中国科学: 地球科学 2025 年 第 55 卷 第 3 期: 908 ~ 924
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

欧亚大陆积雪对夏季风爆发前后华南前汛期降水的不同影响机制

肖志祥[1*], 段安民[2], 陈宇航[1], 韦晨[1], 罗小莉[3]

1. 南宁师范大学地理科学与规划学院, 南宁 530001
2. 厦门大学海洋与地球学院, 近海海洋环境科学国家重点实验室, 厦门 361102
3. 广西壮族自治区气候中心, 南宁 530022
* 通讯作者, E-mail: xiaozx@nnnu.edu.cn

收稿日期: 2024-03-05; 收修改稿日期: 2024-11-12; 接受日期: 2024-12-17; 网络版发表日期: 2025-02-12
国家自然科学基金项目(42365004)、广西自然科学基金项目(2024GXNSFAA010211、2023GXNSFAA026511)和南宁师范大学高层次人才项目资助

摘要 欧亚大陆积雪与华南前汛期降水在年际尺度上具有非常密切的联系. 本研究揭示了欧亚大陆三月份雪盖异常对夏季风爆发前后华南前汛期两个阶段降水的不同调控机制. 华南夏季风爆发前, 东欧西部地区的异常雪盖可以激发出一个向东南方向传播的波列影响中亚地区, 使得中亚地区出现异常气旋式环流. 该气旋式异常环流增强了中纬度西风气流, 并有利于纬向风异常波列传播到东亚地区, 使得东亚副热带西风急流和西北太平洋副热带高压均得到增强. 因此, 华南地区在上层辐散、垂直上升运动和水汽辐合都得到增强的有利条件下触发了更多降水. 然而在夏季风爆发后, 东欧东部和贝加尔湖以东地区三月份的雪盖异常将使得华南地区降雨受到抑制. 东欧和贝加尔湖东部地区的积雪异常分别激发出向东南和向南的波列传播到低纬地区, 这两个波列大大增强了西北太平洋副热带高压. 东欧东部地区的异常雪盖激发的波列有利于西北太平洋地区上空出现负位势高度异常, 使得该地区反气旋式环流斜压性增强, 从而在下沉气流控制下华南地区降水受到抑制. 数值试验的结果进一步强有力验证了欧亚大陆异常雪盖对华南前汛期两个阶段降水的不同调控作用.

关键词 欧亚大陆雪盖, 前汛期降水, 华南, 波列

1 引言

华南前汛期(4~6月)降水是我国夏季风降水的第一阶段(Ding和Chan, 2005; Huang等, 2012), 这一阶段的降水占该区域全年降水的40%以上(Gu等, 2018; Luo等, 2020). 华南前汛期降水强度大, 容易引发洪涝灾害, 导致严重的人员伤亡、经济损失和农业灾害. 例如, 2008年5~6月华南地区受到长时间强降雨的持续影响, 共导致168人死亡和37人失踪, 并有120万平方公里的农业遭受严重损失(王东海等, 2011). 相反, 当华南前汛期降水不足时也可以导致严重的干旱事件发生(简茂球等, 2008; 伍红雨等, 2022). 因此, 华南前汛期降水

中文引用格式: 肖志祥, 段安民, 陈宇航, 韦晨, 罗小莉. 2025. 欧亚大陆积雪对夏季风爆发前后华南前汛期降水的不同影响机制. 中国科学: 地球科学, 55(3): 908–924, doi: 10.1360/N072024-0077
英文引用格式: Xiao Z, Duan A, Chen Y, Wei C, Luo X. 2025. Different mechanisms of Eurasian snow cover on precipitation during the early and late pre-rainy season in South China. Science China Earth Sciences, 68(3): 882–897, https://doi.org/10.1007/s11430-024-1490-2

© 2025 《中国科学》杂志社

由于其显著的年际变化特征及其对数以百万计人口的重大影响使其长久以来受到广泛的关注.

华南前汛期降水的年际变化受到边界层外强迫作用已得到广泛研究. 例如, 西太平洋暖池对局地经圈环流的调控作用显著影响了前汛期降水的变化(Cai等, 2002; 强学民和杨修群, 2013; Wang等, 2024). Gu等(2018)的研究表明, 热带太平洋东西海表温度梯度也与华南前汛期降水异常联系密切. 这主要是因为当东太平洋为暖海温而西太平洋为冷海温时, 激发出的罗斯贝波响应导致菲律宾附近出现异常反气旋环流, 从而影响华南前汛期降水. 然而, 有些研究(强学民和杨修群, 2013; Yao等, 2016)表明ENSO(El Niño-Southern Oscillation)和华南前汛期降水的联系很弱. 除了热带海表温度, 北大西洋海温三极子异常也可以通过向欧亚大陆传播的波列影响华南降水(Li等, 2018).

除了海表温度, 欧亚大陆的积雪异常也被认为可以通过波列显著影响欧亚地区的气候变率, 是重要的外强迫因子之一. 欧亚大陆积雪异常可以导致欧洲地区出现热浪(Zhang等, 2020)、东北亚地区夏季增温(Sun等, 2021)、东亚地区降水异常(Zhang等, 2017)和华南前汛期降水异常(Wu等, 2014; Xiao和Duan, 2016; Zhang等, 2022; 肖志祥等, 2023). Wu和Kirtman(2007)研究表明西伯利亚西部春季雪盖异常激发的波列有利于我国南部春季降水增加. Zuo等(2012)认为春季欧亚雪水当量的减少将有利于地表向大气的热通量减少(Barnett等, 1989; Wang等, 2019), 从而使得波通量减弱并导致西伯利亚地区出现异常反气旋环流. 该反气旋异常环流有利于我国东部地区北风异常增强, 从而使得我国东南地区春季降水减少. 最近, Jia等(2018)发现我国南方春季降水和贝加尔湖西北地区的雪盖异常具有反相关关系, 并揭示了该区域雪盖变化对我国南方春季降水年际变率在1980年前后的不同影响.

观测分析和数值模拟结果都表明欧亚大陆积雪与华南前汛期降水具有显著的联系. 但是, 华南前汛期降水最早可以从三月份开始, 在某些年份可以一直持续到七月底. 因此, 前汛期开始和结束日期具有显著年际变化的特点(Qiang和Yang, 2008; Gu等, 2018)使得采用月平均(4~6月或5~6月)数据进行研究是无法精准表达前汛期降水变化特征的. 此外, 华南前汛期降水和相应的大气环流在夏季风爆发前后也有非常显著的不同(郑彬等, 2006; Chen和Luo, 2018; 刘亚楠等, 2019; Shi等, 2020; Peng等, 2022). 时至今日, 在研究欧亚积雪对华南前汛期降水年际变率的影响时, 很少有研究同时考虑夏季风的爆发时间及前汛期开始、结束时间等变化对降水的影响. 因此, 本研究将基于资料分析和数值模拟试验, 揭示欧亚大陆雪盖对华南前汛期前期(夏季风爆发前)和后期(夏季风爆发后)降水年际变化的不同影响.

2　数据、方法和模式

2.1　数据

本文用到的数据包括: (1) 中国气象局国家气象信息中心提供的261个气象站逐日降水, 其中广西有90个站、广东86个站、海南66个站和福建19个站. (2) 中国气象局国家气候中心提供的华南前汛期开始和结束时间, 详细定义请参考Gu等(2018). (3) 气温、位势高度、比湿、纬向风和经向风等逐日大气格点化变量来源于欧洲中期天气预报中心提供的第五代再分析数据(ERA5; Hersbach等, 2020), 该数据的水平分辨率为1°×1°. (4) 美国国家冰雪数据中心提供的原始分辨率为25km的第四版北半球逐周积雪覆盖率数据集(Brodzik和Armstrong, 2013). 基于逐周雪盖数据, 本文重新计算获得了月平均的北半球1°×1°雪盖数据. 本文所用到的所有数据集的时间范围均为1979~2020年.

2.2　方法

本文采用郑彬等(2006)定义的华南夏季风爆发时间将华南前汛期降水划分为前期(夏季风爆发前)和后期(夏季风爆发后)两部分, 即华南上空(20°~23°N, 110°~120°E)100百帕纬向风由西风转为东风并且连续维持5天以上, 该日期则被记为华南夏季风的爆发时间. 因此, 华南前汛期开始到华南夏季风爆发这一段时间的降水记为华南前汛期前期降水, 而华南夏季风爆发到前汛期结束这一时间范围内的降水则为后期降水. 该划分方法已在前人研究(李俊杰等, 2022; 肖志祥等, 2023)中得到应用, 且与采用南海夏季风爆发时间作为划分方法得到的结果相似(刘亚楠等, 2019; Peng等, 2022). 本文所用到的其他大气环流变量都采用这一方法进行划分, 从而得到与两个阶段降水对应时段的大气环流场. 此外, 由于本文主要关注年际尺度的信号, 所有变量均去除了长期趋势并通过9年高通Lanczos滤

波的方式获得变量的年际分量. 本文还使用经验正交方法(EOF)提取了华南前汛期前后两个阶段降水的主模态. 华南前汛期降水与欧亚大陆雪盖的关系通过皮尔逊相关系数获取, 并使用线性回归方程计算了大气变量对雪盖的响应. 本文的统计显著性检验使用双尾学生*t*检验.

本文还采用波活动通量(Takaya和Nakamura, 2001)探讨了相应的大气遥相关波列. 各水平层次的波活动通量可通过下面的公式进行计算:

$$W=\frac{p}{2|U|}\begin{bmatrix}\overline{u}\left(\varphi_x'^2-\varphi'\varphi_{xx}'\right)+\overline{v}\left(\varphi_x'\varphi_y'-\varphi'\varphi_{xy}'\right)\\ \overline{u}\left(\varphi_x'\varphi_y'-\varphi'\varphi_{xy}'\right)+\overline{v}\left(\varphi_y'^2-\varphi'\varphi_{yy}'\right)\end{bmatrix}, \tag{1}$$

其中, $|U|$表示气候态水平风速, φ为流函数. 符号p表示标准化气压, u和v分别为水平纬向风和经向风. 上标符号(′)表示相对气候态的偏差. 下标x和y分别表示纬向和经向的偏导数.

2.3 数值模式

本文使用的线性斜压模式(LBM)由Watanabe和Kimoto(2000)基于气候平均态的线性大气原始方程组开发. 这里使用的是干版本的LBM, 它的水平分辨率为T42, 垂直方向上有20个sigma层. 在前人研究(Jia等, 2018, 2021; Zhang等, 2022)中, LBM模式已被广泛应用于阐明大气环流对雪盖异常引发的非绝热响应过程.

本文还使用了版本为2.1.3的通用地球系统模式(CESM; Danabasoglu等, 2020)对欧亚大陆雪盖异常可能影响华南前汛期降水的机制进行了验证. 其中, 该模式的大气分量为第六版的通用大气模式(CAM6), 陆面分量为通用陆面模式(CLM5). 模式的水平分辨率为1.25°×0.9°, 垂直方向有32层.

