大气科学学报 2022年 第45卷 第4期:562-572
论 著 http://dqkxxb.cnjournals.org

印度洋偶极子向海盆一致模转变的年代际变化及其成因

郭品文[①②*],吴清传[②]
① 南京信息工程大学 气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心,江苏 南京 210044;
② 南京信息工程大学 大气科学学院,江苏 南京 210044
*联系人,E-mail:guo@nuist.edu.cn

2020-01-13收稿,2020-03-17接受
国家自然科学基金资助项目(41975063)

摘要 利用3种百年时间尺度的海温资料,探讨了印度洋偶极子(India Ocean Dipole,IOD)向海盆一致模(Indian Ocean Basin,IOB)年际转变的年代际变化,结果发现1940—1970年几乎不存在这一转变现象,1970年以后该现象则十分显著。研究表明,IOD与ENSO之间海气耦合作用的年代际变化是这一转变现象的主要原因,1940—1970年IOD与ENSO之间发生发展相互独立,而1970年以后联系密切。通过进一步对物理量场的诊断分析,揭示了其中主要的动力机理:1970年以前,热带印度洋上空形成的季风环流异常无法与热带太平洋的沃克环流异常进行耦合,IOD事件发生时无法与热带太平洋产生联系。反之,1970年以后,热带两大洋上空两个纬圈环流异常之间耦合作用强烈,正(负)IOD事件发生时,通过海气相互作用,促进El Niño(La Niña)发展,印度洋又会受到来自ENSO的正反馈作用。因此这种"齿轮式"耦合模型能一直持续到冬季和次年春季,热带印度洋上空持续受到东(西)风异常的影响和低层环流的引导,西印度洋有次表层暖水的流入(出),加上印度洋本身海盆尺度较小,西边的暖(冷)水区显著增大,东西海温异常差异迅速减小并向海盆一致变暖(冷)转变,导致了后期冬季、春季正(负)IOB事件的出现。

关键词
印度洋偶极子;
印度洋海盆一致模;
年际转变;
年代际变化;
ENSO

印度洋尤其热带地区对邻近大陆及海洋的气候有着至关重要的影响,其一直是热带海洋、气象研究的重点对象之一(Han et al.,2014;杨萌洲和袁潮霞,2022)。研究表明,热带印度洋海温年际气候变化的第一模态为海盆一致模态(Indian Ocean Basin,IOB),表现为海盆一致的变暖或变冷,通常冬季开始发展,第二年春季达到最强,其发生常常伴随其他区域的海温异常,并且还通过多个途径影响东亚、南亚夏季气候(晏红明等,2000;Hu et al.,2011;Qu and Huang,2012;Huang et al.,2016;张玲等,2021)。第二模态是偶极子模态(India Ocean Dipole,IOD;Saji et al.,1999),表现出较强的纬向海温距平梯度,有东西符号相反特征,还具有明显的秋季锁相特征,不仅与ENSO联系紧密,同样对南亚、东亚地区的季风、降水等有十分显著的影响(Li and Mu,2001;Saji and Yamagata,2003;闫晓勇和张铭,2004;杨霞等,2007;王旭栋等,2017)。因此,了解IOD和IOB发生发展的规律,提高年际异常的预测水平是目前热带印度洋气候研究的重点。

近几十年热带印度洋年际变化的研究表明,IOB、IOD两种年际异常具有不同的空间分布和生命史,但并非相互独立,而是存在IOD向IOB转变的过程(杜振彩等,2006)。谭言科等利用小波分析发现在年际时间尺度上,IOD先于秋季达到峰值,并在之后约6 mon时IOB发展强盛,完成一次印度洋年际异常的转变(谭言科等,2003)。这种转变是

引用格式:郭品文,吴清传,2022.印度洋偶极子向海盆一致模转变的年代际变化及其成因[J].大气科学学报,45(4):562-572.
Guo P W,Wu Q C,2022.Interdecadal variation of transition from Indian Ocean Dipole to Indian Ocean Basin Mode and its causes[J].Trans Atmos Sci,45(4):562-572.doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20200113009.(in Chinese).

否是 IOD 发生时的必然规律？研究还进一步发现,IOD 向次年 IOB 演变的过程并非印度洋自身内部变率的规律,而是 IOD 和 ENSO 海气耦合相互作用的结果(谭言科等,2004;Nagura and Konda,2007;Yang et al.,2015)。其动力过程往往表现为,从 IOD 成熟期到 ENSO 成熟期,由于 IOD 和 ENSO 相互耦合作用的维持,以及印度洋较小的海盆尺度,当热带东印度洋持续受西或东风异常的影响时,热带印度洋的东西海温差在 IOD 成熟期后会迅速衰减并进一步转化成显著的 IOB 现象。

然而,大量研究已经表明,随着 20 世纪 70 年代全球大气环流的显著变化,各大洋区的年际现象对气候的影响也发生了一定的变化。例如,在 1976/1977 年之前,IOB 不能维持到夏季,从而对西北太平洋反气旋的影响比较弱,而在 1976/1977 年之后 IOB 的维持时间更长,对东亚气候的影响更加显著(Huang et al.,2010)。IOD 对东亚、南亚的气候影响也发生了一定的年代际变化(孙炜文等,2017)。热带印度洋与热带太平洋间的各类年际相互作用也存在明显的年代际变化(Ashok et al.,2003;Dong and McPhaden,2017)。基于上述国内外研究进展,发现以下一些问题,IOD 向次年 IOB 的转变在年代际尺度上是否存在显著变化？若存在显著变化,原因是什么？IOD 和 ENSO 的相互作用是否在转变环节起到重要影响？为此,本文将重点分析 20 世纪以来 IOD 到 IOB 这一年际转化的年代际变化特征以及成因分析。

1 资料和方法

本文所用的再分析格点资料主要包括:1)美国 NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration)提供的逐月海表面温度(ERSST,v5),水平分辨率为 2°×2°,全球 180×89 个格点(Kalnay et al.,1996);英国 Met Office Hadley Center 提供的月平均 HadISST,水平分辨率为 1°×1°,全球 360×180 个格点(Rayner,2003);英国 Met Office 提供的月平均 Kaplan SST 水平分辨率为 5°×5°,全球 72×36 个格点(Kaplan et al.,1998);三种资料的时段为 1870—2010 年;2)美国 NOAA 提供的 NOAA-CIRES Twentieth Century Reanalysis 月平均资料,水平分辨率为 2°×2°,全球 180×91 个格点,垂直层数为 24 层,包括纬向风、经向风、垂直风等物理量,选取时段为 1900—2000 年(Compo et al.,2011)。

