## 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

巩远发1,2 段廷扬1 张菡1

1 成都信息工程学院,成都 610041
 2 中国科学院东亚区域气候-环境重点实验室,北京 100029

**摘 要** 用 2001 年和 2003 年 NCEP/NCAR 再分析资料, 计算了亚洲季风区两年逐日的大气热源汇⟨Q<sub>1</sub>⟩, 再用 谐波分析方法对⟨Q<sub>1</sub>⟩作带通滤波, 得到了准 30~70 d 的⟨Q<sub>1</sub>⟩低频分量,并分析了两年夏季大气热源汇和其低频 振荡变化特征的差异, 然后研究了一些"关键"区⟨Q<sub>1</sub>⟩低频分量的变化与我国降水的关系。结果表明:在 2001 年 和 2003 年夏季的亚洲季风区, 一方面应该有这样一种过程,大气热源汇低频分量经向和纬向传播的差异→江淮 流域旱涝期东亚地区大气热源汇低频分量南北配置的差异→东亚地区大气热源汇本身的南北分布不同。另一方 面,夏季的 5~8 月期间,高原中南侧有较强的低频热源(热汇)时,可导致其后期江淮流域降水偏多(少);中国 南海的作用则正好相反,南海有较强的低频热源(热汇)时,不仅可导致其后期江淮流域降水偏少(多),还可导 致其后期青藏高原东部降水偏少(多)。因此,夏季亚洲季风区热源、热汇季节内变化特征的不同可导致我国江 淮流域异常的旱涝发生。

关键词 低频振荡 青藏高原 大气热源(热汇)江淮流域旱涝
 文章编号 1006 - 9895 (2007) 01 - 0089 - 10
 中图分类号 P426
 文献标识码 A

## Characteristics of the Atmospheric Heating Source/Sink over Asia and Its Relationship with Drought/Flood in the Yangtze River – Huaihe River Valley

GONG Yuan-Fa<sup>1, 2</sup>, DUAN Ting-Yang<sup>1</sup>, and ZHANG Han<sup>1</sup>

1 Chengdu University of Information Technology, Chendu 610041

2 Key Laboratory of Regional Climate-Environment Research for Temperate East Asia, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Drought and flood are the main disasters of Eastern China. During the summers of 2001 and 2003, the severe drought and flood occurred respectively in the Yangtze River – Huaihe River basin. In order to investigate the causes, the daily atmospheric heating source/sink  $\langle Q_1 \rangle$  over Asian monsoon area is computed by using the thermodynamic equation and the NCEP/NCAR re-analyses data of 2001 and 2003, and then its quasi-30 – 70-day low-frequency oscillation (LFO) is got by the Fourier transform according to the significance periodic variation of the  $\langle Q_1 \rangle$ which is got using the spectral analysis in three key areas. Then the differences of the  $\langle Q_1 \rangle$  and its LFO in the two summers are analyzed, furthermore the relationship between the  $\langle Q_1 \rangle$  LFO in some key areas and the delayed rainfall in China is investigated in the summer of 2003. The result shows that: On the one hand, the process should is that the meridional and zonal propagation of the  $\langle Q_1 \rangle$  LFO is different  $\rightarrow$  the North-South scheme of the  $\langle Q_1 \rangle$  LFO over East Asia is different during the drought/flood periods of the Yangtze River – Huaihe River basin  $\rightarrow$  the North-

**收稿日期** 2005-08-12, 2005-12-06 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 40275029、40675036 和中国科学院东亚区域气候−环境重点实验室开放课题