3 欧亚雪盖与华南前汛期降水的关系

图1为夏季风爆发前(图1a)和爆发后(图1b)东亚地区气候态大气环流和华南前汛期降水的空间分布情况. 从图中可以看到, 这两个阶段的大气环流和降水都有显著的差异. 夏季风爆发前, 超过400mm的强降水主要集中在广西东北部、广东中部和福建北部地区. 当夏季风爆发后, 华南降水有所减弱且强降水中心南移至两广沿海地区. 这些结论与郑彬等(2007)得到的结论一致. 除了使用华南夏季风爆发时间, 华南前汛期降水同样也可以通过南海夏季风爆发日期将其划分为前后两个阶段(Chen和Luo, 2018; Peng等, 2022). 不过, 郑彬等(2006)的研究表明南海夏季风爆发通常超前于华南夏季风降水的发生, 这一超前时间反应了东亚夏季风需要时间传播到华南地区的特点. 这里我们将基于两种季风指数划分方法得到的华南前汛期两个阶段降水进行了对比, 发现基于华南夏季风爆发指数划分

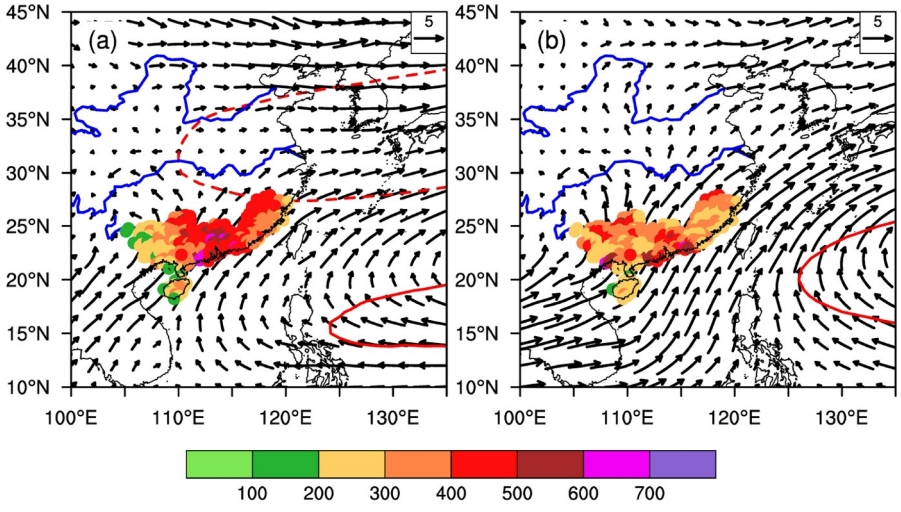

图 1 东亚地区850hPa风场(矢量, 单位: m s^{-1})、5880gpm(红色实线)、200hPa上36m s^{-1}纬向风速等值线(红色虚线)和降水量(填色, 单位: mm)的气候态空间分布特征

(a) 夏季风爆发前; (b) 夏季风爆发后

得到的华南前汛期前期降水量要大于以南海夏季风爆发指数划分得到的降水, 后期降水则相反(图略). 但是, 基于这两种划分方法得到的前汛期前后两个阶段降水的中心位置和年际变化信号都非常相似, 这也进一步证明了本文划分方法的正确性.

此外, 华南前汛期的大气环流随着东亚环流的季节转换也随时间发生显著的变化. 夏季风爆发前, 华南地区主要受西北太平洋副热带高压西侧的西南气流影响, 并将水汽由南海、东南亚和西北太平洋地区输送到华南. 此时, 西北太平洋副热带高压脊线位于15°N附近(图1a). 夏季风爆发后, 副高脊线大约向北移动了5°, 而且南风的北界也由长江流域移动到了40°N (图1b). 在200hPa对流层上层, 最初位于30°~40°N附近的副热带西风急流也有所北移并且强度显著减弱, 东亚地区基本上看不到风速大于36m s^{-1}的急流中心(图1b). 总的来说, 夏季风爆发前后华南前汛期两个阶段的降水和大气环流具有显著的差异, 分别探讨这两个阶段降水的变化机理显得尤为重要.

根据上述对华南前汛期降水的划分方法, 基于261个气象站降水数据我们对这两个阶段的降水分别进行了EOF分解, 其第一模态和相应的时间系数如图2所示. 前期和后期降水第一模态的解释方差分别为67.6%和53.3%(图2a, 2c), 而第二模态的解释方差远小于第一模态, 分别为7.1%和8.1%(图略). 这表明华南前汛期前后两个阶段降水的主要变化特征均能被第一模态较好刻画. 从图2可以看到, 两个阶段降水在正位相时均呈现为全区一致的偏湿特征. 夏季风爆发前, EOF第一模态最大载荷中心位于广西东北部、广东中部和福建北部(图2a). 夏季风爆发后, 最大载荷中心转移到了两广沿海地区(图2c). 因此, EOF分解得到的空间分布特征与两阶段降水的气候态(图1)分布是一致的. 此外, 两个阶段降水分解得到的第一模态时间系数均表现为显著的年际变化特征(图2b, 2d), 进一步表明了Lanczos高通滤波提取年际信号的有效性.

1~3月欧亚大陆逐月雪盖气候态和雪盖月增量的空间分布如图3所示, 其中雪盖月增量表示当前月份积雪覆盖率与前一个月积雪覆盖率之差, 可用于衡量雪盖随时间变化的增加或减少. 从图3我们可以看到1~3

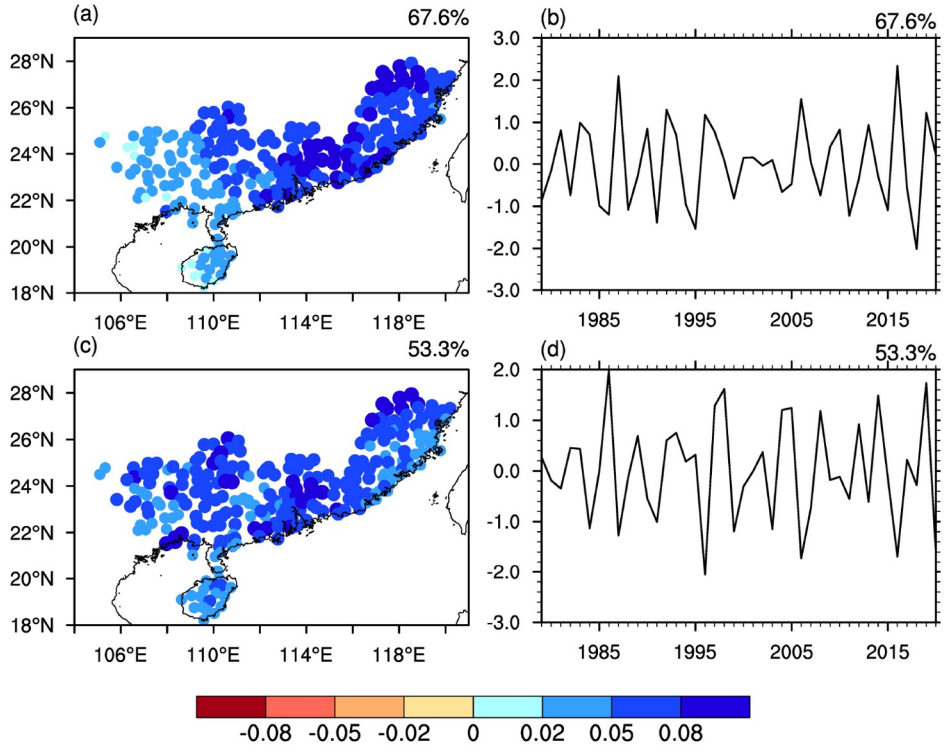

图 2　华南前汛期前期和后期降水第一模态空间分布(a、c)及其对应的标准化时间系数(b、d)

每个子图右上角的数字表示该模态的解释方差. (a)和(b)为华南前汛期前期, (c)和(d)为华南前汛期后期

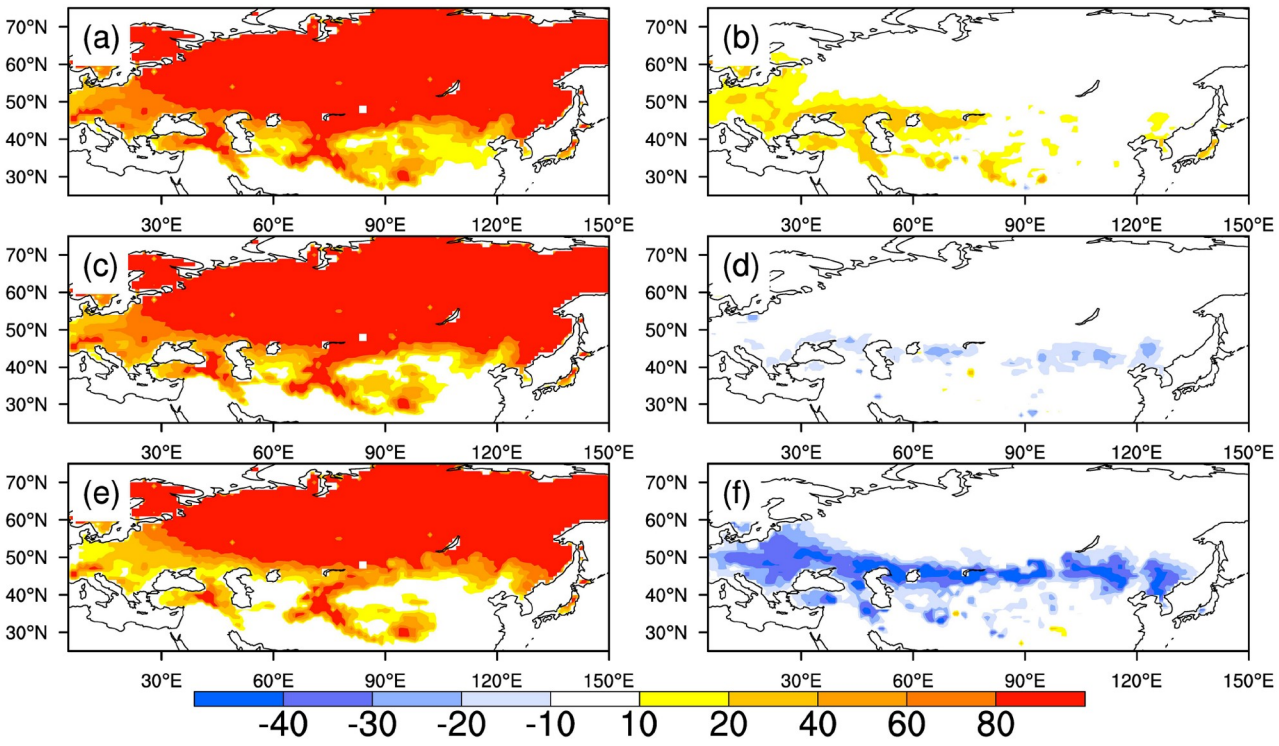

图 3　欧亚大陆1~3月气候态雪盖和雪盖月增量(当月减去前一个月)的空间分布(单位: %)

(a), (b) 1月; (c), (d) 2月; (e), (f) 3月

月欧亚大陆积雪覆盖率最高的区域位于40ºN以北的高纬度大陆地区和40ºN以南的青藏高原、伊朗高原等高海拔地区(图3a、3c、3e). 每年1月份, 欧亚大陆积雪覆盖面积显著增加(图3b), 而2月份积雪覆盖率保持相对不变(图3d). 但从3月份开始, 积雪覆盖面积减少(图3e)的同时在50ºN及其以南的广大欧亚大陆积雪覆盖率也开始显著减少(图3f). 正如Wu和Kirtman(2007)发现的那样, 冬季雪盖并不能完全反映欧亚大陆积雪的时空变化特征. 当开展积雪和季风关系的研究时, 合理区分欧亚大陆冬季和春季雪盖的变化显得至关重要. 因此, 本文选择使用欧亚大陆3月份雪盖来探讨其对华南前汛期降水的影响.

