

吴贤云,丁一汇,叶成志,等. 2015. 江南西部雨季降水区域特征及其受热带海洋海表温度异常的影响分析. 气象, 41(3):286-295.

江南西部雨季降水区域特征及其受热带海洋海表温度异常的影响分析^{* 1}

吴贤云^{1,2,3} 丁一汇⁴ 叶成志⁵ 段丽洁³ 王 琪⁶

1 南京信息工程大学, 南京 210044

2 中国气象科学研究院, 北京 100081

3 湖南省气候中心, 长沙 410118

4 国家气候中心, 北京 100081

5 湖南省气象台, 长沙 410118

6 湖南省气象公共服务中心, 长沙 410118

提 要: 本文分析了江南西部雨季特征,研究了热带太平洋、印度洋海表温度异常对这一区域雨季降水的影响,并初步分析了其影响因子。结果表明:(1)江南西部雨季开始时间早,持续时间长,是中国梅雨季的一个重要组成部分。它具有明显的年际、年代际变化特征,21 世纪后,进入了一个少雨期。(2)前冬热带海洋海温异常是江南西部雨季降水丰枯的一个强信号。即:当赤道中东太平洋海温为正(负)距平、西太平洋及中东太平洋副热带地区为负(正)距平(这种海温异常主模态分别称为正(负)海温异常型),相应地,热带印度洋表现为北正(负)南负(正)的海温反相位型时,江南西部雨季全区降水偏多(少)的可能性大。(3)在正(负)海温异常年,4—6 月,赤道印度洋盛行偏东(西)风异常,不易(容易)形成转向北的南风异常,印度季风弱(强);西太平洋近赤道地区为强劲的偏东(西)风异常,其北为反气旋(气旋)性距平环流,导致西太平洋副热带高压位置异常偏西(东),强度偏强(弱)状态,有利于(不利于)江南西部降水发生。(4)在正海温异常年,江南西部水汽主要来源于西太平洋,并在此区域形成水汽辐合,有利于降水;而在负海温异常年,来自两大洋的水汽均通过江南西部地区,此区域成为水汽过渡带,不易形成水汽辐合,降水偏少。

关键词: 江南西部, 雨季, 海表温度, 高空急流, SVD 分析

中图分类号: P461

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.03.003

Study on Rainfall Characteristics in Rainy Season in Western Jiangnan Region and Its Possible Links with SSTA in Tropical Oceans

WU Xianyun^{1,2,3} DING Yihui⁴ YE Chengzhi⁵ DUAN Lijie³ WANG Qi⁶

1 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 Hunan Provincial Climate Centre, Changsha 410118

4 National Climate Centre, Beijing 100081

5 Hunan Meteorological Observatory, Changsha 410118

6 Hunan Meteorological Public Service Centre, Changsha 410118

Abstract: By comparing the Western Jiangnan rainy season and the Meiyu season in Eastern China, preliminary analysis on what and how the tropical Pacific and Indian sea surface temperature anomaly (SSTA)

* 国家自然科学基金项目(41130960),公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406001 和 GYHY201306016),国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2012CB417205 和 2013CB430202)共同资助

2014 年 8 月 6 日收稿; 2015 年 1 月 22 日收修定稿

第一作者:吴贤云,主要从事气候与气候变化业务与研究工作. Email:yedos@163.com

affects the regional precipitation was performed, and then the potential mechanism was studied. The results showed that: (1) Western Jiangnan rainy season, which starts early and lasts for a longer period, is an important part of China Meiyu season. It has obvious interannual and interdecadal variations, of which, since the beginning of twenty-first century, it has been into a relative dry period. (2) The SSTA in the previous winter in tropical ocean is a strong signal for more or less rainfall in Western Jiangnan rainy season. That is, when SSTA in eastern equatorial Pacific is positive (negative), SSTA in West Pacific and the subtropical area of East Pacific is negative (positive), and SSTA in tropical India Ocean is positive (negative) in north and negative (positive) in south, there will be more (less) precipitation in Western Jiangnan Region in the following rainy season, which corresponds to more (less) rainfall in South and less (more) in North in China in Meiyu season. (3) In the positive (negative) tropical SSTA years, strong easterly (westerly) wind anomalies prevail in India Ocean, and they are difficult (easy) to turn north to become southerly anomalies, that is to say, the Indian monsoon is in a weak (strong) phase. At the same time, there are strong easterly (westerly) anomalies in West Pacific equatorial regions, and an (a) anticyclone (cyclone) anomaly circulation dominates the northern part of Pacific, which means the West Pacific subtropical high extends to westward (eastward), in a stronger (weaker) state. So, it is (not) beneficial to precipitation in Western Jiangnan. (4) In the positive tropical SSTA years, the water vapor source to Western Jiangnan comes mainly from the Western Pacific Ocean and forms net water vapor convergence in this area, conducive to more precipitation; but in the negative tropical SST abnormal years, the water vapor comes from both Pacific and Indian Oceans, and Western Jiangnan is only a vapor transition zone, not easy to form the water vapor convergence there, resulting in less precipitation.

Key words: Western Jiangnan, rainy season, SSTA, upper level jet, SVD analysis

引言

雨季具有明显的区域性特点,中国主雨季最早爆发于华南中部,最晚结束于华西地区,主雨季能持续4—14候不等,雨季降水量可占到年降水量的30%~60%(王遵娅等,2008)。中国东部的长江中下游雨季通常意义上称作梅雨,主要存在三种空间型,即江南北部多雨型、长江流域多雨型和江淮平原多雨型(丁一汇等,2007;蒋薇等,2013)。从以往汛期降水预测与监测业务来看,各地由于所处地理位置不同,气候背景不一样,所定义的雨季标准存在一定的差异。如湖南省、江西省地处长江中游以南,位置偏西(本文称之为江南西部),地理位置上属华南向华中、华中向华东的过渡地区,在雨季区划分上属于华南与江淮雨季的过渡带,气候监测与预测业务一般把这一区域北部划分到长江中游与江南梅雨范围,从多年降水统计来看,此区域的降水有其独特的特性,其雨季与华南雨季、江淮梅雨都不尽相同。一是雨季来得早,从4月第二候就相继出现日降水量超过6mm的雨日,比华南前汛期还要早;二是持续时间长,雨季一直可持续到7月上旬才结束,只略早