根据年际尺度异常的研究需要,每种数据在研究时间段都去除了长期线性变化趋势。IOD 和 IOB 的年际变率均可分别利用相应的指数来定量描述。其中 IOD 指数(下称 DMI)定义为热带西印度洋(50°~70°E,10°S~10°N)与热带东南印度洋(90°~110°E,10°S~0°)的海温距平差,正 IOD 事件(或正位相 IOD)指热带西印度洋异常暖,热带东南印度洋异常冷的偶极型模态,相反模态称为负 IOD 事件(或负位相 IOD)(Saji et al.,1999)。参考中国国家气候中心,IOB 指数(下称 BMI)定义为热带印度洋(40°~110°E,20°S~20°N)区域平均的海温距平,正 IOB 事件(或正位相 IOB)指全区一致异常暖,反之称为负 IOB 事件(或负位相 IOB)。IOD 和 IOB 之间的转变可以用两者的相关系数定量表示,相关系数的绝对值越小,表明热带印度洋 IOD 发生时,未能在后期进一步转变成 IOB,反之,转变现象发生。为了定量反映年际异常之间的转变,又能描述这种转变的年代际变化,本文使用滑动相关的方法,滑动窗口为 11 a(徐建军等,1997)。文中还采用了合成分析、回归分析等统计分析以及年际信号去除手段等方法对物理量场进一步研究。其中去除指数等要素场中的 ENSO/IOD 信号的具体方法如下(An,2003):

$$\varphi=\varphi^{*}-Z\times\frac{\mathrm{cov}(\varphi^{*},Z)}{\mathrm{var}(Z)}。$$

其中:φ 为去除 ENSO/IOD 信号后的要素场;φ^{*} 为原始要素场;Z 为 ENSO/IOD 指数区海温距平;为原始要素场与 ENSO/IOD 指数区海温距平的协方差;var(Z)为 ENSO/IOD 指数区海温距平的方差。

2 IOD-IOB 的年际转变及其年代际变化

利用 3 种百年长度的 SST 资料 HadISST、ERSST 和 Kaplan SST 分别计算得到的秋季 DMI 与冬季到次年春季(12 月—次年 5 月)平均 BMI 指数进行 11 a 滑动相关(图 1),发现 20 世纪初到 20 年代早期以及 1970 年以后是显著的正相关,基本通过置信度为 95% 的显著性水平检验,准确地反映了 IOD 向次年 IOB 年际转变的现象。而 20 世纪 40—70 年代出现断崖式下滑,相关不显著,几近零相关,这说明转变现象在此期间出现了严重减弱甚至消失的情况。由于 1940 年之前资料的可信度较之后低(Compo et al.,2011),因此后面研究将针对 1940—2000 这一阶段。

根据图 1 大致得出了存在年代际差异的两个时

间段,即相关系数较弱的 1940—1970 年和较强的 1970—2000 年。此外,通过费舍尔 *r-z* 转换,两个时间段 IOD 和次年 IOB 之间的相关系数(分别为 0.06 和 0.76)均通过了信度为 0.05 的显著性水平检验,且两个时间段不重合,因此选择是合理的。为了进一步检验 IOD 与 IOB 之间这种年际转变在 1970 年前后的变化,图 2 给出了 1940—1970 年、1970—2000 年秋季 DMI 和后期冬、春季平均 BMI 指数的散点分布。图 2 反映出在 1970 年前,正(负)IOD 事件发生时,冬季到次年春季热带印度洋正或负位相的 IOB 事件随机发生,两者线性相关较差。1970 年以后,正(负)IOD 事件发生时,后期冬、春两季伴随着正(负)IOB 事件的发生。选取两个阶段的强正位相 IOD 年(1941、1946、1951、1961、1963、1967、1972、1982、1987、1994、1997 年),分别对夏季到次年春季的印度洋海温异常进行合成分析(图 3),发现正位相 IOD 在夏季开始发展,秋季达到成熟。但是在 1970 年前,正位相 IOD 在冬季迅速衰减之后,未再出现任何显著的年际异常(图 3a—d)。相反,1970 年以后,在正位相 IOD 发生后的冬、春季,热带印度洋逐渐变成一致变暖的异常,向 IOB 转变(图 3e—h)。由此可见,热带印度洋 IOD 向 IOB 的年际转变在 1970 年以前几乎不存在,而在 1970 年以后这种典型的年际转变才出现(强负位相 IOD 合成分析结果一致,不再赘述)。

3 IOD-IOB 的年际转变的可能成因及机理分析

为何在 1970 年前后,IOD 向 IOB 的转变出现如此大的年代际差异?前人的研究已经表明,IOD-IOB 的年际转变并不是热带印度洋内部的自然过程,而是 IOD 和 ENSO 海气耦合相互作用的结果(Yang et al.,2015)。IOD 与 ENSO 的之间的关系一直是气候研究的重点,其中有 4 种观点:ENSO 主动(刘宣飞和袁慧珍,2006;Dong et al.,2016);IOD 主动(Jourdain et al.,2016);ENSO 与 IOD 相互作用(吴国雄和孟文,1998;孟文和吴国雄,2000;Luo et al.,2010);ENSO 与 IOD 相互独立(Wang et al.,2016)。多数学者认为正(负)位相 IOD 的发生发展过程会受到正(负)位相 ENSO 的促进作用,反之 IOD 也会对 ENSO 发展起到正反馈作用,使得 ENSO 在冬季达到成熟。那么,1970 年前后 IOD-IOB 年际转变的差异是否与 IOD 和 ENSO 相互作用的年代际变化有关?为了回答此问题,接下来有

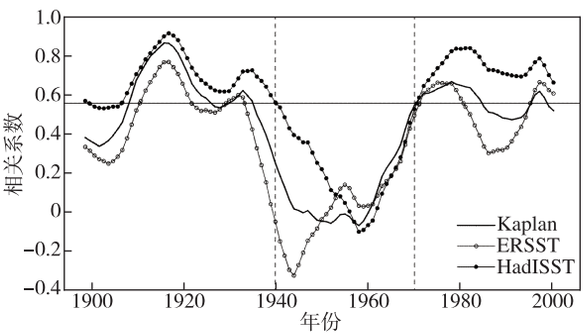

图 1 3 种百年海温资料的秋季(9—11 月)DMI 与冬季到次年春季(12 月—次年 5 月)平均 BMI 的 11 a 滑动相关(横实线表示相关系数通过置信度为 95%的显著性水平检验)

Fig.1 The 11-year moving correlation between autumn (September-November) DMI (IOD Mode Index) and average BMI (IOB Mode Index) from winter to the next spring (December to May of the next year) based on three centennial SST data (Kaplan, ERSST and HadISST) (The horizontal solid line indicates the correlation coefficient passing the significance test at 95% confidence level)

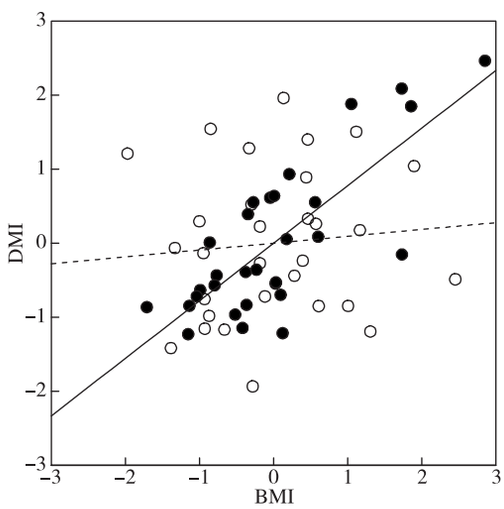

图 2 1940—1970 年(空心圆和虚线)、1970—2000 年(实心圆和实线)秋季(9—11 月)DMI 和冬季到次年春季(12 月—次年 5 月)平均 BMI 的散点分布及其线性相关

Fig.2 Scatter distribution and linear correlation between autumn (September-November) DMI and average BMI from winter to the next spring (December to May of the next year) during 1940—1970 (hollow circles and dashed line) and 1970—2000 (solid circles and solid line)

