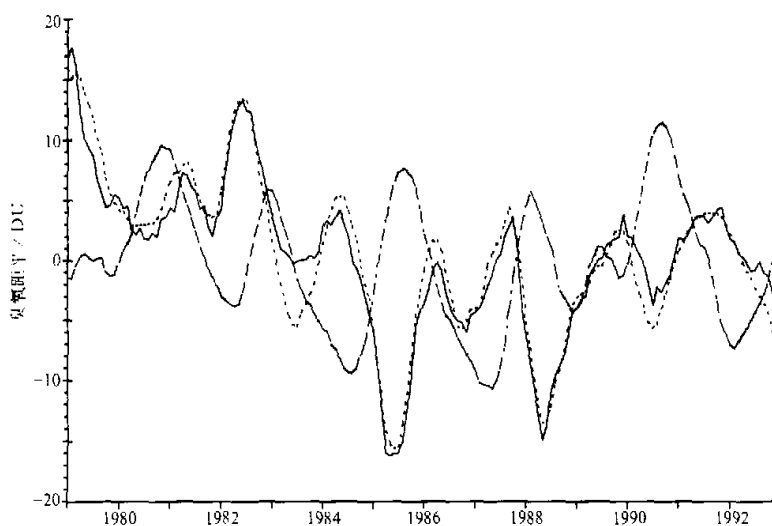


图3 臭氧距平时间序列

实线: 青藏高原; 虚线: 同纬度无山地区; 点实线: 赤道地区

比较图2与图3可以看出臭氧的变化趋势与该时间区间内的太阳活动变化一致, 充分反映了太阳活动对大气臭氧的影响。太阳活动的变化使大气臭氧层因太阳辐射光化学过程而发生变化^[39]; 同时, 由于臭氧吸收太阳紫外辐射对平流层大气的热力和动力状况起着决定性的作用, 太阳辐射变化将引起大气环流和涡旋物质输送的变化, 这种变化必将造成臭氧全球分布的变化^[40,41]。

3.3 赤道、青藏高原和同纬度无山区臭氧 QBO

为了从上述臭氧距平变化中提取 QBO 信号, 必须排除太阳活动和臭氧化学亏损的影响。因此, 我们采用线性回归的方法提取 QBO 信号。回归方程为

$$A_{O_3} = a_1 + a_2 S_t + a_3 I_s + R,$$

其中, A_{O_3} 为臭氧距平, S_t 为臭氧亏损趋势, I_s 为太阳活动指数, R 为包含 QBO 振荡的余项, a_1 为截距, a_2 和 a_3 为回归系数。赤道地区回归相关系数为 0.63, 青藏高原和无山地区回归相关系数分别为 0.65 和 0.66 ($F_{赤道} = 11.95$, $F_{青藏高原} = 61.21$, $F_{无山区} = 62.82$, $F_\alpha = 3.00$, 回归方程均显著)。图 4 显示了赤道地区、青藏高原和同纬度无山区臭氧 QBO 振荡。图 5 给出了新加坡 30 hPa 纬向风 QBO 时间序列, 可以看到平流层纬向风场呈准周期性东西风变化, 其周期大约为 26~30 个月。

由图 4 可以看出, 上述三个地区的臭氧年际变化均呈现出准两年周期振荡。青藏高原臭氧 QBO 周期在 26~32 个月之间, 最大值为 10 DU (1982 年 5 月), 最小值为 -13 DU (1985 年 7 月)。青藏高原同纬度无山区臭氧 QBO 周期在 26~32 个月之间, 最大值为 10 DU (1982 年 5 月), 最小值为 -13 DU (1985 年 7 月); 赤道地区臭氧 QBO 周期在 29~33 个月之间, 最大值为 11 DU (1990 年 9 月), 最小值为 -9 DU (1992 年 2 月)。赤道地区与青藏高原、同纬度无山区臭氧 QBO 变化位相相反。与图 5 相比较, 赤道地区臭氧 QBO 与热带平流层纬向风 QBO 变化位相一致, 即热带平流层为东风时臭氧总量偏小, 西风时臭氧总量偏大。青藏高原和无山区臭氧 QBO 与热带平流层纬向风 QBO 位相相反。也就是说, 当热带平流层东风时, 青藏高原和无山区臭氧总量偏大, 西风时臭氧总量偏小。

