

赵鹤, 颀卫华, 吴统文, 等. 2020. 影响春季热带太平洋地区海温变化的动力热力作用分析 [J]. 大气科学, 44(3): 519–532. ZHAO He, JIE Weihua, WU Tongwen, et al. 2020. Analysis of the Influence of Dynamic and Thermal Effects on Sea Temperature in the Tropical Pacific Ocean during Spring [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(3): 519–532. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1904.18270

影响春季热带太平洋地区海温变化的 动力热力作用分析

赵鹤^{1,2} 颀卫华² 吴统文² 刘向文²

¹ 中国气象科学研究院, 北京 100081

² 国家气候中心, 北京 100081

摘要 厄尔尼诺—南方涛动(ENSO)春季预报障碍是 ENSO 预测的一个难点问题, 弄清影响春季热带太平洋地区海表温度(SST)变化的动力和热力作用对于理解 ENSO 关键区 SST 的异常变化及 ENSO 春季预报障碍成因非常重要。本文利用 BCC-CSM2-MR 数值模式, 模拟产生一套 1986~2017 年间相互协调的逐月海表风应力、感热、潜热、长波和短波净辐射能量、海洋流场等观测代用数据。利用这些数据对影响海温变化的动力和热力作用及其相对重要性进行了诊断分析, 结果表明: (1) 与其他季节相比, 春季 Niño3.4 区海洋表层温度(后文中用 T_S 表示)呈现出独特的先增暖后趋冷的不对称季节性转换特征, 这一变化主要是由于影响 T_S 的大气风应力、海流以及能量净通量在春季均表现出明显的季节性转换过程。进一步的分析表明, 热力作用对局地海温的季节性变化影响最为重要, 水平平流输送以反向作用为主, 其中经向平流输送起到了反向作用, 不利于该区域 T_S 的季节性转变, 纬向平流输送仅在春季转为弱的正贡献, 浅层垂直平流输送对春季 T_S 变化的影响很小。(2) 动力热力作用与 T_S 异常的变化倾向相关关系也表明, 春季 Niño3.4 区热力作用与 T_S 异常变化呈现显著的正相关, 纬向海流异常的输送项也表现为正相关, 而经向海流输送项展现出由负相关向正相关转化的特征。(3) 对 Niño3.4 区 T_S 变化的方差贡献分析结果表明, 春季热力作用对 T_S 的异常变化的贡献达 50% 以上, 相关系数超 0.7, 其次是纬向、经向平流项贡献, 各占 10%~20% 左右, 但两者作用相反, 其他项贡献较小。

关键词 ENSO 春季预报障碍 BCC-CSM2-MR 模式 能量净通量 水平平流输送

文章编号 1006-9895(2020)03-0519-14

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1904.18270

Analysis of the Influence of Dynamic and Thermal Effects on Sea Temperature in the Tropical Pacific Ocean during Spring

ZHAO He^{1,2}, JIE Weihua², WU Tongwen², and LIU Xiangwen²

¹ Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

² National Climate Center, Beijing 100081

Abstract The spring predictability barrier (SPB) of the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) is a difficult problem in ENSO prediction. To understand how dynamic and thermal factors affect the variability of sea surface temperature (SST)

收稿日期 2018-12-13; 网络预出版日期 2019-07-09

作者简介 赵鹤, 女, 1993 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候预测及数值模式研究。E-mail: amshzhao@gmail.com

通讯作者 颀卫华, E-mail: jiewh@cma.gov.cn

资助项目 国家重点研发计划项目 2016YFA0602100, 国家自然科学基金项目 41505094

Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2016YFA0602100), National Natural Science Foundation of China (Grant 41505094)

over the tropical Pacific ocean during spring is very important in understanding SST changes in key areas and resolving the SPB problem. In this work, a set of monthly data, including sea surface wind stresses, sensible heat flux, latent heat flux, net longwave radiation, net shortwave radiation, and ocean current fields, coordinated with each other during 1986–2017, were generated by BCC-CSM2-MR model simulation. Based on these data, we analyzed the dynamic and thermal influences and their contributions to the variability of SST (hereafter, T_S). The main results were as follows: (1) Compared with other seasons, in spring, T_S presented a unique asymmetric seasonal shift from warming to cooling in the Niño3.4 area. This was due to a similar shift in wind stress, net energy fluxes, and ocean current, which had a robust relationship with T_S . Further analyzes demonstrated that thermal effects play an important role in the variability of local T_S . In contrast, Horizontal advection is dominated by negative contribution. Meridional advection always showed a negative contribution to the seasonal variability of T_S . Meanwhile, zonal advection terms turned into a cooling effect from a warming effect on T_S during spring, and vertical advection effect was quite weak. (2) The interannual correlation between the tendency in T_S anomaly and dynamic/thermal effects showed that thermal heating, as well as zonal advection, were positively associated with the Niño3.4 T_S anomaly in spring. However, the correlation between meridional advection and the T_S anomaly changed from negative to positive during spring. (3) Quantitative analysis of the dynamic and thermal variance contributions in the Niño3.4 region also suggested that the contribution rate of thermal effect was $>50\%$, and the corresponding correlation coefficient was >0.7 . The contributions of zonal and meridional advection were about 10% and 20%, respectively, but were inverse to each other. Other factors contributed less.

Keywords ENSO spring predictability barrier, BCC-CSM2-MR model, Net energy flux, Horizontal advection

1 引言

厄尔尼诺—南方涛动 (ENSO) 是由热带太平洋海表温度异常变化引起的一种海气相互作用现象 (Ropelewski and Halpert, 1986, 1987; Trenberth et al., 1998; Tang and Neelin, 2004; Lee et al., 2014; Infanti and Kirtman, 2016)。ENSO 事件的发生会给全球天气和气候过程 (例如季风降水、极端事件、台风、热带低频振荡以及其他遥相关型等) 的发展带来重要影响, 同时也为全球天气和气候的预报提供了重要的物理背景 (杨崧等, 2018)。ENSO 的预报技巧高低在一定程度上决定了全球天气—气候系统预测的准确性 (Xue et al., 2013; Zhu et al., 2013), 准确的 ENSO 预测对于提高天气—气候预测水平、促进社会经济发展和防灾减灾意义重大。

近 30 年来, 随着数值模式和计算机技术的快速发展, 数值模式已成为各国预报业务中心对 ENSO 进行预测的主要手段 (Mason et al., 1999; Kanamitsu et al., 2002), 模式对 ENSO 预测能力也逐步提升, 目前 ENSO 的有效预测能够达到 6~12 个月 (郑飞, 2007)。国际气候与社会研究所 (IRI) 的统计结果表明, 总体来讲, 模式对 ENSO 的预报技巧随着预测提前时间的延长而减小, 但相比其他季节所有模式在北半球春季都存在 ENSO

预报技巧更快速下降的现象 (Barnston et al., 2012; Tippett et al., 2012)。Webster and Yang (1992) 首次针对这类现象分析研究并提出了“春季预报障碍” (SPB) 的概念。

近几年, 春季预报障碍已成为 ENSO 模式预测研究过程中不可忽视的部分。人们从多方面对 SPB 展开了研究 (Webster, 1995; Latif et al., 1994, 1998; Levine and McPhaden, 2015)。如, 有的认为 SPB 是 ENSO 的固有属性, 气候基本态和 El Niño 的相位在 SPB 中起到重要作用 (Moore and Kleeman, 1996; van Oldenborgh et al., 2005; Samelson and Tziperman, 2001); Torrence and Webster (1999) 认为, ENSO 总是倾向于在春季从冷位相转为暖位相, 此时信噪比最小, 数值模式不容易捕捉到有用的信息, 容易产生 SPB; 有诸多学者 (Chen et al., 1995, 2004; Flügel and Chang, 1998; Goswami et al., 1997) 关注初始场对 SPB 的重要影响, 他们分别从提高初值准确性、研究初始场中隐藏的季节信号和初始场不匹配问题等方面对初值的重要性进行检验分析。穆穆等 (Mu and Duan, 2003; Mu et al., 2007a, 2007b; Yu et al., 2012; Zhang et al., 2015) 从误差角度对春季预报障碍进行了大量研究, 研究表明模式的 SPB 取决于气候态的年循环, El Niño 本身结构和初始误差分布三个因素的共同作用。有的研究也认为 SPB 的产生

可能与季风、印度洋偶极子、热带西太平洋西风爆发 (WWB) 等存在关联 (黄荣辉和陈文, 2002; Webster and Hoyos, 2010; Lopez and Kirtman, 2014)。近年来越来越多的研究 (如: Masuda et al., 2015; Larson and Kirtman, 2017; Fang and Mu, 2018) 强调了大气风应力和海表能量净通量对 ENSO 春季预报的影响。

以上的这些研究从不同方面探讨了对 ENSO 春季预报障碍的成因。众所周知, 海洋表层温度的变化不仅与海表能量净通量有关, 而且受洋流动力过程的影响。到目前为止, 人们对热带太平洋尤其是 ENSO 关键海区的 SST 变化与海表净能量、洋流动力过程等存在多大联系, 以及在春季是动力作用重要还是热力因素重要的相关工作较少。本文拟从海表温度变化角度, 讨论洋流导致的海表温度的平流输送等动力作用, 以及由于海—气相互作用导致的海表净能量、海洋表层与次表层海水温度热量交换等热力作用的影响, 研究这些动力和热力因子对海温变化的相对贡献, 这对于理解 Niño3.4 区海温的异常变化, 深入分析 ENSO 春季预报障碍的成因有重要意义。

目前获取大范围长时间序列的海洋表层、次表层的洋流和海表通量观测资料以及与其相匹配的洋面大气观测数据比较困难, 尽管已有一些海洋温度、洋流、近洋面大气变量等再分析数据, 这些数据存在不同程度的模式依赖性。本文将借助数值模拟手段, 利用 ECWMF 全球大气再分析资料、NOAA 最优插值海表温度资料 (OISST) 和 BCC-GODAS 海温再分析资料, 驱动国家气候中心第二代气候系统模式 BCC-CSM2-MR, 产生一套多年的洋面大气风应力、海表长波通量、短波通量、感热、潜热, 海洋各层次的温、盐、流场数据, 重点诊断分析 Niño3.4 区海温变化与这些变量之间的联系。这些模拟数据及分析结果, 同时也为我们后期利用 BCC-CSM2-MR 模式开展对春季 ENSO 预报障碍的研究奠定前期基础。

2 模式、资料与试验设计及分析方法

2.1 模式介绍

本文使用的海—陆—冰—气耦合的气候系统模式是国家气候中心最新研发的 BCC-CSM2-MR 版本, 是参与第六次耦合模式国际比较计划 (CMIP6) 的中等分辨率模式, 详细介绍可参阅 Wu et al.