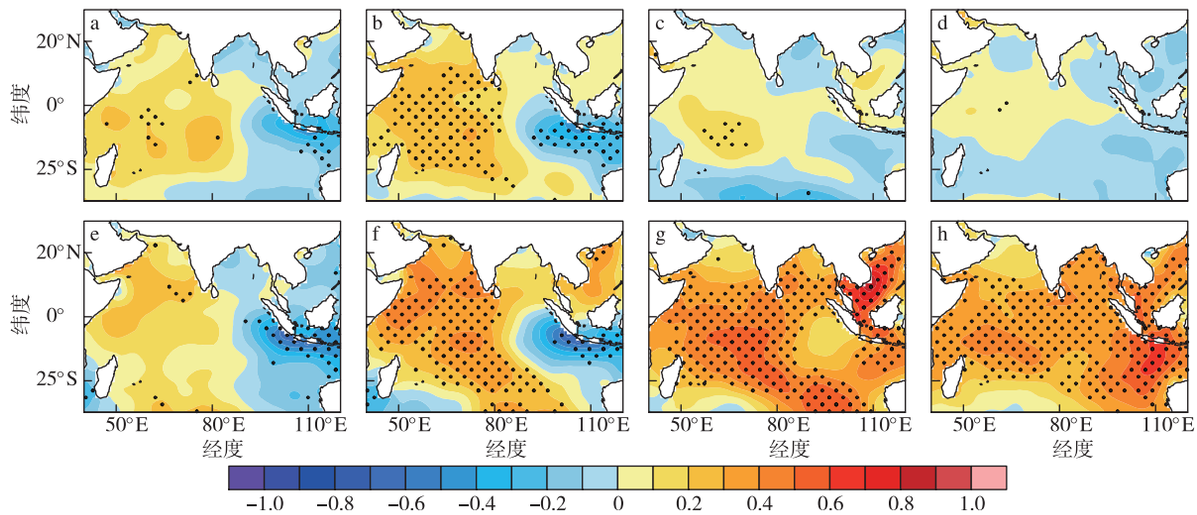

图 3　1940—1970 年(a—d)和 1970—2000 年(e—h)强正位相(标准差大于 0.8)IOD 年夏季到次年春季(4 个季节)的印度洋海温异常合成(单位:℃;打点区域表示通过置信度为 95%显著性水平检验):(a、e)夏季;(b、f)秋季;(c、g)冬季;(d、h)春季

Fig.3　Composite SST anomalies in Indian Ocean from summer to the next spring (four seasons) in IOD years with strong positive phase (standard deviation greater than 0.8) during (a—d) 1940—1970 and (e—h) 1970—2000 (units:℃; The dotted areas indicate the values passing the significance test at 95% confidence level):(a,e) summer;(b,f) autumn;(c,g) winter;(d,h) spring

必要检验这种海气耦合相互作用是否也在 1970 年前后发生了显著的年代际变化,并进一步探究其中存在的动力机理。

3.1　IOD 与 ENSO 相互作用的年代际变化分析

本文选取 Niño3.4 指数定量表示 ENSO 的年际异常,定义为 Niño3.4 区(170°~120°W,5°S~5°N)的区域平均海温距平。同样,在 3 种不同资料下,用秋季 DMI 与冬季到次年春季(12 月—次年 5 月)平均 Niño3.4 指数进行 11 a 滑动相关来定量反映 IOD 和 ENSO 年际相互作用的年代际变化(图 4)。结果一致反映,在 1940—1970 年期间,ENSO 与 IOD 基本是未能通过置信度为 95%的显著性水平检验的弱相关,甚至是零相关。1970 年后转变为很强的正相关,且均通过置信度为 95%的显著性水平检验。下面进一步采用去年际信号的方法,去除 DMI(Niño3.4)指数序列中的 Niño3.4(DMI)信号(图 5),由此验证相互作用的年代际变化。1970 年以前,DMI(Niño3.4)指数的时间序列保留和去除 Niño3.4(DMI)信号的结果相比未有明显的变化(图 5a、b)。1970 年之后 DMI(Niño3.4)指数时间序列保留和去除 Niño3.4(DMI)信号的结果相比,在强度上变化十分明显(图 5c、d)。这充分说明,以 1970 年为界,两个时期 IOD 和 ENSO 年际相互作用上确实存在明显差异。1970 年以前热带印度洋 IOD 和热带太平洋 ENSO 发生发展相对独立,而 1970 年以后联系密切,几乎每一次 IOD 事件都伴随着 ENSO 事件的发生。这个变化结果和 IOD 向 IOB 年际转变的年代际变化惊人相似,由此证实了前文的猜想:IOD 向 IOB 年际转变在 1970 前后发生的变化与 IOD 与 ENSO 耦合相互作用的年代际变化直接相关。

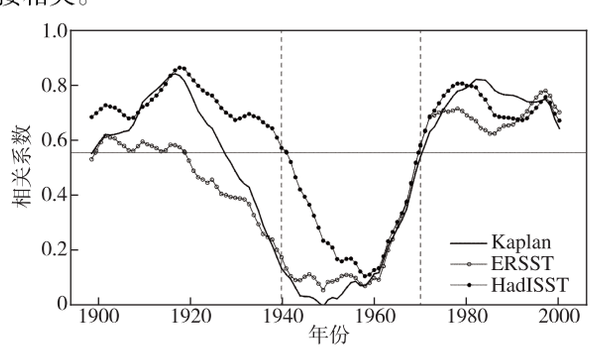

图 4　秋季(9—11 月)DMI 与冬季到次年春季(12 月—次年 5 月)平均 Niño3.4 指数的 11 a 滑动相关(横实线表示相关系数通过置信度为 95%的显著性水平检验)

Fig.4　The 11-year moving correlation between autumn (September-November) DMI and average Niño3.4 index from winter to the next spring (December to May of the next year) (The horizontal solid line indicates the correlation coefficient passing the significance test at 95% confidence level)

