

东亚地区平流层、对流层交换对臭氧分布影响的模拟研究*

杨健 吕达仁

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 首先将区域酸沉降模式 (RADM) 进行改造, 加入平流层化学模块以替代对流层模块。然后用 MM5 单向耦合改造后的化学模式 M-RADM, 对东亚地区一次切断低压 (2000 年 4 月 8~12 日) 引起的对流层顶折叠对上对流层、下平流层臭氧分布形式的影响进行模拟。结果显示: (1) 随着高空槽的发展与切断, 高空槽的底部及切断低压四周臭氧有显著增加。对流层顶折叠使高空臭氧向下输送, 这种向下的输送可以到达对流层中部, 对上对流层的臭氧影响最大。(2) 模式可以成功地模拟出在北京地区探测到的臭氧垂直廓线的双峰结构。250 hPa 处的臭氧分压比背景值增加近 5 倍。模拟表明改造后的区域化学模式 M-RADM 可以用于研究天气过程引起的对流层顶附近臭氧的演变情况。(3) 上对流层臭氧分布形势的变化主要是由动力过程中的水平平流作用引起的, 但是对流层顶附近臭氧的化学过程是不可忽略的。

关键词: 东亚; 臭氧; 平流层; 对流层; 交换

文章编号 1006-9895 (2004) 04-0579-10 **中图分类号** P421 **文献标识码** A

1 引言

臭氧是大气中一种重要的微量气体, 其浓度和垂直分布的变化直接影响平流层的温度结构和地气系统的辐射收支, 从而影响地球气候。人类活动改变了臭氧的分布是个不争的事实, 观测数据^[1,2]和模拟结果^[3]都显示由于人类排放的臭氧前体物的增加使对流层臭氧增加。人为及自然排放的氮氧化物 (NO_x) 和非甲烷烃类化合物 (NMHC) 导致了对流层中臭氧的光化产生, 此外平流层空气向下的输送也为对流层提供了大量的臭氧, 因此需要定量化评估。全球的穿越对流层顶的臭氧输送量还存在很大的不确定性, 通过 N₂O 与 O₃、位涡 (PV) 与 O₃、Sr⁹⁰ 与 O₃ 之间的相关估算的全球臭氧通量 (平流层进入对流层) 为 200~870 Tg a⁻¹ (1 Tg=10¹²g)^[4], 北半球为 500 Tg a⁻¹^[5]。用不同的全球对流层化学输送模式 CTM 研究对流层 O₃ 收支计算, 给出的由平流层进入对流层的 O₃ 量由 400 Tg a⁻¹到 1 400 Tg a⁻¹不等^[6]。

穿越对流层顶的输送是对流层臭氧的一个重要来源, 但是这种输送是否能到达近地面呢, Lelieveld^[7]认为平流层、对流层交换 (STE) 对上对流层的臭氧有很大影响, 在对流层下层 STE 只对辐射和光化学不活跃地区的臭氧影响很大, 而在相对污染地区

近地面臭氧的季节循环主要由光化学过程控制。Davies 和 Schuepbach^[8]认为来自平流层的臭氧富集空气可以被输送到近地面或对流层中部。然而,这种强烈的事件被认为很少发生,甚至在那些经常发生气旋和对流层顶折叠的地区,如北美东北部^[9]和日本海附近也是如此^[10]。东亚是气旋多发区,其 STE 对对流层臭氧的影响如何呢,本文将用中尺度模式 MM5 单向耦合改造后的化学输送模式 M-RADM,模拟研究东亚地区切断低压引起的平流层、对流层交换对对流层臭氧分布的影响。

2 模式改造、检验及模拟的参数选择

为了研究北美的酸沉降问题,Chang 等^[11]发展了一个欧拉型区域酸沉降模式 RADM,该模式考虑了输送、扩散、化学转化、干、湿沉降等过程。许多作者都用 RADM 研究中国区域对流层臭氧光化学过程^[12~14]。他们的结果表明,该模式能很好地模拟对流层下层臭氧光化学过程。但该模式完全不能用于研究平流层光化学机制,甚至对对流层中高层的模拟也是不能胜任的。而我们要研究的是对流层顶附近臭氧的光化、动力过程,由于臭氧在平流层中的光化机制与对流层中不同,我们用平流层化学模块^[15]替换 RADM 中对流层化学模块,使其能模拟对流层顶附近臭氧的光化过程,并将改造后的模式称为 M-RADM。该平流层化学模块包含了氧族、氮族、氢族、氯族及碳循环。方程的求解方法我们采用 NCAR 二维光化、动力、辐射耦合模式 SOCRATES 的计算方法^[16]。

奇氮与其他成分间的化学反应,是地球大气中重要的氧化过程,活性氮 NO、NO₂ 是对流层臭氧产生的必需成分,相反在平流层下层,奇氮循环是主要的催化消耗臭氧的反应。因此,能否正确模拟奇氮对平流层光化学是至关重要的。M-RADM 模拟的等 σ 面奇氮日变化^[17],与其他人的结果相比在变化形势和量级上都是一致的^[14]。改造后的模式同二维光化学模式 (SOCRATES) 的模拟结果相比证明其合理性,能够很好地模拟对流层顶附近臭氧的光化学过程^[17]。同原 RADM 模式结果相比,其优点是提高了对对流层中高层和平流层部分的描述能力,但对对流层低层的化学机制处理比较简单,如对有机物的光化学作用考虑很少,对流层低层特别是边界层内的模拟能力下降。

