



论文

热带太平洋沃克环流变化的数值模拟

马双梅^{①②}, 周天军^{①③*}

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

② 中国科学院大学地球科学学院, 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: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2013-12-16; 接受日期: 2014-05-23; 网络版发表日期: 2014-10-21

国家杰出青年科学基金项目(编号: 41125017, 41330423)和全球变化国家重大科学研究计划项目(编号: 2010CB951904)资助

摘要 针对 LASG/IAP 发展的耦合系统模式 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2, 评估了其对于热带太平洋沃克环流气候态的模拟能力, 在此基础上, 分析了沃克环流的变化特征, 讨论了沃克环流变化的机理. 对 20 世纪历史模拟结果的分析表明, 两个模式均能够合理再现热带太平洋沃克环流气候态分布特征. 观测中, 过去百年(1900~2004 年)和过去 55 年(1950~2004 年), 沃克环流减弱, 而近 23 年(1982~2004 年), 沃克环流增强. 在三个时间段内, FGOALS-g2 模拟的沃克环流均减弱. FGOALS-s2 中, 过去百年赤道太平洋大气环流减弱, 整个热带太平洋大气环流变化不明显; 而在过去 55 年和近 23 年, 模拟的沃克环流均增强. 沃克环流变化模拟偏差与模式模拟的内部变率与观测不一致有关. 降水与边界层向对流层输送的水汽相平衡的水循环约束关系可以很好地解释沃克环流的变化. FGOALS-g2 中, 在过去百年、55 年和 23 年间, 热带西太平洋降水相对变率($\Delta P/P$)增幅小于水汽相对变率($\Delta q/q$)增幅、东太平洋冷舌区 $\Delta P/P$ 增幅大于 $\Delta q/q$ 增幅, 造成沃克环流减弱. FGOALS-s2 中, 在过去 55 年及 23 年间, 热带西太平洋对流质量交换增强, 东太平洋对流质量交换减弱, 使得沃克环流增强. 热带太平洋 SST 变化趋势分布型主导着沃克环流的变化. 在过去 55 年和 23 年间, FGOALS-g2(FGOALS-s2)中, 热带太平洋海表面温度(SST)变化表现为类 El Niño(La Niña)型分布, 对应沃克环流减弱(增强). 因此, 气候系统模式合理模拟沃克环流变化的前提是对热带太平洋 SST 变化空间型的成功模拟. 这一结论得到 AMIP 试验结果的支持.

关键词沃克环流
FGOALS-g2
FGOALS-s2
历史气候模拟试验
水循环限制
SST 变化分布型
AMIP 试验

沃克环流是重要的大气环流系统, 指赤道太平洋大尺度纬向热力直接翻转环流. Bjerknes(1969)根据赤道太平洋海表面温度的纬向差异和相应的大气运动状况, 发现纬圈垂直平面上存在一垂直环流, 环

流的上升支在西太平洋暖水区, 下沉支在赤道东太平洋冷水区, 同时沿赤道低层盛行东风, 对流层上层为强劲的西风. 这一热力直接驱动的环境与沃克发现的南方涛动(SO)有密切关系, 故称为沃克环流. 在

中文引用格式: 马双梅, 周天军. 2014. 热带太平洋沃克环流变化的数值模拟. 中国科学: 地球科学, 44: 2576–2592

英文引用格式: Ma S M, Zhou T J. 2014. Changes of the tropical Pacific Walker circulation simulated by two versions of FGOALS model. Science China: Earth Sciences, 57: 2165–2180, doi: 10.1007/s11430-014-4902-8

年际变率时间尺度上, 沃克环流与 ENSO 密切相关 (Allan 等, 1996). 在 ENSO 事件的暖位相, 赤道中东太平洋 SST 异常增暖, 冷水上翻减弱, 西太平洋暖池海温变冷, 纬向 SST 梯度减弱, 赤道东太平洋下沉和暖池区上升减弱, 低层信风减弱, 沃克环流减弱. 相反, 在 ENSO 的冷位相时, 沃克环流增强 (Julian 和 Chervin, 1978). 沃克环流能够通过遥相关型对全球气候异常产生显著影响 (Deser 和 Wallace, 1990). 沃克环流与季风环流的相互作用对印度洋-太平洋区域气候具有重要影响 (Webster 等, 1998). 与沃克环流相联系的赤道太平洋纬向风应力对赤道太平洋海洋环流和生物化学过程亦至关重要 (Cane 和 Sarachik, 1977; Barber 和 Chavez, 1983).

全球增暖背景下的沃克环流变化是当前气候学界关注的热点话题. 前人使用观测和再分析资料较系统地分析了沃克环流的变化, 结果表明, 在整个 20 世纪和 20 世纪后半叶 (1950~2008 年), 热带中太平洋信风减弱, 纬向质量交换减弱, 海洋大陆降水减少, 西太平洋海平面气压 (SLP) 减小, 东太平洋 SLP 增大, 沃克环流呈减弱趋势 (Vecchi 等, 2006; Power 和 Smith, 2007; Power 和 Kociuba, 2011; Deser 等, 2010; DiNezio 等, 2013; Zhang 和 Song, 2006; Tokinaga 等, 2012b; Yu 和 Zwiers, 2010); 过去 30 年 (1979~2006 年), 热带太平洋地表东风增强, 西太平洋 SST 升高, 东太平洋 SST 降低, 太平洋呈现出类 La Niña 型的 SST 趋势分布, 西太平洋降水增加, 中东太平洋降水减少, 西太平洋 SLP 减小, 东太平洋 SLP 增大, 热带太平洋纬向 SLP 梯度增大, 沃克环流呈增强趋势 (Luo 等, 2012; Li 和 Ren, 2012; Sohn 等, 2013). 第三次和第五次耦合模式比较计划 (CMIP3 和 CMIP5) 提供的大部分模式模拟结果也表明, 20 世纪沃克环流减弱, 与观测中海平面气压的变化相一致; 在全球增暖的预估情景下, 21 世纪沃克环流将进一步减弱 (Vecchi 等, 2006; Vecchi 和 Soden, 2007; Power 和 Kociuba, 2011; DiNezio 等, 2013; Held 和 Soden, 2006).

国际学术界围绕沃克环流变化的机理进行了激烈讨论. 诸多前人工作指出, 外强迫 (全球增暖) 和内部变率 (ENSO 和太平洋年代际振荡 (IPO) 等) 共同影响了 20 世纪沃克环流的减弱, 但外强迫较之内部变率对沃克环流减弱所起的作用偏强 (Vecchi 等, 2006; Power 和 Kociuba, 2011; DiNezio 等, 2013; Yu 等, 2012; Collins 等, 2010). Knutson 等 (1995) 指出, 大气环流受

能量平衡影响, 在非对流区, 大气辐射冷却与下沉引起的非绝热加热相平衡, 全球增暖使大气静力稳定性和辐射冷却都增加, 但大气静力稳定性增幅大于辐射冷却增幅, 因此, 大气环流减弱. 同时, Held 等 (2006) 的研究指出, 全球平均降水与边界层向对流层输送的水汽相平衡, 降水对全球变暖的响应速度 ($1\% \sim 3\% \text{ K}^{-1}$) 较之水汽对全球变暖的响应速度 ($7.5\% \text{ K}^{-1}$) 偏慢, 因此, 在全球变暖背景下, 边界层和对流层中层之间的质量交换减弱, 大气环流减弱. 此外, 另有观点认为, 全球变暖使 El Niño 出现的频率增多、影响增强, 导致 20 世纪沃克环流减弱 (Power 和 Kociuba, 2011). 综上所述, 可以看到 20 世纪沃克环流减弱是与全球变暖紧密联系在一起的.

关于热带太平洋海温变化与沃克环流的联系, 目前依然是一个国际热点话题. 全球变暖下, 大气热力作用使热带太平洋 SST 变化呈现出类 El Niño 型分布, 而海洋动力过程使太平洋 SST 变化出现类 La Niña 型分布 (Vecchi 等, 2008; DiNezio 等, 2009, 2010). 实际的 SST 变化分布型是由海洋动力过程和大气反馈机制共同影响的, 因此, 尽管沃克环流减弱, 但 SST 不一定会出现类 El Niño 型的 SST 分布 (Vecchi 等, 2008; DiNezio 等, 2009, 2010). 同时, 研究表明, 热带太平洋 SST 对全球增暖的响应是沃克环流变化的一个很好的指示因子 (Meng 等, 2012; Gastineau 等, 2009). Liu 等 (2013) 指出, 20 世纪增暖强于中世纪暖期, 但降水小于中世纪暖期. 这是由于在中世纪暖期, 太阳辐射增强使热带太平洋 SST 东西向梯度增大, 沃克环流增强, 而 20 世纪温室气体增加导致的全球变暖使太平洋 SST 东西向梯度减小, 沃克环流减弱. 另外, Tokinaga 等 (2012a, 2012b) 的研究指出, 20 世纪后半叶 (1950~2009 年), 热带太平洋类 El Niño 型的 SST 变化分布是沃克环流减弱的主要原因. 在 1982~2009 年间, 印度洋增暖较太平洋增暖偏强, 导致西太平洋的东风异常, 利于热带太平洋 La Niña 型 SST 的形成, 从而使沃克环流增强, 全球季风降水增加 (Luo 等, 2012; Wang 等, 2012).

综上所述, 围绕着不同时间段内沃克环流变化特征, 以及沃克环流变化机理, 依然是本领域亟待解决的问题. 因此, 本文主要基于 LASG/IAP 发展的两个气候系统模式 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 历史气候模拟试验的结果, 重点讨论以下科学问题: (1) 两个模式对沃克环流气候态的模拟能力如何? (2) 两个

模式中,在不同时间段内,沃克环流具有什么样的变化特征?(3)借助模式模拟结果,理解沃克环流变化的机理.

1 模式、资料和方法介绍

1.1 模式和资料介绍

本文所用的模式 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 是中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG/IAP)发展的耦合气候系统模式 FGOALS 的两个新版本.它们均参加了 CMIP5 试验. FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 的详细介绍,可参阅 Li 等(2013)和 Bao 等(2013),这里仅对其框架结构进行扼要描述. FGOALS 采用模块化结构,采用 NCAR 的耦合器 CPL6 将大气模式、海洋模式、陆面模式和海冰模式等模块进行耦合. FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 的大气分量分别为 LASG/IAP 发展的格点大气模式 GAMIL2 和大气环流谱模式 SAMIL2,两大气模式的水平分辨率分别为 $2.8^\circ(\text{纬度}) \times 2.8^\circ(\text{经度})$ 和 $1.66^\circ(\text{纬度}) \times 2.81^\circ(\text{经度})$,垂直方向均为 26 层.海洋分量均是 LASG 第 4 代大洋环流模式 L30T6 的基础上发展起来的较高分辨率版 LICOM2,耦合模式的陆面和海冰分量分别采用 NCAR 发展的通用陆面模式 CLM3 和海冰模式 CICE4(FGOALS-s2 海冰模式为 CSIM5)(Li 等, 2013; Bao 等, 2013).

为了理解过去沃克环流的变化特征以及变化机理,本文使用模式的历史气候模拟(简称 historical)试验结果进行分析.该试验采用“国际耦合模式比较计划”CMIP5 为 historical 试验提供的历史大气辐射强迫场,包括自然因子(太阳辐射、火山气溶胶)和人为因子(温室气体、硫酸盐气溶胶等).该试验的积分时间为 1850 年 1 月~2005 年 12 月,耦合积分的初始场源自 1850 年控制试验的瞬时场.两个模式 historical 试验各有三个成员.关于该模式的两个版本对 20 世纪全球和区域温度变化的模拟效果可参阅文献(Zhou 等, 2013).

