

杨宁,金荣花,肖天贵,等,2020.夏季沿亚洲副热带西风急流 Rossby 波传播及其与我国降水异常的联系[J].气象,46(1):1-14. Yang N, Jin R H, Xiao T G, et al, 2020. Propagation of Rossby wave along Asian subtropical westerly jet in summer and its impact on anomaly of precipitation in China[J]. Meteor Mon, 46(1):1-14(in Chinese).

夏季沿亚洲副热带西风急流 Rossby 波传播 及其与我国降水异常的联系*

杨 宁¹ 金荣花² 肖天贵¹ 孙晓晴¹

¹ 成都信息工程大学, 成都 610225

² 国家气象中心, 北京 100081

提 要: 利用 1960—2015 年夏季(6—8 月)NCEP $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 全球逐日再分析资料, 采用涡度源方程和 Eliassen-Palm 通量, 对夏季沿亚洲副热带西风急流 Rossby 波活动的波源、能量传播及其与我国降水异常的关系进行了分析和研究。结果表明: 夏季 200 hPa 大气准静止行星波产生的源地主要集中在地中海地区, 亚洲副热带西风急流(ASWJ)中的准静止 Rossby 波在此激发并沿急流向东传播, 东传过程中在急流轴南侧波流相互作用相对活跃。波作用通量的辐合辐散中心沿副热带西风急流交替分布, 波流相互作用是 ASWJ 上西风强弱交替变化的动力机制。沿 ASWJ 交替分布的五个波作用通量辐合辐散关键区散度具有较强的关联性, 表现为同一 Rossby 波列的不同部分, 其中波源处 Rossby 波动能量的传播对其下游 ASWJ 的强弱影响最大, 而急流关键区内纬向风的大小也与波作用通量散度场的强弱和分布密切相关。波源处以及位于我国青藏高原东部至黄土高原上空的波作用通量散度指数 WFD-I 和 WFC-II 与我国南、北方降水相关性较为显著, 在 WFD-I 为正异常年时, 对应南方关键区降水偏多年份占比为 62.5%, 在 WFD-I 为负异常年时, 对应北方关键区降水偏多年份占比为 80%; 在 WFC-II 为正异常年时, 对应南方关键区降水偏少年份占比为 66.7%, 在 WFC-II 为负异常年时, 对应北方关键区降水偏少年份占比为 81.8%。研究夏季波源处 WFD-I 异常年导致我国降水异常的环流成因发现, WFD-I 为正异常年时, 由上游波源地区激发的 Rossby 波向下游地区的能量频散偏强, 位置偏南, 波流相互作用导致我国南方上空高空急流加强, 高低空辐散辐合配置加强, 垂直上升运动增强, 易造成我国南方地区降水异常偏多。WFD-I 为负异常年时, Rossby 波能量的经向传播较强而纬向传播较弱, 北方降水关键区受波通量辐散控制, 高空西风急流加强, 高低空辐散辐合配置和垂直上升运动增强, 有利于我国北方地区降水的发展。

关键词: 亚洲副热带西风急流, Rossby 波, 波源, 波作用通量, 降水异常

中图分类号: P466

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.01.001

Propagation of Rossby Wave Along Asian Subtropical Westerly Jet in Summer and Its Impact on Anomaly of Precipitation in China

YANG Ning¹ JIN Ronghua² XIAO Tianguai¹ SUN Xiaoping¹

¹ Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

² National Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: By using the NCEP $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ daily reanalysis data and daily precipitation data at 20:00 BT from Chinese meteorological stations in the summer of 1960—2015 (June—August), and the method of vorticity source equation and Eliassen-Palm flux, the wave sources, energy propagation of Rossby wave activities

* 国家自然科学基金项目(41575066)和国家科技支撑计划项目(2015BAC03B04)共同资助

2019 年 2 月 13 日收稿; 2019 年 4 月 7 日收修定稿

第一作者: 杨宁, 主要从事中期天气过程分析与研究. Email: yangn77@163.com

通讯作者: 金荣花, 主要从事天气分析与大尺度动力过程研究. Email: jinrh@cma.gov.cn

along the Asian subtropical westerly jet (ASWJ) in summer and its correlation with precipitation and anomalies in China are analyzed. The results show as follows. The sources of the quasi-stationary planetary waves at 200 hPa are mainly concentrated in the Mediterranean Sea, where the quasi-stationary Rossby waves in the Asian westerly jet are triggered and propagate eastward along the jet stream. In the process of eastward propagation, the wave-mean flow interactions in the southern side of the jet axis are relatively active. The convergence and divergence centers of the wave activity flux alternately distribute along the subtropical westerly jet, and the wave-mean flow interactions are the dynamic mechanism of the alternating variation of westerly intensity over ASWJ. The divergence of the five key areas of the wave action flux distributed alternately along ASWJ has a strong correlation, which is shown as different parts of the same Rossby wave train, of which the propagation of the Rossby wave energy at the wave source has the greatest influence on the strength of its downstream ASWJ. The magnitude of the zonal wind in the critical region of the jet stream is also closely related to the intensity and distribution of the divergence field of the wave-acting flux. The wave source flux divergence indices WFD- I and WFC- II which are located in the wave source and from the east of the Qinghai-Tibet Plateau to the Loess Plateau in China are more correlated with precipitation in southern and northern China. Statistical analysis in the summers of 56 years shows that when the WFD- I is positive anomalous year, the proportion of precipitation in the key areas of the south is 62.5%, and when it is negative anomalous year, the proportion in the key areas of the north is 80%. When WFC- II is positive anomalous year, the proportion in the key areas of the south is 66.7%, and when it is negative anomalous year, the proportion in the key areas in the north is 81.8%. Studying the circulation cause of precipitation anomaly in China caused by the wave activity flux divergence index WFD- I anomalous years at wave source in summer, we find that when WFD- I is positive anomalous year, the Rossby wave triggered by the upstream source region has a strong energy dispersion to the downstream region and the position is southerly, the wave-mean flow interaction leads to the intensification of high-altitude jet over southern China, the intensification of divergence and convergence configuration at high and low levels, and the intensification of vertical ascending movement, which are liable to cause more precipitation anomalies in southern China. When WFD- I is negative anomalous year, the meridional propagation of Rossby wave energy is stronger, while the zonal propagation is weaker. The key area of northern precipitation is controlled by wave activity flux divergence, the westerly jet at high altitude is strengthened, the divergence and convergence configuration at high and low levels and the vertical ascending motion are enhanced, which are beneficial to the development of precipitation in northern China.

Key words: Asian subtropical westerly jet (ASWJ), Rossby wave, wave source, wave activity flux, precipitation anomaly

引 言

亚洲副热带西风急流 (Asian subtropical westerly jet, ASWJ) 是亚洲的重要环流系统之一 (盛承禹, 1986), 是位于对流层顶 (一般位于 200 hPa) 副热带地区的强风带, 其位置和强度变化与亚洲天气气候异常关系密切。叶笃正等 (1958) 指出亚洲地区天气气候的季节变化与 6 月和 10 月大气环流的突变

紧密相连, 而这种突变的重要表现之一是副热带西风急流的北跃或南落。很多学者针对东亚副热带西风急流及其对我国天气气候的影响进行分析和研究, 指出东亚副热带西风急流是影响中国乃至东亚地区天气气候的重要环流系统, 对东亚大气环流的季节转换、亚洲夏季风的爆发、中国东部雨带由南向北推进都有重要影响 (陶诗言等, 1958; 李崇银等, 2004; 廖清海和陶诗言, 2004; 汪靖等, 2006; 孙凤华等, 2009; 郭恒和张庆云, 2016; 陆日宇等, 2013), 尤

其是东亚高空急流的强度异常和空间变化对我国长江中下游地区降水有重要影响(Liang and Wang, 1998; 况雪源和张耀存, 2006; 金荣花, 2012), 而且也与许多天气尺度系统和天气现象, 如台风暴雨、气旋、锋面、阻塞高压、风暴轴以及寒潮、沙尘、高原切变线等活动均有密切的联系(张兴强等, 2001; 高守亭和陶诗言, 1991; 高守亭等, 1992; 李勇红和张可苏, 1992; 吕克利和钱滔滔, 1996; Kung and Chan, 1981; Bell et al, 2000; 程海霞等, 2005; 罗雄和李国平, 2018; 全美兰等, 2013)。

