

论文

泛亚洲季风区: 定义、降水主模态及其变异特征

高雅^{①②③*}, 王会军^{①③†}

① 中国科学院大气物理研究所竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049;

③ 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029

* 联系人, E-mail: gaoy@mail.iap.ac.cn;

† 同等贡献, E-mail: wanghj@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2011-09-30; 接受日期: 2012-02-23

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2009CB421406)、国家自然科学基金(批准号: 40905041)、中国科学院知识创新工程重要方向项目青年人才类(编号: KZCX2-YW-QN202)和全球变化研究国家重大科学研究计划(编号: 2010CB950304)资助

摘要 本文提出了泛亚洲季风区的概念, 并分析了夏季降水年际变异的主要模态及其特征. 研究范围包含印度季风、东南亚季风、东亚季风和西北太平洋季风的宽广区域(60°E~140°E, 10°S~35°N), 是亚洲-太平洋季风区夏季降水的最强的地区, 并包含有几个季风系统之间的水汽连接通道, 可以定义为泛亚洲季风区. 该区夏季(5~9月)降水的第一模态主要由北至南呈正负正分布, 即孟加拉湾-东南亚-中国南海-华南的带状区和南北两侧的降水变异符号相反, 其对应的低层环流场特征为索马里越赤道气流减弱, 澳洲东岸偏南气流加强, 热带太平洋出现强西风带. 降水第一模态型与同期 ENSO 状态关系密切, 同时与同期及前春西半球南极涛动(AAO), 即太平洋南极涛动信号有关, 且与南半球太平洋南美遥相关型(PSA)有关, 影响该模态的关键区域主要集中在太平洋, 可以简称为“太平洋模态”. 降水场第二模态由东北至西南呈正负正分布, 其低层环流场特征为索马里越赤道气流减弱, 澳洲北部海洋性大陆东风加强, 热带太平洋出现弱东风. 降水第二模态的空间分布型主要与大气对流活动有着密切的关系, 与澳洲北侧海洋性大陆及南印度洋海平面温度(SST)有关, 影响泛亚洲季风区降水场 EOF2 模态的关键区域主要集中在东半球, 尤其是在印度洋, 可以简称为“印度洋模态”.

关键词
泛亚洲季风区降水
ENSO
遥相关

季风的定义是指近地面层冬夏盛行风向的季节性反转及干湿期的季节交替. 亚洲季风区是全球季风区中重要的一员, 也是夏季全球降水量最大的区域之一, 因此研究这一区域的降水分布及其原因十分重要. 20世纪80年代, Tao等^[1]提出亚洲夏季风包括两个子系统: 印度季风以及东亚季风. 近年来,

Murakami等^[2]提出西北太平洋也存在一个相对独立的季风区. 后来 Wang^[3]指出亚洲-太平洋地区可按照雨季特征分为3个主要季风区, 即印度季风、东亚季风、西北太平洋季风. 印度季风和西北太平洋季风均属于热带季风, 而东亚季风属于副热带季风. 三个季风区既相互区别, 又相互影响, 相互联系. 关于亚洲-

太平洋地区的季风系统研究, He^[4]近期做了很好的综述. 由于受到观测资料的局限, 早期研究和预测亚洲季风变率都集中在局地尺度上, 大多针对某一特定区域. Webster 和 Yang^[5]提出利用垂直纬向风切变定义南亚季风指数刻画南亚季风环流及其变率; Gaswami 等^[6]利用垂直径向风切变定义了印度季风指数以及季风哈得莱环流指数, 来表述南亚季风强度; 随后 Wang 和 Fan^[7]又定义了新的季风指数, 他们使用纬向风切变指数和向外长波辐射指数分别衡量印度季风与东南亚季风系统, 并发现两个主要对流加热中心驱动东亚夏季风, 其中心分别位于孟加拉湾-印度-阿拉伯海以及中国南海与菲律宾海. 基于大气低层风场, Wang^[8]定义了东亚季风指数, 并讨论了东亚季风与 ENSO 间的关系, 揭示了其间关系的不稳定性. 黄荣辉等^[9]研究表明, 东亚夏季风雨带的季节内变化与西太平洋暖池的加热状态有着密切的关系, 热带西太平洋暖池增暖时, 中国长江流域夏季降水偏少, 反之亦然. 孙建奇等^[10]揭示了一个新的遥相关模态, 即阿拉伯半岛-北太平洋型遥相关, 该遥相关模态同时与东亚夏季风和南亚夏季风都具有紧密关联, 因此反映了两个季风系统的共同变化特征.

亚洲夏季风盛行期间, 降水大值中心主要集中在中印半岛、孟加拉湾、东北印度洋、东南亚海洋性大陆地区(图略), 而这些地区的降水位置、强度的变化均可能造成重大的旱涝灾害. 对于亚洲各子季风系统的维持和变异都有大量的研究工作, 但是, 由于各季风系统之间有着密切联系, 涉及海气相互作用、水汽输送通道等重要科学问题, 十分需要从整体上考虑范围广泛的、各子系统有密切联系的大季风区域, 从而把握其总体特征和变化规律. 因此, 本文针对该重要问题, 提出了“泛亚洲季风区”的概念, 地域上它包括南亚、东亚南部、东南亚以北印度洋和西北太平洋部分区域(60°E~140°E, 10°S~35°N). 泛亚洲季风区是几个季风系统的交汇处, 大气环流、海气相互作用和水汽输送使之具有非常紧密的联系. 因而可能从整体上把握泛亚洲季风区的主要气候变异特征和规律.

