

北半球夏季 30~60 天季节内振荡年代际变化及其对中国东部 降水 and 气温的影响

王熙乔¹ 李健颖² 李双林¹

¹中国地质大学（武汉），430074

²中国气象科学研究院，北京，100029

摘要 本文利用 1979~2020 年基于中国台站观测的高分辨率逐日降水和气温资料以及 NECP II 大气再分析资料，探讨了亚洲季风区夏季 30~60 天大气季节内振荡（BSISO1）的年代际变化及其对中国东部降水和气温的影响。在 1997~2008 年（P1 阶段），BSISO1 年代际偏强，而在 2009~2018 年（P2 阶段），BSISO1 年代际偏弱。在 P1 阶段，BSISO1 仅对江淮流域的降水和气温具有显著的调控作用，对华南地区的影响较弱；而在 P2 阶段，BSISO1 对江淮流域的降水和气温的调控作用减弱，但对华南地区的降水和温度具有显著的调控作用。在 P1 阶段，BSISO1 有关的异常抑制（活跃）对流可从赤道西太平洋北传至南海-西北太平洋，激发出一个连接南海和江淮流域的经向垂直次级环流圈，引起江淮流域强烈的异常上升（下沉）运动和低层水汽辐合（辐散），造成局地降水的持续性偏多（偏少），气温的持续性偏低（偏高）。相比 P1 阶段，在 P2 阶段江淮流域的季节平均水汽显著减少，BSISO1 有关的水汽垂直输送减弱，削弱了江淮流域季节内降水变化。但在 P2 阶段，BSISO1 相关的异常抑制（活跃）对流可进一步北传到达相对偏北的华南地区，其伴随的异常下沉（上升）运动造成局地降水减少（增加）；同时绝热增温（冷却），使得局地出现持续性气温偏高（偏低）。因此，在 P2 阶段，更容易出现江淮流域持续性强降水和华南地区持续高温热浪同时发生的复合型极端事件。

关键词：季节内振荡，年代际变化，同时调控

文章编号：2021228A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2204.21228

收稿日期：2021-12-06；**网络预出版日期：**

作者简介：王熙乔，女，硕士研究生，主要从事大气低频振荡研究。E-mail: wangxiqiao@cug.edu.cn

通讯作者：李健颖，女，副教授，主要从事大气低频振荡研究。E-mail: jianying.xyz@gmail.com

资助课题：国家自然科学基金（U2142205, 41905076）、中国博士后基金（2021M693471）

Funded by: National Natural Science Foundation of China (Grants U2142205, 41905076), Postdoctoral Foundation of China (Grants 2021M693471)

Decadal variation of boreal summer 30~60-day intraseasonal oscillation and its influence on precipitation and temperature over eastern China

WANG Xiqiao¹, LI Jianying², and LI Shuanglin¹

¹*China University of Geosciences, Wuhan, 430074*

²*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100029*

Abstract: The daily high-resolution gridded station-observed precipitation and temperature and NECP II atmospheric reanalysis datasets for the period of 1979 to 2020 were used to investigate the decadal variation of the 30~60-day boreal summer intraseasonal oscillation (BSISO1) over the Asian summer monsoon region and its influence on precipitation and temperature over eastern China. On the decadal timescale, BSISO1 is strong during the period of 1997~2008 (labeled as P1 episode), while the amplitude of BSISO1 is relatively weak during the period of 2009~2018 (labeled as P2 episode). During the P1 episode, BSISO1 has significant impacts on precipitation and temperature over the Yangtze-Huai River Basin (YHRB), but its influence over the southeast China is weak. However, the impact of BSISO1 on the precipitation and temperature over the YHRB is strongly weakened during the P2 episode; in contrast, its influences on precipitation and temperature over the southeast China become significant. During the P1 episode, BSISO1-related suppressed (active) convection anomalies propagate coherently from the equatorial western Pacific to the South China Sea–western North Pacific, inducing the vertical cell between the South China Sea and YHRB, leading to anomalous ascents (descents) and low-level moisture convergence (divergence) over the YHRB, thus favorable for intraseasonal positive (negative) rainfall anomalies and temperature decrease (increase) locally. Compared with P1, the seasonal-mean background humidity over the YHRB strongly weakens during the P2 episode, leading to decreased vertical transport of BSISO1-related circulation to seasonal-mean moisture, thus resulting in weaker intraseasonal fluctuations of rainfall over the YHRB. Note that the BSISO1-related suppressed (active) convection anomalies could shift further northward to the southeast China during the P2 episode, and the accompanied

descents (ascents) cause the negative (positive) rainfall anomalies locally. Meanwhile, the adiabatic heating (cooling) in association with the anomalous descents (ascents) results in the positive (negative) temperature anomalies over the southeast China. Therefore, the compound extreme events in terms of persistently heavy rainfall over the YHRB accompanied with persistently heat wave over southeast China is more likely to occur during the P2 episode.

Key word: atmospheric intraseasonal oscillation; decadal variation; simultaneous modulation

1. 引言

亚洲季风系统是全球最为强大的季风系统, 包括南亚季风和东亚季风两大子系统 (Tao and Chen, 1987)。全球约 60% 的人口生活在亚洲季风区, 季风活动异常引起的旱涝灾害以及泥石流等次生灾害会给社会经济发展造成重大损失。亚洲季风的变化具有多时空尺度的特征 (丁一汇和马鹤年, 1996; Webster et al., 1998; 吴国雄等, 2002)。其中, 季节内变化作为亚洲季风系统最重要的变率之一 (Hoyos and Webster, 2007), 显著影响着亚洲季风建立时间的迟早以及活跃期和间歇期的长短。

Madden and Julian (1971, 1972) 首先提出的 Madden Julian Oscillation (MJO) 主要活跃在北半球冬季, 以沿着赤道的纬向东传为主。在北半球夏季, 亚洲季风区的大气季节内振荡 (BSISO) 具有更加复杂的传播特征, 不仅存在赤道东传特征, 在季风区还存在显著的经向传播 (Wang and Rui, 1990; Zhang and Dong, 2004)。BSISO 存在两个显著的振荡周期, 分别为 30~60 天和 10~20 天 (e.g., Lawrence and Webster, 2002; Mao and Chan, 2005)。周期为 30~60 天的 BSISO 是一种具有显著斜压结构的传播性对流-环流耦合系统, 表现为沿着赤道的向东传播、印度季风区的向北/东北传播 (Annamalai and Sperber, 2005) 以及东亚/西北太平洋季风区的向北/西北传播 (Tsou et al., 2005; Mao et al., 2010)。BSISO 还存在显著的 10~20 天振荡特征 (等同于 10~25 天或 10~30 天)。这一类 BSISO 以西传或西北方向传播为主 (e.g., Chen and Chen, 1995; Mao and Chan, 2005; Zhou and Chan, 2005)。Lee 等 (2013) 对亚洲季风区 ($10^{\circ}\text{S}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$) 的向外长波辐射 (OLR) 和 850hPa 纬向风异常场进行多变量经验正交分解, 采用所得到的前四个模态很好地刻画了亚洲季风区 30~60 天和 10~20 天 BSISO 的活动特

征，进而采用对应的主成分分量分别定义了 30~60 天 BSISO 指数（BSISO1）和 10~20 天 BSISO 指数（BSISO2）。

BSISO 对亚洲地区的天气异常具有显著的调控作用（Jones, 2000; Barlow et al., 2005; Jones et al., 2004; Alvarez et al., 2016）。不同于 MJO 主要通过激发遥相关波列对热带以外地区的天气异常产生影响（Seo et al., 2016; Kim et al., 2020），BSISO 的经向分量可以直接传播至亚洲沿海以及部分陆地区域，调控当地的环流演变（Li et al., 2015; Chen and Zhai, 2017）。因此，BSISO 是亚洲夏季风次季节变率的重要来源，对夏季风的建立、季风的活跃与中断均有显著的影响（Wang and Xu, 1997; Zhu et al., 2003; Mao and Chan, 2005）。

BSISO 引起的显著环流异常还会进一步造成温度和降水的极端事件。Hsu 等（2016）指出 BSISO 主要通过控制水汽的辐合、辐散特征调制华南地区极端降水事件的发生：在 BSISO1 的第 2~4 位相（BSISO2 的第 5~7 位相）下，华南地区极端降水事件发生的概率显著增加。基于 1981~2007 年亚洲季风区高分辨率地表气温观测资料，Hsu 等（2017）进一步指出 BSISO 对热浪的发生也具有显著的调制作用。在 BSISO1 的第 7~8 位相，BSISO1 有关的活跃对流传播至西北太平洋区域，在其北侧激发出显著的抑制对流异常。该抑制对流进一步导致日本以及朝鲜半岛的下沉绝热增温和地表潜热增强，有利于局地热浪事件发生。在 BSISO2 的第 2~3 位相，印度次大陆受抑制对流控制，入射的短波辐射显著增加。在地表能量平衡下，造成地表向上的长波辐射和感热增加，使得近地面气温显著升高，引起热浪事件。而在 BSISO2 的第 8~1 位相，抑制对流异常传播至南海至日本南部，对应的低层反气旋性环流南侧的偏东风造成江淮流域显著的暖平流，进而引起热浪的发生。

