

海表温度的增暖趋势和自然变率对长江中下游夏季极端降水强度的影响*

欧立健^{1,2)} 余锦华 钟校尧 张旭煜 王璐 罗京佳

1)南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044, 2)广东省茂名市气象局 525099

摘要 极端降水引起的洪、涝等灾害每年给我国带来极大的人员伤亡和经济损失。全球增暖使极端降水事件发生的频率增加,强度增强。但是针对不同区域极端降水事件,其贡献究竟如何还有待于进一步认识。本文以我国长江中下游地区的极端降水事件为研究对象,通过典型年份夏季区域极端降水过程的水汽收支特征,探讨海表温度(SST)的增暖趋势和自然变率强迫对该区域典型极端降水强度的影响效应。结果表明:1)极端降水过程及其夏季都伴随着区域整层大气的水汽辐合,且水汽辐合发生在经向方向。西北太平洋异常反气旋式环流,在区域南边界形成了稳定的西南风异常的水汽输送。2)典型极端降水过程发生的夏季,SST在赤道印度洋和热带大西洋为强正异常,主要为增暖趋势的贡献,赤道中东太平洋SST异常表现为La Niña型。3)SST增暖趋势和自然变率的数值敏感性试验表明,1998、2017和2020年的SST增暖趋势强迫的区域水汽辐合分别是其自然变率强迫的83%、210%和107%,SST增暖趋势比自然变率的影响更为重要。4)SST增暖趋势和自然变率都是通过强迫西北太平洋异常反气旋式环流,引起长江中下游区域南边界异常的西南水汽输送,是导致极端降水发生的主要过程。

关键词 长江中下游极端降水事件; SST增暖趋势; SST自然变率; 水汽输送; 水汽收支
文章编号

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.19000

收稿日期 2021-11-25; 网络预出版日期

作者简介 欧立健,男,1996年9月出生,硕士研究生,主要从事极端天气气候。

E-mail: atom_olj@163.com

***通讯作者** 余锦华, E-mail: jhyu@nuist.edu.cn

资助项目 国家重点研发计划项目(2020YFA0608901、2018YFC1507700),国家自然科学基金(41730961,41575083)

Funded by The National Key Research and Development Program of China (2018YFC1507700), National Natural Science Foundation of China (41730961, 41575083)

The impacts of SST warming trend and natural variability to the summer extreme precipitation intensity of the Yangtze River Valley

Ou Lijian^{1),2)}, Yu Jinhua, Zhong Xiaoyao, Zhang Xuyu, Wang Lu, Luo Jingjia

(1.School of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China), 2.Maomin Meteorological Bureau of Guangdong Province, Maomin 525099

Abstract Floods and waterlogging caused by extreme precipitation bring enormous economic losses and significant human casualties for years in China. Global warming has increased the frequency and intensity of extreme precipitation events. However, the contribution of global warming to extreme precipitation events in different regions remains to be further understood. Based on the water vapor budget characteristics of summer extreme precipitation events over the Yangtze River Valley in China, the effects of SST warming trend and natural variability forcing on the intensity of typical extreme precipitation in this region were investigated. The results show that: (1) Both extreme precipitation and summer of process are accompanied by the convergence of water vapor in the whole atmosphere, and the convergence occurs in the meridional direction. The anomalous anticyclonic circulation over the northwest Pacific formed a stable moisture transport with anomalous southwest winds at the southern boundary of the region. (2) In summer when typical extreme precipitation occurs, SST is strongly positive in the equatorial Indian Ocean and tropical Atlantic Ocean, mainly contributing to the warming trend, while SST anomalies in the equatorial Middle Eastern Pacific are La Nina. (3) Numerical sensitivity tests of SST warming trend and natural variability show that the regional moisture convergence forced by SST warming trend in 1998, 2017 and 2020 is 83%, 210% and 107% of the natural variability forcing, respectively, SST warming trend is more important than the natural variability. (4) Both the SST warming trend and natural variability are caused by the anomalous anticyclonic circulation over the northwest Pacific Ocean, which causes the anomalous water vapor transport over the southwest of the southern boundary of the middle and lower reaches of the Yangtze River, leading to the occurrence of extreme precipitation.

Key words Extreme precipitation events over Yangtze River; SST warming trend; SST natural variability; transfer of water vapor; water vapor budget

1 引言

人类活动已引起大气、海洋和陆地的增暖，使气候系统发生了前所未有的变化 (IPCC-AR6, 2021)，使人类发展面临极大挑战和广泛的威胁。每一次极端降水事件发生都会引发这样的思考：全球增暖如何影响事件强度和发生的可能性。长江中下游地区是我国经济发达，也是我国极端降水发生最多的区域 (图 1a)，其引起的灾害损失越发严重。全球增暖，海面蒸发增强，大气系统容纳的水汽能力增加是引起极端降水增加的直接因素。海洋占全球面积的 71%，海表温度 (SST) 增暖是全球增暖的重要组成部分，其通过遥响应，强迫远处的大气环流产生异常，影响极端降水强度。研究 SST 增暖趋势对区域极端降水强度的贡献，提高认识全球增暖对区域极端降水事件的影响效应有重要的科学意义。

近几十年的观测资料诊断显示，中国极端降水整体的趋势不显著 (Chen et al., 2021)，表现为区域性特征 (Xiao et al., 2016)。江淮和华南一带极端降水呈增多趋势 (贺冰蕊和翟盘茂, 2018; Zhai et al., 2005; Sun et al., 2020)。理论和观测事实都表明，极端降水伴随着强的水汽辐合 (丁一汇和胡国权, 2003)，即在特定时段内，有强的异常净水汽输入到研究区域，国际流行的新名词-大气河的存在 (Hagos et al., 2016)。这即与全球增暖引起的大气柱水汽量的增加有关，同时与动力强迫相关联。增暖引起的热力变化导致的极端降水加速率与Clausius-Clapeyron 在全球尺度上的接近。增暖引起的动力驱动因素导致的极端降水变化很复杂。将全球SST增暖模态近似代表全球增暖信号 (Schubert et al., 2009; Trenberth et al., 2015)，为研究全球增暖对极端降水的影响提供了另一个途径。

Yi-Kai Wu, et al (2020) 发现赤道印度洋海温正异常强迫大气形成强烈的对流活动，潜热释放激发暖开尔文波东传，产生西北太平洋异常反气旋式环流，赤道大西洋海温正异常则会通过海气相互作用影响北太平洋，进而通过沃克环流影响长江中下游的降水 (Wang et al., 2017b; Pan et al., 2021)。热带印度洋和大西洋的SST和赤道太平洋中部的SST是影响中国长江中下游夏季降水的海温关键区域 (Pan et al., 2021)。根据Gill模型响应 (Gill et al., 1980)，赤道中东太平洋SST负异常使大气冷却，在西北太平洋产生异常反气旋。多个海域SST变化不仅与中国降水异常存在显著的统计联系 (赵永晶和钱永甫, 2009)，而且在极端降水发生过程，也存在显著的异常信号 (Chen et al., 2018)。如热带太平洋SST冷异常、印度洋和大西洋SST暖异常，可通过激发西北太平洋异常反气旋式环流 (Wang et al., 2017b; Xie et al., 2016; Yu et al., 2016; Wu et al., 2010)，促使中国东部地区极端降水的发生。在这些研究中，SST异常包含了强迫的增暖信号和自然变率，没有分离两者的影响。1998年、2017年和2020年夏季

是长江中下游地区极端降水及夏季降水最强的年份(图1b), 本文以该区域三个典型极端降水过程及所在的夏季为研究对象, 研究全球SST增暖模态和自然变率模态对极端降水强度的影响效应和可能的影响机理。为长江中下游地区做好极端降水预测和预警以及应对气候变化奠定科学基础。