1 数据来源及方法

本文用到的资料时间序列均统一为 1979~2009 年, 主要研究时段为 5~9 月. 文中前冬(DJF)指的是

前一年 12 月和当年的 1~2 月, 前春(MAM)为当年的 3~5 月, 夏季指的是当年的 5~9 月, 季节划分均相对于北半球而言. 所使用的资料有: NCEP/NCAR 提供的月平均网格点数据^[11], 分辨率为 2.5°×2.5°, GPCP (The Global Precipitation Climatology Project Version 2.1 Monthly Precipitation Analysis)提供的逐月降水序列^[12], 分辨率为 2.5°×2.5°, NOAA(NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature V3b)提供的逐月海表温度 SST 序列^[13,14], 分辨率为 2°×2°, NOAA (NOAA Interpolate Outgoing Longwave Radiation)提供的逐月向外长波辐射 OLR 卫星资料^[15], 分辨率为 2.5°×2.5°. 以上数据均经过季节平均, 再对季节平均资料的时间序列去趋势并标准化, 再进行下一步的处理.

2 泛亚洲季风区及其夏季降水的主模态

考虑到亚洲夏季风盛行的大气环流、水汽输送特征及其变异的物理过程, 本文定义 60°E~140°E, 10°S~35°N 区域为“泛亚洲季风区”, 它包含了亚洲、印度洋和西太平洋的几个主要季风系统. 由于资料长度的限制(资料截止日期为 2009 年 9 月), 图 1 给出了泛亚洲季风区 1979~2008 年平均的降水、OLR 和纬向风的逐月演变曲线. 无论是 OLR 反映的对流加热场, 还是降水场与低层纬向风场, 在泛亚洲季风区内均有明显的季节变化. 泛亚洲季风区的降水主要集中在 5~9 月份, 根据季风的基本概念, 近地面层冬夏盛行风向的季节性反转及干湿期的季节交替, 从而确立的泛亚洲季风区的概念. 由于泛亚洲季风区的特殊性, 研究泛亚洲季风区夏季降水的变异及其规律十分重要.

图 2 为泛亚洲季风区夏季降水(Pan-Asian summer monsoon precipitation, 以下简称 PAMP)年际变化 EOF 第一模态(PAMP_F)时空分布图, 降水场 EOF1 空间场主要呈纬向分布, 80°E 以东由北至南依次为“负-正-负”分布, 即青藏高原及江淮流域降水偏少时, 孟加拉湾东部、中南半岛、中国南海、菲律宾群岛及菲律宾海降水偏多, 印度南部、赤道东印度洋及海洋性大陆地区降水偏少. 上述结论与周晓霞等^[16]研究结论一致, 即季风爆发后, 大量水汽从南半球输送到亚洲季风区, 水汽辐合增加最大在孟加拉湾、中南半岛和南海地区(图略). 中国长江流域降水与西北太平洋

