

对流层顶变化对上对流层/下平流层 臭氧分布的影响^{*}

李国辉 吕达仁

(中国科学院大气物理研究所 北京 100029)

X.X. Tie

(Atmospheric Chemistry Division, National Center of Atmospheric Research, USA)

摘 要

上对流层和下平流层 (UT/LS), 位于 8—25 km 高度之间, 是大气中一个很特殊的区域。大部分的臭氧分布在平流层, 在平流层臭氧的含量发生一个很小的变化, 就会对气候和地面的紫外辐射产生很大的影响。而作为气象参数的对流层顶, 是充分混合、缺乏臭氧的上对流层和层结稳定、臭氧丰富的平流层之间的边界或过渡层, 其变化对臭氧总量和分布有直接和明显的影响。本文使用二维模式模拟研究对流层顶变化对臭氧在 UT/LS 分布的影响。模拟结果表明对流层顶的季节变化对 UT/LS 的臭氧分布有明显的影响, 臭氧的局地变化可以超过 10%。在冬季北半球中纬度对流层顶高度升高 1 km 时, 模式结果表明对臭氧分布的影响比较显著, 局地变化可超过 6%, 但是对臭氧总量的影响较小, 变化不超过 5 DU, 小于观测资料统计分析的结果。

关键词 上对流层/下平流层; 臭氧; 对流层顶

1 引言

对流层顶高度的变化对臭氧的影响很早就引起了人们的注意。Reed^[1]指出臭氧的变化不仅是由化学过程引起的, 而且还受动力过程的影响, 这种影响表现为垂直运动和水平平流。许多作者给出了臭氧总量变化与对流层顶高度变化之间的关系。Meetham^[2]估计对流层顶高度变化 1 km, 臭氧总量变化为 10 DU。Reed^[1]估计对流层顶 1 km 的变化, 将会产生臭氧总量 24 DU 的异常。而 Poulin 和 Evans^[3]认为对流层顶高度的 1 km 变化, 大约会造成臭氧总量 50 DU 的变化。Hoinka^[4]的估计值为 13 DU/km 对流层顶高度变化。Steinbrecht 等^[5]认为在平流层臭氧混合比的廓线随对流层顶高度的变化上下移动。这种移动在对流层顶附近最大, 而在 20—25 km 可以忽略。

很明显, 当对流层顶高度变化 1 km 时, 所引起的臭氧总量的变化有一个很宽的范围, 从 10—60 DU。而且对流层顶高度变化对臭氧的垂直分布廓线也有影响。所有上述结果都是在资料分析的基础上作出的。利用模式研究对流层顶高度变化对臭氧总量及分布的影响, 目前还非常少。Chimonas^[6]利用模式模拟了热带对流层顶高度升高对臭氧总量和分

^{*} 国家自然科学基金 (40105004) 和中国科学院知识创新工程重要方向项目 (kzcx3-sw-217) 共同资助
2002-12-23 收到原稿, 2003-05-11 收到修定稿

布的影响. 其模拟结果表明, 当对流层顶升高 1 km 时, 臭氧总量减少 3%. 而且臭氧从平流层到对流层重新分布. Chimonas^[6] 的研究只限于热带地区, 本文将使用模式从更加广泛的角度来模拟对流层顶高度的变化对臭氧及其他成分分布的影响. 使用的模式是美国国家大气科学研究中心大气化学分部的二维光化动力辐射耦合模式 (Simulation Of Chemistry, Radiation, And Transport of Environmentally important Species, SOCRATES).

2 模式简介

SOCRATES 是一个二维化学动力辐射耦合模式, 计算区域为地面到 120 km, 垂直分辨率是 1 km; 从南纬 85° 到北纬 85°, 纬向分辨率是 5°. 可以改变热力和化学输运的时间步长, 但对于一般的运算过程, 使用 1 天的时间步长. 辐射加热每 5 天计算一次. 对于行星波模式的时间积分也可以指定不同的时间步长. 为大致描述化学成分的日变化, 没有输运作用的化学方程每天积分 8 个时间步长, 4 个时间步长在白天, 4 个时间步长在晚上.

