

# 南太平洋副热带偶极子模式模拟评估\*

王卓越<sup>1, 2, 3, 4</sup> 郑建<sup>1, 3, 4</sup> 杨宇星<sup>1, 3, 4</sup> 王法明<sup>1, 2, 3, 4</sup>

(1. 中国科学院海洋研究所 青岛 266071; 2. 中国科学院大学 北京 100049; 3. 中国科学院海洋环流与波动重点实验室 青岛 266071; 4. 青岛海洋科学与技术国家实验室 海洋动力过程与气候功能实验室 青岛 266071)

**摘要** 为研究模式模拟南太平洋副热带偶极子的能力, 本文利用 CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5)模式的模拟数据评估了 15 种模式模拟南太平洋副热带偶极子(South Pacific Subtropical Dipole, SPSD)时空分布的效果, 并予以评分。结果表明: 其中 10 种模式可以模拟出完整的 SPSD 生成发展过程, 且 SPSD 的主要区域与观测较为接近, 但其余 5 种模式在模拟强度、位置与观测有较大出入; 所有模式在模拟 SPSD 生成阶段时比观测提前一个月出现偶极模态, 1/4 的模式海表面温度(sea surface temperature, SST)偶极异常可以追溯到 6 个月之前; 潜热通量与 SST 的时空分布显示, 潜热通量是影响偶极模态生成发展的主要因素。模态的变化主要受大气环流的调制, 在模态发展最强时部分模式的正极上方有正潜热通量异常, 即海洋向大气传递热量。分析显示模式模拟海气耦合过程中的 SST 模拟强度较观测偏强, 气压方面与观测较为接近。

**关键词** CMIP5(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5)模式; 南太平洋副热带偶极子; 热力耦合; 大气环流

中图分类号 P47 doi: 10.11693/hyhz20180700185

南半球拥有比北半球更广的海域, 观测显示南半球海域存在着年际 SST 变化模态。Saji 等(1999)首先在热带印度洋发现了海温偶极模态, Venegas 等(1997)发现在南大西洋存在 SST 偶极模态, Behara 等(2001)发现在南印度洋也存在有偶极模态, Chiang J C H(2004)等讨论了太平洋与大西洋的经向模态与赤道的相关关系。Wang(2010, 2010a, 2010b)从理论上猜想并验证了在全南半球副热带地区一致存在海表面温度(sea surface temperature, SST)偶极模态, 观测资料分析显示在南太平洋副热带的确存在 SST 偶极模态, 并根据 Behera 等(2001)之前发现的印度洋副热带偶极子(Indian Ocean Subtropical Dipole, IOSD)定义南太平洋的模态为南太平洋副热带偶极子(South Pacific Subtropical Dipole, SPSD)。SPSD 是一个存在于南太平洋呈东北-西南向分布的 SST 偶极模态。有研究(Reason, 2001; 李琼等, 2016)显示副热带偶极子可

以通过大气环流调整的形式来影响局地的气候以及降水。

作为研究气候变化的有力工具, 耦合模式可以弥补海洋观测资料在时间和空间上的不足, 用来研究气候系统的变异规律和变异机理, 是目前气候研究的重要手段。但是, 模式本身存在模拟误差, 因此评估模式的模拟能力具有重要意义。

Morioka 等(2012)研究了 SINTEX-F 模式对南印度洋副热带偶极子的模拟结果并进行评估。JE Chu 等(2013)利用国际耦合模式比较计划 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5)研究评估了印度洋海盆模态和偶极模态在未来可能发生的变化。Morioka Y(2013)系统分析了南太平洋副热带偶极子的生成机制, 较完整的描述了偶极子的发展消亡过程。Yuan C X(2014)利用模式研究了副热带偶极子的预报可能性, 从物理场量上一定程度上给出了

\* 国家自然科学基金项目, 41776035 号, 41606018 号, 41676007 号, 41421005 号; 国家自然科学基金委员会-山东省人民政府联合资助海洋科学研究中心项目, U1406402 号。王卓越, 硕士研究生, E-mail: wangzhuoyue16@mails.ucas.ac.cn

通信作者: 王法明, 研究员, E-mail: faming\_wang@qdio.ac.cn

收稿日期: 2018-07-25, 收修改稿日期: 2018-11-16

预测因子。Zheng 等(2017)使用观测与模式资料对南太平洋存在的多极 SST 模态进行了对比分析,指出潜热通量变化是南太平洋多极模态生成的主要因素。但是,基于 CMIP5 对偶极子的模拟评估尚未展开(Taylor K E, 2012)。

本文利用 CMIP5 历史模拟结果评估了模式与观测中偶极子的空间结构、模态强度、生成消亡以及影响气候方面的差距,并初步讨论了可能的原因。第一部分简单介绍了 CMIP5 模式资料和处理数据的方法;第二部分分析了观测到的偶极子的特征以及生成过程;第三部分主要是模式与观测的总体对比,其中讨论了模式与观测,模式与模式之间的差异;第四部分挑选了个别模式进行合成分析,讨论了模态生成过程的主要影响因素;最后进行了总结讨论。

## 1 资料与方法

### 1.1 资料

本文使用的历史 SST 资料来自英国哈德莱中心(Met Office Hadley Center)分辨率为  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 、时间跨度为 1950—2005 年。热通量资料来自 NCEP/NCAR(National Centers for Environmental Prediction, National Center for Atmospheric Research)再分析数据

集、分辨率为  $1.9^{\circ}\times 1.875^{\circ}$ 。模式资料来自 CMIP5 历史模拟,为了方便与观测进行对比模式资料均插值到了  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 。本文选取 CMIP5 的 15 个耦合模式的数据,模式试验为历史试验(historical run)。该试验是在工业革命试验(piControl)基础上选取初始场进行积分,积分时间为 1850—2012 年。采用随时间变化的强迫场包括温室气体、太阳常数、火山活动、臭氧和气溶胶。其中,1850—2005 年的强迫场为观测值。用于对比的模式资料时间跨度与观测相同,为 1950—2005 年,同时所有资料都扣除了年循环与长期线性趋势。

### 1.2 研究方法

本文采用奇异值分解(singular value decomposition, SVD)方法来分析偶极模态,变量场使用海平面气压场和 SST 场。不同于其他文献所采用的经验正交函数分解(Empirical Orthogonal Function, EOF)分析方法,SVD 分析方法考虑两个变量场之间的相关关系,在分析 SST 模态与大气耦合方面,相较 EOF 来说更为适合。在做 SVD 分析之前,为避免年循环与厄尔尼诺影响到分析结果,本文中的数据都预先进行处理,去除年循环与厄尔尼诺影响的部分,其中扣除的厄尔尼诺部分使用公式(1)计算得出:

$$Y(t) = aN_1(t) + bN_2(t), \quad (1)$$

表 1 本文所使用的 15 个 CMIP5 模式信息  
Tab. 1 The specifications of the 15 models of CMIP5 Project

