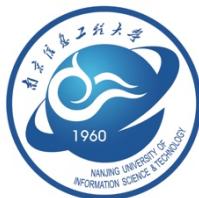


# 南京信息工程大學

## 本科生毕业论文(设计)



题 目 为什么太平洋经向模态在北半球春季最强

学生姓名 孟子路

学 号 201983170032

学 院 长望学院

专 业 大气科学实验班

指导老师 李天明

二〇二三年五月一日

# 声 明

本人郑重声明：

- 1、以“求实、创新”的科学精神从事科学研究工作。
- 2、本论文中除引文外，所有测试、数据和相关材料均为真实有效的。
- 3、本论文是我个人在指导教师的指导下进行的研究工作和取得的研究成果，请勿用于非法用途。
- 4、本论文中除引文和致谢的内容外，并未抄袭其他人或其他机构已经发表或撰写过的研究成果。
- 5、关于其他同志对本研究所做的贡献均已在论文中作了声明并表示了谢意。

作者签名：孟子路

日期：2023年05月10日

# 目 录

1 引言 .....	1
2 数据、数值模式和方法 .....	2
3 观测分析 .....	5
4 简单耦合模式试验 .....	10
5 热带外强迫的影响 .....	11
6 ENSO 的影响 .....	13
7 总结和讨论 .....	15
参考文献 .....	17

# 为什么太平洋经向模态在北半球春季最强

孟子路

南京信息工程大学长望学院，江苏 南京 210044

**摘要：**通过观测分析和数值模式实验，我们研究了太平洋经向模态（PMM）的在北半球春季最强的原因。海洋混合层热量收支诊断表明，PMM 在其成熟期前两个月经历了最快的增长，增长主要归因于由风-蒸发-海温（WES）反馈机制引起的表面潜热通量（LHF）异常。春季和秋季的 LHF 异常的差异由异常风场和季节平均风场引起。理想的大气环流模式（AGCM）实验显示，给定相同的 PMM 降水加热场，大气异常风场和 LHF 的响应在北半球春季比秋季更强，这有利于更强的 WES 反馈。理想的海气耦合模型实验表明，PMM 的 SST 异常扰动在北半球春季增长最快，这表明春季的热带平均状态最有利于 PMM 的发展。最后，研究表明，中纬度北太平洋和 PMM 之间的大气遥相关在 PMM 北半球春季发展期间比秋季更为显著。且通过热带太平洋起搏器实验，我们证明 ENSO 对 PMM 的季节性锁相并无显著性影响。

**关键词：**太平洋经向模态；潜热通量；季节锁相；ENSO

# Why is the Pacific Meridional Mode Most Pronounced in Boreal Spring?

Zilu Meng

Changwang School of Honors, NUIST, Nanjing 210044, China

**Abstract:** The preferred spring development of the Pacific Meridional Mode (PMM) is investigated through a combined observational analysis and modeling approach. A mixed-layer heat budget analysis shows that the PMM experiences its strongest growth two months prior to its mature phase, and the growth is primarily attributed to the surface latent heat flux (LHF) anomaly, via the wind-evaporation-SST (WES) feedback. The spring-fall difference in the LHF anomaly is caused by both the anomalous and seasonal mean wind fields. Idealized atmospheric general circulation model experiments (GCM) show that given the same PMM heating, atmospheric anomalous wind and LHF responses are much stronger in boreal spring than in boreal fall, which favors a greater WES feedback. Experiments with an intermediate air-sea coupled model demonstrate that a PMM-like SSTA perturbation grows fastest in boreal spring among all seasons, indicating that the tropical mean state in spring is most favorable for the PMM development. Finally, we show that the atmospheric teleconnection between mid-latitude North Pacific and PMM is much more pronounced during the development of PMM in boreal spring than in boreal fall, and ENSO has no significant impact on the seasonal phase locking of PMM using tropical Pacific pacemaker experiments.

**Key words:** Pacific Meridional Mode; Latent Heat Flux; Seasonal Dependence; Wind-evaporation-SST feedback

## 1 引言

副热带北太平洋中有一个明显的海表温度异常 (SSTA) 模态，称为太平洋经向模态 (PMM) [1–3]。PMM 的显著特征是一个东北-西南倾斜的 SSTA 结构，从美国加利福尼亚湾一直延伸到中西部的赤道太平洋（如图 1b 和 c 所示）。伴随着正（负）PMM 海温异常的是西部的低层气旋性（反气旋）异常，低层的南西风异常（东北风异常）与倾斜的正（负）SSTA 在相同的位置（如图 1c 所示）。因此，异常的西南风（东北风）抵消了（加强了）平均的东北信风；同时，东部赤道东太平洋的负（正）SSTA 可能激发出低层反气旋（气旋）异常[4]。在异常反气旋（气旋）的西北方，西南风（东北风）进一步抵消（加强）了东北信风，使海表面潜热通量减少（增加），使 SSTA 继续增加（减少），促进 PMM 的发展。这个正反馈机制为风-蒸发-海温 (WES) 反馈<sup>[5,6]</sup>机制。

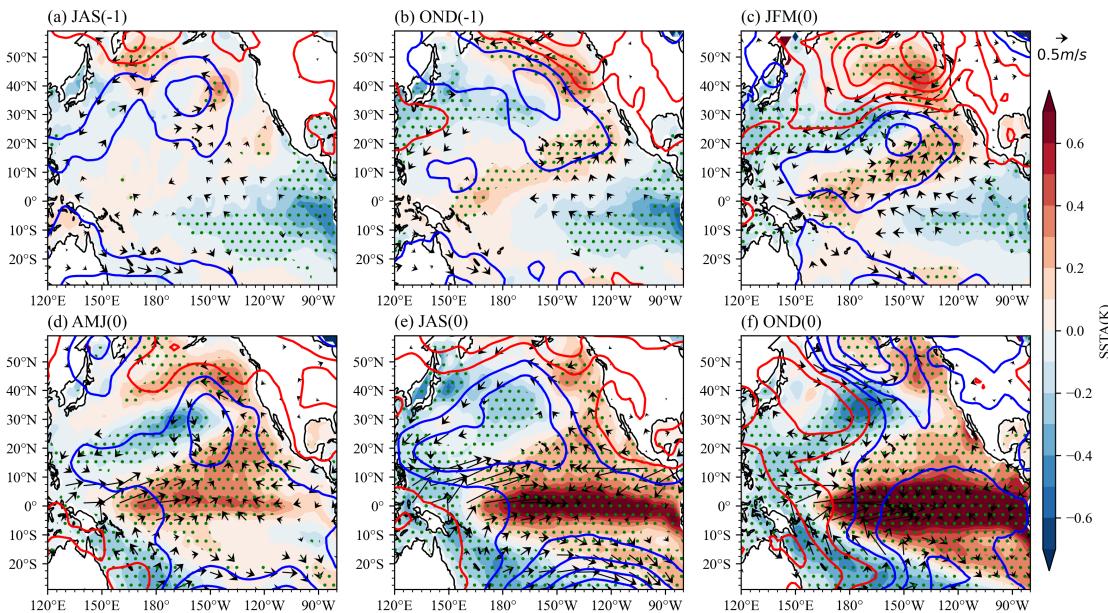


图 1 对 1980 年到 2018 年的所有厄尔尼诺事件和拉尼娜事件（乘以权重-1）进行合成分析，其中厄尔尼诺事件和拉尼娜事件的挑选标准为 DJF 三个月的 Nino3.4 指数大于 0.8 个标准差，-1 表示 ENSO 发生的前一年，0 表示 ENSO 在此年冬季发生。图 (a)~(f) 的填色为 SSTA，等值线为海平面气压 (SLP) 异常，矢量箭头为 10m 风异常。图中的风场和气压场均通过了 95% 的显著性检验。绿色点区表示 SSTA 通过了 95% 显著性检验。

PMM 可能是由热带或中纬度的扰动所引发的。例如，之前的研究表明了北太平洋涛动 (NPO) 的影响<sup>[7]</sup>。如图 1c 所示，NPO 为北太平洋海平面气压 (SLP) 南北偶极子模态。当 NPO 位于正位相时，即南侧为负气压异常，北部为正气压异常时，与 NPO 相关的负热带北太平洋异常偏南西风可能通过前述的风-蒸发-海温反馈触发正的 PMM 的发展<sup>[7,8]</sup>。

作为热带太平洋的主导模态之一，PMM 对我们的生产生活有重大的影响。曾有研究表明，PMM 对厄尔尼诺南方涛动 (ENSO) 发展可能会产生巨大影响<sup>[9]</sup>。如图 1 所示，我们对 1980 年到 2018 年期间所有的厄尔尼诺和拉尼娜事件做合成分析。发现，在厄尔尼诺或者拉尼娜出现

的年份的北半球春季，有一个显著的相同位相的 PMM 模态作为 ENSO 的前置信号。因此，PMM 与 ENSO 有着密不可分的联系。到目前为止，主要提出两种机制来解释 PMM 最终演化成 ENSO 的原因。第一种是季节足迹机制 (SFM)<sup>[1,10]</sup>。另一种被称为夏季深对流加热机制 (SDC) <sup>[11]</sup>。如图 1 中，正（负）PMM 在 AMJ (0) 时逐渐发展至中太平洋，异常的正（负）SSTA 在赤道中太平洋引起异常西（东）风事件，有利于赤道正（负）SSTA 进一步发展，最终演变成厄尔尼诺（拉尼娜）事件。因此，PMM 是 ENSO 预报的重要因子<sup>[12-15]</sup>，且对 ENSO 的预报起着重要贡献。除了对 ENSO 存在着显著影响，PMM 还调制着西北太平洋热带气旋<sup>[16]</sup>。研究表明，正 PMM 事件有利于增强热带气旋的生成频率和轨迹强度。不仅如此，PMM 可以作为桥梁连接着大西洋暖池<sup>[17]</sup>，从而影响大西洋—太平洋的跨流域年代际变化。还有一些研究表明，中国夏季极端高温在 PMM 正位相显著增强，负位相显著减弱<sup>[18]</sup>。综上所述，PMM 作为热带太平洋的主导位相之一，通过大气遥相关对全球的气候产生着重要影响。

尽管 PMM 可能在所有季节出现，但其最大的强度发生在北半球的春季<sup>[10,19-23]</sup>。为了理解 PMM 季节锁相的特征，前人提出了各种假设，包括热带平均气候态的季节性差异<sup>[1,6,2,14,21,22,11,9]</sup>和中纬度强迫的季节性差异<sup>[1,2,7,9,26]</sup>。平均气候态季节性差异是指由于各个季节的赤道东太平洋冷舌强度不同和东北信风的强度、覆盖面积不同，因此导致各个季节的 WES 反馈强度不同从而造成的 PMM 强度的差异。而中纬度强迫的季节性差异是指中纬度大气扰动所形成的环流型在副热带 PMM 区域的强迫不同，因而造成 PMM 发展强度的季节性差异。但这些上述假设缺乏坚实的理论和观测证明，因此本研究的目标是进行一项结合理论、观测和数值模式研究，揭示热带气候态的季节性差异在 PMM 增长中的作用以及中纬度强迫的季节性差异和 ENSO 对 PMM 的影响。

