

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^{* 1}

张人禾¹ 周顺武²

ZHANG Renhe¹ ZHOU Shunwu²

1. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京,100081

2. 南京信息工程大学江苏省气象灾害重点实验室,南京,210044

1. State Key Laboratory of Severe Weather (LaSW), Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China

2. Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Disaster, Nanjing University of Information Sciences and Technology, Nanjing 210044, China

2008-01-31 收稿,2008-04-06 改回.

Zhang Renhe, Zhou shunwu. 2008. The air temperature change over the Tibetan Plateau during 1979—2002 and its possible linkage with ozone depletion. Acta Meteorologica Sinica, 66(6):916—925

Abstract Using radiosonde data and satellite observations, we investigated the air temperature change over the Tibetan Plateau in the period of 1979—2002. It is shown that the air temperature in the lower stratosphere and upper troposphere was out of phase with that in the middle and lower troposphere. The temperature decreased and a decreasing trend appeared in the lower stratosphere and upper troposphere. The amplitude of the temperature decrease in both the annual and the seasonal mean over the Tibetan Plateau was larger than that of the global atmosphere. In the middle and lower troposphere over the Tibetan Plateau, the temperature increased and the increasing trend was stronger than that over the regions in the same latitudes in eastern China. Meanwhile, an analysis of the satellite observed ozone data in the same period of 1979—2002 shows that over the Tibetan Plateau, the total ozone amount declined in each season, and the ozone depleted the most compared to other regions in the same latitudes. Thus, the ultraviolet radiation absorbed in the lower stratosphere and upper troposphere over the Tibetan Plateau becomes less than that over other regions in the same latitudes, and more ultraviolet radiation could enter into the troposphere. This may result in a strong cooling in the lower stratosphere and upper troposphere and an intense warming in the middle and lower troposphere over the Tibetan Plateau. Therefore, the more serious depletion of the ozone over the Tibetan Plateau possibly explains why the air temperature change over the Tibetan Plateau differs from that over other regions in the same latitudes.

Key words Tibetan Plateau, Air temperature change, Ozone depletion

摘 要 利用台站探空观测资料和卫星观测资料,分析了1979—2002年青藏高原上空温度的变化趋势。结果表明:高原地区上空平流层低层和对流层上层的温度与对流层中低层具有反相变化趋势。平流层低层和对流层上层降温,温度出现降低趋势,降温幅度无论是年平均还是季节平均都比全球平均降温幅度更大。高原上空对流层中低层增温,温度显示出增加的趋势,并且比同纬度中国东部非高原地区有更强的增温趋势。对1979—2002年卫星臭氧资料的分析表明,青藏高原上空臭氧总量在每个季节都呈现出明显的下降趋势,并且比同纬度带其他地区下降得更快。由于青藏高原上空臭氧有更大幅度的减少,造成高原平流层对太阳紫外辐射吸收比其他地区更少,使进入对流层的辐射更多,从而导致高原上空平流层低层和对流层上层降温比其他地区更强,而对流层中低层增温更大。因此,高原上空比其他地区更大幅度的臭氧总量减少可能是造成青藏高原上空与同纬度其他地区温度变化趋势差异的一个重要原因。

关键词 青藏高原, 气温变化趋势, 臭氧减少

中图法分类号 P467

* 资助课题:国家自然科学基金项目(40675058),中国气象局成都高原气象研究所开放实验室基金(LPM2008007)。

作者简介:张人禾,主要从事气候学研究。E-mail:renhe@cma.gov.cn

1 引言

由于青藏高原的热力和动力作用对中国、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(Ye, et al, 1957, 1998; 黄荣辉, 1985; Yanai, et al, 1992), 高原气候及其变化一直受到科学界的高度重视。许多研究利用观测资料, 研究了青藏高原气温的变化。结果表明: 近几十年来青藏高原的表面气温总体上呈现出升高的趋势, 高原气温变率要大于中国其他地区。高原气温变化趋势存在较复杂的空间差异, 其中春季和冬季的增温幅度最大。20世纪80年代以来高原大部分地区进入显著的偏暖期(林振耀等, 1996; Zhu, et al, 2001; 牛涛等, 2003; 蔡英等, 2003; 韦志刚等, 2003; Niu, et al, 2004; Zhou, et al, 2005; 边多等, 2006; 李生辰等, 2006)。但在高原上空的平流层下层和对流层顶附近, 气温的变化趋势与表面温度相反, 存在着降温趋势(葛玲等, 1999; 周宁芳等, 2003; Zhou, et al, 2005)。

许多学者探讨了高原上空气候变化的成因。姚檀栋等(2000)强调了下垫面冰雪变化在气候变化中的作用, 指出高原大幅度气候变化的一个主要原因是冰雪的扩展和消失。一些研究结果表明高原气温变化趋势与CO₂增加所引起的温室效应有关。刘晓东等(1998)分析了GFDL的海气耦合模式在CO₂每年增加1%和无变化条件下分别积分100年的模式输出结果, 仅考虑CO₂含量增加的影响, 则海拔>2000 m高原地区的气候变化趋势与全球相同, 即出现变暖和变湿, 比较中纬度(20°—60°N)地带的变化, 发现高原地区增温明显高于同纬度其他陆地的增温。高学杰等(2003)使用区域气候模式(RegCM2)和一个全球模式嵌套, 研究了CO₂加倍对中国区域气候的影响。结果表明: 高原及其铁路沿线地区气温将明显升高, 升高值一般在2.6—2.8℃以上, 高于中国总体平均值。Zhou等(2005)分析了高原上空臭氧减少在高原气候年代际变化中的可能作用, 指出了高原上空臭氧总量和气温的年代际变化之间存在着可能的物理联系。提出高原上空臭氧总量减少, 使高原平流层对太阳紫外辐射吸

