

岑思弦, 巩远发, 王霄. 2009. 2007 年夏季淮河流域洪涝与亚洲地区大气低频振荡的关系 [J]. 大气科学, 33 (6): 1286–1296. Cen Sixian, Gong Yuanfa, Wang Xiao. 2009. The relationship between the atmospheric low-frequency oscillation over Asia and the flood in the Huaihe River valley in the summer of 2007 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (6): 1286–1296.

## 2007 年夏季淮河流域洪涝与亚洲地区 大气低频振荡的关系

岑思弦<sup>1,2</sup> 巩远发<sup>1</sup> 王霄<sup>1,3</sup>

1 成都信息工程学院高原大气与环境研究中心, 成都 610025

2 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072

3 河南省气象科技服务中心, 郑州 450003

**摘 要** 利用 NCEP/NCAR 再分析资料 and 我国地面观测站的逐日降水资料, 研究了 2007 年夏季淮河流域洪涝与亚洲地区大气低频振荡的联系, 通过分析研究表明: 2007 年夏季淮河流域降水低频振荡的主要周期是 30~70 天, 该低频率序列的方差大约占了总方差的 47%; 在降水低频振荡的位相 5~8 (1~4), 亚洲季风区从阿拉伯海北部经孟加拉湾到我国南海地区, 以及我国淮河流域经渤海到日本地区主要受低频热源 (热汇) 的控制; 并且在极大降水水位相 7, 我国东部地区 (10°N~45°N, 110°E~120°E), 从北到南,  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量的分布呈负正相间的低频热汇、热源、热汇、热源形式 (位相 3 则呈相反的分布形式); 在位相 5~8 (1~4), 亚洲季风区  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量的分布有利于 (不利于) 气流向淮河流域汇合并形成辐合上升; 受低频环流变化的影响, 在位相 5~8, 大量的水汽被输送到淮河流域, 辐合上升形成降水; 相反, 在位相 1~4, 来自西太平洋上的水汽在该地区辐散, 不利于降水的发生。

**关键词** 低频振荡 大气热源 (热汇) 淮河流域 洪涝

**文章编号** 1006-9895 (2009) 06-1286-11

**中图分类号** P426

**文献标识码** A

## The Relationship between the Atmospheric Low-Frequency Oscillation over Asia and the Flood in the Huaihe River Valley in the Summer of 2007

CEN Sixian<sup>1, 2</sup>, GONG Yuanfa<sup>1</sup>, and WANG Xiao<sup>1, 3</sup>

1 Center for Plateau Atmospheric and Environmental Research, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

2 Chengdu Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610072

3 Henan Service Center of Meteorological Sciences and Technology, Zhengzhou 450003

**Abstract** Floods and droughts often take place in the Changjiang-Huaihe basin. In the summer of 2007, the severe flood occurred again in the Huaihe River basin. In order to investigate the cause, using the NCEP/NCAR reanalysis data and observed daily rainfall from gauge stations, association of the atmospheric low-frequency oscillation (LFO) over Asia with the severe flood in the Huaihe River basin in the summer of 2007 has been studied in this paper. The result shows that: the low-frequency oscillation of rainfall over the Huaihe River basin in the summer of 2007 was mainly controlled by the 30-70-day oscillation, the variance of this time series can account for about 47% of the total variance, thereby, the rainfall 30-70-day low-frequency oscillation plays an important role in the summer flood

**收稿日期** 2008-08-01, 2009-03-09 收修定稿

**资助项目** 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418302, 国家自然科学基金资助项目 40633018、40675036

**作者简介** 岑思弦, 男, 1982 年出生, 硕士研究生, 主要从事天气诊断和数值模拟研究. E-mail: csx128@163.com

of 2007; during the period from phases 5 to 8 (1 to 4) of the rainfall low-frequency oscillation (LFO), the Asia monsoon regions from the northern Arabian Sea to the South China Sea across the Bay of Bengal and from the Huaihe River basin in China to Japan were mainly controlled by the heating source (sink) of the  $\langle Q_1 \rangle$  LFO; at extreme phase 7, the  $\langle Q_1 \rangle$  LFO presents the mode distribution of heating sink, heating source, heating sink and heating source from the north to south over eastern China ( $10^\circ\text{N} - 45^\circ\text{N}$ ,  $110^\circ\text{E} - 120^\circ\text{E}$ ), and it is quite the reverse at extreme phase 3; from phases 5 to 8 (1 to 4), the distribution of the  $\langle Q_1 \rangle$  LFO over the Asia monsoon region is favorable (unfavorable) for the air flow convergence over the Huaihe River basin and the resulting ascent in this region; because of the change of the circulation low-frequency oscillation (LFO), during the period from phases 5 to 8, more moisture was transported to the Huaihe River basin, convergence and ascent lead to the strong rainfall in this region; reversely, from phases 1 to 4, the divergence of moisture from the western Pacific took place in the Huaihe River basin, which makes against the rainfall occurring in this region.

**Key words** low-frequency oscillation (LFO), atmospheric heating source/sink, the Huaihe River basin, flood

## 1 引言

20 世纪 70 年代初, 在 Madden et al. (1971, 1972) 利用坎顿岛上观测资料通过谱分析首先发现了热带大气在风场和地面气压场的变化中存在 40~50 d 周期的低频振荡之后, 大气中的低频振荡现象成为国内外许多气象学者重要的研究课题之一。到 20 世纪 80 年代初, 先后发现了印度季风区的云量有 30~40 d 的周期变化 (Yasunari, 1980), 印度季风区的槽脊活动也有 30~50 d 的振荡和向北传播 (Krishnamurti et al., 1982), 而分析 200 hPa 的散度场也发现有 30~50 d 振荡的东传 (Lorenc, 1984), 这样, 有关热带大气季节内振荡的结构特征和基本活动规律研究增多。后来的研究 (Krishnamurti et al., 1985; 李崇银, 1991a) 也发现低频振荡不仅存在于热带, 而且也存在于中高纬地区, 具有全球变化特征。

低频振荡的重要性不仅在于它本身, 还因为它直接同大范围天气和气候异常有关, 并同时与其他时间尺度的变化互相作用导致天气气候异常。对此, 李崇银 (1991b) 对大气低频振荡做了系统的总结。Chan et al. (2002) 利用我国南海季风试验数据研究表明, 1998 年我国南海地区夏季风主要存在 30~60 d 的季节内振荡, 同时 10~20 d 的振荡也有重要的作用。Sun et al. (2008) 研究发现 1999 年夏季由于受中纬度冷空气持续向南输送, 来自低纬的 30~60 d 水汽输送不能越过我国长江流域, 同时西北太平洋上反气旋水汽系统西北侧的西南水汽通量以及水汽辐合只能到达大约  $30^\circ\text{N}$  地区, 导致我国北部严重的干旱天气的发生。马晓青等

