

2024-12-16 T10: 00

# 两类 El Niño 与长江中下游降水年际变化的 协同演变

徐博阳<sup>1</sup> 张荣华<sup>1, 3\*</sup> 吴敏敏<sup>2</sup> 智海<sup>2</sup>

1. 南京信息工程大学海洋科学学院 江苏南京 201144

2. 南京信息工程大学大气科学学院 江苏南京 210044

3. 崂山实验室 山东青岛 266237

## 摘要

本文基于多窗谱分析—奇异值分解 (MTM-SVD) 方法对长江中下游降水和热带太平洋海表面温度 (SST) 进行不同时间尺度信号的分离和时空重构, 研究了年际时间尺度上与厄尔尼诺—南方涛动 (ENSO) 相关的热带太平洋 SST 强迫对长江中下游降水的影响及可能机制。结果表明, 长江中下游地区降水和热带太平洋 SST 存在着准两年 (2.4 年) 和准四年 (3.7 年) 的协同变化周期, 且这两个年际主导模态分别与 El Niño 的中太平洋 (CP) 型和东太平洋 (EP) 型有关。与两类 El Niño 事件相关的 SST 强迫会引发不同的东亚大气环流异常响应, 均有利于长江中下游地区降水偏多。在准两年周期上, CP El Niño 成熟期会引发东亚-太平洋型大气遥相关; 在准四年周期上, EP El Niño 成熟期会产生经向偶极型分布的东亚大气活动中心。此外, 两类 El Niño 事件成熟期均会激发西北太平洋异常反气旋。上述大气环流系统共同增强了从南海向长江中下游地区的水汽输送, 造成该地区在两类 El Niño 成熟期间降水偏多。对 2002 年中国降水事件的个例

收稿日期 2024-05-31; 网络预出版日期

作者简介 徐博阳, 男, 2000 年出生, 硕士研究生, 主要从事海气相互作用研究。Email: [Xu2000naroda@outlook.com](mailto:Xu2000naroda@outlook.com)

通讯作者 张荣华, 男, 1962 年出生, 教授, 博士生导师, 主要研究方向包括海洋模拟、气候预测和海洋-大气等多圈层相互作用等。Email: [rzhang@nuist.edu.cn](mailto:rzhang@nuist.edu.cn)

资助项目 崂山实验室科技创新项目, LSKJ202202403; 国家自然科学基金项目, 42030410; 南京信息工程大学人才启动经费项目; 江苏双创团队, JSSCTD202346。



43 impacts of interannual SST forcing associated with the El Niño-Southern Oscillation  
44 (ENSO) on precipitation over the middle and lower reaches of the Yangtze River  
45 Basin (MLYR), as well as possible underlying mechanisms. Our results show the  
46 MLYR precipitation is associated with the tropical Pacific SST at two distinct time  
47 periods, i.e., the quasi-biennial (2.4-year) and quasi-quadrennial (3.7-year) periods,  
48 which is related to the CP-type and EP-type El Niño, respectively. These two types of  
49 El Niño trigger different atmospheric circulation responses in the East Asia, both  
50 positively impacting the interannual variability in the precipitation over the MLYR.  
51 On the quasi-biennial period, the mature phase of CP-type El Niño leads to an East  
52 Asian-Pacific atmospheric teleconnection. On the quasi-quadrennial period, the  
53 mature phase of EP-type El Niño results in a meridional dipole-like distribution of  
54 atmospheric activity centers over East Asia. Additionally, both types of El Niño events  
55 trigger the western North Pacific anomalous anticyclone (WNPAC) during their  
56 mature phases. These atmospheric circulation systems collectively enhance the  
57 moisture transport from the South China Sea to the MLYR, thereby increasing local  
58 precipitation. Furthermore, our case analyses show that there is a difference in the  
59 relative contribution of the quasi-biennial and quasi-quadrennial periods to the MLYR  
60 precipitation variations in 2002. In the spring of 2002, the quasi-quadrennial period  
61 contributes to the increase in precipitation over the MLYR, while the quasi-biennial  
62 period weakens it. The opposite situation appears in the autumn of 2002. This study  
63 refines our understanding of how the multi-timescale forcing of the tropical Pacific

64 SST affects the interannual variability of MLYR precipitation. Our conclusion can  
65 help to improve the accuracy of local precipitation forecasts in the MLYR.

66 **Key words:** CP- and EP-type El Niño; Interannual variability; Precipitation over the  
67 MLYR; Multi Taper Method-Singular Value Decomposition (MTM-SVD); Signal  
68 separation and reconstruction

69

## 70 1. 引言

71 中国位于东亚季风区，是世界上降水变化最为显著的地区之一。研究表明，  
72 中国降水变化存在着明显不同的空间模态和时间尺度。在空间分布上，中国年降  
73 水量的气候分布呈现出由东南沿海向西北内陆递减的趋势，这种南部地区偏多而  
74 北部地区偏少的中国降水格局通常被称为“南涝北旱”（孙林海等，2003；Li et  
75 al., 2023）。在时间尺度上，中国降水变化存在着以季节（Lau and Li, 1984）、  
76 年际（Ying et al., 2015; Zhang et al., 2015; You et al., 2018）和年代际（Zhang et al.,  
77 2014; Ge et al., 2016）时间尺度为主导的不同振荡周期。长江中下游地区位于我  
78 国东部，是我国经济发展和人口密集度较高的区域之一，其降水异常及极端事件  
79 （特别是洪涝和干旱等）会严重影响当地的农业、工业生产和人员安全（Zong and  
80 Chen, 2000; 袁媛等，2017）。鉴于此，我们有必要深入研究长江中下游地区降  
81 水的多时间尺度变化特征和机制，以提高降水预测的准确性，进而为我国的气候  
82 变化监测和防灾减灾工作提供科学的指导。

83 中国降水的变化受到很多因素和过程的影响，包括地形、大气内部变化和人  
84 类活动等。我国位于太平洋西岸，太平洋海表面温度（SST）的多时间尺度强迫

85 对中国降水的影响不可忽视(宗海锋等, 2006; 张庆云等, 2007; Yang et al., 2017)。  
86 例如, 年际时间尺度上, 作为热带太平洋海气耦合系统中最显著的年际变率信号  
87 (Zhang et al., 1996, 1998; Zhang and Gao, 2016; 张荣华和高川, 2017; 高川等,  
88 2017, 2022; Zhang et al., 2022, 尹露莹等, 2024; 张荣华等, 2024), 厄尔尼  
89 诺—南方涛动(ENSO)对长江中下游地区的降水有着重要的影响(赵振国, 1996;  
90 金祖辉和陶诗言, 1999; 李海燕等, 2016; 张荣华, 2024)。研究表明, ENSO  
91 对中国降水的影响存在着很强的区域依赖性。在 El Niño 发展年, 我国夏季江淮  
92 降水偏多、华北和华南降水偏少; El Niño 衰减期的降水形势则相反(龚道溢和  
93 王绍武, 1998; Zhang et al., 1999; 陈文, 2002)。

94 ENSO 对中国降水变化的影响主要是通过诱发异常的东亚大气环流及其水  
95 汽输送来实现的, 其中西北太平洋副热带高压(WPSH)和西北太平洋异常反气  
96 旋(WNPAC)扮演着十分重要的角色(张人禾等, 2017; 丁一汇等, 2020)。  
97 在 El Niño 成熟期, WPSH 西伸北抬, 加强向长江中下游的水汽输送, 造成该区  
98 域的降水偏多(陶诗言和徐淑英, 1962; Zhang, 2001; 钱代丽等, 2009; 袁媛等,  
99 2017; Feng et al., 2016)。其次, WNPAC 也是连接 ENSO 和中国降水的关键系  
100 统。在 El Niño 成熟期, 西北太平洋 SST 冷异常会诱发 WNPAC, 其西侧南风异  
101 常将南海的暖湿水汽持续输送至长江中下游地区, 促进局地降水增加(Zhang et  
102 al., 1996, 1999; Feng et al., 2011; 智海等, 2012; Li et al., 2014)。此外, 前冬  
103 El Niño 诱发的 WNPAC 可以持续到次年夏季并对东亚气候产生滞后影响, 造成  
104 次年夏季长江流域的洪涝灾害(黄平等, 2010)。以上这些研究结果主要是基于  
105 传统的东太平洋(EP)增暖型的 El Niño 事件。在 20 世纪末, 一种以赤道中太

106 平洋增暖 (CP) 为主要特征的 El Niño 事件发生得更加频繁 (Ashok et al., 2007;  
107 Kug et al., 2009; Yeh et al., 2009; Ren et al., 2011; 智海等, 2021)。由于两类 El Niño  
108 事件相关 SST 异常的位置差异会引发不同的东亚大气环流响应 (Feng et al., 2011;  
109 Li et al., 2014; 张人禾等, 2017), 导致 CP 和 EP El Niño 事件对应的中国降水  
110 季节变化和空间分布明显不同 (袁媛等, 2012; Feng et al., 2016; 王黎娟等, 2020)。

111 研究表明, SST 强迫和降水的响应具有多时间尺度变化的特性。例如, 传统  
112 的 EP El Niño 变化以 3-7 年周期为主, 而近来频发的 CP El Niño 则具有更强的准  
113 2 年周期振荡 (Kao et al., 2009; 张荣华等, 2021)。由于不同时间尺度的 SST  
114 强迫和降水响应的信号相互叠加, 难以有效分离出二者在特定周期上强迫—响应  
115 关系; 并且在给定周期上, 两类 El Niño 事件对长江中下游地区降水的影响及机  
116 制还缺乏充分的认识。

117 因此, 本文聚焦于以下两个核心问题: 其一, 如何有效分离出给定周期上降  
118 水响应和 SST 强迫的协变信号、并明确二者时空模态在年际频谱上的协同演变  
119 特征? 其二, 如何量化两类 El Niño 相关的年际变率对长江中下游不同区域降水  
120 变化的相对贡献差异? 为解决以上问题, 本文首先采用多窗谱分析—奇异值分解  
121 方法 (Multi Taper Method-Singular Value Decomposition, MTM-SVD; Mann and  
122 Park, 1994, 1999; 魏凤英等, 2013; Wu et al., 2024a, 2024b), 开展多变量场的  
123 信号分离和耦合时空重构; 然后, 聚焦于和两类 El Niño 相关的准 2 年和 3-7 年  
124 周期, 揭示特定周期上热带太平洋 SST 强迫与长江中下游地区降水变化的协同  
125 演变特征以及涉及到的物理过程; 进一步, 我们对 2002 年中国降水事件进行个  
126 例分析, 量化与两类 El Niño 相关的准 2 年和 3-7 年周期上热带太平洋 SST 变率

127 对长江中下游地区降水年际变化的相对贡献大小。本研究旨在分离出不同时间尺  
128 度 SST 强迫对长江中下游地区降水的影响，完善年际尺度上热带太平洋 SST 强  
129 迫对中国降水影响机制的认识，为相应的气候预测提供科学指导。

## 130 2. 资料和方法

### 131 2.1 资料

132 本研究使用到的资料包括：（1）降水资料取自于美国国家海洋和大气管理  
133 局（NOAA）的陆地重建降水（PREC/L）逐月数据，空间分辨率为  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ，  
134 时间跨度为 1960 年 1 月至 2022 年 12 月（Chen et al., 2002）。（2）SST 资料来  
135 自于 NOAA 提供的日本气象厅（JMA）COBE-SST 2 的逐月数据，空间分辨率  
136 为  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ （Hirahara et al., 2014）。（3）大气环流数据是由美国国家环境预报中  
137 心-国家大气研究中心（NCEP-NCAR）提供的月平均和日平均的再分析资料，空  
138 间分辨率为  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，垂向划分为 17 层（1000 hPa 到 10 hPa; Kalnay et al., 2018）。

### 139 2.2 多窗谱分析—奇异值分解（MTM-SVD）方法

140 多窗谱分析—奇异值分解（MTM-SVD）方法由美国气候统计学家 Mann 和  
141 Park 开发的一种多变量频域信号分解技术（Mann and Park, 1994, 1999）。该方  
142 法将谱分析中的多窗谱分析方法（MTM）与奇异值分解（SVD）相结合，先通  
143 过 MTM 过程将变量场（单个场或合成的多个场）从时域转换为谱域，之后通过  
144 SVD 将不同时间尺度的信号进行分离，从而锁定显著的变化信号。MTM-SVD  
145 方法可以同时单个或多个联合变量场进行信号检测，并进一步在特定周期上重  
146 构出这些变量的协变信号，以追踪不同频率上多个变量场（如 SST、气温、气压  
147 和降水场）的演变特征。Wu 等（2024a）使用该方法来分析不同周期的北太平洋

148 SST 年代际信号对华东地区降水的协同影响。

### 149 2.2.1 信号检测

150 对于一个时间序列长度为 $N$ ，空间格点数为 $M$ 的变量场（单个场或合成的多  
151 个场），首先对其标准化得到 $M$ 个时间序列 $x_m(t)$ ，再对每个时间序列进行 MTM  
152 过程。利用给定的 $P$ 个正交特征锥度 $a_p^m(t)$ （Slepian 数据锥度），将 $x_m(t)$ 从时域  
153 变换到频域中，如方程 1：

$$154 \quad Y_p^m(f) = \sum_{n=1}^N a_p^m(t) x_m(t) e^{i2\pi f n \Delta t} , \quad (1)$$

155 其中， $Y(f)$ 是经过傅里叶分解得到的特征谱， $n\Delta t$ 是样本的采样间隔（如月、  
156 季和年等）。

157 将 $M$ 个时间序列 $x_m(t)$ 的 $p$ 个特征谱 $Y_p^m(f)$ 组成一个 $M \times P$ 阶的新矩阵 $Y(f)$ ，  
158 即对于 $Y_p^m(f)$ 傅里叶分解后得到的每个频率 $f$ 均构造一个矩阵 $Y(f)$ 。对于一个给  
159 定频率 $f_0$ ，特征谱 $Y(f_0)$ 有以下形式：

$$160 \quad Y(f_0) = \begin{bmatrix} Y_1^1(f_0) & Y_2^1(f_0) & \cdots & Y_P^1(f_0) \\ Y_1^2(f_0) & Y_2^2(f_0) & \cdots & Y_P^2(f_0) \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ Y_1^M(f_0) & Y_2^M(f_0) & \cdots & Y_P^M(f_0) \end{bmatrix} , \quad (2)$$