在进行太阳加热率和光解率计算时, 模式可以考虑大气分子、气溶胶和云的多次散射. 这是通过使用 δ -Eddington 方法解辐射传输方程来实现的. 化学成分的吸收截面采用的是最新的数据, 对于 O_2 在 Schumann-Runge 带和 NO 在 δ 带的光解速率的计算使用改进的参数化方案.

通过一个考虑由于 Newton 冷却、Rayleigh 摩擦和波的破碎所引起的耗散的准地转波模式计算行星波的动量强迫. 对于重力波的强迫, 一般的运行使用 Lindzen 方案^[7]. 但也可以采用另外的参数化格式, 这个格式使用观测到的重力波运动的能量谱特征. 模式可选择性地包括 QBO 对温度和环流场的强迫.

环流和温度的下边界设在 2 km 高度处. 另外, 在 2 km 高度处的流函数的下边界与模式诱发的波的强迫相互作用. 通过指定来自于气候学的对流层波的动量通量和潜热加热, 使用热力学方法显式计算对流层的温度. 这减少了下平流层环流对下边界条件的限制, 可在一定程度上考虑对流层和平流层之间的相互作用.

在化学模块中显式处理影响化学成分的日变化. 化学方程的积分时间步长是每天 8 步. 这消除了化学时间积分对光解速率不必要的日平均. 另外, 在该模式中每一种化学成分都分别处理, 而不是采用化学族的技术. 另外在对对流层化学过程, 特别是在对碳氢化学过程的描述中, 加入了在对流层中重要且在平流层具有不可忽略影响的成分和反应, 包括 C_2H_6 , C_3H_8 , CH_2O , PAN 等的化学过程. 模式中还包括对流和锋面天气过程对对流层内微量成分的垂直输送的影响.

3 对流层顶高度季节变化对 UT/LS 臭氧分布的影响

为了分析对流层顶高度季节变化对 UT/LS 臭氧分布的影响, 分两种情况运行模式: 对流层顶高度无季节变化和有季节变化. 然后比较二者的运行结果.

