

孙雪倩, 李双林, 孙即霖, 等. 2018. 北大西洋年代际振荡正、负位相期间欧亚夏季副热带波列季节内活动特征及与印度降水的联系 [J]. 大气科学, 42 (5): 1067–1080. Sun Xueqian, Li Shuanglin, Sun Jilin, et al. 2018. Differences in intraseasonal activity of Eurasian subtropical zonal wave train and associated Indian summer rainfall in two opposite AMO phases [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (5): 1067–1080, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1712.17177.

北大西洋年代际振荡正、负位相期间欧亚夏季副热带波列季节内活动特征及与印度降水的联系

孙雪倩^{1,2,4} 李双林^{1,3,4} 孙即霖² 洪晓玮¹

¹ 中国科学院大气物理研究所/中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029

² 中国海洋大学海洋与大气学院, 青岛 266100

³ 中国地质大学大气科学系, 武汉 430074

⁴ 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

摘 要 利用美国国家环境预测中心与国家大气研究中心 (NCEP/NCAR) 逐日再分析资料, 针对北大西洋年代际振荡 (AMO) 两个不同位相, 对逐候 200 hPa 经向风异常进行 EOF 分析, 发现在 AMO 正、负位相期间, 欧亚副热带波列的季节内活动存在明显差异。利用超前—滞后回归, 对比了不同 AMO 位相下副热带波列及其相联系的印度夏季降水的季节内活动演变特征, 分析有关的大气环流, 探究波列影响降水的机制。结果表明: 在 AMO 负位相期间, 由格陵兰岛以南北大西洋经大不列颠岛、地中海、黑海—里海向南亚北部传播的副热带波列的季节内演变, 在印度中部引起下沉, 导致中部及西北部季节内降水减少, 波列负位相相反; 在 AMO 正位相期间, 副热带波列西起冰岛以南北大西洋经丹麦南部、俄罗斯西部、中亚向南亚东北部传播, 对应该波列的季节内演变, 辐合上升区在印度中部和东西两侧, 使得该区域季节内降水增加, 波列负位相相反。于是, AMO 通过调制夏季欧亚副热带波列的季节内活动, 可以对印度夏季降水的季节内变化空间型及演变发挥显著影响。

关键词 北大西洋年代际振荡 波列 季节内变化 印度夏季降水

文章编号 1006-9895(2018)05-1067-14

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1712.17177

Differences in Intraseasonal Activity of Eurasian Subtropical Zonal Wave Train and Associated Indian Summer Rainfall in Two Opposite AMO Phases

SUN Xueqian^{1,2,4}, LI Shuanglin^{1,3,4}, SUN Jilin², and HONG Xiaowei¹

¹ Climate Change Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² College of Ocean and Atmosphere, Ocean University of China, Qingdao 266100

³ Department of Atmospheric Science, China University of Geosciences, Wuhan 430074

⁴ College of Earth and Planetary Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract By using daily variables extracted from the NCEP/NCAR reanalysis, this study compares the intraseasonal activities of the Eurasian summer subtropical wave train during the two opposite phases of the Atlantic Multidecadal

收稿日期 2017-06-08; 网络预出版日期 2017-12-24

作者简介 孙雪倩, 女, 1992 年出生, 硕士研究生, 主要从事热带外海气相互作用研究。E-mail: 15762274023@163.com

通讯作者 李双林, E-mail: shuanglin.li@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973) 项目 2015CB453202

Funded by National Basic Research Program of China (973 Program) (Grant 2015CB453202)

Oscillation (AMO). Significant difference is found based on pentadic mean 200-hPa meridional wind component. The associated intraseasonal variability of Indian summer precipitation is also different during the two AMO phases. Lead-lag regressions of 500-hPa wind field and vertical motion are then conducted to illustrate the AMO's modulation on the subtropical wave train and the Indian summer rainfall. The results suggest that during the AMO negative phase, the intraseasonal evolution of the positive-phase subtropical wave train has positive centers over the Great Britain and the Black-Caspian Sea but negative centers over the North Atlantic south of Greenland, the Mediterranean and north of South Asia in 200-hPa height. This pattern of wave train induces anomalous subsidence and reduced rainfall in central and northwestern India. It is opposite for the negative-phase subtropical wave train. In contrast, during the positive AMO phase, positive-phase subtropical wave train originates from the North Atlantic south of Iceland and propagates toward northeastern South Asia via southern Denmark, western Russia and central Asia. The intraseasonal evolution of this wave train leads to anomalous convergence and increased rainfall in most areas of India. It is opposite for the negative-phase subtropical wave train. This study highlights the AMO's modulation on intraseasonal variability of Indian summer rainfall through influencing the Eurasian summer subtropical wave train.

Keywords Atlantic Multidecadal Oscillation, Eurasian subtropical wave train, Intraseasonal variability, Indian summer rainfall

1 引言

北大西洋多年代际振荡 (AMO) 是发生在北大西洋区域具有海盆尺度的海表温度准周期性暖冷变化 (Kerr, 2000), 其周期为 65~80 a, 振幅为 0.4°C, 是气候系统的一种自然变率 (Bjerknes, 1964; Folland and Parker, 1990; Kushnir, 1994; Schlesinger and Ramankutty, 1994; Mann and Park, 1994; Kerr, 2000; Enfield et al., 2001)。众多研究发现, AMO 对北大西洋和全球其它区域的气候均有重要影响 (Enfield et al., 2001; Folland et al., 2001; Goldenberg et al., 2001; Sutton and Hodson, 2005, 2007; Knight et al., 2006; Zhang and Delworth, 2006; Lu et al., 2006; Li and Bates, 2007; Feng and Hu, 2008; Wang et al., 2009; Zhou et al., 2015; Hao et al., 2016), 因而对 AMO 的研究近十几年来一直是全球气候研究中的重要课题。

十多年来, 人们发现 AMO 对南亚夏季降水存在显著影响。Goswami et al. (2006) 通过观测分析显示, AMO 正 (负) 位相对应印度夏季更多 (少) 的降水, 印度夏季风撤退较晚 (早); Lu et al. (2006) 通过区域耦合的海气耦合模式试验, Li et al. (2008) 和 Wang et al. (2009) 通过多个大气环流模式进行集合试验, 均显示 AMO 正位相会增强印度夏季降水或延迟夏季风的结束时间。Delworth and Mann (2000) 及 Wang et al. (2009) 显示, AMO 正位相期间印度中部和南部夏季降水增多, 北部降水减少; Sutton and Hodson (2007) 通过 HadAM3 大气环流模式试验揭示, AMO 正位相对应印度北部降

水增多, 中部降水减少。关于 AMO 影响南亚降水的机制, Feng and Hu (2008) 提出 AMO 正位相对青藏高原有加热作用, 使得热带印度洋和青藏高原对流层的温度梯度加大, 导致印度夏季风加强; Luo et al. (2011) 利用挪威卑尔根大学耦合模式 (BCM), 基于给定工业革命前强迫的试验结果, 揭示 AMO 正位相激发从北大西洋传播到南亚的 Rossby 波列, 增强了南亚高压, 使得气流在低层辐合、高层辐散, 导致了印度夏季风增强。

研究显示, 在北半球夏季存在一支沿副热带高空急流传播的、绕半球的波列 (Ding and Wang, 2005), 以前人们发现的在欧亚副热带传播的波列 (Lu et al., 2002) 或丝绸之路波列 (Enomoto, 2004) 可能是该波列的一部分。该半球波列对南亚夏季气候具有显著影响 (Lu et al., 2002; Enomoto, 2004; Kosaka et al., 2012)。当分开计算 AMO 正位相期间 (1995~2014 年)、负位相期间 (1970~1990 年) 的该波列时, 波列活动中心的位置和强度存在明显差异 (图 1)。在负位相期间 (图 1a), 波列结构明显, 中心振幅大, 波长约 80 个经距; 而在正位相期间 (图 1b), 波列活动中心减弱且位置偏东偏南, 波长缩短为 65 个经距。二者之间的空间相关系数仅为 0.33。这说明 AMO 调制了副热带波列的年际活动。

上述研究是在年代际、年际尺度上探讨 AMO 对印度降水的调制。Ding and Wang (2007) 发现, 从北大西洋到下游副热带欧亚地区, 在季节内尺度上, 也存在一支与年际尺度上类似的波列, 它对印度夏季降水的季节内活动具有调制作用。故 AMO

