

过去 1500 年典型暖期东亚夏季风年代际变化特征对比及其可能成因^{*}

王晓青^{1,2} 刘健^{3,4,5} 王志远⁶ 刘斌³
WANG Xiaoqing^{1,2} LIU Jian^{3,4,5} WANG Zhiyuan⁶ LIU Bin³

1. 河北省气象与生态环境重点实验室, 石家庄, 050021
 2. 河北省人工影响天气办公室, 石家庄, 050021
 3. 虚拟地理环境教育部重点实验室/江苏省地理环境演化国家重点实验室培育建设点/江苏省地理信息资源开发与利用协同创新中心, 南京师范大学地理科学学院, 南京, 210023
 4. 江苏省大规模复杂系统数值模拟重点实验室, 南京师范大学数学科学学院, 南京, 210023
 5. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室海洋-气候-同位素模拟开放工作室, 青岛, 266237
 6. 浙江师范大学地理与环境学院, 金华, 321004
1. Key Laboratory of Meteorology and Ecological Environment of Hebei Province, Shijiazhuang 050021, China
 2. Hebei Provincial Weather Modification Office, Shijiazhuang 050021, China
 3. Key Laboratory for Virtual Geographic Environment of Ministry of Education/ State Key Laboratory of Geographical Evolution of Jiangsu Provincial Cultivation Base/ Jiangsu Center for Collaborative Innovation in Geographical Information Resource Development and Application, School of Geography Science, Nanjing Normal University, Nanjing 210023, China
 4. Jiangsu Provincial Key Laboratory for Numerical Simulation of Large Scale Complex System, School of Mathematical Science, Nanjing Normal University, Nanjing 210023, China
 5. Open Studio for the Simulation of Ocean-Climate-Isotope, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266237, China
 6. School of Geography and Environment, Zhejiang Normal University, Jinhua 321004, China

2019-05-15 收稿, 2019-11-16 改回。

王晓青, 刘健, 王志远, 刘斌. 2020. 过去 1500 年典型暖期东亚夏季风年代际变化特征对比及其可能成因. 气象学报, 78(2): 237-249

Wang Xiaoqing, Liu Jian, Wang Zhiyuan, Liu Bin. 2020. Comparison of the EASM interdecadal variability and possible causes between typical warm periods during the past 1500 years. *Acta Meteorologica Sinica*, 78(2):237-249

Abstract The characteristics and causes of the East Asian summer monsoon (EASM) interdecadal variability during the Medieval Warm Period (MWP, 1001–1100) and Present Warm Period (PWP, 1901–2000) are examined by using results of all-forcing and control experiments over the past 1500 years of the Community Earth System Model version 1.0 (CESM1). Results show that the interdecadal variability of the EASM is characterized by a north-south dipole rainfall pattern in eastern China and the significant interdecadal periods of the EASM are around 10 and 20 years during both periods. These changes are mainly attributed to the internal variability, which is preliminarily dominated by the Pacific Decadal Oscillation. The positive phase of PDO induces warming (cooling) over the tropical western Pacific (East Asia continent), featuring a "colder land-warmer ocean" pattern, which favors a weak

* 资助课题: 国家自然科学基金项目(41420104002)、国家重点研发计划项目(2016YFA0600401)、江苏省高校科技创新团队项目、江苏高校优势学科建设项目(164320H116)。

作者简介: 王晓青, 主要从事东亚季风和大气物理研究。E-mail: 1269780529@qq.com

通信作者: 刘健, 主要从事全球变化和古气候模拟研究。E-mail: jliu@njnu.edu.cn

EASM. Besides, the meridionally arranged anomalous low-level anticyclone (cyclone) occurs over the northwestern Pacific (Sea of Japan) during MWP. These are dynamically in accordance with the sea level pressure, thus resulting in increased (reduced) precipitation over the southern China (northern China).

Key words Medieval warm period, Present warm period, East Asian summer monsoon, Interdecadal variability, Mechanism

摘要 利用通用地球系统模式开展的过去 1500 年气候模拟全强迫试验和对照试验结果, 在验证模式模拟性能的基础上, 采用多变量经验正交函数分解等方法, 对比分析了典型暖期东亚夏季风年代际变化特征及其成因机制。结果表明, 两个典型暖期东亚夏季风变化的主周期均为准 10 a 和准 20 a。中世纪暖期黄河流域至日本南部一带降水偏多, 长江流域以南和西北太平洋一带降水偏少; 现代暖期东亚夏季风降水表现为“南涝北旱”型分布特征。内部变率是影响典型暖期东亚夏季风变化的主控因子之一, 其中太平洋年代际振荡起决定性作用。当太平洋年代际振荡处于正位相时, 热带西太平洋(东亚大陆)变暖(变冷), 东亚地区海、陆热力差减小, 对应弱的东亚夏季风。另外, 中世纪暖期海平面气压的动态变化对应 850 hPa 风场在西北太平洋(日本海)一带均出现了经向排列的异常反气旋(气旋), 从而导致中国南部(北部)降水偏多(偏少)。

关键词 中世纪暖期, 现代暖期, 东亚夏季风, 年代际变化, 机理研究

中图法分类号 P467

1 引言

东亚夏季风(EASM)是东亚地区最重要的气候系统, 中国东部区域受夏季风影响较为显著, 夏季降水约占年总降水量的 49% (周天军等, 2018)。东亚夏季风的异常易引发洪涝和干旱等重大自然灾害, 进而对中国社会经济和人民生命财产造成严重影响。尤其是在近几十年, 最为显著和受到关注的是发生于 20 世纪 70 年代末的东亚夏季风环流的年代际减弱(Wang, 2001; Yu, et al, 2004), 与其相对应的是中国夏季降水在长江中下游地区增多, 华北和黄河流域地区减少, 呈“南涝北旱”型态(Hu, 1997; Gong, et al, 2002; 王绍武等, 2002; 顾薇等, 2005; 张人禾等, 2008)。

关于东亚夏季风在 20 世纪 70 年代减弱的机制研究一直是个热点问题, 学者们从不同的角度探讨了东亚夏季风年代际减弱的原因, 大体有 4 种观点:(1)热带太平洋和印度洋海表温度(SST)的年代际升高与东亚夏季风减弱和降水型态的转变有密切关系(Xue, 2001; Ding, et al, 2010; Yang, et al, 2017)。基于全球气候模式的敏感性试验结果, 有学者研究发现, 西太平洋和热带印度洋的异常变暖会加强赤道印度洋和海洋性大陆附近的热带对流, 使得西太平洋副热带高压向西扩展, 进而使得中国呈“南涝北旱”型(Zhou, et al, 2009a; Fu, et al, 2009)。但是多数模式可以模拟出东亚夏季风环流的年代际减弱, 而模拟的降水模态则有较大误差(曾刚等, 2007; Li, et al, 2010a)。(2)东亚夏季风

的年代际变化是气候系统内部振荡的结果(Li, et al, 2016)。有学者指出 20 世纪 70 年代末东亚夏季风的年代际减弱和相关的中国东部夏季降水年代际变化是太平洋年代际振荡(PDO)位相转变的结果(朱益民等, 2003; 陈红等, 2013; Dong, et al, 2016)。而 Lu 等(2006)则认为大西洋年代际振荡(AMO)也可能在东亚夏季风的年代际变化上起重要作用, 暖位相的大西洋年代际振荡对应东印度洋和海洋性大陆地区海表温度的正距平变化, 进而使得该地区降水增多, 通过大气加热影响东亚夏季风降水。(3)人为外强迫因子可能也是东亚夏季风减弱的原因(Zhang, et al, 2017; Ma, et al, 2017; 王欢等, 2019)。有研究发现温室气体浓度升高导致的全球变暖是驱动东亚夏季风年代际减弱的原因(Zhu, et al, 2012; Li, et al, 2010b), 但是当前的很多全球气候模式预估的未来全球变暖背景的东亚夏季风是增强的(王会军等, 2013)。Song 等(2014)指出气溶胶强迫引起的中国中部地区的表面变冷可能引起了华北地区正的海平面气压(SLP)异常, 在东亚低层夏季风环流减弱中起主要作用。(4)青藏高原冬春季积雪引起的感热减弱也被认为是东亚夏季风年代际减弱的原因之一(Ding, et al, 2009)。综上, 关于东亚夏季风的年代际变化特征的研究已取得可喜的进展, 然而对于其年代际变化的机制至今还存在较大争议(Zhou, et al, 2009b)。此外, 受观测资料时间长度的限制, 目前对东亚夏季风的研究大多集中在最近 50 年, 使得对东亚夏季风年代际变率的成因(内部变率、人为因子、自

