



东南亚低纬高原热力作用对孟加拉湾西南夏季风的影响研究

廖雨静^{1,2,6}, 陶云^{3,4}, 周秀美^{3,5}, 曹杰^{1,2*}

1. 云南大学植被结构功能与建造全国重点实验室, 昆明 650500
2. 云南大学云南省大湄公河次区域气象灾害与气候资源重点实验室, 昆明 650500
3. 中国气象局横断山区(低纬高原)灾害性天气研究中心, 昆明 650034
4. 云南省气象科学研究所, 昆明 650034
5. 云南省红河州气象局, 蒙自 661199
6. 成都信息工程大学计算机学院, 成都 610225

* 通讯作者, E-mail: caoj@ynu.edu.cn

收稿日期: 2025-05-23; 收修改稿日期: 2025-09-03; 接受日期: 2025-09-08; 网络版发表日期: 2025-11-12

国家自然科学基金项目(42030603、42465004和U20A2097)和中国气象局创新发展专项(CXFZ2025J046)资助

摘要 本研究基于4组数值试验的结果, 探究了东南亚低纬高原热力作用对孟加拉湾西南夏季风的影响. 模拟结果表明, 东南亚低纬高原的总非绝热加热、单独潜热加热和单独感热加热对区域平均的孟加拉湾西南夏季风强度的贡献大致为21%、20%和4%. 相较于感热加热, 东南亚低纬高原的潜热加热在调节孟加拉湾西南夏季风强度中更加关键. 东南亚低纬高原的总非绝热加热、单独潜热加热, 以及单独感热加热影响孟加拉湾西南夏季风的物理过程基本一致. 当关闭东南亚低纬高原的非绝热加热时, 研究区域中对流层低层出现负的温度异常. 其中, 孟加拉湾上空存在一个相对较暖的中心, 而孟加拉湾周边陆地区域上空却相对较冷. 对流层低层这种温度梯度异常通过改变陆地和海洋之间的热力对比, 导致孟加拉湾上空气旋式异常. 与其相伴随的异常西南风最终加强了孟加拉湾西南夏季风.

关键词 东南亚低纬高原, 热力效应, 孟加拉湾, 西南夏季风, 异常温度梯度

1 引言

位于东亚西南侧的孟加拉湾是东亚降水的主要水汽源地. 夏季强劲的西南季风将孟加拉湾上空丰沛的水汽输入东亚, 调控着东亚夏季的旱涝格局(图1). 例如, 孟加拉湾西南夏季风异常被认为是造成1998和

2020年长江流域两次极端梅雨-洪涝事件的关键驱动因子之一(Ding等, 2021; Chen等, 2023; Liu等, 2023; Dong Y等, 2024; Zhang等, 2024; Wang等, 2025). 深入理解孟加拉湾西南夏季风的变率对于减少人员伤亡和财产损失具有重要意义.

纬度在30°N以南且平均海拔超过1000m的东南亚

中文引用格式: 廖雨静, 陶云, 周秀美, 曹杰. 2025. 东南亚低纬高原热力作用对孟加拉湾西南夏季风的影响研究. 中国科学: 地球科学, 55(12): 4380–4390, doi: 10.1360/N072025-0228

英文引用格式: Liao Y, Tao Y, Zhou X, Cao J. 2025. Thermal effect of the Southeast Asian low-latitude highlands on the Bay of Bengal southwest monsoon. Science China Earth Sciences, 68(12): 4218–4227, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1693-5>

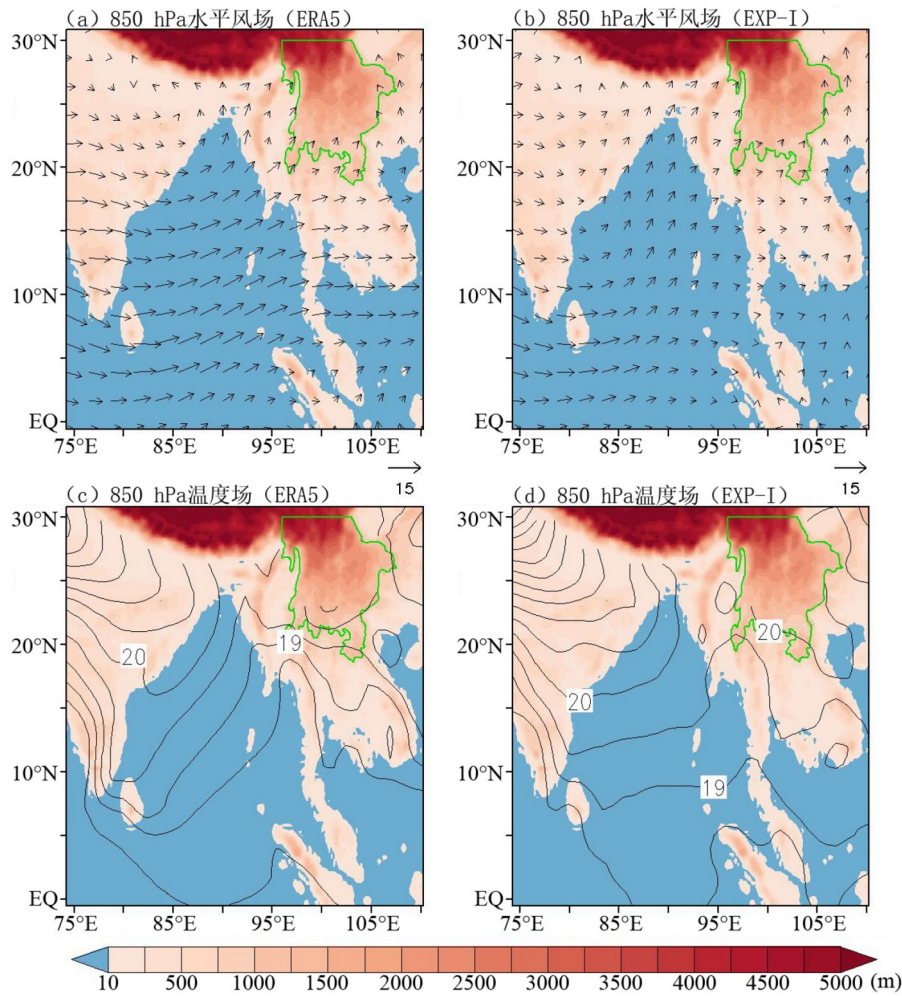


图 1 孟加拉湾及其周边区域的6~9月平均的850hPa风场和温度场

(a、c) ERA5的6~9月多年平均的850hPa风场(单位: m s^{-1})和温度场(单位: $^{\circ}\text{C}$); (b、d) 试验I模拟的6~9月多年平均的850hPa风场(单位: m s^{-1})和温度场(单位: $^{\circ}\text{C}$); 绿实线表示东南亚低纬高原边界; 填色表示孟加拉湾周边区域的地形

