

西北太平洋 7-8 月热带气旋累积能量的统计预报

周洁安¹ 陶丽^{*1,2} 谢子璜³

1. 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044
2. 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044
3. 国防科技大学气象海洋学院, 长沙 410073

摘 要 本文主要利用信息流特有的因果关系, 从海表面温度 (Sea Surface Temperature, SST) 场和各种海气指数中挑选引起西北太平洋 (Western North Pacific, WNP) 1979-2020 年 7-8 月份热带气旋累积能量 (Accumulated Cyclone Energy, ACE) 主导模态年际变化的因子, 利用多元线性逐步回归方法进一步筛选预报因子并建立预报方程。由经验正交函数 (Empirical Orthogonal Function, EOF) 分解得到的 7-8 月 ACE 前两个主导模态分别是海盆一致型和偶极型, 海盆一致型主导模态对应的主成分时间序列 (Principal Component, PC) 预报因子为: 超前 3 个月的海洋性大陆和北太平洋中部 SST、超前 5 个月的准两年振荡指数 (Quasi-biennial Oscillation, QBO) 以及超前 11 个月的热带印度洋偶极子指数 (Tropical Indian Ocean Dipole, TIOD); 偶极型主导模态对应的 PC 预报因子为: 超前 2 个月的北大西洋北部 SST、超前 12 个月的日本海沟 SST、超前 7 个月的大西洋经向模指数 (Atlantic Meridional Mode, AMM) 和超前 8 个月的北大西洋涛动指数 (North Atlantic Oscillation, NAO)。根据这些预报因子建立 PCs 预报方程, 预报的 PCs 和观测 PCs 的相关系数分别达到 0.75 和 0.77, 均通过 $\alpha=0.01$ 的置信水平。进而运用交叉验证法检验预报模型的后报技巧及稳定性, 发现所建的两个模型预报效果较好。1980-2020 年间预报和观测的 WNP 区域平均 ACE 距平值的时间相关系数达到 0.76, WNP 范围内 ACE 距平场的空间相关系数平均达到 0.35, 预报模型对主导模态重构拟合较好的年份预报技巧也较高。

关键词 西北太平洋; ACE; 信息流; 预报模型

文章编号 2021207A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2202.21207

收稿日期 2022-02-21 **网络预出版日期**

作者简介 周洁安, 女, 1997 年出生, 硕士研究生, 主要从事热带气旋气候学研究。

Email: 20191201106@nuist.edu.cn

通讯作者 陶丽, Email: taoli@nuist.edu.cn

资助项目 国家重点研发计划 2016YFA0600402

Funded by National Key Research and Development Program (Grant 2016YFA0600402)

Statistical Prediction of Accumulated Cyclone Energy in the Western North Pacific from July to August

Zhou Jian¹ Tao Li^{*1,2} Xie Zihuang³

1. School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing, Jiangsu, 210044, China
2. Key Laboratory of Meteorological Disasters, Ministry of Education (KLME), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing, Jiangsu, 210044, China
3. College of Meteorology and Oceanography, National University of Defense Technology, Changsha, Hunan, 410073, China

Abstract Based on the causality of information flow, sea surface temperature (SST) and air-sea indexes are used to select factors which can affect the interannual variation of the dominant modes of accumulated cyclone energy (ACE) in the western North Pacific (WNP) from July to August. Then, the multiple linear stepwise regression method is used to select the most significant predictors. The first two modes of July-August ACE are the basin mode and dipole mode obtained by empirical orthogonal function (EOF) analysis. The prediction factors of principal component (PC) of basin mode include 3-month leading SST in Marine Continent and central North Pacific, 5-month leading quasi-biennial oscillation index (QBO), and 11-month leading tropical Indian Ocean dipole mode index (TIOD); while the prediction factors of PC of dipole mode include 2-month leading SST in North Atlantic, 12-month leading SST in Japanese trench, 7-month leading Atlantic meridional mode index (AMM) and 8-month leading North Atlantic Oscillation index (NAO). The prediction equations are established based on these prediction factors. The correlation coefficients between the predicted PCs and the observed PCs of the first two modes reach 0.75 and 0.77 respectively, which both are statistically significant at the level of $\alpha=0.01$. The cross-validation method indicates the prediction equations have good hindcast skills and stability. The temporal correlation coefficient skill of WNP area averaged ACE anomaly reaches 0.76. The averaged pattern correlation coefficient skill of ACE anomaly reaches 0.35 over the WNP basin during 1980-2020. The prediction model performs pretty well in the years when the ACE can be reconstructed by the first two modes.

Key words western North Pacific; ACE; information flow; forecast model

1. 引言

西北太平洋(Western North Pacific, WNP)是全球热带气旋(Tropical Cyclone, TC)发生频率最高的海域, TC在西移登陆过程中,随之而来的狂风、暴雨、风暴潮会给人类社会带来严重的灾难,成为最具破坏性的天气系统之一。因此,研究 WNP 的 TC 活动年际变率的物理机制,在此基础上预测其活动变化具有重要的实际意义。

能够预报 TC 活动的原因是 TC 这种天气尺度系统受到大尺度系统的调控(Gray, 1984a, 1984b; Camargo et al., 2007c)。厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern Oscillation, ENSO)是热带太平洋最强的海气耦合年际信号,其与 TC 活动之间的联系已被广泛研究(Neelin et al., 1998; Wang and Picaut, 2004)。尽管 TC 生成频数与同期 ENSO 指数在统计关系上没有显著的线性相关(Lander, 1994; Wang and Chan, 2002; Chen et al., 2006),但是 TC 的生成位置、移动路径、强度、生命史等方面都会受到 ENSO 的调控。在厄尔尼诺(El Niño)发展年, WNP 季风槽加强东伸,使得 TC 的平均生成位置偏向 WNP 的东南象限,在其往陆地移动过程中,广阔的洋面暖水提供的充足能量导致 El Niño 年的 TC 较强且生命史较长(Wang and Chan, 2002; Chia and Ropelewski, 2002; Clark and Chu, 2002; Chen et al., 2006; Camargo et al., 2007b; Tao et al., 2012; Tao and Lan, 2017)。拉尼娜(La Niña)年,西北向转折的 TC 盛行路径显著增加,登陆东南亚的 TC 偏多;而在 El Niño 年, TC 盛行东北转折路径,登陆日本和朝鲜半岛的 TC 增多(Fudeyasu et al., 2006; Camargo et al., 2007a; 谢佩妍等, 2018)。不同类型的 ENSO 事件由于对流加热位置的不同造成大尺度环流异常,也会对 TC 活动产生重要影响(Hong et al., 2011; Wang et al., 2012)。研究还发现, WNP 的 TC 生成频数与澳大利亚东部的西南太平洋(Southwestern Pacific, SWP)海温存在显著的负相关(Zhou and Cui, 2010)。Zhan et al. (2013)则使用西南太平洋与西太平洋暖池(Western Pacific Warm Pool, WWP)之间的海温梯度(Sea Surface Temperature Gradient, SSTG)代替 SWP 海温,结果表明春季 SSTG 的正异常会引发越赤道气压梯度异常,出现热带东风气流,导致季风槽减弱、TC 生成频数减少。

有学者指出(Du et al., 2011; Zhan et al., 2011; Tao et al., 2012),热带印

度洋 (Indian Ocean, IO) 海温暖异常激发的东传开尔文波会减弱 WNP 季风槽, 从而抑制 TC 的生成; IO 海温偏冷时则会促进 TC 生成。此外, 热带北大西洋海温异常也会影响 WNP 的 TC 生成的大尺度环流 (Huo et al., 2015; Yu et al., 2015), 主要有以下两种物理解释: 热带东太平洋中继机制表明大西洋的海温异常会影响沃克环流, 进而通过 Gill 型罗斯贝波响应 (Gill, 1980), 在 WNP 上空造成异常环流, 对 TC 的生成产生影响 (Rodríguez-Fonseca et al., 2009; Ham et al., 2013; Hong et al., 2014; Yuan and Yang, 2020); 印度洋中继机制则认为热带大西洋海温异常能够激发东传的开尔文波, 经过印度洋的海气耦合作用进一步引起 WNP 的季风槽异常, 造成 WNP 环流形势异常 (Rong et al., 2010; Yu et al., 2015)。

作为大气环流低频变化的主要模态, 大气遥相关的稳定性和持续性较强, 与 TC 的联系受到广泛关注。Gray (1984a) 首先将大西洋 TC 频数与平流层准两年振荡 (Quasi-biennial Oscillation, QBO) 联系在一起, 发现在 QBO 的西风位相, 强 TC 出现的频率是东风位相的 3 倍。Chan (1995) 在西北太平洋上也发现类似的现象, 即在 QBO 的西风位相, TC 活动趋于增强, 但这种相关性在 ENSO 年会减弱。王会军和范可 (2006) 研究了南极涛动 (Antarctic Oscillation, AAO) 对 WNP 的 TC 生成影响, 发现 6-9 月的 AAO 与 TC 生成频数呈显著的负相关关系。Choi and Byun (2010) 指出北极地区大气环流的主要模态北极涛动 (Arctic Oscillation, AO) 也会对 TC 活动产生影响。在 AO 正位相时期, TC 生成位置偏西, 经过南海、华南的 TC 增多, 且生命史短、强度较弱, 这主要与韩国和日本上空的反气旋性环流有关。

表征 TC 活动的方式有很多, 其中较为基础的有 TC 生成频数、路径密度、强度、累积气旋能量 (Accumulated Cyclone Energy, ACE; Bell et al., 2000)、能量耗散指数 (Power Dissipation Index, PDI; Emanuel, 2005) 等。ACE 与 PDI 综合考虑了 TC 的生成个数、强度和生命史, 能够将 TC 活动定量化。PDI 计算公式中包含最大持续风速的立方, 放大了风速的影响, 对风速大小敏感; 而 ACE 计算公式中风速的平方代表着动能大小。

有组织机构对 ACE 进行了季节预测, 例如欧洲中期天气预报中心 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)、美国气候与社会国际研究所 (International Research Institute, IRI) 使用动力模式对 WNP 区域平均 ACE

进行了季节预测，热带风暴风险网站（Tropical Storm Risk, TSR）则使用统计手段对 WNP 区域平均 ACE 进行季节预测。此外，Kim et al. (2013) 利用热带风暴（Tropical Storm, TS）与 ENSO 之间的密切相关，根据观测到的 ACE 与数值模式输出的预报变量，建立了统计和动力方法结合的混合预报模型。Zhan and Wang (2016) 基于美国国家环境预报中心（National Centers for Environmental Prediction, NCEP）气候预测系统版本 2（Climate Forecast System, version 2, CFSv2）提供的环流及海温信息，使用 SSTG、垂直风切变以及海温预报了 WNP 区域平均 ACE 在台风季内的变化。

前人对 WNP 海盆 ACE 的季节预测主要集中在整个海盆区域平均 ACE 指数的年际变率上，忽视了 ACE 空间分布的年际变化，Wu et al. (2020) 尝试将北极海冰作为 WNP 秋季 ACE 的预报因子，结合海温（Sea Surface Temperature, SST）构造了 ACE 空间分布预报方程，但是海冰、太平洋 SST、垂直风切变、SSTG 等因子是否的确为 ACE 空间分布年际变化的因？是否还有其他因子也能够引起 ACE 的年际变化并可以作为预报因子？本文将利用 Liang (2014) 提出的信息流方法，确认引起 WNP 7-8 月份 ACE 年际变化的因，从中挑选预报因子，利用多元线性逐步回归方法建立预报方程，并进行检验。

2. 资料与方法

2.1 使用数据

本文使用的西北太平洋 TC 资料来自中国气象局（China Meteorological Administration, CMA）上海台风研究所整编的最佳路径集，包括 TC 所在经纬度和近中心 2 分钟最大持续风速等信息。ACE 综合考虑了 TC 的生成频数、生命史以及强度，将每 6 小时观测一次的最大风速的平方累加起来（Bell et al., 2000），即：

$$ACE = \sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^m v_i^2 \quad (1)$$

其中， v_i 表示 TC 近中心的最大持续风速， m 表示某一 TC 生命期内有记录的观测时次总和， n 表示 TC 个数。本文只考虑强度达到热带风暴级别（即 $v \geq 17.2 \text{ m/s}$ ）的 TC，将自此以后的生命期纳入统计分析，所分析时段为 1979-2020 年的盛夏季节 7-8 月（July-August, JA）。为了清楚地分辨 TC 影响的地理位置及范围，把 ACE 插值到 $5^\circ \times 5^\circ$ 的经纬度空间网格点上。

此外，本文还使用了 1979-2020 年的以下数据来提取预报因子：

(1) 英国 Hadley 中心的月平均 SST 数据集，空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ ；

