

庞轶舒, 祝从文, 马振峰, 等. 2019. 东亚夏季环流多齿轮耦合特征及其对中国夏季降水异常的影响分析 [J]. 大气科学, 43(4): 875–894. Pang Yishu, Zhu Congwen, Ma Zhenfeng, et al. 2019. Coupling wheels in the East Asian summer monsoon circulations and their impacts on precipitation anomalies in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43 (4): 875–894. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1808.18164

东亚夏季环流多齿轮耦合特征及其对中国夏季降水异常的影响分析

庞轶舒^{1,2} 祝从文³ 马振峰^{1,2} 秦宁生^{1,2}

1 四川省气候中心, 成都 610072

2 中国气象局成都高原气象研究所/高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室, 成都 610072

3 中国气象科学研究院, 北京 100081

摘 要 东亚夏季风成员的相互作用, 构成了东亚夏季风高、低层环流的“多齿轮耦合”形态。本文利用多变量主成分分析 (MV-EOF) 等方法诊断分析了东亚夏季风多齿轮耦合的变化特征、耦合机制、时间稳定性、空间稳定特征及其对中国夏季降水的影响机制, 并在此基础上构建了典型多齿轮耦合形态影响夏季降水的概念模型。结果表明, 多齿轮耦合受到垂直温、压场的强迫和青藏高原大地形的影响, 主要表现在年际变化上 (周期为 2~6 年)。其前两个模态稳定地反映了东亚夏季风成员典型联动作用。在第一模态中, 北方气旋、南亚高压和西太平洋副热带高压为主要耦合系统。其中北方气旋为正压结构, 在高层通过南侧偏西气流与南亚高压耦合, 南亚高压则通过中纬东部地区下沉辐散气流与西太平洋副热带高压联动。当该耦合模态增强时, 有利于中国夏季降水呈自北向南“+ - + -”分布。第二模态主要反映中高纬气旋、东亚副热带西风气流、南亚高压、西北太平洋反气旋系统和西太平洋副热带高压耦合特征。其中, 中高纬气旋和西北太平洋反气旋为正压系统, 两者通过其间的东南气流联动。气旋系统在高层通过南侧西风与东亚副热带西风急流和南亚高压联动。反气旋在中低层通过南侧的偏东气流影响副热带高压强度和面积。当该耦合模态增强时, 中国黄河以北及河套地区降水偏多, 黄河以南降水偏少。

关键词 多齿轮耦合 东亚夏季风 夏季降水异常 稳定性检验

文章编号 1006-9895(2019)04-0875-20

中图分类号 P466

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1808.18164

Coupling Wheels in the East Asian Summer Monsoon Circulations and Their Impacts on Precipitation Anomalies in China

PANG Yishu^{1,2}, ZHU Congwen³, MA Zhenfeng^{1,2}, and QIN Ningsheng^{1,2}

1 Sichuan Climate Center, Chengdu 610072

2 Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610072

3 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract The interaction of East Asian summer monsoon (EASM) members constitutes the “the coupling wheels”

收稿日期 2018-05-17; 网络预出版日期 2018-09-25

作者简介 庞轶舒, 女, 1988 年出生, 硕士, 工程师, 主要从事短期气候预测研究。E-mail: pangyishu@126.com

资助项目 国家自然科学基金项目 41221064、41475057、41772173, 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室科技发展基金项目省重点实验室 2018-青年-06, 气象预报业务关键技术发展专项 YBGJXM(2017)05-06

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41221064, 41475057, 41772173), Heavy Rain and Drought - Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan Province (Grant 2018-YOUTH-06), Project for Development of Key Techniques in Meteorological Forecasting Operation (Grant YBGJXM(2017)05-06)

pattern for the circulations over the upper and lower layers of EASM. In this paper, the variation, mechanisms, temporal and spatial stability of the coupling wheels as well as their impacts on abnormal precipitation over China in the East Asian summer monsoon (EASM) region are diagnosed and analyzed using Multi-Variable Empirical Orthogonal Function (MV-EOF). On the basis of the above work, conceptual models are constructed for typical coupling wheels in the EASM and their impacts on summer rainfall. Our results show the coupling wheels are manifested in interannual variation (with the period of about 2–6 years) and forced by vertical temperature and pressure fields as well as the large terrain of the Tibet Plateau. The first two modes of the coupling wheels are stable and reflect typical linkages between the EASM members. In the first mode, the Northern Cyclone (NC), the South Asian high (SAH) and the western Pacific subtropical high (WPSH) are the major coupling components. As a barotropic system, the NC couples with the SAH through westerly winds on its southern side, while the SAH interacts with the WPSH by divergent descending air flow in the eastern part of middle-latitude area. When this mode enhances, summer rainfall distribution in China shows a pattern of “+ - + -” from north to south. The second mode mainly reflects the coupling characteristics of the mid- and high-latitude cyclones, the East Asian subtropical westerly jet (EASWJ), the SAH, the Northwest Pacific anticyclone (NPA) and the WPSH. As barotropic systems, the mid- and high-latitude cyclones and NPA are linked by southeasterly winds. In addition, the cyclones are coupled with the SAH and the EASWJ through westerly winds on the southern side of the cyclones in upper layers. While the intensity and area of the WPSH are affected by easterly winds on the southern side of the NAP in lower layers. Enhancement of this coupling mode is favorable for more precipitation over areas to the north of the Yellow River and the HETAO region, but less rainfall would occur to the south of the Yellow River.

Keywords Coupling wheels, East Asian summer monsoon, Summer rainfall anomalies, Stability test

1 引言

东亚夏季风 (EASM) 是亚洲季风的重要组成部分, 其移动和变化直接影响着中国乃至整个东亚地区夏季的天气和气候 (郭其蕴, 1985; Tao and Chen, 1987), 一直是大气科学研究领域的重点和热点问题。经过近半个世纪, 关于东亚夏季风的研究累积了大量有意义的成果。作为夏季风系统的重要成员, 西太平洋副热带高压 (WPSH, 以下简称西太副高)、南亚高压 (SAH)、副热带西风急流和中高纬度气旋系统对季风的推进和中国夏季雨带的变化有重要的影响。研究发现, 当夏季西太副高脊线位置偏南, 江淮流域汛期降水偏多, 夏季西太副高脊线位置偏北, 江淮流域汛期降水偏少 (黄荣辉和孙凤英, 1994; 张庆云和陶诗言, 1998, 2003; 刘屹岷等, 2013)。南亚高压存在明显的东西振荡年际变化, 表现出东、西双模态特征 (张琼等, 2000; 钱永甫等, 2002; Zhang et al., 2002), 当其为东部型模态, 长江下游及西北地区多雨, 华北和华南等大片地区干旱少雨; 为西部型模态, 中国西南至华北大片东北—西南走向的地区降水偏多, 西北地区高温干旱 (钱永甫等, 2002)。与此同时, 南亚高压南北位置摆动对中国夏季降水影响显著, 当位置偏北 (南), 华北地区降水偏多 (少), 长江

流域降水减少 (多) (魏维等, 2012)。副热带西风急流对亚洲夏季风的爆发、中国东部雨带由南向北推进有重要影响 (陶诗言等, 1958; 李崇银等, 2004; 廖清海等, 2004), 当急流位置偏北, 主要降水位于华北和东北, 而急流位置偏南, 夏季雨带则主要位于长江以南地区 (陆日宇等, 2013)。贝加尔湖地区对流层的蒙古气旋是影响东亚夏季风的冷空气载体 (徐康等, 2011a, 2011b; Zhu et al., 2012), 蒙古气旋加强 (减弱) 有利于东北亚夏季降水的增加 (减少)。

东亚夏季风是一个三维环流系统, 高层、低层、南向、北向环流之间均存在相互作用 (Yu and Zhou, 2007)。对流层低层的盛行西南风和高层的盛行东北风, 形成了典型的经向垂直季风环流 (朱乾根等, 2000)。杜银等 (2009) 研究发现, 夏季中国东部北涝南旱和南涝北旱降水分布形势与高低空急流耦合有密切联系。Wang et al. (2013) 和 Kim et al. (2014) 研究证实, 东亚夏季风的年际变化不仅受到热带海—气相互作用的影响, 同时受到中高纬度海—气相互作用及其年代际尺度振荡的制约。在季节尺度内, 西太平洋副热带高压西进北抬与对流层上层南亚高压系统位置变化密切关联, 两者相向而行, 相背而离 (陶诗言和朱福康, 1964; 任荣彩等, 2007)。陆日宇和富元海 (2009) 研究

发现, 夏季西太副高的变化受到中高纬度环流的影响。当西太副高偏强时, 夏季的中高纬度环流表现为东亚大槽和贝加尔湖的位势高度场偏强, 东亚盛行经向型环流, 而在西太副高偏弱年份则相反(吴国雄等, 2003)。当夏季极涡扩大, 副高减弱, 南亚高压易偏西; 极涡收缩, 副高压增强, 南亚高压则易东伸(张先恭和魏凤英, 1990; 陈永仁和李跃清, 2007)。研究还发现, 对流层中上层出现的年代际尺度变冷通过其上层的气旋式环流异常, 使东亚急流轴以南的西风加强, 急流轴南移, 配合冷区低层正位势高度异常诱发的南北风异常, 使得夏季风减弱, 造成“南涝北旱”型降水异常分布, 这种异常特征与北大西洋涛动的年代际变化存在联系(Yu and Zhou, 2007; 宇如聪等, 2008)。

东亚夏季风成员的相互作用, 构成了东亚夏季风高、低层环流的“多齿轮耦合”形态。这种“多齿轮耦合”是驱动东亚夏季风环流的主要动力, 直接影响夏季风的强度、水汽的输送、冷暖空气相互作用的位置, 进而影响中国雨带的位置变化及降水强度。“多齿轮耦合”的复杂性则增加了中国夏季降水预报的难度。然而, 过去的研究对整个东亚夏季风多成员的耦合作用, 即“多齿轮耦合”特征及其对中国夏季降水的影响较少, Song et al. (2016) 对东亚夏季风年内振荡的多齿轮耦合进行研究, 得到有效的成果。因此, 进一步揭示东亚夏季风“多齿轮耦合”的变化特征及其对中国夏季降水的影响, 对认识热带和中纬度海—气协同变化, 以及提高中国夏季降水季节预测具有重要的科学意义。

2 资料与方法

2.1 资料

(1) 1981~2014年夏季(6~8月)美国国家环境预报中心(NCEP/NCAR)再分析月平均资料, 要素包括高度、水平风速、垂直速度、气温、比湿度、海平面气压(水平空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$; 垂直空间分辨率: 高度、气温为17层, 水平风速、垂直速度为12层, 比湿为8层)。

(2) 由中国气象局国家气候中心提供的1980~2013年142项环流指数资料和1981~2014年中国160站夏季(6~8月)月平均降水资料。

(3) 副热带西风急流强度的计算方法参考况雪源和张耀存(2006)的研究, 定义为区域(20°N

~ 55°N , 60°E ~ 150°E)的平均纬向风速值。

(4) 蒙古气旋强度定义为850 hPa上区域(40°N ~ 50°N , 100°E ~ 120°E)涡度平均值。

2.2 方法

东亚夏季风的范围大致包括中国东部、朝鲜半岛和日本等地(朱乾根等, 2000), 并与其他季风系统共同作用, 影响着中国西部地区的降水分布(白莹莹等, 2014)。综合考虑东亚夏季风的活动区和影响区, 本文将区域(10°N ~ 60°N , 70°E ~ 150°E)定义为东亚夏季风区, 即研究目标区域。与此同时, 考虑到东亚夏季风环流系统主要活跃在对流层上层、中层和低层, 而在一定程度上低层风场受中层环流系统的影响, 其异常能够反映中层系统的特征。因此本文重点研究200 hPa和850 hPa风场的耦合作用。

本文首先利用多变量主成分分析(简称MV-EOF)方法对1981~2014年东亚夏季风区的200 hPa和850 hPa标准化风场进行分解, 取其前四个模态进行分析和研究。在研究过程中, 利用Morlet小波分析方法分析主模态时间系数的变化特征。利用统计相关及回归方法研究主模态的垂直温、压、风场的特征, 与东亚环流系统指数的变化关系, 对中国夏季降水的影响机制等, 并采用Student *t*检验和联合假设(F)检验方法分别检验相关和回归系数的显著性。与此同时, 参照庞轶舒等(2014)的方法将各模态的时间稳定指数SI定义为利用滑动交叉方法处理[公式(1)]前与后, MV-EOF各模态空间场的距平相关系数[简称ACC, 如公式(2)所示]和时间系数的时间相关系数[简称TCC, 如公式(3)所示]的乘积。同时, 将时间稳定标准设为0.5, 以检验东亚高、低层环流“多齿轮耦合”主模态的时间稳定性。

$$R_{i,N} = R_0 - \left(\sum_{k=i}^{i+(N-1)} r_k \right), \quad (1)$$

其中, $R_{i,N}$ 为样本长度处理后的资料($i=1981, 1982, \dots, 2014$; N 为剔除样本长度: $N=1, 2, 3, 4, 5$); R_0 为原始资料(1981~2014年要素场); r 为样本元素。

$$\text{ACC} = \frac{\sum_{j=1}^M (a'_j - \bar{a}') (b'_j - \bar{b}')}{N s_{a'} s_{b'}}, \quad (2)$$

其中, $a'_j = a_j - a_{c_j}$, $b'_j = b_j - b_{c_j}$, a_{c_j} 和 b_{c_j} 分别表示气象要素A和B的气候平均值, \bar{a}' 和 \bar{b}' 分别表示A