于江淮梅雨结束期。从某种意义上来说,江南西部雨季开始的早晚与降水强度的变化是中国东部雨季开始与雨水丰枯的一个前期信号。加强这一地区雨季降水特征及其影响因子的研究是十分有必要的。

对中国降水的研究一直是气象科学研究的重点,海洋海表温度异常对我国降水的影响研究是其中的一个重要主题,其研究成果大大促进了我国雨季的监测与预测业务的发展。其中研究最多就是西太平洋海温异常对我国夏季降水的影响,普遍认为西太平洋海温异常与长江中下游夏季降水存在正相关关系(Simmonds et al, 1996;李跃凤等,2002;张礼平等,2005;鲍媛媛等,2007;2009;高辉等,2008),而与黄河流域夏季降水呈负相关关系(常军等,2013;赵尔旭等,2011;常军等,2013)。印度洋海温对亚洲季风及其降水也有重要影响(Saha, 1970;罗绍华等,1985;陈烈庭等,1988;),印度洋的海温距平虽没有太平洋强大,但其纬向热力对比与太平洋具有相同的量级。所以,在关注赤道太平洋海温的同时,也加强关注印度洋海温的异常及其作用。后来,科学家们发现了印度洋海温偶极子振荡的问题(Saji et al, 1999; Webster, 1999; 陈烈庭, 1991; 林健等, 2000),指出赤道印度洋海温距平的这种偶极子振荡可引起

印度洋周边地区气候异常。在 El Nino 情况下,印度洋海温异常对东亚季风区降水和环流的影响也有研究(陈月娟,1992;肖子牛等,2000;黄荣辉,1989;伍红雨等,2014)。但赤道印度洋海温距平的东西差异(偶极子振荡)并非是完全独立的系统,它与太平洋 ENSO 通过 Walker 环流等过程紧密的联系(李崇银等,2001),因此,也常有人把太平洋 ENSO 和印度洋偶极子作为一个统一的耦合系统来研究(Cai et al,2011;顾薇等,2007),强调太平洋和热带印度洋海温的年代际变化的一致性,二者有可能共同对我国降水产生影响。

雨季降水的多寡是造成旱涝灾害的直接原因,加强雨季降水特征及其影响因子的研究,是提高旱涝预测准确率的有效途径。作者曾对江南西部夏季旱涝特点,旱涝过程的发生、发展、消亡进行过较为详细的研究(吴贤云等,2006;2012)。对该区域夏季旱涝预测有一定的指示意义。本文是基于前面研究的基础上,拟以热带太平洋、热带印度洋为一个海洋气候背景,探讨海表温度异常对江南西部雨季降水的影响,并分析在海温异常的主模态下,研究海温异常是如何影响热带季风系统,从而影响中国东部雨季的降水,其结果将为短期气候趋势预测提供有意义的参考。

1 资料与方法

本文主要以江南西部(25.0°~30.0°N、107.5°~117.5°E,主要包括湖南、江西两省)为主要研究对象。文中所用的降水资料为国家气候中心整理的全国 740 站逐日降水数据集,考虑到资料完整性,在计算全国降水时,选用了其中 685 站(图略),统计江南西部降水时,选用了区域内 50 个代表站(吴贤云等,2012),时间段为 1961—2012 年,共 52 年;全球海表温度资料取自英国 Hadley 预报中心提供的 HadIS-ST 月平均海表温度(SST)资料,精度为 1°×1°(经纬度),资料时间为 1961 年 1 月至 2012 年 12 月(共 624 月)。大气环流资料采用了 NCEP/NCAR(美国环境与预报中心/美国大气研究中心)提供的再分析资料,水平分辨率为 2.5°×2.5°(经纬度),资料时间段为 1961—2012 年(共 52 年),每天 4 个时次。

文中所用到的方法有:(1)用经验正交函数(EOF)提取多时间要素场中的主信号;(2)利用奇异谱(SVD)统计方法分析海温与降水两个要素场的耦

合关系;(3)采用综合合成分析方法分析不同的海温异常状况下对大气环流的影响等。这些均为气象常用方法,其原理与实现步骤在此不再详述。在综合分析中,除明确申明外,海温资料均采用距平化处理,大气环流资料、降水资料均采取了标准化处理。

2 江南西部降水的气候概况

2.1 江南西部雨季降水与中国东部降水的关系

为了分析江南西部雨季与中国东部降水的关系,我们以 1981—2010 年(30 年)平均作为气候值,计算了沿 107.5°~117.5°E 区域的纬向平均候降水量随时间的演变(图 1)。从降水分布来看,降水自 5 月中旬以后,在 22°~35°N 形成一个明显从低纬度向高纬度传播的连续性降雨形势,说明这段时期正是我国东部的主雨期(梅雨),是气候监测与预测业务关注的重点。同时,我们也发现在江准入梅之前,4—5 月,在 25°~30°N,已出现了每候超过 30 mm 的降水,范围较小,但长时间滞留在这一区域,中间虽有间隔,但仍可看作一个连续性的降水集中时段,此时,华南地区的前汛期降水还没有建立,也就是说,在我国梅雨主体区的偏西部、华南向江南过渡地带存在一个独特的雨水集中期,这一地区主要包括湖南、江西等地,我们把这一区域称为江南西部。这一区域雨期来得最早,结束期与江南梅雨或长江中游梅雨相差不多,作者认为,这个是值得我们关注的中国江南雨季的一个特例。

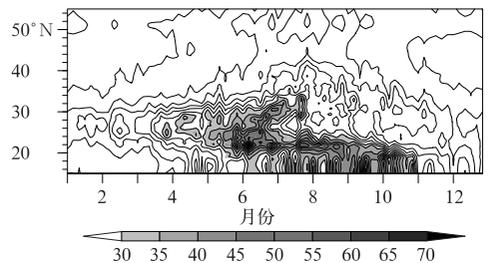


图 1 中国东部候降水量纬度-时间剖面图(107.5°~117.5°E 平均,单位: mm·候⁻¹)