化学模式的参数与动力模式保持一致,模拟区域东西向网格数为 114,南北向网格数为 88,区域中心为 (45°N, 120°E),模式的水平分辨率为 50 km,垂直方向为 σ 坐标分为 30 层,模式顶部为 10 hPa。物种的初值和边值,采用 NCAR 的 SOCRATES 模式中的初始垂直廓线,线性插到本文所选的区域及坐标系下。另外本文在模拟过程中没有考虑源排放的影响。

3 模拟分析

春季东亚大气环流正处于转换期,是东亚气旋活动最频繁的季节,臭氧的多峰结构比较明显,而且出现得比较频繁,这与 STE 密切相关。因此,我们选择一次春季的切断低压过程进行模拟,模拟时段为 2000 年 4 月 8~12 日。

3.1 天气形势模拟

我们用中尺度模式 MM5 模拟的气象场驱动化学模式。图 1 给出模拟的 200 hPa 位势高度场, 图 1a 为初始时刻 8 日 00 时 (世界时, 下同) 的场, 图 1b 为 72 小时后的场。8 日模拟区域东西两侧各有一个高空槽。24 小时后东侧槽移出模拟区域, 西侧槽向南延伸到 (40°N, 120°E)。48 小时后西侧槽向东南方向延伸到 (35°N, 130°E)。72 小时后西侧槽底部被切断形成闭合低压 (图 1b), 并向东南倾斜, 其东侧同时有一高压脊维持。96 小时后该切断低压稍稍北移, 随后减弱东移。随着切断低压的发展, 由于地面锋与高空锋的相互作用在急流入口处和高空锋区出现了对流层顶折叠。对这一过程中平流层、对流层的物质交换及其动力过程, 我们已经在另一篇文章中进行了详细分析^[18]。

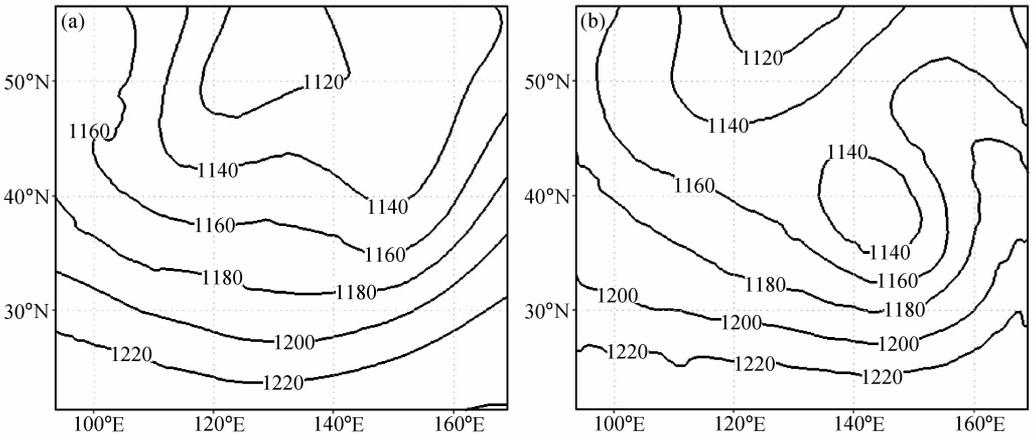


图 1 模式模拟的 200 hPa 等压面位势高度场 (单位: 位势什米)

(a) 4 月 8 日 00 时; (b) 4 月 11 日 00 时

3.2 STE 对臭氧分布的影响

通过化学模式的模拟我们可以很清楚的看到 STE 引起臭氧向下的输送。图 2 (见图版 D) 给出 200 hPa 等压面臭氧分布图。图 2a 为模拟始时刻 4 月 8 日 00 时臭氧分布。由于采用二维模式的初值, 臭氧呈纬向均匀分布, 浓度由北向南逐渐降低, 臭氧最高浓度达 240×10^{-9} (体积混合比)。受高空流场的影响, 24 小时后高纬地区的臭氧向中纬地区输送, 臭氧呈槽的形状分布, 在槽底部浓度最高达 300×10^{-9} 。48 小时后, 槽底部臭氧浓度高达 500×10^{-9} , 显然此时的高臭氧浓度是来自高层空气的向下运动。72 小时后西侧槽被切断形成冷涡, 此时臭氧槽也被切断 (图 2b), 形成闭合的高浓度臭氧气团并向东南倾斜, 切断气团中臭氧浓度最大达 600×10^{-9} 。96 小时后切断低压在向东北缓慢移动的同时与周围空气混合, 环绕低压的臭氧浓度降低到 480×10^{-9} 。通过上述分析可以看到, 随着切断低压的发展臭氧由平流层向对流层的注入, 高臭氧值主要出现在高空槽的底部及切断气压的外围。