FGOALS-g2(FGOALS-s2)的工业革命前控制试验(piControl)在单独海洋模式 LICIM2spin-up500 年的基础上积分了 900(600)年. piControl 采用的大气强迫为工业革命前均匀混合的 CO_2 (固定在 284 ppm, $1 \text{ ppm}=1 \times 10^{-6} \text{ L L}^{-1}$,下同)和其他温室气体浓度($\text{CH}_4=790 \text{ ppbv}$; $\text{N}_2\text{O}=275 \text{ ppbv}$; $\text{F11}=0$; $\text{F12}=0$;

$1 \text{ ppb}=1 \times 10^{-9} \text{ L L}^{-1}$,下同),恒定的太阳辐射(1365 W m^{-2}),均匀混合的对流层、平流层臭氧、气溶胶.

为了理解沃克环流的驱动机理,本文还对两个模式的 AMIP 试验结果进行了分析.该试验利用观测的逐月历史海温资料来驱动单独大气环流模式.其中, FGOALS-g2 有一个成员,积分时间为 1979 年 1 月~2009 年 12 月, FGOALS-s2 有三个成员,积分时间为 1979 年 1 月~2008 年 12 月.

为了验证试验结果和模式模拟能力,本文用到的观测资料包括:(1) 1979~2004 年的逐月 NCEP/NCAR 再分析资料(Kalnay 等, 1996)(为方便起见,后文将其也称为“观测”资料);(2) 1850~2004 年的逐月 HadSLP2 海平面气压资料(Allan 和 Ansell, 2006);(3) 1900~2004 年的逐月 ERSST_v3 海表面温度资料(Smith 等, 2008);(4) 1979~2004 年的逐月 GPCP 降水资料(Xie 和 Arkin, 1997).

1.2 方法介绍

参照前人研究,本文定义了两个指数来表征沃克环流的强度,其中一个用纬向质量流函数(Yu 和 Zwiers, 2010; Yu 等, 2012)表示,另一个用纬向海平面气压梯度(Vecchi 等, 2006; Power 和 Kociuba, 2011; DiNezio 等, 2013)来表示,它们的表达式分别如下:

$$\psi = \frac{a\Delta\varphi}{g} \int_0^p u_D dp, \quad (1)$$

$$\Delta\text{SLP} = \text{SLP}(160^\circ \sim 80^\circ\text{W}, 5^\circ\text{S} \sim 5^\circ\text{N}) - \text{SLP}(80^\circ \sim 160^\circ\text{E}, 5^\circ\text{S} \sim 5^\circ\text{N}), \quad (2)$$

式中, ψ 是纬向流函数, a 是地球半径, $\Delta\varphi$ 是 $5^\circ\text{S} \sim 5^\circ\text{N}$ 纬带宽度, g 是重力加速度, u_D 是纬向风的辐散分量, p 是气压, ΔSLP 是海平面气压梯度.分析沃克环流变化时, ψ 取 $150^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{W}$ 区域平均, ψ 和 ΔSLP 的值越大,沃克环流越强.

基于质量守恒原理,全球平均降水与边界层向自由对流层输送的水汽相平衡, Held 等(2006)提出如下水循环约束关系:

$$P = M \times q, \quad (3)$$

式中, P 为全球降水, M 为对流质量通量, q 为边界层水汽含量.忽略水平平流的影响, (3)式对热带地区的水循环变化也是一种很好的近似.为了讨论水循环约束关系(3)式对沃克环流的影响,参照 Held 等(2006)的作法,本文使用局地降水相对变率($\Delta P/P$)和水汽相

对变率($\Delta q/q$)线性趋势间的差异(即“对流质量通量”($\Delta M/M$))来解释沃克环流的变化,具体表达如下:

$$\frac{\Delta M}{M} = \frac{\Delta P}{P} - \frac{\Delta q}{q}, \quad (4)$$

这里 Δ 表示距平(相对于 1961~1990 年气候平均值).

2 结果分析

通常采用海平面气压、海表面温度、低层风场、500-hPa 垂直速度、200-hPa 速度势、降水和纬向流

函数的变化描述沃克环流变化的特征. 因此,在下文的分析中,先检验模式对热带太平洋大气环流相关要素气候态分布的模拟能力;然后,针对观测中沃克环流在不同时间段内的长期变化特征,考察 FGOALS 模式两个版本对其的模拟效果;最后借助模式结果讨论沃克环流变化的机理.

2.1 热带太平洋沃克环流的气候态分布

图 1 给出了热带太平洋沃克环流相关物理量在气候态(1979~2004 年气候平均值)上的空间分布. 观

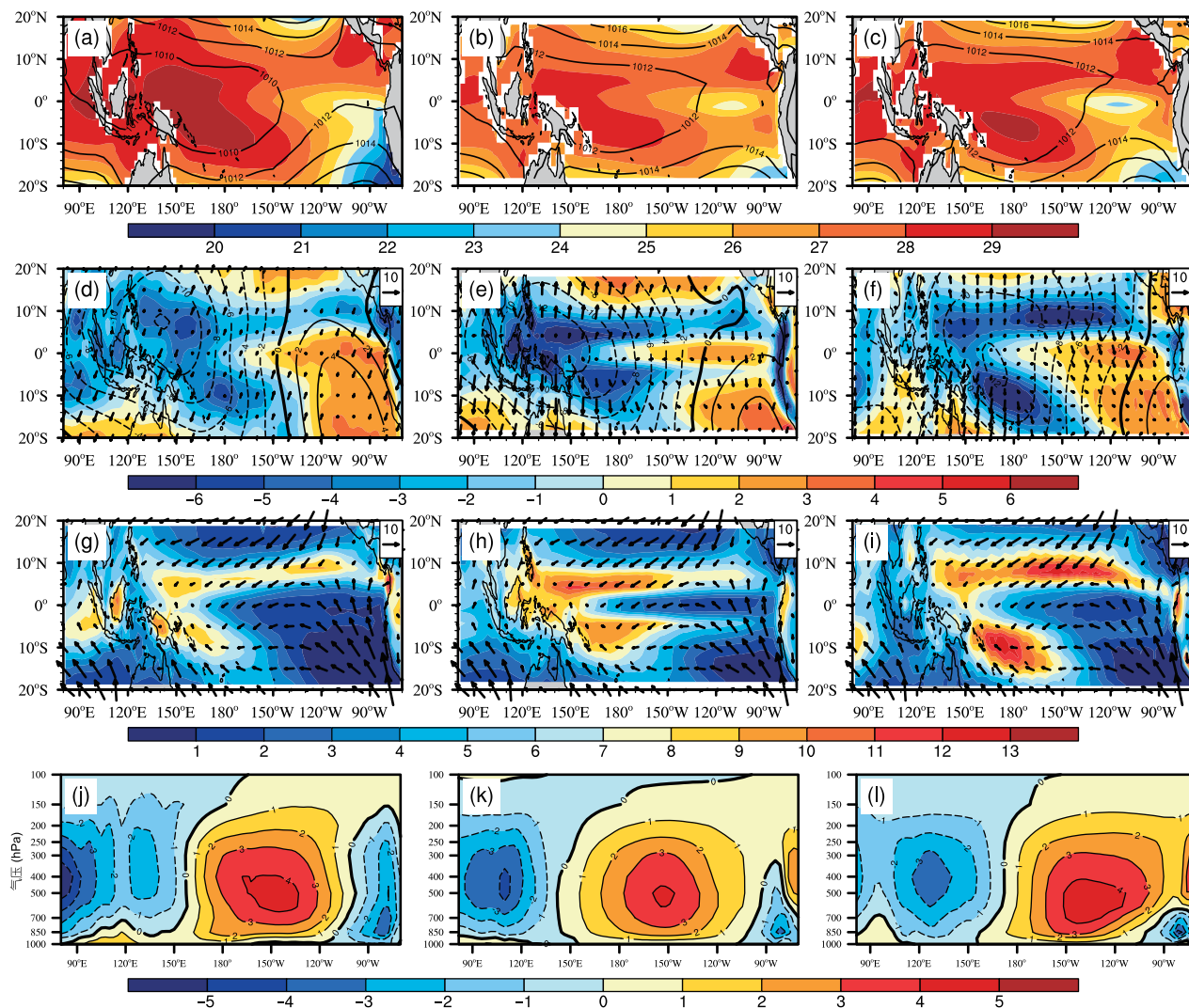


图 1 热带太平洋年平均气候态分布(1979~2004 年)

(a)~(c) SST(填色, 单位: $^{\circ}\text{C}$), SLP(等值线, 单位: hPa); (d)~(f) 500-hPa 垂直速度(填色, 向下为正, 单位: $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$), 200-hPa 速度势(等值线, 单位: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), 200-hPa 辐散风(矢量, 单位: m s^{-1}); (g)~(i) GPCP 降水(单位: mm d^{-1}), 1000-hPa 水平风场(矢量, 单位: m s^{-1}); (j)~(l) 纬向流函数(单位: 10^9 kg s^{-1}). (a), (d), (g), (j)示观测; (b), (e), (h), (k)示 FGOALS-g2 集合平均; (c), (f), (i), (l)示 FGOALS-s2 集合平均

测中热带太平洋气候态分布特征如下(图 1(a), (d), (g) 和(j)): 热带太平洋 SST 具有较强的纬向不对称性, 热带西太平洋、印度尼西亚海区及南海的 SST 较之四周偏高, 中美洲沿岸也有一个范围较小的 SST 较高的暖水区. 与暖水区形成鲜明对比的是秘鲁沿岸向赤道伸展的冷舌区. 热带大尺度大气运动基本上是对海洋加热的响应. 在暖水区范围内, 大气受热膨胀, SLP 偏低, 表层风速较小且具有明显的辐合特征, 空气上升, 到高层向四周辐散, 降水较多. 在冷舌区内, SLP 较之暖水区偏高, 表层风很强且具有明显的辐散特征, 空气下沉, 在高层辐合, 降水偏少. 热带太平洋东西向热力差异和动力差异的相互作用, 使东西向能量、物质进行源源不断的交换. 纬向质量交换在日界线到 100°W 之间最强.

由于模式不同成员模拟的热带太平洋大气环流气候态分布十分相似(图略), 因此, 关于模式对热带太平洋大气环流气候态的模拟, 文中仅给出模式集合平均结果. FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 中的 SLP、SST、风场、降水场、纬向质量交换的气候态分布分别如图 1 中的中列和右列所示. 两个模式中, 西太平洋均对应 SST、高层辐散、垂直上升运动及降水的大值中心, 东太平洋 SLP 高于西太平洋, 整个热带太平洋海盆低空盛行东风, 纬向质量交换大值中心均出现在中太平洋, 与观测基本一致(图 1). 为了定量评估模式对热带太平洋沃克环流气候态的模拟能力, 计算了模式中与沃克环流密切相关的各要素气候态与观测的标准差之比(SDR)和空间相关系数(PCC), 结果以泰勒图的形式给出(图 2). SDR 和 PCC 越接近 1 时, 表示模式模拟结果与观测更为接近. 两个模式模拟的各要素气候态空间分布与观测的空间相关系数都超过 0.65(超过 99%显著性检验), 大多数要素场空间标准差之比大于 0.75 小于 1.25, 这说明无论是空间结构还是大小, 模式对气候态的模拟都比较合理.