序号	模式名称	研究机构 (国家/机构名称)	海洋模式格点数 $x\times y$ (个)	大气模式格点数 $x\times y$ (个)
1	ACCESS1-3	澳大利亚/联邦科学与工业研究组织(CSIRO-BOM)和气象局(BOM)	360×300	192×145
2	BCC-CSM1-1	中国/国家气候中心	360×300	128×64
3	CanESM2	加拿大/气候模拟与分析中心	256×192	128×64
4	CSIRO-Mk-3-6-0	澳大利亚/英联邦科学与工业研究组织与昆士兰州气候变化卓越中心合作	192×189	192×96
5	GFDL-CM3	美国/地球物理流体动力学实验室(GFDL)	360×200	144×90
6	GISS-E2-R	美国/NASA/GISS(戈达德空间研究所)	144×90	144×90
7	HadGEM2-CC	英国/哈德利气候预测和研究中心,气象局	360×216	192×145
8	HadGEM2-ES	英国/哈德利气候预测和研究中心,气象局	360×216	192×145
9	INM-CM4	俄国/数值数学研究所	360×340	180×120
10	IPSL-CM5A-LR	法国/皮埃尔-西蒙 拉普拉斯研究所(IPSL)	182×149	96×96
11	MIROC5	日本/大气与海洋研究所(东京大学),国立环境研究所和日本海洋地球科学与技术局	360×368	256×224
12	MIROC-ESM	日本/日本海洋地球科学与技术,大气与海洋研究所和国家环境研究所	256×192	128×64
13	MPI-ESM-MR	德国/马克斯普朗克气象研究所(MPI)	256×220	192×96
14	NorESM1-M	挪威/挪威气候中心	384×320	144×96
15	NorESM1-ME	挪威/挪威气候中心	384×320	144×96

其中,  $a$ 、 $b$  为线性回归系数,  $N_1$ 、 $N_2$  分别为 EOF 分解得到的前两个主成分模态。以下如无特殊说明, 默认所有数据均已采取如上处理。

为了更好地评估多模式的模拟能力, 从而将模式与观测进行对比, 引入技巧评分方法(Hirota *et al.*, 2011; Taylor, 2001), 采用公式(2):

$$S = \frac{(1+R)^2}{\left(R_{SD} + \frac{1}{R_{SD}}\right)^2}, \quad (2)$$

其中,  $R$  为模式与观测空间相关系数,

$$R = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (x_n - \bar{x})(y_n - \bar{y}) / \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (x_n - \bar{x})^2 \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (y_n - \bar{y})^2}, \quad (3)$$

$R_{SD}$  为模式与观测空间标准偏差的比率,

$$R_{SD} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (x_n - \bar{x})^2} / \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (y_n - \bar{y})^2}, \quad (4)$$

其中,  $x_n$  和  $y_n$  分别为具有  $N$  个格点(可以指时间也可以指空间)的模式模拟和观测所得的物理量。

## 2 观测与模式中的偶极子

### 2.1 观测中的偶极子

李琼等(2016)研究显示, 在南太平洋区域存在偶极型的 SST 模态, 并且具有季节锁相的特性, 即在南半球的春季开始生成, 于当年夏季发展成熟。为了分析这种模态, 本文将观测资料外理为季节平均资料(JFM, 春季平均), 然后对 1950—2005 年时段进行 SVD 计算得图 1。区域边界敏感性分析显示, 模态受边界的选取影响很小, 南北与东西边界  $10^\circ$  的变化模态几乎没有改变。从图 1 中可以看到在  $0^\circ$ — $60^\circ$ S、 $160^\circ$ — $60^\circ$ W 存在偶极型的 SST 分布与负的气压异常中心。模态沿东北西南向分布, 正极位于东北方向, 负极位于西南方向。海表面气压对应一个大的负气压中心, 中心位于  $105^\circ$ W,  $35^\circ$ S 附近。其中正极的振幅要比负极强, 且正极的范围要比负极大。将 SST 模态的时间序列振幅作为表征偶极子的指数, 参考文献(李琼等, 2016)以超过 0.6 个标准差作为判定的依据, 可以得出如下的事件年: 正事件为 1952、1957、1960、1965、1972、1977、1980、1984、1993 年, 负事件为 1956、1958、1962、1964、1966、1971、1974、1978、1991、1998、2003 年。

### 2.2 模式中的偶极子

对模式资料做 SVD 计算, 结果如图 2 所示。从图中可以看到模式在 SST 模态的模拟上与观测较为

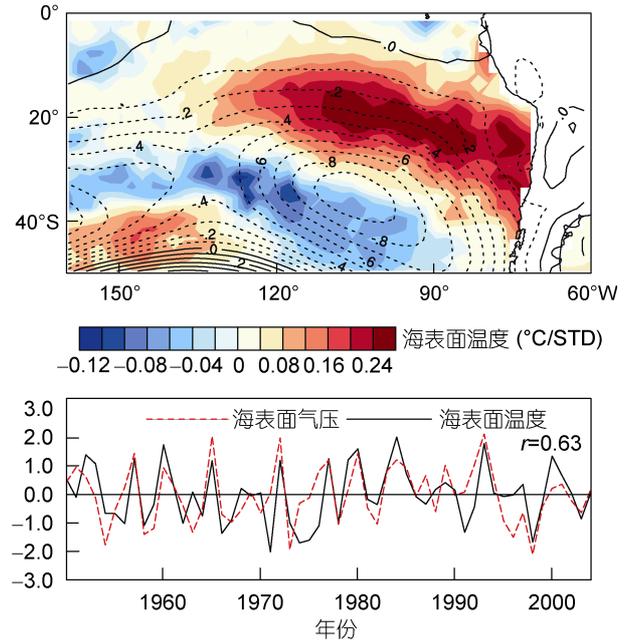


图 1 利用奇异值分解法分析得出的 1950—2005 年春季海表面温度(sea surface temperature, SST)与气压模态

Fig. 1 Spring sea surface temperature and pressure mode from 1950 to 2005 by SVD(singular value decomposition)analysis

注: 等值线为海表面气压(Sea Level Pressure, PSL)(单位: hPa/STD), STD 为海温标准差,  $r$  为 SST 与海表气压时间序列线性(Pearson)相关系数

接近, 绝大多数模式都可以模拟出偶极模态, 但在模拟的强度和位置上模式之间有着不小的差距, 其中 HadGEM2-CC 与 HadGEM2-ES 模式模拟的 SST 模态强度要比观测强许多, 但在偶极的位置上与观测较为接近。两个 HadGEM2 模式在负极以及负气压范围上有一定的差距。HadGEM2-CC 模式模拟的负极较为西伸, 对应负气压也向西延伸, 同时负气压中心也相对偏北。