低纬高原(图1中绿线)位于孟加拉湾水汽进入东亚的咽喉要道。前人许多研究工作多强调孟加拉湾西南夏季风对东南亚低纬高原天气气候的影响(晏红明等, 2003; 陈艳等, 2006; Cao等, 2012, 2017, 2022; Yang等, 2019a, 2019b; Ding和Gao, 2020; Wen等, 2022; Wen和Cao, 2023; Lan和Yan, 2024; Wu等, 2024)。近年来的研究发现东南亚低纬高原反过来也会影响亚洲夏季风。例如, Zhang等(2015)在研究青藏高原不同区域抬升的气候效应时, 发现包括东南亚低纬高原的青藏高原东部的抬升将在孟加拉湾附近的对流层低层激发出异常气旋式环流, 从而增加孟加拉湾附近的降水。Shi等(2017)指出东南亚低纬高原附近的地形抬升效应与

青藏高原不同, 云贵高原的地形抬升通过激发对流层低层的异常反气旋式环流来削弱孟加拉湾附近的季风环流。Zhuang等(2022)发现东南亚低纬高原附近的地形通常会增加南亚初夏的降水, 同时减弱中国南海和华北初夏的降水。Wen等(2024a)和Yang等(2024a)研究指出东南亚低纬高原的热力作用主要通过激发类东亚~太平洋遥相关波列来影响东亚夏季风, 其动力作用则主要通过激发类孟加拉湾~东亚~太平洋遥相关波列来影响东亚夏季风。此外, 东南亚低纬高原的热力作用可以显著地影响孟加拉湾西南夏季风(Yang等, 2024b)、江淮梅雨(Wen等, 2024b), 以及南海夏季风(Dong Z等, 2024; Ling等, 2024)的建立。

可见, 以往的绝大部分研究工作是综合考虑东南亚低纬高原的动力和热力作用对亚洲夏季风的影响, 但单独的东南亚低纬高原热力作用对孟加拉湾西南夏季风的影响尚不清楚。最近, Wen和Cao(2023), 以及Yang等(2023)研究指出东南亚低纬高原的热力性质与青藏高原不同, 其相较于青藏高原更为温暖和湿润。因此, 为了更好地理解孟加拉湾西南夏季风的演变规律, 有必要开展东南亚低纬高原热力作用对孟加拉湾西南夏季风的影响研究。

2 敏感性数值模拟试验设计

数值模拟使用了欧洲中期数值天气预报中心-汉堡发展的第五代大气环流模式(ECHAM5; Roeckner等, 2003, 2006)。ECHAM5为谱模式, 本文采用的是三角截断纬向波数为106和垂直分层为19层的中等空间分辨率版本, 水平分辨率大致等效于 1.125° 。所有数值模拟试验中, ECHAM5中的海洋边界条件均采用逐月气候平均的海冰和海温数据。此外, 本文还采用欧洲中期天气预报中心开发的第五代再分析数据集(ERA5; Hersbach等, 2019; Hoffmann等, 2019)来验证模拟结果。

为了量化东南亚低纬高原热力作用对孟加拉湾西南夏季风的相对贡献, 我们开展了4组数值模拟试验(表1)。其中试验I(控制试验)包含了所有的非绝热加热过程。敏感性试验II中, 保留与控制试验一致的潜热加热过程, 但将东南亚低纬高原区的反照率从控制试验中的区域平均值0.16提高到0.6, 以量化东南亚低纬高原感热加热的贡献。反照率值(0.6)与前人的研究(Son等, 2019, 2020; Yang等, 2024a)一致。为了区分东南亚低纬高原潜热加热的贡献, 在试验III中保留与控制试验一致的反照率, 但关闭东南亚低纬高原区的包括对流加热、大尺度凝结加热、地表潜热通量等潜热加热过程。敏感性试验IV中, 将东南亚低纬高原区的反照率提高到0.6, 并同时关闭此区域的潜热加热过程, 以此来评估东南亚低纬高原总的非绝热加热对孟加拉湾西南夏季风的贡献。所有模拟试验均积分25年, 前15年用来预热数值模式, 用后10年6~9月平均的积分结果来分析孟加拉湾西南夏季风对东南亚低纬高原非绝热加热的响应。学生*t*检验方法用于分析敏感性试验与控制试验之间差值的显著性。

表 1 四组与东南亚低纬高原非绝热加热有关的敏感性数值模拟试验

试验编号	反照率	对流加热	大尺度凝结加热	地表潜热通量
I(控制试验)	模式原始值	开	开	开
II	提高到0.6	开	开	开
III	模式原始值	关	关	关
IV	提高到0.6	关	关	关

3 敏感性数值模拟试验结果

3.1 ECHAM5模拟性能评估

在研究东南亚低纬高原热力作用对孟加拉湾西南夏季风的影响之前, 首先评估ECHAM5对研究区域($74.25^\circ\text{E}\sim 110.25^\circ\text{E}$, $0^\circ\sim 30^\circ\text{N}$)内夏季风环流的模拟能力。图1将ERA5再分析资料与控制试验输出的多年6~9月平均的850hPa(1hPa=100Pa)风场和温度场进行了对比。ERA5的结果显示, 对流层低层的西南风从孟加拉湾向东北一直延伸至东南亚低纬高原区域, 在孟加拉湾上空风速达到最大(图1a)。控制试验再现了对流层低层这种西南风的分布(图1b)。与ERA5的850hPa西南风相比, 控制试验模拟的西南风角度偏大, 且风速偏小。ERA5的850hPa温度从孟加拉湾东南部附近的 18°C 向西北逐渐升高到印度次大陆西北部附近的 23°C , 向东北则逐渐升高至东南亚低纬高原东南侧的 20°C 。此后, 850hPa温度在东南亚低纬高原东北部向东北方向又开始逐渐降低(图1c)。控制试验也再现了850hPa温度的分布, 只是控制试验模拟的850hPa温度值较ERA5再分析资料的相对偏高(图1d)。

为了定量评估ECHAM5模型在模拟850hPa水平风场和温度方面的能力, 我们进一步计算了空间相关系数。控制试验中模拟的纬向风、经向风和温度与ERA5中对应数据的空间相关系数分别为0.69、0.74和0.94(表2)。即使在调整有效自由度后, 这些空间相关系数也均通过了99%置信水平的显著性检验。模型验证结果表明, 尽管与ERA5存在一些不可避免的差异, 但ECHAM5模型仍适用于研究东南亚低纬高原热力作用对孟加拉湾西南夏季风的影响。

