

林大伟, 布和朝鲁, 谢作威. 2018. 夏季中国华北降水、印度降水与太平洋海表面温度的耦合关系 [J]. 大气科学, 42 (6): 1175–1190. Lin Dawei, Bueh Cholaw, Xie Zuowei. 2018. A study on the coupling relationships among Pacific sea surface temperature and summer rainfalls over North China and India [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (6): 1175–1190, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1712.17183.

夏季中国华北降水、印度降水与太平洋 海表面温度的耦合关系

林大伟^{1,2} 布和朝鲁¹ 谢作威¹

¹ 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029

² 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 本文基于 1951~2014 年的站点观测资料以及再分析资料, 应用多变量经验正交分解法 (MEOF) 研究了年际尺度上华北夏季降水、印度夏季降水与海表面温度之间的耦合关系 (主要模态)。结果表明: 当印度夏季降水偏强时, 若同期夏季赤道中东太平洋海温表现为 La Niña 位相, 则西太平洋暖池对流加强, 副热带高压偏西偏北, 有利于华北夏季降水与印度夏季降水一致增强。反之, 当印度大部降水偏弱时, 若同期夏季赤道中东太平洋海温表现为 El Niño 位相, 则华北夏季降水和印度夏季降水一致减弱。然而, 两地夏季降水的协同变化关系并不总是成立。当赤道中东太平洋海温异常随时间演变表现为冬春 El Niño 衰减型时, 伴随着印度洋偶极子 (IOD) 正位相的衰减过程, 这会减弱东亚夏季风, 使得华北夏季降水偏少。此时印度半岛夏季降水增强区集中在其西部, 无法形成连接印度和华北夏季降水异常的环半球遥相关 (CGT) 波列, 可能使得华北夏季降水异常与全印度夏季降水异常成相反形势。这些结论揭示了中国华北夏季降水、印度夏季降水和海表面温度之间的耦合关系, 有助于进一步理解海温外强迫对两地夏季降水之间相关关系的作用, 从而对华北夏季降水的预测具有参考意义。

关键词 多变量经验模态分解法 华北夏季降水 ENSO 印度夏季降水 印度洋偶极子 (IOD)

文章编号 1006-9895(2018)06-1175-16

中图分类号 P466

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1712.17183

A Study on the Coupling Relationships among the Pacific Sea Surface Temperature and Summer Rainfalls over North China and India

LIN Dawei^{1,2}, BUEH Cholaw¹, and XIE Zuowei¹

¹ International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Based on 1951–2014 reanalysis and observational datasets, the coupling relationships among the summer rainfalls over North China (NCSR) and India (ISR) and global sea surface temperature (SST) are analyzed. With the multivariate empirical orthogonal function (MEOF) method, the dominant coupling modes among NCSR, ISR and SST have been identified. The results show that there exist significant coupling relationships among them on the interannual scale. The NCSR and ISR tend to increase/decrease synchronously under La Niña/El Niño condition with cooler/warmer

收稿日期 2017-06-26; 网络预出版日期 2018-01-12

作者简介 林大伟, 男, 1989 年出生, 博士研究生, 主要从事季节内尺度气候变化研究。E-mail: lindawei@mail.iap.ac.cn

通讯作者 布和朝鲁, E-mail: bueh@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41630424, 国家科技支撑项目 2015BAC03B03

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41630424), National Key Technology Research and Development Program of the Ministry of Science and Technology of China (Grant 2015BAC03B03)

SST over the central and eastern equatorial Pacific in the concurrent summer. However, such a relationship between NCSR and ISR does not always hold. If the SST pattern is in the decaying phase of the El Niño event from the preceding winter to spring, summer rainfall over western India increases but the NCSR is likely to decrease. It is accompanied by the weakening of the positive phase of Indian Ocean Dipole (IOD) from the preceding winter, which weakens the East Asia summer monsoon in the concurrent summer. In addition, the circumglobal teleconnection pattern (CGT) connecting ISR and NCSR is inactive, since the above-normal ISR mainly occurs over western India. These results are helpful for in-depth understanding of the role SST plays in the relationship between the summer rainfalls over North China and India, and thus provide some clues for the prediction of North China summer rainfall.

Keywords Multivariate empirical orthogonal function (MEOF), North China summer rainfall, ENSO, Indian summer rainfall, Indian Ocean Dipole (IOD)

1 引言

东亚夏季风和印度夏季风是亚洲夏季风的两个子系统,两者既有相互独立性,又相互紧密联系(陶诗言等,1988)。Huang et al. (2017) 通过对印度夏季风降水和我国东亚夏季风降水的经验正交分解(EOF)分析,发现两者前两个主模态在年际和年代际尺度上均有紧密的联系。但同时他们也指出,两者在降水云系和时间演变过程上是不同的,说明两者之间可能存在相对独立性。中国华北与印度地区分别位于这两个季风区内,两地夏季降水量之间存在较好的正相关关系,这对我国汛期降水预测具有重要参考价值(郭其蕴和王继琴,1988;郭其蕴,1992;Kripalani and Singh, 1993; Kripalani and Kulkarni, 1997, 2001)。研究表明,印度夏季风降水与亚洲地区夏季降水的相关分布中存在着从印度经青藏高原到华北地区的正、负、正的遥相关关系,但这种遥相关关系不稳定,不同年代际时段该遥相关关系不一定总是存在(郭其蕴,1992;王绍武和黄建斌,2006)。刘芸芸和丁一汇(2008)从动力学和热力学因子两方面探讨了印度夏季风和华北降水的内在联系,指出印度季风槽、中纬度低压槽、西太平洋副热带高压等的相互配置对这种遥相关关系有重要影响。从环流上看,联系两地夏季降水异常的通道分为南支和北支(Wu, 2016)。南支主要是指由印度半岛经孟加拉湾向东亚地区输送的水汽通道(张人禾,1999),而北支则主要以中纬度的丝绸之路遥相关型(Enomoto et al., 2013)或环半球遥相关型(Ding and Wang, 2005; Huang et al., 2011; 李妍等, 2016; 林大伟等, 2016; Bueh et al., 2016)为纽带将印度夏季降水异常的影响传至东亚地区。此外, Kripalani and Kulkarni (2001) 发现中国华北夏季降水年代际转折点比印度夏季降水滞

后约 10 年。由于两地夏季降水之间的正相关关系并不总是存在,研究其在什么条件下成立或不成立(特别是年际尺度上),对正确理解两地夏季降水之间的关系非常重要。

太平洋海温作为大气环流系统的重要外强迫因子之一,对全球降水有重要影响(Trenberth et al., 1998)。张人禾(1999)的研究发现,El Niño 盛期与弱印度夏季风相联系的弱水汽输送造成了我国华北地区降水偏少。陈文等(2006)指出,当热带太平洋出现 El Niño 事件时,华北地区夏季降水往往较少;反之,热带太平洋出现 La Niña 事件时,该地区夏季降水往往较多。他们还指出了华北夏季降水变化与印度洋和大西洋海温年代际变化具有耦合关系。赵树云等(2017)发现,华北雨季降水异常偏多年通常发生在 El Niño 转为 La Niña 的年份,而华北雨季降水异常偏少年通常发生在赤道中东太平洋冷水位相结束且当年发展成 El Niño 事件的年份。这启示我们在做华北雨季降水的预测时,需要关注 ENSO 事件的具体演变特征。许多研究表明,由于受到热带海气相互作用的影响,ENSO 循环与印度夏季降水在年代际尺度上存在较好的相关关系(Torrence and Webster, 1999; Krishnamurthy and Goswami, 2000)。Kirtman and Shukla (2000)利用数值模拟方法验证了印度夏季风与 ENSO 循环的相关关系,即印度夏季风与东太平洋海温距平存在显著负相关关系,并且印度夏季风与滞后 3–6 月的东太平洋海温的负相关才达到最强。ENSO 分别对印度夏季降水和华北夏季降水均有影响,从而可能对两地夏季降水之间的相关关系有重要作用。一些研究表明,ENSO 信号能够加强两地夏季降水的相关关系,去除 ENSO 信号会减弱它们的相关关系(Hu et al., 2005; Wu, 2016);当 La Niña 的发生频率高时,该相关关系强,反之则弱(王绍武和黄建斌,

2006)。Ha et al. (2017) 分析了外强迫对印度夏季风和东亚夏季风之间联系的作用, 发现印度夏季风降水与华北夏季降水成正相关关系时伴随着 El Niño 发展型海温演变过程以及西太平洋海温的降温现象, 而它们成负相关关系时伴随着 El Niño 衰减型海温演变过程以及印度洋海温的增温现象。此外, Day et al. (2015) 利用观测和模拟发现了 7–8 月从孟加拉湾到长江流域的异常水汽输送是影响印度夏季降水和东亚夏季降水异常分布的重要原因, 并指出这需要印度气旋式环流和孟加拉湾暖海温的有效配合。总之, ENSO 相关的海温状态对两地夏季降水之间相关关系有重要影响, 但不一定是唯一的关键影响因子。

林大伟等 (2016) 从大气环流角度对夏季中国华北与印度降水之间的关联进行了分析, 指出对流层中高层环半球遥相关型波列 (CGT) (Ding and Wang, 2005) 有利于华北夏季降水与印度夏季降水之间的协同变化。当印度夏季降水增强时, 释放出的潜热在印度西北部伊朗高原上空激发出正高度异常中心, 并以 CGT 波列的形式向东亚地区传播, 在蒙古、环渤海地区上空形成了负、正高度异常中心, 使得华北夏季降水也增强; 而当印度半岛夏季降水增强区集中在印度西部沿岸时, 对流活动加强位置偏西, 其激发的伊朗高原上空正高度异常区位置也相应偏西, 无法形成影响东亚的 CGT 型波列, 对华北夏季降水影响大幅减弱, 使得华北夏季降水异常不能与印度夏季降水异常协同一致。但作者尚未从海温的角度进一步研究这一问题, 因此本文从中国华北夏季降水与印度夏季降水和海表面温度之间的耦合关系 (主要模态) 着手, 研究海温外强迫因子对两地协同变化 (正相关) 关系的影响。

前人多关注印度夏季降水和华北夏季降水的正相关关系研究, 本文则试图对两地夏季降水正相关关系不成立的情形也进行讨论。过去少有人将印度夏季降水、华北夏季降水以及太平洋海温三者同时进行研究, 多集中在三者中的两个对象。本文利用多变量经验正交函数分解法 (MEOF) (Wang, 1992), 将两地夏季降水和海温耦合在一起, 以此来探索海温在两地夏季降水相关关系中的作用。本文试图回答以下几个问题: (1) 印度夏季降水、华北夏季降水以及海温之间的耦合关系 (主要模态) 有什么特征? (2) 在什么样的海温背景下, 印度夏季降水异常与华北夏季降水异常协同变化? (3)

