



热带印度洋夏季水汽输送特征及 对南亚季风区降水的影响

摘要

利用 NCEP/NCAR 再分析环流资料、CMAP 降水量和 NOAA 海温资料研究了热带印度洋夏季水汽输送的时空变化特征,并考察其对南亚季风区夏季降水的影响.热带印度洋夏季异常水汽输送第一模态表现为异常水汽从南海向西到达孟加拉湾后分成两支,其中一支继续往西到达印度次大陆和阿拉伯海,对应印度半岛南端和中南半岛的西风水汽输送减弱,导致这些区域降水减少;第二模态表现为异常水汽从赤道东印度洋沿赤道西印度洋、阿拉伯海、印度半岛、中南半岛的反气旋输送,印度和孟加拉湾南部为反气旋异常水汽输送,水汽辐散、降水减少,而印度东北部为气旋性水汽输送,水汽辐合、降水增多.就水汽输送与局地海温的关系而言,水汽输送第一模态与热带印度洋海温整体增暖关系密切,而第二模态与同期印度洋偶极子关系密切.

关键词

热带印度洋;水汽输送;南亚;降水

中图分类号 P467

文献标志码 A

收稿日期 2020-05-12

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项(XDA20060501)

作者简介

陈红,女,博士,副研究员,研究方向为气候预测.chh@mail.iap.ac.cn

0 引言

南亚(5~30°N,60~110°E)是著名的季风区,区域人口密集,旱涝异常对该区域人民的生活、农作物的生长、社会经济的发展等均产生决定性的影响.南亚雨季主要集中在西南季风盛行的夏季(6—9月),受印度夏季风的影响,来自印度洋、阿拉伯海、孟加拉湾等地的水汽给南亚地区带来充沛降水.印度年降水的近80%来自夏季风降水^[1].因此研究南亚地区夏季降水异常机理,对理解南亚季风区气候异常成因、国家防灾减灾意义重大.

充沛的水汽输送是形成持续性强降水的必要条件.南亚季风区受印度夏季风的影响,水汽输送及其辐合辐散直接影响到区域旱涝的发生,水汽输送异常决定了旱涝灾害的时空分布,因此分析降水的水汽来源及输送状况对于研究降水成因和机理有重要的意义.迄今为止,已有不少研究关注了水汽输送对南亚区域降水的影响.有研究指出,印度季风区和东亚季风区水汽输送的气候特征有明显差异,印度季风区水汽输送以纬向输送为主,东亚季风区经向水汽输送要大于纬向输送^[2];Ninomiya 等^[3]的研究指出印度洋暖池是南亚季风降水的主要水汽源;Sadhuram 等^[4]发现阿拉伯海的水汽通量对西南季风期间印度降水非常重要;Rakhecha 等^[5]的研究也表明阿拉伯海是印度西岸强降水的重要水汽输送源地;Prasanna^[6]认为,热带印度洋和热带西太平洋的水汽输送对印度旱涝循环的改变有重要影响.进一步地,相关研究也揭示了印度洋区域水汽输送的变化是如何影响南亚降水的.如,Latif 等^[7]的研究表明,印度中北部降水的减少与孟加拉湾向北的水汽输送异常有关,而阿拉伯海向北的水汽输送增多则造成了巴基斯坦降水的增多;Ullah 等^[8]的分析强调了阿拉伯海水汽输送的增强对1994年巴基斯坦及附近地区降水的偏多有重要作用;Latif 等^[9]基于CMIP5的结果分析表明,在全球变暖趋势下阿拉伯海和孟加拉湾向北水汽输送的加强是印度次大陆-巴基斯坦降水增强的可能原因.这些研究结果都强调了热带印度洋关键区域水汽输送对南亚季风区夏季降水的影响.

以上这些研究主要从降水异常角度出发集中分析与区域降水相关的水汽输送异常,缺乏关于水汽输送时空异常特征及其对降水影

¹ 中国科学院大气物理研究所,北京,100029

响的研究.热带印度洋水汽输送有什么样的时空分布特征,其对南亚降水有何影响,影响水汽输送时空变化的因子及影响机制如何?这些问题都缺乏系统研究.所以本研究拟从水汽输送角度出发,探讨热带印度洋水汽输送对南亚季风区降水异常的影响及其机理.

1 资料和方法

本文采用的资料包括:大气环流资料采用1979—2017年NCEP/NCAR(美国国家环境预测中心/国家大气研究中心) $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 逐月再分析资料,包括1000至10 hPa共17层的纬向风、经向风和比湿,以及地面气压场.降水为1979—2017年CMAP(CPC Merged Analysis of Precipitation) $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 分辨率资料(<https://www.psl.noaa.gov/data/gridded/>).观测海表温度资料采用NOAA重建的长时间序列海温资料(<https://www.psl.noaa.gov/data/gridded/>),分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$.

采用黄荣辉等^[2]方法,计算地表至300 hPa整层水汽输送通量及水汽输送通量散度.采用多元经验正交函数分解(EOF)分析方法^[10]对热带印度洋区域的整层水汽输送通量(包括纬向和经向水汽输送通量)的标准化场做EOF分解.另外还采用了一元线性回归

分析方法.文中夏季时段为6—9月.EOF分解的热带印度洋区域取为($15^{\circ}\text{S} \sim 30^{\circ}\text{N}$, $30^{\circ} \sim 110^{\circ}\text{E}$).