3.2 ECHAM5敏感性试验结果分析

敏感性试验II模拟得到的6~9月平均的850hPa温

表 2 ERA5再分析资料和控制试验模拟的纬向风、经向风和温度间的空间相关系数^{a)}

统计量	纬向风	经向风	温度
EDF	46	28	14
SCC	0.69**	0.74**	0.94**

a) **表示SCC通过99%的信度检验

度场空间分布(图2a)与控制试验模拟得到的(图2b)基本一致。在孟加拉湾东南部~印度次大陆西北部区域, 6~9月平均的850hPa温度从18°C左右向西北逐渐升高至23°C左右; 在中南半岛南部~东南亚低纬高原东南部区域, 850hPa温度从18°C向东北逐渐升高至20°C; 在东南亚低纬高原东南部~东北部, 850hPa温度向东北方向又逐渐降低。将敏感性试验II模拟得到的6~9月平均的850hPa温度场减去控制试验模拟的结果, 即可获得东南亚低纬高原感热加热对孟加拉湾及其周边区域850hPa温度场影响。从图2c可以看出, 孟加拉湾及其周边区域850hPa温度差值均为负值, 但异常冷却的幅度存在显著的空间差异。当东南亚低纬高原上的感热加热关闭时, 与孟加拉湾区域的温度值($\Delta T > -0.3^{\circ}\text{C}$)相比, 孟加拉湾周边陆地地区的温度下降更为明显($\Delta T < -0.4^{\circ}\text{C}$)。

敏感性试验II模拟得到的6~9月平均的850hPa水平风场空间分布(图3a)与控制试验模拟得到的(图3b)相似, 均成功再现了孟加拉湾及其周边区域显著的西

南夏季风特征。同样, 将试验II模拟的850hPa水平风场(图3a)减去控制试验中对应的风场(图3b), 可以分离出东南亚低纬高原感热加热热力效应(图3c)。图3c显示, 在东南亚低纬高原上空850hPa附近出现了一个异常反气旋, 同时东南亚低纬高原东侧、南侧和西侧分别伴随着显著的西北风、北风和东风异常。作为对850hPa温度异常(图2c)不均匀分布的响应, 孟加拉湾北部出现了一个异常气旋, 孟加拉湾西北部出现约 1.0 m s^{-1} 的显著西北风异常, 孟加拉湾海域出现约 1.0 m s^{-1} 的西风异常(图2f)。可见, 关闭东南亚低纬高原的感热加热所导致的850hPa温度和水平风异常增强了孟加拉湾中南部的西南夏季风, 但同时减弱了孟加拉湾北部边沿区域的西南夏季风。

敏感性试验III模拟得到的6~9月平均的850hPa温度场(图4a)保持了与控制试验相似的空间分布特征(图4b)。然而, 与试验II(图2a)相比, 东南亚低纬高原附近的850hPa温度至少降低了 1°C 。采用与试验II相同的差值分析方法提取东南亚低纬高原潜热加热热力效应(图4c)。图4c中的空间分布模态与图2c类似, 孟加拉湾周边陆地的降温幅度远大于孟加拉湾海域。两者明显的差异在于850hPa上陆地的降温幅度(图4c)超过了图2c中的对应区域的降温幅度, 且在孟加拉湾上空, 通过95%显著性检验的温度异常区域明显缩小。这表明在关闭潜热加热的情况下, 孟加拉湾及其周边区域850hPa的异常温度梯度有所加强。

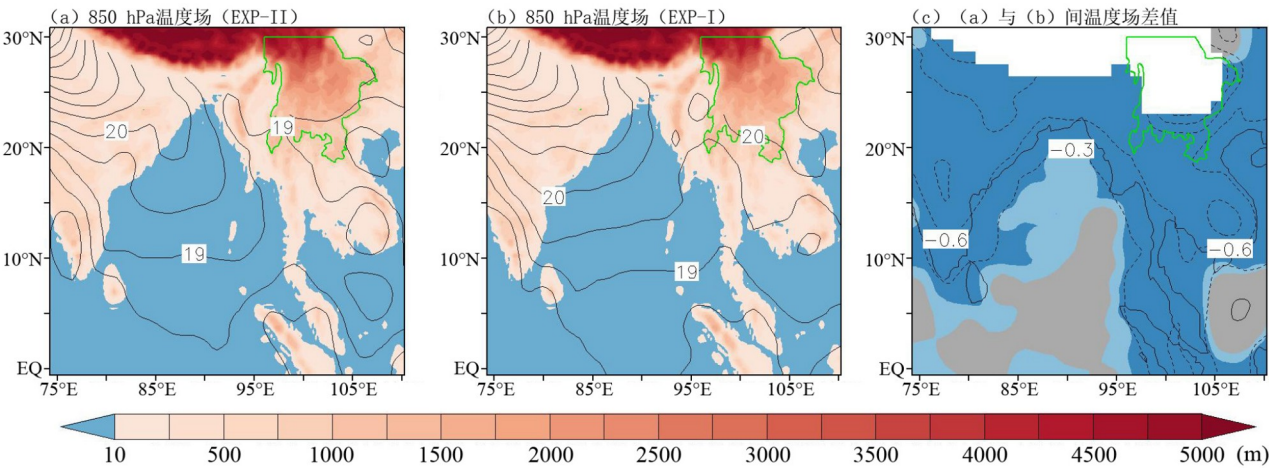


图 2 孟加拉湾及其周边地区6~9月平均的850hPa温度场

(a) 敏感性试验II模拟; (b) 控制试验I模拟; (c) 敏感性试验II与控制试验I的差值场(单位: $^{\circ}\text{C}$); 图(c)中, 由浅至深的蓝色表示850hPa温度差值通过95%和99%的信度检验; 灰色表示未通过信度检验; 空白区域表示地形; 绿实线表示东南亚低纬高原边界