(2008) 也分析了 2004/2005 年冬季强寒潮事件与大气低频波动的关系。

我国江淮流域是旱涝发生比较频繁的地区, 近年来许多学者也做出了大量的研究。Chen et al. (2001) 在研究 1998 年夏季低频振荡的传播和变化特征时发现, 我国长江中下游 6、7 月二次暴雨均与南海低频系统向北传播和中高纬度低频系统自东北向西南传播在长江中下游汇合有关。Chen et al. (2005) 通过数值模拟分析了 1998 年夏季影响江淮流域降水的高低纬度低频系统的传播机制, 指出低纬地区低频气旋的产生和传播主要与强积云对流有关的潜热加热、反映越赤道气流影响的边界效应及热量垂直输送作用有关; 而中高纬地区低频气旋的产生和传播则主要与反映西风带扰动的西风动量水平输送和温度平流作用有关。毛江玉等 (2005) 的研究也发现, 1991 年江淮梅雨期降水的低频振荡与 500 hPa 北太平洋副高的低频变化及其传播有密切关系。巩远发等 (2007) 也分析了 2001 年与 2003 年夏季低频大气热源汇的异常变化及其传播与我国江淮流域旱涝的联系。据建华等 (2008) 也指出东亚季风区大气低频振荡的传播对长江中下游地区夏季降水的产生有一定的影响。

2007 年夏季, 淮河流域再次发生了严重的洪涝灾害, 给我国社会、经济和人民生活造成了严重的影响和损失。洪涝实际上是对大气环流异常变化的反映, 而大气环流的异常变化又常常是大气热源异常强迫的结果。本文的研究目的是期望分析、了解大气热源 (汇) 低频分量、淮河流域及其附近地区低频垂直环流以及低频水汽输送的异常变化与 2007 年夏季淮河流域低频降水的联系。

## 2 资料和方法

### 2.1 资料和大气热源(汇)计算

研究所用的资料是 2007 年我国地面观测站的逐日降水资料和 NCEP/NCAR 的逐日再分析资料, 其中的再分析资料包括地面气压和对流层中 12 个等压面上的温度  $T$ 、纬向风  $u$ 、经向风  $v$  和垂直速度  $\omega$ , 以及用于计算水汽通量及散度的对流层中 8 个等压面上的比湿  $q$ , 资料的水平分辨率为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。

对于大气热源、热汇的计算, 采用了最近较为常用的、Yanai et al. (1973) 提出的倒算法, 由热力学方程可得:

$$Q_1 = c_p \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right], \quad (1)$$

其中,  $Q_1$  是单位质量大气中的热量源汇,  $p_0 = 1000$  hPa,  $k = R/c_p$ , 其它为常用符号。将 (1) 式用质量权重对整层大气积分, 得

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_1 dp = \frac{c_p}{g} \int_{p_t}^{p_s} \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left( \frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] dp, \quad (2)$$

其中,  $p_s$  是地面气压,  $p_t$  是大气顶气压, 计算中取  $p_t = 100$  hPa,  $\langle Q_1 \rangle$  表示从地面到 100 hPa 的大气中单位面积气柱内  $Q_1$  的垂直积分。 $\langle Q_1 \rangle$  为正(负)时, 表示气柱中总的非绝热加热(冷却), 也称之为大气热源(热汇)。 $\langle Q_1 \rangle$  包含了气柱中的净辐射加热(冷却)、潜热加热和地面扰动的感热输送。

### 2.2 带通滤波与小波分析方法

小波变换是一种信号的时间-频率分析方法, 其优于 Fourier 变换的地方是它在时域和频域上同时具有良好的局部化性质。由于小波变换是采用逐步精细的时域和频域取样, 从而可以聚焦到变换对象的任意细节变化, 可以较准确地检测信号的突变, 因此, 小波变换被广泛应用于气候的诊断中(胡增臻等, 1997; 林振山等, 1999; 魏风英, 1999)。文中在用小波变换进行研究时, 采用了 Marr 母小波(胡增臻等, 1997; 林振山等, 1999; 魏风英, 1999)。而为了得到各要素场的低频分量, 选用 Butterworth 带通滤波方法(Murakami, 1979)进行滤波。

## 3 2007 年淮河流域夏季降水的时空变化

图 1 给出了 2007 年淮河流域特大洪涝期(6 月

19 日~7 月 26 日)中国东部地区的总降水分布图, 从图中可以看到我国淮河流域大部分地方总降水达 400 mm 以上, 在  $(32^\circ\text{N}, 115^\circ\text{E})$  附近地区还出现了总降水高于 700 mm 以上的中心, 造成了 2007 年夏季淮河流域严重的洪涝灾害。为了进一步分析 2007 年夏季淮河流域的降水变化特征, 选取图 1 中淮河流域总降水量高于 500 mm 区域内 17 个站点的降水进行分析, 所选站点如图 2 所示。

图 3 的直方图给出了图 2 中所选站点 2007 年 5~9 月的日平均降水变化。可以发现 6 月下旬至 7 月下旬是我国淮河流域降水比较强的阶段, 这段时期的强降水造成了淮河流域严重的洪涝灾害。为了

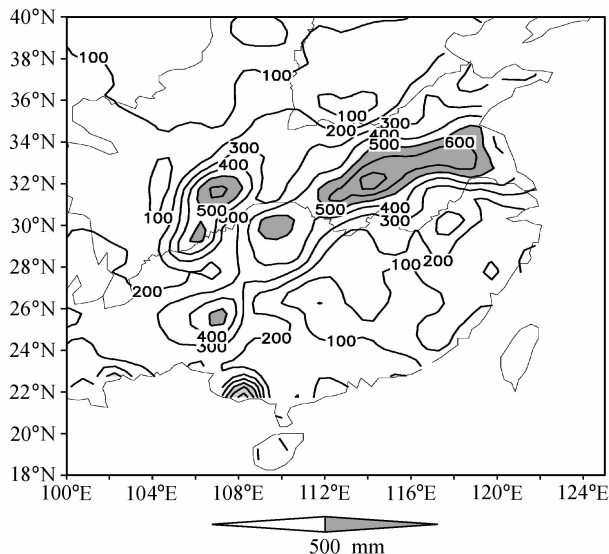


图 1 2007 年 6 月 19 日~7 月 26 日中国东部地区总降水量  
Fig. 1 Accumulated rainfall (mm) over eastern China from 19 Jun to 26 Jul 2007

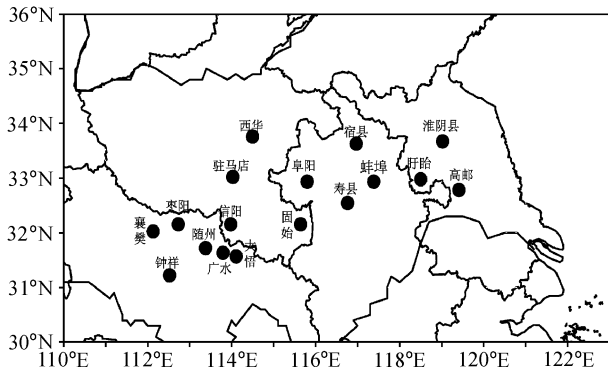


图 2 淮河流域 2007 年 6 月 19 日~7 月 26 日总降水高于 500 mm 的 17 个站点位置  
Fig. 2 Locations of the 17 stations with the accumulated rainfall above 500 mm during 19 Jun–26 Jul in the Huaihe River valley

