

中国东部夏季降水模态对不同二氧化碳增加过程的响应

段亚雯¹, 杨庆^{1*}, 马柱国^{1,2}, 郑子彦¹, 李明星¹

1. 中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室, 北京 100029;

2. 中国科学院大学, 北京 100049

* 通讯作者: 杨庆, E-mail: yangqing@tea.ac.cn

摘要 中国东部夏季的旱涝特征通常表现为经向多极型的空间分布, 研究其在全球增暖背景下的变化对水资源管理、农业发展规划以及防灾减灾等具有重要意义。然而, 目前针对降水模态对增暖响应的研究较少考虑模式内部变率的影响。基于此, 本文通过对比多组第五次耦合模式比较计划 (CMIP5) 的模式试验, 在考虑模式内部变率的前提下, 分析了不同 CO₂ 增加过程对中国东部夏季降水模态的影响。结果表明: CO₂ 增加不会改变中国东部降水异常主模态的空间结构, 在骤增 4 倍 CO₂ 试验 (4×CO₂) 和每年渐增 1%CO₂ 试验 (1%CO₂) 中偶极型和三极型模态仍是该地区降水变率的主模态, 以偶极型模态更为主导, 但这两种模态的出现频率、强度和变化趋势会发生改变。相较工业革命前参考试验 (piControl), 在 4×CO₂ 试验中, 大部分模式的三极型和偶极型模态变率均变小; 在 1%CO₂ 试验中, 大部分模式的偶极型模态变率增大, 而三极型模态变率减小。随着 CO₂ 的逐渐累积, 三极型和偶极型模态都将出现明显的位相转变特征, 将更多的出现长江中下游地区降水偏少同时华南、华北降水偏多的三极型格局, 以及“南涝北旱”的偶极型格局。在 4×CO₂ 试验中, 三极型和偶极型模态对应的海温和环流异常相对 piControl 试验整体显著减弱; 而在 1% CO₂ 试验中, 其差异具有区域性, 三极型模态对应更弱的印度洋和西北太平洋海温异常; 而偶极型模态则对应更强的赤道中东太平洋和北太平洋海温异常。

关键词 降水, 全球增暖, 二氧化碳, 中国东部, 气候模式

文章编号 2023062A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2304.23062

收稿日期 2023-02-28; 网络预出版日期

作者简介 段亚雯, 女, 1990 年出生, 博士, 博士后, 主要从事区域气候变化和干旱领域的研究。Email: duanyw@tea.ac.cn

通讯作者 杨庆, 副研究员, Email: yangqing@tea.ac.cn

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项 (A 类) (XDA23040501)、国家自然科学基金 (42105041, 42175178) 和中国科学院国际伙伴计划 (060GJHZ2022057MI)

Funded by Strategic Priority Research Program of the Chinese Academy of Sciences (Grant. XDA23040501), the National Natural Science Foundation of China (Grant. 42105041, 42175178) and the International Partnership Program of the Chinese Academy of Sciences (Grant. 060GJHZ2022057MI).

24 **Response of Eastern China Summer Rainfall Modes to Increased Carbon Dioxide**

25 Yawen DUAN¹, Qing YANG^{1*}, Zhuguo MA^{1,2}, Ziyang ZHENG¹, Mingxing LI¹

26 ¹ CAS Key Laboratory of Regional Climate-Environment Research for Temperate East Asia (TEA),
27 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

28 ² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

29 **Abstract** The spatial distribution of summer rainfall anomalies over eastern China often
30 characterized by meridionally banded structure. The possible change of it in response to global
31 warming is of great significance to water resource management and disaster prevention. Previous
32 studies show critical role of climate variability on modulating these rainfall modes while seldom
33 studies considered model's internal variability on investigating their responses to increased
34 greenhouse gas. Based on model simulations with different forcings from the fifth Coupled Model
35 Inter-comparison Project (CMIP5), this paper analyzes the response of the leading modes of eastern
36 China summer rainfall to increased CO₂ concentration with consideration of model internal
37 variability. The results show that increased CO₂ would not change the leading modes of eastern
38 China summer rainfall. The tripole and dipole mode during the recent decades would still be the
39 leading modes in the abrupt quadruple CO₂ experiment (4×CO₂) and 1% per year increased until
40 quadrupled CO₂ experiment (1%CO₂) with the dipole mode plays a more dominant role. However,
41 the frequency, intensity and trend of these modes will change. Compared to pre-industrial control
42 simulation (piControl), the temporal variability of the tripole and dipole mode both decrease under
43 4×CO₂ forcing. The variability of dipole mode intensifies while tripole mode weakens under
44 1%CO₂ forcing. With the gradually accumulation of CO₂, the occurrence of the positive and negative
45 phase of these modes will change. The phase of tripole mode which featured with drought over the
46 Yangtze River Basin while flood over North and South China would happen more frequently. So
47 does the “Southern flood and northern drought” phase of the dipole mode. Compared to piControl
48 simulation, the sea surface temperature and atmospheric circulation anomalies associated with the
49 dipole and tripole mode both weaken under 4×CO₂ forcing. Whereas under 1%CO₂ forcing, their
50 differences are regional dependent. The tripole mode is associated with weakened anomalies over
51 the Indian and western North Pacific Ocean while the dipole mode is associated with stronger central
52 and eastern tropical Pacific and North Pacific sea surface temperature anomalies.

53 **Key words** precipitation, global warming, carbon dioxide, eastern China, climate model

55 1 引言

56 人类活动排放的温室气体增加是近百年来气候变化的主要驱动因子，与全球温度较为一
57 致的上升趋势不同，降水对增暖的响应具有更强的区域性和不确定性（Chadwick et al., 2013;
58 王晓欣等, 2019; IPCC, 2021）。中国东部地区人口密集、产业集中，理解温室气体增加对该区
59 域降水的作用有助于我们理解当前和未来降水的变化机制，更好的进行气候预测和预估，并
60 为减缓和适应气候变化提供科学依据。

61 在增暖背景下，东亚季风环流及降水都可能会增强，季风可能会开始得更早而撤退得更
62 晚，季节平均降水量的年际变率很可能会增大，极端旱涝事件可能会明显增多（陈活泼, 2013;
63 Seo et al., 2013; Lee et al., 2014; Zhou et al., 2014; 姜江等, 2015; Zhou et al., 2017; 周天军等,
64 2018; Wang et al., 2020; Wang J M et al., 2021）。但以往研究探讨较多的是降水变化的趋势，即
65 气候平均状态降水在不同情景和强迫下的差异，而针对降水变率空间结构特征变化的研究则
66 相对较少。

67 经向多极型的降水异常分布是中国东部夏季降水和东亚夏季风变率的主要特征（Ding et
68 al., 2008; Wang et al., 2008; Zhou et al., 2009; 黄荣辉等, 2011; Huang et al., 2012; 姜大膀和富元
69 海, 2012; 裴琳等, 2015; He et al., 2017; Duan et al., 2023）。比如近几十年年际和年代际尺度上
70 降水的主模态，就呈现出长江中下游流域与华南、华北反相变化的三极型，以及长江流域以
71 北和以南反相变化的偶极型的空间分布格局。虽然降水异常是局地现象，但产生和调制其变
72 化的机制却十分复杂。已有大量研究表明，气候系统内部变率如北极涛动、ENSO、太平洋年
73 代际振荡（PDO）以及一些大气遥相关波列都会对这些降水模态产生影响（邓伟涛等, 2009;
74 Huang et al., 2012; Pei et al., 2016; He S P et al., 2017; Yang et al., 2017; Tao et al., 2021; Duan et al.,
75 2023）。同时人为外强迫也会对其产生作用，比如温室气体和气溶胶强迫就可能导致年代际尺
76 度上“南涝北旱”降水格局的形成（Wang et al., 2013; Tian et al., 2018; Wang Q et al., 2021）。在
77 全球增暖的过程中，不仅人为外强迫在发生变化，气候系统内部变率及其遥相关同时也在发
78 生改变（Guan et al., 2017; Wang et al., 2020; Cai et al., 2021; Xu et al., 2023）。因此，全球增暖背
79 景下中国东部降水模态及其环流机制也很可能会发生改变。

80 已有一些研究对未来情景下中国降水的主模态进行了预估，认为区域间同位相变化的一
81 致型将会是中国未来降水异常的主要分布格局（孙颖和丁一汇, 2009; 许崇海等, 2010）。这些
82 研究首先对多个模式的降水进行集合平均，然后再通过经验正交函数分解（EOF）提取其主模

83 态进行分析。这种做法能有效的提取全球增暖对不同模式降水的共同影响，但却会抵消模式
84 气候系统内部变率的作用。近年来的研究表明，气候系统内部变率本身就能调节不同降水模
85 态的变率（He et al., 2017; Duan et al., 2023）。为了更好的区分人为强迫对降水模态的作用，同
86 时也考虑到增暖导致的气候系统内部变率及其作用的变化，在对降水模态进行未来预估或研
87 究其在人为外强迫下的可能变化时，需要充分考虑模式气候系统内部变率的作用。

88 综上所述，本文利用第五次耦合模式比较计划（CMIP5）的多组模式试验，在充分考虑模
89 式内部变率的前提下，通过对比分析两组不同 CO₂ 增加试验与工业革命前参考试验的结果，
90 对中国东部降水模态对人为增暖的响应进行了研究。

