

BSISO 演变特征及其与华北夏季降水的关系

郝立生, 马宁, 何丽烨, 梁苏洁

天津市气候中心, 天津 300074

摘 要 本文采用 1981-2010 年夏季 5-10 月逐日的 10°S - 50°N 、 40°E - 160°E 范围内向外长波辐射 OLR (即 Outgoing Longwave Radiation, 简称 OLR) 资料和 850 hPa 层纬向风速 u 资料 (简称 U850) 作经验正交 EOF (即 Empirical Orthogonal decomposition Function, 简称 EOF) 分解, 重新计算北半球夏季大气低频振荡 BSISO (即 Boreal Summer Intraseasonal Oscillation, 简称 BSISO) 指数, 并分析了其演变特征及其对华北夏季降水的影响规律。结果表明: (1) 在北半球夏季印度洋-西北太平洋地区存在两种明显的低频信号, 一种是 BSISO1, 空间分布呈西北-东南倾斜状, 从热带印度洋向东北方向传播, 振荡周期约为 45d; 另一种是 BSISO2, 空间分布呈西南-东北倾斜状, 从西北太平洋向西北方向传播, 振荡周期约为 20d。 (2) BSISO 主要是通过影响大气环流和水汽输送来影响华北夏季降水过程。在 500hPa 层, BSISO 信号会造成华北地区东部副热带高压位置南北移动和强度发生变化来影响华北夏季降水; 在 850 hPa 层, BSISO 信号会通过伴随的气旋性或反气旋性异常环流影响向华北的水汽输送来影响华北夏季降水。 (3) 虽然热带大气季节内振荡 MJO (即 Madden-Julian Oscillation, 简称 MJO) 信号在全年都存在, 但其变化在冬半年尤其冬季振幅最大, 在夏季最小。BSISO 信号变化在夏半年尤其夏季振幅最大。因此, 利用热带大气低频信号开展延伸期降水过程预测, 冬半年可以重点考虑 MJO 的影响, 夏半年重点考虑 BSISO 的影响。

关键词 BSISO 演变特征 华北 夏季降水 影响机制

文章编号

中图分类号 P466

文献标识码 A

Doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2101.20239

Evolution Characteristics of BSISO and Its Relationship with Summer Precipitation in North China

HAO Lisheng, MA Ning, HE Liye, LIANG Sujie

Tianjin Climate Center, Tainjin City, 300074.

Abstract In this paper, we recalculated boreal summer intraseasonal oscillation (BSISO) index by making empirical orthogonal decomposition (EOF) using the outgoing longwave radiation (OLR) data and the 850 hPa zonal wind velocity u (U850) data over 10°S - 50°N , 40°E - 160°E from May to October in 1981-2010. The evolution characteristics of BSISO and its influence on summer precipitation in North China were analyzed. The results are as follows: (1) There are two obvious low frequency signals in the Indian Ocean-Northwest Pacific region in summer. The first is BSISO1, which is inclined from northwest to southeast and propagates from the tropical Indian Ocean to northeast with an oscillation period of about 45 days. The second is BSISO2, which is inclined from southwest to northeast and propagates from the Northwest Pacific to the northwest with an oscillation period of about 20 days. (2) BSISO affects the summer precipitation process in North China mainly by influencing atmospheric circulation and water vapor transport. At 500hPa , BSISO signal will cause the North-South movement and intensity change of the subtropical high in the east of North China to affect the summer precipitation in North China. At 850 hPa , BSISO signal will affect the water vapor transport to North China through the associated cyclonic or anticyclonic anomalous circulation to influence the summer precipitation in North China. (3) Although MJO signal exists throughout the year, its amplitude is the largest in winter half year, especially in winter, and the minimum in summer. The amplitude of BSISO signal is the largest in summer half year, especially in summer. Therefore, MJO and

收稿日期 2020-12-02; 网络预出版日期 0000-00-00

作者简介: 郝立生, 男, 1966 年出生, 博士/研究员, 主要从事华北旱涝演变机理及预测技术研究. Email: hls54515@163.com.

资助项目: 中国气象局创新发展专项 CXFZ2021J30, 国家自然科学基金项目 41805061, 41790471

Funded by Special project of innovation and development from China Meteorological Administration (CXFZ2021J30), National Natural Science Foundation of China (41805061, 41790471)

BSISO can be taken into account in winter and summer respectively when using low frequency signals of tropical atmosphere to predict precipitation process in extended-range.

Keywords Boreal summer intraseasonal oscillation(BSISO), Evolution characteristics, North China, Summer precipitation, Influence mechanism

1 引言

次季节和延伸期可预报性的主要来源在于大气季节内振荡 ISO (即 Intraseasonal Oscillation, 简称 ISO), 特别是沿赤道向东传播具有 30-60 天周期的热带大气低频振荡 MJO (即 Madden-Julian oscillation, 简称 MJO) (Madden and Julian 1971, 1972)。ISO/MJO 是热带次季节变化的主要分量, 气象学家已开展了大量关于 ISO/MJO 演变特征及影响研究 (Jones et al., 2004; Donald et al., 2006; Lin and Brunet, 2009; Pai et al., 2011; Zhang et al., 2009; Jia et al., 2011; Alvarez et al., 2016; Matsueda and Takaya, 2015; Chu et al., 2017; 余汶樯和高庆九, 2020; 杨秋明, 2021)。研究表明, ISO/MJO 不仅通过对流和环流异常直接影响热带地区的天气与气候 (Zhang, 2005; Donald et al., 2006; Pai et al., 2011), 还可以通过激发的罗斯贝波列或 ENSO 变化对中纬度地区的大气环流和天气产生影响 (Jones et al., 2004; Lin and Brunet, 2009; Jones et al., 2011; Alvarez et al., 2016; Hsu et al., 2017; Hao et al., 2020; Arcodia et al., 2020)。

研究发现, ISO具有显著的季节变化特征 (Julian and Madden, 1981; Madden, 1986; Wang and Rui, 1990; Salby and Hendon, 1994; Zhang and Dong, 2004; Kikuchi et al., 2012), 在北半球冬季ISO主要表现为对流区沿赤道向东传播 (Madden and Julian, 1971, 1972, 1994), 而在北半球夏季ISO对流中心从赤道北移到10-20°N, 在南亚季风区有显著的北传特征 (Lau and Chan, 1986; Wang and Rui, 1990; Li and Wang, 1994)。为了便于区分, 气象学者把北半球冬季东传的ISO信号称为MJO, 把北半球夏季东亚季风区的ISO信号称为BSISO (即Boreal Summer Intraseasonal Oscillation, 简称BSISO)。这样就可以把热带大气低频振荡信号ISO分为MJO和BSISO两个模态, MJO在北半球冬季(12月-次年4月)起主导作用, BSISO在夏季(6-10月)起主导作用, 在5月、11月两个模态都有可能起主导作用 (Kikuchi et al., 2012)。实际上, MJO信号在所有季节都是存在的, 只是在北半球夏季表现较弱 (Madden and Julian, 1972, 1994; Wheeler and Hendon, 2004; Zhang, 2005)。所以, 常常把BSISO看作是北半球夏季盛行的特殊模态 (Wang and Xie, 1997; Lee et al., 2013)。

BSISO传播特征比MJO复杂的多, 许多学者对BSISO产生机制和影响开展了研究 (Wang and Xie, 1997; Lawrence and Webster, 2001, 2002; Hu et al., 2020)。Jiang和Li (2005) 采用异常大气环流模式试验发现, 大气底层比湿辐合辐散是BSISO重启的重要前兆信号; BSISO可以影响季风爆发 (Wang and Xie, 1996; Kang et al., 1999)、活跃/中断 (Annamalai and Slingo, 2001; Hoyos and Webster, 2007; Ding and Wang, 2009), 与南亚季风降水活跃/中断密切相关 (Cadet, 1986; Lau and Chan, 1986; Gadgil and Asha, 1992; Lawrence and Webster, 2001, 2002); BSISO处于不同的干期或湿期会对大气水文过程产生重要影响 (Lau and Waliser, 2005; Lee et al., 2017b)。

研究还发现, BSISO信号在印度夏季风区域向东北方向传播 (Yasunari, 1979, 1980; Krishnamurti and Subramanian, 1982; Lau and Chan, 1986; Annamalai and Slingo, 2001; Jiang et al., 2004; Wang et

al., 2005; Annamalai and Sperber, 2005), 具有30–60天振荡周期(Wang et al., 2005; Lee et al., 2013); 在西北太平洋地区向西北方向传播(Murakami, 1984; Lau and Chan, 1986; Chen and Chen, 1993; Kemball-Cook and Wang, 2001; Hsu and Weng, 2001; Kajikawa and Yasunari, 2005; Yun et al., 2008, 2009, 2010; Chu et al., 2012; Lee et al., 2013), 具有10-30天振荡周期(Kikuchi and Wang, 2010; Lee et al., 2013)。BSISO可以通过调整大尺度环流和水汽分布而对东亚季风区降水产生明显影响(Webster et al., 1998; Mao and Wu, 2006; Yang et al., 2010; Moon et al., 2013; Chen et al., 2015; Hsu et al., 2016; Lee et al., 2017a, 2017b), 已成为亚洲季风区开展短期和延伸期气候预测的主要信号源(Webster et al., 1998; Ding and Wang, 2005; Wang and Ding, 2008; Lee et al., 2011; Wang et al., 2012; Lee et al., 2013)。

