

唐卫亚, 孙照渤, 谭桂容. 印度洋偶极子与中国南方夏季降水的可能联系 [J]. 南京气象学院学报, 2008, 31(6): 836-843.

印度洋偶极子与中国南方夏季降水的可能联系

唐 卫亚, 孙照渤, 谭桂容

(南京信息工程大学 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 江苏 南京 210044)

摘要: 利用 1951—2000 年 NCEP/NCAR 再分析资料、英国气象局全球海温资料、中国气象局整编的 160 站气温资料, 采用 EOF、合成、相关、奇异值分解等方法讨论了印度洋偶极子 (Indian Ocean Dipole, DD) 对南方夏季降水的影响。结果表明: 印度洋海温异常, 激发了大气环流的异常, 从而导致南方降水异常。当印度洋海温一致变化时, 南方降水分 布也呈 一致; 当印度洋上海温距平偶极振荡时, 长江流域与华南也出现偶极变化的现象。 DD 正位相年, 华南降水异常偏多; DD 负位相年, 长江流域降水偏多。

关键词: 印度洋海温; 偶极振荡; 降水异常; 中国南方

中图分类号: P432 6 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-2022(2008) 06-0836-08

Effect of Indian Ocean Dipole on
Rainfall Anomaly in South of China

TANG Weiya SUN Zhao-bo TAN Guirong

(Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, NUIST, Nanjing 210044, China)

Abstract Based on the NCEP/NCAR reanalysis, British Meteorological Office global sea surface temperature (SST) and China 160 stations temperature data during 1951—2000, the empirical orthogonal function (EOF), composite analysis, correlation and singular value decomposition (SVD) methods are used to study the effect of the Indian Ocean Dipole (DD) on South of China rainfall (in China south of 33°N). Results show that the SST anomaly in Indian Ocean arouses the atmospheric circulation anomaly, which induces the rainfall anomaly in South China. When Indian Ocean SST is higher (lower), South China rainfall is more (less) than the normal. When IOD is positive (negative), the precipitation is more (less) in South China and less (more) in the Yangtze River Basin.

Key words SST in Indian Ocean; dipole; rainfall anomaly; South of China

0 引言

20 世纪 60 年代以来, 气象学家对海气相互关系进行了广泛的研究, 其中, Namias^[1] 及 Bjerknes^[2-3] 从广泛的资料和物理观点方面比较有力地论证了这种关系的存在。大尺度海气相互作用及其在短期气候预测中的应用已成为短期气候预测的一个重要研究课题。海洋热源的异常分布是气候异常的重要原因之一。许多气象科学工作者都发现, 印度洋海表温度异常对邻近地区的降水和区域气候具有重要影响, 降水变化特征与海温异常的空间分

布型密切相关。Nitta^[4] 发现海温对临近地区的降水和区域气候具有重要影响。

印度洋作为我国西南季风的发源地与流经地, 同时也是我国季风雨水汽和各种能量供给的主要源地之一, 该海区海温的异常对西南季风的异常活动有着重要的作用。海洋表面的热力状况通过影响西南季风的异常变化及印度洋热带系统的活动, 对我国天气气候的变化有着重要的影响。许多极端事件就是在印度洋海表温度为第二模态时发生的, 这一模态虽然出现的频率低, 但由此造成的危害和损失较大, 如 1961 年 (太平洋上没有发生 ENSO 事件),

收稿日期: 2007-11-27; 改回日期: 2008-06-30
基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (40775059); 江苏省气象灾害重点实验室资助项目 (KLME060212)
作者简介: 唐卫亚 (1971—), 女, 江苏盐城人, 博士生, 研究方向为短期气候预测, tw_y@nuist.edu.cn

印度季风降水是 150 a 来最强的、尼罗河泛滥成灾; 1997 年 (太平洋上出现了 20 世纪最强的 El Niño 事件), 印度季风降水趋于正常、非洲出现大洪水、印尼经历了罕见的干旱。研究发现造成这些灾害性气候的原因是印度洋偶极子^[5]。Saha^[6]指出印度洋东西向海温梯度异常可以修正季风环流。Webster 等^[7]认为 1997/1998 年热带印度洋 SST 增暖事件是由印度洋自身系统的海气相互作用引起的对年循环的扰动。Lu 等^[8]认为 1997/1998 年印度洋海温异常是由于 ENSO 事件通过赤道上空的 Walker 环流影响印度洋海表风场引起的。刘宣飞等^[9-10]认为印度洋偶极子期中国西南部异常西南气流影响该地区降水。王黎娟等^[11]、肖子牛等^[12]、唐卫亚等^[13-14]研究了异常海温与降水及气温的关系。晏红明等^[15-17]的数值模拟研究表明印度洋赤道低纬地区的 SST 异常影响亚洲夏季风爆发时间及强度, 印度洋偶极子正位相增强了中国南方降水。贾小龙等^[18]认为印度洋偶极子正位相年次年我国长江流域降水偏多, 华南降水偏少。闵锦忠等^[19]认为当南海、孟加拉湾和阿拉伯海春季海温一致正异常时, 夏季副高偏南偏西偏强, 长江流域降水偏多。管兆勇等^[20-21]研究了印度洋偶极子对 1994 年东亚地区干热的影响。李琰等^[22]认为 ENSO 事件与印度洋偶极子同时发生时次年 6 月长江流域及以南地区降水较多。闫晓勇等^[23]认为印度洋正偶极子位相期间,

