

张净雯, 李建平, 李艳杰. 2015. 印度洋—西太平洋对流涛动的季节内特征 [J]. 大气科学, 39 (2): 221–234, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1403.13296.  
Zhang Jingwen, Li Jianping, Li Yanjie. 2015. Intraseasonal characteristics of the Indo–West Pacific Convection Oscillation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (1): 221–234.

## 印度洋—西太平洋对流涛动的季节内特征

张净雯<sup>1,2,3</sup> 李建平<sup>1,4</sup> 李艳杰<sup>1</sup>

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 成都市气象局, 成都 610072

4 北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院, 北京 1000875

**摘 要** 本文利用 30~60 天带通滤波资料, 考察了不同季节印度洋—西太平洋区域对流活动季节内尺度变率的主要模态, 发现在不同季节赤道东印度洋 (5°S~10°N, 70°E~100°E) 和西北太平洋 (5°N~20°N, 110°E~160°E) 对流活动均存在反相变化的关系, 将之称为季节内尺度的印度洋—西太平洋对流涛动 (Indo–West Pacific Convection Oscillation), 简称 IPCO。对 IPCO 两极子区域对流活动进行超前滞后相关分析, 发现 IPCO 事件形成—发展—消亡的生命周期是由对流活动季节内振荡及其传播造成的。对流扰动首先在赤道中西印度洋形成, 随后逐渐向东发展变强, 在其继续变强的过程中将分两支传播: 一支由赤道印度洋向北传播, 至印度半岛南部后逐渐减弱消失; 另一支沿赤道继续东传, 在海洋大陆受到抑制, 快速越过海洋大陆到达赤道西太平洋后又开始发展变强, 随后北传至西北太平洋区域逐渐减弱, 最终至我国长江流域中下游到日本区域消失。将这一过程划分为 8 个位相, 详细分析了不同位相对应的环流场和降水场特征, 最后给出了 IPCO 事件演化示意图。

**关键词** 30~60 天振荡 低频对流 偶极型 传播 印度洋—西太平洋

文章编号 1006-9895(2015)02-0221-14

中图分类号 P427

文献标识码 A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1403.13296

## Intraseasonal Characteristics of the Indo–West Pacific Convection Oscillation

ZHANG Jingwen<sup>1,2,3</sup>, LI Jianping<sup>1,4</sup>, and LI Yanjie<sup>1</sup>

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Meteorological Bureau of Chengdu city, Chengdu 610072

4 College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, Beijing 1000875

**Abstract** The principal modes of the intraseasonal variability over the Indo–West Pacific in different seasons are investigated using data filtered to retain the 30–60–day signal. A season-independent out-of-phase oscillation of convection over the Indo–West Pacific is the most clearly defined feature, with dipole centers over the equatorial eastern Indian Ocean (EEIO) (5°S–10°N, 70°E–100°E) and western North Pacific (WNP) (5°N–20°N, 110°E–160°E) regions. This is referred to as the intraseasonal Indo–West Pacific Convection Oscillation, or IPCO. Lead–lag correlation analysis of the convective activity between EEIO and WNP shows that the life cycle (formation–development–dissipation) of IPCO is

收稿日期 2013-10-30; 网络预出版日期 2014-03-25

资助项目 国家自然科学基金重点项目 41030961, 91437216, 国家自然科学基金青年基金项目 41205034

作者简介 张净雯, 女, 1988 年出生, 硕士, 主要从事季节内振荡的研究。E-mail: zhangjingwen1108@hotmail.com

通讯作者 李建平, E-mail: ljpbnu@bnu.edu.cn

driven by the behavior of the intraseasonal oscillation (ISO). The low-frequency convection anomaly first appears over the equatorial western central Indian Ocean. It intensifies and propagates eastward, splitting into two branches. One branch splits from the equatorial Indian Ocean northward to the south of the Indian Peninsula. The other splits eastward along the equator, which is suppressed over the maritime continent, re-amplified over the western Pacific, turns northward to the western North Pacific, and dissipates near the region lying between the middle and lower reaches of the Yangtze River and Japan. This process is divided into eight phases, and the circulation and precipitation characteristics of each phase are obtained; In conclusion, a schematic showing the IPCO event's life cycle is presented.

**Keywords** 30–60-day oscillation, Low-frequency convection, Dipole, Propagation, Indo–West Pacific

## 1 引言

热带大气 30~60 天季节内振荡 (ISO) 对热带乃至全球长期天气变化及短期气候异常有重要作用, 自上世纪被发现以来 (Madden and Julian, 1971, 1972) 对该方面的研究已成为气候变化领域的一个重要前沿课题。ISO 和厄尔尼诺—南方涛动 (ENSO) 存在相互作用 (Lau and Chan, 1988; Lau and Shen, 1988; 李崇银和周亚萍, 1994), 与亚洲夏季风有密切关系 (李汀和琚建华, 2013)。夏季风爆发前低纬地区的 ISO 活动存在显著加强 (李崇银等, 2003; 李崇银, 2004; 温之平等, 2006), 而对流活动活跃年季风爆发偏早 (Kajikawa and Yasunari, 2005)。热带 ISO 活动异常对我国区域气候 (肖子牛和温敏, 1999; 葛旭阳等, 2000; 章丽娜等, 2011; 马宁等, 2011) 和极端事件 (Lü et al., 2012) 也有重要影响。印度洋—西太平洋区域是影响我国短期气候异常的关键区域, 对该区域大气季节内振荡的研究对于揭示我国短期气候变化规律具有重要的科学意义。

许多学者的研究揭示了热带 ISO 活动的一些传播特征。在北半球的冬半年, 对流扰动主要表现为由热带印度洋持续向东的传播, Madden and Julian (1972, 1994) 认为这种东传扰动在到达热带东太平洋后将逐渐减弱消失。Lau and Chan (1985) 分析得到了扰动沿赤道印度洋—西太平洋东传的速度为  $4\sim 5\text{ m s}^{-1}$ , 并指出在印度尼西亚东部和赤道中太平洋区域分别存在扰动传播的抑制及扰动强度的增强。Weickmann and Khalsa (1990) 选择 1981 年 11~12 月的一次强 ISO 进行研究, 发现扰动在赤道印度洋—西太平洋区域的东传还伴随着暖池外区域 150 hPa 速度势的快速东传。而 Zhu and Wang (1993) 的研究表明, 东传过程中, 扰动在赤道印度洋有所加强, 当快速越过海洋大陆时减弱或消失, 在南太平洋辐合带又重新发展变强。在北半

球的夏半年, 对流扰动除存在由赤道印度洋到西太平洋的东传外 (Lau and Chan, 1986; Lawrence and Webster, 2002), 还存在明显的经向传播。Yasunari (1979, 1980) 指出在整个亚洲季风区存在扰动由赤道向北至中纬度的传播, 且扰动的北传在印度洋区域最为显著, 而在非洲及中太平洋区域有扰动的南传。Krishnamurti and Subramanian (1982) 得到了扰动由赤道向北传播至喜马拉雅山脉消失的速度为 0.75 度/天。Zhu and Wang (1993) 将北半球夏半年的 ISO 活动划分成了西部及东部两个系统, 分别为扰动在印度季风区向北和向东北方向的传播 (Lau and Chan, 1986) 及扰动在西北太平洋—东亚季风区向北和向西北方向的传播 (Kajikawa and Yasunari, 2005)。Wanget al. (2006) 给出了亚洲区域热带降水异常的准 30 天振荡演化示意图, 揭示了对流扰动在热带印度洋生成, 沿赤道东传, 形成一个西北—东南倾斜, 最终向东北传播至西北太平洋地区的演化过程。但在赤道以外的热带, 尤其是副热带地区, 存在明显的 ISO 西传 (Chen et al., 1988), 并发现即使在赤道地区, 也存在 ISO 的西传 (Li and Wu, 1990)。综合考虑北半球夏半年及冬半年 ISO 的东传, Wheeler and Hendon (2004) 建立了不依赖于季节的实时多变量 Madden 和 Julian 振荡 (MJO) 指数, 用以表征 ISO 的东传情况。Lau and Chan (1985, 1986) 利用 7 年的向外长波辐射 (OLR) 逐日资料分别讨论了北半球夏半年和冬半年热带 ISO 的基本特征, 并在不同的季节各得到了一个反相变化的对流涛动: 夏半年, 扰动中心分别位于赤道印度洋和热带西太平洋; 冬半年, 扰动中心分别位于海洋大陆和赤道中太平洋。Zhu and Wang (1993) 也提出在热带印度洋—西太平洋区域存在反相变化的 30~60 天对流涛动, 着重强调了西太平洋对流扰动中心随季节的南北移动 [北半球夏半年, 扰动中心位于菲律宾海; 北半球冬半年, 扰动中心位于南太平洋辐合带 (SPCZ)],

并将这种对流涛动分成正、负位相分别讨论了不同位相下对流活动的基本特征。最近有研究发现，这种热带印度洋—西太平洋反相变化的对流涛动不仅在季节内尺度存在，在年际尺度上也有显著信号，只是扰动中心的位置略有差异，Li et al. (2013) 将其称为印度洋—太平洋对流涛动 (Indo–Pacific Convection Oscillation)，简称 IPCO。