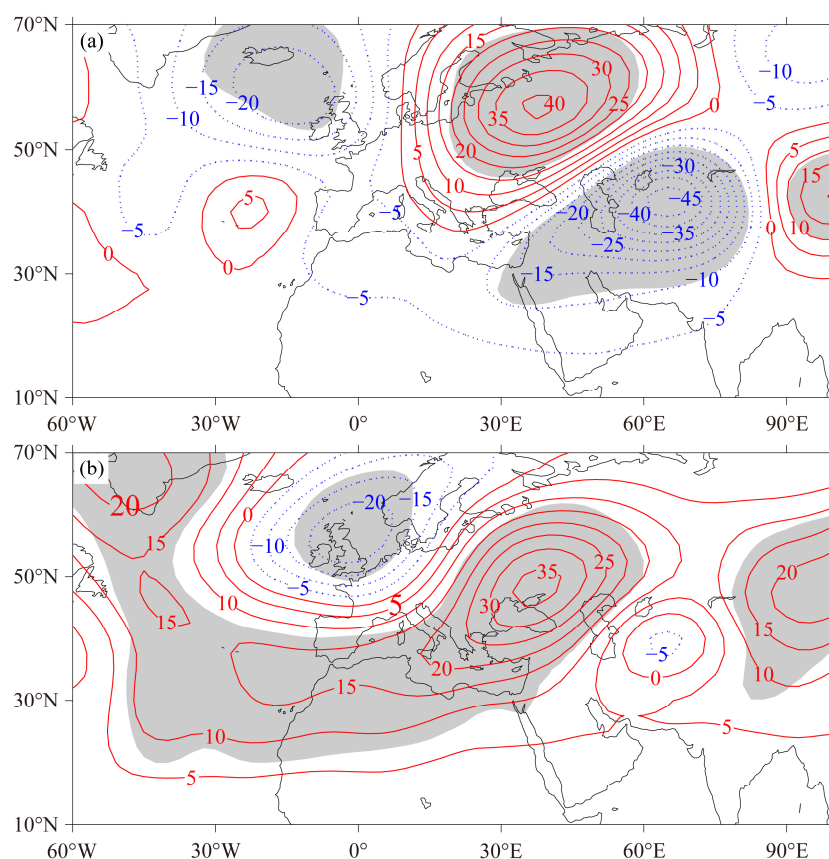


图1 AMO (a) 负位相期和 (b) 正位相期夏季副热带波列年际变率分布型的对比。这里用 200 hPa 位势高度场对季节平均经向风分量 EOF 第一模态时间序列的回归来表示副热带波列 (单位: gpm)。(a) 基于 1970~1990 年 (AMO 处于负位相); (b) 基于 1995~2014 年 (AMO 处于正位相)。第一模态的方差贡献率分别为 33.1% 和 20.4%

Fig. 1 Comparison of subtropical wave trains in Northern Hemisphere summer during (a) negative (1970–1990) and (b) positive (1995–2014) AMO phases. Here the wave train is represented by the regression of geopotential height onto time series of the first EOF mode of seasonal mean meridional wind component (units: gpm). The first EOF mode explains 33.1% and 20.4% of the total variance in the two opposite AMO phases, respectively

作为年代际背景是否能调制欧亚副热带波列的季节内活动, 从而影响印度降水, 是一个不清楚的问题。本文将基于观测资料分析, 对比正、负 AMO 位相下副热带波列的季节内活动特征及其相联系的印度夏季降水季节性的差异, 期待对理解 AMO 作为气候背景态调制季节内活动的过程与机理提供新认知。

2 资料和方法

2.1 资料

日资料: 美国国家环境预测中心与国家大气研究中心 (NCEP/NCAR) 逐日再分析资料 (Kalnay et al., 1996), 包括 1950 年 1 月 1 日至 2014 年 12 月 31 日的 200 hPa 位势高度场和经向风分量场 (v), 1951 年 1 月 1 日至 2007 年 12 月 31 日的 500 hPa 位势高度场、水平纬向风场 (u)、经向风场 (v)

及气压垂直速度场 (ω), 分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$; 日本气象厅人类自然与大气科学研究所提供的高分辨率亚洲降水及水资源评价资料 (APHRODITE) (Yatagai et al., 2009), 资料范围为亚洲季风区 ($15^\circ\text{S} \sim 55^\circ\text{N}$, $60^\circ\text{E} \sim 150^\circ\text{E}$), 水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 时间从 1951 年 1 月 1 日至 2007 年 12 月 31 日。

为获得季节内变化分量, 先将逐日资料处理成逐候资料, 以去掉天气波动的影响。每 5 天为 1 候, 第 12 候为 2 月 25 日至 3 月 1 日, 闰年时多一天。定义夏季从 5 月 31 日 (第 31 候的第一天) 开始, 9 月 27 日 (第 54 候的最后一天) 结束, 故每年夏季有 24 候。季节内变化分量的提取参考吴捷等 (2013): 首先用逐候的原始值减去该候多年气候平均值, 以去掉气候上的季节循环; 然后再去掉每一年夏季共 24 候的季节平均值, 即去掉年际变

化;最后再利用“1-2-1”平滑的方法,将周期小于 7.5 d 的高频噪声滤掉。

2.2 方法

文中所用的主要方法包括经验正交函数分解(Empirical Orthogonal Function, EOF)、回归以及合成分析。首先针对 AMO 正、负位相时期,对 200 hPa 夏季经向风分量进行 EOF 分解,得到季节内变化的主要模态;随之,在前面基础上,将高度场、降水场对第一模态时间系数(PC1)进行超前—滞后回归,以分析 AMO 不同位相时,副热带波列及印度夏季降水的季节内演变特征;最后将 500 hPa 高度场、风场及垂直速度对 PC1 进行超前—滞后回归,以了解与副热带波列有关的印度夏季降水的大气环流过程和机理。

3 副热带波列季节内特征差异

3.1 空间分布与频率对比

在副热带地区夏季,位势高度场及受副热带高空急流控制的纬向风分量值大而变率小,波列的活动在这两个变量上表现得不是很清楚。相比较而言,经向风分量均值与变率几乎相当,能更清楚地表现波列活动(Branstator, 2002; Lu et al., 2002)。故此,在($10^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{W}\sim 100^{\circ}\text{E}$)范围内对 200 hPa 夏季逐候经向风场的季节内变化分量进行 EOF 分析。经比较,EOF 结果对空间范围的选取不敏感(图略)。因我们重点关注 AMO 正、负位相期间副热带波列的差异,而所用资料序列长度又较短,故仅选取 1995~2014 年作为 AMO 的正位相、1970~1990 年作为 AMO 的负位相,分不同时期分别进行 EOF 分析。

图 2 为 AMO 负、正位相时期第一模态的空间分布场和时间系数序列,其解释方差率分别为 15% 和 16%。可以看到,在 AMO 负、正位相下(图 2a、b),在副热带地区(约 40°N)均存在从中纬度北大西洋向东到地中海、中亚、南亚的准纬向波列结构。尽管如此,但二者的差异仍很明显。与负位相比,正位相期间波列中心东移了约 15 个经距。两空间模态的型相关系数仅为 0.29。这说明,AMO 对副热带波列的季节内活动具有调制作用。

由时间系数序列(图 2c、d)可见,AMO 负、正位相下均存在明显的季节内振荡。为定量分析二者季节内变率的周期差异,比较了两时间系数序列的连续功率谱。从图 3 可以看出,在 AMO 负、正

位相期间,二者差异不明显。在周期 8 候、5.3 候和 4 候处谱值均显著,通过了 90% 的显著性检验。特别是前两个周期,通过了 95% 的显著性检验。说明两个波列都具有显著的 4~8 候即 20~40 天的季节内振荡。因而,尽管在 AMO 正、负位相时期副热带波列季节内活动的位置差异明显,但周期却大体相当。

3.2 发展、演变特征

为了叙述方便,我们把图 2a、b 的空间分布型分别作为在 AMO 负位相和正位相背景下,副热带波列季节内活动的正位相,而把对应的时间系数称为副热带波列季内活动指数或简称副热带波列指数。考虑到 EOF、回归等都是线性分析,在下面的分析中,只分析副热带波列正位相的情形,其负位相应相反,因此不作讨论。

图 4 分别给出了 200 hPa 位势高度场(Z200)和 Plumb 二维波作用通量对副热带波列指数的超前、滞后回归,以对比在 AMO 负、正位相时期,副热带波列的发展和演变特征。在 AMO 负位相时期,Z200 超前 3 候时(图 4a),从中高纬北大西洋向东北到斯堪的纳维亚半岛为狭长的负高度异常,中心位于挪威海附近。在该异常的东边,西伯利亚北部到北冰洋为明显正异常。在副热带地区,比斯开湾到地中海北部存在一纬向伸展的正异常。此时能量频散及波列结构均不明显。随着时间向前演变(图 4b),北大西洋狭长的负异常在东西方向上变化不一致,挪威海的负中心减弱并向东南伸展,格陵兰以南的北大西洋快速发展出一个强负中心,并伴随着向东的能量频散。与之对应,比斯开湾正异常发展增强,西伯利亚的正异常向里海—黑海伸展。到超前 1 候(图 4c)时,比斯开湾附近的正异常显著加强并向北扩展,北大西洋上空的负异常断裂成东、西两个中心,西部中心显著增强但仍位于北大西洋中部,东部负异常与地中海发展起来的负异常打通。其东部西伯利亚正异常在里海—黑海进一步发展。此时,“—+—+—”的准纬向波列十分清楚,平均波长约 55 个经度,并沿能量频散的方向向下游传播。在同期回归图(图 4d)上,组成该波列的各中心位置基本不变,但波列强度以及向东的能量频散达到最强。之后(图 4e),中高纬欧洲中部负异常发展明显,地中海负异常向西南伸展,出现南北两支波列的雏型。滞后 2 候时(图 4f),两支波列比较清楚,均呈准纬向结构。 $50^{\circ}\sim$