3.1 对流层顶高度季节变化对臭氧分布的影响

图 1 是对流层顶高度季节变化所引起的臭氧分布在 1, 4, 7, 10 月的百分比变化. 由图

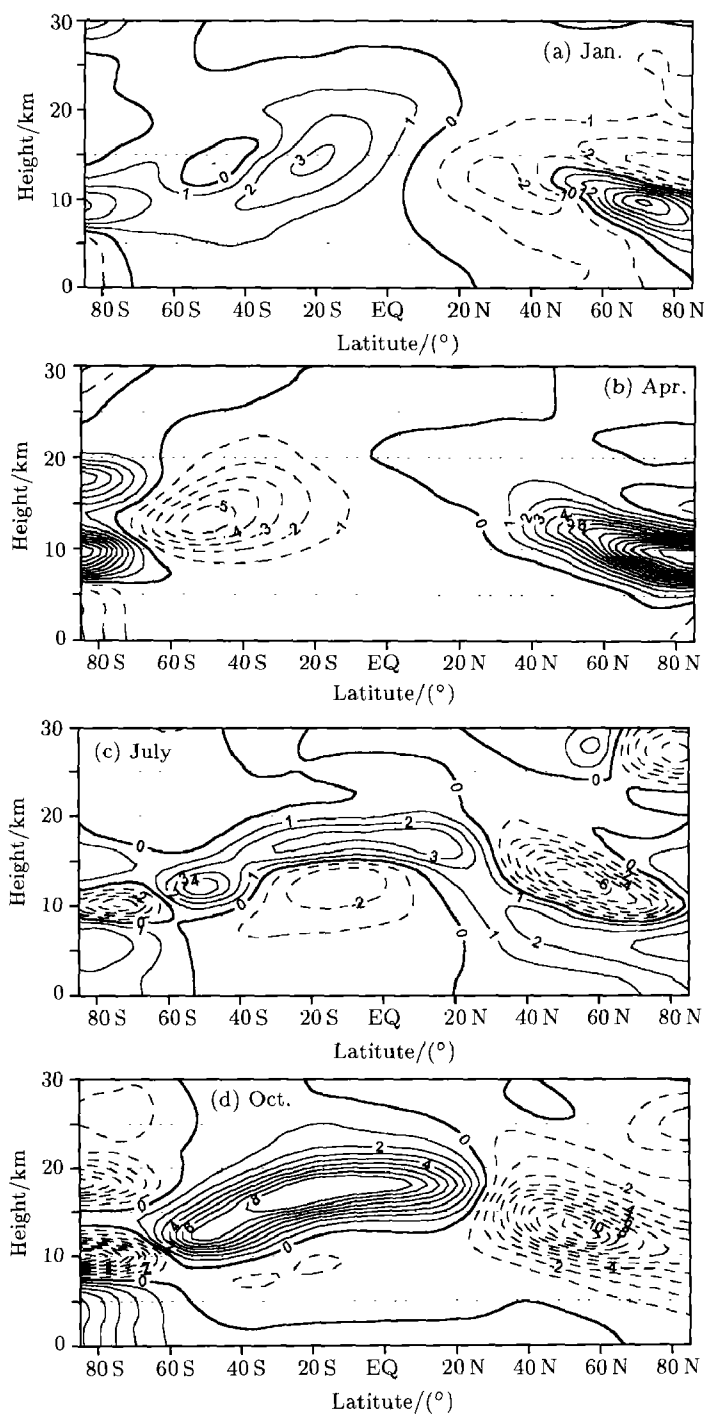


图 1 对流层顶高度季节变化所引起的臭氧分布的百分比变化

Fig.1 Percentage of ozone variation caused by seasonal variation of tropopause height

1(a) 可见, 在北半球的 1 月份, 在 45°N 以北的对流层顶附近, 臭氧增加, 增加的最大值为 5%—6%, 其中心大约在 70°N 附近. 在 20°N 以北的其他纬度和高度上, 臭氧是减少

的,但是减少值只有1%—2%。在南半球的1月份,在UT/LS,除在60°S到40°S的对流层顶附近臭氧减少外,在其他区域臭氧增加。但是总的说来变化值都不大。图1(b)是4月份臭氧的变化。由图1(b)可见,在整个北半球的对流层顶附近臭氧增加,增加的最大值比1月份大,可达到10%—13%,其位置与1月份相比向北移动,位于80°N附近。在南半球从赤道到60°S,在UT/LS臭氧减少,极值在50°S附近。在70°S以南,在10km和17km附近,臭氧增加。在图1(c)中可见,臭氧的变化形势在对流层顶附近7月份与4月份完全相反。在对流层顶附近,从30°N到北极臭氧减少,从60°S—30°N臭氧增加,而从南极到60°S臭氧减少。但是变化不是非常显著,变化的幅度是-6%—+4%。图1(d)所示的10月份的臭氧的变化形势与7月份相似,但是在对流层顶附近的变化在垂直方向向上和向下伸展,变化非常显著,变化幅度为-14%—+8%。

在北半球中纬度地区上空,冬季的对流层顶高度低于年平均对流层顶高度,夏季的对流层顶高度高于年平均对流层顶高度,而在春秋两季的对流层顶高度接近年平均对流层顶高度。一般认为当对流层顶升高时,臭氧减少;在对流层顶降低时,臭氧增加。但由图1可见,在北半球中纬度地区,1月份对流层顶附近只有在40°N以北臭氧是增加的,而且增加的幅度不大;在30°N—40°N之间臭氧竟然是减少的,直到了4月份在该区臭氧才是增加的。在7月份在北半球中纬度对流层顶附近臭氧减少,但是在10月份在该区域的减少超过7月份。由此可见,模式所模拟的臭氧变化并不是与对流层顶高度的季节变化完全一致。特别是在1月份和10月份。造成这种结果的原因主要是由于臭氧在UT/LS的寿命比较长(准确的说法应该是奇氧族: $O_x = O^{3P} + O^{1D} + O_3$,但是由于在UT/LS, O^{3P} 和 O^{1D} 的含量极低,因此在UT/LS奇氧族的主要成分是臭氧),在某1月份由于对流层顶高度变化在UT/LS所造成的影响能在该区域持续很长的一段时间。