关于印度洋—西太平洋区域 ISO 的研究，前人所用的资料长度都比较短，针对不同季节分别讨论 (Lau and Chan, 1985, 1986; Zhu and Wang, 1993; Lee et al., 2012)，时间连续性不好。已有的研究结论主要强调了不同季节对流涛动的明显区别却忽视了不同季节对流涛动的共同特征，所得偶极型的中心区域在夏半年和冬半年存在显著差异，不利于全年时期内统一的对流涛动的分析研究。虽然已有学者将这种对流涛动划分成不同位相进行讨论 (Zhu and Wang, 1993)，但该种位相划分不能反映出不同位相对流扰动随时间的演化过程。因此，本文将选择更长时间长度的资料，试图解决如下几个问题：在 30~60 天季节内尺度上，印度洋—西太平洋区域 ISO 的反相变化在不同季节是否存在某种共同特征？若存在，该对流涛动是如何发展形成的？各要素场随位相的空间演化又如何？

## 2 资料与方法

### 2.1 资料

本文是基于 1979~2008 年 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) 的对外长波辐射 (简称 OLR) 逐日资料、NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) 的水平风场、位势高度、垂直速度等再分析全球逐日资料、全球候平均的 CMAP (NOAA NCEP Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation) 降水、以及 1999~2008 年 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 的高分辨率降水逐日资料分析的。其中 OLR、NCEP/NCAR 再分析资料以及 CMAP 降水资料的水平分辨率为  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  (纬度  $\times$  经度)，TRMM 降水资料的水平分辨率为  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$  (纬度  $\times$  经度)，NCEP/NCAR 再分析资料的垂直分辨率为 17 个等压面层。为反映扰动场的发展演化，本研究所用的上述资料都去除了年循环。

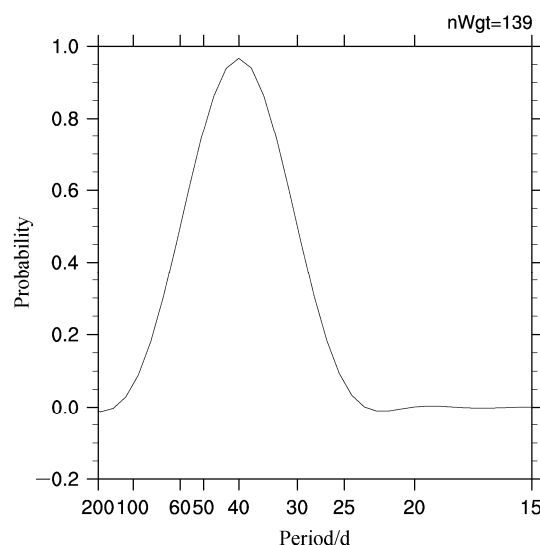


图 2 利用 Lanczos 滤波器进行 30~60 天带通滤波的响应函数 (权重数为 139)。横坐标表示波动周期，纵坐标表示通过概率  
Fig. 2 The response function of the 30–60-day bandpass Lanczos filter (weighting factor 139). The graph's horizontal axis represents the fluctuation cycle, and the vertical axis represents the probability of filtered signal

### 2.2 方法

利用功率谱分析 (Bloomfield, 2004) 的方法得到了热带印度洋—西太平洋区域 ( $30^{\circ}\text{S} \sim 30^{\circ}\text{N}$ ,  $30^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{W}$ ) 1979~2008 年逐日 OLR 异常及逐候降水异常的振荡周期，最大谱峰在 30~60 天周期 (图 1，见文后彩图)。利用 Lanczos 滤波器对各要素场进行 30~60 天的带通滤波，响应函数如图 2 所示，可以看到 30~60 天以外频段的信号基本去除。之后，对滤波后的 OLR 及 CMAP 降水异常进行经验正交函数分解 (EOF) 和遥相关分析 (Wallace and Gutzler, 1981) 得到热带印度洋—西太平洋区域季节内尺度变率的主要模态。进一步使用了超前滞后相关、单点相关分析以及合成分析等方法研究了对流扰动的传播过程及伴随的大气环流异常。由于文中所用资料为 30~60 天滤波处理后的逐日/逐候数据，有很大的自相关，因此所用相关系数的统计检验为有效自由度的  $t$  检验方法 (Davis, 1976; Chen, 1982)。

## 3 季节内尺度的印度洋—西太平洋对流涛动 (IPCO)

为了考察热带印度洋—西太平洋区域季节内振荡时空变率特征，分别对北半球夏半年 (5~10 月)、冬半年 (11~4 月) 滤波后的 OLR 异常进行

EOF 和遥相关分析。夏半年, EOF 第一模态(图 3a, 见文后彩图)主要特征为赤道印度洋和西北太平洋区域对流活动异常的反相变化, 这与前人的研究结论一致(Zhu and Wang, 1993; Lee et al., 2012)。冬半年, EOF 第一模态(图 3b, 见文后彩图)表现为赤道印度洋和西北太平洋—南太平洋辐合带(SPCZ)区域对流活动异常的反相变化。遥相关分析结果(图 4)进一步验证了 EOF 分析结果。前人研究(Zhu and Wang, 1993)只关注了冬半年赤道印度洋与 SPCZ 区域对流活动异常的反相变化, 忽略了同时的赤道印度洋与西北太平洋区域的对流涛动, 而这一对流涛动在夏半年也存在。因此, 综合考虑夏半年和冬半年对流扰动的变化特征, 可得到一个不依赖于季节存在的对流涛动偶极型, 偶极中心分别位于赤道东印度洋(EEIO;  $5^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ )和西北太平洋(WNP;  $5^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$ )。EEIO 和 WNP 区域的 OLR 异常在冬、夏半年均存在显著的负相关关系, 相关系数的绝对值可达 0.3 以上, 通过了 99% 的显著性检验(图 4), 即当 EEIO 区域对流活动增强时, WNP 区域对流活动受到抑制; 当 EEIO 区域对流活动受抑制时, WNP 区域对流活动异常活跃。表 1 为 1979~2008 年 EEIO、WNP 区域平均的 OLR 异常在不同季节的相关关系, 可以看到, 两个区域对流活动异常的反相变化在各个季节均显著存在, 将其称为季节内尺度的 IPCO。以上研究表明, 季节内尺度的 IPCO 是一个贯穿全年的偶极振荡型, 但在不同的季节, 偶极振荡的强度存在差异, 表现为冬季最强、春季最弱, 冬半年强而夏半年弱的季节特征, 这种季节差异可能是由夏半年复杂的外源强迫对 IPCO 的削弱作用造成的, 具体的影响机制有待进一步分析研究。后面对 IPCO 的研究, 将不再分季节讨论, 都是基于全年时间序列来进行的。此外, 遥相关分析还得到了在夏半年存在的马来西亚—西北太平洋(MY-WNP)偶极型和冬半年存在的赤道印度洋—赤道西太平洋(EIO-EWP)偶极型。图 5 为 1979~2008 年逐候降水异常的遥相关分析。由图可知, 在印度洋—西太平洋区域降水场上也存在一个不依

赖于季节的偶极型, 中心区域分别为 EEIO 和 WNP, 与 OLR 场所得结论一致。

#### 4 印度洋—西太平洋 30~60 天对流振荡的传播特征

为了考察 IPCO 两中心区域对流扰动的关系, 对 EEIO 和 WNP 区域平均的 30~60 天滤波的 OLR 异常的标准化序列(记为  $I_{\text{EEIO}}$  和  $I_{\text{WNP}}$ )做超前滞后相关分析(图 6)。EEIO 区域的对流扰动超前 WNP 区域 17 天有最大正相关, 相关系数为 0.37, 通过了 99% 的显著性检验, 表明 WNP 区域的对流扰动与前期 EEIO 区域的对流扰动有关。随着滞后时间的缩短, WNP 区域对流扰动与相应时期的 EEIO 区域对流扰动的关系由正相关转变为负相关, 至同期时, 相关系数达 -0.3 左右, 而最大负相关出现在 EEIO 区域对流扰动滞后 WNP 区域扰动约 5 天时, 相关系数为 -0.40, 通过了 99% 的显著性检验, 表明两中心区域对流扰动并非在同期达到最大反相变化, 存在明显的超前滞后关系, 这与 Lau and Chan (1985, 1986) 所得两中心区域对流扰动无明显超前滞后关系的结论有所差异。分别对夏半年和冬半年序列做上述分析(图略), 同样可得两区域对流扰动存在与全年一致超前滞后关系。

为进一步考察 EEIO 和 WNP 区域对流活动的超前滞后关系, 以  $I_{\text{WNP}}$  为参考, 选取滞后时间 LAG 为 -10~30 天, 每隔 5 天做 OLR 异常场和参考序列的相关分析。由图 7 可见对流扰动在赤道中西印度洋区域产生(LAG=-5), 随之向北向东扩展(LAG=0, 5), 形成一定强度和范围, 与 WNP 区域的反相信号构成 IPCO。LAG=10 天时, 正相关区域进一步减小, 负相关中心位于印度半岛南部, 负相关区域向东南方向延伸到海洋大陆地区。5 天后负相关中心转移到海洋大陆以东的赤道西太平洋地区, 同时在赤道印度洋出现正相关。之后负值中心向北移到菲律宾群岛附近的西北太平洋区域, 而正值中心增强, 范围扩展至整个赤道印度洋(LAG=20, 25), IPCO 位相发生转变, 形态清晰可见。滞后时间为 10~25 天的情况与 -10~5 天有

