

基于CMIP6模式的东南亚极端降水未来预估及热动力成因研究

摘要 东南亚地形复杂且人口众多，极端降水事件对全球变暖的响应较为敏感，其未来演变特征被广泛重视。本文利用26个CMIP6全球气候模式研究了本世纪末东南亚极端降水事件的变化，通过分解水汽收支方程分析降水变化的动力和热力效应。结果表明，本世纪末（2070—2099年）相对历史参考期（1985—2014年），东南亚大部分地区的气候态降水、极端降水事件的发生频率和强度均显著增加。除大雨日数（R10mm）外，其他极端降水指数在SSP5-8.5情景下的变化幅度比SSP2-4.5情景更大。其中强降水量贡献率（R95pTOT）的增长幅度最大，在SSP2-4.5（SSP5-8.5）情景下增加22%（41%）。极端降水变化对气候变暖的响应存在明显的区域性差异。加里曼丹岛将出现更短时集中的极端降水。苏门答腊岛南部的极端降水频率略有减小，且可能发生较强的持续性干旱事件。进一步分析水汽收支方程可知，SSP2-4.5（SSP5-8.5）情景下，热力作用项对P-E（降水减蒸发）的变化贡献为65%（64%），并且模式间一致性更高。而动力作用项对P-E的变化呈抵消趋势，贡献为35%（36%）。这说明相比大尺度环流变化，大气比湿变化引起的水汽辐合是未来东南亚降水量增多的主要因子。

关键词 东南亚；CMIP6；极端降水事件；气候变化；水汽收支方程

自20世纪中叶以来，随着温室气体排放导致全球增暖，全球极端气候的演变趋势发生变化（Alexander et al., 2006; Fischer and Knutti, 2015），陆地极端降水事件的发生频率和强度呈增加趋势（Ali and Mishra, 2017）。快速的全球变暖通过改变大气水汽含量、大尺度环流和水汽供应等加剧热带地区极端降水事件的产生（Chen and Sun, 2018; Sillmann et al., 2017）。东南亚低洼地区广阔，人口众多，气候的年际变化受到复杂的热带季风系统和海气相互作用的影响（Krishnan et al., 2016; Kim et al., 2019; Ge et al., 2017, 2021b）。该区域对极端天气的抵御、恢复和适应能力不足，极端降水的增多逐渐对当地的经济生产发展和人民安全产生重大影响。过去几十年间，东南亚大范围的洪水和干旱事件增多，极端气候不断加剧（Chang et al., 2005; Cheong et al., 2018; Zhu et al., 2020b; Sun et al., 2022）。已有研究表明，本世纪末湿润的热带地区降水呈增长趋势，东南亚地区极端降水事件发生的频率和强度增加（Tang et al., 2019; IPCC, 2021）。因此，开展东南亚未来极端降水事件的预估以及极端事件产生带来的影响研究，有利于加强对该地区气候敏感性的认识和理解，同时对各国采取积极措施，减少极端降水带来的风险具有重要意义。

如今，全球气候模式（Global Climate Models, GCM）被广泛用于研究历史气候变化机理及预测未来气候（周波涛等, 2020; 蒋文好和陈活泼, 2021; 邓荔等, 2022; Jin et al., 2023）。世界气候研究计划（World Climate Research Program, WCRP）新推出的第6次国际耦合模式比较计划（Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, CMIP6）的框架结合了共享社会经济路径（Shared Socioeconomic Pathways, SSPs）和经典浓度路径RCPs（Representative Concentration Pathway, RCPs）。CMIP6在参数化方案、物理过程和分辨率等方面相比CMIP5均有显著改进（詹明月等, 2020; 陈炜等, 2021）。CMIP6中的情景模式比较计划（Scenario Model Intercomparison, Scenario MIP）的SSP2-4.5和SSP5-8.5分别代表中等辐射强迫和高辐射强迫情景（O'Neill et al., 2017）。近年来，国内外学者利用CMIP6全球气候模式及区域气候模式，包括东南亚区域动力降尺度（CORDEX-SEA）对降水和极端降水事件开展一系列研究（Ge et al., 2019b, 2021a; Supari et al., 2020; Tang et al., 2021a）。已有研究表明，未来东南亚的降水量将呈增长趋势（Supharatid et al., 2022），干旱地区比湿润地区降雨量的增加幅度小（Hamed et al., 2022），本世纪中期和末期中南

36 半岛的极端降水事件发生更频繁 (Tang et al., 2021b)。CORDEX-SEA对东南亚气候态降水空间分布的模拟存在湿偏
37 差 (Tangang et al., 2020)。全球平均气温比工业化前水平升高2 °C时, 中南半岛大部分地区的极端降水强度将增大,
38 缅甸北部比东南亚其他区域受到更严重的影响 (Tangang et al., 2018)。

39 在分析极端降水事件变化特征的基础上, 进一步探寻降水变化的物理机制至关重要。全球变暖将加剧全球水循环
40 (Allan and Soden, 2008; O’Gorman and Schneider, 2009)。根据克劳修斯—克拉伯龙 (Clausius-Clapeyron) 方程, 温
41 度每升高1 °C, 大气饱和水汽压约非线性增长6.8 %。全球增暖背景下, 大气水汽含量随温度的增长率约为7 %/K, 降
42 雨量的增长率约为1-3 %/K (Held and Soden, 2006; Meehl et al., 2007)。其中降水变化主要受动力和热力过程影响
43 (Taylor et al., 2012)。由于大气水汽含量随变暖增多, 更多的水汽可以凝结成降水, 热力效应普遍能解释大尺度极端
44 降水的变化 (Kharin et al., 2007; Min et al., 2011)。基于水汽收支方程的诊断, 在增暖背景下, 全球季风降水变化的
45 区域差异主要来源于动力效应的差异 (Endo and Kitoh, 2014)。有研究表明, 热力效应导致本世纪末东北亚地区夏季
46 平均降水量增加, 而动力效应导致朝鲜半岛中部的降水减少 (Lee et al., 2017)。当全球平均气温升高大于2 °C时, 季
47 风环流增强引起的动力效应在东亚夏季风降水增加中起主导作用, 而当增暖幅度较小时, 水汽增加引起的热力效应起
48 主导作用 (Li et al., 2019; 程军等, 2022)。

49 目前, 增暖背景下东南亚地区极端降水的预估研究仍存在完善的空间。本世纪末气候态降水变化的热力和动力成
50 因尚未探究。本文使用26个CMIP6全球气候模式的历史试验数据以及两种共享社会经济路径 (SSP2-4.5和SSP5-8.5)
51 的预估数据, 研究东南亚本世纪末 (2070—2099年) 极端降水事件相对于历史参考期 (1985—2014年) 的变化。通过
52 分解水汽收支方程, 量化热力 (变暖引起的水汽增加) 和动力 (大气环流变化) 效应对气候态降水变化的相对贡献,
53 分析降水变化的动力和热力过程及模式间模拟的一致性。

54 1 资料来源和方法

55 1.1 数据来源

56 本文的研究区域为东南亚 (10°S—23°N, 95°E—140°E), 包含泰国、柬埔寨、老挝、越南、菲律宾、马来西亚、
57 新加坡、印度尼西亚等国家, 主要岛屿分布如图 1 所示。基于 26 个 CMIP6 全球气候模式 (表 1) 历史试验数据
58 (1985—2014 年) 和两种共享社会经济途径下 (SSP2-4.5 和 SSP5-8.5) 的预估 (2070—2099 年) 数据, 分析极端降
59 水事件的变化特征, 量化热力和动力效应对降水变化的贡献。使用到的变量包括降水量、蒸发量、地面气压场、风场
60 和比湿。除降水量和蒸发量采用逐日数据外, 其他物理量采用逐月数据。由于各模式分辨率不同, 本文通过反距离加
61 权插值法将各模式统一插值到 0.5°×0.5°网格, 与观测数据的分辨率一致。

62 本文的观测数据为东南亚气候评估和数据集 (Southeast Asian Climate Assessment & Dataset, SACA&D) 的每日网
63 格化降水数据 SA-OBSv2.0 (van den Besselaar et al., 2017)。该数据集的时间范围为 1981—2017 年, 空间分辨率为
64 0.5°×0.5°和 0.25°×0.25°, 包含 4 个变量 (日平均气温、日最低温度、日最高温度和日降水量)。由于 SACA&D 仅对达
65 到质量标准的站点数据进行网格化, SA-OBS 对于研究东南亚区域的降水变化较为准确和可靠 (van den Besselaar et al.,
66 2017; Ge et al., 2019a)。为了研究极端降水事件的未来变化特征, 本文使用 SA-OBS 的逐日降水量数据计算历史参
67 考期的极端降水指数, 选取时段为 1985—2014 年, 空间水平分辨率为 0.5°×0.5°。选用由气候变化监测和指数专家组
68 (Expert Team on Climate Change Detection and Indices, ETCCDI) 推荐的 6 个极端降水指数 (表 2) 进行分析研究。

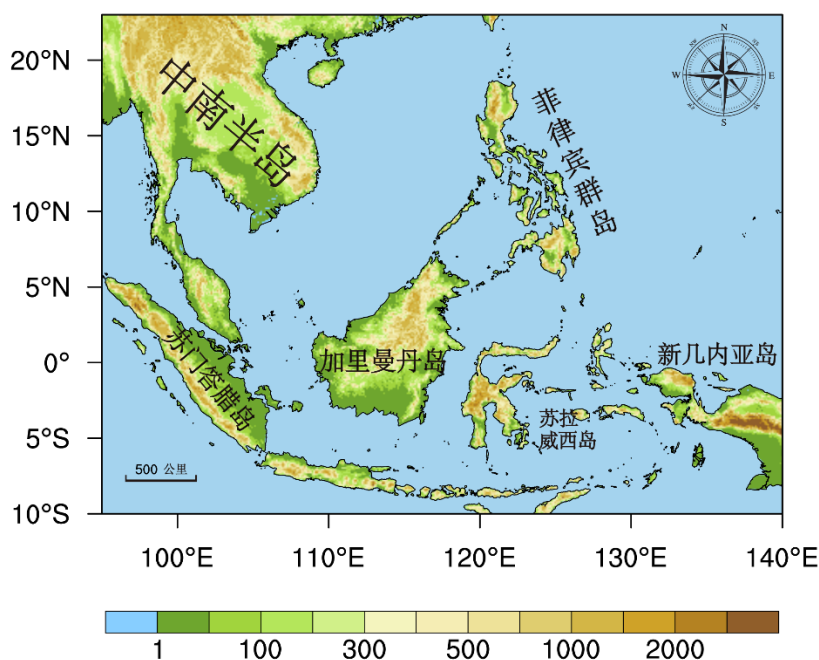


图 1 东南亚区域地形及主要岛屿分布 (海拔, 单位: m)