东亚地区的西南季风爆发偏晚, 强度增强, 我国大陆降水增多。杨明珠等^[24]认为南印度洋偶极子事件对夏季降水在不同阶段所起作用不同。本文主要研究 DD 发展期对南方夏季降水异常的影响。

1 资料和方法

分析所用风场、速度势资料为 NCEP/NCAR 的再分析月平均资料, 网格距为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 资料年限为 1951—2000 年共 50 a。降水资料为国家气候中心整编的中国 160 站 1951—2000 年夏季降水量。海温资料为英国气象局 1951—2000 年 $2^\circ \times 2^\circ$ 的全球网格点资料。

本文采用的方法有: 经验正交函数 (EOF) 分解、相关分析、合成分析、奇异值分解 (SVD)。

2 印度洋海温与中国降水的关系

2.1 印度洋海温分布特征

秋季 DD 表现最为明显。由图 1 可见, 秋季印度洋海温 EOF 第一个特征向量的空间分布表现为印度洋海温一致升高或整体变冷的特征, 第一模态的时间系数反映了其年际变化的特征, 并且在 1978 年发生了明显的变化, 1978 年以前时间系数基本为正值, 1978 年以后绝大多数年份时间系数为负值, 印度洋 SST 总趋势是增暖的。而第二特征向量则表现出印度洋东西部偶极振荡的特性, 即当西印度洋

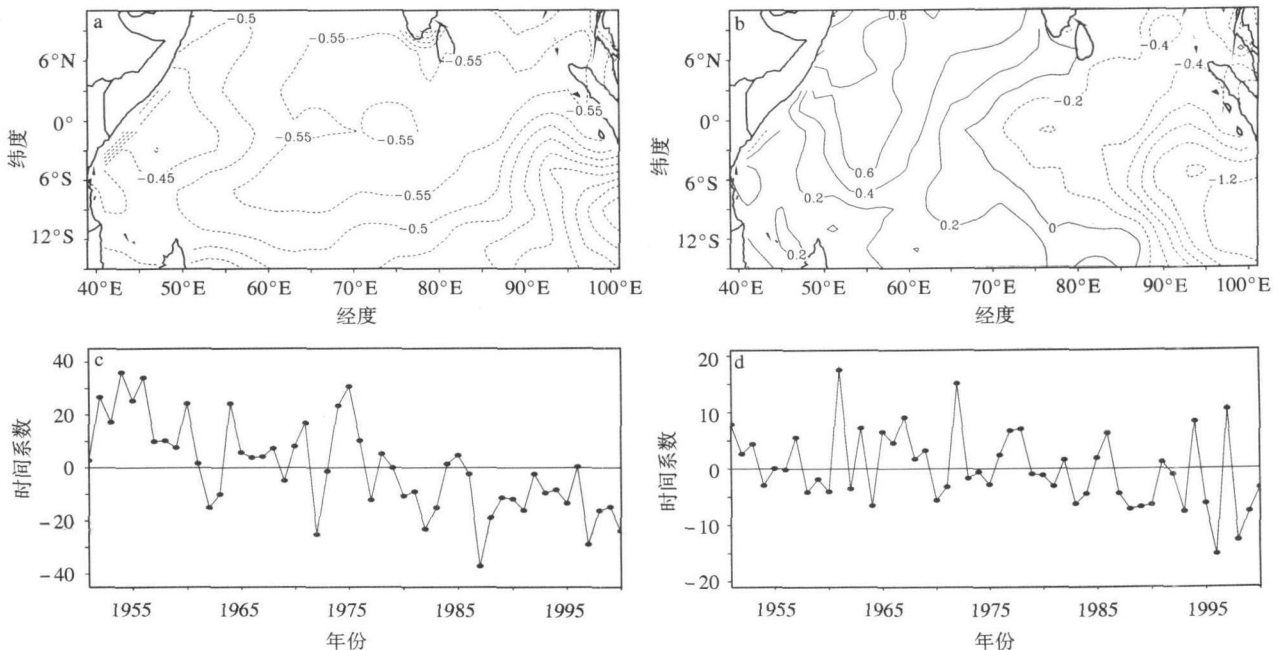


图 1 秋季印度洋海温 EOF 第一 (a)、第二 (b) 特征向量的空间分布及时间系数 (c、d)

Fig 1 (a) The 1st and (b) 2nd EOF eigenvectors of autumn SST in Indian Ocean and (c、d) their time coefficients

海温为正距平时,东印度洋海温为负距平;反之,当西印度洋海温为负距平时,东印度洋为正海温距平,正负距平中心分别位于赤道西印度洋及东南印度洋,其时间序列反映东西偶极型振荡的年际变化。第一特征向量解释了总体方差的 69.3%,第二特征向量解释了总体方差的 10.5%,前两个特征向量解释了总体方差的 80%,基本能够反映印度洋海温的变化情况。

2.2 南方夏季降水特征

根据地理划分,南方指中国东部季风区的南部,主要是秦岭—淮河以南,东临东海,南临南海。因此从气候中心整编的 160 站夏季降水资料中选取了位于淮河以南的中国东部地区 (33°N 以南、100°E 以东地区) 的 55 个站点代表南方夏季降水,并对这 55 个站点 50 a 的夏季降水做 EOF 分析。

图 2 为中国南方夏季降水 EOF 分解前四个特征向量的空间分布,第一个特征向量的空间分布 (图 2a) 表现为:当长江及以南地区降水偏多时,华南南部及东南沿海降水偏少的特征,雨带中心位于华中中部;反之亦然。第二个特征向量 (图 2b) 则表现出:主要多雨区位于江淮之间,长江以南及沿海降水偏少;当长江流域降水偏少时江南及沿海降水偏

