

青藏高原臭氧低值中心的变化与 我国气候的关系

周任君^{1, 2} 陈月娟¹

1 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026

2 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

摘 要 利用 NCEP/NCAR 再分析资料、GPCP 降水资料以及我国 160 个台站的降水资料, 研究了青藏高原臭氧低值中心偏强年和偏弱年的气候差异。结果表明, 5~7 月平均的青藏高原臭氧总量变化与我国当年夏季、冬季以及第二年春季的气温和降水等有明显的相关关系: 在臭氧低值中心偏强年夏季, 中国绝大部分地区地面气温比多年平均偏高, 长江以南地区降水偏多, 长江以北大部分地区降水偏少, 尤其是长江中下游和黄河中下游之间的地面降水偏少特别明显。在臭氧低值中心偏强年冬季和次年春季, 中国大部分地区冬季风比多年平均弱, 使得绝大部分地区地面气温偏高。臭氧低值中心偏弱年的情况基本上与偏强年相反。因此, 青藏高原上空臭氧低值中心的变化在气候预测中是一个值得重视的因子。

关键词 青藏高原 臭氧低值中心 气候效应

文章编号 1006-9895 (2007) 03-0479-07

中图分类号 P421

文献标识码 A

Effects of Variation of Low Ozone Center over the Tibetan Plateau on Climate in China

ZHOU Ren-Jun^{1, 2} and CHEN Yue-Juan¹

1 School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026

2 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Based on the NCEP/NCAR reanalyzed data, the GPCP (Global Precipitation Climatology Project) precipitation data and 160-station observed precipitation data in China, the climatologic differences of the Low Ozone Center (LOC) over the Tibetan Plateau between the strong years and the weak years are analyzed. The results show that the variation of total ozone over the Tibetan Plateau from May to July has an obvious correlation with the temperature and precipitation in the summer and winter of the year and the spring of the next year. When the total ozone over the plateau is less in summer, the surface temperature in most part of China is higher, the precipitation to the south of the Changjiang River is more, and the precipitation to the north of the Changjiang River, especially between the middle and lower reaches of the Changjiang River and the Huanghe River, is obviously less. In winter and the next spring, the winter monsoon is stronger and the surface temperature is higher in most part of China. In the years when the total ozone over the plateau is more, things are opposite. So the variation of LOC over the plateau is worthy of being considered in climatic prediction of China.

Key words the Tibetan Plateau, low ozone center, climatic effect

1 引言

臭氧是大气中最重要的微量成分之一,是研究气候问题时不可忽略的一种因素。近几十年,根据大量的观测资料发现,全球臭氧层在发生变化,大部分地区的臭氧总量在不断下降^[1, 2]。科学家先后在南北两极上空观测到了臭氧洞现象^[3, 4]。1982年,Reiter 和 Gao^[5]发现:4月中下旬,当南亚高压移向青藏高原并维持时,高原上空的臭氧总量出现了相应的低值区。1995年,周秀骥等^[6]进一步指出,5月~9月在青藏高原上空存在明显的臭氧总量低值中心。青藏高原臭氧低值中心的发现立即引起了科学界的关注,开展了一些相关研究^[7]。邹捍等^[8~10]发现青藏高原上空臭氧亏损的季节变化与该地区地表加热造成的物质抬升过程密切相关,其主要亏损由大气动力输送引起。卞建春等^[11]、付超等^[12]、王喜红等^[13]和刘煜等^[14]分别通过数值模拟分析得到,夏季青藏高原本身独特的地形及其动力和热力作用是形成青藏高原上空臭氧总量低值区的主要原因之一。

