

祝从文, 刘伯奇, 左志燕, 等. 东亚夏季风次季节变化研究进展. 应用气象学报, 2019, 30(4): 401-415.

DOI: 10.11898/1001-7313.20190402

东亚夏季风次季节变化研究进展

祝从文^{1)*} 刘伯奇¹⁾ 左志燕¹⁾ 袁乃明²⁾ 刘 舸¹⁾

¹⁾(中国气象科学研究院, 北京 100081)

²⁾(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要

东亚夏季风次季节(10~90 d)变化是中国夏季持续性强降水、高温热浪等高影响天气事件的重要环流载体,处于天气预报上限和气候季节预测下限之间的预报过渡区。研究表明:东亚夏季风次季节变化是东亚夏季风的固有物理特征,它和季节进程之间的时间锁相关关系是东亚夏季风次季节变化潜在可预报性的重要来源。东亚夏季风次季节变化与 Madden-Julian 振荡(MJO)存在显著差异,试图通过 MJO 来预测东亚夏季风次季节变化的不确定性较大。东亚夏季风次季节预测的另一重要来源是下垫面外强迫,包括欧亚大陆春季积雪、中国东部春季土壤湿度和厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)事件。此外,去趋势偏-交叉相关分析统计方法能够分析东亚夏季风多因子和多时间尺度问题。目前,亟需解决的科学问题包括:东亚夏季风次季节模态的客观定量描述、造成东亚夏季风次季节模态年际变化的关键物理过程、不同外强迫因子对东亚夏季风次季节模态的共同影响。

关键词: 东亚夏季风; 次季节变化; 热带和热带外环流间相互作用; 外强迫因子的共同影响

引 言

东亚夏季风降水不仅是我国重要的水资源,同时也是引发我国自然灾害频发的主要因子。大量研究事实表明,东亚夏季风的次季节(10~90 d)振荡是持续性强降水、高温热浪等极端灾害性气候事件的重要载体。中国夏季极端持续性降水通常与东亚夏季风的次季节振荡存在密切关系。如 1991 年夏季发生在淮河流域的洪水,以及 1998 年夏季我国长江、松花江和嫩江流域的特大洪灾均与大气季节内振荡存在直接关联^[1-3]。由于农业和粮食安全管理、水资源调控、灾害风险防范等重大决策等均需要次季节预测作为保障,因此,人们对次季节预测的需求更加紧迫^[4]。鉴于次季节预测在人类社会具有广泛的经济价值,世界气象组织(WMO)联合世界天气(WWRP/THORPEX)和世界气候研究计划(WCRP)

在 2012 年共同提出了次季节至季节(S2S)预测研究计划。该计划的目标是在中期天气预报(2 周)和气候预测(1 个季度)之间架起一座桥梁,实现天气-气候一体化的无缝隙预报^[5]。针对中国的 S2S 预测科学问题,2015 年中国气象局成立了以国家气候中心为核心的“次季节至季节气候预测和气候系统模式”创新团队,并将次季节至季节研究列为国家气象科技创新工程之一。其中,东亚夏季风次季节变化研究的目的是通过对我国夏季次季节降水和环流的时空演变特征、主要物理过程、关键影响因子、形成机理和预测理论的系统研究,加深对我国次季节气候演变规律和预测的理解和认识,提升对我国次季节持续性降水、降温、高温热浪等极端天气和气候事件的预测理论水平和科研支撑能力。

中国气象学家很早就发现了东亚季风季节进退与中国主雨带时空分布之间的关系,提出了海-陆分布热力状况的季节变化和青藏高原大地形对东亚季

2019-02-18 收到, 2019-04-26 收到再改稿。

资助项目: 国家自然科学基金重点项目(41830969), 国家自然科学基金面上项目(41775052), 中国气象局创新工程“次季节至季节气候预测和气候系统模式”, 中国气象科学研究院基本科研业务费项目(2018Z006), 中国气象科学研究院科技发展基金(2018KJ030)

* 邮箱: zhucw@cma.gov.cn

风的影响,指出了西太平洋副热带高压(简称副高)、青藏高原(南亚高压),以及冷暖气团相互作用对中国夏季降水具有重要影响^[6-12]。20世纪80年代,中国科学家首次提出了东亚夏季风系统概念,对东亚季风系统的环流结构、系统成员、季风的季节变化、大气低频振荡等一系列问题进行了系统阐述,明确指出了东亚季风与印度季风之间的显著差异^[13-16]。近20年,人们对传统的东亚夏季风系统有了更加深入的认识,对其短期气候预测能力逐步提高^[17]。如在夏季风季节进程方面,指出了以春季江南地区的持续性降水(江南春雨)标志着东亚地区冬半年向夏半年转换的开端^[18-20];在青藏高原强迫作用方面,提出了春季青藏高原感热气泵对东亚夏季风降水的重要作用^[21-22];在年际变化方面,揭示了冬季 ENSO 和印度洋海温异常影响夏季西太平洋副高和中国降水的机理^[23-30];在中高纬度环流影响方面,从“丝绸之路”遥相关波列和北大西洋海温异常影响的角度,揭示了中高纬度大气环流异常通过调控冷空气活动影响东亚季风的机理^[31-35]。

江南春雨、南海夏季风爆发、中国雨带的季节内变化(华南前汛期、江淮梅雨和北方雨季)不仅是东亚夏季风季节进程的重要节点,同时也是中国夏季降水次季节预测的重要内容。研究指出,季节内变化与年循环分量之间存在季节锁相关系^[36-39]。由于季节内振荡信号较强,即使是多年平均的降水季节变化也无法通过年循环分量近似表示。早期研究指出,中国大陆的夏季次季节降水主要表现为大尺度(偶极型)和梅雨(三极型)两种模态,在时域上分别表现为准40 d和20 d周期振荡特征^[16]。进一步研究发现,东亚夏季风的气候次季节模态(climatological intraseasonal oscillation, CISO)在对流和风场上表现出显著20~70 d季节内振荡(ISO)特征,主要是由时间瞬变 ISO 和年循环信号之间的季节锁相导致^[38]。最近研究表明,东亚夏季风 CISO 在环流变化上主要表现为40~80 d振荡,环流结构上表现为西太平洋副高、南亚高压和蒙古气旋(又称东北冷涡)^[40-42]的齿轮耦合模态。当3个环流之间一致性加强时,降水表现为三极型特征(长江梅雨型),当蒙古气旋和西太平洋副高分别向东和向西北传播,而南亚高压减弱,对应降水的偶极型分布(北方降水型)^[39]。

东亚夏季风的季节内振荡周期主要表现为10~20 d和30~60 d,并存在明显年际差异^[2-3,43-44]。一般认为,30~60 d ISO 与夏季 MJO 的向北传播有

关^[45-47],而10~20 d ISO 则与中纬度西风带中的大气 Rossby 波向东传播有关^[48-50]。其中,青藏高原是夏季10~20 d ISO 最重要的源^[44,51-52],而 Madden-Julian 振荡(MJO)^[53]、ENSO^[54]、土壤湿度^[55]、欧亚积雪^[56]、北极海冰变化^[57]、平流层和对流层相互作用^[58]等是东亚夏季风次季节变化的其他外强迫因子。受中高纬度大气环流影响^[59],即使是相似的 ENSO 事件对应的东亚夏季风次季节变化也不一定相同^[28,60-61]。因此,东亚夏季风次季节变化不仅受热带和中高纬度环流共同影响,还受多个外强迫因子年际变化调控。

过去几十年,人们对东亚夏季风和中国夏季降水的次季节变化进行了大量研究,为继续开展相关研究奠定了良好的基础。由于中国夏季次季节降水不仅受东亚夏季风季节进程的影响,还受东亚夏季风内部相互作用和多因子外强迫的共同调制,相对于热带 MJO 的次季节预测,我国夏季降水的次季节预测显得更为困难^[62-64]。为此,本文梳理了对东亚夏季风次季节变化的一些最新研究和认识,从东亚夏季风次季节环流变化的三维结构及其大气内部动力过程,陆-气和海-气相互作用的外强迫影响,以及多因子相互作用的理论和方法方面进行了回顾。并在此基础上,提出了东亚夏季风次季节研究中亟待解决的科学问题。

1 东亚夏季风次季节变化的气候学特征

东亚夏季风是影响我国夏季天气气候的关键系统,表现为明显的三维环流结构和季节变化^[13-14]。东亚夏季风降水的本质是锋面降水,既包含热带环流系统的影响,也受到中纬度环流系统的调控,导致东亚夏季风表现出复杂的季节内变化。其中,东亚夏季风的建立和推进过程表现出明显的季节内变化,是我国夏季风降水次季节预测的重要内容。研究指出:3月下旬至4月上旬的华南前汛期降水是东亚夏季风建立的序幕,5月中下旬南海夏季风的爆发是东亚夏季风建立的标志;随后,夏季风自华南地区迅速北上,于6月中旬到达江淮流域,相应地江淮地区进入梅雨时节;7月下旬至8月初夏季风继续向北推进到达我国北方地区,对应华北—东北雨季的开始和江淮地区的伏旱气候^[18-20]。研究发现,东亚夏季风的季节推进不仅表现为低层风场和雨带的变化,还表现为季风环流的高、低空垂直耦合的次

季节变化特征^[65]。

南海夏季风的爆发标志着东亚夏季风的建立和中国夏季降水的开始。南海夏季风爆发前后南海地区的环流性质存在显著差别,表现出明显的次季节变化特征^[65]。气候平均而言,南海夏季风于第 28

候(5月16—20日)爆发。在南海夏季风爆发前的第 27~28 候,随着高空南亚高压的东伸加强,南海上空出现正位涡平流,相应地局地高空上升运动加强,其导致的抽吸作用令低空西太平洋副高开始东撤出南海,季风槽和季风对流逐步建立(图1a,图1c和