由以上的分析可见,对流层顶高度变化时,对UT/LS的臭氧分布有很明显的影响。下面将具体分析对流层顶高度变化影响臭氧分布的原因。影响臭氧分布的因子有两个:动力过程和光化过程。一般认为在UT/LS,臭氧的分布主要是由动力过程决定的^[8]。对流层顶之空间分布和时间变化由大气热力和动力状态分布和变化所决定。根据对流层顶的定义,对流层顶是充分混合、缺乏臭氧的对流层和层结稳定、臭氧丰富的平流层之间的边界或过渡层。对流层顶高度变化直观上表现为对流层大气和平流层大气厚度的相对变化。对流层顶高度升高(或降低),对流层大气变厚(薄),平流层大气变薄(厚),从而造成臭氧总量减少(增加)。模式中不可能这样直观线性地反映对流层顶的高度变化。对流层顶高度变化在模式中的反映是在对流层顶附近垂直和水平涡旋交换系数的变化。图2和图3分别是由于对流层顶季节变化所引起的模式中的垂直和水平涡旋交换系数的百分比变化在1月份和7月份的分布。当对流层顶升高或降低时,上对流层和下平流层的垂直和水平涡旋交换系数增加或减小。为了进一步说明这一问题,重新构造了一个动力模式。在该动力模式中,不考虑光化学过程的影响,而只考虑臭氧的水平和垂直输运和交换。也分两种情况运行模式:对流层顶高度无季节变化和有季节变化,然后比较这两种情况下臭氧分布的差异。图4是该动力模式在7月份所得到的由于对流层顶高度季节变化而引起的臭氧百分比变化的分布。与图1(c)比较可见,该动力模式在7月份的臭氧变化的模拟结果基本上与二维模式的模拟结果相似,尤其是在两半球的中高纬度。但是在热带对流层顶附近有一些差异。这种差异可能是光化过程造成的。这是因为热带平流层是臭氧的主要产生源。因

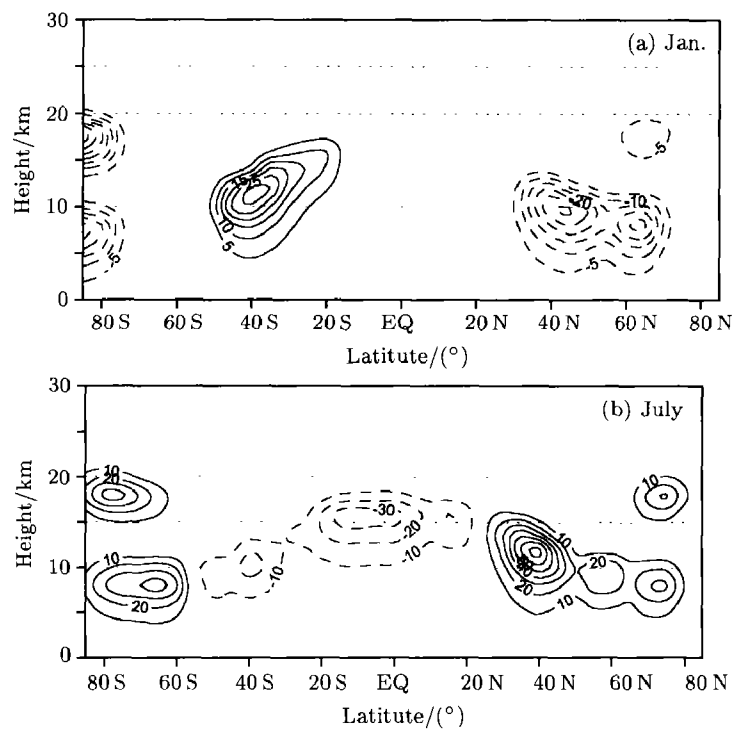


图 2 由对流层顶季节变化所引起模式的垂直涡旋交换系数的百分比变化的分布

Fig.2 Variation of vertical eddy mixing rate in percentage caused by seasonal variation of tropopause height