本文的剩余部分安排如下。第 2 节简要描述了本研究中将要使用的数据、数值模式和方法。第 3 节诊断了平均表面风和异常表面风以及海气比湿差在 PMM 发展阶段相对作用。第 4 节中，我们研究了平均气候态对简单的耦合大气-海洋模式中类似 PMM 扰动生长的影响。在第 5 节中，我们进一步分析了北太平洋大气遥相关在 PMM 发展阶段的影响。在第 6 节中，我们使用合成分析和热带太平洋起搏器实验数据探究了 ENSO 对 PMM 季节性依赖的影响。并在最后一节中给出总结和讨论。

## 2 数据、数值模式和方法

### 2.1 数据

此次研究中使用的观测数据集主要包括：(1) 来自 Hadley Centre 的月平均 SST 数据<sup>[27]</sup>，(2) NCEP2 的月平均 10m 风，海平面气压和海表面热通量<sup>[28]</sup>，(3) GODAS 的月平均洋流、位温和混合层深度场数据。所有使用的数据使用双线性插值处理为  $2^\circ \times 2^\circ$  的格点数据<sup>[29]</sup>，(4) 全球降水气候项目 (GPCP) 的降水资料。使用时间段为 1980 到 2018 年，并且减去 1980 至 2018 年的月平均气候态场以获得距平数据<sup>[30]</sup>。

为了进一步研究独立的热带太平洋 ENSO 对 PMM 季节性依赖产生的影响，我们使用了 2022 年 Zhang 等人发布的热带太平洋起搏器实验(POGA)数据<sup>[31]</sup>。POGA 模拟由 10 名成员组

成：1861 年至 2014 年，每个成员都受到热带东太平洋（从  $180^{\circ}$  到美国西海岸， $15^{\circ} \text{S} - 15^{\circ}\text{N}$ ，区域北部、南部和西部有  $5^{\circ}$  缓冲区）相同的观测的 SSTA 以及 CMIP5 的 RCP4.5 辐射强迫的影响，但大气-海洋初始条件略有不同。因此，热带太平洋强迫分量是通过从 POGA 模拟的整体平均值中减去历史实验的整体平均数来获得的。关于此次试验的详细描述，请参考 Zhang 等人的研究<sup>[31]</sup>。

## 2.2 数值模式

### 2.2.1 大气环流模式

本次研究中使用的一个模式是一个大气环流模式，ECHAM 模式。它是由 MaxPlank 气象研究所研发的<sup>[32]</sup>。我们使用模式来研究大气对 PMM 的 SSTA 的加热在不同季节的反馈。该模式水平分辨率为  $2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ}$  (T42)，垂直分辨率为 19 层的 sigma 气压坐标系。这个模式以前一直被用来研究大气对特定的 SSTA 或者异常加热场的响应<sup>[33-35]</sup>。

在数值试验中，我们指定的非绝热加热场的水平分布与 PMM 回归降水空间分布一致。在垂直分布上，其具有理想化的剖面，在中层对流层 (400hPa) 中有一个最大值，向下线性衰减至 1000hPa 为 0，向上线性衰减至 100hPa 为 0，这与 Chen 等人 2016 年的研究<sup>[36]</sup>一致。加热的强度是基于以下方程估算的：

$$\dot{Q} = \frac{preL_v}{\rho_a C_p H}, \quad (1)$$

其中， $\dot{Q}$  是加热率 (单位: K/天)， $pre$  是降水率 (单位: 毫米/天)， $L_v = 2.5 \times 10^6 \text{ J/kg}$  单位质量蒸发潜热。 $C_p = 1004 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \text{K}^{-1}$  为空气比热， $\rho_a = 1.2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  为空气密度， $H = 8000 \text{ m}$  为大气标高。

### 2.2.2 中等复杂程度的大气-海洋耦合模式

本次研究中使用的第二个模式是一个 Cane-Zebiak 类型的中等大气-海洋耦合模式<sup>[37]</sup>。耦合模型的大气模式是一个一阶斜压模式的浅水模型<sup>[4]</sup>，其中加热异常取决于扰动和平均海温。该模型的控制方程如下：

$$\varepsilon \mathbf{V}_s' + \beta y \mathbf{k} \times \mathbf{V}_s' = -\frac{1}{\rho_a} \nabla p', \quad (2)$$

$$\varepsilon_p p' + c_0^2 (\nabla \cdot \mathbf{V}_s') = -(\alpha T') \exp((\bar{T} - 30^{\circ}\text{C})/16.7^{\circ}\text{C}). \quad (3)$$

其中， $\varepsilon$  和  $\beta$  分别是雷利摩擦系数和牛顿阻尼系数， $c_0$  表示第一条斜压模式重力波的传播速度， $T'$  和  $\bar{T}$  分别表示异常和平均海温。大气模型模拟了在指定的背景平均海温下，对海温异常强迫的响应产生的异常海表面风。虽然此大气模式非常简单，但是依然能很好的描述底层大气对 PMM 异常海温的响应。

海洋部分为一个减重浅水模型，描述了海洋温跃层 ( $h$ )、上层洋流 ( $\mathbf{v}$ ) 与混合层和下层之间的剪切流 ( $\tilde{\mathbf{v}}$ ) 之间的关系。并且，该模式使用一个三维温度平流和海表面潜热通量来预测海温的变化。因此，海洋模式可以写成：

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + f k \times \mathbf{v} = -g' \nabla h + \frac{\tau}{\rho H} - r \mathbf{v} + v \nabla^2 \mathbf{v}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + H \nabla \cdot \mathbf{v} = -rh + \kappa \nabla^2 h, \quad (5)$$

$$fk \times \tilde{\mathbf{v}} = \frac{\tau}{\rho H_1} - r_s \tilde{\mathbf{v}}, \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v}_1 \cdot \nabla (\bar{T} + T) + \bar{\mathbf{v}}_1 \cdot \nabla T \\ = -[M(\bar{w} + w) - M(\bar{w})]\bar{T}_z - M(\bar{w} + w)T_z + \frac{Q}{\rho C_w H_1} - \alpha T + \kappa \nabla^2 T, \end{aligned} \quad (8)$$

$$\mathbf{v}_1 = \mathbf{v} + \frac{H_2}{H} \tilde{\mathbf{v}}, \quad (9)$$

其中， $\mathbf{v}_1$  是混合层洋流， $w$  是混合层底部的垂直速度，由混合层洋流的散度决定。 $H$  和  $H_1$  代表温跃层深度和混合层深度。 $Q$  表示表面热通量， $\tau$  代表表面风应力。所有带（不带）上横线的变量表示平均（异常）场。

表面风应力和热通量可以写为：

$$\tau = \rho_a C_D V_0 \mathbf{V}'_s, \quad (10)$$

$$Q = Q_{LH} = \rho_a C_D L_c \left[ |V'_s| + |\bar{V}'_s| (q_s - q_a) - |\bar{V}_s| (\bar{q}_s - \bar{q}_a) \right], \quad (11)$$

其中， $\rho_a$  为表面空气密度， $C_D = 1.4 \times 10^{-3}$  是曳引系数， $\mathbf{V}_s = (u_s, v_s)$  代表 10m 海表面风速， $q_s(T_s)$  是在海温  $T_s$  下的饱和比湿。其中，带横线的变量为气候态平均场，带撇号的变量为异常场，不带任何符号的变量表示原场，即为距平场加上平均场。上述公式中的负号表示正的潜热通量异常会加热海洋，使 SSTA 增加。考虑到潜热通量是影响 PMM 海表温度异常的主要的海表面通量组成，我们仅考虑公式 (8) 中的潜热通量效应。有关简单耦合模型的详细信息，请参考 Li 等人的研究<sup>[6,38]</sup>。其中，背景平均气候态场是从 GODAS 数据集中计算得到的。

## 2.3 方法

### 2.3.1 海洋混合层热收支诊断

第一个方法是混合层热收支诊断。为了理解海洋动力学过程和表面热通量对 PMM 增长的作用，我们使用海洋混合层热收支诊断做进一步的分析<sup>[33,36,39-41]</sup>。混合层 SSTA 倾向方程可以写为：

$$\frac{\partial T'}{\partial t} = -(\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla T)' + \frac{Q'_{net}}{\rho C_p H} + R, \quad (12)$$

$$Q_{net} = Q_{LHF} + Q_{SW} + Q_{LW} + Q_{SHF}, \quad (13)$$

其中， $T$  代表混合层温度， $\bar{\mathbf{V}}$  代表 3 维海洋洋流。公式 (12) 右侧第一项是三维温度平流项， $Q_{net}$  为净海表面热通量辐射项，包括潜热项( $Q_{LHF}$ )，感热项( $Q_{SHF}$ )，长波项( $Q_{LW}$ )和短波项( $Q_{SW}$ )。 $\rho = 10^3 \text{ kg/m}^3$  为水的密度， $C_p = 4000 \text{ J/kg}$  是水的比热，并且  $H$  为混合层深度。混合层热收支分析的数据来自 NCEP2 和 GODAS。

### 2.3.2 表面潜热通量线性分解

第二个方法是表面潜热通量线性分解。为了揭示异常风和异常比湿在造成 LHF 异常的作用，我们对公式 (11) 使用泰勒展开得到：

$$Q'_{LHF} = -\rho_a C_E L_V \left( |\mathbf{V}_s|' (\bar{q}_s - \bar{q}_a) + |\bar{\mathbf{V}}_s| (q_s - q_a)' + |\mathbf{V}_s|' (q_s - q_a)' + R \right). \quad (14)$$

右侧的第一项是由异常风造成的 LHF 异常，其中  $|\mathbf{V}_s|' = \frac{\mathbf{V}_s \cdot \bar{\mathbf{V}}_s}{|\bar{\mathbf{V}}_s|}$ ；第二项是海气比湿差异造成的 LHF 异常；第三项是风速异常和海气比湿异常造成的非线性贡献。在热带地区，通常情况下第二项是一个抑制项，因为异常的海气比湿差与 SSTA 成正比<sup>[6,40,42]</sup>。因此，通过异常风矢量与平均风矢量相反对时产生的正的 LHF 异常，是加热海洋表面最有效的方式。

### 3 观测分析

我们对 1980 年至 2018 年的热带太平洋（20°S-30°N, 150°E-85°W）月平均海温异常（SSTA）场进行了经验正交函数（EOF）分析<sup>[43]</sup>，以揭示热带太平洋主导模态的空间格局和时间演变。如预期一致，EOF 第一模态具有明显的 ENSO 结构，在赤道东太平洋具有最大的 SSTA（图 2a）。该模态解释了总方差的 53.4%。第二模态呈现出类似于 PMM 的结构，其最大的 SSTA 从热带太平洋东北部延伸至赤道西太平洋（图 2b）。第二模态解释了总方差的 13.2%。通过将 10m 风场回归到两个主要的 EOF 模态的主成分上（图 2c），得到了相关的异常风场。为了揭示 PMM 的季节锁相的强度，我们选择了赤道外（纬度在 5°N 以北）且 SSTA 大于 0.17K 的区域称为 PMM 关键区域（KPR）来进行下一步的研究。

