

刘芸芸, 丁一汇. 2012. 亚洲—太平洋夏季风系统的基本模态特征分析[J]. 大气科学, 36 (4): 673–685, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11049. Liu Yunyun, Ding Yihui. 2012. Analysis of the leading modes of the Asian–Pacific summer monsoon system [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (4): 673–685.

亚洲—太平洋夏季风系统的基本模态特征分析

刘芸芸 丁一汇

国家气候中心, 北京 100081

摘 要 亚洲—太平洋季风区各季风子系统间的相互作用对季风区甚至全球的气候变化都有着显著的影响。整个亚洲—太平洋夏季风系统都处于高层辐散、低层辐合的庞大辐散环流中, 从高层辐散中心流出的三支气流分别对推动印度夏季风、东亚副热带夏季风和南海夏季风起着重要的作用, 很好地表现了亚洲—太平洋夏季风系统的整体性特征。季风区多种气象要素的基本模态在年代际和年际尺度上都表现出较为一致的变化特征: 年代际尺度上亚洲—太平洋夏季风系统整体呈现减弱趋势; 年际尺度上存在准 2 年和准 4 年的两个周期, 其中准 2 年振荡特征表现为若印度西南季风偏强, 则印度季风雨带偏强偏北, 导致印度大陆中北部地区降水偏多; 同时, 由于西太平洋副热带高压的北移和偏强的印度西南季风显著向东延伸, $10^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 范围内的西北太平洋地区则表现为异常的气旋性环流, 而 $30^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 之间为反气旋性环流异常, 对应东亚夏季风偏强, 季风雨带能够北推至我国华北地区。也就是说, 当亚洲夏季风中某一季风子系统表现为异常偏强时, 另一季风子系统在这一年中也将表现为异常偏强, 反之亦然。准 2 年的振荡周期可能是亚洲—太平洋夏季风系统的一种固有振荡, 它从年际尺度上反映了亚洲—太平洋夏季风受热带太平洋—印度洋海温的强迫表现出明显的整体一致特征。

关键词 亚洲—太平洋夏季风系统 印度夏季风 东亚夏季风 准两年振荡 大气热源

文章编号 1006-9895(2012)04-0673-13

中图分类号 P462

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11049

Analysis of the Leading Modes of the Asian–Pacific Summer Monsoon System

LIU Yunyun and DING Yihui

National Climate Center, Beijing 100081

Abstract The interactions among the Asian–Pacific monsoon subsystems have significant impacts on the climatic regimes in the monsoon region and even the whole world. The Asian–Pacific summer monsoon system is under the control of the huge divergent circulation system which is divergent at the upper level and convergent at the lower level. Three branches of the air flows from the divergent center at the upper level play significant roles in the promotion of the Indian summer monsoon (ISM), the East Asian subtropical summer monsoon (EASM), and the South China Sea summer monsoon (SCSSM), respectively. It is one of the perfect performances of the holistic characteristics of the Asian–Pacific summer monsoon system. The leading modes of a couple of meteorological elements in the Asian–Pacific monsoon region have shown a more consistent characteristics on both the interdecadal and interannual timescales: the decreasing trend emerges in the Asian–Pacific summer monsoon on the interdecadal timescale during recent 55 years; while on the interannual timescale, the subsystems of the Asian–Pacific summer monsoon have synchronous variation with

收稿日期 2011-03-04, 2012-03-01 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 2010CB950404, 国家重大科学研究计划 2012CB955203, 国家自然科学基金资助项目 41005037, 国家科技支撑计划 2009BAC51B05

作者简介 刘芸芸, 女, 1981 年出生, 博士, 主要从事短期气候变化和气候预测方面的研究。E-mail: liuyuny@cma.gov.cn

quasi-two-year and quasi-four-year cycles. The quasi-two-year oscillation of the monsoon system gives expression that when the ISM is anomalously strong, the monsoon rainfall belt will be strong and more northward, bringing more precipitation in the northern-central Indian continent. Because of the western Pacific subtropical high (WPSH)'s northward shift and the ISM's anomalously eastward extension in the same year, an anomalous cyclone circulation occurs over the western North Pacific in 10°N – 30°N and another anomalous anticyclone circulation in 30°N – 50°N . It is indicated that the EASM is anomalously strong, and can push the monsoon belt northward to northern China. That is to say, when one of the Asian-Pacific summer monsoon subsystems is much stronger than normal, the other monsoon subsystem in the same year will be also stronger than normal, but both of them will become weaker than normal in the next year. The tropospheric biennial oscillation (TBO) may be an inherent cycle in the Asian-Pacific summer monsoon system. It reflects the significant holistic characteristics of the Asian-Pacific summer monsoon system on the interannual timescale under the response of the tropical Pacific-Indian Ocean temperature forcing.

Key words Asian-Pacific summer monsoon, Indian summer monsoon (ISM), East Asian summer monsoon (EASM), tropospheric biennial oscillation (TBO), atmospheric heat source

1 引言

亚洲—太平洋夏季风系统包括印度夏季风、东亚夏季风两个季风子系统，它们之间既相互联系，又各自独立 (Tao and Chen, 1987)，而近年来研究较多的南海夏季风属于东亚夏季风中的热带部分。亚洲—太平洋夏季风在全球气候变化中扮演着非常重要的角色，它从太平洋或印度洋携带充沛的水汽进入大陆地区并形成降水，而降水的多寡可引起大范围的旱涝灾害，从而给季风区各国的国民经济和人民生活带来非常重要的影响 (Yasunari and Seki, 1992; Ding, 1994)。叶笃正等 (1958) 指出东亚上空在 6 月中旬存在着行星尺度环流的突变，这个突变将带来东亚夏季风在长江流域和淮河流域的爆发。Tao and Chen (1987)、陈隆勋等 (1991)、Ding (1994)、Wang and Lin (2002) 和 Wang et al. (2003) 对亚洲夏季风的结构、性质做了更深入的研究和总结。最近几年，气象学者进一步在关于夏季风的表述和变化，特别是关于各季风子系统的季内、年际和年代际变化及对东亚气候的影响做了系统的分析 (Ding, 2007; 何金海等, 2008; Wang and Ding, 2008; Wang et al., 2009; 张人禾等, 2008)。在这些研究结果的基础上，作者通过进一步分析，得到亚洲—太平洋季风区的 4 种遥相关关系，它们清楚地显示了亚洲—太平洋夏季风子系统之间的相互作用，但它们在不同的时间和空间上表现出完全不同的联系 (Ding and Liu, 2008; 刘芸芸和丁一汇, 2008a; 2008b; 2009)。

亚洲—太平洋夏季风各子系统之间的紧密联系，是体现在不同时间和空间上的，并带有一定的前提条件，而它们的差别多体现在季节内尺度上，

即爆发时间和推进过程的不同，但又遵循一定的规律。但近些年的研究多是针对亚洲季风区各季风子系统间的差异进行分析和讨论 (Tao and Chen, 1985, 1987; 黄荣辉等, 1998)，而本文将从它们之间的相互联系为出发点，深入分析亚洲—太平洋夏季风的基本模态和多种时间尺度上的共同特征，这将有助于我们更好地全面理解夏季风的结构和性质，从而能够更客观准确地预报季风及其引起的季风降水，降低由此给人民生活带来的灾害。因此，我们将在前人研究成果的基础上，从整体的角度对亚洲—太平洋夏季风系统进行分析，试图找到一些合适的气象指标来表征亚洲—太平洋夏季风的整体特征。

2 资料和方法

当前，国际上常用于气候研究的再分析资料主要有两套：NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) 和 ERA-40 (Uppala S M et al., 2005)。由于 NCEP/NCAR 再分析数据的时间年限比较长，近年来 NCEP/NCAR 资料被广泛应用于各种气候变化研究中。也有不少气象学者对这两套资料在北半球地区尤其是亚洲地区应用的可靠性进行了论证分析，指出这两套资料在有些地区存在差异，但在中低纬地区差异较小，资料的选择不当可能导致虚假的结论 (Yang et al., 2002; Inoue and Matsumoto, 2004; Wu et al., 2005)。基于以上考虑，本文分别利用上述两套资料进行了分析和比较，主要用到的变量包括：风场 (u, v)、垂直速度 (w)、位势高度 (h)、比湿 (q)、地表气压 (p_s)、地表气温 (T) 等，水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。另外，文中还使用了美国国家海洋大气管理局 (NOAA) 发布的扩展重建表层