多的分布特征。第三个特征向量 (图 2c) 则表现出:当长江下游、华南及西南降水偏多时长江中上游及东南沿海降水偏少的分布特征。第四个特征向量 (图 2d) 则表现出降水经向分布的特征:当长江下游至华南中东部降水偏多时长江中游到西南地区降水偏少。第一特征向量解释了总体方差的 22%,第二特征向量解释了总体方差的 16.8%,第三特征向量解释了总体方差的 8%,第四特征向量解释了总体方差的 6%,前四个特征向量解释了总体方差的 53%。

将南方地区自北向南划分为 3 个部分:沿长江地区 (沿江),江南地区 (长江以南、南岭以北)、华南 (包括华东南部)。图 3 为沿江、江南、华南 3 个地区的夏季区域降水距平百分率的年际变化。从图 3 可见在 1951—2000 年的 50 a 中,前 20 a 长江流域与江南的降水趋势较为一致,长江与华南的降水呈相反趋势;从 70 年代到 90 年代的 30 a 中,江南与华南的降水趋势较为一致。引起关注的是 20 世纪 90 年代 3 个区域的降水都表现出偏多的现象。1951—1970 年沿江与江南地区区域平均降水的相关系数为 0.573 沿江地区与华南地区区域平均降水的相关系数为 -0.503 都通过 99.9% 的置信水

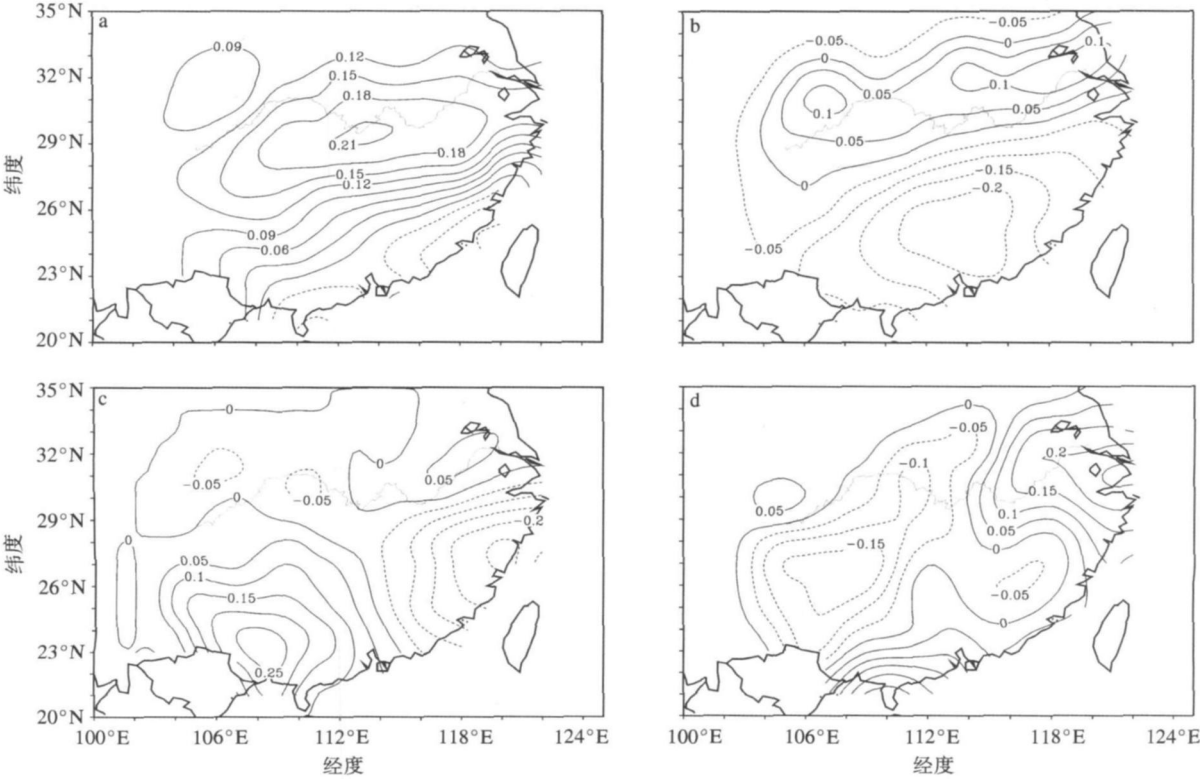


图 2 中国南方夏季降水 EOF 第一 (a)、第二 (b)、第三 (c) 和第四 (d) 特征向量的空间分布
Fig. 2 (a) The 1st (b) 2nd (c) 3rd and (d) 4th EOF eigenvectors of rainfall in South of China

平检验,而江南与华南地区区域平均降水相关性很小,相关系数仅为 0.08。1971—2000 年,江南与华南地区区域平均降水的相关性明显上升,相关系数达到 0.275,通过 95% 的置信水平检验,而沿江地区与江南、华南的相关性下降。

2.3 DD 年南方降水的分布特征

Saji 等^[5]根据 EOF 分析的结果,利用赤道印度洋西部 (50~70°E, 10°S~10°N) 和东南部 (90~110°E, 10°S~0°) 区域平均的海表温度距平之差定义了偶极子指数。当赤道印度洋西部海表温度距平为正距平,印度洋东南部为负距平时,印度洋偶极子指数为正且达到某一个量级,则为正偶极子事件,或

