

朱丽华, 范广洲, 董一平, 等. 2011. 青藏高原夏季 500 hPa 纬向风的时空演变特征及其与我国降水的关系 [J]. 大气科学, 35 (1): 168–178. Zhu Lihua, Fan Guangzhou, Dong Yiping, et al. 2011. The spatial-temporal structure of 500-hPa zonal wind in summer in the Tibetan Plateau and its relationship to the precipitation in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (1): 168–178.

青藏高原夏季 500 hPa 纬向风的时空演变特征及其与我国降水的关系

朱丽华 范广洲 董一平 王炳赞 华维 周定文

成都信息工程学院高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225

摘 要 本文利用 NCEP/NCAR 月平均再分析资料及中国 160 个测站月降水资料, 采用经验正交函数分解 (EOF)、相关分析、合成分析等方法, 对青藏高原夏季 500 hPa 纬向风近 59 年来的年际、年代际变化趋势及其与我国降水的关系进行了分析。时空演变特征的分析结果表明: 自 1950 年以来, 青藏高原夏季 500 hPa 纬向风总体呈现减弱趋势, 其中在 1950 年代西风偏弱, 1960 年代西风明显偏强, 1970 年代至 21 世纪初西风一直处于偏弱阶段; 纬向风变化趋势的空间分布表现为高原大部分区域上空纬向风呈现减弱趋势, 其减弱趋势由东南向西北递增, 高原西北部及中部地区减弱趋势最为明显; 对高原夏季 500 hPa 纬向风距平时间序列作 EOF 分解, 得出第一特征向量的空间分布表现为整体减弱型, 其时间权重系数呈现长期正趋势; 时间系数的 11 年滑动平均分析表明 1950 年代后期到 1960 年代中后期纬向西风整体增强趋势比较明显, 1960 年代末到 21 世纪初为西风减弱阶段, 且期间没有出现明显的上升或下降趋势; 时间系数的突变分析表明纬向风在 1967 年发生了一次较明显的减弱突变; 时间系数的小波分析表明其具有 2~4 年的周期, 这一周期成分在 1950 年代前期和 1990 年代末至 21 世纪初这两个时段比较显著。年际、年代际尺度上高原夏季 500 hPa 纬向风减弱与我国降水关系的分析均表明: 高原纬向风减弱时长江中下游以北的我国部分地区降水偏少, 以东北和华北表现明显, 长江中下游以南地区降水明显偏多, 降水场与大气环流、水汽通量散度场都有较好的配置关系。

关键词 青藏高原 纬向风 降水 大气环流

文章编号 1006-9895 (2011) 01-0168-11

中图分类号 P461

文献标识码 A

The Spatial-Temporal Structure of 500-hPa Zonal Wind in Summer in the Tibetan Plateau and Its Relationship to the Precipitation in China

ZHU Lihua, FAN Guangzhou, DONG Yiping, WANG Bingyun,
HUA Wei, and ZHOU Dingwen

Center for Plateau Atmospheric and Environmental Research, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

Abstract Using the Empirical Orthogonal Function (EOF), correlation and composition analysis, the interannual and interdecadal variability of the 500-hPa zonal wind in summer in the Tibetan Plateau and its relationship to the precipitation in China are examined, based on the monthly NCAR/NCEP reanalysis data and the precipitation data from 160 stations in China. The results of spatial-temporal structure reveal that: in general, 500-hPa zonal wind in summer in the Tibetan Plateau shows a decreasing trend since 1950. And the westerly wind was weaker in the 1950s

收稿日期 2010-01-29, 2010-08-02 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40875053, 中国气象局行业专项 GYHY200806006

作者简介 朱丽华, 女, 硕士研究生, 主要从事气候变化及其数值模拟研究。E-mail: hualily123@163.com

and stronger significantly in the 1960s. From the 1970s to the early 21st century the westerly wind has been in a weak phase. The spatial distribution of zonal wind trends reveals that most of the zonal wind over the plateau region show weakening trend and the trend decreases from southeast to northwest, and the most decreasing trend takes place in the northwest and the middle of the plateau. The first EOF mode of the 500-hPa zonal wind shows that the decreasing trend takes place in the whole region, and its time coefficient shows the long-term positive trend. The 11-year moving average of time coefficient shows that the increasing trend of the zonal wind taking place in the whole region was more obvious from the late 1950s to the late 60s, and from the late 1960s to the early 21st century the westerly wind has been in a weak phase and has no significant increase or decrease. Mutation analysis of the time coefficient shows that there was a pronounced weakening mutation of the zonal wind in 1967. Wavelet analysis of time coefficients indicates that it has the cycle of 2–4 years and the cycle component is more significant in the early 1950s and from the late 1990s to the early 21st century. The relationships between interannual and interdecadal weakening of the 500-hPa zonal wind in summer in the Tibetan Plateau and the precipitation in China is explored; when the zonal wind decreases, less precipitation happens in the north of the middle and lower reaches of the Yangtze River, especially in northeastern and northern China; much precipitation happens in the south of the middle and lower reaches of the Yangtze River. Meanwhile, relatively significant relationships are found between precipitation and circulation, divergence of water vapor flux.

Key words the Tibetan Plateau, zonal wind, precipitation, atmospheric circulation

1 引言

纬向平均环流是大气环流的主要分量,在大气环流的变化中起着重要的作用。Ting et al. (1996) 研究了北半球冬季纬向平均环流极端位相的遥相关型,观测分析显示了中纬度纬向平均环流的年际振荡对北半球热带外地区定常波的年际变化有显著影响,并通过遥相关型建立纬向平均环流与热带外地区气候异常的联系。DeWeaver and Nigam (2000) 确定了冬季纬向平均气流异常分别与 NAO、ENSO 以及 PNA 遥相关型的联系。Lorenz and Hartmann (2003) 研究发现纬向平均气流异常会产生异常的涡动,而此涡旋又进一步为维持初始纬向平均气流异常提供动量。白莹莹和管兆勇 (2007) 分析了北半球夏季纬向平均气流异常与北极涛动 (AO) 及 ENSO 的超前滞后相关。在一些研究中,纬向风及纬向风的垂直切变被用来表征大气环流的变化。Pielke et al. (2001) 利用 200 hPa 纬向风考察大气环流的变率。Yang et al. (2002) 用西北太平洋上冬季的 200 hPa 纬向风异常构造的区域指数表征东亚高空急流的年际变率。Webster and Yang (1992) 提出一个表征南亚夏季风变率的指数,这一风切变指数是利用区域平均的 200 hPa 与 850 hPa 纬向风异常的差值构建的。胡豪然等 (2008) 计算了 200 hPa 与 850 hPa 间纬向风速差 (风切变),得到