和 B 的气候距平值的空间平均值, s_a 和 s_b 分别表示 A 、 B 气象要素的气候距平值的空间方差。

$$TCC_{xy} = \frac{\sum_{t=1}^N [x(t) - \bar{x}][y(t) - \bar{y}]}{\sqrt{\sum_{t=1}^N [x(t) - \bar{x}]^2 \sum_{t=1}^N [y(t) - \bar{y}]^2}}, \quad (3)$$

其中, $x(t)$ 和 $y(t)$ 分别为两个变量的时间序列, N 表示时间序列长度, $\bar{x} = \sum_{t=1}^N x(t)$, $\bar{y} = \sum_{t=1}^N y(t)$ 。

MV-EOF 方法又称 MCA (maximum covariance analysis) 或 CPCA (principal component analysis with the fields combined), 是经验正交分解方法的延伸, 指两个或两个以上的变量场结合成一个矩阵[见公式 (4)]进行 EOF 分解, 得到的模态能够解释变量场之间的最大协方差 (Bretherton et al., 1992; Wallace et al., 1992)。Kutzbach (1967) 曾指出两个或多个变量场能够结合在一起进行 EOF 分解, 并且这种方法能得到各个变量场之间的关系, 提取出变量之间关系的主成分。Bretherton et al. (1992) 研究指出 MV-EOF 方法得到的耦合模态比 BP (Barnett and Preisendorfer)、SVD (singular value decomposition) 等方法得到的更加准确。多年来, 气象学者们利用此方法做了很

多有意义的研究 (De Mey and Robinson, 1987; Fukumori and Wunsch, 1991; Gavart and De Mey, 1997; Maes, 1999; Sparnocchia et al., 2003; Zheng and Zhu, 2010; Ding et al., 2011, Song et al., 2016)。例如, Zheng and Zhu (2010) 利用该方法平衡一种卡尔曼集合滤波器的初始集合场。Ding et al. (2011) 通过该方法分析北半球夏季热带降水与 200 hPa 高度场以研究北半球夏季热带—温带的大气遥相关。

$$\mathbf{X} = [x_1, \dots, x_{M+N}] = \left[\frac{\delta R_1}{\sigma_1^R}, \dots, \frac{\delta R_M}{\sigma_M^R}, \frac{\delta C_1}{\sigma_1^C}, \dots, \frac{\delta C_N}{\sigma_N^C} \right], \quad (4)$$

其中, R 和 C 分别表示时间长度均为 T 的两个变量, M 和 N 分别是它们空间格点数, δR_k 和 δC_k 分别表示两个变量在不同格点的距平值, σ_k^R 和 σ_k^C 分别表示两个变量在不同格点的标准差 ($k=1, \dots, M$ 或 N), $\delta R_k/\sigma_k^R$ 和 $\delta C_k/\sigma_k^C$ 即为两个变量在不同格点上的标准值。由于 MV-EOF 方法分解的结果对变量的选取和区域的确定十分敏感, 为检验和说明文中所得的东亚夏季风高低环流耦合典型模态在增加其他变量或改变分析区域后的稳定特征, 本文采用了 16 种试验方案 (见表 1) 进行 MV-EOF 分析, 并在此基础上通过 ACC 和 TCC 两种方法与原方案各模态

表 1 检验 1981~2014 年夏季区域 (10°N~60°N, 70°E~150°E) 的 200 hPa 和 850 hPa 风场的 MV-EOF 前四个模态稳定特征的试验方案

Table 1 Spatial stability feature test schemes for the first four Multi-Variable Empirical Orthogonal Function (MV-EOF) modes of 200 hPa and 850 hPa wind fields over the region of (10°–60°N, 70°E–150°E) in the summers from 1981 to 2014

方案序号	试验区域	MV-EOF 分析的变量
1	(0°~70°N, 60°E~160°E)	200 hPa 和 850 hPa 风场
2	(20°N~50°N, 80°E~140°E)	200 hPa 和 850 hPa 风场
3	(10°N~60°N, 60°E~160°E)	200 hPa 和 850 hPa 风场
4	(10°N~60°N, 70°E~140°E)	200 hPa 和 850 hPa 风场
5	(10°N~60°N, 80°E~140°E)	200 hPa 和 850 hPa 风场
6	(10°N~60°N, 80°E~150°E)	200 hPa 和 850 hPa 风场
7	(0°~60°N, 70°E~150°E)	200 hPa 和 850 hPa 风场
8	(0°~70°N, 70°E~150°E)	200 hPa 和 850 hPa 风场
9	(10°N~70°N, 70°E~150°E)	200 hPa 和 850 hPa 风场
10	(20°N~50°N, 70°E~150°E)	200 hPa 和 850 hPa 风场
11	(10°N~60°N, 70°E~150°E)	200 hPa、850 hPa 风场和 500 hPa 高度场
12	(10°N~60°N, 70°E~150°E)	200 hPa、600 hPa、850hPa 风场和 500 hPa 高度场
13	(10°N~60°N, 70°E~150°E)	200 hPa、850 hPa 风场和中国 160 站降水量
14	(0°~90°N, 0°~180°)	200 hPa 和 850 hPa 风场
15	(0°~90°N, 0°~360°)	200 hPa 和 850 hPa 风场
16	(90°S~90°N, 0°~360°)	200 hPa 和 850 hPa 风场

进行对比分析，当ACC和TCC均高于0.5时，表示原方案相应模态的空间特征稳定。

文中的气候平均指1981~2010年，850 hPa风场经地形缺测（海拔1500 m以上）处理后参与计算。

3 东亚夏季风多齿轮耦合主成分时空特征及其稳定性分析

东亚夏季风区高、低层环流“多齿轮耦合”前4个模态累计方差贡献率为42.7%，呈现出东亚夏季风高低层环流耦合的主要形态（图1）。在第一模态200 hPa环流场中，40°N以南的大部分地区被一闭合反气旋系统所控制，系统中心位于（30°N，110°E）。该系统以北的西伯利亚地区为一个闭合气旋系统，所控区域相对较小。两个系统通过之间的西风气流相互作用（图1a）。在低层850 hPa环流场中，中高纬地区同样出现气旋系统，与高层的气旋系统相比，该系统控制范围扩大，中心向东南偏移至中国北方地区。而在中低纬地区，副热带和热带的反向气流在西太平洋海域构成反气旋系统，中国南方大部分地区受该系统西侧的西南气流控制，这股气流由孟加拉湾的西南风和菲律宾海的东南风汇合而成（图1e）。该模态的空间分布展现了夏季南亚高压、西太副高和蒙古气旋等系统的耦合状态。其时间系数（PC）与西太副高面积、强度和

脊线位置特征指数，南亚高压强度和东西位置指数，蒙古气旋强度指数的相关系数均通过90%的显著性检验，其中与西太副高面积、脊线位置和南亚高压强度的相关系数通过99%的显著性检验（表2）。这种“多齿轮耦合”分布型是最常影响东亚夏季天气和气候的形态，北方气旋系统和南亚高压通过两者之间的偏西气流联动增强，低层中高纬气旋活动加强，范围扩大，偏北风增强，中低纬西太副高增大、增强、位置偏南。这种年际尺度的耦合变化，与季内变化尺度南亚高压与西太副高“相向而行，相背而离”的相互作用（陶诗言和朱辐康，1964）略有不同。

在第二模态的200 hPa环流场上，我国上空为“鞍形”环流控制，中心位于青藏高原。中心以北和以南地区为气旋环流，以东和以西为反气旋环流，其中东侧反气旋环流形成闭合系统，以渤海湾为中心，控制着我国中、东部地区；北侧气旋环流同样形成闭合系统，控制着蒙古地区（图1b）。在850 hPa环流场上，蒙古地区为气旋环流，西北太平洋为反气旋系统，西太平洋暖池区为气旋环流，（图1f）。该模态的空间分布着重反映了夏季北方蒙古气旋、西北太平洋环流系统以及西太副高之间的耦合形态。其PC与西太副高面积、强度、脊线位置，东亚副热带西风急流强度和蒙古气旋强度等指数的相关系数均通过99%的显著性检验，与南亚

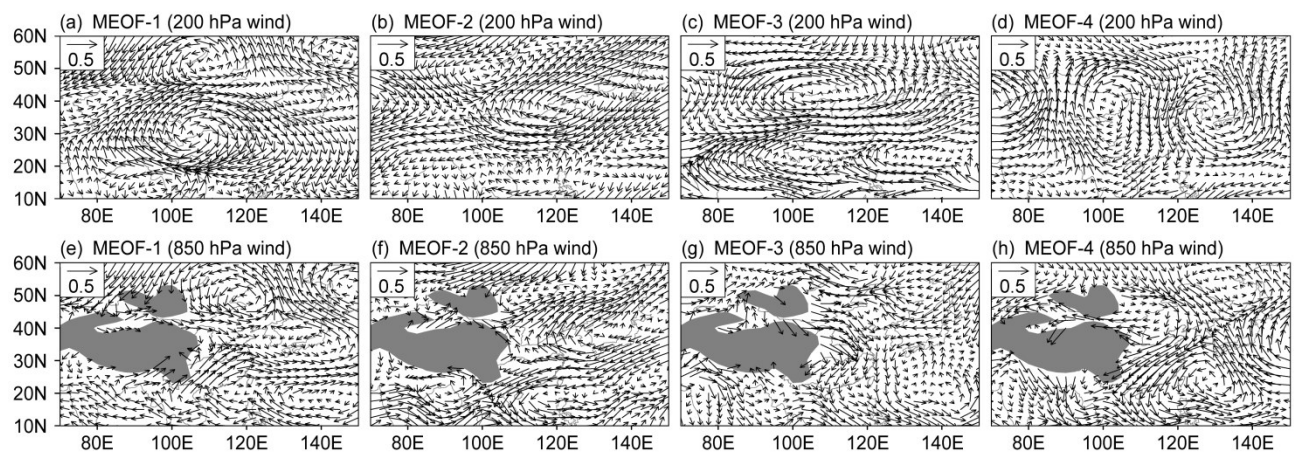


图1 1981~2014年夏季（10°N~60°N，70°E~150°E）区域200 hPa（第一行）和850 hPa（第二行）风场的多变量主成分分析（MV-EOF）（a、e）第一模态、（b、f）第二模态、（c、g）第三模态和（d、h）第四模态的空间分布。第一到第四模态的方差贡献率依次为13.86%、11.18%、9.00%和8.63%。灰色阴影表示海拔高度超过1500 m的地形

Fig. 1 Spatial distribution of (a, e) the first, (b, f) second, (c, g) third, and (d, h) four MV-EOF modes of 200 hPa (top line) and 850 hPa (bottom line) wind fields over the region of (10°N~60°N, 70°E~150°E) in the summers from 1981 to 2014. Variance contributions by the first four modes are 13.86%, 11.18%, 9.00%, and 8.63%, respectively. The areas shaded in gray indicate terrain height above 1500 m

表2 1981~2014年夏季(10°N~60°N, 70°E~150°E)区域200 hPa和850 hPa风场的MV-EOF前四个模态PC系数与9个季风环流系统指数的相关系数

Table 2 Correlation coefficients between Principle Coefficients of the first four MV-EOF modes of 200 hPa and 850 hPa wind fields over region (10° N-60° N, 70° E-150° E) and nine indices of different monsoon circulation systems in the summers from 1981 to 2014

	PC系数与9个季风环流系统指数的相关系数								
	西太副高面积	西太副高强度	西太副高脊线位置	西太副高西伸脊点	南亚高压强度	南亚高压东西位置	南亚高压南北位置	东亚副热带西风急流	蒙古气旋强度
PC-1	0.44***	0.40**	-0.53***	-0.27	0.51***	0.28*	-0.25	-0.24	0.29*
PC-2	-0.53***	-0.51***	0.58***	-0.27	0.24	0.04	0.42**	0.56***	0.47***
PC-3	-0.21	-0.23	-0.03	0.07	0.01	-0.12	-0.38**	-0.34**	0.44***
PC-4	-0.11	-0.10	0.26	0.27	-0.30*	-0.11	-0.34**	-0.10	-0.44***

*表示通过90%显著性检验; **表示通过95%显著性检验; ***表示通过99%显著性检验。

高压南北位置的相关系数通过95%的显著性检验(表2)。在这种“多齿轮耦合”形态中,蒙古气旋高、低层同时增强,其高层南侧西风增强,进而加强东亚副热带西风急流,南亚高压位置偏北。同时,该系统东南侧的偏南气流增强,使西北太平洋高、低层反气旋式环流增强,进而加强西太副高北侧的偏东气流,副热带高压强度减弱,面积减小。

在第三模态中,200 hPa环流表现为南北反向分布:中高纬30°N以北为闭合气旋系统控制,中心位于内蒙古;中低纬为反气旋环流,并在印度半岛和西太平洋形成两个闭合反气旋系统(图1c)。在低层850 hPa环流场中,中国大部分地区受西北气流控制,而我国东北至贝加尔湖地区则受东南气流控制,两股气流在贝湖东南侧形成东南-西北风切变。日本海南侧则为闭合气旋系统(图1g)。在该模态的空间分布中,并没有出现典型的东亚季风系统。其PC与南亚高压南北位置和东亚副热带西风急流强度的相关系数通过95%的显著性检验,与蒙古气旋强度的相关系数通过99%的显著性检验(表2)。在该模态中,南亚高压偏南(北)对应东亚副热带西风急流偏弱(强),与第二模态中两个系统的耦合作用相同。然而蒙古气旋系统与南亚高压、副热带西风急流的耦合作用则与第二模态相反,蒙古气旋强度增强,东亚副热带西风急流减弱,南亚高压偏南,呈反向变化。这可能与两个模态中北方气旋所处的位置不同有关。