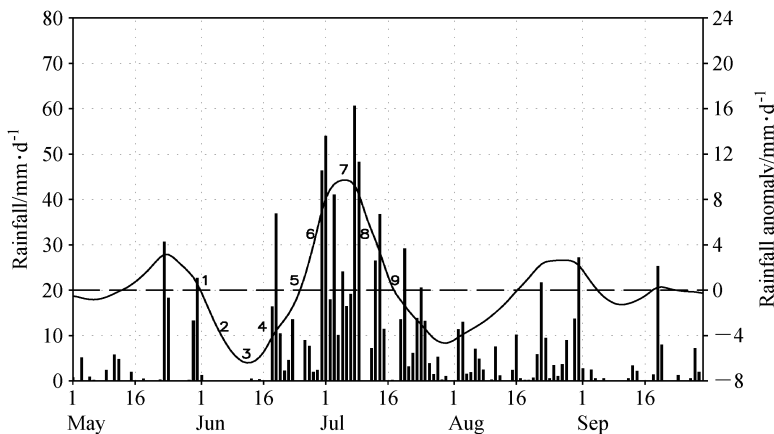


图 3 淮河流域地区所选 17 个站点 2007 年 5~9 月平均日降水量的时间演变(直方图)以及经 30~70 天滤波的低频降水时间序列(实线)(单位: mm/d)。数字代表位相 1~9

Fig. 3 Time series of the daily rainfall averaged over the 17 stations (histogram) in the Huaihe River valley during 1 May–30 Sep 2007 and the 30–70-day filtered daily rainfall anomalies (solid line). Units: mm/d; the numbers represent phases 1–9

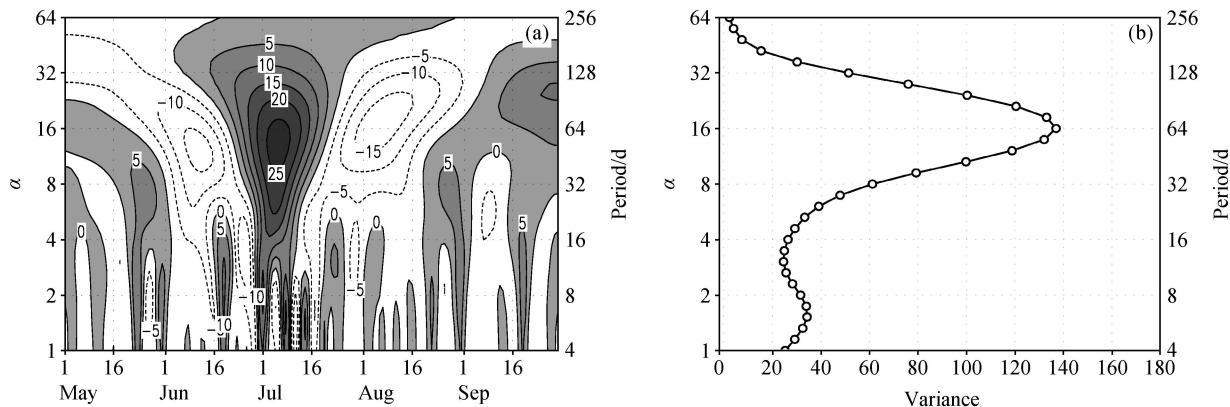


图 4 2007 年 5~9 月所选站点平均日降水量的 (a) 小波变换和 (b) 不同频域小波方差图

Fig. 4 (a) The wavelet transform of the daily rainfall averaged over the 17 stations during 1 May–30 Sep 2007 and (b) the variance for different frequency domains

进一步研究 2007 年我国淮河流域降水的特征, 对图 2 中 17 个站点的日平均降水作 30~70 天滤波(图 3 中实线), 该低频序列的方差大约占了总方差的 47%。从图 3 中可以看到 17 个站点的日平均降水序列与经过 30~70 天滤波后的低频降水序列显示出了大致相同的变化趋势, 说明了此低频序列的降水对 2007 年夏季淮河流域洪涝的发生有重要作用。

再对 17 个站点 5~9 月的日平均降水进行小波变换分析(图 4), 从小波变换图(图 4a)上可以看到在 5 月初到 8 月底这段时期, 淮河流域的降水存在以尺度因子  $a \approx 16$  为主要周期的低频振荡, 在这个尺度上, 6 月下旬到 7 月中下旬淮河流域低频降水相对偏多, 对应了淮河流域降水最强的时期, 可见此低频序列的降水对淮河流域该时期的洪涝有重

要的影响作用。再从各频域小波方差图(图 4b)中也可以看出 2007 年夏季淮河流域 5~9 月降水的小波方差在尺度因子  $a=16$  处有极大值, 可见 2007 年夏季降水的 30~70 天的低频振荡是引起淮河流域洪涝灾害的重要原因。

参照 Chan et al. (2002) 的做法, 将图 3 中 30~70 天低频降水时间序列中 5 月 30 日到 7 月 17 日这个循环分为 9 个位相, 其中位相 3、7 分别代表降水低频振荡的中断期的波谷与活跃期的波峰; 位相 1、5、9 为转换期, 其中位相 1 代表振荡由活跃期向中断期过渡, 位相 5 与 1 相反, 代表由中断期向活跃期转变, 而位相 9 与 1 相同; 位相 2、4、6、8 表示低频振荡的振幅值达到该循环的最大值或最小值一半的时间。通过对低频降水不同位相的低频热

源汇、环流以及水汽的异常变化研究来分析引起 2007 年夏季淮河流域洪涝灾害的可能原因。

## 4 低频热源的变化特征

Zhao et al. (2001) 的研究发现, 青藏高原春季 4 月的热源状况对后期中国江淮流域夏季降水有很好的指示意义; 刘新等 (2002) 的同期相关表明, 7 月青藏高原南部和东南部的异常加热能够激发 Rossby 波列向外频散, 使得西太平洋副高南移, 在江淮地区形成南北气流的交绥从而造成这个地方的降水偏多; 简茂球等 (2007) 也指出 7、8 月长江流域及其附近地区持续的偏旱 (涝) 与太平洋洋盆尺度的大气热源异常有关。可见, 大气热源对于江淮流域的降水异常有着重要的影响作用。本节, 我们就 2007 年夏季淮河流域低频降水 8 个位相  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量的演变进行分析。

图 5 给出了位相 1~8  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量的分布图。从图 5 可以看出,  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量在位相 1~4 分别与位相 5~8 呈大致相反的分布形态。在活跃期向中断期转变阶段 (位相 1, 图 5a), 我国华北大部、经朝鲜半岛到日本以东的北太平洋上是  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量热汇区, 同时, 阿拉伯海北部至印度半岛、青藏高原东南部向南到孟加拉湾和中南半岛以及我国南海到菲律宾以东的热带太平洋地区是另一明显的  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量热汇区, 在孟加拉湾及青藏高原东南部分别有低于  $-200 \text{ W/m}^2$  和  $-150 \text{ W/m}^2$  的热汇中心; 两个  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量热汇区之间, 从长江流域及中国南方地区向东一直延伸到西北太平洋上是一明显的  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量热源带, 在我国长江以南地区以及西北太平洋上都出现了高于  $100 \text{ W/m}^2$  热源中心。此时, 中断期的  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量的分布形式开始形成。到了位相 2 (图 5b),  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量的分布形式变化并不大, 但是, 值得注意的是我国淮河流域地区已转变为  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量热汇区。

