

华维, 范广洲, 王炳赟. 2012. 近几十年青藏高原夏季风变化趋势及其对中国东部降水的影响 [J]. 大气科学, 36 (4): 784–794, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11173. Hua Wei, Fan Guangzhou, Wang Bingyun. 2012. Variation of Tibetan Plateau summer monsoon and its effect on precipitation in East China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (4): 784–794.

近几十年青藏高原夏季风变化趋势及其对中国东部降水的影响*

华维^{1,2} 范广洲¹ 王炳赟¹

1 成都信息工程学院大气科学学院, 高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225

2 中国科学院大气物理研究所竺可桢—南森国际研究中心, 北京 100029

摘 要 根据NCEP/NCAR、NCEP/DOE和ERA40再分析资料以及中国596个台站逐月降水观测资料, 利用相关分析、小波分析和交叉谱分析等统计方法, 分析了近几十年青藏高原夏季风变化趋势及其对中国东部降水的影响, 探讨了影响高原夏季风长期变化的可能原因。结果表明: 高原夏季风具有年际和年代际的多时间尺度变化特征, 在1958~2010年呈显著增强趋势, 同时也存在明显的年际变化。进一步分析发现, 高原夏季风异常增强时, 亚洲季风区大气环流出现显著变化, 季风环流减弱, 并伴随东亚季风降水异常, 华南和华北降水减少, 长江中下游地区降水增加。高原夏季风的增强趋势可能与对流层中层青藏高原一周边陆地热力差异(尤其是高原—东部平原热力差异)增大有关。

关键词 高原夏季风 东亚夏季风 南亚夏季风 热力差异

文章编号 1006-9895(2012)04-0784-11

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11173

Variation of Tibetan Plateau Summer Monsoon and Its Effect on Precipitation in East China

Hua Wei^{1,2}, Fan Guangzhou¹, and WANG Bingyun¹

1 College of Atmospheric Sciences, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

2 Nansen-Zhu International Research Centre, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Based on the NCEP/NCAR, NCEP/DOE and ERA40 reanalysis data and the monthly precipitation data from 596 stations of China, the variation of the Tibetan Plateau (TP) summer monsoon and its impact on precipitation in eastern China are investigated by using the correlation analysis, the wavelet analysis, and the cross-spectral analysis. The results show that the plateau summer monsoon exhibits the strong interannual and long-term variability. It also shows an obviously upward trend during 1958–2010. The further analysis reveals that the abnormal enhancement of the plateau summer monsoon changes the Asia atmospheric circulation and then weakens the Asian summer monsoon. This leads to an increase of monsoon rainfall over the middle–lower reaches of the Yangtze River and a decrease over North China and South China. The strengthening of the plateau summer monsoon over the past 50 years may be related to the enhancement

收稿日期 2011-09-26, 2012-03-09 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 2009CB421406, 中挪国际合作项目 “Exploring decadal to century scale variability and changes in the East Asian climate during the last Millennium (East Asia DecCen)”, 国家自然科学基金资助项目 40875053, 国家科技支撑计划 2009BAC51B03, 公益性行业(气象)科研专项 GYHY201006023, 高原大气与环境四川省重点实验室开放课题 PAEKL-2010-K1

作者简介 华维, 男, 1982年出生, 讲师, 博士研究生, 主要从事气候变化研究。E-mail: huawei@cuit.edu.cn

of thermal difference between the TP and its surrounding plains in the middle-upper troposphere (especially of the increase of thermal difference between the TP and the plain in eastern China).

Key words Tibetan Plateau summer monsoon, East Asian summer monsoon, South Asian summer monsoon, thermal difference

1 引言

亚洲夏季风是大气科学领域最重要的研究课题之一(黄荣辉等, 1996; 李崇银和张利平, 1999; Wang, 2000; 丁一汇等, 2004)。一方面, 亚洲夏季风存在多种时间尺度的变异, 年际变化和年代际变化均十分强烈, 可导致中国夏季大范围旱涝频繁发生, 对当地经济社会发展造成重大影响。Wang (2001, 2002) 指出东亚夏季风在 1970 年代末发生了一次明显的年代际减弱, 使得我国东部北方降水减少、江淮降水增多。最近, Zhu et al. (2011) 发现在 1999 年前后我国东部夏季降水分布又发生了一次年代际变化, 夏季降水异常多的区域开始北移。另一方面, 影响亚洲季风及季风气候的因素很多, 既包括海表温度 (Chang et al., 2000; 谷德军等, 2008; 袁媛和李崇银, 2009; 邓伟涛等, 2009), 也有积雪 (张顺利和陶诗言, 2001; 朱玉祥等, 2009)、植被 (Zhou et al., 2008) 和南极涛动 (范可和王会军, 2007) 及南半球大气环流 (范可, 2006; 范可和王会军, 2006) 等因子。影响因子的复杂性造成了亚洲特别是东亚季风气候的复杂多变, 因此, 研究亚洲季风的变化和机理有助于提高对东亚气候长期变化的预测能力。

青藏高原季风是亚洲季风系统中相互独立又紧密联系的三大系统之一。高原季风的强弱对高原季风区及临近区域旱涝有很大影响, 其活动范围决定了雨带位置, 强度则影响到季风雨量大小, 并且高原季风建立和撤退的早迟、持续时间、中心位置的偏移和高压范围的大小, 也会造成高原季风和我国夏季风反常, 进而对我国天气、气候产生重要影响 (叶笃正和高由禧, 1979)。高原季风研究始于 1950 年代中期, 叶笃正等 (1957) 最早指出: “夏季贴近高原周围的风基本上是绕着高原作气旋式旋转的, 同时向高原耦合造成上升运动, 这种现象是由高原的热力作用所造成的。” 1962 年, 甘肃省气象学会年会上高由禧和汤懋苍首次提出 “高原季风” 的概念, 指出: 由于高原对大气的热力作用, 使其主体冬季为冷高压, 夏季为热低压; 在近地面的山谷风层上, 气流有相反性年变化, 形成 “高原季风”。

在此基础上, 汤懋苍等 (1979, 1984) 通过对高原气压场、风场和降水场的研究, 证实了青藏高原确实存在一个独立季风系统, 该季风在 600 hPa 反映最明显, “高原季风” 这一概念开始广泛受到国内学者的关注。在对美国西部高原季风的研究中, Tang and Reiter (1984) 发现其基本特征与青藏高原季风一致, 青藏高原季风开始得到国际同行的承认。数值模拟结果也显示夏季青藏高原的加热作用能够形成热低压和高原季风 (Kuo and Qian, 1981)。

随着青藏高原气象资料的累积, 高原夏季风的长期变化引起了更多学者的关注。汤懋苍 (1995) 认为高原季风指数存在 94 个月的显著周期, 并将高原季风的变化分为 3 个阶段, 1966 年以前是高原季风强盛期, 1967~1983 年是季风弱期, 1984 年以后又转为季风强期, 并认为在高原季风的年代际变化与高原气温和降水的关系密切。白虎志等 (2001, 2005) 研究了高原季风近 40 年变化特征与我国气候异常的联系, 认为青藏高原夏季低压形成的时间若提前, 强度也呈增强趋势; 夏季高原夏季风指数与我国台站降水的相关分布从华北到华南呈 “- + -” 东西向带状分布。这些研究成果加深了对高原季风气候长期变化规律的理解。

