

樊雯璇, 王卫国, 卞建春, 等. 青藏高原及其邻近区域穿越对流层顶质量通量的时空演变特征. 大气科学, 2008, **32** (6): 1309~1318
Fan Wenxuan, Wang Weiguo, Bian Jianchun, et al. The distribution of cross-tropopause mass flux over the Tibetan Plateau and its surrounding regions. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, **32** (6): 1309~1318

青藏高原及其邻近区域穿越对流层顶 质量通量的时空演变特征

樊雯璇¹ 王卫国¹ 卞建春^{2*} 孙绩华³ 王颖樾¹ 谢应齐¹ 陈新梅^{1, 3}

1 云南大学大气科学系, 昆明 650091

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

3 云南省气象科学研究所, 昆明 650034

摘 要 利用 1958~2001 年 ECMWF 资料, 根据 Wei 公式估算了青藏高原及其邻近区域穿越对流层顶的质量通量 (CTF), 分析了 CTF 的时空分布特征。分析结果表明: (1) CTF 分布呈现纬向型, 在副热带西风急流北侧即对流层顶断裂带中存在东西向的 TST (对流层向平流层输送)-STT (平流层向对流层输送)-TST 的波列结构 (水平输送项决定), 而南侧分布决定于垂直输送项。(2) 在 80°E~105°E 范围内, 冬春季节, 青藏高原南部及其以南区域为 TST, 北部为 STT; 夏秋季节, 整个区域几乎由 TST 所控制。西风急流南侧的 CTF 主要决定于垂直项, 而北侧主要决定于水平项, 再往北, 垂直项与水平项贡献相当。(3) 青藏高原与孟加拉湾区域平均 CTF 在所有季节均为 TST, 即有从对流层到平流层净的向上输送, 2 月强度最大, 7 月为另一个极大值; 两个极大值有不同的产生机制, 后者决定于垂直项, 而前者由水平项决定。(4) 青藏高原 (及孟加拉湾) 区域年平均 CTF 在 1958~2001 年之间的变化趋势在 1982 年左右出现一个转折: 1982 年之前, CTF 为递减过程; 而之后 CTF 为相对较强的增长。上述结果表明: 尽管冬季高原上空为下沉气流, 但高原上空的水平输送项有很强的向上贡献, 这与丛春华等 (2003) 得出的 STT 不一致。但需要指出的是, 根据 Wei 公式计算的 CTF, 尤其在急流附近, 对资料中存在的误差十分敏感 (Gettleman 等, 2000), 因此青藏高原主体上空在冬季是 STT 还是 TST, 有待于进一步的分析研究。

关键词 平流层-对流层交换 对流层顶断裂带 青藏高原 TST 通道

文章编号 1006-9895 (2008) 06-1309-10

中图分类号 P421

文献标识码 A

The Distribution of Cross-Tropopause Mass Flux over the Tibetan Plateau and Its Surrounding Regions

FAN Wenxuan¹, WANG Weiguo¹, BIAN Jianchun², SUN Jihua³,
WANG Haoyue¹, XIE Yingqi¹, and CHEN Xinmei^{1, 3}

1 Department of Atmospheric Science, Yunnan University, Kunming 650091

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

3 Yunnan Research Institute of Meteorology, Kunming 650034

Abstract Based on ECMWF data sets from 1958 to 2001, the cross-tropopause mass flux (CTF) over the Tibetan

收稿日期 2007-03-16, 2007-06-11 收修定稿

资助项目 中国气象局气候变化专项 CCSF2007-46, 国家自然科学基金资助项目 40333034、40675021、40865002

作者简介 樊雯璇, 女, 1982 年出生, 助教, 主要从事大气环境变化与气候效应的研究。E-mail: fanwenxuan@ynu.edu.cn

* 通讯作者 E-mail: bjc@mail.iap.ac.cn

Plateau and its surrounding regions was calculated by Wei formula, and its spatial-temporal distribution and long-term trend was analyzed. Analysis results show that: (1) the CTF has a zonal distribution structure, and shows two distinct features on both sides of the subtropical jet. In the steep tropopause belt to the north of the jet, the CTF varies in a zonal wave-like pattern from TST (troposphere to stratosphere transport) to STT (stratosphere to troposphere transport) to TST, and so on, which is mainly caused by the horizontal CTF; and the CTF distribution on the south side is dominated by the vertical transport term. (2) In the longitude range ($80^{\circ}\text{E} - 105^{\circ}\text{E}$), southern Tibetan Plateau and its southward regions are covered by TST, and the northern part by STT in winter-spring; however, the whole region from 20°N to 40°N is almost controlled by TST in summer - autumn. In all seasons, CTF is dominated by the vertical term to the south of the jet, and by the horizontal term in the steep tropopause belt, and by both terms to the further north. (3) The statistically regional averaged monthly CTF over the Tibetan Plateau and the Gulf of Bengal is controlled by TST in all seasons, with two maxima in February and July, which are caused by two different mechanisms, the vertical transport for July while the horizontal term for February. (4) The regional mean annual CTF undergoes a transition from a decreasing trend before 1982 to a relatively stronger increasing trend afterwards.