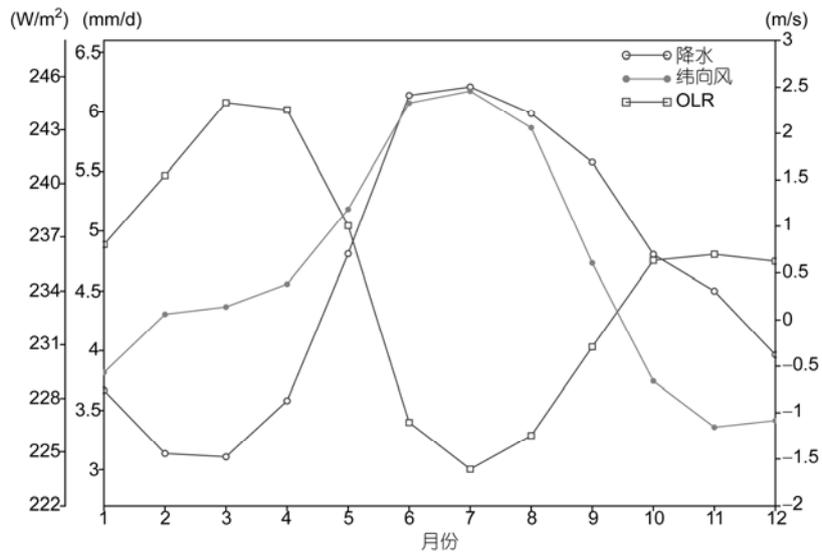


图1 泛亚洲季风区 1979~2008 年降水、OLR 和 850 hPa 纬向风的时间演变

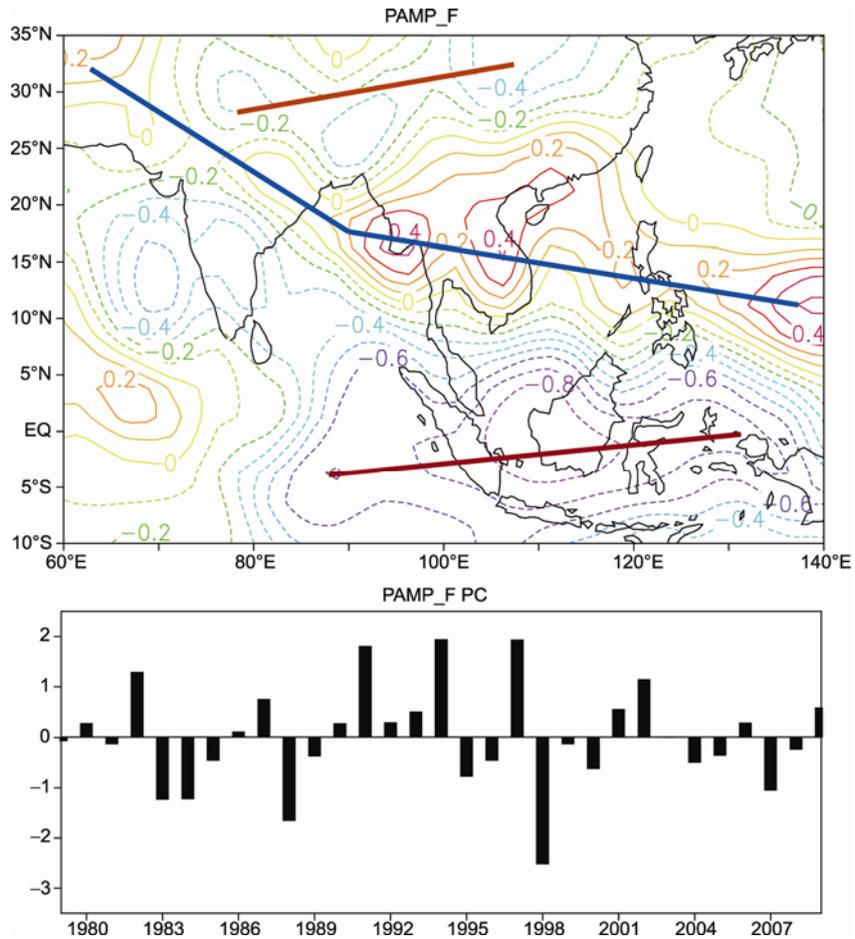


图2 泛亚洲季风区 1979~2009 年 5~9 月去趋势标准化的降水场 EOF1 的时空分布

红色实线表示降水偏少主要中心的分布走向, 蓝色实线表示降水偏多主要中心的分布走向; 第一模态的解释方差为 15.92%

夏季风降水(10°N~20°N 附近)呈反相关关系; 与印度西南部夏季风降水呈正相关关系, 结论与 Wang 等^[17]、刘芸芸等^[18]、丁一汇等^[19]研究结果一致. 80°E 以西由北至南为“正-负-正”分布. 即伊朗高原降水偏多时, 阿拉伯海及印度半岛降水偏少, 赤道西印度洋降水偏多. 另外, 值得指出的是: 包含线性趋势的时间序列第一主分量在 20 世纪 90 年代前后降水分布型有一次明显的相位转变(图略).

图 3 给出了泛亚洲季风区夏季降水 EOF 分解的第二模态(PAMP_S), 主要呈西北-东南分布, 由东北至西南依次为“负-正-负”分布. 即阿拉伯海、印度半岛、孟加拉湾、中印半岛、中国华南地区以及海洋性大陆降水偏多时, 青藏高原、南海以及热带东印度洋降水偏少. 另外, 未去趋势的时间序列在 21 世纪初前后, 降水分布型有一次明显的相位转变(图略).

3 泛亚洲季风区夏季降水主模态的主要变异特征

3.1 泛亚洲季风区夏季降水 EOF 第一模态的主要变异特征

本文重点在于研究年际时间尺度上的特征, 所以在随后的分析中均扣除了线性趋势. 符淙斌等^[20]、Huang 等^[21]、陈文^[22]均指出东亚夏季风降水异常可能与 ENSO 循环有关, ENSO 的发展阶段, 中国江淮流域常发生洪涝灾害, 华北易出现干旱现象; 而在 ENSO 的衰退阶段则相反. 首先给出 PAMP_F 的时间序列与 SST 场的回归分布(图 4), 其中, 赤道东太平洋海温偏高, 西太平洋海温偏低, 是典型的 ENSO 分布型. 本文利用 5~9 月 PAMP_F 的时间序列和同期的 Niño3.4 指数(31 年)做相关分析(由于海温资料分辨

