

冯然, 李建平, 王金成. 2011. 北半球夏季 Hadley 环流的主导模态及其变率 [J]. 大气科学, 35 (2): 201–216. Feng Ran, Li Jianping, Wang Jincheng. 2011. The principal modes of variability of the boreal summer Hadley circulation and their variations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (2): 201–216.

北半球夏季 Hadley 环流的主导模态及其变率

冯然^{1,2} 李建平¹ 王金成^{3,1}

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 国家气象中心, 北京 100081

摘 要 本文分析了 1948~2007 年北半球夏季 Hadley 环流的主导模态及其变率, 结果表明: 北半球夏季 Hadley 环流变率的主导模态包括两个赤道非对称模态, 其主体分别位于北半球 (简称为 AMN) 和南半球 (简称 AMS) 和一个赤道准对称的模态 (简称 QSM), AMN 和 AMS 主要表征 Hadley 环流的年代际变率部分, 而 QSM 主要表征 Hadley 环流的年际变率部分。AMN 的时间系数呈现明显的减弱趋势, AMS 的时间系数则表现为明显的增强趋势, 两个模态的年代际变率表明: 北半球夏季 Hadley 环流发生了显著的年代际转型, 在 1970 年代以前呈现“北强南弱”型, 之后转变为“南强北弱”型。印度洋—西太平洋暖池和热带大西洋赤道带海温的异常增暖以及由热带大西洋和印度洋海温非均匀增暖形成的减弱的北半球大尺度经向海温梯度和加强的南半球大尺度经向海温梯度可能是导致上述 Hadley 环流变率的重要影响因子。不同于两个非对称模态, QSM 模态的变率主要与热带东太平洋的海温以及 Niño3.4 指数有明显的线性关系, 说明 ENSO 对夏季 Hadley 环流的影响主要是在年际尺度上。对 Hadley 环流年代际转型的进一步分析发现, 其越赤道部分的减弱与东半球热带季风区经向越赤道环流的减弱有密切联系。相关和合成分析的结果显示, 南海季风、南亚东区季风以及西非季风的强弱与越赤道环流异常有显著相关, 热带季风在这些区域的减弱趋势很可能共同受到北半球夏季 Hadley 环流年代际转型中越赤道环流减弱的影响。然而, 南亚西区季风与经向环流没有明显相关, 同时也未呈现显著的年代际趋势, 这一结果从环流的角度验证了 Li and Zeng (2002) 将南亚季风区划分为东区和西区的合理性。

关键词 Hadley 环流 热带海温 热带季风 印度洋—西太平洋暖池 ENSO 热带大西洋 主导模态

文章编号 1006-9895 (2011) 02-0201-16

中图分类号 P434

文献标识码 A

The Principal Modes of Variability of the Boreal Summer Hadley Circulation and Their Variations

FENG Ran^{1,2}, LI Jianping¹, and WANG Jincheng^{3,1}

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 National Meteorological Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract The principal modes of variability of the boreal summer (JJA) Hadley circulation (HC) and their varia-

收稿日期 2010-04-13, 2010-10-19 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB950400, 国家自然科学基金资助项目 41030961, 40821092

作者简介 冯然, 女, 硕士, 主要从事 Hadley 环流与季风研究。E-mail: rfeng@umich.edu

通讯作者 李建平, E-mail: ljpl@lasg.iap.ac.cn

tions during 1948–2007 are investigated. The results show that the year-to-year variability of the JJA HC is dominated by two asymmetric modes, centered respectively in the Northern Hemisphere (referred to as the AMN) and Southern Hemisphere (referred to as the AMS) as well as a quasi-symmetric mode (QSM) about the equator. The regime change of the JJA HC is revealed by the trends of the time series of AMN and AMS. It shows that the winter hemispheric HC has changed from one regime with strong northern part and weak southern part before the 1970s to the opposite regime with weak northern part and strong southern part since the 1970s. The variability of the JJA HC mentioned above can be explained by strong warming trends in the sea surface temperature (SST) over the equatorial Indian Ocean—western Pacific warm pool and the tropical Atlantic as well as the significant decreasing and increasing trends of the large-scale meridional SST gradients respectively in the Northern Hemisphere and the Southern Hemisphere over the tropical Atlantic and the Indian Ocean. The high-frequency interannual variability of the JJA HC, however, is mainly featured by the QSM, and highly correlated with the sea surface temperature over the eastern tropical Pacific Ocean and with the Niño3.4 index, implying that ENSO influence is mainly on high-frequency interannual time scale. Further study about the regime change of the HC reveals that the weakening of the cross-equatorial part of the HC is highly connected with the weakening of the meridional circulations over the tropical monsoon regions of the Eastern Hemisphere. The correlation and composite analyses show that the summer monsoon over the South China Sea, the eastern part of South Asia, and West Africa are significantly influenced by the regional meridional circulations, hence, the weakening trends of all those monsoons may be affected by the weakening of the cross-equatorial circulation during the regime change of the JJA HC. Nevertheless, the summer monsoon over the western part of South Asia does not show any noticeable trend or close connection with the regional meridional circulation. Thus, the result in this paper confirms the rationality of the division of the South Asia summer monsoon region into the east and west parts by Li and Zeng (2002).

Key words Hadley circulation, tropical sea surface temperature, tropical summer monsoon, Indian Ocean—western Pacific warm pool, ENSO, tropical Atlantic, principal modes

1 引言

Hadley 环流的概念模型最早由 Hadley (1735) 在 1735 年提出, 用来描述由于太阳加热不均匀引起的赤道附近上升、副热带地区下沉的纬向平均垂直环流。随着观测资料的不断丰富, Hadley 环流的存在及其在大气环流及气候系统中的重要地位逐渐被证实。计算表明, 热带地区能量、热量等的平衡主要是通过 Hadley 和 Walker 环流圈的输送来实现的 (Trenberth and Stepaniak, 2003), 而热带环流的变化还可以引起热带以外的气候异常。

Chen et al. (2002) 指出年平均 Hadley 环流在 1990 年代以来有明显的增强趋势。然而, 其他研究指出这种增强趋势存在季节依赖性。北半球冬季 (冬季) Hadley 环流增强趋势显著, 而北半球夏季 (简称夏季) 不明显 (Quan et al., 2004; Tanaka et al., 2004; Mitas and Clement, 2005, 2006; 周波涛和王会军, 2006; 马杰和李建平, 2007; Ma and Li, 2008)。Ma and Li (2008) 采用 EOF (经验正交函数) 对冬季质量流函数进行分解, 得到分别表征

Hadley 环流年代际增强的赤道非对称模态和表征其年际变率的赤道准对称模态。那么, 夏季 Hadley 环流的主导模态是怎样? 其变率又如何? 目前尚不清楚。

理论和模拟的研究指出, 热带海温对 Hadley 环流的变率有重要影响。热带海温可以决定热带辐合带 (ITCZ) 即 Hadley 环流上升支的位置 (Lindzen and Nigam, 1987; Hou and Lindzen, 1992; Numaguti, 1995), 也可通过改变高低纬以及南北半球热力对比来调整环流的强度和位置 (Zhang and Delworth, 2005; Broccoli et al. 2006; Lu et al., 2008; Mantsis and Clement, 2009), 还可对热带大气的热力结构进行调整从而影响环流的伸展范围和强度 (Schneider and Lindzen, 1977) 等等。观测资料表明, 冬季 Hadley 环流在近几十年的增强可能与印度洋、印度洋—西太平洋暖池 (简称印太暖池) 的增暖有关 (Quan et al., 2004; Moore et al., 2004; 周波涛和王会军, 2006; 马杰和李建平, 2007; Ma and Li, 2008)。那么, 夏季 Hadley 环流的主导模态与热带海温的关系如何?

目前, 这方面研究也较少。

此外, 越来越多的研究表明, Hadley 环流的越赤道部分可能与热带季风有密切联系。虽然热带季风从建立时间和局地环流影响因子来看不尽相同 (Sultan and Janicot, 2003; Zhang et al., 2004), 但都与热带辐合带的向北推进有密切联系 (Li and Zeng, 2002; Sultan and Janicot, 2003; Zhang et al., 2004; 李建平和曾庆存, 2005)。南亚和西非季风还在各自的范围呈现出高低层风向相反的垂直环流 (Goswami et al., 1999; Nichol森, 1996)。Trenberth et al. (2000) 分析了辐散环流的三维结构, 指出广泛存在的亚—澳季风、非洲季风、南美和北美季风都可以看作全球大尺度经向翻转环流的组成部分, 翻转环流的季节变化包含了 Hadley 环流季节循环的信息。Dima and Wallace (2003) 通过对 Hadley 环流年循环的研究也指出越赤道质量输送主要发生在季风区。Li and Zeng (2002, 2003)、李建平和曾庆存 (2005) 从季风的原始定义, 即“表征近地层冬、夏季盛行风向接近相反且气候特征迥异的环流” (Ramage, 1971) 出发, 定量计算了全球季风的分布范围, 并指出热带季风区均处于 ITCZ 冬季和夏季所在位置包围的纬度范围内。由于 ITCZ 位于 Hadley 环流的上升支, 李建平和曾庆存 (2005) 的研究结果清楚地表明, 热带季风区正位于 Hadley 环流的越赤道部分。以上研究从不同的侧面揭示了热带季风与 Hadley 环流在季节循环上的联系, 那么, 在年代际尺度上二者的变率是否也存在相关? 特别是在 1970 年代以来, 东亚季风、南亚东部以及非洲季风都存在不同程度的减弱 (Wang, 2001; Chase et al., 2003; 李建平和曾庆存, 2005; Zhou et al., 2008a, 2008b, 2009), 这些减弱趋势是否与大尺度 Hadley 环流的年代际变化有关? 这些都是非常值得深入研究的课题。