2 资料与方法

2.1 资料来源

降水资料有来自国家气象信息中心最新整编 2472 个国家级气象观测站, 通过空间插值, 得到的中国地面降水 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 日值降水格点数据 (赵煜飞和朱江, 2015)。欧洲中长期天气预报中心 (ECWMF) 第五套再分析资料 (ERA5) 提供的等压面风场和比湿, 海平面气压和整层积分每小时的大气柱水汽输送通量和净水汽辐散通量数据 (Hersbach et al., 2019), 水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。上述资料使用时段为 1979-2020 年。SST 月资料取自哈德莱中心海冰和海面温度数据集 (HadISST) (Rayner et al., 2003), 其水平分辨率为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$, 研究时间为 1900-2020 年。

2.2 方法简介

2.2.1 区域极端降水事件定义

区域极端降水的定义不仅要考虑时间上的延续 (王志福和钱永甫 2009), 还要考虑空间上的连续性。本文利用时空聚集性强度 (TSG) 方法 (赵炜, 2018; 叶梦茜, 2021) 识别区域极端降水事件, 即通过时空聚类方法, 在中国东部每年夏季取 30 个降水中心, 以每个降水中心为核心, 通过时空滑动得到该中心所在区域的最大相对降水强度 R :

$$R(n, m, k) = n^a S_k^b \frac{\iint (\sum Pdn) dS_k}{n \cdot S_k} \quad (1)$$

其中 n 表示降水事件持续时间, m 表示降水事件初始日期, k 表示降水过程中影响区域外围的降水量等值线的值, S_k 为降水事件影响面积, 参数 a, b 用于调整降水事件持续时间和区域降水面积对 R 的影响, a 取 0.4, b 取 0.5, P 为格点日降水量。中国东部 (1979-2020 年夏季) 区域降水相对强度从大到小排序, 将区域极端降水事件数与国家气候中心识别相等的区域降水相对强度定义为阈值 (103.4mm), 大于该阈值定义为区域极端降水事件。该阈值在中国东部地区是一致的, 由于未设定日降水阈值, 可以识别出日降水小于设定阈值的区域

极端降水事件。与国家气候中心每天的降水中心独立确定，能识别降水中心移动较快的 2 天以上的极端降水事件相比，本文所用的方法，一次极端降水事件的降水中心是唯一的，难于监测移动较快的极端降水事件。

2.2.2 水汽收支理论

基于大气柱水汽收支原理，其方程可表示为

$$P - E = -\frac{\partial \phi}{\partial t} + \left(-\frac{1}{g} \int_0^{p_s} \nabla \cdot q \mathbf{V} dp\right)$$
 (2)

式中， P 为降水量， E 为蒸散发， ϕ 为大气柱的水汽含量， g 为重力加速度， p_s 为地面气压， $\mathbf{V}$ 为等压面水平风。等号左边即为局地水分收入与支出的差，一般强降水过程， E 较小，左边以降水 P 为主。等号右边第一项为大气柱的水汽减少，第二项为大气柱净水汽通量辐合，是左边降水 P 的主要贡献者。该项融合了动力和热力对降水的影响。

2.2.3 数值试验方案

采用美国国家大气中心 (NCAR) 的公共地球系统模式 (The Community Earth System Model, CESM2.1.3)，水平分辨率为 $1.9^\circ \times 2.5^\circ$ ，垂直方向上为 32 层的混合 σ 坐标系 (Danabasoglu et al., 2020)。模式控制试验为每月气候态的 SST 运行 30 年。关注到 SST 异常与降水异常的关系，敏感性试验选用热带 SST 异常进行强迫试验，使用海洋特定区域中观测到的与降水异常对应的海温异常叠加到气候态 SST 进行，敏感性试验运行 30 个夏季，即利用 30 个集合样本，描述物理量对 SST 异常的响应。表 1 列出了本文使用 CESM2.1.3 模式进行的具体试验方案。

如表 1 所示：第一组敏感试验为典型年份总的 SST 试验，即将 15°S - 10°N ， 0 - 360° 区域内的 SST 异常叠加到全球 SST 气候态进行模拟试验。第二组敏感试验为 SST 增暖趋势试验，即把上述区域把赤道的 SST 增暖趋势叠加到全球 SST 气候态进行模拟试验，分析典型年份中 SST 增暖趋势的贡献。第三组敏感试验为 SST 自然变率试验，研究典型年份中 SST 自然变率的贡献。

表 1. CESM2.1.3 进行的数值试验列表
Table 1. List of numerical experiments conducted with CESM2.1.3

试验类型	外强迫条件描述
控制试验	全球 SST 气候态
典型年份 SST 试验	1998 年夏季赤道附近 SSTA + 全球 SST 气候态
	2017 年夏季赤道附近 SSTA + 全球 SST 气候态
	2020 年夏季赤道附近 SSTA + 全球 SST 气候态
SST 增暖趋势试验	1998 年夏季赤道附近 SST 增暖趋势 + 全球 SST 气候态
	2017 年夏季赤道附近 SST 增暖趋势 + 全球 SST 气候态

	2020 年夏季赤道附近 SST 增暖趋势 + 全球 SST 气候态
	1998 年夏季赤道附近 SST 自然变率 + 全球 SST 气候态
SST 自然变率试验	2017 年夏季赤道附近 SST 自然变率 + 全球 SST 气候态
	2020 年夏季赤道附近 SST 自然变率 + 全球 SST 气候态

3. 长江中下游地区极端降水变化特征

基于夏季极端降水量的空间分布 (图 1a),选取长江中下游 (27°-34°N, 108°-122°E) 为本文关注的区域。长江中下游地区夏季总降水量与极端降水过程降水量 (图 1b) 的相关系数为 0.53, 其显著性达到 99%信度水平。1991、1998、2017、2020 年为四个极端降水最强的年份,也是夏季降水最多的年份 (图 1b)。1991 年皮纳图博火山爆发, 大气气溶胶增加, 为了更好研究 SST 对长江中下游极端降水的影响, 本文只选取了 1998、2017、2020 年作为极端降水典型年份, 表 2 为每年的极端降水事件开始和结束时间。其极端降水量对夏季总降水量的贡献分别为 31%, 24%和 24%, 远大于极端降水贡献的平均值 12.5%。空间分布上, 1998 和 2017 年, 在有些区域可达 80%以上, 2020 年在 60%以上 (图略)。可见, 夏季极端降水量是大的夏季降水总量的重要组成部分, 其降水形成的环流及水汽条件为极端降水发生提供了有利的背景。

表 2. 典型年份极端降水事件开始时间和结束时间

 Table 2. Start time and end time of extreme precipitation events in typical years

开始时间	结束时间	开始时间	结束时间	开始时间	结束时间
19980613	19980626	20170601	20170601	20200603	20200605
19980722	19980722	20170610	20170610	20200628	20200628
		20170623	20170624	20200702	20200708
		20170630	20170701	20200722	20200722
		20170812	20170813		

图 2a-c 为三个典型年份夏季异常的区域大气柱水汽净通量辐合 (中间数值) 和边界水汽通量。可见, 2020 年 (图 2c) 的水汽净辐合正异常值与 1998 年 (图 2a) 接近, 2017 年 (图 2b) 的较小, 与该年夏季纬向水汽为异常净辐散有关。区域大气柱水汽净辐合异常主要来自经向水汽异常辐合的贡献, 尤其是南边界的异常水汽输入, 为该区域的极端降水发生提供了有利的季节尺度背景。图 2 d-f 为极端降水过程区域大气柱水汽辐合和边界水汽通量相对于对应年份夏季的偏差。可见, 三个典型年份的极端降水过程, 相对于夏季平均, 东、西边界均为水汽净流出, 使纬向水汽为净辐散。区域南北边界的水汽输入均为正偏差, 产生了大的经向水汽净辐合, 使区域大气柱出现强的净水汽辐合。表明, 长江中下地区极端降水