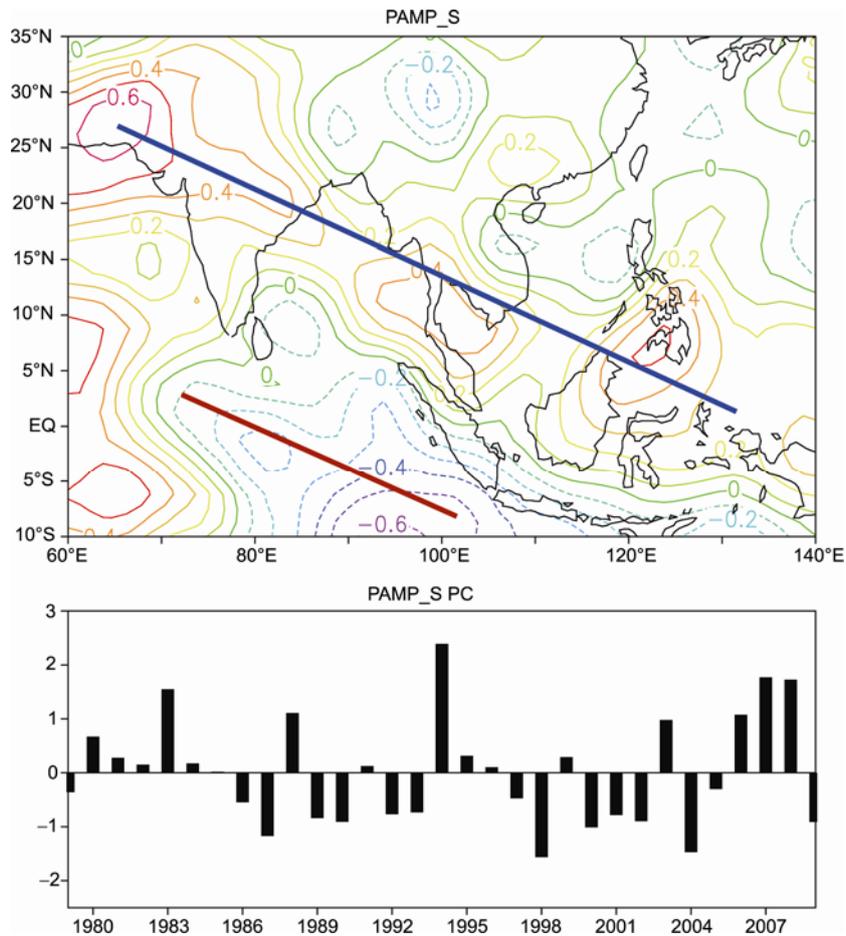


图 3 泛亚洲季风区 1979~2009 年 5~9 月去趋势标准化的降水场 EOF2 的时空分布

红色实线表示降水偏少主要中心的分布走向, 蓝色实线表示降水偏多主要中心的分布走向; 第二模态的解释方差为 9.11%

率为 $2^\circ \times 2^\circ$, 所以这里选取 Niño3.4 区海温距平范围为: $4^\circ\text{S} \sim 4^\circ\text{N}$, $170^\circ\text{W} \sim 120^\circ\text{W}$, 相关系数为 0.74(图 5), 达到 99% 的置信水平. 对应的 850 hPa 风场(图 6)上表现为 Walker 环流的负位相, 热带西太平洋为异常西风环流, 赤道东印度洋及海洋性大陆区域对应着 Walker 环流的下沉支, 对应的大气低层为反气旋, 异常辐散, 高层异常辐合, 对流活动减弱, 并导致降水偏少. 同时, 来自东印度洋的水汽与印度半岛的偏北风以及沿东亚沿岸北下的冷空气在孟加拉湾-中南半岛形成辐合带, 利于降水的产生, 澳洲东部沿海的偏南气流与菲律宾海北下的气流在菲律宾以及菲律宾海形成辐合带, 利于降水的形成, 使得泛亚洲季风区 80°E 以东, $10^\circ\text{N} \sim 25^\circ\text{N}$ 区域, 即孟加拉湾-中南半岛-中国华南地区-南海-菲律宾群岛及菲律宾海降水偏多. 10°N 以南, 赤道东印度洋及海洋性大陆区域降水偏少. 继而形成泛亚洲季风区降水 EOF 第一模态的空间分布型.

所以, 泛亚洲季风区夏季降水年际变异的第一主模态与 ENSO 循环密切相关, 可以称为“太平洋模态”.

进一步分析 PAMP_F 的大气环流异常特征. 从海平面气压异常分布上可以看到明显的南极涛动(AAO)异常信号, 这里主要表现为 AAO 的纬向不对

称性结构, 这与 Fan^[23]和王会军等^[24]指出的 AAO 的纬向不对称性的结果一致. 薛峰等^[25]发现春季南极涛动加强, 则马斯克林高压以及澳大利亚高压加强, 夏季东亚长江流域至日本地区多雨. 杨修群等^[26]研究表明南半球副高的变化能引起北半球西太平洋高压的变化. 范可和王会军^[27-30]研究发现南极涛动与东亚大气环流有密切的关系. Sun 等^[31]研究认为北半球春季 AAO 对我国江淮流域夏季降水的显著影响是通过海洋性大陆的对流活动建立起来. 此外 Sun 等^[32]和 Sun^[33]还进一步发现春季南极涛动对西非夏季风和北美夏季风也存在显著的超前影响. Fan^[34]的研究表明南极涛动与热带大西洋地区的飓风活动也有密切联系. 本文根据 Fan^[23]发现的南极涛动在东、西半球的不对称性, 计算 40°S 减去 60°S 的同期西半球 AAO 指数与泛亚洲季风区降水 PC1 的相关系数为 -0.65, 前春的 AAO 指数与降水场 PC1 的相关系数为 -0.46, 均达到 99% 的置信水平.