161 对每个矩阵 $Y(f_0)$ 均进行复数 SVD，得到对应的奇异值 $\gamma_p(f_0)$ ，空间 EOF 模  
162 态（左奇异向量） $U_p^m(f_0)$ ，谱 EOF 模态（右奇异向量） $V_p^m(f_0)$ ，如方程 3：

$$163 \quad Y_p^m(f_0) = \sum_{p=1}^P U_p^m(f_0) \gamma_p(f_0) V_p^m(f_0) , \quad (3)$$

164 最后，计算由第一模态奇异值所解释的局部分数方差百分比（local fractional  
165 variance, LfV）谱，以检测变量场的周期信号分布，如方程 4：

$$166 \quad LfV = \frac{\gamma_1^2(f)}{\sum_{p=1}^P \gamma_p^2(f)} . \quad (4)$$

167 LfV 谱中出现的每一个峰值表示在该频率上存在潜在的重要时空信号，其

168 统计学显著性置信度水平则是通过 bootstrap 方法来计算(Mann and Park, 1999)。

## 169 2.2.2 时空场重构

170 至此,我们可以重构出所有时间尺度上的第一模态时空信号。如果显著的时  
171 空信号处于给定频率 $f_0$ ,则重构时间序列 $\tilde{x}_n^m(t)$ 为

$$172 \quad \tilde{x}_n^m(t) = \delta(f_0)R\{\sigma^m U_1^m(f_0)\alpha_1(n\Delta t)e^{-i2\pi f_0 n\Delta t}\}, \quad (5)$$

173 其中 $\sigma^m$ 是重构因子(即时间序列的标准差), $R$ 表示只考虑实部。可变振幅  
174  $\alpha_1(n\Delta t)$ 表示频率为 $f_0$ 的振荡信号缓慢变化的时间包络,它通过构造 Slepian 数据  
175 锥度和第一模态谱 EOF ( $V_p^1$ )的第 $p$ 个分量的线性组合来获得,

$$176 \quad \alpha_1(n\Delta t) = \sum_{p=1}^P \xi_p^{-1} \gamma_p(f_0) V_p^1 a_p, \quad (6)$$

177 其中, $\xi_p^{-1}$ 是正交数据锥度的谱泄漏阻力因子。

178 这样的重构显示了信号振幅和位相的演变信息,对应于一个周期内的多个位  
179 相 $\psi(t) = 2\pi f_0 n\Delta t$ 信号,可以描述信号在平均时间 $1/f_0$ 内的变化。在此基础上,  
180 根据重要频带中的解释方差(%)和位相(°)来分析时间序列和空间场的演变  
181 特征。

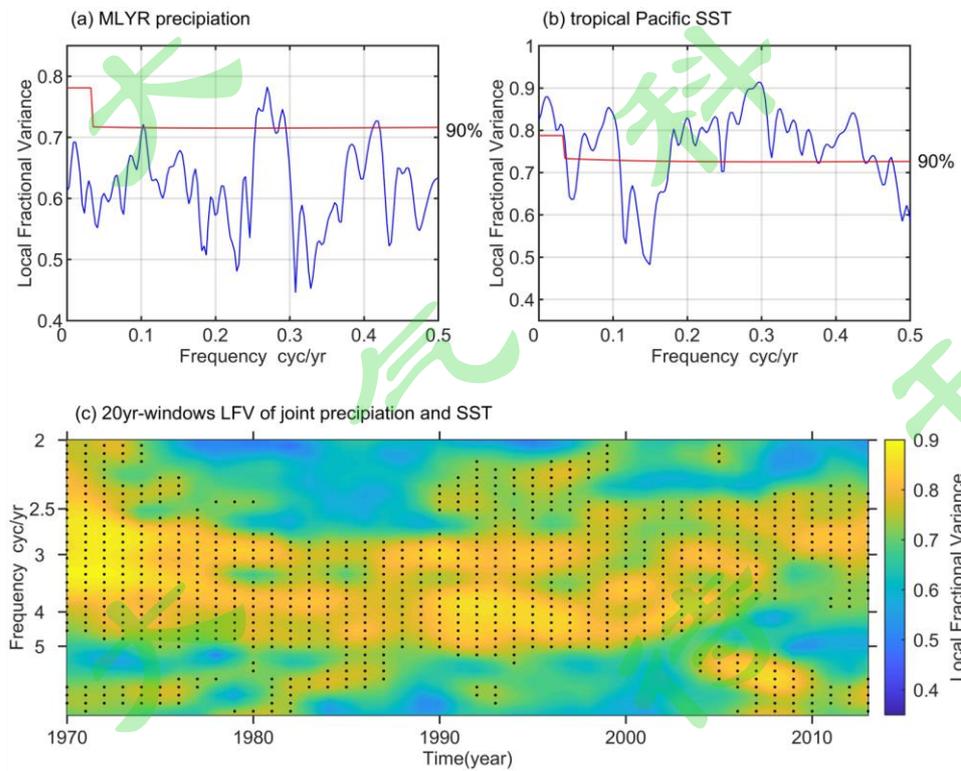
## 182 3. 研究结果

### 183 3.1 降水和 SST 主导周期分析

184 图 1 显示的是长江中下游地区降水(110°E-122°E, 27°N-34°N)和热带太平洋  
185 (100°E-80°W, 20°S-20°N) SST 变化的主导周期分布,在年际频谱上二者均出  
186 现了显著的信号峰值。长江中下游地区降水显著的年际信号峰值主要集中在 2.4  
187 年和 3.7 年,且超过了 90%的置信度水平(图 1a)。热带太平洋 SST 场的年际

188 信号峰值主要位于 2.4 年和 3.4 年 (图 1b)。降水和 SST 联合场的 20 年滑动 LFV  
189 谱显示, 在 1970-2000 年期间, 3-4 年周期信号十分明显; 在 1980 年之前和 1990  
190 年之后, 2.4 年周期的信号强度较为显著, 在 1980-1990 年之间信号强度较弱。

191 长江中下游地区降水和热带太平洋 SST 变化均存在着显著的准 2 年和准 4  
192 年周期信号, 表明在年际频谱上二者的变化存在着两个协同周期。这促使我们深  
193 入研究在主导的年际周期变化上长江中下游降水和热带太平洋 SST 的协同演变  
194 特征, 以及可能涉及到的过程和机制。根据长江中下游降水年际变化的信号峰值,  
195 我们以 2.4 年和 3.7 年周期为中心对多物理场 (包括: 降水、SST、500 hPa 和 850  
196 hPa 位势高度、850 hPa 风和垂直积分的整层水汽通量及其散度) 进行耦合重构。  
197 由于计算是基于窄带频率进行的, 所以重构的异常信号振幅会相对较小 (Mann  
198 and Park, 1999)。



199

200 图 1 1960-2022 年期间的月平均 (a) 长江中下游地区降水 ( $110^{\circ}$ - $122^{\circ}$  E,  $27^{\circ}$ - $34^{\circ}$  N)

201 单位： $\text{mm}\cdot\text{mon}^{-1}$ )和(b)热带太平洋海表面温度(SST,  $100^{\circ}\text{E}$ - $80^{\circ}\text{W}$ ,  $20^{\circ}\text{S}$ - $20^{\circ}\text{N}$ ,  
202 单位： $^{\circ}\text{C}$ )场的LFV谱。(c)长江中下游(MLYR)降水和热带太平洋SST联  
203 合场的20年滑动LFV谱。图中红线(打点)代表通过了90%(95%)的置信度  
204 检验。

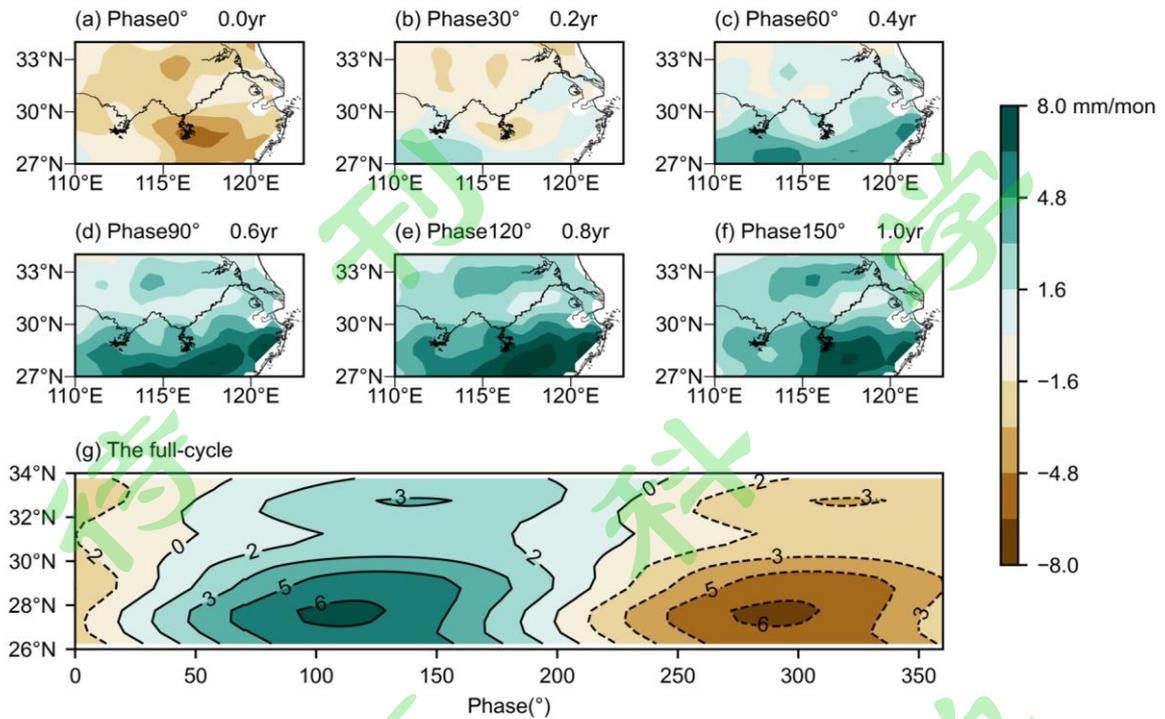
205 **Figure 1** The LFV spectrums of monthly (a) precipitation (unit:  $\text{mm}\cdot\text{mon}^{-1}$ ) over the  
206 middle and lower reaches of the Yangtze River valley (MLYR,  $110^{\circ}\text{E}$ - $122^{\circ}\text{E}$ ,  $27^{\circ}\text{S}$ - $34^{\circ}\text{N}$ )  
207 and (b) tropical Pacific Sea Surface Temperature (SST,  $100^{\circ}\text{E}$ - $80^{\circ}\text{W}$ ,  $20^{\circ}\text{S}$ - $20^{\circ}\text{N}$ ,  
208 unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) during 1960-2022. The red lines represent 90% confidence levels. (c) The  
209 20-year moving LFV spectrum for the joint precipitation-SST field. The dots indicate  
210 the results have a confidence level of  $> 95\%$ .

211

## 212 3.2 准两年周期重构的降水和SST时空模态

### 213 3.2.1 时空模态协同演变特征

214 图2显示的是准两年周期上重构的长江中下游降水的时空演变。在 $0^{\circ}$ - $30^{\circ}$   
215 位相时(图2a, b), 长江中下游地区由降水负异常所主导, 负异常中心位于鄱  
216 阳湖以南。在 $60^{\circ}$ - $120^{\circ}$ 位相时(图2c-e), 长江中下游地区降水转为正异常并逐  
217 渐增强, 正异常中心仍位于长江中下游南部。至此, 长江中下游地区的降水完全  
218 由降水正异常所主导。在 $150^{\circ}$ 位相期间(图2f), 降水正异常的强度有所减弱。



219

220 图2 联合场 (SST, 降水, 500 hPa 位势高度, 850 hPa 位势高度和风, 整层水汽通量及其散度, 下同) 的 2.4 年周期重构结果: 长江中下游地区 (110°-122°E, 27°-34°N) 降水 (单位: mm·mon<sup>-1</sup>) 的半周期 (a-f: Phases 0°-150°) 演变以及 221 222 223 纬向平均 (110°-122°E) 的位相—纬度剖面 (g)。

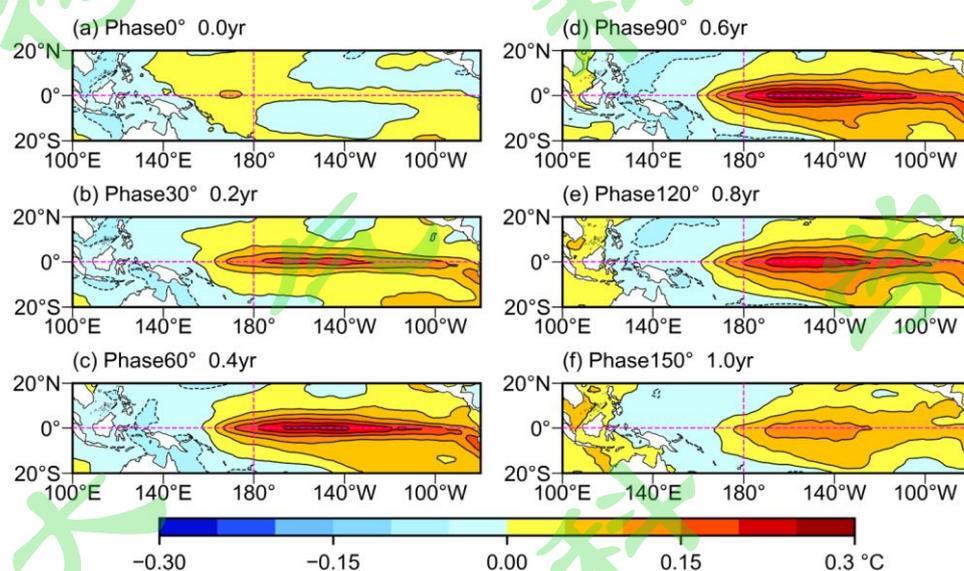
224 **Figure 2** Result from the reconstruction of joint fields (SST, precipitation, 500 hPa 225 GHT field, 850 hPa GHT field and wind, vertically integrated water vapor flux and its 226 divergence, same below) at 2.4-year period: The half-period spatiotemporal 227 evolutions (a-f: Phases 0°-150°) of the precipitation over the MLYR (unit: mm·mon<sup>-1</sup>). 228 (g) The phase-latitude section of the zonally-averaged precipitation over 110°-122°E.

