

施春华, 陈月娟, 郑彬, 等. 2010. 平流层臭氧季节变化的动力和光化学作用之比较 [J]. 大气科学, 34 (2): 399–406. Shi Chunhua, Chen Yuejuan, Zheng Bin, et al. 2010. A comparison with the contribution of dynamics and chemistry in ozone's seasonal variation in the stratosphere [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (2): 399–406.

平流层臭氧季节变化的动力和光化学作用之比较

施春华¹ 陈月娟² 郑彬³ 刘毅⁴

1 南京信息工程大学 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

2 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026

3 中国气象局广州热带海洋气象研究所/热带季风重点开放实验室, 广州 510080

4 中国科学院大气物理研究所中层大气与全球环境探测实验室, 北京 100029

摘要 1992 年到 2005 年的 HALOE 资料显示, 在臭氧光化损耗中, ClO_x 和 NO_x 的贡献大小和作用位置有所差异。SOCRATES3 模式模拟表明, 两半球夏季高纬极区的臭氧减少, 主要是 NO_x 的化学贡献; 北极春季和南极冬季副极地臭氧的变化, 主要是动力输送引起。南、北极春季臭氧减少的化学机制也有所不同, 南极春季的臭氧耗损包括极区内 ClO_x 的异相化学作用和副极区 NO_x 的化学作用; 北极春季的臭氧耗损主要以 NO_x 和 ClO_x 的气相化学作用为主, 其中 NO_x 的作用更大。动力和光化学在臭氧变化中的贡献表明, 整个中低平流层及低纬平流层高层的动力输送贡献可达到 45%, 而高纬平流层中上层, 化学作用贡献在 65% 以上。

关键词 臭氧 季节变化 动力输送 光化作用 数值模拟

文章编号 1006-9895(2010)02-0399-08

中图分类号 P421

文献标识码 A

A Comparison of the Contributions of Dynamical Transportation and Photochemical Process to Ozone's Seasonal Variation in the Stratosphere

SHI Chunhua¹, CHEN Yuejuan², ZHENG Bin³, and LIU Yi⁴

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 School of Earth and Space Science, University of Science and Technology of China, Hefei 230026

3 Institute of Tropical Marine and Meteorology /Key Open Laboratory for Tropical Monsoon, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080

4 Laboratory for Middle Atmosphere and Global Environmental Observation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract The HALOE trace gases data from 1992 to 2005 show that NO_x and ClO_x play different roles in the ozone photochemical destruction in the stratosphere. The simulations with SOCRATES3 model indicate that: (1) The ozone depletions of polar areas in summer are mainly attributed to the chemical process of NO_x ; (2) the ozone variations in the Northern sub-polar areas in spring and in the Southern sub-polar areas in winter are mostly contributed by the dynamical transportation. This study also shows that the photochemical mechanisms of ozone loss in the Antarctic and Arctic stratosphere in spring are different. Heterogeneous reactions of polar ClO_x and homogeneous reac-

收稿日期 2008-11-07, 2009-03-30 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 2010CB428602, 国家自然科学基金资助项目 40705015、40633015, 中国科学院知识创新工程领域前沿项目 IAP07311

作者简介 施春华, 男, 1978 年出生, 博士, 副教授, 主要从事气候变化、中层大气研究。E-mail: shich1997@gmail.com

tions of sub-polar NO_x regulate the ozone loss in the Antarctic areas in spring. However, homogeneous reactions of ClO_x and NO_x dominate the ozone loss in the Arctic areas in spring. The analyses of the contributions of the dynamical transportation and the photochemical process to the ozone show that 45% of the variation in the entire lower and middle stratosphere and the tropical upper stratosphere is attributed to the dynamical transportation, and 65% of the variation in the upper stratosphere at high latitudes is attributed to the photochemical process.

Key words Ozone, seasonal variation, dynamics, photochemistry, numerical simulation

1 引言

平流层臭氧对太阳辐射的紫外吸收,不仅保护了地球生物圈,也改变了平流层热力和动力结构,直接影响地球系统及气候变化,因此臭氧研究一直是平流层研究的热点。20世纪70年代以来,不少研究分别从均相和非均相 ClO_x 、 HO_x 、 NO_x 化学以及动力学过程解释了平流层臭氧耗损机制 (Crutzen, 1970; Molina and Rowland, 1974; Rowland and Molina, 1975)。而由于复杂的耦合关系,动力和光化学过程在臭氧损耗中的具体贡献历来都有争论。