由于青藏高原观测资料的匮乏, 相对于东亚季风和南亚季风的研究, 针对高原季风的长期演变和原因以及高原季风与亚洲季风各系统关系的研究还很少。高原季风是多种因子相互作用的结果, 青藏高原一周围自由大气热力差异的变化也对高原季风发展具有重要影响 (汤懋苍等, 1984), 因此有必要从青藏高原一周围自由大气热力差异的角度来探讨高原夏季风长期变化的可能原因, 进一步探索高原夏季风与亚洲季风子系统之间的联系, 这将加深东亚季风气候长期变化规律和原因的认识。

2 资料和方法

2.1 资料

大气环流资料为美国国家环境预报中心和国家大气中心的NCEP/NCAR (NCEP1) 和NCEP/DOE

(NCEP2) 以及欧洲中期天气预报中心 (ERA40) 高度场再分析资料。降水量资料采用国家气象信息中心提供的中国596个台站1951~2007年的逐月降水资料, 该资料进行了较严格的质量控制, 订正了由于各种人为原因造成的错误。为保证空间覆盖的一致性, 统一取1961~2007年的记录, 并对缺测值进行简单插补, 即用本站该月多年平均值代替。

2.2 方法

高原季风指数采用汤懋苍等 (1984) 定义的指数, 取夏季 (6~8 月平均) 青藏高原四周的 (32.5°N, 80°E)、(25°N, 90°E)、(32.5°N, 100°E)、(40°N, 90°E) 四点和中心点 (32.5°N, 90°E) 共 5 个点 600 hPa 高度值 H_1 、 H_2 、 H_3 、 H_4 、 H_0 , 计算 $H_1+H_2+H_3+H_4-4H_0$, 取其月距平值作为反映高原夏季风强弱的高原夏季风指数 I_{PM} 。由于冬、夏季高原对大气具有相反的热力作用, 高原和周围自由大气会产生显著的热力差异, 造成高原冬季为冷高压, 夏季是热低压, 因此, 根据高度场资料计算的高原季风指数在冬季一般小于零, 指数越小 (大), 冬季风越强 (弱); 夏季指数一般大于零, 指数越大 (小), 夏季风越强 (弱), 所以高原季风指数的本质是体现了青藏高原强大的加热作用, 高原热力作用越强。高原夏季风指数越大。采用曾庆存和张邦林 (1998) 定义的标准化季节度指数来刻画东亚夏季风 (10°N~40°N, 110°E~140°E) 和南亚夏季风 (5°N~22.5°N, 35°E~97.5°E) 强度的变化。为分析高原夏季风与中国夏季降水和亚洲季风各系统的关系, 计算了高原夏季风与各物理量的相关系数, 相关系数显著性水平设为 $\alpha=0.05$ 。采用 Morlet 小波技术分析高原夏季风的多尺度演变特征。为了解高原夏季风增强的可能原因, 使用了交叉谱方法。

3 高原夏季风变化及与中国降水和亚洲季风环流的关系

3.1 青藏高原夏季风的长期变化

由于青藏高原夏季强大的加热作用, 高原主体为一个强大的热低压控制 (图1), 低压中心位于 (32.5°N, 90°E), 附近, 与之配合的600 hPa风场上, 高原主体部分近地层在夏季存在一个明显的气旋性环流, 风从高原四周向高原腹地辐合, 构成了独立于东南季风体系之外的一种新的季风体系 (汤懋苍, 1993)。

高原季风指数的计算是高原季风研究中的一

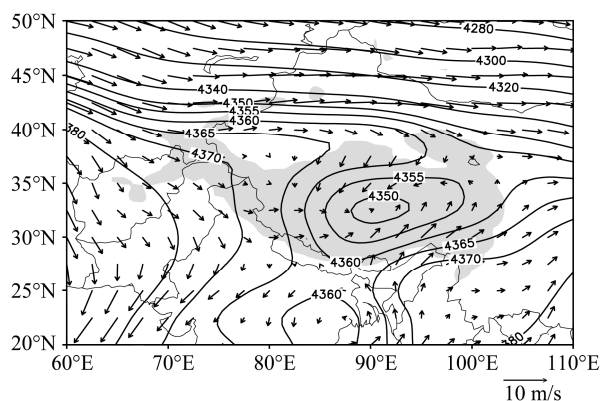


图1 1958~2010年600 hPa夏季平均高度场 (单位: gpm) 和风场 (单位: m/s)。阴影: 3000 m地形

Fig. 1 Summer 600-hPa height field (units: gpm) and wind field during 1958–2010. The shaded areas denote 3000-m terrain

个基本问题。汤懋苍 (1995) 取噶尔、茫崖、班玛、帕里4站代表西、北、东、南4点, 那曲代表中心点, 利用压高公式求出各站600 hPa的高度距平, 再计算高原季风指数。近年来, 一些学者将高度场再分析资料用于计算高原季风指数, 并对其合理性进行了分析。马振锋 (2003) 指出利用NCEP1高度场再分析资料计算的高原季风指数与白虎志等 (2001) 根据台站资料给出的高原季风指数的年际变化趋势基本一致, 并且与汤懋苍等 (1984) 给出的高原夏季风指数也具有较好的一致性, 二者相关系数达到 0.82, 通过 0.01 显著性水平检验。需要注意的是, 尽管马振锋 (2003) 的结论表明NCEP1再分析资料可用于高原季风研究, 但其它再分析资料的可用性仍不十分清楚。鉴于此, 本文采用欧洲中期天气预报中心高度场再分析资料 (ERA40)、美国国家环境预报中心和国家大气中心的 NCEP/NCAR (NCEP1) 和NCEP/DOE (NCEP2) 高度场再分析资料分别计算了高原夏季风指数, 并进行对比分析。

图2给出了根据三种再分析资料得到的高原夏季风指数标准化曲线, 由图中可见, NCEP1与ERA40给出的高原夏季风强度在1958~1964年存在一定差异, 但其年际变化趋势仍是较为一致的。1965年之后三种资料给出的指数在变化趋势和强度方面都基本吻合, 各指数之间为显著的正相关关系, 其中NCEP1与NCEP2, NCEP1与ERA40和NCEP2与ERA40间相关系数分别为 0.91, 0.62 和 0.83, 均通过 0.001 显著性检验。这表明根据这三种再分析资料得到的高原夏季风指数具有较好的一