但模拟还存在一些偏差, 主要体现在以下方面: 采用 SST 大于 28°C 的等温线表征西太平洋暖池的范围, FGOALS-g2 中热带太平洋暖水区的 SST 较之观测偏低, 导致模拟的 SLP 偏高(图 1(a)~(c)); 两个模式模拟的热带太平洋 SST 和 SLP 气候态分布较之观测更均匀, 相对于观测的标准差小于 1; 两个模式中, 赤道东太平洋下沉运动过于西伸(图 1(d)~(f)), PCC 较小, SDR 较大; 两个模式均未能合理刻画观测中苏门

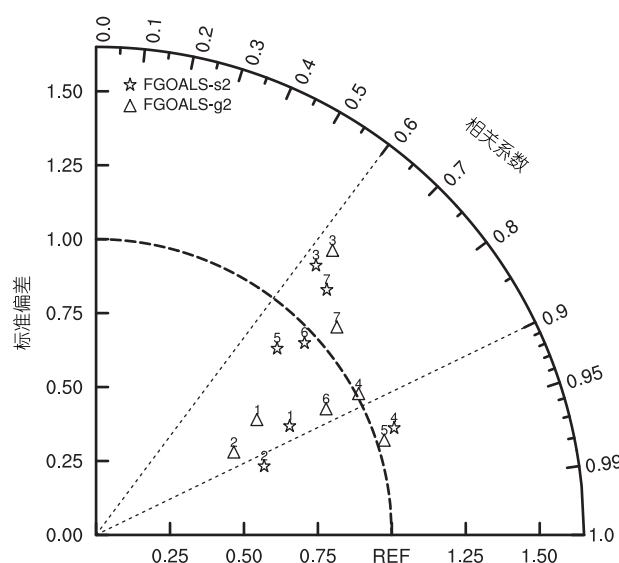


图 2 模式模拟的热带太平洋大气环流气候态分布相对观测的泰勒图

参考点 REF 为 NCEP/NCAR 的再分析场、GPCP 降水、ERSST 和 HadSLP; 极坐标, 模拟场到原点的距离, 代表模拟场相对于参考点的标准差; 角坐标, 模拟场方位角的余弦, 代表模拟场与参考点的相关系数. 角坐标和极坐标值越接近于 1, 表示模式模拟的空间分布越接近于观测. 每个数字代表一个相关要素: 1, SST; 2, SLP; 3, 500-hPa 垂直速度; 4, 1000-hPa 水平风场; 5, 200-hPa 速度势; 6, 纬向流函数; 7, 降水. Δ , FGOALS-g2 集合平均; $\star$, FGOALS-s2 集合平均

答腊岛西南侧的降水大值中心(图 1(g)~(i)); 两个模式中, 南半球自暖池区向东南方向伸展的“南太平洋辐合带”(SPCZ)都过度东伸, FGOALS-g2 中呈现出近乎和 ITCZ 平行的结构(图 1(g)~(i)); 在赤道太平洋海域, 两个模式模拟的纬向质量交换(用流函数表示)强度较之观测都偏弱(图 1(j)~(l)). FGOALS-s2 对热带太平洋 SST, SLP 和低层风场气候态的模拟能力优于 FGOALS-g2, 而对 200-hPa 速度势和降水的模拟能力弱于 FGOALS-g2. 对于 500-hPa 垂直速度和赤道太平洋纬向质量交换气候态分布的模拟, FGOALS-g2 与观测的 PCC 大于 FGOALS-s2 的结果, 但 FGOALS-s2 与观测的 SDR 更接近于 1.

在热带太平洋, 热力因子和动力因子相互影响、相互作用. SST、SLP、降水、水平风场和垂直风场共同影响沃克环流的变化. 总的来说, 两个模式对沃克环流相关要素气候态的模拟效果较好, 因此, 这两个模式能够用来研究热带太平洋沃克环流的变化, 从而用于研究沃克环流变化的机制.

2.2 热带太平洋沃克环流指数变化

图 3 给出了年平均沃克环流指数变化趋势随检测时间段的演变, 同时给出观测中赤道太平洋 SLP 纬向梯度距平的时间序列. 检测时段以 1850~1985 年的不同年份作为起始时间, 以 2004 年为终止时间, 首先计算沃克环流在 1850~2004 年的线性趋势, 再计算 1851~2004 年的线性趋势, 逐年往后滑动, 最终滑动到 1985 年. 观测中沃克环流呈现出显著的年际变率, El Niño3.4 指数和沃克环流指数 ΔSLP 的相关系数为 -0.86, 通过了 5% 的显著性检验水平, 表明 El Niño 期间沃克环流减弱, La Niña 期间沃克环流增强.

本文重点关注沃克环流的长期变化. 从观测中 SLP 梯度指数趋势的演变来看, 在长于 85 年的时间段内(即检测时间开始于 1920 年之前), 沃克环流呈减弱趋势, 且长期趋势大小波动较小, 基本上都在 $0.4 \text{ hPa} (100 \text{ a})^{-1}$ 的减弱幅度上波动. 在 1920 年之后的时间段内, 沃克环流长期趋势大小出现较大波动, 减弱幅度增大. 在 1950~2004 年间, 沃克环流减弱幅度达到极大值, 为 $0.8 \text{ hPa} (100 \text{ a})^{-1}$, 通过了 5% 的显著性检验水平. 在 20 世纪 70 年代末期, 沃克环流开始呈增强趋势, 在 1982~2004 年间, 增强趋势最强,

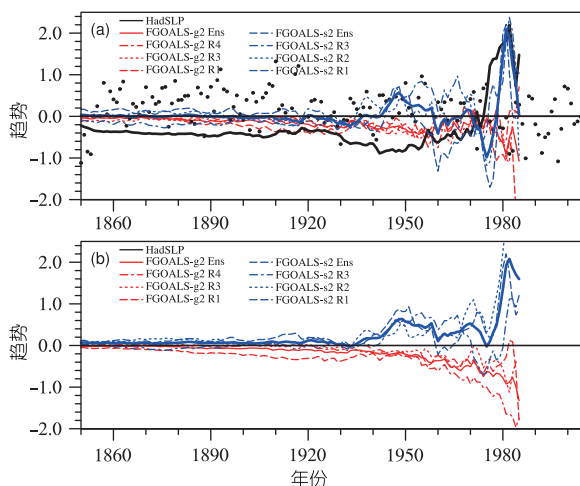


图 3 观测和模拟中沃克环流指数趋势演变序列

圆点表示观测中热带太平洋 SLP 梯度距平(相对于 1961~1990 年平均, 单位: hPa), 线表示沃克环流指数变化趋势随时间的演变(其为检测时间段的函数, 计算方法参见文中的详细介绍). (a) 基于海平面气压梯度的指数(单位: $\text{hPa} (100 \text{ a})^{-1}$); (b) 基于赤道太平洋纬向流函数(5°S ~ 5°N , 150°E ~ 120°W)的指数(单位: $10^9 \text{ kg s}^{-1} (100 \text{ a})^{-1}$). 黑色, 观测; 红色, FGOALS-g2; 蓝色, FGOALS-s2. 粗实线, 观测和模式集合平均; 细虚线, 模式不同成员

为 $2.2 \text{ hPa} (100 \text{ a})^{-1}$, 但未达到 5% 的显著性水平. 由此可以看出, 观测中, 不同时期内的沃克环流变化特征不同.

FGOALS-g2 集合平均结果中, 在长于 30 年的时间段内, SLP 梯度指数变化趋势的演变特征和观测结果相似: 起始时间在 1920 年之前的时间段内, SLP 梯度减弱, 减弱幅度波动较小; 从 1920 年之后, SLP 梯度减弱幅度增大, 到 1950 年达到最强; 1950 年之后, SLP 梯度减弱幅度减小, 70 年代末期 SLP 梯度转向增强. 但在近 30 多年, SLP 梯度指数呈现为减弱趋势. FGOALS-g2 不同成员中, 热带太平洋 SLP 梯度指数趋势演变特征与集合平均结果基本一致. 但由于内部噪声的影响, 不同成员模拟结果间存在一定的偏差: 在长于 55 年的时间段内, 第一个成员模拟的沃克环流长期减弱幅度强于另两个成员; 只有第一个成员中出现近 20 多年沃克环流的增强; 在短于 30 年的时间段内, 不同成员模拟结果中, SLP 梯度趋势间的偏差增大.

FGOALS-s2 中, 在长于 105 年的时间段内(即起始时间处于 1900 年前), 只有第三个成员中的 SLP 梯度呈现减弱趋势, 其余两个成员中的 SLP 梯度均表现为增强趋势. 起始时间在 1920 年之前的时间段内, 各成员中 SLP 梯度变化趋势幅度波动较小; 但 1920 年之后, 各成员中 SLP 梯度变化趋势幅度波动较大, 且不同成员结果间的偏差增大. 从集合平均结果看, 热带太平洋 SLP 梯度趋势演变正负交替出现. 在长于 105 年的时间段内, SLP 梯度趋势变化不明显; 在长于 65 年而短于 105 年的时间段内, SLP 梯度呈减弱趋势, 但减弱幅度较小; 在长于 45 年而短于 65 年的时间段内, SLP 梯度呈增强趋势, 在 1950 年前后出现一个极大值; 在长于 25 年而短于 45 年的时间段内, SLP 梯度基本为减弱趋势, 20 世纪 80 年代又转为增强趋势, 在 1982~2004 年, 增强趋势的幅度最大; SLP 梯度指数趋势在短于 45 年的时间段内的演变特征与观测结果相似.

尽管赤道太平洋 SLP 梯度不是对沃克环流的直接测量, 但基于赤道太平洋地区(5°S ~ 5°N , 150°E ~ 120°W)平均纬向质量交换(纬向流函数)指数的趋势演变特征, 与 ΔSLP 基本一致(图 3(b)). 在 FGOALS-g2 集合平均和各成员结果中, 二者相关系数均大于 0.83, 超过 99% 的信度检验; 在 FGOALS-s2 集合平均和各成员结果中, 二者相关系数均大于 0.9, 超过

99%的信度检验. 因此, 沃克环流的长期变化特征不依赖于指数的选择.

2.3 热带太平洋沃克环流变化趋势的空间分布

前人基于对降水、云、SLP、海表风速等多种观测资料的综合分析, 证实了 20 世纪(1900~2008 年)、20 世纪后半叶(1950~2008 年)沃克环流减弱(Deser 等, 2010; Tokinaga 等, 2012a, 2012b), 过去 20 多年(1982~2009 年)沃克环流增强(Luo 等, 2012; Sohn 等, 2013). 基于上文对沃克环流指数趋势演变的结果也发现: 观测中, 在长于 85 年的时间段内, 沃克环流呈减弱趋势, 趋势大小波动较小; 1950~2004 年沃克环流减弱幅度最大; 1982~2004 年沃克环流增强幅度最大. 因此, 围绕本领域重点关注的上述时段的沃克环流变化, 本节对过去百年(1900~2004 年)、过去 55 年(1950~2004 年)和近 23 年(1982~2004 年)这三个时间段内, 模式模拟的热带太平洋沃克环流变化的特点, 展开详细分析.

图 4 给出了过去百年(1900~2004 年)热带太平洋大气环流变化趋势的空间分布. 观测中, 中东太平洋 SLP 降低, 海洋大陆、西太平洋 SLP 升高, 沃克环流减弱(图 4(a)). 在 1900~2004 年时间段内, FGOALS-g2 模拟的热带太平洋大气环流变化特征如下: (1) 东太平洋 SLP 降低, 西太平洋 SLP 升高, 东西向 SLP 梯度减小(图 4(b)), 沃克环流减弱, 整体变化特征接近观测(图 4(a)), 模拟和观测的空间相关系数为 0.63, 超过 99%的信度检验; (2) 对应 SLP 的趋势分布, 中太平洋低空出现显著的西风异常(图 4(d)), 海洋大陆、西太平洋 200-hPa 速度势显著增加, 中东太平洋 200-hPa 速度势呈现为减小趋势, 表明海洋大陆和西太平洋高空辐散减弱, 中太平洋高空辐散增强, 东太平洋高空辐合减弱, 高层辐散中心往中太平洋移动(图 4(f)); (3) 海洋大陆和中美洲沿岸上空的上升运动和冷舌上空的下沉运动都减弱, 中太平洋上空的对流增强, 降水中心由海洋大陆移向中太平洋(图 4(h)和(j)). 各要素场的一致变化均体现出沃克环流减弱. 上述模拟特征与前人用观测资料分析的沃克环流变化结果基本一致(Deser 等, 2010), 表明 FGOALS-g2 的历史气候模拟试验可以较好地模拟出过去百年沃克环流的减弱特征.