在第四模态中,200 hPa环流场主要为自西向东“气旋、反气旋、气旋”的波列,中心分别位于

中纬地区的中亚、中国中西部和西北太平洋,三个系统联动作用,控制着我国(图1d)。在850 hPa环流场中,以西太平洋暖池为中心的气旋系统控制着中国南方大部地区,而北方则除青藏高原北侧受偏东风控制外,其余地区受西北气流控制。该模态空间分布型,主要反映了高层环流波列与北方气旋的联动作用。其PC与南亚高压强度、南北位置和蒙古气旋强度指数的相关系数分别通过90%、95%、99%的显著性检验(表2)。当南亚高压偏弱、偏南时,蒙古气旋强度减弱。

由上述分析可以发现,东亚夏季风“多齿轮耦合”形态具有多样性和复杂性的特征,不同模态侧重反映季风成员不同的耦合作用。其中,第一、二模态明确地反映出东亚夏季风典型环流系统之间的耦合关系。另外,“多齿轮耦合”形态的多模态分析将部分成员之间的联动关系放大,如东亚副热带西风急流强度和蒙古气旋强度的相关系数仅为0.15,不具有显著性,但在MV-EOF第二、三模态中,两者具有耦合效应。

东亚夏季风“多齿轮耦合”形态的变化突出表现在年际尺度中,前四个模态的PC变化周期均为2~6年,但不同模态的显著时段不完全相同。由图2a可以看出,第一模态变化的显著时段为20世纪80年代初至2013年,横跨30多年未间断。其中,1990年代以前,该模态的变化周期为5年左右;进入1990年代,该模态的变化周期转为2~5年;2005年之后,变化周期为4年。第二模态的显著变化时段主要在1998年之前,其中1986年以前和1992~1998年表现为2~4年的振荡周期,1986

~1992年的周期为4~6年。在2002年以后，该模态的耦合作用重新影响东亚季风环流，变化周期为3年（图2b）。第三模态的显著时段主要出现在1990年代前期和2007年之后，周期为2~3年，其余时间段的变化均不显著（图2c）。第四模态主要有3个显著变化时段，第一个为1980年代到1990年代，第二个为1995年至2004年，第三个为2007年以后，其变化周期均为2~4年（图2d）。各模态显著周期和时段的不同，突出了东亚夏季风环流各个成员的耦合特征的复杂性。这种复杂性同时体现在多模态的显著时段的重合上，即在大多数时段内，东亚季风高低环流的耦合作用是多模态叠加之后的特征。但可以发现，第一、二、四模态的时间变化的显著时段明显长于第三模态。

各模态时间稳定性检验结果表明第一个模态各分量的SI（200 hPa的U、V风场和850 hPa的U、V风场）在滑动剔除1~2年时均高于0.7，高度稳定，剔除3年时均高于0.5，稳定。当剔除样本超

过3年以上，各分量开始出现不稳定，不稳定时段主要对应剔除2000年后的5年和2001年后的4、5年（图3a, e, i, m），这一时段恰好是该模态4~5年变化周期的显著时段（图2a）。由于第一模态出现4~5年周期的年份占总样本长度的1/6，而不稳定的年份分别占总年数的1/34和1/17，因此可以认为第一模态所展现出的高低环流“多齿轮耦合”分布是稳定存在的。在第二模态的各分量中，U风场的时间稳定性大于V风场，低层风场稳定于高层风场。850 hPa U、V风场在 $N \leq 3$ 时， $SI > 0.5$ ，分布稳定；当N为4时，有2个不稳定年份；当N为5时，U风场有4个不稳定年份，V风场有5个不稳定年份（图3j, n）。200 hPa U、V风场在 $N \leq 2$ 时稳定，当N为3时2001年不稳定，随着N增大，U风场的不稳定年份增加至3个和6个，V风场的不稳定年份均较U风场多1个（图3f）。这说明第二模态在样本量改变不超过3年时基本稳定，超过3年时稳定度下降。相较于前两个模态，第三、四模态

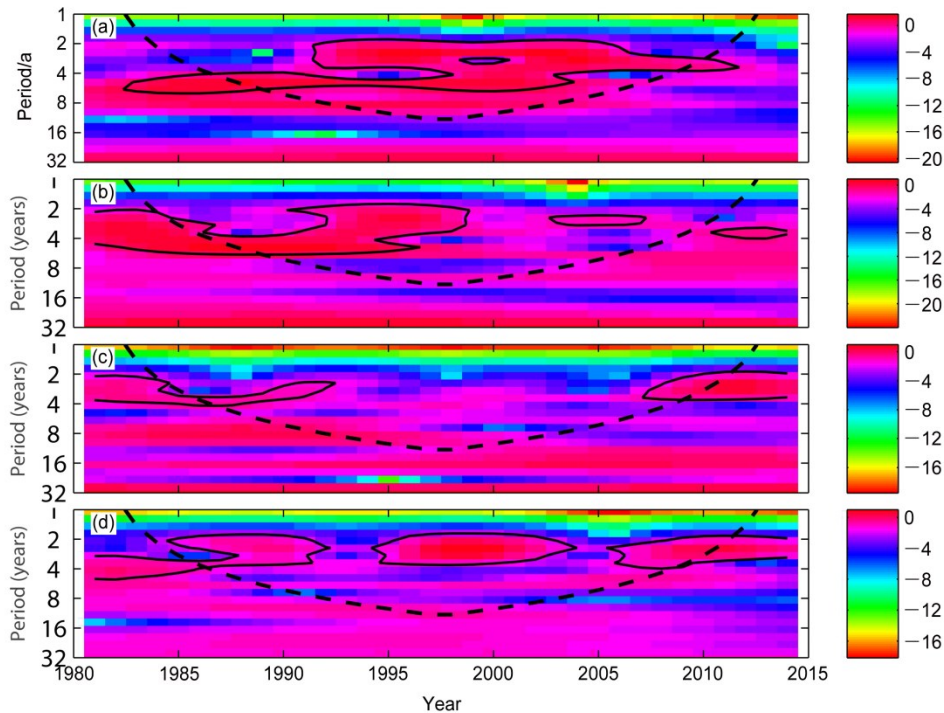


图2 1981~2014年夏季（10°N~60°N，70°E~150°E）区域的200 hPa和850 hPa风场的MV-EOF（a）第一、（b）第二、（c）第三和（d）第四模态PC系数的Morlet小波分析结果。黑色实线内的紫红色阴影部分表示通过95%信度显著性的红噪声标准谱检验区域，虚线表示影响锥曲线（COI），在该曲线以外的功率谱受边界效应影响而不予考虑

Fig. 2 The Morlet wavelet analysis results of PCs for (a) the first, (b) second, (c) third, and (d) four MV-EOF modes of 200 hPa and 850 hPa wind fields over the region of (10°N~60°N, 70°E~150°E) in the summers from 1981 to 2014. Purple-red shaded areas inside the black solid line indicate red noise standard spectrum passing the 95% confidence level, and the dotted line indicates COI (cone of influence), the area outside which would not be considered for boundary effect

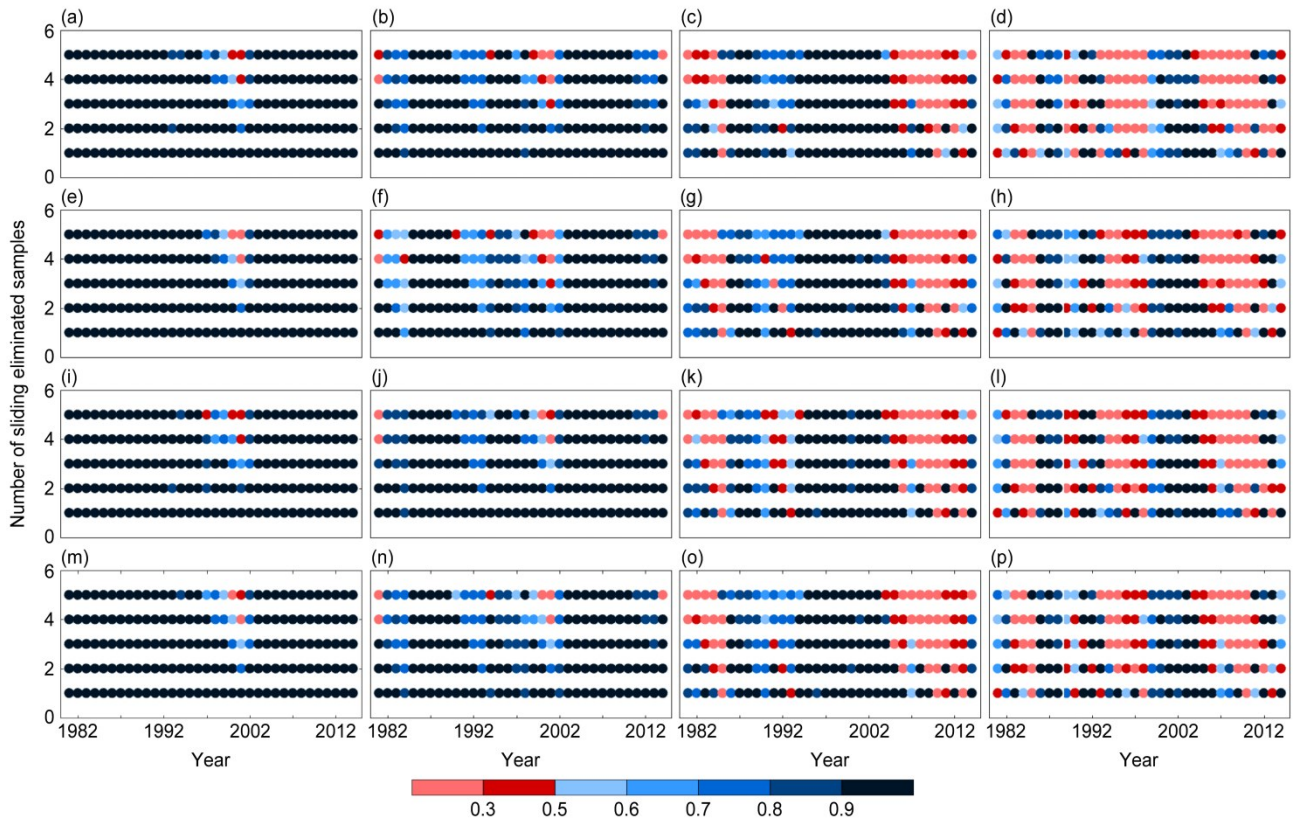


图3 1981~2014年夏季(10°N~60°N, 70°E~150°E)区域的(a-h) 200 hPa和(i-p) 850 hPa U 、 V 风场的MV-EOF第一模态(第一列)、第二模态(第二列)、第三模态(第三列)和第四模态(第四列)的时间稳定性系数(填色, 简称SI)。纵坐标为滑动剔除样本量, 横坐标为滑动剔除的起始年份

Fig. 3 Temporal stability coefficients (SI, shaded) of the first (first column), second (second column), third (third column), and four (fourth column) MV-EOF modes of (a-h) 200 hPa and (i-p) 850 hPa U , V wind fields over the region of (10°N~60°N, 70°E~150°E) in the summers from 1981 to 2014. The ordinate is for the number of sliding eliminated samples and the abscissa represents the starting time of sliding elimination

的时间稳定性较差, 各分量在 N 为1时, 不稳定年份均达到3~5个, 随着 N 增大, 不稳定年份进一步增多, 这说明这两个模态所表现出的东亚夏季风高低耦合环流分布状态不是稳定存在的。

在各模态空间稳定试验中, 方案15和16的各模态中均未出现东亚夏季风区高低环流耦合前四个模态的分布特征(图略)。当耦合范围缩小至东北半球时(方案14), 仅第一模态的空间分布型出现在该方案的第三模态中, 方差贡献率为7.33%(图略)。可见东亚夏季风区高低环流耦合典型模态的出现与MV-EOF区域的确定有重要关系。在全球和北半球范围内, 东亚夏季风区作为其中一个小区域, 其高低环流耦合特征的方差贡献小, 无法得到反映。而在东北半球中, 东亚夏季风区是相对重要的气候区域, 其高低环流耦合最主要的模态能够得到体现。当所选分量的范围缩小至东亚夏季风影响

区域, 但与东亚夏季风区在范围、纬度和经度上有区别时(见表1方案1~10), 第一模态与各试验方案对应模态空间场的ACC均超过0.5, 时间系数的TCC均超过0.7, 恒稳定(图4a和图5); 对于第二模态, 除与方案1和7的200 hPa V 风场, 以及方案10的850 hPa U 风场的ACC低于0.5外, 其余分量均高于0.5, 而时间系数TCC均高于0.5, 基本稳定(图4b和图5); 第三模态在方案1、6、7、8、9和10中均有1个分量的ACC小于0.5, 在方案2中有2个分量小于0.5, 其余均大于0.5, 时间系数TCC均高于0.5, 稳定度略低(图4c和图5); 第四模态的ACC则除在方案2和10中有两个分量(200 hPa U 、 V 风场), 在方案6中有一个分量(200 hPa U 风场)小于0.5外, 其余分量均大于0.5, 其TCC则在方案2和10中小于0.5, 其余均大于0.5, 稳定度较低(图4d和图5)。由此可见, 在东亚夏季风影响的范

