

文章编号: 2096-1618(2019)02-0143-06

东亚梅雨季低频波波包传播特征

廖洪涛, 肖天贵, 魏 微, 柳晓庆

(成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225)

摘要:利用 1976–2016 年 41 a NCEP/NCAR 再分析日平均资料和中国 2426 站 20~20 时日降水量资料,使用带通滤波以及波包传播的诊断方法分析了 10~20 d 低频波波包分布和传播特征,并进一步研究了典型梅雨异常年(1998 年和 2002 年)梅雨季低频扰动能量的传播特征,提高对 10~20 d 低频扰动能量的认识,进而提高中期延伸期的天气预报水平。研究表明,南半球低频波波包值高于北半球;低频波波包呈经向传播,冬季低频波波包高值中心基本位于高纬度地区,到了夏季,高纬度地区低频波波包向低纬度赤道方向移动。梅雨典型异常年波包的纬向和经向传播表明,丰梅年长江中下游地区扰动能量纬向上主要受来自太平洋中部西传累积的影响,经向上受来自蒙古高原向南传播累积的影响。枯梅年则正好相反。

关键词:气象学;东亚季风;低频振荡;南海夏季风;波包传播诊断;梅雨异常

中图分类号:P458.1⁺21

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcuit.2019.02.008

0 引言

东亚季风与中国降水的多寡密切相关,因此,20 世纪 30 年代开始利用地面观测资料以及少量的高空探测资料研究东南季风及其与中国降水的联系^[1]。南海夏季风的爆发标志着东亚夏季风的来临和中国雨季的开始,其爆发可能与海温的作用、热带的强迫作用(如对流)、青藏高原的热力作用以及南北半球的相互作用等有关^[2-3],可见,南海地区的环流对南海季风具有重要影响^[4]。研究表明,东亚地区副热带高压的移动能显著的影响江淮流域降水,并且与西太平洋上空副高的低频振荡有关^[5-7],由此,从系统移动尤其是能量传播研究东亚梅雨季的特征就是非常重要的工作。

研究表明东亚夏季风环流和降水系统均存在明显的低频振荡特征,表现为 20 d 和 40 d 的准周期变化^[8-9],其中江淮流域强降水过程与 10~30 d 低频降水紧密联系^[10-11]。中国东部副热带夏季风降水具有显著的准双周振荡(10~20 d)特征,准双周振荡偏强时中国东部副热带夏季风降水偏强^[12-13],可见 10~30 d 低频振荡对江淮降水有重要贡献。目前低频振荡的研究主要集中在季节内(30~60 d)振荡,对准双周(10~20 d)的研究偏少,因此本文通过波包传播诊断方法^[14]研究 10~20 d 低频波波包的分布与传播特征并进而研究低频扰动能量传播对东亚江淮梅雨季的影响。

1 资料与方法

文中采用 NCEP/NCAR 全球逐日再分析资料,时间序列长度为 1976–2016 年共 41 a,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,格点数为 144×73 。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 h–20 h)。

文中主要的研究方法是利用信号分析理论提出的波包传播诊断方法^[14],可直接利用实际观测资料研究了扰动能量的分布和传播特征。具体计算步骤如下:

(1)采用 Butterworth 带通滤波方法,得到窄带信号 $P(x, y, t)$;

(2)求取已知窄带信号的希尔伯特(Hilbert)变换 $\hat{P}(x, y, t)$,实际上也就是求取已知窄带信号序列的正交序列,

$$\hat{P}(x, y, t) = A(x, y, t) \cdot \sin[kx + ly + \omega_0 t + \varphi(x, y, t)]$$

(3)求取解析信号 $P_c(x, y, t)$ 的振幅就是窄带信号的包络,即

$$|P_c(x, y, t)| = A(x, y, t)$$

其中,

$$P_c(x, y, t) = P(x, y, t) + i\hat{P}(x, y, t)$$

$$A(x, y, t) = \sqrt{P^2(x, y, t) + \hat{P}^2(x, y, t)}$$

(4)将求出的各空间点的波包数值,绘制成波包分布图,再由波包分布图的连续变化,获得波包特征。在计算 $A(x, y, t)$ 过程中已将位势高度场资料作了标准化,所得的波包值均为无量纲数值。

