

赵雨晴, 凌健. 2020. 海气耦合对 MJO 数值模拟的影响 [J]. 气候与环境研究, 25(4): 353–365. ZHAO Yuqing, LING Jian. 2020. Impact of Air–Sea Coupling on MJO Simulation [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 25 (4): 353–365. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.19052

海气耦合对 MJO 数值模拟的影响

赵雨晴^{1,2} 凌健^{1,2}

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

2 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 采用一种基于降水异常追踪 MJO (Madden–Julian Oscillation) 东传的 MJO 识别方法 (MJO Tracking) 评估了参与 MJOTF/GASS (MJO Task Force/Global Energy and Water Cycle Experiment Atmospheric System Study) 全球模式比较计划的全海气耦合模式 (CNRM-CM)、半海气耦合模式 (CNRM-ACM) 和大气模式 (CNRM-AM) 1991–2010 年模拟 MJO 的能力, 探究了海气耦合过程对模式模拟 MJO 能力的影响机理。CNRM-CM 模式模拟的 MJO 结构更加接近观测, 该模式不仅具有最高的 MJO 生成频率, 也能够模拟较强的 MJO 强度以及较远的传播距离。海气耦合过程会造成 CNRM-CM 和 CNRM-ACM 模式中印度洋—太平洋暖池区域海温气候态的冷偏差。但是这种海温气候态的偏差基本没有改变模式模拟 MJO 的能力。CNRM-CM 中 MJO 对流中心东 (西) 侧存在较强的季节内尺度海温暖 (冷) 异常, 纬向梯度明显, 而 CNRM-ACM 和 CNRM-AM 中不存在这样的海温东西不对称结构。结果表明在 CNRM 模式中海气耦合过程调控模式海温季节内尺度变率对模式 MJO 模拟能力的影响比调控模式海温气候态更加重要。

关键词 热带大气季节内振荡 模式模拟 海气耦合 海表面温度

文章编号 1006-9585(2020)04-0353-13

中图分类号 P444

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2019.19052

Impact of Air–Sea Coupling on MJO Simulation

ZHAO Yuqing^{1,2} and LING Jian^{1,2}

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Science, Beijing 100049

Abstract The MJO (Madden–Julian Oscillation) simulation ability of the numerical experiments from CNRM GCMs (General Circulation Models) participated in the MJOTF/GASS (MJO Task Force/Global Energy and Water Cycle Experiment Atmospheric System Study) project was evaluated by tracking the eastward propagating positive equatorial precipitation anomalies. The GCMs included a fully coupled simulation (CNRM-CM), a half-coupled simulation (CNRM-ACM), and an uncoupled simulation (CNRM-AM) based on 1991–2010 data. The possible impacts of air–sea coupling on the MJO simulation were investigated. The CNRM-CM showed the highest ability in simulating the MJO characteristics, in terms of the occurrence frequency, amplitude, and propagation range. The climatological sea

收稿日期 2019-05-09; **网络预出版日期** 2019-05-24

作者简介 赵雨晴, 女, 1994 年出生, 硕士研究生, 主要从事热带大气季节内振荡研究。E-mail: zhaoyuqing199433@163.com

通讯作者 凌健, E-mail: lingjian@lasg.iap.ac.cn

资助项目 中国科学院前沿科学重点研究项目 QYZDB-SSW-DQC017, 国家重点基础研究发展计划项目 2015CB453200, 国家自然科学基金项目 41575062、41520104008

Funded by Key Research Program of Frontier Sciences of Chinese Academy of Science (Grant QYZDB-SSW-DQC017), National Basic Research Program of China (Grant 2015CB453200), National Nature Science Foundation of China (Grants 41575062 and 41520104008)

surface temperature (SST) of the CNRM-CM and CNRM-ACM showed a distinct cold bias over the Indo-Pacific warm pool region, compared with that of the CNRM-AM. The cold bias did not strongly impact the MJO simulation ability compared with the impacts on the MJO simulation abilities of the CNRM-ACM and CNRM-AM. The zonal gradient of the intraseasonal SST was significant in the CNRM-CM, with a strong positive intraseasonal SST anomaly to the east of the MJO convection center and a negative intraseasonal SST anomaly to the west of the MJO convection center when the MJO was over the Indian Ocean. In contrast, such a gradient was lost in the CNRM-ACM and CNRM-AM. The results indicate that the impact of the air-sea coupling on the MJO simulations by the CNRM GCMs was mainly through the influences on the intraseasonal SST variability.

Keywords Madden-Julian Oscillation, Numerical simulations, Air-sea coupling, Sea surface temperature

1 引言

热带大气季节内振荡 (Madden-Julian Oscillation, 简称 MJO) 自从被发现以来 (Madden and Julian, 1971, 1972) 一直受到科研工作者的广泛关注。MJO 是热带大气最主要的季节内信号, 它的行星尺度为纬向 1~3 波 (Madden and Julian, 1972; Weickmann, 1983; Murakami and Nakazawa, 1985; Lau and Chan, 1986), 生命周期约为 30~90 d (Zhang, 2005)。一般来说, MJO 大尺度对流和环流的耦合系统生成于印度洋, 然后以 5 m/s 左右的速度缓慢东传 (Wheeler and Kiladis, 1999), 在日界线附近消亡。MJO 对全球天气和气候系统都有重要影响。MJO 对海洋性大陆、亚洲季风区 (Lau and Chan, 1986)、澳大利亚 (Hendon and Liebmann, 1990) 等地的降水有显著影响, 此外 MJO 对我国东部地区冬、夏季降水也有重要影响 (李崇银, 2004; 丁一汇和梁萍, 2010; Jia et al., 2011; 冯俊阳和肖子牛, 2012, 2013; 林朝晖等, 2017)。因此, MJO 预报准确率的提高可以提高全球大部分地区延伸期预报的准确性 (Zhang, 2005, 2013), 也对提高 ENSO 和印度洋偶极子的年际预测有重要帮助 (DeMott et al., 2015)。

近年来, MJO 数值模拟方面的研究虽然已经取得了很多重要成果, 但大多数模式仍然无法模拟出观测的 MJO 特征 (Lin et al., 2006; Hung et al., 2013; Jiang et al., 2015; Ahn et al., 2017)。Lin et al. (2006) 评估了参与 CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project phase 3) 的 14 个耦合模式模拟 MJO 的能力, 指出只有两个模式能够模拟出类似观测的 MJO 变率。Hung et al. (2013) 指出相比参与 CMIP3 的模式, 参与 CMIP5 的模式模拟 MJO 的能力整体偏好, 但对 MJO 的模拟仍然存在

很多问题, 甚至只有一个模式能够模拟出接近观测的 MJO 东传特征。Jiang et al. (2015) 指出参与 MJOTF/GASS (MJO Task Force/Global Energy and Water Cycle Experiment Atmospheric System Study) 全球模式比较计划 (Petch et al., 2011) 的 27 个模式中仅有约四分之一的模式能够再现观测的 MJO 变率和东传特征。Ahn et al. (2017) 也认为参与 CMIP5 的众多模式模拟出的 MJO 强度偏弱。

积云参数化 (Slingo et al., 1996; Maloney and Hartman, 2001; Lin et al., 2008; Zhang and Song, 2009; Kim et al., 2012; 林朝晖等, 2017)、模式分辨率 (Peatman et al., 2015)、背景态以及海气耦合 (杨辉和李崇银, 2005; Zhang, 2005; Kim et al., 2011; Demott et al., 2015) 都对模式模拟 MJO 的能力有重要影响。背景态水汽、环流和海温的强度和空间分布可以影响模式模拟 MJO 的能力 (Hendon and Salby, 1994; Jones and Weare, 1996; Maloney and Hartmann, 1998; Kiladis et al., 2005; Zhang, 2005)。有研究认为如果模式中低层西风较强, 那么模拟 MJO 的能力则较强 (Kemball-Cook et al., 2002; Inness et al., 2003)。Gonzalez and Jiang (2017) 指出模式模拟 MJO 的能力与模拟北半球冬季海洋性大陆地区对流层低层水汽分布的能力相关性很好。海洋性大陆区域对流层低层偏干 (Kim, 2017; Kim and Seo, 2018) 以及中东太平洋海表温度偏冷 (Sperber, 2004; Bernie et al., 2008; Liu et al., 2016) 都不利于模式中 MJO 的传播, 从而会减弱模拟 MJO 的能力。

海气耦合过程对模式模拟 MJO 能力的影响目前还没有确切结论。一些研究认为海气耦合能够提高模式模拟 MJO 的能力。因为通过海气耦合可以增暖 MJO 对流中心东侧的海表温度, 增强海表热通量和低层的水汽辐合, 从而有利于模式中 MJO