者称为偶极子的正位相;反之,称为负偶极子事件或偶极子的负位相。根据印度洋偶极子指数选择了 7 次正偶极子极端事件 (1961, 1963, 1972, 1977, 1982, 1994 和 1997 年) 和 7 次负偶极子极端事件 (1956, 1958, 1960, 1970, 1984, 1996 和 1998 年)^[13]进行合成分析(图 4)。结果表明, DD 正位相年华南及东南沿海降水偏多,华南南部及东部、华东南部降水较正常年偏多 20% 以上,长江流域降水较少,尤其是长江上游及中游部分地区更加明显; DD 负位相年长江流域降水较多,华南及东南沿海降水较少,与正位相年呈反位相分布。由此可见 DD 对中国南方降水有一定的影响。

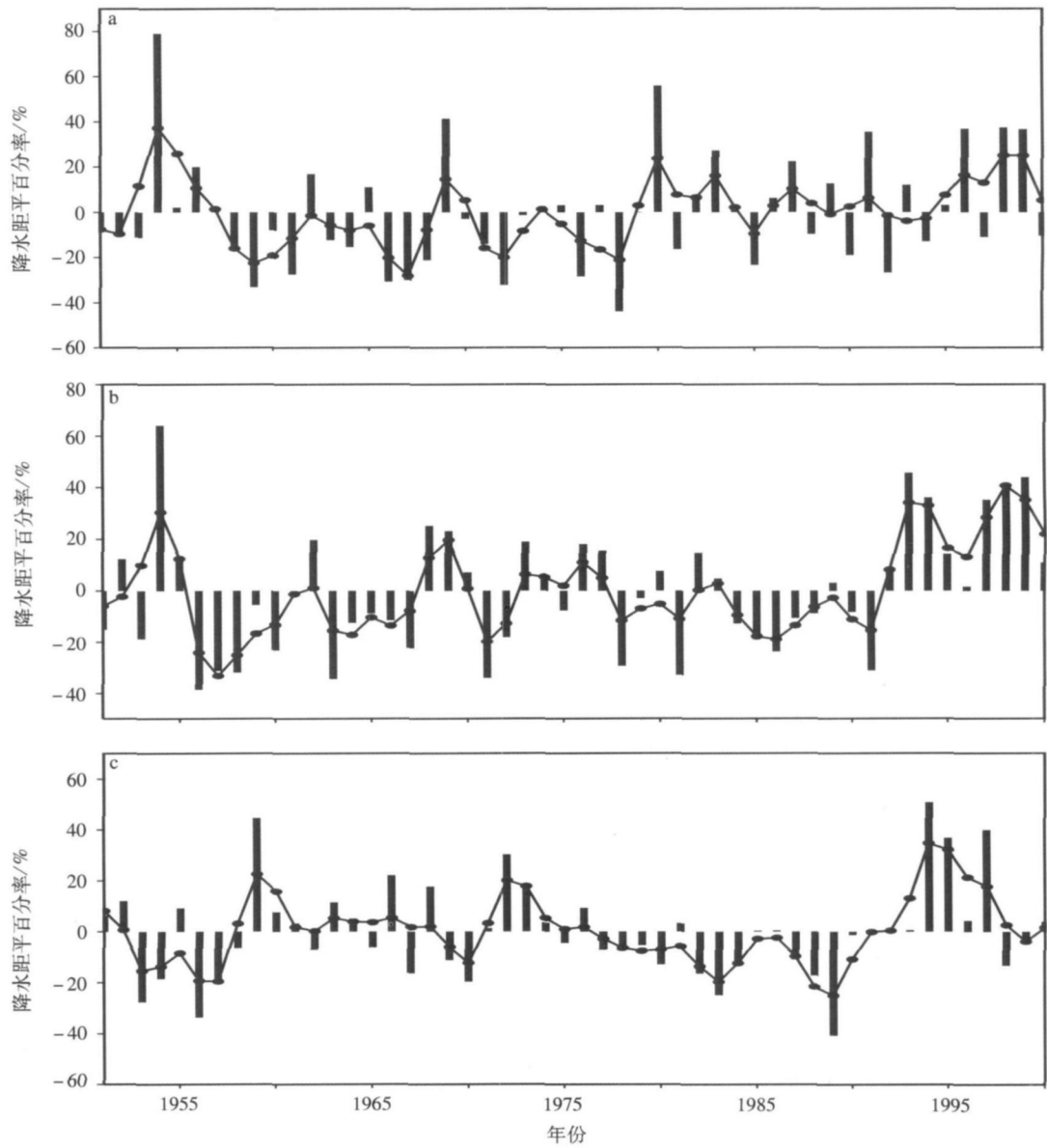


图 3 沿江 (a)、江南 (b)、华南 (c) 夏季区域降水距平百分率年际变化

Fig 3 Rain fall anomaly percentage(%) in summer in (a) Changjiang (b) south to Changjiang and (c) South China