本文正是针对上述问题展开研究, 围绕着夏季 Hadley 环流变率这一主线, 分析其主导模态及其变率, 探讨这些变率的可能成因以及和热带季风系统的关联。

2 资料和方法

本文采用 NCEP/NCAR 全球再分析月平均经向和垂直风场资料 (Kalnay et al., 1996), 水平分

辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 英国 Hadley 中心海温 (SST) 资料 (Rayner et al., 2003) 以及 NOAA 气候预报中心的 Niño3.4 指数 (<http://www.cpc.noaa.gov/data/indices/sstoi.indices> [2009-05-20])。除 Niño3.4 指数的时段为 1950 年 1 月~2007 年 12 月, 其他资料均选取 1948 年 1 月~2007 年 12 月。

本文利用质量流函数来表征纬向平均经圈环流, 具体做法是对球面—气压坐标系下的连续方程求纬向平均, 得到:

$$\frac{\partial[\bar{v}]\cos\varphi}{R\cos\varphi} + \frac{\partial[\bar{\omega}]}{\partial p} = 0, \quad (1)$$

这里, v 和 ω 为 p 坐标系下的经向风和垂直速度, φ 为纬度, R 为地球半径。“ $[\]$ ”表示纬向平均, “ $-$ ”代表时间平均。利用方程 (1) 定义一个二维的质量流函数 ψ :

$$[\bar{v}] = \frac{g}{2\pi R \cos\varphi} \frac{\partial\psi}{\partial p}, \quad (2)$$

$$[\bar{\omega}] = -\frac{g}{2\pi R^2 \cos\varphi} \frac{\partial\psi}{\partial\varphi}. \quad (3)$$

由于函数满足解析条件, 利用方程 (2) 或方程 (3) 可以计算得到 ψ 。由于再分析资料 v 风场更为可靠, 这里对 (2) 式进行积分得到:

$$\psi = \int_{p_s}^{p_0} \frac{2\pi R \cos\varphi}{g} [\bar{v}] dp, \quad (4)$$

其中, p_s 、 p_0 分别代表地表、大气上界的气压, g 为重力加速度。详细计算过程参阅 Wu and Tibaldi (1988) 和李建平 (2001)。计算得到的流函数在南北纬 30° 范围内的极值作为 Hadley 环流强度指数 (简称 HCD)。

采用辐散风经向分量的垂直切变来定义局地经向环流指数 (Zhao and Moore, 2008)。水平风场可以分解为旋转风 $\mathbf{V}_r$ 和辐散风分量 $\mathbf{V}_d$, 即 $\mathbf{V} = \mathbf{V}_r + \mathbf{V}_d$, 其中辐散风的垂直切变可以用来刻画热带经向、纬向环流的水平分布 (Krishnamurti, 1979; Oort and Yienger, 1996; Trenberth et al., 2000)。根据 Trenberth et al. (2000) 的研究, 翻转环流可以由辐散风场第一模态来表征, 这个模态所代表的辐散风场在大气高层和低层反向, 并分别在 150 hPa 和 850 hPa 达到最强, 因此, 本文取辐散风的经向分量在这两层之差来定义局地经向环流指数 (I_{MC}):

$$I_{MC} = v_{d,150hPa} - v_{d,850hPa}, \quad (5)$$

其中, v_d 是辐散风场的经向分量。 I_{MC} 负值可以表

征低层南风、高层北风构成的逆时针垂直环流异常,同理, I_{MC} 正值可以反映低层北风、高层南风构成的顺时针垂直环流异常。由于中高纬的垂直环流一般较浅、较弱, I_{MC} 更适合用来表征低纬热带地区深厚的垂直环流,同时,在地形高于 850 hPa 高度处,上述定义不再成立,文中将这些区域的 I_{MC} 设为缺省值。

关于季风的强弱,从不同的角度出发往往得到不同的定义。由于本文的研究重点是环流的变率,因此,采用能够较好刻画季风环流特征的动态环流标准化季节变率作为季风指数,其计算如下 (Li and Zeng, 2002, 2003; 李建平和曾庆存, 2005):

$$\delta = \frac{\|\bar{\mathbf{V}}_w - \mathbf{V}_{m,n}\|}{\|\bar{\mathbf{V}}\|} - 2, \quad (6)$$

其中, $\bar{\mathbf{V}}_w$ 是冬季气候平均风矢量, $\mathbf{V}_{m,n}$ 是某年 (n) 某月 (m) 的月平均风矢量, $\bar{\mathbf{V}} = (\bar{\mathbf{V}}_w + \bar{\mathbf{V}}_s)/2$ 是气候平均风矢量, $\bar{\mathbf{V}}_s$ 是夏季气候平均风矢量 (对北半球, 可取 $\bar{\mathbf{V}}_w = \bar{\mathbf{V}}_{Jan}$ 和 $\bar{\mathbf{V}}_s = \bar{\mathbf{V}}_{Jul}$; 对南半球, 可取 $\bar{\mathbf{V}}_w = \bar{\mathbf{V}}_{Jul}$ 和 $\bar{\mathbf{V}}_s = \bar{\mathbf{V}}_{Jan}$)。所讨论的热带季风区根据李建平和曾庆存 (2005) 的研究划分为: 南海季风区 ($0^\circ \sim 25^\circ N$, $100^\circ E \sim 125^\circ E$) (简称 SCSSM)、南亚季风区西区 ($0^\circ \sim 20^\circ N$, $35^\circ E \sim 70^\circ E$) (简称 SASMI) 和南亚季风区东区 ($2.5^\circ N \sim 20^\circ N$, $70^\circ E \sim 110^\circ E$) (简称 SASM2), 以及西非季风区 ($5^\circ N \sim 17.5^\circ N$, $20^\circ W \sim 40^\circ E$) (简称 WASM), 各区域的季风指数分别记作: SCSSMI、SASMI1、SASMI2、WASMI。选北半球夏季 6~8 月对各特征量做季节平均。

文中原始序列的显著性检验采用 Student- t 检验, 有效自由度的计算考虑了序列的一阶自相关 (Bretherton et al. 1999)。5 年滑动平均序列相关系数的检验采用 Manto-Carlo 方法 (赵娟和韩延本, 2005), 具体如下: 产生 60 点独立正态分布的两个随机数序列, 对这两个随机数序列分别进行 5 点滑动平均, 然后求经过滑动平均后的两随机数序列之间的相关系数, 依此往复计算 5000 次, 可以得到 5000 个相关系数, 取得相关系数从小到大排列第 $5000 \times 95\%$ 位作为 95% 的临界相关系数, 其值为 0.39。

3 夏季 Hadley 环流的主导模态及其年际、年代际变率

图 1a 给出了北半球夏季质量流函数的气候态。

Hadley 环流位于南北纬 30° 范围内, 由一个强的冬半球环流圈和弱的夏半球环流圈构成。冬半球环流圈从 $30^\circ S$ 延伸到 $17.5^\circ N$, 强度为 $-17.4 \times 10^{10} \text{ kg/s}$, 中心位于 $5^\circ S$, 400 hPa。图 1b~d 分别给出 EOF 分解得到的质量流函数前 3 个主导模态的空间分布。由图 1b、c 可见, 第 1、2 两个模态 (即 EOF1、EOF2) 分别呈赤道非对称型分布。EOF1 主要包括一个强的环流圈从 $10^\circ S$ 延伸到 $20^\circ N$ 及其以南一个浅而弱的环流圈, 由于环流主体位于北半球, 因此, 定义其为北半球非对称模态 (记为 AMN), AMN 的时间系数定义为北半球非对称模态指数 (记为 I_{AMN})。EOF2 主要由一个位于 $30^\circ S \sim 10^\circ N$ 的环流圈构成, 由于其主体位于南半球, 因而定义其为南半球非对称模态 (记为 AMS), AMS 的时间系数定义为南半球非对称模态指数 (记为 I_{AMS})。与前两个模态不同, 第 3 模态由一对强度基本相当的环流圈组成, 其对称轴略偏离赤道, 位于 $5^\circ N$ 左右, 因此定义其为关于赤道准对称模态 (记为 QSM), QSM 的时间系数定义为准对称模态指数 (记为 I_{QSM})。

可以看到, 这里得到的夏季 Hadley 环流的主导模态不同于 Dima and Wallace (2003) 对年循环 Hadley 环流以及 Ma and Li (2008) 对冬季 Hadley 环流主导模态的分析结果。Dima and Wallace (2003) 指出, Hadley 环流年循环的主导模态主要包括赤道非对称模态和赤道对称模态, 季节循环主要由非对称模态来表征。Ma and Li (2008) 的研究表明, 冬季 Hadley 环流的主导模态也主要由赤道非对称模态和赤道对称模态组成, 非对称模态反映冬季 Hadley 环流的年代际增强而对称模态反映 Hadley 环流的年际变率。这里得到的夏季 Hadley 环流的主导模态虽然包括与冬季类似的对称模态, 但也包括两个与冬季以及年循环分解结果不同的非对称模态, 这一结果表明 Hadley 环流变率的主导模态存在显著的季节差异。

图 2a~d 是 HCI 及夏季 Hadley 环流各主导模态指数的时间序列。可以看出, 虽然 Hadley 环流的强度在夏季没有显著变化趋势 (图 2a), I_{AMN} 和 I_{AMS} 却呈现出明显的北半球模态减弱 (图 2b), 南半球模态增强的趋势 (图 2c)。9 年高斯低通滤波的结果显示, I_{AMN} 在 1970 年代以前以正位相为主, 1980 年代以后则主要为负位相; 而 I_{AMS} 在 1980 年