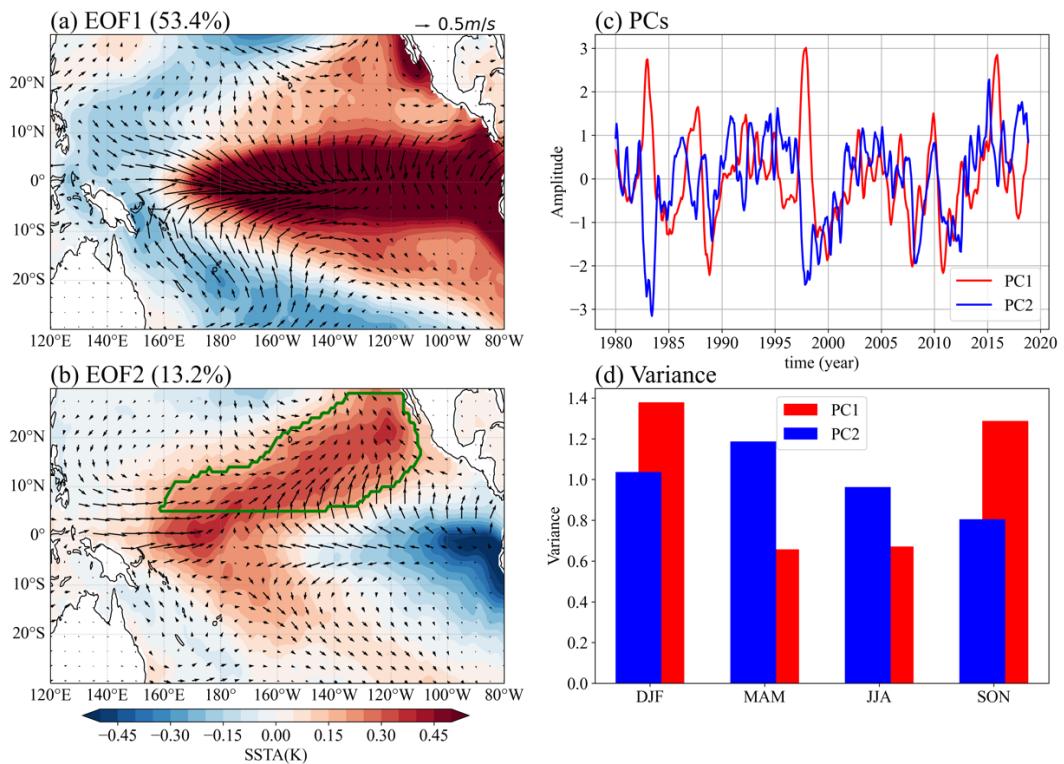


图 2 1980-2018 年间热带太平洋地区（20°S-30°N, 150°E-85°W）海温异常（阴影，单位：°C）的第一和第二 EOF 模态(a-b)，(b)中的绿色框线标出了 PMM 关键区域(KPR)，该区域海温异常大于 0.17K，且位于北纬 5°N 以北。风向箭头表示对 PC1 和 PC2 进行回归的 10m 风异常场。(c)表示标准化的 PC1 和 PC2。(d)表示两个主导的 EOF 模态的方差随季节变化的情况。

另外一种获得热带太平洋主导模态的方式是对 SSTA 和 10m 风场做奇异值分解(SVD 或者 MCA)<sup>[3]</sup>。最终的结果与 EOF 分析的结果几乎一致，并且 PMM 的 PC 序列与 SVD 得到的拓展系数序列(ECs)几乎一致，相关系数为 0.98。

我们还在做了不同季节的 SSTA 的热带太平洋 EOF 分析，结果如图 3 所示。在四个不同的季节，PMM 均为热带太平洋第二模态，且均呈现东北西南倾斜的正 SSTA 结构和赤道东太平洋的负 SSTA。值得注意的是，PMM 在 MAM 的方差占比最大，为 18.9%；在秋季占比最小，为 10.1%。

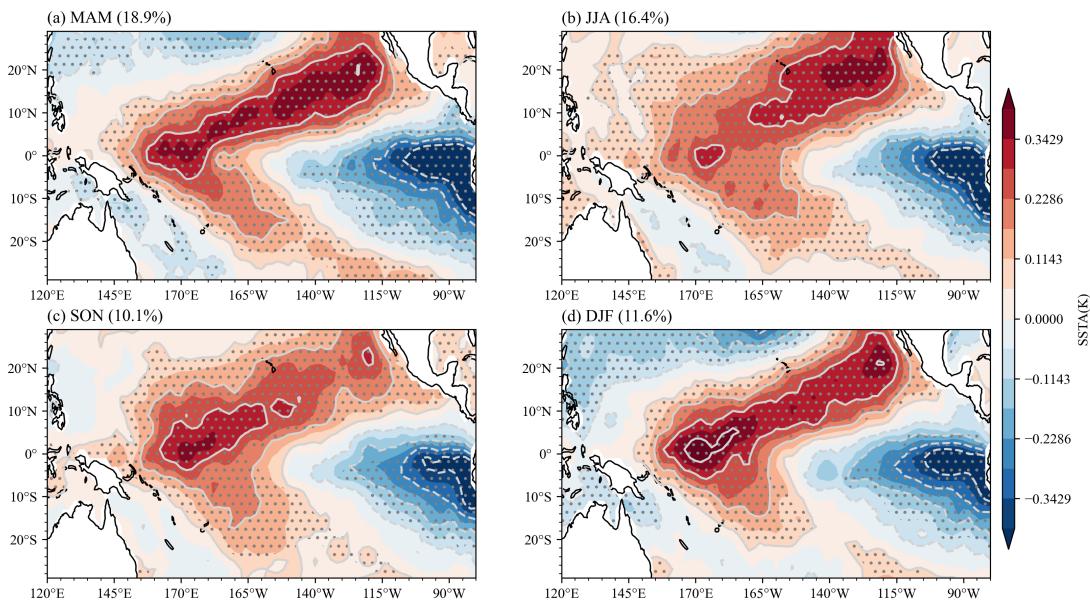


图 3 1980-2018 年间热带太平洋地区 ( $20^{\circ}\text{S}$ - $30^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{E}$ - $85^{\circ}\text{W}$ ) 海温异常 (阴影, 单位:  $^{\circ}\text{C}$ ) 季节性 EOF 分析的第二模态(a-d)。左上角百分比表示所占当前季节的总方差, 灰色点状区域为通过 95% 显著性检验的区域。

为了观察 PMM 的季节性强度差异, 图 2d 展示了两个主要模态的季节性方差。与 ENSO 模态在冬季(DJF)最强不同的是, PMM 模态在春季(MAM)最强但是在秋季(SON)最弱, 与季节性 EOF 的方差结果保持一致。前人的研究发现 ENSO 的季节性锁相机制主要的原因是季节独立的耦合不稳定性<sup>[44-47]</sup>且与菲律宾反气旋发展相关的西太平洋异常风强迫有关<sup>[48,49]</sup>。但是, PMM 季节性锁相的原因, 仍然不清楚。

为了理解 PMM 季节性锁相的原因, 我们首先分析了与 PMM 相关的 SSTA 以及 SSTA 趋势。图 4a 展示了 KPR 区域平均的海温和海温趋势, 可以发现 SSTA 在 PMM 达到峰值前的两个月增长最快, 我们将这个时期定义为 PMM 增长阶段。进一步, 我们对 PMM 达到峰值前两个月的 KPR 区域进行混合层热收支诊断。诊断结果表明, 热力学项, 特别是海表面潜热通量项, 在 KPR 区域的海温增长中起到了至关重要的作用。如图 4a 所示, PMM 关键区域在发展阶段有显著且巨大的 LHF 异常, 有利于 PMM SSTA 的进一步增长和发展。感热项虽然也起到了一定的作用 (图 4b 和图 5d), 但是相较于潜热通量项, 并不是那么重要。并且, 混合层热

收支分析的趋势与 SSTA 的趋势一致，证明我们的混合层热收支诊断的结果是可信的。

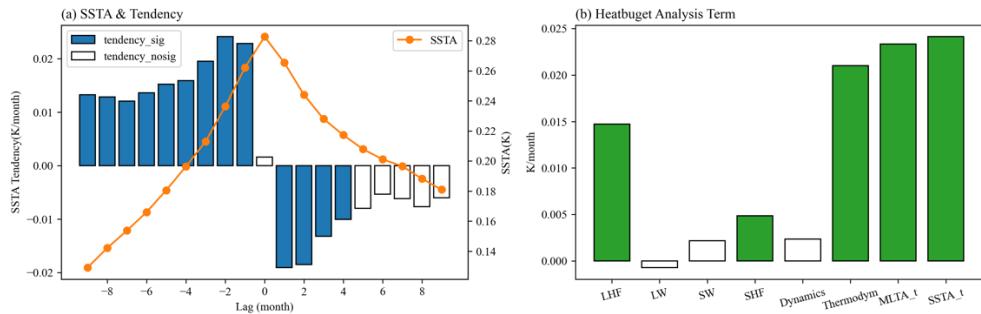


图 4(a): KPR 的平均 SSTA (橙色线, 右 y 轴) 和 SSTA 趋势 (柱状图, 左 y 轴) 回归到 PMM PC 上。所有的 SSTA 都在 95%置信水平以上; 填充有蓝色(白色)的条形图表示高于(低于)95%置信水平。(b): KPR 平均混合层热量平衡分析项(条形图)回归到滞后两个月的 PMM PC 上。填充有绿色(白色)的条形图表示高于(低于)95%置信水平。“Thermodyn”表示热力学项, “MLTA\_t”表示混合层热量平衡分析项的趋势, “SSTA\_t”表示 SSTA 趋势。