青藏高原的动力和热力作用对东亚乃至全球的气候有着重要的影响^[15]。高原上空臭氧含量的变化会改变其辐射平衡,进而改变高原的热力状况,

因此会对气候产生影响。但至今对青藏高原地区大气臭氧变化的研究主要偏重于对低值中心的成因研究,而对青藏高原臭氧低值中心的气候效应的研究极少,所以人们对此知之甚少。本文采用 NCEP/NCAR 再分析资料、GPCP 资料以及我国 160 个台站的降水资料,研究了青藏高原臭氧低值中心强弱变化与我国地面气温和降水的关系。具体做法:首先根据青藏高原上空 5~7 月 3 个月臭氧总量平均值的距平来判断臭氧低值中心的强弱,定义距平小于 -2 DU 的年为臭氧低值中心偏强年,大于 2 DU 的年为臭氧低值中心偏弱年,其他为正常年。然后,对臭氧低值中心偏强年和偏弱年的东亚地区(尤其是我国)的温度场和地面降水进行了合成分析和对比,并且通过对季风低压、西太平洋副高以及风场的合成分析,进一步探讨臭氧低值中心对我国气候影响的机理。

2 青藏高原臭氧低值中心偏强年和偏弱年各气象要素的合成分析以及对比

2.1 温度场的差异

青藏高原臭氧低值中心强弱的变化必然导致高原上空温度场垂直结构的变化。图 1 为青藏高原臭氧低值中心偏强年和偏弱年高原上空夏季日平均气温的距平分布,从图中可以得到,当 5~7 月青藏高原的臭氧低值中心偏强时,当年夏季高原上空 300 hPa 高度以上的日平均温度比多年平均低,尤其是在 70 hPa 附近温度偏低得很厉害,约为 -0.7 °C,而 300 hPa 以下温度比多年平均偏高。但在臭氧低值中心偏弱年则完全相反。在臭氧低值中心偏强年和偏弱年,高原上空秋季、冬季以及次年春季的温度垂直结构也存在明显的差异。通过分析也得到,高原上空臭氧含量的变化不仅仅影响高原地区温度的变化,对其下游地区特别是东亚地区的温度也有影响。

图 2 给出了偏强年和偏弱年夏季、冬季我国日平均地面气温的距平。可以看出,在青藏高原臭氧低值中心偏强年,我国大部分地区夏季日平均地面气温比多年平均偏高(图 2a),在西北、华北和东北可偏高 0.2~0.4 °C,而在低值中心偏弱年的夏季,情况基本相反,我国大部分地区的地面气温比多年平均偏低(图 2b)。在低值中心偏强年的冬季,除

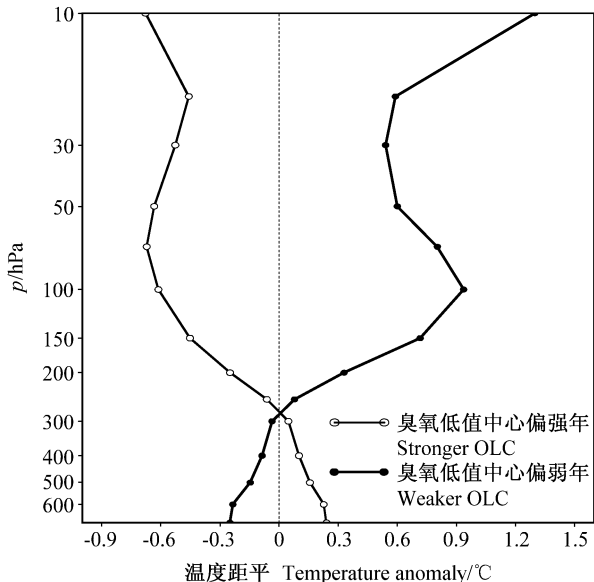


图 1 臭氧低值中心偏强年和偏弱年青藏高原上空夏季日平均气温的距平

Fig. 1 Anomalies of daily average temperature over the Tibetan Plateau in the summers with stronger ozone low center (OLC) and weaker OLC