当处于中断期的极端位相 (位相 3, 图 5c), 淮河流域地区的  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量热汇已达最强, 与渤海湾一起出现了低于  $-50 \text{ W/m}^2$  的热汇中心, 印度半岛和孟加拉湾地区、中南半岛以及经我国南海到菲律宾以东的太平洋上的  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量热汇继续存在, 只是孟加拉湾地区的低频热汇强度相对于位相 2 (图 5b) 已开始减弱, 但我国南海地区的低频热汇达到最强, 有低于  $-200 \text{ W/m}^2$  的热汇中心形

成。我国南方地区到台湾及其以东洋面上的低频热源带已开始减弱, 高于  $100 \text{ W/m}^2$  的热源区迅速减小。此时, 印度洋大部分地区以及印度尼西亚群岛到巴布新几内亚的  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量热源也加强并北移, 并出现了 3 个高于  $150 \text{ W/m}^2$  及  $100 \text{ W/m}^2$  的热源中心。

从位相 4 (图 5d) 开始, 可以看到  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量的分布开始发生较大的变化: 我国淮河流域的低频热汇开始减弱, 到位相 5 (图 5e) 已转变为低频热源区; 阿拉伯海到印度半岛、孟加拉湾经中南半岛到菲律宾及其以东的太平洋地区也逐渐被赤道地区北移而来的低频热源所控制, 到位相 5 (图 5e) 已完全转变为低频热源区, 在孟加拉湾地区还出现了高于  $300 \text{ W/m}^2$  的热源中心; 同时, 我国长江以南地区向东延伸到西太平洋地区在位相 4 (图 5d) 就完全转变为低频热汇区, 并在位相 5 (图 5e) 得到加强; 而赤道印度洋到苏门答腊岛附近地区在位相 5 (图 5e) 已完全转变为低频热汇区, 并且热汇开始北移。可见, 到位相 5 (图 5e), 活跃期  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量的分布形式逐渐形成。到了位相 6 (图 5f),  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量的分布变化很小, 与位相 5 (图 5e) 几乎相同, 只是在河套平原北部出现了低于  $-50 \text{ W/m}^2$  的低频热汇中心; 我国长江以南地区向东延伸到西太平洋地区的热汇也开始有所减弱; 但我国淮河流域地区的低频热源得到加强, 同时孟加拉湾及我国南海地区的低频热源也达到最强, 分别有高于  $350 \text{ W/m}^2$  和  $300 \text{ W/m}^2$  的热源中心。

进入活跃期的极端位相时 (位相 7, 图 5g), 淮河流域地区  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量热源继续加强, 相对于位相 6 (图 5f), 高于  $100 \text{ W/m}^2$  的热源区范围增大, 并控制了淮河流域大部分地区; 印度半岛北部、孟加拉湾北部到我国南海地区  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量热源的强度受其南部低频热汇北移的影响明显减弱, 但在我国南海还有高于  $250 \text{ W/m}^2$  的热源中心; 而菲律宾及其以东的热带太平洋地区的  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量热源的强度则明显加强, 在热带太平洋上出现了高于  $150 \text{ W/m}^2$  的热源中心。两个  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量热源区之间, 长江以南及其以东太平洋地区的低频热汇相对于位相 6 (图 5f) 继续减弱。而此时我国淮河流域以北地区因河套平原北部低于  $-50 \text{ W/m}^2$  的热汇加强东移的影响, 由低频热源区转变为低频热汇区。从位相 8 (图 5h) 开始,  $\langle Q_1 \rangle$  低

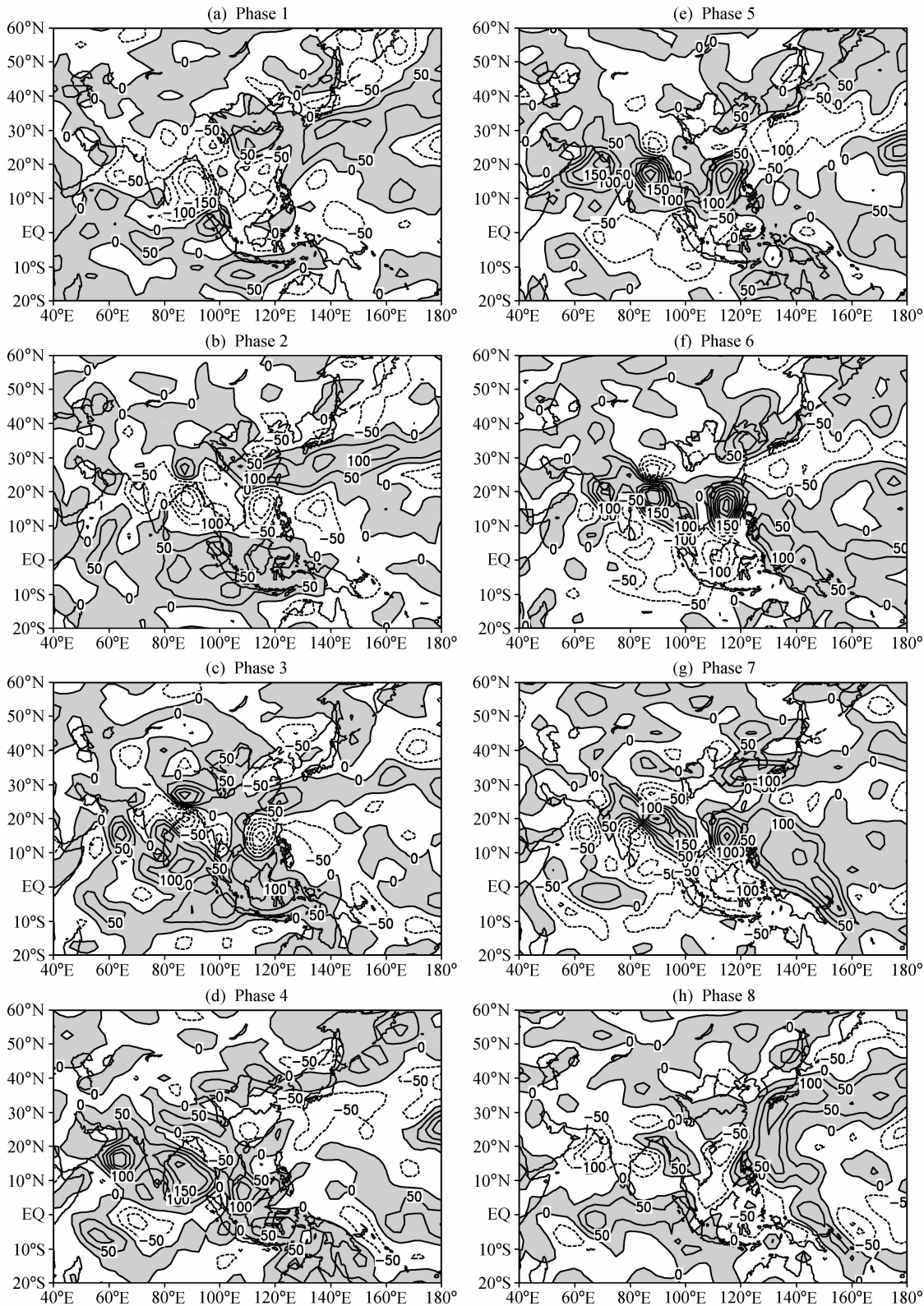


图 5  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量在各位相的分布特征图 (单位:  $W/m^2$ ): (a~h) 位相 1~8。等值线间距: 50; 阴影:  $>0$  表示低频热源区, 反之则是低频热汇区