2 结果分析

2.1 水汽输送时空分布特征

南亚季风区夏季水汽输送路径比较简单,水汽主要来源于索马里急流,然后经阿拉伯海转向流向印度半岛、孟加拉湾,水汽输送以纬向输送为主^[2].这条热带印度洋水汽路径的时空变化决定了南亚夏季降水的异常分布.

对1979—2017年热带印度洋区域的整层水汽输送通量(包括纬向和经向水汽输送通量)的标准化场做EOF分解,前两个主模态解释方差分别为17.1%和12.2%.按照North准则^[11],这两个主分量是显著的,可以表征该区域水汽输送异常的主要分布类型.图1给出了水汽输送前两个模态的空间分布和时间系数.由图1a可见,水汽输送第一模态(EOF1)表现为异常水汽从南海向西到达孟加拉湾后分成两支,一支向南转向到达热带东印度洋,一支继续往西转西北到达印度和阿拉伯海东部.此外热带西印度洋为顺时针水汽输送,索马里水汽输送加强.第一模态时间系数(PC1)表现为明显的年代际特征(图1c),以1998年为界,之前时间系数以负值

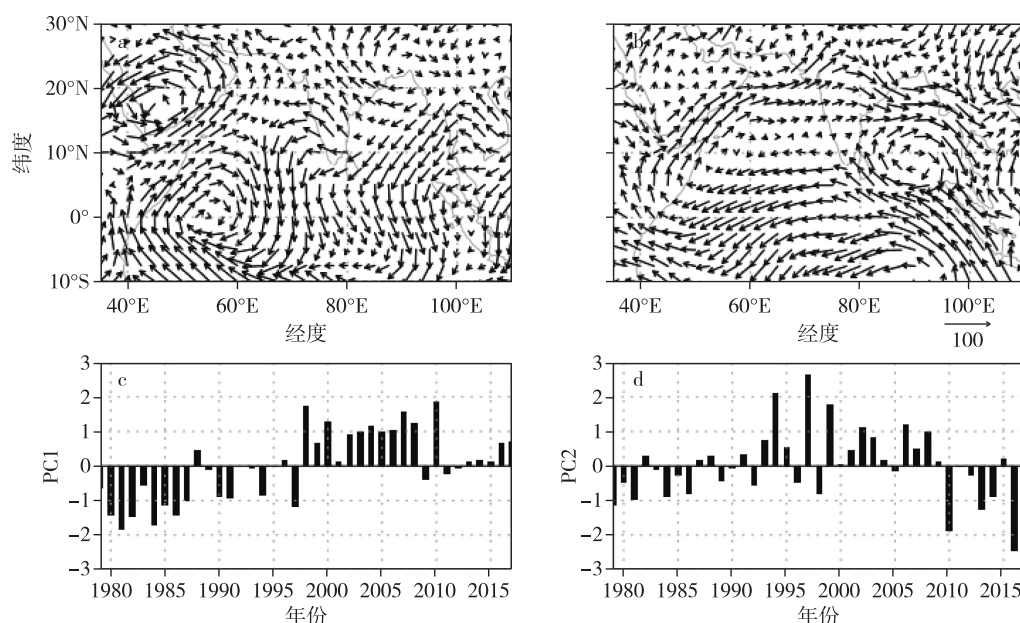


图1 1979—2017年热带印度洋夏季水汽输送标准化场的(a)EOF第一模态的空间分布及对应的(c)标准化时间系数(PC1), (b)EOF第二模态的空间分布及对应的(d)标准化时间系数(PC2)

Fig. 1 (a) Spatial pattern of the first EOF mode (EOF1) and (c) its corresponding normalized time coefficients (PC1) of standardized water vapor transport fluxes over the Tropical Indian Ocean (TIO) during 1979–2017; (b,d) are the same as (a,c), but for EOF2 and PC2

为主,1998年之后基本为正值,2010年后正异常值有所减弱.第二模态空间分布(EOF2)表现为异常水汽从赤道东印度洋一直往西输送到达赤道西印度洋,然后转向北沿阿拉伯海、印度半岛、孟加拉湾、中南半岛往东输送,整个热带印度洋呈现一个反气旋的异常水汽输送(图1b).第二模态时间系数(PC2)也表现为一定的年代际变化特征(图1d),1990年以前以负值为主,12年中8年为负值;1991—2009年以正值为主,19年中15年为正值;2010年后时间系数又以正值为主.

图2是PC1、PC2回归的整层水汽通量分布.从图中可以发现回归得到的空间分布与EOF1、EOF2的空间分布是完全一致的.对于PC1回归的整层水汽通量而言(图2a),中南半岛、孟加拉湾、印度次大陆以偏东的异常水汽输送为主,热带西印度洋为顺时针异常水汽输送,索马里急流区水汽输送加强,这些区域的水汽输送异常基本都能通过显著性检验.PC2回归的整层水汽通量表现为异常水汽从热带印度洋沿阿拉伯海、印度半岛、孟加拉湾、中南半岛的反气旋输送(图2b),这些区域的水汽输送异常也基本能通过显著性检验.