早期研究平流层大气成分动力输送和光化学过程相对重要性时,通过比较它们的时间常数 τ_{dyn} , τ_{chem} 来考虑 (Brasseur and Solomon, 1984)。但实际平流层过程比较复杂,仅动力作用就包含了剩余环流、涡动和扩散等多种因素,这就使得 τ_{dyn} 很难确定。光化学过程更是包含了多种成分的大量耦合反应, τ_{chem} 也不像单一反应那么容易确定,很难通过比较时间常数来研究动力输送和光化学作用的相对重要性。后期,更为复杂的耦合化学气候模式得到了快速发展,被越来越多地使用到臭氧变化的研究中来。Pierce et al. (1999) 认为在高纬地区,中下平流层光化学作用和动力输送共同起作用,但作用趋势相反,光化学损耗的作用量更强。Cordero and Kawa (2001) 认为北半球夏季 70°N 以北的高纬,平流层下层臭氧变化中光化学作用占支配地位,而中低纬剩余环流和涡流输送作用很强。Moxim and Levy (2000) 曾对于热带大西洋上臭氧变化中动力和化学的作用进行比较,认为作用相当; Wennberg et al. (1994) 认为平流层臭氧破坏中奇氢的作用可能更强; Bregman et al. (2001) 认为有些模式对小尺度动力输送(对流活动)的低估和对臭氧化学过程参数化方案的不完善,导致下平流层夏季臭氧的观测和模拟结果吻合不好。Chen et al. (2002, 2005)、郑彬等 (2003) 以及郑彬和施

春华 (2008) 详细讨论过热带平流层准两年周期振荡 (QBO) 引起的剩余环流变化对中低纬平流层臭氧、甲烷和氮氧化物等微量成分的分布和输送有重要影响。施春华等 (2009) 全面分析了热带平流层水汽 QBO 形成过程中的动力、热力和化学作用各自的角色。鉴于目前动力和光化学过程在臭氧损耗中的不确定性仍然存在,本文通过对卫星探测的平流层臭氧及其相关微量成分的分析,以及动力、辐射和化学耦合模式的数值模拟,研究平流层动力输送和光化学过程在臭氧季节变化中的相对贡献。

2 资料与方法介绍

本文使用的卫星资料为 HALOE (Halogen Occultation Experiment) 资料, HALOE 是设置在高层大气研究卫星 (UARS) 上的一个卤素掩星试验的装置,用于测量 5 km 以上到 60~130 km 的 O_3 、 HCl 、 HF 、 CH_4 、 H_2O 、 NO 、 NO_2 的垂直廓线和气溶胶的消光系数。此装置服役时间是 1991 年 10 月到 2005 年 10 月。HALOE 提供的资料的经向测量范围为 $80^\circ\text{S}\sim 80^\circ\text{N}$, 它的垂直分辨率很高,从地表到 10^{-6} hPa, 共有 271 层,其观测高度从大约 10 km 延伸到 60~130 km, 不同气体其观测高度范围不完全相同,水汽达 80 km。Russell et al. (1993) 详细介绍了 HALOE 的观测原理及早期观测结果,本文所采用的是最新版本的 Version 19 HALOE 资料。

研究使用的 SOCRATES3 模式是包含平流层化学、辐射、动力相互作用的二维模式,专门为研究中层大气而设计的。模式中环流输送是用半拉格朗日方法 (Robert, 1981) 实现的,这种方法利用剩余风速 (v^* 、 w^*) 来追踪空气块。该模式的动力学方程包含了在纬向平均下的热通量方程、动量方程、质量连续方程和热成风关系。方程中还包含了涡旋热通量扩散项,行星波、重力波、潮汐波以及平流层风场 QBO 强迫项等。模式的化学部分包含了 69 种化学成分和 183 个化学反应。不同寿命气

体对于化学和动力过程敏感性不同, 分别采用不同的化学连续/输送方程。模式垂直范围从地面到 120 km 高度, 垂直分辨率 1 km, 水平范围从 85°S 到 85°N, 格距 5°。该模式现已发展到第三版本, 对平流层复杂的耦合过程有较好的模拟能力。

本工作中, 我们对现有 SOCRATES3 模式进行了模块分离, 而后设计了两组对比模拟实验: 控制实验同时包含了动力作用和光化学作用, 模拟大气成分的总变化量; 强迫实验中仅保留了光化学作用模块, 关闭了剩余环流和涡流、扩散等模块, 该实验模拟纯光化学作用的变化量。控制实验与强迫实验之差, 反映了包含剩余环流和涡流、扩散的动力输送作用量。模拟的动力和化学初始场来自 20 世纪 90 年代的气候平均, 模式的动力方程采用变形欧拉方程组, v^* 和 w^* 是方程组的变量, 初始 v^* 和 w^* 值从一个与之对应的流函数计算得到, 而这个流函数是从一个与平均纬向风、温度、非绝热加热和波的强迫有关的流函数方程计算得到的 (Garcia et al., 1992)。控制实验稳定积分 2 年 (spin-up) 后, 从第三年开始每年的 1、4、7、10 月份时, 输出变量。强迫实验选用控制实验 spin-up 后的输出量进行重启 (restart) 模拟, 在每年的 1、4、7、10 月初开始, 并输出当月变量。分析时, 选取了 1、4、7、10 月初连续 10 天的变化量进行分析。

3 结果讨论

3.1 HALOE 资料分析

分析 1992~2005 年 HALOE 资料臭氧混合比与 HCl、NO 和 NO₂ 混合比随时间变化的相关系数, 得到对微量成分间相互关系的初步认识。表 1 是热带和北半球高纬平流层臭氧与其它成分的时间相关系数, 1992 年到 2005 年 HALOE 资料在赤道地区和北半球高纬的观测样本数分别达到 3971 和 6789, 统计意义显著。

