

High Temperature Attribution Analysis in Summer 2013—A Comparison of the Effects of Tropical and Extratropical Sea Temperature

Zehua Zheng^{1,2}, Na Liu^{2*}, Shuanglin Li^{2,3}

¹College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu Sichuan

²Nansen Zhu International Research Centre and Climate Change Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing

³University of Chinese Academy of Sciences, Beijing

Email: ¹liuna0209@mails.ucas.edu.cn

Received: May 7th, 2018; accepted: May 21st, 2018; published: May 28th, 2018

Abstract

In summer 2013, on the interannual timescale, the anomalous western Pacific Subtropical high (WPSH) is featured by the weaker intensity, the smaller controlling zone, the westward extension and northward shift, which is the main cause for the heat wave event. This study investigated the influence of sea surface temperature (SST) anomalies by one atmospheric general circulation model, and analyzed the possible mechanisms of the extreme event. One control experiment and three sensitive experiments were separately conducted by using different boundary forcings: the monthly climatological SST, the global SST anomaly, the tropical SST anomaly and the extratropical SST anomaly in summer of 2013 (from May to August). The results showed that: 1) The global SST anomaly is in favor of an anomalous weak WPSH. The tropical SST anomaly dominated this effect. The extratropical SST anomaly would enhance the whole WPSH, playing a secondary role. Mechanically, the SST anomaly in summer 2013, showing a negative-positive-negative pattern from the tropical Indian Ocean to the equatorial eastern Pacific, would excite anomalous Walker circulation, accompanied by (enhanced) weakened zonal westerly (easterly) anomalies at the low-level. The anomalous zonal winds could induce an anomalous weak western North Pacific anticyclone over its northern side region. On the other hand, along with the simulated anomalous strong convection, the anomalous ascending branch over the tropical western Pacific shifted northward and occurred over the entire troposphere. It could induce the anomalous descending activities over the subtropical region through the Hadley circulation, which were mainly located over the upper troposphere and shifted more northward, which went against the increase intensity and westward extension of WPSH. 2) In spite of the well-simulated weaker intensity of the whole WPSH, this model could not capture the anomalous westward extension and northward shift of the westernmost ridge line point, with an anomalous eastward retreat. Then, in view of the roles of atmospheric internal variability, we analyzed the probabilistic differences of the WPSH indices on different SST forcings. It was found that the global SST anomaly, especially the tropical SST anomaly, would significantly increase the probability of the extreme event that with anomal-

*通讯作者。

ous westward and northward extension of WPSH, which means that the heat wave in summer 2013 might be an extreme event on the background of tropical SST anomaly.

Keywords

Heat Wave Event in Summer of 2013, Sea Surface Temperature Anomaly, AGCM Experiment, Probability of Extreme Event

2013年夏季高温归因分析——热带及热带外海温影响的模拟对比

郑泽华^{1,2}, 刘 娜^{2*}, 李双林^{2,3}

¹成都信息工程大学, 大气科学学院, 四川 成都

²中国科学院大气物理研究所, 竺可桢-南森国际研究中心, 中国科学院气候变化研究中心, 北京

³中国科学院大学, 北京

Email: liuna0209@mailsucas.edu.cn

收稿日期: 2018年5月7日; 录用日期: 2018年5月21日; 发布日期: 2018年5月28日

摘 要

西太平洋副热带高压(简称副高)整体强度偏弱、特征线控制范围面积偏小,但西段异常西伸、北抬,是2013年夏季我国东部高温事件发生期间大气环流的一个重要特征。本文利用ECHAM5大气环流模式,分别以月气候态海温、2013年夏季(5月~8月)全球、热带以及热带外海温异常作为下边界强迫场,进行模拟试验,研究了海温异常对副高的影响,进而分析高温的形成机制。结果显示:1)全球海温异常有利于副高整体面积偏小、强度偏弱,这一影响主要来自热带海温异常的贡献,热带外海温的作用相反且是次要的,它部分抵消热带海温的影响。机制上,自印度洋至中东太平洋“负”-“正”-“负”的热带海温分布,激发Walker环流异常,西太平洋低层的纬向东风及其北侧的反气旋偏弱、偏东;同时西太平洋强的上升运动又向北下传,进而通过Hadley环流,影响副高前部环流,导致副热带地区虽有下沉运动,但主要位于对流层高层,不利于副高的加强、西伸。2)尽管全球及热带海温强迫能够解释副高的整体行为,但模拟的副高异常偏东,不能解释该年副高西段的西伸、北抬。于是,我们从大气内部过程的角度,分析了不同海温背景下,副高西段西伸、北抬发生概率的差异,发现在2013年全球海温(特别是热带海温)背景下,发生极端偏西偏北的概率显著增加。表明:该年的高温事件可以解释为海温异常背景下发生的一个极端事件。

关键词

2013年夏季高温,海表温度异常,AGCM试验,极端事件概率

Copyright © 2018 by authors and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

近几十年来,在强烈人类活动的大背景下,大范围气候异常现象不断出现,尤其是极端高温事件频繁发生,给社会、经济和人民生活造成了严重的影响[1]。我国近 100 年平均地表气温增加明显[2],夏季极端高温事件出现频次呈现逐年增加的趋势[3][4]。研究极端高温极端事件的成因,是防灾减灾的一个重要方面,有重要的实际意义。

2013 年夏季,在长江中下游地区发生了一次极端高温事件。无论是季平均气温,还是平均最高气温和平均最低气温均破历史纪录,为近 50 年新高[5]。在去除线性趋势的情况下,部分站点的夏季平均温度异常值都超过了 2°C (图 1(a),蓝色方框)。这次高温事件不仅覆盖范围广、强度大,而且持续时间长,均为历史罕见[6][7][8][9],给人民生活造成了严重的影响和损失。例如,截止到当年 7 月底,已导致上千人中暑,其中上海因中暑死亡 10 人[10];截止到 8 月 18 日,江苏省近 600 万亩在田作物受旱,湖北省受旱农田突破 2500 万亩,高达百万人饮水困难(<http://www.js.chinanews.com/news/2013/0819/65226.html>; <http://news.cnhubei.com/xw/jj/201308/t2673304.shtml>)。因此,分析 2013 年高温的成因,为极端高温事件的预报预测提供线索,进而减少其造成的气象灾害,具有重要的意义。

前人研究表明,2013 年高温热浪事件发生期间,最显著的环流特征之一是西太副高的异常。该年副高偏西偏北,长时间控制长江中下游地区,是一个重要大气环流特征[8][10][11][12]。以前的研究也揭示,海表温度(以下简称海温)异常作为影响副高的重要外强迫因子[13][14][15],与夏季极端高温事件的

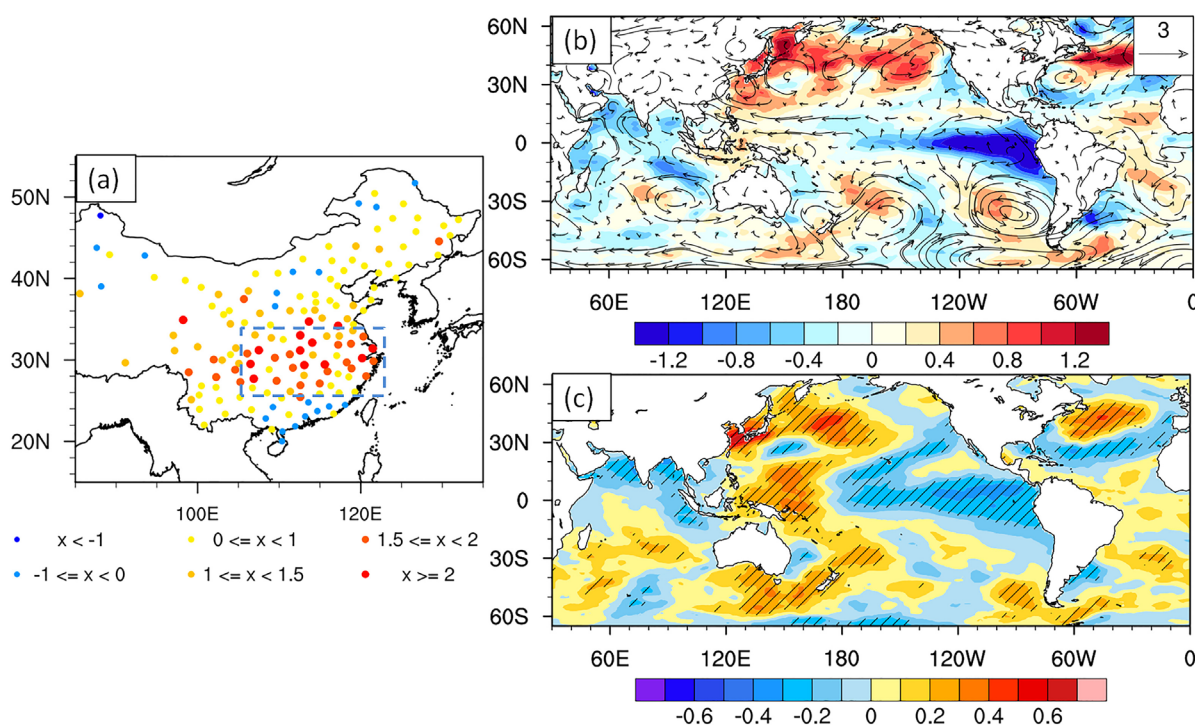


Figure 1. The interannual variability in summer (June-July-August) 2013: (a) gauged air temperature anomaly, the blue rectangle indicates the mid-lower Yangtze River Valley ($26^{\circ}\text{N}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\text{E}\sim 123^{\circ}\text{E}$) and (b) sea surface temperature (SST) anomaly (shaded, units: $^{\circ}\text{C}$) and 850 hPa wind anomaly (vector, units: m/s). (c) Distributions of correlations between the averaged summer rainfall over the mid-lower Yangtze River Valley region and the global SST anomaly, the diagonal line denotes the values significant at 90% confidence level.