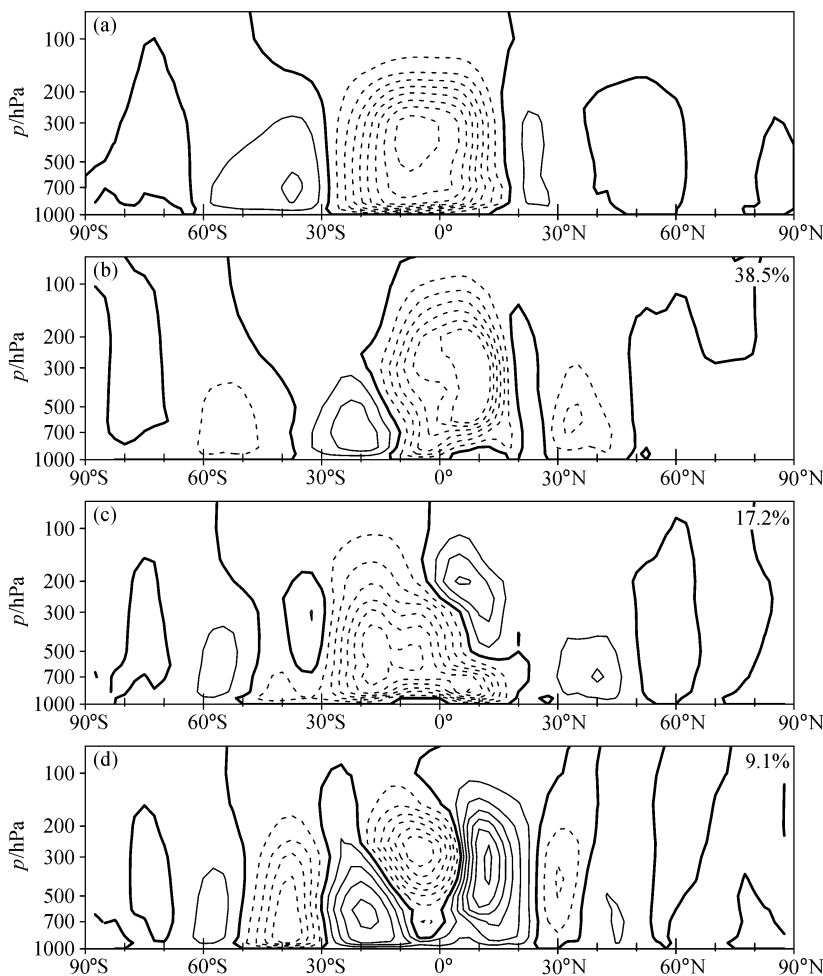


图 1 1948~2007 年夏季 (JJA) (a) 质量流函数的气候态 (单位: 10^{10} kg/s, 等值线间隔为 2×10^{10} kg/s) 以及质量流函数年际变率的 (b) 第一模态、(c) 第二模态和 (d) 第三模态 (等值线间隔为 0.02, 各个模态的解释方差分别标注在右上角)。粗实线: 零等值线; 虚线: 负值
Fig. 1 The climatology of (a) the mass stream function (units: 10^{10} kg/s, contour interval: 2×10^{10} kg/s) as well as the (b) first, (c) second, (d) and third principal modes (the contour interval is 0.02, and the ratios of variance of the modes to the total are given at the top right corners) of the variability of the mass stream function in boreal summer (JJA) from 1948 to 2007. Thick solid line; zero isoline; dashed line; negative value

代末也从先前的负位相为主转为正位相为主。二者的线性趋势揭示了 Hadley 环流的年代际转型: 冬半球 Hadley 环流由 1948~1970 年的“北强南弱”型, 逐渐转换到 1980 年代以后的“南强北弱”型。这种年代际转型可以从垂直环流场的线性趋势来验证 (图 3)。由图 3 可见, 纬向平均上升运动在赤道附近增强, 而在 $10^{\circ}\text{N} \sim 20^{\circ}\text{N}$ 之间减弱, $0^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$ 间的高低层经向输送也相应地出现与气候态相反的趋势; 这些趋势构成了减弱的冬半球 Hadley 环流的北半球部分。而赤道附近加强的上升运动以及 $20^{\circ}\text{S} \sim 30^{\circ}\text{S}$ 加强的下沉运动伴随高低层同时加强的经向输送, 构成了 Hadley 环流增强的南半球部

分。不同于 I_{AMN} 和 I_{AMS} , I_{QSM} 没有明显的线性趋势, 而是表现出较强的年际振荡 (图 2d), 因此, I_{QSM} 主要反映 Hadley 环流的年际变率。

4 热带海温对夏季 Hadley 环流主导模态变率的影响

Ma and Li (2008) 研究表明, 热带海温对冬季 Hadley 环流的主导模态有显著影响, 那么, 热带海温对夏季 Hadley 环流变率的主导模态是否也有影响? 为了回答这个问题, 首先来看 I_{AMN} 、 I_{AMS} 与热带 SST 的相关场。从图 4a、b 可以看到, I_{AMN} 和 I_{AMS} 都与大西洋、印度洋和印太暖池的海温存在很

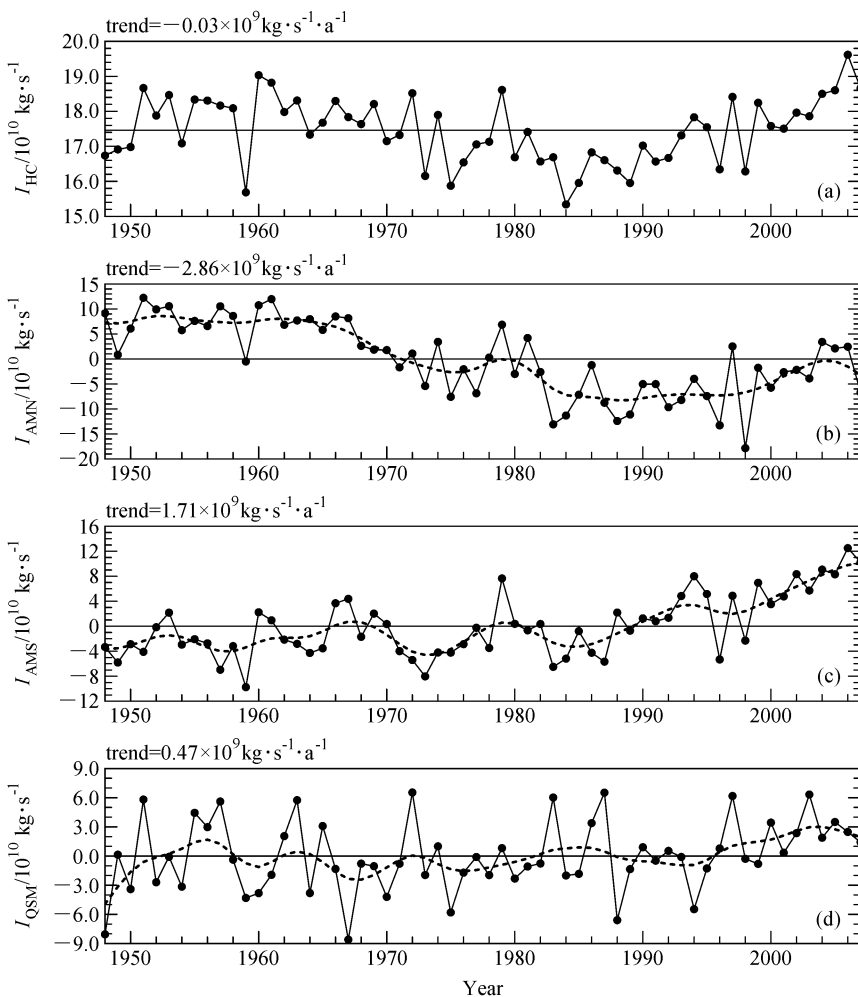


图 2 (a) Hadley 环流强度指数 I_{HC} 、(b) 北半球非对称模态指数 I_{AMN} 、(c) 南半球非对称模态指数 I_{AMS} 以及 (d) 对称模态指数 I_{QSM} 的时间序列 (单位: 10^{10} kg/s)。虚线: 各时间序列 9 年 Gaussian 滤波的结果

Fig. 2 The time series of (a) I_{HC} , (b) I_{AMN} , (c) I_{AMS} , and (d) I_{QSM} (units: 10^{10} kg/s). The 9-year Gaussian filtered results (dashed lines) are also shown in (b)–(d)

好的相关。虽然相关区域的大小存在差异,然而高相关区都大致位于 ($10^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{W}\sim 175^{\circ}\text{E}$) 范围内。从 AMN 和 AMS 的空间结构来看,两个模态均对应纬向平均赤道带 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$) 的大尺度异常垂直运动 (大尺度垂直运动定义为垂直速度在 850 hPa~400 hPa 之间的平均,单位为 Pa/s),后者在 5 年滑动平均情况下与 I_{AMN} 的相关系数为 -0.65 ,与 I_{AMS} 的相关系数为 0.51 ,因此,赤道带上升运动的增强趋势可能是形成 AMN 负位相和 AMS 正位相的重要原因。同时,计算表明,纬向平均赤道带垂直运动的长期变率很大程度上来自 $60^{\circ}\text{W}\sim 175^{\circ}\text{E}$ 区域,在 5 年滑动平均情况下,后者可以解释前者 77% 的变率;因此,这部分将首先分

析热带大西洋和印太暖池 ($10^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{W}\sim 175^{\circ}\text{E}$) 海温的变化趋势 (图 4d) 对垂直运动以及相应的两个模态变率的影响。

首先来看赤道带的海温增暖对大尺度垂直运动长期变率的影响。前人研究认为 (Webster, 1994; Emanuel et al., 1994), 热带海温的强度很大程度上决定了热带大气的垂直结构。Webster (2004) 进一步指出,从 Clausius-Clapeyron 方程出发,饱和水汽压随温度升高呈指数增加,在热带海面上,气块运动终点处气柱的温度越高则其饱和水汽压越大,含水量越高。气块在终点处受到抬升时,较多的水汽释放较大的凝结潜热,潜热加热气块,增加气块浮力从而有利于上升运动的发展。印太暖池和

