

全球变暖不同阶段热带辐合带的移动 及其与大气能量输送的关系*

杨 静^{1,2}, 郑小童^{1,2}

(1. 中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室, 海洋与大气学院 山东 青岛 266100;

2. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室, 山东 青岛 266237)

摘 要: 基于第五次国际耦合模式比较计划(The phase 5 of the Coupled Model Intercomparison Project, CMIP5)中在 4.5 W/m^2 的典型浓度路径(Representative Concentration Pathway, RCP4.5)试验结果, 本文通过能量框架分析方法研究了全球变暖不同阶段热带辐合带(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)的南北移动及其主要机制, 发现在温室气体持续增加的海洋快响应和温室气体达到稳定后的海洋慢响应两个阶段, ITCZ的移动都和跨赤道的大气能量输送(Atmosphere Heat Transport, AHT)变化显著相关, 但两者变化的原因在两个阶段中是不同的。在快响应阶段, ITCZ位置的移动以及跨赤道 AHT 受大气层顶(Top of the Atmosphere, TOA)的能量变化驱动, 主要与南大洋云短波辐射响应、北半球中高纬度云和地表的短波辐射响应有关, 气溶胶减少引起的辐射响应变化使得 ITCZ 在大多数模式中表现出向北移动的特征。在慢响应下辐射强迫保持稳定, ITCZ 在大多数模式中表现出向南移动的特征。这一时期 ITCZ 的移动由大气表面能量通量变化驱动, 主要与潜热通量变化的南北半球差异有关。全球变暖不同阶段 ITCZ 移动与大气能量输送变化的关系差异反映了海洋对于气候变化的重要调控作用。

关键词: 全球变暖; 海洋快慢响应; 热带辐合带; 大气经向能量输送

中图法分类号: P425.2

文献标志码: A

文章编号: 1672-5174(2020)04-001-11

DOI: 10.16441/j.cnki.hdxh.20190119

引用格式: 杨静, 郑小童. 全球变暖不同阶段热带辐合带的移动及其与大气能量输送的关系[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2020, 50(4): 1-11.

YANG Jing, ZHENG Xiao-Tong. The intertropical convergence zone shift and its relationship with atmospheric energy transport change at different stages of global warming[J]. Periodical of Ocean University of China, 2020, 50(4): 1-11.

作为热带海区经向上集中的强降雨带, 同时也是哈德莱(Hadley)环流圈的上升中心, 热带辐合带(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)是热带气候系统的重要组成部分^[1]。ITCZ位置和强度的微小变化会引起热带地区显著的降水和环流改变, 进而造成整个热带甚至全球的气候异常, 理解并预测 ITCZ 的变化是气候研究中的重要问题。

在年平均气候态上, ITCZ 并非与接受太阳短波辐射通量最多的赤道重合, 而是常年处于赤道以北 8°N 附近, 并随着季节南北移动^[2]。传统观点认为是由于南北半球海陆分布和大陆岸界走向的影响, 南北半球海陆分布差异使得赤道以北海表面温度(Sea Surface Temperature, SST)略高于赤道以南, 在风-蒸发-SST反馈^[3]、上升流-风-SST反馈^[4]和层云-SST反馈^[5]等

热带局地海气相互作用下维持 ITCZ 一直位于赤道以北。

考虑到 ITCZ 对应 Hadley 环流的上升支, 由于湿静力能随着高度增加而增大, 因此高空支主要与能量输送有关, 相应的低空支主要与水汽输送有关, 如此将大气能量与 ITCZ 联系起来^[6]。近年来, 一些学者从大气能量的角度出发, 指出 ITCZ 的位置不仅受热带地区局地作用的影响, 热带外地区对大气的能量强迫也会对其产生影响^[7-8]。Kang 等从能量的角度提出了一个新的理论框架来解释 ITCZ 对于热带外地区热力强迫的响应, 通过冷却(加热) 40°N(S) 以北(南)地区来改变南北半球大气能量差异, 发现北半球副热带地区向极地的涡旋通量增加来补偿北温带地区的失热, 使得北半球热带地区热量减少, 热带地区内部通过 Hadley 环

* 基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目(2018YFA0605704); 国家重大科学研究计划项目(2015CB954300)资助

Supported by the National Key Basic R&D Program of China(2018YFA0605704); the Natural Basic Research Program of China(2015CB954300)

收稿日期: 2019-03-30; 修订日期: 2019-04-29

作者简介: 杨 静(1993-), 女, 硕士生。E-mail: graceyangOUC@163.com

流重新调整,大气高层产生向北的跨赤道能量输送,低层产生向南的水汽输送,引起 ITCZ 向南移动^[9]。

基于以上能量框架理论,人们对 ITCZ 的位置提出新的解释。例如 Frierson 等指出了海洋经向翻转流对于 ITCZ 位于赤道以北的贡献:由于海洋向北输送热量,北半球热带外地区大气得到更多的热量,因而北半球副热带地区向高纬度输送的能量较南半球副热带地区少,热带高层大气产生向南的跨赤道能量输送,导致 ITCZ 位于赤道以北^[10]。同时,气候模式中双 ITCZ 的系统性模拟偏差也可以由南半球中高纬度海区低云模拟偏差导致大气得到过多的能量来解释^[11]。

工业革命以来温室气体排放导致的全球变暖对全球气候有重要影响。在全球变暖下,前人的研究也发现了跨赤道的能量输送,进而影响 ITCZ 的位置。例如全球变暖下大西洋经向翻转流(Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC)将会减弱,引起异常的大气向北跨赤道能量输送,造成 ITCZ 南移^[12]。Frierson 和 Hwang 利用 CMIP3 中 9 个混合层海洋-大气耦合模式探究了全球变暖下 ITCZ 的响应,虽然各个模式中 ITCZ 的位移与大气跨赤道能量输送差异较大,但两者呈显著的负相关,通过归因分析,温带地区的云和冰的响应可以解释大部分的 ITCZ 位移,而热带地区由水汽、云引起的正反馈会放大温带地区的热力作用^[13]。McFarlane 和 Frierson 利用 CMIP5 模式在 RCP8.5 排放情景下研究了全球变暖下 ITCZ 的变化,发现大气跨赤道能量输送变化与 ITCZ 的移动之间呈很好的负相关,不同模式中,各个能量项引起的跨赤道能量输送的方向基本一致,但数值上有较大的差异,多模式平均下跨赤道能量输送几乎为零,气溶胶浓度、海洋热含量、大气层顶净的短波辐射的变化使得 ITCZ 北移,而大气层顶净的长波辐射、海洋热输送的变化会造成 ITCZ 南移,ITCZ 整体移动不大^[14]。

由于海洋热容量远远大于地球其他圈层,海洋在气候系统中扮演着“热容器”的角色,延长了气候系统(特别是地球表面温度)对外强迫响应的的时间尺度^[15]。因此,全球变暖特别是全球平均温度(Global-Mean Surface Temperature, GMST)对外辐射强迫变化的响应存在快(几年)、慢(几百到上千年)两种尺度,分别对应于混合层的快速响应、深层海洋的缓慢响应^[16]。在温室气体快速增长的过程中,海洋混合层因吸收大量热量而快速增暖,并且向深层海洋传输,将热量储存在深海中,因此延缓了 GMST 的增加。而在温室气体浓度达到稳定后时,储存在深海里的热量会对混合层海洋产生反馈,使 GMST 在辐射强迫保持不变时仍呈一个缓慢增长的趋势。相对应的 SST 增暖形态对温室气体先增长后保持不变的响应同样也分为快响应和慢响