2.2 热带印度洋水汽输送与南亚夏季降水关系

为研究热带印度洋水汽输送异常与南亚季风区降水的关系,图3a和3b分别给出了PC1、PC2对南亚夏季降水的一元线性回归分布.可以看出,PC1与中南半岛许多区域的降水呈负相关,显著相关区位于缅甸及越南西南部等地;PC1与印度中部降水呈正相关,相关性通过90%以上信度检验的区域主要在印度中西部地区;PC1与印度半岛南端及印度东北部降水为负相关,印度半岛南端相关性通过90%信度检验.PC2与印度东北部区域降水呈显著正相

关,与印度南部降水呈显著负相关;此外,PC2与中南半岛降水大部区域呈正相关,但相关性不显著.

为考察水汽输送异常影响南亚季风区降水的初步成因,图3c和3d分别给出了PC1、PC2回归的整层水汽通量散度,图3e和3f分别给出了PC1、PC2回归的500 hPa垂直速度.图3c及图3e表明,PC1在印度中部对应显著的异常水汽辐合,同时伴随着显著的上升运动,有利于该处降水的增多;在印度半岛南端和东北部为水汽辐散,加上这些地区上空为下沉运动,不利于降水的发生;PC1在中南半岛东南部和西部对应显著的异常水汽辐散,导致这些区域降水的显著减少.南亚季风区夏季水汽来源于阿拉伯海往东的水汽输送,PC1对应的中南半岛和印度半岛南端水汽为显著的往西的异常输送(图2a),导致这些区域水汽输送的减少,因此降水减少.印度中部降水的增多可能与区域水汽向北的异常输送有关.从图3d和图3f可以看出,PC2在印度东北部、中南半岛对应显著的水汽辐合,同时伴随着这些区域上空显著的上升运动,有利于降水的增多;PC2在印度中南部区域对应水汽辐散和下沉运动,导致了该区域降水的减少.从图2b上也可发现,印度中南部为反气旋异常水汽输送,水汽辐散,不利于这些区域的降水发生,而印度东北部为气旋性水汽输送,有利于水汽辐合、降水发生.

2.3 水汽输送与海温的关系

印度洋海温代表了印度洋上的热力状况,热带印度洋海温对印度夏季风的发展和维持起着重要的作用,并对邻近地区的降水产生影响,所以本节主要揭示热带印度洋海温对该区域水汽输送异常的影响.图4给出了PC1、PC2与春季及夏季SST(海表温度)的一元线性回归分布.可以看出,与PC1相对应,春、夏

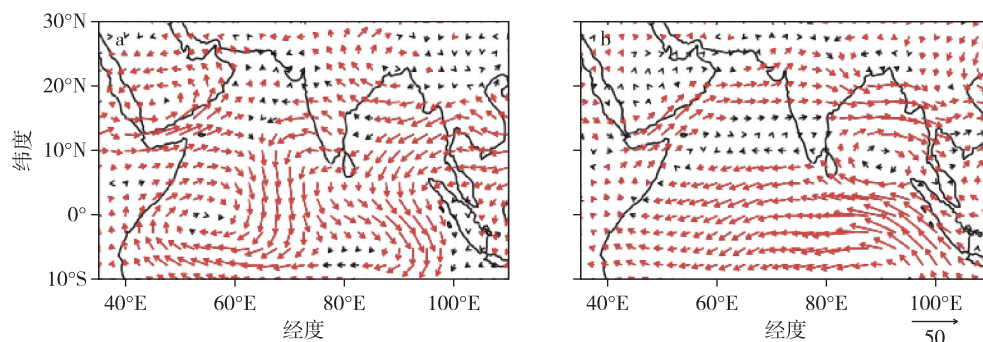


图2 PC1(a)与PC2(b)回归的水汽输送(单位: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$).红色箭头代表水汽输送纬向或经向分量通过95%显著性检验

Fig. 2 Regressed patterns of water vapor transport fluxes (unit: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) against PC1 (a) and PC2 (b), red vectors indicate values of zonal or meridional component significant at 95% level