在此基础上，Chen 和 Zhai（2017）进一步指出，BSISO 有关的环流异常可同时引发我国中东部地区的极端降水和高温事件。在 BSISO1 的第 2~4 位相，BSISO1 有关的环流异常在中国东部地区激发出一个次级垂直环流圈，其上升支位于江淮流域，下沉支位于华南地区。异常上升运动为江淮流域的极端降水发生提供了重要的动力条件。同时，华南地区显著的暖平流和下沉运动造成的绝热增温共同造成了极端高温事件的发生。BSISO2 的环流异常也对极端温度和降水有类似的同时调制作用，且范围较 BSISO1 更广。鉴于极端温度和降水同时发生的

复合型极端事件具有强致灾性，研究 BSISO 的显著调制作用可为此类复合型极端事件的延伸期预报提供了线索。

值得注意的是，BSISO 还具有显著的年代际变化，在 1998 年和 2008 年前后均发生了显著的年代际转折。Yamaura 和 Kajikawa (2017) 指出 BSISO1 的年代际变化受亚洲季风区夏季平均海温的影响。在 1998~2008 年 BSISO1 的活动增强期，热带印度洋的海温异常偏高，通过增强对流层低层的水汽辐合显著增强了局地的 BSISO1 强度。由于热带印度洋是 BSISO1 的主要起源地，该地区 BSISO1 强度的增强可进一步通过传播造成整个亚洲季风区 BSISO1 的增强 (Li and Mao, 2019)。而在 2009~2014 年 BSISO1 的活动减弱期，热带印度洋 BSISO1 的活动受到抑制，进而造成亚洲季风区 BSISO1 的减弱。上述 BSISO1 的年代际变化是否会进一步影响其对中国东部降水和温度的调制作用？BSISO1 对我国东部降水和温度的协同调制作用是否也存在相应的年代际差异？这些问题对于优化中国东部降水和降水同时多地的复合型极端事件的延伸期预报十分重要。鉴于 BSISO1 和 BSISO2 的生成和传播特征具有显著的差异，且在大多数年份，亚洲季风区 BSISO 以 30~60 天的 BSISO1 为主 (e.g., Lee et al., 2013)。因此，本文重点讨论 BSISO1 的年代际变化及其对中国东部降水和温度影响的年代际差异，BSISO2 的情况将在另一篇工作中阐述。

第 2 节介绍本文研究使用的资料与方法；第 3 节分析了 BSISO1 对中国东部降水和气温影响的年代际变化；第 4 节讨论了 BSISO1 对中国东部降水和温度调制机制的年代际差异。第 5 节给出了结论和讨论。

2. 资料与方法

2.1 资料

本文采用基于中国 2416 个气象台站的观测资料经过插值所得的 CN05.1 高分辨率 ($0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$) 逐日格点降水和温度数据 (Wu and Gao, 2013)。逐日 OLR 资料来源于 NOAA 基于高分辨率辐射探测仪的日平均 OLR 数据，其水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (Liebmann and Smith, 1996)。逐日的三维风场、相对湿度等大气要素来源于 NCEP/DOE AMIP-II 再分析数据集 (Kanamitsu et al., 2002)，其水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，垂直方向上为 17 层。上述资料的时间段均为 1979~2020 年。

2.2 方法

2.2.1 BSISO1 指数及相关异常信号提取

根据 Li 等（2015）的方法，本文通过以下三个步骤提取 BSISO 有关的季节内异常信号：（1）减去逐日气候态的平均值和前三个谐波；（2）减去逐日时间序列每个时刻前 120 天的平均值；（3）进行 10 天滑动平均。对亚洲季风区夏季（5~8 月）的 OLR 和 850hPa 纬向风季节内异常场进行多变量经验正交分解，采用所得到的前两个标准化主成分分量（PC1 和 PC2）定义 BSISO1 指数及其相关的 1~8 位相，并将 PC1 和 PC2 的均方根定义为 BSISO1 的强度指数（ $\sqrt{(PC1^2 + PC2^2)}$ ；Lee et al., 2013）。当 BSISO1 的强度大于 1 时，定义为强 BSISO1 事件。为了单独讨论 BSISO1 对降水和温度的影响，采用 PC1 和 PC2 对温度和降水的季节内异常信号进行二元线性回归。将所得的 BSISO1 有关的温度和降水异常关于强 BSISO1 事件进行位相合成。由于合成的变量经过了滤波处理，重新计算了每个格点时间序列的有效自由度（Bretherton et al., 1999），并采用 Student-t 检验方法来检验各异常变量合成场的统计显著性。

Mann-Kendall 检验（Berger, 1987）是一种不依赖于样本分布的检验方法，被广泛用于突变检验中。本研究通过对 UF_K 和 UB_K 统计量的计算，来寻找 BSISO1 强度的年代际突变点。

2.2.2 水汽方程与温度方程诊断

为了阐明 BSISO1 影响中国东部夏季降水的关键物理过程，采用方程（1）所示的水汽方程（Yanai et al., 1973）对江淮流域（28°N~35°N，105°E~122°E）进行了水汽收支诊断：

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)' = -(\vec{V} \cdot \nabla q)' - \left(\omega \frac{\partial q}{\partial p}\right)' - \left(\frac{Q_2}{L_c}\right)' \quad (1)$$

其中， \vec{V} 表示水平风速， ∇ 为水平梯度运算符， ω 代表 p 坐标下的垂直运动速度， q 代表比湿， Q_2 代表水汽源/汇， L_c 为凝结潜热加热系数。等号左侧为局地水汽变化项，等号右侧三项分别为水汽平流项，水汽垂直输送项以及水汽源/汇项。撇号表示上述水汽诊断方程各项关于 PC1 和 PC2 二元线性回归的、与

BSISO1 有关的季节内异常信号。其中，与 BSISO1 有关的季节内信号的提取方法详见 2.2.1。

同时还采用公式（2）对华南地区（22°N~28°N，105°E~122°E）的温度变化进行了诊断：

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)' = -(\bar{V} \cdot \nabla T)' + (\omega \sigma)' + \left(\frac{Q_1}{C_p}\right)' \quad (2)$$

式中， $\sigma = \frac{RT}{C_p p} - \frac{\partial T}{\partial p}$ 为静力稳定度， R 为理想气体常数， C_p 为等压比热， p 为压力， Q_1 为倒算法（Yanai et al., 1973）所得的大气视热源。等号左侧为局地温度变化项，等号右侧三项分别为温度平流项，温度垂直输送项以及非绝热加热项。撇号表示温度诊断方程各项关于 PC1 和 PC2 二元线性回归的、与 BSISO1 有关的季节内异常信号。

3. BSISO1 对中国东部降水和气温影响的年代际变化

将 1979~2020 年每年夏季的 BSISO1 强度指数进行平均，用以表征当年夏季 BSISO1 的平均强度（Yamaura and Kajikawa, 2017）。图 1 为 1979~2020 年 BSISO1 强度指数的标准化时间序列，可以看出 BSISO1 的强度不仅存在显著的年际变化，还表现出了显著的年代际变化。本文采用 BSISO1 强度指数标准化时间序列的前四个谐波之和来表征其年代际分量（Yamaura and Kajikawa, 2017），该分量在 1997 年之后出现了显著的年代际变化。其中，1997~2008 年为 BSISO1 年代际分量的正位相，说明该阶段 BSISO1 强度较强；而 2009~2018 年为年代际分量的负位相，表明该阶段 BSISO1 强度较弱。Mann-Kendall 检验结果显示，2008 年的突变通过了 5% 的显著性检验，说明该年代际位相转换是显著的。因此，我们将 1997~2008 年定义为 BSISO1 强度的年代际增强阶段（记为 P1 阶段），2009~2018 年定义为 BSISO1 强度的年代际减弱阶段（记为 P2 阶段），进一步对比 P1 和 P2 阶段 BSISO1 对中国东部温度和降水调制作用的差异。

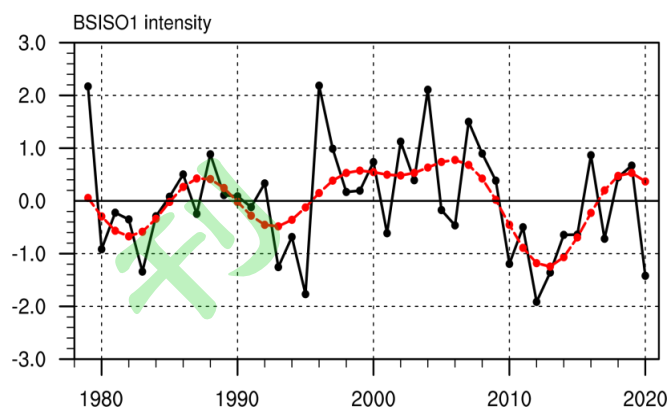


图 1 1979~2020 年 5~8 月 BSISO1 强度指数标准化时间序列（黑色点线）以及其年代际分量（红色点线）

Fig.1 Standardized time series of BSISO1 intensity (black dotted line) and its decadal component (red dotted line) during the summer (1st May to 31st August) of 1979 to 2020