图 1. 去趋势及年代际变化的 2013 年夏季(June-July-August): (a) 站点温度异常,蓝色方框表示长江中下游地区($26^{\circ}\text{N}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\text{E}\sim 123^{\circ}\text{E}$)和(b)海温异常(填色)和 850 hPa 风矢量异常(箭头), (c) 长江中下游区域平均的夏季温度与全球海温异常的相关系数,斜线表示显著性检验通过 90%

发生密切相关。例如, 史军等[16]的研究发现, 前期秋冬季 Niño4 区的海温异常与华东地区夏季温度存在显著正相关。此外, 西太平洋暖池和热带印度洋的海温异常也是重要的影响因素。例如, 黄荣辉[13] [17]等研究表明, 当热带西太平洋海温为正异常时, 菲律宾 - 南海 - 中印半岛上空的对流活动增强, 进而激发东亚 - 太平洋经向波列, 我国东部夏季容易出现高温。前期冬季热带印度洋全区一致的增暖通过海气相互作用激发印度洋 - 西太平洋异常的 Walker 环流圈, 进而增强副高[18], 有利于我国东部高温天气的发生。

就 2013 年个例而言, 在 2012/2013 年冬季, 赤道印度洋及其以北地区为一致偏暖的海温异常[19] [20], 有利于后期夏季副高偏强。前期赤道中东太平洋的海温则与夏季副高的南北位置异常有正相关关系, 当海温偏冷时, 副高偏北[15], 而 2013 年前期冬春季中东太平洋异常偏冷, 有利于副高异常偏北。此外, 2013 年夏季同期的海温异常信号也较强, 对此次高温事件发生起着重要作用[19] [21]。根据 2013 年夏季站点温度异常的空间分布(图 1(a)), 选取高温关键区(26°N~34°N, 105°E~123°E)作区域平均, 并与同期海温异常场做相关分析(图 1(c))。结合观测的海温异常场(图 1(b)), 则与此次高温事件显著相关的同期海温关键区包括: 热带印度洋 - 太平洋, 北太平洋中东部地区, 北大西洋中部地区和南半球中部部分地区。诊断分析显示[22], 北印度洋 - 西太平洋 - 中东太平洋地区“负” - “正” - “负”的海温分布, 有利于激发印度洋 - 太平洋 Walker 环流异常, 使得赤道西太平洋地区上升支较常年偏强、偏西, 再通过 Hadley 环流, 副热带下沉支随之增强, 进而有利于副高增强西伸, 我国南方地区容易发生高温事件[23] [24]。北太平洋西风漂流区和黑潮区的海温异常与我国中东部地区的夏季 500 hPa 位势高度场有显著正相关关系[25], 因此, 2013 年该地区正的海温异常(图 1(b))是有利于该年夏季副高偏北、偏强。此外, 也有研究表明, 北大西洋中纬度地区的暖海温异常通过遥相关波列影响东亚上空的纬向西风, 副热带西风急流异常偏北, 有利于西太副高偏西偏强[21] [26], 使得我国南方容易发生高温。

上述分析表明, 热带及热带外海温异常可能是 2013 年夏季高温异常的重要影响因子。然而, 以往研究大多基于统计和诊断分析, 仅仅从海温与副高周边环流的异常的关系入手, 来分析 2013 年副高异常的原因。这些机制还缺少模式验证。此外, 热带、热带外海温异常都与 2013 年副高有关, 它们分别起到什么样的作用? 这些问题还不清楚。因此, 区别于以往研究, 本文拟基于数值模拟的方法, 对这些问题深入分析。本研究利用 ECHAM5 大气环流模式, 从年际尺度上, 分别将 2013 年夏季全球、热带和热带外年际海温异常作为模式下边界强迫场进行敏感性试验, 通过对比分析副高及周边环流的模拟结果, 探讨海温异常的影响及机制。

2. 资料、模式和试验设计

2.1. 资料

本文所用资料: 1) 国家气候中心提供的中国 160 站逐月气温数据和 74 项大气环流指数, 包括西太平洋副高面积指数、强度指数、北界位置指数及西伸脊点指数, 时间从 1951 年至今; 2) NCEP/NCAR 提供的逐月再分析资料[27], 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 时间从 1948 年至今; 3) 海温资料为日本气象厅提供的 COBE-SST, 空间分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ [28]。为了一致, 以上资料的使用时段为 1951~2015 年。本研究关注年际尺度上的变化, 所有资料都进行了去趋势及低通滤波(去掉 10 年以上的年代际信号)。气候态时段选取为 1951~2015 年。

2.2. 大气环流模式及试验设计

本文所用数值模式为德国马普气象研究所发展的第五代大气环流模式—ECHAM5, 该模式为谱模式, 主要采用三角形波普截断及高斯网格分布, 详细介绍参考 Roeckner 等[29] [30]。本研究采用的水平分辨率是 T42 (64×128 , 分辨率近似 $2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ}$), 垂直方向上采用 19 层的分辨率, 顶层为 10 hPa。研究设计

了4组试验,包括一组参照试验和三组敏感性试验。每组试验有60个成员,考虑到初始场与模式协调需要一定时间,因此每个成员从2月开始,以不同的初始场分别进行试验,模拟至8月。第一组是参照试验(CLIM),用气候态海温作为强迫场;第二组是全球海温异常试验(GLB),考虑到大气对海温的滞后响应,在气候态海温基础上,从2013年5月~8月加上全球海温异常作为强迫场,其余与参照试验相同;第三组是热带海温异常试验(TRP),同GLB,但加入的为南北纬 30° 之间的海温异常;第四组是热带外海温异常试验(EXTR),同GLB、TRP,但加入的为南北纬 30° 以外的海温异常。第二、三、四组为敏感性试验,唯一与参照试验不同的是5月~8月的海温强迫,敏感性试验结果与参照试验结果的差值分别表示大气环流对2013年夏季全球、热带及热带外海温异常的响应。