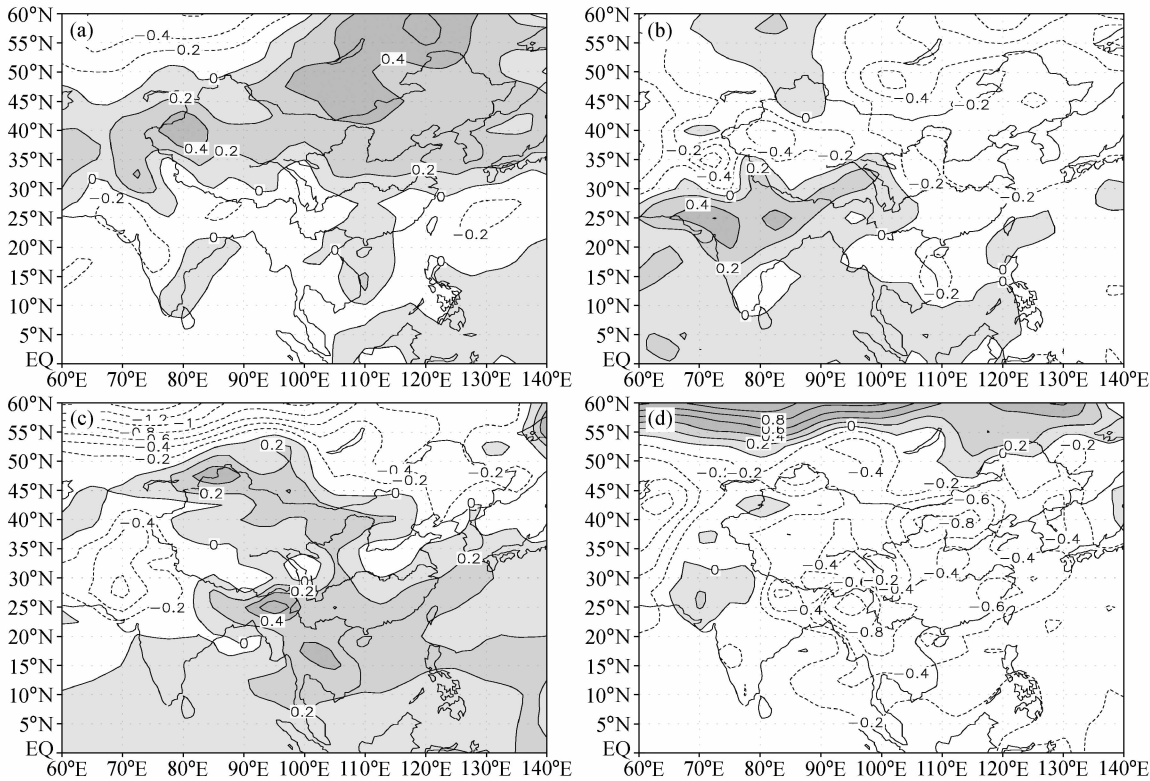


图 2 臭氧低值中心偏强年 (a、c) 和偏弱年 (b、d) 日平均地面气温的距平 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a、b) 夏季; (c、d) 冬季。阴影为地面气温正距平区域

Fig. 2 Anomalies of daily average surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) for the summers (a, b) with stronger (a) and weaker (b) OLCs and the winters (c, d) with stronger (c) and weaker (d) OLCs. Positive anomalies are shaded

东北以外,我国绝大部分地区的地面气温比多年平均高(图 2c),西北、华中和长江以南温度偏高值平均超过 $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$,而偏弱年的情况基本相反(图 2d),几乎全国各地温度都偏低,在华北和西南的某些地区日平均地面温度偏低超过 $0.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。在臭氧低值中心偏强年的次年春季,除了我国青藏高原以及新疆等地以外,我国其他地区的地面气温比多年平均都要高,偏弱年则偏低(图略)。本文对青藏高原臭氧低值中心强弱和我国东部大陆 ($20^{\circ}\text{N}\sim 45^{\circ}\text{N}$, $95^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 地面气温的关系进行了符号检验。在符号检验的 21 年中,夏季和冬季有 16 年符合前面所述情况,显著水平达到了 0.05。次年春季有 15 年符合,显著水平达到了 0.1。本文还对地面气温和 5~7 月的青藏高原臭氧总量进行了相关性分析,得到:夏季,除了青藏高原南部以及横断山区以外,我国其他绝大部分地区地面气温与 5~7 月的青藏高原臭氧总量成负相关,即在青藏高原臭氧低值中心偏强年(臭氧总量偏少),我国大部分