(2) 美国国家环境预报中心/国家大气研究中心 (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research, NCEP/NCAR) 的月平均再分析资料，空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，采用的气象要素主要有 850hPa 风场、700hPa 相对湿度场、500hPa 垂直速度场等；

(3) 美国国家海洋和大气管理局 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) 的月平均向外长波辐射 (Outgoing Longwave Radiation, OLR) 资料，空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ；

(4) NOAA 提供的各种海气指数，包括 AAO、大西洋经向模态 (Atlantic Meridional Mode, AMM)、大西洋年代际振荡 (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO)、AO、太平洋年代际振荡 (Interdecadal Pacific Oscillation, IPO)、北大西洋涛动 (North Atlantic Oscillation, NAO)、北太平洋年代际振荡 (Pacific decadal Oscillation, PDO)、太平洋经向模 (Pacific Meridional Mode, PMM)、QBO、Nino1+2、Nino3.4、Nino3、Nino4 指数。中国气象局国家气候中心提供的各种指数，包括北大西洋三极子 (North Atlantic Tripole, NAT)、热带印度洋全区一致海温模态 (Indian Ocean basin-wide, IOBW)、副热带南印度洋偶极子 (Subtropical Indian Ocean Dipole, SIOD)、热带印度洋海温偶极子 (Tropical Indian Ocean Dipole, TIOD) 指数。

此外，我们还依据 Ashok et al. (2007) 定义的区域 SST 引入了 El Niño Modoki 指数 (EMI)，计算方式如下：

$$EMI = SST_{AC} - 0.5 \times SST_{AE} - 0.5 \times SST_{AW} \quad (2)$$

其中 SST_{AC} 、 SST_{AE} 、 SST_{AW} 分别表示热带太平洋中部 (165°E - 140°W , 10°S - 10°N)、东部 (110° - 70°W , 15°S - 5°N) 和西部 (125° - 145°E , 10°S - 20°N) 区域平均的海温距平。我们还根据 Ren and Jin (2011) 的定义引入了 NinoEP 和 NinoCP 指数，计算方式如下：

$$\begin{cases} NinoEP = Nino3 - \alpha Nino4 \\ NinoCP = Nino4 - \alpha Nino3 \end{cases} \quad \alpha = \begin{cases} 0.4, & Nino3 \times Nino4 > 0 \\ 0, & otherwise \end{cases} \quad (3)$$

对上述资料 and 各类指数均进行了去季节循环和去长期线性趋势处理，用到的显著性检验方法除特殊说明外均为 t 检验。

2.2 研究方法

a) 信息流方法

如前所述,影响 TC 活动的因子很多,诸如 ENSO、印度洋 SST、大西洋 SST、QBO、AO、AAO 等等,但是这些影响因子大都是基于时间超前/滞后的相关分析得到的。众所周知,两个现象之间存在相关性并不意味着两者之间具有因果关系,受同一外部因素影响的两个独立个体往往具有很强的相关但却不一定存在因果关系。Liang (2014) 提出的信息流方法,可以在尚不清楚两个现象之间的动力过程情况下,仅通过两个时间序列的相关系数计算它们之间的信息流,就能确定这两个现象之间的因果关系。在线性假设下,有两个时间序列 X_1 和 X_2 ,从后者到前者的信息流速率的最大似然估计为:

$$T_{2 \rightarrow 1} = \frac{C_{11}C_{12}C_{2,dl} - C_{12}^2C_{1,dl}}{C_{11}^2C_{22} - C_{11}C_{12}^2} \quad (4)$$

其中, C_{ij} 是 X_i 、 X_j 之间的样本协方差, $C_{i,dj}$ 是 X_i 、 X'_j 之间的样本协方差, X'_j 为欧拉前差格式的差分近似:

$$X'_j(n) = \frac{X_j(n+1) - X_j(n)}{\Delta n} \quad (5)$$

若 $T_{2 \rightarrow 1} = 0$,则 X_2 不是 X_1 的因,反之 X_2 是 X_1 的因,信息流结果清楚地表明因果关系意味着相关,但相关不一定存在因果。公式(4)从严格意义上来说,只适用于线性系统,但研究表明,它是非线性时间序列一个很好的近似值(Stips et al., 2016)。实际应用过程中的显著性检验详见 Liang (2014) 的文章。

b) 预报模型的建立

本文 ACE 预报模型的建立具体分为三个步骤:(1) 利用经验正交函数(Empirical Orthogonal Function, EOF)对 1979-2020 年 7-8 月 WNP 的 ACE 空间距平场进行分解,找出反映 7-8 月 ACE 年际变化信号的主导模态;(2) 在运用信息流方法研究各模态的影响因子之前,将 1979-2020 年 1-12 月(共 504 个月)的 ACE 距平场分别投影至 EOF1 场和 EOF2 场,形成新的逐月时间序列并做标准化处理。投影时间序列的绝对值越大,表示该月的 ACE 分布形态与对应的 EOF1 或者 EOF2 场相似程度越高。进而利用信息流方法来挑选预报因子,并根据超前相关系数确定合适的预报因子及其超前月份;(3) 利用多元线性逐步回归方法进一步筛选预报因子,建立主导模态的时间系数(Principal Components, PCs)预报方程。然后,使用交叉检验后报的方法对预报因子进行检验(Michaelsen,

1987), 防止过度拟合, 即在对 1980-2020 年的预报方程检验过程中, 去掉作为预报年的某一年, 根据剩余年份建立新的预报方程, 从而对去掉的年份进行独立预报, 交叉检验得到的时间序列和原始序列的相关程度就是预报方程的交叉检验预报效果。最后, 利用预报出来的 PCs 与主导模态重构预报场, 对往年 ACE 进行回报检验, 进一步验证模型的可预报性。

这里提出的建模方法和 Wang et al.(2007)提出的可预报模态分析(Predictable Mode Analysis, PMA)方法类似, 但是本文主要利用信息流寻找各种预报因子。以往的研究大多是借助相关或回归寻找预报因子, 可是相关缺乏必要的不对称性和方向性(Liang, 2014), 不一定意味着因果关系, 因此我们利用代表因果关系的信息流方法来挑选预报因子。

3. ACE 时空特征

3.1 ACE 的季节变化

从 1979-2020 年西北太平洋 ($100^{\circ}\text{E}-180^{\circ}$, $0^{\circ}-50^{\circ}\text{N}$) 范围内区域平均的 ACE 季节变化序列 (图 1) 可以看到, ACE 季节性差异显著。ACE 的最大值和最小值分别出现在 9 月和 2 月, TC 能量主要集中在 7-10 月, 这四个月的总和占全年 ACE 的 73% 左右。7、8 月是 WNP 热带气旋活动最为频繁的月份, 而 9-10 月则是超强台风发生最多的时节。此外, 初步分析的结果显示 ACE 在 7-8 月和 9-10 月的空间距平场存在较大差异, 影响因子也不尽相同, 故本文研究的时间段是 7-8 月, 9-10 月的 ACE 统计预报有待后续讨论。

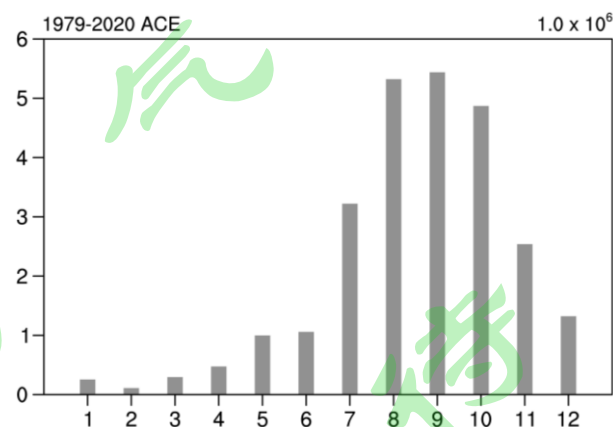


图 1 1979-2020 年西北太平洋区域平均 ACE (单位: $10^6 \text{m}^2/\text{s}^2$) 的季节变化柱状图

Fig.1 Annual cycle of ACE (units: $10^6 \text{m}^2/\text{s}^2$) averaged over WNP during 1979-2020

3.2 7-8 月 ACE 主导模态

通过对 WNP 7-8 月 ACE 距平进行 EOF 分析, 得到 ACE 前两个模态的空间分布及对应的时间序列 (图 2)。ACE 前两个模态的解释方差分别为 23.8% 和 15.0%, 彼此间相互独立且与其余高阶模态显著分离 (North et al., 1982)。

西北太平洋夏季 ACE 的第一模态空间分布型主要表现为台湾、菲律宾以东洋面的正 ACE 异常, 为海盆一致型模态, 最大正值中心位于巴士海峡正东方 (图 2a), 此外在海南岛以东还有一个偏弱、影响范围小的负值中心。PC1 呈现明显的年际变化, 在 2015 年达极大值 (图 2c), 说明这一年 ACE 的该类分布型式尤为典型。由于 TC 活动与影响 TC 生成的大尺度大气环流关系密切 (丁一汇和莱特, 1983), 进一步将 PC1 回归到环境变量场上 (图 3a、c、e), 可以看到, 热带 WNP 地区盛行异常西风, 出现气旋式环流, OLR、相对湿度在 ACE 正异常中心的东南方向均表现为有利于 TC 的生成发展。对应的 SST 场表现为典型的 El Niño 型, 热带中东太平洋有 SST 暖异常, 海洋性大陆周围、热带 WNP 有 SST 冷异常, 西印度洋为 SST 暖异常, 这种 SST 分布有利于在热带 WNP 产生气旋式环流, 其西南部对流活跃、水汽条件好, 上升运动显著, 十分有利于 TC 的生成和发展, 且在 TC 继续西北行过程中, 洋面不断提供能量, 导致 El Niño 发展年强 TC 较多, 台湾、菲律宾以东洋面上 ACE 有显著正异常。

第二模态在 (120°-150°E, 10°-35°N) 区域呈东北-西南反向变化的偶极子型, ACE 负异常位于日本九州岛及其以南洋面至马里亚纳海盆一带, 呈西北-东南向分布; 正异常则位于菲律宾海盆附近 (图 2b)。PC2 也表现出显著的年际变化 (图 2d), 也就是说, 在 PC2 的数值为负时, 影响日本九州岛及马里亚纳海盆的 TC 较多、较强, 而影响菲律宾海盆的 TC 活动较少。由图 3b、d 可见, 影响 TC 活动的低层风场、OLR、相对湿度、垂直速度的异常中心都集中在马里亚纳海盆的偏东方向, 西部的要素异常特征没有东部的显著, 进而导致 TC 在后续的移动发展过程中出现东北-西南反向的 ACE 异常偶极型结构。对应的 SST 场 (图 3f) 类似于 El Niño 衰减年, 热带印度洋及热带 WNP 有显著的 SST 暖异常、Nino1、2 区域有 SST 暖异常, 尤其是北大西洋北部有 SST 暖异常。这种 SST 分布与热带 WNP 反气旋式环流的产生关系密切, WNP 东部对流受到抑制、下沉运动显著, 抑制了 TC 的生成和发展, 所以在其东北方向日本九州岛及其以南洋面至马里亚

纳海盆一带有 ACE 负异常，其西部可能由于暖 SST 的存在，TC 活动活跃，对应的 ACE 为正异常。

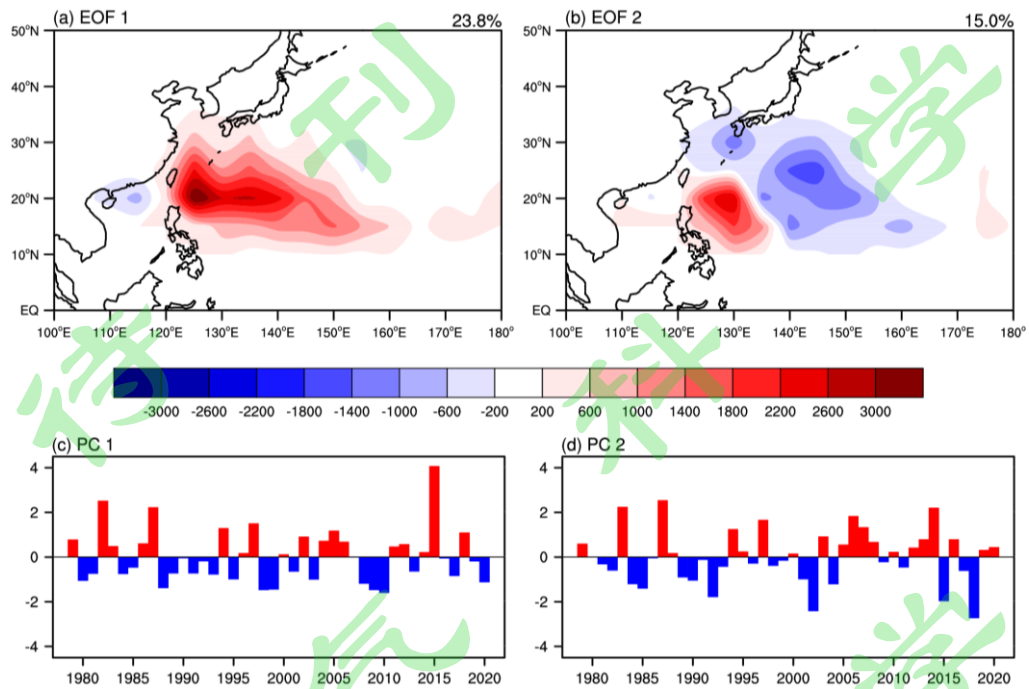


图 2 1979-2020 年西北太平洋盛夏（7-8 月）ACE 距平场进行 EOF 分析得到的(a) 第一、(b) 第二模态的空间分布（单位： m^2/s^2 ），右上角为各个模态的方差贡献；(c)、(d) 为前两个模态对应的标准化 PC