为了挑选出几个相对模拟较好的模式进行分析对比, 本文采用了前文提到的模态技巧评分作为评判依据, 在表 2 中列出。其中 SST 与气压的技巧评分进行等权相加作为最终的评估标准, 选出了 5 个最佳模式, 这 5 个模式在模态的位置模拟上与观测都有着较好的对应, 在图中以星号标识。分别是 GFDL-CM3、INM-CM4、MIROC5、MPI-ESM-MR 和 NorESM1-M 五个模式。这 5 个模式模拟的 SST 模态强度和气压强度都与观测较为接近, 值得一提的是其中 MIROC5 模式模拟的负极强度比观测强, 位置也较为偏西, 并且正极与观测不同, 有分裂为 3 个次正极。在岸边的正极强度最强, 向西南方向逐渐减弱。对应的负气压范围也比观测大出许多, 形态呈东

西分布。但由于 SST 在与观测对应的区域模拟较好,同时气压模拟的强度与观测较为接近,所以综合来看,MIROC5 模式的技巧评分要高于其他模式。剩下的模式模拟的情况各不相同,GISS-E2-R、MIROC-ESM、IPSL-CM5A-LR 模式模拟的模式与观测出入较大。IPSL-CM5A-LR 模拟出了多个极,且均呈南北向分布而非东北西南向分布。在 MIROC-ESM

模式中,正极在 60°S 以南。GISS-E2-R 模式中负极模拟与观测差距较大。其余的模式中,ACCESS1.3、HadGEM2-CC、HadGEM2-ES 和 BCC-CSM1.1 模式模拟的 SST 负极比观测要强,对应的负气压中心强度也要比观测强。NorESM1-ME 模式模拟的正极区域相比观测东西延伸较长,南北范围较小,SST 模态的强度与观测较为接近。

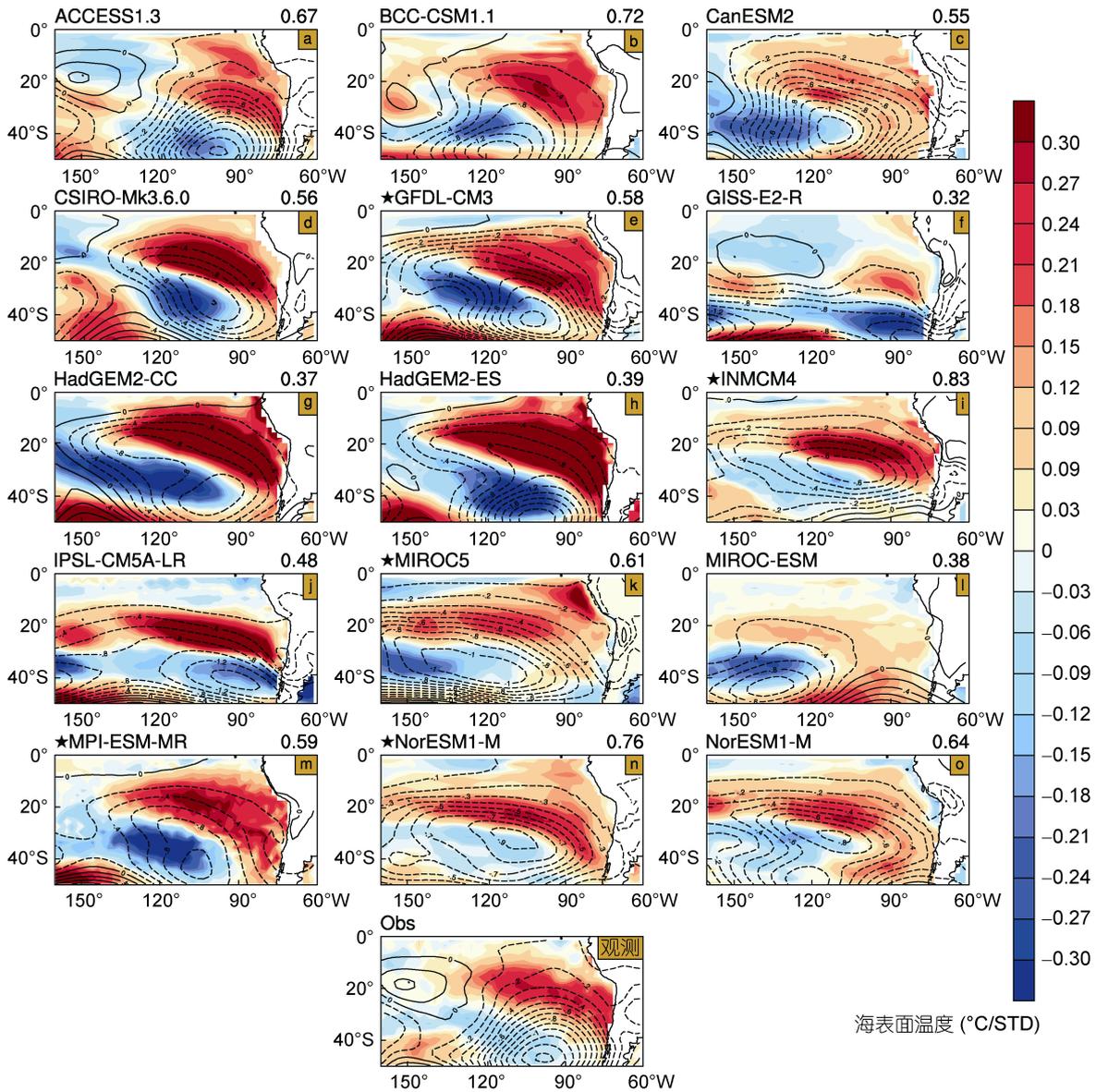


图 2 利用奇异值分解法分析模式与观测结果

Fig. 2 SVD analysis mode and observation results

注: 图片右上角数字为模式模拟的气压模态的技巧评分,等值线为海表面气压(单位: hPa/STD)

大多数模式中 SST 模态与气压中心都有较好的对应,表明这些模式在海气耦合方面模拟的较好,但是在个别几个模式中,虽然能够模拟好海气耦合的

过程,但由于对偶极模态模拟较差,使得气压中心与偶极都与观测有着较大的出入。如 GISS-E2-R、IPSL-CM5A-LR、MIROC-ESM。GISS-E2-R 模式模

拟的模式强度偏低, 同时位置也与观测不同, 呈南北向分布, 在海平面上方并没有对应负气压中心, 无论在正极还是负极都对应负的气压异常, 未能模拟出系统性的环流异常。IPSL-CM5A-LR 模式与 GISS-E2-R 模式的情况类似, 但在模式的强度上相比 GISS-E2-R 模式要强。MIROC-ESM 模式模拟的正极较弱, 负极较强, 位置较观测偏西南, 对应的负气压中心也较为偏弱, 强度只有观测的一半左右。