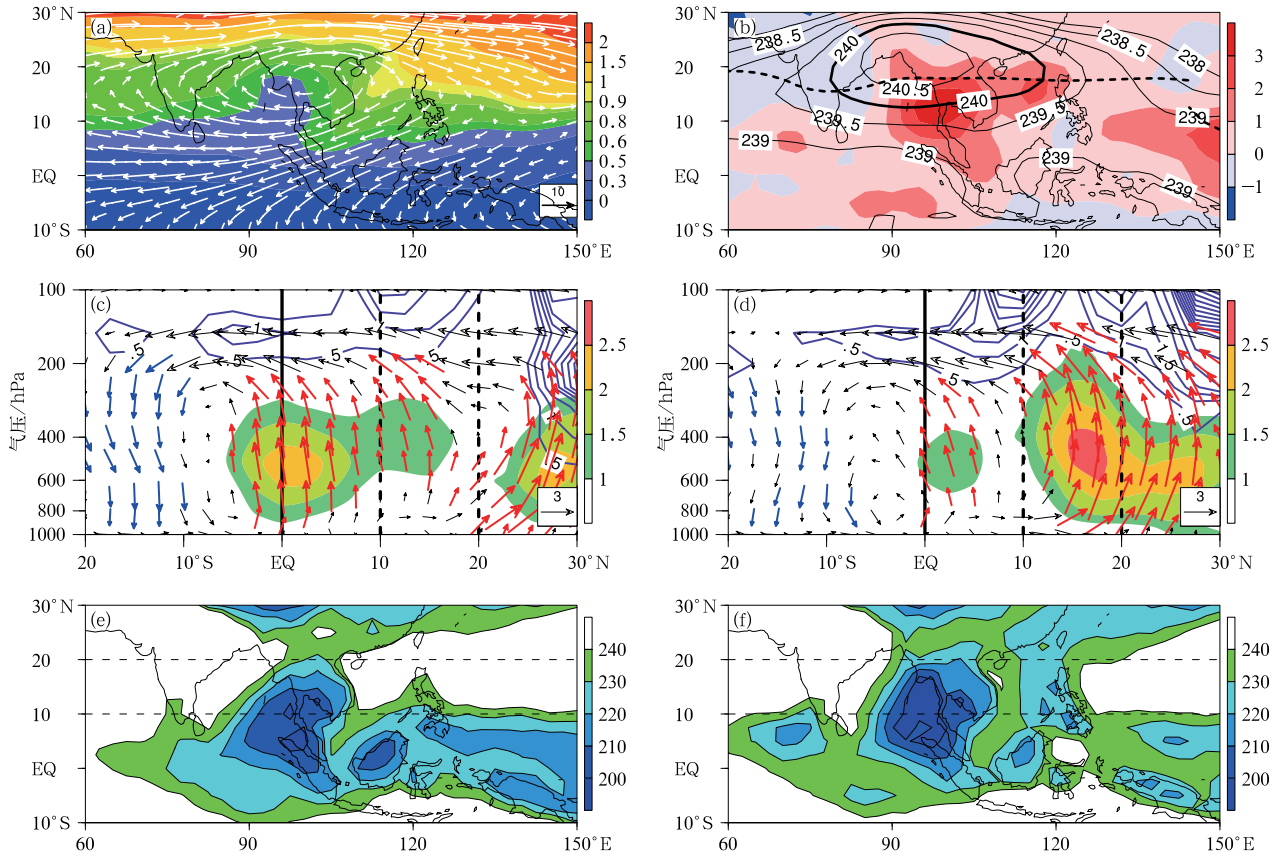


图 1 气候平均南海夏季风爆发进程

- (a) 第 27 候 360 K 等熵位涡(阴影,单位:PVU)和风场(矢量,单位: $m \cdot s^{-1}$), (b) 第 29 候对流层上部非绝热加热(阴影,单位: $K \cdot d^{-1}$)和气温(等值线,单位:K), (c) 第 27 候沿 $110^{\circ} \sim 120^{\circ}E$ 平均的非绝热加热(阴影,单位: $K \cdot d^{-1}$)、正位涡平流(等值线,单位: $10^{-5} PVU \cdot s^{-1}$)和局地经圈环流(矢量,单位: $m \cdot s^{-1}$,红色箭头表示上升运动), (d) 第 29 候沿 $110^{\circ} \sim 120^{\circ}E$ 平均的非绝热加热(阴影,单位: $K \cdot d^{-1}$)、正位涡平流(等值线,单位: $10^{-5} PVU \cdot s^{-1}$)和局地经圈环流(矢量,单位: $m \cdot s^{-1}$,红色箭头表示上升运动), (e) 第 27 候 OLR(单位: $W \cdot m^{-2}$)水平分布, (f) 第 29 候 OLR(单位: $W \cdot m^{-2}$)水平分布

Fig. 1 Climatological onset process of South China Sea summer monsoon

- (a) 360 K isentropic potential vorticity(the shaded,unit:PVU) and winds(vectors,unit: $m \cdot s^{-1}$) in Pentad 27, (b) upper-tropospheric diabatic heating(the shaded,unit: $K \cdot d^{-1}$) and air temperature(contours,unit:K) in Pentad 29, (c) $110^{\circ} \sim 120^{\circ}E$ averaged latitude-pressure cross section of diabatic heating(the shaded,unit: $K \cdot d^{-1}$), positive PV advection(contours,unit: $10^{-5} PVU \cdot s^{-1}$) and local meridional circulation (vectors,unit: $m \cdot s^{-1}$, upper-level ascending is represented by bold arrows) in Pentad 27, (d) $110^{\circ} \sim 120^{\circ}E$ averaged latitude-pressure cross section of diabatic heating(the shaded,unit: $K \cdot d^{-1}$), positive PV advection(contours,unit: $10^{-5} PVU \cdot s^{-1}$) and local meridional circulation (vectors,unit: $m \cdot s^{-1}$, upper-level ascending is represented by bold arrows) in Pentad 29, (e) the horizontal distribution of OLR(unit: $W \cdot m^{-2}$) in Pentad 27, (f) the horizontal distribution of OLR(unit: $W \cdot m^{-2}$) in Pentad 29

图 1e)。随着南海季风对流的不断加强,南海地区的对流层温度垂直层结被破坏,令高空暖中心和近海面暖中心的空间位相叠加,从而满足了环流的角动量守恒条件,令季风环流的下沉支能够穿越赤道到达南半球,最终引起了跨赤道的季风经向环流,将南北半球季风系统相联,南海夏季风最终于第 29 候完全爆发(图 1b,图 1d 和图 1f)。因此,南亚高压在第 27 候的向东移动伸入南海上空很可能是导致南海夏季风爆发的重要诱因。

诸多研究指出,4 月江南春雨的开始预示着东亚副热带夏季风的建立,以及随后的中国夏季风雨带逐渐向北推进。在此期间,东亚夏季风并不完全表现出规律性季节进程,相反表现出明显的气候次季节模态^[39]。研究表明:东亚夏季风 CISO 在环流上表现为中纬度蒙古气旋、副热带低空西太平洋副高和高空南亚高压直接的齿轮式耦合特征,在降水上则表现为交替出现的三极型和偶极型降水次季节

变化特点。具体而言,东亚夏季风 CISO 的第 1 模态表现为上述 3 个环流系统的同时加强,伴随着东亚地区活跃的梅雨锋活动的三极型降水分布;而在第 2 模态中,高空南亚高压相对较弱,这时对流层中下部蒙古气旋东传和西太平洋副高西伸北上之间的位相关系十分明显,对应东亚地区的偶极型降水特征(图 2)。进一步研究表明:最强的 CISO 信号出现在西北太平洋地区,这与海陆热力对比季节性差异引起的非绝热加热水平梯度大值带相吻合。事实上,大气热源不同组成部分(感热、凝结潜热和辐射冷却)的位相关系是维持东亚夏季风 CISO 的关键。数值模拟证明,东亚夏季风 CISO 的第 1 模态主要源自西太平洋地区的海表温度强迫,而第 2 模态则与局地强烈的海气相互作用有关。此外,观测表明:东亚夏季风 CISO 并非是 MJO 的向北延伸,MJO 对东亚夏季风 CISO 的影响仅局限在西太平洋南部的热带地区。