Fig.2 The spatial patterns for the (a) first and (b) second EOF modes of the ACE (units: m^2/s^2) over WNP in the summer (July, August) during 1979-2020. (c) and (d) are their normalized PC time series, respectively. Values in the upper right corner of (a) and (b) represent the variance contribution of each mode

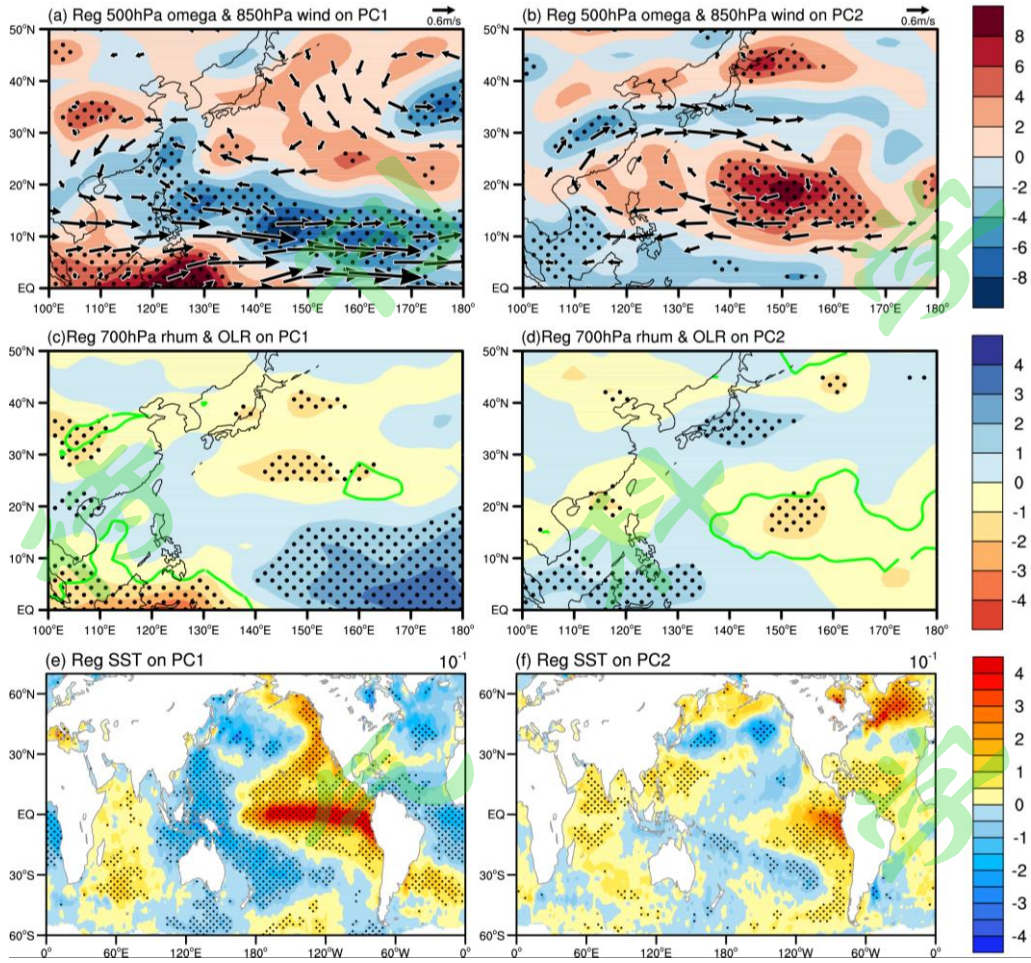


图3 标准化的 PC1 (左列)、PC2 (右列) 与 7-8 月(a)、(b) 850hPa 水平风场 (箭头; 单位: m/s; 仅给出通过 90%置信度水平) 和 500hPa 垂直速度 (阴影; 单位: Pa/s), (c)、(d) 700hPa 相对湿度 (阴影; 单位: %) 和 OLR (等值线; 单位: W/m^2 ; 仅给出通过 90%置信度水平的正值) 以及(e)、(f) 海温 (单位: 0.1K) 的回归系数分布, 打点表示该阴影区域回归系数通过 0.1 信度检验

Fig.3 Regressed (a, b) 850-hPa horizontal wind (arrow; units: m/s; only values exceeding 90% confidence level are given) and 500-hPa vertical velocity (shades; units: Pa/s) and (c, d) 700-hPa relative humidity (shades; units: %) and OLR (isoline; units: W/m^2 ; only positive values exceeding 90% confidence level are given) and (e, f) SST (shades; units: 0.1K) in July-August onto the normalized PC1 (left column) and PC2 (right column) time series. Dotted areas indicate the shaded value are statistically significant at the $\alpha=0.1$ level

4. 预报模型的建立

4.1 预报因子的选择

为便于运用信息流方法进一步对海盆一致型和偶极型 ACE 的影响因子进行

研究，我们将 1979-2020 年各月 ACE 距平场分别投影至 EOF 分解所得的前两个空间模态上，形成新的逐月时间序列（共 504 个月）并做标准化处理，记为 Proj1 和 Proj2，投影时间序列绝对值越大则该月的 ACE 空间分布形态与对应的 EOF 主要模态空间型相似程度越高。

图 4 为海盆一致型/偶极型 ACE 投影时间序列，在第一模态的投影时间序列 Proj1 中，2015 年 8 月出现了最大值；而在第二模态的投影时间序列 Proj2 中，绝对值最大点出现在了 1987 年 8 月。由图可看出 ACE 主导模态没有明显的趋势和年代际变化。

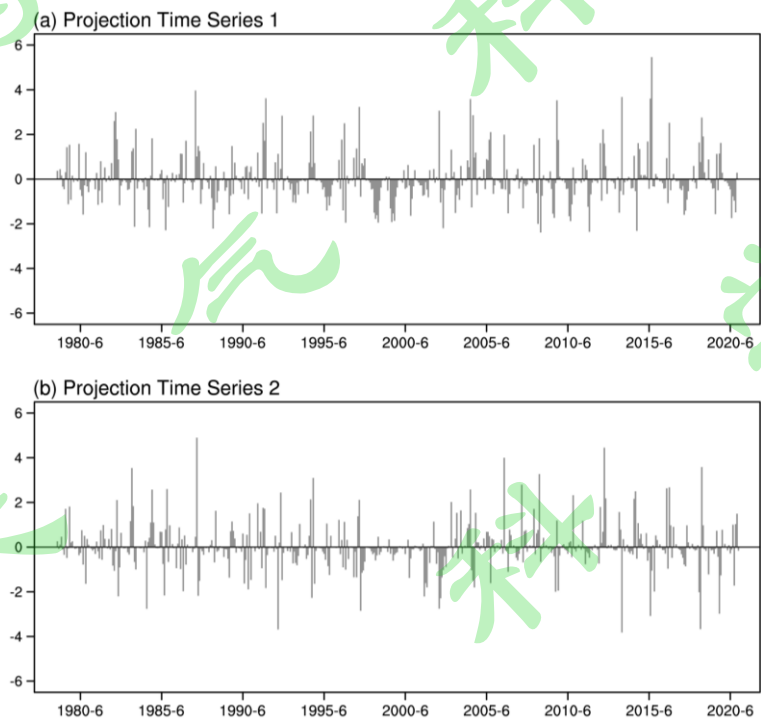


图 4 1979 年 1 月-2020 年 12 月西北太平洋 ACE 距平场对图 2 中 EOF 前两个模态空间分布的标准化投影时间序列，(a) 海盆一致型投影时间序列（记为 Proj1）、(b) 偶极型投影时间序列（记为 Proj2）

Fig.4 The normalized time series of projection from the ACE anomalies in the WNP from January 1979 to December 2020 onto the first and second EOF modes in Figure 2. (a) the projection time series 1 (Proj1), (b) the projection time series 2 (Proj2)

相较于大气的瞬息万变，海洋的变化是个缓慢的过程且海水温度变化慢，因此大尺度环境场的演变可以通过前期海洋信号进行预测。为了准确反映海洋热力状况对西北太平洋 ACE 的影响，本文主要从 SST 场中挑选因子，同时考虑前人

研究中显著的预报因子。选取有信号的因子时，我们利用 SST 和各类海气指数到 ACE 投影时间序列的全年和夏半年（5-10 月）信息流结果进行判断。

a) 模态 1 预报因子的选取

SST 对 Proj1 的全年信息流结果（图 5a）显示，热带 WNP、海洋性大陆、澳大利亚东部海洋、热带中东太平洋、副热带中太平洋、阿拉斯加湾、热带南大西洋以及巴西海盆南部的 SST 与 ACE 的第一模态存在显著的因果关系。相较之下，夏半年（5-10 月）的信息流分布更清楚地体现了上述区域的信号，因果关系更为显著（图 5c）。这里的信息流结果与图 3e SST 对 PC1 的回归系数空间分布类似，但是西南印度洋、日本海沟附近的海温与 PC1 的强相关在信息流结果中并不突出，也就是说该区域的海温不是造成 ACE 第一模态变化的因。由此可见，回归分析和信息流结果并不完全相同，回归分析不能确定两者之间信息的传递方向，缺乏因果性，比较之下，信息流更为严谨。如图 5c 所示，挑选出 8 个显著海域，进而将信息流显著区域的 SST 进行区域平均形成新的时间序列，计算其与投影时间序列之间的信息流。然后根据 PC1 与超前 0-12 个月不同区域平均 SST 的相关系数（图 6），找出超前相关最强的月份，考虑到预报的实用及时效性，只有超前月份大于 1 时显著相关的因子才会进入预报因子备选池，也就是说仅超前 0-1 个月的预报因子不可能出现在预报方程中，图 6 中黑色方框即代表挑选出来的超前月份。由图 6 可见，热带西北太平洋、海洋性大陆、北太平洋中部、中东太平洋、西南太平洋、阿拉斯加湾、热带大西洋和南大西洋这些区域平均的 SST 和 PC1 有较好的超前相关关系，强信号多集中在超前 3 个月前后，其中热带西北太平洋、海洋性大陆附近 SST 为同期相关性最好，在超前 3 个月时也通过了检验；超前 3 个月的北太平洋中部 SST（ SST_{CNP} ）与 PC1 的相关系数最为突出。

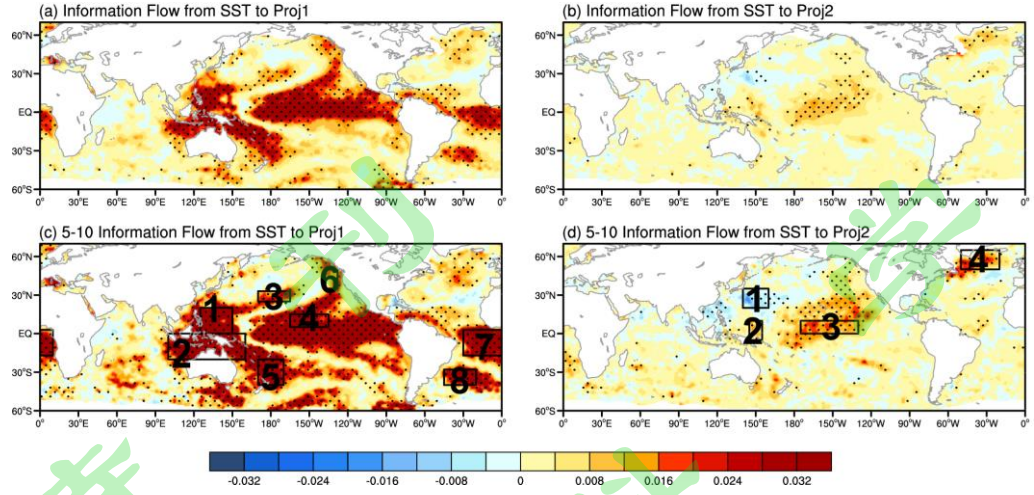


图 5 SST 对(a)、(c) Proj1 和(b)、(d) Proj2 的信息流分布。第一行为全年信息流，第二行为夏半年（5-10 月）信息流；打点区域表示通过 $\alpha=0.1$ 置信水平检验