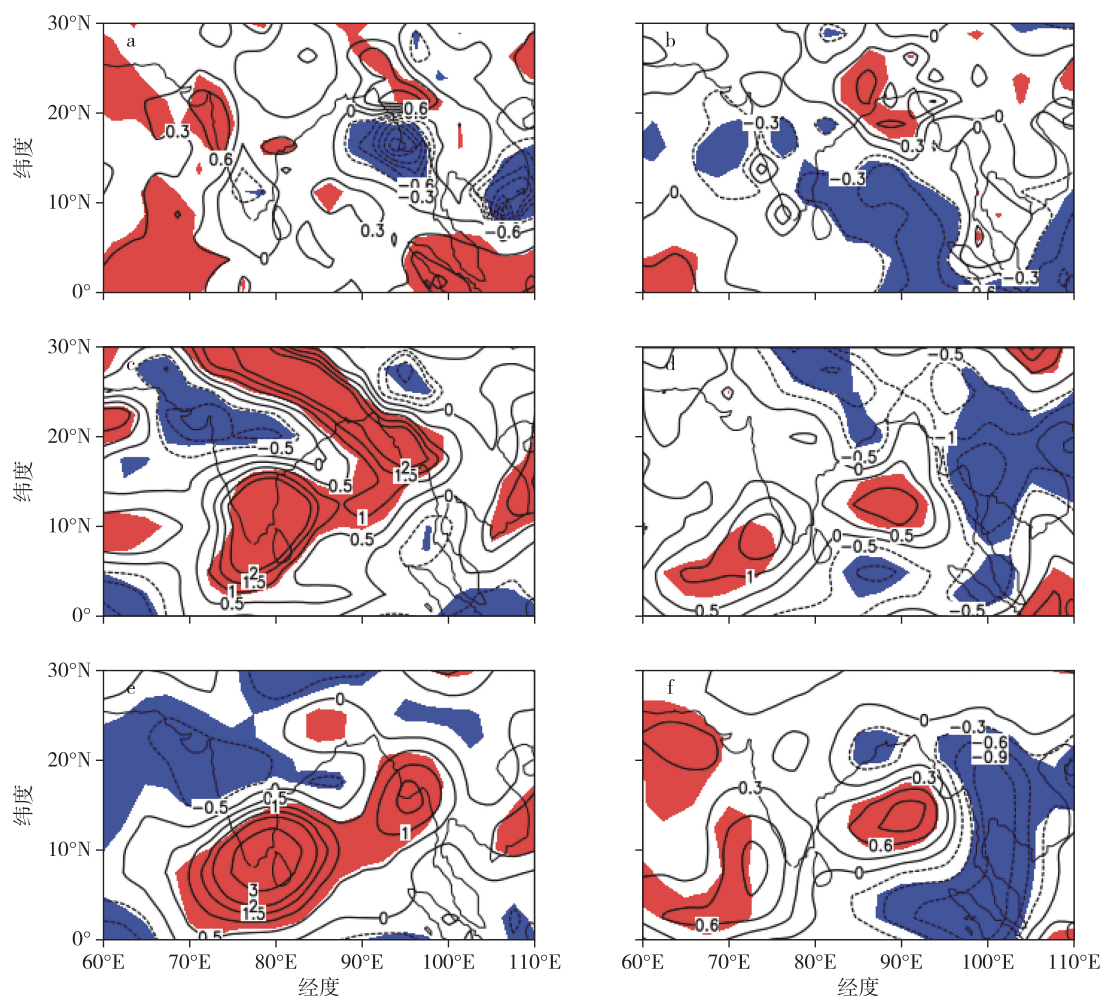


图3 PC1回归的(a)降水(单位: $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$)、(c)整层积分的水汽通量散度(单位: $10^{-7}\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)及(e)500 hPa垂直速度($10^{-2}\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$)、(b,d,f)同(a,c,e),但为PC2回归场。阴影区代表通过90%信度的显著性检验

Fig.3 Regressed patterns of (a) precipitation (unit: $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$), (c) convergence of vertical integrated water vapor fluxes (unit: $10^{-7}\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), and (e) 500 hPa vertical velocity (unit: $10^{-2}\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) against PC1; (b,d,f) are the same as (a,c,e), but for PC2. Shaded areas indicate significance at 90% confidence level

季热带印度洋为一致的偏暖 SST,春季表现为整个热带印度洋的显著偏暖,夏季热带印度洋显著偏暖范围比春季有所减小,特别是靠近非洲大陆的西印度洋偏暖不显著。由 PC2 回归的 SSTA 分布表明,PC2 对应的春季海温为热带印度洋的整体偏冷,东部偏冷程度要高于西部,偏冷显著区主要集中在热带东印度洋。同期夏季主要为热带西印度洋 SST 显著偏暖,热带东南印度洋相应偏冷,对应热带印度洋偶极子正位相。因此,总的来说,就水汽输送与海温的关系而言,第一模态与热带印度洋整体增暖关系密切,而第二模态与同期的印度洋偶极子关系密切。

以上仅从统计上来考虑海温与水汽输送主要模态的关系。由于印度洋 SST 的年际变化和 ENSO 之间关系密切,为将印度洋的影响信号从 ENSO 的影响

信号中分离出来,检验印度洋一致增暖和偶极子模态与水汽输送前两个模态是否存在直接的因果关系及可能影响机制,本文利用 IAP AGCM4.0 气候模式进行数值试验。该模式是中国科学院大气物理研究所发展的第 4 代大气环流模式,模式的水平分辨率为 $1.4^\circ\times 1.4^\circ$,垂直方向 26 层,模式对基本气候态、全球和区域尺度年际变率、季节内变率、年代际变率等具有一定的模拟能力^[12-15]。针对热带印度洋一致增暖设计两组试验:一组试验中热带印度洋($35^\circ\sim 110^\circ\text{E}$, $15^\circ\text{S}\sim 25^\circ\text{N}$) 3—9 月海温相对气候态增加 0.5°C (试验 1),另一组试验中热带印度洋海温相对气候态减少 0.5°C (试验 2)。通过试验 1 和试验 2 的差值来考察热带印度洋一致增暖对水汽输送及降水的影响(图 5)。针对印度洋偶极子也设计两组试验:

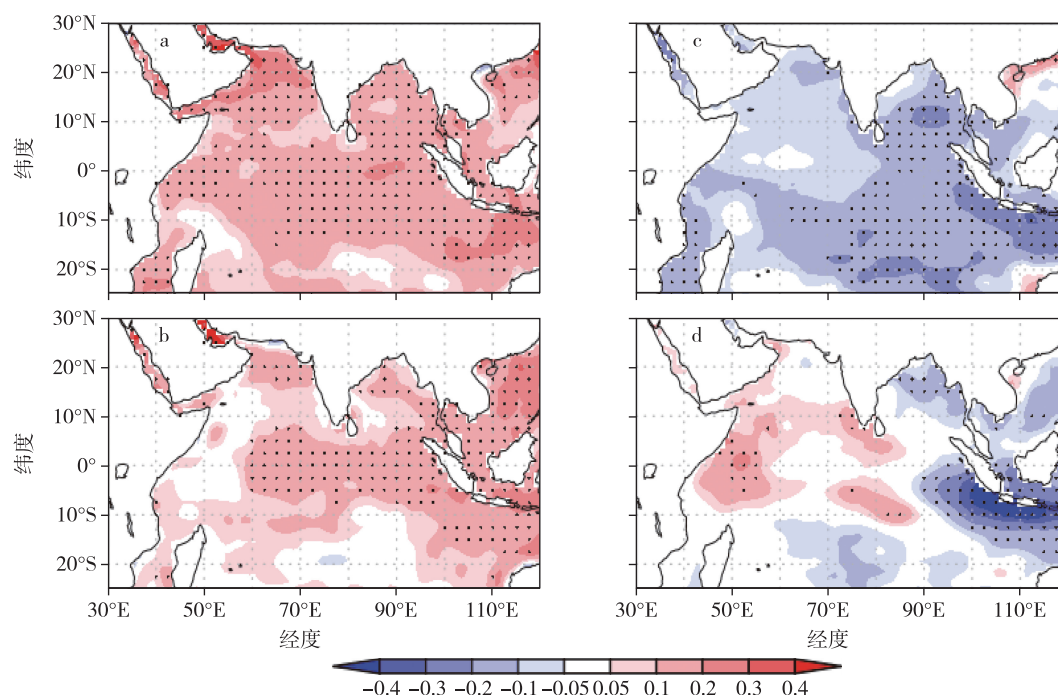


图4 PC1回归的(a)春季和(b)夏季海温(单位:°C);(c,d)同(a,b),但为PC2回归场.图中黑点区域为通过95%显著性检验

Fig. 4 Regressed patterns of SST (unit: °C) in (a) spring and (b) summer against PC1;

(c, d) are the same as (a, b), but for PC2. Thick dots indicate significant at 95% level