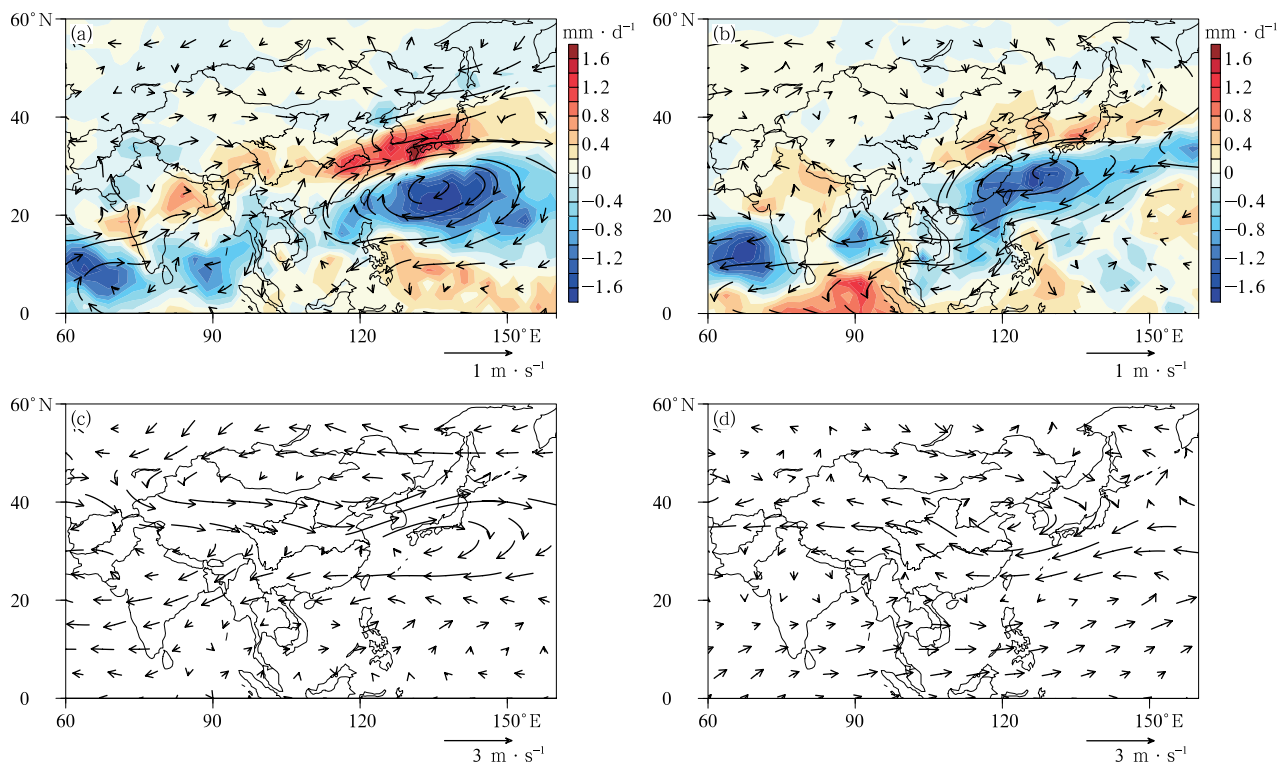


图 2 东亚夏季风气候次季节(40~80 d)主模态的空间分布特征(填色表示降水,矢量表示风场)

(a)第 1 模态回归的降水场和 850 hPa 风场,(b)第 2 模态回归的降水场和 850 hPa 风场,

(c)第 1 模态回归的 200 hPa 风场,(d)第 2 模态回归的 200 hPa 风场

Fig. 2 Spatial distribution of the climatological sub-seasonal(40-80 d) modes of the EASM (the shaded denotes rainfall,the vector denotes wind)

(a)the rainfall and 850 hPa wind field regressed against the first dominant mode,(b)the rainfall and 850 hPa wind field regressed against the second dominant mode,(c)200 hPa wind field regressed against the first dominant mode,(d)200 hPa wind field regressed against the second dominant mode

统计发现,我国南方地区是持续性降水事件多发区,其中夏季持续 14 d 以上的降水事件发生频数、总持续日数的年际变化与夏季平均降水量的年际变化有一定联系,但又有较大差异。因此,其前期信号也有较大不同,无法利用季节尺度的前期海温进行有效预测。研究发现,持续性降水发生前 30 d 左右,热带地区即存在西风异常信号,该信号存在较为明显的季节内西北向传播特征,传播至南海和我国南方地区,形成明显的持续性气旋性异常,有利于该地区持续性降水的发生^[66]。

2 欧亚大陆土壤湿度和积雪的影响

陆地下垫面与大气之间复杂的多圈层相互作用一直都是国际上的一个研究热点和难点。与海洋一样,陆面一些慢变参数如积雪、土壤湿度和植被等也能较持久地记忆气候异常信息,并对东亚夏季风次季节变化产生重要影响。无论是积雪还是土壤湿度,都是通过次季节过程造成季节平均气候异常。在陆面过程中,土壤湿度和积雪是东亚夏季风次季节变化的两个重要外强迫因子。东亚地处副热带地区,其局地及周边大范围的陆-气相互作用不仅能直接影响东亚气候,还能调制热带海-气信号对东亚气候的作用效果。其中,记忆时间长达月至季节尺度以上的土壤湿度和积雪也是次季节可预报性的重要

来源。

研究发现,中国东部春季土壤湿度对东亚夏季风和中国夏季降水的重要作用^[67]。中国东部春季土壤湿度具有两个月的记忆时间,通过记忆前期偏多的降水,能引起季风爆发前期地表偏冷,导致亚洲季风环流减弱,从而造成我国夏季降水异常。数值模式研究表明:当中国东部 3 月土壤异常变湿时,其通过影响地表能量平衡,可使得季风爆发前期和夏季我国大陆地表温度偏低,引起海陆热力差异的减弱,导致东亚夏季风环流明显偏弱,令我国南方受异常低空反气旋控制,同时东亚大槽加深南入,最终使得我国南方降水减少、东北地区降水增多;另一方面,来自南方异常暖湿气流和来自北方的异常冷空气在我国长江流域汇合,导致该区域的降水增多(图 3)。模式模拟结果进一步证实了前期土壤湿度异常对大尺度东亚夏季风系统的重要作用。该研究结果可为模式中土壤湿度这一参数与大尺度环流的相关过程提供重要参考。

除此之外,欧亚大陆春季积雪对我国南方降水具有重要的影响,现有的气候系统模式对该关系有较好的预报技巧。研究发现,持续减少的西伯利亚积雪使得地表能吸收更多的热量,引起中高纬度大尺度环流异常,导致我国南方降水出现东、西反位相型的跷跷板变化。西伯利亚积雪与中国南方降水的关系在各季节都很显著。西伯利亚积雪与我国南方

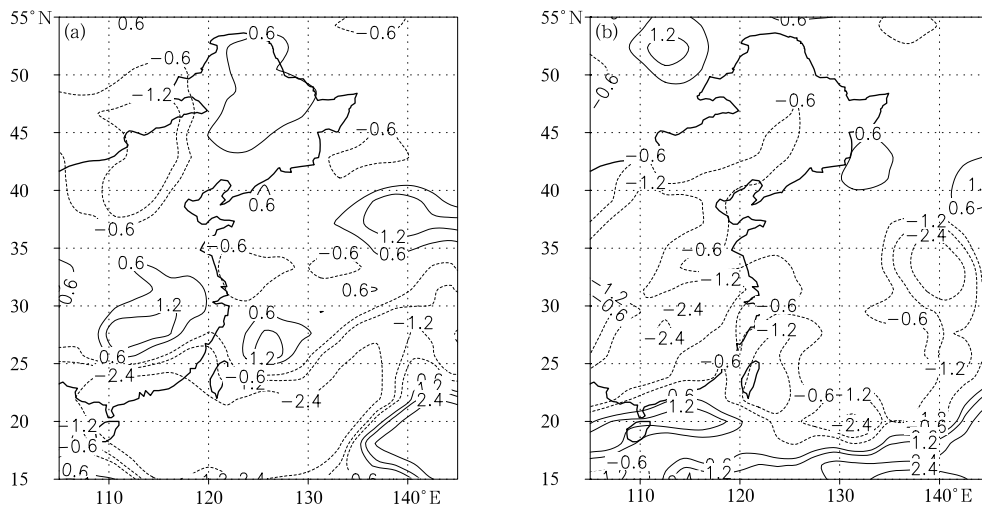


图 3 中国东部春季土壤湿度异常对夏季降水的影响^[68] (a)土壤湿度 3 月加湿试验减去控制试验的夏季降水率差值(单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$), (b)土壤湿度 3 月减湿试验减去控制试验的夏季降水率差值(单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)

Fig. 3 Influences of spring soil moisture on the summer rainfall over East China(from Reference [68])

(anomalies are defined by results of sensitivity-minus-control runs)

(a)rainfall anomalies(unit, $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) in sensitivity experiments forced by the wetter soil moisture in March,

(b)rainfall anomalies(unit, $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) in sensitivity experiments forced by the drier soil moisture in March

降水的物理联系在目前的气候预测系统中具有一定的可预报性,如 NOAA 最新的气候预测系统模式 CFSv2 能够提前两个月预测出与 4 月积雪异常相关的中国南方夏季降水异常。即当 4 月雪水当量偏

多(少)时,我国夏季江淮流域和内蒙古地区降水将异常偏多(少),同时长江以南和华北地区降水将异常偏少(多)。受 4 月积雪偏多影响,夏季降水异常偏多的最大量值可达气候平均值的 10%(图 4)。

