

亚印太交汇区海表温度的分布和变化特征 及其对中国降水的影响

卢峰^{1,2}, 郑彬^{1*}

(1. 中国气象局广州热带海洋气象研究所/热带季风重点开放实验室, 广东广州 510080; 2. 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 1967—2009 年的逐月海表温度 (Sea Surface Temperature, SST) 资料和降水资料, 以及经验正交函数 (Empirical Orthogonal Function, EOF) 和相关分析方法, 探讨了亚印太交汇区 (Joining Area of Asia and Indian-Pacific Ocean, AIPO) SST 的时空分布及其对中国降水的影响。结果表明: 海表温度 EOF 分析第 1 主分量 (即 EOF1) 的空间分布在整个 AIPO 区为均一分布, 时间系数呈现出明显的年代际变化特征。在年代际尺度上, 当 AIPO 区的 SST 升高后, 北太平洋地区 SST 开始降低, 在 11 个月 after 达到最低。另外, AIPO 区的 SST 升高会使南海季风区和东亚季风区的降水增加, 使青藏高原西部降水减少。第 2 主分量 (即 EOF2) 的空间分布在西太平洋基本与东印度洋 (包括南海地区) 为反相变化, 时间系数呈现出明显的 2 a 和 4~5 a 为主的年际振荡周期。当 Niño 3.4 区 SST 出现正异常后 4 个月左右, 东印度洋地区有 SST 正异常, 而西太平洋地区有 SST 负异常。西太平洋地区的 SST 升高及东印度洋地区的 SST 降低将导致西北太平洋地区降水增加, 东北和华北地区降水减少。而且, AIPO 区 SST 第二模态影响华北和东北的降水要比西北太平洋地区至少超前 3 个月。

关键词: 气候学; 海表温度; 时空分布; 统计分析; 亚印太交汇区; 降水

中图分类号: P732.6

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2011)05-0039-08

1 引言

亚印太交汇区 (Joining Area of Asia and Indian-Pacific Ocean, AIPO) 泛指亚洲大陆—太平洋—印度洋的交汇地区, 主要包括东印度洋和西太平洋, 北连亚洲大陆, 南接澳洲大陆。这里有世界上范围最大、海表温度最高的大“暖池”, 是全球热带对流最强、水汽含量最多的区域, 海气相互作用极为强烈^[1]。在 AIPO 区, 印度洋洋流和太平洋流系在此贯通融汇; 它也是南亚季风、澳洲季风和东亚季风三大季风系统的连接区, 夏季来自太平洋的水汽输送带和源于索马

里、流经北印度洋的水汽输送带经此交汇区辐合调配后流向亚洲大陆^[2-4]。

AIPO 区包括“亚洲—太平洋”、“亚洲—印度洋”和“印度洋—太平洋”3 个子交汇区。在“亚洲—太平洋”交汇区, 上层海洋北太平洋热带和副热带流涡、黑潮等西边界流的巨大经向热量输运可影响着东亚气温和降水; 其上空的西太平洋副热带高压异常与发生在我国的大范围持续性旱涝息息相关^[5], 而且西太平洋副热带高压的东撤对南海夏季风爆发是十分关键的^[6]。海气相互作用更是直接影响着台风活动的变异, 暖池处于热状态时, 台风偏少, 台风

收稿日期: 2010-05-20; 修订日期: 2010-11-30。

基金项目: 国家自然科学基金 (40505019); 全球变化研究国家重大科学研究计划 (2010CB950304)。

作者简介: 卢峰 (1984—), 男, 浙江省湖州市人, 硕士生, 主要从事季风和海气相互作用研究。E-mail: lf19841024@163.com

* 通信作者: 郑彬, 副研究员, 主要从事季风和海气相互作用, 中层大气研究。E-mail: zbin@grmc.gov.cn

的活动路径偏西,因此对我国的可能影响较大。而暖池处于冷状态时,生成于西北太平洋东南侧的台风较为频繁,台风的活动路径多偏东,对东亚沿岸的影响小^[1]。交汇区的南海则是连接西太平洋和东印度洋的纽带,南海地区海温异常的年际变化主要受厄尔尼诺的影响。在厄尔尼诺成熟相位期间和之后,大气环流的变化改变了局地南海近表层空气的温度,湿度,云量和季风,这些因素影响了南海地区的表面热通量和海洋洋流,加热还是冷却南海取决于海温异常演变的阶段^[7]。