3. 模拟结果

3.1. 2013年夏季观测中副高异常特征

为了给后面的模式试验结果分析提供对照,我们首先分析观测资料中副高的异常特征。图2中的黑

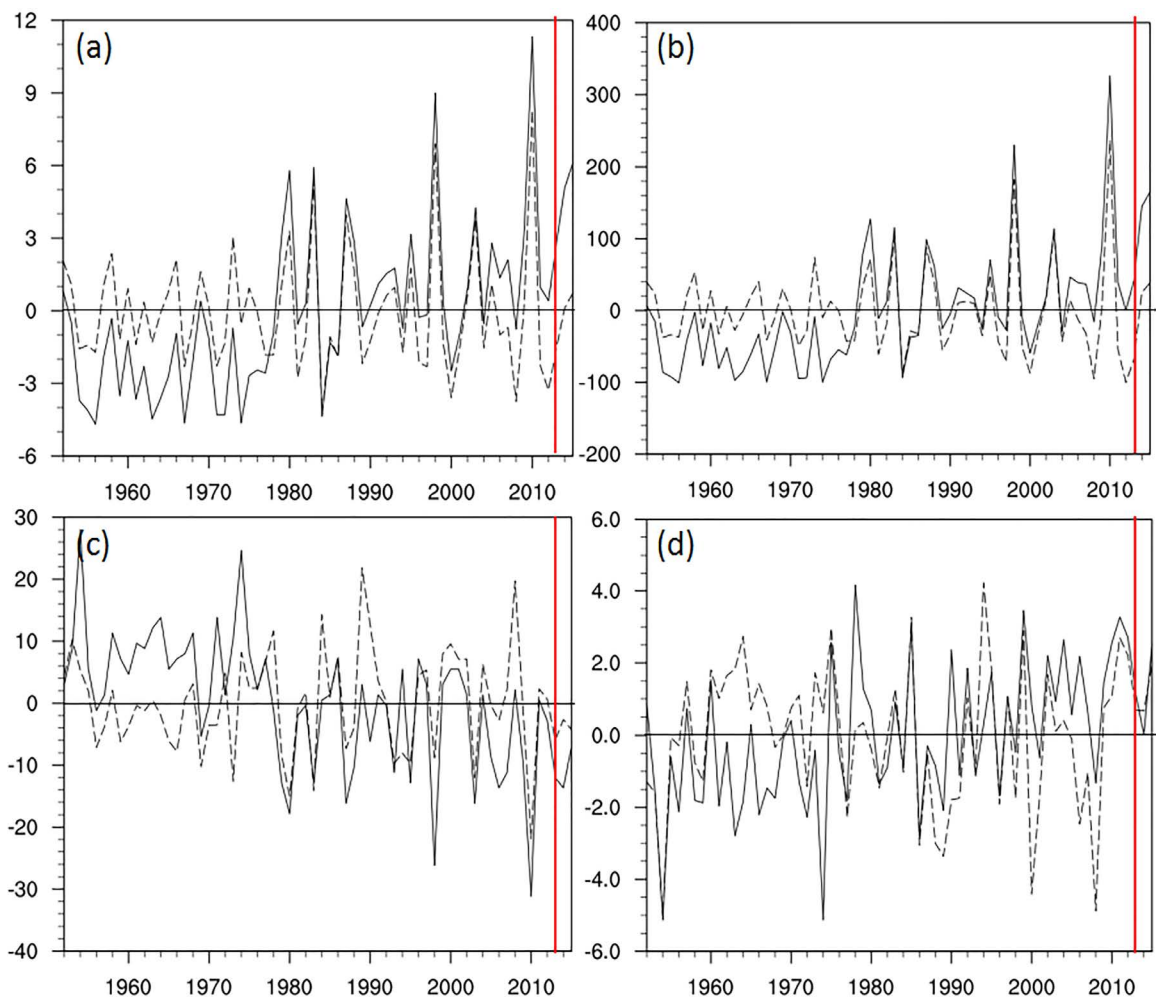


Figure 2. Time series of (a) area index, (b) intensity index, (c) westernmost ridge line point and (d) northern ridge line of the subtropical high over the western Pacific (WPSH) during 1951~2015. Solid (dashed) line indicates the values after (before) removing the trend and decadal variability that larger than 10-yr. Red line denotes the 2013 case

图 2. 1951~2015 年西太平洋副高(a) 面积指数、(b) 强度指数、(c) 西伸脊点指数和(d) 北界位置指数的异常值的演变序列(黑实线为去趋势及年代际变化后的数值,虚线为未进行滤波处理的原始异常值,红线代表 2013 年)

色虚线给出了去趋势及年代际变化以后, 1951~2015 年夏季平均(6 月~8 月)的西太平洋副高面积、强度、西伸脊点和北界位置指数异常值的演变序列。从面积和强度方面看, 2013 年副高整体强度指数和面积指数均为负异常, 表示年际尺度上的副高整体(110°E~180°E)面积偏小、强度偏弱。从副高位置异常来看, 西伸脊点为负异常, 2013 年副高北界指数为弱的正异常, 表明副高西端位置较常年偏西, 且略偏北。由此说明, 虽然 2013 年夏季副高整体的范围偏小、强度偏弱, 但副高西段有显著西伸和北抬, 有利于长江中下游地区的高温事件发生。

未进行去趋势和滤波处理的指数异常值(图 2 中实线)显示, 副高偏强、面积偏大, 位置偏西、偏北, 这尽管与以往研究结论一致[21] [23] [24] [25], 但是与滤波处理后的指数异常结果相反。说明 2013 年副高偏强可能主要是由长期趋势和年代际尺度变化造成的, 在年际尺度上它实际上是偏弱的。那么, 年际尺度上的副高偏弱和其西端的偏西偏北, 是否是由海温异常导致的? 下面分析模式结果来回答这一问题。

3.2. 模拟的副高异常特征

图 3 为各组试验模拟的夏季 500 hPa 位势高度场。从全球海温异常强迫的结果来看(图 3(a)), 在中低纬度地区上空呈现一致的负异常, 包括印度洋至中太平洋地区以及 30°N 以南的亚洲大陆, 大值中心位于副热带西太平洋地区。在 30°N 以北为正异常, 大值中心主要位于东北亚地区。从 5880 位势米线代表的副高特征线来看, 模拟的副高西端相对于气候态偏东, 北界位置异常不显著。这表明全球试验模拟的副

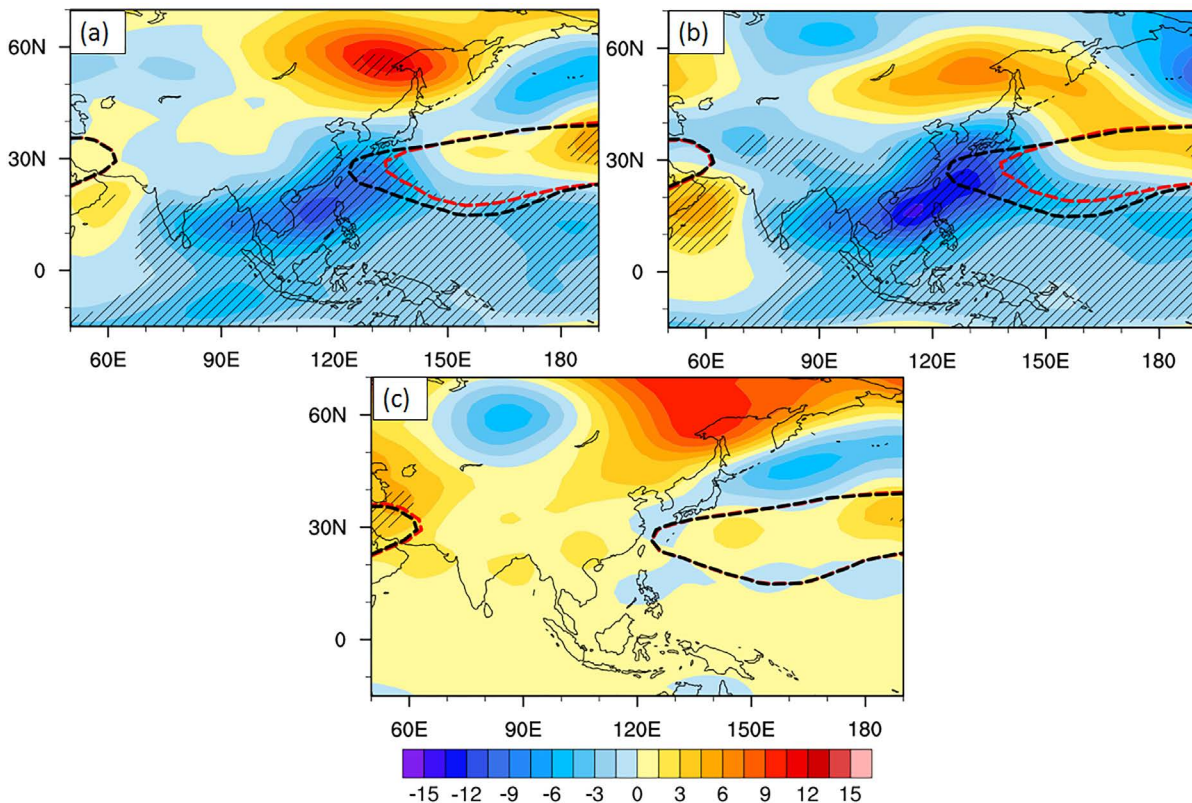


Figure 3. Simulated 500 hPa anomalous geopotential height in summer in (a) the global SST anomaly experiment (GLB), (b) the tropical SST anomaly experiment (TRP) and (c) the extratropical SST anomaly experiment (EXTR) (shaded, units: gpm), the red contour denote the value of 5880 gpm, the black dashed contour denotes the climatological mean, the diagonal line denotes the values significant at 90% confidence level

图 3. (a) GLB、(b) TRP 和(c) EXTR 试验模拟的 500 hPa 位势高度异常场(填色为异常场, 虚线为 5880 gpm 等值线, 其中黑色虚线为 CLIM 模拟结果), 斜线表示显著性检验通过 90%

高整体面积异常偏小、副高强度偏弱。与观测相比(图略),全球海温异常基本能模拟出副高整体的面积偏小、强度偏弱,但没能抓住西端位置偏西的特征。

热带海温异常试验的模拟结果(图 3(b))来看,与全球试验结果基本一致,副热带西太平洋上空负异常更加显著、且范围更大,同时副高特征线也更加偏东、特征线包围面积偏小,模拟的副高强度也偏弱。从热带外海温异常试验的模拟情况(图 3(c))来看,整个亚洲大陆上空以及热带印度洋和西太平洋地区为一致的正异常,模拟的副高强度偏强,与全球及热带试验的响应结果相反。此外,副高特征线与参照试验结果基本重合,位置异常不显著。

综上,全球海温异常有利于夏季西太副高整体面积偏小、偏弱,且这种影响主要来源于热带海温异常,这与观测结果(图 2(a), 图 2(b))相一致。热带外海温异常在一定程度上部分抵消热带海温的影响。但是,全球及热带试验模拟模拟的副高西端位置异常偏东,与观测(图 2(c))相反。这说明 2013 年的海表温度异常能够解释副高的整体异常,但不能解释其西端的偏西偏北异常。下面首先从副高周边环流系统的角度,分析全球及热带试验为什么使得副高整体偏弱?