然外强迫等)及其物理机制的研究受到限制。因此,将研究时段进行拓展是当务之急。

过去 2000 年不仅包含由自然变率引起的气候时段,又包含叠加了人为影响的气候变化时段,对区分内部变率、人为因子、自然外强迫对气候系统的影响机理,预测未来数十至数百年全球气候环境变化具有重大意义(葛全胜等,2015)。为了更好地理解现代暖期(PWP)东亚夏季风年代际变化特征及机理,对过去 2000 年东亚夏季风年代际变率,尤其是 1500 年来的典型温暖时期,即中世纪暖期(MWP)东亚夏季风年代际变率的研究至关重要(Liu, et al, 2014)。探讨过去 1500 年来典型暖期东亚夏季风年代际变化的异同点不仅有助于理解自然和人为强迫对现代暖期成因的相对作用,而且有助于揭示典型暖期该区域农业和文明变化的成因(Yan, et al, 2015)。

鉴于此,文中将使用通用地球系统模式(CESM)模拟的过去 2000 年气候变化的全强迫试验和对照试验结果,对比分析中世纪暖期最暖百年(1001—1100 年)和现代暖期(1901—2000 年)东亚(0° — 50°N , 100° — 140°E)夏季风年代际变化特征及其成因机制的差异。由于东亚夏季降水 5 月初开始于中南半岛,5 月中旬经过中国南海,直到 8 月末东亚夏季雨季结束(Liu, et al, 2011a),因而文中选择 5—8 月作为东亚地区的夏季。主要探讨以下两个问题:(1)中世纪暖期和现代暖期东亚夏季风年代际变化特征有何异同?(2)这两个暖期东亚夏季风的年代际变化是气候系统内部变率还是外部强迫的结果?

2 模拟试验简介与验证

2.1 模拟试验

通用地球系统模式是美国国家大气研究中心(NCAR)于 2010 年 7 月首次发布的由大气、海洋、陆面、陆冰、海冰 5 个子模式通过“中央耦合器”耦合而成的全球气-海-陆-冰全耦合地球系统模式

(Hurrell, et al, 2013)。本研究采用的是通用地球系统模式的低分辨率版本(CESM1.0.3, T31_g3T),其中,大气模式采用的是 CAM4(Community Atmosphere Model),水平分辨率为 $3.75^{\circ} \times 3.75^{\circ}$,垂直方向共分为 26 层。陆面模式采用 CLM4(Community Land Model),其水平分辨率与大气模式相同;海洋模式为 POP2(The Parallel Ocean Program version 2),全球范围内经向 116 格点,纬向 100 格点,垂直方向分为 60 层。

文中使用的资料来自通用地球系统模式的低分辨率版本进行的 2 个过去 2000 年气候变化数值模拟试验(试验中未开启陆面模式的碳-氮循环过程),包括对照试验(Ctrl)和全强迫试验(AF)(表 1)。全强迫试验的外强迫条件包括随时间变化的太阳辐射(Shapiro, et al, 2011)、火山活动(Gao, et al, 2008)、温室气体浓度(Meure, et al, 2006)、土地利用/覆盖(Ruddiman, et al, 2011)和地球轨道参数(Berger, 1978)。模拟试验采用的主要外强迫因子的时间序列参见王志远等(2014)。

2.2 结果验证

将通用地球系统模式的模拟结果分别与重建资料及观测/再分析资料进行对比,以验证模式对过去及现在气候的模拟能力。

采用的观测/再分析资料有:(1)降水量重建资料(PREC, Chen, et al, 2002)。PREC 全球月降水资料包括陆地(PREC/L)和海洋(PREC/O)两部分,PREC/L 是全球历史气候网(GHCN)最近第 2 版的 17000 个气象站的雨量观测资料和美国气候预报中心(CPC)编制与收集的气候异常监测系统(CAMS)资料结合的产品。该产品使用了最优内插方法进行严格的监测和质量控制。PREC/O 是通过经验正交函数分解(EOF)重建方法将近年来的卫星观测定义的降水空间分布型与雨量筒、船舶观测得到的时间变化信息结合起来计算得到的最新全球资料。PREC 全球月降水资料的空间分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$,时间长度为 1948 年至今。(2)欧洲中期天气预报

表 1 过去 2000 年模拟试验概况

Table 1 Overview of two climatic modeling experiments over the past 2000 years used in the present study

序号	试验名称	简称	外强迫条件	积分时间长度(a)
1	对照试验	Ctrl	NCAR 1850 年外强迫条件	2400
2	全强迫试验	AF	地球轨道参数+太阳辐射+火山活动+温室气体+土地利用/覆盖	2000

中心(ECMWF)40 a再分析资料(简称ERA-40)的海平面气压、850 hPa风场资料(Uppala, et al, 2005)。ERA-40资料是欧洲中期天气预报中心与其他机构合作制作的第2代再分析资料,时间长度为1957年9月至2002年8月,空间分辨率为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 。与第1代再分析资料相比,ERA-40对大气的描述更加广泛而精确,再分析系统使用的预报模式的垂直分辨率、物理和地表参数化方案等均有改进。

为了将模拟结果与重建资料进行对比,使用两组东亚夏季风降水的代用资料,一组代表长江以北地区的夏季降水,另一组代表长江以南地区的夏季降水(表2)。

前期研究发现:通用地球系统模式能够较好地模拟全球气温、降水的时空分布特征以及内部变率如厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)、太平洋年代际振荡、大西洋年代际振荡和北大西洋涛动(NAO)等年际一年代际信号(Wang, et al, 2015),在百年尺度上,通用地球系统模式模拟的中国、东亚区域温度的波动变化与重建资料基本一致,均显示了800—1250年中世纪暖期和1901—2000年现代暖期(王晓青等,2015;孙炜毅等,2015)。并且发现,通用地球系统模式对亚洲夏季风降水的模拟能力与CMIP5的其他模式相当(韩春凤等,2017)。进一步验证了通用地球系统模式对现代暖期东亚夏季风降水“南涝北旱”趋势变化的模拟能力。图1对比了AF试验与观测/再分析资料1961—2000年东亚夏季风降水和850 hPa风场的线性趋势,可见,AF模拟试验能够较好地模拟出东亚夏季风降水“南涝北旱”的趋势变化特征,与观测/再分析资料的空间相关系数为0.59,达到了99%的置信度。850 hPa风场上,模拟与观测再分析资料都能体现西北太平洋上空的气旋环流和中国东部地区的偏

北风。

为了验证模式对中世纪暖期和现代暖期中国东部夏季降水量变化的模拟能力,图2、3分别对比了模式模拟的过去1500年长江以北地区($32^{\circ}\text{--}39^{\circ}\text{N}, 105^{\circ}\text{--}112^{\circ}\text{E}$)以及长江以南地区($22^{\circ}\text{--}30^{\circ}\text{N}, 105^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$)夏季平均降水与对应代用资料的结果。从图2可以看出,1000—1100年,长江以北地区夏季平均降水相对于800—1250年是偏少的,20世纪50年代以后华北降水呈下降趋势,模式和代用资料结果较为一致。长江以南地区夏季平均降水相对于800—1250年是偏多的,20世纪50年代以后呈上升趋势(图3)。总的来说,模式可以较好地模拟出两个典型暖期中国东部夏季降水的时间变化特征。

3 典型暖期东亚夏季风年代际变化特征对比

3.1 东亚夏季风指数的选择

对东亚夏季风时、空特征的研究离不开指数的选择。到目前为止,至少有25个东亚夏季风指数,主要可分为东西向热力差指数、南北向热力差指数、纬向风切变指数、西南季风指数和南海季风指数(Wang, et al, 2008)。通过分析这些指数,Wang等(2008)提出将东亚夏季风变率的主成分分量作为统一的东亚夏季风指数。据此,对标准化的东亚夏季降水量、850 hPa风场、200 hPa风场、海平面气压场进行多变量经验正交函数分解(MV-EOF)后得到的主成分分量作为东亚夏季风指数。为了消除年际变率的影响,在进行MV-EOF之前,对各变量进行了5 a滑动平均。

3.2 中世纪暖期与现代暖期东亚夏季风年代际变化特征

从典型暖期东亚夏季降水、850 hPa风场、海平面气压场以及200 hPa风场MV-EOF后得到的

表2 两组东亚夏季风降水代用资料概况
Table 2 Overview of two sets of precipitation proxy records for the EASM