过程的发生, 与中高纬度系统引起的冷空气的影响密切关联。南边界强的水汽输入, 提供了强降水发生的水汽条件, 即区域南边界的强水汽输入对长江中下游地区强降水发生起重要作用。

上述分析显示, 无论是夏季还是极端降水过程的偏差发生阶段, 区域南边界的整层水汽异常输入最大, 为进一步分析南边界水汽输送的主要发生层次, 如图 3 a-c 水汽输送的垂直廓线显示, 600 hPa 以下为长江中下游南边界的水汽通量输入大值区, 主要在 900-800 hPa 之间, 850 hPa 上下为南边界水汽输入的最强等压面, 600 hPa 以上逐渐减小。对比三个典型年份的夏季值与极端降水过程合成值, 显然, 极端降水过程合成值均比夏季值强。

上述典型年份夏季和极端降水过程的南边界水汽输送异常融合了水汽输送异常伴随的环流(动力条件)和水汽(热力异常)空间场特征。在三个典型年份的夏季中, 西北太平洋到南海上空存在着大范围的异常反气旋式环流(图 4 a, b, c), 其南侧的异常东风将太平洋水汽输向大陆, 再通过其西-西北侧的西南风异常, 输送到长江中下游地区。区域北界的异常经向风较小, 在长江中下游形成净水汽通量辐合异常(如图 2 a, b, c 方框中的数值)。但 2017 年夏季异常反气旋环流的范围与强度均比 1998 和 2020 年的弱, 这解释了图 2 b 中 2017 年长江中下游南边界水汽输入比其他两个典型年份弱, 这与 2017 年夏季极端降水过程强度也弱于 1998 和 2020 年相对应(图 1 b)。极端降水过程相对于夏季平均的 850hPa 水汽输送偏差(图 4b, d, f)显示, 在各年的夏季背景下, 区域南侧有异常的向北水汽输送, 输入区域, 其北侧存在着来自从中高纬的东北气流往南输送, 形成了与图 2b, d, f 对应的区域内强的水汽辐合异常, 利于区域极端降水过程的发生。从上述可知, 西北太平洋的异常反气旋是影响长江中下游极端降水过程中水汽输送的重要环流系统, 其受各大洋 SST 异常的调控(Wang et al., 2000; Xie et al., 2009; Wu et al., 2010)。

4. SST 增暖趋势和自然变率对极端降水强度的影响

类似于 Schubert et al. (2009)的做法, 将 1900-2020 年 SST 异常进行 EOF 分解, 获取前三个模态。第一模态为全球海温增暖趋势(图 5 a), 第二模态为年际变化模态(图 5 c)。第三模态为年代际模态(图 5 e)。它们对应的方差贡献分别为 30.7%, 13.1%, 5.3%。本研究将 EOF 的第一模态乘以 1998, 2017, 2020 年对应的时间系数作为它们的 SST 增暖趋势。利用总的 SST 异常减去其线性趋势作为 SST 自然变率。可见, 三个典型年份, 夏季总的 SST 异常分布表现出赤道印度洋, 太平洋西部和大西洋为显著正异常, 主要为增暖趋势的贡献(对

比图 6 b 与 6 a; 图 6 e 与 6 d; 图 6 h 与 6 g), 赤道中东太平洋表现为弱正异常或者是负异常, 则为 SST 自然变率信号 (对比图 6 c 与 6 a; 图 6 f 与 6 d; 图 6 j 与 6 g)。三个典型年 SST 增暖趋势与自然变率对水汽输送的相对贡献, 将通过全球大气环流模式 CESM2.1.3 (Simpson et al., 2020) SST 强迫的数值敏感性试验进行。

图 7 为敏感试验中长江中下游的大气柱边界水汽收支情况, 图中箭头代表输入(出)长江中下游大气柱内的水汽输送量, 方框内的数值为该区域的水汽通量辐合值。总的 SST 异常试验结果基本与再分析资料的(对比图 7 a 与 2 a; 图 7 d 与 2b; 图 7 g 与 2 c)一致, 其南边界为水汽主要输入边界且在长江中下游形成了水汽通量辐合正异常值, 这反映了赤道 SST 的强迫作用对长江中下游区域的水汽输送影响起主要作用。对比 1998 年 SST 增暖趋势与自然变率的强迫试验 (图 7 b 与图 7 c), 发现, 两者都是经向水汽辐合异常大于纬向水汽辐散, 使区域水汽为净辐合异常。SST 增暖趋势强迫表现为长江中下游地区南北边界都为水汽输入异常引起的水汽异常辐合, SST 自然变率强迫表现为南北边界都为南风的水汽输送, 由于南边界的输入远大于北边界的输出, 导致水汽辐合大于 SST 增暖趋势强迫的结果。而 2017 和 2020 年的 SST 增暖趋势试验的结果比自然变率试验的强, 即 1998, 2017, 2020 年夏季的 SST 增暖趋势与自然变率在长江中下游地区水汽辐合比分别为: 83%、210%和 107%, 反映了 SST 增暖趋势在逐渐地增强长江中下游夏季极端降水强度。且在 SST 自然变率作用偏弱的年份下, 增暖趋势起着主要作用。

上述的 SST 异常强迫的长江中下游大气柱水汽收支异常特征与环流异常的响应有关。根据之前的分析, 长江中下游区域地区的降水过程, 850 hPa 的水汽输送最为重要。总 SST 异常强迫在西北太平洋形成 850 hPa 反气旋式环流异常与再分析资料结果接近(对比图 8 a 与 2 a; 图 8 d 与 2b; 图 8 g 与 2 c), 如热带西太平洋附近出现了强劲的正常东风水汽输送通道, 长江中下游对流层低层为异常反气旋的西南风水汽通量, 把源自西北太平洋与南海的水汽向长江中下游输送。2017 年 SST 异常强迫的长江中下游地区的环流异常产生的水汽输送弱于 1998 和 2020 年 (对比图 8 d 与图 8 a, g), 表明, 影响长江中下游极端降水过程发生的季节背景与热带 SST 异常的强迫密切相关。1998 年 SST 增暖趋势和自然变率的强迫试验显示, 自然变率试验的西北太平洋反气旋式环流异常强于增暖趋势试验 (对比图 8 c 与图 8 b), 使自然变率试验的区域南边界的西南风水汽输入, 远大于增暖趋势试验, 说明, 1998 年夏季 SST 自然变率对长江中下游极端降水发生起主要作用, 与 SST 趋势强迫的区域水汽净辐合的比为 119%。1998 年是强 El Niño 衰减年, SST 自然变率表现为赤道太平洋的强 La Niña 型, 热带印度洋为一致偏暖, 北大西洋为正三极型 (图 6 c), 三个海盆的 SST 自然变率都

有利于在西北太平洋产生反气旋式环流异常 (Wang et al. 2017; Wu et al. 2017; Yu et al. 2016), 使其强于 SST 增暖趋势强迫的结果。2017 和 2020 年夏季 SST 增暖趋势强迫的西北太平洋反气旋式环流异常强于 SST 自然变率 (对比图 8 e 与图 8 f; 图 8 h 与图 8 i)。2017 和 2020 年夏季 SST 增暖趋势试验在西北太平洋出现异常反气旋式环流异常, 热带西太平洋有范围更大更强异常向西的水汽输送, 进而通过反气旋西侧的西南气流将水汽输送进长江中下游地区。2017 和 2020 年夏季 SST 自然变率试验在热带西太平洋的异常东风很弱, 没有形成明显的异常反气旋式环流和向长江中下游的水汽输送。图 7 e, h 得到的大气柱水汽净辐合以及南边界水汽输入主要受对流层低层异常环流的影响。