早在 20 世纪 60 年代就有学者分析了冬季北半球 200 hPa 风场, 得出副热带西风急流是围绕着地球的一个连续带, 这支高空西风急流中有三个波(Krishnamurti, 1961)。Wallace and Gutzler(1981)发现了北半球冬季 500 hPa 高度场中存在 5 种遥相关型, Hoskins and Karoly(1981)把遥相关和 Rossby 波的传播联系起来, 汪宁等(2017)研究指出遥相关型与副热带急流密切相关。Ambrizzi et al(1995)关注到亚洲副热带高空急流是北半球夏季的一个波导, Terao(1999a; 1999b)指出沿亚洲急流波导传播的 Rossby 波的活动控制着北半球夏季中纬度地区季节变化的模态。Lu et al(2002)通过对沿亚洲副热带西风急流准静止 Rossby 波的年际变化的研究, 发现 ASWJ 可能是联系东亚季风和印度季风的机制, 且急流上 Rossby 波活动和 ENSO 是两个相互独立的影响东亚气候的因子。陶诗言等(2010)对中国深槽型暴雨和台风暴雨进行个例分析, 发现 Rossby 波列的下游发展效应是中国严重洪涝灾害的重要制造者, 亚洲急流区 Rossby 波的能量传播过程是东亚高空槽发展的重要动力机制。叶笃正先生首先把 Rossby 波能量频散理论应用到对大气环流变化机理的研究中(黄荣辉等, 2016), 许金萍等(2017)研究发现, Rossby 波能量可以通过亚欧大陆上空遥相关波列向东频散, 加深东亚季风系统成员从而影响东亚地区气候变化, 李崇银(2000)研究表明, 行星波活动的异常必然造成大气环流的持续性异常。黄荣辉和孙凤英(1994)、Nitta (1987)指出准静止 Rossby 波频散形成 EAP、P/J 或 IAP 遥相关波列, 对亚洲甚至全球的天气和气候都有重要影响, 可以通过研究 Rossby 波的能量频散来研究亚洲夏季雨带的分布特征。李明刚等(2016)指出年代际尺度上中纬地区存在一个 Rossby 波列, 波能东传对长江中下游地区产生影响, 陶诗言和卫捷(2006)、陶

诗言等(2010)研究发现亚洲急流中的 Rossby 波能量频散在出口区能够激发出槽(脊)影响长江中下游地区降水异常, 王秀文等(2012)研究 Rossby 波下游效应分析得出持续的强降雨过程与 Rossby 波的东传关系密切, 杨莲梅和张庆云(2007)研究了东亚西风急流 Rossby 波扰动动能的变化以及对我国夏季降水分布的影响, 廖清海和陶诗言(2004)分析了沿副热带急流传播的波列与东亚地区位势高度异常之间的联系, 指出沿 ASWJ 传播的准静止波异常是造成东亚夏季大气环流的季节循环提前和延迟的主要原因, 说明了江淮流域夏季降水异常与以 ASWJ 为波导的欧亚波列有关。

上述研究主要讨论了沿亚洲西风急流 Rossby 波波列及其对大气环流持续性异常以及对我国夏季旱涝的影响, 但是具有能量频散的显著上下游效应的 Rossby 波如何在欧亚半球尺度的高空急流上能量传播, 上游能量频散的关键区及其与我国降水异常的联系和影响机制是什么? 是值得研究和分析的问题。本文采用长序列 1960—2015 年夏季(6—8 月)的资料系统性地研究夏季沿整个亚洲区域副热带西风急流的 Rossby 波的频散和传播特征, 分析其与急流的相互作用的关键区, 以及与我国降水异常之间的联系和影响机制, 从而进一步认识亚洲西风急流准静止行星波活动对我国夏季降水的影响, 也为夏季降水预测分析提供借鉴参考。

1 资料和方法

1.1 资料

采用 NCEP/NCAR 全球逐日再分析资料, 要素为水平纬向风、水平经向风和位势高度场, 分布在 17 层等压面上, 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 格点数为 144×73 , 时间序列长度为 1960—2015 年共 56 a。降水量资料为国家气象信息中心提供的中国国家站 2426 站日降水量资料(20 时至次日 20 时), 夏季降水量标准化距平所用的气候态值取 1960—2015 年的 6—8 月逐日平均值和季节平均值。

1.2 方法

(1) 根据 Sardeshmukh and Hoskins(1988)的研究, 由于大气中的大尺度辐散风场主要与非绝热加热不均及大地形有关, 所以异常的涡度源 S' 基本

上代表了定常的外部强迫源对大气定常行星波的强迫。对流层上层定常辐散场所产生的涡度源可以表示为

$$S' = -\bar{V}_x \cdot \nabla \xi' - V'_x \cdot \nabla (\bar{\xi} + f) - (\bar{\xi} + f)D' - \xi'\bar{D} \quad (1)$$

式中, \bar{V}_x 和 V'_x 分别为夏季气候平均和异常的辐散风, $\bar{\xi}$ 和 ξ' 分别为夏季气候平均和异常的相对涡度, \bar{D} 和 D' 分别为夏季气候平均和异常的散度。

(2) Takaya and Nakamura(1997)根据 Plumb(1985)的工作给出了沿基本气流静止波的波作用通量公式 Eliassen-Palm 通量,简称 E-P 通量。E-P 通量是研究波流相互作用、波动传播和地转位涡输送的有效方法,是行星波活动和异常的重要诊断工具。E-P 通量可以用式(2)表达,它是波动能量传播的一种度量,其水平分量(水平波作用通量)表示静止波波动能量的水平传播方向和强弱。

$$\mathbf{W} = \frac{P}{2|\mathbf{U}|} \begin{pmatrix} U(\psi'_x{}^2 - \psi'\psi'_{xx}) + V(\psi'_x\psi'_y - \psi'\psi'_{xy}) \\ U(\psi'_x\psi'_y - \psi'\psi'_{xy}) + V(\psi'_y{}^2 - \psi'\psi'_{yy}) \\ \int_0^z \frac{1}{S^2} |U(\psi'_x\psi'_p - \psi'\psi'_{xp}) + V(\psi'_y\psi'_p - \psi'\psi'_{yp})| \end{pmatrix} \quad (2)$$

式中, \mathbf{W} 为波作用通量, ψ' 为准地转扰动流函数, \mathbf{U} (U, V) 为基本流场, P 为气压除以 1000 hPa, S^2 为静力稳定度参数。

$$\nabla \cdot \mathbf{W} = \frac{\partial W_x}{\partial x} + \frac{\partial W_y}{\partial y} \quad (3)$$

在西风条件下,波作用通量为—矢量,方向与能量传播方向相同,也与波群速矢量方向相同,向量绝对值大小正比于能量传送的速度。 $\nabla \cdot \mathbf{W} > 0$ 时,波作用通量辐散,表示波作用的输出,平均西风加强;反之, $\nabla \cdot \mathbf{W} < 0$ 时,波作用通量辐合,代表波作用的汇合,平均西风减弱。

2 夏季沿亚洲副热带西风急流 Rossby 波传播特征

2.1 夏季亚洲副热带西风急流空间分布气候态特征

夏季亚洲副热带高空西风急流主要位于 200 hPa 高空(金荣花,2012)。图 1a 给出了北半球 1960—2015 年夏季(6—8 月)200 hPa 平均纬向风

场空间分布。由图可见,夏季北半球副热带地区上空存在一条风速大值带,急流带上风速分别在欧洲和北美洲西岸减弱,形成北美至大西洋东部(120°~30°W)和中东至太平洋东部(15°E~150°W)的两个相对独立的東西半球急流带,后者为本文所研究的亚洲副热带高空急流带。在沿 40°N 的 ASWJ 急流轴上存在三个风速大值中心(图 1b),分别位于 50°E 的里海附近、80°~105°E 的我国新疆北部地区以及 135°~150°E 的日本及其以东洋面,本文将这三个区域定为 ASWJ 三个关键区。为方便下文计算和分析,三个关键区内纬向风的区域平均为急流强度指数分别表示为 JI-I、JI-II、JI-III。图 1c 给出北半球 1960—2015 年夏季(6—8 月)200 hPa 平均经向风空间分布,沿急流轴经向风在长波尺度上交替出现,南北风转化的经向风零值及其附近为西风极大值区域,即对应 ASWJ 三个关键区,表现为沿 ASWJ 上纬向三波型准静止 Rossby 波形态。此外,在急流入口区黑海附近南风最强,超过 10 m·s⁻¹,南风跨度从地中海至里海(20°~50°E),科氏力作用于南风有利于西风加强,在急流入口处准静止 Rossby 波列被激发并沿急流向东传播,在亚洲急流出口区 150°E 附近受北风控制,科氏力作用于北风有利于西风减速,准静止 Rossby 波列经向风速度沿西风急流东传过程中发生减速,其相互作用及形成机制在后面波作用通量的诊断分析中将进一步加以详细阐述。