229

230 图3 显示的是准两年周期上重构的热带太平洋 SST 的时空演变。在 0°位相 231 时 (图3 a), SST 暖异常首先出现在赤道东太平洋并逐渐增强; 在 60°位相时 232 SST 暖异常达到峰值(图3c), 其中心位于 140°W 以西的赤道中太平洋; 在 90°-150° 233 位相期间, 赤道中太平洋的 SST 暖中心减弱衰退。2.4 年周期上重构的结果显示,

234 赤道太平洋 SST 异常演变与 CP El Niño 事件的发展—衰退过程非常相似，这与  
235 CP El Niño 事件具有更强的准两年周期变化的结论一致（Kao and Yu, 2009）。

236 综上所述，伴随着 CP El Niño 事件的发展与衰退，长江中下游地区降水出现  
237 了由负异常向正异常的转变。在 El Niño 事件的发展期，随着赤道中太平洋 SST 暖  
238 异常的扩张和增强，长江中下游地区降水由负异常转换为正异常；在 El Niño 事  
239 件的衰退期，降水正异常进一步增强并向南和向北扩展。



240  
241 **图 3** 联合场的 2.4 年周期的重构结果：热带太平洋海温场（单位：°C）的半周  
242 期（a-f: Phases 0°-150°）演变。

243 **Figure 3** Result from the reconstruction of joint fields at 2.4-year period: The  
244 half-period spatiotemporal evolutions (a-f: Phases 0°-150°) of the tropical Pacific SST  
245 (unit: °C).

246

### 247 3.2.2 影响机制

248 WPSH 的位置和强度影响着东亚地区的水汽输送路径和强度，对中国降水的  
249 年际变化具有重要影响。在 El Niño 成熟期，偏强的 WPSH 会加强向长江中下游  
250 地区的水汽输送，造成该区域的降水偏多（陶诗言和徐淑英，1962；钱代丽等，

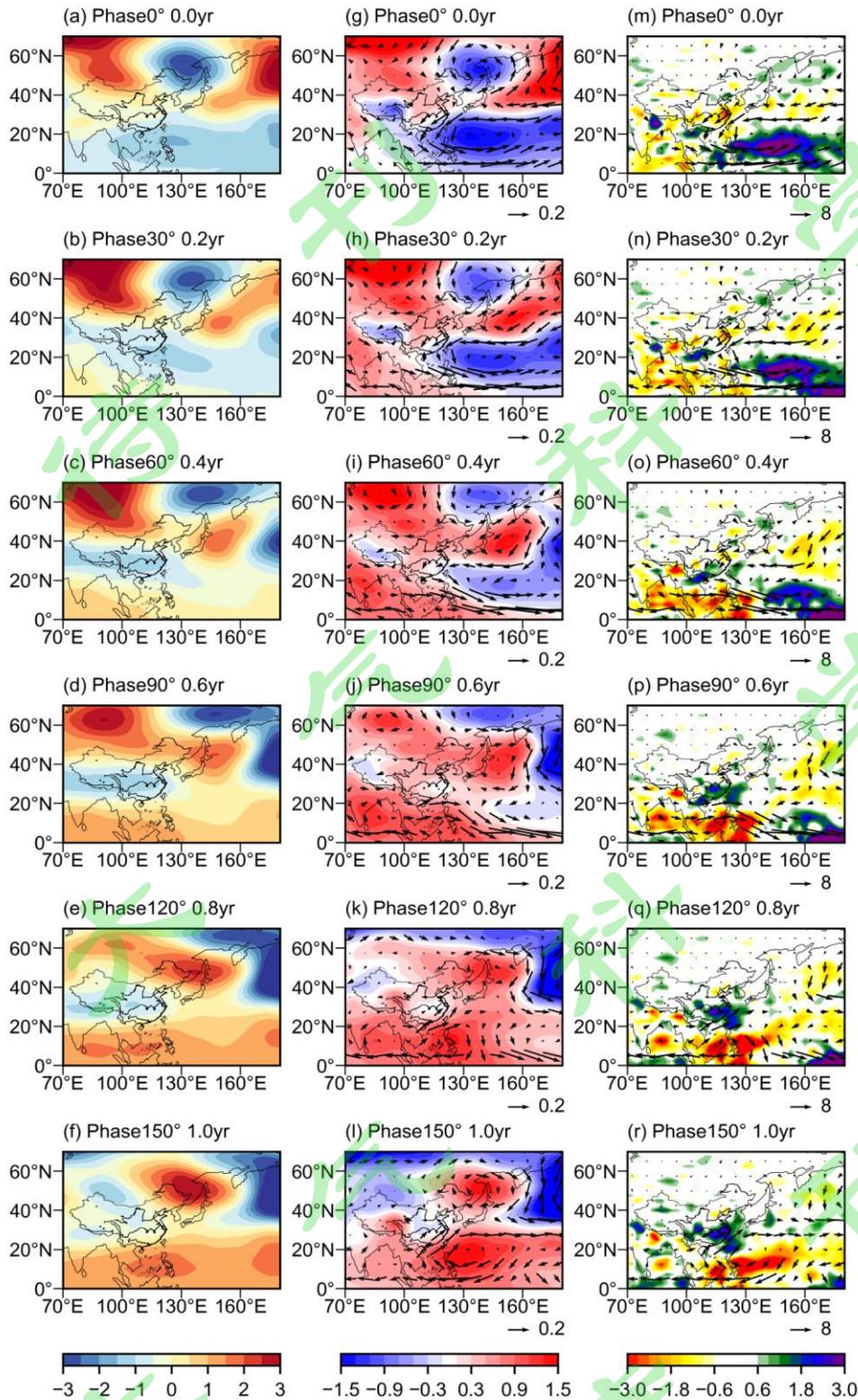
251 2009; 袁媛等, 2017)。500 hPa 位势高度场演变 (图 4 a-f) 显示, WPSH 在整  
252 个 CP El Niño 事件期间经历了由偏弱到偏强的转变。在 0°位相时, 0°-20°N 间位  
253 势高度为负异常, 其中心沿南海—菲律宾以东一带分布, 东西跨度为 100°-160°E;  
254 随着 El Niño 的发展到成熟 (图 4 b, c), 热带地区 (0°-20°N) 的位势高度由负  
255 异常转为正异常; 在 20°-40°N 之间的位势高度负异常范围减小且北抬, 其东部  
256 边缘则西退至中国长江中下游地区; 在 El Niño 衰退期 (图 4 d-f), 位于 20°N  
257 以南地区位势高度正异常增强, 其北侧位势高度负异常则北移并进一步向西收缩,  
258 这说明 WPSH 在偏强的同时还在进一步北抬。WPSH 在 El Niño 成熟期由偏弱转  
259 为偏强, 这可能是因为热带太平洋 SST 偏冷诱发的垂直对流减弱所致 (Zhang  
260 et al., 1996; Wang et al., 2000; Wang and Zhang, 2002)。

261 除 WPSH 的变化外, 在 CP El Niño 成熟—衰退期, 东亚 500 hPa 位势高度异  
262 常经向呈“+ - +”分布 (图 4 d-f), 其三个大气活动中心分别位于南海至菲律宾海、  
263 长江中下游和中国东北至日本区域。这种沿东亚由低纬向中高纬传播的大气波列  
264 和太平洋-日本/东亚-太平洋 (Pacific-Japan/East Asia-Pacific, PJ/EAP) 型的遥相关  
265 现象类似。研究表明, 当 PJ/EAP 的大气活动中心由南至北呈“+ - +”分布时, 中  
266 国江淮流域易发生洪涝灾害 (Nitta, 1987; Huang and Li, 1988), 这也与上述重构  
267 的结果相符合。

268 WNPAC 是位于西太平洋上空的低层大气环流系统, 其西侧的异常南风会持  
269 续将南海的暖湿水汽输送至中国长江流域, 为局地降水的偏多提供水汽条件  
270 (Feng et al., 2011; 智海等, 2012; Li et al., 2014)。2.4 年周期上重构的 850 hPa  
271 位势高度场和风场演变 (图 4 g-l) 显示, 在 CP El Niño 事件的发展至衰退期间,

272 菲律宾上空的低层大气环流异常经历了由气旋式到反气旋式的转变。在 0°位相  
273 时，西太平洋副热带地区位势高度为负异常，低层风场伴随着气旋式环流异常。  
274 随着 El Niño 事件的发展到成熟（图 4 h, j），热带西太平洋的位势高度负异常东  
275 撤，南亚次大陆的位势高度正异常增强东伸。在 El Niño 的衰退期（图 4 k, l），  
276 位于热带 20°N 以南区域被位势高度正异常所控制，其中心位于菲律宾并引发  
277 WNPAC。WNPAC 的生成与 El Niño 成熟期的西太平洋 SST 冷异常有关，其强  
278 度在 El Niño 成熟期较弱，在 El Niño 衰退期较强。

279 ENSO 引发的 WNPAC 和 WPSH 异常直接影响着东亚地区水汽输送的源汇  
280 和路径，从而调制长江中下游地区的降水变化。准两年周期重构的水汽通量及其  
281 散度场（图 4 m-r）显示，在 El Niño 发展期，偏弱的 WPSH 引发气旋式环流异  
282 常，从而抑制印度洋和南海的暖湿水汽向长江中下游输送，加之水汽在长江中下  
283 游地区辐散，共同造成了局地降水的偏少。在 El Niño 的成熟—衰退期，伴随着  
284 WNPAC 的生成和 WPSH 的西伸北抬，偏南风将水汽从南海输送到长江中下游地  
285 区南部并辐合，这造成了长江中下游降水偏多。



286

287 图4 联合场的 2.4 年周期的重构结果: 东亚大气环流场的半周期(Phases  $0^{\circ}$ - $150^{\circ}$ )

288 演变: (a-f) 500 hPa 位势高度场 (单位: gpm); (g-l) 850 hPa 位势高度场 (填

289 色; 单位: gpm) 和风场 (矢量; 单位:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ); (m-r) 整层积分的水汽通量

290 (矢量; 单位:  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ) 及其散度 (填色; 单位:  $10^{-6}\cdot\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-2}$ ) 场。

291 **Figure 4** Result from the reconstruction of joint fields at 2.4-year period: The  
292 half-period spatiotemporal evolutions of atmospheric circulation fields over the East  
293 Asia: (a-f) 500 hPa geopotential height field (GHT, unit: gpm); (g-l) 850 hPa GHT  
294 field (shading; unit: gpm) and 850 hPa winds (vector; unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ); (m-r) vertically  
295 integrated water vapor flux (vector; unit:  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ) and its divergence (shading; unit:  
296  $10^{-6}\cdot\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-2}$ ). Results from the reconstruction of joint fields at the 2.4-year period.

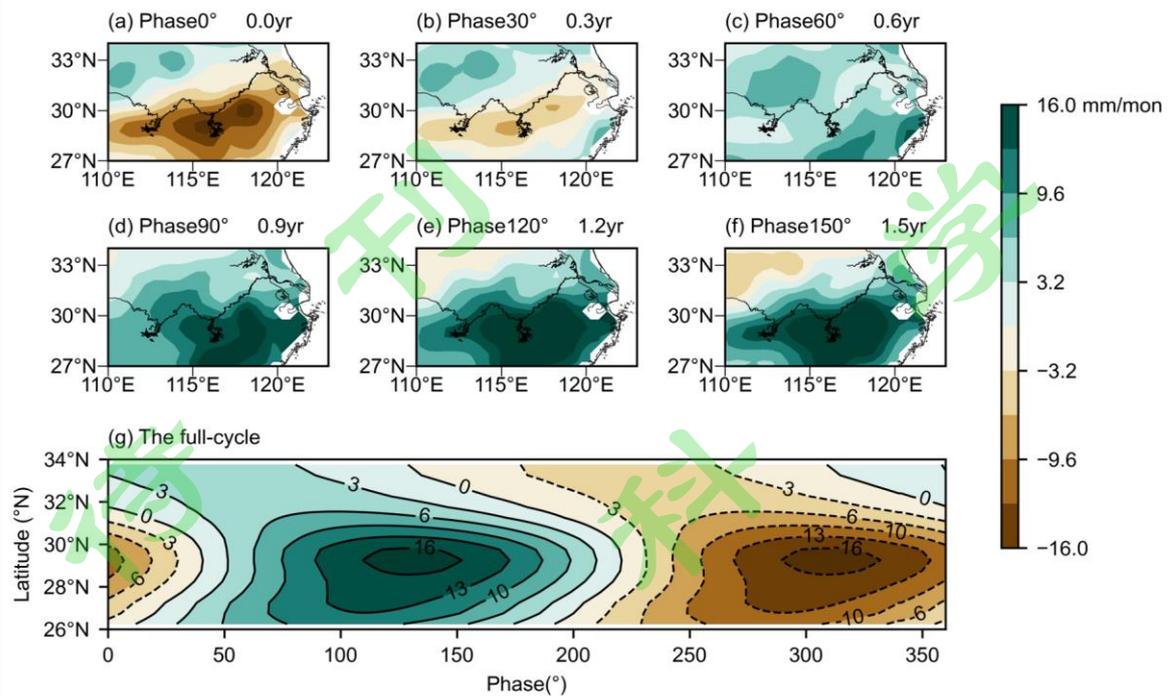
297

298 综上所述, CP El Niño 通过多个大气过程来影响长江中下游地区降水准两年  
299 变化。首先, 在 El Niño 的成熟期, 热带中太平洋 SST 偏暖, 西太平洋 SST 偏冷,  
300 二者的共同作用不仅导致 WPSH 偏强及北抬, 还激发出 PJ/EAP 型大气遥相关响  
301 应; 其次, 偏冷的西太平洋 SST 又引发 WNPAC。上述东亚大气环流的异常响应  
302 有利于源自海洋的暖湿水汽向长江中下游地区的输送, 为局地降水的形成提供了  
303 有利的水汽条件。

