

郑玉琼, 陈文, 陈尚锋. 2020. CMIP5 模式对春季北极涛动影响后期冬季 ENSO 不对称性的模拟能力分析 [J]. 大气科学, 44(2): 435–454.  
ZHENG Yuqiong, CHEN Wen, CHEN Shangfeng. 2020. The Ability of CMIP5 Models in Capturing the Asymmetric Impact of the Spring Arctic Oscillation on the Following Winter El Niño–Southern Oscillation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(2): 435–454.  
doi:[10.3878/j.issn.1006-9895.1908.19124](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1908.19124)

# CMIP5 模式对春季北极涛动影响后期冬季 ENSO 不对称性的模拟能力分析

郑玉琼<sup>1,2</sup> 陈文<sup>1,2</sup> 陈尚锋<sup>1,2</sup>

1 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100029

2 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049

**摘要** 根据观测资料的研究指出春季北极涛动 (Arctic Oscillation, AO) 对随后冬季厄尔尼诺—南方涛动 (El Niño–Southern Oscillation, ENSO) 的影响具有明显不对称性。春季 AO 处于正位相时, 它对随后冬季厄尔尼诺 (El Niño) 事件的影响显著, 然而春季 AO 负位相对随后冬季拉尼娜 (La Niña) 的影响不明显。本研究分析了 30 个来自 CMIP5 的耦合模式对春季 AO 与随后冬季 ENSO 不对称性关系的模拟能力。30 个 CMIP5 耦合模式中, 只有 CNRM-CM5 和 GISS-E2-H-CC 模式能较好地抓住春季 AO 与冬季 ENSO 的联系。进一步分析这两个模式中春季 AO 与冬季 ENSO 的不对称性关系, 发现 CNRM-CM5 模式能较好地再现春季 AO 与冬季 ENSO 的非对称关系, 即春季 AO 正 (负) 位相会导致赤道中东太平洋出现 El Niño (La Niña) 型海表温度增暖 (冷却)。然而, GISS-E2-H-CC 模式的模拟结果显示, 春季 AO 对随后冬季 ENSO 的影响是对称的。本文随后解释了 CNRM-CM5 (GISS-E2-H-CC) 模式能 (不能) 模拟出春季 AO 与冬季 ENSO 不对称关系的原因。对于 CNRM-CM5 模式, 在春季 AO 正位相年, 副热带西北太平洋上空存在明显的异常气旋和正降水异常, 正降水异常通过 Gill 型大气响应对赤道西太平洋异常西风的形成和维持起着重要作用, 异常西风通过激发向东传播的暖赤道 Kelvin 波对随后冬季 El Niño 事件的发生产生显著的影响; 然而, 在春季 AO 负位相年, 副热带北太平洋的异常反气旋和负降水异常较弱, 导致赤道西太平洋的异常东风不明显, 因此, 春季 AO 负异常对随后冬季 La Niña 的影响不显著。所以, CNRM-CM5 模式能够较好地抓住春季 AO 对随后冬季 ENSO 事件的非对称性影响。相比之下, 对于 GISS-E2-H-CC 模式, 春季 AO 正 (负) 位相年副热带西北太平洋上存在显著的正 (负) 降水异常, 通过 Gill 型大气响应在赤道西太平洋激发出明显的异常西 (东) 风从而影响随后冬季的 El Niño (La Niña) 事件。因此, 在 GISS-E2-H-CC 模式中, 春季 AO 对随后冬季 ENSO 具有对称性影响。另外, 模式捕捉春季 AO 对随后冬季 ENSO 非对称性影响的能力与模式对春季 AO 空间结构的模拟能力有一定的联系。

**关键词** 春季北极涛动 厄尔尼诺—南方涛动 不对称性 CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5)  
模式

文章编号 1006-9895(2020)02-0435-20

中图分类号 P434

文献标识码 A

doi:[10.3878/j.issn.1006-9895.1908.19124](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1908.19124)

收稿日期 2019-03-03; 网络预出版日期 2019-07-09

作者简介 郑玉琼, 女, 1994 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候动力学研究。E-mail: zhengyuqiong@mail.iap.ac.cn

通讯作者 陈尚锋, E-mail: chenshangfeng@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点研发计划项目 2016YFA0600604, 国家自然科学基金资助项目 41721004、41605050, 中国科学院前沿科学重点研究项目 YZDY-SSW-DQC024

**Funded by** National Key Research and Development Program Funding of China (Grant 2016YFA0600604), National Natural Science Foundation of China (Grants 41721004, 41605050), Chinese Academy of Sciences Key Research Program of Frontier Sciences (Grant QYZDY-SSW-DQC024)

## The Ability of CMIP5 Models in Capturing the Asymmetric Impact of the Spring Arctic Oscillation on the Following Winter El Niño–Southern Oscillation

ZHENG Yuqiong<sup>1,2</sup>, CHEN Wen<sup>1,2</sup>, and CHEN Shangfeng<sup>1,2</sup>

1 Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 College of Earth Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

**Abstract** Previous observational studies have demonstrated that the spring Arctic Oscillation (AO) has a significant asymmetric impact on the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) during the following winter. In particular, the positive spring AO year can exert a notable impact on the following winter El Niño event. However, the impact of the negative spring AO on the following winter La Niña is weak. In this study, the authors examined the ability of the 30 coupled models participating in the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) in reproducing the observed asymmetric impact of the spring AO on the ENSO during the following winter. The results show that out of the 30 models, only two models (i.e., CNRM-CM5 and GISS-E2-H-CC) can well capture the observed significant spring AO–ENSO relation. These two models were further employed to examine the asymmetric impact of the spring AO on the following winter ENSO. The CNRM-CM5 model could reasonably reproduce the observed asymmetric relationship between the spring AO and the winter ENSO. In particular, in the CNRM-CM5 model, the positive (negative) spring AO could (could not) lead to an El Niño-like (La Niña-like) sea surface temperature (SST) warming in the tropical central–eastern Pacific. By contrast, in the GISS-E2-H-CC model, the significant impact of the spring AO on the subsequent winter ENSO is symmetric; that is, the positive (negative) spring AO could result in significant positive (negative) SST anomalies in the tropical central–eastern Pacific during the following winter. The possible factors responsible for the asymmetric/symmetric relationship of the spring AO with the following winter ENSO in the CNRM-CM5/GISS-E2-H-CC models were further examined. For the CNRM-CM5 model, a significant anomalous cyclone and positive precipitation anomalies could be seen over the subtropical western–central North Pacific during the positive spring AO year. The positive precipitation anomalies play an important role in maintaining the westerly wind anomalies over the tropical western Pacific via Gill-type atmospheric response. The westerly wind anomalies over the tropical western Pacific further impact the following winter El Niño event by triggering eastward propagating and downwelling Kelvin waves. However, during the negative spring AO year, the associated anomalous anticyclone, and negative precipitation anomalies over the subtropical North Pacific are weak. Hence, significant easterly wind anomalies cannot be induced over the tropical western Pacific, leading to a weak connection of the negative spring AO with the following La Niña event. Hence, the CNRM-CM5 model can well reproduce the observed asymmetric impact of the spring AO on the following winter ENSO. In comparison, for the GISS-E2-H-CC model, significant positive (negative) precipitation anomalies could be seen in the subtropical western North Pacific during the positive (negative) spring AO year, which could induce clear westerly (easterly) wind anomalies in the tropical western Pacific via Gill-type atmospheric response. The resultant westerly (easterly) wind anomalies over the tropical western Pacific further contribute to the formation of the El Niño (La Niña)-like SST anomalies in the tropical central–eastern Pacific during the following winter. Hence, the spring AO has a symmetric impact on the following winter ENSO in the GISS-E2-H-CC model. Further analysis suggests that the model’s ability in capturing the observed asymmetric impact of the spring AO on the following winter ENSO may also be partly related to the model’s ability in capturing the observed spatial structure of the spring AO.

**Keywords** Spring Arctic Oscillation, El Niño–Southern Oscillation, Asymmetry, CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) models

### 1 引言

Thompson and Wallace (1998) 首次引入北极涛动 (Arctic Oscillation, AO), 用于描述北半球中高纬大气环流变率的主导模态, 他们利用经验正交

函数分解 (EOF) 的方法将 20°N 以北的海平面气压 (sea level pressure, SLP) 异常的 EOF 第一模态定义为 AO, 对应的主成分时间序列定义为 AO 指数。AO 具有纬向对称性, 其主要的活动中心除了北极地区外, 还有北太平洋和北大西洋地区, 并且

和北极呈现相反的异常信号; 在垂直方向上, AO 表现为准正压结构 (Thompson and Wallace, 1998, 2000)。AO 处于负位相时, 北极地区为 SLP 正异常, 而中纬度地区出现 SLP 负异常, 此时北半球的绕极西风减弱, 冷空气更容易从高纬度输送到中纬度地区, 导致中纬度地区的近地面温度 (surface air temperature, SAT) 降低; 当 AO 处于正位相时, 环流和表面温度异常往往相反。另外, 一些研究指出天气尺度波与平均流之间的相互作用对 AO 变率的形成和维持起着至关重要的作用 (Limpasuvan and Hartmann, 1999, 2000; Lorenz and Hartmann, 2001, 2003)。

大量研究指出, AO 对北半球热带外的天气和气候有着显著的影响 (Thompson and Wallace, 2000; Gong et al., 2001, 2011; Liu et al., 2004; 陈文和康丽华, 2006; Wu et al., 2006), 尤其是欧亚地区的气温。Thompson and Wallace (2000) 指出, 冬季 AO 对欧亚大陆 SAT 的变化存在很显著的影响。当冬季 AO 处于正(负)位相时, 欧亚大陆高纬度大部分地区存在正(负)SAT 异常。Wang et al. (2005) 指出, 除了夏季, AO 对北半球高纬度 SAT 的影响都是显著的。由于冬季 AO 和欧亚冬季 SAT 之间存在密切的年际关系, 一些研究发现, 在 20 世纪 80 年代中期之后, AO 从负位相转变为正位相, 可能是欧亚大陆年代际变暖的一个重要因子。Thompson and Wallace (2000) 指出, 在 1970 年至 2000 年 1~3 月期间, AO 对欧洲和亚洲变暖趋势的贡献率约 50%, 对整个北半球变暖的贡献率约 30%, 对平流层冷却的贡献率约 40%。2003 年夏季, 欧洲发生了极端高温事件, 有研究指出, AO 正位相对这次极端高温事件的发生起着重要的作用 (Ogi et al., 2005)。另外, AO 对东亚冬季风和东亚温度也有重要的影响 (Gong et al., 2001; Wu and Wang, 2002; He and Wang, 2016)。Gong et al. (2001) 发现冬季 AO 可以通过调制西伯利亚高压来影响东亚冬季风和东亚表面温度变化。Wu and Wang (2002) 指出冬季 AO 可以不通过影响西伯利亚高压来影响东亚冬季风, 他们认为冬季 AO 可以直接影响东亚的 SAT、SLP 和 500 hPa 的东亚大槽。陈文和康丽华 (2006) 指出, 当 AO 处于正位相时, 东亚地区 200 hPa 的急流明显北跳, 东亚大槽显著减弱, 而在中国的华北、东北到西伯利亚出现大范围的地表南风异常, 使得西伯利亚、我国的东北、

华北以及韩国、日本等地区有显著的暖异常, 而当 AO 处于负位相时, 则往往出现相反的情形 (Park et al., 2011)。AO 对极端温度也存在显著影响 (Jeong and Ho, 2005; He and Wang, 2016)。Jeong and Ho (2005) 发现东亚寒潮发生的频率在 AO 负位相年明显高于 AO 正位相年或者 AO 正常年。一些研究也揭示了 AO 对中国北方春季沙尘暴的影响 (Gong et al., 2006; Liu and Ding, 2007; Gao and Washington, 2010; Mao et al., 2011a, 2011b; Lee et al., 2015) 以及春季 AO 对随后的东亚夏季风和东亚降水的显著影响 (Gong and Ho, 2003; Gong et al., 2011)。

上述的文献主要探讨了 AO 对热带外气候的影响。除了热带外的气候, 最近越来越多的研究也发现 AO 对热带的海—气系统也存在重要的影响 (Zhou and Miller, 2005; L'Heureux and Higgins, 2008; Choi et al., 2012)。比如, Zhou and Miller (2005) 发现北半球冬季 AO 与热带地区的低频振荡 (Madden-Julian Oscillation, MJO) 存在紧密的联系。Choi et al. (2012) 发现春季 AO 可以通过激发大气环流异常进而影响随后夏季太平洋地区的热带气旋, 并且春季 AO 与夏季西北太平洋热带气旋发生频率的关系存在明显的年代际变化。此外, 胡淼等 (2013) 指出, 2~4 月的 AO 对中西太平洋的赤道辐合带有显著的影响。