在“亚洲—印度洋”交汇区,与季风环流密切相关的印度洋海气耦合模态的生命周期较短,具有显著的季节变化特征,云辐射和海气相互作用过程激烈,影响海温变化的动力过程复杂^[8-9]。与海面热状况变化直接关联的海面水分蒸发,可影响季风环流所输送的水汽多少,从而调控东亚旱涝的发生^[3]。另外,处于青藏高原和印度洋强烈的海陆热力对比差异背景下的海气相互作用过程更是直接影响着亚洲季风的爆发与异常变化^[10-12]。在印度,经向海陆热力差异和青藏高原热源抬升的影响加强了来源于太阳辐射的热力差异,导致了非常强的西南季风的产生。东亚夏季风区以东西、海陆热力差异为主导,这导致一个亚洲大陆低气压和西太平洋副高之间的纬向气压梯度。南北太阳辐射差异和东西、海陆热力差异对比的共同影响,西北太平洋夏季季风槽直接控制西北太平洋广大海洋地区的降水。虽然被云贵高原分离,但印度季风降雨通过加强地形水汽的东北输送加强东亚季风降雨^[13]。

在“印度洋—太平洋”交汇区,以“西太平洋—东印度洋大暖池区”、赤道海洋斜温层、沃克(Walker)环流和季风环流等为背景,海气相互作用把厄尔尼诺—南方涛动(The El Niño-Southern Oscillation, ENSO)和亚澳季风系统^[14]及“对流层准两年振荡”(Tropospheric Biennial Oscillation, TBO)活动中心紧密地联系在一起^[15],调节着亚洲季风区的水汽和各种能量的输送^[2];印太区域海气耦合系统的季节内振荡和年际振荡直接影响着季风的爆发、发展和我国的旱涝异常^[16]。有研究表明,若前一年秋冬季节赤道东印度洋、赤道西太平洋出现正的海温和温跃层深度异常,而赤道西印度洋、赤道中东太平洋出现负的海温和温跃层深度异常时,年际尺度上的南海夏季风加强;反之则减弱^[17]。在厄尔尼诺发展年的北半球夏季和秋季,印度洋海温异常对西

北太平洋风场有重大影响;在厄尔尼诺成熟位相期间,东太平洋海温异常对印度洋风场有重大影响(北半球冬季)^[18]。印度洋异常纬向海温梯度的发展和衰减是由东印度洋海气相互作用的季节性变化响应太平洋的 ENSO 条件促进的,印尼地区降雨的准两年变化也可能由与 ENSO 有关的海气相互作用的季节性变化引起^[19]。除了暖池地区外,热带太平洋和东印度洋之间有准两年变化的相关,从海温和海气热通量的相位差推断,东印度洋海温的准两年变化应该由海洋中的热量传输造成的;热带西太平洋和东印度洋之间的海洋-海洋相互作用通过印度尼西亚贯穿流传输热量^[20]。

东亚季风区的水分循环是联结上述 3 个交汇区海气相互作用过程的纽带,亚洲夏季风的爆发实际上开启了从印度洋经阿拉伯海、孟加拉湾、南海到我国大陆的水汽通道^[3-4];随着西太副高和北太平洋流涡的北移,频繁西移的热带气旋也为我国带来充沛降水,这些过程的变化均直接受“AIPO 区”海气相互作用过程的影响,与我国的旱涝变化密切相关^[1]。

综上所述,发生在“AIPO 区”的海气相互作用影响着 ENSO 的生消循环,制约着西太副高和台风的活动,调制着亚洲夏季风的爆发、推进、中断和终结,该区域是影响我国短期气候变异的关键海气相互作用区,因此研究该地区的海温和降水规律具有重要的意义。但是以往的研究侧重于现象的揭示,对 AIPO 区海-气相互作用如何影响中国降水研究的较少。本文利用 1967—2009 年的逐月扩展重建的海表温度(Extended Reconstruction Sea Surface Temperature, ERSST_v3)资料^[21], $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ 格点和美国气候预测中心(Climatic Prediction Center)的降水重建资料(The Precipitation Reconstruction data set, PREC)^[22], $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 格点,应用经验正交函数(Empirical Orthogonal Function, EOF)和相关分析方法,研究了 AIPO 区海表温度的时空分布及其对中国降水的影响,并探讨了相关的海-气相互作用过程。

2 资料分析结果

2.1 第一模态的特征及影响

为了研究 AIPO 区海表温度的时空分布,本研究应用了 EOF 分析方法来分析 AIPO 区 1967—2009 年海温和降水的年际变化规律。分析结果显

示前两个模态解释了总方差的 73.32%，是 AIPO 区 SST 的主要模态。图 1a, b 分别是 AIPO 区 1967—2009 年海表温度 EOF 分析第 1 主分量(即 EOF1)的空间分布和时间系数(第 1 主分量的解释方差为 59.36%)。正如图 1a 所示,海温 EOF1 的空间分布在整个 AIPO 区为均一分布,这表明整个区域的海温同时升高或者同时降低的特征是最显著的。并且,从图 1b 所示的海表温度 EOF 分析第 1 主分量时间系数的变化可以看到海温的上升趋势非常明显。这表明 AIPO 区海温有整体上升的趋势,这是全球变暖的一个反映。如果单从 AIPO 区海温考虑,那么其上升必然引起海陆热力差异的减小,从而减弱南海夏季风。另外,应用功率谱分析方法对海表温度 EOF1 的时间系数进行分析,如图 1c 所示,它呈现出显著的年代际变化周期。