鉴于BSISO的重要影响, 开展实时监测BSISO变化以及改进基于BSISO的延伸期预测技术的研究非常意义, 以往研究已取得一些进展(Lau and Chan, 1986; Waliser et al., 2004; Annamalai and Sperber, 2005; Kikuchi et al., 2012), 大多是针对长江流域及以南地区降水, 缺乏对华北夏季季节内降水的影响研究, 而且也不能很好描述北半球夏季BSISO变化特征。Lee等(2013)采用 10°S – 40°N 、 40°E – 160°E 范围内的夏季5-10月向外长波辐射OLR(即Outgoing Longwave Radiation, 简称OLR)资料和850hPa层纬向风速 u ($U850$)的日资料作经验正交EOF(即Empirical Orthogonal decomposition Function, 简称EOF)分解, 参照MJO的定义方法, 将前两个特征向量EOF1、EOF2联合定义为振荡模态BSISO1, 将特征向量EOF3、EOF4联合定义为BSISO2, 其中BSISO1振荡周期约30-60天, 具有由赤道印度洋向东北方向传播特征, BSISO2振荡周期约10-30天, 具有由西北太平洋向西北方向传播特征。BSISO指数很大程度上可以描述亚洲季风区的季节内变化部分, 而且比MJO(RMM)指数(Wheeler and Hendon, 2004)更好地刻画东亚夏季大气低频振荡的北传特征, 实际应用效果较好(Hsu et al., 2016; Hsu et al., 2017; Ren et al., 2018)。

本文参考Lee等(2013)的定义方法, 把范围扩大到华北地区, 改进计算方法, 进一步分析北半球夏季东亚热带地区BSISO演变特征及对华北夏季降水的影响, 为改进延伸期降水预测技术提供参考依据。

2 资料与方法

本文所用资料:(1)日降水量资料。使用国家气象信息中心提供的1980-2019年全国1700站逐日降水资料, 作11天滑动平均处理, 滤掉天气尺度扰动成分。其中2018年华北夏季逐日降水量序列是148站(图1)平均值。(2)环流资料。使用美国国家环境预报中心和美国国家大气研究中心(即National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research, 简称NCEP/NCAR)联合制作的再分析资料(Kalnay et al., 1996), 从美国国家海洋和大气管理局NOAA(即National Oceanic and Atmospheric Administration, 简称NOAA)的官方网站<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/index.html> [2020-09-15]下载。资料水平分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 选用时段为1980-2019年1-12月逐日资料, 要素为850hPa层的水平风速 u 、 v 和比湿 q , 500hPa层的高度场 h 等。(3)向外长波辐射(即Outgoing Longwave Radiation, 简称OLR)资料。资料水平分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$,

选用时段为 1980-2019 年 1-12 月逐日资料，从 NOAA 的官方网站 <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/index.html> [2029-09-15] 下载。（4）MJO 指数资料。采用澳大利亚气象局的 RMM 实时多变量 MJO 指数（即 All-Season Real-Time Multivariate MJO index），该指数从澳大利亚气象局官方网站 <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/> [2020-09-15] 下载。

BSISO 指数的建立：参考 Lee 等（2013）文献，考虑到对华北的影响，这里选择采用 1981-2010 年 30 年夏季 5-10 月逐日的 10°S - 50°N 、 40°E - 160°E 范围内向外长波辐射 OLR 和 850hPa 层纬向风速 U850 联合放到一起作经验正交 EOF 分解。分解前先把资料作预处理：第一步，把每个格点日值 OLR、U850 资料减去该点该日 30 年的平均值，去掉年变化和季节变化成分；第二步，将得到的数据在时间序列上作 10-80 天 Butterworth 带通滤波，去掉天气尺度和季节以上尺度的变化成分；第三步，计算出第二步得到的数据 30 年 10°S - 50°N 、 40°E - 160°E 范围的平均值和均方差，将每个格点数据作标准化处理。然后将标准化的 OLR、U850 格点数据放在一个矩阵里作联合 EOF 分解，得到若干个空间特征向量场 EOFs 和对应的时间系数 PCs。可将前两个特征向量 EOF1、EOF2 联合定义为振荡模态 BSISO1，将 EOF3、EOF4 联合定义为振荡模态 BSISO2，对应四个特征向量 EOF1、EOF2、EOF3、EOF4 的时间系数分别为 PC1、PC2、PC3、PC4。另外，对于任何一年，时间系数 PC1、PC2、PC3、PC4 可以由 1981-2010 年分解得到的特征向量场 EOF1、EOF2、EOF3、EOF4 分别乘以空间场得到，而对应的四个特征向量场 EOF1、EOF2、EOF3、EOF4 也可由空间场分别对时间系数 PC1、PC2、PC3、PC4 回归重构得到。关于 EOF1、EOF2 可联合定义为 BSISO1，而 EOF3、EOF4 可联合定义为 BSISO2，Lee 等（2013）文献已作了检验和说明，本文不再作重复检验。

本文还用到相关分析、Morlet 小波分析、环流异常回归重构等方法（Torrence and Compo, 1998; Wang et al., 2008; 郝立生和侯威, 2018）。

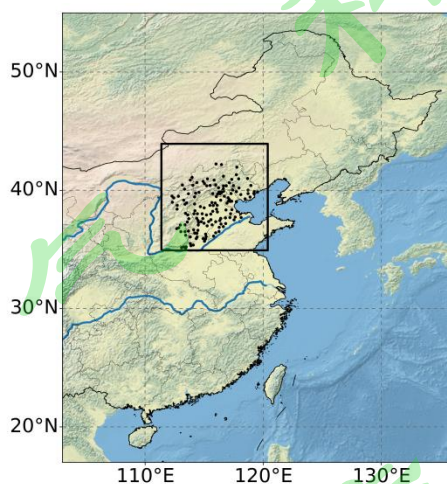


图 1 华北地区 148 个气象站点分布

Fig.1 Spatial distribution of 148 meteorological stations in North China.

3 BSISO 演变特征

3.1 BSISO 的两个模态

将 1981-2010 年 30 年 5-10 月逐日 10°S - 50°N 、 40°E - 160°E 范围内的向外长波辐射 OLR 资料和

U850 资料作经验正交 EOF 分解。图 2 是前 4 个特征向量场 EOF1、EOF2、EOF3、EOF4 的空间分布，分别解释空间变化方差的 9.5%、6.0%、5.0%、4.3%，累计 24.8%，大于 Lee 等（2013）分解得到的主模态方差，表明这里得到空间模态可能有更好的代表性。可以看到，特征向量场 EOF1 与 EOF2 有着相似的特征，空间分布都是呈西北-东南倾斜状；特征向量场 EOF3 与 EOF4 也有着相似的特征，但与 EOF1、EOF2 空间分布相反，呈西南-东北倾斜状。研究表明（Lee et al., 2013），EOF1、EOF2 两者具有相似的振荡周期，分别是 30-60 天低频信号在不同位相的表现形式；EOF3、EOF4 两者也具有相似的振荡周期，也是 10-30 天低频信号在不同位相的表现形式。参考低频振荡信号 MJO 的定义方法（Wheeler and Hendon, 2004），可将 EOF1、EOF2 联合起来定义为 BSISO1，将 EOF3、EOF4 联合起来定义为 BSISO2。