Key words stratosphere - troposphere exchange, steep tropopause belt, the Tibetan Plateau, TST pathway

1 引言

平流层和对流层有着完全不同的热力、动力和大气成分结构分布特征。在对流层, 静力稳定度低, 通过湿对流过程把地面空气和化学污染物输送到对流层高层只要几个小时, 通过斜压波运动也只需要几天, 而在平流层, 稳定度高, 同样距离的垂直输送需要一年甚至更长时间, 这样必然伴随辐射加热或冷却。因此这两个区域之间空气质量和化学成分交换有着重要意义。平流层-对流层间交换(stratosphere - troposphere exchange, 即 STE)过程是控制上对流层和下平流层区域臭氧、水汽和其他成分收支的一个非常重要的因子^[1]。同时, 探讨 STE 对于理解对流层上边界(即对流层顶)的强迫效应是如何影响对流层的环流和气候来说很重要^[1~4]。另外, 对流层顶本身的变化也是气候变化研究中的一个关键指示因子。2003 年, Santer 等^[5]发表了一个引人注目的工作, 他们根据再分析资料发现从 1979~1999 年对流层顶高度升高了 190 m, 气候模式模拟结果也显示相同大小的增长速度; 模拟结果还显示其中约 80% 的增长是由于臭氧和温室气体的变化而引起的, 主要通过平流层冷却(臭氧损耗)和对流层加热(充分混合的温室气体的增加)机制。国内一些学者^[6~9]也就对流层顶的时空演变结构及对流层顶附近化学物质的分布进行了研究。对流层顶区域的热力结构以及各种尺度动力过程与上对流层和下平流层臭氧分布存在密切

的联系, 下平流层富含臭氧空气注入对流层, 将改变臭氧浓度的垂直廓线结构, 并造成重要的化学强迫, 随后引起不同的辐射强迫效应, 进而影响对流层环流和气候^[10~13]。由于对流层顶的气候学特征也将受高度复杂的由 5 个部分组成的气候系统以及它们之间相互作用关系的制约^[14], 因而, 研究对流层和平流层之间的质量交换是认识区域乃至全球气候和环境变化的一个重要方面。

地形高大的青藏高原位于东亚季风区和南亚季风区交汇区的北部, 这两个季风区的东侧和南侧分别是太平洋和印度洋。青藏高原及其临近地区的 STE 受到海陆之间的热力差异和高原的热力、动力作用的影响, 而具有显著的区域特征并在半球乃至全球 STE 中具有重要贡献。研究表明, 副热带西风急流附近的动力学过程在 STE 中起着重要作用, 急流周围的天气尺度和中尺度动力学与大尺度波的破碎一起产生对流层与平流层空气之间的不可逆交换。冬季, 副热带西风急流位于青藏高原南缘, 青藏高原北侧也经常出现另外一支西风急流, 高原地处对流层顶断裂带, 对流层顶经向梯度非常大; 夏季, 高原北侧为副热带西风急流, 而南侧有一支东风急流, 这些不同尺度过程相互作用产生对流层和平流层之间的输送和混合^[1]。青藏高原亦是对流活动十分旺盛的特殊区域之一, 高原上的对流上升运动对物质输送的作用也不容忽视。青藏高原地区上对流层和下平流层(UTLS)层区大气成分分布也具有显著区域特征。在夏季, 南亚季风区 UTLS 区

域水汽含量比较高,下平流层最高水汽含量出现在南亚季风区的北部,主要位于青藏高原及其南坡地区^[1]。夏季青藏高原上空存在臭氧低值中心(臭氧低谷),分析表明臭氧浓度偏低主要出现在 25 km 高度以下^[15]。在 10 月至 2 月份,青藏高原上空在特定大气环流条件下(副热带西风急流调整及其所引起的垂直环流结构),还会出现微型臭氧洞或臭氧极低值事件,初步分析表明臭氧浓度减少主要出现在 25 km 高度以下^[16]。青藏高原上空特殊的大气成分分布和动力过程使得 STE 具有特殊意义。

东亚地区 STE 过程不仅具有显著区域特征,而且在全球 STE 中占据重要地位。研究表明热带下平流层水汽浓度在北半球夏季比冬季大 60%,而夏季输送到全球热带平流层的水汽总量的大约 75% 发生在南亚季风和青藏高原地区^[17]。杨健和吕达仁^[18]用 2000 年 NCEP 再分析资料,根据 p 坐标下的 Wei 公式诊断分析了北半球 STE,研究结果还表明,面积仅占北半球 5.6% 的东亚地区年净交换量却占北半球的 29%。丛春华等^[19]使用 1978~1996 年的逐日 NCEP 资料,根据 Wei 方法诊断结果表明:19 年夏季平均青藏高原及其邻近区域上空穿越对流层顶有净的对流层顶大气质量输送到平流层;由此还推出青藏高原及其东南侧及孟加拉湾北部连成一片的区域是其周围低层大气向对流层高层及平流层低层输送的一个重要的物质通道。为了进一步分析和认识青藏高原及邻近区域 STE,本文采用 Euler 观点的 Wei^[20]方法,计算青藏高原及其邻近区域 1958~2001 年共 44 年穿越对流层顶质量通量(cross-tropopause-flux,简称 CTF),分析其气候平均分布特征及季节和长期变化趋势。第 2 节简单介绍诊断分析所采用的模型和资料,第 3 节给出分析结果,最后总结并讨论。

2 数学模型和资料

本文采用 p 坐标系下的 Wei 公式^[20, 21],穿越对流层顶的质量通量 $F(\rho)$ 的表达式为

$$F(\rho) = \frac{1}{g} (V \cdot \nabla p)_{TP} - \frac{\omega_{TP}}{g} + \frac{1}{g} \frac{\partial p_{TP}}{\partial t},$$

其中, g 为地球重力加速度, p 为气压, V 为水平风速, ω 为垂直速度,下标 TP 表示对流层顶。因此,穿越对流层顶的质量通量包括空气运动造成的水平输送项(右边第一项)和垂直输送项(右边第二

项),以及对流层顶气压随时间变化引起的输送项(右边第三项)。

利用 1958~2001 年共 44 年的 ECMWF 资料,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。在对流层顶分析中,考虑到在低位涡的热带,动力学对流层顶是不适用的,因此根据热力学方法的定义^[22]采用 Reichler 等^[23]的方法得到青藏高原及其附近区域对流层顶的时空分布,并由此计算穿越对流层顶质量通量^[24]。为了便于对比分析,我们采用以下缩写表示 CTF 不同的方向:当 CTF 为正时,用 TST (troposphere-to-stratosphere transport,即空气质量从对流层向平流层输送)表示;当 CTF 为负时,用 STT (stratosphere-to-troposphere transport,即空气质量由平流层向对流层输送)表示;而 STE 则表示穿越对流层顶的双向输送。