(2019)。该耦合模式的大气分量模式水平分辨率为 T106 波 (约 110 km), 垂直分层 46 层, 模式层顶高度 1.459 hPa, 在原有大气模式 BCC-AGCM2 版本 (Wu et al., 2013) 的基础上, 引入了由地形和对流引起的新重力波参数化方案、新的云量诊断参数化方案, 增加了包含气溶胶间接效应的云微物理过程、考虑了受水云云滴有效半径和气溶胶间接效应影响的辐射传输方案, 以及改进后的大气边界层方案; 陆面分量模式采用 BCC_AVIM2.0, 引入了水稻田方案、野火模块、植被物候方案、通过植被冠层的四流传输辐射方案, 改进了积雪反照率参数化方案和土壤冻融方案; 海洋分量模式为 MOM_L40 (Griffies et al., 2005), 为三级网格, 南北纬 10° 以内的热带海洋为 1/3° 纬度 × 1° 经度, 南北纬 10°~30° 区域采用 1/3°~1° 纬度 × 1° 经度, 其他区域为 1° × 1° 分辨率, 垂直分为 40 层; 海冰分量模式使用 GFDL 的 SIS (Winton, 2000)。各分量模式最后通过 NCAR 耦合器实现动量通量、热量通量以及水通量的相互交换。相较于参与 CMIP5 的前一版本 BCC-CSM1.1m 气候模式 (吴统文等, 2013), BCC-CSM2-MR 气候系统模式对于二十世纪气候平均态和全球升温趋势、平流层准两年周期振荡 (QBO)、热带季节内振荡 (MJO)、降水日变化等方面的模拟能力得到了明显提升。

2.2 资料与试验设计

本文利用 1986~2017 年 ECMWF-Interim 逐六小时的大气温度和风场再分析资料驱动 BCC-CSM2-MR 耦合模式的大气分量模式; 采用 OISST 资料松弛逼近 (Nudging) 的方法使 BCC-CSM2-MR 模式的表层海温向观测再分析数据进行恢复; 类似地, 利用国家气候中心 BCC-GODAS 系统所产生的全球海洋逐月海温分析场对 BCC-CSM2-MR 次表层及以下海温进行 Nudging 恢复, 恢复尺度都为 1 天。通过上述方法, 使得 BCC-CSM2-MR 模拟的大气—陆面—海洋—海冰各圈层变量之间相互协调适应, 产生了一套 1986~2017 年逐月海洋表面风应力、感热、潜热、长波和短波净辐射能量、海洋各深层的温度和流场等全球格点数据 (在 30°S~30°N 之间的热带海洋分辨率达 0.3° × 0.3°) 作为真实观测的替代数据。

为了检验该观测替代数据的正确性, 图 1 给出了 BCC-CSM2-MR 模式所模拟产生的 Niño3.4 SST 异常 (图中红线) 和基于 Haddley 中心提供的另一

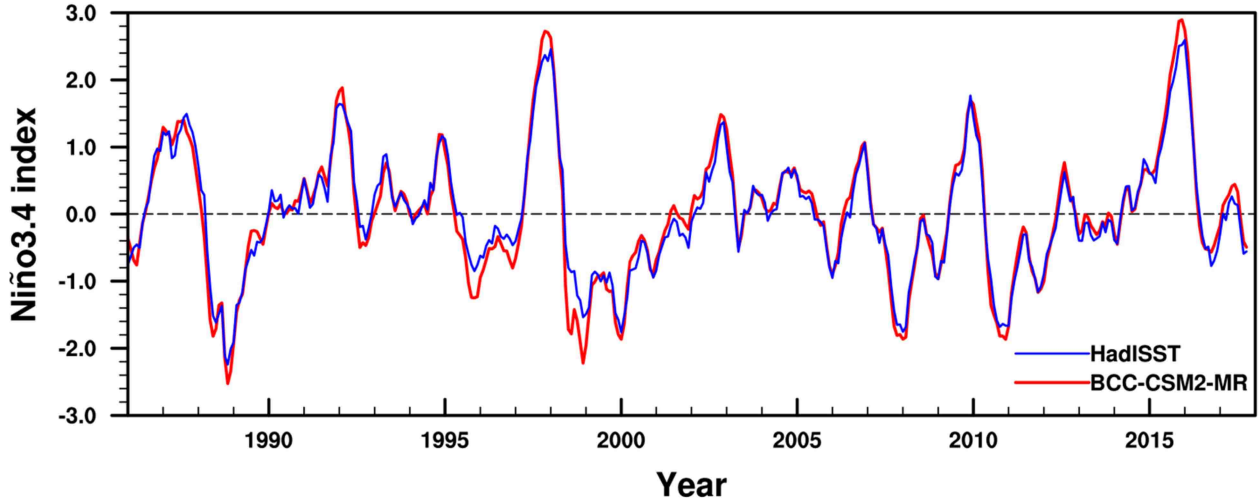


图1 BCC-CSM2-MR 模式模拟的 1986~2017 年逐月 Niño3.4 区海温指数 (红色实线) 和 HadISST 观测数据 (蓝色实线) 的对比, 单位: $^{\circ}\text{C}$

Fig. 1 Comparison of monthly Niño3.4 Indices between the BCC-CSM2-MR model simulation (red line) and the HadISST observations (blue line) during the period 1986–2017, units: $^{\circ}\text{C}$

套全球 SST 观测数据 (图中蓝线) 的对比结果。可以看出, BCC-CSM2-MR 所模拟的 SST 观测替代数据与 HadISST 的变化保持了很好的一致性, 两者相关系数高达 0.98, 说明了该模拟方法所产生的海温是合理的。

为了检验观测替代数据对洋流和海温空间分布的再现能力, 图 2 给出了 BCC-CSM2-MR 模式模拟产生的 1986~2017 年平均的热带太平洋地区年平均海表洋流 (矢量) 和海表海温分布 (阴影) 与 SODA 观测资料的对比结果, 可以看出无论海表温度还是洋流, 通过 Nudging 方法强迫 BCC-CSM2-MR 模式得到数据基本能够与观测资料结果保持高度一致。有关洋面通量的替代数据检验问题, 尽管目前已有一些海表通量数据, 主要还是基于同化方法和数值模拟得出, 存在一定的不确定性, 且有很强的模式依赖性, 这里暂不对比分析。

2.3 分析方法

BCC-CSM2-MR 的海洋分量模式最上层厚度约为 10 m (用 Δz 表示)。该层平均温度 T_S 随时间的变化可表达为

$$\frac{\partial T_S}{\partial t} = -u \frac{\partial T_S}{\partial x} - v \frac{\partial T_S}{\partial y} - w \frac{\partial T_S}{\partial z} + \frac{1}{C \times \Delta z} [F_S - F_1], \quad (1)$$

其中, $-u \partial T_S / \partial x$ 代表纬向平流输送项, $-v \partial T_S / \partial y$ 代表经向平流输送项, $-w \partial T_S / \partial z$ 代表海温垂直输送项 (选取厚度 30 m 计算平均垂直输送项), $[F_S - F_1] / (C \times \Delta z)$ 表示热力作用项。这里 C 代表海

水热容量, F_S 代表海气交换能量净通量 (向下为正),

$$F_S = F_{SN} \downarrow + F_{LN} \downarrow + F_{SH} \downarrow + F_{LH} \downarrow, \quad (2)$$

公式 (2) 中右端 F_{SN} 、 F_{LN} 、 F_{SH} 、 F_{LH} 各项分别代表短波净通量、长波净通量、感热通量、潜热通量。公式 (1) 中的 F_1 代表海洋表层与次表层的能量热传导交换 (向下为正),

$$F_1 = -\lambda \times \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (3)$$

这里, 海洋垂直湍流混合过程对 T_S 的影响没有考虑。

本文还将关注海洋表层海温异常 (T'_S) 随时间的演变, 由方程 (1) 可以推导出如下近似表达式:

$$\begin{aligned} \frac{\partial T'_S}{\partial t} \approx & -u' \frac{\partial \bar{T}_S}{\partial x} - \bar{u} \frac{\partial T'_S}{\partial x} - v' \frac{\partial \bar{T}_S}{\partial y} - \bar{v} \frac{\partial T'_S}{\partial y} \\ & - w' \frac{\partial \bar{T}_S}{\partial z} - \bar{w} \frac{\partial T'_S}{\partial z} + \frac{1}{C \times \Delta z} [F'_S - F'_1], \quad (4) \end{aligned}$$

其中, $\bar{[]}$ 和 $[]'$ 分别表示气候平均和异常项, $-u' \partial \bar{T}_S / \partial x$ 表示纬向异常海流对平均海温的输送项, $-\bar{u} \partial T'_S / \partial x$ 代表纬向平均海流对海温异常的输送项, $-v' \partial \bar{T}_S / \partial y$ 表示经向异常海流对平均海温的输送项, $-\bar{v} \partial T'_S / \partial y$ 为经向平均海流对海温异常的输送项, $-w' \partial \bar{T}_S / \partial z$ 代表垂向海流异常对平均海温的输送项, $-\bar{w} \partial T'_S / \partial z$ 表示垂向平均海流对海温异常的输送项。

为了定量分析动力输送项和热力作用项对 Niño3.4 区海表温度变化的贡献, 我们首先对公式 (1) 和 (4) 中的各项所导致的温度变化进行标准化处理, 然后对标准化后的各项时间序列进行多元线性回归,