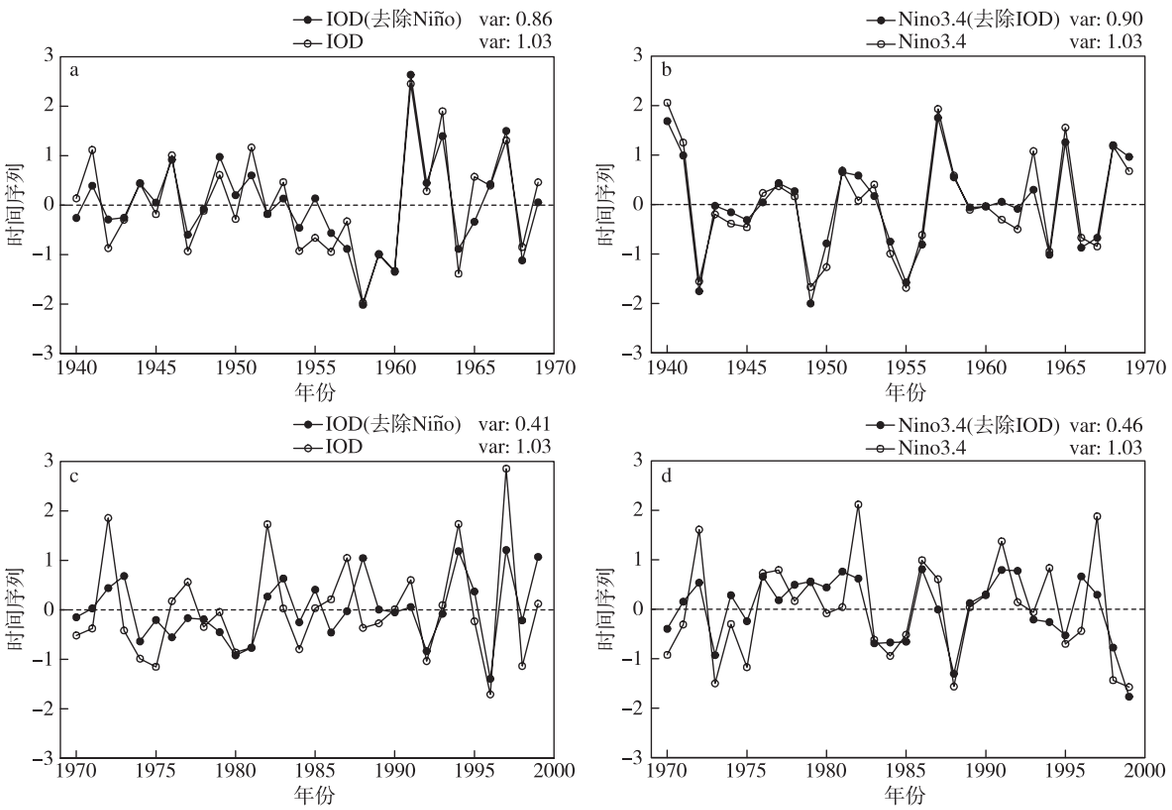

图 5　1940—1970 年(a、b)、1970—2000 年(c、d)原始(空心圆)和去除 ENSO 影响(实心圆)的 DMI 时间序列(a、c)以及原始(空心圆)和去除 IOD 影响(实心圆)的 Niño3.4 指数时间序列(b、d)

Fig.5　Time series of (a,c) DMI with (hollow circles) and without (solid circles) ENSO effects and (b,d) Niño3.4 index with (hollow circles) and without (solid circles) IOD effects during (a,b) 1940—1970 and (c,d) 1970—2000

3.2　IOD-IOB 年际转变年代际变化的机理分析

本文前述结果已经显示,IOD 和 ENSO 之间的年际相互作用在 1970 年发生了明显的转变,并且这种年代际变化可能是导致 IOD 向 IOB 年际转变在 1970 年前后出现差异的直接原因。那么,这种影响的过程具体是如何实现呢?还需要进一步探讨其中的动力机理。

为了能更准确反映 IOD 向 IOB 转变的完整过程,图 6a—f 展现的是 1940—1970 年期间前期、同期、后期的海表面温度与 850 hPa 水平矢量风距平对秋季 DMI 指数的回归场,可以看到,正 IOD 事件从夏季开始发展(图 6a、b),热带印度洋洋面上空 850 hPa 开始出现显著的东风异常,有利于热带印度洋上层的暖海水向西输送,逐渐形成显著的西暖东冷的东西向海温异常的偶极型模态。到了秋季(图 6c),东风异常达到最大,东西偶极型海温异常分布最为明显,正位相 IOD 达到成熟。而此过程中并未伴随着热带太平洋显著的西风异常的出现,最终未能导致 El Niño 的形成。秋季以后(图 6d—f),热带印度洋出现的东风异常也未能维持,正位相 IOD 消亡后整个海区未出现显著海温异常,因此热带印度洋后期冬、春季并未出现正位相 IOB 现象(负位相 IOD 事件同理)。此过程与前面的诊断结果基本一致。

研究表明,El Niño 的发展主要由热带太平洋上空的沃克环流异常导致,而 IOD 的发生发展由热带印度洋上空的季风环流异常导致。正位相 IOD 和 El Niño 之间相互作用,正是通过这两个纬圈环流异常在海洋性大陆之间一致的下沉支,一种类似于“齿轮式”的耦合完成的(Klein et al.,1999;孟文和吴国雄,2000)。为何在 1940—1970 年期间,正 IOD 事件发生时,热带印度洋出现了显著的东风异常,却无法通过海气耦合作用在热带中东太平洋激发出显著的西风异常?如图 7a—f 的纬向风与垂直风距平合成矢量风回归场所示,1940—1970 年间夏季正位相 IOD 事件发生时,在热带印度洋上空开始出现东风异常,到秋季正位相 IOD 成熟时,上空已经激发出一个完整的顺时针纬圈环流即季风环流异常。但是整个过程季风环流异常未通过耦合作用在热带太平洋上空形成沃克环流异常,无法促进 El Niño 事

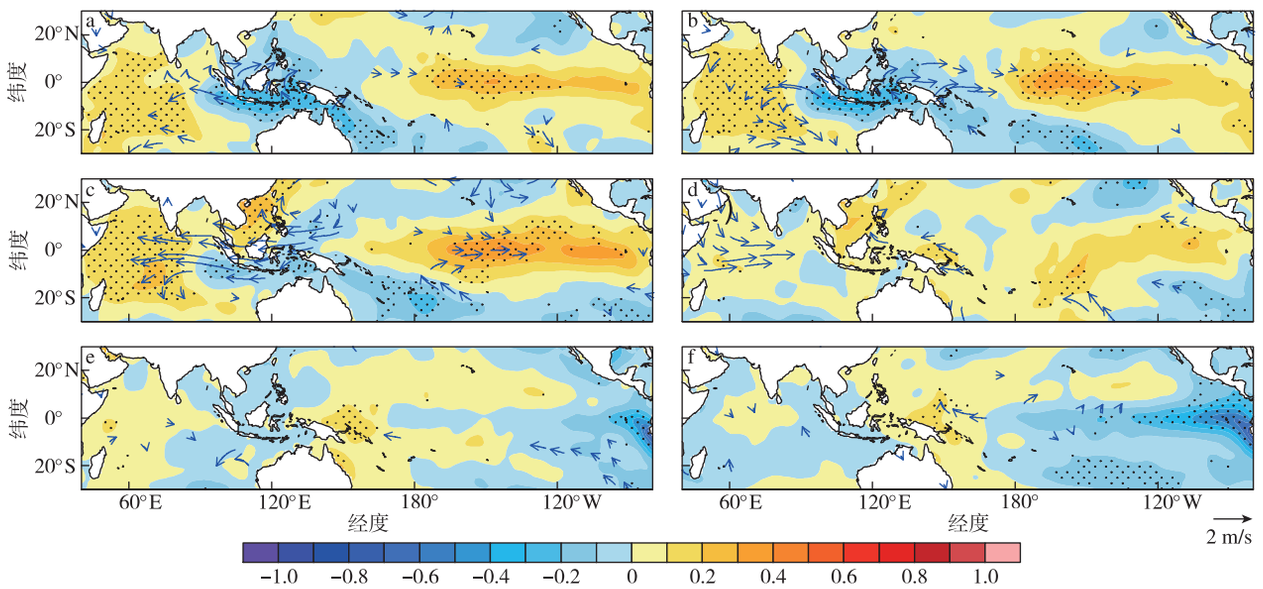

图 6　1940—1970 年前期、同期、后期的 SST 距平（填色；单位：℃）和 850 hPa 水平矢量风距平（箭矢；单位：m/s）对秋季 DMI 的回归场（打点区域表示 SST 异常通过置信度为 95% 的显著性检验）：（a）6 月；（b）8 月；（c）10 月；（d）12 月；（e）次年 2 月；（f）次年 4 月