收减少, 而进入对流层底层的辐射增加, 从而导致高原上空平流层低层降温, 对流层增温。

臭氧是地球大气中一种重要的痕量气体, 臭氧变化会影响地表-对流层系统的辐射收支, 由此引起的气候效应近年来已引起越来越多的关注。许多研究表明, 臭氧亏损与南北极气候变化有密切联系(Angell, 1986; Newman, et al, 1988; Langematz, et al, 2003)。与同纬度其他地区相比, 青藏高原上空的臭氧有其独特的特征, 高原臭氧总量明显偏少, 存在着臭氧低谷(周秀骥等, 1995)。由于青藏高原上空臭氧的变化与高原气候变化在年代际尺度上存在着密切联系(Zhou, et al, 2005), 高原气候变化与同纬度其他地区的气候变化趋势是否存在差异? 存在哪些差异? 以及产生差异的原因是什么? 本文将在前文(Zhou, et al, 2005)的基础上, 对这些问题进行探讨。

2 资料和方法

月平均温度资料取自国家气象信息中心的台站探空观测资料。在高原地区选择了有20年以上观测年限并有连续性观测的12个台站。这12个台站基本处在(28°—39°N, 87°—103°E)范围内, 平均海拔高度约为3560 m。为了与中国东部同纬度非高原地区进行比较, 在110°E以东选择了具有20年以上连续观测资料的16个台站, 这些台站的海拔高度都小于300 m, 并且与高原地区台站基本上位于同一纬度带内。

本文使用的臭氧资料来自卫星观测的TOMS/SBUV结合的24年(1979—2002年)全球(10°经度×5°纬度)臭氧总量月平均资料^①(Steinbrecht, et al, 2003)。月平均温度资料也用到了卫星观测的24年(1979—2002年)MSU资料(5.0版本), 该资料由美国阿拉巴马大学的研究小组(University of Alabama at Huntsville, UAH)整编^②, 水平范围为88.75°S—88.75°N、178.75°W—179.25°E, 水平分辨率为2.5°×2.5°。MSU观测3个通道(MSU2R, MSU2和MSU4)的数据, 分别表示对流层中上部(850—300 hPa)、对流层上部(300—100 hPa)和平流层下部(100—50 hPa)的月平均温度。

① http://code916.gsfc.nasa.gov/Data_services/merged/mod_data_public.html

② <http://www.nsstc.uah.edu/public/>

对于台站观测资料,分别将高原地区 12 个台站和中国东部同纬度带平原地区 16 个台站的温度探空资料做算术平均后,得到反映高原区域和中国同纬度带非高原区域温度变化特征的时间序列。考虑到青藏高原的高度以及探空气球的探测高度,我们的分析主要集中在 500—20 hPa 这一高度范围内。对于卫星观测资料,按照 Zou(1996)提出的区分高原和同纬度带非高原区域的方法,高原区域的范围取为 27.5° — 37.5° N、 75° — 105° E,非高原区域取为去除 75° — 105° E 范围后沿 27.5° — 37.5° N 的全球纬度带。资料分别在这两个区域进行面积加权平均

后,形成代表高原区域和同纬度非高原区域时间变化的资料序列。

3 温度变化趋势

利用青藏高原 12 个探空站的观测资料,计算 1979—2002 年间高原上空温度在每个月的线性变化趋势(图 1a)以及夏季(6—8 月) 50 hPa 温度随时间的演变(图 1b)。由图 1a 可看出,1—4 月 170 hPa 以上以及 5—12 月 250 hPa 以上温度趋势均为负值,表明在平流层下层和对流层上层,一年中每个月的温度都呈现出下降趋势,特别是在冬季和夏季下

