

基于青藏高原和印度洋区域热力状况的气候预测先兆信号

肖子牛¹ 李张群¹ 赵亮¹ 陈红² 冯蓉¹

¹ 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

² 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029

摘要: 本文围绕青藏高原和印度洋区域热力状况对南亚季风、水汽输送和区域气候的影响, 梳理总结了相关研究进展, 重点聚焦在青藏高原和印度洋区域热力状况和热力差异与季风活动、水汽输送等重要气候指标的联系, 并据此提出了印度洋和高原区域在次季节、季节尺度的气候预测指标和方法。对认识青藏高原和印度洋区域热力状况对气候的影响, 改善该区域气候预测的能力具有参考意义。

关键词 青藏高原 印度洋 热力状况 南亚季风 气候预测

文章编号

中图分类号 P461.2

文章标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2023.23002

Precursor signals for climate prediction based on thermal conditions of the Tibetan Plateau and Indian Ocean

XIAO Ziniu¹ LI Zhangqun¹ ZHAO Liang¹ CHEN Hong² FENG Rong¹

¹ *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

² *International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

收稿日期 2023-01-06; 收修订稿日期 2023-12-12

作者简介 肖子牛, 男, 1965 年出生, 博士, 研究员, 从事季风与海气相互作用和天气气候预测预报研究。

Email: xiaozn@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 肖子牛

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项 XDA20060501, 国家自然科学基金项目 91937000

Funded by Strategic Priority Research Program of Chinese Academy of Sciences (Grant XDA20060501), National Natural Science Foundation of China (Grant 91937000)

27 **Abstract** In this paper, we summarize the research progress on the influence of the
28 thermal conditions of the Tibetan Plateau and the Indian Ocean on the South Asian
29 monsoon, water vapor transport, and regional climate. This review focuses on the
30 linkage between the thermal conditions of the Tibetan Plateau and the Indian Ocean
31 and Tibetan Plateau-Indian Ocean thermal differences with the important climate
32 indicators including monsoon activity, water vapor transport, and so on. Moreover, the
33 climate prediction indicators and methods for the Indian Ocean and the Plateau at
34 sub-seasonal and seasonal time scales are proposed based on the above aspects. It is
35 expected that this review will be beneficial for understanding the impact of thermal
36 conditions on climate in the Tibetan Plateau and Indian Ocean region and improving
37 the capability of regional climate prediction.

38 **Keywords** Tibetan Plateau, Indian Ocean, Thermal condition, South Asian monsoon,
39 Climate prediction

40

41 1 引言

42 青藏高原约占中国陆地面积的四分之一，平均海拔高度在 4000m 以上，是
43 世界上海拔最高、地形最复杂的高原，被誉为“地球第三极”，青藏高原及其毗
44 邻地区被称为泛三极地区。

45 青藏高原对大气环流有非常显著的动力机械强迫和热力强迫作用(吴国雄和
46 张永生, 1998, 1999; Duan and Wu, 2005)。作为一个隆起的大地形, 高原通过近地
47 层和边界层辐射、感热和潜热输送, 能够直接加热对流层中上层大气, 使高原相
48 较于周边地区的热力作用更显著, 进而对亚洲和全球气候产生重要的影响(Flohn,
49 1957; 叶笃正等, 1979; Kuo and Qian, 1982; 郑然等, 2015)。过去的研究表明, 高
50 原热源变化是季节转变的一个重要标志 (Yanai et al., 1992; Minoura et al., 2003)。
51 青藏高原春季的加热作用导致其附近温度梯度逆转, 影响亚洲夏季风的建立
52 (Flohn, 1968; He et al., 1987; 张艳和钱永甫, 2002; 刘新等, 2002), 同时, 青藏
53 高原的热力和动力作用加速了东亚地区季风的北推, 加快了东亚季节转换(郑庆
54 林等, 2001)。

55 印度洋是亚洲季风区降水的重要水汽来源, 青藏高原以及印度洋自身的热力

56 状况异常直接影响着来自印度洋的水汽输送以及亚洲季风活动。与东亚季风区不
57 同, 印度季风区水汽输送以纬向输送为主, 印度洋暖池是南亚季风降水的主要水
58 汽源 (黄荣辉等, 1998; Ninomiya and Kobayashi, 1999)。一些研究进一步分析了
59 印度洋不同海域水汽输送与区域降水的联系, 例如, 阿拉伯海的水汽输送对印度
60 降水有更重要的影响 (Rakhecha and Pisharoty, 1996; Prasanna, 2016), 阿拉伯海
61 向北的水汽输送增多造成了巴基斯坦降水的增多, 而印度中北部降水的减少与孟
62 加拉湾向北的水汽输送异常有关 (Latif et al., 2017)。

63 海陆热力差异是推动大气环流演变和季风活动的重要原因。很多研究已证
64 实, 印度季风的爆发是由于亚欧大陆和印度洋之间的热力差异激发的 (Yanai et al.,
65 1992; Ueda and Yasunari, 1998; Minoura et al., 2003)。青藏高原和印度洋是热力系
66 统中的敏感区, 其热力差异是影响南亚季风演变过程和季风降水的重要因素
67 (Yanai et al., 1992; Li and Yanai, 1996)。徐祥德 (2002) 提出了青藏高原-季风水
68 汽输送的“大三角扇形”模型, 指出青藏高原地形和季风水汽输送对中国东部地
69 区降水变化有关键作用。

70 在次季节、季节到年际等不同时间尺度上, 印度洋和青藏高原热力状况对季
71 风活动、水汽输送和降水过程有重要的影响。系统研究青藏高原和印度洋热力状
72 况对季风演变、水汽输送和青藏高原及其周边地区区域气候异常的影响, 可以从
73 其热力状况的角度寻找气候预测的先兆信号, 从而有助于提高对青藏高原及其周
74 边地区气候的预测能力, 对气象灾害的防治具有重要意义。本文总结了我们在这一
75 领域最近的研究成果, 从青藏高原和印度洋区域热力状况的变化特征入手, 通
76 过分析其与季风演变、水汽输送和降水异常的联系, 建立了对青藏高原及周边地
77 区气候异常有预测意义的指标, 形成了基于前期热力状况的季风爆发和泛三极区
78 域旱涝预测指标和物理概念模型。

79

80 2 青藏高原和印度洋热力状况对泛三极区域气候的影响及预测信号

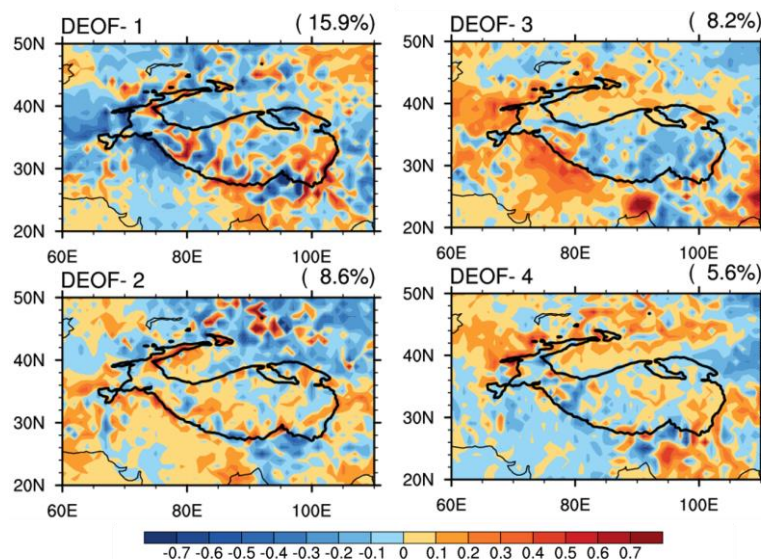
81 2.1 青藏高原热力状况与中国东部汛期降水

82 青藏高原热力状况通常可以用高原热源的区域平均来表征。但是高原地形复
83 杂, 面积广大, 热力状况空间差异很大, 区域平均的方法不能准确反映高原热源
84 变化的空间分异性。因此, 通过显著经验正交函数分解 (Distinct Empirical

85 Orthogonal Function, DEOF; Dommenges, 2007) 对高原大气热源进行主模态分析,
 86 可以更好地把握高原热源变化的空间分异性和规律, 有利于分析春季高原热力作
 87 用对后期夏季季风及降水的影响。

88 在 Zhao et al., (2022) 的工作中, 使用 DEOF 方法对春季高原大气热源进行
 89 主模态分析。结果显示, 春季热源 DEOF 第一模态 (DEOF1) (图 1) 的方差贡
 90 献为 15.9%, DEOF2、DEOF3 和 DEOF4 的方差贡献分别为 8.6%、8.2% 和 5.6%。
 91 可以看出, DEOF1 的方差贡献远大于 DEOF2 的贡献, 约为其 2 倍, 因此, 以下
 92 主要分析春季 DEOF1 的特征及其气候影响。

93 从图 1 可以看到, 春季热源 DEOF1 空间分布呈现出高原地区偏暖和周围地
 94 区偏冷的特征, 热源主要分布在高原主体的中东部, 冷源主要位于高原南侧及周
 95 边地区。图 2 给出了春季高原热源 DEOF1 对应的时间序列 (DPC1) 与东亚夏季
 96 风指数的逐年变化。DPC1 呈现振荡中略微上升的演变特征, 考察其与东亚夏季
 97 风的关系发现, DPC1 与后期的东亚夏季风强度指数有显著相关, 相关系数为
 98 -0.46 ($p < 0.01$)。这表明, 当春季高原热源 DPC1 偏大时, 随后的东亚夏季风易
 99 偏弱。



100

101 图 1 1979-2020 年春季青藏高原及周边地区热源 DEOF1-4 模态分布。引自 Yang et al.,
 102 (2022)。

103 Fig.1 Spatial pattern of the DEOF1-4 modes based on the heat source of the Tibetan Plateau
 104 and its surrounding areas in spring from 1979 to 2020. Adopted from Yang et al., (2022).

