

赵慧,马鹏程,韩婷婷,等.近66 a 中国地区对流层顶温度时空变化特征及其与大气臭氧柱总量关系[J].干旱气象,2016,34(6):966-975.
[ZHAO Hui, MA Pengcheng, HAN Tingting, et al. Temporal and Spatial Variation Characteristics of Tropopause Temperature over China in Recent 66 Years and Their Relationship with Total Column Ozone[J]. Journal of Arid Meteorology, 2016, 34(6):966-975], DOI:10.11755/j.issn.1006-7639(2016)-06-0966

近66 a 中国地区对流层顶温度时空变化特征 及其与大气臭氧柱总量关系

赵慧¹,马鹏程¹,韩婷婷²,雷瑜³,马昀⁴

(1. 甘肃省平凉市气象局,甘肃 平凉 744000;2. 天津市气象局,天津 300000;
3. 甘肃省陇南市气象局,甘肃 陇南 742500;4. 甘肃省清水县气象局,甘肃 清水 741600)

摘要:利用 NCEP/NCAR 提供的 1950—2015 年对流层顶温度月平均资料及 ECWFM 提供的 1979—2015 年大气臭氧柱总量月平均资料,运用经验正交函数分解方法(EOF),对近 66 a 中国地区上空对流层顶温度的时空演变特征进行分析,并进一步探讨 1979 年后对流层顶温度与大气臭氧柱总量的关系。结果表明:(1)中国地区对流层顶温度随纬度升高而升高,呈现明显的纬向分布特征,近 66 a 对流层顶温度以 $-0.09\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{ a})^{-1}$ 的速率下降。(2)春、冬季对流层顶温度 EOF1 均表现为南北反位相变化,夏、秋季均表现为全场同位相变化,这种春季与冬季、夏季与秋季主要模态较为一致的时空分布特征与大气臭氧柱总量的季节分布有很好的相关性;除夏季外,其余季节对流层顶温度 EOF2 表现为弱的南北两端与中部地区反位相变化特征。(3)对流层顶温度与大气臭氧柱总量之间呈显著负相关关系,相关系数为 -0.724 ,大气臭氧柱总量由 1990 年代中期之前的显著损耗转变为之后的逐渐恢复,对应同期对流层顶温度表现为从偏高到偏低的转变。

关键词:中国地区;对流层顶温度;时空演变特征;大气臭氧柱总量;EOF

文章编号:1006-7639(2016)-06-0966-10 DOI:10.11755/j.issn.1006-7639(2016)-06-0966

中图分类号:P421.31

文献标识码:A

引言

近年来由温室效应导致的全球变暖已成为不争的事实。全球变暖是针对对流层中下层及地表温度而言的,而对流层上层尤其是对流层顶的温度变化如何?以及对气候变化如何响应?反过来,对流层顶温度变化是否能够在一定程度上影响气候变化?如果能,其重要性究竟如何?这些问题都值得我们深入地探讨。WMO^[1](世界气象组织)将对流层顶定义为:500 hPa 等压面以上,温度垂直递减率 $\leq 2\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 的最低高度,且此高度以上 2 km 气层内温度平均递减率不超过 $2\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 。对流层顶是指对流层与平流层之间的过渡层,其厚度从数百米到一二千米,其主要特征是气温垂直递减率突然变小或呈等温、甚至逆温状态。它不仅确定了整个平流层的化学和动力下边界条件,同时也控制着对

流层的上边界条件^[2]。对流层顶的温、湿结构及环流变化直接影响着近地层的天气和气候状况,其位置、强度及其变化不仅会导致高空急流、暴雨等重要物理、化学现象的发生与发展^[3-5],还阻碍着水汽和气溶胶的垂直交换以及积雨云顶的垂直发展^[6]。水汽作为平流层与对流层之间物质交换中重要的化学成分,因受青藏高原大地形作用,由其引起的温室效应可能是等量二氧化碳引起温室效应的 2 倍甚至更多^[7-8]。平流层中水汽变化与对流层顶温度有很大关系^[9-10]。因此,研究对流层顶温度的气候变化特征,对于理解平流层中水汽分布、对流层与平流层之间物质交换以及认识其对全球气候变化的响应及反馈具有极大的理论意义和应用价值。

研究发现对流层顶温度不仅在时间尺度上具有显著的季节性变化特征,而且在空间分布上也具有一定的区域性特征。王卫国等^[11]研究指出,全球对

收稿日期:2016-05-23;改回日期:2016-07-19

基金项目:预警发布与“国突平台”及“村村响”等的对接项目(GSMACg2016-08)资助

作者简介:赵慧(1990-),女,甘肃秦安人,硕士,助理工程师,研究方向为大气探测与信息处理. E-mail:zhaohui12@lzu.edu.cn

流层顶温度随纬度增加而升高,对流层顶温度的空间尺度在海洋上空较大,而在大陆上空较小。Highwood 等^[12]利用 ECMWF 气象资料研究了热带对流层顶温度的季节变化,得出对流层顶气温在 6—8 月达到最小值。陈学龙等^[13]利用无线电探空资料对青藏高原地区季风前(FM)和季风爆发阶段(MJ)的对流层顶研究发现,高原地区对流层顶以第二对流层顶为主,第二对流层顶温度表现为夏低冬高的季节特征。事实上,对流层顶附近除温度外,水汽含量、臭氧含量及气溶胶含量均有明显的空间变化,对流层顶附近各要素之间相互影响,且其整体特征极大地受制于对流层的动力强迫、物理过程、化学成分输送^[14-22]。郭世昌等^[23]研究认为 1979—2011 年北半球 4 个关键区(北极、东亚、北美、西欧)的臭氧总量呈减少趋势,但减少趋势变缓。王旻燕等^[24]研究了东亚地区强对流云的季节变化及其与对流层顶之间的关系,得出强对流云与对流层顶的季节变化基本保持同位相,强对流云云顶温度比对流层顶温度平均高约 10 °C。田文寿等^[2]介绍了热带地区平流层和对流层大气中准 2 a 振荡、ENSO 事件及平流层与对流层交换中相互作用,总结出全球变暖会导致热带地区上涌增强,平流层与对流层交换增强。王庚辰等^[25]研究了北京地区上对流层一下平流层(UTLS)区域内大气臭氧含量的变化,发现研究期间臭氧量减少最多的层次是 200—100 hPa,而臭氧量增幅最大发生在 400—250 hPa 层次中。田红瑛等^[26]对青藏高原地区上对流层一下平流层区域水汽分布及变化特征进行分析,发现高原对流层顶附近在冬春季节存在水汽低值区,而在夏秋季节存在水汽高值区域。随着对对流层顶研究的深入,人们发现大气臭氧柱总量在很大程度上影响着对流层顶,尤其是整层平流层温度,且其影响随平流层高度变化而变化。胡永云等^[27]指出近 10 a 来大气臭氧柱总量和平流层低层温度均有升高趋势,而平流层中层温度仍然延续变冷趋势。邓淑梅等^[28]研究表明平流层爆发性增温过程中臭氧体积混合比增大,且高值区在爆发性增温过程中随高度而变。这些研究均表明大气臭氧柱总量与对流层顶温度之间存在某些关系。