海洋温度资料 (Smith and Reynolds, 2004), 水平分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$ 。本文所研究的亚洲—太平洋夏季风系统范围主要包括印度季风区 ($5^\circ\text{N} \sim 27.5^\circ\text{N}$, $65^\circ\text{E} \sim 105^\circ\text{E}$) 和东亚季风区 ($5^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$, $105^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$), 其中南海季风区为 ($5^\circ\text{N} \sim 20^\circ\text{N}$, $105^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{E}$)。

在计算整层积分的水汽输送时, 垂直方向上取 1000 hPa、925 hPa、850 hPa、700 hPa、600 hPa、500 hPa、400 hPa、300 hPa, 共 8 层。单位边长整层大气的水汽输送通量矢量 $\mathbf{Q}$ (垂直积分的水汽通量) 的计算公式为:

$$\mathbf{Q} = Q_u \mathbf{i} + Q_v \mathbf{j},$$

其中, 纬向分量 $Q_u = 1/g \cdot \int_p^{p_s} q u dp$, 经向分量

$Q_v = 1/g \cdot \int_p^{p_s} q v dp$ 。式中, u 、 v 为该单位气柱内各层大气的纬向和经向风速分量, q 是各层大气的比湿, p_s 、 p 分别是大气柱下界气压 (地面气压) 和上界气压 (取 300 hPa), g 是重力加速度, $\mathbf{Q}$ 的单位为 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

水汽通量散度 D 的计算公式为:

$$D = \frac{\partial Q_u}{a \cos \phi \partial \lambda} + \frac{\partial Q_v}{a \partial \phi},$$

式中, a 为地球半径, ϕ 为纬度, λ 为经度, D 的单位为 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

对于大气热源的计算, 用 Yanai et al. (1973) 提出的倒算法来计算, 即热力学方程可得

$$Q_1 = c_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right].$$

对上式用质量权重对整层大气积分, 得到

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_1 dp = \frac{c_p}{g} \int_{p_t}^{p_s} \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] dp,$$

式中 p_s 和 p_t 分别为地面气压和大气层顶气压 (取 100 hPa), $\langle Q_1 \rangle$ 是整层大气中单位面积气柱内 Q_1 的垂直积分。 $\langle Q_1 \rangle$ 为正 (负) 时, 表示气柱中总的是非绝热加热 (冷却), 也称之为大气热源 (热汇)。

3 平均辐散环流分布特征

季风是由海陆热力差异导致的大气环流现象。亚洲大陆东邻西太平洋, 南部是中国南海和海洋大陆, 不仅存在东西向的海陆热力对比, 同时也存在南北向的海陆热力差异。因此, 对亚洲—太平洋夏季风的整体变化研究应该考虑上述特点。考虑到辐散环流的分布可以很好地反映大气冷热源的分布, 因此, 首先给出夏季平均的高/低层平均辐散环流和速度势分布 (图 1), 可以看到, 夏季对流层上层最强的辐散中心位于菲律宾及其邻近地区 (15°N , 122°E), 而最强的辐散风则出现在印度季风区、孟加拉湾到印度尼西亚和中国东部地区, 这些区域是速度势水平梯度最大的地方; 低层则正好相反, 菲律宾地区附近成为最强的辐合中心。相应地, 在北半球有三支气流从这个庞大的高空辐散中心流出, 低层则对应三支显著的辐合气流。高空西南气流从南亚到西太平洋强辐散中心流入到马达加斯加岛附近, 然后辐合下沉, 在低层作为回流支

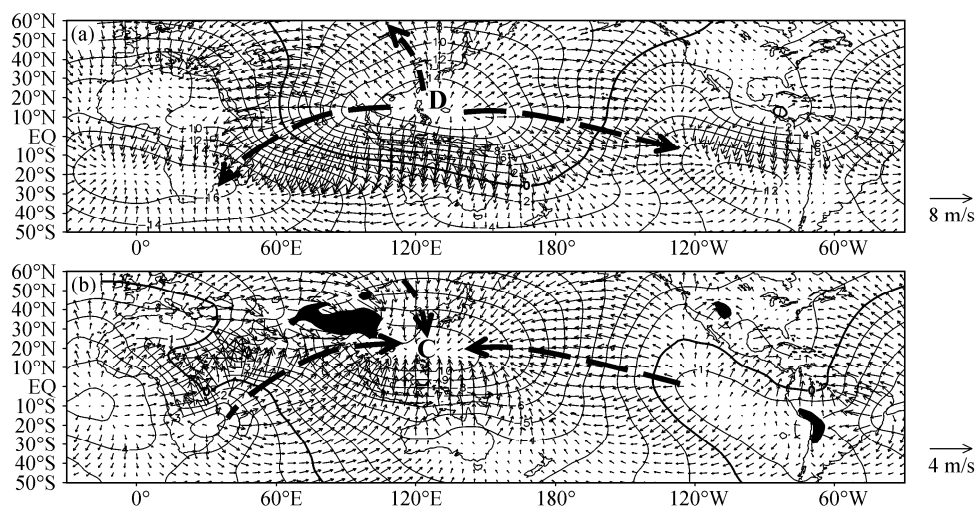


图 1 夏季平均的速度势 (实线, 单位: $10^6 \text{m}^2/\text{s}$) 和辐散风 (箭头, 单位: m/s) 分布: (a) 200 hPa; (b) 850 hPa

Fig.1 Distribution of the summer averaged velocity potential (solid line, units: $10^6 \text{m}^2/\text{s}$) and divergent wind (arrow) at (a) 200 hPa and (b) 850 hPa

以跨赤道气流(索马里急流)和西南季风又流回到印度季风区;偏南气流在西太平洋—澳大利亚地区以 Hadley 环流高空支的形式从西太平洋流入到南太平洋,然后又以跨赤道气流和西南气流从低层回到南海和西太平洋;偏西气流则由辐散中心以 Walker 环流高空支的形式向东流入东太平洋的辐合中心区,而后以低层偏东风气流回到西太平洋辐合区。它们的形成主要与亚洲—太平洋季风区各季风子系统产生的非绝热加热有关(丁一汇等, 1984, 1987), 分别对推动印度夏季风、东亚副热带夏季风和南海夏季风起着重要的作用。因此, 辐散环流不仅对季风区的区域特征有很清楚地描述, 而且很好地表现了亚洲—太平洋季风系统的整体性特征。

4 亚洲季风区主要模态的变化特征

经验正交函数展开(EOF)方法能够将气象变量场或多维随机变量的时间与空间变化分离开来, 并用尽可能少的模态表现它们主要的空间和时间变化。为了整体反映亚洲—太平洋夏季风的变化特征, 我们利用 EOF 方法, 对亚洲季风区 6~8 月平均的低层风场、水汽输送、海平面气压及大气热源分别进行分解, 并对主要模态及对应的时间系数进行深入分析。

4.1 850 hPa 风场

4.1.1 第 1 模态变化特征

850 hPa 风场的第 1 模态主要表现了亚洲夏季风的年代际变化特征(图 2a), 它所占方差贡献率为 26.3%。时间系数序列反映亚洲夏季风从 1960 年代初中期开始减弱, 到 1970 年代后期, 亚洲夏季风又出现较为明显的转折(图 2b)。在特征向量场上变化最为显著的主要在东亚季风区, 东亚夏季风从 1970 年代末以前的强盛期转为 1970 年代末之后的衰弱期。该时间序列 10 年以上的年代际分量与原始时间序列的方差比达到 87.7%。在夏季风强盛期, 东亚夏季风可以向北推进至我国华北和东北地区, 而近 20 多年, 东亚夏季风强度持续减弱, 季风雨带多停滞于我国长江流域及以南地区, 导致我国华北干旱而长江流域洪涝。印度夏季风所表现出的年代际变化相对较弱。应该指出, 1960 年代初中期发生的年代际减弱主要发生在北非到日本地区的偏北地带, 也包括我国华北地区, 而并不是出现在亚洲季风区的大范围地区, 严中伟等

(1990a, 1990b) 通过分析季风区的各种气象要素, Ding et al. (2008) 则分析了中国的不同区域, 证实了亚洲季风区在 1960 年代初中期的年代际减弱特征。另一值得注意的是青藏高原以西的中亚地区, 其偏强的北风距平与东亚地区的南风距平形成反位相的变化, 即 1970 年代末以后, 中亚地区偏南风大范围加强。