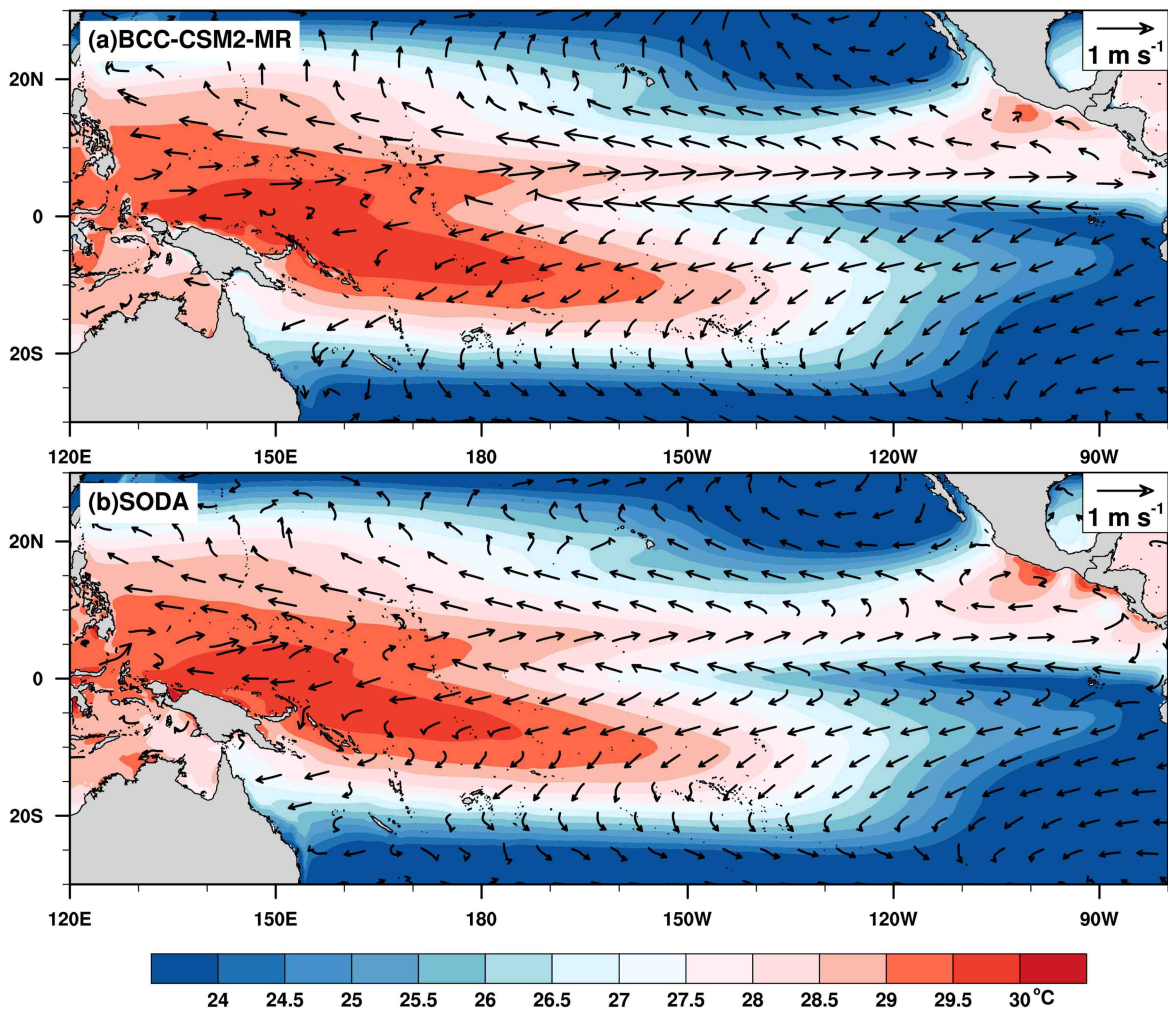


图2 1986~2017年平均的热带太平洋地区年平均海表洋流(矢量)和海表温度(阴影)分布:(a) BCC-CSM2-MR 模式模拟结果;(b) SODA 观测资料

Fig. 2 Annual-mean surface ocean current (vector) and sea surface temperature (shaded) in the tropical Pacific averaged over 1986–2017: (a) BCC-CSM2-MR model results; (b) SODA observations

根据各项回归系数 k_j 求各项贡献所占百分比 $|k_j|/\sum k_j$, 作为各项对海温变化的贡献大小。

3 结果分析

3.1 热带太平洋海表温度变化及其动力和热力作用的季节性演变特征

图3给出了1986~2017年多年平均热带太平洋5°S~5°N间平均的海洋表层温度、海洋表层海流、海表净能量和表面风应力的全年逐月变化特征。如图3a所示, 180°日界线以西海域的海温年周期变化较小, 而以东洋面则表现出独特的不对称年周期变化, 即在180°日界线以东, 1~4月海表温度呈现出逐渐增暖的趋势, 暖水区自东向西逐步延伸的状况, 4月以后开始逐渐趋冷。在Niño3.4区,

自东向西, 分别在4~5月达到全年最暖时期。图中用蓝色框表示3~6月Niño3.4区(120°W~170°W范围)内的变化, 这一时段也正是ENSO春季预报障碍的发生时段。而同期平均的HadISST观测海温也同样验证了这一结论(图3a, 黑色等值线)。从海表温度的时间倾向变化(图4a)可以更为直观地看出这一季节变换特征。

这一时段, 恰巧海表能量净通量(图3d)和洋流(图3b和3c)也发生了明显的季节变化。可以看出, 海表能量净通量(包括太阳短波净辐射, 长波净辐射, 感热和潜热交换等)在180°日界线以东的赤道太平洋获得的净能量在2~3月和9~10月达到全年两个最大值。春季Niño3.4区海表能量净通量呈现出逐渐减弱的变化过程。160°E

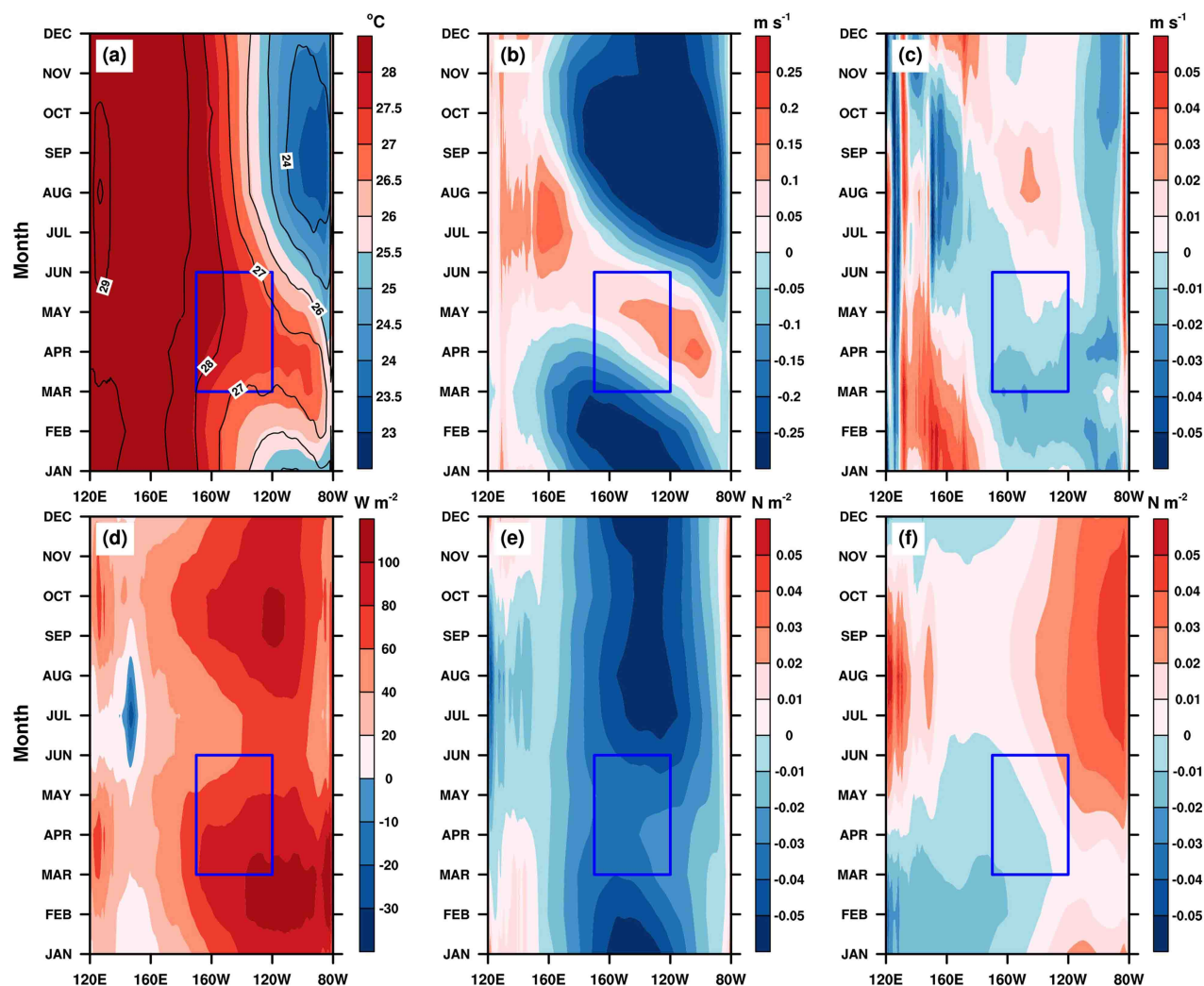


图3 1986~2017年热带太平洋(5°S~5°N)平均的(a)海表温度(单位: °C), 海洋表层(b)纬向、(c)经向海流(单位: m s^{-1}), (d)海表能量净通量(包括长波净通量、短波净通量、感热通量、潜热通量, 单位: W m^{-2}), (e, f)海表纬向、经向风应力(单位: N m^{-2})的气候场年循环。蓝色框内为Niño3.4区(170°W~120°W)的春季演变结果。图3a中等值线为1986~2017年同期平均的HadISST观测海温数据