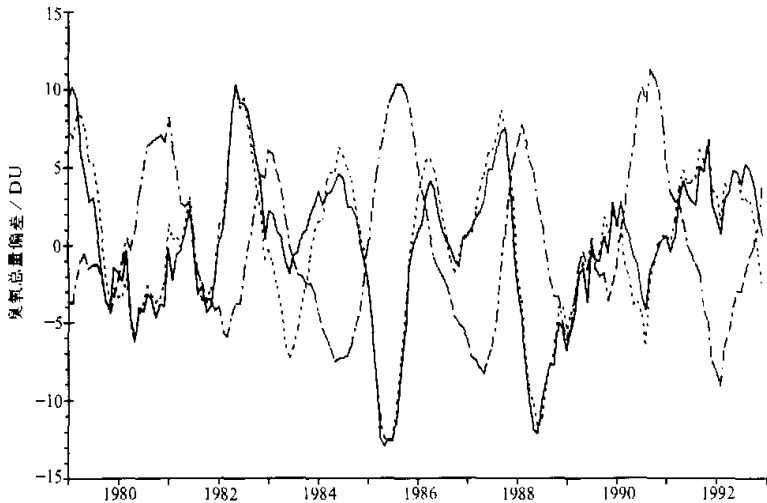


图 4 除去太阳活动和化学亏损的臭氧偏差
实线: 青藏高原; 虚线: 同纬度无山区; 点实线: 赤道地区

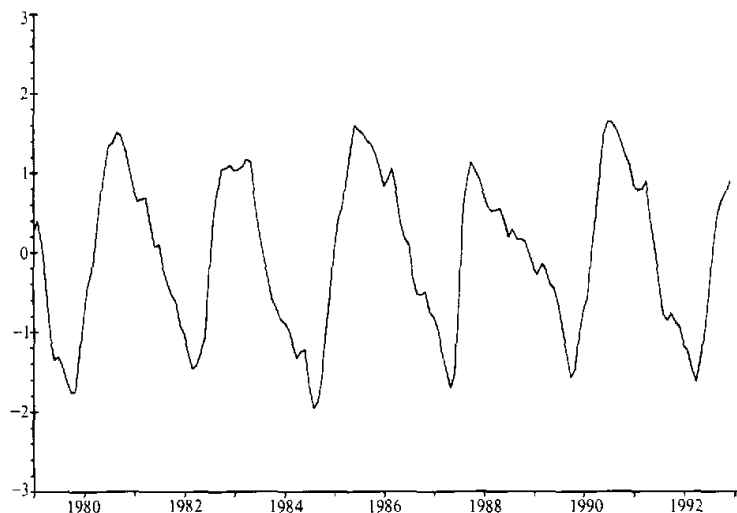


图5 QBO 指数——标准化后的新加坡 30 hPa 纬向风

由于 QBO 本身不是严格的周期变化, 为了突出臭氧 QBO 的特征, 我们采取了“强加信号法”^[42]处理以上三个地区臭氧 QBO 序列, 本项工作所采用的“强加信号法”是将赤道平流层风场作为臭氧变化的强加周期。0 代表东风转为西风的月份 (临界点), 向前和向后分别取 27 个月, 将超前和滞后于临界点的相应月份臭氧距平进行平均, 即:

$$\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N A_n, \text{ 其中, } A_n \text{ 为臭氧总量距平, } n \text{ 为超前或滞后临界点的月份, } N \text{ 为 } 1979 \sim 1992$$