月平均的对流层纬向风切变 (简称 TZWS),用来全面考察对流层环流的年际变率特征。可见,纬向风的异常变化能够对大气环流的变化产生重要的影响。

纬向气流在气候的形成中起着极其重要的作用。如东亚副热带西风对我国乃至世界的气候影响深远:西风急流对东亚大气环流的季节转换、亚洲夏季风的爆发、中国东部雨带由南向北推进都有重要影响 (陶诗言等, 1958; 李崇银等, 2004; 廖清海等, 2004); 500 hPa 西风指数与中国长江流域夏季降水量明显相关,长江流域 6 月降水与 $20^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 地区的西风指数呈正相关,而与 $40^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 的西风指数呈负相关 (董敏等, 1987); 西风带的水汽输送为我国西北大部分地区提供了基本的水汽来源,西风变化对其水汽输送通量散度年际变化有直接的作用 (王可丽等, 2005); 沙尘暴与纬向西风的位置和强度密切相关,多沙尘暴年,欧亚大气环流的经向度加大,我国北方高空纬向西风位置偏南、强度偏强;少沙尘暴年,大气环流的经向度减小,高空纬向西风位置偏北、强度偏弱 (钟海玲和李栋梁, 2005)。

虽然目前关于东亚副热带西风与我国及世界气候变化关系的研究很多,但是对大地形表面上空的纬向风的变化特征及其与大气环流和气候变化的关系的研究还很少。大气运动的直接能源有三分之二

来自地表 (Peixoto and Oort, 1991)。由于海、陆热力性差异巨大, 大气受热的时空分布受到海—陆分布的最基本最强烈的影响 (Smagorinsky, 1953)。由于大气和下垫面的能量交换还受到大气环流的反馈作用, 而大气环流自身又受到地形的机械强迫和热力强迫的影响, 由此可见, 地形对大气环流乃至全球气候格局的形成有重要的影响。因此, 研究大地形表面上空的纬向风变化特征及其与气候变化的关系具有格外重要的意义。

本文选取青藏高原 500 hPa 纬向风为研究对象, 青藏高原位于东亚副热带地区, 面积为我国的四分之一, 屹立高达对流层中部, 它的出现改变了欧亚大陆的气候格局 (Kutzbach et al., 1993), 其地表过程变化不但会引起亚洲大气环流的重大变化, 还会在北半球甚至全球产生重大影响 (姚檀栋和朱立平, 2006)。因此, 对青藏高原上空纬向风进行研究具有十分重要的意义。虽然已有研究表明青藏高原及我国其他地区地表风速有减弱的趋势 (王遵娅等, 2004; 白虎志等, 2005; 任国玉等, 2005; Xu et al., 2006; 江滢等, 2008; 王小玲和宋文玲, 2008), 但是对高原上空其他层次纬向风的变化特征及其与气候的关系的研究较少。高原地表风速减小, 那么高原 500 hPa 纬向风是怎样变化的? 它的变化与我国降水有怎样的联系? 降水场的变化与大气环流异常又有怎样的配置关系? 本文将通过分析青藏高原 7 月 500 hPa 纬向风近 59 年来的变化特征及其与我国降水和大气环流的关系对这一系列问题进行解答。

2 资料介绍

本文使用的风场资料和水汽资料均为 NCEP/NCAR 月平均再分析资料, 资料水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 经纬度网格, 资料时间均为 1950~2008 年; 降水资料为 1951~2007 年 7 月份中国 160 个测站月降水资料。另外, 在这里我们规定青藏高原主体范围为 ($27.5^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $75^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$)。

3 青藏高原夏季 500 hPa 纬向风年际及年代际变化特征分析

3.1 青藏高原夏季 500 hPa 纬向风时间变化趋势

图 1 为本文所研究的青藏高原夏季 500 hPa 纬向风 59 年来随时间的变化曲线。从图 1 中分析,

自 1950 年以来, 青藏高原夏季 500 hPa 纬向风总体呈现减弱趋势 ($R = -0.214$), 超过 90% 的信度检验), 在这里我们规定拟合直线斜率的 10 倍为气候倾向率, 代表每 10 年纬向风的变化值, 计算得出纬向风的气候倾向率为 $-0.176 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 。另外, 图 1 中还显示了青藏高原夏季 500 hPa 纬向西风在 1950 年代偏弱, 在 1960 年代明显偏强, 从 1960 年代后期开始减弱, 直至 21 世纪初纬向西风一直处于偏弱阶段。为了进一步说明其时间序列的年代际变化特征, 在这里我们计算了 1950~2008 年青藏高原夏季 500 hPa 区域平均纬向风年代距平 (见表 1), 年代距平计算公式为:

$$y = x_1 - x_2,$$

其中, x_1 为青藏高原 7 月 500 hPa 区域平均纬向风在各个年代的平均值 (年代划分方式见表 1), x_2 为

表 1 1950~2008 年 7 月青藏高原 500 hPa 区域平均纬向风年代距平

Table 1 Interdecadal anomaly of the 500-hPa mean zonal wind averaged over the Tibetan Plateau for Jul during 1950 - 2008

	距平/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	距平百分比
1950~1959 年	-0.66	-27.07%
1960~1969 年	1.78	73.20%
1970~1979 年	0.01	0.42%
1980~1989 年	-0.19	-7.98%
1990~1999 年	-0.40	-16.63%
2000~2008 年	-0.59	-24.38%

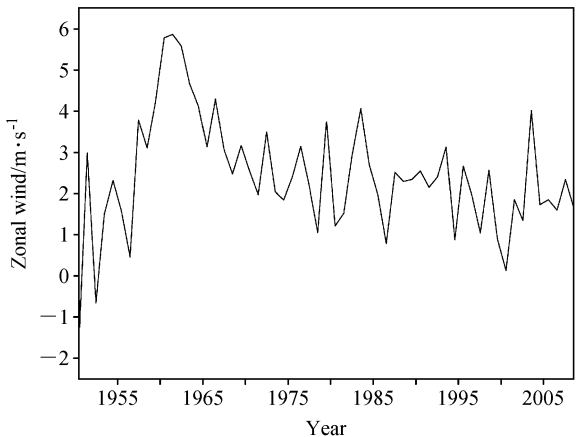


图 1 1950~2008 年 7 月 500 hPa 青藏高原主体范围区域平均纬向风年际变化 (单位: m/s)

Fig. 1 The interannual variation of the 500-hPa mean zonal wind averaged over the Tibetan Plateau in Jul during 1950 - 2008

青藏高原 7 月 500 hPa 区域平均纬向风 59 年的平均值。距平百分比计算公式为：

$$z = \frac{y}{x_2}$$

由表 1 可知 1960 年代和 1970 年代纬向风距平为正，说明期间平均西风偏强，尤其是 1960 年代纬向风距平百分率达 73.2%，说明 1960 年代夏季青藏高原 500hPa 平均西风与正常年相比要强的多，这一点从图 1 中也可以看出来，而 1970 年代纬向风距平百分率只有 0.42%，说明与 1960 年代相比，1970 年代的平均纬向风已经明显减弱；而 1950 年代和 1980 年代、1990 年代以及 21 世纪初纬向风距平均为负，说明期间平均西风偏弱，且在 1990 年代到 21 世纪初比较明显，目前正处于西风偏弱的时期。