为了进一步揭示华南前汛期两个阶段第一主模态降水与欧亚大陆3月份积雪的潜在联系, 我们计算了它们之间的相关系数如图4所示. 华南前汛期前期(图4a), 降水第一主模态时间系数与欧亚大陆3月份积雪的显著相关区主要位于东欧西部地区(WEE; 48°~53°N, 12°~22°E), 这表明WEE的积雪可能是显著影响华南前汛期前期降水的一个重要因子. 到了前汛期后期(图4b), 降水第一主模态时间系数与欧亚大陆3月份积雪显著相关区有两个, 即东欧东部地区(EEE; 45°~58°N, 20°~40°E)和贝加尔湖以东地区(ELB; 45°~55°N, 105°~130°E).

随后, 我们对图4所标的三个显著相关区的积雪覆盖率进行面积加权平均, 从而得到三个积雪指数(I_{WEE}、I_{EEE}和I_{ELB}). 这三个积雪指数都包含显著的年际变化信号. 积雪指数I_{WEE}(I_{EEE}和I_{ELB})和华南前汛期前期(后期)降水第一主模态时间系数的相关系数为0.39(−0.48和−0.50), 它们均超过了95%的置信水平. 由于I_{EEE}和I_{ELB}指数的同期相关系数为显著的正相关关系(0.56; 超过99%置信水平), 我们基于此构建了一个新的指数I_{EWE}($I_{EWE}=I_{EEE}+I_{ELB}$)用于准确反映欧亚大陆东部和西部积雪的同步变化对华南前汛期后期降水的影响. 新构建的I_{EWE}指数与后期降水第一主模态时间系数的相关系数为−0.58(超过99%置信水平). 结合图4, 我们可以推测东欧西部地区积雪异常偏多有利于华南前汛期前期降水增多, 而东欧东部和贝加尔湖以东地区积雪异常偏多则不利于华南前汛期后期降水

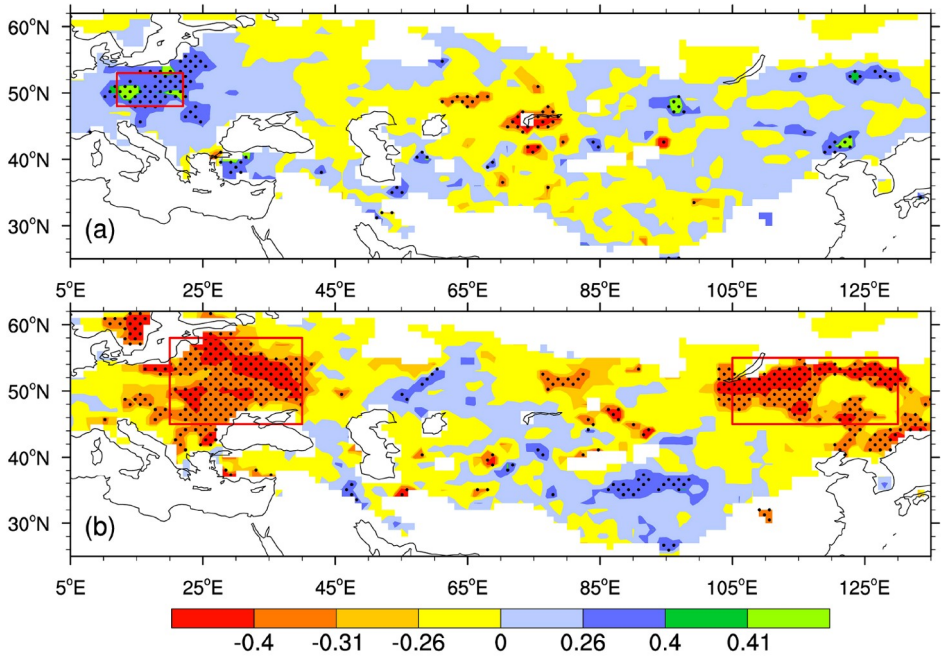

图 4　欧亚大陆3月份积雪与华南前汛期前期(a)和后期(b)降水第一主模态时间系数的相关系数空间分布图

打点区域表示相关系数通过95%显著性检验. 红色矩形方框表示积雪与前汛期降水显著相关的区域

的增加. 值得注意的是, 图4b所示的积雪显著相关区空间分布特征与Zhang等(2017)发现的欧亚大陆春季积雪减少的空间分布非常相似, 他们指出这些区域的积雪减少会抑制我国南方地区的夏季降水.

华南前汛期前后两个阶段降水与相应的欧亚大陆积雪指数的相关系数如图5所示. 从图5可以看到, 华南前汛期前期降水与I_{WEE}指数具有显著的正相关关系, 而后期降水则与I_{EWE}指数是显著的负相关关系. 这进一步验明了图4所示的华南前汛期降水与欧亚大陆积雪关键区存在显著的潜在联系. 我们前期研究(肖志祥等, 2023)表明青藏高原西部积雪异常有利于华南前汛期较早建立, 从而使得前汛期降水总量的增加. 然而, 无论是在华南前汛期前期还是后期, 欧亚大陆积雪异常都主要影响的是降雨日数(图略), 通过影响降雨频率的变化引起前汛期的降水总量的变化. 但是, 无论是欧亚大陆积雪还是青藏高原积雪(肖志祥等, 2023), 它们对华南前汛期前后两个阶段降水的强度影响都不大.

前人研究(Chen等, 2014; You和Jia, 2018)表明ENSO是影响我国南部春季降水的重要因子. 因此, 我们引入前冬Niño 3.4指数, 通过计算欧亚大陆积雪指数、华南前汛期降水和Niño 3.4指数的偏相关系数来验证欧亚大陆积雪与华南前汛期降水的关系是否独立于ENSO. 华南前汛期前后两个阶段降水与积雪指数的偏相关系数结果如图5b和5d所示, 它们与未去除ENSO信号的相关系数(图5a和5c)非常相似. 这表明欧亚大陆积雪异常与华南前汛期前后两个阶段降水的关系是独立于ENSO的.

4　欧亚大陆积雪对华南前汛期降水的影响

第3部分的研究结果表明欧亚大陆积雪异常与华南前汛期前后两个阶段降水存在显著的联系. 3月份欧亚大陆积雪异常影响华南前汛期降水可以通过积雪的反照率效应和水文效应解释(Barnett等, 1989; Xiao和Duan, 2016). 当欧亚大陆关键区3月份积雪异常偏多时, 地表反照率偏高, 积雪关键区的近地面气温较积雪偏少年偏低大约2℃(图略). 随着时间推移, 春季雪融水渗透进入土壤使得土壤湿度增加. 土壤湿度的增加改变了土壤的热力性质和能量平衡, 3月份关键区积雪异常信号得以通过土壤湿度异常延续到春季. 为了进一步阐明欧亚大陆关键区积雪异常是如

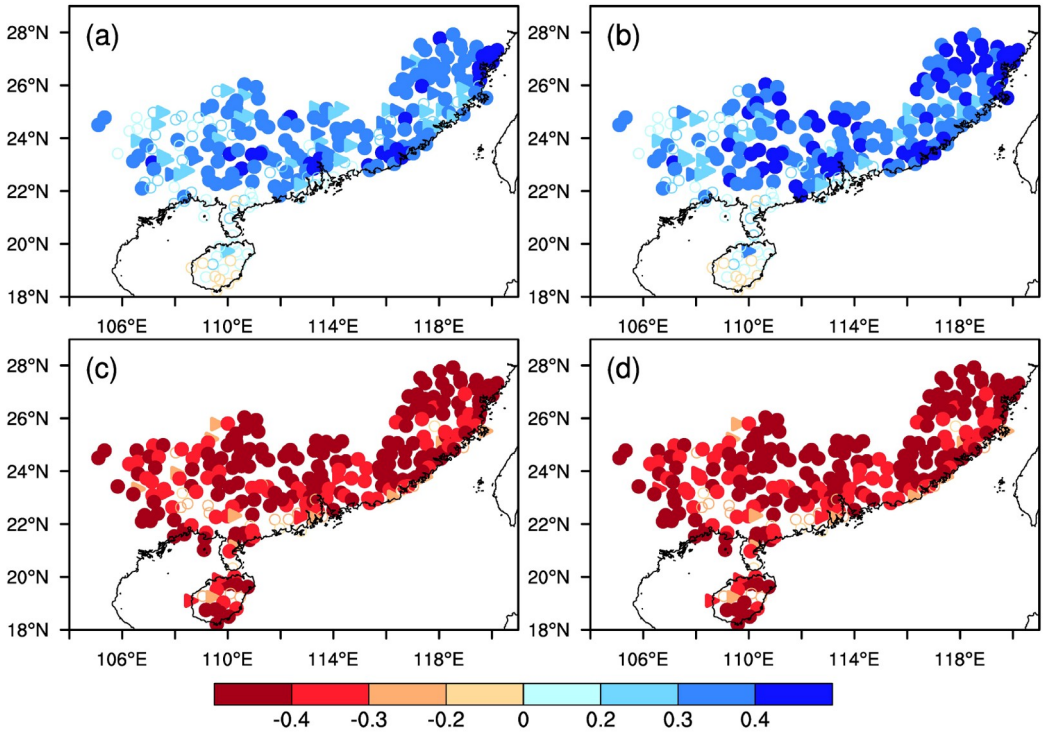

图 5　华南前汛期前期降水与积雪指数I_{WEE}及后期降水与积雪指数I_{EWE}相关系数的空间分布图

(b)和(d)中ENSO的作用已经通过偏相关系数去除. 实心圆和实心三角形分别表示相关系数通过95%和90%显著性水平检验. (a)和(b)为华南前汛期前期降水, (c)和(d)为华南前汛期后期降水

何影响华南前汛期降水变化的，我们通过关键区积雪指数回归得到的前汛期两个阶段大气环流状况如图6~8所示.

在华南前汛期前期，从波活动通量的诊断结果可以看到有两个异常波列从东欧西部积雪异常关键区分别向东南传播到地中海和向东传播到中亚地区(图6a). 从图6a我们可以看到位于地中海上空反气旋中心东南侧的南亚地区出现了另一个次级斜压性反气旋异常中心，该次级反气旋的出现有利于西太平洋副热带高压的加强和西伸(图6c)，从而有利于更多的水汽从低纬地区输送到华南地区. 另外，由积雪关键区传播到中亚的波列与Chatterjee等(2021)所发现的波列非常相似. 这一波列在中亚地区形成的正压气旋式环流显著增强了中纬度的西风气流(图6b)，并有利于在WEE地区-里海-巴尔喀什湖-中国中部和南部地区这一线200hPa上空形成南风和北风(或者东风和西风)交替的异常波列. 该波列的出现极大增强了东亚地区30°N附近的西风气流, 使得副热带西风急流显著增强, 并进一步增强了中国东南沿海地区的副热带高压(图6c). 此外，东亚地区对流层温度异常呈现出低纬地区升温而中纬地区降温的空间分布格局(图6d)，这种类型的温度变化格局有利于增强东亚地区的经向温度梯度. 根据热成风原理，高空的西风急流将得到增强(Zhang和Guo，2005; 况雪源等，2009). Zhang等(2017)的研究也表明贝加尔湖附近的春季积雪异常也可以通过调控东亚地区的经向温度梯度从而增强副热带西风急流. 进一步地, 位于西北太平洋副热带高压北侧200hPa高空西风急流的增强也有利于它自身的增强. 因此，我们可以从图6清楚地看到积雪异常关键区激发出的气旋式和反气旋式正压大气异常环流波列由WEE地区向东南传播到西北太平洋地区.