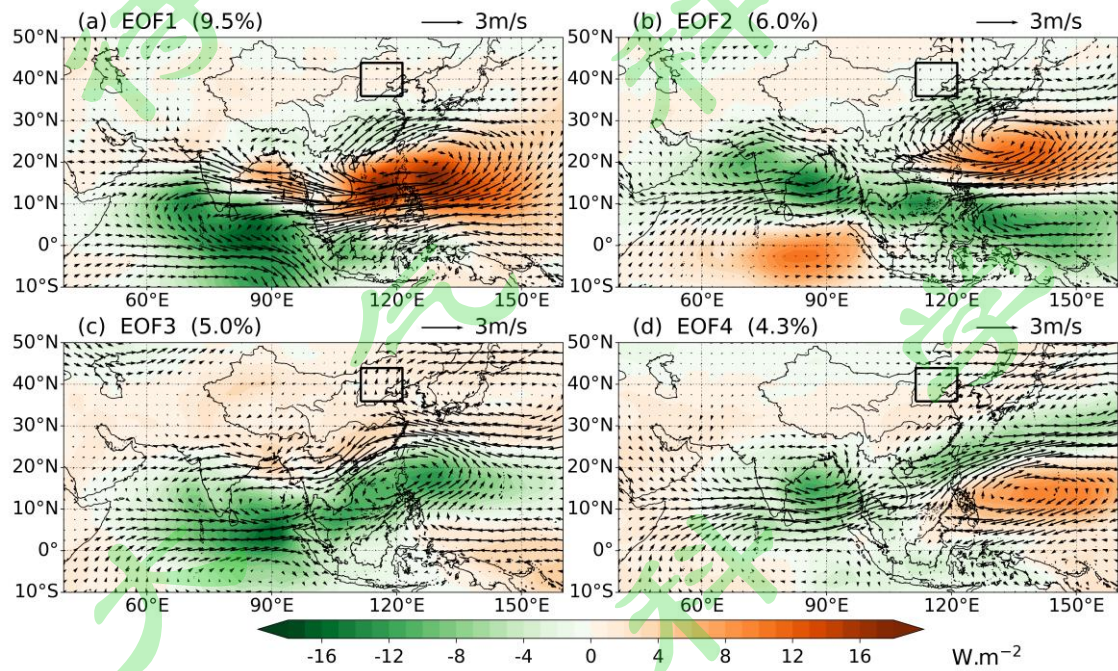


图 2 1981-2010 年 5-10 月逐日 OLR、U850 资料正交分解得到的特征向量场 EOF1、EOF2、EOF3、EOF4 的空间分布。OLR、U850、V850 异常值分别是对时间系数 PC1、PC2、PC3、PC4 回归重构得到的，阴影区是 OLR 异常分布情况，箭头是水平风速异常分布情况，黑色方框代表华北地区（下同）。OLR 单位：W.m⁻²；U850、V850 单位：m/s。
Fig.2 Spatial structure of the EOF1、EOF2、EOF3、EOF4 of daily OLR and U850. The EOF modes were obtained during 5-10 month from 1981 to 2010. The OLR,U850,V850 anomaly was obtained by regressing OLR,U850,V850 onto PC1,PC2,PC3,PC4 respectively. The shaded area is the spatial distribution of OLR anomaly, and the arrow is the spatial distribution of horizontal wind speed anomaly. The black box represents North China(the same as below). Unit of OLR: W.m⁻²; Unit of U850,V850: m/s.

3.2 BSISO 的振荡周期

下面分析 BSISO 主要模态的变化周期，这里采用 Morlet 小波分析方法。图 3 是时间系数 PC1、PC2、PC3、PC4 的小波功率谱分布，横轴对应的是时间，纵轴对应的是振荡周期。可以看到，PC1 存在 10-70 天周期变化，PC2 存在 10-60 天周期变化，而 PC3、PC4 主要存在 10-30 天周期变化。为了便于分析和比较，下面对 PC1、PC2 作 30-60 天滤波处理，对 PC3、PC4 作 10-30 天滤波处理。

图 4 是 PC1（PC3）相对于 PC2（PC4）超前滞后相关系数，黑（绿）色线是滤波前 PC1（PC2）、PC3（PC4）超前滞后的自相关系数，蓝（红）色线是滤波前（滤波后）PC1 相对于 PC2、PC3 相对于 PC4 的超前滞后的相关系数。从图 4a 上可以看到，滤波前 PC1（PC2）超前滞后自相关系数存在

约 45 天的周期变化；作 30-60 天滤波后，PC1 超前 PC2 约 13 天时相关系数最大，这表明 PC1 出现 13 天后 PC2 才发生，也就是空间模态 EOF1 出现 13 天后，EOF2 才出现。从图 4b 上可以看到，滤波前 PC3（PC4）超前滞后自相关系数存在约 20 天的周期变化；作 10-30 天滤波后，PC3 超前 PC4 约 5 天时正相关系数最大，这表明 PC3 出现 5 天后 PC4 才发生，也就是空间模态 EOF3 出现 5 天后，EOF4 才出现。因此，BSISO1 具有约 45 d 的振荡周期，其包含的两个空间模态 EOF1、EOF2 出现时间前后相差约 13 天，即约四分之一位相；BSISO2 具有约 20 d 的振荡周期，其包含的两个空间模态 EOF3、EOF4 出现时间前后相差约 5 天，也是约四分之一位相。

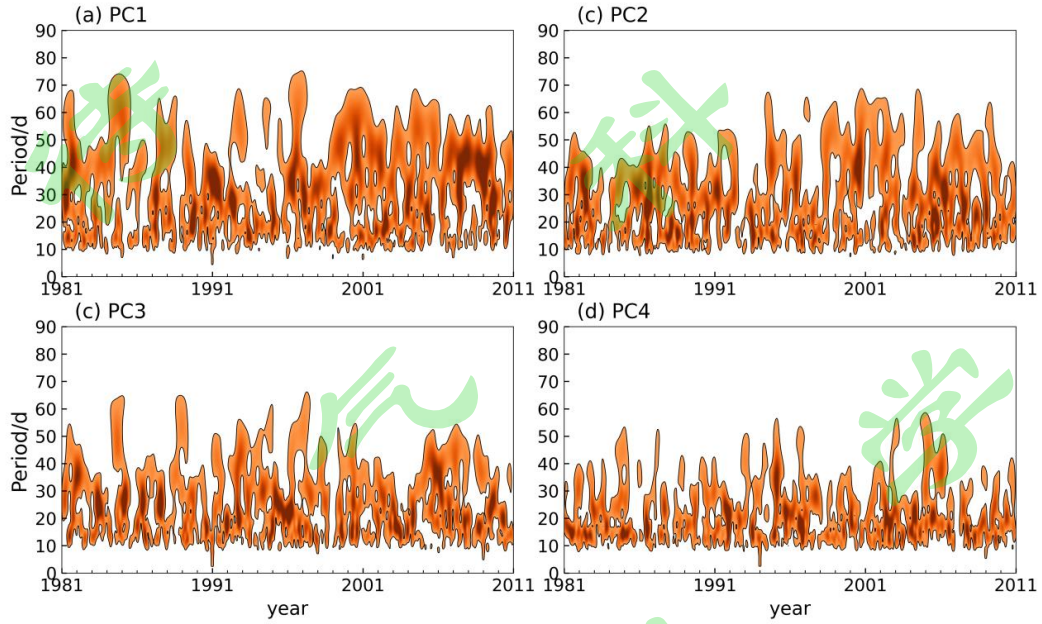


图 3 时间系数 PC1、PC2、PC3、PC4 的 Morlet 小波功率谱分布。阴影区通过了 0.05 信度检验。
Fig. 3 Morlet wavelet power spectrum distribution of time series PC1, PC2, PC3 and PC4.
The shaded area passed the 0.05 confidence level.

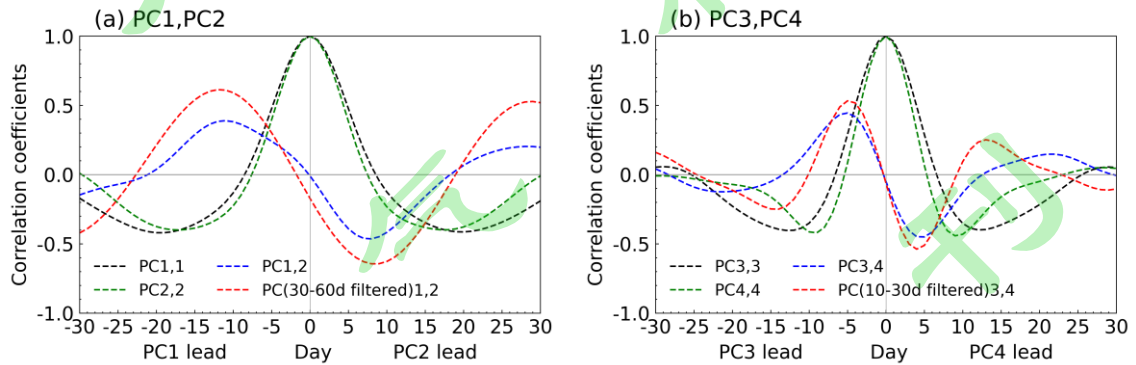


图4 1981-2010年5-10月 (a) PC1对PC2和 (b) PC3对PC4的超前滞后的相关系数。黑色线是滤波前PC1（PC3）本身超前和滞后的自相关系数，绿色线是滤波前PC2（PC4）本身超前和滞后的自相关系数，蓝色线是滤波前PC1对PC2、PC3对PC4的超前滞后相关系数，红色线是滤波后PC1对PC2（30-60d）、PC3对PC4（10-30d）的超前滞后相关系数。
Fig.4 Lead-lag correlation coefficient of (a) PC1 relative to PC2 and (b) PC3 relative to PC4 from May to October, 1981-2010. The black line is the lead-lag autocorrelation coefficient of PC1 (PC3) itself before filtering, the green line is the lead-lag autocorrelation coefficient of PC2 (PC4) itself before filtering, the blue line is the lead-lag correlation coefficient of PC1 to PC2 and PC3 to PC4 before filtering, the red line is the lead-lag correlation coefficient of PC1 to PC2 (30-60d filtered) and PC3 to PC4(10-30d filtered) after filtering.