3.2 青藏高原夏季 500 hPa 纬向风变化趋势的空间分布

图 2a 为 59 年来青藏高原夏季 500 hPa 纬向风线性趋势分布，其中实线代表上升趋势，虚线代表下降趋势；图 2b 给出了对图 2a 中区域格点的线性

趋势的显著性检验，其中阴影部分为超过 95% 信度检验的区域。从图 2a 中可以看出近 59 年高原大部分区域上空纬向风呈现减弱趋势，即西风减弱，仅在高原西南部和东南部的小范围区域有增强趋势。纬向风减弱的趋势由东南向西北递增，高原西北部及中部地区减弱趋势最为明显，超过了 95% 的信度检验，如图 2b 中阴影部分所示。

3.3 青藏高原夏季 500 hPa 纬向风的 EOF 分析

3.3.1 时空分布特征

对 59 年来青藏高原主体范围区域夏季 500 hPa 纬向风场的距平时间序列作 EOF 分解，得出的前 4 个模态的方差贡献之和达到 90% 以上，仅第一模态的方差贡献就达 51.5%。由于本文主要研究高原纬向风整体减弱的情况，因此在这里仅给出第一模态（见图 3）及其相关的分析。

第一特征向量的空间分布（图 3a）表现为青藏高原主体范围区域以负值为主，且负值的绝对值由南向北递增，说明第一模态表现为整体减弱型，且其减弱趋势由南向北递增。相应的时间权重系数有很大的年际变化，且具有长期正趋势（ $R=0.3432$ ，

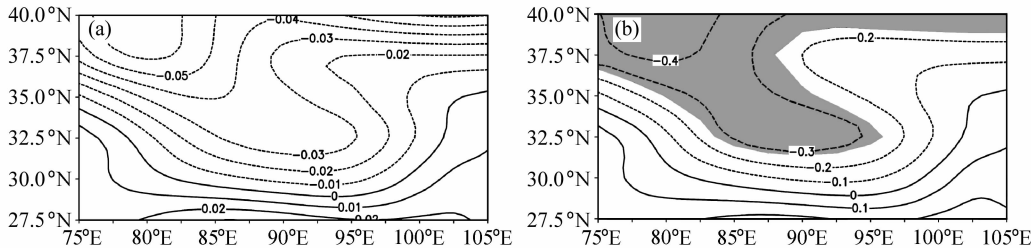


图 2 1950~2008 年 7 月青藏高原 500 hPa 纬向风 (a) 线性趋势分布 (实、虚线：上升、下降趋势) 以及 (b) 与时间的相关系数分布 (阴影：信度超过 95% 的区域)

Fig. 2 (a) The linear trend of the 500-hPa zonal wind averaged over the Tibetan Plateau in Jul during 1950-2008, and (b) the correlation between it and time. The solid line and dashed lines in (a) indicate increasing and decreasing trends, respectively, and the shaded areas in (b) represent those where the correlation passes 95% confidence level

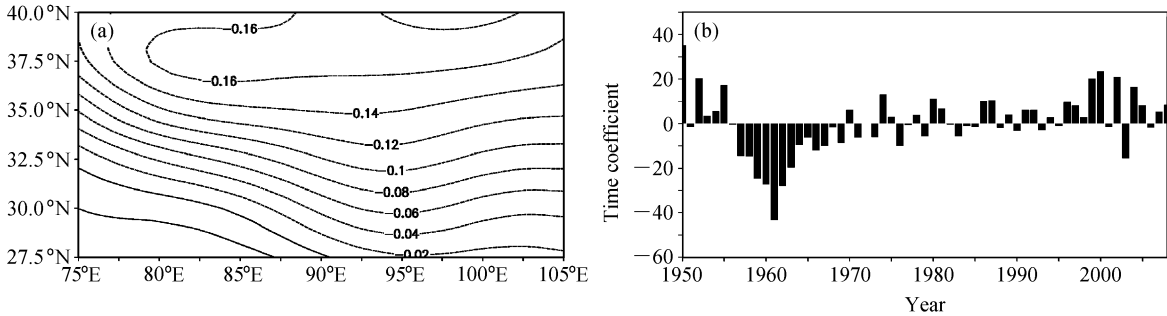


图 3 1950~2008 年 7 月青藏高原 500 hPa 纬向风 (a) 距平场 EOF 分解第一特征向量和 (b) 相应的时间系数

Fig. 3 (a) The first EOF mode of the 500-hPa zonal wind anomaly averaged over the Tibetan Plateau in Jul during 1950-2008, and (b) the corresponding time coefficient

超过 99% 的信度检验), 表明青藏高原夏季 500 hPa 纬向风减弱的趋势越来越显著。

另外, 第一特征向量对应的时间系数 (图 3b) 还表现出明显的年代际变化。对时间系数进行 11 年滑动平均, 如图 4 中所示, 实线为图 3b 中的时间系数, 虚线为滑动平均曲线。可以看出, 1950 年代后期到 1960 年代中后期时间系数均呈现负值, 且绝对值较大, 这说明期间青藏高原 500 hPa 纬向西风整体增强趋势比较明显。1960 年代末到 21 世纪初逐渐向正值过渡且变化平缓, 说明期间处于西风减弱阶段, 虽有小的波动, 但没有出现明显的上升或下降趋势。

3.3.2 突变分析

从以上的分析可以看出, 纬向风在 1960 年代后期有一个由强到弱的转变过程, 采用 Yamamoto

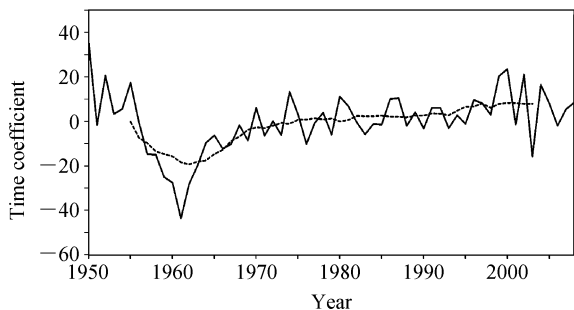
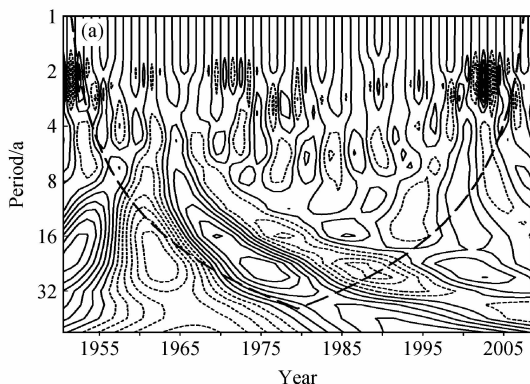


图 4 1950~2008 年 7 月青藏高原 500 hPa 纬向风距平场 EOF 分解第一模态时间系数 (实线) 及其 11 年滑动平均 (虚线)

