

# 1998年中国区域降水低频变化的传播机制的初步分析\*

徐国强<sup>1)</sup> 朱乾根<sup>2)</sup> 薛纪善<sup>1)</sup> 何金海<sup>2)</sup>

1) (中国气象科学研究院, 北京 100081)

2) (南京气象学院, 南京 210044)

**摘要** 使用美国 NCEP/NCAR 再分析和中国实际降水的逐日资料, 研究了 1998 年夏季中国区域低频降水传播变化的机制。结果显示, (1) 中国中东部地区低频降水经向传播都与南海季风和印度季风的变化相对应, 低频降水在经向传播中存在不连续现象, 是由于低频下沉气流造成的; (2) 中国中部区域低频降水纬向传播特征是在不同时间低频降水的纬向传播方向有明显差别, 初步认为造成这种现象的可能机制是纬向风气流的变化; (3) 高原地区与平原地区之间的低频雨带活动具有不连续性, 这是由于在高原东坡存在低频下沉补偿气流造成的。

**关键词:** 低频降水; 传播; 机制

**文章编号** 1006-9895 (2004) 05-0736-11 **中图分类号** P434 **文献标识码** A

## 1 引言

大气低频振荡首先是在热带地区发现的。Madden 和 Julian<sup>[1,2]</sup> 利用 1957~1967 年坎顿岛 [Canton Island(3°S, 172°W)] 的观测资料, 通过谱分析方法首先发现热带大气纬向风和气压场存在 40~50 天周期的低频振荡, 并指出这种振荡具有纬向波数 1 的扰动及向东传播, 振荡起源于热带印度洋和西太平洋, 与移动性 Walker 环流有联系。Wallace 等<sup>[3]</sup> 提出 500 hPa 存在 5 个主要的低频遥相关型: 西太平洋 (WP) 型、太平洋北美 (PNA) 型、西大西洋 (WA) 型、东大西洋 (EA) 型及欧亚 (EU) 型; 并指出这些类型与球面上定常 Rossby 波列有很类似的结构。Yasunari<sup>[4]</sup> 进一步讨论了低频振荡与夏季风的关系, 注意到低频振荡从赤道向喜马拉雅山的经向传播。Knutson<sup>[5]</sup> 采用合成分析方法讨论了热带大气 30~60 天振荡的三维结构和时间演变特征。陈隆勋等<sup>[6]</sup> 的研究进一步指出了副热带 (15~30°N) 低频振荡主要是向西传播的事实。吕宏忠等<sup>[7]</sup> 分析了向西传播的 40 天周期低频波, 认为东太平洋地区从南半球到北半球的越赤道 40 天周期的温度波是产生这种西传波的主要原因。以后, 许多研究也进一步揭示了热带大气低频振荡的活动规律及其产生机制。孙淑清<sup>[8]</sup> 通过对副热带高压进行波谱分析, 发现其存在 10~20 天的周期, 并且指出南海及其附近地区的位势高度场、水平风场、垂直运动和加热场都显著存在 10~20 天的周期振荡。李崇银等<sup>[9]</sup> 指出热带大气

10~20 天振荡是热带大气中另一重要低频系统，其结构和活动同 30~60 天振荡很不一样，10~20 天振荡主要表现为纬向波数 2~4，垂直结构以正压特征更显著，主要表现为向西传播。

随着对热带大气低频振荡研究的深入，关于中高纬度大气季节内振荡及其活动也不断被发现。Krishnamurti 等<sup>[10]</sup>通过 FGGE 资料的分析，指出 30~60 天振荡是一种全球大气变化现象。Murakami<sup>[11]</sup>在研究中高纬度 30~60 天周期的低频振荡时也发现北半球冬半年 30~60 天振荡的纬向 1~3 波占优势，尤其是 1 波振幅更大。李崇银<sup>[12]</sup>的研究还指出了北半球 30~60 天振荡主要存在着 EAP（欧亚—太平洋）和 PNA（太平洋—北美）两个低频遥相关型，中高纬度和热带大气 30~60 天振荡的相互影响就主要是通过这两个低频波列进行的。朱乾根<sup>[13]</sup>用 1980~1981 年冬季的 850 hPa 气候资料研究也指出，在冬季风活动期强冷空气的活动具有准 40 天周期的振荡，并可以向南传播至南海地区。李崇银<sup>[14]</sup>进一步指出中国东部地区降水和温度变化具有明显的 30~60 天低频振荡特征，位势高度 30~60 天的低频振荡是缓慢向西传播的，并且在冬半年的西传速度比在夏半年快，中高纬的低频振荡还具有明显的向南传播特征。何金海等<sup>[15]</sup>利用西藏地区的降水资料发现该地区降水存在准 40 天的振荡周期，它与索马里越赤道气流的低频变化关系密切。