在什么样的海温背景下, 即使印度夏季降水发生显著异常, 但华北夏季降水也可以与其形成相反的形势? 对上述问题的回答, 有助于进一步理解两地夏季降水之间的相关关系, 从而为华北夏季降水的预测提供有益线索。

2 资料与方法

本文采用了国家气候中心 1951~2014 年中国 160 站逐月降水资料。参考刘芸芸和丁一汇 (2008), 我们选取了 14 个站点 (承德、张家口、呼和浩特、北京、天津、石家庄、德州、邢台、安阳、济南、菏泽、长治、太原和临汾), 并以它们平均降水量代表华北降水量。所用印度夏季风降水资料来自印度热带气象研究所的全印度降水月平均资料 (Parthasarathy et al., 1994, 1995)。以 6~8 月的降水量平均作为夏季降水 (Kripalani and Singh, 1993)。此外, 本文还使用了美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 提供的全球月平均降水数据集 (GPCC), 水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, 时间跨度为 1951~2014 年 (Schneider et al., 2011)。

本文采用了 NOAA 月平均海表温度资料 (ERSST.v4), 水平分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$ (Smith et al., 2008), 以及 NOAA 的外逸长波辐射 (OLR), 水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Liebmann and Smith, 1996)。同时还使用了美国国家气候预报中心 (CPC) 提供的描述赤道中东太平洋 ($5^\circ\text{N} \sim 5^\circ\text{S}$, $170^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{W}$) 海表面温度的逐月 Nino3.4 指数 (ONI)。

本文采用多变量经验模态正交分解法 (MEOF) (Wang, 1992) 来分析华北夏季降水、印度夏季降水以及海温之间的耦合关系。MEOF 是在传统的经验正交函数分解法 (EOF) 发展而来的, 能够直观地反映不同变量场之间的空间联系, 在海气相互作用方面有较好的应用 (Xue et al., 2000; Deng and Jiang, 2011)。本文 MEOF 分析步骤如下: (1) 提取华北地区 ($35 \sim 42^\circ\text{N}$, $110 \sim 120^\circ\text{E}$) 和印度地区 ($10 \sim 35^\circ\text{N}$, $60 \sim 90^\circ\text{E}$) 的 GPCC 夏季降水年际资料 (去除 11 年滑动平均值), 并将其标准化。记为变量 $\mathbf{P}_{m \times n}$, 其中 m 和 n 分别表示空间和时间格点数。标准化的前一冬季、前一春季、同期夏季海表面温度的年际资料 (去除 11 年滑动平均值) 分别记为变量 $\mathbf{T}_{1, p1 \times n}$ 、 $\mathbf{T}_{2, p2 \times n}$ 、 $\mathbf{T}_{3, p3 \times n}$; (2) 将华北夏季降水、印度夏季降水资料 and 不同季节的海表面温度资料整合成一个新变量, 即

$$A = \begin{bmatrix} T_{1,p1 \times n} \\ T_{2,p2 \times n} \\ T_{3,p3 \times n} \\ P_{m \times n} \end{bmatrix};$$

(3) 最后, 对变量 A 进行 EOF 分析, 并用 North et al. (1982) 的方法检验主分量的显著性。

此外, 本文使用合成分析方法对上述耦合模态进行验证, 并用 Student- t 方法检验其显著性 (Wilks, 1995)。

3 中国华北与印度夏季降水之间的相关关系

许多研究指出, 中国华北夏季降水量与印度夏

季降水量之间存在较好的正相关关系 (郭其蕴和王继琴, 1988; Kripalani and Singh, 1993; Ding and Wang, 2005)。本文使用 GPCC 的格点降水资料, 分别考察了华北夏季降水量 (14 站平均) 和全印度夏季降水量 (Parthasarathy et al., 1995) 与亚洲其余地区降水量的相关分布。如图 1a 所示, 华北夏季降水与亚洲其它地区夏季降水之间的相关分布在印度半岛、青藏高原东北侧及华北地区呈现 “+ - +” 波列型, 并达到 95% 的显著性水平。同样, 全印度夏季降水量与亚洲地区夏季降水量之间也存在上述的 “+ - +” 的相关分布型 (图 1b), 这与前人的研究结果一致 (刘芸芸和丁一汇, 2008)。此外, 三个高相关区均表现出纬向带状分布特征。

为了研究和考察华北夏季降水与印度夏季降

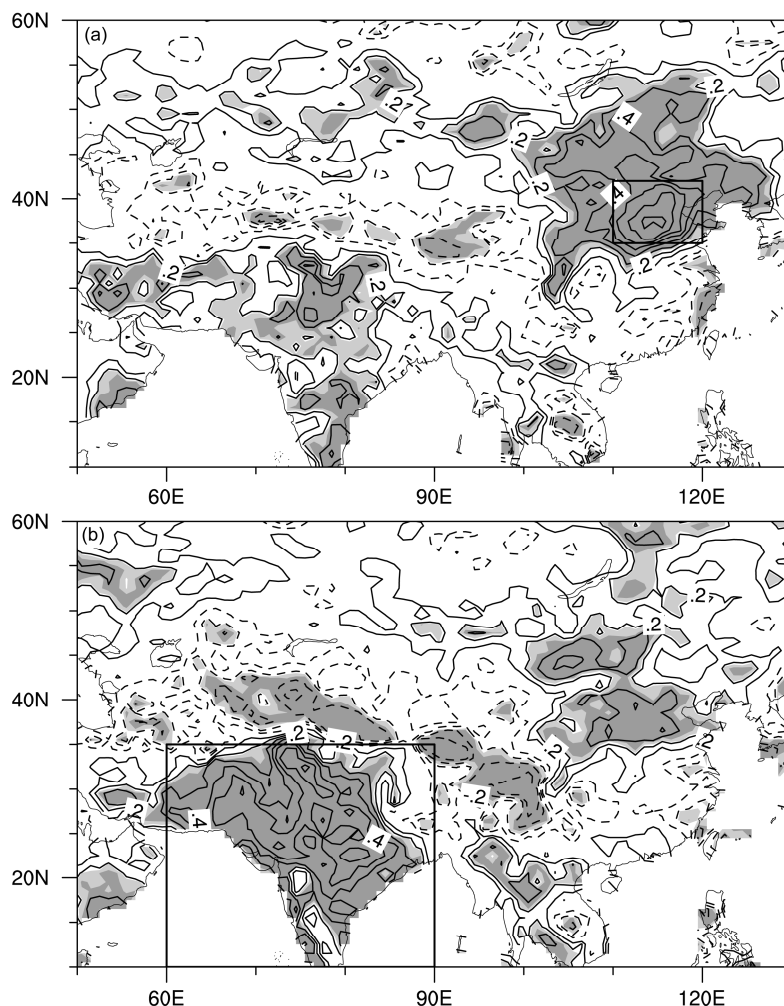


图 1 亚洲降水量和 (a) 华北夏季降水序列、(b) 全印度夏季降水序列的相关系数分布。等值线间隔为 0.1, 忽略零线; 浅和深阴影分别表示 90% 和 95% 的置信区; (a) 和 (b) 中黑色方框分别表示华北和印度地区

Fig. 1 Correlation maps of Asian summer rainfall with (a) North China summer rainfall and (b) Indian summer rainfall. The contour interval is 0.1 and zero lines are omitted. Dark (light) shading denotes significance above the 95% (90%) confidence level. The black-bordered boxes in (a) and (b) indicate North China and India, respectively

水之间出现协同变化或相反变化对应的海温特征, 本文采用林大伟等(2016)分类方法: 利用集合经验模态正交(EEMD)方法(Wu and Huang, 2009)对全印度夏季降水量序列进行了时间尺度分解, 得到其年代际分量, 将夏季降水大于(小于)其年代际分量 0.8 个标准差的年份作为夏季降水偏强(偏弱)年。同样的, 利用 EEMD 方法对华北夏季降水量序列进行了时间尺度分解, 得到其年代际分量, 将华北夏季降水大于(小于)其年代际分量的年份作为偏多(偏少)年。本文从印度夏季降水的强弱出发, 考虑华北夏季降水是否与其协同变化, 将个例年分为以下四种情形: 印度夏季降水偏强且华北夏季降水偏多(共 10 年)、印度夏季降水偏弱且华北夏季降水偏少(共 7 年)、印度夏季降水偏强但华北夏季降水偏少(共 4 年)、印度夏季降水偏弱但华北夏季降水偏多(共 3 年)。其中前两种情形下两地夏季降水协同变化, 而后两种情形下两地夏

季降水异常形势相反。各类年份的有关信息见表 1。图 2 给出了上述四种类型年份对应的亚洲夏季降水异常的合成分布, 其中降水异常指的是原始场相对于其 11 年滑动平均的距平, 表征其年际变化。在印度夏季降水偏强且华北夏季降水偏多年(图 2a), 印度西部、北部降水明显偏多, 青藏高原北部降水略偏少, 华北地区降水偏多, 对应着图 1 中的“+ - +”波列型相关分布。在印度夏季降水偏弱且华北夏季降水偏少年(图 2c)亚洲地区降水异常形势大致与图 2a 成镜像对称。然而, 在印度夏季降水偏强但华北夏季降水偏少年(图 2b), 印度地区降水正异常区集中在印度中西部, 较图 2a 位置偏西。青藏高原地区降水偏少, 华北北部降水也偏少, 与印度地区降水异常形势相反, 而长江中上游则是降水正异常区。此外, 在印度夏季降水偏弱但华北夏季降水偏多年(图 2d), 印度地区降水整体偏少, 尼泊尔、孟加拉国地区降水显著偏多, 其东部横断