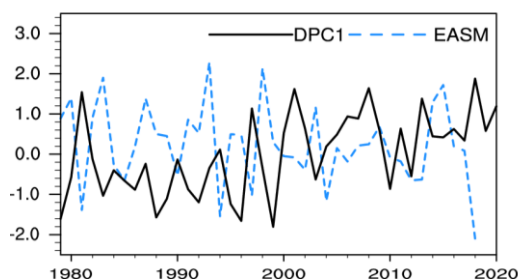


图 2 春季高原热源 DPC1 序列（黑色实线）与东亚夏季风指数序列（东亚季风指数定义来自 Zhao et al., (2015)；EASM, 蓝色虚线）。引自 Yang et al., (2022)。

Fig.2 Time series of the DPC1 for the Tibetan Plateau heat source in spring (solid black line) and the East Asian summer monsoon index (The East Asian monsoon index is defined by Zhao et al., (2015). EASM, blue dashed line). Adopted from Yang et al., (2022).

为了进一步分析春季高原热源 DEOF1 模态与东亚夏季风强度在统计上的显著相关关系是否存在物理上的联系，图 3 给出了 1979-2020 年春季热源 DPC1 与春季和夏季 500 hPa 位势高度和 300 hPa T-N 波作用通量的相关系数分布。同期春季，位势高度在亚欧大陆从西北到东南方向上出现了“- +”型的显著相关分布，低压异常又进一步引起其东南侧的强西南风异常（图 3a）。夏季，高原的热力异常可以通过波列影响到其上空和下游地区。行星波在东亚南部形成辐合，北部形成辐散，导致东亚南部东风、北部西风的反气旋高压异常，主导中国中部和北方地区（图 3b）。这样的异常环流形势以下沉运动为主，不利于水汽输送。因此，这样的高压异常主导的环流形势使中国大部分地区夏季偏旱。图 4 进一步给出 DPC1 与后期夏季低层 700 hPa 风场的相关场，可以看到，长江中下游流域为异常东北风控制，东亚夏季风偏弱，有利于该地降水减少。

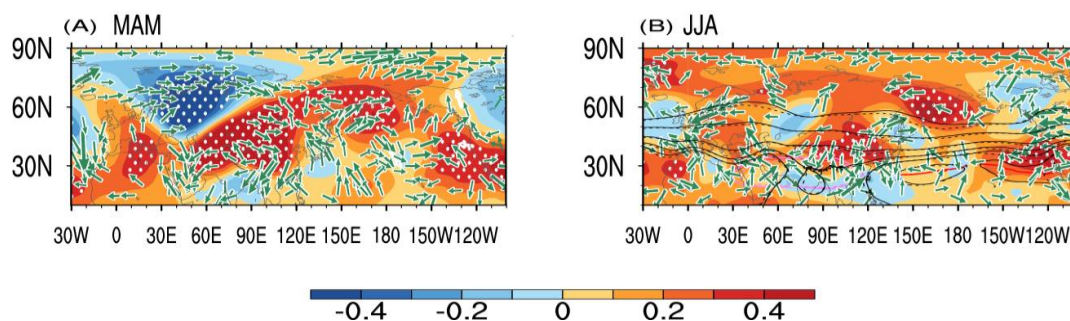
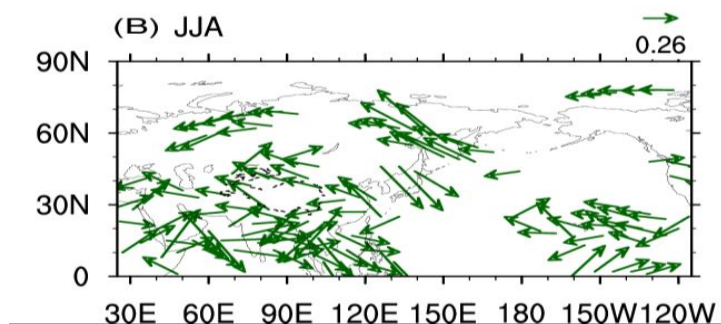


图 3 1979-2020 年春季热源 DPC1 与 (a) 春季和 (b) 夏季 500 hPa 位势高度（填色）和 300 hPa T-N 波作用通量（矢量）的相关系数分布。图中白色打点为通过 0.05 显著性水平检验的地区， F_x 、 F_y 与 DPC1 序列相关系数大于 0.26 ($p=0.10$) 的区域用绿色矢量箭头表

127 示。(b) 图中黑色实/虚线为 DPC1 高 ($DPC1 > 1$) /低 ($DPC1 < -1$) 年夏季合成的位势高度等
 128 值线 (只显示 5860, 5840, 5800, 5720, 5640 gpm 线); 红色实/虚线为 DPC1 高 ($DPC1 > 1$)
 129 /低 ($DPC1 < -1$) 年夏季合成的副热带高压脊线; 紫色为 DPC1 高 ($DPC1 > 1$) /低 ($DPC1 < -1$)
 130 年夏季合成的 12500 gpm 等值线 (南亚高压范围)。引自 Yang et al., (2022)。

131 Fig.3 Distribution of correlation coefficients between the DPC1 of spring heat source and (a)
 132 spring, (b) summer 500 hPa geopotential height (shading), and 300 hPa T-N wave activity flux
 133 (vectors) for 1979-2020. The white dotted areas denote above 0.05 significance level. Correlations
 134 coefficients between F_x , F_y , and DPC1 larger than 0.26 ($p=0.10$) are indicated by green vectors. (b)
 135 The black solid/dashed line is the contour of the geopotential height in the summer for the DPC1
 136 in high ($DPC1 > 1$)/low ($DPC1 < -1$) years (only 5860, 5840, 5800, 5720, 5640 gpm lines are
 137 shown). The red solid/dashed line is the ridge of subtropical high in the summer for the DPC1 in
 138 high ($DPC1 > 1$)/low ($DPC1 < -1$) years. The purple line is the 12,500 gpm contour (indicating the
 139 South Asian high) for the DPC1 in high ($DPC1 > 1$)/low ($DPC2 > 1$) years. Adopted from Yang et al.,
 140 (2022).



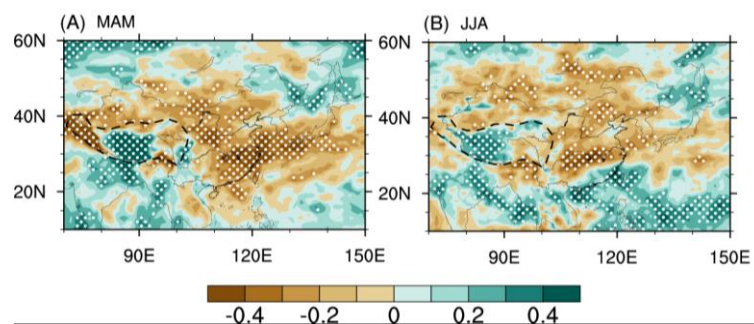
141
 142 图 4 1979-2020 年春季热源 DPC1 与夏季 700 hPa 风矢量的相关系数分布。图中只显示纬向
 143 风速与 DPC1 序列相关系数大于 0.26 ($p=0.10$) 的区域。引自 Yang et al., (2022)。

144 Fig.4 Distribution of correlation coefficients between the DPC1 of spring heat source and 700 hPa
 145 wind in summer for 1979-2020. Only the regions where the correlation coefficients between the
 146 zonal wind and the DPC1 are larger than 0.26 ($p=0.10$) are shown in the figure. Adopted from
 147 Yang et al., (2022).