低频振荡的研究是非常重要的问题。金祖辉和孙淑清<sup>[16]</sup>的研究表明东亚大陆冬季风期间的地面气温、气压的低频振荡具有重要作用，并伴有显著的年际差异，同时验证了 30~60 天低频波是由北向南的，大多数年份可以传播至东亚大陆的南端。Hoskins 等<sup>[17]</sup>和 Krishnamurti 等<sup>[10]</sup>发现低频分量的方差对大气变化总方差的贡献超过天气尺度扰动方差的贡献。朱乾根等<sup>[18]</sup>和徐国强等<sup>[19]</sup>最近研究指出，1998 年夏季中国区域降水存在显著的准 45 天振荡周期，在中国大陆的大部地区，准 45 天、准 23 天和准 14 天低频滤波平均降水率占实际降水的百分比可达 40% 以上，其中准 45 天低频滤波平均降水率占 15%~20%，低频降水率占有很大的比重，研究低频降水是非常有意义的。过去对大气低频振荡的研究主要集中于传播特征上，但对其传播方向发生变化的原因和机制问题的研究还相对较少，本文试图对准 45 天低频降水传播变化的机制问题进行初步的探讨。

本文所用降水是 NCEP/NCAR 资料和中国实际降水观测资料，其中 NCEP 降水资料经过与中国实际降水相比较，是可信的。通过对 NCEP/NCAR 降水资料和中国区域夏季 5、6、7、8 四个月实际降水资料做相关分析，其 5、6、7、8 四个月中国区域内的降水与中国实际降水的相关系数分别为 0.7258、0.8552、0.7317、0.6918，均远远超过了 0.01 的信度，故可以认为它是可靠的。

## 2 准 45 天低频降水的传播特征

为了探讨 1998 年夏季中国区域低频降水的传播特征，本文用 30~68 天带通时间滤波器分别制作了 115°E 和 30°N 低频降水的时间变化图（图 1）。在 115°E 的剖面图（图 1a）上，在 25°N 以南地区，5~8 月主要有三条低频降水带出现，第一条降水带于 5 月中旬在 22°N 左右生成后，向南缓慢传播，5 月下旬初在南海中部地区低频降水达

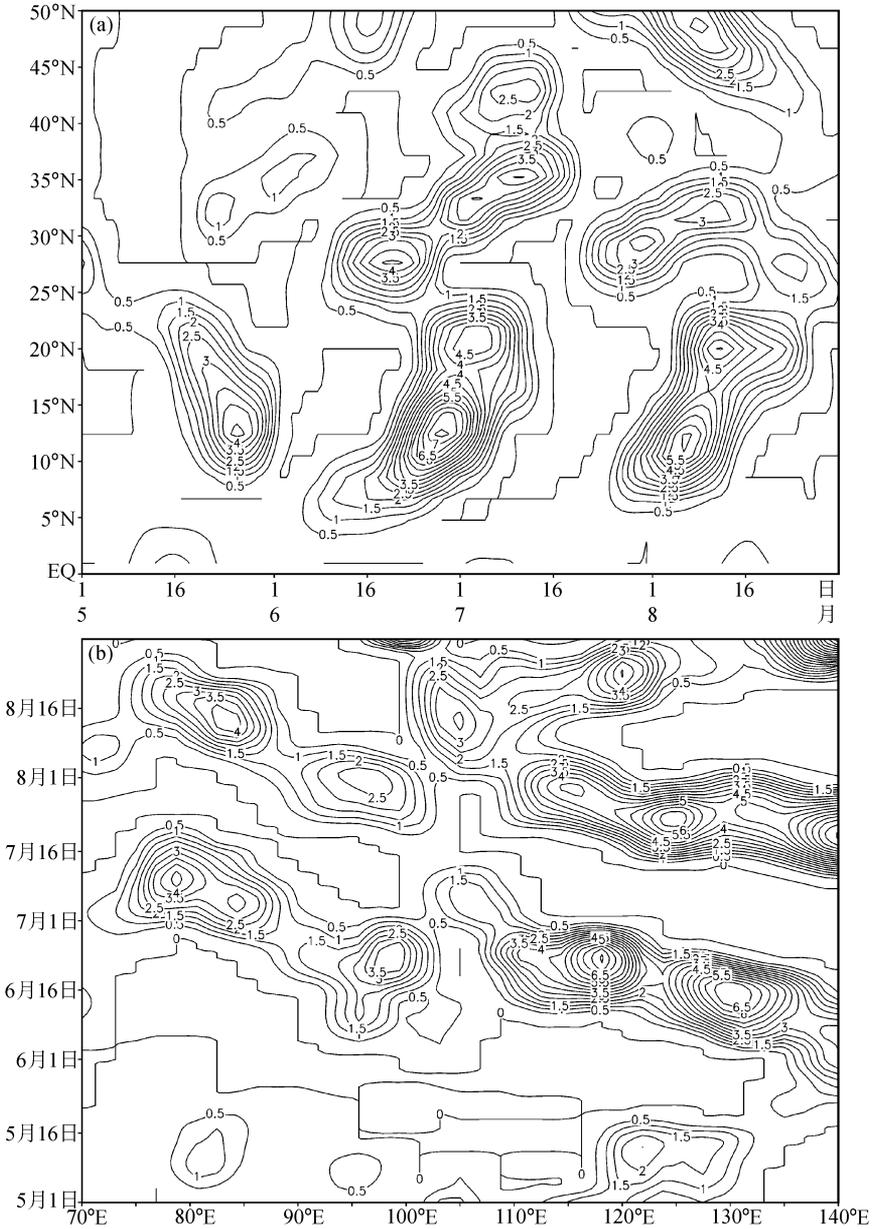


图 1 1998 年沿 115°E (a) 和 30°N (b) 准 45 天低频降水率的时间剖面图 (单位:  $\text{mm d}^{-1}$ )