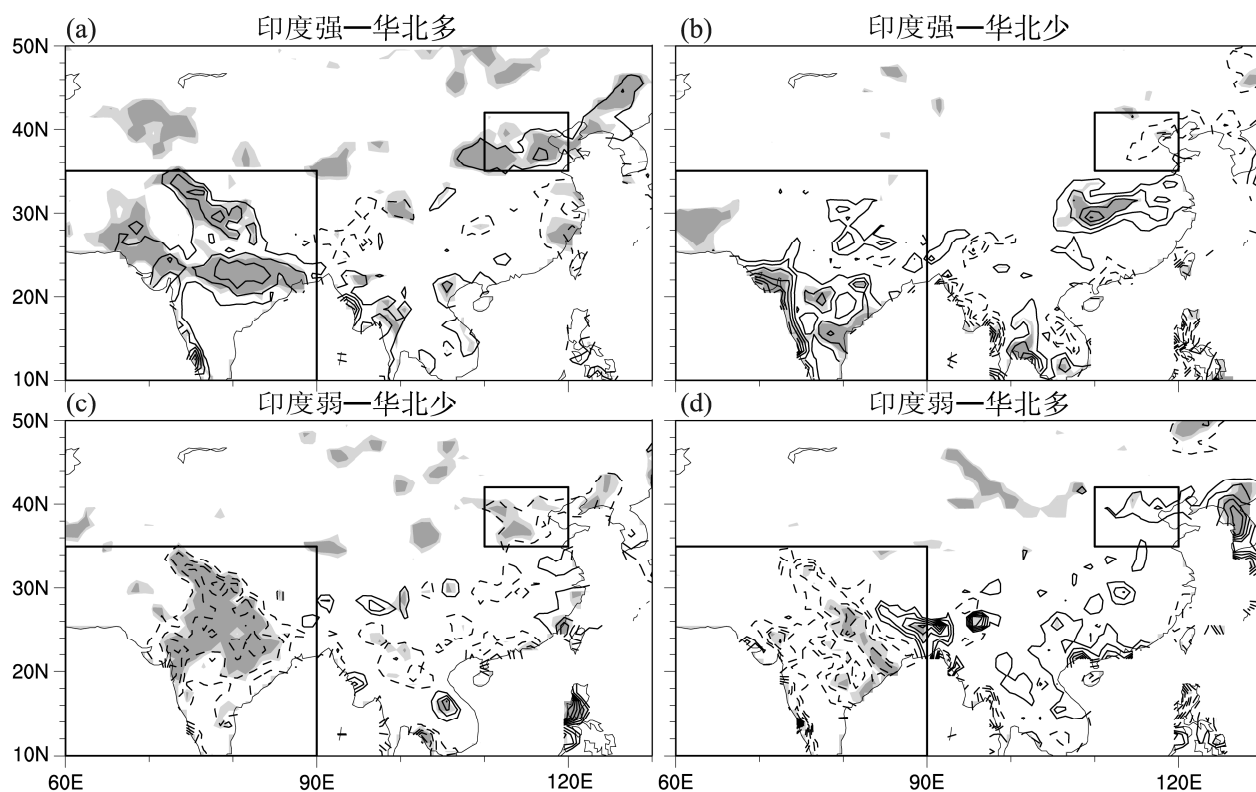


图 2 不同类型降水分布: (a) 印度夏季降水偏强且华北夏季降水偏多; (b) 印度夏季降水偏强但华北夏季降水偏少; (c) 印度夏季降水偏弱且华北夏季降水偏少; (d) 印度夏季降水偏弱但华北夏季降水偏多。等值线间隔为 20 mm, 忽略了零线; 浅和深阴影分别表示 90%和 95%的置信区; 黑色方框分别表示华北和印度地区

Fig. 2 Composite summer rainfalls for (a) strong ISM (Indian Summer Monsoon) years with above-normal summer rainfall over North China, (b) strong ISM years with below-normal summer rainfall over North China, (c) weak ISM years with below-normal summer rainfall over North China, (d) weak ISM years with above-normal summer rainfall over North China. The contour interval is 20 mm and zero lines are omitted. Dark (light) shading denotes significance above the 95% (90%) confidence level. The black-bordered boxes in each panel indicate North China and India, respectively

山脉地区降水偏少。中国地区呈现从广西至华北地区的西南—东北走向的降水正异常带,没有与图 2b 形成镜像对称。由此可见,只有当印度夏季降水和华北夏季降水协同一致变化时,才符合前人得到的两地夏季降水遥相关关系,且降水同增年和同减年夏季降水异常形势成镜像对称。然而,什么条件下印度和华北地区夏季降水会出现协同变化或不一致变化?

林大伟等(2016)从大气环流角度对夏季中国华北与印度降水之间的关联进行了分析,指出对流层中高层环半球遥相关型波列(CGT)有利于华北与印度夏季降水之间的协同变化。当 CGT 无法形成时,华北夏季降水更易受东亚地区环流异常的影响,使其降水形势可能与印度夏季降水形势相反,出现印度夏季降水加强而华北夏季降水却减弱的情形。在此基础上,本文从夏季中国华北与印度降水和海温的耦合关系着手,研究海温外强迫因子对两地夏季降水是否协同变化(正相关)的影响。

表 1 四种类型个例年(E/L/N 分别表示赤道中东太平洋海温处于 El Niño/La Niña/中性位相; N-E 表示从前一冬季到同期夏季赤道中东太平洋海温状态由中性转为 El Niño 位相, L'-L 表示从前一冬季到同期夏季赤道中东太平洋海温状态由强 La Niña 转为较弱 La Niña, 其他同理)

Table 1 Years of four clusters corresponding to four different relationships between anomalous Indian summer monsoon precipitation and North China summer precipitation. E/L/N represents the El Niño/La Niña/neutral phase of the sea surface temperature pattern in the central and east equatorial Pacific. N-E indicates that it is in neutral phase in the preceding winter and El Niño phase in the summer. L'-L indicates that it is in La Niña phase in the preceding winter and relatively weak La Niña phase in the summer

两地夏季降水协同变化年		两地夏季降水不一致变化年	
印度偏强— 华北偏多	印度偏弱— 华北偏少	印度偏强— 华北偏少	印度偏弱— 华北偏多
1953 (N-E)	1962 (N-N)	1970 (E-L)	1979 (N-N)
1956 (L-N)	1965 (L-N)	1980 (E-N)	1987 (E-E)
1961 (N-N)	1972 (L-N)	1983 (E-N)	1995 (E-N)
1964 (E-L)	1974 (L'-L)	2007 (E-N)	
1971 (L'-L)	1992 (E'-E)		
1973 (E-L)	2002 (N-E)		
1984 (N-N)	2009 (N-E)		
1988 (E-L)			
1994 (N-N)			
2013 (N-N)			

4 中国华北与印度夏季降水是否协同变化对应的海温背景

为了得到中国华北与印度夏季降水的海温背景,本节利用合成分析方法探索什么样的海温背景下两地夏季降水一致变化,以及什么样的海温背景下两地夏季降水异常形势相反。

图 3 给出了华北夏季降水与印度夏季风降水协同一致变化对应的海温异常(SSTA)随季节变化。在印度夏季降水偏强且华北夏季降水偏多年,前一冬季(图 3a)在赤道中东太平洋海温接近年代际均值,阿拉斯加湾以南为弱的负距平区。前一春季(图 3b)美洲沿岸为弱的负距平区,秘鲁沿岸出现海温负异常信号。赤道中东太平洋为海温负异常区,夏威夷群岛北侧、澳大利亚以东的库克群岛附近为海温正异常区。赤道中东太平洋与其南北两侧 SSTA 构成类似 La Niña 型的“三明治”SSTA 分布,但强度仍较弱,未达到 La Niña 事件标准。而进入同期夏季(图 3c)后,秘鲁沿岸的海温负异常区加强并向西扩展,赤道中东太平洋出现强的负 SSTA 中心,中心强度达到 -0.8°C ,是典型的 La Niña 型 SSTA 分布。这一海温演变过程表现为春夏的 La Niña 发展型。ONI 指数能较好地描述赤道中东太平洋表面海温的整体变化,所以可通过 ONI 指数来描述赤道中东太平洋海温的变化特征,图 4 给出了四种类型年份的个例及平均 ONI 指数从前一年 11 月至同年 8 月的演变曲线。由图 4a 中平均 ONI 指数演变曲线也同样可以看出这一发展型:在印度夏季降水偏强且华北夏季降水偏多年,ONI 异常在冬季接近零线,2 月负 ONI 异常出现,并不断加强。然而,在印度偏强—华北偏多这一协同变化类型中,只有 3/10 个例是春夏的 La Niña 发展型,且均为前一冬季 El Niño 向夏季 La Niña 转变的过程,这与赵树云等(2017)的发现一致。此外,5/10 个例 ONI 指数随季节转换逐渐增大,说明春夏 La Niña 发展型并不是这一类个例的共同特征。而从 3~4 月开始 ONI 指数中有 7/10 个例一直在 0°C 以下,其中 5/10 个例在同期夏季达到 -0.5°C 以下并维持,表现为 La Niña 型海温分布。这表明该类个例大部分伴随着同期赤道中东太平洋的冷水状态,其中又以 La Niña 海温分布尤为明显。

在印度夏季降水偏弱且华北夏季降水偏少年,前一冬季(图 3d)赤道中东太平洋及北美沿岸为较

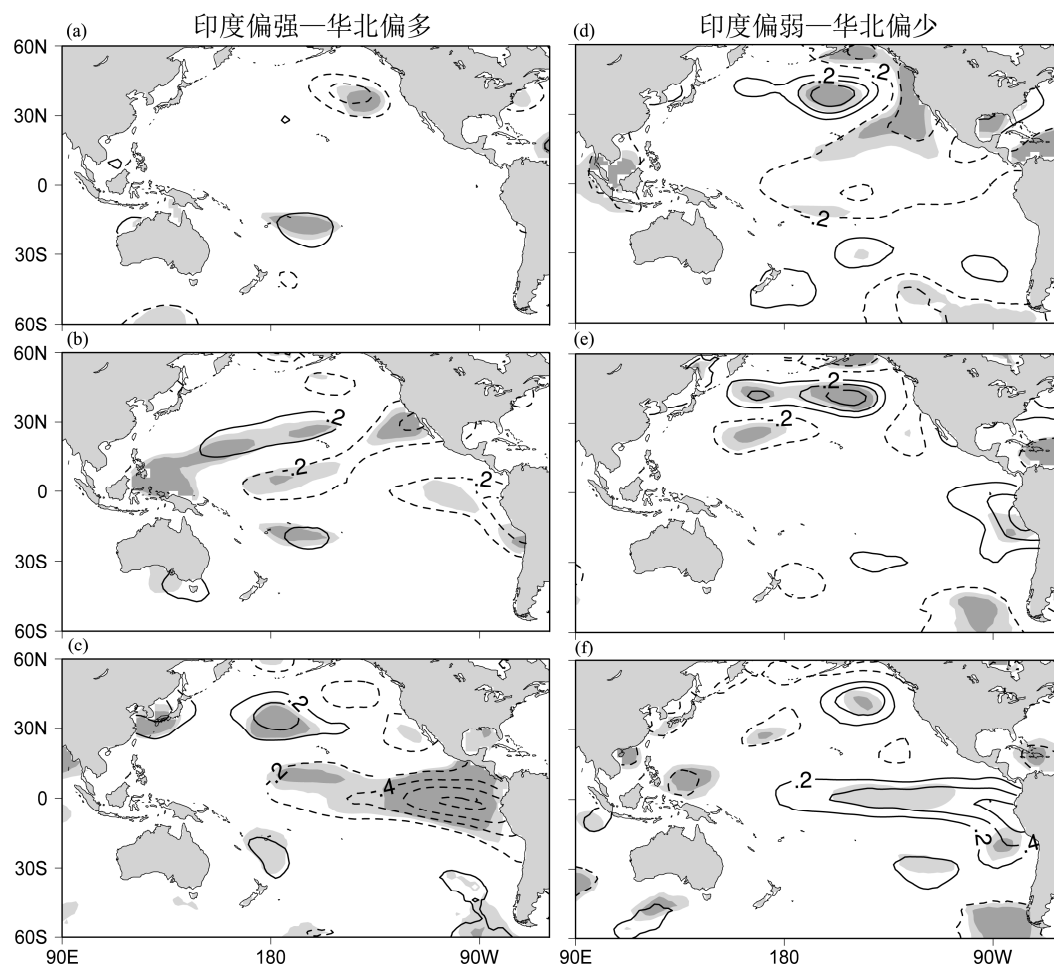


图3 印度夏季降水偏强且华北夏季降水偏多年的海表面温度异常(SSTA)合成(单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 前一冬季; (b) 前一春季; (c) 同期夏季。(d)、(e)、(f) 同(a)、(b)、(c), 但表示印度夏季降水偏弱且华北夏季降水偏少年。等值线间隔为 0.2°C ; 浅和深阴影分别表示 90% 和 95% 的置信度
Fig. 3 Composite SSTAs (interval: 0.2°C) for strong ISM years with above-normal summer rainfall over North China in (a) preceding winter, (b) preceding spring, (c) summer. (d), (e), (f) Same as (a), (b), (c), but for weak ISM years with below-normal summer rainfall over North China. Dark (light) shading denotes significance above the 95% (90%) confidence level