表 1 1979~2008 年不同季节  $I_{\text{EEIO}}$  和  $I_{\text{WNP}}$  相关关系

Table 1 Correlations between  $I_{\text{EEIO}}$  and  $I_{\text{WNP}}$  in different seasons from 1979 to 2008

	春季	夏季	秋季	冬季	5~10 月	11~4 月	全年
相关系数	-0.19***	-0.27***	-0.38***	-0.45***	-0.29***	-0.35***	-0.31***

\*\*\*表示通过了 99% 的显著性检验。

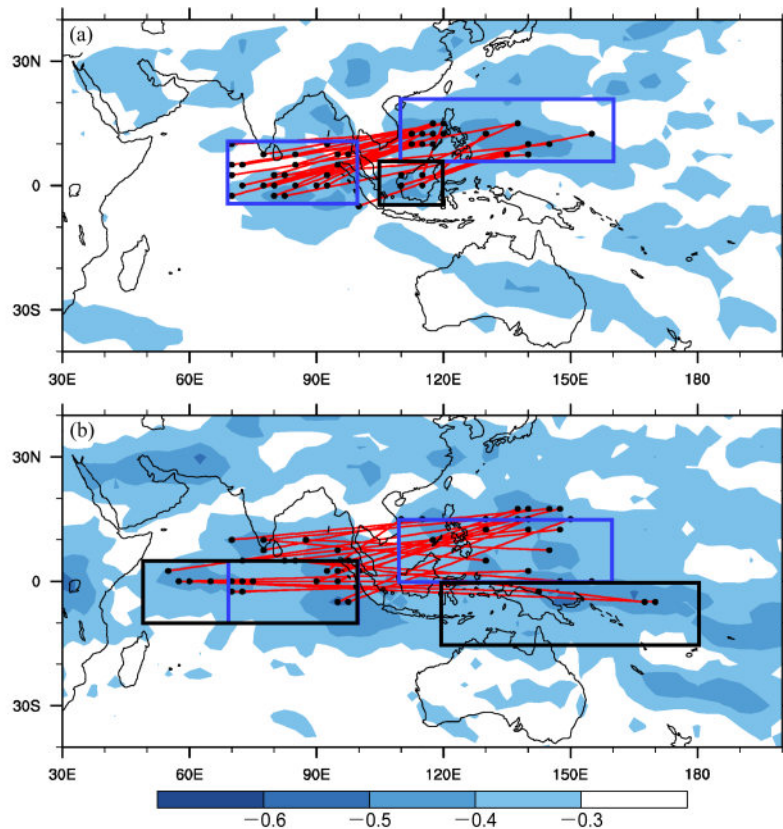


图4 1979~2008年北半球(a)夏半年、(b)冬半年30~60天滤波的逐日OLR异常的遥相关分析。图中阴影表示相关系数小于-0.3的强负相关区域，红色实线连接了显著负相关区域中的参考点(实心点)和其最大负相关点(黑色实线框内的实心点)，蓝色矩形分别表示赤道东印度洋EEIO(5°S~10°N, 70°E~100°E)和西北太平洋WNP(5°N~20°N, 110°E~160°E)区域，(a)中黑色矩形表示马来西亚MY(5°S~5°N, 105°E~120°E)区域，(b)中黑色矩形分别代表赤道印度洋EIO(5°S~10°N, 50°E~100°E)和赤道西太平洋EWP(10°S~5°N, 120°E~180°E)区域

Fig. 4 Teleconnectivity map of the 30–60-day filtered daily OLR field anomalies from 1979 to 2008 in (a) boreal summer, and (b) winter. Only regions with the strongest negative correlation coefficients ( $<-0.3$ ) are shaded. The red solid lines connect selected points (black solid circles) with that (squares) which exhibit the strongest negative correlation on their one-point correlation maps. The blue boxes denote the EEIO (5°S–10°N, 70°E–100°E) and WNP (5°N–20°N, 110°E–160°E), and the black boxes indicate (a) the MY (5°S–5°N, 105°E–120°E), and (b) the EIO (5°S–10°N, 50°E–100°E) and EWP (10°S–5°N, 120°E–180°E)

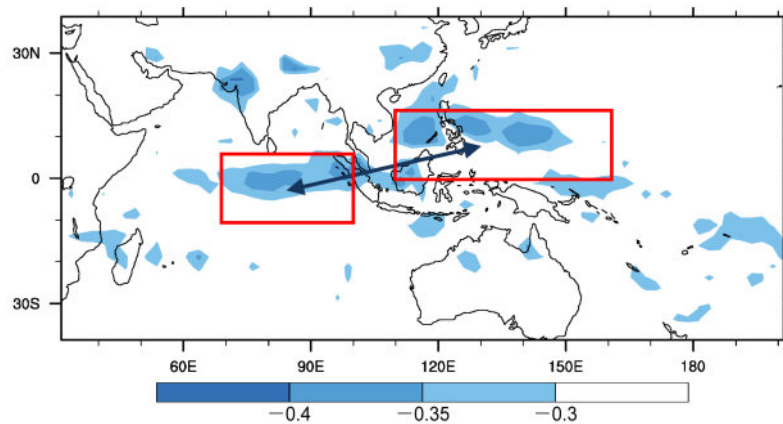


图5 1979~2008年30~60天滤波的逐候降水异常的遥相关分析，图中阴影表示相关系数小于-0.3的强负相关区域，红色矩形分别表示赤道东印度洋EEIO和西北太平洋WNP区域

Fig. 5 Teleconnectivity map of the 30–60-day filtered pentad precipitation anomaly from 1979 to 2008. Only regions with the strongest negative correlation coefficients ( $<-0.3$ ) are shaded. Red boxes indicate the EEIO and WNP regions



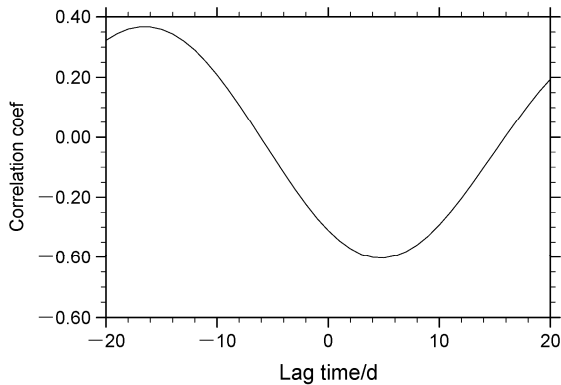


图6 1979~2008年EEIO和WNP区域平均的30~60天滤波的OLR异常  $I_{EEIO}$  和  $I_{WNP}$  的超前滞后相关关系 (LAG为滞后时间, LAG<0时,  $I_{EEIO}$  超前  $I_{WNP}$ ; LAG>0时,  $I_{WNP}$  超前  $I_{EEIO}$ )

Fig. 6 Lead-lag correlations between the area-averaged 30-60-day filtered OLR anomalies over the EEIO and the WNP from 1979 to 2008 (LAG<0:  $I_{EEIO}$  leads  $I_{WNP}$ ; LAG>0:  $I_{WNP}$  leads  $I_{EEIO}$ )

相似的空间分布型,只是符号相反,表明在一次对流异常发生半个周期后,有符号相反的对流异常开始产生。这一位相差有利于 IPCO 的形成。由以上分析可见,LAG为-10到30天的过程可以描述对流异常产生—发展—传播—消亡的过程,进而描绘出了 IPCO 形成和位相转变的途径。此外,自我国长江流域中下游向东到日本地区有异常信号伴随 IPCO 出现 (LAG=0、5、20、25),这实际是季节内尺度的亚印太 (IAP) 遥相关型 (李建平等, 2011) 在 OLR 场的反映。

为了更直观地表现季节内尺度赤道中西印度洋区域对流扰动的传播特征,沿图7中红色和绿色实线所示路径,做  $I_{WNP}$  和 OLR 异常场超前一滞后相关系数的经纬度—时间剖面图 (图8)。由图8a清楚可见,对流扰动由赤道印度洋向北至印度半岛的传播,速度约为  $2 \text{ m s}^{-1}$ 。图8b则表现出了赤道印度洋对流扰动向东向北至西北太平洋的传播。扰动由赤道印度洋先东传到海洋大陆,速度约为  $6 \text{ m s}^{-1}$ ,之后快速传播至赤道西太平洋,速度约为  $10 \text{ m s}^{-1}$ ,再以  $1.5 \text{ m s}^{-1}$  的速度北传至西北太平洋。