我们在冷涡中心附近沿南北向做剖面 (东西向第 83 个格点), 得到臭氧的纬度—高度分布, 图 3a 为模拟初始时刻的剖面, 图 3b 为第 72 小时的剖面。模拟初始时刻高空的臭氧浓度由低纬向高纬倾斜, 近地面由于受地形的影响臭氧的纬度差异比较大。

从沿冷涡所做的位涡垂直剖面图(见文献[18]图3b) 清楚可见切断低压引起对流层顶折叠使上层的空气向下输送。从剖面图3b中可以直观地看到30~45°N臭氧自上向下的输送,初始时刻200 hPa附近浓度为 100×10^{-9} 的臭氧已经向下输送到500 hPa,400 hPa附近浓度为 40×10^{-9} 的臭氧已经下降到800 hPa。由此可见对流层顶折叠使平流层臭氧向下输送到对流层中部。

很有意思的是对比图3a和b可见,在45°N以北,对流层中层臭氧存在着向上输送现象,而在45°N以南是向下输送的。如在45°N以北,初始时刻400 hPa附近浓度为 40×10^{-9} 的臭氧在72小时后上升到300 hPa,而300 hPa附近初始浓度为 50×10^{-9} 的臭氧上升到220 hPa,但是向上的输送在对流层上层不明显。这种向上的输送可能与低涡内存在的向上运动的空气团有关,可以设想在污染地区,这种中小尺度的强天气过程有可能是污染物从低层向上输送到对流层中上层的一个通道。

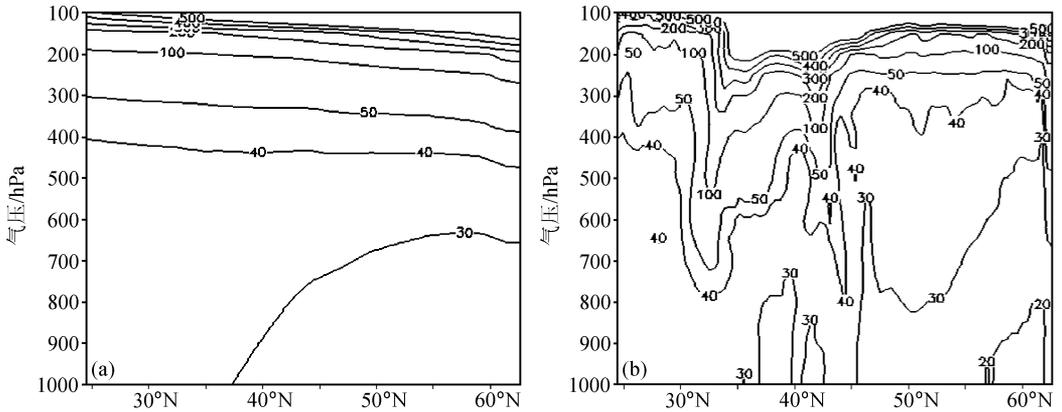


图3 臭氧纬度-高度剖面图(单位: 10^{-9})

(a) 4月8日00时; (b) 4月11日00时

3.3 臭氧的双峰结构

很多观测表明臭氧廓线具有明显的次峰结构,这种次峰分布也称为臭氧垂直分布中的分层现象。Dobson^[19]第一次发现臭氧的分层结构,Reid和Vaughan^[20]通过观测认为,臭氧的分层结构主要出现在热带外的冬春季。Halenka等^[21]发现穿越欧洲中心的强冷锋通道经常出现发展很好的分层结构。近几年的研究表明平流层、对流层交换对臭氧次峰的形成起主要作用^[22]。国内,郑向东^[23]探讨了天气过程对对流层臭氧垂直分布的影响,指出低空的上升运动与高空的下沉运动对臭氧次峰的形成有重要作用。

我们的模拟结果也显示了臭氧的双峰结构。首先将模拟结果与2000年4月11日北京香河地区[(39°47'N, 116°57'E), 海拔94 m]的臭氧探空廓线进行对比。图4给出模拟和观测的臭氧廓线,实线为观测值,虚线为模拟值。对比模拟与观测结果,我们发现两条廓线的变化趋势基本相同,模拟的廓线能够反映臭氧的双峰结构,只是次峰的位置比观测的偏低100 Pa,数值偏低 40×10^{-6} hPa。但是,在300 hPa以下模拟与观测的相差较大,模拟的数值偏低。这反映了改造后的模式适用于对流层中上层,而不适用于对流层中下层。这与我们所选用的化学模块有关,如何将平流层化学模块与对流层模块进行适当耦合(或连接)需要进一步的工作。