2.2 夏季沿亚洲副热带西风急流 Rossby 波波源与传播特征

采用异常涡度源 S' 的分布了解大气准静止行星波产生的源地和机制(Sardeshmukh and Hoskins,1988)。 S' 为正值时,表明在此处有正的涡度源异常,且数值越大表明此异常环流的强迫源强度越大,波作用通量一般源自大的涡度源异常区(耿全震和黄荣辉,1996)。从北半球夏季 1960—2015 年 200 hPa 定常辐散场强迫出的异常涡度源 S' 空间分布(图 2a)可见,夏季 200 hPa 正涡度源异常极大值中心在地中海地区,即此处为 Rossby 波波源地区,波动由此激发;正负涡度源沿 ASWJ 交替出现,亦呈现纬向三波型准静止 Rossby 波形态,向东逐渐减弱。具体来讲,沿 40°N 的 ASWJ 正涡度源异常极大值中心位于地中海地区,其东侧为一位于 40°E 附近的黑海东部的负涡度源异常次大值中心,

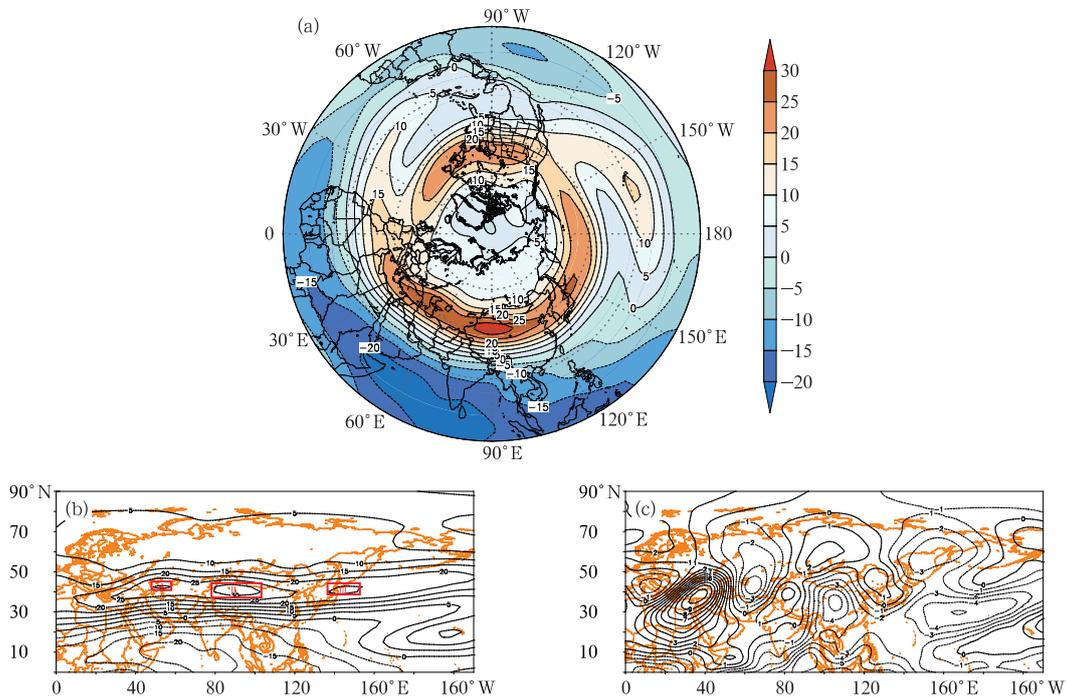


图 1 1960—2015 年夏季北半球 200 hPa(a)平均纬向风场(图中最外围纬圈是赤道), (b)平均纬向风场(图中 3 个红色框自左向右分别代表西风急流三个关键区 I、II、III), (c)平均经向风场(单位: $m \cdot s^{-1}$)

Fig. 1 (a) Average summer zonal wind (The outermost parallel circle is equator), (b) average summer zonal wind (Three red boxes represent the three key areas I, II and III of the westerly jet from left to right, respectively), (c) average summer meridional wind at 200 hPa in the Northern Hemisphere during 1960—2015 (unit: $m \cdot s^{-1}$)

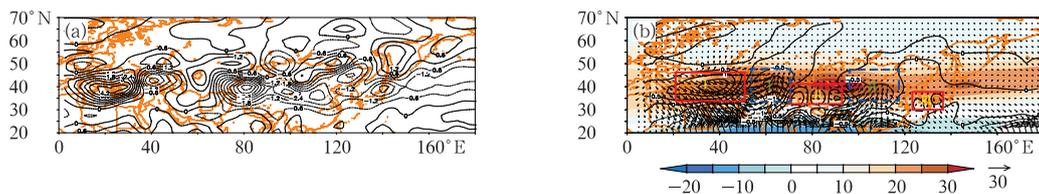


图 2 1960—2015 年北半球夏季 200 hPa(a)涡度源 S' (单位: $10^{-11} s^{-2}$), (b)水平波作用通量(箭头,单位: $m^2 \cdot s^{-2}$)和波作用通量散度(等值线,单位: $10^{-6} m \cdot s^{-2}$)以及平均纬向风场(阴影,单位: $m \cdot s^{-1}$)

(图 2b 中 3 个红色框自左向右分别代表波作用通量辐散关键区 I、II、III, 2 个蓝色框自左向右分别代表波作用通量辐合关键区 I、II)

Fig. 2 (a) Vorticity source (unit: $10^{-11} s^{-2}$), (b) horizontal wave activity flux (arrow, unit: $m^2 \cdot s^{-2}$), wave activity flux divergence (contour, unit: $10^{-6} m \cdot s^{-2}$) and average zonal wind (shadow, unit: $m \cdot s^{-1}$) at 200 hPa in the Northern Hemisphere in the summers of 1960—2015

(Three red boxes in Fig. 2b represent the wave-active flux divergence key areas I, II, III from left to right, and the two blue boxes represent the wave-active flux convergence key areas I and II from left to right)

再向东正涡度源异常次大值中心位于 $60^{\circ}E$ 附近的图兰低地,然后向东为负涡度源异常极大值中心,其下游蒙古高原附近有一弱正涡度源异常中心,三个异常正涡度源强度沿急流向东逐渐减弱,每两个正涡度源之间存在一个异常负涡度源区。

如前所述,波作用通量是波动能量传播的一种度量,可以用来诊断波动的传播以及波流相互作用(Plumb, 1985; 李崇银, 2000; 雷兆崇, 1991)。本文采用波作用通量的水平分量来讨论 200 hPa 上准静止 Rossby 波能量的水平传播特征,根据式(2)分别

计算了波作用通量的纬向和经向水平分量。图 2b 为北半球夏季 200 hPa 气候平均水平波作用通量及其散度分布,从波作用通量的矢量变化来看,在 ASWJ 上波矢量在纬向方向上基本向东,波矢量的大小在东传过程中不断减弱,表明 Rossby 波在沿 ASWJ 东传过程中能量不断耗散,传播速度整体有减弱趋势,而且波作用通量大值区主要位于急流及其以南地区,表明波的能量传播从波源处随着急流轴向东频散,并逐渐向南偏移。

从波作用通量散度纬向分布上来看,波作用通量散度分布呈现“+ - + - +”的长波尺度三波型分布,强的辐合辐散中心基本位于 $30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 的夏季副热带地区,急流带以北的高纬度地区 Rossby 波作用较弱且波作用通量散度基本为正值,地中海至里海为波作用通量的最强辐散区,波动由此激发并沿急流向东传播,向东传播的水平波作用通量逐渐减弱,且波动在沿 ASWJ 东传过程中波通量辐散辐合中心的位置向南偏移,表明波作用通量在东传过程中在急流轴南侧相对活跃,而夏季我国主要受急流南侧的偏西风控制,且强降水发生在急流轴南侧动力强迫抬升区域,这种急流轴南侧的强的波流相互作用将如何并在什么程度上影响我国夏季降水,是值得进一步深入研究的科学问题。另外值得关注的是,波作用通量辐散有三个关键区,分别位于地中海至里海地区($30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 、 $20^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{E}$)、中亚至青藏高原西部地区($30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 、 $70^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{E}$)以及日本岛南部地区($30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 、 $125^{\circ}\sim 135^{\circ}\text{E}$),对应三个急流关键区的上游位置,反映波作用通量的输出,促使西风加强;同时在波作用通量辐散关键区 I 与关键区 II 之间有波通量辐合关键区 I ($30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 、 $50^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$),中心位于伊朗高原上空,在辐散关键区 II 与关键区 III 之间是另一个辐合关键区 II ($30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 、 $95^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$),中心位于我国青藏高原东部至黄土高原,分别对应急流中心的下游位置,反映波作用的汇合,促使西风减弱。这与 Ding and Wang(2005)、陶诗言和卫捷(2006)提到的,高空副热带急流中有准静止 Rossby 波的能量频散,波列自西向东传播,并产生“下游效应”的研究结论一致;张庆云等(2018)研究发现,副热带西风急流位置异常受东传的 Rossby 波列位相变化影响,海温异常是 Rossby 波列位相变化最显著的外强迫信号。可见,夏季 ASWJ 上存在一个明显的 Rossby 波列结构,Rossby 波在沿 ASWJ 东传过程中能量不断耗散,波作用