Fig. 4 The time coefficient of the first EOF mode of the 500-hPa zonal wind anomaly averaged over the Tibetan Plateau in Jul during 1950–2008 (solid line) and its 11-year moving average (dashed line)



法 (魏凤英, 1999) 对图 3b 中的时间系数进行突变检验, 具体计算时子序列的长度分别取为 8、9、10、11 年, 计算结果指出, 时间系数在 1967 年信噪比均超过 $\alpha=0.01$ 显著性水平。以 1967 年为基准点, 采用滑动 t 检验法对不同时段作检验, 结果表明: 当 $n_1=n_2=8、10、12、15$ 时, $|t|$ 分别为 3.78、4.35、4.22、2.91, 均超过 $\alpha=0.01$ 显著性水平。可见, 1967 年的突变点是可信的。

3.3.3 周期分析

利用小波分析方法对图 3b 中的时间系数演变特征进行分析 (母函数取 Morlet 小波), 得出小波系数的实部 (图 5a)、小波功率谱及其显著性检验 (图 5b), 在这里小波功率谱的定义根据 Torrence and Compo (1998) 提出的, 即复小波系数的模方。小波分析的结果发现图 3b 中的时间系数具有 2~4 年的周期, 这一周期成分主要出现在 1950 年代前期、1970 年代及 1990 年代末至 21 世纪初, 显著性检验结果表明这一周期成分在 1950 年代前期和 1990 年代末至 21 世纪初这两个时段比较显著, 均超过了 95% 的信度检验。另外, 相对其他周期成分而言, 16~22 年的周期成分事实上也比较明显, 其在 1960 年代末的振动超过了 85% 的信度检验 (图略)。

4 青藏高原夏季 500 hPa 纬向风减弱与我国降水和大气环流的关系

4.1 年际尺度上纬向风减弱与我国降水和大气环流的关系

因为青藏高原夏季 500 hPa 纬向风距平 EOF

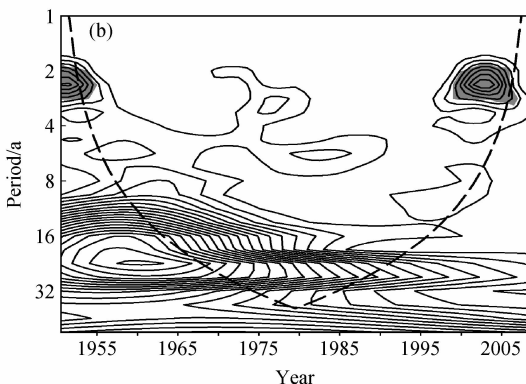


图 5 1950~2008 年 7 月青藏高原 500 hPa 纬向风距平场 EOF 分解第一模态时间系数的 (a) 小波系数的实部和 (b) 小波功率谱。虚线弧: 头部影响 (即虚线弧以外是小波变换受边界影响的区域); b 中阴影: 信度超过 95% 的区域

Fig. 5 The wavelet real part spectrum and wavelet power spectrum of time coefficient of the first EOF mode of the 500-hPa zonal wind anomaly averaged over the Tibetan Plateau in Jul during 1950–2008. The cone of influence is indicated by the dashed arc; and the shaded areas in (b) represent those with the confidence level over 95%

分解的第一模态为整体减弱型(图 3a), 且其方差贡献达 51.5%, 其时间系数代表了高原夏季 500 hPa 纬向风整体减弱型的时间变化特征, 所以在这里本文利用第一模态的时间系数(图 3b), 对其与我国降水及大气环流进行相关分析和合成分析, 用以说明青藏高原夏季 500 hPa 纬向风整体减弱与我国降水及大气环流的关系。

为了讨论青藏高原 500 hPa 纬向风整体减弱与我国降水及大气环流的关系, 本文一方面把青藏高原夏季 500 hPa 纬向风距平 EOF 分解第一模态的时间系数与我国 7 月降水量、500 hPa 的 U 、 V 风场及对流层中低层的纬向水汽通量、经向水汽通量分别求相关系数, 并且由相关系数构造出来的矢量的流场、相对涡度场及水汽通量散度场的分布来代表青藏高原 500 hPa 纬向风整体减弱型所对应的流场、相对涡度场及水汽通量散度场的结构; 另一方面将这一时间系数年际变化的距平大(小)于 1 倍(负 1 倍)均方差的年取为西风减弱(增强)年, 得到西风减弱年: 1950、1952、1955、1999、2000、2002、2004 年共 7 年; 西风增强年: 1957、1958、1959、1960、1961、1962、1963、2003 年共 8 年, 将西风减弱、增强年的 7 月降水量、500 hPa 流场、相对涡度场及对流层中低层的水汽通量散度场分别进行合成, 制作差值图(差值图均为弱年减强年), 并与相关系数构造的图进行比较分析。

4.1.1 青藏高原夏季 500 hPa 纬向风减弱与我国降水的关系

图 6 为青藏高原纬向风距平 EOF 分解第一模态的时间系数与我国 160 个测站 7 月降水量的相关分析及合成分析图, 从图 6a 中看出青藏高原夏季 500 hPa 纬向风减弱时, 我国东北地区西部和东部、华北大部, 以及西北和西南的部分地区降水明显偏少, 而长江中下游以南的大部分地区降水明显偏多。在合成分析中, 青藏高原夏季 500 hPa 纬向风减弱年对应长江中下游以北的我国大部分地区降水为负距平, 长江中下游以南大部分地区降水为正距平, 纬向风增强年与减弱年正好相反(图略), 两者差值(弱一强)的 t 检验分布如图 6b, 在东北西部、华北北部和西部以及我国西北、西南和长江中下游地区北部的部分地区降水明显偏少, 而长江中下游以南的大部分地区降水明显偏多。图 6a 与图 6b 较为相似, 均反映了青藏高原夏季 500 hPa 纬向风减弱时在长江中下游以北的我国部分地区降水明显偏少, 以东北和华北较为显著, 长江中下游以南的大部分地区降水明显偏多。

4.1.2 与青藏高原夏季 500 hPa 纬向风减弱对应的环流场异常

图 7 给出了 7 月多年平均的 500 hPa 流场和涡度场分布(图 7a)、青藏高原纬向风场 EOF 分解第一模态的时间系数与同期 500 hPa 上的 U 、 V 风场