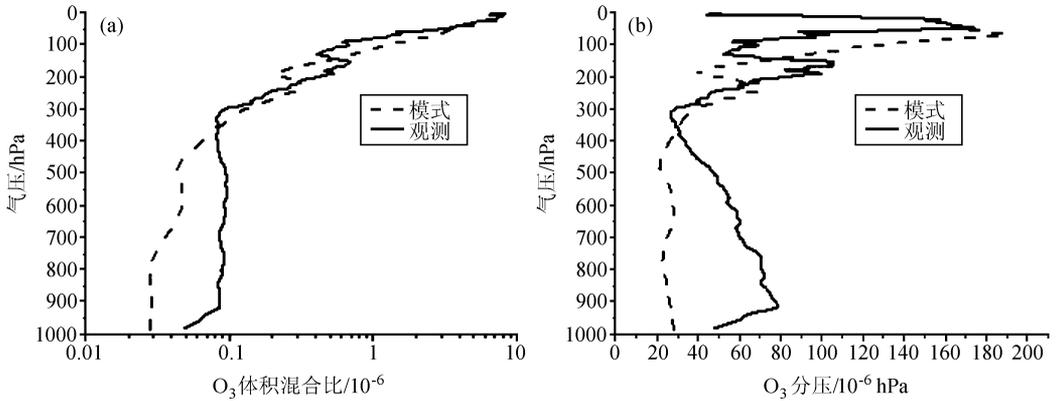


图4 模拟和观测的4月11日18时北京香河地区臭氧廓线
(a) 体积混合比 (10^{-6}); (b) 分压 (单位: 10^{-6} hPa)

我们选取切断低压中心附近的一点 [网格 85×25 , 对应经纬度为 (34.9°N , 135.7°E)] 做臭氧垂直廓线随时间变化图。由图5可见, 臭氧廓线在前两天基本没有变化, 几乎与初始廓线重合。到第三天臭氧廓线出现两个峰值, 臭氧分压值从800 hPa处开始增加, 到250 hPa处臭氧值增至 110×10^{-6} hPa 成为第一峰值。而后向上开始减少, 到100 hPa变为 75×10^{-6} hPa。从100 hPa处又开始增加, 100 hPa以上的臭氧的分压廓线与初始值一致。第4天臭氧的廓线又恢复到初始状态。4月

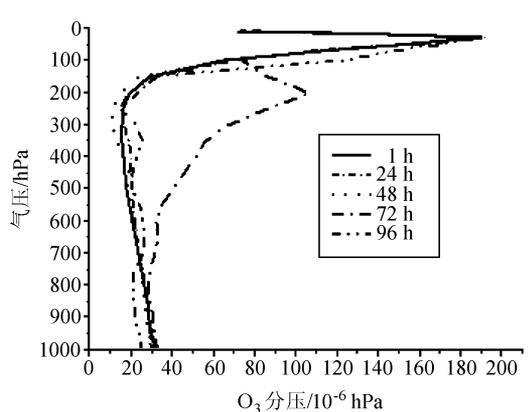


图5 切断低压中心附近的臭氧垂直廓线随时间的变化

11日臭氧廓线的变化是由于切断低压引起的对流层顶折叠, 导致平流层臭氧向下输送到对流层中上层。此次切断低压引起的对流层顶折叠对上对流层的臭氧影响最大, 250 hPa处的臭氧分压可增加5倍。但是此次交换过程对对流层下层臭氧的影响较小。

我们的结果表明此次臭氧廓线的双峰结构, 是由于切断低压中的对流层顶折叠引起平流层、对流层空气交换, 使得高空臭氧富极的空气向下输送, 臭氧次峰的出现与切断低压及其伴随着的高空急流有密切关系。

3.4 臭氧变化原因分析

臭氧的变化不仅是由局地光化学过程引起的, 而且还受到动力过程的影响, 这种影响表现为垂直输运和水平平流^[24]。化学过程和动力过程在不同的高度对臭氧变化所起的作用的大小不同, 主要是由动力时间常数和化学时间常数的大小来决定, 时间常数越短表示其起的作用越大。在平流层上部和中间层下部, 奇氧(以及臭氧)的寿命是很短的, 近似处于光化学平衡, 但是在30 km以下, 奇氧的光化学寿命变得长得多, 在对流层顶附近与输运相联系的时间常数变得比光化时间常数小得多, 所以在对流层顶附近, 奇氧是受动力学过程控制的^[25]。那么对流层顶附近的光化学过程是否可以完

全忽略,动力过程中的水平平流和垂直扩散哪一种更为重要?下面我们将针对这些问题进行试验分析。

3.4.1 试验设计

为了分别诊断动力和化学过程对对流层顶附近臭氧分布形式的影响,我们设计了以下试验:(1)将化学和动力过程都包含的模式模拟结果作为控制试验。(2)将只保留化学过程而不考虑动力过程的模拟结果作为敏感试验 1。(3)将只保留动力过程而不考虑化学过程的模拟结果作为敏感试验 2。(4)将控制试验中去掉水平平流项的模拟结果作为敏感试验 3。(5)将控制试验中去掉垂直扩散项的模拟结果作为敏感试验 4。在进行以上试验前,我们先将模式按控制试验预运行 24 小时,并以此作为各试验的初始场分别进行各试验,再运行 24 小时后的结果进行比较分析。

3.4.2 化学和动力过程对臭氧影响

我们将敏感试验 1 第 24 小时的结果减去控制试验第 24 小时的结果,得到动力过程影响下臭氧的变化量。图 6 给 200 hPa 等压面上有关物理量的绝对变化量图。图 6a 中正值表示动力过程使臭氧消耗,负值表示动力过程使臭氧增加。图 6a 显示动力过程使得气旋底部的臭氧增加最大达 400×10^{-9} ,使气旋周围的臭氧增加达 100×10^{-9} 。