弱的海温负异常信号。前一春季(图 3e)在秘鲁沿岸出现正 SSTA 异常,而同期夏季(图 3f)赤道中东太平洋 SSTA 正异常中心达到 $+0.6^{\circ}\text{C}$, 呈现 El Niño 型 SSTA 分布。这一 SSTA 变化表现为春夏的 El Niño 发展型,与印度夏季降水偏强且华北夏季降水偏多年的 SSTA(图 3a、b 和 c)大致呈镜像对称。这一现象同样也可在平均 ONI 指数演变曲线(图 4c)中看出,从前一冬季开始平均 ONI 指数逐渐从负距平向正距平转变,在 3~4 月由负转正,之后不断加强。其中 1974 年 ONI 指数表现为 La Niña 衰减但并未转为暖水状态,1992 年表现为 El Niño 衰减但并未转为冷水状态,均不符合平均 ONI 演变特征。但其中有 4/7 个例符合这一演变过程,并在夏季均达到 El Niño 事件标准(连续 5 个月 ONI 指

数大于 $+0.5^{\circ}\text{C}$),说明春夏 El Niño 发展型在该类型中有一定的代表性,且同期夏季表现 El Niño 型海温分布。

同样,下面针对两地夏季降水形势相反的情形,讨论赤道中东太平洋 SSTA 演变特征。由于印度夏季降水偏弱但华北夏季降水偏多年合成结果无明显特征(图略)、ONI 指数演变无有代表性的特征(图 4d),且并不能被下节中的 MEOF 分析得到的两个主要模态所代表,本文暂不讨论这种年份对应的海温背景。如图 5,在印度夏季降水偏强但华北夏季降水偏少年,前一冬季(图 5a)赤道中东太平洋存在一个较强的正 SSTA 区,中心可达 $+1^{\circ}\text{C}$ 以上,与其南北两侧负距平中心构成“三明治型”SSTA 分布。这是冬季典型的 El Niño 型 SSTA 分布。

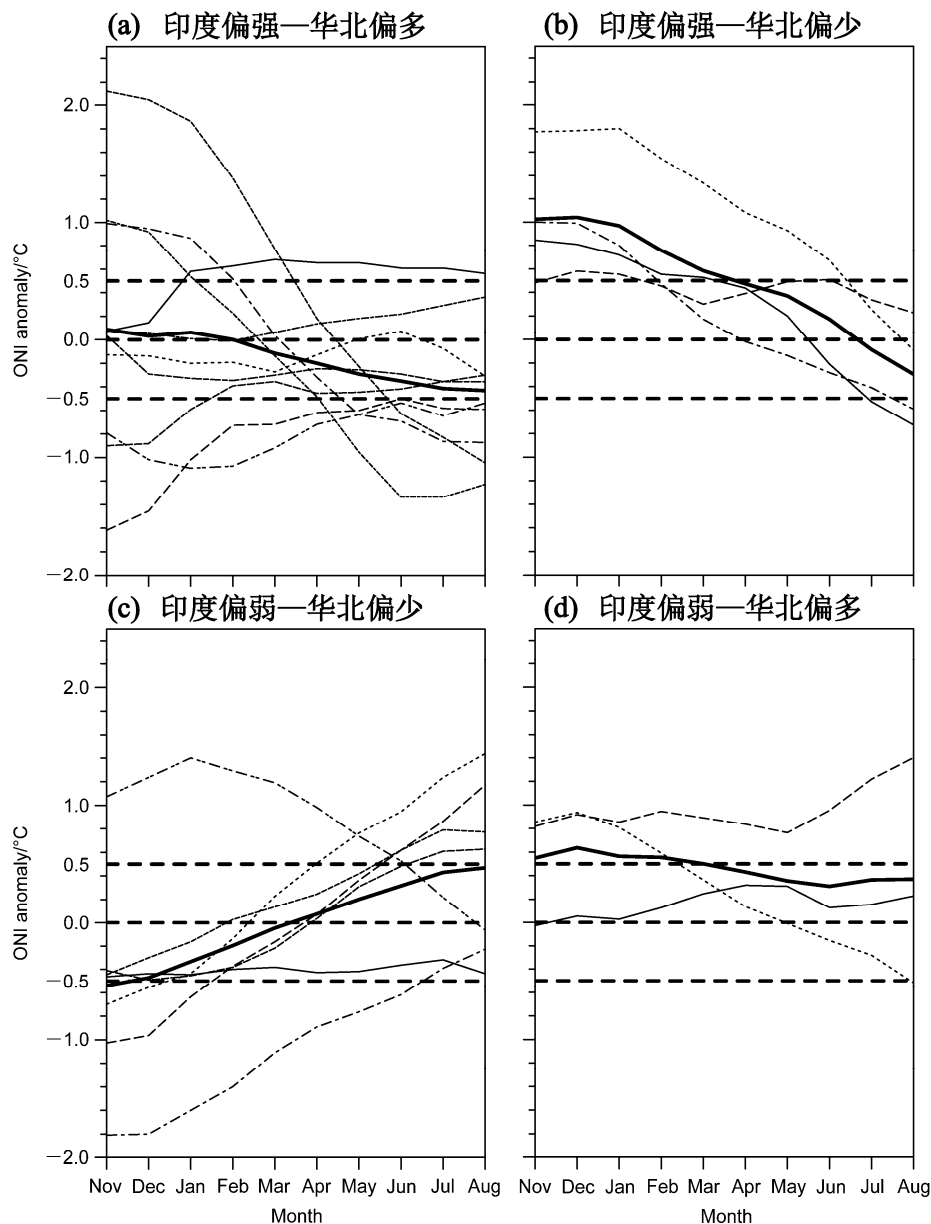


图4 不同类型年份异常 ONI 指数逐月变化 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 印度夏季降水偏强且华北夏季降水偏多; (b) 印度夏季风偏强但华北夏季降水偏少; (c) 印度夏季降水偏弱且华北夏季降水偏少; (d) 印度夏季降水偏弱但华北夏季降水偏多。细线为个例年的逐月变化, 粗实线为平均变化, 粗虚线为零线和 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 线

Fig. 4 Monthly anomaly ONI (thin lines) for (a) strong ISM years with above-normal summer rainfall over North China, (b) strong ISM years with below normal summer rainfall over North China, (c) weak ISM years with below normal summer rainfall over North China, (d) weak ISM years with above normal summer rainfall over North China. Thick solid lines denote mean variations. Thick dashed lines denote zero and $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ lines

随着时间推移赤道中东太平洋海温正异常信号逐渐减弱, 到前一春季 (图 5b) 强度大幅减弱, 中心最大正距平为 $+0.4^{\circ}\text{C}$, 至同期夏季 (图 5c) 赤道中东太平洋正异常信号消失。这一演变过程表现为 El Niño 冬春的衰减过程。前期平均 ONI 指数演变过程 (图 4b) 也证实了这一点: 从前期冬季开始, 强

的正 ONI 异常 (4/4 个例均大于 $+0.5^{\circ}\text{C}$) 不断减小, 在 6~7 月由正转负, 显示出了冬春 El Niño 的衰减过程。该类过程均表现为这一演变过程, 说明当发现印度夏季风偏强时, 若赤道中东太平洋海温演变表现为冬春 El Niño 衰减过程, 则须警惕华北夏季降水可能会偏少这一情况。黄荣辉 (1990) 从大量

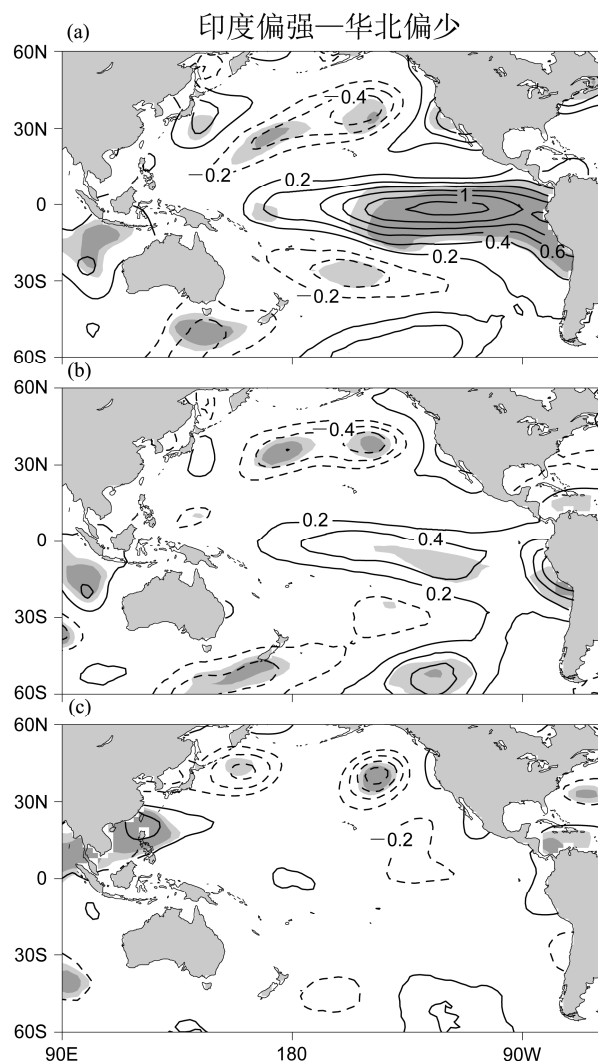


图 5 印度夏季降水偏强但华北夏季降水偏少年的海平面海温异常 (SSTA) 合成 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 前一冬季; (b) 前一春季; (c) 同期夏季。等值线间隔为 0.2°C ; 浅和深阴影分别表示 90% 和 95% 的置信度

Fig. 5 Composite SSTAs (interval: 0.2°C) for strong ISM years with below-normal summer rainfall over North China in (a) preceding winter, (b) preceding spring, (c) summer. Dark (light) shading denotes significance above the 95% (90%) confidence level