华南前汛期后期大气环流回归到欧亚大陆3月份积雪指数I_{EWE}的标准化回归系数如图7所示. 前人研究(Wang等，2018; Jia等，2021)表明积雪异常偏多有利于局地大气温度和位势高度场降低. 从图7我们可以看到，东欧东部和贝加尔湖东部两个地区的积雪偏多情

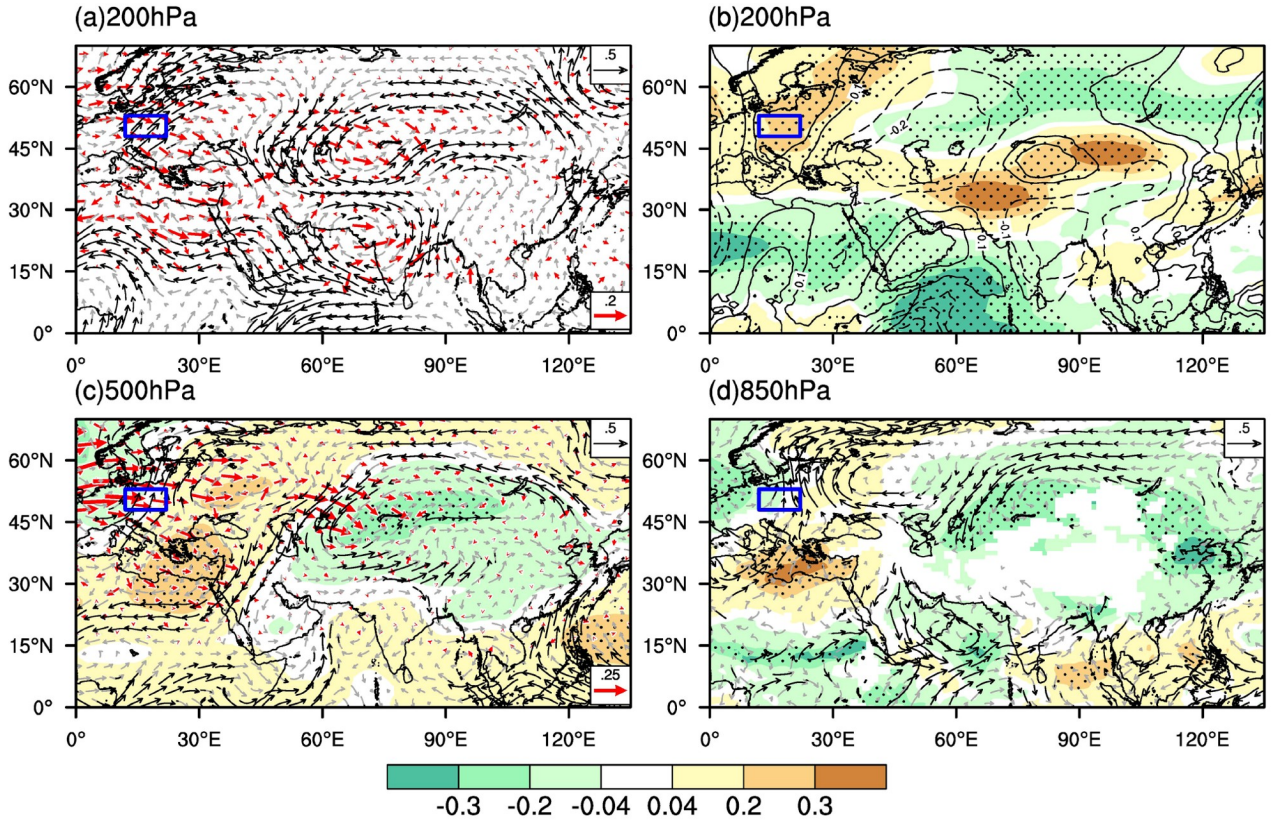

图 6　华南前汛期前期(a)200hPa风场(黑色矢量)、(b)200hPa纬向风(填色)和经向风(等值线)、(c)500hPa风场(黑色矢量)和位势高度场(填色)及(d)850hPa风场(黑色矢量)和温度场(填色)回归到I_{WEE}指数

(a)和(c)中的红色矢量分别表示200hPa和500hPa波活动通量. 打点区域和黑色矢量表示标准化回归系数超过90%置信水平

况下其上空均出现了异常的冷式气旋式环流异常中心. 其中, 贝加尔湖东部地区的气旋式异常环流呈正压结构, 而东欧东部地区的气旋式异常环流呈现由低空到高空向西南侧倾斜的垂直分布特点.

进一步分析结果表明, 贝加尔湖东部地区的积雪异常在其东南方向对流层激发出了一个正-负交错的位势高度场异常波列(图7a). 在500hPa, 我们也可以清晰看到有能量从贝加尔湖东部地区向南传播到低纬的西北太平洋地区(图7b). 对于东欧东部地区的积雪异常, 从图7b可以发现有一个相似的波列由积雪关键区的西南侧传播到地中海和阿拉伯海北部, 并进一步向东传播到西北太平洋地区. 但是, 该波列越过印度半岛后就有显著减弱的趋势. Wang和Xie(1996)的研究表明由于南亚季风区存在着较强的垂直风切变, 在这一地区传播的波列其能量将被限制在对流层中低层. 因此, 我们在200hPa上空并没有看到明显的波列向低纬传播(图7a). 从贝加尔湖东部和东欧东部积雪异常关键区激发出来两个波列对西北太平洋500hPa的正位势高度异常出现都发挥着重要的作用, 使得西北太平洋副热带高压显著增强(图7b). 同时, 我们也可以看到西北太平洋200hPa上空出现了负的位势高度异常场, 这表明西北太平洋副热带地区在垂直方向上呈斜压结构. 另外, 由于副热带高压显著增强, 其南侧为异常偏东气流控制, 该偏东气流将使得水汽被输送到中南半岛和孟加拉湾, 从而使得华南地区的水汽减少. 因此, 华南地区在副热带高压下沉气流控制和水汽减少的双重作用下降水受到抑制.

由于积雪指数I_{EWE}是由贝加尔湖以东和东欧东部两个关键区的积雪构建而成, 那么这两个关键区的积雪各自是通过什么途径影响华南前汛期后期降水的呢? 为了区分它们的各自影响, 这里我们分别对I_{EEE}和I_{ELB}这两个指数使用它们的偏回归系数将另一个指数

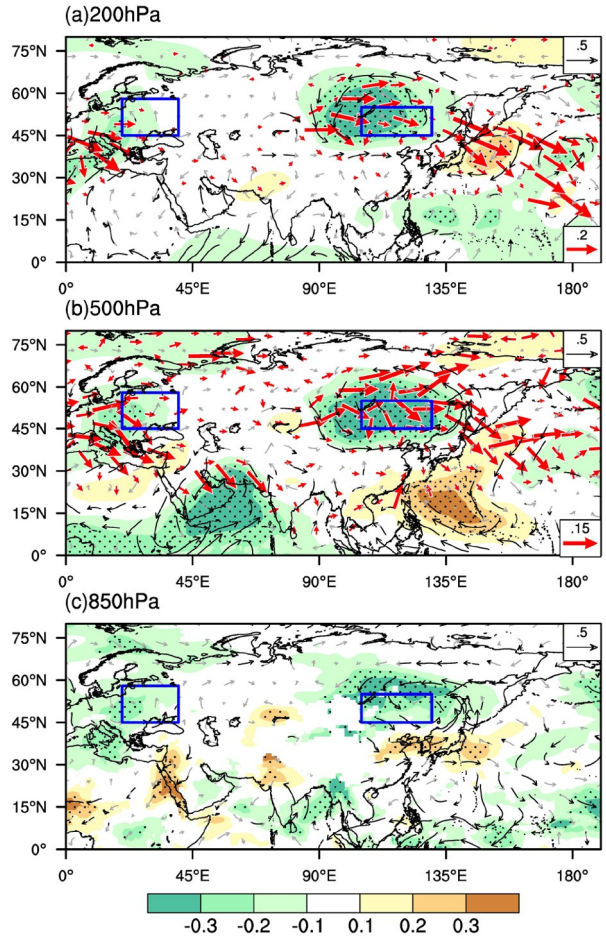

图 7　华南前汛期后期200hPa(a)和500hPa(b)风场(矢量)和位势高度场(填色)、850hPa(c)风场(矢量)和温度场(填色)回归到I_{EWE}指数的标准化回归系数

(a)和(b)中的红色矢量分别表示200hPa和500hPa波活动通量. 打点区域和黑色矢量表示标准化回归系数超过90%置信水平

的影响移除，从而得到每个指数的偏回归场(图8). 从图8可以看到，标准化偏回归系数展现出来的大气环流和位势高度对两个积雪指数的响应与合成指数I_{EWE}的回归场(图7)非常相似. 这主要是由于I_{EEE}和I_{ELB}这两个指数在年际尺度上具有非常显著的正相关关系(详见第3部分).

值得注意的是，大气环流对I_{EEE}和I_{ELB}两个积雪指数的响应仍然存在显著的差异. 具体来说，东欧东部地区积雪异常主要激发出向东南传播的波列，随后该波列在低纬地区向东传播至西北太平洋并使得西北太平洋副热带高压显著增强(图8c). 相反，源于贝加尔湖以东地区的这一北支波列主要使得西北太平洋副热带地区200hPa上空的位势高度场降低(图8b). 在东亚对流层低层，I_{EEE}指数引起的异常南风(图8e)和I_{ELB}指数激发的异常北风(图8f)在华北和朝鲜半岛一线交汇，使得该区域的降水增强(图7c). 这一结果将有利于该区域对流层低层的涡度增强，并且进一步加强偏南气流，该偏南气流形成了西北太平洋副热带高压的西边界(图7c). Wang等(2008)的研究也指出了这种机制的存在.

前人研究(强学民和杨修群, 2013; Jia等, 2021)表明在华南前汛期期间，东亚副热带西风急流和西北太平洋副热带高压的变动将极大影响到前汛期的降水. 当东欧西部地区积雪偏多时，东亚副热带西风急流是显著增强的(图9a)，这与图6a所示的中纬度西风异常是一致的. 从气候态数据看，西风急流轴以南及急流轴入口区南侧的上空为显著的辐散气流(钟中等, 2010; Ding等, 2021). 我们从华南前汛期前期(图9a)的辐散场和急流位置分布可以清晰看到这一现象. 因此，东亚副热带西风急流增强的同时也会使得我国东南沿海高层辐散增强. 如图10a所示，这一时段高层的上升气流要明显强于低层，进一步验证了高层辐散是有利于华南地区垂直运动发展的. 在对流层中层500hPa，西太平洋副热带高压和异常反气旋式环流同样也得到了增强(图6b)，此时西太平洋副热带高压的西伸脊点达到了113°E(图9a). 西太平洋副热带高压的增强有助于将大量水汽从中南半岛和西北太平洋地区输送到华南地区(图10b). 在东亚副热带西风急流和西太平洋副热带高压的共同作用下，华南地区的垂直运动和水汽收入都得到了增强，极其有利于华南前汛期前期降水的增多(图5a).