平流层化学模块中臭氧被作为短寿命物种处理,其本身并不被输送或扩散,但是臭氧的浓度变化与奇氧的浓度变化有关。而奇氧 $[O_x = O(^3P) + O(^1D) + O_3]$,等式右边第 1 项为基态氧原子、第 2 项为激发态氧原子]是输送物种,因此臭氧浓度的变化间接受动力过程的影响。由于上对流层、下平流层中原子氧与臭氧相比含量很低,因此对流层顶附近奇氧的浓度变化代表着臭氧浓度的变化。图 6b 为第 24 小时敏感试验 2 的结果减去控制试验后,奇氧的绝对变化量。这一差值可代表化学过程的作用。图中正值表示化学过程使奇氧浓度减少,负值表示化学过程使奇氧浓度增加。如果局地光化学过程对奇氧分布的影响不大,那么奇氧的绝对变化量应该很小,而由图 6b 可以看到,化学过程使奇氧消耗最大达 300×10^{-9} ,使奇氧增加最大达 200×10^{-9} ,这说明化学过程引起奇氧的变化量还是很大的。我们认为,首先动力过程改变了那些影响奇氧光化学平衡物种的分布,使得奇氧的化学平衡遭到破坏,在这种化学平衡被破坏的情况下,化学过程对奇氧分布形式的影响变得很大。图 6c 为敏感试验 1 减去控制试验后氯原子的变化量,我们看到动力过程使氯原子增加最大达 20×10^{-12} ,使氯原子减少达 10×10^{-12} 。由于氯原子对臭氧具有催化消耗作用,而且这种催化消耗是非线性的,氯原子增加的地方奇氧必定减少,氯原子减少的地方奇氧必定增加,这通过对比图 6b 和 c 就可以看出。需要说明的是由于模式积分时间很短,化学过程并没有达到完全平衡状态。由此,我们认为对流层顶附近臭氧的化学过程是不可忽略的,一旦动力过程破坏了臭氧的光化平衡,则化学过程在恢复光化平衡的同时将改变臭氧的分布。

3.4.3 水平输运和垂直扩散对臭氧影响

由上述分析,我们知道动力过程对臭氧的分布形式影响很大,下面将比较水平平流和垂直扩散的贡献。在化学输送模式中由于水平扩散比水平平流小得多,因此忽略水平扩散的影响。图 7a 为敏感试验 3 减去控制试验 200 hPa 的臭氧绝对变化量,该臭氧变化是由于水平平流引起的。图 7b 为敏感试验 4 减去控制试验的臭氧绝对变化量,该臭氧变化是由于垂直扩散引起的。对比图 7a 与 b 可知,水平平流是引起臭氧变化的