位置	类型	空间范围	时间分辨率(a)	序列时段	参考文献
黄爷洞	石笋 $\delta^{18}\text{O}$	$33.58^{\circ}\text{N}, 105.12^{\circ}\text{E}$	4—7	138—2002年	Tan, et al, 2011
公海湖	湖泊沉积物	$38.9^{\circ}\text{N}, 112.23^{\circ}\text{E}$	3—8	886—2005年	Liu, et al, 2011b
万象洞	石笋 $\delta^{18}\text{O}$	$33.32^{\circ}\text{N}, 105^{\circ}\text{E}$	1	192—2003年	Zhang, et al, 2008
织金洞	石笋 $\delta^{18}\text{O}$	$26.35^{\circ}\text{--}26.97^{\circ}\text{N}, 105.33^{\circ}\text{--}106.02^{\circ}\text{E}$	3—7	882—1997年	Kuo, et al, 2011
芙蓉洞	石笋 $\delta^{18}\text{O}$	$29.22^{\circ}\text{N}, 107.9^{\circ}\text{E}$	4—13	公元前39年—2005年	Li, et al, 2011
翠峰湖	湖泊沉积物	$24.5^{\circ}\text{N}, 121.6^{\circ}\text{E}$	10—13	493—2003年	Wang, et al, 2013

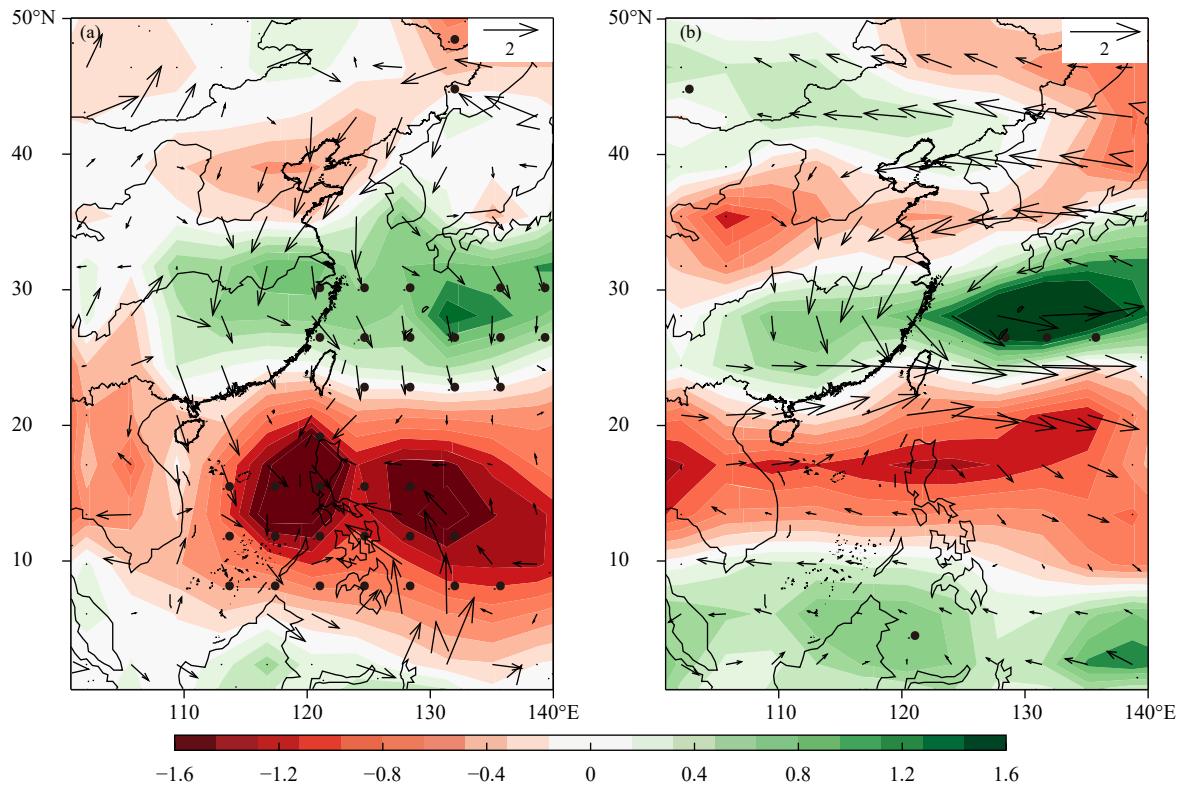


图 1 1961—2000 年 AF 试验与观测/再分析东亚夏季风降水(色阶, 单位: mm/d) 和 850 hPa 风场(矢量, 单位: m/s) 的线性趋势对比

(a. PREC/ERA-40, b. AF 试验; 打点区表示通过了 95% 的置信度 F 检验)

Fig. 1 Linear trends of precipitation (shaded, unit: mm/d) and 850 hPa winds (vectors, unit: m/s) in summer (May–August) during 1961–2000

(a. PREC/ERA-40, b. AF run; The dotted areas indicate that the variables are statistically significant at the 5% level based on F -test)

第 1 模态(MV-EOF1)分布(图 4)来看, 中世纪暖期和现代暖期东亚夏季风 MV-EOF1 的解释方差分别为 25.01% 和 23.40%, 均通过了 North 检验(North, et al., 1982)。中世纪暖期, MV-EOF1 第 1 特征向量表现为从黄河流域至日本南部一带降水偏多, 长江流域以南和西北太平洋一带降水偏少; 从 850 hPa 风场的分布来看, 以西北太平洋为中心存在一反气旋异常, 气旋异常中心位于日本海一带(图 4a)。海平面气压场的分布亦呈南、北反向的偶极子模态, 高压中心位于中国南海和菲律宾海北部, 低压中心位于渤海至日本南部, 与降水率以及 850 hPa 风场的变化对应; 从 200 hPa 风场分布来看, 中国南海存在一气旋性异常环流, 30°N 以北存在一反气旋异常环流(图 4c)。现代暖期, 东亚夏季风的主模态表现为中国东部以南风为主, 对应偏强的东亚夏季风。夏季降水表现为中国东部长江以北及日本南

部为正距平, 西北太平洋以反气旋异常环流为主, 使得长江流域以南地区夏季降水偏少(图 4b)。同时, 海平面气压正异常场及相关的 200 hPa 大尺度气旋性异常环流主导长江以南地区, 海平面气压负异常场及 200 hPa 反气旋异常环流位于日本海一带(图 4d)。图 5 给出典型暖期各变量场 MV-EOF1 时间序列(PC1)及其对应的功率谱, 从图 5b 可以看出, PC1 在 1960—1980 年呈现先减弱后增强再减弱的变化, 整体呈下降趋势, 表明东亚夏季风呈减弱趋势。从典型暖期 PC1 小波功率谱(图 5c、d)上看, 两个暖期的周期均以准 10 a 和准 20 a 为主。

4 典型暖期东亚夏季风年代际变化的可能成因

为了探讨典型暖期东亚夏季风年代际变化的影响机制, 图 6 分析了对照试验中随机 100 a 东亚

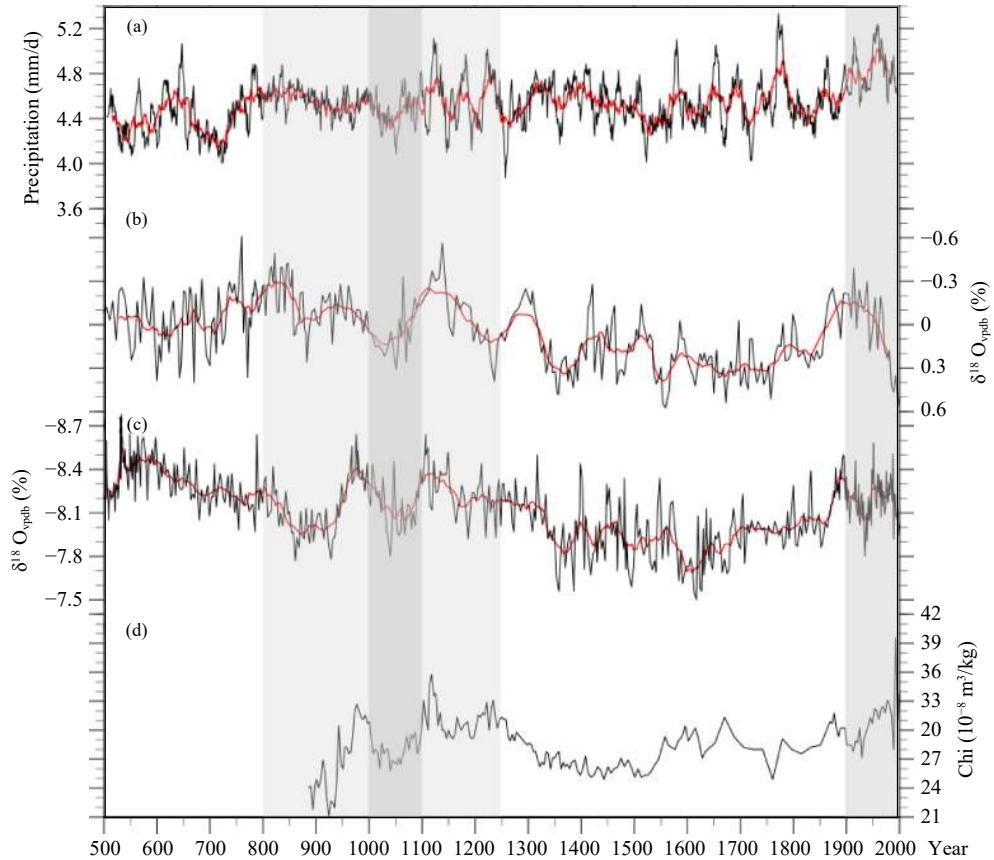


图2 过去1500年长江以北地区(32° — 39° N, 105° — 112° E)夏季(5—8月)平均降水时间序列

(a. AF(黑实线: 11点滑动平均, 红实线: 31点滑动平均), b. 黄烨洞 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(Tan, et al, 2011),
c. 万象洞 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(Zhang, et al, 2008), d. 公海湖磁学记录(Liu, et al, 2011b))