在两个沃克环流指数上, FGOALS-s2 模拟的过去百年热带太平洋沃克环流变化趋势均不明显(图 3).

这在空间分布上亦有体现. (1) 在印度尼西亚西部和南部, SLP 减小; 热带太平洋 SLP 变化体现出整个洋盆一致的增大, 仅在科隆群岛和中太平洋西北部的小范围内出现减小的现象; 赤道太平洋 SLP 梯度减弱(图 4(c)). 除了赤道太平洋, 热带太平洋 SLP 整体变化特征与观测不一致, 模拟和观测的空间相关系数为-0.35. (2) 赤道和赤道外西太平洋低空出现西风异常, 赤道外中东太平洋、西北太平洋为显著的东风异常(图 4(e)). (3) 除了日界线附近, 热带太平洋 200-hPa 速度势均为增强趋势(图 4(g)). (4) 印度尼西亚、北美西南海域上空的上升运动减弱, 降水减少; 赤道中太平洋、赤道外中北和西南太平洋上升运动增强, 降水增加; 南美洲西岸的冷舌区上空下沉运动减弱, 降水增加(图 4(i), (k)). 以上大气环流变化特征表明, FGOALS-s2 模拟结果中, 在 1900~2004 年, 赤道太平洋大气环流减弱, 但热带太平洋大气环流无海盆一致减弱的现象.

关于 1950~2004 年间的热带大气环流变化, 图 5 给出了观测和模拟的结果. 观测中, 东太平洋 SLP 减小, 西太平洋、东印度洋 SLP 显著增大(图 5(a)), 与其在过去百年的变化特征相似, 空间相关系数为 0.81, 超过 99%的显著检验. 上述 SLP 变化特征在 FGOALS-g2(图 5(b))中得到类似的体现, 与观测的空间相关系数为 0.77, 超过 99%的显著检验. 同时, FGOALS-g2 中, 热带太平洋大气环流相关要素 SLP、低层纬向风、200-hPa 速度势、500-hPa 垂直运动以及降水的变化(图 5(d), (f), (h), (j))与其在过去百年的变化特征相似, 空间相关系数分别为 0.83, 0.79, 0.91, 0.68, 0.60, 均超过了 99%的显著检验, 也和人用观测资料得到的结果(Zhang 和 Song, 2006; Tokinaga 等, 2012b; Yu 和 Zwiers, 2010)基本吻合. 以上热带太平洋大气环流变化特征表明, 在 FGOALS-g2 中, 过去 55 年, 沃克环流减弱. 但 FGOALS-s2 模拟的结果与观测相反, 沃克环流呈增强趋势, 其特征为: (1) 中东太平洋 SLP 升高, 西太平洋 SLP 降低(图 5(c)), 与观测显著负相关(空间相关系数为-0.70); (2) 赤道中太平洋东风应力显著增强(图 5(e)); (3) 西太平洋高空辐散、东太平洋高空辐合显著增强, 对应的垂直运动增强(图 5(g), (i)); (4) 太平洋中西部降水增加, 东太平洋降水减少(图 5(k)).

观测和模拟的过去 23 年(1982~2004 年)热带大气环流变化如图 6 所示. 观测中, 东太平洋 SLP 升高,

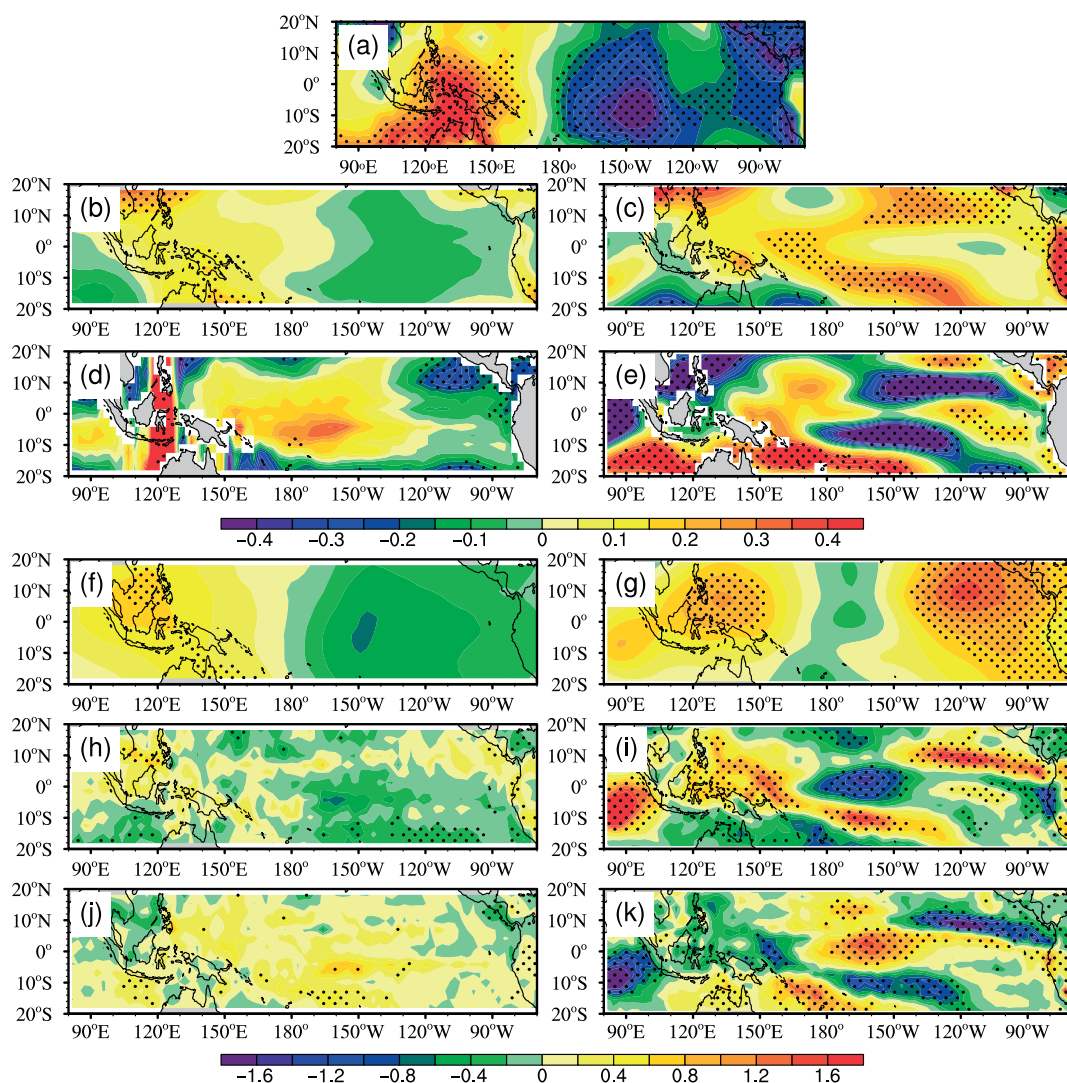


图 4 1900~2004 年间热带太平洋气候要素变化趋势分布

(a)~(c) SLP(单位: hPa (105 a^{-1})); (d)和(e) 1000-hPa 纬向风(单位: m s^{-1} (105 a^{-1})); (f)和(g) 200-hPa 速度势(单位: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (105 a^{-1})); (h)和(i) 500-hPa 垂直速度(单位: $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ (105 a^{-1})); (j)和(k) 降水(单位: mm d^{-1} (105 a^{-1})). (a) 观测; (b), (d), (f), (h), (j)示 FGOALS-g2 集合平均; (c), (e), (g), (i), (k)示 FGOALS-s2 集合平均. 圆点区域表示线性趋势超过 5% 的显著水平

西太平洋 SLP 降低, 沃克环流增强. FGOALS-g2 中, 中太平洋 SLP 升高, 东太平洋 SLP 降低, 与观测显著负相关(空间相关系数为 -0.49); 热带太平洋为西风趋势; 西(东)太平洋高空辐散(辐合)和对流层垂直上升(下沉)运动减弱, 降水减少(增加), 对流中心移至中太平洋(图 6(b), (d), (f), (h), (j)). 以上要素的变化特征表明, FGOALS-g2 中, 在过去 23 年间, 沃克环流仍为减弱趋势, 与观测事实不一致(Luo 等, 2012; Sohn 等, 2013). 而在 FGOALS-s2 中, SLP、低层纬向风、200-hPa 速度势、500-hPa 垂直速度、降水的变化特

征与过去 50 年的结果相一致, 空间相关系数分别为 0.92, 0.87, 0.95, 0.84, 0.84, 均超过 99.9% 的显著检验. 此外, FGOALS-s2 模拟的 SLP 变化与观测的空间相关系数为 0.83, 超过 99.9% 的显著检验. 在过去 23 年, FGOALS-s2 中, 沃克环流呈增强趋势, 热带太平洋大气环流变化的分布特征与观测结果相类似(Luo 等, 2012; Sohn 等, 2013).

上文对沃克环流指数和热带太平洋大气环流各要素的详细分析表明, 1900~2004 年, 观测中, 沃克环流减弱; FGOALS-g2 历史气候模拟结果中, 沃克环