Fig.1 Topography and distribution of main islands in Southeast Asia (elevation, unit: m)

表 1 所使用的 26 个 CMIP6 模式基本信息

Table 1 Basic information of the selected 26 CMIP6 modes used in this study

序号	模式名称	机构/所属国家及地区	分辨率 (经度×纬度)
1	ACCESS-CM2	ACCESS/澳大利亚	1.9°×1.3°
2	ACCESS-ESM1-5	ACCESS/澳大利亚	1.9°×1.3°
3	CanESM5	CCCma/加拿大	2.8°×2.8°
4	CESM2	NCAR/美国	1.3°×0.9°
5	CMCC-CM2-SR5	CMCC/意大利	1.3°×0.9°
6	CMCC-ESM2	CMCC/意大利	1.3°×0.9°
7	CNRM-CM6-1	CNRM-CERFACS/法国	1.4°×1.4°
8	CNRM-ESM2-1	CNRM-CERFACS/法国	1.4°×1.4°
9	EC-Earth3	EC-Earth/欧盟	0.7°×0.7°
10	EC-Earth3-Veg	EC-Earth/欧盟	0.7°×0.7°
11	EC-Earth3-Veg-LR	EC-Earth/欧盟	1.1°×1.1°
12	FGOALS-g3	CAS/中国	2.0°×2.3°
13	GFDL-ESM4	GFDL/美国	1.0°×1.0°
14	HadGEM3-GC31-LL	MOHC/英国	1.9°×1.3°
15	INM-CM4-8	INM/俄罗斯	2.0°×1.5°
16	INM-CM5-0	INM/俄罗斯	2.0°×1.5°

17	IPSL-CM6A-LR	IPSL/法国	2.5°×1.3°
18	KACE-1-0-G	NIMS/韩国	1.9°×1.3°
19	MIROC6	MIROC/日本	1.4°×1.4°
20	MIROC-ES2L	MIROC/日本	2.8°×2.8°
21	MPI-ESM1-2-LR	MPI/德国	1.9°×1.9°
22	MRI-ESM2-0	MRI/日本	1.1°×1.1°
25	NESM3	NUIST/中国	1.9°×1.9°
23	NorESM2-LM	NCC/挪威	2.5°×1.9°
24	NorESM2-MM	NCC/挪威	1.3°×0.9°
26	UKESM1-0-LL	MOHC/英国	1.9°×1.3°

75

76 表 2 所选取的极端降水指数及定义

77 Table 2 Selected extreme precipitation indices and definition

英文简称	指数名称	定义	单位
CDD	最大无雨期	一年中日降水量<1 mm 的最长持续日数	day
CWD	最大雨期	一年中日降水量≥1 mm 的最长持续日数	day
PRCPTOT	年降水总量	日降水量≥1 mm 的年累计降水量	mm
R10mm	大雨日数	一年中日降水量≥10 mm 的日数	day
R95pTOT	强降水量贡献率	强降水累积量(日降水量大于 1985—2014 年内第 95%分位值)占年降水总量的比率	%
SDII	降水强度	日降水量>1 mm 的年降水总量/雨期	mm/day

78

79

1.2 研究方法

80 本文使用标准差比率(SDR)和相对均方根误差(RMSE')评估历史参考期(1985—2014年)的极端降水指数。其中
81 标准差比率(SDR)的计算公式如下:

$$SDR = \frac{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (1)$$

82 (1)式中的 x 表示各模式模拟的气候态极端降水指数, y 表示观测场的气候态极端降水指数。 n 为格点数, \bar{x} 和 \bar{y} 分别为
83 模式和观测数据的区域平均值。标准差比率表征模拟与观测之间均值和变率的偏差大小, 越接近 1 表示模式模拟结果
84 与观测越相近, 模拟结果越好。对于模式相对均方根误差(RMSE')的计算, 首先计算各模式的均方根误差(RMSE), 二
85 者分别定义如下:

$$RMSE = \sqrt{(x - y)^2} \quad (2)$$

$$RMSE' = \frac{RMSE - RMSE_{Median}}{RMSE_{Median}} \quad (3)$$

86 (2)式 x 表示各模式模拟的气候态极端降水指数, y 表示观测场的气候态极端降水指数。(3)式 $RMSE_{Median}$ 表示各模式均

87 方根误差(RMSE)的集合中位数。相对均方根误差(RMSE')呈负值表示模拟效果较好 (Gleckler et al., 2008; Zhu et al.,
88 2020a; Sun et al., 2022)。

89 本文通过诊断水汽收支方程来定量评估热力作用和动力作用对降水变化的影响程度 (Seager et al., 2010)。计算
90 方程如下:

$$\delta P - \delta E = \delta TH + \delta DY + \delta TE + Res \quad (4)$$

$$\delta TH = -\frac{1}{\rho_w g} \int_{100 \text{ hPa}}^{p_s} \nabla \cdot (\bar{\mathbf{u}}_{\text{his}} [\delta \bar{q}]) dp \quad (5)$$

$$\delta DY = -\frac{1}{\rho_w g} \int_{100 \text{ hPa}}^{p_s} \nabla \cdot ([\delta \bar{\mathbf{u}}] \bar{q}_{\text{his}}) dp \quad (6)$$

$$\delta TE = -\frac{1}{\rho_w g} \int_{100 \text{ hPa}}^{p_s} \nabla \cdot \delta(\bar{q}' \bar{\mathbf{u}}') dp \quad (7)$$

$$\delta(\cdot) = (\cdot)_{\text{fur}} - (\cdot)_{\text{his}} \quad (8)$$

91 其中 $\bar{\mathbf{u}}$ 表示水平风场的月平均值, \bar{q} 表示比湿的月平均值; 而 \mathbf{u}' 和 q' 为二者与其月平均值的偏差; p_s 为地面气压, g 为
92 重力加速度, ρ_w 为水汽密度, E 为蒸发量, P 为降水量, Res 为残余项, fur表示未来预估期, his表示历史参考期。
93 δTH 和 δDY 分别表示为比湿变化引起的热力作用和大气平均环流变化引起的动力作用对P-E(降水减蒸发)变化的影
94 响。根据方程降水量的变化(δP)可分解为局地蒸发量变化(δE)、热力作用变化(δTH)、动力作用变化(δDY)和
95 瞬变涡旋水汽变化(δTE)以及残差(Res)。Res相比其他几项量级较小, 对降水变化的贡献可忽略不计 (Seager et al.,
96 2010; Endo and Kitoh, 2014; Chen et al., 2022)。

97 为了进一步探究热力作用变化和动力作用变化中的水汽输送情况, 计算大气低层水汽通量, 定义如下:

$$Q_{TH} = \frac{1}{g} \int_{700 \text{ hPa}}^{p_s} (\bar{\mathbf{u}}_{\text{his}} [\delta \bar{q}]) dp \quad (9)$$

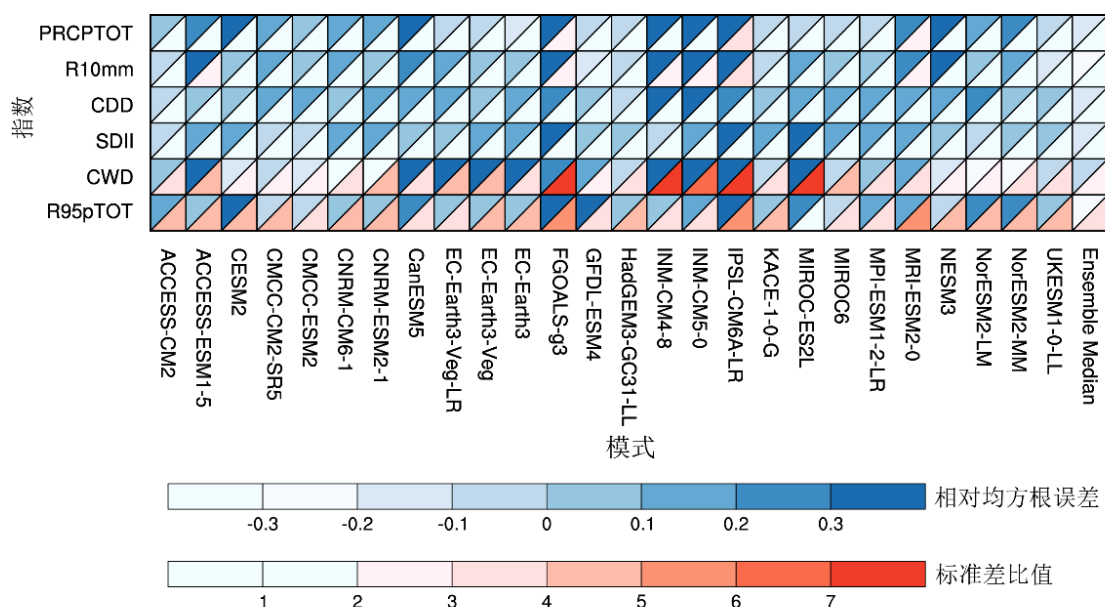
$$Q_{DY} = \frac{1}{g} \int_{700 \text{ hPa}}^{p_s} ([\delta \bar{\mathbf{u}}] \bar{q}_{\text{his}}) dp \quad (10)$$