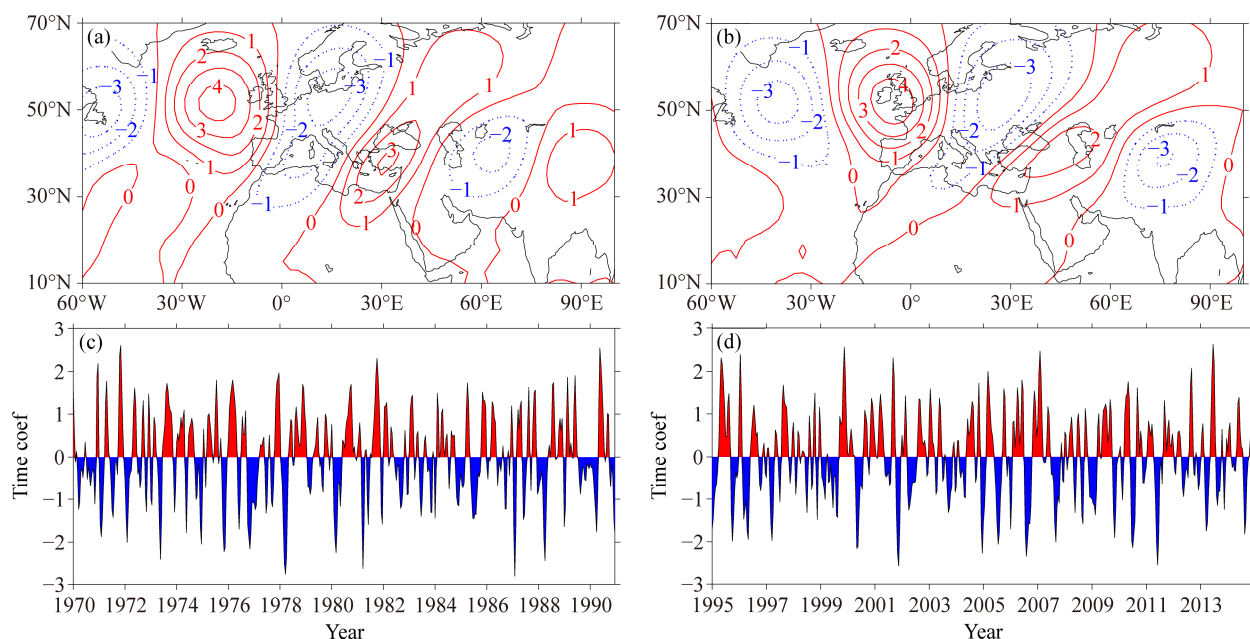


图2 AMO (a、c) 负、(b、d) 正位相期间逐候 200 hPa 经向风异常经验正交函数分解 (a、b) 第 1 特征向量及其 (c、d) 时间系数序列的对比
Fig. 2 Comparison of (a, b) the first EOF mode (EOF1) of pentadic 200 hPa meridional wind anomalies in (a, c) the negative phase of AMO with that in (b, d) the positive phase of AMO, and their time series (c, d)

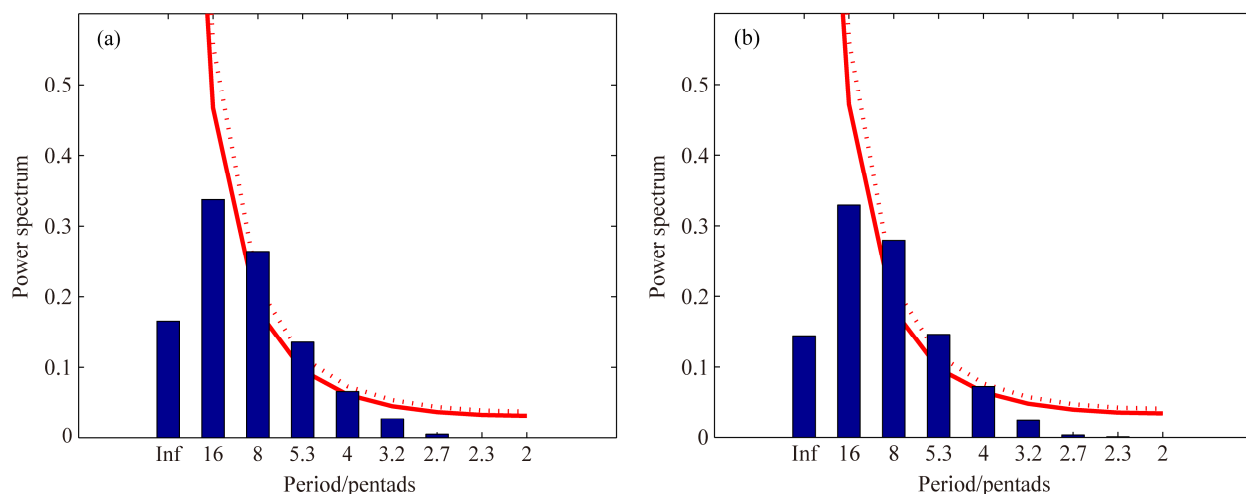


图3 AMO (a) 负、(b) 正位相期间 200 hPa 候平均经向风 EOF1 时间系数的平均功率谱对比。实线和虚线分别代表 90%和 95%的红噪声显著性水平
Fig. 3 Comparison of the power spectra of the leading EOF time coefficient series of 200-hPa pentad meridional wind component during (a) the AMO negative phase and (b) the AMO positive phase. The solid and dashed lines represent the upper bounds of red noise at the 90% and 95% significance levels, respectively

60°N 之间中纬度波列明显, 而位于 30°N 的副热带波列较弱。两支波列基本呈反位相结构。这些分析表明, 副热带波列的发展演变是与中高纬度波列紧密联系起来的。

对 AMO 正位相 (图 5), 超前 3 候时 (图 5a), 存在一支从格陵兰沿着东南方向向印度半岛传播的波列雏形。超前 2 候时 (图 5b), 随着格陵兰岛

负异常向北大西洋中部发展、大不列颠岛正异常加强、欧洲东部负异常发展及里海正异常中心的形成, “一十一十一”的纬向波列结构逐渐清晰。之后, 波列形态基本不变, 但向东的能量频散及波列强度均显著增强。到同期时 (图 5d) 达最强。随后 (图 5e、f), 波列强度和能量频散迅速衰减, 构成波列的各中心开始扩展减弱, 波列变得不再纬向。