致性,能很好地反映高原夏季风的年际和年代际变化,将这些再分析资料用于高原季风研究是可行的。考虑到NCEP1再分析资料在各种再分析资料中具有资料时间长和实时更新等优势,因此,本文采用NCEP1再分析资料给出高原夏季风指数 I_{PM} 进行进一步分析。由图2还可发现,1958~2010年期间 I_{PM} 总体呈增强趋势,达到0.23/10a(通过0.01显著性水平检验),1970年代中期之前显著增强,并在1974年达到最大值;1970年代中后期有所减弱;1970年代末至今,其主要特征为振荡增强。这种变化趋势与齐冬梅等(2009)和田俊等(2010)利用600 hPa风场再分析资料给出的高原夏季风指数的年代际变化趋势也有很好的一致性。

3.2 高原夏季风与中国降水和亚洲季风环流的关系

季风强弱是影响季风雨量的重要因素。本文采用相关分析和合成分析来讨论高原夏季风与中国

降水和亚洲季风环流的关系。根据图2选取 $I_{PM} \geq 1$ 和 $I_{PM} \leq 1$ 的年份作为强高原夏季风年(1965、1972、1974、1987、1998、2010年)年和弱高原夏季风年(1959、1960、1961、1963、1978、1984、1994年)。图3a中相关系数分布反映了中国夏季降水由南到北的“负一正一负”带状相关分布:高原季风强(弱)时华北、华南和东北降水偏少,而西北地区、西藏东部和长江中下游地区降水偏多。这一现象与Huang(2001)提出的中国夏季降水从南到北的经向三极子型是一致的。李菲和段安民(2011)最近也发现由印度西北部经青藏高原东部到中国华北地区形成的降水遥相关型(刘芸芸和丁一汇,2008)与高原夏季风也密切关联。对比强弱季风年降水差值(图3b)与相关系数分布(图3a)可见,高原夏季风强、弱年夏季降水量差值中心大致能与显著相关区对应。

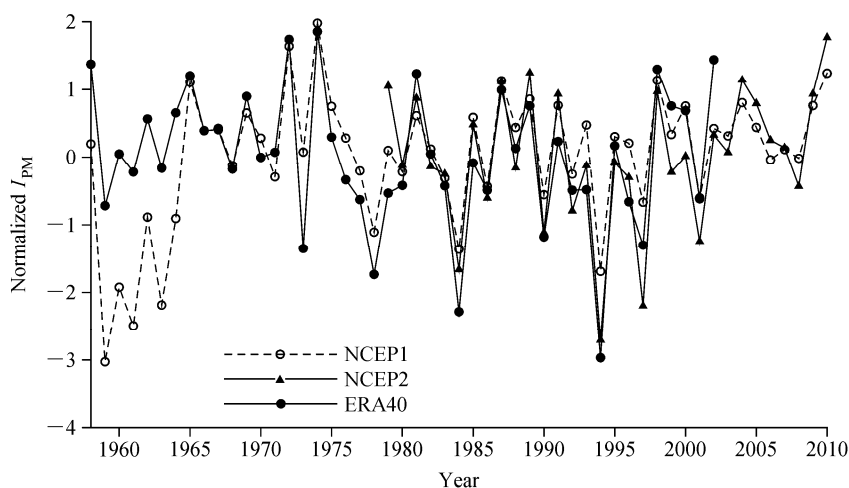


图2 1958~2010年高原夏季风指数标准化曲线

Fig.2 Annual normalized Tibetan Plateau summer monsoon index for the period 1958-2010

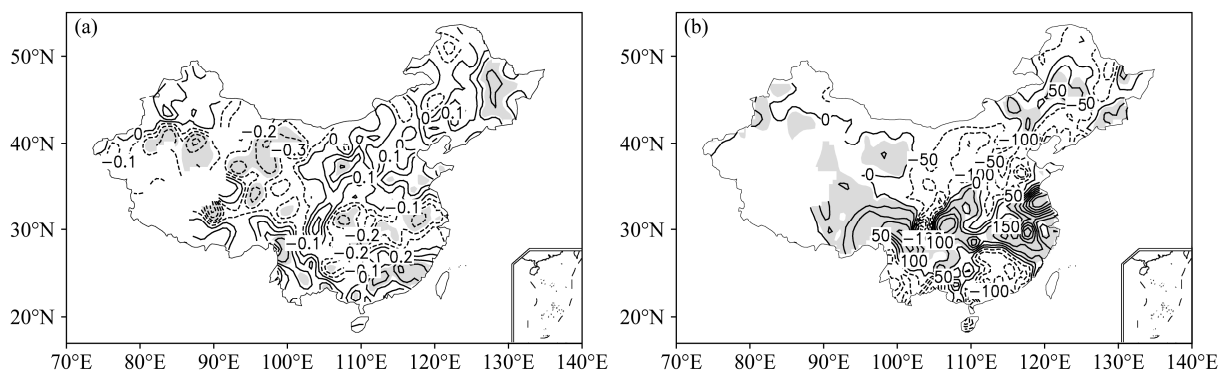


图3 (a) I_{PM} 与同期中国夏季降水量相关系数分布;(b)高原夏季风强弱年夏季降水量差值图(单位: mm)。阴影: 通过0.05显著性检验

Fig.3 (a) The correlation coefficient distribution between I_{PM} and summer precipitation in China; (b) the composite difference distribution of summer precipitation based on strong I_{PM} years minus weak I_{PM} years (units: mm). The areas passing the 0.05 significance level are shaded

高原夏季风强度变化反映了亚洲季风区环流系统位置和强度的调整。由图4a可见, 在对流层600 hPa, 高原夏季风偏强时, 高原近地层为气旋性环流控制, 利于引导对流层低层西南风水汽沿横断山脉向高原腹地辐合; 高原的东侧, 西太平洋副热带高压较常年位置偏南偏东, 离东亚大陆较远, 来自副高东南部的水汽难以输送到中国华北地区; 东亚中高纬以经向型环流为主, 有利于北方冷空气南下。在对流层低层850 hPa距平风场上 (图4b), 中国东部为距平北风控制, 不利于东亚夏季风向北推进, 对应华北地区降水偏少; 来自孟加拉湾以北、南海北部、热带西太平洋的偏南风与南下的偏北风在四川盆地东部和长江中下游以南汇合, 造成这些地区降水偏多; 同时, 阿拉伯海至印度洋盛行异常偏东风, 南亚季风偏弱。

前文分析表明, 高原夏季风偏强时对应东亚夏季风和南亚夏季风异常偏弱。进一步给出高原夏季风与二者的对应情况: 高原夏季风与东亚夏季风 (图5a) 和南亚夏季风 (图5b) 均为显著反相关关系, 相关系数分别为 -0.35 和 -0.50 , 均通过 0.001 显著性水平检验。由相关系数可知, 高原夏季风与南亚夏季风的联系似乎更为紧密, 二者之间存在“跷跷板”关系, 这可能与低空西南风急流和印缅槽活动在二者之中的调制作用有关 (李菲和段安民, 2011)。东亚夏季风属副热带夏季风, 即受热带系统影响, 中高纬长波槽脊的作用也不可忽视, 因此它的异常相对高原季风和南亚季风的联系不明显。这些结果与李菲和段安民 (2011) 针对2008年高原夏季风与南亚夏季风和东亚夏季风关系的个例分析结果是一致的。