3 结果分析

3.1 亚洲东南区域 CTF 的时空分布

本文首先分析以青藏高原为中心的亚洲东南区域($10^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$, $60^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$) CTF 的时空分布特征。图 1 为冬季(1 月)和夏季(7 月)穿越对流层顶的质量通量的空间分布。

1 月份,在区域($10^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$, $60^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$)内总通量分布的显著特征是在对流层顶断裂带中(即副热带西风急流的北侧),多个 TST 和 STT 大值中心沿纬向交替出现:阿富汗至巴基斯坦、青藏高原的中部、川藏滇交界处、赣北和鄂南、日本南部和东部海域有多个 TST 中心存在,其中青藏高原中部和川藏滇交界处的 $4 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上 TST 面积较大;其间交织着印度北端、缅甸与印度交界处、中国黄河中上游南部区域、江淮至朝鲜半岛南部和日本的多个 STT 中心,其中后两个 STT 区域面积很大,强度也很大,达到 $-20 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

图 1c 为水平输送项引起的质量通量分布,从中可以看到,水平输送项的分布与总通量分布结构非常相似,也就是说对流层顶端裂带中 TST-STT-TST 纬向分布形态主要是由于水平输送项引起的。两者最显著的差异是:在中国的东北以及朝鲜半岛北部水平输送项为大片的强 TST 区域,而总通量为强度显著减弱且面积大为缩减的 TST 区域。这是因为在该区域,垂直输送项有大面积且强度较大

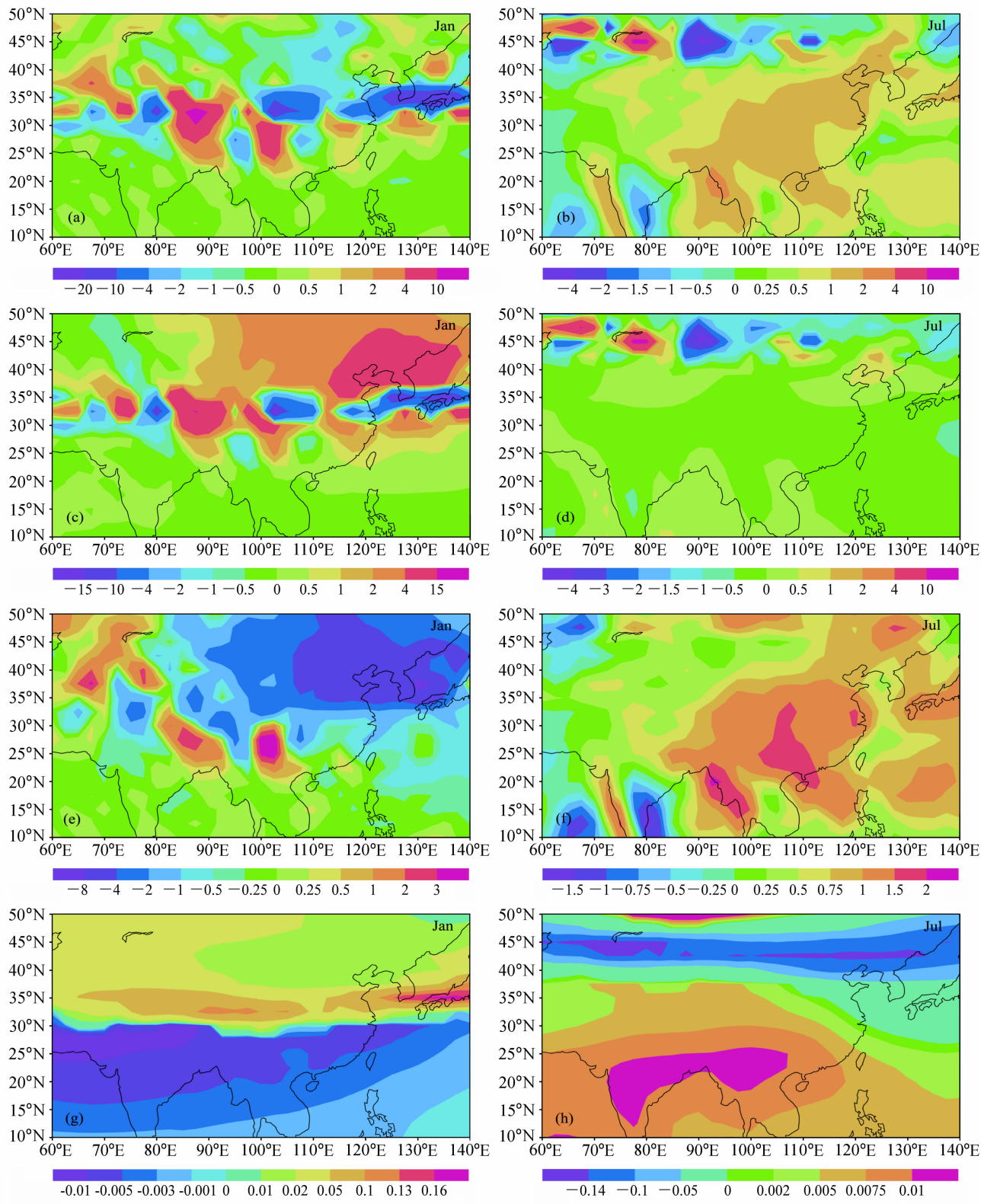


图1 1月(a、c、e、g)和7月(b、d、f、h)穿越对流层顶通量(单位: $10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$): (a、b) 总通量; (c、d) 水平输送项; (e、f) 垂直输送项; (g、h) 对流层顶变化引起的输送项

Fig.1 Cross-tropopause mass flux ($10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) in (a, c, e, g) Jan and (b, d, f, h) Jul: (a, b) Total flux; (c, d) horizontal transportation; (e, f) vertical transportation; (g, h) transportation caused by the variation of tropopause height with time