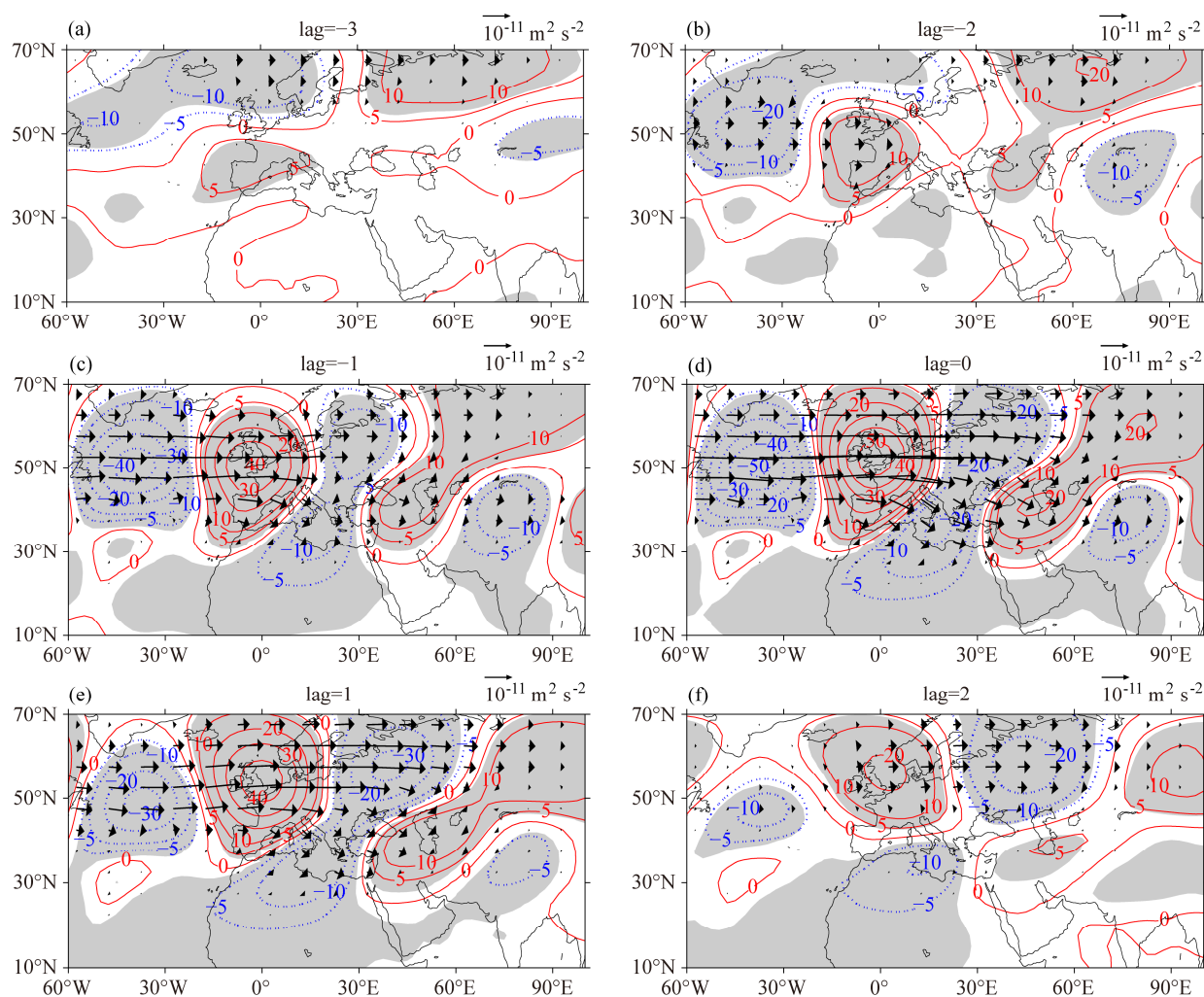


图4 200 hPa 位势高度(等值线, 单位: gpm)和Plumb 二维波作用通量(矢量, 单位: $10^{-11} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$)对AMO 负位相期间副热带波列指数的超前—滞后回归。图中等值线间隔为10。为便于比较, 另外给出-5 和 5 的等值线。分图顶部“lag=”后的-3、-2、-1、0、1、2 分别代表位势高度场超前经向风3 候、2 候、1 候, 二者同期以及滞后1 候、2 候。阴影区表示高度异常通过了95%的显著性检验

Fig. 4 Lead-lag regressions of 200-hPa geopotential height (contours, units: gpm) and Plumb wave activity flux (vectors, units: $10^{-11} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) against the subtropical wave train index (i.e. the EOF1 time coefficient of pentadic meridional wind component) during the negative phase of AMO. The contour interval is 10. For comparison, the two contours of 5 and -5 are displayed additionally. The digitals -3, -2, -1, 0, 1, 2 following “lag=” at the top of each panel indicate that the geopotential height or the wave flux leads the wave train by 3, 2, 1, 0, -1, -2 pentads, respectively. Shadings indicate significance at the 95% confidence level

对比上面 AMO 负、正位相时期波列季节内演变可以看到, 无论在前期还是后期, 二者存在明显的非对称性。(1) 在波列发展前期, 大西洋异常的分布和演变形式不同。负位相时从中高纬北大西洋向东北到斯堪的纳维亚半岛为狭长的、单一的异常, 随着副热带比斯开湾正异常加强北上, 负异常发展成两个独立的异常中心, 在超前1 候时出现准纬向波列结构; 而正位相时北大西洋无狭长、单一的异常结构。随着波列中心加强南伸, 到超前2 候时出现波列结构。(2) 在波列强盛期, 波列活动中

心位置和强度不同。负位相时(图4d), 异常中心分别位于格陵兰岛以南北大西洋、大不列颠岛、地中海、黑海—里海及南亚北部; 而正位相时(图5d), 异常中心位于冰岛以南北大西洋、丹麦南部、俄罗斯西部、中亚及南亚东北部。就同期而言, 正位相比负位相波列整体东移了15 个经度左右。除丹麦南部中心外, 其他中心明显偏强。与图2 显示的结果一致。(3) 在波列衰退期, 负位相时, 西伯利亚北部和地中海各有一负异常中心, 亚洲北部和里海各有一正异常中心, 在滞后两候时出现与副热带

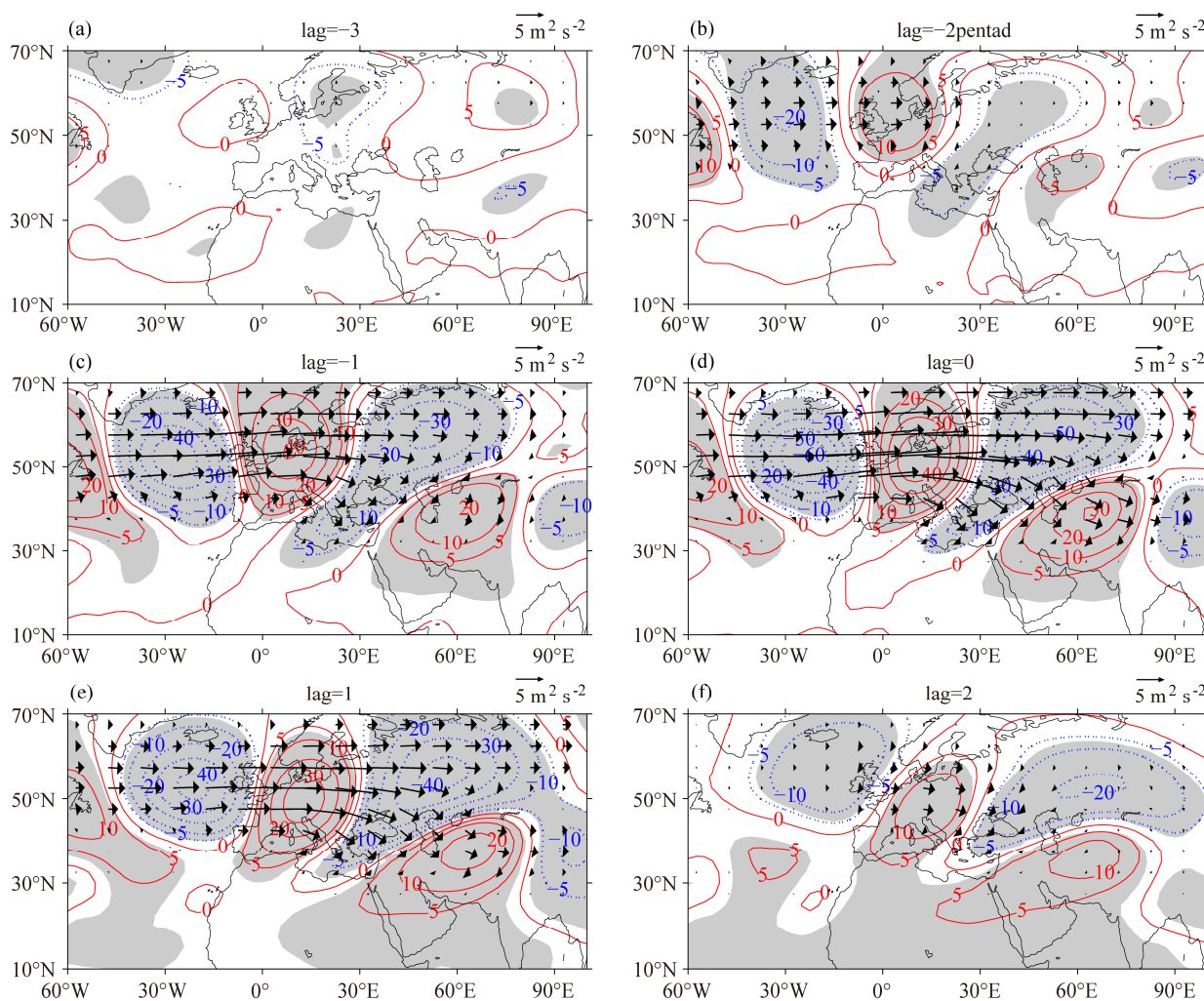


图 5 同图 4, 但为对 AMO 正位相期间副热带波列指数的回归

Fig. 5 Same as Fig.4, but for regressions against the subtropical wave train index during the positive phase of AMO

波列位相相反的中纬度波列 (图 4f)。而正位相时期, 在滞后两候时副热带波列不清楚。

4 与印度夏季降水季节内变化的联系

4.1 超前—滞后关系

下面对比分析 AMO 负、正位相期间, 与副热带准纬向波列有关的印度夏季降水季节内分量的超前—滞后演变。对应 AMO 负位相期间 (图 6), 在超前副热带波列 3 候时 (图 6a), 恒河平原及恒河三角洲为降水增加区, 中部为降水减少区。印度总体分布格局为北部增多, 中部减少。随时间向前推移 (图 6b-d), 半岛南部降水增加, 而恒河平原降水增加区不断缩减, 恒河三角洲逐渐转变为降水减少区。印度中部、西北部降水愈益负异常。同期时 (图 6d), 降水负异常最强, 超过 -1 mm d^{-1} 。从