综合以上可知，特征向量场 EOF1、EOF2 具有空间分布相似性，都表现为西北-东南向的倾斜状，具有 30-60 d 振荡周期，由热带印度洋向东北方向传播，两者出现时间前后相差 13 天左右，这两个

模态代表了 30-60 d 的大气低频信号。可将 EOF1、EOF2 联合起来定义为 BSISO1，具有约 45 d 的振荡周期，两个空间场前后相差约 13 天，即相差约四分之一位相。特征向量场 EOF3、EOF4 也具有空间分布相似性，但与 EOF1、EOF2 分布相反，都表现为西南-东北向的倾斜状，具有 10-30 d 振荡周期，由西北太平洋向西北方向传播，两空间场前后相差 5 天左右，这两个模态代表了 10-30 d 的大气低频信号。可将 EOF3、EOF4 联合起来定义为 BSISO2，具有约 20 d 的振荡周期，两个模态前后相差约 5 天，即相差约四分之一位相。BSISO1、BSISO2 这两种低频信号可以用于延伸期预测业务中，尤其对于东亚夏季风和东亚夏季降水的预测业务。

3.3 BSISO 的位相变化

参考热带大气低频振荡 MJO 的定义方法（Wheeler 和 Hendon，2004），结合 Lee 等（2013）的文献，将以上的 EOF1、EOF2 联合定义为 BSISO1，将 EOF3、EOF4 联合定义为 BSISO2。图 5 是 BSISO1、BSISO2 的位相变化示意图。为更清楚看到空间分布演变情况，将 1981-2010 年分解得到的空间主要模态 EOF1、EOF2、EOF3、EOF4（图 2）乘以图 5 中对应的各个位相的时间系数，得到 BSISO1、BSISO2 随时间的空间演变情况（图 6、图 7）。

图 6 是 BSISO1 的 8 个位相空间分布情况。BSISO1 描述的主要是 30-60 d 低频信号。可以看到，在位相 1，低频信号首先出现在热带印度洋 75°E 附近；位相 2，低频信号进一步向东北方向移动到印度半岛，并加强；位相 3，低频信号向东北移到孟加拉湾，并向东扩展到南海；位相 4，低频信号主体移到菲律宾附近；位相 5，低频信号向东北移动进入菲律宾海，并加强；位相 6，低频信号向东北移动进入西北太平洋，开始减弱；位相 7，低频信号进一步减弱；位相 8，低频信号北移、减弱消失，在西北太平洋，这时，在热带印度洋地区，低频信号又开始出现。总之，30-60 d 低频信号由赤道印度洋产生，逐渐向东北方向传播、加强，之后减弱、消失，在西北太平洋，向东北方向传播特征非常明显。

图 7 是 BSISO2 的 8 个位相空间分布情况。BSISO2 描述的主要是 10-30 d 低频信号。可以看到，在位相 1，低频信号首先出现在西北太平洋赤道 150°E 附近；位相 2，低频信号进一步向西北方向移动到 10°N、140°E 附近，并逐渐加强；位相 3，低频信号向西北移动到菲律宾海附近；位相 4，低频信号进一步北移、加强，西南-东北倾斜非常明显，向西南扩展到南海、热带印度洋；位相 5，低频信号进一步向西北方向移动到中国华南沿海，强度明显加强；位相 6，低频信号向西北方向移动，进入到东亚南部和孟加拉湾；位相 7、8，低频信号继续向西北移动进入到东亚、孟加拉湾较高纬度地区，信号明显减弱，同时西北太平洋地区，有新的低频信号开始出现。总之，10-30d 低频信号由西北太平洋产生，逐渐向西北方向移动，强度先加强后减弱，最后减弱消失，在东亚较高纬度地区，向西北方向传播特征非常明显。这与以往研究（郝立生等，2015）低频振荡信号传播所得结论是一致的。

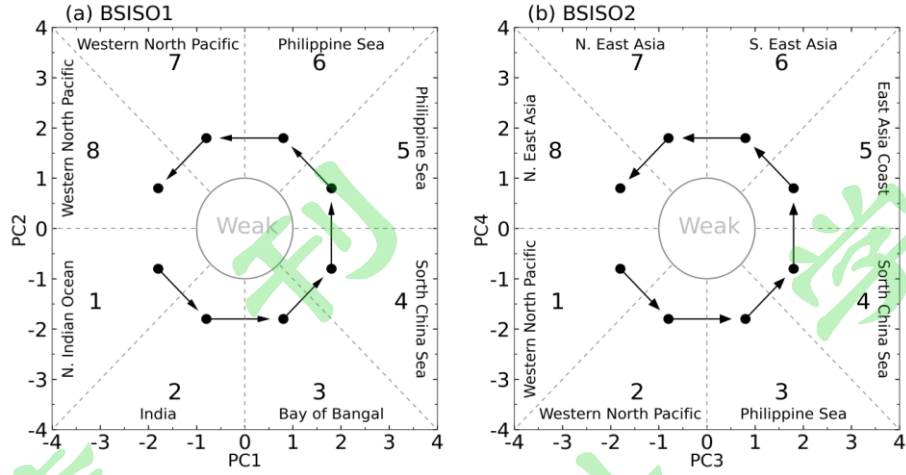


图5 BSISO1、BSISO2 位相变化。数字 1、2、3、4、5、6、7、8 代表 8 个位相。

Fig.5 The phase change of BSISO1 and BSISO2. The numbers 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 and 8 represent 8 phases.

