

大西洋海温异常在 ENSO 影响印度-东亚夏季风中的作用

容新尧^①, 张人禾^①, LI Tim^②^① 中国气象科学研究院, 北京 100086;^② International Pacific Research Center and Department of Meteorology, University of Hawaii at Manoa, Honolulu, HI 96822, USA

E-mail: rongur@cams.cma.gov.cn

2009-09-07 收稿, 2009-11-22 接受

国家重点基础研究发展计划(2004CB418302)、国家自然科学基金(40921003)和科技部国际合作项目(2009DFA21430)资助

摘要 利用 1979~2007 年的海温和热通量以及风场资料分析了与 ENSO 相关的热带北大西洋海温变化的机制及其与印度-东亚夏季风环流的关系, 结果表明热带北大西洋夏季海温和前冬 Niño3 区海温具有显著正相关, 它与同期印度-东亚季风区大气环流的相关显示了类似于 ENSO 成熟次年夏季季风环流异常的分布特征. 热带北大西洋海温和 ENSO 的同号相关主要归因于大西洋大气对 ENSO 的遥响应所导致的潜热通量和短波辐射的贡献. 耦合模式的试验结果显示, 在考虑大西洋海温变化的情况下, 模式能够再现 ENSO 成熟次年印度-东亚季风区大气环流异常的主要特征, 如位于西北太平洋的反气旋环流以及与此相联系出现在中国东南部的南风异常. 若大西洋指定为气候海温, 耦合模式中西北太平洋上空的环流异常与观测结果出现较大差异, 如反气旋的位置东移、中国东南部出现北风异常. 进一步分析显示大气对热带北大西洋暖海温的 Kelvin 波响应使异常东风从印度洋延伸到西太平洋. 异常东风产生负涡度同时通过 Ekman 效应在南海和孟加拉湾地区产生辐散的东北风, 导致对流减弱从而形成反气旋环流. 本文的结果表明, 与 ENSO 相关联的大西洋海温异常在 ENSO-季风关系中具有重要的作用.

关键词ENSO
印度季风
东亚季风
西北太平洋反气旋
大西洋

厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)是发生在热带太平洋的年际时间尺度的气候变异强信号, 它对热带以至全球气候的异常变化有显著影响. ENSO 期间赤道中东太平洋海温的异常一方面激发了大气遥相关, 直接引起热带太平洋以外区域气候的异常变化; 另一方面它可以通过“大气桥”机制^[1,2]引起其他大洋的变化, 从而产生记忆效应, 使其影响可以持续到其成熟位相第二年的夏季乃至更长时间.

中国学者较早注意到了 ENSO 和中国气候的密切关系. Huang 和 Wu^[3]分析了 ENSO 不同阶段中国夏季降水的异常特征, 指出在 El Niño 发展年夏季, 中国江淮地区多雨, 长江中游和华北少雨; 而 El Niño 处于消亡阶段的夏季, 江淮地区少雨而江南部分地

区雨量偏多. 刘永强和丁一汇^[4]的研究表明, El Niño 当年夏季全国降水以偏少为主, 而次年夏季降水异常分布几乎完全相反. Zhang 等人^[5,6]指出在 El Niño 盛期时的秋、冬、春季, 中国南方降水会出现显著异常. 中国降水特征在 ENSO 不同阶段的差异和与之相联系的东亚大气环流的异常特征紧密相关. Zhang 等人^[7]发现 El Niño 成熟位相期间位于菲律宾附近的异常反气旋是 ENSO 影响东亚气候异常的重要途径, 这一异常环流是大气对热带西北太平洋减弱的对流活动的 Rossby 波响应. Wang 等人^[8,9]以及 Lau 等人^[10]认为通过局地的海洋-大气正反馈, 位于西北太平洋的异常反气旋可以由 El Niño 成熟的冬季持续到第二年春末, 伴随着局地冷的海表面温度(SST)异常. 然而, 由于夏季风风向的转变, 与西北太平洋反气旋相

关的局地冷海温在 El Niño 成熟次年夏季并不是很显著. 因此, 局地的冷海温虽然对西北太平洋的反气旋环流可能仍有一定的贡献, 但不足以将该反气旋环流维持到夏季. 大气对 ENSO 导致的印度洋暖 SST 异常的响应可能是这一反气旋环流得以维持到 ENSO 成熟次年夏季的重要原因, 印度洋在其中扮演了“电容器”的角色^[11,12].

由于地理位置的原因, 相比印度洋和太平洋, 目前对大西洋海温变化和东亚季风以及中国气候关系的关注不多. 一些研究已揭示了大西洋海温对印度和东亚季风区气候的重要影响. 如 Lu 等人^[13]利用大气环流模式研究了 1997/1998 El Niño 年大西洋海温暖异常对东亚夏季风的影响. 结果显示只有在考虑了大西洋海温变化之后, 模拟的 1998 年夏季印度和西北太平洋的环流异常才能和观测较为一致. Kucharski 等人^[14]的模拟研究提出 ENSO 和热带大西洋海温关系的年代际改变导致了 ENSO 和印度季风关系在 20 世纪 80 年代后的减弱. 陈文等人^[15]的结果也表明, 中国夏季降水的 EOF 第一模态和热带北大西洋海表面温度存在显著相关. 和印度洋类似, 热带大西洋海温在 El Niño 成熟次年存在暖异常^[16-18], 由此提出的问题是: 热带北大西洋的海温异常是否对 ENSO 和印度-东亚季风区环流关系具有影响? 其中的可能机制是什么? 对这一问题的研究将有助于深入理解 ENSO 对中国降水以及季风环流异常的影响机制.

在季风区, 海温很大程度由大气强迫所决定, 仅利用大气环流模式难以再现季风区海温和大气降水的反相关关系, 因此造成单独的大气模式在季风模拟和预报中的缺陷^[19-21]. 此外, 对于观测的海温变化而言, 各大洋的海温异常信号可能包含了海盆之间相互作用的结果, 因此要将单个海盆的作用区分出来有赖于借助耦合的海洋大气模式进行数值试验. 本文首先利用观测资料, 分析和 ENSO 相关联的热带北大西洋海温的变化机制及其与印度-东亚季风区环流的关系. 在此基础上, 利用一个全球海洋大气耦合环流模式, 模拟研究在不同海盆海气耦合情况下 ENSO 与印度-东亚季风区环流异常的关系, 由此探讨大西洋在 ENSO-季风关系中的可能作用及其机制.

1 资料与方法

本文所用资料包括逐月的 OISST^[22]和 HadISST^[23]的海表面温度资料、OAFflux 海表面通量资料^[24]、NCEP/

NCAR 再分析 850 hPa 风场资料^[25]以及 CMAP 降水资料^[26]. 海表面温度由 1982~2007 年的 OISST 资料以及 1972~1981 年的 HadISST 资料合成. OAFflux 通量资料包括 1981~2001 年的感热和潜热资料以及 1983~2001 年的净短波和净长波辐射资料. NCEP/NCAR 再分析风场资料和 CMAP 降水资料的时间跨度为 1979~2007 年. 本文主要采用相关和回归的分析方法. 对 Niño3 区(150°~90°W, 5°S~5°N)海表面温度距平指数(简称 Niño3 指数)和热带北大西洋热通量的回归分析中, 海温的时间段相应取为 OAFflux 通量资料的时间段, 而海温和风场的回归分析取 1979~2007 年时间段.