Fig.5 Information flow from SST to (a) (c) Proj1 and (b) (d) Proj2. The first row is obtained from monthly datasets of whole year and the second row is obtained from monthly datasets in summer half year (May-October). The dotted areas are statistically significant at the level of $\alpha=0.1$

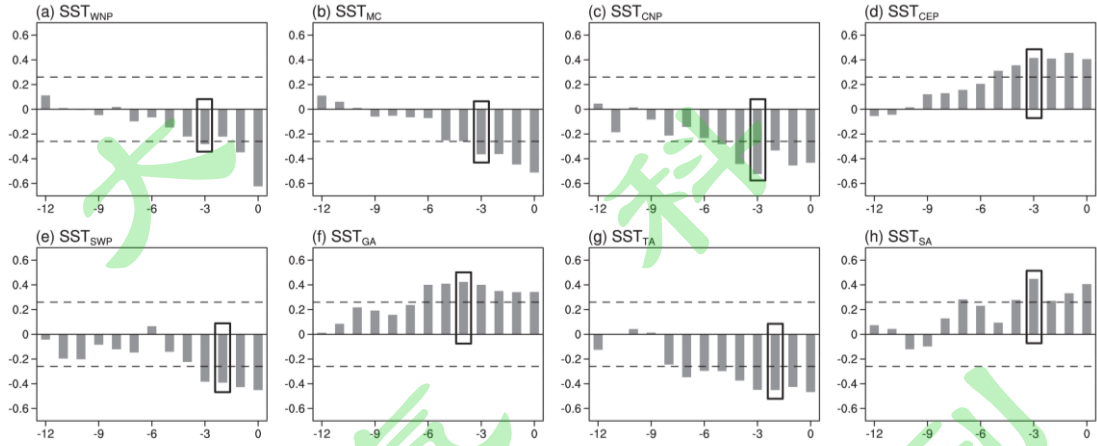


图 6 不同区域平均海温超前 PC1 的相关系数，黑框代表超前相关最显著的月份（超前一个月不参与比较），虚线代表置信水平 $\alpha=0.1$ 时的相关系数，为 ± 0.260 。(a) SST_{WNP} , (b) SST_{MC} , (c) SST_{CNP} , (d) SST_{CEP} , (e) SST_{SWP} , (f) SST_{GA} , (g) SST_{TA} , (h) SST_{SA}

Fig.6 The correlation coefficients between area averaged SST with leading month from 0 to 12 and PC1. (a) SST_{WNP} , (b) SST_{MC} , (c) SST_{CNP} , (d) SST_{CEP} , (e) SST_{SWP} , (f) SST_{GA} , (g) SST_{TA} , (h) SST_{SA} . The black box represents the month with the largest correlation coefficient (exclude leading month from 0 to 1). The dotted lines represent the correlation coefficient with statistical significance at the level of $\alpha=0.1$, which is ± 0.260

我们还进一步检验了预报因子到投影时间序列的信息流，结果如表 1 所示。在全年、夏半年和超前月份的信息流结果里，只要有一个通过显著性检验，就将该因子纳入预报因子备选池中。根据以上步骤，从 SST 场中挑选出来的影响 ACE 第一模态的 8 个关键区域 SST（热带西北太平洋、海洋性大陆、北太平洋中部、中东太平洋、西南太平洋、阿拉斯加湾、热带大西洋和南大西洋 SST，分别记为 SST_{WNP} 、 SST_{MC} 、 SST_{CNP} 、 SST_{CEP} 、 SST_{SWP} 、 SST_{GA} 、 SST_{TA} 、 SST_{SA} ）对 Proj1 的信息流均通过了检验（表 1），都被选作预报 PC1 的备选因子。

表 1 区域平均 SST 对 Proj1 的信息流结果及相应的超前月份选取

Table 1 The information flow results of area averaged SST on Proj1 and their leading month

序号	区域	范围	超前月份	90%信度检验		超前月份信息流结果	
				全年	夏半年	95%信度	90%信度
1	西北太平洋 (WNP)	(125°-150°E, 0°-20°N)	3	通过	通过	不通过	不通过
2	海洋性大陆 (MC)	(100°-160°E, 20°S-0°)	3	通过	通过	通过	通过
3	北太平洋中部 (CNP)	(170°E-165°W, 25°-33°N)	3	通过	通过	通过	通过
4	中东太平洋 (CEP)	(165°-135°W, 5°-15°N)	2	通过	通过	通过	通过
5	西南太平洋 (SWP)	(170°E-170°W, 40°-20°S)	2	通过	通过	通过	通过
6	阿拉斯加湾 (GA)	(138°-128°W, 35°-50°N)	3	通过	通过	通过	通过
7	热带大西洋 (TA)	(30°W-10°E, 17°S-3°N)	2	通过	通过	通过	通过
8	南大西洋 (SA)	(45°-20°W, 40°-28°S)	3	通过	通过	通过	通过

前人已有的研究指出，不仅 SST 会对西北太平洋 TC 的生成发展造成影响，AO、AAO、QBO、IPO 等海气指数与 TC 活动之间也存在一定联系。故本文还计算了各类指数到 Proj1 的信息流及超前相关(图 7)，具体的信息流结果见表 2，由于指数较多，超前月份和全年、夏半年均没有通过信息流检验的并未在表中列出。由图 7 可见 Nino3.4、Nino1+2、Nino3、Nino4、NinoEP、IPO 等指数与 PC1 有很好的超前 0-2 个月的相关关系，相关最强的月份基本都在超前 6 个月以内；QBO 指数与 PC1 的相关性比较持续，且在超前 6 个月时达到最大；虽然印度洋 SST 对 Proj1 没有信息流，但是超前 12-5 个月的 TIOD 指数与 PC1 的相关系数通过了检验，超前 11 个月 TIOD 指数与 PC1 的信息流也通过了 90%的检验。综合海温场和各类指数的超前相关及信息流结果，对于 ACE 第一模态而言，共挑出 23 个符合条件的备选预报因子，包括 8 个区域的海温和 15 个指数 (Nino3.4、Nino3、Nino4、NinoCP、NinoEP、EMI、PMM、PDO、TIOD、IPO、TIOD、SIOD、

NAO、AMO、AO、QBO)。

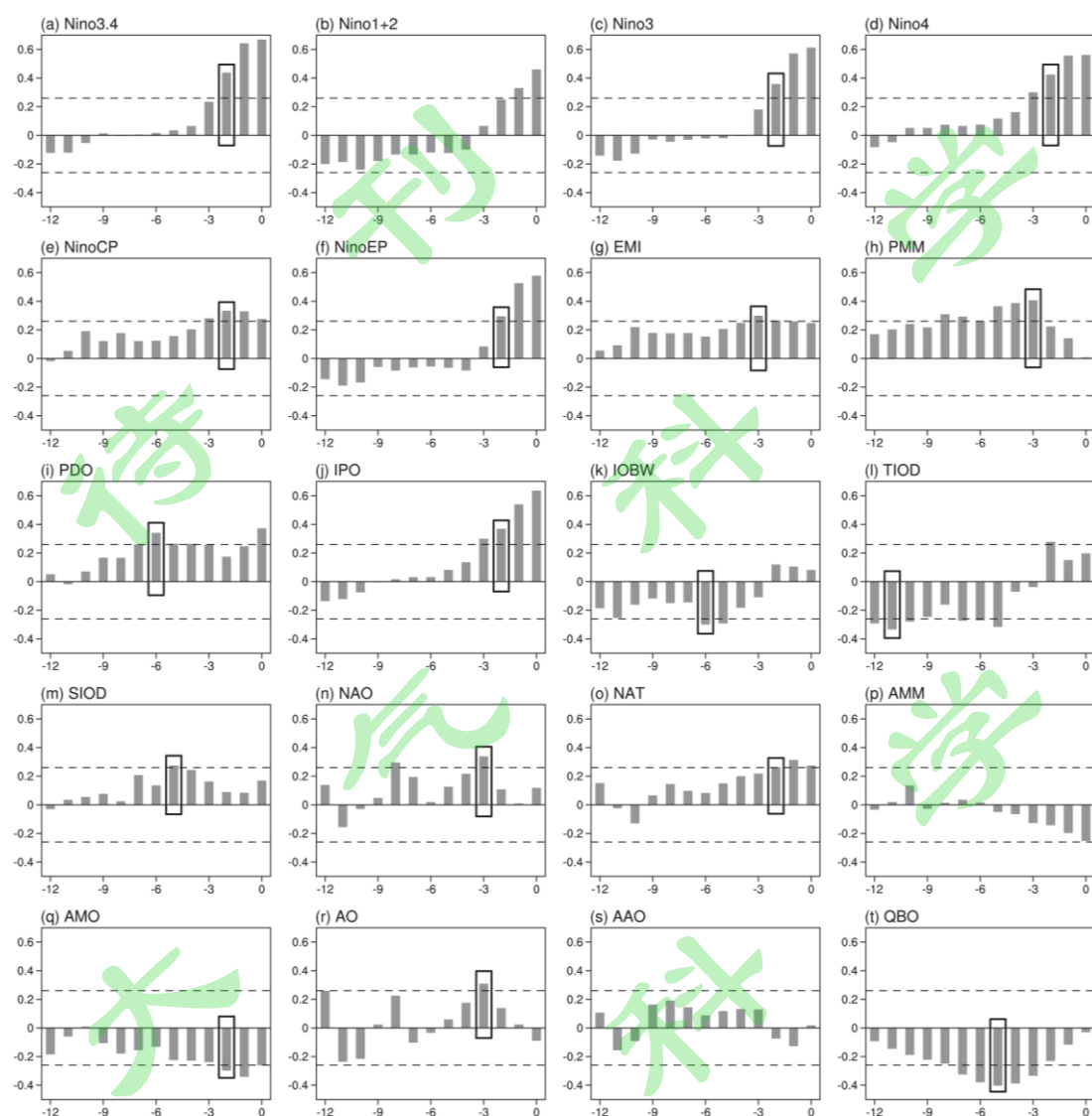


图 7 各类指数超前 PC1 的相关系数, (a) Nino3.4, (b) Nino1+2, (c) Nino3, (d) Nino4, (e) NinoCP, (f) NinoEP, (g) EMI, (h) PMM, (i) PDO, (j) IPO, (k) IOBW, (l) TIOD, (m) SIOD, (n) NAO, (o) NAT, (p) AMM, (q) AMO, (r) AO, (s) AAO, (t) QBO。黑框代表超前相关最显著的月份（超前一个月不参与比较），虚线代表置信水平 $\alpha=0.1$ 时的相关系数，为 ± 0.260

Fig.7 The correlation coefficients between indexes with leading month from 0 to 12 and PC1. (a) Nino3.4, (b) Nino1+2, (c) Nino3, (d) Nino4, (e) NinoCP, (f) NinoEP, (g) EMI, (h) PMM, (i) PDO, (j) IPO, (k) IOBW, (l) TIOD, (m) SIOD, (n) NAO, (o) NAT, (p) AMM, (q) AMO, (r) AO, (s) AAO, (t) QBO. The black box represents the month with the largest correlation coefficient (exclude leading month from 0 to 1). The dotted lines represent the correlation coefficient with statistically significance at the level of $\alpha=0.1$, which is ± 0.260

表 2 各种指数对 Proj1 的信息流结果及相应的超前月份选取

Table 2 The information flow results of various indexes on Proj1 and their leading month