实际上, 南太平洋上的海平面气压(SLP)异常分布最为显著(见图 7). 如果把 20°S 以南($0^\circ \sim 360^\circ$)的 SLP 场进行 EOF 分析, 其第二模态的空间分布型与图 7 的南太平洋区分布型类似. 且夏季(5~9 月平均)SLP 场 PC2 与 PAMP_F 的相关系数达到 -0.78, 而

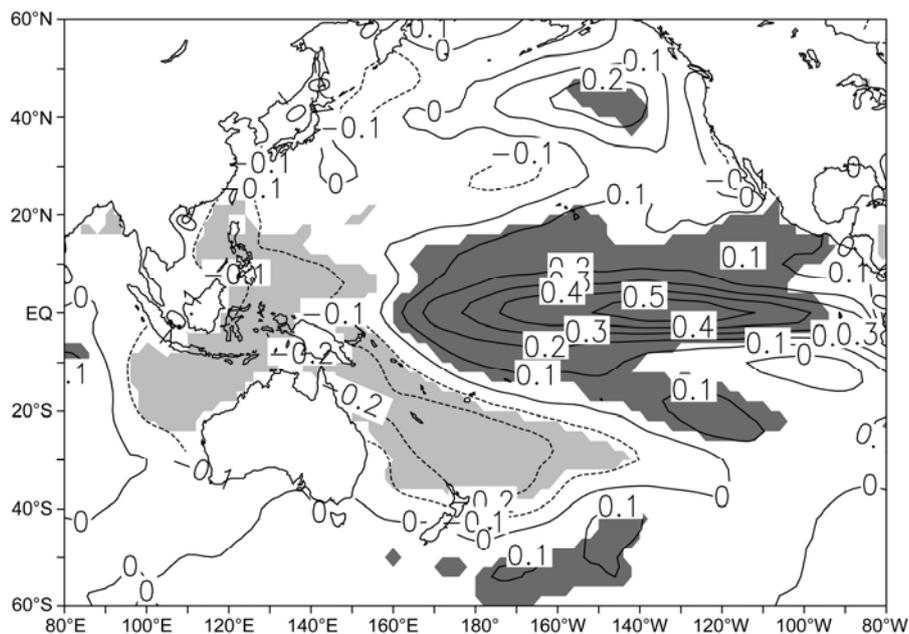


图 4 泛亚洲季风区 PAMP_F 与同期去趋势的 SST 场的回归分布
深色和浅色阴影区域分别表示正异常海温和负异常海温达到 95% 的置信水平

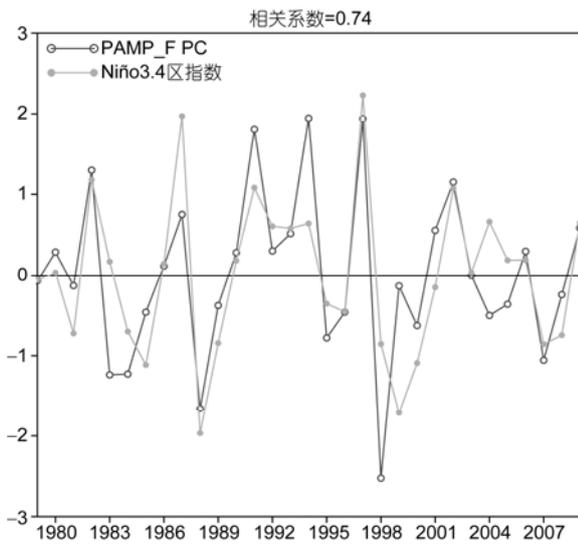


图5 泛亚洲季风区 PAMP_F 与同期去趋势标准化的 Niño3.4 区指数的时间序列及其相关系数

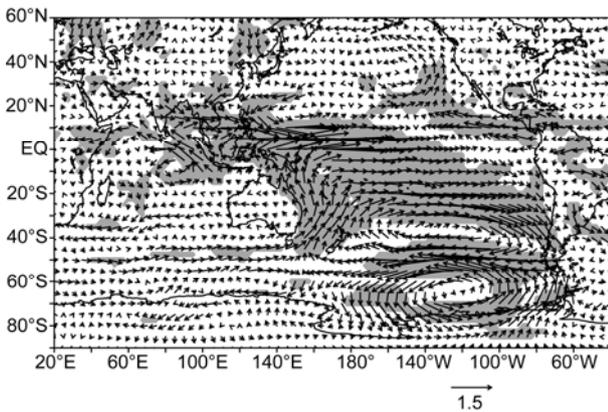


图6 泛亚洲季风区 PAMP_F 与 850 hPa 风场的回归分布
阴影区域表示达到 95% 的置信水平

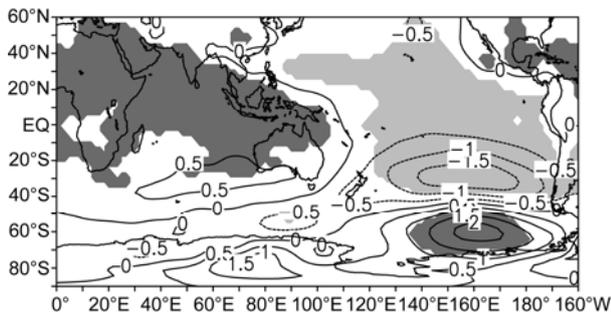


图7 泛亚洲季风区 PAMP_F 与 SLP 场的回归分布
深色和浅色阴影区域分别表示正异常海平面气压和负异常海平面气压达到 95% 的置信水平

且春季(4~6月平均)SLP的PC2和PAMP_F的相关系数也达到0.63。也就是说,南太平洋区域的AAO对PAMP_F有同期及超前相关,如同ENSO一样,当然ENSO和南太平洋AAO有显著的关联^[35]。