本文所用耦合模式基于德国马普气象研究所(MPI)的 ECHAM4 和美国流体动力学实验室(GFDL)的 MOM2^[27]建立. ECHAM4 采用 T42 的水平分辨率, 垂直方向 19 层, 最上层为 10 hPa. 关于 ECHAM4 模式的详细介绍可参见文献[28]. MOM2 模式的纬向分辨率为 2°, 经向分辨率随纬度变化. 在赤道两侧 10°S~10°N 之间的区域经向分辨率为 0.5°, 10°~20°S (N)分辨率由 0.5°渐变至 2°, 其他区域为 2°. 垂直方向分为不等距 30 层, 其中 22 层位于 500 m 深度之上. 海洋物理过程参数化主要包括太阳辐射对海洋次表层的穿透、垂直混合的 PP 方案^[29]以及 Large 等人^[30]的各向异性水平摩擦方案. 海洋模式由大气风应力、净热通量和水汽通量驱动, 而大气模式由海洋模式的 SST 和表面海流驱动. 其中海气通量由大气模式计算, 采用守恒格式插值到海洋格点, 耦合步长为 1 d.

2 和 ENSO 相关联的大西洋海温变化及其与印度-东亚季风区环流关系的资料诊断

图 1(a)给出了由观测资料计算得到的冬季(11 月到次年 1 月)(简称为 NDJ0)Niño3 指数与随后夏季(6~8 月)(简称为 JJA1)的海温和 850 hPa 风场距平的相关系数分布. 我们选择冬季为 11 月到次年 1 月是因为 ENSO 通常于 12 月达到峰值. 可见, 在 El Niño 成熟次年的夏季, 在南海和西北太平洋存在显著的反气旋性环流, 中国东南部及沿岸地区南风增强; 而在北印度洋如孟加拉湾和阿拉伯海, 则出现了东风异常. 与此对应, 在热带北印度洋及南海存在异常暖海温, 而西北太平洋的冷海温距平并不明显, 冷海温主要位于反气旋的东面. 此时赤道中东太平洋的暖海温异常已迅速衰减, 显著相关区位于赤道两侧的

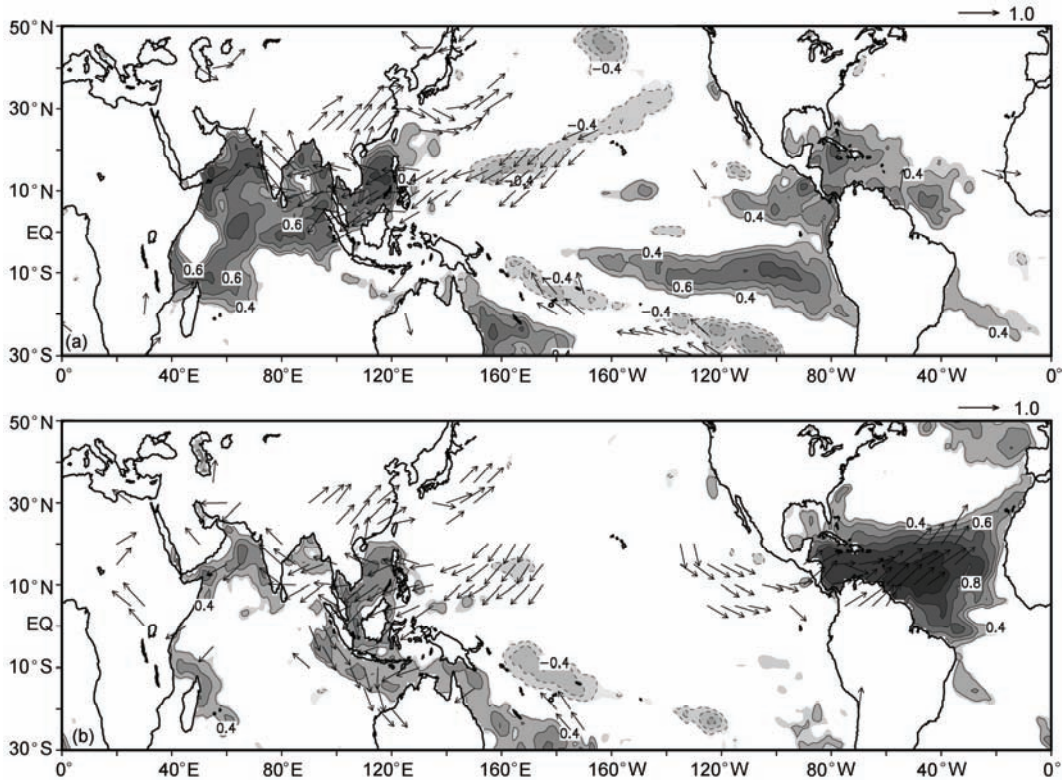


图1 冬季(NDJ0)Niño3指数与随后夏季(JJA1)的SST和850 hPa风场距平的相关系数分布(a)及夏季(JJA)TATLI指数与同期SST和850 hPa风场距平的相关系数(b)

图中填色区域表示 SST 的相关系数, 矢量为风场相关系数的合成, 相关场均大于 t 检验 95% 的信度水平

热带东太平洋 10°S(N)附近. 值得注意的是, 在热带北大西洋从赤道到 20°N 附近也存在显著的暖海温异常, 但其范围和强度比印度洋要小些.

我们把热带北大西洋 80°~30°W, 0°~20°N 区域平均的海面温度距平定义为 TATLI 指数. 图 1(b)给出了夏季 TATLI 指数与同期海温和 850 hPa 风场距平的相关系数. 可以发现, 在印度-东亚季风区的异常环流和图 1(a)非常类似, 风场相关型的主要特征表现为南海和西北太平洋上空的反气旋环流、中国东南部及沿岸地区南风增强、以及北印度洋的显著东风气流, 这表明与前冬赤道中东太平洋海温一样, 夏季北印度洋和东亚地区的大气环流也与同期热带北大西洋海温具有密切的联系. 热带北大西洋暖海温上空伴随局地低层的偏西风, 减弱了夏季北大西洋的偏东信风, 有利于海温的增暖. 为了进一步分析热带北大西洋暖海温在季风区大气环流中的作用, 我们计算了夏季 TATLI 指数和 850 hPa 风场的偏相关系数(图略), 即把 850 hPa 风场和 TATLI 指数中与 Niño3 指

数线性相关的部分去除后两者求相关, 结果显示 TATLI 指数和 850 hPa 风场的相关系数分布在南海和西北太平洋地区仍存在一个反气旋环流, 但只达到 90% 的信度, 这说明热带北大西洋海温与季风区环流具有紧密联系, 但 ENSO 在其中仍具有重要作用.