Fig. 3 Annual cycles of the (5°S–5°N) means of (a) sea surface temperature (units: °C), (b) zonal and (c) meridional surface ocean current (units: m s^{-1}), (d) surface net heat flux (including sensible heat flux, latent heat flux, long wave and short wave radiation) (units: W m^{-2}), (e, f) zonal and meridional wind stress (units: N m^{-2}) in the tropical Pacific ocean averaged over the period 1986–2017. The blue box is the evolution in the Niño3.4 region (170°W–120°W) during spring. The counter in (a) is the HadISST observations

以东的纬向海流在春季由自东向西(负值)转为自西向东(正值), 进入初夏又转为自东向西(负值); 而中东太平洋的经向海流方向也在1~4月由自北向南(负值)转变为5~6月自南向北(正值)。对相应的大气纬向和经向风应力进行分析发现(图3e和3f), 在中东太平洋地区(160°E~80°W)纬向风应力全年自东向西(负值), 仅在3~6月Niño3.4区纬向风应力出现明显减弱的现象, 而经向风应力在春季存在自北向南(负值)到自南向北(正值)的转变。

如果纵观全年的变化, 很难看出海流、风应力、或海表能量中哪一项对 T_S 的影响最大。比如海表能量净通量除了春季的极大值, 在秋季还有另一极大值, 无法与秋季的 T_S 的变化完全对应。为了明确各项对海温变化的影响, 我们进一步分析了动力、热力因素对 T_S 变化的贡献大小。

根据海温诊断方程(1), 我们首先计算了温度场和环流场的多年月平均值, 然后分别计算了方程右端各项导致逐月 T_S 变化的量值。如图4所示, 给出了1986~2017年5°S~5°N纬向范围平均的各

项随经度—时间的全年变化。纬向平流输送项在全年整体上对 T_S 的影响以降温作用为主，而在 Niño3.4 区 5~6 月呈现出微弱的升温作用（图 4b），结合图 3 不难发现此时纬向海温梯度减弱，春季赤道流减弱，北赤道逆流增强，在赤道表现出自西向东流，将暖池海水向东输送，从而纬向平流表现出增暖作用；经向平流输送项在 180°以东全年呈现明显的

降温作用（图 4c），平均在 -0.3 K mon^{-1} 的量级。垂直交换项对海表温度影响很小，考虑到模式中海洋表层只有 10 m 厚，且由于海洋表层受海浪的影响，通常存在很强的垂直混合，为了较合理地计算垂直输送项对海表温度的影响，我们计算了海洋模式最上 3 层（约 30m 深）的平均垂直平流输送，如图 4d 所示，在 120°W 以东的赤道太平洋有明显

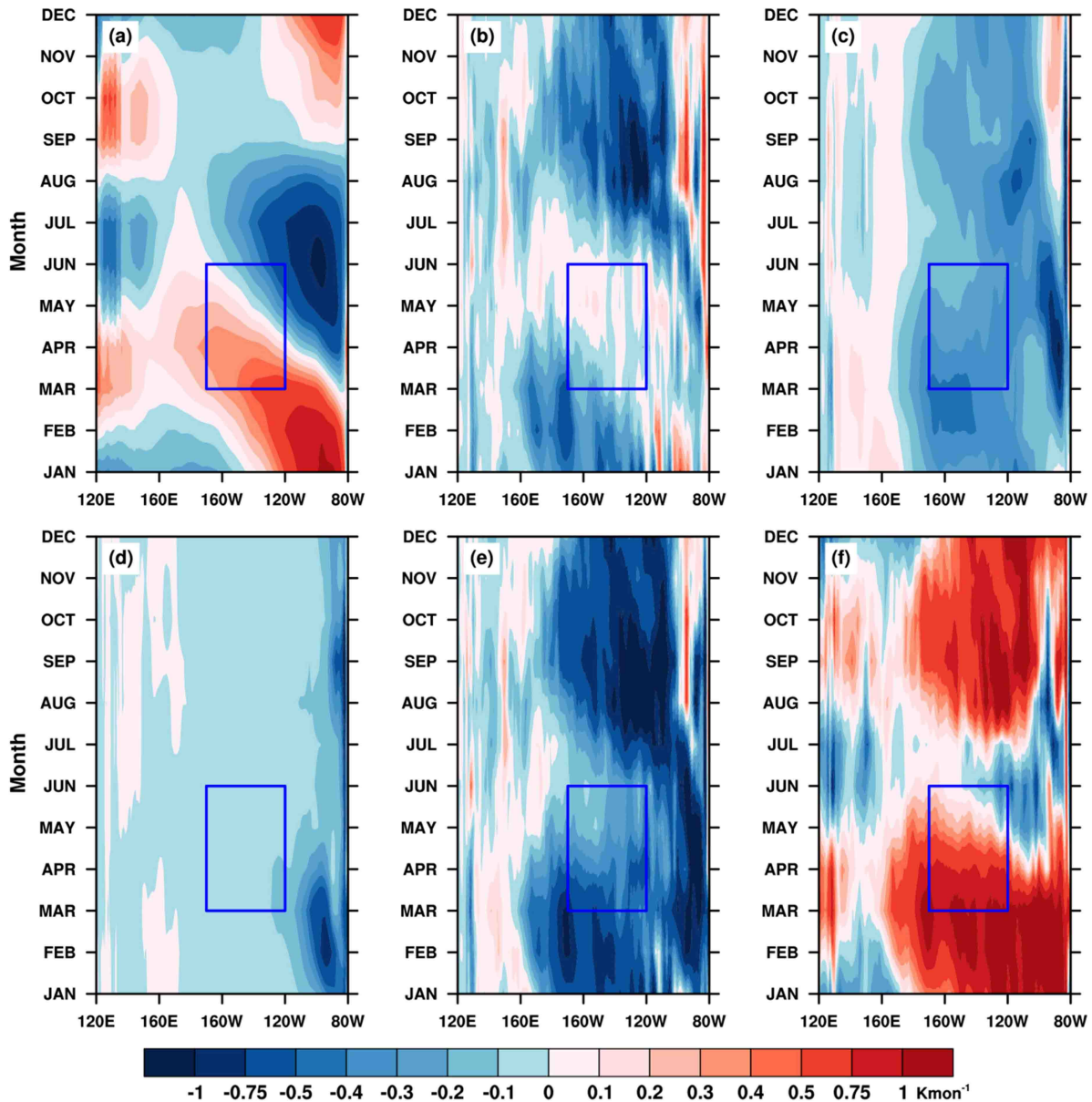


图 4 1986~2017 年热带太平洋 (5°S~5°N) 平均的 (a) 海温变化倾向 $\partial T_S/\partial t$, (b) 纬向平流输送项 $-u\partial T_S/\partial x$, (c) 经向平流输送项 $-v\partial T_S/\partial y$, (d) 垂直输送项 $-w\partial T_S/\partial z$, (e) 水平输送项之和 $-u\partial T_S/\partial x - v\partial T_S/\partial y - w\partial T_S/\partial z$, (f) 热力加热项 $[F_S - F_1]/(C \times \Delta z)$ 的气候态年循环 (阴影, 单位: K month^{-1})。蓝色框内为 Niño3.4 区 (170°W~120°W) 的春季变化情况

Fig. 4 Annual cycles of the (5°S~5°N) means of (a) the trend in sea surface temperature $\partial T_S/\partial t$, (b) zonal advection term $-u\partial T_S/\partial x$, (c) meridional advection term $-v\partial T_S/\partial y$, (d) vertical advection term $-w\partial T_S/\partial z$, (e) sum of three terms $-u\partial T_S/\partial x - v\partial T_S/\partial y - w\partial T_S/\partial z$, (f) heating term $[F_S - F_1]/(C \times \Delta z)$ in the tropical Pacific ocean averaged over the period 1986~2017 (shaded, units: K month^{-1}). The blue box shows the evolution over the Niño3.4 region during spring

的负值中心，中心强度可达 -0.7 K mon ，降温作用明显，反映了赤道东太平洋底层冷水向上输送的这一动力过程，但我们也注意到，在本文重点关注的 Niño3.4 区垂直输送作用不大，对海表温度的降温作用平均在 -0.1 K mon 以内。从整个平流输送项（上述三项引起的海表温度变化之和）的演变情况可以看出动力过程对全年热带中东太平洋海温总体起到降温作用，对 T_S 升温起到负贡献（图 4e）。

如图 4f 所示，除 5~7 月赤道中东太平洋是失去能量，不利于增温外，其他时段海洋净能量的热力加热作用明显。春季开始热力加热逐渐减弱，进入初夏表现为降温冷却，从 7 月以后又逐渐转变升温作用（图 4f）。从量值上看，热力作用对春季 T_S 升温的贡献要明显超过平流输送项对 T_S 的降温作用，导致 T_S 呈现出先升再降的变化过程。而图 4a 中 9~12 月的 T_S 的升温变化，也与图 4f 的热力作用增强有关。另外，对比图 3d 和图 4f 不难看出，公式（1）中的热力作用项对表层海温 T_S 的加热贡献与海表能量净通量存在明显一致的季节性变化特征，均在 2~3 月和 9~10 月呈现两个明显的极值中心，这表明在热力加热对海温局地变化的贡献中能量净通量起决定性的作用。