## 5 IPCO 事件的定义及其位相划分

Li et al. (2013) 研究的 IPCO 是北半球夏季的一个准定常模态,通过本文研究表明,季节内尺度上, IPCO 的形成及位相转变是由 ISO 及其从一极传播至另一极造成。为了更深入的研究,这里定义对流扰动异常由赤道中西印度洋产生,而后东传北

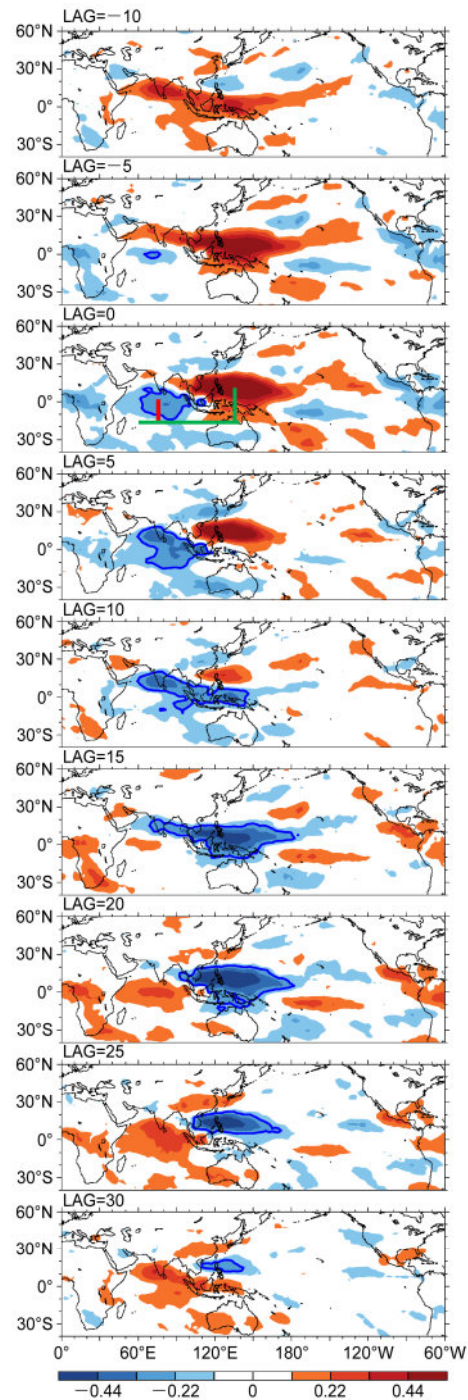


图7  $I_{WNP}$  与30~60天滤波的OLR异常场的超前滞后相关图,滞后关系同图6。粗实线所包围的区域为相关系数小于-0.22的显著负相关区,阴影表示通过了0.01显著性检验的区域。LAG=0图中红色实线和绿色实线分别表示沿(2.5°N, 75°E)至(20°N, 75°E)和(2.5°N, 60°E)经(2.5°N, 135°E)至(30°N, 135°E)的传播路径

Fig. 7 Lead-lag correlations between  $I_{WNP}$  and the 30-60-day filtered OLR anomaly, with lag definitions as in Figure 6. Areas enclosed by heavy solid lines have a significant negative correlation coefficient (< -0.22). Shading indicates significance at the 99% confidence level. The red and green solid lines in the map for LAG=0 indicate the two paths along the propagations start from (2.5°N, 75°E) to (20°N, 75°E) and from (2.5°N, 60°E) via (2.5°N, 135°E) to (30°N, 135°E), respectively

传到达西北太平洋减弱消失的过程为一次 IPCO 事件。描述 IPCO 事件的指数 ( $I_{\text{IPCO}}$ ) 可定义为  $I_{\text{EEIO}}$  与  $I_{\text{WNP}}$  之差, 即:

$$I_{\text{IPCO}} = I_{\text{EEIO}} - I_{\text{WNP}}. \quad (1)$$

$I_{\text{IPCO}}$  随时间由零值逐渐减小到极小值, 然后又逐渐增大到零值, 再至极大值后又逐渐回到零值的过程, 表征了一次 IPCO 事件。其中, 负的  $I_{\text{IPCO}}$  表示 IPCO 负位相, 此时 EEIO 区域的对流加强, WNP 区域的对流受到抑制; 正的  $I_{\text{IPCO}}$  表示 IPCO 正位相, 此时 EEIO 区域的对流受到抑制, WNP 区域的对流有所发展。根据  $I_{\text{IPCO}}$  极值的大小, 可将 IPCO 事件分成强、中、弱三类。 $I_{\text{IPCO}}$  的极值 (包括极大值和极小值) 绝对值大于等于 3 的事件为强 IPCO 事件, 绝对值在 1~3 之间的为中等强度事件, 绝对值小

于等于 1 的为弱事件。根据上述定义, 1979~2008 年共发生了 154 次 IPCO 事件, 其中强事件 26 次, 中等强度事件 120 次, 弱事件 8 次, 占总事件比例分别为 17%、78%、5%。对 IPCO 事件分强度进行合成分析, 可以发现强、中事件表征出来的 IPCO 过程一致, 唯有强度存在显著差异, 弱事件由于强度太弱, 表征出来的 IPCO 过程并不显著, 但由于弱事件占总事件的比例仅 5%, 故可选择强事件进行合成以更清晰地刻画 IPCO 事件的过程。

IPCO 事件是对流扰动从发生发展到消亡的演变过程, 我们将这个过程划分为 8 个位相, 详细分析不同位相对应的 IPCO 状态和相应的环流特征。8 个位相分别记为 P1 到 P8, 其划分规则如图 9 示。P1 表示 IPCO 负位相形成的初始阶段, 此时 EEIO

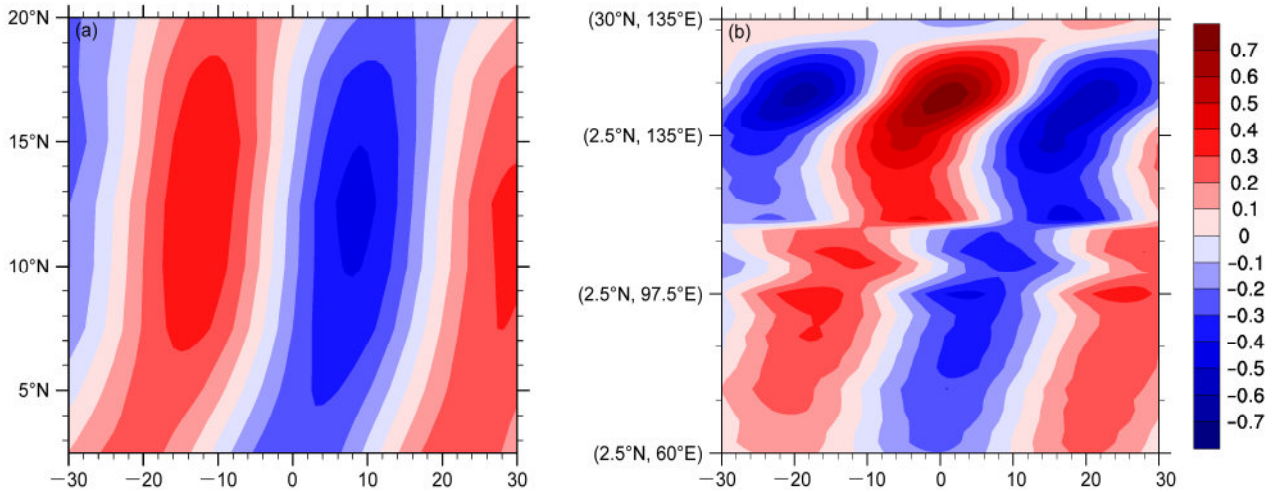


图 8 沿 (a) 路径 (2.5°N, 75°E) 至 (20°N, 75°E) 和 (b) 路径 (2.5°N, 60°E) 经 (2.5°N, 135°E) 至 (30°N, 135°E) 的  $I_{\text{WNP}}$  和 30~60 天滤波的 OLR 异常序列的超前滞后单点相关系数的经纬度—时间剖面

Fig. 8 Lead-lag correlation coefficients between  $I_{\text{WNP}}$  and the 30–60-day filtered OLR anomaly for the two paths shown in Fig. 7: (a) Latitude–time section along 75°E, and (b) section showing latitude–longitude versus time along the path from (2.5°N, 60°E) via (2.5°N, 135°E) to (30°N, 135°E)

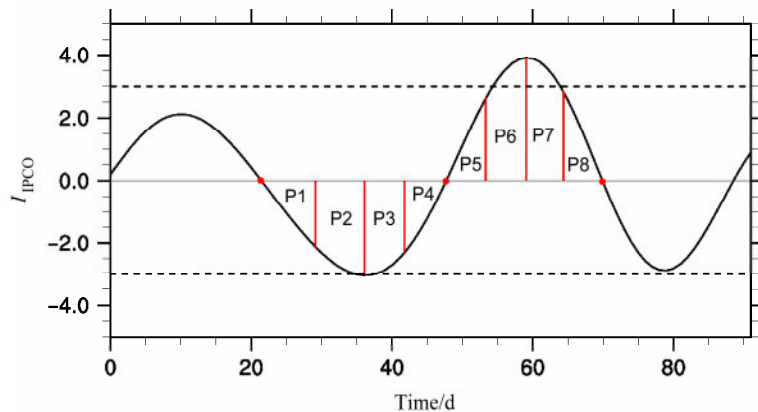


图 9 IPCO 事件的指数 ( $I_{\text{IPCO}}$ ) 随时间的变化曲线。图中红实线表示 IPCO 八个位相的划分界限, P1 到 P8 分别表示 IPCO 的 8 个位相