为了揭示热带北大西洋海温变化与 ENSO 的关联性, 我们计算了冬季(NDJ)Niño3 指数和 TATLI 指数的超前滞后回归系数, 如图 2. 图中滞后时间为 0 表示 ENSO 成熟年的 12 月. 可见, 热带北大西洋海温的回归系数(实线)在滞后 Niño3 指数 4 个月时达到最大, 表明热带北大西洋的海温异常在 ENSO 成熟次年的春季达到最强, 随后慢慢衰减, 到了夏季 6、7 月份与前冬 Niño3 指数的相关仍能保持 95% 以上的信度水平. 图中同时给出了 TATLI 指数区域平均的潜热、感热、净短波辐射和净长波辐射的回归系数. 可以发现 4 项热通量的位相约超前于北大西洋海温 2 个月左右. 在海温迅速增长的 1~3 月, 潜热、感热和净短波辐射均对海温有正贡献(超过 95% 的信度), 其

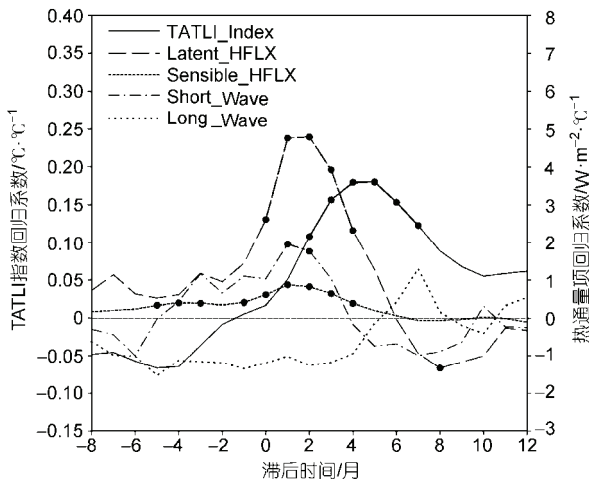


图 2 冬季(NDJ)Niño3 指数和 TATLI 指数(实线)以及 TATLI 指数区域平均的潜热(长虚线)、感热(短虚线)、净短波辐射(点划线)和净长波辐射(点线)的超前滞后回归系数 图中圆点表示超过 95%的信度检验. 横坐标正值表示 Niño3 指数超前

中潜热的贡献最大, 超过短波辐射的 2 倍, 约为感热的 5 倍左右; 而净长波辐射起到衰减的作用, 然而并未超过 95%信度. 潜热和感热的增暖作用和热带北大西洋的偏西风异常有关. 在 El Niño 成熟的冬春季, 热带大西洋出现的异常低层偏西风减弱了气候平均的偏东信风(图略), 从而减弱了风速, 导致蒸发和向上感热输送减少, 使得海温增暖. 这种偏西风异常的产生是由于大气对 ENSO 暖位相时热带中东太平洋增强的对流加热的遥响应. 在热带北大西洋海温异常达到最大后, 随着西风异常的减弱和暖海温导致水汽蒸发的增加, 向上潜热输送增强, 使海温异常逐渐减弱. 短波辐射的增加和 Walker 环流在大西洋的下沉支有关. 在 El Niño 成熟的冬春季, 强上升运动区移至中东太平洋, 在热带大西洋出现下沉运动, 致使云量减少, 短波辐射增加. 可以发现, 短波辐射在 SST 达到峰值后减至负值, 这可能与海温增暖引起的上升运动逐渐增强有关. 这些结果和基于其他观测资料以及大气模式的研究结果是一致的^[16-18].

上述观测分析的结果表明, 夏季热带北大西洋的海温和同期的印度-东亚季风区环流具有密切联系, 其变化受前冬热带中东太平洋 ENSO 信号的显著影响, 这为 ENSO 影响印度-东亚夏季风提供了一种可能的途径. 在下文中, 我们将利用数值模拟的方法, 探讨热带北大西洋的海温异常在 ENSO-季风关系中的作用及其机制.

3 数值试验

3.1 试验设计

为了研究大西洋海温变化对 ENSO-季风关系的影响, 我们设计了 3 组试验, 见表 1. 在 3 组试验中, 热带太平洋 170°E 以东到南美沿岸、15°S~15°N 的区域用观测的逐月 SST(1972~2007 年)强迫大气模式, 而海洋模式在该区域用恢复边界条件使模拟的 SST 向观测恢复(恢复时间 5 d). 在控制试验中, 除热带中东太平洋之外, 其他格点的海洋和大气之间相互耦合, 因此控制试验模拟的 ENSO-季风关系包含了各大海盆海温异常的影响. 在 CATLAN 试验中, 在大西洋使用气候海温强迫大气模式, 类似海洋模式的 SST 向气候海温恢复. 由于 CATLAN 试验去除了大西洋海温变率的影响, 将它和控制试验相比较可以反映出大西洋海温异常的作用. CINDSCS 试验用气候的印度洋和南海海温强迫大气模式, 海洋模式 SST 在这两个海区向气候观测海温恢复. CINDSCS 试验不考虑印度洋和南海的影响, 用于考察只包括大西洋和太平洋海温变化作用下的 ENSO-季风关系. 每组试验都进行 16 组集合积分, 从不同的大气和海洋初始场出发, 积分时间为 1972~2007 年, 取后 29 年即 1979~2007 年的模拟结果进行分析.

为了保持各组试验模拟的气候平均态一致, 我们对海洋模式的 SST 进行通量订正. 订正方法如下: 首先让模式进行耦合积分, 期间对模式的 SST 使用牛顿恢复项使其向观测 SST 恢复, 恢复时间 5 d. 此积分进行 50 a, 将后 20 a 牛顿恢复项得到的热通量进行气候月平均, 并用于随后的各组试验中. 模拟结果表明, 季风区多年平均的海温在上述 3 个试验之间的差值不超过 0.2°C, 表明通量订正有效约束了模式的气候平均态. 由于本文所使用的订正项无年际变化, 因此不直接影响到模式的变率. 一些研究指出, 由于模式本身的误差, 通量订正可能会歪曲海气相互作用的过程, 减弱模式的 ENSO 变率^[31,32]. 在本文设

表 1 试验设计

试验	热带中东太平洋 (170°E 以东, 15°S~15°N)		
	印度洋和南海	大西洋	
CTRL	观测(1972~2007 年)	海气耦合	海气耦合
CATLAN	观测(1972~2007 年)	海气耦合	气候海温
CINDSCS	观测(1972~2007 年)	气候海温	海气耦合

计的数值试验中,在中东太平洋使用观测的海温强迫大气,并使海洋模式向观测海温恢复,这确保了模拟的大气变率受到真实的 ENSO 海温信号所强迫,因此大气的响应不受 ENSO 变率模拟误差的影响.在季风区,模式能成功再现海气相互的主要特征,如夏季降水和海温的反相关关系,以及 ENSO-季风、ENSO-季风区海温的关系等.因此,本文采用的通量订正方法不会影响到本文的主要结论.

3.2 耦合模式对季风平均态和变率的模拟能力

为了检验耦合模式对季风平均态和变率的模拟能力,我们首先对模式进行了 100 a 的积分试验,该试验中所有海区海洋和大气互相耦合.图 3(a)和(b)分别给出了观测和模式的夏季平均降水和 850 hPa 风场的分布.可见模式再现了印度洋夏季降水位于赤道南北海盆的大值中心,但其强度和观测相比要弱,这和 Fu 等人^[33]的结果是一致的.在单独的 ECHAM4 模式中,降水只表现为赤道印度洋上的单个中心,而

与海洋模式耦合有利于得到较为合理降水分布.南海降水中心在模式中也得到了体现,但强度较观测弱,且中心位置略微偏东,而热带西太平洋的降水中心则明显偏东,但对热带大西洋的降水带显示了较好的模拟能力.夏季 850 hPa 风场的主要特征在模式中也得到了很好的描述,如位于印度洋上空的纬向气流和中国上空的西南气流等.和观测相比,模拟的北印度洋的东风稍弱.可以发现,在热带西太平洋 120°~140°E 附近模拟的风场辐合偏弱,而 160°W 附近辐合偏强,对应了热带西太平洋降水中心的东移.