的分析资料得出, 当 ENSO 时间处于发展阶段, 我国江淮流域夏季降水偏多, 而黄河流域及华北一带往往雨量偏少; 而在 ENSO 事件处于恢复阶段即衰减过程时, 我国江淮流域夏季降水偏少, 而黄河流域及华北一带往往雨量偏多。这一结论与本文结果一致。

由此可见, 赤道中东太平洋 SSTA 演变过程对华北夏季降水和印度夏季降水之间的相关关系有重要影响。同期夏季 La Niña 型海温异常有利于华北夏季降水与印度夏季降水一致增强, 反之同期夏

季 El Niño 型海温异常变化有利于华北夏季降水与印度夏季降水一致减弱。陈文等 (2006) 也指出 El Niño 事件发生时华北夏季降水往往较少, 而 La Niña 事件发生时华北夏季降水往往较多。此外, 即使在印度夏季降水偏强年, 当赤道中东太平洋海温特征表现为冬春 El Niño 衰减型时, 华北夏季降水可能会偏少, 造成与印度夏季降水形势相反。

5 中国华北夏季降水、印度夏季降水与海温之间的耦合关系

利用第 2 小节介绍的 MEOF 方法, 本节得到了华北夏季降水、印度夏季降水以及不同季节海温之间的耦合关系, 即 MEOF 主要模态。通过分析这些主要模态来考察是否存在华北夏季降水和印度夏季降水协同变化或相反变化的模态, 并分析对应的海温背景。本文着重考虑年际尺度特征, 故在进行 MEOF 处理前对海温和 GPCC 降水资料分别去除了其 11 年滑动平均。

图 6 给出了对华北夏季降水、印度夏季降水和海表面温度作 MEOF 分析得到的第一模态 (EOF1) 下的两地夏季降水异常分布, 以亚洲地区夏季降水对标准化 EOF1 时间系数序列的回归系数分布表示。EOF1 的方差贡献率为 11.74%, 通过 North et al. (1982) 的显著性检验。降水分布主要特征如下: 印度地区的夏季降水正异常区集中在印度西部, 印度东北部为负异常区, 全印度地区夏季降水整体偏强, 这一分布型与印度夏季降水偏强但华北夏季降水偏少年 (图 2b) 降水异常分布特征相同。而长江上游为正异常区, 华北南部、长江下游出海口为弱负异常区。华北夏季降水和印度夏季降水可能呈现不一致变化。相应地, 图 7 给出了 EOF1 模态下前一冬季、前一春季、同期夏季的海温异常分布。前一冬季 (图 7a) 赤道中东太平洋为海温正异常区, 中心位于 135°W 附近, 与其两侧负异常区构成“三明治”或“马蹄”型海温异常分布, 是 El Niño 型海温分布。印度洋大部分为海温正异常区, 东部澳大利亚西海岸附近为负异常区, 表现为印度洋偶极子 (IOD) 正位相 (Saji et al., 1999)。前一春季 (图 7b) 赤道中东太平洋的正异常仍然存在, 但强度大幅减弱, 中心向西移动。至同期夏季 (图 7c), 太平洋地区海温异常信号较弱, El Niño 信号消失。同时印度洋 IOD 正位相减弱。因此在 EOF1 模态下, 印度夏季降水增强区集中在印度西部, 而华北南部

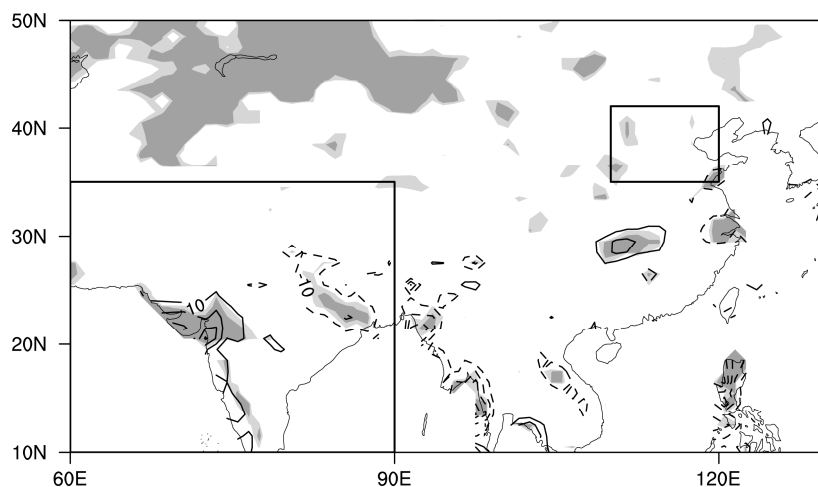


图 6 亚洲夏季降水异常对 EOF1 (Multivariate EOF 第一模态, 下同) 时间序列的回归系数分布。等值线间隔为 5 mm, 忽略了零线; 浅和深阴影分别表示 90% 和 95% 的置信区, 黑色方框分别表示华北和印度地区

Fig. 6 The first EOF mode of anomaly summer rainfall over North China and India shown as the regression coefficient between the anomaly Asian summer rainfall and the corresponding EOF time series. The contour interval is 5 mm and zero lines are omitted. Dark (light) shading denotes significance above the 95% (90%) confidence level. The black-bordered boxes indicate North China and India, respectively

夏季降水减弱, 可能与印度夏季降水形势相反。此外, 长江上游夏季降水增强, 下游夏季降水减弱。同时赤道中东太平洋前一冬季海温异常表现为 El Niño 型, 至春季强度大幅减弱, 表现为 El Niño 的冬春衰减型。这与第 4 节中印度夏季降水偏强但华北夏季降水偏少年对应的海温演变过程一致 (图 5), 说明 EOF1 表征了这一类年份的大致特征。同时需要注意印度洋 IOD 正位相减弱这一演变特征。

图 8 给出了对印度与华北地区夏季降水和海表面温度作 MEOF 分析后得到的第二模态 (EOF2) 下的两地夏季降水异常分布, 以亚洲地区夏季降水对标准化 EOF2 时间系数序列的回归系数分布表示。EOF2 的方差贡献率为 6.63%, 并通过 North et al. (1982) 的显著性检验。降水分布主要特征如下: 印度半岛除了西海岸的西高止山脉东侧和东北部降水接近年代际均值外, 其余地区均为显著的正异常区, 并向北延伸至阿富汗地区; 华北地区为降水正异常区。这与第 3 节分析的亚洲地区夏季降水相关分布 (图 1) 以及印度夏季降水偏强且华北夏季降水偏多年 (图 2a) 的夏季降水异常分布特征一致。相应地, 图 9 给出了 EOF2 模态下前一冬季、前一春季、同期夏季的海温异常分布。前一冬季 (图 9a) 阿拉斯加湾、智利沿岸、新西兰以东海域为海温负异常区, 黑潮及其延伸区、赤道中东太平洋为海温正异常区, 但异常强度均较弱。前一春季 (图 9b)

秘鲁沿岸海温负异常信号发展, 并向西延伸至中太平洋。赤道中东太平洋为显著负异常区, 与其南北两侧的正异常区构成“三明治”海温异常分布。至同期夏季 (图 9c) 赤道中东太平洋的负异常信号大幅加强, 表现为典型的 La Niña 型海温异常分布。因此在 EOF2 模态下, 全印度大部分地区夏季降水均显著增强, 华北地区夏季降水一致增强。同时, 赤道中东太平洋海温在春夏表现为 La Niña 发展型, 与印度夏季降水偏强且华北夏季降水偏弱年海温演变过程一致 (图 3a、b、c)。反之, 对于 EOF2 模态的负位相, 全印度大部分地区夏季降水均减弱, 华北地区夏季降水一致减弱, 且赤道中东太平洋海温表现为春夏 El Niño 发展型, 与印度夏季降水偏弱且华北夏季降水偏少年海温演变过程一致 (图 3d、e、f)。

图 10 给出了标准化后的两个主模态的时间系数序列以及印度夏季降水异常、华北夏季降水异常的直方图。如图 10a 所示, EOF1 时间系数序列存在显著的年际变化特征。华北夏季降水与印度夏季降水异常形势相反年均在该时间序列正距平区, 且多数为该序列的峰值, 印度夏季降水偏强但华北夏季降水偏少年中为该序列峰值的占 3/4。同样地, EOF2 时间系数序列与两地夏季降水协同变化年份有较好地对应。印度夏季降水偏强且华北夏季降水偏多年中为 EOF2 时间系数序列峰值的占 6/10, 印

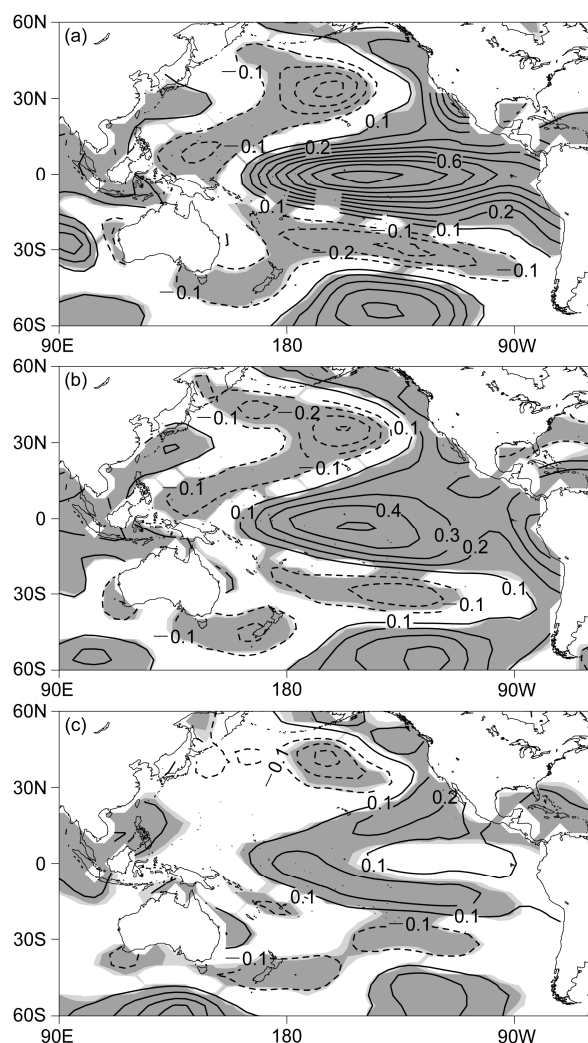


图7 海表面温度异常对 EOF1 时间序列的回归系数分布: (a) 前一冬季; (b) 前一春季; (c) 同期夏季。等值线间隔为 0.1°C , 忽略了零线; 浅和深阴影分别表示 90% 和 95% 的置信区