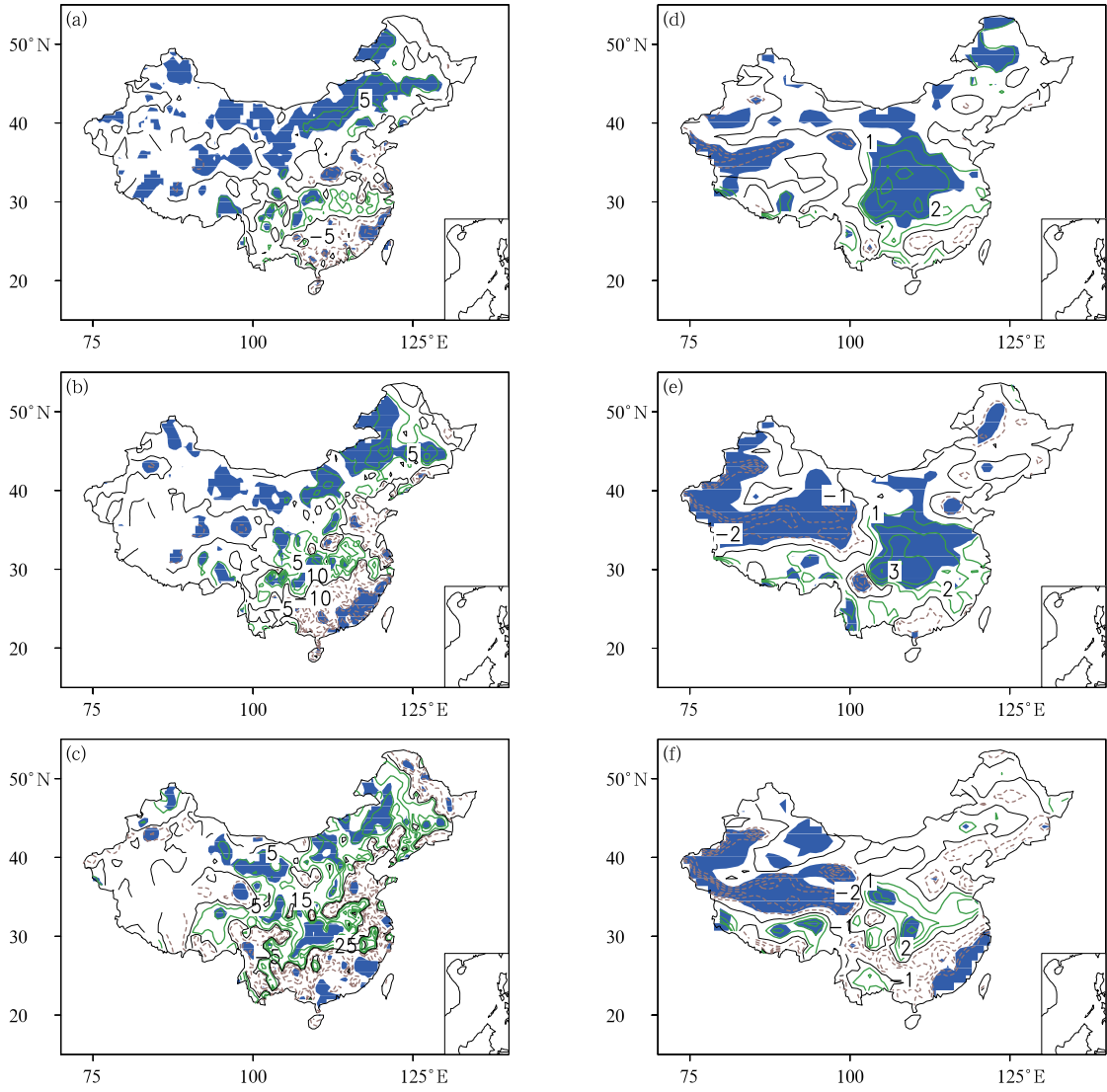


图 4 欧亚大陆春季积雪对我国降水异常的影响^[69](阴影区表示达到 0.05 显著性水平)

(a)CFSR 3 月雪水当量回归的台站观测的夏季降水,(b)CFSR 4 月雪水当量回归的台站观测的夏季降水,
 (c)CFSR 5 月雪水当量回归的台站观测的夏季降水,(d)CFSv2 3 月初始值回归的夏季降水回归的回报时间
 为零的雪水当量,(e)CFSv2 4 月初始值回归的夏季降水回归的回报时间为零的雪水当量,
 (f)CFSv2 5 月初始值回归的夏季降水回归的回报时间为零的雪水当量

Fig. 4 Effects of spring snow over the Eurasian continent on the rainfall anomaly in China(from Reference [69])

(the shaded denotes passing the test of 0.05 level) (a)in-situ rainfall in JJA regressed against the snow water equivalent during Mar in CFSR,(b)in-situ rainfall in JJA regressed against the snow water equivalent during Apr in CFSR,(c)in-situ rainfall in JJA regressed against the snow water equivalent during May in CFSR,
 (d)snow water equivalent in zero leading month regressed against the predicted JJA rainfall starting from Mar in CFSv2,
 (e)snow water equivalent in zero leading month regressed against the predicted JJA rainfall starting from Apr in CFSv2,
 (f)snow water equivalent in zero leading month regressed against the predicted JJA rainfall starting from May in CFSv2

另外,研究还表明,CFSv2能够再现1983—2010年观测中的欧亚大陆积雪覆盖率的季节循环^[70-71]。在融雪期,CFSv2很好地预报出积雪覆盖率年际变化、长期平均值以及EOF第1模态,CFSv2严重低估了积雪期的年际变率。另外,观测中欧亚大陆积雪覆盖率在积雪期呈上升趋势,而模式则模拟出下降趋势。融雪期与积雪期CFSv2对于积雪覆盖率的模拟偏差,很可能与该模式对于对流层中低层温度及降水的模拟偏差有关。在融雪期与积雪期,相比于观测,CFSv2模拟的欧亚大陆积雪覆盖率的气候值均偏大,与此同时,对流层中低层气温模拟偏低,地面降水模拟偏多。CFSv2对于欧亚大陆积雪覆盖率的预报能力在1997年前后出现了一定提高,很可能是因为模式初始场以及观测资料在1997年前后时空分辨率有所提高所致^[72]。这些结果一方面可以为模式中对积雪参数的改进提供依据,同时也可作为次季节预测提供了可预报来源。

3 热带海-气相互作用的影响

海-气相互作用是导致东亚夏季风次季节变化年际差异的另一重要原因。其中,ENSO事件作为全球最明显、最强大的海-气耦合年际振荡信号,对全球气候的年际变化都具有重要影响,同时也是东亚夏季风次季节变化预测的重要来源。进一步研究揭示了ENSO事件影响南海夏季风爆发时间、5月南亚高压变化特征和盛夏(7月、8月)西太平洋副高强度异常的新特征。

就南海夏季风爆发时间的年际变化而言,近期研究表明:南海夏季风爆发期间高、低空环流垂直耦合过程的年际变化特征在1993/1994年前后发生了明显的年代际调整,这与ENSO事件影响南海夏季风爆发的年代际差异有关^[73]。1980—1993年南海夏季风爆发年际变化的特征是季风降水异常出现在南海北部,伴随着显著的低空纬向风异常,它与副热带环流系统的联系更为紧密。1994—2014年南海夏季风爆发年际变化的特征变为以热带季风对流和高空纬向风异常为主。因此,南海夏季风爆发期间高、低空环流垂直耦合过程在这两个时段也具有明显差异。影响南海夏季风爆发年际变化两种类型的前期SSTA也截然不同。1983—1993年南海夏季风爆发早晚主要受春季南印度洋(40°~110°E, 20°~40°S)海温异常影响,南印度洋海温正异常会导致

南海夏季风爆发异常偏晚。这是因为南印度洋暖海温异常能够首先造成大尺度经向海平面气压异常,使南印度洋出现低空异常辐合,而低空异常辐散却位于南海地区,随后异常低空反气旋控制着南海北部,产生异常下沉运动,进而减弱南海地区的垂直东风切变和海-陆热力对比,最终抑制了南海季风对流的发生,使南海夏季风爆发异常偏晚。

1994—2014年前冬ENSO事件及其相关的春季热带印度洋海温异常是影响南海夏季风爆发迟早的主要海温强迫。前冬暖ENSO事件发生后,能够通过“大气桥”造成春季热带印度洋异常增暖。热带印度洋异常增暖会激发出热带定常Kelvin波,令南海地区对流层中上部平均温度的经向梯度(MTG)减弱,从而推迟了MTG由冬到夏季节转换的时间。此外,对流层高层由热带印度洋吹向南海的大尺度东风异常使热带印度洋的上升运动加强,但却令南海南部的上升运动减弱,这将进一步抑制南海季风对流的建立,最终导致南海夏季风爆发异常偏晚(图5)。

5月是东亚夏季风建立的季节,而南亚高压作为东亚夏季风最重要的高空环流系统,其年际变化也和ENSO事件联系紧密。近期研究^[74]表明,5月南亚高压的年际变化具有两种主导模态(图6):一种是强度模态,表现为南亚高压的强度和纬向跨度的一致变化(图6a和图6b),另一种是经向位置模态,表现为南亚高压脊线经向位置的年际差异(图6c和图6d)。虽然5月南亚高压的强度和经向位置模态受前冬ENSO事件影响,但ENSO事件影响南亚高压各主导模态的物理过程却并不相同。尽管前冬ENSO事件在春季衰减,其信号仍能通过“大气桥”转移到热带印度洋地区,并通过印度洋海温异常来影响周边的大气环流异常。观测和数值模拟结果表明,印度洋和太平洋海温异常影响南亚高压主导模态的相对贡献却与ENSO事件在春季的衰减快慢有关。当前冬ENSO事件在春季衰减较快时,其引起的5月份印度洋SSTA能够改变亚洲南部局地对流强度,其激发的Rossby波响应位于印度西南部上空,令南亚高压强度模态发生变化;当前冬ENSO事件衰减较慢时,5月印度洋海温异常始终受ENSO引起的大气环流异常影响,因此,来自热带太平洋海温异常通过改变亚洲南部地区的垂直运动,进而调整局地经向温度梯度,并影响南亚高压的经向位置模态。