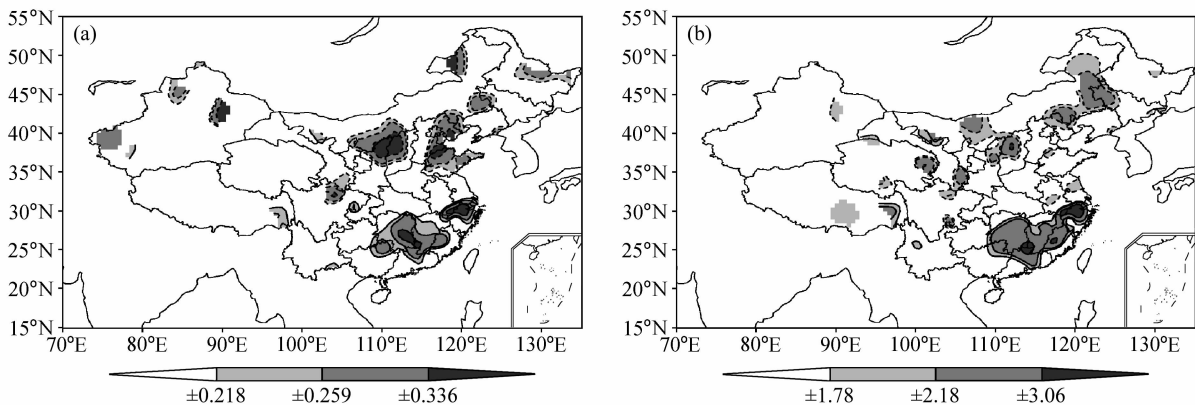


图 6 (a) 青藏高原 7 月 500 hPa 纬向风 EOF 分解第一模态的时间系数与 1951~2007 年 7 月降水的相关系数; (b) 青藏高原纬向西风减弱/增强年 7 月降水差异的 t 检验。浅灰、灰、深灰阴影分别代表信度超过 90%、95%、99% 的区域; 实(虚)等值线: 正(负)值

Fig. 6 (a) Correlation between the time coefficient of first EOF mode of 500-hPa zonal wind in Jul and precipitation for Jul during 1951~2007; (b) the t -test based on the difference of Jul precipitation between the strengthening and weakening years in westerly wind. The shaded areas in light grey, grey, and dark grey represent those with the confidence levels over 90%, 95%, and 99%, respectively, and the solid (dashed) isolines indicate positive (negative) values

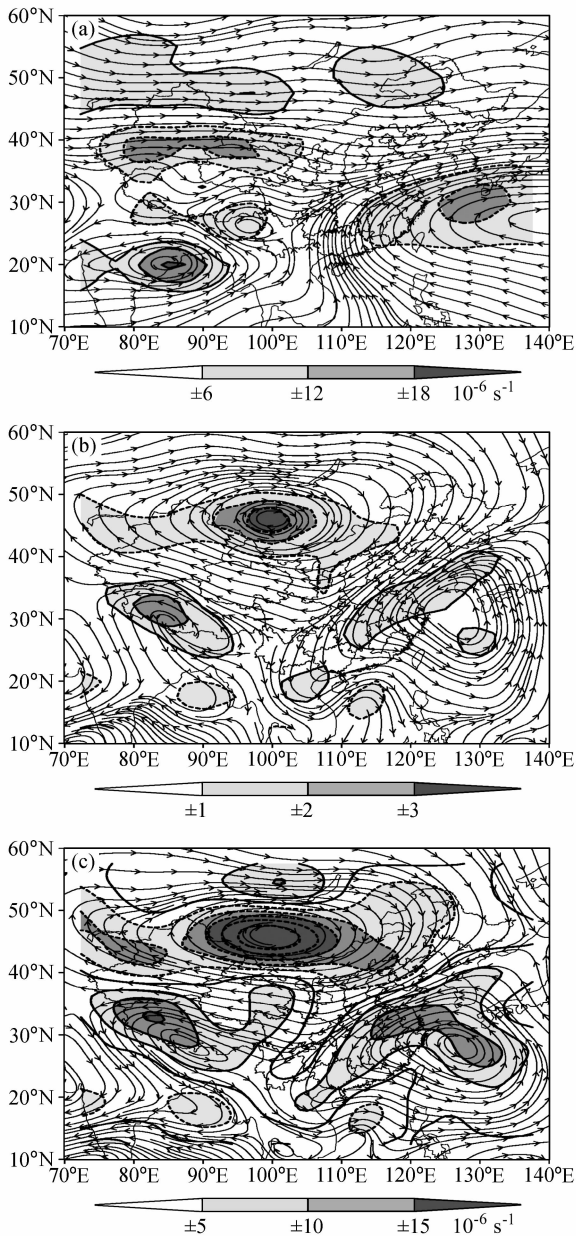


图7 (a) 1950~2008年7月平均500 hPa流场、相对涡度场(单位: 10^{-6} s^{-1}); (b) 青藏高原纬向风距平 EOF 分解第一模态的时间系数与同期500 hPa的U、V风场相关系数构造出来的矢量的流场和相对涡度场; (c) 青藏高原纬向西风减弱/增强年500 hPa流场和相对涡度场(单位: 10^{-6} s^{-1})差异图。实、虚等值线: 正、负值

Fig. 7 (a) Mean 500-hPa streamline field and relative vorticity for Jul during 1950–2008; (b) streamline field and relative vorticity constituted by the correlation coefficients between the time coefficient of first EOF mode of zonal wind in Jul and U wind and V wind at 500 hPa; (c) differences of 500-hPa streamline field and relative vorticity between weakening and strengthening years in westerly wind. The solid (dashed) isolines indicate positive (negative) values

相关系数构造出来的矢量的流场和相对涡度场分布(图7b)以及青藏高原西风减弱/增强年500 hPa流场和相对涡度场的合成差异图(图7c)。图7a中明显的特点是35°N以南的反气旋式环流分为东西两部分,在涡度场中分别对应着两个较明显的负涡度带,其中西部的反气旋环流中心位于我国青藏高原东南部,东部西太平洋上的反气旋环流中心位于27°N附近,对应西太平洋副高;而在印度东部和孟加拉湾一带为一稳定的气旋式环流,在相对涡度场中有较明显的正涡度中心与之对应。

从图7b可以清楚看到对应青藏高原500 hPa纬向西风整体减弱型,亚洲中高纬地区受强大的反气旋式异常环流控制,环流中心及其对应的负涡度中心位于蒙古国西部上空,这一反气旋式异常环流的存在,使得来自高纬地区的冷空气控制了我国北方的大部分地区,不利于这里的降水;中纬度西太平洋地区为气旋式异常环流;东亚中高纬强大的反气旋式异常环流与西太平洋的气旋式异常环流之间的我国东北、华北和华南一线盛行偏北气流异常,但在夏季季风环流的背景场下,我国东部中低空主要受西太平洋副热带高压脊西北部的西南气流控制,它与图7b中的异常的偏北气流相互作用,使得来自中高纬的干冷异常气流与来自热带海洋的暖湿气流在长江中下游地区上空交汇,易于造成这里异常偏多的降水;另外,青藏高原主体部分为气旋式异常环流,环流中心及其对应的正涡度异常中心位于高原西部,高原东侧的我国西南地区为气流辐散区,不利于这里的降水。