为了分析影响模式生成发展过程中潜热通量的

变化, 利用 SVD 分析得出的模式时间序列, 将提前一个月的潜热通量回归到南太平洋区域, 结果如图 3 所示。从图中可以看到, 观测与模式在 SST 正极上方有明显的向下潜热通量。同时在负极上方有向上的潜热通量。观测中的潜热通量负中心与 SST 负极中心有一定的偏差, 潜热通量中心偏东南, 这可能是由于负气压引起的东南风异常驱动海流, 使较冷的水团向西北移动。几乎所有模式都可以模拟出 SST 模式对应的潜热通量异常, 这表明了 SST 偶极模式是受

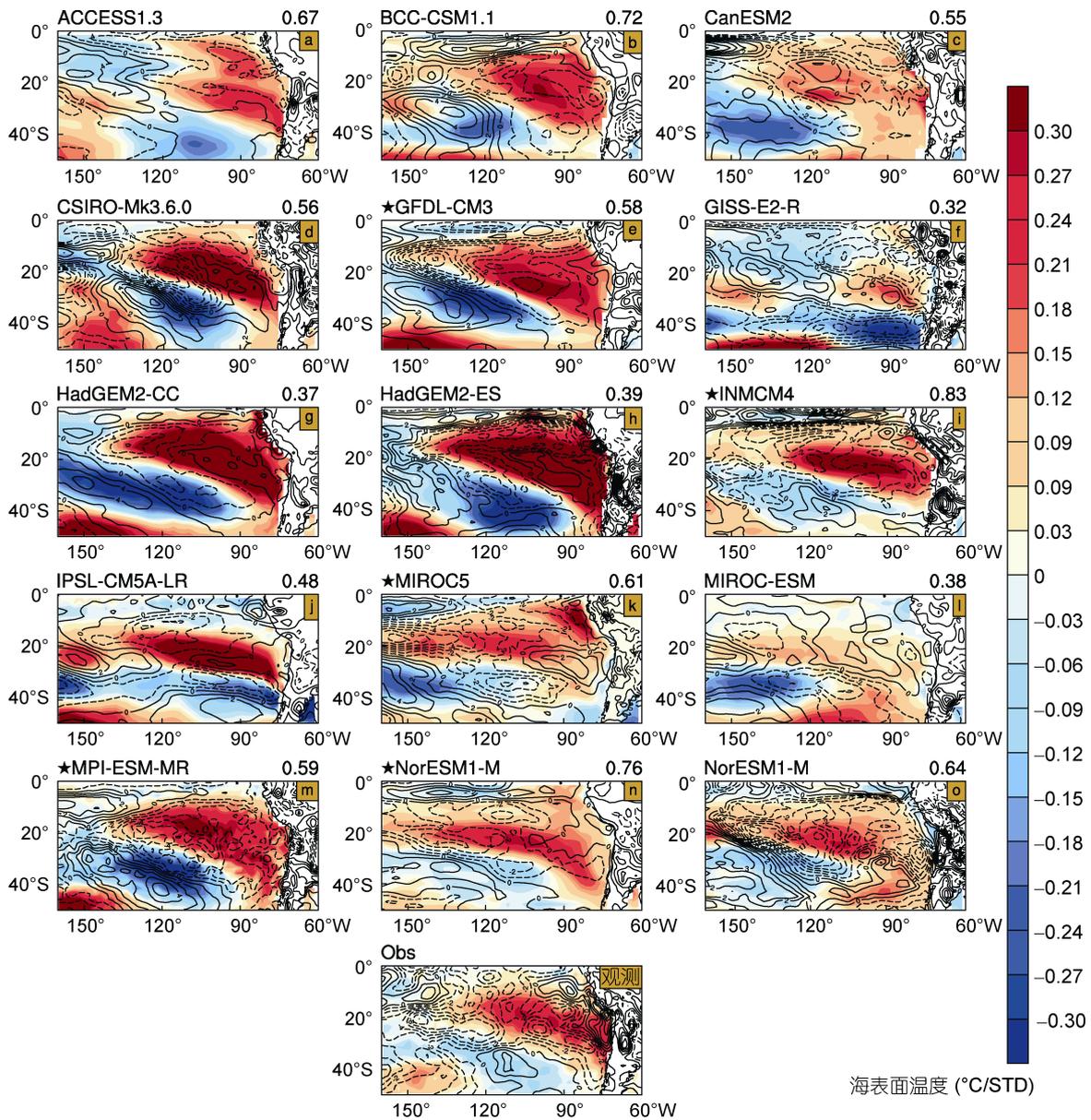


图 3 以奇异值分解法 SST 模式为基础, 将潜热通量回归得出的分布图

Fig.3 The distribution of latent heat flux is obtained based on the SVD sea temperature mode  
注: 模式右上角的数字为 SST 模式的技巧评分, 等值线为海表面潜热通量(单位:  $W/m^2$ )

表 2 CMIP5 模式模拟偶极子模态的技巧评分  
Tab.2 The skill scores of CMIP5 models on SPSD

模式名称	气压评分	SST 评分	总分
NorESM1-M	0.88	0.76	1.64
INM-CM4	0.7	0.83	1.53
GFDL-CM3	0.92	0.58	1.5
MIROC5	0.88	0.61	1.49
MPI-ESM-MR	0.89	0.59	1.48
ACCESS1-3	0.77	0.67	1.44
NorESM1-ME	0.78	0.64	1.42
BCC-CSM1-1	0.65	0.72	1.37
CanESM2	0.82	0.55	1.37
CSIRO-Mk-3-6-0	0.8	0.56	1.36
IPSL-CM5A-LR	0.81	0.48	1.29
HadGEM2-CC	0.67	0.37	1.04
HadGEM2-ES	0.65	0.39	1.04
GISS-E2-R	0.59	0.32	0.91
MIROC-ESM	0.44	0.38	0.82

潜热通量控制的。在较强的五个模式中, SST 正极中心偏东部分有向上的潜热通量, 这可能是由于较暖水团受风异常驱动在区域内堆积, 从而对大气产生了反馈效应。这在其他模式中也有相应体现。其中在 HadGEM2 两个模式中, 模拟的模式偏强, 且正极区域的向上热通量也相对偏西。在 MPI-ESM-MR 模式中则只有对应的向下热通量, 并无向上的热通量区域, 这有可能是 MPI-ESM-MR 模式模拟的风场异常强度与观测相比较弱, 从而使 SST 异常更广泛的分布, 没有达到反馈大气的强度。在 CSIRO-Mk3.6.0 模式中, 正极与负极的模拟强度都相对较强, 但区域相比观测较小, 正极附近出现了向上的热通量输送。图 4 为模式模拟的 SST 与海表气压模态的泰勒图表, 从图中可以看到使用技巧评分得出的最佳 5 个模式在泰勒图表中与观测较为接近。其中在海表气压模态的模拟上模式整体模拟较好, 这是由于对应气压为单极, 与 SST 的偶极相比更容易模拟, 所以在泰勒图中模式模拟表现整体相较 SST 更为接近观测。总体上符合技巧评分得出的排名, 也佐证本文使用的技巧评分公式能够评估模式模拟偶极子的能力。