图 2 给出了 P1 阶段中国东部地区降水和气温异常关于强 BSISO1 事件的位相合成图。可以发现 BSISO1 对江淮流域的降水具有显著的调控作用，局地降水随着 BSISO1 的位相演变呈现显著的振荡特征。位相 1 是江淮流域降水干-湿位相的转换阶段，大部分区域降水异常较弱，仅在江淮流域下游出现小范围的降水负异常（图 2a）。在位相 2（图 2b），长江至淮河流域的中下游开始出现显著的正异常降水，随着位相的演变，正异常降水在位相 3 进一步发展，范围扩大且中心强度超过 2.5mm day^{-1} （图 2c）。在此之后，江淮流域的正异常降水开始减弱，在位相 4，正降水异常中心移动到了安徽江苏一带（图 2d）。在位相 5，正降水异常仅出现在长江下游的小范围地区，且降水强度削弱至 0.5mm day^{-1} （图 2e），标志着降水从湿位相到干位相的转换。位相 6~8 的情况与位相 2~4 类似，但符号相反，表现为 BSISO1 影响下的江淮流域降水干位相演变过程。

随着 BSISO1 的位相演变，江淮流域的气温也存在显著的季节内振荡特征，中心变化幅度可达到 0.8°C 。江淮流域温度的季节内振荡特征基本与局地降水的季节内变化相反（图 2i~p）。在位相 2~4，江淮流域为降水湿位相，造成地表入射的短波辐射显著减弱，使得地表温度降低（图 2j~l）；在位相 6~8，江淮流域为降水干位相，有利于地表入射的短波辐射增强，因此，地表温度也显著升高（图 2n~p）。值得注意的是，在 P1 阶段，BSISO1 对华南地区降水和气温的调控均较弱，显著弱于 Chen 和 Zhai（2017）针对 1981~2010 年时段的结果。日最高气温位相合成的结果也与日平均气温的结果类似（图略），显示在 P1 阶段 BSISO1 对

华南地区温度的调控较弱。这说明在 P1 阶段，BSISO1 对江淮流域降水和华南地区温度的同时调控作用可能被切断了。

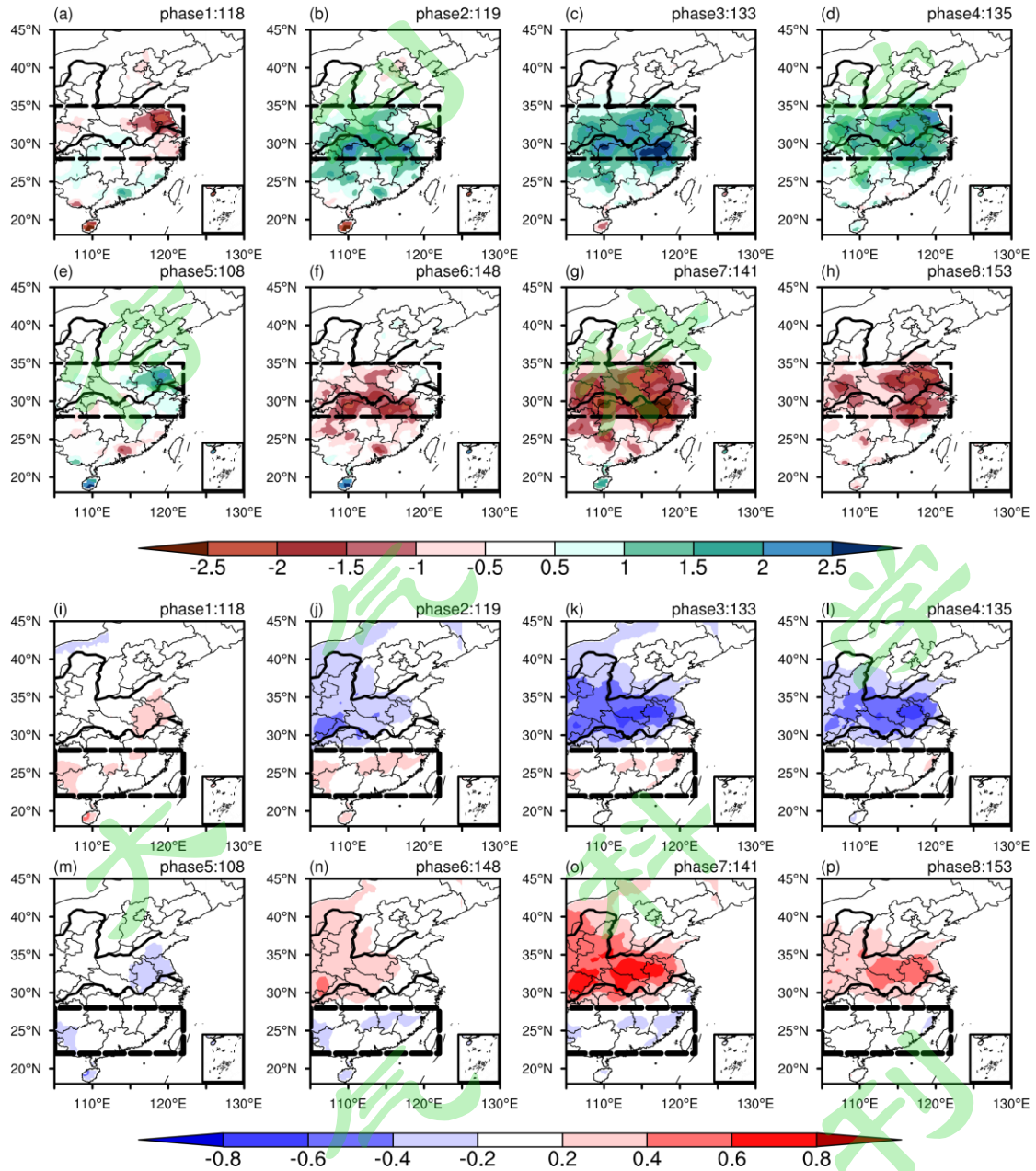


图 2 在 P1 阶段（1997~2008 年）季节内降水（a~h，填色，mm day⁻¹）和温度（i~p，填色，°C）异常关于强 BSISO1 事件 1~8 相位的合成。图中所显示的降水和温度异常均通过了 5% 的显著性检验，a~h 中的虚线矩形表示江淮流域（28°N~35°N，105°E~122°E），i~p 中的虚线矩形表示华南地区（22°N~28°N，105°E~122°E）。每张图右上角的数字表示用于该位相合成的天数

Fig. 2 Composite evolution of the intraseasonal precipitation (a~h, color scale, mm day⁻¹) and temperature (i~p, color scale, °C) anomalies against the phases 1~8 of strong BSISO1 events during the summer (1st May to 31st August) of P1 episode (1997-2008). Precipitation or temperature anomaly is only shown when it passes the 5% significance test. The rectangles in a~h represent the key locations of the middle to lower reaches of Yangtze-Huai Rivers, and those in i~p represent the

key locations of southeast China. The number on the right corner of each figure is the sample days used in the corresponding composite

在 P2 阶段, BSISO1 的强度显著减弱; 同时, 与 BSISO1 有关的季节内降水和温度演变也与 P1 阶段存在显著的差异 (图 3)。在 P2 阶段, 位相 1 (位相 5) 仍然为江淮流域降水由干到湿 (由湿到干) 的转换位相。在位相 2~4 (6~8), 江淮流域也出现了显著的正 (负) 降水异常, 说明 P2 阶段 BSISO1 对季节内降水异常的位相调制作用基本与 P1 阶段一致。然而, 江淮流域的季节内降水振荡幅度显著减弱、范围缩小, 主要集中在长江中下游地区; 而江淮流域的季节内温度变化较弱。值得注意的是, 在 P2 阶段, 华南地区的降水和温度出现了显著的季节内变化特征, 在位相 2~4 (6~8), 华南地区的降水显著减少 (升高), 而温度显著升高 (降低), 尤其是在湖南省部分地区, 最大升温 (降温) 幅度可达到 0.6°C 。由此可见, 在 P2 阶段, 在 BSISO1 的 2~4 位相下, 出现了江淮流域持续性降水增多, 华南地区持续性高温异常的同时多地季节内异常特征, 说明 BSISO1 在这一阶段对江淮流域的降水和华南地区的温度具有同时调制作用。

P1 和 P2 阶段的上述对比分析表明, BSISO1 对中国东部地区的温度和降水的调制作用确实存在显著的年代际变化。在 P1 阶段, BSISO1 对江淮流域的降水和温度具有显著的调制作用, 但对华南地区的影响较弱; 在 P2 阶段, BSISO1 对江淮流域的降水和华南地区的温度具有显著的同时调制作用, 可同时造成江淮流域的持续性降水增多 (减少) 和华南地区的持续性高温 (低温) 异常, 有利于进一步诱发江淮流域极端降水和华南地区极端高温同时发生的复合型极端事件 (Chen and Zhai, 2017)。