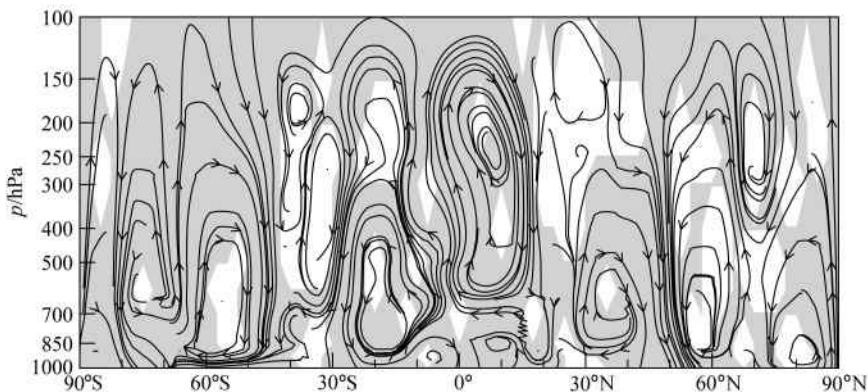


图 3 1948~2007 北半球夏季经圈环流的线性趋势(流线方向在经向和垂直方向的分量分别指示速度经向和垂直分量的线性趋势)。阴影: 至少有一个分量超过 95% 的信度检验

Fig. 3 The trend of the meridional circulation during 1948–2007 (the meridional and vertical components along the streamline indicate the linear trends of meridional and vertical velocity, respectively). The shaded area shows that at least one component of the velocity trends exceeds 95% confidence level

热带大西洋赤道带 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{W}\sim 175^{\circ}\text{E}$) 的平均海温与同一区域海洋上空 400~850 hPa 间平均垂直速度的相关为 -0.67 , 表明赤道带的增暖有利于这一区域大尺度上升运动的发展。同时, 5 年滑动平均的印太暖池和热带大西洋赤道带平均海温与 I_{AMN} 和 I_{AMS} 都有很好的相关, 分别为 -0.65 和 0.55 。因此由赤道带 SST 直接加热所带来的增强的上升运动, 一方面与南半球模态的上升支同位相, 而另一方面与北半球模态的下沉支反位向, 其可能是夏季 Hadley 环流年代际转型中北半球模态减弱, 南半球模态增强的重要原因。

然而, 由图 4d 可见, 在热带大西洋和印太暖池 ($10^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{W}\sim 175^{\circ}\text{E}$), 海温与两个模态的相关区范围大于赤道带, 那么, 赤道带外的海温异常如何影响夏季 Hadley 环流的变率? 从纬向平均垂直运动的趋势来看, 大尺度上升趋势主要位于赤道带, 而在北半球热带赤道带外 ($5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$), 垂直运动表现为下沉趋势 ($2.3 \times 10^{-4} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$)。具体来看 $60^{\circ}\text{W}\sim 175^{\circ}\text{E}$ 范围, 在热带大西洋 ($5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{W}\sim 10^{\circ}\text{E}$)、印度洋 ($5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$) 以及西太平洋东部赤道带外 ($5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $155^{\circ}\text{W}\sim 175^{\circ}\text{E}$), 大尺度垂直运动均为下沉趋势, 从而对纬向平均有正贡献。然而, 在西太平洋西侧 ($5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{W}\sim 155^{\circ}\text{E}$), 大尺度垂直运动为上升趋势, 在纬向平均情况下, 这一上升趋势被其它区域的下沉趋势所抵消, 因此对 Hadley 环流的年代际变率不起主导作用。

从大尺度垂直运动与海温年代际变率之间的对应关系来看, 在北半球热带西太平洋, 二者存在较好的对应关系: 其西部 ($5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{W}\sim 155^{\circ}\text{E}$) 的上升异常对应海温增暖, 东部 ($5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $155^{\circ}\text{W}\sim 175^{\circ}\text{E}$) 的下沉异常对应海温变冷。然而, 在热带北半球大西洋和印度洋赤道带外 ($5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{W}\sim 100^{\circ}\text{E}$), 下沉异常却对应海温的增暖趋势 (图 5)。因此, 仅从局地海温增暖的角度考虑, 很难解释热带大西洋和印度洋异常垂直运动的分布范围。由图 4d 可见, 这一区域海温的增暖趋势呈现明显的经向非均匀结构, 海温增暖的经向非均匀分布是否可能是上升异常主要出现在热带大西洋和印度洋赤道带而非赤道带外的原因?

Lindzen and Nigam (1987) 提出一个 SST 梯度驱动区域纬向平均边界层风场的理论模型 (简称 LN 模型)。对于热带洋面上垂直混合均匀的边界层, 由动量守恒可以得到:

$$f[v] = \epsilon[u], \quad (7)$$

$$f[u] = \left[\frac{nH_0}{2} \frac{\partial [T_s]}{\partial \phi} \right] - \epsilon[v]. \quad (8)$$

因为考虑平衡状态, 这里的公式略去了边界层高度的时间调整项。其中 f 为科氏参数, u 和 v 分别代表纬向和经向风场, ϵ 为湍流摩擦参数, $[\]$ 代表区域纬向平均, n 为空气膨胀系数, H_0 代表边界层高度, T_s 为海温场。利用上述两式及 FGGE (全球大气研究计划第一期全球试验) 得到的热带太平洋海温数据为下边界, Lindzen and Nigam (1987) 计算

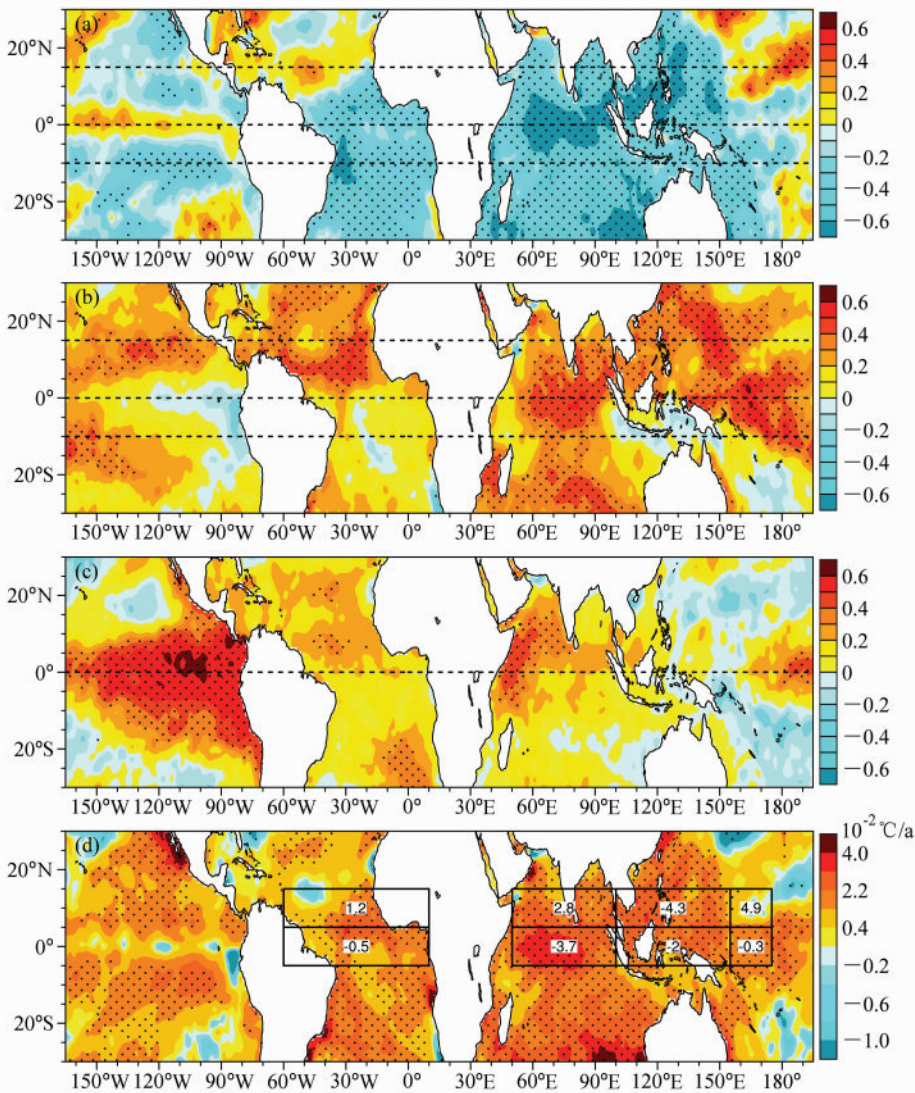


图 4 (a) I_{AMN} 、(b) I_{AMS} 和 (c) I_{QSM} 与夏季海温场的相关分布; (d) 北半球夏季海温场 1948~2007 年的线性变化趋势图 [单位: $10^{-2}^{\circ}\text{C}/\text{a}$, 方框中的数字为不同区域大尺度垂直运动 (850~400 hPa 平均) 的趋势 (单位: $10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$)]. 圆点区域: 超过了 99% 的置信度
Fig. 4 The correlation map between (a) I_{AMN} , (b) I_{AMS} , (c) I_{QSM} and the SST in boreal summer; (d) the linear trend of the SST field in boreal summer during 1948–2007, the numbers enclosed by the rectangle frames indicate the trends of the regional mean large-scale vertical velocity (850–400 hPa) over different regions (units: $10^{-3} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$). The areas with 95% confidence level are dotted