地区夏季地面气温比多年平均偏高,偏弱年则反之。在黄河中下游和长江中下游之间以及在黄河下游地区,相关系数信度都超过 90%。冬季,孟加拉国、中南半岛以及我国西南、华南等地区的地面气温与夏季青藏高原臭氧总量也有很好的负相关关系。第二年春季,除了我国青藏高原以及新疆等地以外,我国大部分地区地面气温和夏季青藏高原臭氧总量呈负相关关系,华南以及华北部分地区的相关系数信度大于 90%。

2.2 我国降水的差异

采用 GPCP 降水资料,本文分析了青藏高原臭氧低值中心偏强年和偏弱年的降水距平,并且计算了 5~7 月平均的青藏高原臭氧总量与地面降水的相关系数。图 3 为臭氧低值中心偏强年和偏弱年夏季的降水距平。从图 3a 可以看出,在青藏高原臭氧低值中心偏强年(臭氧总量偏少),当年夏季我国长江以北大部分地区降水比多年平均偏少,整个夏季平均偏少约 0.21 mm/d ,尤其是长江中下游和

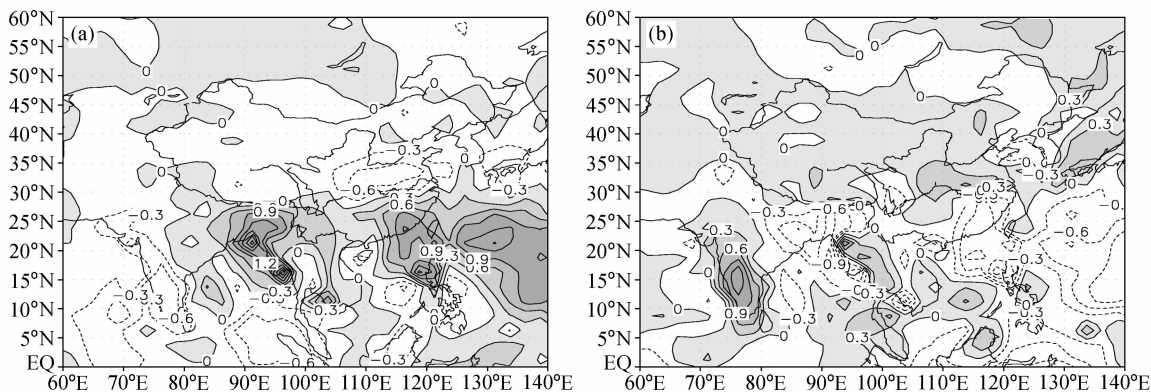


图3 臭氧低值中心偏强年(a)和偏弱年(b)夏季的降水距平(单位: mm/d)。阴影为降水正距平区域

Fig. 3 Anomalies of precipitation (mm/d) in summers with stronger (a) and weaker (b) OLCs. Positive anomalies are shaded

黄河中下游之间降水偏少比较明显,约0.6 mm/d,该地区降水与青藏高原5~7月平均的臭氧总量具有很好的正相关,相关系数信度超过90%,其中在湖北省附近地区的相关系数信度超过了95%。对于我国长江以南地区来说,臭氧低值中心偏强年夏季的降水则偏多,整个夏季平均偏多约0.49 mm/d,在孟加拉湾到我国西南以及东南沿海降水偏多比较明显。在东亚和南亚10°N~30°N大部分地区降水与高原臭氧总量呈负相关,这意味着当高原臭氧总量偏少(即臭氧低值中心偏强)时,该地区的降水偏多。臭氧低值中心偏弱年夏季降水的分布情况基本上与偏强年相反(图3b),我国长江以北地区降水偏多,而长江以南地区降水偏少。本文对高原臭氧变化和我国夏季降水的关系进行了符号检验。对于我国长江以北(30°N~45°N, 90°E~125°E)和长江以南(20°N~30°N, 90°E~125°E)地区,在符号检验的21年中均有16年符合前述情况,显著水平都达到了0.05。