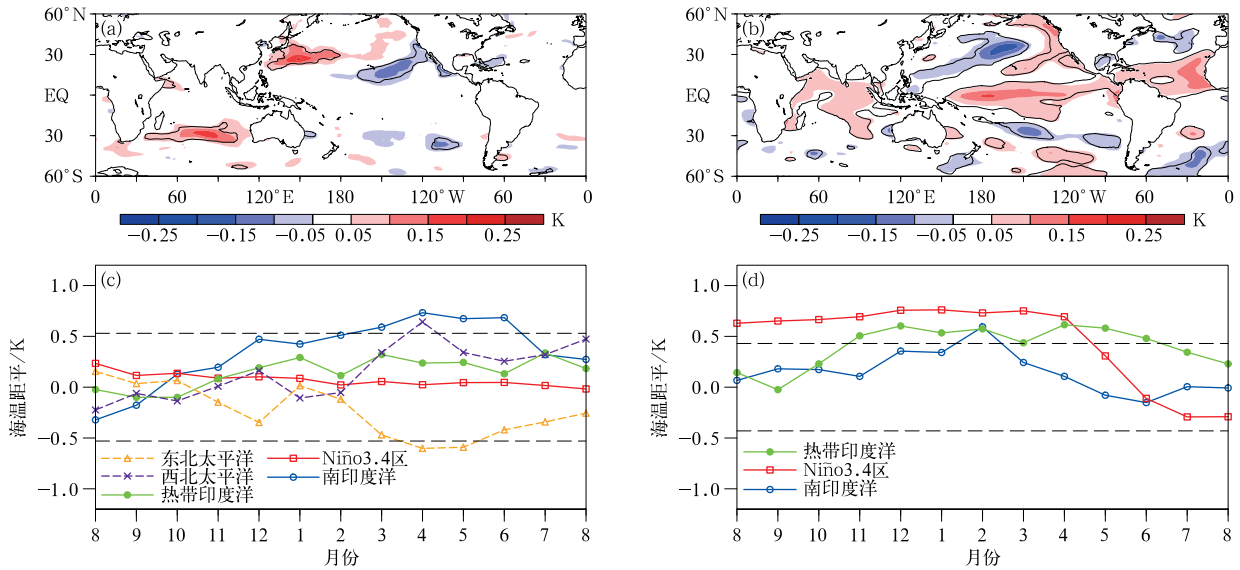


图5 不同年代影响南海夏季风爆发时间的海温异常 (a)1980—1993年的4月海温关键区,(b)1994—2014年的4月海温关键区,(c)1980—1993年各区域海温异常的季节变化,(d)1994—2014年各区域海温异常的季节变化
 Fig.5 Distinct SSTA affecting the SCSSM onset time in different periods (a)horizontal distribution of SSTAs in Apr affecting the onset time of South China Sea summer monsoon during 1980—1993,(b)horizontal distribution of SSTAs in Apr affecting the onset time of South China Sea summer monsoon during 1994—2014,(c)the seasonal evolution of SSTAs in key regions during 1980—1993,(d)the seasonal evolution of SSTAs in key regions during 1994—2014

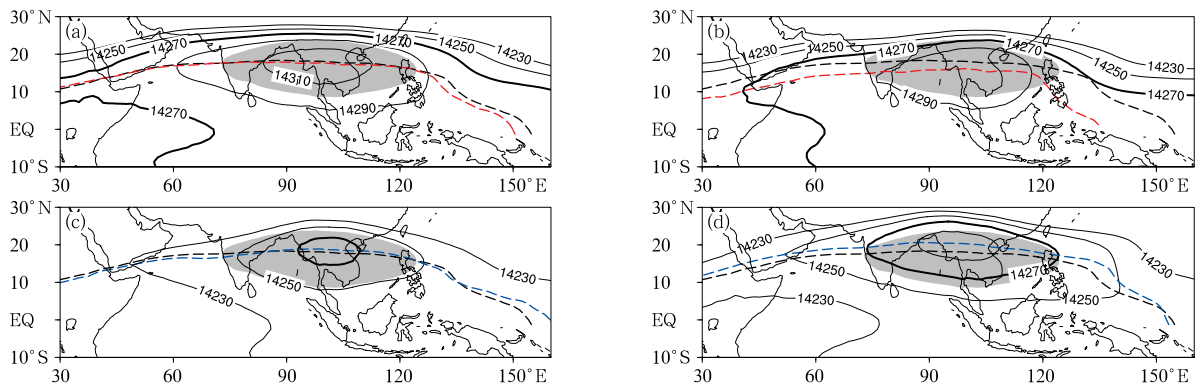


图6 5月南亚高压年际变化的两种主模态^[74]

(单位:gpm,黑色粗实线表示表示14270 gpm等高线,灰色阴影表示气候平均位势高度大于14270 gpm的区域,黑色虚线表示气候平均高压脊线,红色和蓝色虚线分别表示强度模态偏强和偏弱时的高压脊线位置)

(a)南亚高压强度模态高指数年150 hPa位势高度合成场,(b)南亚高压强度模态低指数年150 hPa位势高度合成场,(c)南亚高压经向位置模态高指数年150 hPa位势高度合成场,(d)南亚高压经向位置模态低指数年150 hPa位势高度合成场

Fig.6 Two interannual dominant modes of the South Asian High(SAH) in May(from Reference [74])(the bold solid contour denotes 14270 gpm geopotential height,the shaded denotes climatological geopotential height greater than 14270 gpm, the black dashed line denotes climatological SAH ridgeline,the red dashed line denotes the ridgeline of SAH with the strong SAH meridional position mode,the blue dashed line denotes the ridgeline of SAH with the strong SAH meridional position mode)
 (a)composites of 150 hPa geopotential height and ridgeline of the SAH in the years with the strong SAH intensity mode,
 (b)composites of 150 hPa geopotential height and ridgeline of the SAH in the years with the weak SAH intensity mode,
 (c)composites of 150 hPa geopotential height and ridgeline of the SAH in the years with the strong SAH meridional position mode,(d)composites of 150 hPa geopotential height and ridgeline of the SAH in the years with the weak SAH meridional position mode

以往研究认为,当前冬发生了 El Niño 事件后,次年夏季西太平洋副高将异常偏强,这主要和 El Niño 引起的西北太平洋海-气相互作用和热带印度洋海盆尺度异常增暖有关。2015/2016 年冬季发生了 21 世纪首次超强 El Niño 事件,但研究发现,2016 年 7 月、8 月西太平洋副高异常偏弱,这与已有的 ENSO-西太平洋副高关系不符^[75]。通过资料分析和数值试验表明:与历史事件相比,2015/2016 年

冬季超强 El Niño 事件衰减更快,令次年夏季印度洋无法充分加热,因此,印度洋海温正异常无法在盛夏维持,从而削弱了印度洋海温正异常通过局地纬向环流异常来加强西太平洋副高的作用。同时,来自中纬度的对流层中上部波列在 2016 年夏季能够南传到达西太平洋地区,进一步削弱了西太平洋副高的强度(图 7)。

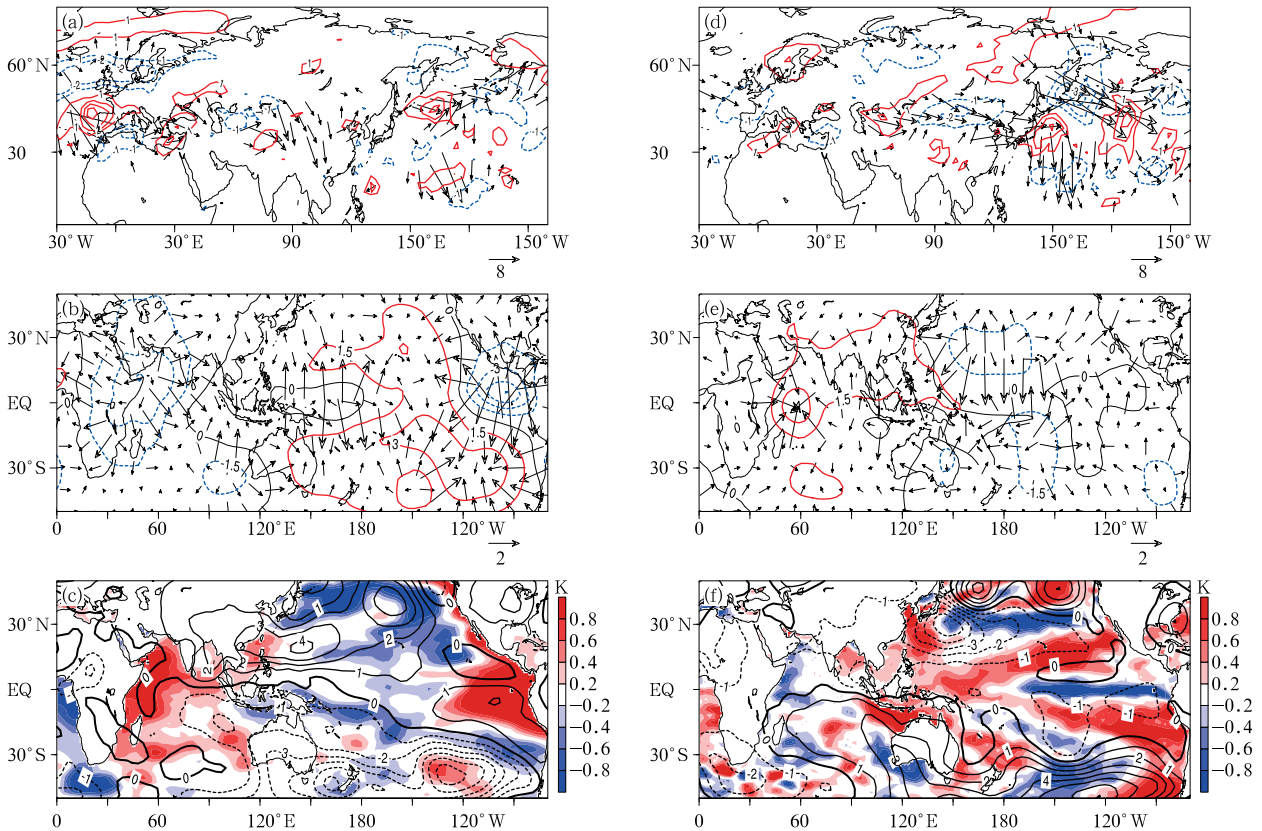


图 7 1983 年和 2016 年盛夏(7 月、8 月平均)西太平洋副高异常的对比^[75]