序号	指数	超前月份	90%信度检验		超前月份的信息流结果	
			全年	夏半年	95%信度	90%信度
1	Nino3.4	2	通过	通过	通过	通过
2	Nino3	2	通过	通过	不通过	通过
3	Nino4	2	通过	通过	通过	通过
4	NinoCP	2	通过	通过	通过	通过
5	NinoEP	2	通过	通过	不通过	不通过
6	EMI	3	通过	通过	通过	通过
7	PMM	3	通过	通过	通过	通过
8	PDO	6	通过	通过	不通过	不通过
9	IPO	2	通过	通过	通过	通过
10	TIOD	11	不通过	不通过	不通过	通过
11	SIOD	5	不通过	不通过	不通过	通过
12	NAO	3	通过	通过	不通过	不通过
13	AMO	2	通过	通过	通过	通过
14	AO	3	不通过	通过	不通过	不通过
15	QBO	5	不通过	不通过	通过	通过

b) 模态 2 预报因子的选取

由图 5b、d 可以看到，SST 对 ACE 的第二模态（Proj2）的因果信号没有第一模态强，显著区域较少且较为分散，WNP 局地有较弱的负信息流，较强的因果关系主要集中在热带中太平洋向东北方伸展的范围内，以及北大西洋的北部；夏半年的信息流分布（图 5d）在体现以上区域的信号时更为显著，同时日本海沟 SST 也与 ACE 的第二模态存在一定的因果关系。这与 PC2 对 SST 的回归系数分布明显不同（图 3f），回归图中在热带印度洋、Nino1、2 区域均有显著的 SST 暖异常，但是相应的信息流结果却并不显著；相反，热带中太平洋向东北方伸展范围内的回归 SST 不显著，信息流却比较显著。依据前文的因子筛选步骤，从信息流显著区域 SST 中，挑选出如图 5d 所示的四个海域，进行区域平均，进一步核实其与 Proj2 的信息流（表 3），并通过超前相关提取前期信号最强的月份。如图 8 所示，相较于 SST 超前 PC1 的信号多集中在 3 个月左右，日本海沟、新几内亚东北洋面、中太平洋 SST 对 PC2 的影响大多超前 6 个月以上，但是北大西洋 SST 提前两个月时相关性最强，信息流检验结果表明选出的四个海域都能对

Proj2 产生因果关系，故选取日本海沟、新几内亚东北洋面、中太平洋、北大西洋 SST（分别记为 SST_{JT} 、 SST_{NG} 、 SST_{CP} 、 SST_{NA} ）来构建 ACE 第二模态的预报方程（表 3）。

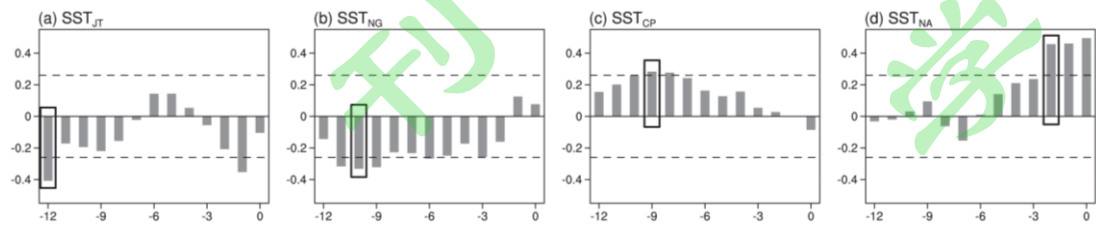


图 8 同图 6，但为 PC2。(a) SST_{JT} ，(b) SST_{NG} ，(c) SST_{CP} ，(d) SST_{NA}

Fig.8 Same as Figure 6, but for PC2. (a) SST_{JT} , (b) SST_{NG} , (c) SST_{CP} , (d) SST_{NA}

表 3 同表 1，但为 Proj2

Table 3 Same as Table 1, but for Proj2

序号	区域	范围	超前 月份	90%信度检验		超前月份信息流结果	
				全年	夏半年	95%信度	90%信度
1	日本海沟 (JT)	(140°-160°E, 20°-35°N)	12	通过	通过	不通过	不通过
2	新几内亚东北洋面 (NG)	(145°-155°E, 5°S-10°N)	10	通过	通过	不通过	通过
3	中太平洋 (CP)	(175°-130°W, 0°-10°N)	9	通过	通过	不通过	不通过
4	北大西洋 (NA)	(50°-20°W, 50°-65°N)	2	通过	通过	通过	通过

图 9 是各种海气指数对 PC2 时间序列的超前相关，从图中可以看到，与大西洋有关的指数 NAO、NAT、AMM、AMO 对 ACE 第二模态有明显的超前信号，信息流结果(表 4)也表明其对偶极型 ACE 存在显著的因果关系；虽然 Nino1+2、Nino3、NinoEP、PDO、IPO、SIOD、AAO 对 PC2 的超前相关也通过了信度检验，但是其对 Proj2 的信息流并未通过检验，所以这里筛选出 6 个指数：Nino3.4、Nino4、NAO、NAT、AMM、AMO 作为 PC2 的备选因子。综上所述，共有 10 个备选预报因子可以用来建立 ACE 的第二模态的预报方程，包括 4 个区域平均 SST 因子和 Nino3.4、Nino4、NAO、AMM、AMO、AO 指数。

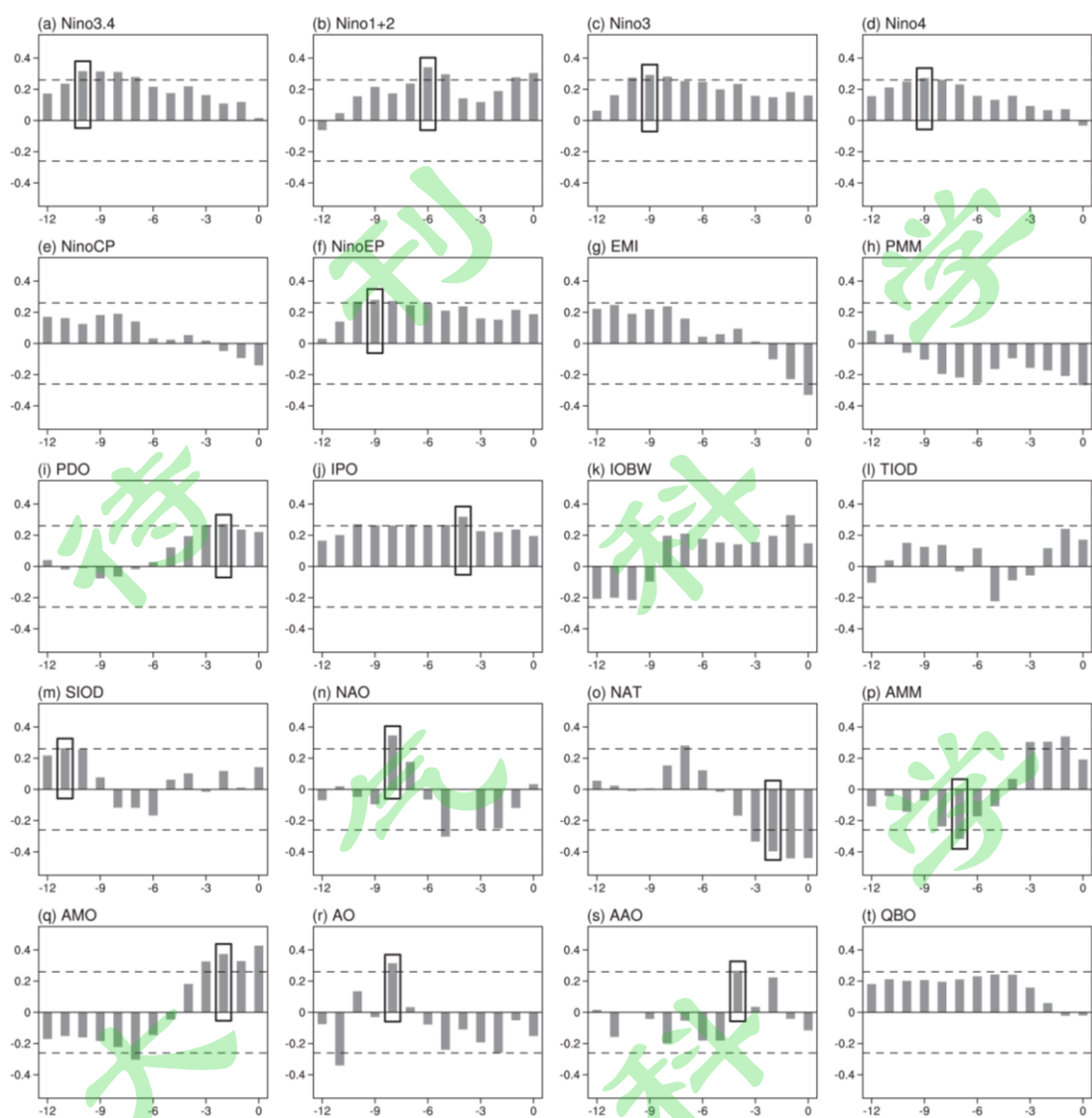


图9 同图7，但为PC2

Fig.9 Same as Figure 7, but for PC2

表4 同表2，但为Proj2

Table 4 Same as Table 2, but for Proj2

序号	指数	超前月份	90%信度检验		超前月份的信息流结果	
			全年	夏半年	95%信度	90%信度
1	Nino3.4	10	通过	通过	不通过	不通过
2	Nino4	9	通过	通过	不通过	不通过
3	NAO	8	不通过	不通过	通过	通过
4	AMM	7	不通过	不通过	不通过	通过
5	AMO	2	通过	不通过	通过	通过
6	AO	8	不通过	不通过	不通过	通过

4.2 预报模型

针对现有的备选预报因子，使用多元线性逐步回归（方开泰等，1988）挑选出有显著作用的变量，该方法能够在挑选自变量的每一步过程中比较各个因子的相对重要性，尽可能减小因子间的相互干扰，从而建立最优的预报方程，选入和剔除因子时均采用 F-检验。在逐步回归之前，对所有变量均进行了标准化处理，从而能够直接利用回归系数来比较各个要素对因变量的相对贡献，系数的绝对值越大，代表该因子对预报量的影响就越大。

表 5 显示的是逐步回归挑选出来的对 PC 时间序列影响显著的预报因子及相应的预报方程，两个模态的预报因子个数均为 4，预报因子数量是研究时长的 10%，避免了过度拟合现象的发生。多元线性逐步回归筛选出 PC1 的预报因子为： SST_{MC} (-3)、 SST_{CNP} (-3)、QBO (-5)、TIOD (-11)，即提前 3 个月（同年 4 月份）的海洋性大陆和北太平洋中部的 SST、提前 5 个月（同年 2 月份）的 QBO 以及提前 11 个月（前一年 8 月份）的 TIOD。

表 5 ACE 两个主导模态对应 PCs 的预报方程以及对应的预报因子，括号中的数值代表超前的月数

Table 5 Prediction equations of the PCs of the first two modes and their prediction factors, the number in parentheses represents the number of months ahead

预报方程	预报因子	范围
$PC1' = -0.265 \times SST_{MC} - 0.468 \times SST_{CNP} - 0.320 \times QBO - 0.278 \times TIOD$	SST_{MC} (-3)	(100°-160°E, 20°S-0°)
	SST_{CNP} (-3)	(170°E-165°W, 25°-33°N)
	QBO (-5)	QBO
	TIOD (-11)	TIOD
$PC2' = 0.580 \times SST_{NA} - 0.391 \times SST_{JT} - 0.231 \times AMM + 0.257 \times NAO$	SST_{NA} (-2)	(50°-20°W, 50°-65°N)
	SST_{JT} (-12)	(140°-160°E, 20°-35°N)
	AMM (-7)	AMM
	NAO (-8)	NAO

PC1 的预报方程如下：

$$PC1' = -0.265 \times SST_{MC} - 0.468 \times SST_{CNP} - 0.320 \times QBO - 0.278 \times TIOD \quad (6)$$

对海盆一致型 ACE 有影响的因子为 SST_{MC} (-3)、 SST_{CNP} (-3)、QBO (-5) 以及 TIOD (-11)，即太平洋 SST、印度洋偶极子和平流层的准两年振荡。由前

文分析可见，7-8 月 ACE 第一模态与 ENSO 紧密相连，超前 3 个月的海洋性大陆以及北太平洋中部的 SST 负异常与 El Niño 事件的发展密切相关，而超前 11 个月的 TIOD 可能与热带对流层准两年振荡（Tropical Biennial Oscillation, TBO; Meehl, 1994, 1997）有联系，也就是前一年夏季 WNP 的气旋性异常在次年夏季往往转变为反气旋性异常的准两年振荡（Meehl and Arblaster, 2002; Li and Wang, 2005; Wu, 2008, 2009; Li et al., 2010）。我们将这四个预报因子回归到 7-8 月环境变量场中发现（如图 10 所示），超前 3 个月的海洋性大陆以及北太平洋中部的冷 SST 均能引起 7-8 月热带西太平洋地区的异常西风，在 WNP 产生气旋式环流；前一年夏季的 TIOD 负异常意味着热带东印度洋 SST 是冷异常、热带西印度洋以及海洋性大陆附近 SST 是暖异常，到了次年热带西印度洋以及海洋性大陆附近的 SST 则转变为冷异常，对应热带西太平洋有异常西风；超前 5 个月的 QBO 也能引起 7-8 月热带 WNP 的弱西风异常，从而有利于 TC 的生成发展和 ACE 海盆一致型模态的出现。