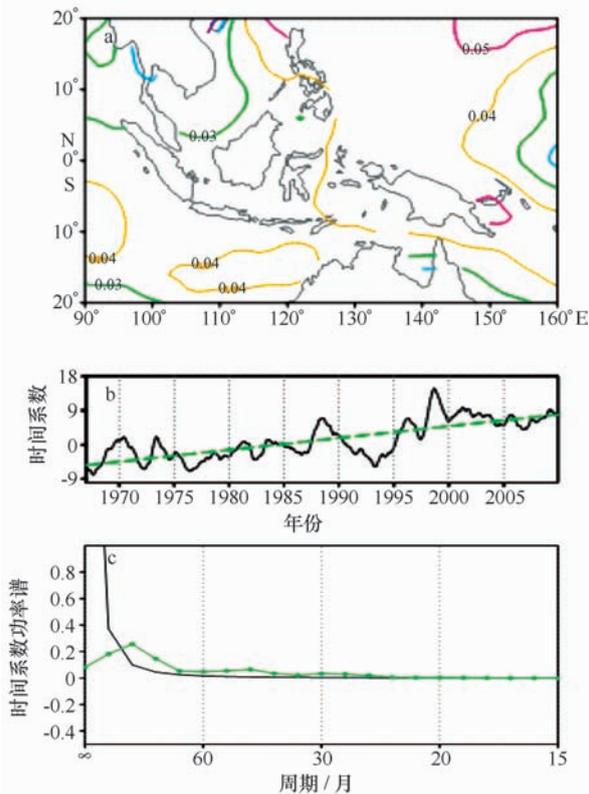


图 1 1967—2009 年 AIPO 区海表温度 EOF 分析第 1 主分量(EOF1)的空间分布(a)和时间系数(b)以及时间系数的功率谱分析(c)

EOF1 的解释方差为 59.36%,图 c 中实线为功率谱值,带点线为 0.05 信度的红噪声谱

从图 2 的 AIPO 区海表温度 EOF 分析第 1 主分量(EOF1)的时间系数与太平洋年代际振荡(The

Pacific Decadal Oscillation, PDO) 指数^[23-24] 的滞后和超前相关关系可以看出,在 PDO 超前 0~12 时,两者的相关系数比较小,相关性不是很明显;在 PDO 滞后 0~12 个月时,两者的相关性比较大,而且随着时间的推移,相关系数逐渐增大,说明了在年代际尺度上 AIPO 区的 SST 对北太平洋 SST 的变化有重大影响。负相关意味着当 AIPO 区的 SST 升高后,北太平洋地区 SST 也开始升高(PDO 暖位相时,北太平洋为 SST 负异常),在 11 个月后达到最高。通过分析表明(图略),AIPO 区 SST 正异常加强了 Walker 环流,使赤道中东太平洋出现海温负异常,而海-气正反馈机制(包括赤道中东太平洋的异常辐散与海温负异常;北美沿岸到东太平洋的南风异常与海温负异常等)使其维持并继续增强,热带中东太平洋的 SST 负异常在北太平洋形成一个反气旋异常,通过 Ekman 效应和减弱的对流增加进入海洋辐射等作用使北太平洋海温升高。

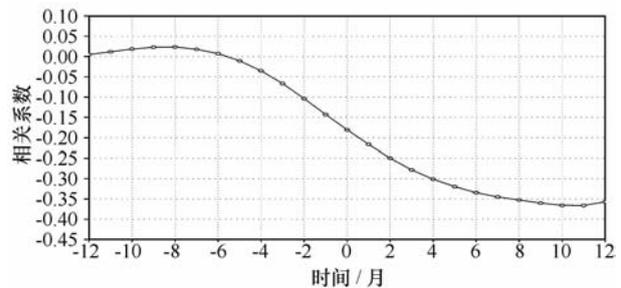


图 2 1967—2009 年 AIPO 区海温 EOF 分析第 1 主分量(EOF1)的时间系数与 PDO 滞后和超前的相关关系 总样本数 516, -0.14 为 0.05 的信度; 0~-12 代表 PDO 超前 0~12 个月, 0~12 代表 PDO 滞后 0~12 个月

图 3 是 AIPO 区海表温度 EOF 分析第 1 主分量(EOF1)的时间系数与东亚和南亚地区降水的超前滞后相关分布图,从图中可以看出,EOF1 主要影响南海夏季风和东亚季风降水,以及青藏高原西部地区降水。在南海季风区和东亚季风区是正相关,这意味着 AIPO 区的 SST 升高将使南海季风区和东亚季风区的降水增加;在青藏高原西部为负相关,表明 AIPO 区的 SST 升高将使青藏高原西部降水减少。

EOF1 的时间系数 12 个月的滞后自相关可达到 0.455,这表明 AIPO 区 SSTA 有很好的持续性,即正的 SSTA 可以持续至少 12 个月。图 4a 和 b 分别是 EOF1 时间系数与低层(850 hPa)风场和高度