1951~1978 年与 1980~2005 年夏季的 850 hPa 差值风场跟第 1 模态的空间分布几乎完全一致(图 3)。亚洲—太平洋季风区前后两个阶段的季风强度有明显的差别, 1951~1978 年阶段, 亚洲—太平洋夏季风较为强盛, 而在后半阶段则有显著地减弱, 尤

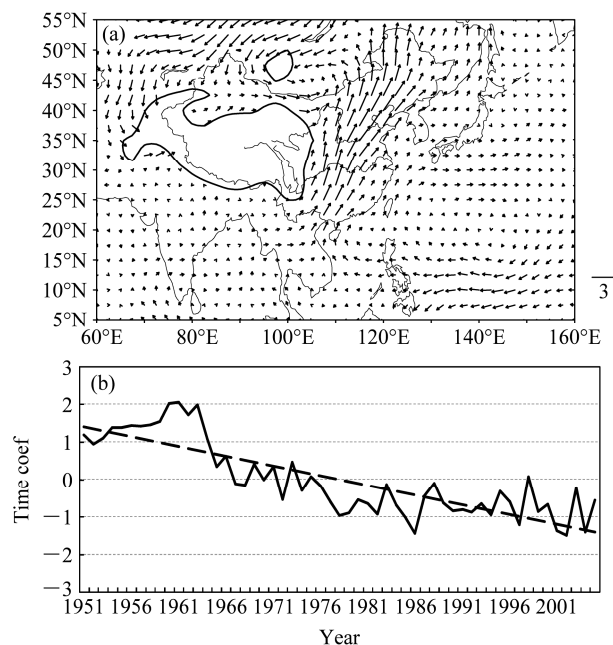


图 2 1951~2005 年夏季 850 hPa 风场的第 1 模态 (a) 和时间系数 (b)
Fig.2 (a) The first EOF eigenvector of the summer 850-hPa wind field and (b) the corresponding time coefficient from 1951 to 2005

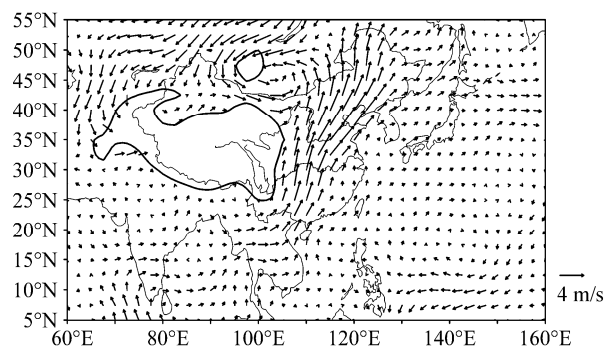


图 3 1951~1978 年夏季平均的 850 hPa 风场与 1980~2005 年的平均场的差值图(单位: m/s)

Fig. 3 Difference between the summer averaged 850-hPa wind from 1951 to 1978 and that from 1980 to 2005

其在东亚季风区, 最大风速差值达到 3 m/s。

4.1.2 第 2 模态变化特征

第 2 模态则更多地表现亚洲—太平洋夏季风的年际变化特征, 方差贡献率为 17.5%。对应的时间系数在过去 50 多年中都始终存在准 2 年的变化周期 (图 4b), 时间系数的最大熵谱曲线也显示准 2 年周期为最显著的年际周期 (图 4c), 这说明亚洲—太平洋夏季风具有稳定的准 2 年振荡 (tropospheric biennial oscillation, 简称 TBO) 特征, 这与先前许多研究发现热带海温、季风降水以及中国夏季降水都存在准两年振荡周期的结果相符合 (Mooley and Parthasarathy, 1984; Meehl, 1987; Meehl and Arblaster 2002; Meehl et al., 2003; Yasunari and Syppiah, 1988; Yasunari, 1990; 黄荣辉等, 2006), 说明它们之间具有密切关联。另外, 该模态还表现出

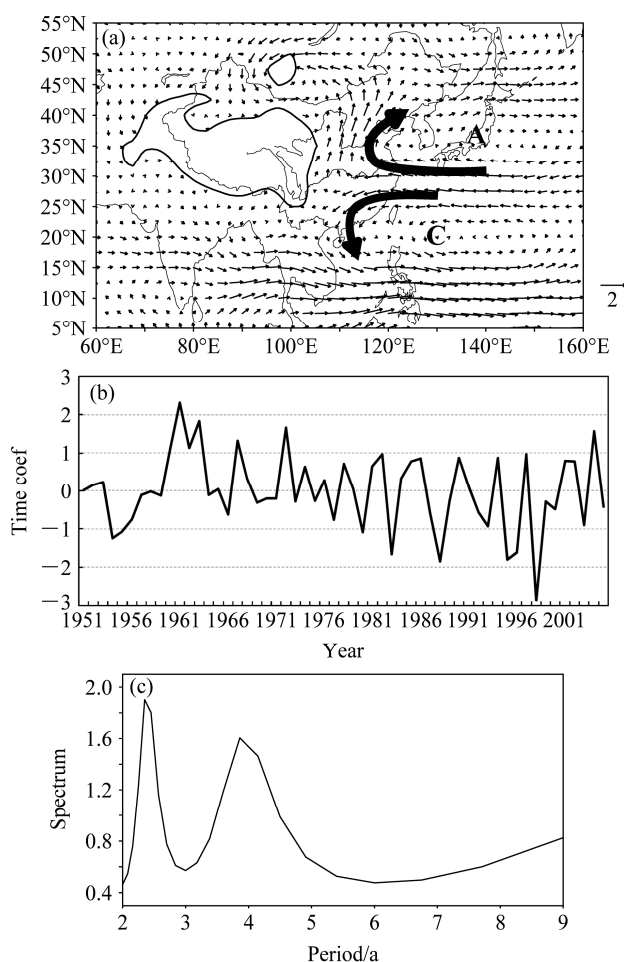


图 4 1951~2005 年夏季 850 hPa 风场第 2 模态 (a)、时间系数 (b) 及时间系数的最大熵谱曲线 (c)

Fig.4 (a) The second EOF eigenvector of the 850-hPa wind vector, (b) the corresponding time coefficient from 1951 to 2005, and (c) the curve of the maximum entropy spectrum for the time coefficient

准 4 年的次周期, 该时间序列的这两个年际周期与原始时间序列的方差比达到 57.2%。再看其空间分布型 (图 4a), 在印度季风区表现为纬向偏西风异常, 东亚—太平洋季风区则表现为南北偶极型异常。这表明, 在印度西南夏季风偏强时, 东亚—太平洋地区 10°N~30°N 之间表现为气旋性环流异常, 对应赤道辐合带 (ITCZ) 异常偏强偏东, 这有利于热带气旋异常偏多; 而 30°N~50°N 之间表现为反气旋性环流异常, 对应副高偏北, 东亚夏季风偏强; 同时, 两个异常环流之间的偏东风则异常偏强, 从而导致我国黄淮—华北地区降水偏多。反之, 若印度夏季风偏弱, 则东亚—太平洋地区 10°N~30°N 之间为反气旋性环流异常, 30°N~50°N 之间为气旋性环流异常, 两异常环流之间为偏西风距平, 东亚夏季风偏弱。

4.2 整层水汽输送通量

亚洲夏季风可从热带太平洋或印度洋携带充沛的水汽到大陆地区并形成降水, 因此说夏季风环流和水汽输送对于亚洲季风, 尤其是中国区域内的降水 and 水分平衡起着同样重要的作用。对亚洲—太平洋季风区整层垂直积分的水汽输送通量同样也做 EOF 分解, 其中整层水汽输送通量的计算参照第 2 节中介绍的计算方法。

亚洲—太平洋季风区水汽输送前两个模态的方差贡献率分别为 25.8% 和 14.9%, 通过 North 显著性检验 (North et al., 1982)。它们的空间分布跟 850 hPa 风场的分解结果非常相似, 但有意思的是, 水汽输送的第 1 模态更多地表现其年际变化特征 (图 5), 而第 2 模态则表现出年代际减弱的趋势 (图 6), 这可能是由于水汽输送不仅受到风场的影响, 还同时受到大气比湿 q 的影响。第 1 模态所对应的水汽辐合图 (图 5c) 显示主要的水汽异常辐合地区位于印度季风区的孟加拉湾和中南半岛、东亚季风区的南海和菲律宾以东洋面以及我国华南和华北地区。其时间系数与 850 hPa 风场第 2 模态所对应的时间系数的相关系数达到 0.81, 超过 0.01 的显著性水平, 即无论是 850 hPa 风场或是水汽输送, 都可以很好地表现亚洲—太平洋夏季风年际尺度的分布特征。