上述研究主要集中于全球范围或热带地区,对中纬度地区,特别是整个中国地区对流层顶温度变化的研究还不太全面。此外,随着臭氧资料的增加和质量的提高,针对对流层顶这一特殊层次,有必要对其温度与大气臭氧柱总量的关系进行进一步研究。本文利用 NCEP/NCAR 再分析资料中的对流层

顶逐月平均温度资料及 ECWFMF 逐月平均大气臭氧柱总量资料,采用 EOF 方法,对 1950—2015 年中国地区对流层顶温度的时空演变特征进行研究,进一步分析对流层顶温度与大气臭氧柱总量的关系,以明确对流层上层大气对来自低层大气成分的反应和调整作用,探讨其调整结果对天气气候和环境的引导和反馈,以期为我国天气、气候的研究提供科学依据。

1 资料和方法

利用 1950—2015 年 NCEP/NCAR 再分析资料中的对流层顶逐月平均温度资料(水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$),以及 ECWFMF 最新发布的 1979—2015 年大气臭氧柱总量逐月平均资料(水平分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$)。将 $70^\circ\text{E}—135^\circ\text{E}$, $15^\circ\text{N}—55^\circ\text{N}$ 选定为中国区域。为便于分析,季节划分采用 3—5 月为春季,6—8 月为夏季,9—11 月为秋季,12 月—次年 2 月为冬季。

采用了经验正交函数分解方法(EOF)^[29],对近 66 a 中国地区对流层顶温度的空间分布和年变化、季节变化趋势进行研究,并针对时空分布中的主要特征,探讨了中国地区对流层顶温度在不同阶段的区域性异常信号。

2 对流层顶温度的时空分布

图 1 给出 1950—2015 年中国地区对流层顶平均温度的空间分布及年际变化。可以看出,中国地区对流层顶温度纬向分布特征明显,对流层顶温度从低纬到高纬地区逐渐升高,最大值为 -55°C ,位于东北地区,最小值为 -79°C ,位于海南地区(图 1a);近 66 a 中国地区对流层顶温度整体以 $-0.09^\circ\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ 的速率下降,且阶段性变化特征明显。其中 1960 年代中期以前波动变化,之后至 1970 年代中期明显波动下降,1970 年代末突然持续上升,至 1983 年跃增到峰值,1990 年代再次骤降,2000 年以后无明显变化趋势(图 1b)。可见,中国地区对流层顶温度 1980 年代较高,2000 年后明显偏低。研究表明,大气臭氧柱总量在 1980 年代出现突变^[30]。中国地区对流层顶温度在 1980 年代跃增现象可能与此有关。

3 对流层顶温度的 EOF 分解

为探讨对流层顶温度异常分布特征,分别对近 66 a 中国地区对流层顶年平均温度和季节平均温度时间序列资料进行距平处理,然后再进行 EOF 分解。

3.1 年平均温度

经 EOF 分解,得到中国地区对流层顶年平均温

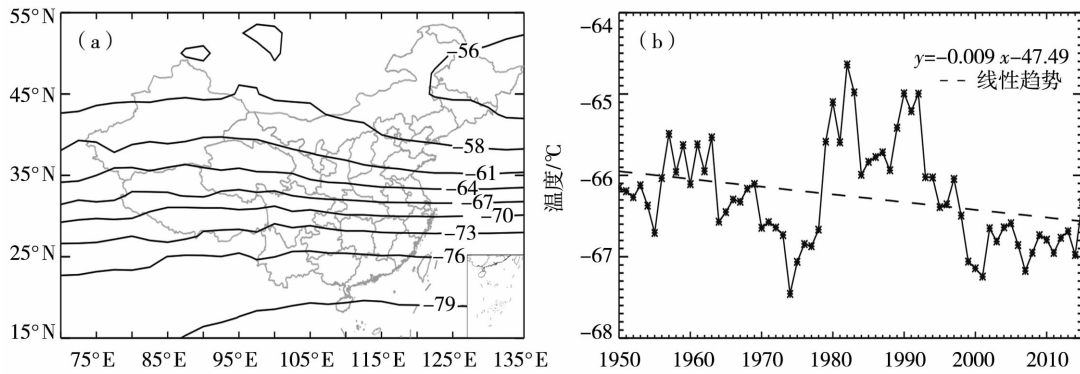


图1 1950—2015年中国地区对流层顶多年平均温度空间分布(a,单位:°C)及年际变化(b)

Fig. 1 The spatial distribution (a, Unit:°C) and annual variation (b) of mean tropopause temperature over China during 1950 - 2015

度前5个模态的解释方差分别为51.96%、21.04%、6.57%、5.50%、4.35%，累积方差贡献率为89.62%，其中第1模态的方差贡献较大，基本反映了中国地区对流层顶温度的主要变化趋势。

图2给出中国地区对流层顶年平均温度EOF1的空间分布及其时间系数变化。可以看出，中国地区对流层顶年平均温度基本呈纬向分布的特点(图2a)，全国均表现为一致的正值，表明整个中国地区对流层顶温度在一定程度上受某些共同因子影响而表现为全区同位相的主流变化趋势，其中青藏高原南部至西南地区温度变率最大。结合时间系数

曲线(图2b)发现，温度的年际及年代际变化较为明显，1980年代之前基本为负值，1980—1998年为正值，1999—2015年为负值，即中国地区对流层顶温度在1980年代之前偏低，1981—1998年异常偏高，1999—2015年又表现为一致的异常偏低。2000年以后温度的异常偏低可能与温室气体的增多有直接关系，即温室气体增加引起对流层增温，导致对流层顶抬升，对流层顶温度降低。结合图1b可知，EOF1对应的时间系数变化与对流层顶温度的年变化趋势基本一致，说明经过EOF分解后的主模态可以反映中国地区对流层顶温度变化的基本特征。