148

149 以上动力场的分析结果可以在降水场上得到验证。图 5 是春季高原热源
 150 DPC1 与春季和夏季降水量的相关场。在春季高原热源 DEOF1 为正位相时, 春
 151 季中国大部分地区明显偏旱, 只有高原中部降水偏多 (图 5a), 夏季中国大部分

152 地区也明显偏旱，只有华南沿海地区偏涝（图 5b），这与前期高原热源主模态引
 153 起的东亚反气旋性异常和南海气旋性异常有关，使东亚夏季风偏弱，降水总体偏
 154 少。因此，春季高原热源 DEOF1 模态对东亚夏季风及中国全局型降水异常有显
 155 著影响，可以作为中国地区降水季节预测的参考指标。



156
 157 图 5 1979-2020 年春季热源 DPC1 与 (a) 春季和 (b) 夏季降水的相关系数分布，白色打点
 158 为通过 0.10 显著性水平检验的地区。引自 Yang et al., (2022)。

159 Fig.5 Distribution of correlation coefficients between the DPC1 of spring heat source and (a)
 160 spring, (b) summer precipitation for 1979-2020. White dotted areas denote above 0.10
 161 significance level. Adopted from Yang et al., (2022).

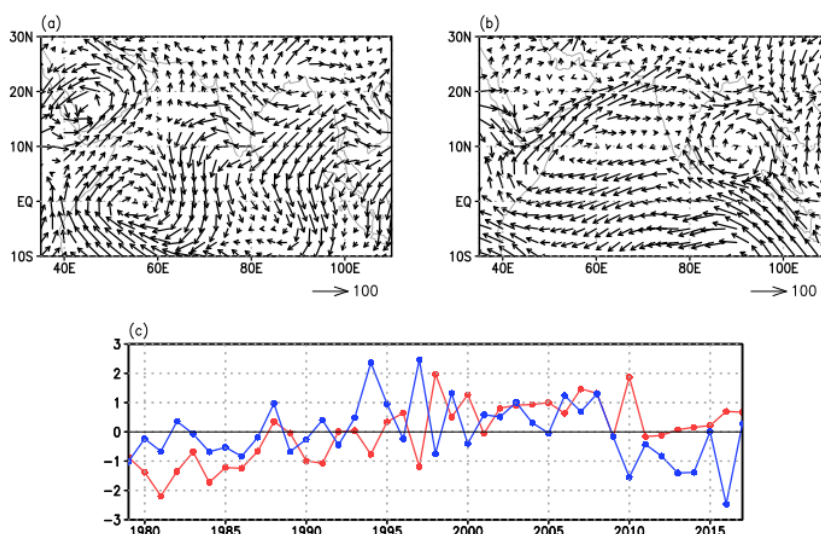
162
 163 调查春季高原热源主模态（DEOF1）与随后的亚洲夏季风、前期的大气环
 164 流和海陆因子之间的跨季节关系，对科学理解泛第三极地区气候变率有重要意
 165 义，对跨季节气候预测也有重要参考价值。高原与周边地区春季热源第一模态
 166 （DEOF1）是高原主体偏暖而周边偏冷型态，与东亚夏季风强度和夏季中国大
 167 范围旱涝有显著联系。高原热源 DEOF1 模态在经向方向存在明显热力差异，这
 168 在春夏季引起其上空高压异常并向东北方向发展，长江中下游流域盛行偏东风，
 169 东亚夏季风偏弱。中国大部分地区被高压异常控制，不利于西南季风向北推进，
 170 从而使中国大部分地区偏旱，而华南沿海地区偏涝。

171

172 2.2 印度洋热力状况对水汽输送和降水的影响

173 利用 1979-2017 年 NCEP/NCAR 再分析资料，我们对热带印度洋区域夏季（6-8
 174 月）的整层水汽输送通量（包括纬向和经向水汽输送通量）的标准化场作多变量
 175 经验正交函数（EOF）分解。图 6 给出了热带印度洋区域水汽输送前两个模态的
 176 空间分布及其对应的时间系数。前两个主模态解释方差分别为 17.1% 和 11.6%。

177 由图 6a 可见, 水汽输送第一模态 (EOF1) 表现为异常水汽从南海向西输送一直
 178 到达孟加拉湾, 然后水汽分成两支, 一支向南转向到达热带东印度洋, 一支继续
 179 往西同时也转向西北到达印度和阿拉伯海东部。此外, 索马里水汽输送加强, 热
 180 带西印度洋则为顺时针的异常水汽输送, 对应非洲东岸水汽向北输送的加强以及
 181 在印度洋夏季风环流的减弱 (图 6a)。第二模态空间分布 (EOF2) 表现为异常水
 182 汽从赤道东印度洋一直往西输送到达赤道西印度洋, 然后转向北沿阿拉伯海、印
 183 度半岛、孟加拉湾、中南半岛往东输送, 整个热带印度洋呈现一个类似反气旋的
 184 异常水汽输送, 对应季风环流的加强 (图 6b)。图 6c 给出了前两个模态时间系
 185 数的逐年演变。可以看到, 第一模态对应的时间系数 (PC1) 表现为明显的长期
 186 变化趋势 (图 6c 红色折线), 这说明第一模态可能与印度洋海温的长期变暖相对
 187 应。而第二模态时间系数 (PC2) 主要表现为年际尺度的变化特征, 其次也表现
 188 为一定的年代际变化特征, 在 1990 年以前以负值为主, 1991-2009 年间以正值为主
 189 主, 2010 年后时间系数又以负值为主 (图 6c 蓝色折线)。

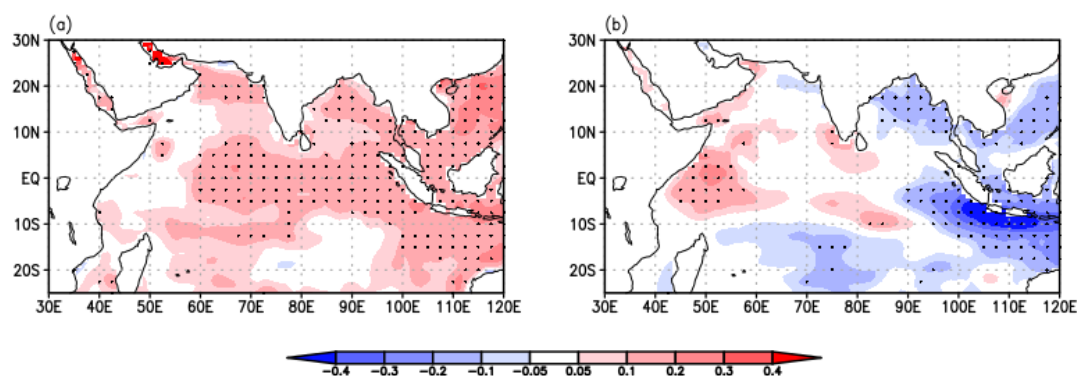


190 图 6 1979-2017 年热带印度洋夏季水汽输送标准化场 (a) EOF 第一模态的空间分布, (b)
 191 EOF 第二模态的空间分布, (c) 及其分别对应的标准化时间系数 (红色为第一模态对应的
 192 时间系数 PC1, 蓝色为第二模态对应的时间系数 PC2)。

194 Fig.6 Spatial distribution of (a) the first empirical orthogonal function (EOF) mode, (b) the second
 195 EOF mode of the summer water vapor transport in the tropical Indian Ocean from 1979-2017, and
 196 (c) their corresponding normalized principal component (PC, red is PC1 and blue is PC2).