- (a)1983 年盛夏高空 200 hPa 波活动通量(矢量,单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) and 相对涡度(等值线,单位: $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$),
- (b)1983 年盛夏高低空速度势(等值线,单位: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)和辐散风(矢量,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)差值(200 hPa 减去 850 hPa),
- (c)1983 年盛夏海温异常(阴影)及 850 hPa 流函数(等值线,单位: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$),
- (d)2016 年盛夏高空 200 hPa 波活动通量(矢量,单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)和相对涡度(等值线,单位: $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$),
- (e)2016 年盛夏高低空速度势(等值线,单位: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)和辐散风(矢量,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)差值(200 hPa 减去 850 hPa);
- (f)2016 年盛夏海温异常(阴影)及 850 hPa 流函数(等值线,单位: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)

Fig. 7 Comparison of the western Pacific subtropical high between deep summer(Jul-Aug) of 1983 and 2016 (from Reference [75]) (a) wave activity flux(the vector, unit: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) and relative vorticity (the contour, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 200 hPa in deep summer of 1983, (b) vertical difference between 200 hPa and 850 hPa velocity potential (the contour, unit: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) and divergent winds(the vector, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) in deep summer of 1983, (c) SSTa(the shaded, unit:K) and 850 hPa stream function(the contour, unit: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) in deep summer of 1983, (d) wave activity flux(the vector, unit: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) and relative vorticity (the contour, unit: $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$) at 200 hPa in deep summer of 2016, (e) vertical difference between 200 hPa and 850 hPa velocity potential (the contour, unit: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) and divergent winds(the vector, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) in deep summer of 2016, (f) SSTa(the shaded, unit:K) and 850 hPa stream function(the contour, unit: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) in deep summer of 2016

4 多因子多时间尺度相互作用统计理论和方法

在利用统计学方法进行气候预测时,当前最常用、最简便的方法是基于相关分析寻找前期信号,再通过建立多变量回归模型进行预测。然而,考虑到气候系统的复杂性,尤其是气候系统的多因子、多尺度相互作用特征,简单的相关分析往往不能准确描述两个变量间的真实关系。如果直接计算近60年长江中下游地区的夏季降水指数与前冬 Niño3 区海温异常指数(Niño3)的皮尔逊相关系数,会发现结果只有0.19,相关性并不显著^[76]。但这并不意味着两者之间没有关系。事实上,如果只关注 ENSO 特征时间尺度(2~7年),两者是显著相关的。因此,在刻画变量间的相互作用时,需要首先确定在何种时间尺度上进行探讨。

此外,在刻画两个因子之间的相互作用时,也需要考虑第三方因子的影响。如果第三方因子同时对被研究的两个因子有相同或相反的作用,那么通过简单计算皮尔逊相关得到的系数往往不准确。利用去趋势的交叉-相关分析方法(detrended cross-correlation analysis, DCCA)^[77-78],研究我国长江中下游地区夏季降水指数(SRYR)分别与前冬 Niño3 指数和太平洋年代际振荡(PDO)指数在不同时间尺度上的相关,发现得到的结果在不同尺度上的变化非常类似。在 ENSO 的特征时间尺度上,PDO 与 SRYR 的相关也出现正的高值;而在 PDO 的特征时间尺度上,Niño3 指数与 SRYR 的相关性明显降低。这是因为 PDO 与 Niño3 指数本身就是高度相关的。它们单独与 SRYR 的相关都受到了另一方的影响。因此,除了在多时间尺度上刻画变量间的相互作用,还需要尽量排除第三方因子的影响。

为了解决上述多因子、多尺度相互作用的问题,文献^[76]提出了一种新的方法,即去趋势的偏-交叉相关分析法(detrended partial-cross-correlation analysis, DPCCA)。该方法在 DCCA 方法的基础上进行了改进,通过引入偏相关分析,实现了对多因子相互作用的诊断。利用简单理想试验验证了 DPCCA 方法在分析多因子、多尺度相互作用时的性能,并将该方法应用于长江中下游地区夏季降水指数 SRYR 与前冬 PDO 指数、Niño3 指数的相关分析中。在排除了 Niño3 指数的影响后,SRYR 与

PDO 指数在 35 年左右的尺度上出现了显著的负相关关系。且这种显著负相关在 20 世纪 70 年代后变得尤为显著。

通过调整参数,DPCCA 也可以分析超过 3 个因子的更多因子问题。而针对不同的科学问题,通过采用不同精度的数据,该方法也可以应用到不同尺度的研究中。如该方法能够用于检测东亚夏季风次季节关键环流之间耦合特征的时间变化、分析太平洋 SST 强迫和热带海气相互作用对东亚夏季风次季节模态的调制作用、研究不同时间尺度下,前期土壤湿度和积雪对东亚夏季风次季节模态的影响。

5 存在的科学问题和未来研究展望

MJO 是热带地区盛行的 30~60 d 季节内振荡,是次季节时间尺度上最明显的信号,也是目前次季节预测最重要的可预报性来源之一,常用实时多变量 MJO 指数 1(real-time multivariate MJO index 1, RMM1)和实时多变量 MJO 指数 2(real-time multivariate MJO index 2, RMM2)对 MJO 的活动特征进行实时监测。这两个指数是对近赤道地区 850 hPa 纬向风、200 hPa 纬向风和向外长波辐射场进行多变量自然正交展开后得到的前两个主成分,它们的模表示 MJO 强度,它们在相空间的时间演变则指示了 MJO 的传播特征。其中,第 1、第 8 位相表示 MJO 位于西半球和非洲地区,第 2、第 3 位相表示 MJO 位于印度洋地区,第 4、第 5 位相表示 MJO 位于海洋大陆地区,第 6、第 7 位相表示 MJO 位于西太平洋地区。

对 1981—2010 年平均 MJO 实时监测指数合成分析(图 8)表明:在北半球夏季(4—10月),MJO 强度随时间逐渐减弱(图 8a),而夏季风的次季节振荡强度却随时间逐渐增强^[39]。虽然 5—7 月能够看到相对完整的两次 MJO 转播(图 8b、图 8c),但 MJO 平均活动周期与东亚夏季风次季节模态所表现出的 40~80 d 准周期明显不同。因此,东亚夏季风的次季节变化与热带 MJO 是相对独立的,其特征在东亚夏季风季节进程的不同阶段也各不相同,说明次季节变化对季节进程具有依赖性。

此外,东亚夏季风次季节-季节变化还存在显著的年际差异,这与下垫面外强迫的影响(ENSO、印度洋 SST、欧亚陆面土壤湿度等)密切相关。最近 10 年,虽然人们在热带大气季节内变化(MJO)和北

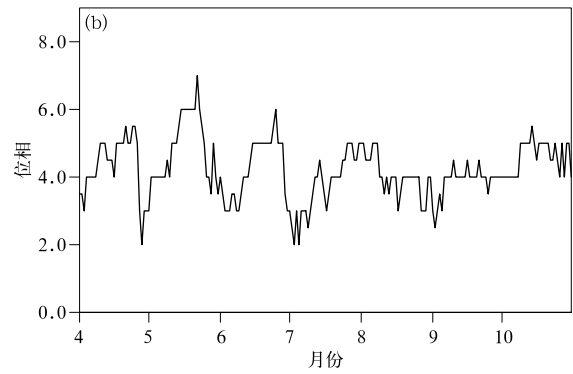
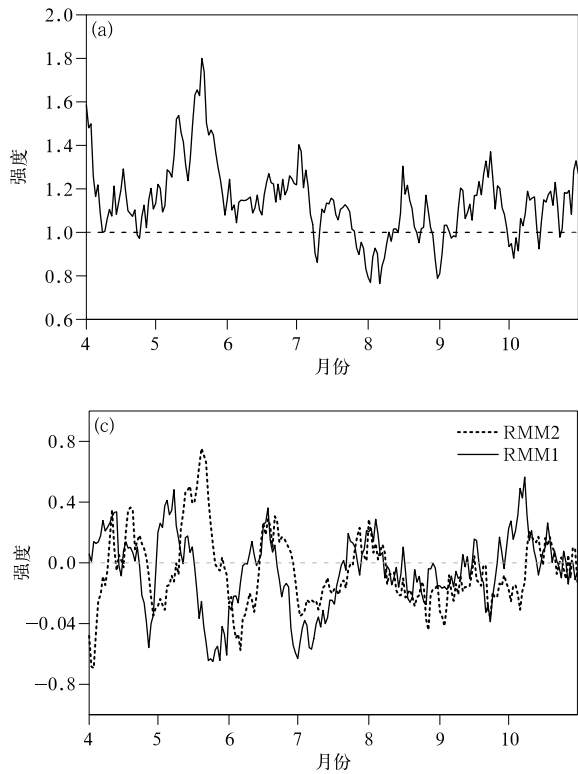


图 8 1981—2010 年 4—10 月 30 年 MJO 指数逐候中位数时间演变
(a)强度,(b)位相,
(c)RMM1 和 RMM2

Fig. 8 Climatological means of MJO index from Apr to Oct during 1981—2010
(a)intensity, (b)phase, (c)RMM1 and RMM2

半球夏季风季节内变化(BSISO)的变化机理以及气候动力模式预测等方面的研究取得了明显进步。但是,在东亚夏季风次季节研究方面依然存在诸多的科学问题:①目前的 BSISO 是 MJO 的延伸,反映热带海-气相互作用和对流的影响,但在描述东亚夏季风环流相互作用方面存在明显不足。夏季西风带的平均位置位于 40°N,东亚副热带夏季风降水主要受到冷暖空气共同影响,表现为锋面降水,其季节内变化是大气三维环流(如西太平洋副高、南亚高压和蒙古气旋)季节内联动的结果。由于 BSISO 未包含南亚高压和蒙古气旋,因此,无法准确反映东亚夏季风次季节环流相互作用的主要特征。②虽然对气候态东亚夏季风的次季节变化机理有了一定认识,但在年际尺度上,对于影响东亚夏季风次季节模态变化的关键区及其物理过程缺乏认识。受海陆热力对比年际变化的影响,南海夏季风爆发和雨带向北推进的时间表现出显著的年际差异。在年际尺度上,对东亚夏季风次季节变化关键环节之间的前因后果以及外强迫因子的影响尚不清楚,需要深入研究。③东亚夏季风主要环流(西太平洋副高、南亚高压和蒙古气旋)的年际变化受到不同外强迫因子影响,但这些因子对东亚夏季风次季节变化的共同作用尚不清楚。研究指出,赤道太平洋、印度洋和北大西洋的前