98 Q_{TH} 和 Q_{DY} 表示地表到700 hPa垂直积分的低层水汽输送通量 (Giannini A et al., 2018)。

99 2 研究结果

100 2.1 东南亚历史时期极端降水事件模拟评估

101 图2展示了1985—2014年模式模拟的极端降水指数与观测数据的相对均方根误差和标准差比值。结果显示, 有
102 接近三分之一的模式对最大雨期(CWD)模拟的相对均方根误差大于0.3, 表现出比较差的模拟能力。绝大部分模式
103 的CWD和强降雨量贡献率(R95pTOT)的标准差比值大于2, 说明模式对于CWD和R95pTOT空间分布的再现能力
104 相对其他极端降水指数较弱。FGOALS-g3、IPSL-CM6A-LR、INM-CM4-8和INM-CM5-0的模拟结果较差, 对6个极
105 端指数模拟的相对均方根误差均大于0, 部分指数的标准差比值也比其他模式更偏离1。有研究表明, 模式的集合中
106 位数能在有效减小模式间的系统性误差的基础上呈现多模式预估结果 (Zhou et al., 2014; 孙雪榕等, 2021)。图2最
107 右列为26个CMIP6模式的集合中位数。多模式集合中位数对极端降水指数模拟的相对均方根误差均为负值, 标准差
108 比值较其他单一模式相比也更接近于1, 模拟能力比单个模式更为优秀。为了减少模式间的不确定性, 下文采用多模
109 式集合中位数进一步分析本世纪末东南亚极端降水变化特征及可能原因。



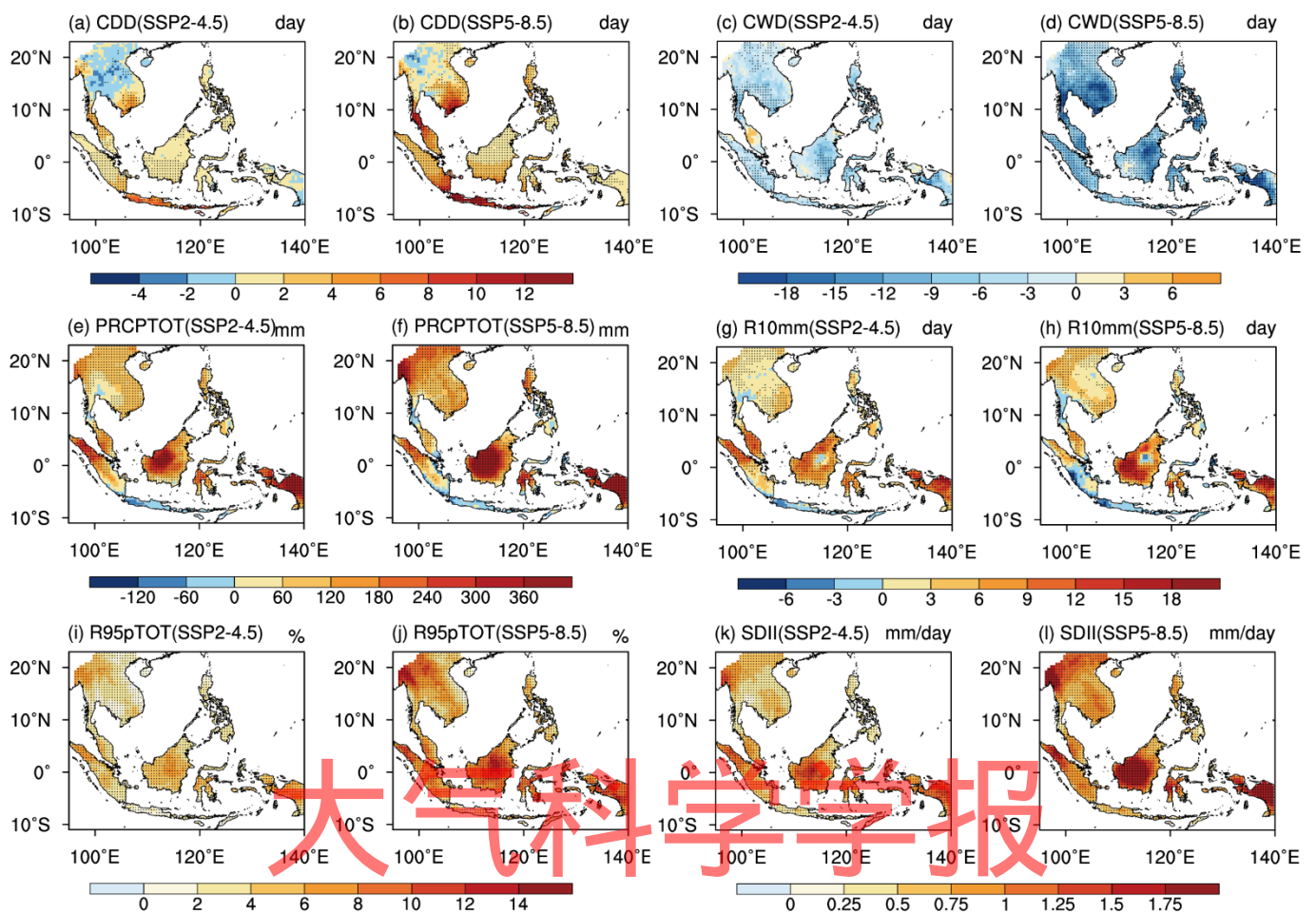
110 图 2 1985—2014 年模式模拟的极端降水指数与观测数据的相对均方根误差和标准差比值（上三角形表示相对均方根
111 误差，下三角形表示标准差比值）

112 Fig.2 Relative root-mean-square error (RMSE') and the ratio of standard deviation (SDR) of projected CMIP6 extreme
113 precipitation indices in 1985—2014 relative to observations (The top triangle represents the RMSE' and the bottom
114 triangle represents the SDR)

2.2 东南亚极端降水事件的未来演变特征

115 为了分析本世纪末期相对于历史参考期，东南亚极端降水事件的变化特征，多模式集合中位数预估的 6 个极端降
116 水指数的空间分布如图 3 所示。其中 CDD (CWD) 表示干旱 (降雨) 的持续时间，PRCPTOT 为年降水总量，
117 R10mm 表征极端降水频率，R95pTOT 和 SDII 表征极端降水强度。从图 3 可以看出，在两种排放情景下极端降水指数
118 的空间变化分布较为一致，极端降水事件显著变化区域普遍位于加里曼丹岛和中南半岛南部。最大无雨期 (CDD) 在
119 中南半岛北部呈减少趋势，在中南半岛南部和苏门答腊岛南部则明显增加，SSP5-8.5 情景下增加达 12 day (图 3b)。
120 东南亚大部分区域的最大雨期 (CWD) 呈减少趋势，在 SSP5-8.5 情景下中南半岛南部、加里曼丹岛北部和菲律宾群
121 岛减少超过 15 day，变化幅度明显大于 SSP2-4.5 情景 (图 3d)。CDD 和 CWD 的变化表明，全球变暖背景下东南亚的
122 大部分区域在本世纪末会经历更长的干旱期和更短的雨期，加剧气候的极端程度。

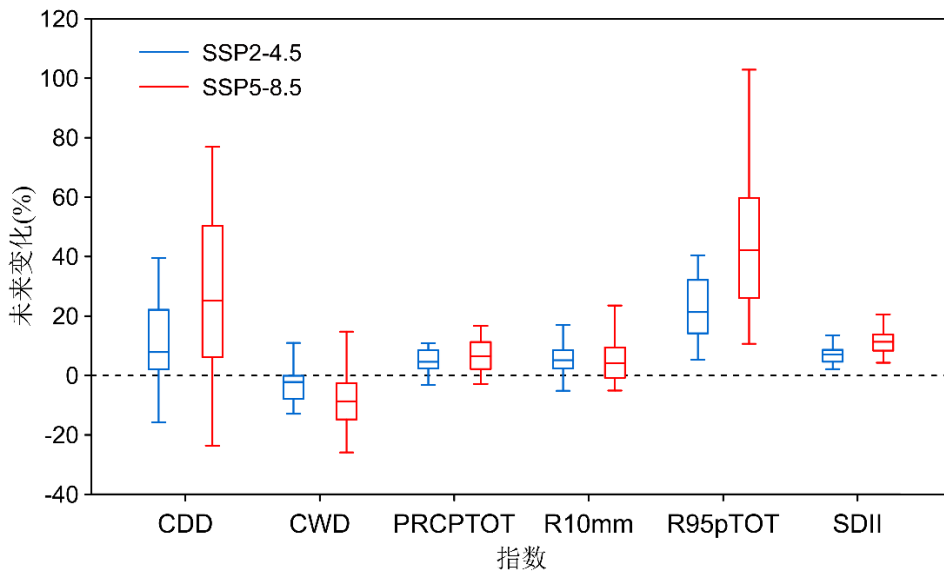
123 对于中南半岛、加里曼丹岛和新几内亚岛，年降水总量 (PRCPTOT) 的增长较为显著。在 SSP5-8.5 情景下，加
124 里曼丹岛大部分区域 PRCPTOT 增加超过 300 mm (图 3f)。除小部分东南亚南部区域外，两种情景下预估的
125 PRCPTOT 和大雨日数 (R10mm) 均呈整体增加趋势 (图 3e-3h)。强降水量贡献率 (R95pTOT) 和降水强度 (SDII)
126 变化的空间分布较为一致，中南半岛西北部和加里曼丹岛中部的增加幅度明显高于其他地区 (图 3i-3l)。在 SSP2-4.5
127 (SSP5-8.5) 情景下，R95pTOT 和 SDII 区域平均的增幅分别为 6% (12%) 和 1 mm/day (1.5 mm/day)。苏门答腊岛
128 南部的极端降水变化特征与其他区域不同，PRCPTOT 和 R10mm 呈减少趋势，而 CDD 增加幅度较大，表明该区域未
129 来极端降水的强度增长较弱，极端降水频率和总量略有减小，且可能发生较强的持续干旱事件。