到最强。第二条雨带主要发生于 6 月中旬南海 ( $10^{\circ}\text{N}$  以南) 地区, 而后向北传播, 7 月上旬移至华南沿海。第三条雨带于 7 月下旬至 8 月上旬发生于南海中南部, 然后向北传播至华南沿海, 而后北移减弱。在  $25^{\circ}\text{N}$  以北地区, 与  $25^{\circ}\text{N}$  以南地区的低频降水带活动相对应, 也存在三条低频降水带, 这三条低频降水带都是由南向北传播的, 其中第一条强度较弱, 后面的两条低频降水带的强度量级与南海地区的基本相当。而这三条低频降水带与  $25^{\circ}\text{N}$  以南地区的三条低频降水带, 在  $25^{\circ}\text{N}$  附近出现不连续, 揭示出两者是相对独立的系统, 但它们之间表现出很好的相关性。产生降水必然需要水汽

的存在,我国东部属于典型的季风气候,季风可以带来充沛的水汽,最近的研究<sup>[20]</sup>发现,1998 年南海季风爆发进程是 5 月上旬南海东北部副热带夏季风爆发,5 月第 5 候南海热带夏季风全面爆发;第一条低频降水带的传播与南海季风的爆发进程是一致的;研究发现<sup>[21]</sup>,1998 年 6 月 12 日印度季风全面爆发并持续两周,第二条雨带与印度季风全面爆发和维持的时间一致,说明印度季风爆发,从孟加拉湾有大量的暖湿气流输送到我国东部地区,造成明显降水;而第三条雨带正是印度季风再度增强,南海季风明显加强的时间<sup>[21]</sup>。

概括起来有以下两个特点:其一是 5~8 月中国中东部地区产生的强低频降水过程,都与南海季风和印度季风的变化相对应;其二是在 25°N 以南和以北地区经向传播的低频降水带,在 25°N 附近出现不连续,或者说出现传播中断现象,揭示出两者既相对独立又存在着某种联系,关于这个问题在后面将予以讨论。

在 30°N 的时间剖面图(图 1b)上,79~103°E 为高原地区,103°E 以东主要为温带平原和海洋地区,79°E 以西为干旱地区,由图可见,5 月份,东部平原和海洋地区有弱的准 45 天低频降水区自西向东传播,高原上则有弱的准 45 天低频降水区非常缓慢由东向西传播。6~8 月份,在东部平原和海洋地区则出现两次自东向西传播的强的准 45 天低频降水带,6 月份的低频降水带,在 6 月下旬移至四川盆地后停滞减弱消失,7 月份的低频降水带在 7 月底移至四川盆地后亦减弱,8 月中旬在高原东部 105°E 附近有低频雨带生成并自西向东缓缓传播。与东部平原低频降水带的出现时间相对应,高原上有两次较强低频降水区由东向西传播,至高原西部后与西部干旱地区东移的低频降水带合并。高原低频降水带的主要特点是,明显地是在高原东南部就地生成的,而不是东部平原低频降水带向西的延续,其强度也比东部平原和海洋地区低频降水的强度为弱。也就是说,平原和高原地区的各自两条较强低频降水带在高原的东坡(103~108°E)附近低频降水带出现中断或不连续,这并不是东西区域一个传播系统的中断,而是两个相对独立的降水系统的各自体现造成的,出现这种现象的原因将在后面进行讨论。概括起来有以下几个特点:其一是低频雨带强度在传播过程中有明显的起伏;其二是高原地区的低频雨带活动与平原地区低频雨带活动具有相对的独立性,使低频降水带出现不连续性;其三是在不同时间低频降水的纬向传播方向有明显差别。

我国重要的水汽来源主要有南海、孟加拉湾和西北太平洋的水汽输送。前面的分析已经得到,在经向上,5~8 月中国中东部地区产生的强低频降水过程,都与南海季风和印度季风的变化相对应;在纬向方向,6 月以后,我国东部地区低频降水都是从东部海上自东向西传播的,说明西北太平洋可能是低频降水的发源地,这期间也是东风波和台风活动开始加强给我国东部带来大量水汽的阶段。综上所述,在 1998 年我国的低频降水与南海、孟加拉湾和西北太平洋的水汽输送是紧密联系的。

为进一步验证低频降水的传播特征,本文应用站点观测降水资料,分析了沿 30°N 的 3 个站点准 45 天低频降水的特征(图 2),这 3 个站点是西藏的八宿(30.03°N, 96.55°E)、四川的成都(30.40°N, 104.01°E)和湖北的黄石(30.15°N, 115.03°E)。由图 2 可见,在 5 月中上旬,3 个站点均存在弱的降水,在 6 月中旬前后,八宿和黄石存在低频降水的峰值区,而此时成都站没有低频降水,成都的低频降水出现在 6 月底至 7 月上旬,7 月中旬至 8 月初八宿和黄石两站出现了各自低频降水的最大值,而成都低频