图 4(a)给出了模拟的热带太平洋 SST 的标准差,用以表征模式的 ENSO 变率.可见,模拟的 SST 变率的地理分布和观测到的 ENSO 具有比较相似的特征.变率中心位于赤道东太平洋,没有表现出一些耦合模式变率中心向西扩展的现象.和观测相比模拟的变率偏弱,且没能模拟出南美沿岸的大值中心,这可能和模式在沿岸地区分辨率较低因而对上翻流的描

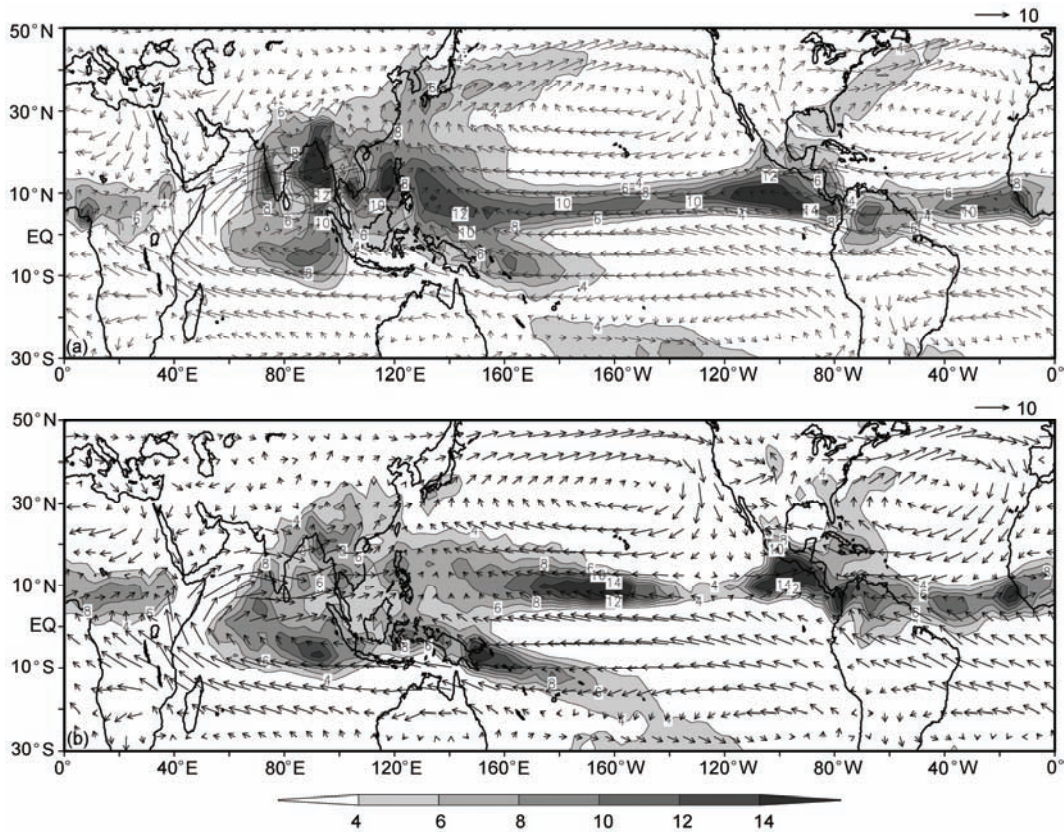


图 3 夏季(6~8月)平均的降水(填色)和 850 hPa 风场(矢量)

(a) 观测(1979~2007年平均);(b) 模式.其中观测降水为 CMAP 降水资料,单位: mm/d; 850 hPa 风场为 NCEP 资料,单位: $m \cdot s^{-1}$

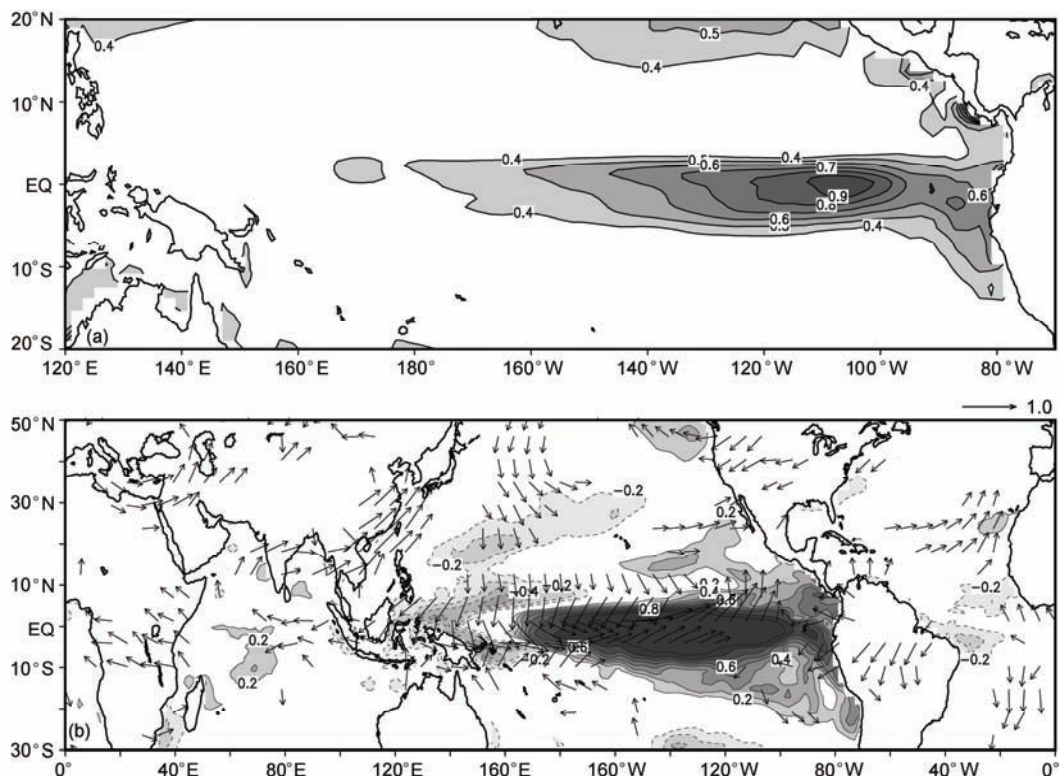


图4 (a) 模拟的热带太平洋 SST 的标准差, 单位: $^{\circ}\text{C}$; (b) 模拟的冬季(DJF)Niño3 指数和同期海温(填色)和 850 hPa 风场(矢量) 相关系数分布

冬季选择 12~2 月是因为模拟的 ENSO 在 1 月最强. 图中相关场均超过 95% 的信度

述不足有关. 图 4(b)给出了冬季 Niño3 指数和同期海温以及 850 hPa 风场的相关系数分布. 可见, ENSO 成熟期的海温分布特征以及季风区环流, 如位于西北太平洋的反气旋环流以及冷海温在模式中得到较好的再现, 表明本文所用的模式对季风平均态和变率具有较好的模拟能力.