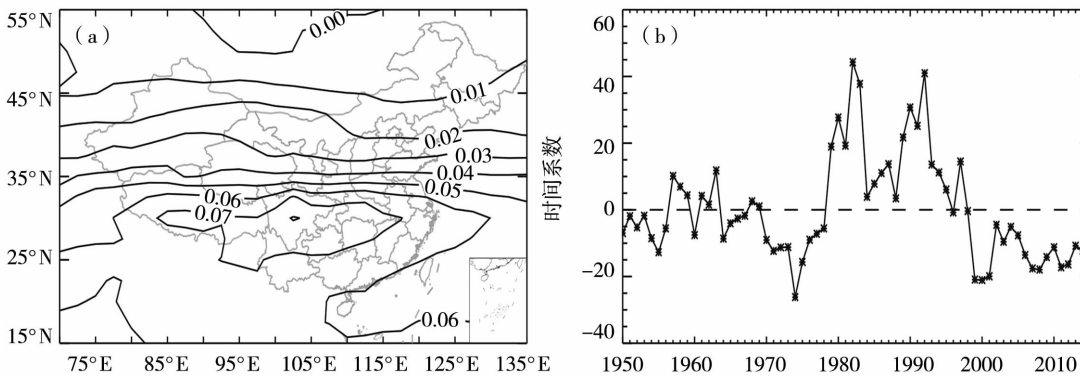


图2 1950—2015年中国地区对流层顶年平均温度EOF1的空间分布(a)和时间系数(b)

Fig. 2 The spatial distribution (a) and time coefficient (b) of the first mode of annual mean tropopause temperature decomposed by EOF over China during 1950 - 2015

3.2 不同季节平均温度

3.2.1 春季

经EOF分解，得到春季中国地区对流层顶温度前5个模态的方差贡献率分别为41.81%、21.86%、10.03%、7.16%、3.96%，其中前2个模态累积方差达63.67%，足以表征春季中国地区对流层顶温度的主要特征，为方便起见，以下分析均取前2个模态(累积方差贡献率>55%)的空间分布及时间系数。

图3给出前2个模态的空间分布及其时间系数变化。由第1模态看出，春季中国地区对流层顶温度的纬向特征也很明显(图3a)，且主要表现为南北反位相的变化特征，40°N以北地区为负值，以南地区为正值，青藏高原附近存在一正值闭合中心。结合对应的时间系数变化曲线(图3b)可以看出，春季对流层顶温度有明显的年代际变化特征，大致可分为3个阶段：1950—1977年和1999—2015年表现为较

明显的负值(1957、1967、1968、1969年和2002、2005、2013年除外),说明中国东北、内蒙古、新疆等地对流层顶温度显著偏高,其他区域显著偏低;1978—1998年为较明显的正值,说明中国东北、内蒙古、新疆等地区对流层顶温度显著偏低,其他区域显著偏高。此外,各时段内青藏高原附近对流层顶春季平均温度变化最为显著。

由第2模态可以看出,春季中国地区对流层顶温度同样表现为明显的纬向分布(图3c),温度由南至北呈“-、+、-”的分布特征,其中32°N—38°N之间为正值区,其余地区均为负值,东北地区对流层顶温度变率较大,表明中部地区对流层顶春季气温变化特征与南方、北方地区相反。对应的时间系数变化曲线(图3d)显示,近66 a 对流层顶春季温度呈较明显的上升趋势,其中1950—1967年间为较明显的负值,1968—1991年间波动变化,1992以后为较明显的正值。可见,近66 a 华中、华东地区对流层顶春季温度逐渐升高,其中1950—1967年一致偏低,1968—1991年无明显异常,1992—2015年表现出一致偏高;其他地区与华中、华东地区对流层顶春

季温度变化趋势相反。

3.2.2 夏季

夏季中国地区对流层顶温度 EOF 前5个模态的方差贡献率分别为37.23%、19.67%、13.54%、8.48%、3.62%,其中前2个模态累积方差贡献率已达56.90%,以下给出前2个模态的空间分布及时间系数变化特征。

由 EOF1 的空间分布(图4a)看出,夏季中国地区对流层顶温度均为正值,最大正值区位于新疆东部、甘肃北部及内蒙古西部地区,这种分布型反映出对流层顶夏季气温在整个中国地区有着基本一致的变化趋势(全区一致偏高或一致偏低),说明夏季对流层顶温度在一定程度上受某些共同因子的影响。结合 EOF1 的时间系数曲线(图4b)可知,近66 a 夏季对流层顶温度具有明显的阶段性变化特征,1950—1956年、1972—1978年和1996—2015年时间系数为负值,说明整个中国大陆地区夏季对流层顶温度一致偏低;1957—1971年和1979—1995年为较明显的正值,说明在此期间整个对流层顶夏季温度显著偏高。

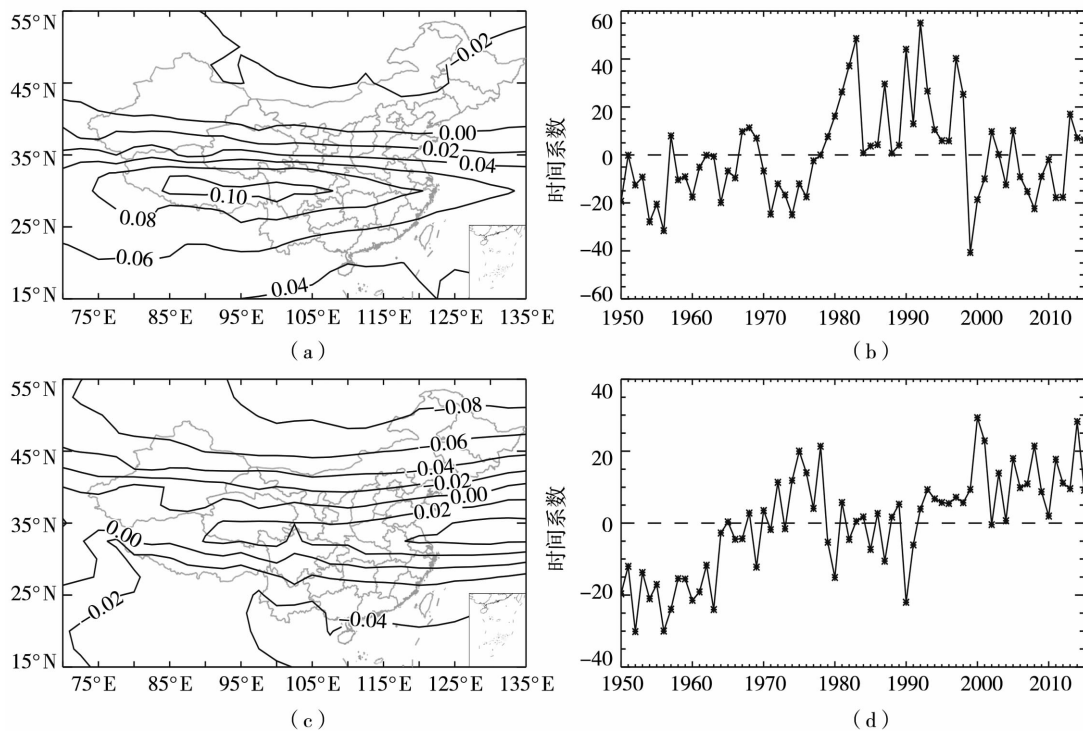


图3 1950—2015年春季中国地区对流层顶温度 EOF 分解的第1模态(a、b)和第2模态(c、d)的空间分布(a、c)及其对应的时间系数(b、d)