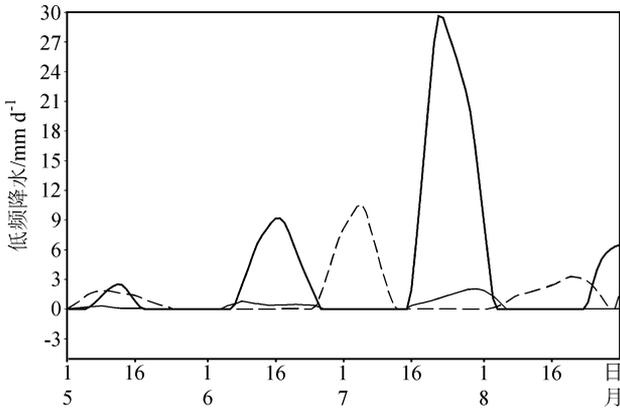


图2 1998年5~8月八宿(细实线)、成都(虚线)和黄石站(粗实线)逐日低频降水(单位:  $\text{mm d}^{-1}$ )

降水第二个大值区出现在8月份。从图2可看到,6月份以后,八宿和黄石的低频降水具有相同的位相,而成都的低频降水位相与这两站相反。与图1b对比可知,成都位于图1b中低频降水的不连续区,八宿和黄石分别位于图1b中低频降水不连续区的两侧,在6月份后,八宿和黄石两站出现明显低频降水的时间与图1b的结果一致,而成都此时没有低频降水;不连续区出现明显降水的时间,与成都出现低频降水的时间一致。从图2的结果与图1b的

结果分析来看,虽然两者低频降水的具体数值存在一定的差别,但在总体变化特征上是一致的。同样可利用站点资料验证低频降水的经向传播特征,在此省略。

### 3 低频降水纬向传播方向变化的可能机制分析

前面已经分析得出,在不同时间,低频降水的纬向传播方向有明显差别,了解引起这种现象的可能原因是令人感兴趣的问题。我们知道,大尺度降水的产生和移动是受大尺度环流系统的影响和控制的,大尺度环流系统的变化必然会引起降水天气系统的改变,而低频降水是大尺度降水的一个重要组成部分,因此低频降水必然会受到大尺度环流系统的影响,低频降水纬向传播的变化可能与大尺度纬向气流的变化存在着某种联系。本文在此试图用纬向气流的变化研究低频降水纬向传播方向变化的可能原因。

#### 3.1 中国区域 500 hPa 纬向风突变时间分析

中国区域地形复杂,在 $30^{\circ}\text{N}$ ,西部是高耸的青藏高原,东部地区则是海拔较低的平原和丘陵,因此本文用对我国东西部区域都有代表性的500 hPa纬向风的变化研究低频降水纬向传播的变化原因。

本文用滑动 $t$ 检验法首先制作了1998年5~8月 $30^{\circ}\text{N}$ 区域附近500 hPa纬向风突变的时间分布图(图3),图中等值线数值是从1月1日开始计算的天数。从图3可看到,在500 hPa  $30^{\circ}\text{N}$ 附近的 $90^{\circ}\text{E}$ 以东地区,纬向风突变时间在 $30^{\circ}\text{N}$ 北部是由北向南缓慢推进,在 $30^{\circ}\text{N}$ 南部是由南向北缓慢推进,即 $30^{\circ}\text{N}$ 附近纬向风气流突变落后于中高纬和低纬地区;在高原地区,纬向风突变首先在高原北部和西南部开始,时间大致是165~170天,即6月20日左右,高原主体纬向风突变时间介于第170~180天之间;在东部平原地区,纬向风突变时间介于第175~180天之间;在高原与平原的交界地区,纬向风突变时间介于第170~175天之间。总起来看,6月下旬前后为 $30^{\circ}\text{N}$ 附近区域纬向风突变的时间,这个时间与青藏高原大气环流发生调整、副热带西风气流北进、南亚高压开始控制青藏高原的时间相吻合。与图1b对比可知,纬向风发生突变的时间与我国区域产生较强低频雨带的时间基本相同,这是否意味着我国低频降水传播方向

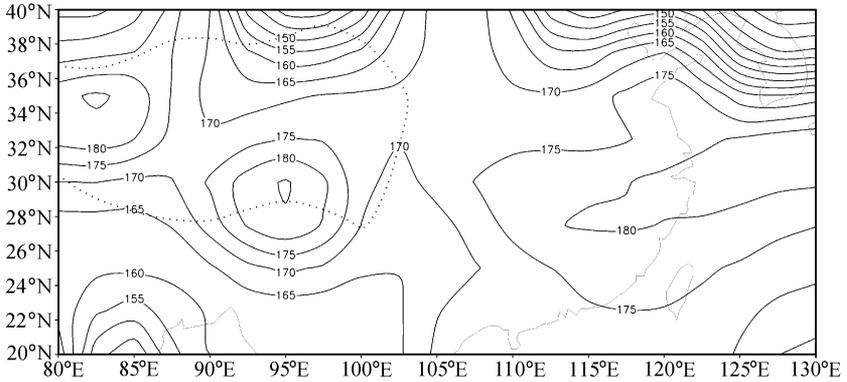


图 3 1998 年 5~8 月中国中部 500 hPa 西风突变的时间分布图

等值线数值是从 1 月 1 日开始计算的天数，点线所围为地形高度大于 3000 m 的区域

的变化与大气环流调整存在某种联系？下面对这一问题进行一下探讨。

### 3.2 低频降水纬向传播方向变化机制的初步分析

从前面关于低频降水传播的时间变化特征分析，再根据滑动  $t$  检验得到的中国中部纬向风突变的时间分布，我们大致认为低频降水传播变化主要发生在 6 月下旬前后和 7 月底至 8 月初。本文以 6 月下旬前后和 7 月底至 8 月初为分隔点将 1998 年 5~8 月划分为三个时间段，制作了前后两个时间段 500 hPa 纬向风平均风速的差值分布图（图 4a、b），来讨论低频降水的纬向传播特征的机制，将 6 月 20 日以前定义为第一时段，6 月下旬~7 月中旬为第二时段，7 月下旬~8 月底为第三时段。