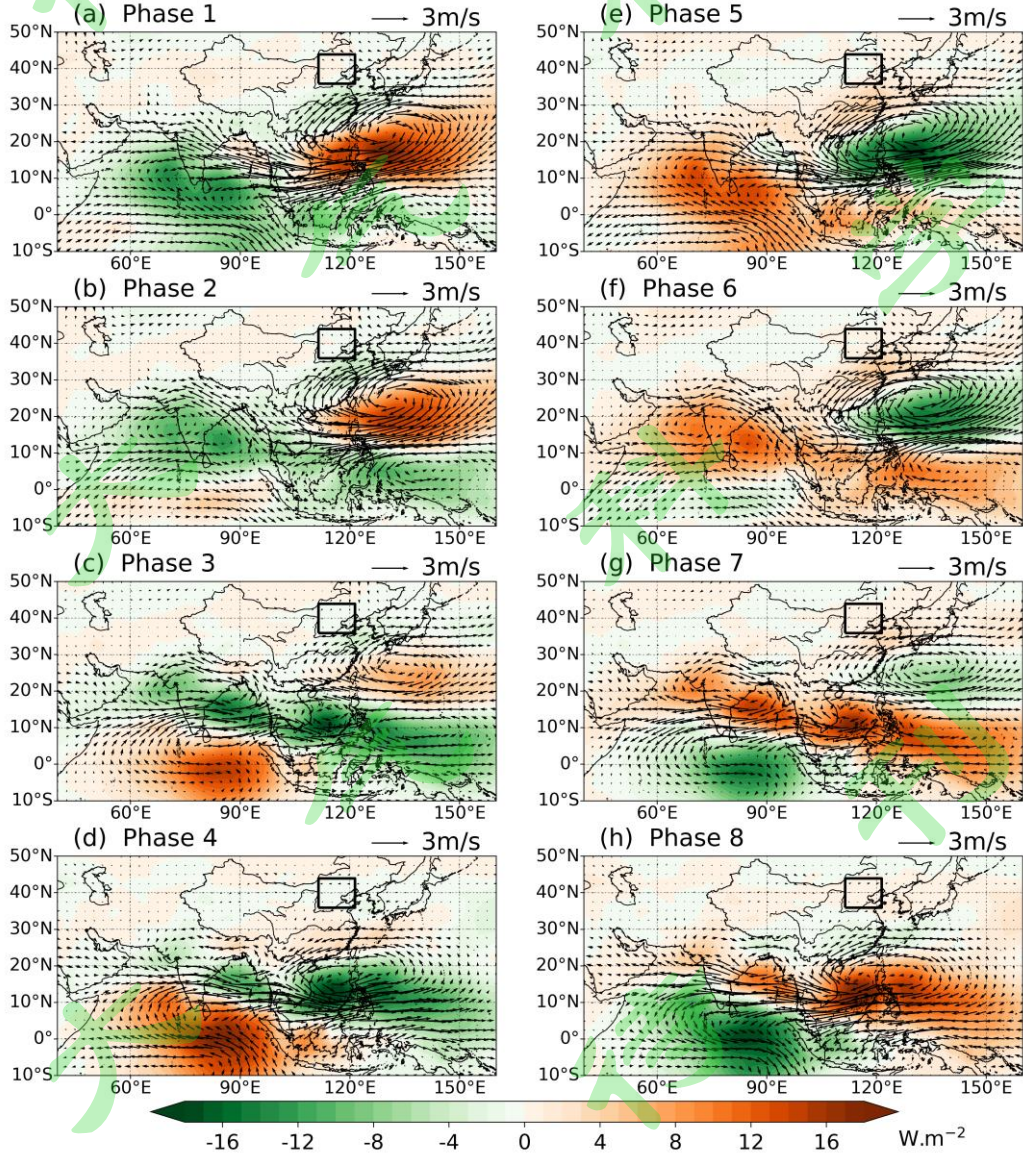


图6 BSISO1 的 8 个位相 OLR (阴影区)、水平风速 (箭头) 异常的空间分布情况. OLR、U850、V850 异常值分别是对时间系数 PC1、PC2 回归得到的, 空间场是 EOF1、EOF2 分别乘以 PC1、PC2 系数的加权平均。

Fig.6 The life cycle composite of OLR(shading) and horizontal wind speed U850,V850(vector) anomaly reconstructed based on PC1 and PC2 of BSISO1 in 8 phases. The spatial field is the weighted average of EOF1 and EOF2 to PC1,PC2 coefficient.

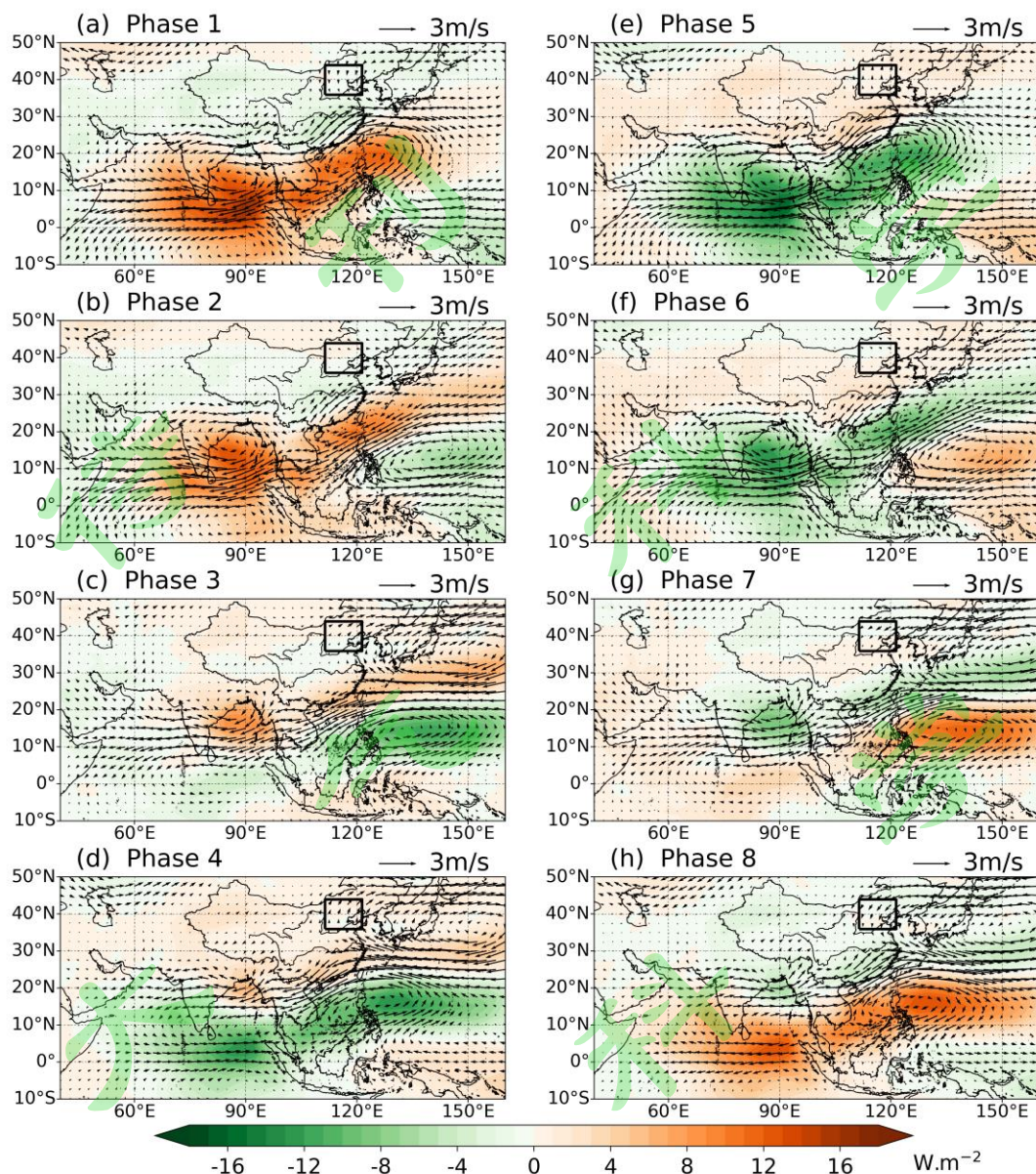


图7 同图6, 但为 BSISO2、PC3、PC4
Fig. 7 Same as Fig. 6 except for BSISO2 and PC3, PC4.

4 BSISO 与华北夏季降水的关系

因为 2018 年夏季低频降水特征突出（郝立生等，2020），这里选择 2018 年作个例分析。图 8a 是 2018 年华北降水量和 BSISO 的时间系数 PCs（即 PC1、PC2、PC3、PC4）的逐日变化，日降水量数据作了 11 天滑动平均处理，图 8a 中 PCs 系数作了 31 天滑动平均，图 8b 中 PCs 系数未作任何滤波处理。降水振幅与 PCs 变化振幅都是在夏季最大，但对应关系看起来不是很清晰。图 8b 是夏季 5-8 月未滤波的时间系数 PCs 超前日降水量的相关系数。可以看到，PCs 在超前一段时间与日降水过程有很好的相关性。PC1 在超前降水 17 天为显著的正相关、超前 33 天为显著负相关；PC2 在超前 12 天为显著的正相关；PC3 在超前 14 天为显著的正相关；PC4 在超前 15 天为显著的负相关、超前 32 天为显著正相关。可见，BSISO 信号对华北夏季延伸期降水过程预测有较好的指示意义。

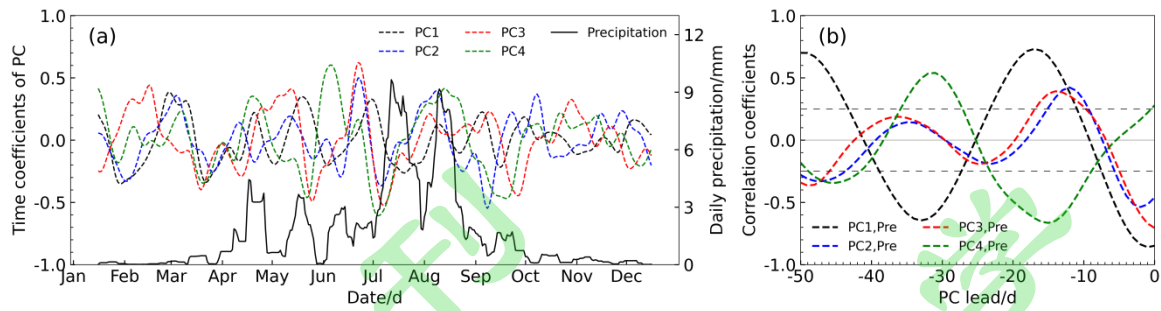


图8 2018年夏季(a)逐日降水量(11天滑动平均)和PCs系数(31天滑动平均)变化以及(b)PCs系数(未作滤波)超前降水量的相关系数变化。灰色虚线是0.05信度水平。

Fig.8 The variation of (a)daily precipitation (11-day running mean) and PCs time series(31-day running mean) and (b) the correlation coefficient of PCs(no filtered) leading precipitation in summer of 2018. The grey dashed line is 0.05 confidence level.