作者简介 巩远发,男,1963年出生,教授,主要从短期气候异常变化的诊断和模拟研究。E-mail: gyfa@cuit.edu.cn

South distribution of the  $\langle Q_1 \rangle$  is also different in the summers of 2001 and 2003. On the other hand, there are the significance correlations between the changes of the  $\langle Q_1 \rangle$  LFO over the middle-southern Tibetan Plateau and the South China Sea from May 1 to August 6 and the delay rainfall of the Yangtze River – Huaihe River basin from May 11 to August 16. While the stronger heating source/sink of the  $\langle Q_1 \rangle$  LFO is over the middle southern Tibetan Plateau Plateau, the heavier/lighter rainfall maybe appears in the Yangtze River – Huaihe River basin, but it is reverse over the South China Sea. At one time, the heating source/sink of the  $\langle Q_1 \rangle$  LFO over the South China Sea is also significantly negatively correlated with the rainfall in the eastern Tibetan Plateau in summer. Therefore, the difference of the characteristics of  $\langle Q_1 \rangle$  LFO over Asian monsoon area can lead to the abnormal summer drought/flood in the Yangtze River – Huaihe River valley of China.

Key words low-frequency oscillation (LFO), the Tibetan Plateau, atmospheric heating source/sink, drought/flood of the Yangtze River - Huaihe River basin

## 1 引言

自从 Madden 等<sup>[1,2]</sup>在 20 世纪 70 年代初分析 坎顿岛的观测资料发现热带大气的纬向风和气压场 存在 40~50 d 周期的低频振荡后,大气中的低频 振荡现象一直受到国内外气象学家的高度重视,并 成为大气科学重要前沿课题之一。后来的许多研 究<sup>[3,4]</sup>发现,低频振荡不仅存在于热带,而且也存 在于中高纬地区,具有全球变化的特征。

低频振荡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 间尺度的变化相互作用导致天气气候异常。对此, 李崇银<sup>[5]</sup>和陈隆勋等<sup>[6]</sup>分别作过较为系统的总结, 比如: 它在季风地区的向北传播可以导致印度季风 的活跃与中断以及我国东部雨带的季节性北跳, 它 和季节变化的结合可以影响季风的建立与撤退的年 际变化,它和ENSO现象之间也具有重要的相互作 用。因此,对于低频振荡的研究有助于增进对大气 环流变化机制的理解,也有助于进一步改善我国东 部长江流域旱涝的中长期预报。最近, Chen 等<sup>[7]</sup> 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。周兵等[8]的研究表 明青藏高原上低频变化与我国夏季区域降水有明显 的关系。徐国强等<sup>[9]</sup>也研究了 1998 年青藏高原降 水特征和大气的低频变化特征对长江流域低频降水 的影响。

2001年,我国大部分地区降水偏少、气温偏高,江淮流域出现了较严重的干旱,华南特别是两 广地区则洪涝灾害较重<sup>[10]</sup>。2003年,我国降水总 体偏多,其分布是北方地区明显偏多,南方地区异 常偏少,江淮流域发生严重洪涝,华南地区出现大 范围干旱<sup>[11]</sup>。干旱和洪涝实际上是大气环流异常 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,本文研究的目的是期望得到 大气热源(汇)低频分量的异常变化和传播与江淮 流域旱涝的联系。

### 2 资料和方法

### 2.1 资料和大气热源(汇)的计算

研究所用的资料是 2001、2003 年夏季我国地 面观测站的逐日降水资料和 2001、2003 年 NCEP/ NCAR 的逐日再分析资料,其中再分析资料包括地 面气压和对流层中 12 个等压面 (1000 hPa、925 hPa、850 hPa、……、100 hPa)上的温度 T、纬向 风 u 和经向风 v,资料的水平分辨为 2.5°×2.5°。

对于大气热源、热汇的计算,由热力学方程可得:

$$Q_{1} = c_{p} \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left( \frac{p}{p_{0}} \right)^{k} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] = Q_{R} + L(c - e) - \frac{\partial (S'\omega')}{\partial p}, \qquad (1)$$