### 3 模式合成分析

#### 3.1 模式时滞分析

为了详细分析模式在模态生成发展过程中潜热与 SST 对应关系, 本文将观测和模拟相对较强的两个模式中 1950—2005 年所有正事件分别进行合成,

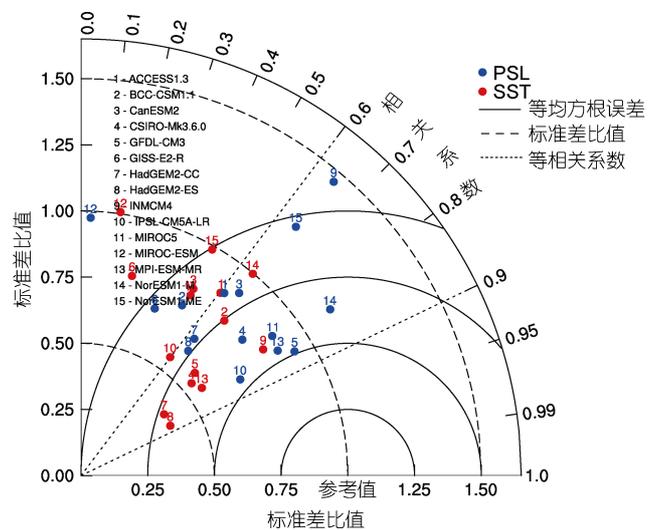


图 4 CMIP5 模式模拟泰勒图  
Fig. 4 The Taylor diagram of the CMIP5

得出提前三个月的 SST 分别与潜热和风场叠加的空间分布。从图 5 中可以看到观测中在提前一个月时, SST 正极区域已经有正的异常出现, 同时在 90°W、40°S 附近有气旋式环流异常, 在气旋中心对应向上的潜热通量, 而在正极偏北也有一块向上潜热通量区域。风场显示在正极上方有明显的西北风异常, 使得东南季风减弱, 热量在正极区域堆积。在负极有西北风异常, 使前一个月出现的 SST 负极向东传播, 由图可以看到原本一整块的负极分裂为几个小的区域。在发展最强的时候, 气压中心强度进一步增加,

南侧气流也随之加强,使得南部的冷水团运动到了原来的负极区,进一步使负极增强。同时也可以看到

在正极上方西北风异常加强,热量在正极更多的堆积。在南美西海岸有向上的潜热通量。

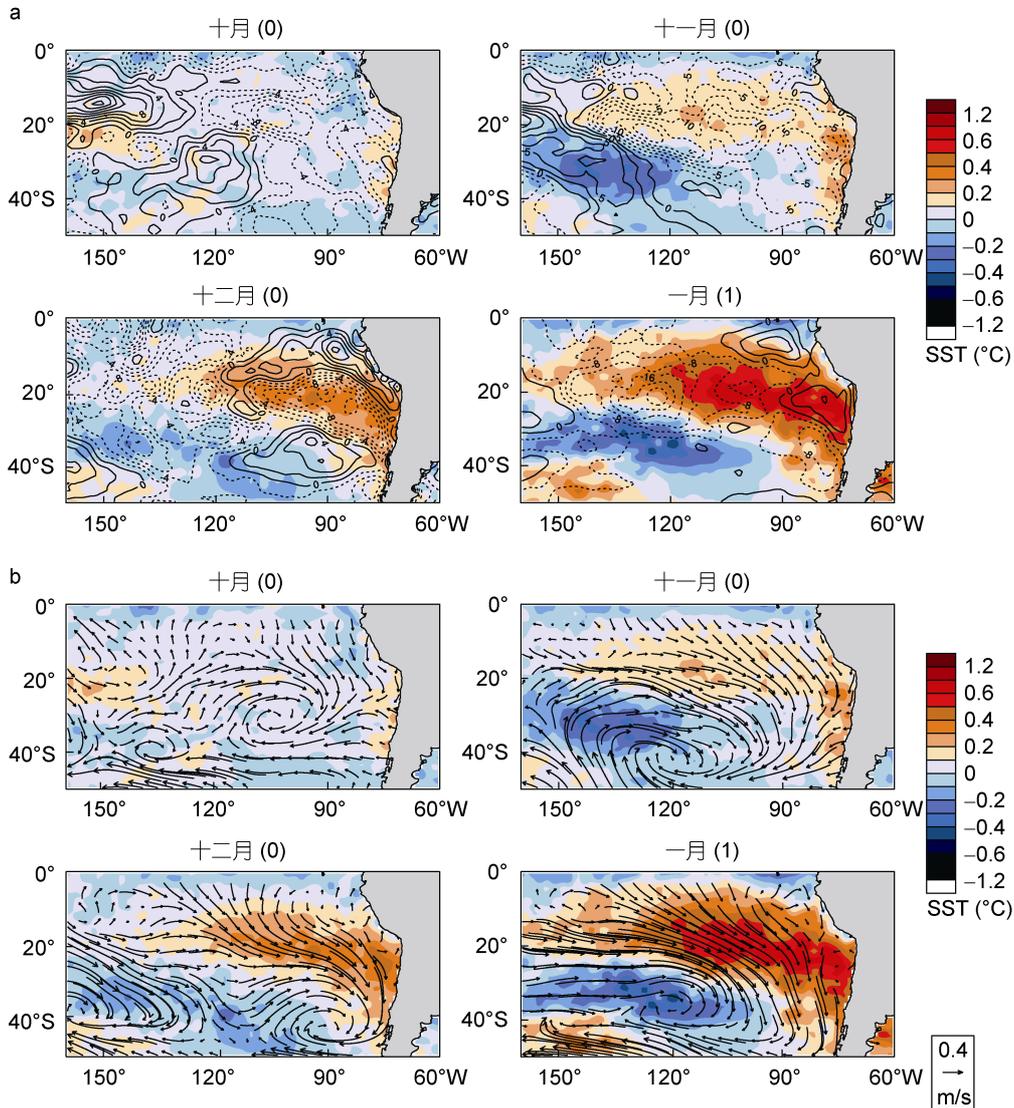


图 5 观测中的合成分析

Fig. 5 Synthetic analysis in observations

注: a 中等值线为潜热(单位:  $W/m^2$ ), b 为风场(单位:  $m/s$ ), 0 代表事件年的前一年, 1 代表事件年

CSIRO-Mk3-6-0 模式在模拟模态发展阶段时与观测较为不同,如图 6,从提前三个月的风场与潜热通量来看,首先是在  $20^{\circ}-30^{\circ}S$ ,  $120^{\circ}-90^{\circ}W$  区域产生了正 SST 异常,同时在此区域下方生成了气旋式环流异常,南侧偏冷的海水向西北流动。提前两个月时正极与负极开始加强,气旋式环流的强度也随之变强。提前一个月时,负极上方风场异常继续增强,促使负极区域向东延伸。当模态发展成熟时,气旋的南支气流最强,使负极区域 SST 向北发展并进一步增强。结合潜热通量分布可以看到负极上方有着较强