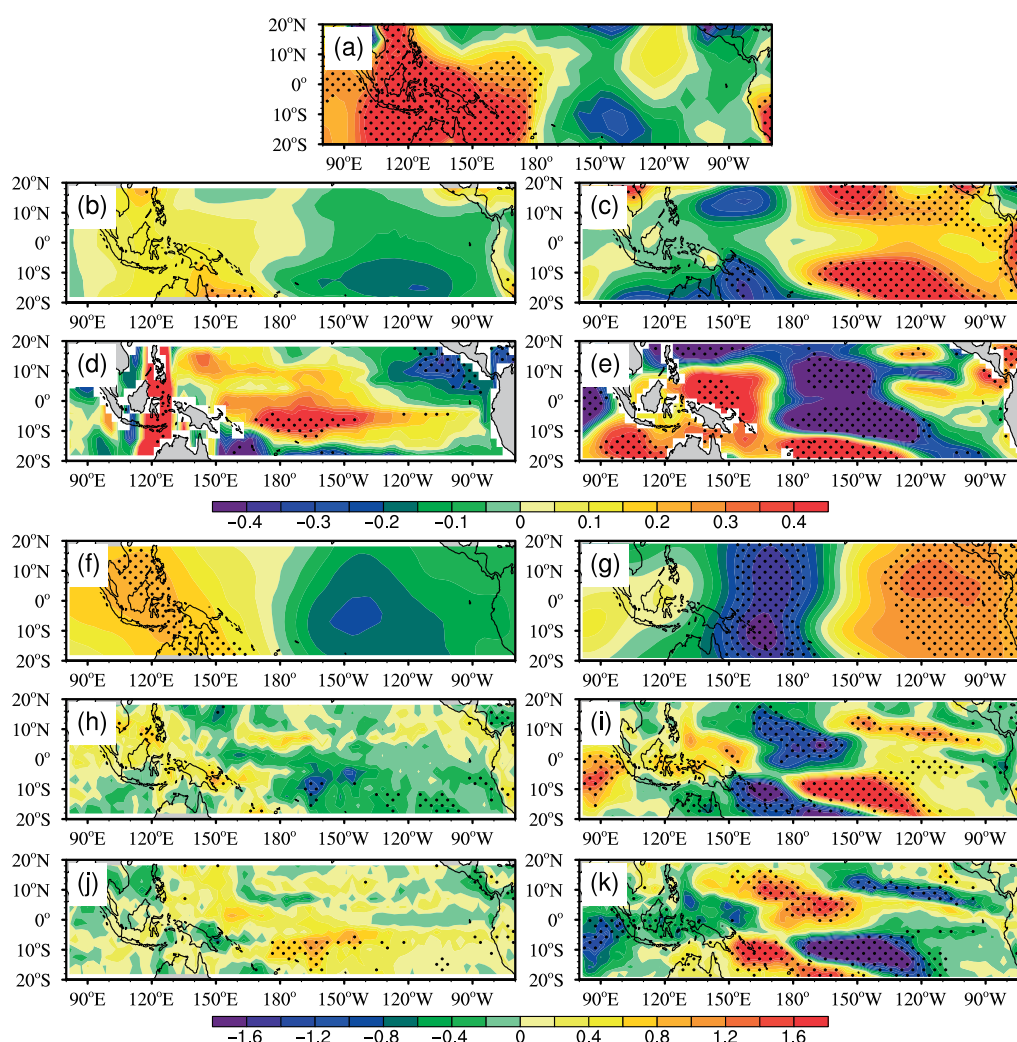


图5 1950~2004年间热带太平洋气候要素变化趋势的结果

图的说明同图4

流减弱,但减弱幅度较之观测结果偏弱; FGOALS-s2 中,热带太平洋沃克环流变化不明显. 1950~2004 年,观测和 FGOALS-g2 中,沃克环流仍为减弱趋势; FGOALS-s2 中,沃克环流体现出增强趋势. 1982~2004 年,观测和 FGOALS-s2 中,热带太平洋沃克环流出现增强趋势,而 FGOALS-g2 中,沃克环流依旧为减弱趋势.

在三个时间段内, FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 模拟的沃克环流变化与观测结果之间存在一些模拟偏差,下面对其可能原因进行讨论. 沃克环流的变化受到温室气体外强迫导致的增暖和内部变率(ENSO, IPO, PDO)的共同影响(Power 和 Kociuba, 2011; DiNezio 等, 2013). 研究认为, 20 世纪沃克环流的减

弱,一部分是由全球增暖引起(Vecchi 等, 2006; Power 和 Kociuba, 2011; Held 和 Soden, 2006), 另一部分是由于 El Niño 的自然发生(未受外强迫影响)频率增加, La Niña 的自然发生频率减少导致的(Power 和 Kociuba, 2011). Vecchi 等(2006)指出, 在短于 100 年的时间段内, 由内部变率引起的几十年变化趋势可能会主导 SLP 梯度的长期变化趋势, 因此, 要分析温室气体增加引起的全球变暖对沃克环流变化趋势的影响, 使用资料的时间长度应超过 100 年. DiNezio 等(2013)也指出, 在较长时间内, 沃克环流受全球变暖影响较大、内部变率对长期变化趋势的影响较弱, 沃克环流变化趋势大小波动较小; 在短于 100 年的时间段内, 随着研究时间段缩短, 内部变率(ENSO, PDO,

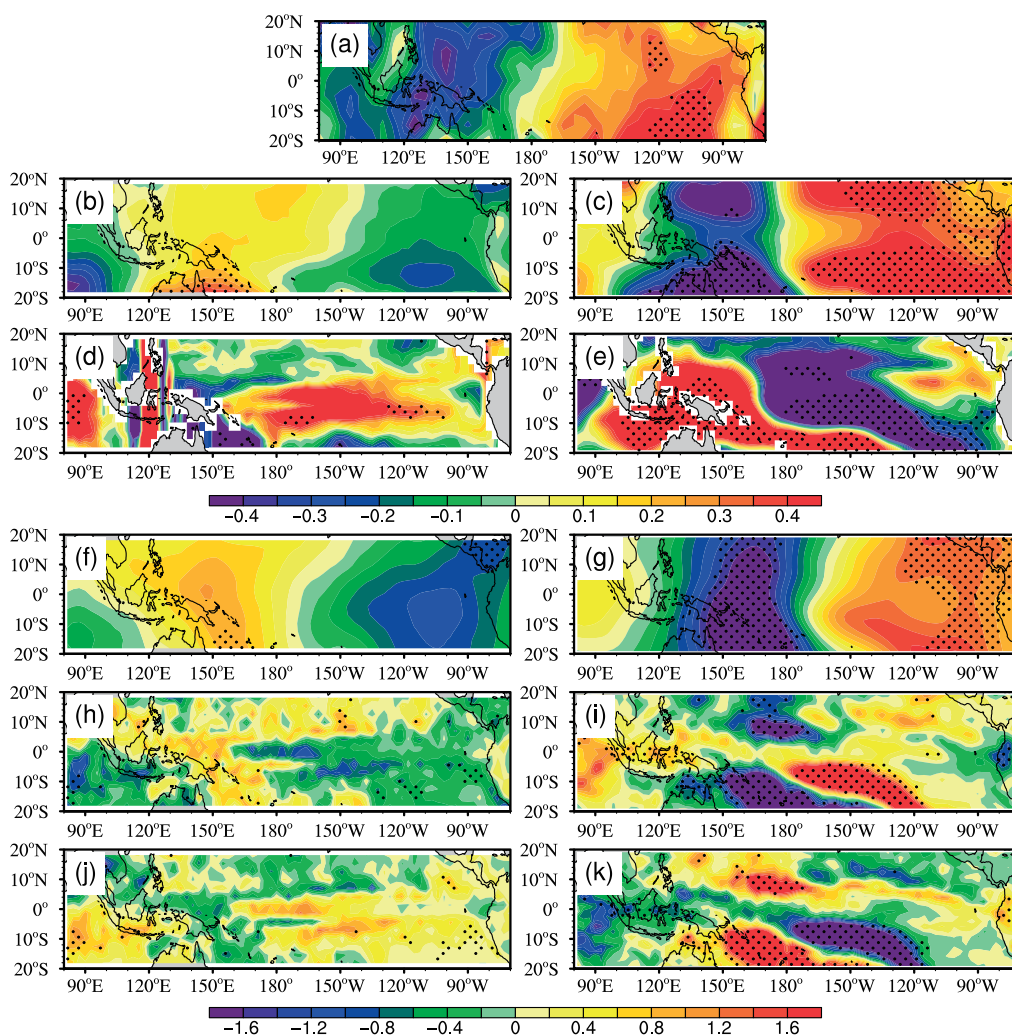


图 6 1982~2004 年间热带太平洋气候要素变化趋势的结果

图的说明同图 4

IPO)对沃克环流变化趋势的影响增大,内部变率既可以促进也可以抑制全球增暖导致的沃克环流减弱幅度,使沃克环流变化趋势大小出现较大波动(DiNezio 等, 2013). 此外, Meng 等(2012)使用 CMIP 模式的控制试验分析沃克环流的变化,发现在百年时间尺度上,沃克环流仍具有较强的内部变率. 因此,他们指出,可能是辐射强迫信号对 20 世纪沃克环流的影响较之内部变率偏弱,从而不能检测到外强迫对沃克环流的影响. 基于上述前人结果,我们检查了两个模式工业革命前控制试验中,SLP 梯度在 100 年、55 年和 23 年时间长度内的变化.

工业革命前控制试验中 SLP 梯度的滑动线性趋势结果表明(图 7),在百年时间长度内,内部变率造

成的变化趋势不明显(滑动百年的 SLP 梯度线性趋势基本上未能通过 80%的显著性检验),但内部变率仍有可能使沃克环流增强或减弱(图 7(a));内部变率导致的 55 年沃克环流显著增强或减弱趋势的可能发生频率较之百年增加,而 23 年沃克环流显著增强或减弱趋势的可能发生频率又较之 55 年增加. 也就是说,随着检测时间段的缩短,内部变率的作用增强,对沃克环流发生显著的变化贡献增加.

由于耦合气候模式只能考察其对外强迫的响应,其模拟的内部变率与观测中的内部变率并不是完全逐年对应的. 因此,在 1900~2004 年时间段内,可能是内部变率导致的沃克环流百年增强趋势叠加在增暖引起的沃克环流减弱趋势之上,结果使 FGOALS-

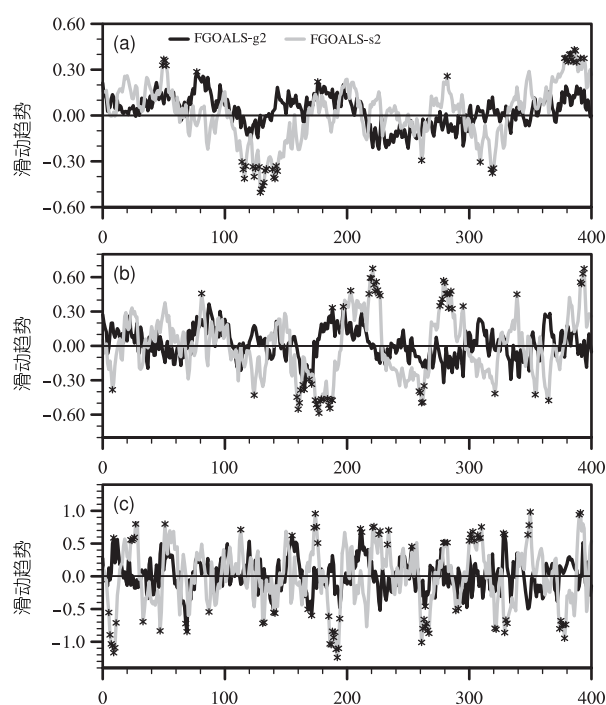


图7 工业革命前控制试验中SLP梯度滑动线性趋势

(a) 100年滑动趋势; (b) 55年滑动趋势; (c) 23年滑动趋势. 横坐标为模式年, 与横坐标一一对应的纵坐标值表示以该模式年为起始时间的100年(55年和23年)的SLP梯度趋势. (a)~(c)中星号分别表示线性趋势超过20%, 1%, 1%的显著水平

g2 历史气候模拟试验中的沃克环流减弱趋势较之观测偏弱, FGOALS-s2 中的热带太平洋大气环流变化不明显. 1950~2004 年和 1982~2004 年, 内部变率对沃克环流变化的可能贡献增强, 但模式的内部变率和观测难以对应. 所以, 尽管 FGOALS-g2 历史气候模拟试验结果表明, 1950~2004 年沃克环流增强, FGOALS-s2 模拟结果中出现近 20 多年沃克环流的增强, 但该结果也可能具有模式依赖性. 同时, 也可能是模式内部变率作用的影响, 使 FGOALS-g2 中过去 23 年的沃克环流仍为减弱, 而使 FGOALS-s2 中过去 55 年的沃克环流增强. 此外, 在长于 55 年的时间段内, 模式模拟的沃克环流长期变化趋势幅度均较之观测偏弱, 究其原因可能有两点, 一方面, 观测资料在 1950 年还比较稀少, 重建资料中含有虚假信号 (L'Heureux 等, 2013), 观测中的变化趋势可能过强; 另一方面, 目前大多气候模式模拟的沃克环流长期减弱趋势较之观测偏弱 (Power 和 Kociuba, 2011; DiNezio 等, 2013), 故可能是由于模式本身的模拟偏差引起.