3.3. 海温异常导致副高整体偏弱的机制

图 4 给出的是模拟及观测的夏季赤道纬向风气候态及异常场。在参照试验中,以 135°E 为界,西太平洋地区低层为东风,印度洋为西风,中高层与之相反。与观测气候态(图 4(c))相比,模拟结果偏强,但空间分布相似,说明模式可以较好抓住赤道纬向风的气候态分布。从全球海温异常试验模拟的纬向风异常场(图 4(b))上可以看到,印度洋至海洋性大陆、西太平洋一带为一致的西风异常,而 135°E 以东的中西太平洋低层则为显著的东风异常,且异常中心强度超过 2 m/s。中高层异常风分布与低层相反,且异常中心强度较低层大(超过 4 m/s)。同 2013 年赤道纬向风异常场相比,模拟的异常强度偏大,低层风场整体偏东,西太平洋地区的低层纬向东风气流偏东。

综上,全球海温异常强迫会导致低层印度洋西风增强,海洋性大陆 - 西太平洋地区东风减弱、东退。从低层风场的空间分布来看,也能得到同样的结论。如图 5(a)所示,南海和中南半岛为西风异常,西太

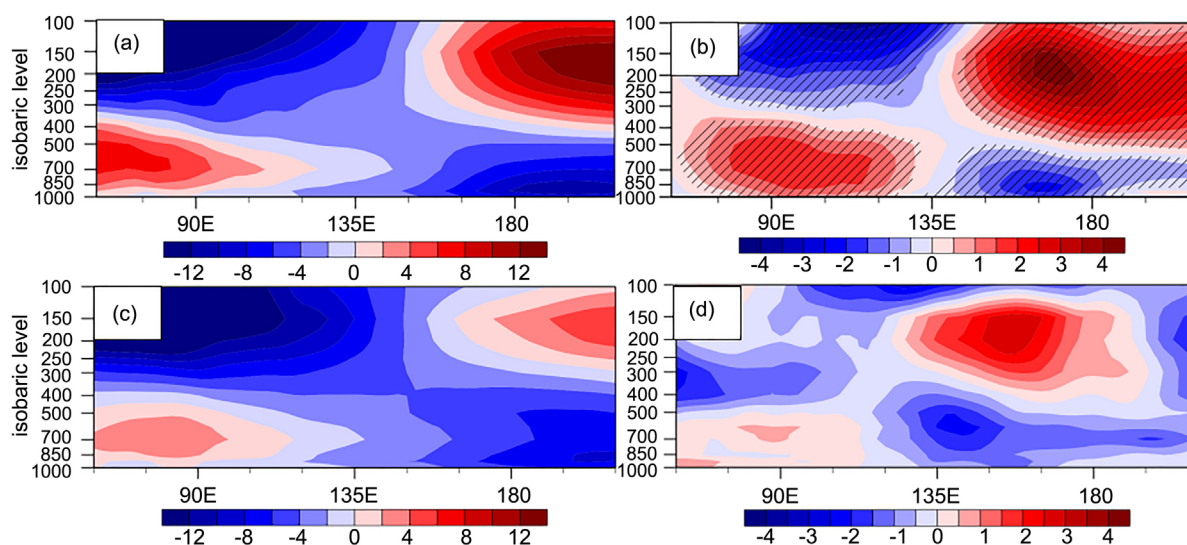


Figure 4. The distribution of zonal winds along the equatorial (15°S~15°N): (a) simulated and (c) observed climatological mean, (b) simulated anomalies in CLB and (d) observed anomalies in summer 2013, the diagonal line denotes the values significant at 90% confidence level

图 4. 沿赤道(15°S~15°N)纬向风场: (a) 模拟气候态、(c) 观测气候态、(b) GLB 试验模拟的异常场和(d) 观测的 2013 年异常场, 斜线表示显著性检验通过 90%

太平洋的东风异常相较于观测(图 5(d))位置偏东,位于 150°E 以东。这种风场的分布,不利于副高的西伸[31]。已有研究表明[32],西北太平洋的东风异常通过 Ekman 抽吸,有利于在其北侧的区域产生辐散,在低层产生反气旋异常。如观测异常场所示,强的东风异常北侧有强的西北太平洋反气旋,有利于副高的西伸。而全球海温异常强迫的东风偏弱且位置偏东,北侧的反气旋相对偏弱,使得副高偏东,中南半岛的西风异常北侧有强的气旋性异常。该结果与 500 hPa 位势高度异常分布相对应(图 2(a))。

进一步,从垂直环流上来看(图 6),对比模拟结果与观测可以发现,模式同样能较好抓住赤道 ω 的气候态及异常特征。如图 6(a)、图 6(c)所示,赤道印度洋至西太平洋为一致的上升运动。在全球海温试验模拟的 ω 异常场上,在西印度洋及中太平洋地区主要为异常下沉运动,而在海洋性大陆至西太平洋地区为上升异常,与图 4(b)构成了闭合的异常环流圈(Walker 环流增强),与实况场(图 4(d))相比,异常幅度模拟偏强,且上升支范围增大,分别向西向东扩展,位于西太平洋(印度洋)的下沉支东(西)移。全球海温异常强迫将激发赤道太平洋地区的 Walker 环流圈位置偏东,伴随低层有异常东风(图 4(b))。

图 7 给出了热带海温强迫试验模拟的热带环流场。结果显示,热带环流异常分布与全球试验模拟结果相似:在西太平洋低层,以 135°E 左(右)分别为强西(东)风异常,其北侧有(反)气旋异常(图 5(b));低层存在明显的纬向风异常辐合,高空为异常辐散,海洋性大陆及赤道西太平洋地区异常上升支范围向西向东扩展,西印度洋及中太平洋上空存在下沉支异常,太平洋上空 Walker 环流圈东移。在热带外海温异常模拟结果中,低层风场(图 5(c))及垂直环流(图略)均无明显异常。说明赤道环流的异常主要由热带海温异常引起的。这种环流异常型与热带海温分布(图 1(b))也是一致的[22]。