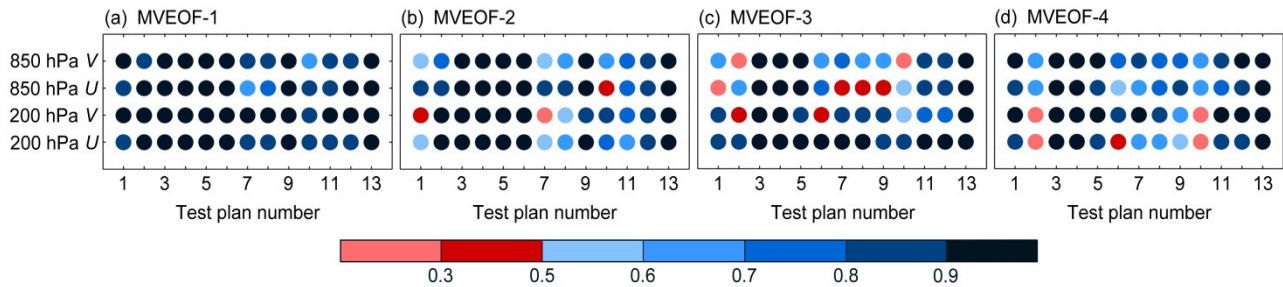


图4 1981~2014年夏季(10°N~60°N, 70°E~150°E)区域200 hPa和850 hPa风场的MV-EOF前四个模态与不同试验方案对应模态空间场的距平相关系数(ACC)。纵坐标表示各要素,横坐标代表不同试验方案,详细见表2

Fig. 4 ACC (anomaly correlation coefficients) between (a) the first, (b) second, (c) third, and (d) four MV-EOF modes of 200 hPa and 850 hPa wind fields over the region of (10°N-60°N, 70°E-150°E) and their corresponding modes from different MV-EOF test schemes in the summers from 1981 to 2014. The ordinate represents element and the abscissa represents different test schemes listed in Table 2

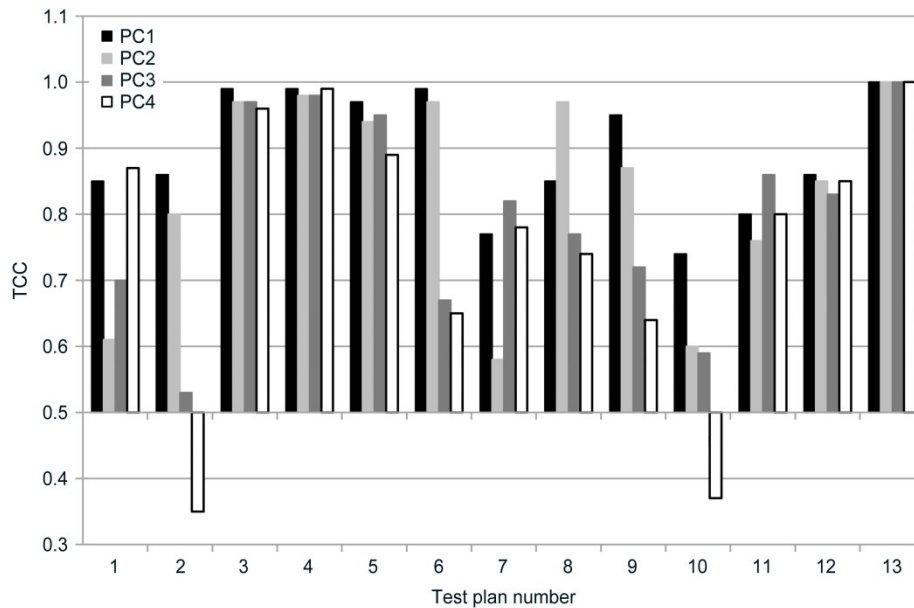


图5 1981~2014年夏季区域(10°N~60°N, 70°E~150°E)区域200 hPa和850 hPa风场的MV-EOF前四个模态与不同试验方案对应模态时间系数的相关系数(TCC)。纵坐标为TCC,横坐标代表不同试验方案,见表2

Fig. 5 The time correlation coefficients (TCC) between the first four MV-EOF modes of 200 hPa and 850 hPa wind fields over the region of (10°N-60°N, 70°E-150°E) and their corresponding modes from different MV-EOF test schemes in the summers from 1981 to 2014. The ordinate represents TCC and the abscissa represents different test schemes listed in Table 2

围内,前两个模态是稳定存在的,而第三、第四模态的部分分量则会随着耦合区域的变化发生调整,稳定度较低。需要强调的是,在方案1、7、8中的前两个模态与原方案的前两个模态交叉对应。这三个方案的共同特点是耦合区域包含了10°N以南的地区,说明前两个模态的方差贡献率对耦合区域的纬向变化,尤其是热带区域是否参加耦合敏感。而在相同区域增加不同变量进行MV-EOF分解时(见表1方案11~13),前四个模态的200 hPa和850 hPa风场与各方案对应模态的空间场ACC均大于

0.6(图4a, b, c, d),时间系数的TCC则均高于0.7(图5),高度稳定。说明在东亚夏季风区,无论耦合对象是否包含其他变量,200 hPa和850 hPa风场耦合所得的东亚夏季风高低环流耦合模态是稳定存在的。值得注意的是,方案13所得前四个模态的中国夏季降水分布与东亚夏季风高低环流耦合前四个模态时间系数回归得到的中国夏季降水场分布相同(图略),这说明东亚夏季风高低环流耦合对中国夏季降水空间分布有直接影响,但降水对高低环流的反馈作用较小。

4 东亚夏季风多齿轮耦合的垂直环流结构分析

为进一步研究东亚夏季风高低环流齿轮耦合结构,分别对上述各模态的经向、纬向垂直空间场(高度场、温度场、风场和垂直速度场)进行分析。考虑到青藏高原大地形的影响和东亚夏季风区南北跨度较大的现实情况,在研究经向垂直环流结构时,将东亚夏季风区分为东($110^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$)、西($70^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$)两个区,在研究纬向垂直环流结构时,将东亚季风区分为中低纬($10^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$)、中高纬($35^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$)两个区。从各模态对应的温度、高度场垂直分布(图6)可以看出,当东亚夏季风多齿轮耦合呈第一模态分布型时, 30°N 低层至 40°N 高层的斜面是温度、高度场的分界,分界以北的中高纬地区 200 hPa 以下温度偏低、高度场负异常,而其 200 hPa 以上区域和分界以南的中低纬地区温度偏高,高度场正异常(图6a, e)。其中,中高纬的偏冷中心位于区域 $90^{\circ}\text{E}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 的近地面,高度负异常中心则位于冷中心上方的 $600\sim 700\text{ hPa}$ (图6i);区域($20^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$)为中低纬地区的高温中心区域,与之相对应,该区域高度场明显高于周边地区,呈漏斗形分布,正异常中心则位于对流层顶(图6m)。当呈第二模态分布型时,对流层上层整体偏暖,暖中心分别位于 30°N 以南, $75^{\circ}\text{E}\sim 108^{\circ}\text{E}$ 的对流层高层和 40°N 以北, $90^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 区域的 $200\sim 100\text{ hPa}$ 之间,中纬 $30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 则相对偏冷。对流层中低层的温度呈南北“一十—”分布,冷中心分别位于中高纬 $90^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ 的 600 hPa 和中低纬的近地面,暖中心则位于中纬度,中纬度的高低层温度分布形成逆温层。对应温度场分布,对流层高层以及中纬度地区为正高度距平场控制,在中纬地区形成一个高空槽,而在 100 hPa 以下的低纬和高纬地区为异常偏低区,中心均在 600 hPa 左右(图6b, f, j, n)。当东亚夏季高低环流耦合为第三模态时,温度场以 200 hPa 为分界,整体呈“上+, 下-”分布。偏暖中心位于低纬地区和 $30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 的 100 hPa 附近区域,冷中心位于中纬度 300 hPa 以下的大范围地区和低纬 15°N 以南, $90^{\circ}\text{E}\sim 105^{\circ}\text{E}$ 的区域。与温度场相对应, 200 hPa 以上和中低纬的近地面高度场正异常,其余地区负异常。其中,负异常中心位于

冷中心上方 300 hPa 到 400 hPa 之间,正异常中心位于西部的低纬地区(图6c, g, k, o)。当呈第四模态时,对流层上层温度偏高,而在中低层温度则以偏低为主。而在东部中低纬地区,温度则在对流层中层偏高,上、下层偏低。其中,暖中心主要位于 100 hPa 以上区域和中低纬东部地区的对流层中层,冷中心则分别位于中高纬 80°E 以西和 $120^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 的对流层中层。在高度场中,东部地区以负异常为主,且负异常系统自中低纬到中高纬均存在,中心位于 130°E 左右。西部地区则在对流层中低层为正异常,其余地区为负异常,负异常中心位于对流层上层 200 hPa (图6d, h, i, p)。由上述分析可以看出,无论东亚夏季风分区为东、西部还是中高纬、中低纬,前三个模态温度场与高度场都有较好的对应,且温度场和高度场的分布在东、西两个区域差异较小。而与前三个模态相比,第四个模态的温度、高度场对应较差,高温区为负高度距平控制,且东、西部的温度、高度场分布差异较大。另外,结合各模态的水平空间场分布(图1)可以发现,第一、二模态中各个环流系统与高度、温度场的垂直分布是相对应的。在第一模态中,北方气旋为正压系统,由于中纬度高低层的斜压结构,低层气旋环流控制范围大于高层,位置略偏东。中低纬的南亚高压和西太副高则为斜压系统。在第二模态中,中高纬气旋、西北太平洋反气旋皆为正压系统,但由于 45°N 附近温、压的斜压结构,低层系统的位置较高层南移、东偏。而中低纬副热带地区的环流系统则主要表现在低层,高层结构不明显。

由各模态对应的环流垂直分布(图6)可以看出,第一模态的温度(高度)冷暖(正负)分界(图6a, e)也是经向风场的分界线(图7a, e)。然而,与高度、温度场的垂直经向分布不同,风场在东、西两个区域的分布差异较大。在西部地区,该分界位于青藏高原上空,向北倾斜,是南北气流的汇合区。其中,分界以南的气流自赤道波动北传,在 15°N 附近出现高空槽与高度场槽区相对应;分界以北气流自高纬向南传播;分界区的对流层上层为下沉气流,近地面至 400 hPa 为上升气流,在 400 hPa 形成辐合中心(图7a)。而在东部地区,该分界则为气流辐散区,与西部地区的辐合区相比,位置偏北,在 38°N 附近。气流辐散区以南的气流整体上升向南输送至低纬地区,至 10°N 附近下沉向北回传,形成一个经圈环流,中心位于 38°N 附

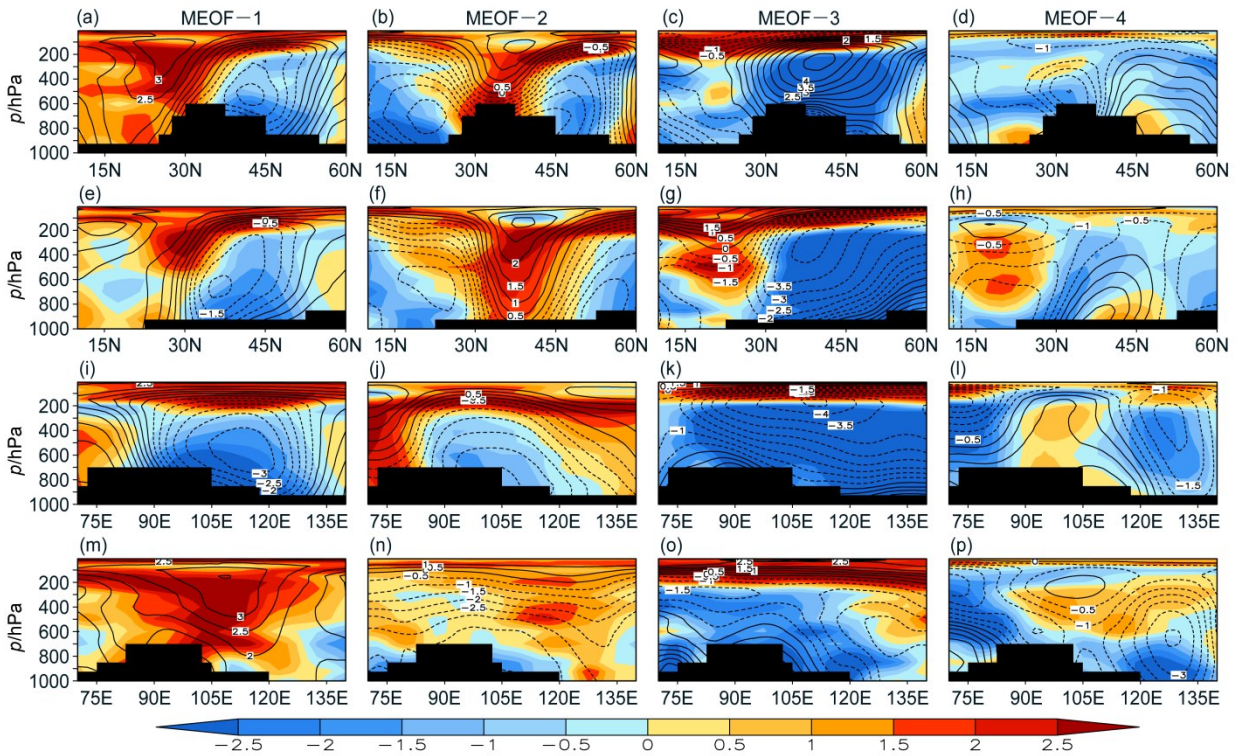


图6 1981~2014年夏季各区域平均的200 hPa和850 hPa风场MV-EOF第一模态（第一列）、第二模态（第二列）、第三模态（第三列）和第四模态（第四列）PC系数与标准化高度、温度的回归场的（a-h）经向一垂直剖面 and （i-p）纬向一垂直剖面：（a-d）70°E~110°E；（e-h）110°E~150°E；（i-l）35°N~60°N；（m-p）10°N~35°N。黑色等值线表示高度回归场，彩色阴影区表示温度回归场；黑色阴影区表示地形

