

春季青藏高原西北侧一次平流层臭氧向对流层传输的模拟研究^{*1}

许平平^{1,2} 田文寿¹ 张健恺¹ 雒佳丽¹ 黄倩¹ 张杰¹

XU Pingping^{1,2} TIAN Wenshou¹ ZHANG Jiankai¹ LUO Jiali¹ HUANG Qian¹ ZHANG Jie¹

1. 半干旱气候变化教育部重点实验室,兰州大学,兰州,730000

2. 中国人民解放军 63796 部队,西昌,615000

1. *Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China*

2. *63796 Troops of PLA, Xichang 615000, China*

2014-03-31 收稿,2015-02-01 改回.

许平平,田文寿,张健恺,雒佳丽,黄倩,张杰. 2015. 春季青藏高原西北侧一次平流层臭氧向对流层传输的模拟研究. 气象学报, 73(3):529-545

Xu Pingping, Tian Wenshou, Zhang Jiankai, Luo Jiali, Huang Qian, Zhang Jie. 2015. A simulation study of the transport of the stratospheric ozone to the troposphere over the northwest side of the Tibetan Plateau in spring. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(3):529-545

Abstract Using the NCEP/NCAR FNL data and the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Interim data and the Ozone Monitoring Instrument (OMI) ozone profile data, together with a regional atmospheric chemical model (WRF-Chem), a tropopause folding event caused by a cold trough during 19–21 March 2012 was analyzed. The contributions of advection, turbulence mixing and convective transport processes to the transport of the stratospheric ozone to the troposphere are diagnosed. The results show that the tropopause folding event occurred in the northwest side of the Tibetan Plateau is located in the transition zone between the tropical tropopause and the mid-latitude tropopause. Due to steep north-south gradient of the tropopause, the stratosphere and troposphere exchange (STE) in this region is more persistent and stronger than that caused by the east-west tropopause folding. Mass exchange across the isentropic surface and the turbulent mixing have significant contributions to the STE. The higher orography has a significant influence on the STE processes with its effect having an evident diurnal variation. In the morning and evening time, the upward motions due to forcing lift of the high orography are strong and inhibit the mass exchange between stratosphere and troposphere. In the afternoon, the thermal effect of the high orography enhances, and the turbulent mixing near the top of the mountain leads to significant ozone increases in the upper troposphere with the development of local circulation on the leeward slope of the high orography, and, the higher the orography is the more significant this effect is. The height of the orography of 2.5 km is critical in term of the turbulent mixing. Above this height, the contribution of turbulent mixing to ozone change increases about 1% when the average height of the orography rises 100 m.

Key words Stratosphere to troposphere transport (STT), Ozone, the Tibetan Plateau, WRF-Chem model

摘要 利用 NCEP/NCAR FNL 客观分析资料和欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 的 Interim 再分析资料以及臭氧监测仪 (OMI) 的臭氧廓线资料, 结合区域大气化学模式 WRF-Chem 对中国春季一次高空冷槽过境引起的对流层顶折卷过程 (2012 年 3 月 19—21 日) 进行了分析, 并从平流、湍流混合、对流输送等几个方面诊断分析了平流层臭氧向对流层的传输特征和细

* 资助课题: 国家自然科学基金项目 (41175042, 41225018, 41275006)。

作者简介: 许平平, 主要从事中尺度数值模式和平流层-对流层物质交换的研究。E-mail: xupp12@lzu.edu.cn

通讯作者: 田文寿, 主要从事平流层大气化学与气候相互作用以及平流层-对流层物质交换的研究。E-mail: wstian@lzu.edu.cn

节。结果表明,发生于青藏高原西北侧的对流层顶折卷事件,其所在位置处于热带对流层顶向中纬度对流层顶的过渡区,由于陡峭的对流层顶南北梯度,在该区域发生的平流层-对流层物质交换(STE)比对流层顶东西方向折卷引起的物质交换要强烈和持久,跨越等熵面的物质交换和湍流混合对平流层-对流层物质交换有很大的贡献。大地形对平流层-对流层物质交换过程有显著的影响,且具有明显的日变化特征。早晚时段,大地形导致的爬坡上升气流显著,抑制了平流层空气与对流层空气的混合交换。午后,大地形热力作用增强,受背风坡局地环流的影响,靠近山顶处湍流混合作用对上对流层臭氧浓度升高的贡献显著增强,且地形越高,这种效应越显著。地形的湍流混合作用在 2.5 km 高度以上凸显,此高度之上地形平均高度每升高 100 m,湍流混合的贡献增加约 1%。

关键词 平流层向对流层传输(STT), 臭氧, 青藏高原, WRF-Chem 模式

中图法分类号 P435

1 引言

对流层和平流层具有不同的动力和化学特性,其位涡、相对湿度以及臭氧、一氧化碳等化学物质的分布存在显著差异。平流层-对流层物质交换(STE)对上对流层下平流层(UTLS)区域臭氧、水汽、氰化氢等大气成分的时空变化有重要影响(Li, et al, 2009; Zheng, et al, 2011),进而会改变大气的辐射强迫(Santer, et al, 2003)。Stohl 等(2003)的研究还表明,气候变化导致的平流层-对流层物质交换改变会显著影响平流层大气内的臭氧损耗过程和对流层大气的氧化能力。物质穿越对流层顶的传输是双向的,即对流层向平流层的物质输送(TST)(Hoor, et al, 2002)和平流层向对流层的物质输送(STT)(Shapiro, 1980)。这种双向的传输受到各种不同时空尺度大气过程的影响。强的传输事件会使平流层空气同周围的对流层空气发生不可逆的混合(Papayannis, et al, 2005),对流层顶折卷及切断低压则是平流层向对流层传输的主要机制,也是长期以来平流层向对流层传输研究的焦点(Sprenger, et al, 2003)。Price 等(1992)对切断低压进行了统计,指出切断低压引起的平流层-对流层物质交换与气旋生成区的对流层顶折卷相比要小。Lefohn 等(2011)研究表明,平流层向对流层传输事件多发生于冬春季,其发生频率及强度对对流层及地面的臭氧浓度有很大影响。

青藏高原特殊的大地形使其动力和热力性质与周围地区存在显著差异(张冬峰等, 2005),对中国、亚洲乃至全球的大气环流和气候变化的形成和发展都有极其重要的影响(梁潇云等, 2005; 钟珊珊等, 2009; 宇婧婧等, 2011)。此外,这种独特的动力及热力特性和与之相伴的季风环流还使得青藏高原及其周围区域成为全球对流层与平流层的能量、物质交换的主要区域之一(Zhan, et al, 2008; 陈斌等,

2010)。因此,研究青藏高原的平流层-对流层物质交换,对于了解全球平流层-对流层物质交换的特征及其收支有重要意义。张人禾等(2008)研究表明,青藏高原上空气温与同纬度地区不同的一个重要原因是其臭氧变化与同纬度地区有所不同。已有一些工作探讨了青藏高原区域的平流层-对流层物质交换过程及其对青藏高原上空臭氧总量的影响,取得了一些有意义的结论。如青藏高原上空的平流层-对流层物质交换对青藏高原夏季臭氧低谷的形成具有重要的贡献(周秀骥等, 1995; Liu, et al, 2003; Tian, et al, 2008); Bian(2009)分析了 2003 年 12 月青藏高原上空出现的微型臭氧洞事件,指出动力作用引起的热带对流层低浓度臭氧空气向青藏高原上空输送是造成这一事件的主要原因; Zhang 等(2010)指出青藏高原大地形对发生于青藏高原上空的对流层顶折卷的形态和强度没有显著的影响。

青藏高原上空天气系统复杂,其中蕴含各种尺度的平流层-对流层物质交换过程,目前,对青藏高原上空的平流层-对流层物质交换过程的细节和总体特征尚缺乏一个全面深入的认识。特别是关于青藏高原上空平流层臭氧向对流层的传输,以往的研究大都集中在对流层顶折卷发生过程中平流层空气入侵对流层后引起的对流层臭氧浓度升高(郑向东等, 2003; 陈闯等, 2012),或者侧重于青藏高原季风和尺度反气旋环流对平流层-对流层物质交换的影响,关于青藏高原特殊的大地形在平流层空气入侵对流层中的影响研究尚少。Moore 等(2005)研究发现,青藏高原的高海拔会产生一种 Taylor Cap 效应,使其周围地区上对流层环绕有高浓度臭氧。除了这种 Taylor Cap 效应,地形引起的局地环流对天气系统的发生、发展乃至大气环流的变化也有重要影响。Davis(1997)分析了北美落基山脉背风坡的地形强迫作用,发现了两种中尺度反气旋环流,并都具有在午后形成、日落后消亡的特点。Bossert 等

(1994)和 Tian 等(2002)通过数值试验研究了这种大地形背风坡热力作用下产生的具有日变化的局地环流变化特征和形成机制。青藏高原特殊的大地形引起的背风坡局地环流在平流层臭氧向对流层传输过程中是否扮演重要的角色目前还不清楚。

上对流层下平流层区域物理量垂直梯度很大,由于卫星反演精度与分辨率的限制、飞机观测时次的稀少以及地面和探空资料分布的时空不均匀性,要精细定量地研究天气尺度、中小尺度的平流层-对流层物质交换过程,需要在综合应用各种观测资料的基础上,加强诊断分析和数值模拟研究。在以往相关研究中多利用中尺度模式 WRF 来研究中小尺度的平流层-对流层物质交换过程(Zhang, et al, 2010),但是传统的 WRF 模式,只能以位涡和水汽混合比作为示踪物研究中小尺度平流层-对流层物质交换过程,化学物质变化的分析则多依赖样本很少的卫星观测资料。此外,不同研究针对不同个例,用不同的方法计算出的平流层-对流层物质交换通量存在很大差别(杨健等,2003;胡宁等,2011)。WRF-Chem 模式已发展了利用初始化边界层和平流层的示踪物质的模块,可以较好地追踪平流层-对流层物质交换过程中的物质变化,同时也可以定量地诊断各种大气成分的变化,在平流层-对流层物质交换研究中有广泛应用,且效果较好(Yegorova, et al, 2011; Barth, et al, 2012; Stuefer, et al, 2013; Klich, et al, 2014)。本研究运用 WRF-Chem 模式模拟分析春季青藏高原西北侧一次平流层-对流层物质交换过程,探讨青藏高原大地形对平流层臭氧向对流层传输的影响,并量化分析对流层臭氧的变化及其原因,以此加深对青藏高原对流层内臭氧变化的认识。

2 资料与模式介绍

使用的气象资料为美国国家环境预报中心(NCEP)和国家大气研究中心(NCAR)提供的逐日4次的FNL(Final Operational Global Analysis)客观分析资料。该资料水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$,覆盖全球 360×180 个点,垂直方向1000—10 hPa分为26个标准等压层。在进行臭氧浓度分析时用到了搭载在美国国家航天局(NASA)AURA卫星上的臭氧监测仪(OMI)观测的臭氧廓线资料,该资料的空间分辨率为 $24 \text{ km} \times 13 \text{ km}$,视场扫描角为 114° ,对应的地面扫描幅宽为2600 km。使用的OMI臭氧廓线资料包括从地面至0.3 hPa共18层的臭氧浓度

信息。还用到了水平分辨率为 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ 的欧洲中心再分析资料(ERA-Interim)中的臭氧数据。