3.3 不同海盆海气耦合条件下的 ENSO-季风关系

图 5(a)给出了控制试验模拟的 Niño3 指数(NDJ0)和随后夏季(JJA1)SST 及 850 hPa 风场的相关系数分布. 可见模拟的 ENSO 成熟次年夏季 SST 和 850 hPa 风场异常的主要特征和观测分析的结果(图 1(a))是比较一致的. 热带印度洋、南海以及大西洋夏季的 SST 异常和前冬 Niño3 指数均存在显著正相关关系, 表明了其他海盆海温通过“大气桥”机制对热带太平洋 ENSO 的滞后响应. 模拟的各大洋 SST 和 Niño3 指数的相关系数明显大于观测, 这是由于耦合模式在赤道中东太平洋用了观测的 SST 异常强迫大气模式,

并对结果做了集合平均, 从而消除了大气内部变率对 SST 的作用, 因此各大洋海温的变化主要体现了 ENSO 信号的影响. 控制试验模拟出了西北太平洋的反气旋环流以及热带印度洋的东风异常. 和观测相比, 模拟的西北太平洋反气旋环流中心略微偏东, 而印度洋纬向风异常位置偏南. 不难发现, 在东太平洋和非洲大陆的赤道两侧出现了气旋性环流, 显示出大气对热带暖海温的 Rossby 波响应特征, 这在观测中也有表现(图 1(b)).

图 5(b)给出了 CATLAN 试验的模拟结果. 在不考虑大西洋的作用之后, SST 和 850 hPa 风场与 Niño3 指数的相关型都发生了显著变化. 和 CTRL 试验相比, 印度洋 SST 的显著正相关范围减小, 相关系数减弱, 表明大西洋对与 ENSO 相关的印度洋海温变化具有增强作用. 在风场方面, 虽然热带西北太平洋仍存在反气旋性环流, 但其中心位置明显东移, 中国东南部及沿岸地区变为北风增强, 且在孟加拉湾出现偏西风, 这些特征和控制试验的结果相反. 在华南和南海

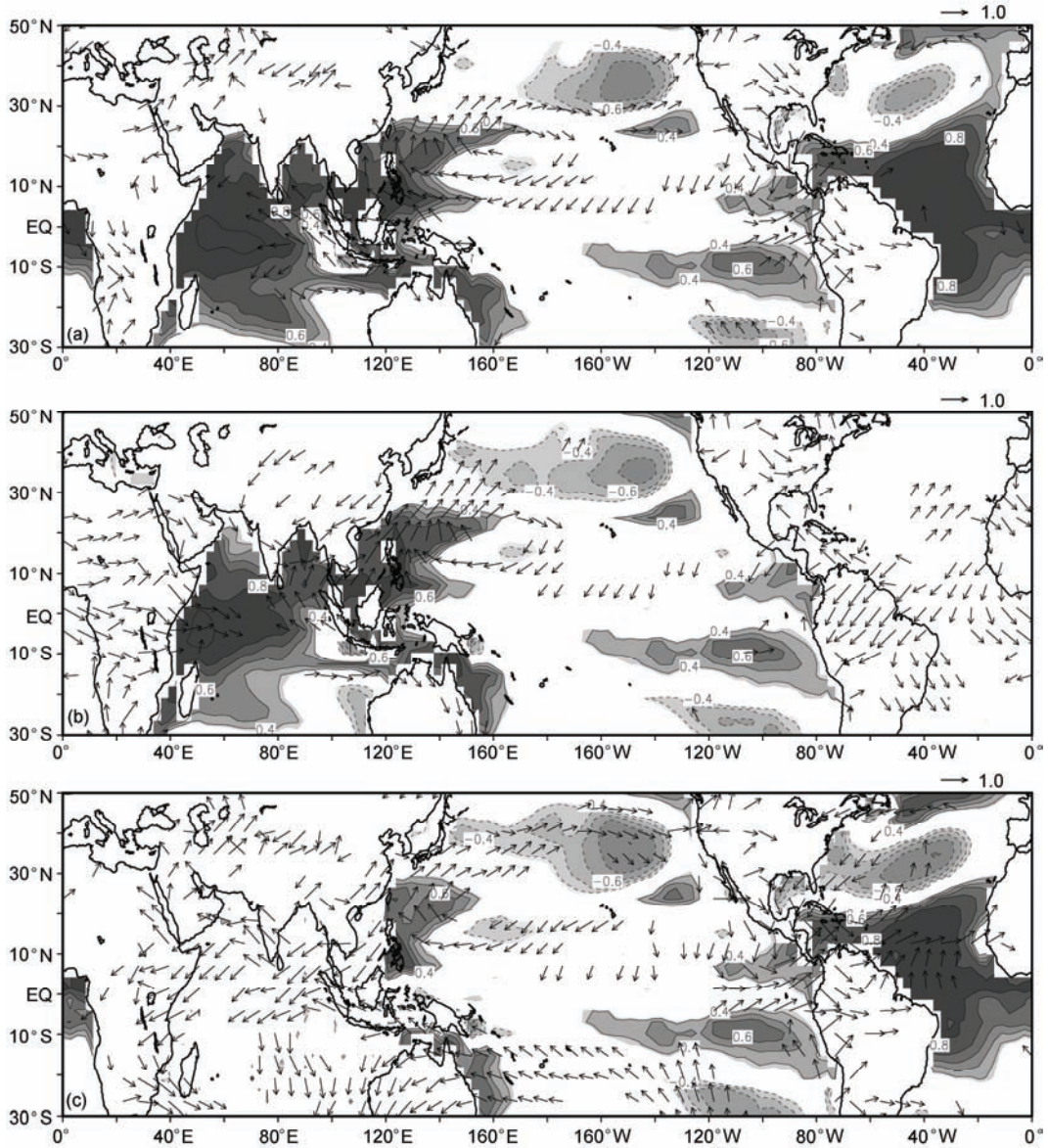


图5 控制试验模拟的 Niño3 指数(NDJ0)和随后夏季(JJA1)SST(填色)及 850 hPa 风场(矢量)的相关系数分布(a)以及 CATLAN (b) 和 CINDSCS (c) 试验的结果
 图中的相关场均超过 95%的信度

存在一个气旋性环流, 对应了南海异常的暖海温. 风场另一显著特征是, 从非洲大陆、热带西印度洋到大西洋的赤道地区存在强盛的西风, 并与东印度洋的东风在暖海温异常区辐合, 表明这一异常环流是大气对印度洋暖海温的响应. CATLAN 试验的结果表明, ENSO 次年夏季西北太平洋反气旋(暖位相)的维持是各海盆海洋-大气相互作用的结果, 大西洋在其中可能扮演了重要角色. 若仅存在印度洋和太平洋

海气相互作用, 不能再现与观测一致的 ENSO 次年印度-东亚夏季风环流异常.

当不考虑印度洋和南海海温变化的影响(CINDSCS 试验, 图 5(c)), 模拟的风场异常和观测及控制试验非常相似. 赤道和北印度洋由异常东风所控制, 东风异常向西延伸直至非洲大陆东部, 这一特征和 CATLAN 试验中的异常西风相反. 热带西北太平洋反气旋性环流在中国东南部及沿岸地区造成南风增

强. 在南海和孟加拉湾存在反气旋环流中心, 其南面为东北风异常, 减弱了平均的季风环流, 有利于海温增暖. 从东太平洋到非洲大陆的赤道南北两侧, 和暖海温异常相对应, 存在显著的气旋型环流, 其范围的强度都要比控制试验显著, 显示了大气的 Rossby 波响应特征. 由于在 CINDSCS 试验中印度洋和南海的海温均无年际变化, 因此, 印度洋海盆大气的这种异常特征并非是局地响应, 而是由大西洋或是太平洋的异常海温所导致.