在华南前汛期后期(图9b)，东亚副热带西风急流已经北移至40°N附近，华南上空200hPa的辐散强度相较前期(图9a)也已有所减弱. 尽管此时在欧亚大陆积雪偏多情况下西北太平洋副热带高压仍有所加强西伸，它对华南地区降雨的影响已经与前期有很大的差别. 随着季节推进，华南前汛期后期的500hPa副热带高压已经北移并且脊线也北移至20°N附近. 但此时西北太平洋副热带高压的增强和向西扩展已经控制了华南地区(图7b)，这导致华南地区受到大范围下沉气流的控制(图10c). 下沉气流不利于后期降水的发展. 因此，后期降水与东欧东部和贝加尔湖以东关键区积雪指数呈显著的负相关关系(图5c).

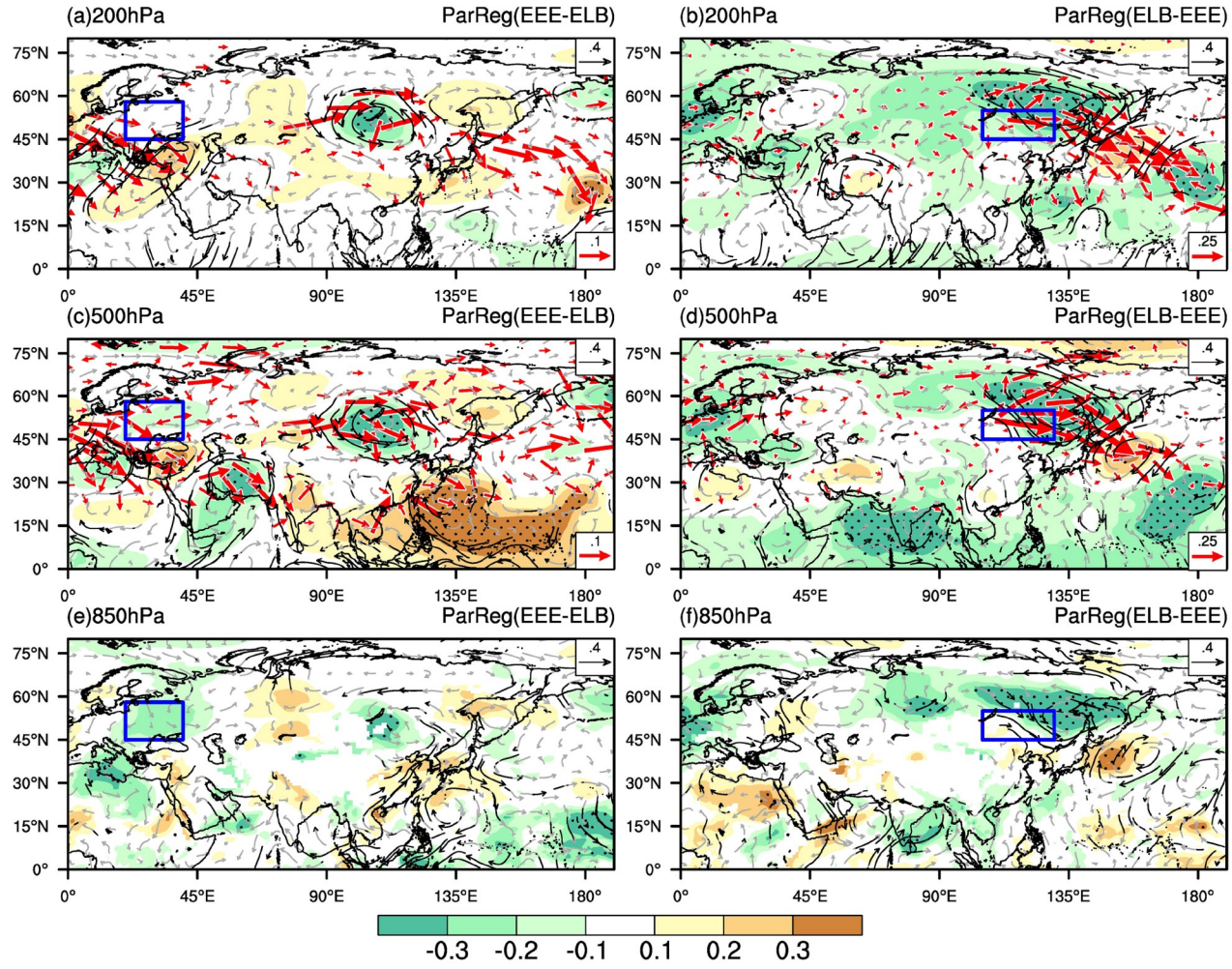

图 8　华南前汛期后期200hPa(a, b)和500hPa(c, d)风场(矢量)和位势高度场(填色)、850hPa(e, f)风场(矢量)和温度场(填色)回归到积雪指数的标准化偏回归系数

(a)和(b)中的红色矢量表示200hPa波活动通量; (c)和(d)中的红色矢量表示500hPa波活动通量. (a)、(c)和(e)为回归到IEEE积雪指数，(b)、(d)和(f)为回归到I_{ELE}积雪指数. 打点区域和黑色矢量表示标准化回归系数超过90%置信水平

5　模式结果

基于上述数据分析的结果，这里我们使用线性斜压模式和CESM模式开展进一步验证工作.

积雪异常偏多通常表现为对大气对流层的非绝热冷却强迫，这已在诸多前人研究中得到证实(Xiao和Duan, 2016; Jia等, 2018, 2021; Zhang等, 2022). 基于观测分析结果，我们在线性斜压模式中的东欧西部和东欧东部-贝加尔湖以东这些积雪关键区设置了理想的冷却中心以代表积雪的非绝热冷却强迫作用. 如图11a所示，一个中心位于(50°N，17°E)的呈椭圆形分布的负强迫源被放置到线性斜压模式中，用于表征东欧西部积雪异常造成的非绝热冷却强迫对华南前汛期前期大气环流的影响. 该椭圆形的半短轴和半长轴分别为6个纬度和12个经度. 在华南前汛期后期，我们在线性斜压模式中设置了两个非绝热冷却源(图11b)，它们的中心分别位于(50°N，115°E)和(51.5°N，30°E)，椭圆形的半短轴和半长轴分别为8°×20°和6°×15°. 图11c为这三个非绝热冷却中心的垂直廓线分布图. 三个冷却中心近地面的最大冷却强迫约为2.8、3.4和3.1 K day^{-1}. 线性斜压模式中设置的垂直冷却廓线是基于观测到的非绝热冷却廓线, 对比图11d可以发现模式中的

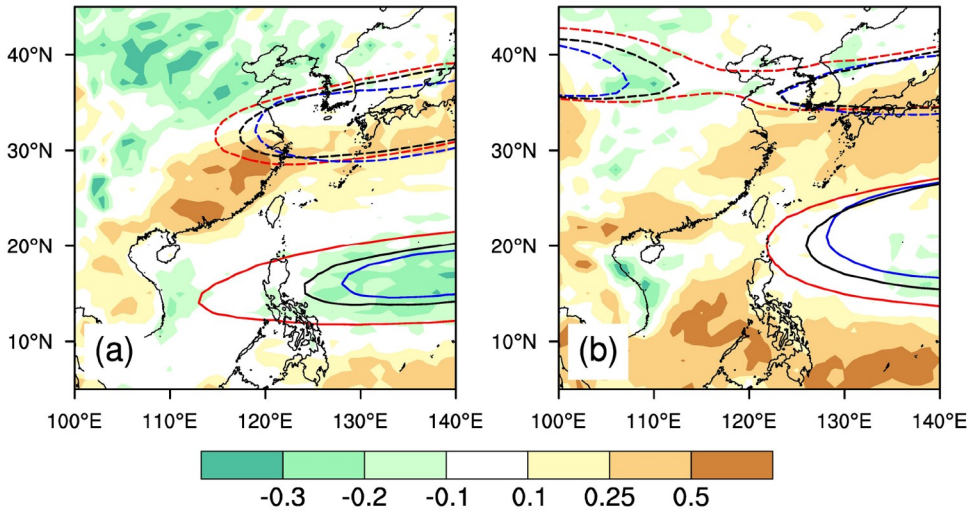

图 9　东亚地区5880gpm等高线(黑色实线)、200hPa急流(黑色虚线)和散度(填色; 单位: 10^{-5} s^{-1})的气候态空间分布

(a)和(b)分别为华南前汛期前期和后期, 红色和蓝色等值线分别对应多雪年和少雪年合成的5880gpm等高线和200hPa急流. 积雪指数I_{WEE}和I_{EWE}大于(小于)0.8个标准差的年份为多(少)雪年

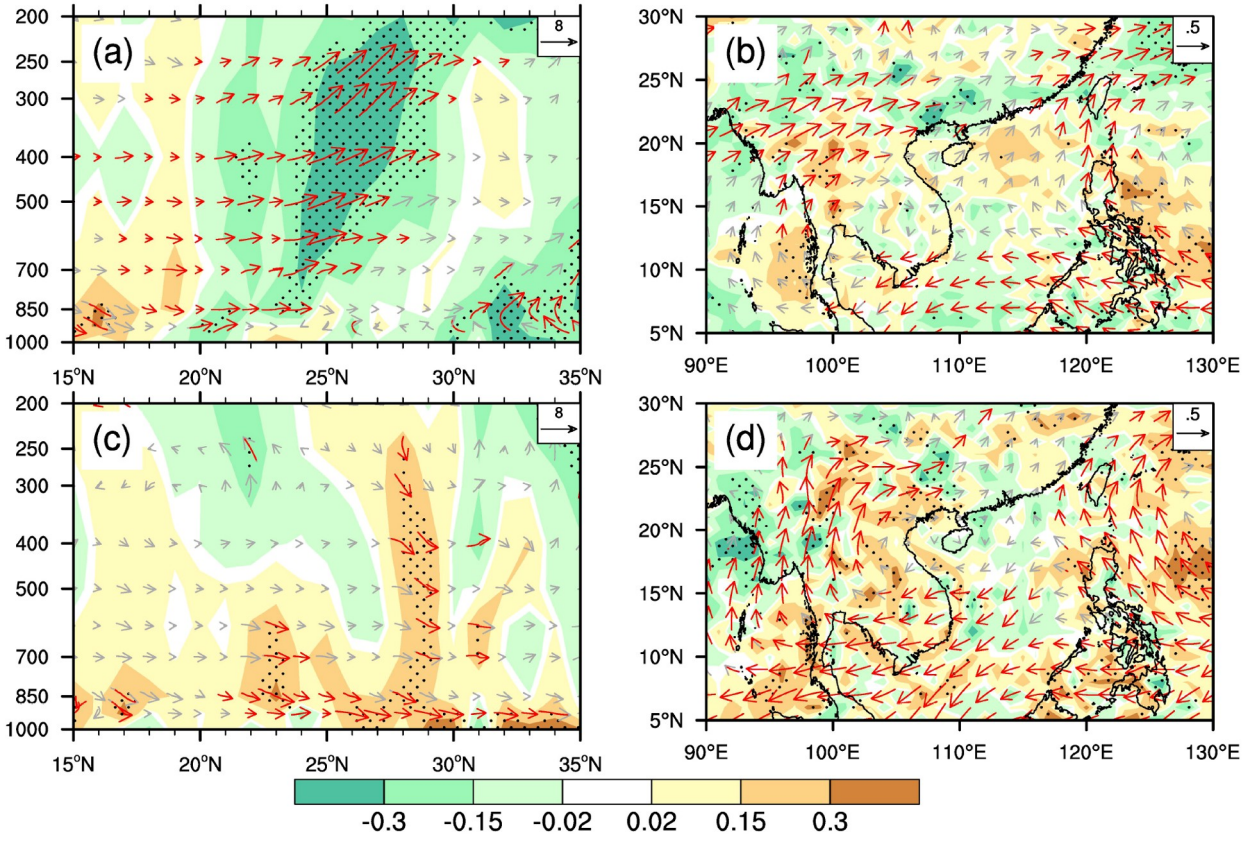

图 10　各要素分别回归到积雪指数I_{WEE}和I_{EWE}的标准化回归系数场

(a)和(c)为105°~125°E平均的经向风和垂直速度(填色), (b)和(d)为地面到300hPa积分的整层水汽通量(矢量箭头)和水汽通量散度(填色). 打点区和红色箭头表示超过90%置信水平. (a)和(b)为华南前汛期前期, (c)和(d)为华南前汛期后期