所用的WRF-Chem3.3模式是在WRF模式的基础上耦合了一个在线化学传输模式(Grell, et al, 2005)。WRF-Chem模式为完全可压缩非静力模式,水平方向采用Arakawa C网格点(Skamarock, et al, 2008),垂直方向采用地形追随质量坐标。时间积分方案采用二阶或三阶的Runge-Kutta算法,平流方案为六阶。气象场初始及边界数据采用FNL资料,6 h更新一次边界条件,30 min输出一次模拟结果。表1为模式配置及参数化方案选择。化学物质的初始及边界数据来自MOZART-4模式6 h一次的输出数据,模式水平分辨率为 $1.9^{\circ} \times 2.5^{\circ}$,垂直分为56层。模式计算中包含多种化学物质变化趋势的诊断分析,涉及水平、垂直平流、湍流混合、化学反应以及对流输送等相关作用项。

在WRF-Chem模式模拟诊断的基础上,还利用HYSPLIT模式对化学物质传输路径进行了三维后向轨迹分析。该模式平流和扩散计算采用拉格朗日方法。模式的水平网格与输入的气象场相同,垂直方向分为28层,将气象要素线性内插到各 σ 层上(Draxler, et al, 1998)。所用的气象场资料为NOAA的GBL(Global NOAA-NCEP/NCAR Pressure Level Reanalysis Data)再分析资料。

表1 数值模拟中WRF-Chem相关配置
Table 1 The WRF-Chem configurations used in the model simulations

选项	配置
积云参数化方案	Grell-3D
长波辐射方案	Rapid Radiative Transfer Model
短波辐射方案	Goddard
微物理方案	Lin Microphysics
行星边界层方案	Mellor-Yamada-Janjić
陆面方案	Noah Land Surface Model
化学反应方案	RADM2
光解方案	Fast-J

3 模拟区域和个例选取

研究区域及区域内的地形高度如图1a所示。2012年3月19日12时—21日00时(世界时,下同),FNL资料显示研究区域内出现了明显的对流层顶高度异常。从图1b可以看出青藏高原西北侧的对流层顶高度有明显的下降(下降近5 km)。此外,中国华北、东北及贝加尔湖地区对流层顶高度也有明显下降。需要指出的是,对流层顶并不是一个

固定的物质面,因此对其有多种定义,最常用的两种定义是热力学对流层顶和动力学对流层顶。平流层中的位涡(PV)随高度增大显著,对流层中位涡随高度的增大则相对较小,数值基本都在 1.5 PVU ($1 \text{ PVU} = 10^{-6} (\text{m}^2 \cdot \text{K}) / (\text{s} \cdot \text{kg})$) 以下,因此,通常用一个等位涡面来确定动力对流层顶。在中纬度地区,受天气尺度过程影响,热力学对流层顶存在不稳定性,动力对流层顶的定义比热力对流层顶更合理(Hoerling, et al, 1993)。中纬度地区对流层顶位涡值通常为 $1-4 \text{ PVU}$ (Danielsen, 1968; Shapiro, 1980),文中以 2 PVU 等位涡面作为动力对流层顶。

在对流层顶高度下降的过程中通常伴有穿越对流层顶向上或向下的物质输送。如果不存在非绝热加热或摩擦强迫,气团的位涡值是守恒的,可将位涡作为一种动力示踪物(Hoskins, et al, 1985)来分析大气的传输过程。此外,3月青藏高原北侧的对流层顶高度一般为 11 km (Zhang, et al, 2010), 320 K 等熵面在青藏高原所在的纬度范围内处于上对流层区域。因此,可以通过分析 320 K 等熵面上的位涡异常来判断是否有平流层空气向对流层入侵。对比图 1b、c 可知,对流层顶高度发生明显下降的地区均对应着 320 K 等熵面上位涡的正异常。图 1c 中

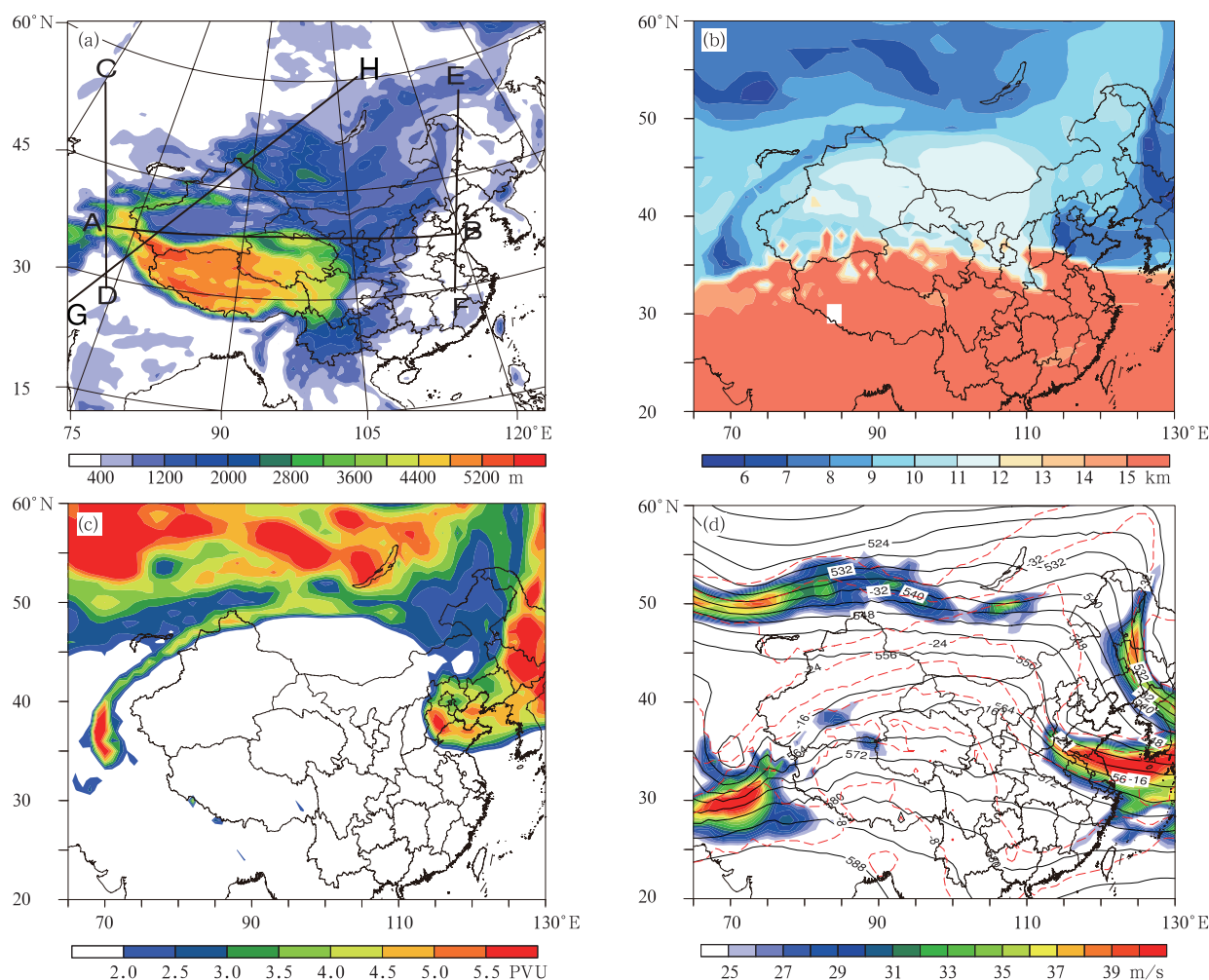


图 1 (a)模式模拟区域(填充色表示地形高度)、(b)3月20日06时 FNL 客观分析资料的动力对流层顶高度、(c)320 K 等熵面位涡场及(d)500 hPa 位势高度场(黑色实线,dagpm)、温度场(红色虚线,°C)和水平风速(填充色,m/s)的水平分布

Fig. 1 (a) WRF-Chem model domain (the color filled contours indicate the orography height), (b) the horizontal distribution of the dynamic tropopause height at 06:00 UTC 20 March 2012, (c) the potential vorticity on the 320 K isentropic surface at 06:00 UTC 20 March 2012, and (d) geopotential heights (black solid contours, dagpm), temperature (red dashed contours, °C) and horizontal wind speed (color filled contours, m/s) at 500 hPa at 06:00 UTC 20 March 2012 (The meteorological fields shown are from the FNL data)

320 K 等熵面上青藏高原西北侧和华北地区两处的位涡高值中心分别达 6.5 和 5.5 PVU, 由于平流层中的位涡值一般大于 4 PVU, 这些显著异常的位涡高值说明可能有平流层气团进入了上对流层 320 K 等熵面的高度。详细的入侵细节将在下一节结合青藏高原上空臭氧浓度的时空变化做进一步诊断分析。

3 月 20 日 06 时模拟区域 500 hPa 高度场分布呈两槽一脊(图 1d), 一个高空槽主体位于(63°N, 80°E), 温度槽与气压槽重合, 在青藏高原以西, 有一分离的低槽(35°N, 70°E); 另一个高空槽主体位于朝鲜半岛, 槽线贯穿中国东北地区, 槽底至华北地区, 温度槽落后于气压槽。青藏高原西北侧的高空槽自 3 月 20 日 00 时开始缓慢东移并加强, 至 06 时高空槽闭合中心范围扩大; 3 月 20 日 18 时开始, 青藏高原西北侧高空槽明显减弱, 纬向环流增强, 温度槽趋于消失; 至 21 日 00 时, 贝加尔湖以北高空槽逐渐南压, 槽底并入青藏高原北侧减弱的高空槽。在此过程中, 影响中国东北至华北地区的高空槽逐渐东移出模拟区域。3 月 20 日 06 时, 东、西两个高空槽附近最大风速达 50 m/s。对应地面天气图上在青藏高原西北侧有闭合的低压系统(图略), 同时有一条冷锋从低压中心向西南伸出, 随后该低压系统及锋面逐渐向东移动。许多研究(Danielsen, 1968; Appenzeller, et al, 1992; Van Haver, et al, 1996)表明, 急流不稳定、高空锋生和切断低压是引起对流层顶折卷的主要动力过程。从上述天气形势分析可

知, 发生在中国东、西部的这次对流层顶折卷个例属于典型的西风急流中伴随高空锋生作用引起的折卷事件。

以往关于对流层顶折卷的研究认为, 强对流层顶折卷事件(对流层顶折卷下探到对流层中低层)常发生在中纬度地区的冬季(Sprenger, et al, 2003)。而崔宏等(2005)的研究则表明, 在亚热带等非中纬度地区, 发生在春季的平流层空气入侵也很频繁, 其动力机制与中纬度地区有所不同。春季青藏高原热力作用引起的局地环流逐渐增强, 因此, 文中选取发生于春季的对流层顶折卷事件分析青藏高原大地形对平流层臭氧向对流层传输的影响。此外, 所选个例在研究区域东、西部同时存在两个对流层顶折卷事件, 可用来对比分析中国东、西部两种地形条件下的平流层-对流层物质交换特征。

4 模拟结果分析

数值模拟于 2012 年 3 月 19 日 18 时开始, 3 月 21 日 18 时结束, 共模拟 48 h, 包含了高空槽在模拟区域内发展至消亡的整个过程。模式的前 4 h 为模式起转时间, 输出结果不做分析。模拟区域水平分辨率为 45 km, 垂直方向分为 46 层, 模式顶气压为 10 hPa。由于上对流层下平流层区域物质梯度变化很大, 试验中特将此区域垂直分辨率予以加密, 以便能更详细地模拟出上对流层下平流层区域成分变化和物理过程的细节。