年间赤道平流层东西风交换次数。这里选取的 27 个月至少可以包含一个 QBO 周期。Naujokat^[43]和 Labitzke 等^[44]曾指出赤道西风 QBO 指数变化的平均周期为 28 个月, 东风和西风区间分别为 10 和 18 个月。因此, 这种信号强加法中超前 18 个月和滞后 10 个月以上结果的置信度较低。图 6 给出了处理以后的赤道、青藏高原和同纬度无山区臭氧 QBO 平均状况。可以看出, 赤道地区的臭氧 QBO 振幅远远大于青藏高原和无山地区, 平均振幅达 14 DU, 青藏高原臭氧 QBO 平均振幅为 8 DU, 同纬度无山区臭氧 QBO 平均振幅为 9 DU。无论赤道还是中纬度臭氧 QBO 在热带东风位相时振幅均较西风位相时小。这是因为东风位相时在 QBO 传播中起主要作用的行星波的传播受到压制^[33], 使得臭氧 QBO 振幅随之减弱。同时可以看出, 赤道臭氧 QBO 的平均周期为 30 个月, 青藏高原和无山区均为 29 个月。赤道、青藏高原和同纬度无山区臭氧总量 QBO 的变化位相与热带平流层纬向风 QBO 相比, 分别滞后 1、3 和 2 个月。热带纬向风 QBO 不仅通过影响东、西风切变而引起热带臭氧分布的年际变化, 而且通过影响行星波的传播引起了行星波对臭氧运输的年际变化, 热带纬向风处于东风位相时, 中高纬地区行星波对臭氧的运输比西风位相时强, 以此引导了中高纬臭氧 QBO, 因此, 臭氧 QBO 存在一定的滞后。

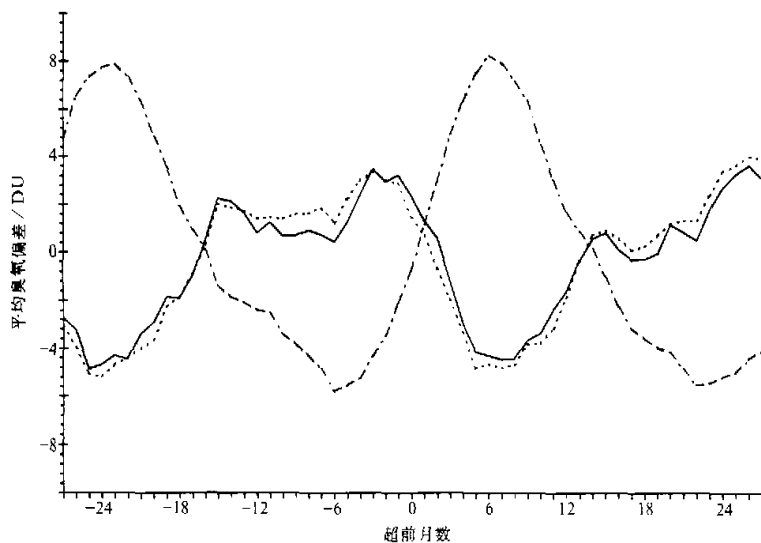


图 6 与热带平流层纬向风 QBO 东西风转换相联系的平均臭氧偏差

实线: 青藏高原; 虚线: 同纬度无山区; 点实线: 赤道地区

0 为东风转为西风的月份

4 结论

从上述研究中可以得到如下结论:

(1) 青藏高原地区臭氧年际变化中存在明显的 QBO 信号, 平均周期为 29 个月, 平均振幅为 8 DU, 与热带平流层风场 QBO 变化位相相反, 即当热带平流层东风时青藏高原臭氧总量偏大, 西风时臭氧总量偏小。

(2) 热带平流层纬向东风时, 由于行星波传输受到抑制, 青藏高原臭氧 QBO 振幅较西风相位时小。

(3) 青藏高原臭氧 QBO 变化位相滞后于热带平流层纬向风场 QBO 振荡 3 个月。

(4) 青藏高原臭氧总量的年际变化受到太阳辐射周期变化和化学亏损过程的明显影响。青藏高原臭氧总量的季节变化受到大气环流沿经圈物质输送的影响。

致谢 美国 Ozone Processing Team, NASA / Goddard Space Flight Center 提供有关臭氧总量资料, the National Research Council of Canada 提供 10.7 cm 太阳辐射通量资料, NCAR 提供标准化的新加坡 30 hPa 纬向风资料, 在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- 1 WMO, Atmosphere ozone 1985, Assessment of our understanding of process controlling its distribution and change, Global Ozone Research and Monitoring Project, Rep. 16, Geneva, 1985, 331~343.