应两个阶段^[17]。在快响应下,CO₂ 快速增加,深层海洋的增暖延缓了 SST 的增暖,由于南半球海洋面积远大于北半球,因而北半球增暖大于南半球;而在慢响应下,CO₂ 趋于稳定不变,深层海洋反过来加热上层海洋,南半球增暖大于北半球。由于 SST 和能量有着密切的关系,大气能量传输方向是从增暖的半球传到冷却的半球^[18-19],快慢响应中不同的 SST 增暖型必然会导致 ITCZ 不同的变化。前人的研究都是针对温室气体增加造成的跨赤道能量输送变化和 ITCZ 的移动。对于温室气体达到稳定后,虽然有工作研究了局地海温和降水变化的关系^[17]以及大气环流的响应过程^[20],但这一阶段 ITCZ 的位置如何变化,以及与南北半球能量传输的关系,还未有人给出明确的答案。

综上所述,本文在前人研究的基础上,对 CMIP5 多模式数据集进行分析,给出了全球变暖不同阶段 ITCZ 的位置变化及其与能量的关系,并对快慢响应阶段进行比较,指出了海洋对于气候变化的重要调控作用,这对理解全球变暖背景下全球的大气环流和水循环变化有重要意义,为通过大气能量收支预估未来热带降水变化提供了理论基础。

1 资料和方法

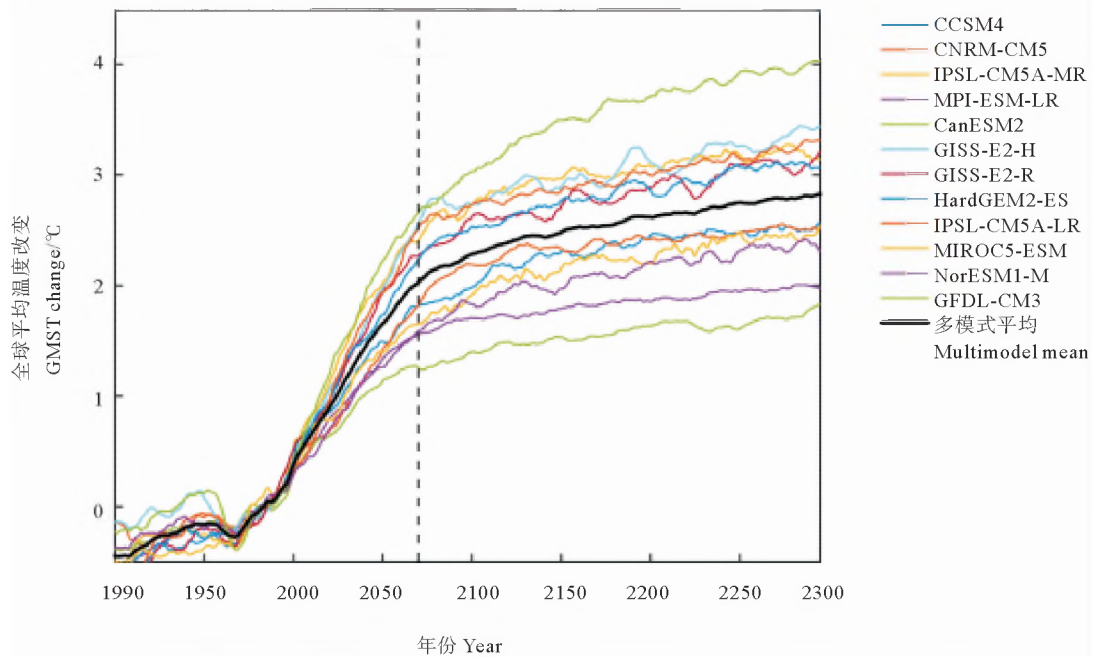
本文使用了第五次国际间耦合模式比较计划(CMIP5)中 12 个模式的历史模拟(Historical)和典型浓度路径 2100 年达到 4.5 W/m² (Representative Concentration Pathways, RCP4.5)模拟试验的月平均资料结果(所用模式见表格 1)。在 RCP4.5 试验中,辐射强迫稳定增加,于 2070 年左右基本达到 4.5 W/m²,然后保持稳定不变,并且包含气溶胶浓度的减少。如图 1

表 1 选取的 CMIP5 模式
Table 1 The CMIP5 models selected

气候模式 Climate model	研发国家 Developing country
CCSM4	美国 USA
CNRM-CM5	法国 France
CanESM2	加拿大 Canada
GISS-E2-H	美国 USA
GISS-E2-R	美国 USA
HadGEM2-ES	英国 UK
IPSL-CM5A-LR	法国 France
IPSL-CM5A-MR	法国 France
MIROC-ESM	日本 Japan
MPI-ESM-LR	德国 Germany
NorESM1-M	挪威 Norway
GFDL-CM3	美国 USA

所示,大多数模式中 GMST 在 2070 年之前快速增加(多模式平均变化速率为 $0.023\text{ }^{\circ}\text{C/a}$),2070 年之后增长速率显著变慢($0.003\text{ }^{\circ}\text{C/a}$)。虽然 GMST 增长速率的拐点为 2070 年,本文仍沿用 Long 等文章中的定义:快响应为 RCP4.5 试验中 21 世纪后 50 年(2051—2100

年)平均与历史试验后 50 年(1956—2005 年)平均之差,慢响应为 RCP4.5 在 23 世纪后 50 年(2251—2300 年)平均与 22 世纪前 50 年(2101—2150 年)平均之差^[17]。



(采用 11 年滑动平均。11 years moving average.)

图 1 历史试验和 RCP4.5 试验中全球平均温度相较于 1956—2005 年(即历史模拟试验后 50 年)平均的变化时间序列(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig.1 Eleven-year running mean time series of GMST change relative to mean value of 1956—2005 (the last 50 years in historical simulation) in historical simulation and RCP4.5 scenario (Units: $^{\circ}\text{C}$)

大气向北跨赤道能量输送使用 McFarlane 和 Frierson 文章中的定义:

$$AHT_{\text{cross-eq}} =$$

$$\left(\int_{-\pi/2}^0 \int_0^{2\pi} Q_A a^2 \cos \lambda d\phi d\lambda - \int_0^{\pi/2} \int_0^{2\pi} Q_A a^2 \cos \lambda d\phi d\lambda \right),$$

即为半球间(南半球减北半球)能量不对称性。其中: Q_A 为大气净的能量收支,包括地球表面的感热、潜热通量、以及地球表面和大气层顶的长短波辐射通量; a 为地球半径; λ 为经度; ϕ 为纬度^[14]。为了方便计算,本文将能量的方向统一为进入大气为正,即地球表面通量(Surface flux)向上为正,大气层顶通量(Top of the Atmosphere flux, TOA flux)向下为正。

此外,ITCZ 位移用热带南北降水不对称性^[21]、热带降水中心、热带降水重心^[22]的变化来表征:

$$\text{热带降水南北不对称性 } P_{\text{asy}} = \overline{P}_{0-20^{\circ}\text{N}} - \overline{P}_{0-20^{\circ}\text{S}},$$

其中 $\overline{P}$ 为区域加权平均降水;

$$\text{热带降水中心 } \phi_{\text{med}} \text{ 满足 } \int_{\phi_1}^{\phi_{\text{med}}} P \cos(\phi) d\phi =$$

$$\int_{\phi_{\text{med}}}^{\phi_2} P \cos(\phi) d\phi \text{ 的关系;}$$

$$\text{热带降水重心 } \phi_{\text{cent}} =$$

$$\int_{\phi_1}^{\phi_2} \phi P \cos(\phi) d\phi / \int_{\phi_1}^{\phi_2} P \cos(\phi) d\phi, \phi_1 = 20^{\circ}\text{S}, \phi_2 = 20^{\circ}\text{N},$$