Fig. 1 Time-latitude section of climatic rainfall in each pentad (averaged in 107.5°-117.5°E, unit: mm·pentad⁻¹)

2.2 江南西部雨季降水特点

江南西部年降水量丰富,1961—2012 年区域内代表站平均年降水量为 1485.3 mm,主要集中在

4—9月。从全年以候为单位的降水分布来看(图2),从前一年11月第四候开始到当年2月第二候,是全年降水最低时段,基本保持每候10 mm以下;从2月第三候到6月第五候降水整体呈现上升的趋势,之后7—11月呈减少趋势,所以这一区域降水可称为“单峰型”。在降水上升过程中,从4月第二候开始,降水较以前有一个突然加大,达到每候30 mm以上,此次增加持续了3候时间,4月第六候达到局部峰值 $36 \text{ mm} \cdot \text{候}^{-1}$,然后强降水有所间歇,4月第六候回到30 mm以下;从5月第一候开始,降水又表现为突然陡增,一下子超过了4月的峰值,达到 $38 \text{ mm} \cdot \text{候}^{-1}$,在接下来的2个月时间内,降水虽有起伏,但总体都比较大,并且上升趋势明显,直至6月的第五候,达到全年峰值 $49 \text{ mm} \cdot \text{候}^{-1}$,第六候回落到 $40 \text{ mm} \cdot \text{候}^{-1}$ 左右,7月第一候继续回落至接近 $30 \text{ mm} \cdot \text{候}^{-1}$ 。之后至8月末降水基本维持在每候 $20 \sim 30 \text{ mm}$ 之间,9—10月继续回落至 $10 \sim 20 \text{ mm}$ 之间。

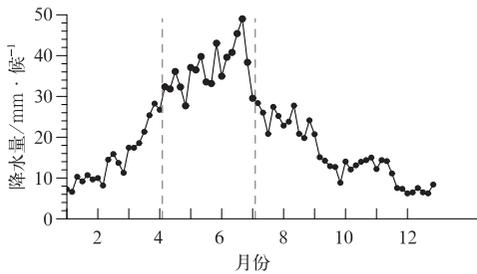


图2 江南西部降水气候概况

Fig. 2 Climatic rainfall in the Western Jiangnan

从以上分析来看,江南西部降水的季节性特征与华南及长江中下游降水型均有相似,但又不完全相同。主峰出现在6月第五候,与长江中下游及江南梅雨主峰相吻合(王遵娅等,2008)。但前期降水并不少,从4—6月均可有强降水发生,这里我们采用候降水超过30 mm的连续时段作为雨季的标准。把4月第二候至7月第一候定义为江南西部雨季,从气候意义上来说,江南西部雨季平均持续时间为91 d,约占全年时间的1/4,其平均降水量为661.1 mm,占全年总降水量的44.5%,是雨水主要集中时段。本文研究的重点就是分析此段时间内降水的年际、年代际变化,并研究热带太平洋与热带印度洋海表温度异常对雨季降水的影响及其可能的影响机制。

2.3 江南西部雨季降水的年际及年代际变化

江南西部雨季降水的年际变化较大,雨季降水

最少为483.8 mm(1991年),而最多年份能达到873.6 mm(1973年),是最少降水年份的1.8倍。从1961—2012年,处于负位相的年份稍多于降水正位相的年份(图3)。如把标准化值超过一个标准差定义为降水异常年份,则正异常年明显多于负异常年,共有9年异常偏多,5年异常偏少年,也就是说,江南西部在雨水集中期主要是以极端强降水产生的洪涝为主,但也可能出现极端少雨而引发干旱事件。

从年代际变化看,江南西部地区雨季降水在20世纪60年代至70年代中期,降水处于显著偏多期,尤其是在70年代早期,5年之中有3年出现降水异常偏多。而在70年代后半期至90年代初期,江南西部地区降水明显偏少,只有2年降水为正距平,且都在一个标准差之内,其他所有年份均为负距平,出现了两年异常偏少。90年代又出现了较多的正异常,为降水异常偏多时期;进入21世纪以来,江南西部雨季降水再次呈现偏少的状态。

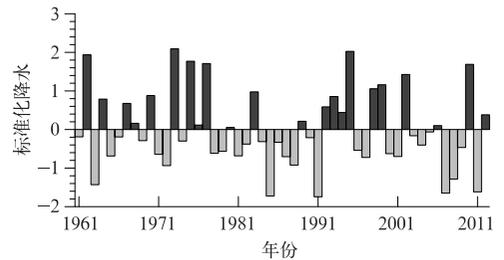


图3 1961—2012年江南西部雨季降水的标准化序列

Fig. 3 Standardized rainfall in the Western Jiangnan from 1961 to 2012

3 热带海洋海表温度异常对江南西部雨季降水的影响

从前一年8月至当年4月逐月全球海温与江南西部雨季总降水的相关关系(图略)来看,自上年10月开始至当年3月,中东太平洋、印度洋的海温与江南西部雨季降水量存在较好的正相关。考虑到海温对降水影响的滞后性,我们计算了冬季(12—2月)平均海表温度与江南西部雨季降水的相关系数(图4)。

从图4中可以看出,江南西部雨季总降水量与冬季海温的相关性较强的区域主要集中热带中东太平洋与印度洋两个区域,表现为正相关,相关系数达到了0.3以上,通过了0.05的显著性水平检验。为

了进一步分析热带海洋海表温度异常与江南西部雨季降水的关联,这里采用了奇异值分解(SVD)方法。在进行 SVD 分析时,我们主要关注热带太平洋及热带印度洋这两个区域,选取($30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 、 $150^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{W}$)和($40^{\circ}\text{S}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 、 $40^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)二个区域,分别包括热带太平洋与热带印度洋区域,并把两个区域海表温度作为 SVD 分析的左场,用江南西部 50 个代表站雨季降水资料作为右场。选取冬季(即:前一年 12 月到当年 2 月)海温与当年雨季(4 月第二候至 7 月第一候,共 91 d)区域雨量进行 SVD 分析。