的 STT (图 1e), 抵消了很大一部分水平输送项引起的 TST。

在青藏高原地区, 尽管高原东北大部为垂直输送项引起的 STT, 且强度较大, 只是高原的西南部有较小范围的 TST, 但是由于水平输送项在高原中南部有范围很大、且强度大的 TST, 因此青藏高原中南部总通量为 TST, 中心强度超过 $10 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

7 月份, 随着副热带西风急流的北抬以及强度明显减弱, 位于急流北侧的对流层顶断裂带也北抬至 40°N 以北。在对流层顶断裂带中, 同样存在总通量的 TST - STT - TST 纬向分布结构, 但是中心强度比冬季弱, 两个比较显著的中心分别是巴尔喀什湖东南侧强度为 $10 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的 TST 中心 and 新疆与蒙古交界强度为 $-4 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的 STT 中心 (图 1b)。总通量的这种纬向波列分布同样主要决定于水平输送项的分布 (图 1d)。

在 40°N 以南, 总通量基本为 TST 所控制。强度为 $1 \times 10^{-3} \sim 2 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的 TST 区域从中国东北向南延伸至中国东部, 再向西、向南方向发展, 于中南半岛分裂, 一支继续向西南延伸至 10°N 印度洋, 另一支向南发展至低纬中国南海 15°N 以南, 最大中心位于缅甸西南沿岸, 强度超过 $2 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。此外, 在印度半岛西部沿岸和日本也有小范围 $1 \times 10^{-3} \sim 2 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的 TST 中心。这一范围内较明显的 STT 区出现在印度半岛东南部, 中心强度超过 $-2 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。比较图 1b 和 1f, 可以看出总通量的这种分布形态主要决定于垂直输送项。

图 1g 和 1h 分别为 1 月份和 7 月份对流层顶随时间变化引起的 CTF。与水平输送项和垂直输送项相比较, 对流层顶变化引起的 CTF 至少要小 1 个数量级。对流层顶变化输送项有非常显著的纬向分布: 冬季以 30°N 为界, 以南为 STT 区, 即对流层顶抬高, 而以北为 TST 区, 即对流层顶降低; 夏季分布相反, 分界线北抬至 37.5°N , 南侧为 TST 区, 即对流层顶降低, 北侧为 STT 区, 对流层顶抬升。

3.2 青藏高原主体经度范围内 CTF 的纬向平均分布

下面, 我们分析青藏高原主体所在经度范围 ($80^\circ\text{E} \sim 105^\circ\text{E}$) 内纬向平均 CTF 的季节变化特征。

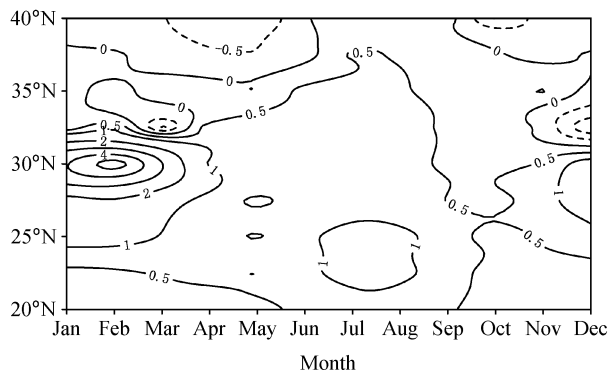


图 2 穿越对流层顶纬向平均 ($80^\circ\text{E} \sim 105^\circ\text{E}$) 质量通量的季节变率 (单位: $10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 2 Seasonal variation of climatological cross-tropopause mass flux ($10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) averaged over $80^\circ\text{E} - 105^\circ\text{E}$

图 2 给出纬度 $20^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$ 内总通量随季节的变化。在 30°N 以南的较低纬地区一年四季均为 TST 区, 在冬季 TST 强度较大, 其中 2 月份 30°N 附近出现了一个强度超过 $4 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的 TST 极值中心。随着北半球夏季的到来, TST 范围向北延伸, 但是强度明显减弱。7~8 月份 TST 范围扩展到 40°N 以北, 但是 TST 大值中心却出现在 $21^\circ\text{N} \sim 26^\circ\text{N}$ 范围内, 强度超过 $1 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

在冬春季节, 高原的北部基本为 STT 所控制, 其中大值中心位于 $32^\circ\text{N} \sim 34^\circ\text{N}$ 之间, 强度超过 $-2 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

下面分析在各个季节, 不同输送项对总通量的贡献, 图 3 给出了 4 月、7 月、10 月和 1 月的总通量、水平输送项、垂直输送项和对流层顶变化输送项的分布。

4 月份, 在 35°N 以南为 TST 区, 以北为 STT 区。而从不同输送机制看, 在 35°N 以南, 水平输送项和垂直输送项的贡献均为 TST, 其中在 27.5°N 以南主要是垂直输送项占主导地位, 以北是水平输送项贡献较大。 35°N 以北, 水平输送项的贡献为 STT, 垂直输送项的贡献也逐渐变成 STT。

7 月份, 从 $20^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$ CTF 总通量全部为 TST 区, CTF 均在零通量线以上, 且通量强度比 4 月增大, 而且几乎完全受垂直输送项控制, 水平输送项贡献很小, CTF 在 25°N 出现峰值 $1.2 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