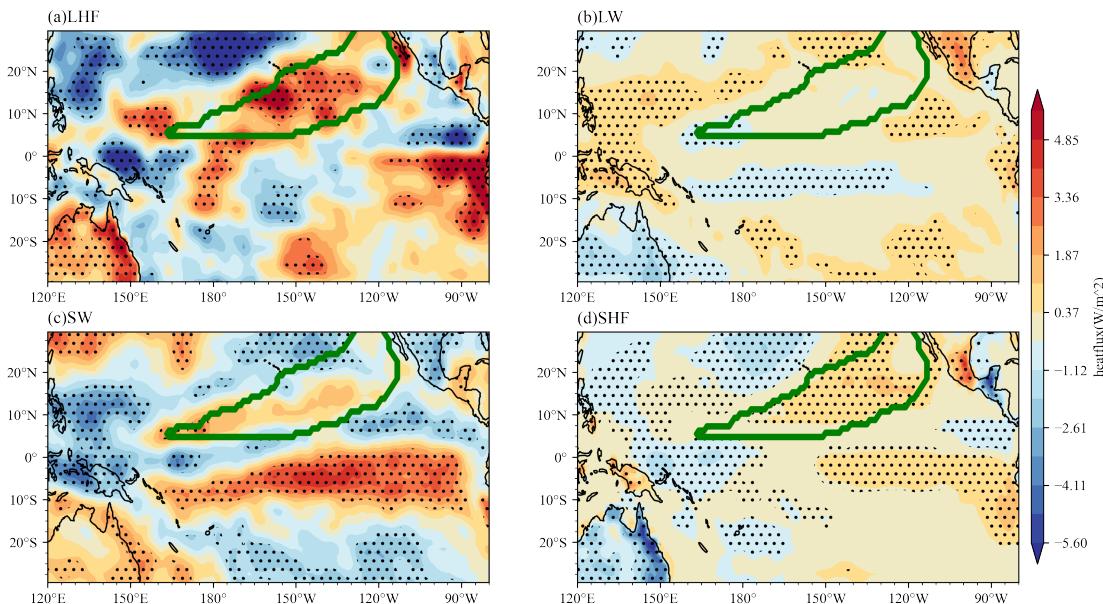


图 5 潜热通量异常 (a)、长波通量异常 (b)、短波通量异常 (c) 和感热通量异常 (d) 回归到滞后两个月的 PMM PC 上, 单位( $\text{W/m}^2$ )。绿色框线内的区域表示 PMM 关键区。

上述分析表明, 表面潜热通量在 PMM 增长上占主导地位。接下来, 我们将探索两个 PMM 强度的最大和最小的季节—北半球春季(MAM)和北半球秋季(SON)这两个季节的潜热通量异常的差异。因为 PMM 主要的增长阶段在其达到顶峰前的两个月, 所以春季(秋季)潜热分析主要在一月、二月和三月(七月、八月和九月)进行。

图 6a 展示了春季和秋季的潜热通量异常的分解结果。如图 6a 所示, 第一项在春季和秋季都是主导项, 而且春季和秋季的具有很大的差异。这个差异正是 PMM 季节性锁相产生的关键因素。

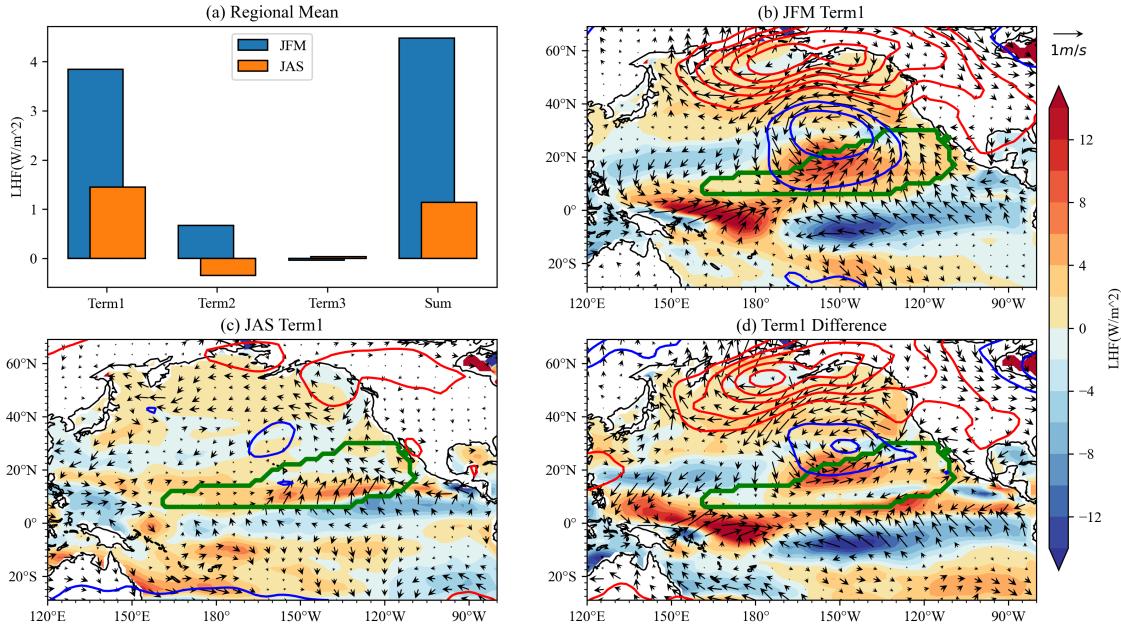


图 6. 表面潜热通量异常线性化分解的结果。(a) JFM 和 JAS 两个季节的 KPR 区域潜热通量异常的三项结果和三项之和。(b-c) 填色图是潜热通量异常第一项的空间分布。箭头为将 JFM 和 JAS 的 10m 风场回归到 MAM 和 SON 的 PMM PC 上。等值线图是将 JFM 和 JAS 的海表面气压回归到 MAM 和 SON 的 PMM PC 上(等值线间隔: 0.4hPa, 红色等值线为正直, 蓝色为负值)。图(b)和图(c)的差异被展示在图(d)上。

潜热通量异常第一项主要取决于两个季节的异常风和平均风的相互作用。图 6b 和图 6c 展示了两个季节的异常潜热通量的第一项和异常海表面风。注意到, 西南风异常在春季几乎控制了整个 KPR 区域(图 6b)。这些西南风异常抵消了平均的东北风, 产生了更强的表面潜热通量异常。相反的是, 在秋季, 西南风异常只占 KPR 的一小块区域, 产生了很弱的潜热通量异常(图 6c)。图 6d 显示异常风导致的潜热通量异常导致了 PMM 增长速度季节性不同。

值得注意的是第一项的差别来自异常风差别和季节平均风差别的共同作用。图 7 展示了 JFM 与 JAS 的平均海表面风。东北信风在 JFM 比在 JAS 更加强盛。这是因为在春季, 如图 8a 所示, 赤道冷舌最弱导致了最靠南的 ITCZ<sup>[6]</sup>。最终, 强盛的东北信风占据了大部分的热带北太平洋(图 7a)。这导致了最强盛的风-蒸发-SST(WES)反馈。相反的是, 在北半球秋季, 赤道冷舌最强(图 8b 和 c)导致 ITCZ 北移和东北信风只占据很少的区域。最终导致秋季的弱 KPR 区域的 WES 反馈。

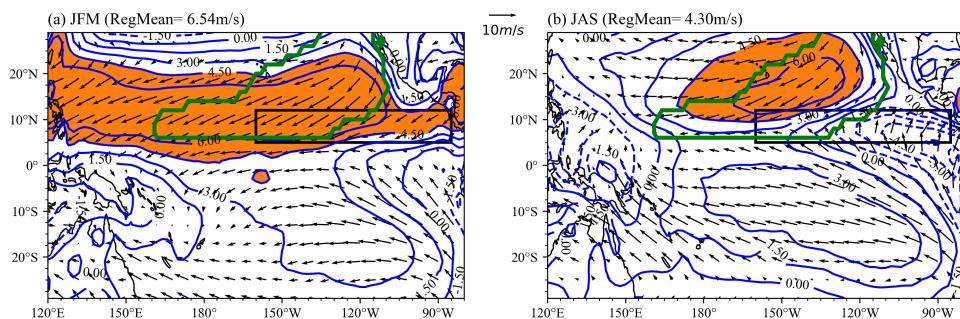


图 7 JFM (a) 和 JAS (b) 的气候平均 10 米风场 (向量)。等值线表示 10 米平均东北风速。橙色填色表示东

北贸易风区域内东北偏北风速超过 4.5 m/s 的区域。黑色方框内的区域表示 JFM 与 JAS 气候态跃赤道气流差别最大的地方。其中，JFM (JAS) 的 KPR 的平均东北风速为 6.54 m/s (4.30 m/s)。

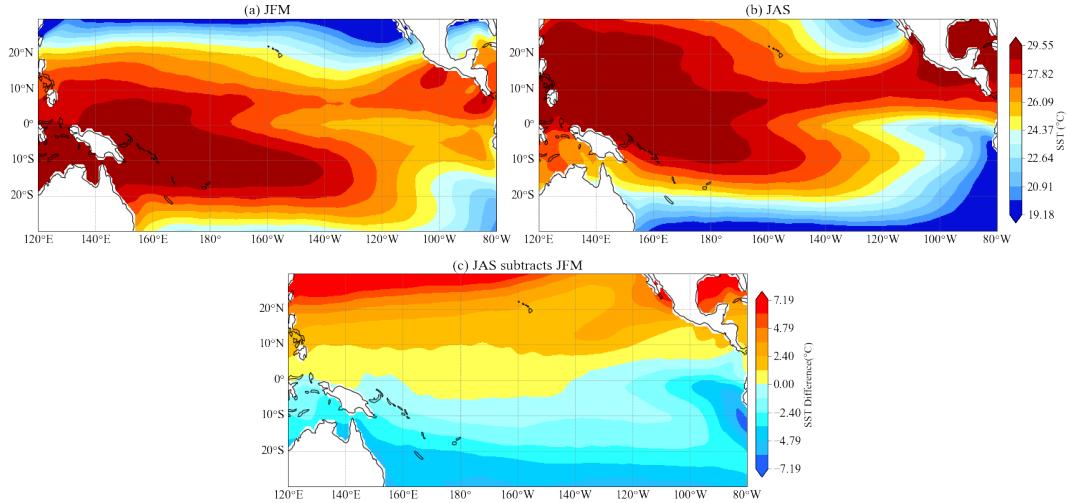


图 8 JFM (a) 和 JAS (b) 的气候平均 SST 的空间分布 (填色)。(c) JAS 与 JFM 气候态 SST 之差 (填色)。

上述论点暗示了平均风速在产生异常 LHF 中的重要性，即使给定相同的异常风场，由于平均风场的季节差异，与春季 PMM 相关的 LHF 异常也会更大。另一方面，图 6b 和 c 清楚地显示了异常表面风场存在显著差异。在 JFM 中，PMM 异常风与北太平洋中纬度地区的北太平洋振荡 (NPO) 类似的模式<sup>[50]</sup>密切相关，而在 JAS 中，异常风主要与赤道 SSTA 及其与北太平洋中纬度地区的联系较弱。这一观测结果促使我们进一步研究两个极端季节与 PMM 相关的异常风分布不同的原因。

我们进一步进行了理想化的数值模拟实验，以阐明平均状态在影响异常风响应 PMM 方面的作用。设计了两组 ECHAM 模型实验。如表 1 所示，在控制实验中，模型使用从 HadISST 数据集中导出的预设观测气候平均海温场积分 30 年。在敏感性实验 (EXP\_PMM) 中，指定了一个类似 PMM 的非绝热加热，其来自于 PMM 回归降水模式 (如图 9a 所示)。通过从敏感性模拟结果中减去控制实验，可以研究在不同平均状态下，在不同季节内对相同 PMM 强迫的异常大气响应。