第 2 模态则与 850 hPa 风场的第 1 模态一样, 主要体现了夏季风在年代际尺度上的变化特征 (图 6)。由水汽输送表征的夏季风前后两个阶段的差别也很明显。无论是印度季风区的西南水汽输送、东

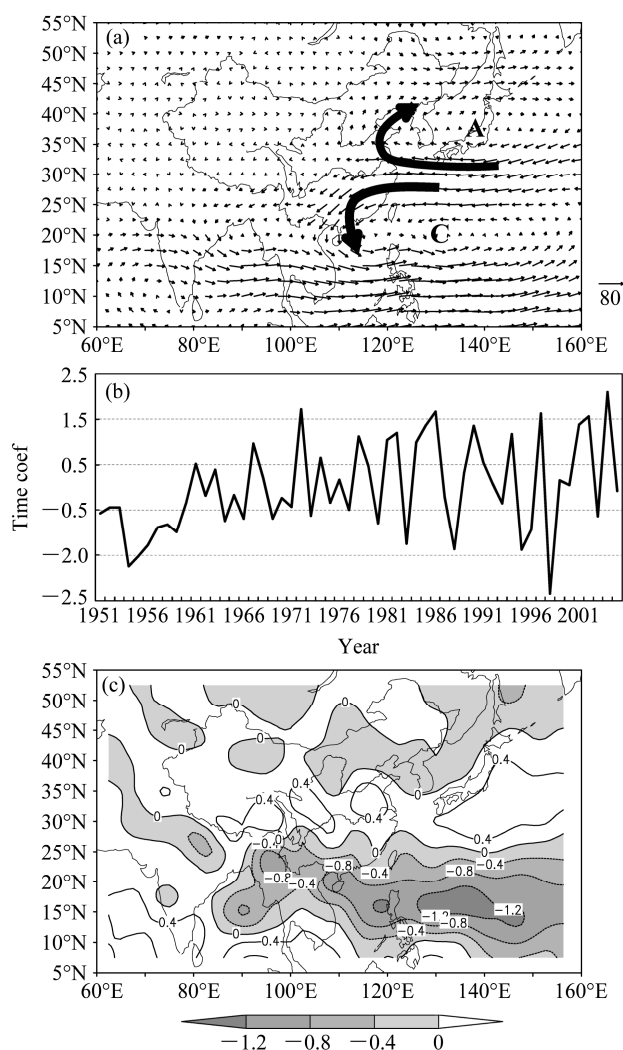


图5 1951~2005年夏季整层水汽输送第1模态(a)、时间系数(b)及第1模态所对应的水汽辐合场(c)

Fig.5 (a) The first EOF eigenvector of the vertically integrated summer water vapor transport, (b) the corresponding time coefficient from 1951 to 2005, and (c) the water vapor convergence field of the first eigenvector

亚季风区的偏南风水汽输送,以及西北太平洋副热带地区的东南水汽输送,在1951~1978年期间都存在较强的水汽输送异常,而在1980~2005年期间则有所减弱。这与850 hPa风场第2模态所表现的变化特征一致,它们的时间系数的相关系数达到0.77。

4.3 海平面气压

海平面气压可以反映海陆热力差异,作为形成和维持亚洲夏季风的关键因子之一,海平面气压的空间分布对亚洲—太平洋夏季风的变化特征有直接影响。对1951~2005年的亚洲季风区海平面气压场做EOF分解,结果表明海平面气压场也与夏季风的大尺度变化特征有着非常好的对应关系。第1模

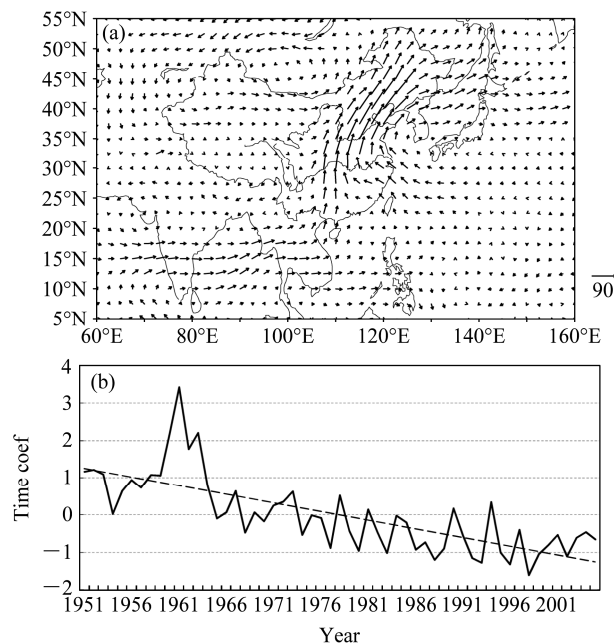


图6 1951~2005年夏季水汽输送的EOF分解的第2模态(a)及对应的时间系数(b)

Fig.6 (a) The second EOF eigenvector of the vertically integrated summer water vapor transport and (b) the corresponding time coefficient from 1951 to 2005

态的方差贡献为37.3%,表现为整体一致的正值区,大值中心主要分布于亚洲大陆上,中心位于亚洲大陆中部,它反映的是夏季亚洲大陆热低压的变化(图7a)。对应的时间系数则表明亚洲大陆热低压也存在年代际减弱的变化特征(图7b),1970年代末以前,时间系数为负,表明大陆热低压异常偏强,偏强的海陆间气压梯度是形成偏强的亚洲夏季风的主要推动力;而1970年代末后时间系数转为正值,大陆热低压的减弱反映了海陆热力差的减小,亚洲夏季风也就表现出相应的年代际变化特征。

第2模态的方差贡献为15%,其空间分布呈现出明显的偶极分布,正值位于北太平洋地区,负值则位于亚洲大陆—北印度洋地区(图7c),该模态对应的时间系数也表现出准2年振荡的变化特征(图7d),该时间系数的最大熵谱曲线也显示准2年周期为最显著周期,此外还存在准4年的次周期(图略),这跟夏季风的年际周期(图4c)也非常吻合。Sun et al. (2008)根据类似的海平面气压EOF分布型定义了一个阿拉伯半岛—北太平洋遥相关型(APNPO)指数,它反映对流层低层北太平洋高压和南亚夏季风低压之间的一种共变特征,证实它与南亚夏季风和东亚夏季风都存在同位相的相关

关系。因此, APNPO 遥相关型对亚洲季风区大气环流场和水汽输送场都起着整体一致的调制作用, 使得亚洲—太平洋夏季风表现出以准 2 年振荡为主的年际尺度特征。

4.4 大气加热场

作为直接影响大气环流运动的因子之一, 亚洲季风区大气热源 (Q_1) 的前两个模态也分别存在年

代际和年际尺度的变化特征。第 1 模态的方差贡献为 12%, 主要的负值区分布在热带海洋和青藏高原上, 而正值区则主要分布在中高纬的内陆地区 (图 8a), 主要表现了海洋和青藏高原上空的热力作用对亚洲—太平洋夏季风的影响, 而对应的时间系数也反映了 1960 年代初中期开始减弱和 1970 年代中期的年代际转折特征 (图 8b)。