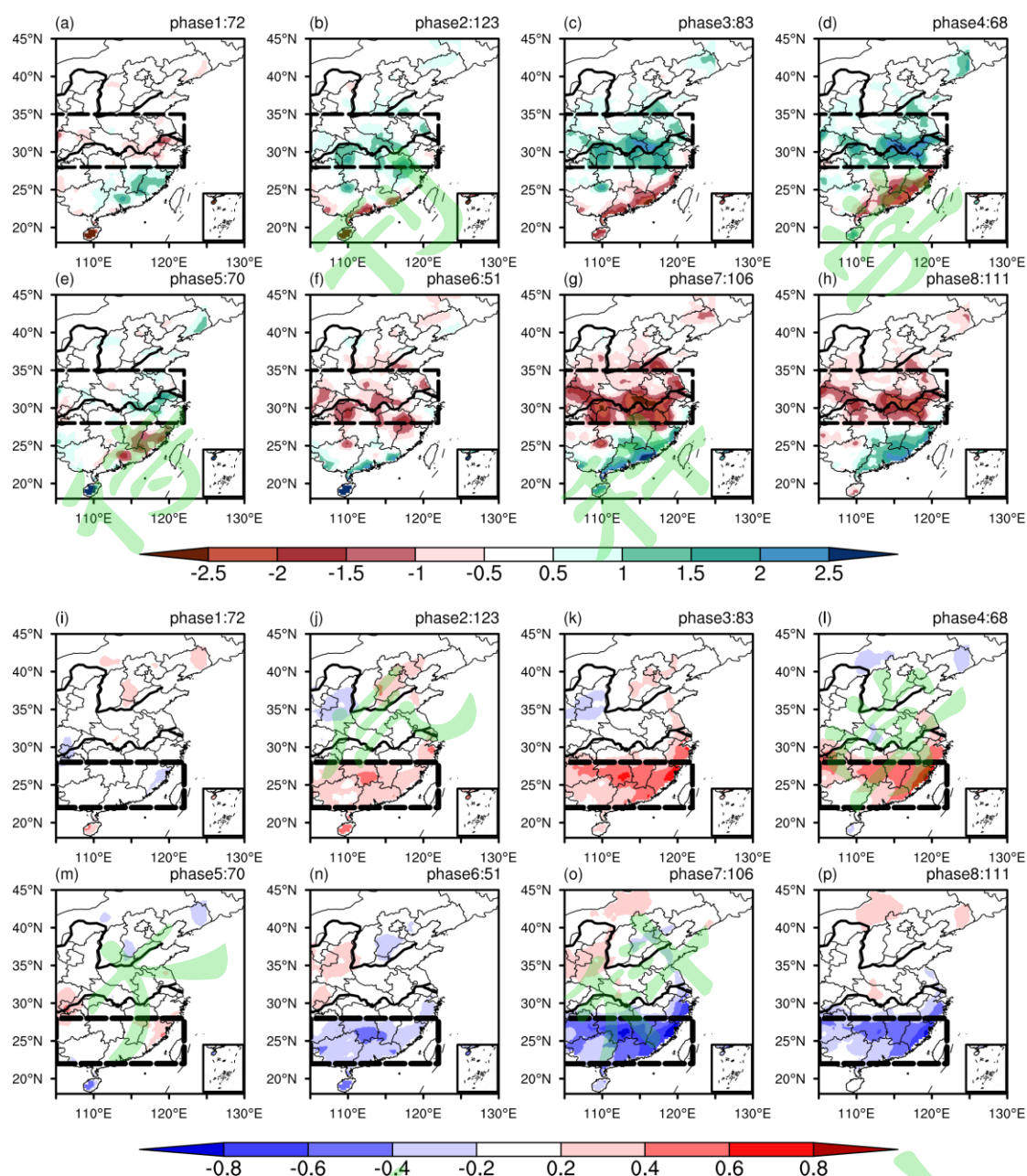


图 3 同图 2，但为 P2 阶段的情况

Fig. 3 Same as Fig. 2, but for the situation during the P2 (2009~2018) episode

4. BSISO1 对中国东部降水和气温调制机制的年代际变化

为了探究为何在 P1 和 P2 阶段，BSISO1 对中国东部温度和降水的影响存在上述年代际差异，本节对比了 P1 和 P2 阶段 BSISO1 有关的环流演变的差异。在 P1 阶段，异常活跃对流首次出现在赤道印度洋地区（位相 1，图 4a），在位相 2 局地显著加强之后（图 4b），随后在位相 3~4 向北传播至印度次大陆和孟加拉湾地区（图 4c 和 4d）。与此同时，异常活跃对流沿着赤道向东传播，在位相 3

控制海洋大陆区域（图 4c），至位相 4 向东进一步传播至赤道西太平洋区域（图 4d）。此后，西太平洋经度带的对流向西北方向依次传播至南海（位相 6，图 4f）以及西北太平洋区域（位相 7~8，图 4g~4h）。这一演变过程与过去关于 BSISO1 传播特征的研究结果基本一致（e.g., Annamalai and Slingo, 2001; Lee et al., 2013）。

在对流异常从赤道西太平洋传播至南海以及西北太平洋地区的过程中，对流异常有关的非绝热加热在其西北部激发出来的斜压性环流场对江淮流域降水的调控起到重要的作用（Li et al., 2015; Chen and Zhai, 2017）。在位相 2~4，南海-西北太平洋的抑制对流对应着显著的斜压散度，表现为显著的高层辐合以及低层辐散，造成局地强烈的下沉运动（图 4b~4d）。由于大气运动的连续性，南海-西北太平洋区域的低层辐散以及高层辐合通过补偿效应在江淮流域激发出显著的对流层低层辐合、高层辐散（图略），进而造成江淮流域的异常上升运动（图 4b~4d）。这一异常上升运动是造成江淮流域湿位相的关键动力条件。同时，对流层低层控制南海-西北太平洋的反气旋性环流西北侧的异常西南风加强了江淮流域的水汽输送（图 4b~4d），江淮流域的低层风场辐合以及异常上升运动有利于局地水汽辐合以及向上输送，为江淮流域湿位相的发生提供了有利的水汽条件。在江淮流域的降水湿位相（位相 2~4），地表入射的短波辐射显著减弱，使得地表温度降低（图 2j~2l）。位相 6~8 的环流特征与位相 2~4 相反，南海-西北太平洋受到活跃对流控制，在江淮流域激发出的异常下沉运动，以及被削弱的水汽输送使得降水异常减少（图 4f~4h），造成江淮流域的季节内降水干位相（图 2f~2h）；而加强的入射短波辐射使得近地面气温异常偏高（图 2n~2p）。

P2 阶段 BSISO1 的活动特征与 P1 阶段基本一致（图 5）；因此，在 P2 阶段，江淮流域的季节内降水和气温异常随 BSISO1 的位相变化与 P1 阶段基本一致，也表现为位相 2~4（位相 6~8），江淮流域降水异常偏多（少），气温异常偏低（高）（图 3）。值得注意的是，P2 阶段 BSISO1 引起的江淮流域季节内降水和气温振荡幅度均小于 P1 阶段，相关的物理原因将在后文给出。

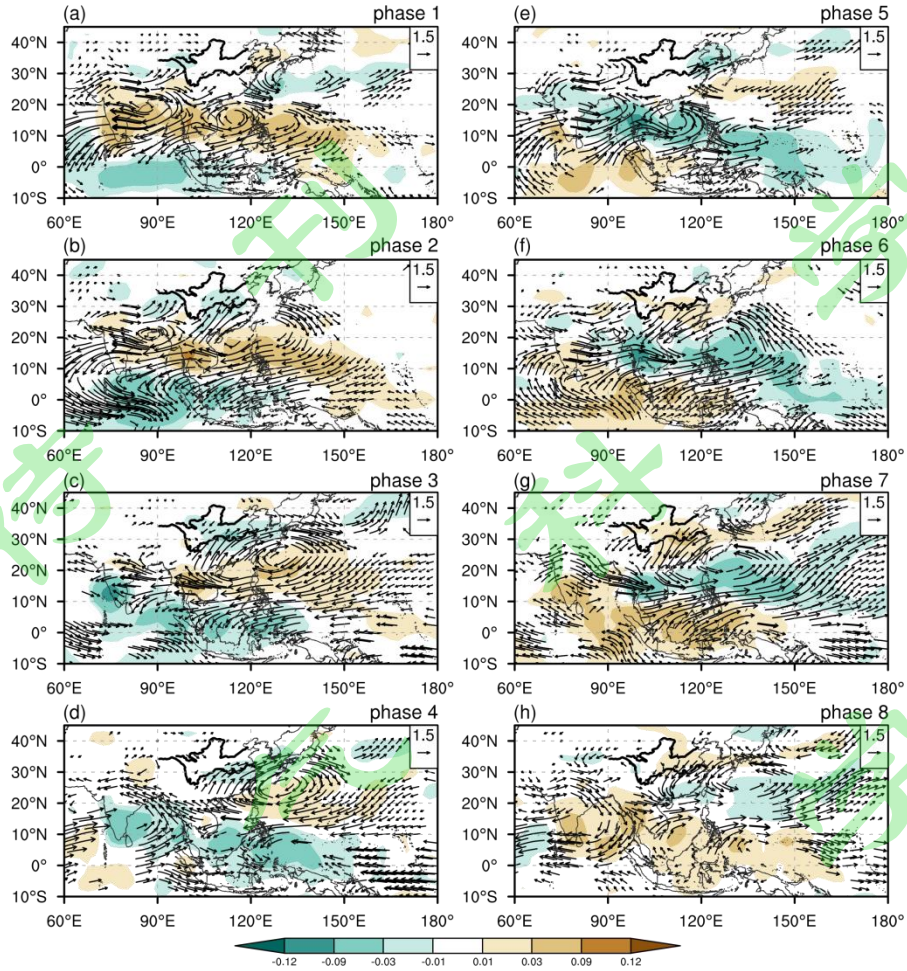


图 4 在 P1 阶段（1997~2008 年）季节内 500hPa 垂直运动（填色， Pa s^{-1} ）和 850hPa 水汽通量（矢量， s g kg^{-1} ）异常关于强 BSISO1 事件 1~8（a~h）相位的合成。图中所显示的垂直运动均通过了 5% 的显著性检验，矢量表示纬向或经向分量通过 5% 显著性检验的水汽通量。参考矢量在各图的右上角给出