Fig. 9 Time variation of the  $I_{\text{IPCO}}$  Index. The red solid lines divide the oscillation into the eight phases (from P1 to P8) of the IPCO

(WNP) 区域开始有对流扰动正异常(负异常)的发展。P2 阶段, IPCO 负位相逐渐发展变强至最强, 此时 EEIO (WNP) 区域的对流扰动正异常(负异常)逐渐发展至最大。P3 阶段, IPCO 负位相由最强开始减弱, 此时 EEIO (WNP) 区域的对流扰动正异常(负异常)由最大开始逐渐减小。P4 阶段, 负位相继续减弱至消失, 此时 EEIO (WNP) 区域的对流扰动正异常(负异常)逐渐减小到 0。P5 阶段, IPCO 正位相开始发展, 此时 EEIO (WNP) 区域的对流扰动负异常(正异常)开始产生。P6 阶段, 正位相逐渐发展至最强, 此时 EEIO (WNP) 区域的对流扰动负异常(正异常)逐渐发展至最大。P7 阶段, 正位相由最强开始减弱, 此时 EEIO (WNP) 区域的对流扰动负异常(正异常)由最大开始减小。P8 阶段, 正位相继续减弱至消失, 此时 EEIO (WNP) 区域的对流扰动负异常(正异常)逐渐减小到 0。其中 P8 到 P1 为正位相向负位相的转换时期, P4 和 P5 为负位相向正位相的转换时期。P1 到 P8 能很好的反应出 IPCO 事件随时间的演变过程。

## 6 IPCO 不同位相对应的环流特征

图 10 为利用 1979~2008 年 26 次强 IPCO 事件的资料合成的 8 个位相对应的 OLR 异常、850 hPa 水平环流异常, 500 hPa 垂直速度异常的空间分布及利用 1999~2008 年 10 次强 IPCO 事件的 TRMM 高分辨率降水资料合成的 8 个位相对应的降水异常空间分布。图中黄色等值线所包围的区域分别为 OLR 负异常小于  $-6 \text{ W m}^{-2}$ 、500 hPa 垂直速度负异常小于  $-0.008 \text{ Pa s}^{-1}$  以及降水正异常大于  $2 \text{ mm d}^{-1}$  的区域, 可用于表示显著的对流上升运动, 该区域的位置及范围随位相的演化可以很好的反映出对流扰动的传播情况: 对流扰动由赤道中西印度洋产生 (Wang and Rui, 1990) (P8、P1), 随后向北向东发展 (P2、P3), 北传支在到达印度半岛南部后逐渐减弱消失, 东传支在到达赤道西太平洋后转而向北传播 (P4 到 P6), 到达西北太平洋区域开始减弱 (P7、P8), 至我国长江中下游向东到日本地区消失 (P1 到 P4)。在第 5 部分我们已经指出, P1 到 P8 可用于表征 IPCO 发展的不同阶段, 那么, 下面我们将给出 IPCO 不同发展阶段环流及降水的空间分布特征。IPCO 负位相形成的初始时期 (P1), 对流扰动正异常在赤道中西印度洋区域产生, 该区域在水平环流场上有偏东风异常, 且北侧

的偏东风强于南侧, 存在气旋性环流切变, 而在垂直方向上有异常的对流上升, 这就有利于该区域降水正异常的产生, 与此同时, 印度半岛南部和赤道西太平洋区域存在对流扰动负异常, 两区域均伴随有反气旋性环流异常及垂直下沉运动, 这就使得该区域的降水偏少。IPCO 负位相发展变强至最强阶段 (P2), 赤道印度洋的对流扰动正异常范围东扩北扩至赤道东印度洋, 强度变强, 形成了北侧为偏东风、南侧为偏西风的气旋性环流异常, 再配合该区域的垂直上升气流, 形成了赤道东印度洋的降水正异常, 而此时印度半岛南部的对流扰动负异常开始减弱, 区域范围缩小, 该区域反气旋性环流异常减弱, 垂直下沉气流减弱, 降水负异常范围变小, 赤道西太平洋区域的对流扰动负异常北传至西北太平洋区域, 强度有所增加, 反气旋性环流异常及垂直下沉气流加强, 降水进一步减少。IPCO 负位相由最强开始减弱的阶段 (P3), 赤道东印度洋的对流扰动正异常继续向东向北发展, 向北延伸至印度半岛南部, 向东延伸至海洋大陆以西, 原来的气旋性环流异常一分为二, 中心分别位于印度半岛以南的印度洋海域及赤道东印度洋, 再配合两中心气流的垂直上升异常, 降水正异常形成, 印度半岛南部的对流扰动负异常继续减弱, 区域范围进一步缩小, 该区域反气旋性环流异常及垂直下沉气流开始瓦解, 降水负异常范围进一步变小, 西北太平洋区域的对流扰动负异常强度变弱、范围缩小, 对应的反气旋性环流异常及垂直下沉气流减弱, 降水负异常减小。IPCO 负位相继续减弱至消失阶段 (P4), 对流扰动正异常中心北传至印度半岛南部, 区域范围向东南方向延伸至海洋大陆地区, 扰动中心存在气旋性环流异常及垂直上升运动, 有利于形成由印度半岛南部向东南延伸至海洋大陆的降水带, 印度半岛南部的对流扰动负异常彻底消失, 西北太平洋区域的对流扰动负异常纬向范围向西收缩、强度继续减弱, 对应的反气旋性环流异常及垂直下沉气流继续减弱, 降水负异常减弱。IPCO 正位相发展阶段 (P5), 赤道中印度洋有负的对流扰动异常产生, 该区域存在西风异常, 且北侧强于南侧, 形成了反气旋环流切变, 再配合垂直方向上的下沉气流, 使得该区域产生降水负异常, 此时对流扰动正异常中心东传至赤道西太平洋, 区域范围向西北延伸至印度半岛南部, 印度半岛南部及赤道西太平洋区域的气旋性环流异常与垂直上升气流相对应, 有利于该



