

# Variation of Indian Ocean Dipole and Its Effect on Summer Precipitation of China during Recent Decades

Guangyong Song

School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology,  
Chengdu Sichuan  
Email: 3220751165@qq.com

Received: May 7<sup>th</sup>, 2019; accepted: May 21<sup>st</sup>, 2019; published: May 28<sup>th</sup>, 2019

---

## Abstract

In this paper, we use the monthly precipitation and reanalysis data to analyze the variation of Indian Ocean Dipole (IOD) and its effect on summer precipitation of China. The results showed that the summer IOD index has obviously fluctuation during the summer during 1961-2017, and there is a significant positive correlation between IOD and summer precipitation over the eastern part of the northwestern China and South China Sea. The analysis on atmospheric circulation shows that the high 500 hPa geopotential height field, the intensity of the trough weakened, the precipitation in the south-northeast area controlled by the trough decreased, the subtropical high weakened which caused decreasing of precipitation over Yangtze River basin. Moreover, IOD can also cause abnormal summer precipitation in China by affecting the lower atmosphere over East Asia.

## Keywords

Indian Ocean Dipole, Summer Precipitation, Atmospheric Circulation

---

# 近几十年印度洋偶极子变化趋势及其对我国夏季降水的影响

宋光勇

成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都  
Email: 3220751165@qq.com

收稿日期: 2019年5月7日; 录用日期: 2019年5月21日; 发布日期: 2019年5月28日

## 摘要

利用1961~2016年月降水量资料以及NCEP/NCAR月平均再分析资料进行了夏季印度洋偶极子(Indian Ocean Dipole, IOD)变化趋势及其对与同期中国降水的影响。研究发现, 1961~2017年夏季IOD指数具有显著年际变化特征, 整体呈现波动趋势, IOD与我国华南沿海及西北东部地区夏季降水间有较好的正相关关系。对大气环流分析表明, 500 hPa位势高度场上我国东北到日本海低压槽强度减弱, 低压槽控制区域降水减少; 而副热带高压异常造成我国长江流域降水减少; 此外, IOD还可通过影响东亚地区低层大气造成我国夏季降水产生异常。

## 关键词

印度洋偶极子, 夏季降水, 大气环流

Copyright © 2019 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

## 1. 引言

海洋相对于大气的主要作用是将水汽和热量输送到大气中为大气运动提供能量, 在各种尺度的气候变化过程中, 海洋都扮演了极其重要的角色, 成为了全球气候的主要控制因子。海洋加热的异常通常会导致区域乃至全球气候产生异常, 因此一直是国内外学者关注的重点[1]。海表温度(Sea surface temperature, SST)异常大气环流演变有着重要的影响, SST 异常可通过对大气环流的影响进而导致局地乃至大尺度区域降水发生显著变化[2]。

印度洋 SST 存在多时空尺度变化特征。部分学者对赤道印度洋 SST 异常进行 EOF 分析, 发现了赤道东西印度洋存在一种海表温度异常的反位相振荡信号, 即印度洋偶极子(Indian Ocean Dipole, IOD), 并定义热带西印度洋(10°S~10°N, 50°E~70°E)与东南印度洋(10°S~0°, 90°E~110°E)的 SST 距平之差为印度洋偶极子指数[3][4]。此后许多学者对 IOD 进行了研究, 发现 IOD 对东非短期降水有影响, 尤其是排除 ENSO 的影响后, 这一影响更为显著[5]。IOD 的作用也体现在印度和东亚夏季降水中[6][7][8]。在 IOD 的变化方面, 研究也发现 IOD 型振荡信号存在于赤道印度洋海温的年际变化中, 其中负位相型 IOD 的平均强度比正位相型 IOD 的平均强度要低, 且印度洋 IOD 在 1~4 月最弱, 9~11 月最强[9]; 此外, 热带印度洋偶极子分为单一型偶极子和偶极型偶极子。此外, 已有研究认为印度洋 SST 在近几十年中存在由冷到暖的年代际变化[10]。

我国是西南季风主要影响区域, 而西南季风的异常变化主要受印度洋热力状况的影响, 因此, 印度洋 SST 影响我国天气气候的变化重要因子之一。以往研究多关注秋季 IOD 对我国降水的影响, 对夏季 IOD 与我国同期降水的研究相对较少, 因此开展相关研究具有重要意义。