的传播 (Lindzen and Nigam, 1987; Hsu and Li, 2012; Hirata et al., 2013)。Flatau et al. (1997) 提出海—气季节内对流相互作用 ASCII (Air-Sea Convective Intraseasonal Interaction) 概念模型, 并将此模型中包含的反馈机制作用于简单模式, 发现对流中心西侧海温降低, 东侧海温升高引起的局地纬向海温梯度能够增强模式中季节内对流信号的强度。Inness and Slingo (2003) 对比了第三代 Hadley 中心海气耦合模式和单独大气模式模拟 MJO 的能力, 指出耦合模式模拟 MJO 的能力明显强于大气模式。Marshall et al. (2008) 将大气模式与混合层海洋模式进行耦合发现海气耦合过程可以强化海表温度和降水的响应关系, 促进 MJO 对流中心东侧的水汽辐合, 从而提高模式模拟 MJO 的能力。Bernie et al. (2008) 将高分辨率海洋模式与大气模式在 3 h 以及 24 h 的时间步长上进行耦合, 指出耦合步长为 3 h 的模拟能够增暖热带地区海温并减弱模式中赤道海温的冷偏差, 从而改善模式模拟 MJO 的能力。

一些研究则认为海气耦合过程会降低模式模拟 MJO 的能力。因为海气耦合会造成模式背景场的误差, 从而减弱模式模拟 MJO 的能力 (Liess et al., 2004; Sperber, 2004; Zhang et al., 2006; Kim et al., 2011; Klingaman and Woolnough, 2014; Marshall et al., 2017)。Liess et al. (2004) 将大气模式 ECHAM4 与海洋模式 OPYC3 进行耦合, 发现耦合模式中 MJO 的传播速度比大气模式中快, 会增加 ECHAM4 模拟 MJO 的误差。Sperber (2004) 认为 CCSM2 中由海气耦合造成的赤道太平洋海温的冷偏差会限制模式中 MJO 的传播。海气耦合过程还会造成模式中赤道地区背景场纬向风的偏差, 进而造成错误的海表面温度—海表通量位相关关系, 最终导致模式模拟 MJO 能力的减弱 (Watterson and Syktus, 2007; Wang and Seo, 2009)。

以上研究指出海气耦合过程主要是通过影响模式中海温气候态以及海温的季节内变率来影响模式模拟 MJO 的能力。但是海气耦合过程所引起的海温气候态以及海温季节内变率的改变对 MJO 模拟能力影响的相对重要性却没有定论。因此, 海气耦合过程如何影响模式模拟 MJO 的能力还需要进一步深入分析。在本研究中, 我们将采用一种基于追踪 MJO 东传降水异常的个例识别方法 (MJO Tracking) (Ling et al., 2014, 2017; Zhang and Ling,

2017) 对 CNRM 不同版本模式结果中的 MJO 个例进行识别, 系统评估 CNRM 不同版本模式模拟 MJO 的能力, 探究海气耦合过程对模式模拟 MJO 能力影响的机理。本文第 2 节将介绍模式和所用方法, 第 3 节将评估模式模拟 MJO 的能力, 第 4 节将探讨影响模式模拟 MJO 的可能因素, 最后一节将给出本文的总结和讨论。

2 模式、资料和诊断方法

本文采用的模式数据来自 MJOTF/GASS 全球模式比较计划 (Petch et al., 2011) 中不同版本 CNRM 模式提供的 20 年积分 (1991~2010 年) 的数值试验结果。该数据时间分辨率为 6 h, 水平分辨率为 2.5° (纬度) $\times 2.5^\circ$ (经度), 大气模式垂直方向为 22 层。这些模式包含全海气耦合模式 (CNRM-CM)、以耦合模式输出的月平均海温和海冰场作为外强迫的大气模式 (本文称为半海气耦合模式, CNRM-ACM) 和使用观测周平均海温和海冰强迫的大气模式 (CNRM-AM), 这 3 个模式具有相同的大气模式分量。

CNRM-CM 的大气模式分量为 ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle) - Climat (v5.2) (Déqué et al., 1994), 它的水平分辨率为 1.4° (纬度) $\times 1.4^\circ$ (经度), 垂直方向为 31 层。海洋模式分量为 NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) (v3.2) (Madec, 2008), 它的水平分辨率为 1° (纬度) $\times 1^\circ$ (经度), 垂直方向为 42 层。它们通过 OASIS 进行耦合, 以避免能量损失和虚假漂移 (Valcke, 2006)。

模式数据首先去除年循环 (忽略闰年的 2 月 29 日) 得到异常场, 通过二维傅里叶变换 (two-dimensional fast Fourier transform) 滤出季节内尺度信号 (纬向 1~10 波、时间 20~100 d)。由于模式中西传信号较强 (Zhang et al., 2006; Jiang et al., 2015), 为了避免人为增强模式中 MJO 东传信号的可能, 在滤波时同时保留东传和西传信号 (Ling et al., 2017)。基于模式中热带平均的降水异常时间序列 ($10^\circ\text{S} \sim 10^\circ\text{N}$), 采用 MJO 追踪 (MJO Tracking) 方法对模式中 MJO 个例进行识别。MJO 追踪方法具有独特的优点, 它能够依据特定条件识别出 MJO 个例, 同时得到该个例的起始经度、结束经度、传播速度等基本属性 (Ling et al.,

2017)。MJO 追踪方法的详细介绍请参考 Zhang and Ling (2017)。本文中我们选取 MJO 信号较强的北半球冬季 (10 月到次年 3 月) 印度洋地区生成或传播经过印度洋地区的 MJO 个例来进行研究。

3 模式对 MJO 模拟能力的评估

表 1 给出了 CNRM 不同版本模式 20 年模拟中冬季识别出来的 MJO 个例的个数、平均强度以及传播距离。CNRM-CM 模式中共识别出 27 个 MJO 个例, 明显多于其它两个模式。CNRM-ACM 和 CNRM-AM 模式中 MJO 的个数分别为 5 个和 8 个。本研究中 MJO 的传播距离为 MJO 结束经度和开始经度的差值, MJO 的强度则是在时间—经度传播图中沿着传播轨迹平均的 MJO 降水异常 (见 Zhang and Ling, 2017)。CNRM-CM 中 MJO 平均强度可达到 3.69 mm d^{-1} , 平均传播距离约为 128 个经度, 均明显高于另外两个模式。

在印度洋, 不同版本 CNRM 模式都可以模拟出明显东传的 MJO 降水异常。将模式中 MJO 经过 90°E 作为第 0 天进行合成的结果显示, CNRM-CM 模式中的 MJO 在经过海洋性大陆区域时, 强度并没有像观测中一样减弱, 甚至还有微弱增强, 在通过海洋性大陆后继续东传至东太平洋附近消亡 (图 1a 填色)。CNRM-ACM 模式中的 MJO 在经过海洋性大陆区域时强度也存在增强现象, 但之后迅速减弱并且在中太平洋附近消亡 (图 1c 填色)。CNRM-AM 模式中 MJO 在经过海洋性大陆时强度明显减弱, 进入西太平洋后强度得到一定程度恢复,

最终在中太平洋附近消亡 (图 1d 填色)。这 3 个模式中 MJO 降水异常场的超前滞后回归结果也清楚表明 CNRM-CM (图 1a 等值线) 和 CNRM-ACM (图 1c 等值线) 都可以模拟出 MJO 的东传特征, 但 CNRM-CM 中 MJO 传播更加连续, 传播距离更远。这 3 个模式 5 天滑动平均的大尺度降水异常场的合成结果也都清楚显示出缓慢东传的特征 (图 1e、1g、1h 填色), 验证了模式可以模拟出表征 MJO 的缓慢东传的大尺度降水异常。回归和合成结果再次说明这 3 个模式都可以模拟出缓慢东传的 MJO 降水异常, 其主要差别是模式中 MJO 个例生成频率不同 (Ling et al., 2017)。在西太平洋区域的合成结果 (MJO 个例经过 150°E 作为第 0 天) 显示只有 CNRM-CM 模式中 MJO 还能够保持一定的强度并继续东传, 此外超前滞后回归结果也表明只有 CNRM-CM 存在明显东传信号 (图略)。太平洋地区和印度洋地区模式中 MJO 的合成和回归结果存在很好的一致性, 因为只有 CNRM-CM 中 MJO 的强度最强, 传播距离最远, 在到达太平洋区域时还可以继续东传。