其中,Q<sub>1</sub>是单位质量大气中的热量源汇,其中包含 净辐射加热(冷却)、潜热加热和湍流扰动的感热 输送。将(1)式用质量权重对整层大气积分,得:

$$\langle Q_{1} \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_{t}}^{p_{s}} Q_{1} dp = \frac{1}{g} \int_{p_{t}}^{p_{s}} Q_{R} dp + \frac{L}{g} \int_{p_{t}}^{p_{s}} (c-e) dp - \frac{1}{g} \overline{(S'\omega')}_{p=p_{s}}, \qquad (2)$$

$$\langle Q_{1} \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_{t}}^{p_{s}} Q_{1} dp = \frac{c_{p}}{g} \int_{p_{t}}^{p_{s}} \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left( \frac{p}{p_{0}} \right)^{k} \boldsymbol{\omega} \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] dp.$$
(3)

〈Q<sub>1</sub>〉是整层大气中单位面积气柱内 Q<sub>1</sub> 的垂直积分。
〈Q<sub>1</sub>〉为正(负)时,表示气柱中总的是非绝热加热(冷却),也称之为大气热源(热汇)。

对于〈Q<sub>1</sub>〉的计算,可以分别用(2)式和(3)式 两种方法计算,通常将用(2)式直接计算称之为正 算法,可得到大气中热源(汇)不同分量的贡献大 小;而将用(3)式间接计算称之为倒算法,能得到 大气中热源(汇)总量的大小。Yanai等<sup>[12]</sup>在1992 年就用倒算法计算过青藏高原上大气热源汇的变 化;最近,简茂球等<sup>[13]</sup>还用倒算法计算了1998年 青藏高原东部及其邻近地区大气热源汇,并分析了 其与南海夏季风建立的关系。由于正算法需要降 水、感热、辐射平衡等资料,而我们没有足够的这 些资料,同时,我们的研究也主要关注大气中总的 热源(热汇)变化,为方便考虑,我们采用了倒算 法计算〈Q<sub>1</sub>〉。

### 2.2 带通滤波方法

为了得到〈Q<sub>1</sub>〉的低频分量,根据选择频带的范 围,对上述计算出的〈Q<sub>1</sub>〉时间序列进行带通滤波, 即得到其低频分量。我们选择滤波器是用谐波分析 方法<sup>[14]</sup>,在分析区域,对每一个格点上1年(365 d) 逐日的〈Q<sub>1</sub>〉时间序列进行傅里叶展开:

$$\langle Q_1 \rangle(t) = \overline{\langle Q_1 \rangle} + \sum_{k=1}^{\lfloor M/2 \rfloor} \left[ a_k \cos\left(\frac{2\pi k}{M}t\right) + b_k \sin\left(\frac{2\pi k}{M}t\right) \right], \quad t = 1, 2, \cdots, M,$$
(4)

其中, M = 365 是一年的天数;  $\langle Q_1 \rangle$  表示格点上  $\langle Q_1 \rangle$ 的年平均;  $a_k \ \pi b_k \ge k$  波的傅里叶展开系数。 为了确认 $\langle Q_1 \rangle$ 所具有的低频变化特征, 我们对拟分 析的主要区域的〈Q<sub>1</sub>〉区域平均时间序列进行了谱 分析,发现大多都有准 30~70 d 的主要周期,其中 南海地区最显著,江淮和高原地区稍弱(图略)。 为此,在(4)式中,取5波(周期为73 d)到14波 (周期为26 d)的和,即

91

$$\langle Q_{\rm ILFO} \rangle(t) = \sum_{k=5}^{14} \left[ a_k \cos\left(\frac{2\pi k}{M}t\right) + b_k \sin\left(\frac{2\pi k}{M}t\right) \right], \quad t = 1, 2, \cdots, M,$$
(5)

其中, 〈Q<sub>ILFO</sub>〉表示〈Q<sub>1</sub>〉的时间变化周期范围在 26~73 d (准 30~70 d)之间的季节内变化特征, 也称之为〈Q<sub>1</sub>〉的低频分量。这一方法的优点是能 最大限度地将所需频带的信息从时间序列中提取出 来, 也是研究季内振荡中常用的工具之一。