Fig. 4 Composite evolution of the intraseasonal 500hPa vertical motion (color scale, Pa s^{-1}) and 850hPa moisture flux (vectors, s g kg^{-1}) anomalies against the phases 1~8 (a~h) of strong BSISO1 events during the summer (1st May to 31st August) of P1 episode (1997~2008). Only shown are the vertical motion and moisture flux anomalies statistically significant at the 5% significance level. The magnitude of the reference vector is provided at the top right of each figure

值得注意的是，BSISO1 有关的对流异常在西太平洋经度带的北传范围在 P2 阶段较 P1 阶段更为偏北（图 4 和图 5）。为了更清晰地对比 P1 和 P2 阶段 BSISO1 在西太平洋经度带的北传范围，我们以赤道西太平洋地区（5°S~5°N, 110°~140°E）区域平均的季节内 OLR 异常作为参考时间序列，分别给出了 P1 和 P2 阶段西太平洋经度带（110°~140°E）的 OLR 和 850hPa 纬向风异常与参考时间序列的超前-滞后相关系数的纬度-时间剖面图（图 6）。在 P1 阶段，BSISO1 有关的对流异常仅可从赤道西太平洋连贯地传播至南海-热带西太平洋区域，不可进一步北传

至华南地区，BSISO1 的北传范围被限制在 20°N 以南的区域（图 6a）。而在 P2 阶段，BSISO1 有关的对流异常在传播至南海–热带西太平洋区域之后，可进一步北传至华南地区（图 6b）。

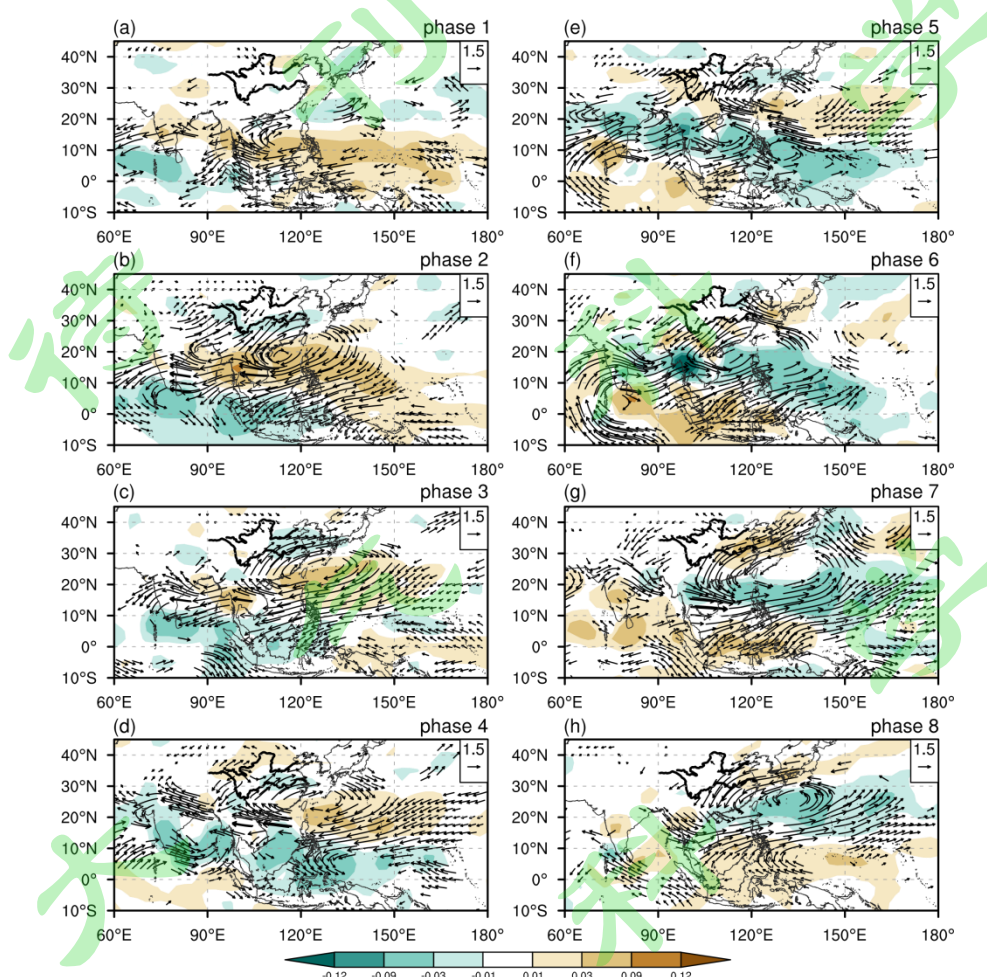


图 5 同图 4，但为 P2 阶段的情况

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for the situation during the P2 (2009~2018) episode

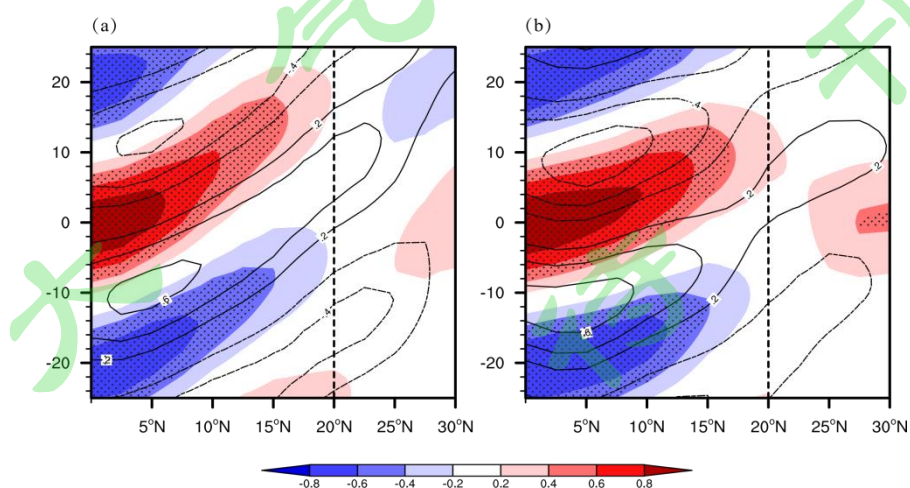


图 6 (a) P1 和 (b) P2 阶段 5~8 月西太平洋经度带 (110°~140°E) 季节内 OLR (填色) 和

850hPa 纬向风异常（等值线）关于赤道西太平洋（5°S~5°N, 110°~140°E）区域平均的 OLR 异常的超前-滞后相关系数的纬度-时间剖面图。其中，实线表示正相关，虚线表示负相关。打点的区域表示 OLR 的相关系数通过了 5% 的显著性检验

Fig. 6 Latitude-lag time cross-section of correlation coefficients for intraseasonal OLR (color scale) and 850hPa zonal wind (contour) anomalies along the western Pacific longitudes (110°~140°E) against the intraseasonal OLR anomalies area-averaged over the equatorial western Pacific region (5°S~5°N, 110°~140°E). The solid (dashed) lines indicate the positive (negative) correlations. The dotted area indicates that the correlation coefficient of OLR anomalies has passed the 5% significance test

在 P2 阶段的位相 2，来自赤道西太平洋的抑制对流传播至华南地区（图 5b），伴随着的下沉运动造成局地降水减少（图 3b），同时绝热增温使得华南地区的地表温度显著升高（图 3j）。在位相 3，随着抑制对流进一步北进（图 5c），华南地区的正温度异常强度显著增大，大部分区域超过了 0.4℃（图 3k）。在位相 4，抑制对流异常逐渐从南海向西北太平洋撤出（图 5d），华南地区的正温度异常中心也随之东移至沿海区域（图 3l）。相反地，在位相 6~8，在活跃对流异常的控制下，华南地区上升运动造成局地降水增多（图 3f~h），同时绝热冷却使得地表温度显著降低（图 3n~p）。然而，在 P1 阶段，由于 BSISO1 在西太平洋经度带的北传被限制在华南以南地区，华南地区的降水和温度受 BSISO1 的影响较弱。