133
 134 图3 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下本世纪末期（2070—2099 年）相对于历史参考期（1985—2014 年）多模式集合中位
 135 数的极端降水指数变化的空间分布（黑点区域表示至少 2/3 的模式变化一致）：(a-b) CDD（单位：day）；(c-d)
 136 CWD（单位：day）；(e-f) PRCPTOT（单位：mm）；(g-h) R10mm（单位：day）；(i-j) R95pTOT（单位：%）；
 137 (k-l) SDII（单位：mm/day）

138 Fig.3 Projected extreme precipitation indices changes of multi-model ensemble median during 2070—2099 under SSP2-4.5
 139 and SSP5-8.5 scenarios relative to 1985—2014. (Black dots indicate the region at least two-thirds of the models agree
 140 on the sign of change): (a-b) CDD (unit: day); (c-d) CWD (unit: day); (e-f) PRCPTOT (unit: mm); (g-h) R10mm (unit:
 141 day); (i-j) R95pTOT (unit: %); (k-l) SDII (unit: mm/day)

142
 143 对于模式集合中位数的区域平均预估结果，除 CWD 呈减少趋势外，其他极端指数均呈增加趋势。其中增加幅度
 144 最大的为 R95pTOT，在 SSP2-4.5（SSP5-8.5）情景下区域平均的增长幅度为 22%（41%）。CDD 的增加幅度为 8%
 145 （23%），CWD 的减少幅度为 5%（12%）；PRCPTOT、R10mm 和 SDII 增加幅度较小，增加幅度分别为 4%（6%）、
 146 4%（4%）和 7%（11%）。除 R10mm 外，其他极端降水指数在 SSP5-8.5 情景下的变化幅度比 SSP2-4.5 情景更大。另
 147 外，模式在 SSP5-8.5 情景下的模拟不确定性更大。相比其他指数，CDD 和 R95pTOT 的模式间模拟差异较大，表明模
 148 式对这两个极端降水指数的模拟存在较大的不确定性。综上所述，除苏门答腊岛的部分区域，本世纪末东南亚整体呈
 149 现出极端降水总量、频率和强度均显著增加，连续降水日数减少的趋势。对于本世纪末期的东南亚海洋性大陆，极端
 150 降水的持续性较历史时期相对减弱，但降水在时空上的集中程度显著增长，发生洪涝灾害的风险有所增加。



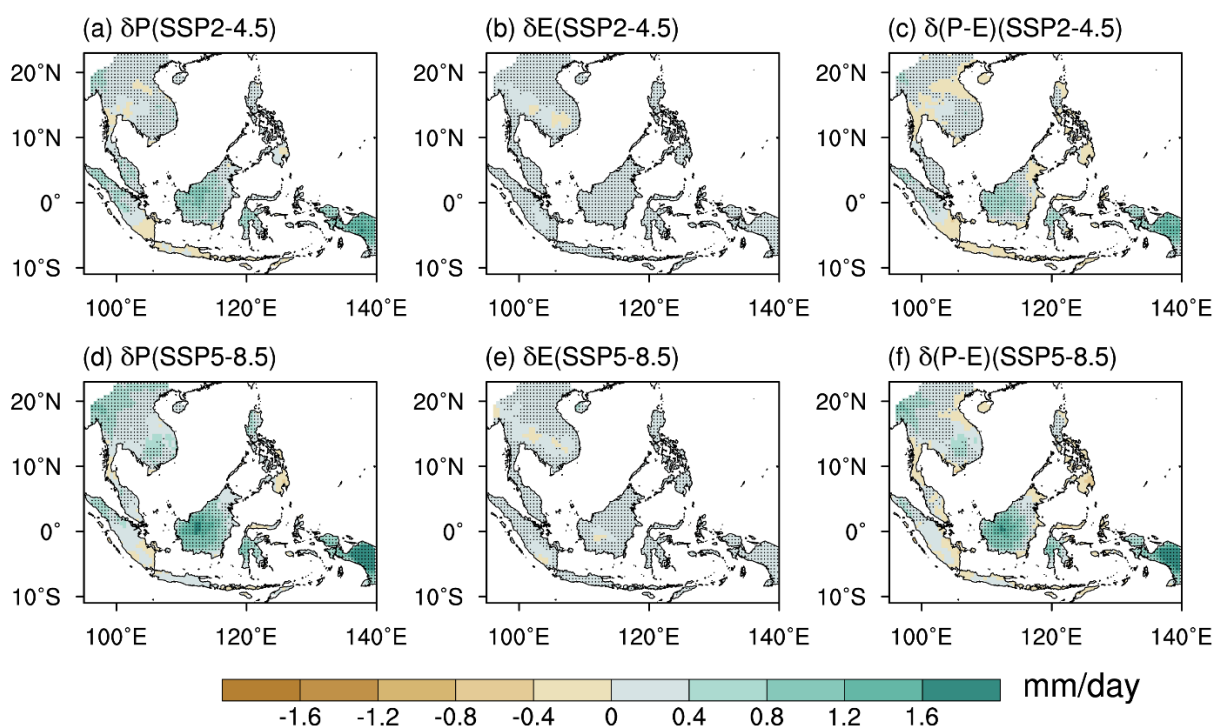
151 图 4 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下本世纪末期（2070—2099 年）相对于历史参考期（1985—2014 年）极端降水指数区
 152 域平均的相对变化（单位：%），箱线图箱体的上下边界分别代表 26 个模式的第 75%和 25%分位数，中间的横
 153 线代表模式中位数，盒体的上下须分别代表 26 个模式的最大值和最小值
 154

155 Fig.4 The relative change of the areal-mean of extreme precipitation indices during 2070—2099 under SSP2-4.5 and SSP5-8.5
 156 scenarios relative to 1985—2014 (unit: %). The top and bottom of the box chart represent the 75th and 25th quartiles of
 157 the 26 models respectively, the horizontal line in the middle represents the multi-model ensemble median, and the top
 158 and bottom of the box chart represent the maximum and minimum values of the 26 models.
 159

160 2.3 影响东南亚降水未来变化的动力和热力过程

161 由于极端降水占年降水总量的比例普遍较高，极端降水事件的变化对总降水的变化有显著影响（Kunkel et al.,
 162 1999）。为了进一步研究东南亚的气候变化，本文利用水汽收支方程揭示影响东南亚降水未来变化的动力和热力因子。
 163 首先对东南亚气候态降水的未来变化进行分析。图 5 展示了本世纪末东南亚 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下模式集合中
 164 位数预估的空间分布，包括降水量、蒸发量和降水量与蒸发量差值（P-E）的气候态变化。东南亚大部分地区在两情
 165 景下气候态降水呈增加趋势。SSP2-4.5 情景下，降水量显著增长的区域主要位于加里曼丹岛和新几内亚岛，增加幅度
 166 大于 0.8 mm/day，在苏门答腊岛南部为减少趋势，与 PRCPTOT 的空间分布变化基本一致（图 5a）。对于 SSP5-8.5 情
 167 景，除菲律宾群岛南部的部分地区降水量减少，其他区域都呈增加趋势，变化普遍大于 1.2 mm/day（图 5d），相比
 168 SSP2-4.5 情景有明显加强。

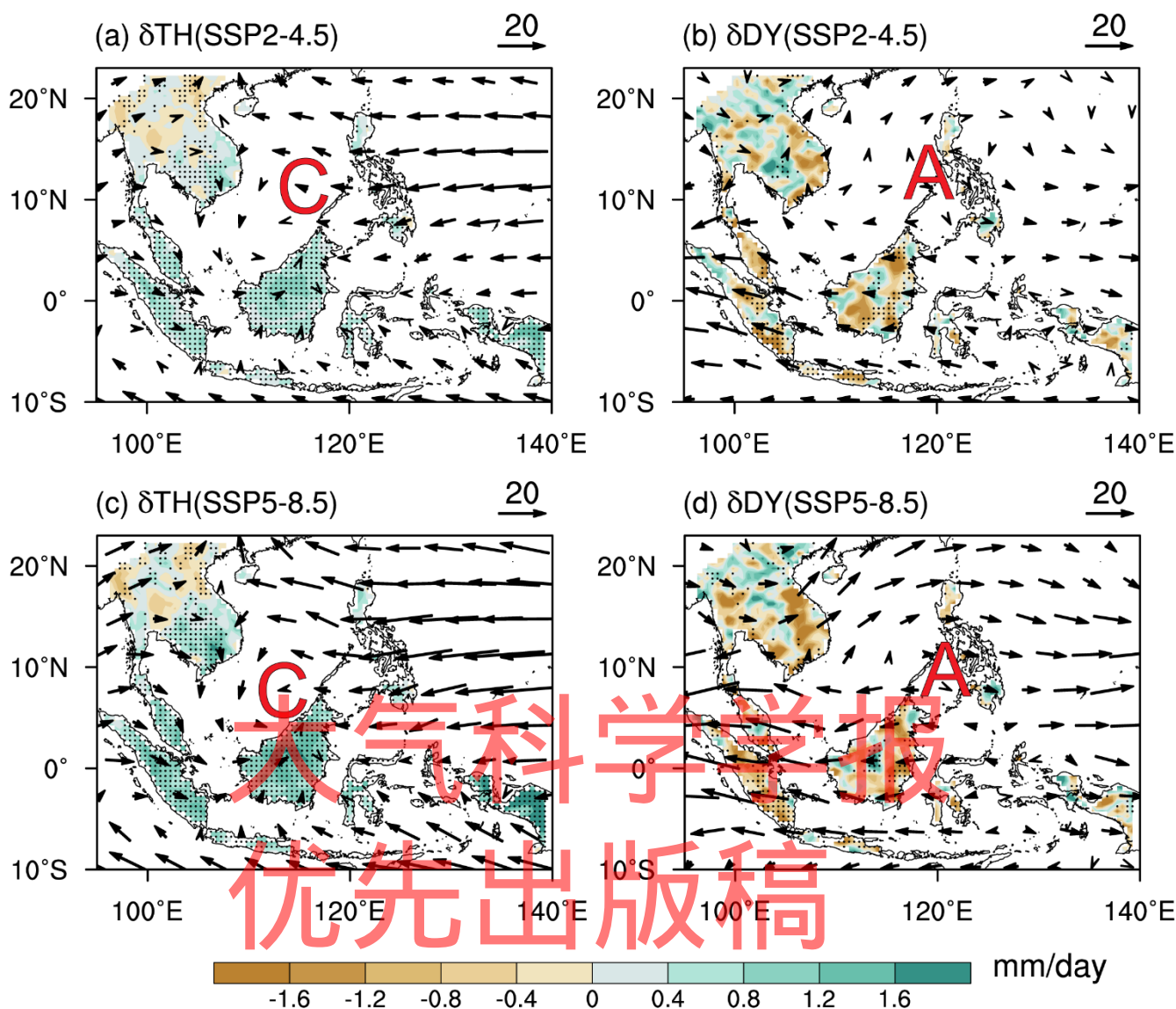
169 在 SSP2-4.5（SSP5-8.5）情景下，P-E 的区域平均增长量为 0.19 mm/day（0.3 mm/day）。其中 SSP2-4.5 情景下，
 170 苏门答腊岛南部、菲律宾群岛和中南半岛中部的 P-E 呈减少的变化趋势（图 5c），气候趋于弱干旱。与之相比，SSP5-
 171 8.5 情景下中南半岛 P-E 增加的范围扩大，东南亚的大部分区域的 P-E 一致表现为增加的演变趋势（图 5f）。对于整个
 172 东南亚区域，SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下降水量平均增加 0.31 mm/day 和 0.45 mm/day，蒸发量平均增加 0.12 mm/day
 173 和 0.16 mm/day（图 7）。由于降水量和 P-E 变化的空间分布较为相似且蒸发量变化较小，P-E 的变化趋势主要由降水
 174 量的变化控制。上述分析表明，本世纪末东南亚的大部分区域气候更加湿润，这之前大多数对东南亚降水的预估结
 175 论一致（Hamed et al., 2022; Supharatid et al., 2022）。