通量的辐合辐散中心沿副热带西风急流交替分布,三个急流关键区上游地区存在波作用通量辐散中心,下游有波作用通量辐合中心,表明急流强度关键区为西风向东持续加速的东边界,西风向东开始减速的西边界,波流相互作用是 ASWJ 上西风强弱交替变化的动力机制。

为进一步分析和验证五个波作用通量散度关键区是同一 Rossby 波列的不同部分,及其传播的下游频散效应与副热带西风急流强弱变化之间的相互联系,下面对关键区波作用通量散度指数、关键区急流强度指数分别与波作用通量散度场做统计相关分析。定义波作用通量散度指数为关键区内波作用通量散度值的区域平均,代表 Rossby 波传播和波流作用的强弱,波作用通量辐散关键区 I、II、III 波作用通量散度指数分别标记为 WFD-I、WFD-II、WFD-III,波通量辐合关键区 I、II 波作用通量散度指数分别标记为 WFC-I、WFC-II。图 3 给出了三个波作用通量辐散关键区处的散度指数 WFD-I、WFD-II、WFD-III(图 3a,3c,3e)以及三个急流强度指数(图 3b,3d,3f)分别与波作用通量散度场的 56 a 夏季相关系数,分析发现,波作用通量散度指数 WFD-I 与波作用通量散度场相关系数分布(图 3a)中显著相关区域主要位于 40°N 及其以南地区,在波通量辐散关键区 II、III 为显著正相关系数,说明波源处波作用通量辐散强则波通量辐散关键区 II、III 处辐散亦强;而在辐合关键区 I、II 为显著负相关,说明上游波作用通量强辐散时该区域为强辐合,反映波源处波作用通量散度与其下游辐散关键区 II、III 和辐合关键区 I、II 散度有较强的关联性,波作用通量辐散关键区 I、II、III 散度指数,辐合关键区 I、II 散度指数是一个波列的不同部分。波作用通量散度指数 WFD-II 与整个波作用通量散度场相关系数分布(图 3c)与图 3a 较为一致,相关系数较图 3a 偏小。波作用通量散度指数 WFD-III 与波作用通量散度场相关系数分布(图 3e)与关键区 I、II 差异较大,且相关系数较小,表明该地区波作用通量辐散的强度变化与北半球波作用通量散度场相关关系较弱。分析急流强度指数 JI-I 与波作用通量散度场相关系数分布(图 3b)发现,显著正(负)相关区域位置分布与波作用通量辐散(辐合)关键区相吻合,表明位于里海附近的副热带高空急流强度与波作用通量三个辐散关键区强度同步变化,急流关键区纬向风强弱变化与 Rossby 波能量频散的强弱有较好的

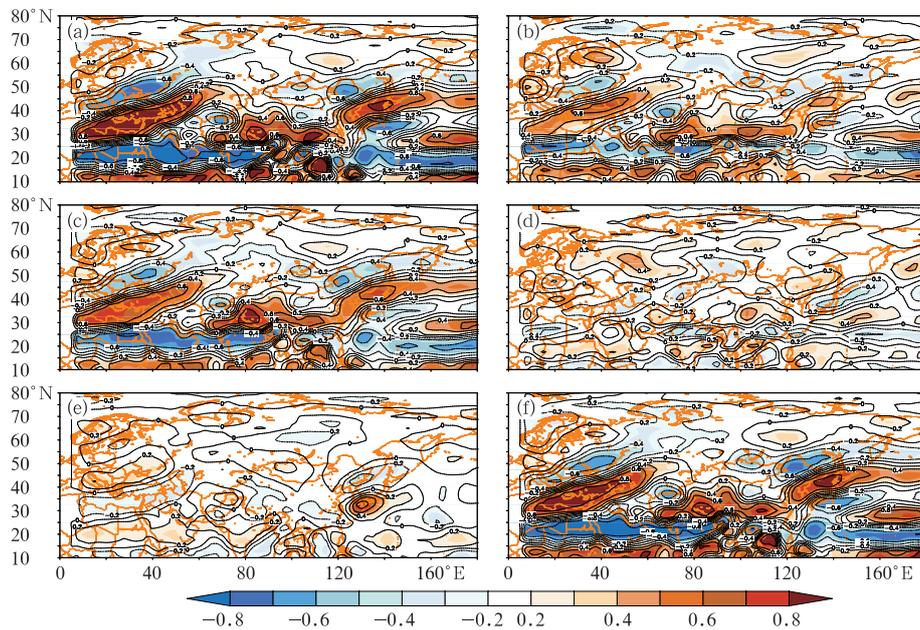


图 3 1960—2015 年夏季北半球 200 hPa 波作用通量散度指数 WFD- I (a)、WFD- II (c)、WFD- III (e) 与波作用通量散度场相关系数分布, 急流强度指数 JI- I (b)、JI- II (d)、JI- III (f) 与波作用通量散度场相关系数分布 (相关系数在 $-0.205 \sim 0.205$ 的未通过 $\alpha=0.05$ 的显著性水平检验)

Fig. 3 Correlation coefficient distribution of the wave activity flux divergence indices

(a) WFD- I, (c) WFD- II, (e) WFD- III and wave activity flux divergence field, correlation coefficient distribution of the jet intensity indices (b) JI- I, (d) JI- II, (f) JI- III and wave activity flux divergence field at 200 hPa in the Northern Hemisphere in the summers of 1960—2015 (significant test of the uncorrelation level $\alpha=0.05$ with correlation coefficient between -0.205 and 0.205)

相关关系;分析图 3d 发现,急流强度指数 JI- II 与波作用通量散度场相关系数最小,分布较为零散,表明急流关键区 II 处纬向风的强弱与 Rossby 波能量和传播之间关系较弱;急流强度指数 JI- III 与波作用通量散度场相关性(图 3f)在急流轴及其以南地区显著,在波通量三个辐散关键区处均为显著正相关,且相关系数达到 0.8 及以上,在波通量两辐合关键区处为显著负相关区域,说明位于日本及以东洋面的副热带西风急流的强度变化与其上游 Rossby 波的能量和传播之间关系密切。

由此可见,波作用通量辐散关键区 I 和关键区 II 处 Rossby 波动能量传播不仅影响着整个波作用通量散度场辐合辐散中心的分布和强弱,同时与 ASWJ 上的急流关键区也有很好的相关关系,急流关键区内纬向风与波作用通量散度场辐散中心强度同步变化。也可以解释为,由波源处激发的 Rossby 波向东传播,波动的强弱影响着其下游地区急流的强弱,而急流关键区 III 纬向风的大小也与波作用通量散度场的强弱和分布有着密切关系。

3 夏季沿亚洲副热带西风急流 Rossby 波传播与我国降水异常的联系

3.1 夏季沿亚洲副热带高空急流 Rossby 波传播与我国降水异常的相关性分析

陶诗言和卫捷(2006)从波的能量传播角度研究发现,欧亚大陆上空存在准静止 Rossby 波列,向东传播至我国沿海,并激发出长波脊,导致副热带高压西伸北跳从而影响我国东部暴雨带位置的变动;廖清海和陶诗言(2004)研究发现以副热带西风急流为波导的准静止波异常是造成东亚 7—8 月大气环流的季节循环进程提前和延迟的主要原因,对应着东亚地区梅雨的结束。以往的研究表明,沿副热带西风急流传播的准静止 Rossby 波与我国夏季天气气候及其关键影响系统的异常活动存在联系。

本文采用可代表沿亚洲副热带西风急流传播的准静止 Rossby 波传播和波流作用的波作用通量散

度指数,研究其与夏季我国降水异常之间的关系。对比五个波作用通量散度指数与我国降水的相关系数发现,位于波源处的波作用通量散度指数 WFD-I 和位于我国青藏高原东部至黄土高原的波作用通量散度指数 WFC-II 与我国降水异常相关性较高,图 4 给出了 1960—2015 年北半球夏季 200 hPa 波作用通量散度指数 WFD-I、WFC-II 与我国降水相关系数分布,分析发现,波作用通量散度指数 WFD-I (图 4a) 与我国北方(尤其是西北地区东部和华北地区)降水为显著负相关,与我国南方地区降水为正相关关系,其中浙江北部、江苏南部以及安徽西南部地区为显著正相关,说明夏季上游波源处波作用通量辐散偏强对应我国北方降水偏弱,南方地区降水可能偏强。分析波作用通量散度指数 WFC-II 与我国降水相关系数分布(图 4b) 发现,在我国北方地区(尤其是西北地区东部和华北地区)为显著正相关区域,南方部分地区为显著负相关区域,说明波通量辐合关键区 II 内辐合偏强,则我国北方降水偏弱、南方降水偏强。说明不仅上游地区 Rossby 波的传播以及能量的频散对我国降水异常有影响,位于我国境内的 Rossby 波强的波流相互作用也将直接对我国降水有较大影响,这与前文研究结论相一致,即五个波作用通量散度指数对应着一个完整波列的不同部分,不同的波作用通量散度指数与我国降水相关系数分布反映的是波动的不同位相对我国降水的影响,可见本文所定义的波作用通量指数之间具有相关性,其中波源处 WFD-I 与其下游关键区波