图 6(a)给出了控制试验模拟的冬季(NDJ)Niño3 指数和 TATLI 指数的超前滞后回归系数. 可见, 模式的结果和观测(图 2)较为一致, 热带北大西洋海温在 ENSO 成熟第二年春季达到最大值, 其变化主要来源于潜热和短波辐射的贡献, 但模拟的异常要比观测略大. 我们计算了热通量项和平流项对热带北大西洋海温倾向的贡献. 图 6(b)给出了 Niño3 指数与热通量和平流项的海温倾向距平的回归系数, 这里混合层深度取夏季平均深度 50 m. 可见热通量项的贡献远较平流项显著, 表明和 ENSO 相关的热带北大西洋海温变化主要源于 ENSO 遥相关引起的热通量异常, 海洋动力过程的贡献较弱, 这和基于观测分析的结果^[16]以及混合层海洋模式的模拟结果^[2]是比较一致的. 可以发现, 纬向平流和垂直平流起到增暖作用, 而经向平流的作用相反. 这是因为热带大西洋的西风异常导致向西冷水输送和上翻的减弱, 有利于海温增暖; 与此同时向北的 Ekman 流变弱, 由赤

道向北暖水输送减少, 不利海温增加.

4 大西洋海温异常影响印度-东亚季风环流的机制

为了进一步揭示出大西洋海温变化在 ENSO-季风关系中的作用, 我们计算了 CTRL 和 CATLAN 试验冬季 Niño3 指数和随后夏季 SST 以及 850 hPa 风场回归系数的差值(图 7(a)). 可以认为, 两个试验的差值反映了大西洋海温的贡献. 由图 7(a)可见, 大西洋的暖海温不仅引起局地环流的变化, 而且还导致了热带印度洋以及西北太平洋上空显著的环流异常. 在热带北大西洋为显著的气旋性环流, 从非洲大陆直到西太平洋为异常东风. 东风异常减弱了夏季季风环流从而减小风速, 导致北印度洋和南海暖海温的出现, 表明在和 ENSO 相关的印度洋和南海海温的增暖过程中, 大西洋暖海温具有正贡献. 位于东亚以及孟加拉湾的反气旋型环流和图 5(c)的结果非常类似, 明显看出在中国东南部及西北太平洋附近的反气旋环流异常, 表明图 5(c)所示的反气旋环流主要由大西洋的暖海温所导致.

值得指出的是, 大气对印度洋暖海温的响应在东印度洋和西太平洋引起了东风异常, 而在非洲大陆以及西印度洋出现西风异常. 在非洲大陆以及西印度洋, 大西洋暖海温产生的东风和印度洋产生的西风互相抵消, 这可以解释 CTRL 试验中同时考虑了印度洋和大西洋的作用后热带非洲大陆和西印度洋

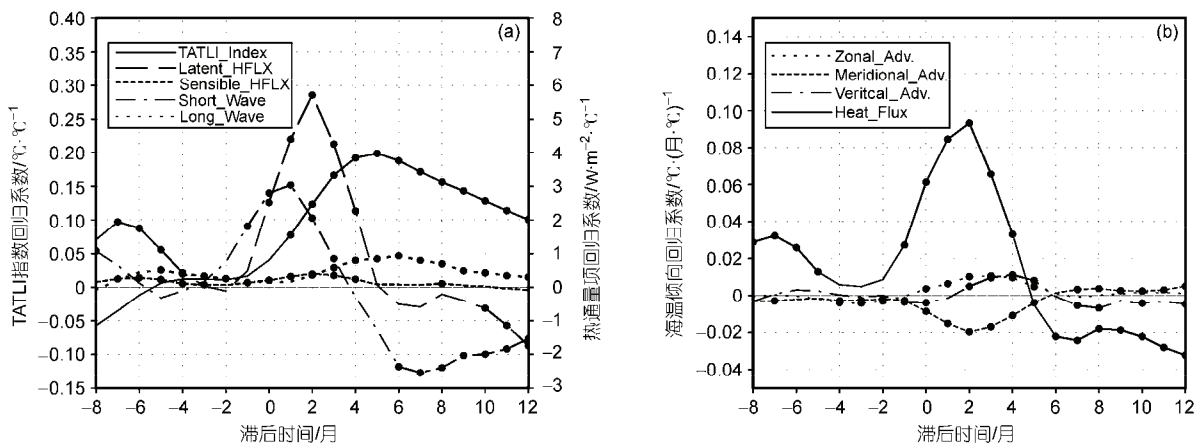


图 6 (a) 同图 2, 但为控制试验的模拟结果; (b) 控制实验模拟的冬季(NDJ)Niño3 指数和 TATLI 指数区域平均的热通量(实线)、纬向平流(点线)、经向平流(短虚线)和垂直平流(点划线)海温倾向的超前滞后回归系数
平流倾向为表面到 50 m 平均; 图中圆点表示超过 95% 的信度水平

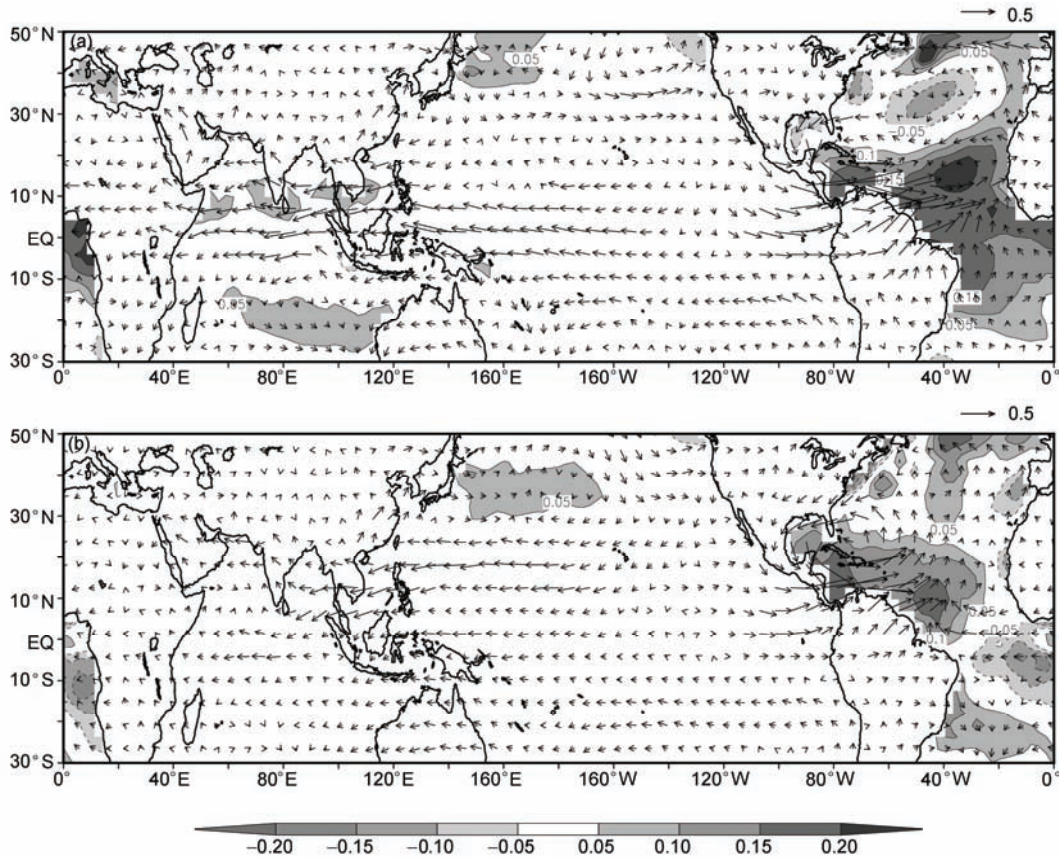


图 7 冬季(NDJ0)Niño3 指数和随后夏季(JJA1)SST(填色)以及 850 hPa 风场(矢量)回归系数的差值

(a) CTRL 试验减 CATLAN 试验; (b) OBSATL 试验减 CATLAN 试验. SST 回归系数单位为 $^{\circ}\text{C} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$; 850 hPa 风场回归系数单位为 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$

没有显著的东风出现的原因. 在东印度洋和西太平洋, 如下文所述, 印度洋暖海温和大西洋暖海温产生的东风的叠加将有利于反气旋环流的产生.