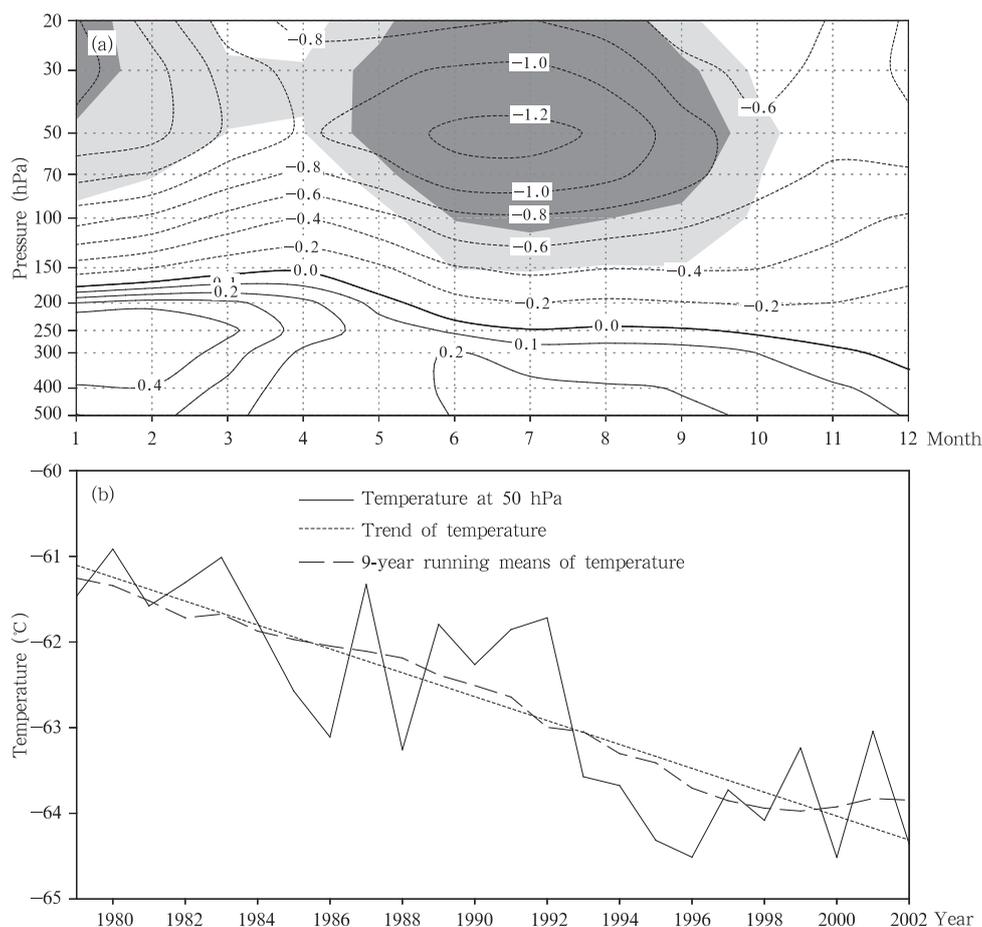


图 1 由青藏高原 12 个探空站资料计算的高原上空 1979—2002 年月温度线性变化趋势(a)和夏季(6—8 月)50 hPa 温度随时间的演变(b)

(a. 深色和浅色区域分别代表信度达到 0.05 和 0.1 的显著区域;引自 Zhou 等(2005)文章,
b. 实线、点线和断线分别代表月平均温度、线性趋势和 9 年滑动平均)

Fig. 1 (a) Multi-year mean seasonal change of air temperature at various pressure levels over the Tibetan Plateau as observed from 12 radiosonde stations during 1979—2002 (Dark and light shadings represent areas that exceed the 0.05 and 0.1 significance levels, respectively) (from Zhou and Zhang, 2005). (b) Year-to-year variation of June–August mean air temperature at 50 hPa (real line), its linear trend (dotted), and 9-year running mean (dashed)

降趋势最显著,出现了两个降温大值区,最大降温中心分别出现在1月30 hPa高度处和6、7月之间的50 hPa高度处,最大降温率分别达到 $-1.6\text{ }^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$ 和 $-1.2\text{ }^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$ 。对流层中下层的温度与平流层下层和对流层上层的温度变化趋势相反,温度趋势为较弱的正值,即温度随时间的增加表现为较弱的增高趋势;两个大值中心分别出现在1月250 hPa附近和夏季500 hPa附近,最大增温率分别为 $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$ 和 $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$ 。与平流层下层和对流层上层的最大降温率相比,增温趋势较弱。由图1b给出的夏季(6—8月)50 hPa温度随时间的演变曲线可看出,平流层下层的温度在1979—2002年具有明显的年际和年代际变化特征,但在总体上表现为持续的下降,夏季50 hPa的温度大约下降了 $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

利用卫星观测的MSU资料得到的1979—2002

年平流层下层(100—50 hPa)的月平均温度,分别给出了全球平均和青藏高原区域平均平流层下层温度距平的时间演变(图2)。可以看出,卫星观测表明全球平均(图2a)与青藏高原地区平均(图2b)的平流层下层温度的变化趋势是一致的,均表现出明显的下降趋势,但却具有不同的下降幅度。全球平均温度的线性下降率为 $-0.48\text{ }^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$,青藏高原区域的下降率更大,为 $-0.74\text{ }^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$,表明青藏高原上空平流层下层温度具有更大的降温幅度,大约每10 a超过全球平均 $-0.26\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。为了比较,我们利用高原地区探空资料,选择在100—50 hPa高度范围内的月平均温度距平,根据温度距平的演变计算了1979—2002年的线性降温率,得到降温率为 $-0.66\text{ }^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$,该值与卫星资料基本相当,这也说明了卫星资料的可靠性。