图 4a 为第二时段减去第一时段平均纬向风风速的差值分布图，由图可看到，整个高原及其我国东部地区的西风风速都是减弱的，减弱中心位于高原南侧和我国的中东部地区，即从 6 月中旬以前到 7 月中旬平均西风风速减小了  $6\sim 8\text{ m s}^{-1}$ ，海上达到了  $10\text{ m s}^{-1}$ ，而高原北侧西风风速减弱的相对较小，只有  $2\text{ m s}^{-1}$  左右。与图 1b 比较，7 月中旬以前，在  $30^\circ\text{N}$  附近的我国东部地区，低频降水波从向东传播或缓慢向西传播变为向西传播或向西传播速度的加快。从图 4b 可看到，在我国大陆  $30^\circ\text{N}$  附近西风风速变化较小，一般变化在  $1\text{ m s}^{-1}$  左右；在  $100\sim 115^\circ\text{E}$  之间，西风风速增加  $1\text{ m s}^{-1}$  左右，在高原西侧西风风速增加  $1\text{ m s}^{-1}$  左右；我国东部的长江以北地区西风风速都是增加的，特别是山东、河南和河北南部西风风速增加了  $3\text{ m s}^{-1}$  左右；日本岛至  $27^\circ\text{N}$  西风风速减小明显。与图 1b 对照，在 7 月下旬以后，低频降水带基本上还是维持原来由西向东传播的特征，但在 8 月中旬在  $105^\circ\text{E}$  周围有低频降水由西向东缓缓传播，正对应图 4b 中，西风风速增加的区域。

在图 1b 中看到，5 月下旬及 8 月中上旬出现了低频降水传播方向的转变，其原因可能就是，在 6 月以前，由于 5 月上旬和 5 月第 5 候南海北部副热带季风和南海热带夏季风爆发，我国东部西风气流明显增强，使低频降水由西向东传播；在 8 月中上旬，由于季风减弱，副高突然南退，副热带西风系统加强，使西风气流加强，也使低频降水传播转为由西向东传播。5 月份左右南海季风的爆发和 8 月中旬左右副高的突然南退是我国天气的带有普遍性的规律，因此这两个时段低频降水传播方向的转变可能是具有普遍性的特征。但这还需要进一步的验证和探讨。