从 SVD 的分析结果来看(表 1),冬季热带海表温度与江南西部雨季 SVD 分析的方差收敛很快,第一模态方差贡献率达到 59.8%,第二、三模态方差贡献率迅速减少,前 3 个模态总方差贡献率接近 80%。两者时间系数的相关性均在 0.45 左右,超过了 0.05 的显著性水平检验。说明热带太平洋、热带印度洋海表温度与江南西部雨季降水存在较好的响应关系。显而易见,两者的第一模态是最主要模态,反映海温异常对江南西部雨季的最主要影响。

表 1 热带海洋冬季海表温度与江南西部
雨季降水 SVD 分析统计

Table 1 SVD analysis results about tropical ocean
SST in winter (left field) and precipitation of rainy
season in the Western Jiangnan (right field)

主模态	1	2	3
方差贡献/%	59.8	12.7	6.9
累计方差贡献/%	59.8	72.5	79.4
时间序列相关系数	0.46	0.44	0.42

从冬季海温与江南西部降水的 SVD 分析的第一模态左异性相关分布(图 5a 和 5b)来看,赤道中东太平洋与西太平洋及中东太平洋南北半球的副热带地区的海温呈反位相分布(图 5a),中东太平洋赤道附近为正值,中心达到 0.5,这一宽广的正值区覆盖了整个 Nino 区,因此,所以这一模态也包含了 ENSO 事件信息,是多年热带太平洋海表温度异常的一个主模态。此时,负值中心位于西太平洋热带地区,中心值达到了-0.3,也就是说,西太平洋与中东太平洋的海温距平呈现(“-,+”)的跷跷板效应。

第一模态左异性相关分布的印度洋地区(图 5b)来看, 30°S 以北、 80°E 以东为正值区域,中心位于澳大利亚以西洋面,在 30°S 以南、 80°E 以西的区域为负值中心,在本文中,把印度洋处于北正、南负的海温异常分布型称为正相位型(此时对应于赤道

中东太平洋为正距平,西太平洋为负距平),相反,则称为负相位型。在此分析中,热带太平洋与热带印度洋海表温度异常模态是互为关联的。可见赤道中东太平洋、印度洋靠近欧亚大陆区域、西太平洋中纬度之间的海温三者呈正相关关系,两大洋的海温距平分布以“-,+”相间的主模态。

此时,对照右异性相关图(图 5d),江南西部雨季降水呈现全区域基本一致,大值中心主要位于区域的东北与西南方向。由此,我们可知,当赤道中东太平洋海温为正(负)异常,西太平洋及中东太平洋副热带地区海温为负(正)异常,相应地印度洋为正(负)海温相位型时,江南西部雨季多(少)雨。从时间系数(图 5c)来看,海温正(负)位相点与雨季降水的正(负)位相对应关系较好,但整体的变化趋势呈现正负位相的波动状态。为了分析主要正负海温异常型对降水的影响,我们以海温是正(负)距平为前提条件,同时也参考降水型态,分别选取了:1964、1973、1977、1983、1995、1998、2010 年与 1963、1981、1985、1997、2001、2008、2011 年本研究的典型的正、负位相年(图 5c 中红、蓝标记年份)。

从冬季海温与江南西部雨季降水 SVD 分析第二模态来看(图 6),太平洋海温异常型与第一模态发生了很大变化,赤道中东太平洋区域为负距平,与第一模态相反,但范围要小许多,东太平洋副热带地区与近赤道地区为相反变化;西太平洋地区也发生了明显变化, $15^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}$ 范围内为正距平,与第一模态相反,但南北纬 15° 以外,出现了负距平,却与第一模态一致。也就是说,在太平洋地区不再是明显的“+,-”跷跷板现象,而是变得复杂。此时,印度洋地区继续保持着第一模态相近似的相位型,但整体向北半球有所移动。在右异性相关图上(图 6d)则表现为 28°N 以南为负值,其北部为正值,且从时间系数可以看出,第二模态时间系数有递增的趋势,在本世纪开始,系数基本为正值,说明这种海温分布型越来越明显。

4 影响分析

4.1 中低层环流场

从正负海温异常年 500 hPa 标准化高度场的合成图来看(图 7a 和 7b),正异常年时(图 7a), 30°N 以南的副热带、热带地区均为正距平,东亚中高纬为

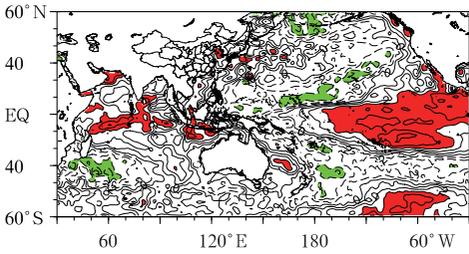


图 4 冬季海温与江南西部雨季降水的相关系数 (红色与绿色分别表示正、负相关系数通过 0.05 的显著性水平检验)

Fig. 4 Correlations between global SST in winter and total rainfall in the Western Jiangnan (Red and green shaded areas stand for the parts having passed the 0.05 significant level by *T*-test)

负距平,负异常年则完全相反(图 7b)。

两者的差值显著区主要集中在热带西太平洋到中国东南沿海的副热带地区,以及东亚中高纬的贝加尔湖地区,这两个区域一是西太平洋副热带高压(以下简称副高)的位置,另一是贝加尔湖低槽所在地。西太平洋地区的正、负距平说明了在正负海温