Fig. 6 (a-h) Meridional-vertical and (i-p) zonal-vertical cross sections of regression fields between the first (first column), the second (second column), the third (third column), and the four (fourth column) MV-EOF mode PCs of 200 hPa and 850 hPa wind fields and the standardized height, air temperature in the summers from 1981 to 2014: (a-d) 70°E-110°E; (e-h) 110°E-150°E; (i-l) 35°N-60°N; (m-p) 10°N-35°N. Black lines represent height regression fields, color-shaded areas represent air temperature regression fields, the area shaded in black indicates terrain

近的700 hPa。而辐合区以北的气流则较为平直地向中高纬地区输送（图7e）。在高纬地区的纬向垂直剖面中，气流整体表现为西部辐散、东部辐合。气流自高层辐散中心（90°E）向东、西下沉辐散，向东辐散的气流与来自东部近地面辐合垂直上升气流汇合于高层辐合中心（130°E），而向下辐散的气流则至500 hPa后停止下沉，转向为东、西水平辐散。西部近地面气流则向上辐散传播至500 hPa左右，转为东西水平辐散（图7i）。而在中低纬区域，气流总体表现为东部辐散下沉、西部辐合上升。与中高纬地区相比，该区域气流在传播过程中波动性相对更强。气流自东部对流层高层辐散中心向西传播时，在106°E附近形成一个浅槽，至90°E附近开始转向形成一个小的闭合环流，并同时与高层西风汇合于95°E的300 hPa上。与此同时，西部地区气流自近地面辐合上升，在上升过程中辐散。向东

辐散的气流至600 hPa左右转向开始下沉，在对流层中低层形成两个闭合环流，向西辐散的气流至400 hPa开始转向往东传播，并在300 hPa与来自高层的气流汇合。东部地区的气流自高层辐散中心向近地面下沉传播（图7m）。由上述分析可以发现，东亚夏季风“多齿轮耦合”第一模态中的环流系统分布及耦合不仅受到温、压场分布的直接强迫，同时也受到青藏高原大地形的影响。中高纬地区系统以正压结构为主，系统间的纬向耦合主要通过垂直气流在对流层高层或者低层进行。而中低纬地区的系统则以斜压结构为主，纬向耦合在105°E附近的对流层中上层和中下层进行。中高纬与中低纬各环流系统的耦合则主要通过中纬地区的垂直气流进行，该垂直气流所处的位置与南亚高压重合，即东亚夏季风高纬、低纬的环流系统相互影响，有赖于中纬度南亚高压作为媒介，将多个环流系统连接，

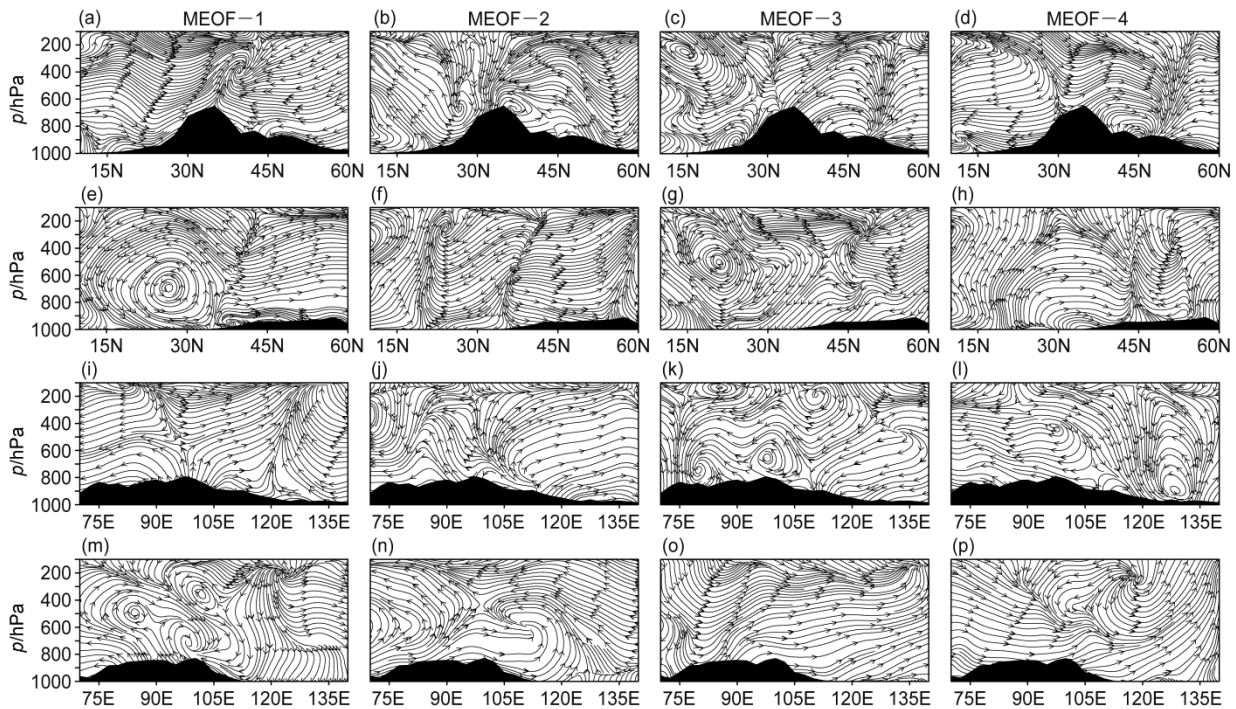


图7 1981~2014年夏季200 hPa和850 hPa风场MV-EOF第一模态(第一列)、第二模态(第二列)、第三模态(第三列)和第四模态(第四列)系数(a-h)与标准化 (V, ω) 回归场的经向—垂直剖面以及(i-p)与标准化 (U, ω) 回归场纬向—垂直剖面:(a-d) $70^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$; (e-h) $110^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$; (i-l) $35^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$; (m-p) $10^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 。流线场表示风场回归场,黑色阴影区为地形

Fig. 7 (a-h) Meridional-vertical and (i-p) zonal-vertical cross sections of regression fields between the first (first column), second (second column), the third (third column), and the four (fourth column) MV-EOF mode PCs of 200 hPa and 850 hPa wind fields and (a-h) the standardized (V, ω) , (i-p) the standardized (U, ω) fields in the summers from 1981 to 2014: (a-d) $70^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$; (e-h) $110^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$; (i-l) $35^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$; (m-p) $10^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$. Stream lines represent wind regression fields, the area shaded in black indicates terrain

构成齿轮耦合系统,整体影响区域气候的变化。

当呈第二模态时,西部地区以大地形(30°N 附近)为分界区,分界以北地区气流整体自高纬向南波动传输,在 58°N 附近出现一个深槽。气流绕过深槽后在 55°N 附近上升至青藏高原下沉,部分气流在低层受大地形影响回传,在 35°N 的700 hPa附近形成一个闭合环流,另一部分气流下沉至高原以南的近地面后上升并向南传输,汇于低纬地区高层(图7b)。与西部相比,东部地区的 30°N 附近为风场的辐散区,辐散区以北的气流北传至 55°N 附近与来自高纬的北风汇合后整体向对流层高层输送。辐散区以南的气流向南输送并下沉,至 20°N 附近后上升,并与来自低纬向上输送的南风气流汇合,在200 hPa附近形成一个辐合中心(图7f)。在中高纬的纬向剖面中,气流主要自 105°E 上升辐散,其中向东辐散的气流较为平直,向西辐散的气流则分成两部分,一部分垂直上升至200 hPa后转为水平东风输送至 82°E 附近辐合下沉向西输送,

一部分向西倾斜上升至 80°E 的300 hPa附近后下沉西传,形成一个高空脊。 80°E 以西地区的气流则总体以下沉为主(图7j)。在中低纬地区,气流整体以上升为主。其中近地面层的一部分气流自西向东传播至 120°E 附近与来自东部的辐合,并倾斜上升,至500 hPa与高层的东风汇合并转向;一部分气流倾斜向上向东传播,至 105°E 左右的600 hPa与转向的气流汇合形成一个辐合中心;另一部分气流则倾斜向上向东传播,在500 hPa转为倾斜向上向西传播至对流层高层,与对流层高层平直的东风汇合(图7n)。由上述分析可知,该模态的中高纬系统以正压结构为主,环流系统的纬向耦合发生在系统交界处,中低纬的系统则以斜压结构为主,系统的纬向耦合发生在对流层中层, 105°E 附近。西部地区环流系统的经向耦合主要与大地形的阻挡有关,东部地区环流则直接受温、压场分布影响。结合模态的水平分布场,其三大环流系统——西太平洋气旋、西北太平洋反气旋以及远东气旋

中, 西北太平洋反气旋以及远东气旋为正压结构, 两者的耦合主要在对流层顶层和近地面层, 而西太平洋气旋系统为斜压系统, 与西北太平洋反气旋的耦合发生在对流层中层。

当为第三模态分布时, 西部地区 45°N 附近为气流上升辐散区, 辐散区以北的气流向高纬平直传输; 辐散区以南的气流则向中低纬传输至 30°N 附近, 与来自低纬高层下沉北传和低层部分上升北传的两股气流汇合。中低纬低层的气流以上升为主, 其中高原南侧上升气流除北传汇合于 30°N 附近外, 大部分气流上升至 700 hPa 转为平直北风, 南传至 15°N 附近与该地上升气流汇合垂直向上输送, 并与高层下沉北传并至 600 hPa 后转而向南的气流形成一个闭合的经圈环流。(图 7c)。在东部地区, 中低纬被中心在 18°N 在附近 500 hPa 的经圈环流所控制, 近地面为北风, 高层为南风, 低纬地区以上升气流为主。而中纬 30°N 附近则以 300 hPa 为界, 其下以下沉气流为主, 在向下输送的过程中向南回传; 其上为南风, 平直输送至 45°N 附近, 与来自高纬的北风汇合, 形成一个辐合中心。而来自高纬地区的北风除部分汇合于 45°N 外, 另一部分则波动向南输送至低纬地区(图 7g)。在中高纬的纬向剖面中, 气流整体自对流层高层下传至近地面。其中, 120°E 以东有一自对流层高层至中层倾斜向东的辐散轴, 辐散轴以西的气流在下沉的过程西传。一部分气流传播至对流层中层开始转为平直的东风, 最后在 75°E 左右下沉至近地面。另一部分气流在对流层中层转为上升, 并与高层的下沉气流在 100~200 hPa 上的 110°E 和 82°E 附近形成两个闭合的纬圈环流。还有部分气流则在西传的过程中下沉, 与近地面的上升气流在 600~700 hPa 上的 100°E 和 78°E 附近形成两个闭合的纬圈环流。而辐散轴以东的气流则平直向东输送(图 7k)。在中低纬地区, 气流整体自西向东平直传输, 其中 80°E 以西的地区以下沉气流为主, 135°E 以东则以上升气流为主(图 7o)。与前两个模态相比, 第三模态中低纬的环流系统垂直耦合在东部和西部相对一致, 其环流系统具有斜压性, 依赖经圈环流系统将高层和低层以及低纬和中纬的环流联动。而中高纬地区的环流系统以正压结构为主, 系统之间的东西向耦合主要通过高层和低层一共四个垂直纬圈环流进行。

当为第四模态时, 30°N 附近自低层向高层往

南倾斜的轴和 45°N 附近自低层向高层往北倾斜的轴将西部地区的经圈环流分为三部分。其中 30°N 附近的区域表现为下沉辐散, 其南侧的气流向低纬传输, 北侧的气流向中高纬传输至 45°N 附近, 与来自高纬的南风, 下沉辐合于 45°N 地区(图 7d)。东部地区的 45°N 和 55°N 附近分别为气流辐合和辐散区, 两者之间则为倾斜上升的北风。在 45°N 以南的低纬地区气流整体以倾斜上升北传为主, 至中纬地区气流转为较为平直的南风。而在 55°N 以北, 气流则以倾斜上升的南风为主(图 7h)。在中高纬地区, 127°E 以东主要以上升气流为主, 以西至 105°E 附近则以下沉气流为主, 构成一个贯通对流层的纬圈环流。105°E 附近作为一个辐散轴, 其西为平直的东风(图 7i)。在中低纬地区, 气流整体自西向东传播, 其中 120°E 的 200 hPa 有一个辐散中心, 气流自该中心向四周辐散, 向西辐散的气流与对流层中上层的西风汇合, 并在 90°E 至 100°E 附近形成倾斜向下的辐合轴(图 7p)。在该模态中, 西部地区高低层环流耦合直接受青藏高原大地形的影响, 高层环流系统对低层环流系统直接作用; 在东部地区, 环流的耦合受温、压场配置影响, 高、低层环流通过上升气流相互作用。中高纬的环流系统正压、斜压结构并存, 其中东部地区系统的纬向耦合通过纬圈闭合环流进行, 中西部地区则通过垂直倾斜的辐散轴实现。中低纬系统的纬向耦合则主要通过高层的辐散气流实现。

综合以上分析, 东亚夏季风“多齿轮耦合”在垂直方向表现明显, 环流系统耦合受到垂直温、压场的强迫和大地形的影响。中高纬地区的系统以正压结构为主, 中低纬的系统以斜压结构为主。中高纬地区的环流系统主要通过系统之间气流的垂直运动在对流层高层或者低层耦合, 而中低纬地区的环流系统则通过倾斜上升或者下沉的气流在对流层中层耦合。中高纬和中低纬环流系统的耦合主要通过中纬地区气流的垂直运动或者经圈环流进行。

5 东亚夏季风多齿轮耦合对中国夏季降水的影响分析

中国夏季降水多寡受制于东亚夏季风环流的异常变化, 夏季风多齿轮耦合形态直接影响中国夏季降水空间分布异常。由图 8 可以看出, 当东亚夏季风多齿轮耦合呈第一模态时, 中国夏季降水易出现