作用通量散度的联系最为密切。由此,在下面的分析中,将与这两个关键区指数相关系数通过显著性水平检验且高度重叠的区域($32.5^{\circ}\sim 42.5^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 定为北方降水关键区,区域($25^{\circ}\sim 32.5^{\circ}\text{N}$ 、 $110^{\circ}\sim 122.5^{\circ}\text{E}$) 选定为南方降水关键区。

3.2 波作用通量散度指数与我国降水异常显著相关性的年际变化

考虑波作用通量散度指数 WFD-I 和 WFC-II 与我国南、北方关键区降水的显著性关系,下面从 1960—2015 年夏季(6—8 月) 年际变化分析中进一步了解两者的关联性。图 5 为 1960—2015 年夏季(6—8 月) 北半球 200 hPa 波作用通量散度指数 WFD-I、WFC-II 与我国南、北方关键区域内降水标准化距平的年际变化,分析发现,WFD-I 与我国南方关键区降水两者线性相关系数为 0.223,与我国北方关键区内降水相关系数为 -0.56,均通过显著性水平为 $\alpha=0.05$ 的 t 检验,北方相关性高于南方,这与前文分析结果吻合。进一步分析两者相关性的年际变化发现,WFD-I 与我国南方关键区降水为显著正相关主要集中在 20 世纪 70 年代中期至 80 年代中期和 1993—1999 年以及 2006—2015 年;WFD-I 显著正异常即标准化距平大于 1.0 的年份有 1971、1972、1983、1987、1997、2004、2007、2015 年,共 8 a,对应南方关键区降水正距平的年份有 5 a,占比为 62.5%。WFD-I 与我国北方关键区降水为显著负相关主要集中在 20 世纪 60 年代初至

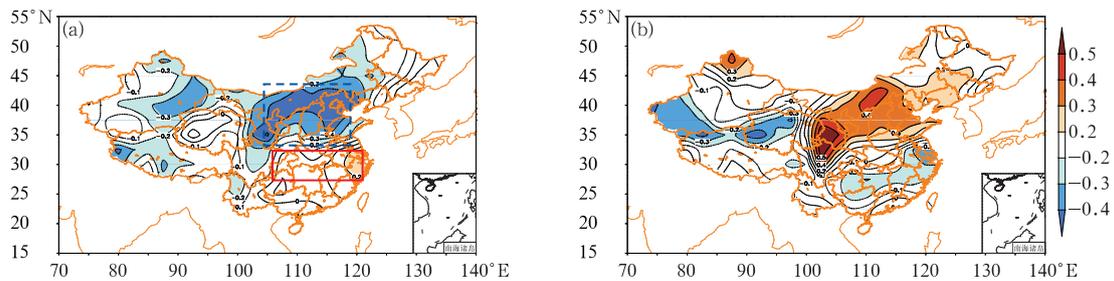


图 4 1960—2015 年夏季北半球 200 hPa 波作用通量散度指数 WFD-I (a)

(蓝色框为北方降水关键区,红色框为南方降水关键区),

WFC-II (b) 与我国降水的相关系数分布

(相关系数在 $-0.205\sim 0.205$ 的未通过 $\alpha=0.05$ 的显著性水平检验)

Fig. 4 Distribution of correlation coefficient between index of wave action flux divergence (a) WFD-I and precipitation in China (blue box: the key area for precipitation in northern China, red box: the key area for precipitation in southern China), (b) WFC-II and precipitation in China in the summers of 1960—2015

(significant test of the uncorrelation level $\alpha=0.05$ with correlation coefficient between -0.205 and 0.205)

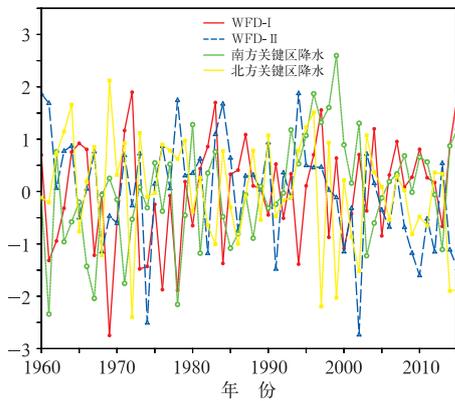


图 5 1960—2015 年夏季北半球 200 hPa 波作用通量散度指数 WFD- I、WFC- II 标准化距平及我国南方和北方关键区降水标准化距平的年际变化

Fig. 5 Interannual variation of normalized anomalies of wave activity flux indices WFD- I, WFC- II, the key areas for precipitation in southern and northern China at 200 hPa in the Northern Hemisphere in the summers of 1960—2015

70 年代末和 20 世纪 80 年代初至 2015 年,仅在 1979—1981 年两者呈同步振荡变化;WFD- I 显著负异常,即标准化距平小于 -1.0 的年份有 1961、1967、1969、1973、1974、1976、1978、1984、1994、2000 年,共 10 a,对应北方关键区降水正距平的年份有 8 a,占比为 80%(见表 1)。

从波作用通量散度指数 WFC- II 与我国南、北方关键区降水标准化距平的年际变化(图 5)来看,WFC- II 与我国南方关键区降水相关系数为 -0.378,与我国北方关键区降水相关系数为 0.449,通过显著性水平为 $\alpha = 0.05$ 的 t 检验。进一步分析

两者相关性的年际变化发现,WFC- II 与我国南方关键区降水在 1960—1967 年以及 20 世纪 70 年代至 2015 年为显著负相关,仅 1968、1969、1970 年除外;WFC- II 显著正异常,即标准化距平大于 1.0 的年份有 1960、1961、1978、1983、1984、1994,共 6 a,对应南方关键区降水负距平的年份有 4 a,占比为 66.7%。WFC- II 与我国北方关键区降水在 20 世纪 60 年代初至 90 年代中期为显著正相关,相关系数为 0.354,其后 1995—2000 年两者相关系数降至 0.057,相关性较弱,20 世纪初期至 2015 年,两者相关系数高达 0.73,相关显著性增加;WFC- II 显著负异常,即标准化距平小于 -1.0 的年份有 1968、1974、1982、1991、2000、2002、2009、2010、2012、2014、2015 年,共 11 a,其中北方关键区降水负距平的年份有 9 a,占比为 81.8%,仅有 2000、2012 年例外。

4 波源处 WFD- I 异常年导致降水异常的环流成因分析

下面探讨五个波作用通量散度指数中最具代表性的波源处波作用通量散度异常导致我国夏季降水异常的环流成因,针对上文得出的 WFD- I 标准化距平正异常年对应的五个南方降水异常偏多年和 WFD- I 标准化距平负异常年对应的八个北方降水异常偏多年,就环流形势、水汽条件以及垂直动力结构进行合成分析。

图 6 为 WFD- I 正、负异常年的波作用通量距平场以及我国降水量距平、整层水汽输送距平、水汽通量散度距平、垂直环流、散度距平和纬向风的垂直剖面,在波作用通量散度指数 WFD- I 正异常年

表 1 波作用通量散度指数 WFD- I、WFC- II 与我国南、北方关键区降水异常年

Table 1 Years with abnormal wave activity flux indices WFD- I and WFC- II and precipitation in the key areas of southern and northern China

	波作用通量散度指数 WFD- I		波作用通量散度指数 WFC- II	
	正异常年	负异常年	正异常年	负异常年
我国北方关键区降水正距平年份		1967、1969、1973、1976、1978、1984、1994、2000		2000、2012
我国北方关键区降水负距平年份		1961、1974		1968、1974、1982、1991、2002、2009、2010、2014、2015
我国南方关键区降水正距平年份	1983、1987、1997、2007、2015		1983、1994	
我国南方关键区降水负距平年份	1971、1972、2004		1960、1961、1978、1984	