## 2. 资料和方法

### 2.1. 资料

大气环流资料采用美国国家环境预报中心 NCEP 和国家大气研究中心 NCAR 联合处理的月平均再分析数据集, 具体包括空间分辨率为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  的 500 hPa 位势高度场、850 hPa 纬向风场再分析资料[11]。

降水量资料采用降水资料是基于 2416 个气象台站得到的空间分辨率为  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  的月降水资料

(CN05.1 格点化观测数据集) [12]。

SST 资料采用美国国家海洋和大气管理局 NOAA 提供的空间分辨率为  $2^\circ \times 2^\circ$  的海表面温度资料 (Extended reconstruction sea surface temperature, ERSST) [13]。

## 2.2. 方法

研究 IOD 变化特征时选取 Saji [4] 等定义的 IOD 指数来表征赤道热带印度洋西部和东部的异常海温差值强弱的变化。

采用相关分析研究 IOD 对我国夏季降水的影响。相关分析是研究两个或两个以上处于同等地位的随机变量间的相关关系的统计分析方法, 相关系数计算公式如下所示

$$r_{kl} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left( \frac{x_{ki} - \bar{x}_k}{s_k} \right) \left( \frac{x_{li} - \bar{x}_l}{s_l} \right) \quad (1)$$

其中  $x_k$  和  $x_l$  分别表示第  $k$ , 第  $l$  个变量, 而  $s_k$  和  $s_l$  分别表示第  $k$ , 第  $l$  个变量的标准差,  $r_{kl}$  的绝对数值越大, 表示两者的关系越密切。

## 3. 夏季 IOD 变化特征及其与我国降水的关系

### 3.1. 夏季 IOD 的长期变化

图 1 给出了 1961~2016 年夏季 IOD 指数年际变化曲线。由图中可见, 近几十年中夏季 IOD 在年代际尺度上存在一定的变化趋势, 总体上表现为 1970 年代中期之前振荡增强; 1970 年代中后期有所减弱, 并在 1990 年代中期达到最弱; 1990 年代末至今, 其主要变化特征表现为振荡增加的趋势。同时, IOD 指数具有较大的年际变化特征, 主要体现为正负值波动出现, 其中最大正值出现在 1972 年, 为 2.07, 最大负值出现在 1992 年, 为 -2.03。

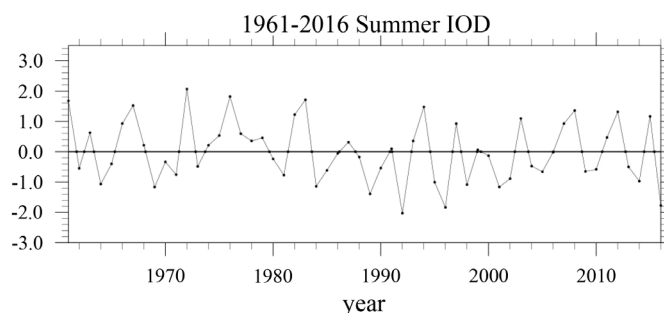


Figure 1. Summer IOD index for 1961-2016  
图 1. 1961~2016 年夏季 IOD 指数年际变化曲线

由于 IOD 指数具有年代际冷暖态, 进一步分析了不同年代夏季 IOD 指数变化特征。从图 2(a) 中可知, 1961~1980 年夏季 IOD 指数整体趋于正值, 主要表现为暖态。该时段 IOD 指数平均值为 0.27, 最大值出现在 1972 年, 达到 2.08; 最小值在 1969 年, 仅为 -1.17。1981~2000 年间夏季 IOD 指数整体趋于负值, 主要表现为冷态(图 2(b)), IOD 指数平均值为 -0.23, 最大值出现在 1983 年, 为 1.71, 最小值在 1992 年, 为 -2.03。到了 2001~2016 年主要表现为冷暖过渡态(图 2(c)), 该时段 IOD 指数平均值为 -0.08。

### 3.2. 夏季 IOD 与我国降水的关系

IOD 是影响我国夏季降水的重要因素, 首先采用相关分析研究夏季 IOD 对我国降水的影响。从夏季 IOD 与我国降水的相关系数分布(图 3)中可以看出, 我国西北地区东部、华北和东北部分地区、华南以及