5. 小结和讨论

本文基于时空聚集性强度, 识别长江中下游地区的极端降水过程, 得到区域极端降水过程降水时间序列, 从中挑出三个典型极端降水过程发生的 1998、2017 和 2020 年夏季, 分析其异常的水汽输送特征和收支情况, 研究 SST 增暖趋势和自然变率对该区域极端降水强度的可能影响, 主要结论如下:

(1) 典型年份夏季, 存在充沛的水汽往长江中下游输送, 该区域的南边界水汽输入最强, 提供了有利的水汽背景条件。极端降水过程相对于夏季的纬向水汽为辐散偏差, 南北边界的水汽净辐合偏差远大于纬向水汽净辐散, 产生强的区域大气柱水汽净辐合, 促使极端降水过程的发生。区域水汽输入最大的南边界, 以对流层 850 hPa 的水汽输入最强。其与热带西太平洋对流层低层的异常反气旋式环流有关, 该环流南侧的异常东风, 把大量的水汽从热带太平洋向西输送到陆地, 通过环流西-西北侧的西南气流将水汽继续向长江中下游输送, 形成了稳定的西南风水汽输送通道。

(2) 三个典型极端降水过程发生的夏季, SST 异常在赤道印度洋和大西洋表现为正值, 而赤道中东太平洋表现为负值。通过正交经验展开, 将全球 SST 异常分为 SST 增暖趋势和自然变率。印度洋, 大西洋和北太平洋的 SST 增暖趋势明显, 且三个典型年份的 SST 增暖趋势的分布相差不大。1998 年夏季, SST 自然变率在赤道中东太平洋表现为强 La Niña 型, 热带印度洋为正异常值, 北大西洋为三极型正位相。2017 和 2020 年 SST 自然变率在上述海域弱于 1998 年夏季。

(3) 数值模式敏感性试验发现, SST 异常强迫的环流异常与再分析资料得到的一致, 表明引起长江中下游地区的极端降水过程的水汽辐合异常与 SST 异常的强迫作用有关。1998

243 年 SST 自然变率作用强于 SST 的增暖趋势,强 El Niño 衰减年夏季赤道中东太平洋出现 SST
244 强的负异常,在西北太平洋产生强的异常反气旋式环流响应。2017 和 2020 年夏季, SST 增
245 暖趋势的环流强迫效应强于 SST 自然变率。1998、2017 和 2020 年 SST 增暖趋势强迫的长
246 江中下游地区大气柱的水汽净辐合分别是 SST 自然变率强迫的 83%、210%和 107%。

247 (4) 1998 年强 El Niño 衰减年的强年际信号,促使 SST 自然变率激发的西北太平洋异
248 常反气旋式环流且强于 SST 增暖趋势。2017 年和 2020 年的 SST 年际信号较弱, SST 自然
249 变率没有激发出明显的西北太平洋反气旋异常,而 SST 增暖趋势可激发出明显的西北太平
250 洋反气旋异常。因此 SST 增暖趋势和自然变率均可强迫西北太平洋异常反气旋式环流影响
251 长江中下游,但在有无 El Niño 年会有差异。

252 本文的全球数值试验的意义是通过敏感试验说明海表温度的增暖趋势和自然变率对夏
253 季的水汽收支和环流的影响,间接反映其对夏季极端降水强度的影响。试验结果表明 SST
254 增暖可能会增大长江中下游地区夏季极端降水发生的风险,增加极端降水强度。一般极端降
255 水过程发生与中小尺度对流过程有关,由于全球模式较粗分辨率,难于分辨对流过程,对流
256 参数化对强降水的模拟有较大偏差,试验结果无法直接对比 SST 增暖趋势和自然变率对极
257 端降水强度的强迫效应。今后,可利用区域高分辨率模式,进行动力降尺度研究,直接比较
258 极端降水过程对 SST 增暖趋势和自然变率的响应特征。

参考文献 (References)

- Chen J M, Gu S X, Jiang R C, et al. 2018. The relationship between Pacific SSTA and Autumn Extreme Precipitation Events of China [J]. [MATEC Web Conf](#), 246. doi:10.1051/mateconf/201824602056
- Chen Y, Li W, Jiang X, et al. 2021. Detectable Intensification of Hourly and Daily Scale Precipitation Extremes across Eastern China [J]. [J. Climate](#), 34, 1185–1201. doi:10.1175/JCLI-D-20-0462.1
- Danabasoglu G, Lamarque J F, Bacmeister J, et al. 2020. The Community Earth System Model Version 2 (CESM2) [J]. [Journal of Advances in Modeling Earth Systems](#), 12(2), e2019MS001916. doi:10.1029/2019MS001916
- 丁一汇, 胡国权. 2003. 1998 年中国大洪水时期的水汽收支研究[J]. [气象学报](#), 61 (2): 129-145. Ding Yihui, Hu Guoquan. 2003. A study on water vapor budget over China during the 1998 severe flood periods[J]. [Acta Meteorologica Sinica \(in Chinese\)](#), 61 (2): 129–145. doi:CNKI:SUN:QXXB.0.2003-02-000
- Funk C, Hoell A, Stone D. 2014. Examining the contribution of the observed global warming trend to the California droughts of 2012/13 and 2013/14[J]. [Bull. Amer. Meteor. Soc.](#), 95(9):S11–S15.
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. [Quart. J. Roy. Meteor. Soc.](#), 106,447–462. doi:10.1002/qj.49710644905
- Hagos S M, Leung L R, Yoon J H, et al. 2016: A projection of changes in landfalling atmospheric river frequency and extreme precipitation over western North America from the Large Ensemble CESM simulations [J]. [Geophys. Res. Lett.](#), 43(3), 1357–1363, doi:10.1002/2015gl067392
- 贺冰蕊, 翟盘茂. 2018. 中国 1961-2016 年夏季持续和非持续性极端降水的变化特征 [J]. [气候变化研究进展](#), 14 (5): 437-444. HE Bing-Rui, ZHAI Pan-Mao. 2018. Characteristics of the persistent and non-persistent extreme precipitation in China from 1961 to 2016 [J]. [Climate Change Research \(in Chinese\)](#), 14 (5): 437–444. doi:10.12006/j.issn.1673-1719.2018.016
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2019. Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5[J]. [ECMWF Newsletter](#), 159, 17–24. doi: 10.21957/vf291hehd7
- IPCC. 2021. Climate Change 2021: The Physical Science Basis [M]. Masson-Delmotte, V, Zhai P M, Pirani A, et al., Eds. [Cambridge University Press](#). In Press.
- Pan X, Tim Li, Sun Y, et al. 2021. Cause of Extreme Heavy and Persistent Rainfall over Yangtze River in Summer 2020[J]. [Advances in Atmospheric Sciences \(prepublish\)](#). doi:10.1007/S00376-021-0433-3.
- Rayner N A, Parker D, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. [J. Geophys. Res.: Atmos.](#), 108(D104):4407. doi:

10.1029/2002JD002670

Schubert S, Gutzler D, Wang H L, et al. 2009. A U.S. CLIVAR project to assess and compare the responses of global climate models to drought-related SST forcing patterns: overview and results [J]. *J. Climate*, 5251–5272, doi:10.1175/2009JCLI3060.1

Simpson I R, Bacmeister J, Neale R B, et al. 2020. An evaluation of the large-scale atmospheric circulation and its variability in CESM2 and other CMIP models [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 125(42) doi:10.1029/2020JD032835

Sun Q H, Zhang X B, Zwiers F W, et al. 2020. A global, continental, and regional analysis of changes in extreme precipitation [J]. *J. Climate*, 1–52, doi:10.1175/jcli-d-19-0892.1

Trenberth K E, Fasullo J T, Shepherd T G. 2015. Attribution of climate extreme events [J]. *Nature Climate Change*, 5(8):725–730. doi:10.1038/nclimate2657

Wang B, Li J, He Q. 2017b. Variable and robust East Asian monsoon rainfall response to El Niño over the past 60 years, 1957–2016 [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 34, 1235–1248. doi:CNKI:SUN:DQJZ.0.2017-10-010