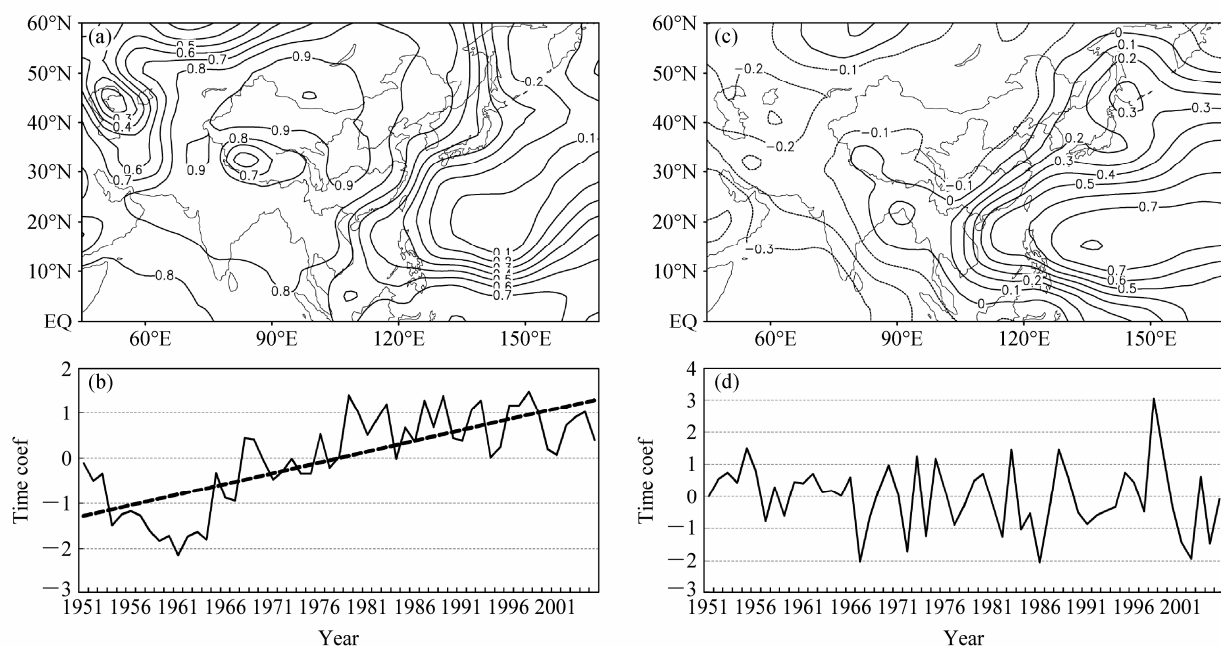


图 7 1951~2005 年夏季海平面气压场 EOF 分解的第 1 (a) 和 2 模态 (c) 对应的时间系数 (b、d)

Fig.7 The (a) first and (c) second EOF eigenvectors of the summer sea level pressure and (b, d) the corresponding time coefficients from 1951 to 2005

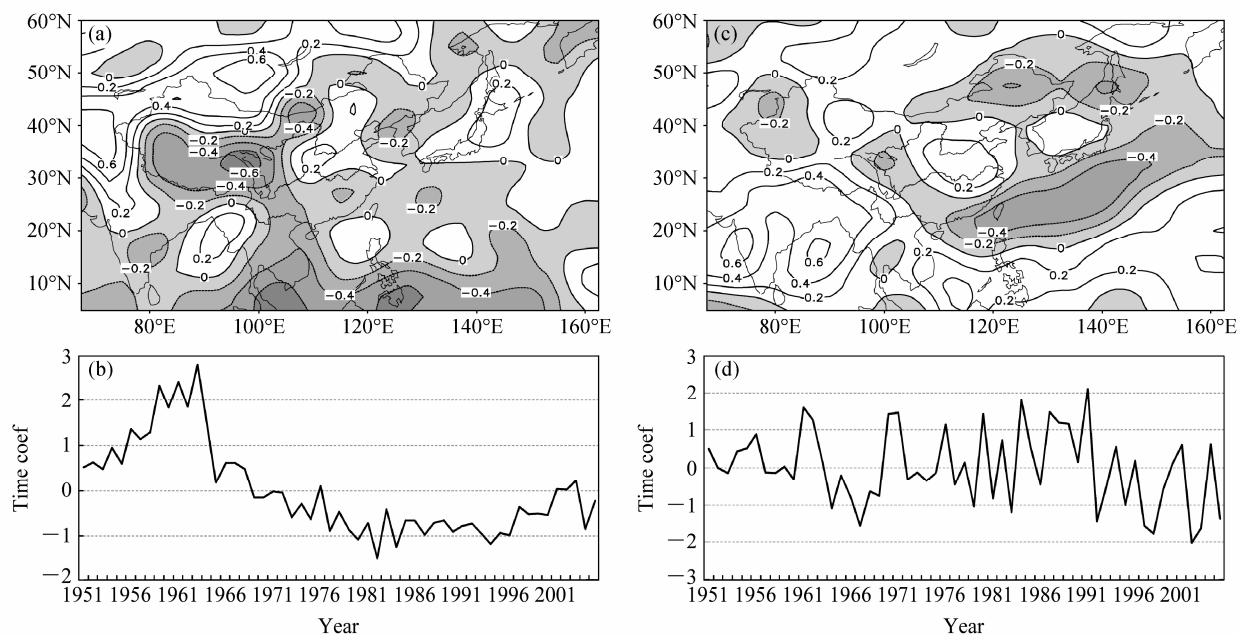


图 8 同图 7, 但为整层积分的大气热源 (阴影为负值区)

Fig.8 Same as Fig.7, but for the vertically integrated atmospheric heat source (the negative value areas are shaded)

大气热源的第2模态则表现了亚洲—太平洋季风区夏季的主要雨带分布, 南亚、低纬西太平洋地区以及我国长江和黄河流域都为正值区, 对应着强季风年在印度大陆、菲律宾以东的西太平洋地区及我国黄淮—华北地区多雨, 而 20°N 以北的西北太平洋地区、日本以及我国东北和长江以南地区则为负值区, 跟弱季风年时印度少雨和我国季风雨带偏江南和华南的分布特征相对应 (图 8c), 时间系数也表现为与夏季风较为一致的准2年振荡的变化特征 (图 8d), 该模态的方差贡献为 8.7%。

5 热带海温对夏季风年际变化的作用

以上分析表明, 亚洲—太平洋夏季风系统在年际尺度上以准2年振荡为主要周期, 亚洲季风区的海平面气压和大气热源也具有 TBO 的年际变化特征。Mooley and Parthasarathy (1984) 和 Yasunari and Syppliah (1988) 曾指出印度尼西亚和印度等热带季风降水的年际变化存在着 TBO, 也有研究表明东亚地区的季风降水同样具有准2年周期振荡 (Chang and Li, 2000; Chang et al., 2000)。黄荣辉等 (2006) 认为中国夏季降水具有准2年振荡特征是由东亚和热带西太平洋上空夏季风驱动的水汽输送的准2年振荡引起的。王遵娅 (2007) 也发现中国夏季降水准2年振荡是海洋—亚洲季风系统准2年振荡的一个组成部分, 其形成也是对海洋—亚洲季风系统准2年振荡的响应; 而联系太平洋—亚洲季风系统 TBO 与中国夏季降水 TBO 的“桥梁”是赤道西太平洋暖池的异常热状态。因此可以说, 西太平洋暖池的对流活动对整个亚洲—太平洋夏季风系统的准2年振荡起着非常重要的作用。另一方面, 也有学者认为 TBO 产生的根本原因与 ENSO 有关 (Li et al., 2001, 2006), 可见季风、热带太平洋和季风降水的 TBO 与大尺度的海气相互作用密切相关。为了表现太平洋海温对亚洲—太平洋季风区的影响, 我们根据上述4种气象要素的 EOF 时间系数, 选取 1961、1963、1972、1986、1990、1997、2001、2002、2004 年为典型强季风年, 给出了从夏季风强年的前一年冬季到当年冬季海温的季节演变合成图 (图 9)。图 9 中虚线方框分别代表热带印度洋偶极子关键区 [西印度洋 ($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\text{E}\sim 70^{\circ}\text{E}$)、东印度洋 ($10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$, $90^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$)] 和赤道东太平洋 Niño3 区 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ}\text{W}\sim 150^{\circ}\text{W}$)。

在季风偏强的前一年冬季 (图 9a), 赤道中东

太平洋海温异常偏高, 印度洋海温也表现为较弱的海温正异常, 而南海—西太平洋一带的海温则表现为显著—偏低, 即从印度洋到赤道中东太平洋地区为“+、-、+”的类似 El Niño 的海温异常型, 但在强度上不及典型 El Niño 事件。这种海温异常分布是次年夏季风偏强的显著前期信号。到春季时 (图 9b), 各区域的海温异常逐渐减弱, 中东太平洋海温降低, 而西太平洋暖池区的海温也逐渐升高, 表现为类似 El Niño 向 La Niña 转换的型态。到夏季 (图 9c), 中东太平洋地区已转变成显著的海温负异常, 而西太平洋暖池到东印度洋地区都为较强的海温正异常, 同时西印度洋地区开始出现较弱的海温负异常, 即从西印度洋到赤道中东太平洋地区转变为“-、+、-”型, 形成类似 La Niña 的海温异常型, 此时对应亚洲—太平洋夏季风整体偏强。当年的秋季海温型与夏季相似 (图 9d), 但从西向东的“-、+、-”型更为显著, 西印度洋的海温负异常区范围明显增大, 而东印度洋到西太平洋的海温正异常和赤道中东太平洋的负异常变得更强。到当年冬季 (图 9e), 类似 La Niña 海温异常型发展到盛期, 赤道中东太平洋和整个印度洋地区都为强的海温负距平, 而西太平洋暖池一带则为强的海温正异常, 它将影响次年亚洲—太平洋夏季风转变为异常偏弱年, 从而完成半个 TBO 循环过程, 经历由强夏季风到弱夏季风的转变。若仅看赤道东、西印度洋海温异常变化情况, 也可以看出印度洋偶极子 IOD (Indian Ocean Dipole) 的显著年际变化特征, 虽然其信号没有太平洋海温异常那么显著。