197 为考察整层水汽输送通量的这两个模态是否与印度洋海温的异常相关联, 我

198 们将 PC1、PC2 分别回归到夏季的印度洋海表温度 (SST), 结果如图 7 所示。
 199 PC1 与夏季热带印度洋 SST 的相关关系表现为除东非以东海域外, 赤道印度洋
 200 基本都为显著的正相关, 孟加拉湾、阿拉伯海也有大片显著正相关区 (图 7a)。
 201 进一步计算可知 PC1 和热带印度洋区域平均海温的相关系数为 0.43, 通过了 95%
 202 信度水平检验。由此验证了上面的猜想, 水汽输送第一模态确实与热带印度洋整
 203 体增暖关系密切。Xie et al., (2009) 的研究指出夏季热带北印度洋偏暖的 SST
 204 可以加热上空对流层大气并激发东传的暖性 Kelvin 波, 最终造成西北太平洋出
 205 现异常反气旋, 从而增强西太平洋副热带高压, 异常水汽沿着副高南缘向西输送,
 206 一直到达中南半岛、印度次大陆, 从而减弱气候态上这些区域的西风水汽输送,
 207 我们得到的水汽输送 EOF1 的异常分布与 Xie et al., (2009) 结果是比较一致的。
 208 PC2 回归的夏季 SST 异常分布主要表现为热带西印度洋 SST 显著偏暖而东南印
 209 度洋偏冷的特征, 与热带印度洋偶极子 (IOD) 正位相非常吻合 (图 7b)。PC2
 210 和夏季 IOD 指数的相关系数为 0.51, 通过了 95% 置信水平检验。因此, 第二模
 211 态主要反映了印度洋偶极子型热力异常。过去的研究表明, 夏季 IOD 正位相时,
 212 热带西印度洋增暖, 造成对流加强, 辐合上升, 东印度洋偏冷, 导致对流减弱,
 213 上空大气辐散下沉, 最终引起印度洋 walker 环流异常, 赤道印度洋低层盛行东
 214 风, 热带北印度洋为反气旋异常环流 (唐卫亚和孙照渤, 2005), 这样的环流异常
 215 会导致该区域反气旋的异常水汽输送, 这与水汽输送 EOF2 的异常分布比较一
 216 致。综上所述, 南亚季风区水汽输送的异常与热带印度洋海温异常模态有密切的
 217 关系, 南亚季风区水汽输送第一模态与热带印度洋整体增暖关系密切, 而第二模
 218 态则与同期的印度洋偶极子异常海温相关联。



219

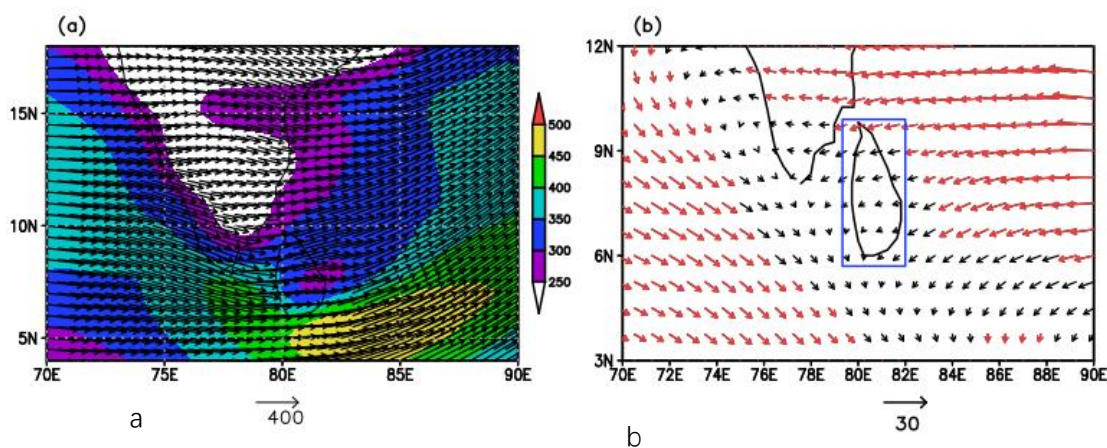
220 图 7 (a) PC1 和 (b) PC2 回归的夏季海温 (单位: $^{\circ}\text{C}$)。图中黑点区域表示通过置信水平

221

为 90% 的显著性检验。

222 Fig.7 Regressions of SST (unit: °C) onto the (a) PC1 and (b) PC2. Black dotted areas denote
 223 above 90% confidence level.

224 斯里兰卡毗邻印度次大陆，位于南亚夏季水汽输送带。将斯里兰卡作为个例
 225 进一步细致分析印度洋海温异常与水汽输送和区域水汽收支及降水的联系。图
 226 8a 给出了夏季平均斯里兰卡附近区域整层的水汽输送图，从图中可以看出，影
 227 响斯里兰卡区域的水汽途径主要有一条，水汽由阿拉伯海自西向东输送过来，因
 228 此，来自阿拉伯海的水汽是斯里兰卡夏季降水的主要水汽来源。为分析水汽输送
 229 对斯里兰卡夏季降水的影响，利用夏季斯里兰卡区域平均降水回归整层水汽通量
 230 发现，对应斯里兰卡夏季降水偏多，其东边界为异常的偏东风水汽输送（图 8b）。
 231 计算斯里兰卡四个边界的水汽通量异常（表 1），发现水汽输送对降水异常的贡
 232 献以纬向辐合为主，南北边界量值小于东西边界。四个边界中，东边界量值最大，
 233 水汽输送为输出减弱异常，相对于气候态水汽输出减少，有利于区域水汽辐合，
 234 降水增多。因此东边界水汽输送异常对研究区降水年际变化的贡献最大。同时，
 235 斯里兰卡夏季降水与环流场关系表现为，当斯里兰卡夏季降水偏多时，南海-孟
 236 加拉湾被东风异常控制，可减弱斯里兰卡东边界水汽的输出，水汽纬向辐合增强，
 237 有利于区域降水的增多（图略）。



238
 239 图 8 (a) 夏季 (5-9 月) 气候态整层水汽输送和 (b) 夏季斯里兰卡区域平均降水指数回归
 240 的水汽通量异常 (单位: $\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-1}$)。图中红色箭头表示通过置信水平为 90% 的显著性检验，
 241 蓝色方框为斯里兰卡区域。

242 Fig.8 (a) Spatial distribution of the climatological vertically integrated moisture flux (unit: kg s^{-1}
 243 m^{-1}) in summer (May-September), and (b) regressions of the vertically integrated moisture flux

244 (unit: $\text{kg s}^{-1} \text{m}^{-1}$) onto the regional average precipitation index of Sri Lanka in summer. Red
 245 vectors in (b) denote above 90% confidence level. The blue rectangle in (b) shows Sri Lanka.

246

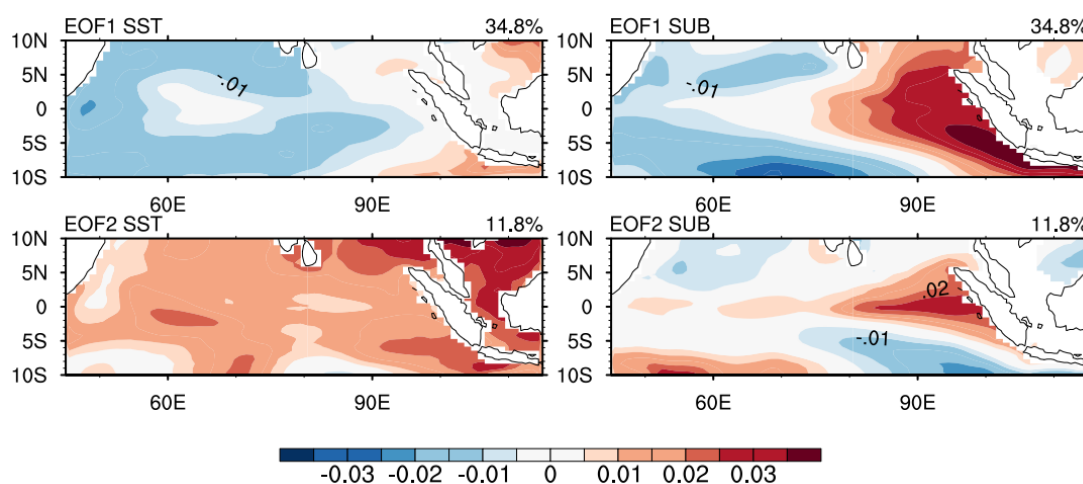
247 表 1 各边界水汽通量异常 (单位: 10^5 kg/s)。

248 Table 1 Anomalous moisture flux at each boundary (unit: 10^5 kg/s)

	西边界	东边界	纬向辐合	南边界	北边界	经向辐合
水汽通量	-13.32	-22.88	9.56	-6.20	-5.10	-1.1

249

250 结合前人研究结果及上述分析可知, 印度洋 IOD 异常海温型是南亚地区水
 251 汽输送和气候异常的征兆指标。因此, 对 IOD 的预测具有重要的意义。我们利
 252 用 GFDL_CM2p1 海气耦合模式的研究发现, 印度洋异常海温的 DMI (Dipole
 253 Mode Index) 在冬季和夏季增长最快, 说明 IOD 预测存在冬季预报障碍和夏季
 254 预报障碍现象, 预报障碍现象会严重限制 IOD 发生和强度的预报技巧。进一步
 255 研究表明, 造成预报障碍现象的初始海温误差的大值区主要集中在热带东印度洋
 256 次表层区域, 具有局地性特征 (图 9)。因此, 该区域 (即热带东印度洋次表层)
 257 是 IOD 预测的目标观测敏感区。如果优先在该区域增加观测, 并将观测同化到
 258 模式中改善初始场, 可以减弱冬季预报障碍和夏季预报障碍现象, 从而提高 IOD
 259 的发生和强度的预报技巧。