Fig. 7 The first EOF mode of SSTA shown as the regression coefficient between the SSTA and the corresponding EOF time series: (a) The preceding winter SSTA; (b) the preceding spring SSTA; (c) summer SSTA. Contour interval is 0.1°C and zero lines are omitted. Dark (light) shading denotes significance above the 95% (90%) confidence level

度夏季降水偏弱且华北夏季降水偏少年中为该序列谷值的占 5/7。由此说明, EOF1 模态能够反映印度夏季降水偏强但华北夏季降水偏少年的降水异常分布, EOF2 模态则能较好地反映两地夏季降水的协同变化情形。然而, 印度夏季降水偏弱但华北夏季降水偏多年的降水异常形势无法被两个主模态表现出来, 这可能是由于海温并不是其形成的主要影响因子。

综上所述, 年际尺度上中国华北夏季降水、印

度夏季降水和海表面温度异常确实存在显著的耦合关系, 且与第 4 节中得到的几种类型年有较好的对应关系。(1) 当赤道中东太平洋海温异常 (SSTA) 在同期夏季表现为 La Niña 位相时, 华北与印度夏季降水一致增强。EOF2 模态反位相则说明当赤道中东太平洋 SSTA 在同期夏季表现为 El Niño 位相时, 印度半岛和华北地区夏季降水一致减弱。(2) 当赤道中东太平洋 SSTA 在前一冬季为强正异常、前一春季该正异常显著减弱时, 即 SSTA 随时间演变表现为冬春 El Niño 衰减型时, 印度半岛夏季降水增强区集中在其西部。华北南部为负异常区, 使得华北夏季降水异常与全印度夏季降水异常可能成相反形势。

外逸长波辐射 (OLR) 是表征云顶高度的物理量, 能很好地反映出对流活动强弱, 特别是热带和副热带地区的对流活动。OLR 负异常表示对流活动加强, OLR 正异常表示对流活动减弱。本文做了 OLR 对两个主模态时间序列的回归分析, 以此来探讨太平洋海温异常在印度夏季降水和华北夏季降水相关关系中的作用及相关物理过程。

在第一模态中, 前一冬季 (图 11a) 赤道中东太平洋的 El Niño 位相使得赤道中太平洋对流活动加强, 即 OLR 负异常区; 而西太平洋暖池地区对流活动减弱, 即 OLR 正异常区, 进而在该地区上空产生反气旋式环流异常。这一异常反气旋式环流异常随着季节转换逐渐减弱, 至同期夏季已经较弱且略微东移 (图 11c)。这导致了夏季西太平洋副热带高压偏南偏东, 出现稳定的东亚—太平洋遥相关型 (黄荣辉和李维京, 1988), 不利于东亚夏季风向北推进, 有利于长江中下游降水偏多但华北夏季降水偏少 (黄荣辉和陈文, 2002; 布和朝鲁等, 2008; 宗海锋等, 2008)。此外, 冬春西太平洋暖池及孟加拉湾以南地区对流减弱在该地区产生的反气旋式环流异常给低层带来了东风异常, 有助于赤道印度洋东部海域暖水向西流动, 造成赤道印度洋西部海表面温度升高、东南部海温降低 (图 7a、b), 有利于印度洋偶极子 (IOD) 正位相的形成和维持 (Saji et al., 1999)。Kripalani et al. (2010) 发现在前一秋季达到峰值的 IOD 正位相会减弱当年东亚夏季风活动, 进而使得华北夏季降水偏少, 同时该 IOD 随季节的演变伴随着冬春 El Niño 的衰减过程。印度洋西部海表面温度升高将导致对流加强区偏西, 表现为前一春季 (图 11b) 印度西北部、同期夏季 (图

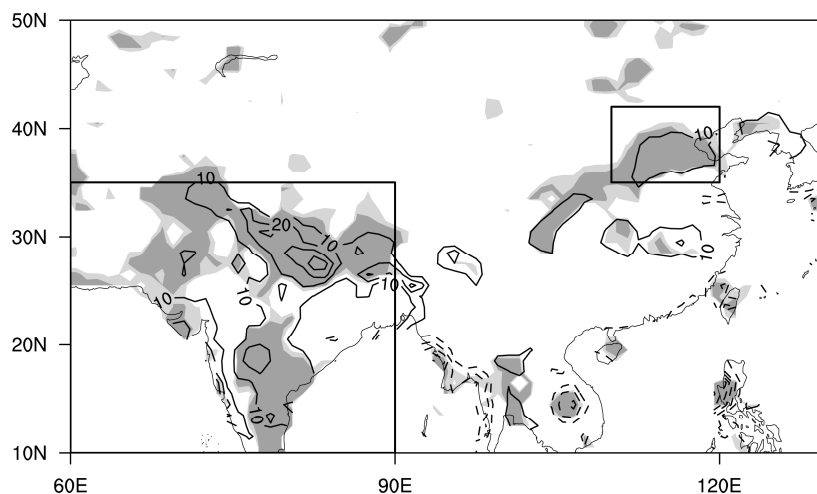


图8 同图6, 但表示第二模态 EOF2

Fig. 8 Same as Fig. 6, but for the second EOF mode

11c) 印度西海岸附近对流加强, 这使得印度夏季降水正异常集中在印度西部沿岸地区, 无法激发影响东亚地区的 CGT 波列, 从而导致华北夏季降水和印度夏季降水没有协同变化 (林大伟等, 2016)。

对于第二模态, 鉴于前文分析指出同期海温是印度夏季降水和华北夏季降水协同变化的重要特征, 本段针对同期夏季 (图 11f) 对流活动特征进行分析。同期夏季的 La Niña 位相表现为赤道中东太平洋海表面温度降低、西太平洋暖池海表面温度上升。这使得赤道中太平洋对流减弱、西太平洋暖池对流加强。这有利于东亚夏季风加强, 西太平洋副热带高压偏东偏北, 华北夏季降水偏多。同时整个印度半岛均处于对流加强区, 其与西太平洋对流加强区连成一片, 表明印度夏季风和东亚夏季风的一致增强。而印度半岛降水增多产生的潜热会在印度西北部伊朗高原上空引发反气旋式环流异常中心, 并以 CGT 形式向东亚传播 (Ding and Wang, 2005; Wu, 2016), 在环渤海地区上空形成反气旋式环流异常中心。这有利于低层水汽向华北地区输送, 从而使得华北夏季降水偏多, 华北和印度两地夏季降水协同变化。

值得注意的是, 本文将太平洋海温与两地夏季降水一起作 MEOF 分析, 探讨其中的内在联系。所获得的前两个主模态的方差贡献分别为 11.74% 和 6.63%, 均较低。如果考虑到印度夏季降水与华北夏季降水之间的耦合关系已被广泛认可的事实, 三者之间的耦合关系首先反映了两地夏季降水之间耦合关系, 其次反映了两地降水关系的海温背景。