176
 177 图 5 SSP2-4.5 (a-c) 和 SSP5-8.5 (d-f) 情景下本世纪末期 (2070—2099 年) 相对于历史参考期 (1985—2014 年) 多
 178 模式集合中位数的降水量 (a, d)、蒸发量 (b, e) 和 P-E (c, f) 变化的空间分布 (填色, 单位: mm/day; 黑点
 179 区域表示至少 2/3 的模式变化一致)

180 Fig.5 δP (a, d), δE (b, e) and $\delta(P-E)$ (c, f) of the multi-model ensemble median during 2070—2099 under SSP2-4.5 (a-c) and
 181 SSP5-8.5 (d-f) scenarios relative to 1985—2014 (color-shaded, unit: mm/day; black dots indicate the region at least
 182 two-thirds of the models agree on the sign of change)

184 为了定量预估东南亚未来气候变化中大气比湿变化和环流变化的影响, 本文进一步利用水汽收支方程分析热力作
 185 用项 (TH) 和动力作用项 (DY) 对降水变化的相对贡献。图 6 分别展示了 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下 TH 和 DY 变
 186 化的空间分布, 图中矢量表示 TH 和 DY 的低层水汽通量输送。从图中可以看出, 两种排放情景下 TH 和 DY 的变化
 187 对 P-E 变化均有显著贡献。其中 TH 主要表现为正变化, 加里曼丹岛北部有明显的水汽通量辐合 (图 6a, 6c)。与
 188 SSP2-4.5 情景相比, SSP5-8.5 情景下 TH 的增长幅度更大, 水汽输送更强且气旋式环流变化更明显。两情景下 TH 与
 189 P-E 变化的空间分布场也能较好对应, 水汽输送的气旋式环流中心与 P-E 的增长大值区同样位于加里曼丹岛。与之相
 190 反, 在中南半岛东南部、苏门答腊岛和加里曼丹岛东部和南部 DY 对 P-E 的变化起负贡献, 水汽通量表现为明显的辐
 191 散 (图 6b, 6d)。

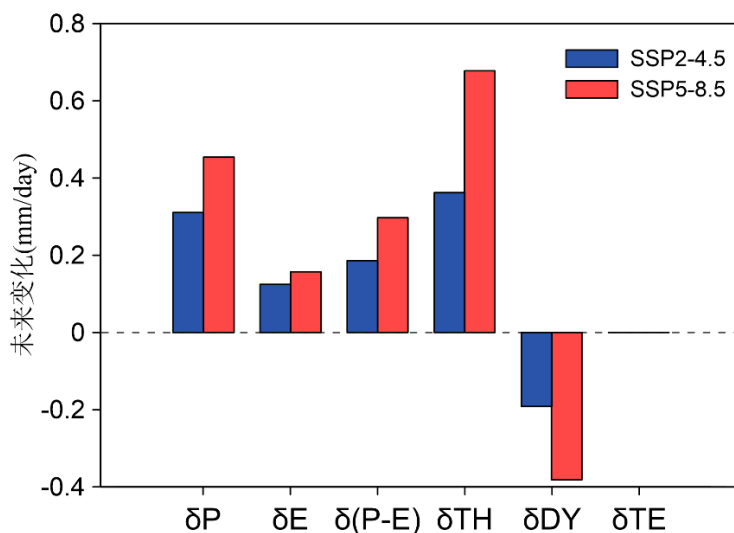


192
 193 图 6 SSP2-4.5 (a, b) 和 SSP5-8.5 (c, d) 情景下本世纪末期 (2070—2099 年) 相对于历史参考期 (1985—2014 年) 多
 194 模式集中位数的热力 (TH) 作用项 (a, c) 和动力 (DY) 作用项 (b, d) 变化的空间分布 (填色, 单位:
 195 mm/day) 及 TH 和 DY 的低层水汽通量垂直积分 (Q_{TH} , Q_{DY}), (矢量, 单位: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)。黑点区域表示至少
 196 2/3 的模式变化趋于一致, A 表示水汽辐散, C 表示水汽辐合

197 Fig.6 Spatial patterns (color-shaded, unit: mm/day) of thermodynamic term (TH), dynamical term (DY) and vertical integral of
 198 moisture flux at the lower layer (Q_{TH} , Q_{DY}), (vectors, unit: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) of multi-model ensemble median during 2070—
 199 2099 under SSP2-4.5 (a, b) and SSP5-8.5 (c, d) scenarios relative to 1985—2014. The colored regions indicate at least
 200 two-thirds of the models agree on the sign of change, A represents the moisture divergence, C represents the moisture
 201 convergence

202
 203 图 7 给出了本世纪末期, SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下东南亚的水汽收支方程各项相对于历史参考期的气候态变化。
 204 对于 SSP2-4.5 (SSP5-8.5) 情景下的区域平均值, TH 增加 0.36 mm/day (0.68 mm/day), 占 P-E 增加量的 65% (64%);
 205 DY 减少幅度为 0.19 mm/day (0.38 mm/day), 占 P-E 增加量的 35% (36%), 抵消了一部分 TH 增加带来的 P-E 变化。

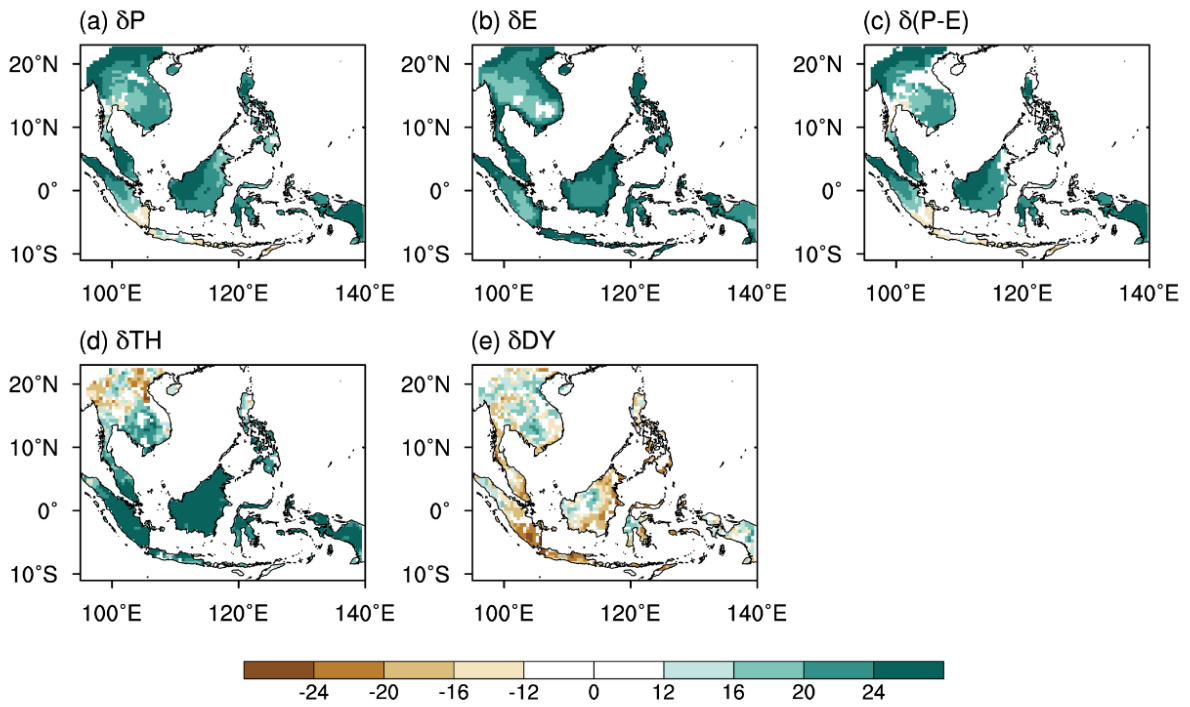
206 瞬变涡旋水汽项 (TE) 变化的量级较小, 对降水变化没有明显影响。定量分析表明, 本世纪末东南亚的大气比湿变
 207 化对 P-E 的变化起主导作用, 与之相比, 大尺度环流变化的作用较不明显。相对于蒸发量和 DY 的变化, 热力效应的
 208 增强对降水演变影响更大。气候变暖背景下, 大气的热力环境变化导致水汽含量随之变化, 有利于增加水汽供应, 引
 209 发更多局地对流性降水, 为东南亚的降水强度增大提供有利条件 (Ge et al., 2019b, 2021a)。