3.2 动力、热力作用项对热带太平洋海表温度年际变化的影响

我们进一步计算了 1980~2017 年间，海表温度诊断方程各项与海表温度倾向之间的年际变化相关关系。如图 5 所示，有 3 项有利于海表温度变化的发展（也即图中的正相关）。尽管春季 Niño3.4 区纬向平流输送对 T_S 的季节性变温贡献不大（图 4b），如图 5a 所示，Niño3.4 区的纬向输送项与海表温度倾向项总体上呈明显正相关，相关系数约为 0.4~0.8，且通过 95% 置信水平的显著性检验（打点区域）。这表明强（弱）的纬向平流输送可导致海表温度在不同年份出现弱的暖（冷）变化。如图 5d 所示，热力加热项在全年与海温变化倾向都表现为较强的正相关，尤其在春季中东太平洋区域的相关系数能够达到 0.9 以上。另外，Niño3.4 区的表层能量净通量 F_S 在 3~5 月与海温变化倾向间存在一定程度的正相关，相关系数 0.4~0.8 并通过显著性检验（图 5e）。

海表温度诊断方程中的另外 3 项是不利于 Niño3.4 区域 T_S 变化的发展（图中表现为负相关）。如图 5b 所示，经向输送项在 3~5 月整体表现为负

相关，特别是在春季前半段通过信度检验的相关系数可以达到 $-0.4\sim-0.8$ 。这说明经向输送项偏弱（强）将导致海温的偏暖（冷），结合图 4c，表明该项对温度变化的幅度影响也较大。另外，表层海温和次表层海温的热交换项 F_1 （图 5f）表现为明显的负相关（ $-0.4\sim-0.8$ ），即海表温度降低，垂直温度梯度减小，不利于表层温度向次表层温度传递热量，两者呈现负相关，反之亦然。再就是如图 5c 所示的垂直温度平流输送项，在 170°W 的赤道东太平洋，温度输送项的变化与海表温度的变化之间的相关分布非常相似于表层海温和次表层海温的热交换项 F_1 的影响（图 5f），这可能是由于垂直平流输送强弱在一定程度上决定于表层海温与次表层海温之间的垂直温度梯度变化。

为了定量分析动力输送项和热力项对 Niño3.4 区海表温度变化的贡献，我们对各项引起的温度变化进行标准化处理，之后针对各项的年际变化进行多元线性回归，探讨各项方差贡献在不同月份的变化。

从图 6a 中看出，热力加热项在全年贡献都比较大（蓝色），尤其在春季占比达 50% 以上，其他月份也基本可以维持在 40% 左右。经向平流输送贡献（绿色）也在春季贡献相对较大，贡献约为 15%~20%。而纬向平流输送贡献（紫色）从 2 月开始明显减弱，其春季贡献与经向输送大小相当，约占 10%~20%。结合 Niño3.4 区各项与海表温度倾向的年际变化相关系数发现（图 6b），热力加热项与海温变化倾向的相关性在春季也是最大的，维持在 0.9 以上（蓝色）。春季纬向平流输送与海温变化倾向的相关系数维持在 0.6 以上（紫色），而经向输送项（绿色）在 2~4 月表现为负相关，相关系数也都通过了信度检验，保持在 0.6 左右，从 6 月开始转为正相关。另外，垂直海温输送项与海温变化倾向（红色）在 1~4 月有相对较强的负相关，5~8 月为正相关，但其贡献值很小，对海表温度影响不大。

3.3 动力、热力作用项对热带太平洋海表温度异常变化的影响

相对于 T_S 的季节性变化，我们更关注 T_S 异常演变。图 8 给出了 1980~2017 年间 $5^\circ\text{S}\sim5^\circ\text{N}$ 范围平均的 T_S 异常变化与公式（4）中各项的年际相关系数的经度—时间分布。可以看出， T_S 异常的变化主要与 Niño3.4 区的纬向、经向异常海流对平均

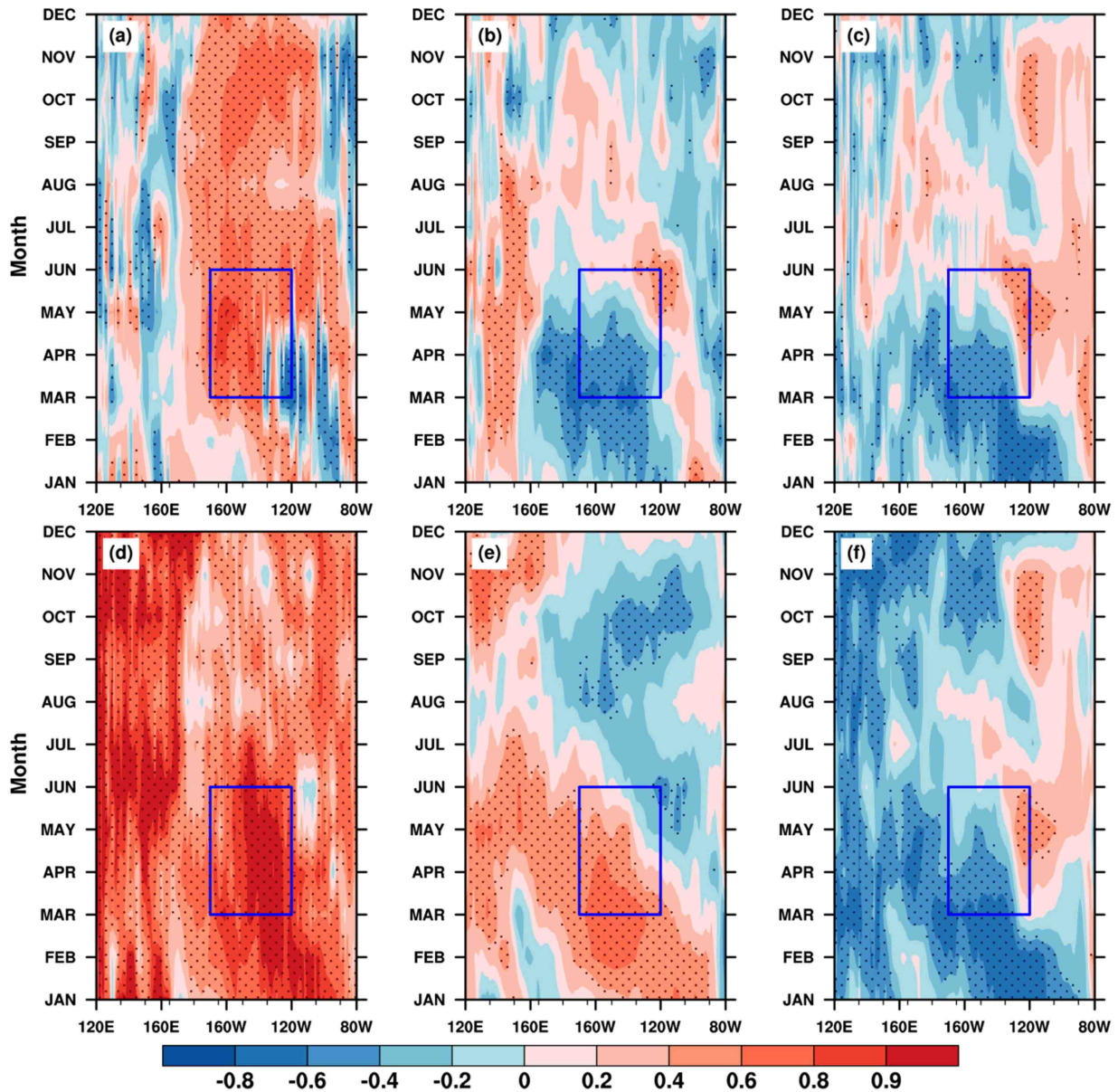


图5 1986~2017年热带太平洋(5°S~5°N)平均的(a) 纬向输送项 $-u\partial T_S/\partial x$, (b) 经向输送项 $-v\partial T_S/\partial y$, (c) 垂直输送项 $-w\partial T_S/\partial z$, (d) 热力加热项 $[F_S - F_1]/(C \times \Delta z)$, (e) 海表能量净通量 F_S (包括感热通量、潜热通量、长波辐射和短波辐射) 以及 (f) 表层和次层海温热传导 F_1 与海表温度变化倾向项 $\partial T_S/\partial t$ 的年际变化相关系数随时间演变。其中, 打点区域通过了95%置信水平的显著性检验, 蓝色框内为Niño3.4区(170°W~120°W)的春季变化情况

Fig. 5 Interannual correlation between the trend in surface sea temperature $\partial T_S/\partial t$ and (a) zonal advection $-u\partial T_S/\partial x$, (b) meridional advection $-v\partial T_S/\partial y$, (c) vertical advection $-w\partial T_S/\partial z$, (d) diabatic heating $[F_S - F_1]/(C \times \Delta z)$, (e) sea surface net heat flux F_S (including sensible heat flux, latent heat flux, long wave and short wave radiation), (f) vertical heat exchange F_1 (which is associated with vertical mixing process), averaged over (5°S-5°N) in the tropical Pacific Ocean during 1986-2017. Dotted area shows the correlation exceeding the 95% confidence level. The blue box is the Niño3.4 region (170°W-120°W) in spring

海温的输送、经向平均海流对海温异常的输送以及海表能量净通量异常关系最密切。如图7a所示, 在热带中东太平洋地区, 纬向海流异常的平均海温输送项与 T_S 异常变化倾向在全年呈明显正相关, 尤其是在春季Niño3.4区, 相应的相关系数达0.6

以上。而纬向平均海流的海温异常输送项的相关性不强, 大部分区域未通过95%置信水平的显著性检验(图7b)。经向海流异常的平均海温输送项和经向平均海流的海温异常输送项均在冬春季节出现一个明显的负相关中心, 而且在春季Niño3.4区