Fig.6　Regression fields of SST anomalies (color shadings; units: ℃) and 850 hPa horizontal vector wind anomalies (arrows; units: m/s) on autumn DMI in the early, same and late periods of 1940—1970 (The dotted areas indicate the SST anomalies passing the significance test at 95% confidence level): (a) June; (b) August; (c) October; (d) December; (e) February of the next year; (f) April of the next year

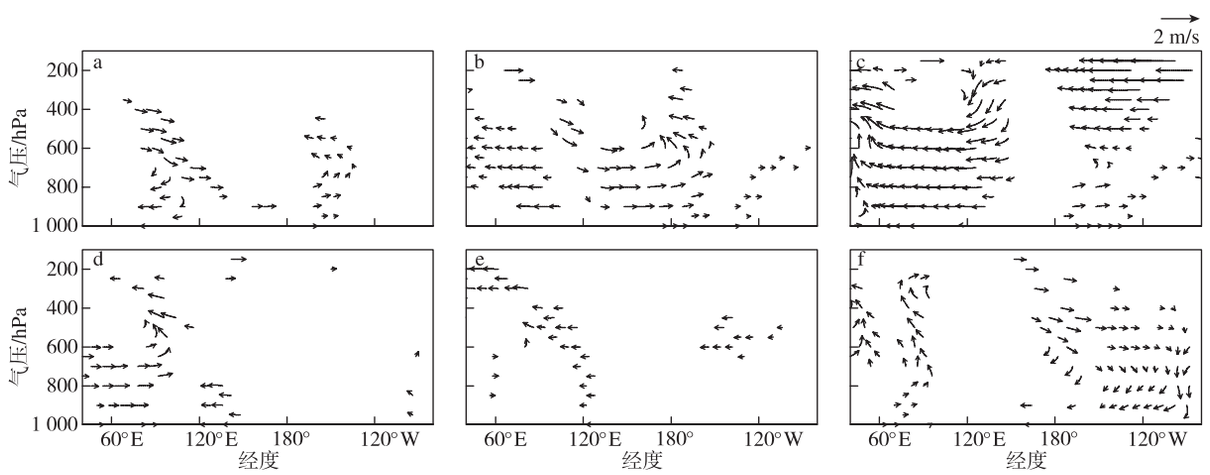

图 7　1940—1970 年前期、同期、后期纬向-垂直矢量风距平对秋季 DMI 的回归场（单位：m/s；5°S～5°N 范围内纬向平均；箭矢表示通过置信度为 95% 的显著性检验）：（a）6 月；（b）8 月；（c）10 月；（d）12 月；（e）次年 2 月；（f）次年 4 月

Fig.7　Regression fields of zonal-vertical vector wind anomalies on autumn DMI in the early, same and late periods of 1940—1970 (units: m/s; The zonal average is obtained for the range of 5°S—5°N. The arrows indicate the values passing the significance test at 95% confidence level): (a) June; (b) August; (c) October; (d) December; (e) February of the next year; (f) April of the next year

件的发生发展。同时，由于没有 El Niño 的反作用，热带印度洋-热带太平洋相互耦合作用得不到维持，热带印度洋在后期无法受持续的东风异常的影响，在正位相 IOD 迅速衰减之后，未出现显著的正位相 IOB 现象。

而 1970—2000 年期间前期、同期、后期的海表面温度与 850 hPa 水平矢量风距平对秋季 DMI 指数的回归场则呈现出完全不同的情况（图 8a—f）。同样，正位相 IOD 事件在夏季开始发展（图 8a、b），热带印度洋洋面上空 850 hPa 就开始出现显著的东

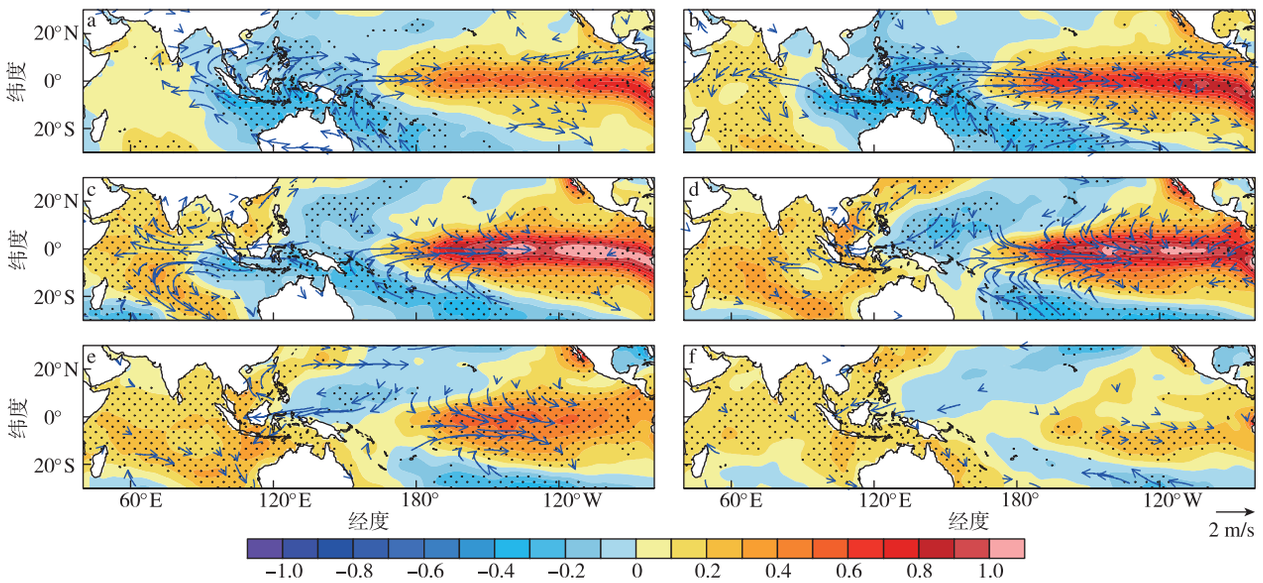

图 8　1970—2000 年前期、同期、后期的 SST 距平(填色;单位:℃)与 850 hPa 水平矢量风距平(箭矢;单位:m/s)对秋季 DMI 的回归场(打点区域表示 SST 异常通过置信度为 95%的显著性检验):(a)6 月;(b)8 月;(c)10 月;(d)12 月;(e)次年 2 月;(f)次年 4 月

Fig.8　Regression fields of SST anomalies (color shadings; units: ℃) and 850 hPa horizontal vector wind anomalies (arrows; units: m/s) on autumn DMI in the early, same and late periods of 1970—2000 (The dotted areas indicate the SST anomalies passing the significance test at 95% confidence level): (a) June; (b) August; (c) October; (d) December; (e) February of the next year; (f) April of the next year