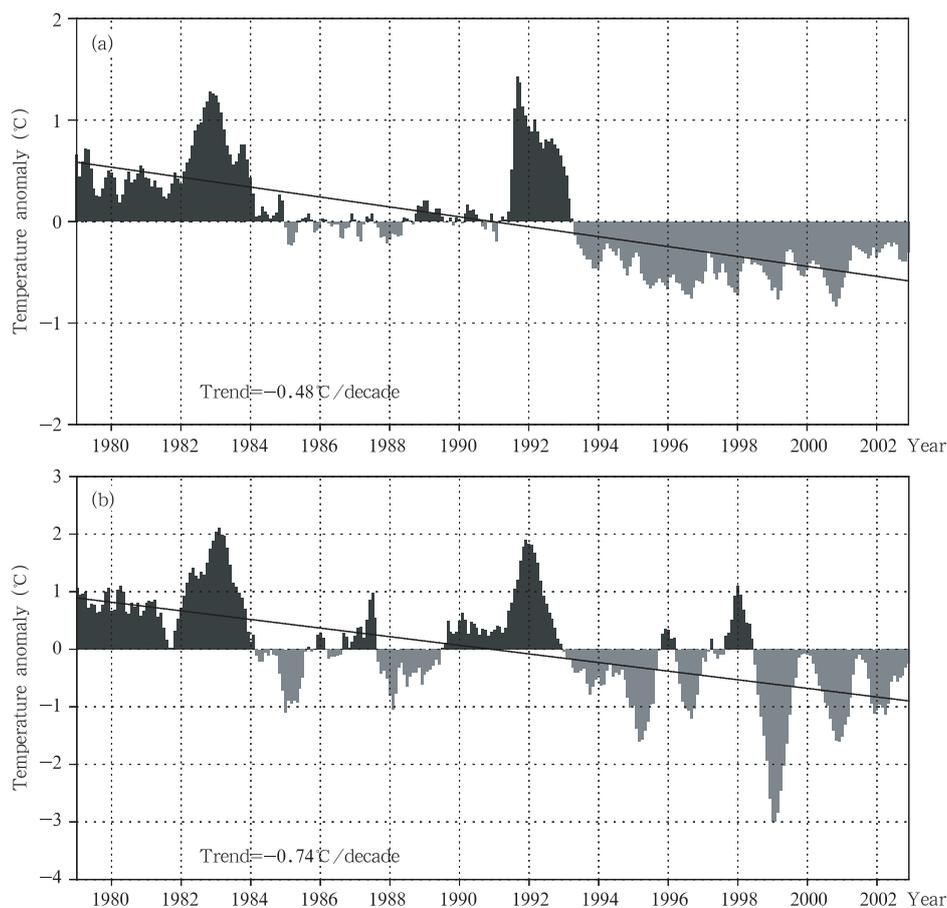


图2 卫星观测的MSU资料得到的1979—2002年平流层下层(100—50 hPa)的月平均温度距平和线性趋势(直线)(a. 全球平均, b. 青藏高原区域平均)

Fig. 2 Time series of monthly MSU temperature anomaly in the lower stratosphere (100—50 hPa) from 1979—2002 and the associated linear trends (straight lines), with the domain average done over (a) the globe and (b) the Tibetan Plateau

为了进一步说明青藏高原上空温度变化趋势的独特性,利用 1979—2002 年平流层低层(100—50 hPa)MSU 月平均温度资料,分别计算了青藏高原区域和同纬度非高原区域年平均以及在不同季节的线性降温率(图 3)。由图 3 可看出,与同纬度带相比,无论是年平均还是在任意一个季节,青藏高原上空平流层低层温度的降温率都要比同纬度非高原地区要大,此即说明了在平流层下层,高原地区除了比全球平均具有更强的降温外,也比同纬度非高原地区降温更强。同样,利用中国东部平原地区同纬度 16 个台站的探空资料,给出了高原地区和中国东部同纬度非高原地区上空温度线性趋势变化率随高度的分布(图 4)。由图 4 可看出,虽然二者的垂直分布类似,但高原地区和中国东部同纬度非高原地

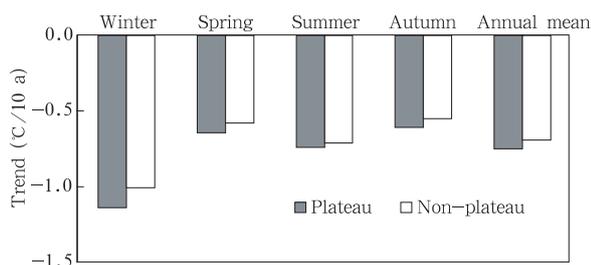


图 3 卫星观测的 MSU 资料得到的 1979—2002 年青藏高原区域和同纬度非高原区域平流层下部(100—50 hPa)年平均及不同季节的线性降温率(单位: $^{\circ}\text{C}/(10 \text{ a})$)

Fig. 3 Annual and seasonal mean MSU temperature decreasing rate (unit: $^{\circ}\text{C}/\text{decade}$) in the lower stratosphere (100–50 hPa) during 1979–2002, averaged over the Tibetan Plateau and the non-plateau regions respectively

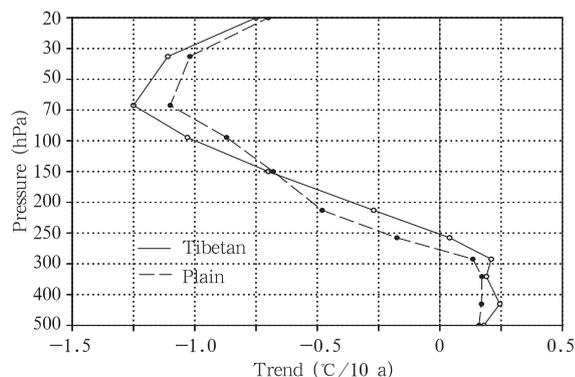


图 4 高原地区和中国东部同纬度非高原地区探空站温度线性趋势(单位: $^{\circ}\text{C}/(10 \text{ a})$)

Fig. 4 Vertical profiles of air temperature observed from radiosonde stations over the Tibetan Plateau and the non-plateau regions in the same latitudes in eastern China (unit: $^{\circ}\text{C}/\text{decade}$)

区上空温度线性趋势变化具有不同的特征。高原上空 250 hPa 高度以上为降温趋势,在此高度之下增温趋势;而在中国东部同纬度非高原地区上空,降温趋势出现的高度变低,大约在 280 hPa 高度以上为降温趋势,在此高度之下为增温趋势。同时也可看出,在 150 hPa 以上的平流层低层和对流层上层,高原上空的降温率明显大于非高原地区;在 250 hPa 以下,高原上空的增温率也明显大于非高原地区。此即说明了与同纬度带相比,不仅高原上空平流层低层和对流层上层有更强的降温,而且在对流层中低层有更强的增温。

4 臭氧变化趋势

利用卫星观测的 TOMS/SBUV 结合 24 a (1979—2002 年)的全球臭氧月平均资料,给出了沿青藏高原所在纬度(27.5° — 37.5°N)平均的臭氧总量气候值的时间-经度剖面(图 5)。可看出,与同纬度其他地区相比,在青藏高原所在经度范围内(75° — 105°E)高原臭氧总量明显偏少。周秀骥等(1995)利用 1979—1991 年的臭氧观测光谱仪(TOMS)观测到的臭氧总量资料,在分析中国地区臭氧总量时空分布时发现,6 月在高原上空存在明显的臭氧总量低值,这个中心一直维持到 9 月。Zou(1996)利用同样的资料也指出了青藏高原上空臭氧低谷的存在。实际上,青藏高原所在区域的臭氧总量与同纬度一样(图 5),具有明显的年变化,最大值出现在 2—4 月,最小值出现在 9—11 月;但从臭氧总量的量值来看,青藏高原全年各月与同纬度相比均为低值区。