## 3 江淮流域多(少)雨期⟨Q₁⟩的分布 特征

2003年的6月下旬至7月上旬,淮河流域发生 了严重的洪涝灾害,其降雨量和降雨的持续时间都 超过了特大洪涝灾害的1991年,而2001年同期淮 河流域发生了严重的干旱。图1是淮河流域15个 代表站在1954年到2003年期间逐年6月21日至7 月22日的累计降水量<sup>[15]</sup>,从图中可以看到,2003 年6月下旬到7月中旬淮河流域的降水量是仅次于 1954年以来的第二个多雨年,而2001年同期淮河 流域的降水量则是近50年来最少的年份。

为了分析和研究亚洲季风区大气热源汇变化对 2001年(2003年)淮河流域干旱(洪涝)的影响, 首先,我们给出了2001年(2003年)夏季江淮流



图 1 1954~2003 年淮河流域 6 月 21 日~7 月 22 日历年降水量 (引自文献[15])

Fig. 1 Rainfall over the Yangtze River – Huaihe River valley from Jun 21 to Jul 22 during 1954 – 2003 (quoted from reference [15])



图 2 2001 年 (a) 和 2003 年 (b) 6 月 21 日~7 月 20 日期间 (Q<sub>1</sub>) 的平均分布 (单位: W/m<sup>2</sup>)。等值线间距: 100; 阴影区的值大于 200, 表示强热源区

Fig. 2 Average  $\langle Q_1 \rangle$  from Jun 21 to Jul 20 in 2001 (a) and 2003 (b). Isotimic interval is 100 W/m<sup>2</sup>, shaded areas are those with the strong heating source more than 200 W/m<sup>2</sup>

域少(多)雨期(6月21日~7月20日,下同)〈Q<sub>i</sub>〉 的平均分布图(图2)。从图2可以看出,2001年和 2003年〈Q<sub>i</sub>〉平均分布有明显差异。在2001年(图 2a),从赤道到30°N之间,自青藏高原南侧和孟加 拉湾地区、经中国南部和南海地区、到菲律宾以东 的热带西太平洋上是一个连续分布的〈Q<sub>i</sub>〉超过200 W/m<sup>2</sup>的热源带,三个地区分别有400W/m<sup>2</sup>以上的 大值中心。30°N以北的大部分地区〈Q<sub>i</sub>〉非常小, 从100°E的高原东部到江淮地区〈Q<sub>i</sub>〉的值接近于 0,在(32°N~40°N,100°E~110°E)还是一个热汇 区。在2003年(图2b),从阿拉伯海东部、经印度 半岛北部和青藏高原南侧到孟加拉湾和中南半岛西 部是一个〈Q<sub>i</sub>〉超过200W/m<sup>2</sup>的热源区,同时在菲 律宾以东的热带西太平洋上也有两个独立的超过 200W/m<sup>2</sup>的热源区。

两年比较,2003年的〈 $Q_1$ 〉值超过200 W/m<sup>2</sup> 的热源区是不连续的,强度也相对较弱。但是,两 年最大的不同是在100°E~120°E之间中国东部地 区的南北差异,主要表现为:(1)在28°N~37°N之 间的江淮地区,2003年有一个〈 $Q_1$ 〉值非常大的强 热源区,中心值超过300 W/m<sup>2</sup>;2001年这一区域 〈 $Q_1$ 〉的值却非常小,甚至还有一个弱的热汇区。 (2)在25°N以南到我国南海的南部,2003年的 〈 $Q_1$ 〉值很小,在0~100 W/m<sup>2</sup>之间,是〈 $Q_1$ 〉值超 过200 W/m<sup>2</sup>的热源间断区;2001年则是〈 $Q_1$ 〉值 超过200 W/m<sup>2</sup>的强热源区,华南的西南部和南海 的中部分别有超过300 W/m<sup>2</sup>和400 W/m<sup>2</sup>的热源 中心。