图2表明模式模拟结果能够客观反映实际的天

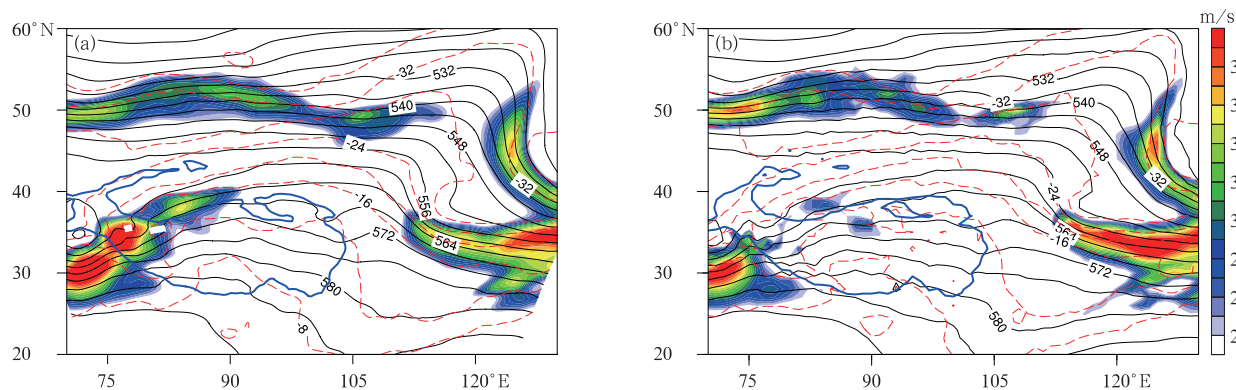


图2 2012年3月20日06时模式模拟(a)和FNL客观分析资料(b)的500 hPa位势高度场(黑色实线,dagpm)、温度场(红色虚线,°C)及水平风速(填充色)的水平分布(蓝色粗实线代表地形高度超过3 km区域)

Fig. 2 (a) Horizontal distributions of the simulative geopotential height (black solid contours, dagpm), temperature (red dashed contours, °C) and horizontal wind speed (color filled contours) at 500 hPa at 06:00 UTC 20 March 2012. And (b) as in (a) but for the FNL data (The thick blue line represents the 3 km orography height contour)

气形势特征,只是模式模拟的青藏高原西北侧高空槽范围及中心强度较 FNL 资料略微偏大、偏强,总体上 WRF-Chem 模式能够较好地模拟出动力场结构特征。

为了验证模式对臭氧浓度时空变化的模拟效果,选取 2012 年 3 月 20 日模拟区域内有 OMI 臭氧观测数据的两个时刻(06 时 39 分和 05 时 01 分),将这两个时刻卫星观测的从地面至 10 hPa 的臭氧

柱总量与模式模拟结果进行对比(图 3)。图 3a、b 表明,模式较好地模拟出了青藏高原西侧的臭氧柱总量分布,模拟的位于青藏高原北侧,帕米尔高原以东,天山以南的臭氧柱总量较卫星观测值略小,而青藏高原南侧臭氧柱低值区的范围及强度较卫星观测偏大、偏强,青藏高原东南侧臭氧柱总量模拟偏低。从图 3c、3d 来看,模式也较好地模拟出了受高空低压槽和急流中心影响的华北地区臭氧高值区。

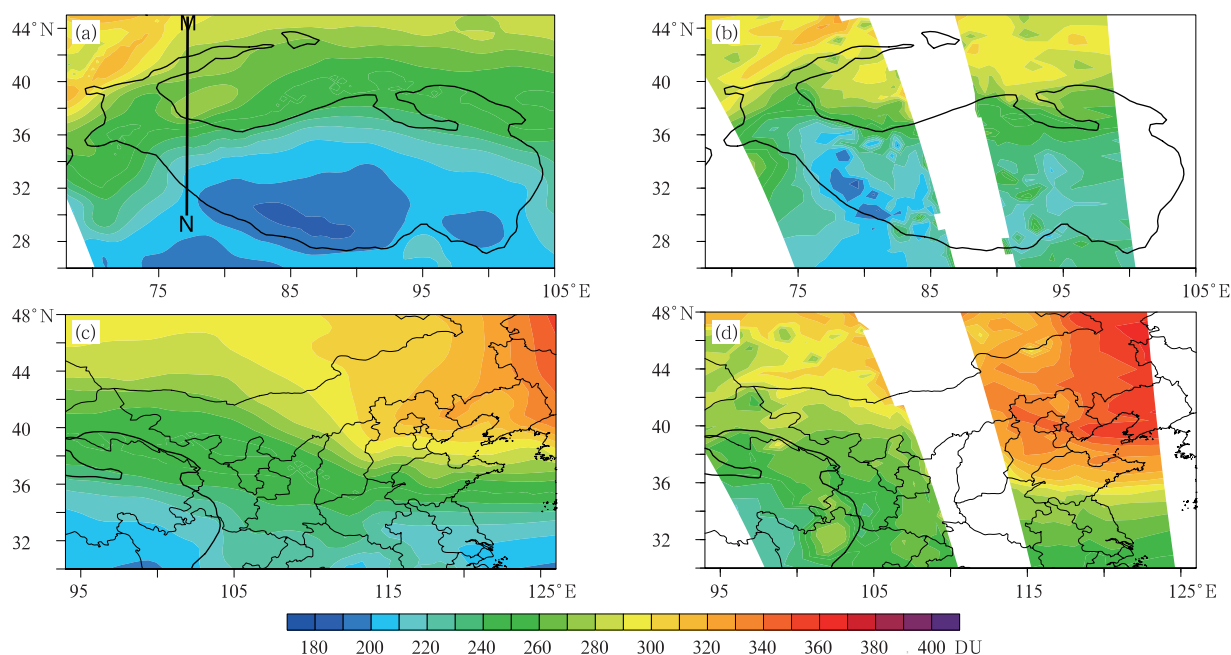


图 3 模式模拟(a、c)及与模拟相邻时刻由 OMI 臭氧廓线积分得到(b、d)的地面至 10 hPa 的臭氧柱总量(a、b, 2012 年 3 月 20 日 06 时 30 分, c、d, 3 月 20 日 05 时;
黑色粗实线代表地形高度超过 3 km 区域,白色区域表示缺测)

Fig. 3 Horizontal distributions of the simulative column ozone (a, c) and OMI column ozone (b, d) at the adjacent time by integrating the ozone profile data from the surface to 10 hPa
(a, b, At 06:30 UTC 20 March 2012, c, d, at 05:00 UTC 20 March; the thick black line represents the 3 km orography height contour and the white regions indicate a lack of measurements thereinto)

Uccellini 等(1985)和 Hudson 等(2003)的研究认为,臭氧柱总量的剧烈变化常与高空急流及锋区引起的对流层顶折卷形成的平流层高浓度臭氧空气入侵对流层有关,对比图 3a、b 和图 1c 发现,臭氧柱总量变化梯度大的区域与平流层高位涡入侵上对流层区域大致对应,表明臭氧柱总量的这种异常变化同平流层入侵过程有关,与上述结果一致。为了进一步了解模式对对流层顶折卷区域臭氧浓度分布的模拟能力,沿图 3a 中的直线 MN 做模拟的和观测的臭氧浓度的垂直剖面(图 4)。图 4a 中,有一高浓

度臭氧舌从平流层侵入对流层,36°—40°N 臭氧等值线下探最为明显,500—400 hPa 有来自平流层的泡状高浓度臭氧。对比图 4a、b 可见,模式模拟的臭氧浓度与 OMI 观测的臭氧浓度在大小和空间分布上都比较一致。值得注意的是图 4b 中 36°—39°N 上空,2.0 cm³/m³ 等值线的下探较模拟结果更为显著,其原因可能是所用的 OMI 臭氧廓线资料在 500—200 hPa 范围内只有 3 层数据,而模式在上对流层下平流层区域加密后能够更多地反应出中小尺度作用所致。相同臭氧浓度的空气,其所处的高度

越低,对臭氧柱总量的贡献就越大(Olsen, et al, 2000; Goering, et al, 2001)。因此,在图 4a、b 中,与高浓度臭氧空气的下探相对应,臭氧柱总量在 36° — 40° N 区域有明显的增大。图 4 的结果进一步

表明,模式对此次平流层-对流层物质交换过程中臭氧变化的模拟结果是合理的,下面将利用模式模拟结果来诊断分析发生在青藏高原及附近区域的平流层-对流层物质交换的特征和细节。

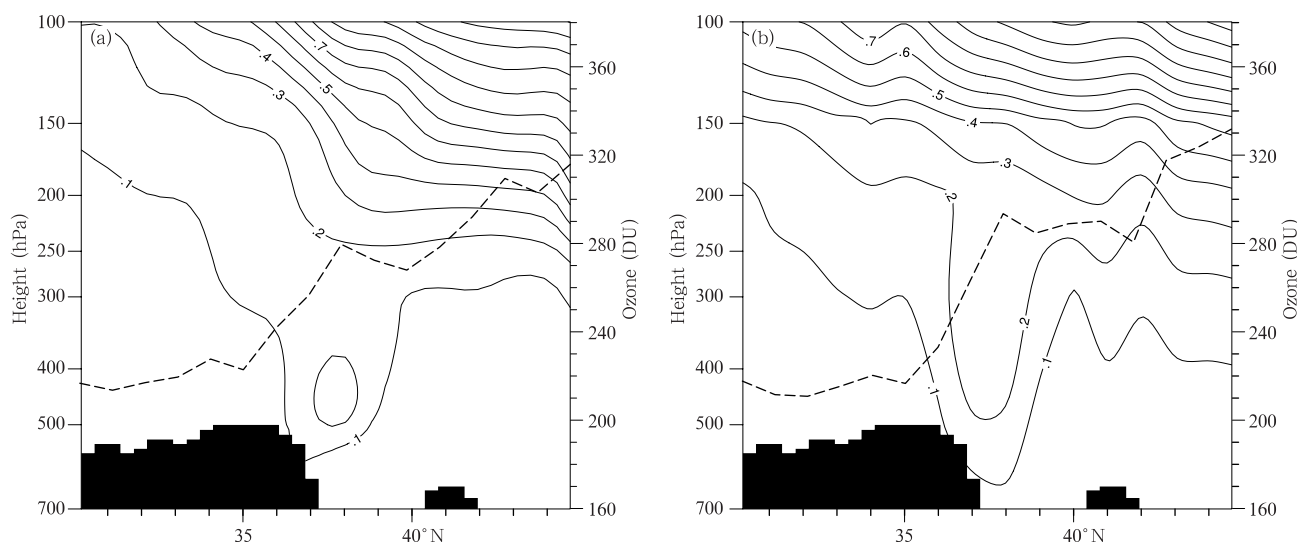


图 4 3 月 20 日 06 时 30 分模式模拟的臭氧(a)和 OMI 臭氧(b)浓度(等值线,单位: cm^3/m^3)

沿图 3a 中直线 MN 的垂直剖面(黑色粗虚线为此时刻直线 MN 上的地面值 10 hPa 的臭氧柱总量,单位:DU,右侧纵坐标轴表示其变化范围)

Fig. 4 Latitude-height cross sections of the simulative ozone (a) and the OMI ozone (b) (contours, cm^3/m^3) along the line MN shown in Fig. 3a. The column ozone from the surface to 10 hPa along the line MN (thick black dashed line) is overlaid with the measurements in DU scaled in the right-hand vertical axis