下面对 BSISO 可能通过什么机制影响华北夏季降水过程作初步分析。影响华北夏季降水最重要的环流层是 850hPa 和 500hPa 层, 850hPa 是主要的水汽输送层和辐合层, 而 500hPa 是产生动力上升的关键层。图 9 是对夏季(6-8月)BSISO1、BSISO2 振幅(即 PC1 与 PC2 的均方根、PC3 与 PC4 的均方根)同期回归重构的 500hPa 层高度场环流异常情况。可以看到(图 9a), BSISO1 会对中纬度环流造成明显影响, 欧洲西海岸正距平、乌拉尔山附近负距平、中西伯利亚正距平、朝鲜半岛附近负距平。从回归原理看, 这种环流分布形势是对应 BSISO1 的 5-6 位相, 不利于华北产生上升运动(图 9a); BSISO1 的 1、2 位相时间系数 PC1、PC2 与 PC5、PC6 正负相反, 所以对应 1-2 位相的环流形势是相反的(图 9a), 即转变为欧洲西海岸负距平、乌拉尔山附近正距平、中西伯利亚负距平、朝鲜半岛附近正距平, 这种形势下, 西北太平洋副热带高压北移到朝鲜半岛附近并加强, 对西来降水系统形成阻挡作用, 有利于华北出现降水过程; 对应 3-4 位相、7-8 位相, 由于 PC3 与 PC4、PC7 与 PC8 正负号相反, 合成的环流形势强度会明显减弱。BSISO2 对 500hPa 环流的影响与 BSISO1 类似, 也主要是通过对西北太平洋副热带高压的影响来影响华北夏季降水过程的。总之, BSISO 是通过对夏季副热带高压位置、强度的调整而影响华北夏季降水过程的。

图 10 是对夏季(6-8月)BSISO1、BSISO2 振幅(即 PC1 与 PC2 的均方根、PC3 与 PC4 的均方根)同期回归重构的 850hPa 比湿场、水平风场异常分布情况。可以看到, BSISO1 会对华北地区 850hPa 层水汽分布和风场环流造成明显影响, 华北水汽明显减少、为西南风异常, 不利于华北地区出现降水过程。从回归原理看, 这种情况是对应 BSISO1 的 5-6 位相的, 主要对流区位于南海北部及以东海面上(图 6e、f), 东亚为东北风异常环流, 水汽来源不足, 不利于华北出现降水过程; 而对应 1-2 位相的形势基本是相反的, 华北水汽大量增加(图 10a), 对流区位于东亚地区、东亚为西南风异常(图 6a、b), 华北易出现降水天气过程; 对应 3-4 位相、7-8 位相, 由于 PC3 与 PC4、PC7 与 PC8 正负号相反, 合成的 850hPa 水气场和水平风场强度会明显减弱。BSISO2 对 850hPa 水气场和水平风场与 BSISO1 类似, 也主要是通过对华北水汽的影响来影响华北夏季降水过程的。总之, BSISO 是通过对华北水汽多少的调整而影响华北夏季降水过程的。

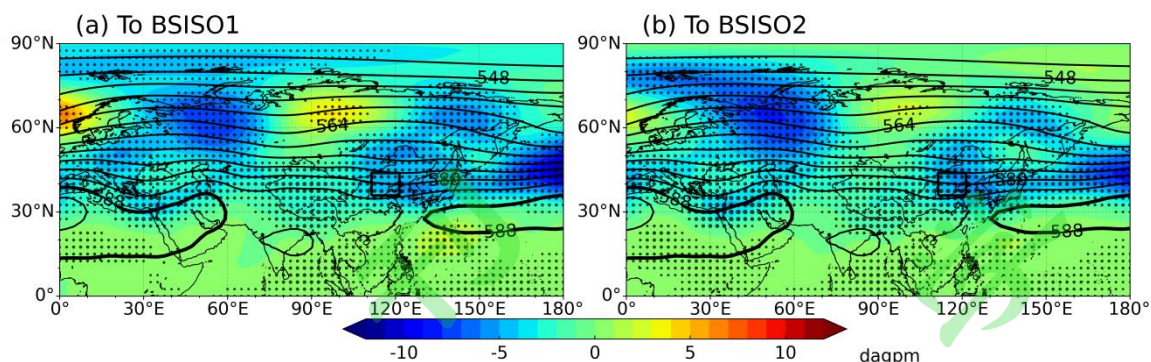


图9 2018年夏季对BSISO1、BSISO2振幅（分别是PC1与PC2、PC3与PC4的均方根）回归重构的500hPa高度异常场。黑色点区通过了0.05信度检验，等值线是多年平均7-8月高度场环流。单位：dagpm。
Fig.9 The 500hPa height anomaly field reconstructed by regression onto amplitude of BSISO1 and BSISO2 (that is the root mean square of PC1 and PC2, PC3 and PC4, respectively) in summer of 2018. Black dotted areas passed the 0.05 confidence level. The contours is the multi-year mean of 500hPa height field from July to August. unit: dagpm.

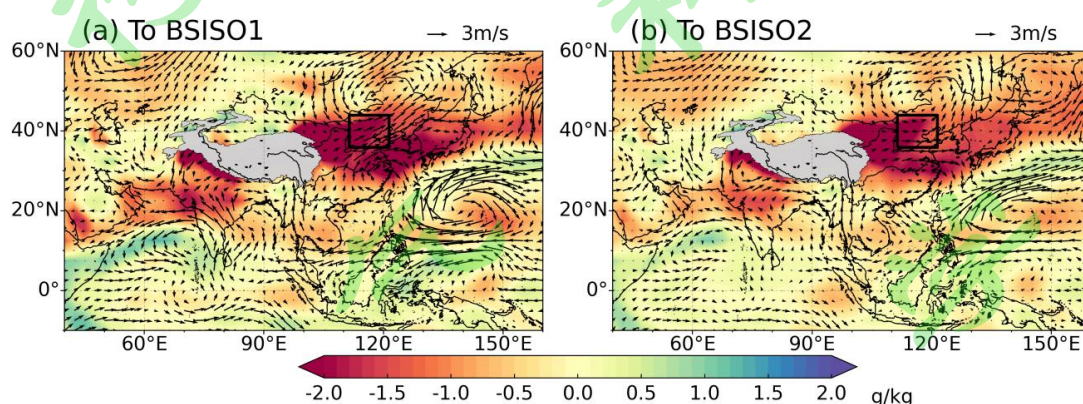


图10 2018年夏季对BSISO1、BSISO2振幅（分别是PC1与PC2、PC3与PC4的均方根）回归重构的850hPa层水平风和比湿异常场。比湿单位：g/kg；风速单位：m/s。

Fig.10 The abnormal fields of 850hPa horizontal wind and specific humidity reconstructed by regression onto amplitude of BSISO1 and BSISO2 (that is the root mean square of PC1 and PC2, PC3 and PC4, respectively) in summer of 2018. Unit of specific humidity: g/kg; Unit of wind speed: m/s.

5 结论与讨论

在北半球夏季，印度洋-西北太平洋地区存在两种明显的低频信号，一种是BSISO1，空间分布呈西北-东南倾斜状，从热带印度洋向东北方向传播，振荡周期约为45d左右；另一种是BSISO2，空间分布呈西南-东北倾斜状，从西北太平洋向西北方向传播，振荡周期约为20d左右。

北半球夏季，BSISO主要是通过影响西北太平洋副热带高压位置、强度和华北地区水汽输送异常来影响华北夏季降水过程的。在500hPa层，BSISO信号会造成华北地区东部副热带高压位置南北移动和强度发生变化来影响华北夏季降水；在850 hPa层，BSISO信号会通过伴随的异常气旋性或反气旋性异常环流影响向华北的水汽输送来影响华北夏季降水。

虽然MJO信号在全年都存在，但其变化在冬半年尤其冬季振幅最大，在夏季最小。而BSISO信号变化在夏半年尤其夏季振幅最大。因此，利用热带大气低频信号开展延伸期预测，冬半年可以重点考虑MJO的影响，夏半年重点考虑BSISO的影响。

东亚夏季的BSISO1、BSISO2信号只占变化方差的24.8%，也就是东亚地区夏季环流变化比较复杂，大部分情况不是BSISO信号，制作华北夏季延伸期降水预测，除了考虑BSISO信号外，还要重视

其他的环流异常信号。

参考文献 (References)