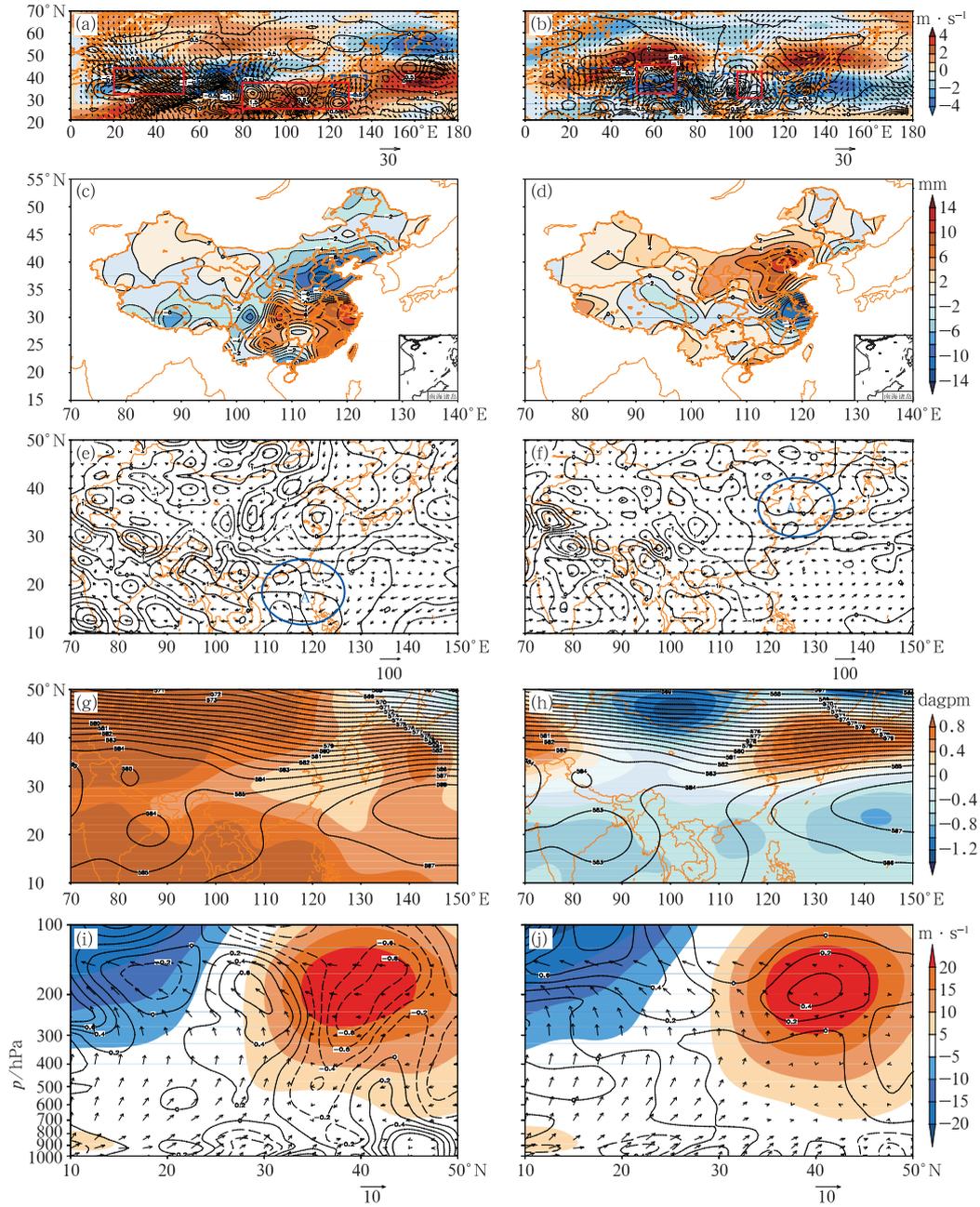


图 6 合成分析(a,b)200 hPa 纬向风距平(阴影)、波作用通量距平(箭头,单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)、波作用通量散度距平(等值线,单位: $10^{-6} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$);(c,d)我国降水量距平分布;(e,f)整层水汽输送距平(箭头,单位: $10^{-4} \text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、水汽通量散度距平(等值线,单位: $10^{-5} \text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$);(g,h)500 hPa 位势高度场(等值线,单位:dagpm)、位势高度距平场(阴影);(i,j)沿 $105^\circ \sim 120^\circ \text{E}$ 垂直环流(箭头)、散度距平(等值线,单位: 10^{-6}s^{-1})以及纬向风(阴影)

(a, c, e, g, i) WFD- I 正异常年, (b, d, f, h, j) WFD- I 负异常年

(图中红色框代表波作用通量辐散区,蓝色框代表波作用通量辐合区)

Fig. 6 Composite analysis of (a, b) departure of 200 hPa zonal wind (shadow), departure of wave activity flux (arrow, unit: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) and wave activity flux divergence (contour, unit: $10^{-6} \text{m} \cdot \text{s}^{-2}$); (c, d) departure of precipitation distribution in China; (e, f) departure of vertical integrated water vapor transportation (arrow, unit: $10^{-4} \text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and water vapor flux divergence (contour, unit: $10^{-5} \text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$); (g, h) 500 hPa potential height field (contour, unit: dagpm) and departure of 500 hPa potential height field (shadow); (i, j) vertical circulation (arrow), departure of divergence (contour, unit: 10^{-6}s^{-1}), zonal wind (shadow) averaged along $105^\circ \sim 120^\circ \text{E}$ (a, c, e, g, i) WFD- I positive anomalous year (b, d, f, h, j) WFD- I negative anomalous year (Red box represents the wave flux divergence zone, and blue box represents the wave action flux convergence zone)

(图 6a), 纬向风正距平大值区主要分布于 35°N 以南地区, 急流位置偏南; 波源处波作用通量散度正距平值达 $1.0 \times 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, 表明有强的波流相互作用, 该地区有西北向的波作用通量矢量, 沿纬向风正距平带向下游、向东南传播, 辐合辐散距平中心位置较气候态明显偏东, 波作用通量辐合关键区 I 中心位置由气候态的 60°E 偏东移至 70°E , 辐散关键区 II 中心位置由 85°E 偏东移至 105°E , 相应地我国南方大部分受位置偏东的辐散关键区 II 控制, 波流相互作用导致我国南方地区上空高空西风急流加强, 对应南方地区为降水量正距平(图 6c)。分析整层水汽输送距平以及水汽通量散度距平发现(图 6e), 低纬地区存在一支自孟加拉湾经缅甸向北而后折向东输送的水汽通量距平, 同时, 菲律宾地区为异常反气旋环流, 我国南海上空有向北的整层水汽通量距平向我国南方输送, 两支水汽通量在我国南方交汇, 使得该地区获得源源不断的水汽供应, 相应地, 在我国东南部地区为水汽通量散度强负距平, 说明我国南方地区为强水汽辐合区, 有利于我国南方降水的偏多; 从 500 hPa 高度场环流形势可以看出(图 6g) 西北太平洋副热带高压呈带状分布, 强度偏强, 脊线位置偏南, 586 dagpm 等高线位于我国江南、华南地区, 呈东北—西南走向, 西风带南界南压至长江中下游地区, 受其上游短波槽东移影响, 使得我国南方地区盛行西南风, 且与沿北方偏西气流携带的冷空气交汇; 同时, 在沿 $105^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 的垂直剖面图上(图 6i), 高空西风急流位置偏南, 我国南方地区受高空急流南侧的强辐散正距平控制, 低层为辐合距平, 自低层至高空 200 hPa 为整层的垂直上升运动。由此可见, 波源处 WFD-I 异常偏高时, 由上游波源地区激发的 Rossby 波向下游地区的频散偏强, 波作用量沿偏南位置的异常强西风急流东传, 在我国南方上空形成强波作用通量辐散中心, 导致西风加强, 高低空辐散辐合配置加强, 垂直上升运动增强, 易造成我国南方地区降水异常偏多。

在 WFD-I 负异常年(图 6b), 纬向风正距平大值区主要分布在 40°N 以北地区, 急流位置偏北; 波源处波作用通量散度负距平值达 $-1.0 \times 10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, 且该地区波作用通量矢量多为偏北方向, Rossby 波能量的经向传播较强而纬向传播较弱, 气候态波作用通量辐合关键区 I 处有正距平大值中心, 表明此处为强辐散区域, 波作用通量辐散关键区 II 处则为强辐合, 辐合关键区 II 处有正距平中心, 辐散关键区

III 则为强辐合, 上述辐合辐散中心分布与气候态呈现为反位相, 相应地北方降水关键区受波作用通量辐散控制, 波流相互作用导致我国北方地区上空高空西风急流加强, 对应北方关键区降水量为正距平(图 6d)。分析整层水汽输送距平以及水汽通量散度距平发现(图 6f), 日本海为异常反气旋环流, 其南侧和西侧外围有向东和向北的水汽通量输送, 将西北太平洋的水汽输送到我国北方地区, 在我国华北北部地区为水汽通量散度负距平, 有利于我国北方降水的偏多; 从图 6h 可见, 西北太平洋副热带高压偏弱, 我国北方地区受有利于降水的西低东高位势高度距平形势控制; 同时在沿 $105^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 的垂直剖面图上(图 6j) 高空西风急流位置偏北, 我国北方地区受高层强辐散正距平控制, 地面为辐合距平, 自低层有垂直上升环流向北扩展至我国北方地区高空 200 hPa。由此可见, 波源处 WFD-I 异常偏低时, Rossby 波能量以经向传播为主, 纬向传播偏弱, 辐合辐散关键区与气候态呈反位相分布, 北方降水关键区受波通量辐散控制, 西风加强, 高低空辐散辐合配置加强, 垂直上升运动增强, 易造成我国夏季北方地区降水异常偏多。