Fig.3 The spatial distributions (a, c) and corresponding time coefficients (b, d) of the first (a, b) and second (c, d) modes of spring tropopause temperature decomposed by EOF over China during 1950 – 2015

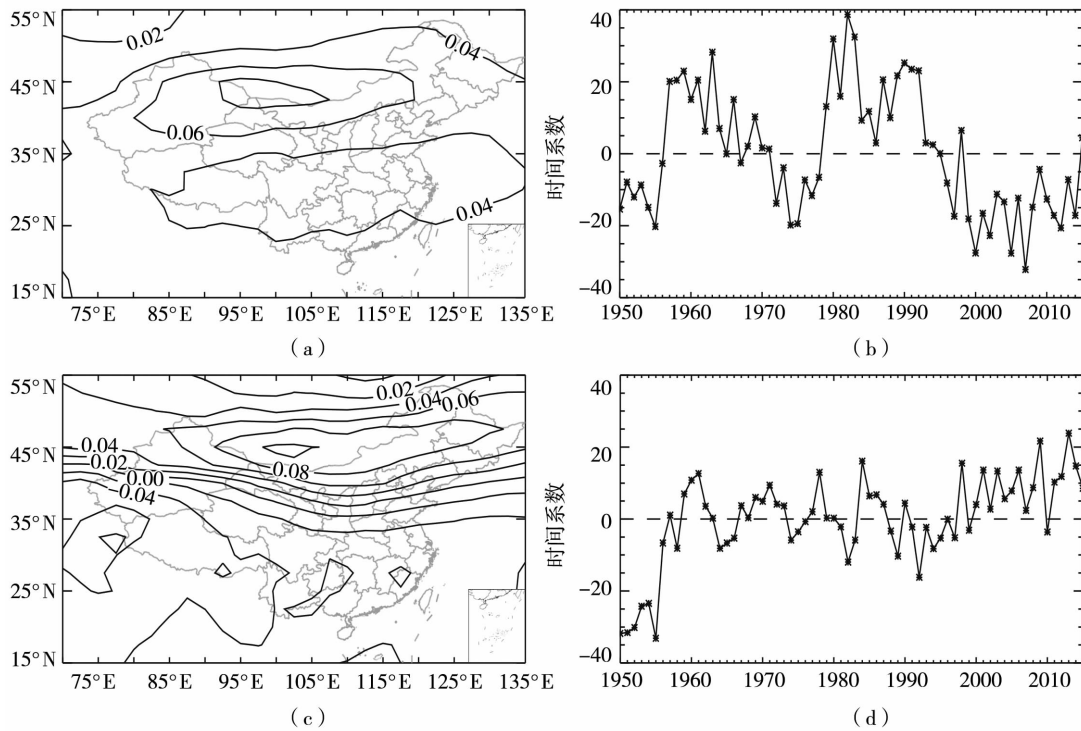


图4 1950—2015年中国地区夏季对流层顶温度 EOF 分解的第1模式(a,b)和第2模式(c,d)空间分布(a,c)及其时间系数变化(b,d)

Fig. 4 The spatial distributions (a, c) and time coefficients (b, d) of the first (a, b) and second (c, d) modes of summer tropopause temperature decomposed by EOF over China during 1950 - 2015

从 EOF2 的空间分布(图 4c)看出,整个中国地区夏季对流层顶温度在 42°N 以南为负值区,以北为正值区,且正值区纬向特征明显。表明近 66 a 中国地区夏季对流层顶温度表现出南北反位相的变化特征,即当我国东北、华北、西北地区夏季对流层顶温度升高(降低)时,我国南部地区(42°N 以南)夏季对流层顶温度降低(升高)。由 EOF2 的时间系数曲线(图 4d)可知,1950—1956 表现为较明显的负值,说明 42°N 以北对流层顶夏季温度显著偏低,而 42°N 以南则显著偏高;1957—2000 年表现为小幅波动变化,说明对流层顶夏季温度无明显异常;2000—2015 年为较明显的正值,说明 2000 年以后 42°N 以北对流层顶夏季温度表现为一致偏高,而 42°N 以南区域为一致偏低。

3.2.3 秋季

中国地区秋季对流层顶温度 EOF 前 5 个模式的方差贡献率分别为 46.25%、17.96%、8.56%、7.63%、4.81%,其中前 2 个模式累积方差达 64.21%。

对流层顶秋季温度 EOF1 的空间分布与夏季温度 EOF1 空间分布形势类似(图 5a),仍表现为全区一致型。不同于夏季的是,秋季温度 EOF1 的最大正值区位于西南、江南地区。结合秋季温度 EOF1

的时间系数曲线(图 5b)可知,近 66 a 对流层顶秋季温度具有明显的阶段性变化特征:1950—1979 年表现为波动变化,说明秋季对流层顶温度无明显异常;1980—1997 年为较明显的正值,且波动变化较前一阶段大,说明此期间对流层顶秋季温度显著偏高;1998—2015 年为一致的负值,说明 2000 年以后对流层顶秋季温度持续偏低。

从 EOF2 的空间分布(图 5c)看出,整个中国地区由南到北对流层顶秋季温度呈现“-、+、-”的纬向结构,即中国地区秋季对流层顶温度还表现出中部地区(30°N — 45°N)与南北地区(30°N 以南, 45°N 以北)反位相变化的空间特征。结合 EOF2 的时间系数(图 5d)可知,1950—1965 年,中国 30°N — 45°N 的区域对流层顶秋季温度显著偏低,1966 年以后, 30°N — 45°N 的区域对流层顶秋季温度持续偏高; 30°N 以南和 45°N 以北的区域对流层顶秋季温度变化趋势正好与 30°N — 45°N 之间的区域变化趋势相反。

3.2.4 冬季

中国地区对流层顶冬季温度 EOF 前 5 个模式的方差贡献率分别为 45.52%、19.10%、11.24%、5.86%、5.27%,其中前 2 个模式累积方差达 64.62%。