91 2 资料与方法

92 2.1 模式数据与试验设计

93 参考 Duan et al. (2023) 对中国东部夏季降水主模态的模式模拟评估，我们选取了 CMIP5
94 中模拟能力较好的 14 个模式进行分析，具体信息见表 1。所分析的数据来自两组以不同方式
95 增加 CO₂ 浓度的理想试验，分别为骤增 4 倍 CO₂ 试验（abrupt 4×CO₂，以下简称为 4×CO₂
96 试验）、每年增加 1%的 CO₂ 试验（1pctCO₂，以下简称 1%CO₂），以及作为参考试验的工业革
97 命前参考试验（piControl）。具体试验设计参考 Taylor et al. (2012)。

98 piControl 试验中气候系统外部强迫即人为或自然外强迫恒定，CO₂ 等温室气体的浓度均控
99 制在工业革命前水平。该试验模拟时段较长，气候系统基本处于稳定平衡状态，为探究气候
100 系统的内部变率提供了大量样本。在本文的分析中，为保证模式间的一致性，所有模式均取
101 450 年数据。

102 4×CO₂ 试验的所有强迫条件与 piControl 试验相同，但在其基础上直接加入了 4 倍其浓度
103 的 CO₂，然后保持不变。该试验的模拟时长为 150 年，为了避免模式在初始调整阶段可能的误
104 差，我们仅分析了后 130 年的模拟结果。该试验中，模式能充分地对外强迫的变化产生响应，
105 尤其是慢变响应，这使得各种反馈过程得以完成，模式能够达到新的相对平衡的状态。

106 1% CO₂ 试验与 4×CO₂ 试验的差异在于其 CO₂ 以每年 1%的浓度增加，直至其浓度达到 4
107 倍于 piControl 试验的水平。大部分模式中该试验的积分长度为 140 年，本文中该试验的分析
108 时长也为 140 年。这个试验中模式的平衡态一直受到新加入 CO₂ 的扰动，但其逐渐增强的温
109 室气体强迫相对 4×CO₂ 试验更“实际”，模式对外强迫的响应包含了快变和慢变过程。

110 考虑到 CO₂ 增加试验的时长与 piControl 试验的差距较大，为了更好的对比不同试验中的

111 结果，这里我们以 50 年为滑动窗口，提取了 piControl 试验中多个与 $4\times\text{CO}_2$ 试验长度相同的
 112 子区间（130 年，一共 7 个）与 CO_2 试验的结果进行比较。同时，这种做法也能在一定程度上
 113 给出模式自身内部变率的不确定性，更好的体现出 CO_2 强迫的作用。

114 为了便于比较，所有模式资料均用双线性插值法插值至 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 格点。

115 表 1 模式信息

116 Table 1 Model information

模式名称	研发机构	分辨率
ACCESS1-0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization and Bureau of Meteorology (CSIRO-BOM)	145×192
ACCESS1-3	CSIRO-BOM	145×192
BCC-CSM1-1	Beijing Climate Center, China Meteorological Administration (BCC)	64×128
BNU-ESM	Beijing Normal University China (BNU)	64×128
CanESM2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis (CCCma)	64×128
CCSM4	National Center for Atmospheric Research (NCAR)	192×288
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Meteorologiques (CNRM)/Centre European de Recherche et Formation Avancees en Calcul Scientifique (CERFACS)	128×256
FGOALS-g2	Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences China (LASG-CESS)	60×128
GISS-E2-H	National Aeronautics and Space Administration Goddard Institute for Space Studies (NASA-GISS)	89×144
GISS-E2-R	NASA-GISS	89×144
HadGEM2-ES	Met Office Hadley Centre (MOHC)	144×192
MPI-ESM-LR	Max Planck Institute for Meteorology (MPI-M)	96×192
MPI-ESM-MR	MPI-M	96×192
NorESM1-M	Norwegian Climate Centre (NCC)	96×144

117 2.2 方法

118 (1) 降水主模态的提取

119 本文使用 EOF 方法提取模式资料中中国东部地区 ($100^\circ \text{ E}-125^\circ \text{ E}$, $20^\circ \text{ N}-45^\circ \text{ N}$) 夏季
 120 降水异常的主模态。其中夏季降水量为 6-8 月的平均降水量，并进行了标准化处理，以强调区
 121 域之间的关联性。为了提取年际和年代际的信号，同时也避免模式可能出现的气候漂移现象，

122 已首先去除 piControl 试验中每个格点的线性趋势。

123 (2) 降水主模态的比较

124 在比较不同试验中降水主模态的空间分布格局时，我们通过计算空间相关系数 (Pattern
125 Correlation Coefficient, PCC) 来量化降水模态间的相似度。为保留模式内部变率对降水模态的
126 作用，我们分别对每个模式进行 EOF 分析提取其降水主模态。而分析降水模态对应的环流及
127 海温异常时，先对每个模式对应模态标准化后的时间序列进行线性回归分析，得到每个模式
128 降水模态对应的异常场，再对这些异常场计算多模式集合平均 (Multi-model ensemble, MME)。

129 3 结果分析

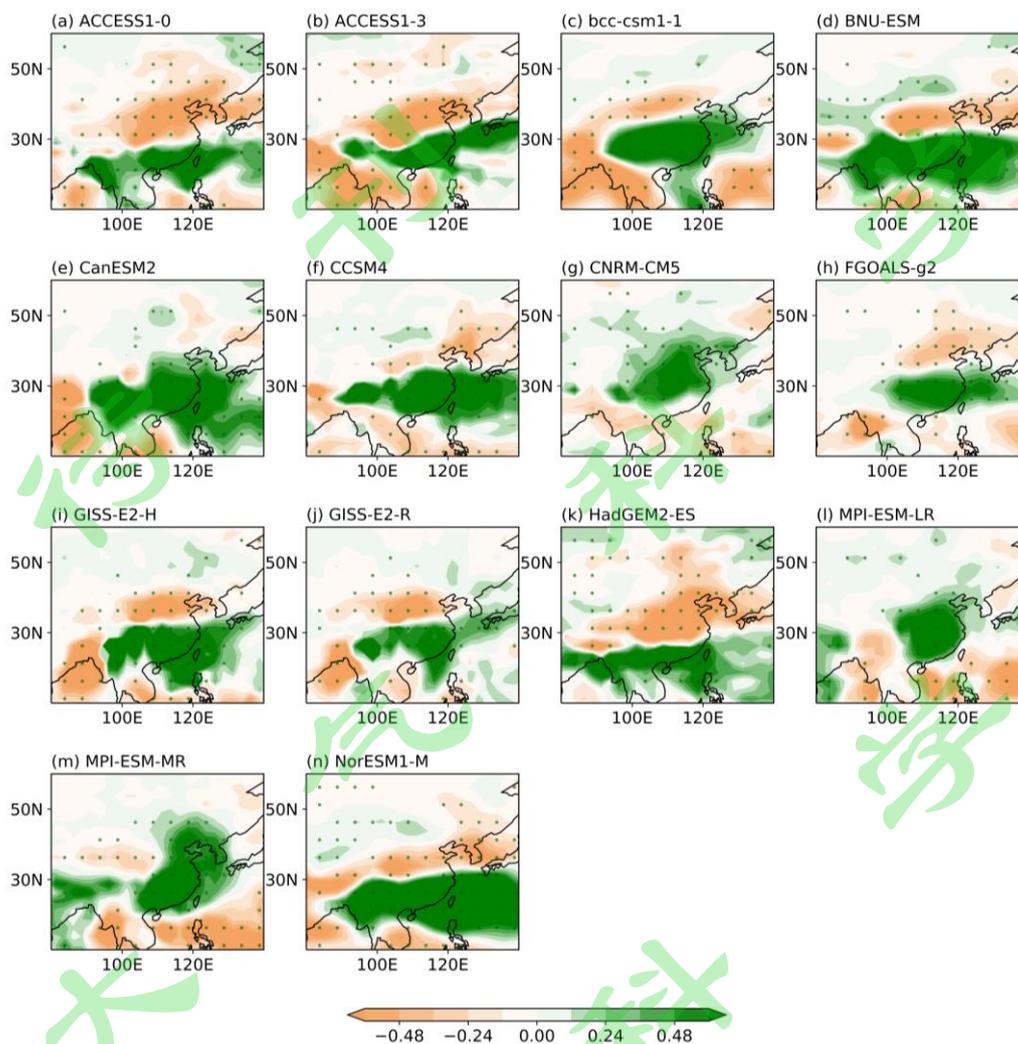
130 3.1 降水主模态的变化

131 图 1 给出了 $4\times\text{CO}_2$ 试验中 14 个模式降水的第一模态 (EOF1)。可以看出，大部分模式
132 在增强 CO_2 下的第一模态并非前人研究指出的一致型。9 个模式的主模态表现为南北反相的偶
133 极型，虽然其南北界限的位置在模式间稍有差别，这些模式分别为：ACCESS1-0, ACCESS1-3,
134 BCC-CSM1-1, BNU-ESM, FGOALS-g2, GISS-E2-H, GISS-E2-R, HadGEM2-ES, NorESM1-M;
135 而其余 5 个模式的主模态则为大部分区域较为一致的变化。