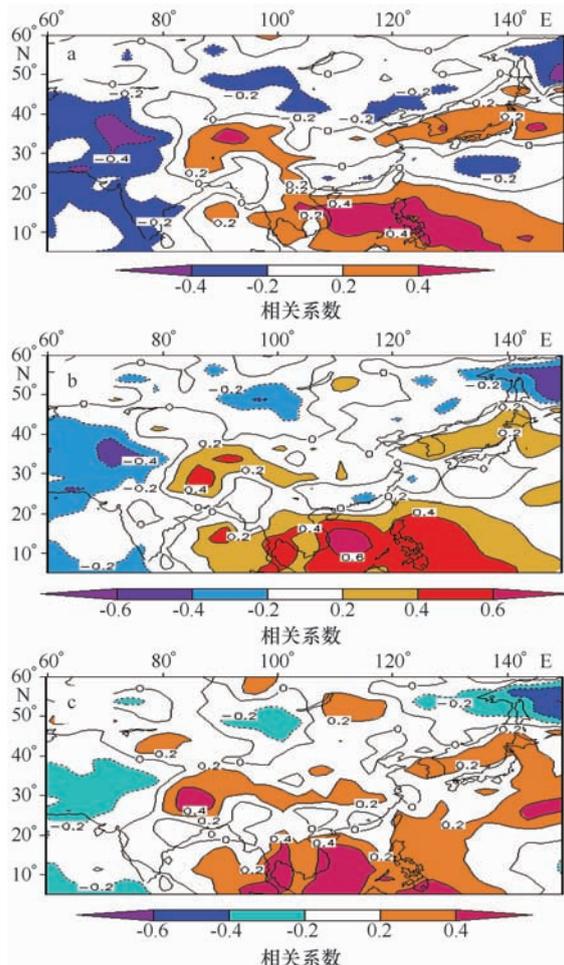


图3 AIPO区海表温度 EOF 分析第 1 主分量 (EOF1)的时间系数超前降水 12 个月(a)和 6 个月 (b)的相关分布,及同期相关(c)
阴影区为超过 0.05 信度的相关

场超前 12 个月和同时的相关分布。从图中可以看到,无论是超前 12 个月还是当前,南海季风区都是低压中心控制,这显然与该海域的 SST 正异常有关。南海季风区的正 SSTA 加热其上空大气,出现低压异常,进而产生低层大气风场的气旋性异常,因此对降水有正贡献。前面提到 AIPO 区正 SSTA 会促使北太平洋上空低层大气形成反气旋异常环流,这在图 4 中也有体现:在图 4a 中,反气旋异常环流比较偏西,其南部东风气流将大洋上的暖湿空气源源不断地向东亚季风区输送,从而有利于东亚季风区降水的偏多;图 4b 中,北太平洋的反气旋异常环流比较偏东,其异常水汽输送仅可以影响到日本,朝鲜半岛、华东甚至青藏高原的异常水汽主要来源于西北太平洋的反气旋异常环流的输送。青藏高原西

部的低压导致的适应气流主要是异常的偏北风,干冷空气的补充不利于该区域的降水;此外,由于东亚和南海季风区的降水增多,异常局地垂直环流也将抑制青藏高原西部地区降水。

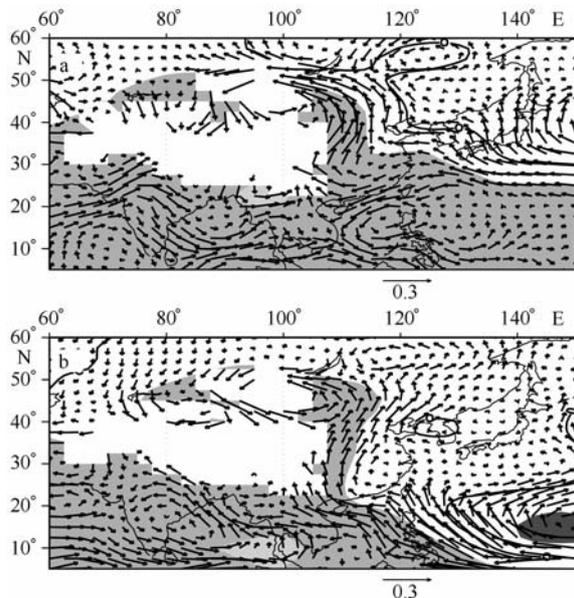


图4 AIPO区海表温度 EOF 分析第 1 主分量 (EOF1)的时间系数超前 850 hPa 风场和高度场 12 个月(a)和同期(b)的相关分布
矢量为时间系数与经向风和纬向风相关系数组成的相关矢量,阴影区为超过 0.05 信度的相关,高压区与低压区以粗实线分开