# 4 江淮流域多(少)雨期⟨Q₁⟩低频分 量的变化特征

31 卷

Vol. 31

为了分析第 3 节中两年 $\langle Q_i \rangle$ 在我国东部 100°E ~120°E 之间南北差异的原因,用第 2 节的方法,将两年逐日的 $\langle Q_i \rangle$ 进行带通滤波,得到了准 30~70 d 的 $\langle Q_i \rangle$ 低频分量,下面,分别讨论其在江淮流域多 (少) 雨期的分布和整个夏季期间 (5 月 1 日~9 月 30 日)的演变特征。

#### 4.1 〈Q<sub>1</sub>〉低频分量的分布特征

图 3 是 2001 年和 2003 年 6 月 21 日~7 月 20 日间 $\langle Q_1 \rangle$ 低频分量平均分布,图中方框A、B、C表 示下文第5节关注的三个"关键区"。从图3也可 以看出,2001年和2003年江淮流域的干旱和洪涝 期间〈Q₁〉低频分量平均分布差异更加明显。在 2001年(图 3a),从青藏高原中部到我国长江流域 及其以北的大部分地区是 $\langle Q_l \rangle$ 低频分量热汇区,在 100°E以东,经我国的江淮和华北大部地区到渤海 湾和东海洋面还有小于-25 W/m<sup>2</sup> 的热汇中心;同 时,在印度半岛及其南部洋面上和热带赤道地区的印 度尼西亚西部到巴布亚新几内亚东部又是〈Q〉低频分 量热汇区,并分别有小于-75 W/m<sup>2</sup>和-50 W/m<sup>2</sup>的 热汇中心;在两个(Q1)低频热汇区之间,从孟加拉 湾东部和中南半岛、经我国的华南南部和南海地区 到菲律宾东部的洋面上是低频分量热源区,并分别 有超过 75 W/m<sup>2</sup> 和 100 W/m<sup>2</sup> 的三个热源中心。



图 3 2001 年 (a) 和 2003 年 (b) 6 月 21 日到 7 月 20 日期间 $\langle Q_1 \rangle$ 低频分量平均分布图 (单位: W/m<sup>2</sup>)。等值线间距: 25; 阴影区的值大 于 0, 表示低频热源区,反之则是低频热汇区; 方框 A、B、C 是第 5 节的三个"关键区" Fig. 3 Average  $\langle Q_1 \rangle$  LFO (low-frequency oscillation) during Jun 21 to Jul 20 in 2001 (a) and 2003 (b). Isotimic interval is 25 W/m<sup>2</sup>; shaded areas are those the  $\langle Q_1 \rangle$  LFO heating sources; rectangles A, B and C represent the three key areas in Section 5

在图 3b上,可以看到 2003 年大部分地区〈Q<sub>1</sub>〉 低频分量的热源汇与 2001 年呈相反的分布。大约 以 32°N~33°N 为轴线,从我国的河套地区南部和 江淮地区、经朝鲜半岛到日本以东的北太平洋中纬 度地区是低频分量热源区,在我国江淮地区有超过 75 W/m<sup>2</sup> 的热源中心;相应的从青藏高原中部向南 到印度半岛和孟加拉湾地区,以及印度尼西亚群岛 到巴布亚新几内亚又是低频分量热源区;在两个 〈Q<sub>1</sub>〉低频热源区之间,从高原东南部和中南半岛大 部、经我国的华南和南海地区到台湾岛和菲律宾东 部的洋面上是低频分量热汇区,大部分热汇区的值 都小于-50 W/m<sup>2</sup>。

通过比较可以看出,2001年与2003年6月下 旬到7月中旬间 $\langle Q_i \rangle$ 低频分量平均分布有两个最 主要的差异:一是在东亚和东南亚地区(10°S~ 40°N,100°E~130°E)之间,从北到南,2001年呈 "一+一"型的低频热汇、热源、热汇分布,2003年 却是相反的"+一+"型低频热源、热汇、热源分 布;二是在75°E~90°E之间的青藏高原中南部到 印度半岛和孟加拉湾地区,2001年是低频热汇, 2003年是低频热源,与江淮地区相同,两年之间是 相反的。因此, $\langle Q_i \rangle$ 低频分量的"南北分布型"和 高原中南部及其南侧地区的差异应该与2001年和 2003年江淮流域的干旱和洪涝有关。