由青藏高原上空月平均臭氧总量距平随时间的演变以及时间变化的线性趋势和 23 个月的滑动平均(图 6)可看出,高原上空臭氧总量的线性趋势表现为明显的下降趋势。在臭氧总量减少的同时,也呈现出明显的年际和年代际变化。Zou(1996)利用 1979—1991 年的臭氧观测光谱仪(TOMS)观测到的臭氧总量资料,求出了 12 a(1979—1991 年)各季节全球臭氧总量纬向偏差的气候平均值,指出在全年各月青藏高原臭氧总量均呈下降趋势。我们这里利用更长的臭氧总量资料,进一步说明了臭氧总量的减少趋势在更长的时间内(1979—2002 年)依然持续。从高原和同纬度非高原区域在不同季节以及年平均臭氧总量的线性趋势变化率(图 7)可以看出,

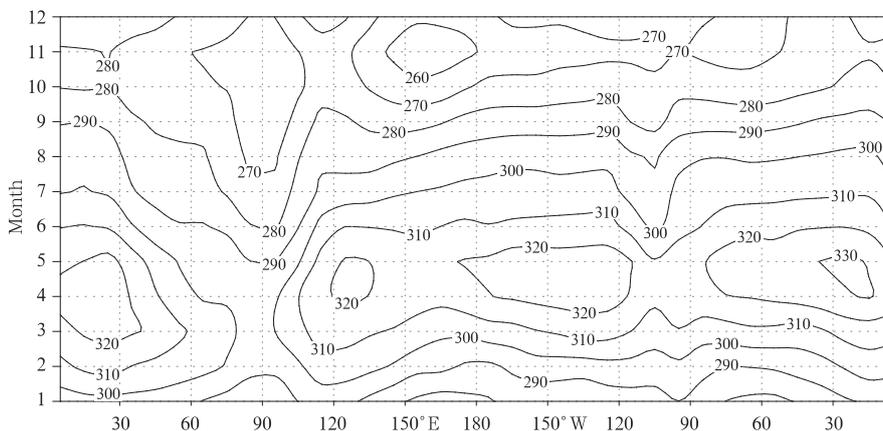


图 5 沿青藏高原所在纬度(27.5°—37.5°N)平均的臭氧总量(单位:DU)的时间-经度剖面

Fig. 5 Time-longitude section of the total ozone amount (unit: DU) averaged along 27.5°—37.5°N

(The latitudes used for average are chosen according to the meridional range of the Tibetan Plateau)

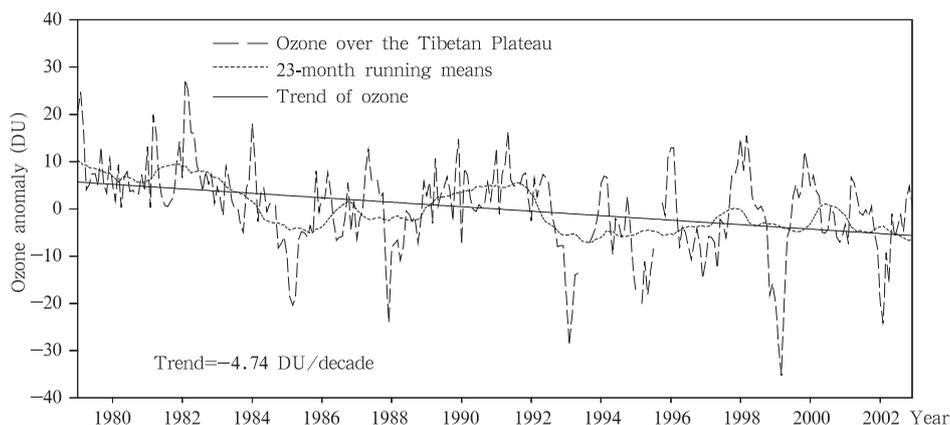


图 6 青藏高原上空月平均臭氧总量距平随时间的演变(虚线)以及时间变化的线性趋势(直线)和 23 个月滑动平均(点线)

Fig. 6 Time series of monthly total ozone anomaly (dashed line) over the Tibetan Plateau from 1979 to 2002, its linear trend (straight line) and 23-month running mean (dotted line)

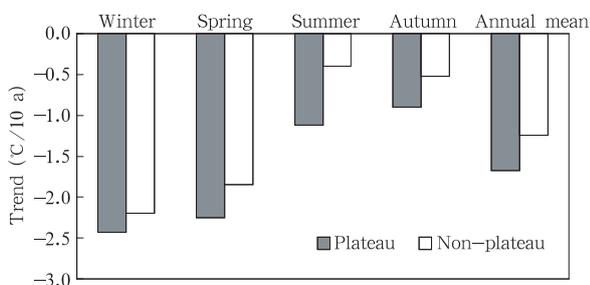


图 7 青藏高原和同纬度非高原区域在不同季节以及年平均臭氧总量的线性趋势变化率(单位:%/(10 a))
Fig. 7 Annual and seasonal mean total ozone decreasing rate (unit: %/decade) during 1979—2002, averaged over the Tibetan Plateau and other regions in the same latitudes respectively

在每一个季节线性趋势的变化率都为负值,说明了高原以及同纬度非高原区域的臭氧总量都在减少。但比较减少率的数值大小可知,在每一个季节高原上空臭氧的减少率都比同纬度非高原区域要大,这说明高原上空臭氧总量减小的更多。

5 臭氧变化在温度变化趋势中的可能作用

以上结果表明,1979—2002年,青藏高原上空无论是温度还是臭氧的变化趋势与全球和同纬度其他地区相比都存在着差异,有其独特性。青藏高原上空平流层低层和对流层上层的降温幅度比全球平