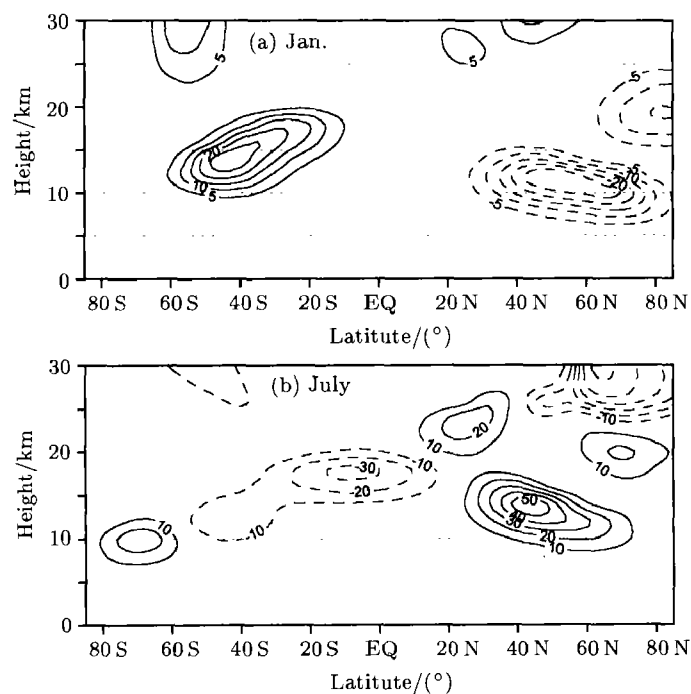


图 3 由于对流层顶季节变化所引起的模式中的水平涡旋交换系数的百分比变化分布

Fig.3 Variation of horizontal eddy mixing rate in percentage caused by seasonal variation of tropopause height

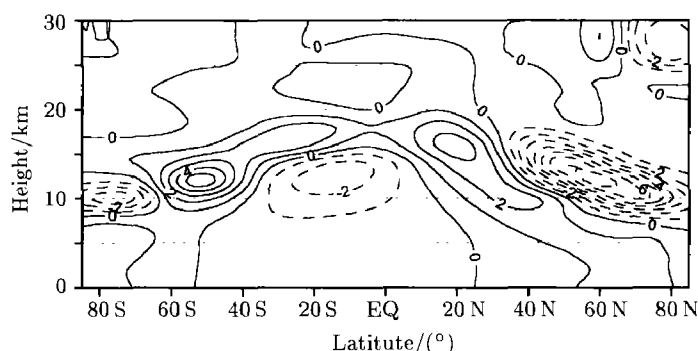


图 4 在重新构造的动力模式中, 由于对流层顶高度季节变化而引起水平和垂直涡旋交换系数的变化所造成的臭氧的百分比变化的分布

Fig.4 Percentage of ozone variation due to the variation of horizontal and vertical eddy mixing rates caused by seasonal variation of tropopause height

此可以说, 对流层顶高度变化所表征的热力和动力过程的改变是造成臭氧分布在 UT/LS 变化的主要原因. 而这种热力和动力过程的改变在模式中表现为水平和垂直涡旋交换系数的变化.

4 北半球中纬度地区冬季对流层顶升高对臭氧分布的影响

由以上的分析可见, 对流层顶高度的季节变化对臭氧的空间分布有着显著的影响. 但是臭氧在 UT/LS 的寿命较长, 使得由于对流层顶高度季节变化所造成的臭氧分布的增加和减少在一年的循环中相互影响, 不能十分清楚地区分对流层顶升高或降低对臭氧分布所造成的影响. 并且在实际大气中对流层顶高度有十分明显的季节变化. 下面将使用模式模拟北半球中纬度地区冬季对流层顶升高 1 km 时臭氧分布及总量的变化. 分二种情况运行模式: (1) 对流层顶高度有季节变化; (2) 北半球中纬度地区冬季的对流层顶高度升高 1 km; 然后比较二者的运行结果.