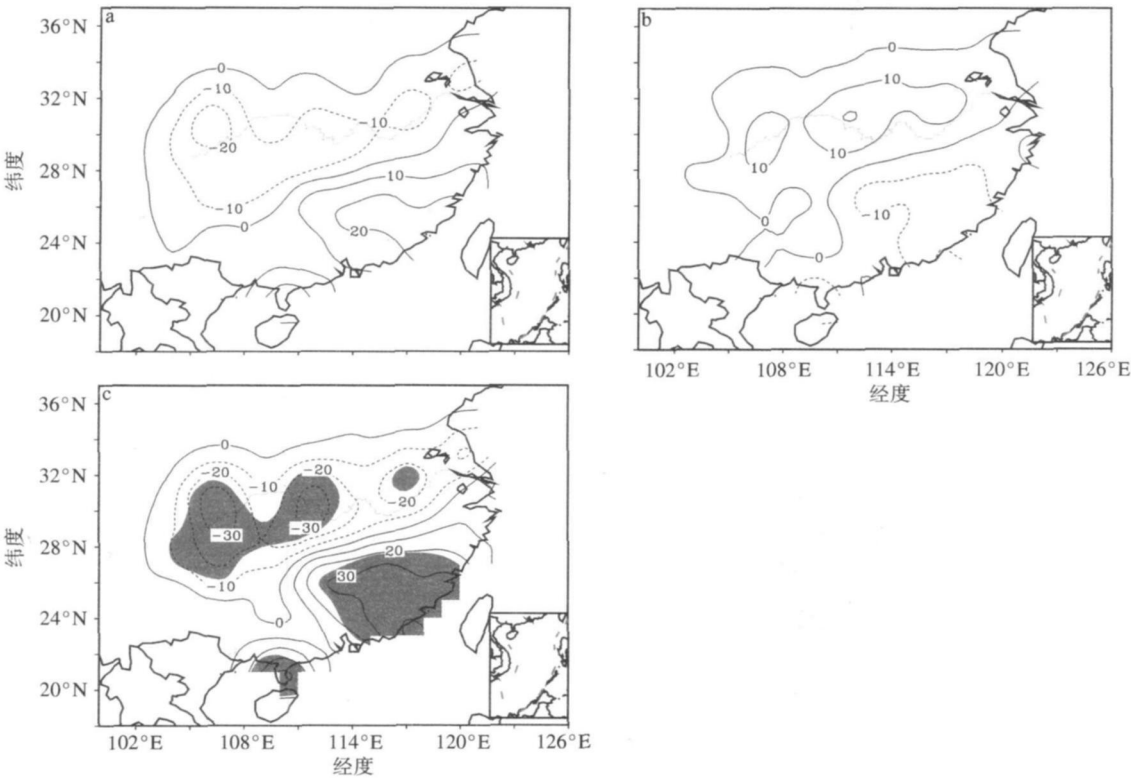


图 4 IOD 正位相年 (a)、负位相年 (b) 南方夏季降水距平百分率 (单位: %) 合成及其差值分布 (c) (阴影区为通过 $\alpha = 0.05$ 显著性水平检验)

Fig. 4 Composite summer precipitation anomaly percentage (%) in South of China in (a) the positive and (b) negative IOD years and (c) their differences (Regions with difference exceeding 0.05 significance level are shaded)

2.4 ID 与南方降水的相关

20 世纪 90 年代南方的降水与前几十年相比有了较为明显的变化,同时,印度洋地区在 90 年代连续发生了 4 次偶极子事件,两者之间是否存在联系?

依据 Saji 等^[5]对印度洋偶极指数的定义计算了 ID 指数,分析 ID 指数与南方春、夏、秋三季降水的相关关系。ID 指数与南方秋季降水的相关关系最显著,这可能与 ID 现象在秋季最强有关。ID 指数与南方降水的相关分布表明,当 ID 为正位相时:春季西南地区降水偏多,长江中游及东南沿海降水偏少,东西呈反位相分布 (图 5a);夏季华南的降水与长江流域降水呈反相关关系,西南东部、华南降水偏多,长江流域降水偏少 (图 5b);秋季大部地区降水偏多 (图 5c)。反之亦然。ID 指数与南方夏季降水的相关分布与 ID 正负位相年南方夏季合成降水分布较为一致,显著相关区位于长江中上游及华南南部。从 ID 指数与南方夏季降水的相关分布可以得到以下结论:IOD 正位相发展期,华南降水偏多,长江流域降水偏少;而 ID 负位相发展期,降水具有相反分布特征。

3 IOD 正位相年异常环流特征

3.1 异常风场

图 6a b 分别是印度洋偶极子正位相年夏季 850 hPa 500 hPa 的异常风场合成分布。IOD 正位相年夏季对流层低层 (图 6a),华南及东南沿海为异常气旋性环流,而长江流域受异常反气旋环流控制;中国南方地区对流层中部 (图 6b) 的异常环流与低层类似,有利于华南及东南沿海降水较正常年偏多、长江流域较常年偏干。

3.2 异常速度势

风场可以分为旋度风和散度风,涡度只取决于旋度风,散度只取决于散度风。散度风的量值一般比旋度风要小,但它代表了非地转运动,在天气系统的发展过程中起着非常重要的作用。散度风和势函数的等值线垂直,由势函数等值线低值区指向高值区,数值与势函数的梯度成正比。图 7a b 分别是印度洋偶极子正位相年夏季 850 hPa 200 hPa 的异常速度势及散度风分布。ID 正位相年夏季 850 hPa (图 7a) 印尼附近为负的极值中心,长江以南为速度