均和同纬度其他地区更快,对流层中低层的增温幅度比中国东部的非高原地区更大。与此同时,青藏高原上空臭氧总量与同纬度带其他地区相比为显著的低值区,并在一年四季都低于同纬度带其他地区;高原上空臭氧总量呈现出明显的下降趋势,在各个季节比同纬度带其他地区下降得更快,臭氧总量减少的更多。为了分析青藏高原上空温度与臭氧变化趋势之间是否存在内在的联系,由青藏高原上空温度和臭氧总量之间的相关系数的时间-高度分布(图

8)可看出,在150 hPa以上的平流层低层和对流层上层相关系数为正,100—20 hPa全年均为信度超过0.05的显著正相关,在3—6月30—50 hPa高度有相关系数大于0.8的最大相关区。在对流层中下层相关系数为负,在2—6月以及9—11月200 hPa以下均为信度超过0.05显著负相关。此即说明了青藏高原上空臭氧总量的变化与温度的变化密切相关,臭氧总量的减少伴随着平流层低层和对流层上层温度的降低,而在对流层中下层则温度增高。

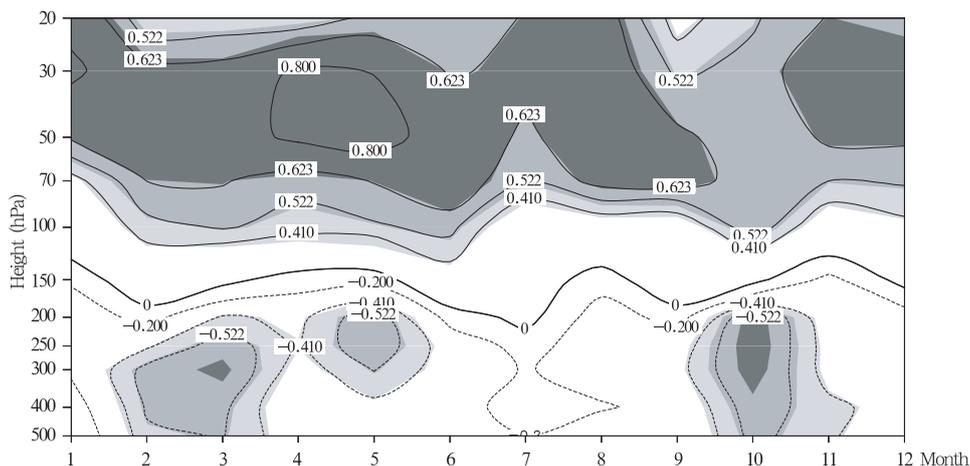


图8 青藏高原上空温度和臭氧总量之间相关系数的时间-高度分布

(浅到深分别代表信度超过0.05、0.01和0.001的显著相关区;引自Zhou等(2005)文章)

Fig. 8 Time-altitude distribution of the correlation coefficient between total ozone and temperature over the Tibetan Plateau

(The light to dark shadings indicate areas with correlation coefficients exceeding the 0.05, 0.01 and 0.001 confidence levels, respectively) (From Zhou and Zhang, 2005)

为了进一步分析高原上空臭氧变化与温度变化之间的关系,利用Morlet小波分析方法(Torrence, 1998),对高原上空夏季(6—8月)臭氧总量和50 hPa温度的时间演变进行了小波分析(图9)。由图9可看出,臭氧与温度具有非常一致的变化,显著的变化周期都出现在年际和年代际时间尺度上,最显著的周期都为2—3 a的年际变化和8—13 a的年代际变化。从显著周期出现的时间段来看,2—3 a的年际变化都出现在1982—1992年,而8—13 a的年代际变化在整个时间段内都存在。由此可知,高原上空臭氧和温度不仅在长期变化趋势上具有非常好的一致性,在年际和年代际尺度上也具有非常好

的一致性,进一步说明了高原上空臭氧变化和温度变化密切相连。

资料诊断分析表明青藏高原上空臭氧总量和温度之间具有一致的变化。事实上,臭氧的变化能够造成温度的变化,它们之间存在着可能的物理联系。地球大气中的臭氧主要集中在10—50 km的平流层,臭氧通过吸收太阳的短波辐射和地气系统的长波辐射,加热平流层大气。高原上空臭氧总量减少,可以使得高原平流层对太阳紫外辐射吸收的减少,而进入对流层辐射增加,从而导致高原上空平流层低层和对流层上层降温,对流层增温。