进一步分析中高层气压场的特征,Mo^[36],Ghil^[37]和David^[38]发现南半球东南太平洋地区高中低纬的气候变率模态-太平洋南美型(PSA),具有季节内和年际变化,且南半球的太平洋南美型是对中太平洋加热的响应,同时与SOI(南方涛动)有很好的关系。本文利用标准化的500hPa高度场进行EOF展开,得到的第二模态的空间分布型为PSA,且500hPa高度场的PC2与PAMP_F的相关系数达到0.62,与同期Niño3.4指数的相关系数达到0.65,说明泛亚洲季风区夏半年的降水与PSA有关,且同时与ENSO有关。

3.2 泛亚洲季风区夏季降水 EOF 第二模态的主要变异特征

下文扼要分析一下泛亚洲季风区夏季降水的第二个主模态(PAMP_S)的变异特征,由于PAMP_F与ENSO密切相关,是“太平洋模态”。而ENSO是年际变化的最大信号,所以第二模态PAMP_S解释的方差较小。

从海温的变异特征(图8(a))来看,主要是在澳大利亚的西北和西南两个区域的海温异常比较大,两个区域平均的海温异常区域的时间序列与PAMP_S的相关系数均达到99%的置信水平。对流活动和PAMP_S的关系分析(图8(b))表现为,热带西印度洋及以北地区OLR为负异常区,对应偏强的对流活动;赤道东印度洋及澳洲OLR为正异常区,对应对流被抑制;澳洲南北两侧OLR为负异常区,利于降水的产生。因此针对该关键区域(50°S~35°N, 40°E~160°E),将去趋势标准化的OLR场做EOF展开,前三模态的解释方差分别为13.86%, 10.78%和10.46%,其中EOF3类似于图8(b)的分布,利用OLR场PC3与PAMP_S的时间序列求相关,相关系数达到0.82。由此得出,夏季印度洋、澳洲及西太平洋地区的大气对流活动可以反应出同期的PAMP_S分布型。澳大利亚西北方向的海温异常与热带东西印度洋的OLR异常场反位相的分布(和印度洋的偶极振荡模态IOD^[39,40]有关),使得澳大利亚东侧由于热量得失出现南北不同的异常气压中心,在正位相下澳洲南北两侧为异常低压,澳洲区域为异常高压(图8(c))。此气压型同

时和南印度洋上的南极涛动异常有关, 南半球去趋势并标准化的 SLP 场 35°S 减去 70°S 的 0°~120°E 纬向平均气压值, 由此得到印度洋区域的南极涛动指数与 PAMP_S 的相关系数为 0.36, 达到 95% 的置信水平. 说明印度洋中高纬度的质量交换与 PAMP_S 有一定关联. 由此得出, PAMP_S 正位相下低层印度洋区域越赤道气流加强(图 8(d)), 澳洲北部为异常东南风, 且在阿拉伯海、印度半岛、孟加拉湾转为西南风, 与来自赤道太平洋的东风在中南半岛附近汇合, 导致海洋性大陆区、中印半岛南端和印度次大陆区降水

增多, 中国西南区和赤道南侧的印度洋区降水减少. 总之, PAMP_S 主要和印度洋区域的海气异常相关联, 而与 ENSO 为代表的太平洋区域的海气异常的联系较弱. 因此, 可以把 PAMP_S 称为“印度洋模态”. 印度洋模态要比太平洋模态变化的方差小, 处于第二位.

那么, PAMP_F 和 PAMP_S 和我国夏季降水的联系如何呢? PAMP_F 主要和我国华南和江淮中下游区域降水相联系, 换言之, 对于太平洋模态我们要更加关注我国江淮区域的降水异常. 而 PAMP_S 主要和我国西南区域的降水异常相关联.