4.1 平流层空气入侵对流层的细节和特征

由上述分析可知,青藏高原西北侧的高空槽及绕冷槽急流在 3 月 20 日 06 时达到最强,同时伴随有平流层高位涡空气向对流层的入侵(图 1c)。为了进一步分析入侵的细节,选取图 1c 中高位涡中心,分别沿图 1a 中直线 AB、CD、EF 做模拟的位涡、位温和水平风速的垂直剖面(图 5),可以看出,青藏高原西北侧的 2 PVU 等位涡线向下延伸至 550 hPa,并向西南方向倾斜,华北地区等位涡线朝东南方向倾斜且下探较浅;并可见对流层顶折卷发生在急流的入口处。图 5a 中环绕中国华北地区高空冷槽的急流最大风速达 65 m/s,且覆盖面积较大,其西侧有近 50 m/s 的急流中心,高度偏低且覆盖面积小,其南侧的急流中心风速最大也可达 65 m/s(图 5c)。青藏高原西北侧冷槽东部最大风速中心达 45 m/s,急流中心分散且覆盖面积小,其南部急流中心风速最大可达 60 m/s(图 5b)。此外,

在图 5a—c 中,等位温线在对流层上层平行分布,在对流层中、下层发生倾斜,水平梯度增大。有研究表明,锋区内等位温线的走向和锋区的走向接近平行(陶祖钰等,2012)。图 5 中除了大地形导致的等位温线的整体抬升外,相对平坦区域对流层内密集而倾斜的等位温线和等位涡线的分布反映出对流层顶折卷发生于倾斜锋区的上部,而地面天气图上青藏高原西北侧的地面锋线从低压中心向西南伸出,华北地区的地面锋线从低压中心向东南伸出,说明图 5 中对流层顶折卷发生区域与地面锋线也有很好的对应。综上所述,此次对流层顶折卷事件与高空急流和锋生过程有密切的关系。为了便于描述,将这两个折卷分别简称为折卷 I (青藏高原西北侧)和折卷 II (华北地区)(图 5a)。显然折卷 II 下探程度较折卷 I 偏弱,其原因可能是绕华北冷槽的急流强度比青藏高原西北侧急流强,急流强会在一定程度上影响对流层顶折卷的强度(Haynes, et al, 2001)。

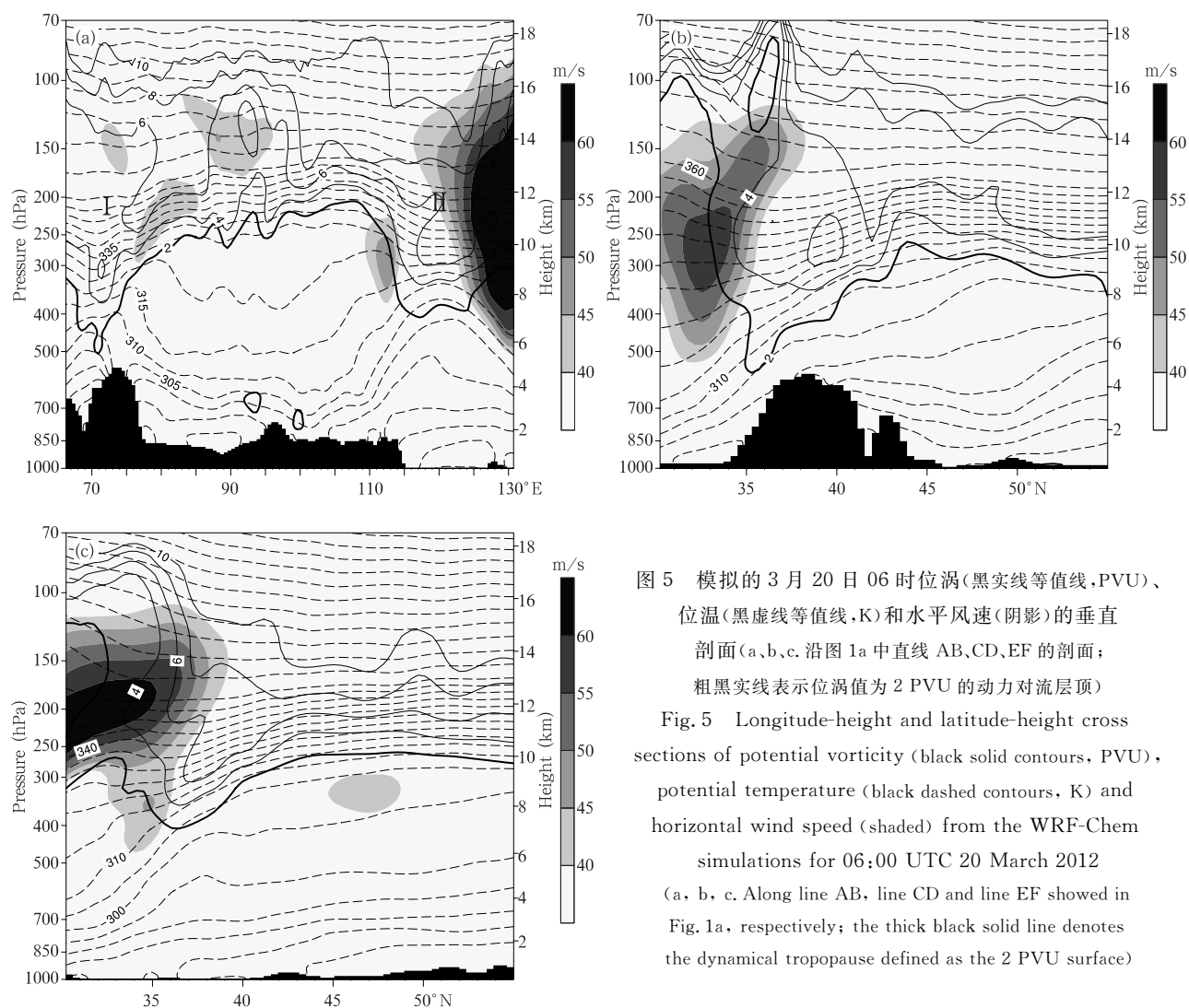


图5 模拟的3月20日06时位涡(黑实线等值线,PVU)、位温(黑虚线等值线,K)和水平风速(阴影)的垂直剖面(a、b、c,沿图1a中直线AB、CD、EF的剖面;粗黑实线表示位涡值为2 PVU的动力对流层顶)

Fig. 5 Longitude-height and latitude-height cross sections of potential vorticity (black solid contours, PVU), potential temperature (black dashed contours, K) and horizontal wind speed (shaded) from the WRF-Chem simulations for 06:00 UTC 20 March 2012

(a, b, c. Along line AB, line CD and line EF showed in Fig. 1a, respectively; the thick black solid line denotes the dynamical tropopause defined as the 2 PVU surface)

为进一步了解两个区域内对流层顶折卷事件引起的平流层向对流层的物质输送特征,图6给出了模拟的不同时次臭氧浓度的空间分布。可见模拟初期臭氧的变化同图5中位涡的变化在空间分布上基本一致,平流层臭氧伴随对流层顶折卷过程进入了对流层。臭氧的入侵路径也同位涡一致。Danielsen(1968)和Shapiro(1980)研究证实,在折卷移动过程中,折卷内部和周围的空气会发生频繁的小尺度湍流混合,从而使得对流层和平流层空气发生传输和交换。Jordan等(2003)也指出,在对流层顶折卷过程中不仅有平流层空气进入对流层,对流层的空气也会进入平流层。图6a中,85°E的150—100 hPa有泡状的臭氧低浓度区,从量级上看这些低臭氧浓度气块来自对流层顶附近,表明在对流层折卷发展演变过程中低臭氧浓度的对流层空气也进入了下平流层。图

6b中,随着对流层顶折卷的东移,高浓度臭氧侵入区也逐渐东移。折卷I处大地形东侧(图6b中标记为E的区域附近),对流层中上部(500—300 hPa)出现高浓度臭氧区,中心可达 $0.27 \text{ cm}^3/\text{m}^3$,臭氧浓度较00时升高了近 $0.18 \text{ cm}^3/\text{m}^3$ 。折卷II处平流层高浓度臭氧入侵后与对流层低浓度臭氧空气发生混合,在上对流层高浓度臭氧区逐渐扩散,边缘成明显的丝状结构,长舌状入侵气块的破碎在模拟过程中也清晰可见。Appenzeller等(1996)分析再分析资料和卫星观测资料后发现,在平流层空气向对流层空气入侵过程中,有条状和长舌状(图1c)结构的平流层高位涡(低水汽)空气延伸到上对流层内,并会出现破碎和混合现象,从而实现平流层空气和对流层空气的交换。这种长舌状平流层空气通过小尺度湍流混合过程同对流层空气混合,而这些湍流活动可由

对流活动、重力波破碎、风切变和辐射过程引起(Stohl, et al, 2003)。因此,在 250 hPa 附近的丝状臭氧分布与入侵对流层的长舌状平流层气块的破碎和湍流混合有关。从 Interim 再分析资料在 3 月 20 日 06 时的臭氧浓度分布(图 6f)可以看出,在折卷 I 处大地形东侧同样有平流层高臭氧浓度气块向对流层的入侵现象。图 6c 中,折卷 I 缓慢东移且强度有所加强,入侵的平流层高臭氧浓度气块较 06 时继续增大,同时在大地形东侧对流层臭氧浓度也继续升高。折卷 II 高浓度臭氧气块入侵后在 600 hPa 有浓度为 $0.09 \text{ cm}^3/\text{m}^3$ 的臭氧气块脱离主体混入对流层。12 时(图 6d),折卷 I 中平流层高臭氧浓度气块入侵后在上对流层开始扩散,大地形东侧上对流层高浓度臭氧区浓度逐渐降低东移。与此同时,折卷 II 逐渐移出模拟区域。图 6e 为 06 时沿大地形东侧上对流层臭氧浓度高值区 77°E 的经向剖面,可以看出,对流层顶折卷 I 所处位置,在青藏高原北部上对流层也有高浓度臭氧区的出现。

图 6a—d 中折卷 I 长舌状的高臭氧浓度气块延伸到对流层,其主体位于大地形西侧(图 6b 中 W 点所在位置),但是在大地形东侧上对流层臭氧浓度也明显升高。为进一步理解大地形东侧上对流层臭氧增加的原因,分析了 06 时折卷 I 的三维结构(图 7)。图 7a 中折卷 I、II 的形态及位置同前面图 5、6 中的剖面结构一致,折卷 I 大地形东侧明显有一块高浓度臭氧区。结合图 6b、e 可以看出,大地形东侧并不在对流层顶折卷 I 的覆盖范围之内,说明此区域上对流层臭氧浓度升高与折卷 I 导致的平流层空气入侵没有直接的关系。此外,从图 6a—d 可以看出在研究区域西部大地形的所在区域平流层空气和对流层空气的交换和混合较研究区域东部折卷 II 处的交换和混合要明显和持久,为此将在下一节进一步讨论大地形对平流层-对流层物质交换的影响。从图 7b 尚可看出,在对流层顶高度从热带到中纬度地区转折处有平流层、对流层空气的强烈交换,这一现象在以往的研究中也报道过(Holton, et al, 1995; Chen, et al, 2011)。