210
 211 图 7 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下本世纪末期 (2070—2099 年) 相对于历史参考期 (1985—2014 年), 陆地区域水汽
 212 收支方程各项的多模式集合中位数变化 (单位: mm/day)

213 Fig.7 The land areal-mean of items in the moisture budget equation of multi-model ensemble median changes during 2070—
 214 2099 under SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios relative to 1985—2014 (unit: mm/day)

215
 216 图 8 和图 9 分别为 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下水汽收支方程各项变化的模式一致性。模式一致性定义为相对变化
 217 都为正或都为负的模式数量, 相对变化一致的模式越多, 一致性越强 (Seager et al., 2014; Luo et al., 2022; Nissen
 218 and Ulbrich, 2017)。空间分布上看, 两情景下方程各项的模式变化一致性基本相似, SSP5-8.5 情景下一致性略高于
 219 SSP2-4.5 情景。气候态降水量、蒸发量和 P-E 的变化在东南亚大部分区域的模式一致性都较高, 模拟出一致变化的模
 220 式普遍占模式总数的 70 % 以上。热力作用项在中南半岛北部主要呈减少趋势, 模式一致性较差。值得注意的是, 东
 221 东南亚南部地区, 包括苏门答腊岛、加里曼丹岛、苏拉维西岛和新几内亚岛的 TH 均呈现出较好的模式一致性, 表现
 222 为正向变化的模式基本达到 24 个以上, 占模式总数的 80 %, 模式间模拟差异较小, 预测不确定性较低 (图 8d, 9d)。DY
 223 在东南亚区域整体的模式间模拟差异较大, 变化一致性较低, 表现出模式预测的不确定性较高 (图 8e, 9e)。



224
 225 图 8 SSP2-4.5 情景下本世纪末期 (2070—2099 年) 相较于历史参考期 (1985—2014 年), 水汽收支方程各项的多模式
 226 集合中位值变化的一致性 (填色为变化一致的模式数量, 绿色表示一致增加, 棕色表示一致减小): (a) δP ;
 227 (b) δE ; (c) $\delta(P-E)$;
 228 Fig.8 Consistency of multi-model ensemble median changes of items in the moisture budget equation during 2070—2099
 229 under SSP2-4.5 scenario relative to 1985—2014 (color-shaded represents the number of models with consistent changes
 230 in items, green indicates consistent increase, brown indicates consistent decrease): (a) δP ;(b) δE ;(c) $\delta(P-E)$;(d) δTH ;(e)
 231 δDY

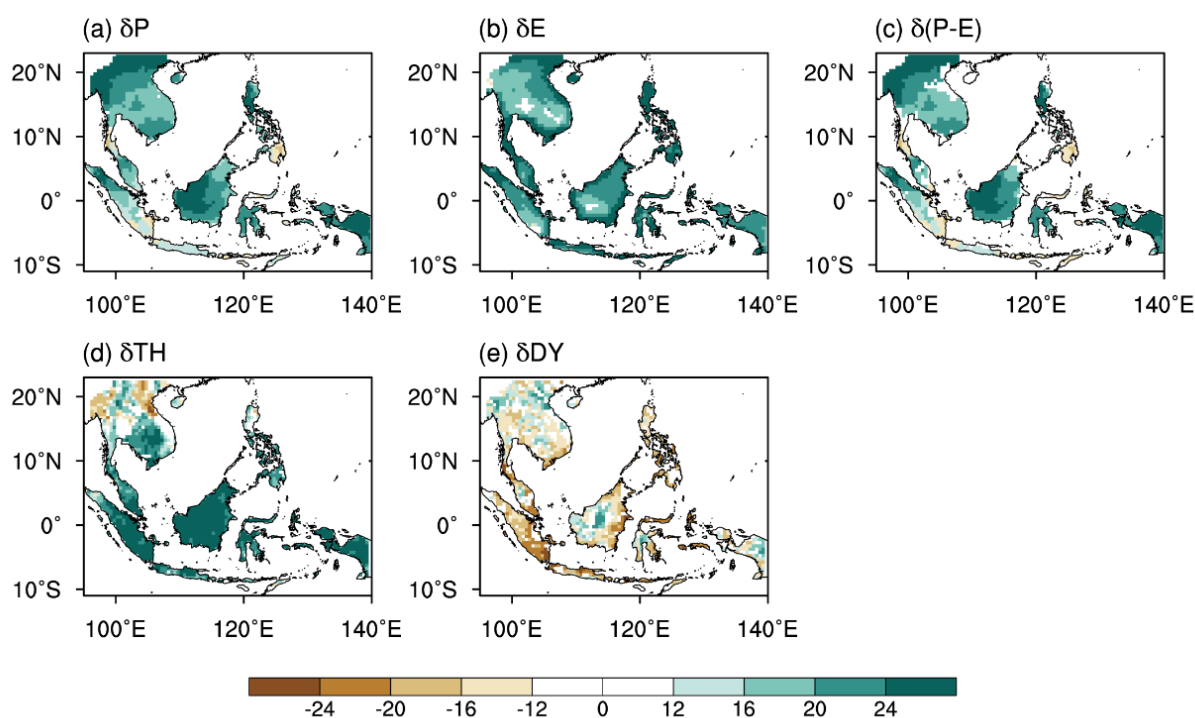


图9 SSP5-8.5 情景下本世纪末期（2070—2099 年）相较于历史参考期（1985—2014 年），水汽收支方程各项的多模式集合中位数变化的一致性（填色为变量变化一致的模式数量，绿色表示一致增加，棕色表示一致减小）：（a） δP ；（b） δE ；（c） $\delta(P-E)$ ；（d） δTH ；（e） δDY

Fig.9 Consistency of multi-model ensemble median changes of items in the moisture budget equation during 2070—2099 under SSP5-8.5 scenario relative to 1985—2014 (color-shaded represents the number of models with consistent changes in items, green indicates consistent increase, brown indicates consistent decrease): (a) δP ; (b) δE ; (c) $\delta(P-E)$; (d) δTH ; (e) δDY

3 结论与讨论

本文利用 SA-OBS 数据集评估了 26 个 CMIP6 全球气候模式对东南亚气候态极端降水事件历史模拟性能。综合评估结果，分析在本世纪末两种排放情景（SSP2-4.5 和 SSP5-8.5）下极端降水事件的变化特征。通过分解水汽收支方程分析热力和动力过程对降水未来变化的影响程度，结合模式对方程各项模拟的一致性，初步探讨极端降水变化的可能原因。所得到的结论总结如下：

1) 本世纪末东南亚极端降水事件变化的区域差异较大，其中 PRCPTOT 和 R10mm 在加里曼丹岛显著增加。苏门答腊岛南部的极端降水变化较小，CDD 增加幅度较大，发生持续性干旱事件的风险增大。对东南亚整体而言，除 CWD 呈减少趋势外，其他极端降水指数呈增加趋势。增加幅度最大的为 R95pTOT，在 SSP2-4.5（SSP5-8.5）情景下区域平均的增长幅度为 22%（41%）。PRCPTOT、R10mm 和 SDII 增加幅度较小，除 R10mm 外，其他极端指数在 SSP5-8.5 情景下的变化幅度比 SSP2-4.5 情景更大。两种排放情景下，本世纪末东南亚大部分区域均表现出年降水总量、极端降水频率和强度的显著增加趋势，连续降水日数减少，降水更集中。

2) 与历史时期相比，本世纪末两情景下气候态降水在东南亚大部分地区呈明显的增加趋势，增加的大值区主要

253 位于加里曼丹岛和新几内亚岛，气候态降水量演变的空间变化分布与 PRCPTOT 相似。SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下降
254 水量的区域平均增长量分别为 0.31 mm/day 和 0.45 mm/day，P-E 分别增长 0.19 mm/day 和 0.3 mm/day。降水量和 P-E
255 变化的空间分布较一致，蒸发量的变化幅度较小，降水量增加对 P-E 的增长趋势起主导作用。

256 3) 通过分解水汽收支方程可得，SSP2-4.5 (SSP5-8.5) 情景下热力作用项的增加幅度更大，占 P-E 增加量的 65%
257 (64%)，动力作用项对 P-E 的贡献率为 35% (36%)。热力作用项变化的模拟一致性较高，SSP5-8.5 情景下热力作用
258 项对 P-E 的贡献更显著。由于 P-E 的增长趋势由降水量的变化主导，热力和动力效应对本世纪末气候态降水的增加均
259 有显著贡献。气候变暖背景下，大气比湿变化相比大尺度环流场的变化对本世纪末东南亚降水的增加产生更大影响。

260 本研究发现，本世纪末中等排放情景下，东南亚极端降水事件的发生强度及降水总量的增长幅度弱于高排放情
261 景。通过分解水汽收支方程，发现气候态降水增长主要与比湿变化引起的热力作用有关。由于东南亚复杂的陆海分布
262 和地形，气候受亚澳季风系统等大尺度环流影响，温度和降水的变化呈季节性不对称 (Chou et al., 2007; Robertson
263 et al., 2011)。复杂的海气相互作用和遥相关，如 ENSO 和热带季节内震荡 (Madden-Julian Oscillation, MJO) 的影响
264 也使该地区存在较大的气候变率，东南亚雨季和旱季的降水和极端降水事件变化存在一定差异 (Ge et al., 2017,
265 2021b; Yoneyama and Zhang, 2020)。并且当前的气候模式在分辨率、参数化方案和物理过程模拟等方面依然存在不
266 足，对东南亚降水的预估仍然存在较大的不确定性。为了加强模式集合预估对气候变暖的一致响应，通过选用对历史
267 参考期模拟效果较好的模式 (Tang et al., 2021b; Wang et al., 2021; Khadka et al., 2022) 或使用偏差校正方法 (Gu
268 et al., 2019; 陈说等, 2021) 提高模式集合预估的可信度。同时需要注意的是，利用水汽收支方程对模式降水的分解
269 存在着一定的纬度差异，如热带地区的降水分解与原数据的相关性高于中高纬地区 (Zhou et al., 2018)。另外，由于
270 不同模式水平分辨率的差异，模式对复杂地形的降水过程模拟存在一定的不确定性。对于本研究使用的水汽收支方程，
271 残差项中包含的地表水汽通量变化 ($-q_s \mathbf{u}_s \cdot \nabla p_s$) 也可能产生一定影响 (Seager et al., 2010; Dai et al., 2022)。