Wang B, Wu R, and Fu X. 2000. Pacific-East Asian Teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? [J]. *J. Climate*, 13(9), 1517–1536. doi:10.1175/1520-0442(2000)013<1517:PEATHD>2.0.CO;2

Wang X L, Hou X Y, Wang Y D. 2017a. Spatiotemporal variations and regional differences of extreme precipitation events in the Coastal area of China from 1961 to 2014[J]. *Atmospheric Research*, 197, 94–104. doi: 10.1016/j.atmosres.2017.06.022

Wu B, Li T, Zhou T. 2010. Relative contributions of the Indian Ocean and local SST anomalies to the maintenance of the western North Pacific anomalous anticyclone during El Niño decaying summer [J]. *J. Climate*, 23, 2974–2986

Wu Y K, Huang A Y, Wu C K. et al. 2020. Effect of Warm SST in the Subtropical Eastern North Pacific on Triggering the Abrupt Change of the Mei-Yu Rainfall over South China in the Early 1990s [J]. *J. Climate*, 33(2):657–673. doi:10.1175/JCLI-D-18-0292.1

王志福, 钱永甫. 2009. 中国极端降水事件的频强度特征 [J]. *水科学进展*, 1ti (5): 437-444. 20(0t1):1-9.
WANG Zhi-Fu, QIAN Yong-Fu. 2009. Frequency and intensity of extreme precipitation events in China[J]. *ADVANCES IN WATER SCIENCE(in Chinese)*, 14 (5): 437-444. 20(01):1-9
doi:10.14042/j.cnki.32.1309.2009.01.005.

Xiao C, Wu P L, Zhang L X, et al. 2016. Robust increase in extreme summer rainfall intensity during the past four

decades observed in China [J]. [Sci. Rep.](#) 6, 38506. doi:10.1038/srep38506

Xie S P, Hu K M, Hafner J, et al. 2009. Indian Ocean capacitor effect on Indo-Western Pacific climate during the summer following El Niño [J]. [J. Climate](#), 22, 730–747. doi:10.1175/2008JCLI2544.1

Yu J H, Li T, Tan Z M, et al. 2016. Effects of tropical North Atlantic SST on tropical cyclone genesis in the western North Pacific [J]. [Climate Dyn.](#), 46, 865–877. doi: 10.1007/s00382-015-2618-x

叶梦茜. 2021. 中国东部区域极端降水事件监测及低频特征分析 [D]. [南京信息工程大学硕士学位论文](#). Ye Mengxi. 2021. Monitoring and low frequency characteristics of extreme precipitation events in eastern China [D]. [M. S. thesis \(in Chinese\), Nanjing University of Information Science and Technology](#).

Zhai P M, Zhang X B, Wan H, et al. 2005. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China [J]. [J. Climate](#), 18 (18): 1096–1108. doi: 10.1175/JCLI-3318.1

赵炜. 2018. 基于聚类分析和 REID 方法的降水极端事件识别方法及其应用 [D]. [南京信息工程大学博士学位论文](#). Zhao Wei. 2018. Precipitation extreme event recognition method based on cluster analysis and REID Method and its Application [D]. [Ph. D. dissertation \(in Chinese\), Nanjing University of Information Science and Technology](#).

赵永晶, 钱永甫. 2009. 全球海温异常对中国降水异常的影响[J]. [热带气象学报](#), 25(05):561–570. Zhao Yong-jing, QIAN Yong-fu. 2009. Analyses of the impacts of global SSTA on precipitation anomaly in China [J]. [Journal of Tropical Meteorology \(in Chinese\)](#), 25(05):561–570. doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2009.05.006

赵煜飞, 朱江. 2015. 近 50 年中国降水格点日值数据集精度及评估[J]. [高原气象](#), 34(01): 50–58. Zhao Yufei, Zhu Jiang. 2015. Assessing quality of grid daily precipitation datasets in China in recent 50 years [J]. [Plateau Meteorology \(in Chinese\)](#), 34 (01):50–58. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00141

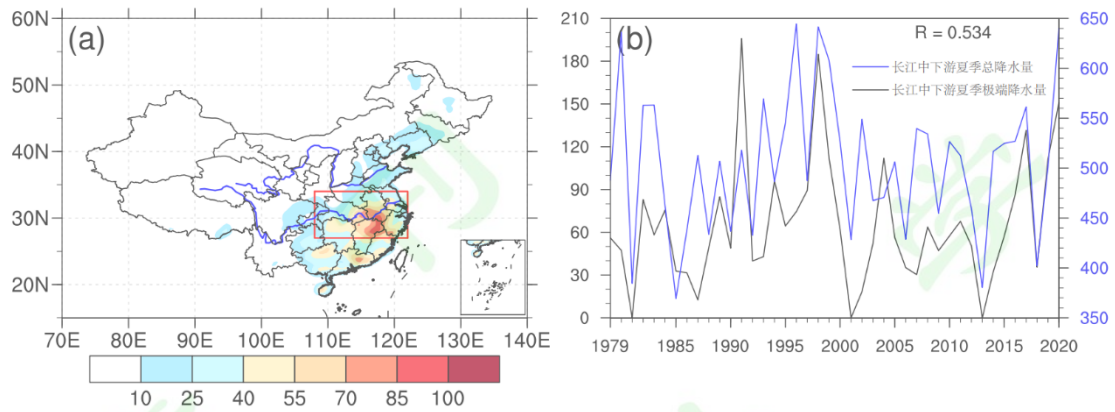


图 1 (a) TSG 方法识别的中国夏季极端降水过程的降水量空间分布, (b) 长江中下游夏季极端降水量的时间序列 (实线) 和长江中下游夏季区域平均降水量 (蓝线), 降水量单位: mm, 其相关系数 $R=0.534$ 显著性达到 99% 信度水平

Figure 1 (a) The horizontal patterns of relative strength of REP in summer identified by TSG method in China, (b) time series of the relative strength of REP in summer in YRV (black line) and the accumulated precipitation (mm) during summer in YRV (blue line). The correlation coefficient is 0.534, which is significant at the 99% level.

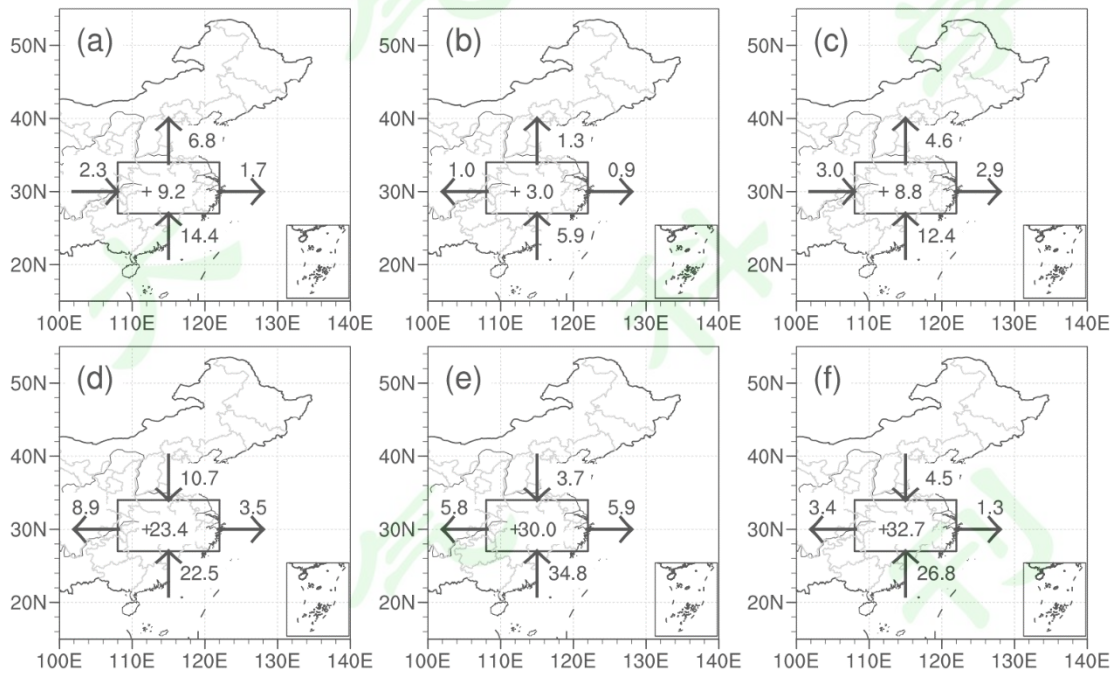


图 2. 1998 (a, d), 2017 (b, e), 2020 (c, f) 年夏季长江中下游区域四个边界整层积分水汽输送异常 (单位: $10^{12}\text{kg}\cdot\text{day}^{-1}$) 和区域水汽通量辐合异常 (方框内数值, 单位: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$), (a - c) 为夏季平均, (d - f) 极端降水过程相对于夏季平均的偏差