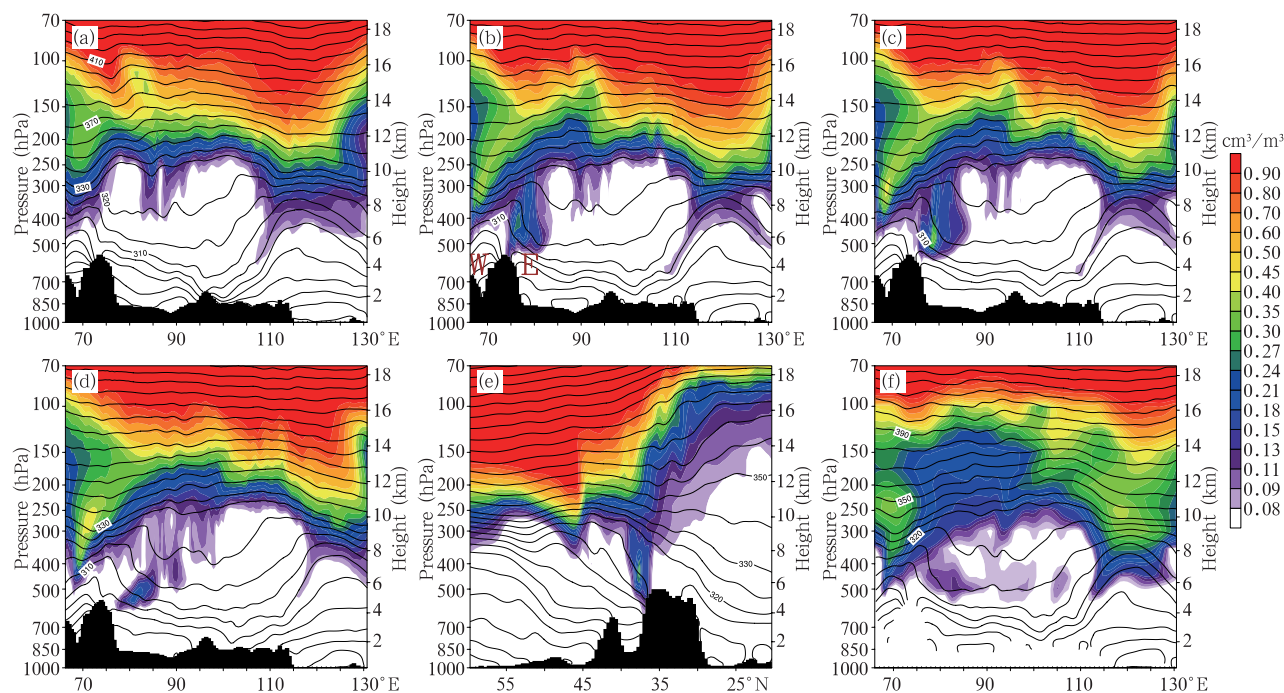


图 6 模拟的 3 月 20 日 00(a)、06(b)、08(c)、12(d)时臭氧浓度(填色)和位温(黑线, K)沿图 1a 中直线 AB 的剖面(a—d), 06 时沿 77°E 的经向剖面(e)及 06 时 Interim 再分析资料的臭氧浓度(填充色)沿直线 AB 的剖面图(f)

Fig. 6 (a—d) Simulative longitude-height cross sections of ozone (color filled contours) and potential temperature (black solid contours, K) along line AB shown in Fig. 1a at the different times. The corresponding simulation times are marked on the top of each panel. (e) Simulative latitude-height cross section of ozone (color filled contours) and potential temperature (black solid contours, K) along 77°E at 06:00 UTC 20 March. And, (f) as in (b) but based on the ERA-Interim ozone data

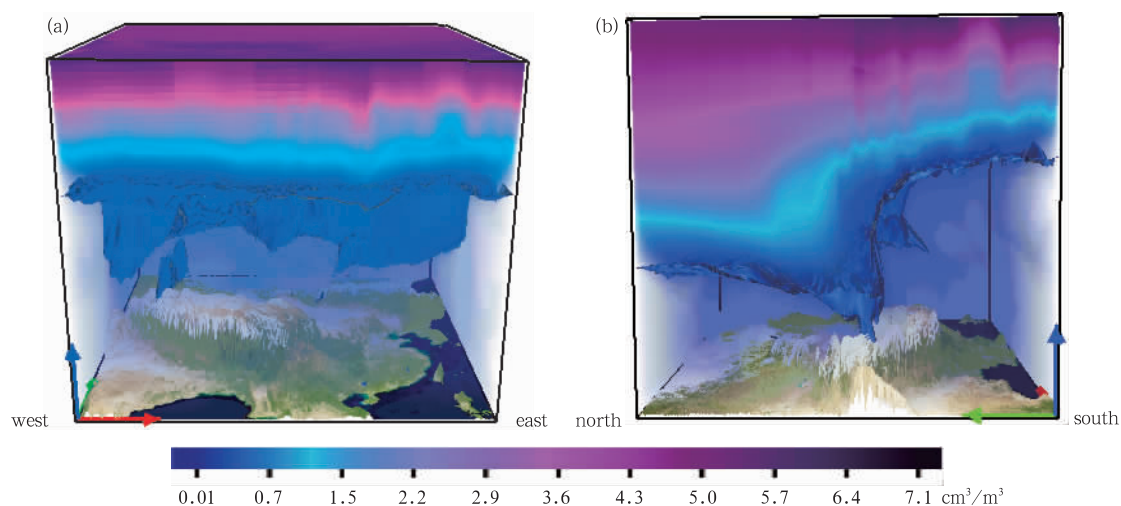


图7 模拟的2012年3月20日06时臭氧浓度(填充色, cm^3/m^3)不同视角下的三维空间分布
(a. 视角自南向北, b. 视角自西向东; 蓝色等值面表示臭氧浓度为 $0.16 \text{ cm}^3/\text{m}^3$)

Fig. 7 Three-dimensional spatial distribution of the simulated ozone (color filled) at 06:00 UTC 20 March 2012 under the different perspectives (a. viewed from south to north, b. viewed from west to east; the blue isosurface denotes the ozone concentration of $0.16 \text{ cm}^3/\text{m}^3$)

为了进一步了解折卷 I 处大地形东侧 500—400 hPa 上空高浓度臭氧空气的来源, 利用 NOAA HYSPLIT 模式进行后向轨迹模拟。选择高浓度臭氧区域一点 (38°N , 77°E), 从 20 日 06 时距地面 5 km (约 450 hPa) 处做后向轨迹分析 (图 8)。可以看出, 在折卷 I 处大地形东侧 450 hPa 高度上高浓度臭氧在水平方向上主要来自于西南方向的平流和偏西方向的绕流, 垂直方向上, 绕流部分空气主要为下沉运动, 西南方向上的气流则有上升运动。上升运动将使得对流层低层较低浓度臭氧空气不断稀释平流层入侵带来的高浓度臭氧空气, 只会使局地的臭氧浓度减低。仔细观察图 5b 和图 6e 中位涡和臭氧浓度的经向剖面分布可见, 折卷 I 处大地形东侧 E 点附近区域处于对流层顶水平梯度出现极大值的区域 (图 7b), 该区域 450 hPa 高度上高浓度臭氧应该是偏西方向绕流空气在下沉运动影响下对上层高浓度臭氧的向下输送和陡峭的对流层顶南北梯度引起的等熵面混合共同作用所致。

4.2 地形对平流层臭氧入侵对流层的影响

图 8 表明大地形东侧上对流层臭氧受到下沉气流的影响, 为了更清晰了解臭氧的入侵通道, 将图 1a 中直线 AB 以 (38°N , 77°E) 为中心点逆时针旋转 35° 得到新的直线 GH, 并将 3 月 20 日 06 时臭氧浓度和位温沿其做垂直剖面 (图 9a、b)。可以看出大

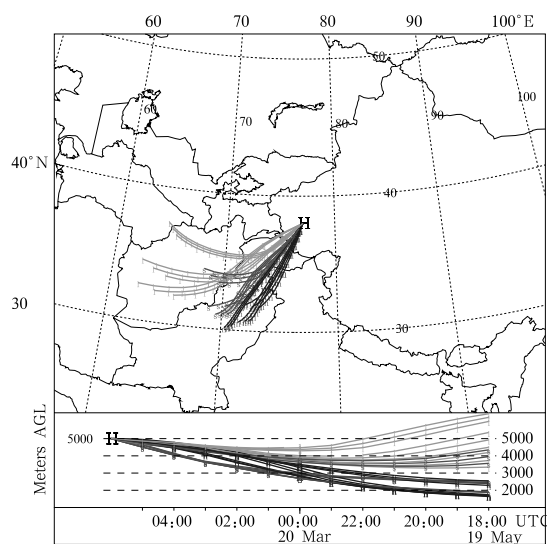


图8 2012年3月20日06时 NOAA HYSPLIT 模式在青藏高原西北侧 (38°N , 77°E) 5 km 高度处释放的后向轨迹变化
(上层表示轨迹在水平方向随时间的演变, 下层是轨迹随时间的垂直变化)

Fig. 8 Ensemble backward trajectories at 5 km at 06:00 UTC 20 March 2012

(The upper part of the panel shows the time evolution of the trajectories in the horizontal and the lower part of the panel shows the vertical variation of the trajectories with time. The departure point is located at the northwest side of TP (32°N , 115°E))

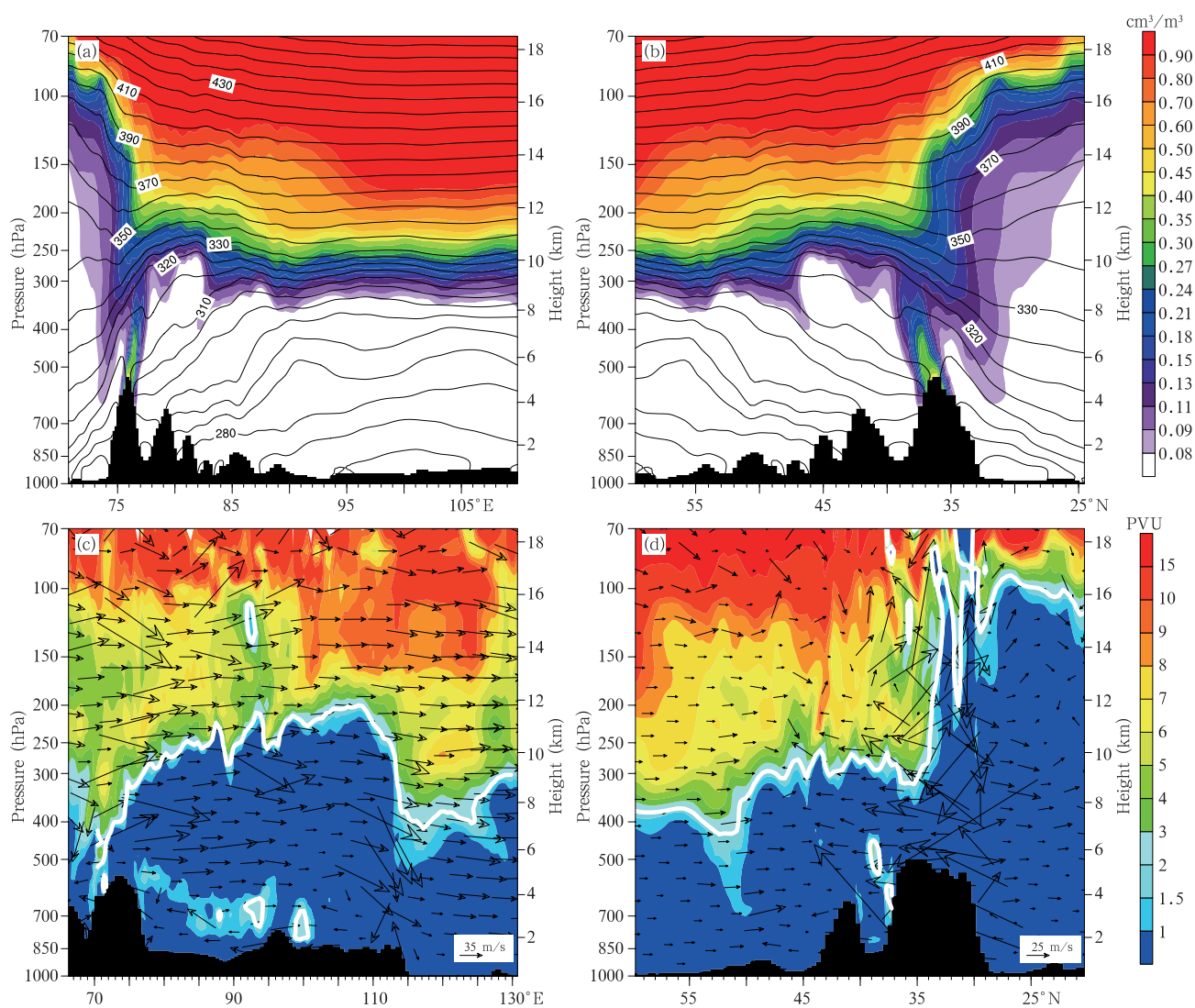


图9 模拟的3月20日06时臭氧浓度(填充色)和位温(黑线,K)沿图1a中直线GH的斜剖面

(a)经向-高度变化和(b)纬向-高度变化及模拟的位涡(填充色)和垂直环流(黑色矢线)