收稿日期:2018-05-11

基金项目:国家自然科学基金资助项目(91337215, 41575066);国家科技支撑计划资助项目(2015BAC03B05);全国大学生创新训练计划资助项目(201610621033)

2 10~20 d低频波波包分布与传播特征

江淮梅雨季与东亚夏季风密切相关,而东亚夏季风又是全球环流变化的重要部分,因此,首先计算并分析了北半球850 hPa高度场冬夏和典型月份的10~20 d低频波波包值,分析北半球低频波包的分布和传播特征。

2.1 北半球850 hPa高度场低频波波包分布特征

从1976~2016年北半球850 hPa高度场10~20 d低频波波包平均图(图1)可以看出,在北半球冬季10~20 d低频波波包值比高层波包值大,部分高值中心

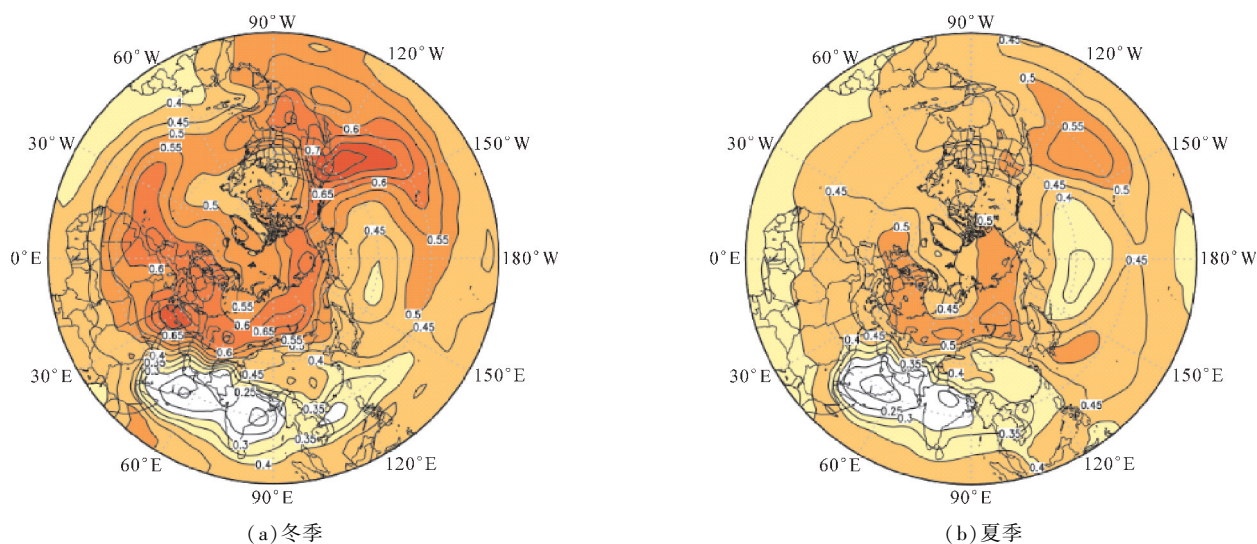


图1 1976~2016年北半球850 hPa高度场10~20 d低频波波包平均图

从1976~2016年北半球850 hPa高度场10~20 d低频波波包平均图(图2)可以看出,1月北半球大部分处于波包高值区。北半球最大波包值超过0.8。在北半球有6个波包高值中心,分别是位于地中海,俄罗斯中部,白令海峡,北美洲西岸,大西洋中部以及墨西哥湾。位于白令海峡的高值中心为北半球最大波包值,波包值超过0.7。1月南半球波包能量较北半球弱,在60°S波包呈明显的带状分布。在澳大利亚东部有南半球最强的波包高值中心,波包值大于0.6。在南美洲东岸,澳大利亚东南以及非洲南岸还分布着一些相对较弱的波包高值中心。4月,北半球波包能量强度减弱,地中海高值中心向南移动到非洲北部,波包能量减弱,白令海峡波包高值中心向西南移动与俄罗斯中部波包高值中心融合,北美洲西岸波包高值中心向西南移动进入太平洋,位于墨西哥湾以及大西洋中部的波包则减弱消失。4月,南半球60°S波包带强度增强,并且北抬向赤道方向移动。位于澳大利亚东部能