### 304 3.3 准四年周期重构的降水和 SST 时空模态

#### 305 3.3.1 时空模态协同演变特征

306 图 5 显示的是准四年周期上重构的长江中下游降水的时空演变。在  $0^\circ$  位相  
307 时 (图 5 a), 整个长江中下游地区降水异常呈西北-东南向的偶极型分布: 长  
308 江中下游地区由降水负异常所主导, 中心位于鄱阳湖区域; 同时西北部存在着较  
309 弱的正异常中心。在  $30^\circ$ - $90^\circ$  位相期间 (图 5 b-d), 长江中下游地区降水由负异  
310 常转为正异常, 中心位于鄱阳湖以南。至此, 长江中下游降水完全由正异常所主  
311 导。在  $120^\circ$ - $150^\circ$  位相时 (图 5 e-f), 降水的正异常中心开始向长江中下游地区  
312 中部移动, 而长江中下游的西北部地区则开始出现负异常。



313

314 图 5 和图 2 相同，但是为 3.7 年周期重构的结果。

315 Figure 5 Same as figure 2, but reconstructed from the joint fields at 3.7-year period.

316

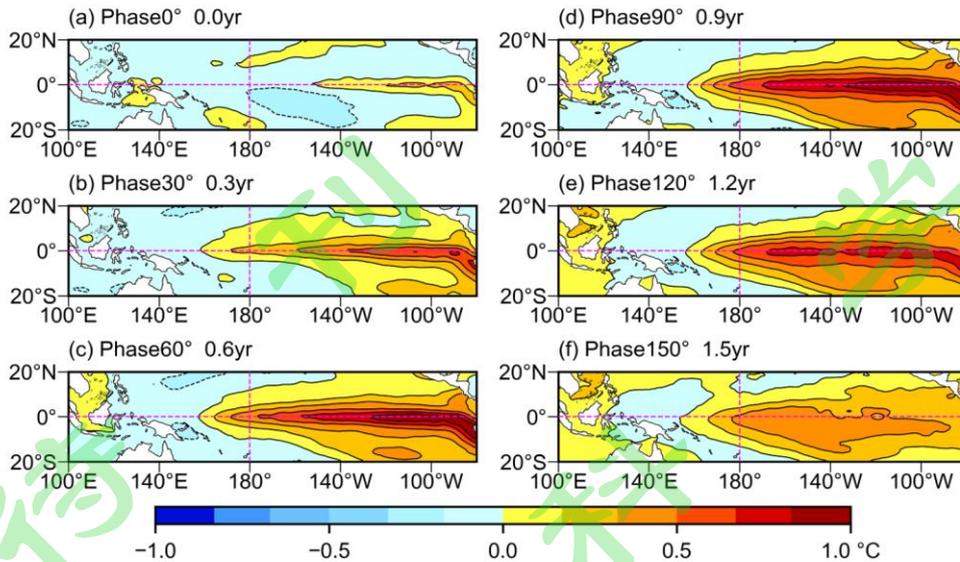
317 图 6 显示的是准四年周期上重构的热带太平洋 SST 时空演变。在 0°位相时

318 (图 6 a)，SST 暖异常首先出现在赤道东太平洋海区并空间范围增大、强度增

319 强，在 90°位相时达到峰值，暖中心主体位于 140°W 以东(图 6 d)。在 120°-150°

320 位相期间，赤道东太平洋的暖中心减弱衰退。上述结果显示，3.7 年周期重构的

321 赤道太平洋 SST 异常演变与 EP El Niño 事件的发展过程相似。



322

323 图 6 和图 3 相同，但是为 3.7 年周期重构的结果。

324 Figure 6 Same as figure 3, but reconstructed from the joint fields at 3.7-year period.

325

### 326 3.3.2 影响机制

327 准四年周期的东亚 500 hPa 高度场演变过程 (图 7 a-f) 显示, WPSH 在 EP El

328 Niño 事件的发展到衰退期间完成了从偏弱到偏强的状态转变。在 0°位相时, 在

329 0°-40°N 之间位势高度由负异常所主导, 在更高纬度的中国东北存在着一个位势

330 高度正异常中心。随着 El Niño 发展到成熟 (图 7 c, d), 位于 0°-40°N 的位势高

331 度由负异常转变为正异常, 位于中国东北部的正异常中心移动至日本; 40°-60°N

332 的位势高度场呈“三槽两脊”型分布, 其中一个负异常中心位于中国东北北部。在

333 90°位相时, 位于日本—中国东北地区的位势高度场形成了“+ -”的偶极子格局 (图

334 7 d)。在 El Niño 的衰退期 (图 7 e, f), 位于中国 40°N 以南地区被位势高度正

335 异常控制, 在 150°位相时 (图 7 f), 先前的高纬度低压带断裂, 在中国东北形

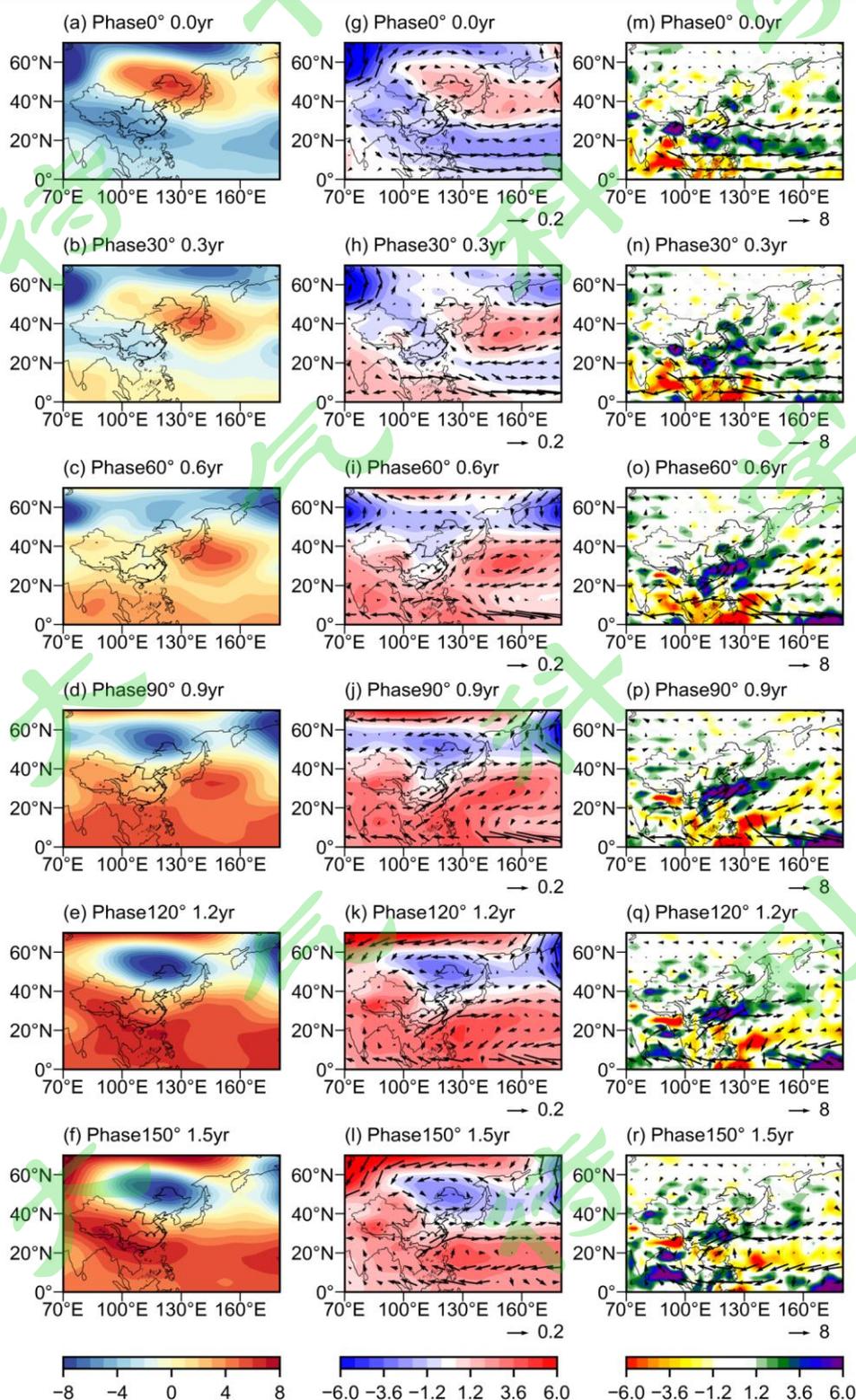
336 成了一个切断低压 (东北冷涡)。总体来看, 在 EP El Niño 成熟到衰退的阶段,

337 东亚地区位势高度场保持着由南到北“+ -”的偶极子模态。

338 准四年周期上 850 hPa 等压面位势高度和风场的演变过程（图 7 g-l）显示，  
339 在 EP El Niño 事件的发展至衰退期间，位于菲律宾上空的大气环流异常经历了从  
340 气旋式到反气旋式的转变。在 0°位相（图 7 g）时，在 20°N 以南、中南半岛以  
341 东地区的位势高度处于负异常状态；高纬度的中国东北存在着一个位势高度正异  
342 常中心。在 El Niño 的发展-成熟期（图 7 h-j），菲律宾海上空的位势高度由负异  
343 常转变为正异常，此前位于中国东北的正异常中心南移并和菲律宾海上空的正异  
344 常中心合并，形成了一个大型的 WNPAC。在 El Niño 的衰退期（图 7 k,l），位  
345 势高度正异常中心收缩到菲律宾海，WNPAC 也相应收缩。总体来看，在 EP El  
346 Niño 事件成熟期时，西北太平洋 SST 由偏暖转换为偏冷并引发 WNPAC，并和  
347 从中国东北地区南下的反气旋结合，形成了一个更大空间跨度的反气旋式环流区。

348 水汽通量及其散度诊断场（图 7 m-r）显示，在 0°位相时，偏弱的 WPSH 引  
349 发了西太平洋的气旋式环流异常，抑制南海向长江中下游地区的水汽输送，加之  
350 长江中下游地区水汽辐散，不利于局地降水的发生。在 30°-60°期间，整个长江  
351 中下游地区的降水由负异常转变为正异常，该降水正异常的出现由两方面的原因  
352 所主导。一方面，WPSH 由偏弱转为偏强和 WNPAC 的出现，有利于源自南海的  
353 水汽向长江中下游地区输送；另一方面，此前位于东北地区的位势高度正异常中  
354 心移动到日本，伴随反气旋环流有利于源自东海的水汽输送至长江中下游地区。  
355 在 90°-150°位相期间，WNPAC 和日本海东部反气旋结合，形成了一个更大空间  
356 尺度的反气旋环流区。此时，仅有源自南海的水汽向长江中下游地区输送，相应  
357 的降水正异常范围也逐渐退缩至长江以南。总体来说，在 EP 型 El Niño 事件演  
358 化期间，存在着两个水汽源地影响着长江中下游地区的降水：在 El Niño 的发展

359 期,在日本东部的反气旋环流中心和 WNPAC 的共同作用下,将源自东海和南海  
 360 的水汽输送至长江中下游地区,为局地降水的偏多提供了有利的水汽条件;上述  
 361 两个反气旋中心在 El Niño 的成熟—衰退期合并,水汽源地仅为南海地区。



363 图 7 和图 4 相同，但是为 3.7 年周期重构的结果。

364 **Figure 7** Same as figure 4, but reconstructed from the joint fields at 3.7-year period.