以往诊断分析研究表明[23] [24],当热带西太平洋地区有上升支异常,可以通过 Hadley 环流,增强

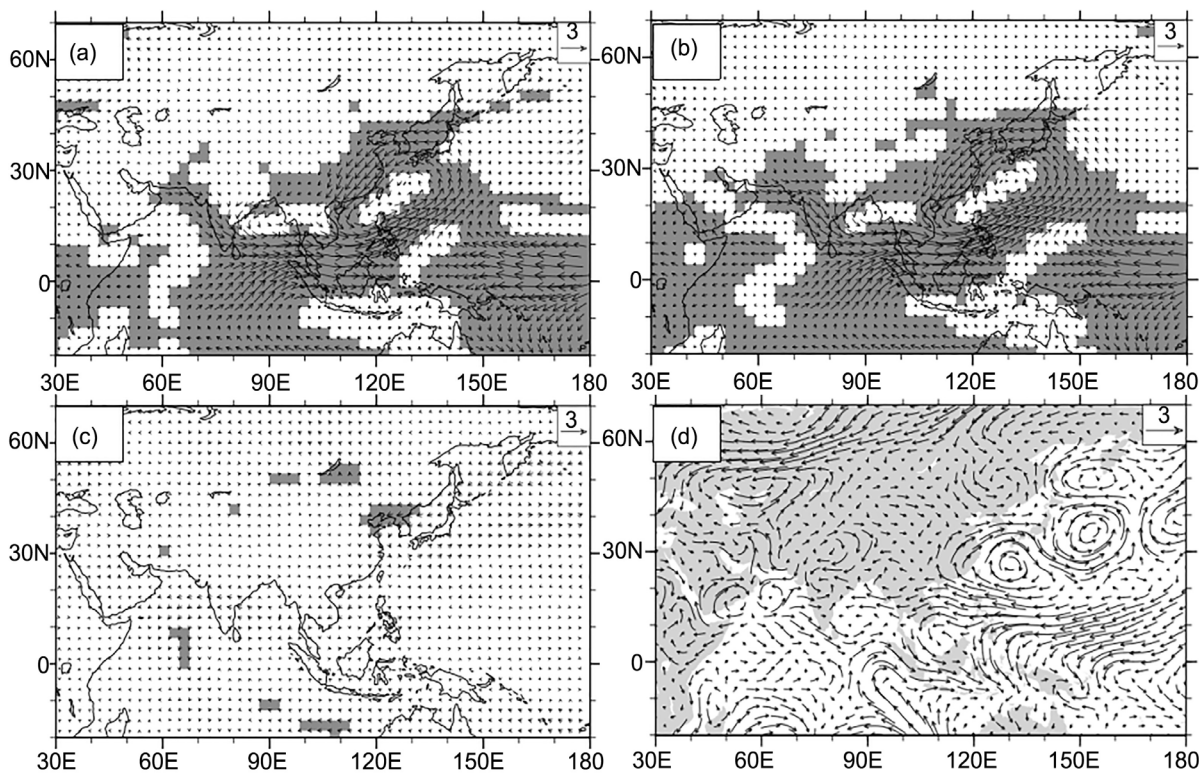


Figure 5. Same as Figure 2, but for (a)~(c) the simulated 850 hPa anomalous wind fields (vectors, unit: m/s), (d) observed anomalous wind fields in summer 2013

图 5. 同图 2, 但为(a) GLB, (b) TRP 和(c) EXTR 试验模拟的 850 hPa 异常风场, (d) 2013 年观测的 850 hPa 异常风场, 单位: m/s

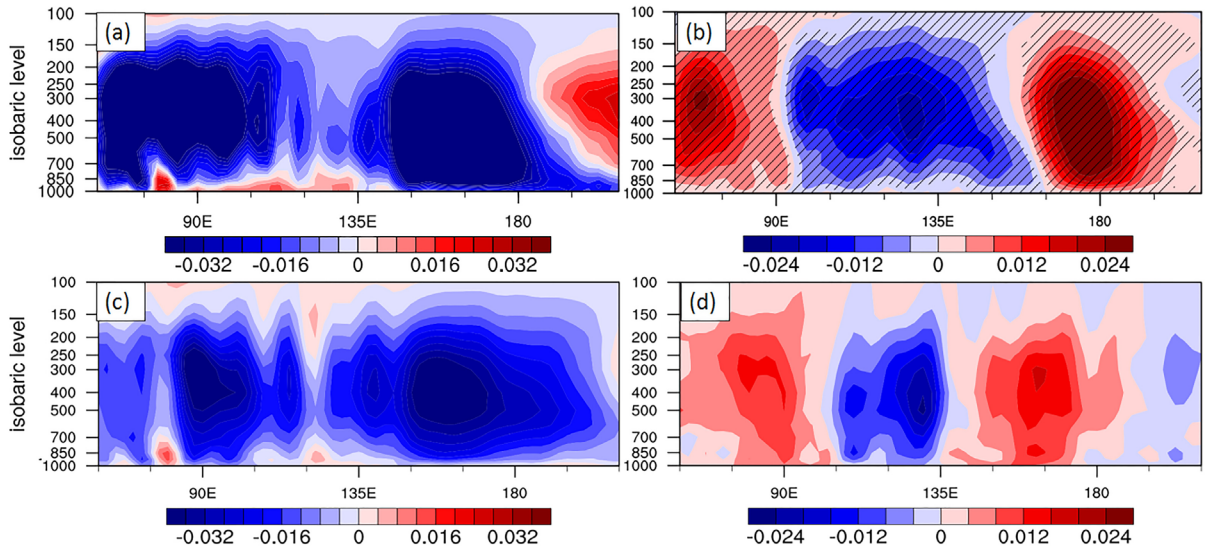


Figure 6. Same as **Figure 4**, but for the simulated climatological mean and anomalous omega (Units: Pa/s), the blue (red) shaded denote the descending (ascending) anomaly

图 6. 同图 4，但为 omega 的气候态及异常分布(蓝色表示上升，红色表示下沉)

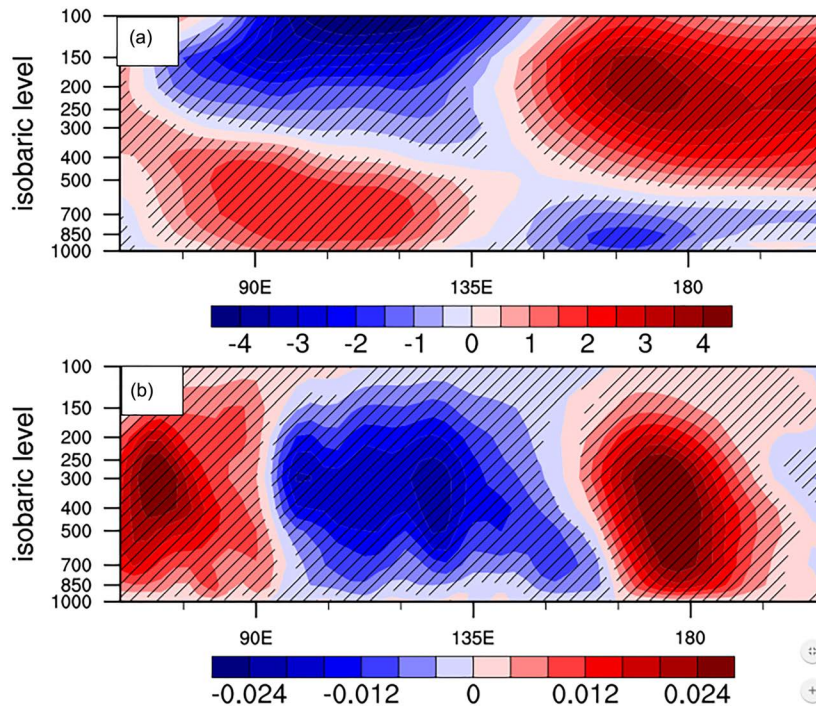


Figure 7. Simulated anomalous zonal circulation in TRP (a) anomalous zonal winds along the equator (15°S~15°N) and (b) anomalous Omega. the diagonal line denotes the values significant at 90% confidence level

图 7. TRP 试验模拟的赤道(15°S~15°N)纬向环流: (a) 纬向风异常, (b) omega 异常, 斜线表示显著性检验通过 90%

副热带下沉支，进而影响副高。进一步，我们对比分析模式模拟的经向环流场。图 6 和图 7 结果表明，热带海温强迫出一个较强、中心东扩的上升支，对比参照实验(图 3)副高位置可知，该上升支所在经度位于副高西段的前部。基于观测气候态及参照实验副高位置的差异，将模式副高前部范围定为 100°E~120°E，

而观测场的副高范围为 110°E~130°E。

图 8 和图 9 给出模式和观测副高前部区域的经向环流场。从全球及热带海温异常试验的模拟结果来看(图 8(a)), 低纬度地区为一致的强的上升异常, 高层有异常南风(图 9(a)), 在 30°N 附近为强的下沉异常, 且下沉支中心位于 30°N 以北。这是由于印度洋及太平洋上空的 Walker 环流增强, 导致海洋性大陆及热

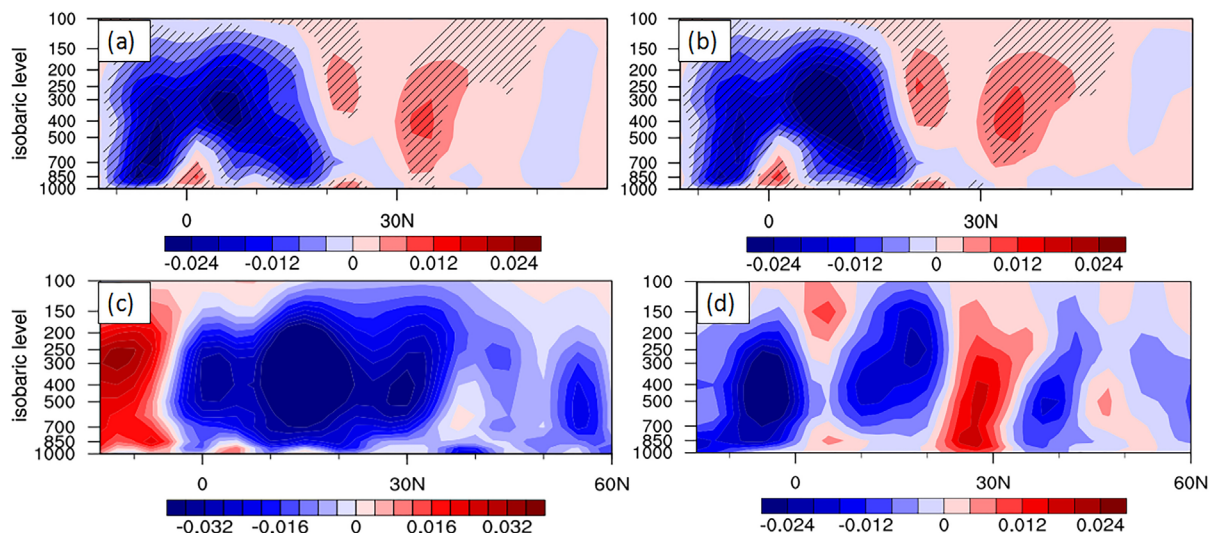


Figure 8. Simulated anomalous Omega along the front region of the western part of WPSH (100°~120°E) in (a) GLB and (b) TRP (the diagonal line denotes the values significant at 90% confidence level), (c) observed climatological mean and (d) observed anomalous Omega in summer 2013