淮河流域为主要的正相关区；西北地区西部、长江流域、华北中部以及东北地区大部为主要的负相关区，通过 95% 的显著性检验。

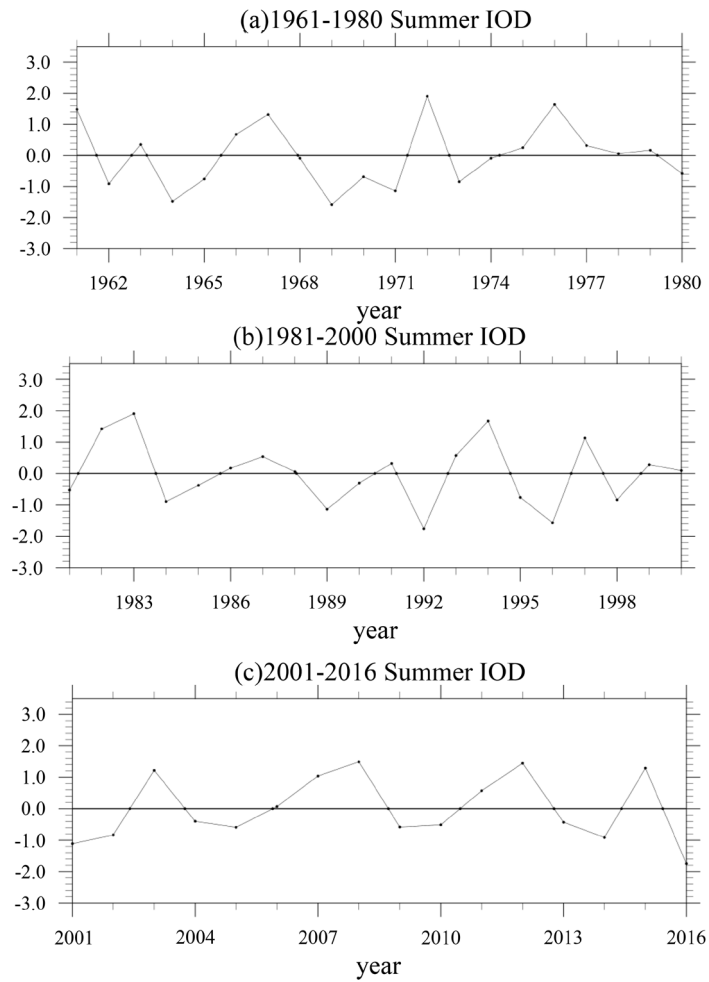


Figure 2. Summer IOD index for (a) 1961-1980, (b) 1981-2000 and (c) 2001-2016  
 图 2. 夏季 IOD 指数年际变化曲线：(a) 1961~1980, (b) 1981~2000 and (c) 2001~2016

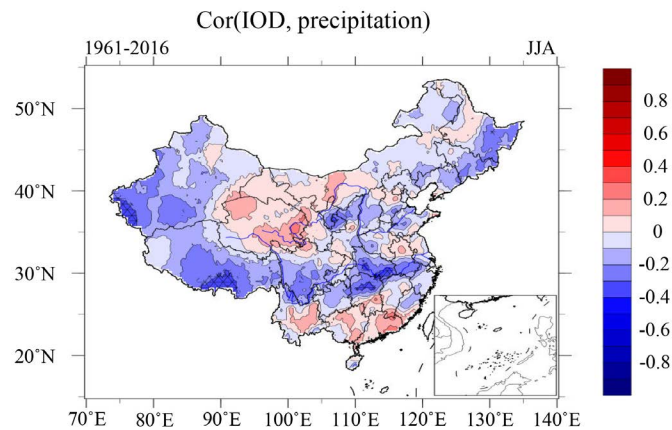
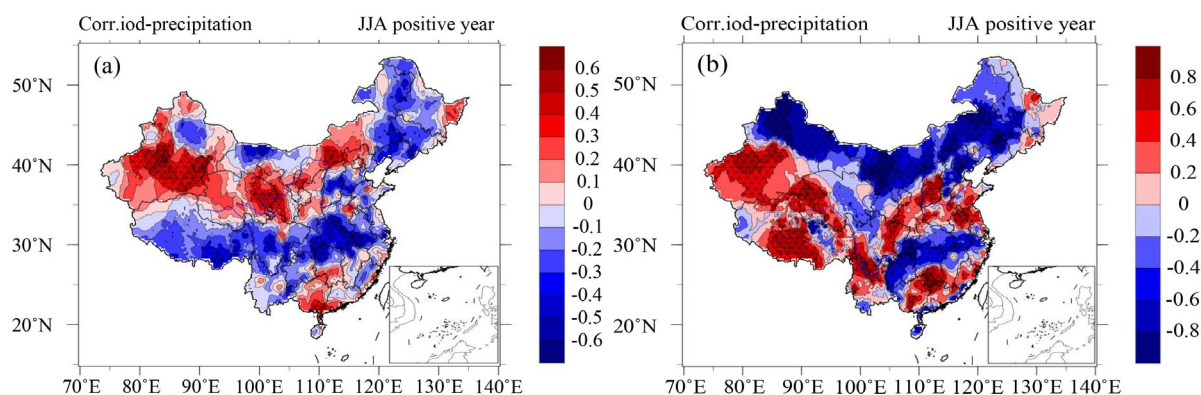