136 在 $1\% \text{CO}_2$ 试验中 (图 2)，降水模态的分布格局也与 $4\times\text{CO}_2$ 试验类似，并且更多的模式
137 (11 个) 给出了偶极型的降水主模态。仅有 2 个模式的主模态为全区域一致型，分别为：
138 CanESM-2, CNRM-CM5。此外，除了 BCC-CSM1-1, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR 这 3 个模式
139 外，其他模式在这两组 CO_2 增加试验下的降水第一模态相似。需要指出的是，虽然在这两组
140 试验中 BNU-ESM 模式第一模态的空间分布存在三个中心，但通过进一步检查发现其第二模
141 态的空间分布 (图略) 与三极型更为相似，主要表现为以长江中下游流域为中心，其与南、
142 北地区降水反相变化的特征；而第一模态则主要体现长江中下流域以南和以北降水的反相变
143 化特征。因此，我们认为其第一模态为偶极型，而第二模态为三极型。

144 上述结果说明在充分考虑模式内部变率的前提下， CO_2 增温后中国东部地区降水异常的空
145 间分布仍然存在明显的区域性特征，第一模态表现为偶极型格局。可见，以往研究根据多模
146 式集合平均降水得到的主导模态为一致型的结果，的确更多体现的是增暖下区域间一致的降
147 水增多，但不能反应模式内部变率对增暖响应 (孙颖和丁一汇, 2009; 许崇海等., 2010)。

148



149

150 图 1 $4\times\text{CO}_2$ 试验中 14 个模式的降水第一模态，由 EOF1 对应时间序列标准化后线性回归的夏
 151 季大尺度降水异常场（单位： mm/day ）表征，其中打点表示回归系数通过 0.05 显著性水平
 152 的检验。

153 **Fig. 1** The first leading mode of 14 selected models in $4\times\text{CO}_2$ simulation, shown as large scale
 154 precipitation anomalies by linear regression onto the EOF1 corresponding PC. Coefficients that are
 155 statistically significant at the 5% level are marked by dots. Unit: mm day^{-1}

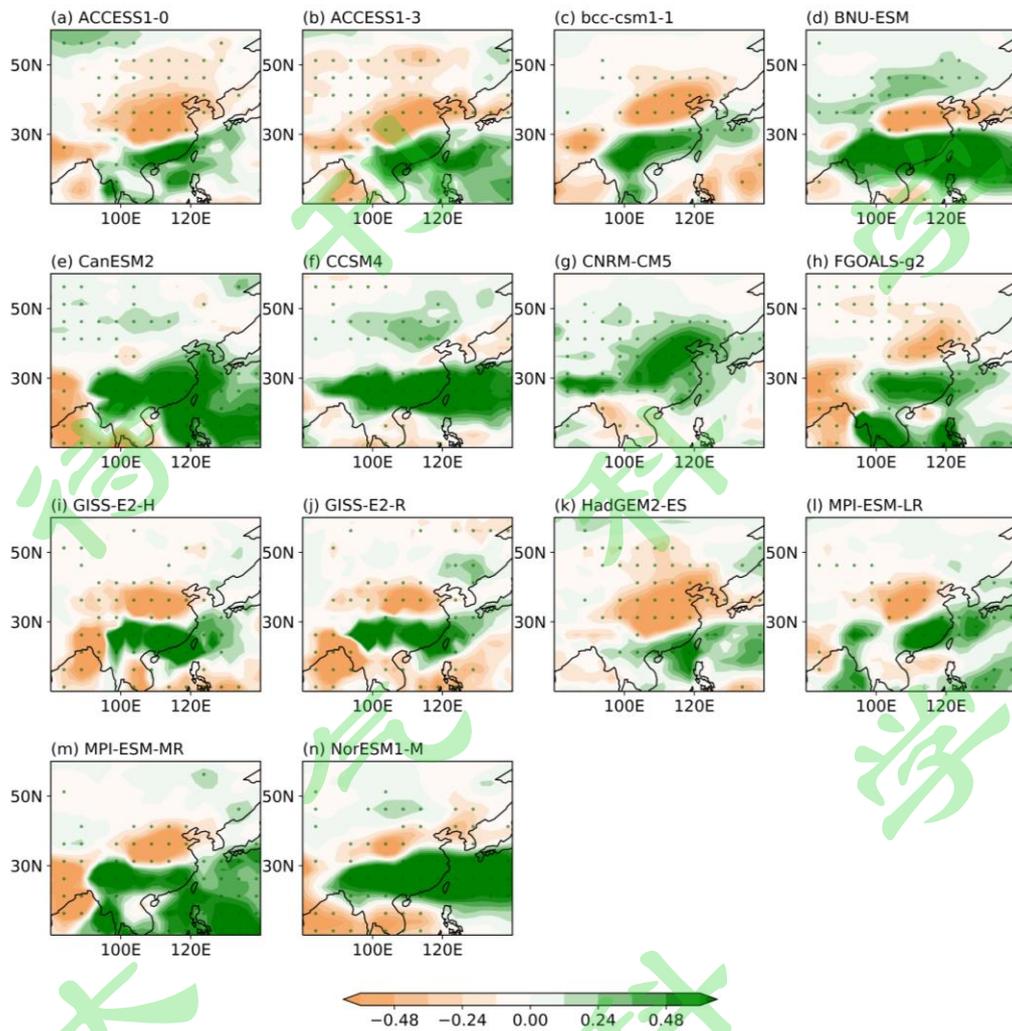


图 2 同图 1，但为 1%CO₂ 试验。

Fig. 2 Same as Fig. 1, but for 1%CO₂ simulation.

156

157

158

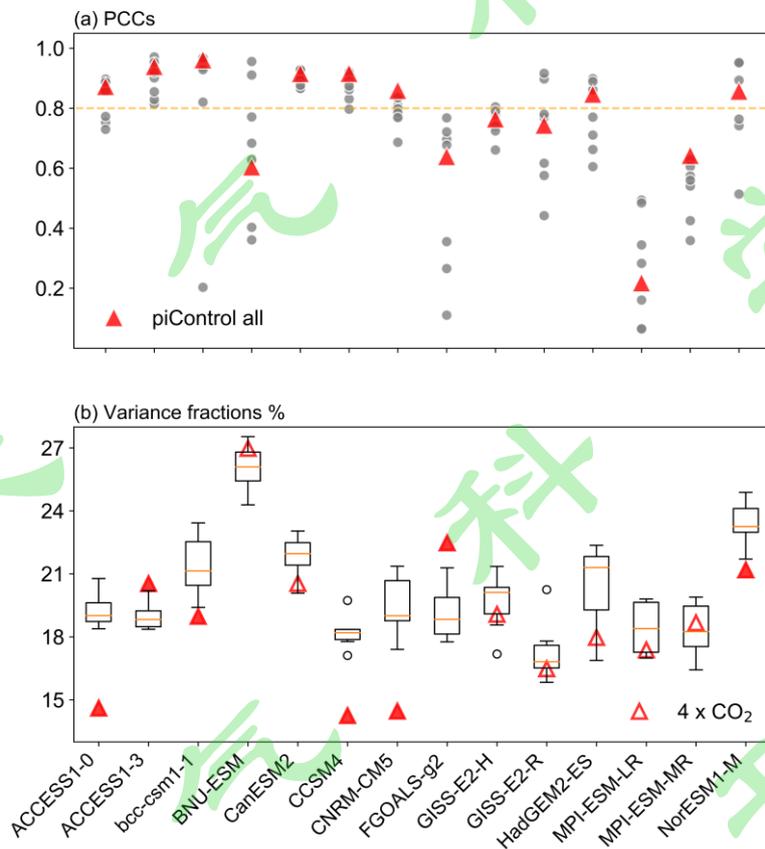
159

160 为了比较 CO₂ 增加试验中降水主模态与 piControl 试验的异同，我们按照 2.1 中所述方法
 161 提取了 piControl 试验中 7 个 130 年数据长度的子区间，计算每个子区间降水的第一模态，并
 162 从空间分布与方差贡献两方面对比分析 CO₂ 增加试验与 piControl 试验中降水主模态的差异。

163 图 3 (a) 给出了 4×CO₂ 试验与 piControl 试验及其每个子区间降水第一模态的空间相关
 164 系数。可见，约 70% 的模式（10 个）在 4×CO₂ 下的第一模态与 piControl 试验无明显差异，
 165 其空间相关系数多在 0.8 以上，并且多数模式 7 个子区间之间结果的差异也较小。仅 4 个模式
 166 在 CO₂ 强下降水的第一模态明显改变，分别为：BNU-ESM, FGOALS-g2, MPI-ESM-LR 和
 167 MPI-ESM-MR，且这些模式不同子区间的第一模态之间的差异也较大。也就是说，在多数模
 168 式的内部变率中，其降水主导模态相对稳定，并且 CO₂ 强迫对降水模态空间分布的作用并未

169 超出模式内部变率的不确定性。

170 图 3 (b) 进一步对比分析了 $4\times\text{CO}_2$ 和 piControl 试验各子区间降水第一模态对该地区降
171 水变率的方差贡献。可以发现,在上述 10 个降水模态无明显变化的模式中,有 9 个模式其降
172 水主模态的方差贡献相对于 piControl 试验的中位数(黄线)较小,其中 5 个模式的方差贡献
173 相对 piControl 试验的差异显著(即小于所有 piControl 试验子区间的结果)。这说明虽然大部
174 分模式在 $4\times\text{CO}_2$ 试验中的降水主模态与 piControl 试验在空间分布特征上相似,但多数模式中
175 其对中国东部地区整体降水变率的贡献有所减小,并且这种减小超过了模式内部变率的不确
176 定性。