P 为降水。文中仅展示热带降水南北不对称性的结果,降水中心、降水重心的结果与之类似。

为探究全球变暖不同阶段下 ITCZ 位移与能量的关系,本文还使用近似部分辐射扰动法(Approximate Partial Radiative Perturbation, APRP)对大气层顶短波辐射进行分解,得到云辐射、非云辐射、表面反照率辐射响应对短波辐射的贡献,其中云辐射响应可分为云反射、散射、吸收辐射响应;非云辐射响应反映大气的作用,可分为大气散射(主要与硫酸盐气溶胶的散射作用有关)、大气吸收辐射响应(主要与黑炭、水汽、臭氧等物质的吸收作用有关)^[23]。此外还运用了多模式集成分析、相关分析等统计方法。由于各个模式分辨率不一致,本文在进行所有计算之前将数据插值到 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$

网格点上。

2 全球变暖快响应阶段 ITCZ 的移动及其与能量的关系

2.1 全球变暖快响应阶段跨赤道 AHT 的变化

在 RCP4.5 试验中全球变暖快响应下,大多数模式显示大气存在向南的跨赤道能量输送(见图 2(a)),多模式平均值为 -0.03 PW(以南半球多为正)。本文将大气跨赤道 AHT 进行分解诊断,考察 surface flux 和 TOA flux 对跨赤道 AHT 的贡献,发现在大多数模式中,南半球 surface flux 大于北半球,多模式平均值为 0.07 PW,而 TOA flux 则相反,显示为北半球大于南半球,多模式平均值为 -0.10 PW,说明快响应下大气跨赤道 AHT 由 TOA flux 决定。本文再将 TOA flux 分为 TOA 长波与 TOA 短波,发现所有模式都模拟北半球得到较多的 TOA 短波辐射,多模式平均值为 -0.23 PW,是跨赤道向北 AHT 的主要贡献因素;相

反多模式平均 TOA 长波辐射的南北差异为 0.13 PW,这与快响应下北半球增暖更多,大气层顶向外释放更多长波辐射有关。为进一步探究 TOA 短波辐射对跨赤道 AHT 的调控机制,本文利用 APRP 方法将 TOA 短波辐射分解为表面反照率、云和非云辐射响应(见图 2(a)右侧部分)。通过分解发现大多数模式都模拟北半球云、表面反照率、非云辐射响应大于南半球,对多模式平均跨赤道 AHT 的贡献值分别为 -0.08 、 -0.08 和 -0.05 PW,可见多模式平均 TOA 短波辐射通量的南北差异主要与云、表面反照率辐射响应有关。表面反照率辐射响应与全球变暖下北极放大效应有关,其造成北半球冰雪融化大于南半球,北半球反照率减少使得从 TOA 进来的短波辐射增多,而云辐射响应可进一步归因至云反射、散射、吸收辐射响应的变化,三者多模式平均值分别为 -0.03 、 -0.05 和 -0.007 PW,因此云辐射响应的半球间差异主要与云短波反射、散射辐射响应有关。以上结果与前人的研究结果相似^[14]。

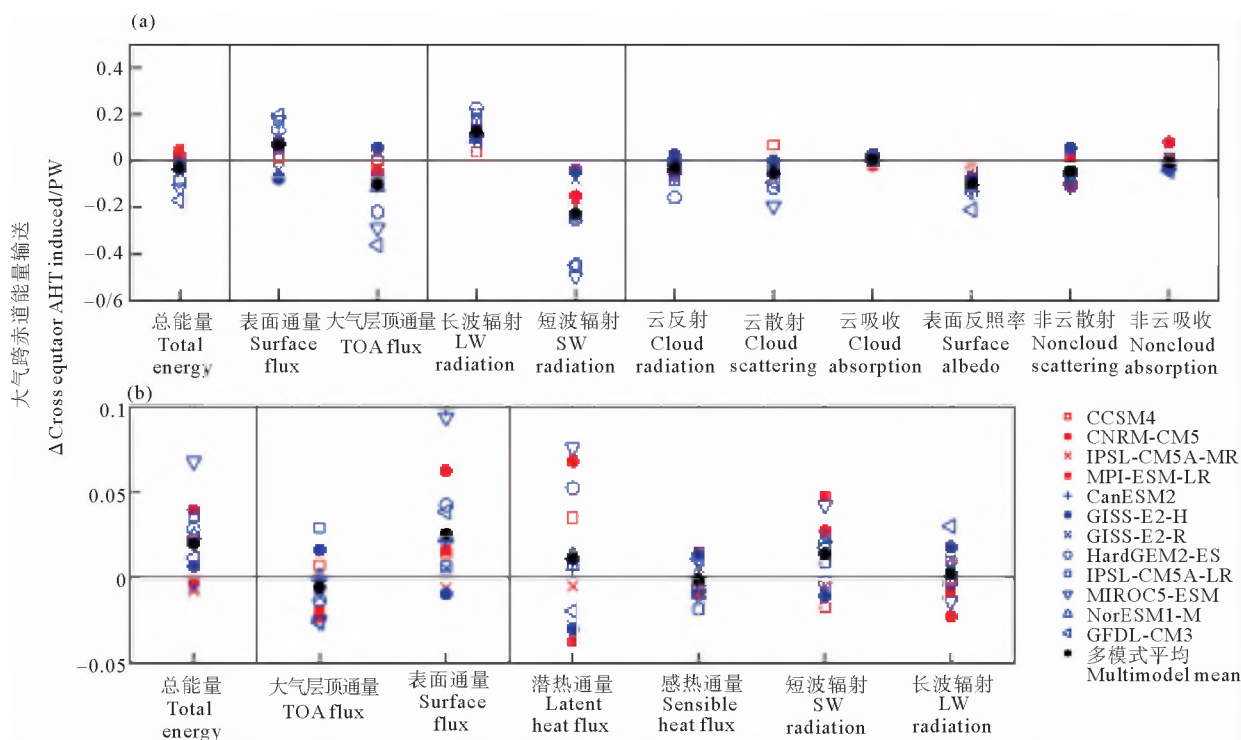


图2 RCP4.5 试验中由辐射引起的大气向北跨赤道能量输送在(a)快响应阶段和(b)慢响应阶段的变化(单位:PW)

Fig.2 Changes in northward cross-equator AHT induced by radiation changes in the RCP4.5 scenario during(a) the fast response and (b) slow response(Units: PW)