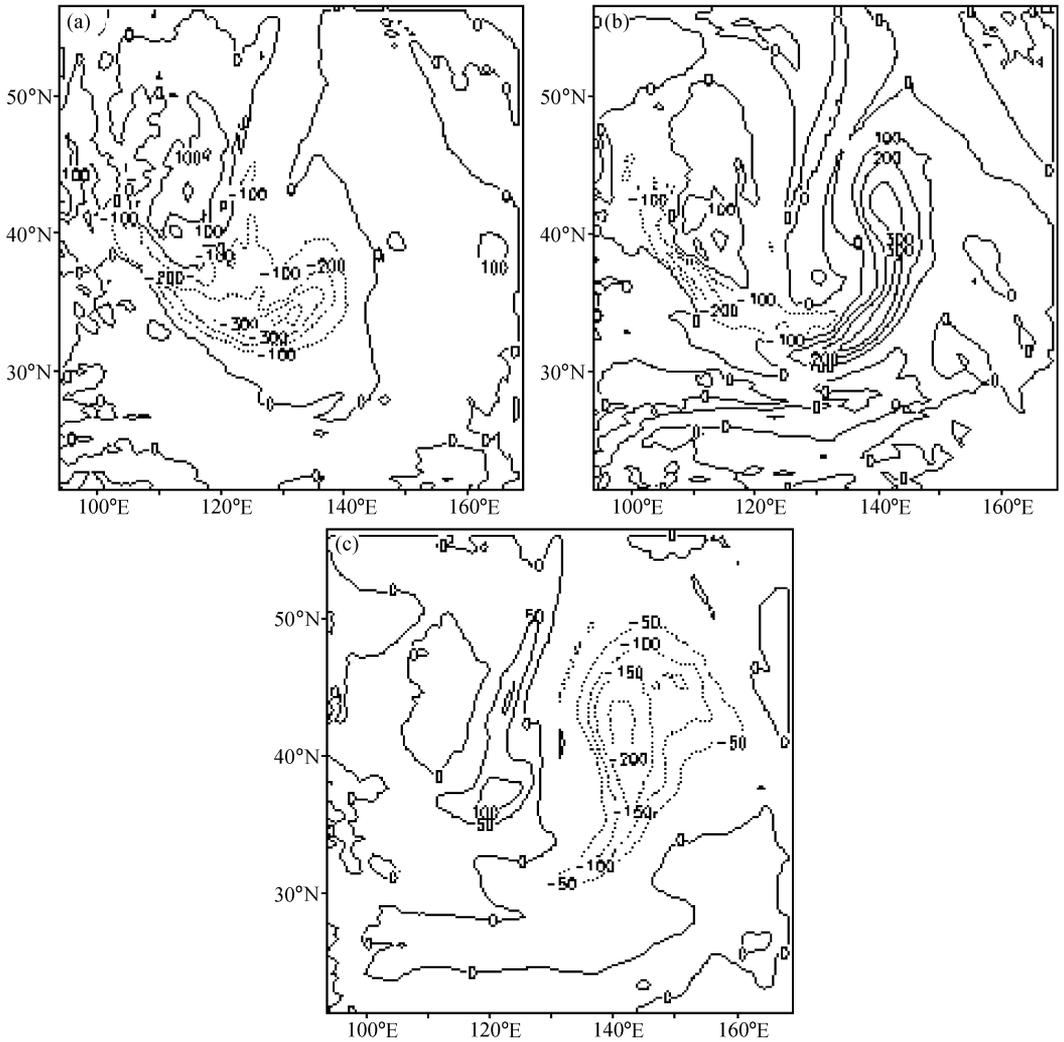


图6 第24小时200 hPa等压面物理量的绝对变化量

(a) 敏感试验1减去控制试验后臭氧的变化量(间隔: 10×10^{-9}); (b) 敏感试验2减去控制试验后奇氧的变化量(间隔: 100×10^{-9}); (c) 敏感试验1减去控制试验后氯原子的变化量(单位: 0.1×10^{-12})

主要原因, 它可以使臭氧最大增加 400×10^{-9} , 或减少 100×10^{-9} 。而垂直扩散对臭氧的影响很小, 使臭氧最大增加 20×10^{-9} , 比水平平流引起的臭氧变化小20倍。由此可见, 水平平流是对流层顶附近臭氧分布形式变化的主要原因。

4 结论

本文首先将区域酸沉降模式进行改造, 以平流层化学模块替代对流层模块。然后用MM5单向耦合改造后的化学模式M-RADM, 研究切断低压引起的对流层顶折叠对上对流层、下平流层臭氧分布形式的影响。我们发现:

(1) 随着高空槽的发展与切断, 高空槽的底部及低压四周臭氧有显著增加, 对流层

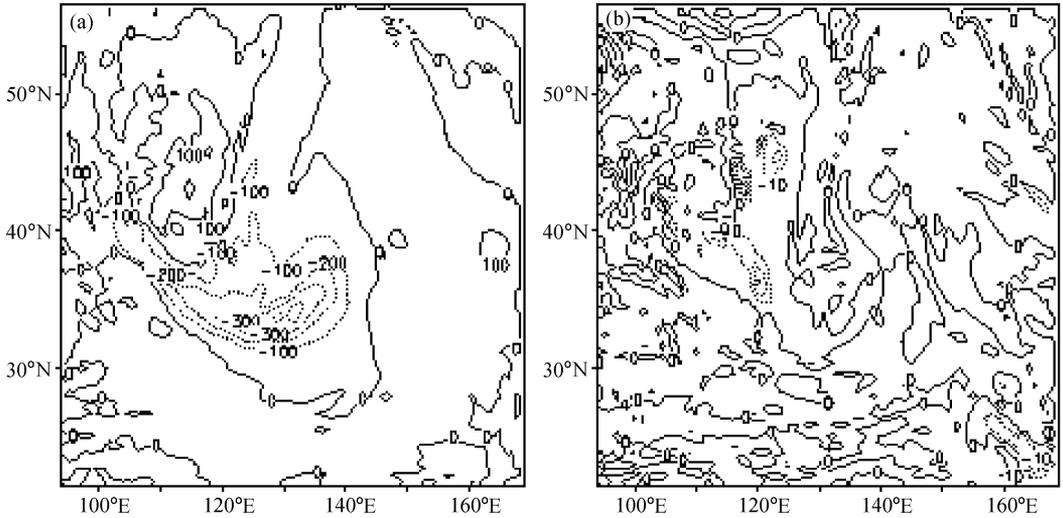


图 7 第 24 小时 200 hPa 等压面臭氧绝对变化量

(a) 敏感试验 3 减去控制试验 (间隔: 100×10^{-9}); (b) 敏感试验 4 减去控制试验 (间隔: 10×10^{-9})

顶折叠使高空臭氧向下输送, 这种向下的输送可以到对流层中层。

(2) 改造后的模式成功地模拟了臭氧廓线的双峰结构。250 hPa 处的臭氧分压增加近 5 倍。我们的结果表明此次臭氧廓线的多峰结构, 是由于切断低压引起对流层顶折叠而引起的。

(3) 上对流层臭氧分布形势的变化主要是由动力过程中的水平平流作用引起, 但是对流层顶附近臭氧的化学过程是不可忽略的, 一旦动力过程改变了其他对臭氧化学过程有影响的物种的分布, 破坏了臭氧的光化平衡, 则化学过程在恢复光化平衡的同时将改变臭氧的分布。