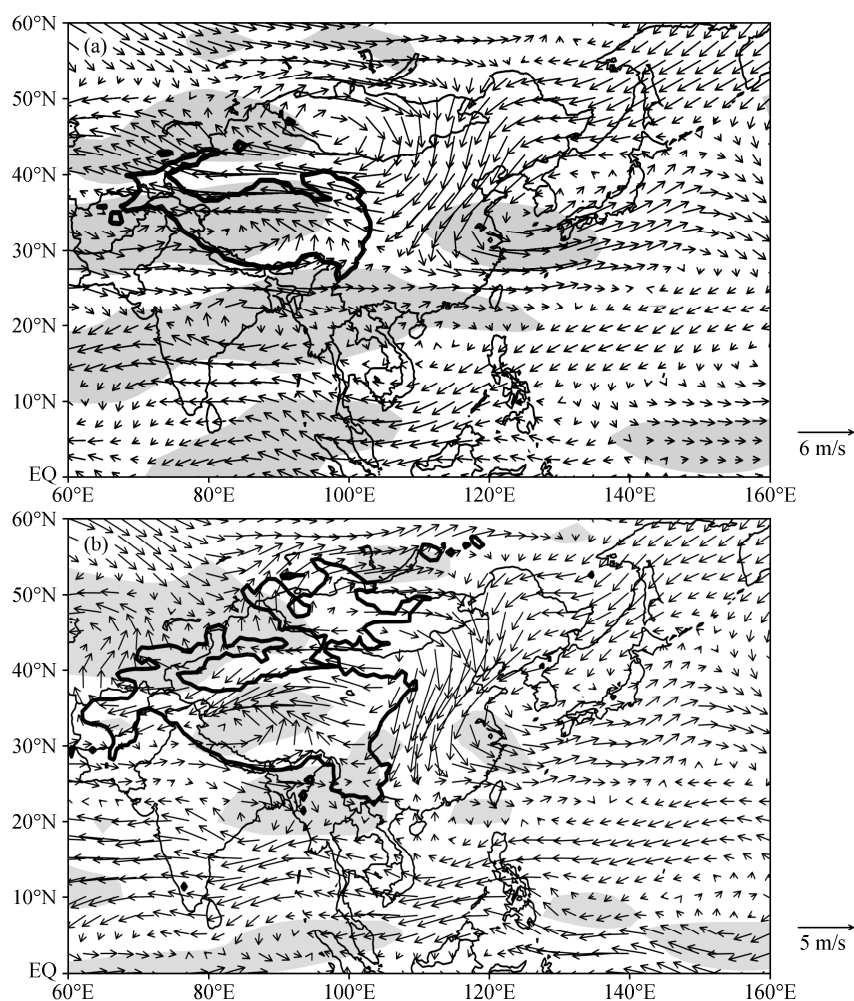


图4 青藏高原夏季风强弱年 (a) 600 hPa 和 (b) 850 hPa 风场差值图 (单位: m/s): 阴影: 通过 0.05 显著性检验; 粗实线: 3000 m (a) 和 1500 m (b) 地形

Fig. 4 The composite difference distributions of (a) 600-hPa and (b) 850-hPa wind fields based on strong I_{PM} years minus weak I_{PM} years. The areas passing the 0.05 significance level are shaded and the thick lines in (a) and (b) denote the 3000-m and 1500-m terrains, respectively

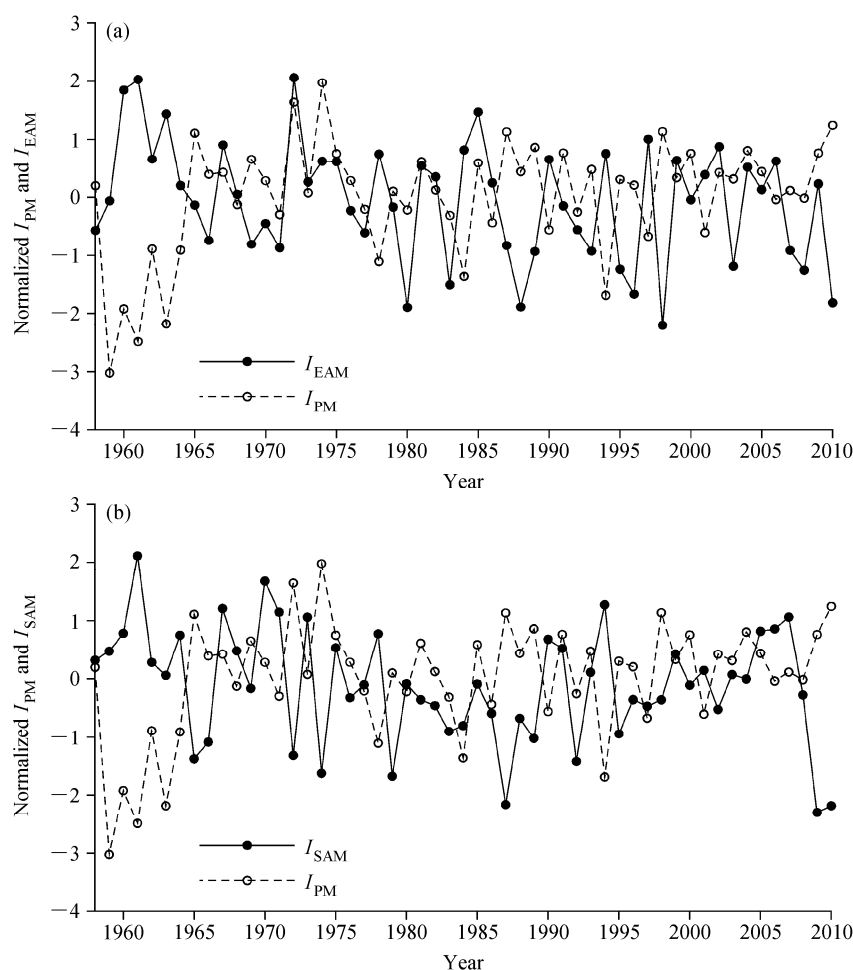


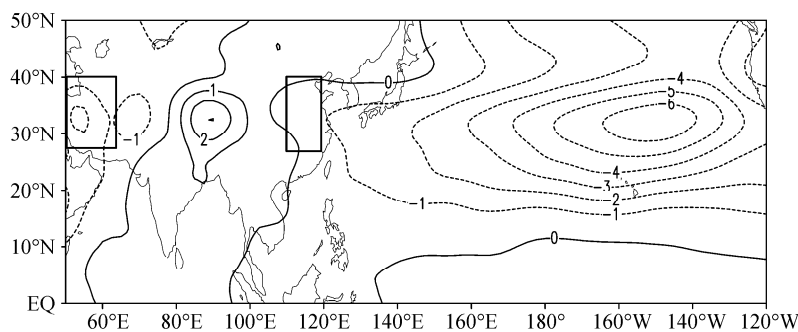
图5 1958~2010年高原夏季风指数与 (a) 东亚夏季风指数和 (b) 南亚夏季风指数标准化曲线
Fig. 5 The time series of annual normalized I_{PM} and (a) I_{EAM} and (b) I_{SAM} for the period 1958–2010