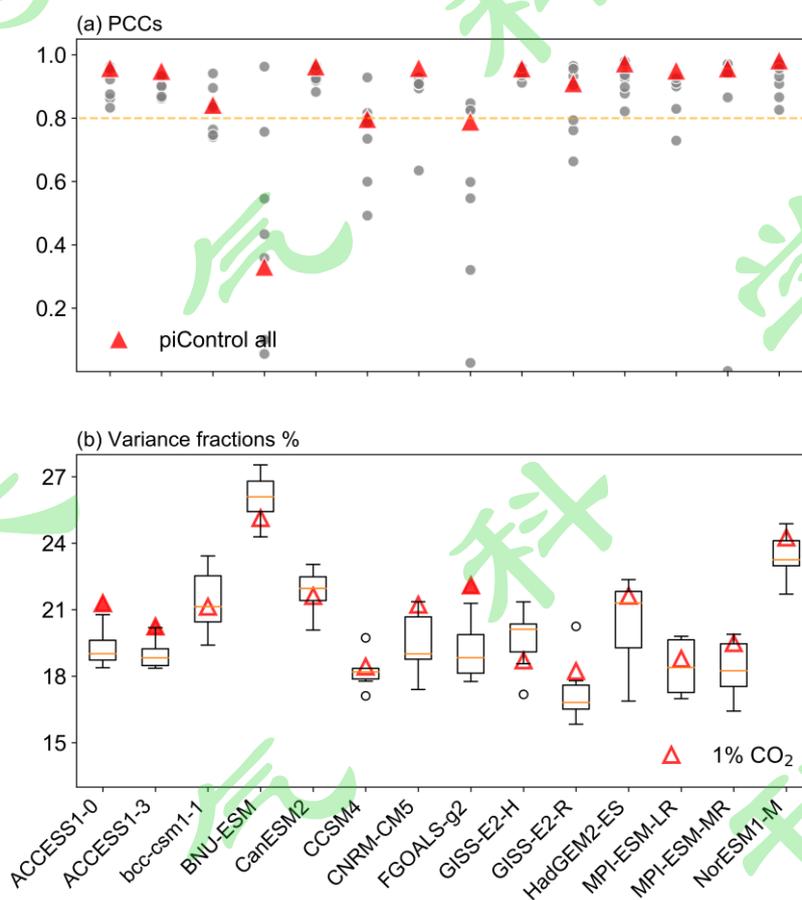


177

178 图 3 $4\times\text{CO}_2$ 试验与 piControl 试验中降水第一模态在(a)空间分布和(b)方差贡献上的比较。

179 其中图 (a) 为 piControl 试验 450 年数据(红色三角形)及其 7 个各 130 年的子区间的第一模
180 态(灰色圆点)分别与 $4\times\text{CO}_2$ 试验第一模态的空间相关系数(PCC);图(b)中盒须图为 piControl
181 试验 7 个子区间第一模态的方差贡献,黄线为其中位数,红色三角形为 $4\times\text{CO}_2$ 试验中第一模
182 态的方差贡献,其中填充的三角形表明 $4\times\text{CO}_2$ 试验中第一模态的方差贡献大于或小于所有
183 piControl 试验子区间的结果。

184 **Fig. 3** Comparison of the first leading modes between $4\times\text{CO}_2$ and piControl simulation in (a) spatial
 185 pattern and (b) variance fraction. (a) demonstrates the PCCs between the EOF1 from $4\times\text{CO}_2$ and
 186 those from the whole span of piControl simulation (red triangle) and each 130-year subspan (gray
 187 dots). In (b), the boxplot is based on the variance fractions of EOF1 in all the 7 subspans of
 188 piControl simulation with the yellow line showing the median value, the red triangles represent the
 189 variance fractions of EOF1 in $4\times\text{CO}_2$ simulation. A filled triangle means the variance fraction in
 190 $4\times\text{CO}_2$ is larger than all the subspans in piControl simulation.



191

192 **图 4** 同图 3，但为 1% CO_2 试验。

193 **Fig. 4** Same as Fig. 3, but for 1% CO_2 simulation.

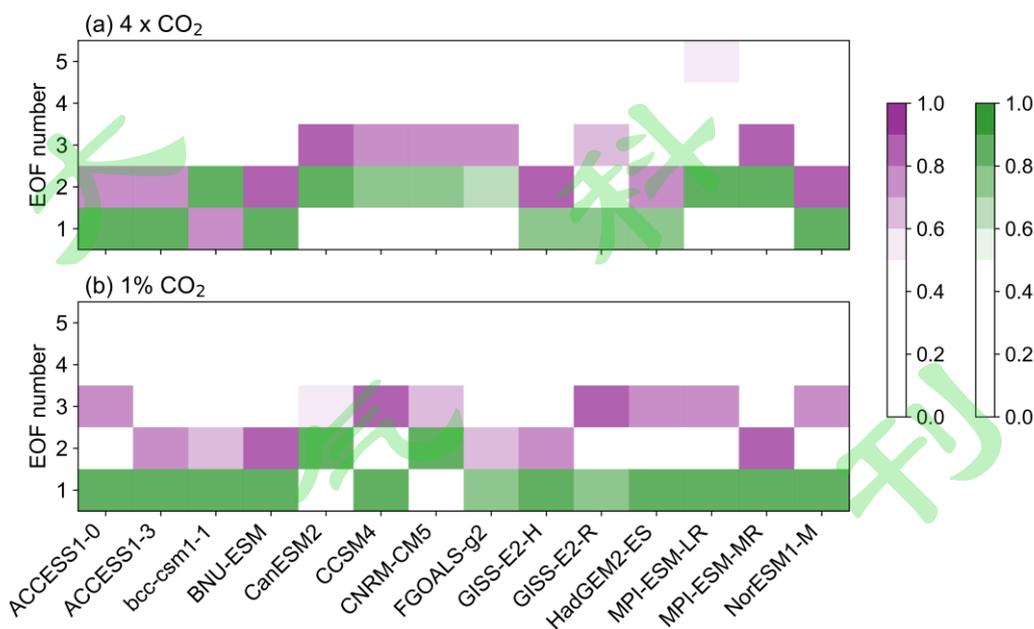
194 在 1% CO_2 试验中 (图 4)，降水第一模态在空间形态上的变化则相对更小，模式间结果也
 195 更为一致。除了 BNU-ESM 外，其他模式在 1% CO_2 试验中的第一模态与其 piControl 试验第
 196 一模态的空间相关系数均达到 0.8，且大部分模式各子区间结果的差异也较小。也就是说，不

197 论是在骤增 CO₂ 还是渐增 CO₂ 的情景下，中国东部地区降水异常的主模态不会发生本质性的
 198 变化，大部分模式仍表现为偶极型的分布特征。但与 4×CO₂ 试验不同的是，在 1% CO₂ 试验
 199 中，大部分（10 个）模式其降水主模态的方差贡献要大于 piControl 试验 7 个子区间的中位数，
 200 且其中有 3 个模式（ACCESS-1-0、ACCESS1-3 和 FGOALS-g2）在该试验中的方差贡献要大
 201 于其所有 piControl 试验子区间的结果。这说明，在渐增 CO₂ 的情况下，多数模式降水第一模
 202 态对中国东部地区降水变率的贡献有显著增大。

203 3.2 三极型和偶极型降水模态的变化

204 以往研究表明，近几十年来中国东部地区降水的前两个主模态分别为三极型和偶极型，
 205 它们的变化与年际和年代际上的区域性旱涝状况紧密相连（Ding et al., 2008; Huang et al.,
 206 2012; Duan et al., 2023）。3.1 中的结果表明，在两组 CO₂ 增加试验中，偶极型模态仍将是东部
 207 降水的主导模态。那么，在 CO₂ 增加情景下的降水主模态与近几十年来的三极型和偶极型模
 208 态有何异同？这两种模态又会发生怎样的变化呢？

209



210

211 **图 5** 各模式的 (a) 4×CO₂ 和 (b) 1%CO₂ 试验中中国东部降水前 5 个 EOF 模态与三极型和
 212 极型模态的空间相关系数 (PCC)，有颜色填充表明该模态与观测中降水模态的相关系数超过
 213 0.5 且通过 0.05 显著性水平的检验，其中紫色表明该模态与三极型最为相似，绿色表明该模态
 214 与偶极型最为相似。

215 **Fig. 5** PCCs between the observed tripole (EOF1) and dipole (EOF2) modes with the leading modes
216 (EOF1-5) in 14 CMIP5 models' (a) $4\times\text{CO}_2$ and (b) $1\%\text{CO}_2$ simulations. All shown coefficients are
217 larger than 0.5 and statistically significant at 0.05 level. Purple color shows the correlation with the
218 tripole mode and green for dipole mode.