2.4 热带太平洋沃克环流变化的机理分析

为了理解沃克环流变化的机理, 基于 Held 等 (2006) 的理论解释, 图 8 给出了降水相对变率与水汽相对变率之差((4)式左端的项, 即对流质量通量相对变率)的线性趋势分布. 在 1900~2004 年间, FGOALS-g2 中, 西太平洋、海洋大陆和北美西南沿岸对流质量通量显著减小, 中太平洋对流质量通量增大, 东太平洋冷舌对流质量交换变化不显著(图 8(a)), 表明沃克环流减弱. FGOALS-s2 中, 除了澳大利亚东岸和赤道中太平洋对流质量交换增强, 太平洋对流质量交换都减弱(图 8(b)), 使赤道太平洋大气环流减弱, 整个热带太平洋大气环流无明显变化. 在 1950~2004 和 1982~2004 年间, FGOALS-g2 中, 西太平洋对流质量通量显著减弱, 赤道中太平洋、冷舌区对流质量通量相对变率呈现增强趋势的范围和显著性增大(图 8(c), (e)), 对应沃克环流减弱. FGOALS-s2 中, 赤道中太平洋、赤道外西北和西南太平洋对流质量交换增强, 东太平洋对流质量交换减弱(图 8(d)), 对应沃克环流增强.

结合图 4~6 和 8, 在三个不同时间段内, 水循环约束关系推算的对流质量通量相对变率的变化趋势特征, 与 500-hPa 垂直速度变化趋势的空间分布相似, 空间相关系数的值都大于 0.77, 超过了 99% 的置信水平. 因此, 在热带太平洋地区, 可以使用水循环约束来解释沃克环流的变化. 为了维持质量守恒, 当降水相对变率增幅大于(或小于)水汽相对变率增幅时, 对流质量交换增强(或减弱). 当热带西太平洋对流通量减小(或增加), 东太平洋对流通量增加(或减小)时, 沃克环流减弱(或增强).

为了揭示 SST 变化分布对沃克环流的影响, 图 9 给出了热带太平洋 SST 在三个不同时段内的线性趋势分布. 观测中, 1900~2004 年间, 热带太平洋海盆一致增暖, 增暖中心位于冷舌(图 9(a)), 暖池和冷舌温度梯度增大(图 10(a)). 不过, 在 1920 年之前, 热带太平洋观测资料稀疏, 过去百年热带太平洋 SST 的变化特征不确定性较大 (Deser 等, 2010; Tokinaga 等, 2012b; Vecchi 和 Soden, 2007; Meng 等, 2012; Solomon 和 Newman, 2012). 1950~2004 年间, 冷舌增暖较之暖池偏强(图 9(b)), 东西向 SST 梯度减小(图 10(b)). 1982~2004 年间, 西太平洋增暖, 东太平洋变冷(图 9(c)), 东西向 SST 梯度增大(图 10(c)), 热带太

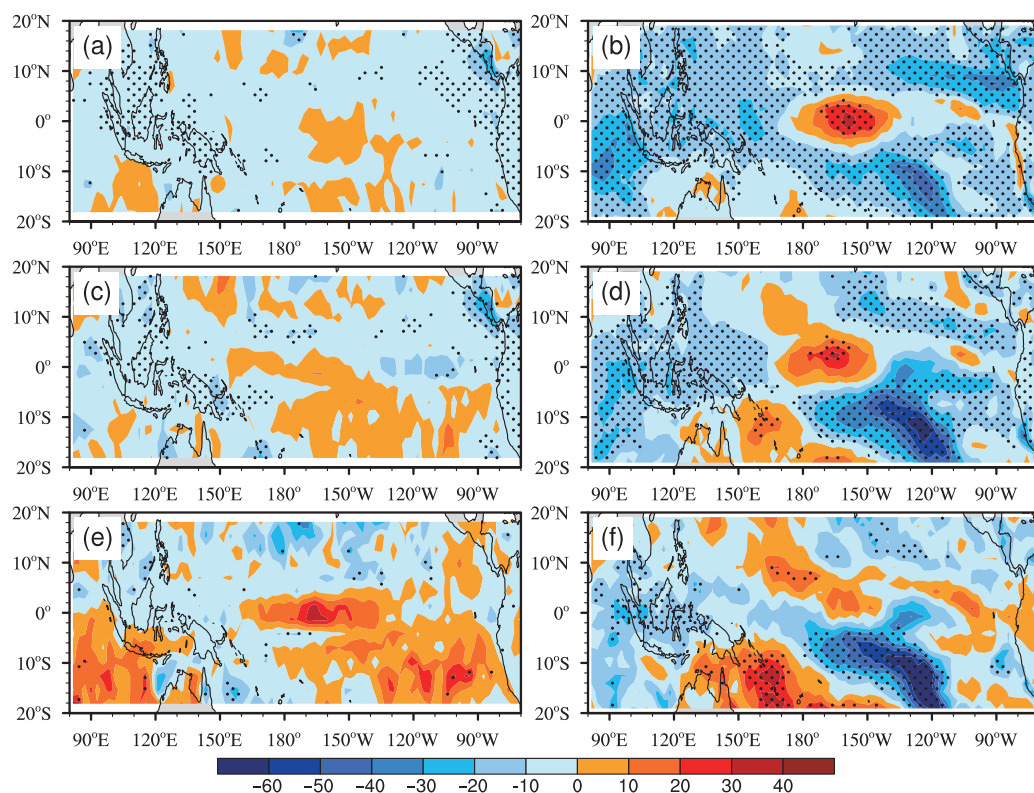


图 8 对流质量通量相对变率(相对于 1961~1990 年)线性趋势分布

(a), (c), (e) 示 FGOALS-g2 集合平均; (b), (d), (f) 示 FGOALS-s2 集合平均; 上中下分别为三个不同时间段((a), (b), 1900~2004 年, 单位: $\% (105 \text{ a}^{-1})$; (c), (d), 1950~2004 年, 单位: $\% (55 \text{ a}^{-1})$; (e), (f), 1982~2004 年, 单位: $\% (23 \text{ a}^{-1})$). 圆点区域表示线性趋势超过 5% 的显著水平

平洋 SST 呈现出类 La Niña 型分布. FGOALS-g2 中, 三个时间段上, 增暖中心均出现在日界线以东; 过去百年, 冷舌与暖池间的温度梯度变化不明显; 过去 55 年和 23 年, 热带太平洋 SST 呈现出类 El Niño 型分布(图 9(d)~(f)), 东西向 SST 梯度减弱(图 10). FGOALS-s2 中, 过去百年, 赤道东太平洋增暖强于赤道西太平洋, 但赤道外东太平洋增暖弱于西太平洋; 过去 55 年和 23 年, 热带太平洋 SST 呈现出类 La Niña 型分布(图 9(g)~(i)), 东西向 SST 梯度增大.

结合上文关于三个时间段内热带太平洋大气环流和 SST 变化特征的讨论, 当热带太平洋 SST 变化趋势分布型为类 El Niño(类 La Niña)型的 SST 分布时, 沃克环流减弱(增强). SST 变化分布型可能主导沃克环流的变化. 前人研究中已经存在一些证据, 支持 SST 变化分布型对沃克环流长期变化的驱动作用. Meng 等(2012)用 1900~2007 年的 La Niña 型海温(源自 HadISST)驱动大气环流模式(AGCM), 响应于该

SST 强迫, 沃克环流增强. 他们还用控制实验中的百年 SST 趋势驱动 AGCM, 对应于大尺度热带太平洋 SST 东西向梯度增强(减弱)趋势, 沃克环流增强(减弱). Tokinaga 等(2012a, 2012b)综合大气环流相关要素的观测分析发现, 1950~2009 年沃克环流减弱, 但观测中热带太平洋 SST 变化仍具有较大的不确定性. 他们用 1950~2009 年间的夜间海表气温(night-time marine surface air temperature, NMAT)和 SST 合并后的结果(此期间的变化体现为 El Niño 型分布)驱动 AGCM, 沃克环流减弱; 用 HadISST 的结果(1950~2009 年间的变化表现为类 La Niña 型分布)驱动 AGCM, 沃克环流增强; 还分别用均匀增暖的 SST 和既不是 El Niño 也不是 La Niña 型变化分布的 ERSST 驱动 AGCM, 发现沃克环流依次响应为减弱和无显著变化趋势. 所以, 他们的结果表明, SST 趋势分布对沃克环流变化起关键作用(Tokinaga 等, 2012a).

为了进一步理解 SST 变化分布型对沃克环流变

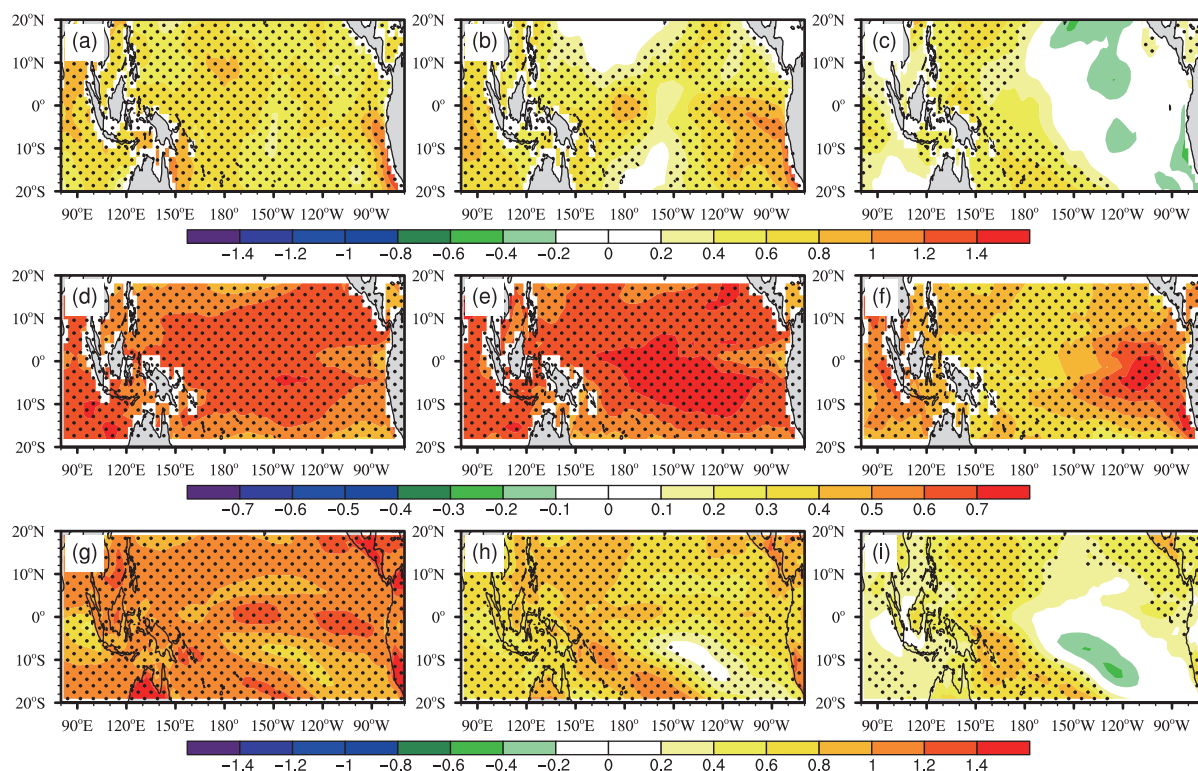


图9 SST 线性趋势分布

(a)~(c)示观测, (d)~(f)示FGOALS-g2 集合平均, (g)~(i)示FGOALS-s2 集合平均, 左中右分别为三个不同时间段((a), (d), (g): 1900~2004 年, 单位: $K (105 a)^{-1}$; (b), (e), (h): 1950~2004 年, 单位: $K (55 a)^{-1}$; (c), (f), (i): 1982~2004 年, 单位: $K (23 a)^{-1}$). 圆点区域表示线性趋势超过 5% 的显著水平