表 1 ECHAM 实验及其描述

实验名称	描述
CTRL	使用气候态海温场进行强迫
EXP_PMM	使用气候态海温场和 PMM 加热场进行强迫 (30°N~30°S, 120°E~90°W)

图 9b 和 c 显示了在 JFM 和 JAS 中与 PMM 相关的异常风、LHF 和 SLP 响应。与观测结果相同，与 PMM 相关的异常风在 JFM 中可能延伸到中纬度北太平洋，而在 JAS 中则仅限于热带地区。大气模式实验结果预示着在 JFM 期间，热带—中纬度遥相关比 JAS 期间更加活跃。

由于季节依赖的遥相关特征，异常风和相关的 LHF 异常在整个 PMM 区域在 JFM 中最为显著，而在 JAS 中仅限于南部 PMM 区域。季节依赖的异常风响应在差值图中更加明显（图 9d）。异常风响应的差异导致了不同的 LHF 异常空间分布和因此不同的 PMM SSTA 增长率，从而导致了 PMM 的季节性锁相。

值得一提的是，在图 9b 和图 6b 之间的中纬度环流存在明显的差异。这意味着在北太平洋显示的 NPO 类似的模式不是对 PMM 加热的直接响应，而可能是 PMM 产生的前兆条件。在第 5 节中，我们将进一步探讨北太平洋大气环流与 PMM 发展之间的关系。

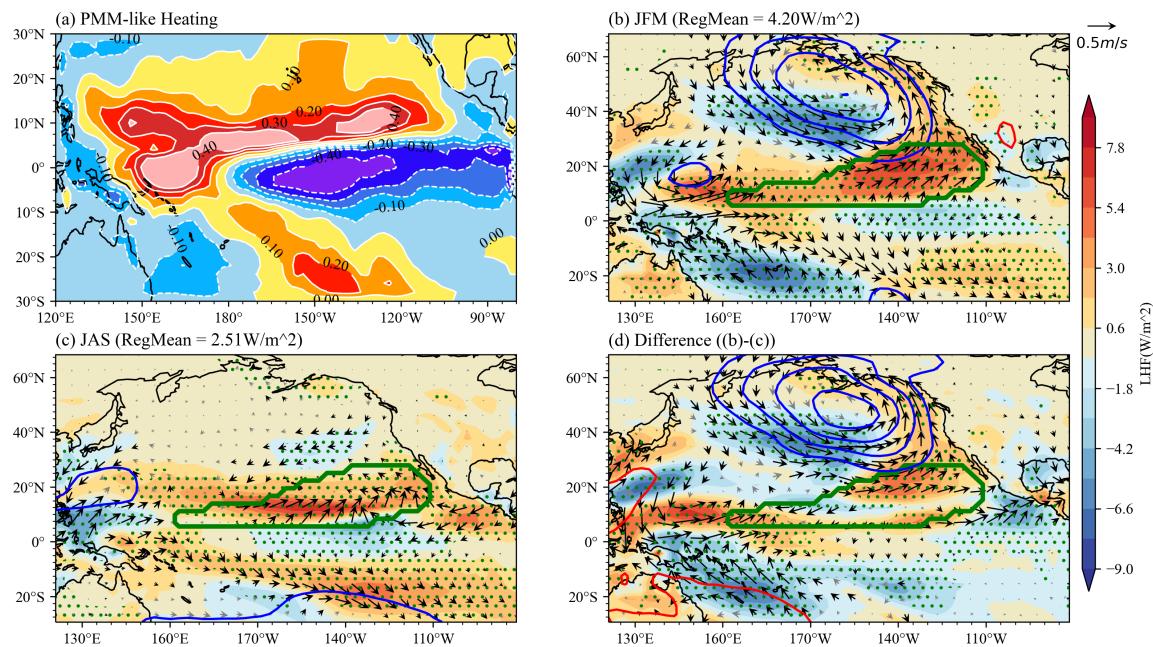


图 9 PMM 类似的加热 (a) 添加到 ECHAM 模型和 JFM (b) 和 JAS (c) 的实验结果。在 (b) 和 (c) 中，矢量表示 10 米风异常（黑色（灰色）矢量在 95% 置信水平以上（以下）），等值线是 SLP 异常。（等高线间隔：0.4 hPa；红色为正，蓝色为负），阴影为 LHF 异常，绿色点显示通过 t 检验的 95% 置信水平的 LHF 异常值。(d) 显示 (b) 和 (c) 之间的差异。

## 4 简单耦合模式试验

本节旨在通过中等耦合的大气-海洋模型（在第 2 节中描述的 Cane-Zebiak 类型模式）证明北半球春季是 PMM 发展最快的季节。为了聚焦于赤道外区域的 PMM 扰动发展，我们通过在赤道区域 ( $4^{\circ}\text{N}$ - $4^{\circ}\text{S}$ ) 施加 SSTA 阻尼项（时间尺度为 60 天）来抑制 ENSO 模态。图 10a 显示了这种阻尼系数的纬向分布。阻尼系数在赤道区域是一个常数，并且线性下降到  $10^{\circ}\text{N}$  和  $10^{\circ}\text{S}$  处的零点。我们设计了两组平行实验，即 EXP\_S 和 EXP\_F，以研究类似于 PMM 的初始弱 SSTA 扰动的增长。在 EXP\_S 中，JFM 的平均气候态被指定为背景态。在 EXP\_F 中，JAS 的平均气候态条件被指定为背景态。

我们首先将模式非耦合的运行三年，以使背景场与模式本身相耦合，与模式耦合的背景场与原始的观测气候态没有太大差别。然后再加入 PMM 类似的 SSTA 观测其发展情况。

如预期一样，初始的类似 PMM 的 SSTA 扰动通过 WES 反馈在两个季节中均有增长。图

图 10b 显示了来自两个实验的 PMM 区域平均 SSTA 的时间演变，而图 10c 和 d 则说明了在最初 30 天内平均的异常模态的空间分布。值得注意的是，图 7c 和 d 的 SSTA 和异常风场都已归一化，以便于清楚地看到它们的水平分布。从图 10c 和 d 中可以看出，两个实验中的最不稳定模态均呈一个东北-西南倾斜的 SSTA 模态，类似于观测资料中的情况。并且，一个低层环流异常出现在倾斜的正 SSTA 区域的西北部，作为对 SSTA 的 Rossby 波响应。

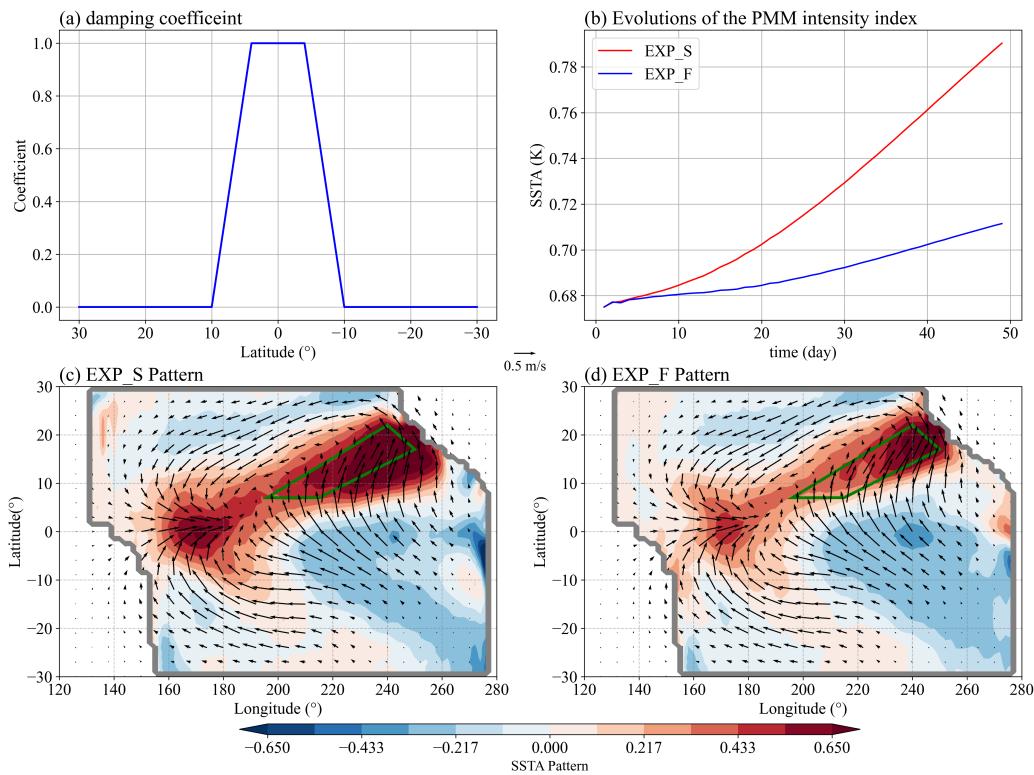


图 10 表示 SSTA 阻尼系数、空分布和强度。(a)纬度上 SSTA 方程中的 SSTA 阻尼系数的经向分布。(b)EXP\_S(红色实线)和 EXP\_F(蓝色实线)的 PMM 强度指数随时间演变。(c)-(d)在 EXP\_S(c)和 EXP\_F(d)中，简单耦合模型中 SSTA 和风场前 30 天的空间分布平均值。绿色四边形框内的 SSTA 用于计算 PMM 强度指数。

区域平均的 PMM SSTA 强度随时间的演化呈现出指数增长的特征，其中在北半球春季增长更为强烈。我们可以使用最小二乘法从第 5 天到第 30 天的时间演化曲线来估算 PMM 的增长率。我们的计算表明，EXP\_S 的增长率为 1.1K 每年，而 EXP\_F 的增长率为 0.3K 每年。我们还进行了额外的实验，将北半球冬季和夏季的气候态作为平均背景场，结果表明它们的增长率介于 EXP\_S 和 EXP\_F 之间。因此，中等耦合模型实验表明 PMM 在北半球春季平均状态条件下增长最快，因此最为在春天最强。该结果暗示着，热带平均状态，对于 PMM 的季节性锁相特征至关重要。

## 5 热带外强迫的影响

除了热带平均状态外，热带外大气强迫也可能在导致 PMM 的季节锁相方面起到贡献。从第三节的观测分析和 AGCM 实验中均表明，PMM 在北半球春季与中纬度北太平洋大气更具有相关性，而在秋季则相关性不强。以往的研究表明，NPO 可能会引发 PMM 的发展<sup>[2,7,31]</sup>。这些促使我们进一步探讨热带外信号对 PMM 发展的影响。