的向上潜热通量,这也是该区域 SST 降低的主要原因。而在正极区域,随着 SST 的不断升高,在正极堆积的热量开始向大气输送,从潜热分布可以清楚的看到在正极区域有正潜热通量区域。相比观测而言,CSIRO-Mk-3-6-0 模式模拟的模态区域更为集中,强度也更强。体现在发展阶段,模式比观测更早的模拟出 SST 的异常变化,气旋中心也相对偏西。

HadGEM2-ES 模式模拟的 SST 模态如图 7,强度较观测强出许多,无论从正极还是负极。同时 SST 模态区域也相对较观测更广。从图 7 来看,提前三个月

时, 在 10°—40°S, 90°—120°W 范围就已经产生了跷跷板式的 SST 分布, 120°—100°W, 60°—30°S 区域有较强的东南风异常, 该区域的 SST 也呈现出了负距平。在 20°S, 100°W 附近随着西北风的异常, 从热带地区带来了暖气流, 通过潜热传递给海洋, 使得该区域 SST 产生正异常。到提前两个月时, 正极与负极都进一步加强, 同时在负极偏南生成了一个强气旋式环流异常, 正极区域中心强度达到了 0.6°C。提前一个月时与前者相比, 正极与负极的区域与强度都得到了更进一步的加强与扩大, 气旋北支气流与正极

的西北气流合并。当模态发展最强时, 正极与负极区域达到最大, 强度也达到了顶峰, 其中负极的中心比正极高出 0.2°C 左右, 极值达到了 -1.2°C 左右。与观测相比, 正极与负极的区域都相对较广, 强度超过了观测, 并且对应气旋中心也较为偏南。南美西岸海区大部分区域都达到了 0.6°C 或更高的 SST 距平, 同时在气旋东支气流的引导下延伸到了 60°S 以南, 对比观测来看, 观测中由于气旋中心偏西且强度稍弱, 正极的 SST 异常并未能继续向南延伸。并且极值也局限于 20°S 一带。

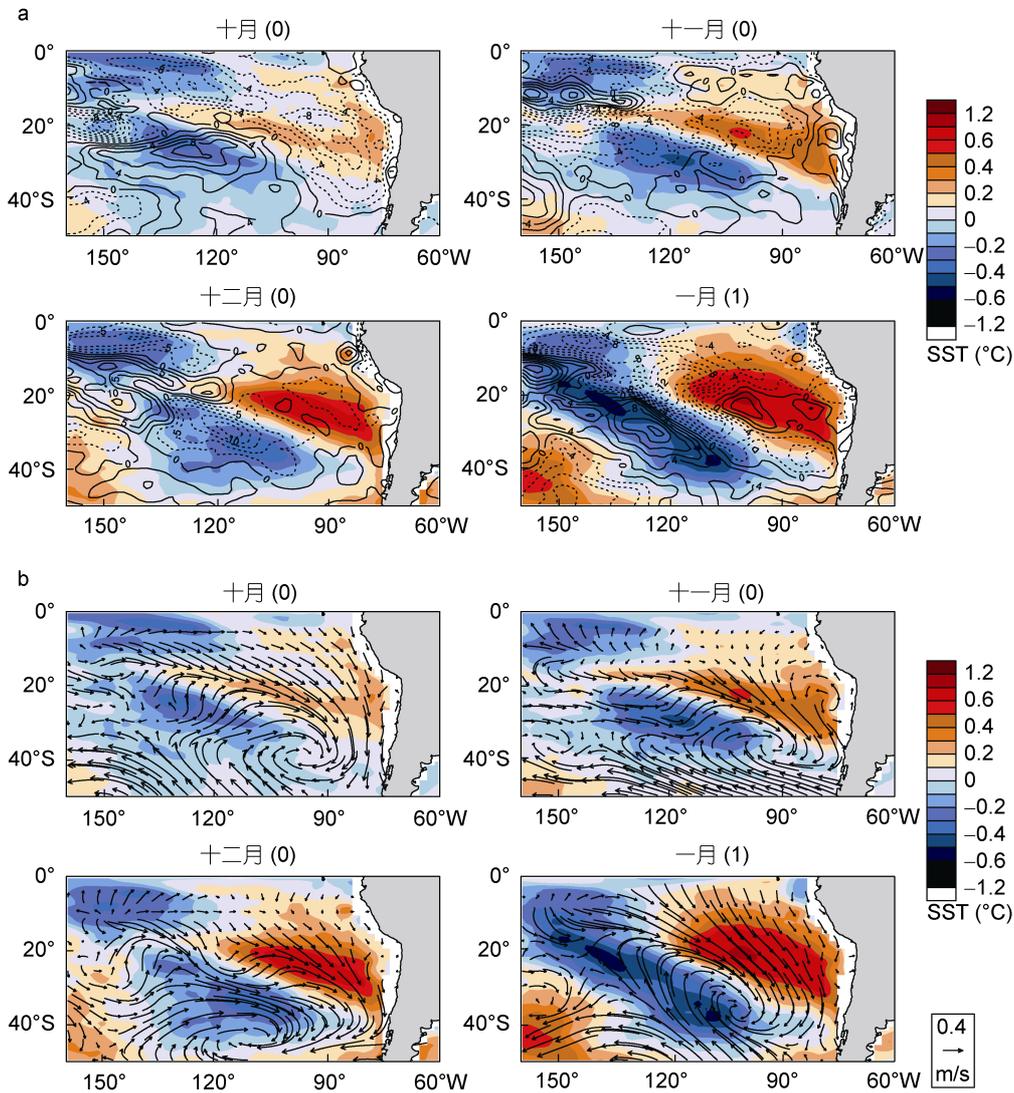


图 6 CSIRO-Mk3.6.0 模式的合成分析

Fig. 6 Synthetic analysis in CSIRO-Mk3.6.0 model

注: a 中等值为潜热(单位: W/m<sup>2</sup>), b 为风场(单位: m/s), 0 代表事件年的前一年, 1 代表事件年

通过上述分析可以发现: HadGEM2 两个模式与 CSIRO-Mk3.6.0 模式与观测更为接近, 但 SST 模态强度模拟偏强, 使得技巧评分较其他模式低。在气压模