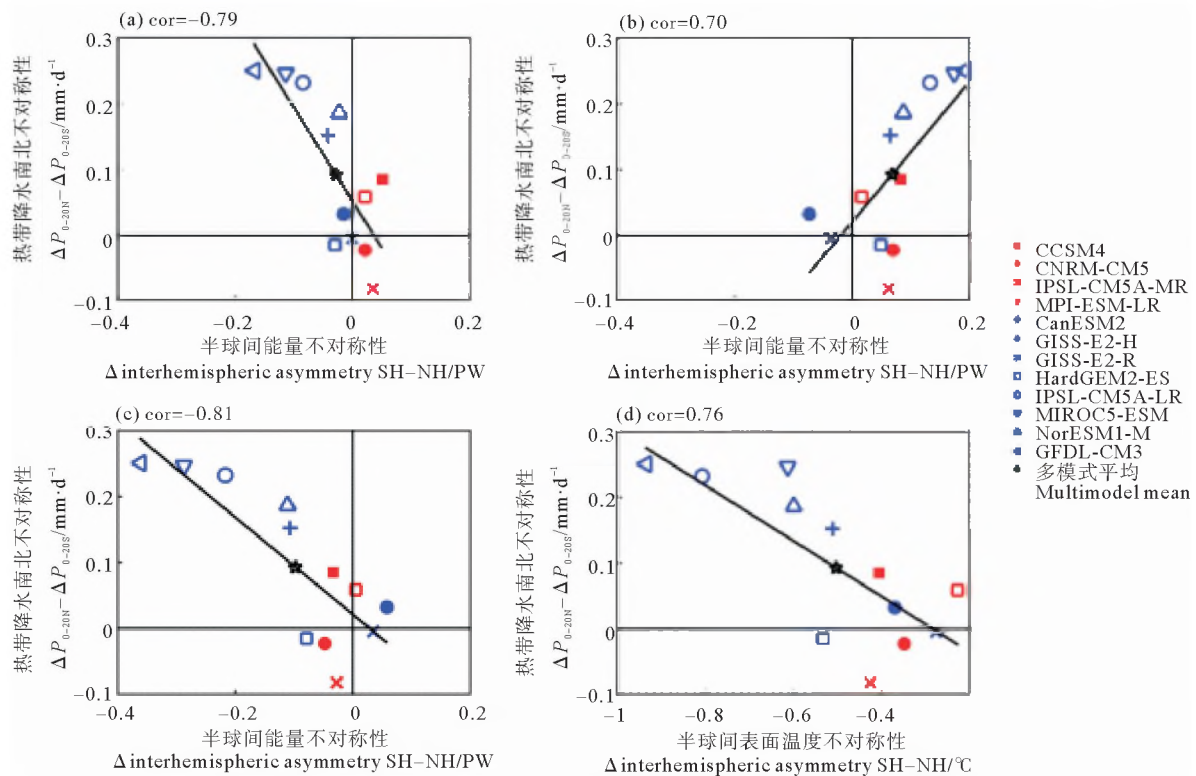
2.2 全球变暖快响应阶段 ITCZ 的移动及其与大气能量收支的模式间关系

对于温室气体增加的快响应阶段 ITCZ 的移动,前人研究主要聚焦于模式间平均结果,对于模式间差异的原因以及对应的大气能量空间分布研究较少,本文针对这一问题进行了分析。在 RCP4.5 试验中全球变

暖快响应下,12 个模式中有 8 个模式显示 ITCZ 北移。ITCZ 的移动与跨赤道 AHT 变化之间呈显著的负相关($r = -0.79$,见图 3(a)),即模式中大气存在向北(南)的异常能量输送时,ITCZ 南(北)移,能量变化与 ITCZ 移动的对对应关系与前人的研究一致^[14]。本文对跨赤道 AHT 进行分解,发现 ITCZ 的移动与 TOA flux 变化

之间呈显著的负相关($r=-0.81$, 见图 3(c)), 与 surface flux 变化之间呈显著的正相关($r=0.70$, 见图 3(b)), 因此快响应下 ITCZ 的移动主要由 TOA flux 驱动。同时我们看到所有模式都模拟南半球表面温度 (Surface Temperature, TS) 增暖小于北半球 (见图 3(d)), 并且模式间南北半球 TS 差异的变化与 ITCZ 位置移动和跨赤道 AHT 的变化显著相关, 相关系数分别达到 -0.76 和 0.85 。本文进一步将 TOA flux 分解为 TOA 短波辐射通量和长波辐射通量两项, 发现短波辐射通量的南北差异变化与 ITCZ 的移动呈显著的负相关($r=-0.78$, 见图 4(a)), 而长波相反, 其南北半球差异变化与 ITCZ 移动呈正相关($r=0.34$)。为了进一步

考察短波辐射通量变化影响 ITCZ 移动的具体物理原因, 本文使用 APRP 方法对 TOA 短波辐射通量变化进行诊断分析, 发现 ITCZ 移动的模式间差异主要由云、表面反照率辐射响应贡献, 相关系数分别为 -0.55 和 -0.68 (见图 4(b), (c)), 而云辐射响应的贡献主要与云短波反射、散射辐射响应有关 (见图 4(d), (e))。因此快响应下云反射、云散射、表面反照率辐射响应是引起 ITCZ 模式间差异的主要因子。尽管云、非云短波吸收辐射响应也与 ITCZ 移动存在模式间相关, 但其半球间差异变化过小, 对 ITCZ 移动的贡献可以忽略不计 (见图 4(f) 和 (h))。



((a) 总能量; (b) 表面通量; (c) 大气层顶能量; (d) 表面温度。实线为线性拟合结果。(a) Total energy; (b) Surface flux; (c) TOA flux; (d) Surface temperature. The solid line denotes the linear regression.)

图 3 快响应下 ITCZ 移动与半球间能量以及温度不对称性(南半球减北半球)变化散点图

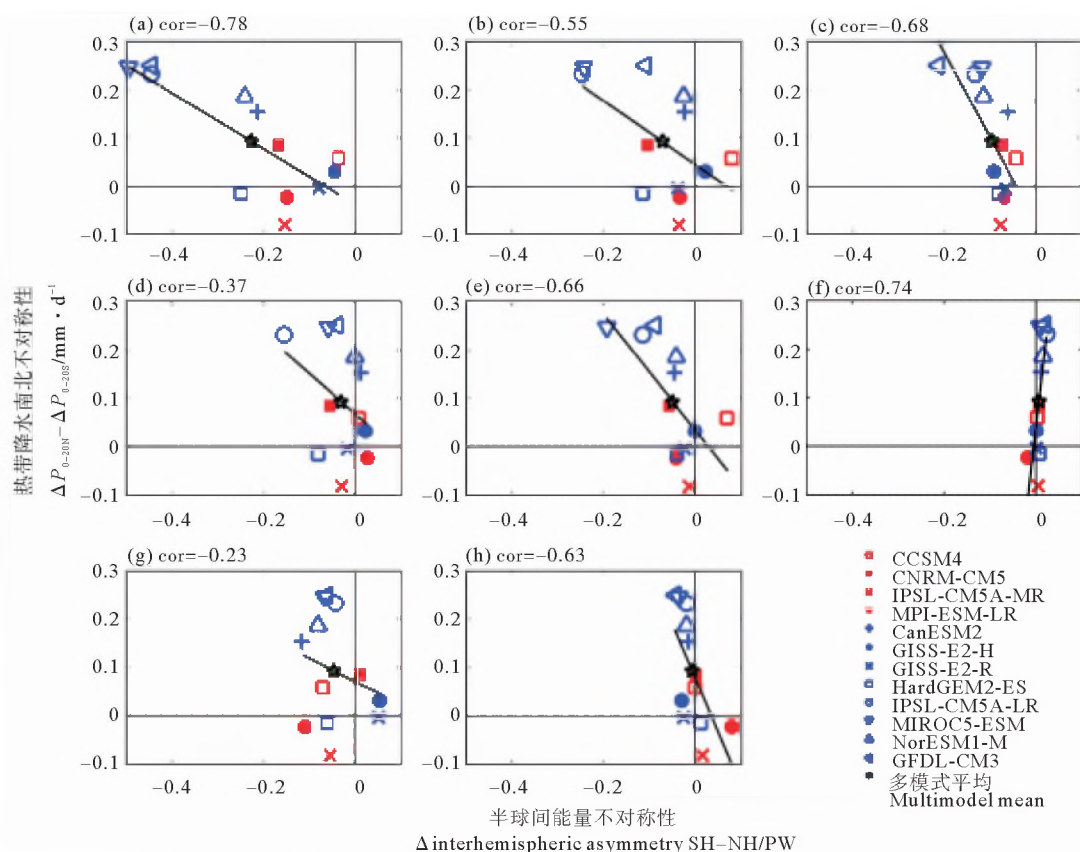
Fig.3 Scatter plots of ITCZ shift with interhemispheric energy and temperature asymmetry (southern minus northern hemisphere) change in the fast response