CNRM-CM 模式中 MJO 的强度明显比另外两个模式强, 其最大强度可达到 5 mm d^{-1} , 约是 CNRM-ACM 和 CNRM-AM 模式中 MJO 强度的两倍。一般来说模式模拟的 MJO 强度和传播距离之间存在一定的联系 (Zhang and Ling, 2017)。为了避免由强度过强的 MJO 个例在合成分析中引起的偏差, 我们将 CNRM-CM 模式中 MJO 强度大于 CNRM-ACM 和 CNRM-AM 模式中 MJO 强度最大值的 MJO 个例加以剔除。这样 CNRM-CM 模式中只剩下 13 个 MJO 个例, 这些 MJO 的平均强度以及传播距离稍微小于使用 27 个 MJO 个例合成的结果, 但是还是明显大于 CNRM-ACM 和 CNRM-AM 模式的结果。此外, CNRM-CM 模式中 13 个强度较弱的 MJO 个例合成的传播特征 (图 1b) 也和之前全部个例合成结果 (图 1a) 大体保持一致。所以下面关于 CNRM-CM 的结果都是由这 13 个强度较弱的 MJO 个例合成的。

相关研究表明模式中对流层低层水汽 (Hsu and Li, 2012; Gonzalez and Jiang, 2017)、大气非绝热加热 (Li et al., 2009)、低层水汽通量辐合 (Wang et al., 2016; Yang and Wang, 2019) 的强度和空间分布对 MJO 东传都有重要影响。Ling and Zhang (2011) 指出观测中 MJO 的非绝热加热场的

表 1 CNRM 系列模式识别出的 1991~2010 年冬季 MJO 基本特征

Table 1 Characteristics of simulated MJO in CNRM GCMs (General Circulation Models) in winter from 1991 to 2001

模式	模式识别出的 MJO 个例		
	个数	平均强度/ mm d^{-1}	平均传播距离/经度
CNRM-CM	27	3.69	128
CNRM-CM(weak)*	13	3.14	110
CNRM-ACM	5	3.18	91
CNRM-AM	8	2.83	86

* CNRM-CM(weak)表示CNRM-CM模式中强度小于其它两个模式中MJO强度最大值的分类。

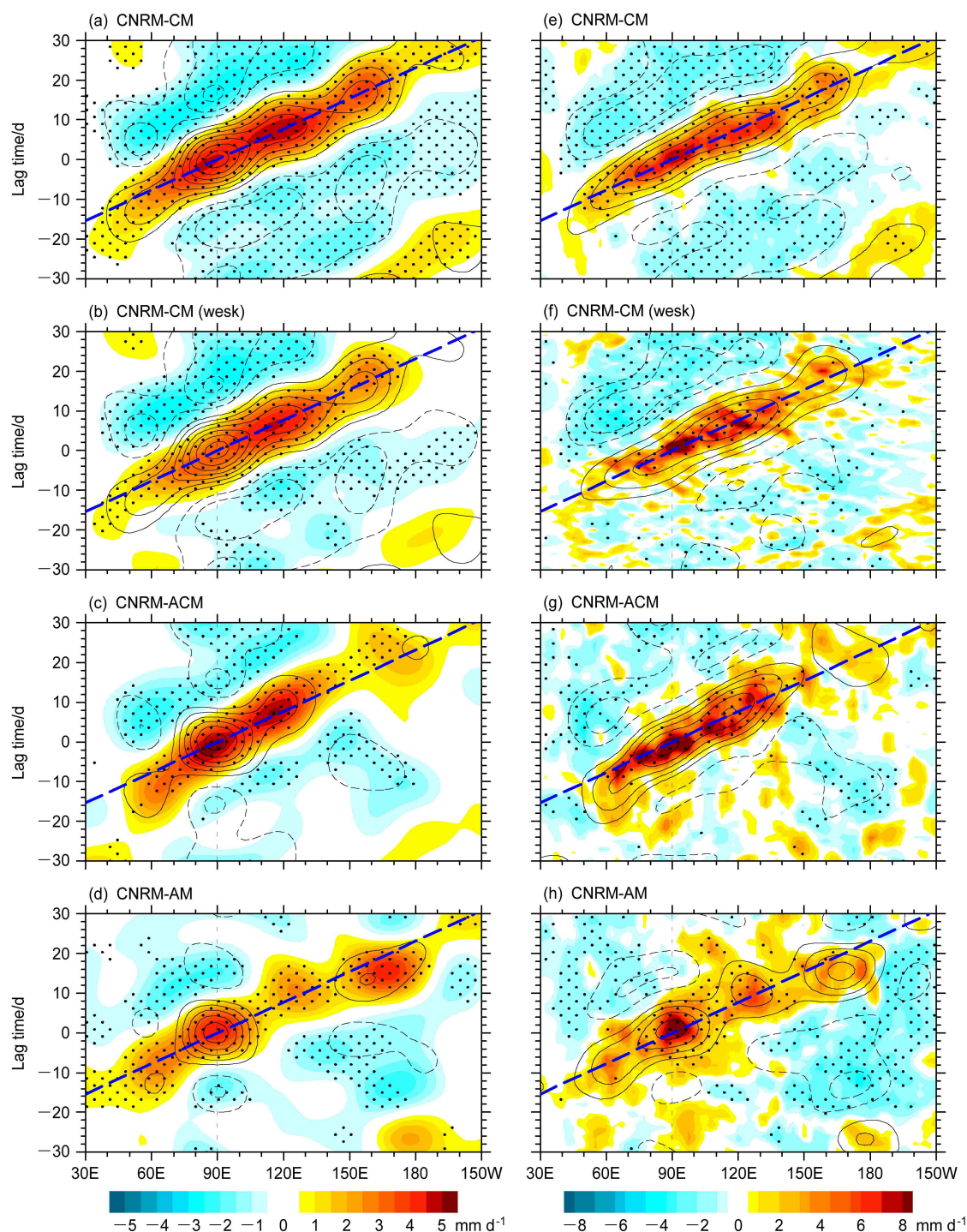


图1 CNRM 系列模式中 1991~2010 年冬季 $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 平均的 (a、b、c、d) MJO 降水异常 (单位: mm d^{-1}) 回归 (等值线, 间隔: 0.3 mm d^{-1}) 和合成 (填色) 的时间—经度分布, (e、f、g、h) 5 天滑动平均降水异常 (填色) 和 MJO 降水异常 (等值线, 间隔: 1 mm d^{-1}) 的时间—经度合成: (a、e) CNRM-CM; (b、f) CNRM-CM(weak); (c、g) CNRM-ACM; (d、h) CNRM-AM。第 0 天为 MJO 经过 90°E , 虚线表示负值, 省略零线。粗虚线表示 5 m s^{-1} 的传播速度。黑点表示通过置信度为 95% 的显著性检验

Fig. 1 Time–longitude diagrams of (a, b, c, d) regressions (contours, intervals: 0.3 mm d^{-1}) and composites (colors, units: mm d^{-1}) of tropical averaged intraseasonal precipitation anomalies and (e, f, g, h) composites of 5-day running mean (colors, units: mm d^{-1}) and intraseasonal (contours, intervals: 1 mm d^{-1}) precipitation anomalies of tracked MJOs in CNRM GCMs from 1991 to 2001: (a, e) CNRM-CM; (b, f) CNRM-CM(weak); (c, g) CNRM-ACM; (d, h) CNRM-AM. All averaged over $10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$. Day 0 is when an MJO track crosses 90°E . The dashed contours are for negative values, and the zero contours are omitted. The bold dashed straight lines mark the 5 m s^{-1} eastward propagation speed. The results significant at the 95% confidence level are marked by black dots