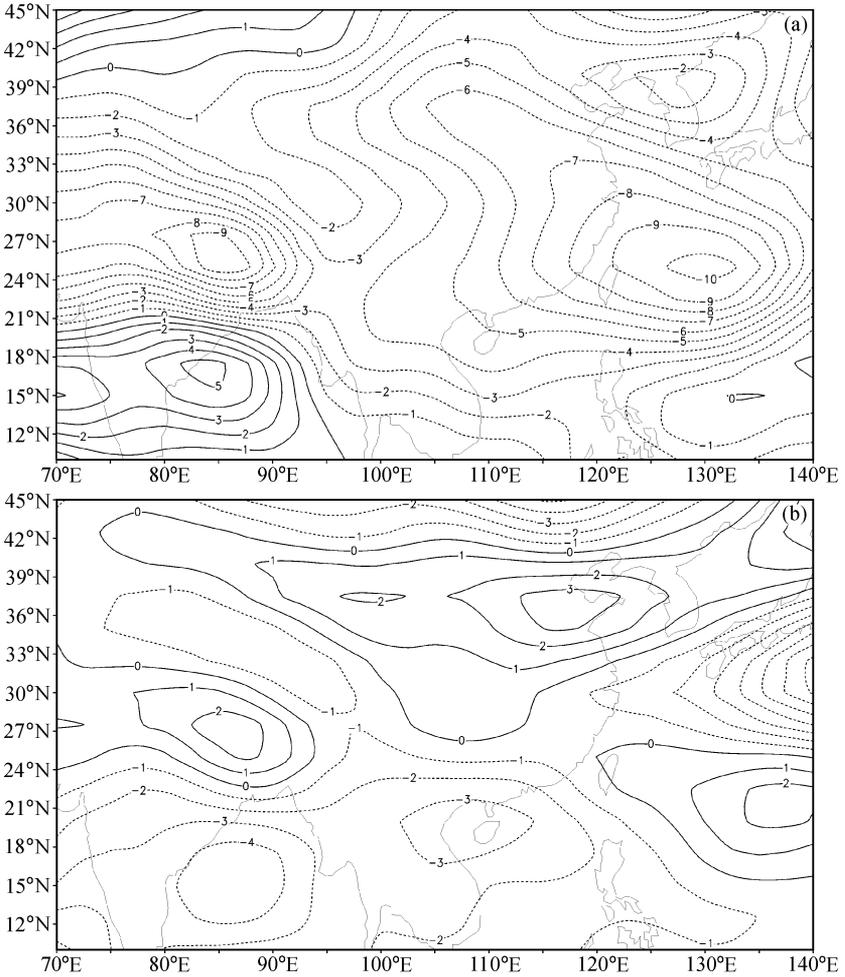


图4 第二时段减去第一时段 (a)、第三时段减去第二时段 (b) 平均纬向风速的差值分布

以上分析可知,当西风风速减小或增加时,都对低频频降水传播速度或方向的改变,即当西风风速减小时,低频频降水向西传播,当西风风速增加时,低频频降水向东传播。如果将准45天低频频降水波看成为一个长波,非常符合Rossby长波公式,它在纬向的传播特征可以用西风风速的变化表示出来,或者认为,低频频降水的纬向传播是受西风气流的变化引导的,西风气流的每次变化都将引起低频频降水波传播速度或传播方向的改变。所以,可以初步认为造成低频频降水波传播方向变化的一个可能机制是纬向风气流的变化。

事实上,以前的研究<sup>[1~3, 11]</sup>已经指出,低频频振荡具有纬向波数1~3波占优势的特征,并和定常Rossby波列有很类似的结构,本文的研究证实了以上结论,并进一步提出西风气流的变化将引起低频频降水波传播速度或传播方向的改变。纬向风气流的变化如何作用和影响低频频波的传播机制还需要进一步深入分析和利用数值模拟等手段进行深入细致的研究。

## 4 低频降水传播中断的可能机制分析

### 4.1 低频降水经向传播中断的可能机制

前面分析已知，在 $25^{\circ}\text{N}$ 以南和以北地区的经向传播的低频降水带，在 $25^{\circ}\text{N}$ 附近出现传播中断或不连续。为研究和了解产生这种现象的原因，本文制作了沿 $115^{\circ}\text{E}$ 准45天850 hPa和200 hPa低频散度经向传播图（图5）。

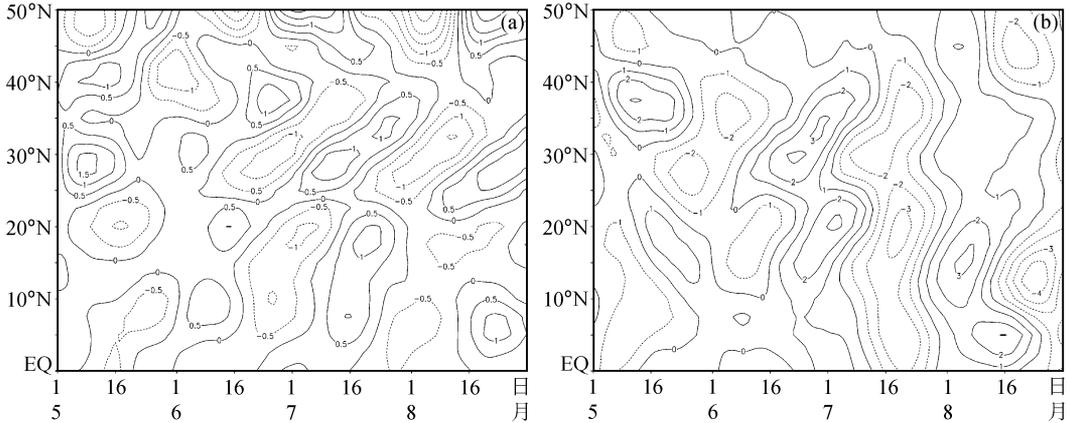


图5 1998年 $115^{\circ}\text{E}$ 准45天850 hPa (a)和200 hPa (b)低频散度经向传播图

与图1a上三条经向传播的低频雨带相对应，在850 hPa（图5a），有三条经向传播的低频辐合带，两图对比还能看出，低频辐合越强，低频降水也越强，低频辐散区一般没有低频降水产生；分析图5a可见，低频辐合带在向北传播过程中，在 $25^{\circ}\text{N}$ 附近出现断裂，出现弱的低频辐散区，正好对应低频雨带出现传播中断的位置。在200 hPa（图5b），与图1a对比，有三条经向传播的低频辐散带，分别与三条低频雨带相对应，低频辐合区一般没有低频降雨产生，同时注意到低频雨带经向传播中出现减弱或中断的地方，200 hPa上空的低频辐散会出现减弱甚至变为低频辐合区。

通过分析得到，低频降水在低空对应低频辐合，高层对应低频辐散，即低频降水出现在低频上升气流区；在低层低频辐散区和高层低频辐合区，一般没有低频降水产生。经向传播的低频雨带在 $25^{\circ}\text{N}$ 附近出现中断或不连续的地区，正好是在低层出现低频辐散区，在高层出现低频辐合区的位置，低层低频辐散和在高层低频辐合将产生低频下沉气流，从而使低频降水的传播出现中断或不连续现象。这可能与1998年夏季副热带高压位置偏南，长期停留在此有关，即 $25^{\circ}\text{N}$ 以南和以北的降水系统可能分别位于副高的南北两侧。