- Alvarez M S, C S Vera, G H Kiladis, et al. 2016. Influence of the Madden Julian oscillation on precipitation and surface air temperature in South America[J]. *Climate Dyn.*,46:245–262. doi:10.1007/s00382-015-2581-6
- Annamalai H, Slingo J M. 2001. Active/break cycles:Diagnosis of the intraseasonal variability of the Asian summer monsoon[J]. *Clim. Dyn.*, 18: 85–102. doi:10.1007/s003820100161
- Annamalai H, Sperber K R. 2005. Regional heat sources and the active and break phases of boreal summer intraseasonal (30–50 day) variability[J]. *J. Atmos. Sci.*, 62(8): 2726–2748. <https://doi.org/10.1175/JAS3504.1>
- Arcodia M C, B P Kirtman, L S Siqueira. 2020. How MJO teleconnections and ENSO interference impacts U.S. precipitation[J]. *J. Climate*, 33(11):4621–4640. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0448.1>
- Cadet D L. 1986. Fluctuations of precipitable water over the Indian Ocean during the 1979 summer monsoon[J]. *Tellus A*, 38A(2):170–177. doi:10.1111/j.1600-0870.1986.tb00463.x
- Chen J P, Z P Wen, R G Wu, et al. 2015. Influences of northward propagating 25–90-day and quasi-biweekly oscillations on eastern China summer rainfall[J]. *Clim. Dyn.*, 45:105–124. doi:10.1007/s00382-014-2334-y
- Chen T C, Chen J M. 1993. The 10–20 day mode of the 1979 Indian monsoon: its relation with the time variation of monsoon rainfall[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121(9):2465–2482. DOI:[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)121<2465:TDMOTI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1993)121<2465:TDMOTI>2.0.CO;2)
- Chu J E, B Wang, J Y Lee et al. 2017. Boreal summer intraseasonal phases identified by nonlinear multivariate empirical orthogonal function-based self-organizing map (ESOM) analysis[J]. *J. Climate*, 30(10): 3513–3528. doi:10.1175/JCLI-D-16-0660.1
- Chu J E, S N Hameed, K J Ha. 2012. Non-linear, intraseasonal phases of the East Asian summer monsoon: Extraction and analysis using self-organizing maps[J]. *J. Climate*, 25(20):6975–6988. doi:10.1175/JCLI-D-11-00512.1
- Ding Q, B Wang. 2005. Circumglobal teleconnection in the northern hemisphere summer[J]. *J. Climate*,18(17):3483–3505. <https://doi.org/10.1175/JCLI3473.1>
- Ding Q, B Wang. 2009. Predicting extreme phases of the Indian summer monsoon[J]. *J. Climate*,22(2):346–363. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2449.1>
- Donald A, H Meinke, B Power, et al. 2006. Near-global impact of the Madden–Julian oscillation on rainfall[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33(9), L09704, doi:10.1029/2005GL025155
- Gadgil A, G Asha. 1992. Intraseasonal variations of the Indian summer monsoon. Part I: Observational aspects[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70(1B): 517–527. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.70.1B_517
- 郝立生, 侯威. 2018. 华北夏季降水变化及预测技术研究[M]. 北京: 气象出版社, 201pp. Hao L S, Hou W. 2018. Study on summer precipitation change and prediction technology in North China (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 201pp.
- 郝立生, 向亮, 周须文. 2015. 华北平原夏季降水双周振荡与低频环流演变特征[J]. *高原气象*, 34(2): 486–493. Hao L S, Xiang L, Zhou X W. 2015. The quasi-biweekly oscillation of daily precipitation and low-frequency circulation characteristics over North China plain in summer[J]. *Plateau Meteorology(in Chinese)*,34(2): 486–493. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00004
- 郝立生, Li Tim, 马宁, 等. 2020. MJO 对 2018 年华北夏季降水的影响[J]. *大气科学*, 44(3): 639–656. Hao L S, Li T, Ma N, et al. 2020. Influence of MJO on summer precipitation in North China in 2018 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 44(3): 639–656, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1912.19217.
- Hao L S, He L Y, Ma N, et al. 2020. Relationship between summer precipitation in North China and Madden–Julian oscillation during the boreal summer of 2018[J]. *Frontiers in Earth Science*, 8:269. doi: 10.3389/feart.2020.00269
- Hendon H, M L Salby. 1994. The life cycle of the Madden–Julian oscillation[J]. *J. Atmos. Sci.*, 51(5): 2207–2219. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051<2225:TLCOTM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051<2225:TLCOTM>2.0.CO;2)
- Hoyos C D, Webster P J. 2007. The role of intraseasonal variability in the nature of Asian monsoon precipitation[J]. *J. Climate*, 20(17):4402–4424. <https://doi.org/10.1175/JCLI4252.1>
- Hsu H H, C H Weng. 2001. Northwestward propagation of the intraseasonal oscillation in the western North Pacific during the boreal summer: Structure and mechanism[J]. *J. Climate*, 14(15): 3834–3850. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3834:NPOTIO>2.0.CO;2
- Hsu P C, J Y Lee, K J Ha. 2016. Influence of boreal summer intraseasonal oscillation on rainfall extremes in southern China[J]. *International Journal of Climatology*, 36(3): 1403–1412. <https://doi.org/10.1002/joc.4433>
- Hsu P C, J Y Lee, K J Ha, et al. 2017. Influences of boreal summer intraseasonal oscillation on heat waves in monsoon Asia[J]. *J. Climate*, 30(18):7191–7211. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0505.1>
- Hu F, T Li, J Y Gao, et al. 2021. Reexamining the moisture mode theories of the Madden-Julian oscillation based on observational analyses[J]. *J. Climate*. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0441.1>
- Jia X L, L J Chen, F Ren, et al. 2011. Impacts of the MJO on winter rainfall and circulation in China[J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28(3):521–533. doi:10.1007/s00376-010-9118-z
- Jiang X A, Li T. 2005. Reinitiation of the boreal summer intraseasonal oscillation in the tropical Indian Ocean[J]. *J. Climate*, 18(18): 3777–3795.

<https://doi.org/10.1175/JCLI3516.1>

- Jiang X A, Li T, Wang B. 2004. Structures and mechanisms of the northward propagating boreal summer intraseasonal oscillation[J]. *J. Climate*, 17(5):1022–1039. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<1022:SAMOTN>2.0.CO;2
- Jones C, D E Waliser, K Lau, et al. 2004. Global occurrences of extreme precipitation and the Madden–Julian oscillation: Observations and predictability[J]. *J. Climate*, 17(23): 4575–4589. doi:10.1175/3238.1
- Jones C, M V Carvalho, J Gottschalck, et al. 2011. The Madden–Julian oscillation and the relative value of deterministic forecasts of extreme precipitation in the contiguous United States[J]. *J. Climate*, 24(10): 2421–2428. doi:10.1175/2011JCLI-D-10-05002.1
- Julian P R, R A Madden. 1981. Comments on a paper by T. Yasunari: A quasistationary appearance of 30- to 40-day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India[J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 59(3): 435–437. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.59.3_435
- Kajikawa Y, Yasunari T. 2005. Interannual variability of the 10–25- and 30–60-day variation over the South China Sea during boreal summer[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32(4):L04710. doi:10.1029/2004GL021836
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project[J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77(3): 437–472. doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2
- Kang I S, Ho C H, Lim Y K, et al. 1999. Principal modes of climatological seasonal and intraseasonal variations of the Asian summer monsoon[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 127(3):322–340. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1999\)127<0322:PMOCSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1999)127<0322:PMOCSA>2.0.CO;2)
- Kemball-Cook S, Wang B. 2001. Equatorial waves and air-sea interaction in the boreal summer intraseasonal oscillation[J]. *J. Climate*, 14(13):2923–2942. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<2923:EWAASI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2923:EWAASI>2.0.CO;2)
- Kikuchi K, Wang B, Kajikawa Y. 2012. Bimodal representation of the tropical intraseasonal oscillation[J]. *Clim. Dyn.*, 38:1989–2000. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1159-1>
- Kikuchi K, Wang B. 2010. Formation of tropical cyclones in the northern Indian Ocean associated with two types of tropical intraseasonal oscillation modes[J]. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 88(3):475–496. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2010-313>
- Krishnamurti T N, Subramanian D. 1982. The 30–50 day mode at 850 mb during MONEX[J]. *J. Atmos. Sci.*, 39(9):2088–2095. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1982\)039<2088:TDMAMD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1982)039<2088:TDMAMD>2.0.CO;2)
- Lau W K M, Waliser D E. 2005. Intraseasonal variability of the atmosphere-ocean climate system[M]. Springer, Heidelberg, p436.
- Lau K M, P H Chan. 1986. Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 114(7):1354–1367. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1986\)114<1354:AOTDOD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1986)114<1354:AOTDOD>2.0.CO;2)
- Lawrence D M, P J Webster. 2001. Interannual variations of the intraseasonal oscillation in the south Asian summer monsoon region[J]. *J. Climate*, 14(13):2910–2922. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<2910:IVOTIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2910:IVOTIO>2.0.CO;2)
- Lawrence D M, P J Webster. 2002. The boreal summer intraseasonal oscillation: Relationship between northward and eastward movement of convection[J]. *J. Atmos. Sci.*, 59(9):1593–1606. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)059<1593:TBSIOR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<1593:TBSIOR>2.0.CO;2)
- Lee J Y, Wang B, Ding Q, et al. 2011. How predictable is the northern hemisphere summer upper-tropospheric circulation?[J]. *Clim. Dyn.*, 37:1189–1203. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0909-9>
- Lee J Y, Wang B, M C Wheeler, et al. 2013. Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region[J]. *Clim. Dyn.*, 40:493–509. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1544-4>
- Lee J Y, M H Kwon, K S Yun, et al. 2017a. The long-term variability of changma in the East Asian summer monsoon system: A review and revisit[J]. *Asian-Pacific. J. Atmos. Sci.*, 53(2): 257–272. doi:10.1007/s13143-017-0032-5
- Lee Sun-Seon, Moon Ja-Yeon, Wang Bin, Kim Hae-Jeong. 2017b. Subseasonal prediction of extreme precipitation over Asia boreal summer intraseasonal oscillation perspective[J]. *J. Climate*, 30(8): 2849–2865. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0206.1>
- Li T, Wang B. 1994. The influence of sea surface temperature on the tropical intraseasonal oscillation: A numerical experiment[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122(10):2349–2362. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<2349:TIOSST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<2349:TIOSST>2.0.CO;2)
- Lin H, G Brunet. 2009. The influence of the Madden–Julian oscillation on Canadian wintertime surface air temperature[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137(7): 2250–2262. doi:10.1175/2009MWR2831.1
- Madden R A, Julian P R. 1972. Description of global-scale circulation cells in tropics with a 40–50 day period[J]. *J Atmos Sci*, 29(6):1109–1123. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1972\)029<1109:DOGSCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1972)029<1109:DOGSCC>2.0.CO;2)
- Madden R A, Julian P R. 1994. Observations of the 40–50-day tropical oscillation—a review[J]. *Mon Weather Rev*, 122(5):814–837. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<0814:OOTDIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<0814:OOTDIO>2.0.CO;2)
- Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific[J]. *J. Atmos. Sci.*, 28(5):702–708. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1971\)028<0702:DOADOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<0702:DOADOI>2.0.CO;2)
- Madden R A. 1986. Seasonal-variations of the 40–50 day oscillation in the tropics[J]. *J. Atmos. Sci.*, 43(24):3138–3158. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)043<3138:SVOTDO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<3138:SVOTDO>2.0.CO;2)
- Mao J Y, Wu G X. 2006. Intraseasonal variations of the Yangtze rainfall and its related atmospheric circulation features during the 1991 summer[J]. *Clim. Dyn.*, 27:815–830. <https://doi.org/10.1007/s00382-006-0164-2>
- Matsueda S, Y Takaya. 2015. The global influence of the Madden–Julian oscillation on extreme temperature events[J]. *J. Climate*, 28(10):4141–4151. doi:10.1175/JCLI-D-14-00625.1
- Moon J Y, Wang B, K J Ha, et al. 2013. Teleconnections associated with Northern Hemisphere summer monsoon intraseasonal oscillation[J]. *Clim.*