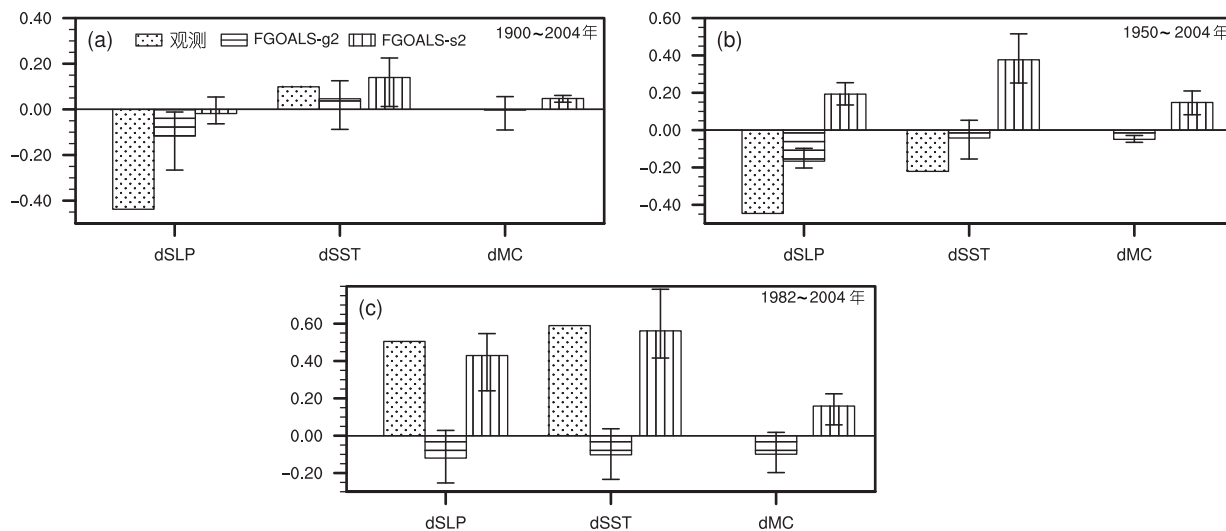


图10 热带太平洋东向 SLP, SST 和对流质量通量(MC)梯度变化趋势

(dSLP=SLP($160^{\circ}\sim 80^{\circ}W$, $5^{\circ}S\sim 5^{\circ}N$)-SLP($80^{\circ}\sim 160^{\circ}E$, $5^{\circ}S\sim 5^{\circ}N$), 三个时间段内的单位分别为 $hPa (105 a)^{-1}$, $hPa (55 a)^{-1}$, $hPa (23 a)^{-1}$; dSST=SST($120^{\circ}\sim 160^{\circ}E$, $15^{\circ}S\sim 15^{\circ}N$)-SST($140^{\circ}\sim 80^{\circ}W$, $20^{\circ}S\sim 5^{\circ}N$), 三个时间段内的单位分别为 $K (105 a)^{-1}$, $K (55 a)^{-1}$, $K (23 a)^{-1}$; dMC=MC($80^{\circ}\sim 160^{\circ}E$, $20^{\circ}S\sim 20^{\circ}N$)-MC($140^{\circ}\sim 80^{\circ}W$, $20^{\circ}S\sim 5^{\circ}N$), 单位为 1). 误差线表示模式不同成员模拟的线性趋势的最大值和最小值范围

化的驱动作用, 基于 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 的 AMIP 试验结果, 图 11 给出了近 30 年(1979~2008 年)热带太平洋大气环流对给定 SST 强迫响应的线性趋势分布. 近 30 年, 两个模式 AMIP 试验中给定的热带太平洋 SST 变化趋势均为, 东太平洋变冷, 西太平洋变暖, 呈现出类 La Niña 型的 SST 分布特征(图 11(a)和(b)). 尽管 FGOALS-s2 有三个 AMIP 试验成员, 但各成员中热带太平洋大气环流对 SST 强迫的响应特征十分相似(图略), 不同成员中各大气环流相关要素与集合平均结果的空间相关系数均高于 0.86, 超过

99%的显著性检验. 因此, 文中只给出 FGOALS-s2 AMIP 试验集合平均结果. 两个模式 AMIP 试验中, 对 La Niña 型的 SST 强迫, 热带太平洋大气环流的响应特征也十分相似, 具体特征如下: 一是西太平洋 SLP 降低, 东太平洋 SLP 升高, 东西向 SLP 梯度增大(图 11(c), (d)); 二是中太平洋出现显著地东风异常(图 11(e), (f)); 三是西太平洋上空上升运动和高空辐散增强, 降水增加, 东太平洋上空下沉运动和高空辐合减弱, 降水减少(图 11(g)~(l)). 以上结果表明, 在热带太平洋类 La Niña 型 SST 趋势变化分布驱动下,

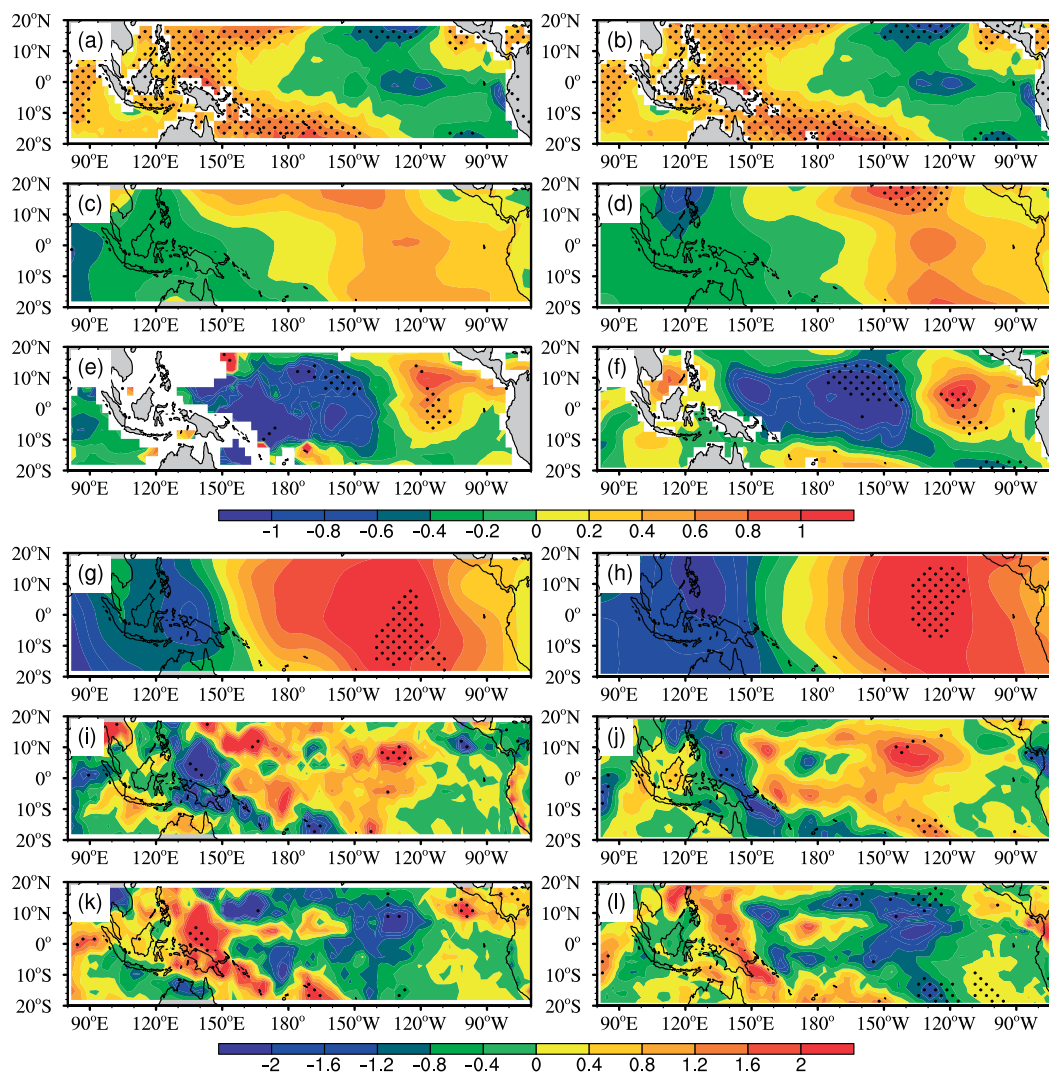


图 11 1979~2008 年热带太平洋大气环流对 SST 强迫的线性趋势分布

(a)和(b)示给定的 SST 强迫(单位: $\text{K} (30 \text{ a})^{-1}$), (c)和(d)示 SLP(单位: $\text{hPa} (30 \text{ a})^{-1}$), (e)和(f)示 1000-hPa 纬向风(单位: $\text{m s}^{-1} (30 \text{ a})^{-1}$), (g)和(h)示 200-hPa 速度势(单位: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} (30 \text{ a})^{-1}$), (i)和(j)示 500-hPa 垂直速度(单位: $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1} (30 \text{ a})^{-1}$), (k)和(l)示降水(单位: $\text{mm d}^{-1} (30 \text{ a})^{-1}$). (a), (c), (e), (g), (i), (k)示 FGOALS-g2 结果; (b), (d), (f), (h), (j), (l)示 FGOALS-s2 集合平均结果. 圆点区域表示线性趋势超过 5% 的显著水平.

沃克环流增强.

3 讨论和结论

3.1 讨论

热带太平洋不仅是大气水分的主要来源, 其还通过蒸发潜热的方式向大气提供热量, 而水汽凝结释放潜热对大气环流有重要的驱动作用. 反过来, 风又可以通过驱动洋流和控制海气相互热交换来影响 SST. 热带太平洋气候受海气相互作用的强烈影响. 热带太平洋东西向 SST 梯度减小(增大), 导致东西向 SLP 梯度减小(增大), 结果会使赤道上信风减弱(增强), 沃克环流减弱(增强), 东太平洋冷舌区冷水上翻也随着减弱(增强), 最终减小(加大)原有的东西向 SST 梯度. 在过去百年的时间段上, 沃克环流受温室气体外强迫导致的全球增暖和内部变率的共同影响, 外强迫作用大于内部变率, 两个模式模拟的沃克环流减弱, 但 SST 没有出现典型的 El Niño 型分布; 在过去 55 年和 23 年, 内部变率的作用增大, 沃克环流的减弱(增强), 伴随 SST 变化的 El Niño 型(La Niña 型)分布. 因此, 在全球增暖下, 沃克环流的减弱如何影响 SST 变化的分布, 是一个需要进一步研究的问题. 由于内部噪声的影响, 同一模式不同成员模拟的沃克环流变化特征不可能完全相同. 在过去百年、55 年、23 年三个具体时间段内, 关于沃克环流变化分布, 尽管文中的分析主要基于模式集合平均结果, 但我

们同时将不同成员模拟的沃克环流变化分布与集合平均结果进行了比较(表 1). 随着研究时段的缩短, 不同成员模拟结果与集合平均结果之间的相关性基本上是减弱的, 这可能是随着时间段缩短, 模式内部变率作用更突出所致.