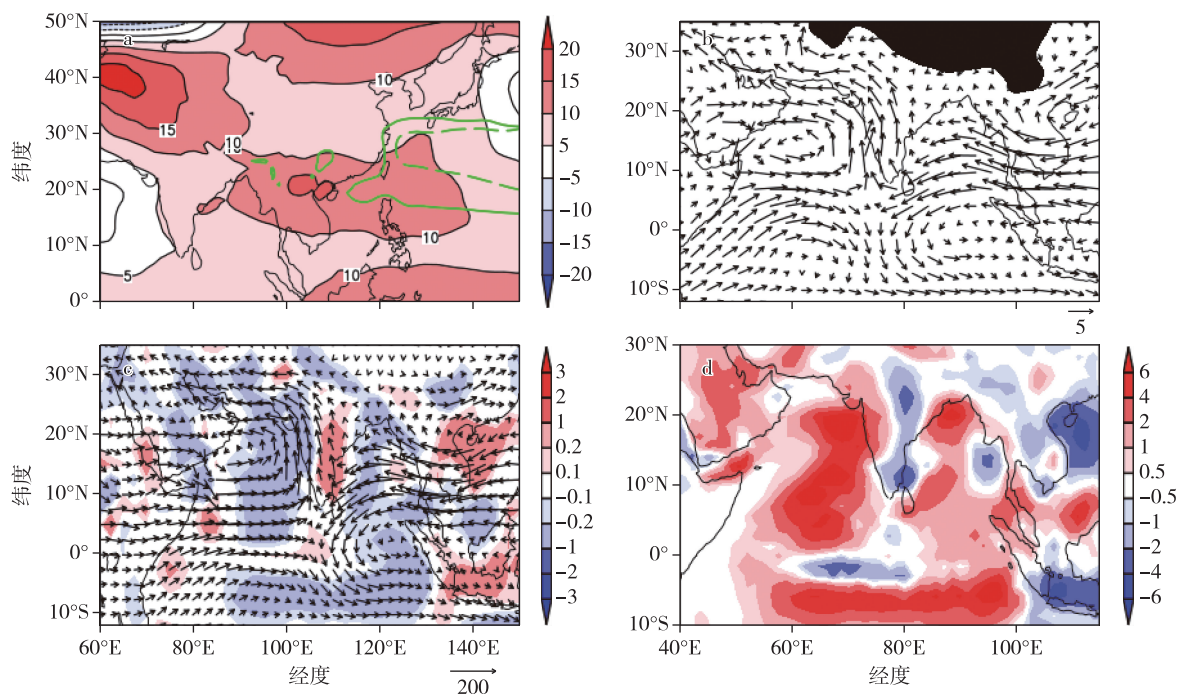


图5 热带印度洋 SST 一致增暖和一致偏冷试验夏季结果的差值:(a)500 hPa 高度场(单位:m), (b)850 hPa 风场(单位:m·s⁻¹), (c)整层水汽输送(单位:kg·m⁻¹·s⁻¹)及水汽输送通量散度(单位:10⁻⁶ kg·m⁻²·s⁻¹), (d)降水(单位:mm/d).图 a 中绿色实线(虚线)为一致增暖(偏冷)试验模拟的西太平洋副热带高压脊线位置

Fig. 5 Simulation differences of (a) geopotential height at 500 hPa (unit:m), (b) wind vector at 850 hPa (unit:m·s⁻¹),

(c) water vapor transport flux (unit:kg·m⁻¹·s⁻¹) and its convergence (unit:10⁻⁶ kg·m⁻²·s⁻¹),

and (d) precipitation (unit:mm/d) during summer between warming and cooling SST experiments in TIO.

Green solid/dashed lines in (a) represent the ridge of western Pacific subtropical high in warming/cooling experiment

一组试验中夏季6—9月西印度洋($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$)海温相对气候态增加 0.5°C ,热带东印度洋区域($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$)海温相对气候态减少 0.5°C (正偶极子试验,试验3),另一组试验与试验3相反(负偶极子试验,试验4).通过试验3和试验4的差值来考察印度洋偶极子的影响.四组试验均从3月1日积分到9月底,共取10个样本,每个样本的初始场为模式在气候海温驱动下达到积分平衡后每年输出的一个积分结果.

热带印度洋一致增暖试验显示,热带印度洋正SSTA(海表温度异常),夏季西太平洋副热带高压加强西伸,热带西太平洋—孟加拉湾为东风异常(图5a、5b).Xie等^[16]的研究指出夏季热带北印度洋偏暖的SST可以加热上空对流层大气并激发暖性Kelvin波东传,最终造成西北太平洋出现异常反气旋,从而增强西太平洋副热带高压,本文模式试验结果也证实了这一点.异常水汽沿着副高南缘向西输送,一直到达中南半岛、印度次大陆,减弱了气候态上这些区域的西风水汽输送,导致中南半岛、印度东部降水减少(图5c、5d).此外,赤道西印度洋低层

850 hPa上为较强的西风异常,水汽输送表现为顺时针异常输送,索马里水汽输送也是加强的.这些结果与水汽输送第一模态分布比较接近,说明热带印度洋一致增暖是影响水汽输送第一模态及相应的南亚降水异常的重要因子.

热带印度洋偶极子试验结果显示,夏季偶极子正位相时,热带西印度洋增暖,对流加强、辐合上升,东印度洋偏冷,对流减弱,上空大气辐散下沉,引起印度洋Walker环流异常,赤道印度洋低层盛行东风(图6a),热带北印度洋为反气旋异常环流(图6b).印度和孟加拉湾南部为反气旋异常水汽输送,水汽辐散,不利于这些区域的降水发生,而孟加拉湾北部为气旋性水汽输送,水汽辐合,有利于印度东北部及孟加拉湾北部地区降水发生(图6c、6d).这些结果与水汽输送EOF2及对应的降水异常分布比较一致,说明同期热带印度洋偶极子确实与水汽输送的第二模态及其对应的南亚降水异常密切相关.