量最强的波包高值中心减弱消失。7月,北半球波包能量继续减弱,从整体上看,波包高值中心整体向南移动。位于俄罗斯中部波包高值中心向南移动至中国东海,位于非洲北部的波包高值中心向东南方移动至孟加拉湾南部赤道位置,太平洋波包高值中心也从30°N向南移动至靠近赤道位置。7月,南半球波包能量强度继续增强,波包带也持续北抬至30°S。南半球波包能量值达到最大值,波包带内波包高值中心波包值均大于0.7。10月,北半球波包能量开始增强,波包高值中心有北抬趋势。位于中国东北的波包高值中心和巴尔喀什湖的波包中心融合向西北移动回俄罗斯中部,而位于孟加拉湾南部赤道上的高值中心分裂减弱的同时有向西北和向北两个方向频散趋势。10月南半球波包分布相对于北半球来说,波包能量开始减弱,扰动能量中心强度减弱的同时,向南移动,重新回到中高纬度地区。

波包值大于0.7,而且与高层特征相似赤道地区除太平洋均为波包低值区,只有在中高纬度出现了波包高值区。这种大范围情况下,850 hPa高度场10~20 d低频波波包存在两个高值中心,且850 hPa高值区主要分布在高纬度地区。在地中海以及北美洲西岸各存在一个波包高值中心,北美洲西岸波包高值中心波包值超过0.7。而在高纬度地区,还存在一条u型波包大值带。

相对冬季来说,夏季波包值明显降低,高值中心变得不明显。位于北美洲西岸的波包向东南方向移动至太平洋上,位于地中海的波包高值中心向东移动至西伯利亚,并且波包中心值减弱到0.6以下。在日本南部新生成一波包高值中心。