Figure 3. The correlation coefficient distribution between summer IOD and precipitation in China  
 图 3. 夏季 IOD 与同期中国夏季降水量相关系数分布

由于 IOD 的正负位相年对降水的影响存在差异,因此选取夏季 IOD 正负位相年分析其位相对中国夏季降水的影响。以 IOD 指数绝对值  $> 0.5$  的年份为正负位相年,其中正位相年有 15 年,分别为 1963, 1966, 1967, 1972, 1975, 1976, 1977, 1982, 1994, 1997, 2003, 2007, 2008, 2012, 2015 年;负位相年有 21 年,分别为 1962, 1964, 1969, 1971, 1981, 1984, 1985, 1989, 1990, 1992, 1995, 1996, 1998, 2001, 2002, 2005, 2009, 2010, 2013, 2014, 2016 年。图 4 为夏季正负位相年 IOD 指数与我国同期降水相关系数分布。由图 4(a)可见,在 IOD 正位相年,相关系数从南到北表现为“负-正-负-正”带状相关分布,相关系数一般都能通过 95% 的显著性检验。而在 IOD 负位相年时(图 4(b)),相关系数从南到北则表现为与正位相年相反的“正-负-正-负”带状分布特征。这表明 IOD 的位相变化对我国同期降水有较大影响。



**Figure 4.** The correlation coefficient distribution between summer IOD and precipitation in China: (a) Positive years and (b) negative years

**图 4.** 夏季 IOD 与同期中国夏季降水量相关系数分布: (a) 正位相年和(b)负位相年

### 3.3. IOD 影响我国夏季降水的可能原因

从本质来看,IOD 引起的大气环流异常是导致我国夏季降水变化的根本原因,因此本文将从该角度来探讨 IOD 对我国夏季降水的影响。图 5 为夏季 IOD 与同期大气环流的相关系数分布图。由图 5(a)中可见,以  $90^{\circ}\text{E}$  为界孟加拉湾以西为正相关区,以东为负相关区,此模态为正 IOD 模态。在  $180^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{W}$  之间的海域内,  $15^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$  之间为正相关区,  $15^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{S}$  之间为负相关区。在夏季 IOD 与同期 500 hPa 高度场相关系数分布图(图 5(b))上可见,我国除东北地区东部为正相关区外,其余地区均为负相关区。我国东北地区的正相关区表明位于该区域的东亚大槽减弱,造成我国东北地区降水减少。此外,西太平洋地区为负相关区,说明 IOD 变化将造成副热带高压强度较弱使得我国长江流域降水减少。在夏季 IOD 与同期 850 hPa 经向风相关系数分布图(图 5(c))上可以发现,以  $100^{\circ}\text{E}$  为界,相关系数主要表现为以南北方向上的带状分布,即  $100^{\circ}\text{E}$  以东至西太平洋地区为大范围正相关区,对应南方增强;而以西地区至印度洋西部则为负相关区,对应北风增强。而由夏季 IOD 与同期 850 hPa 纬向风相关系数分布(图 5(d))上可知,印度洋、孟加拉湾以及我国华南低层均为一致的正相关区,对应西风气流增强,有利于印度洋暖湿水汽到达我国华南,使得华南地区降水增加。而我国华北至中纬度太平洋为负相关区,说明该地区主要为东风分布,有利于来自海洋的暖湿气流与高纬的干冷空气相交汇于华北地区造成降水偏多。由此可见,IOD 对我国夏季降水的影响并不是由单一因素造成,而是多个影响因素复杂作用的共同结果。