Fig. 5 The  $\langle Q_1 \rangle$  LFO (low-frequency oscillation) from phases 1 to 8. Isoline interval is 50  $W/m^2$ ; shaded areas represent the  $\langle Q_1 \rangle$  LFO heating sources

频分量又开始逐渐向降水中断期的分布形式转变,进入下一循环。

通过以上分析可以看到,在振荡的中断期与活跃期,  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量在亚洲季风区的分布形式有着明显的不同:一是在位相 1~4, 从阿拉伯海北部经孟加拉湾到我国南海地区, 以及我国淮河流域经渤海到日本地区主要受低频热汇的控制; 而位相 5~8 则主要受低频热源的影响; 二是我国东部地区 ( $10^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$ ,  $110^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{E}$ ), 在中断期的极端位相 (位相 3), 从北到南,  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量的分布呈正负相间的低频热源、热汇、热源、热汇形式; 而在活跃期的极端位相 (位相 7), 则是相反的低频热汇、热源、热汇、热源分布形式。在这种  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量分布形式下, 势必会影响环流的改变, 从而引起降水的变化。下节将对低频垂直环流进行分析。

## 5 低频垂直环流的变化

在第 4 节中, 分析了各个位相  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量的演变。由于大气热源的变化通常会强迫大气环流发生变化, 从而对天气产生影响, 因此在这一节进一步分析与低频  $\langle Q_1 \rangle$  有关的 2007 年夏季我国淮河流域及其附近地区低频垂直环流的变化。限于篇

幅, 主要对位相 5~8 的低频垂直环流的变化作出分析, 研究淮河流域及其附近地区低频垂直环流的变化对降水的影响。

图 6 给出了沿  $115^\circ\text{E}$ , 位相 5~8 的低频经向垂直环流图。在振荡的中断期向活跃期转变阶段 (位相 5, 图 6a), 随着我国南海地区由低频热汇转变为热源, 该地区上空由位相 4 (图略) 的低频下沉运动转变为上升运动, 并在南海向南到赤道地区上空形成一个显著的低频经圈环流; 而我国淮河流域以南地区 ( $20^\circ\text{N} \sim 30^\circ\text{N}$ ) 由于受低频热汇的影响, 呈下沉运动, 同时低层 (600 hPa 以下) 弱的偏南气流向北与来自淮河流域以北地区 ( $35^\circ\text{N} \sim 40^\circ\text{N}$ ) 弱的北风气流在淮河流域汇合, 使得淮河流域北部低层出现辐合上升运动。

到了位相 6 (图 6b), 我国淮河流域低频热源的加强导致了该地区上空上升运动加强, 而其以北地区 ( $35^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$ ) 由于河套地区低频热汇的逐渐加强也使得该地区上空下沉运动加强, 这样,  $35^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$  之间的北风补偿气流就得到加强。同时, 我国南海地区的低频热源达到最强, 也导致南海向南到赤道地区上空的经圈环流达最强, 而其低层偏南气流的加强也加强了我国淮河流域以南地区 ( $20^\circ\text{N} \sim$

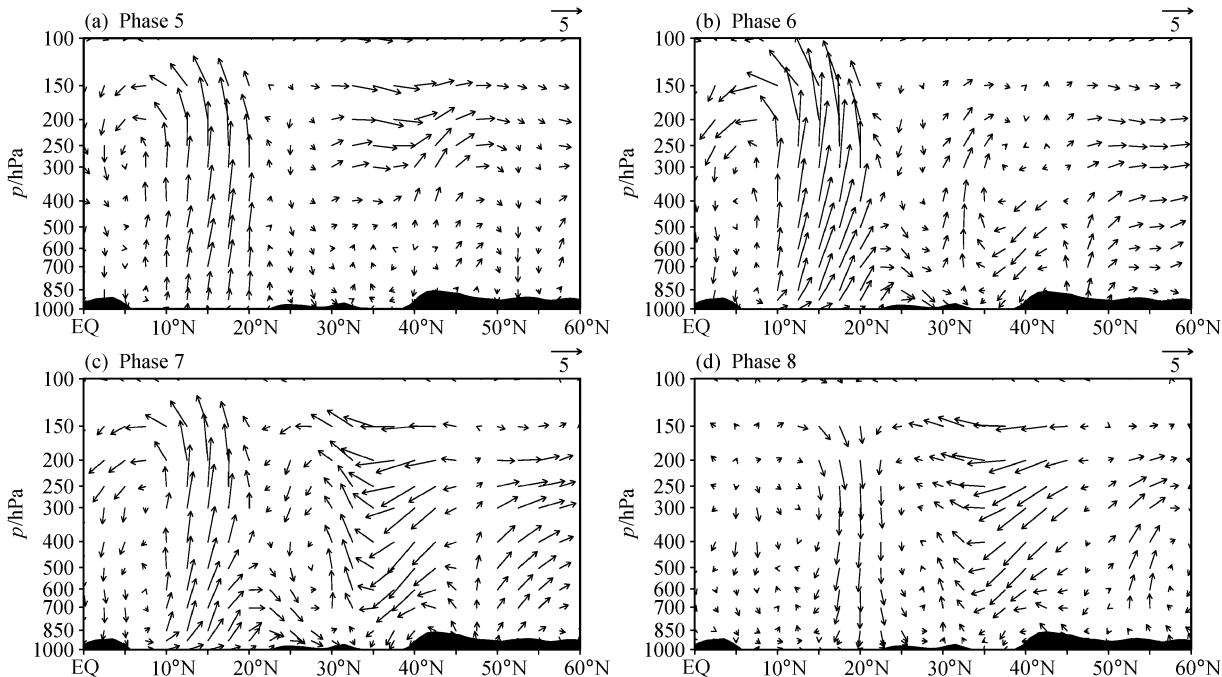


图 6 沿  $115^\circ\text{E}$  30~70 天低频垂直经向环流变化特征: (a~d) 位相 5~8。矢量的两个分量为经向风  $v$  (单位:  $\text{m/s}$ ) 和垂直速度  $\omega$  (单位:  $10^{-1} \text{ Pa/s}$ )

Fig. 6 Cross sections of the 30-70-day vertical-meridional circulation along  $115^\circ\text{E}$  for phases 5-8. The components of vectors are meridional wind ( $\text{m/s}$ ) and vertical velocity ( $10^{-1} \text{ Pa/s}$ )

30°N) 低层的偏南风, 偏南风向北与来自淮河流域以北地区 (35°N~45°N) 加强的偏北气流在淮河流域汇合, 加强了淮河流域的辐合上升运动, 上升气流一直延续到 200 hPa 附近, 这样的环流形势有利于降水。