(c)沿直线AB经向-高度剖面和(d)经过77°E的纬向-高度剖面

(垂直风速分别扩大了800倍(c)和500倍(d);白线表示位涡值为2PVU的动力对流层顶)

Fig. 9 (a) Longitude-height and (b) latitude-height cross sections of the simulative ozone (color filled contours, cm^3/m^3) and potential temperature (black solid contours, K) at 06:00 UTC 20 March 2012 along line GH showed in Fig. 1a. (c) Longitude-height cross section of the simulative potential vorticity (color filled contours, PVU) and the vertical circulation (black vectors) along line AB shown in Fig. 1a and (d) latitude-height cross section of the simulative potential vorticity (color filled contours, PVU) and the vertical circulation (black vectors) at 77°E at 06:00 UTC 20 March 2012 (The wind vector shows the zonal divergent wind (m/s) and the meridional divergent wind (m/s) with vertical velocity (m/s) enlarged by 800 times (c) and 500 times (d). The thick white line denotes the dynamical tropopause defined as the 2 PVU surface)

地形西南侧有明显的平流层高浓度臭氧空气入侵对流层,高浓度臭氧空气最低下探至近700 hPa。侵入对流层的平流层空气在上对流层小尺度过程的作用下逐渐脱离主体与对流层空气混合,进而导致上

对流层臭氧浓度的升高。这一过程发生在具有陡峭的对流层顶南北梯度和大地形上空,伴随的平流层与对流层空气交换与对流层顶发生东西方向折卷所引起的平流层-对流层物质交换有所不同。从图9c、

d可以看出,动力示踪物位涡分布特征同臭氧浓度的分布基本一致,而经向环流在大地形背风坡对流层上部风向、风速都有明显切变(图9d),这种形势有利于跨越等熵面的物质交换。图9c中靠近地面出现了一些泡状位涡大值(超过1.5 PVU)。但是,在近地面层,位涡的动力示踪性并不好。根据以往的研究(Sprenger, et al, 2003; Škerlak, et al, 2014),这些对流层位涡大值的出现主要是青藏高原背风坡地面摩擦和风垂直切变引起的非绝热加热过程造成的。图9d中位涡在地形背风坡并无大值区出现,从环流场可以看出,在背风坡,经(纬)向环流均为顺时针环流,这种环流形势会产生负涡度,抵消位涡的部分高值区。

结合图6可以看出,折卷I在大地形东侧引起的不可逆混合从06时开始凸显,12时之后逐渐减弱消失,引起这种变化的原因是什么?为此分析了折卷I处大地形背风坡垂直环流场的变化特征(图10a—d)。可以看出,00时大地形东侧平流层高浓度臭氧气块入侵对流层还不强烈,上对流层臭氧浓度也无明显变化。分析此时垂直环流场可以发现,在大地形的强迫下,气流出现爬升、下滑和绕流,在大地形西侧迎风坡处是强劲的上升运动,大地形背风坡对流层则受顺时针环流影响,上升气流将低层臭氧浓度较低的空气输入上对流层,在背风坡形成了明显的臭氧低浓度区。此后,在06和08时背风坡对流层中上部臭氧浓度显著升高(图10b、c)。可以看出,在06和08时大地形背风坡依然受顺时针环流控制,但午后在大地形背风坡热力作用下,大地形迎风坡的上升气流明显减弱。在背风坡顺时针环流与背景气流的共同作用下背风坡靠近山顶处的湍流混合加剧,大地形东侧背风坡上空平流层高浓度臭氧气块向对流层的入侵变得异常显著。至12时(图10d)这种背风坡局地环流逐渐减弱,迎风坡的爬坡上升气流又变强,背风坡上空平流层高浓度臭氧气块的入侵减弱,并在西南气流的影响下,开始东移扩散。分析各时刻沿77°E的纬向-高度剖面(图略)发现,大地形的热力作用使得青藏高原北侧的南北风切变在高浓度臭氧气块卷入对流层时段明显增强,这种不稳定的风切变也可引起高浓度臭氧空气跨越等熵面的非绝热混合。对比可见,这段时间折卷II所在区域的垂直环流并无显著的日变化,说明该区域内没有很强的中小尺度局地环流影响对流层

顶折卷伴随的平流层-对流层物质交换过程。

模式中臭氧变化的倾向方程为

$$\frac{\partial \chi}{\partial t} = \text{平流} + \text{对流} + \text{垂直混合} + \text{化学反应} \quad (1)$$

式中, χ 为臭氧混合比(单位: cm^3/m^3),右边的4项分别为三维平流、对流输送、中小尺度扰动混合和净化学反应的作用。由于本次模拟个例的天气背景下对流活动较弱,对流输送引起的臭氧浓度变化很小,可以忽略。青藏高原地形作用引起的中小尺度过程较多,湍流混合作用增强,垂直混合引起的臭氧浓度变化也愈发显著,因此,平流与湍流混合共同作用应该是造成局地臭氧浓度变化的主要原因。从图10的分析也可以看出,大地形背风坡上对流层臭氧浓度的升高与湍流混合作用密不可分。另外,从图6e中可以看出,在大地形北侧区域(38°—40°N),地形高度明显降低。为了解平流过程、湍流混合过程和化学过程对大地形附近上对流层臭氧浓度变化的贡献,选取3月20日在大地形背风坡上对流层(500—400 hPa)出现高浓度臭氧中心的区域(图11a)及其以北地区(图11b、c),分析不同区域上述过程造成的上对流层臭氧浓度变化,并与折卷II平流层气块破碎处(图11d)进行对比。

从图11a可以看出,模拟初期(3月20日00时),臭氧浓度已经开始升高,较前一个时刻升高约 $0.04 \text{ cm}^3/\text{m}^3$ 。至06时,500—400 hPa高度平均的臭氧浓度升高达到 $0.24 \text{ cm}^3/\text{m}^3$,随后开始逐渐降低。在臭氧浓度升高过程中以环流变化引起的臭氧变化占主导地位,环流变化引起的臭氧增量在05时达到最大 $0.19 \text{ cm}^3/\text{m}^3$,之后环流变化引起的臭氧增量逐渐减小。从07时开始,环流变化项作用使得臭氧浓度降低,说明有更低高度的低浓度臭氧气块被逐渐带入,起到稀释作用,臭氧的累积增量也随之逐渐减小。在04时折卷I逐渐东移靠近青藏高原之后,垂直混合引起的臭氧浓度升高逐渐凸显。这种作用在07时达到最强,其导致的臭氧浓度变化达到 $0.12 \text{ cm}^3/\text{m}^3$,之后折卷继续东移,垂直混合作用导致的臭氧浓度变化保持不变,即垂直混合过程导致的臭氧浓度变化开始变得很微弱。04—06时,环流变化和垂直混合的共同作用使得臭氧浓度累计变化达到最大,期间臭氧浓度升高了 $0.13 \text{ cm}^3/\text{m}^3$,环流变化项大约贡献了臭氧增量的61.5%,垂直混合项贡献了约38.2%,其余0.03%是由化学反应产生

的微小变化。由于臭氧的混合区主要在 36° — 38° N,对比图 11a,图 11b 中臭氧浓度随时间的变化趋势与图 11a 基本一致,但最大升高量约减少了 $2/3$ 。图 11b 所选区域的地形平均高度为 2.5 km,较图 11a 约降低了 $1/3$,垂直混合作用虽不如图 11a 中那般凸出,但在臭氧浓度迅速升高的 04—06 时,垂直混合项对臭氧浓度升高量的贡献也不容忽视,贡献了约 25% 的臭氧浓度增加量。图 11c 中研究区域地形平均高度较图 11a 降低了近 $1/2$,臭氧浓度升高量继续减小,随时间的变化趋势与图 11a、b 基本一致,但垂直混合项引起的臭氧浓度升高量较三

维平流项可以忽略,环流变化引起的臭氧浓度变化占绝对主导地位。图 11d 中由于折卷下探较青藏高原西北侧偏浅,引起的中上对流层臭氧浓度变化也较图 11a 中明显偏小,臭氧浓度升高量的峰值约为图 11a 的 $1/6$ 。上对流层背景风场主要受天气系统过境影响,环流变化项引起的臭氧浓度变化与臭氧浓度自身变化曲线重合,湍流混合作用的贡献很小,这与图 11c 中地形平均高度降低 $1/2$ 后的臭氧浓度变化情形类似。以上结果表明,大地形背风坡处湍流混合作用对上对流层臭氧浓度有较大的贡献,且地形高度越高这种作用越显著。