- 2 WMO, Scientific assessment of ozone depletion 1991, Global Ozone Research and Monitoring Project, Rep. 25, Geneva, 1991.
- 3 Farman, J. G. and J. D. Shaklin, Large losses of total ozone in Antarctic reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction, *Nature*, 1985, **315**, 207~210.
- 4 邹捍, 1988 年 8 月下旬南极平流层爆发性增温文及其臭氧的关系, *南极研究*, 1990, **2**(3), 25~28.
- 5 Stolarski, R. S., R. D. Bojkov, L. Bishop et al., Measure trends in stratospheric ozone, *Science*, 1992, **256**, 342~349.
- 6 Bojkov, R. D., L. Bishop, W. J. Hill et al., A statistical trend analysis of revised Dobson total ozone data over the North Hemisphere, *J. Geophys. Res.*, 1990, **95**, 9785~9807.
- 7 Ebdon, R. A. and R. G. Vayard, Fluctuations in equatorial stratospheric winds, *Nature*, 1961, **189**, 791~793.
- 8 Reed, R. J., W. J. Campbell, L. A. Rasmussen et al., Evidence of a downward propagating annual wind reversal in the equatorial stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 1961, **66**, 813~818.
- 9 Lindzen, R. S. and J. R. Holton, A theory of the quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 1968, **25**, 1095~1107.
- 10 Holton, J. R. and R. S. Lindzen, An updated theory for quasi-biennial oscillation of the tropical stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 1972, **29**, 1076~1080.
- 11 Dunkerton, T. J., A two-dimensional model of the quasi-biennial oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 1985, **42**, 1151~1160.
- 12 Andrews, D. G., J. R. Holton and C. B. Leovy, *Middle Atmosphere Dynamics*, Academic, New York, 1987, 489pp.
- 13 Lindzen, R. S., On the development of the theory of the QBO, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1987, **68**, 329~337.
- 14 Reed, R. J., A tentative model of the 26-month oscillation on tropical latitudes, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 1964, **90**, 441~446.
- 15 张代洲, 秦瑜, 田中浩, 钱公望, QBO 形成过程中重力内波的活动特征, *大气科学*, 1997, **21**, 506~511.
- 16 Zhang Daizhou and Qin Yu, QBO-like oscillations induced by local thermal forcing, *Adv. Atmos. Sci.*, 1995, **12**, 245~254.
- 17 Reid, G. C. and K. S. Gage, Inter-annual variations in the height of the tropical tropopause, *J. Geophys. Res.*, 1985, **90**, 5629~5635.
- 18 Holton, J. R. and H.-C. Tan, The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation in total ozone, *J. Atmos. Sci.*, 1980, **37**, 2200~2208.
- 19 陈文, 黄荣辉, 准定常行星波对大气中臭氧输送的动力作用, *大气科学*, 1995, **19**, 513~524.
- 20 陈文, 黄荣辉, 中层大气行星波在臭氧的季节和年际变化中输送作用的数值研究 I. 常定流的情况, *大气科学*, 1996, **20**, 513~523.
- 21 陈文, 黄荣辉, 中层大气行星波在臭氧的季节和年际变化中输送作用的数值研究 II. 波流相互作用的情况, *大气科学*, 1996, **20**, 703~712.
- 22 任福民, 王梅华, 周秀骥, 李维亮, 史久恩, 近五十年全球臭氧变化, *气象学报*, 1998, **56**, 485~492.
- 23 史久恩, 周秀骥, 任福民, 中国地区大气臭氧变化的若干特征, 中国地区大气臭氧变化及其对气候环境的影响(一), 北京: 气象出版社, 1995, 239~245.
- 24 Bowman, K. P., Global pattern of the quasi-biennial oscillation in total ozone, *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**, 3328~3343.
- 25 O'Sullivan, D. and M. L. Sulby, Coupling of the quasi-biennial oscillation and the extratropical circulation in the stratosphere through planetary wave transport, *J. Atmos. Sci.*, 1990, **47**, 650~673.
- 26 邹捍, 邵永祺, 60~70°S 臭氧总量的 QBO 和 ENSO 信号, *气候与环境研究*, 1997, **2**(1), 61~70.
- 27 周立波, 邹捍, 季崇萍, 吴瑞欢, 斯堪的纳维亚臭氧亏损和地面加热, *气候与环境研究*, 2000, **5**(3), 233~241.
- 28 邹捍, 周立波, 季崇萍, 王维, 塞泳啸, 斯堪的纳维亚臭氧亏损和物质输送, *气候与环境研究*, 2001, **6**(4), 409~415.
- 29 叶笃正, 高由禧等编, *青藏高原气象学*, 科学出版社, 1979, p213.
- 30 周秀骥, 罗超, 李维亮, 史久恩, 中国地区臭氧总量变化与青藏高原低值中心, *科学通报*, 1995, **40**, 1396~1398.
- 31 Zou Han, Seasonal variation and trends of TOMS ozone over Tibet, *Geophys. Res. Lett.*, 1996, **23**, 1029~1032.
- 32 Zou Han and Gao Yongqi, Vertical ozone profile over Tibet using Sage I and II data, *Adv. Atmos. Sci.*, 1997, **14**,