厄尔尼诺和南方涛动 (ENSO) 是热带地区年际尺度上最强的海气耦合系统 (Wang, 1995; Wang et al., 2000)。ENSO 可以导致全球大范围的气候异常, 引发严重的旱涝、高低温等自然灾害, 对社会和经济发展产生重大的影响。已经有很多研究分析了 ENSO 对东亚夏季风和东亚夏季降水的影响 (符淙斌和滕星林, 1988; Huang and Wu, 1989; Wang, 1995; 刘永强和丁一汇, 1995; Zhang et al., 1999; Wang et al., 2000; 陈文, 2002; Chen et al., 2013; Jia et al., 2016; 徐需强等, 2016; 陈文等, 2018), 这些研究指出, ENSO 在不同的发展位相 (发展期和衰减期) 对东亚夏季风有不同的影响, 厄尔尼诺 (El Niño) 衰减期产生的影响更显著。进一步研究指出, El Niño 发展期和衰减期对夏季风的不同影响主要是由于大气环流对与 El Niño 演变相关的热带海温异常的不同响应所致。一些研究同样发现 ENSO 事件对东亚冬季风也有重要影响 (Li, 1990; Chen et al., 2000; Huang et al., 2004)。ENSO 事件往往在

冬季达到最强盛，因此对气候的影响也最显著。在 El Niño 年，东亚冬季风往往偏弱，而拉尼娜 (La Niña) 年东亚冬季风则通常偏强。这是由于在 El Niño 年，西北太平洋地区出现一个异常反气旋环流，其西侧的异常偏南风削弱了南下的偏北风，另一方面东亚有明显的异常高空脊维持，高空锋区位置偏北，不利于寒潮向南爆发，从而使得冬季风偏弱，气温偏高；La Niña 的情况则大致相反 (Zhang et al., 1996; 穆明权和李崇银, 1999; Chen et al., 2000; Wang et al., 2000)。因此，了解 ENSO 的变化及其形成机制对东亚还有全球其他地区的天气和气候的预测具有重要意义。

最近一些年的研究指出 AO 对 ENSO 事件的发生存在显著的影响。Nakamura et al. (2006) 首次指出春季 AO 通过调制赤道西太平洋的异常西风进而影响随后冬季 ENSO 事件的发生。赤道西太平洋的异常西(东)风是冬季 El Niño (La Niña) 事件发生的重要因子，他们可以通过激发东传的 Kelvin 波来影响冬季 ENSO 事件的发生 (Barnett, 1983; Barnett et al., 1989; Huang et al., 2001; Lengaigne et al., 2004)。进一步，Nakamura et al. (2007) 指出春季 AO 可以通过调制亚洲寒潮活动来进而激发赤道西太平洋的异常西风。Chen et al. (2014a) 的研究进一步证实了春季 AO 与冬季 ENSO 的联系，但对于赤道西太平洋异常西风的形成给出了另一种解释。Chen et al. (2014a) 指出春季 AO 相关的北太平洋地区天气尺度波与平均流之间的相互作用及相关的涡度输送对副热带北太平洋异常气旋的形成起着关键的作用。该异常气旋环流的南侧即热带西太平洋上出现显著的西风异常。同时，由于异常气旋环流导致的海温增暖使得副热带中西太平洋上出现明显的大气加热异常，反过来又会维持赤道西太平洋上从春季到夏季的异常西风，异常西风通过激发暖的赤道 Kelvin 波进一步导致赤道中东太平洋的海温增暖，根据 Bjerknes 正反馈机制 (Bjerknes, 1969)，ENSO 事件最终发展起来。Chen et al. (2015) 指出，春季 AO 对随后冬季 ENSO 的影响具有显著的年代际变化。在 20 世纪 70 年代早期前和 90 年代中期后，春季 AO 对 ENSO 的影响比较弱，在 70~80 年代，春季 AO-ENSO 关系比较强且统计上具有显著性。进一步的分析指出，春季北太平洋风暴轴强度的年代际变化对于春季 AO-ENSO 关系的年代际变化具有重要的贡献。最近的 2015/2016 年强 ENSO 事件是春季 AO 影响随后冬季 ENSO 的一个典型个例

(Chen et al., 2016)。2015 年春季 AO 处于异常正位相，对于赤道西太平洋上西风异常的形成起了重要的作用。同样，在 1982/1983 年和 1997/1998 年这两次强 ENSO 事件中，春季 AO 也是处于异常正位相状态，揭示了春季 AO 可能是触发强 ENSO 事件最重要的因子之一。模式是研究气候变率的一个有效且重要的工具，CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) 模式为我们提供了大量的关于气候研究的模拟输出数据 (Taylor et al., 2012)。最近的研究揭示，CMIP5 模式可以很好地抓住与 ENSO (Deser et al., 2012; Bellenger et al., 2014; Gong et al., 2014) 和 AO (Zuo et al., 2013; 朱献等, 2013; 张永瑞等, 2017) 相关的大气和海洋环流异常信号。Chen et al. (2017) 评估了 CMIP5 气候模式数据对观测结果中春季 AO-ENSO 关系的模拟效果，结果发现，15 个气候模式中有 2 个可以再现春季 AO-ENSO 关系。而模式能够模拟出春季 AO-ENSO 关系的关键在于两点，一是可以模拟出春季北太平洋上天气尺度涡旋的强度，二是可以模拟出春季 AO 在太平洋上的结构和强度。

另外，研究结果指出，春季 AO 对于随后冬季 ENSO 的影响具有非对称性 (Chen et al., 2014b)。春季 AO 正位相年，在随后冬季赤道中东太平洋上会出现类似 El Niño 型的海温增暖，相反，春季 AO 负位相年，赤道中东太平洋的负海温异常较弱，不能通过显著性检验。进一步分析原因，这种非对称性是由于春季副热带北太平洋上大气环流异常以及从春季维持到夏季的副热带北太平洋上大气加热异常的不对称特征造成的。对于春季 AO 正位相年，春季副热带北太平洋上空的异常气旋环流及其南侧位于赤道西太平洋上的异常西风都很显著，异常西风通过激发暖的赤道 Kelvin 波向东传播最终触发 ENSO 事件。同时，副热带北太平洋上的大气加热异常对赤道西太平洋上异常西风的维持具有重要作用。与此相反，春季 AO 负位相年，对应的大气和海洋变量异常都较弱，且无统计学意义。然而，目前还不清楚当前参加 CMIP5 的耦合模式能否抓住观测中发现的春季 AO 对 ENSO 影响的非对称性，这是本文将要探讨的科学问题，回答这个问题有助于我们了解 CMIP5 模式模拟春季 AO-ENSO 关系及其非对称性的能力如何，对提高耦合模式的性能尤其是对 ENSO 模拟以及提高耦合模式对 ENSO 的预测提供

重要的科学价值。本文首先展示了观测结果揭示的春季 AO 对随后冬季 ENSO 事件产生的影响, 接着评估了 30 个参加 CMIP5 的耦合模式对春季 AO-ENSO 关系的模拟性能, 挑选出模拟性能较好的模式; 然后分析了这些模式对春季 AO 影响冬季 ENSO 不对称性的模拟能力; 最后对模式的模拟偏差给出了物理解释。

## 2 资料和方法

本文采用的资料有: (1) 美国国家环境预测中心和国家大气研究中心 (NCEP-NCAR) 的再分析资料 (Kalnay et al., 1996), 分辨率为  $2.5^{\circ} \times$

$2.5^{\circ}$ , 包括月平均降水、SLP、500 hPa 位势高度和 850 hPa 水平风场。(2) 月平均海表温度 (sea surface temperature, SST) 数据采用的是美国国家海洋和大气管理局 (NOAA) 的ERSSTv3b (Extended Reconstructed SST version 3b), 分辨率是  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ , 为方便起见, 再分析数据和 ERSSTv3b 数据被称为“观测数据”。(3) 采用了 CMIP5 的 30 个气候模式的历史试验资料, 该试验是依据 CMIP5 计划提供的历史时期 (1850~2005 年) 的太阳辐射、温室气体浓度变化序列、臭氧浓度、气溶胶浓度和火山爆发等观测的强迫场数据驱动气候模式。30 个气候模式的相关信息如表 1 所示。

表 1 30组CMIP5模式的相关信息

Table 1 Information about the 30 models in CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5)

模式名称	模式所属机构	水平分辨率
ACCESS1-3	Centre for Australian Weather and Climate Research (CAWCR)	$145 \times 192$
BCC-CSM1-1	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration	$64 \times 128$
BNU-ESM	Beijing Normal University Earth system	$64 \times 128$
CanESM2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	$64 \times 128$
CCSM4	National Center for Atmospheric Research (NCAR)	$192 \times 288$
CESM1-CAM5	National Center for Atmospheric Research (NCAR)	$192 \times 288$
CESM1-FASTCHEM	National Center for Atmospheric Research (NCAR)	$192 \times 288$
CESM1-WACCM	National Center for Atmospheric Research (NCAR)	$192 \times 288$
CMCC-CM	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici	$240 \times 480$
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Meteorologiques/Centre	$128 \times 256$
CSIRO-Mk3-6-0	European de Recherches et de Formation Avancee en Calcul Scientifique Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization/Queensland Climate Change Centre of Excellence (CSIRO-QCCC), Australia	$96 \times 192$
FGOALS-s2	Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences	$108 \times 128$
FGOALS-g2	Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences	$60 \times 128$
FIO-ESM	The First Institution of Oceanography, SOA, Qingdao, China	$64 \times 128$
GFDL-CM3	NOAA GFDL(201 Forrestal Rd, Princeton, NJ, 08540)	$90 \times 144$
GFDL-ESM2G	NOAA GFDL(201 Forrestal Rd, Princeton, NJ, 08540)	$90 \times 144$
GISS-E2-H-CC	NASA/GISS (Goddard Institute for Space Studies) New York, NY	$90 \times 144$
GISS-E2-R-CC	NASA/GISS (Goddard Institute for Space Studies) New York, NY	$90 \times 144$
HadCM3	Met Office Hadley Centre, Fitzroy Road, Exeter, Devon, EX1 3PB, UK	$73 \times 96$
HadGEM2-AO	NIMR (National Institute of Meteorological Research, Seoul, South Korea)	$145 \times 192$
IPSL-CM5B-LR	Institute Pierre Simon Laplace, Paris, France	$96 \times 96$
IPSL-CM5A-LR	IPSL (Institute Pierre Simon Laplace, Paris, France)	$96 \times 96$
INMCM4	Institute for Numerical Mathematics, Moscow, Russia	$120 \times 180$
MIROC4h	AORI (Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, Chiba, Japan), NIES (National Institute for Environmental Studies, Ibaraki, Japan), and JAMSTEC (Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Kanagawa, Japan)	$320 \times 640$
MIROC-ESM-CHEM	AORI, NIES, and JAMSTEC	$160 \times 320$
MIROC-ESM	AORI, NIES, and JAMSTEC	$64 \times 128$
MPI-ESM-LR	Max Planck Institute for Meteorology	$96 \times 192$
MPI-ESM-P	Max Planck Institute for Meteorology	$96 \times 192$
MRI-CGCM3	MRI (Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan)	$160 \times 320$
NorESM1-M	Norwegian Climate Centre, Norway	$96 \times 144$

春季指3~4月平均, AO指数定义为 $20^{\circ}\text{N}$ 以北SLP异常的EOF第一模态对应的主成分时间序列(principal component, PC)(Nakamura et al., 2006, 2007; Chen et al., 2014b)。Niño3.4指数定义为( $5^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$ 和 $170^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{W}$ )区域平均的SST异常。为了剔除年代际变化的影响,所有月平均变量都进行了9年Lanczos高通滤波处理(Duchon, 1979)。本文采用的方法主要是回归分析、相关分析和合成分析。选取的时间段为1958年1月至2005年12月。

### 3 观测结果以及模式的挑选

本节主要呈现的是观测结果中揭示的春季AO对随后冬季ENSO影响的非对称性,为了评估CMIP5气候模式模拟春季AO对随后冬季ENSO影响的非对称性的能力,我们需要先挑选出能够较好地模拟出春季AO-ENSO关系的气候模式。

AO是北半球赤道外大气变率在年际尺度上的主导模态。图1b是对1958~2005时间段内观测数据SLP异常进行EOF分解得到的PC1(EOF分解第一模态对应的时间系数)时间序列,即春季AO指数,图1a是SLP异常对PC1时间序列图1b进行回归得到的空间模态,打点区域表示通过95%的显著性检验。从图1可以看到, AO在水平方向上主要呈纬向对称的环形模态,异常活动中心除了北极区域外,还位于北大西洋和北太平洋上,并且与北极呈现相反的异常信号。前人研究表明,这种结构在冬季AO活跃期表现更为显著,而夏季纬向对称型随季节风带的北移和极涡的减弱,其节点也相应地向极地移动(杨小怡等, 2005)。

为了探索春季AO对随后冬季ENSO的影响是否具有对称性或非对称性,我们基于春季AO指数进行了合成分析。将标准化的春季AO指数高/低于 $0.5/-0.5$ 倍标准差的年份定义为春季AO正/负位相年,其余年份定义为正常年(Chen et al., 2014a)。基于这个标准,得到14个春季AO正位相年、16个春季AO负位相年和18个正常年,如表2所示。图2清晰地刻画了SST异常随时间的演变过程,在春季AO正位相年的春季,SST异常模态呈现三极子分布,即从赤道中太平洋向东北方向延伸至北美西海岸区域以及中纬度北太平洋都呈现显著的SST正异常,副热带西北太平洋的SST为显著的负异常,赤道东太平洋SST是负异