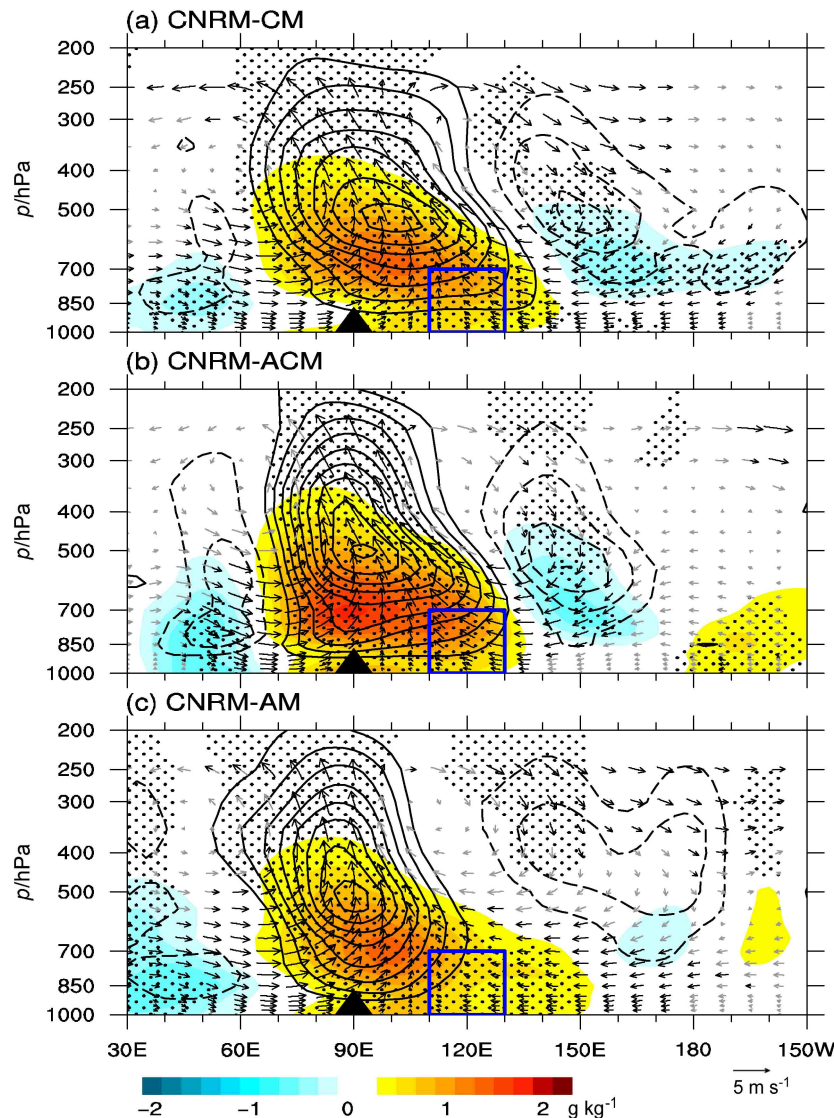


图2 MJO传播经过90°E时(a) CNRM-CM、(b) CNRM-ACM和(c) CNRM-AM合成的MJO比湿场异常(填色, 单位: g kg^{-1})、非绝热加热场异常(等值线, 间隔: 0.3 K d^{-1})以及纬向(单位: m s^{-1})—垂直(单位: 0.01 Pa s^{-1})风场异常(矢量箭头)的垂直剖面。虚线表示负值, 省略零线。黑点和黑色矢量表示通过置信度为95%的显著性检验

Fig. 2 Composites of zonal-vertical distributions of intraseasonal anomalous wind vectors (u , ω) overlaid with specific humidity (colors, units: g kg^{-1}) and diabatic heating (contour, intervals: 0.3 K d^{-1}) for (a) CNRM-CM, (b) CNRM-ACM, and (c) CNRM-AM when MJO tracks cross 90°E . The dashed contours are for negative values, and the zero contours are omitted. The results significant at the 95% confidence level are marked by black dots and black vectors

垂直结构具有明显的“西倾”现象, 且超前MJO对流的低层加热场多出现于西太平洋区域, 水汽也存在与非绝热加热类似的结构 (Lin et al., 2004; Kiladis et al., 2005)。在印度洋区域, 这3个模式中MJO水汽以及非绝热加热异常场的垂直结构都存在明显的“西倾”现象, 主要表现为在MJO对流中心东侧对流层低层以及对流中心西侧对流层高层存在水汽和非绝热加热的正异常。非绝热加热异常的“西倾”特征在CNRM-CM中最明显, 低层

正的加热异常可以一直延伸到140°E (图2a等值线), 在CNRM-ACM和CNRM-AM中则到130°E和120°E (图2b、2c等值线)。水汽异常的“西倾”现象在CNRM-ACM中没有CNRM-CM中明显, 但是MJO对流中心东侧低层水汽异常的强度与CNRM-CM相比更强 (图2a、2b填色)。值得注意的是, CNRM-AM中水汽异常的“西倾”现象和CNRM-CM类似, 但MJO对流中心东侧低层水汽异常的强度较弱 (图2c填色)。

在 3 个模式 MJO 的水平结构中, CNRM-CM 模式中 MJO 对流中心东侧对流层低层 (850 hPa) MJO 东风异常最强 (图 3a), CNRM-ACM 模式中 (图 3b) 最弱。CNRM-CM 模式中 MJO 降水正异常的水平结构具有和观测类似的“燕尾”型结构 (Zhang and Ling, 2012) (图 3a 等值线), 但是 CNRM-ACM (图 3b 等值线) 和 CNRM-AM (图 3c 等值线) 模式中该结构并不明显。对流层低层 MJO 水汽异常 (850 hPa) 超前于降水异常的现象在 CNRM-CM 和 CNRM-AM 模式中较明显, 但是 CNRM-ACM 模式中 MJO 对流中心东侧赤道附近的水汽异常较强 (图 3 填色), 与上述垂直结构中

水汽异常在对流层低层的分布相一致。

以上分析说明, 这 3 个模式中, CNRM-CM 模式模拟的 MJO 结构更加接近观测, 该模式不仅具有最高的 MJO 生成频率, 也能够模拟较强的 MJO 强度以及较远的传播距离。但是在海洋性大陆地区, CNRM-CM 模式模拟的 MJO 强度和传播特征和观测还存在一定差异, 其具体原因未来还有待进一步分析。

4 海温对 MJO 数值模拟的影响

我们首先计算了这 3 个模式中 MJO 对流中心

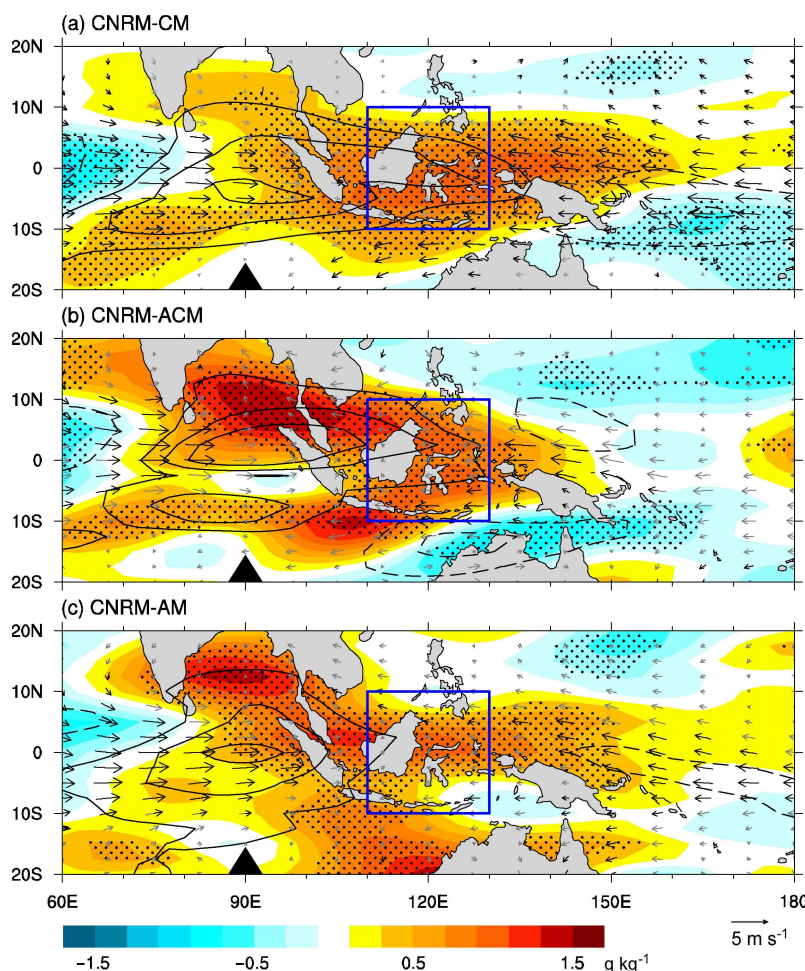


图 3 MJO 传播经过 90°E 时 (a) CNRM-CM、(b) CNRM-ACM 和 (c) CNRM-AM 合成的 MJO 降水异常 (等值线, 间隔: 2 mm d⁻¹)、850 hPa 水平风场异常 (矢量, 单位: m s⁻¹) 和比湿异常 (填色, 单位: g kg⁻¹) 的水平分布。虚线表示负值, 省略零线, 黑点和黑色矢量表示通过置信度为 95% 的显著性检验