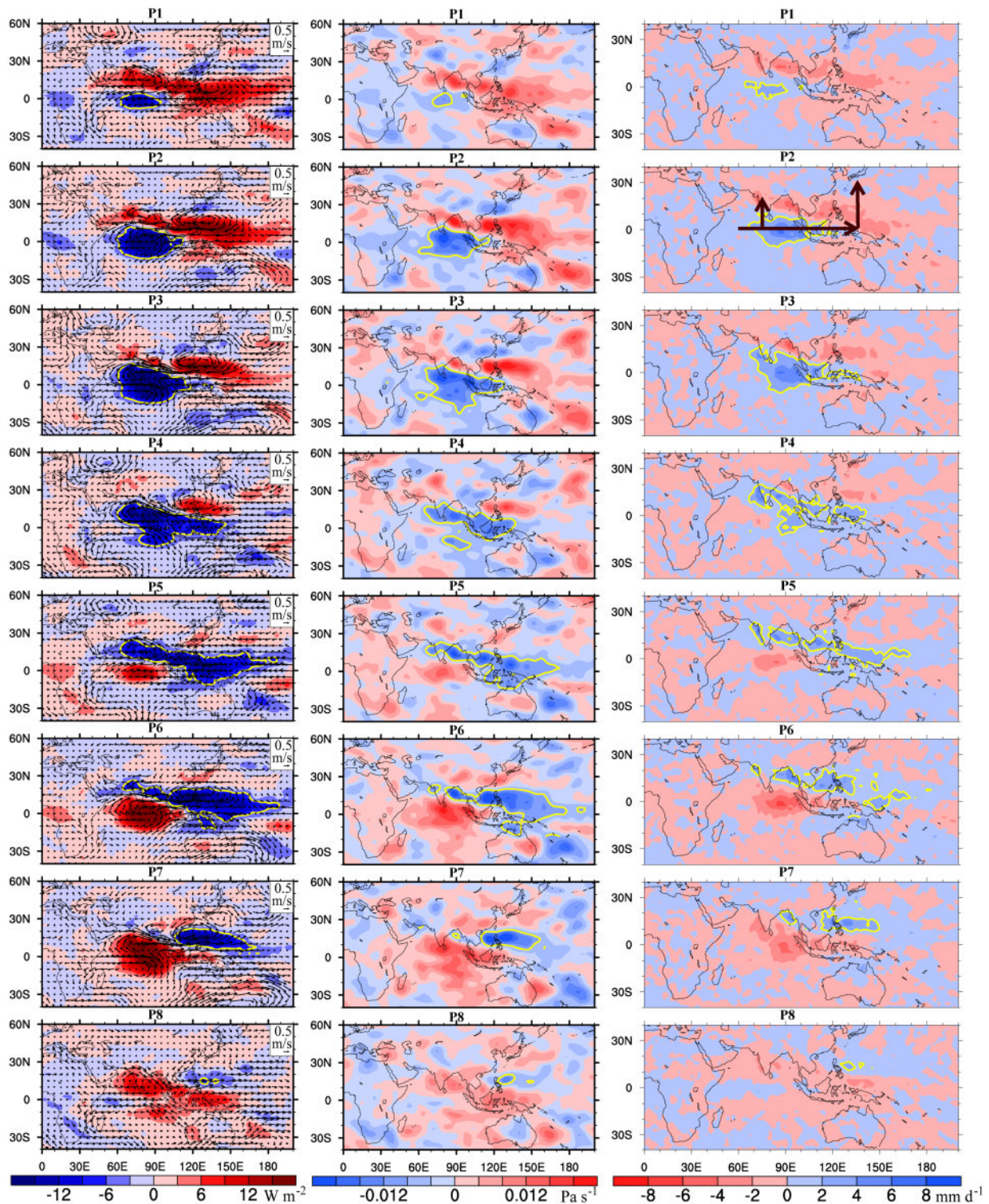


图 10 1979~2008 年 26 次强 IPCO 事件合成的 8 个位相对应的 OLR 异常 (阴影, 单位:  $\text{W m}^{-2}$ ) 和 850 hPa 水平环流异常 (矢量, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) (左列), 500 hPa 垂直速度异常 (阴影, 单位:  $\text{Pa s}^{-1}$ ) (中列) 及 1999~2008 年 10 次强 IPCO 事件合成的 8 个位相对应的降水异常 (阴影, 单位:  $\text{mm d}^{-1}$ ) (右列) 分布。黄色等值线分别表示 OLR 异常为  $-6 \text{ W m}^{-2}$  等值线 (左列)、500 hPa 垂直速度异常为  $-0.008 \text{ Pa s}^{-1}$  等值线 (中列) 及降水异常为  $2 \text{ mm d}^{-1}$  等值线 (右列)。右列中的黑色箭头表示对流扰动的传播路径 (包括路径 1 和路径 2)。所有的资料均已经过了 30~60 天的带通滤波处理

Fig. 10 Composite maps of OLR (shading, unit:  $\text{W m}^{-2}$ ) and 850 hPa horizontal circulation (vectors, unit:  $\text{m s}^{-1}$ ) (the left column), and 500 hPa vertical velocity (shading, unit:  $\text{Pa s}^{-1}$ ) anomalies for phases 1–8 of the 26 strong IPCO events from 1979 to 2008 (the middle column), and the precipitation anomaly (shading, unit:  $\text{mm d}^{-1}$ ) for phases 1–8 of the 10 strong IPCO events from 1999 to 2008 (the right column). The yellow lines are isolines of the  $-6 \text{ W m}^{-2}$  OLR anomaly (the left column), the  $-0.008 \text{ Pascal s}^{-1}$  500 hPa vertical velocity anomaly (the middle column), and the  $2 \text{ mm d}^{-1}$  precipitation anomaly (the right column). The black arrows in (the right column) indicate the propagation paths (path1 and path2) of the convection anomaly. All data are bandpass-filtered to retain period of 30–60 day

区域降水的增强。IPCO 正位相逐渐发展至最强阶段 (P6), 赤道印度洋的对流扰动负异常范围东扩北扩至赤道东印度洋、强度变强, 形成了北侧为偏西风、南侧为偏东风的反气旋性环流异常, 再配合该区域的垂直下沉气流, 形成了赤道东印度洋负的降水异常, 印度半岛南部的对流扰动正异常开始减弱, 区域范围缩小, 该区域气旋性环流异常减弱, 垂直上升气流减弱, 降水正异常范围变小, 赤道西太平洋区域的对流扰动正异常北传至西北太平洋区域, 强度有所增加, 气旋性环流异常及垂直上升气流加强, 降水增多。IPCO 正位相由最强开始减弱的阶段 (P7), 赤道东印度洋的对流扰动负异常继续向东向北发展, 向北延伸至印度半岛南部, 向东延伸至海洋大陆以西, 原来的反气旋性环流异常一分为二, 中心分别位于印度半岛以南的印度洋海域及赤道东印度洋, 再配合两中心气流的垂直下沉异常, 降水负异常形成, 印度半岛南部的对流扰动正异常继续减弱, 区域范围进一步缩小, 该区域气旋性环流异常及垂直上升气流开始瓦解, 降水负异常范围进一步变小, 西北太平洋区域的对流扰动正异常强度变弱、范围缩小, 对应的气旋性环流异常及垂直上升气流减弱, 降水负异常减小。IPCO 正位相继续减弱至消失阶段 (P8), 对流扰动负异常中心北传至印度半岛南部, 区域范围向东南方向延伸至海洋大陆地区, 扰动中心存在反气旋性环流异常及垂直下沉运动, 有利于形成由印度半岛南部向东南延伸至海洋大陆的降水负异常带, 印度半岛南部的对流扰动正异常彻底消失, 西北太平洋区域的对流扰动正异常纬向范围向西收缩、强度继续减弱, 对应的气旋性环流异常及垂直下沉气流继续减弱, 降水正异常减弱。从图上可见, P5 到 P8 的情况与 P1 到 P4 有相似的空间分布型, 这就表明对流扰动正、负异常均存在上述传播特征, 只是负异常在时间上滞后正异常 4 个位相, 这就有利于 IPCO 的形成。此外, 自我国长江流域中下游向东到日本地区有异常信号伴随 IPCO 出现, 这实际是季节内尺度亚印太遥相关型 (李建平等, 2011) 的体现。综上, 对流扰动的传播路径可由图 10 右列中的黑色箭头表示, 路径 1: 在赤道中西印度洋形成后先东扩后北传至印度半岛; 路径 2: 在赤道中西印度洋形成后向东传播, 越过海洋大陆到达赤道西太平洋后向北传播, 经西北太平洋最终到达日本南部地区。考虑到北半球夏季和冬季的气候态环流

场存在显著差异, 对不同季节进行不同要素场的 8 位相合成 (图略) 表明, 对流扰动东传到达西太平洋后, 不同季节均存在扰动的向北传播, 但不同的是, 北半球夏季的北传更为显著, 北传距离更远, 可达到日本南部地区, 而北半球冬季, 西太平洋的对流扰动北传至西北太平洋后就开始减弱消失了。

合成沿上述传播路径 2 [由 (2.5°N, 60°E) 经 (2.5°N, 135°E) 至 (30°N, 135°E)] 的 IPCO 8 个位相的位势高度及垂直速度异常的垂直剖面图, 如图 11。可以看到, 在整个对流层都存在 30~60 天扰动信号的传播, 对流层高、低层的位势高度异常及整层的垂直速度异常的传播与对流扰动的传播匹配一致, P8 到 P1 阶段垂直速度正异常 (低层位势高度负异常, 高层位势高度正异常) 在赤道印度洋逐渐发展形成; P2 到 P3 阶段垂直速度正异常 (低层位势高度负异常, 高层位势高度正异常) 加强东扩; P4 到 P5 阶段垂直速度正异常 (低层位势高度负异常, 高层位势高度正异常) 中心越过海洋大陆到达赤道西太平洋区域; P6 到 P8 阶段垂直速度正异常 (低层位势高度负异常, 高层位势高度正异常) 开始向北传播, 至西北太平洋区域后逐渐减弱, P1 到 P4 阶段减弱的西北太平洋扰动继续向北传播, 到达日本南部地区后逐渐消失。

## 7 结论与讨论

本文利用 30 年的 30~60 天带通滤波逐日资料, 考察了不同季节印度洋—西太平洋区域对流活动季节内尺度变率的主要模态, 发现了在不同季节 EEIO (5°S~10°N, 70°E~100°E) 和 WNP (5°N~20°N, 110°E~160°E) 区域的对流活动均存在反相关变化的关系, 将其称为季节内尺度的 IPCO。对 IPCO 两极子区域的对流扰动异常进行超前滞后相关分析, 发现 IPCO 事件形成—发展—消亡的生命周期是由对流活动季节内振荡及其传播造成的。为了定量的表征 IPCO 的强度, 定义了 IPCO 指数 (Indo-Pacific Convection Oscillation Index, 简称  $I_{\text{IPCO}}$ ), 并根据  $I_{\text{IPCO}}$  极值的大小, 划分了强、中、弱三类 IPCO 事件。将 IPCO 事件从发生发展到消亡的演变过程划分成 8 个位相, 详细分析了不同位相对应的 IPCO 状态及相应的环流场特征, 并进一步验证了 IPCO 生命周期的 ISO 传播过程。相比于前人的研究, 我