从上面的分析可以看出, 无论是赤道太平洋海温, 或是印度洋海温, 都存在准2年变化特征, 但前者比后者表现显著。前冬海温就表现出类似 El Niño 的异常型和正位相的印度洋偶极型, 给夏季风的异常偏强提供了显著信号。异常的海温将导致亚洲—太平洋季风区上空大气环流出现显著的变化, 到当年夏季, 由于热带西太平洋暖池不断增暖, 类似 El Niño 的海温异常型向它的反位相转变, 正位相的印度洋偶极型也向负位相转变, 从菲律宾周围到中印半岛上空的对流活动都将增强, 导致西太平洋副热带高压的位置偏北, 使得我国华北、华南地区降水偏多, 而江淮流域夏季降水偏少。然后, 随着赤道太平洋上类似 La Niña 的海温异常型的不断发展, 次年的夏季风也由异常偏强转为异常偏弱。因此, 准2年的振荡周期可能是亚洲—太平洋夏季

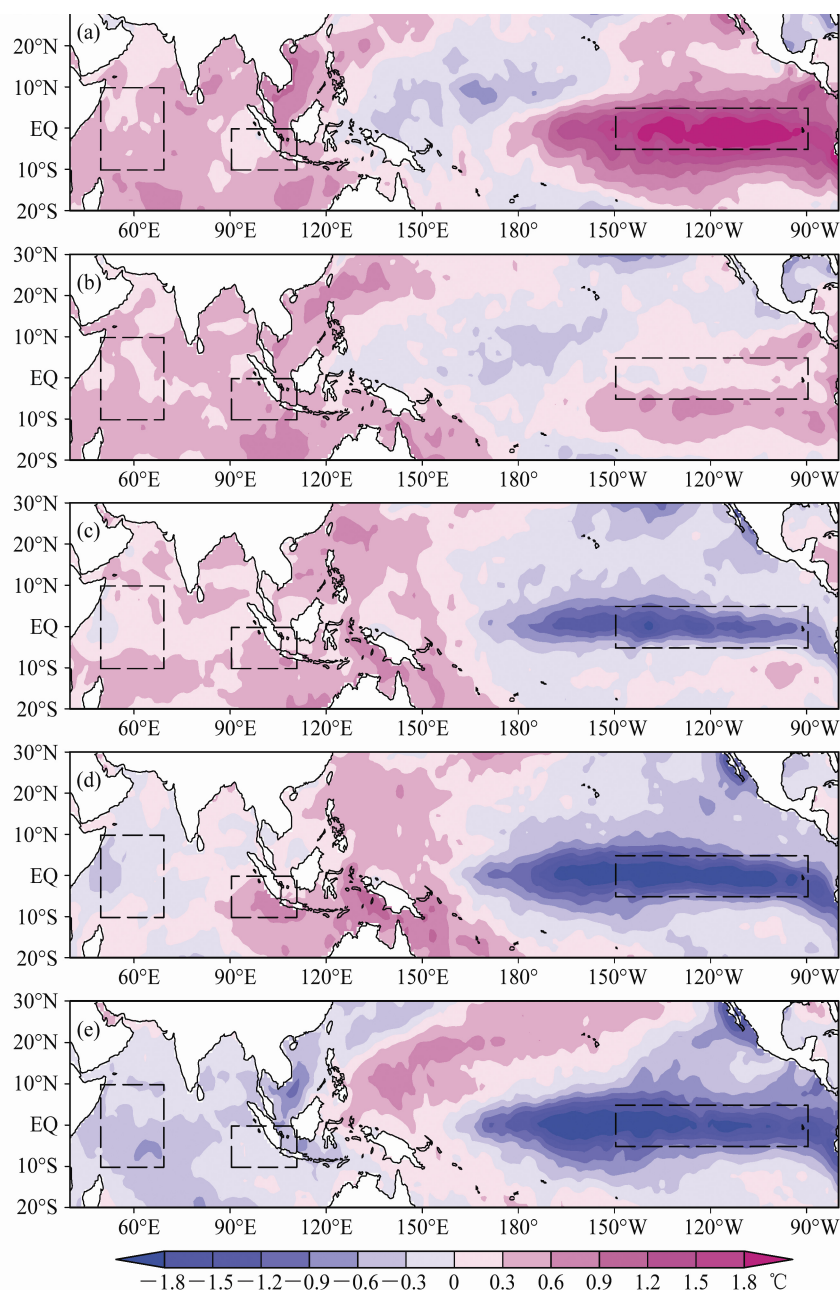


图 9 季风强年海温距平的季节演变合成图: (a) 前一年冬季; (b) 当年春季; (c) 当年夏季; (d) 当年秋季; (e) 当年冬季。虚线方框代表印度洋偶极子关键区和 Niño3.4 区

Fig.9 Seasonal evolutions of the composite SST anomaly in the strong monsoon years: (a) DJF (Dec–Jan–Feb) prior to the strong monsoon years; (b) MAM (Mar–Apr–May); (c) JJA (Jun–Jul–Aug); (d) SON (Sep–Oct–Nov); (e) DJF. The dashed boxes denote the Niño-3 region and the IOD key areas, respectively

风系统的一种固有振荡, 它与暖洋面上的海气相互作用振荡密切关联, 从年际尺度上反映了亚洲夏季风受热带太平洋—印度洋海温的强迫表现出整体一致的特征。

6 与 ERA-40 资料的比较

以上分析都是基于 NCEP/NCAR 资料的结果,

为了证实以上结果的真实性和正确性, 本文利用 ERA-40 资料也做了相同的分析, 但由于 ERA-40 资料时间长度较短, 本文取 1958~2002 年跟 NCEP/NCAR 结果进行比较。结果发现, 两套资料虽然在空间场上的分布有一些差异, 但在本文所研究的亚洲季风区差异很小; 更主要的是针对本文的研究内容, 两套资料的分析结果比较一致。限于篇

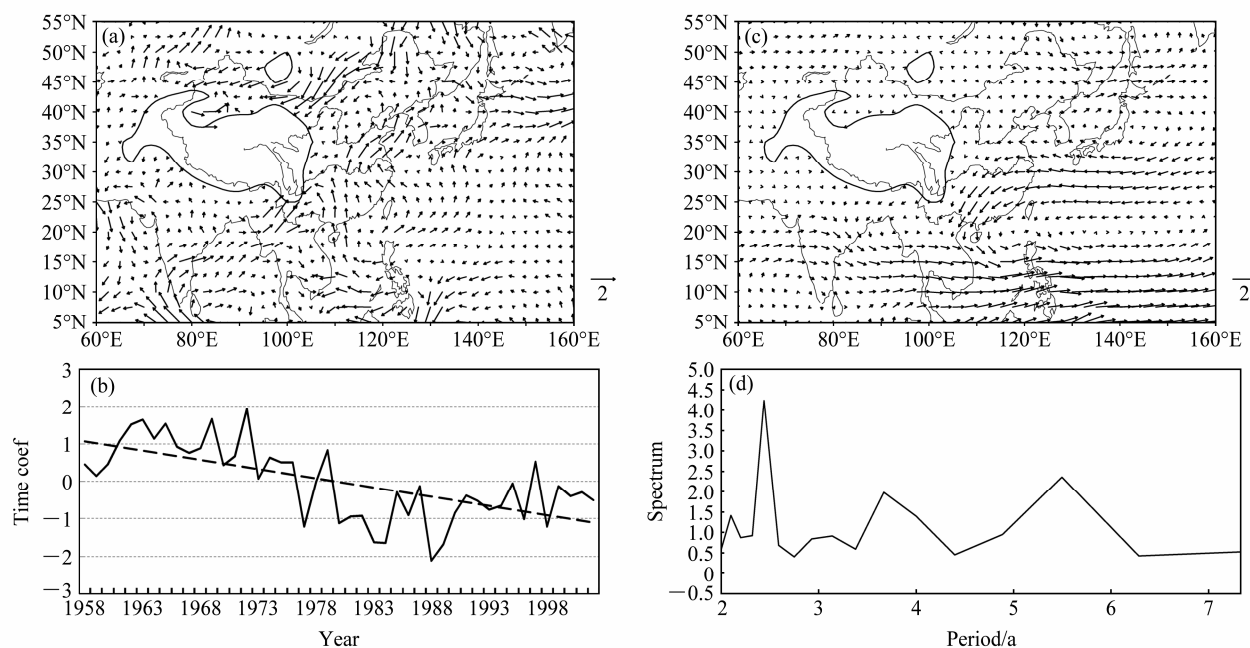


图 10 ERA-40 资料得到的 850 hPa 风场的 EOF 分解第 1 模态 (a) 及时间系数 (b)、第 2 模态 (c) 及第 2 时间系数的最大熵谱曲线 (d)