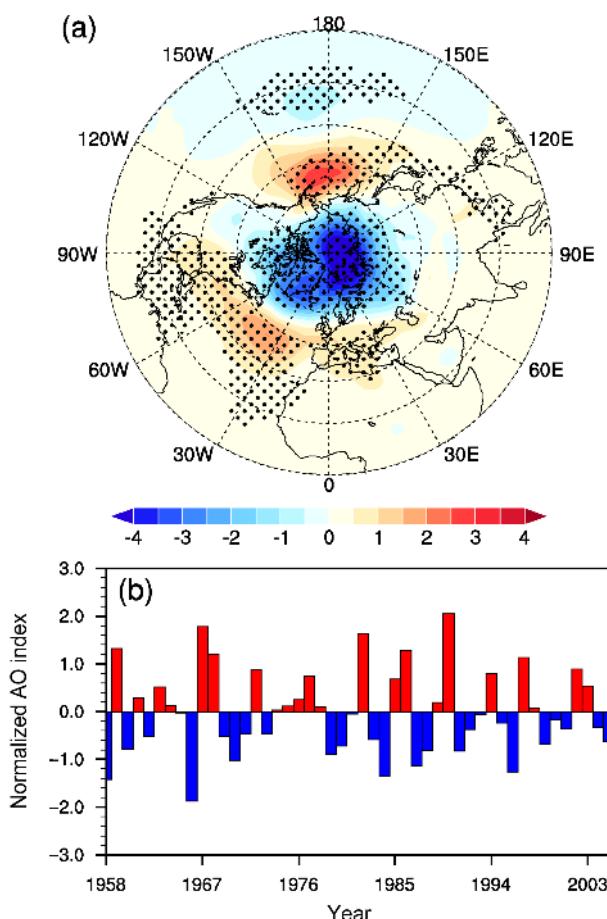


图1 1958~2005年 (a) 春季AO指数回归的春季SLP异常(单位: hPa), (b) 标准化的春季AO指数时间序列。图a中打点区域表示SLP异常通过95%信度的显著性检验

Fig. 1 (a) Spring SLP (sea level pressure) anomalies (units: hPa) regressed upon the spring AO (Arctic Oscillation) index, (b) normalized spring AO index during the period 1958–2005. In Fig. a, the dotted areas indicate SLP anomalies significant above the 95% confidence level

常状态但并不显著,这和Chen et al. (2017)的结果一致。到了5、6月,赤道中太平洋的暖海温已经扩展到赤道东太平洋,并且随着时间的推进赤道中东太平洋暖海温的强度进一步增强,赤道西太平洋的冷海温也有所增强。而在春季AO负位相年,赤道太平洋海温并没有出现相对应的La Niña现象。结合图3展示的降水场和低层环流场的时间演变过程来看,降水场与海温场基本保持一致,在春季AO正位相年的春季,降水场同样呈现三极子模态。低层环流场可以很好地解释春季SST异常的三极子模态,从赤道中太平洋向东北方向延伸至北美西海岸区域有明显的西南风异常,减弱了背景风场,蒸发减弱,因此SST增暖;而副热带西北太

表 2 1958~2005年春季AO正位相年、负位相年和正常年

Table 2 Positive spring AO years, negative spring AO years, and normal years from 1958 to 2005

	春季AO正位相年	春季AO负位相年	正常年
观测数据	1959, 1963, 1967, 1968, 1972, 1977, 1982, 1985, 1986, 1990, 1994, 1997, 2002, 2003(14)	1958, 1960, 1962, 1966, 1969, 1970, 1979, 1980, 1983, 1984, 1987, 1988, 1991, 1996, 1999, 2005(16)	1961, 1964, 1965, 1971, 1973, 1974, 1975, 1976, 1978, 1981, 1989, 1992, 1993, 1995, 1998, 2000, 2001, 2004(18)
CNRM-CM5 模式输出结果	1965, 1967, 1970, 1972, 1978, 1981, 1985, 1989, 1992, 1993, 1994, 1999, 2003(13)	1960, 1968, 1969, 1973, 1977, 1980, 1986, 1990, 1991, 1995, 1996, 2000, 2002, 2005(14)	1958, 1959, 1961, 1962, 1963, 1964, 1966, 1971, 1974, 1975, 1976, 1978, 1981, 1989, 1992, 1982, 1983, 1984, 1987, 1988, 1997, 1998, 2001, 2004(21)
GISS-E2-H-CC 模式输出结果	1959, 1961, 1963, 1965, 1971, 1975, 1980, 1982, 1985, 1991, 1997, 2003(12)	1958, 1960, 1962, 1964, 1966, 1970, 1973, 1974, 1979, 1983, 1984, 1987, 1988, 1992, 1999, 2001(15)	1967, 1968, 1969, 1972, 1976, 1977, 1978, 1981, 1984, 1986, 1989, 1990, 1993, 1994, 1995, 1996, 1998, 2000, 2002, 2004, 2005(21)

注:括号里的黑体数字表示年份的个数。

平洋呈现明显的东北风异常，加强了背景风场，蒸发增加，因此 SST 冷却。副热带西北太平洋上有明显的气旋性环流异常，其南侧位于赤道西太平洋上的异常西风是 ENSO 现象发生的关键，对于副热带西北太平洋上气旋性环流异常产生的原因，Chen et al. (2014a) 通过对 E-P 通量进行诊断，指出天气尺度旋涡与平均流的相互作用及相关的涡度输运在气旋性环流异常的形成过程中起着重要作用。副热带北太平洋上存在显著的正降水异常，正降水异常一直维持到夏季，根据前人的研究，降水异常一般可以代表大气加热异常 (Yu and Zwiers, 2007)，根据 Gill 型大气响应机制 (Gill, 1980)，副热带北太平洋上的大气加热正异常对于赤道西太平洋上异常西风的维持起到了重要作用。异常西风会激发出暖的赤道 Kelvin 波，赤道 Kelvin 波向东传播，到了 5、6 月，造成赤道东太平洋温跃层加深，暖海温建立起来，根据 Bjerknes 正反馈机制 (Bjerknes, 1969)，赤道东太平洋海温增暖使得东西太平洋气压梯度减弱，从而背景风场减弱即异常西风增强，11 月份左右异常西风已经东传至赤道东太平洋 (Barnett, 1983; Barnett et al., 1989; Huang et al., 2001; Lengaigne et al., 2004)。而在春季 AO 负位相年，赤道太平洋上几乎没有东风异常信号的出现，春季副热带北太平洋上也没有显著的大气加热负异常。图 2 和图 3 充分展现了观测结果中揭示的春季 AO 对 ENSO 影响的非对称性。

为了分析 CMIP5 模式模拟春季 AO 对 ENSO 影响非对称性的特征，首先需要挑选出 CMIP5 中

能够模拟出春季 AO-ENSO 关系的模式。图 4 是 CMIP5 中 30 组模式冬季 (NDJF) SST 异常对前期春季 AO 指数做回归的分布图，发现 30 组模式当中只有两组模式：CNRM-CM5 模式和 GISS-E2-H-CC 模式可以较好地模拟出春季 AO-ENSO 的关系，即冬季在赤道中东太平洋上有显著的海温增暖。值得注意的是，有一些模式的模拟结果是赤道中东太平洋呈现 SST 负异常状态，如 MIROC-ESM-CHEM 模式、CanESM2 模式、CESM1-CAM5 模式、CMCC-CM 模式、CSIRO-Mk3-6-0 模式、MPI-ESM-LR 模式、HadCM3 模式、MPI-ESM-P 模式、IPSL-CM5A-LR 模式、FGOALS-s2 模式。为了做进一步的检验，将观测以及 30 组模式中的春季 AO 指数分别与冬季 Niño3.4 指数做相关分析，如图 5 所示，观测中春季 AO 和冬季 Niño3.4 指数的相关系数达到 0.41，通过 95% 信度水平的显著性检验。而模式中同样通过 95% 信度水平的显著性检验的只有两组，CNRM-CM5 模式和 GISS-E2-H-CC 模式，这与回归分析得出的结论一致。回归图中赤道中东太平洋呈现 SST 负异常的模式在这里计算得到的相关性同样也是负相关，保持了一致性。说明了 CMIP5 模式对春季 AO-ENSO 关系的模拟效果较差，30 组模式中只有两组能比较好地模拟出春季 AO-ENSO 关系。Chen et al. (2017) 指出，大部分模式不能再现观测中的结果可能是由于模拟出来的风暴路径比较弱。而弱的风暴路径会导致天气尺度涡旋—平均流相互作用偏弱，从而造成位于副热带北太平洋上的异常气旋性环流偏弱，难以激发出后期 ENSO 事

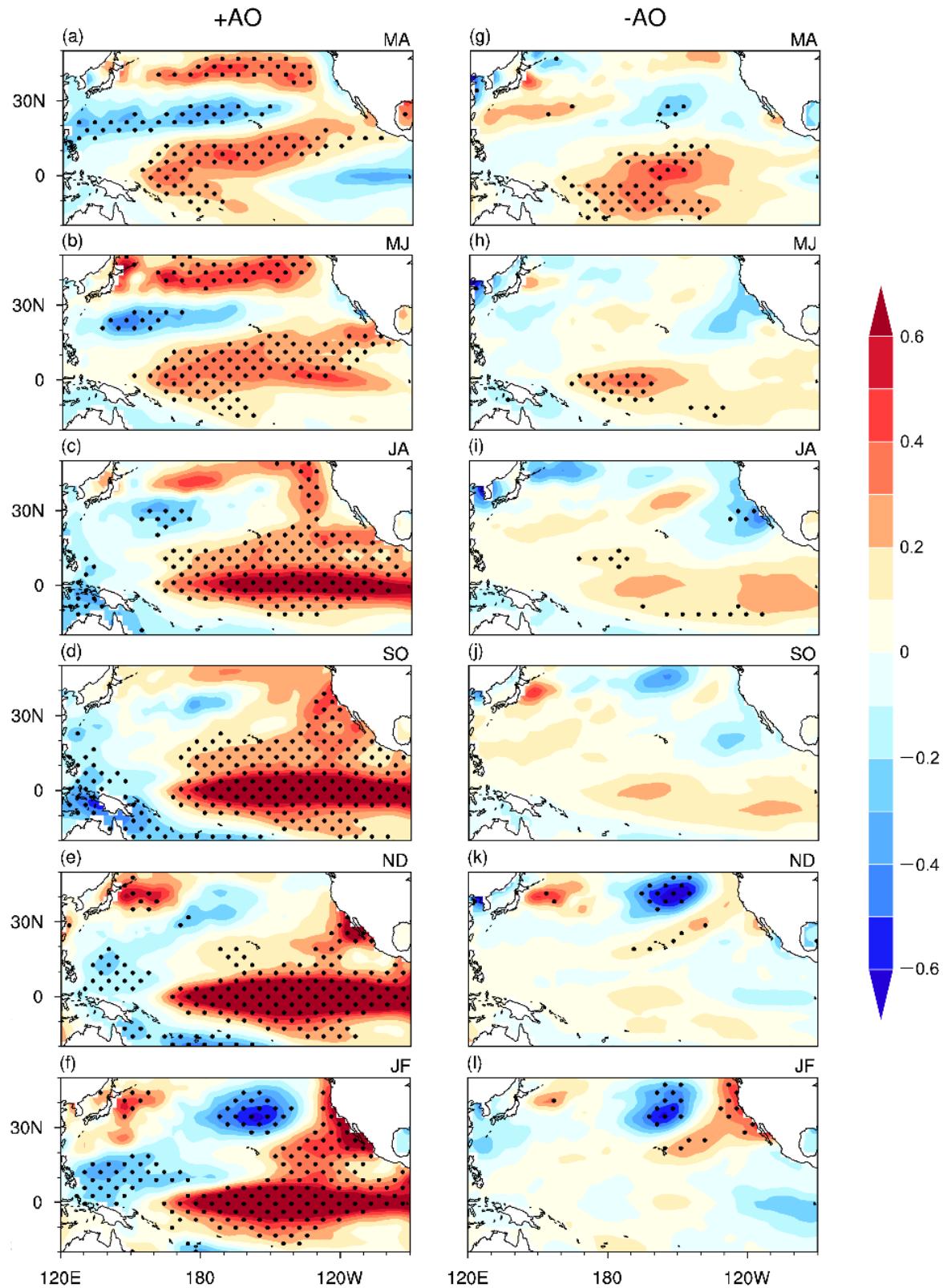


图2 观测结果中春季 AO (a-f) 正位相年和 (g-l) 负位相年合成的 SST 异常 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ ) 在 (a, g) 3、4月, (b, h) 5、6月, (c, i) 7、8月, (d, j) 9、10月, (e, k) 11、12月, (f, l) 1、2月的分布。打点区域表示 SST 异常通过 90% 信度水平的显著性检验

Fig. 2 Composites of SST anomalies (units:  $^{\circ}\text{C}$ ) in (a, g) March, April, (b, h) May, June, (c, i) July, August, (d, j) September, October, (e, k) November, December, (f, l) January, February for (a-f) positive and (g-l) negative spring AO years from observations. The dotted areas indicate SST anomalies significant above the 90% confidence level