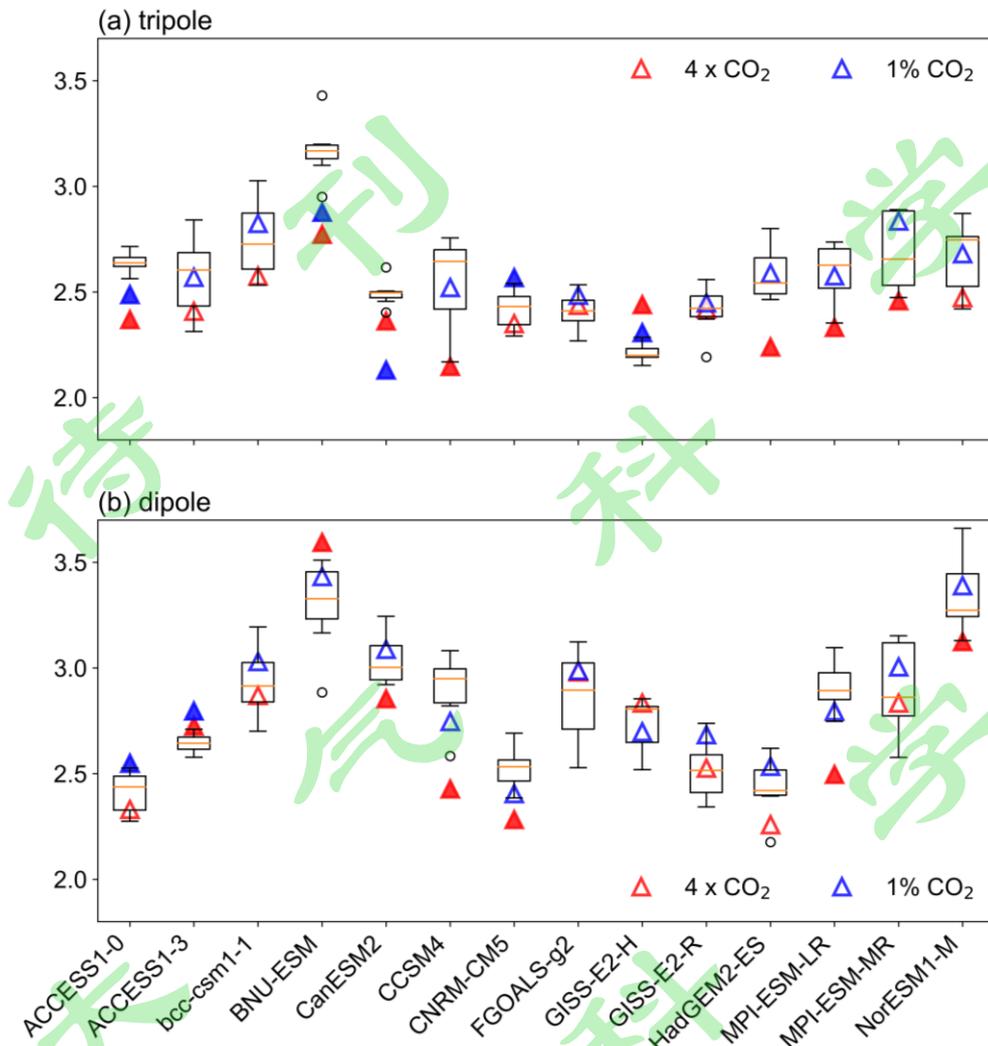
219 这里，我们提取了 1961-2013 年观测资料中的三极型和偶极型模态的空间分布（图 S1），
220 计算了两组 CO_2 增加试验下 14 个模式中国东部降水的前 5 个模态与观测到的三极型和偶极型
221 模态的空间相关系数（图 5）。可以看出，在 $4\times\text{CO}_2$ 试验中（图 5 a），三极型和偶极型仍然出
222 现在 13 个模式（约 85%）的前三个主模态中，仅有 1 个模式（MPI-ESM-LR）其三极型出现
223 在第五模态。而在 $1\% \text{CO}_2$ 试验中（图 5b），三极型和偶极型出现在所有模式的前三个模态中。
224 也就是说，在增强 CO_2 浓度后，三极型和偶极型仍将继续作为中国东部地区降水异常的两个
225 主模态。

226 为了更好的比较同一种降水模态在不同 CO_2 强迫下的变化特征，我们分别将各个模式的
227 两组 CO_2 增加试验以及 piControl 试验 7 个子区间的降水数据投影至由观测数据得到的三极型
228 和偶极型降水模态（图 S1）上，得到这两种模态在不同情景下的时间序列，以分析其变化特
229 征。

230 图 6 比较了 $4\times\text{CO}_2$ 、 $1\% \text{CO}_2$ 与 piControl 试验 7 个子区间中三极型和和偶极型模态时间
231 序列的标准差。对于三极型模态（图 6a），在 $4\times\text{CO}_2$ 试验中，有 12 个模式的标准差小于其
232 piControl 试验 7 个子区间的中位数，其中 7 个模式小于所有 piControl 试验子区间的结果。在
233 $1\% \text{CO}_2$ 试验，有 7 个模式的三极型变率相对参考试验子区间的中位数较小，其中 3 个显著偏
234 小。也就是说，大部分模式的三极型模态不论在骤增还是渐增 CO_2 的情景下其变率都更可能
235 变小。

236 对于偶极型模态（图 6b），在 $4\times\text{CO}_2$ 试验中，大多数模式中该模态的变率相对 piControl
237 试验有所减弱，10 个模式的标准差相对 piControl 试验子区间的中位数较小，其中 5 个小于所
238 有子区间的结果。相反， $1\% \text{CO}_2$ 试验中，大多数模式的偶极型变率相对 piControl 试验有所增
239 强，10 个模式偶极型模态的变率要大于其 piControl 试验子区间的中位数，其中有 2 个模式大
240 于所有子区间的结果。也就是说，在渐增 CO_2 情景下，偶极型模态出现的强度会相对更大，
241 更可能出极端的降水分布格局；而在骤增 CO_2 情景下其强度会相对减小。

242



243

244

245

246

247

248

249

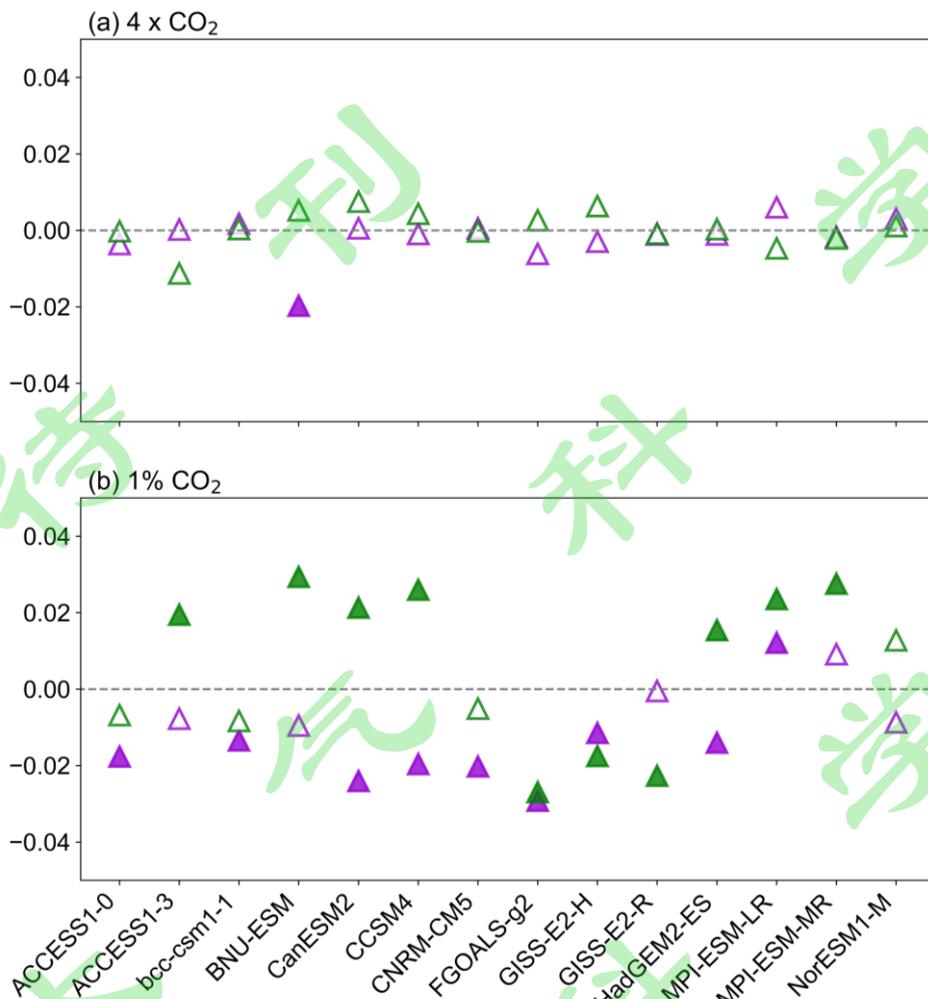
250

251

252

图 6 $4\times\text{CO}_2$ (红色三角形)、 $1\%\text{CO}_2$ (蓝色三角形) 及 piControl 试验 7 个子区间 (盒须图) 中 (a) 三极型和 (b) 偶极型模态对应时间序列标准差的比较, 黄线为 7 个子区间的中位数, 填充的三角形表明该 CO_2 增加试验的结果大于或小于所有 piControl 试验子区间的结果。

Fig. 6 Comparison of the standard deviation of the time series of (a) tripole and (b) dipole mode in the $4\times\text{CO}_2$ (red triangles), $1\%\text{CO}_2$ (blue triangles) simulations and the 7 subspans in piControl simulation (boxplot). The yellow line shows the median value of the 7 subspans. A filled triangle means the variance fraction in CO_2 increased simulation is larger than all the subspans in piControl simulation.