图7c为高原西风减弱、增强年500 hPa各合成流场和合成相对涡度场的差异(弱—强)。比较图7b和图7c可以发现,这两张图非常相似,不过后者将高原上空纬向风减弱与环流系统的关系表现得更加清晰。因为这样得到的合成环流资料可以剔除高原纬向风变化不明显的年份,保留高原纬向风变化明显的年份,从而能够使高原纬向风减弱时对应的环流异常表现增强。从图7c中可以看到亚洲中高纬地区的反气旋式差异环流及其对应的负偏差涡度中心表现非常清晰,说明高原纬向风减弱年份中高纬地区反气旋性环流显著增强,这将不利于这一地区低压槽的发展。另外,位于西太平洋地区的气旋性差异环流说明高原纬向西风减弱使得影响我国的西太平洋副高势力大大减弱且位置偏东偏南,这

样的环流形势不利于我国北方的降水，而易造成我国长江中下游地区的连阴雨天气。分析 850 hPa 的合成流场与相对涡度场也可以看到与此相似的结果（图略）。

4.1.3 与青藏高原夏季 500 hPa 纬向风减弱对应的水汽通量散度场异常

图 8a 中，分别对地面到 500 hPa 的纬向水汽通量 Q_u 、经向水汽通量 Q_v 垂直积分，得到整个对流层中低层的水汽输送状况，计算青藏高原纬向风距平 EOF 分解第一模态的时间系数与积分后的 Q_u 、 Q_v 相关系数并构造矢量，该矢量的散度反映了高原纬向风减弱型对应的某地水汽辐合（辐散）状况，正（负）值区表示水汽辐散（辐合），其中数值大小只有相对意义。图 8b 为地面到 500 hPa 的水汽通量散度的垂直积分在青藏高原纬向西风减弱/增强年的差异，其中负值代表水汽辐合异常区域，正值代表水汽辐散异常区域。

图 8a、b 均表现出在我国东北、华北、西北、西南的大部分地区为水汽辐散区；而长江中下游以南的大部分地区为水汽辐合区，与降水场有较好的对应。

以上是从年际尺度上对纬向风减弱与我国降水和大气环流的关系进行地分析，下面将从年代际尺度上进一步分析。

4.2 年代际尺度上纬向风减弱与我国降水和大气环流的关系

前面突变分析的结果表明青藏高原夏季 500 hPa

纬向风在 1967 年发生了近 59 年来的一次较明显的减弱突变，以下通过分析突变前后我国夏季降水分布和环流的差异来探讨年代际尺度上纬向风减弱与我国降水和大气环流的关系。在突变前后时间段的选取过程中剔除了突变前 1950~1955 年纬向风减弱这一时段及 1966~1971 年的转折阶段，即突变前时间段取为 1956~1965 年，突变后时间段取为 1972~2008 年，将突变前、后的 7 月降水量、500 hPa 流场、相对涡度场及对流层中低层的水汽通量散度场分别进行合成，制作差值图（差值图均为突变后减突变前），分析突变前后我国夏季降水分布和环流的差异。

4.2.1 突变前后我国夏季降水分布差异

图 9 为青藏高原夏季 500 hPa 纬向风发生突变减弱前后我国夏季降水分布差异的 t 检验图。在合成分析中，纬向风发生突变减弱后，对应降水分布表现为长江中下游以北的我国大部分地区降水为负距平，长江中下游及其以南大部分地区降水为正距平，突变前与突变后正好相反（图略），两者差值的 t 检验分布如图 9，在东北地区的西部和东部、华北地区东部和西部降水明显偏少，而长江中下游南部地区降水明显偏多。

4.2.2 突变前后 500 hPa 环流场及水汽通量散度场差异

图 10a 给出了 500 hPa 流场和相对涡度场在青藏高原夏季 500 hPa 纬向风发生突变减弱前后的差

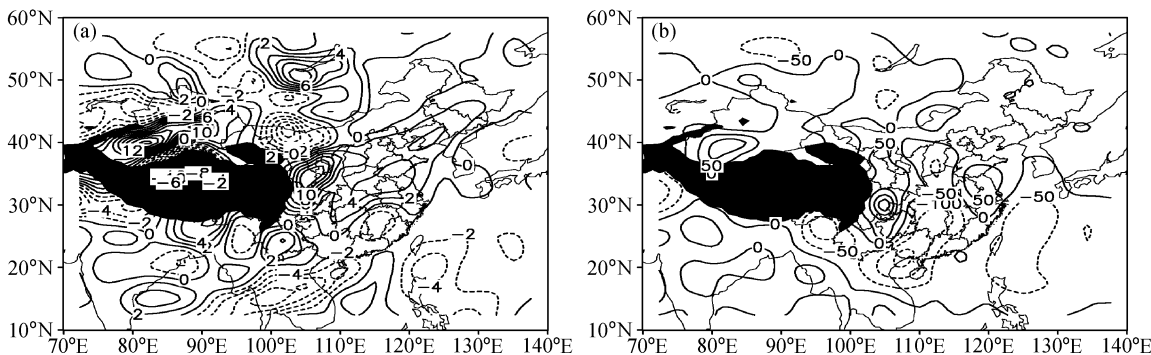


图 8 (a) 青藏高原 500 hPa 纬向风距平 EOF 分解第一模态的时间系数与同期对流层中低层纬向水汽通量 Q_u 、经向水汽通量 Q_v 相关系数构造矢量的散度分布；(b) 对流层中低层水汽通量散度在青藏高原纬向西风减弱/增强年差异图[单位： $10^{-6} \text{ g} \cdot (\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$]。阴影：3000 m 以上的地形

Fig. 8 (a) Divergence field constituted by the correlation coefficients between the time coefficient of first EOF mode of 500-hPa zonal wind in Jul and zonal water vapor flux and meridional water vapor flux in the lower and middle troposphere; (b) the difference of water vapor flux divergence in the lower and middle troposphere between the weakening and strengthening years in westerly wind. Units are in $10^{-6} \text{ g} \cdot (\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$; topography above 3000 m is shaded

异图,从图中可以看出在亚洲中高纬地区为一较明显的反气旋式异常环流控制,环流中心及其对应的负涡度中心位于蒙古国西部上空,中纬度西太平洋地区为气旋式异常环流控制,另外,青藏高原主体部分为气旋式异常环流,环流中心及其对应的正涡度异常中心位于高原西部。图 10b 为地面到 500 hPa 的水汽通量散度的垂直积分在纬向风发生突变减弱前后的差异图,从图中可以看出我国长江中下游以北的大部分地区为水汽辐散区,长江中下游以

南的大部分地区为水汽辐合区。可见,年代际尺度上的环流及水汽通量散度场异常与年际尺度上的(图 7c、图 8b)较为相似,前面的分析已经得出这样的分布形势不利于我国北方的降水,而有利于我国长江中下游以南地区的降水,与图 9 中的降水分布对应。

综上所述,无论是年际尺度上还是年代际尺度上,青藏高原夏季 500 hPa 纬向风减弱与我国夏季降水都有比较显著的关系,并且纬向风减弱时对应的大气环流异常和水汽通量散度场异常都与降水场异常有较好的配置关系。