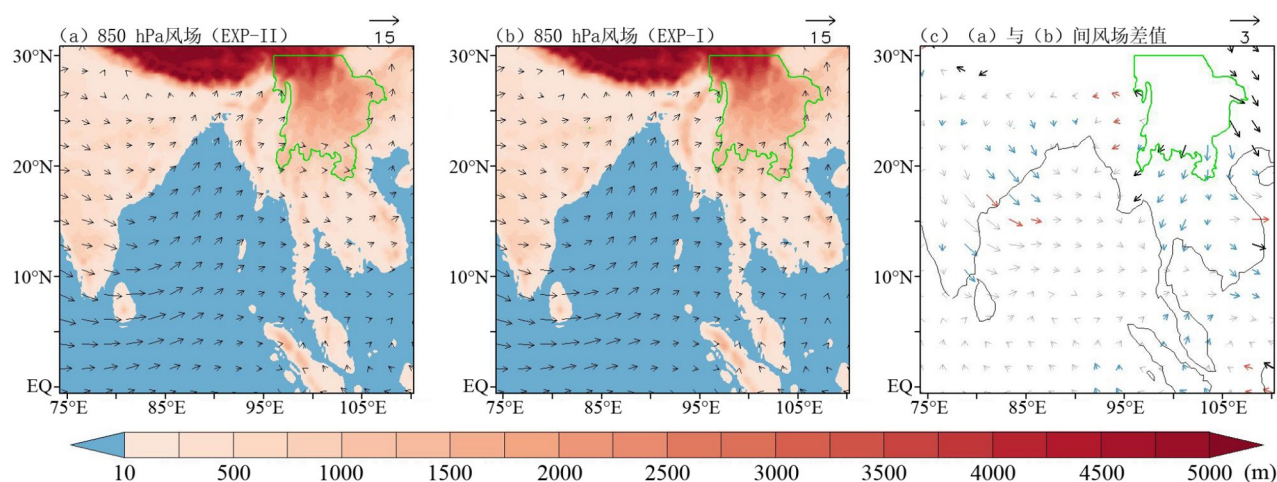


图3 孟加拉湾及其周边地区6~9月平均的850hPa水平风场

(a) 敏感性试验II模拟; (b) 控制试验I模拟; (c) 敏感性试验II与控制试验I的差值场(单位: m s^{-1}); 图(c)中, 黑色箭头表示850hPa纬向风和经向风均通过95%的信度检验; 红色箭头表示850hPa仅纬向风通过95%的信度检验; 蓝色箭头表示850hPa仅经向风通过95%的信度检验; 空白区域表示地形; 绿实线表示东南亚低纬高原边界

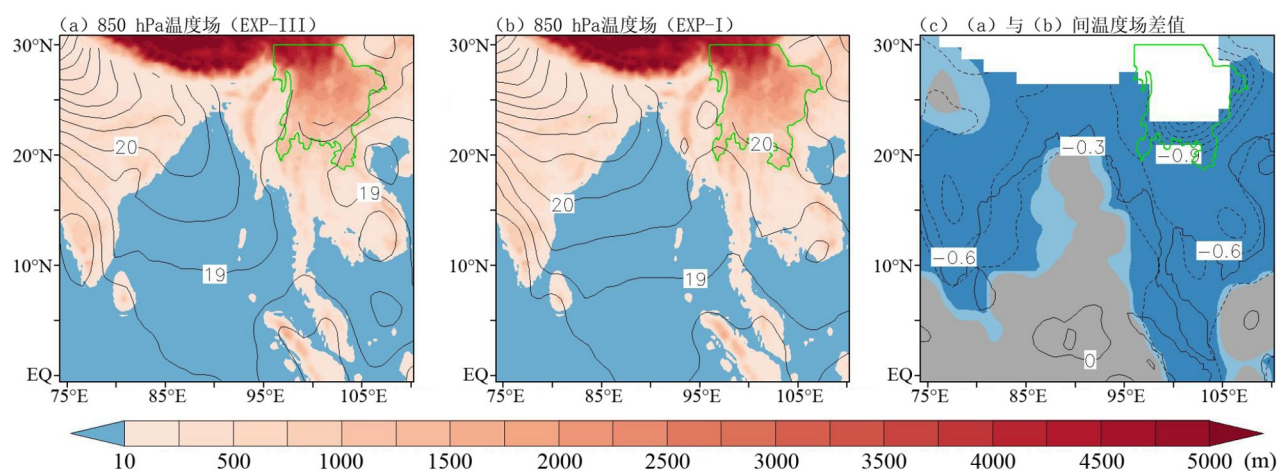


图4 孟加拉湾及其周边地区6~9月平均的850hPa温度场

(a) 敏感性试验III模拟; (b) 控制试验I模拟; (c) 敏感性试验III与控制试验I的差值场(单位: $^{\circ}\text{C}$); 图(c)中, 由浅至深的蓝色表示850hPa温度差值通过95%和99%的信度检验; 灰色表示未通过信度检验; 空白区域表示地形; 绿实线表示东南亚低纬高原边界

敏感性试验III模拟得到的6~9月平均850hPa水平风场空间分布(图5a)也类似于控制试验(图5b)的模拟结果。尽管在孟加拉湾海域西南边缘的气旋性曲率有所增强, 但它们都成功地再现了孟加拉湾及其周边区域盛行的西南夏季风。同样, 将试验III(图5a)模拟的850hPa水平风场减去控制试验(图5b)对应的水平风场, 可以提取出东南亚低纬高原潜热加热的热力效应。试验III模拟的850hPa水平风场与控制试验的差值(图5c)

与试验II(图3c)中的差值分布相似。关闭东南亚低纬高原的潜热加热时, 在东南亚低纬高原850hPa将强迫出一个异常反气旋。其中, 东南亚低纬高原东北侧、东南侧、南侧, 以及西侧分别被显著的风异常、北风异常、东北风异常和东风异常控制。同时, 孟加拉湾附近增强的850hPa异常温度梯度(图4c)将在孟加拉湾北侧激发出一个异常气旋。其中, 孟加拉湾西北侧、西侧, 以及中部分别出现约 -1.5 m s^{-1} 的显著北风异常、

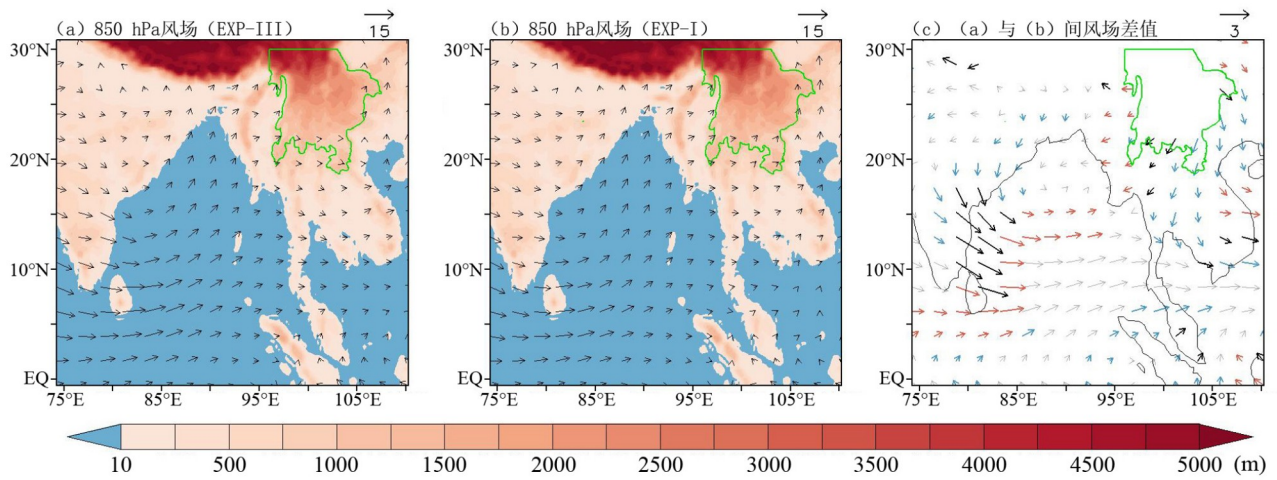


图5 孟加拉湾及其周边地区6~9月平均的850hPa水平风场

(a) 敏感性试验III模拟; (b) 控制试验I模拟; (c) 敏感性试验III与控制试验I的差值场(单位: m s^{-1}); 图(c)中, 黑色箭头表示850hPa纬向风和经向风均通过95%的信度检验; 红色箭头表示850hPa仅纬向风通过95%的信度检验; 蓝色箭头表示850hPa仅经向风通过95%的信度检验; 空白区域表示地形; 绿实线表示东南亚低纬高原边界

约 2.0 m s^{-1} 的显著西北风异常和约 1.5 m s^{-1} 的显著西风异常(图5c). 关闭东南亚低纬高原潜热加热导致的850hPa的异常温度和水平风场模态增强了孟加拉湾中南部的西南夏季风, 但抑制了孟加拉湾北缘附近的西南夏季风. 试验III中850hPa的异常水平风场比试验II中的更强. 这表明, 与感热加热相比, 东南亚低纬高原的潜热加热在孟加拉湾周围区域激发出更强的环流调整, 进而更显著地调控了孟加拉湾西南夏季风.