253
 254 图7 (a) $4\times\text{CO}_2$ 和 (b) $1\%\text{CO}_2$ 试验中三极型 (紫色三角形) 和偶极型 (绿色三角形) 模式
 255 对应时间序列的线性趋势, 填充的三角形表示趋势系数通过 0.05 显著性水平的检验
 256 **Fig.7** Linear trends of the time series of the tripole (red triangles) and dipole (green triangles) mode
 257 in the (a) $4\times\text{CO}_2$ and (b) $1\%\text{CO}_2$ simulation. Filled triangles are statistically significant at a
 258 significance level of 0.05.

259 考虑到外强迫也可能使得降水模态的强度和位相的发生频率产生变化, 图7给出了两组
 260 CO_2 增加试验中 14 个模式的三极型和偶极型模态对应时间序列的线性趋势。这里, 三极型的
 261 正位相定义为长江中下游地区降水偏多, 而华南、华北地区降水偏少的空间分布格局; 偶极
 262 型的正位相定义为长江以南地区降水偏多而以北地区降水偏少的空间分布格局。

263 由图7中可以看出, 在 $4\times\text{CO}_2$ 试验中, 绝大多数模式的三极型和偶极型模态均无显著的
 264 线性趋势。但在 $1\%\text{CO}_2$ 试验中, 大部分模式 (12 个) 的三极型模态表征出减小的趋势, 其中

265 8 个模式的趋势系数显著。结合图 6 中大部分模式给出的 1% CO₂ 试验中三极型模态变率减小
266 可以推论, 随着 CO₂ 浓度的逐渐增加, 三极型模态会从正位相出现较多而逐渐变为负位相出
267 现较多, 即更多的发生长江中下游地区降水偏少, 而华南、华北地区降水偏多的降水异常格
268 局。

269 对于偶极型模态, 1% CO₂ 试验中 14 个模式结果间的差异则相对三极型模态较大。其中,
270 6 个模式偶极型的变化趋势为负, 其中 3 个模式显著, 这些模式的结果表明在渐增的 CO₂ 强迫
271 下, 将会出现更多的偶极型负位相的降水分布特征, 即“南旱北涝”的格局; 但另外 8 个模
272 式的结果表明, 在 1% CO₂ 试验中偶极型正位相的发生会逐渐增多, 且这 8 个模式中有 7 个模
273 式的结果均显著, 即这种结果的不确定性更小。结合 1% CO₂ 试验中偶极型模态变率的增大可
274 以推论, 随着 CO₂ 的逐渐增加, 很可能会出现更频繁且极端的“南涝北旱”的降水异常格局。

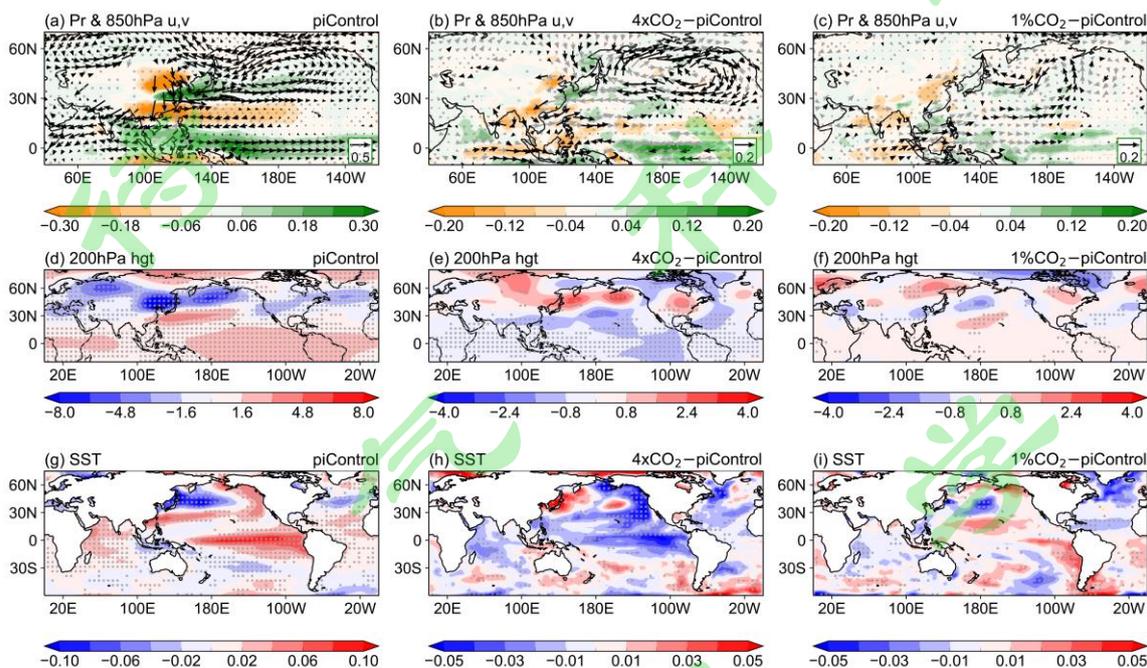
275 3.3 三极型和偶极型模态对应环流与海温异常的变化

276 全球增暖影响下, 调节区域降水的气候模态如 ENSO 及其遥相关(Cai et al., 2021; Xu et al.,
277 2023) 等很可能发生变化, 这种背景下, 降水模态对应的环流机制也可能随之改变。鉴于
278 此, 我们进一步探讨了三极型和偶极型模态在两组 CO₂ 增加试验下对应的环流与海温异常。

279 图 8 给出了 piControl 试验中三极型模态对应的大尺度降水、环流与海温异常及其与两组
280 CO₂ 增加试验的差异。考虑到不同模式内部变率的差异, 我们先对每个模式的异常场进行回归,
281 然后再对所有回归场进行集合平均, 并对模式间结果的一致型进行检验。结果表明, 在 piControl
282 试验中, 三极型降水模态的正位相对应东亚沿岸太平洋-日本型 (PJ/EAP) 遥相关波列, 在这
283 组气旋和反气旋式环流异常的影响下, 长江中下游地区存在显著的气流辐合异常, 利于降水
284 的形成; 而华北和华南地区则受到风场的辐散异常影响, 不利于降水的产生。与三极型降水
285 模态对应的是典型的 El Niño 型海温异常, 即在赤道中东太平洋、印度洋地区都存在显著的暖
286 海温异常, 赤道西太平洋地区存在冷海温异常, 有利于西北太平洋反气旋式环流异常的生成,
287 并进一步形成 PJ/EAP 型波列 (Wang et al., 2000; Xie et al., 2016; Tao et al., 2017)。

288 与 piControl 试验相比, 4×CO₂ 试验中三极型模态对应的华北至北太平洋的气旋式环流以
289 及西北太平洋反气旋式环流均较弱, 这种差异在对流层高层和低层都明显存在。同时, 与三
290 极型相关的全球海温异常也有整体减弱。这与 4×CO₂ 试验中三极型模态变率的显著减弱相吻
291 合。而在 1% CO₂ 试验中, 三极型模态环流机制的变化与 4×CO₂ 不同, 与 piControl 试验相比,
292 1% CO₂ 试验中三极型模态对应的环流和海温异常没有整体和系统性的增强, 而是存在较大的

293 区域性特征。其中，华北至北太平洋北部的气旋式环流异常在位置上略有南移，而中国东部
 294 地区则有明显的气旋式环流异常。同时三极型模态对应的印度洋和西北太平洋的暖海温异常
 295 相对 piControl 试验有显著减弱，不利于 PJ/EAP 型波列的产生。这也与 1% CO₂ 试验中三极型
 296 模态变率的显著减弱相吻合。



297 **图 8** 三极型降水模态对应的环流及海温异常，由降水模态时间序列线性回归的异常场进行多
 298 模式集合平均 (MME) 得到。其中第 1 列为 piControl 试验，第 2、3 列分别为 4×CO₂ 和 1%CO₂
 299 试验与 piControl 试验的差异，其中 (a-c) 为降水 (填色，单位：mm/day) 与 850 hPa 风场(箭
 300 头，单位：m/s)，(d-f) 为 200 hPa 位势高度场 (单位：m)，(g-i) 为海温场 (SST, 单位：K)，
 301 阴影和黑色箭头表示至少有 10 个模式的结果与 MME 的结果符号一致。
 302