260

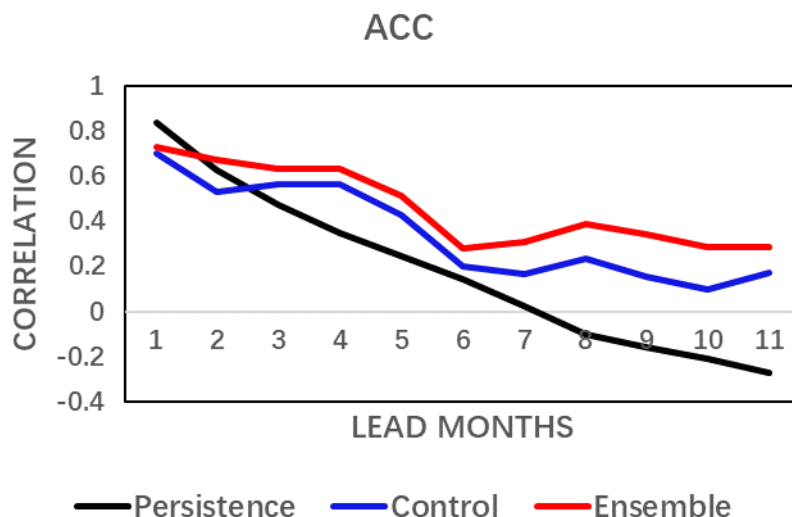
261 图 9 对所有导致 IOD 事件发生预报障碍的初始海温误差进行 EOF 分析, 得到的 EOF 第一

262 模态即最容易导致 IOD 发生预报障碍的初始海温误差模态, (a) 和 (b) 预报起始月份为 IOD

263 事件之前一年 7 月的海温误差表层和次表层分量；(c) 和 (d) 预报起始月份为 IOD 事件当
264 年 7 月的海温误差表层和次表层分量。其中，右上角百分数分别代表了不同预报起始月份对
265 应的 EOF 第一模态的解释方差。

266 Fig.9 Initial SST error modes that are most likely to cause predictability barriers in IOD. The (a)
267 surface and (b) subsurface SST error components of which the forecast start month is July of the
268 year prior to the IOD event, and the (c) surface and (d) subsurface SST error components of which
269 the forecast start month is July in the year of the IOD event. The upper right percentages represent
270 the explained variances of the first mode of EOF corresponding to different forecast start months,
271 respectively.

272
273 我们进一步利用 GFDL_CM2p1 全球海气耦合模式和统计最优初始扰动方法
274 搭建了 IOD 的集合预测系统, 并对 IOD 开展了 30 年的集合回报试验。结果表明,
275 IOD 的集合预报技巧显著高于控制预报技巧, 可以延长 IOD 的预报时效。统计
276 结果表明, IOD 事件集合回报的预报时效由控制预报的 4 个月延长为 5 个月, 并
277 可以提前 10 个月左右预报出强 IOD 事件 (图 10)。目前国际上大部分模式仅可
278 以提前 1 个季节左右回报出 IOD 事件, 对于强 IOD 事件延长为 2-3 个季节 (Luo
279 et al., 2007; Shi et al., 2012)。因此, 我们的 IOD 集合回报系统接近国际上的 IOD
280 预报水平。此外, 我们评估集合预报系统预报技巧的长期变化特征, 发现其对 IOD
281 事件的预报技巧具有显著的年代际变化特征。其中, 在 20 世纪 90 年代预报技巧
282 较高, 这可能和该时间段发生了较多的强 IOD 事件有关。IOD 事件的预报技巧
283 在跨过冬季和夏季时快速下降, 存在冬季预报障碍和夏季预报障碍的影响 (Feng
284 and Duan, 2019)。但是我们通过与控制预报中 IOD 事件的预报障碍强度做对比,
285 可以发现集合回报中 IOD 事件预报障碍的强度显著减弱, 使得 IOD 事件发生和
286 强度的预报技巧提高 (图 10)。



287

288 图 10 控制预报 DMI (Dipole Mode Index) 和观测 DMI 的异常相关系数 ACC 随预报时间的
 289 演变 (蓝线); 持续性预报的 DMI 和观测 DMI 的 ACC 随预报时间的演变 (黑线); 集合回
 290 报 DMI 和观测 DMI 的 ACC 随预报时间的演变 (红线)。当 ACC 大于 0.5 时, 表示 IOD 事
 291 件有预报技巧。

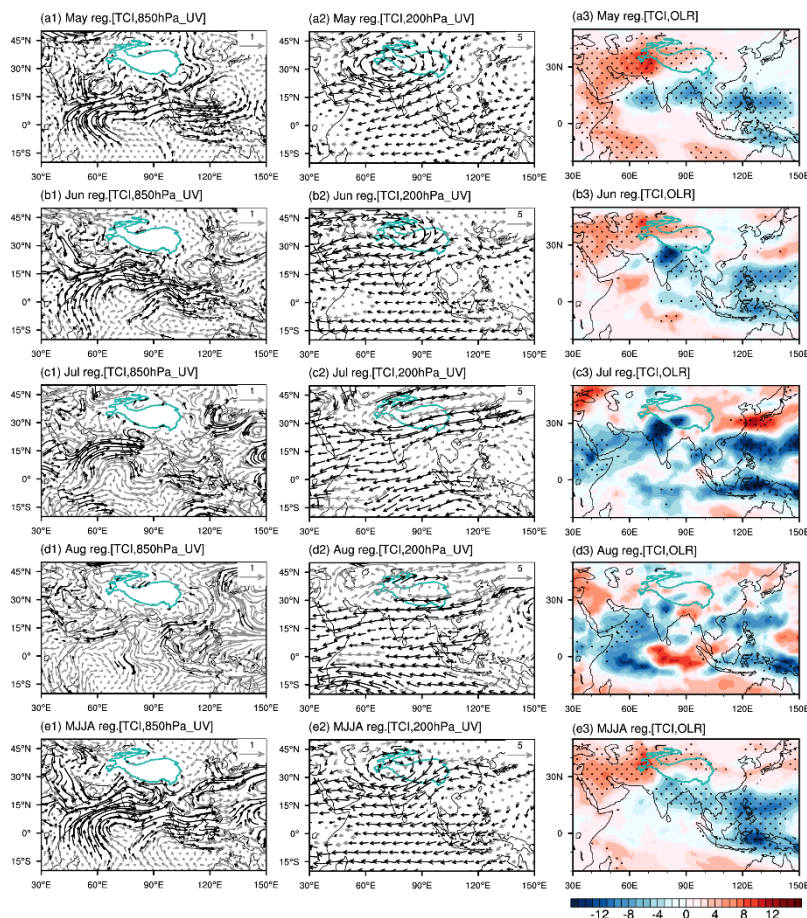
292 Fig.10 Evolution of the anomaly correlation coefficient (ACC) between the control forecast DMI
 293 (Dipole Mode Index) and observed DMI (blue line); evolution of ACC between the persistent
 294 forecast DMI and observed DMI (black line); evolution of ACC between the ensemble hindcasting
 295 DMI and observed DMI (red line). The IOD event has forecasting skill when the ACC is greater
 296 than 0.5.

297

298 2.3 印度洋-青藏高原热力对比与季风活动

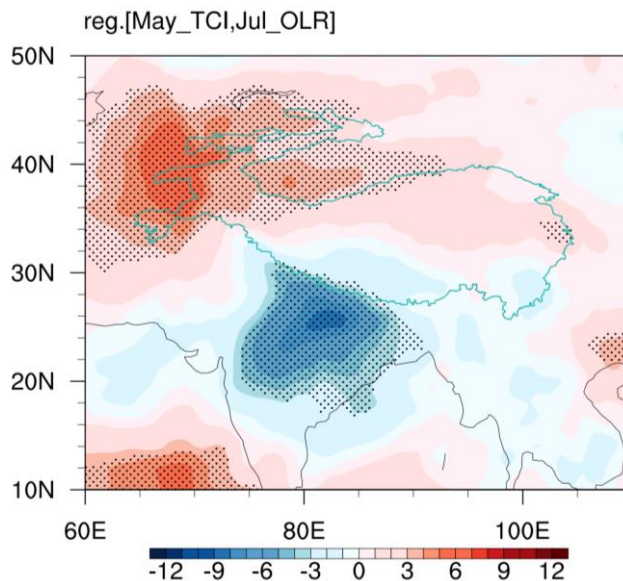
299 青藏高原和热带印度洋可以通过各高度层的热力差异对夏季风产生影响
 300 (Liu and Yanai 2001; He et al., 2003; Sun et al., 2010; Luo et al., 2021), 但中高层
 301 热力差异比低层热力差异更明显 (Sun and Ding, 2011; Dai et al., 2013)。Li and
 302 Xiao (2021) 使用青藏高原区域 (25°N-38°N, 65°E-95°E) 和热带印度洋区域
 303 (5°S-8°N, 65°E-95°E) 500-200 hPa 平均温度之差代表青藏高原-印度洋热力对
 304 比强度指数 TCI (Tibetan Plateau and Indian Ocean thermal contrast index), 发现
 305 TCI 能很好地指示南亚夏季风环流和对流的变化, 特别是对南亚夏季风的爆发有
 306 很强的指示意义。图 11 给出了 5-8 月 TCI 回归到同期的高、低层风场和用来表
 307 示对流强度的向外长波辐射 (OLR) 的结果。从图中可以看到, 在季风爆发的 5