到达活跃期的极端位相 (位相 7, 图 6c), 随着南海地区低频热源的逐渐减弱, 南海到赤道地区上空的经圈环流开始减弱导致该地区上空低层的偏南风亦开始减弱。此时, 我国淮河流域低频热源达最强, 使得该地区上空的上升运动也达到最强; 而淮河流域以北地区 (35°N~45°N) 的偏北风明显加强, 尤其是 200 hPa 以上的高层, 偏北风向南与低纬的北风气流连成一片。因此, 受淮河流域地区上升运动以及淮河流域及其以北地区 (30°N~45°N) 高层北风气流加强的影响, 在淮河流域及其以南地区 (25°N~35°N) 上空形成另一明显的低频经圈环流, 此经圈环流明显加强了淮河流域以南地区 (25°N~30°N) 上空的下沉运动, 也使得该地区上空低层流向淮河流域的偏南气流不因南海到赤道地区上空低层的偏南风减弱而减弱, 有利于加强淮河流域的低频辐合上升运动。

到位相 8 (图 6d), 我国淮河流域低频热源减弱, 其上空的上升运动也减弱, 上升运动只延伸到了 300 hPa 附近; 而我国南海及其以北地区 (10°N~25°N) 上空已经由低频上升运动转变成了明显的下沉运动, 这样南海向南到赤道地区、淮河流域及其以南地区 (25°N~35°N) 上空的两个低频经圈环流消失, 使得流向淮河流域的偏南气流减弱, 淮河流域的辐合上升运动开始减弱。可见从位相 8 开始, 我国淮河流域及其附近的低频垂直环流又开始向下一循环转变。

由于低频纬向垂直环流也显示出了相同的变化趋势, 在此就不作分析了。由此可见, 亚洲季风区  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量的分布变化对淮河流域及其附近地区的垂直环流异常有很大的影响: 亚洲季风区  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量在位相 5~8 (图 5e~h) 的分布有利于气流向我国淮河流域汇合, 并且淮河流域的低频热源也有利于气流的辐合上升; 相反亚洲季风区  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量在位相 1~4 (图 5a~d) 的分布不利于气流向淮河流域汇合, 同时淮河流域由弱的低频热源 (位相 1) 转变为热汇 (位相 2~4) 的分布变化也不利于该地区上空的气流辐合上升。

## 6 低频水汽的输送

淮河流域的降水与该地区的水汽输送以及水汽通量散度等许多因素有很大的联系, 而淮河流域及其附近地区的环流变化又会对淮河流域的水汽输送及水汽通量散度的变化有很大影响, 上一节对淮河流域地区低频降水活跃期 (位相 5~8) 的垂直环流变化作了分析, 本节我们将对环流变化引起的水汽通量以及水汽通量散度 (图略) 的变化作出分析。

图 7 是位相 5~8 的 850 hPa 低频水汽输送通量分布图, 从图中可以看到, 当位于中断期向活跃期转变阶段 (位相 5, 图 7a), 在我国东部西太平洋上有一明显的低频反气旋产生, 其西南侧向西北方向输送的水汽到达我国华南沿海地区后, 一部分继续沿反气旋的西北侧向东北方向输送, 为我国淮河流域带来了太平洋上丰富的暖湿水汽, 同时来自中高纬的西风水汽输送也到达淮河流域, 为淮河流域带来了大量的水汽。此时淮河流域弱的水汽辐合 (图略) 上升使得该地区开始形成降水。

到达位相 6 (图 7b), 此时影响我国淮河流域主要的水汽输送已变为 4 支。第一支是来自西太平洋上的水汽输送, 随着我国东部西太平洋上低频反气旋的开始减弱, 其西南侧向西北方向输送的水汽也开始减弱, 使得这支水汽输送减弱。第二支是阿拉伯海地区经孟加拉湾、我国南海向淮河流域的水汽输送带, 这支水汽输送明显加强。第三支是 90°E 附近的越赤道水汽输送加强, 一部分转为东南水汽输送, 到达阿拉伯海与阿拉伯海地区的水汽汇合, 向东经孟加拉湾及我国南海地区向我国淮河流域输送, 另一部分则转为向东输送经我国南海地区向淮河流域输送。这三支水汽输送向我国淮河流域输送了大量的暖湿水汽。第四支水汽输送是淮河流域北部的偏北水汽输送, 随着淮河流域以北地区北风气流的加强, 这支水汽输送明显加强, 且在淮河流域与中低纬输送来的西南暖湿水汽相汇合。同时淮河流域地区低频水汽辐合也明显加强 (图略), 使低频降水强度加大。

到达低频降水最强阶段 (位相 7, 图 7c), 我国东部西太平洋上的低频反气旋明显东移并减弱, 其西南侧的东南水汽输送迅速减小, 太平洋上的暖湿水汽已不能到达我国淮河流域。而 90°E 附近的越赤道水汽输送加强, 其偏西经我国南海向淮河流域的