风异常,以赤道为界,南北呈现出一对反气旋式环流,有利于热带东印度洋的暖水自东向西输送,使得热带西印度洋暖水增加,暖区扩大,逐渐形成显著的西暖东冷的东西向海温异常的偶极型模态。而此时,热带西太平洋也开始出现显著的西风异常,El Niño 开始发生发展。到了秋季(图 8c),东风异常达到最大,东西偶极型海温异常分布最为明显,正位相 IOD 成熟,同时伴随着热带太平洋显著的西风异常增强,影响范围逐渐扩大至中东太平洋,在赤道两侧激发出了一对气旋式环流,将热带西太平洋暖水不断向热带中东太平洋输送,使 El Niño 持续发展(Kug and Kang, 2006)。秋季之后(图 8d—f),El Niño 逐渐发展成熟,两者相互耦合作用维持,热带东印度洋的东风异常维持,此时在印度洋上空成对的反气旋移动至海洋性大陆上空,在环流引导下,来自亚热带太平洋的表层暖水开始通过海洋性大陆途经热带东印度洋而向西输送,西边的暖水区不断增大,加上印度洋本身海盆尺度较小,东西海温距平差迅速减小并向海盆一致变暖转变,导致了后期冬季、春季显著正位相 IOB 现象的出现(负位相 IOD 事件同理)。

如图 9a—f, 1970—2000 年期间纬向风与垂直风距平合成矢量回归场更能清楚地反映了这一动力机理。很明显,夏季正位相 IOD 事件开始发生时(图 9a、b),在热带印度洋上空出现东风异常,而此时热带西太平洋上空已经出现了一个完整的反沃克环流,通过热带印度洋和热带太平洋在 110°E 下沉支的耦合,热带印度洋上空逐渐激发出一个完整的顺时针纬圈环流即季风环流异常,使正位相 IOD 进一步增强,正反馈作用也使热带太平洋沃克环流异常增强,El Niño 进一步发展。到了秋季(图 9c),热带印度洋-太平洋整体洋面上空纬圈环流已经组合成一个相互耦合的“齿轮式”系统,耦合点东移至 120°E,热带印度洋东风异常增强,正位相 IOD 发展成熟,热带太平洋西风异常也增强,El Niño 逐渐发展。进入冬季(图 9d、e),季风环流异常和沃克环流异常的相互作用依旧维持,耦合点东移至 140°E,此时,热带印度洋上空仍存在显著的东风异常,来自热带太平洋表层暖水进一步向热带印度洋输送,使热带印度洋异常偏暖区逐渐扩大,这就迫使 IOD 迅速衰减并转变成一致变暖的现象。次年春季(图 9f),热带印度洋仍受到 El Niño 的影响,其上空仍然存在东风异常,海盆异常增暖现象进一步增强。随着后期 El Niño 的衰弱,相互作用的减弱,整个过程结束(负位相 IOD 事件同理)。这不仅解释了为什么 1970 年以后,几乎每一次 IOD 事件的发生都伴随着 ENSO 事件,同时又清楚反映年际转变的耦合机理。

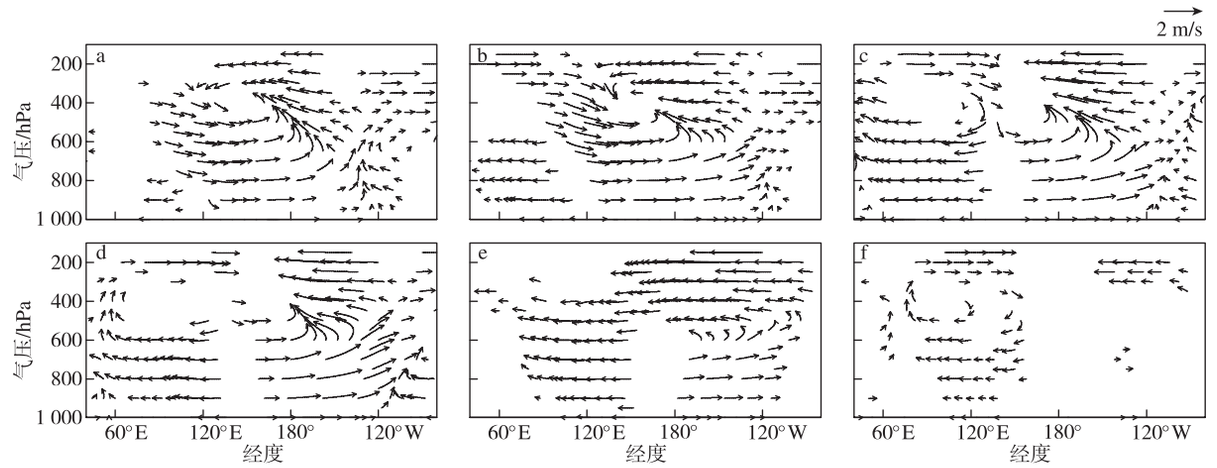

图 9　1970—2000 年前期、同期、后期纬向-垂直矢量风距平对秋季 DMI 的回归场(单位:m/s;5°S~5°N 范围内纬向平均;箭矢表示通过置信度为 95%的显著性检验):(a)6 月;(b)8 月;(c)10 月;(d)12 月;(e)次年 2 月;(f)次年 4 月

Fig.9　Regression fields of zonal-vertical vector wind anomalies on autumn DMI in the early, same and late periods of 1970—2000 (units: m/s; The zonal average is obtained for the range of 5°S—5°N. The arrows indicate the values passing the significance test at 95% confidence level): (a) June; (b) August; (c) October; (d) December; (e) February of the next year; (f) April of the next year

4　结论与讨论

1)利用 3 种百年尺度的 SST 资料进行 11 a 滑动相关进行定量分析,发现热带印度洋由 IOD 向 IOB 的转变存在明显的年代际变化特征:1940—1970 年期间,秋季 DMI 指数与冬、春季的平均 BMI 指数之间几乎减小至零相关,IOD 事件和后期 IOB 事件一起发生的概率很小,这种年际异常转变现象几乎不存在。而在 1970 年以后,两者正相关性显著增强,每一次 IOD 事件的发生,在后期冬、春季,热带印度洋几乎都会出现 IOB 现象,是典型的年际异常的转变过程。

2)研究已发现,IOD 向 IOB 现象的年际转变并不是热带印度洋内部的自然过程,而是热带印度洋 IOD 和同期热带太平洋 ENSO 海气耦合相互作用的结果。根据这一点,同样利用 3 种百年尺度的 SST 资料 11 a 滑动相关方法考察了秋季 DMI 指数与冬季 Niño3.4 指数之间相关关系的年代际变化,发现了与 IOD-IOB 年际转变的年代际变化近乎一致的特征,具体表现为:1940—1970 间两者相关关系并不显著,正(负)偶极子事件与暖(冷)ENSO 事件同时发生的概率很小,去除 ENSO(IOD)信号后的 DMI(Niño3.4)指数也没有明显的变化,此期间热带印度洋 IOD 和热带太平洋 ENSO 发生发展相对独立。1970 年后正相关非常显著,几乎所有的 IOD 事件都伴随着 ENSO 事件的发生,去除 ENSO(IOD)信号后的 DMI(Niño3.4)指数显著减弱,两者相互作用,联系密切。结果充分说明了,IOD 向 IOB 年际转变在 1970 前后发生的变化的直接原因就是 IOD 与 ENSO 耦合相互作用的年代际变化。