10 月, CTF 总通量分布形状与 4 月份大致相

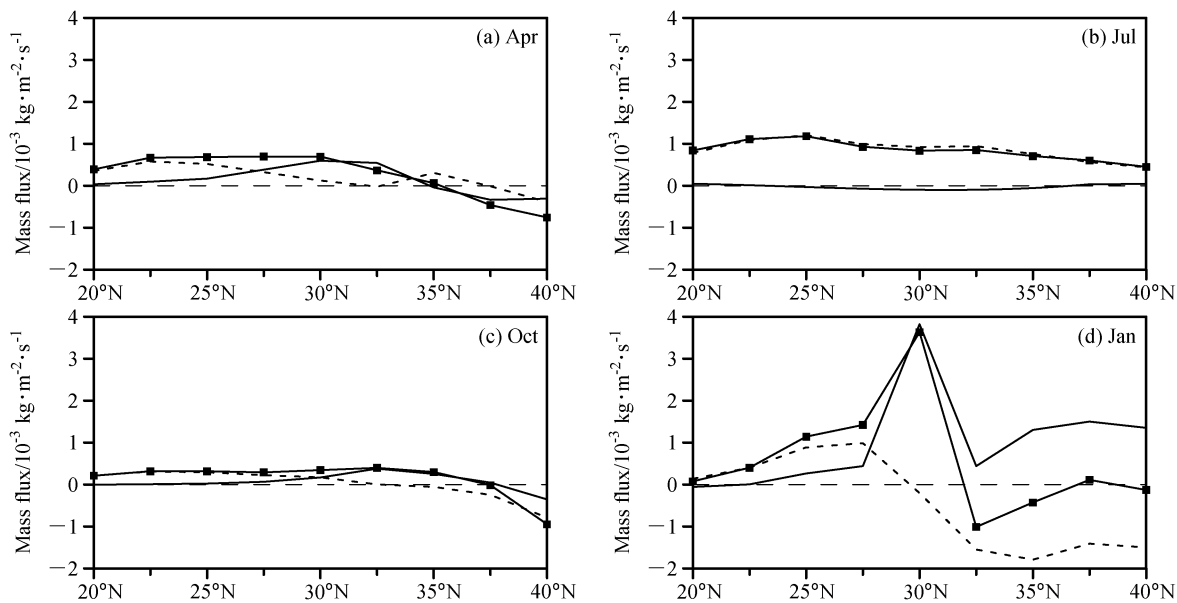


图3 纬向平均 ($80^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$) 通量: 净输送项 (方块)、水平输送项 (实线) 和垂直输送项 (虚线)

Fig. 3 Cross-tropopause mass flux averaged over ($80^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$): total flux (solid line with square), horizontal transportation (solid line), and vertical transportation (dashed line)

似, 36°N 以南为 TST 区, 以北为 STT 区, 只是强度要弱一些。同样, 在较低纬地区 (30°N 以南) 垂直输送项占主导作用, $30^{\circ}\text{N} \sim 37.5^{\circ}\text{N}$ 水平输送项贡献大。

1 月份, CTF 总通量明显加大, TST 与 STT 发生转变的纬度也明显南移, 在 32°N 附近。 27.5°N 以南主要还是空气垂直运动起作用, 随着纬度的增加 TST 强度由于垂直输送项的增大而逐渐升高。再往北, 垂直输送项快速变为 STT, 但是水平输送项在 30°N 附近对 TST 有巨大的贡献, 因此在 30°N 附近出现 $3.6 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的峰值。 32°N 以北地区, 水平输送项的贡献为 TST, 而垂直输送项贡献为 STT, 两者强度相当, 因此总的 CTF 有较弱的 STT。

3.3 青藏高原 CTF 区域平均的季节变化

在图 4a 中对 ($20^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$) 青藏高原及孟加拉湾范围内 (A 区) 的通量进行了区域平均, 得到了总 CTF 以及水平输送项、垂直输送项和对流层顶运动引起的 CTF 季节变化。总通量在所有季节均在零通量线以上, 即为 TST; 2 月份和 7 月份为两个极大值, 强度分别达到 $1.3 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $0.9 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$; 两个极小值分别出现在 5 月和 10 月, 强度都在 $0.2 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 附近, 不到 2 月份强度的 1/6。

分析不同输送机制的季节变化, 可以看到: 冬春季节尤其是 1~3 月份, 水平输送项占据主导地位, 而垂直输送项有相对较弱的负贡献; 而在夏秋季节, 尤其是 6~9 月份, 垂直输送项的贡献很大, 而水平输送项为很小的负贡献。

从图 4b 看, 青藏高原主体 [$27.5^{\circ}\text{N} \sim 37.5^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$, B 区] 上空的季节变化与 A 区基本一致。差异主要表现为: (1) 2 月份总通量极大值强度达到 $1.9 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 比 A 区更大一些, 尽管 B 区垂直输送项为 $-0.6 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 比 A 区的 $-0.1 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的负贡献大 (因为高原主体为下沉气流, 而南侧的孟加拉湾为上升气流), 但水平输送项的贡献增加更多, 从 $1.4 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 增加到 $2.5 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$; (2) 7 月份总通量极大值强度略小一些, 变成 $0.8 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 向上垂直输送项的大值中心位于孟加拉湾; (3) 12 月份总通量成为极小值, 此时垂直输送项的负贡献很强, 达到 $-0.7 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 而水平输送项的贡献仅为 $0.8 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, 因此此时 TST 强度只有 $0.1 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