异常年,西太平洋副高的显著不同,在正海温异常年,西太平洋至我国东南沿海地区为正距平,意味着副高较常年强度偏强,位置偏北、偏西,此时贝加尔湖的负距平,说明贝加尔湖低槽加深,中高纬度经向风偏强,在这种情况下,东南沿海槽的位置偏西,江南西部地区位于槽前及西太平洋副高的西北侧,受副高边缘及槽前西南暖湿气流影响,降水偏多。相反,在负海温异常年时,西太平洋至我国东南沿海为负距平值(图 7b),副高偏弱,位置偏南、偏东,贝加尔湖槽偏浅,在我国东南沿海为东亚大槽,江南西部地区位于槽后的偏北气流控制下,降水偏弱。这一点从 500 hPa 高度场 588 dagpm 的等高线分布(图 7c)也得以证实,图中把海温的正负异常及正常年份雨季的 500 hPa 等高线进行综合合成,从图上来看,正负海温异常年副高主要存在位置与强度上的变化,与上述分析一致。

如同对 500 hPa 环流形势的影响,在 850 hPa 合成图上(图 8)也有明显的表现。

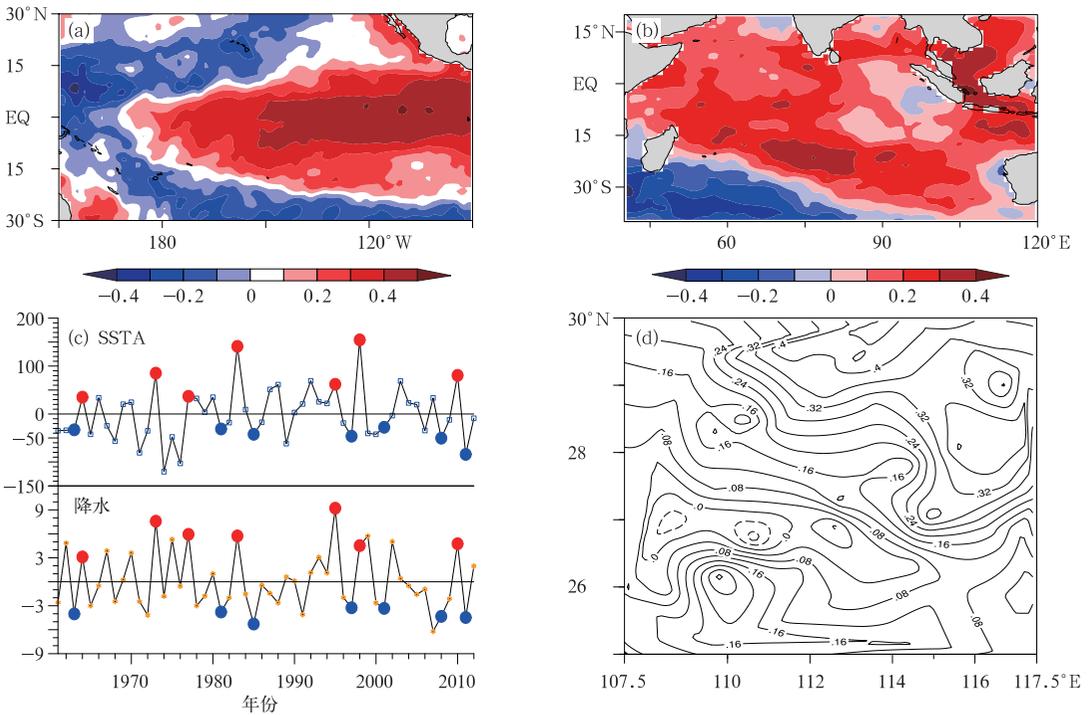


图 5 热带海洋冬季 SSTA 与次年江南西部雨季降水 SVD 分析第一模态左异性相关

(a)太平洋,(b)印度洋,(d)右异性相关分布及(c)两者时间系数

Fig. 5 The left heterogeneous correlation (a) Pacific Ocean, (b) Indian Ocean (d) the right heterogeneous correlation and (c) their time coefficients of the first pattern in SVD analysis about winter tropical ocean SST and precipitation in the Western Jiangnan in rainy season