Fig. 3 Composites of horizontal distributions of intraseasonal anomalous horizontal wind vector at 850 hPa (m s⁻¹) and precipitation (contour, intervals: 2 mm d⁻¹) overlaid with specific humidity at 850 hPa (color, units: g kg⁻¹) for (a) CNRM-CM, (b) CNRM-ACM, and (c) CNRM-AM when MJO tracks cross 90°E. The dashed contours are for negative values, and the zero contours are omitted. The results significant at the 95% confidence level are indicated by black dots and black vectors

东侧低层 (1000~700 hPa, 10°S~10°N, 110°E~130°E) 平均的水汽异常、非绝热加热异常以及水汽通量辐合异常的强度 (图 4)。结果显示, CNRM-CM 和 CNRM-ACM 模式中 MJO 对流中心对流层低层 MJO 水汽异常、非绝热加热异常以及水汽通量辐合异常的强度相当, 都明显高于 CNRM-AM。但是 CNRM-ACM 模拟 MJO 的能力相比 CNRM-CM 偏弱, 说明除了对流层低层的水汽、非绝热加热以及水汽通量辐合之外, 还存在其他的因素对这 3 个模式模拟 MJO 的能力产生影响。

不少研究表明, 海温也是影响 MJO 传播的关键因素 (Zhang, 2005; DeMott et al., 2015)。海气耦合过程对模式中海温的影响主要是对背景态海温以及季节内尺度变率的调控, 进而影响模式对 MJO 的模拟能力。CNRM-AM 模式的气候态海温 (图 5c) 比 CNRM-CM (图 5a) 和 CNRM-ACM (图 5b) 模式偏暖, 主要体现在热带东印度洋的小部分区域、海洋性大陆以南以及西太平洋至中东太平洋延伸区域在耦合模式中海温偏冷, 表明海气耦合过程会造成模式中海温出现明显偏差, 这可能会导致模式模拟 MJO 的能力被减弱 (Inness et al., 2003; Seo et al., 2007; Klingaman and Woolnough, 2014)。

图 6 给出了 3 个模式中 MJO 在印度洋地区传播经过 90°E 时, 模式中季节内尺度海温异常和海温背景场的纬向分布图。本研究中将 MJO 传播经过 90°E 时前后 45 d (共 91 d) 平均的海温场认为是该 MJO 所处的海温背景场。CNRM-AM 模式中

海温背景场在印度洋和西太平洋地区都明显高于 CNRM-CM 和 CNRM-ACM 模式 (图 6a)。但是 CNRM-AM 模拟 MJO 的能力在这 3 个模式中最弱, 表明海气耦合过程对模式海温背景场的调控可能并不能明显改变模式模拟 MJO 的能力。CNRM-CM 相比 CNRM-ACM 中西太平洋地区偏高的海温可能是由于季节内尺度海温异常的扰动造成的。

有研究表明季节内尺度海温暖异常超前 MJO 对流大约四分之一位相时, MJO 对流中心东 (西) 侧会形成海温偏暖 (冷) 的不对称结构, 这种结构会增强 MJO 对流并且促使其向东传播 (Kawamura, 1991; Li and Wang, 1994; Waliser, 1996; Flatau et al., 1997; Lau and Sui, 1997; Sperber et al., 1997)。本研究中使用 MJO 对流中心东侧 (100°E~130°E) 和西侧 (50°E~80°E) 季节内海温差异来量化 MJO 传播经过 90°E 时季节内海温的不对称性。CNRM-CM 中 MJO 对流中心东 (西) 侧有明显的季节内尺度暖 (冷) 海温异常, 而 CNRM-ACM 和 CNRM-AM 模式中, 季节内尺度海温异常的东 (西) 不对称性较弱 (图 6b)。合成结果表明 CNRM-CM 模式中 MJO 对流中心东西两侧的海温差值可达到 0.44 K, 东侧海温偏暖, 西侧海温偏冷, 纬向梯度明显。CNRM-ACM 和 CNRM-AM 模式中海温纬向梯度较弱。说明海气耦合过程对模式海温的季节内尺度变率的调控能够增强 MJO 对流中心东西侧海温的纬向梯度, 从而增强模式模拟 MJO 的能力。我们还计算了每个 MJO 个例对流中心在印度洋时候东侧和西侧季节内尺度的海温异常, 结果

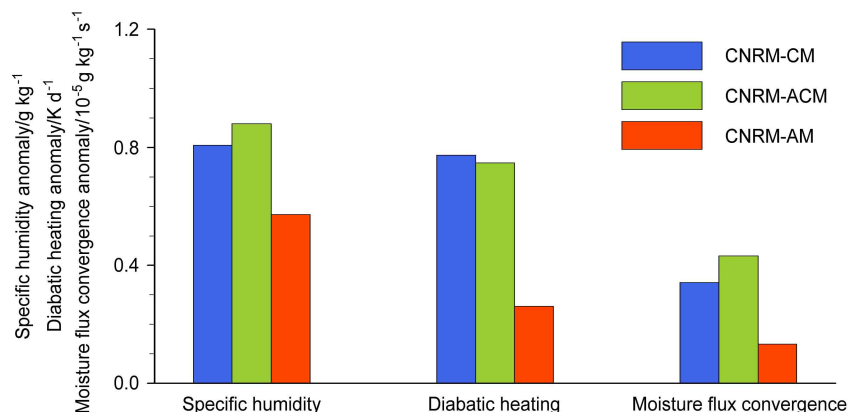


图 4 MJO 传播经过 90°E 时 CNRM-CM、CNRM-ACM 和 CNRM-AM 中 MJO 对流中心东侧低层 (1000~700 hPa, 10°S~10°N, 110°E~130°E) 平均的 MJO 比湿异常 (单位: g kg^{-1})、非绝热加热异常 (单位: K d^{-1}) 和水汽通量辐合异常 (单位: $10^{-5} \text{g kg}^{-1} \text{s}^{-1}$)

Fig. 4 Histogram of intraseasonal anomalous specific humidity (g kg^{-1}), diabatic heating (K d^{-1}), and moisture flux convergence ($10^{-5} \text{g kg}^{-1} \text{s}^{-1}$) averaged over 1000~700 hPa, 10°S~10°N, and 110°E~130°E to the east of the MJO convection center when MJO tracks cross 90°E

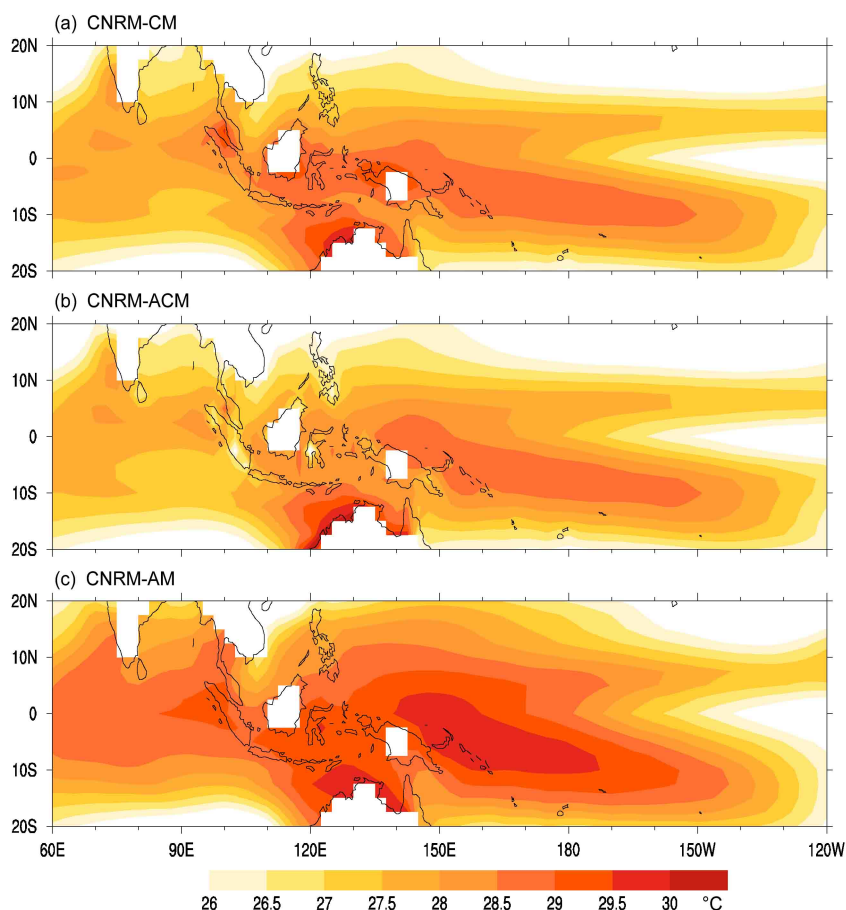


图 5 北半球冬季 (a) CNRM-CM、(b) CNRM-ACM 和 (c) CNRM-AM 的气候态 SST (单位: $^{\circ}\text{C}$) 分布
Fig. 5 The climatological SST during the boreal winter from (a) CNRM-CM, (b) CNRM-ACM, and (c) CNRM-AM ($^{\circ}\text{C}$)