由图 5 可见, 在冬季北半球中纬度地区对流层顶升高 1 km 时, 在北半球 30° 以北的对流层顶附近臭氧减少, 极小值中心位于 60°N 附近, 极小值在 12 月份只有 -3.5%, 在 1 月份为 -6%, 在 2 月份达到 -7.5%. 图 6 是对流层顶升高 1 km 时对臭氧总量的影响随纬度和时间的分布. 由图 6 可见在冬季北半球的中高纬度地区臭氧总量减少, 但是并不显著. 最小值出现在北纬 60°—70° 的 2 月份, 臭氧减少 1.5%. 由此可见在冬季北半球中纬度地区对流层顶升高 1 km 时, 对臭氧分布的影响还是比较显著的, 但是对臭氧总量的影响较小, 臭氧总量的变化不超过 5 DU, 小于资料统计分析的结果 (10—60 DU/km 对流层顶高度变化). 而且在北半球中纬度对流层顶高度变化对臭氧分布和总量的影响, 不只限于北半球中纬度地区, 在高纬度地区也有较明显的影响.

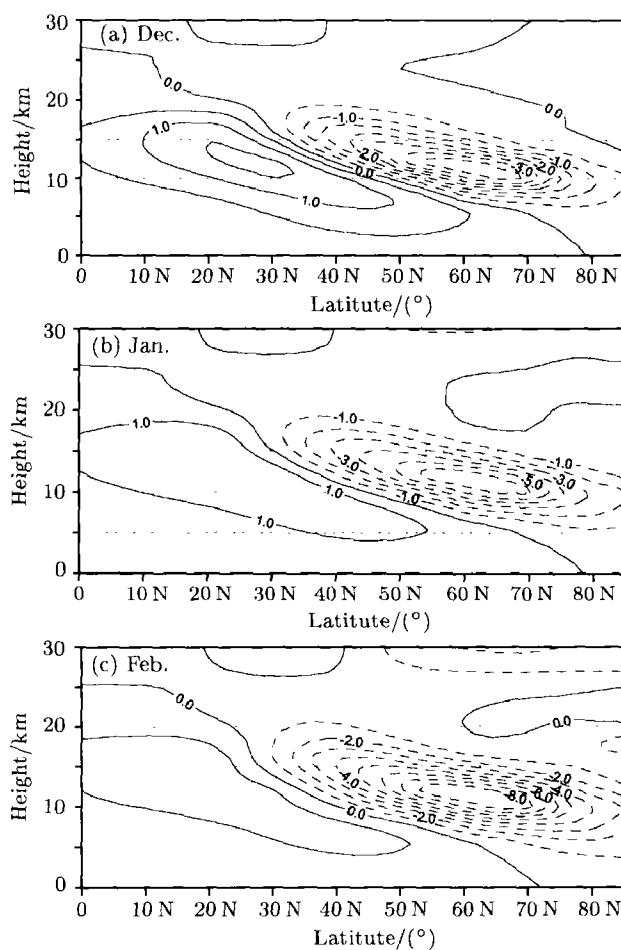


图 5 北半球中纬度地区冬季对流层顶升高 1 km 时臭氧分布的百分比变化随纬度和高度的分布
Fig.5 Percentage of ozone variation with latitude and height for 1 km ascent of tropopause height in the winter at mid-latitudes of NH

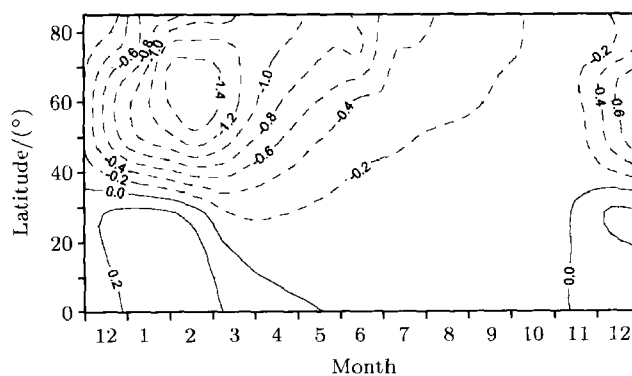


图 6 北半球中纬度地区冬季对流层顶升高 1 km 时臭氧总量的百分比变化随纬度和时间的分布
Fig.6 Percentage of ozone variation with time and latitude for 1 km ascent of tropopause height in the winter at mid-latitudes of NH