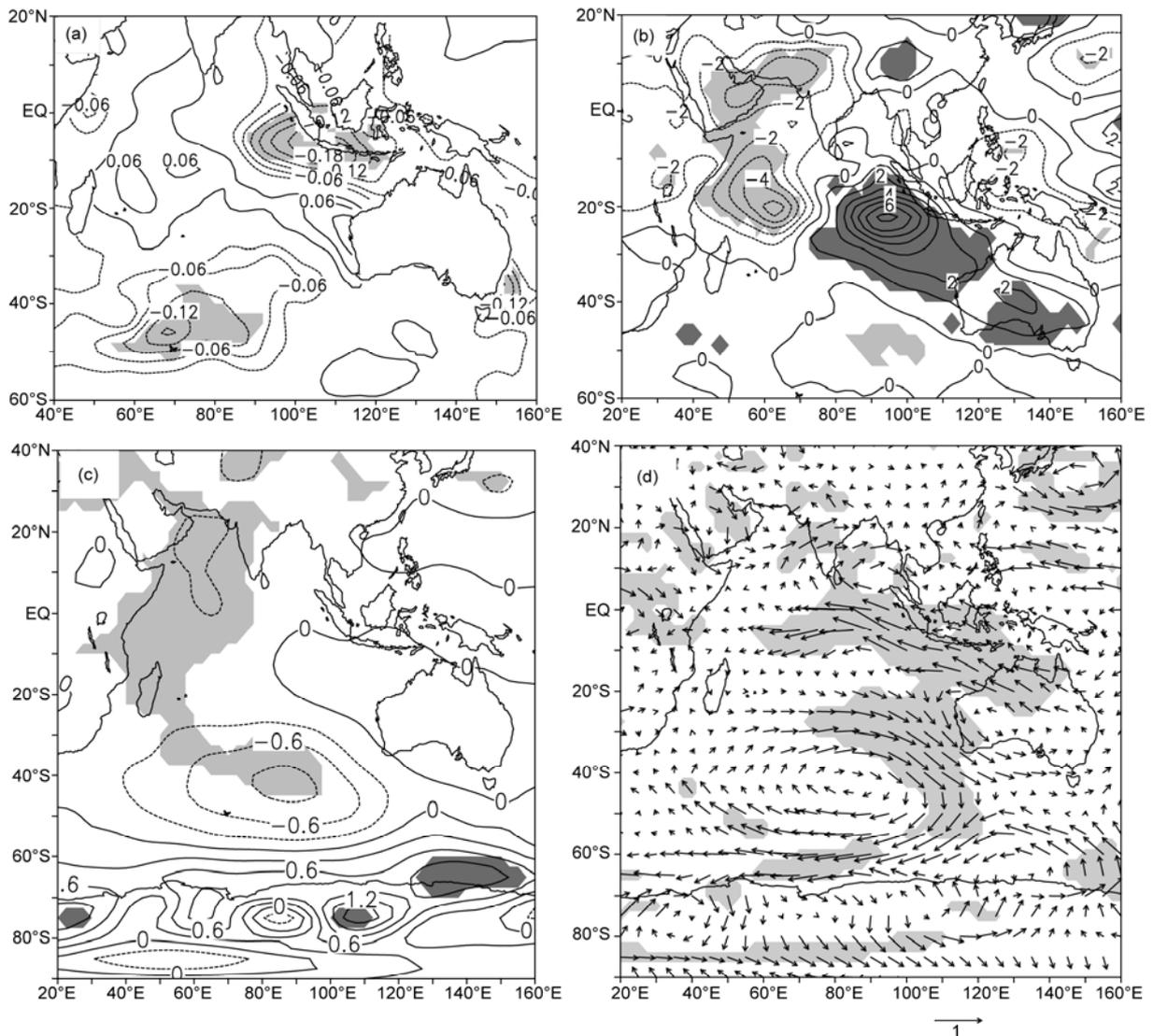


图 8 PAMP_S 和同期 SST 场(a)、OLR 场(b)、SLP(c)及 850 hPa 风场(d)的回归分布
 (a)-(c) 深色和浅色阴影区域分别表示正异常场和负异常场达到 95% 的置信水平; (d) 阴影区域表示达到 95% 的置信水平

4 结果与讨论

包含几个亚洲季风子系统在内的广泛区域处于西太平洋、热带印度洋和低纬亚洲区域, 该区域的气候变异和降水异常具有明显的时空结构和变化规律. 因此, 通过对夏季该区域降水的主模态分析, 本文提出了泛亚洲季风区的概念和定义, 并进一步分析了泛亚洲季风区夏季降水的主要模态及其海气变异特征.

泛亚洲季风区夏季(5~9月)降水的第一模态主要由北至南呈正负正分布, 即孟加拉湾-东南亚-中国南海-华南的带状区和南北两侧的降水变异符号相反, 其对应的低层环流场特征为索马里越赤道气流减弱, 澳洲东岸偏南气流加强, 热带太平洋出现强西风带. 泛亚洲季风区夏季降水第二模态主要由东北至西南

呈正负正分布, 其低层环流场特征为索马里越赤道气流减弱, 澳洲北部海洋性大陆东风加强, 热带太平洋出现弱东风.

泛亚洲季风区第一主模态 PAMP_F 主要受 ENSO 模态和南太平洋大气主导模态(南极涛动和南太平洋-南美涛动)调制, 是相当鲜明的“太平洋模态”. 第二模态 PAMP_S 主要受印度洋局部区域的海温异常和南印度洋区域的大气环流主模态(南极涛动)及热带印度洋对流活动调制, 是比较明显的“印度洋模态”. PAMP_S 的变异方差要远小于 PAMP_F, 即印度洋模态的方差要远小于太平洋模态的方差. 对于 PAMP_F 和 PAMP_S, 海洋性大陆区的大气环流、海洋热状况和对流活动都是很关键的. PAMP_F 和 PAMP_S 对应我国夏季降水的关键区分别位于江淮区域和西南地区.

致谢 感谢审稿人提出修改建议.