影响 ITCZ 移动的大气能量变化具有明显的空间分布特征。在快响应下, 调控 ITCZ 南北移动的 TOA flux 存在显著的南北半球差异 (见图 5(a)), 北半球大多数地区为正相关(陆地上最显著), 南半球大多数地区为负相关, 即北半球从 TOA 进入大气的能量较南半球多时, ITCZ 北移。ITCZ 与水平平均 TOA flux 的相关分别在南北半球低纬度和中高纬度较高 (见图 5

(b)), 其中低纬度的相关反映了 ITCZ 位置的南北移动: 当 ITCZ 北移时, 对流也随之北移, 南(北)半球热带地区向外长波辐射 (Outgoing longwave radiation, OLR) 增强(减弱), TOA flux 减小(增大)。而中高纬度 TOA flux 的变化是 ITCZ 移动的驱动因素。本文对 TOA flux 进行分解, 主要考察与 ITCZ 南北移动模式间差异相关的云反射、云散射、表面反照率辐射响应

的空间分布特征。发现南大洋地区显著的负值区与云反射辐射响应有关(见图 6(a)),此地区海温较低,上空以低云为主,对短波辐射有较强的阻挡作用,其云反射辐射响应的变化对 ITCZ 的移动有重要贡献。而北半球中高纬度显著的正值区与表面反照率和云散射辐射

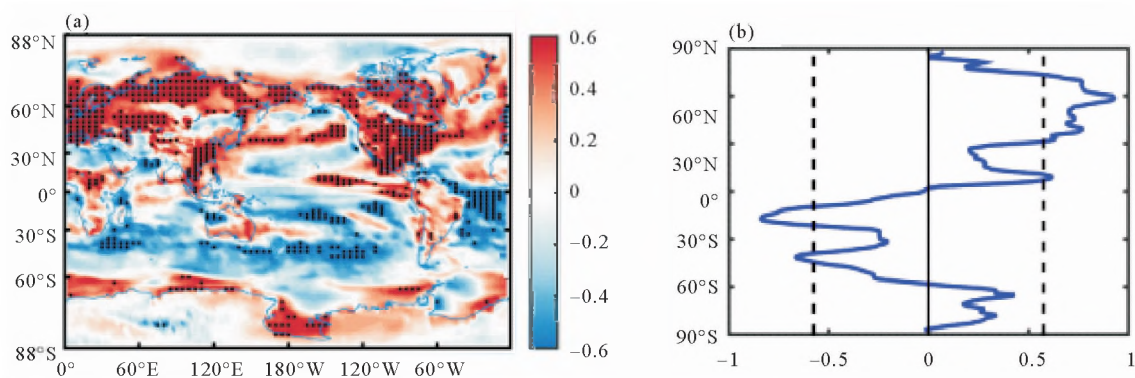
响应都有关(见图 6(b),(c)),其中与云散射辐射响应有关的信号主要出现在大陆上,作者猜测这与 RCP4.5 试验中在 21 世纪南北半球不对称的气溶胶排放减少有关^[24],而表面反照率辐射响应与北半球高纬度地区的冰盖变化有一定联系^[12]。



((a) TOA 短波; (b) 云辐射响应; (c) 表面反照率辐射响应; (d) 云反射辐射响应; (e) 云散射辐射响应; (f) 云吸收辐射响应; (g) 非云散射辐射响应; (h) 非云吸收辐射响应。实线为线性拟合结果。(a) TOA shortwave radiation; (b) Cloud radiative response; (c) Surface albedo radiative response; (d) Cloud reflection radiative response; (e) Cloud scattering radiative response; (f) Cloud absorption radiative response; (g) Noncloud scattering radiative response; (h) Noncloud absorption radiative response. The solid line denotes the linear regression.)

图 4 快响应下 ITCZ 移动与半球间 TOA 短波辐射不对称性变化以及 APRP 分解的散点图

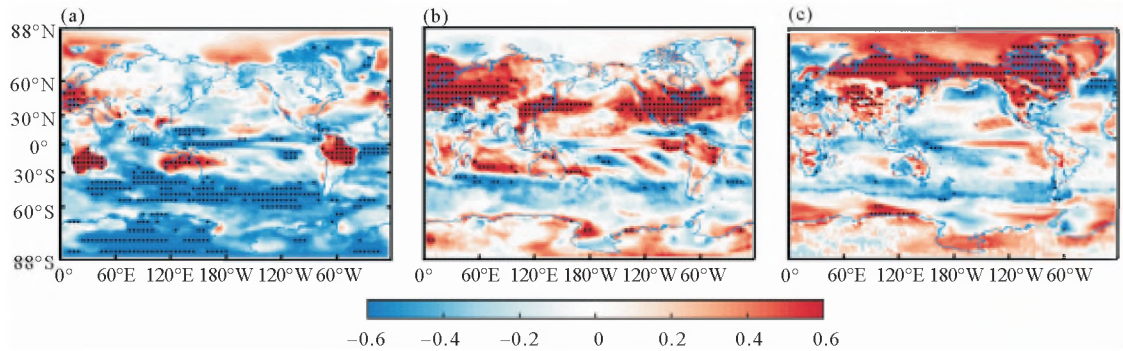
Fig.4 Scatter plots of ITCZ shift with interhemispheric TOA shortwave asymmetry change and APRP decomposition in the fast response



((a) 空间分布; (b) 水平平均。黑点表示过 95% 置信度检验的区域, 虚线为 95% 置信度的临界值。(a) Spatial pattern; (b) Zonal mean. Black dots in (a) denote areas exceeding the 95% confidence level; Dashed lines in (b) mean the 95% confidence level.)

图 5 快响应下 ITCZ 移动与 TOA flux 变化相关图

Fig.5 Correlation of ITCZ shift with TOA flux change in the fast response



(a) 云反射辐射响应; (b) 云散射辐射响应; (c) 表面反照率辐射响应。黑点表示过 95% 置信度检验的区域。(a) Cloud reflection radiative response; (b) Cloud scattering radiative response; (c) Surface albedo radiative response. Black dots denote areas exceeding the 95% confidence level.)

图 6 快响应下 ITCZ 移动与能量变化相关图

Fig.6 Correlation of ITCZ shift with energy change in the fast response

3 全球变暖慢响应阶段 ITCZ 的移动及其与能量的关系

3.1 全球变暖慢响应阶段跨赤道 AHT 的变化

针对慢响应阶段的气候特征,前人就局地海温和降水变化的关系^[17]以及大气环流的响应过程^[20]开展了研究工作,但这一阶段 ITCZ 的移动及其与大气能量传输的关系仍不明确,这也是本文要解决的另一个问题。通过分析,作者发现,在 RCP4.5 试验中全球变暖慢响应下(见图 2(b)),由于 GMST 增暖幅度较小,其造成的半球间能量差异也小于快响应。与快响应不同的是,大多数模式都模拟大气向北输送能量,多模式平均值为 0.02 PW。将慢响应下跨赤道 AHT 进行分解,发现在大多数模式中南半球 surface flux 大于北半球,多模式平均值为 0.03 PW,而 TOA flux 则相反,多模式平均值为 -0.01 PW,说明慢响应阶段南北半球能量差异主要是 surface flux 变化的贡献。进一步将 surface flux 分解,发现多模式平均表面通量的南北不对称性主要由表面短波辐射通量、潜热通量引起(多模式平均值均为 0.01 PW),其中潜热通量存在很大的模式间不确定性。