图 8. (a) GLB 和(b) TRP 试验模拟的副高前部(100°E~120°E)的 omega 异常场, 斜线表示显著性检验通过 90%, (c) 观测的气候态和(d) 2013 年夏季 omega 异常场

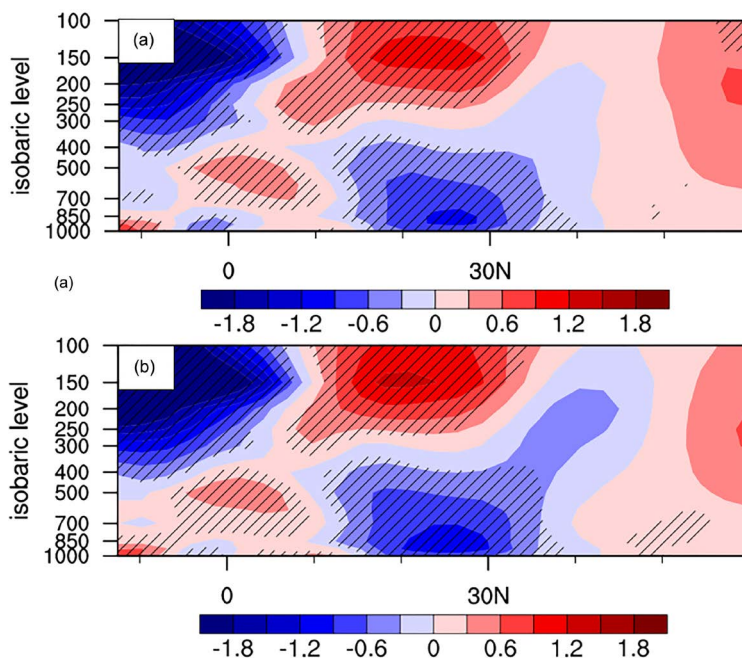


Figure 9. Same as **Figure 8**, but for the anomalous meridional wind fields in (a) GLB and (b) TRP, the diagonal line denotes the values significant at 90% confidence level

图 9. (a) GLB 和(b) TRP 试验模拟的副高前部(100°E~120°E)的经向风异常场, 斜线表示显著性检验通过 90%

带西太平洋附近为一致的上升异常,通过 Hadley 环流,在高层向北辐散,在中高层 $20^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 之间则出现了下沉异常。热带海温异常试验的模拟分布与全球试验相似,但模拟的异常中心强度偏强。

从实况来看,下沉支位于 $20^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间,且中心主要位于对流层中下层,与 2013 年西太副高位置相对应。对比模拟结果与实况,虽都有热带(副热带)上升(下沉)异常,但模拟的上升支偏强,且呈现向北下传的特征,而下沉运动偏弱、中心主要位于 30°N 以北的对流层高层。相对于观测,对流层中低层的异常上升更强,这可能与模拟的对流活动偏强有关。如图 10 所示,海洋性大陆地区的向外长波辐射负异常中心偏强且偏北。这不利于 $20^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间的下沉运动向下发展,下沉支异常偏弱且北移至 30°N 以北。因此,这种经圈环流异常不利于副高西端前部的高压异常发展,使得副高异常偏弱、偏东。

综上,全球及热带海温强迫使得海洋性大陆-西太暖池上升运动异常偏强,且向北下传,进而通过局地 Hadley 环流,导致副热带地区虽有异常下沉,但主要位于对流层高层,且位置偏北,不利于副高整体的增强和西伸。且热带海温起主要的作用,而热带外海温的环流响应不显著(图略)。

3.4. 副高西端偏弱偏北的成因——概率分析

上面模拟结果显示,全球(包括热带和热带外海温共同作用)尽管能够解释观测资料中副高整体强度偏弱、面积偏小的特征,但是,不能解释副高西段位置偏西、偏北的异常特征。那么,是什么原因造成该年副高西端的偏西、偏北异常呢?在回答这个问题之前,有必要分析引起大气系统异常的深层原因。

我们知道大气本身是一个高度混沌的非线性系统,除了受到海温强迫等下垫面异常的影响外,其自身还存在很强的内部变率[33]。对大气环流系统一副高而言,即使在同样的下边界强迫下,其强度也会表现出显著不同的变化[34]。这点从集合试验的角度比较容易理解。例如,给定同样气候态季节演变的海温强迫,利用不同初始场对同一大气环流模式进行试验,人们很容易发现不同的试验成员模拟的副高强度和位置将表现出很大差异,呈现出一定的概率分布型。于是,存在这样一种可能性:异常海温强迫尽管不能导致确定性的环流异常,但可以改变不同强度环流系统出现的概率,从而导致极端事件的出现。2013 年夏季副高西端的西伸和北抬是否是这一情况呢?下面我们分析有无异常海温强迫下,副高四个特征指数概率分布的模拟情况,来回答这一问题。

图 11 分别给出了 4 组试验 60 个成员模拟结果的 PDF 分布。如图 11(a)和图 11(b)所示,从副高面积指数和强度指数的分布来看,与参照试验相比,全球海温异常试验结果的概率分布整体偏左,成员落在面积和强度偏小的区间范围内的概率较大。热带试验的概率分布曲线与全球海温异常模拟结果相似。这说

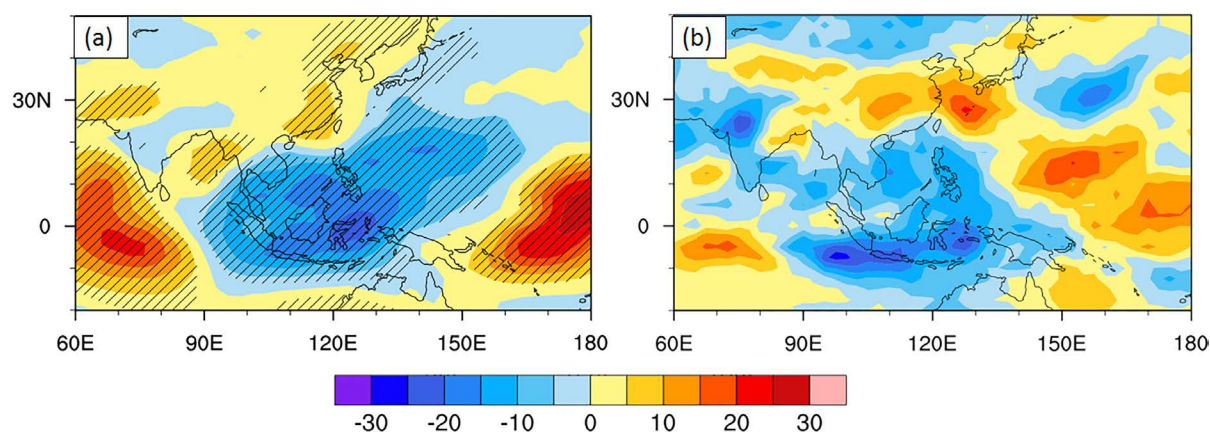


Figure 10. (a) Simulated in TRP and (b) observed OLR anomalies (shaded), the negative value indicate strong convection activities. The diagonal line denotes the values significant at 90% confidence level