4 青藏高原夏季风增强的可能原因

影响季风强弱的因子十分复杂, 汤懋苍 (1995) 认为高原季风强弱与地热涡有关, 即高原地热涡范围小, 强度弱; 地热涡范围大, 强度增强, 同时也认为高原季风年代际变化与地球自转有关。海温也是影响高原夏季的重要因子, 孟加拉湾和南海以及西太平洋暖池附近海表增温、赤道东太平洋降温有利于高原夏季风发展。高原夏季风发展时, 表现拉尼娜特征; 高原夏季风减弱时, 表现厄尔尼诺特征 (马振锋和高文良, 2002)。高原季风形成的基础是青藏高原的加热作用, 当夏季青藏高原热源异常增强, 高原为辐合区, 对流层低层有明显的气旋式气流辐合流入高原, 高原近地层为气旋式环流控制, 高原季风增强 (段安民和吴国雄, 2003)。此外, 高原夏季风也与前期高原主体热状况密切相关, 高原春季感热加热异常偏强时, 高原主体部分近地层

为气旋性差异环流, 对应高原夏季风偏强 (段安民等, 2003)。从高原季风本质来看, 高原加热导致的高原与周围自由大气的热力差异是产生高原季风的根本原因, 因此本文将从该角度来探讨高原夏季风增强的原因。

青藏高原与周围大气的热力差异可采用扰动温度 T' 表示, 这里 $T' = T - \bar{T}$, 其中 T 是东亚某纬度带上各经度 500 hPa 温度, $\bar{T}$ 是青藏高原区域纬向平均。在夏季气候平均图上 (图6), 正 T' 值出现在高原主体所在范围, 即高原为最强暖中心。负 T' 值出现中国东部平原至东太平洋地区 (冷暖分界线大致在 110°E 附近) 和高原西部的中亚地区, 对应于冷区。这种青藏高原暖中心与东太平洋冷中心相对应, 即亚洲和太平洋中纬度对流层中高层扰动温度之间的“跷跷板”现象, 可近似归为亚洲—太平洋涛动 (APO) (Zhao et al., 2007)。APO 代表的海陆热力差异显著减小对亚洲夏季风系统减弱有重要

图6 夏季亚洲—太平洋 500 hPa T' (单位: $^{\circ}\text{C}$) 气候平均图Fig.6 Climatology of the summer mean 500-hPa T' in Asia-the Pacific

影响 (Zhao et al., 2007; 周波涛等, 2008), 这从夏季APO指数与南亚夏季风和东亚夏季风指数的显著正相关关系也有所体现, 相关系数分别为0.46和0.48, 均通过0.001显著性水平检验, APO与高原夏季风间则为显著负相关 (相关系数为-0.48, 通过0.001显著性水平检验)。APO指示的是夏季亚洲大陆与太平洋大气之间的大尺度热力差异, 主要影响空间尺度较大的东亚夏季风系统。若亚洲—太平洋大尺度热力差异是高原夏季风驱动因子, 那么根据季风产生的原理, 热力差异越大, 季风应该越强。而近几十年来亚洲—太平洋热力差异显著减小 (Zhao et al., 2007), 根据假设, 高原夏季风也应随之减弱, 实际上高原夏季风并未随着亚洲—太平洋地区大尺度大气热力差异的减小而减弱, 反而有所增强。青藏高原与周围大气热力差异不但包括高原与海洋间大尺度大气热力差异, 还应包括尺度相对较小的高原与周边陆地间的大气热力差异, 加之高原季风范围主要为高原主体及其周边地区, 高原季风更大程度上可能受到尺度相对较小的高原与周边陆地间的热力差异的影响, 本文试图从该角度讨论高原夏季风增强的可能原因。

从图6可见, 陆地负 T' 大值区大致分布在中国东部平原和中亚地区。将夏季高原 ($27.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$) 区域平均500 hPa温度分别与同纬度中国东部平原 ($27.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 和中亚 ($27.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $45^{\circ}\text{E}\sim 65^{\circ}\text{E}$) 区域平均500 hPa温度之差标准化后得到高原—东部平原热力差异指数 (I_{PEA}) 和高原—中亚热力差异指数 (I_{PMA})。图7给出了 I_{PMA} 和 I_{PEA} 变化曲线, 可以看到: 在80年代中期之前, I_{PMA} 表现为一种逐渐减弱的趋势 (图7a), 这与 I_{PM} 同时段变化趋势相反; 1980年代中期

之后表现出增加的趋势, 二者相关系数为0.33, 通过0.05的显著性水平检验。对比 I_{PEA} 与 I_{PM} 发现 (图7b), I_{PEA} 的增大能很好的对应高原夏季风增强, 在1974年最大 I_{PEA} 也与 I_{PM} 最大值相对应, 并且这种增加趋势一直持续到现在, 二者呈较一致的同步变化, 相关系数达到0.52, 通过0.001的显著性水平检验。这说明高原—东部平原热力差异与高原夏季风在年代际尺度上的对应关系要好于高原—中亚热力差异。然而, 我们也注意到, 在年际尺度上二者也存在一些差异。例如, 在2000~2003年期间, 高原夏季风和高原—东部平原热力差异互为反相位变化。

通过小波变换分析 (图8) 也可发现, 高原夏季风指数和高原—东部平原热力指数存在同位相变化的关系: 在16~32a的长时间变化尺度上, 二者都经历了“负—正”的同位相分布; 在4~8a短周期尺度上, 二者的位相变化也大致相同。这在小波方差图上亦有体现: 高原夏季风指数的小波变换方差贡献主要集中在两个时间尺度, 最大在8年左右的尺度附近, 其次是21年左右的尺度附近 (图8a); 高原—东部平原热力指数最大方差贡献在24年左右的尺度上, 其次是6年左右的尺度附近 (图8b)。尽管这些时间尺度表明二者变化具有较一致的年代际变化特征, 但在年际尺度上的主周期并不完全重合。因此, 有必要从多时间尺度的角度来分析研究它们的联系。

进一步采用交叉谱方法来研究高原夏季风和高原—东亚热力差异在不同频域区间上的相关关系。交叉谱分析结果表明 (表1), 凝聚值 $R_{12}^2(K)$ 在波数 $K=2$ 和 $K=16$ 时通过0.05显著性检验。其中, $K=16$ 时 F 值达到最大, 此时周期 $P=2.50$ 年, 对应落