272 对于未来极端降水变化的机理，水汽输送和长期维持的大尺度大气环流是分析区域极端降水的动力和热力机制的
273 基础 (Durán-Quesada et al., 2010; Espinoza et al., 2018)。预估结果表明，未来会有更强的水汽输送，区域极端降水
274 机制可能是由变暖引起的水汽来源和输送机制的变化 (Lavers et al., 2015; Liu et al., 2020)。Pfahl et al. (2017) 对极
275 端降水的预估结果分析表明，热力效应通常会导致全球大多数区域的极端降水强度增加，而动力效应可能增强或抵消
276 区域极端降水的增长。副热带极端降水强度的变化受水平尺度的异常上升运动影响，热带地区季节平均环流的变化也
277 可能是影响极端降水强度的重要因素 (Tandon et al., 2018)。尹家波等 (2021) 基于能量收支和水汽平衡方程，对极
278 端降水事件的热力项和动力项进行分解，得到高温下极端事件的水汽输送能力受限由动力学约束造成。未来有待探究
279 东南亚极端降水的热力和动力过程，揭示极端降水影响机理并得到更可靠的预估结果，从而更全面的评估极端气候风
280 险。

281 参考文献 (References)

- 282 Alexander L V, Zhang X, Peterson T C, et al. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation[J]. *J Geophys*
283 *Res: Atmospheres*, 111(D5).
- 284 Ali H, Mishra V. 2017. Contrasting response of rainfall extremes to increase in surface air and dewpoint temperatures at urban locations in
285 India[J]. *Scientific Reports*, 7(1):1-15.
- 286 Allan R P, Soden B J. 2008. Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes[J]. *Science*, 321(5895):1481-1484.
- 287 Chang C P, Wang Z, McBride J, et al. 2005. Annual cycle of Southeast Asia-Maritime Continent rainfall and the asymmetric monsoon transition[J]. *J*
288 *Climate*, 18(2):287-301.
- 289 Chen H, Sun J. 2018. Projected changes in climate extremes in China in a 1.5 °C warmer world[J]. *Int J Climatol*, 38(9):3607-3617.
- 290 Chen Q, Ge F, Jin Z, et al. 2022. How well do the CMIP6 HighResMIP models simulate precipitation over the Tibetan Plateau? [J]. *Atmospheric*
291 *Research*, 279:106393.

292 Cheong W K, Timbal B, Golding N, et al. 2018. Observed and modelled temperature and precipitation extremes over Southeast Asia from 1972 to
293 2010[J]. *Int J Climatol*, 38(7):3013-3027.

294 Chou C, Tu J Y, Tan P H. 2007. Asymmetry of tropical precipitation change under global warming[J]. *Geophys Res Lett*, 34(17).

295 陈说, 叶涛, 刘苇航, 等. 2021. NEX-GDDP 和 CMIP5 对青藏高原地区近地面气象场历史和未来模拟的评估与偏差校正[J]. *高原气象*, 40(2):257-
296 271. Chen S, Ye T, Liu W, et al. 2021. Evaluation and Bias Correction of the Historical and Future Near-Surface Climate Forcing in NEX-GDDP
297 and CMIP5 over the Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Plateau Meteorol*, 40(2):257-271. (in Chinese).

298 陈炜, 姜大膀, 王晓欣. 2021. CMIP6 模式对青藏高原气候的模拟能力评估与预估研究[J]. *高原气象*, 40(6):1455-1469. Chen W, Jiang D, Wang
299 X. 2021. Evaluation and Projection of CMIP6 Models for Climate over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau[J]. *Plateau Meteorol*, 40(6):1455-
300 1469. (in Chinese).

301 程军, 顾鹏, 马依依. 2022. 增暖背景下东亚夏季风区降水演变的空间模态及其形成机制[J]. *大气科学学报*, 45(2):239-246. Cheng J, Gu P, Ma Y
302 Y. 2022. Spatial patterns of East Asian summer monsoon rain fall under warming climate [J]. *Trans Atmos Sci*, 45(2):239-246. (in Chinese).

303 Dai L, Cheng T F, Lu M. 2022. Anthropogenic warming disrupts intraseasonal monsoon stages and brings dry-get-wetter climate in future East Asia[J].
304 *NPJ Clim Atmos*, 5(1):11.

305 Durán-Quesada A M, Gimeno L, Amador J A, et al. 2010. Moisture sources for Central America: Identification of moisture sources using a Lagrangian
306 analysis technique[J]. *J Geophys Res: Atmospheres*, 115(D5).

307 邓荔, 朱欢欢, 江志红. 2022. 不同情景达到碳中和下中国区域气候变化的预估[J]. *大气科学学报*, 45(3):364-375. Deng L, Zhu H H, Jiang Z
308 H. 2022. Projection of climate change in China under carbon neutral scenarios[J]. *Trans Atmos Sci*, 45(3):364-375. (in Chinese).

309 Endo H, Kitoh A. 2014. Thermodynamic and dynamic effects on regional monsoon rainfall changes in a warmer climate[J]. *Geophys Res
310 Lett*, 41(5):1704-1711.

311 Espinoza V, Waliser D E, Guan B, et al. 2018. Global analysis of climate change projection effects on atmospheric rivers[J]. *Geophys Res
312 Lett*, 45(9):4299-4308.

313 Fischer E M, Knutti R. 2015. Anthropogenic contribution to global occurrence of heavy-precipitation and high-temperature extremes[J]. *Nature climate
314 change*, 5(6):560-564.

315 Ge F, Zhi X, Babar Z A, et al. 2017. Interannual variability of summer monsoon precipitation over the Indochina Peninsula in association with
316 Assessment[J]. *Theor Appl Climatol*, 128(3):523-531.

317 Ge F, Peng T, Fraedrich K, et al. 2019a. Assessment of trends and variability in surface air temperature on multiple high-resolution datasets over the
318 Indochina Peninsula[J]. *Theor Appl Climatol*, 135(3):1609-1627.

319 Ge F, Zhu S P, Peng T, et al. 2019b. Risks of precipitation extremes over Southeast Asia: Does 1.5 °C or 2 °C global warming make a
320 difference?[J]. *Environ Res Lett*, 14(4):044015.

321 Ge F, Zhu S P, Luo H L, et al. 2021a. Future changes in precipitation extremes over Southeast Asia: Insights from CMIP6 multi-model
322 ensemble[J]. *Environ Res Lett*, 16(2):024013.

323 Ge F, Zhu S, Sielmann F, et al. 2021b. Precipitation over Indochina during the monsoon transition: modulation by Indian Ocean and ENSO
324 regimes[J]. *Climate Dynamics*, 57: 2491-2504.

325 Giannini A, Lyon B, Seager R, et al. 2018. Dynamical and thermodynamic elements of modeled climate change at the East African margin of
326 convection[J]. *Geophys Res Lett*, 45(2):992-1000.

327 Gleckler P J, Taylor K E, Doutriaux C. 2008. Performance metrics for climate models[J]. *J Geophys Res: Atmospheres*, 113(D6):D06104.

328 Gu L, Chen J, Xu C Y, et al. 2019. The contribution of internal climate variability to climate change impacts on droughts[J]. *Science of the Total
329 Environment*, 684:229-246.

330 Hamed M M, Nashwan M S, Shahid S, et al. 2022. Inconsistency in historical simulations and future projections of temperature and rainfall: A
331 comparison of CMIP5 and CMIP6 models over Southeast Asia[J]. *Atmos Res*, 265:105927.

332 Held I M, Soden B J. 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming[J]. *J Climate*, 19(21):5686-5699.

333 IPCC. 2021. Climate change 2021: The physical science basis[R]//Masson-Delmotte V, Zhai P M, Piram A, et al. Contribution of Working Group I to the
334 Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York: Cambridge University Press.

335 蒋文好, 陈活波. 2021. CMIP6 模式对亚洲中高纬区极端温度变化的模拟及预估[J]. *大气科学学报*, 44(4):592-603. Jiang W H, Chen H
336 P. 2021. Assessment and projection of changes in temperature extremes over the mid-high latitudes of Asia based on CMIP6 models[J]. *Trans
337 Atmos Sci*, 44(4):592-603. (in Chinese).

338 Jin Z, Ge F, Chen Q, et al. 2023. To what extent horizontal resolution improves the simulation of precipitation in CMIP6 HighResMIP models over
339 Southwest China?[J]. *Front Earth Sci*, 10:1982.

340 Khadka D, Babel M S, Abatan A A, et al. 2022. An evaluation of CMIP5 and CMIP6 climate models in simulating summer rainfall in the Southeast
341 Asian monsoon domain[J]. *Int J Climatol*, 42(2):1181-1202.

342 Kharin V V, Zwiers F W, Zhang X, et al. 2007. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model
343 simulations[J]. *J Climate*, 20(8):1419-1444.

344 Kim I W, Oh J, Woo S, et al. 2019. Evaluation of precipitation extremes over the Asian domain: observation and modelling studies[J]. *Climate
345 Dyn*, 52(3):1317-1342.

346 Krishnan R, Sabin T P, Vellore R, et al. 2016. Deciphering the desiccation trend of the South Asian monsoon hydroclimate in a warming world[J]. *Climate
347 Dyn*, 47(3):1007-1027.

348 Lavers D A, Ralph F M, Waliser D E, et al. 2015. Climate change intensification of horizontal water vapor transport in CMIP5[J]. *Geophys Res
349 Lett*, 42(13):5617-5625.