当同时关闭东南亚低纬高原上空的潜热加热和感热加热时, 试验IV(图6a)模拟的6~9月平均850hPa温度场与试验II和试验III(图2a和4a)中的温度场呈现出一致的空间分布. 东南亚低纬高原潜热加热和感热加热的综合热力作用(图6c)再现了试验III(图4c)中的空间分布模态. 其与试验III(图4c)的主要区别在于试验IV(图6c)中通过95%显著性检验的温度异常区域在孟加拉湾周围的陆地区域有所扩大, 但在孟加拉湾海域略有缩小. 这表明敏感性试验IV中的850hPa异常温度梯度在所有敏感性试验中是最强的.

同样, 敏感性试验IV(图7a)模拟的850hPa风场呈现出与试验II、III和控制试验(图3a、5a和7b)相似的空间分布. 试验IV模拟的850hPa水平风场与控制试验风场的差值场(图7c)也与试验II和试验III的差值场(图3c和5c)相一致. 值得注意的是孟加拉湾北侧异常气旋周围出现的风场变化. 其中, 孟加拉湾北部地区为显著

的东风异常, 而孟加拉湾中南部则主要存在显著的西风异常. 关闭东南亚低纬高原的潜热加热和感热加热激发的850hPa异常水平风场加强了孟加拉湾中南部地区的西南夏季风, 但削弱了孟加拉湾北侧的西南夏季风. 尽管试验IV中850hPa风场异常的幅度与试验III相当, 但在试验II~IV中通过95%显著性检验的网格点数量最多. 这一结果表明, 东南亚低纬高原的潜热加热和感热加热对孟加拉湾西南夏季风的协同作用大于它们各自的作用.

3.3 东南亚低纬高原区非绝热加热对孟加拉湾西南夏季风的相对贡献

为了直接评估东南亚低纬高原的潜热加热、感热加热, 以及总非绝热加热对孟加拉湾西南夏季风的相对贡献, 我们将模拟的孟加拉湾附近850hPa和200hPa纬向风与经向风投影到 45° 角方向上, 并分别计算了试验II、III和IV减去控制试验I后的西南风和东北风差值(图8和9). 图8显示, 三个敏感性试验II、III和IV与控制试验的850hPa西南风差值均呈现偶极型分布, 这与图2~7中所示的模式一致. 这种偶极子分布大致以 18°N 为界, 负极位于孟加拉湾北侧陆地区域($18^\circ\text{N}\sim 20^\circ\text{N}$), 而正极则出现在孟加拉湾海域($5^\circ\text{N}\sim 18^\circ\text{N}$). 图9a~9c与图8a~8c中的对应模式相似, 但符号相反. 孟加拉湾对流层低层被偶极子的正极控制, 而对流层高层被偶极

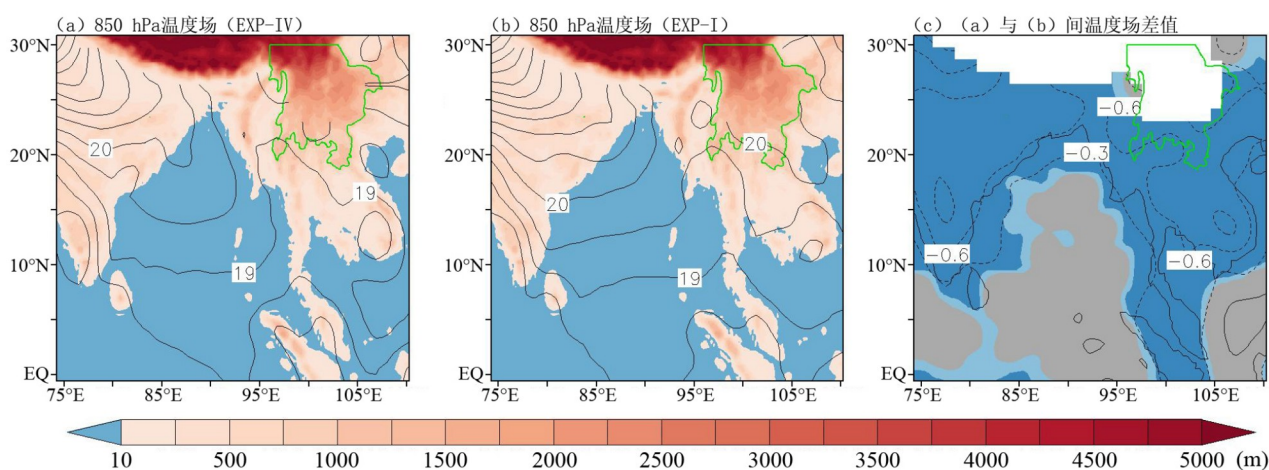


图 6 孟加拉湾及其周边地区6~9月平均的850hPa温度场

(a) 敏感性试验IV模拟; (b) 控制试验I模拟; (c) 敏感性试验IV与控制试验I的差值场(单位: $^{\circ}\text{C}$); 图(c)中, 由浅至深的蓝色表示850hPa温度差值通过95%和99%的信度检验; 灰色表示未通过信度检验; 空白区域表示地形; 绿实线表示东南亚低纬高原边界