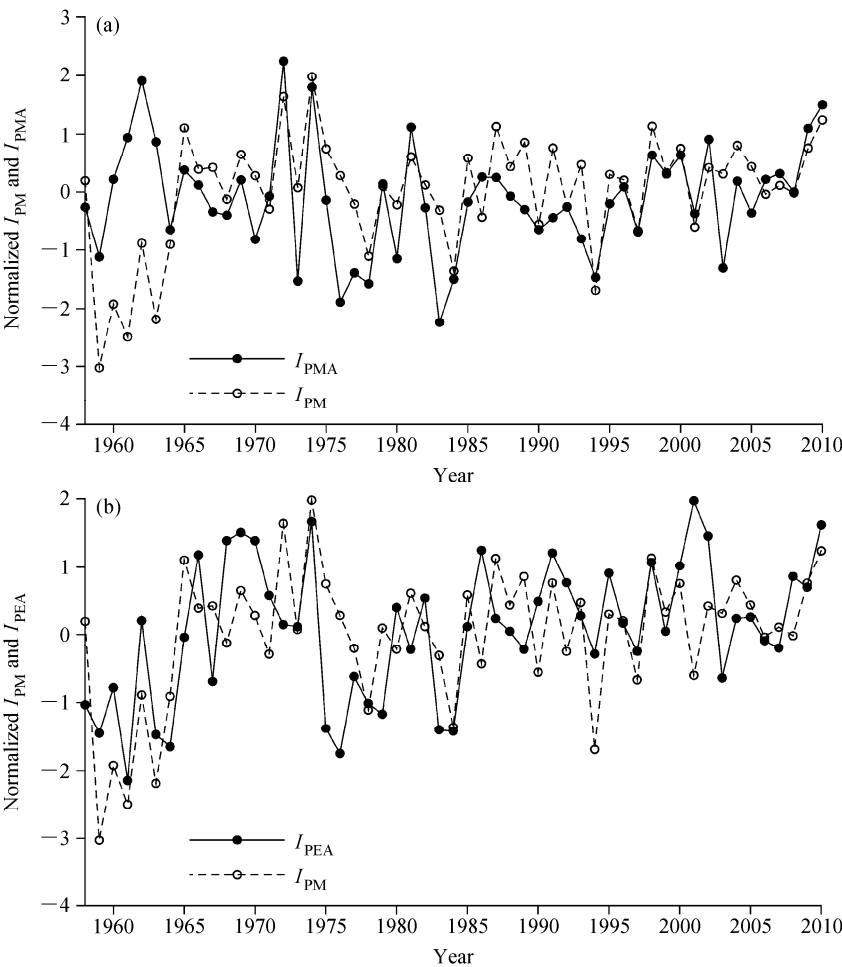


图7 1958~2010年高原夏季风指数与 (a) 高原—东亚热力差异指数和 (b) 高原—中亚热力差异指数标准化曲线
Fig.7 The time series of annual normalized I_{PM} and (a) I_{PEA} and (b) I_{PMA} for the period 1958-2010

后时间长度为-0.0065年,两个序列变化的同步相关最好; $K=2$ 时, F 值次之, $P=20.00$ 年,高原—东部平原热力差异变化超前高原夏季风变化1年时,两者相关性最显著,这说明在这些周期上高原夏季风和高原—东部平原热力差异可能存在显著的相互作用。这与之前得出的高原夏季风与高原—东亚热力差异存在显著正相关的结论一致,为深入认识高原夏季风与高原—周边陆地平原热力差异相互关系及变化规律提供了依据。

表1 I_{PM} 与 I_{PEA} 显著相关的周期及对应滞后时间
Table 1 Significant periods for the correlation between I_{PM} and I_{PEA} , and the corresponding lag time

波数K	通过F显著检验周期P/a	滞后时间/a
2	20.00	-1.0367
16	2.50	-0.0065

5 结论和讨论

本文利用NCEP/NCAR和ERA40再分析资料和统计方法分析了在青藏高原夏季风变化及可能原因,得到以下结论:

- (1) 高原夏季风具有年际和年代际的多时间尺度变化特征。近53年青藏高原夏季风除存在一定幅度的年际变化外,还呈现出0.23/10a的年代际增强趋势。1970年代中期之前,高原夏季风表现为明显的增强趋势,1970年代中后期高原夏季风有所减弱;从1970年代末至今,高原夏季风振荡增强。
- (2) 高原夏季风年代际增强伴随亚洲夏季风其他子系统减弱,并通过东亚夏季风环流的异常变化对中国夏季气候产生重要影响,造成华南和华北降水减少,长江中下游地区降水增加。
- (3) 在过去50多年亚洲季风区海陆热力差异减

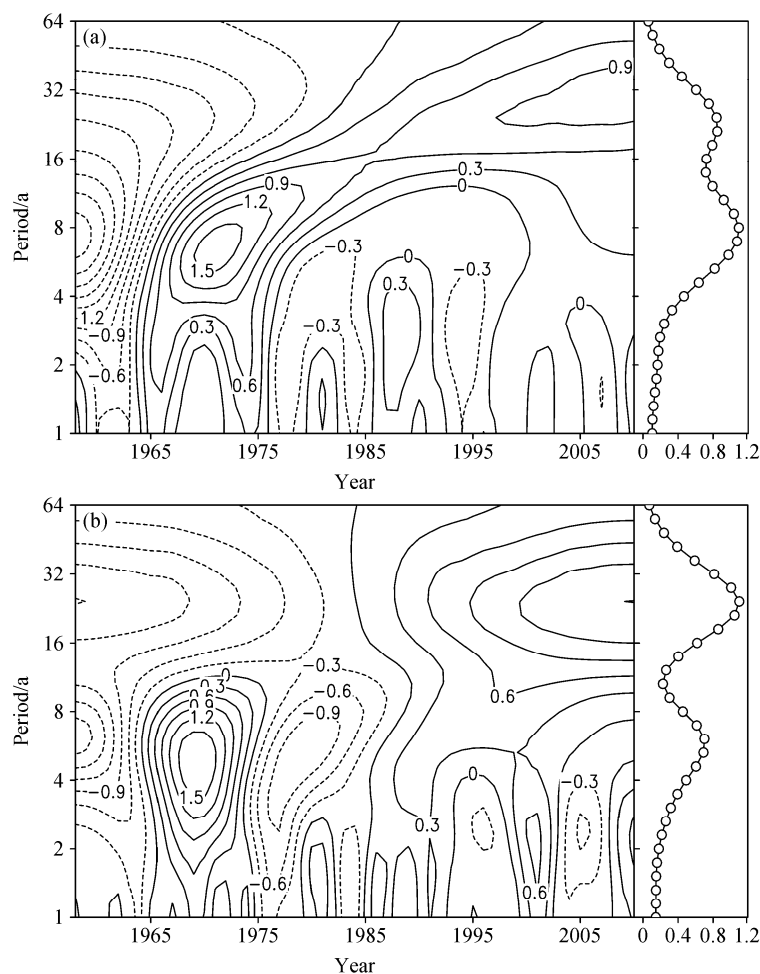


图8 高原夏季风指数 (a) 和 (b) 高原—东亚热力差异指数小波变换系数 (左) 及其方差 (右)