期海温异常是影响东亚夏季风季节变化的重要外强迫因子,然而,对这些季节尺度的外强迫因子影响次季节变化的过程认识不足,阻碍了东亚夏季风次季节可预报性的认识。

今后对东亚夏季风次季节变化的研究应重点关注以下方面:

①热带和中纬度次季节信号对东亚夏季风次季节变化的共同影响。北半球夏季,热带次季节信号主要表现为 MJO 和 BSISO,中纬度次季节信号则呈现出纬向东传的波列特征。两者的周期和维持机制完全不同,它们都能影响东亚夏季风次季节变化的特征,需要进一步明确这两者对东亚夏季风次季节变化的共同影响和物理过程。

②影响东亚夏季风次季节变化年际差异的外强迫因子。东亚夏季风的次季节变化具有明显的年际差异,如在 El Niño 事件衰减年和发展年的夏季,东亚夏季风次季节变化的主导周期和活动特征明显不同。与次季节过程相比,来自下垫面的大气外强迫具有准定常缓变特征。揭示缓变下垫面外强迫调控大气次季节瞬变过程的机理将是提高东亚夏季风次季节变化预测时间上限的关键。

③东亚夏季风次季节变化和我国夏季极端气候异常事件(洪涝、干旱、高温热浪等)之间的关系。夏

季极端气候事件是造成我国汛期气象灾害的直接原因,而东亚夏季风的次季节变化则为这些事件的发生提供了有利背景。因此,如何建立极端事件和东亚夏季风次季节变化之间稳定的物理统计关系,将成为东亚夏季风次季节研究的另一重要问题。

参考文献

- [1] Chen L X, Zhu C W, Wang W, et al. Analysis of the characteristics of 30—60 day low-frequency oscillation over Asia during 1998 SCSMEX. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18: 623-638.
- [2] Zhu C W, Nakazawa T, Li J P, et al. The 30—60 day intraseasonal oscillation over the western North Pacific Ocean and its impacts on summer flooding in China during 1998. *Geophys Res Lett*, 2003, 30, 1952, DOI: 10. 1029/2003GL017817.
- [3] Mao J Y, Chan J C L. Intraseasonal variability of the South China Sea summer monsoon. *J Climate*, 2005, 18(13): 2388-2402.
- [4] Morss R E, Demuth J L, Lazo J K. Communicating uncertainty in weather forecasts: A survey of the US public. *Wea Forecasting*, 2008, 23(5): 974-991.
- [5] Vitart F, Robertson A W, Anderson D L T. Subseasonal to Seasonal Prediction Project, 2012: Bridging the gap between weather and climate. *WMO Bulletin*, 2012, 61(2): 23-28.
- [6] 竺可桢. 东南季风与中国之雨量. *地理学报*, 1934, 1: 1-27.
- [7] 涂长望, 黄仕松. 夏季风进退. *气象杂志*, 1944, 18: 1-20.
- [8] 陶诗言, 陈隆勋. 夏季亚洲大陆上空大气环流的结构. *气象学报*, 1957, 2(3): 214-215.
- [9] 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 在六月和十月大气环流的突变现象. *气象学报*, 1958, 29: 249-263.
- [10] 高由禧, 徐淑英. 东亚季风的若干问题. 北京: 科学出版社, 1962.
- [11] 陶诗言, 朱福康. 夏季亚洲南部 100 毫巴流型的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系. *气象学报*, 1964, 9(4): 3-14.
- [12] 魏维, 张人禾, 温敏. 南亚高压的南北偏移与我国夏季降水的关系. *应用气象学报*, 2012, 23(6): 650-659.
- [13] Lau K M, Li M T. The monsoon of East Asia and its global associations: A survey. *Bull Amer Meteor Soc*, 1984, 65: 114-125.
- [14] 郭品文, 宋超辉. 南亚和东亚热带夏季风分界域变化. *应用气象学报*, 2014, 25(5): 527-537.
- [15] Tao S Y, Chen L X. A Review of Recent Research on the East Asian Summer Monsoon in China // Chang C P, Krishnamurti T N. *Monsoon Meteorology*. Oxford: Oxford University Press, 1987: 60-92.
- [16] Lau K M, Yang G J, Shen S H. Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia. *Mon Wea Rev*, 1988, 116(1): 18-37.
- [17] 贾小龙, 陈丽娟, 高辉, 等. 我国短期气候预测技术发展. *应用气象学报*, 2013, 24(6): 641-655.
- [18] He J H, Zhao P, Zhu C W, et al. Discussion of some problems as to the East Asian subtropical monsoon. *Acta Meteor Sinica*, 2008, 22: 419-434.
- [19] Zhu C W, Zhou X J, Zhao P, et al. Onset of East Asian subtropical summer monsoon and rainy season in China. *Sci China (Ser D)*, 2011, 54: 1845-1853.
- [20] He J H, Liu B Q. The East Asian subtropical summer monsoon: Recent progress. *J Meteor Res*, 2016, 30(2): 135-155.
- [21] Duan A M, Wu G X, Liu Y M, et al. Weather and climate effects of the Tibetan Plateau. *Adv Atmos Sci*, 2012, 29(5): 978-992.
- [22] 吴国雄, 何编, 刘屹岷, 等. 青藏高原和亚洲夏季风动力学研究的新进展. *大气科学*, 2016, 40(1): 22-32.
- [23] Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the 86/87 and 91/92 events. *J Meteor Soc Japan*, 1996, 74: 49-62.
- [24] Wang B, Wu R G, Fu X H. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J Climate*, 2000, 13: 1517-1536.
- [25] Li T, Wang B. A review on the western North Pacific monsoon: Synoptic-to-interannual variabilities. *Terr Atmos Oceanic Sci*, 2005, 16: 285-314.
- [26] Xie S P, Kosaka Y, Du Y, et al. Indo-western Pacific ocean capacitor and coherent climate anomalies in post-ENSO summer: A review. *Adv Atmos Sci*, 2016, 33(4): 411-432.
- [27] Wu R G. Relationship between Indian and East Asian summer rainfall variations. *Adv Atmos Sci*, 2017, 34(1): 4-15.
- [28] Li C F, Chen W, Hong X W, et al. Why was the strengthening of rainfall in summer over the Yangtze River valley in 2016 less pronounced than that in 1998 under similar preceding El Niño events? — Role of midlatitude circulation in August. *Adv Atmos Sci*, 2017, 34(11): 1290-1300.
- [29] Jiang W P, Huang G, Hu K M, et al. Diverse Relationship between ENSO and the Northwest Pacific Summer Climate among CMIP5 Models: Dependence on the ENSO Decay Pace. *J Climate*, 2017, 30: 109-127.
- [30] 陈丽娟, 袁媛, 杨明珠, 等. 海温异常对东亚夏季风影响机理的研究. *应用气象学报*, 2013, 24(5): 521-532.
- [31] Enomoto T, Hoskins B J, Matsuda Y. The formation mechanism of the Bonin high in August. *Q J Roy Meteor Soc*, 2003, 129: 157-178.
- [32] 晏红明, 王灵, 李蕊. 1—3 月欧亚大陆热力变化及其与我国降水的关系. *应用气象学报*, 2016, 27(2): 209-219.
- [33] Lu R Y. Associations among the components of the East Asian summer monsoon system in the meridional direction. *J Meteor Soc Japan*, 2004, 82: 155-165.
- [34] Ye H, Lu R Y. Subseasonal variation in ENSO-related East Asian rainfall anomalies during summer and its role in weakening the relationship between the ENSO and summer rainfall in Eastern China since the late 1970s. *J Climate*, 2011, 24: 2271-2284.
- [35] 李建平, 任荣彩, 齐义泉, 等. 亚洲区域海-陆-气相互作用对全球和亚洲气候变化的作用研究进展. *大气科学*, 2013, 37(2):