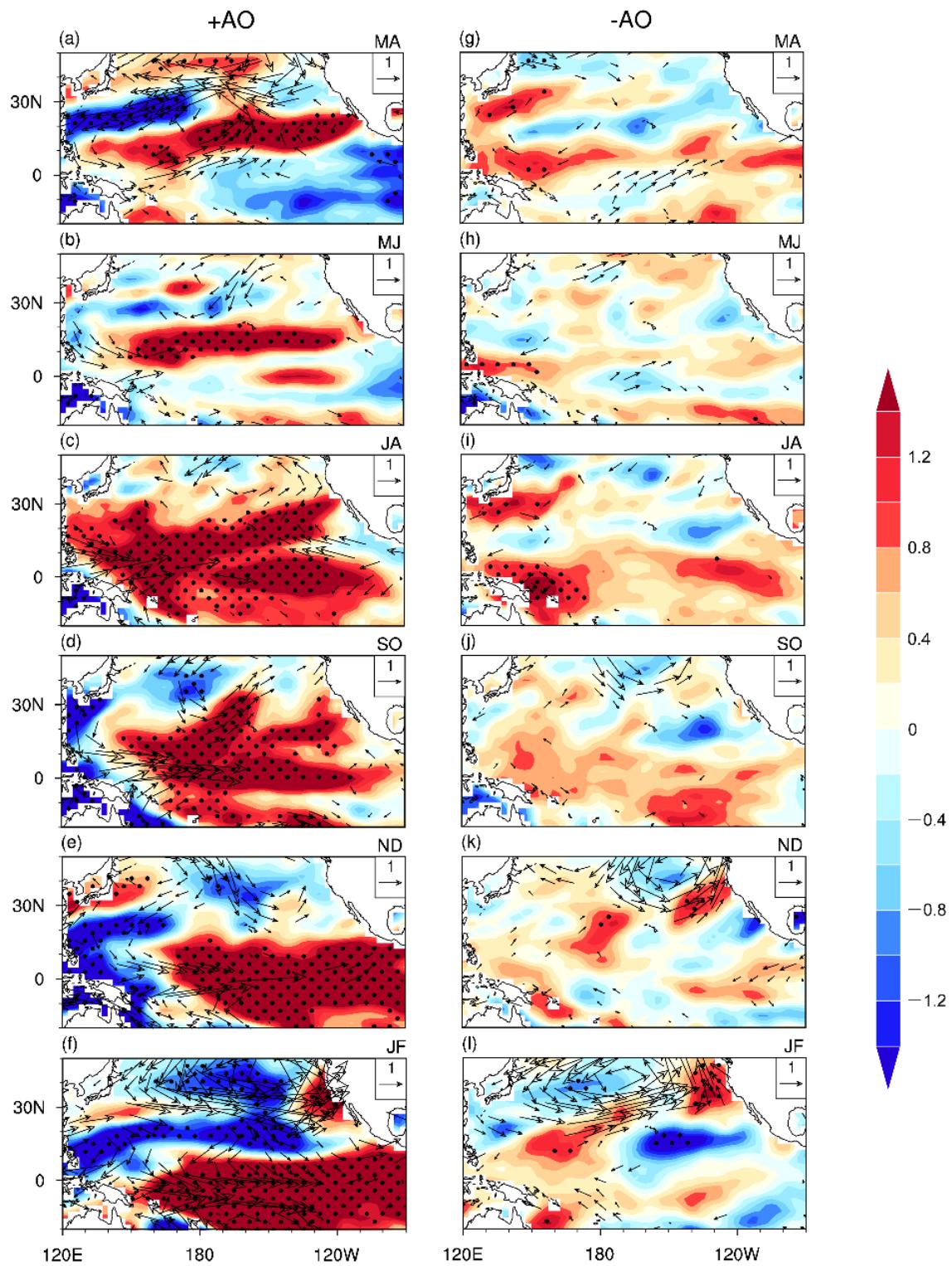


图3 观测结果中春季 AO (a-f) 正位相年和 (g-l) 负位相年合成的降水异常 (阴影, 单位:  $\text{mm d}^{-1}$ ) 及 850 hPa 水平风场异常 (箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 在 (a, g) 3、4月, (b, h) 5、6月, (c, i) 7、8月, (d, j) 9、10月, (e, k) 11、12月, (f, l) 1、2月的分布。打点区域表示降水异常通过 90% 信度水平的显著性检验, 图中没有显示小于  $0.2 \text{ m s}^{-1}$  的纬向或者经向风异常

Fig. 3 Composites of precipitation anomalies (shadings, units:  $\text{mm d}^{-1}$ ) and 850-hPa horizontal wind anomalies (arrows, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) in (a, g) March, April, (b, h) May, June, (c, i) July, August, (d, j) September, October, (e, k) November, December, (f, l) January, February for (a-f) positive and (g-l) negative spring AO years from observations. The dotted areas indicate precipitation anomalies significant above the 90% confidence level. Zonal (meridional) wind anomalies less than  $0.2 \text{ m s}^{-1}$  are not shown

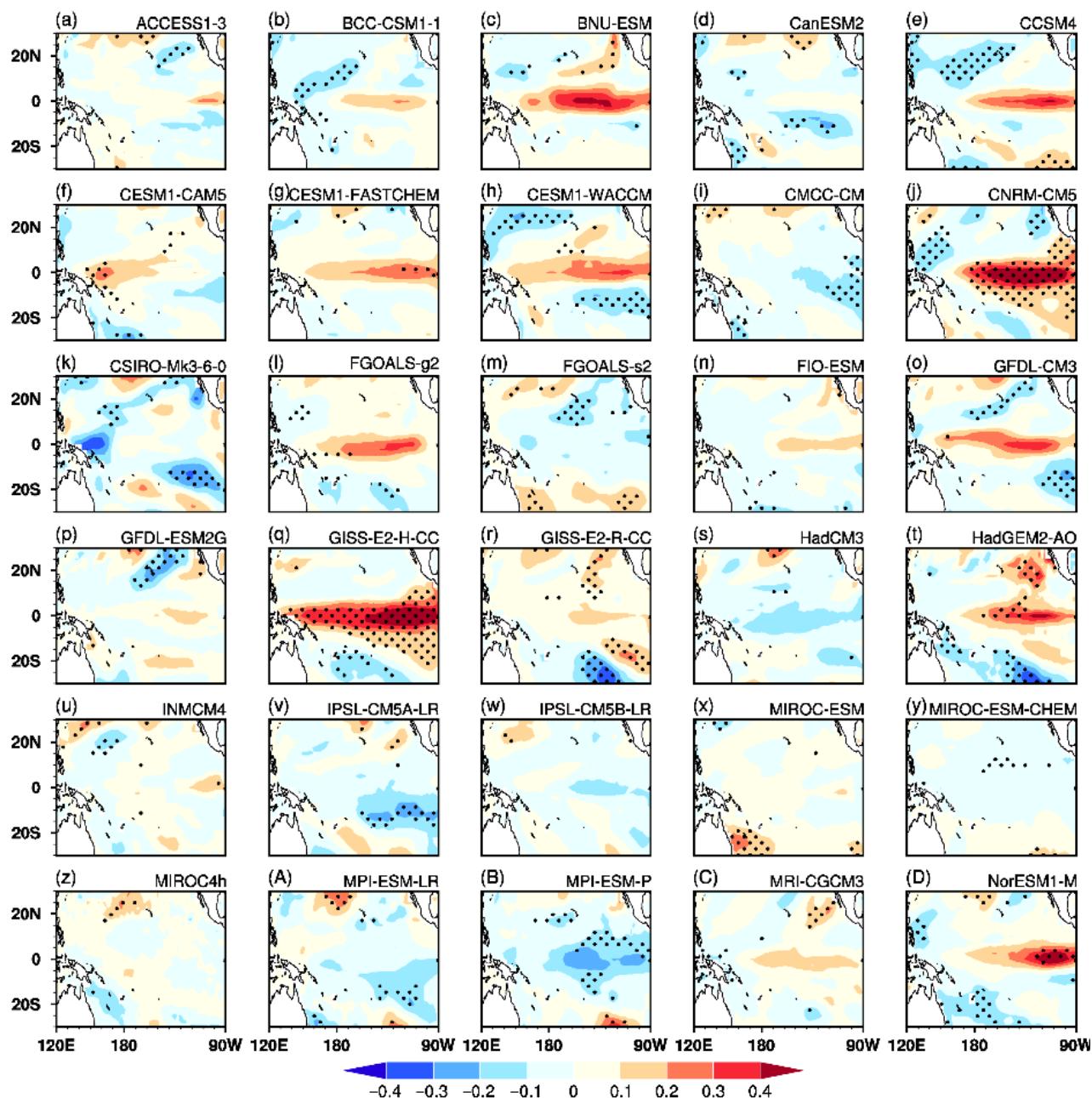


图 4 30 组 CMIP5 模式中春季 AO 指数回归的冬季 (11~2 月) 海表温度异常 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ )。打点区域表示海温异常通过 90% 信度水平的显著性检验

Fig. 4 SST anomalies (units:  $^{\circ}\text{C}$ ) in the following winter (November, December, January, February) obtained by regression upon the normalized spring AO index in the runs of 30 models from CMIP5 historical experiment. The dotted areas indicate SST anomalies significant above the 90% confidence level

件。值得注意的是, Chen et al. (2017) 指出, CCSM4 模式也能很好地模拟出春季 AO-ENSO 关系, 但这里发现 CCSM4 模式的模拟结果并不显著。Chen et al. (2015) 指出, 春季 AO-ENSO 关系在 20 世纪 70 年代初期存在年代际的变化, 在 70 年代之前, 春季 AO 对 ENSO 的影响是不显著

的, 而在 70 年代之后春季 AO 显著影响了后期冬季的 ENSO 事件。Chen et al. (2017) 选取的时间段是 1975~2004 年, 本文为了保证足够的样本量选取的时间段是 1958~2005 年, 包括了 70 年代之前的时间, 所以可能造成 CCSM4 模式的模拟结果并不显著。

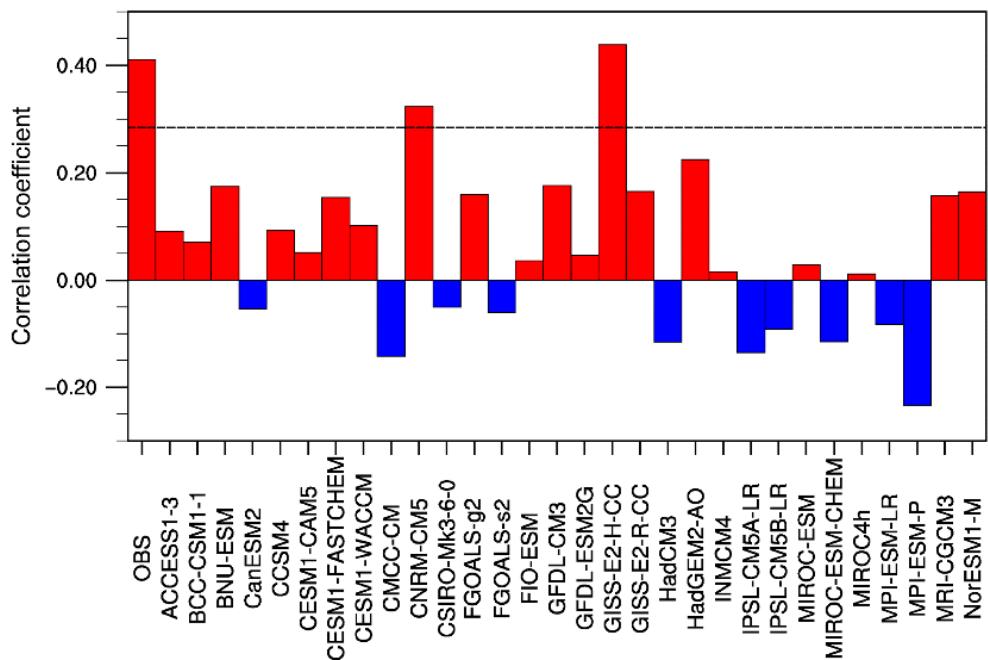


图 5 观测、30 组 CMIP5 模式中春季 AO 指数和随后冬季 Niño3.4 指数的相关系数。水平虚线表示相关性通过 95% 信度水平的显著性检验  
Fig. 5 Correlation coefficients between the spring AO index and subsequent winter Niño3.4 index from observations (OBS) and 30 CMIP5 models.  
The horizontal dashed line indicates the correlation significant at the 95% confidence level

#### 4 两组模式的对称性或者非对称性分析

上面的分析指出 30 个 CMIP5 耦合模式中, 只有 CNRM-CM5 和 GISS-E2-H-CC 这两个模式能抓住春季 AO 与随后冬季 ENSO 的显著联系。因此, 下面进一步分析这两个模式中春季 AO 与冬季 ENSO 关系的对称性或者非对称性。

##### 4.1 两组模式的模拟结果

将标准化的春季 AO 指数高/低于 0.5/-0.5 倍标准差的年份定义为春季 AO 正位相年/春季 AO 负位相年, 其余年份定义为正常年 (Chen et al., 2014b)。图 6 分别是两组模式 CNRM-CM5 和 GISS-E2-H-CC 在春季 AO 正位相年和负位相年的冬季 SST 异常分布图。从图中可以看出, CNRM-CM5 模式中的 SST 异常分布可以清晰地体现出春季 AO 影响随后冬季 ENSO 的非对称性, 在春季 AO 正位相年的冬季赤道中东太平洋出现显著的 SST 暖异常; 而在春季 AO 负位相年的冬季赤道中东太平洋只有很微弱的 SST 负异常, 在副热带北太平洋的西部和东部有显著的 SST 正异常。但是, GISS-E2-H-CC 模式的 SST 异常分布却体现了对称性, 赤道中东太平洋在春季 AO 正位相年的冬季有显著的 SST 暖异常, 在春季 AO 负位相年的