- 505~512.
- 33 邹捍, 邵永祺, 周立波, 大尺度山地上空的臭氧低值和地面加热, 气候与环境研究, 1998, 3(3), 209~217.
 - 34 邹捍, 季崇萍, 周立波, 王维, 蹇泳啸, 青藏高原臭氧的 ENSO, 气候与环境研究, 2001, 6(3), 267~272.
 - 35 Pentiction Solar Radio Flux Values, SGD explanation of data reports, the National research Council of Canda, 1998.
 - 36 王贵勤等, 大气臭氧研究, 北京: 科学出版社, 1985, p494.
 - 37 Dukerton, T. J. and M. P. Baldwin, Quasi-biennial modulation of planetary-wave fluxes in the Northern Hemispheric winter, *J. Atmos. Sci.*, 1991, **48**, 1043~1061.
 - 38 Holton, J. R., *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 3rd ed., Academy Press, San Diego, California, USA, 1992, 403~432.
 - 39 Hamilton, K., Quasi-biennial and other long-period variations in the solar semidiurnal barometric oscillation: observation, theory and possible application to the problem of monitoring changes in the ozone, *J. Atmos. Sci.*, 1983, **40**, 2432~2442.
 - 40 Chandra, S., J. R. Ziemke and R. W. Stewart, An 11 year cycle in troposphere ozone from TOMS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 1999, **26**, 185~188.
 - 41 Hood, L. L., The solar cycle variation of total ozone dynamical forcing in the lower stratosphere, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**, 1355~1370.
 - 42 Sitnov, S. A., Vertical structure of the extratropic quasi-biennial oscillation in ozone, temperature, and wind derived from ozonesonde data, *J. Geophys. Res.*, 1996, **101**(D8), 12855~12866.
 - 43 Naujokat, B., An update of the observed quasi-biennial oscillation of the stratosphere winds over the tropics, *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**, 1873~1877.
 - 44 Labitzke, K. and H. van Loon, Associations between the 11-year solar cycle, the QBO, and the atmosphere, I. The troposphere and stratosphere in the northern hemisphere winter, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1988, **50**, 197~206.

QBO Signal in Total Ozone Over the Tibet

Ji Chongping, Zou Han and Zhou Libo

(Environment and Polar Program, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract From data analysis of ozone satellite observation and general circulation, this article discusses the seasonal and inter-annual variations of total ozone over the Tibet. Analysis has been done on quasi-biennial oscillation (QBO) in inter-annual ozone variation over the Tibet, in comparison with QBO over the tropics and non-mountain region at the same latitudes of the Tibet. The fact is shown that the Tibet ozone QBO has averaged period 29 months, with averaged amplitude 8 DU. The Tibet ozone QBO is anti-phase against the stratospheric wind QBO over the tropics, i.e., when the tropics 30 hPa-wind is easterly, ozone has a surplus, and vice verse. This article also discusses the impact of atmospheric transfer on ozone QBO over the Tibet.

Key words: ozone; quasi-biennial oscillation; inter-annual variation; mass transportation.