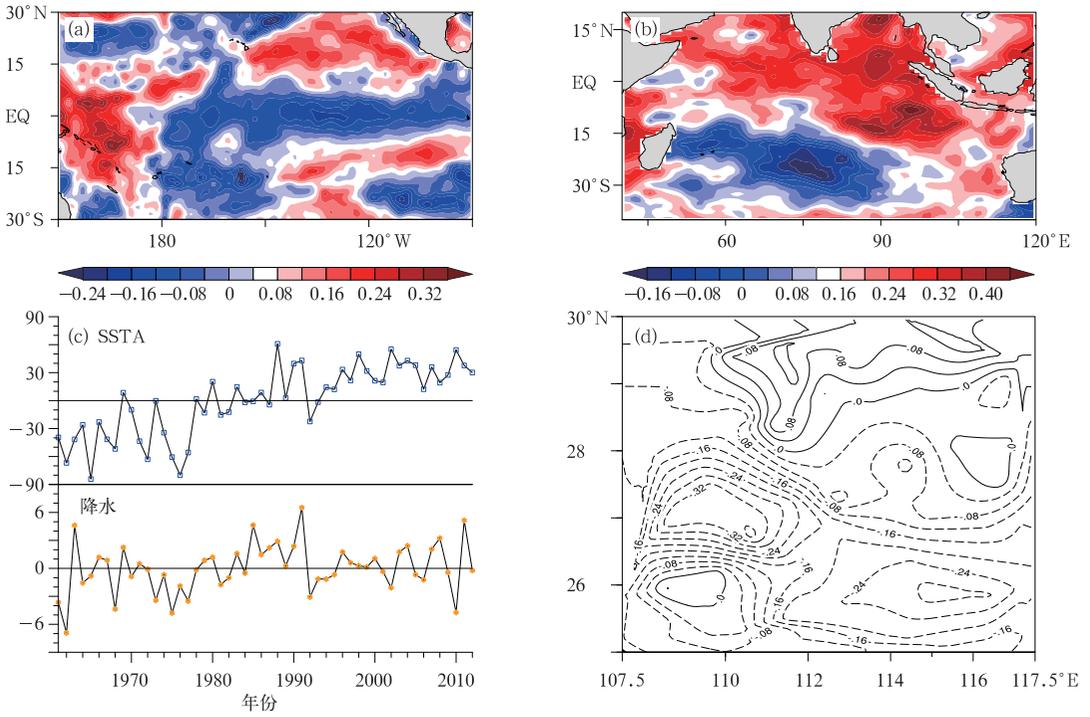


图 6 同图 5, 但为 SVD 分析的第二模式

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for the second pattern

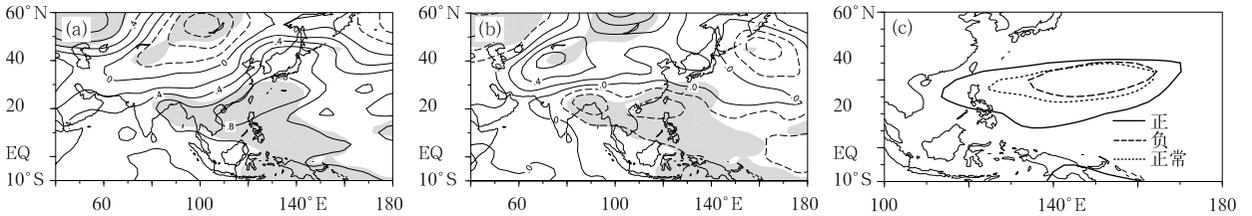


图 7 (a)正,(b)负海温异常年 500 hPa 高度合成图(阴影表示差值显著区域通过 0.05 的显著性水平检验)及(c)副热带高压雨季平均位置

Fig. 7 Composite height at 500 hPa in (a) positive SSTA years, and (b) negative SSTA years (Shaded area stands for the part having passed the 0.05 significance level by T-test) and (c) average locations of WPH

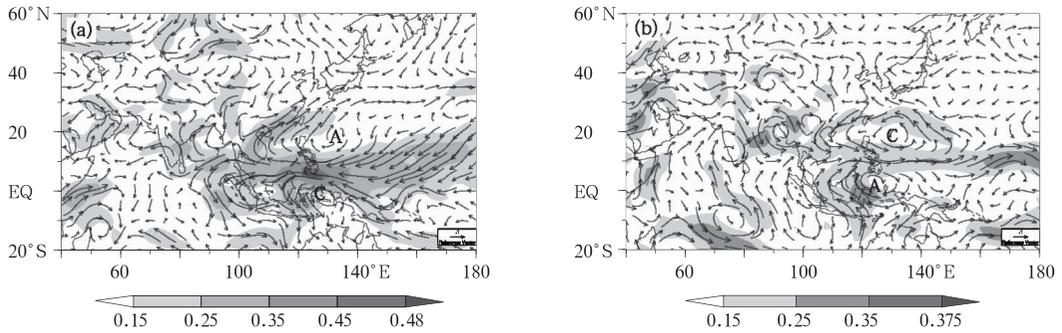


图 8 (a)正,(b)负海温异常年 850 hPa 距平风场 (A 为反气旋中心,C 为气旋中心;阴影表示风速标准化距平)

Fig. 8 Composite anomaly wind at 850 hPa in selected (a) positive and (b) negative SST anomalous years

(A is anticyclone center, C is cyclone center; The shaded areas stand for standardized wind velocity anomaly)

在海温正异常年(图 8a),在东亚中低纬,西太平洋赤道北侧为强劲的东风异常,当异常东风西行到达 100°E 后,分成两支,其中一支向东北方向转向,变为西南风异常;另一支向南越过赤道转为偏北风异常,在西太平洋地区为反气旋性距平环流,且在东亚中高纬与印度半岛及孟加拉湾地区也为反气旋性距平环流,此时,赤道印度洋为西风异常,这支异常西风在 90°E,转为偏北距平气流,说明此时夏季风处于弱周期中,江南西部地区位于西太平洋反气旋西北侧的偏南距平气流中,且在此区域从东北至西南存在明显的风切变,有利于江南西部多降水。相反,在负海温异常年,在印度半岛与我国东部沿海为气旋性距平环流,赤道印度洋西部盛行偏东风异常,并在 80°E 附近转向为偏南距平气流,越过赤道在孟加拉湾、中国华南地区继而转为西南距平气流,与低纬度西太平洋地区的偏南距平气流汇合北上。江南西部地区为两气旋性环流中的高压脊,不利于降水的产生。

4.2 高空急流

东亚副热带西风急流是我国梅雨期的一个重要的影响因子(叶笃正等,1958;陶诗言等,1958)。当

东亚副热带西风急流异常偏南,长江中下游梅雨降水偏多,而当东亚副热带西风急流位置偏北时,长江中下游梅雨降水偏少,河套、华北地区夏季降水偏多(廖清海等,2004; Zhang et al, 2005; 况雪源等,2006)。

从 200 hPa 等压面的纬向风和散度场合成分析来看(图 9a),在热带海洋海温位于正异常时,我国东部地区上空东亚副热带西风急流强度偏强,急流轴在 110°~135°E 时的位置位于 35°N,西风风速可达 30 m · s⁻¹ 以上,急流轴以南为正散度距平,其北侧为负散度距平,根据天气学理论(丁一汇,2005),说明急流南侧的辐散程度有所加大,北侧辐合程度加强,有利于在高空急流入口处(江南西部地区)维持持续的高空净流出,从而使低空有净流入,产生辐合,形成深厚的上升运动,构成了有利于降水的环境场。而在负海温异常年(图 9b),在我国东部地区上空东亚副热带西风急流强度偏弱,风速小于 30 m · s⁻¹,在整个江南地区均为负的散度距平,急流轴的北侧为强的正散度距平,从而不利于在江南西部的低层形成质量辐合,也抑制了垂直上升运动的发展,江南西部地区降水易偏少。