#### 4.2 〈Q<sub>1</sub>〉低频分量的经向和纬向传播

Chen 等<sup>[7]</sup>的研究表明, 1998 年长江流域特大 暴雨是低纬度自南向北传播的低频气旋环流系统与 中高纬度自东向西传播的低频气旋环流系统在长江 流域汇合的结果。为了研究 4.1 节中在江淮旱涝期 东亚地区 〈Q<sub>1</sub> 〉 低频分量"南北分布型"的形成原 因,我们也分析了 2001 年和 2003 年东亚及西太平 洋地区 〈Q<sub>1</sub> 〉 低频分量的南北和东西传播特征。

图 4 是 2001 年和 2003 年夏季 5 月 1 日~9 月 30 日 110°E~120°E 之间平均的 $\langle Q_1 \rangle$ 低频分量时间 -纬度剖面图。由图 4 可以看到, 在 2001 年和 2003 年夏季,东亚地区 $\langle Q_1 \rangle$ 低频振荡的经向传播总体趋 势是一致的,即两年都有非常明显的低频分量自南 半球澳大利亚西北部的洋面越过赤道向北半球传 播,并且过赤道以后(Q<sub>1</sub>)低频分量的强度加强,到 我国南海的中北部达到最强。但是两年的差异也比 较大,具体的表现是:在向北传播到 25°N 附近的 我国华南南部后,2001年的低频分量强度很快减 弱,30°N以北的强度就非常弱了,仅有50W/m<sup>2</sup>。 2003年传到 20°N 以北后,低频分量强度虽然也有 一定程度的减弱,但在7月1日前后,到30°N~ 35°N的江淮地区时都还较强,中心值是超过150 W/m<sup>2</sup>的热源;传播的速度没有明显变化。基于 2001 年和 2003 年夏季 〈Qi 〉 低频分量在 25°N 以北 的强度和传播速度的不同变化,由图4还可以看 到,在28°N~35°N之间的江淮地区,从6月初到8 月中旬,两年 $\langle Q_l \rangle$ 低频分量是反位相变化的。2001 年的 6 月下旬到 7 月中旬,  $\langle Q_1 \rangle$ 低频分量正好是负 位相的热汇时期,2003年却是较强的正位相热源 时期,这与图3的结果也是一致的。

低频振荡除了其经向传播特性之外,还有纬向 传播特性<sup>[5]</sup>。为了进一步研究导致 2001 年和 2003



图 4 2001 年 (a) 和 2003 年 (b) 夏季 110°E~120°E 之间平均的〈 $Q_1$ 〉低频分量时间-纬度剖面图(单位:  $W/m^2$ )。等值线间距: 50; 阴影区的值大于 0,表示低频热源,反之则是低频热汇;箭头线表示传播方向

Fig. 4 Latitude – time cross section of the average  $\langle Q_1 \rangle$  LFO between 110°E and 120°E in the summers of 2001 (a) and 2003 (b). Isotimic interval is 50 W/m<sup>2</sup>, shaded areas are the regions of the  $\langle Q_1 \rangle$  LFO heating sources



图 5 2001 年 (a) 和 2003 年 (b) 夏季 30°N~35°N 之间平均的〈Q<sub>1</sub>〉低频分量时间-经度剖面图:(单位: W/m<sup>2</sup>)。等值线间距: 50, 阴影 区的值大于 0,表示低频热源,反之则是低频热汇;箭头线表示传播方向 Fig. 5 Same as Fig. 4, but for longitude - time cross section between 30°N and 35°N