3)通过分析前期、同期、后期的海表面温度、水平风矢量、垂直风矢量和次表层海温等物理量距平场对秋季 DMI 指数的回归场在 1970 年前后的年代际变化,深入探究 IOD-IOB 年际转变(即 IOD 和 ENSO 相互作用)出现年代际变化的动力机理,发现热带印度洋上空的季风环流异常和热带太平洋上空的反沃克环流之间一种类似“齿轮式”耦合作用存在年代际差异,其中具体动力过程表现如下:1970 年以前,正 IOD 事件从夏季发展到秋季成熟的整个过程中,热带印度洋上空形成的季风环流异常无法与热带太平洋的沃克环流异常进行耦合,未能促进 El Niño 事件的形成。由于没有两者持续的相互作用影响,热带印度洋上空的东风异常在秋季之后难以维持,在正位相 IOD 迅速衰减之后,热带印度洋不能进一步出现显著的正 IOB 事件。而 1970 以后则呈现完全不同的情况,由于热带两大洋上空两个纬圈环流异常之间耦合作用的增强,正 IOD 事件发生时,印度洋通过海气相互作用,促进 El Niño 的发生发展,其本身又受到来自 El Niño 的正反馈。因此这种“齿轮式”耦合模型一直持续到冬季和次年春季,热带印度洋上空持续受到东风异常的影响和低层环流的引导,来自亚热带太平洋的表层暖水开

始经过海洋性大陆向西输送,加上印度洋本身海盆尺度较小,西边的暖水区显著增大,东西海温距平差开始减小并向海盆一致变暖转变,导致了后期冬季、春季正 IOB 事件的出现(负 IOD 事件同理)。

经过详细的诊断,本文不仅揭示了热带印度洋 IOD-IOB 年际转变在 1970 年前后的变化的这一现象,同时证实了 IOD 和 ENSO 的相互耦合作用年代际变化是导致这种差异出现的重要原因。进一步分析 1970 年前后热带印度洋、热带太平洋各物理量场之间的差异,发现热带大西洋-太平洋上空季风异常环流和反沃克环流之间形成的“齿轮式大气桥”耦合作用在 1970 年前后的变化,是影响 IOD-IOB 转变出现年代际变化的重要机理。为何热带印度洋与热带太平洋之间相互作用会出现如此明显的年代际差异,是否受到其他不同气候背景因素差异的影响?这仍需要更加深入的分析。因此,本文的结论和推测还需要更多统计分析和数值模拟结果的支持与肯定。

参考文献(References)

An S I,2003.Conditional maximum covariance analysis and its application to the tropical Indian Ocean SST and surface wind stress anomalies[J].J Climate,16(17):2932-2938.doi:10.1175/1520-0442(2003)016<2932:cmcaai>2.0.co;2.

Ashok K,Guan Z Y,Yamagata T,2003.A look at the relationship between the ENSO and the Indian Ocean dipole[J].J Meteor Soc Japan,81(1):41-56.doi:10.2151/jmsj.81.41.

Compo G P,Whitaker J S,Sardeshmukh P D,et al.,2011.The twentieth century reanalysis project[J].Quart J Roy Meteor Soc,137(654):1-28.doi:10.1002/qj.776.

Dong L,McPhaden M J,2017.Why has the relationship between Indian and Pacific Ocean decadal variability changed in recent decades? [J].J Climate,30(6):1971-1983.doi:10.1175/jcli-d-16-0313.1.

Dong L,Zhou T J,Dai A G,et al.,2016.The footprint of the inter-decadal Pacific oscillation in Indian Ocean Sea surface temperatures[J].Sci Rep,6:21251.doi:10.1038/srep21251.

杜振彩,谭言科,张人禾,等,2006.热带印度洋海温异常单、偶极模态及其相互作用[J].大气科学,30(1):11-24. Du Z C,Tan Y K,Zhang R H,et al.,2006.Two modes of sea surface temperature anomalies in the tropical Indian Ocean:monopole,dipole and their interactions[J].Chin J Atmos Sci,30(1):11-24.(in Chinese).

Han W Q,Vialard J,McPhaden M J,et al.,2014.Indian ocean decadal variability:a review[J].Bull Amer Meteor Soc,95(11):1679-1703.doi:10.1175/bams-d-13-00028.1.

Hu K M,Huang G,Huang R H,2011.The impact of tropical Indian Ocean variability on summer surface air temperature in China[J].J Climate,24:5365-5377.doi:10.1175/2011JCLI4152.1.

Huang G,Hu K,Xia Q,et al.,2016.A Review about Indian Ocean Basin Mode and its impacts on East Asian summer climate [J].Chin J Atmos Sci,40(1):121-130.

Huang G,Hu K M,Xie S P,2010.Strengthening of tropical Indian Ocean teleconnection to the Northwest Pacific since the mid-1970s:an atmospheric GCM study[J].J Climate,23(19):5294-5304.doi:10.1175/2010jcli3577.1.

Jourdain N C,Lengaigne M,Vialard J,et al.,2016.Further insights on the influence of the Indian Ocean dipole on the following year's ENSO from observations and CMIP5 models[J].J Climate,29(2):637-658.doi:10.1175/jcli-d-15-0481.1.

Kalnay E,Kanamitsu M,Kistler R,et al.,1996.The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project[J].Bull Amer Meteor Soc,77(3):437-471.doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:tnyrp>2.0.co;2.

Kaplan A,Cane M A,Kushnir Y,et al.,1998.Analyses of global sea surface temperature 1856—1991[J].J Geophys Res,103(C9):18567-18589.doi:10.1029/97jc01736.

Klein S A,Soden B J,Lau N C,1999.Remote sea surface temperature variations during ENSO:evidence for a tropical atmospheric bridge[J].J Climate,12(4):917-932.doi:10.1175/1520-0442(1999)012<0917:rsstvd>2.0.co;2.

Kug J S,Kang I S,2006.Interactive feedback between ENSO and the Indian Ocean[J].J Climate,19(9):1784-1801.doi:10.1175/jcli3660.1.

Li C Y,Mu M Q,2001.The influence of the Indian Ocean dipole on atmospheric circulation and climate[J].Adv Atmos Sci,18(5):831-843.doi:10.1007/BF03403506.

刘宣飞,袁慧珍,2006.ENSO 对印度洋偶极子与中国秋季降水关系的影响[J].南京气象学院学报,29(6):762-768. Liu X F,Yuan H Z,2006.Effects of ENSO on the relationship between IOD and autumn rainfall in China[J].J Nanjing Inst Meteor,29(6):762-768.doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2006.06.006.(in Chinese).

Luo J J,Zhang R C,Behera S K,et al.,2010.Interaction between El Niño and extreme Indian Ocean dipole[J].J Climate,23(3):726-742.doi:10.1175/2009jcli3104.1.

孟文,吴国雄,2000.赤道印度洋-太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件Ⅱ.数值模拟[J].大气科学,24(1):15-25. Meng W,Wu G X,2000.Gearing between the indo-monsoon circulation and the Pacific-walker circulation and the ENSO part Ⅱ:numerical simulation[J].Chin J

Atmos Sci,24(1):15-25.(in Chinese).

Nagura M,Konda M,2007.The seasonal development of an SST anomaly in the Indian Ocean and its relationship to ENSO[J].J Climate,20(1):38-52.doi:10.1175/jcli3986.1.

Qu X,Huang G,2012.An enhanced influence of tropical Indian Ocean on the South Asia high after the late 1970s[J].J Climate,25(20):6930-6941.doi:10.1175/jcli-d-11-00696.1.

Rayner N A,2003.Global analyses of sea surface temperature,sea ice,and night marine air temperature since the late nineteenth century[J].J Geophys Res,108(D14):4407.doi:10.1029/2002jd002670.