2.2 第二模态的特征及影响

同样地,从图 5a 的 AIPO 区 1967—2009 年海表温度 EOF 分析第 2 主分量(即 EOF2)的空间分布(第 2 主分量的解释方差为 13.96%)可以看出,西太平洋基本与东印度洋(包括南海地区)为反相变化,这说明:若西太平洋地区 SST 正异常时,则东印度洋有 SST 负异常;反之亦然。并且,从图 5b 可以看到,海温 EOF 分析第 2 主分量的时间系数呈现出明显的年际振荡。经功率谱分析,EOF2 时间系数存在 2 a 和 4~5 a 为主的年际振荡周期(见图 5c)。

从上可以看出,海表温度 EOF2 时间系数的周期与 ENSO 的周期相似,它们之间可能存在某种联系。图 6 显示, Niño3.4 区指数超前 EOF2 时间系数 4 个月时,两者的相关系数最大(超过 0.7),说明 Niño3.4 区 SST 对 AIPO 区的 SST 变化有显著影响。当 Niño3.4 区 SST 出现正异常后 4 个月左右,东印度洋地区有 SST 正异常,而西太平洋地区有 SST 负异常。下面来分析 Niño3.4 区 SST 如何影

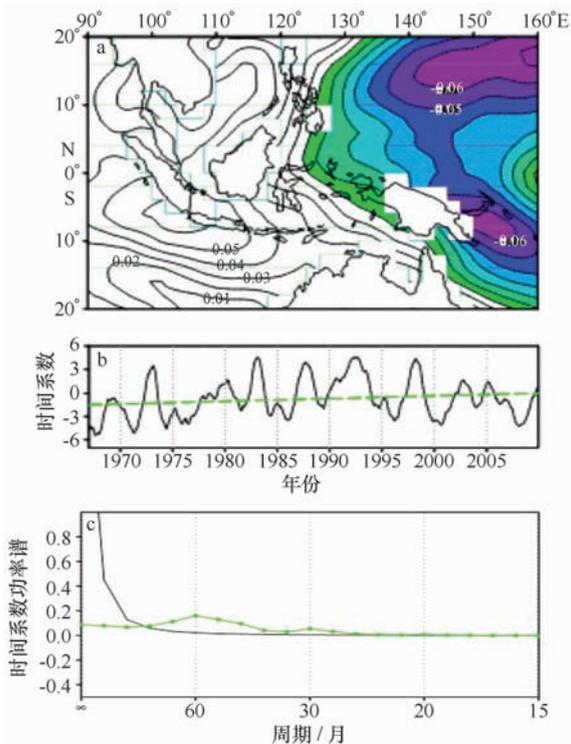


图5 1967—2009年 AIPO 区海表温度 EOF 分析第 2 主分量(EOF2)的空间分布(a)和时间系数(b)以及时间系数的功率谱分析(c)

EOF2 的解释方差为 13.96%,图 c 中实

线为功率谱值,带点线为 0.05 信度的红噪声谱

响 AIPO 区的 SST 变化。当 Niño3.4 区正 SSTA, 形成反 Walker 环流异常, 即在西太平洋地区形成西风异常, 因此在赤道西太平洋南北两侧形成气旋性切变异常, 由于 Ekman 效应, 该降低气旋性切变异常将降低西太平洋的海温(从图 5a 也可以看到, 西太平洋最大的异常区确实在赤道外地区, 而不是在赤道上)。而降低的海温进一步加强了反 Walker 环流异常, 即加强了气旋性切变异常, 从而进一步降低西太平洋海温, 形成一个正反馈。另一方面, 西太平洋的负海温异常将使其上空的大气趋于相对稳定的状态, 而其上空反 Walker 环流异常的下沉支也将削弱该地区的对流。抑制的对流有利于更多的太阳辐射到达西太平洋, 从而加热 SST, 这是一个负反馈过程。同时的正负反馈过程在一定时间后达到平衡(该时间尺度大约为几个月)。西太平洋的负海温异常在东印度洋(包括南海)激发出赤道对称的两个反气旋性异常环流, 通过 Ekman 效应使该地区的 SST 变暖; 同时, 东印度洋的海温升高有利于对流发展, 加深的对流减少了进入东印度洋的太阳辐射,

从而降低该地区的 SST。因此, 在东印度洋同样也有正负反馈平衡的过程。

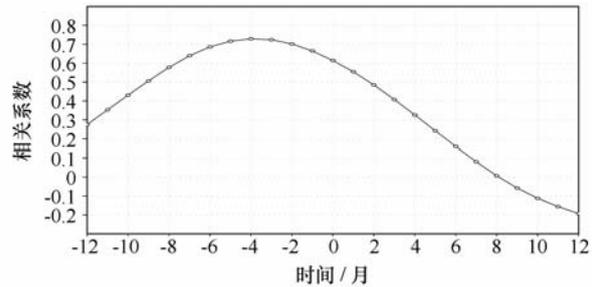


图6 1967—2009年 AIPO 区海温 EOF 分析第 2 主分量(EOF2)的时间系数与 Niño3.4 区指数的滞后和超前的相关

总样本数 516, 0.2 为 0.01 的信度; 0~ -12 代表 Niño3.4 区指数超前 0~12 个月, 0~12 代表 Niño3.4 区指数滞后 1~12 个月