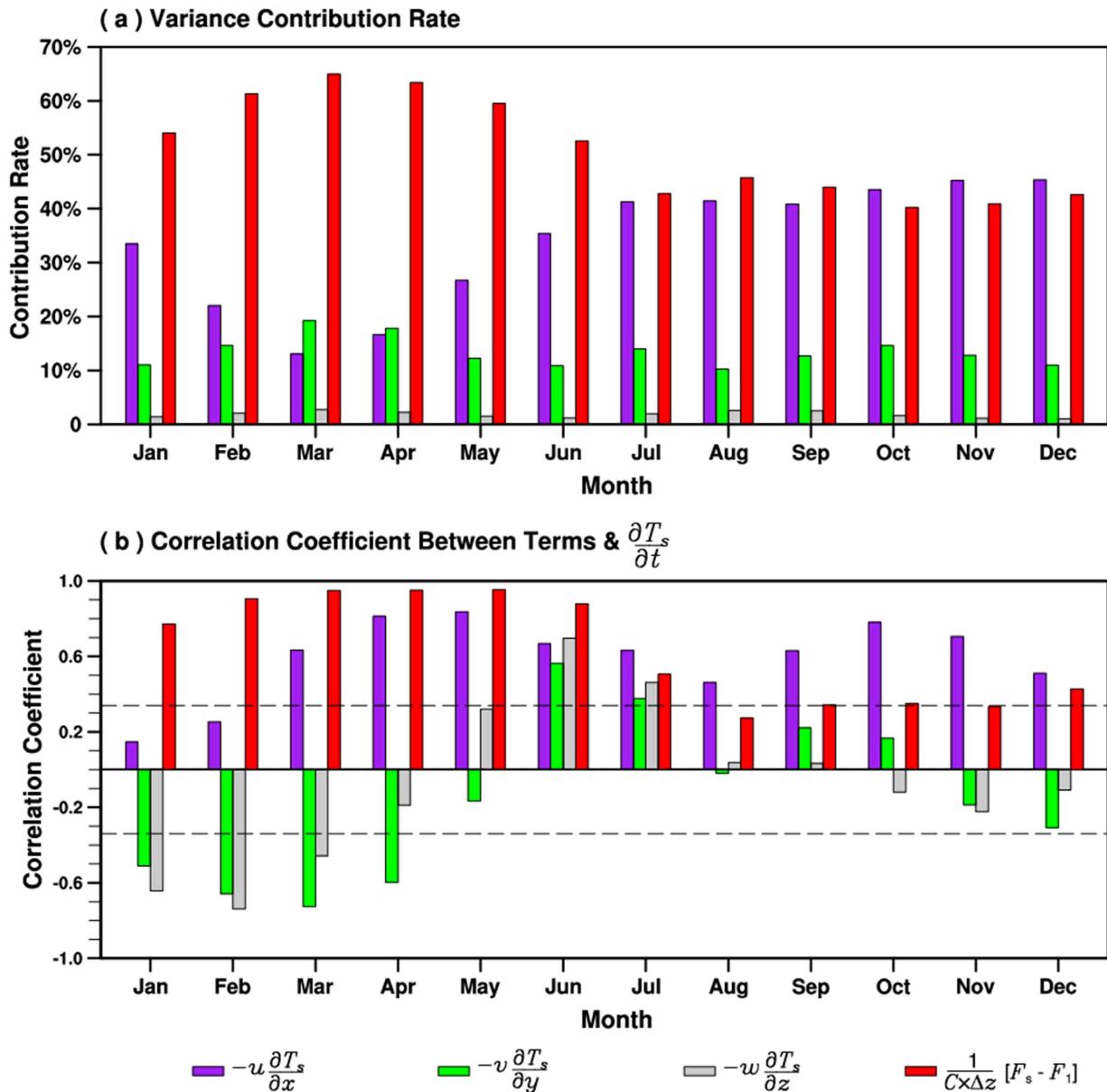


图6 1986~2017年 Niño3.4区平均的 (a) 纬向水平输送项 $-u\partial T_s/\partial x$ (紫色), 经向水平输送项 $-v\partial T_s/\partial y$ (绿色), 垂直输送项 $-w\partial T_s/\partial z$ (红色) 以及热力加热项 $[F_s - F_1]/(C \times \Delta z)$ (蓝色) 的年度变化对海表温度倾向的方差贡献率, (b) 上述各项与海温变化倾向 $\partial T_s/\partial t$ 之间的年度变化相关系数。超过黑色虚线为通过95%置信水平的显著性检验

Fig. 6 Variance contribution of (a) zonal advection $-u\partial T_s/\partial x$ (purple), meridional advection $-v\partial T_s/\partial y$ (green), vertical advection $-w\partial T_s/\partial z$ (red), heating $[F_s - F_1]/(C \times \Delta z)$ (blue) for sea surface temperature tendency averaged in the Niño3.4 region during 1986–2017, (b) correlation coefficients between the above terms and the trend in sea surface temperature. The dashed line shows the correlation exceeding the 95% confidence level

都不同程度地表现出负相关向正相关转化的特征 (图 7c 和 7d)。垂向海流异常的平均海温输送和垂向平均海流的海温异常输送在 1~5 月份都为弱的负相关, 并在春季 Niño3.4 区存在一个正负相关性的转换过程 (图 7e、f), 但整体上对 T_s 影响很小 (图 4d)。对于热力作用异常项而言, 除了 7~11 月份的热带太平洋中部以外, 其他时段的整个热带太平洋区域依然表现为强的正相关, 相关系数约

为 0.6~0.8, 其中能量净通量异常与热力加热异常项类似, 在 1~5 月也呈现比较显著的正相关, 但在夏秋季节出现了负相关的情况 (图 7g、h)。

下面通过定量分析判断 Niño3.4 区各项对 ENSO 指数变化的影响的相对重要性。如图 8 所示, 从动力和热力因子的异常对 Niño3.4 指数的方差贡献和相关系数来看, 热力作用异常项 (红色) 贡献最大, 尤其在 1~4 月份明显高于其他时段, 方差贡献率

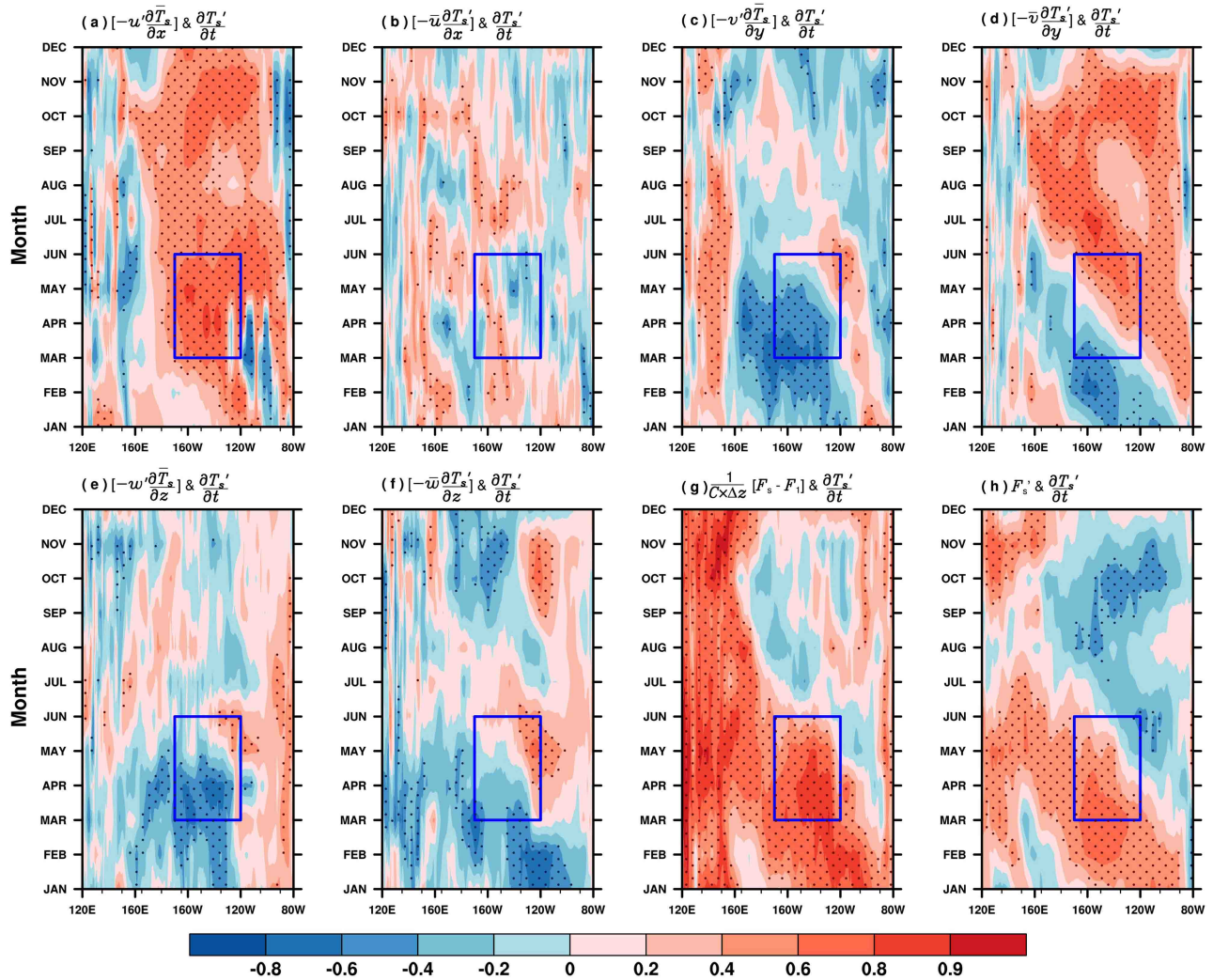


图 7 同图 5，但为海温异常变化倾向 $\partial T'_S / \partial t$ 与 (a) 纬向海流异常的平均海温输送项 $-u' \partial \bar{T}'_S / \partial x$ 、(b) 纬向平均海流的海温异常输送项 $-\bar{u} \partial T'_S / \partial x$ 、(c) 经向海流异常的平均海温输送项 $-v' \partial \bar{T}'_S / \partial y$ 、(d) 经向平均海流的海温异常输送项 $-\bar{v} \partial T'_S / \partial y$ 、(e) 垂直海流异常的平均海温输送项 $-w' \partial \bar{T}'_S / \partial z$ 、(f) 垂直向平均海流的海温异常输送项 $-\bar{w} \partial T'_S / \partial z$ 、(g) 热力加热项异常 $[F'_S - F'_1] / (C \times \Delta z)$ 以及 (h) 海表能量净通量异常 F'_S 的年度变化相关系数随时间的变化