5 结论与讨论

本文采用长序列 1960—2015 年夏季(6—8 月) NCEP 逐日再分析资料和同期中国国家站日降水资料, 研究了夏季沿亚洲副热带西风急流 Rossby 波活动的频散、能量传播和波流相互作用及其对我国夏季降水的影响。得出以下结论:

(1) 夏季 200hPa 亚洲副热带高空西风急流三个关键区与南北风转化的经向风零值及其附近相对应, 表现为沿 ASWJ 上纬向三波型准静止 Rossby 波形态。在亚洲急流入口区黑海附近南风最强, 超过 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 科氏力作用于南风有利于西风加强, 在亚洲急流出口区 150°E 附近受北风控制, 科氏力作用于北风有利于西风减速, 准静止 Rossby 波列经向风速度沿西风急流东传过程中发生减速。

(2) 沿 ASWJ 准静止 Rossby 波产生的源地主要在地中海地区, Rossby 波在此激发并沿 ASWJ 向东传播, 在沿东传过程中能量不断耗散, 传播速度整体逐渐减弱。波作用通量的辐合辐散中心沿副热带西风急流交替分布, 波流相互作用是 ASWJ 上西风强弱交替变化的动力机制。三个急流强度急流关键

区上游地区存在有波作用通量辐散中心,下游有波作用通量辐合中心,反映急流强度关键区为西风向东持续加速的东边界,西风向东开始减速的西边界。

(3) Rossby 波在沿 ASWJ 东传过程中波作用通量及其辐散辐合中心的位置向南偏移,表明波作用通量活动在东传过程中在急流轴南侧相对活跃,在纬向方向上辐合辐散区域呈“+ - + - +”的长波尺度三波分布。五个波作用通量散度关键区之间具有显著的相关性,为同一 Rossby 波列的不同部分, Rossby 波波作用通量散度关键区 I 和关键区 II 的强弱影响着其下游地区副热带西风急流的强弱,而急流关键区 III 纬向风的大小也与波作用通量辐散的强弱和分布有着密切关系。

(4) 波作用通量辐散关键区 I、辐合关键区 II 所对应的波作用通量散度指数 WFD-I、WFC-II 与我国南、北方降水相关性最为显著,两者与降水的关系均具有一定的年际变化特征。对 56 年夏季统计分析发现,在 WFD-I 为正异常年时,对应南方关键区降水偏多年份占比 62.5%,在 WFD-I 为负异常年时,对应北方关键区降水偏多年份占比 80%;在 WFC-II 为正异常年时,对应南方关键区降水偏少年份占比 66.7%,在 WFC-II 为负异常年时,对应北方关键区降水偏少年份占比 81.8%。

(5) 研究夏季波源处波作用通量散度指数 WFD-I 异常年导致我国降水异常的环流成因发现, WFD-I 为正异常年时,由上游波源地区激发的 Rossby 波向下游地区的频散偏强,位置偏南,波流相互作用导致我国南方上空高空急流加强,高低空辐散辐合配置加强,垂直上升运动增强,易造成我国南方地区降水异常偏多。WFD-I 负异常年时, Rossby 波能量的经向传播较强而纬向传播较弱,北方降水关键区受波通量辐散控制,高空西风急流加强,高低空辐散辐合配置和垂直上升运动增强,有利于我国北方地区降水的发展。

本文采用 E-P 通量的方法,研究了夏季沿亚洲副热带西风急流 Rossby 波的传播特征及其对我国降水异常的关系和成因分析,有一定的理论意义和实际应用价值,尤其寻找的波源处的强信号特征,及其对我国南、北方降水异常的天气学概念模型,对我国夏季降水的中期天气预报分析具有一定的参考意义。但对于高空急流轴南侧的强的波流相互作用将如何并在什么程度上引起下游西风强度的变化,以及下游辐散关键区 III 和辐合关键区 II 又将对上流系

统如何产生反馈作用,并影响我国夏季降水,是值得进一步深入细致研究的科学问题。

参考文献

- 程海霞,丁治英,帅克杰,2005. 近 5a 我国沙尘暴与高空急流关系的统计分析[J]. 中国沙漠,25(6):891-896. Cheng H X, Ding Z Y, Shuai K J, 2005. Statistic analysis on relation between sandstorm and high level jet stream in China in latest 5 years[J]. J Des Res, 25(6):891-896(in Chinese).
- 高守亭,陶诗言,1991. 高空急流加速与低层锋生[J]. 大气科学,15(2):11-22. Gao S T, Tao S Y, 1991. The lower layer frontogenesis induced by the acceleration of upper jet stream[J]. Chin J Atmos Sci, 15(2):11-22(in Chinese).
- 高守亭,陶诗言,丁一汇,1992. 寒潮期间高空波动与东亚急流的相互作用[J]. 大气科学,16(6):718-724. Gao S T, Tao S Y, Ding Y H, 1992. Upper wave-East Asian jet interaction during the period of cold wave outbreak[J]. Chin J Atmos Sci, 16(6):718-724(in Chinese).
- 耿全震,黄荣辉,1996. 辐散风和瞬变的涡度通量的异常对定常波年际异常的强迫作用[J]. 气象学报,54(2):132-141. Geng Q Z, Huang R H, 1996. The forcing of anomalous divergent wind and transient vorticity fluxes to the anomaly of stationary waves[J]. Acta Meteor Sin, 54(2):132-141(in Chinese).
- 郭恒,张庆云,2016. 华南前汛期盛期中国东部降水异常模式的环流特征及成因分析[J]. 气候与环境研究,21(6):633-652. Guo H, Zhang Q Y, 2016. The dominant modes of precipitation anomalies in eastern China during the peak of pre-rainy season in south China and possible causes[J]. Climatic Environ Res, 21(6):633-652(in Chinese).
- 黄荣辉,皇甫静亮,刘永,等,2016. 从 Rossby 波能量频散理论到准定常行星波动力学研究的发展[J]. 大气科学,40(1):3-21. Huang R H, Huangfu J L, Liu Y, et al, 2016. Development from the theory of energy dispersion of Rossby waves to studies on the dynamics of quasi-stationary planetary waves[J]. Chin J Atmos Sci, 40(1):3-21(in Chinese).
- 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 R H, Sun F Y, 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]. Chin J Atmos Sci, 18(2):141-151(in Chinese).
- 金荣花,2012. 东亚副热带西风急流中期变化及其对梅雨异常的影响[D]. 南京:南京信息工程大学. Jin R H, 2012. Middle-range variation of the east Asian subtropical westerly jet and its influence on abnormal character of Meiyu[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science & Technology(in Chinese).
- 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):382-389. Kuang X Y, Zhang Y C, 2006. Impact of the position abnormalities of East Asian subtropical westerly jet on summer precipitation in