得到了接近实际的区域纬向平均的边界层 v 风场和辐合中心的位置, 同时指出, 虽然上述方程组并不适合描述 u 风场, 但可以用来讨论与 Hadley 环流有关的低层经向风和辐合。由 (7) 式两端乘以 f 并分别与 (8) 式两端乘以 ϵ 相加, 得到经向风与 SST 经向梯度的诊断关系:

$$[v] \propto \frac{\partial [T_s]}{\partial \varphi}.$$

为了检验这一关系在热带大西洋 ($60^{\circ}\text{W} \sim 10^{\circ}\text{E}$) 和印度洋 ($50^{\circ}\text{E} \sim 100^{\circ}\text{E}$) 对于大尺度年代际变化是

否成立, 考察大尺度经向海温梯度与海面边界层内平均经向风的关系。取海温在 15°N 和 5°N 以及 5°S 和 10°S 间的差值分别代表热带北半球和热带南半球的大尺度经向海温梯度。分别对大西洋 ($60^{\circ}\text{W} \sim 10^{\circ}\text{E}$) 和印度洋 ($50^{\circ}\text{E} \sim 100^{\circ}\text{E}$) 的热带北半球和热带南半球的大尺度经向海温梯度做区域纬向平均, 同时计算各区域海面边界层 850~1000 hPa 的平均经向风, 为了消除年际振荡, 对各时间序列采用了 5 年滑动平均。计算结果表明, 热带大西洋南半球和北半球的大尺度经向海温梯度与边界层平均经向

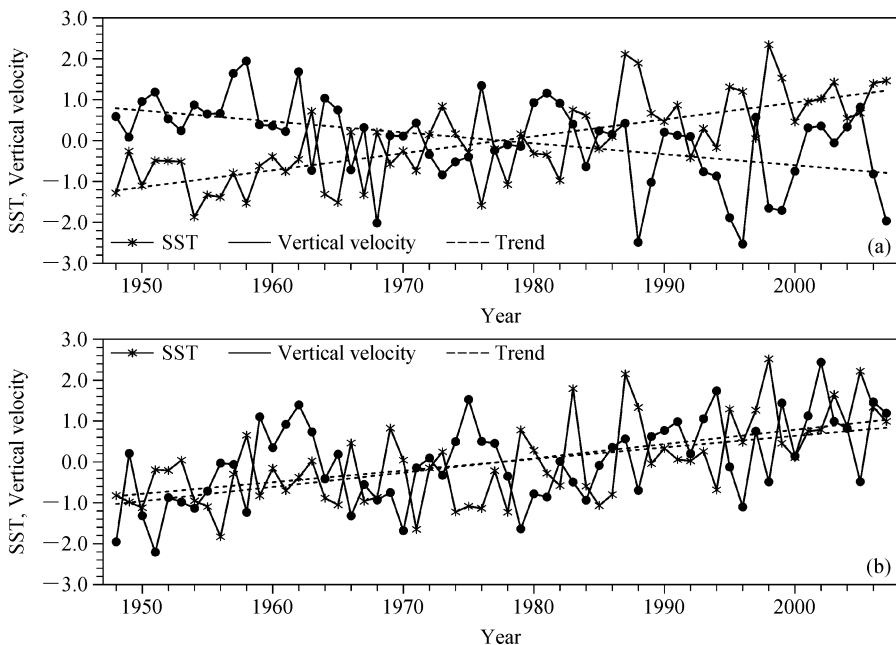


图5 热带大西洋和印度洋 (a) 赤道带 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{W}\sim 100^{\circ}\text{E}$)、(b) 赤道带外 ($5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{W}\sim 100^{\circ}\text{E}$) 区域平均海温 (星号) 和海面上垂直速度 (实心圆) 的标准化时间序列以及各自的趋势 (虚线)

Fig. 5 The standardized time series of the SST and vertical velocity averaged over the (a) equatorial ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$) and (b) off-equatorial ($5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$) tropical Indian Ocean and Atlantic Ocean ($60^{\circ}\text{W}\sim 100^{\circ}\text{E}$) as well as their trends

风的相关分别为 0.40 和 0.54; 热带印度洋南半球和北半球的大尺度经向海温梯度与边界层平均经向风的相关分别为 0.59 和 0.75。海温梯度与边界层经向风较好的相关表明, LN 模型在这一区域是大致成立的, 海温的经向非均匀增暖在南北半球形成指向赤道带的热带大尺度经向海温梯度异常, 其北半球部分与越赤道气流方向相反, 有利于削弱越赤道气流; 而南半球部分与指向赤道的气流方向相同, 有利于增强指向赤道的气流, 二者总体上可以加强空气在赤道附近的辐合上升。同时, 由于质量守恒, 热带大西洋和印度洋赤道带的异常辐合上升有利于在其两侧形成下沉异常, 从而有利于在北半球形成与 AMN 负位相类似的异常垂直环流, 而在南半球形成与 AMS 正位相类似的异常垂直环流。因此, 虽然 SST 在热带大西洋和印度洋的大范围增暖提供了垂直运动发展的有利条件, 由经向分布不均匀的 SST 增暖趋势在赤道两侧形成的指向赤道带的热带大尺度经向海温梯度异常可能是决定经向辐合和上升运动在该区域赤道带, 而非赤道带外热带其他海温增暖区域显著增强的主要原因。取热带北半球和热带南半球的大尺度经向海温梯度在整个 $60^{\circ}\text{W}\sim 100^{\circ}\text{E}$ 范围的平均, 二者 (5 年滑动平均序

列) 分别与 I_{AMN} 、 I_{AMS} 有显著相关为 0.75 和 0.46, 表明这一区域北半球热带减弱以及南半球热带加强的大尺度经向海温梯度对 Hadley 环流的年代际转型有重要贡献。

不同于 I_{AMN} 、 I_{AMS} , I_{QSM} 和 SST 的主要相关区集中在赤道中东太平洋, 相关型类似于 El Niño 成熟位相对应的异常海温型 (图 4c)。对相关系数的计算表明, Niño3.4 指数与 I_{AMN} 、 I_{AMS} 均不存在显著相关, 而与 I_{QSM} 的相关很好, 为 0.55。很多研究认为 El Niño 的频率和幅度增加可能是冬季 Hadley 环流增强的重要原因 (Quan et al., 2004; 周波涛和王会军, 2006), 然而, Mitas and Clement (2005) 指出, 去除 ENSO 信号后, 冬季 Hadley 环流仍有明显的增强趋势, 说明 ENSO 可能不是冬季 Hadley 环流增强的主因。Ma and Li (2008) 对冬季 Hadley 环流主导模态的研究发现, ENSO 仅对其年际而非年代际变率有重要影响。由于 I_{QSM} 主要表征夏季 Hadley 环流的年际变率, 因此, 与 Ma and Li (2008) 的结果类似, ENSO 对夏季 Hadley 环流的影响也主要体现在年际尺度上。

总的来看, 夏季 Hadley 环流的年代际和年际变率与热带海温有密切关系。Hadley 环流的年代

际变率主要受印太暖池和热带大西洋赤道带的海温增暖以及大西洋和印度洋赤道带外热带大尺度经向海温梯度异常的影响,然而,与冬季类似,ENSO对夏季 Hadley 环流的影响主要在年际尺度上。

5 夏季 Hadley 环流变率与热带季风年代际减弱的关系

为了研究纬向对称夏季 Hadley 环流的变率与区域热带夏季风的关系,首先来看 Hadley 环流变率的局地特征。图 6a 给出北半球夏季 I_{MC} 场的气候态, I_{MC} 正(负)值区近似表征局地顺(逆)时针

环流的分布范围。与夏季 Hadley 环流气候态一致的逆时针环流主要分布在东半球热带并且明显越过赤道,而在其以北对应顺时针环流, I_{MC} 的零线大致与热带辐合带的位置一致。然而在西半球,经向环流的分布与纬向平均 Hadley 环流相反,热带东太平洋和大西洋为下沉区,并在北太平洋和大西洋形成逆时针环流而在南太平洋和大西洋形成顺时针环流。Wang (2004) 指出,这种分布很可能与 Walker 环流有关,位于海洋大陆附近的上升运动一部分构成西太平洋区域 Hadley 环流的上升支而另一部分随 Walker 环流在热带东太平洋下沉,下沉支在