参 考 文 献

- 1 Bojkov, R. D., Ozone changes at the surface and in the free troposphere, in: *Tropospheric Ozone: Regional and Global Scale Interactions*, Ed. Isaksen, I. S. A., D. Reidel, Dordrecht, Netherlands, 1988, 83~96.
- 2 Staehelin, J., J. Thudium, R. Buehler et al., Trends in surface ozone concentrations at Arosa (Switzerland), *Atmos. Environ.*, 1994, **28**, 75~87.
- 3 Levy II, H., P. S. Kasibhatla, W. J. Moxim et al., The global impact of human activity on tropospheric ozone, *Geophys. Res. Lett.*, 1997, **24**, 791~794.
- 4 Murphy, D. M., and D. W. Fahey, An estimate of the flux of stratospheric reactive nitrogen and ozone into the troposphere, *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**, 5325~5332.
- 5 Danielsen, E. F., and V. A. Mohnen, Project Dustorm report: Ozone transport, in situ measurements and meteorological analyses of tropopause folding, *J. Geophys. Res.*, 1997, **82**, 5867~5877.
- 6 Intergovernmental Panel on Climate Change, The third assessment report, Climate Change 2001: The Scientific Basis, Atmospheric Chemistry and Greenhouse Gases, IPCC, 2001.
- 7 Lelieveld, J., and J. D. Frank, What controls tropospheric ozone? *J. Geophys. Res.*, 2000, **105**, 3531~3551.
- 8 Davies, T. D., and E. Schuepbach, Episodes of high ozone concentrations at the Earth's surface resulting from transport down from the upper troposphere/lower stratosphere; a review and case studies, *Atmos. Environ.*,

- 1994, **28**, 53~68.
- 9 Chung, Y. S., and T. Dann, Observations of stratospheric ozone at the ground level in Regina, Canada, *Atmos. Environ.*, 1985, **19**, 157~162.
- 10 Wakamatsu, Shinji, I. Uno, H. Ueda et al., Observational study of stratospheric ozone intrusions into the lower troposphere, *Atmos. Environ.*, 1989, **23**, 1815~1826.
- 11 Chang, J. S., R. A. Brost, I. S. A. Isaksen et al., A Three-dimensional eulerian acid deposition model: physical concepts and formulation, *J. Geophys. Res.*, 1987, **92**, 14681~14700.
- 12 Yang Xin, Wang Mingxing, and Li Xingsheng, Numerical study of surface zone in China during summer time, *J. Geophys. Res.*, 1999, **104**, 30341~30349.
- 13 Luo, C., J. C. St. John, Z. Xiuji et al., A nonurban ozone air pollution episode over eastern China: Observations and model simulations, *J. Geophys. Res.*, 2000, **105**, 1889~1908.
- 14 Yang Jian, Li Weiliang, and Zhou Xiuji, Numerical simulation of the seasonal variation of tropospheric ozone over china, *Acta Meteor. Sinica*, 2000, **14**, 147~158.
- 15 Rozanov, E. V., V. A. Zubov, M. E. Schlesinger et al., The UIUC three-dimensional stratospheric chemical transport model: description and evaluation of the simulated source gases and ozone, *J. Geophys. Res.*, 1999, **104**, 11755~11781.
- 16 Brasseur, G., M. H. Hitchman, S. Walters et al., An interactive chemical dynamical radiative two-dimensional model of the middle atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 1990, **95**, 5639~5655.
- 17 杨健, 东亚地区平流层、对流层交换过程研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 2002.
- 18 杨健、吕达仁, 东亚地区一次切断低压引起的平流层、对流层交换数值模拟研究, *大气科学*, 2003, **27** (6), 1031~1044.
- 19 Dobson, G. M. B., The laminated structure of the ozone in the atmosphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1973, **99**, 599~607.
- 20 Reid, S. J., and G. Vaughan, Lamination in ozone profiles in the lower stratosphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1991, **117**, 825~844.
- 21 Halenka, T., J. Lastovicka, and S. Radicella, The effect of the passage of cold fronts on the vertical distribution of ozone at the CHMI observatory at Prague-Libus, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1994, **120**, 1415~1423.
- 22 Gouget, H., C. J. Pierre, R. Robert et al., Ozone peaks associated with a subtropical tropopause fold and with the trade wind inversion: a case study from the airborne campaign TROPOZ II over the Caribbean in winter, *J. Geophys. Res.*, 1996, **101**, 25979~25993.
- 23 郑向东, 对流层臭氧垂直分布结构及其变化的分析, 北京大学博士学位论文, 2000.
- 24 Reed, R. J., The role of vertical motions in ozone-weather relationship, *J. Meteor.*, 1950, **7**, 263~267.
- 25 Brasseur, G., and S. Solomon, *Aeronomy of the Middle Atmosphere: Chemistry and Physics of the Stratosphere and Mesosphere*, Boston, D. Reidel Publishing Company, 1984, 441pp.