图 10. (a) TRP 试验模拟和(b) 观测的向外长波辐射异常场, 负值表示对流活动偏强。斜线表示通过 90%信度检验

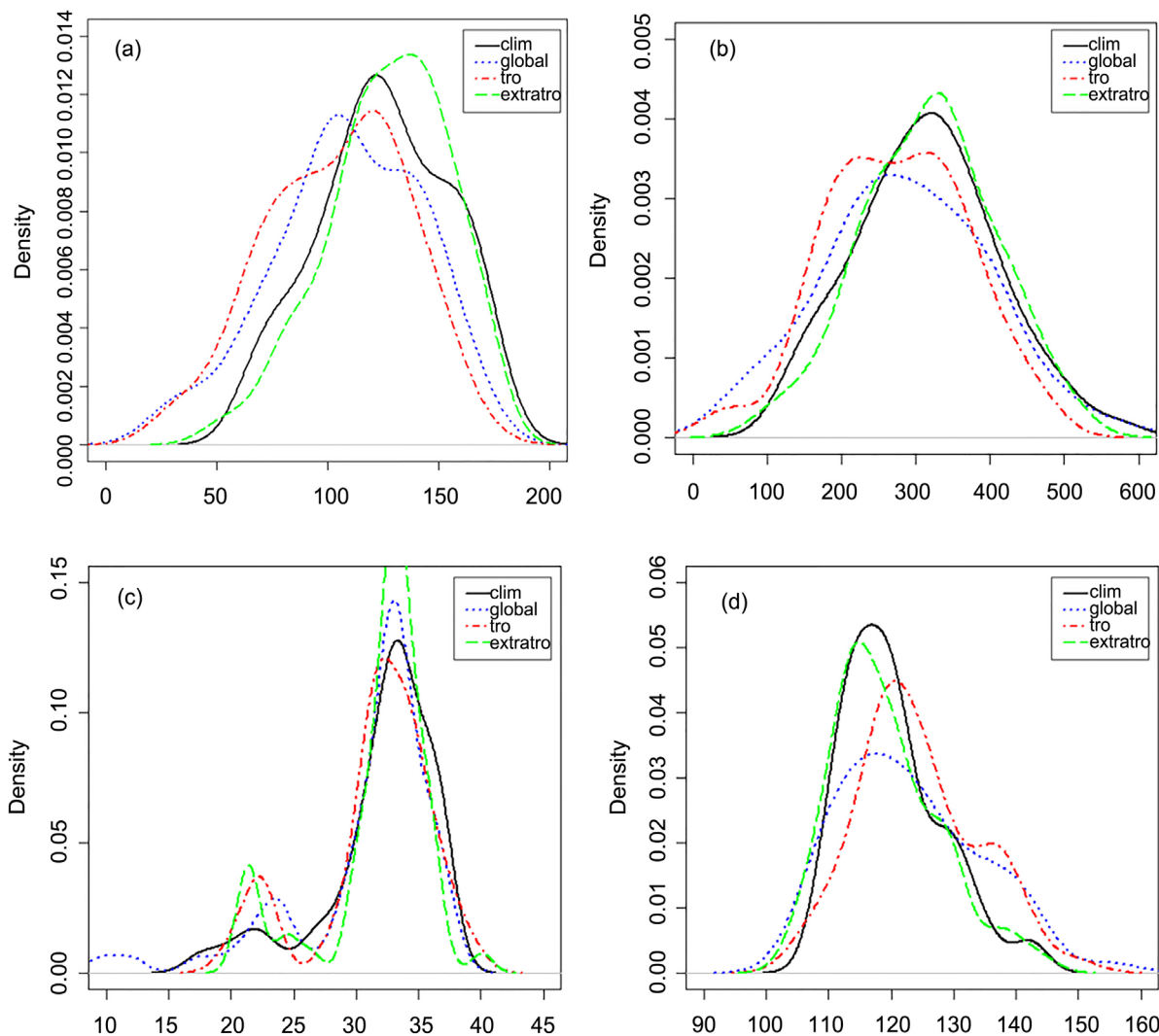


Figure 11. Simulated PDF distributions of (a) area index, (b) intensity index, (c) westernmost ridge line point and (d) northern ridge line of the WPSH in CLIM (black line), GLB (blue line), TRP (red line) and EXTR (green line)
图 11. CLIM(黑线)、GLB(蓝线)、TRP(红线)以及 EXTR(绿线)模拟的西太副高(a) 面积指数、(b) 强度指数、(c) 北界指数(单位: 北纬)及(d) 西伸脊点(单位: 东经)的 PDF 分布

明全球及热带海温异常有利于副高偏弱的事件发生, 对 2013 的副高整体强度异常为正的贡献。而热带外海温异常的模拟结果则相反, 整体分布偏右, 且曲线峰值较控制试验略微偏大, 说明热带外海温强迫有利于副高偏强事件的发生, 对 2013 副高整体强度偏弱为负的贡献。此结果与图 3 中环流异常的空间分布结论相一致。

从图 11(c)副高北界指数峰值上看, 相对于参照试验, 三组敏感性试验的概率分布曲线峰值所处位置无显著差异。从极端偏北部分(超过 37°N)的概率来看, 热带及热带外试验的概率密度略大于参照试验。在西伸脊点指数分布中(如图 11(d)所示), 全球及热带试验与副高模拟偏弱相一致, 曲线整体及峰值都偏东, 而热带外试验较参照试验峰值密度偏小, 略偏西。从发生极端事件的概率来看, 三组敏感性试验中发生极端偏西或偏东的概率都大于参照试验, 尤其是全球及热带试验, 表明其有利于副高位置西伸或东退的极端事件的发生因此, 全球海温异常在使得副高整体强度偏弱、面积偏小的同时, 但使其极端偏西偏北的概率显著增加。因此, 2013 年的副高西端的异常西伸北抬可能是这种海温背景下的极端事件。

4. 结论与讨论

本文基于 ECHAM5 大气环流模式, 分别利用全球、热带、热带外海温异常进行敏感性试验, 分析了 2013 年海温对长江中下游地区夏季高温事件的可能影响及机制。结果如下:

1) 2013 年夏季西太副高整体面积偏小、强度偏弱。全球海温异常强迫试验基本能抓住这一特征, 且主要来自于热带海温异常的影响。热带外海温异常的影响是次要的, 它不利于副高整体偏弱, 部分抵消热带海温的影响。

机制上, 在 2013 年海温背景下, 夏季自东印度洋至中东太平洋“负”-“正”-“负”的热带海温异常分布激发印度洋-太平洋上空 Walker 环流异常, 西太平洋上升支异常偏强、范围偏大, 伴随海洋性大陆地区低层有强的纬向西风异常, 而热带西太平洋东风异常及其北侧的反气旋偏弱、偏东, 使得副高偏弱东退。且配合异常偏强的对流, 增强的异常上升支又向北下传, 进而通过 Hadley 环流, 导致副热带地区虽有异常下沉, 但下沉支主要位于对流层高层、且偏北, 不利于副高的增强和西伸。全球及热带海温模拟基本能抓住以上环流异常特征。

2) 2013 年观测中, 副高西端特征线异常偏西、偏北。全球海温(包括热带及热带外海温)强迫下, 模拟的副高位置偏东, 不能解释副高西端的观测特征。尽管如此, 从概率分布的角度看, 全球及热带海温异常使得副高西端偏西偏北的发生概率显著增加。因此, 2013 年的高温事件解释为该年海温异常背景下的一个极端事件。

前人研究结果显示, 2013 年副高整体异常偏强、西端异常西伸北抬。这些研究没有进行时间尺度分离。本研究进行了时间尺度的分离, 发现: 在年际尺度上, 2013 年的副高整体上强度是异常偏弱的, 尽管西端位置异常与以往一致, 为偏西、偏北。此外, 本研究结果显示, 海温强迫可以较好地解释 2013 年副高整体的偏弱、面积偏小, 且主要来源于热带海温异常的贡献。这是本研究的一个创新点。

此外, 本文从大气内部动力学的角度, 分析了有无海温异常强迫下副高西端极端异常事件的概率分布型的异常, 发现该年全球及热带海温强迫下副高西端位置极端偏北偏西的概率均有所增加, 2013 年的高温事件可解释为海温背景下的一个极端事件。这是本研究的另一个创新点。

张琼[35]等人的研究表明, 西太副高偏弱与 La Niña 有很好的相关性, 而 2013 年海温在去趋势和年代际变化后, 呈现弱的 La Niña 型分布。这说明本文的结果可能是合理的。中高纬环流异常也是西太副高的主要影响因子[36] [37] [38], 本研究主要从热带环流的角度进行了分析, 模拟的中高纬环流响应较弱, 这可能是该模式没有模拟出副高西端西伸北抬的原因。此外, 本研究中没有区分热带外不同区域海温异常的贡献, 有待于今后进行更多的模拟验证。

值得指出的是, 这里我们只是研究了海温的影响。除海温外, 前人发现冬季北极海冰可能通过影响次年夏季 7 月的西太平洋副热带高压[39] [40] [41], 从而对高温事件的频次和强度产生影响。此外, 青藏高原积雪可能也有影响, 当前冬积雪异常偏多时, 夏季西太副高容易偏弱[42] [43] [44], 中国东部夏季容易多雨, 不利于高温事件的发生。反之则偏强, 中国东部夏季偏旱, 有利于高温事件的发生[45] [46]。2013 年夏季之前的海冰和积雪有怎样的异常, 存在怎样的影响, 是否与海温存在协同作用, 都是需要进一步研究的课题。