3.2 全球变暖慢响应阶段 ITCZ 的移动及其与大气能量收支的模式间关系

在 RCP4.5 试验中全球变暖慢响应下,大多数模式模拟 ITCZ 南移,由于温室气体浓度已经趋于稳定,ITCZ 移动的幅度较快响应显著减小,但依然受跨赤道 AHT 的调控($r = -0.74$,见图 7(a))。与快响应阶段不同的是,这种调控关系主要由 surface flux 贡献,ITCZ 与 surface flux 的变化呈显著的模式间负相关($r = -0.56$,见图 7(b)),而与 TOA flux 的变化无模式间相关性(见图 7(c))。大多数模式都模拟南半球增暖大于北半球增暖(见图 7(d)),跨赤道 AHT 的分布仍然与 TS 的分布有关($r = 0.75$)。本文将 surface

flux 分解为潜热通量、感热通量、短波辐射和长波辐射通量,分别考察与 ITCZ 变化的模式间关系(见图 8),发现 ITCZ 与 surface flux 的模式间相关性主要由潜热通量贡献(见图 8(a)),因而潜热通量是慢响应下影响 ITCZ 移动的主要因子。

慢响应下调控 ITCZ 南北移动的 surface flux 在水平平均上存在一定的南北半球差异(见图 9(a)),南半球大多数地区为负相关,北半球大多数地区为正相关,这样的特征在表面潜热通量上也有所体现,并且中纬度 $45^{\circ}\text{S} \sim 55^{\circ}\text{S}$ 地区贡献最大(见图 9(b)),作者猜测这与南大洋西风急流的强度变化有关。由于风速变化带来的潜热通量变化及其对应的海洋吸热改变,是慢响应下决定不同模式 ITCZ 南北移动的主要因素。后续作者计划对这一部分工作进行专门研究。

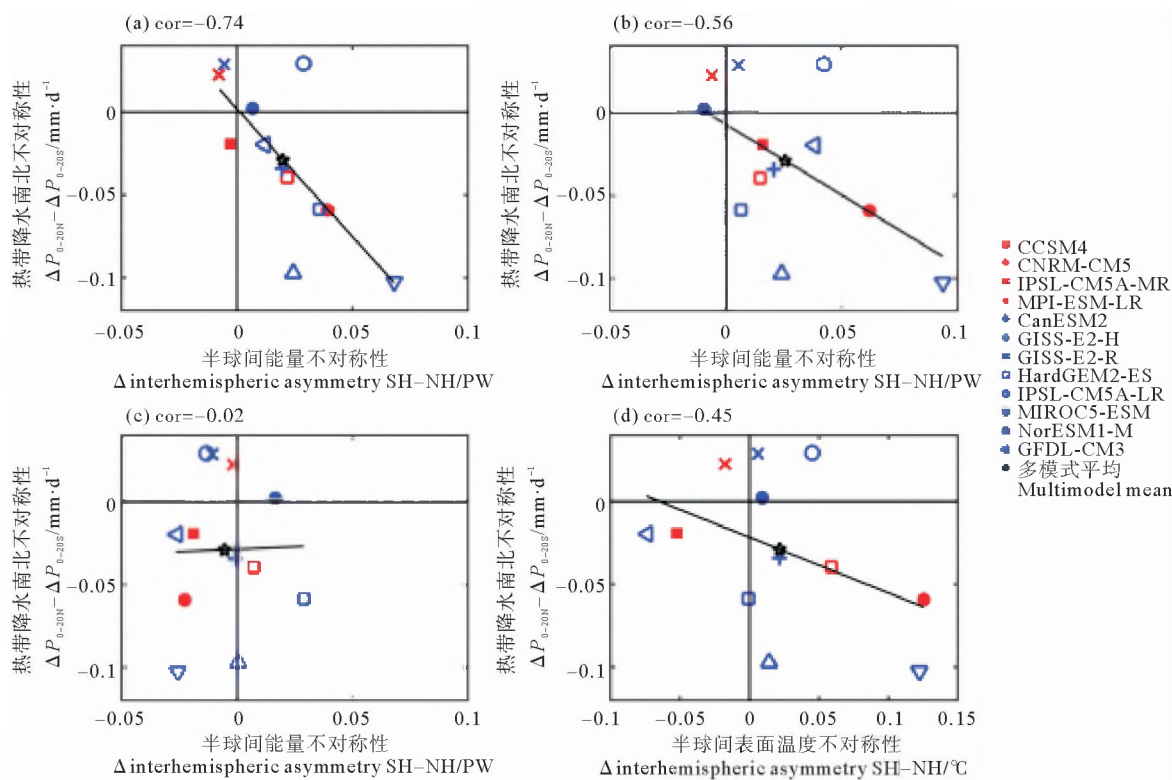
4 结论与讨论

4.1 结论

本文在前人研究的基础上利用 CMIP5 多模式数据分析了全球变暖不同阶段跨赤道 AHT、ITCZ 位置的变化及其物理机制,主要得到以下结论:

(1)快响应下,大多数模式模拟大气向南输送能量,ITCZ 向北移动,与跨赤道 AHT 的变化呈显著的模式间负相关。这种负相关关系主要由 TOA flux 南北差别的模式间差异贡献,而 surface flux 与 ITCZ 的移动在模式间呈正相关。进一步对 TOA flux 各项进行诊断分析,发现这一阶段 ITCZ 移动的模式间差异主要受南大洋地区云短波反射辐射响应以及北半球中高纬度地区云短波散射、表面短波反照率辐射响应的影响。

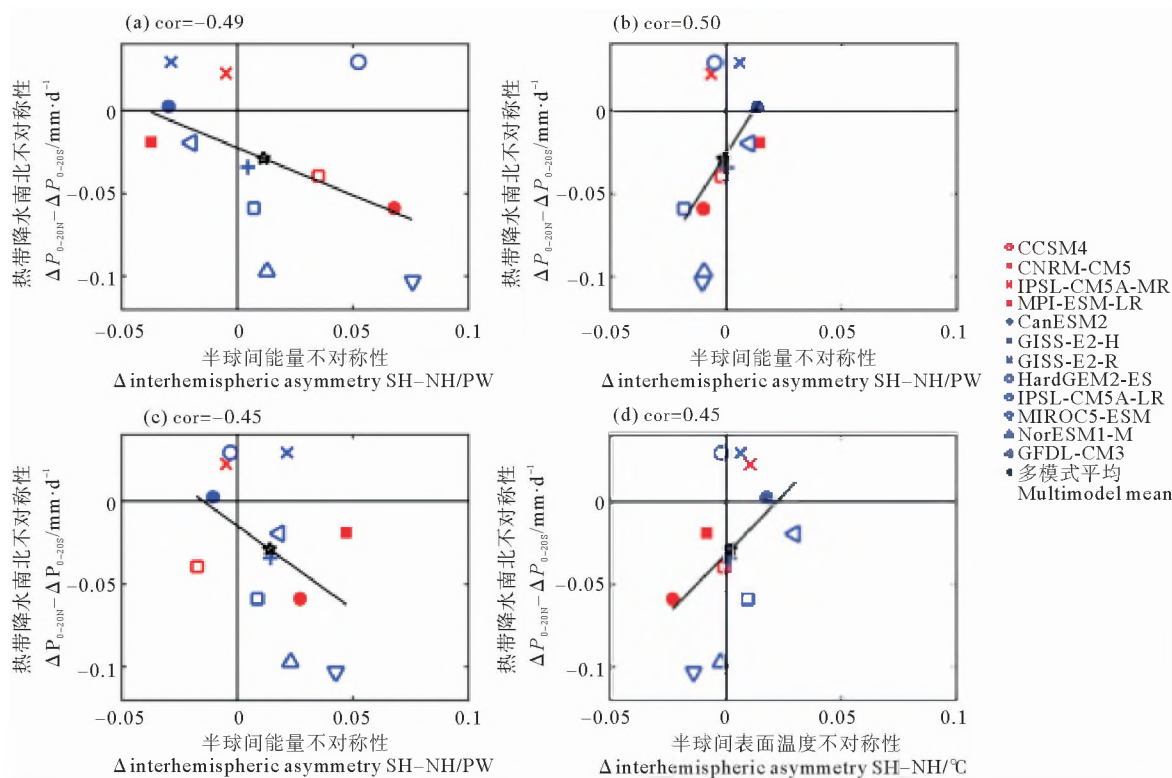
(2)慢响应下,大多数模式模拟大气向北输送能量,对应 ITCZ 向南移动,两者在模式间仍呈显著的负相关,但此时的负相关主要由 surface flux 南北差别的模式间差异贡献。进一步对 surface flux 各项进行诊断分析,发现这一阶段 ITCZ 模式间差异主要与潜热通量的