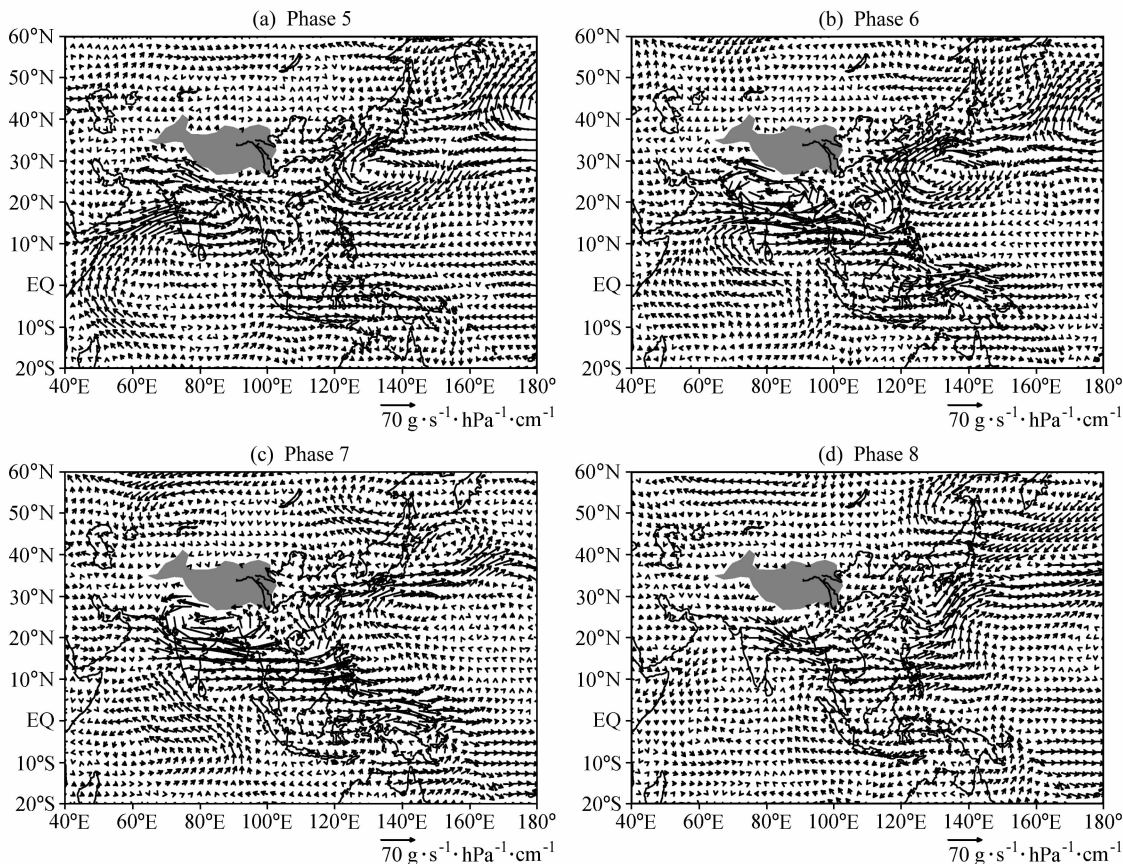


图7 850 hPa 30~70 天低频水汽通量变化特征 (单位:  $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ ): (a~d) 位相 5~8。阴影: 地形高于 1500 m 的区域  
Fig. 7 The 30–70-day filtered 850-hPa moisture transport fluxes for phases 5–8. Shadings indicate the topography more than 1500 m

水汽输送得到加强;阿拉伯海西部、经孟加拉湾及我国南海向淮河流域的水汽输送带也明显加强;同时淮河流域以北地区的偏北水汽输送也随着偏北气流的加强达到最强。这样到达我国淮河流域的水汽并没有因西太平洋水汽输送的消失而减弱太多,保证了该地区有充足的水汽形成降水。随着淮河流域低频水汽辐合(图略)达到最强,低频降水也达到最强。

到了位相 8(图 7d),我国淮河流域东北方向上的水汽输送明显加强,为淮河流域带来了大量的水汽。90°E 附近的越赤道水汽输送迅速减弱,只有很小的偏西水汽输送到达我国南海地区;而阿拉伯海东部经孟加拉湾的水汽输送带也明显减弱,到达中南半岛后一部分转为西南水汽输送到达华南沿海与来自淮河流域东北向的东北水汽输送汇合转为西北水汽输送,到台湾以东的洋面上再转为西南水汽输送向东输送。可见,此时到达我国淮河流域的水汽已经迅速减小,再加上低频水汽辐合(图略)明显减弱,使得降水开始减少。

总的来说,我国淮河流域及其附近地区的低频环流变化对低频水汽输送以及水汽输送通量散度的变化有很重要的影响:在振荡的活跃期(位相 5~8),随着淮河流域附近地区气流向淮河流域辐合,大量的水汽被输送到淮河流域,辐合上升形成降水;而在位相 1~4(图略),随着我国淮河流域气流向外辐散,来自西太平洋上大量的水汽在该地区辐散(图略),不利于降水的发生。同时,高纬地区的偏北水汽输送也是我国淮河流域 2007 年夏季降水的低频振荡活跃期重要的水汽来源。

## 7 低频大气热源(汇)对降水影响的物理机制

亚洲季风区低频热源(汇)变化对淮河流域降水影响的机制,在一定程度上可以用热力适应理论(吴国雄等,2000;刘屹岷等,2001)来解释。根据热力适应理论:加热使得热源上空低层大气为气旋式环流,气流辐合流入,高层为反气旋式环流,气

流辐散流出;反之,冷却使得低空出现反气旋,高空出现气旋。在位相 5~6,我国东部的西太平洋上受低频热汇的影响,在热力适应作用下,其上空低层出现的反气旋环流(图略)有利于将西太平洋上的水汽输送到我国淮河流域(图 7a、b)。同时,在位相 5~7,亚洲季风区阿拉伯海北部经孟加拉湾到我国南海地区,以及我国淮河流域经渤海到日本地区主要受低频热源的影响,因此在热力适应的作用下,印度半岛到孟加拉湾、我国南海地区以及淮河流域到日本地区上空低层产生了 3 个气旋式环流(图略),其中印度半岛到孟加拉湾上空低层气旋环流南部的偏西气流有利于将阿拉伯海以及孟加拉湾的水汽输送到我国南海地区(图 7a~c),而我国南海上空低层气旋环流东部的偏南气流(图 6a~c)又有利于我国南海地区的暖湿水汽向淮河流域输送(图 7a~c);同时淮河流域到日本地区上空低层气旋环流西部的偏北气流(图 6a~c)亦将中高纬度的水汽输送到淮河流域(图 7a~c),与低纬的暖湿水汽汇合。在淮河流域,低层的辐合与高层的辐散相配合(图略),导致此处上升运动强烈(图 6a~c),形成降水。到位相 8,热源分布形式改变产生的环流不利于向淮河流域输送水汽,低频降水开始减弱。而位相 1~4 则是相反的过程。由此可见,亚洲季风区低频热源(汇)的分布确能通过影响环流从而影响水汽的输送,引起降水的变化。同时,降水释放的凝结潜热又可以影响热源(汇)的变化,从而影响环流的变化,最终引起水汽输送的变化而影响降水。

从以上分析可以看到,2007 年夏季淮河流域的洪涝灾害与亚洲季风区低频热源(汇)的分布有很大联系:一方面,在淮河流域降水低频振荡的活跃期,亚洲季风区的低频热源汇分布有利于气流向淮河流域辐合,从而也带动了周围水汽向淮河流域汇合,相反,在中断期,亚洲季风区低频热源汇的分布不利于水汽向淮河流域汇合;另一方面,在活跃期,淮河流域受低频热源的影响,上空呈现上升运动,引起水汽辐合上升,有利于降水,相反,在中断期,淮河流域热汇的分布不利于水汽的辐合上升,也不利于降水的产生。

## 8 小结

综上所述,通过对 2007 年夏季淮河流域的洪涝与亚洲地区大气低频振荡联系的研究,可得到以

下结论:

(1) 2007 年夏季淮河流域降水低频振荡的主要周期是 30~70 天,且该低频率序列的方差大约占了总方差的 47%。

(2) 在振荡的活跃期与中断期,亚洲季风区  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量的分布有明显不同:一方面在位相 1~4,从阿拉伯海北部经孟加拉湾到我国南海地区以及我国淮河流域经渤海到日本地区主要受低频热汇的控制;而在位相 5~8 则主要受低频热源的影响;另一方面我国东部地区 ( $10^\circ\text{N}\sim 45^\circ\text{N}$ ,  $110^\circ\text{E}\sim 120^\circ\text{E}$ ),在中断期的极端位相(位相 3),从北到南,  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量的分布呈正负相间的低频热源、热汇、热源、热汇形式;而在活跃期的极端位相(位相 7),则是相反的低频热汇、热源、热汇、热源分布形式。

(3) 亚洲季风区  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量的分布变化对淮河流域及其附近地区的垂直环流异常有很大的影响:亚洲季风区  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量在位相 5~8 的分布有利于气流向我国淮河流域汇合,并且淮河流域的低频热源分布也有利于气流的辐合上升;相反,亚洲季风区  $\langle Q_1 \rangle$  低频分量在位相 1~4 的分布不利于气流向淮河流域汇合,同时淮河流域由弱的低频热源(位相 1)转变为热汇(位相 2~4)的分布变化也不利于该地区上空气流的辐合上升。