为了进一步定量揭示在 P1 和 P2 阶段 BSISO1 对江淮流域降水调控的差异，图 7 给出了强 BSISO1 事件位相 2~4 发生时，江淮流域的季节内水汽诊断结果。在 P1 阶段，江淮流域的局地水汽变化主要决定于 BSISO1 异常环流有关的水汽垂直输送项，水汽水平输送项的贡献次之（图 7a）。在位相 2~4，控制南海-西北太平洋的低层反气旋性环流西北侧的异常西南风加强了江淮流域的水汽输送，南海-西北太平洋的抑制对流在江淮流域激发出来的异常上升运动进一步将水汽从边界层输送至对流层低层，从而为降水湿位相的发生提供了重要的水汽条件。在 P2 阶段，由于 BSISO1 有关的对流-环流耦合系统传播的位置更为偏北，对流层低层异常西南风对江淮流域水汽水平输送的加强作用更强，然而垂直输送项的作用显著弱于 P1 阶段。Hsu 和 Li（2012）的研究指出季节内水汽垂直输送项的强度主要取决于季节内环流和季节平均水汽的多尺度相互作用（ $-\omega' \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$ ）。虽然，在 P2 阶段，南海-西北太平洋的抑制对流强度以及激发出来的连接南海和江淮流域的次级垂直环流圈与 P1 阶段相当（图 4b~4d 和图 5b~5d）。然而，在 P2 阶

段，江淮流域季节平均的水汽显著弱于 P1 阶段（图 8）。因此，P2 阶段水汽垂直输送项的作用显著弱于 P1（图 7b），进而造成 P2 阶段 BSISO1 有关的水汽季节内变化强度弱于 P1 阶段，引起的正降水异常也较弱（图 2b~2d 和图 3b~3d）。

类似的，为了进一步认识 P1 和 P2 阶段 BSISO1 对华南地区温度调控的差异，我们也对华南地区 925hPa 的季节内气温异常进行了诊断（图 9）。华南地区温度的季节内变化主要决定于绝热加热项和非绝热冷却项，水平温度平流项的作用较弱。在 P1 阶段，由于 BSISO1 有关的抑制对流传播范围较为偏南，抑制对流对应的下沉运动对华南影响较弱，引起的绝热增温强度基本与非绝热冷却相互抵消。而在 P2 阶段，BSISO1 有关的抑制对流可传播至华南地区，造成的下沉绝热增温更强，超过了非绝热冷却项的作用，因而，引起了华南地区显著的正温度异常（图 3j~l）。

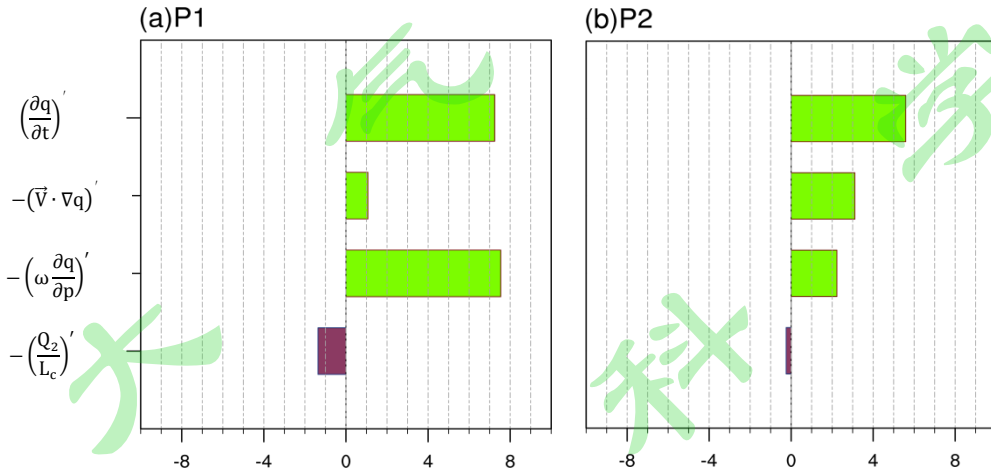


图 7 (a) P1 和 (b) P2 阶段 5~8 月强 BSISO1 事件位相 2~4 时江淮流域 ($28^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$) 850hPa 的季节内水汽诊断。从上到下的各项分别为局地水汽变化项 ($10^{-6}\text{ g kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$)、水汽平流输送项 ($10^{-6}\text{ g kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$)、水汽垂直输送项 ($10^{-6}\text{ g kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$) 和水汽局地源汇项 ($10^{-6}\text{ g kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$)

Fig. 7 Intraseasonal moisture budget at 850hPa over the Yangtze-Huai River Basin ($28^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$) in the phases 2~4 of strong BSISO1 events during the summer (1st May to 31st August) of (a) P1 and (b) P2 episodes. The terms listed are local moisture tendency ($10^{-6}\text{ g kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$), horizontal moisture advection ($10^{-6}\text{ g kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$), vertical moisture transport ($10^{-6}\text{ g kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$) and local moisture loss or gain due to the condensational heating process ($10^{-6}\text{ g kg}^{-1}\text{ s}^{-1}$), respectively

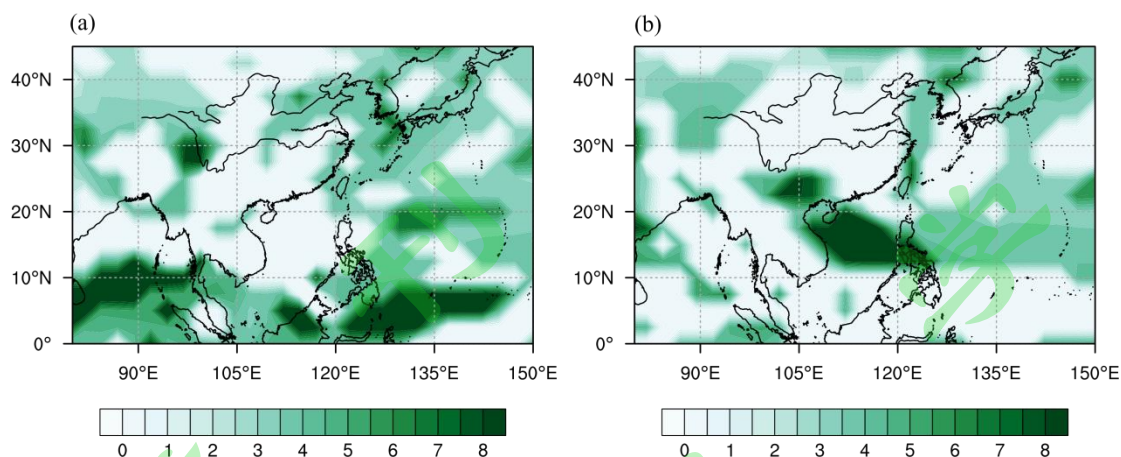


图 8 (a) P1 和 (b) P2 阶段对流层 1000hPa~300hPa 垂直积分的夏季 (5~8 月) 平均水汽 (填色, g m^{-2})

Fig. 8 Vertical integration of tropospheric moisture (color scale, g m^{-2}) from 1000hPa to 300hPa during the summer (1st May to 31st August) of (a) P1 and (b) P2 episodes

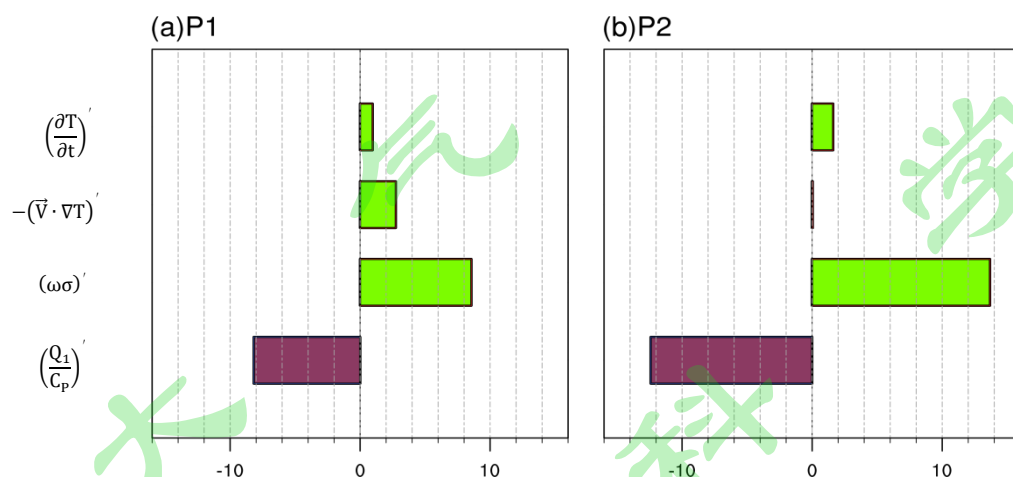


图 9 (a) P1 和 (b) P2 阶段 5~8 月强 BSISO1 事件位相 2~4 时华南地区 ($22^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$) 925hPa 的季节内温度诊断。从上到下的各项分别为局地温度变化项 (10^{-6} K s^{-1})、水平温度平流项 (10^{-6} K s^{-1})、绝热加热项 (10^{-6} K s^{-1}) 和非绝热加热项 (10^{-6} K s^{-1})