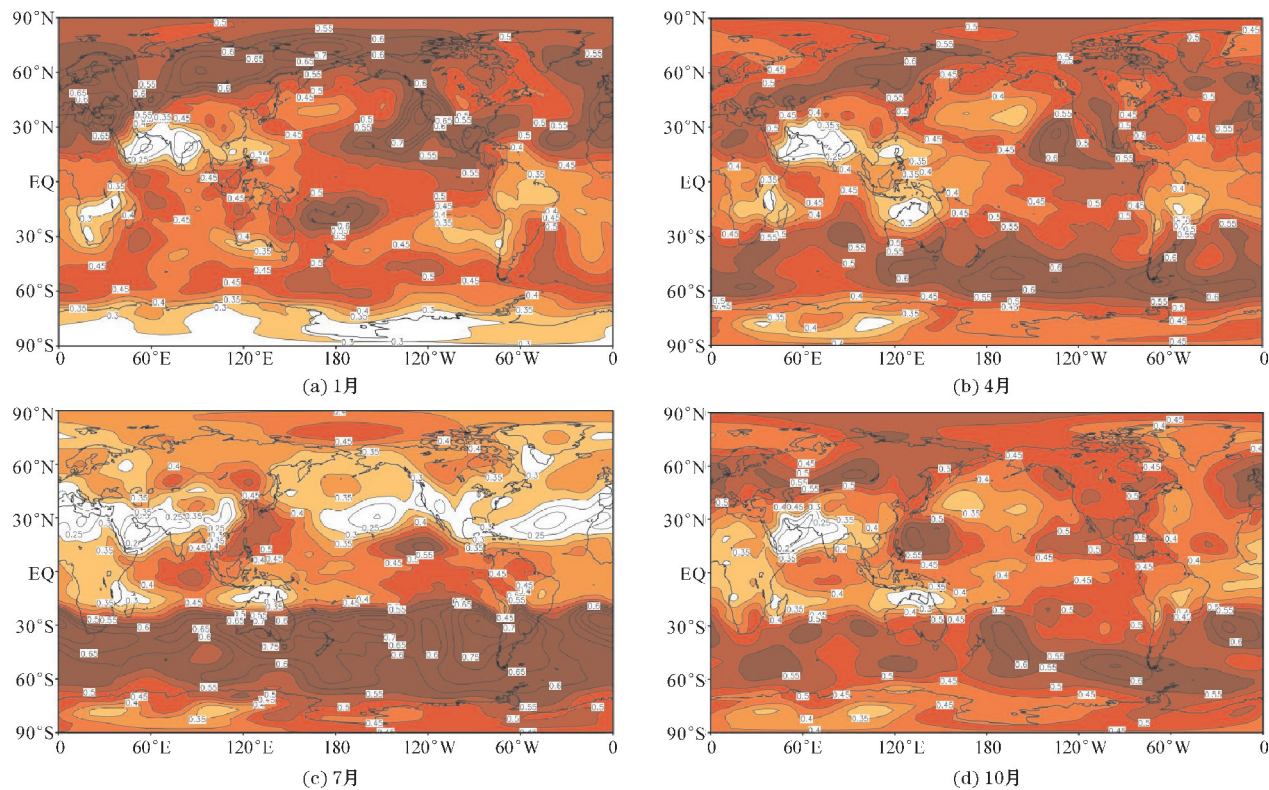


图 2 1976-2016 年北半球 850 hPa 高度场 10 ~ 20 d 低频波波包平均图

2.2 南海地区低频波波包传播特征

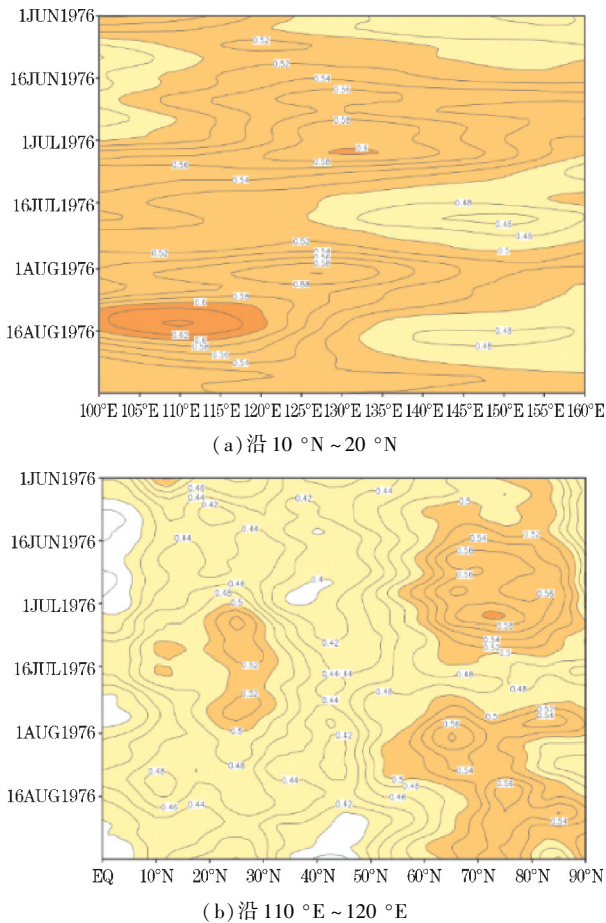


图 3 1977-2016 年 850 hPa 平均波包传播图

南海是东亚夏季风爆发最早的地区之一,已有研究表明,5 月 4 日前后南海夏季风的突然爆发,标志着东南亚和东亚夏季风的到来和雨季的开始,因此,当研究东亚夏季风对梅雨季的影响时将首先研究南海地区低频波包的传播特征。

图 3 为南海地区 41 a 平均波包传播分布图,图 3(a)为 850 hPa 高度场波包沿 10°N ~ 20°N 平均的时间-经度剖面图,从图中可以看出,6 月有 2 个较弱的波包分别从太平洋中部向西以及长江中下游向东传播至太平洋西部,并在太平洋西部汇聚并剧烈发展,随后 7 月 2 日左右波包向西传播直至传播至长江中下游并在 8 月 13 日左右增至最强。图 3(b)为 850 hPa 高度场波包沿 110°E ~ 120°E 平均的时间-纬度剖面图,从图中可以看出,在南海区域(10°N ~ 20°N)内波包从 6 月 1 日逐渐北抬,波包能量先减弱再增强,在 7 月 5 日发展到最强并持续维持在 28°N 附近最后在 7 月底向南移动回 10°N 同时波包能量减弱。