表中热带地区臭氧和 HCl 在平流层中上层有显著的负相关位置在 2 hPa、5 hPa 和 10 hPa, 信度都超过了 99%; NO、NO₂ 与臭氧的显著反相关区域在 5 hPa、10 hPa、20 hPa、30 hPa, 也都达到了 99% 信度的显著负相关。而北半球高纬地区, HCl 与臭氧的反相关位置扩大到 30 hPa 到 1 hPa 的区域, NO₂ 与臭氧的反相关位置也进一步降低, NO 在 5 hPa 到 50 hPa, NO₂ 在 20 hPa 到 50 hPa 都达到

表 1 热带地区和北半球高纬臭氧与各微量成分的时间相关系数

Table 1 The correlation coefficients between ozone and trace gases in the tropical stratosphere and the boreal high-latitude stratosphere

	热带地区 (10°S~10°N)			北半球高纬 (50°N~70°N)		
	HCl	NO	NO ₂	HCl	NO	NO ₂
1 hPa	-0.04	0.50	0.19	-0.30	0.02	0.10
2 hPa	-0.28	0.34	0.18	-0.39	-0.18	-0.36
5 hPa	-0.66	-0.34	-0.27	-0.33	-0.34	-0.16
10 hPa	-0.75	-0.74	-0.76	-0.55	-0.57	-0.03
20 hPa	0.33	-0.32	-0.34	-0.79	-0.70	-0.41
30 hPa	0.43	-0.34	-0.40	-0.72	-0.73	-0.54
50 hPa	0.45	-0.15	-0.29	-0.19	-0.36	-0.28

注: 黑体表示高度方向上信度连续达到 99% 的负相关值

99% 信度。这说明在臭氧光化学损耗中, ClO_x 和 NO_x 的贡献大小和作用位置有所差异, NO_x 的影响位置普遍比 ClO_x 低, 并且低纬度和高纬度地区它们的对应关系还不一样。但是, 这种相关性中既包含光化作用的贡献, 也有动力输送的贡献, 要详细分析它们在臭氧耗损中的真正地位, 将通过数值模拟加以讨论。

3.2 冬、夏季的模拟结果

图 1 给出了 7 月初臭氧和氮氧化物数密度的 10 日变化, 图中虚线框表示关键区域 (下同)。受 7 月太阳辐射偏向北半球的影响, 图 1a 中臭氧光化作用的低纬净生成区和高纬净耗损区向北偏移, 低纬平流层中下层净增加臭氧达 $2.5 \times 10^{11} \text{ cm}^{-3}$, 两侧中高纬臭氧的净减少在北极减少达 $-2 \times 10^{11} \text{ cm}^{-3}$, 南半球中高纬减少相对较少, 为 $-0.5 \times 10^{11} \text{ cm}^{-3}$ 。伴随中高纬臭氧耗损的光化学过程, 图 1d 氮氧化物在同期该位置的总密度有相应较大的增加, 增加值达到 $0.5 \times 10^8 \text{ cm}^{-3}$ 。其他化学族在同期的相关性都较差, 可以认为, NO_x 在 7 月中高纬中低平流层 (33 km 以下) 的臭氧减少中起重要作用。与 Pierce et al. (1999) 认为的北半球夏季平流层臭氧损耗主要在 60°N 以北 30 hPa (24 km) 以上区域相比, 本文图 1a 和 1c 都显示, 夏季北半球高纬的臭氧损耗在垂直位置上可以达到更低的高度, 从 33 km 到 18 km 都有减少的趋势。