采用我国160个台站的降水资料进行了类似的分析,结果与GPCP资料的分析结果基本一致:在夏季,长江以北(除了黄河上游、河套地区以外)台站的降水与高原臭氧总量变化以正相关为主,特别是在长江中下游和黄河中下游之间它们的相关最好,例如在南京、合肥、武汉、信阳、汉中、安康、达县等台站其相关系数超过0.5,信度都达到了99%。长江以南台站的降水与高原臭氧总量变化以负相关为主。

在臭氧低值中心偏强年冬季,与多年平均相比,我国华北地区和长江下游降水偏多,而我国西

南以及东北部分地区降水则偏少。偏弱年冬季,我国华北地区降水偏少,西南地区降水偏多(图略)。冬季,在黄河中下游流域以及黄淮流域,降水与青藏高原5~7月平均的臭氧总量具有很好的负相关,而在我国西南地区则有很好的正相关。

第二年春季,我国东北和东南部分地区的降水与前年夏季高原臭氧总量的变化有很好的负相关。在臭氧低值中心偏强年的第二年春季,我国东南沿海降水比多年平均明显偏少,而偏弱年降水则明显偏多(图略)。

2.3 季风低压、西太平洋副高的差异

夏季,东亚、南亚的天气和气候与季风低压和西太平洋副高有着密切的关系,而高原臭氧低值中心的变化引起东亚大陆气温的变化必然会影响这两大系统的变化。本文通过对偏强年和偏弱年气压场的合成分析来讨论这两大系统对高原上空夏季臭氧变化的响应,进而分析它对东亚地区气候的影响。

图4为臭氧低值中心偏强年和偏弱年夏季海平面气压距平分布图。从图4得到,在青藏高原臭氧低值中心偏强年夏季,季风低压所在位置的大部分地区(从阿拉伯半岛-伊朗高原-青藏高原)的海平面气压为负距平,表明偏强年季风低压比多年平均偏强,从而将导致南亚季风的偏强。而偏弱年相反,季风低压比多年平均偏弱,南亚季风也随之偏弱。

分析500 hPa位势高度场得到,多年平均的西太平洋副高5870线西伸脊点所在经度为120°E。在臭氧低值中心偏强年,5870线西伸脊点东退到130°E,5880线所围面积也明显减少(图略),而在

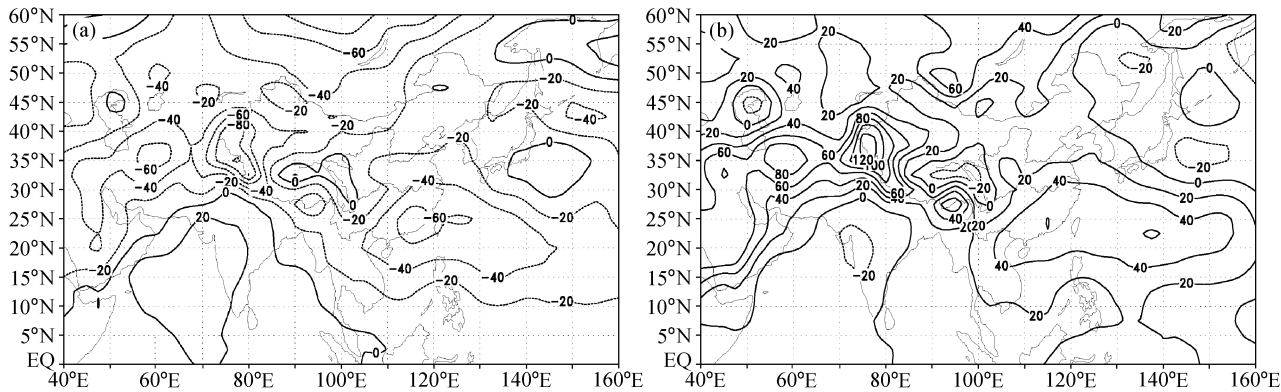


图 4 臭氧低值中心偏强年 (a) 和偏弱年 (b) 夏季海平面气压距平(单位: Pa)