3 结论与讨论

利用1979—2017年NCEP/NCAR再分析环流

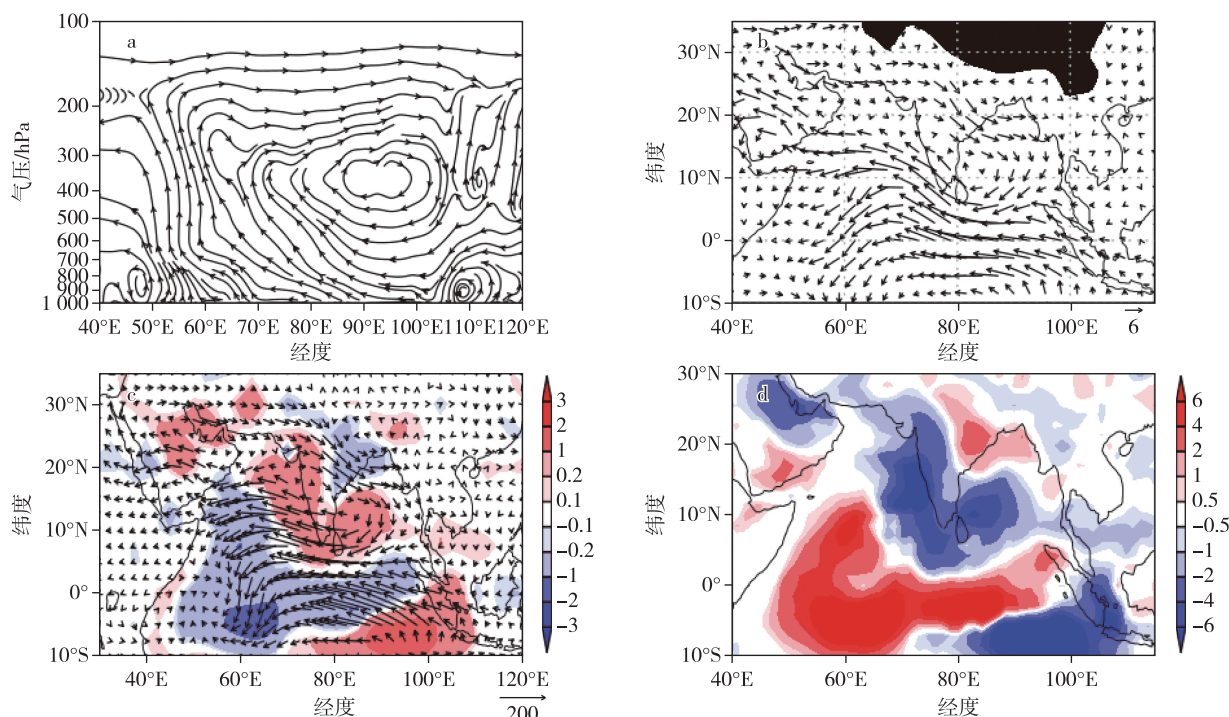


图6 热带印度洋正偶极子和负偶极子试验夏季结果的差值:(a)沿赤道纬向风、垂直速度流场的气压-经度剖面, (b)850 hPa风场(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), (c)整层水汽输送(单位: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)及水汽输送通量散度(单位: $10^{-6}\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), (d)降水(单位: mm/d)

Fig. 6 Simulation differences of (a) pressure-longitude cross section of wind stream along equator, (b) wind vector at 850 hPa (unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), (c) water vapor transport flux (unit: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) and its convergence (unit: $10^{-6}\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), and (d) precipitation (unit: mm/d) during summer between positive and negative IOD experiment

资料、CMAP 降水量和 NOAA 海温资料,分析了热带印度洋夏季水汽输送的主要时空变化特征,并考察其对南亚季风区降水的影响.通过对热带印度洋水汽输送标准化场进行 EOF 分解,得到两个主模态.第一模态表现为异常水汽从南海向西到达孟加拉湾后分成两支,一支向南到达热带东印度洋,一支继续向西到达印度次大陆和阿拉伯海,从而减弱了印度半岛南端和中南半岛的西风水汽输送,导致这些区域降水的减少;此外热带西印度洋为顺时针水汽输送,索马里水汽输送加强.第二模态表现为异常水汽从赤道东印度洋一直往西输送到达赤道西印度洋,然后转向北沿阿拉伯海、印度半岛、孟加拉湾、中南半岛往东输送,印度和孟加拉湾南部为反气旋异常水汽输送,水汽辐散并伴随下沉运动,导致这些区域降水减少;而印度东北部为气旋性水汽输送,对应水汽辐合和显著上升运动,有利于印度东北部降水增多.

就水汽输送与局地海温的关系而言,夏季热带印度洋水汽输送第一模态与春、夏季热带印度洋整体增暖关系密切,而第二模态则与同期印度洋偶极子关系密切.数值试验结果表明,热带印度洋为正 SSTA,有利于西太平洋副热带高压加强西伸,异常水汽沿副高南缘异常向西一直输送到达孟加拉湾、印度区域,减弱了这些区域的西风水汽输送.而热带印度洋偶极子正位相则有利于赤道印度洋盛行东风,热带北印度洋为反气旋水汽输送,印度和孟加拉湾南部为水汽辐散.

本文数值模拟结果证实了热带印度洋整体增暖对水汽输送第一模态有重要影响,而第二模态则受同期的印度洋偶极子的影响.但我们也注意到热带印度洋一致增暖试验中模式模拟的印度半岛东部向北的水汽输送与 EOF1 相比偏弱,导致印度半岛降水中东部降水的偏多没有模拟出来,偶极子试验中中南半岛向东的水汽输送偏弱,等等.这一方面可能与模式分辨率、模式性能有关,另一方面可能是由于试验中的海温异常,本文给出的是理想异常海温分布,并不是实际的异常海温,所以模式结果与观测并不完全一样.此外,热带印度洋水汽输送除了受印度洋海温异常影响外,还可能受其他因子,如热带太平洋、大西洋海温、欧亚积雪等的影响.本文侧重分析了热带印度洋 SST 的影响,其他区域海温及积雪等的影响需要以后进一步展开.