3.4 青藏高原 CTF 区域平均的长期变化趋势

图 5 给出了青藏高原区域年平均 CTF 强度在 1958~2001 年共 44 年的变化, 可以看到 A 区与 B

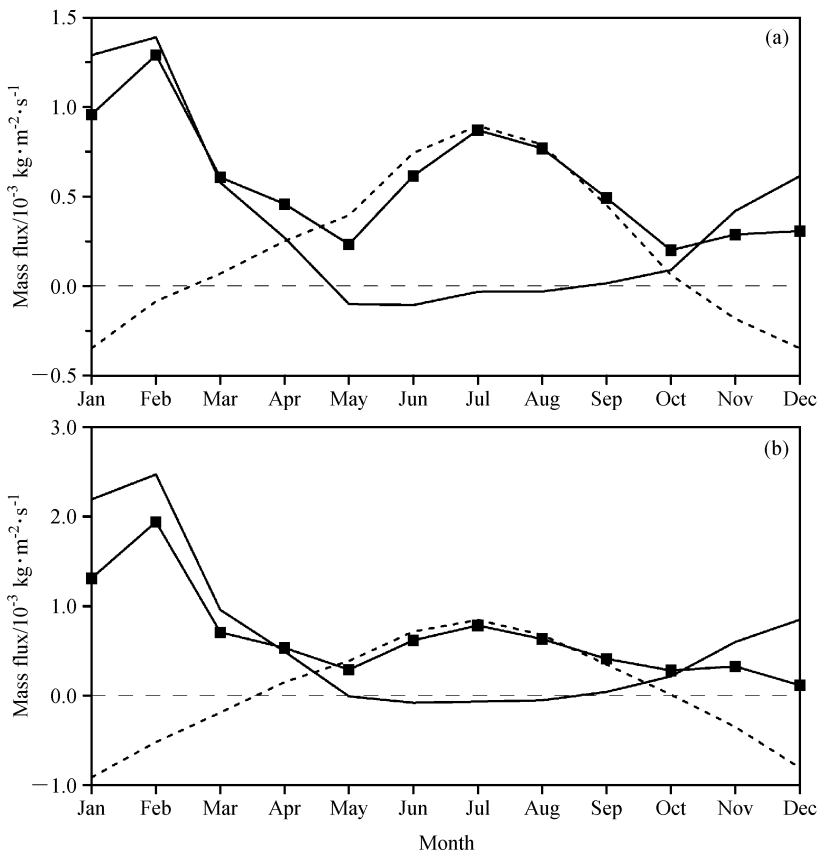


图 4 各区域内的总通量(方块)、水平输送项(实线)和垂直输送项(虚线)的季节变化:(a) 青藏高原及孟加拉湾 (20°N~40°N, 80°E~105°E) (A 区); (b) 青藏高原主体 (27.5°N~37.5°N, 80°E~105°E) (B 区)

Fig. 4 Seasonal variations of cross-tropopause total flux (solid line with square), horizontal transportation (solid line), and vertical transportation (dashed line) averaged over (a) region A (20°N~40°N, 80°E~105°E) and (b) region B (27.5°N~37.5°N, 80°E~105°E)

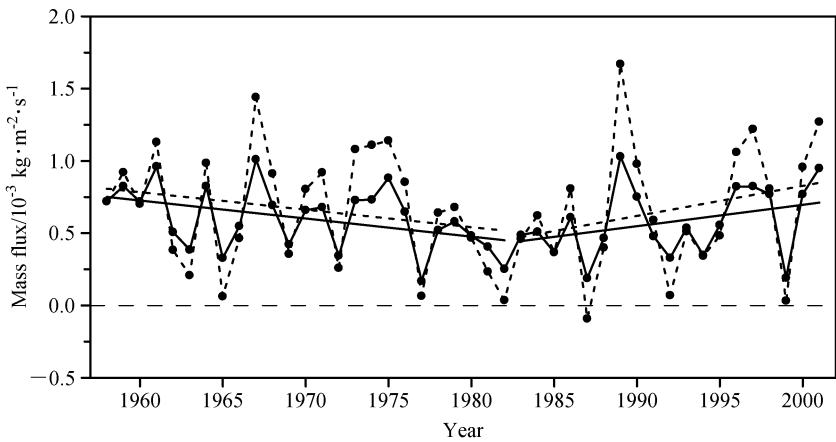


图 5 青藏高原穿越对流层顶年总通量强度在 1958~2001 年中的变化。实线: A 区; 虚线: B 区

Fig. 5 Cross-tropopause mass flux averaged over region A (solid line) and region B (dashed line) in 1958~2001

区年平均值基本都是 TST, 只是 B 区在 1987 年出现一次弱的 STT, 44 年的平均值为 $0.59 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (A 区) 和 $0.66 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (B 区)。年平均 CTF 有很强的年际变化, 最大强度可达 $1.03 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (A 区) 和 $1.63 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (B 区), 最小强度为 0.20×10^{-3}

$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (A 区) 和 $-0.09 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ (B 区)。另外, 可以看到在 20 世纪 80 年代初期, 年平均 CTF 的变化趋势出现了一个转折: 在 1982 年之前, 线性变化趋势为 $-1.25 \times 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ (或 $-2.1\%/a$) (A 区) 和 $-1.21 \times 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ (或 $-1.8\%/a$) (B 区); 而之后是相对较强增长趋势为 $1.48 \times 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ (或 $2.5\%/a$) (A 区) 和 $2.09 \times 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ (或 $3.2\%/a$) (B 区)。

4 结论和讨论

本文利用 1958~2001 年共 44 年的 ECMWF 资料, 采用基于欧拉观点的 Wei 公式估算了青藏高原及其邻近区域穿越对流层顶的质量通量 CTF, 分析了 CTF 在亚洲东南部的时空分布特征, 主要关注青藏高原所在经度范围内 CTF 的季节变化和长期变化趋势。诊断分析结果表明:

(1) 在亚洲东南部 ($10^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$), CTF 分布呈现纬向型, 在副热带西风急流的两侧有不同的特征, 北侧即对流层顶断裂带中存在东西向的 TST-STT-TST 波列结构, 主要是水平输送项的分布决定的; 而南侧主要收垂直输送项的控制, 以 TST 为主导。随着季节的转换, CTF 分布随副热带急流的南北移动而变化。对流层顶变化造成的输送项在所有纬度都很小, 可以忽略不计。

(2) 青藏高原主体 ($80^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$) 范围内, 冬春季节, 青藏高原南部及其以南区域为 TST, 北部则为 STT; 夏秋季节, 从 $20^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ 整个区域几乎由 TST 所控制, 但通量的强度比冬春季节小。在所有季节, 西风急流南侧的 CTF 主要决定于垂直输送项, 而北侧对流层顶断裂带中的 CTF 主要决定于水平输送项, 再往北, 垂直输送项与水平输送项贡献相当。

(3) 青藏高原与孟加拉湾 ($20^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$) 区域气候平均 CTF 在所有季节均为 TST, 即空气有从对流层到平流层净的向上输送, 其中在 2 月份强度最大, 7 月份为另一个极大值, 而 5 月份和 10 月份分别为两个极小值, 其强度不到 2 月份的 $1/6$; 2 月份与 7 月份两个极大值有不同的产生机制, 后者主要决定于垂直输送项, 水平输送项很小, 而前者主要由水平输送项决定。青藏