Fig.8 The wavelet coefficient (left) and its variance (right) for (a) I_{PM} and (b) I_{PEA}

小, 亚洲季风区海陆热力差异减小的背景下, 高原夏季风增强可能与青藏高原—周围陆地间夏季热力差异 (尤其是高原—东部平原热力差异) 增大存在密切联系, 二者在20年和2.5年两个时间尺度上显著相关。

从季风产生的机制来看, 季风是大气环流对热力差异季节性改变的响应。同样, 对高原地区季风现象的研究也均认为高原和周围自由大气的热力差异是产生高原季风的原因 (汤懋苍等, 1979, 1984; 白虎志等, 2001), 这种热力差异近年来也为一些学者所关注。Yu et al. (2004) 发现近50年东亚对流层中上层在盛夏存在显著的年代际尺度上的变冷。从Yu et al. (2004) 中东亚夏季对流层中高层变冷趋势的空间分布可以发现, 就变冷程度而言, 东亚平原变冷强于青藏高原, 这表明夏季东亚地区对流层中高层变冷程度的不一致导致了青藏高原与周围自

由大气热力差异发生变化, 从而影响高原夏季风异常。高原和周围自由大气的热力差异是下垫面加热不均匀的产物, 尽管青藏高原是产生高原与周围自由大气的热力差异的直接原因, 但高原周围大气的温度不仅与高原加热作用有关, 还与其他因子密切联系。Zhou and Zhang (2009) 进一步指出产生夏季东亚地区对流层中高层变冷的空间不均匀的原因与赤道中东太平洋、热带西印度洋海温和中纬度北太平洋海温异常有关, 但其物理机制需要进一步深入分析。

本文只是通过统计方法发现高原夏季风与高原—东亚热力差异存在密切联系, 但尚不足以证明就是高原—东亚热力差异引起了高原夏季风的变化, 这需要数值模拟加以验证。此外, 高原夏季风存在的准8年周期与高原—东亚热力差异并无显著相关; 对于影响高原—周围大气热力差异变化以及

高原夏季风准8年周期产生的原因, 目前也尚不十分清楚, 因此, 海—陆—气相互作用对高原季风系统变异的影响是下一步研究的重点。

致谢 中国科学院大气物理研究所王会军研究员对本文提出了宝贵的意见和建议, 在此表示衷心的感谢。感谢两位匿名审稿人的耐心审阅和宝贵意见。

参考文献 (References)

- 白虎志, 谢金南, 李栋梁. 2001. 近40年青藏高原季风变化的主要特征 [J]. 高原气象, 20 (1): 22–27. Bai Huzhi, Xie Jinnan, Li Dongliang. 2001. The principal feature of Qinghai-Xizang Plateau monsoon variation in 40 years [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 20 (1): 22–27.
- 白虎志, 马振锋, 董文杰. 2005. 青藏高原地区季风特征及与我国气候异常的联系 [J]. 应用气象学报, 16 (4): 484–491. Bai Huzhi, Ma Zhenfeng, Dong Wenjie. 2005. Relationship between Qinghai-Xizang Plateau region monsoon features and abnormal climate in China [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 16 (4): 484–491.
- Chang C P, Zhang Yongsheng, Li T. 2000. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge [J]. J. Climate, 13 (24): 4310–4325.
- 邓伟涛, 孙照渤, 曾刚, 等. 2009. 中国东部夏季降水型的年代际变化及其与北太平洋海温的关系 [J]. 大气科学, 33 (4): 835–846. Deng Weitao, Sun Zhaobo, Zeng Gang, et al. 2009. Interdecadal variation of summer precipitation pattern over eastern China and its relationship with the North Pacific SST [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (4): 835–846.
- 段安民, 吴国雄. 2003a. 7月青藏高原大气热源空间型及其与东亚大气环流和降水的相关研究 [J]. 气象学报, 61 (4): 447–456. Duan Anmin, Wu Guoxiong. 2003. The main spatial heating patterns over the Tibetan Plateau in July and the corresponding distributions of circulation and precipitation over Eastern Asia [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 61 (4): 447–456.
- 段安民, 刘屹岷, 吴国雄. 2003. 4–6月青藏高原热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常 [J]. 中国科学 (D辑): 地球科学, 33 (10): 997–1004. Duan Anmin, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2005. Heating status of the Tibetan Plateau from April to June and rainfall and atmospheric circulation anomaly over East Asia in midsummer [J]. Science in China (Series D): Earth Sciences (in Chinese), 48 (2): 250–257.
- 丁一汇, 李崇银, 何金海, 等. 2004. 南海季风试验与东亚夏季风 [J]. 气象学报, 62 (5): 561–586. Ding Yihui, Li Chongyin, He Jinhai, et al. 2006. South China Sea monsoon experiment (SCSMEX) and the East Asian monsoon [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 20 (2): 159–190.
- 范可. 2006. 南半球环流异常与长江中下游夏季旱涝的关系 [J]. 地球物理学报, 49 (3): 672–679. Fan Ke. 2006. Atmospheric circulation anomalies in the southern hemisphere and summer rainfall over Yangtze River valley [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 49 (3): 672–679.
- 范可, 王会军. 2006. 有关南半球大气环流与东亚气候的关系研究的若干新进展 [J]. 大气科学, 30 (3): 402–412. Fan Ke, Wang Huijun. 2006. Studies of the relationship between southern hemispheric atmospheric circulation and climate over East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (3): 402–412.
- 范可, 王会军. 2007. 南极涛动异常及其对冬春季北半球大气环流影响的数值模拟试验 [J]. 地球物理学报, 50 (2): 397–403. Fan Ke, Wang Huijun. 2007. Simulation of the AAO anomaly and its influence on the northern hemispheric circulation in boreal winter and spring [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 50 (2): 397–403.
- 谷德军, 梁建茵, 郑彬, 等. 2008. 华南夏季风降水开始日的异常与前冬大气环流和海温的关系 [J]. 大气科学, 32 (1): 155–164. Gu Dejun, Liang Jianyin, Zheng Bin, et al. 2008. Variation of starting date of summer monsoon rain in South China and its relation to atmospheric circulation and SST in the preceding winter [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (1): 155–164.
- 黄荣辉, 傅云飞, 臧晓云. 1996. 亚洲季风与ENSO循环的相互作用 [J]. 气候与环境研究, 1 (1): 38–54. Huang Ronghui, Fu Yunfei, Zang Xiaoyun. 1996. Asian monsoon and ENSO cycle interaction [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 1 (1): 38–54.
- Huang R H. 2001. Decadal variability of the summer monsoon rainfall in East Asia and its association with the SST anomalies in the tropical Pacific [J]. CLIVAR Exchange, 6 (2): 7–8.
- Kuo H L, Qian Y F. 1981. Influence of the Tibetan Plateau on cumulative and diurnal changes of weather and climate in summer [J]. Mon. Wea. Rev., 109 (11): 2337–2356.
- 李崇银, 张利平. 1999. 南海夏季风活动及其影响 [J]. 大气科学, 23(3): 257–266. Li Chongyin, Zhang Liping. 1999. Summer monsoon activities in the South China Sea and its impacts [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23 (3): 257–266.
- 李菲, 段安民. 2011. 青藏高原夏季风强弱变化及其对亚洲地区降水和环流的影响——2008年个例分析 [J]. 大气科学, 35 (4): 694–706. Li Fei, Duan Anmin. 2011. Variation of the Tibetan Plateau summer monsoon and its effect on the rainfall and circulation in Asia—A case study in 2008 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (4): 694–706.
- 刘芸芸, 丁一汇. 2008. 印度夏季风的爆发与中国长江流域梅雨的遥相关分析 [J]. 中国科学 (D辑): 地球科学, 38 (6): 763–775. Liu Yunyun, Ding Yihui. 2008. Teleconnection between the Indian summer monsoon onset and the Meiyu over the Yangtze River valley [J]. Science in China (Series D): Earth Sciences, 51 (7): 1021–1035.
- 马振锋, 高文良. 2002. 热带海温变化与高原季风发展 [J]. 应用气象学报, 13 (4): 440–447. Ma Zhenfeng, Gao Wenliang. 2002. Relationship between tropical SST change and monsoon development over plateau [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 13 (4): 440–447.
- 马振锋. 2003. 高原季风强弱对南亚高压活动的影响 [J]. 高原气象, 22 (2): 143–147. Ma Zhenfeng. 2003. Impact of strong/weak plateau summer monsoon on South Asia high activity [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 22 (2): 143–147.
- 齐冬梅, 李跃清, 白莹莹, 等. 2009. 高原夏季风指数的定义及其特征分