图 1b 是同期臭氧的动力输送变化量, 剩余环流把低纬臭氧输送到两侧高纬, 使低纬臭氧减少,

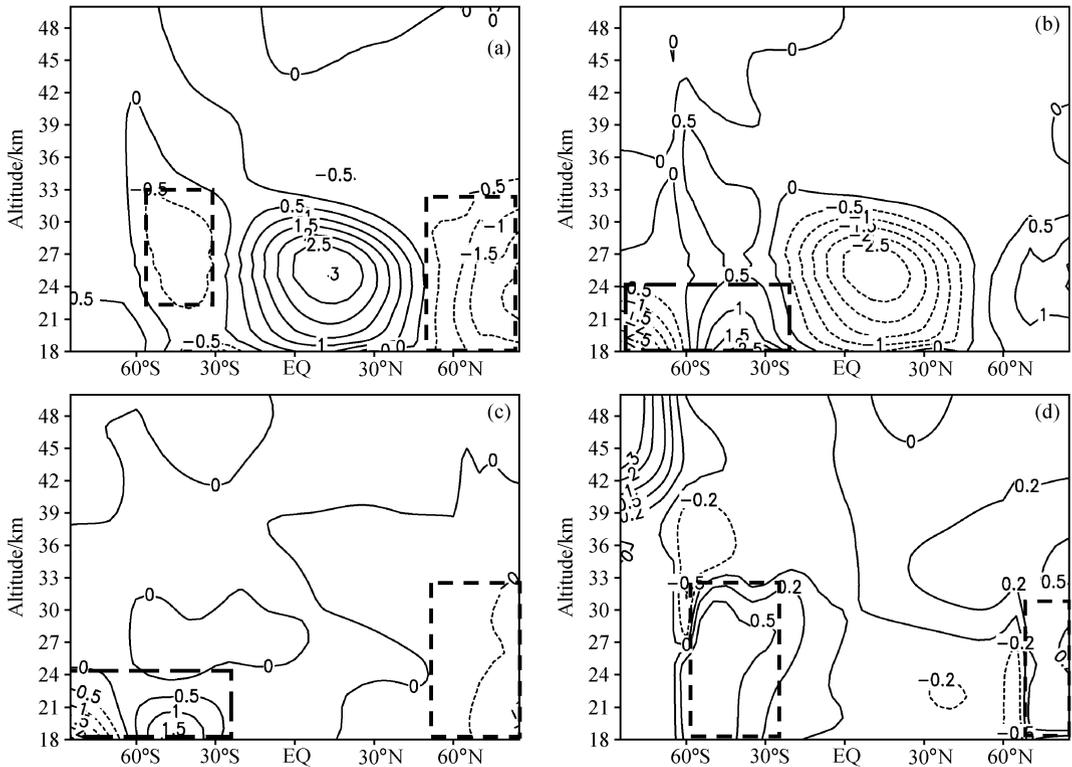


图1 7月上旬臭氧(单位: 10^{11} cm^{-3})和 NO_x (单位: 10^8 cm^{-3}) 数密度变化: (a) 臭氧光化学作用的变化量; (b) 臭氧动力输送的变化量; (c) 臭氧总变化量; (d) NO_x 总变化量

Fig. 1 The changes of ozone number density (10^{11} cm^{-3}) and NO_x number density (10^8 cm^{-3}) in the first ten days of Jul: (a) The chemical change of ozone; (b) the dynamical change of ozone; (c) the total change of ozone; (d) the total change of NO_x .

两侧中高纬臭氧有所增加,作用趋势和光化学效果相反。夏半球动力输送的作用量更小,所以臭氧还是净减少。剩余环流在冬半球的输送量更大,随着南极冬季平流层极涡的建立,向极输送的平流层臭氧堆积在极涡外,极涡内的动力输送量急剧减少。低纬度臭氧的动力输送和化学作用基本相抵,季节变化相对很小。1月份的情况基本则与之基本反对称(图略)。

3.3 两极春季的模拟结果

图 2a 显示,10月初南极下平流层的臭氧低值中心在进一步加强,臭氧在10日内减少了 $2 \times 10^{11} \text{ cm}^{-3}$ 。对比图 2b 和 2c 发现,该时期南极臭氧的减少主要是化学作用的贡献。图 2b 中南极臭氧的化学耗损区,按位置可划分为 70° 以内的极区和 70° 以外的中高纬两个部分。目前公认的非均相化学反应的主要证据,是极圈内 Cl 的储存物种 HCl 和 ClONO_2 在冬春季的大量减少,而活性高的 ClO_x 的浓度则大大加强,并且异相脱氮后 NO_x 的

浓度也大大降低。图 2f (该图南极方框区内等值线间隔加倍) 和图 2d 显示 70° 以南的南极平流层中下层尤其是 23 km 到 33 km, ClO_x 浓度高于极圈外,并且进一步增大;而图 2g 和 2e 显示该区同时对应对应着 NO_x 的低浓度并且在进一步减小。这充分说明南极极涡内经历平流层冷云非均相化学的脱氮后,在春季太阳紫外辐射下,氯过氧化物分解对臭氧的链式破坏。对于南极极圈外地区的臭氧耗损,图 2g 显示该区域有大量的 NO_x 正异常,位置覆盖 27 km 以下的平流层,图 2e 说明该异常还在进一步加大,而相同位置的 ClO_x 并没有显著的正异常,这表明春季南半球极圈外高纬地区的臭氧破坏主要是 NO_x 贡献的。

图 3a 显示了 4 月初北极平流层的臭氧变化,其中极地内臭氧仍在减少,副极地臭氧则开始增加。从化学和动力对比(图 2b 和 2c) 发现,该时期北极臭氧的减少主要是化学作用的贡献,而副极地臭氧的回升则是动力输送的结果。结合 Newman