308 月，对应青藏高原-印度洋热力对比正异常，南亚季风区低层的西南风显著增强，
 309 高层环流形成明显的南亚高压，阿拉伯海东部、孟加拉湾和中南半岛对流上升运
 310 动加强（图 11a1, a2 和 a3）。6 月和 7 月，环流异常和对流上升运动北移，进而
 311 影响青藏高原降水，代表南亚季风的发展；8 月，南亚季风区与 TCI 相关的环流
 312 异常和对流上升运动减弱，表示南亚夏季风开始减弱。整个季风期，与 TCI 相
 313 关的南亚季风环流异常和对流异常能较好地维持。由此可见，TCI 能较好地指示
 314 南亚夏季风的强度和逐月演变。此外，当 5 月 TCI 正异常时，6 月印度次大陆降
 315 水显著增加（图 12），说明 5 月 TCI 是 6 月印度次大陆降水的一个提前信号。



316
 317 图 11. (a1-a3) 5 月, (b1-b3) 6 月, (c1-c3) 7 月, (d1-d3) 8 月和 (e1-e3) 5-8 月平均 (a1-e1)
 318 850 hPa 风场 (单位: m s^{-1}), (a2-e2) 200 hPa 风场 (单位: m s^{-1}) 和 (a3-e3) OLR (单位:
 319 W m^{-2}) 分别回归到同期青藏高原-印度洋热力对比的结果。黑色矢量和圆点表示通过置信水
 320 平为 95% 的显著性检验。

321 Fig.11 Regressions of (a1-e1) 850 hPa winds (unit: m s^{-1}), (a2-e2) 200 hPa winds (unit: m s^{-1}), and
 322 (a3-e3) OLR (unit: W m^{-2}) against the TCI in (a1-a3) May, (b1-b3) June, (c1-c3) August, and
 323 (e1-e3) May-August (MJA). The black vectors and dots indicate the 95% confidence level.



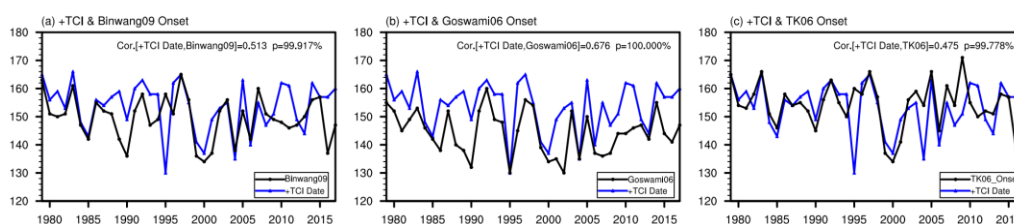
324

325 图 12. 6 月 OLR (单位: W m^{-2}) 回归到 5 月青藏高原-印度洋热力对比的结果。黑色圆点表
326 示通过置信水平为 95% 的显著性检验。

327 Fig.12 Regressions of OLR (unit: W m^{-2}) in June against the TCI May. The black dots indicate the
328 95% confidence level.

329

330 南亚季风的爆发是其演变过程中最重要的特征, 季风爆发是从非季风期到季
331 风期的季节转换, 伴随着大气风速的快速转变和大陆上大范围降水的产生。已有
332 许多研究使用不同方法定义了南亚季风指数和南亚季风爆发日期。Wang et al.,
333 (2009) 使用孟加拉湾区域 ($5^{\circ}\text{N}-15^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E}-80^{\circ}\text{E}$) 的纬向风平均定义了南亚
334 季风爆发环流指数, 将南亚季风爆发环流指数持续 6 天都大于 6.2 m s^{-1} 的第一天
335 定义为南亚季风爆发日期。Goswami et al., (2006) 基于 600-200 hPa 的平均温度,
336 计算偏北区域 ($5^{\circ}\text{N}-35^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E}-100^{\circ}\text{E}$) 和偏南区域 ($15^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E}-100^{\circ}\text{E}$)
337 平均温度的差异, 并认为印度季风爆发发生在温度差异转正的时候, 将南北温度
338 差异大于 0 的第一天作为印度季风的爆发日期。Taniguchi and Koike (2006) 使
339 用低层风速来定义印度季风爆发的日期, 将区域 ($7.5^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}$, $62.5^{\circ}\text{E}-75^{\circ}\text{E}$) 平
340 均的 850 hPa 风速连续 7 天大于 8 m s^{-1} 的第一天作为印度季风的爆发日期。



341

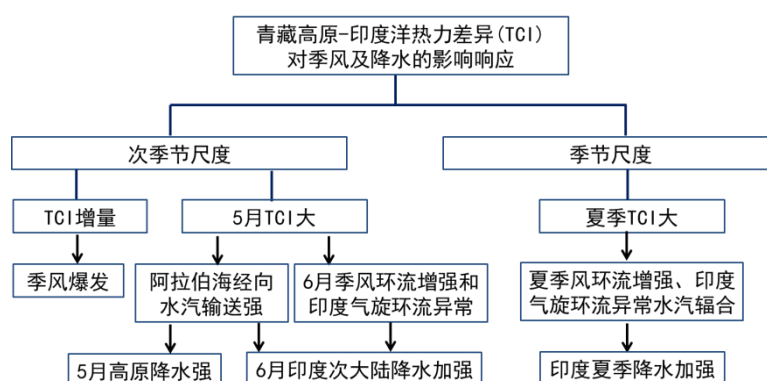
342 图 13. 青藏高原-印度洋热力对比由负转正日期（蓝色实线）和基于（a）Wang et al.（2009），
343 （b）Goswami et al.（2006）和（c）Taniguchi and Koike（2006）的方法定义的南亚季风爆
344 发日期的时间序列。相关系数和显著性检验的 p 值在图中给出。

345 Fig.13 Time series of the date when the TCI changed from negative to positive (blue line) and the
346 SASM onset date based on the definition of (a) Wang et al. (2009), (b) Goswami et al. (2006), and
347 (c) Taniguchi and Koike (2006). The correlation coefficients and the corresponding probability (p)
348 are given in the figures.

349
350 基于我们提出的青藏高原-印度洋热力差异指数（TCI），将 TCI 由负转正的
351 日期与以上三个南亚季风爆发日期比较，可以发现 TCI 由负转正日期和三个南
352 亚季风爆发日期都显著正相关，且均通过置信水平为 99% 的显著性检验（图 13），
353 说明 TCI 由负转正日期可以作为南亚夏季风爆发的一个参考日期。Li and Xiao
354 （2021）通过分析 TCI 逐候演变特征与 TCI 正负的转变我们发现，TCI 的逐候增
355 量对南亚夏季风爆发具有更长时效的预报意义。TCI 逐候增量在南亚季风达到最
356 强之前迅速增大，并达到峰值，正好对应了季风指数达到峰值的时间，随后 TCI
357 逐候增量减弱。参考 Webster and Yang（1992）的定义，将南亚季风指数定义为
358 南亚地区（ 5° - 25° N, 70° - 100° E）区域平均的 850 hPa 纬向风和 200 hPa 纬向风的
359 差异，计算 TCI 逐候增量与南亚季风指数的超前滞后相关发现，当 TCI 逐候增
360 量超前南亚季风指数 15 候时两者的相关系数达到最大。由此可见，TCI 逐候增
361 量可以作为南亚季风的一个预测信号。

362 从上述结果来看，青藏高原-印度洋热力差异与季风的的活动有很好的对应关
363 系，尤其是对季风的爆发有显著的影响。由于泛第三极地区夏季风爆发一般在 5
364 月下旬到 6 月上旬，季风爆发后进入雨季。因此 TCI 与该地区 5 月的降水的关
365 系也表征了季风活动年际以上的变化特征。Li and Xiao（2022）研究发现，5 月
366 青藏高原南部降水与 TCI 的相关关系在 1997 年以后增强。并且指出这是由于
367 1997 年之后，由青藏高原-印度洋热力差异增大引起了阿拉伯海上空的水汽输送
368 显著增强，而阿拉伯海上空水汽输送显著增强对青藏高原南部降水增强产生了更
369 加重要的贡献。该研究结果使得 TCI 对 5 月青藏高原的降水有了更加明确的预
370 报意义。

371 综合以上研究，我们提出青藏高原-印度洋热力差异影响季风降水的概念模
 372 型如图 14 所示。在次季节时间尺度上，TCI 是季风爆发的重要指标，基于春季
 373 TCI 的演变，TCI 的逐候增量可以提前 2-3 个月预测季风的爆发；从上个世纪末
 374 开始，TCI 是青藏高原 5 月降水的重要预报信号。同时 TCI 也是 6 月印度次大陆
 375 降水的一个提前信号；而在季节时间尺度上，夏季 TCI 对南亚季风区降水有一
 376 定的指示意义。TCI 较大时，季风环流加强，印度洋半岛为气旋式异常环流控制，
 377 水汽辐合正异常，上升运动加强，印度洋次大陆降水增加。



378

379 图 14 青藏高原-印度洋热力差异影响季风降水的概念模型。

380 Fig.14 Schematic diagram of the Tibetan Plateau-Indian Ocean thermal difference affecting
 381 monsoon precipitation.