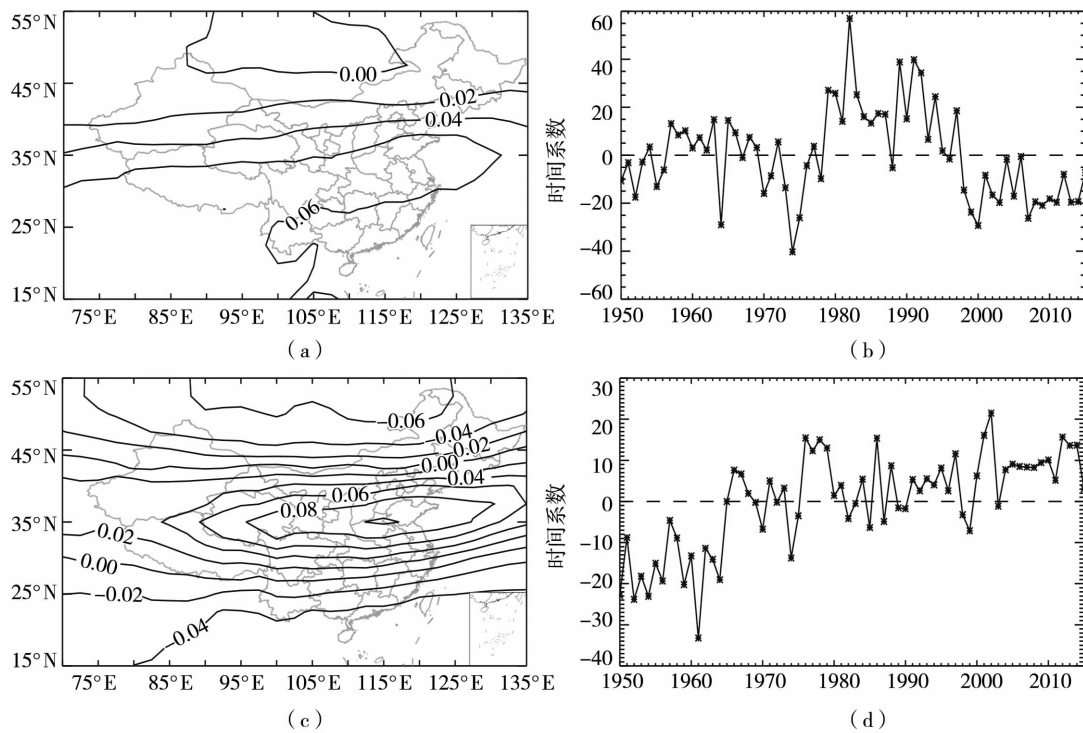


图5 1950—2015年中国地区秋季对流层顶温度 EOF 分解的第1模态(a,b)和第2模态(c,d)的空间分布(a,c)及其时间系数变化(b,d)

Fig.5 The spatial distributions (a, c) and time coefficients (b, d) of the first mode (a, b) and the second mode (c, d) of autumn tropopause temperature decomposed by EOF over China during 1950 - 2015

从冬季对流层顶温度 EOF1 的空间分布(图 6a)看出,冬季温度主要以 37°N 为界呈现南北反位相变化的特征,这种反位相变化的分布形势与春季 EOF1 的空间分布相似,但对流层顶冬季温度变率大值区位于华中地区。结合 EOF1 的时间系数(图 6b)看出,整个时段内的时间系数变化同样分为 3 个阶段:1950—1980 年, 37°N 以北(南)的区域冬季对流层顶温度显著偏高(低);1981—2005 年, 37°N 以北(南)的区域冬季对流层顶温度持续偏低(高),其中尤以华中地区的温度变化幅度最大;2006—2015 年为小幅波动,即中国地区对流层顶冬季温度无显著异常。

中国地区冬季对流层顶温度 EOF2 的空间分布(图 6c)整体表现为广大负值区(除华东地区为正值区外)。由 EOF2 的时间系数曲线可知(图 6d),1950—2015 年冬季温度的时间系数整体呈上升趋势,其中 1950—1960、1980—1995、2005 年为较明显的负值,其余均为正值。综合来看,近 66 a 除华东地区外,中国其他地区对流层顶冬季温度呈下降趋势。

从前面分析得知,虽然不同季节对流层顶温度的时空分布各有特点,但各季节间仍有一定的相似性,其中,春季与冬季对流层顶温度的主要空间分布结构和时间演变规律较一致,夏季与秋季比较一致。

4 对流层顶温度与大气臭氧柱总量的关系

由于中国地区对流层顶温度在 1980 年代出现跃增,加之 NCEP/NCAR 资料在 1979 年后补充了卫星观测资料。为保证资料时段的一致性及可靠性,以下选取 1979 年后对流层顶温度逐月平均资料,研究与同期大气臭氧柱总量的关系。

4.1 不同季节大气臭氧柱总量的空间分布

图 7 是 1979—2015 年中国地区上空大气臭氧柱总量的季节分布特征。可以看出,大气臭氧柱总量各季节的空间分布也表现为春季和冬季、夏季和秋季比较一致的分布特征。春、冬季大气臭氧柱总量的纬向分布特征明显,大气臭氧柱总量从低纬向高纬地区逐渐增多,青藏高原附近存在一闭合中心(图 7a 和图 7d);夏、秋季大气臭氧柱总量的纬向分布特征没有春、冬季明显,且大气臭氧柱总量相对较低、变化梯度较小(图 7b 和图 7c)。此外,各季节大气臭氧柱总量大值区均位于东北地区。总体来看,大气臭氧柱总量各季节的空间分布与对流层顶温度各季节的空间分布有很大的相似性。