365

366 综上所述，EP El Niño 可能通过多个过程来影响长江中下游地区降水变化。

367 在 El Niño 的成熟期，热带东太平洋 SST 偏暖、西太平洋 SST 偏冷。西太平洋

368 SST 偏冷引发了 WNPAC 异常，增大了 WPSH 的强度和北抬范围，同时在东北

369 低涡的配合下，偏南风携带的水汽在长江中下游地区发生辐合并促进局地降水偏

370 多。

#### 371 4. 不同周期的海表温度异常对 2002 年中国降水影响的个例分析

372 根据热带太平洋 SST 暖中心的位置差异，学者们将 El Niño 事件划分为 CP

373 型和 EP 型，进而探究两类 El Niño 事件对中国降水的影响。按传统定义，二十

374 一世纪以来首次发生的 2002/2003 El Niño 事件为 CP 型 (Chen and Tam, 2010)，

375 特点是强度较弱。但与之相对应的是，2002 年我国长江中下游一带降水偏多，

376 在 4 月和 9 月发生了洪涝灾害 (陆均天, 2003)。研究显示，热带太平洋 SST

377 具有准两年和准四年的变化周期，且在这两个周期上分别对应着 CP 和 EP 型 El

378 Niño 事件。因不同年际周期的 SST 变率相互叠加，实际观测到的 2002 年 El Niño

379 事件是 CP 和 EP 型 El Niño 相关 SST 变率共同作用的结果 (其中某一周期 SST

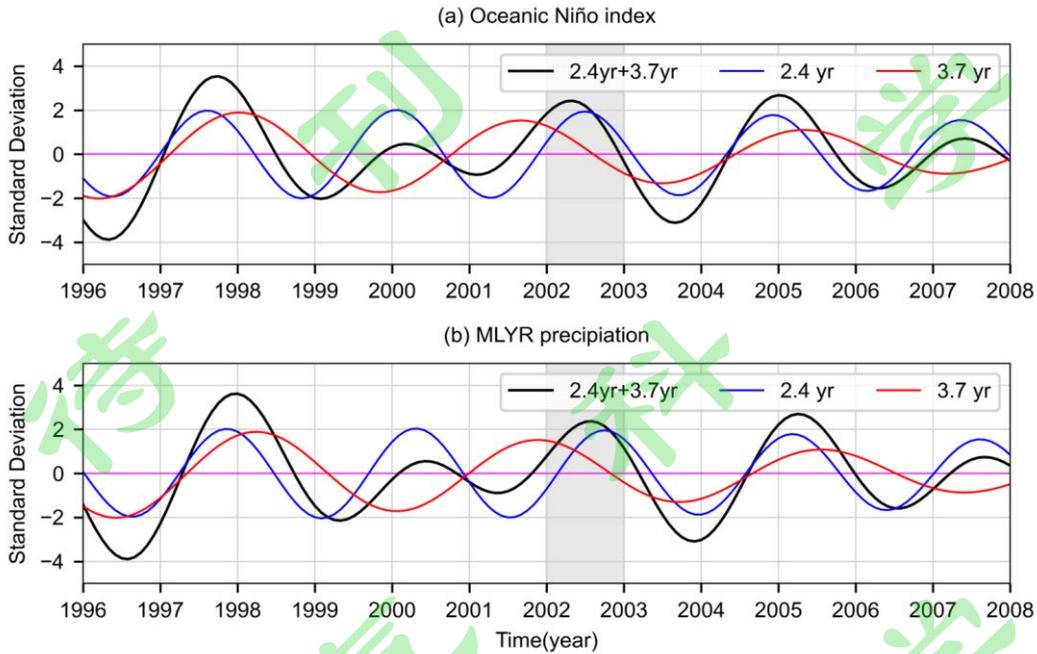
380 变率可能占据更主导的作用)。然而，之前的研究仅仅聚焦于热带太平洋 SST

381 特定周期的空间形态，并未有效分离出 SST 强迫和降水变化在不同年际周期上

382 的因果关系以及海气过程。因此，本研究进一步从与两类 El Niño 相关的准两年

383 和准四年周期变率出发，评估不同年际周期上热带太平洋 SST 强迫对 2002 年中

384 国降水变化的相对贡献大小。



385

386 图 8 标准化的 (a) 海洋尼诺指数 (ONI; 单位:  $^{\circ}\text{C}$ ) 和 (b) 长江中下游降水  
387 (单位:  $\text{mm}\cdot\text{mon}^{-1}$ ) 的时间序列。蓝线为 2.4 年周期信号, 红线为 3.7 年周期信  
388 号, 黑线为二者合成的结果。因重构的结果振幅较小, 因此我们规定当重构的  
389 SST 计算得到的标准化 ONI 连续五个月大于 1 时, 记为一次 El Niño 事件。

390 **Figure 8** Time series of standardized (a) Oceanic Niño index (ONI; unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) and (b)  
391 precipitation over the MLYR (unit:  $\text{mm}\cdot\text{mon}^{-1}$ ). The blue and red lines are time series  
392 reconstructed from 2.4-year period and 3.7-year period, respectively. The black lines  
393 are the combination of the red and blue lines. Because of the small amplitude of the  
394 reconstructed results, we stipulate that when the normalized ONI calculated by the  
395 reconstructed SST is greater than 1 for five consecutive months, it is recorded as an El  
396 Niño event.

397

398 重构的结果表明, 不同区域的降水与 SST 信号间具有一定的超前和滞后关  
399 系, 它们的位相互重叠, 在同期降水变化中起着不同的作用(即相互增强或抵

400 消)。也就是说，不同周期降水信号对特定降水事件的相对贡献大小存在着差异。

401 在 2002 年，海洋尼诺指数（Oceanic Niño Index, ONI）表明发生了一次 El Niño

402 事件，而降水指数也出现了明显的信号（图 8 a, b），这说明长江中下游地区的

403 降水表现出对 El Niño 事件中的 SST 强迫产生了良好的响应信号。2002 年 4 月

404 的 ONI 指数显示，准两年和准四年信号均位于波峰附近，准两年信号处于增强

405 状态、准四年信号在衰减。在两个周期上，热带太平洋 SST 均出现了暖中心（图

406 9 a, b），两个周期的合成显示出较强的 SST 暖异常出现在赤道中东太平洋（图

407 9 c）。在 2002 年 9 月，准两年信号到达峰值，准四年周期信号转为负位相。在

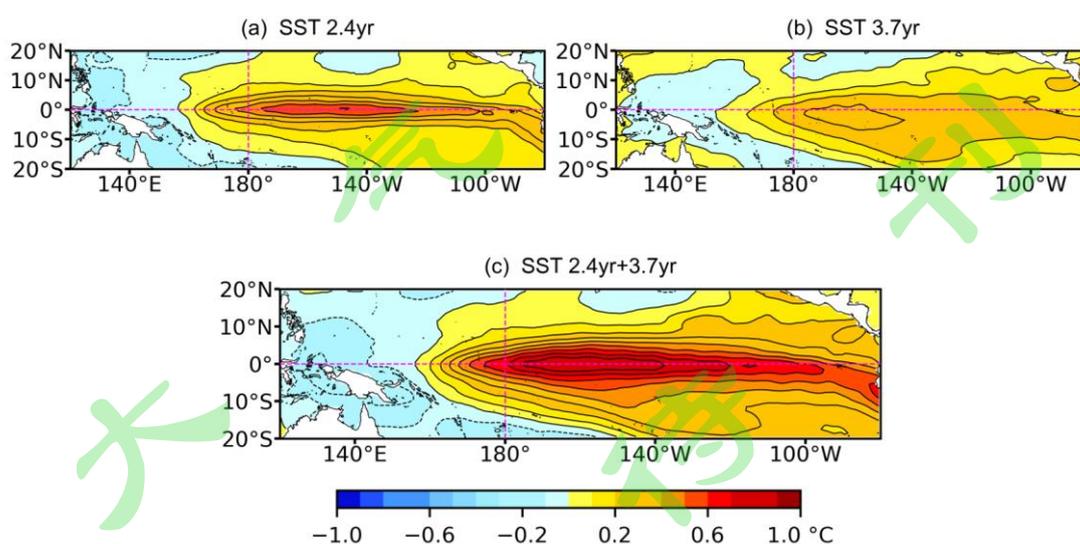
408 准四年周期上，热带 SST 异常已经由 El Niño 转为负位相（即进入 La Niña 阶段；

409 图 10 a, b）。两个周期合成的结果显示，热带太平洋 140°W 以西的中太平洋存

410 在着一个 SST 暖异常中心（SST 异常分布类似于 CP El Niño 事件时的情形；图

411 10 c）。上述结果意味着两个周期上与 El Niño 相关的 SST 异常强迫对 2002 年中

412 国春季和秋季降水变化的相对贡献并不相同。

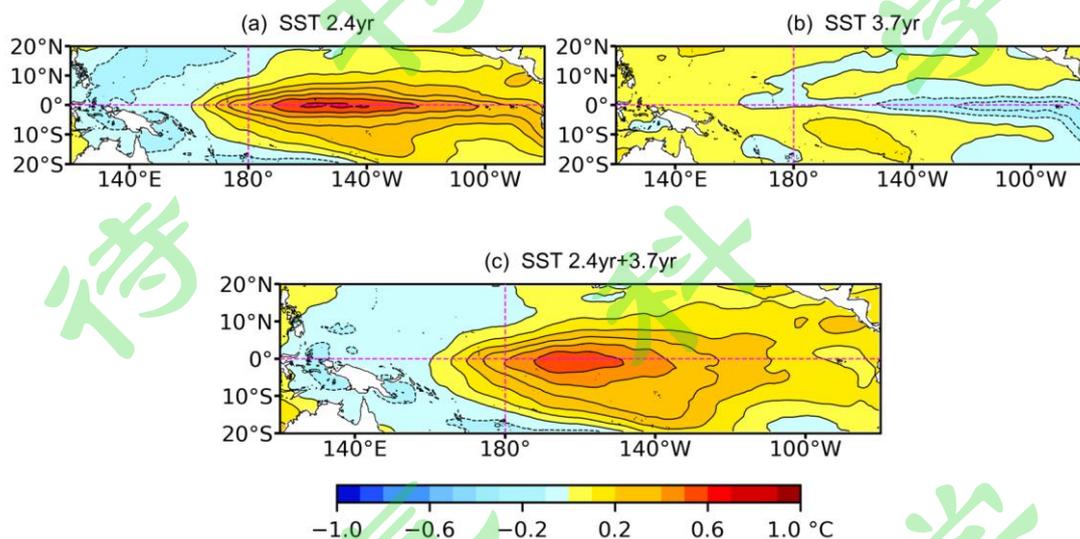


413

414 **图 9** 2002 年 4 月重构的热带太平洋 SST（单位：°C）分布：（a）为 2.4 年周

415 期信号；（b）为 3.7 年周期信号；（c）为 2.4 年和 3.7 年周期信号的合成结果。

416 **Figure 9** Spatial distribution of the reconstructed tropical Pacific SST (unit: °C) in  
417 April 2002: (a) the 2.4-year period signal; (b) the 3.7-year period signal; (c) the  
418 combined result of the 2.4- and 3.7-year period signals.



419

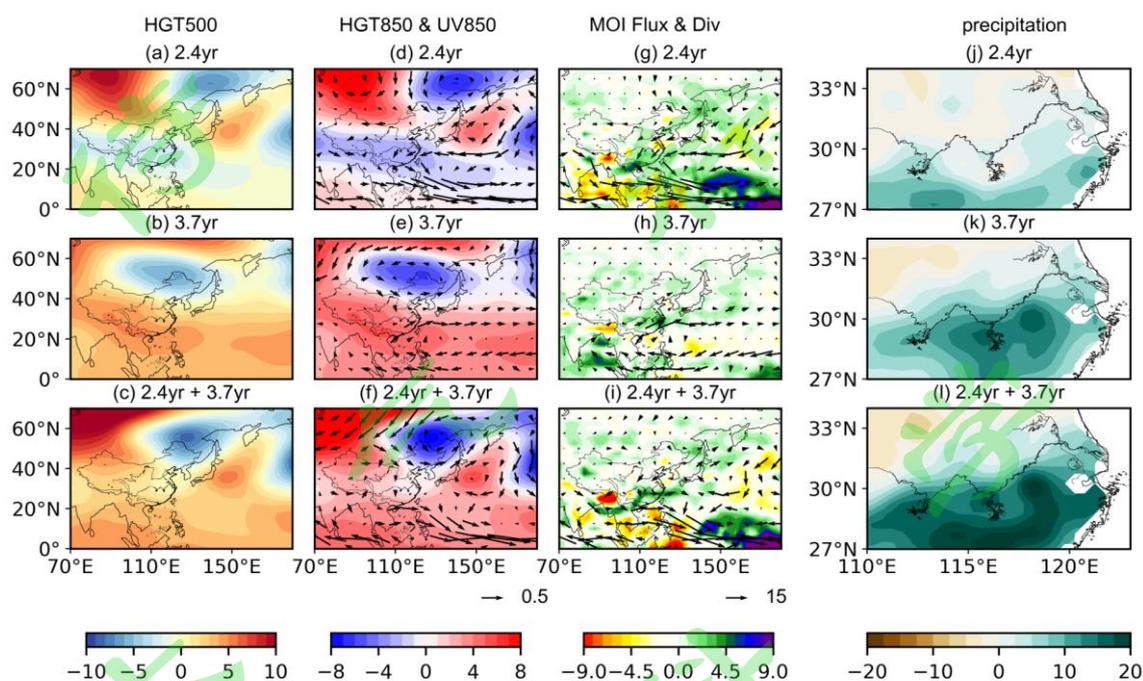
420 **图 10** 和图 9 相同，但是为 2002 年 9 月重构结果。

421 **Figure 10** Same as figure 9, but for September 2002.

422

423 通过对 2002 年春季和秋季的降水事件进行个例分析，本文进一步评估准两  
424 年和准四年周期 SST 变率对长江中下游地区降水年际变化的相对贡献差异。2002  
425 年春季大气环流形势和降水异常场（图 11）显示，准两年周期信号所对应的 500  
426 hPa 等压面的位势高度在副热带区域处于负异常，在准四年周期上副热带的位势  
427 高度为正异常，合成的结果显示在中国东北-日本地区形成位势高度的“- +”偶极  
428 子格局（图 11 a-c）。对应地，准两年周期上长江中下游地区盛行偏北风，准四  
429 年周期上盛行偏南风，二者在长江中下游地区辐合（图 11 d-f）。因此南海和东  
430 海上空的水汽被输送到长江中下游地区并辐合（图 11 g-i），从而引起降水偏多。  
431 与水汽通量散度对应的降水信号也存在不同的特征；准两年周期上降水信号仅在

432 长江中下游的西南部地区存在着弱的正异常，而准四年周期上降水信号在长江以  
 433 南均存在着较强的正异常（图 11 j, k）。两个周期合成结果显示，降水正异常主  
 434 要位于长江中下游的南部地区（图 11 l）。总的来说，准四年周期信号对 2002  
 435 年 4 月的长江中下游降水正异常的相对贡献要比准两年周期信号更大。