Fig. 2 Time series of summer precipitation from simulation and climatic proxies in North China over the past 1500 years
(a. MJJA-mean EASM rainfall averaged over (32° — 39° N, 105° — 112° E) in AF run (black line: 11 point filtered, red line: 31 point filtered),
b. $\delta^{18}\text{O}$ records from Huangye Cave (Tan, et al, 2011), c. $\delta^{18}\text{O}$ records from Wanxiang Cave (Zhang, et al, 2008),
d. environmental magnetic records (Liu, et al, 2011b))

夏季风降水、850 hPa风场、海平面气压场以及200 hPa风场归一化处理后MV-EOF的第1模态,同样的为了消除年际变率的影响,在进行MV-EOF之前所有数据均进行了5 a滑动平均。从图6可见,该模态与AF试验结果(图4)类似,将对照试验与AF模拟的两个典型暖期东亚夏季风MV-EOF1进行空间相关分析发现,中世纪暖期和现代暖期,对照试验模拟的东亚夏季风降水与AF的空间相关系数分别为0.63、0.61,对照试验模拟的东亚夏季风海平面气压与AF的空间相关系数分别为0.96、0.86,均通过了0.01的显著性检验,说明内部变率是典型暖期东亚夏季风年代际变化的主要影响因子之一。

为了探讨内部变率影响典型暖期东亚夏季风

年代际变率的机制,分析了典型暖期东亚夏季风PC1回归的夏季海温场变化(图7)。从图7可见,两个时期均显示北太平洋中部海温为正距平,西北太平洋海温为负距平,呈类太平洋年代际振荡模态。为了进一步研究太平洋年代际振荡与典型暖期东亚夏季风年代际变率的关系,图8比较了典型暖期东亚夏季风年代际变率PC1与夏季太平洋年代际振荡指数的关系。采用AF试验中北太平洋(20° — 65° N, 110° E— 110° W)夏季平均海温标准化距平场5 a滑动后进行经验正交函数分解得到的标准化的主分量作为太平洋年代际振荡指数(Mantua, et al, 1997; Zhang, et al, 1997),其中,中世纪暖期用PC1代表太平洋年代际振荡指数,现代暖期由于经验正交函数分解第1模态海温呈现一致

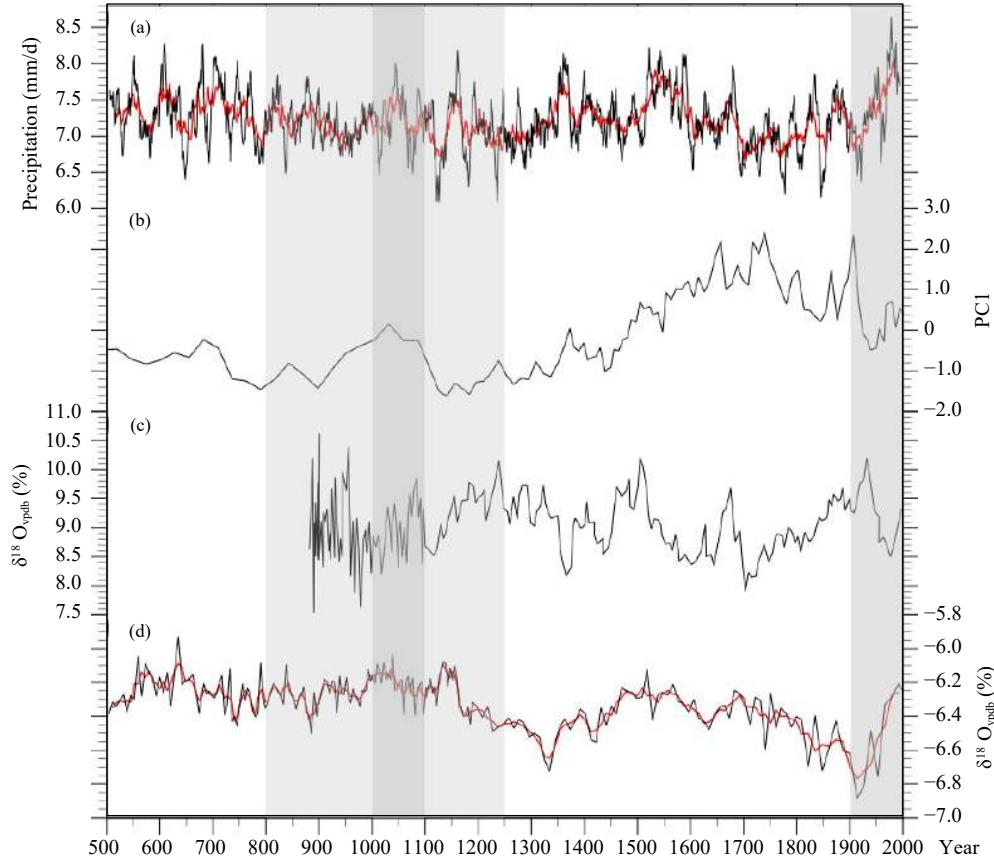


图3 过去1500年长江以南地区(22° — 30° N, 105° — 120° E)夏季(5—8月)平均降水时间序列
 (a. AF(黑实线: 11点滑动平均, 红实线: 31点滑动平均), b. 台湾翠峰湖硅藻主成分 (Wang, et al., 2013),
 c. 贵州省织金洞 $\delta^{18}\text{O}$ 记录 (Kuo, et al., 2011), d. 重庆芙蓉洞 $\delta^{18}\text{O}$ 记录 (Li, et al., 2011))

Fig. 3 Time series of summer precipitation from simulation and climatic proxies in South China over the past 1500 years
 (a. MJJA-mean EASM rainfall averaged over (22° — 30° N, 105° — 120° E) in AF run (black line: 11-year running average, red line: 31-year running average), b. record of PC1 from principal components analysis of diatom assemblages from Tsuifong Lake (Wang, et al., 2013), c. $\delta^{18}\text{O}$ record from Zhijin Cave (Kuo, et al., 2011), d. $\delta^{18}\text{O}$ record from Furong Cave (Li, et al., 2011))

变化,故使用PC2代表太平洋年代际振荡指数(Power, et al., 1999; Deser, et al., 2004)。从图8可见,典型暖期东亚夏季风年代际变化PC1与太平洋年代际振荡呈反相变化,即太平洋年代际振荡的正(负)位相对应弱(强)的东亚夏季风。中世纪暖期东亚夏季风指数与太平洋年代际振荡的相关系数为-0.64,达到了99%置信度;现代暖期东亚夏季风指数与太平洋年代际振荡的相关系数为-0.41,达到了95%置信度。

为了研究夏季太平洋年代际振荡影响典型暖期东亚夏季风年代际变率的机制,进一步对比分析了夏季太平洋年代际振荡指数回归得到的两个典型暖期的东亚气候变量的空间场(图9)。当太平洋

年代际振荡处于正位相时,在其影响下,典型暖期热带西太平洋海表温度正距平明显,东亚大陆地表温度为负距平,海、陆热力差减小,均对应弱的东亚夏季风(图9a, b)。中世纪暖期海平面气压场分布呈偶极子模态,高压中心位于日本海一带,低压中心位于中国南海一带,对应的850 hPa风场在年代尺度上呈太平洋-日本(PJ)经向波列变化(Wu, et al., 2016)(图9c);而现代暖期中国东部海平面气压场为负异常,使得整个中国东部850 hPa风场以北风为主(图9d)。当太平洋年代际振荡为正位相时,中世纪暖期降水在长江以南地区为正异常,黄河流域至日本一带为负异常(图9e);现代暖期降水呈“南涝北旱”分布(图9f)。总之,基于太平洋年代际