超前 2 候到同期, 印度降水呈现出东北部和南部增多、中部减少的三极型分布。之后, 南部正异常减弱, 恒河平原转变为减少区, 且中部和西北部的负异常减弱。滞后 2 候时 (图 6f), 中部大部地区负异常弱于 -0.5 mm d^{-1} , 甚至出现正异常。总的说明, 伴随着副热带波列的建立、成熟到衰退, 印度中部和西北部季节内降水表现出由少到更少, 再到变少减弱的过程, 而恒河平原表现为由多到变多减弱, 再到变少的演变趋势。

对应 AMO 正位相期间的副热带波列有关的降水演变 (图 7), 从超前 3 候到滞后 2 候, 印度总体上表现为由减少, 逐渐发展成增多的过程。增多是从超前 2 候开始的, 首先在中部地区出现, 然后向南、向东再向西扩展, 最后发展到近乎全印度的过程。恒河平原表现由增多到减少, 再到减少增强

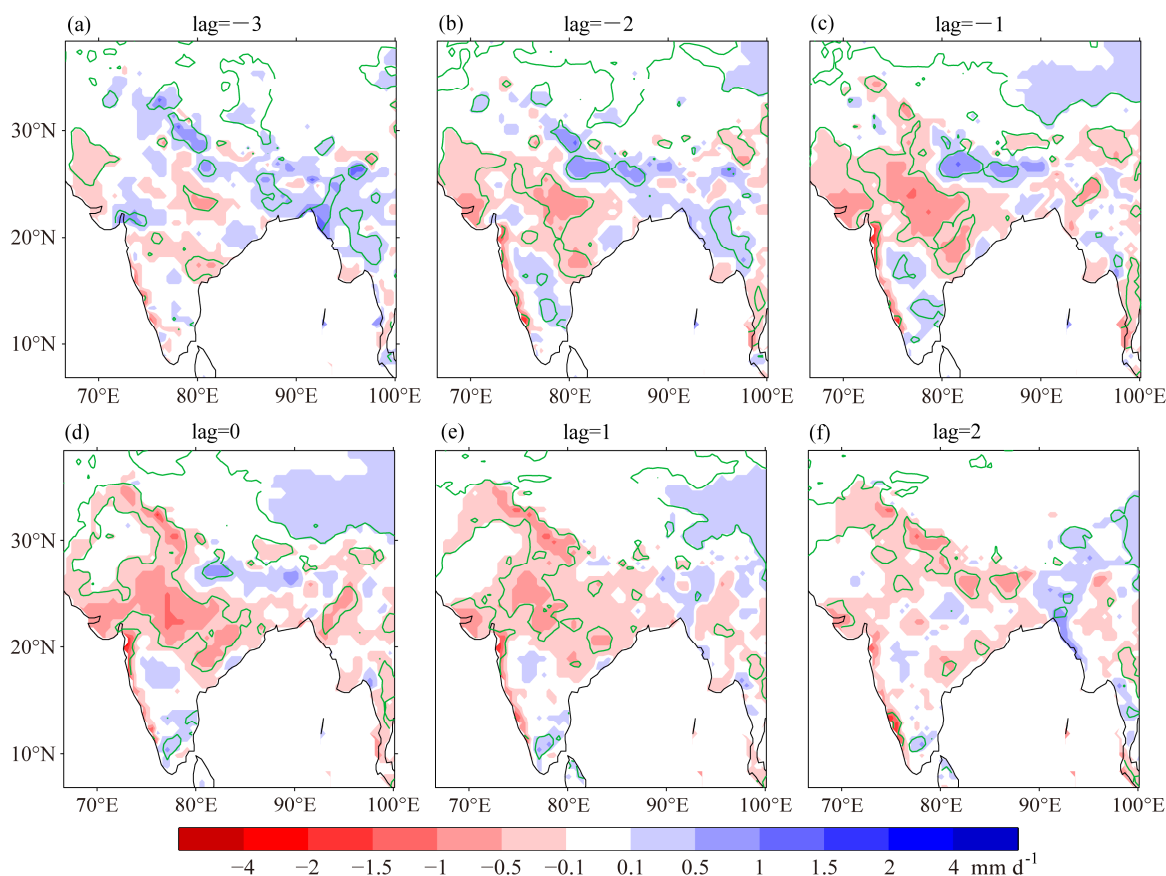


图6 南亚夏季季节内降水量(阴影, 单位: mm d^{-1})对AMO负位相期间副热带波列指数的超前一滞后回归。子图顶部标识分别代表降水超前波列3候、2候、1候、0候(二者同期), 以及滞后1候、2候。绿色曲线包围的区域代表通过了95%的显著性检验

Fig. 6 Lead-lag regressions of South Asia intraseasonal summer rainfall against the subtropical wave train index during the negative phase of AMO (shadings, units: mm d^{-1}). The marks at the top of each individual panel indicate the time (units: pentads) the rainfall leads (negative number) or lags (positive number) the wave train. The green contours indicate significance at the 95% confidence level

的相反趋势。当波列衰退2候时(图7f), 中部、西北部增多趋势达到最强, 中部异常超过 2 mm d^{-1} , 西海岸增加超过 4 mm d^{-1} , 恒河平原负异常也达到最强。

综上所述, 在不同的AMO位相时期, 副热带波列的季节内活动不同, 与之相联系的印度降水季节内演变也不同。伴随着AMO负位相时期副热带波列的建立, 印度降水异常由北部增多、中部减少的分布格局, 转变为东北部、南部增多, 中部、西北部减少的三极子分布。印度大部表现为朝减少方向发展的趋势, 在同期时降水减少最强; 而伴随着正位相时期副热带波列的建立, 印度降水异常由中部、东北部增多, 西部减少的分布格局, 转变为东北部减少、其余地方增多的偶极子分布, 印度大部表现为增多的态势, 在滞后2候时增多最明显。这一结果与以前多模式模拟得到的年代际结果有很

好的一致性(Li et al., 2008; Wang et al., 2009; Luo et al., 2011), 说明AMO通过调制副热带波列季节内活动, 进而调制印度降水的季节内分布是可能的。

4.2 环流演变分析

下面分析与降水相对应的环流场的演变。针对AMO正、负位相期间, 将500 hPa风场、气压垂直速度 ω 及位势高度场的季节内分量, 对相应的副热带波列指数进行从超前3候至滞后2候的回归。从图8、图9可以看到: AMO负位相期间(图8a-c, 9a-c), 印度北部存在由西北向东南延伸的位势高度负异常及气旋式风场, 其南部的西风与印度中部的东风形成反气旋式切变, 该环流形势减弱季风槽和季风低压, 不利于水汽输送和降水发生。在副热带波列建立前2候(图6b、图8a、图9a), 印度中部对流层低层辐散、高层辐合, 低层存在负涡度异常, 该高低空配置易产生下沉运动, 对应 ω

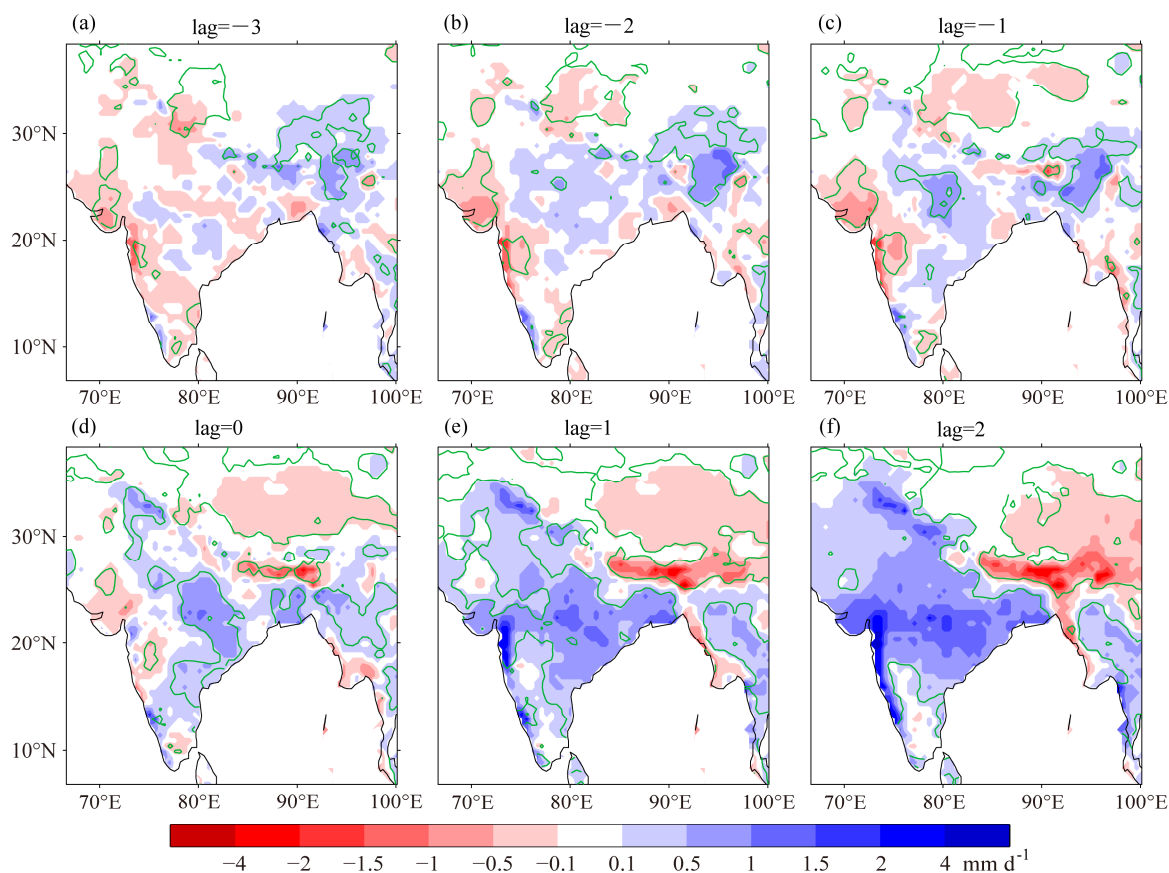


图7 同图6, 但为对 AMO 正位相期间副热带波列指数的回归

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for regressions against the subtropical wave train index during the positive phase of AMO