### 4.2 低频降水纬向传播中断的可能机制

在前面讨论降水低频振荡的纬向传播特征时，我们已知低频降水传播在高原东坡出现不连续的现象，出现这种现象的原因是什么？这是一个值得深入研究的问题。

为深入了解这种现象，根据图1b选取5月15日~6月4日为无低频降雨或弱低频降雨时段，6月5日~6月30日在高原及东部平原存在较强低频雨带为低频降雨时段。

本文分别制作了 30°N 无低频降雨时段和有低频降水时段时间平均的准 45 天低频垂直环流图 (图 6)。

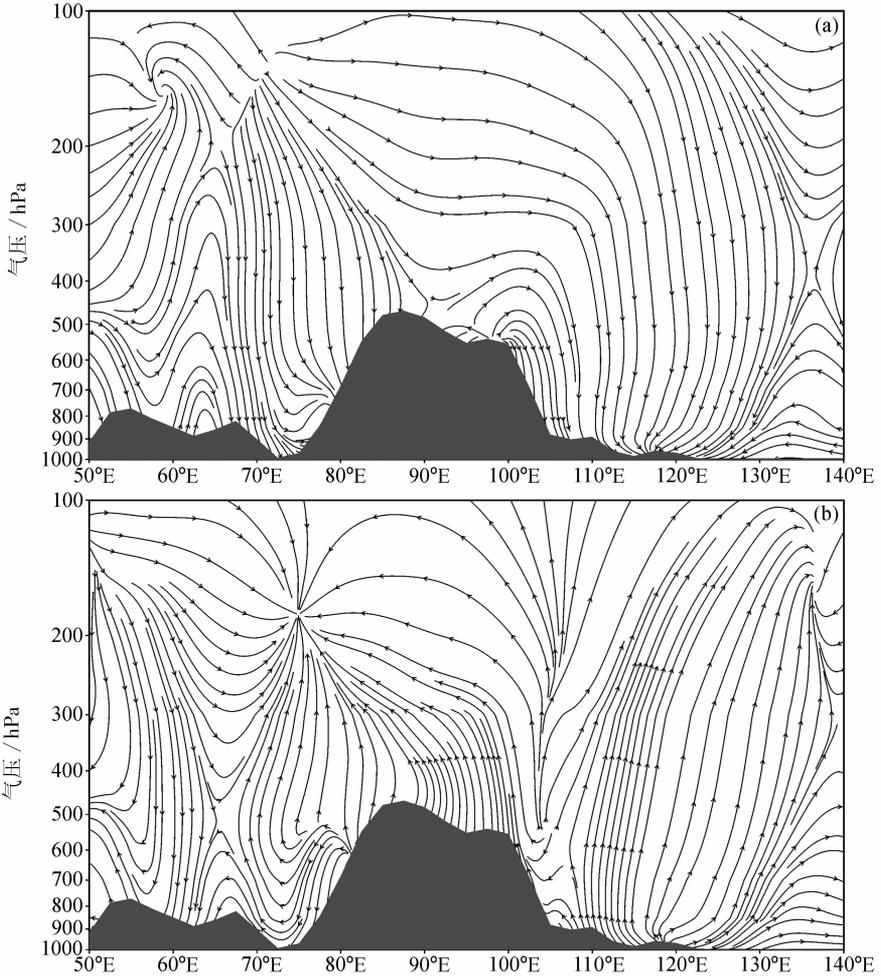


图 6 30°N 时间平均的准 45 天低频垂直环流图  
(a) 5 月 15 日至 6 月 4 日; (b) 6 月 5 日~6 月 30 日

在 5 月 15 日~6 月 4 日 (图 6a), 70~130°E 范围基本上都受低频下沉气流控制。但在高原东部 94~101°E 存在一股低频上升气流, 这股上升气流只伸展到 400 hPa 就转向西并在 102°E 附近开始下沉, 使高原以东的大陆地区形成较强的低频下沉气流, 使这一地区几乎没有低频降水产生。另外, 在 135°E 以东存在弱的低频上升气流和偏东风, 使这一地区出现了一定的低频降水。

在 6 月 5 日~6 月 30 日 (图 6b), 低频垂直环流与图 6a 相比发生了巨大变化, 高原地区的低频上升气流明显加强; 在 85°E 以西, 低频上升气流逐渐减弱, 到 80°E 底层开始出现较强的低频下沉气流; 110°E 以东地区, 均受强低频上升气流控制, 低频上升气流最强的区域位于 110~118°E 和 130°E 附近, 值得注意的是, 在青藏高原和东部平原这两股强低频上升气流的中间地带, 即在 103~108°E 范围 600 hPa 以下出现了低频下沉气流, 在 400 hPa 以上为低频上升气流, 这说明在高原的东坡存在一股低频下沉

补偿气流。正是这股低频下沉补偿气流使高原东部  $103\sim 108^{\circ}\text{E}$  范围没有低频降水，使低频降水带在此区域出现不连续现象，这也从侧面揭示出高原和平原的降水可能不属于同一种降水系统。与图 1b 对比，还能发现低频上升气流强的区域造成的低频降水也强，低频上升气流弱的区域，低频降水也弱，低频下沉气流影响的区域一般没有低频降水产生。

通过以上分析可以认为，在高原东坡存在低频下沉补偿气流，使这部分区域没有低频降水产生，低频降水带在高原东坡 ( $103\sim 108^{\circ}\text{E}$ ) 附近出现不连续的现象，即低频降水的传播在高原东坡出现中断现象，从而影响我国东部地区低频降水带的分布。这可能是低频降水纬向传播中断的机制。