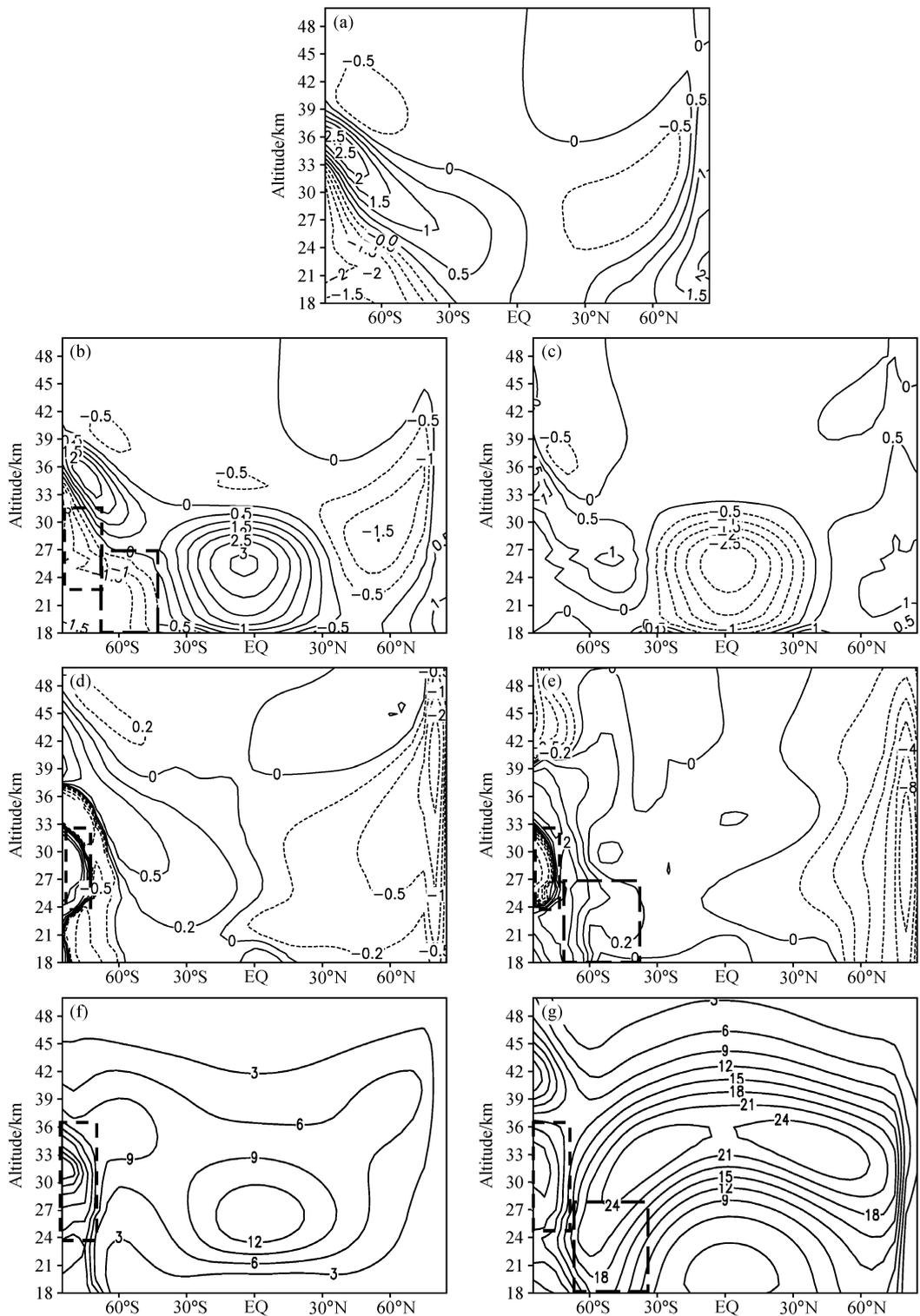


图2 10月上旬臭氧(单位: 10^{11} cm^{-3})、 ClO_x (单位: 10^7 cm^{-3})和 NO_x (单位: 10^8 cm^{-3})数密度变化以及 ClO_x 和 NO_x 的数密度平均分布: (a) 臭氧总变化量; 臭氧 (b) 光化学作用和 (c) 动力输送的变化量; (d) ClO_x 和 (e) NO_x 的总变化量; 10月初 (f) ClO_x 和 (g) NO_x 的数密度分布

Fig. 2 The number density changes of ozone (10^{11} cm^{-3}), ClO_x (10^7 cm^{-3}), and NO_x (10^8 cm^{-3}) in the first ten days of Oct and the mean distributions of ClO_x and NO_x number density; (a) The total change of ozone; (b) the chemical change and (c) the dynamical change of ozone; the total changes of (d) ClO_x and (e) NO_x ; the mean distributions of (f) ClO_x and (g) NO_x .