如前所述, 和观测相比, 控制试验模拟的大西洋海温异常较强. 为了更真实地揭示大西洋海温的作用, 我们进行了另一组试验, 称为 OBSATL. 在这组试验中, 在大西洋和热带中东太平洋大气模式由观测的 1972~2007 年的海温强迫, 同时海洋模式的 SST 向观测恢复, 而在其他区域大气和海洋互相耦合. 图 7(b)给出 OBSATL 和 CATLAN 试验 Niño3 指数与 SST 以及 850 hPa 风场回归系数差值的结果. 可见, OBSATL 和控制试验的结果非常类似. 赤道和北印度洋由异常偏东风控制, 伴随着西北太平洋、南海以及孟加拉湾的反气旋环流, 这一结果明确了大西洋海温在 ENSO 影响次年夏季印度-东亚季风区环流关系中具有显著的贡献, ENSO 导致的大西洋海温异常在 ENSO-季风关系中扮演了重要的桥梁角色. 可以

发现, OBSATL 试验模拟的西北太平洋的东风气流要比控制试验偏北, 这是由于控制试验模拟的与 ENSO 相关的大西洋海温异常位置更靠近赤道一些.

为了进一步分析夏季热带北大西洋海温影响印度-东亚环流异常的机制, 图 8(a)给出了夏季 TATLI 指数和 850 hPa 风场以及对流层平均温度回归系数的 CTRL 和 CATLAN 试验差值. 可见 TATLI 指数和 850 hPa 风场的相关和 Niño3 指数的情况非常类似. 对流层平均温度显示出了典型的大气对暖海温的 Gill 型响应, Kelvin 波的响应从非洲大陆一直延伸到西太平洋. 伴随东伸变暖的对流层温度, 异常东风出现. 在南海和孟加拉湾反气旋性环流的南侧, 出现异常东北风. 这一低层的东北风是由于大西洋的暖海温引起东风异常出现后, 由于 Ekman 效应, 产生了北风分量. 东北风异常导致了低层的辐散同时伴随负涡度异常, 减弱了西太平洋和东印度洋的对流活动, 导致反气旋环流的出现^[12,34]. 上述结果表明了 ENSO 导致

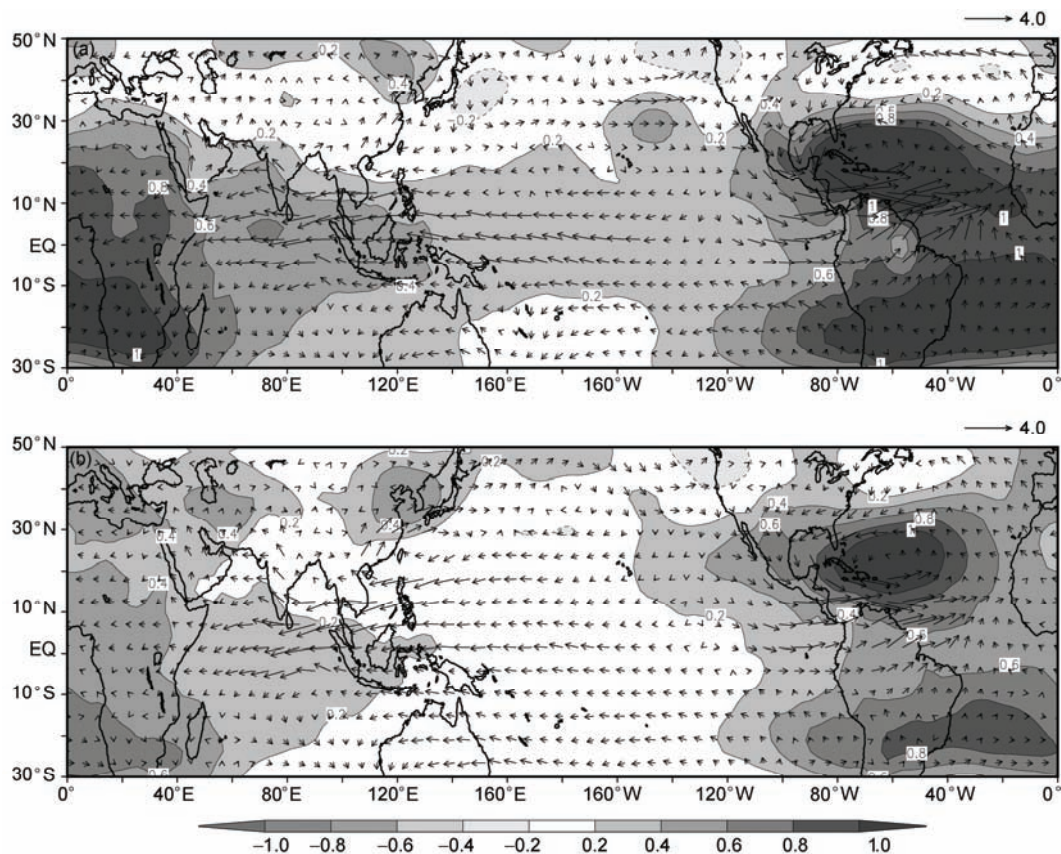


图8 夏季(JJA)TATLI指数和同期850 hPa风场(矢量)和对流层平均温度(填色)回归系数的差值

(a) CTRL 试验减 CATLAN 试验; (b) OBSATL 试验减 CATLAN 试验. 对流层温度为200~850 hPa温度的平均, 回归系数单位为 $^{\circ}\text{C}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$; 850 hPa 风场回归系数单位为 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$

的热带北大西洋海温异常在 ENSO 影响印度-东亚季风区环流的过程中具有类似于印度洋的“电容器”效应.

图 8(b)给出了 OBSATL 和 CATLAN 试验 TATLI 指数和 850 hPa 风场以及对流层平均温度回归系数的差值. 可以发现, 图 8(b)所示的风场分布型和图 7(b)非常类似, 从非洲大陆直到赤道中太平洋出现了非常显著的东风气流以及东伸的对流层温度异常, 显示了大气对热带北大西洋海温的 Kelvin 波响应特征. 伴随着南侧的东北气流, 孟加拉湾和西北太平洋地区出现明显的反气旋环流, 这明确了热带北大西洋海温通过大气对其 Kelvin 波的响应影响印度-东亚季风区环流的机制.

5 结论和讨论

热带北大西洋海温在 ENSO 成熟的第二年春夏两季具有和 ENSO 海温异常同号的显著变化, 它主要归因于大西洋大气对 ENSO 的遥相关响应所导致

的潜热通量和短波辐射的异常. 夏季热带北大西洋海温和同期的印度洋以及东亚和西北太平洋地区的大气环流显著相关, 其相关型显示出了类似于 ENSO 成熟次年夏季大气环流异常的特征, 表明热带北大西洋在 ENSO 成熟次年印度-东亚季风区大气环流异常中可能扮演了重要的桥梁角色.