Fig.10 The (a) first and (c) second EOF eigenvectors of the summer 850-hPa wind vector, (b) the corresponding time coefficient of the first eigenvector from 1951 to 2005 and (d) the curve of the maximum entropy spectrum for the second eigenvector's time coefficient based on ERA-40 data

幅, 这里仅给出利用 ERA-40 的风场资料做 EOF 分解得到的前两个特征向量及对应的时间系数 (图 10), 将其与图 2 和图 4 进行比较可以看到, 第 1 模态和时间系数都表现出亚洲夏季风在 1960 年代初中期开始减弱及 1970 年代后期出现显著转折的年代际特征, 其区别在于 ERA-40 资料在东亚中高纬地区表现得没有 NCEP 资料那样显著。第 2 模态的空间分布也很相似, 主要特征也表现出在印度季风区主要为纬向偏西风异常, 东亚—太平洋季风区则表现为南北偶极型异常。它们的时间系数都以准 2~3 年为最显著年际周期。但也存在差别, 在中高纬地区的蒙古地区, NCEP 资料表现出一个较强的异常气旋中心, 但 ERA-40 资料没有; 另外, ERA-40 的第 2 模态时间系数除了存在准 2~3 年周期、准 4 年周期外, 还存在一个准 6 年周期。总体而言, NCEP/NCAR 再分析资料和 ERA-40 资料都共同表现出亚洲夏季风主要的年代际和年际特征, 且各季风子系统具有整体相关性。

7 小结与讨论

利用 NCEP/NCAR 和 ERA-40 两套再分析资料, 通过对季风区多种气象要素的深入分析, 表现了亚洲—太平洋夏季风系统的整体性和基本模态

的主要变化特征, 并通过热带海温的年际异常解释了亚洲—太平洋夏季风系统在年际尺度上的准 2 年周期, 主要结论如下:

(1) 亚洲—太平洋夏季风的第 1 模态呈现年代际减弱的特征, 该时间序列 10 年以上的年代际分量与原始时间序列的方差比达到 87.7%。亚洲季风区的水汽输送、海平面气压和大气热源的基本模态也都相应地在 1960 年代初中期开始减弱, 并于 1970 年代中后期出现年代际转折。

(2) 第 2 模态则主要表现年际尺度上的变化特征, 存在准 2 年和准 4 年的两个周期。这两个年际周期与原始时间序列的方差比达到 57.2%。其中, 准 2 年振荡表现为当亚洲夏季风中某一季风子系统表现为异常偏强时, 另一个季风子系统在这一年中也将表现为异常偏强, 反之亦然。海平面气压和大气热源也同样存在 TBO, 海平面气压所表现的海陆热力差异很好地解释了亚洲—太平洋夏季风系统的整体一致特征, 大气热源分布则跟季风区的降水雨带有着很好的对应关系。

(3) 准 2 年周期可能是亚洲—太平洋夏季风系统的一种固有振荡, 热带太平洋和印度洋海温异常的准 2 年循环导致亚洲—太平洋季风区大气环流存在 TBO 特征, 因此, 亚洲—太平洋季风系统的 TBO

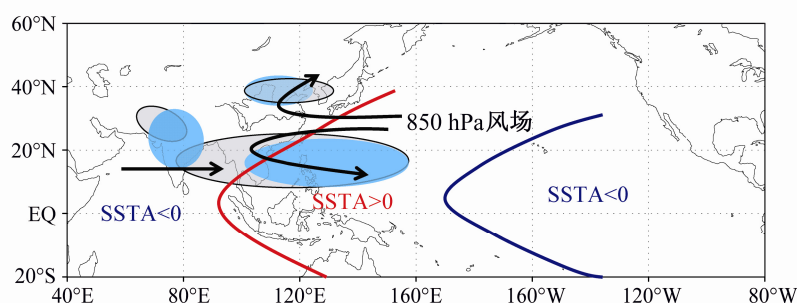


图 11 亚洲—太平洋夏季风准 2 年振荡的异常场示意图。绿色: 亚洲—太平洋季风区夏季大气热源的正值区; 黑箭头: 850 hPa 环流异常场; 灰色: 异常水汽辐合场; 红(蓝)线: 海温异常场

Fig.11 Schematic diagram of ocean–atmosphere interaction in the positive TBO period of the Asian–Pacific summer monsoon. The green shaded areas denote the positive value of the atmospheric heat source; the black arrows denote the 850-hPa atmospheric circulation anomaly; the gray areas denote anomalous water vapor convergence; the red/blue curves denote SST anomaly (SSTA)

循环与暖洋面上的海气相互作用振荡有密切关联, 从年际尺度上反映了亚洲夏季风受热带太平洋—印度洋海温的强迫表现出明显的整体一致特征。

从上面的分析可以看到, 对应于亚洲—太平洋夏季风准 2 年振荡的半个循环, 大气环流、水汽输送和热带海温都发生了相应的变化。图 11 给出了亚洲—太平洋夏季风位于 TBO 正位相时期的大气环流、水汽输送、热源和热带海温相互匹配的示意图, 它描述了在亚洲—太平洋季风与热带海温的海气相互作用关系。

在亚洲—太平洋夏季风表现为异常偏强的时期, 从印度西海岸到中东太平洋地区海温呈现出“—、+、—”的异常型, 并在当年秋、冬季节, 海温距平值继续加强。在对流层低层, 印度季风区上空出现异常西风距平, 对应印度夏季风偏强; 而在东亚季风区西太平洋地区上空为异常的气旋性环流异常, 为显著的水汽辐合区, 30°N~50°N 为异常的反气旋性环流异常, 表明副热带高压异常偏北, 其西侧的偏南风距平异常偏强, 使得我国华北和东北地区为明显的水汽辐合区, 同时也是大气热源正值区, 对应东亚夏季风偏强。在上述两异常环流的中间为异常强的偏东风距平, 使得我国长江流域上空成为水汽辐散区, 因而不利于降水的发展。在亚洲—太平洋夏季风表现为异常偏弱时, 大气环流和海温场则呈反位相分布。图 11 很好地表现了亚洲—太平洋夏季风与大气环流、水汽输送、大气热源和热带海温之间的相互作用, 因此, 可以说夏季风的 TBO 循环跟热带洋面上的海气相互作用密不可分。

参考文献(References)

- Chang C P, Li T. 2000. A theory for the tropical tropospheric biennial oscillation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 57 (14): 2209–2224.
- Chang C P, Zhang Y S, Li T. 2000. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge [J]. *J. Climate*, 13 (24): 4310–4325.
- 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦. 1991. 东亚季风 [M]. 北京: 气象出版社, 362pp.
- Chen Longxun, Zhu Qian'gen, Luo Hui bang. 1991. East Asian Monsoon [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 362pp.
- 丁一汇, 赵深铭, 何诗秀. 1984. 全球夏季热带200mb平均环流研究的某些新结果 [J]. *科学通报*, 29 (7): 414–416.
- Ding Yihui, Zhao Shenming, He Shixiu. 1984. Some new results of study on the global 200 hPa averaged circulations in the tropics in summer [J]. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 29 (7): 414–416.
- 丁一汇, 赵深铭, 张健. 1987. 北半球夏季全球热带和副热带200hPa平均辐散环流的研究 [J]. *气象学报*, 45 (1): 120–127.
- Ding Yihui, Zhao Shenming, Zhang Jian. 1987. Study of the global 200 hPa divergent circulations in the tropics and subtropics in summer [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 45 (1): 120–127.
- Ding Yihui. 1994. Monsoons over China [M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 419pp.
- Ding Y H. 2007. The variability of the Asian summer monsoon [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85: 21–54.
- Ding Yihui, Wang Zunya, Sun Ying. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences [J]. *Int. J. Climatol.*, 28 (9): 1139–1161, doi: 10.1002/joc.1615.
- Ding Yihui, Liu Yunyun. 2008. A study of the teleconnections in the Asian–Pacific monsoon region [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 22 (4): 404–418.
- 何金海, 赵平, 祝从文, 等. 2008. 关于东亚副热带季风若干问题的讨论 [J]. *气象学报*, 66 (5): 683–696.
- He Jinhai, Zhao Ping, Zhu Congwen, et al. 2008. Discussion of some problems as to the East subtropical