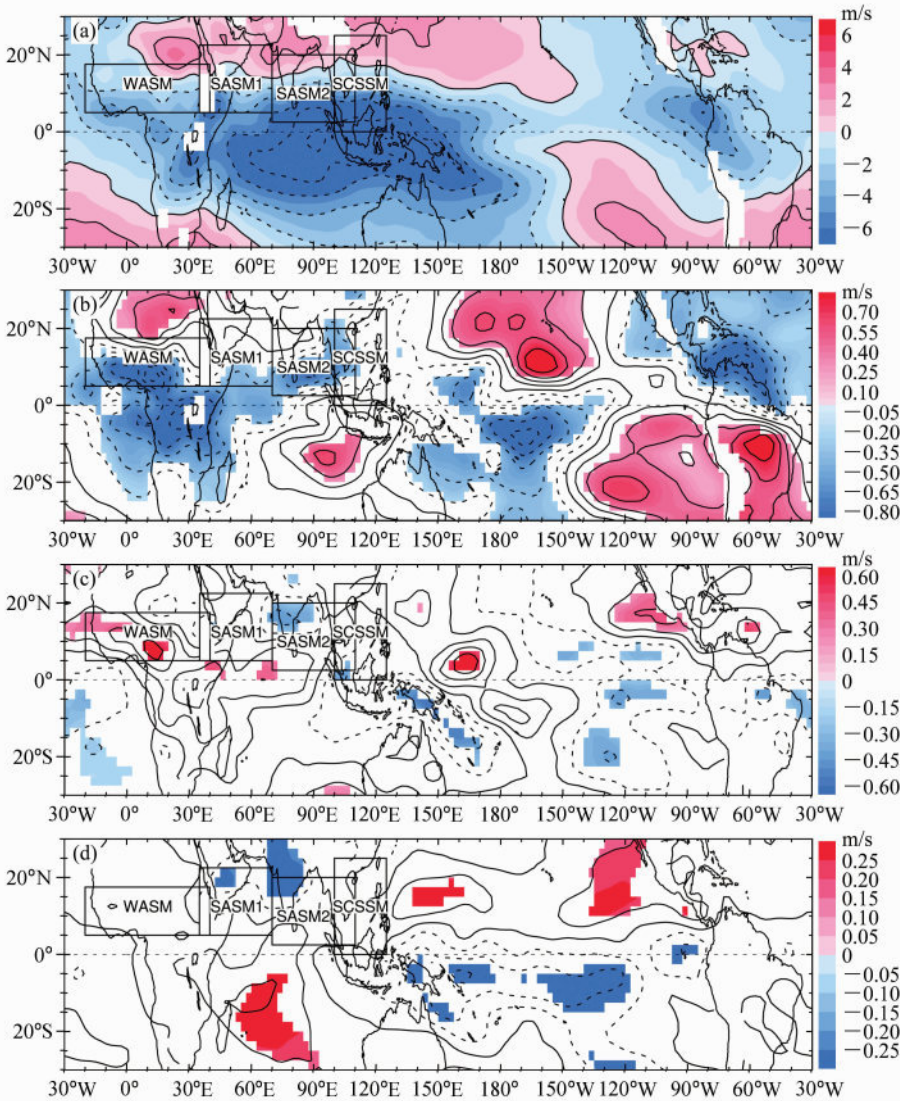


图 6 (a) I_{MC} 场夏季平均 1948~2007 年的气候态分布 (单位: m/s, 等值线间隔为 2 m/s); (b) I_{AMN} 、(c) I_{AMS} 和 (d) I_{QSM} 对 I_{MC} 场的回归 (单位: m/s, 等值线间隔为 0.1 m/s)。虚线: 负值, 实线: 正值; (b~d) 阴影: 回归系数超过了 98% 的置信度
Fig. 6 (a) The JJA climatology of the I_{MC} field during 1948–2007 (the contour interval is 2 m/s); the regression of the I_{MC} field with respect to (b) I_{AMN} , (c) I_{AMS} , and (d) I_{QSM} (the contour interval is 0.1 m/s). The dashed (solid) line indicates negative (positive) values; the areas exceeding 98% confidence level are shaded in (b–d)

东太平洋和大西洋激发出与纬向平均 Hadley 环流相反的局地经向环流。

图 6b-d 分别给出 I_{AMN} 、 I_{AMS} 以及 I_{QSM} 对北半球夏季 I_{MC} 场的回归。 I_{AMN} 表征的局地经向环流异常广泛分布在中太平洋、东太平洋、美洲大陆、非洲以及亚洲季风区 (图 6b)。环流异常在西半球中、东太平洋反向且强度相当, 因此纬向平均基本抵消, AMN 主要体现了热带季风区的越赤道环流异常。在 I_{AMN} 正位相年, $15^{\circ}\text{W}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 越赤道环流加强; 而在 I_{AMN} 负位相年, 越赤道环流相应减弱。 I_{AMS} 表征的经向环流的纬向分布并不均匀, 仅在海洋大陆南侧、赤道以南热带东太平洋和大西洋有比较一致的赤道附近上升、南半球下沉的逆时针环流异常 (图 6c), 因此纬向平均 AMS 的空间结构主要体现了位于南半球的经向环流异常。 I_{QSM} 在热带太平洋和中印度洋分别对应反向的关于赤道对称的环流异常 (图 6d), 由于环流异常在热带太平洋的分布范围明显大于中印度洋, 纬向平均 QSM 主要体现了前者的特点。 I_{QSM} 正位相年, 热带太平洋在赤道附近出现异常上升而两侧出现异常下沉, 构成关于赤道对称的环流圈。

很多研究表明, 热带季风在不同区域往往具有不同的环流特点, 例如: 从水平风场上看, 南亚季风 (Krishnamurti, 1979) 与东亚季风 (Tao and Chen, 1987) 对应的越赤道气流通道、季风槽位置以及影响气压系统明显不同, 而西非季风更是较少与上述两支季风建立联系, 然而, 从图 6a、b 可以看出, I_{AMN} 所表征的经向越赤道环流的分布范围与东半球热带季风区重合, 那么, 热带夏季风的强弱是否受到这一区域经向环流的影响? 为了回答这个问题, 首先来看南海季风区 ($0^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim$

125°E)、南亚季风区东区 ($2.5^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$) 和西区 ($0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $35^{\circ}\text{E}\sim 70^{\circ}\text{E}$) 以及西非季风区 ($5^{\circ}\text{N}\sim 17.5^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}\text{W}\sim 40^{\circ}\text{E}$) 在强弱季风年, 区域纬向平均垂直环流的合成 (图 7a-d)。合成时取各区域夏季风指数大于 80% (小于 -80%) 标准差的年份 (表 1)。结果显示, 南海季风区和南亚季风区东区在强季风年 $0^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 之间出现类似的经向环流异常 (图 7a、b), v 和 ω 分量的空间相关为 0.69 和 0.80。赤道附近异常的下沉运动和 20°N 附近异常的上升运动构成类似 AMN 正位相的越赤道环流异常, 而在其以北至 35°N 构成与 Hadley 夏半球环流反向的异常环流。强的西非季风也对应 $0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 之间加强的越赤道环流 (图 7c), 并与南海季风和南亚东区季风都有较好的空间相关, 其 v 、 ω 分量的相关系数分别为 0.31 和 0.45 以及 0.52 和 0.40。这些结果表明, 三支季风虽然各有地域特点, 但其强度共同受到越赤道环流异常的影响。此外, 从时间变化上看, 上述三个区域的季风指数都与 I_{MC} 存在很高的相关 (表 2)。因此, 无论从空间结构还是时间变化的角度, 南海季风、南亚东区季风和西非季风的变率都与越赤道环流异常有密切联系。由于后者很大程度上是纬向平均 Hadley 变率的局地体现, 因此, 这些区域的热带季风很可能与 Hadley 环流有密切联系, I_{AMN} 与 SCSSMI、SASMI2 和 WASMI 的高相关验证了这一点 (表 2), I_{AMN} 的年代际减弱体现了越赤道环流在东半球热带季风区的减弱, 这种减弱可能是热带季风在南海季风区、南亚季风区东区以及西非季风区出现减弱趋势的共同原因 (Wang, 2001; Chase et al., 2003; 李建平和曾庆存, 2005; Zhou et al., 2008a)。

表 1 各区域用于合成垂直环流的强、弱季风年

Table 1 The weak and strong summer monsoon years that are used in the composite analysis of the meridional circulations over different monsoon regions.

区域	强季风年	弱季风年
南海季风区	1948、1950、1952、1961、1963、1967、1972、1981 ~ 1982、1985、1990、1994、2001~2002 (共 14 年)	1954~1956、1958、1983、1988、1989、1995~1996、1998、2003、2007 (共 12 年)
南亚季风区东区	1948、1954、1964、1967、1970、1971、1973、1994、2007 (共 9 年)	1962、1965、1972、1974、1979、1983、1987、1989、1992、1995、1997 (共 11 年)
南亚季风区西区	1948、1950、1952、1957、1961、1967、1972、1974、1978、1981、1985、1990、1994、2001 (共 14 年)	1964、1966、1977、1983、1987~1989、1995~1996、1998、2003、2007 (共 12 年)
西非季风区	1949~1952 (共 14 年)	1955~1964 (共 8 年)

表 2 I_{AMN} 、 I_{AMS} 和 I_{QSM} 以及不同季风区 I_{MC} 与热带季风指数的相关

Table 4 The correlations between monsoon indices and I_{MC} averaged over each monsoon region as well as between I_{AMN} , I_{AMS} , I_{QSM} and monsoon indices

	SCSSMI	SASMI1	SASMI2	WASMI
I_{MC}	-0.66	0.09	-0.60	-0.71
I_{AMN}	0.44	0.10	0.50	0.67
I_{AMS}	0.13	0.12	-0.06	-0.29
I_{QSM}	-0.13	-0.53	-0.24	-0.08