5 结论

对流层顶高度的季节变化对上对流层/下平流层(UT/LS)臭氧的分布有明显的影响,臭氧的局地变化可以超过10%。这种影响是由于对流层顶高度变化所引起的模式中水平和垂直涡旋交换系数的变化造成的,即主要是由动力过程的变化造成的。重构的动力模式验证了这一观点。

在北半球中纬度冬季对流层顶升高1 km时,臭氧总量的最大变化不超过5 DU。而统计结果表明,对流层顶升高1 km,臭氧总量的变化为10—60 DU。因此模拟结果小于统计结果。但是这些统计结果是在个别站点或有限区域内获得的,并且还与季节、天气形势等因素有关,而模式结果是纬向平均结果,因此二者之间的比较可能并不合适。模式模拟的对流层顶变化虽然对臭氧总量的影响不明显,但是在对流层顶附近对臭氧分布有较为明显的影响,臭氧的局地变化最大可超过6%。由于二维模式本身的局限性,使得对臭氧分布和总量的影响不只限于对流层顶高度变化的区域,而且在此区域以北也有较显著的影响。

参 考 文 献

- [1] Reed R J. The role of vertical motions in ozone-weather relationship. *J. Meteo.*, 1950, **7**:263—267
- [2] Meetham A R. The correlation of the amount of ozone with other characteristics of the atmosphere. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 1937, **63**:289—307
- [3] Poulin L, Evans W F J. METOZ: Total ozone from meteorological parameters. *Atmosphere-Ocean, Ontario, Canada*, 1994, **32**:285—297
- [4] Hoinka K P, Claude H, Kohler U. On the correlation between tropopause pressure and ozone above central Europe. *Geophys. Res. Lett.*, 1996, **23**:1753—1756
- [5] Steinbrecht W, Claude H, Kohler U, Hoinka K P. Correlations between tropopause height and total ozone: implications for long-term changes. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**:19183—19192
- [6] Chimonas G. On the depletion of ozone by a height increase of the tropical tropopause. *J. Geophys. Res.*, 1987, **92**:10897—10901
- [7] Lindzen R S. Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. *J. Geophys. Res.*, 1981, **86**:9707—9714
- [8] Kley D P, Crutzen J, Smit H G J, Vitel H, Oltmans S J, Grassl H, Ramanathan V. Observations of near-zero ozone concentrations over the convective Pacific: Effects on air chemistry. *Science*, 1996, **274**:230—233

THE IMPACT OF TROPOPAUSE VARIATION ON OZONE DISTRIBUTION IN UPPER TROPOSPHERE/LOWER STRATOSPHERE

LI Guohui LU Daren

(Institute of Atmospheric Physics, The Chinese Academy Sciences, Beijing 100029)

X. X. Tie

(Atmospheric Chemistry Division, National Center of Atmospheric Research, USA)

Abstract

The upper troposphere/lower stratosphere (UT/LS), as a special region, lies between 8 and 25 km altitude. Because most of ozone column resides in the lower stratosphere, small change in ozone abundance could have a large impact on climate and the surface UV flux. The tropopause, as an interface or transition zone between the well mixed, ozone-poor upper troposphere and the stratified, ozone rich lower stratosphere, has its seasonal and long-term variation trends which in turn could lead to a direct and evident effect on the distribution of atmospheric ozone and its column abundance. This work simulated the impact of tropopause variation on the distribution of ozone in UT/LS with a two-dimensional model named SOCRATES (Simulation Of Chemistry, Radiation, And Transport of Environmentally important Species). The model, developed in the Division of Atmospheric Chemistry of NCAR, is one coupling chemical, radiative, and dynamical processes. Its domain and resolution are 0—120 km and 1 km in vertical and 85°S—85°N and 5° in horizontal.

Model simulation results show that the annual cycle of the tropopause height has remarkable impact on the ozone distribution in the UT/LS. The local change of ozone can be more than 10%. When the tropopause is increased by 1 km in winter in middle latitudes of Northern Hemisphere, the impact on ozone distribution is evident and the local change of ozone can be more than 6%. However the impact on total ozone is relatively small, less than 5 Dobson units. This is much less than the statistic results between tropopause height and total ozone from data analysis.

Key words Upper troposphere/lower stratosphere, Ozone, Tropopause