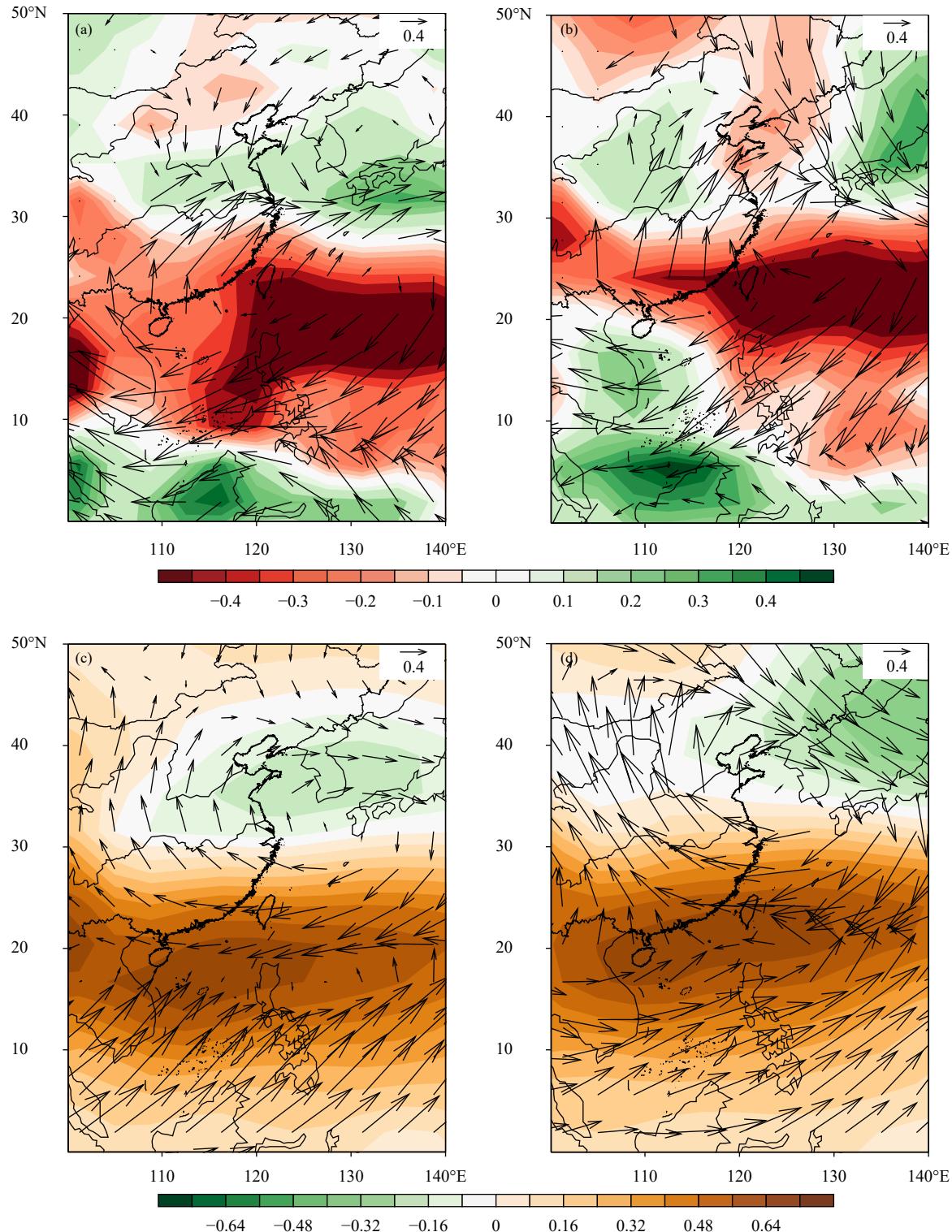


图 4 AF 试验典型暖期东亚夏季降水(色阶)和 850 hPa 风场(箭矢, a、b)、海平面气压场(色阶)和 200 hPa 风场(箭矢, c、d)的 MV-EOF1 (a、c. 中世纪暖期, b、d. 现代暖期; 所有变量均进行了标准化以及 5 a 滑动平均)

Fig. 4 Spatial patterns of the first MV-EOF modes of the 5 a running average East Asian (a,b) summer precipitation (color shadings) and 850 hPa winds (vectors), (c,d) sea level pressure (color shadings) and 200 hPa winds (vectors) derived for the periods of (a), (c) MWP and (b), (d) PWP epochs based on the AF run

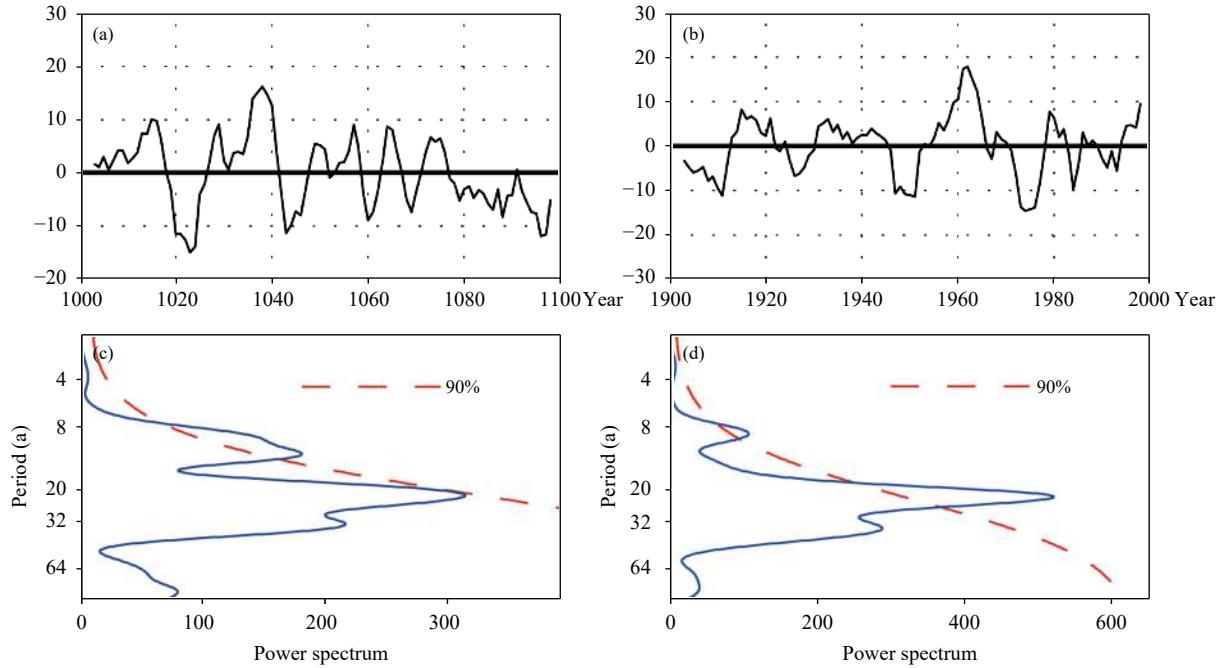


图5 AF试验典型暖期东亚夏季降水、850 hPa风场、海平面气压场和200 hPa风场MV-EOF1的(a、b)时间序列PC1及其(c、d)对应的小波功率谱(a、c. 中世纪暖期,b、d. 现代暖期)

Fig. 5 The first leading mode of MV-EOF (PC1) (a, b) and its corresponding power spectrum (c, d) based on the AF run (a, c. MWP; b, d. PWP; The two red dotted lines represent the 90% confidence for a red-noise process with a lag-1 coefficient of 0.72)