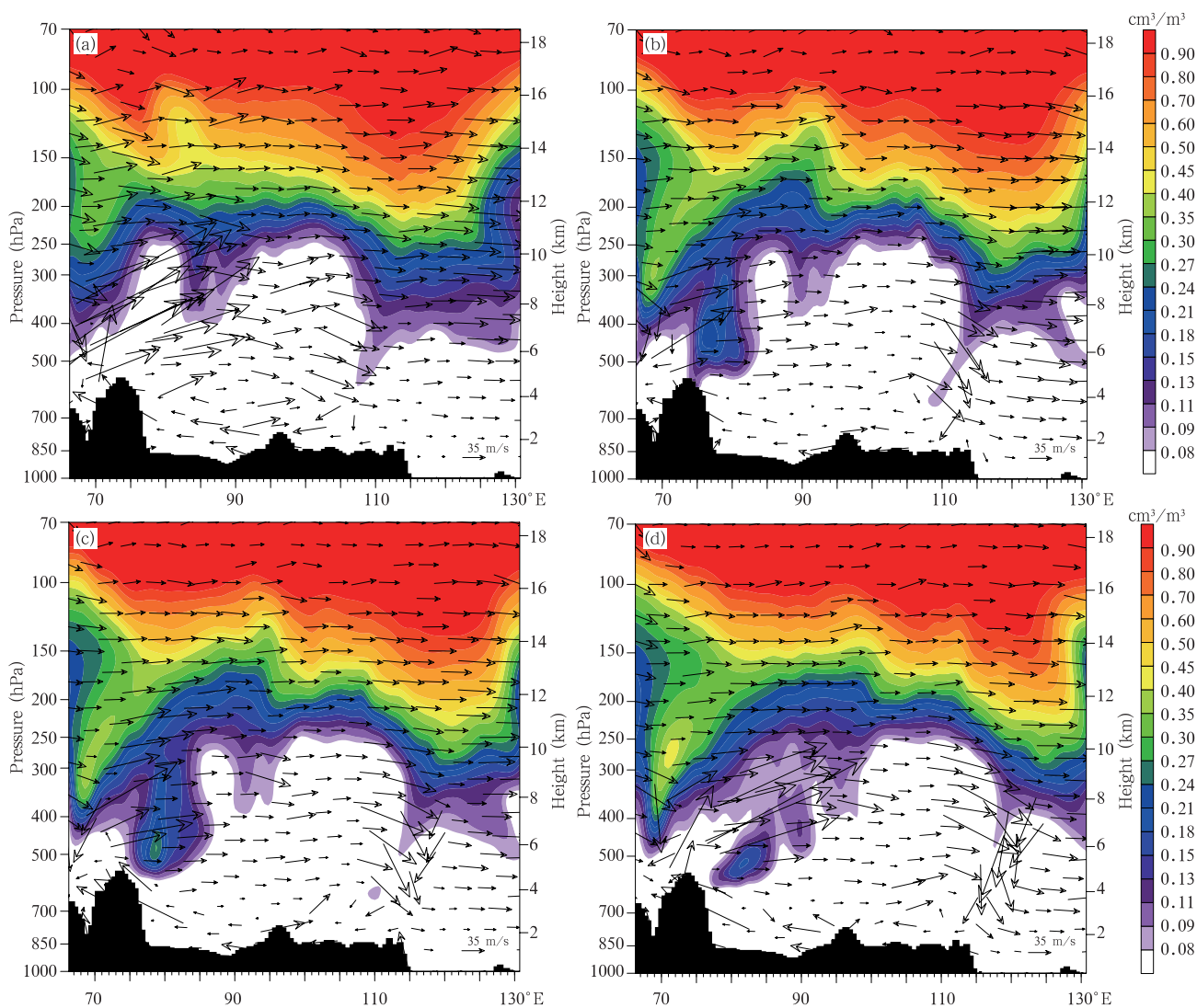


图 10 模拟的 3 月 20 日 00 时(a)、06 时(b)、08 时(c)和 12 时(d)臭氧浓度(填充色)、垂直环流(黑色矢线)沿图 1a 中直线 AB 的经向-高度剖面

Fig. 10 Longitude-height cross sections of the simulate ozone (color filled contours), the vertical circulation (black vectors) at 00: 00 UTC (a), 06: 00 UTC (b), 08: 00 UTC (c) and 12: 00 UTC (d) 20 March along line AB shown in Fig. 1a

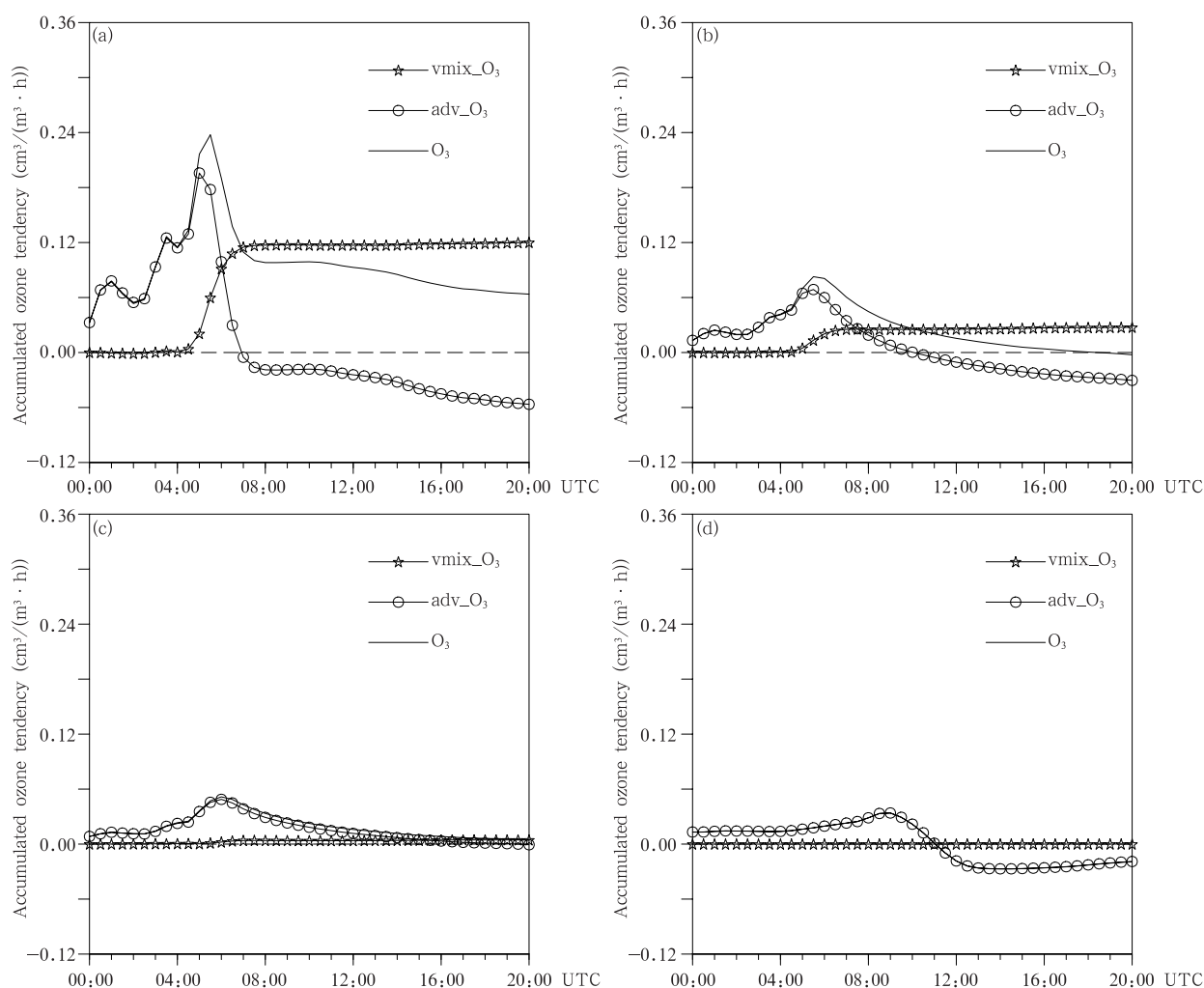


图 11 模拟的 3 月 20 日 00—20 时青藏高原西北侧折卷大地形背风坡 ($36^{\circ}-38^{\circ}\text{N}, 75^{\circ}-77^{\circ}\text{E}$) (a) 及其北部平均地形高度逐渐减小的区域 ($37^{\circ}-39^{\circ}\text{N}, 75^{\circ}-77^{\circ}\text{E}$) (b)、($38^{\circ}-40^{\circ}\text{N}, 75^{\circ}-77^{\circ}\text{E}$) (c) 和同纬度范围内折卷 II 平流层气块破碎处 ($36^{\circ}-38^{\circ}\text{N}, 115^{\circ}-117^{\circ}\text{E}$) (d)

对流层 500—400 hPa 臭氧浓度及其主要作用项的逐时累积变化

(黑实线: 臭氧浓度 (O_3) 逐时累积变化; 带圆圈的线: 三维平流引起的臭氧浓度 (adv_O_3) 逐时累积变化;

带五角星的线: 垂直混合引起的臭氧浓度 (vmix_O_3) 逐时累积变化)

Fig. 11 Simulative hourly accumulated tendency of ozone (O_3 , black solid line) and the accumulated ozone changes caused by the three-dimensional advection (adv_O_3 , line with circles) and the vertical mixing (vmix_O_3 , line with stars) at 500—400 hPa from 00:00 UTC to 20:00 UTC 20 March the leeward ($36^{\circ}-38^{\circ}\text{N}, 75^{\circ}-77^{\circ}\text{E}$) (a) and its northern regions of gradually reduced terrain heights ($37^{\circ}-39^{\circ}\text{N}, 75^{\circ}-77^{\circ}\text{E}$) (b), and ($38^{\circ}-40^{\circ}\text{N}, 75^{\circ}-77^{\circ}\text{E}$) (c) of the northwest tropopause fold of the Tibetan Plateau. And (d) as in (a, b, c) but for the region where the tongue of tropopause fold II was broken within the same scope of latitude ($36^{\circ}-38^{\circ}\text{N}, 115^{\circ}-117^{\circ}\text{E}$)

5 结论与讨论

受高空冷槽过境影响, 春季青藏高原西北侧及中国华北地区分别出现了一次对流层顶折卷事件。

急流和高空锋区激发的次级环流, 使得在高空急流入口处和锋区的位置出现了对流层顶折卷现象, 折卷下探时朝向地面锋线的位置, 并伴有平流层、对流层物质交换。文中用区域大气化学模式 WRF-

Chem 模拟了这次过程中平流层臭氧向对流层的传输特征和细节。得到以下主要结论:

(1)发生于青藏高原西北侧的对流层顶折卷事件,其所在位置处于热带对流层顶向中纬度对流层顶的过渡区,由于陡峭的对流层顶南北梯度,该区域发生的平流层-对流层物质交换比研究区域东部对流层顶东西方向折卷引起的物质交换要强烈和持久,在对流层 500—400 hPa 高度,该区域臭氧浓度的最大增量约为东部地区东西向对流层顶折卷引起的臭氧增量的 6 倍。

(2)对流层顶发生东西方向的折卷所伴随的物质交换以入侵对流层的长舌状平流层气块的破碎为主,但在具有陡峭的对流层顶南北梯度区域,跨越等熵面的物质交换和湍流混合对平流层-对流层物质交换有很大的贡献,在大地形上空,这种贡献尤其显著。上对流层臭氧浓度升高最显著的时段内,有近 1/3 的贡献来自于湍流混合作用。

(3)青藏高原西北侧平流层空气向对流层的入侵,受大地形背风坡异常局地环流影响,具有明显的日变化特征。早晚时段,地形导致的爬坡上升气流显著,抑制了平流层空气与对流层空气的混合交换。午后,地形热力作用增强,背风坡受局地环流的影响,靠近山顶处湍流混合作用对上对流层臭氧浓度升高的贡献显著增大。对比发现,地形平均高度超过 2.5 km 时,地形作用开始凸显。在此高度之上,地形平均高度每上升 100 m,湍流混合的贡献增大 1%。研究区域东部由于没有大的地形,在对流层顶折卷过程中平流层空气向对流层的入侵无明显的日变化特征。

参考文献

陈斌, 徐祥德, 卞建春等. 2010. 夏季亚洲季风区对流层向平流层输送的源区、路径及其时间尺度的模拟研究. 大气科学, 34(3): 495-505. Chen B, Xu X D, Bian J C, et al. 2010. Sources, pathways and timescales for the troposphere to stratosphere transport over Asian monsoon regions in boreal summer. Chinese J Atmos Sci, 34(3): 495-505 (in Chinese)

陈闯, 田文寿, 田红瑛等. 2012. 青藏高原东北侧臭氧垂直分布与平流层-对流层物质交换. 高原气象, 31(2): 295-303. Chen C, Tian W S, Tian H Y, et al. 2012. Vertical distribution of ozone and stratosphere-troposphere exchanges on the northeastern side of Tibetan Plateau. Plateau Meteor, 31(2): 295-303 (in Chinese)

崔宏, 赵春生, 郑向东等. 2005. 2001 年春季临安地区对流层臭氧异常增加的一次过程分析. 大气科学, 29(2): 259-266. Cui H, Zhao C S, Zheng X D, et al. 2005. Analysis of an extraordinary tropospheric ozone enhancement event at Lin-An in the spring of 2001. Chinese J Atmos Sci, 29(2): 259-266 (in Chinese)