Fig. 4 Anomalies of sea level pressure (Pa) in summers with stronger (a) and weaker (b) OLCs

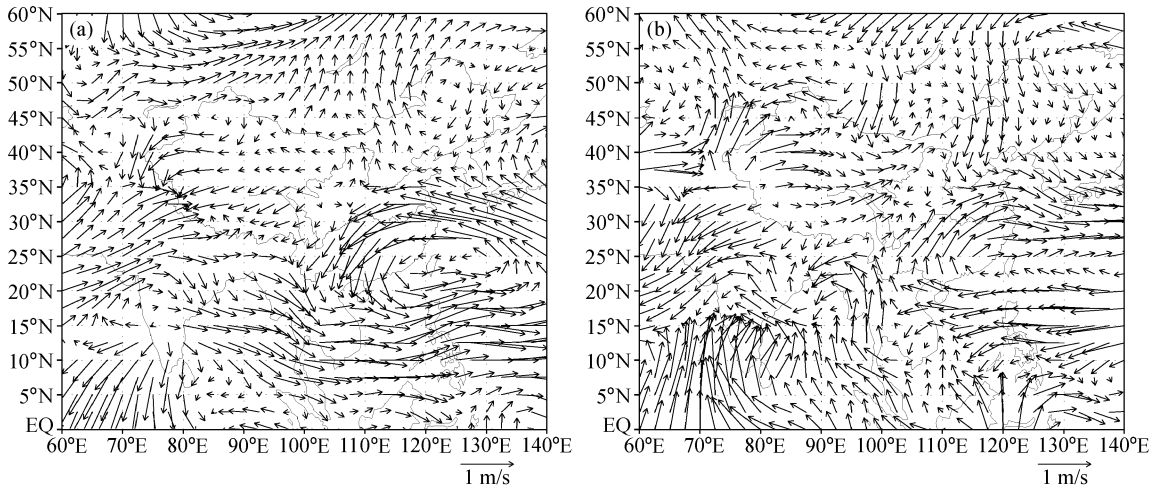


图 5 臭氧低值中心偏强年 (a) 和偏弱年 (b) 夏季 850 hPa 风场距平

Fig. 5 Anomalies of wind field at 850 hPa in summers with stronger (a) and weaker (b) OLCs

臭氧低值中心偏弱年, 5870 线西伸脊点西进到 115°E, 5880 线所围面积增大, 在副高中心出现了 5890 线。即相对于多年平均来说, 在臭氧低值中心偏强年夏季西太平洋副高东退, 强度偏弱, 而臭氧低值中心偏弱年副高则西进, 强度偏强。西太平洋副高的变化将进一步影响进入我国的西南气流和降水。

2.4 水平风场和垂直环流的差异

季风对我国天气和气候的影响取决于从孟加拉湾和南海流入我国的西南季风的强弱。图 5 为青藏高原臭氧低值中心偏强年和偏弱年夏季 850 hPa 风场距平图。从图 5a 可以看出, 相对于多年平均来说, 在臭氧低值中心偏强年夏季, 由于亚洲季风低压的增强, 使得南亚季风增强, 从阿拉伯海经印度、孟加拉湾, 穿过中南半岛向东的气流增强。同时, 由于