## 4. 结论

本文利用 1961~2016 年月降水量资料以及 NCEP/NCAR 月平均再分析资料对夏季 IOD 变化趋势及其

对与同期中国降水的影响进行了分析，得到以下结论。

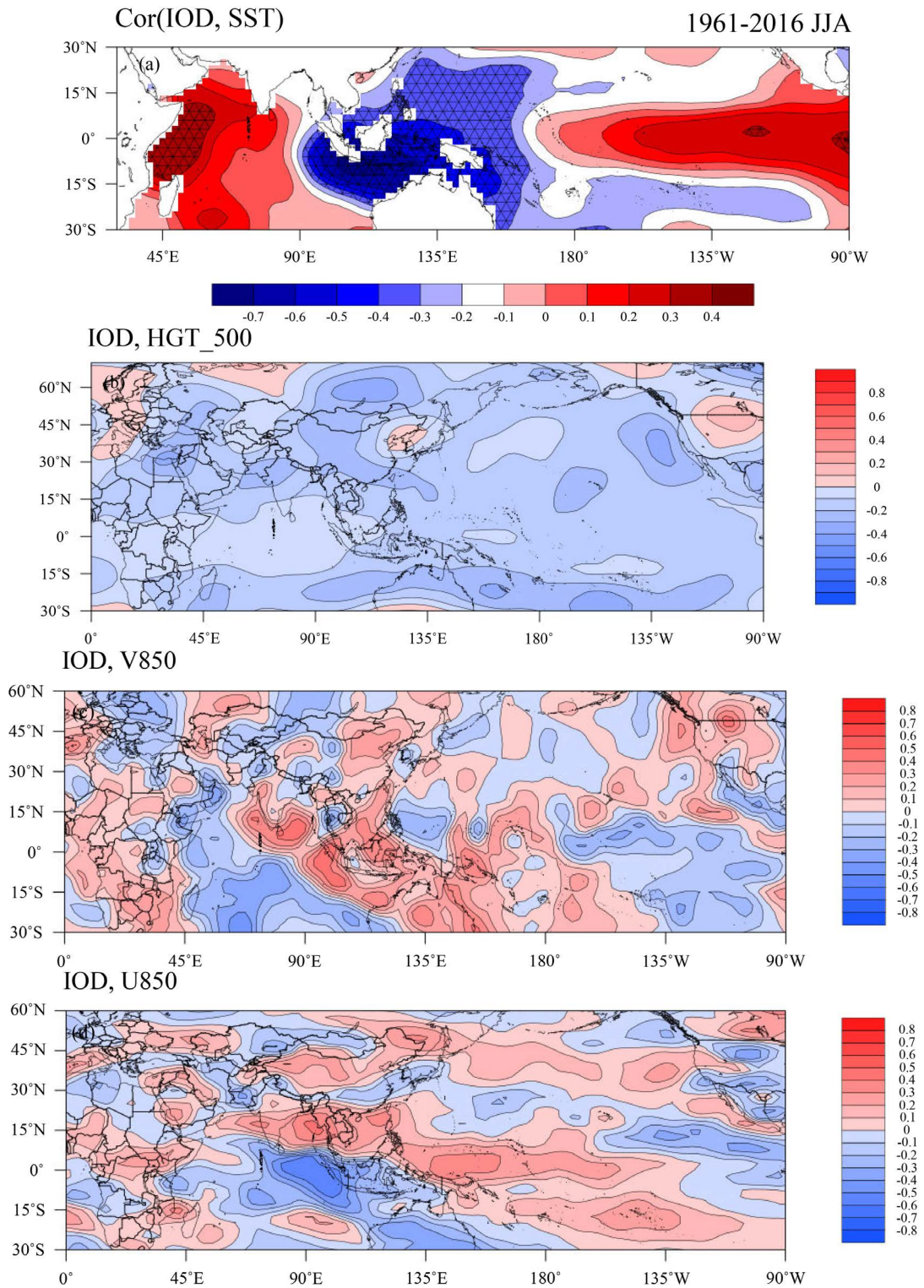


Figure 5. The correlation coefficient distribution IOD and atmospheric circulation fields: (a) SST, (b) 500 hPa geopotential height, (c) 850 hPa zonal and (d) Meridional wind