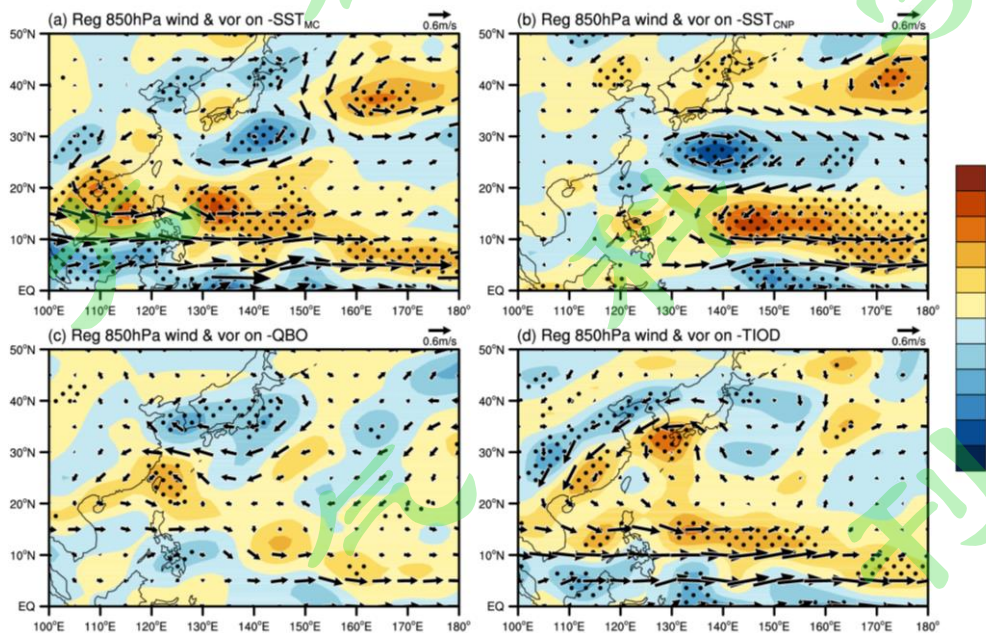


图 10 标准化的 PC1 预报因子(a)- SST_{MC} (-3)、(b)- SST_{CNP} (-3)、(c)-QBO (-5) 以及(d)-TIOD (-11) 与 7-8 月 850hPa 水平风场（箭头；单位：m/s）和 850hPa 涡度场（阴影；单位： s^{-1} ）的回归系数分布，打点表示该阴影区域回归系数通过 0.1 信度检验

Fig.10 Regressed 850-hPa horizontal wind (arrow; units: m/s) and 850-hPa vorticity (shades; units: s^{-1}) in July-August onto the normalized PC1 predictor (a) $-SST_{MC}(-3)$, (b) $-SST_{CNP}(-3)$, (c) $-QBO(-5)$ and (d) $-TIOD(-11)$. Dotted areas indicate the shaded value are statistically significant at the $\alpha=0.1$ level

逐步回归筛选出 PC2 的预报因子是 $SST_{NA}(-2)$ 、 $SST_{JT}(-12)$ 、 $AMM(-7)$ 和 $NAO(-8)$ ，分别对应超前 2 个月（同年 5 月份）的北大西洋 SST、超前 12 个月（前一年 7 月份）的日本海沟 SST、超前 7 个月（前一年 12 月份）的 AMM 和超前 8 个月（前一年 11 月份）的 NAO。

PC2 的预报方程如下：

$$PC2' = 0.580 \times SST_{NA} - 0.391 \times SST_{JT} - 0.231 \times AMM + 0.257 \times NAO \quad (7)$$

ACE 第二模态与大西洋热力状况紧密相连， $SST_{NA}(-2)$ 、 $SST_{JT}(-12)$ 、 $AMM(-7)$ 以及 $NAO(-8)$ 这四个因子中有三个都与大西洋 SST 或环流有关，前人研究指出大西洋异常 SST 会改变中东太平洋沃克环流，进而影响 WNP 上空的大尺度环境场 (Rodríguez-Fonseca et al., 2009; Ham et al., 2013; Hong et al., 2014; Yuan and Yang, 2020)；大西洋的信号也有可能东传，从而影响到西北太平洋的环流 (Rong et al., 2010; Yu et al., 2015)。如图 11 (a、c、d) 所示，北大西洋北部的 SST 正异常会引起 WNP 热带及副热带地区出现异常东风，从而导致反气旋性环流加强，使得日本九州岛及其以南洋面至马里亚纳海盆一带的 TC 活动减少，ACE 呈现负异常。日本海沟的 SST 对 WNP 地区的风场影响虽不如大西洋的因子显著，但是低层涡度在菲律宾群岛附近有明显的正异常，同时在日本以东海域有东北-西南向的气旋性环流，回报试验表明，在这四个因子的共同作用下，WNP 地区会出现偶极型 ACE。

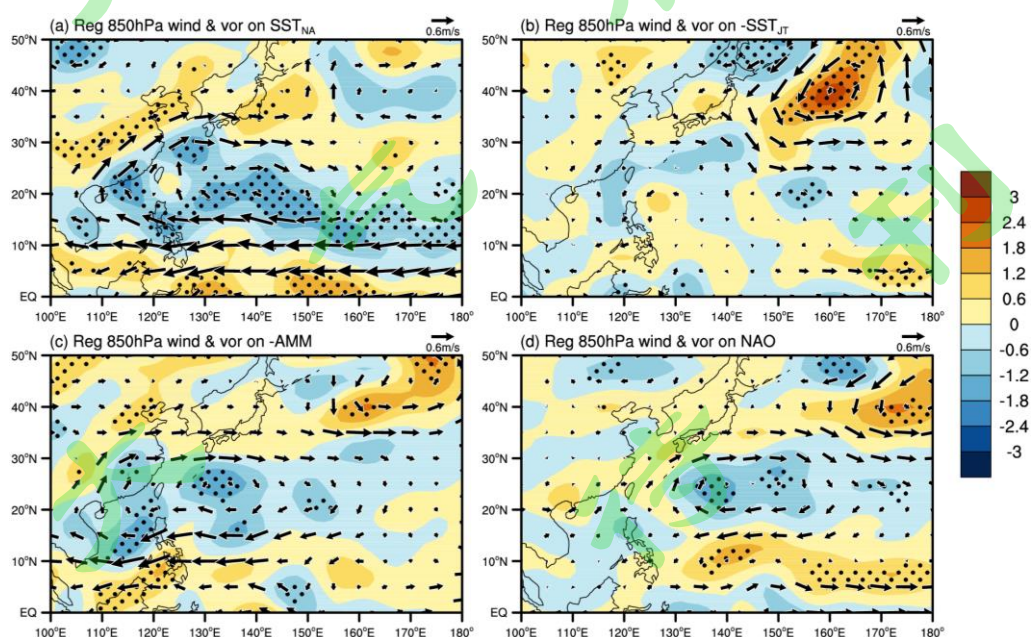


图 11 同图 10，但为 PC2 预报因子(a) $SST_{NA}(-2)$ 、(b) $-SST_{JT}(-12)$ 、(c) $-AMM(-7)$ 以及(d) $NAO(-8)$

Fig.11 Same as Figure 10, but for PC2 predictor (a) $SST_{NA}(-2)$, (b) $-SST_{JT}(-12)$, (c) $-AMM(-7)$ and (d) $NAO(-8)$

拟合的预报方程和 ACE 主导模态的两个 PC 时间序列的相关系数分别达到 0.75 和 0.77 (图 12), 均通过 $\alpha=0.01$ 的置信水平。若使用超前一个月的因子建立预报方程, 预报得到的相关系数虽有所提升, 但是在实际预测中的应用却受到较大限制, 预报的时效性会降低。若减少逐步回归挑选出来的预报因子数量, 剔除其中的某些因子, 得到的方程预报效果会变差; 若增加预报因子, 一方面对方程所起的贡献已经不是很大, 另一方面会带来因子本身的各种随机因素, 影响已有回归方程的稳定性, 降低预报效果。可以说, 当前的预报方程是经过多元线性逐步回归方法得到的最优结果。

进而利用交叉验证法检验预报方程的独立性及其在年代际变化中的稳定性, 交叉检验得到的后报时间序列与 PC1、PC2 时间序列的相关系数显示, 预报效果分别达到了 0.66 和 0.68 (如图 12 所示), 均超过 $\alpha=0.01$ 置信水平。也就是说, 建立的预报方程能够较好地反映原始 PC 时间序列的年际变化, 在绝大多数年份均拟合得较好, 某些异常年份也回报了出来, 比如 PC1 中的 1988、1995、1997、1998 和 2015 年, 而 PC2 的预报方程在 1980-2000 年的拟合效果则明显优于 2000 年以后。预报的两个 PC 时间序列和相应的交叉验证 PC 时间序列相关系数达到了 0.99, 说明预报技巧较高、预报方程稳定。这表明借助信息流的因果性, 西北太平洋 7-8 月 ACE 的异常变化属于可预报模态。

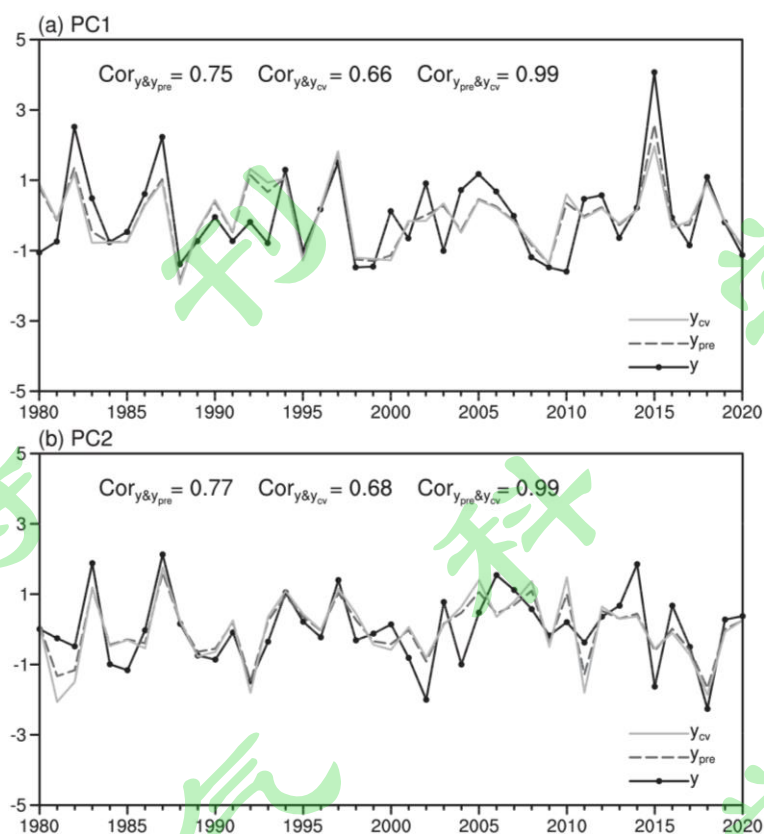


图 12 ACE 主导模态对应的 PC 时间序列（黑色实线）、预报的 PC 时间序列（灰色虚线）以及交叉验证的 PC 时间序列（灰色实线）。(a) 为 PC1，(b) 为 PC2，图中为时间序列间的相关系数，均通过 $\alpha=0.01$ 置信度水平

Fig. 12 (a) PC1 and (b) PC2 of observation data (black solid line), hindcast (gray dashed line) and leave-one-out cross-valid hindcast (gray solid line). Values are the correlation coefficients between time series, which all are statistically significant at the level of $\alpha=0.01$

5. 预报技巧分析

5.1 预报上限

本文对 WNP 夏季 ACE 异常进行预报的关键是，利用观测数据得到的 EOF 空间特征向量场与预报 PCs 重构 ACE 距平场，而 EOF 空间特征向量场与实际 PCs 重构出来的 ACE 距平场则代表该方法可达到的预报上限。

基于 EOF 分析得到的前两个模态与实际 PCs 重构的 ACE 距平场与观测 ACE 距平场的时间相关系数（TCC）的空间分布如图 13a 所示，区域平均的相关系数为 0.35，代表模型的预报上限。可以发现，巴士海峡以东海域以及马里亚纳海盆