436

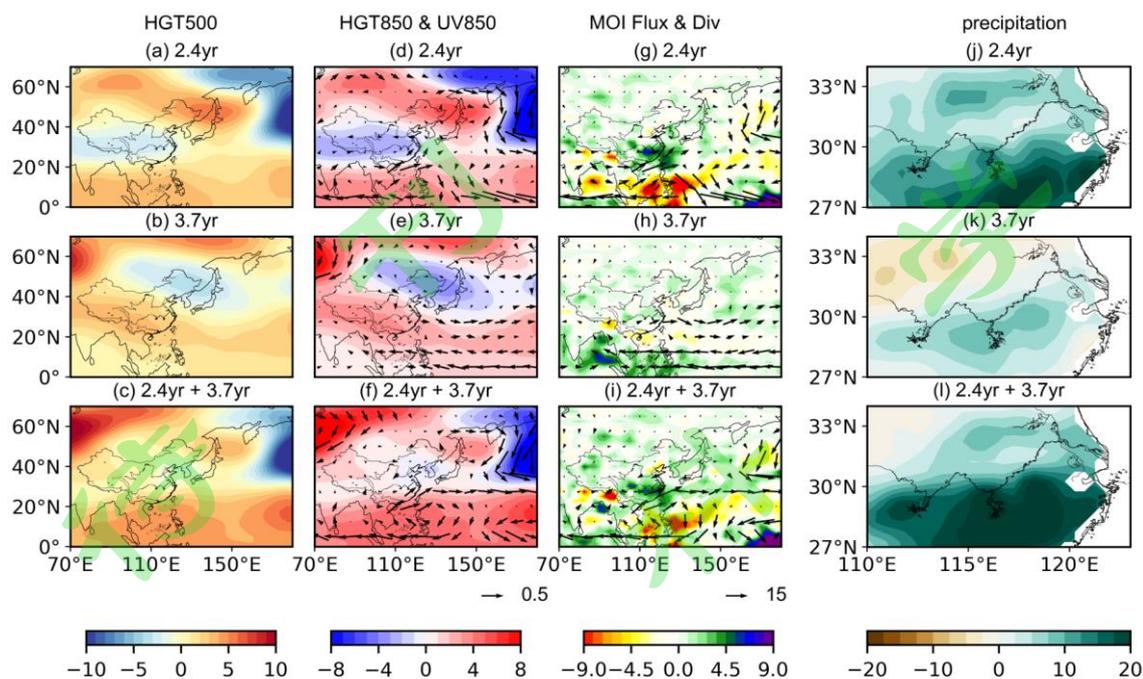
437 **图 11** 2002 年 4 月重构变量场的分布：（a-c）500 hPa 等压面的位势高度（单  
 438 位：gpm）；（d-f）850 hPa 等压面的位势高度（填色；单位：gpm）和风场（矢  
 439 量；单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）；（g-i）水汽通量（矢量；单位： $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ）及其散度（填色；  
 440 单位： $10^{-6}\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-2}$ ）；（j-l）长江中下游地区降水（单位： $\text{mm}\cdot\text{mon}^{-1}$ ）。其中，  
 441 （a, d, g, j）为 2.4 年周期信号；（b, e, h, k）为 3.7 年周期信号；（c, f,  
 442 i, l）为 2.4 年和 3.7 年周期信号的合成结果。

443 **Figure 11** Spatial distributions of the reconstructed variable fields in April 2002: (a-c)  
 444 500 hPa GHT fields (unit: gpm); (d-f) 850 hPa GHT fields (shading; unit: gpm) and  
 445 850 hPa winds (vector; unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ); (m-r) vertically integrated water vapor flux  
 446 (vector; unit:  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ) and its divergence (shading; unit:  $10^{-6}\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-2}$ ); (j-l) the  
 447 precipitation over the MLYR (unit:  $\text{mm}\cdot\text{mon}^{-1}$ ), where (a, d, g, j) are reconstructed  
 448 from the 2.4-year period signal ; (b, e, h, k) are from the 3.7-year period signal; and (c,

449 f, i, l) are the combined results of the 2.4- and 3.7-year period signals.

450

451 2002 年秋季降水和大气环流形势场（图 12）显示，准两年周期信号对应的  
452 500 hPa 位势高度由南到北呈较弱的“+ - +”的 PJ/EAP 遥相关型分布；准四年周期  
453 上副热带地区位势高度为正异常；合成结果显示副热带地区的 500 hPa 位势高度  
454 为正异常（图 12 a-c）。对于 850 hPa 低层风场，准两年信号在菲律宾海上空存  
455 在着较强的位势高度正异常；准四年周期信号在相同的区域上存在着较弱的正异  
456 常；两个周期合成的结果显示，菲律宾海上空存在 WNPAC（图 12 d-f）。WNPAC  
457 引起的偏南风将南海上空的水汽向长江中下游地区输送（图 12 g-i），造成降水  
458 的异常增多。对应的降水异常中准两年周期信号在长江中下游地区基本为正异常  
459 分布，准四年周期上长江中下游地区的北部降水为负异常、南部的降水为弱正异  
460 常（图 12 j, k）；合成结果显示降水的正异常区域位于长江中下游南部（图 12 l）。  
461 总的来说，准两年周期变率对 2002 年 9 月的长江中下游地区降水正异常的相对  
462 贡献更大。



463

464 图 12 和图 11 相同，但是为 2002 年 9 月重构的结果。

465 **Figure 12** Same as figure 11, but for September 2002.

466

## 467 5. 结论与讨论

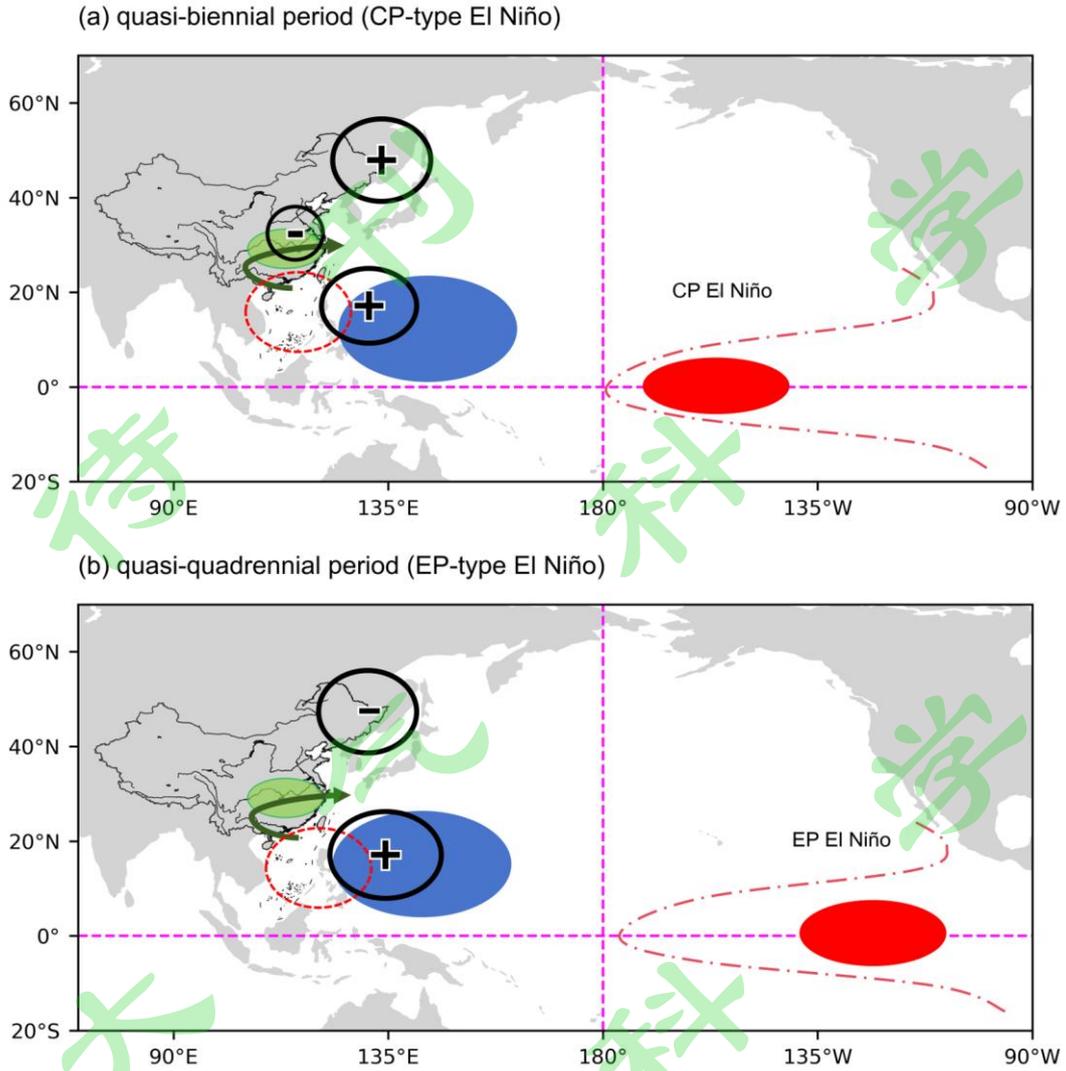
468 由于变量场具有多时间尺度协同变化的特性，我们难以分离出特定周期上  
 469 SST 强迫和降水响应间的因果关系。本文基于 MTM-SVD 方法的信号分离和时  
 470 空重构这一关键技术，研究了在给定周期上与 ENSO 相关的热带太平洋 SST 强  
 471 迫对长江中下游降水年际变化的影响及机制。首先，通过分离出给定周期上热带  
 472 太平洋 SST、长江中下游降水和相关大气环流场的协变信号；然后聚焦于与两类  
 473 El Niño 相关的准两年和准四年周期上的 SST 变率，揭示了 ENSO 变化与长江中  
 474 下游地区降水异常在年际频谱上的协同演变特征，以及涉及到的可能过程和机制；  
 475 最后，通过对 2002 年降水事件进行个例分析，评估了与两类 El Niño 相关的准  
 476 两年和准四年周期变率上 SST 强迫对长江中下游降水变化的相对贡献差异。本

477 文主要结论如下：

478 (1) 长江中下游地区的降水和热带太平洋 SST 均存在 2.4 年和 3.7 年的周  
479 期信号，这两个年际模态分别对应着 CP 和 EP 的 El Niño 事件。在两类 El Niño  
480 事件期间，长江中下游地区降水偏多，其中心位于长江中下游地区南部，且降水  
481 正异常的强度在 EP El Niño 事件中更大。

482 (2) 在准两年和准四年周期上，通过引发不同的东亚大气环流响应，CP 和  
483 EP El Niño 事件均有利于长江中下游地区的降水偏多。在 CP El Niño 成熟期（图  
484 13 a），伴随着 WPSH 的北抬，东亚出现 PJ/EAP 型大气遥相关响应，大气活动  
485 中心从低纬到中高纬呈“+ - +”分布；西太平洋 SST 偏冷会局地激发 WNPAC。在  
486 高低空环流系统的共同作用下，长江中下游地区盛行南风，并造成局地降水偏多。  
487 在 EP El Niño 成熟期（图 13 b），东亚 500 hPa 位势高度呈“+ -”的经向偶极型分  
488 布，对流层低层出现 WNPAC。二者使得长江中下游地区盛行偏南风，加剧源自  
489 南海的水汽向该地区输送，为局地降水偏多提供了有利的水汽条件。

490 (3) 对 2002 年长江流域降水个例分析表明，两类 El Niño 事件主导的准两  
491 年和准四年周期 SST 强迫对同期长江中下游降水变化的相对贡献大小存在着差  
492 异，这两个周期强迫共同塑造了长江中下游复杂的降水年际变化。在 2002 年春  
493 季，准四年周期信号对长江中下游地区降水偏多起到了主要作用，而准两年信号  
494 的作用较弱；在 2002 年秋季，两个周期变率对降水所起的作用与 2002 年春季的  
495 作用相反。



496

497 **图 13** ENSO 影响长江中下游地区降水的机制示意图：(a)准两年(CP 型 El Niño  
 498 事件)和 (b)准四年(EP 型 El Niño 事件)周期。图中红/蓝色区域代表 SST  
 499 正/负异常；点划线代表 El Niño 事件的海温正异常范围；“+/-”代表着 500 hPa 等  
 500 压面的位势高度正/负异常；绿色区域代表着降水正异常；红色虚线圈代表  
 501 WNPAC；墨绿色箭头代表低层风场和水汽输送的异常。

502 **Figure 13** Schematic of the mechanism by which ENSO affects the precipitation in  
 503 the MLYR at (a) quasi-biennial period (CP-type El Niño) and (b) quasi-quadrennial  
 504 period (EP-type El Niño). The red (blue) areas represent positive (negative) SST  
 505 anomalies; dotted lines represent the range of positive SST anomalies for the El Niño  
 506 event; "+/-" represents positive/negative geopotential height anomalies at 500 hPa; the

507 green areas represent positive precipitation anomalies; the red dashed circles represent  
508 WNPAC; and the dark green arrows represent anomalies of low-level wind fields and  
509 water vapor transport.

510

511 需要指出的是, 本研究结果存在着一定的局限性。首先, ENSO 在发展和衰  
512 减期间表现出非常强烈的非线性特征。通过 MTM-SVD 方法重构出的 SST 年际  
513 振荡信号较为规则 and 对称, 仅能在一定程度上反映出了 ENSO 发展年和衰减年  
514 的气候效应, 而无法揭示二者间非线性特征的显著差异; 其次, 仅依靠一次 ENSO  
515 事件下的长江中下游降水事件的个例分析, 难以得出 ENSO 的发展和衰减年影  
516 响中国降水变化的普适性结论。由于不同周期的信号的强度随时间存在变化 (如  
517 图 1 c 所示: 准两年周期的 SST 信号在 2000 年之后显著增强), 以及前冬热带  
518 中东太平洋 SST 信号会对长江中下游地区春夏季降水产生影响 (黄平和黄荣辉,  
519 2010; 左志燕和张人禾, 2012), 两类 ENSO 事件在其发展和衰减年对长江流  
520 域降水变化的主导作用可能并不一致。因此, 未来研究需要纳入更多的 ENSO  
521 事件, 进行系统性的统计分析, 以获得更具普遍性的结论。

522 如前文所述, 太平洋 SST 强迫在多个时间尺度上对长江中下游的降水产生  
523 影响, 其中 ENSO 的年际强迫作用只是影响长江中下游降水的多种强迫信号  
524 的一种。由季风引发的小尺度大气季节内振荡 (黄菲等, 2008; Liu et al., 2020; 王  
525 熙乔等, 2023) 以及更长的年代际尺度上 (如太平洋年代际涛动; Mantua et al.,  
526 1997; Zhang et al., 2018; Xue et al., 2022) 在对应时间尺度上也会对长江中下游地  
527 区降水的变化产生影响。这一事实表明我们在对长江中下游地区的降水进行预测  
528 时, 除了 ENSO 引起的响应外, 还需要同时考虑其他时间尺度 SST 强迫的作用。

529 由于本研究中包含了多个季节的降水信号,无法从中有效地分离出特定季节  
530 降水与 SST 在特定年际周期上的因果关系。考虑到不同季节长江流域降水的影  
531 响因素和过程差异十分明显,有必要深入分析各个季节降水变化在准四年和准两  
532 年尺度上对太平洋 SST 强迫的年际响应。在未来的研究中,我们将基于  
533 MTM-SVD 方法开展不同季节的长江流域降水与热带太平洋 SST 年际协同变化  
534 的研究,进一步完善对太平洋 SST 强迫影响中国降水年际变化的理解和认识。

535

#### 536 致谢

537 感谢两位匿名审稿人对提升本文质量所提出的意见和建议。

#### 538 参考文献

539 Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. 2007. El Niño Modoki and its possible  
540 teleconnection[J]. J. Geophys. Res. Oceans, 112(C11): C11007.