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for the correlation between the trend in sea surface temperature anomaly $\partial T'_S / \partial t$ and (a) zonal advection anomaly for T_S mean $-u' \partial \bar{T}'_S / \partial x$, (b) zonal mean advection for T_S anomaly $-\bar{u} \partial T'_S / \partial x$, (c) meridional advection anomaly for T_S mean $-v' \partial \bar{T}'_S / \partial y$, (d) meridional mean advection for T_S anomaly $-\bar{v} \partial T'_S / \partial y$, (e) vertical advection anomaly for T_S mean $-w' \partial \bar{T}'_S / \partial z$, (f) vertical mean advection for T_S anomaly $-\bar{w} \partial T'_S / \partial z$, (g) diabatic heating anomaly $[F'_S - F'_1] / (C \times \Delta z)$, (h) sea surface net heat flux anomaly F'_S

接近 50%，对应的相关系数也达到 0.7 以上。纬向和经向海流异常的平均海温输送（紫色和粉色）和经向平均海流的海温异常输送（蓝色）贡献全年基本维持在 10%~20%，在春季相对偏小。其中对应的春季纬向海流异常的平均海温输送相关系数约为 0.6~0.8，而冬春季的经向输送项相关关系（粉色和蓝色）表现出由负相关向正相关转换特征。对于垂直输送项来说，虽然其与海温异常变化存在明显相关性（黄色和灰色），但贡献值很小，影响比

较小。综上所述，春季 Niño3.4 区影响海温异常倾向的最重要的因子依然是热力作用，其次是纬向平流项和经向平流项，垂直输送相对作用较小。

4 结论与讨论

本文从影响春季热带太平洋地区海温变化的动力热力因子的气候态变化特征、异常变化特征和年际相关性等方面开展了分析研究，主要结论如下：

(1) Niño3.4 区的海表温度、纬向海流、经向

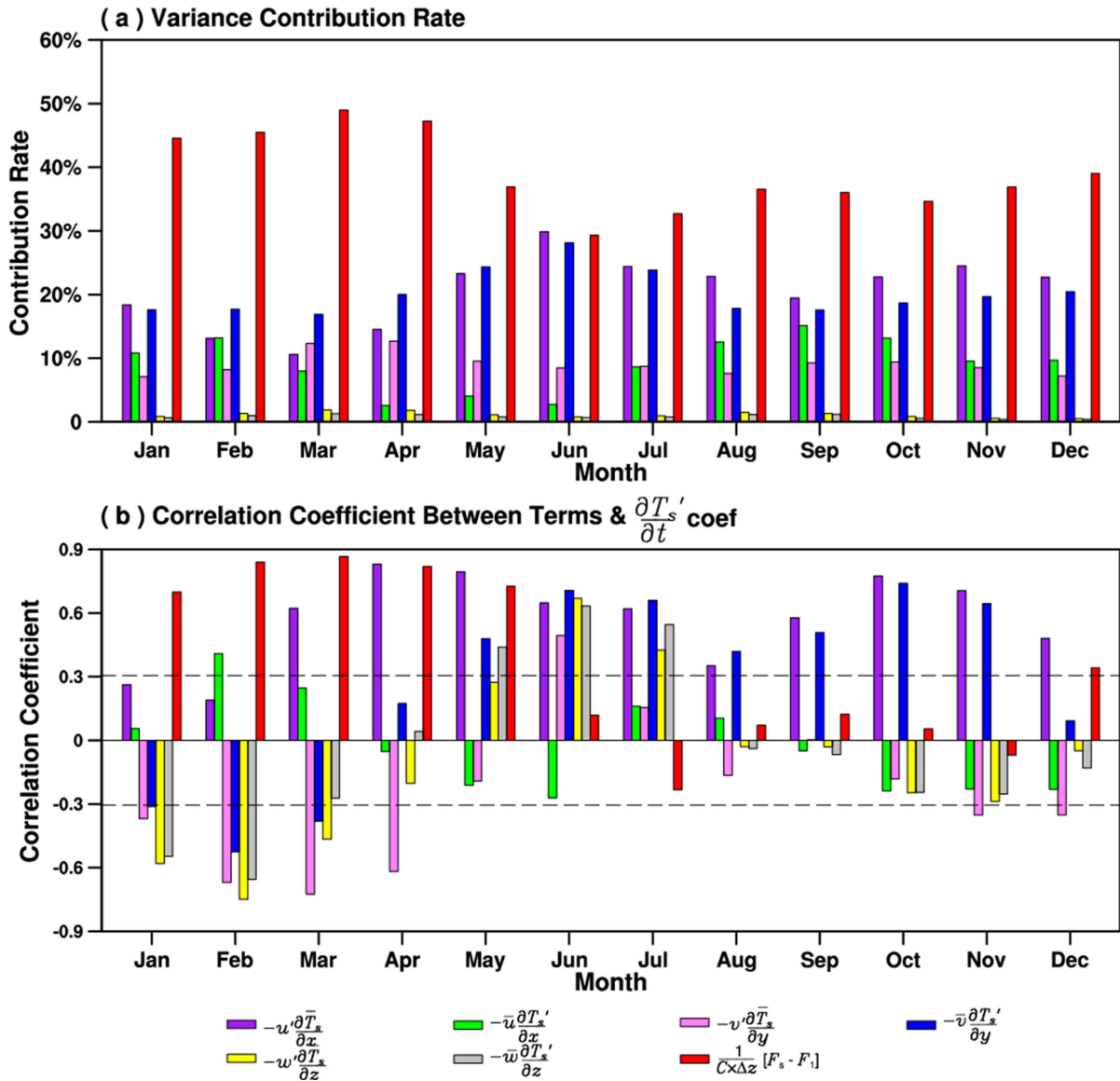


图 8 同图 6，但为 (a) 纬向海流异常的平均海温输送项 $-u'\bar{\partial T_s}/\partial x$ (紫色)、纬向平均海流的海温异常输送项 $-\bar{u}\partial T_s'/\partial x$ (绿色)、经向海流异常的平均海温输送项 $-v'\bar{\partial T_s}/\partial y$ (粉色)、经向平均海流的海温异常输送项 $-\bar{v}\partial T_s'/\partial y$ (蓝色)、垂直海流异常的平均海温输送项 $-w'\bar{\partial T_s}/\partial z$ (黄色)、垂直平均海流的海温异常输送项 $-\bar{w}\partial T_s'/\partial z$ (灰色) 和热力加热项异常项 $[F_s' - F_1']/(C \times \Delta z)$ (红色) 的结果；(b) 为上述各项与表层海温异常倾向的相关系数

Fig. 8 Same as Fig. 6, but for (a) the zonal advection anomaly for T_s mean $-u'\bar{\partial T_s}/\partial x$ (purple), zonal mean advection for T_s anomaly $-\bar{u}\partial T_s'/\partial x$ (green), meridional advection anomaly for T_s mean $-v'\bar{\partial T_s}/\partial y$ (pink), meridional mean advection for T_s anomaly $-\bar{v}\partial T_s'/\partial y$ (blue), vertical advection anomaly for T_s mean $-w'\bar{\partial T_s}/\partial z$ (yellow), vertical mean advection for T_s anomaly $-\bar{w}\partial T_s'/\partial z$ (gray), diabatic heating anomaly $[F_s' - F_1']/(C \times \Delta z)$ (red); (b) correlation coefficients between the above terms and the trend in anomaly of sea surface temperature

海流、海表能量净通量以及大气风应力在北半球春季均表现出独特的转换特征。海表温度在春季前期逐渐增暖，后期逐渐趋冷，且在 4 月达到最暖；纬向海流的方向从由东向西变为由西向东，对应的经向海流也由自北向南转变为自南向北；Niño3.4 区大气的纬向风应力全年自西向东仅在春季出现减弱的现象，经向风应力在春季则出现方向改变的现象；

同时海表能量净通量在春季也有减弱趋势。

(2) 从海表温度诊断方程各项与海表温度倾向之间的年际变化相关性来看，热力加热项（包含能量净通量）与春季海表温度变化的相关性最强，对海温变化的主导作用最为显著；春季 Niño3.4 区的纬向输送项与海表温度倾向项总体上呈明显正相关；但春季前期 Niño3.4 区的经向输送项和垂直

输送项与海表温度变化倾向呈现明显的负相关。再从各项异常变化与海表温度异常变化的相关关系来看, 春季 Niño3.4 区纬向海流异常的平均海温输送项与 T_S 异常变化倾向呈明显正相关。经向海流异常的平均海温输送和经向平均海流的海温异常输送均表现出负相关向正相关转化的特征, 垂向海流异常输送项也有类似分布特征。相应的热力热加异常在春季基本上呈现显著的正相关, 但在下半年转为负相关。

(3) 定量分析 Niño3.4 区域平均的动力和热力作用对海表温度贡献, 发现春季 Niño3.4 区影响海温异常倾向的最重要的因子是热力作用, 占比超过 50% 以上, 其次是纬向平流项和经向平流项, 各自贡献约为 15%~20%, 相对而言垂直输送项作用较小。

综上所述, 春季 Niño3.4 区的海表能量、平流输送均处于季节转换阶段, 其大小方向难以预测, 使得 T_S 异常信号是继续增强或是开始减弱难以捕捉, 从而导致了春季 ENSO 的预报存在很大的不确定性。本文的研究仅仅是诊断分析, 具体针对实际 ENSO 预测, 数值模式究竟对哪一项的预报出现了较大偏差, 导致了 ENSO 预测的 SPB? 能否通过在模式预报过程中对偏差较大项进行误差订正的方法来解决 SPB? 值得深入研究。特别是对与典型的 El Niño 和 La Niña 事件的影响有待深入分析。另外, 我们知道海洋温跃层与次表层海洋存在很强的能量交换, 而温跃层以上还存在温度混合层, 在该层一旦出现垂直不稳定就会产生垂直混合, 如何合理地表述或诊断该过程对表层和次表层海温的影响仍需后期深入分析。

参考文献 (References)