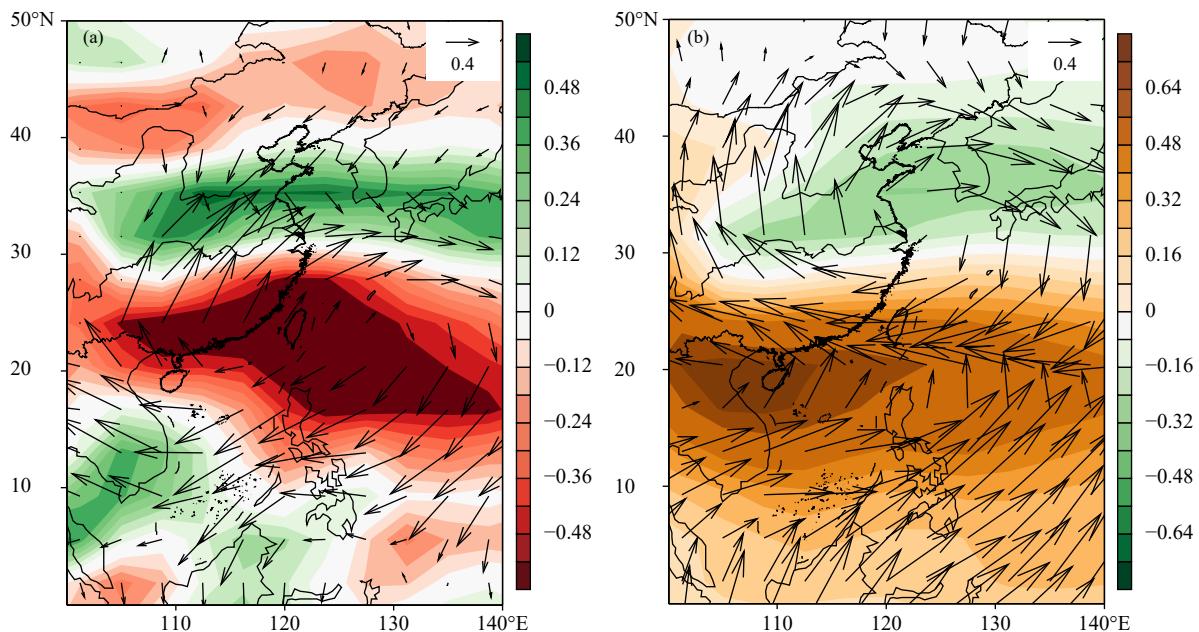


图6 对照试验中东亚夏季降水(色阶)和850 hPa风场(a)、海平面气压(色阶)和200 hPa风场(b)的MV-EOF1
(所有变量均进行了标准化以及5 a滑动平均)

Fig. 6 Spatial patterns of the first MV-EOF modes of the 5 a running mean East Asian (a) summer precipitation (color shadings) and 850 hPa winds (vectors), (b) SLP (color shadings) and 200 hPa wind (vectors) in the 1500 a control run for 100 a data

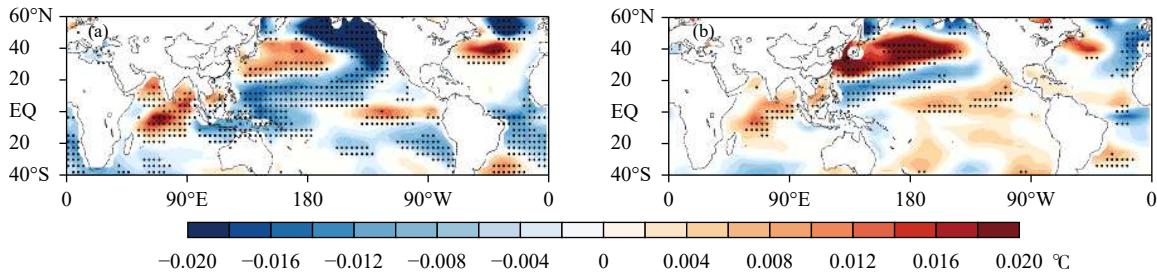


图 7 AF 试验典型暖期东亚夏季风年代际变化 PC1 回归的夏季海温场变化

(a. 中世纪暖期, b. 现代暖期; 打点区表示海温异常通过了 95% 的置信度 F 检验)

Fig. 7 5 a running average MJJA-mean SST regressed onto the PC1 time series during MWP (a) and PWP (b) based on the AF run

(The dotted areas indicate that the SST anomalies are statistically significant at the 5% level based on F-test)

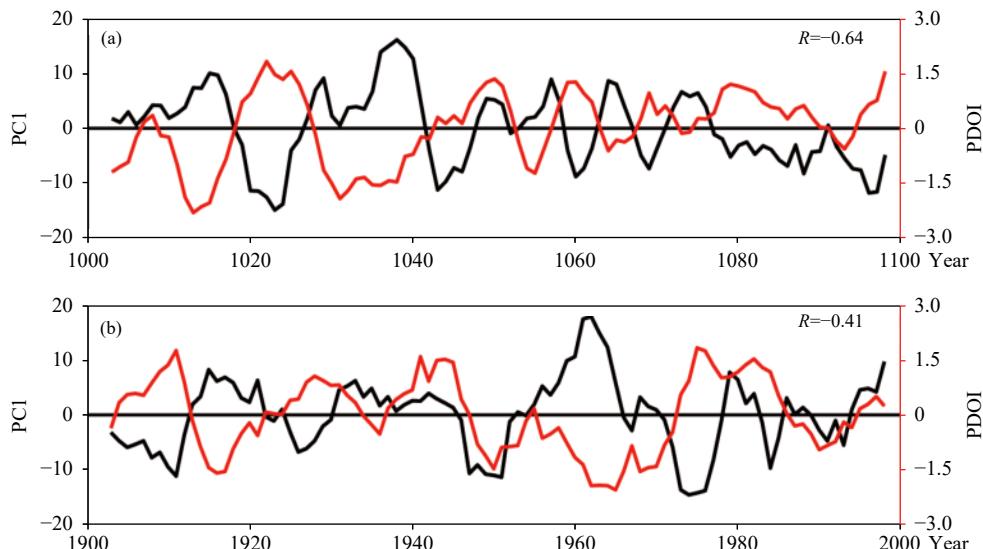


图 8 AF 试验典型暖期东亚夏季风年代际变化的 PC1 与夏季太平洋年代际振荡指数的对比

(a. 中世纪暖期, b. 现代暖期; R 为相关系数)

Fig. 8 Relationships between the first principle component (PC1) of EASM and the summer PDOI during MWP (a) and PWP (b) based on the AF run

(R is correlation coefficient between PC1 time series and PDO index)

振荡指数回归得到的两个典型暖期东亚夏季风降水场、海平面气压场、环流场和温度场均存在一定的差异。这可能反映了现代暖期人为外强迫因子对太平洋年代际振荡和东亚夏季风年代际变化的影响(Dong, et al, 2014)。为了验证此推测,将现代暖期 AF 试验的夏季太平洋年代际振荡指数回归的夏季平均海温场及 850 hPa 风场与已完成的过去 2000 年人为外强迫因子试验(Anth 试验, 仅改变了温室气体和土地利用/覆盖两个外强迫因子)结果进行对比(图略)发现,现代暖期人为外强迫因子试验得到的回归场与 AF 试验的回归场较为相似,这说

明现代暖期人为外强迫因子对太平洋年代际振荡和东亚夏季风年代际变率模态的确有较大影响。

5 结 论

基于全强迫试验和对照试验结果,探讨了过去 1500 年两个典型暖期东亚夏季风的年代际变化特征和成因机制。研究表明:

(1)模式能够模拟出观测到的 20 世纪 50 年代以后东亚夏季风的年代际减弱趋势,中国东部以北风为主,模拟结果与观测均显示中国东部降水呈“南涝北旱”的型态。1000—1100 年,模式模拟与