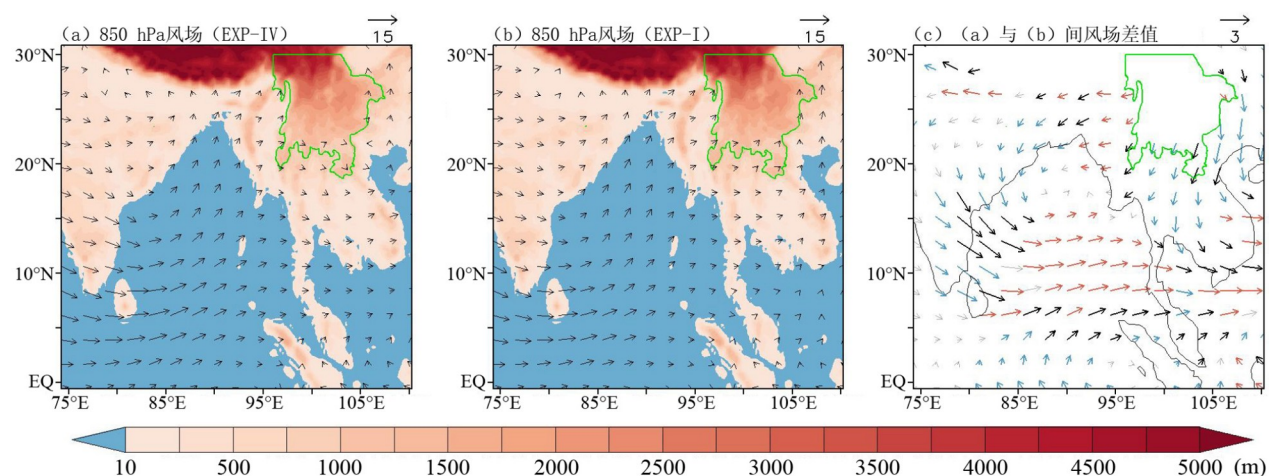


图 7 孟加拉湾及其周边地区6~9月平均的850hPa水平风场

(a) 敏感性试验IV模拟; (b) 控制试验I模拟; (c) 敏感性试验IV与控制试验I的差值场(单位: m s^{-1}); 图(c)中, 黑色箭头表示850hPa纬向风和经向风均通过95%的信度检验; 红色箭头表示850hPa仅纬向风通过95%的信度检验; 蓝色箭头表示850hPa仅经向风通过95%的信度检验; 空白区域表示地形; 绿实线表示东南亚低纬高原边界

子负极控制。这正好对应于孟加拉湾西南夏季风强度的异常增强。

图8a~8c在通过显著性检验区域的幅度和空间范围均存在显著差异。其中, 试验II的差值的幅度最小, 通过显著检验的区域也最少。850hPa上负极区域为峰值超过 0.6 m s^{-1} 的异常东北风控制, 而正极区域则为峰值超过 1.0 m s^{-1} 的异常西南风控制。然而, 即使在90%的置信度下, 大多数区域也未能通过显著性检验(图

8a)。在所有敏感性试验中, 与试验III相关的结果位列第二。在负极区域, 850hPa东北风异常的峰值小于 -0.8 m s^{-1} , 而正极区域850hPa西南风异常的峰值则大于 1.2 m s^{-1} 。孟加拉湾北部、西部和东部地区的异常值通过了95%的置信度检验(图8b)。尽管与试验III相比, 孟加拉湾西北和东北边缘通过显著性检验的区域略有缩小, 但试验IV的差异值和通过显著性检验的区域是所有敏感性试验中最大的。图9a~9c中通过显著性检验

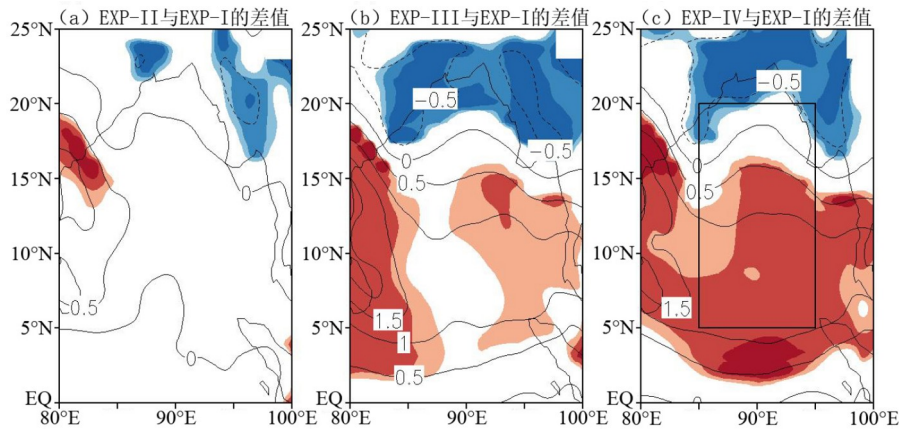


图 8 敏感性试验与控制试验模拟的6~9月平均的850hPa西南风差值场

(a) 敏感性试验II与控制试验I模拟的西南风差值场; (b) 敏感性试验III与控制试验I的西南风差值场; (c) 敏感性试验IV与控制试验I的西南风差值场(单位: m s^{-1}); 图(c)中, 黑框表示计算孟加拉湾西南夏季风强度指数的区域; 由浅至深的蓝色表示850hPa西南风负差值通过90%、95%和99%的信度检验; 由浅至深的红色表示850hPa西南风正差值通过90%、95%和99%的信度检验

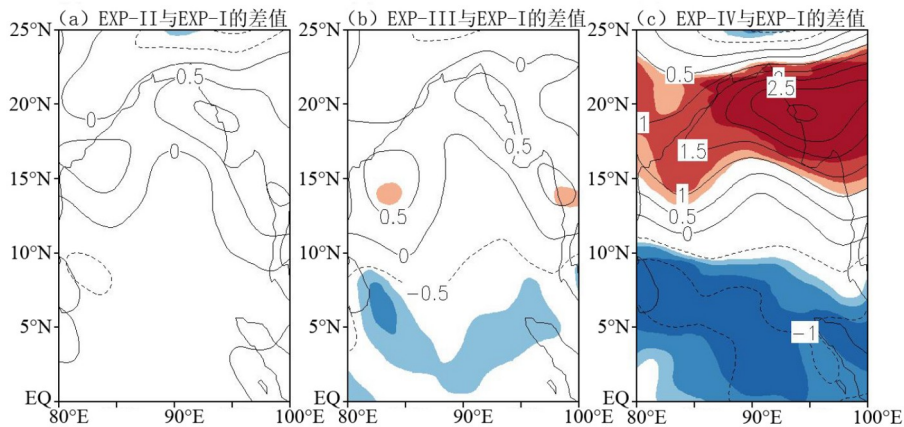


图 9 敏感性试验与控制试验模拟的6~9月平均的200hPa东北风差值场

(a) 敏感性试验II与控制试验I模拟的东北风差值场; (b) 敏感性试验III与控制试验I的东北风差值场; (c) 敏感性试验IV与控制试验I的东北风差值场(单位: m s^{-1}); 阴影颜色由浅至深分别表示在90%、95%和99%的置信水平的显著性程度; 蓝色(红色)表示负值(正值); 等值线间隔为0.5

区域的幅度和空间范围差异与图8a~8c中的情况相似。在所有敏感性试验中, 与试验IV相关的差异值和显著区域最大, 试验III相关的结果位居其次, 而试验I中的差异值和显著区域在三项数值试验中仍然是最小的。