西太平洋副高的偏弱, 在我国东南部、南海及以东地区出现了一个气旋性环流增强的区域, 导致我国东南沿海和华南降水偏多 (见图 3a)。由于该气旋性增强区域的形成, 在我国西南和华南地区, 来自孟加拉湾的西南气流和来自南海的东南气流都偏弱, 这不利于水汽向我国内陆地区的输送, 从而导致了我国长江以北地区降水的偏少。从图 6a 给出的东亚地区垂直经向环流可以看出, 在臭氧低值中心偏强年夏季, 在 20°N~25°N 处地面气流有较强的辐合抬升, 而在长江中下游地区和淮河流域 (30°N~35°N 附近) 下沉气流较强。而在偏弱年夏季 (图 5b), 由于季风低压偏弱和西太平洋副高偏强, 在我国东南部、南海及以东地区出现了一个反气旋性环流增强的区域, 我国西南和华南地区的西南气流和东南气流偏强, 这有利于水汽输送到我国长江中

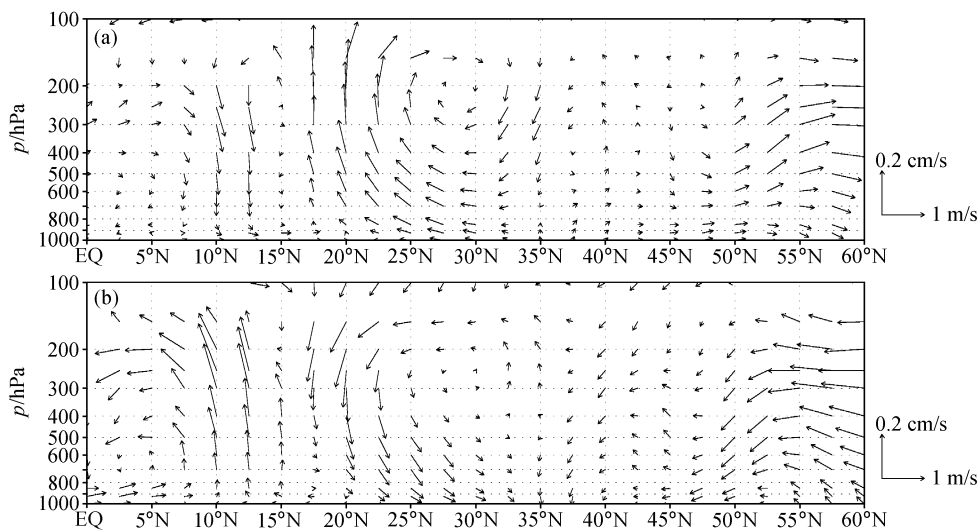


图6 臭氧低值中心偏强年(a)和偏弱年(b)夏季100°E~120°E平均的垂直经圈环流距平

Fig. 6 Anomalies of vertical meridional circulation averaged between 100°E–120°E in summers with stronger (a) and weaker (b) OLCs

游和淮河流域。

在臭氧低值中心偏强年冬季,我国大部分地区冬季风比多年平均明显偏弱(图略)。我国华北地区(30°N~45°N)上空上升气流加强,而在我国华南到长江流域(20°N~30°N)上空则下沉气流加强。冬春季节,我国地面气温跟冬季风的强弱有着紧密的关系。在臭氧低值中心偏强年的冬春季节,冬季风偏弱,来自西伯利亚的寒潮对我国的影响也随之偏弱,我国大部分地区地面气温会偏暖,这与图2c相一致。而在偏弱年,冬季风偏强,地面气温偏冷,这与图2d也相一致。

3 结论

本文采用NCEP/NCAR再分析资料、GPCP降水资料以及我国160个站点降水资料,研究了青藏高原臭氧低值中心偏强年和偏弱年的气候差异,得到如下结果:

(1) 与多年平均相比,在青藏高原臭氧低值中心偏强年夏季,我国大部分地区地面气温均偏高;亚洲季风低压偏强,西太平洋副高偏弱且东退;我国东部大陆地区夏季西南季风偏弱,从而导致我国长江以北大部分地区降水偏少,尤其是长江中下游和黄河中下游之间降水偏少特别明显,而我国长江以南地区降水则偏多。在青藏高原臭氧低值中心偏弱年夏季,我国大部分地区地面气温偏低,长江以北地区降水偏多,而长江以南地区降水偏少。