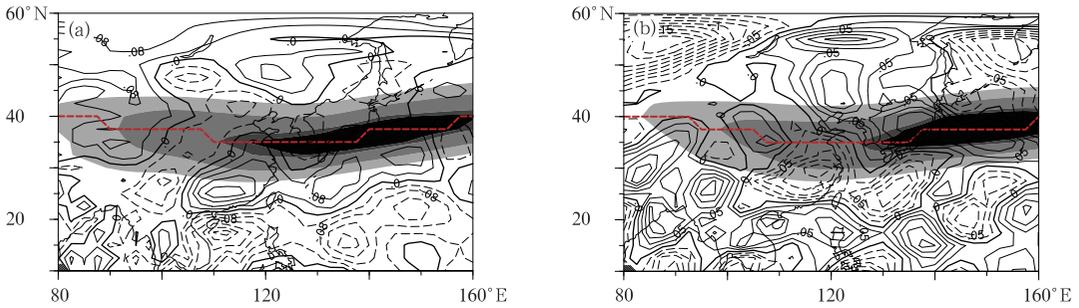


图 9 (a)正,(b)负海温异常年 200 hPa 散度距平

(阴影表示超过 20,25,30 m · s⁻¹ 的西风范围)

Fig. 9 Composite divergence anomaly at 200 hPa in selected (a) positive and (b) negative SST anomalous years

(The shaded areas stand for 30, 35 and 40 m · s⁻¹ westerly)

4.3 水汽输送

图 10 是海温正负异常年的 850 hPa 标准化水汽通量及水汽通量散度。从气候意义上来说,途径江南西部地区(25.0°~30.0°N,107.5°~117.5°E)的水汽主要来自两个方向,一是起源于西太平洋地区,经中国南海到达中国东南沿海后再转向东北方

向进行江南西部及长江中下游地区;二是经印度洋进入孟加拉湾,随西南暖湿气流北上进入江南及长江中下游。从 850 hPa 标准化的水汽通量来看,在海温正异常年(图 10a),在西太平洋中国东南近海海域上有一个反气旋性的水汽环流距平中心,其南侧水汽距平向西输送至中国南海,再转向经由中国江南向北输送,对江南西部地区水汽供应做正贡献;

此时,在孟加拉湾地区是向西南的水汽距平,也就是说,印度洋向中国大陆的水汽输送是有所减弱的。可见,在热带海洋海温正异常年,江南西部的水汽来源主要来自西太平洋,而来自印度洋的水汽相对较弱。

同样,我们分析负海温异常年的水汽通量(图 10b),在中国近海西太平洋上,是一个气旋性水汽通量距平,对江南西部水汽供应为负距平,相反,从孟加拉湾有西南水汽距平经中国南海进入江南西部

地区。说明,在负海温异常年,该区域的水汽主要来源于印度洋。

从水汽的源与汇来看,由于在长江中下游地区水汽最大量集中出现在 850 hPa(吴贤云等,2012)。这里我们只分析了 850 hPa 的水汽通量散度(图 10c 和 10d),从图上来看,在海温正异常年,长江中下游为水汽距平辐合区,是一个水汽汇,有利于产生多雨;相反,在负海温异常年,在江南西部地区为一明显的水汽距平源,不利水汽辐合,容易产生少雨。

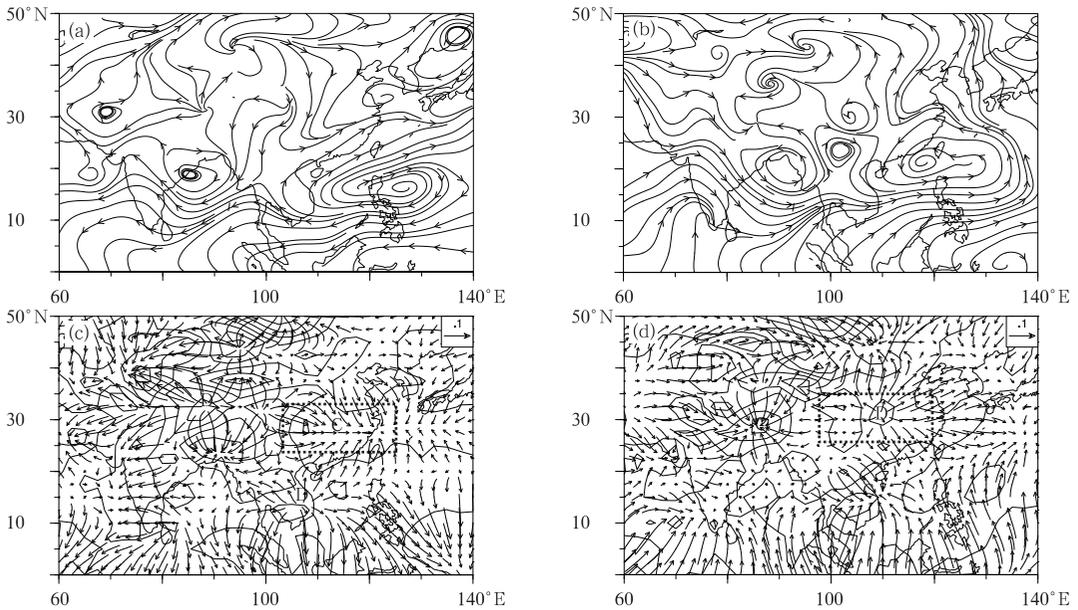


图 10 正(a, c),负(b, d)海温异常年 850 hPa 水汽通量(a, b)及水汽通量散度(c, d)

Fig. 10 Same as Fig. 8 but for vapor flux (a, b) and its divergence (c, d) at 850 hPa

5 结 论

本文利用 SVD 分析方法,分析了热带海洋海表温度与江南西部雨季降水的关联,并以综合合成的方法分析了在热带海洋海温异常主模态下,低纬季风系统的演变,研究了热带海洋海表温度异常对江南西部雨季降水影响的可能机制。得到了如下主要结论:

(1) 江南西部雨季是中国梅雨季的一个重要组成部分,但雨季时间来得最早,雨期长,降水量丰富,雨季降水有明显的年际、年代际变化特征。

(2) 冬季热带太平洋与热带印度洋的海温异常的相关性较高。其主模态表现为:当赤道中东太平洋海温为正(负)距平,西太平洋及中东太平洋副热带地区为负(正)距平时,印度洋表现为北正(负)南