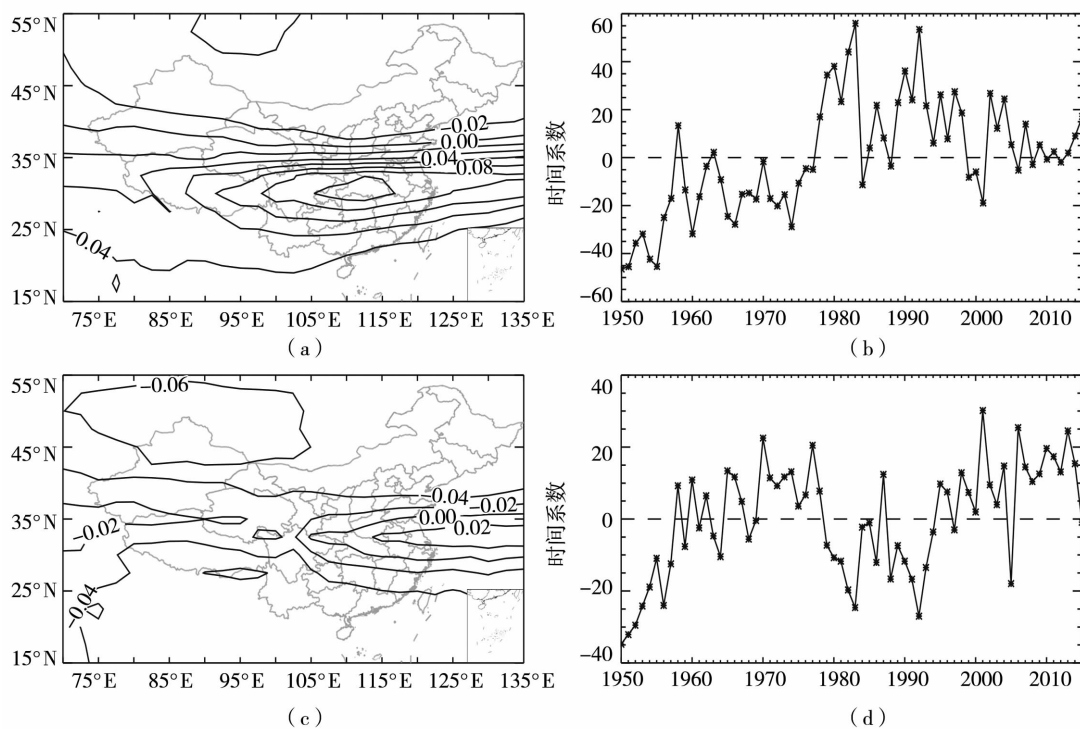


图6 1950—2015年中国地区冬季对流层顶温度 EOF 分解的第1 模态(a,b) 和第2 模态(c,d)的空间分布(a,c)及其时间系数(b,d)

Fig.6 The spatial distributions (a, c) and time coefficients (b, d) of the first mode (a, b) and the second mode (c, d) of winter tropopause temperature decomposed by EOF over China during 1950 – 2015

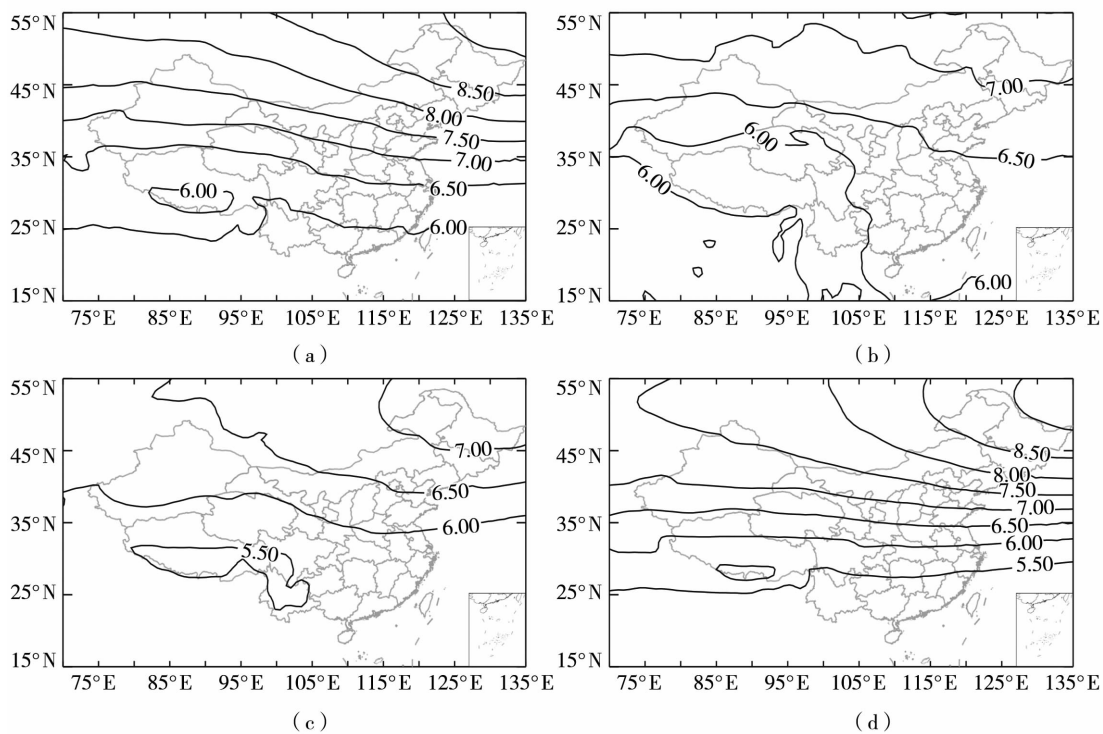


图7 1979—2015年中国地区春季(a)、夏季(b)、秋季(c) 和冬季(d)大气臭氧柱总量的空间分布(单位:g·m⁻²)

Fig.7 The spatial distributions of mean total column ozone in spring (a), summer (b), autumn (c) and winter (d) over China during 1979 – 2015 (Unit:g·m⁻²)

4.2 各季节大气臭氧柱总量的年变化

图8给出1979—2015年中国地区各季节大气臭氧柱总量的年变化。可以看出,近37 a中国地区各季节大气臭氧柱总量均呈减少趋势,且春、冬季减少趋势较夏、秋季明显。其中,春、冬季大气臭氧柱总量分别以 -0.07 和 $-0.05 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 的速率减小,且变化幅度均较大,分别在1993年($6.53 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$)和1995年($5.87 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$)达到最小值,而在2010年均达到最大,最大值分别为 $7.32 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $6.91 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$;夏、秋季大气臭氧柱

总量减少缓慢,气候倾向率分别为 -0.03 和 $-0.01 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$,变化幅度均不超过 $0.5 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$,分别在1993年($6.16 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$)和2005年($5.87 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$)达到最小,而在2010年均达到最大,最大值分别为 $6.59 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $6.26 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ 。总体来看,1979—2015年中国地区各季节大气臭氧柱总量的变化可分为2个阶段:1980—1990年代中期,大气臭氧柱总量呈明显减小趋势;1990年代中期以后,大气臭氧柱总量呈现缓慢恢复的态势,但仍低于1980年代。