冬季有显著的 SST 冷异常, 并且冷异常的范围比暖异常更广泛。和 CNRM-CM5 模式相比, GISS-E2-H-CC 模式赤道中东太平洋上的 SST 正异常中心更偏东, 且暖海温向西伸展的范围更广, 到达了新几内亚岛的东南方海域。

结合两组模式 CNRM-CM5 和 GISS-E2-H-CC 在春季 AO 正位相年和负位相年的冬季降水异常场和低层环流异常场 (图 7) 来看, 降水异常场同 SST 异常场一致, CNRM-CM5 模式体现了非对称性, GISS-E2-H-CC 模式体现了对称性。从图 7 可以看出, 对于 CNRM-CM5 模式, 在春季 AO 正位相年的冬季, 环流特征几乎与 Chen et al. (2014a) 的结果一致, 赤道中太平洋出现异常西风, 赤道西太平洋有异常东风, 中纬度太平洋上有气旋性环流异常, 暗示了阿留申低压的增强, 在副热带西北太平洋上存在反气旋环流异常, 该反气旋在 El Niño 影响东亚气候的过程中起到了重要的作用 (Wang et al., 2000); 在春季 AO 负位相年的冬季, 赤道西太平洋存在异常东风, 赤道中太平洋上呈现微弱的东风异常, 中纬度太平洋依然存在气旋性环流异常。对于 GISS-E2-H-CC 模式, 在春季 AO 正位相年的冬季, 异常西风的位置伸展到了赤道东太平洋, 因此造成 GISS-E2-H-CC 模式中赤道

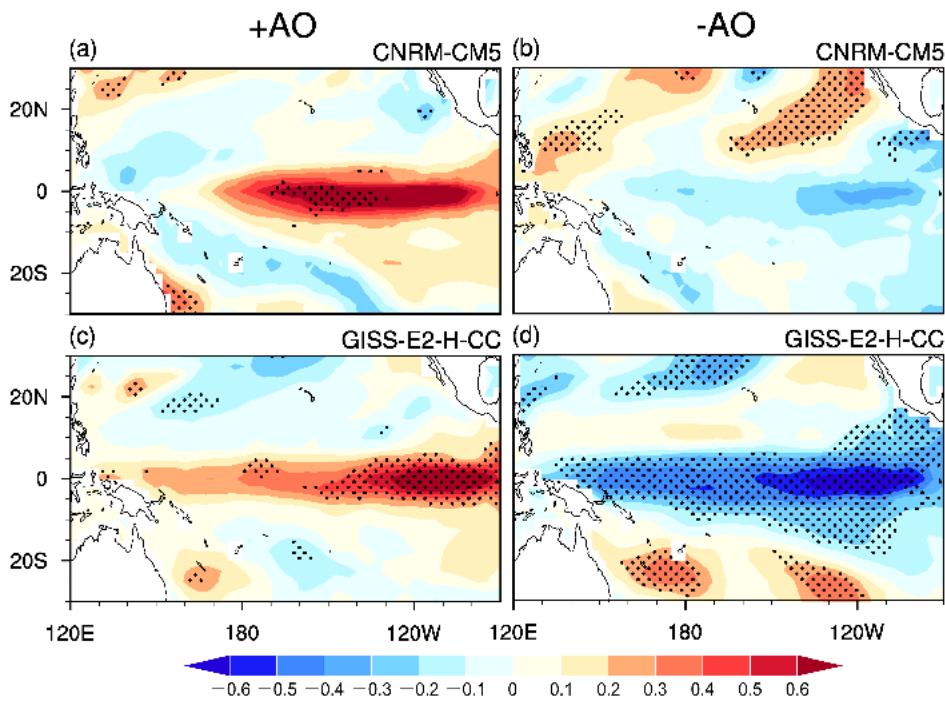


图 6 (a, b) CNRM-CM5 模式和 (c, d) GISS-E2-H-CC 模式模拟的春季 AO (a, c) 正位相年和 (b, d) 负位相年合成的冬季 SST 异常 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ ) 分布。打点区域表示 SST 异常通过 90% 信度水平的显著性检验

Fig. 6 Composites of SST anomalies (units:  $^{\circ}\text{C}$ ) in winter for (a, c) positive and (b, d) negative spring AO years in (a, b) CNRM-CM5 model and (c, d) GISS-E2-H-CC model. The dotted areas indicate SST anomalies significant above the 90% confidence level

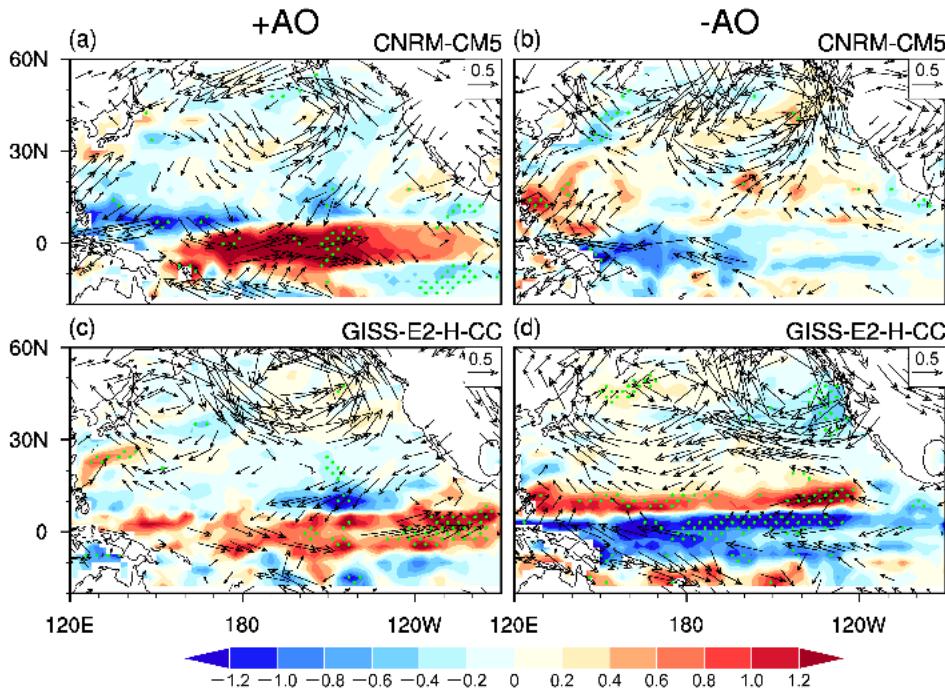


图 7 (a, b) CNRM-CM5 模式和 (c, d) GISS-E2-H-CC 模式模拟的春季 AO (a, c) 正位相年和 (b, d) 负位相年合成的冬季降水异常 (阴影, 单位:  $\text{mm d}^{-1}$ ) 和 850-hPa 水平风场异常 (箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 分布。打点区域表示降水异常通过 90% 信度水平的显著性检验, 图中没有显示小于  $0.1 \text{ m s}^{-1}$  的纬向或者经向风异常

Fig. 7 Composites of precipitation anomalies (shadings, units:  $\text{mm d}^{-1}$ ) and 850-hPa horizontal wind anomalies (arrows, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) in winter for (a, c) positive and (b, d) negative spring AO years in (a, b) CNRM-CM5 model and (c, d) GISS-E2-H-CC model. The dotted areas indicate precipitation anomalies significantly above the 90% confidence level. Zonal (meridional) wind anomalies less than  $0.1 \text{ m s}^{-1}$  are not shown

中东太平洋上的 SST 正异常中心相比 CNRM-CM5 模式更偏东，西北太平洋反气旋的位置偏北，中纬度太平洋上也存在气旋性环流异常；在春季 AO 正位相年的冬季，赤道太平洋上出现异常东风，中纬度太平洋有反气旋环流异常。

#### 4.2 物理过程分析

为了解释两组模式中春季 AO 影响 ENSO 的非对称性/对称性特征，下面对两组模式在春季 AO 正/负位相年的春季海温场、降水场和低层环流场以及演变过程进行了具体的分析，并且考虑了春季 AO 在太平洋部分的强度和结构的贡献。

从图 8 的春季 SST 异常场可以看出，在春季 AO 正位相年的春季，CNRM-CM5 模式模拟结果显示赤道中东太平洋 SST 处于冷异常，在副热带西北太平洋 SST 处于暖异常，从赤道中太平洋向东北方向延伸至北美西海岸区域都呈现显著的 SST 负异常，与观测结果相比，CNRM-CM5 模式模拟的 SST 异常分布并没有呈现三极子模态。在春季 AO 负位相年的春季，赤道东太平洋有弱的 SST 正异常，赤道中太平洋有弱的 SST 负异常，

副热带西北太平洋存在比较显著的 SST 正异常。对于 GISS-E2-H-CC 模式，在春季 AO 正位相年的春季，几乎整个赤道太平洋被 SST 负异常覆盖，副热带西北太平洋也呈现显著的 SST 正异常；在春季 AO 负位相年的春季，北太平洋 SST 异常分布呈现这样一种三极子模态：5°N 左右的中东太平洋上有显著的 SST 负异常，20°N 左右的中东太平洋上有显著的 SST 正异常，30°N 左右的中西太平洋上有显著的 SST 负异常。

从图 9 的春季 AO 正/负位相年的春季降水和低层环流异常场可以看出，对于 CNRM-CM5 模式，在春季 AO 正位相年，春季北太平洋中纬度有明显的异常东风，副热带西北太平洋上有明显的气旋性环流异常，且存在显著的降水正异常，而赤道太平洋上呈现降水负异常，结合风场，这种降水特征可能是由于低层从赤道吹向副热带的异常南风造成副热带西北太平洋上的气流辐合从而降水增多，而赤道上的对流受到抑制所以降水减少。根据前人的研究，降水异常一般可以代表大气加热异常 (Yu and Zwiers, 2007)，所以副热带西北太平洋

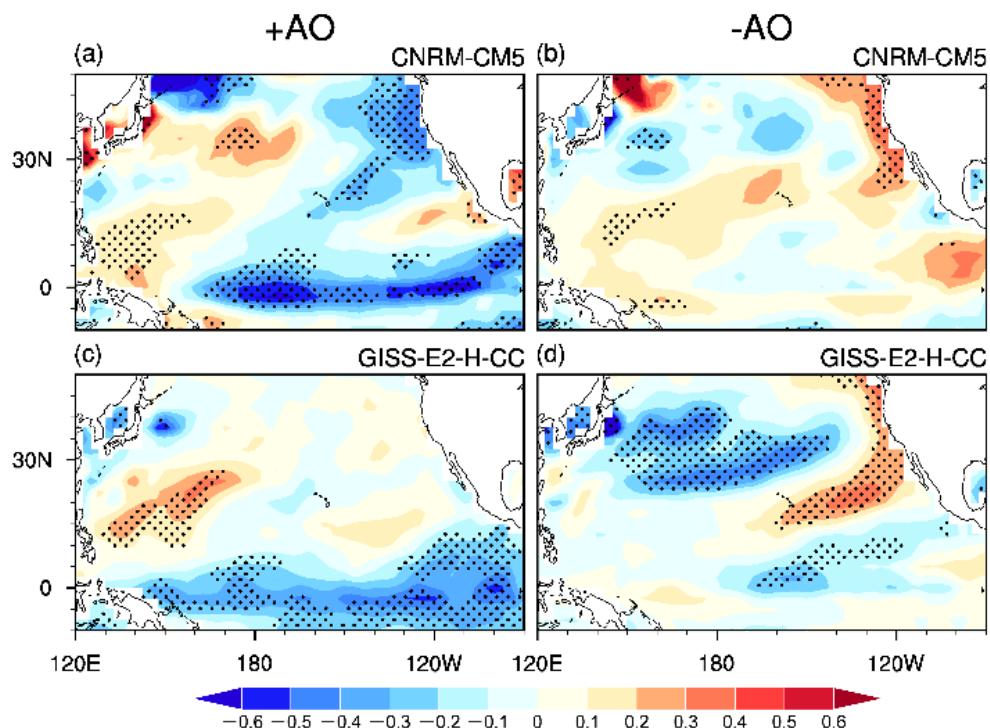


图 8 (a、b) CNRM-CM5 模式和 (c、d) GISS-E2-H-CC 模式模拟的春季 AO (a、c) 正位相年和 (b、d) 负位相年合成的春季 SST 异常 (单位: °C) 分布。打点区域表示 SST 异常通过 90% 信度水平的显著性检验

Fig. 8 Composites of SST anomalies (units: °C) in the simultaneous spring for (a, c) positive and (b, d) negative spring AO years in (a, b) CNRM-CM5 model and (c, d) GISS-E2-H-CC model. The dotted areas indicate SST anomalies significantly above the 90% confidence level