(a) 总能量; (b) 表面通量; (c) 大气层顶能量; (d) 表面温度。实线为线性拟合结果。(a) Total energy; (b) Surface flux; (c) TOA flux; (d) Surface temperature. The solid line denotes the linear regression.)

图7 慢响应下 ITCZ 移动与半球间能量以及温度不对称性变化散点图

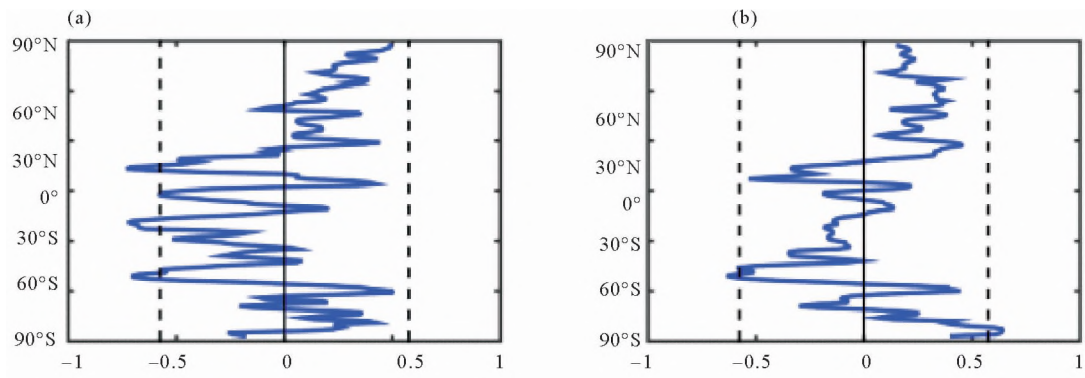
Fig.7 Scatter plots of ITCZ shift with interhemispheric energy and temperature asymmetry change in the slow response



((a) 表面潜热通量; (b) 表面感热通量; (c) 表面短波辐射通量; (d) 表面长波辐射通量。实线为线性拟合结果。(a) Surface latent heat; (b) Surface sensible heat; (c) Surface shortwave radiation flux; (d) Surface longwave radiation flux. The solid line denotes the linear regression.)

图8 慢响应下 ITCZ 移动与半球间能量不对称性变化散点图

Fig.8 Scatter plots of ITCZ shift with interhemispheric energy asymmetry change in the slow response



((a)表面通量;(b)表面潜热通量。虚线为 95%置信度的临界值。(a) Surface flux; (b) Surface latent heat flux. The dashed lines mean the 95% confidence level.)

图 9 慢响应下 ITCZ 移动与水平平均能量变化相关图

Fig.9 Correlation of ITCZ shift with zonal mean energy change in the slow response

南北半球差异有关,其中 $45^{\circ}\text{S}\sim 55^{\circ}\text{S}$ 的潜热通量变化贡献最大。

4.2 讨论

根据对南北半球大气能量收支差异和 ITCZ 南北移动关系的分析,本文发现在全球变暖的快慢响应两个阶段,ITCZ 移动都和跨赤道 AHT 的变化显著相关(见图 3(a)和图 7(a)),但两者变化的原因在两个阶段中是不同的。在快响应阶段,气候系统主要受外强迫和气候反馈的影响发生变化,模式间的 ITCZ 位置和跨赤道 AHT 受 TOA flux 调控(见图 3(c)),同时 surface flux 变化的南北半球差异与 ITCZ 的移动呈正相关(见图 3(b))。当 TOA 向下的能量在北(南)半球较多(少)时,会导致向南的跨赤道 AHT 以及 ITCZ 的向北移动,同时北(南)半球海洋(即 surface flux 变化)也得到更多(少)的能量,造成海洋的跨赤道能量向南的输运。这体现了海洋和大气对气候强迫和反馈南北半球不对称信号同向的跨赤道能量输送响应。同时,在快响应阶段 ITCZ 的南北移动与 TS 增暖的南北不对称显著相关(见图 3(d)),也体现了 surface flux 对表面加热的不对称特征。

相较而言,在慢响应阶段,ITCZ 的位置以及跨赤道 AHT 主要受 surface flux 的南北半球不对称影响(见图 7(b))。在这个时期,气候强迫信号(温室气体和气溶胶)达到稳定,因此海表增暖在模式中的差异会通过影响 surface flux 来影响 ITCZ 的移动。在这一阶段,大气通过 surface flux 在南(北)半球得到更多(少)的能量,造成 ITCZ 的南移以及向北的跨赤道 AHT,同时相应的海洋在北(南)半球得热更多(少)。在慢响应阶段,大气能量在南半球表面得到更多能量的原因主要是在快响应阶段,南大洋会吸收大部分进入海洋的热量^[25],在温室气体稳定后会反馈到海表,造成了大气能量收支的南北不对称。因此在慢响应阶段,南北半

球的表面温度变化差异也与跨赤道 AHT 呈显著的正相关。

为了进一步理解快慢响应过程下 ITCZ 移动的原因,本文对不同阶段 TOA flux 和 surface flux 的能量收支进行了诊断,并研究了与 ITCZ 移动相关的空间分布特征。在快响应阶段,与 ITCZ 移动相关的 TOA flux 主要体现在北半球中高纬度区域以及南半球 45°S 位置(见图 5(a),(b))。其中北半球中高纬度地区与表面短波反照率和云短波散射辐射响应有关,而南半球 45°S 地区与云短波反射辐射响应有关(见图 6)。并且北半球的辐射响应受气溶胶的影响,由于历史试验和 RCP4.5 情景试验中存在人类活动排放气溶胶的作用,且气溶胶的减少主要发生在北半球,引起北半球增暖,北极冰雪融化反照率减小,同时气溶胶影响云的生成,使得北半球云对短波的散射作用减弱,进入大气的 TOA 短波辐射较南半球多,引起 ITCZ 北移。在慢响应阶段,对 surface flux 进一步诊断发现,ITCZ 的南北移动主要与潜热通量的南北半球差异有关,其中 $45^{\circ}\text{S}\sim 55^{\circ}\text{S}$ 的潜热通量变化贡献最大(见图 9(b))。