高原主体 ($27.5^{\circ}\text{N} \sim 37.5^{\circ}\text{N}$) 上空 CTF 的季节变化与青藏高原与孟加拉湾区域基本一致, 只是 2 月份极大值强度更大一些, 尽管垂直输送项的负贡献大了 (因为高原主体为下沉气流, 而南侧的孟加拉湾为上升气流), 但水平输送项的贡献增加更多; 另外 7 月份极大值强度略小一些, 因为向上垂直输送项的大值中心位于孟加拉湾。

(4) 青藏高原 (及孟加拉湾) 区域年平均 CTF 在 1958~2001 年之间的变化趋势在 1982 年左右出现一个转折: 1982 年之前, CTF 为递减, 线性趋势约为 $-2\%/a$; 之后 CTF 为相对较强的增长为 $3.2\%/a$ ($2.5\%/a$)。

从以上分析结果看, 无论是夏季还是冬季, 青藏高原主体上空均为 TST, 即从对流层到平流层有净的向上质量输送。根据前面的分析, 夏季向上输送主要由垂直输送项引起。这与丛春华等^[19]的结果比较符合, 他们认为这对应于夏季青藏高原上空的垂直环流结构^[25], 这也是周秀骥等^[26]认为可能造成青藏高原夏季臭氧低谷的一个动力条件。

然而在冬季, 本文分析结果表明: 尽管高原上空为下沉气流, 但是由于高原 (位于急流北侧的对流层顶断裂带) 上空的水平输送项有很强的向上贡献, 因此总 CTF 还是 TST, 而且强度明显大于夏季。这与丛春华等^[19]得出的冬季为 STT 不一致, 他们主要从垂直环流结构的角度来解释, 因为冬季青藏高原上空为下沉气流。周秀骥等^[26]对青藏高原臭氧季节变化的分析表明, 青藏高原不仅夏季是一个臭氧低谷, 冬春季节也比同纬度地区臭氧总量偏低, 这也从侧面说明青藏高原上空冬季有可能存在从对流层向平流层的输送。

需要指出的是, 本文与丛春华等^[19]都是采用 Wei 公式来计算 CTF, 但所使用资料不同, 本文采用从 1958~2001 年共 44 年 ECMWF 资料, 而后者采用 1978~1996 年共 19 年 NCEP 资料。Gettleman 等^[27]在研究利用 Wei 公式诊断 CTF 时, 注意到该方法对资料中存在的误差 (尤其在急流附近) 十分敏感, 因此青藏高原主体上空在冬季是 STT 还是 TST, 有待于进一步的分析研究。

参考文献 (References)