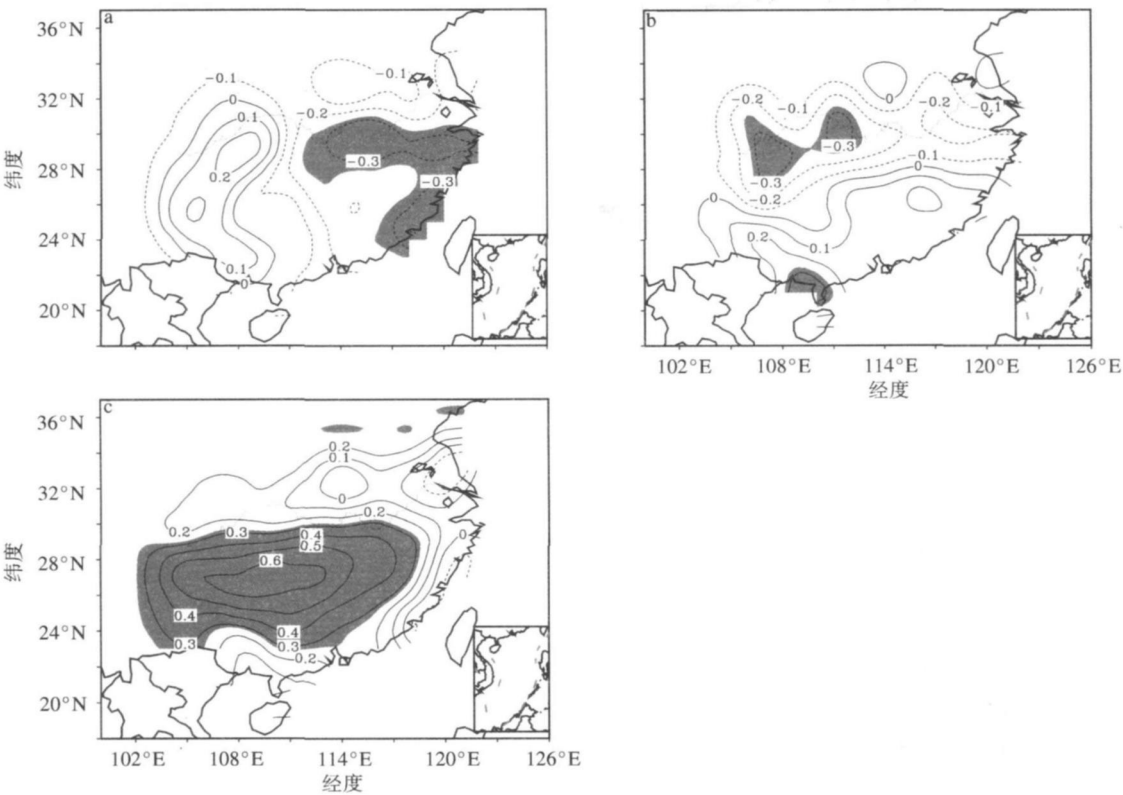


图 5 IOD 指数与南方春季 (a)、夏季 (b)、秋季 (c) 降水相关分布 (阴影区通过 95% 置信水平检验)

Fig 5 Correlation distribution of IOD index and rainfall in South of China in (a) spring (b) summer and (c) autumn (Regions with correlation exceeding 0.05 significance level are shaded)

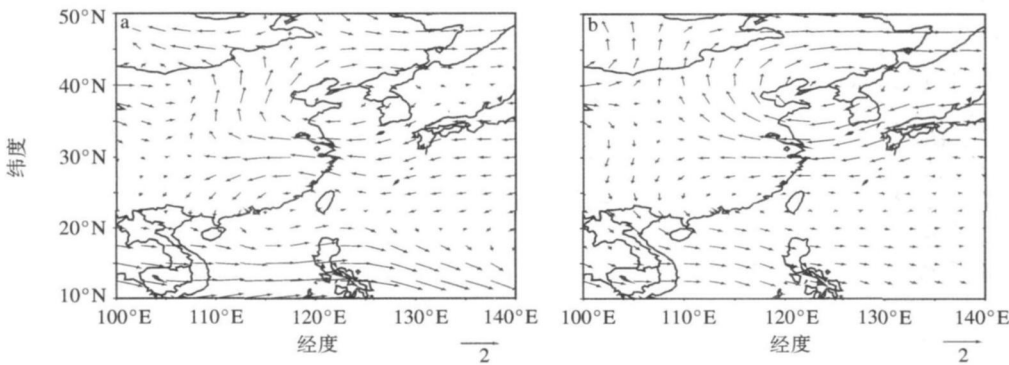


图 6 IOD 正位相年夏季异常风场 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 合成分布 a 850 hPa b 500 hPa

Fig 6 Composite summer wind anomaly fields ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) in the positive IOD years at (a) 850 hPa and (b) 500 hPa

势的正值区, 长江以南地区存在一个异常的散度风的辐合中心; 200 hPa(图 7b) 印尼附近为正的极值中心, 中国东南沿海为异常散度风的辐散区。印度洋偶极子正位相年夏季 850 hPa 200 hPa 的异常速度势及散度风场的分布表明: 菲律宾、印尼附近上空 200 hPa 的高空, 气流辐合下沉, 在对流层中下部辐散, 减弱了菲律宾附近的对流活动; 中国长江以南地区, 在对流层中下部气流辐合上升, 上升气流在

200 hPa 的高空辐散, 即 IOD 正位相年夏季存在从中国东南沿海到菲律宾、印尼附近的异常垂直环流, 在华南低空辐合上升, 到印尼菲律宾附近辐散下沉, 这个异常的环流使得中国华南及东南沿海地区夏季多雨。