自北向南“+ - + -”分布,即东北北部降水偏多,内蒙—华北—东北南部地区降水偏少,长江流域降水偏多,华南以及西南南部降水偏少。且中国大部分区域的回归系数通过90%显著性检验(图8a)。当为第二模态时,中国夏季降水呈南北偶极分布,即黄河以北以及河套地区降水偏多,以南降水偏少。与第一模态相似,中国大部分地区通过90%显著性检验(图8b)。当呈第三模态分布时,中国夏季降水以偏少为主,总体呈“- + - + -”分布,即东北地区的北部、江淮和华南南部边缘降水偏少,华北和长江以南的大部分地区降水偏多。与前两个模态的回归场相比,该模态回归场中通过90%显著性检验区域明显缩小(图8c)。当呈第四模态时,中国大部分地区降水偏少,其中在长江中部、河套西南、华北、海河流域等地通过90%显

著性检验(图8d)。由上面的分析可以看出,东亚夏季风区作为一个整体,其环流多齿轮耦合的主成分对中国夏季降水有明显的指示作用。

进一步诊断分析发现,当多齿轮耦合为第一模态时,500 hPa高度场自低纬至高纬呈“+ - +”分布,东亚—太平洋遥相关型(EPA)为正位相,西太副高偏强偏大,东北亚高度场偏低,鄂霍次克海阻塞高压偏强。与此同时,乌拉尔山阻塞高压偏强,蒙古气旋增强,中高纬呈经向环流(图9a)。长江以南的大部分地区被副高直接控制,整层水汽通量辐散增强,使该地降水偏少。来自菲律宾海和孟加拉湾的水汽沿副热带高压西侧绕行并向北输送,与来自中高纬经蒙古气旋作用而向南输送的冷空气,汇合于我国江淮和川渝地区,使得该地水汽通量辐合加强,降水偏多。另外,蒙古气旋外围的

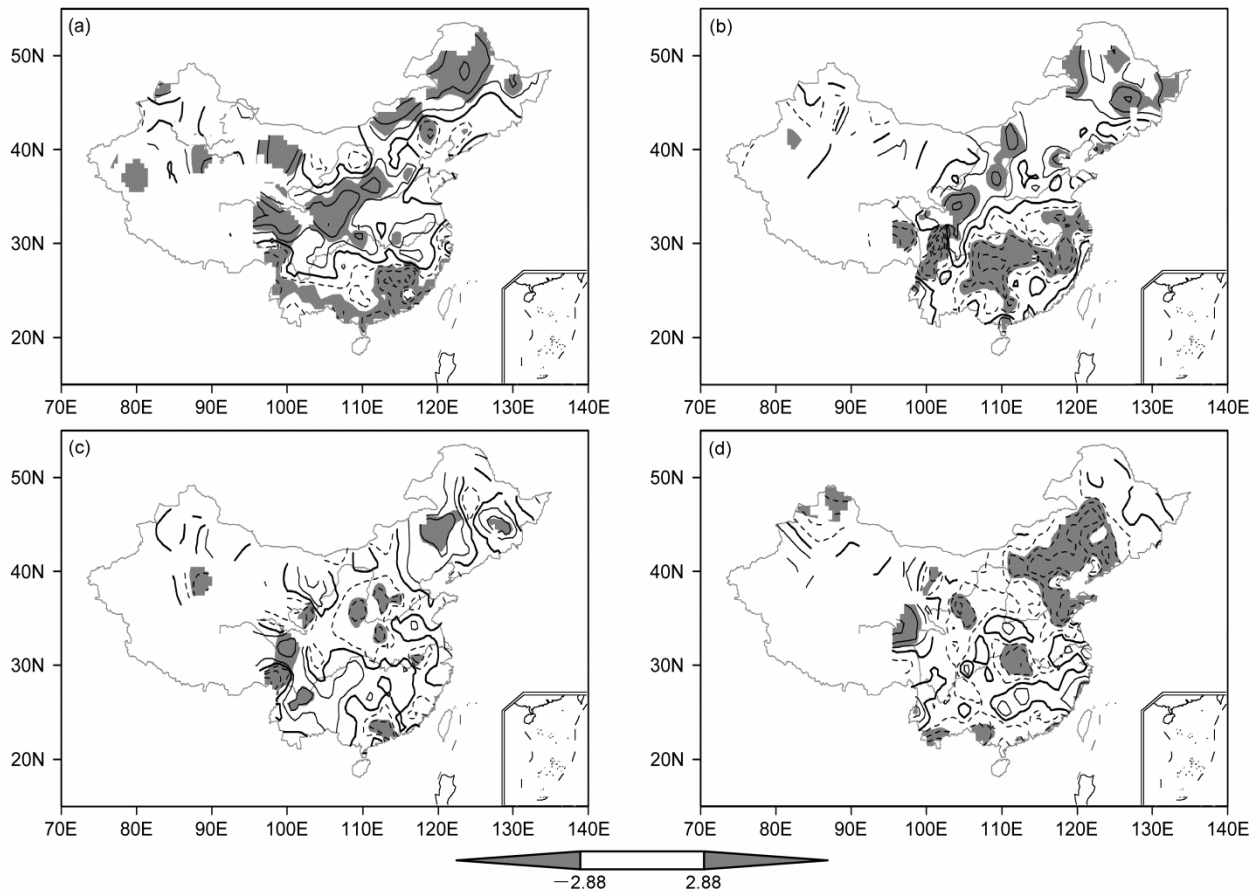


图8 1981~2014年200 hPa和850 hPa风场MV-EOF (a)第一、(b)第二、(c)第三和(d)第四模态PC系数与中国夏季降水标准场的回归场。灰色阴影区表示回归系数通过90%信度的显著性检验;黑色等值线表示回归系数,实线为正,虚线为负,加粗实线为0,间隔为1
Fig. 8 The regression fields between (a) the first, (b) second, (c) third, and (d) four MV-EOF PCs of 200 hPa and 850 hPa wind fields and the standardized precipitation over China in the summers from 1981 to 2014. Shaded areas indicate passing the significant test at the 90% confidence level; black lines indicate regression coefficients: solid lines are for positive values, dashed lines are for negative values, bold solid lines show the value of 0 and the interval is 1

西路冷空气平直传送至我国东北地区，与通过东亚气旋环流从渤海输送的水汽相遇，造成该地水汽辐合增强，降水偏多（图10a）。

当多齿轮耦合呈第二模态时，500 hPa高度场在中低纬地区表现为西太平洋副热带高压偏弱偏小；高纬地区高度呈西高东低分布，西部偏高中心位于（70°N，80°E），东部偏低区域则自高纬地区向中部中纬地区延伸，蒙古气旋增强。中纬偏低区域东西两侧各有一个正高度系统影响我国，中心分别位于伊朗地区和朝鲜半岛（图9b）。在这种环流配置的情况下，中高纬冷空气通过正负高度异常系统之间的偏北风向南输送。但由于中部大部地区被正高压的控制，冷空气仅停留在北方，未能输送至南方大部分地区。与此同时，朝鲜半岛的正高度系统加强水汽沿其南侧向我国江淮和北方输送。使得

我国北方大部分地区处于水汽辐合区，降水偏多。另外，副热带高压偏弱偏小使其西侧外围输送的水汽减弱，造成南方大部分地区水汽不足，降水偏少（图10b）。

在为第三模态时，中高纬500 hPa高度场自西向东呈“一十一”分布，正异常中心位于贝加尔湖北侧，负异常中心分别位于乌拉尔山和鄂霍兹克海；中纬度大部地区受负异常系统控制，系统中心位于我国江淮地区，并与鄂霍兹克海的负异常区相连。另外，在青藏高原西侧有一正异常系统（未通过90%显著性检验）；低纬地区中南半岛东侧受负异常控制，中心位于加罗林群岛附近，西侧则受正异常控制，中心位于印度半岛西侧，中南半岛则受高压脊控制（图9c）。水汽输送受500 hPa环流系统配置影响，在贝加尔湖西北侧为反气旋环流，乌

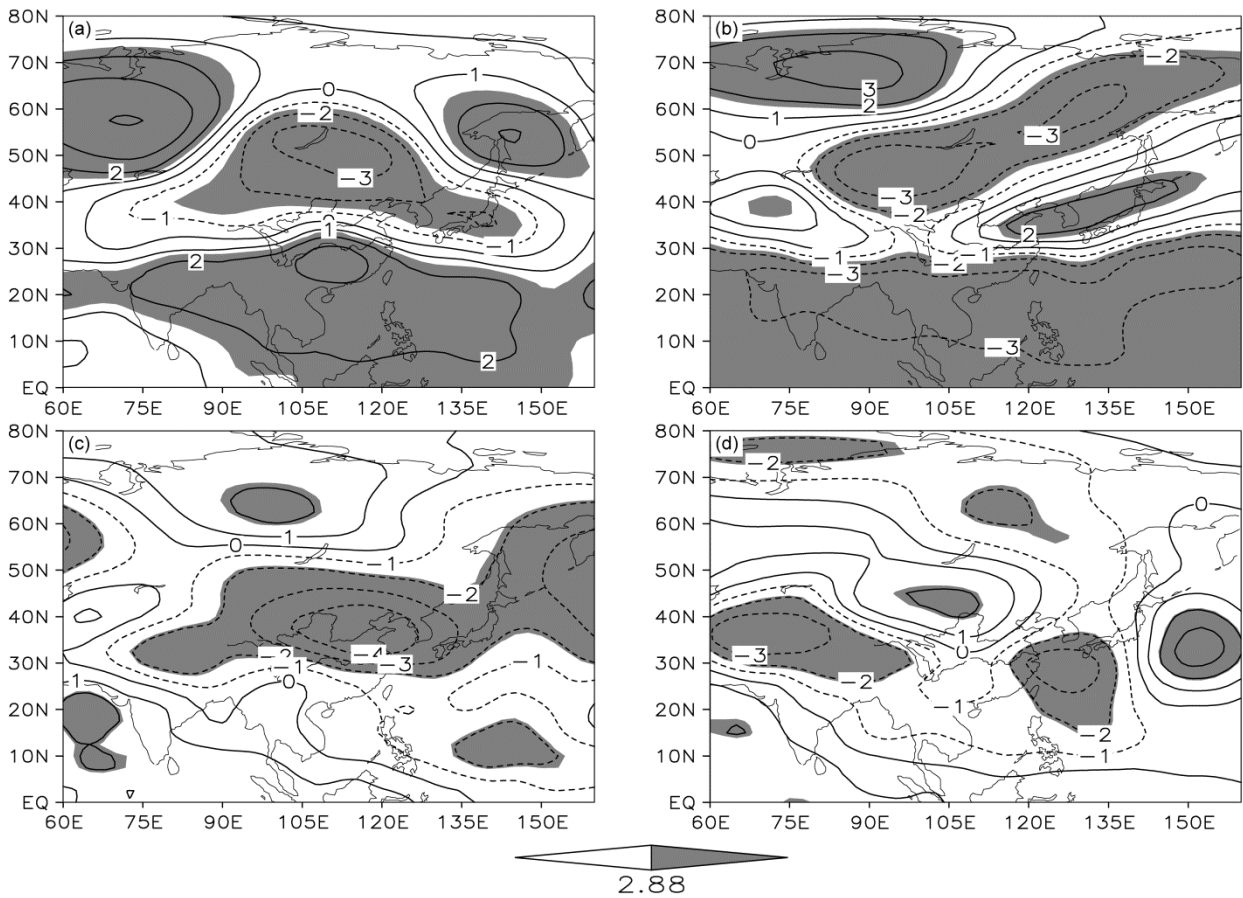


图9 1981~2014年夏季200 hPa和850 hPa风场MV-EOF (a) 第一、(b) 第二、(c) 第三和 (d) 第四模态PC系数和标准化的500 hPa高度的回归场。等值线表示回归系数；阴影区为回归系数通过90%信度显著性检验的区域

Fig. 9 Regression fields between (a) the first, (b) second, (c) third, and (d) four MV-EOF PCs of 200 hPa and 850 hPa wind fields and the standardized 500 hPa height in the summers from 1981 to 2014. Black lines are for regression fields; shaded areas indicate regression coefficients passing the significance test at the 90% confidence level