正异常, 解释了该时期印度中部季节内降水的减少。随着副热带波列成熟到衰退, 即从同期到滞后 2 候时 (图 6d-f、图 8b-c、图 9b-c), 印度中部低层辐散、高层辐合的配置先增强后减弱, 对应 ω 正值区即下沉运动先增强后减弱, 与印度中部季节内降水由减少到异常变弱的趋势一致。

AMO 正位相期间 (图 8d-f、图 9d-f), 印度大部分区域 500 hPa 位势高度为正异常, 青藏高压加强, 自阿拉伯海和孟加拉湾向印度的水汽输送增强, 印度季风槽和季风低压的活动增强。在副热带波列建立 (即超前) 2 候时 (图 7b、图 8d、图 9d), 中部无明显的垂直速度异常, 高低空辐合辐散场配置亦不明显, 对应该阶段中部降水异常不明显。在孟加拉湾存在弱的季风槽, 增强的水汽辐合解释了东北部降水的增加。在副热带波列成熟即同期时 (图 7d、图 8e、图 9e), 整个印度盛行东北风, 与来自孟加拉湾的水汽在半岛东中部汇合, 对流层低层辐合、高空辐散, 对应 ω 负异常即上升运动, 这一配置为降水发生提供了动力条件, 解释了该时期

东中部降水的增加。在副热带波列衰退即滞后 2 候时 (图 7f、图 8f、图 9f), 不同于 AMO 负位相期波列衰退的情况, 来自阿拉伯海的西南风异常显著加强, 向印度输送大量的暖湿空气, 季风槽和季风低压活动加强, 有利于水汽汇聚。同时, 对流层高层辐散加强, 低层辐合加强, 对应 ω 负异常即上升运动的加强, 充足的水汽条件叠加有利的动力条件, 使得在该时期印度中部降水达到最强。

5 讨论

上面发现在 AMO 正、负位相背景下, 印度夏季降水季节内演变表现出不同特征。这些差异从其两个主模态在 AMO 不同位相的差异也可以看到。印度降水季节内变化第一模态 (EOF1) 表现为自南向北的三极子分布, 即印度半岛中部的降水变化与南端及北部的相反 (图 10a)。第二模态 (EOF2) 表现为偶极型, 即印度北部、东北部降水与南部呈反位相关系。北部多雨时南部少雨, 反之北部少雨时南部多雨 (图 10b)。

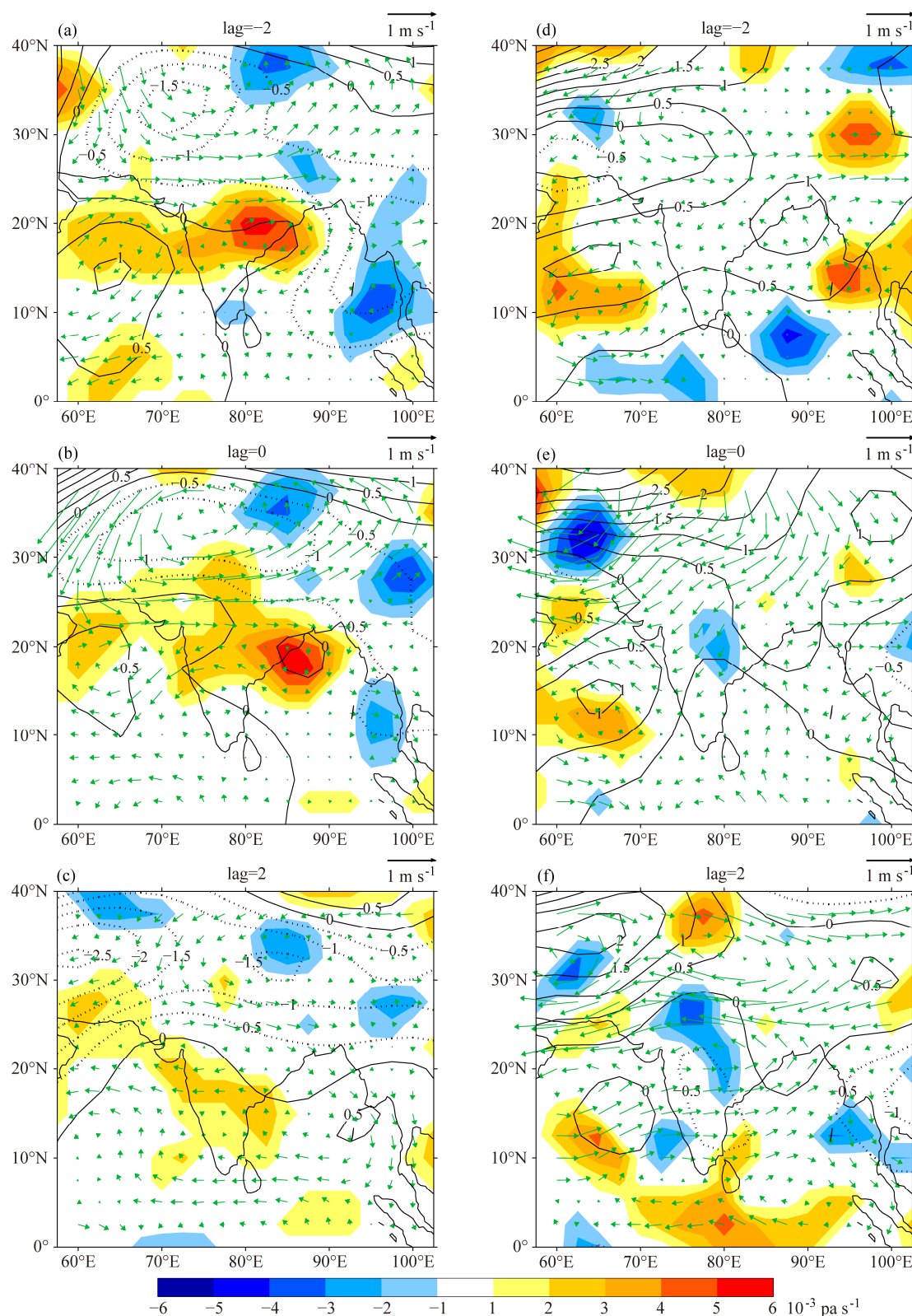


图8 500 hPa 水平风 (矢量, 单位: m s^{-1})、位势高度 (等值线, 单位: gpm) 和气压垂直速度 (填色, 单位: 10^{-3}Pa s^{-1}) 对 AMO (a-c) 负位相期间和 (d-f) 正位相期间副热带波列指数的超前—滞后回归。超前—滞后值-2、0、2 分别代表要素超前波列 2 候, 二者同期以及滞后波列 2 候

Fig. 8 Lead-lag regressions of 500-hPa horizontal wind (vectors, units: m s^{-1}), geopotential height (contours, units: gpm) and pressure vertical velocity (shadings, units: 10^{-3}Pa s^{-1}) against the subtropical wave train index during (a-c) the negative phase and (d-f) the positive phase of AMO. The marks at the top of each individual panel indicate the time (units: pentads) the variables lead (negative number) or lags (positive number) the wave train index

如果把中部多雨而南部及北部少雨定义为 EOF1 降水型的正位相, 则在 AMO 正、负位相期间, 均倾向于出现负的降水型。尽管如此, 相比较而言, 在 AMO 正位相期间的负降水型强于 AMO 负位相期

间 (图 10c)。表现为: EOF1 时间系数在 AMO 负位相时, 偏度值为 0.30, 正位相时, 偏度值为 0.24, 均表现为右偏态。但正位相期间时间系数集中在 $-3 \sim -1.5$ 的概率高于负位相, 而集中在 $-1 \sim 0$ 的概