4 海温场与降水场的耦合特征

以上分析表明印度洋 IOD 是造成中国南方降

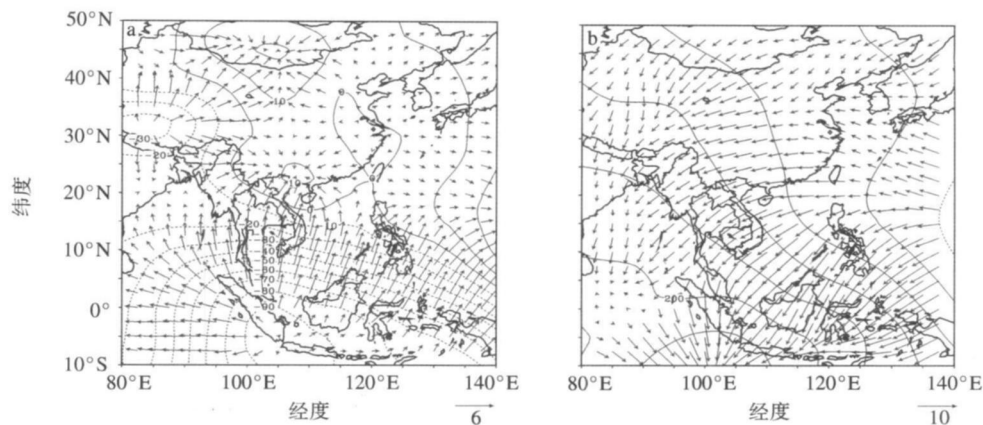


图 7 IOD 正位相年夏季异常速度势 (单位: $10^5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) 及散度风 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 合成分布
a 850 hPa b 500 hPa

Fig 7 Composite summer velocity potential anomaly ($10^5 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) and divergence wind anomaly ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) in the positive IOD years at (a) 850 hPa and (b) 500 hPa

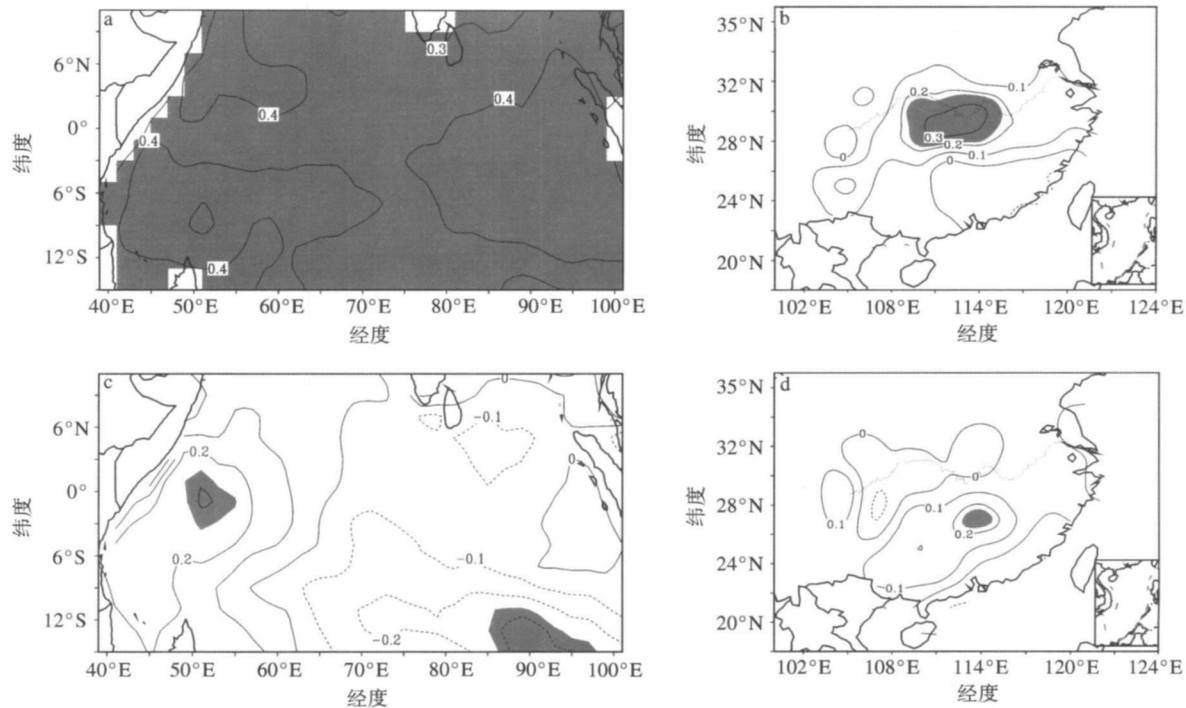


图 8 春季印度洋海温与夏季中国南方降水的前二对奇异向量的异类相关分布 (阴影区超过 90% 置信水平检验)
a b 第一对; c d 第二对

Fig 8 The heterogeneous correlation distributions of (a b) 1st and (c d) 2nd couple singular vectors between (a c) spring SST in Indian Ocean and (b d) summer rainfall in South of China (Regions with correlation exceeding 0.1 significance level are shaded)

水异常的原因之一,但其影响是否具有代表性?运用 SVD 对春季印度洋海温场与夏季中国南方 55 站降水场之间的耦合关系做进一步研究。图 8 是春季印度洋海温与夏季中国南方降水的前二对奇异向量的异类相关分布。第一对典型分布场反映了春季印度洋海温变化趋势一致时,夏季我国南方降水场的

相关分布型,解释了总协方差平方和的 73.2%,海温场的自解释方差为 68.9%,降水场为 15.2%。当印度洋海温为一致正距平时,长江流域降水偏多,显著相关区(通过 90% 置信水平检验)位于长江中游。第二对典型分布场反映了春季印度洋海温偶极振荡年,夏季我国南方降水场的相关分布型,解释了总协