数值试验的结果表明热带北大西洋海温的变化对东亚和印度洋大气环流有显著影响. 在考虑大西洋海温变化的情况下, 模式能够模拟出 ENSO 成熟次年季风区大气环流异常的主要特征, 如 El Niño 次年位于西北太平洋的反气旋环流以及与此反气旋环流相联系的中国东南部及沿海附近的南风异常. 当不考虑大西洋的作用后, El Niño 成熟次年西北太平洋反气旋的位置明显偏东, 中国东南部出现了北风异常, 东印度洋异常东风减弱, 在南海出现异常的气旋环流; 而仅存在大西洋和太平洋海气耦合可以产生和观测较为类似的 ENSO 成熟次年东亚季风区大

气环流异常特征. 进一步分析结果表明, 大气对热带北大西洋暖海温的 Gill 型响应使得和 Kelvin 波相伴的异常东风从西印度洋延伸到西太平洋, 异常东风产生负涡度同时通过 Ekman 效应产生的辐散东北气流, 减弱了南海和孟加拉湾的对流活动, 从而在该地区形成反气旋环流.

我们还用观测的大西洋海温(其他海盆海温为气候观测值)强迫单独的大气模式进行试验, 其结果和耦合模式的结果是一致的. 热带大西洋的暖海温能够在西北太平洋激发出反气旋环流, 但单独大气模式模拟的变率在中国南方、南海和西太平洋要弱些,

说明海气相互作用可能对大西洋和季风关系有一定的加强作用, 但总体上大西洋和季风关系的联系机制主要是大气对大西洋海温的 Kelvin 波响应.

如 Xie 等人^[12]以及 Wu 等人^[34]指出, 印度洋海温对季风也具有和大西洋类似的作用. 本文的结果表明, 除了 ENSO 成熟次年夏季印度洋海温异常外, 大西洋海温异常对西北太平洋上空环流异常的形成也具有重要的贡献. ENSO 导致的大西洋海温异常在 ENSO 和印度-东亚季风关系中扮演了重要的桥梁角色. 本文的结果为理解中国降水年际变化的机理以及中国气候的短期预报提供了重要的启示.

参考文献

- Lau N C, Nath M J. A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system. *J Clim*, 1994, 7: 1184—1207
- Alexander M A, Bladé I, Newman M, et al. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. *J Clim*, 2002, 15: 2205—2231
- Huang R H, Wu Y F. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism. *Adv Atmos Sci*, 1989, 6: 21—32
- 刘永强, 丁一汇. ENSO 事件对中国季节降水和温度的影响. *大气科学*, 1995, 19: 200—208
- Zhang R, Sumi A, Kimoto M. A diagnostic study of the impact of El Niño on the precipitation in China. *Adv Atmos Sci*, 1999, 16: 229—241
- Zhang R, Sumi A. Moisture circulation over East Asia during El Niño episode in northern winter, spring and autumn. *J Meteorol Soc Jpn*, 2002, 80: 213—227
- Zhang R, Sumi A, Kimoto M. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events. *J Meteorol Soc Jpn*, 1996, 74: 49—62
- Wang B, Wu R, Fu X. Pacific-East Asia teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J Clim*, 2000, 13: 1517—1536
- Wang B, Wu R, Li T. Atmosphere-warm ocean interaction and its impact on Asian-Australian monsoon variability. *J Clim*, 2003, 16: 1195—1211
- Lau N C, Nath M J. Impact of ENSO on the variability of the Asian-Australian monsoons as simulated in GCM experiments. *J Clim*, 2000, 13: 4287—4309
- Yang J L, Liu Q Y, Xie S P, et al. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L02708, doi:10.1029/2006GL028571
- Xie S P, Hu K, Hafner J, et al. Indian Ocean capacitor effect on Indo-Western Pacific climate during the summer following El Niño. *J Clim*, 2009, 22: 730—747
- Lu R, Dong B. Impact of Atlantic sea surface temperature anomalies on the summer climate in the western North Pacific during 1997—1998. *J Geophys Res*, 2005, 110: D16102, doi:10.1029/2004JD005676
- Kucharski F, Bracco A, Yoo J H, et al. Low-frequency variability of the Indian monsoon-ENSO relationship and the tropical Atlantic: The “weakening” of the 1980s and 1990s. *J Clim*, 2007, 20: 2255—2265
- 陈文, 康丽华, 王玘. 中国夏季降水与全球海温的耦合关系分析. *气候与环境研究*, 2006, 11: 259—269
- Klein S A, Soden B J, Lau N C. Remote sea surface variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J Clim*, 1999, 12: 917—932
- Saravanan R, Chang P. Interaction between tropical Atlantic variability and El Niño-Southern Oscillation. *J Clim*, 2000, 13: 2177—2194
- Giannini A, Kushnir Y, Cane M A. Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO and the Atlantic Ocean. *J Clim*, 2000, 13: 297—311
- Wang B, Kang I S, Lee J Y. Ensemble simulations of Asian-Australian monsoon variability by 11 AGCMs. *J Clim*, 2004, 17: 803—818
- Wang B, Ding Q H, Fu X H, et al. Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L15711, doi: 10.1029/2005GL022734

- 21 Wu B, Zhou T, Li T. Contrast of rainfall-SST relationships in the western north Pacific between the ENSO-developing and ENSO-decaying summers. *J Clim*, 2009, 22: 4398—4405
- 22 Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J Clim*, 2002, 15: 1609—1625
- 23 Rayner N A, Horton E B, Parker D E, et al. Version 2.2 of the Global Sea-ice and Sea Surface Temperature data set, 1903—1994. *Clim Res Tech Note* 74, 1996
- 24 Yu L, Jin X, Weller V. Multidecade Global Flux Datasets from the Objectively Analyzed Air-sea Fluxes (OAFlux) Project: Latent and Sensible Heat Fluxes, Ocean Evaporation, and Related Surface Meteorological Variables. Woods Hole Oceanographic Institution OAFlux Project Technical Report, 2008
- 25 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler M. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Am Meteorol Soc*, 1996, 77: 437—471
- 26 Xie P, Arkin P A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull Am Meteorol Soc*, 1997, 78: 2539—2558
- 27 Pacanowski R C. MOM2 Documentation, user's guide and reference manual. GFDL Ocean Technical Report 3.2. 1996
- 28 Roeckner E, Arpe K, Bengtsson L. The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. Max-Planck-Institute for Meteorology Report 218, 1996
- 29 Pacanowski R C, Philander G. Parameterization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean. *J Phys Oceanogr*, 1981, 11: 1442—1451
- 30 Large W G, Danabasoglu G, McWilliams J C, et al. Equatorial circulation of a global ocean climate model with anisotropic viscosity. *J Phys Oceanogr*, 2001, 31: 518—536
- 31 Neelin J D, Dukstra H A. Ocean-atmosphere interaction and the tropical climatology. Part I: The dangers of flux correction. *J Clim*, 1995, 8: 1325—1342
- 32 Latif M, Sterl A, Maier-Reimer E, et al. Climate variability in a coupled GCM. Part I: The tropical Pacific. *J Clim*, 1993, 6: 5—21
- 33 Fu X, Wang B, Li T. Impacts of air-sea coupling on the simulation of mean Asian summer monsoon in the ECHAM4 model. *J Clim*, 2002, 15: 2889—2904
- 34 Wu B, Zhou T, Li T. Seasonally evolving dominant interannual variability modes of East Asian Climate. *J Clim*, 2009, 22: 2992—3005