382 3 结论和讨论

383 过去的众多研究已经表明，印度洋和青藏高原对天气气候有重要的影响。本
 384 文主要给出了印度洋和青藏高原热力状况，尤其是两者的热力差异与季风活动、
 385 水汽输送和区域降水异常的一些次季节、季节特征的联系，并初步给出了预测先
 386 兆信号。主要有以下结果：

387 (1) 春季青藏高原与高原外的热力反位相的模式，对夏季高原东部有重要
 388 影响。在春季高原暖而高原外冷异常之后的夏季，中国夏季风偏弱，总体降水偏
 389 少。

390 (2) 印度洋不同的异常海温型与北印度洋地区夏季的水汽输送型有密切的
 391 关系。印度洋海温一致异常型主要对应纬向型水汽输送的变化，而印度洋偶极型
 392 异常海温主要影响经向水汽输送。因此，对印度洋异常海温模式的监测和预报，
 393 具有重要的意义。

394 (3) 偶极型异常海温 IOD 的预报存在冬季和夏季预报障碍, 而热带印度洋
395 东部的次表层海温是 IOD 预报的目标敏感区, 改善 IOD 的初始观测具有重要的
396 意义。我们建立的 IOD 集合预报方法, 可以将 IOD 的预报时效提高到 5 个月。

397 (4) 印度洋-青藏高原热力差可以很好地刻画南亚季风活动, 并对季风活动
398 重要的次季节特征有显著的预报性能。监测印度洋-青藏高原热力差的前期逐候
399 增量, 对提前 2-3 个月预报季风爆发具有意义。同时, 进入 21 世纪后, 来自印
400 度洋经向水汽输送作用的加强, 印度洋-青藏高原热力差在月到季节尺度上可以
401 作为 5 月高原降水、6 月印度降水和夏季印度降水的预报参考。

402 研究结论也表明, 印度洋-青藏高原热力差对区域降水的影响受到全球气候
403 系统多种因素的影响, 具有年代际变化的特征, 未来仍有待更全面系统的研究。
404 值得注意的是, 我们最近研究发现 2022 年春季青藏高原热力状况是夏季长江中
405 下游流域的罕见干旱和巴基斯坦地区极端洪涝同时发生的一个前兆信号(Li et al.,
406 2023)。同时, 印度洋异常海温模态对区域气候有重要影响, 最近 Wang et al.,
407 (2022) 的研究发现, 印度洋热带气旋的快速增强特性, 在季风爆发前和爆发后
408 分别与北印度洋海温的一致型异常和偶极型异常有关。因此, 青藏高原热力状况
409 和印度洋异常海温不同模态对区域天气气候系统的影响仍是一个值得关注的问题。
410

411

412 参考文献

413 Dai A G, Li H M, Sun Y, et al. 2013. The relative roles of upper and lower
414 tropospheric thermal contrasts and tropical influences in driving Asian summer
415 monsoons [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 118(13): 7024–7045. doi:
416 10.13878/j.cnki.jnuist.2020.04.005

417

418 Dommenges D. 2007. Evaluating EOF Modes against a Stochastic Null Hypothesis.
419 *Climate Dyn.*, 28 (15), 517–531. doi: 10.1007/s00382-006-0195-8

420

421 Duan A M, Wu G X. 2005. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer
422 climate patterns over subtropical Asia [J]. *Climate dyn.*, 24(7): 793–807. doi:
423 10.1007/s00382-004-0488-8

- 424
425 Feng R, Duan W S. 2019. Indian Ocean Dipole–related predictability barriers induced
426 by initial errors in the tropical Indian Ocean in a CGCM. *Adv. Atmos. Sci.*, 36(6):
427 658–668. doi: 10.1007/s00376-019-8224-9
428
- 429 Flohn H. 1957. Large-scale aspects of the “summer monsoon” in South and East Asia
430 [J]. *J. Meteor. Soc. Japan. Ser. II*, 35: 180–186.
431
- 432 Flohn, H., Reiter, E. R. 1968. Contributions to meteorology of the Tibetan highland.
433 Dept. of Atmospheric Science., 130 (1), 77–110.
434
- 435 Goswami B N, Wu G X, Yasunari T. 2006. The annual cycle, intraseasonal
436 oscillations, and roadblock to seasonal predictability of the Asian summer
437 monsoon [J]. *J. Climate*, 19(20): 5078–5099. doi: 0.1175/JCLI3901.1
438
- 439 He H Y, Sui C H, Jian M Q, et al. 2003. The evolution of tropospheric temperature
440 field and its relationship with the onset of Asian summer monsoon [J]. *J. Meteor.*
441 *Soc. Japan. Ser. II*, 81(5): 1201–1223. doi: 10.2151/jmsj.81.1201
442
- 443 He H Y, McGinnis J W, Song Z S, et al. 1987. Onset of the Asian summer monsoon
444 in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115(9):
445 1966–1995. doi: 10.1175/1520-0493(1987)115<1966:OOTASM>2.0.CO;2
446
- 447 黄荣辉, 张振洲, 黄刚, 等. 1998. 夏季东亚季风区水汽输送特征及其与南亚季风
448 区水汽输送的差别 [J]. *大气科学*, 22(4): 469-479. Huang Ronghui, Zhang
449 Zhenzhou, Huang Gang, et al. 1998. Characteristics of the water vapor transport
450 in East Asian monsoon region and its difference from that in South Asian
451 monsoon region in summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in*
452 *Chinese)*, 22(4): 469–479.
453

- 454 Kuo H L, Qian Y F. 1982. Numerical simulation of the development of mean
455 monsoon circulation in July [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110(12): 1879–1897. doi:
456 10.1175/1520-0493(1982)110<1879:NSOTDO>2.0.CO;2
457
- 458 Latif M, Syed F S, Hannachi A. 2017. Rainfall trends in the South Asian summer
459 monsoon and its related large-scale dynamics with focus over Pakistan [J].
460 *Climate Dyn.*, 48(11): 3565–3581. doi: 10.1007/s00382-016-3284-3
461
- 462 Li C F, Yanai M. 1996. The onset and interannual variability of the Asian summer
463 monsoon in relation to land–sea thermal contrast [J]. *J. Climate*, 9(2): 358–375.
464 doi: 10.1175/1520-0442(1996)009<0358:TOAIVO>2.0.CO;2
465
- 466 Li Z Q, Xiao Z N. 2022. The Role of Tibetan Plateau–Indian Ocean Thermal Contrast
467 in the Significant Increasing Precipitation over the Southern Tibetan Plateau in
468 May after the Mid-1990s [J]. *J. Climate*, 35(23): 7661–7675. doi:
469 10.1175/JCLI-D-21-0619.1
470
- 471 Li Z Q, Xiao Z N. 2021. Thermal contrast between the Tibetan Plateau and tropical
472 Indian Ocean and its relationship to the South Asian summer monsoon [J].
473 *Atmos. Oceanic Sci. Lett.*, 14(1): 100002. doi: 10.1016/j.aosl.2020.100002
474
- 475 Li Z Q, Xiao Z N, Ling J. 2023. Impact of extremely warm Tibetan Plateau in spring
476 on the rare rainfall anomaly pattern in the regions west and east to Plateau in late
477 summer 2022 [J]. *Atmos. Res.*, 290(3): 106797. doi:
478 10.1016/j.atmosres.2023.106797
479
- 480 刘新, 吴国雄, 刘屹岷, 等. 2002. 青藏高原加热与亚洲环流季节变化和夏季风爆
481 发 [J]. *大气科学*, 26(6): 782-793. Liu Xin, Wu Guoxiong, Liu Yimin, et al.
482 2002. Diabatic heating over the Tibetan Plateau and the seasonal variations of
483 the Asian circulation and summer monsoon onset [J]. *Chinese Journal of*