态方面, 所有模式模拟的强度都与观测较为接近, 从而使得气压模态模拟位置成为影响技巧评分的重要因素。HadGEM2 两个模式在气压的强度上与观测有

一定差距, 从而使得其技巧评分偏低。GFDL-CM3 模式模拟的气压与观测对应很好, 技巧评分在所有模式中最高, 达到了 0.92, 但其模拟的 SST 模态负极强, 正极区域也较大, 技巧评分只有 0.58。综合技巧评分, NorESM1-M 模拟 SST 偶极子模态的能力

较强, 且模态位置与强度与观测都拟合较好, INMCM4 模式次之, 正极模拟强度较观测强。HadGEM2-CC、HadGEM2-ES、MPI-ESM-MR、GFDL-CM3 模式模拟的 SST 模态与观测都拟合较好, 但比观测强出许多的模态强度使得技巧评分偏低。

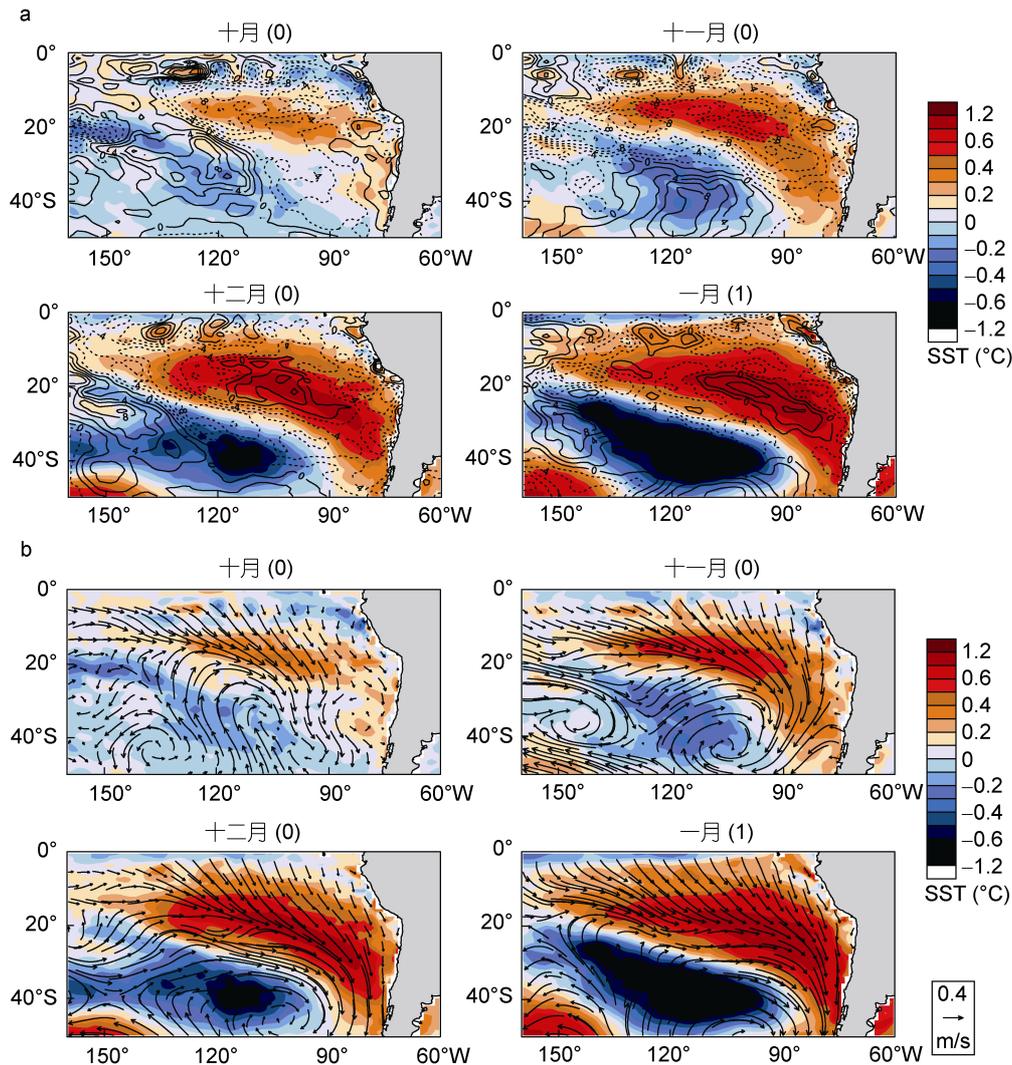


图 7 HadGEM2-ES 模式合成结果

Fig. 7 Synthetic analysis in HadGEM2-ES model

注: a 中等值为潜热(单位:  $\text{W}/\text{m}^2$ ), b 为风场(单位:  $\text{m}/\text{s}$ ), 0 代表事件年的前一年, 1 代表事件年

### 3.2 模式分组回归分析

为了验证模拟较好的模式与模拟较差的模式热力耦合的不同, 根据技巧评分高低将 15 个 CMIP5 模式分为了三组, 分别为技巧评分高、中、低组, 每组 5 个模式。为了对比分析模式模拟偶极模态的能力, 选用了技巧评分高和低的两个组, 将这两组五个模式 SVD 计算得出的偶极模态进行平均(图略)。两组模式分别选取 SST(潜热通量)正极(负极)区域进行平

均, 其中潜热通量为提前一个月。使用 55a 的数据做回归分析, 得出结果如图 8。图中分组标题数字分别代表回归系数, 相关系数。组 1、组 2 分别为技巧评分高、低的组。从图中可以看到, 观测中的 SST 与潜热通量呈负相关关系, 回归系数为  $-0.018$  表明在正极区域 SST 的变化与潜热通量有着明显的联系。而技巧评分较高的组在这一点上与观测较为接近, 回归系数为  $-0.020$ 。技巧评分低的回归系数为  $-0.032$ ,

相较观测偏强,体现在 SST 模态上为偶极强度比观测高出许多。即 SST 与潜热通量耦合关系越密切,偶极子的强度就越强,这从侧面佐证了影响偶极子发展的物理量主要是潜热通量,偶极子对潜热通量的变化较为敏感。

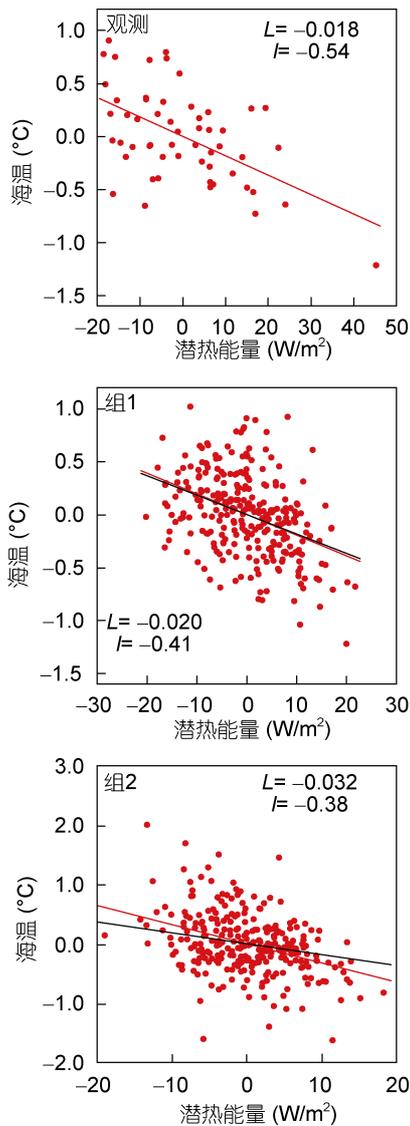


图 8 模式与观测中正极模态区域平均回归分析

Fig. 8 Regression analysis of the mean positive mode region in model and observation