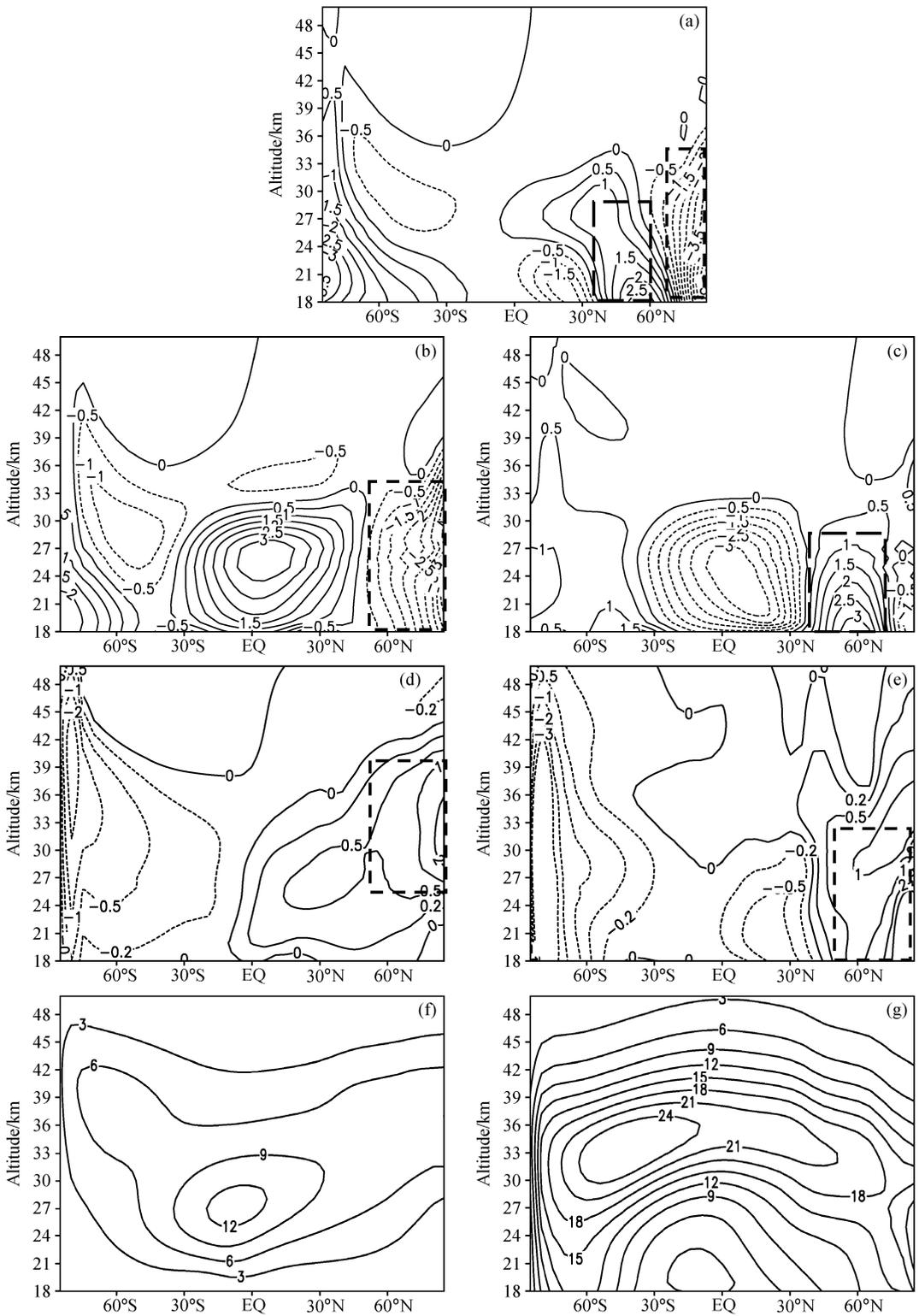


图3 同图2, 但为4月初的情况

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for the first ten days of April

et al. (2001) 的研究, 北半球冬季相对南半球有更强的行星波活动和热通量的上传, 该事件将导致后期春季下平流层极涡减弱、经圈剩余环流加强以及

温度升高。因此, 春季将有更多的臭氧从低纬度输送到中高纬, 并且北极相对南极而言春季的温度较高, 而图 3f 和 3g 并没有发现北极春季异常的 ClO_x

高浓度区和 NO_x 低浓度区, 这进一步证明了北极春季臭氧损耗没有显著的异相反应, 以气相反应为主。图 3b 北极臭氧损耗区的所在位置, 同时对应了 ClO_x (图 3d) 和 NO_x (图 3e) 的浓度增加区, 其中 ClO_x 的增加速度相对缓和, 最大变化在北极区 33 km 附近达到 $2 \times 10^7 \text{ cm}^{-3}$, 且大于 $0.5 \times 10^7 \text{ cm}^{-3}$ 的变化区域主要在 29~40 km; 而 NO_x 的增长速度更快, 最大变化在 24 km 以下的北极区达到 $3 \times 10^8 \text{ cm}^{-3}$, 且大于 $0.5 \times 10^8 \text{ cm}^{-3}$ 的变化区域主要在 18~33 km; 这说明春季北极区的臭氧减少是 ClO_x 和 NO_x 的气相化学反应共同引起的, 并且 NO_x 相对于 ClO_x 的作用更大, 空间高度也更低。Konopka et al. (2007) 的研究表明, 极区平流层的增温将导致春季 NO_x 对臭氧的破坏超过 ClO_x , 这与本文北极春季的情况一致。