(4) 我国淮河流域及其附近地区的低频环流变化对水汽输送以及水汽输送通量散度的变化有很重要的影响作用:在位相 5~8,随着淮河流域附近地区气流向淮河流域辐合,大量的水汽被输送到淮河流域,辐合上升形成降水;相反,在位相 1~4 随着我国淮河流域气流向外辐散,来自西太平洋的大量水汽在该地区辐散,不利于降水的发生。同时,高纬地区的偏北水汽输送也是我国淮河流域 2007 年夏季低频降水活跃期重要的水汽来源。

## 参考文献 (References)

- Chan J C L, Ai W, Xu J. 2002. Mechanisms responsible for the maintenance of the 1998 South China Sea summer monsoon [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 80 (5): 1103–1113.
- Chen Guixing, Li Weibiao, Yuan Zhuojian, et al. 2005. Evolution mechanisms of the intraseasonal oscillation associated with the Yangtze River basin flood in 1998 [J]. Science in China (Ser. D), 48 (7): 957–967.
- Chen Longxun, Zhu Congwen, Wang Wen, et al. 2001. Analysis of the characteristics of 30–60 day low-frequency oscillation over Asia during 1998 SCSMEX [J]. Advances in Atmospheric Sci-

- ences, 18 (4): 623–638.
- 巩远发, 段廷扬, 张菡. 2007. 夏季亚洲大气热源汇的变化特征及其与江淮流域旱涝的关系 [J]. 大气科学, 31 (1): 89–98.
- Gong Yuanfa, Duan Tingyang, Zhang Han. 2007. Characteristics of the atmospheric heating source/sink over Asia and its relationship with drought/flood in the Yangtze River–Huaihe River valley [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (1): 89–98.
- 胡增臻, 石伟. 1997. 子波变换在大气科学中的应用研究 [J]. 大气科学, 21 (1): 58–72.
- Hu Zengzhen, Shi Wei. 1997. Application study of wavelet transform in atmospheric sciences [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 21 (1): 58–72.
- 简茂球, 乔云亭, 罗会邦, 等. 2007. 初夏东亚–太平洋大气热源与长江流域及其邻近地区 7、8 月降水异常的关系 [J]. 大气科学, 31 (4): 735–746.
- Jian Maoqiu, Qiao Yunting, Luo Huibang, et al. 2007. The relationship of the atmospheric heat sources in early summer over East Asia–Pacific to the abnormality of precipitation in the Yangtze River basin and its vicinity in July and August [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (4): 735–746.
- 据建华, 孙丹, 吕俊梅. 2008. 东亚季风区大气季节内振荡经向与纬向传播特征分析 [J]. 大气科学, 32 (3): 523–529.
- Ju Jianhua, Sun Dan, Lü Junmei. 2008. The relay character analysis of the zonal and longitudinal propagations of the atmospheric intraseasonal oscillation in the East Asian monsoon region [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (3): 523–529.
- Krishnamurti T N, Subrahmanyam D. 1982. The 30–50 day mode at 850 mb during MONEX [J]. J. Atmos. Sci., 39 (9): 2088–2095.
- Krishnamurti T N, Gadgil S. 1985. On the structure of the 30 to 50 day mode over the globe during FGGE [J]. Tellus, 37A: 336–360.
- 李崇银. 1991a. 30–60 天大气振荡的全球特征 [J]. 大气科学, 15 (3): 66–76.
- Li Chongyin. 1991a. Global characteristics of the 30 to 60 day atmospheric oscillation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 15 (3): 66–76.
- 李崇银. 1991b. 大气低频振荡 [M]. 北京: 气象出版社, 201pp.
- Li Chongyin. 1991b. Low-Frequency Oscillation of the Atmosphere (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 201pp.
- 林振山, 邓自旺. 1999. 子波气候诊断技术的研究 [M]. 北京: 气象出版, 174pp.
- Lin Zhenshan, Deng Ziwan. 1999. The Research on Wavelet Climate Diagnostic Technology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 174pp.
- 刘屹岷, 吴国雄, 宇如聪, 等. 2001. 热力适应、过流、频散和副高 II. 水平非均匀加热与能量频散 [J]. 大气科学, 25 (3): 317–328.
- Liu Yimin, Wu Guoxiong, Yu Rucong, et al. 2001. Thermal adaptation, overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone. Part II: Horizontal inhomogeneous heating and energy dispersion [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25 (3): 317–328.
- 刘新, 李伟平, 吴国雄. 2002. 夏季青藏高原加热和北半球环流年际变化的相关分析 [J]. 气象学报, 60 (3): 267–277.
- Liu Xin, Li Weiping, Wu Guoxiong. 2002. Interannual variation of the diabatic heating over the Tibetan Plateau and the northern hemispheric circulation in summer [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 60 (3): 267–277.
- Lorenc A C. 1984. The evolution of planetary scale 200 mb divergence flow during the FGGE year [J]. Quar. J. Roy. Meteor. Soc., 110: 427–441.
- 毛江玉, 吴国雄. 2005. 1991 年江淮梅雨与副热带高压的低频振荡 [J]. 气象学报, 63 (5): 762–770.
- Mao Jiangyu, Wu Guoxiong. 2005. Intraseasonal variability in the Yangtze–Huaihe River rainfall and subtropical high during the 1991 Meiyu period [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63 (5): 762–770.
- 马晓青, 丁一汇, 徐海明, 等. 2008. 2004/2005 年冬季强寒潮事件与大气低频波动关系的研究 [J]. 大气科学, 32 (2): 380–394.
- Ma Xiaoqing, Ding Yihui, Xu Haiming, et al. 2008. The relation between strong cold waves and low-frequency waves during the winter of 2004/2005 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (2): 380–394.
- Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific [J]. J. Atmos. Sci., 28 (5): 702–708.
- Madden R A, Julian P R. 1972. Description of globe-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period [J]. J. Atmos. Sci., 29 (6): 1109–1123.
- Murakami M. 1979. Large-scale aspects of deep convective activity over the GATE area [J]. Mon. Wea. Rev., 107: 994–1013.
- Sun Ying, Ding Yihui. 2008. Effects of intraseasonal oscillation on the anomalous East Asian summer monsoon during 1999 [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 25 (2): 279–296.
- 魏风英. 1999. 现代气候统计诊断与预测技术 [M]. 北京: 气象出版社, 102–113.
- Wei Fengying. 1999. Modern Climate Statistics and Prediction Technology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 102–113.
- 吴国雄, 刘屹岷. 2000. 热力适应、过流、频散和副高 I. 热力适应和过流 [J]. 大气科学, 24 (4): 433–446.
- Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2000. Thermal adaptation, overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone. Part I: Thermal adaptation and overshooting [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24 (4): 433–446.
- Yanai M, Esbensen S, Chu J-H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets [J]. J. Atmos. Sci., 30: 611–627.
- Yasunari T. 1980. A quasi-stationary appearance of 30–40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 58: 225–229.
- Zhao Ping, Chen Longxun. 2001. Climatic features of atmospheric heat source/sink over Qinghai–Xizang Plateau in 35 years and its relation to rainfall in China [J]. Science in China (Ser. D), 44 (9): 858–864.