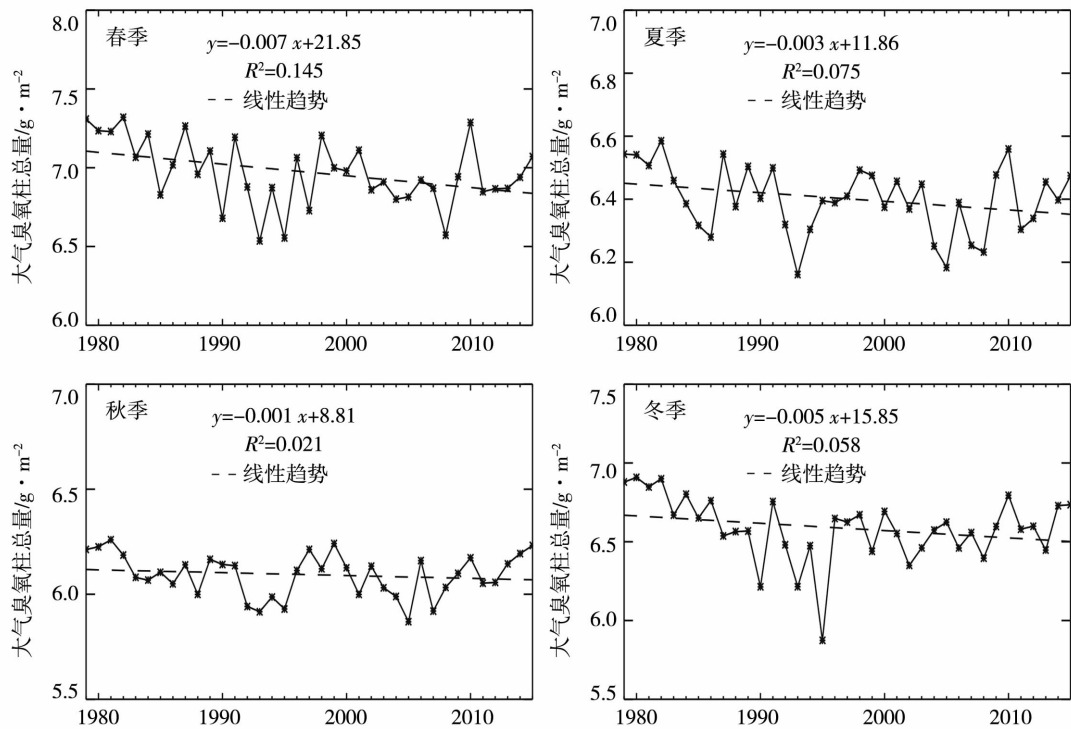


图8 1979—2015年中国地区各季节大气臭氧柱总量的年变化

Fig. 8 The annual changes of total column ozone in four seasons over China during 1979 - 2015

4.3 大气臭氧柱总量与对流层顶温度的关系

图9给出1979—2015年中国地区大气臭氧柱总量和对流层顶温度的距平时间序列。可以看出,对流层顶温度距平和大气臭氧柱总量距平呈现反相关关系,二者相关系数达 -0.724 ,通过了 $\alpha = 0.01$ 的显著性检验。其中,1980—1990年代大气臭氧柱总量偏低(图9a),对流层顶温度偏高(图9b);1990年代中期以后,大气臭氧柱总量偏高,尤其是2010以后异常偏高,对流层顶温度偏低。当臭氧损耗较为显著时,引起了对流层顶温度的异常偏高;当臭氧明显恢复时,将导致对流层顶温度偏低。此外还看出,虽然大气臭氧柱总量与对流层顶温度呈显著负相关,但二者的变化趋势并非完

全一致,说明对流层顶温度除受大气臭氧柱总量的影响外,还受其他因素的影响,可能是大气臭氧柱总量、对流层顶水汽分布、ENSO事件、火山活动等^[2]综合作用的结果。

研究表明,平流层的温度变化主要受温室气体和臭氧的影响^[31]。Houghton^[32]指出随着大气对长波辐射透过率的增加,平流层温室气体向上辐射的红外长波辐射超过了从下面吸收的长波辐射,因此平流层温室气体的辐射效应导致平流层变冷。众所周知,大气中的温室气体主要包括水汽、二氧化碳、甲烷以及臭氧等气体。因此,可以推断大气臭氧柱总量异常偏多时,其辐射效应可能导致对流层顶温度偏低。

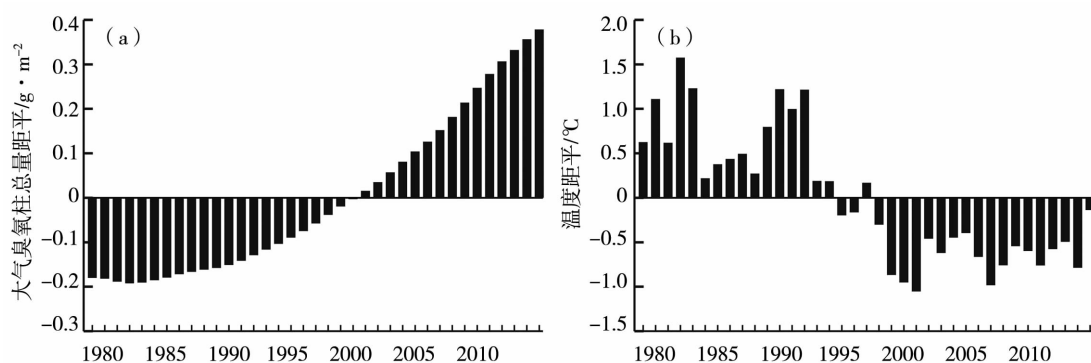


图9 1979—2015年中国地区大气臭氧柱总量(a)与对流层顶温度(b)的距平时间序列

Fig.9 The time series of total column ozone anomaly (a) and tropopause temperature anomaly (b) over China during 1979 – 2015

5 结论

(1)中国地区对流层顶温度随纬度升高而升高,其空间分布呈现明显的纬向分布特征。1950—2015年,中国地区对流层顶温度以 $-0.09\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{ a})^{-1}$ 的倾向率呈整体下降趋势。

(2)近66 a中国地区对流层顶温度EOF1的空间分布表现为全国一致型变化特征,其时间系数具有较明显的年代际变化:1980年代之前表现为一致偏低趋势,1980—1990年代中后期异常偏高,2000年以后又呈现出显著偏低趋势。

(3)1950—2015年中国地区,除夏季外,其他季节对流层顶温度EOF1的空间分布均呈现较明显的纬向分布。其中,春季和冬季对流层顶温度分布形势相似,EOF1均表现为南北反位相变化;夏季和秋季对流层顶温度的EOF1均表现为全国同位相变化。此外,各季节对流层顶温度的EOF2比EOF1复杂,除南北反位相的变化模态外,EOF2还存在着南北部与中部地区反位相的变化模态;除夏季外,各季节EOF2反映的中部地区对流层顶温度在1990年代末以后显著偏高。

(4)1980年代以来,中国地区对流层顶温度与大气臭氧柱总量之间负相关关系显著,负相关系数达 -0.724 ,当大气臭氧柱总量异常偏多(少)时,对应同期的对流层顶温度异常偏低(高)。

参考文献

[1] WMO. Meteorology – A three – dimensional science; Second session of the commission for aerology [J]. WMO Bulletin, 1957, 4(2): 134 – 138.
 [2] 田文寿,田红瑛,商林,等. 热带平流层与对流层之间相互作用的研究进展[J]. 热带气象学报,2011,27(5):765 – 774.
 [3] 寿亦萱,陆风,寿绍文,等. 对流层顶折叠检测新方法及其在中

纬度灾害性天气预报中的应用[J]. 大气科学,2014,38(6): 1109 – 1123.