3.4 动力作用和光化学作用的相对贡献率

光化学在臭氧总变化中的贡献, 本文用

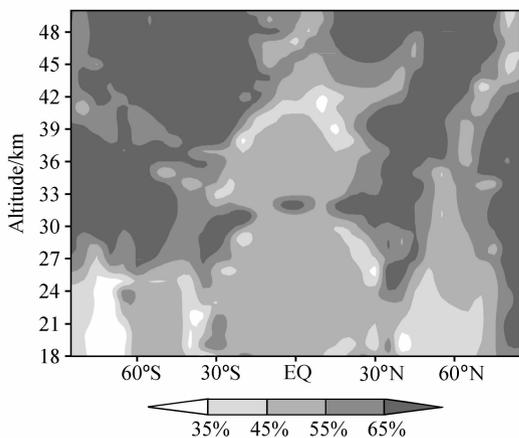


图 4 年平均臭氧变化中光化学作用的贡献率

Fig. 4 The relative contribution of chemical reaction in the annual mean ozone change

$$\frac{|\Delta[\text{O}_3]_{chem}|}{|\Delta[\text{O}_3]_{chem}| + |\Delta[\text{O}_3]_{dyn}|}$$

表示, 为光化学作用引起臭氧浓度变化量的绝对值与光化学作用和动力输送引起臭氧浓度变化量的绝对值之和的比值。图 4 给出了模拟合成的年平均平流层臭氧变化中光化学作用的相对重要性。24 km 以下的整个中低平流层和 42 km 以下的低纬平流层, 光化学作用的贡献率主要在 35%~55%, 而动力输送也达到了 45%~65%, 说明该区域动力输送和光化学作用都很重要。而上平流层及中高纬平流层, 光化学作用占优势, 贡献率多大于 55%。与以往的观点 (Brasseur and Solomon, 1984) 相比, 我们认为平流层中上层 (33~42 km), 尤其是低纬地区, 臭氧的动力输送还是比较重要的, 不可以被忽略。尽管气候平均的剩余环流在 30 km 以上高度的作用比较弱, Chen et al. (2002, 2005) 的研究曾指出, 平流层纬向风准两年周期振荡 (QBO) 激发的次级垂直-经圈环流, 高度可以达到 2 hPa (约 43 km) 以上, 该环流对臭氧的输送形成双峰型的臭氧 QBO, 上层的臭氧 QBO 扰动中心位置就在此区域附近。所以本文认为, 低纬地区 33~42 km 区域的动力输送贡献较大, 很可能来自 QBO 扰动激发的次级垂直-经圈环流的年平均异常, 郑彬和施春华 (2008)、施春华等 (2009) 的研究也证实了该次级环流的存在。另一方面, 两半球高纬度平流层上层的光化学反应的高贡献率, 也与动力过程耦合的间接反馈有关。图 5 给出了 4 月初和 10 月初耦合模式中动力诱发的温度变化, 春季高纬平流层中上层由于波动的传播和破碎、剩余环流下沉等作用温度升高, 这种升温在 10 天内可以达到 2°C 以上,

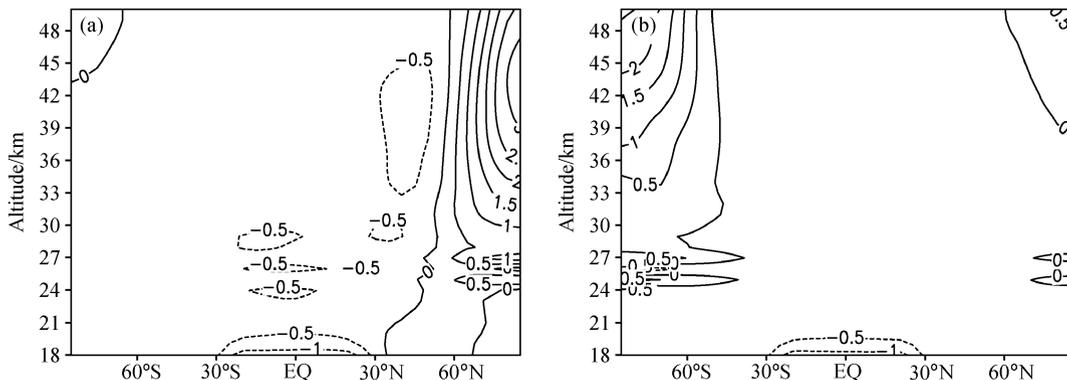


图 5 动力过程诱发的平流层温度变化 (单位: K): (a) 4 月上旬; (b) 10 月上旬

Fig. 5 The temperature changes (K) induced by the dynamic process in (a) the first ten days of Apr and (b) the first ten days of Oct

而温度升高将加快 NO_x 破坏臭氧的气相反应速率, 这体现了动力、热力和化学作用的相互耦合。

4 结论

通过对 1992 年到 2005 年 HALOE 资料的分析表明, 在臭氧光化损耗中, ClO_x 和 NO_x 的贡献大小和作用位置有所差异。SOCRATES3 模拟结果发现, 两半球夏季高纬极区的臭氧减少主要是 NO_x 的化学贡献; 北极春季和南极冬季副极地臭氧的变化主要是动力输送引起。南、北极春季臭氧减少的化学机制也有所不同, 南极春季的臭氧耗损包括极区内 ClO_x 的异相化学作用和副极区 NO_x 的化学作用; 北极春季的臭氧耗损主要以 NO_x 和 ClO_x 的气相化学作用为主, 其中 NO_x 的作用更大, NO_x 相对 ClO_x 的作用位置在高度上更低些。