从全球低频波波包分布可以看出总体上全球存在 4 条相对于赤道对称的低频波波包带,呈纬向分布,分别位于 30°N, 60°N 和 30°S, 60°S; 大部分的低频波波包高值中心位于大陆与海洋交接区域; 南半球低频扰动能量高于北半球; 北半球冬季的低频扰动能量强度比夏季大,相较于北半球,南半球则相反,夏季低频扰动能量大于冬季。而在低频波波包变化过程中,低纬度地区低频能量变化幅度较于中高纬度更小; 低频扰动能量呈径向传播,冬季低频扰动能量中心基本位于

高纬度地区,到了夏季,高纬度地区低频扰动能量中心则向低纬度赤道方向移动。从南海区域波包经向和纬向传播特征,可以看出,低频扰动能量纬向上,能量从太平洋中部向西传播至长江下游,经向上则为先北抬后南落。

3 梅雨异常年低频波波包传播特征

东亚副热带梅雨是东亚地区在东亚季风影响下,长江中下游地区最为显著的降水^[15]。梅雨期降雨,尤其是造成洪涝灾害的持续性强降水过程的研究和预报,一直都是中国气象工作者最关心的问题之一。波包传播诊断方法(WPD)为研究天气气候提供了具有能量天气学意义的技术途径,通过研究波包的分布和传播往往可以揭示天气气候系统的发生和发展机理。通过WPD方法研究低频扰动能量在不同梅雨阶段传播和分布特征,以及丰梅年枯梅年传播差异。

对于异常梅雨年的划分,利用116年资料将梅雨量超过(低于)1.0(-1.0)倍标准差作为梅雨异常年划分标准,梅雨强度指数大于1.0划分异常丰梅年(或简称丰梅年),从1960年开始统计,选取1998年(典型丰梅年)、2002年(典型枯梅年)分别对低频扰动能量特点进行分析。

3.1 1998年梅雨季低频波波包传播特征

1998年6-8月受到强厄尔尼诺影响,长江流域降水量将常年同期偏多六成以上。整个流域降水量仅次于1954年,沿江及江南部分地方降水超过1000 mm。由1998年梅雨季降水序列(图4)可以看出,1998年梅雨季长江中下游地区($105^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$, $28^{\circ}\text{N} \sim 32^{\circ}\text{N}$)在6月27日至7月21日以及7月21日至7月31日出现了集中降雨时段,连续降水时间长达33天,降水量大。降水最高值出现在6月1日,降水量达到730 mm。

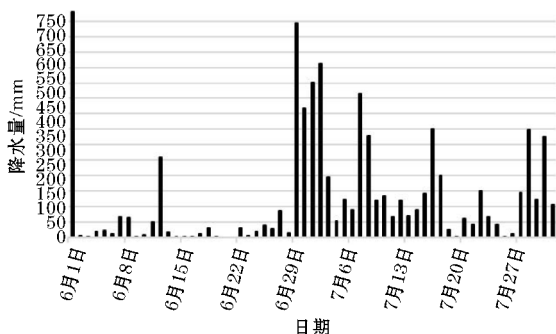
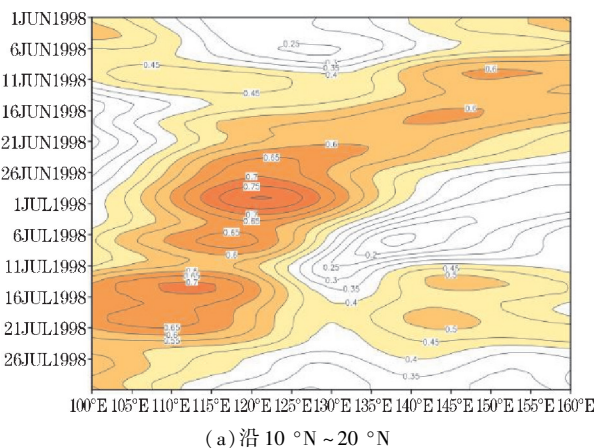