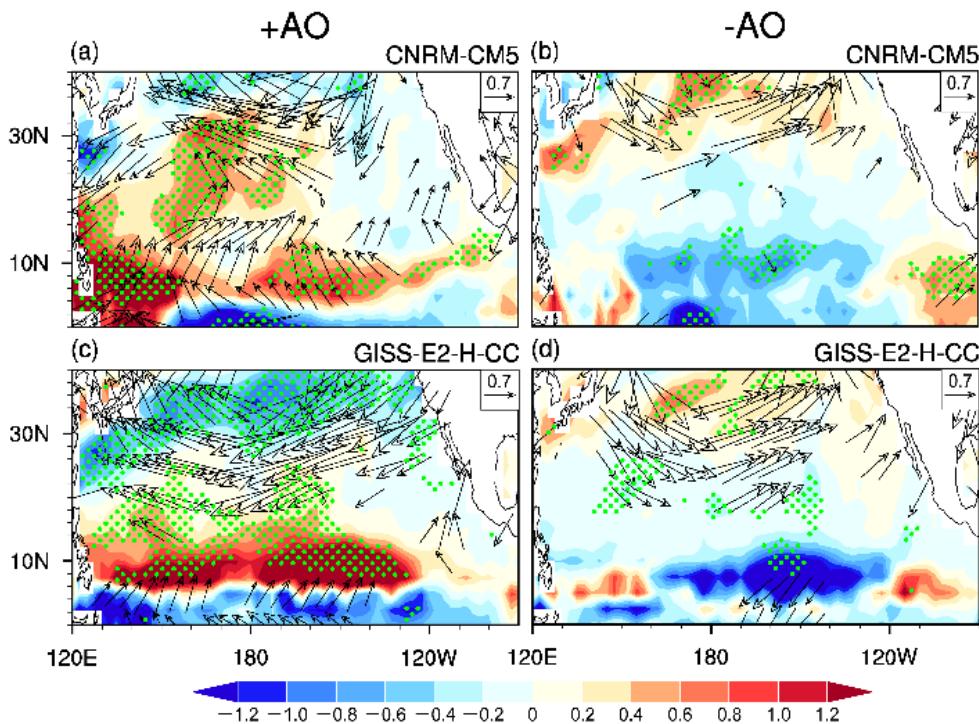


图 9 (a、b) CNRM-CM5 模式和 (c、d) GISS-E2-H-CC 模式模拟的春季 AO (a、c) 正位相年和 (b、d) 负位相年合成的春季降水异常 (阴影, 单位:  $\text{mm d}^{-1}$ ) 和 850 hPa 水平风场异常 (箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 分布。打点区域表示降水异常通过 90% 信度水平的显著性检验。图中没有显示小于  $0.2 \text{ m s}^{-1}$  的纬向或者经向风异常

Fig. 9 Composites of precipitation anomalies (shadings, units:  $\text{mm d}^{-1}$ ) and 850-hPa horizontal wind anomalies (arrows, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) in spring for (a, c) positive and (b, d) negative spring AO years in (a, b) CNRM-CM5 model and (c, d) GISS-E2-H-CC model. The dotted areas indicate precipitation anomalies significantly above the 90% confidence level. Zonal (meridional) wind anomalies less than  $0.2 \text{ m s}^{-1}$  are not shown

上存在显著的大气加热正异常, 这与 Chen et al. (2014a) 的结论相一致。根据 Gill 响应 (Gill, 1980), 副热带西北太平洋上的大气异常加热会在赤道西太平洋上激发出异常西风 (图 10a、k)。在春季 AO 负位相年, 北太平洋中纬度有异常西风, 副热带西北太平洋上异常环流场较弱, 并且没有显著的大气加热负异常, 所以 CNRM-CM5 模式体现了非对称性。结合图 8 和图 9, 发现春季 SST 异常分布并不能由低层环流异常来进行解释, 也就是说局地海气相互作用的贡献比较弱。对于 GISS-E2-H-CC 模式, 在春季 AO 正位相年的春季, 同 CNRM-CM5 模式一样, 副热带西北太平洋上有明显的大气加热正异常, 位置相对而言更偏南, 赤道太平洋上呈现降水负异常, 北太平洋中纬度的异常东风位置更加偏南; 在春季 AO 负位相年的春季, 北太平洋有明显的异常西风, 副热带西北太平洋上存在显著的大气加热负异常, 反映了对称性。

图 10 和图 11 刻画了降水、低层环流和海温异

常场的演变过程。对于 CNRM-CM5 模式, 在春季 AO 正位相年的春季, 副热带西北太平洋上存在显著的大气加热正异常, 通过 Gill 型大气响应机制, 激发出 5~6 月 (图 10a) 赤道西太平洋上的异常西风, 异常西风通过激发出暖的赤道 Kelvin 波, 导致 7~8 月赤道东太平洋的异常暖海温建立起来 (图 11b), 根据 Bjerknes 海气正反馈机制 (Bjerknes, 1969), 赤道东西太平洋的气压梯度会减弱, 从而背景风场减弱, 即异常西风进一步向东扩展 (图 10c、d), 赤道中东太平洋的异常暖海温随之进一步增强 (图 11c、d), 因此, 低层环流异常场、降水异常场和海温异常场得以维持和发展, 最终促进了 El Niño 的发生发展; 在春季 AO 负位相年的春季, 副热带西北太平洋上没有显著的大气加热负异常, 到了 5~6 月 (图 10f), 副热带西北太平洋呈现大气加热正异常状态, 无法触发 La Niña 事件的发生发展。对于 GISS-E2-H-CC 模式, 在春季 AO 正位相年, 低层环流异常场、降水异常场和海温异常场相互维持和发展的物

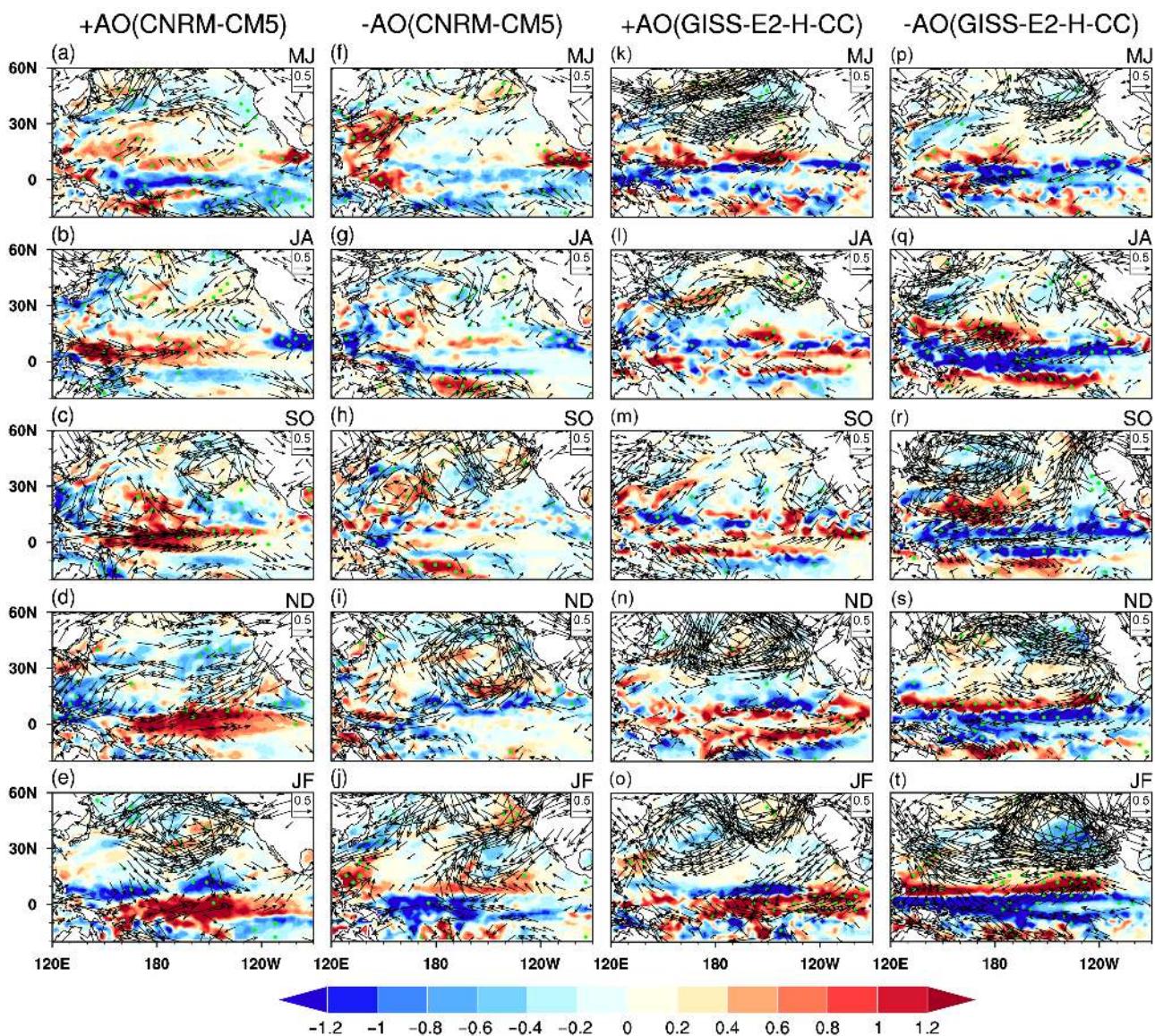


图 10 CNRM-CM5 模式模拟的春季 AO 正位相年合成的降水异常（阴影，单位： $\text{mm d}^{-1}$ ）和 850 hPa 风场异常（箭头，单位： $\text{m s}^{-1}$ ）在 (a) 5~6月、(b) 7~8月、(c) 9~10月、(d) 11~12月、(e) 1~2月的分布。(f-j) 同 (a-e)，但为春季 AO 负位相年。(k-t) 同 (a-j)，但为 GISS-E2-H-CC 模式的模拟结果。打点区域表示降水异常通过 90% 信度水平的显著性检验

Fig. 10 Composites of precipitation anomalies (shadings, units:  $\text{mm d}^{-1}$ ) and 850-hPa horizontal wind anomalies (arrows, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) in (a) May and June, (b) July and August, (c) September and October, (d) November and December, (e) January and February for positive spring AO years in CNRM-CM5 model. (f-j) As in (a–e), but for composite anomalies for negative spring AO years in the CNRM-CM5 model. (k-t) As in (a–j), but for the GISS-E2-H-CC model. The dotted areas indicate precipitation anomalies significant above the 90% confidence level

理过程与 CNRM-CM5 模式类似，最终导致了 El Niño 事件的发生发展。在春季 AO 负位相年，春季，副热带西北太平洋上存在显著的大气加热负异常（图 9d），通过 Gill 型大气响应机制激发出 5~6 月（图 10F）赤道太平洋上的异常东风，导致赤道东太平洋的异常冷海温建立起来（图 11p），根据 Bjerknes 海气正反馈机制（Bjerknes, 1969），赤道东西太平洋的气压梯度会进一步增

强，从而背景风场增强，即东风进一步增强（图 10q–t），赤道中东太平洋的异常冷海温随之进一步增强（图 11q–t），La Niña 事件发生发展起来。

前人研究表明，春季 AO 在太平洋部分的强度结构可能会影响到赤道太平洋异常西风的发展（Chen et al., 2017）。图 12 分别显示了 CNRM-CM5 和 GISS-E2-H-CC 两个模式在春季 SLP 和 500 hPa 位势高度异常分布，

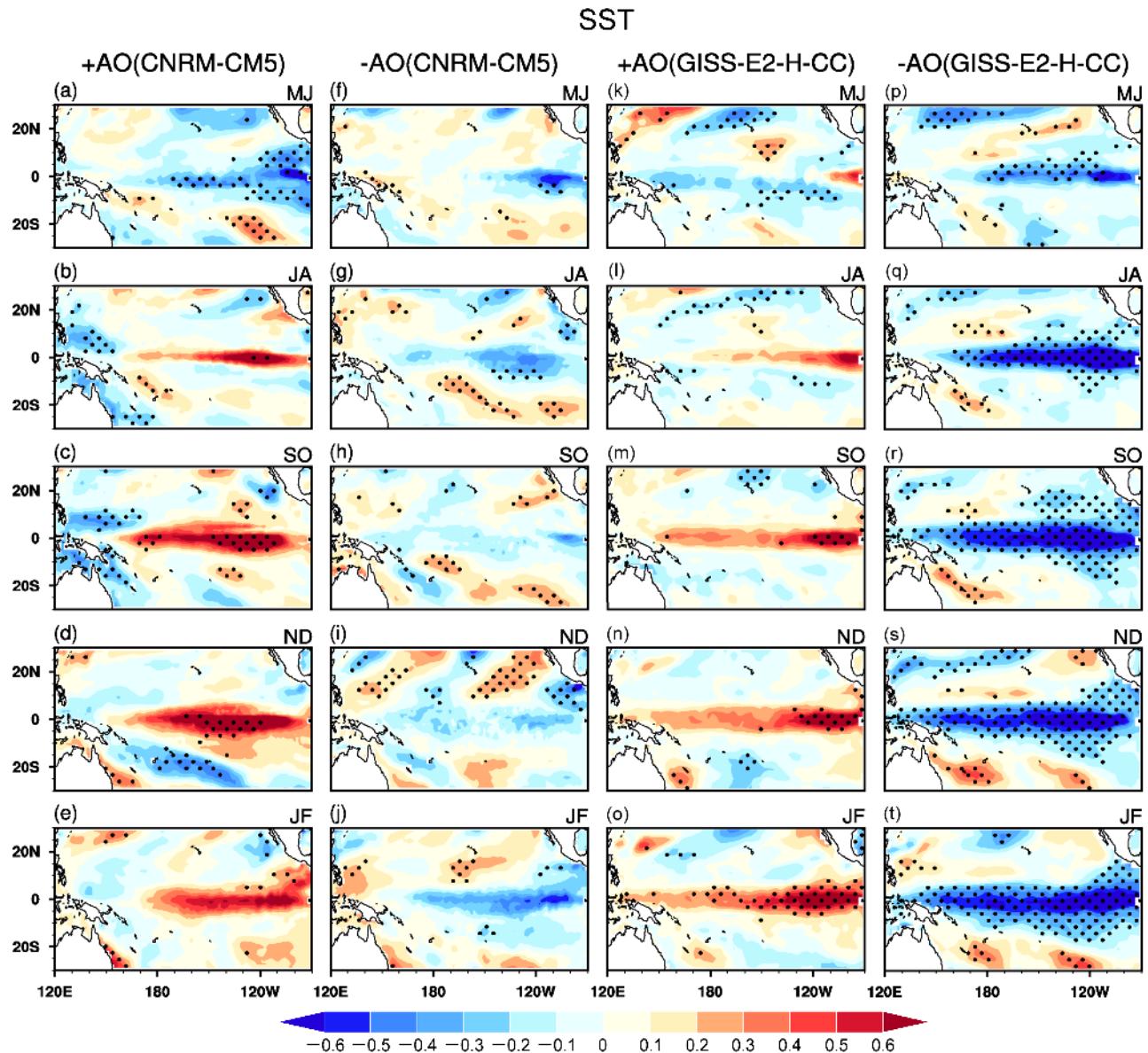


图 11 同图 10, 但为合成的 SST 异常 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ )。打点区域表示 SST 异常通过 90% 信度水平的显著性检验