的中北部可预报上限最高，超过了 0.8；琉球海沟、马里亚纳海沟、马里亚纳海盆南部海域的预报上限也较高，达到了 0.5 以上。图 13c 中深灰色柱状图代表实际重构 ACE 距平场与观测 ACE 距平场的空间相关系数（PCC）随时间的变化，1980-2020 年共 41 年期间平均的 PCC 值为 0.53，其中 2015 年的可预报性最强，PCC 值高于 0.8。

5.2 预报方程的技巧检验

图 13b 代表预报重构 ACE 与观测 ACE 在每个格点上 TCC 的空间分布。预报技巧偏高的地方主要集中在巴士海峡以东的 WNP 海域，时间相关系数超过了 0.5，预报较为成功，但和预报上限（图 13a）相比仍有改善的空间；在越南、南海、渤海湾、华北平原等地区的预报技巧也较高，达到了 0.3 以上。与预报的上限相比，在日本九州岛附近的预报技巧有限，存在较大的提升空间。

1980-2020 年夏季预报重构的 ACE 距平场与观测 ACE 距平场的 PCC 在 41 年里的平均值为 0.35，其年际变化和实际重构的 ACE 距平场与观测 ACE 距平场的 PCC 时间序列基本一致（图 13c），空间拟合技巧较高（相关系数大于 0.6）的年份（例如 1982、1987、1988、1994、1995、2015、2018 年）预报技巧也高，预报最好的是 2015 年；但也有些年份空间拟合技巧较低（相关系数小于 0），例如 1980、1993、2000、2003、2004、2010、2016 年，预报技巧也较差，最差的是 1980 年。

进而对观测 ACE 距平场、实际重构 ACE 距平场、预报重构 ACE 距平场在整个 WNP 范围内进行了区域平均，并进行方差订正，如图 13d 所示，预报重构场和实际重构场区域平均得到的 ACE 时间序列之间的相关系数达 0.76，与观测 ACE 相关系数达 0.75，均超过了 $\alpha=0.01$ 的置信水平。

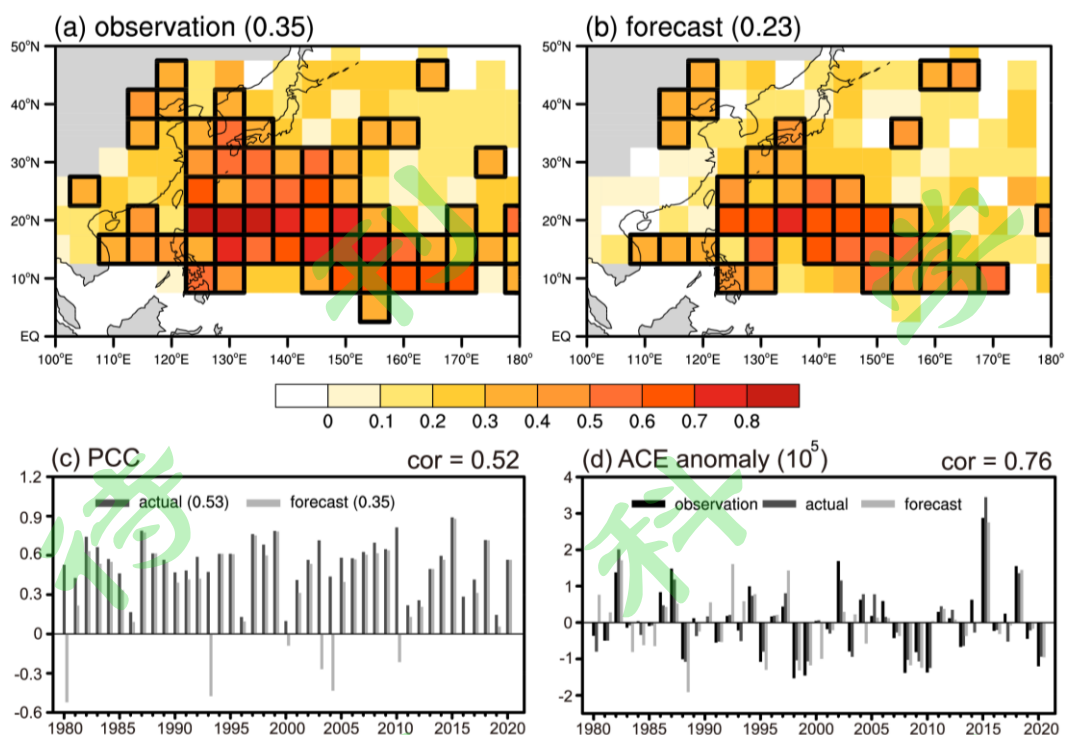


图 13 西北太平洋 1980-2020 年 7-8 月 ACE 观测距平场和 EOF 前两个模态的重构场的时间相关分布: (a) 实际 PCs 重构的距平场; (b) 预报 PCs 重构的距平场。其中黑色方框代表通过 0.05 信度检验, 括号中的值代表相关系数在西北太平洋区域的平均。(c) ACE 观测距平场与实际重构距平场 (深灰色柱) 以及预报重构距平场 (浅灰色柱) 的空间相关系数 (PCC) 的年际变化, 括号内的值代表空间相关系数在 1980-2020 年的平均。(d) WNP 区域平均的 7-8 月观测的 ACE (黑色柱)、重构的 ACE (深灰色柱) 以及预报的 ACE (浅灰色柱) 异常值的年际变化 (单位: $10^5 \text{m}^2/\text{s}^2$)

Fig. 13 Distribution of temporal correlation coefficient (TCC) between observed ACE anomalies and the restructured ACE with the first two EOF modes and (a) their PCs, (b) predicted PCs. The area framed by black exceeds the 0.05 confidence level. Values in parentheses represent the averaged TCC. (c) The pattern correlation coefficients (PCC) between observed ACE anomalous pattern and the restructured ACE anomalous pattern with the first two EOF modes and their PCs (dark gray column), and predicted PCs (light gray column) in July-August during 1980-2020. Values in parentheses represent the averaged PCC from 1980 to 2020. (d) Interannual variation of observed area averaged ACE anomaly (black column), reconstructed area averaged ACE anomaly (dark gray column) and predicted area averaged ACE (light gray column) anomaly over WNP. (units: $10^5 \text{m}^2/\text{s}^2$)

为了检验预报的有效性, 本文对比了 2018-2020 年盛夏 ACE 观测距平场、实际重构场和预报重构场 (图 14), 这三年预报重构场与观测场的空间相关系数

为分别为 0.71、0.05、0.56。可以看到，2018 年盛夏时节的 ACE 分布主要是由偶极型模态控制；2019 年西北太平洋上的 ACE 较为异常，现有的两个模态在该年均不占主导地位，因而预报场和观测场之间的 PCC 较低，但是预报重构场和实际重构场比较相似，区域平均的观测 ACE、实际重构 ACE 和预报重构 ACE 异常值也均接近零（图 13d）；2020 年则是由 EOF 第一模态主导，但是 ACE 在东海的正异常和在海南岛附近的负异常未得到有效预报。

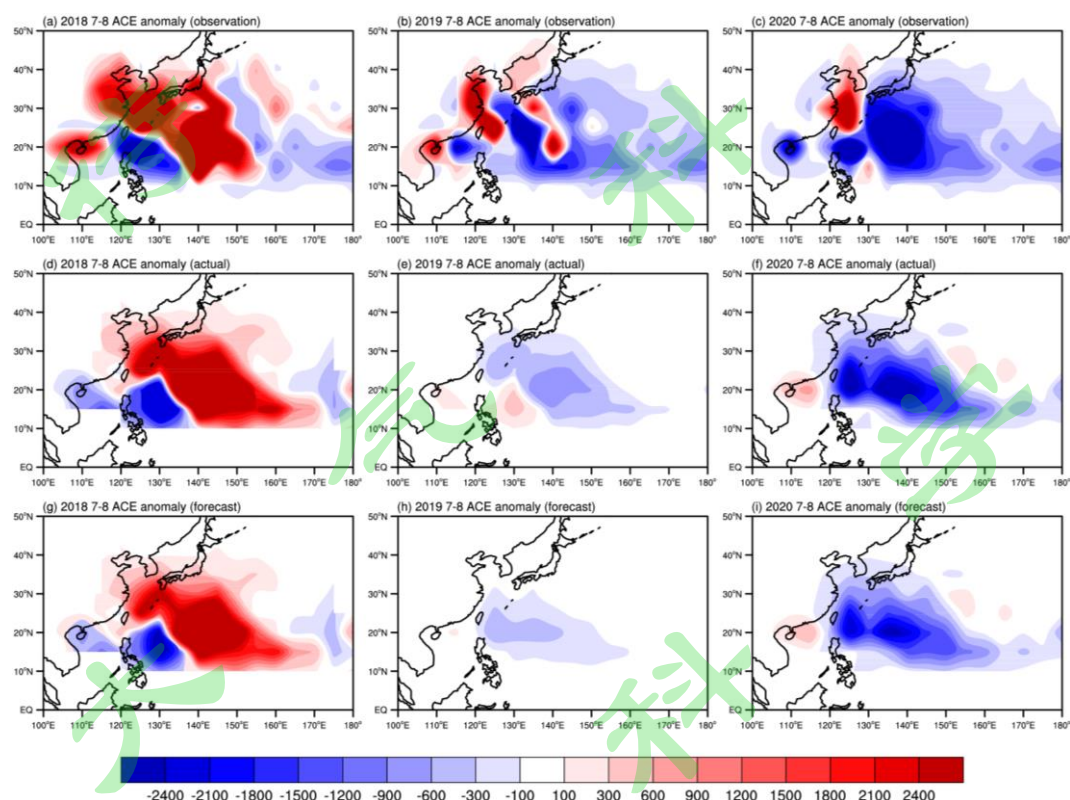


图 14 西北太平洋 7-8 月(a)-(c) 观测的 ACE 距平场、(d)-(f) 基于 EOF 前两个模态完美重构的 ACE 距平场以及(g)-(i) 预报的 ACE 距平场（单位： m^2/s^2 ）。左列为 2018 年，中列为 2019 年，右列为 2020 年

Fig.14 (a)-(c) The observed ACE anomalous field, (d)-(f) the reconstructed ACE anomalous field based on the first two EOF modes and their PCs, (g)-(i) the reconstructed ACE anomalous field based on the first two EOF modes and predicted PCs (units: m^2/s^2) in July-August of 2018 (left column), 2019 (middle column) and 2020 (right column)

6. 结论和讨论

本文主要利用 Liang (2014) 提出的信息流方法，从 SST 场和各种海气指数中挑选引起 WNP 7-8 月份 ACE 主导模态年际变化的因子，然后利用多元线性逐

步回归方法进一步筛选预报因子,建立 ACE 主导模态对应时间系数的预报方程,并进行了交叉验证,通过重构场分析了其在空间和时间上的预报技巧。

主要结论如下:

(1) 基于 EOF 分解得到的 WNP 范围内 7-8 月 ACE 距平场的前两个空间模态分别是海盆一致型和偶极型,累计方差贡献为 38.8%,ACE 的前两个主导模态均没有明显的趋势和年代际变化。ACE 在海盆一致正异常时,对应的 SST 场表现为典型的 El Niño 型;ACE 偶极型对应的 SST 场类似于 El Niño 衰减,在热带印度洋及北大西洋北部有显著的 SST 异常。

(2) 根据 Liang (2014) 提出的信息流方法,从 SST 场和各种海气指数中选取 7-8 月份 ACE 主导模态对应时间系数的预报因子,并利用多元线性逐步回归方法进一步筛选预报因子。PC1 的预报因子包括海洋性大陆和北太平洋中部的 SST、QBO 以及 TIOD,PC2 的预报因子包括北大西洋 SST、日本海沟 SST、AMM 和 NAO。

预报的 PCs 和观测 PCs 的相关系数分别达到 0.75 和 0.77,均通过 $\alpha=0.01$ 的置信水平。进一步运用交叉验证检验预报模型的后报技巧及稳定性,发现所建的两个模型预报效果较好且稳定。区域平均的预报重构 ACE 和实际重构 ACE 相关系数达 0.76,与观测 ACE 相关系数达 0.75,均超过了 $\alpha=0.01$ 的置信水平。

(3) 本文建立的 ACE 预报模型对主导模态重构拟合较好的年份预报技巧较高,而对于主导模态重构拟合差的年份预报技巧较低。

值得注意的是,虽然 Wu et al. (2020) 首次将北极海冰作为 WNP 秋季 ACE 空间分布的预报因子,结合前期 SST 建立了 ACE 主导模态对应 PCs 的预报方程,但是作者在检验预报技巧时使用的是 ACE 总场(气候场加上预报距平场),并非 ACE 的距平场。本文则真正实现了 ACE 距平场预报方程的建立,且预报技巧较高,稳定性也较好。