Figure 2 The anomalous transfer of water vapor of four boundaries (units: $10^{12}\text{kg}\cdot\text{day}^{-1}$) in summer of 1998(a, d), 2017(b, e), 2020(c, f) and the anomalous divergence of transfer of water vapor (the value in box, units: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$), (a-c) Summer average, (d-f) the bias of the process of REP from summer average.

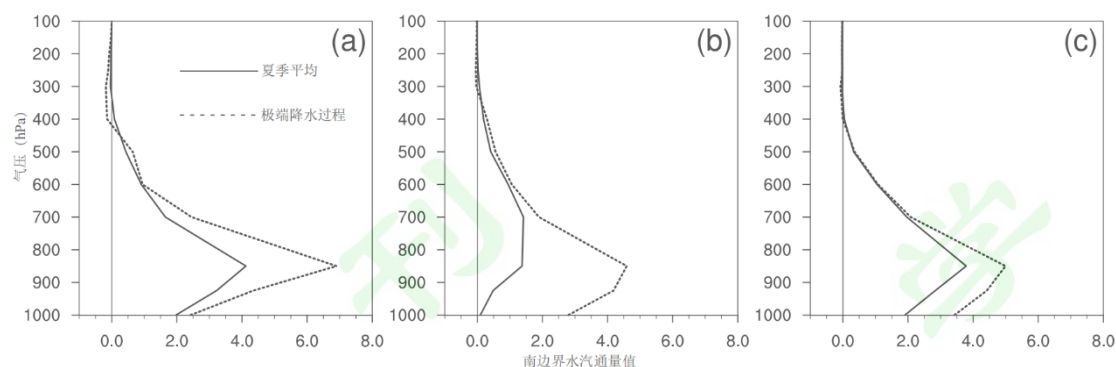


图 3. 1998 (a, d) ,2017(b, e) , 2020(c, f) 年夏季长江中下游南边界水汽通量异常值垂直廓线, 图 (a - c) 为夏季平均, 图 (d - f) 极端降水过程相对于夏季平均的偏差, 单位: $10^8 \text{ kg} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{day}^{-1}$

Figure 3 The vertical profile of anomalous transfer of water vapor with south boundary of YRV in summer of 1998(a, d), 2017(b, e), 2020(c, f) (units: $10^8 \text{ kg} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{day}^{-1}$) and (a-c) Summer average, (d-f) the bias of the process of REP from summer average.

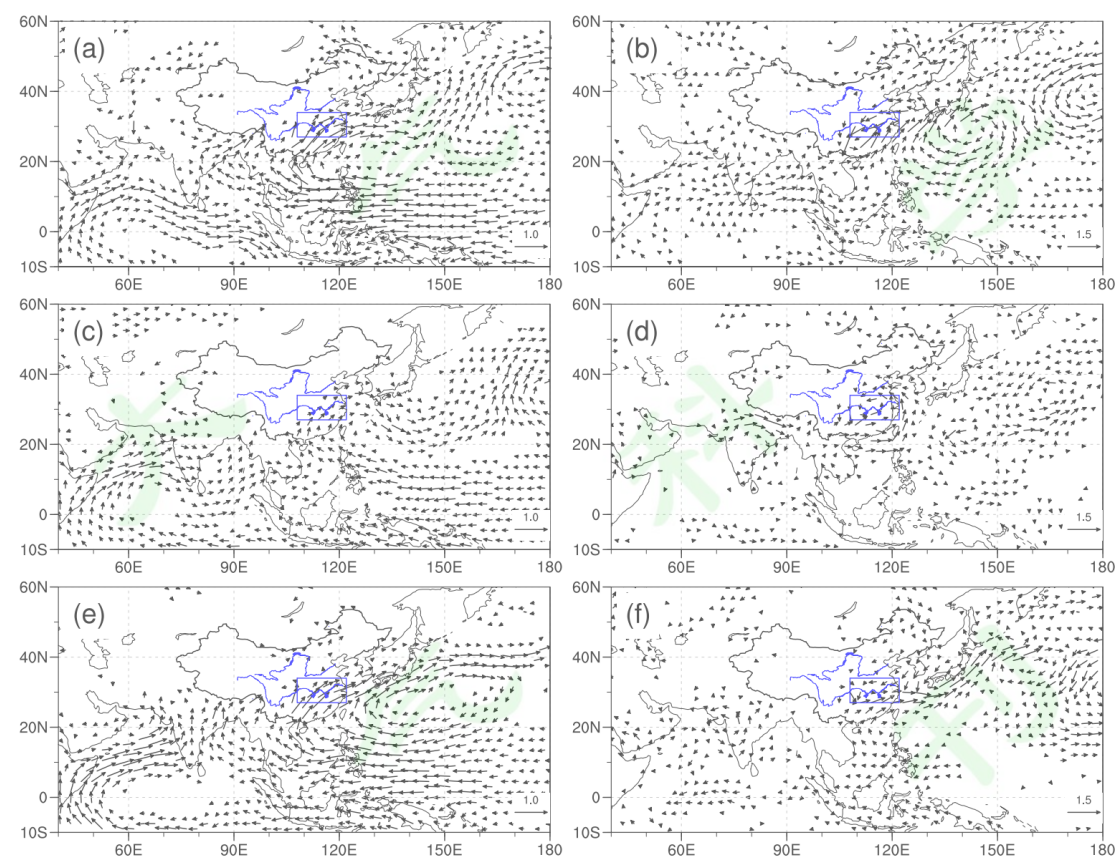


图 4. 1998(a, b),2017(c, d) ,2020(e, f)年夏季 850 hPa 的水汽通量异常场, 矢量为单位 $10^5 \text{ kg} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{day}^{-1}$ 。

图 (a, c, e) 为夏季平均, 图 (b, d, f) 极端降水过程相对于夏季平均的偏差

Figure 4 The horizontal patterns of the anomalous transfer of water vapor (vector; $10^5 \text{ kg} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{day}^{-1}$) at 850 hPa of YRV in summer of 1998(a, d), 2017(b, e), 2020(c, f) and (a, c, e) Summer average, (b, d, f) the bias of the process of REP from summer average.