对北太平洋区域 ( $10^{\circ}\text{N}$ ~ $55^{\circ}\text{N}$ ,  $130^{\circ}\text{E}$ ~ $110^{\circ}\text{W}$ ) 的海平面气压异常场进行 EOF 分析, 以揭示两个主导模式的空间模式和时间演变。第一个模式的特征是在阿留申群岛附近的低压中心(以下简称 AL 模态) [51] (图 11a)。它解释了总方差的 43.1%。位于 AL 模态东南角的东南风异常与北部 PMM 区域重叠, 抵消了部分东北信风, 从而产生了正的 LHF 异常(图 12a), 因此可能有助于 PMM 的发展。第二个模式特点是南北偶极子模式<sup>[50,52~54]</sup>, 被命名为北太平洋涛动(NPO)模态(图 11b)。它解释了总方差的 15.2%。与 NPO 模态相关的南侧低压异常可能在副热带 PMM 区域引发强烈的西南风从而造成有助于 PMM 发展的 LHF 异常(图 12b), 从而促进 PMM 的进一步增长。

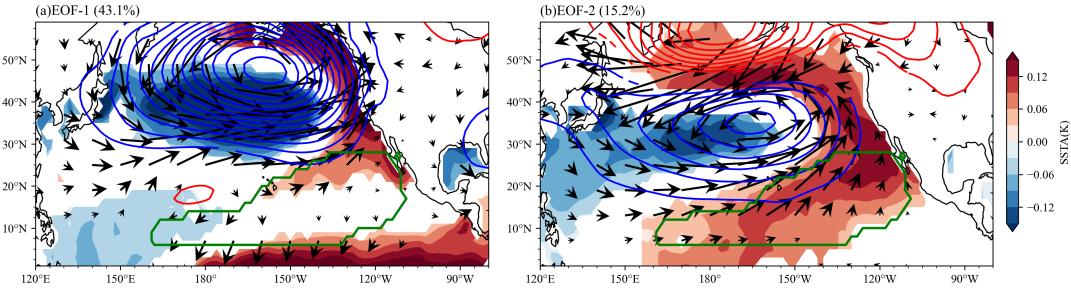


图 11 对 SLP 异常 ( $10^{\circ}\text{N}$ ~ $55^{\circ}\text{N}$ ,  $130^{\circ}\text{E}$ ~ $110^{\circ}\text{W}$ ) 进行 EOF 方法分析的结果。1980 年至 2018 年间 SLP 异常的第一和第二 EOF 模式 (a-b) (等高线间隔: 0.4 hPa, 红色表示正值, 蓝色表示负值), 绿色方框在 (a) 和 (b) 中表示 KPR (与图 1 (b) 相同)。矢量是回归到 PC1 和 PC2 的 10m 风异常场。填色是回归到 EOF PC 的 2 个月滞后的 SSTA。所有绘制的值均通过了 95% 置信度 t 检验。

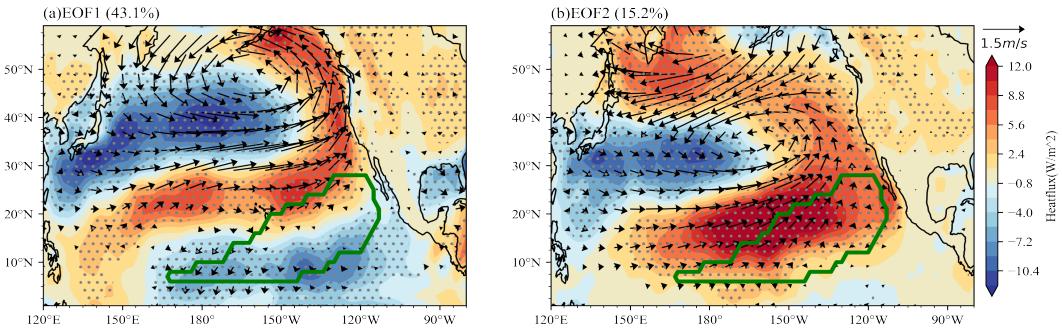


图 12 (a, b) 矢量是回归到 SLP EOF PC1 和 PC2 的 10m 风异常场。填色是回归到 EOF PC1 或 PC2 的 LHF 异常。所有绘制的风场均通过了 95% 置信度 t 检验。灰色点状区域表示 LHF 回归值通过 95% 显著性检验。

与 PMM 时间序列的滞后(2 个月)相关分析表明, 无论是 AL 模态还是 NPO 模态, 它们在北半球春季与 PMM 显著相关, 而在秋季这种滞后相关性要弱得多(图 13a)。这表明在 PMM 发展阶段期间, 北太平洋存在显著的大气前置信号。值得注意的是, 由于 AL 模态的低压中心较 NPO 更加偏北, 所以引起的西南风并不位于 PMM 的区域中心而是较 PMM 偏北, 因而在 PMM 区域激发起的 LHF 异常偏北, 相较于 NPO 对 PMM 发展促进作用较小。

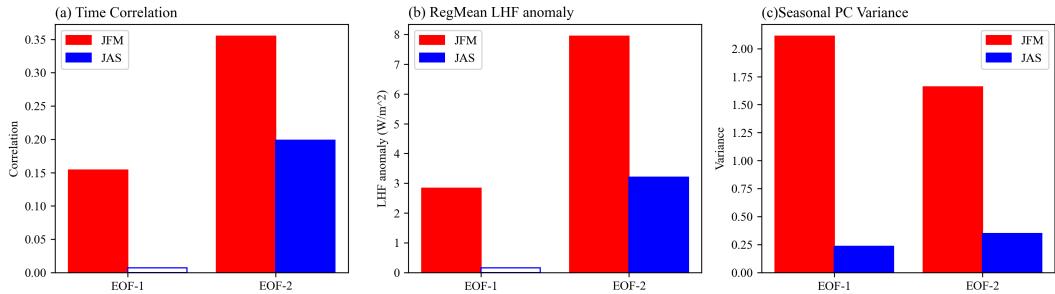


图 13 (a) EOF PC 与 2 个月滞后的 PMM PC 之间的相关系数。(b) 同时回归 EOF PC 在 KPR 区域平均的 LHF 异常。(c) 两个主要 EOF 模式的方差随季节变化的情况。在(a)~(c)中填充的条形表示结果通过了 95% 置信度检验，红色表示 JFM，蓝色表示 JAS。

从图 13b 中显示的回归的 LHF 异常可以进一步推断出中纬度北太平洋 SLP 模态（即 AL 和 NPO 模态）对 PMM 的影响。值得注意的是，KPR 区域平均的 LHF 异常回归到 AL 和 NPO PC 序列在北半球春季比秋季更大且统计学上更显著（图 13b）。这种季节依赖的强迫特性可以通过两个中纬度模式的季节性强度（图 13c）进一步验证。因此，AL 和 NPO 模态在北半球春季比秋季具有更大的方差并且对 PMM 发展贡献更大。

总之，在北太平洋，重要的大气前置信号出现在北半球春季的 PMM 发展前，而这些信号在秋季则要弱得多且不显著。春季的中高纬信号可能通过在副热带引起的异常风来触发 PMM 的发展。因此，中高纬度的外部强迫机制可能为 PMM 的季节锁相提供了另一种机制。

## 6 ENSO 的影响

除了北半球中高纬的影响和热带平均气候态的影响，还有一个可能影响 PMM 季节性依赖的重要模态为 ENSO。本节将采用观测分析和热带太平洋起搏器实验来进一步探究 ENSO 对 PMM 季节性锁相的影响。

我们首先对 1980 年到 2018 年所有的厄尔尼诺和拉尼娜事件进行合成分析，其中拉尼娜事件权重为 -1，得到图 9 的结果。可以看出，PMM 信号显著出现在厄尔尼诺前的一年（图 9a-d），此时中东太平洋地区的 SSTA 为负异常。且随着 PMM 的逐渐发展，赤道地区的负海温异常逐渐衰减，可以看出在弱的拉尼娜衰减期对 PMM 的发展可能有一定的正贡献，但是很难确定这是不是 PMM 发展本身的伴生现象。而 JFM (1) 时 ENSO 所激起的 AL 模态由于比较偏北，对 PMM 区域的发展影响较小，这与第 5 节的分析保持一致。在厄尔尼诺发展的后两年（图 14h-n），只有第一年的 JAS 存在较为显著的 PMM 信号，而此时赤道中东太平洋 SSTA 信号微弱，很难确定是否是 ENSO 的原因引起了 PMM 的发生发展。

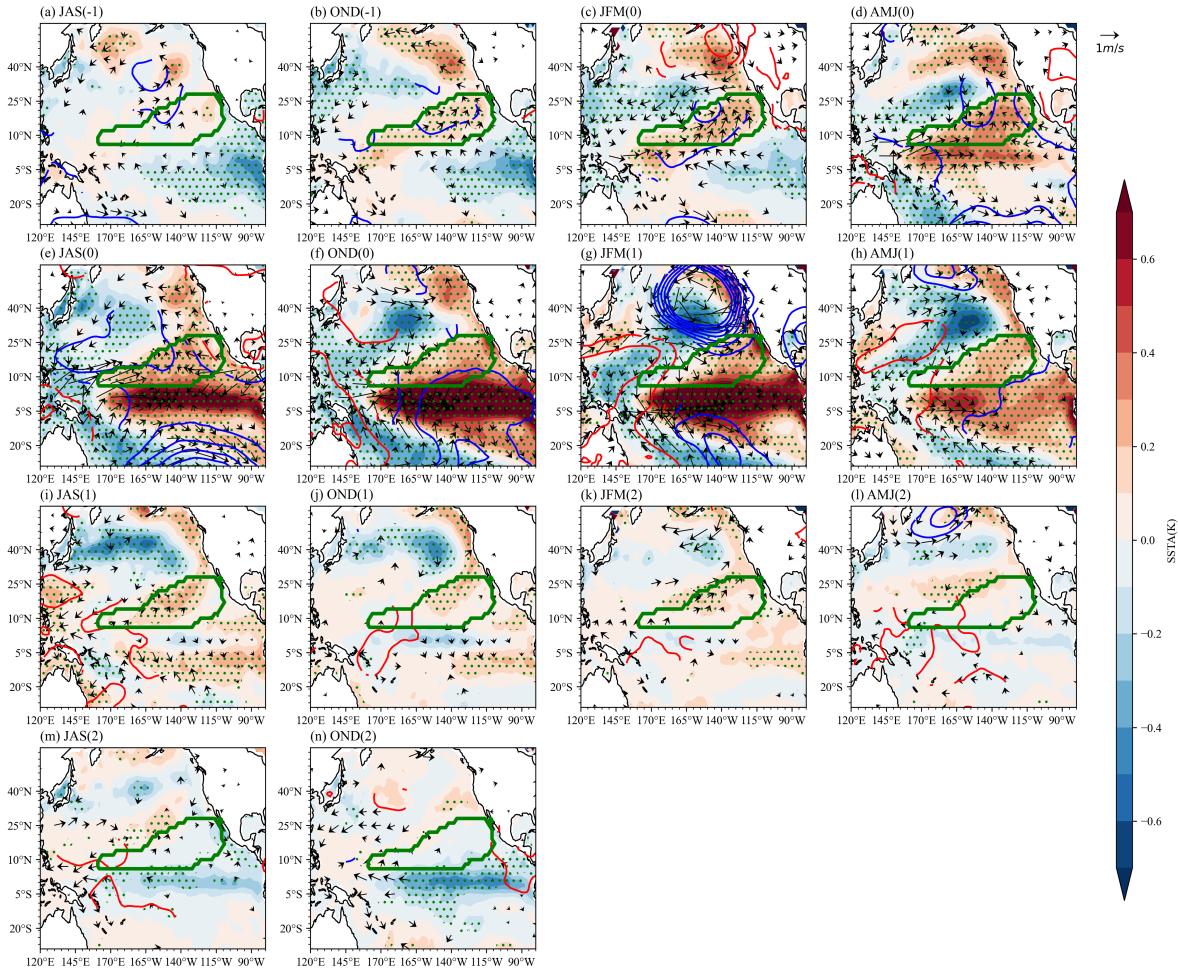


图 14 对 1980 年到 2018 年的所有厄尔尼诺事件和拉尼娜事件(乘以权重-1)进行合成分析，其中厄尔尼诺事件和拉尼娜事件的挑选标准为 DJF 三个月的 Nino3.4 指数大于 0.8 个标准差，-1 表示 ENSO 发生的前一年，0 表示 ENSO 在此年冬季发生，1 表示 ENSO 发生后一年。图(a)~(f)的填色为 SSTA，等值线为海平面气压(SLP)异常，矢量箭头为 10m 风异常，绿色区域为 PMM 海温关键区域 KPR。图中的风场和气压场均通过了 95% 的显著性检验。绿色点区表示 SSTA 通过了 95% 显著性检验。