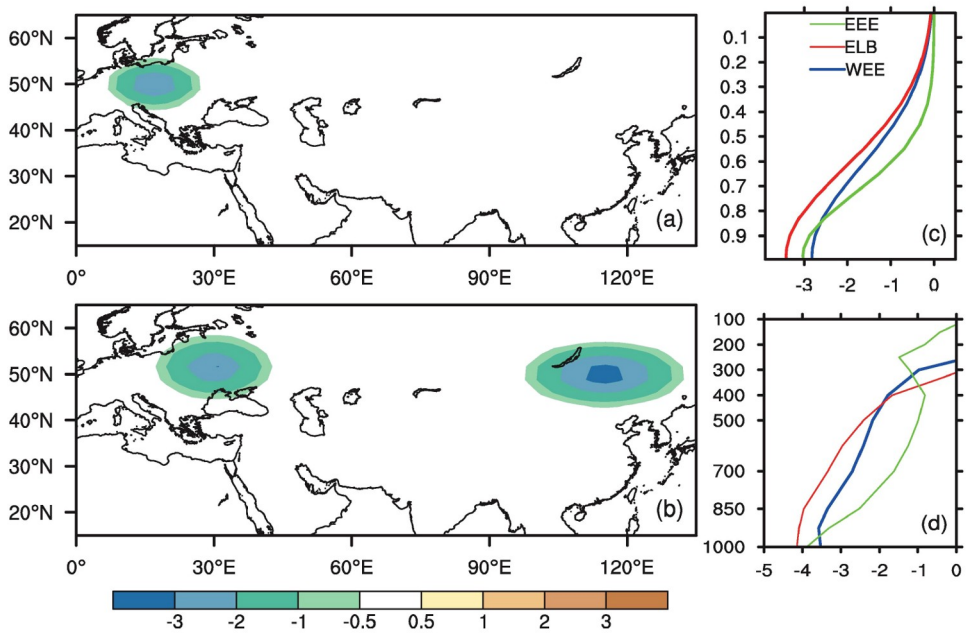

图 11　**线性斜压模式中三个积雪关键区近地层(σ=0.95)非绝热冷却的空间分布(a、b)和垂直温度廓线((c), 单位: K day^{-1})以及观测中三个积雪关键区的温度冷却廓线(d)(单位: ℃)**

绿色表示东欧东部地区(EEE), 蓝色表示东欧西部地区(WEE), 红色表示贝加尔湖以东地区(ELB)

冷却廓线与观测结果非常相似, 只是在强度上稍微比观测弱一些. Zhang等(2022)的研究表明大气环流对积雪异常引起的各种非绝热冷却垂直廓线并不敏感. 因此, 模式中非绝热廓线与观测结果之间的微小差异并不会影响模式模拟的最终结果.

大气环流对东欧西部(图12a~12d)和东欧东部–贝加尔湖以东地区(图12e~12h)非绝热冷却强迫响应如图12所示. 在模式积分第1天, 三个非绝热冷却强迫中心附近上空都发展形成了气旋式异常环流(图12a、12b), 并且随着模式的积分气旋式异常环流也有所增强. 在前期(图12a~12d), 东欧西部的非绝热冷却强迫激发出了一个向东南方向传播的波列. 该波列到达西北太平洋地区增强了西北太平洋副热带高压和东亚副热带西风急流. 增强的西北太平洋副热带高压有利于暖湿气流从热带地区输送到华南地区, 而增强的东亚副热带西风急流其南侧入口区的辐散气流有利于在华南上空形成强劲的上升气流, 二者的共同作用下使得华南前汛期前期降水显著增强. 到了后期(图12e~12h), 我们可以看到两个明显的波列从非绝热冷却强迫源分别在中低纬度地区向下游传播. 此时, 华南上空500hPa受到正位势高度异常场的控制, 从而使得上升运动受到抑制.

尽管线性斜压模式成功再现了观测中大气环流对欧亚大陆关键区积雪异常的响应(图6、7), 但我们仍可以看到它们之间存在一些差异. 例如, 虽然在线性斜压模式中东欧西部积雪异常关键区上空是气旋式环流异常(图12c), 但在观测中大气环流响应呈现的是正压气旋式和反气旋式环流异常分别位于积雪关键区的西侧和东侧(图6). 这种积雪异常区东西两侧的气旋式和反气旋式环流响应有些类似Ma等(2021)的研究结果. 他们发现中欧地区积雪异常引起的气旋式和反气旋式环流异常分别位于中心的北侧和南侧, 也不是正好位于积雪异常中心正上方. 另外, 线性斜压模式(图12h)中西北太平洋副热带高压相较于观测(图7b)位置更为偏东. 模式得到的结果与观测之间的差异可能在于线性斜压模式仅包括线性以及简化的衰减过程, 并且缺少湿反馈过程. 非线性过程对于遥相关是不可或缺的(Mori和Watanabe, 2008), 可能是造成这些差异的重要原因. 不管如何, 模式的结果进一步证明欧亚大陆积雪异常可以通过波列影响到华南和西北太平洋地区的大气环流, 进而调控华南前汛期前后两个阶段的降水.

考虑到线性斜压模式存在的偏差, 我们进一步使用CESM模式考察大气环流和华南降水对积雪异常的

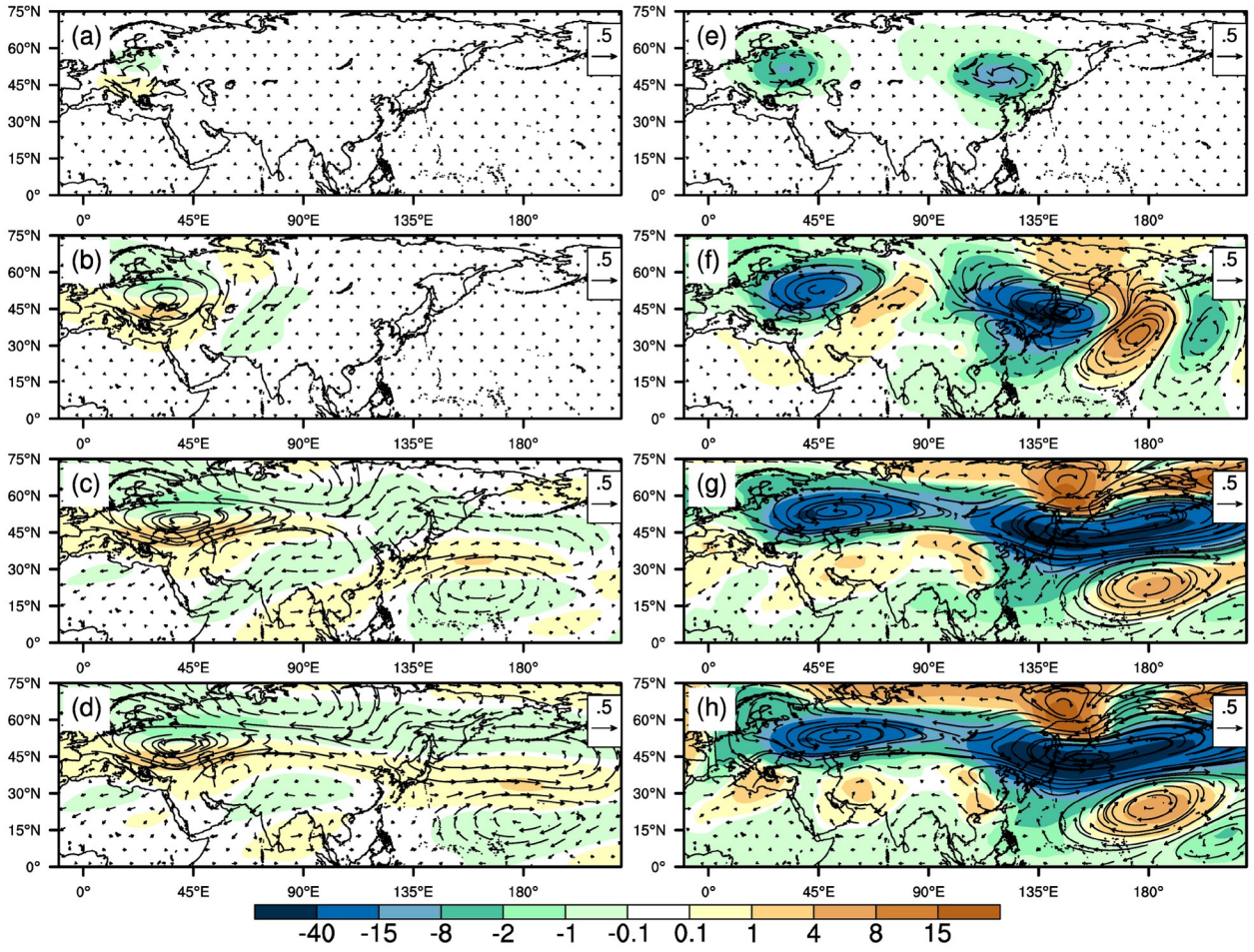

图 12　线性斜压模式中大气环流对非绝热冷却中心的响应

(a~d) 500hPa风场(矢量, 单位: m s^{-1})和200hPa纬向风速(填色, 单位: m s^{-1})对东欧西部冷却中心的响应, (e~h) 500hPa风场(矢量, 单位: m s^{-1})和位势高度场(填色, 单位: m)对东欧东部-贝加尔湖以东两个中心的响应. (a)和(e)为第1天; (b)和(f)为第5天; (c)和(g)为第11~15天的平均; (d)和(h)为第16~20天的平均

响应过程. 在运行CESM模式时, 控制试验只使用气候态海表温度(只保留年循环但没有年际变化)驱动的单独大气环流模式CAM6(即F2000climo试验). 另外的两组敏感试验分别在东欧西部和东欧东部-贝加尔湖以东三个积雪关键区使得3~6月地表反照率增加50%, 以表示两种位置的积雪异常对华南前汛期两个阶段降水的影响. 每组试验一共积分16年, 并且在分析时使用后15年的模式数据进行分析. 我们对CESM模式的结果分析表明模式中华南地区的强降水(季风降水)从3月(5月)开始(图略), 因此在分析模式数据时我们将3~4月划分为华南前汛期前期, 5~6月份作为华南前汛期后期. 积雪偏多的敏感性试验结果与控制试验结果的差异如图13所示, 它们分别表示大气环流和降水对东欧西部(图13a)和东欧东部-贝加尔湖以东地区(图13b)积雪异常的响应. 对比观测的环流响应(图6、图7), 我们可以看到模式中两个阶段华南降水和波列对积雪异常响应的空间分布形态都非常相似, 表明欧亚大量关键区积雪异常对华南前汛期两个阶段降水都起到非常重要的调控作用.