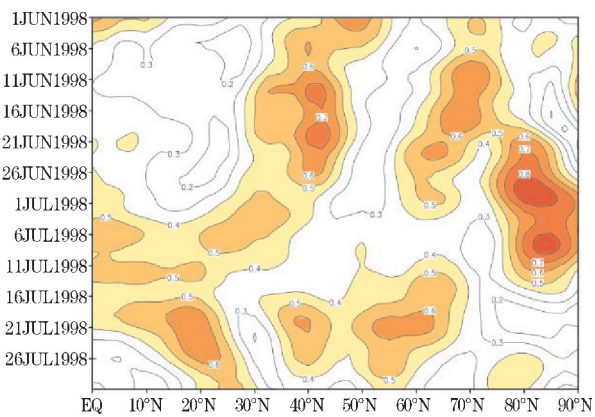
图4 1998年长江中下游地区($105^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$, $28^{\circ}\text{N} \sim 32^{\circ}\text{N}$)梅雨季降水序列

为了更清楚地研究1998年丰梅年长江中下游地区梅雨季不同尺度低频扰动能量的传播特征,绘制了梅雨季850 hPa波包传播剖面图(图5)。从图5(a)可以看出,从6月1日开始,低频扰动能量就在太平洋中

部地区剧烈发展,并且逐渐增强、向西传播;6月29日该低频扰动能量从太平洋中部传播至菲律宾海并达到最强,强中心值达0.8以上,此时长江中下游处于低频扰动能量高值中心边缘,并有逐渐增强的趋势;随后低频扰动能量继续向西传播,能量值先减弱再增强,并于7月14日再次达到峰值。通过与降水量时间序列对比发现,低频扰动能量的强弱与降水强度呈现正相关,即低频扰动量增大时降水强度增强,同期,在长江中下游地区($105^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$, $28^{\circ}\text{N} \sim 32^{\circ}\text{N}$)内,低层低频扰动能量高值中心对应着强烈的上升运动,整体呈现低层辐合高层辐散的垂直上升运动,为梅雨提供良好的动力场,从而导致了降水的增多。图5(b)为850 hPa高度场波包沿 $110^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均的时间-纬度剖面图,从图中可以看出,6月1日开始日本北部低频扰动能量即处于强位相随后逐渐减弱向南移动,在6月11日再次增强达到峰值并一直维持到6月26日,同期高纬度地区同样出现强的低频扰动能量积累;随后低频扰动能量迅速向南传播与7月6日传播至赤道然后在梅雨季末期回升至 20°N 。



(a) 沿 $10^{\circ}\text{N} \sim 20^{\circ}\text{N}$



(b) 沿 $110^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$

图5 1998年850 hPa波包传播图

3.2 2002年梅雨季低频波波包传播特征

2002年为枯梅年,但仅2002年5-7月就出现4次持续强降雨天气过程。2002年6月的后半月长江

中下游沿江地区出现了集中降雨时段,7月17–27日连续11 d的阴雨天气。由梅雨季降水序列(图6)可以看出,2002年梅雨季长江中下游地区($105^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$, $28^{\circ}\text{N} \sim 32^{\circ}\text{N}$)在6月19–28日以及7月17–28日出现了集中降雨时段,降水最高值出现在6月23日,降水量达到307 mm。