图 5. 夏季 IOD 与同期环流场相关系数分布: (a) 海温, (b) 500 hPa 高度场, (c) 850 hPa 纬向风和(d)经向风

1) 近几十年来, 近几十年中夏季 IOD 在年代际尺度上存在一定的变化趋势, 总体上表现为 1970 年代中期之前振荡增强; 1970 年代中后期有所减弱, 并在 1990 年代中期达到最弱; 1990 年代末至今, 其主要变化特征表现为振荡增加的趋势。同时, IOD 具有明显的年际变化特征, 主要体现为正负值波动出现。

2) 夏季 IOD 与我国同期降水的相关关系主要表现为我国西北地区东部、华北和东北部分地区、华南以及淮河流域为主要的正相关区, 而西北地区西部、长江流域、华北中部以及东北地区大部为主要的负相关区。

3) 对大气环流分析表明, 500 hPa 位势高度场上我国东北到日本海低压槽强度减弱, 低压槽控制区域降水减少; 而副热带高压异常造成我国长江流域降水减少; IOD 还可通过影响东亚地区低层大气造成我国夏季降水产生异常。

## 基金项目

成都信息工程大学 2018 年本科质量工程、2018 年研究生教改项目以及 2018~2020 年校级第一阶段教改项目(JY2018012)共同资助。

## 参考文献

- [1] Namias, J. (2009) Seasonal Interactions between the North Pacific Ocean and the Atmosphere during the 1960's. *Monthly Weather Review*, **97**, 173-192. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0173:SIBTNP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0173:SIBTNP>2.3.CO;2)
- [2] Bjerknes, J. (1969) Atmospheric Teleconnections from the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, **97**, 163-172. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2)
- [3] Webster, P.J., Moore, A.M., Loschnigg, J.P. and Leben. R.R. (2006) Coupled Ocean-Atmosphere Dynamics in the Indian Ocean during 1997-98. *Nature*, **401**, 356-360. <https://doi.org/10.1038/43848>
- [4] Saji, N.H, Goswami, B.N, Vinayachandran, P.N. and Yamagata, T. (1999) A Dipole Mode in the Tropical Indian Ocean. *Nature*, **401**, 360-363. <https://doi.org/10.1038/43854>
- [5] Behera, S.K., Luo, J., Masson, S., Delecluse, P., Gualdi, S., Navarra, A. and Yamagata, T. (2005) Paramount Impact of the Indian Ocean Dipole on the East African Short Rains: A CGCM Study. *Journal of Climate*, **18**, 4514-4530. <https://doi.org/10.1175/JCLI3541.1>
- [6] Guan, Z. and Yamagata, T. (2003) The Unusual Summer of 1994 in East Asia: IOD Teleconnection. *Geophysical Research Letters*, **30**, 1544. <https://doi.org/10.1029/2002GL016831>
- [7] Ashok, K., Guan, Z. and Yamagata, T. (2003) Influence of the Indian Ocean Dipole on the Australian Winter Rainfall. *Geophysical Research Letters*, **30**, 1821. <https://doi.org/10.1029/2003GL017926>
- [8] 唐卫亚, 孙照渤. 印度洋海温偶极振荡对东亚环流及降水影响[J]. 南京气象学院学报, 2005, 28(3): 316-322.
- [9] 闫晓勇, 张铭. 赤道东太平洋海温异常期间印度洋偶极子对东亚季风区影响的数值模拟[J]. 热带气象学报, 2004, 20(4): 375-382.
- [10] 晏红明, 肖子牛, 谢应齐. 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, 2000, 5(2): 180-188.
- [11] Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D. and Gandin, L. (1996) The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437-472. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)
- [12] 吴佳, 高学杰. 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, 2013, 56(4): 1102-1111.
- [13] Smith, T.M. and Reynolds, R.W. (2003) Extended Reconstruction of Global Sea Surface Temperatures Based on COADS Data (1854-1997). *Journal of Climate*, **16**, 1495-1510. <https://doi.org/10.1175/1520-0442-16.10.1495>

**知网检索的两种方式：**

1. 打开知网页面 <http://kns.cnki.net/kns/brief/result.aspx?dbPrefix=WWJD>  
下拉列表框选择：[ISSN]，输入期刊 ISSN：2330-1724，即可查询
2. 打开知网首页 <http://cnki.net/>  
左侧“国际文献总库”进入，输入文章标题，即可查询

投稿请点击：<http://www.hanspub.org/Submission.aspx>

期刊邮箱：[ojns@hanspub.org](mailto:ojns@hanspub.org)