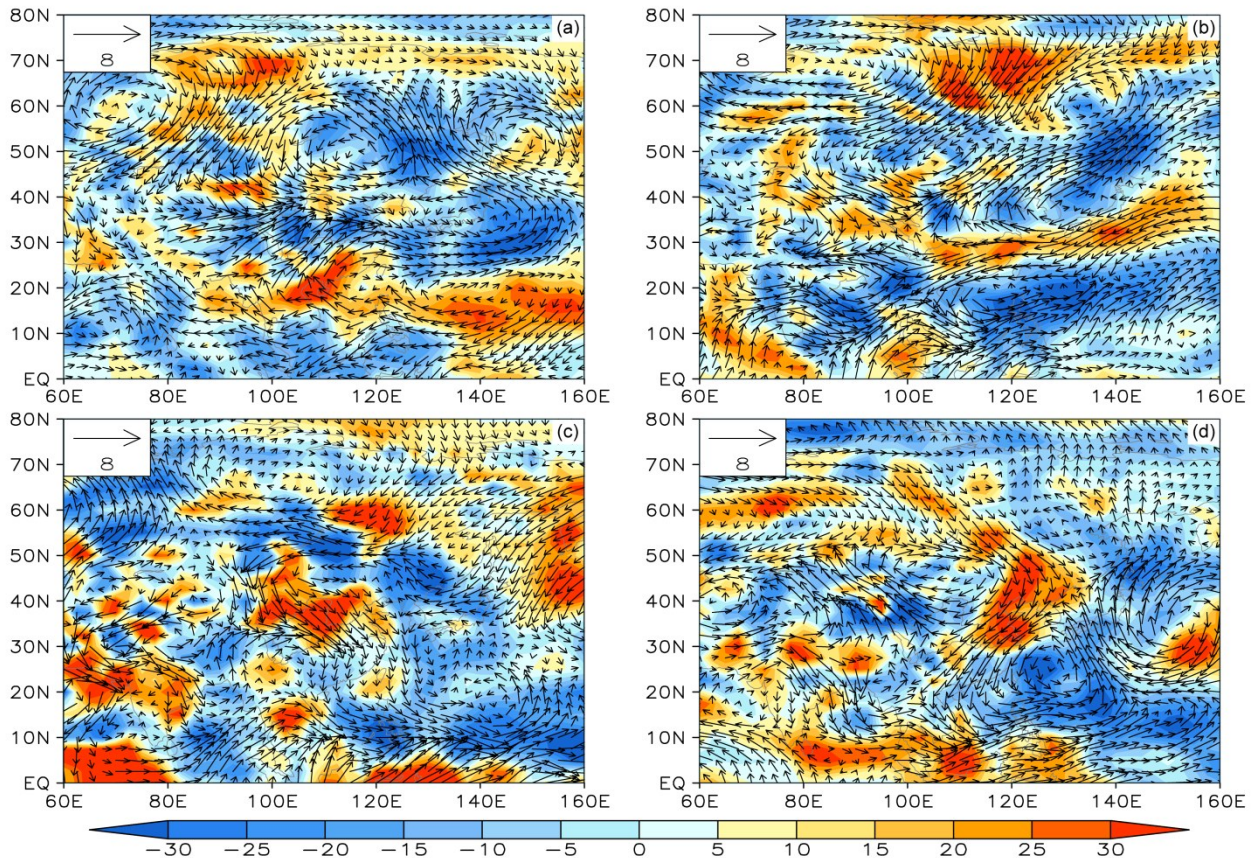


图10 1981~2014年夏季200 hPa和850 hPa风场MV-EOF (a) 第一、(b) 第二、(c) 第三和(d) 第四模态PC系数与整层水汽通量和水汽通量散度的回归场。矢量箭头为整层水汽通量的回归系数(单位: $10^{-2} \text{ g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$), 其中加粗的箭头为通过90%显著性检验的回归系数; 阴影区表示水汽通量散度的回归系数(单位: $10^{-3} \text{ g cm}^{-2} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

Fig. 10 Regression fields between (a) the first, (b) second, (c) third, and (d) four MV-EOF PCs of 200 hPa and 850 hPa wind fields and the whole layer water vapor flux and its divergence in the summers from 1981 to 2014. Arrows are for regression fields of water vapor flux (units: $10^{-2} \text{ g cm}^{-1} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$) and border ones are for regression coefficients passing the significance test at the 90% confidence level; shaded areas represent regression fields of water vapor flux divergence (units: $10^{-3} \text{ g cm}^{-2} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

拉尔山为偏南风, 使得输送到我国中西部的冷空气减弱。青藏高原西侧的正异常系统将中亚里海附近的水汽输送至我国新疆北侧, 使得该地的部分地区处于水汽辐合区, 降水增多。在中纬地区, 水汽从日本海沿江淮附近负高度异常系统北侧向西输送至我国东北、华北等地区。同时, 高纬鄂霍兹克海负异常系统西侧和西伯利亚正异常系统东侧为偏北风控制, 输送至我国东北、华北地区的冷空气加强。使得该地水汽辐合增强, 降水增多。另一方面, 中纬负高度异常系统西侧的偏北风将中高纬冷空气递送到我国西南和南方地区, 孟加拉湾水汽沿印度半岛正异常系统外围输送至我国西南大部和华南, 使其大部地区水汽通量辐合增加, 降水偏多。然而, 由于西太平洋副热带高压减弱东退, 西太平洋水汽输送减弱, 无法抵达江淮地区, 使得该地水汽辐

散, 降水减少(图10c)。

当东亚季风区高低层环流耦合呈现第四模态时, 500 hPa中高纬呈西高东低带状分布, 乌山阻高偏强, 蒙古气旋偏弱, 鄂海阻高偏强。中国北方中部地区受正高度异常系统控制, 其余大部地区受负高异常系统控制, 两个负值中心, 分别位于青藏高原地区和我国东海地区, 日本以东则为正异常系统。低纬中南半岛以南区域为高度正异常, 其余区域为高度负异常(图9d)。在这种位势高度场布局下, 中高纬冷空气沿正、负异常系统间的偏北风向中纬地区输送, 并直接输送到我国东北地区。与此同时, 日本以东反气旋系统西侧的偏南风将水汽输送至我国东北北部地区, 使得该地为水汽辐合区, 降水增多。蒙古气旋偏弱致使我国西路冷空气输送减弱, 加之中低纬副高偏弱, 东海的气旋式环流使

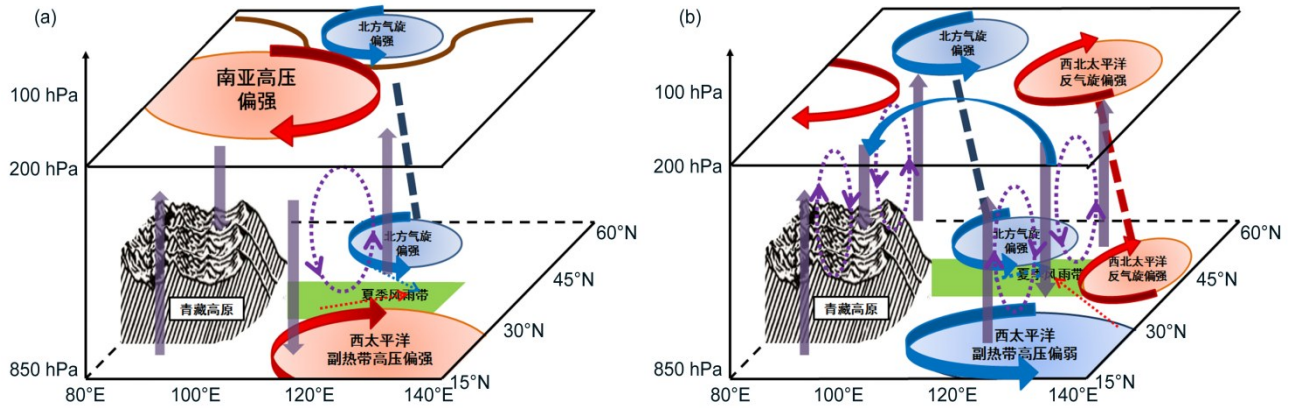


图 11 东亚夏季风高、低层环流多齿轮耦合 (a) 第一和 (b) 第二模态及其对中国夏季降水影响的概念模型。图中的箭头皆表示异常风向
Fig. 11 Conceptual models for coupling wheels of the East Asian Summer Monsoon circulation and their impacts on abnormal summer precipitation in China: (a) The first mode; (b) the second mode. The arrows represent abnormal airflow

我国南方大部分地区受其西侧偏北风的影响，使得来自低纬海洋的暖湿水汽输送减弱。与此同时，孟湾附近受西北风控制，使该地输送至我国的水汽减弱，因而我国大部分地区的水汽辐散增强，降水减少（图 10d）。

由第 3 节和第 4 节的分析可知，东亚夏季风“多齿轮耦合”前两个模态能够充分而稳定地反映东亚夏季风多成员南北、上下联动的典型耦合形态。与此同时，这两个模态的变化对中国夏季降水异常分布有显著的影响。结合东亚夏季风“多齿轮耦合”前两个模态的环流耦合机制和它们对中国夏季降水影响机制分析，本文构建了东亚夏季风高、低层环流耦合典型形态及其对中国夏季降水影响的概念图（图 11），图中的环流方向均指各系统的异常变化。

6 结论与讨论

东亚夏季风是一个三维环流系统，夏季风成员的相互作用，形成了东亚夏季风高低环流“多齿轮耦合”。这种“多齿轮耦合”是驱动东亚夏季风环流的主要动力，其形态的复杂性增加了中国夏季降水预报的难度。但过去的研究仅仅停留在东亚夏季风两个成员的相互作用及其对中国夏季降水的影响上。为进一步揭示东亚夏季风多成员联动作用，即“多齿轮耦合”的变化特征及其对中国夏季降水的影响机制，本文利用 MV-EOF 等方法诊断分析了东亚夏季风高低环流耦合的多模态特征、耦合机制、时间稳定性、空间稳定特征及其对中国夏季降水的

影响机制。

分析结果显示东亚季风区高、低层环流“多齿轮耦合”具有多样性和复杂性的特征，其前四个模态累计方差贡献率为 42.7%，反映了东亚夏季风多齿轮耦合的主要分布形态。其中第一模态展现了夏季南亚高压、西太副高和蒙古气旋系统的联动作用；第二模态着重反映了蒙古气旋、西北太平洋环流系统以及西太副高的耦合作用，其变化还与南亚高压、东亚副热带西风急流有关；第三模态的变化与南亚高压和副热带西风急流有关；第四模态则重要反映亚洲高层波列与蒙古气旋、西太副高的耦合作用。

前四个模态的变化特征主要体现在年际尺度中，周期约 2~6 年，但不同模态的显著时段有所差异，第一、二模态的显著时段明显长于第三、四模态。经过时间稳定性检验，第一模态稳定；第二模态在滑动剔除样本量 ≤ 3 时基本稳定；第三、四模态不稳定。在全球和北半球范围内，东亚季风区作为其中一个小区域，其高低环流耦合特征的方差贡献小，无法得到反映。在东北半球中，该区域是相对重要的气候区，第一模态的特征能够得到体现。当耦合范围缩小至东亚夏季风影响区域，但与东亚季风区在范围、纬度和经度存在差异时，第一、第二模态稳定存在，第三、第四模态部分分量随着耦合区域的改变发生调整，稳定度较低。而在东亚季风区，无论耦合对象是否包含其他变量，200 hPa 和 850 hPa 风场耦合所得前四个模态均稳定存在。

东亚夏季风环流耦合受到垂直温、压场的强迫

和青藏高原大地形的影响,其前两个模态的垂直温度、高度、环流场与水平空间分布的环流系统对应,明确地反映出东亚夏季风典型环流系统之间的三维耦合关系。在第一模态中,中高纬的北方气旋为正压结构,该系统与纬向上其他区域环流的耦合主要通过垂直气流在对流层高层或者低层进行。中低纬的西太副高为斜压结构(高层为平直气流,中低层为下沉气流),与其西的环流耦合主要通过 105°E 附近对流层中上层和中下层以及 90°E 附近对流层中层的三个纬圈环流进行。而中高纬北方气旋和中低纬的西太副高的联动则是通过中纬地区的垂直气流以及中低纬垂直经圈环流进行。即北方气旋系统增强,通过其高层南侧增强的偏西气流联动南亚高压增强,与此同时加强中纬东部地区的下沉辐散气流,西太副高偏强偏大。另外,低层气旋活动增强,范围扩大,北方冷空气南压,导致中低纬西太副高位置偏南。第二模态的中高纬蒙古气旋、西北太平洋反气旋系统为正压结构,两者的耦合主要发生在对流层顶层和低层,而其各自与纬向环流的耦合则发生在系统的交界处。中低纬西太副高以斜压为主,与其西的环流纬向耦合发生在对流层中层, 105°E 附近;与西北太平洋反气旋的耦合则通过倾斜下沉气流进行。在这个模态中,蒙古气旋增强,高低层气旋环流同时增强,其高层南侧的西风气流增强,联动东亚副热带西风急流增强,南亚高压位置偏北。同时气旋东南侧的偏南气流增强,联动西北太平洋高、低层反气旋式环流增强,加强了西太副高北侧的偏东气流,副热带高压强度减弱,面积减小。

东亚夏季风“多齿轮耦合”前四个模态的变化在不同程度上影响着中国夏季降水异常分布,其中第一、二模态的显著区域明显大于第三、第四模态。当东亚夏季风齿轮耦合呈第一模态时,500 hPa 高度场EPA表现为正位相,中高纬为经向型环流分布。长江以南大部地区被西太副高直接控制,菲律宾海和孟加拉湾的水汽沿副热带高压西侧北传,与来自中高纬的冷空气,汇于我国江淮和川渝地区,同时来自渤海的水汽与西路冷空气汇于东北地区,使中国夏季降水自北向南“十一一”分布。呈第二模态时,西太副高偏弱偏小,中纬高度以纬向环流为主,冷空气偏弱,加之大陆高压的阻隔,冷空气停留在我国北方。水汽沿朝鲜半岛反气旋南侧的偏东气流向我国江淮和北方输送,而西太

副高偏弱偏小减弱其西侧的水汽输送,使中国夏季降水呈“南北偶极”分布,北方降水偏多,南方降水偏少。

东亚夏季风“多齿轮耦合”前两个模态能够充分而稳定地反映东亚夏季风多成员南北、上下联动的典型耦合形态,并对中国夏季降水异常分布有显著的影响。基于这两个模态的环流耦合机制和它们对中国夏季降水影响机制的分析,本文构建了东亚夏季风高低环流耦合及其对中国夏季降水影响的概念图。该概念图可清晰地反映东亚夏季风成员“多齿轮耦合”的典型形态及其对中国夏季降水的作用。在未来的研究中,研究者将在上述研究成果的基础上深入讨论影响“多齿轮耦合”异常变化的外强迫信号及其机理,以此进一步探讨热带和中纬度海—气协同变化,并在此基础上建立中国夏季降水预测模型。

参考文献 (References)

- 白莹莹,张焱,李强,等. 2014. 四川盆地夏季降水区域差异及其与季风的联系初探 [J]. 气象, 40(4): 440-449. Bai Yingying, Zhang Yan, Li Qiang, et al. 2014. Preliminary study on regional difference of summer rainfall in Sichuan Basin and their connections with summer monsoons [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 40(4): 440-449. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2014.04.006
- Bretherton C S, Smith C, Wallace J M. 1992. An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data [J]. J. Climate, 5: 541-560. doi: 10.1175/1520-0442(1992)005<0541: AIOMFF>2.0. CO;2
- 陈永仁,李跃清. 2007. 夏季北半球极涡与南亚高压东西振荡的关系 [J]. 高原气象, 26(5): 1067-1076. Chen Yongren, Li Yueqing. 2007. Relationships between polar vortex and oscillation of South Asia high in east and west directions [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 26(5): 1067-1076.
- De Mey P, Robinson A R. 1987. Assimilation of altimeter eddy fields in a limited-area quasi-geostrophic model [J]. J. Phys. Oceanogr., 17: 2280-2293. doi: 10.1175/1520-0485(1987)017<2280: AOAEFI>2.0. CO;2
- Ding Q H, Wang B, Wallace J M, et al. 2011. Tropical-extratropical teleconnections in boreal summer: Observed interannual variability [J]. J. Climate, 24(7): 1878-1896. doi:10.1175/2011JCLI3621.1
- 杜银,张耀存,谢志清. 2009. 东亚副热带西风急流位置变化及其对中国东部夏季降水异常分布的影响 [J]. 大气科学, 33(3): 581-592. Du Yin, Zhang Yaocun, Xie Zhiqing. 2009. Location variation of the East Asia subtropical westerly jet and its effect on the summer precipitation anomaly over eastern China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33(3): 581-592. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.03.15.