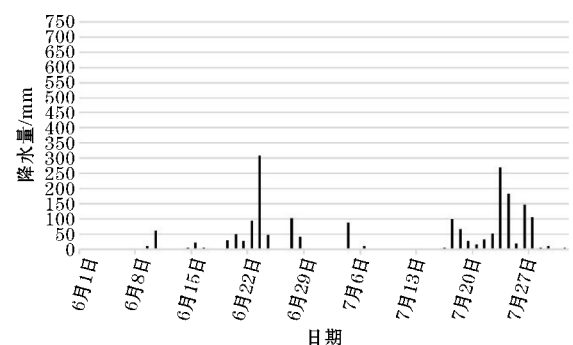
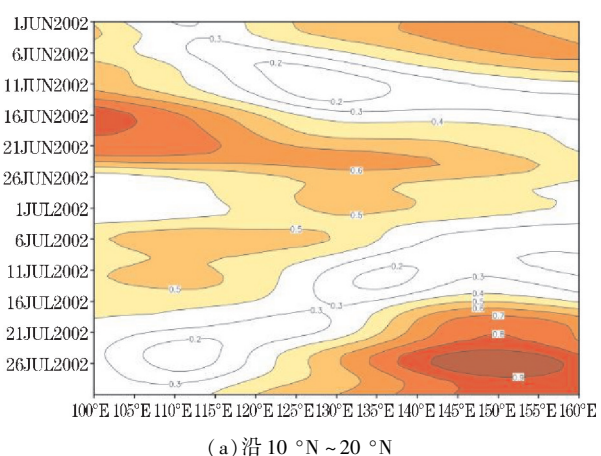
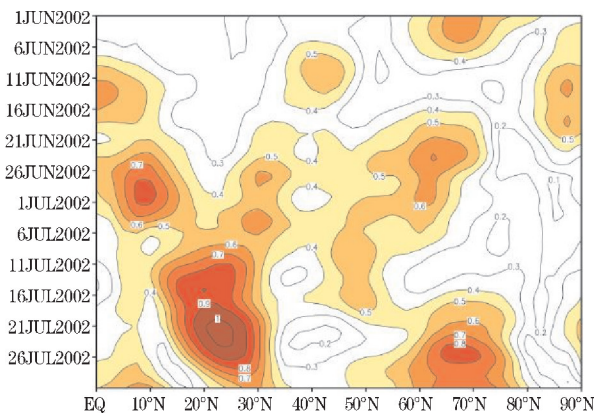


图6 2002年长江中下游地区($105^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$, $28^{\circ}\text{N} \sim 32^{\circ}\text{N}$)梅雨季降水序列

图7为2002年850 hPa南海地区波包传播等值线图,图7(a)为850 hPa高度场波包沿 $10^{\circ}\text{N} \sim 20^{\circ}\text{N}$ 平均的时间–经度剖面图,从图中可以看出,6月1日太平洋中部已存在较强的低频扰动能量,并且有向东传趋



(a)沿 $10^{\circ}\text{N} \sim 20^{\circ}\text{N}$



(b)沿 $110^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$

图7 2002年850 hPa波包传播图

势,到6月16日,太平洋中部扰动能量消失,在中国中部出现强的低频扰动能量累积,随后向东传至太平洋上后在7月1日再次向西传回中国。图7(b)为850 hPa高度场波包沿 $110^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均的时间–纬度剖面图,从图中可以看出,在东亚地区($110^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$)低频扰动能量的纬向传播与1998年相反,在6月11日,赤道附近积累了较强低频扰动能量,随后逐渐增强并向北移动。枯梅年长江中下游地区,低频扰动能量较弱,在梅雨季无明显的垂直运动,导致降水偏少。

综上所述,通过对梅雨典型异常年(1998年和2002年)南海地区波包纬向和经向传播分析,再与气候平均态进行对比,发现在丰梅年长江中下游地区850 hPa高度扰动能量纬向上主要受来自太平洋中部西传累积的影响,以及经向上受来自蒙古高原向南传播累积的影响。枯梅年则正好相反,低层扰动能量无论经向还是纬向均较于丰梅年向相反方向传播。同时,通过两年降水序列对比可以看出,在长江中下游地区,低频扰动能量的强弱对应着上升运动的强弱,低频扰动能量强时,上升运动明显降水量增多,低频扰动量弱时,无明显上升运动,降水量减少。

4 结论

(1)全球存在4条相对于赤道对称的低频波波包带,呈纬向分布,分别位于 30°N , 60°N 和 30°S , 60°S ; 大部分的低频波波包高值中心位于大陆与海洋交接区域;南半球低频扰动能量高于北半球;北半球冬季的低频扰动能量强度比夏季大,相较于北半球,南半球则相反,夏季低频扰动能量大于冬季。

(2)低纬度地区低频能量变化幅度较于中高纬度更小;低频扰动能量呈径向传播,冬季低频扰动能量中心基本位于高纬度地区,到了夏季,高纬度地区低频扰动能量中心则向低纬度赤道方向移动。

(3)南海区域低频扰动能量纬向上,能量从太平洋中部向西传播至长江下游,经向上则为先北抬后南落;丰梅年较于均态则表现为,更强的能量从太平洋中部向西传播,而经向上则是先南落再北抬;枯梅年则是纬向上能量从东向西传播,经向上则是直接北抬。并且低频扰动能量的强弱与上升运动的强弱有很好的对应关系。

参考文献:

[1] 朱抱真,丁一汇,罗会邦. 关于东亚大气环流和季风的研究[J]. 气象学报,1990(1):4–16.