- 518-538.
- [36] Murakami T, Nakazawa T, He J. On the 40–50 day oscillations during the 1979 northern hemisphere summer. I: Phase propagation. *J Meteor Soc Japan*, 1984, 62: 440-468.
- [37] Lau K M, Chan P H. The 40–50 day oscillation and the El Niño/Southern Oscillation: A new perspective. *Bull Amer Meteor Soc*, 1986, 67(5): 533.
- [38] Wang B, Xu X. Northern Hemisphere summer monsoon singularities and climatological intraseasonal oscillation. *J Climate*, 1997, 10: 1071-1085.
- [39] Song Z H, Zhu C W, Su J Z, et al. Coupling modes of climatological intraseasonal oscillation in the East Asian summer monsoon. *J Climate*, 2016, 29: 6263-6382.
- [40] Lian Y, Shen B, Li S, et al. Mechanisms for the formation of northeast China cold vortex and its activities and impacts: An overview. *J Meteor Res*, 2016, 30(6): 881-896.
- [41] Bueh C L, Fu X Y, Xie Z W. Large scale circulation features typical of wintertime extensive and persistent low temperature events in China. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 2011, 4: 235-241.
- [42] 布和朝鲁, 谢作威. 东北冷涡环流及其动力学特征. 气象科技进展, 2013, 3(3): 34-39.
- [43] Mao J Y, Chan J C L, Wu G. Interannual variations of early summer monsoon rainfall over south China under different PDO backgrounds. *Int J Climatol*, 2011, 31(6): 847-862.
- [44] Yang J, Bao Q, Gong D Y, et al. Distinct quasi-biweekly variations of the subtropical East Asian monsoon during early and late summers. *Climate Dyn*, 2014, 42: 1469-1486.
- [45] Zhang C D. Madden-Julian Oscillation. *Rev Geophys*, 2005, 43, RG2003, DOI: 10. 1029/2004RG000158.
- [46] Lee J Y, Wang B, Wheeler M C, et al. Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region. *Climate Dyn*, 2013, 40(1-2): 493-509.
- [47] Li T. Recent advance in understanding the dynamics of the Madden-Julian oscillation. *J Meteor Res*, 2014, 28(1): 1-33.
- [48] Blackmon M L, Lee Y H, Wallace J M. Horizontal structure of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales. *J Atmos Sci*, 1984, 41(6): 961-980.
- [49] Yang J, Wang B, Wang B, et al. Biweekly and 21-30-Day variations of the subtropical summer monsoon rainfall over the Lower Reach of the Yangtze River Basin. *J Climate*, 2010, 23: 1146-1159.
- [50] Hu W T, Duan A M, Li Y, et al. The intraseasonal oscillation of eastern Tibetan Plateau precipitation in response to the summer Eurasian wave train. *J Climate*, 2016, 29: 7215-7230.
- [51] Lau K M, Kim K M. The 2010 Pakistan flood and Russian heat wave: Teleconnection of hydrometeorological extremes. *J Hydrometeorol*, 2012, 13(1): 392-403.
- [52] Yang J, Bao Q, Wang B, et al. Characterizing two types of transient intraseasonal oscillations in the eastern Tibetan Plateau summer rainfall. *Climate Dyn*, 2017, 48(5-6): 1749-1768.
- [53] Zhang C, Gottschalck J, Maloney E D, et al. Cracking the MJO nut. *Geophys Res Lett*, 2013, 40: 1223-1230, DOI: 10. 1002/grl. 50244.
- [54] Li S, Robertson A W. Evaluation of sub-monthly forecast skill from global ensemble prediction systems. *Mon Wea Rev*, 2015, 143(7): 2871-2889.
- [55] Koster R D, Guo Z C, Dirmeyer P A, et al. The second phase of the global land-atmosphere coupling experiment: Soil moisture contributions to subseasonal forecast skill. *J Hydrometeorol*, 2010, DOI: 10. 1175/2011JHM1365. 1.
- [56] Yang S, Kumar A, Wang W, et al. Snow-albedo feedback and seasonal climate variability over North America. *J Climate*, 2001, 14: 4245-4248.
- [57] Deser C, Tomas R A, Peng S. The transient atmospheric circulation response to North Atlantic SST and sea ice anomalies. *J Climate*, 2007, 20: 4751-4767.
- [58] Baldwin M P, Dunkerton T J. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 2001, 244: 581-584.
- [59] Li T, Wang B, Wu B, et al. Theories on formation of an anomalous anticyclone in western North Pacific during El Niño: A review. *J Meteor Res*, 2017, 31(6): 987-1006.
- [60] Su Q, Lu R Y, Li C F. Large-scale circulation anomalies associated with interannual variation in monthly rainfall over South China from May to August. *Adv Atmos Sci*, 2014, 31(2): 273-282.
- [61] Wang B, Li J, He Q. Variable and robust East Asian monsoon rainfall response to El Niño over the past 60 years (1957–2016). *Adv Atmos Sci*, 2017, 34(10): 1235-1248.
- [62] 任宏利, 吴捷, 赵崇博, 等. MJO 预报研究进展. 应用气象学报, 2015, 26(6): 658-668.
- [63] 贺铮, 徐邦琪, 高迎侠. BCC S2S 模式对亚洲夏季风准双周振荡预报评估. 应用气象学报, 2018, 29(4): 436-448.
- [64] 陈官军, 魏凤英, 姚文清, 等. 基于南海夏季风季节内振荡的降水延伸预报试验. 应用气象学报, 2016, 27(3): 273-284.
- [65] Liu B Q, Zhu C W. A possible precursor of the South China Sea summer monsoon onset: Effect of the South Asian High. *Geophys Res Lett*, 2016, 43, DOI: 10. 1002/2016GL071083.
- [66] Liu G, Wu R G, Wang H M. Contribution of intraseasonal oscillation to long-duration summer precipitation events over Southern China. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 2017, 10(1): 82-88.
- [67] Liu L, Zhang R H, Zuo Z Y. Effect of spring precipitation on summer precipitation in Eastern China: Role of soil moisture. *J Climate*, 2017, 30: 9183-9194.
- [68] Zuo Z Y, Zhang R H. Influence of soil moisture in eastern China on East Asian summer monsoon. *Adv Atmos Sci*, 2016, 33: 151-163.
- [69] Zuo Z Y, Yang S, Zhang R H, et al. Response of summer rainfall over China to spring snow anomalies over Siberia in the NCEP CFSv2 reforecast. *Quart J Royal Meteor Soc*, 2015,

- 141:939-944.
- [70] Zuo Z Y, Zhang R H, Wu B Y, et al. Decadal variability in springtime snow over Eurasia; Relation with circulation and possible influence on springtime rainfall over China. *Int J Climatol*, 2012, 32:1336-1345.
- [71] Zuo Z Y, Yang S, Wang W Q, et al. Relationship between anomalies of Eurasian snow and southern China rainfall in winter. *Environ Res Lett*, 2011, 6, DOI:10.1088/1748-9326/6/4/045402.
- [72] He Q, Zuo Z Y, Zhang R H, et al. Prediction skill and predictability of Eurasian snow cover fraction in the NCEP Climate Forecast version 2 reforecasts. *Int J Climatol*, 2016, 36:4071-4084.
- [73] Liu B Q, Zhu C W, Yuan Y, et al. Two types of interannual variability of South China Sea summer monsoon onset related to the SST anomalies before and after 1993/94. *J Climate*, 2016, 29:6957-6971.
- [74] Liu B Q, Zhu C W, Yuan Y, et al. Two interannual dominant modes of the South Asian High in May and their linkage to the tropical SST anomalies. *Climate Dyn*, 2017, 49:2705-2720.
- [75] Liu B Q, Zhu C W, Su J Z, et al. Why was the western Pacific subtropical anticyclone weaker in late summer after the 2015/2016 super El Niño? *Int J Climatol*, 2018, 38:55-65.
- [76] Yuan N M, Fu Z T, Zhang H, et al. Detrended partial-cross-correlation analysis: A new method for analyzing correlations in complex system. *Scientific Reports*, 2016, 5:8143.
- [77] Podobnik B, Stanley H E. Detrended cross-correlation analysis: A new method for analyzing two nonstationary time series. *Phys Rev Lett*, 2008, 100:084102.
- [78] Zebende G F. DCCA cross-correlation coefficients: Quantifying level of cross-correlation. *Physica A*, 2011, 390:614-618.

Recent Advances on Sub-seasonal Variability of East Asian Summer Monsoon

Zhu Congwen¹⁾ Liu Boqi¹⁾ Zuo Zhiyan¹⁾ Yuan Naiming²⁾ Liu Ge¹⁾

¹⁾ (*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

²⁾ (*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract

The sub-seasonal (10–90 days) variability of East Asian summer monsoon (EASM) is crucial for extreme climate disasters (e. g. , persistent heavy rainfall and heat waves) in China, which is a blind spot between the upper weather forecast and the seasonal prediction. Recent advances of EASM on sub-seasonal timescale are reported, including features of EASM sub-seasonal variation, influences of mid-latitude Eurasian soil moisture and snow cover, as well as the tropical air-sea interaction. Results show the potential predictability of EASM sub-seasonal variability depends on the phase-locking between the sub-seasonal variability and seasonal cycle of EASM. The sub-seasonal variation of EASM is the intrinsic physical mode, which is different from the Madden-Julian Oscillation. It is featured by the intra-seasonal interaction among the western Pacific subtropical high (WPSH), the South Asian High (SAH) and the Mongolian cyclone (MC), along with the alternation of sub-seasonal rain belt in China. The onset of South China Sea summer monsoon (SCSSM), the emergence of Meiyu over the Yangtze River and the starting of rainy season in North China are critical for both the seasonal and sub-seasonal prediction of summer rainfall in China. In mid-May, the eastward extension of SAH onto the South China Sea is vertically coupled with the retreat of WPSH, leading to the onset of SCSSM. Afterwards, the temporal evolution of sub-seasonal modes induced by WPSH, SAH and MC determines the beginning of rainy season over the Yangtze River and North China. Another predicting source of EASM sub-seasonal variation is the interaction between underlying forcing and atmospheric circulation. On one hand, the spring soil moisture over East China acts as an important precursor of summer monsoon onset and anomalous summer rainfall, and the spring snow cover over Eurasian continent could modulate the rainfall over South China. On the other hand, the relationship between tropical air-sea interaction and SCSSM onset shows evident interdecadal variation. The decaying rate of ENSO events and the mid-latitude wave activity in the upper troposphere can alter the sub-seasonal variation of EASM on interannual timescale. In addition, a new detrended DPCCA method is developed to investigate the interaction among multi-factors of EASM on multi-timescales. Unsolved questions about the sub-seasonal variation of EASM include objectively qualifying EASM sub-seasonal modes, the crucial process affecting year-by-year changes of EASM sub-seasonal modes, and co-effects of underlying factors on EASM sub-seasonal modes.

Key words: East Asian summer monsoon; sub-seasonal variability; interaction between extra-tropical and tropical circulation; co-effects of underlying factors