541 doi:[10.1029/2006JC003798](https://doi.org/10.1029/2006JC003798)

542 Chen G H, Tam C Y. 2010. Different impacts of two kinds of Pacific Ocean warming  
543 on tropical cyclone frequency over the western North Pacific[J]. Geophys. Res.

544 Lett., 37(1): L01803. doi:[10.1029/2009GL041708](https://doi.org/10.1029/2009GL041708)

545 Chen M Y, Xie P P, Janowiak J E, et al. 2002. Global land precipitation: A 50-yr  
546 monthly analysis based on gauge observations[J]. J. Hydrometeorol., 3(3):

547 249-266. doi:[10.1175/1525-7541\(2002\)003<0249:GLPAYM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2002)003<0249:GLPAYM>2.0.CO;2)

548 陈文. 2002. El Niño 和 La Niña 事件对东亚冬、夏季风循环的影响 [J]. 大气科学,

549 26(5): 595-610. Chen Wen. 2002. Impacts of El Niño and La Niña on the cycle

550 of the East Asian winter and summer monsoon[J]. Chinese Journal of  
551 Atmospheric Sciences (in Chinese), 26(5): 595-610.  
552 doi:[10.3878/j.issn.1006-9895.2002.05.02](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2002.05.02)

553 丁一汇, 柳艳菊, 宋亚芳. 2020. 东亚夏季风水汽输送带及其对中国大暴雨与洪  
554 涝灾害的影响 [J]. 水科学进展, 31(5): 629-643. Ding Yihui, Liu Yanju, Song  
555 Yafang. 2020. East Asian monsoon moisture transport belt and its impact on  
556 heavy rainfalls and floods in China[J]. Advances In Water Science (in Chinese),  
557 31(5): 629-643. doi:[10.14042/j.cnki.32.1309.2020.05.001](https://doi.org/10.14042/j.cnki.32.1309.2020.05.001)

558 Feng J, Chen W, Tam C Y, et al. 2011. Different impacts of El Niño and El Niño  
559 Modoki on China rainfall in the decaying phases[J]. Int. J. Climatolo., 31(14):  
560 2091-2101. doi:[10.1002/joc.2217](https://doi.org/10.1002/joc.2217)

561 Feng J, Li J P, Zheng F, et al. 2016. Contrasting impacts of developing phases of two  
562 types of El Niño on southern China rainfall[J]. J. Meteor. Soc. Japan. Ser. II., 94  
563 (4): 359-370. doi:[10.2151/jmsj.2016-019](https://doi.org/10.2151/jmsj.2016-019)

564 高川, 陈茂楠, 周路, 等. 2022. 2020~2021 年热带太平洋持续性双拉尼娜事件的  
565 演变[J].中国科学:地球科学, 52(12): 2353-2372. Gao Chuan, Chen Maonan,  
566 Zhou Lu, et al. 2022. The 2020–2021 prolonged La Niña evolution in the tropical  
567 Pacific[J]. Scientia Sinica Terrae (in Chinese), 52(12): 2353-2372.  
568 doi:[10.1007/s11430-022-9985-4](https://doi.org/10.1007/s11430-022-9985-4)

569 高川, 王宏娜, 陶灵江, 等. 2017. IOCAS ICM 及其 ENSO 实时预测试验和改进[J].  
570 海洋与湖沼, 48(6):1289-1301. Gao Chuan, Wang Hongna, Tao Lingjiang, et al.

571 2017. The IOCAS ICM and its improvements in real-time ENSO predictions[J].  
572 Oceanologia et Limnologia Sinica (in Chinese), 48(6):1289-1301.  
573 doi:[10.11693/hyhz20170500132](https://doi.org/10.11693/hyhz20170500132)

574 Ge J W, Jia X J, Lin H. 2016. The interdecadal change of the leading mode of the  
575 winter precipitation over China[J]. Climate Dyn., 47: 2397-2411.  
576 doi:[10.1007/s00382-015-2970-x](https://doi.org/10.1007/s00382-015-2970-x)

577 龚道溢, 王绍武. 1998. ENSO 对中国四季降水的影响 [J]. 自然灾害学报, 7(4):  
578 44-52. Gong Daoyi, Wang Shaowu. 1998. Impact of ENSO on the seasonal  
579 rainfall in China[J]. Journal of Natural Disasters (in Chinese), 7(4): 44-52.

580 黄菲, 黄少妮, 张旭. 2008. 中国降水季节内振荡的气候特征分析 [J]. 中国海洋  
581 大学学报 (自然科学版), 38(2): 173-177. Huang Fei, Huang Shaoni, Zhang  
582 Xu. 2008. Study on the climatological intraseasonal oscillation of Chinese  
583 rainfall[J]. Periodical of Ocean University of China (in Chinese), 38(2): 173-177.

584 黄平, 黄荣辉. 2010. El Niño 事件对其衰减阶段夏季中国降水季节内演变的影响  
585 及其机理 [J]. 大气科学学报, 33(5): 513-519. Huang Ping, Huang Ronghui.  
586 2010. Effects of El Niño events on intraseasonal variation of following summer  
587 rainfall in China and its mechanism[J]. Transactions of Atmospheric Sciences (in  
588 Chinese), 33(5): 513-519.

589 Huang R H, Li W J. 1988. Influence of the heat source anomaly over the tropical  
590 western Pacific on the subtropical high over East Asia and its physical  
591 mechanism[J]. Chinese J. Atmos. Sci., 14: 95-107.

592 doi:[10.3878/j.issn.1006-9895.1988.t1.08](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1988.t1.08)

593 Hirahara S, Ishii M, Fukuda Y. 2014. Centennial-scale sea surface temperature  
594 analysis and its uncertainty[J]. *J. Climate*, 27(1): 57-75.  
595 doi:[10.1175/JCLI-D-12-00837.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00837.1)

596 金祖辉, 陶诗言. 1999. ENSO 循环与中国东部地区夏季和冬季降水关系的研究  
597 [J]. *大气科学*, 23(6): 663-672. Jin Zuhui, Tao Shiyan. 1999. A study on the  
598 relationships between Enso cycle and rainfalls during summer and winter in  
599 Eastern China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 23(6):  
600 663-672. doi:[10.3878/j.issn.1006-9895.1999.06.03](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1999.06.03)

601 Kao H Y, Yu J Y. 2009. Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of  
602 ENSO[J]. *J. Climate*, 22(3): 615-632. doi:[10.1175/2008JCLI2309.1](https://doi.org/10.1175/2008JCLI2309.1)

603 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 2018. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis  
604 project[M]. Routledge: Renewable Energy, 146-194.

605 Kug J S, Jin F F, An S I. 2009. Two types of El Niño events: cold tongue E  
606 l Niño and warm pool El Niño[J]. *J. Climate*, 22(6): 1499-1515. doi:[10.11](https://doi.org/10.1175/2008JCLI2624.1)  
607 [75/2008JCLI2624.1](https://doi.org/10.1175/2008JCLI2624.1)

608 Lau K M, Li M T. 1984. The monsoon of East Asia and its global associations—A  
609 survey[J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65(2): 114-125.  
610 doi:[10.1175/1520-0477\(1984\)065<0114:TMOEAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1984)065<0114:TMOEAA>2.0.CO;2)

611 李海燕, 张文君, 何金海. 2016. ENSO 及其组合模态对中国东部各季节降水的  
612 影响 [J]. *气象学报*, 74(3):322-334. Li Haiyan, Zhang Wenjun, He Jinhai.

613 2016. Influences of ENSO and its combination mode on seasonal precipit  
614 ation over eastern China[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 74(3):  
615 322-334. doi:[10.11676/qxxb2016.025](https://doi.org/10.11676/qxxb2016.025)

616 Li X Z, Zhou W, Chen D L, et al. 2014. Water vapor transport and moisture budget  
617 over eastern China: Remote forcing from the two types of El Niño[J]. J. Climate,  
618 27(23): 8778-8792. doi:[10.1175/JCLI-D-14-00049.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00049.1)

619 Li Z Y, Yang Q, Yuan D, et al. 2023. Causes of a typical southern flood and northern  
620 drought event in 2015 over eastern China[J]. Adv. Atmos. Sci., 40(11):  
621 2092-2107. doi:[10.1007/s00376-023-2342-0](https://doi.org/10.1007/s00376-023-2342-0)

622 Liu F, Ouyang Y, Wang B, et al. 2020. Seasonal evolution of the intraseasonal  
623 variability of China summer precipitation[J]. Climate Dyn., 54: 4641-4655.  
624 doi:[10.1007/s00382-020-05251-0](https://doi.org/10.1007/s00382-020-05251-0)

625 陆均天. 2003. 2002年我国天气气候特点[J]. 气象, (4):32-36. Lu Juntian. 2003.  
626 Features of weather/climate over China in 2002[J]. Meteorological Mont  
627 hly (in Chinese), 29(4): 30-36. doi:[10.7519/j.issn.1000-0526.2003.4.007](https://doi.org/10.7519/j.issn.1000-0526.2003.4.007)

628 Mann M E, Park J. 1994. Global-scale modes of surface temperature variability on  
629 interannual to century timescales[J]. J. Geophys. Res. Atmos., 99(12):  
630 25819-25833. doi:[10.1029/94JD02396](https://doi.org/10.1029/94JD02396)

631 Mann M E, Park J. 1999. Oscillatory spatiotemporal signal detection in climate  
632 studies: A multiple-taper spectral domain approach[M]. Advances in Geophysics,  
633 Elsevier, 41: 1-131. doi:[10.1016/S0065-2687\(08\)60026-6](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60026-6)

634 Mantua N J, Hare S R, Zhang Y, et al. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation  
635 with impacts on salmon production[J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78(6):  
636 1069-1080. doi:[10.1175/1520-0477\(1997\)078<1069:APICOW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2)  
637 Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on  
638 the Northern Hemisphere summer circulation[J]. J. Meteor. Soc. Japan. Ser. II.,  
639 65(3): 373-390. doi:[10.2151/jmsj1965.65.3\\_373](https://doi.org/10.2151/jmsj1965.65.3_373)  
640 钱代丽, 管兆勇, 王黎娟. 2009. 近 57a 夏季西太平洋副高面积的年代际振荡及  
641 其与中国降水的联系 [J]. 大气科学学报, 32 (5) : 677-685. Qian Dai  
642 li, Guan Zhaoyong, Wang Lijuan. 2009. Interdecadal variations of West Pa  
643 cific Subtropical High area and changes in summer precipitation over Chin  
644 a in Boreal summer during the last 57 years[J]. Transactions of Atmospher  
645 ic Sciences (in Chinese), 32(5): 677-685.  
646 Ren H L, Jin F F. 2011. Niño indices for two types of ENSO[J]. Geophys. Res. Lett.,  
647 38(4): L04704. doi:[10.1029/2010GL046031](https://doi.org/10.1029/2010GL046031)  
648 孙林海, 陈兴芳. 2003. 南涝北旱的年代气候特点和形成条件 [J]. 应用气象学报,  
649 14(6): 641-647. Sun Linhai, Chen Xingfang. 2003. Decade climate characters  
650 and formation conditions of flooding in south and drought in north in China[J].  
651 Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 14(6): 641-647.  
652 陶诗言, 徐淑英. 1962. 夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征 [J]. 气象学报,  
653 32(1): 1-10. Tao Shiyan, Xu Shuying. 1962. Some aspects of the circulation  
654 during the periods of the persistfnt drought and flood in Yantze and Hwai-Ho

655 vallys in summer[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 32(1): 1-10.  
656 doi:[10.11676/qxxb1962.001](https://doi.org/10.11676/qxxb1962.001)

657 Wang B, Wu R G, Fu X H. 2000. Pacific-East Asian teleconnection: how does ENSO  
658 affect East Asian climate? [J]. J. Climate, 13(9): 1517-1536.  
659 doi:[10.1175/1520-0442\(2000\)013<1517:PEATHD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1517:PEATHD>2.0.CO;2)

660 Wang B, Zhang Q. 2002. Pacific-east Asian teleconnection. Part II: How the P  
661 hilippine Sea anomalous anticyclone is established during El Nino develop  
662 ment[J]. J. Climate, 15(22): 3252-3265. doi:[10.1175/1520-0442\(2002\)015<3252:PEATPI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3252:PEATPI>2.0.CO;2)

663

664 王黎娟, 蔡聪, 张海燕. 2020. 两类 ENSO 背景下中国东部夏季降水的环流特征  
665 及关键系统 [J]. 大气科学学报, 43(4): 617-629. Wang Lijuan, Cai Cong,  
666 Zhang Haiyan. 2020. Circulation characteristics and critical systems of summer  
667 precipitation in eastern China under the background of two types of ENSO  
668 events[J]. Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(4): 617-629.  
669 doi:[10.13878/j.cnki.dqkxxb.20180817002](https://doi.org/10.13878/j.cnki.dqkxxb.20180817002)