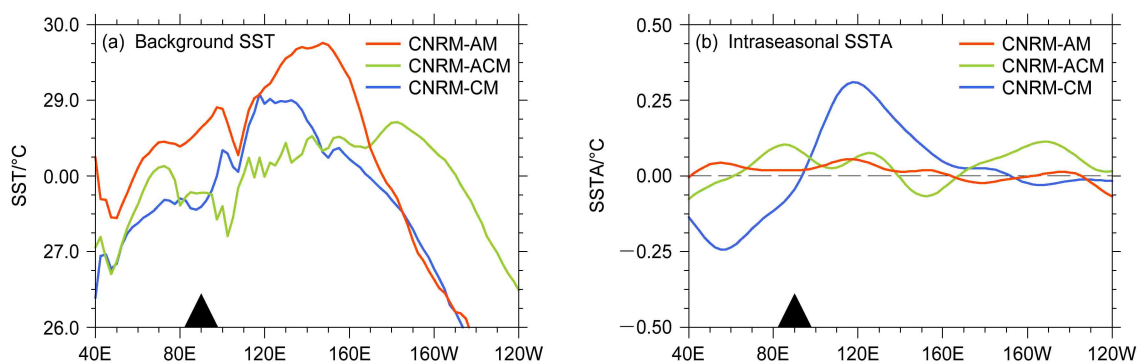


图 6 MJO 传播经过 90°E 时不同模式中纬向分布的热带 ($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$) 背景场 (a) 海温以及 (b) 季节内尺度 SST 异常
Fig. 6 Composites of zonal distributions ($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$) of (a) background SST ($^{\circ}\text{C}$) and (b) intraseasonal anomalies of SST ($^{\circ}\text{C}$) when MJO tracks cross 90°E

如图 7 所示。CNRM-ACM 和 CNRM-AM 模式中 MJO 对流中心东侧和西侧的季节内尺度海温异常都接近与零, 并且东侧和西侧的差异小于 0.02 K 。CNRM-CM 中 MJO 对流中心东侧的海温都是正异常, 并且大多数个例西侧的海温都为负异常, 从而造成该模式中东西海温的不对称性最强。CNRM-CM

中强的 14 个个例的东西海温的不对称性明显更强 (0.49 K)。因此, 海气耦合模式中, 季节内振荡和海温的相互作用过程对模式模拟 MJO 的能力存在重要影响。海气耦合过程通过调控海温的季节内变率对模式 MJO 模拟能力的影响要强于通过调控背景态海温对 MJO 模拟的影响。季节内尺度海温

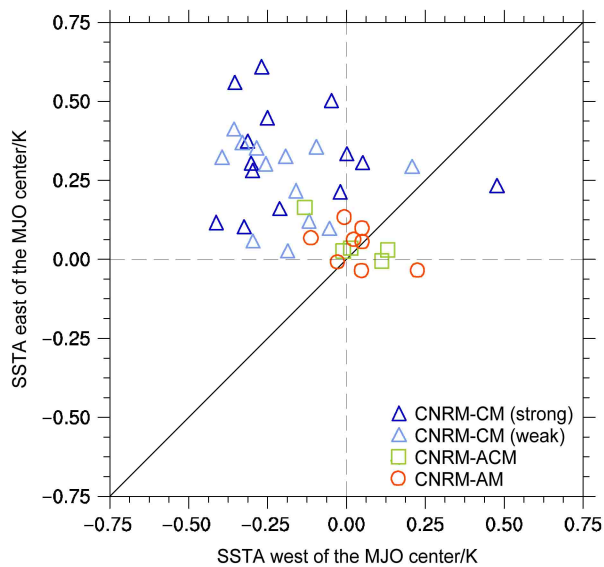


图7 MJO传播经过90°E时不同模式中MJO对流中心东侧(100°E~130°E)和西侧(50°E~80°E)平均的热带(10°S~10°N)海温异常(单位:K)的散点图

Fig. 7 Scatter diagrams of the tropical (10°S–10°N) averaged SST anomalies to the east of the MJO convection center (100°E–130°E) versus that to the west of MJO convection center (50°E–80°E) in CNRM GCMs

异常的东西不对称性能够增强MJO对流中心东西侧海温的纬向梯度,这是海气耦合过程改善模式模拟MJO能力的关键。值得注意的是,CNRM-AM模式生成MJO的频率比CNRM-ACM模式高一些,这可能与CNRM-AM模式的背景态海温偏暖有关,但是CNRM-AM模式中MJO传播距离较短,强度也较弱,可能是因为MJO对流中心东侧对流层低层水汽偏干(图4)。低层环流场对低层水汽的积累有非常重要影响,MJO对流中心东侧低层明显的东风异常能够增强底层水汽通量辐合,有利于MJO的东传(Chen and Wang, 2018)。虽然中东太平洋区域温暖的海温能够促进MJO对流中心东侧低层水汽的积累,(Hsu and Li, 2012; Liu and Wang, 2013; Liu et al., 2016),但是CNRM-AM模式中低层MJO东风异常较弱,对低层水汽的输送及汇聚的促进作用较弱,这说明CNRM-AM模式中低层环流场对低层水汽的影响相对于背景海温场可能更重要。

5 总结

关于海气耦合过程对模式模拟MJO能力的影

响一直没有定论。本文以3个版本CNRM模式提供的20年积分(1991~2010)的数值试验结果为基础,利用MJO追踪方法,首先评估这3个模式模拟MJO的能力,随后针对模拟MJO能力的差异,进一步分析了海气耦合过程对模式模拟的影响,对深入理解该过程影响模式模拟MJO能力有一定的科学价值和指导意义。

研究结果显示,3个模式中,CNRM-CM模式能够模拟出最接近观测的MJO结构,该模式共识别出27个MJO个例,且MJO平均强度可达到 3.69 mm d^{-1} ,平均传播距离约为128个经度,均明显高于CNRM-ACM和CNRM-AM。CNRM-CM和CNRM-ACM模式的背景态海温在印度洋—太平洋暖池区域比CNRM-AM低,说明海气耦合过程会导致模式背景态海温的误差,使其不利于MJO的东传,但是CNRM-AM和CNRM-ACM模式中MJO的强度和传播距离无明显差异,而CNRM-CM模拟MJO的能力明显强于CNRM-ACM,说明海气耦合过程调控模式背景态海温对模式模拟MJO能力的影响并不明显。CNRM-CM模式中MJO对流中心东(西)侧存在较强的季节内尺度海温暖(冷)异常,并且MJO对流中心东西两侧海温差值可达0.44 K,东侧海温偏暖,西侧海温偏冷,而CNRM-ACM和CNRM-AM模式中海温不存在这样的现象。因此,海气耦合过程调控模式中海温季节内尺度变率对模式模拟MJO能力的影响比调控模式背景态海温更重要,海气耦合过程影响模式海温的季节内尺度变率,MJO对流中心东(西)侧季节内尺度海温暖(冷)异常能够增强MJO对流中心东西侧海温的纬向梯度,改善模式模拟MJO的能力。

本文同样对西太平洋地区进行了分析,其结果和印度洋地区的结论基本一致。本文只采用了1991~2010年的模式数值试验结果作为研究数据,会造成本研究中识别的MJO个数较少,从而造成合成结果存在一定的不确定性。海气耦合对MJO数值模拟的影响能力存在一定的模式依赖性,此外本研究的结论都来自CNRM一个模式的结果,可能并不具有普适性。未来我们希望使用更多不同的模式以及更长的积分时间进一步验证该研究的结论,以期更加深入的探讨海气耦合过程对模式模拟MJO能力的影响。

参考文献 (References)