图 7 是 AIPO 区海表温度 EOF 分析第 2 主分量(EOF2)的时间系数与东亚和南亚地区降水的超前滞后相关分布图。与 EOF1 不同的是, EOF2 主要影响东北和华北降水, 以及西北太平洋地区降水。与东北和华北地区降水是正相关, 而在西北太平洋地区为负相关, 意味着西太平洋地区的 SST 升高及东印度洋地区的 SST 降低将导致西北太平洋地区降水增加, 东北和华北地区降水减少。从图中还可以看出, AIPO 区 SST 影响华北和东北的降水要比西北太平洋地区至少超前 3 个月。

前面提到, 西太平洋 SST 降低会导致西北太平洋上空大气变得更加稳定, 而且反 Walker 环流异常的下沉支也抑制了对流的发展, 因此西北太平洋地区的降水减少。从图 6 可以看到, 当超前 12 个月时, 西太平洋的海温负异常发展的还不明显, 到超前 9 个月时, 已经很显著了。因此, 图 7a 中的西北太平洋地区的相关较差, 而从图 7b 开始它们的相关变得越来越显著。此外, 由于中东太平洋的正海温异常提前于西太平洋, 因此北太平洋存在一个气旋性环流异常(如图 8a, b, c), 而亚洲大陆则为反气旋环流异常, 形成行星尺度波列。亚洲高纬地区的反气旋异常从北太平洋(包括日本海)输送水汽到东北、华北, 与华北的反气旋北端气流正好形成辐合, 就利于降水的形成。超前 3 个月和同时相关(图略)显示, 北太平洋的低压减弱, 但是总体的行星波形式没有变, 东北的水汽主要来源于东海、黄海和渤海。可以看到, 此时的华北水汽来源不足, 这与图 7d 和 e 是相对应的。值得注意

的是,中国西部地区也一块相对大的降水正相关区,从图 8 可以看到,它们的水汽来源可能是阿拉伯海和地中海,甚至更远的大西洋。

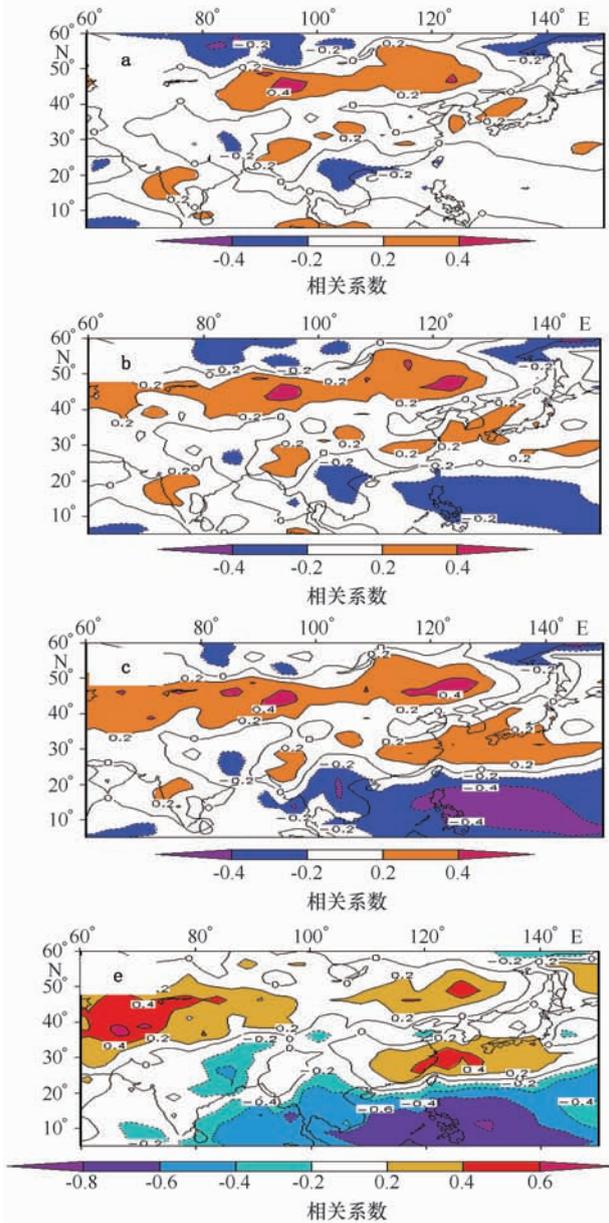


图 7 AIPO 区海温 EOF 分析第 2 主分量(EOF2)的时间系数超前降水 12 个月(a)、9 个月(b)、6 个月(c)和 3 个月(d)的相关分布,及同期相关(e)
阴影区为超过 0.05 信度的相关

3 结论和讨论

利用 1967—2009 年的逐月扩展重建海表温度资料 ERSST_v3 和 CPC 的 PREC 降水资料,使用 EOF 和相关分析方法,探讨了 AIPO 区海表温度的时空分