注:潜热通量提前 SST 1 个月,  $L$  和  $r$  分别代表回归系数与相关系数

## 4 结论

通过上面的分析,关于模式在模拟副热带偶极子的能力上,可以得出如下结论:

(1) 本文评估的 15 个模式中有 13 个模式都可以模拟出偶极模态和与 SST 对应的气压异常中心,在

模拟 SST 异常方面,绝大多数模式模拟都相较观测更强,而在气压方面则与观测强度较为一致。MIROC5、NorESM1-M 模式模拟的强度和位置与观测最为接近, HadGEM2、CSIRO-Mk3.6.0、INM-CM4、IPSL-CM5A-LR 模式模拟的模态位置与观测较为接近,但是模态强度均超过观测值 20%—30%。

(2) 模式在模拟偶极模态发展阶段较观测具有一定的提前性,观测中在提前两个月时可以看出 SST 的跷跷板式分布,而在 3/4 模式中提前三个月就有类似 SST 分布, HadGEM2-ES、HadGEM2-CC、CSIRO-Mk-3-6-0 模式中甚至可以提前到六个月,这种现象有待于进一步的研究。

(3) 偶极模态的生成与传播在相当的程度上是受大气环流调制的,其中潜热通量的人造毛尤为为重要。大气环流产生的风场异常引起潜热通量的变化,之后通过潜热的形式传递给海洋,使模态进一步发展。在 HadGEM2-ES、HadGEM2-CC、CSIRO-Mk-3-6-0 模式中偶极模态发展到成熟阶段时会模态正极上方会产生正的潜热通量异常,即模态通过潜热通量的形式将热量反馈给大气,进一步加强大气环流异常。

## 参 考 文 献

- 李 琼, 郑 建, 王法明, 2016. 南太平洋副热带偶极子对南太平洋辐合带的影响. *海洋科学*, 40(10): 143—150
- Behera S K, Yamagata T, 2001. Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean. *Geophysical Research Letters*, 28(2): 327—330
- Chiang J C H, Vimont D J, 2004. Analogous Pacific and Atlantic meridional modes of tropical atmosphere-ocean variability. *Journal of Climate*, 17(21): 4143—4158
- Chu J E, Ha K J, Lee J Y *et al*, 2014. Future change of the Indian Ocean basin-wide and dipole modes in the CMIP5. *Climate Dynamics*, 43(1—2): 535—551
- Hirota N, Takayabu Y N, Watanabe M *et al*, 2011. Precipitation reproducibility over tropical oceans and its relationship to the double ITCZ problem in CMIP3 and MIROC5 climate models. *Journal of Climate*, 24(18): 4859—4873
- Morioka Y, Ratnam J V, Sasaki W *et al*, 2013. Generation mechanism of the South Pacific Subtropical Dipole. *Journal of Climate*, 26(16): 6033—6045
- Morioka Y, Tozuka T, Masson S *et al*, 2012. Subtropical dipole modes simulated in a coupled general circulation model. *Journal of Climate*, 25(12): 4029—4047
- Reason C J C, 2001. Subtropical Indian Ocean SST dipole events and southern African rainfall. *Geophysical Research Letters*, 28(11): 2225—2227
- Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N *et al*, 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401(6751): 360—363

- Taylor K E, 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D7): 7183—7192
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A, 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4): 485—498
- Venegas S A, Mysak L A, Straub D N, 1997. Atmosphere–ocean coupled variability in the South Atlantic. *Journal of Climate*, 10(11): 2904—2920
- Wang F M, 2010a. Thermodynamic coupled modes in the tropical atmosphere–ocean: An analytical solution. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(5): 1667—1677
- Wang F M, 2010b. Subtropical dipole mode in the Southern Hemisphere: A global view. *Geophysical Research Letters*, 37(10): L10702
- Wang F M, Chang P, 2010. Coupled variability and predictability in a stochastic climate model of the Tropical Atlantic. *Journal of Climate*, 21(23): 6247—6259
- Yuan C X, Tozuka T, Luo J J *et al*, 2014. Predictability of the subtropical dipole modes in a coupled ocean–atmosphere model. *Climate Dynamics*, 42(5—6): 1291—1308
- Zheng J, Wang F M, 2017. On the formation of the South Pacific quadrupole mode. *Theoretical and Applied Climatology*, 130(1—2): 331—344

## PERFORMANCE OF FIFTEEN CMIP5 MODELS ON THE SOUTH PACIFIC DIPOLE: COMPARISON AND COMMENT

WANG Zhuo-Yue<sup>1,2,3,4</sup>, ZHENG Jian<sup>1,3,4</sup>, YANG Yu-Xing<sup>1,3,4</sup>, WANG Fa-Ming<sup>1,2,3,4</sup>

(1. *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Science, Qingdao 266071, China*; 2. *University of Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China*; 3. *Key Laboratory of Ocean Circulation and Waves, Institute of Oceanology, Qingdao 266071, China*; 4. *Laboratory for Ocean and Climate Dynamics, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266071, China*)

**Abstract** We applied 15 CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) models to stimulate temporal and spatial distribution of the South Pacific Subtropical Dipole (SPSD), from which the performance of the 15 models were compared and scored. The results show that 10 of them could present a complete SPSD in development course, and the main areas of SPSD are similar to the observations. However, the rest 5 models showed large differences in the intensity and the position of observation of the SPSD. Most of the CMIP5 models showed a one-month lead to the observation result in the initial phase of SPSD, and about one third of the models could display the dipole anomaly of sea surface temperature 3-6 months in the past retroactively. As shown in the temporal and spatial distribution, latent heat flux is the main factor affecting the development of SPSD under an atmospheric circulation anomaly. For the SPSD mature phase, some models could show a positive latent heat flux anomaly over the positive pole, indicating that the ocean would feedback to the atmospheric circulation in latent heat flux and form a negative feedback circulation. Therefore, these CMIP5 models perform better in sea-surface-temperature simulation than sea-surface-pressure simulation.

**Key words** CMIP5 Project; SPSD(south pacific subtropical dipole); thermodynamic coupling; atmospheric circulation