进一步使用 $85^{\circ}\text{E}\sim 95^{\circ}\text{E}$ 、 $5^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 范围内(图8c中的矩形区域)的平均西南风来计算孟加拉湾西南夏季风指数(BOBSWMI; Li和Ju, 2013), 并采用 $(\text{BOBSWMI}_i - \text{BOBSWMI}_{\text{EXP-I}}) / \text{BOBSWMI}_{\text{EXP-I}}$, $i = \text{EXP-II}, \text{EXP-III}, \text{EXP-IV}$ 来分别计算东南亚低纬高原的感热加热、潜热加热, 以及总非绝热加热对孟加拉湾西南夏季风的相对贡献(表3)。容易获得, 东南亚

低纬高原单独的感热加热对孟加拉湾西南夏季风的贡献率仅为4.15%, 是所有贡献中最小的一个。尽管单独的东南亚低纬高原潜热加热的贡献率位列第二, 但其百分比(19.81%)实际上与总非绝热加热(21.33%)的综合效应相当。这与上述分析所揭示的异常环流结果相吻合, 进一步证实了潜热加热在调控孟加拉湾西南夏季风中所起的主导作用。

4 总结

本研究通过四组ECHAM5数值试验, 定量评估了

表 3 东南亚低纬高原区感热、潜热和总非绝热加热对孟加拉湾西南夏季风强度的相对贡献

物理量	孟加拉湾西南夏季风强度指数
感热	4.15%
潜热	19.81%
总非绝热加热	21.33%

东南亚低纬高原对孟加拉湾西南夏季风的热力效应。模拟结果表明, 东南亚低纬高原区域总非绝热加热、单独潜热加热, 以及单独感热加热的贡献分别占孟加拉湾西南夏季风总强度的21%、20%和4%。东南亚低纬高原单独潜热加热的贡献几乎等同于东南亚低纬高原总非绝热加热对孟加拉湾西南夏季风的总贡献。与青藏高原的热力效应对夏季风的影响不同, 东南亚低纬高原的潜热加热而非感热加热在调控孟加拉湾西南夏季风中起着更为关键的作用。这些结果与近期发现东南亚低纬高原比青藏高原更为湿润的研究结果相一致(Wen和Cao, 2023; Yang等, 2023)。

尽管各贡献率互不相同, 但东南亚低纬高原非绝热加热及其各分量调控孟加拉湾西南夏季风的物理过程基本一致。东南亚低纬高原区域的非绝热加热通过加强对流层低层的温度梯度和相关联的水平风异常来影响孟加拉湾西南夏季风。当东南亚低纬高原的非绝热加热关闭时, 孟加拉湾周边区域以负异常温度为主, 其中孟加拉湾上空出现相对较暖的中心, 而其边缘的陆地区域则相对较冷。这种对流层低层的异常温度梯度将在孟加拉湾上空激发出一个异常气旋, 位于此气旋东南部异常增强的西南风进而加强了孟加拉湾西南夏季风。东南亚低纬高原的非绝热加热与孟加拉湾西南夏季风强度之间的关系与中国云南夏季降水与孟加拉湾上空非绝热加热之间的跷跷板模态一致(Zhu等, 2021)。这可能与孟加拉湾~东亚~太平洋遥相关型有关(Yang等, 2019b)。温度响应尺度大于东南亚低纬高原非绝热加热的尺度, 其原因在于地形热力效应尺度与其自身的尺度无关, 而是正比于由其产生的温度梯度的尺度(Grose和Hoskins, 1979; Held, 1983; Yang等, 2024a)。与青藏高原的气泵效应相比(Wu等, 2012), 东南亚低纬高原的非绝热加热对孟加拉湾西南夏季风具有不可忽视的作用, 但其热力效应与青藏高原的气泵效应大致相反。

孟加拉湾周围对流层低层温度异常的不均匀分布

是连接东南亚低纬高原与孟加拉湾西南夏季风的关键。这与季风由海陆热力差异驱动的基本原理相吻合(Hahn和Manabe, 1975; Krishnamurti等, 1976; Boos和Kuang, 2010; Wu等, 2012; Zhang等, 2015; Zhuang等, 2022)。此外, Xing等(2016)发现, 孟加拉湾的海温也是调控西南夏季风的另一个重要因素。孟加拉湾海温异常是增强还是削弱对流层低层温度梯度的异常, 是未来研究中需要探讨的一个重要问题。

致谢 衷心感谢匿名审稿人的宝贵的意见和建议。前三位作者对本文具有同等重要的贡献。数据声明 ERA5再分析资料从<https://climate.copernicus.eu/climate-reanalysis>下载。ECHAM5的驱动数据从<https://mpimet.mpg.de/en/science/models/mpi-esm/echam/>下载。

参考文献

陈艳, 丁一汇, 肖子牛, 晏红明. 2006. 水汽输送对云南夏季风爆发及初夏降水异常的影响. *大气科学*, 1: 25–37

晏红明, 肖子牛, 王灵. 2003. 孟加拉湾季风活动与云南5月降雨量. *高原气象*, 6: 624–630

Boos W R, Kuang Z. 2010. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. *Nature*, 463: 218–222

Cao J, Hu J, Tao Y. 2012. An index for the interface between the Indian summer monsoon and the East Asian summer monsoon. *J Geophys Res*, 117: 2012JD017841

Cao J, Zhang W, Tao Y. 2017. Thermal configuration of the Bay of Bengal-Tibetan plateau region and the May precipitation anomaly in Yunnan. *J Clim*, 30: 9303–9319

Cao J, Wen D, Yang R, Zhu Y. 2022. Impact of Indian and East Asian summer monsoons on the diurnal temperature range of the low-latitude highlands of China in the rainy season. *J Clim*, 35: 2161–2172

Chen J, Li Y, Xiong B, Wang Y, Zhou S, Huang Y. 2023. Comparison of moisture sources of summer precipitation in 1998 and 2020 in the middle and lower reaches of Yangtze River basin. *Intl J Climatol*, 43: 3493–3505

Ding T, Gao H. 2020. The record-breaking extreme drought in Yunnan province, southwest China during spring-early summer of 2019 and possible causes. *J Meteorol Res*, 34: 997–1012

Ding Y, Liu Y, Hu Z Z. 2021. The record-breaking Mei-yu in 2020 and associated atmospheric circulation and tropical SST anomalies. *Adv Atmos Sci*, 38: 1980–1993