布及其对中国降水的影响,主要得到如下结论:

(1)AIPO 区 SST 的主要模态有两个,一个是全区型,另一个是东西分布型。其中全区型 SST 有明显的上升趋势。

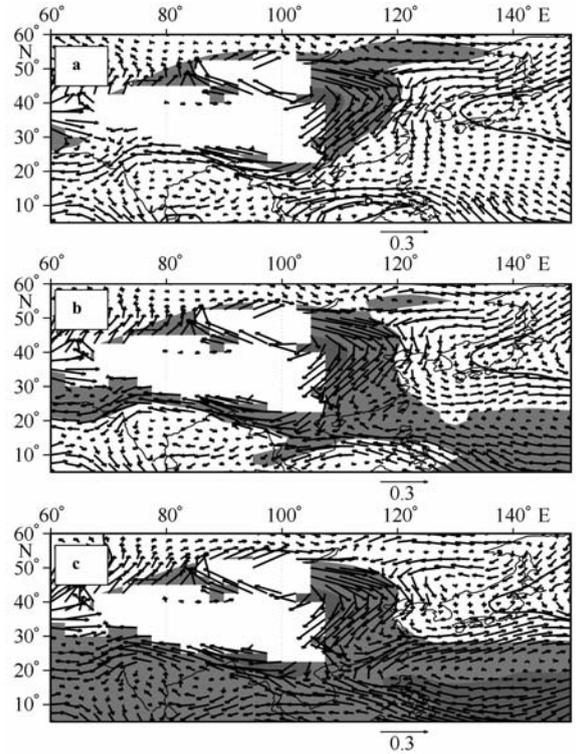


图 8 AIPO 区海温 EOF 分析第 2 主分量(EOF2)的时间系数超前 850 hPa 风场和高度场 12 个月(a)、9 个月(b)和 6 个月(c)的相关分布
矢量为时间系数与经向风和纬向风相关系数组成的相关矢量,阴影区为超过 0.05 信度的相关,高压区与低压区以粗实线分开

(2)EOF1 型的年代际周期显著,并对北太平洋 SST 的变化有重大影响。当 AIPO 区的 SST 升高后,北太平洋地区 SST 开始降低,在 11 个月后就达到最低;另外,还对南海和东亚季风降水和青藏高原西部降水有 0~12 个月的超前影响。因此可以将 AIPO 区 SST 的整体异常作为南海季风区和东亚季风区降水异常的预测指标。

(3)EOF2 型的 SST 异常以年际周期为主,有准两年和 4~5 a 的变化。Niño3.4 区 SST 对 EOF2 型的 SST 异常有显著作用。当 Niño3.4 区 SST 出现正异常后 4 个月左右,东印度洋地区(包括南海地区)有 SST 正异常,而西太平洋地区有 SST 负异常。EOF2 型的海温异常会导致西北太平洋地区降水及东北和华北地区降水异常,是中国北方降水异

常重要的前兆信号。

AIPO区SST的EOF1和EOF2型异常都对中国降水有重要影响,这与前人的研究结果^[1]相同;但是我们发现AIPO区SSTA不同的空间结构有不同的时间尺度变率,区分了不同的时间尺度后,AIPO

区SSTA对中国降水的影响提前量可以达到12个月之多,是进行降水年际尺度预测的重要指标。其中值得注意的是,ENSO可能是通过影响AIPO区SST进而影响中国降水。此外,对AIPO区SST影响中国降水的机制,还需要进一步深入探讨。

参考文献:

- [1] 吴国雄,李建平,周天军,等. 影响我国短期气候异常的关键区:亚印太交汇区[J]. 地球科学进展, 2006, 21(11): 1109—1118.
- [2] ZHOU T J, YU R C. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China[J]. Journal of Geophysical Research, 2005, 110: D08104, doi:10.1029/2004JD005413.
- [3] 丁一汇. 季风区的水汽收支:亚洲季风[M]. 北京:气象出版社, 1994: 105—113.
- [4] LI W P. Moisture flux and water balance over the South China Sea during late boreal spring and summer[J]. Theoretical and Applied Climatology, 1999, 64:179—187.
- [5] 吴国雄,丑纪范,刘屹岷,等. 副热带高压形成和变异的动力学问题[M]. 北京:科学出版社, 2002:314.
- [6] 陈隆勋,刘洪庆,王文,等. 南海及其邻近地区夏季风爆发的特征及其机制的初步研究[J]. 气象学报, 1999, 57(1):16—29.
- [7] WANG C, WANG W, WANG D, et al. Interannual variability of the South China Sea associated with El Niño [J]. Journal of Geophysical Research, 2006, 111, C03023, doi:10.1029/2005JC003333.
- [8] YU W, XIANG B, LIU L, et al. Understanding the origins of interannual thermocline variations in the tropical Indian Ocean[J]. Geophysical Research Letters, 2005, 32, L24706, doi:10.1029/2005GL024327.
- [9] WANG B, DING Q, FU X, et al. Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall[J]. Geophysical Research Letters, 2005, 32, L15711, doi: 10.1029/2005GL022734.
- [10] FLOHN H. Large-scale aspects of the “summer monsoon” in South and East Asia[J]. Journal of Meteorological Society of Japan, 1957, 35: 180—186.
- [11] WU Guo-xiong, ZHANG Yong-shen. Tibetan plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea[J]. Monthly Weather Review, 1998, 126: 913—927.
- [12] LIU Y M, CHAN J C L, MAO J Y, et al. The role of Bay of Bengal Convection in the onset of the 1998 South China Sea summer monsoon[J]. Monthly Weather Review, 2002, 130:2731—2744.
- [13] WANG B, LIN Ho. Rainy season of the Asian Pacific summer monsoon [J]. Journal of Climate, 2002, 15:386—398.
- [14] 吴国雄,孟文. 赤道印度洋—太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和ENSO事件[J]. 大气科学, 1998, 22(4):470—480.
- [15] LI T, WANG B, CHANG C P. Theories on the Tropospheric Biennial Oscillation: A Review[C]//IAP/Academia Sinica. Dynamics of Atmospheric General Circulation and Climate. Beijing: China Meteorological Press, 2001: 252—276.
- [16] WANG B, WU R, LAU K M. Interannual variability of Asian summer monsoon: Contrast between the Indian and Western North Pacific—East Asian monsoons[J]. Journal of Climate, 2001, 14:4073—4090.
- [17] 谷德军,纪忠萍,王东晓,等. 不同时间尺度上南海夏季风强度与海洋热力条件的关系[J]. 热带气象学报, 2007, 23(1):14—20.
- [18] TIM Li, TUNG Y-C, HWU J-W. Remote and local SST forcing in shaping Asian—Australian monsoon anomalies[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2005, 83(2): 153—167.
- [19] HAPPY H Hendon. Indonesian Rainfall Variability: Impacts of ENSO and Local Air-Sea Interaction[J]. Journal of Climate, 2003, 16: 1775—1790.
- [20] MASANORI Konda, NORIHISA Imasato, AKIRA Shibata. Analysis of the global relationship of biennial variation of sea surface temperature and air-sea heat flux using satellite data[J]. Journal of Oceanography, 1996, 52:717—746.
- [21] SMITH T M, REYNOLDS R W, THOMAS C Peterson, et al. Improvements to NOAA’s historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880—2006)[J]. Journal of Climate, 2008, 21:2283—2296.
- [22] CHEN M, XIE P, JANOWIAK J E, et al. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations[J]. J of Hydrometeorology, 2002, 3: 249—266.
- [23] ZHANG Y, WALLACE J M, BATTISTI D S. ENSO—like interdecadal variability: 1900-93[J]. J Climate, 1997, 10:1004—1020.
- [24] MANTUA N J, HARE S R, ZHANG Y, et al. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1997, 78: 1069—1079.

Spatial distribution and temporal variation of sea surface temperature in the joining area of Asia and Indian—Pacific Ocean and its impacts on precipitation in China

LU Feng^{1,2}, ZHENG Bin¹

(1. *Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology/Key Open Laboratory for Tropical Monsoon, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080, China*; 2. *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education/Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*)

Abstract: The monthly Sea Surface Temperature (SST) data and the Precipitation Reconstruction data set during the period from 1967 to 2009 are used to analyze the spatial-temporal distribution of sea surface temperature in the Joining Area of Asia and Indian—Pacific Ocean (AIPO) and its impacts on precipitation in China, through methods of the Empirical Orthogonal Function (EOF) and correlation analysis. The results show that the first eigenvector (EOF1) has uniform mode and the first time coefficient behaves as significant interdecadal change. On the interdecadal time-scale, As the SST rises in the AIPO region, the SST in the North Pacific begins decrease, and reaches the lowest 11 months later. Additionally, the SST rises in the AIPO region would make the precipitation in the South China Sea (SCS) monsoon region and East Asia monsoon region increase, but reduce in the west of Qinghai-Tibet Plateau. The second eigenvector (EOF2) is featured with out-phase in the western Pacific and Eastern Indian Ocean (including SCS) and the second time coefficient displays evidently biennial and 4~5 years interannual oscillation. When the Niño 3.4 SST appears positive anomaly, there is positive SST anomaly in the Eastern Indian Ocean and negative anomaly in the western Pacific 4-month later. The warm SST in the western Pacific and the cold in the Eastern Indian Ocean would suppress the precipitation in the western North Pacific and enhance the precipitation in the Northeast and North China increase. Moreover, the effect of the AIPO SST on the precipitation in the north of China has at least 3 months leading relative to that on the western North Pacific precipitation.

Key words: climatology; sea surface temperature; spatial-temporal distribution; statistical method; joining area of Asia and Indian—Pacific Ocean; precipitation