- middle-lower reaches of Yangtze River[J]. Plateau Meteor, 25(3):382-389(in Chinese).
- 雷兆崇, 1991. Plumb 三维波作用通量和 EP 剖面图一对定常波模式输出结果的诊断分析[J]. 南京气象学院学报, 14(1):25-33. Lei Z C, 1991. Plumb wave activity flux and Eliassen-Palm(E-P) cross-section: a diagnostic analysis of the stationary wave model output[J]. J Nanjing Inst Meteor, 14(1):25-33(in Chinese).
- 李崇银, 2000. 气候动力学引论: 第 2 版[M]. 北京: 气象出版社. Li C Y, 2000. Introduction to Climate Dynamics[M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press(in Chinese).
- 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 C Y, Wang Z T, Lin S Z, et al, 2004. The relationship between East Asian summer monsoon activity and northward jump of the upper westerly jet location[J]. Chin J Atmos Sci, 28(5):641-658(in Chinese).
- 李明刚, 管兆勇, 梅士龙, 2016. 夏季长江中下游地区降水持续性年(代)际变异及其与环流和 Rossby 波活动的联系[J]. 大气科学, 40(6):1199-1214. Li M G, Guan Z Y, Mei S L, 2016. Interannual and interdecadal variations of summer rainfall duration over the middle and lower reaches of the Yangtze River in association with anomalous circulation and Rossby wave activities[J]. Chin J Atmos Sci, 40(6):1199-1214(in Chinese).
- 李勇红, 张可苏, 1992. 急流加速产生的高空锋生和 low 空锋生[J]. 大气科学, 16(4):452-463. Li Y H, Zhang K S, 1992. Upper-level frontogenesis and lower-level frontogenesis forced by jet acceleration[J]. Chin J Atmos Sci, 16(4):452-463(in Chinese).
- 廖清海, 陶诗言, 2004. 东亚地区夏季大气环流季节循环进程及其在区域持续性降水异常形成中的作用[J]. 大气科学, 28(6):835-846. Liao Q H, Tao S Y, 2004. The seasonal march of atmospheric circulation over East Asia in the late summer and its role in the formation of the regional persistent precipitation anomaly [J]. Chin J Atmos Sci, 28(6):835-846(in Chinese).
- 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 R Y, Lin Z D, Zhang Y C, 2013. Variability of the East Asian upper-tropospheric jet in summer and its impacts on the East Asian monsoon[J]. Chin J Atmos Sci, 37(2):331-340(in Chinese).
- 罗雄, 李国平, 2018. 高空急流对青藏高原切变线影响的数值试验与动力诊断[J]. 气象学报, 76(3):361-378. Luo X, Li G P, 2018. Numerical experiments and dynamic diagnosis of the upper-level jet stream impact on the Tibetan Plateau shear line[J]. Acta Meteor Sin, 76(3):361-378(in Chinese).
- 吕克利, 钱滔滔, 1996. 高空西风急流和 low 空南风急流中的冷锋环流[J]. 大气科学, 20(6):679-690. Lu K L, Qian T T, 1996. The cold-frontal circulation in the upper-level westerly jet and low-level southerly jet[J]. Chin J Atmos Sci, 20(6):679-690(in Chinese).
- 全美兰, 刘海文, 朱玉祥, 等, 2013. 高空急流在北京“7. 21”暴雨中的动力作用[J]. 气象学报, 71(6):1012-1019. Quan M L, Liu H W, Zhu Y X, et al, 2013. Study of the dynamic effects of the upper-level jet stream on the Beijing rainstorm of 21 July 2012 [J]. Acta Meteor Sin, 71(6):1012-1019(in Chinese).
- 盛承禹, 1986. 中国气候总论[M]. 北京: 科学出版社. Sheng C Y, 1986. General Climate in China[M]. Beijing: Science Press(in Chinese).
- 孙风华, 张耀存, 郭兰丽, 2009. 中国东部夏季降水与同期东亚副热带急流年代际异常的关系[J]. 高原气象, 28(6):1308-1315. Sun F H, Zhang Y C, Guo L L, 2009. Relationship between the East Asia subtropical westerly jet anomaly and summer precipitation over eastern China[J]. Plateau Meteor, 28(6):1308-1315(in Chinese).
- 陶诗言, 卫捷, 2006. 再论夏季西太平洋副热带高压的西伸北跳[J]. 应用气象学报, 17(5):513-525. Tao S Y, Wei J, 2006. The westward, northward advance of the subtropical high over the west Pacific in summer[J]. J Appl Meteor Sci, 17(5):513-525(in Chinese).
- 陶诗言, 卫捷, 梁丰, 等, 2010. Rossby 波的下游效应引发我国高影响天气的分析[J]. 气象, 36(7):81-93. Tao S Y, Wei J, Liang F, et al, 2010. Analysis of high impact weather induced by the downstream effect of Rossby waves[J]. Meteor Mon, 36(7):81-93(in Chinese).
- 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 S Y, Zhao Y J, Chen X M, 1958. The relationship between Meiyu in far east and the behaviour of circulation over Asia[J]. Acta Meteor Sin, 29(2):119-134(in Chinese).
- 汪靖, 刘宣飞, 韩桂荣, 等, 2006. 2005 年江淮流域入梅偏晚的成因分析[J]. 气象, 32(12):76-81. Wang J, Liu X F, Han G R, et al, 2006. Causality analysis of late Meiyu over the Changjiang and Huaihe River Basins in 2005[J]. Meteor Mon, 32(12):76-81(in Chinese).
- 汪宁, 许遐祯, 王莹, 等, 2017. 东亚高空急流协同变化对冬季欧亚遥相关型气候效应的影响[J]. 大气科学, 41(3):461-474. Wang N, Xu X Z, Wang Y, et al, 2017. The influence of upper level jet streams in East Asia on climatic effects of Eurasian teleconnection pattern in the winter[J]. Chin J Atmos Sci, 41(3):461-474(in Chinese).
- 王秀文, 李勇, 周兵, 2012. Rossby 波列传播效应在梅汛期强降雨中期预报中的应用研究[J]. 气象, 38(9):1070-1077. Wang X W, Li Y, Zhou B, 2012. An applied research about spread effects of Rossby wave in medium-range forecast on heavy rain during Meiyu flood period[J]. Meteor Mon, 38(9):1070-1077(in Chinese).
- 许金萍, 王文, 蔡晓军, 2017. 长江中下游地区 2011 年冬春连旱及 2013 年夏季高温干旱环流特征及其与 Rossby 波活动的联系对比分析[J]. 热带气象学报, 33(6):992-999. Xu J P, Wang W, Cai X J, 2017. A comparison of the Rossby wave activities and circulation features of the drought in winter-spring of 2011 and in summer of 2013 over mid-lower reaches of the Yangtze River Basin[J]. J Trop Meteor, 33(6):992-999(in Chinese).
- 杨莲梅, 张庆云, 2007. 夏季东亚西风急流 Rossby 波扰动异常与中国

- 降水[J]. 大气科学, 31(4): 586-595. Yang L M, Zhang Q Y, 2007. Anomalous perturbation kinetic energy of Rossby wave along East Asian westerly jet and its association with summer rainfall in China[J]. Chin J Atmos Sci, 31(4): 586-595 (in Chinese).
- 叶笃正, 陶诗言, 李麦村, 1958. 在六月和十月大气环流的突变现象[J]. 气象学报, 29(4): 249-263. Ye D Z, Tao S Y, Li M C, 1958. The abrupt change of circulation over northern hemisphere during June and October[J]. Acta Meteor Sin, 29(4): 249-263 (in Chinese).
- 张庆云, 宣守丽, 孙淑清, 2018. 夏季东亚高空副热带西风急流季节内异常的环流特征及前兆信号[J]. 大气科学, 42(4): 935-950. Zhang Q Y, Xuan S L, Sun S Q, 2018. Anomalous circulation characteristics of intraseasonal variation of East Asian subtropical westerly jet in summer and precursory signals[J]. Chin J Atmos Sci, 42(4): 935-950 (in Chinese).
- 张兴强, 丁治英, 王焱, 2001. 高空急流与中纬度系统影响下台风暴雨的研究现状[J]. 气象, 27(8): 3-8. Zhang X Q, Ding Z Y, Wang Y, 2001. Actuality of high-jet and heavy rainfall caused by interaction between the mid-latitude synoptic system and typhoon[J]. Meteor Mon, 27(8): 3-8 (in Chinese).
- Ambrizzi T, Hoskins B J, Hsu H H, 1995. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter[J]. J Atmos Sci, 52(21): 3661-3672.
- Bell G D, Halpert M S, Schnell R C, 2000. Climate assessment for 1999[J]. Bull Amer Meteor Soc, 81(6): S1-S50.
- Ding Q H, Wang B, 2005. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer[J]. J Climate, 18(17): 3483-3505.
- Hoskins B J, Karoly D J, 1981. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing[J]. J Atmos Sci, 38(6): 1179-1196.
- Krishnamurti T N, 1961. The subtropical jet stream of winter[J]. J Meteor, 18(2): 172-191.
- Kung E C, Chan P H, 1981. Energetics characteristics of the Asian winter monsoon in the source region[J]. Mon Wea Rev, 109(4): 854-870.
- Liang X Z, Wang W C, 1998. Associations between China monsoon rainfall and tropospheric jets[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 124(552): 2597-2623.
- Lu R Y, Oh J H, Kim B J, 2002. A teleconnection pattern in upper-level meridional wind over the North African and Eurasian continent in summer[J]. Tellus A, 54(1): 44-55.
- Nitta T, 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation[J]. J Meteor Soc Jpn, 65(3): 373-390.
- Plumb R A, 1985. On the three-dimensional propagation of stationary waves[J]. J Atmos Sci, 42(3): 217-229.
- Sardeshmukh P D, Hoskins B J, 1988. The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence[J]. J Atmos Sci, 45(7): 1228-1251.
- Takaya K, Nakamura H, 1997. A formulation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow[J]. Geophys Res Lett, 24(23): 2985-2988.
- Terao T, 1999a. Relationships between the quasi-stationary Rossby waves in the subtropical jet and the mass and heat transport in the northern periphery of the Tibetan high[J]. J Meteor Soc Jpn, 77(6): 1271-1286.
- Terao T, 1999b. The zonal wavelength of the quasi-stationary Rossby waves trapped in the westerly jet[J]. J Meteor Soc Jpn, 77(3): 687-699.
- Wallace J M, Gutzler D S, 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter[J]. Mon Wea Rev, 109(4): 784-812.