方差平方和的 16.3%, 海温场的自解释方差为 11%, 降水场为 9%。当东南印度洋海温为负距平, 西印度洋为正距平时, 江南及华南降水偏多, 长江流域降水偏少, 显著相关区 (通过 90% 信度检验) 位于华中南部。海温场与降水场的自解释方差之所以低, 与其分布型的频度有关。由图 8 可见, 在左奇异向量的异类相关分布图中, 图 8d 降水分布型与 DD 正位相年降水合成分布 (图 4a) 基本相似, 图 8c 海温分布型与 DD 正位相年海温合成分布^[13] 基本相似, 说明印度洋 IOD 对中国南方降水分布有一定的影响。

6 结论

(1) 印度洋秋季海温及南方夏季降水 EOF 的前两个空间场分布形态具有某种相似性。第一个典型场的特征都为一致变化特征; 第二个典型场表现为偶极变化现象: 印度洋海温场西部为正距平时, 东部为负距平, 反之, 当西部为负距平时, 东部则为正距平; 中国南方降水场, 华南降水偏多, 沿江降水偏少, 反之亦然。SVD 前二对典型场的结果也显示了这样的变化特征特征; DD 年南方降水异常合成分布与 SVD 第一、二模态分布特征类似。

(2) 正 IOD 事件发展期夏季: 对流层中低层位于华南及东南沿海的异常气旋性环流及长江流域异常反气旋环流造成华南多雨, 而长江流域少雨; 从中国东南沿海到菲律宾、印尼附近存在异常的垂直环流, 在华南低空辐合上升, 到印尼菲律宾附近辐散下沉, 这个异常的环流使得中国华南及东南沿海地区夏季多雨。

参考文献:

- [1] Namias J. Seasonal interactions between the North Pacific ocean and the atmosphere during the 1960's [J]. *Mon Wea Rev*, 1969, 97(3): 173-192.
- [2] Bjerknes J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific [J]. *Mon Wea Rev*, 1969, 97(3): 163-172.
- [3] Bjerknes J. 赤道热量输送的变化所引起的大尺度海洋与大气的相互作用 [J]. 章淹, 译. 气象科技资料, 1974, 1(增刊): 32-38.
- [4] Nitta T. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation [J]. *J Meteor Soc Japan*, 1987, 65(3): 373-390.
- [5] Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean [J]. *Nature*, 1999, 401: 360-363.
- [6] Saha K. Zonal anomaly of sea surface temperature in equatorial Indian Ocean and its possible effect upon monsoon circulation [J]. *Tellus*, 1970, 22(4): 403-409.
- [7] Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P, et al. Coupled ocean-temperature dynamics in the Indian Ocean during 1997-98 [J]. *Nature*, 1999, 401: 356-360.
- [8] Lu Y, Mischele M R. Mechanisms for the Indian Ocean warming during the 1997-1998 El Niño [J]. *Geophys Res Lett*, 1999, 26(6): 735-738.
- [9] 刘宣飞, 袁慧珍. 印度洋偶极子与中国秋季降水的关系 [J]. *南京气象学院学报*, 2006, 29(5): 644-649.
- [10] 刘宣飞, 袁慧珍. 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*, 2006, 29(6): 762-768.
- [11] 王黎娟, 何金海, 管兆勇, 等. 亚澳“大陆桥”地区降水和对流的季节变化及其与海温的关系 [J]. *气象科学*, 2004, 24(4): 379-386.
- [12] 肖子牛, 晏红明, 李崇银. 印度洋地区异常海温的偶极振荡与中国降水及温度的关系 [J]. *热带气象学报*, 2002, 18(4): 335-344.
- [13] 唐卫亚, 孙照渤. 印度洋海温偶极振荡对东亚大气环流及降水的影响 [J]. *南京气象学院学报*, 2005, 28(3): 316-322.
- [14] 唐卫亚, 孙照渤. 印度洋海温异常与中国气温异常的可能联系 [J]. *南京气象学院学报*, 2007, 30(5): 667-673.
- [15] 晏红明, 肖子牛. 印度洋海温异常对亚洲季风区天气气候影响的数值模拟研究 [J]. *热带气象学报*, 2000, 16(1): 18-27.
- [16] 晏红明, 肖子牛. 中国西南汛期降水的振动和分布及其与印度洋海温异常的关系 [J]. *气象科学*, 2001, 21(1): 54-63.
- [17] 晏红明, 杨辉, 李崇银. 赤道印度洋海温偶极子的气候影响及数值模拟研究 [J]. *海洋学报*, 2007, 29(5): 31-39.
- [18] 贾小龙, 李崇银. 南印度洋海温偶极子型振荡及其气候影响 [J]. *地球物理学报*, 2005, 48(6): 1238-1249.
- [19] 闵锦忠, 孙照渤, 曾刚. 南海和印度洋海温异常对东亚大气环流及降水的影响 [J]. *南京气象学院学报*, 2000, 23(4): 542-548.
- [20] 管兆勇, 周铁汉. 斜压模—正压模和异常海温时间变化的位相关关系 [J]. *气象科学*, 2000, 20(3): 376-388.
- [21] Guan Zhaoyong, Yanagata T. The unusual summer of 1994 in East Asia: IOD teleconnections [J]. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(10): 1544.
- [22] 李琰, 王亚非, 魏东. 前期热带太平洋、印度洋海温异常对长江流域及以南地区 6 月降水的影响 [J]. *气象学报*, 2007, 65(3): 393-405.
- [23] 闫晓勇, 张铭. 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*, 2004, 9(3): 435-444.
- [24] 杨明珠, 丁一汇. 中国夏季降水对南印度洋偶极子的响应研究 [J]. *大气科学*, 2007, 31(4): 686-694.