注：黑体表示超过了 95% 的信度检验。

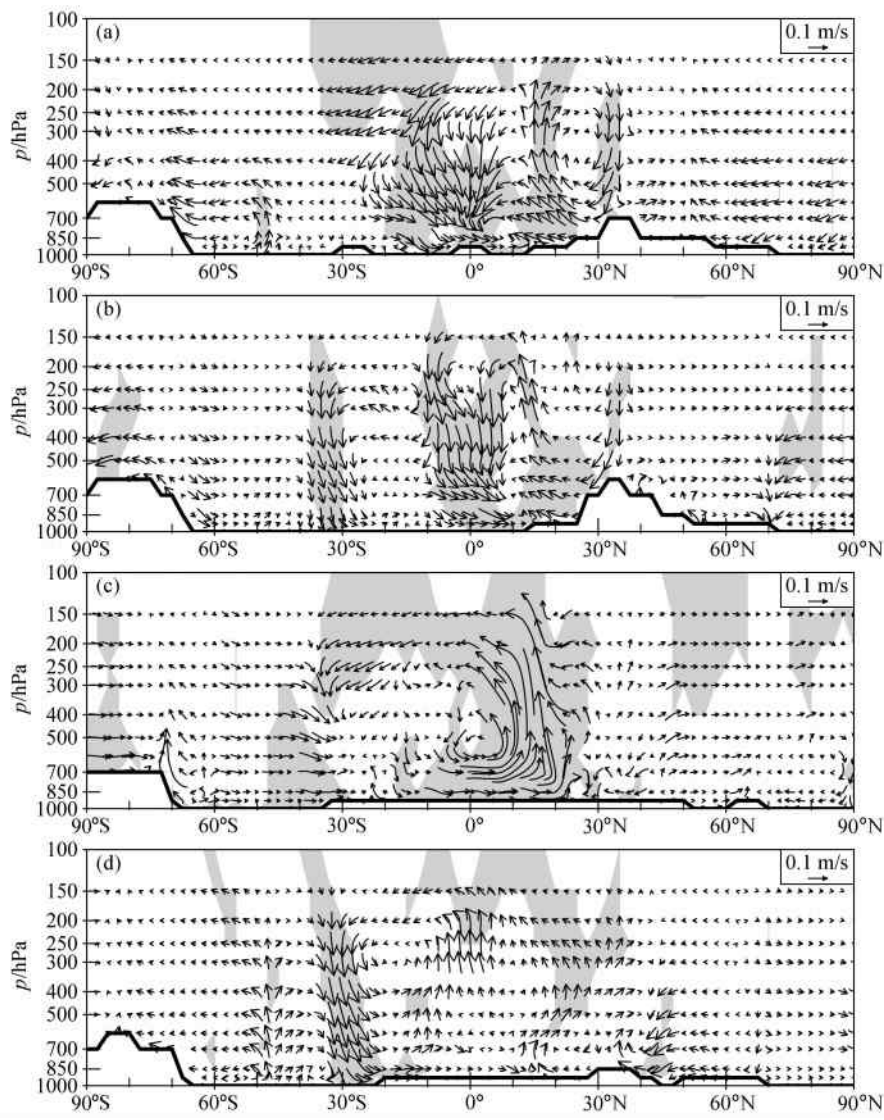


图 7 (a) SCSSM、(b) SASM2、(c) WASM、(d) SASM1 对应经度范围内纬向平均垂直环流在高低季风指数年份的合成差分析。阴影表示合成的风场至少有一个分量超过 95% 信度检验

Fig. 7 The composite differences of the meridional circulation averaged over longitude ranges of (a) SCSSM (South China Sea Summer Monsoon region), (b) SASM2 (east part of South Asia Summer Monsoon region), (c) WASM (West Africa Summer Monsoon region) and (d) SASM1 (west part of South Asia Summer Monsoon region) between high and low phases of monsoon indices in these regions. The areas with at least one component of wind vector above 95% confidence level are shaded

值得指出的是, 虽然先前很多研究(例如 Goswami et al., 1999) 将南亚季风环流作为夏半球 Hadley 环流的反向环流, 上述结果表明, 南海季风、南亚东区季风和西非季风实际上对应夏季 Hadley 环流越赤道部分的环流异常, 夏半球 Hadley 环流位于其以北的位置。

与其他三支热带季风不同, 对南亚季风区西区强弱季风年经向环流的合成仅在南半球出现一个异常环流圈, 而在北半球热带出现大范围的上升运动。同时, SASMI1 无论与局地经向环流还是 I_{AMN} 的相关系数都很低, 因此, 越赤道环流很可能并非影响南亚西区季风强弱的重要因子。计算表明, SASMI1 与 I_{QSM} 有很高的相关(表 2), 由于 I_{QSM} 主要反映热带太平洋的经向环流异常并与 ENSO 有密切联系, 南亚西区季风的变率可能主要受到 ENSO 的影响。

定义太平洋 Walker 环流指数为 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $160^{\circ}\text{W}\sim 80^{\circ}\text{W}$) 与 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$) 范围之间的海平面气压差 (Vecchi et al., 2006), 该指数与 SASMI1 有显著相关为 0.41。同时, 南亚西区季风与南亚西区 150 hPa 和 850 hPa 之间纬向风辐散分量的切变有显著相关为一 0.44。因此, ENSO 对南亚西区季风的影响可能通过 Walker 环流来实现。当热带东太平洋海温偏冷时, 热带太平洋东西两侧海表面气压梯度增大, 低层大气产生东风异常, 从而使得 Walker 环流以及位于海洋大陆及其附近区域的上升运动增强, 上升支在高空辐散, 其中一部分向西流出, 有利于加强南亚地区的纬向环流, 从而对南亚西区大气低层西风异常的形成有正贡献, 有利于南亚西区夏季风的增强。反之, 热带东太平洋海温的暖异常不利于南亚西区季风的增强。

在李建平和曾庆存 (2005) 的研究中, 对南亚季风区东区和西区的划分是基于环流与降水的关系, 这里从环流的角度验证了这种划分的合理性, 即南亚东区季风的变率与经向越赤道环流异常有密切关系, 而南亚西区季风的变率与经向环流关系不大。

6 结论和讨论

本文通过对质量流函数进行经验正交分解, 得到了夏季 Hadley 变率的前三个主导模态, 研究了

它们的年际和年代际变率、热带海温的影响, 以及与热带季风的关系, 结果表明:

(1) 夏季 Hadley 环流变率的主导模态分别包括两个主体位于南半球和北半球的非对称模态(分别简称为 AMN 和 AMS) 和一个相对于赤道准对称的模态(简称 QSM)。非对称模态主要表征 Hadley 环流的年代际变率部分, 而准对称模态主要表征 Hadley 环流的年际变率部分。尽管夏季 Hadley 环流的强度没有显著趋势, AMN 模态的时间系数有明显的年代际减弱趋势, 而 AMS 模态的时间系数有明显的年代际增强趋势。这些趋势表明, 夏季 Hadley 环流发生了显著的年代际转型, Hadley 环流的北半球部分即越赤道环流出现年代际减弱, 而 Hadley 环流的南半球部分出现年代际增强。这一年代际转型可以从纬向平均垂直环流线性趋势的空间型分布加以验证。然而, QSM 模态的时间系数并没有明显趋势而主要呈现高频年际变化, 因此, QSM 模态主要反映了夏季 Hadley 环流的年际变率。

(2) 夏季 Hadley 环流变率的主导模态与热带海温存在密切关系。Hadley 环流的年代际转型与印度洋—西太平洋暖池和热带大西洋赤道带海温的异常增暖以及由不均匀增暖在热带大西洋和印度洋形成的减弱的北半球大尺度经向海温梯度和增强的南半球大尺度经向海温梯度有密切关系, 而 ENSO 对夏季 Hadley 环流的影响主要是在年际尺度上。

(3) 进一步对夏季 Hadley 环流的年代际转型与热带夏季风的关系进行分析发现, 纬向平均 Hadley 环流越赤道部分的减弱与东半球热带季风区内经向环流的减弱有密切联系。同时, 位于这一区域的南海季风、南亚东区季风以及西非季风的强弱与经向环流异常有显著相关, 因此, 热带夏季风在这些区域的减弱趋势很可能共同受到夏季 Hadley 环流年代际转型中越赤道环流减弱的影响。然而, 南亚西区季风与区域经向环流没有显著相关, 同时也未呈现明显的年代际趋势, 这一结果从环流的角度验证了 Li and Zeng (2002) 将南亚季风区划分为东区和西区的合理性。

本文主要讨论了北半球夏季 Hadley 环流的变率及其与热带海温、季风的关系, 然而很多气候模拟的结果表明, 高纬海洋热量输送的调整对热带海温和大气环流也有重要影响 (Zhang and Delworth,

2005; Broccoli et al., 2006)。Zhang and Delworth (2005) 通过对古气候进行数值模拟发现, 伴随北大西洋变冷以及海洋向北热量输送的减少, 地表经向热力对比增大, Hadley 环流的上升支出现明显的南移, 环流强度也显著增强。在 1948~2007 年, 夏季 Hadley 环流的北半球部分和北太平洋年代际振荡 (Hare and Mantua, 2000) 以及南半球部分和北大西洋年代际涛动 (Enfield et al., 2001) 都在接近的时间范围发生年代际位相转换, 这些来自中高纬的海洋年代际信号是否对夏季 Hadley 环流的变率也有影响? 目前尚不清楚。

此外, 本文主要讨论 Hadley 环流的年际、年代际变率与热带局地海温以及垂直环流的关系。然而, 局地海温的变率, 特别是热带大西洋以及印太暖池的年代际增暖对全球大气环流的影响仍需进一步研究。现有研究指出, 印度洋海温的暖异常与南亚季风的爆发 (袁媛和李崇银, 2009) 以及强度 (冯娟和李建平, 2009) 有密切联系; Ding et al. (2009) 的研究表明, 印度洋海温与东亚季风环流的关系伴随热带北印度洋的增暖在 1970 年代出现明显的年代际变化。这些研究给出了夏季印度洋海温变率可能影响南海以及东亚大气环流变率的机制, 但未将研究范围扩展到全球。Zhou et al. (2008a) 通过数值试验证明, 热带印度洋和西太平洋海温增暖对全球陆地季风降水的减少有重要贡献。此后, Li et al. (2010) 的模拟进一步指出, 东亚季风环流的减弱与热带海温增暖引起的海陆热力对比的减弱有密切关联, 然而, 较少有实验关注海温, 特别是大西洋以及印度洋海温与经圈环流之间可能的相互作用机制。其次, 热带外环流系统, 比如 Ferrel 环流等, 对热带 Hadley 环流的变率是否也有影响? 这些都是后续工作将要解决的问题。

参考文献 (References)