Fig. 9 Intraseasonal temperature budget at 925hPa over southeast China ($22^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$) in the phases 2~4 of strong BSISO1 events during the summer (1st May to 31st August) of (a) P1 and (b) P2 episodes. The terms listed are local temperature tendency (10^{-6} K s^{-1}), horizontal temperature advection (10^{-6} K s^{-1}), adiabatic heating (10^{-6} K s^{-1}) and diabatic heating (10^{-6} K s^{-1}), respectively

上述分析可知, BSISO1 在西太平洋经度带的北传是造成江淮流域和华南地区季节内降水和温度异常的关键。在 P1 和 P2 阶段, BSISO1 均在西太平洋经度带呈现出显著的北传特征, 因此, 对江淮流域的降水和温度均具有调控作用。BSISO1 有关的对流活动在西太平洋经度带的北传造成南海-西北太平洋交替地受到异常活跃对流和异常抑制对流的控制。南海-西北太平洋的异常抑制(活跃)对流伴随着显著的斜压散度, 通过补偿效应激发出一个连接南海和江淮流域的经

向垂直环流圈，引起江淮流域强烈的异常上升（下沉）运动和低层水汽辐合（辐散），造成降水的季节内异常增多（减少）；而降水的异常偏多（偏少）对应着云量的异常增加（减少），进一步造成地表入射的短波辐射显著减弱（增强），使得局地的地表温度降低（升高）。然而，BSISO1 在西太平洋经度带的北传范围在 P1 和 P2 阶段存在显著的差异。在 P1 阶段，BSISO1 的北传被限制在 20°N 以南，对华南地区降水和温度的影响较弱；在 P2 阶段，BSISO1 可从赤道西太平洋传播至华南地区，BSISO1 有关的活跃（抑制）对流异常造成华南地区的降水异常增加（较少），同时伴随着的显著上升（下沉）运动造成的绝热冷却（升温）使得华南地区的气温异常降低（升高）。由此可见，BSISO1 在西太平洋经度带北传范围的年代际差异是造成 BSISO1 对江淮流域降水和华南地区温度同时调制作用出现年代际差异的关键因素。

过去的研究指出 BSISO1 在西太平洋经度带的北传是东风切变机制和水汽对流反馈机制共同作用的结果（e.g., Jiang et al., 2004），为了进一步探究 P1 和 P2 阶段 BSISO1 北传差异的来源，图 10 给出了 P2 和 P1 阶段夏季平均的东风垂直风切变和对流层低层水汽（1000hPa~700hPa）的差值场。相对于 P1 阶段，南海地区对流层低层的水汽在 P2 阶段显著增强（图 10b），加强了 $105^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$ 经度带的季节平均水汽经向梯度，有利于 BSISO1 从赤道传播至 15°N 。同时在 P2 阶段华南地区的东风垂直切变也显著加强（图 10a），有利于 BSISO1 进一步从南海传播至华南地区。由此可见，在 P2 阶段东风切变机制和水汽对流反馈机制共同造成 BSISO1 有关的对流-环流耦合系统可向北传播至华南地区，进而同时调控华南地区的温度和江淮流域的降水。

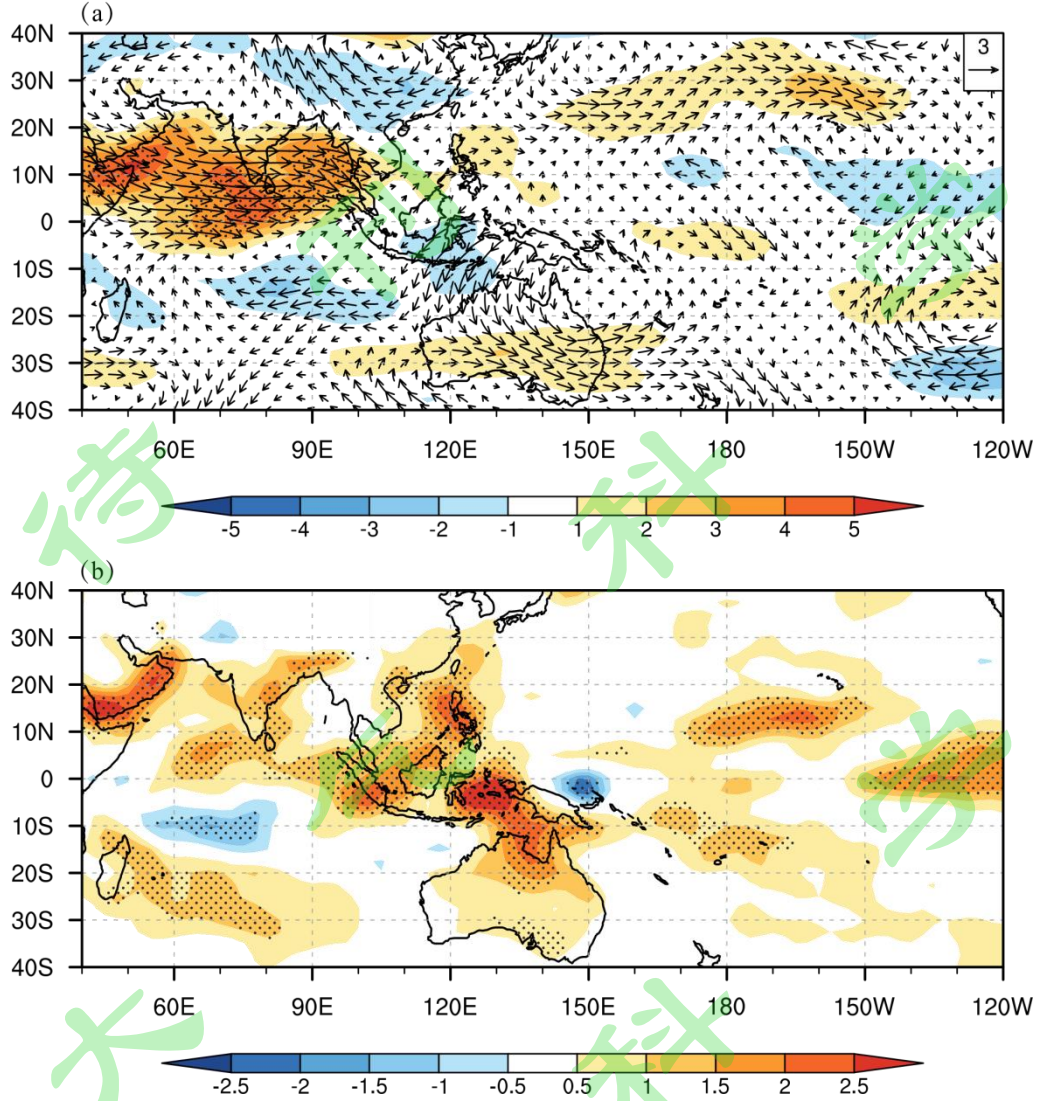


图 10 P2 与 P1 (P2-P1) 阶段夏季 (5~8 月) 季节平均的 (a) 纬向风垂直切变 (填色, m s^{-1}) 和 200hPa 风场 (矢量, m s^{-1}), (b) 对流层低层 (1000hPa~700hPa) 比湿垂直积分 (填色, g m^{-2}) 的差值场。其中, 纬向风垂直切变为 200 hPa 纬向风与 850 hPa 纬向风的差值。打点的区域表示所示差值场通过了 10% 的显著性检验

Fig. 10 Differences between the P2 and P1 episodes, in terms of boreal summer (1st May to 31st August) seasonal-mean (a) vertical wind shear (color scale, m s^{-1}) and 200hPa winds (vectors, m s^{-1}), (b) specific humidity (color scale, g m^{-2}) vertically integrated from 1000 and 700 hPa. The vertical wind shear is defined as the difference of zonal winds between 200hPa and 850hPa. Stippling indicates the region where the difference is statistically significant at the 10% significance level

5. 总结与讨论

BSISO1 是调控中国东部地区降水和气温季节内变化的重要系统。BSISO1 的强度和演变特征具有显著的年代际变化, 可进一步调制降水和温度的演变特

征。本文探讨了 BSISO1 的年代际变化及其对季节内降水和温度调制的年代际差异，得到以下主要结论：

(1) BSISO1 在 2008 年前后发生了显著的年代际变化，表现为 1997~2008 年 (P1 阶段) 为 BSISO1 的年代际增强阶段，而 2009~2018 年 (P2 阶段) 为 BSISO1 的年代际减弱阶段。BSISO1 对中国东部地区的温度和降水的调制作用也存在显著的年代际差异。在 P1 阶段，BSISO1 对江淮流域的降水和温度均具有显著的调制作用，而对华南地区的温度和降水的影响较弱；在 P2 阶段，BSISO1 对江淮流域的降水和气温的调控作用减弱，但对华南的降水和温度具有显著的调控作用。值得注意的是，在 P2 阶段，BSISO1 对江淮流域的降水和华南地区的温度具有显著的同时调制作用，位相 2~4 可造成江淮流域的持续性降水增多和华南地区的持续性高温异常，更容易出现江淮流域持续性强降水和华南地区持续高温热浪同时发生的复合型极端事件。