Saji N H, Yamagata T, 2003. Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate[J]. Climate Res, 25: 151-169. doi: 10.3354/cr025151.

Saji N H,Goswami B N, Vinayachandran P N, et al., 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean[J]. Nature, 401(6751): 360-363. doi: 10.1038/43854.

孙炜文,陈云辉,陈亚飞,2017.印度洋偶极子与中国东部夏季降水的年代际变化关系[J].气象与减灾研究,40(1):7-14. Sun W W,Chen Y H,Chen Y F,2017.Decadal variability of the Indian Ocean dipole interannual relationships with summer rainfall in eastern China[J].Meteorol Disaster Reduct Res,40(1):7-14.doi:10.12013/qxyjzyj2017-002.(in Chinese).

谭言科,张人禾,何金海,2003.热带印度洋海温的年际异常及其海气耦合特征[J].大气科学,27(1):53-66. Tan Y K,Zhang R H,He J H,2003.Features of the interannual variation of sea surface temperature anomalies and the air-sea interaction in tropical Indian Ocean[J].Chin J Atmos Sci,27(1):53-66.(in Chinese).

谭言科,张人禾,何金海,等,2004.热带印度洋海温的年际变化与 ENSO[J].气象学报,62(6):831-840. Tan Y K,Zhang R H,He J H,et al.,2004.Relationship of the interannual variations of sea surface temperature in tropical Indian Ocean to ENSO[J].Acta Meteorol Sin,62(6):831-840.doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2004.06.012.(in Chinese).

Wang H,Murtugudde R,Kumar A,2016.Evolution of Indian Ocean dipole and its forcing mechanisms in the absence of ENSO[J].Climate Dyn,47(7/8):2481-2500.doi:10.1007/s00382-016-2977-y.

王旭栋,管兆勇,周游,2017.夏半年热带太平洋中部型海温异常与热带印度洋海盆模对同期中国东部降水的共同影响[J].大气科学学报,40(6):737-748. Wang X D,Guan Z Y,Zhou Y,2017.Combined influences of tropical central Pacific SSTA and tropical Indian Ocean Basin Mode on precipitation in eastern China during summer half-year[J]. Trans Atmos Sci, 40(6): 737-748. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20160118001.(in Chinese).

吴国雄,孟文,1998.赤道印度洋-太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件Ⅰ.资料分析[J].大气科学,22(4):15-25. Wu G X,Meng W,1998.Gearing between the indo-monsoon circulation and the Pacific-walker circulation and the ENSO part Ⅰ:data analyses[J].Sci Atmos Sin,22(4):15-25.(in Chinese).

徐建军,朱乾根,施能,1997.近百年东亚冬季风与 ENSO 循环的相互关系及其年代际异常[J].大气科学,21(6):641-648. Xu J J,Zhu Q G,Shi N,1997.The interaction of East Asian winter monsoon with ENSO cycle and their interdecadal variations in last century[J].Sci Atmos Sin,21(6):641-648.(in Chinese).

晏红明,肖子牛,谢应齐,2000.近 50 年热带印度洋海温距平场的时空特征分析[J].气候与环境研究,5(2):180-188. Yan H M,Xiao Z N,Xie Y Q,2000.The analysis of spatial and temporal characteristics of sea surface temperature anomaly in the Indian Ocean during last 50 years[J].Climate Environ Res,5(2):180-188.doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2000.02.010.(in Chinese).

闫晓勇,张铭,2004.印度洋偶极子对东亚季风区天气气候的影响[J].气候与环境研究,9(3):435-444. Yan X Y,Zhang M,2004.A study of the Indian Ocean dipole influence on climate variations over East Asian monsoon region[J].Climate Environ Res,9(3):435-444.doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2004.03.003.(in Chinese).

杨萌洲,袁潮霞,2022.IPO 调节大西洋纬向模对澳大利亚秋季降水年际变动的影响[J].大气科学学报,45(1):76-86. Yang M Z,Yuan C X,2022.IPO modulates the influences of Atlantic Zonal Mode on the interannual variations of Australian autumn precipitation[J].Trans Atmos Sci,45(1):76-86.doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20210218001.(in Chinese).

杨霞,管兆勇,朱保林,2007.IOD 对 ENSO 影响中国夏季降水和气温的干扰作用[J].南京气象学院学报,30(2):170-177. Yang X,Guan Z Y,Zhu B L,2007.Role of Indian Ocean dipole events in the influence of ENSO on the summer rainfall and temperature in China[J].J Nanjing Inst Meteor,30(2):170-177.doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2007.02.004.(in Chinese).

Yang Y,Xie S P,Wu L X,et al.,2015.Seasonality and predictability of the Indian Ocean dipole mode:ENSO forcing and internal variability[J].J Climate,28(20):8021-8036.doi:10.1175/jcli-d-15-0078.1.

张玲,马茜雅,袁晓钰,等,2021.热带印度洋-太平洋海温主模态对中国南部秋季降水异常的影响[J].大气科学学报,44(6):954-964. Zhang L,Ma X Y,Yuan X Y,et al.,2021.Modulations of different SST patterns in tropical Indo-Pacific on autumn precipitation anomaly in southern China[J].Trans Atmos Sci,44(6):954-964.doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20200630001.(in Chinese).

Interdecadal variation of transition from Indian Ocean Dipole to Indian Ocean Basin Mode and its causes

GUO Pinwen[1,2], WU Qingchuan[2]

[1] *Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing* 210044, *China*;
[2] *School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing* 210044, *China*

Based on three centennial SST data, this paper investigated the interdecadal variation of the interannual transition from Indian Ocean Dipole (IOD) to Indian Ocean Basin Mode (IOB) by using statistical analysis and interannual signal removal methods. Results show that there is almost no such transition from 1940 to 1970, but it is very significant after 1970. It is found that the interdecadal variation of air-sea coupling between IOD and ENSO is the main reason for this transition. The occurrence and development of IOD and ENSO are independent from 1940 to 1970, but they are closely related after 1970. Through further diagnostic analysis of physical quantity fields, this paper reveals the main dynamic mechanism. Before 1970, the anomalous monsoon circulation over the tropical Indian Ocean could not be coupled with the anti-walker circulation over the tropical Pacific Ocean, and the IOD event cannot be connected with the tropical Pacific when it occurs. On the contrary, after 1970, the coupling effect between the two latitudinal circulation anomalies over the two tropical oceans is strong. When the positive (negative) IOD event occurs, it promotes the development of El Niño (La Niña) through air-sea interaction, and the Indian Ocean will receive the positive feedback from ENSO. Therefore, this "geared-like" coupling model can last until winter and the following spring, and the tropical Indian Ocean is continuously affected by the easterly (westerly) anomaly and guided by the low-level circulation. There is an inflow (outflow) of subsurface warm water in the western Indian Ocean, coupled with the small basin size of the Indian Ocean itself, so the western warm (cold) water area increases significantly, the difference between the east and west SST anomalies rapidly decreases, and it changes to the uniform warming (cold) of the basin, which leads to the occurrence of positive (negative) IOB events in the late winter and spring.

Indian Ocean Dipole (IOD); Indian Ocean Basin Mode (IOB); interannual transition; interdecadal variation; ENSO

doi: 10. 13878/j.cnki.dqkxxb.20200113009

(责任编辑:张福颖)