- Dong Y, Chen H, Dong X, Hua W, Zhang W. 2024. Synergistic impacts of Indian Ocean SST and Indo-China Peninsula soil moisture on the 2020 record-breaking Mei-yu. *Adv Atmos Sci*, 41: 1735–1750
- Dong Z, Cao J, Gui S, Yang R. 2024. Triggering effects of spring thermal contrast between Yun-Gui Plateau and Beibu Gulf on the interannual variations of South China Sea summer monsoon onset dates. *Clim Dyn*, 62: 8283–8298
- Grose W L, Hoskins B J. 1979. On the influence of orography on large-scale atmospheric flow. *J Atmos Sci*, 36: 223–234
- Hahn D G, Manabe S. 1975. The role of mountains in the South Asian monsoon circulation. *J Atmos Sci*, 32: 1515–1541
- Held I M. 1983. Stationary and quasi-stationary eddies in the extratropical troposphere: Theory. In: Hoskins B J, Pearce R P, eds. *Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere*. London: Academic Press. 127–168
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, Horányi A, Sabater J M, Nicolas J, Radu R, Schepers D, Simmons A, Soci C, Dee D. 2019. Global reanalysis: Goodbye ERA-Interim hello ERA5. *Ecmwf Newsletter*, 159: 17–24
- Hoffmann L, Günther G, Li D, Stein O, Wu X, Griessbach S, Heng Y, Konopka P, Müller R, Vogel B, Wright J S. 2019. From ERA-Interim to ERA5: The considerable impact of ECMWF's next-generation reanalysis on Lagrangian transport simulations. *Atmos Chem Phys*, 19: 3097–3124
- Krishnamurti T N, Molinari J, Pan H L. 1976. Numerical simulation of the Somali jet. *J Atmos Sci*, 33: 2350–2362
- Lan T, Yan X. 2024. Analysis of Drought Characteristics and Causes in Yunnan Province in the Last 60 Years (1961–2020). *J Hydro-meteorol*, 25: 177–190
- Li T, Ju J. 2013. Comparison of climate features between the southwest summer monsoon of the Bay of Bengal and the South China Sea summer monsoon. *Chin J Geophys*, 56: 27–37
- Ling S, Gui S, Cao J. 2024. Impacts of early spring soil moisture over the Greater Mekong Subregion on the interannual variation of South China Sea summer monsoon onset. *Atmos Res*, 312: 107768
- Liu C, Hu C, Yang S, Lian T, Zhang C, Lin L, Cai F. 2023. Extreme Mei-yu in 2020: Characteristics, causes, predictability and perspectives. *Earth-Sci Rev*, 246: 104597
- Roeckner E, Bäuml G, Bonaventura L, Brokopf R, Esch M, Giorgetta M, Hagemann S, Kirchner I, Kornbluh L, Manzini E, Rhodin A, Schlese U, Schulzweida U, Tompkins A. 2003. The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: Model description. Technical Report. Max Planck Institute for Meteorology. 349–127
- Roeckner E, Brokopf R, Esch M, Giorgetta M, Hagemann S, Kornbluh L, Manzini E, Schlese U, Schulzweida U. 2006. Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *J Clim*, 19: 3771–3791
- Shi Z, Sha Y, Liu X. 2017. Effect of Yunnan-Guizhou topography at the southeastern Tibetan Plateau on the Indian monsoon. *J Clim*, 30: 1259–1272
- Son J, Seo K, Wang B. 2019. Dynamical control of the Tibetan Plateau on the East Asian summer monsoon. *Geophys Res Lett*, 46: 7672–7679
- Son J, Seo K, Wang B. 2020. How does the Tibetan Plateau dynamically affect downstream monsoon precipitation? *Geophys Res Lett*, 47: e2020GL090543
- Wang J, Ding D, Hu P, Chen W, Yang R, Wang L, Cai Q, Zhao S, Deng J. 2025. Rainy season onset over the Southeast Asia low-latitude highlands: Objective definition and relation with spring drought. *Clim Dyn*, 63: 12
- Wen D, Cao J. 2023. Interdecadal variations of the March atmospheric heat source over the Southeast Asian low-latitude highlands. *Adv Atmos Sci*, 40: 1584–1596
- Wen D, Zhang J, Cao J. 2022. Impact of the Asian-Pacific Oscillation on the interannual variability of rainy season onset date in Southwest China. *Clim Dyn*, 59: 701–713
- Wen D, Yang Y, Cao J. 2024a. Interannual covariation of the thermal conditions of the southeast asian low-latitude highlands and summer East Asia-Pacific teleconnection pattern. *Clim Dyn*, 62: 759–771
- Wen D, Gui S, Cao J. 2024b. Impact of May atmospheric latent heating over the Southeast Asian low-latitude highlands on interannual variability in the Meiyu onset date. *Atmos Res*, 298: 107158
- Wu C, Li Q, Dong L, Yan H, Wang D, Sun X. 2024. Rainy season onset date in Southwest China and the related atmospheric circulations. *Atmos Res*, 298: 107127
- Wu G, Liu Y, He B, Bao Q, Duan A, Jin F F. 2012. Thermal controls on the Asian summer monsoon. *Sci Rep*, 2: 404
- Xing N, Li J, Jiang X, Wang L. 2016. Local oceanic precursors for the summer monsoon onset over the Bay of Bengal and the underlying processes. *J Clim*, 29: 8455–8470
- Yang R, Zhang W K, Gui S, Tao Y, Cao J. 2019a. Rainy season precipitation variation in the Mekong River basin and its relationship to the Indian and East Asian summer monsoons. *Clim Dyn*, 52: 5691–5708
- Yang R, Gui S, Cao J. 2019b. Bay of Bengal-East Asia-Pacific teleconnection in boreal summer. *J Geophys Res-Atmos*, 124: 4395–4412
- Yang Y, Yang Y, Cao J. 2023. Seasonal variability of diabatic heating in the Southeast Asian low-latitude highlands. *Theor Appl Climatol*, 152: 1311–1323
- Yang Y, Wen D, Gui S, Yang R, Cao J. 2024a. Thermal and mechanical effects of the Southeast Asian low-latitude highlands on the East

- Asian summer monsoon. *J Clim*, 37: 349–361
- Yang Y, Yang Y, Jie C, Cai X, Yu J. 2024b. Thermal effect of the Southeast Asian low-latitude highlands on interannual variability in the date of the Bay of Bengal summer monsoon onset. *Atmos Res*, 311: 107709
- Zhang C, Tang Q, Zhao Y, Chen D, Huang J, Liu Y, Zhang X. 2024. Moisture source differences between the 2020 and 1998 super Meiyu-flood events in the Yangtze River Valley. *Weather Clim Extrem*, 43: 100644
- Zhang R, Jiang D, Zhang Z, Yu E. 2015. The impact of regional uplift of the Tibetan Plateau on the Asian monsoon climate. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 417: 137–150
- Zhu Y, Zhao D, Su Q, Yang R. 2021. Interannual covariability of summer monsoon precipitation in Yunnan, China, and diabatic heating anomalies over the Arabian Sea-Bay of Bengal. *Clim Dyn*, 57: 2063–2077
- Zhuang M, Duan A, Lu R, Li P, Yao J. 2022. Relative impacts of the orography and land-sea contrast over the Indochina Peninsula on the Asian summer monsoon between early and late summer. *J Clim*, 35: 3037–3055

(责任编辑: 张仲石)