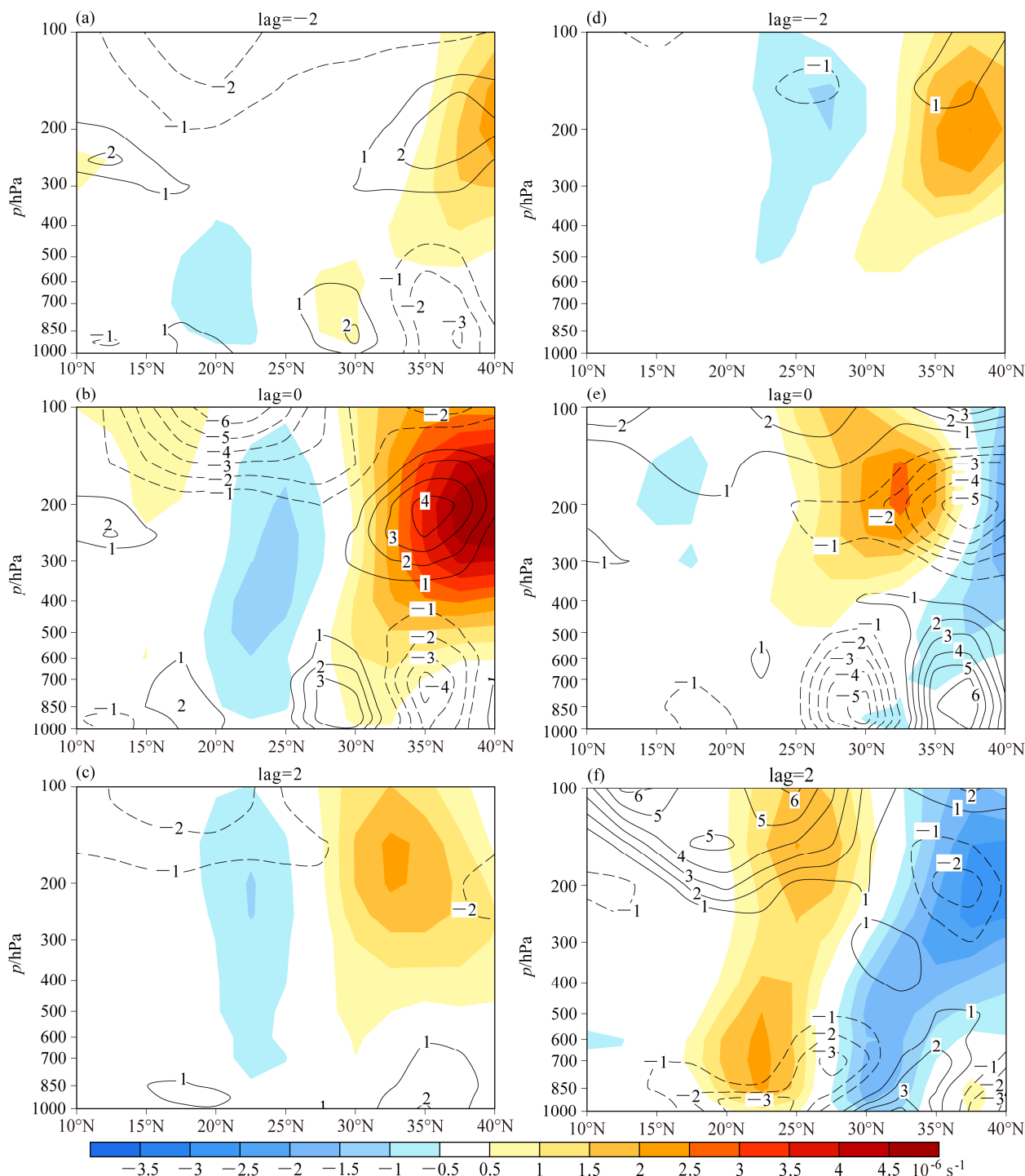


图 9 同图 8, 但为南亚区域纬向平均 (经度范围 $72.5^{\circ} \sim 87.5^{\circ} \text{E}$) 的涡度 (阴影, 单位: 10^{-6}s^{-1}) 和散度 (等值线, 单位: 10^{-7}s^{-1}) 对 AMO (a-c) 负位相期间和 (d-f) 正位相期间副热带波列指数的回归随纬度、垂直等压面的分布

Fig. 9 Same as Fig.8, but for latitudinal-vertical distributions of regressions of zonally-averaged vorticity (shadings, units: 10^{-6}s^{-1}) and divergence (contours, unit: 10^{-7}s^{-1}) against the subtropical wave train index during (a-c) the negative phase and (d-f) the positive phase of AMO over the South Asian region ($72.5^{\circ} \sim 87.5^{\circ} \text{E}$)

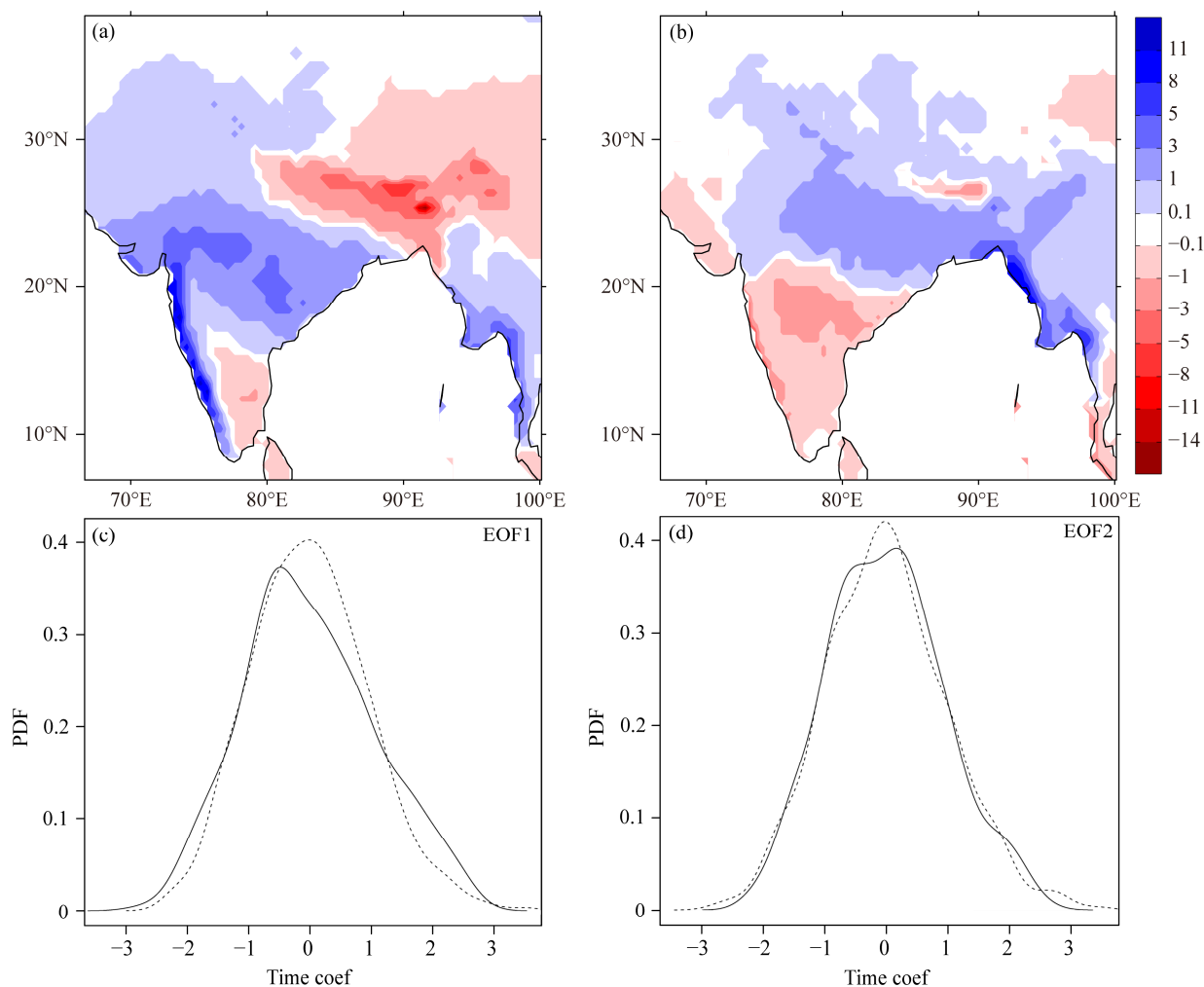


图 10 南亚夏季逐候降水量 EOF 分解的 (a) 第 1 特征向量和 (b) 第 2 特征向量, 及其 (c) EOF1 时间系数的概率密度函数 (Probability Density Function, PDF) 在 AMO (实线) 正位相和 (虚线) 负位相的比较, (d) 同 (c) 但为 EOF2