- monsoon[J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 66 (5): 683–696.
- 黄荣辉, 张振洲, 黄刚, 等. 1998. 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*, 22 (4): 460–469. Huang Ronghui, Zhang Zhenzhou, Huang Guang, et al. 1998. Characteristics of the water vapor transport in East Asian monsoon region and its difference from that in South Asian monsoon region in summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 22 (4): 460–469.
- 黄荣辉, 陈际龙, 黄刚, 等. 2006. 中国东部夏季降水的准两年周期振荡及其成因 [J]. *大气科学*, 30 (4): 545–560. Huang Ronghui, Chen Jilong, Huang Gang, et al. 2006. The quasi-biennial oscillation of summer monsoon rainfall in China and its cause [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 30 (4): 545–560.
- Inoue T, Matsumoto J. 2004. A comparison of summer sea level pressure over east Eurasia between NCEP-NCAR reanalysis and ERA-40 for the period 1960–99 [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82 (3): 951–958.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471.
- Li T, Tham C W, Chang C P. 2001. A coupled air–sea–monsoon oscillator for the tropospheric biennial oscillation [J]. *J. Climate*, 14 (5): 752–764.
- Li T, Liu Ping, Fu X, et al. 2006. Spatiotemporal structures and mechanisms of the tropospheric biennial oscillation in the Indo-Pacific warm ocean regions [J]. *J. Climate*, 19 (13): 3070–3087.
- 刘芸芸, 丁一汇. 2008a. 印度夏季风的爆发与中国长江流域梅雨的遥相关分析 [J]. *中国科学 (D辑: 地球科学)*, 38 (6): 763–775. Liu Yunyun, Ding Yihui. 2008a. Teleconnection between the Indian summer monsoon onset and the Meiyu over the Yangtze River valley [J]. *Science in China (Series D: Earth Sciences)* (in Chinese), 38 (6): 763–775.
- 刘芸芸, 丁一汇. 2008b. 印度夏季风与中国华北降水的遥相关分析及数值模拟 [J]. *气象学报*, 66 (5): 789–799. Liu Yunyun, Ding Yihui. 2008b. Analysis and numerical simulation of the teleconnection between Indian summer monsoon and precipitation in North China [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 66 (5): 789–799.
- 刘芸芸, 丁一汇. 2009. 西北太平洋夏季风对中国长江流域夏季降水的影响 [J]. *大气科学*, 33 (6): 1225–1237. Liu Yunyun, Ding Yihui. 2009. Influence of the western North Pacific summer monsoon on summer rainfall over the Yangtze River basin [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 33 (6): 1225–1237.
- Meehl G A. 1987. The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115 (1): 27–50.
- Meehl G A, Arblaster J M. 2002. The tropospheric biennial oscillation and Asian–Australian monsoon rainfall [J]. *J. Climate*, 15 (7): 722–744.
- Meehl G A, Arblaster J M, Loschnigg J. 2003. Coupled ocean–atmosphere dynamical processes in the tropical Indian and Pacific oceans and the TBO [J]. *J. Climate*, 16 (13): 2138–2158.
- Mooley D A, Parthasarathy B. 1984. Fluctuations in all-India summer monsoon rainfall during 1871–1978 [J]. *Climate Change*, 6 (3): 287–301.
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110 (7): 699–706.
- Smith T M, Reynolds R W. 2004. Improved extended reconstruction of SST (1854–1997) [J]. *J. Climate*, 17 (12): 2466–2477.
- Sun Jianqi, Yuan Wei, Gao Yuzhong. 2008. Arabian Peninsula–North Pacific Oscillation and its association with the Asian summer monsoon [J]. *Science in China (Series D: Earth Sciences)*, 51 (7): 1001–1012.
- Tao S Y, Chen L X. 1985. The East Asian summer monsoon [C]// *Proceedings of International Conference on Monsoon in the Far East*. Tokyo, 1985, 1–11.
- Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M]//Chang C P, Krishnamurti T N. *Monsoon Meteorology*. Oxford: Oxford University Press, 60–92.
- Uppala S M, Kållberg P E, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 reanalysis [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 (612): 2961–3012.
- Wang B, Lin H. 2002. Rainy season of the Asian–Pacific summer monsoon [J]. *J. Climate*, 15 (4): 386–398.
- Wang B, Clemens S C, Liu P. 2003. Contrasting the Indian and East Asian monsoons: Implications on geologic timescales [J]. *Marine Geology*, 201 (1–3): 5–21.
- Wang Bin, Ding Qinghua. 2008. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics [J]. *Dyn. Atmos. Ocean*, 44 (3–4): 165–183, doi: 10.1016/j.dynatmoce.2007.05.002.
- Wang Bin, Huang Fei, Wu Zhiwei, et al. 2009. Multi-scale climate variability of the South China Sea monsoon: A review [J]. *Dyn. Atmos. Oceans*, 47 (1–3): 15–37.
- 王遵亲. 2007. 中国夏季降水的气候变率及其可能机制研究 [D]. 中国科学院研究生院博士学位论文, 59–88. Wang Zunya. 2007. Climate variability of summer rainfall in China and the possible mechanism [D]. PH. D. thesis (in Chinese), Graduate University of Chinese Academy of Sciences, 59–88.
- Wu R G, Kinter J L III, Kirtman B P. 2005. Discrepancy of interdecadal changes in the Asian region among the NCEP-NCAR reanalysis, objective analyses, and observations [J]. *J. Climate*, 18 (15): 3048–3067.
- 严中伟, 季劲均, 叶笃正. 1990a. 60年代北半球夏季气候跃变—I: 降水和温度变化 [J]. *中国科学 (B辑)*, (1): 97–103. Yan Zhongwei, Ji Jinjun, Ye Duzheng. 1990a. The climatologic abrupt change in North Hemisphere in summer during the 1960s. I: The change of precipitation and temperature [J]. *Science in China (Series B)* (in Chinese), (1): 97–130.
- 严中伟, 季劲均, 叶笃正. 1990b. 60年代北半球夏季气候跃变—II: 海平面气压和500 hPa高度变化 [J]. *中国科学 (B辑)*, (8): 879–885. Yan Zhongwei, Ji Jinjun, Ye Duzheng. 1990a. The climatologic abrupt change in North Hemisphere in summer during the 1960s. II: The change of sea level pressure and 500 hPa potential height [J]. *Science in China (Series B)* (in Chinese), (8): 879–885.
- Yang S, Lau K M, Kim K M. 2002. Variations of the east Asian jet stream and Asian–Pacific–American winter climate anomalies [J]. *J. Climate*, 15 (3): 306–325.
- Yanai M, Esbensen S, Chu J H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets [J]. *J. Atmos. Sci.*, 30 (4): 611–627.
- Yasunari T, Syppiah R. 1988. Some problems on the interannual variability of Indonesian monsoon rainfall [M]//Theon J S, Fugono N. *Tropical Rainfall Measurements*. Deepak, Hampton, Va., 113–122.
- Yasunari T. 1990. Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere/ocean system in the tropical Pacific [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*

44 (1-4): 29–41.

Yasunari T, Seki Y. 1992. Role of the Asian monsoon on the interannual variability of the global climate system [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70 (1): 177–189.

叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 1958. 在六月和十月大气环流的突变现象 [J]. *气象学报*, 29 (4): 249–263. Ye Duzheng, Tao Shiyan, Li Maicun. 1958. The abrupt change of circulation over Northern Hemisphere during June and October [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 29 (4): 249–263.

张人禾, 武炳义, 赵平, 等. 2008. 中国东部夏季气候20世纪80年代后期的年代际转型及其可能成因 [J]. *气象学报*, 66 (5): 697–706. Zhang Renhe, Wu Bingyi, Zhao Ping, et al. 2008. The decadal shift of the summer climate in the late 1980s over East China and its possible causes [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 66 (5): 697–706.