上述分析仅仅基于短时间的观测合成，且 PMM 对 ENSO 也存在着影响，很难完全将 PMM 与 ENSO 分离开来。因此，我们使用赤道太平洋起搏器实验 (POGA) 来将热带太平洋 (180°东到美洲沿岸，15°N~15°S) 固定为观测的 SSTA，确保 ENSO 信号的独立性，来观测 PMM 在各个季节的发展。我们也对 1980 年到 2018 年期间 10 个成员的所有的厄尔尼诺和拉尼娜进行了合成，共有约 200 多个样本，结果如图 15 所示。可以看出，在 ENSO 演化的整个过程中，并没有显著的 PMM 信号的出现。且由于 ENSO 引起的太平洋-北美遥相关模态 (PNA) [55] 的低层阿留申低压过于偏北(图 15h-j 和图 11a)，因此并没有在 PMM 关键区域激发起显著西南风，从而对 PMM 的进一步发展贡献较小。

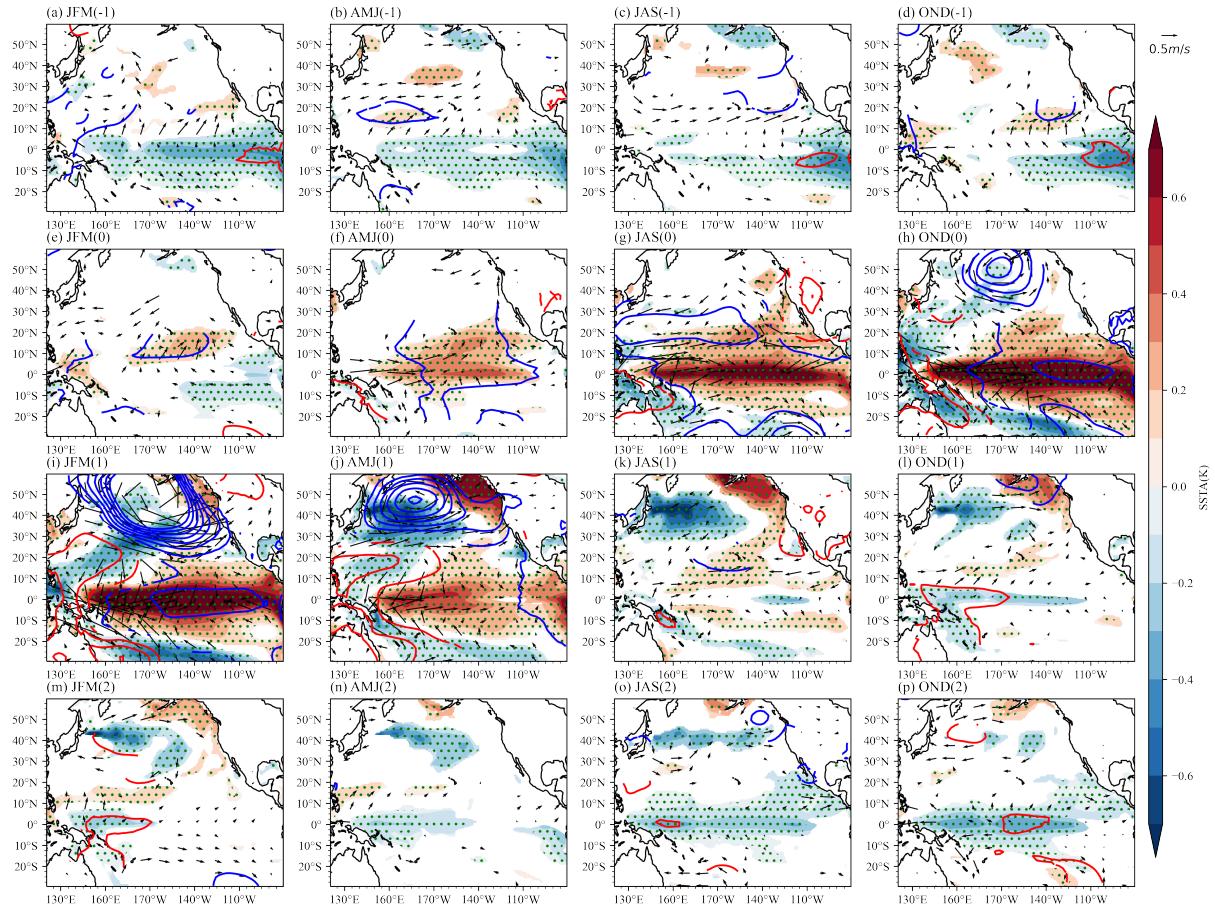


图 15 对十个成员的 POGA 实验中 1980 年到 2018 年的所有厄尔尼诺事件和拉尼娜事件(乘以权重-1)进行合成分析, 其余同图 14。

通过上述对观测资料和 POGA 实验的分析, 我们基本可以确定 ENSO 对 PMM 的季节性依赖不会产生显著性影响。当然, 合成分析较为简单, 还需要更进一步的复杂实验来进一步定量确定 ENSO 对 PMM 季节性锁相的影响。

## 7 总结和讨论

本研究通过观测数据分析和数值模拟研究, 研究了造成 PMM 在北半球春季强度最大的物理机制。如图 16 总结所示, 在观测分析中, 我们进行了混合层热收支诊断, 表明 PMM 到达峰值前两个月为 PMM 增长最快的时期, 并揭示了 LHF 异常是影响 PMM SST 发展的主导因素。对 LHF 的进一步分解表明, 与风速相关的分量起主导作用, 而与海气比湿差相关分量的贡献要弱得多。PMM 区域 LHF 异常在北半球春季和秋季之间的季节差异来自异常风场和平均风场。在指定了相同的 PMM 加热异常的 AGCM 实验中, 春季正 LHF 异常能够覆盖整个 PMM 关键区域, 而秋季只能覆盖 PMM 南部区域, 从而春季能够得到效率更高的 LHF 加热, 有利于 PMM 的快速增长。

本研究还使用了中等复杂程度的大气-海洋模型来研究 PMM 扰动的季节性增长。我们设计了两个理想化的数值实验, 其中指定了来自北半球春季和秋季条件下的背景平均风和海温

场。最初指定了一个类似于 PMM 的 SSTA 扰动，并进行了模拟实验。数值实验清楚地表明，在赤道外副热带地区，PMM 是最不稳定的模式，并且 PMM 扰动的最强增长发生在北半球的春季。这表明了热带平均状态在控制 PMM 季节性锁相方面的重要作用。

值得一提的是，本研究使用了中等复杂程度的海气耦合模型来揭示平均态效应。虽然这种简单模型有将异常和平均场分离的优势，但它涉及各种假设。例如，在当前的框架中，假定混合层是恒定的，只考虑表面潜热通量。模型中的大气加热仅与下面的 SSTA 成正比。需要进一步使用更复杂的耦合气候模型进行研究，以测试 PMM 的季节依赖性，并确认当前简单模型的结果。

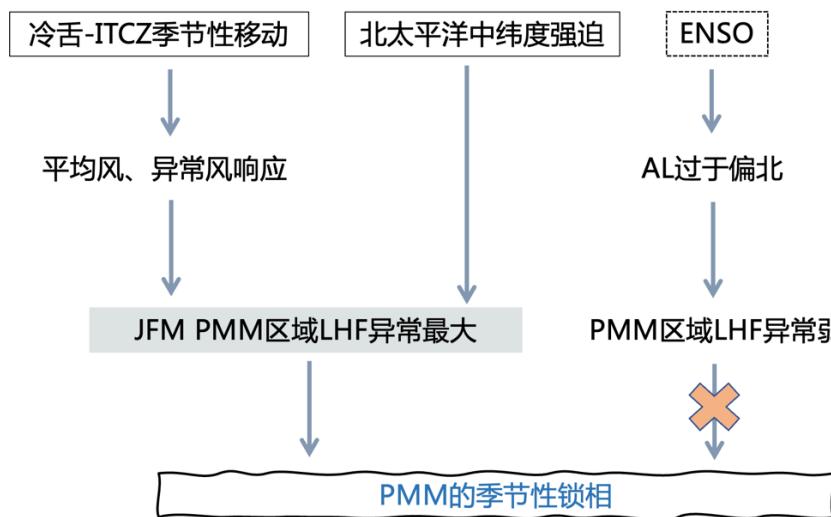


图 16 本文工作主要内容

本研究进一步探讨了中高纬度北太平洋大气强迫在影响 PMM 季节依赖性方面的可能作用。研究发现，在北太平洋存在两个主要的海平面大气模态（AL 和 NPO），它们与 PMM 在两个月的滞后期内在北半球春季存在显著的相关性，但在秋季关联性则明显降低，且 NPO 与 PMM 的相关性好于 AL 与 PMM 的相关性。这一结果意味着 PMM 的季节性依赖存在着额外的中高纬度强迫机制。但是此结果仅仅是基于简单的统计回归分析，因此还需要更多的实验来进行进一步的验证和检验统计分析的结果。

ENSO 对 PMM 季节依赖性的影响仍然是一个未解之谜。尽管我们的基于对观测和 POGA 实验数据的合成分析表明，ENSO 对 PMM 的季节性锁相并没有显著影响。且一些研究表明，在去除了耦合 GCM 中 ENSO 影响后，PMM 的季节方差和依赖性并未发生变化<sup>[25]</sup>。但这并不意味着 ENSO 对 PMM 的季节依赖性没有影响。未来更多的实验需要用来定量计算 ENSO 对 PMM 季节性锁相的影响。