- Barnston A G, Tippet M K, L'Heureux M L, et al. 2012. Skill of real-time seasonal ENSO model predictions during 2002–11: Is our capability increasing? [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93(5): 631–651. doi:10.1175/bams-d-11-00111.1
- Chen D, Zebiak S E, Busalacchi A J, et al. 1995. An improved procedure for El Niño forecasting: Implications for predictability [J]. *Science*, 269(5231): 1699–1702. doi:10.1126/science.269.5231.1699
- Chen D, Cane M A, Kaplan A, et al. 2004. Predictability of El Niño over the past 148 years [J]. *Nature*, 428(6984): 733–736. doi:10.1038/nature02439
- Fang X H, Mu M. 2018. Both air–sea components are crucial for El Niño forecast from boreal spring [J]. *Scientific Reports*, 8(1): 10501. doi:10.1038/s41598-018-28964-z
- Flügel M, Chang P. 1998. Does the predictability of ENSO depend on the seasonal cycle? [J]. *J. Atmos. Sci.*, 55(21): 3230–3243. doi:10.1175/1520-0469(1998)055<3230:dtpoed>2.0.co;2
- Goswami B N, Rajendran K, Sengupta D. 1997. Source of seasonality and scale dependence of predictability in a coupled ocean–atmosphere model [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 125(5): 846–858. doi:10.1175/1520-0493(1997)125<0846:sosasd>2.0.co;2
- Griffies S M, Gnanadesikan A, Dixon K W, et al. 2005. Formulation of an ocean model for global climate simulations [J]. *Ocean Sci.*, 1(1): 45–79. doi:10.5194/os-1-45-2005
- 黄荣辉, 陈文. 2002. 关于亚洲季风与 ENSO 循环相互作用研究最近的进展 [J]. *气候与环境研究*, 7(2): 146–159. Huang Ronghui, Chen Wen. 2002. Recent progresses in the research on the interaction between Asian monsoon and ENSO cycle [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 7(2): 146–159. doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2002.02.003
- Infanti J M, Kirtman B P. 2016. North American rainfall and temperature prediction response to the diversity of ENSO [J]. *Clim. Dyn.*, 46(9–10): 3007–3023. doi:10.1007/s00382-015-2749-0
- Zhang J, Duan W S, Zhi X F. 2015. Using CMIP5 model outputs to investigate the initial errors that cause the “spring predictability barrier” for El Niño events [J]. *Science China Earth Sciences*, 58(5): 685–696. doi:10.1007/s11430-014-4994-1
- Kanamitsu M, Kumar A, Juang H M H, et al. 2002. NCEP dynamical seasonal forecast system 2000 [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83(7): 1019–1037. doi:10.1175/1520-0477(2002)083<1019:ndsfs>2.3.co;2
- Larson S M, Kirtman B P. 2017. Drivers of coupled model ENSO error dynamics and the spring predictability barrier [J]. *Climate Dynamics*, 48(11–12): 3631–3644. doi:10.1007/s00382-016-3290-5
- Latif M, Anderson D, Barnett T, et al. 1998. A review of the predictability and prediction of ENSO [J]. *J. Geophys. Res.*, 103(C7): 14375–14393. doi:10.1029/97jc03413
- Latif M, Barnett T P, Cane M A, et al. 1994. A review of ENSO prediction studies [J]. *Climate Dynamics*, 9(4–5): 167–179. doi:10.1007/s003820050017
- Lee S K, Mapes B E, Wang C, et al. 2014. Spring-time ENSO phase evolution and its relation to rainfall in the continental US [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 41(5): 1673–1680. doi:10.1002/2013gl059137
- Levine A F Z, McPhaden M J. 2015. The annual cycle in ENSO growth rate as a cause of the spring predictability barrier [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 42(12): 5034–5041. doi:10.1002/2015gl064309
- Lopez H, Kirtman B P. 2014. WWBs, ENSO predictability, the spring barrier and extreme events [J]. *J. Geophys. Res.*, 119(17): 10114–10138. doi:10.1002/2014jd021908
- Mason S J, Goddard L, Graham N E, et al. 1999. The IRI seasonal climate prediction system and the 1997/98 El Niño event [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80(9): 1853–1873. doi:10.1175/1520-0477(1999)080<1853:tiscps>2.0.co;2
- Moore A M, Kleeman R. 1996. The dynamics of error growth and predictability in a coupled model of ENSO [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(534): 1405–1446. doi:10.1002/qj.49712253409

- Mu M, Duan W. 2003. A new approach to studying ENSO predictability: Conditional nonlinear optimal perturbation [J]. *Chinese Science Bulletin*, 48(10): 1045–1047. doi:10.1007/bf03184224
- Mu M, Xu H, Duan W. 2007a. A kind of initial errors related to “spring predictability barrier” for El Niño events in Zebiak-Cane model [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34(3): L03709. doi:10.1029/2006gl027412
- Mu M, Duan W, Wang B. 2007b. Season-dependent dynamics of nonlinear optimal error growth and El Niño–Southern Oscillation predictability in a theoretical model [J]. *J. Geophys. Res.*, 112: D10113. doi:10.1029/2005jd006981
- van Oldenborgh G J, Philip S Y, Collins M. 2005. El Niño in a changing climate: A multi-model study [J]. *Ocean Science*, 1(2): 81–95. doi:10.5194/os-1-81-2005
- Ropelewski C F, Halpert M S. 1986. North American precipitation and temperature patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO) [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 114(12): 2352–2362. doi:10.1175/1520-0493(1986)114<2352:napatp>2.0.co;2
- Ropelewski C F, Halpert M S. 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation [J]. *Monthly. Wea. Rev.*, 115(8): 1606–1626. doi:10.1175/1520-0493(1987)115<1606:garspp>2.0.co;2
- Samelson R M, Tziperman E. 2001. Instability of the chaotic ENSO: The growth-phase predictability barrier [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58(23): 3613–3625. doi:10.1175/1520-0469(2001)058<3613:iotcet>2.0.co;2
- Matsumoto S, Matthews J P, Ishikawa Y, et al. 2015. A new approach to El Niño prediction beyond the spring season [J]. *Scientific Reports*, 5: 16782. doi:10.1038/srep16782
- Tang B H, Neelin J D. 2004. ENSO influence on Atlantic hurricanes via tropospheric warming [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31(24): L24204. doi:10.1029/2004gl021072
- Tippett M K, Barnston A G, Li Shuhua. 2012. Performance of recent multimodel ENSO forecasts [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 51(3): 637–654. doi:10.1175/jamc-d-11-093.1
- Torrence C, Webster P J. 1999. Interdecadal changes in the ENSO–monsoon system [J]. *J. Climate*, 12(8): 2679–2690. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<2679:icitem>2.0.co;2
- Trenberth K E, Branstator G W, Karoly D, et al. 1998. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures [J]. *J. Geophys. Res.*, 103(C7): 14291–14324. doi:10.1029/97jc01444
- Webster P J, Hoyos C D. 2010. Beyond the spring barrier? [J]. *Nature Geosci.*, 3(3): 152–153. doi:10.1038/ngeo800
- Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118(507): 877–926. doi:10.1002/qj.49711850705
- Webster P J. 1995. The annual cycle and the predictability of the tropical coupled ocean–atmosphere system [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 56(1-2): 33–55. doi:10.1007/bf01022520
- Winton M. 2000. A reformulated three-layer sea ice model [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17(4): 525–531. doi:10.1175/1520-0426(2000)017<0525:artlsi>2.0.co;2
- Wu Tongwen, Li Weiping, Ji Jinjun, et al. 2013. Global carbon budgets simulated by the Beijing Climate Center Climate System Model for the last century [J]. *J. Geophys. Res.*, 118(10): 4326–4347. doi:10.1002/jgrd.50320
- 吴统文, 宋连春, 刘向文, 等. 2013. 国家气候中心短期气候预测模式系统业务化进展 [J]. *应用气象学报*, 24(5): 533–543.
- Wu Tongwen, Song Lianchun, Liu Xiangwen, et al. 2013. Progress in developing the short-range operational climate prediction system of China National Climate Center [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 24(5): 533–543. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2013.05.003
- Wu Tongwen, Lu Yixiong, Fang Yongjie, et al. 2019. The Beijing Climate Center Climate System Model (BCC-CSM): The main progress from CMIP5 to CMIP6 [J]. *Geosci. Model Dev.*, 12(4): 1573–1600. doi:10.5194/gmd-12-1573-2019
- Xue Yan, Chen Mingyue, Kumar A, et al. 2013. Prediction skill and bias of tropical Pacific sea surface temperatures in the NCEP climate forecast system version 2 [J]. *J. Climate*, 26(15): 5358–5378. doi:10.1175/jcli-d-12-00600.1
- 杨崧, 邓开强, 段晚锁. 2018. 季风与 ENSO 的选择性相互作用: 年循环和春季预报障碍的影响 [J]. *大气科学*, 42(3): 570–589.
- Yang Song, Deng Kaiqiang, Duan Wansuo. 2018. Selective interaction between monsoon and ENSO: Effects of annual cycle and spring predictability barrier [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 42(3): 570–589. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1712.17241
- Yu Yanshan, Mu Mu, Duan Wansuo. 2012. Does model parameter error cause a significant “spring predictability barrier” for El Niño events in the Zebiak-Cane model? [J]. *J. Climate*, 25(4): 1263–1277. doi:10.1175/2011jcli4022.1
- Zhu Jieshun, Huang Bohua, Hu Zengzhen, et al. 2013. Predicting US summer precipitation using NCEP Climate Forecast System version 2 initialized by multiple ocean analyses [J]. *Climate Dynamics*, 41(7-8): 1941–1954. doi:10.1007/s00382-013-1785-x
- 郑飞. 2007. ENSO 集合预报研究 [D]. 中国科学院研究生院大气物理研究所博士学位论文, 174pp.
- Zheng F. 2007. Research on ENSO ensemble predictions [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Graduate University of Chinese Academy of Sciences (Institute of Atmospheric Physics), 174pp.