(2) 在 P1 和 P2 阶段，BSISO1 均在西太平洋经度带表现出显著的北传特征，造成南海-西北太平洋交替地受到异常活跃对流和异常抑制对流的控制。南海-西北太平洋的异常抑制（活跃）对流伴随着显著的斜压散度，通过补偿效应激发出一个连接南海和江淮流域的经向垂直环流圈，引起江淮流域强烈的异常上升（下沉）运动和低层水汽辐合（辐散），造成降水的季节内增多（减少），气温的季节内降低（升高）。因此，在 P1 和 P2 阶段，BSISO1 对江淮流域的降水和温度均有显著的调控作用。但在 P2 阶段，江淮流域季节平均的水汽显著弱于 P1 阶段，BSISO1 有关的水汽垂直输送减弱，造成江淮流域季节内降水强度减弱。

(3) BSISO1 在西太平洋经度带的北传范围在 P1 和 P2 阶段存在显著的差异。在 P1 阶段，BSISO1 在西太平洋经度带的北传被限制在 20°N 以南，对华南地区降水和温度的影响较弱；在 P2 阶段，BSISO1 可从赤道西太平洋传播至华南地区，BSISO1 有关的活跃（抑制）对流异常伴随着显著的上升（下沉）运动，造成局地降水增加（减少），同时绝热冷却（增温）作用使得华南地区出现季节内降温（升温）。

通过对夏季平均的纬向风垂直切变和对流层低层水汽的对比分析，我们发现在 P2 (P1) 阶段 BSISO1 相关的对流-环流耦合系统（不）可向北传播至华南地区可能是东风切变机制和水汽对流反馈机制共同作用造成的。在未来的工作

中，还有必要进一步通过数值试验考察东风切变机制和水汽对流反馈机制造成 P1 和 P2 阶段 BSISO1 北传差异的相对贡献。此外，过去的研究指出，海气相互作用也是 BSISO1 北传的重要原因（e.g., Roxy et al. 2012; Ren et al. 2013; Wang et al. 2018），海气相互作用对于 BSISO1 年代际差异的影响也需要进一步探讨。

参考文献（References）

- Alvarez M S, Vera C S, Kiladis G N, et al. 2016. Influence of the Madden Julian Oscillation on precipitation and surface air temperature in South America[J]. *Climate Dyn.*, 46(1-2): 245-262.
- Annamalai H, Slingo J M. 2001. Active/break cycles: Diagnosis of the intraseasonal variability of the Asian summer monsoon[J]. *Climate Dyn.*, 18: 85-102.
- 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. Aoms. Sci.*, 62(8): 2726-2748.
- Barlow, Mathew, Wheeler, et al. 2005. Modulation of Daily Precipitation over Southwest Asia by the Madden–Julian Oscillation.[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133(12): 3579-3594.
- Chen, Chang T, and Chen J M. 1995. An Observational Study of the South China Sea Monsoon during the 1979 Summer: Onset and Life Cycle[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 123(8): 2295-2318.
- Chen Y, Zhai P. 2017. Simultaneous modulations of precipitation and temperature extremes in Southern parts of China by the boreal summer intraseasonal oscillation[J]. *Climate Dyn.*, 49(9): 3363-3381.
- 丁一汇, 马鹤年. 1996. 东亚季风的研究现状[M]. 北京:气象出版社, 1–14. Ding Yihui, Ma Henian. 1996. Research status of East Asian Monsoon (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1-14.
- 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.
- Hsu P C, Lee J Y, Ha K J. 2016. Influence of boreal summer intraseasonal oscillation on rainfall extremes in southern China[J]. *International Journal of Climatology.*, 36(3): 1403-1412.
- Hsu P C, Lee J Y, Ha K J, et al. 2017. Influences of Boreal Summer Intraseasonal Oscillation on Heat Waves in Monsoon Asia[J]. *J. Climate.*, 30(18): 7191-7211.

- Hsu P C, Li T. 2012. Role of the boundary layer moisture asymmetry in causing the eastward propagation of the Madden–Julian oscillation[J]. *J. Climate.*, 25:4914-4931
- Jiang X, Li T, Wang B. 2004. Structures and mechanisms of the northward propagating boreal summer intraseasonal oscillation[J]. *J. Climate.*, 17(5):1022-1039.
- Jones, Charles. 2000. Occurrence of Extreme Precipitation Events in California and Relationships with the Madden–Julian Oscillation[J]. *J. Climate.*, 13(20): 3576-3587.
- Jones C, Waliser D E, Lau K M, et al. 2004. Global Occurrences of Extreme Precipitation and the Madden–Julian Oscillation: Observations and Predictability[J]. *J. Climate.*, 17(23): 4575-4589.
- Kanamitsu M, Kumar A, Juang HMH, et al. 2002. NCEP dynamical seasonal forecast system 2000[J]. *Bull.Amer.Meteor.Soc.*, 83:1019–1037.
- Kim H, Son S, Yoo C. 2020. QBO modulation of the MJO-related precipitation in East Asia[J]. *J. Geophys. Res.*, 125(4).
- Lawrence D M, Webster PJ. 2002. The boreal summer intraseasonal oscillation: Relationship between northward and eastward movement of convection[J]. *J. Atmos. Sci.*, 59: 1593-1606
- Lee J Y, Wang B, Wheeler M C, et al. 2013. Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region[J]. *Climate Dyn.*, 40: 493-509.
- Liebmann B, Smith CA. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset[J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 1275-1277.
- Li J, Mao J, Wu G. 2015. A case study of the impact of boreal summer intraseasonal oscillations on Yangtze rainfall[J]. *Climate Dyn.*, 44(9-10): 2683-2702.
- 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: 702-708.
- Madden R A , Julian P R.1972. Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40-50 Day Period[J]. *J. Atmos. Sci.*, 29(6): 1109-1123.
- Mao J, Johnny C L Chan. 2005. Intraseasonal Variability of the South China Sea Summer Monsoon[J]. *J. Climate.*, 18(13): 2388-2402.
- Mao J, Zhang S, Wu G. 2010. 20–50-day oscillation of summer Yangtze rainfall in response to

- intraseasonal variations in the subtropical high over the western north Pacific and South China Sea[J]. *Climate Dyn.*, 34: 747-761.
- Ren X, Yang X Q, and Sun X. 2013. Zonal oscillation of western Pacific subtropical high and subseasonal SST variations during Yangtze persistent heavy rainfall events[J]. *J. Climate.*, 26: 8929-8946.
- Roxy M, Tanimoto Y. 2012. Influence of sea surface temperature on the intraseasonal variability of the South China Sea summer monsoon[J]. *Climate Dyn.*, 39: 1209-1218.
- Seo K H, Lee JY, Frierson D M W. 2016. Unraveling the teleconnection mechanisms that induce wintertime temperature anomalies over the Northern Hemisphere continents in response to the MJO[J]. *J. Atmos. Sci.*, 73(9):3557-3571.
- Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M]//Chang C P, Krishnamurti T N. *Monsoon Meteorology*. Oxford, UK: Oxford University Press, 60-92.
- Tsou C, Hsu PC, Kau W, et al. 2005. Northward and northwestward propagation of 30-60 day oscillation in the tropical and extratropical Western North Pacific[J]. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 83(5): 711-726.
- Wang B, Rui H. 1990. Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies:1975-1985[J]. *Meteorol.Atmos.Phys.*, 44: 43-61.
- Wang B, Xu X. 1997. Northern Hemisphere Summer Monsoon Singularities and Climatological Intraseasonal Oscillation[J]. *J. Climate.*, 10(5):1071-1085.
- Wang T Y, Yang X Q, Fang J Bet, et al. 2018. Role of air-sea interaction in the 30-60-day boreal summer intraseasonal oscillation over the western North Pacific[J]. *J. Climate.*, 31:1653-1680.
- Webster P J, Magaña V O, Palmer T N, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction[J]. *J. Geophys. Res.*, 103(C7): 14451-14510.
- 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷, 等. 2002. 副热带高压形成和变异的动力学问题 [M]. 北京: 科学出版社, 314pp. Wu Guoxiong, Chou Jifan, Liu Yimin, et al. 2002. Dynamics of the Formation and Variation of Subtropical Anticyclones(in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 314pp.

- 吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比[J]. 地球物理学报, 56(4): 1102-1111. Wu J, Gao XJ. 2013, A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets[J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 56(4): 1102-1111.
- Yamaura T, Kajikawa Y. 2017. Decadal change in the boreal summer intraseasonal oscillation[J]. Climate Dyn., 48:3003-3014.
- Yanai MC, Esbensen, et al. 1973. Determination of Bulk Properties of Tropical Cloud Clusters from Large-Scale Heat and Moisture Budgets[J]. J. Atmos. Sci., 30(4): 611-627
- Zhang C D, Dong M. 2004. Seasonality in the Madden-Julian Oscillation[J]. J. Climate., 17(16): 169-3180.
- Zhou W, Chan J C L. 2010. Intraseasonal oscillations and the South China Sea summer monsoon onset[J]. International Journal of Climatology, 25(12): 1585-1609.
- Zhu C, W, Nakazawa T, et al. 2003. The 30–60 day intraseasonal oscillation over the western North Pacific Ocean and its impacts on summer flooding in China during 1998[J]. Geophys. Res. Lett., 30(18): 223-250.