- 析 [J]. 高原山地气象研究, 29 (4): 1–9. Qi Dongmei, Li Yueqing, Bai Yingying, et al. 2009. The definition of plateau summer monsoon index and analysis on its characteristics [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 29 (4): 1–9.
- 汤懋苍, 沈志宝, 陈有虞. 1979. 高原季风的平均气候特征 [J]. 地理学报, 34 (1): 33–41. Tang Maocang, Shen Zhibao, Chen Youyu. 1979. On climatic characteristics of the Xizang Plateau monsoon [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 34 (1): 33–41.
- Tang Maocang, Reiter E R. 1984. Plateau monsoons of the Northern Hemisphere: A comparison between North America and Tibet [J]. Mon. Wea. Rev., 112 (4): 617–637.
- 汤懋苍, 梁娟, 邵明镜, 等. 1984. 高原季风年际变化的初步分析 [J]. 高原气象, 3 (3): 76–82. Tang Maocang, Liang Juan, Shao Mingjing, et al. 1984. The initial analysis on the Tibet Plateau monsoon interannual variability [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 3 (3): 76–82.
- 汤懋苍. 1993. 高原季风研究的若干进展 [J]. 高原气象, 12 (1): 95–101. Tang Maocang. 1993. Some advances on the research of plateau monsoons [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 12 (1): 95–101.
- 汤懋苍. 1995. 高原季风的年代际振荡及其原因探讨 [J]. 气象科学, 15 (4): 64–68. Tang Maocang. 1995. Discussion on inter-decade oscillation of plateau monsoon and its causes [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 15 (4): 64–68.
- 田俊, 马振峰, 范广洲, 等. 2010. 新的高原季风指数与四川盆地夏季降水的关系 [J]. 气象科学, 30 (3): 308–135. Tian Jun, Ma Zhenfeng, Fan Guangzhou, et al. 2010. Relationship between a new plateau monsoon index and summer precipitation in Sichuan basin [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 30 (3): 308–135.
- Wang Huijun. 2000. The interannual variability of East Asian Monsoon and its relationship with SST in a coupled atmosphere–ocean–land climate model [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 17 (1): 31–47.
- Wang Huijun. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 18 (3): 376–386.
- Wang Huijun. 2002. The instability of the East Asian summer monsoon–ENSO relations [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 19 (1): 1–11.
- 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡 [J]. 气象学报, 28 (2): 108–121. Ye Tucheng, Lo Szuwei, Chu Paochen. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 28 (2): 108–121.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 高原季风现象[M]//叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 62–73. Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. Phenomenon of Tibet Plateau monsoon [M]// Ye Duzheng, Gao Youxi. Qinghai-Xizang Plateau Meteorology (in Chinese). Beijing: Science Press, 62–63.
- Yu Rucong, Wang Bin, Zhou Tianjun. 2004. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia [J]. Geophys. Res. Lett., 31: L122212.
- 袁媛, 李崇银. 2009. 热带印度洋海温异常不同模式对南海夏季风爆发的可能影响 [J]. 大气科学, 33 (2): 325–336. Yuan yuan, Li Chongyin. 2009. Possible impacts of the tropical Indian Ocean SST anomaly modes on the South China Sea summer Monsoon onset [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (2): 325–336.
- 曾庆存, 张邦林. 1998. 大气环流的季节变化和季风 [J]. 大气科学, 22 (6): 805–813. Zeng Qingcun, Zhang Banglin. 1998. On the seasonal variation of atmospheric general circulation and the monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 22 (6): 805–813.
- 张顺利, 陶诗言. 2001. 青藏高原积雪对亚洲夏季风影响的诊断及数值研究 [J]. 大气科学, 25 (3): 372–390. Zhang Shunli, Tao Shiyan. 2001. The Influences of snow cover over the Tibetan Plateau on Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25 (3): 372–390.
- Zhao Ping, Zhu Yani, Zhang Renhe. 2007. An Asian–Pacific teleconnection in summer tropospheric temperature and associated Asian climate variability [J]. Climate Dyn., 29 (2–3): 293–303.
- 周波涛, 崔绚, 赵平. 2008. 亚洲–太平洋涛动与西北太平洋热带气旋频数的关系 [J]. 中国科学 (D辑): 地球科学, 38 (1): 118–123. Zhou Botao, Cui Xuan, Zhao Ping. 2008. Relationship between the Asian–Pacific oscillation and the tropical cyclone frequency in the western North Pacific [J]. Science in China (Series D): Earth Sciences, 51 (34): 380–385.
- Zhou Tianjun, Zhang Jie. 2009. Harmonious inter-decadal changes of July–August upper tropospheric temperature across the North Atlantic, Eurasian continent, and North Pacific [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 26 (4): 656–665.
- Zhu Yali, Wang Huijun, Zhou Wen, et al. 2011. Recent changes in the summer precipitation pattern in East China and the background circulation [J]. Climate Dyn., 36 (7–8): 1463–1473.
- 朱玉祥, 丁一汇, 刘海文. 2009. 青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的模拟研究 [J]. 大气科学, 33 (5): 903–915. Zhu Yuxiang, Ding Yihui, Liu Haiwen. 2009. Simulation of the influence of winter snow depth over the Tibetan Plateau on summer rainfall in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (5): 903–915.