- Fukumori I, Wunsch C. 1991. Efficient representation of the North Atlantic hydrographic and chemical distributions [J]. *Progress in Oceanography*, 27(1-2): 111-195. doi: 10.1016/0079-6611(91)90015-E
- Gavart M, De Mey P. 1997. Isopycnal EOFs in the Azores current region: A statistical tool for dynamical analysis and data assimilation [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 27: 2146-2157. doi: 10.1175/1520-0485(0)027<2146:IEITAC>2.0.CO;2
- 郭其蕴. 1985. 东亚夏季风的变化与中国降水 [J]. *热带气象*, 1(1): 44-52. Guo Qiyun. 1985. The variations of summer monsoon in East Asia and the rainfall over China [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 1(1): 44-52.
- 黄荣辉, 孙凤英. 1994. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响 [J]. *大气科学*, 18(2): 141-151. Huang Ronghui, Sun Fengying. 1994. Impacts of the thermal state and the convective activities in the tropical western warm pool on the summer climate anomalies in East Asia [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 18(2): 141-151. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1994.02.02
- Kim J W, Yeh S W, Chang E C. 2014. Combined effect of El Niño-Southern oscillation and Pacific decadal oscillation on the East Asian winter monsoon [J]. *Climate Dyn.*, 42(3-4): 957-971. doi: 10.1007/s00382-013-1730-z
- Kutzbach J E. 1967. Empirical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America [J]. *J. Appl. Meteor.*, 6: 791-802. doi: 10.1175/1520-0450(1967)006<0791:EEOSLP>2.0.CO;2
- 况雪源, 张耀存. 2006. 东亚副热带西风急流位置异常对长江中下游夏季降水的影响 [J]. *高原气象*, 25(3): 382-289. Kuang Xueyuan, Zhang Yaocun. 2006. Impact of the position abnormalities of East Asian subtropical westerly jet on summer precipitation in middle-lower reaches of Yangtze River [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 25(3): 382-289. doi: 10.3321/j.issn:1000-0534.2006.03.004
- 李崇银, 王作台, 林士哲, 等. 2004. 东亚夏季风活动与东亚高空西风急流位置北跳关系的研究 [J]. *大气科学*, 28(5): 641-658. Li Chongyin, Wang Jough-Tai, Lin Shizhei, et al. 2004. The relationship between East Asian summer monsoon activity and northward jump of the upper westerly jet location [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 28(5): 641-658. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2004.05.01
- 廖清海, 高守亭, 王会军. 等. 2004. 北半球夏季副热带西风急流变异及其对东亚夏季气候异常的影响 [J]. *地球物理学报*, 47(1): 10-18. Liao Qinghai, Gao Shouting, Wang Huijun, et al. 2004. Anomalies of the extratropical westerly jet in the North Hemisphere and their impacts on East Asian summer monsoon climate anomalies [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 47(1): 10-18. doi: 10.3321/j.issn:0001-5733.2004.01.003
- 刘屹岷, 洪洁莉, 刘超, 等. 2013. 淮河梅雨洪涝与西太平洋副热带高压季节推进异常 [J]. *大气科学*, 37(2): 439-450. Liu Yimin, Hong Jieli, Liu Chao, et al. 2013. Meiyu flooding of Huaihe River valley and anomaly of seasonal variation of subtropical anticyclone over the western Pacific [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 37(2): 439-450. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12.313
- 陆日宇, 富元海. 2009. 夏季东亚和西北太平洋地区的气候变异及其机理 [J]. *地球科学进展*, 24(2): 123-131. Lu Riyu, Fu Yuanhai. 2009. Summer climate variability in East Asia and the western North Pacific and its mechanisms [J]. *Advances in Earth Sciences (in Chinese)*, 24(2): 123-131. doi: 10.3321/j.issn:1001-8166.2009.02.002
- 陆日宇, 林中达, 张耀存. 2013. 夏季东亚高空急流的变化及其对东亚季风的影响 [J]. *大气科学*, 37(2): 331-340. Lu Riyu, Lin Zhongda, Zhang Yaocun. 2013. Variability of the East Asian upper-tropospheric jet in summer and its impacts on the East Asian monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 37(2): 331-340. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12.310
- 吕俊梅, 任菊章, 琚建华. 2004. 东亚夏季风的年代际变化对中国降水的影响 [J]. *热带气象学报*, 20(1): 73-80. Lu Junmei, Ren Juzhang, Ju Jianhua. 2004. The interdecadal variability of East Asia monsoon and its effect on the rainfall over China [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 20(1): 73-80. doi: 10.3969/j.issn.1004-4965.2004.01.008
- Maes C. 1999. A note on the vertical scales of temperature and salinity and their signature in dynamic height in the western Pacific Ocean: Implications for data assimilation [J]. *J. Geophys. Res.*, 104(C5): 11037-11048. doi: 10.1029/1999JC900032
- 庞轶舒, 祝从文, 刘凯. 2014. 中国夏季降水异常 EOF 模态的时间稳定性分析 [J]. *大气科学*, 38 (6): 1137-1146. Pang Yishu, Zhu Congwen, Liu Kai. 2014. Analysis of stability of EOF modes in summer rainfall anomalies in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38 (6): 1137-1146. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1402.13274
- 钱永甫, 张琼, 张学洪. 2002. 南亚高压与我国盛夏气候异常 [J]. *南京大学学报(自然科学版)*, 38(3): 295-307. Qian Yongfu, Zhang Qiong, Zhang Xuehong. 2002. The South Asian high and its effects on China's mid-summer climate abnormality [J]. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences) (in Chinese)*, 38(3): 295-307. doi: 10.3321/j.issn:0469-5097.2002.03.004
- 任荣彩, 刘屹岷, 吴国雄. 2007. 1998年7月南亚高压影响西太平洋副热带高压短期变异的过程和机制 [J]. *气象学报*, 65(2): 183-197. Ren Rongcai, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2007. Impact of South Asia high on the short-term variation of the subtropical anticyclone over western Pacific in July 1998 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 65(2): 183-197. doi: 10.11676/qxb2007.018
- Song Z H, Zhu C W, Su J Z, et al. 2016. Coupling modes of climatological intraseasonal oscillation in the East Asian Summer monsoon [J]. *J. Climate*, 29(17): 6363-6382. doi: 10.1175/JCLI-D-15-0794.1
- Sparnocchia S, Pinardi N, Demirov E. 2003. Multivariate Empirical Orthogonal Function analysis of the upper thermocline structure of the Mediterranean Sea from observations and model simulations [J]. *Annales Geophysicae*, 21(1): 167-187. doi: 10.5194/angeo-21-167-2003
- Tao Shiyan, Chen Longxun. 1987. A review of recent research on the

- East Asian summer monsoon in China [M].// Chang C P, Krishnamurti T N, ed. Monsoon Meteorology. New York: Oxford University Press, 60-92.
- 陶诗言, 朱辐康. 1964. 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 [J]. 气象学报, 34(4): 385-396.
- Tao Shiyan, Zhu Fukang. 1964. The 100-mb flow patterns in southern Asia in summer and its relation to the advance and retreat of the West-Pacific subtropical anticyclone over the Far East [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 34(4): 385-396. doi: 10.11676/qxxb1964.039
- 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 1958. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系 [J]. 气象学报, 29(2): 119-134. Tao Shiyan, Zhao Yujia, Chen Xiaomin. 1958. The relationship between Meiyu in Far East and the behaviour of circulation over Asia [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 29(2): 119-134. doi: 10.11676/qxxb1958.014
- Wallace J M, Smith C, Bretherton C S. 1992. Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies [J]. J. Climate, 5: 561-576. doi:10.1175/1520-0442(1992)005<0561:SVDOWS>2.0.CO;2
- Wang B, Xiang B, Lee J Y. 2013. Subtropical high predictability establishes a promising way for monsoon and tropical storm predictions [J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 110(8): 2718-2722. doi:10.1073/pnas.1214626110
- 魏维, 张人禾, 温敏. 2012. 南亚高压的南北偏移与我国夏季降水的关系 [J]. 应用气象学报, 23(6): 650-659. Wei Wei, Zhang Renhe, Wen Min. 2012. Meridional variation of South Asian high and its relationship with the summer precipitation over China [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 23(6): 650-659. doi: 10.11898/1001-7313.20120602
- 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷, 等. 2003. 副热带高压研究进展及展望 [J]. 大气科学, 27(4): 503-517. Wu Guoxiong, Chou Jifan, Liu Yimin, et al. 2003. Review and prospect of the study on the subtropical anticyclone [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27(4): 503-517. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.04.06
- 徐康, 何金海, 祝从文. 2011a. 近 50 年中国东部夏季降水与贝加尔湖地表气温年代际变化的关系 [J]. 气象学报, 69(4): 570-580. Xu Kang, He Jinhai, Zhu Congwen. 2011a. The interdecadal linkage of the summer precipitation in eastern China with the surface air temperature over Lake Baikal in the past 50 years [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 69(4): 570-580. doi: 10.11676/qxxb2011.050
- 徐康, 祝从文, 何金海. 2011b. 近 50 年环贝加尔湖区变暖对中国华北夏季降水的影响机理 [J]. 高原气象, 30(2): 309-317. Xu Kang, Zhu Congwen, He Jinhai. 2011b. Impact of the surface air temperature warming around Lake Baikal on trend of summer precipitation in North China in the past 50 years [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 30(2): 309-317.
- Yu R C, Zhou T J. 2007. Seasonality and three-dimensional structure of interdecadal change in the East Asian monsoon [J]. J. Climate, 20(21): 5344-5355. doi:10.1175/2007JCLI1559.1
- 宇如聪, 周天军, 李建, 等. 2008. 中国东部气候年代际变化三维特征的研究进展 [J]. 大气科学, 32(4): 893-905. Yu Rucong, Zhou Tianjun, Li Jian, et al. 2008. Progress in the studies of three-dimensional structure of interdecadal climate change over eastern China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32(4): 893-905. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.04.16
- 张琼, 钱永甫, 张学洪. 2000. 南亚高压的年际和年代际变化 [J]. 大气科学, 24(1): 67-78. Zhang Qiong, Qian Yongfu, Zhang Xuehong. 2000. Interannual and interdecadal variations of the South Asia high [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24(1): 67-78. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.01.07
- Zhang Q, Wu G X, Qian Y F. 2002. The bimodality of the 100 hPa South Asia high and its relationship to the climate anomaly over East Asia in summer [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 80(4): 733-744. doi: 10.2151/jmsj.80.733
- 张庆云, 陶诗言. 1998. 夏季东亚热带和副热带季风与中国东部汛期降水 [J]. 应用气象学报, 9(增刊): 17-23. Zhang Qingyun, Tao Shiyan. 1998. Tropical and subtropical monsoon over East Asia and its influence on the rainfall over eastern China in summer [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 9(S1): 17-23.
- 张庆云, 陶诗言. 2003. 夏季西太平洋副热带高压异常时的东亚大气环流特征 [J]. 大气科学, 27(3): 369-380. Zhang Qingyun, Tao Shiyan. 2003. The anomalous subtropical anticyclone in western Pacific and their association with circulation over East Asia during Summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27(3): 369-380. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.03.07
- 张先恭, 魏凤英. 1990. 北半球极涡与西太平洋副热带高压的相互关系 [M]//长期天气预报论文集. 北京: 气象出版社, 226-231. Zhang Xiangong, Wei Fengying. 1990. The relationship between the polar vortex over Northern Hemisphere and the western Pacific subtropical high [M]//Colloquium for Long Term Weather Forecast (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 226-231.
- Zheng F, Zhu J. 2010. A multivariate empirical orthogonal function-based scheme for the balanced initial ensemble generation of an ensemble Kalman filter [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 3(3): 165-169. doi:10.1080/16742834.2010.11446863
- Zhu C W, Wang B, Qian W H, et al. 2012. Recent weakening of northern East Asian summer monsoon: A possible response to global warming [J]. Geophys. Res. Lett., 39(9): L09701. doi: 10.1029/2012GL051155
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 2000. 天气学原理和方法 [M]. 第 3 版. 北京: 气象出版社. Zhu Qian'gen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. 2000. Principles and Methods of Synoptic Science (in Chinese) [M]. 3rd ed. Beijing: China Meteorological Press.