## 5 结论

综上所述，可得到如下结论：

(1) 1998 年 5~8 月，中国中东部地区产生的强低频降水的经向传播特征是，低频降水的经向传播都与南海季风和印度季风的变化相对应，低频降水在经向传播中存在不连续现象；中国中部区域低频降水纬向传播特征是，高原地区的低频雨带活动与平原地区低频雨带活动具有不连续性，在不同时间低频降水的纬向传播方向有明显差别。

(2) 低频降水的纬向传播是受西风气流的变化引导的，西风气流的每次变化都将引起低频降水波传播速度或传播方向的改变。可以初步认为造成低频降水波传播方向变化的一个可能机制是纬向风气流的变化。

(3) 低频降水在低空对应低频辐合区，高层对应低频辐散区；低频降水在经向传播中，在  $25^{\circ}\text{N}$  附近存在不连续现象，是由于产生低频下沉气流造成的。

(4) 低频降水纬向传播不连续或中断的可能机制是，由于在高原东坡存在低频下沉补偿气流，使这部分区域没有低频降水产生，即使得低频降水的纬向传播在高原东坡出现不连续或中断现象。

## 参 考 文 献

- 1 Madden, R. D., and P. Julian, Detection of a 40~50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, *J. Atmos. Sci.*, 1971, **28**, 702~708.
- 2 Madden, R. D., and P. Julian, Description of globe scale circulation cells in the tropics with 40~50 day period, *J. Atmos. Sci.*, 1972, **29**, 1109~1123.
- 3 Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, 1981, **109**, 784~812.
- 4 Yasunari, T., A quasi-stationary appearance of 30-40 day period in the fluctuations during the summer monsoon over India, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1980, **58**, 225~229.
- 5 Knutson, T. R., and K. M. Weickmann, 30~60 day atmospheric oscillation; composite life cyclones of convection and circulation anomalies, *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **115**, 1407~1436.
- 6 Chen Longxun, and Xie An., Westward propagation low-frequency oscillation and its teleconnections in the Eastern Hemisphere, *Acta Meteor. Sinica*, 1988, **2**, 300~312.
- 7 吕宏忠、张先恭、丁一汇，赤道地区向西传播的 40 天周期低频波，*气象学报*，1991，**49**，29~38.

- 8 孙淑清, 盛夏亚洲上空副热带高压活动的波谱分析, 台风及热带环流的研究, 北京: 科学出版社, 1979, 68~76.
- 9 李崇银、周亚萍, 热带大气中的准双周(10—20天)振荡, 大气科学, 1995, **19**, 435~444.
- 10 Krishnamurti, T. N., and S. Gadgil, On the structure of the 30 to 50 day mode over the globe during FGGE, *Tellus*, 1985, **37A**, 336~360.
- 11 Murakami, T., Large-scale aspects of deep convective activity over the GATE area, *Mon. Wea. Rev.*, 1979, **107**, 994~1013.
- 12 李崇银, 大气中的季节内振荡, 大气科学, 1990, **14**, 32~45.
- 13 朱乾根, 我国的东亚冬季风研究, 气象, 1990, **16**, 3~10.
- 14 李崇银, 大气低频振荡, 北京: 气象出版社, 1993, 47~55.
- 15 何金海、陈丽臻, 南北半球环流场的准40天振荡与夏季风降水预报的可能途径, 低纬高原天气(1), 北京: 气象出版社, 1988, 38~49.
- 16 金祖辉、孙淑清, 东亚大陆冬季风的低频振荡特征, 大气科学, 1996, **20**, 101~111.
- 17 Hoskins, B. J., and R. Pearce, *Large Scale Dynamical Process in the Atmosphere*, Academic Press, 1983, 55~94.
- 18 朱乾根、徐国强, 1998年夏季中国南部低频降水特征与南海低频夏季风活动, 气象科学, 2000, **20**, 239~248.
- 19 徐国强、朱乾根, 1998年夏季青藏高原及其邻近地区低频降水分布和传播特征, 高原气象, 2000, **19**, 476~486.
- 20 徐国强、朱乾根、冉玉芳, 1998年南海及其附近地区夏季风的爆发特征及其机制分析, 应用气象学报, 2002, **13**, 535~549.
- 21 丁一汇、薛纪善、王守荣等, 1998年亚洲季风活动与中国的暴雨/洪涝, 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用, 丁一汇和李崇银主编, 北京: 气象出版社, 1999, 1~4.

## A Pilot Study of Propagation Mechanisms of Precipitation Low-Frequency Variation over China in 1998

Xu Guoqiang<sup>1)</sup>, Zhu Qiangen<sup>2)</sup>, Xue Jishan<sup>1)</sup>, and He Jinhai<sup>2)</sup>

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

2) (*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

**Abstract** In the context of NCEP/NCAR reanalysis and real precipitation daily data in 1998, propagation variational mechanisms of low-frequency rainfall (LFR) over China in 1998 are studied. Results show that LFR meridional propagation is closely related to variations of the South China Sea monsoon and the India monsoon. Discontinuity of LFR meridional migration is caused by low-frequency downdraft in this region. LFR zonal propagation direction displays obvious difference with the time, the difference may be caused by zonal flow variation. Discontinuity of LFR propagation over the Tibetan Plateau and its eastern plain in China is revealed, which is induced by Low-frequency redeeming downdraft at the east slope of the highland.

**Key words:** low-frequency rainfall; propagation; mechanism