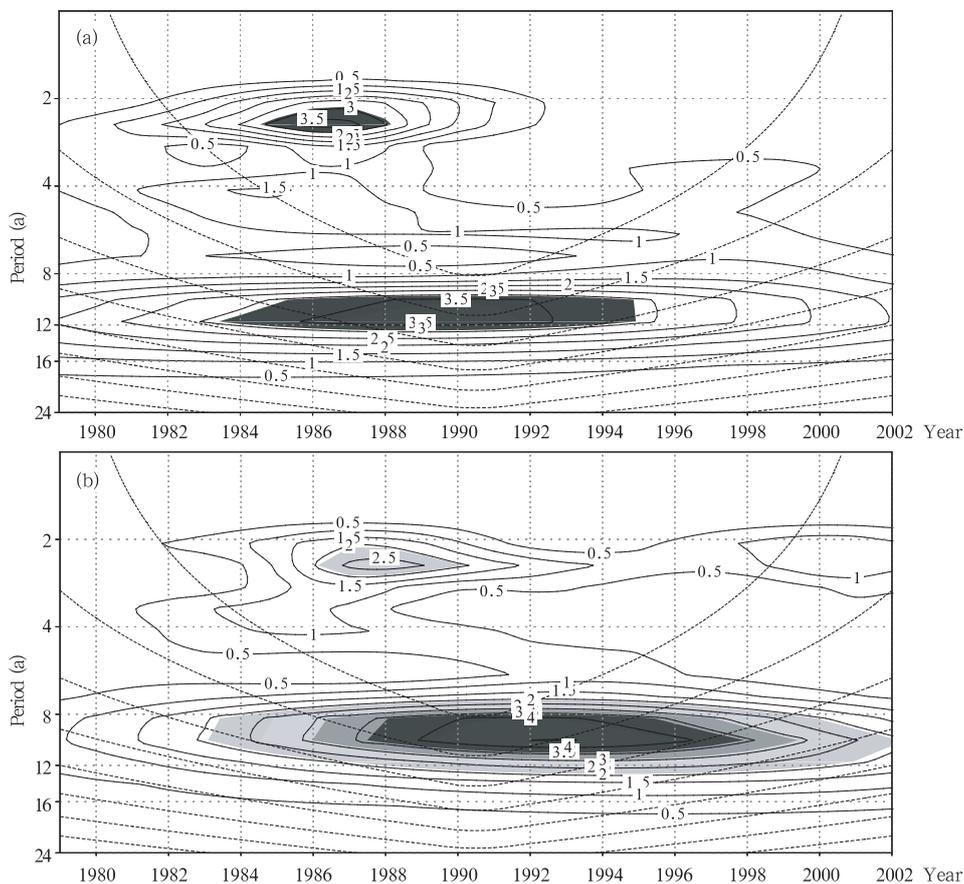


图 9 夏季高原上空夏季(6—8月)臭氧总量(a)和 50 hPa 温度(b)的 Morlet 小波局地谱
(有颜色区表示信度超过 90% 的区域,虚线为边界影响区域)

Fig. 9 The Morlet wavelet spectrum of (a) total ozone and (b) 50 hPa temperature over the Tibetan Plateau in summer (from June to August)

(Shadings represent areas exceeding a 90% significance level. Dotted lines denote areas under the edge effects)

6 结 论

本文利用 1979—2002 年台站和卫星观测资料,分析了青藏高原上空温度和臭氧的变化趋势以及它们之间的可能联系。结果表明,青藏高原上空平流层下层和对流层上层的温度与全球平均和同纬度非高原区域一样,均呈现出下降趋势,但却具有不同的下降幅度。青藏高原上空平流层下层和对流层上层具有更大的降温幅度,比全球平均和同纬度非高原区域的下降率更大。青藏高原上空对流层中下层的温度与平流层下层和对流层上层的温度变化趋势相反,温度趋势为较弱的正值,即温度随时间的增加表现为较弱的增高趋势。与中国东部同纬度非高原区域相比,高原地区上空温度线性趋势变化具有独特的特征。高原上空 250 hPa 高度以上为降温趋势,

在此高度之下增温趋势;而在中国东部同纬度非高原地区上空,降温趋势出现的高度变低,大约在 280 hPa 高度以上为降温趋势,在此高度之下为增温趋势。在 150 hPa 以上的平流层低层和对流层上层,高原上空的降温率明显大于非高原地区。在 250 hPa 以下,高原上空的增温率也明显大于非高原地区。说明了与同纬度带相比,不仅高原上空平流层低层和对流层上层有更强的降温,而且在对流层中低层有更强的增温。

与同纬度其他地区相比,青藏高原上空臭氧总量一年四季都偏少明显,高原上空臭氧总量的线性趋势表现为明显的下降趋势。对比高原和同纬度非高原区域臭氧总量的时间变化,虽然都存在减少的趋势,但高原上空臭氧的减小率都比同纬度非高原区域要大,说明高原上空臭氧总量减小的更多。

青藏高原上空温度和臭氧变化之间有密切的联系。温度和臭氧在平流层低层和对流层上层有正的相关,在对流层中下层相关系数为负。臭氧总量的减少伴随着平流层低层和对流层上层温度的降低,而在对流层中下层则温度增高。青藏高原上空臭氧和温度不仅在长期变化趋势上具有非常好的一致性,在年际和年代际尺度上也具有非常好的一致性。

青藏高原上空臭氧变化与同纬度地区不同可能是造成高原上空气温与同纬度不同的一个重要原因。由于青藏高原上空比同纬度带其他地区臭氧总量下降得更快,臭氧总量减少的更多使高原上空平流层对太阳紫外辐射吸收的减少更强,也使进入对流层的辐射增加,导致青藏高原上空平流层低层有更强的降温,在对流层中低层有更强的增温。