负(正)相位型。

(3) 当热带海洋海温处于正(负)异常模态下,江南西部雨季降水为全区域偏多(少)的可能性大。

(4) 在正(负)海温异常年,在江南西部雨季期内,赤道印度洋盛行偏东风(西风)异常,并在 90°E (80°E) 越过赤道转向形成偏北(南)距平气流,说明印度季风弱(强);在正(负)海温异常年,西太平洋地区赤道附近为偏东(西)距平气流,低纬西太平洋地区形成反气旋(气旋)性距平环流,说明西太平洋副热带高压位置异常偏西(东)、偏北(南),强度偏强(弱)状态。

(5) 在正(负)海温异常年,高空急流偏强(弱),副热带锋区偏强(弱), $25^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 上升运动得以加强(弱),造对流加强(减弱),有利于(不利于)产生强降水。

(6) 在正海温异常年,江南西部水汽主要来源

于西太平洋,并在此区域形成水汽辐合,有利于产生多雨;而在负海温异常年,来自两大洋的水汽均通过江南西部地区,但此区成为水汽过渡带,不易形成水汽辐合,容易出现少雨形势。

参考文献

- 鲍媛媛,金荣花,赵瑞霞,蒋星. 2009. 2008年东亚夏季风异常及其对江淮梅雨的影响. *气象*, 35(4): 34-42.
- 鲍媛媛,康志明,金荣花,等. 2007. 川渝地区夏季旱涝与海温异常浅析. *气象*, 33(5): 89-93.
- 常军,王永光,赵宁. 2013. Nino3区海温的变化对黄河流域夏季降水的影响. *气象*, 39(9): 1133-1138.
- 陈烈庭. 1988. 热带印度洋-太平洋海温纬向异常及其对亚洲夏季风的影响. *大气科学*, 1988(特刊): 142-148.
- 陈烈庭. 1991. 阿拉伯海-南海海温距平纬向差异对长江中下游降水的影响. *大气科学*, 15(1): 33-42.
- 陈月娟. 1992. 我国夏季风和降水与邻近海洋水温关系的数值试验-气候变化若干问题研究. 北京: 科学出版社, 157-167.
- 丁一汇. 2005. 高等天气学. 北京: 气象出版社, 225-248.
- 丁一汇,柳俊杰,孙颖,等. 2007. 东亚梅雨系统的天气气候学研究. *大气科学*, 31(6): 1082-1101.
- 高辉,王永光. 2008. 2007年海温和大气环流异常及对我国气候的影响. *气象*, 34(4): 107-112.
- 黄荣辉. 1989. 关于大气环流遥相关与低频振荡的研究进展与问题. *大气科学*, 13(4): 480-490.
- 顾薇,李崇银,潘静. 2007. 太平洋-印度洋海温与我国东部旱涝型年代际变化的关系. *气候与环境研究*, 12(2): 113-123.
- 蒋薇,高辉. 2013. 21世纪长江中下游梅雨的新特征及成因分析. *气象*, 39(9): 1139-1144.
- 况雪源,张耀存. 2006. 东亚副热带西风急流位置异常对长江中下游夏季降水的影响. *高原气象*, 25(3): 382-389.
- 李崇银,穆明权. 2001. 赤道印度洋海温偶极子型振荡及其气候影响. *大气科学*, 25(4): 433-443.
- 李跃凤,丁一汇. 2002. 海表温度和地表温度与中国东部夏季异常降水. *气候与环境研究*, 7(1): 87-101.
- 廖清海,高守亭,王会军,等. 2004. 北半球夏季副热带西风急流变异及其对东亚夏季气候异常的影响. *地球物理学报*, 47(1): 10-18.
- 林健,何金海. 2000. 海温分布型对长江中下游旱涝的影响. *应用气象学报*, 11(3): 339-347.
- 罗绍华,金祖辉,陈烈庭. 1985. 印度洋和南海海温与长江中下游降水的相关分析. *大气科学*, 9(3): 336-342.
- 陶诗言,赵煜佳,陈晓敏. 1958. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系. *气象学报*, 29(2): 119-134.
- 王遵娅,丁一汇. 2008. 中国雨季的气候学特征. *大气科学*, 32(1): 1-13.
- 伍红雨,潘蔚娟,王婷. 2014. 华南冬季气温异常与 ENSO 的关系. 40(10): 1230-1239.
- 吴贤云,丁一汇,王琪,等. 2006. 近四十年长江中游地区旱涝特征分析. *应用气象学报*, 17(1): 19-28.
- 吴贤云,丁一汇,叶成志. 2012. 两湖流域盛夏持续性旱涝诊断分析. *热带气象学报*, 28(1): 12-22.
- 肖子牛,孙绩华,李崇银. 2000. El Nino 期间印度洋海温异常对亚洲气候的影响. *大气科学*, 24(4): 461-469.
- 叶笃正,陶诗言,李麦村. 1958. 在 6 月和 10 月大气环流的突变现象. *气象学报*, 29(4): 250-263.
- 张礼平,丁一汇. 2005. 全球地表(海表)前期温度与中国及华中地区夏季降水的关联. *气象学报*, 63(3): 325-332.
- 赵尔旭,赵刚,等. 2011. 热带海温异常对东南亚夏季风爆发的影响. *热带气象学报*, 27(6): 930-936.
- Cai Yi, Li Hai. 2011. Study on the relationship between ENSO and tropical Indian Ocean temperature. *Marine Science Bulletin*, 13(1): 1-9.
- Saha K. 1970. Zonal anomaly of sea surface temperature in equatorial Indian Ocean and its possible effect upon monsoon circulation. *Tellus*, 22(4): 403-409.
- Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. 1999. A dipole in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401: 360-363.
- Simmonds I D B, Yan B. 1996. Relationships between summer rainfall over China and ocean temperature in the tropical western Pacific. *Meteor Soc Japan*, 74: 273-279.
- Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P, et al. 1999. Coupled ocean atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-98. *Nature*, 401: 356-360.
- Zhang Yaocun, Guo Lanli. 2005. Relationship between the simulated East Asian westerly jet biases and seasonal evolution of rain belt over eastern China. *Chinese Science Bulletin*, 50(14): 1503-1508.