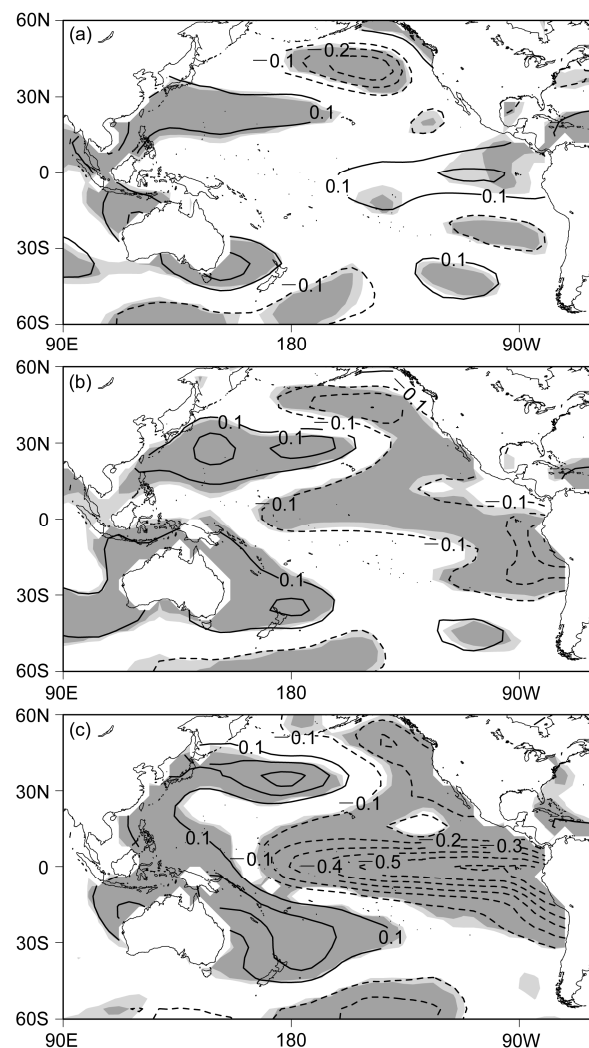


图9 同图7, 但表示第二模态 EOF2

Fig. 9 Same as Fig. 7, but for the second EOF mode

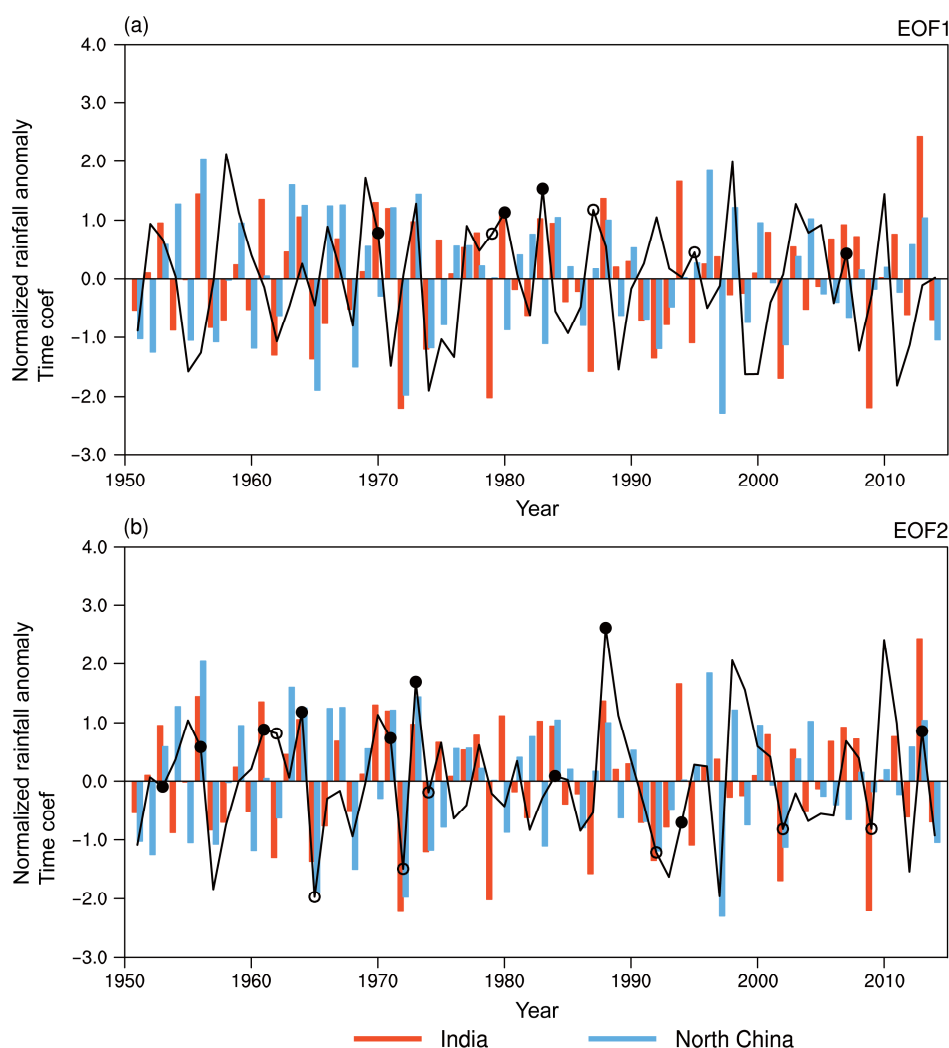


图 10 MEOF 前两个主要模态的标准化时间系数序列 (黑色实线): (a) EOF1, 实心圆点表示印度夏季降水偏强但华北夏季降水偏少年, 空心圆点表示印度夏季降水偏弱但华北夏季降水偏多年; (b) EOF2, 实心圆点表示印度夏季降水偏强且华北夏季降水偏多年, 空心圆点表示印度夏季降水偏弱且华北夏季降水偏少年。橘红色柱状线表示标准化的印度夏季降水异常, 蓝色柱状线表示标准化的华北夏季降水异常

Fig. 10 Normalized time series of the first two EOF modes: (a) EOF1. Solid dots denote strong ISM years with below normal summer rainfall over North China and open dots denote weak ISM years with above normal summer rainfall over North China; (b) EOF2. Solid dots denote strong ISM years with above-normal summer rainfall over North China and open dots denote weak ISM years with below-normal summer rainfall over North China. Orange and blue bars denote normalized anomaly summer rainfall over India and North China, respectively

6 总结与讨论

中国华北与印度夏季降水之间存在显著的正相关关系, 这一结论已经被国内外多位学者认可并验证, 但这种关系不稳定。本文采用合成分析方法、多变量经验正交函数分解法 (MEOF), 分析年际尺度上华北夏季降水、印度夏季降水与海温之间的耦合关系, 研究什么样的海温背景下两地夏季降水会协同变化或不一致变化。以此从海温外强迫因子角度加强对两地夏季降水相关关系的认识, 为华北夏

季降水的预测提供有益线索。所得结论如下:

(1) 年际尺度上华北夏季降水、印度夏季降水、太平洋海温之间确实存在显著的耦合关系。利用两地夏季降水关系来预测华北夏季降水的异常时, 必须要重视热带海温的作用。

(2) 华北夏季降水与印度夏季降水协同一致增强或减弱年份的降水和海温异常合成结果对应着 MEOF 分析得到的第二模态的正、负相位。当印度夏季降水偏强时, 若同期夏季赤道中东太平洋海温表现为 La Niña 位相, 则西太平洋暖池对流加强,

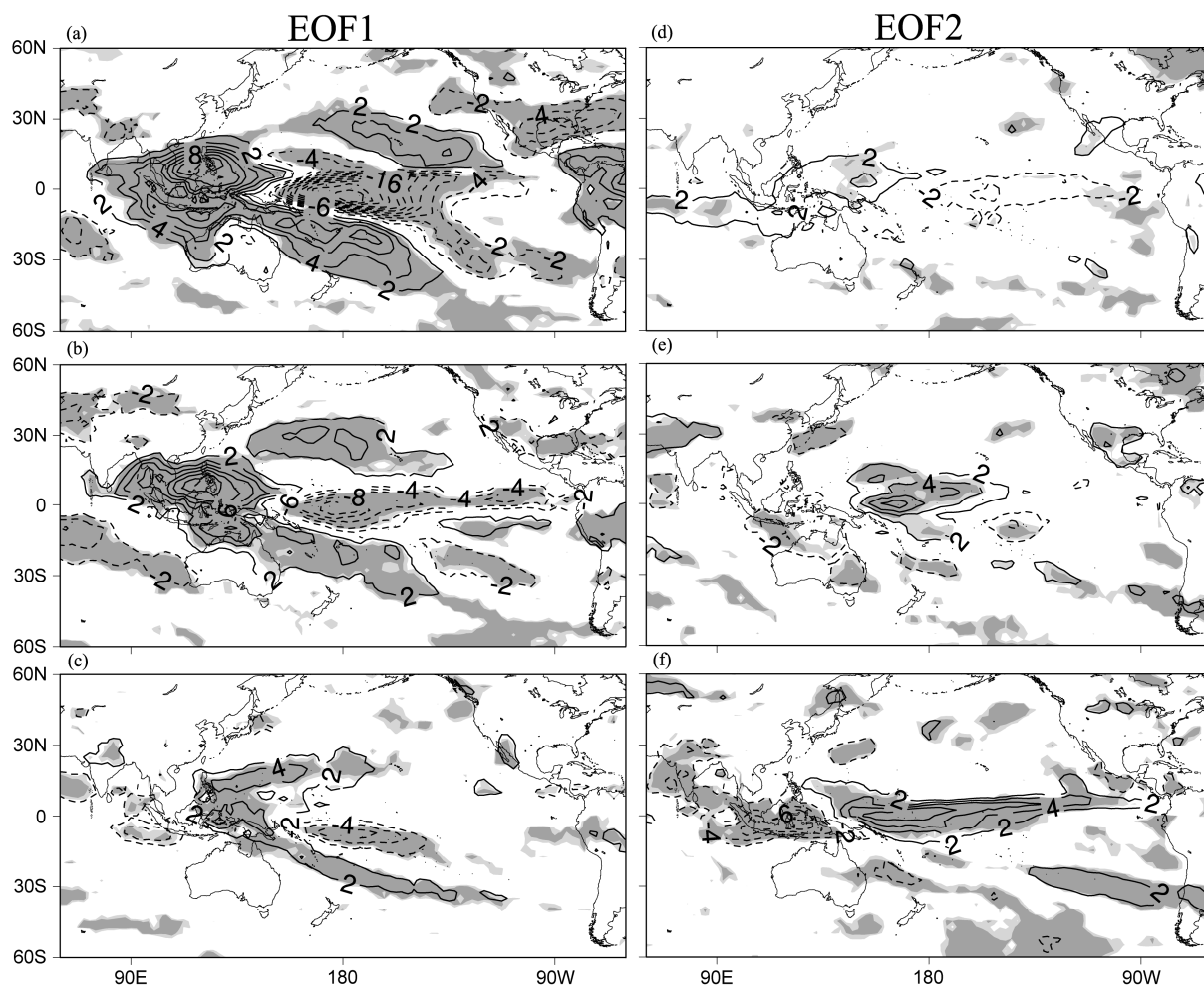


图 11 外逸长波辐射 (OLR) 分布对 EOF1 标准化时间序列的回归系数分布: (a) 前一冬季; (b) 前一春季; (c) 同期夏季。 (d)、(e)、(f) 同 (a)、(b)、(c), 但表示第二模态 EOF2 对应的 OLR 分布。等值线间隔为 2 W m^{-2} , 忽略了零线; 浅和深阴影分别表示 90% 和 95% 的置信区
Fig. 11 The regression coefficients between the OLR and the corresponding standardized time series of the first EOF mode: (a) The preceding winter OLR; (b) the preceding spring OLR; (c) summer OLR. Contour interval is 2 W m^{-2} and zero lines are omitted. Dark (light) shading denotes significance above the 95% (90%) confidence level

副热带高压偏西偏北, 有利于华北夏季降水偏多。同时整个印度半岛降水加强产生潜热并在中纬度地区激发出环半球遥相关 (CGT) 波列, 将印度夏季降水和华北夏季降水联系在一起, 使得两地夏季降水一致增强。反之, 当印度大部分地区降水偏弱时, 若同期夏季赤道中东太平洋海温表现为 El Niño 位相, 则华北夏季降水和印度夏季降水一致减弱。

(3) 即使在印度夏季降水偏强的年份, 华北夏季降水仍可能偏少。MEOF 分析得到的第一模态能够较好地体现这类年份的两地夏季降水及海温变化特征。当赤道中东太平洋在前一冬季为强海温正异常区、前一春季该正异常信号大幅减弱、至同期夏季该正异常信号基本消失, 即海温异常随时间演

变表现为冬春 El Niño 衰减型时, 冬春西太平洋暖池上空出现反气旋式环流异常, 低层有东风异常。该东风异常促使印度洋西部为海温正异常区、东南部为海温负异常区, 有利于印度洋偶极子 (IOD) 正位相的形成和维持。IOD 正位相的减弱与冬春 El Niño 衰减同时存在, 减弱了同期东亚夏季风, 使得华北夏季降水偏少。此外, IOD 正位相有助于印度半岛夏季降水增强区集中在其西部沿海地区, 无法在中纬度地区激发连接印度和华北两地夏季降水的 CGT 波列, 华北夏季降水可能会偏少, 使得华北夏季降水异常与全印度夏季降水异常成相反形势。

本文分析了太平洋特别是赤道中东太平洋的

海温异常变化以及印度洋海温对中国华北与印度两地夏季降水是否协同变化的影响, 并通过对流活动分析初步探讨了海温对两地夏季降水的作用及相关物理过程。然而本文只是讨论了部分物理过程, 后续需要进一步分析, 可利用数值模拟加深对两地夏季降水和海温之间耦合关系的认识。此外, 华北夏季降水不仅受到热带副热带的影响, 还受中高纬大气环流系统、亚洲积雪等外强迫因子的控制, 因此需要将各个因子综合考虑。

致谢 本文使用了国家气候中心、印度热带气象研究所的降水资料, NCEP 的再分析气象要素场资料, NOAA 的海温资料、GPCC 降水数据集以及 CPC 的 Nino3.4 指数资料, 在此表示感谢。感谢两位审稿专家对本文内容提出的建设性意见。

参考文献 (References)