另外,本文在预报因子挑选初期也考虑过前人研究中采用的垂直风切变、SSTG、海冰等预报因子,但是信息流检验结果显示上述因子对 ACE 空间模态的变化均不存在显著因果关系,故剔除了相关因子。此外,由于 TC 活动的复杂性和无序性,ACE 的前两个模态方差贡献占比没有达到特别大,所以在某些年份对 ACE 的空间分布可预报性较低,但是对区域平均 ACE 的可预报性较高。

参考文献

- Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection [J]. *J. Geophys. Res.*, 112(C11): C11007. doi: 10.1029/2006JC003798
- Bell G D, Halpert M S, Schnell R C, et al. 2000. Climate assessment for 1999 [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81(6): S1-S50. doi: 10.1175/1520-0477(2000)81[s1:CAF]2.0.CO;2
- Camargo S J, Robertson A W, Gaffney S J, et al. 2007a. Cluster analysis of typhoon tracks. Part II: Large-scale circulation and ENSO [J]. *J. Climate*, 20(14): 3654-3676. doi: 10.1175/JCLI4203.1
- Camargo S J, Emanuel K A, Sobel A H. 2007b. Use of a genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis [J]. *J. Climate*, 20(19): 4819-4834. doi: 10.1175/JCLI4282.1
- Camargo S J, Barnston A G, Klotzbach P J, et al. 2007c. Seasonal tropical cyclone forecasts [J]. *WMO Bull.*, 56(4): 297-309. doi: 10.1175/1520-0434(2003)018<0045:ATSOOA>2.0
- Chan J C L. 1995. Tropical cyclone activity in the western North Pacific in relation to the stratospheric Quasi-Biennial Oscillation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 123(8): 2567-2571. doi: 10.1175/1520-0493(1995)123<2.0.CO;2
- Chen T C, Wang S Y, Yen M C. 2006. Interannual variation of the tropical cyclone activity over the western North Pacific [J]. *J. Climate*, 19(21): 5709-5720. doi: 10.2151/jmsj.80.403
- Chia H H, Ropelewski C F. 2002. The interannual variability in the genesis location of tropical cyclones in the Northwest Pacific [J]. *J. Climate*, 15(20): 2934-2944. doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<2.0.CO;2
- Choi K S, Byun H R. 2010. Possible relationship between western North Pacific tropical cyclone activity and Arctic Oscillation [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 100(3-4): 261-274. doi: 10.1007/s00704-009-0187-9
- Clark J D, Chu P S. 2002. Interannual variation of tropical cyclone activity over the Central North Pacific [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80(3): 403-418. doi: 10.2151/jmsj.80.403
- 丁一汇, 莱特 E R. 1983. 影响西太平洋台风形成的大尺度环流条件 [J]. *海洋学报*, 5(5): 561-574. Ding Yihui, Reiter E R. 1983. Large-scale circulation condition affecting typhoon formation over the West Pacific [J]. *Acta Oceanologica Sinica (in Chinese)*, 5(5): 561-574. doi: CNKI:SUN:SEAC.0.1983-05-002
- Du Y, Yang L, Xie S P. 2011. Tropical Indian Ocean influence on Northwest Pacific tropical cyclones in summer following strong El Niño [J]. *J. Climate*, 24(1): 315-322. doi: 10.1175/2010JCLI3890.1
- Emanuel K. 2005. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years [J]. *Nature*, 436(7051): 686-688. doi: 10.1038/nature03906
- 方开泰, 全辉, 陈庆云. 1988. 实用回归分析 [M]. 北京: 科学出版社, 204-232. Fang Kaitai, Quan Hui, Chen

- Qingyun. 1988. Practical regression analysis (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 204-232.
- Fudeyasu H, Iizuka S, Matsuura T. 2006. Impact of ENSO on landfall characteristics of tropical cyclones over the western North Pacific during the summer monsoon season [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33(21): L21815. doi: 10.1029/2006GL027449
- 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
- Gray W M. 1984a. Atlantic seasonal hurricane frequency. Part I: El Niño and 30 mb Quasi-Biennial Oscillation influences [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 112(9): 1649-1668. doi: 10.1175/1520-0493(1984)112<1649:ASHFPI>2.0.CO;2
- Gray W M. 1984b. Atlantic seasonal hurricane frequency. Part II: Forecasting its variability [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 112(9): 1669-1683. doi: 10.1175/1520-0493(1984)112<1669:ASHFPI>2.0.CO;2
- Ham Y G, Kug J S, Park J Y, et al. 2013. Sea surface temperature in the north tropical Atlantic as a trigger for El Niño/Southern Oscillation events [J]. *Nature Geoscience*, 6(2): 112-116. doi: 10.1038/ngeo1686
- Hong C C, Li Y H, Li T, et al. 2011. Impacts of central Pacific and eastern Pacific El Niños on tropical cyclone tracks over the western North Pacific [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38(16): L6712. doi: 10.1029/2011GL048821
- Hong C C, Lee M Y, Hsu H H, et al. 2014. Tropical SST forcing on the anomalous WNP subtropical high during July–August 2010 and the record-high SST in the tropical Atlantic [J]. *Climate Dyn.*, 45(3-4): 633-650. doi: 10.1007/s00382-014-2275-5
- Huo L W, Guo P W, Hameed S N, et al. 2015. The role of tropical Atlantic SST anomalies in modulating western North Pacific tropical cyclone genesis [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 42(7): 2378-2384. doi: 10.1002/2015GL063184
- Kim H M, Lee M I, Webster P J, et al. 2013. A physical basis for the probabilistic prediction of the accumulated tropical cyclone kinetic energy in the Western North Pacific [J]. *J. Climate*, 26(20): 7981-7991. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00679.1
- Lander M A. 1994. An exploratory analysis of the relationship between tropical storm formation in the western North Pacific and ENSO [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122(4): 636-651. doi: 10.1175/1520-0493(1994)122<0636:AEAOTR>2.0.CO;2
- Li J P, Wu Z W, J Z H, et al. 2010. Can global warming strengthen the East Asian summer monsoon? [J]. *J. Climate*, 23(24): 6696-6705. doi: 10.1175/2010JCLI3434.1
- Li T, Wang B. 2005. A review on the Western North Pacific monsoon: synoptic-to-interannual variabilities [J]. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 16(2): 285-314. doi: 10.3319/TAO.2005.16.2.285(A)

- Liang X S. 2014. Unraveling the cause-effect relation between time series [J]. *Phys. Rev. E*, 90(5): 052150. doi: 10.1103/PhysRevE.90.052150
- Meehl G A. 1994. Coupled land-ocean-atmosphere processes and South Asian monsoon variability [J]. *Science*, 266(5183): 263-267. doi: 10.2307/2884768
- Meehl G A. 1997. The south Asian monsoon and the tropospheric biennial oscillation [J]. *J. Climate*, 10(8): 1921-1943. doi: 10.1175/1520-0442(1997)010<1921:TSAMAT>2.0.CO;2
- Meehl G A, Arblaster J M. 2002. The tropospheric biennial oscillation and Asian-Australian monsoon rainfall [J]. *J. Climate*, 15(7): 722-744. doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<0722:TSAMAT>2.0.CO;2
- Michaelson J. 1987. Cross-validation in statistical climate forecast models [J]. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26(11): 1589-1600. doi: 10.1175/1520-0450(1987)026<1589:CVISCF>2.0.CO;2
- Neelin J D, Battisti D S, Hirst A C, et al. 1998. ENSO theory [J]. *J. Geophys. Res.*, 103(C7): 14261-14290. doi: 10.1029/97JC03424
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110(7): 699-706. doi: 10.1175/1520-0493(1982)110<0699:SEOF>2.0.CO;2
- Ren H L, Jin F F. 2011. Niño indices for two types of ENSO [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38(4): L04704. doi: 10.1029/2010gl046031
- Rodríguez-Fonseca B, Polo I, García-Serrano J, et al. 2009. Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades? [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36(20): L20705. doi: 10.1029/2009gl040048
- Rong X Y, Zhang R H, Li T. 2010. Impacts of Atlantic sea surface temperature anomalies on Indo-East Asian summer monsoon-ENSO relationship [J]. *Chinese Science Bulletin*, 55(22): 2458-2468. doi: 10.1007/s11434-010-3098-3
- Stips A, Macias D, Coughlan C, et al. 2016. On the causal structure between CO₂ and global temperature [J]. *Scientific Reports* 6: 21691. doi: 10.1038/srep21691
- Tao L, Lan Y F. 2017. Inter-decadal change of the inter-annual relationship between the frequency of intense tropical cyclone over the western North Pacific and ENSO [J]. *Int. J. Climatol.*, 37(14): 4880-4895. doi: 10.1002/joc.5129
- Tao L, Wu L G, Wang Y Q, et al. 2012. Influence of tropical Indian Ocean warming and ENSO on tropical cyclone activity over the western North Pacific [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 90(1): 127-144. doi: 10.2151/jmsj.2012-107
- Wang B, Chan J C L. 2002. How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific [J]. *J. Climate*, 15(13): 1643-1658. doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<1643:TSAMAT>2.0.CO;2

- Wang B, Lee J Y, Kang I S, et al. 2007. Coupled Predictability of the Seasonal Tropical Precipitation [J]. CLIVAR Exchanges 12: 17-18.
- Wang C Z, Li C X, Mu M, et al. 2012. Seasonal modulations of different impacts of two types of ENSO events on tropical cyclone activity in the western North Pacific [J]. *Climate Dyn.*, 40(11-12): 2887-2902. doi: 10.1007/s00382-012-1434-9
- Wang C Z, Picaut J. 2004. Understanding Enso physics—a review [M]. Wang C, Xie S P, Carton J A. *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*. 147: 21-48.
- 王会军, 范可. 2006. 西北太平洋台风生成频次与南极涛动的关系 [J]. *科学通报*, 51(24): 2910-2914. Wang Huijun, Fan Ke. 2006. Relationship between the Antarctic Oscillation and the western North Pacific typhoon frequency [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 52(24): 2910-2914. doi: 10.3321/j.issn:0023-074X.2006.24.015
- Wu R G. 2008. Possible role of the Indian Ocean in the in-phase transition of the Indian to Australian summer monsoon [J]. *J. Climate*, 21(21): 5727-5741. doi: 10.1175/2008JCLI2354.1
- Wu R G. 2009. Possible role of the Indian Ocean in the out-of-phase transition of the Australian to Indian summer monsoon [J]. *J. Climate*, 22(7): 1834-1849. doi: 10.1175/2008JCLI2602.1
- Wu Y J, Huang F, Xu S B, et al. 2020. Prediction of accumulated cyclone energy in tropical cyclone over the western North Pacific in autumn [J]. *Climate Dyn.*, 55(11-12): 3327-3342. doi: 10.1007/s00382-020-05449-2
- 谢佩妍, 陶丽, 李俊徽, 等. 2018. 西北太平洋热带气旋在 ENSO 发展和衰减年的路径变化 [J]. *大气科学*, 42(5): 987-999. Xie Peiyan, Tao Li, Li Junhui, et al. 2018. Variation of tropical cyclone track in the western North Pacific during ENSO developing and decaying years [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 42 (5): 987–999. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1708.17118
- Yu J H, Li T, Tan Z M, et al. 2015. Effects of tropical North Atlantic SST on tropical cyclone genesis in the western North Pacific [J]. *Climate Dyn.*, 46(3-4): 865-877. doi: 10.1007/s00382-015-2618-x
- Yuan C X, Yang M Z. 2020. Interannual variations in summer precipitation in Southwest China: anomalies in moisture transport and the role of the tropical Atlantic [J]. *J. Climate*, 33(14): 5993-6007. doi: 10.1175/JCLI-D-19-0809.1
- Zhan R F, Wang Y Q, Lei X T. 2011. Contributions of ENSO and east Indian Ocean SSTA to the interannual variability of Northwest Pacific tropical cyclone frequency [J]. *J. Climate*, 24(2): 509-521. doi: 10.1175/2010JCLI3808.1
- Zhan R F, Wang Y Q, Wen M. 2013. The SST gradient between the Southwestern Pacific and the Western Pacific

Warm Pool: a new factor controlling the Northwestern Pacific tropical cyclone genesis frequency [J]. J. Climate, 26(7): 2408-2415. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00798.1

Zhan R F, Wang Y Q. 2016. CFSv2-based statistical prediction for seasonal accumulated cyclone energy (ACE) over the Western North Pacific [J]. J. Climate, 29(2): 525-541. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0059.1

Zhou B T, Cui X. 2010. Sea surface temperature east of Australia: a predictor of tropical cyclone frequency over the western North Pacific? [J]. Chinese Science Bulletin, 56(2): 196-201. doi: 10.1007/s11434-010-4157-5