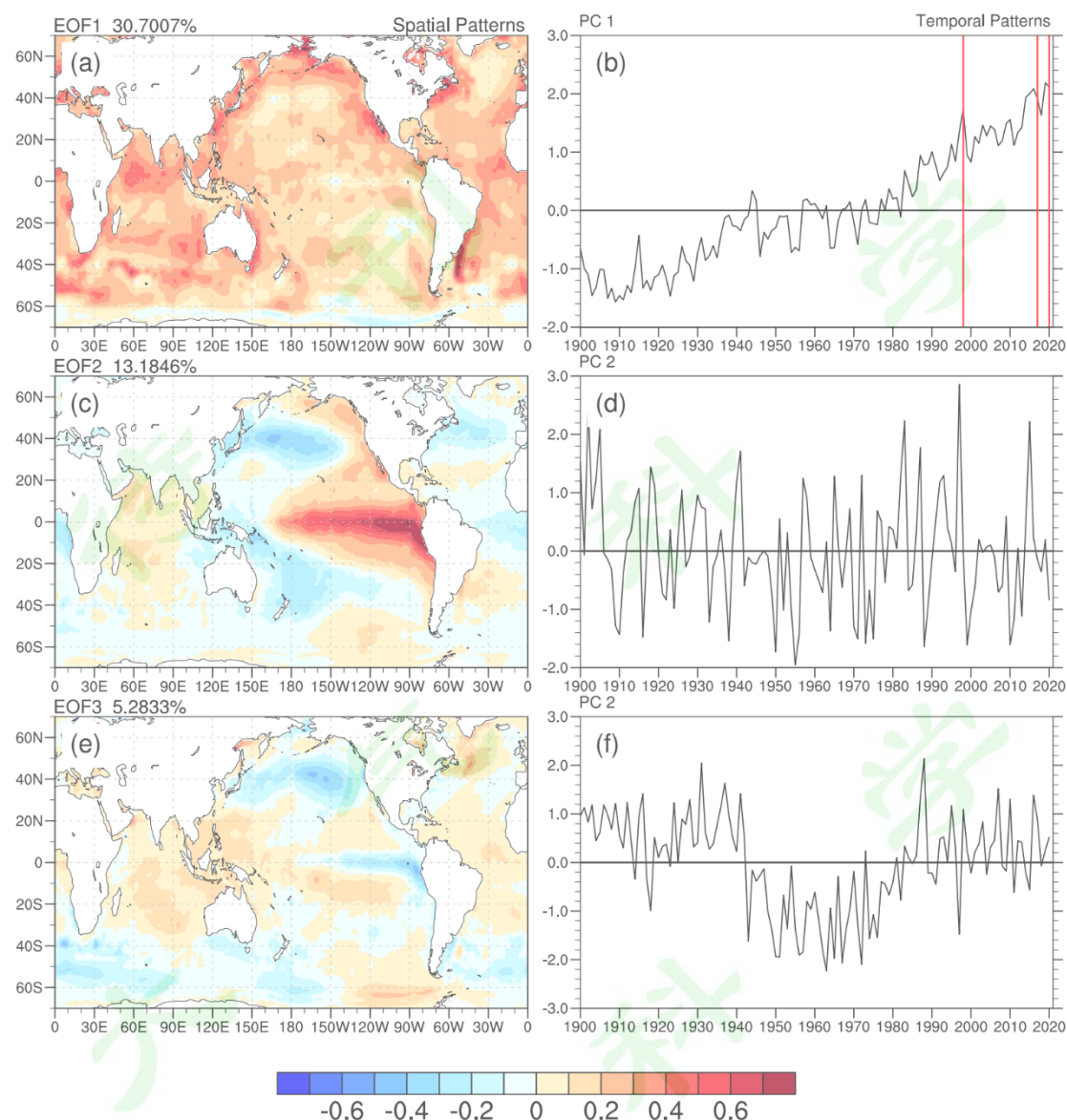


图 5. 1900-2020 年的全球海温进行 EOF 分解得到的前三个模态 (a), (c), (e) 为空间型, (b), (d), (f) 为时间系数, (b) 中红色竖线分别为 1998 年, 2017 年和 2020 年对应的时间系数

Figure 5 The first (a,b), second (c,d) and third (e,f) leading empirical orthogonal functions (EOFs) of SSTA from 1900-2020 from the HadISST data set. The red vertical line of (b) are the temporal patterns with 1998, 2017, 2020.

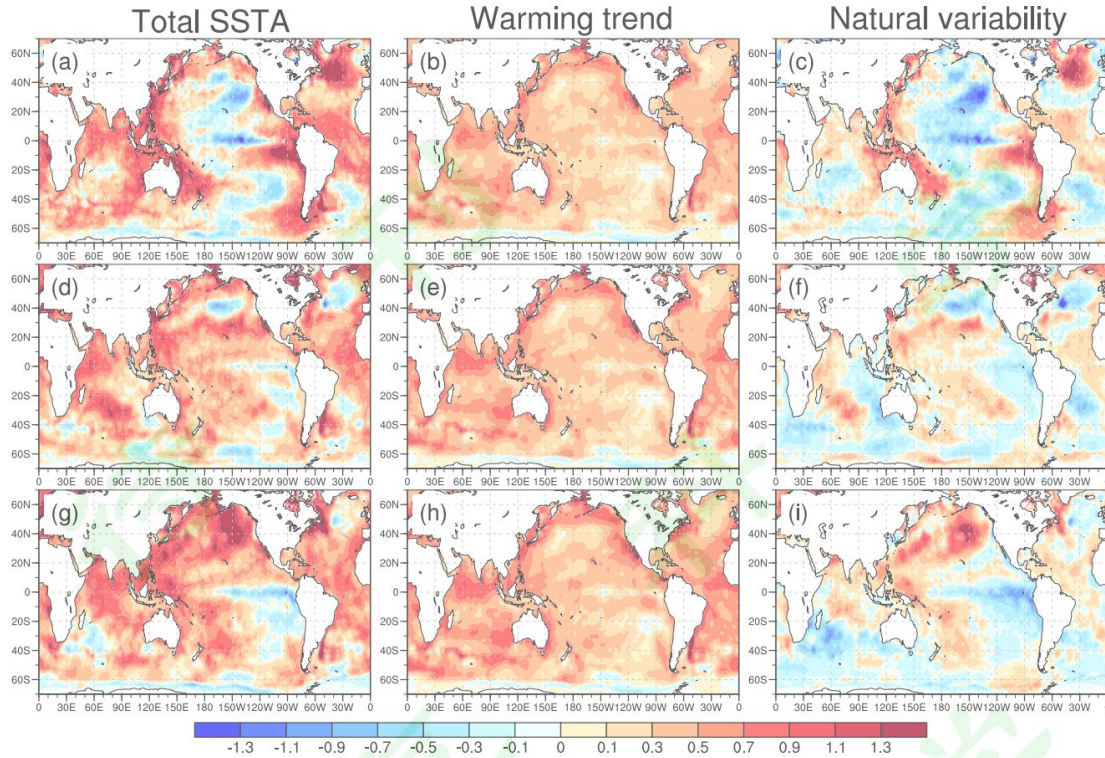


图 6 (a) , (d) , (g) 填色图为 1998, 2017, 2020 年夏季 (6-8 月) 对应的总的海温异常场, (b) , (e) , (h) 为图 5 的 EOF 分解第一模态乘以对应年份的时间系数得到的空间分布, 即增暖趋势模态, (c) , (f) , (j) 为对应年份总的海温场减去增暖趋势模态的得到的结果, 即海温的自然变率; SSTA 单位: $^{\circ}\text{C}$ 。

Figure 6 The total SSTA (shading; units: $^{\circ}\text{C}$) and in summer 1998, 2017, 2020 (a), (d), (g),. The horizontal patterns of the warming trend in SSTA (b), (e), (h) (shading; units: $^{\circ}\text{C}$) result from the first EOFs of SSTA in Figure 5. The horizontal patterns of the natural variability in SSTA(c), (f), (i) (shading; units: $^{\circ}\text{C}$) result from the difference between total SSTA and warming trend.