参考文献

References

- [1] Turner A G, Annamalai H. Climate change and the South Asian summer monsoon [J]. *Nature Climate Change*, 2012, 2(8): 587-595
- [2] 黄荣辉, 张振洲, 黄刚, 等. 夏季东亚季风区水汽输送特征及其与南亚季风区水汽输送的差别 [J]. *大气科学*, 1998, 22(4): 460-469
HUANG Ronghui, ZHANG Zhenzhou, HUANG Gang, et al. Characteristics of the water vapor transport in east Asian monsoon region and its difference from that in south Asian monsoon region in summer [J]. *Scientia Atmospherica Sinica*, 1998, 22(4): 460-469
- [3] Ninomiya K, Kobayashi C. Precipitation and moisture balance of the Asian summer monsoon in 1991 [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan Ser II*, 1999, 77(1): 77-99
- [4] Sadhuram Y, Rao D. Moisture source for summer monsoon rainfall over India [J]. *Journal of Applied Hydrology*, 1998, 1: 63-70
- [5] Rakhecha P R, Pisharoty P. Heavy rainfall during monsoon season: point and spatial distribution [J]. *Current Science*, 1996, 71: 179-186
- [6] Prasanna V. South Asian summer monsoon rainfall variability and trend: its links to indo-Pacific SST anomalies and moist processes [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 2016, 173(6): 2167-2193
- [7] Latif M, Syed F S, Hannachi A. Rainfall trends in the south Asian summer monsoon and its related large-scale dynamics with focus over Pakistan [J]. *Climate Dynamics*, 2017, 48(11/12): 3565-3581
- [8] Ullah K, Gao S T. Moisture transport over the Arabian Sea associated with summer rainfall over Pakistan in 1994 and 2002 [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2012, 29(3): 501-508
- [9] Latif M, Hannachi A, Syed F S. Analysis of rainfall trends over Indo-Pakistan summer monsoon and related dynamics based on CMIP5 climate model simulations [J]. *International Journal of Climatology*, 2018, 38: e577-e595. DOI: 10. 1002/joc. 5391
- [10] 顾泽, 封国林, 顾骏强, 等. 我国盛夏 500 hPa 风场的 EOF 分析及其与大尺度气候异常的关系 [J]. *气象科学*, 2007, 27(3): 246-252
GU Ze, FENG Guolin, GU Junqiang, et al. EOF of 500 hPa wind fields and its relationship to large scale abnormal climate in midsummer of China [J]. *Scientia Meteorologica Sinica*, 2007, 27(3): 246-252
- [11] North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. *Monthly Weather Review*, 1982, 110(7): 699-706
- [12] 张贺, 林朝晖, 曾庆存. IAP AGCM-4 动力框架的积分方案及模式检验 [J]. *大气科学*, 2009, 33(6): 1267-1285
ZHANG He, LIN Zhaozhui, ZENG Qingcun. The computational scheme and the test for dynamical framework of IAP AGCM-4 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sci-*

- ences,2009,33(6):1267-1285
- [13] Dong X,Xue F,Zhang H,et al.Evaluation of surface air temperature change over China and the globe during the twentieth century in IAP AGCM4.0[J].Atmospheric and Oceanic Science Letters,2012,5(5):435-438
- [14] 孙泓川,周广庆,曾庆存.IAP 第四代大气环流模式的气候系统模式模拟性能评估[J].大气科学,2012,36(2):215-233
SUN Hongchuan,ZHOU Guangqing,ZENG Qingcun. Assessments of the climate system model (CAS-ESM-C) using IAP AGCM4 as its atmospheric component[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,2012,36(2): 215-233
- [15] 陈红,薛峰.东亚夏季风和中国东部夏季降水年代际变化的模拟[J].大气科学,2013,37(5):1143-1153
CHEN Hong,XUE Feng.Numerical simulation of decadal variations in the east Asian summer monsoon and summer rainfall in eastern China[J].Chinese Journal of Atmospheric Sciences,2013,37(5):1143-1153
- [16] Xie S P,Hu K M,Hafner J,et al.Indian ocean capacitor effect on indo-western Pacific climate during the summer following El niño[J].Journal of Climate,2009,22(3): 730-747

Characteristics of summer water vapor transport over tropical Indian Ocean and its effect on precipitation over South Asia

CHEN Hong¹

¹ Institute of Atmospheric Physics,Chinese Academy of Sciences,Beijing 100029

Abstract The temporal-spatial distribution characteristics of summer water vapor transport over Tropical Indian Ocean (TIO) and its impact on precipitation over South Asia were investigated using monthly datasets of NCEP/NCAR,CMAP precipitation,and NOAA SST datasets.The first leading mode (EOF1) shows that anomalous water vapor transports from South China Sea to the Bay of Bengal,then separates into two branches.Anomalous water vapor in one branch transports westward to Indian Peninsula and the Arabian Sea,and weakens the westerly water vapor transport in the southern tip of the Indian Peninsula and the Indochina Peninsula,resulting in the decrease of precipitation in these regions.The second leading mode (EOF2) shows anomalous anticyclonic water vapor transport from tropical eastern Indian Ocean across western Indian Ocean,Arabian Sea,Indian Peninsula,and Indochina Peninsula.The southern part of the Bay of Bengal and India were controlled by anticyclonic anomalous water vapor transportation with anomalous water vapor divergence,which leads to less precipitation.Meanwhile,the cyclonic water vapor transport over northeast India leads to anomalous water vapor convergence.As a result,more precipitation occurred in northeast India.Furthermore,possible causes for these two modes were discussed.The EOF1 is closely associated with SST warming in the whole tropical Indian Ocean,and the EOF2 is linked with the tropical Indian Ocean Dipole (IOD).

Key words tropical Indian Ocean;water vapor transport;South Asia;precipitation