5 结论

通过以上的分析,可以得出以下结论:

(1) 近 59 年来,青藏高原夏季 500 hPa 纬向风总体呈现减弱趋势,其中 1950 年代西风偏弱,1960 年代西风明显偏强,1970 年代至 21 世纪初西风一直处于偏弱阶段;纬向风变化趋势的空间分布表现为:高原大部分区域上空纬向风呈现减弱趋势,其减弱趋势由东南向西北递增,高原西北部及中部地区减弱趋势最为明显。

(2) 青藏高原夏季 500 hPa 纬向风的 EOF 分析表明:第一特征向量的空间分布表现为整体减弱型,其时间权重系数呈现长期正趋势;时间系数的 11 年滑动平均分析表明 1950 年代后期到 60 年代中后期纬向西风整体增强趋势比较明显,1960 年代末到 21 世纪初处于西风减弱阶段,且期间没有

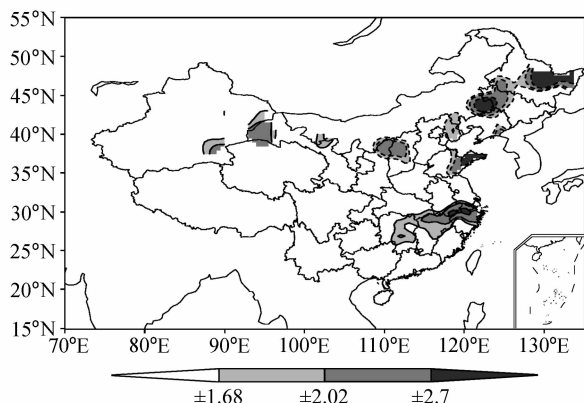


图 9 青藏高原夏季 500 hPa 纬向风发生突变前后我国夏季降水分布差异的 t 检验。浅灰、灰、深灰阴影分别代表信度超过 90%、95%、99% 的区域;实(虚)等值线:正(负)值

Fig. 9 The t -test based on the difference of Jul precipitation before and after the catastrophe of the 500-hPa zonal wind in summer in the Tibetan Plateau. The shaded areas in light grey, grey, and dark grey represent those with the confidence levels over 90%, 95%, and 99%, respectively; the solid (dashed) isolines indicate positive (negative) values

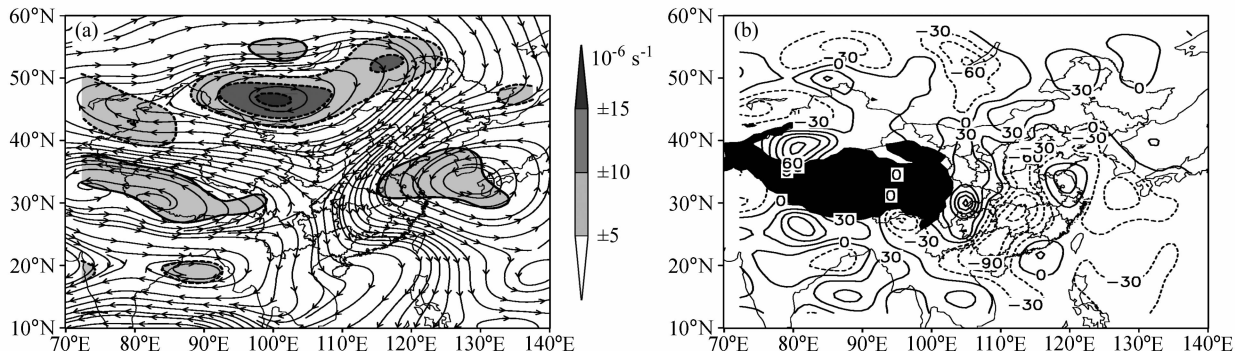


图 10 (a) 青藏高原夏季 500 hPa 纬向风发生突变前后流场和相对涡度场(单位: 10^{-6} s^{-1}) 差异图; (b) 青藏高原夏季 500 hPa 纬向风发生突变前后对流层中低层水汽通量散度差异图[单位: $10^{-6} \text{ g} \cdot (\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$; 阴影: 3000 m 以上的地形]。实(虚)等值线: 正(负)值

Fig. 10 (a) Differences of streamline field and relative vorticity (units: 10^{-6} s^{-1}) before and after the catastrophe of the 500-hPa zonal wind in summer in the Tibetan Plateau. (b) The difference of water vapor flux divergence in the lower and middle troposphere before and after the catastrophe of the 500-hPa zonal wind in summer in the Tibetan Plateau, units are in $10^{-6} \text{ g} \cdot (\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$ and topography above 3000 m is shaded. The solid (dashed) isolines indicate positive (negative) values

出现明显的上升或下降趋势；时间系数的突变分析表明纬向风在 1967 年发生了近 59 年来的一次较明显的减弱突变；对时间系数的小波分析表明其具有 2~4 年的周期，这一周期成分在 1950 年代前期和 1990 年代末至 21 世纪初这两个时段比较显著。

(3) 年际尺度上纬向风减弱与我国降水的关系表明：纬向风减弱时在长江中下游以北的我国部分地区降水明显偏少，以东北和华北较为显著，长江中下游以南的大部分地区降水明显偏多。年际尺度上纬向风减弱与大气环流的关系表明：纬向风减弱时，亚洲中高纬地区受强大的反气旋式异常环流控制，对应较强的负涡度异常中心，不利于这一地区低压槽的发展，进而影响我国东北、华北和西北地区的降水；中纬度西太平洋地区为气旋式异常环流，使得影响我国的西太平洋副高势力大大减弱且位置偏东偏南；另外，东亚中高纬强大的反气旋式异常环流与西太平洋的气旋式异常环流之间的我国东北、华北和华南一线盛行偏北气流异常，它与夏季季风环流背景下的西太平洋副高西北部的西南气流相互作用，使得来自中高纬的干冷异常气流与来自热带海洋的暖湿气流在长江中下游地区上空交汇，造成这里异常偏多的降水；除此之外，青藏高原主体部分为气旋式异常环流，而高原东侧的我国西南地区为气流辐散区，不利于这里的降水。对水汽通量散度场的分析表明：在我国东北、华北、西北、西南的大部分地区为水汽辐散区；而长江中下游以南的大部分地区为水汽辐合区，与降水场有较好的对应。

(4) 年代际尺度上纬向风减弱对应的降水分布异常与年际尺度相似，且其对应的大气环流异常及水汽通量散度场异常均与降水场异常有较好的配置关系。

由于以上结论都是由统计方法得到，青藏高原夏季 500 hPa 纬向风减弱与我国降水及环流关系的物理机制尚不清楚，还需展开相应的动力学分析和数值模拟。

参考文献 (References)

白虎志, 李栋梁, 董安祥, 等. 2005. 青藏铁路沿线的大风特征及风压研究 [J]. 冰川冻土, 27 (1): 111 - 116. Bai Huzhi, Li Dongliang, Dong Anxiang, et al. 2005. Strong wind and wind pressure along the Qinghai - Tibet railway [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 27 (1): 111 - 116.