-
- 484 Atmospheric Sciences (in Chinese), 26(6): 782–793.
485
- 486 Liu X D, Yanai M. 2001. Relationship between the Indian monsoon rainfall and the
487 tropospheric temperature over the Eurasian continent [J]. Q. J. R. Meteorol. Soc.,
488 127(573): 909–937. doi: 10.1002/qj.49712757311
489
- 490 Luo X Q, Xu J J, Zhang Y, et al. 2021. Relationship between the Tibetan
491 Plateau-tropical Indian Ocean thermal contrast and the South Asian summer
492 monsoon[J]. Front. Earth Sci., 15(1): 151–166. doi: 10.1007/s11707-020-0846-9
493
- 494 Luo J J, Masson S, Behera S, et al. 2007. Experimental forecasts of the Indian Ocean
495 dipole using a coupled OAGCM [J]. J. Climate, 20(10): 2178–2190. doi:
496 10.1175/JCLI4132.1
497
- 498 Minoura D, Kawamura R, Matsuura T. 2003. A mechanism of the onset of the South
499 Asian summer monsoon [J]. J. Meteor. Soc. Japan. Ser. II, 81(3): 563–580. doi:
500 10.2151/jmsj.81.563
501
- 502 Ninomiya K, Kobayashi C. 1999. Precipitation and moisture balance of the Asian
503 summer monsoon in 1991 Part II: Moisture transport and moisture balance [J]. J.
504 Meteor. Soc. Japan. Ser. II, 77(1): 77–99. doi: 10.2151/jmsj1965.77.1_77
505
- 506 Prasanna V. 2016. South Asian Summer Monsoon Rainfall Variability and Trend: Its
507 Links to Indo-Pacific SST Anomalies and Moist Processes [J]. Pure Appl.
508 Geophys., 173(6): 2167–2193. doi: 10.1007/s00024-015-1232-5
509
- 510 Rakhecha P R, Pisharoty P R. 1996. Heavy rainfall during monsoon season: Point and
511 spatial distribution [J]. Curr. Sci., 71(3): 179–186. doi: 10.1098/rsta.1996.0084
512
- 513 Shi L, Hendon H H, Alves O, et al. 2012. How predictable is the Indian Ocean dipole?

- 514 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 140(12): 3867–3884. doi: 10.1175/MWR-D-12-00001.1
515
- 516 Sun Y, Ding Y H. 2011. Responses of South and East Asian summer monsoons to
517 different land-sea temperature increases under a warming scenario [J]. *Chin. Sci.*
518 *Bull.*, 56(25): 2718–2726. doi: 10.1007/s11434-011-4602-0
519
- 520 Sun Y, Ding Y, Dai A. 2010. Changing links between South Asian summer monsoon
521 circulation and tropospheric land-sea thermal contrasts under a warming scenario
522 [J]. *Geophysical Research Letters*, 37(2).
523
- 524 唐卫亚, 孙照渤. 2005. 印度洋海温偶极振荡对东亚环流及降水影响 [J]. *京气象*
525 *学院学报*, 3): 316–322. Tang Weiya, Sun Zhaobo. 2005. Effect of IOD on
526 East Asian circulation and precipitation [J]. *Journal of Nanjing Institute of*
527 *Meteorology* (in Chinese), 03(2005): 316–322. doi:
528 10.13878/j.cnki.dqkxxb.2005.03.005
529
- 530 Taniguchi K, Koike T. 2006. Comparison of definitions of Indian summer monsoon
531 onset: Better representation of rapid transitions of atmospheric conditions [J].
532 *Geophys. Res. Lett.*, 33(2). doi: 10.1029/2005GL024526
533
- 534 Ueda H, Yasunari T. 1998. Role of warming over the Tibetan Plateau in early onset of
535 the summer monsoon over the Bay of Bengal and the South China Sea. *J. Meteor.*
536 *Soc. Japan*, 76: 1–12. doi: 10.2151/jmsj1965.76.1_1
537
- 538 Wang B, Ding Q H, Joseph P V. 2009. Objective definition of the Indian summer
539 monsoon onset [J]. *J. Climate*, 22(12): 3303–3316. doi:
540 10.1175/2008JCLI2675.1
541
- 542 Wang H, Wu Q Y, Hong J C. 2022. Climate control of tropical cyclone rapid
543 intensification frequency in the north indian ocean [J]. *Environ. Res. Commun.*,

- 544 4(12): 121004. doi: 10.1088/2515-7620/aca646
- 545
- 546 Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: selectively interactive systems [J].
- 547 Q. J. R. Meteorol. Soc., 118, 877–926. doi: 10.1002/qj.49711850705
- 548
- 549 吴国雄, 张永生. 1998. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 I.
- 550 爆发地点 [J]. 大气科学, 22(6): 825-838. Wu Guoxiong, Zhang Yongsheng.
- 551 1998. Thermal and mechanical forcing of the Tibetan Plateau and the Asian
- 552 monsoon onset. Part I: situating of the onset [J]. Chinese Journal of Atmospheric
- 553 Sciences (in Chinese), 22(6): 825–838.
- 554
- 555 吴国雄, 张永生. 1999. 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 II.
- 556 爆发时间 [J]. 大气科学, 23(1): 51-61. Wu Guoxiong, Zhang Yongsheng.
- 557 1999. Thermal and mechanical forcing of the Tibetan Plateau and Asian
- 558 monsoon onset. Part II: timing of the onset [J]. Chinese Journal of Atmospheric
- 559 Sciences (in Chinese), 23(1): 51–61.
- 560
- 561 Xie S P, Hu K, Hafner J, et al. 2009. Indian Ocean capacitor effect on Indo–western
- 562 Pacific climate during the summer following El Niño [J]. J. Climate, 22(3):
- 563 730–747. doi: 10.1175/2008JCLI2544.1
- 564
- 565 徐祥德, 陶诗言, 王继志, 等. 2002. 青藏高原—季风水汽输送"大三角扇型"影响
- 566 域特征与中国区域旱涝异常的关系[J]. 气象学报, 60(3): 11. Xu Xiangde,
- 567 Tao Shiyan, Wang Jizhi, et al. 2002. The relationship between water vapor
- 568 transport features of Tibetan Plateau—monsoon “Large triangle” affecting region
- 569 and drought-flood abnormality of China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in
- 570 Chinese), 60(3): 11.
- 571
- 572 Yanai M, Li C, Song Z. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects
- 573 on the evolution of the Asian summer monsoon [J]. J. Meteor. Soc. Japan. Ser. II,

- 574 70(1B): 319–351. doi: 10.2151/jmsj1965.70.1B_319
- 575
- 576 Yang Y M, Zhao L, Shen X Y, et al. 2022. The spring heat source over the
577 Qinghai–Tibetan Plateau linked with the winter warm Arctic–cold Siberia
578 pattern impacting summer drought in China [J]. *Front. Earth Sci.*, 10(2022):
579 835101. doi: 10.3389/feart.2022.835101
- 580
- 581 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 1979: 2–9. Ye
582 Duzheng, Gao Youxi. 1979. *Meteorology of Qinghai—Xizang Plateau* [M].
583 Beijing: Science Press (in Chinese), 1979: 2-9.
- 584
- 585 张艳, 钱永甫. 2002. 青藏高原地面热源对亚洲季风爆发的热力影响 [J]. 南京气
586 象学院学报, 25(3): 299-306. Zhang Yan, Qian Yongfu. 2002. Thermal Effect
587 of Surface Heat Source over the Tibetan Plateau on the Onset of Asian Summer
588 Monsoon [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 25(3):
589 299–306. Doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.2002.03.002
- 590
- 591 Zhao G J, Huang G, Wu R G, et al. 2015. A new upper-level circulation index for the
592 East Asian Summer Monsoon variability. *J. Climate*, 28(24): 9977–9996. doi:
593 10.1175/JCLI-D-15-0272.1
- 594
- 595 郑庆林, 王三杉, 张朝林, 等. 2001. 青藏高原动力和热力作用对热带大气环流影
596 响的数值研究 [J]. 高原气象, 20(1): 15-21. Zheng Qinglin, Wang Shanshan,
597 Zhang Chaolin, et al. 2001. Numerical study of the effects of dynamic and
598 thermodynamic of Qinghai—Xizang Plateau on tropical atmospheric circulation
599 in summer [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 20(1): 15–21.
- 600
- 601 郑然, 李栋梁, 蒋元春. 2015. 全球变暖背景下青藏高原气温变化的新特征 [J].
602 高原气象, 34(4): 1531-1539. Zheng Ran, Li Dongliang, Jiang Yuanchun. 2015.
603 New characteristics of temperature change over Qinghai—Xizang Plateau on the

604 background of global warming [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 34(4):
605 1531–1539.
606