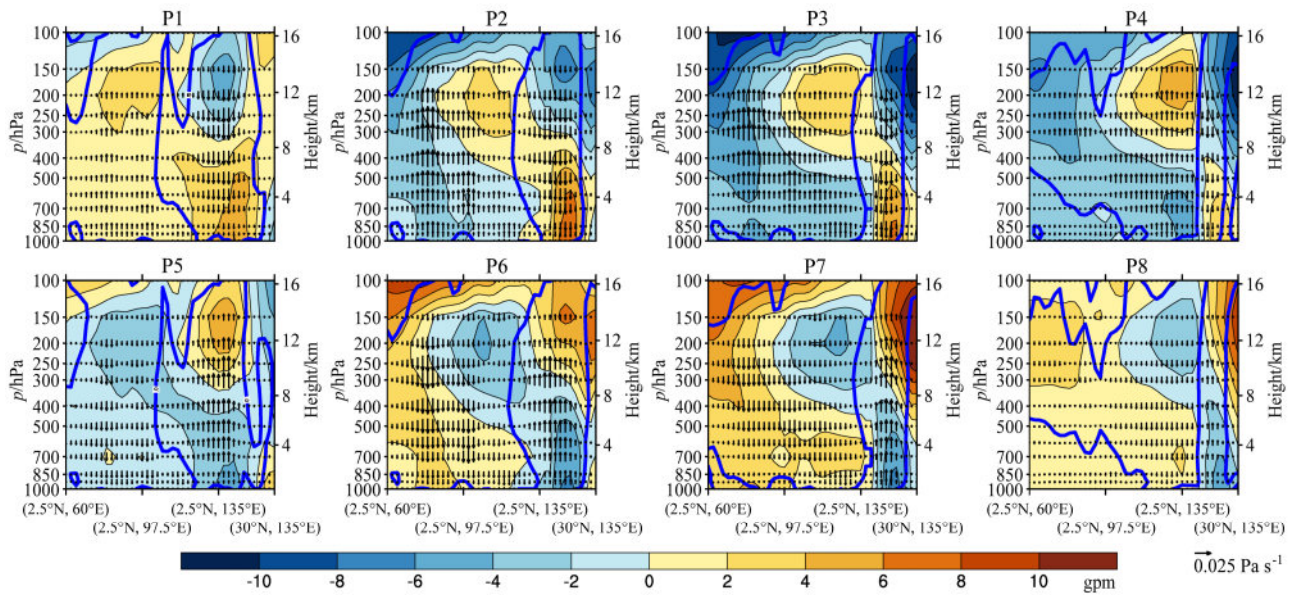


图 11 1979~2008 年 26 次强 IPCO 事件合成的 8 个位相对应的沿路径 2 的垂直速度异常 (箭头, 单位:  $\text{Pa s}^{-1}$ ) 及位势高度异常 (阴影, 单位: gpm) 的垂直剖面图。蓝线表示垂直风速零线

Fig. 11 Composite the vertical cross-sections of the vertical velocity anomaly (arrows, unit:  $\text{Pa s}^{-1}$ ) and the geopotential height anomaly (shading, unit: gpm) along path2 for phases 1–8 of the 26 strong IPCO events from 1979 to 2008. The blue lines indicate zero wind speed

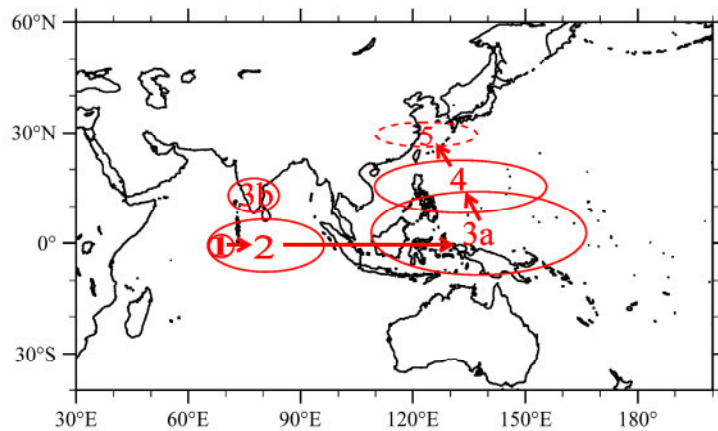


图 12 IPCO 事件的生命周期示意图。标有数字的椭圆代表对流扰动的发展演化, 箭头表示对流扰动的传播路径。实线表示北半球夏季、冬季均发生, 虚线表示仅北半球夏季发生

Fig. 12 Schematic diagram showing the life cycle of an IPCO event. Red ovals indicate convection, and are numbered in sequence. Arrows indicate the direction of propagation of the convection. The solid ovals indicate convection occurs all the year round, while the dashed oval indicates convection occurs only in boreal summer

们所用的资料时间长度更长, 所得结论更具有普遍意义。并且, 前人的研究主要强调的都是印度洋—西太平洋对流涛动在北半球夏半年和冬半年的差异, 很少有人讨论不同季节印度洋—西太平洋对流涛动的共同特征。我们的研究主要着眼于不同季节印度洋—西太平洋对流涛动的相似性, 时间连续性更好, 更有利于全年时期内统一的对流涛动的分析

研究。

印度洋—西太平洋对流扰动的传播特征可由图 12 概括。阶段 1 表示对流扰动首先在赤道中西印度洋产生。阶段 2 表示对流扰动的向东发展变强。阶段 3 (3a、3b) 表示对流扰动在继续变强的过程中将分两支传播, 一支 (3b) 由赤道东印度洋向北传播, 至印度半岛南部及阿拉伯海、孟加拉湾

后逐渐减弱消失,另一支(3a)继续沿赤道东传,在海洋大陆受到抑制,快速越过海洋大陆后又发展变强。阶段4表示对流扰动到达赤道西太平洋后开始北传,至西北太平洋区域逐渐减弱。阶段5(主要发生在北半球夏季)表示减弱的对流扰动继续北传到达我国长江流域中下游至日本地区逐渐消失。

无论是单点相关(图7、图8)还是位相合成(图10)分析都显示出在海洋大陆地区存在ISO活动的抑制,且扰动由印度洋跨越海洋大陆到达赤道西太平洋的速度异常快,这进一步证明了Rui and Wang(1990)以及Weickmann and Khalsa(1990)的结论,但这种抑制及快速传播的现象产生的原因及物理机制尚不清楚,可能是由于海洋大陆特殊下垫面的热力性质造成的,可利用数值模式进一步研究证明。

本文主要讨论了IPCO的季节内基本特征,关于与之相联系的ISO的产生原因及传播机理并未涉及。季节内的IPCO对局地乃至全球范围的长期天气变化及短期气候异常的作用,也有待进一步的讨论。

### 参考文献 (References)

- Bloomfield P. 2004. *Fourier Analysis of Time Series: An Introduction* [M]. Canada: Wiley-Interscience, 247.
- Chen L X, An X. 1988. Westward propagating low-frequency oscillation and its teleconnection in the Eastern Hemisphere [J]. *Acta Meteor. Sin.*, 2(3): 300–312.
- Chen W Y. 1982. Fluctuations in Northern Hemisphere 700 mb height field associated with the Southern Oscillation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110(7): 808–823.
- Davis R E. 1976. Predictability of sea surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 6(3): 249–266.
- 葛旭阳, 李砚华, 蒋尚城. 2000. 热带对流活动与长江中下游和华北地区夏季旱涝的关系 [J]. *南京气象学院学报*, 23(3): 391–398. Ge Xuyang, Li Yanhua, Jiang Shangcheng. 2000. Relationship between tropical convection and summer rainfall over the mid-lower valleys of the Yangtze and north China [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 23(3): 391–398.
- 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.
- Krishnamurti T, Subrahmanyam D. 1982. The 30–50 day mode at 850 mb during MONEX [J]. *J. Atmos. Sci.*, 39(9): 2088–2095.
- Lü J M, Ju J H, Ren J Z, et al. 2012. The influence of the Madden-Julian oscillation activity anomalies on Yunnan's extreme drought of 2009–2010 [J]. *Science China Earth Sciences*, 55(1): 98–112.
- Lau K M, Shen S. 1988. On the dynamics of intraseasonal oscillations and ENSO [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45(12): 1781–1797.
- Lau K M, Chan P H. 1985. Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 113(11): 1889–1909.
- Lau K M, Chan P. 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.
- Lau K M, Chan P H. 1988. Intraseasonal and interannual variations of tropical convection: A possible link between the 40–50 day oscillation and ENSO? [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45(3): 506–521.
- Lawrence D M, Webster P J. 2002. The boreal summer intraseasonal oscillation: Relationship between northward and eastward movement of convection [J]. *J. Atmos. Sci.*, 59(9): 1593–1606.
- Lee J Y, Wang B, Wheeler M C, et al. 2012. Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region [J]. *Climate Dyn.*, 40(1–2): 493–509.
- Li C, Wu P. 1990. An observational study of the 30–50 day atmospheric oscillations. Part I: Structure and propagation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 7(3): 294–304.
- 李崇银, 周亚萍. 1994. 热带大气季节内振荡和 ENSO 的相互关系 [J]. *地球物理学报*, 37(1): 17–26. Li Chongyin, Zhou Yaping. 1994. Relationship between intraseasonal oscillation in the tropic atmosphere and ENSO [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 37(1): 17–26.
- 李崇银, 龙振夏, 穆明权. 2003. 大气季节内振荡及其重要作用 [J]. *大气科学*, 27(4): 518–535. Li Chongyin, Long Zhenxia, Mu Mingquan. 2003. Atmospheric intraseasonal oscillation and its important effect [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 27(4): 518–535.
- 李崇银. 2004. 大气季节内振荡研究的新进展 [J]. *自然科学进展*, 14(7): 15–22. Li Chongyin. 2004. Advances in research on atmospheric intraseasonal oscillation [J]. *Progress in Natural Science (in Chinese)*, 14(7): 15–22.
- 李建平, 吴国雄, 胡敦欣. 2011. 亚印太交汇区海气相互作用及其对我国短期气候的影响(上卷) [M]. 北京: 气象出版社, 8–10. Li Jianping, Wu Guoxiong, Hu Dunxin. 2011. *The Air-Sea Interaction over the Joining Area of Asia and Indian-Pacific Ocean and Its Effect on the Short Term Climate Change of China (volume 1) (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 8–10.
- 李汀, 琚建华. 2013. 孟加拉湾西南季风与南海热带季风季节内振荡特征的比较 [J]. *气象学报*, 71(3): 492–504. Li Ting, Ju Jianhua. 2013. A comparison of intra-seasonal oscillation characteristics between the southwest monsoon of the Bay of Bengal and the South China Sea summer monsoon [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 71(3): 492–504.
- Li Y J, Li J, Feng J. 2013. Boreal summer convection oscillation over the Indo-Western Pacific and its relationship with the East Asian summer monsoon [J]. *Atmos. Sci. Lett.*, 14(2): 66–71.
- 马宁, 李跃凤, 琚建华. 2011. 2008 年初中中国南方低温雨雪冰冻天气的季节内振荡特征 [J]. *高原气象*, 30(2): 318–327. Ma Ning, Li Yuefeng, Ju Jianhua. 2011. Intraseasonal oscillation characteristics of extreme cold,