Fig. 11 As in Fig. 10, but for composite SST anomalies (units:  $^{\circ}\text{C}$ ). The dotted areas indicate SST anomalies significant above the 90% confidence level

从图 12 可以看出, SLP 和 500 hPa 位势高度异常的结构基本一致, 体现了 AO 的准正压结构 (Thompson and Wallace, 1998, 2000)。对于 CNRM-CM5 模式, 春季 AO 正位相年, SLP 和 500 hPa 位势高度在北极地区有显著的负异常, 中纬度太平洋有显著的正异常, 并且中纬度太平洋上 SLP 正异常中心强度为 5 hPa, 500 hPa 位势高度正异常中心强度为 60 gpm; 春季 AO 负位相年, SLP 和 500 hPa 位势高度异常分布与春季 AO 正位相年几乎相反, 但是强度上明显偏弱, 中纬度太平洋上 SLP 负异常中心强度为 -3 hPa, 500 hPa 位势高度负异常中心强度为 -40 gpm, 所以春季 AO 正/负位

相年春季太平洋上 AO 强度的非对称性对于春季 AO-ENSO 关系的非对称性可能也起到了一定的作用。对于 GISS-E2-H-CC 模式, 中纬度太平洋上 SLP 和 500 hPa 位势高度异常在春季 AO 正位相年的强度同样大于春季 AO 负位相年, 但是模拟结果却是对称的, 可能是中纬度太平洋上的系统位置更加偏南造成了这种差异性。

## 5 总结

已有研究揭示, 春季 AO 会对随后冬季 ENSO 事件的发生发展产生重要的影响 (Chen et al., 2014b; Nakamura et al., 2006, 2007), 并且春季

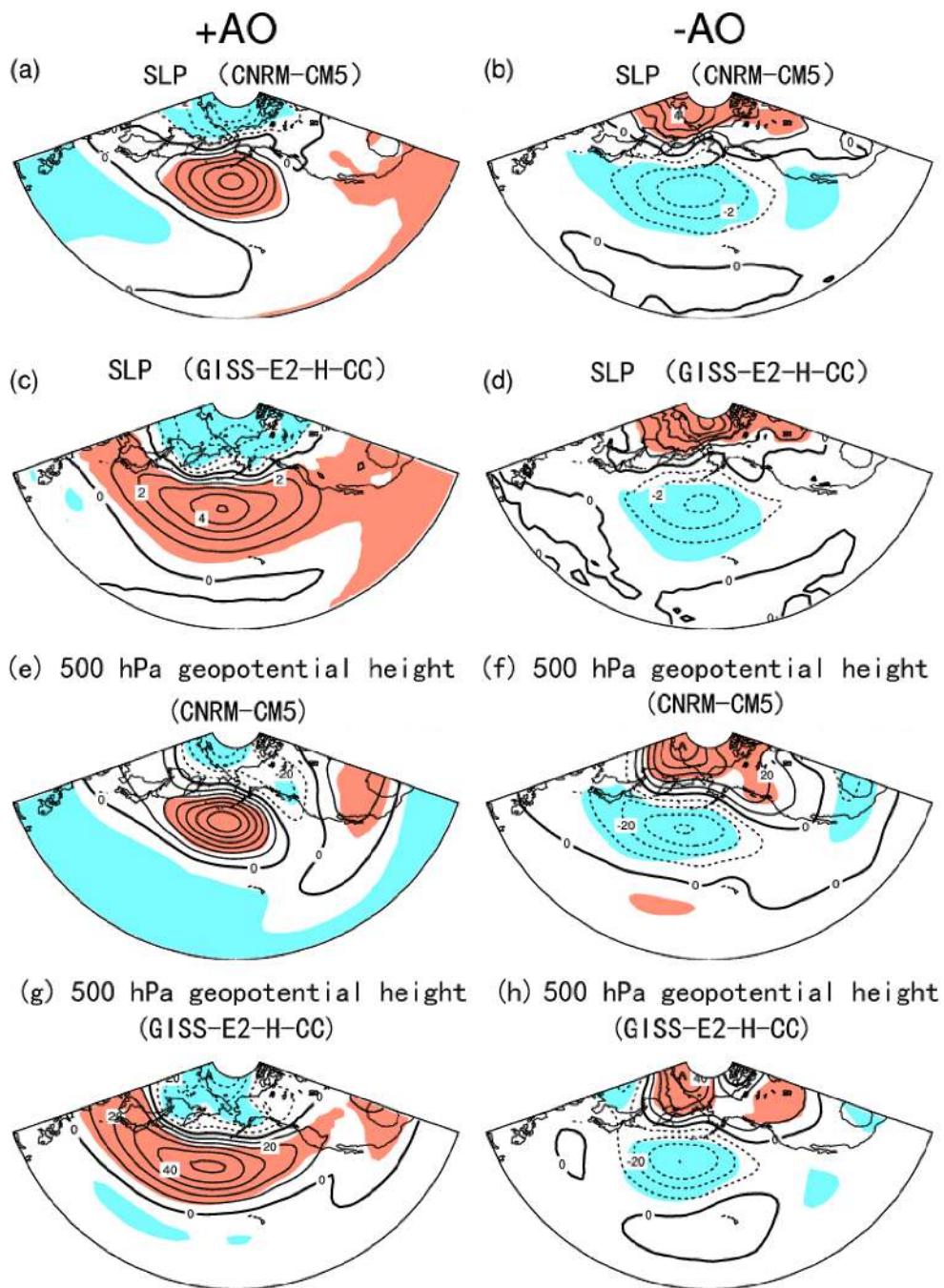


图 12 CNRM-CM5 模式模拟的春季 AO (a、e) 正位相年和 (b、f) 负位相年合成的春季 (a、b) SLP 异常 (阴影, 单位: hPa) 和 (e、f) 500 hPa 位势高度异常 (等值线, 单位: gpm) 分布。(c、d)、(g、h) 同 (a、b)、(e、f), 但为 GISS-E2-H-CC 模式的模拟结果。填色区域表示异常通过 90% 信度水平的显著性检验

Fig. 12 Composites of (a, b) SLP anomalies (shadings, units: hPa) and (e, f) 500-hPa geopotential height anomalies (contours, units: gpm) in the simultaneous spring for (a, e) positive and (b, f) negative spring AO years in the CNRM-CM5 model. (c, d), (g, h) As in (a, b), (e, f), but for the anomalies in the GISS-E2-H-CC model. The shadings indicate anomalies significantly above the 90% confidence level

AO 对 ENSO 的影响具有非对称性 (Chen et al., 2014b), Chen et al. (2017) 检验了 CMIP5 中的 15 个 CMIP5 耦合模式对春季 AO-ENSO 关系的模拟能力。本文在这些研究的基础上, 进一步分析

了 CMIP5 模式对春季 AO-ENSO 关系非对称性的模拟能力。首先, 将 CMIP5 的 30 个耦合模式输出的冬季 SST 异常对春季 AO 指数进行回归, 发现只有两组模式 CNRM-CM5 和 GISS-E2-H-CC 可以

再现观测结果中显示的春季 AO-ENSO 关系。其次, 检验这两个模式能否模拟出春季 AO 对随后冬季 ENSO 影响的非对称性, 结果显示, CNRM-CM5 模式可以抓住春季 AO-ENSO 关系的非对称性, 而 GISS-E2-H-CC 模式的模拟结果却是对称的。

随后本文解释了 CNRM-CM5 模式为什么能模拟出非对称性以及 GISS-E2-H-CC 模式的模拟结果为什么是对称的。研究结果表明, 对于 CNRM-CM5 模式, 在春季 AO 正位相年的春季, 由于从赤道吹向副热带北太平洋的异常南风引起了副热带北太平洋上的气流辐合, 从而出现显著的正异常降水, 而降水异常一般可以代表大气加热异常 (Yu and Zwiers, 2007), 根据 Matsuno-Gill 响应机制 (Gill, 1980), 副热带北太平洋的大气正异常加热会在赤道西太平洋激发出异常西风, 很多研究已经说明, 异常西风是触发 El Niño 事件的一个关键因子, 它可以激发暖的赤道 Kelvin 波, Kelvin 波向东传播, 造成赤道东太平洋温跃层加深, 从而 SST 增加, 结合 Bjerknes 正反馈机制, El Niño 事件得到发生发展。而在春季 AO 负位相年, 副热带北太平洋上并没有显著的大气加热负异常出现, 所以 La Niña 事件无法发生。同样的, 对于 GISS-E2-H-CC 模式, 在春季 AO 正/负位相年, 副热带北太平洋上存在显著的大气加热正/负异常, 从而激发出异常西风/东风, 最终对 El Niño/La Niña 事件产生重要的影响。前人研究表明, 春季 AO 在太平洋部分的强度可能会影响赤道上异常西风/东风的发展, 所以本文也考虑了春季 AO 在太平洋部分的强度造成的影响, 结果发现对于 CNRM-CM5 模式, 春季 AO 正位相年, 中纬度太平洋上 SLP 和 500 hPa 位势高度正异常中心强度远高于春季 AO 负位相年相应的负异常中心强度, 所以对春季 AO-ENSO 关系的非对称性特征具有一定的贡献。而对于 GISS-E2-H-CC 模式, SLP 和 500 hPa 位势高度异常在春季 AO 正位相年的强度同样大于春季 AO 负位相年, 可能是由于中纬度太平洋上的系统位置更加偏南, 抵消了强度上的影响。

## 参考文献 ( References )

- Barnett T P. 1983. Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. Part I: The equatorial zone [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 111(4): 756–773. doi:10.1175/1520-0493(1983)111<0756:IOTMAP>2.0.CO;2
- Barnett T P, Dümenil L, Schlese U, et al. 1989. The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46(5): 661–685. doi:10.1175/1520-0469(1989)046<0661:TEOESC>2.0.CO;2
- Bellenger H, Guilyardi E, Leloup J, et al. 2014. ENSO representation in climate models: From CMIP3 to CMIP5 [J]. *Climate Dyn.*, 42(7–8): 1999–2018. doi:10.1007/s00382-013-1783-z
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 97(3): 163–172. doi:10.1175/1520-0493(1969)097<0163:ATFTEP>2.3.CO;2
- Chen S F, Chen W, Wei K. 2013. Recent trends in winter temperature extremes in eastern China and their relationship with the Arctic Oscillation and ENSO [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30(6): 1712–1724. doi:10.1007/s00376-013-2296-8
- Chen S F, Yu B, Chen W. 2014a. An analysis on the physical process of the influence of AO on ENSO [J]. *Climate Dyn.*, 42(3–4): 973–989. doi:10.1007/s00382-012-1654-z
- Chen S F, Chen W, Yu B. 2014b. Asymmetric influence of boreal spring Arctic Oscillation on subsequent ENSO [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 119(19): 11135–11150. doi:10.1002/2014JD021831
- Chen S F, Yu B, Chen W. 2015. An interdecadal change in the influence of the spring Arctic Oscillation on the subsequent ENSO around the early 1970s [J]. *Climate Dyn.*, 44(3–4): 1109–1126. doi:10.1007/s00382-014-2152-2
- Chen S F, Wu R G, Chen W, et al. 2016. Genesis of westerly wind bursts over the equatorial western Pacific during the onset of the strong 2015–2016 El Niño [J]. *Atmos. Sci. Lett.*, 17(7): 384–391. doi:10.1002/asl.669
- Chen S F, Chen W, Yu B. 2017. The influence of boreal spring Arctic Oscillation on the subsequent winter ENSO in CMIP5 models [J]. *Climate Dyn.*, 48(9–10): 2949–2965. doi:10.1007/s00382-016-3243-z
- 陈文. 2002. El Niño 和 La Niña 事件对东亚冬、夏季风循环的影响 [J]. *大气科学*, 26(5): 595–610. Chen Wen. 2002. Impacts of El Niño and La Niña on the cycle of the East Asian winter and summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 26(5): 595–610. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.05.02
- 陈文, 康丽华. 2006. 北极涛动与东亚冬季气候在年际尺度上的联系: 准定常行星波的作用 [J]. *大气科学*, 30(5): 863–870. Chen Wen, Kang Lihua. 2006. Linkage between the Arctic Oscillation and winter climate over East Asia on the interannual timescale: Roles of quasi-stationary planetary waves [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30(5): 863–870. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.05.15
- Chen W, Graf H F, Huang R H. 2000. The interannual variability of East Asian winter monsoon and its relation to the summer monsoon [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 17(1): 48–60. doi:10.1007/s00376-000-0042-5
- 陈文, 丁硕毅, 冯娟, 等. 2018. 不同类型 ENSO 对东亚季风的影响和机理研究进展 [J]. *大气科学*, 42(3): 640–655. Chen Wen, Ding Shuoyi, Feng Juan, et al. 2018. Progress in the study of impacts of different types of ENSO on the East Asian monsoon and their mechanisms [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 42(3): 640–655. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2018.03.01