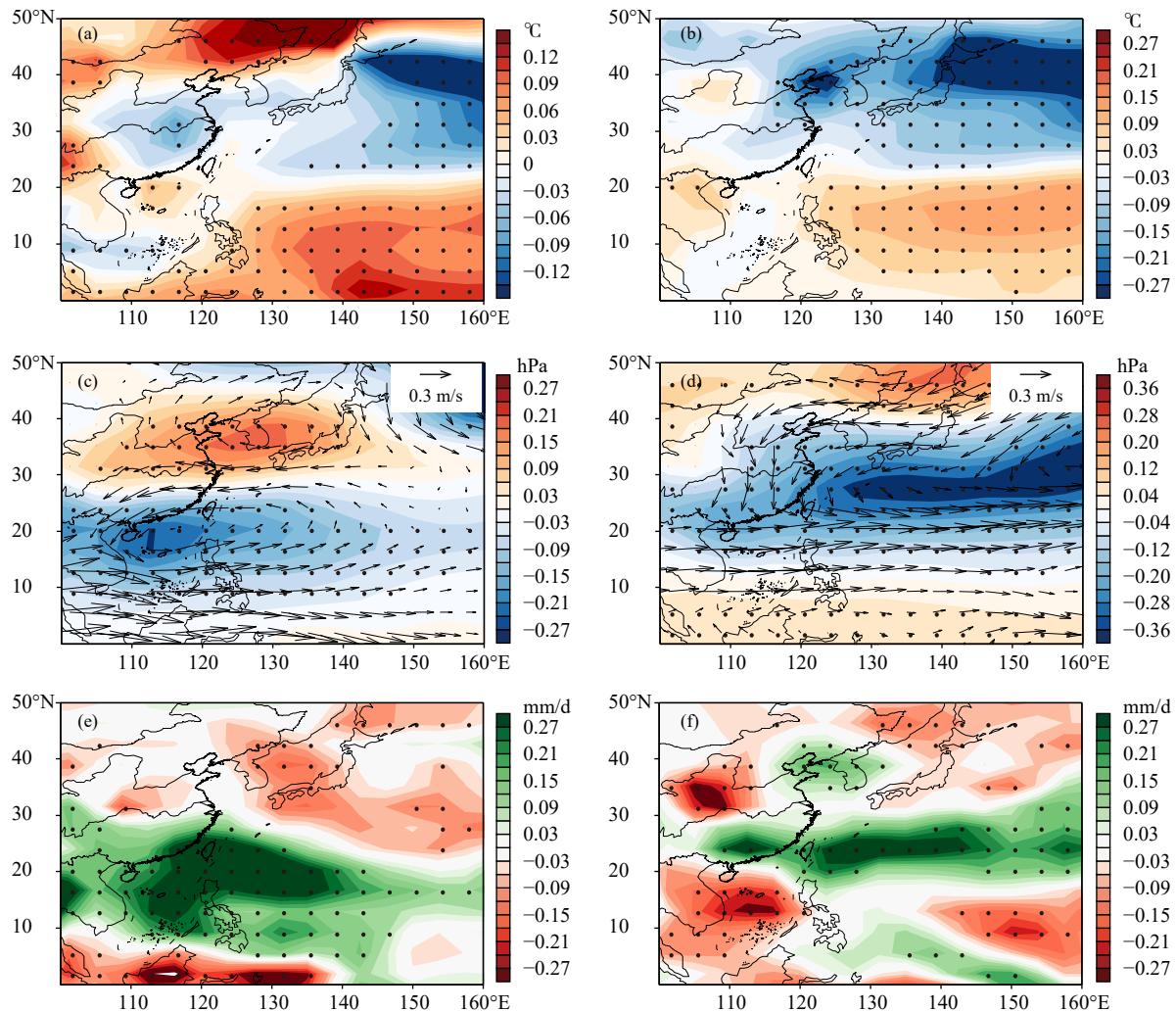


图9 AF试验典型暖期夏季太平洋年代际振荡指数回归的夏季平均地表温度(a、b)、海平面气压(色阶)和850 hPa风场(c、d)以及降率(e、f)的变化(a、c、e. 中世纪暖期, b、d、f. 现代暖期; 打点区表示回归变量达到了95%的置信度F检验)

Fig. 9 MJJA-mean surface air temperature (a, b), SLP (color shadings) and 850 hPa winds (c, d), and precipitation (e, f) regressed onto the summer PDO index during MWP (a), (c), (e) and PWP (b), (d), (f) based on the AF run

(The dotted areas indicate that the variables are statistically significant at the 5% level based on *F*-test)

重建的长江以北夏季降水相对于800—1250年均显著减少, 长江以南地区夏季降水相对于800—1250年的增多趋势是一致的。

(2)两个典型暖期东亚夏季风年代际变率在中国东部均表现为“南北反相”的偶极子模态, 两个典型暖期都具有准10 a和准20 a的显著的年代际周期。

(3)两个典型暖期东亚夏季风的年代际变化均与内部变率密切相关, 均与太平洋年代际振荡指数有显著的反相关关系。而现代暖期东亚夏季风的年代际变化可能还受到人为外强迫因子的调制作用。太平洋年代际振荡影响东亚夏季风年代际变

化的机制是: 当太平洋年代际振荡处于正位相时, 热带西太平洋(东亚大陆)变暖(变冷), 东亚地区海、陆热力差减小, 使得东亚夏季风减弱; 另外, 中世纪暖期温度的年代际变化导致海平面气压相应变化, 使得850 hPa风场在西北太平洋(日本海)一带出现了经向排列的异常反气旋(气旋), 从而导致中国南部(北部)降水偏多(偏少)。

致谢: 感谢刘建宝教授提供代用资料数据。

参考文献

- 陈红, 薛峰. 2013. 东亚夏季风和中国东部夏季降水年代际变化的模拟. *大气科学*, 37(5): 1143-1153. Chen H, Xue F. 2013. Numerical simulation

- of decadal variations in the East Asian summer monsoon and summer rainfall in eastern China. *Chinese J Atmos Sci*, 37(5): 1143-1153 (in Chinese)
- 葛全胜, 华中, 郑景云等. 2015. 过去 2000 年全球典型暖期的形成机制及其影响. *科学通报*, 60(18): 1727-1734. Ge Q S, Hua Z, Zheng J Y, et al. 2015. Forcing and impacts of warm periods in the past 2000 years. *Chinese Sci Bull*, 60(18): 1727-1734 (in Chinese)
- 顾薇, 李崇银, 杨辉. 2005. 中国东部夏季主要降水型的年代际变化及趋势分析. *气象学报*, 63(5): 728-739. Gu W, Li C Y, Yang H. 2005. Analysis on interdecadal variation of summer rainfall and its trend in east China. *Acta Meteor Sinica*, 63(5): 728-739 (in Chinese)
- 韩春凤, 刘健, 王志远. 2017. 通用地球系统模式对亚洲夏季风降水的模拟能力评估. *气象科技*, 37(2): 151-160. Han C F, Liu J, Wang Z Y. 2017. Evaluation of community earth system model in simulating Asian summer monsoon precipitation. *J Meteor Sci*, 37(2): 151-160 (in Chinese)
- 孙炜毅, 刘健, 王志远. 2015. 过去 2000 年东亚夏季风降水百年际变化特征及成因的模拟研究. *地球科学进展*, 30(7): 780-790. Sun W Y, Liu J, Wang Z Y. 2015. Modeling study on the characteristics and causes of East Asian summer monsoon precipitation on centennial time scale over the past 2000 years. *Adv Earth Sci*, 30(7): 780-790 (in Chinese)
- 王欢, 李栋梁. 2019. 人类活动排放的 CO₂ 及气溶胶对 20 世纪 70 年代末中国东部夏季降水年代际转折的影响. *气象学报*, 77(2): 327-345. Wang H, Li D L. 2019. Effects of anthropogenic emissions of CO₂ and aerosols on decadal transition of summer precipitation over eastern China in the late 1970s. *Acta Meteor Sinica*, 77(2): 327-345 (in Chinese)
- 王会军, 范可. 2013. 东亚季风近几十年来的主要变化特征. *大气科学*, 37(2): 313-318. Wang H J, Fan K. 2013. Recent changes in the East Asian monsoon. *Chinese J Atmos Sci*, 37(2): 313-318 (in Chinese)
- 王晓青, 刘健, 王志远. 2015. 过去 2000 年中国区域温度模拟与重建的对比分析. *地球科学进展*, 30(12): 1318-1327. Wang X Q, Liu J, Wang Z Y. 2015. Comparison of simulated and reconstructed temperature in China during the past 2000 years. *Adv in Earth Sci*, 30(12): 1318-1327 (in Chinese)
- 王志远, 刘健. 2014. 过去 2000 年全球典型暖期特征与机制的模拟研究. *第四纪研究*, 34(6): 1136-1145. Wang Z Y, Liu J. 2014. Modeling study on the characteristics and mechanisms of global typical warm periods over the past 2000 years. *Quat Sci*, 34(6): 1136-1145 (in Chinese)
- 曾刚, 孙照渤, 王维强等. 2007. 东亚夏季风年代际变化: 基于全球观测海表温度驱动 NCAR Cam3 的模拟分析. *气候与环境研究*, 12(2): 211-224. Zeng G, Sun Z B, Wang W Q, et al. 2007. Interdecadal variation of East Asian summer monsoon simulated by NCAR Cam3 driven by global SSTs. *Climatic Environ Res*, 12(2): 211-224 (in Chinese)
- 张人禾, 武炳义, 赵平等. 2008. 中国东部夏季气候 20 世纪 80 年代后期的年代际转型及其可能成因. *气象学报*, 66(5): 697-706. Zhang R H, Wu B Y, Zhao P, et al. 2008. The decadal shift of the summer climate in the late 1980s over East China and its possible causes. *Acta Meteor Sinica*, 66(5): 697-706 (in Chinese)
- 周天军, 吴波, 郭淮等. 2018. 东亚夏季风变化机理的模拟和未来变化的预估: 成绩和问题、机遇和挑战. *大气科学*, 42(4): 902-934. Zhou T J, Wu B, Guo Z, et al. 2018. A Review of East Asian summer monsoon simulation and projection: Achievements and problems, opportunities and challenges. *Chinese J Atmos Sci*, 42(4): 902-934 (in Chinese)
- 朱益民, 杨修群. 2003. 太平洋年代际振荡与中国气候变率的联系. *气象学报*, 61(6): 641-654. Zhu Y M, Yang X Q. 2003. Relationships between Pacific Decadal Oscillation (PDO) and climate variabilities in China. *Acta Meteor Sinica*, 61(6): 641-654 (in Chinese)
- Berger A L. 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J Atmos Sci*, 35(12): 2362-2367
- Chen M Y, Xie P P, Janowiak J E, et al. 2002. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *J Hydrometeor*, 3(3): 249-266
- Deser C, Phillips A S, Hurrell J W. 2004. Pacific interdecadal climate variability: Linkages between the tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900. *J Climate*, 17(16): 3109-3124
- Ding R Q, Ha K J, Li J P. 2010. Interdecadal shift in the relationship between the East Asian summer monsoon and the tropical Indian Ocean. *Climate Dyn*, 34(7-8): 1059-1071
- Ding Y H, Sun Y, Wang Z Y, et al. 2009. Inter-decadal variation of the summer precipitation in China and its association with decreasing Asian summer monsoon Part II: Possible causes. *Int J Climatol*, 29(13): 1926-1944
- Dong L, Zhou T J. 2014. The formation of the recent cooling in the eastern tropical Pacific Ocean and the associated climate impacts: A competition of global warming, IPO, and AMO. *J Geophys Res Atmos*, 119(19): 11272-11287
- Dong X, Xue F. 2016. Phase transition of the pacific decadal oscillation and decadal variation of the East Asian summer monsoon in the 20th century. *Adv Atmos Sci*, 33(3): 330-338
- Fu J J, Li S L, Luo D H. 2009. Impact of global SST on decadal shift of East Asian summer climate. *Adv Atmos Sci*, 26(2): 192-201
- Gao C C, Robock A, Ammann C. 2008. Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core-based index for climate models. *J Geophys Res Atmos*, 113(D23): D23111
- Gong D Y, Ho C H. 2002. Shift in the summer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s. *Geophys Res Lett*, 29(10): 78-1
- Hu Z Z. 1997. Interdecadal variability of summer climate over East Asia and its association with 500 hPa height and global sea surface temperature. *J Geophys Res Atmos*, 102(D16): 19403-19412
- Hurrell J W, Holland M M, Gent P R, et al. 2013. The community earth system model: A framework for collaborative research. *Bull Amer Meteor Soc*, 94(9): 1339-1360
- Kuo T S, Liu Z Q, Li H C, et al. 2011. Climate and environmental changes during the past millennium in central western Guizhou, China as recorded by stalagmite ZJD-21. *J Asian Earth Sci*, 40(6): 1111-1120