- [2] 何金海, 宇婧婧, 沈新勇, 等. 有关东亚季风的形成及其变率的研究[J]. 热带气象学报, 2004, 20(5): 449–459.
- [3] Mao Jiangyu, Chan J C L. Intraseasonal variability of the South China Sea summer monsoon. *J Climate*, 2005, 18: 2388–2402.
- [4] 朱乾根, 徐国强. 南海夏季风爆发机制的数值实验研究[J]. 气候与环境研究, 2000, 5(4): 495–506.
- [5] 陶诗言, 徐淑英. 夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征[J]. 气象学报, 1962, 20(1): 1–10.
- [6] 陶诗言, 张庆云, 张顺利. 夏季北太平洋副热带高压系统的活动[J]. 气象学报, 2001, 59(6): 747–758.
- [7] Krishnamurti T N, 1985. Summer monsoon experiment—a review[J]. *Mon Wea Rev*, 113(9): 1590.
- [8] Lau K M, Yang G J, Shen S H. Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia[J]. *Mon Wea Rev*, 1988, 116: 18–37.
- [9] Chen T C, Yen M C, Weng S P. Interaction between the summer monsoon in East Asia and the South China Sea Intraseasonal monsoon modes [J]. *J Atmos Sci*, 2000, 57: 1373–1392.
- [10] 毛江玉, 吴国雄. 1991 年江淮梅雨与副热带高压的低频振荡[J]. 气象学报, 2005, 63(5): 762–770.
- [11] 张鹏飞, 李国平, 王旻燕, 等. 青藏高原低涡群发性与 10 ~ 30 d 大气低频振荡关系的初步研究[J]. 高原气象, 2010, 29(5): 1102–1110.
- [12] 占瑞芬, 孙国武, 赵兵科, 等. 中国东部副热带夏季风降水的准双周振荡及其可能维持机制[J]. 高原气象, 2008(b12): 98–108.
- [13] 庞玥, 王黎娟, 于波. 江淮流域梅雨期降水与 10 ~ 30 d 低频振荡的联系[J]. 大气科学学报, 2013, 36(6): 742–750.
- [14] 缪锦海, 肖天贵, 刘志远. 波包传播诊断的理论基础和计算方法[J]. 气象学报, 2002, 60(4): 461–467.
- [15] Tao Shiyan, Chen Longxun. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China[M]. In: Chang C P, Krishnamurti T N, eds. *Monsoon Meteorology*. UK: Oxford University Press, 1987: 60–92.

Low Frequency Wave Packet Propagation Characteristics in East Asian Meiyu Season

LIAO Hongtao, XIAO Tianguai, WEI Wei, LIU Xiaoping

(College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

Abstract: Using 41 years from 1976 to 2016 NCEP / NCAR reanalysis data and the daily average of 20–20 precipitation data from 2426 stations, and band-pass filtering and wave packet propagation diagnostic methods were used to analyze the distribution and propagation characteristics of low-frequency wave packets in 10–20 d. Moreover, the propagation characteristics of low-frequency disturbance energy in the Meiyu rainy season (1998 and 2002) were further studied, which improves our understanding of the low-frequency disturbance energy of 10–20 d, and then improves the forecasting level of the medium-term extension period. Studies have shown that the low-frequency waves in the southern hemisphere are higher than in the northern hemisphere; The low-frequency wave packet is transmitted through the meridional direction. The low-frequency wave package center in winter is basically located in the high latitude area. In summer, the low-frequency wave package moves toward the low latitude equator in the high latitudes. The latitudinal and meridional propagation of the typical anomalous wave packets in the Meiyu period indicates that the disturbance energy latitude in the middle and lower reaches of the Yangtze River in the Fengmei year is mainly affected by the accumulation of the westward spreading from the middle Pacific, and the upward propagation is influenced by the propagation from the Mongolian plateau to the south. The year of dry plum is exactly the opposite.

Keywords: meteorology; East Asian monsoon; low frequency oscillation; South China Sea summer monsoon; WPD; Meiyu anomaly