年江淮地区干旱和洪涝期间〈Q<sub>1</sub>〉低频分量不同变 化的原因,我们还分析了 2001 年和 2003 年夏季 5 月 1 日到 9 月 30 日 30°N~35°N 之间平均的〈Q<sub>1</sub>〉 低频振荡在 60°E~180°E 区域的纬向传播特征差异 (图 5)。从图 5 可以看到, 2001 年和 2003 年夏季 最明显的差异是, 2001 年均是自西向东传播的;而 2003 年在 6 月初以前、9 月初以后也主要是自西向 东传播的, 6~8 月期间却主要是自东向西传播的。 仔细关注图 5 中 6 月下旬到 7 月中旬期间 110°E~ 120°E 区域〈Q<sub>1</sub>〉低频分量的变化,2001 年处于负位 相期,是低频热汇,中心值小于-100 W/m<sup>2</sup>,其东 部是向东传向洋面上传播的低频正位相分量;2003 年却是长达 1 个月、强的正位相时期,是非常强的 低频热源,中心值大于150 W/m<sup>2</sup>,其前期的洋面 上,有明显的向西传向江淮地区的正位相低频热源 分量。 综合图 4 和图 5 的结果,在 2003 年 6 月下旬 到 7 月中旬,一方面,有自南向北传播到 30°N~ 35°N 之间的  $\langle Q_1 \rangle$ 低频热源;另一方面,还有自 140°E 洋面上自东向西传播到 120°E 附近的低频热 源。在江淮流域是经向和纬向传播热源的"相互叠 加"区,对 $\langle Q_1 \rangle$ 总量起到了显著的增强作用,导致 第 3 节江淮流域 $\langle Q_1 \rangle$ 非常大的热源区。2001 年的 情况则不同,一方面是自南向北传播到 30°N~ 35°N 之间的 $\langle Q_1 \rangle$ 低频热汇,同时又是自西向东传 向洋面的低频热源,所以在 30°N~35°N 之间是低 频 $\langle Q_1 \rangle$ 的"相互抵消"区,形成第 3 节江淮流域的  $\langle Q_1 \rangle$ 非常小,甚至为 $\langle Q_1 \rangle$ 负值的热汇区。

## 5 三个"关键"区(Q<sub>1</sub>)低频分量的变 化及其江淮流域降水的关系

在 4.1 节中, 我们就注意到 2001 年和 2003 年 6月下旬到7月中旬期间亚洲大部分地区(Q1)低频 分量是反位相分布的。为了进一步分析整个夏季  $\langle Q_i \rangle$ 低频分量的变化是否有类似的特征,同时也为 了分析〈Qi〉低频分量的变化与江淮流域降水的关 系,我们在图3中选取了两年之间三个差异较大的 "关键"区。如图3中所示,它们分别是A区:江淮 地区 (27°N~35°N, 110°E~120°E); B区: 青藏高 原中部及其南侧地区,这一地区两年稍有差异, 2001 年在 (20°N~30°N, 87°E~95°E) 范围内, 2003年偏西一些,在(20°N~33°N,77°E~88°E) 之间: C区: 中国南海地区 (10°N~20°N, 110°E~ 123°E)。在这三个区域中, A 区是本文关注的焦点 区域, B区和C区也是很多研究者关注的影响我国 天气气候的敏感地区。下面,我们将分析三个区域 的区域平均 $\langle Q_1 \rangle$ 低频分量的时间变化特征,并分析 它们与江淮流域降水的关系。