参考文献

- 1 Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on the East Asian Summer Monsoon in China. In: Chang C P, Krishnamurti T N, eds. *Monsoon Meteorology*. Oxford: Oxford University Press, 1987. 60–92
- 2 Murakami T, Wang B, Lyons S. Contrasts between summer monsoons over the bay of Bengal and the Eastern North Pacific. *J Meteorol Soc Jpn*, 1992, 70: 191–210
- 3 Wang B. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J Clim*, 2002, 15: 386–398
- 4 He J H. A review of Asian-Pacific monsoon. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 2009, 2: 91–96
- 5 Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Q J R Meteorol Soc*, 1992, 118: 877–926
- 6 Goswami B, Krishnamurthy V, Annamalai H. A broad scale circulation index for the interannual variability of the Indian Summer Monsoon. *Q J R Meteorol Soc*, 1999, 125: 611–633
- 7 Wang B, Fan Z. Choice of South Asian summer monsoon indices. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1999, 80: 629–638
- 8 Wang H J. The interannual variability of East Asian Monsoon and its relationship with SST in a Coupled Atmosphere-Ocean-Land Climate Model. *Adv Atmos Sci*, 2000, 17: 31–47
- 9 黄荣辉, 孙凤英. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响. *大气科学*, 1994, 18: 141–151
- 10 孙建奇, 袁薇, 高玉中. 阿拉伯半岛-北太平洋型遥相关及其与亚洲夏季风的关系. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38: 750–762
- 11 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77: 437–470
- 12 Huffman G J, Adler R F, Bolvin D T, et al. Improving the global precipitation record: GPCP Version 2.1. *Geophys Res Lett*, 36: L17808
- 13 Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006). *J Clim*, 2008, 21: 2283–2296
- 14 Xue Y, Smith T M, Reynolds R W. Interdecadal changes of 30-yr SST normals during 1871–2000. *J Clim*, 2003, 16: 1601–1612
- 15 Liebmann B. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77: 1275–1277
- 16 周晓霞, 丁一汇, 王盘兴. 夏季亚洲季风区的水汽输送及其对中国降水的影响. *气象学报*, 2008, 66: 59–70
- 17 Wang B, Wu R H, Lau K. Interannual variability of the Asian Summer Monsoon: Contrasts between the Indian and the Western North Pacific-East Asian Monsoons. *J Clim*, 2001, 14: 4073–4090
- 18 刘芸芸, 丁一汇. 西北太平洋夏季风对中国长江流域夏季降水的影响. *大气科学*, 2009, 33: 1225–1237
- 19 丁一汇, 刘芸芸. 亚洲-太平洋季风区的遥相关研究. *气象学报*, 2008, 66: 670–682
- 20 符淙斌, 滕星林. 我国夏季的气候异常与埃尔尼诺/南方涛动现象的关系. *大气科学*, 1988, 12: 133–141

- 21 Huang R H, Wu Y F. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism. *Adv Atmos Sci*, 1989, 6: 21–32
- 22 陈文. El Niño 和 La Niña 事件对东亚冬、夏季风循环的影响. *大气科学*, 2002, 26: 595–610
- 23 Fan K. Zonal asymmetry of the Antarctic Oscillation. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L02706
- 24 王会军, 孙建奇, 苏京志. 北极涛动比南极涛动的纬向对称性更好. *科学通报*, 2008, 53: 247–250
- 25 薛峰, 王会军, 何金海. 马斯克林高压和澳大利亚高压的年际变化及其对东亚夏季风降水的影响. *科学通报*, 2003, 48: 287–291
- 26 杨修群, 黄士松. 马斯克林高压的强度变化对大气环流影响的数值试验. *气象科学*, 1989, 9: 125–138
- 27 Fan K. Antarctic oscillation and the dust weather frequency in North China. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L10201
- 28 范可, 王会军. 南极涛动异常及其对冬春季北半球大气环流影响的数值模拟试验. *地球物理学报*, 2007, 50: 397–403
- 29 范可, 王会军. 南极涛动的年际变化及其对东亚冬春季气候的影响. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36: 385–391
- 30 Wang H J, Fan K. Central-north China precipitation as reconstructed from the Qing Dynasty: Signal of the Antarctic atmospheric oscillation. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L24705, doi: 10.1029/2005GL024562
- 31 Sun J Q, Wang H J, Yuan W. A possible mechanism for the co-variability of the boreal spring Antarctic oscillation and the Yangtze River valley summer rainfall. *Int J Climatol*, 2009, 9: 1276–1284
- 32 Sun J Q, Wang H J, Yuan W. Linkage of the boreal spring Antarctic oscillation to the west African summer monsoon. *J Meteorol Soc Jpn*, 2010, 88: 15–28
- 33 Sun J Q. Possible Impact of the boreal spring Antarctic oscillation on the North American summer monsoon. *Atmos Ocean Sci Lett*, 2010, 3: 232–236
- 34 Fan K. Linkage between the Atlantic tropical hurricane frequency and the Antarctic oscillation in the western Hemisphere. *Atmos Ocean Sci Lett*, 2009, 2: 159–164
- 35 黄建斌, 王绍武, 龚道溢, 等. 近千年的大气涛动. *科学通报*, 2010, 55: 1932–1936
- 36 Mo K C. Relationships between low-frequency variability in the southern hemisphere and sea surface temperature anomalies. *J Clim*, 2000, 13: 3599–3610
- 37 Ghil M. Intraseasonal oscillation in the global atmosphere. Part II: Southern hemisphere. *J Atmos Sci*, 1991, 48: 780–790
- 38 David J K. Southern Hemisphere Circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events. *J Clim*, 1989, 2: 1239–1252
- 39 Saji N, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 1999, 401: 360–363
- 40 Webster P J, Moore A M, Loschnigg J P, et al. Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997–98. *Nature*, 1999, 401: 356–360