- Li H C, Lee Z H, Wang N J, et al. 2011. The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records in an aragonite stalagmite from Furong Cave, Chongqing, China: A-2000-year record of monsoonal climate. *J Asian Earth Sci*, 40(6): 1121-1130
- Li H M, Dai A G, Zhou T J, et al. 2010a. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950-2000. *Climate Dyn*, 34(4): 501-514
- Li J P, Wu Z W, Jiang Z H, et al. 2010b. Can global warming strengthen the East Asian summer monsoon? *J Climate*, 23(24): 6696-6705
- Li R P, Zhu J, Zheng F. 2016. Decadal shifts of East Asian summer monsoon in a climate model free of explicit GHGs and aerosols. *Sci Rep*, 6: 38546
- Liu J, Wang B, Wang H L, et al. 2011a. Forced response of the East Asian summer rainfall over the past millennium: Results from a coupled model simulation. *Climate Dyn*, 36(1-2): 323-336
- Liu J B, Chen F H, Chen J H, et al. 2011b. Humid medieval warm period recorded by magnetic characteristics of sediments from Gonghai Lake, Shanxi, North China. *Chinese Sci Bull*, 56(23): 2464-2474
- Liu J B, Chen F H, Chen J H, et al. 2014. Weakening of the East Asian summer monsoon at 1000-1100 A. D. within the Medieval Climate Anomaly: Possible linkage to changes in the Indian Ocean-western Pacific. *J Geophys Res Atmos*, 119(5): 2209-2219
- Lu R Y, Dong B W, Ding H. 2006. Impact of the Atlantic multidecadal oscillation on the Asian summer monsoon. *Geophys Res Lett*, 33(24): L24701
- Ma S M, Zhou T J, Stone D A, et al. 2017. Detectable anthropogenic shift toward heavy precipitation over eastern China. *J Climate*, 30(4): 1381-1396
- Mantua N J, Hare S R, Zhang Y, et al. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull Amer Meteor Soc*, 78(6): 1069-1080
- Meure M F, Etheridge D, Trudinger C, et al. 2006. Law Dome CO₂, CH₄ and N₂O ice core records extended to 2000 years BP. *Geophys Res Lett*, 33(14): L14810
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon Wea Rev*, 110(7): 699-706
- Power S, Casey T, Folland C, et al. 1999. Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. *Climate Dyn*, 15(5): 319-324
- Ruddiman W F, Crucifix M C, Oldfield F A, et al. 2011. Holocene carbon emissions as a result of anthropogenic land cover change. *Holocene*, 21(5): 775-791
- Shapiro A I, Schmutz W, Rozanov E, et al. 2011. A new approach long-term reconstruction of the solar irradiance leads to large historical solar forcing. *Astron Astrophys*, 529: A67
- Song F F, Zhou T J, Qian Y. 2014. Responses of East Asian summer monsoon to natural and anthropogenic forcings in the 17 latest CMIP5 models. *Geophys Res Lett*, 41(2): 596-603
- Tan L C, Cai Y J, An Z S, et al. 2011. Centennial- to decadal-scale monsoon precipitation variability in the semi-humid region, northern China during the last 1860 years: Records from stalagmites in Huangye Cave. *Holocene*, 21(2): 287-296
- Uppala S M, Källberg P M, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quart J Roy Meteor Soc*, 131(612): 2961-3012
- Wang B, Wu Z W, Li J P, et al. 2008. How to measure the strength of the East Asian summer monsoon. *J Climate*, 21(17): 4449-4463
- Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's. *Adv Atmos Sci*, 18(3): 376-386
- Wang L C, Behling H, Lee T Q, et al. 2013. Increased precipitation during the Little Ice Age in northern Taiwan inferred from diatoms and geochemistry in a sediment core from a subalpine lake. *J Paleolimnol*, 49(4): 619-631
- Wang Z Y, Li Y, Liu B, et al. 2015. Global climate internal variability in a 2000-year control simulation with community earth system model (CESM). *Chinese Geogr Sci*, 25(3): 263-273
- Wu B, Zhou T J, Li T. 2016. Impacts of the Pacific-Japan and circumglobal teleconnection patterns on the interdecadal variability of the East Asian summer monsoon. *J Climate*, 29(9): 3253-3271
- Xue F. 2001. Interannual to interdecadal variation of East Asian Summer Monsoon and its association with the global atmospheric circulation and sea surface temperature. *Adv Atmos Sci*, 18(4): 567-575
- Yan Q, Zhang Z S, Wang H J, et al. 2015. Simulated warm periods of climate over China during the last two millennia: The Sui-Tang warm period versus the Song-Yuan warm period. *J Geophys Res Atmos*, 120(6): 2229-2241
- Yang Q, Ma Z G, Fan X G, et al. 2017. Decadal modulation of precipitation patterns over Eastern China by sea surface temperature anomalies. *J Climate*, 30(17): 7017-7033
- Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. *Geophys Res Lett*, 31(22): L22212
- Zhang L X, Wu P L, Zhou T J. 2017. Aerosol forcing of extreme summer drought over North China. *Environ Res Lett*, 12(3): 034020
- Zhang P Z, Cheng H, Edwards R L, et al. 2008. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. *Science*, 322(5903): 940-942
- Zhang Y, Wallace J M, Battisti D S. 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *J Climate*, 10(5): 1004-1020
- Zhou T J, Yu R C, Zhang J, et al. 2009a. Why the western pacific subtropical high has extended westward since the Late 1970s. *J Climate*, 22(8): 2199-2215
- Zhou T J, Gong D Y, Li J, et al. 2009b. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian summer monsoon: Recent progress and state of affairs. *Meteor Z*, 18(4): 455-467
- Zhu C W, Wang B, Qian W H, et al. 2012. Recent weakening of northern East Asian summer monsoon: A possible response to global warming. *Geophys Res Lett*, 39(9): 278-283