- Bretherton C S, Widmann M, Dymnikov V P, et al. 1999. The effective number of spatial degrees of freedom of a time-varying field [J]. *J. Climate*, 12 (7): 1990–2009.
- Broccoli A J, Dahl K A, Stouffer R J. 2006. Response of the ITCZ to Northern Hemisphere cooling [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L01702, doi: 10.1029/2005GL024546.
- Chase T N, Knaff J A, Pielke R A, et al. 2003. Changes in global monsoon circulations since 1950 [J]. *Natural Hazards*, 29 (2): 229–254.
- Chen J Y, Carlson B E, Del Genio A D. 2002. Evidence for strengthening of the tropical general circulation in the 1990s [J]. *Science*, 295 (5556): 838–841.
- Dima I M, Wallace J M. 2003. On the seasonality of the Hadley cell [J]. *J. Atmos. Sci.*, 60 (12): 1522–1527.
- Ding R, Ha K, Li J. 2009. Interdecadal shift in the relationship between the East Asian summer monsoon and the tropical Indian Ocean [J]. *Climate Dyn.*, 34: 1059–1071.
- Emanuel K A, Neelin J D, Bretherton C S. 1994. On large-scale circulations in convecting atmospheres [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 120 (519): 1111–1143.
- Enfield D B, Mestas-Núñez A M, Trimble P J, et al. 2001. The Atlantic multidecadal oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U. S. [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (10): 2077–2080, doi: 10.1029/2000GL012745.
- 冯娟, 李建平. 2009. 南海夏季风变化及其与全球大气和海温的关系 [J]. *大气科学*, 33 (3): 568–580. Feng Juan, Li Jianping. 2009. Variation of the South China Sea summer monsoon and its association with the global atmosphere circulation and sea surface temperature [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (3): 568–580.
- Goswami B N, Krishnamurthy V, Annamalai H. 1999. A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125 (554): 611–633.
- Hadley G. 1735. Concerning the cause of the general trade-winds [J]. *Phil. Trans. Roy. Soc.*, 39: 58–62.
- Hare S R, Mantua N J. 2000. Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989 [J]. *Prog. Oceanogr.*, 47: 103–145.
- Hou A Y, Lindzen R S. 1992. The influence of concentrated heating on the Hadley circulation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49 (14): 1233–1241.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–472.
- Krishnamurti T N. 1979. Tropical meteorology [C]// Wiin-Nielsen A. *Compendium of Meteorology II*. WMO No. 364, 428pp.
- 李建平. 2001. 全球大气环流气候图集 I. 气候平均态 [M]. 北京: 气象出版社, 279pp. Li J P. 2001. Atlas of Climate of Global Atmospheric Circulation I. Climatological Mean State (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 279pp.
- Li J, Zeng Q. 2002. A unified monsoon index [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (8): 1274, doi: 10.1029/2001GL013874.
- Li J, Zeng Q. 2003. A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 20 (2): 299–302.
- 李建平, 曾庆存. 2005. 一个新的季风指数及其年际变化和与雨量的关系 [J]. *气候与环境研究*, 10 (3): 351–365. Li J P, Zeng

- Q C. 2005. A new monsoon index, its interannual variability and relation with monsoon precipitation [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 10 (3): 351–365.
- 马杰, 李建平. 2007. 冬季北半球 Hadley 环流圈的增强及其与 ENSO 的关系 [J]. *自然科学进展*, 17 (11): 1327–1333. Ma J, Li J P. 2007. Strengthening of the boreal winter Hadley circulation and its connection with ENSO [J]. *Prog. Nat. Sci.* (in Chinese), 17 (11): 1327–1333.
- Li H M, Dai A, Zhou T J, et al. 2010. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950–2000 [J]. *Climate Dyn.*, 34: 501–514.
- Lindzen R S, Nigam S. 1987. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44 (17): 2418–2436.
- Lu J, Chen G, Frierson D M. 2008. Response of the zonal mean atmospheric circulation to El Niño versus global warming [J]. *J. Climate.*, 21 (22): 5835–5851.
- Ma J, Li J. 2008. The principal modes of variability of the boreal winter Hadley cell [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L01808, doi: 10.1029/2007GL031883.
- Mantsis D F, Clement A C. 2009. Simulated variability in the mean atmospheric meridional circulation over the 20th century [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L06704, doi: 10.1029/2008GL036741.
- Mitas C M, Clement A. 2005. Has the Hadley cell been strengthening in recent decades? [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03809, doi: 10.1029/2004GL021765.
- Mitas C M, Clement A. 2006. Recent behavior of the Hadley cell and tropical thermodynamics in climate models and reanalyses [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L01810, doi: 10.1029/2005GL024406.
- Moore G W K, Alverson K, Holdsworth G. 2004. Mount Logan ice core evidence for changes in the Hadley and Walker circulations following the end of the little ice age [C]//Diaz H F, Bradley R. *The Hadley Circulation: Past, Present, and Future*. New York: Cambridge Univ. Press, 21: 371–395.
- Nicholson S E. 1996. A review of climate dynamics and climate variability in Eastern Africa [C]//Thomas C J, Odada E O. 1996. *The Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*. The Netherlands: Gordon and Breach Science Publishers, 25–56.
- Numaguti A. 1995. Dynamics and energy-balance of the Hadley circulation and the tropical precipitation zones. Part II: Sensitivity to meridional SST distribution [J]. *J. Atmos. Sci.*, 52 (8): 1128–1141.
- Oort A H, Yienger J J. 1996. Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO [J]. *J. Climate.*, 9 (11): 2751–2767.
- Quan X W, Diaz H F, Hoerling M P. 2004. Change in the tropical Hadley cell since 1950 [C]//Diaz H F, Bradley R. *The Hadley Circulation: Past, Present, and Future*. New York: Cambridge Univ. Press, 85–120.
- Ramage C S. 1971. *Monsoon Meteorology* [M]. International Geophysical Series. New York: Academic Press, 296.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res.*, 108, 4407, doi: 10.1029/2002JD002670.
- Schneider E K, Lindzen R S. 1977. Axially symmetric steady-state models of the basic state for instability and climate studies. Part I. Linearized calculations [J]. *J. Atmos. Sci.* 34 (2): 263–279.
- Sultan B, Janicot S. 2003. The West African monsoon dynamics. Part II: The “preonset” and “onset” of the summer monsoon [J]. *J. Climate*, 16 (21): 3407–3427.
- Tanaka H L, Ishizaki N, Kitoh A. 2004. Trend and interannual variability of Walker, monsoon and Hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere [J]. *Tellus (Ser. A)*, 56 (3): 250–269.
- Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [C]//Chang C P, Krishnamurti T N. *Monsoon Meteorology*. New York: Oxford University Press, 60–92.
- Trenberth K E, Stepaniak D P, Caron J M. 2000. The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation [J]. *J. Climate*, 13 (22): 3969–3993.
- Trenberth K E, Stepaniak D P. 2003. Seamless poleward atmospheric energy transports and implications for the Hadley circulation [J]. *J. Climate*. 16 (22): 3706–3722.
- Vecchi G A, Soden B J, Wittenberg A T, et al. 2006. Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing [J]. *Nature*, 441: 73–76.
- Wang C Z. 2004. ENSO, Atlantic climate variability, and the Walker and Hadley circulations [C]//Diaz H F, Bradley R S. *Hadley Circulation: Present, Past and Future*. Dordrecht: Springer, 173–202.
- Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 18 (3): 376–386.
- Webster P J. 1994. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions [J]. *Rev. Geophys.*, 32 (4): 427–476.
- Webster P J. 2004. The elementary Hadley circulation [C] // Diaz H F, Bradley R S. *Hadley Circulation: Present, Past and Future*. Dordrecht: Springer, 9–60.
- Wu G X, Tibaldi S. 1988. On a computational scheme for atmospheric mean meridional circulation [J]. *Sci. Sin. (Ser. B)*, 17 (4): 442–450.
- 袁媛, 李崇银. 2009. 热带印度洋海温异常不同模态对南海夏季风爆发的可能影响 [J]. *大气科学*, 33 (2): 325–336. Yuan Yuan, Li Chongyin. 2009. Possible impacts of the tropical Indian Ocean SST anomaly modes on the South China Sea summer monsoon onset [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 33 (2): 325–336.
- Zhang R, Delworth T L. 2005. Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation

- [J]. *J. Climate*, 18 (12): 1853–1860.
- Zhang Z Q, Chan J C L, Ding Y H. 2004. Characteristics, evolution and mechanisms of the summer monsoon onset over Southeast Asia [J]. *Int. J. Climatol.*, 24 (12): 1461–1482.
- 赵娟, 韩延本. 2005. 滑动平均情形下的相关显著水平估计 [J]. *北京师范大学学报 (自然科学版)*, 41 (2): 139–141. Zhao Juan, Han Yanben. 2005. Estimation of correlation significance levels after moving average [J]. *Journal of Beijing Normal University (Natural Science)* (in Chinese), 41 (2): 139–141.
- Zhao H X, Moore G W K. 2008. Trends in the boreal summer regional Hadley and Walker circulations as expressed in precipitation records from Asia and Africa during the latter half of the 20th century [J]. *Int. J. Climatol.*, 28 (5): 563–578.
- 周波涛, 王会军. 2006. Hadley 环流的年际和年代际变化特征及其与热带海温的关系 [J]. *地球物理学报*, 49 (5): 1271–1278.
- Zhou Botao, Wang Huijun. 2006. Interannual and interdecadal variations of the Hadley circulation and its connection with tropical sea surface temperature [J]. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 49 (5): 1271–1278.
- Zhou T J, Yu R C, Li H M, et al. 2008a. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half-century [J]. *J. Climate*, 21 (15): 3833–3852.
- Zhou T J, Zhang L, Li H M. 2008b. Changes in global land monsoon area and total rainfall accumulation over the last half century [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L16707, doi: 10.1029/2008GL034881.
- Zhou T J, Gong D Y, Li J, et al. 2009. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian summer monsoon: Recent progress and state of affairs [J]. *Meteorologische Zeitschrift*, 18 (4): 455–467.