- 布和朝鲁, 施宁, 纪立人, 等. 2008. 梅雨期 EAP 事件的中期演变特征与中高纬 Rossby 波活动 [J]. 科学通报, 53 (1): 111–121. Bueh C, Shi N, Ji L R, et al. 2008. Features of the EAP events on the medium-range evolution process and the mid- and high-latitude Rossby wave activities during the Meiyu period [J]. Chin. Sci. Bull., 53 (4): 610–623, doi:10.1007/s11434-008-0005-2.
- Bueh C, Li Y, Lin D W, et al. 2016. Interannual variability of summer rainfall over the northern part of China and the related circulation features [J]. J. Meteor. Res., 30 (5): 615–630, doi:10.1007/s13351-016-5111-5.
- 陈文, 康丽华, 王玓. 2006. 我国夏季降水与全球海温的耦合关系分析 [J]. 气候与环境研究, 11(3): 259–269. Chen W, Kang L H, Wang D. 2006. The coupling relationship between summer rainfall in China and global sea surface temperature [J]. Climatic Environ. Res. (in Chinese), 11 (3): 259–269, doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2006.03.002.
- Day J A, Fung I, Risi C. 2015. Coupling of South and East Asian monsoon precipitation in July–August [J]. J. Climate, 28 (11): 4330–4355, doi:10.1175/JCLI-D-14-00393.1.
- Deng Y, Jiang T Y. 2011. Intraseasonal modulation of the North Pacific storm track by tropical convection in boreal winter [J]. J. Climate, 24 (4): 1122–1137, doi:10.1175/2010JCLI3676.1.
- Ding Q H, Wang B. 2005. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer [J]. J. Climate, 18 (17): 3483–3505, doi:10.1175/JCLI3473.1.
- Enomoto, T, Hoskins B J, Matsuda Y. 2003. The formation mechanism of the Bonin high in August [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 129 (587): 157–178, doi:10.1256/qj.01.211.
- 郭其蕴. 1992. 中国华北旱涝与印度夏季风降水的遥相关分析 [J]. 地理学报, 47 (5): 394–402. Guo Q Y. 1992. Teleconnection between the floods/droughts in North China and Indian summer monsoon [J]. Acta Geograph. Sin. (in Chinese), 47 (5): 394–402, doi:10.11821/xb199205002.
- 郭其蕴, 王继琴. 1988. 中国与印度夏季风降水的比较研究 [J]. 热带气象学报, 4 (1): 53–60. Guo Q Y, Wang J Q. 1988. A comparative study on summer monsoon in China and India [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 4 (1): 53–60.
- Ha K J, Seo Y W, Lee J Y, et al. 2017. Linkages between the South and East Asian summer monsoons: A review and revisit [J]. Climate Dyn., doi:10.1007/s00382-017-3773-z.
- Hu Z Z, Wu R G, Kinter III J L, et al. 2005. Connection of summer rainfall variations in South and East Asia: Role of El Niño–Southern Oscillation [J]. Int. J. Climatol., 25 (9): 1279–1289, doi:10.1002/joc.1159.
- Huang G, Liu Y, Huang R H. 2011. The interannual variability of summer rainfall in the arid and semiarid regions of northern China and its association with the Northern Hemisphere circumglobal teleconnection [J]. Adv. Atmos. Sci., 28 (2): 257–268, doi:10.1007/s00376-010-9225-x.
- 黄荣辉. 1990. ENSO 及热带海—气相互作用动力学研究的新进展 [J]. 大气科学, 14 (2): 234–242. Huang R H. 1990. Recent advances of dynamic studies on the ENSO and the tropical air–sea interaction [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 14 (2): 234–242, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1990.02.14.
- 黄荣辉, 李维京. 1988. 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制 [J]. 大气科学, 12 (s1): 107–116. Huang R H, Li W J. 1988. Influence of heat source anomaly over the western tropical Pacific on the subtropical high over East Asia and its physical mechanism [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 12 (s1): 107–116, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1988.t1.08.
- 黄荣辉, 陈文. 2002. 关于亚洲季风与 ENSO 循环相互作用研究最近的进展 [J]. 气候与环境研究, 7 (2): 146–159. Huang R H, Chen W. 2002. Recent progresses in the research on the interaction between Asian monsoon and ENSO cycle [J]. Climatic Environ. Res. (in Chinese), 7 (2): 146–159, doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2002.02.003.
- Huang R H, Liu Y, Du Z C, et al. 2017. Differences and links between the East Asian and South Asian summer monsoon systems: Characteristics and variability [J]. Adv. Atmos. Sci., 34 (10): 1204–1218, doi:10.1007/s00376-017-7008-3.
- Kirtman B P, Shukla J. 2000. Influence of the Indian summer monsoon on ENSO [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 126 (562): 213–239, doi:10.1002/qj.49712656211.
- Kripalani R H, Singh S V. 1993. Large scale aspects of India–China summer monsoon rainfall [J]. Adv. Atmos. Sci., 10 (1): 71–84, doi:10.1007/BF02656955.
- Kripalani R H, Kulkarni A. 1997. Rainfall variability over South–East Asia — Connections with Indian monsoon and ENSO extremes: New perspectives [J]. Int. J. Climatol., 17 (11): 1155–1168, doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199709)17:11<1155::AID-JOC188>3.0.CO;2-B.
- Kripalani R H, Kulkarni A. 2001. Monsoon rainfall variations and teleconnections over South and East Asia [J]. Int. J. Climatol., 21 (5): 603–616, doi:10.1002/joc.625.
- Kripalani R H, Oh J H, Chaudhari H S. 2010. Delayed influence of the Indian Ocean Dipole mode on the East Asia–West Pacific monsoon: Possible mechanism [J]. Int. J. Climatol., 30 (2): 197–209, doi:10.1002/joc.1890.
- Krishnamurthy V, Goswami B N. 2000. Indian monsoon–ENSO relationship on interdecadal timescale [J]. J. Climate, 13 (3): 579–595, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<0579:IMEROI>2.0.CO;2.
- 李妍, 布和朝鲁, 林大伟, 等. 2016. 内蒙古夏季降水变率的优势模态及

- 其环流特征 [J]. 大气科学, 40 (4): 756–776. Li Y, Bueh C, Lin D W, et al. 2016. The dominant modes of summer precipitation over Inner Mongolia and its typical circulation characteristics [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (4): 756–776, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1509.15187.
- Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 1275–1277.
- 林大伟, 布和朝鲁, 谢作威. 2016. 夏季中国华北与印度降水之间的关联及其成因分析 [J]. 大气科学, 40 (1): 201–214. Lin D W, Bueh C, Xie Z W. 2016. Relationship between summer rainfall over North China and India and its genesis analysis [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (1): 201–214, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1503.14339.
- 刘芸芸, 丁一汇. 2008. 印度夏季风与中国华北降水的遥相关分析及数值模拟 [J]. 气象学报, 66 (5): 789–799. Liu Y Y, Ding Y H. 2008. Analysis and numerical simulation of the teleconnection between Indian summer monsoon and precipitation in North China [J]. Acta Meteor. Sin. (in Chinese), 66 (5): 789–799, doi:10.11676/qxb2008.072.
- North G R, Bell T, Cahalan R, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal function [J]. Mon. Wea. Rev., 110 (7): 699–706, doi:10.1175/1520-0493(1982)110<0699:SEITEO>2.0.CO;2.
- Parthasarathy B, Munot A A, Kothawale D R. 1994. All-India monthly and seasonal rainfall series: 1871–1993 [J]. Theor. Appl. Climatol., 49: 217–224, doi:10.1007/BF00867461.
- Parthasarathy B, Munot A A, Kothawale D R. 1995. Monthly and seasonal rainfall series for all India homogeneous regions and meteorological subdivisions: 1871–1994 [R]. Pune, India: Indian Institute of Tropical Meteorology, Research Report No. RR-065, 113pp.
- Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean [J]. Nature, 401 (6751): 360–363, doi:10.1038/43854.
- Schneider U, Becker A, Finger P, et al. 2011. GPCC full data reanalysis version 6.0 (at 0.5°, 1.0°, 2.5°): Monthly land-surface precipitation from rain-gauges built on GTS-based and historic data [DB]. doi:10.5676/DWD_GPCC/FD_M_V6_050Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. 2008. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006) [J]. J. Climate, 21 (10): 2283–2296, doi:10.1175/2007JCLI2100.1.
- 陶诗言, 朱文妹, 赵卫. 1988. 论梅雨的年际变异 [J]. 大气科学, 12 (s1): 13–21. Tao S Y, Zhu W M, Zhao W. 1988. Interannual variability of Meiyu rainfalls [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 12 (s1): 13–21, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1988.t1.02.
- Torrence C, Webster P J. 1999. Interdecadal changes in the ENSO–monsoon system [J]. J. Climate, 12 (8): 2679–2690, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<2679:ICITEM>2.0.CO;2.
- Trenberth K E, Branstator G W, Karoly D, et al. 1998. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures [J]. J. Geophys. Res., 103 (C7): 14291–14324, doi:10.1029/97JC01444.
- Wang B. 1992. The vertical structure and development of the ENSO anomaly mode during 1997–1989 [J]. J. Atmos. Sci., 49 (8): 698–712, doi:10.1175/1520-0469(1992)049<0698:TVSADO>2.0.CO;2.
- 王绍武, 黄建斌. 2006. 中国华北与印度夏季降水遥相关的不稳定性 [J]. 自然科学进展, 16 (8): 980–985. Wang S W, Huang J B. 2006. Instability of precipitation teleconnection between North China and India [J]. Prog. Nat. Sci. (in Chinese), 16 (8): 980–985, doi:10.3321/j.issn:1002-008X.2006.08.010.
- Wilks D S. 1995. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences [M]. Boston, Mass, USA: Academic Press, 121pp.
- Wu R G. 2016. Relationship between Indian and East Asian summer rainfall variations [J]. Adv. Atmos. Sci., 34 (1): 4–15, doi:10.1007/s00376-016-6216-6.
- Wu Z H, Huang N E. 2009. Ensemble empirical mode decomposition: A noise assisted data analysis method [J]. Adv. Adapt. Data Anal., 1 (1): 1–41, doi:10.1142/S1793536909000047.
- Xue Y, Leetmaa A, Ji M. 2000. ENSO prediction with Markov models: The impact of sea level [J]. J. Climate, 13 (4): 849–871, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<0849:EPWMMT>2.0.CO;2.
- 张人禾. 1999. El Niño 盛期印度夏季风水汽输送在我国华北地区夏季降水异常中的作用 [J]. 高原气象, 18 (4): 567–574. Zhang R H. 1999. The role of Indian summer monsoon water vapor transportation on the summer rainfall anomalies in the northern part of China during the El Niño mature phase [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 18 (4): 567–574, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.1999.04.011.
- 宗海锋, 张庆云, 陈烈庭. 2008. 东亚—太平洋遥相关型形成过程与 ENSO 盛期海温关系的研究 [J]. 大气科学, 32 (2): 220–230. Zong H F, Zhang Q Y, Chen L T. 2008. A study of the processes of East Asia–Pacific teleconnection pattern formation and the relationship to ENSO [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (2): 220–230, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.02.03.
- 赵树云, 陈丽娟, 崔童. 2017. ENSO 位相转换对华北雨季降水的影响 [J]. 大气科学, 41 (4): 857–868. Zhao S Y, Chen L J, Cui T. 2017. Effects of ENSO phase-switching on rainy-season precipitation in North China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (4): 857–868, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1701.16226.