- snowy and freezing rainy weather in southern China in early 2008 [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 30(2): 318–327.
- 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.
- 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.
- Madden R A, Julian P R. 1994. Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122 (5): 814–837.
- Rui H, Wang B. 1990. Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies [J]. *J. Atmos. Sci.*, 47 (3): 357–379.
- Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Télécconnexions in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109 (2): 784–812.
- Wang B, Rui H. 1990. Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 44 (1–4): 43–61.
- Wang B, Webster P, Kikuchi K, et al. 2006. Boreal summer quasi-monthly oscillation in the global tropics [J]. *Climate Dyn.*, 27 (7–8): 661–675.
- Weickmann K M, Khalsa S J S. 1990. The shift of convection from the Indian Ocean to the western Pacific Ocean during a 30–60 day oscillation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 118 (4): 964–978.
- 温之平, 黄荣辉, 贺海晏, 等. 2006. 中高纬大气环流异常和低纬 30~60 天低频对流活动对南海夏季风爆发的影响 [J]. *大气科学*, 30 (5): 952–964.
- Wen Zhiping, Huang Ronghui, He Haiyan, et al. 2006. The influences of anomalous atmospheric circulation over mid–high latitudes and the activities of 30–60-day low frequency convection over low latitudes on the onset of the South China Sea summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 30 (5): 952–964.
- 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.
- 肖子牛, 温敏. 1999. 云南 5 月降雨量与前期季节内振荡活动相互关系的分析研究 [J]. *大气科学*, 23 (2): 177–183. Xiao Zi'niu, Wen Min. 1999. Relation between the precipitation of Yunnan in May and intraseasonal oscillation before May [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 23 (2): 177–183.
- Yasunari T. 1979. Cloudiness fluctuations associated with the Northern Hemisphere summer monsoon [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 57 (3): 227–242.
- Yasunari T. 1980. A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 58: 225–229.
- 章丽娜, 林鹏飞, 熊喆, 等. 2011. 热带大气季节内振荡对华南前汛期降水的影响 [J]. *大气科学*, 35 (3): 560–570. Zhang Li'na, Lin Pengfei, Xiong Zhe, et al. 2011. Impact of the Madden–Julian oscillation on pre-flood season precipitation in South China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 35(3): 560–570.
- Zhu B, Wang B. 1993. The 30–60-day convection seesaw between the tropical Indian and western Pacific Oceans [J]. *J. Atmos. Sci.*, 50 (2): 184–199.



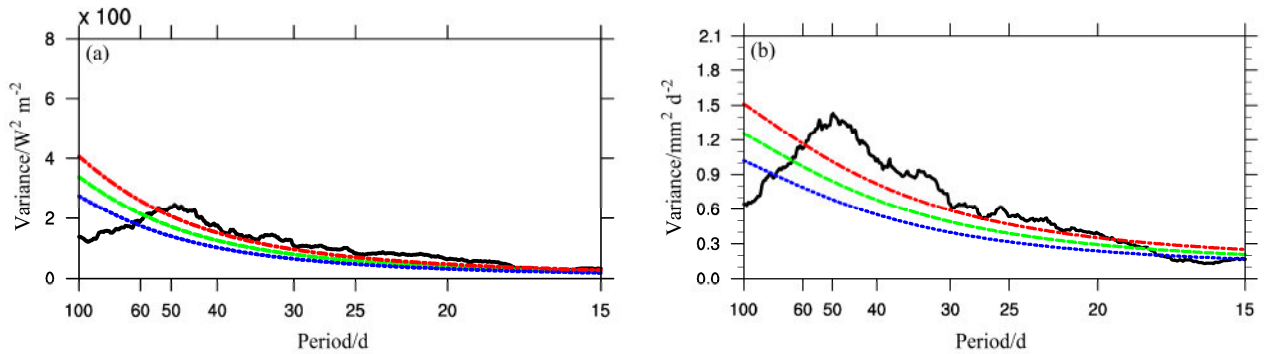


图 1 1979~2008 年热带印度洋—西太平洋区域 (30°S~30°N, 30°E~160°W) (a) 逐日 OLR 异常和 (b) 逐候降水异常的离散功率谱分析。图中黑实线表示利用改进的丹尼尔滤波器平滑后的谱线, 平滑长度均为 75, 绿虚线表示红噪音标准谱, 蓝虚线和红虚线分别表示 5%和 95%信度红噪音谱

Fig. 1 Spectral analysis of (a) daily OLR anomaly and (b) pentad precipitation anomaly over the Indo–West Pacific (30°S–30°N, 30°E–160°W) from 1979 to 2008. The black solid lines indicate spectra smoothed by a Daniell filter of length 75, the green dashed lines denote the red noise spectra, and the blue and red dashed lines indicate the 5% and 95% confidence levels of the red noise spectrum, respectively

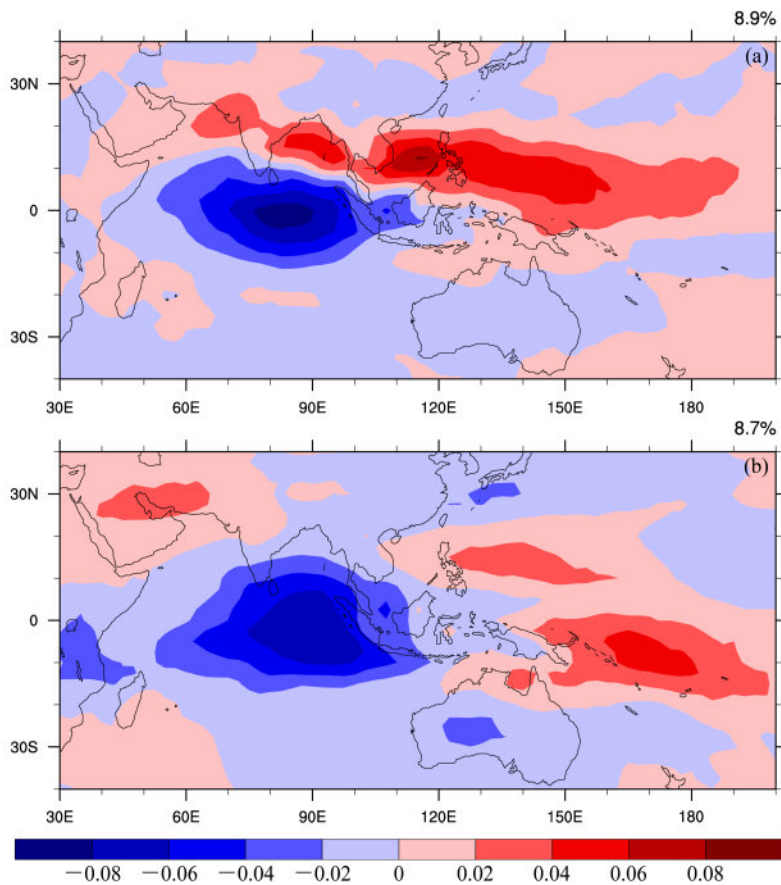


图 3 1979~2008 年北半球 (a) 夏半年、(b) 冬半年 30~60 天滤波的逐日 OLR 异常的 EOF 第一模态空间型

Fig. 3 Spatial pattern of the first leading modes of the 30–60-day filtered daily OLR anomaly from 1979 to 2008 in (a) boreal summer and (b) winter