3.2 结论

本文使用观测资料、FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 的历史气候模拟试验的结果, 分析了 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 对 20 世纪热带太平洋沃克环流气候态的模拟能力, 重点讨论了热带太平洋大气环流在过去百年(1900~2004 年)、过去 55 年(1950~2004 年)、近 23 年(1982~2004 年)三个时间段上的变化特征, 结合 historical 和 AMIP 试验结果, 研究了沃克环流变化的机理. 主要结论如下:

(1) FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 历史气候模拟试验均能较好地模拟出热带太平洋大气环流的气候态分布特征. 观测中 20 世纪沃克环流趋势演变特征为: 以 2004 年为终止时间, 在长于 30 年的时间段内, 沃克环流呈减弱趋势, 1950~2004 年沃克环流减弱幅度最大; 在近 20 多年, 沃克环流由减弱转向了增强, 1982~2004 年沃克环流增强幅度最大. 在 1900~2004 年间, FGOALS-g2 历史气候模拟结果中, 沃克环流减弱, 但减弱幅度较之观测结果偏弱; FGOALS-s2 中, 热带太平洋沃克环流变化不明显. 在 1950~2004 年间, FGOALS-g2 中, 沃克环流仍为减弱趋势; FGOALS-

表 1 不同时间段内模式不同成员模拟的沃克环流相关要素趋势变化与集合平均的空间相关系数

变量时间段	1900~2004 年	1950~2004 年	1982~2004 年
SLP(FGOALS-g2)	0.86, 0.79, 0.74	0.81, 0.80, 0.90	0.45, 0.73, 0.83,
SLP(FGOALS-s2)	0.90, 0.85, 0.86	0.92, 0.74, 0.89	0.89, 0.81, 0.92
纬向风(1000 hPa)(FGOALS-g2)	0.84, 0.64, 0.61	0.82, 0.72, 0.57	0.35, 0.53, 0.70
纬向风(1000 hPa)(FGOALS-s2)	0.85, 0.87, 0.88	0.91, 0.87, 0.90	0.78, 0.87, 0.86
速度势(200 hPa)(FGOALS-g2)	0.99, 0.76, 0.74	0.94, 0.86, 0.87	0.29, 0.85, 0.77
速度势(200 hPa)(FGOALS-s2)	0.81, 0.96, 0.80	0.93, 0.97, 0.86	0.92, 0.97, 0.68
垂直速度(500 hPa)(FGOALS-g2)	0.78, 0.60, 0.59	0.67, 0.66, 0.70	0.41, 0.66, 0.63
垂直速度(500 hPa)(FGOALS-s2)	0.89, 0.93, 0.90	0.81, 0.89, 0.87	0.71, 0.87, 0.88
降水(FGOALS-g2)	0.67, 0.69, 0.68	0.64, 0.70, 0.74	0.28, 0.65, 0.72
降水(FGOALS-s2)	0.88, 0.91, 0.89	0.81, 0.89, 0.87	0.71, 0.88, 0.88
对流质量交换(FGOALS-g2)	0.73, 0.72, 0.68	0.73, 0.69, 0.75	0.39, 0.65, 0.68
对流质量交换(FGOALS-s2)	0.87, 0.94, 0.93	0.83, 0.89, 0.86	0.70, 0.85, 0.81
SST(FGOALS-g2)	0.835, 0.997, 0.994	0.831, 0.995, 0.994	0.408, 0.968, 0.937
SST(FGOALS-s2)	0.857, 0.997, 0.996	0.835, 0.987, 0.985	0.785, 0.942, 0.891

s2 中, 沃克环流体现出增强趋势. 在 1982~2004 年间, FGOALS-s2 中, 热带太平洋沃克环流出现增强趋势, 而 FGOALS-g2 中, 沃克环流依旧为减弱趋势. 在三个时间段内, 模式模拟的沃克环流变化与观测结果之间的偏差, 源自模式内部变率与观测中的内部变率不对应.

(2) FGOALS-g2 模拟结果中, 在三个不同时间段上, 热带西太平洋水汽相对变率增幅小于降水增幅, 边界层与自由对流层间的对流质量交换减弱, 热带东太平洋水汽相对变率增幅大于降水增幅, 对流质量交换增强, 使热带太平洋沃克环流减弱. 在 FGOALS-s2 中, 在过去百年间, 除了澳大利亚东岸和赤道中东太平洋对流质量交换增强, 太平洋对流质量交换都减弱, 使赤道太平洋大气环流减弱, 而整个热带太平洋大气环流无明显变化; 在过去 55 年及近 23 年, 对流质量通量变化分布均是热带西太平洋对流质量交换

增强, 东太平洋对流质量交换减弱, 沃克环流增强. 因此, 水循环约束关系合理地解释了热带太平洋沃克环流的变化.

(3) SST 变化分布型对热带太平洋沃克环流变化具有重要作用. 观测中, 过去 55 年沃克环流的减弱和过去 23 年沃克环流的增强分布对应 SST 变化的类 El Niño 型和类 La Niña 型分布. 在过去 55 年和 23 年间, FGOALS-g2 中, 热带太平洋 SST 变化表现为类 El Niño 型分布, 对应沃克环流减弱; FGOALS-s2 中, 热带太平洋 SST 变化表现为类 La Niña 型分布, 对应沃克环流增强. 因此, 气候系统模式合理模拟沃克环流变化的前提是对热带太平洋 SST 变化空间型的成功模拟. 这一结论也被 AMIP 试验所支持, 在历史海温驱动下, FGOALS 大气模式模拟的近 30 年(1979~2008 年)沃克环流增强, 原因在于热带太平洋类 La Niña 型 SST 趋势变化分布的驱动.

致谢 感谢中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室董璐和宋丰飞在文稿整理中给予的帮助和指导, 以及审稿人对文章修改提出的宝贵意见.

参考文献

- Allan R, Ansell T. 2006. A new globally complete monthly historical gridded mean sea level pressure dataset (HadSLP2): 1850–2004. *J Clim*, 19: 5816–5842
- Allan R J, Lindesay J, Parker D. 1996. *El Niño Southern Oscillation and Climatic Variability*. Australia: CSIRO. 402
- Bao Q, Lin P, Zhou T, et al. 2013. The flexible global ocean-atmosphere-land system model, spectral version 2: FGOALS-s2. *Adv Atmos Sci*, 2013, 30: 561–576
- Barber R T, Chavez F P. 1983. Biological consequences of El Niño. *Science*, 222: 1203–1210
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon Weather Rev*, 97: 163–172
- Cane M A, Sarachik E S. 1977. Forced baroclinic ocean motions, Part II: The linear equatorial bounded case. *J Mar Res*, 35: 395–432
- Collins M, An S, Cai W, et al. 2010. The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nat Geosci*, 3: 391–397
- Deser C, Phillip A S, Alexander M A. 2010. Twentieth century tropical sea surface temperature trends revisited. *Geophys Res Lett*, 37: L10701, doi: 10.1029/2010 GL043321
- Deser C, Wallace J M. 1990. Large-scale atmospheric circulation features of warm and cold episodes in the tropical Pacific. *J Clim*, 3: 1254–1281
- DiNezio P N, Clement A C, Vecchi G A, et al. 2009. Climate response of the Equatorial Pacific to global warming. *J Clim*, 22: 4873–4892
- DiNezio P N, Clement A C, Vecchi G A. 2010. Reconciling differing views of tropical Pacific climate change. *Eos Trans AGU*, 91: 141–142
- DiNezio P N, Vecchi G A, Clement A C. 2013. Detectability of changes in the Walker circulation in response to global warming. *J Clim*, 26: 4038–4048
- Gastineau G, Li L, Treut H L. 2009. The Hadley and Walker circulation changes in global warming conditions described by idealized atmospheric simulations. *J Clim*, 22: 3993–4013
- Held I M, Soden B J. 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J Clim*, 19: 5686–5699
- Julian P R, Chervin R M. 1978. A study of the Southern Oscillation and the Walker circulation. *Mon Weather Rev*, 106: 1433–1451
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77: 437–470
- Knutson T R, Manabe S. 1995. Time-mean response over the tropical Pacific to increase CO₂ in a coupled ocean-atmosphere model. *J Clim*, 8: 2181–2199
- L'Heureux M, Lee S, Lyon B. 2013. Recent multidecadal strengthening of the Walker circulation across the tropical Pacific. *Nat Clim Change*, 3:

571–576

- Li G, Ren B. 2012. Evidence for strengthening of the tropical Pacific Ocean surface wind speed during 1979–2001. *Theor Appl Climatol*, 107: 59–72
- Li L J, Lin P, Yu Y, et al. 2013. The flexible global ocean-atmosphere-land system model, grid-point version 2: FGOALS-g2. *Adv Atmos Sci*, 30: 543–560
- Liu J, Wang B, Cane M A, et al. 2013. Divergent global precipitation changes induced by natural versus anthropogenic forcing. *Nature*, 493: 656–659
- Luo J J, Sasaki W, Masumoto Y. 2012. Indian Ocean warming modulates Pacific climate change. *Proc Natl Acad Sci USA*, 109: 18701–18706
- Meng Q, Latif M, Park W, et al. 2012. Twentieth century Walker circulation change: Data analysis and model experiments. *Clim Dyn*, 38: 1757–1773
- Power S B, Kociuba G. 2011. What caused the observed twentieth-century weakening of the Walker circulation? *J Clim*, 24: 6501–6514
- Power S B, Smith I N. 2007. Weakening of the Walker circulation and apparent dominance of El Niño both reach record levels, but has ENSO really changed? *Geophys Res Lett*, 34: L18702, doi: 10.1029/2007GL030854
- Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. 2008. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006). *J Clim*, 21:2283–2296
- Sohn B J, Yeh S W, Schmetz J, et al. 2013. Observational evidences of Walker circulation change over the last 30 years contrasting with GCM results. *Clim Dyn*, 40: 1721–1732
- Solomon A, Newman M. 2012. Reconciling disparate 20th century Indo-Pacific ocean temperature trends in the instrumental record. *Nat Clim Change*, 2: 691–699
- Tokinaga H, Xie S P, Deser C, et al. 2012a. Slowdown of the Walker circulation driven by tropical Indo-Pacific warming. *Nature*, 491: 439–443
- Tokinaga H, Xie S P, Timmermann A. 2012b. Regional patterns of tropical Indo-Pacific climate change: Evidence of the Walker circulation weakening. *J Clim*, 25: 1689–1710
- Vecchi G A, Clement A C, Soden B J. 2008. Examining the tropical Pacific's response to global warming. *Eos Trans AGU*, 89: 81–83
- Vecchi G A, Soden B J, Wittenberg A T, et al. 2006. Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature*, 441: 73–76
- Vecchi G A, Soden B J. 2007. Global warming and the weakening of the tropical circulation. *J Clim*, 20: 4316–4340
- Wang B, Liu J, Kim H, et al. 2012. Recent change of the global monsoon precipitation (1979–2008). *Clim Dyn*, 39: 1123–1135
- Webster P J, Magaña T N, Palmer J, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J Geophys Res*, 103: 14451–14510
- Xie P P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *BAMS*, 78: 2539–2558
- Yu B, Zwiers F W. 2010. Changes in equatorial atmospheric zonal circulations in recent decades. *Geophys Res Lett*, 37: L05701, doi: 10.1029/2009GL042071
- Yu B, Zwiers F W, Boer G J, et al. 2012. Structure and variances of equatorial zonal circulation in a multimodel ensemble. *Clim Dyn*, 39: 2403–2419
- Zhang M, Song H. 2006. Evidence of deceleration of atmospheric vertical overturning circulation over the tropical Pacific. *Geophys Res Lett*, 33: L12701, doi: 10.1029/2006GL025942
- Zhou T, Song F, Chen X. 2013. Historical evolutions of global and regional surface air temperature simulated by FGOALS-s2 and FGOALS-g2: How reliable are the model results? *Adv Atmo Sci*, 30: 638–657