## 参考文献

- [1] VIMONT D J, WALLACE J M, BATTISTI D S. The Seasonal Footprinting Mechanism in the Pacific: Implications for ENSO\* [J]. *Journal of Climate*, 2003, 16(16): 2668–2675.
- [2] CHANG P, ZHANG L, SARAVANAN R, et al. Pacific meridional mode and El Niño—Southern Oscillation [J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(16).
- [3] CHIANG J C H, VIMONT D J. Analogous Pacific and Atlantic Meridional Modes of Tropical Atmosphere–Ocean Variability[J]. *Journal of Climate, American Meteorological Society*, 2004, 17(21): 4143–4158.
- [4] GILL A E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1980, 106(449): 447–462.
- [5] XIE S-P, PHILANDER S G H. A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific[J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, Taylor & Francis, 1994, 46(4): 340–350.
- [6] LI T, PHILANDER S G H. On the Annual Cycle of the Eastern Equatorial Pacific[J]. *Journal of Climate, American Meteorological Society*, 1996, 9(12): 2986–2998.
- [7] VIMONT D J, ALEXANDER M, FONTAINE A. Midlatitude Excitation of Tropical Variability in the Pacific: The Role of Thermodynamic Coupling and Seasonality\* [J]. *Journal of Climate*, 2009, 22(3): 518–534.
- [8] WU S, WU L, LIU Q, et al. Development processes of the Tropical Pacific Meridional Mode [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2010, 27(1): 95–99.
- [9] AMAYA D J. The Pacific Meridional Mode and ENSO: a Review [J]. *Current Climate Change Reports*, 2019, 5(4): 296–307.
- [10] ALEXANDER M A, VIMONT D J, CHANG P, 等. The Impact of Extratropical Atmospheric Variability on ENSO: Testing the Seasonal Footprinting Mechanism Using Coupled Model Experiments[J]. *Journal of Climate, American Meteorological Society*, 2010, 23(11): 2885–2901.
- [11] AMAYA D J, KOSAKA Y, ZHOU W, 等. The North Pacific Pacemaker Effect on Historical ENSO and Its Mechanisms[J]. *Journal of Climate, American Meteorological Society*, 2019, 32(22): 7643–7661.
- [12] LORENZO E D, LIGUORI G, SCHNEIDER N, et al. ENSO and meridional modes: A null hypothesis for Pacific climate variability [J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42(21): 9440–9448.
- [13] STUECKER M F. Revisiting the Pacific Meridional Mode [J]. *Scientific Reports*, 2018, 8(1): 1–9.
- [14] ZHANG L, CHANG P, TIPPETT M K. Linking the Pacific Meridional Mode to ENSO: Utilization of a Noise Filter [J]. *Journal of Climate*, 2009, 22(4): 905–922.
- [15] ZHENG Y, CHEN S, CHEN W, et al. A Continuing Increase of the Impact of the Spring North Pacific Meridional Mode on the Following Winter El Niño and Southern Oscillation [J]. *Journal of Climate*, 2023, 36(2): 585–602.
- [16] WU Q, ZHAO J, ZHAN R, et al. Revisiting the interannual impact of the Pacific Meridional Mode on tropical cyclone genesis frequency in the Western North Pacific [J]. *Climate Dynamics*, 2021, 56(3–4): 1003–1015.
- [17] PARK J-H, LI T, YEH S-W, et al. Effect of recent Atlantic warming in strengthening Atlantic–Pacific teleconnection on interannual timescale via enhanced connection with the pacific meridional mode [J]. *Climate Dynamics*, 2019, 53(1): 371–387.
- [18] LUO M, LAU N-C, ZHANG W, 等. Summer High Temperature Extremes over China Linked to the Pacific Meridional Mode[J]. *Journal of Climate, American Meteorological Society*, 2020, 33(14): 5905–5917.
- [19] WU S, WU L, LIU Q, et al. Development processes of the Tropical Pacific Meridional Mode [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2009, 27(1): 95.
- [20] MARTINEZ-VILLALOBOS C, VIMONT D J. An Analytical Framework for Understanding Tropical Meridional Modes [J]. *Journal of Climate*, 2017, 30(9): 3303–3323.
- [21] MARTINEZ-VILLALOBOS C, VIMONT D J. The Role of the Mean State in Meridional Mode Structure

- and Growth[J]. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, 2016, 29(10): 3907–3921.
- [22] VIMONT D J. Transient Growth of Thermodynamically Coupled Variations in the Tropics under an Equatorially Symmetric Mean State\* [J]. *Journal of Climate*, 2010, 23(21): 5771–5789.
- [23] ZHANG H, DESER C, CLEMENT A, et al. Equatorial signatures of the Pacific Meridional Modes: Dependence on mean climate state: Zhang et al.: Role of mean state in PMMs' asymmetry [J]. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(2): 568–574.
- [24] ZHANG L, CHANG P, JI L. Linking the Pacific Meridional Mode to ENSO: Coupled Model Analysis [J]. *Journal of Climate*, 2009, 22(12): 3488–3505.
- [25] ZHANG Y, YU S, AMAYA D J, 等. Pacific Meridional Modes without Equatorial Pacific Influence[J]. *Journal of Climate*, 2021: 1–51.
- [26] ZHANG H, CLEMENT A, MEDEIROS B. The Meridional Mode in an Idealized Aquaplanet Model: Dependence on the Mean State[J]. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, 2016, 29(8): 2889–2905.
- [27] RAYNER N A. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(D14): 4407.
- [28] KANAMITSU M, EBISUZAKI W, WOOLLEN J, et al. NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2002, 83(11): 1631–1644.
- [29] SAHA S, NADIGA S, THIAW C, et al. The NCEP Climate Forecast System [J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(15): 3483–3517.
- [30] SCHNEIDER U, BECKER A, FINGER P, 等. GPCC Monitoring Product Version 5.0 at 1.0°: Near Real-Time Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges based on SYNOP and CLIMAT Data: Gridded Monthly Totals[J].Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) at Deutscher Wetterdienst, 2015: 200 KB per monthly gzip file.
- [31] ZHANG Y, YU S-Y, AMAYA D J, et al. Atmospheric Forcing of the Pacific Meridional Mode: Tropical Pacific-Driven Versus Internal Variability [J]. *Geophysical Research Letters*, 2022, 49(7): e2022GL098148.
- [32] ROECKNER E, ARPE K, BENGTSSON L, 等. The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate[J].1996.
- [33] JIANG L, LI T. Impacts of Tropical North Atlantic and Equatorial Atlantic SST Anomalies on ENSO[J]. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, 2021, 34(14): 5635–5655.
- [34] PAN X, LI T, SUN Y, et al. Cause of Extreme Heavy and Persistent Rainfall over Yangtze River in Summer 2020 [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2021, 38(12): 1994–2009.
- [35] ZHU Z, LI T, HE J. Out-of-Phase Relationship between Boreal Spring and Summer Decadal Rainfall Changes in Southern China\* [J]. *Journal of Climate*, 2014, 27(3): 1083–1099.
- [36] CHEN L, LI T, BEHERA S K, et al. Distinctive precursory air-sea signals between regular and super El Niños [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2016, 33(8): 996–1004.
- [37] ZEBIAK S E, CANE M A. A Model El Ni&ntilde–Southern Oscillation[J]. *Monthly Weather Review*, American Meteorological Society, 1987, 115(10): 2262–2278.
- [38] LI T. Air–Sea Interactions of Relevance to the ITCZ: Analysis of Coupled Instabilities and Experiments in a Hybrid Coupled GCM[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, American Meteorological Society, 1997, 54(1): 134–147.
- [39] CHEN M, YU J-Y, WANG X, et al. Distinct Onset Mechanisms of Two Subtypes of CP El Niño and Their Changes in Future Warming [J]. *Geophysical Research Letters*, 2021, 48(14): e2021GL093707.
- [40] JIANG L, LI T. Relative roles of El Niño-induced extratropical and tropical forcing in generating Tropical North Atlantic (TNA) SST anomaly [J]. *Climate Dynamics*, 2019, 53(7): 3791–3804.
- [41] CHEN M, LI T. ENSO evolution asymmetry: EP versus CP El Niño [J]. *Climate Dynamics*, 2021, 56(11): 3569–3579.

- [42] LI T, WANG B. A Thermodynamic Equilibrium Climate Model for Monthly Mean Surface Winds and Precipitation over the Tropical Pacific[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, American Meteorological Society, 1994, 51(11): 1372–1385.
- [43] CHENG X, NITSCHE G, WALLACE J M. Robustness of Low-Frequency Circulation Patterns Derived from EOF and Rotated EOF Analyses [J]. *Journal of Climate*, 1995, 8(6): 1709–1713.
- [44] LI T. Phase Transition of the El Niño–Southern Oscillation: A Stationary SST Mode[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, American Meteorological Society, 1997, 54(24): 2872–2887.
- [45] AN S-I, WANG B. Mechanisms of Locking of the El Niño and La Niña Mature Phases to Boreal Winter[J]. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, 2001, 14(9): 2164–2176.
- [46] NEELIN J D, JIN F-F, SYU H-H. Variations in ENSO Phase Locking\* [J]. *Journal of Climate*, 2000, 13(14): 2570–2590.
- [47] CHEN H-C, JIN F-F. Fundamental Behavior of ENSO Phase Locking[J]. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, 2020, 33(5): 1953–1968.
- [48] WANG B, WU R, FU X. Pacific–East Asian Teleconnection: How Does ENSO Affect East Asian Climate?[J]. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, 2000, 13(9): 1517–1536.
- [49] WANG B, WU R, LI T. Atmosphere–Warm Ocean Interaction and Its Impacts on Asian–Australian Monsoon Variation\* [J]. *Journal of Climate*, 2003, 16(8): 1195–1211.
- [50] ROGERS J C. The North Pacific Oscillation [J]. *Journal of Climatology*, 1981, 1(1): 39–57.
- [51] PICKART R S, MACDONALD A M, MOORE G W K, et al. Seasonal Evolution of Aleutian Low Pressure Systems: Implications for the North Pacific Subpolar Circulation\* [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2009, 39(6): 1317–1339.
- [52] YEH S-W, KIRTMAN B P. The North Pacific Oscillation–ENSO and internal atmospheric variability [J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(13).
- [53] PARK J-Y, YEH S-W, KUG J-S, et al. Favorable connections between seasonal footprinting mechanism and El Niño [J]. *Climate Dynamics*, 2013, 40(5): 1169–1181.
- [54] CHEN S, WU R. Impacts of winter NPO on subsequent winter ENSO: sensitivity to the definition of NPO index [J]. *Climate Dynamics*, 2018, 50(1): 375–389.
- [55] WALLACE J M, GUTZLER D S. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter [J]. *Monthly Weather Review*, 1981, 109(4): 784–812.