但是与观测结果(图6)相比, CAM6中气旋式环流对东欧西部积雪异常的响应要更为偏东, 而反气旋式环流响应则偏向西南侧(图13a). 这种差异可能是由于模式中高纬度地区的西风和北风气流比观测更强所致. 因此, 积雪异常激发出的波列沿着副热带西风气流

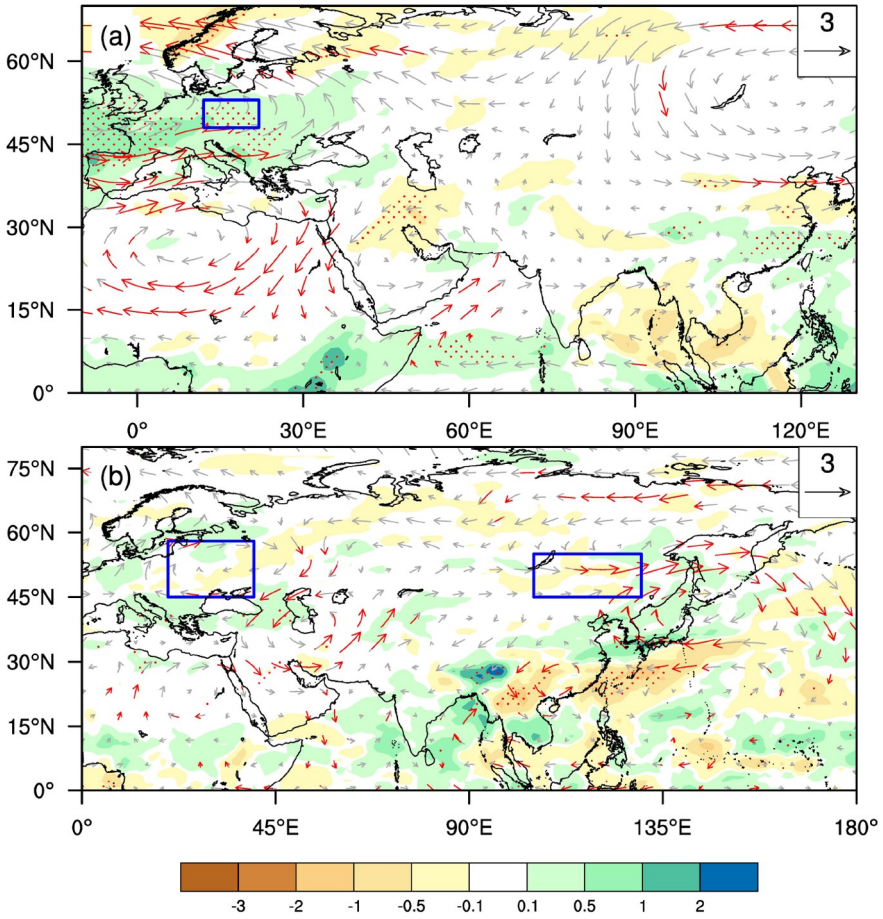

图 13　CESM模式中500 hPa风场(矢量, 单位: m s^{-1})和降水(填色, 单位: mm day^{-1})对积雪关键区反照率异常的响应(敏感性试验与控制试验之差)

(a) 积雪关键区位于东欧西部地区, (b) 积雪关键区位于东欧东部-贝加尔湖以东地区. 打点区和红色矢量分别表示降水场和风场差异超过90%置信水平

向下游传播, 整个波列也较观测偏南. 在后期, 积雪反照率效应减弱的同时积雪水文效应开始起重要作用, 这一过程在我们的试验中并没有得到更多关注. 这可能导致东欧东部地区上空出现了与观测(图7)相反的反气旋式异常环流(图13b). 此外, 模式(LBM和CAM6)相较于观测结果的偏差还极有可能是由于模式对于准确模拟华南前汛期的开始、结束以及夏季风的爆发日期等年际变化方面存在不足.

6　总结和讨论

本文基于华南夏季风降水的爆发时间将华南前汛期降水划分为前期和后期两个阶段, 并探讨了欧亚大陆不同关键区积雪异常对这两个阶段降水的不同影响机制. 资料分析结果表明东欧西部积雪异常与华南前汛期前期降水为显著的正相关关系, 而东欧东部-贝加尔湖以东两个区域的积雪异常和前汛期后期降水为显著的反相关关系.

图14为欧亚大陆关键区积雪异常影响华南前汛期两个阶段降水的概念示意图. 在前期, 从东欧西部地区激发出的气旋式、反气旋式异常环流波列交替向下游传播到东亚地区, 使得东亚副热带西风急流和西北太平洋副热带高压增强(图14a). 副热带西风急流的增强有利于其南侧地区高层辐散, 在华南上空形成强烈的上升气流. 与此同时, 增强的副热带高压其西侧的西南风气流也显著增强, 有利于引导大量的暖湿气流从

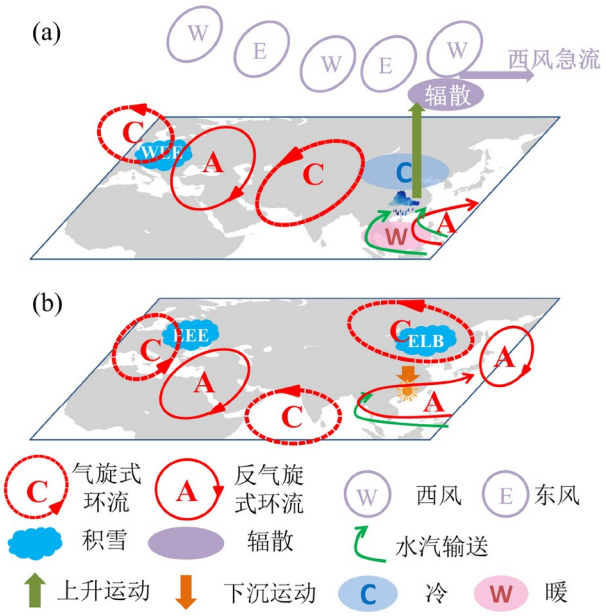

图 14　欧亚大陆关键区积雪异常影响华南前汛期前期(a)和后期(b)降水机制的概念示意图

蓝色表示积雪关键区, 红色字符"C"和"A"分别表示500hPa气旋式和反气旋式异常环流, 绿色箭头表示850hPa水汽输送. (a)图中的紫色字符"W"和"E"分别表示200hPa西风和东风异常, 字符"辐散"表示200hPa高层辐散, 蓝色字符"C"和粉红色字符"W"分别表示850hPa温度冷异常和暖异常

孟加拉湾和西北太平洋海域输送到华南地区. 因此, 在这样的大气异常环流配置下, 华南前汛期前期降水得到了增强.

而到了后期(图14b), 东欧东部-贝加尔湖以东两个地区的积雪异常偏多使得局地大气冷却, 并有利于负位势高度异常场的出现, 从而激发出两个向下游传播的波列. 贝加尔湖以东地区积雪异常激发出的波列在西北太平洋高层形成位势高度负异常, 而在低纬从东欧东部地区激发出来的波列则有利于西北太平洋副热带高压的增强. 副热带高压南侧的偏东气流使得水汽向中南半岛和孟加拉湾输送. 此时, 华南地区不仅受到下沉气流的控制, 水汽输入也有所减少, 前汛期后期降水受到抑制. 本文采用了线性斜压模式和CESM模式来验证了大气环流对欧亚大陆关键区积雪异常的响应, 结果表明两个模式均能较好再现观测分析得到的波列传播过程. CESM模式也较好模拟出了华南前汛期两个阶段降水对关键区积雪异常的响应.

本文将华南前汛期降水划分为两个阶段, 并将欧亚大陆积雪作为前期关键因子. 但是前人有研究表明青藏高原地表感热通量和印度洋偶极子对华南雨季的影响可以超前1~2个月(Duan等, 2020). 此外, 华南前汛期降水的影响因子还包括热带太平洋海温东西梯度(Gu等, 2018), 北大西洋三极子海温(Li等, 2018), 和印度洋热带海温(Li等, 2018). 因此, 一个重要的问题值得讨论, 即当考虑其他因子的影响时欧亚大陆关键区积雪异常对华南前汛期降水的影响作用如何?

表1为华南前汛期前期、后期降水第一模态时间系数与上述各气候指数的相关系数. 当移除其他气候指数的影响时, 欧亚大陆关键区积雪与华南前汛期两个阶段降水的相关系数仍然非常显著(PCC_1), 表明欧亚大陆积雪与华南前汛期降水之间的联系是独立于其他气候指数的. 但我们也可以看到, 前期降水与热带太平洋海温、北大西洋海温和热带印度洋海温也存在显著的相关. 当我们去除积雪指数I_{WEE}的影响时, 前期降

表 1　华南前汛期前期和后期降水第一模态时间系数与各气候指数的相关系数[a)]

变量	前期降水第一模态时间系数			后期降水第一模态时间系数		
	CC	PCC_1	PCC_2	CC	PCC_1	PCC_2
$I_{TPSH-Mar}$	0.08	0.45***	0.09	0.11	−0.60***	0.01
$I_{EWC-Mar}$	0.41**	0.48***	0.44***	0.13	−0.60***	0.14
$I_{Niño-DJF}$	0.30*	0.48***	0.34**	0.02	−0.60***	0.07
$I_{IODMI-JFM}$	−0.15	0.45***	−0.14	−0.08	−0.61***	−0.16
$I_{NAT-JFM}$	0.36**	0.35**	0.18	−0.14	−0.60***	0.08
$I_{TIO-JFM}$	0.30*	0.42***	0.24	−0.18	−0.59***	−0.05

a) TPSH, 1979~2016年3月份青藏高原地表感热通量(Duan等, 2020); EWC, 3月份热带太平洋东西海温对比(Gu等, 2018); IODMI, 1~3月印度洋偶极子(Duan等, 2020); NAT, 北大西洋海温三极子(Li等, 2018); TIO, 热带印度洋海温(Li等, 2018); 冬季Niño3.4海温指数. 偏相关系数(PCC_1)表示计算欧亚大陆积雪指数(I_{WEE}、I_{EWE})与华南前汛期前期和后期降水第一模态时间系数的相关系数时将其他变量($I_{TPSH-Mar}$、$I_{EWC-Mar}$、$I_{Niño-DJF}$等)的影响移除. PCC_2为计算气候指数与华南前汛期前期和后期降水第一模态时间系数的相关系数时移除了欧亚积雪指数的影响. 相关系数通过90%, 95%和99%显著性水平检验的分别用*、**和***表示

水与热带太平洋东西海温梯度和前冬Niño3.4海温指数之间的相关系数仍然达到0.44和0.34(超过95%置信水平). 这表明华南前汛期前期降水同时受到欧亚大陆积雪和热带太平洋海温的影响. 但是在后期, 欧亚大陆积雪与降水的相关系数非常稳定, 无论是否考虑其他气候指数都稳定维持在0.60左右(PCC_1, 超过99%置信水平). 因此, 我们基于标准化回归方程, 分别将三个变量(I_{WEE}、$I_{EWC\text{-}Mar}$和$I_{Niño\text{-}DJF}$)和一个变量(I_{EWE})用于回归到华南前汛期前期和后期降水时间序列, 结果表明欧亚大陆关键区积雪可以解释华南前汛期前期和后期降水的方差分别为26.13%和35.16%. 这一结果表明华南前汛期前期降水年际变化比后期降水更为复杂, 需要考虑更多因子的影响. 热带太平洋海温与欧亚大陆积雪对华南前汛期前期降水的共同影响值得未来开展进一步研究.