- Ahn M S, Kim D, Sperber K P, et al. 2017. MJO simulation in CMIP5 climate models: MJO skill metrics and process-oriented diagnosis [J]. *Climate Dyn.*, 49(11–12): 4023–4045. doi:10.1007/s00382-017-3558-4
- Bernie D J, Guilyardi E, Madec G, et al. 2008. Impact of resolving the diurnal cycle in an ocean-atmosphere GCM. Part 2: A diurnally coupled CGCM [J]. *Climate Dyn.*, 31(7): 909–925. doi:10.1007/s00382-008-0429-z
- Chen G S, Wang B. 2018. Effects of enhanced front Walker cell on the eastward propagation of the MJO [J]. *J. Climate*, 31(19): 7719–7738. doi:10.1175/JCLI-D-17-0383.1
- DeMott C A, Klingaman N P, Woolnough S J. 2015. Atmosphere-ocean coupled processes in the Madden-Julian Oscillation [J]. *Rev. Geophys.*, 53(4): 1099–1154. doi:10.1002/2014RG000478
- Déqué M, Dreveton C, Braun A, et al. 1994. The ARPEGE/IFS atmosphere model: A contribution to the French community climate modelling [J]. *Climate Dyn.*, 10(4–5): 249–266. doi:10.1007/BF00208992
- 丁一汇, 梁萍. 2010. 基于 MJO 的延伸预报 [J]. *气象*, 36(7): 111–122. Ding Yihui, Liang Ping. 2010. Extended range forecast basing on MJO [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 36(7): 111–122. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2010.07.018
- 冯俊阳, 肖子牛. 2012. 热带低频振荡的强度和相位对中国南方冬季降水的影响 [J]. *气象*, 38(11): 1355–1366. Feng Junyang, Xiao Ziniu. 2012. Impact of low-frequency oscillation intensity and phases in tropics on the winter precipitation in southern China [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 38(11): 1355–1366.
- 冯俊阳, 肖子牛. 2013. 热带大气低频振荡强度年际异常对中国东部冬季降水的影响 [J]. *热带气象学报*, 29(4): 559–569. Feng Junyang, Xiao Ziniu. 2013. Impact of the interannual variability of the low-frequency oscillation intensity in the tropics on the wintertime rainfall in East China [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 29(4): 559–569. doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2013.04.004
- Flatau M, Flatau P J, Phoebus P, et al. 1997. The feedback between equatorial convection and local radiative and evaporative processes: The implications for intraseasonal oscillations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 54(19): 2373–2386. doi:10.1175/1520-0469(1997)054<2373:TFBECA>2.0.CO;2
- Gonzalez A, Jiang X N. 2017. Winter mean lower tropospheric moisture over the Maritime Continent as a climate model diagnostic metric for the propagation of the Madden-Julian Oscillation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 44(5): 2588–2596. doi:10.1002/2016GL072430
- Hendon H H, Liebmann B. 1990. The intraseasonal (30–50 day) oscillation of the Australian summer monsoon [J]. *J. Atmos. Sci.*, 47(24): 2909–2924. doi:10.1175/1520-0469(1990)047<2909:TIDOOT>2.0.CO;2
- Hendon H H, Salby M L. 1994. The life cycle of the Madden-Julian Oscillation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 51(15): 2225–2237. doi:10.1175/1520-0469(1994)051<2225:TLCOTM>2.0.CO;2
- Hirata F E, Webster P J, Toma V E. 2013. Distinct manifestations of austral summer tropical intraseasonal oscillations [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 40(12): 3337–3341. doi:10.1002/grl.50632
- Hsu P C, Li T. 2012. Role of the boundary layer moisture asymmetry in causing the eastward propagation of the Madden-Julian Oscillation [J]. *J. Climate*, 25(14): 4914–4931. doi:10.1175/JCLI-D-11-00310.1
- Hung M P, Lin J L, Wang W Q, et al. 2013. MJO and convectively coupled equatorial waves simulated by CMIP5 climate models [J]. *J. Climate*, 26(17): 6185–6214. doi:10.1175/Jcli-D-12-00541.1
- Inness P M, Slingo J M. 2003. Simulation of the Madden-Julian Oscillation in a coupled general circulation model. Part I: Comparison with observations and an atmosphere-only GCM [J]. *J. Climate*, 16(3): 345–364. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<0345:SOTMJO>2.0.CO;2
- Inness P M, Slingo J M, Guilyardi E, et al. 2003. Simulation of the Madden-Julian oscillation in a coupled general circulation model. Part II: The role of the basic state [J]. *J. Climate*, 16(3): 365–382. doi:10.1175/1520-0442(2003)016<0365:SOTMJO>2.0.CO;2
- Jia X L, Chen L J, Ren F M, et al. 2011. Impacts of the MJO on winter rainfall and circulation in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28(3): 521–533. doi:10.1007/s00376-010-9118-z
- Jiang X N, Waliser D E, Xavier P K, et al. 2015. Vertical structure and physical processes of the Madden-Julian oscillation: Exploring key model physics in climate simulations [J]. *J. Geophys. Res.*, 120(10): 4718–4748. doi:10.1002/2014JD022374
- Jones C, Weare B C. 1996. The role of low-level moisture convergence and ocean latent heat fluxes in the Madden and Julian Oscillation: An observational analysis using ISCCP data and ECMWF analyses [J]. *J. Climate*, 9(12): 3086–3104. doi:10.1175/1520-0442(1996)009<3086:TROLLM>2.0.CO;2
- Kawamura R. 1991. Air-sea coupled modes on intraseasonal and interannual time scales over the tropical western Pacific [J]. *J. Geophys. Res.*, 96(S01): 3165–3172. doi:10.1029/90JC01845
- Kemball-Cook S, Wang B, Fu X H. 2002. Simulation of the Intraseasonal Oscillation in the ECHAM-4 model: The impact of coupling with an ocean model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 59(9): 1433–1453. doi:10.1175/1520-0469(2002)059<1433:SOTIOI>2.0.CO;2
- Kiladis G N, Straub K H, Haertel P T. 2005. Zonal and vertical structure of the Madden-Julian Oscillation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62(8): 2790–2809. doi:10.1175/JAS3520.1
- Kim H M. 2017. The impact of the mean moisture bias on the key physics of MJO propagation in the ECMWF reforecast [J]. *J. Geophys. Res.*, 122(15): 7772–7784. doi:10.1002/2017JD027005
- Kim G U, Seo K H. 2018. Identifying a key physical factor sensitive to the performance of Madden-Julian Oscillation simulation in climate models [J]. *Climate Dyn.*, 50(1–2): 391–401. doi:10.1007/s00382-017-3616-y
- Kim D, Sobel A H, Maloney E D, et al. 2011. A systematic relationship between intraseasonal variability and mean state bias in AGCM simulations [J]. *J. Climate*, 24(21): 5506–5520. doi:10.1175/2011JCLI4177.1
- Kim D, Sobel A H, Del Genio A D, et al. 2012. The tropical