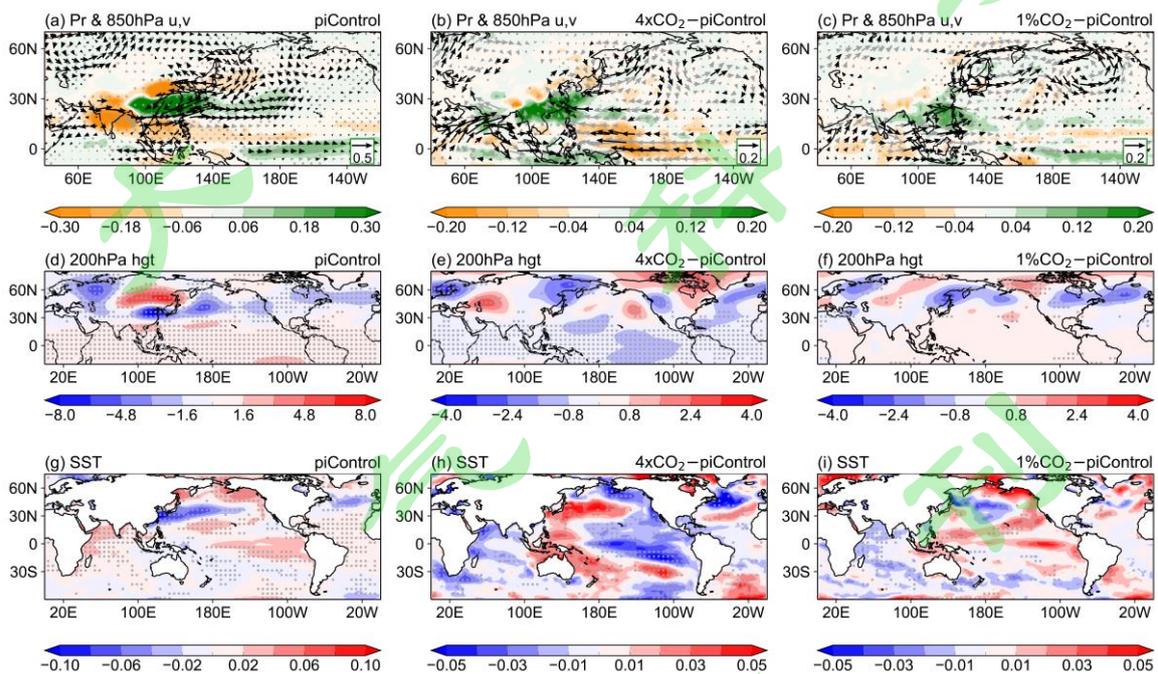
303 **Fig. 8** MME of the linear regressed circulation and SST anomalies related with the tripole mode. The
 304 first column is piControl simulation, the second and the third column are the differences between the
 305 4×CO₂ and 1%CO₂ with the piControl simulation respectively. (a-c) precipitation (units: mm/day)
 306 and 850 hPa horizontal winds (units: m/s) anomalies; (d-f) 200 hPa geopotential height anomalies
 307 (units: m) and (g-i) SST anomalies (units: K). Black arrow and dotted area denote that there are at
 308 least 10 models that are consistent with the sign of MME.

309
 310

311 对于偶极型降水模态（图 9），piControl 试验的结果表明，形成“南涝北旱”降水异常格
 312 局的环流在对流层低层主要为西北太平洋的气旋式环流异常，而在高层为欧亚大陆上空由乌
 313 拉尔山经贝加尔湖传播至东亚地区的拱形波列。影响偶极型模态的海温异常相对三极型较弱，
 314 主要为赤道中东太平洋、印度洋西部的暖异常以及北太平洋和北大西洋地区的冷异常。

315 在 $4\times\text{CO}_2$ 试验中，除北大西洋外，偶极型模态对应的环流和海温异常均有整体减弱。赤
 316 道中东太平洋、印度洋的暖海温异常明显减小，而海洋性大陆附近则出现显著的暖海温异常，
 317 同时北太平洋的冷海温异常也显著减弱。这些环流和海温的变化不利于形成偶极型降水对应
 318 的气旋式环流异常，这也与 $4\times\text{CO}_2$ 试验中偶极型变率的减小一致。在 $1\% \text{CO}_2$ 试验中（图 9），
 319 偶极型降水模态对应的环流和海温异常与 piControl 的差异也并非整体性的变化，而是存在明
 320 显的区域性特征。相对 piControl 试验，其在南海地区有增强的气旋式环流异常，虽然在印度
 321 洋和海洋性大陆附近，偶极型对应的海温异常有所减弱，但赤道中东太平洋的暖海温异常以
 322 及北太平洋的冷海温异常都显著增强。这也与 $1\% \text{CO}_2$ 试验中偶极型模态变率的增大一致。

323



324

325

图 9 同图 8，但为偶极型模态。

326

Fig. 9 Same as Fig. 8, but for the dipole mode.

327

328

329 4 结论与讨论

330 在区域尺度上研究降水对全球增暖的响应,对理解当前降水变化的机制以及未来预估都
331 具有重要意义。中国东部夏季降水常表现出经向多极型的旱涝分布特征,然而针对这些降水
332 模态对人为外强迫响应的研究还相对较少,并且在分析时也较少考虑模式内部变率的作用。
333 本文基于两组理想的 CO₂ 增加试验,即骤增 4 倍 CO₂ 试验(4×CO₂)与每年增加 1%的 CO₂ (1%
334 CO₂) 试验,在考虑模式内部变率的前提下,分析了中国东部地区夏季降水主模态及其环流机
335 制在 CO₂ 增加下的可能变化。

336 通过对比两组 CO₂ 增加试验与工业革命前参考试验(piControl),发现在 CO₂ 增加下大部
337 分模式模拟的中国东部降水主模态的空间分布格局都与 piControl 试验一致,且大多表现为偶
338 极型的分布特征,而非前人研究基于模式集合平均降水得到的一致型,这在 1% CO₂ 试验中更
339 为显著。虽然降水模态的空间格局没有明显变化,但是 CO₂ 增加会改变第一模态对中国东部
340 降水变率的方差贡献。在 4×CO₂ 试验中,第一模态的方差贡献相对参考试验显著变小;而在
341 1% CO₂ 中,第一模态的方差贡献则有所增大。

342 增强的 CO₂ 强迫不会改变近几十年中国东部降水的主模态,三极型和偶极型降水模态都
343 将继续主导中国东部的降水异常格局。但多数模式的结果表明,受 CO₂ 增加的影响,三极型
344 模态的变率在两组试验中都显著减弱;偶极型模态的变率则在 1% CO₂ 试验中有明显增强,而
345 在 4×CO₂ 试验中减弱。除了变率的变化外,大部分模式中三极型模态的时间序列在 1% CO₂
346 试验中表现出显著的负趋势,即随着 CO₂ 的逐渐累积,会出现更多的长江中下游地区降水偏
347 少,而华南、华北地区降水偏多的降水异常格局。同时更多模式的结果表明偶极型模态的时
348 间序列呈显著的增大趋势,即随着 CO₂ 的逐渐累积,将会出现更多的“南涝北旱”的降水异
349 常格局。

350 与 piControl 试验相比,CO₂ 增加试验中降水模态对应的环流和海温异常与上述降水模态
351 变率的变化相一致。在 4×CO₂ 试验中,与三极型和偶极型模态减小的变率一致,其对应的环
352 流和海温异常都整体减弱。而在 1% CO₂ 试验中,这种差异则更具区域性。在渐增的 CO₂ 强迫
353 下,三极型变率的减小对应更弱的印度洋和西北太平洋海温异常;而偶极型变率的增大则与
354 更强的赤道中东太平洋和北太平洋海温异常有关。

355 基于 CMIP5 模式试验数据,本文给出了 CO₂ 增温对中国东部降水模态的可能影响,但其
356 具体机制还有待深入探究。尤其是在逐渐增暖的情景下,不同区域海温的变化及其对降水模

357 态的影响不尽相同，这需要进一步结合敏感性数值试验进行探讨。此外，本文分析的试验为
358 理想型试验，目的是为了更好的理解 CO₂ 增加对于降水模态的作用。现实的 CO₂ 增加过程则
359 更为复杂，并且随着人们对减缓气候变化的重视，未来情景下温室气体增加及减排的过程及
360 其影响将是更加非线性的。在这些复杂情景下降水模态如何响应，未来降水模态的预估又如
361 何，还需要进一步结合不同情景的模式试验进行探讨。

362 参考文献

- 363 陈活泼. 2013. CMIP5 模式对 21 世纪末中国极端降水事件变化的预估 [J]. 科学通报, 58(08):
364 743–752. Chen H P. 2013. Projected change in extreme rainfall events in China by the end of
365 the 21st century using CMIP5 models [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 58(08): 743–
366 752. doi:10.1007/s11434-012-5612-2
- 367 Chadwick R, Boutle I, Martin G. 2013. Spatial patterns of precipitation change in CMIP5: why the
368 rich do not get richer in the tropics [J]. Journal of Climate, 26(11): 3803–3822. doi:
369 10.1175/JCLI-D-12-00543.1
- 370 Cai W J, Santoso A, Collins M, et al. 2021. Changing El Niño–Southern Oscillation in a warming
371 climate [J]. Nature Review Earth and Environment, 2: 628–644. doi:
372 10.1038/s43017-021-00199-z
- 373 Ding Y, Wang Z, Sun Y. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and
374 its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences [J].
375 International Journal of Climatology, 28(9): 1139–1161. doi: 10.1002/joc.1615
- 376 邓伟涛, 孙照渤, 曾刚, 等. 2009. 中国东部夏季降水型的年代际变化及其与北太平洋海温的
377 关系[J]. 大气科学, 33(4): 835-846. Deng W T, Sun Z B, Zeng G, et al. 2009. Interdecadal
378 Variation of Summer Precipitation Pattern over Eastern China and Its Relationship with the
379 North Pacific SST [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33(4): 835-846.
380 doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2009.04.16
- 381 Duan Y W, Yang Q, Ma Z G, et al. 2023. Disentangling the Driving Mechanisms of Tripole Mode of
382 Summer Rainfall Over Eastern China [J]. Journal of Climate, 36(4): 1175-1186. doi:
383 10.1175/JCLI-D-22-0405.1
- 384 Guan X D, Huang J P, Guo R X. 2017. Changes in aridity in response to the global warming hiatus
385 [J]. Journal of Meteorological Research, 31(1): 117–125. doi: 10.1007/s13351-017-6038-1
- 386 黄荣辉, 陈际龙, 刘永. 2011. 我国东部夏季降水异常主模态的年代际变化及其与东亚水汽输
387 送的关系[J]. 大气科学, 35(4): 589-606. Huang R H, Chen J L, Liu Y. 2011. Interdecadal
388 Variation of the Leading Modes of Summertime Precipitation Anomalies over Eastern China
389 and Its Association with Water Vapor Transport over East Asia[J]. Chinese Journal of
390 Atmospheric Sciences (in Chinese), 35(4): 589-606. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.04.01