参考文献

简茂球, 乔云亭, 温之平. 2008. 华南季节干旱及连旱特征分析. 中山大学学报(自然科学版), 47: 118–121

况雪源, 张耀存, 刘健, 郭兰丽. 2009. 冬季黑潮暖流区加热异常对东亚副热带西风急流影响的数值研究. 大气科学, 33: 81–89

李俊杰, 范伶俐, 梁梅, 徐建军. 2022. 不同PDO背景下华南前汛期锋面和季风降水的水汽输送差异. 大气科学学报, 45: 539–551

刘亚楠, 王东海, 李国平, 丁伟钰. 2019. 南海夏季风爆发前后华南前汛期降水日变化对比分析. 热带气象学报, 35: 365–378

强学民, 杨修群. 2013. 华南前汛期降水异常与太平洋海表温度异常的关系. 地球物理学报, 56: 2583–2593

王东海, 夏茹娣, 刘英. 2011. 2008年华南前汛期致洪暴雨特征及对比分析. 气象学报, 69: 137–148

伍红雨, 吴遥, 郭尧. 2022. 2020~2021年广东秋冬春干旱的成因分析. 气象, 48: 783–793

肖志祥, 卢伟萍, 罗小莉. 2023. 青藏高原冬季积雪与华南前汛期降水年际变率的联系. 大气科学学报, 46: 283–296

郑彬, 梁建茵, 林爱兰, 李春晖, 谷德军. 2006. 华南前汛期的锋面降水和夏季风降水I. 划分日期的确定. 大气科学, 30: 1207–1216

郑彬, 谷德军, 李春晖, 林爱兰, 梁建茵. 2007. 华南前汛期的锋面降水和夏季风降水II. 空间分布特征. 大气科学, 31: 495–504

钟中, 元慧慧, 李杰, 范海燕. 2010. 一次高空急流增强过程的中尺度扰动和动量输送特征. 气象科学, 30: 639–645

Barnett T P, Dümenil L, Schlese U, Roeckner E, Latif M. 1989. The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. J Atmos Sci, 46: 661–686

Brodzik M, Armstrong R. 2013. Northern Hemisphere EASE-Grid 2.0 weekly snow cover and sea ice extent, version 4. National Snow and Ice Data Center, accessed 25 September 2020, https://doi.org/10.5067/P7O0HGJLYUQU

Cai X, Wang Y, Xu J. 2002. Diagnostic analysis on impact of convective activity anomalies over tropical on flood/drought during the first rainy season in south China. J Trop Meteorol, 18: 157–164

Chatterjee S, Ravichandran M, Murukesh N, Raj R P, Johannessen O M. 2021. A possible relation between Arctic sea ice and late season Indian summer monsoon rainfall extremes. NPJ Clim Atmos Sci, 4: 36

Chen J P, Wen Z P, Wu R G, Chen Z S, Zhao P. 2014. Interdecadal changes in the relationship between Southern China winter-spring precipitation and ENSO. Clim Dyn, 43: 1327–1338

Chen Y, Luo Y L. 2018. Analysis of paths and sources of moisture for the South China rainfall during the presummer rainy season of 1979–2014. J Meteorol Res, 32: 744–757

Danabasoglu G, Lamarque J -, Bacmeister J, Bailey D A, DuVivier A K, Edwards J, Emmons L K, Fasullo J, Garcia R, Gettelman A, Hannay C, Holland M M, Large W G, Lauritzen P H, Lawrence D M, Lenaerts J T M, Lindsay K, Lipscomb W H, Mills M J, Neale R, Oleson K W, Otto-Bliesner B, Phillips A S, Sacks W, Tilmes S, van Kampenhout L, Vertenstein M, Bertini A, Dennis J, Deser C, Fischer C, Fox-Kemper B, Kay J E, Kinnison D, Kushner P J, Larson V E, Long M C, Mickelson S, Moore J K, Nienhouse E, Polvani L, Rasch P J, Strand W G. 2020. The community earth system model version 2 (CESM2). J Adv Model Earth Syst, 12: e2019MS001916

Ding Y H, Chan J C L. 2005. The variability of the Asian summer monsoon. J Meteorol Soc Jpn, 85B: 21–54

Ding Y H, Liu Y 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

Duan A M, Hu D, Hu W T, Zhang P. 2020. Precursor effect of the Tibetan Plateau heating anomaly on the seasonal march of the East Asian summer monsoon precipitation. J Geophys Res Atmos, 125: e2020JD032948

Gu W, Wang L, Hu Z Z, Hu K M, Li Y. 2018. Interannual variations of the first rainy season precipitation over South China. J Clim, 31: 623–640

Hersbach H, Bell B, Berrisford P, Hirahara S, Horányi A, Muñoz-Sabater J, Nicolas J, Peubey C, Radu R, Schepers D, Simmons A, Soci C, Abdalla S, Abellan X, Balsamo G, Bechtold P, Biavati G, Bidlot J, Bonavita M, De Chiara G, Dahlgren P, Dee D, Diamantakis M, Dragani R, Flemming J, Forbes R, Fuentes M, Geer A, Haimberger L, Healy S, Hogan R J, Hólm E, Janisková M, Keeley S, Laloyaux P, Lopez P, Lupu C, Radnoti G, de Rosnay P,

Rozum I, Vamborg F, Villaume S, Thépaut J. 2020. The ERA5 global reanalysis. Q J R Meteorol Soc, 146: 1999–2049

Huang R H, Chen J, Wang L, Lin Z. 2012. Characteristics, processes, and causes of the spatio-temporal variabilities of the East Asian monsoon system. Adv Atmos Sci, 29: 910–942

Jia X J, Cao D R, Ge J W, Wang M. 2018. Interdecadal change of the impact of Eurasian snow on spring precipitation over southern China. J Geophys Res Atmos, 123: 10,092–10,108

Jia X J, Zhang C, Wu R G, Qian Q F. 2021. Influence of Tibetan Plateau autumn snow cover on interannual variations in spring precipitation over southern China. Clim Dyn, 56: 767–782

Li W J, Ren H C, Zuo J Q, Ren H L. 2018. Early summer southern China rainfall variability and its oceanic drivers. Clim Dyn, 50: 4691–4705

Luo Y L, Xia R, Chan J C L. 2020. Characteristics, physical mechanisms, and prediction of pre-summer rainfall over South China: Research progress during 2008–2019. J Meteorol Soc Jpn, 98: 19–42

Ma A Q, Zhao J C, Cai L, Dong Z Y, Yang R W. 2021. Potential links between wintertime snow cover in central Europe and precipitation over the low-latitude highlands of China in May. Atmos Sci Lett, 22: e1063

Mori M, Watanabe M. 2008. The growth and triggering mechanisms of the PNA: A MJO-PNA coherence. J Meteorol Soc Jpn, 86: 213–236

Peng D, Zhou T, Sun Y, Lin A. 2022. Interannual variation in moisture sources for the first rainy season in South China estimated by the FLEXPART model. J Clim, 35: 745–761

Qiang X M, Yang X Q. 2008. Onset and end of the first rainy season in South China. Chin J Geophys-CH, 51: 944–957, DOI: 10.1002/cjg2.1289

Shi Y, Jiang Z H, Liu Z Y, Li L. 2020. A Lagrangian analysis of water vapor sources and pathways for precipitation in East China in different stages of the East Asian summer monsoon. J Clim, 33: 977–992

Sun Y, Chen H S, Zhu S G, Zhang J, Wei J F. 2021. Influence of the Eurasian spring snowmelt on summer land surface warming over Northeast Asia and its associated mechanism. J Clim, 34: 4851–4869

Takaya K, Nakamura H. 2001. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow. J Atmos Sci, 58: 608–627

Wang B, Xie X S. 1996. Low-frequency equatorial waves in vertically sheared zonal flow. I. Stable waves. J Atmos Sci, 53: 449–467

Wang B, Bao Q, Hoskins B, Wu G X, Liu Y M. 2008. Tibetan Plateau warming and precipitation changes in East Asia. Geophys Res Lett, 35: 2008GL034330

Wang M, Jia X J, Ge J W, Qian Q F. 2019. Changes in the relationship between the interannual variation of Eurasian snow cover and spring SAT over Eastern Eurasia. J Geophys Res Atmos, 124: 468–487

Wang Z B, Wu R G, Chen S F, Huang G, Liu G, Zhu L H. 2018. Influence of western Tibetan Plateau summer snow cover on East Asian summer rainfall. J Geophys Res Atmos, 123: 2371–2386

Wang Z Q, Xu J, Zeng Z Y, Ke M L, Feng X H. 2024. Understanding the 2022 extreme Dragon-Boat rainfall in South China from the combined land and oceanic forcing. Asia-Pac J Atmos Sci, 60: 1–14

Watanabe M, Kimoto M. 2000. Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback. Q J R Meteorol Soc, 126: 3343–3369

Wu R G, Kirtman B P. 2007. Observed relationship of spring and summer East Asian rainfall with winter and spring Eurasian snow. J Clim, 20: 1285–1304

Wu R G, Liu G, Ping Z. 2014. Contrasting Eurasian spring and summer climate anomalies associated with western and eastern Eurasian spring snow cover changes. J Geophys Res Atmos, 119: 7410–7424

Xiao Z X, Duan A M. 2016. Impacts of Tibetan Plateau snow cover on the interannual variability of the East Asian summer monsoon. J Clim, 29: 8495–8514

Yao S, Huang Q, Zhao C. 2016. Variation characteristics of rainfall in the pre-flood season of south China and its correlation with sea surface temperature of Pacific. Atmosphere, 7: 5

You Y J, Jia X J. 2018. Interannual variations and prediction of spring precipitation over China. J Clim, 31: 655–670

Zhang C, Guo Y, Wen Z. 2022. Interdecadal change in the effect of Tibetan Plateau snow cover on spring precipitation over Eastern China around the early 1990s. Clim Dyn, 58: 2807–2824

Zhang R N, Zhang R H, Zuo Z Y. 2017. Impact of Eurasian spring snow decrement on East Asian summer precipitation. J Clim, 30: 3421–3437

Zhang R N, Sun C H, Zhu J S, Zhang R H, Li W J. 2020. Increased European heat waves in recent decades in response to shrinking Arctic sea ice and Eurasian snow cover. NPJ Clim Atmos Sci, 3: 7

Zhang Y C, Guo L L. 2005. Relationship between the simulated East Asian westerly jet biases and seasonal evolution of rainbelt over eastern China. Chin Sci Bull, 50: 1503–1508

Zuo Z Y, Zhang R H, Wu B Y, Rong X Y. 2012. Decadal variability in springtime snow over Eurasia: Relation with circulation and possible influence on springtime rainfall over China. Intl J Clim, 32: 1336–1345

(责任编委: 张人禾)