基金项目

国家自然科学基金(41421004, 41790473)。

参考文献

- [1] Karl, T.R. and Easterling, D.R. (1999) Climate Extremes: Selected Review and Future Research Directions. *Climatic*

Change, 42, 309-325. <https://doi.org/10.1023/A:1005436904097>

- [2] 丁一汇, 任国玉, 石广玉, 等. 气候变化国家评估报告(I): 中国气候变化的历史和未来趋势[J]. 气候变化研究进展, 2007, 3(z1): 1-5.
- [3] 段美成. 海温异常对季内西太平洋副热带高压异常进退的数值模拟[J]. 海洋预报, 1996(2): 35-42.
- [4] 李克让, 林贤超, 王维强. 近四十年来我国气温的长期变化趋势[J]. 地理研究, 1990, 9(4): 26-37.
- [5] 唐恬, 金荣花, 彭相瑜, 等. 2013 年夏季我国南方区域性高温天气的极端性分析[J]. 气象, 2014, 40(10): 1207-1215.
- [6] 林玉成, 徐珺, 张芳华. 2013 年 7 月大气环流和天气分析[J]. 气象, 2013, 39(10): 1379-1384.
- [7] 杨舒楠, 何立富. 2013 年 8 月大气环流和天气分析[J]. 气象, 2013, 39(11): 1521-1528.
- [8] 龚志强, 王艳娇, 王遵娅, 等. 2013 年夏季气候异常特征及成因简析[J]. 气象, 2014, 40(1): 119-125.
- [9] 侯威, 陈峪, 李莹, 等. 2013 年中国气候概况[J]. 气象, 2014, 40(4): 482-493.
- [10] 彭京备, 刘舸, 孙淑清. 2013 年我国南方持续性高温天气及副热带高压异常维持的成因分析[J]. 大气科学, 2016, 40(5): 897-906.
- [11] 段海霞, 王素萍, 冯建英. 2013 年夏季全国干旱状况及其影响与成因[J]. 干旱气象, 2013(3): 633-640.
- [12] 张宇, 李耀辉, 王劲松, 等. 2013 年 7 月我国南方异常持续高温成因分析[J]. 热带气象学报, 2014, 30(6): 1172-1180.
- [13] 黄荣辉, 孙凤英. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响[J]. 大气科学, 1994, 18(2): 141-151.
- [14] 杨辉, 李崇银. 2003 年夏季中国江南异常高温的分析研究[J]. 气候与环境研究, 2005, 10(1): 80-85.
- [15] 赵振国, 陈国珍. 初夏西太平洋副高南北位置长期变化的成因及预报[J]. 热带气象学报, 1995(3): 223-230.
- [16] 史军, 丁一汇, 崔林丽. 华东极端高温气候特征及成因分析[J]. 大气科学, 2009, 33(2): 347-358.
- [17] 黄荣辉, 孙凤英. 热带西太平洋暖池上空对流活动对东亚夏季风季节内变化的影响[J]. 大气科学, 1994, 18(4): 456-465.
- [18] 袁媛, 李崇银. 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, 2009, 33(2): 325-336.
- [19] 杨涵洧, 封国林. 2013 年盛夏中国持续性高温事件诊断分析[J]. 高原气象, 2016, 35(2): 484-494.
- [20] 隋翠娟, 潘丰, 蔡怡, 等. 从副高及海温角度分析 2013 年夏季长江中下游地区高温干旱原因[J]. 海洋预报, 2014, 31(5): 76-81.
- [21] 王文, 许金萍, 蔡晓军, 等. 2013 年夏季长江中下游地区高温干旱的大气环流特征及成因分析[J]. 高原气象, 2017(6): 1595-1607.
- [22] 彭莉莉, 戴泽军, 罗伯良, 等. 2013 年夏季西太平洋副高异常特征及其对湖南高温干旱的影响[J]. 干旱气象, 2015, 33(2): 195-201.
- [23] 罗伯良, 李易芝. 2013 年夏季湖南严重高温干旱及其大气环流异常[J]. 干旱气象, 2014, 32(4): 593-598.
- [24] 干全. 2013 年南方高温热浪成因分析[J]. 陕西气象, 2016(4): 1-6.
- [25] 邹海波, 吴珊珊, 单九生, 等. 2013 年盛夏中国中东部高温天气的成因分析[J]. 气象学报, 2015(3): 481-495.
- [26] 孙建奇. 2013 年北大西洋破纪录高海温与我国江淮-江南地区极端高温的关系[J]. 科学通报, 2014, 59(27): 2714-2719.
- [27] Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., et al. (1996) The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437-471. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)
- [28] Folland, C.K. and Parker, D.E. (1995) Correction of Instrumental Biases in Historical Sea-Surface Temperature Data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121, 319-367.
- [29] Roeckner, E., Bauml, G., Bonaventura, L., et al. (2003) The General Atmospheric Circulation Model ECHAM5 Part 1: Model Description. Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, 127 p.
- [30] Roeckner, E., Brokopf, R., Esch, M., et al. (2006) Sensitivity of Simulated Climate to Horizontal and Vertical Resolution in the ECHAM5 Atmosphere Model. *Journal of Climate*, 19, 3771-3791. <https://doi.org/10.1175/JCLI3824.1>
- [31] 王黎娟, 罗玲, 张兴强, 等. 西太平洋副热带高压东西位置变动特征分析[J]. 南京气象学院学报, 2005, 28(5): 3-11.
- [32] Xie, S., Hu, K., Hafner, J., et al. (2009) Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-Western Pacific Climate during the

Summer Following El Nino. *Journal of Climate*, **22**, 730-747. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2544.1>

- [33] Harzallah, A. and Sadourny, R. (1995) Internal versus SST-Forced Atmospheric Variability as Simulated by an Atmospheric General-Circulation Model. *Journal of Climate*, **8**, 474-495. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<0474:IVSFAV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<0474:IVSFAV>2.0.CO;2)
- [34] 王会军. 试论短期气候预测的不确定性[J]. 气候与环境研究, 1997, 2(4): 12-17.
- [35] 张琼, 吴国雄. 长江流域大范围旱涝与南亚高压的关系[J]. 气象学报, 2001, 59(5): 569-577.
- [36] 陈瑞闪. 夏季西北太平洋副热带高压变化和中纬度西风指数变化之间的相关分析[J]. 热带气象, 1986, 2(1): 79-85.
- [37] 喻世华, 赵库. 西太平洋副热带高压异常进退的对比分析[J]. 热带气象学报, 1993, 9(1): 12-19.
- [38] 李峰, 林建, 何立富. 西风带系统的异常活动对2003年淮河暴雨的作用机制研究[J]. 应用气象学报, 2006, 17(3): 303-309.
- [39] 方之芳. 北半球副热带高压与极地海冰的相互作用[J]. 科学通报, 1986, 31(4): 286-289.
- [40] 柯宗建, 王永光, 龚振淞. 2013年汛期气候预测的先兆信号及其应用[J]. 气象, 2014, 40(4): 502-509.
- [41] Zhao, P., Zhang, X.D., Zhou, X.J., et al. (2004) The Sea Ice Extent Anomaly in the North Pacific and Its Impact on the East Asian Summer Monsoon Rainfall. *Journal of Climate*, **17**, 3434-3447. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<3434:TSIEAI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3434:TSIEAI>2.0.CO;2)
- [42] 陈烈庭, 阎志新. 青藏高原冬春季异常雪盖影响初夏季风的统计分析[C]//中长期水文气象预报文集. 北京: 水利电力出版社, 1981: 133-141.
- [43] 郭其蕴, 王继琴. 青藏高原的积雪及其对东亚季风的影响[J]. 高原气象, 1986, 5(2): 116-124.
- [44] 陈乾金, 高波, 张强. 青藏高原冬季雪盖异常与冬夏季风变异及其相互联系的物理诊断研究[J]. 大气科学, 2000, 24(4): 477-492.
- [45] 陈乾金, 高波, 李维京, 等. 青藏高原冬季积雪异常和长江中下游主汛期旱涝及其与环流关系的研究[J]. 气象学报, 2000, 58(5): 582-595.
- [46] 陈兴芳, 宋文玲. 欧亚和青藏高原冬春季积雪与我国夏季降水关系的分析和预测应用[J]. 高原气象, 2000, 19(2): 214-223.

知网检索的两种方式:

1. 打开知网页面 <http://kns.cnki.net/kns/brief/result.aspx?dbPrefix=WWJD>
下拉列表框选择: [ISSN], 输入期刊 ISSN: 2168-5711, 即可查询
2. 打开知网首页 <http://cnki.net/>
左侧“国际文献总库”进入, 输入文章标题, 即可查询

投稿请点击: <http://www.hanspub.org/Submission.aspx>

期刊邮箱: crrl@hanspub.org