白莹莹, 管兆勇. 2007. 夏季纬向平均气流变动的主要模态及其与 AO 和 ENSO 的联系 [J]. 气象学报, 65 (3): 372 - 383. Bai Yingying, Guan Zhaoyong. 2007. Principal modes of summer-time zonal-mean flow and their relations with AO and ENSO [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 65 (3): 372 - 383.

DeWeaver Eric, Nigam Sumant. 2000. Do stationary waves drive the zonal-mean jet anomalies of the northern winter [J]. J. Climate, 13 (13): 2160 - 2176.

董敏, 朱文妹, 魏凤英. 1987. 欧亚地区 500 百帕上纬向风特征及其与中国天气的关系 [J]. 气象科学研究院院刊, 2 (2): 166 - 173. Dong Min, Zhu Wenmei, Wei Fengying. 1987. The characteristics of zonal winds at 500 hPa in Eurasian region and its relation to the weather in China [J]. Journal Chinese Academy of Meteorological Sciences (in Chinese), 2 (2): 166 - 173.

胡豪然, 钱维宏, 李跃清. 2008. 高低层纬向风切变的年际变率及气候学意义 [J]. 大气科学, 32 (3): 543 - 551. Hu Haoran, Qian Weihong, Li Yueqing. 2008. Interannual variability and climatological significance of zonal wind shear between 200 hPa and 850 hPa [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (3): 543 - 551.

江滢, 罗勇, 赵宗慈. 2008. 近 50 年我国风向变化特征 [J]. 应用气象学报, 19 (6): 666 - 672. Jiang Ying, Luo Yong, Zhao Zongci. 2008. Characteristics of wind direction change in China during recent 50 years [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 19 (6): 666 - 672.

Kutzbach J E, Prell W L, Ruddiman W F. 1993. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau [J]. Journal of Geology, 101: 177 - 190.

李崇银, 王作台, 林士哲, 等. 2004. 东亚夏季风活动与东亚高空西风急流位置北跳关系的研究 [J]. 大气科学, 28 (5): 641 - 658. Li Chongyin, Wang Jough-Tai, Lin Shi-Zhei, et al. 2004. The relationship between East Asian summer monsoon activity and northward jump of the upper westerly jet location [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28 (5): 641 - 658.

廖清海, 高守亭, 王会军, 等. 2004. 北半球夏季副热带西风急流变异及其对东亚夏季风气候异常影响 [J]. 地球物理学报, 47 (1): 10 - 18. Liao Qinghai, Gao Shouting, Wang Huijun, et al. 2004. Anomalies of the extratropical westerly jet in the North Hemisphere and their impacts on East Asian summer monsoon climate anomalies [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 47 (1): 10 - 18.

Lorenz D J, Hartmann D L. 2003. Eddy-zonal flow feedback in the Northern Hemisphere winter [J]. J. Climate, 16 (8): 1212 - 1227.

Peixoto J P, Oort A H. 1991. Physics of Climate [M]. New York: American Institute of Physics Press, 520pp.

Pielke R A, Chase T N, Kittel T G F, et al. 2001. Analysis of 200 mbar zonal wind for the period 1958 - 1997 [J]. J. Geophys.

- Res., 106 (D21): 27287 – 27290.
- 任国玉, 郭军, 徐铭志, 等. 2005. 近 50 年中国地面气候变化基本特征 [J]. 气象学报, 63 (6): 942 – 956. Ren Guoyu, Guo Jun, Xu Mingzhi, et al. 2005. Climate changes of China's mainland over the past half century [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63 (6): 942 – 956.
- Smagorinsky J. 1953. The dynamical influence of large-scale heat sources and sinks on the quasi-stationary mean motions of the atmosphere [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 79: 342 – 366.
- 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 1958. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系 [J]. 气象学报, 29 (2): 119 – 134. Tao Shiyan, Zhao Yujia, Chen Xiaomin. 1958. The relationship between May-Yü in Far East and the behaviour of circulation over Asia [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 29 (2): 119 – 134.
- Ting Mingfang, Hoerling M P, Xu Taiyi, et al. 1996. Northern Hemisphere teleconnections during extreme phases of the zonal-mean circulation [J]. J. Climate, 9 (10): 2614 – 2633.
- Torrence C, Compo G P. 1998. A practical guide to wavelet analysis [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 79 (1): 61 – 78.
- 王可丽, 江灏, 赵红岩. 2005. 西风带与季风对中国西北地区的水汽输送 [J]. 水科学进展, 16 (3): 432 – 438. Wang Keli, Jiang Hao, Zhao Hongyan. 2005. Atmospheric water vapor transport from westerly and monsoon over the Northwest China [J]. Advances In Water Science (in Chinese), 16 (3): 432 – 438.
- 王小玲, 宋文玲. 2008. 近 30 a 我国 5 级以上风日数的时空变化特征 [J]. 气候变化研究进展, 4 (6): 347 – 351. Wang Xiaoling, Song Wenling. 2008. Spatial and temporal variations in windy days over category 5 in China during 1975 – 2005 [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 4 (6): 347 – 351.
- 王遵娅, 丁一汇, 何金海, 等. 2004. 近 50 年来中国气候变化特征的再分析 [J]. 气象学报, 62 (2): 228 – 236. Wang Zunya, Ding Yihui, He Jinhai, et al. 2004. An updating analysis of the climate change in China in recent 50 years [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 62 (2): 228 – 236.
- Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 118: 877 – 926.
- 魏凤英. 1999. 现代气候统计诊断与预测技术 [M]. 北京: 气象出版社, 296pp. Wei Fengying. 1999. Modern Climatic Statistic Diagnosis and Forecast Technology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 296pp.
- Xu M, Chang C-P, Fu C, et al. 2006. Steady decline of East Asian monsoon winds, 1969 – 2000: Evidence from direct ground measurements of wind speed [J]. J. Geophys. Res., 111: 1 – 8.
- Yang Song, Lau K-M, Kim K-M. 2002. Variations of the East Asian jet stream and Asian – Pacific – American winter climate anomalies [J]. J. Climate, 15 (3): 306 – 325.
- 姚檀栋, 朱立平. 2006. 青藏高原环境变化对全球变化的响应及其适应对策 [J]. 地球科学进展, 21 (5): 459 – 464. Yao Tandong, Zhu Liping. 2006. The response of environmental changes on Tibetan Plateau to global changes and adaptation strategy [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 21 (5): 459 – 464.
- 钟海玲, 李栋梁. 2005. 中国北方 4 月沙尘暴与西风环流的关系 [J]. 高原气象, 24 (1): 104 – 111. Zhong Hailing, Li Dongliang. 2005. Relationship between sand-dust storm in northern China in April and westerly circulation [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 24 (1): 104 – 111.