670 王熙乔, 李健颖, 李双林. 2023. 北半球夏季 30~60 天季节内振荡年代际变化及  
671 其对中国东部降水和气温的影响 [J]. 大气科学, 47(6): 1665-1679. Wang  
672 Xiqiao, Li Jianying, Li Shuanglin. 2023. Decadal variation of boreal summer  
673 30-60-day intraseasonal oscillation and its influence on precipitation and  
674 temperature over Eastern China[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in  
675 Chinese), 47(6): 1665-1679. doi:[10.3878/j.issn.1006-9895.2204.21228](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2204.21228)

676 魏凤英, 张婷, 韩雪. 2013. MTM-SVD 方法在印度洋海表温度与华南降水耦合特  
677 征分析中的应用 [J]. 海洋通报, 32(2): 133-140. Wei Fengying, Zhang Ting,  
678 Han Xue. 2013. MTM-SVD approach and its application in the spatio-temporal  
679 variability analysis of SST of the Indian Ocean and precipitation of South  
680 China[J]. Marine Science Bulletin (in Chinese), 32(2): 133-140.  
681 doi:[10.11840/j.issn.1001-6392.2013.02.003](https://doi.org/10.11840/j.issn.1001-6392.2013.02.003)  
682 Wu M M, Zhang R-H, Hu J Y, et al. 2024a. Synergistic Interdecadal Evolution of  
683 Precipitation over Eastern China and the Pacific Decadal Oscillation during  
684 1951-2015[J]. Adv. Atmos. Sci., 41(1): 53-72. doi:[10.1007/s00376-023-3011-z](https://doi.org/10.1007/s00376-023-3011-z)  
685 Wu M M, Zhang R-H, Zhi H, et al. 2024b. Synergistic interdecadal effects of the  
686 North Pacific and North Atlantic SST on precipitation over eastern China as  
687 revealed in the ECHAM5 simulations [J]. Clim. Dyn.,  
688 doi:[10.1007/s00382-024-07334-8](https://doi.org/10.1007/s00382-024-07334-8)  
689 Xue T, Ding Y H, Lu C H. 2022. Interdecadal variability of summer precipitation in  
690 Northwest China and associated atmospheric circulation changes[J]. J. Meteor.  
691 Res., 36(6): 824-840. doi:[10.1007/s13351-022-2021-6](https://doi.org/10.1007/s13351-022-2021-6)  
692 Yang Q, Ma Z G, Fan X G, et al. 2017. Decadal modulation of precipitation patterns  
693 over eastern China by sea surface temperature anomalies[J]. J. Climate, 30(17):  
694 7017-7033. doi:[10.1175/JCLI-D-16-0793.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0793.1)  
695 Yeh S W, Kug J S, Dewitte B, et al. 2009. El Niño in a changing climate[J]. Nature,  
696 461(7263): 511-514. doi:[10.1038/nature08316](https://doi.org/10.1038/nature08316)

697 Ying K R, Zhao T B, Quan X W, et al. 2015. Interannual variability of autumn to  
698 spring seasonal precipitation in eastern China[J]. *Climate Dyn.*, 45: 253-271.  
699 doi:[10.1007/s00382-014-2411-2](https://doi.org/10.1007/s00382-014-2411-2)

700 You Y J, Jia X J. 2018. Interannual variations and prediction of spring precipitation  
701 over China[J]. *J. Climate*, 31(2): 655-670. doi:[10.1175/JCLI-D-17-0233.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0233.1)

702 袁媛, 高辉, 李维京等. 2017. 2016 年和 1998 年汛期降水特征及物理机制对比分  
703 析 [J]. *气象学报*, 75(1): 19-38. Yuan Yuan, Gao Hui, Li Weijing, et al. 2017.  
704 Analysis and comparison of summer precipitation features and physical  
705 mechanisms between 2016 and 1998[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 75(1): 19-38.  
706 doi:[10.11676/qxxb2017.019](https://doi.org/10.11676/qxxb2017.019)

707 袁媛, 杨辉, 李崇银. 2012. 不同分布型厄尔尼诺事件及对中国次年夏季降水的  
708 可能影响 [J]. *气象学报*, 70(3): 467-478. Yuan Yuan, Yang Hui, Li Congyin.  
709 2012. Study of El Niño events of different types and their potential impact on the  
710 following summer precipitation in China[J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in  
711 Chinese), 70(3): 467-478. doi:[10.11676/qxxb2012.039](https://doi.org/10.11676/qxxb2012.039)

712 尹露莹, 张荣华, 智海. 2024. 热带太平洋淡水通量年际变率对 ENSO 的作用机  
713 制及数值模拟研究 [J]. *海洋与湖沼*, 55(6): 1350-1367. Yin Lu-Ying,  
714 Rong-Hua Zhang, Zhi Hai. 2024. Modeling on the effects on ENSO due to  
715 interannual variability of fresh water fluxes in the tropical pacific[J].  
716 *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2024, 55(06): 1350-1367. doi:  
717 [10.11693/hyhz20240600132](https://doi.org/10.11693/hyhz20240600132)

718

719 Zhang L, Klaus F, Zhu X H, et al. 2015. Interannual variability of winter precipitation  
720 in Southeast China[J]. Theor. Appl. Climatol., 119: 229-238.  
721 doi:[10.1007/s00704-014-1111-5](https://doi.org/10.1007/s00704-014-1111-5)

722 Zhang L, Zhu X H, Klaus F, et al. 2014. Interdecadal variability of winter  
723 precipitation in Southeast China[J]. Climate Dyn., 43: 2239-2248.  
724 doi:[10.1007/s00382-014-2048-1](https://doi.org/10.1007/s00382-014-2048-1)

725 张庆云, 吕俊梅, 杨莲梅, 等. 2007. 夏季中国降水型的年代际变化与大气内部动  
726 力过程及外强迫因子关系 [J]. 大气科学, 31(6): 1290-1300. Zhang Qingyun,  
727 Lv Junmei, Yang Lianmei, et al. 2007. The interdecadal variation of precipitation  
728 pattern over China during summer and its relationship with the atmospheric  
729 internal dynamic processes and extra-forcing factors[J] Chinese Journal of  
730 Atmospheric Sciences (in Chinese), 31(6): 1290-1300.  
731 doi:[10.3878/j.issn.1006-9895.2007.06.23](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2007.06.23)

732 张人禾, 闵庆焯, 苏京志. 2017. 厄尔尼诺对东亚大气环流和中国降水年际变异的  
733 的影响: 西北太平洋异常反气旋的作用 [J]. 中国科学: 地球科学, 47(5):  
734 544-553. Zhang Renhe, Min Qingye, Su Jingzhi. 2017. Impact of El Niño on  
735 atmospheric circulations over East Asia and rainfall in China: Role of the  
736 anomalous western North Pacific anticyclone[J]. Scientia Sinica Terrae (in  
737 Chinese), 47(5): 544-553. doi:[10.1360/N072016-00268](https://doi.org/10.1360/N072016-00268)

738 Zhang R. 2001. Relations of water vapor transport from Indian monsoon with that

739 over East Asia and the summer rainfall in China[J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 18(5):  
740 1005-1017. doi:[10.1007/BF03403519](https://doi.org/10.1007/BF03403519)

741 Zhang R, Sumi A, Kimoto M. 1996. Impact of El Niño on the East Asian monsoon a  
742 diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events[J]. *J. Meteor. Soc. Japan. Ser. II.*,  
743 74(1): 49-62. doi:[10.2151/jmsj1965.74.1\\_49](https://doi.org/10.2151/jmsj1965.74.1_49)

744 Zhang R, Sumi A, Kimoto M. 1999. A diagnostic study of the impact of El Niño on  
745 the precipitation in China[J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 16(2): 229-241.  
746 doi:[10.1007/BF02973084](https://doi.org/10.1007/BF02973084)

747 张荣华. 2024. 用于厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)研究的海气耦合模式综述: 中间  
748 型和混合型模式 [J]. *海洋与湖沼*, 55(1):1-23. Rong-Hua Zhang. 2024. A  
749 review of progress in coupled ocean-atmosphere model developments for ENSO  
750 studies: intermediate coupled models and hybrid coupled models[J]. *Oceanologia*  
751 *et Limnologia Sinica (in Chinese)*, 55(1):1-23. doi:[10.11693/hyhz20230600120](https://doi.org/10.11693/hyhz20230600120)

752 Zhang R-H, Gao C. 2016. The IOCAS intermediate coupled model (IOCAS ICM) and  
753 its real-time predictions of the 2015–2016 El Niño event. *Sci. Bull.*, 61(13):  
754 1061-1070. doi:[10.1007/s11434-016-1064-4](https://doi.org/10.1007/s11434-016-1064-4)

755 张荣华, 高川. 2017. 关于 2015 年厄尔尼诺事件的二次变暖过程: 一个基于中等  
756 复杂程度海洋模式的诊断分析 [J]. *中国科学:地球科学*, 47(9): 1027-1039.  
757 Rong-Hua Zhang, Gao Chuan. 2017. Processes involved in the second-year  
758 warming of the 2015 El Niño event as derived from an intermediate ocean  
759 model[J]. *Scientia Sinica Terrae (in Chinese)*, 47(9): 1027-1039.

760 doi:[10.136/N072016-0201](https://doi.org/10.136/N072016-0201)

761 Zhang R-H, Gao C, Feng L C. 2022. Recent ENSO evolution and its real-time  
762 prediction challenges[J]. Natl. Sci. Rev., 9(4): nwac052.  
763 doi:[10.1093/nsr/nwac052](https://doi.org/10.1093/nsr/nwac052)

764 张荣华, 高川, 王宏娜, 等. 2021. 中间型海洋-大气耦合模式及其 ENSO 模拟和预  
765 测 [M]// 杨明春. 北京: 科学出版社, 277pp.

766 Zhang R-H, Levitus S. 1996. Structure and evolution of interannual variability of the  
767 tropical Pacific upper ocean temperature[J]. J. Geophys. Res. Oceans, 101(C9):  
768 20501-20524. doi:[10.1029/96JC01805](https://doi.org/10.1029/96JC01805)

769 Zhang R-H, Rothstein L M, Busalacchi A J. 1998. Origin of upper-ocean warming and  
770 El Niño change on decadal scales in the tropical Pacific Ocean[J]. Nature, 391:  
771 879-883. doi:[10.1038/36081](https://doi.org/10.1038/36081)

772 张荣华, 周路, 高川, 等. 2024. 基于纯数据驱动的 Transformer 模型对  
773 2023~2024 年热带太平洋气候状态的实时预测[J]. 中国科学: 地球科学,  
774 54(12): 3748-3765. Rong-Hua Zhang, Zhou Lu, Gao Chuan, et al. 2024.  
775 Real-time predictions of the 2023-2024 climate conditions in the tropical Pacific  
776 using a purely data-driven Transformer model[J]. Scientia Sinica Terrae (in  
777 Chinese), 67(12): 3709-3726. doi: [10.1360/N072024-0038](https://doi.org/10.1360/N072024-0038)

778

779 Zhang Z Q, Sun X G, Yang X Q. 2018. Understanding the interdecadal variability of  
780 East Asian summer monsoon precipitation: Joint influence of three oceanic

781 signals[J]. J. Climate, 31(14): 5485-5506. doi:[10.1175/JCLI-D-17-0657.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0657.1)

782 智海, 俞永强, 严厉, 等. 2012. 厄尔尼诺衰减年东亚夏季大气环流和降水异常的  
783 耦合模式后报试验 [J]. 气象学报, 70(4): 779-788. Zhi Hai, Yu Yongqiang,  
784 Yan li, et al. 2012. Retrospective prediction in a coupled model over East Asia  
785 during El Niño decaying phase[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 70(4):  
786 779-788. doi:[10.11676/qxxb2012.063](https://doi.org/10.11676/qxxb2012.063)

787 智海, 林鹏飞, 方祝骏, 等. 2021. 区分热带太平洋两类厄尔尼诺事件的海表面盐  
788 度指数 [J]. 中国科学:地球科学, 64 (8): 1267-1284. Zhi Hai, Lin Pengfei,  
789 Fang Zhujun, et al. 2021. Sea surface salinity-derived indexes for distinguishing  
790 two types of El Niño events in the tropical Pacific[J]. Scientia Sinica Terrae (in  
791 Chinese), 64(8): 1267–1284. doi:[10.1360/N072020-0384](https://doi.org/10.1360/N072020-0384)

792 赵振国. 1996. 厄尔尼诺现象对北半球大气环流和中国降水的影响 [J]. 大气科学,  
793 20(4):422-425+406+427-428. Zhao Zhenguó. 1996. Impact of El Niño events  
794 on atmospheric circulations in the northern hemisphere and precipitation in  
795 China[J]. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), 20(4):  
796 422-425+406+427-428. doi:[10.3878/j.issn.1006-9895.1996.04.06](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.1996.04.06)

797 宗海锋, 张庆云, 陈烈庭. 2006. 梅雨期中国东部降水的时空变化及其与大气环  
798 流、海温的关系 [J]. 大气科学, 30(6): 1189-1197. Zong Haifeng, Zhang  
799 Qingyun, Chen Lieting. 2006. Temporal and spatial variations of precipitati  
800 on in Eastern China during the Meiyu period and their relationships with  
801 circulation and sea surface temperature[J]. Chinese Journal of Atmospheric

802 Sciences (in Chinese), 30(6): 1189-1197. doi:[10.3878/j.issn.1006-9895.2006.](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2006.06.13)

803 [06.13](#)

804 Zong Y Q, Chen X Q. 2000. The 1998 flood on the Yangtze, China[J]. Nat. Hazards,

805 22: 165-184. doi:[10.1023/A:1008119805106](https://doi.org/10.1023/A:1008119805106)

806 左志燕, 张人禾. 2012. 中国春季降水异常及其与热带太平洋海面温度和欧亚大

807 陆积雪的联系[J]. 大气科学, 36(1): 185-194. Zuo Zhiyan, Zhang Renhe.

808 2012. The Anomalies of Spring Rainfall in China and its Relation with Tropical

809 Pacific SST and Eurasian Snow[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,

810 36(1): 185-194. doi:[10.3878/j.issn.1006-9895.2012.01.14](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9895.2012.01.14)

811