- [Chinese](#)), 42(3): 640–655. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1801.17248
- Choi K S, Wu C C, Byun H R. 2012. Possible connection between summer tropical cyclone frequency and spring Arctic Oscillation over East Asia [J]. *Climate Dyn.*, 38(11–12): 2613–2629. doi:10.1007/s00382-011-1088-z
- Deser C, Phillips A S, Tomas R A, et al. 2012. ENSO and Pacific decadal variability in the community climate system model version 4 [J]. *J. Climate*, 25(8): 2622–2651. doi:10.1175/JCLI-D-11-00301.1
- Duchon C E. 1979. Lanczos filtering in one and two dimensions [J]. *J. Appl. Meteor.*, 18(8): 1016–1022. doi:10.1175/1520-0450(1979)018<1016:LFIOAT>2.0.CO;2
- 符淙斌, 滕星林. 1988. 我国夏季的气候异常与埃尔尼诺/南方涛动现象的关系 [J]. [大气科学](#), 12(S1): 133–141. Fu Congbin, Teng Xinglin. 1988. Climate anomalies in China associated with El Niño/Southern Oscillation [J]. [Chinese Journal of Atmospheric Sciences \(Scientia Atmosferica Sinica\) \(in Chinese\)](#), 12(S1): 133–141. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1988.t1.11
- Gao H, Washington R. 2010. Arctic Oscillation and the interannual variability of dust emissions from the Tarim Basin: A TOMS AI based study [J]. *Climate Dyn.*, 35(2–3): 511–522. doi:10.1007/s00382-009-0687-4
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106(449): 447–462. doi:10.1002/qj.49710644905
- Gong D Y, Ho C H. 2003. Arctic Oscillation signals in the East Asian summer monsoon [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 108(D2): 4066. doi:10.1029/2002JD002193
- Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. 2001. East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28(10): 2073–2076. doi:10.1029/2000GL012311
- Gong D Y, Mao R, Fan Y D. 2006. East Asian dust storm and weather disturbance: Possible links to the Arctic Oscillation [J]. *Int. J. Climatol.*, 26(10): 1379–1396. doi:10.1002/joc.1324
- Gong D Y, Yang J, Kim S J, et al. 2011. Spring Arctic Oscillation-East Asian summer monsoon connection through circulation changes over the western North Pacific [J]. *Climate Dyn.*, 37(11–12): 2199–2216. doi:10.1007/s00382-011-1041-1
- Gong H N, Wang L, Chen W, et al. 2014. The climatology and interannual variability of the East Asian winter monsoon in CMIP5 models [J]. *J. Climate*, 27(4): 1659–1678. doi:10.1175/JCLI-D-13-0039.1
- He S P, Wang H J. 2016. Linkage between the East Asian January temperature extremes and the preceding Arctic Oscillation [J]. *Int. J. Climatol.*, 36(2): 1026–1032. doi:10.1002/joc.4399
- 胡淼, 龚道溢, 毛睿. 2013. 2~4月北极涛动对中西太平洋 ITCZ 活动的可能影响 [J]. [热带气象学报](#), 29(1): 55–65. Hu Miao, Gong Daoyi, Mao Rui. 2013. Possible influence of February–April Arctic Oscillation on the ITCZ activity of western-central Pacific [J]. [Journal of Tropical Meteorology](#), 29(1): 55–65. doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2013.01.007
- Huang R H, Wu Y F. 1989. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 6(1): 21–32. doi:10.1007/BF02656915
- Huang R G, Zhang R H, Yan B L. 2001. Dynamical effect of the zonal wind anomalies over the tropical western Pacific on ENSO cycles [J]. *Sci. China Ser. D: Earth Sci.*, 44(12): 1089–1098. doi:10.1007/BF02906865
- Huang R H, Chen W, Yan B L, et al. 2004. Recent advances in studies of the interaction between the East Asian winter and summer monsoons and ENSO cycle [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21(3): 407–424. doi:10.1007/BF02915568
- Jeong J H, Ho C H. 2005. Changes in occurrence of cold surges over East Asia in association with Arctic Oscillation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32(14): L14704. doi:10.1029/2005GL023024
- Jia X J, Ge J W, Wang S. 2016. Diverse impacts of ENSO on wintertime rainfall over the Maritime Continent [J]. *Int. J. Climatol.*, 36(9): 3384–3397. doi:10.1002/joc.4562
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77(3): 437–472. doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2
- L'Heureux M L, Higgins R W. 2008. Boreal winter links between the Madden-Julian Oscillation and the Arctic Oscillation [J]. *J. Climate*, 21(12): 3040–3050. doi:10.1175/2007JCLI1955.1
- Lee Y G, Kim J, Ho C H, et al. 2015. The effects of ENSO under negative AO phase on spring dust activity over northern China: An observational investigation [J]. *Int. J. Climatol.*, 35(6): 935–947. doi:10.1002/joc.4028
- Lengaigne M, Guilyardi E, Boulanger J P, et al. 2004. Triggering of El Niño by westerly wind events in a coupled general circulation model [J]. *Climate Dyn.*, 23(6): 601–620. doi:10.1007/s00382-004-0457-2
- Li C Y. 1990. Interaction between anomalous winter monsoon in East Asia and El Niño events [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 7(1): 36–46. doi:10.1007/BF02919166
- Limasuvan V, Hartmann D L. 1999. Eddies and the annular modes of climate variability [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26(20): 3133–3136. doi:10.1029/1999GL010478
- Limasuvan V, Hartmann D L. 2000. Wave-maintained annular modes of climate variability [J]. *J. Climate*, 13(24): 4414–4429. doi:10.1175/1520-0442(2000)013<4414:WMAMOC>2.0.CO;2
- 刘永强, 丁一汇. 1995. ENSO 事件对我国季节降水和温度的影响 [J]. [大气科学](#), 19(2): 200–208. Liu Yongqiang, Ding Yihui. 1995. Reappraisal of the influence of ENSO events on seasonal precipitation and temperature in China [J]. [Chinese Journal of Atmospheric Sciences \(Scientia Atmosferica Sinica\) \(in Chinese\)](#), 19(2): 200–208. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1995.02.09
- Liu X H, Ding R Q. 2007. The relationship between the spring Asian atmospheric circulation and the previous winter Northern Hemisphere annular mode [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 88(1–2): 71–81. doi:10.1007/s00704-006-0231-y
- Liu J P, Curry J A, Martinson D G. 2004. Interpretation of recent Antarctic sea ice variability [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31(2): L02205. doi:10.1029/2003GL018732
- Lorenz D J, Hartmann D L. 2001. Eddy-zonal flow feedback in the Southern Hemisphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58(21): 3312–3327.

- doi:10.1175/1520-0469(2001)058<3312:EZFFIT>2.0.CO;2
- Lorenz D J, Hartmann D L. 2003. Eddy-zonal flow feedback in the Northern Hemisphere winter [J]. *J. Climate*, 16(8): 1212–1227. doi:10.1175/1520-0442(2003)16<1212:EFFITN>2.0.CO;2
- Mao R, Gong D Y, Bao J D, et al. 2011a. Possible influence of Arctic Oscillation on dust storm frequency in North China [J]. *Journal of Geographical Sciences*, 21(2): 207–218. doi:10.1007/s11442-011-0839-4
- Mao R, Ho C H, Shao Y P, et al. 2011b. Influence of Arctic Oscillation on dust activity over Northeast Asia [J]. *Atmos. Environ.*, 45(2): 326–337. doi:10.1016/j.atmosenv.2010.10.020
- 穆明权, 李崇银. 1999. 东亚冬季风年际变化的ENSO信息. I: 观测资料分析 [J]. *大气科学*, 23(3): 276–285. Mu Mingquan, Li Chongyin. 1999. ENSO signals in the interannual variability of East Asian winter monsoon. Part I: Observed data analyses [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 23(3): 276–285. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1999.03.03
- Nakamura T, Tachibana Y, Honda M, et al. 2006. Influence of the Northern Hemisphere annular mode on ENSO by modulating westerly wind bursts [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33(7): L07709. doi:10.1029/2005GL025432
- Nakamura T, Tachibana Y, Shimoda H. 2007. Importance of cold and dry surges in substantiating the NAM and ENSO relationship [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34(22): L22703. doi:10.1029/2007GL031220
- Ogi M, Yamazaki K, Tachibana Y. 2005. The summer northern annular mode and abnormal summer weather in 2003 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32(4): L04706. doi:10.1029/2004GL021528
- Park T W, Ho C H, Yang S. 2011. Relationship between the Arctic Oscillation and cold surges over East Asia [J]. *J. Climate*, 24(1): 68–83. doi:10.1175/2010JCLI3529.1
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93(4): 485–498. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 25(9): 1297–1300. doi:10.1029/98GL00950
- Thompson D W J, Wallace J M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability [J]. *J. Climate*, 13(5): 1000–1016. doi:10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2
- Wang B. 1995. Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades [J]. *J. Climate*, 8(2): 267–285. doi:10.1175/1520-0442(1995)008<0267:ICENIO>2.0.CO;2
- Wang B, Wu R G, Fu X H. 2000. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? [J]. *J. Climate*, 13(9): 1517–1536. doi:10.1175/1520-0442(2000)013<1517:PEATHD>2.0.CO;2
- Wang D X, Wang C Z, Yang X Y, et al. 2005. Winter Northern Hemisphere surface air temperature variability associated with the Arctic Oscillation and North Atlantic Oscillation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32(16): L16706. doi:10.1029/2005GL022952
- Wu B Y, Wang J. 2002. Winter Arctic Oscillation, Siberian high and East Asian winter monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29(19): 1897. doi:10.1029/2002GL015373
- Wu B Y, Zhang R H, D'Arrigo R. 2006. Distinct modes of the East Asian winter monsoon [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134(8): 2165–2179. doi:10.1175/MWR3150.1
- 徐需强, 冯娟, 陈文. 2016. ENSO 冷暖位相影响东亚冬季风与东亚夏季风联系的非对称性 [J]. *大气科学*, 40(4): 831–840. Xu Peiqiang, Feng Juan, Chen Wen. 2016. Asymmetric role of ENSO in the link between the East Asian winter monsoon and the following summer monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 40(4): 831–840. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1509.15192
- 杨小怡, 郭品文, 胡跃文. 2005. 北极涛动的纬向对称结构 [J]. *高原气象*, 24(3): 404–409. Yang Xiaoyi, Guo Pinwen, Hu Yuewen. 2005. Zonal symmetry structure of Arctic Oscillation [J]. *Plateau Meteorology*, 24(3): 404–409. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2005.03.017
- Yu B, Zwiers F W. 2007. The impact of combined ENSO and PDO on the PNA climate: A 1,000-year climate modeling study [J]. *Climate Dyn.*, 29(7-8): 837–851. doi:10.1007/s00382-007-0267-4
- Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. 1996. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 74(1): 49–62. doi:10.2151/jmsj1965.74.1\_49
- Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. 1999. A diagnostic study of the impact of El Niño on the precipitation in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 16(2): 229–241. doi:10.1007/BF02973084
- 张永瑞, 李丽平, 靳泽辉, 等. 2017. CMIP5 模式对冬季北极涛动的模拟和预估 [J]. *气候与环境研究*, 22(5): 633–642. Zhang Yongrui, Li Liping, Jin Zehui, et al. 2017. Simulation and projection of the Arctic Oscillation in winter based on CMIP5 models [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 22(5): 633–642. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17019
- Zhou S T, Miller A J. 2005. The interaction of the Madden-Julian Oscillation and the Arctic Oscillation [J]. *J. Climate*, 18(1): 143–159. doi:10.1175/JCLI3251.1
- 朱献, 董文杰, 郭彦. 2013. CMIP3 及 CMIP5 模式对冬季和春季北极涛动变率模拟的比较 [J]. *气候变化研究进展*, 9(3): 165–172. Zhu Xian, Dong Wenjie, Guo Yan. 2013. Comparison of simulated winter and spring Arctic Oscillation variability by CMIP5 and CMIP3 coupled models [J]. *Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis*, 9(3): 165–172. doi:10.3969/j.issn.1673-1719.2013.03.002
- Zuo J Q, Li W J, Ren H L. 2013. Representation of the Arctic Oscillation in the CMIP5 models [J]. *Advances in Climate Change Research*, 4(4): 242–249. doi:10.3724/SP.J.1248.2013.242