- Dyn., 40:2761–2774. doi:10.1007/s00382-012-1394-0
- Murakami M. 1984. Analysis of deep convective activity over the western Pacific and southeast Asia. Part II: seasonal and intraseasonal variations during northern summer[J]. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 62(1):88–108. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.62.1_88
- Pai D S, J Bhate, O P Sreejith, et al. 2011. Impact of MJO on the intraseasonal variation of summer monsoon rainfall over India[J]. *Clim. Dyn.*, 36:41–55. doi:10.1007/s00382-009-0634-4.
- Ren P, Ren H L, Fu J X, et al. 2018. Impact of boreal summer intraseasonal oscillation on rainfall extremes in southeastern China and its predictability in CFSv2[J]. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, 123(9):4423–4442. <https://doi.org/10.1029/2017JD028043>
- Salby M L, Hendon H H. 1994. Intraseasonal behavior of clouds, temperature, and motion in the tropics[J]. *J. Atmos. Sci.*, 51(15):2207–2224. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051<2207:IBOCTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051<2207:IBOCTA>2.0.CO;2)
- Torrence C, Compo G P. 1998. A practical guide to wavelet analysis[J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 79(1):61–78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)
- Waliser D E, Murtugudde R, Lucas L E. 2004. Indo-Pacific Ocean response to atmospheric intraseasonal variability: 2. Boreal summer and the intraseasonal oscillation[J]. *J. Geophys. Res.:Oceans*, 109(C3):C03030. doi:10.1029/2003JC002002
- Wang B and Rui H L. 1990. Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies: 1975–1985[J]. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 44(1):43–61. DOI:10.1007/BF01026810
- Wang B, Ding Q. 2008. The global monsoon: major modes of annual variation in tropical precipitation and circulation[J]. *Dyn. Atmos. Oceans*, 44(3-4):165–183. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2007.05.002>
- Wang B, Xie X S. 1997. A model for the boreal summer intraseasonal oscillation[J]. *J. Atmos. Sci.*, 54(1):72–86. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1997\)054<0072:AMFTBS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1997)054<0072:AMFTBS>2.0.CO;2)
- Wang B, Xie X S. 1996. Low-frequency equatorial waves in vertically sheared zonal flow. Part I: Stable waves[J]. *J. Atmos. Sci.*, 53(3):449–467. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1996\)053<0449:LFEWIV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<0449:LFEWIV>2.0.CO;2)
- Wang B, Webster P J, Teng H. 2005. Antecedents and self-induction of the active-break Indian summer monsoon[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L04704. doi:10.1029/2004GL020996
- Wang B, Yang J, Zhou T J, et al. 2008. Interdecadal changes in the major modes of Asian–Australian monsoon variability: Strengthening relationship with ENSO since the late 1970s[J]. *J. Climate*, 21(8):1771–1789. doi:10.1175/2007JCLI1981.1
- Wang H, Wang B, Huang F, et al. 2012. Interdecadal change of the boreal summer circumglobal teleconnection (1958–2010)[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39:L12704. doi:10.1029/2012GL052371
- Webster P J, V O Magaña, T N Palmer, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction[J]. *J. Geophys. Res.*, 103(C7):14451–14510. <https://doi.org/10.1029/97JC02719>
- Wheeler M C, Hendon H H. 2004. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132(8): 1917–1932. doi:10.1175/1520-0493(2004)132<1917:AARMMI>2.0.CO;2
- Yang J, Wang B, Bao Q. 2010. Biweekly and 21–30-day variations of the subtropical summer monsoon rainfall over the lower reach of the Yangtze River basin[J]. *J. Climate*, 23(5):1146–1160. doi:10.1175/2009JCLI3005.1
- 杨秋明. 2021. 冬季长江下游地区气温低频振荡和低温天气的延伸期预报研究[J]. *大气科学*, 45(1): 21–36. Yang Q M. 2021. Extended-range forecast for the low-frequency oscillation of temperature and low-temperature weather over the lower reaches of the Yangtze River in winter [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 45(1): 21–36. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.19208
- Yasunari T. 1979. Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 57(3):227–242. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.57.3_227
- Yasunari T. 1980. A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in the cloudiness fluctuation during the summer monsoon over India[J]. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 58(3):225–229. https://doi.org/10.2151/jmsj1965.58.3_225
- 余汶楠, 高庆九. 2020. 1996 年冬季一次南方低温事件的低频特征分析及诊断[J]. *大气科学*, 44(2):257–268. Yu W Q, Gao Q J. 2020. Analysis and diagnosis of low-frequency characteristics in a low temperature event in Southern China in the winter of 1996[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 44(2): 257–268. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1909.18190
- Yun K S, Ren B H, Ha K J, et al. 2009. The 30–60 day oscillation in the East Asian summer monsoon and its time-dependent association with the ENSO[J]. *Tellus*, 61(5):565–578. DOI:10.1111/j.1600-0870.2009.00410.x
- Yun K S, Seo K H, Ha K J. 2010. Interdecadal change in the relationship between ENSO and the intraseasonal oscillation in East Asia[J]. *J. Climate*, 23(13):3599–3612. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3431.1>
- Yun K S, Seo K H, Ha K J. 2008. Relationship between ENSO and northward propagating intraseasonal oscillation in the east Asian summer monsoon system[J]. *J. Geophys. Res.*, 113(D14):D14120. doi:10.1029/2008JD009901
- Zhang C D, Dong M. 2004. Seasonality in the Madden-Julian oscillation[J]. *J. Climate*, 17(16):3169–3180. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<3169:SITMO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3169:SITMO>2.0.CO;2)
- Zhang C D. 2005. The Madden–Julian oscillation[J]. *Rev. Geophys.*, 43(2): RG2003. <https://doi.org/10.1029/2004RG000158>
- Zhang L N, Wang B Z, Zeng Q C. 2009. Impacts of the Madden–Julian oscillation on summer rainfall in southeast China[J]. *J. Climate*, 22(2):201–216. doi:10.1175/2008JCLI1959.1