- subseasonal variability simulated in the NASA GISS general circulation model [J]. *J. Climate*, 25(13): 4641–4659. doi:10.1175/JCLI-D-11-00447.1
- Klingaman N P, Woolnough S J. 2014. The role of air–sea coupling in the simulation of the Madden–Julian Oscillation in the Hadley Centre model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 140(684): 2272–2286. doi:10.1002/qj.2295
- Lau K M, Chan P H. 1986. Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 114(7): 1354–1367. doi:10.1175/1520-0493(1986)114<1354:AOTDOD>2.0.CO;2
- Lau K M, Sui C H. 1997. Mechanisms of short–term sea surface temperature regulation: Observations during TOGA COARE [J]. *J. Climate*, 10(3): 465–472. doi:10.1175/1520-0442(1997)010<0465:MOSTSS>2.0.CO;2
- 李崇银. 2004. 大气季节内振荡研究的新进展 [J]. *自然科学进展*, 14(7): 734–741.
- Li C Y, Jia X, Ling J, et al. 2009. Sensitivity of MJO simulations to diabatic heating profiles [J]. *Climate Dyn.*, 32(2): 167–187. doi:10.1007/s00382-008-0455.x
- Li T M, Wang B. 1994. The influence of sea surface temperature on the tropical intraseasonal oscillation: A numerical study [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122(10): 2349–2362. doi:10.1175/1520-0493(1994)122<2349:TIOST>2.0.CO;2
- Liess S, Bengtsson L, Arpe K. 2004. The intraseasonal oscillation in ECHAM4 part I: Coupled to a comprehensive ocean model [J]. *Climate Dyn.*, 22(6–7): 653–669. doi:10.1007/s00382-004-0406-0
- Lin J L, Mapes B, Zhang M H, et al. 2004. Stratiform precipitation, vertical heating profiles, and the Madden–Julian Oscillation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61(3): 296–309. doi:10.1175/1520-0469(2004)061<0296:SPVHPA>2.0.CO;2
- Lin J L, Kiladis G N, Mapes B E, et al. 2006. Tropical intraseasonal variability in 14 IPCC AR4 climate models. Part I: Convective signals [J]. *J. Climate*, 16(12): 2665–2690. doi:10.1175/JCLI3735.1
- 林朝晖, 王坤, 肖子牛, 等. 2017. IAP AGCM4.0 模式对热带大气季节内振荡的模拟评估 [J]. *气候与环境研究*, 22(2): 115–133.
- Lin Zhaohui, Wang Kun, Xiao Ziniu, et al. 2017. The Madden–Julian Oscillation simulated by the IAP AGCM4.0 [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 22(2): 115–133. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.16085
- Lin J L, Lee M I, Kim D, et al. 2008. The impacts of convective parameterization and moisture triggering on AGCM-simulated convectively coupled equatorial waves [J]. *J. Climate*, 21(5): 883–909. doi:10.1175/2007JCLI1790.1
- Lindzen R S, Nigam S. 1987. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low–level winds and convergence in the tropics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44(17): 2418–2436. doi:10.1175/1520-0469(1987)044<2418:OTROSS>2.0.CO;2
- Ling J, Zhang C D. 2011. Structural evolution in heating profiles of the MJO in global reanalyses and TRMM retrievals [J]. *J. Climate*, 24(3): 825–842. doi:10.1175/2010JCLI3826.1
- Ling J, Bauer P, Bechtold P, et al. 2014. Global versus local MJO forecast skill of the ECMWF model during DYNAMO [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 142(6): 2228–2247. doi:10.1175/MWR-D-13-00292.1
- Liu F, Wang B. 2013. An air–sea coupled skeleton model for the Madden–Julian oscillation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 70(10): 3147–3156. doi:10.1175/JAS-D-12-0348.1
- Ling J, Zhang C D, Wang S G, et al. 2017. A new interpretation of the ability of global models to simulate the MJO [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 44(11): 5798–5806. doi:10.1002/2017GL073891
- Liu F, Zhou L, Ling J, et al. 2016. Relationship between SST anomalies and the intensity of intraseasonal variability [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 124(3–4): 847–854. doi:10.1007/s00704-015-1458-2
- Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific [J]. *J. Atmos. Sci.*, 28(5): 702–708. doi:10.1175/1520-0469(1971)028<0702:DOADOI>2.0.CO;2
- Madden R A, Julian P R. 1972. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period [J]. *J. Atmos. Sci.*, 29(6): 1109–1123. doi:10.1175/1520-0469(1972)029<1109:DOGSCC>2.0.CO;2
- Madec G. 2008. NEMO Ocean Engine [M]. France: Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL).
- Maloney E D, Hartmann D L. 1998. Frictional moisture convergence in a composite life cycle of the Madden–Julian Oscillation [J]. *J. Climate*, 11(9): 2387–2403. doi:10.1175/1520-0442(1998)011<2387:FMCIAC>2.0.CO;2
- Maloney E D, Hartmann D L. 2001. The sensitivity of intraseasonal variability in the NCAR CCM3 to changes in convective parameterization [J]. *J. Climate*, 14(9): 2015–2034. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<2015:TIOIVI>2.0.CO;2
- Marshall A G, Alves O, Hendon H H. 2008. An enhanced moisture convergence–evaporation feedback mechanism for MJO air–sea interaction [J]. *J. Atmos. Sci.*, 65(3): 970–986. doi:10.1175/2007JAS2313.1
- Marshall A G, Hendon H H, Son S W, et al. 2017. Impact of the quasi-biennial oscillation on predictability of the Madden–Julian Oscillation [J]. *Climate Dyn.*, 49(4): 1365–1377. doi:10.1007/s00382-016-3392-0
- Murakami T, Nakazawa T. 1985. Tropical 45 day oscillations during the 1979 Northern Hemisphere summer [J]. *J. Atmos. Sci.*, 42(11): 1107–1122. doi:10.1175/1520-0469(1985)042<1107:TDODTN>2.0.CO;2
- Peatman S C, Matthews A J, Stevens D P. 2015. Propagation of the Madden–Julian oscillation and scale interaction with the diurnal cycle in a high–resolution GCM [J]. *Climate Dyn.*, 45(9): 2901–2918. doi:10.1007/s00382-015-2513-5
- Petch J, Waliser D, Jiang X, et al. 2011. A global model intercomparison of the physical processes associated with the Madden–Julian Oscillation [R].
- Seo K H, Schemm J K E, Wang W Q, et al. 2007. The boreal summer intraseasonal oscillation simulated in the NCEP Climate Forecast System: The effect of sea surface temperature [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 135(5): 1807–1827. doi:10.1175/MWR3369.1
- Slingo J M, Sperber K R, Boyle J S, et al. 1996. Intraseasonal

- oscillations in 15 atmospheric general circulation models: Results from an AMIP diagnostic subproject [J]. *Climate Dyn.*, 12(5): 325–357. doi:10.1007/BF00231106
- Sperber K R. 2004. Madden-Julian variability in NCAR CAM2.0 and CCSM2.0 [J]. *Climate Dyn.*, 23(3–4): 259–278. doi:10.1007/s00382-004-0447-4
- Sperber K R, Slingo J M, Inness P M, et al. 1997. On the maintenance and initiation of the intraseasonal oscillation in the NCEP/NCAR reanalysis and in the GLA and UKMO AMIP simulations [J]. *Climate Dyn.*, 13(11): 769–795. doi:10.1007/s003820050197
- Valcke S. 2006. OASIS3 user guide (prism 2-5) [R]. Technical report TR/CMGC/06/73.
- Waliser D E. 1996. Formation and limiting mechanisms for very high sea surface temperature: Linking the dynamics and the thermodynamics [J]. *J. Climate*, 9(1): 161–188. doi:10.1175/1520-0442(1996)009<0161:FALMFV>2.0.CO;2
- Wang W, Seo K H. 2009. The Madden-Julian Oscillation in NCEP coupled model simulation [J]. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 20(5): 713–725. doi:10.3319/TAO.2008.09.17.01(A)
- Wang B, Liu F, Chen G S. 2016. A trio–interaction theory for Madden-Julian oscillation [J]. *Geoscience Letters*, 3(1): 34. doi:10.1186/s40562-016-0066-z
- Watterson I G, Syktus J. 2007. The influence of air–sea interaction on the Madden-Julian Oscillation: The role of the seasonal mean state [J]. *Climate Dyn.*, 28(7–8): 703–722. doi:10.1007/s00382-006-0206-9
- Weickmann K M. 1983. Intraseasonal circulation and outgoing longwave radiation modes during Northern Hemisphere winter [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 111(9): 1838–1858. doi:10.1175/1520-0493(1983)111<1838:ICAOLR>2.0.CO;2
- Wheeler M, Kiladis G N. 1999. Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber–frequency domain [J]. *J. Atmos. Sci.*, 56(3): 374–399. doi:10.1175/1520-0469(1999)056<0374:CCEWAO>2.0.CO;2
- 杨辉, 李崇银. 2005. 热带大气季节内振荡的传播及影响因子研究 [J]. *气候与环境研究*, 10(2): 145–156. Yang Hui, Li Chongyin. 2005. A study of propagation of tropical intraseasonal oscillation and its influence mechanism [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 10(2): 145–156. doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2005.02.001
- Yang Y M, Wang B. 2019. Improving MJO simulation by enhancing the interaction between boundary layer convergence and lower tropospheric heating [J]. *Climate Dyn.*, 52(7–8): 4671–4693. doi:10.1007/s00382-018-4407-9
- Zhang C D. 2005. Madden-Julian Oscillation [J]. *Rev. Geophys.*, 43(2): RG2003. doi:10.1029/2004RG000158
- Zhang C D. 2013. Madden-Julian Oscillation: Bridging weather and climate [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 94(12): 1849–1870. doi:10.1175/BAMS-D-12-00026.1
- Zhang G J, Song X L. 2009. Interaction of deep and shallow convection is key to Madden-Julian Oscillation simulation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36(9): L09708. doi:10.1029/2009GL037340
- Zhang C D, Ling J. 2012. Potential vorticity of the Madden-Julian Oscillation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 69(1): 65–78. doi:10.1175/JAS-D-11-081.1
- Zhang C D, Ling J. 2017. Barrier effect of the indo-pacific maritime continent on the MJO: Perspectives from tracking MJO precipitation [J]. *J. Climate*, 30(9): 3439–3459. doi:10.1175/JCLI-D-16-0614.1
- Zhang C D, Dong M, Gualdi S, et al. 2006. Simulations of the Madden-Julian Oscillation in four pairs of coupled and uncoupled global models [J]. *Climate Dyn.*, 27(6): 573–592. doi:10.1007/s00382-006-0148-2