(2) 在臭氧低值中心偏强年冬季及次年春季,我国大部分地区的冬季风比多年平均弱,来自西伯利亚的寒潮对我国的影响也随之偏弱,导致我国绝大部分地区地面气温偏高。而在臭氧低值中心偏弱年冬季及次年春季,冬季风比多年平均偏强,我国绝大部分地区地面气温偏低。

综上所述,5~7月平均的青藏高原臭氧总量变化与我国夏季、冬季以及第二年春季的气温和降水等有明显的相关关系,因而它在气候预测中是一个值得重视的因子。

参考文献 (References)

- [1] Stolarski R S, Bojkov R D, Bishop L, et al. Measure trends in stratospheric ozone. *Science*, 1992, **256**: 342~349
- [2] 任福民, 王梅华, 周秀骥, 等. 近十五年全球臭氧变化. *气象学报*, 1998, **56** (4): 485~492
Ren Fumin, Wang Meihua, Zhou Xiuji, et al. Study on changes of ozone over the globe during the past 15 years. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1998, **56** (4): 485~492
- [3] Farman J C, Gardiner B G, Shanklin J D. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO_x/NO_x interaction. *Nature*, 1985, **315**: 207~210
- [4] Manney G L, Froidevaux L, Waters J W, et al. Chemical depletion of ozone in the Arctic lower stratosphere during winter 1992–1993. *Nature*, 1994, **370**: 429~434
- [5] Reiter E R, Gao Dengyi. Heating of the Tibet Plateau and movements of the south Asian high during spring. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**: 1694~1711
- [6] Zhou Xiuji, Luo Chao. Ozone valley over Tibetan Plateau.

- Acta Meteorologica Sinica*, 1995, **8** (4): 505~506
- [7] 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 o-zone change over Tibetan Plateau. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2004, **62** (5): 513~527
- [8] Zou Han. Seasonal variation and trends of TOMS ozone over Tibet. *Geophys. Res. Lett.*, 1996, **23**: 1029~1032
- [9] Zou Han, Gao Yongqi. Vertical ozone profile over Tibet using Sage I and II data. *Adv. Atmos. Sci.*, 1997, **14**: 505~512
- [10] Zou Han, Ji Chongping, Zhou Libo, et al. ENSO signal in total ozone over Tibet. *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18** (2): 231~238
- [11] 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: 周秀骥主编. 中国地区大气臭氧及其对气候环流的影响 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* (in Chinese), Zhou Xiuji, Ed. Beijing: China Meteorological Press, 1997. 257~273
- [12] 付超, 李维亮, 周秀骥. 夏季青藏高原上空臭氧总量低值区形成的模拟实验. 见: 周秀骥主编. 中国地区大气臭氧及其对气候环流的影响 II. 北京: 气象出版社, 1997. 274~284
Fu Chao, Li Weiliang, Zhou Xiuji. Numerical simulation of the formation of ozone valley over Tibetan Plateau in summer. *Atmospheric Ozone and Its Impact on Climate and Environment in China* (in Chinese), Zhou Xiuji, Ed. Beijing: China Meteorological Press, 1997. 274~284
- [13] 王喜红, 李兴生. 中国地区对流层臭氧变化和分布的数值研究. *气象学报*, 1998, **56** (3): 333~348
Wang Xihong, Li Xingsheng. A numerical study of the variations and distributions of tropospheric ozone and its precursors over China. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1998, **56** (3): 333~348
- [14] Liu Yu, Li Weiliang, Zhou Xiuji, et al. Mechanism of formation of the ozone valley over Tibetan Plateau in summer: Transport and chemical process of ozone. *Adv. Atmos. Sci.*, 2003, **20** (1): 103~109
- [15] 吴国雄, 刘屹岷, 刘新, 等. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局. *大气科学*, 2005, **29** (1): 47~56
Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Xin, et al. How the heating over the Tibetan Plateau affects the Asian climate in summer. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2005, **29** (1): 47~56