References

- Angell J K. 1986. The close relation between Antarctic total ozone depletion and cooling of the Antarctic low stratosphere. *Geophys Res Lett*, 13: 1240-1243
- Bian D, Du J. 2006. Climate variation feature and its effect on environment change in central Tibet from 1961 to 2000. *J Appl Meteor Sci (in Chinese)*, 17(2):169-175
- Cai Y, Li D L, TANG M C, et al. 2003. Decadal temperature changes over Qinghai-Xizang Plateau in recent 50 years. *Plateau Meteor (in Chinese)*, 22(5):464-470
- Gao X J, Li D L, Zhao Z C, et al. 2003. Numerical simulation for influence of greenhouse effects on climatic change of Qinghai-Xizang Plateau along Qinghai-Xizang railway. *Plateau Meteor (in Chinese)*, 22(5):458-463
- Ge L, Zhao Y D, Liang J X, et al. 1999. Climatic change of lower atmosphere over Lhasa, Nanjing and its connection with environmental factors. *J Nanjing Inst Meteor (in Chinese)*, 22(4): 663-670
- Huang R H. 1985. The influence of the heat source anomaly over Tibetan Plateau on the northern hemispheric circulation anomalies. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 43(2):208-220
- Langematz U, Kunze M, Krüger K, et al. 2003. Thermal and dynamical changes of the stratosphere since 1979 and their link to ozone and CO₂ changes. *J Geophys Res*, 108(D1): 4027, doi: 10.1029/2002JD002069
- Li S C, Xu L, Guo Y X, et al. 2006. Change of annual air temperature over Qinghai-Tibet Plateau during recent 34 years. *J Desert Res (in Chinese)*, 26(1):27-34
- Lin Z Y, Zhao X Y. 1996. Spatial characteristics of changes in temperature and precipitation of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. *Sci China (Series D)(in Chinese)*, 39(4): 442-448
- Liu X D, Zhang M F, Hui X Y, et al. 1998. Contemporary climatic change of the Qinghai-Xizang Plateau and its response to greenhouse effect. *Scientia Geograph Sinica (in Chinese)*, 18(2): 113-121
- Newman P A, Randel W J. 1988. Coherent ozone-dynamical changes during the Southern Hemisphere spring 1979 - 1986. *J Geophys Res*, 93: 12585-12606
- Niu T, Chen L X, Wang W. 2002. REOF Analysis of climatic characteristics of winter temperature and humidity on Xizang-Qinghai Plateau. *J Appl Meteor Sci (in Chinese)*, 13(5):560-570
- Niu T, Chen L X, Zhou Z J. 2004. The characteristics of climate change over the Tibetan Plateau in the last 40 years and the detection of climatic jumps. *Adv Atmos Sci*, 21: 193-203
- Steinbrechtl W, Hasslerl B, Claude H, et al. 2003. Global distribution of total ozone and lower stratospheric temperature variations. *Atmos Chem Phys Discuss*, 3: 3411-3449
- Torrence C P, Compo G P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bull Amer Meteor Soc*, 79(1): 61-78
- Wei Z G, Huang R H, Dong W J. 2003. Interannual and interdecadal variations of air temperature and precipitation over the Tibetan Plateau. *Chin J Atmos Sci (in Chinese)*, 27(2):157-170
- Yanai M, Li C F, Song Z. 1992. Seasonal heating of the Tibetan plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *J Meteor Soc Japan*, 70: 319-351
- Yao T D, Liu X D, Wang N L. 2000. Amplitude of climatic changes in Qinghai-Tibetan Plateau. *Chin Sci Bull (in Chinese)*, 45(13): 1236-1243
- Ye D Z, Luo S W, Zhu B Z. 1958. On the heat balance and circulation structure in the troposphere over the Tibetan Plateau and its vicinity. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 28(2): 108-121
- Ye D Z, Wu G X. 1998. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation. *Meteor Atmos Phys*, 67: 181-198
- Zhou N F, Tu Q P, Jia X L. 2003. A preliminary analysis of surface and middle-upper level temperature over the northern hemisphere and the Tibetan Plateau in recent 50 years. *J Nanjing Inst Meteor (in Chinese)*, 26(2):219-227
- Zhou S W, Zhang R H. 2005. Decadal variations of temperature and geopotential height over the Tibetan Plateau and their relations with Tibet ozone depletion. *Geophys. Res Lett*, 32, L18705, doi:10.1029/2005GL023496
- Zhou X J, Luo C, Li W L et al. 1995. Ozone changes over China and low center over Tibetan Plateau. *Chin Sci Bull*, 40: 1396-1398
- Zhu W Q, Chen L X, Zhou Z J. 2001. Several characteristics of contemporary climate change in the Tibetan Plateau. *Science in China (series D)*, 44(supp): 410-420
- Zou H. 1996. Seasonal variation and trends of TOMS ozone over Tibet. *Geophys Res Lett*, 23: 1029-1032

附中文参考文献

边多,杜军. 2006. 近40年西藏“一江两河”流域气候变化特征. 应

- 用气象学报,17(2):169-175
- 蔡英,李栋梁,汤懋苍等. 2003. 青藏高原近50年来气温的年代际变化. 高原气象, 22(5):464-470
- 高学杰,李栋梁,赵宗慈. 2003. 温室效应对我国青藏高原及青藏铁路沿线气候影响的数值模拟. 高原气象, 22(5):458-463
- 葛玲,赵远东,梁佳兴等. 1999. 拉萨和南京大气层下部的气候变化及其与环境因子的联系. 南京气象学院学报, 22(4):663-670
- 黄荣辉. 1985. 夏季青藏高原上空热源异常对北半球大气环流异常的作用. 气象学报, 43(2):208-220
- 李生辰,徐亮,郭英香等. 2006. 近34 a青藏高原年气温变化. 中国沙漠, 26(1):27-34
- 林振耀,赵昕奕. 1996. 青藏高原气温降水变化的空间特征. 中国科学(D辑), 26(4):354-358
- 刘晓东,张敏锋,惠晓英等. 1998. 青藏高原当代气候变化特征及其对温室效应的响应. 地理科学, 18(2):113-121
- 牛涛,陈隆勋,王文. 2002. 青藏高原冬季平均温度、湿度气候特征的REOF分析. 应用气象学报,13(5):560-570
- 韦志刚,黄荣辉,董文杰. 2003. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化. 大气科学, 27(2):157-170
- 姚檀栋,刘小东,王宁练. 2000. 青藏高原地区气候变化的幅度问题. 科学通报, 45(1):98-106
- 叶笃正,罗四维,朱抱真. 1958. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡. 气象学报,28(2):108-121
- 周宁芳,屠其璞,贾小龙. 2003. 近50a北半球和青藏高原地面及其高空温度变化的初步分析. 南京气象学院学报, 26(2):219-227
- 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
- 朱文琴,陈隆勋,周自江. 2001. 现代青藏高原气候变化的几个特征. 中国科学(D辑),31(增刊):327-334