- [1] 陈洪滨, 卞建春, 吕达仁. 上对流层-下平流层交换过程研究的进展与展望. 大气科学, 2006, 30 (5): 813~820

- Chen Hongbin, Bian Jianchun, Lü Daren. Advances and prospects in the study of stratosphere-troposphere exchange. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30** (5): 813~820
- [2] 王卫国, 秦芳. 臭氧层季节变化与对流层顶的关系. 云南大学学报(自然科学版), 1994, **16** (S1): 29~34
- Wang Weiguo, Qin Fang. Seasonal variation of ozone layer and its relation with tropopause. *Journal of Yunnan University* (Natural Sciences Edition) (in Chinese), 1994, **16** (S1): 29~34
- [3] 吕达仁, 陈洪滨. 平流层和高层大气研究的进展. 大气科学, 2003, **27**: 750~769
- Lü Daren, Chen Hongbin. Advances in middle atmosphere physics research. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27**: 750~769
- [4] 王卫国, 罗燕, 陈鲁言, 等. 中国西南上空大气臭氧垂直分布的结构特征. 云南大学学报(自然科学版), 2004, **26** (4): 315~319
- Wang Weiguo, Luo Yan, Chen Luyan, et al. A structural measurement of ozone vertical distribution in spring over Kunming. *Journal of Yunnan University* (Natural Sciences Edition) (in Chinese), 2004, **26** (4): 315~319
- [5] Santer B D, Wehner M F, Wigley T M L, et al. Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes. *Science*, 2003, **301**: 479~483
- [6] 李国辉, 吕达仁, Tie X X. 对流层顶变化对上对流层/下平流层臭氧分布的影响. 空间科学学报, 2003, **23** (4): 269~277
- Li Guohui, Lü Daren, Tie X X. The impact of tropopause variation on ozone distribution in upper troposphere/lower stratosphere. *Chinese Journal of Space Science* (in Chinese), 2003, **23** (4): 269~277
- [7] 王卫国, 樊雯璇, 吴润, 等. 全球对流层顶气压场和温度场的时空演变结构特征. 云南大学学报(自然科学版), 2006, **28** (2): 127~135
- Wang Weiguo, Fan Wenxuan, Wu Jian, et al. The structure characteristic of spatial-temporal variation of the global tropopause pressure and temperature. *Journal of Yunnan University* (Natural Sciences Edition) (in Chinese), 2006, **28** (2): 127~135
- [8] 吴润, 杨茜, 王卫国, 等. 全球对流层顶温度场演变的气候学特征分析. 云南大学学报(自然科学版), 2006, **28** (4): 323~332
- Wu Jian, Yang Qian, Wang Weiguo, et al. Statistics of the global tropopause temperature change. *Journal of Yunnan University* (Natural Sciences Edition) (in Chinese), 2006, **28** (4): 323~332
- [9] 王卫国, 袁敏, 吴润, 等. 大气对流层顶的臭氧时空分布变化. 云南大学学报(自然科学版), 2006, **28** (6): 509~517
- Wang Weiguo, Yuan Min, Wu Jian, et al. The variation of spatial-temporal distribution of the global tropopause ozone. *Journal of Yunnan University* (Natural Sciences Edition) (in Chinese), 2006, **28** (6): 509~517
- [10] 王卫国, 郭世昌, 杨利群. 大气臭氧垂直分布及其变化的研究. 地球物理学报, 1990, **33** (6): 639~646
- Wang Weiguo, Guo Shichang, Yang Liquan. The research of vertical ozone distribution and its variation. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 1990, **33** (6): 639~646
- [11] 吴润, 蒋维楣, 陈新梅, 等. 生物质燃烧对东南亚及中国南方对流层臭氧含量影响的模拟研究. 环境科学, 2004, **25** (2): 1~6
- Wu Jian, Jiang Weimei, Chen Xinmei, et al. Simulation of effects to tropospheric ozone over south East Asia and south China from biomass burning. *Chinese Journal of Environmental Science* (in Chinese), 2004, **25** (2): 1~6
- [12] 王卫国, 吴润, 刘红年, 等. 中国及邻近地区污染排放对对流层臭氧变化与辐射影响的研究. 大气科学, 2005, **29** (5): 734~746
- Wang Weihuo, Wu Jian, Liu Hongnian, et al. Researches on the influence of pollution emission on tropospheric ozone variation and radiation over China and its adjacent area. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29** (5): 734~746
- [13] 陈新梅, 王卫国, 吴润, 等. 对流层垂直臭氧分布变化量对生物质燃烧响应的模拟研究. 云南大学学报(自然科学版), 2006, **28** (1): 45~50
- Chen Xinmei, Wang Weiguo, Wu Jian, et al. Simulation of response of variation of the vertical distribution of tropospheric ozone to biomass burning. *Journal of Yunnan University* (Natural Sciences Edition) (in Chinese), 2006, **28** (1): 45~50
- [14] Maxobep 3 M. 对流层顶气候学. 张贵银, 廖寿发译. 北京: 气象出版社, 1988
- Maxobep 3 M. *Tropopause Climatology* (in Chinese). Translated by Zhang Guiyin, Liao Shoufa. Beijing: China Meteorological Press, 1988
- [15] 周任君, 陈月娟. 青藏高原和伊朗高原上空臭氧变化特征及其与南亚高压的关系. 中国科学技术大学学报, 2005, **35** (6): 899~908
- Zhou Renjun, Chen Yuejuan. Ozone variations over the Tibetan and Iranian plateaus and their relationship with the South Asia high. *Journal of University of Science and Technology of China* (in Chinese), 2005, **35** (6): 899~908
- [16] 卜建春, 王庚辰, 陈洪滨, 等. 2003 年 12 月青藏高原上空出现微型臭氧洞. 科学通报, 2006, **51** (5): 606~609
- Bian Jianchun, Wang Gengchen, Chen Hongbin, et al. Ozone mini-hole occurring over the Tibetan Plateau in December 2003. *Chinese Science Bulletin*, 2006, **51** (7): 885~888
- [17] Gettelman A, Kinnison D E, Dunkerton T J, et al. Impact of monsoon circulations on the upper troposphere and lower

- stratosphere. *J. Geophys. Res.*, 2004, **109**: D22101, doi: 10.1029/2004JD004878
- [18] 杨健, 吕达仁. 2000 年北半球平流层、对流层质量交换的季节变化. *大气科学*, 2004, **28** (2): 294~301
Yang Jian, Lü Daren. Diagnosed seasonal variation of stratosphere – troposphere exchange in the Northern Hemisphere by 2000 data. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28** (2): 294~301
- [19] 丛春华, 李维亮, 周秀骥. 青藏高原及其邻近地区上空平流层-对流层之间大气的质量交换. *科学通报*, 2001, **46**(22): 1914~1918
Cong Chunhua, Li Weiliang, Zhou Xiuji. Stratosphere – troposphere mass exchange over the Tibetan Plateau and its surrounding area. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2001, **46** (22): 1914~1918
- [20] Wei M Y. A new formulation of the exchange of mass and trace constituent between the stratosphere and the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**: 3079~3086
- [21] Hoerling M P, Schaack T K, Lenzen A J. A global analysis of stratospheric – tropospheric exchange during northern winter. *Mon. Wea. Rev.*, 1993, **121**: 162~172
- [22] World Meteorological Organization. WMO-Bulletin, 1957, 6: 136
- [23] Reichler T, Dameris M, Sausen R. Determining the tropopause height from gridded data. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, **30** (20): 2042, doi: 10.1029/2003GL018240
- [24] 王卫国, 樊雯璇, 吴涧, 等. 全球平流层-对流层之间臭氧通量的时空演变研究. *地球物理学报*, 2006, **49** (6): 1595~1607
Wang Weiguo, Fan Wenxuan, Wu Jian, et al. A study of spatial-temporal evolvement of the global cross-tropopause ozone mass flux. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 2006, **49** (6): 1595~1607
- [25] 卞建春, 李维亮, 周秀骥. 青藏高原及其临近地区流场结构季节性变化的特征分析. 见: 周秀骥编. 中国地区大气臭氧及其对气候环境的影响 II. 北京: 气象出版社, 1997. 257~273
Bian Jianchun, Li Weiliang, Zhou Xiuji. Analysis of the seasonal variation feature of the wind structure over Tibetan Plateau and its surroundings. *Atmospheric Ozone and Its Impact on Climate and Environment in China* (II) (in Chinese). Zhou Xiuji, Ed. Beijing: China Meteorological Press, 1997. 257~273
- [26] 周秀骥, 李维亮, 陈隆勋, 等. 青藏高原地区大气臭氧变化的研究. *气象学报*, 2004, **62** (5): 513~527
Zhou Xiuji, Li Weiliang, Chen Longxun, et al. Study of ozone change over Tibetan Plateau. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2004, **62** (5): 513~527
- [27] Gettelman A, Sobel A H. Direct diagnoses of stratosphere-troposphere exchange. *J. Atmos. Sci.*, 2000, **57**: 3~16