[4] 慕建利,李泽椿,湛芸,等. 一次陕西关中强暴雨中尺度系统特征分析[J]. 高原气象,2014,33(1):148 – 161.
 [5] 陈志昆,李志强,丁明虎. 北极夏季大气垂直结构与空间分布特征[J]. 海洋学报,2015,37(11):68 – 78.
 [6] 刘慧,韦志刚,魏红,等. 近51年我国对流层顶高度的变化特征[J]. 高原气象,2012,31(2):351 – 358.
 [7] 王卫国,梁俊平,王颢樾,等. 青藏高原及其邻近区域穿越对流层顶的质量和臭氧通量研究[J]. 高原气象,2010,29(3):554 – 562.
 [8] Gettelman A, Kinnison D E, Dunkerton T J, et al. Impact of monsoon circulations on the upper troposphere and lower stratosphere [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2004, 109: D22101.
 [9] 高凤玲,华泽钊,崔国民,等. 水汽浓度变化对温室效应影响的定量分析[J]. 环境科学与技术,2013,36(8):182 – 186.
 [10] Dhomse S, Weber M, Burrows J. The relationship between tropospheric wave forcing and tropical lower stratospheric water vapor [J]. Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 2006, 6: 9563 – 9581.
 [11] 王卫国,刘晓璐,樊雯璇,等. 大气对流层顶位温与高度的变化分析[J]. 云南大学学报(自然科学版),2011,33(1):51 – 59.
 [12] Highwood E J, Hoskins B J. The tropical tropopause [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1998, 124(549): 1579 – 1604.
 [13] 陈学龙,马耀明,胡泽勇,等. 季风爆发前后青藏高原西部改则地区大气结构的初步分析[J]. 大气科学,2010,34(1):83 – 94.
 [14] 吕达仁,陈泽宇,郭霞,等. 临近空间大气环境研究现状[J]. 力学进展,2009,39(6):674 – 682.
 [15] 田文寿,张敏,舒建川. 中层大气模式的应用及发展前景[J]. 地球科学进展,2009,24(3):252 – 261.
 [16] Panwar V, Jain A R, Goel A, et al. Some features of water vapor mixing ratio in tropical upper troposphere and lower stratosphere: role of convection [J]. Atmospheric Research, 2012, 108: 86 – 103.
 [17] 周顺武,杨双艳,张人禾,等. 近30年青藏高原臭氧总量亏损

- 的可能原因及其与对流层顶高度的联系[J]. 高原气象, 2012, 31(6):1471-1478.
- [18] Zhang M, Tian W S, Chen L, et al. Cross-tropopause mass exchange associated with a tropopause fold event over the northeastern tibetan plateau[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2010, 27(6):1344-1360.
- [19] 陈斌,徐祥德,杨帅,等. 夏季青藏高原地区近地层水汽进入平流层的特征分析[J]. 地球物理学报, 2012, 55(2):406-414.
- [20] Randel W J, Park M, Emmons L, et al. Asian monsoon transport of pollution to the stratosphere[J]. *Science*, 2010, 328(5978):611-613.
- [21] 李典,白爱娟,黄盛军. 利用 TRMM 卫星资料对高原地区强对流天气特征分析[J]. 高原气象, 2012, 31(2):304-311.
- [22] 卞建春,严仁嫦,陈洪斌. 亚洲夏季风是低层污染物进入平流层的重要途径[J]. 大气科学, 2011, 35(5):897-902.
- [23] 郭世昌,黎成超,郭漪然,等. 近33 a 来北半球大气臭氧的变化趋势研究[J]. 热带气象学报, 2014, 30(2):319-326.
- [24] 王旻燕,吕达仁. 东亚强对流云的季节变化及其与对流层顶关系初探[J]. 大气科学, 2007, 31(5):937-949.
- [25] 王庚辰,孔琴心,陈洪斌. 北京地区对流层顶变化及其对上对流层/下平流层区域臭氧变化的影响[J]. 大气科学, 2006, 30(4):588-595.
- [26] 田红瑛,田文寿,雒佳丽,等. 青藏高原地区上对流层—下平流层区域水汽分布和变化特征[J]. 高原气象, 2014, 33(1):1-13.
- [27] 胡永云,夏炎,高梅,等. 21 世纪平流层温度变化和臭氧恢复[J]. 气象学报, 2008, 66(6):880-891.
- [28] 邓淑梅,陈月娟,罗涛,等. 平流层爆发性增温过程中臭氧的垂直分布特征[J]. 大气科学, 2009, 33(3):459-467.
- [29] Holton J R, Haynes P H, McIntyre M E, et al. Stratosphere-troposphere exchange[J]. *Reviews of Geophysics*, 1995, 33(4):403-439.
- [30] 李刚,谭言科,李崇银,等. 近30 年北半球冬季臭氧总量分布特征及其与平流层温度的关系[J]. 地球物理学报, 2015, 58(5):1475-1491.
- [31] Solomon S, Qin D, Manning M, et al. Climate change 2013—the physical science basis; working group I contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2014:7-35.
- [32] Houghton J. The physics of atmospheres [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2002:3-29.

Temporal and Spatial Variation Characteristics of Tropopause Temperature over China in Recent 66 Years and Their Relationship with Total Column Ozone

ZHAO Hui¹, MA Pengcheng¹, HAN Tingting², LEI Yu³, MA Yun⁴

(1. Pingliang Meteorological Bureau of Gansu Province, Pingliang 744000, China; 2. Tianjin Meteorological Bureau, Tianjin 300000, China; 3. Longnan Meteorological Bureau of Gansu Province, Longnan 742500, China; 4. Qingshui Meteorological Station of Gansu Province, Qingshui 741600, China)

Abstract: Based on the monthly mean temperature at the tropopause from NCEP/NCAR reanalysis data from 1950 to 2015 and monthly mean total column ozone of ECWMF from 1979 to 2015, the spatial and temporal variation characteristics of tropopause temperature over China in recent 66 years were studied by using empirical orthogonal function (EOF) method. Besides, the relationship between total column ozone and tropopause temperature was further discussed. The results are as follows: (1) The tropopause temperature increased with the increase of latitude over China, the zonal distribution characteristic was obvious. The tropopause temperature presented a downward trend at a rate of $0.09\text{ }^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{ a})^{-1}$ over China in recent 66 years. (2) The first mode of EOF for tropopause temperature presented an opposite spatial pattern over northern and southern China in spring and winter, while that showed a consistent spatial pattern in whole area in summer and autumn. The spatial characteristics of tropopause temperature in four seasons were good correlated with the seasonal distribution of total column ozone. The second mode of EOF presented a weak opposite pattern over the north and south of China and the central in spring, autumn and winter. (3) The total column ozone was significantly negative correlated with the tropopause temperature over China, the correlation coefficient was -0.724 . The total column ozone was less than the normal before the middle of 1990s, while was more than the normal after the middle of 1990s. On the contrary, the tropopause temperature showed a transition from high to low during the corresponding period from 1979 to 2015.

Key words: China region; tropopause temperature; temporal and spatial variation characteristics; total column ozone; EOF