Fig. 10 (a) The first and (b) second EOF modes of South Asian intraseasonal rainfall; (c, d) The probability density functions (PDFs) of the time coefficients of the two EOF modes. The solid and dashed lines in (c, d) represent the PDFs corresponding to the positive and negative phases of AMO, respectively

率低于负位相, 故正位相时更易出现强的负降水型。此外, 由时间系数正值部分的概率密度曲线可知, AMO 正位相期比负位相期更易出现强的正降水型, 而负位相比正位相更易出现弱的正降水型。综上, 无论是正降水型或是负降水型, AMO 正位相期间更易出现强降水异常。

对 EOF2, 在 AMO 正、负位相期间, 似乎二者均近似正态分布 (图 10d)。说明该降水型并不表现出明显的偏向。因此, AMO 主要调制三极型降水的分布多寡。这些结果说明, 印度降水季节内变率的两个优势模态在 AMO 正、负位相期间的活动存在明显差异, 在一定程度上验证了 AMO 作为年代际背景场, 对印度降水季节内变化确有调制作用。

6 结论

年代际作为背景场, 除了调制年际气候变率外, 也可能调制季节内变率。本文基于观测资料计算的 AMO 指数演变, 选取 1970~1990 年和 1995~2014 年代表 AMO 负、正位相时期, 对比了夏季欧亚副热带波列季节内活动特征及其相联系的印度夏季降水的差异, 探究 AMO 作为气候背景态对季节内活动的调制。得到了如下结论:

(1) 在 AMO 正、负位相背景下, 在季节内时间尺度上, 副热带波列空间型表现出明显差异, 构成波列的主要中心位置不同。相比较而言, AMO 正位相时波列中心东移了 15 个经距左右。

(2) 在 AMO 正、负位相背景下, 对应季节内

时间尺度上副热带波列活动, 与之相联系的印度降水变化也不同。对应 AMO 负位相期间的副热带波列, 印度西北部、中部降水与东北部、南部降水呈季节内反相变化; 对应 AMO 正位相期间的副热带波列, 印度中部向南至西南沿岸降水与西部、东北部的季节内降水反相变化。

(3) 对应 AMO 正、负位相期间副热带波列的不同, 印度降水、区域中层风场以及垂直运动场等要素的季节内演变特征表现出明显差异。对应 AMO 负位相期间, 副热带波列存在 4~8 候左右的准周期, 波列由正位相朝反位相演变时, 对应着下沉中心在印度中部先加强后减弱, 印度中部及西北部季节内降水先变少加强后变少减弱; 在 AMO 正位相背景下, 波列由正位相朝反位相演变时, 对应着水汽辐合上升区从印度中部向南、向东西两侧扩展, 使得印度中部及东西两侧季节内降水增加。

值得指出的是, 本文只是揭示了一些观测事实, 对 AMO 为什么能调制季节内波列的活动没有解释, 其影响机制有待深入分析。由于文章使用资料单一, 精确度有限, 所以 AMO 对欧亚副热带波列季节内活动及其相联系的印度降水的影响是否如此, 还需用多种资料进行验证。

参考文献 (References)

Bjerknes J. 1964. Atlantic air-sea interaction [J]. *Advances in Geophysics*, 10: 1-82, doi:10.1016/S0065-2687(08)60005-9.

Branstator G. 2002. Circumglobal teleconnections, the jet stream waveguide, and the North Atlantic Oscillation [J]. *J. Climate*, 15: 1893-1910, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1893:CTTJSW>2.0.CO;2.

Delworth T L, Mann M E. 2000. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere [J]. *Climate Dyn.*, 16: 661-676, doi:10.1007/s003820000075.

Ding Q H, Wang B. 2005. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer [J]. *J. Climate*, 18: 3483-3505, doi:10.1175/JCLI3473.

Ding Q H, Wang B. 2007. Intraseasonal teleconnection between the summer Eurasian wave train and the Indian monsoon [J]. *J. Climate*, 20: 3751-3767, doi:10.1175/JCLI4221.1.

Enfield D B, Mestas-Nuñez A M, Trimble P J. 2001. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28: 2077-2080, doi:10.1029/2000GL012745.

Enomoto T. 2004. Interannual variability of the Bonin High associated with the propagation of Rossby waves along the Asian Jet [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82: 1019-1034, doi:10.2151/jmsj.2004.1019.

Feng S, Hu Q. 2008. How the North Atlantic Multidecadal Oscillation may have influenced the Indian summer monsoon during the past two millennia [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35:L01707, doi:10.1029/

2007GL032484.

Folland C K, Parker D E. 1990. Observed variations of sea surface temperature [M]//Schlesinger M E. *Climate-Ocean Interaction*. Dordrecht: Springer, 21-52, doi:10.1007/978-94-009-2093-4_2.

Folland C K, Colman A W, Rowell D P, et al. 2001. Predictability of Northeast Brazil rainfall and real-time forecast skill, 1987-98 [J]. *J. Climate*, 14: 1937-1958, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<1937: PONBRA>2.0.CO;2.

Goldenberg S B, Landsea C W, Mestas-Nuñez A M, et al. 2001. The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications [J]. *Science*, 293: 474-479, doi:10.1126/science.1060040.

Goswami B N, Madhusoodanan M S, Neema C P, et al. 2006. A physical mechanism for North Atlantic SST influence on the Indian summer monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L02706, doi:10.1029/2005GL024803.

Hao X, He S P, Wang H J. 2016. Asymmetry in the response of central Eurasian winter temperature to AMO [J]. *Climate Dyn.*, 47: 2139-2154, doi:10.1007/s00382-015-2955-9.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437-472, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.

Kerr R A. 2000. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries [J]. *Science*, 288: 1984-1985, doi:10.1126/science.288.5473.1984.

Knight J R, Folland C K, Scaife A A. 2006. Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L17706, doi:10.1029/2006GL026242.

Kosaka Y, Chowdary J S, Xie S P, et al. 2012. Limitations of seasonal predictability for summer climate over East Asia and the northwestern Pacific [J]. *J. Climate*, 25: 7574-7589, doi:10.1175/JCLI-D-12-00009.1.

Kushnir Y. 1994. Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions [J]. *J. Climate*, 7: 141-157, doi:10.1175/1520-0442(1994)007<0141:IVINAS>2.0.CO;2.

Li S L, Bates G T. 2007. Influence of the Atlantic multidecadal oscillation on the winter climate of East China [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 24: 126-135, doi:10.1007/s00376-007-0126-6.

Li S L, Perlwitz J, Quan X W, et al. 2008. Modelling the influence of North Atlantic multidecadal warmth on the Indian summer rainfall [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35: L05804, doi:10.1029/2007GL032901.

Lu R Y, Oh J H, Kim B J. 2002. A teleconnection pattern in upper-level meridional wind over the North African and Eurasian continent in summer [J]. *Tellus*, 54: 44-55, doi:10.3402/tellusa.v54i1.12122.

Lu R Y, Dong B W, Ding H. 2006. Impact of the Atlantic multidecadal oscillation on the Asian summer monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L24701, doi:10.1029/2006GL027655.

Luo F F, Li S L, Furevik T. 2011. The connection between the Atlantic multidecadal oscillation and the Indian summer monsoon in Bergen climate model version 2.0 [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 116: D19117, doi:10.1029/2011JD015848.

Mann M E, Park J. 1994. Global-scale modes of surface temperature variability on interannual to century timescales [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 99: 25819-25833, doi:10.1029/94JD02396.

Schlesinger M E, Ramankutty N. 1994. An oscillation in the global climate

- system of period 65–70 years [J]. *Nature*, 367: 723–726, doi:10.1038/367723a0.
- Sutton R T, Hodson D L R. 2005. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate [J]. *Science*, 309: 115–118, doi:10.1126/science.1109496.
- Sutton R T, Hodson D L R. 2007. Climate response to basin-scale warming and cooling of the North Atlantic Ocean [J]. *J. Climate*, 20: 891–907, doi:10.1175/JCLI4038.
- Wang Y M, Li S L, Luo D H. 2009. Seasonal response of Asian monsoonal climate to the Atlantic multidecadal oscillation [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 114: D02112, doi:10.1029/2008JD010929.
- 吴捷, 许小峰, 金飞飞, 等. 2013. 东亚—太平洋型季节内演变和维持机理研究 [J]. *气象学报*, 71: 476–491. Wu Jie, Xu Xiaofeng, Jin Feifei, et al. 2013. Research of the intraseasonal evolution of the East Asia Pacific pattern and the maintenance mechanism [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 71: 476–491, doi:10.11676/qxxb2013.038.
- Yatagai A, Arakawa O, Kamiguchi K, et al. 2009. A 44-year daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges [J]. *SOLA*, 5: 137–140, doi:10.2151/sola.2009-035.
- Zhang R, Delworth T L. 2006. Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L17712, doi:10.1029/2006GL026267.
- Zhou X M, Li S L, Luo F F, et al. 2015. Air–sea coupling enhances the East Asian winter climate response to the Atlantic multidecadal oscillation [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 32: 1647–1659, doi:10.1007/s00376-015-5030-x.