Simulation of Stratosphere-Troposphere Exchange Effecting on the Distribution of Ozone over Eastern Asia

Yang Jian, and Lü Daren

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

Abstract First, the Regional Acid Deposition Model RADM was rebuild using a stratospheric chemical scheme instead of the tropospheric chemical scheme. Then the mesoscale model MM5 is applied to simulate the stratosphere-troposphere exchange processes due to the tropopause folding effecting on the distribution of ozone in eastern Asia on 8~12 April 2000. The results show: 1) Along with the development and cut-off of the upper trough, ozone in the bottom of the trough and around the low has high concentration. The downward transport of ozone due to tropopause folding can reach middle part of troposphere, which has the most influence on the ozone in the upper troposphere. 2) The double peaks structure of ozone profile in the upper troposphere in Beijing could be successfully simulated, which is comparable with observation data. The concentration of ozone in 250 hPa increases about 5 times then initial value. Simulated results show that M-RADM can be used to study the influence of weather system on the distribution of ozone near tropopause. 3) Horizontal advection is the primary contributor to the distribution of ozone in the upper troposphere. But the chemical processes near the tropopause cannot be completely ignored.

Key words: stratosphere-troposphere exchange; ozone; eastern Asia

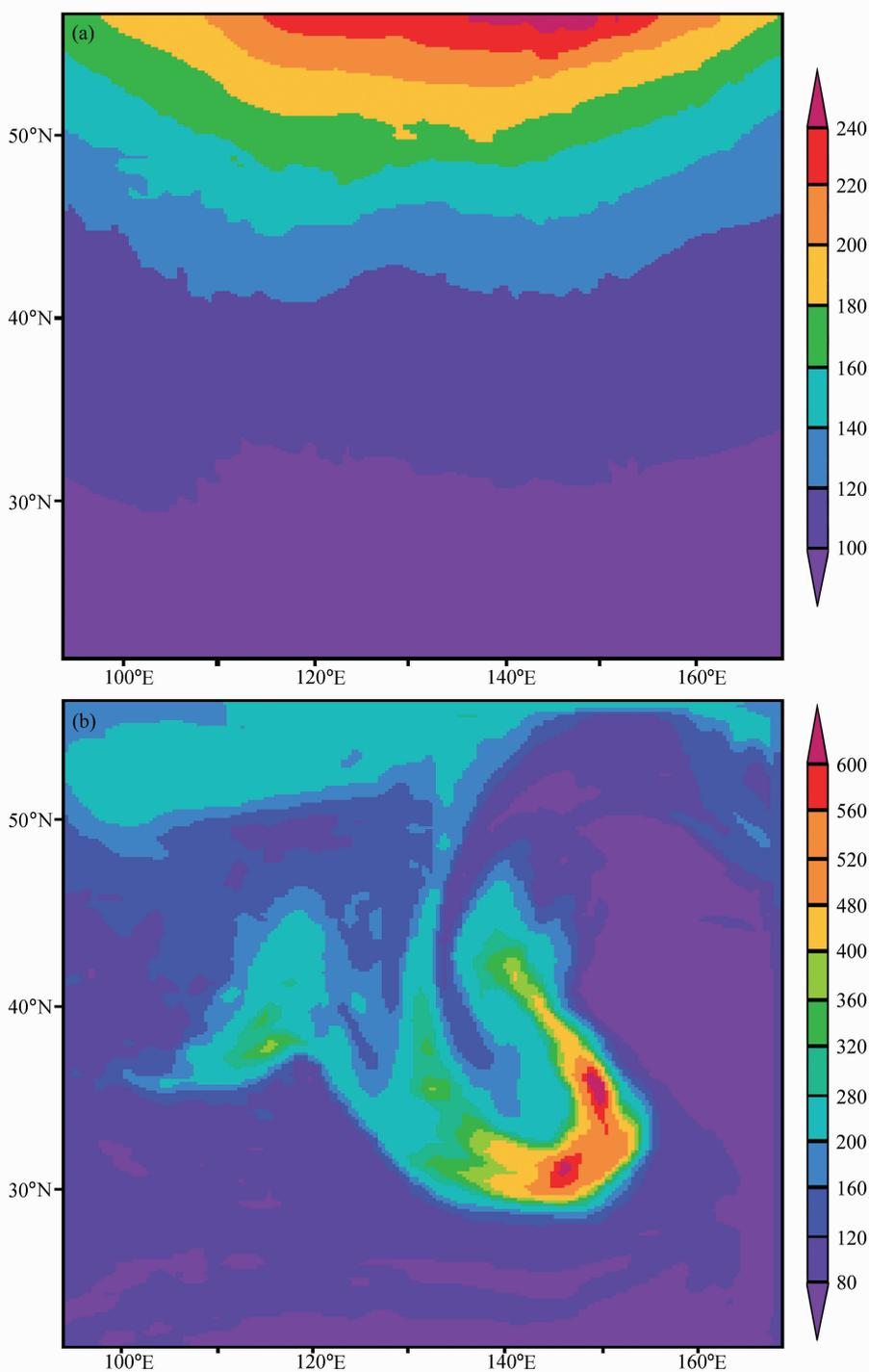


图 2 化学模式模拟的 200 hPa 等压面臭氧分布 (单位: 10^{-9})

(a) 4 月 8 日 00 时; (b) 4 月 11 日 00 时