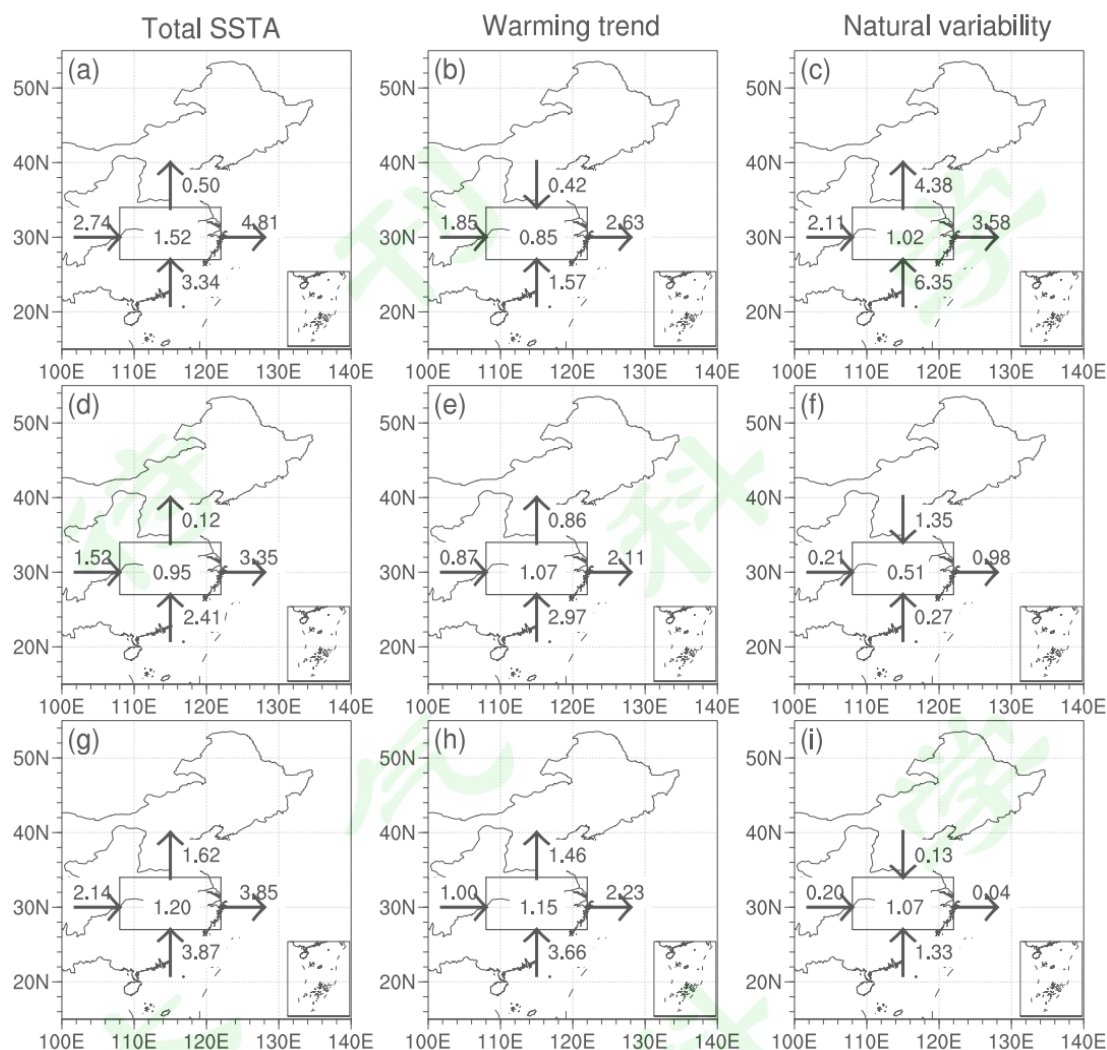


图 7.1998 (a, b, c), 2017 (d, e, f), 2020 (g, h, i) 年夏季敏感试验的长江中下游四个边界整层积分水汽输送 (单位: $10^{12} \text{ kg} \cdot \text{day}^{-1}$) 和区域水汽通量辐合异常 (方框内数值, 单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$), (a) (d) (g) 为典型年份 SSTA 试验结果, (b) (e) (h) 为 SSTA 增暖趋势试验结果, (c) (f) (i) 为 SSTA 自然变率试验结果

Figure 7 The anomalous transfer of water vapor of four boundaries (units: $10^{12} \text{ kg} \cdot \text{day}^{-1}$) in summer of 1998(a, d), 2017(b, e), 2020(c, f) and the anomalous divergence of transfer of water vapor (the value in box, units: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$) for numerical sensitivity experiments, the result of total SSTA forcing (a), (d), (g), the warming trend in SSTA forcing (b), (e), (h), the natural variability in SSTA forcing (c), (f), (i).

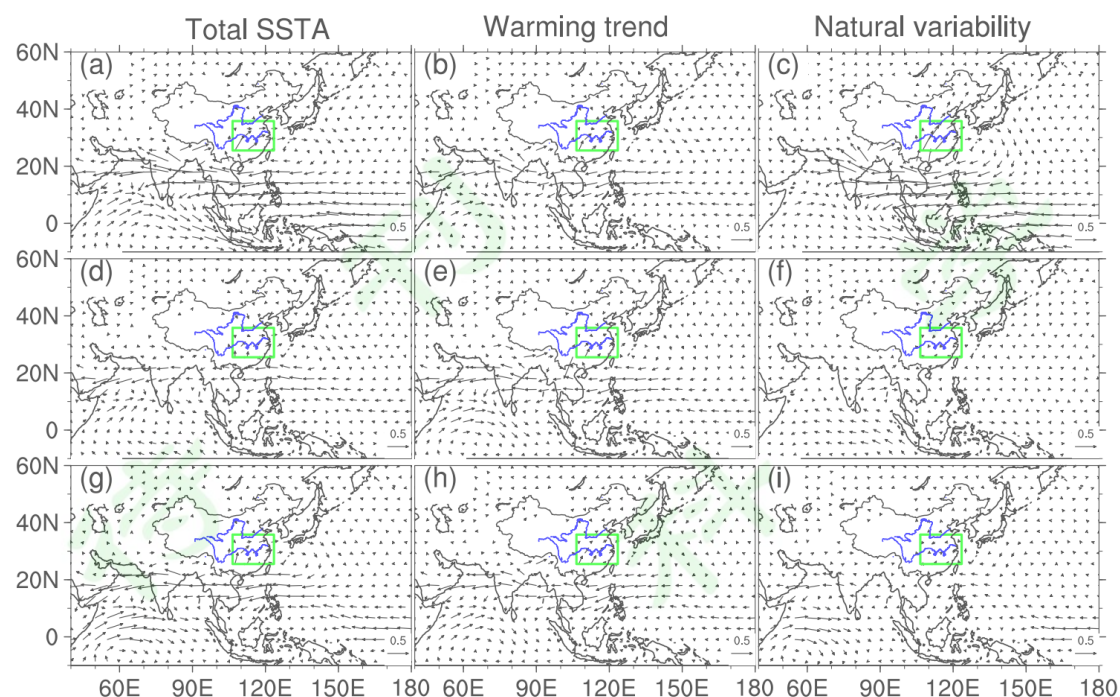


图 8. 1998 (a, b, c), 2017 (d, e, f), 2020 (g, h, i) 年夏季敏感试验的 850 hPa 的水汽通量异常场 (单位: $10^5 \text{ kg} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{day}^{-1}$), (a), (d), (g) 为典型年份总的 SSTA 试验结果, (b), (e), (h) 为 SSTA 增暖趋势试验结果, (c), (f), (i) 为 SSTA 自然变率试验结果

Figure 8 The horizontal patterns of the anomalous transfer of water vapor (vector; $10^5 \text{ kg} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{day}^{-1}$) at 850 hPa of YRV in summer of 1998(a, b, c), 2017(d, e, f), 2020(g, h, i) for numerical sensitivity experiments, the result of total SSTA forcing (a), (d), (g), the warming trend in SSTA forcing (b), (e), (h), the natural variability in SSTA forcing (c), (f), (i).