胡宁, 张朝林, 仲跻芹等. 2011. 大气对流层平流层交换(STE)研究进展. 地球科学进展, 26(4): 375-385. Hu N, Zhang C L, Zhong J Q, et al. 2011. Advances in stratosphere-troposphere exchange research. Adv Earth Sci, 26(4): 375-385 (in Chinese)

梁潇云, 刘屹岷, 吴国雄. 2005. 青藏高原对亚洲夏季风爆发位置及强度的影响. 气象学报, 63(5): 799-805. Liang X Y, Liu Y M, Wu G X. 2005. Effect of Tibetan Plateau on the side of onset and intensity of the Asian summer monsoon. Acta Meteor Sinica, 63(5): 799-805 (in Chinese)

陶祖钰, 郑永光. 2012. 位温、等熵位涡与锋和对流层顶的分析方法. 气象, 38(1): 17-27. Tao Z Y, Zheng Y G. 2012. Analysis Methods on potential temperature, isentropic potential vorticity, front and tropopause. Meteor Mon, 38(1): 17-27 (in Chinese)

杨健, 吕达仁. 2003. 平流层-对流层交换研究进展. 地球科学进展, 18(3): 380-385. Yang J, Lü D R. 2003. Progresses in the study of stratosphere-troposphere exchange. Adv Earth Sci, 18(3): 380-385 (in Chinese)

宇婧婧, 刘屹岷, 吴国雄. 2011. 冬季青藏高原大气热状况分析 II: 年际变化. 气象学报, 69(1): 89-98. Yu J J, Liu Y M, Wu G X. 2011. An analysis of the diabatic heating characteristic of atmosphere over the Tibetan Plateau in winter II: Interannual variation. Acta Meteor Sinica, 69(1): 89-98 (in Chinese)

张冬峰, 高学杰, 白虎志等. 2005. RegCM3 模式对青藏高原地区气候的模拟. 高原气象, 24(5): 714-720. Zhang D F, Gao X J, Bai H Z, et al. 2005. Simulation of climate over Qinghai-Xizang Plateau utilizing RegCM3. Plateau Meteor, 24(5): 714-720 (in Chinese)

张人禾, 周顺武. 2008. 青藏高原气温变化趋势与同纬度带其他地区的差异以及臭氧的可能作用. 气象学报, 66(6): 916-925. Zhang R H, Zhou S W. 2008. The air temperature change over the Tibetan Plateau during 1979-2002 and its possible linkage with ozone depletion. Acta Meteor Sinica, 66(6): 916-925 (in Chinese)

郑向东, 周秀骥, 秦瑜等. 2003. 一次对流层异常臭氧次峰的观测研究及其动力输送过程的分析. 气象学报, 61(3): 257-266. Zheng X D, Zhou X J, Qin Y, et al. 2003. Analysis for a case of ozone downward transport from stratosphere to troposphere as observed over Xining, China. Acta Meteor Sinica, 61(3): 257-266 (in Chinese)

钟珊珊, 何金海, 管兆勇等. 2009. 1961—2001 年青藏高原大气热源的气候特征. 气象学报, 67(3): 407-416. Zhong S S, He J H, Guan Z Y, et al. 2009. Climatic characteristics of the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau during 1961—

2001. *Acta Meteor Sinica*, 67(3): 407-416 (in Chinese)
- 周秀骥, 罗超, 李维亮等. 1995. 中国地区臭氧总量变化与青藏高原低值中心. *科学通报*, 40(15): 1396-1398. Zhou X J, Luo C, Li W L, et al. 1995. Total column ozone over China and center of low total column ozone over the Tibetan Plateau. *Chin Sci Bull*, 40(15): 1396-1398 (in Chinese)
- Appenzeller C, Davies H C. 1992. Structure of stratospheric intrusions into the troposphere. *Nature*, 358(6387): 570-572
- Appenzeller C, Davies H C, Norton W A. 1996. Fragmentation of stratospheric intrusions. *J Geophys Res: Atmos*, 101(D1): 1435-1456
- Barth M C, Lee J, Hodzic A, et al. 2012. Thunderstorms and upper troposphere chemistry during the early stages of the 2006 North American Monsoon. *Atmos Chem Phys*, 12(22): 11003-11026
- Bian J C. 2009. Features of ozone mini-hole events over the Tibetan Plateau. *Adv Atmos Sci*, 26(2): 305-311
- Bossert J E, Cotton W R. 1994. Regional-scale flows in mountainous terrain. Part II: Simplified numerical experiments. *Mon Wea Rev*, 122(7): 1472-1489
- Chen X L, Ma Y M, Kelder H, et al. 2011. On the behaviour of the tropopause folding events over the Tibetan Plateau. *Atmos Chem Phys*, 11(10): 5113-5122
- Danielsen E F. 1968. Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity, ozone and potential vorticity. *J Atmos Sci*, 25(3): 502-518
- Davis C A. 1997. Mesoscale anticyclonic circulations in the lee of the central Rocky Mountains. *Mon Wea Rev*, 125(11): 2838-2855
- Draxler R R, Hess G D. 1998. An overview of HYSPLIT_4 modeling system of trajectories, dispersion, and deposition. *Aust Meteor Mag*, 47(2): 295-308
- Goering M A, Gallus W A, Olsen M A, et al. 2001. Role of stratospheric air in a severe weather event: Analysis of potential vorticity and total ozone. *J Geophys Res: Atmos*, 106(D11): 11813-11823
- Grell G A, Peckham S E, Schmitz R, et al. 2005. Fully coupled "online" chemistry within the WRF model. *Atmos Environ*, 39(37): 6957-6975
- Haynes P, Scinocca J, Greenslade M. 2001. Formation and maintenance of the extratropical tropopause by baroclinic eddies. *Geophys Res Lett*, 28(22): 4179-4182
- Hoerling M P, Schaack T K, Lenzen A J. 1993. A global analysis of stratospheric-tropospheric exchange during northern winter. *Mon Wea Rev*, 121(1): 162-172
- Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, et al. 1995. Stratosphere-troposphere exchange. *Rev Geophys*, 33(4): 403-439
- Hoor P, Fischer H, Lange L, et al. 2002. Seasonal variations of a mixing layer in the lowermost stratosphere as identified by the CO-O₃ correlation from in situ measurements. *J Geophys Res: Atmos*, 107(D5): ACL 1-1-ACL 1-11, doi: 10.1029/2000JD000289
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart J Roy Meteor Soc*, 111(470): 877-946
- Hudson R D, Frolov A D, Andrade M F, et al. 2003. The total ozone field separated into meteorological regimes. Part I: Defining the regimes. *J Atmos Sci*, 60(14): 1669-1677
- Jordan C E, Dibb J E, Finkel R C. 2003. ¹⁰Be/⁷Be tracer of atmospheric transport and stratosphere-troposphere exchange. *J Geophys Res: Atmos*, 108(D8): 4234, doi: 10.1029/2002JD002395
- Klich C A, Fuelberg H E. 2014. The role of horizontal model resolution in assessing the transport of CO in a middle latitude cyclone using WRF-Chem. *Atmos Chem Phys*, 14(2): 609-627
- Lefohn A S, Wernli H, Shadwick D, et al. 2011. The importance of stratospheric-tropospheric transport in affecting surface ozone concentrations in the western and northern tier of the United States. *Atmos Environ*, 45(28): 4845-4857
- Li Q, Palmer P I, Pumphrey H C, et al. 2009. What drives the observed variability of HCN in the troposphere and lower stratosphere? *Atmos Chem Phys*, 9(21): 8531-8543
- Liu Y, Li W L, Zhou X J, et al. 2003. Mechanism of formation of the ozone valley over the Tibetan plateau in summer transport and chemical process of ozone. *Adv Atmos Sci*, 20(1): 103-109
- Moore G W K, Semple J L. 2005. A Tibetan Taylor Cap and a halo of stratospheric ozone over the Himalaya. *Geophys Res Lett*, 32(21): L21810, doi: 10.1029/2005GL024186
- Olsen M A, Gallus W A, Stanford J L, et al. 2000. Fine-scale comparison of TOMS total ozone data with model analysis of an intense midwestern cyclone. *J Geophys Res: Atmos*, 105(D16): 20487-20495
- Papayannis A, Balis D, Zanis P, et al. 2005. Sampling of an STT event over the Eastern Mediterranean region by lidar and electrochemical sonde. *Ann Geophys*, 23(6): 2039-2050
- Price J D, Vaughan G. 1992. Statistical studies of cut-off-low systems. *Ann Geophys*, 10(1-2): 96-102
- Santer B D, Wehner M F, Wigley T M L, et al. 2003. Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes. *Science*, 301(5632): 479-483
- Shapiro M A. 1980. Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere. *J Atmos Sci*, 37(5): 994-1004
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR, doi: 10.5065/D68S4MVH
- Škerlak B, Sprenger M, Wernli H. 2014. A global climatology of stratosphere-troposphere exchange using the ERA-Interim data set from 1979 to 2011. *Atmos Chem Phys*, 14(2): 913-937
- Sprenger M, Wernli H. 2003. A northern hemispheric climatology

- of cross-tropopause exchange for the ERA15 time period(1979 – 1993). *J Geophys Res: Atmos*, 108(D12): 8521, doi: 10.1029/2002JD002636
- Stohl A, Bonasoni P, Cristofanelli P, et al. 2003. Stratosphere-troposphere exchange: A review, and what we have learned from STACCATO. *J Geophys Res: Atmos*, 108(D12): 8516, doi: 10.1029/2002JD002490
- Stuefer M, Freitas S R, Grell G, et al. 2013. Inclusion of ash and SO₂ emissions from volcanic eruptions in WRF-Chem: Development and some applications. *Geosci Model Dev*, 6(2): 457-468
- Tian W S, Parker D J. 2002. Two-dimensional simulation of orographic effects on mesoscale boundary-layer convection. *Quart J Roy Meteor Soc*, 128(584): 1929-1952
- Tian W S, Chipperfield M, Huang Q. 2008. Effects of the Tibetan Plateau on total column ozone distribution. *Tellus B*, 60(4): 622-635
- Uccellini L W, Keyser D, Brill K F, et al. 1985. The Presidents' Day cyclone of 18 – 19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. *Mon Wea Rev*, 113(6): 962-988
- Van Haver P, De Muer D, Beekmann M, et al. 1996. Climatology of tropopause folds at midlatitudes. *Geophys Res Lett*, 23(9): 1033-1036
- Yegorova E A, Allen D J, Loughner C P, et al. 2011. Characterization of an eastern U. S. severe air pollution episode using WRF/Chem. *J Geophys Res: Atmos*, 116 (D17): D17306, doi: 10.1029/2010JD015054
- Zhan R F, Li J P. 2008. Influence of atmospheric heat sources over the Tibetan Plateau and the tropical western North Pacific on the inter-decadal variations of the stratosphere-troposphere exchange of water vapor. *Sci China Ser D: Earth Sci*, 51(8): 1179-1193
- Zhang M, Tian W S, Chen L, et al. 2010. Cross-tropopause mass exchange associated with a tropopause fold event over the northeastern Tibetan Plateau. *Adv Atmos Sci*, 27(6): 1344-1360
- Zheng X D, Wan G J, Tang J. 2011. Source characteristics of O₃ and CO₂ at Mt. Waliguan observatory, Tibetan Plateau implied by using ⁷Be and ²¹⁰Pb. *Sci China Earth Sci*, 54(4): 550-560