24 km 以下的整个中低平流层和 42 km 以下的低纬平流层, 动力输送的贡献可达 45%。低纬度臭氧的动力输送和化学作用基本相抵, 季节变化相对很小。低纬高层的动力输送不应被忽略, 可能与 QBO 扰动激发的次级垂直—经圈环流在该位置的年平均异常有关。而高纬度平流层上层的光化反应的高贡献率, 也与动力过程耦合的间接反馈有关。

致谢 本工作使用了 HALOE 数据和 SOCRATES3 模式, 对这些数据和模式的开发、提供者以及两位匿名审稿人提出的宝贵修改意见表示感谢!

参考文献 (References)

Brasseur G, Solomon S. 1984. *Aeronomy of the Middle Atmosphere* [M]. Dordrecht Boston Lancaster: D. Reidel Publishing Company, 441pp.

Bregman A, Krol M C, Teyssère H, et al. 2001. Chemistry-transport model comparison with ozone observations in the midlatitude lowermost stratosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 106: 17479 – 17496.

Chen Yuejuan, Zheng Bin, Zhang Hong. 2002. The features of ozone quasi-biennial oscillation in tropical stratosphere and its numerical simulation [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 19 (5): 777 – 793.

Chen Yuejuan, Shi Chunhua, Zheng Bin. 2005. HCl quasi-biennial oscillation in the stratosphere and a comparison with ozone QBO [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 22 (5): 751 – 758.

Cordero E C, Kawa S R. 2001. Ozone and tracer transport variations in the summer Northern Hemisphere stratosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 106: 12227 – 12239.

Crutzen P J. 1970. The influence of nitrogen oxides on the atmospheric ozone content [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 96: 320 – 325.

Garcia R R, Stordal F, Solomon S, et al. 1992. A new numerical model of the middle atmosphere 1. Dynamics and transport of tropospheric source gases [J]. *J. Geophys. Res.*, 97: 12967 – 12992.

Konopka P, Engel A, Funke B, et al. 2007. Ozone loss driven by nitrogen oxides and triggered by stratospheric warmings can outweigh the effect of halogens [J]. *J. Geophys. Res.*, 112 (D5): 105 – 116.

Molina M J, Rowland F S. 1974. Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atomcatalyzed destruction of ozone [J]. *Nature*, 249: 810 – 812.

Moxim W J, Levy H. 2000. A model analysis of the tropical South Atlantic Ocean tropospheric ozone maximum: The interaction of transport and chemistry [J]. *J. Geophys. Res.*, 105: 17393 – 17415.

Newman P A, Nash E R, Rosenfield J E. 2001. What controls the temperature of the Arctic stratosphere during the spring? [J]. *J. Geophys. Res.*, 106 (D17): 19999 – 20010.

Pierce R B, Saadi J A, Fairlie T D, et al. 1999. Large-scale stratospheric ozone photochemistry and transport during the POLARIS campaign [J]. *J. Geophys. Res.*, 104: 26525 – 26545.

Robert A. 1981. A stable numerical integration scheme for the primitive meteorological equations [J]. *Atmos. & Ocean*, 10: 35 – 46.

Rowland F S, Molina M J. 1975. Chlorofluoromethanes in the environment [J]. *Rev. Geophys.*, 13: 1 – 35.

Russell J M III, Gordley L L, Park J H, et al. 1993. The Halogen Occultation Experiment [J]. *J. Geophys. Res.*, 98 (D6): 10777 – 10797.

施春华, 郑彬, 陈月娟, 等. 2009. 热带平流层水汽的准两年周期振荡 [J]. *地球物理学报*, 52 (10): 2428 – 2435. Shi Chunhua, Zheng Bin, Chen Yuejuan, et al. 2009. The quasi-biennial oscillation of water vapor in tropic stratosphere [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 52 (10): 2428 – 2435.

Wennberg P O, Cohen R C, Stimpfle C M, et al. 1994. Removal of stratospheric O_3 by radicals; In situ measurements of OH, HO_2 , NO, NO_2 , ClO, and BrO [J]. *Science*, 226: 398 – 404.

郑彬, 陈月娟, 张弘. 2003. NO_x 的准两年周期变化及其与臭氧准两年周期振荡的关系 II. 模拟研究 [J]. *大气科学*, 27 (6): 1007 – 1017. Zheng Bin, Chen Yuejuan, Zhang Hong. Quasi-biennial oscillation in NO_x and relationship to O_3 QBO. Part II. Numerical experiment [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 27 (6): 1007 – 1017.

郑彬, 施春华. 2008. 平流层准两年周期振荡对 CH_4 双峰的影响 [J]. *热带气象学报*, 24 (2): 111 – 116. Zheng Bin, Shi Chunhua. 2008. An influence of quasi-biennial oscillation on the double peaks of CH_4 in the stratosphere [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 51 (4): 455 – 458.