350 Lee D, Min S K, Jin J, et al. 2017. Thermodynamic and dynamic contributions to future changes in summer precipitation over Northeast Asia and
351 Korea: a multi-RCM study[J]. *Climate Dyn*, 49(11):4121-4139.

352 Li Z, Sun Y, Li T, et al. 2019. Future changes in East Asian summer monsoon circulation and precipitation under 1.5 to 5 °C of warming[J]. *Earth's
353 Future*, 7(12):1391-1406.

354 Liu B, Tan X, Gan T Y, et al. 2020. Global atmospheric moisture transport associated with precipitation extremes: Mechanisms and climate change
355 impacts[J]. *WIREs Water*, e1412.

356 Luo X, Ge J, Guo W, et al. 2022. The biophysical impacts of deforestation on precipitation: results from the CMIP6 model intercomparison[J]. *J Climate*,
357 35(11):3293-3311.

358 Meehl G A, Covey C, Delworth T, et al. 2007. The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research[J]. *Bull Amer Meteor Soc*,
359 88(9):1383-1394.

360 Min S K, Zhang X, Zwiers F W, et al. 2011. Human contribution to more-intense precipitation extremes[J]. *Nature*, 470(7334):378-381.

361 Nissen K M, Ulbrich U. 2017. Increasing frequencies and changing characteristics of heavy precipitation events threatening infrastructure in Europe

- under climate change[J].*Natural Hazards and Earth System Sciences*,17(7):1177-1190.
- O’Gorman P A,Schneider T.2009.The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change[J].*Proceedings of the National Academy of Sciences*,106(35):14773-14777.
- O’Neill B C,Kriegler E,Ebi K L,et al.2017.The roads ahead:Narratives for shared socioeconomic pathways describing world futures in the 21st century[J].*Global environmental change*,42:169-180.
- Pfahl S,O’Gorman P A,Fischer E M,2017.Understanding the regional pattern of projected future changes in extreme precipitation[J].*Nature Climate Change*,7(6):423-427.
- Robertson A W,Moron V,Qian J H,et al.2011.The global monsoon system:research and forecast[M].2nd ed.Singapore:World Scientific Publication Company:85-98.
- Seager R,Naik N,Vecchi G A.2010.Thermodynamic and dynamic mechanisms for large-scale changes in the hydrological cycle in response to global warming[J].*J Climate*,23(17):4651-4668.
- Seager R,Neelin D,Simpson J,et al.2014.Dynamical and thermodynamical causes of large-scale changes in the hydrological cycle over North America in response to global warming[J].*J Climate*,27(20):7921-7948.
- Sillmann J,Stjern C W,Myhre G,et al.2017.Slow and fast responses of mean and extreme precipitation to different forcing in CMIP5 simulations[J].*Geophys Res Lett*,44(12):6383-6390.
- Supari,Tangang F,Juneng L,et al.2020.Multi-model projections of precipitation extremes in Southeast Asia based on CORDEX-Southeast Asia simulations[J].*Environ Res*,184:109350.
- Supharatid S,Nafung J,Aribarg T.2022.Projected changes in temperature and precipitation over mainland Southeast Asia by CMIP6 models[J].*J Water Clim Change*,13(1):337-356.
- Sun X,Ge F,Fan Y,et al.2022.Will population exposure to heat extremes intensify over Southeast Asia in a warmer world?[J].*Environ Res Lett*,17(4):044006.
- 孙雪榕,葛非,罗浩林,等.2021.全球增暖 1.5 °C 和 2.0 °C 下成渝经济区及周边地区极端温度事件的变化预估[J].*大气科学学报*,44(6):875-887.
- Sun X R,Ge F,Luo H L,et al.2021.Projected changes of temperature extremes in Chengdu-Chongqing Economic Zone and its surrounding areas under 1.5 °C and 2.0 °C global warming[J].*Trans Atmos Sci*,44(6):875-887.(in Chinese).
- Tandon N F,Zhang X,Sobel A H.2018.Understanding the dynamics of future changes in extreme precipitation intensity[J].*Geophys Res Lett*,45(6):2870-2878.
- Tang B,Hu W,Duan A.2021a.Assessment of extreme precipitation indices over Indochina and South China in CMIP6 models[J].*J Climate*,34(18):7507-7524.
- Tang B,Hu W,Duan A,et al.2021b.Future projection of extreme precipitation indices over the Indochina Peninsula and South China in CMIP6 models[J].*J Climate*,34(21):8793-8811.
- Tangang F,Supari S,Chung J X,et al.2018.Future changes in annual precipitation extremes over Southeast Asia under global warming of 2 °C[J].*APN Science Bulletin*,8(1).
- Tangang F,Santisirisomboon J,Juneng L,et al.2019.Projected future changes in mean precipitation over Thailand based on multi-model regional climate simulations of CORDEX Southeast Asia[J].*Int J Climatol*,39(14):5413-5436.
- Tangang F,Chung J X,Juneng L,et al.2020.Projected future changes in rainfall in Southeast Asia based on CORDEX-SEA multi-model simulations[J].*Climate Dyn*,55(5):1247-1267.
- Taylor K E,Stouffer R J,Meehl G A.2012.An overview of CMIP5 and the experiment design[J].*Bull Amer Meteor Soc*,93(4):485-498.
- Van den Besselaar E J M, Van der Schrier G, Cornes R C, et al.2017.SA-OBS:a daily gridded surface temperature and precipitation dataset for Southeast Asia[J].*J Climate*,30(14):5151-5165.
- Wang L,Qian Y,Leung L R,et al.2021.Multiple metrics informed projections of future precipitation in China[J].*Geophys Res Lett*,48(18):e2021GL093810.
- Yoneyama K,Zhang C.2020.Years of the maritime continent[J].*Geophys Res Lett*,47(12):e2020GL087182.
- 尹家波,郭生练,顾磊,等.2021.中国极端降水对气候变化的热力学响应机理及洪水效应.科学通报,66:4315-4325. Yin J B,Guo S L,Gu L,et al.2021.Thermodynamic response of precipitation extremes to climate change and its impacts on floods over China.*Chin Sci Bull*,66:4315-4325.(in Chinese).
- 詹明月,王国杰,陆姣,等.2020.基于 CMIP6 多模式的长江流域蒸散发预估及影响因素[J].*大气科学学报*,43(6):1115-1126. Zhan M Y,Wang G J,Lu J,et al.2020.Projected evapotranspiration and the influencing factors in the Yangtze River Basin based on CMIP6 models[J].*Trans Atmos Sci*,43(6):1115-1126.(in Chinese).
- Zhou B T,Wen Q H,Xu Y,et al.2014.Projected changes in temperature and precipitation extremes in China by the CMIP5 multimodel ensembles[J].*J Climate*,27(17):6591-6611.
- Zhou S,Huang G,Huang P.2018.Changes in the East Asian summer monsoon rainfall under global warming:moisture budget decompositions and the sources of uncertainty[J].*Climate Dyn*,51:1363-1373.
- Zhu S,Ge F,Fan Y,et al.2020a.Conspicious temperature extremes over Southeast Asia:seasonal variations under 1.5 °C and 2 °C global warming[J].*Climatic Change*,160(3):343-360.
- Zhu S,Ge F,Sielmann F,et al.2020b.Seasonal temperature response over the Indochina Peninsula to a worst-case high-emission forcing:a study with the regionally coupled model ROM[J].*Theor Appl Climatol*,142(1):613-622.
- 周波涛,徐影,韩振宇,等.2020.“一带一路”区域未来气候变化预估[J].*大气科学学报*,43(1):255-264. Zhou B T,Xu Y,Han Z Y,et al.2020.CMIP5 projected changes in mean and extreme climate in the Belt and Road region[J].*Trans Atmos Sci*,43(1):255-264.(in Chinese).

Projected changes of extreme precipitation and the roles of thermodynamic and dynamic causes over Southeast Asia based on CMIP6 models

Abstract: Southeast Asia has a complex topography and a large population. The response of extreme precipitation events to global warming is sensitive and its future evolutionary characteristics are widely valued. In this study, 26 global climate models (GCMs) are used to present projected change in precipitation extremes over Southeast Asia at the end of 21st century based on the Coupled Model Intercomparison Project phase 6 (CMIP6) simulations. The thermodynamic and dynamic contributions to future changes in precipitation are analyzed by decomposition of moisture budget equation. The multi-model ensemble medians show that, compared with the historical

429 reference period (1985—2014), the frequency and intensity of climatological precipitation and precipitation extremes in most of Southeast
430 Asia are obviously increased at the end of 21st century (2070—2099) under SSP2-4.5 and SSP5-8.5 scenarios. The variation of precipitation
431 extremes shows significant spatial differences under the global warming. Precipitation extremes with short duration and high intensity will
432 occur in the Kalimantan. In southern Sumatra, the total precipitation of wet days (PRCPTOT) tends to decrease significantly and the
433 occurrence of consecutive dry days (CDD) become more frequent. Except for heavy precipitation days (R10mm), the change of extreme
434 precipitation indices with more pronounced magnitudes under SSP5-8.5 scenario than SSP2-4.5 scenario. The contribution rate of heavy
435 precipitation (R95pTOT) increased by 22% (41%) under SSP2-4.5 (SSP5-8.5) scenario. Quantitative analysis of moisture budget equation
436 shows that, thermodynamic and dynamic effects mainly result in the precipitation climatological changes at the end of 21st century.
437 Compared with the large-scale circulation changes, the thermodynamic component with higher inter-model consistency is the main
438 contribution term. Under SSP2-4.5 (SSP5-8.5) scenario, the contribution of thermodynamic effects accounts for 65% (64%) of the P-E
439 (precipitation minus evaporation) changes. However, the dynamic effects show a counteracting trend to the changes of P-E, which contributes
440 35% (36%). Moisture convergence caused by atmospheric specific humidity changes is considered as the dominating factor of projected
441 precipitation increase.

442 **Key words:** Southeast Asia; CMIP6; Precipitation extremes; Climate change; Moisture budget equation
443

大气科学学报 优先出版稿