通过本文的分析,初步明确了快慢响应下跨赤道 AHT、ITCZ 位置的变化,并且发现快响应阶段主要由 TOA flux 代表的气候强迫和反馈信号决定,而慢反应下主要由表征海洋吸热变化的 surface flux 驱动。两个阶段 ITCZ 移动驱动原因的差异体现了不同阶段气候变化的物理本质,即快响应阶段的气候变化信号是对辐射强迫的直接响应,而慢响应阶段的气候变化信号是对海洋吸热调整的响应。以上结果为预估未来热带降水和大气能量平衡的关系提供了理论依据。

参考文献:

- [1] 刘秦玉, 谢尚平, 郑小童. 热带海洋-大气相互作用[M]. 北京: 高等教育出版社, 2013: 21-22.
- Liu Q, Xie S P, Zheng X T. Tropical Ocean-Atmosphere Interac-

- tion[M]. Beijing: Higher Education Press, 2013: 21-22.
- [2] Xie S P. The shape of continents, air-sea interaction, and the rising branch of the Hadley circulation[J]. *Hadley Circulation Past Present and Future*, 2004, 21: 121-152.
- [3] Xie S P, Philander S G H. A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific[J]. *Tellus*, 1994, 46(4): 340-350.
- [4] Chang P, Philander S G H. A coupled ocean-atmosphere instability of relevance to the seasonal cycle[J]. *Journal of Atmospheric Science*, 1994, 51(24): 3627-3648.
- [5] Philander S G H, Gu D, Halpern D, et al. Why the ITCZ is mostly north of the equator[J]. *Journal of Climate*, 1996, 9(12): 2958-2972.
- [6] Neelin J D, Held I M. Modeling tropical convergence based on the moist static energy budget[J]. *Monthly Weather Review*, 1987, 115(1): 3-12.
- [7] Chiang J C H, Biasutti M, Battisti D S. Sensitivity of the Atlantic intertropical convergence zone to Last Glacial Maximum boundary conditions[J]. *Paleoceanography*, 2003, 18(4): 18-11.
- [8] Chiang J C H, Bitz C M. Influence of high latitude ice cover on the marine intertropical convergence zone[J]. *Climate Dynamics*, 2005, 25(5): 477-496.
- [9] Kang S M, Held I M, Frierson D M W, et al. The response of the ITCZ to extratropical thermal forcing: Idealized slab-ocean experiments with a GCM[J]. *Journal of Climate*, 2008, 21(14): 3521-3532.
- [10] Frierson D M W, Hwang Y T, Fuckar N S, et al. Contribution of ocean overturning circulation to tropical rainfall peak in the Northern Hemisphere[J]. *Nature Geoscience*, 2013, 6(11): 940-944.
- [11] Hwang Y T, Frierson D M W. A new look at the double ITCZ problem: Connections to cloud bias over the Southern Ocean[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2013, 110(13): 4935-4940.
- [12] Cheng W, Bitz C M, Chiang J C H. Adjustment of the global climate system to abrupt changes in the Atlantic meridional overturning circulation, in *Ocean Circulation: Mechanisms and Impacts* [J]. *Geophysical Monograph*, 2007, 173: 295-314.
- [13] Frierson D M W, Hwang Y T. Extratropical influence on ITCZ shifts in slab ocean simulations of global warming[J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(2): 720-733.
- [14] McFarlane A A, Frierson D M W. The role of ocean fluxes and radiative forcings in determining tropical rainfall shifts in RCP8.5 simulations[J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(16): 8656-8664.
- [15] 龙上敏, 谢尚平, 刘秦玉, 等. 海洋对全球变暖的快慢响应与低温升目标[J]. *科学通报*, 2018, 63(5-6): 558-570.
- Long S M, Xie S P, Liu Q, et al. Ocean response to the fast and slow response of global warming and low temperature rise target [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2018, 63(5-6): 558-570.
- [16] Manabe S, Bryan K, Spelman M J. Transient-response of a global ocean atmosphere model to a doubling of atmospheric carbon-dioxid[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1990, 20(5): 722-749.
- [17] Long S M, Xie S P, Zheng X T, et al. Fast and slow responses to global warming: Sea surface temperature and precipitation patterns[J]. *Journal of Climate*, 2013, 27(1): 285-299.
- [18] Cvijanovic I, Chiang J C H. Global energy budget changes to high latitude North Atlantic cooling and the tropical ITCZ response[J]. *Climate Dynamics*, 2013, 40(5-6): 1435-1452.
- [19] Bischoff T, Schneider T. Energetic constraints on the position of the intertropical convergence zone[J]. *Journal of Climate*, 2014, 27(13): 4937-4951.
- [20] Ceppi P, Zappa G, Shepherd T G, et al. Fast and slow components of the extratropical atmospheric circulation response to CO2 forcing[J]. *Journal of Climate*, 2018, 31(3): 1091-1105.
- [21] Allen R J, Evan A T, Booth B B. Interhemispheric aerosol radiative forcing and tropical precipitation shifts during the late twentieth century[J]. *Journal of Climate*, 2015, 28(20): 8219-8246.
- [22] Adam O, Bischoff T, Schneider T. Seasonal and interannual variations of the energy flux equator and ITCZ. Part I: Zonally averaged ITCZ position[J]. *Journal of Climate*, 2016, 29(9): 3219-3230.
- [23] Taylor K E, Crucifix M, Braconnot P, et al. Estimating short-wave radiative forcing and response in climate models[J]. *Journal of Climate*, 2007, 20(11): 2530-2543.
- [24] Wang H, Xie S P, Tokinaga H, et al. Detecting cross-equatorial wind change as a fingerprint of climate response to anthropogenic aerosol forcing[J]. *Geophysical Research Letters*, 2016, 43(7): 3444-3450.
- [25] Hwang Y T, Xie S P, Deser C, et al. Connecting tropical climate change with Southern Ocean heat uptake[J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(18): 9449-9457.

The Intertropical Convergence Zone Shift and Its Relationship with Atmospheric Energy Transport Change at Different Stages of Global Warming

YANG Jing^{1,2}, ZHENG Xiao-Tong^{1,2}

(1. The Key Laboratory of Physical Oceanography, Ministry of Education, College of Oceanic and Atmospheric Science, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266237, China)

Abstract: Based on the outputs of 4.5 W/m² Representative Concentration Pathway (RCP4.5) in the phase 5 of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5), we investigated the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) shift and its main mechanism in different stages of global warming through the energetics framework analysis. The ITCZ shift is significantly correlated with the change of Atmosphere Heat Transport (AHT) across the equator both during the greenhouse gases transient increasing (the fast oceanic response) and after the greenhouse gases stabilizing (the slow oceanic response). However, the reasons for the cross-equatorial AHT change and the ITCZ shift are different in the two stages. In fast response, the ITCZ shift and the cross-equator AHT are mainly driven by the interhemispheric difference of the Top of the Atmosphere (TOA) fluxes, which is mainly related to the cloud shortwave radiative feedback in the southern ocean, and cloud shortwave radiative feedback plus surface albedo radiative feedback in the mid and high latitudes of the northern hemisphere. Due to the radiative response caused by the aerosols reduction, most models show that ITCZ shift northward. By contrast, in the slow response when the radiative forcing has stabilized, ITCZ shift southward in most models. This southward shift is mainly driven by the surface flux change, which is further related to the interhemispheric asymmetry of latent heat flux change. The difference in the relationship between ITCZ shift and atmospheric energy transport changes in different stages of global warming reflects the important role of ocean in regulating the climate system.

Key words: global warming; ocean fast and slow response; Intertropical Convergence Zone (ITCZ); atmosphere northward energy transport

责任编辑 庞 旻