- 391 Huang R H, Chen J L, Wang L, et al. 2012. Characteristics, processes, and causes of the
392 spatio-temporal variabilities of the East Asian monsoon system [J]. *Advances in Atmospheric*
393 *Sciences*, 29(5): 910–942. doi: 10.1007/s00376-012-2015-x
- 394 He C, Lin A L, Gu D J, et al. 2017. Interannual variability of eastern China summer rainfall: The
395 origins of the meridional triple and dipole modes [J]. *Climate Dynamics*, 48: 683–696. doi:
396 10.1007/s00382-016-3103-x
- 397 He S P, Gao Y Q, Li F, et al. 2017. Impact of Arctic Oscillation on the East Asian climate: A review
398 [J]. *Earth-Science Reviews*, 164: 48–62. doi: 10.1016/j.earscirev.2016.10.014
- 399 IPCC. 2021. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis* [M]. Contribution of Working Group
400 I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
401 Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, In press,
402 doi:10.1017/9781009157896.
- 403 姜大膀和富元海. 2012. 2°C全球变暖背景下中国未来气候变化预估 [J]. *大气科学*, 36(2):
404 234-246. Jiang D B, Fu Y H. 2012. Climate Change over China with a 2°C Global Warming[J].
405 *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36(2): 234-246. doi:
406 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11074
- 407 姜江, 姜大膀, 林一骅. 2015. RCP4.5 情景下中国季风区及降水变化预估 [J]. *大气科学*, 39 (5):
408 901–910. Jiang J, Jiang D B, Lin Y H. 2015. Projection of monsoon area and precipitation in
409 China under the RCP4.5 scenario [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39
410 (5): 901–910, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1411.14216
- 411 Lee J Y and Wang B. 2014. Future change of global monsoon in the CMIP5 [J]. *Climate Dynamics*,
412 42: 101–119. doi: 10.1007/s00382-012-1564-0
- 413 裴琳, 严中伟, 杨辉. 2015. 400多年来中国东部旱涝型变化与太平洋年代际振荡关系 [J]. *科学*
414 *通报*, 60(01): 97–108. Pei L, Yan Z W, Yang H. 2015. Multidecadal variability of dry/wet
415 patterns in eastern China and their relationship with the Pacific Decadal Oscillation in the last
416 413 years [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 60(01): 97–108. doi:
417 10.1360/N972014-00790
- 418 Pei L, Xia J J, Yan Z W, et al. 2016. Assessment of the Pacific decadal oscillation's contribution to
419 the occurrence of local rainfall in north China [J]. *Climatic Change*, 144: 391–403. doi:
420 10.1007/s10584-016-1610-8
- 421 孙颖和丁一汇. 2009. 未来百年东亚夏季降水和季风预测的研究 [J]. *中国科学(D 辑:地球科学)*,
422 39(11): 1487–1504. Sun Y and Ding Y H. 2009. A projection of future changes in summer
423 precipitation and monsoon in East Asia [J]. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 39(11): 1487–1504. doi:
424 10.1007/s11430-009-0123-y
- 425 Seo K H, Ok J, Son J H, et al. 2013. Assessing future changes in the East Asian summer monsoon
426 using CMIP5 coupled models [J]. *Journal of Climate*, 26(19): 7662–7675. doi:
427 10.1175/JCLI-D-12-00694.1

- 428 Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design [J].
429 Bulletin of the American Meteorological Society, 93: 485–498. doi:
430 10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- 431 Tao Li, Li T, Ke Y-H, et al. 2017. Causes of Interannual and Interdecadal Variations of the
432 Summertime Pacific-Japan-like Pattern over East Asia [J]. Journal of Climate, 30(22): 8845–
433 8864. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0817.1
- 434 Tao L, Liang X S, Cai L, et al. 2021. Relative contributions of global warming, AMO and IPO to the
435 land precipitation variabilities since 1930s [J]. Climate Dynamics, 56: 2225–2243. doi:
436 10.1007/s00382-020-05584-w
- 437 Tian F, Dong B, Robson J, et al. 2018. Forced decadal changes in the East Asian summer monsoon:
438 the roles of greenhouse gases and anthropogenic aerosols. Climate Dynamics, 51: 3699–3715.
439 doi: 10.1007/s00382-018-4105-7
- 440 Wang B, Wu R G, Fu X H. 2000. Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East
441 Asian climate? [J]. Journal of Climate, 13: 1517–1536. doi:
442 10.1175/1520-0442(2000)013,1517:PEATHD.2.0.CO;2
- 443 Wang B, Wu Z W, Li J P, et al. 2008. How to measure the strength of the East Asian summer
444 monsoon [J]. Journal of Climate, 21(17): 4449–4463. doi: 10.1175/2008JCLI2183.1
- 445 Wang B, Jin C H, Liu J. 2020. Understanding Future Change of Global Monsoons Projected by
446 CMIP6 Models [J]. Journal of Climate, 33(15): 6471–6489. doi: 10.1175/JCLI-D-19-0993.1.
- 447 王晓欣, 姜大膀, 郎咸梅. 2019. CMIP5多模式预估的1.5°C升温背景下中国气温和降水变化 [J].
448 大气科学, 43(5): 1158–1170. Wang X X, Jiang D B, Lang X M. 2019. Temperature and
449 Precipitation Changes over China under a 1.5°C Global Warming Scenario Based on CMIP5
450 Models [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(5): 1158–1170.
451 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1810.18225
- 452 Wang T, Wang H J, Otterå O H, et al. 2013. Anthropogenic agent implicated as a prime driver of
453 shift in precipitation in eastern China in the late 1970s [J]. Atmospheric Chemistry Physics, 13:
454 12433–12450, doi: 10.5194/acp-13-12433-2013, 2013.
- 455 Wang J M, Guan X D, Guan Y P, et al. 2021. Changes in lengths of the four seasons over the
456 drylands in the Northern Hemisphere mid-latitudes [J]. Journal of Climate.
457 doi:10.1175/JCLI-D-20-0774.1
- 458 Wang Q, Yan M, Liu J, et al. 2021. Impacts of land use/cover change on spatial patterns of summer
459 precipitation at decadal scale over eastern China [J]. International Journal of Climatology, 41:
460 1939–1951. doi: 10.1002/joc.6939
- 461 许崇海, 罗勇, 徐影. 2010. 全球气候模式对中国降水分布时空特征的评估和预估 [J]. 气候变
462 化研究进展, 6(06): 398–404. Xu C H, Luo Y, Xu Y. 2010. Assessment and Projection for
463 Spatial-Temporal Distribution of Precipitation in China Based on Global Climate Models [J].

- 464 Advances in climate change research, 6(06): 398–404. doi:
465 10.3969/j.issn.1673-1719.2010.06.002
- 466 Xie S P, Kosaka Y, Du Y, et al. 2016. Indo-western Pacific Ocean capacitor and coherent climate
467 anomalies in post-ENSO summer: A review [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 33: 411–
468 432. doi: 10.1007/s00376-015-5192-6
- 469 Xu C, Wang SYS, Borhara K, et al. 2023. Asian-Australian summer monsoons linkage to ENSO
470 strengthened by global warming [J]. npj Climate and Atmospheric Science, 6(1): 1-9. doi:
471 10.1038/s41612-023-00341-2
- 472 Yang Q, Ma Z G, Fan X G, et al. 2017. Decadal modulation of precipitation patterns over eastern
473 China by sea surface temperature anomalies [J]. Journal of Climate, 30: 7017–7033. doi:
474 10.1175/JCLI-D-16-0793.1
- 475 Zhou T, Wu B, Wang B. 2009. How well do atmospheric general circulation models capture the
476 leading modes of the interannual variability of the Asian–Australian monsoon? [J]. Journal of
477 Climate, 22: 1159–1173. doi: 10.1175/2008JCLI2245.1
- 478 Zhou B, Wen Q H, Xu Y, et al. 2014. Projected changes in temperature and precipitation extremes in
479 China by the CMIP5 multimodel ensembles [J]. Journal of Climate, 27(17): 6591–6611. doi:
480 10.1175/JCLI-D-13-00761.1
- 481 Zhou T, Chen X, Wu B, et al. 2017. A Robustness analysis of CMIP5 models over the East
482 Asia-Western North Pacific domain [J]. Engineering, 3(5): 773–778.
483 doi:10.1016/J.ENG.2017.05.018
- 484 周天军, 吴波, 郭准, 等. 2018. 东亚夏季风变化机理的模拟和未来变化的预估:成绩和问题、机
485 遇和挑战 [J]. 大气科学, 42(4): 902-934. Zhou T J, Wu B, Guo Z, et al. 2018. A Review of
486 East Asian Summer Monsoon Simulation and Projection: Achievements and Problems,
487 Opportunities and Challenges [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42(4):
488 902-934. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1802.17306.