图 6 是 2001 和 2003 年夏季 5 月 1 日~8 月 20 日期间 A、B、C 三个区域的区域平均〈Q<sub>1</sub>〉低频分 量的时间变化图,图中两条竖虚线表示 6 月下旬到 7 月中旬江淮流域 2001 年干旱和 2003 年洪涝期。 从图 6 中可以看到,在两年之间,从 5 月中旬到 8 月中旬,三个区域的平均低频分量的时间变化几乎 都是反位相的,两条竖线之间完全是反位相的。在 同一年中的不同区域之间,青藏高原中南侧与江淮 地区的平均低频分量变化位相差很小,高原上的位 相变化稍早一些,大约提前 10 d 左右;而中国南海 地区与其他两个地区的平均低频分量的变化几乎都 是反位相的。综合起来,2003年(2001年)6月下 旬到7月中旬的江淮流域特大洪涝(干旱)时期, 江淮地区、青藏高原中南侧都同处于〈Q<sub>1</sub>〉低频分量 的热源(热汇),而南中国海地区〈Q<sub>1</sub>〉低频分量却 是热汇(热源)。

95

根据图 6a 中 A 区 〈Q<sub>i</sub> 〉低频分量的变化趋势, 还可以看到在两条竖虚线之间,从 2003 年江淮地 区持续性的暴雨期开始,6 月 21 日的〈Q<sub>i</sub> 〉低频分 量从负位相热汇变为正位相热源,一直到持续性的 暴雨期结束的前期的7月 15 日左右,其间区域平 均低频分量与江淮流域的降水应该有"正相关" 关系,理论上也应该如此。为了进一步研究整个夏 季〈Q<sub>i</sub> 〉低频分量与江淮流域降水的关系,我们首先 用图 6 中 2003 年 5 月 1 日~8 月 16 日共 108 d 江



图 6 夏季 "关键"区的逐日区域平均〈Q<sub>1</sub>〉低频分量〈Q<sub>1LF0</sub>〉的 时间变化图:(a) A 区: 江淮地区(27°N~35°N, 110°E~ 120°E);(b) B 区: 青藏高原南侧地区 [2001年(20°N~30°N, 87°E~95°E), 2003年(20°N~33°N, 77°E~88°E)];(c) C 区: 中国南海地区(10°N~20°N, 110°E~123°E)

Fig. 6 Daily area-average  $\langle Q_1 \rangle$  LFO over the three key areas in the summers of 2001 and 2003: (a) the Yangtze River – Huaihe River basin (27°N-35°N, 110°E-120°E); (b) the southern Tibetan Plateau [the area is (20°N-30°N, 87°E-95°E) in 2001, it is in (20°N-33°N, 77°E-88°E) in 2003]; (c) the South China Sea (10°N-20°N, 110°E-123°E) 从图 7 的分析说明,整个夏季江淮地区平均 〈Q<sub>i</sub>〉低频分量与江淮流域降水都有显著的正相关 关系,而在前面的"关键"区之间对比分析时,我 们就看到青藏高原中南侧和南海地区的〈Q<sub>i</sub>〉低频 分量的变化与江淮地区的变化有接近于同位相和反



图 7 2003 年夏季江淮流域平均〈Q<sub>1</sub>〉低频分量与我国降水的相 关系数。等值线间距:0.06,浅色和深色阴影区分别是通过显 著性水平为0.05和0.01 检验的区域

Fig. 7 Correlation diagram between the rainfall of China and daily area-average  $\langle Q_1 \rangle$  LFO over the Yangtze River – Huaihe River basin during 1 May to 16 Aug 2003. Isotimic interval is 0.06, the light and dark shaded areas are the regions with 5% and 1% significance levels, respectively

位相的趋势。我们还用图 6 中 2003 年 5 月 1 日~8 月 16 日 (6 日) 期间共 108 (98) d 青藏高原中南侧 和南海地区逐日平均(Q))低频分量与我国常规气 象台站的同期(滞后10d,即5月11日~8月16 日)逐日降水量计算了相关系数。结果发现,两个 同期相关图上能通过显著性的区域相对于滞后相关 图要小很多,分布也不很规则(图略);而在滞后相 关图(图8)上,高原中南侧(图8a)区域平均的 〈Q」〉低频变化与我国东部长江中下游地区到黄河 流域南侧大部分区域都有显著的正相关,显著性水 平达 0.01; 长江中下游地区到淮河流域之间的大部 分地区,则是相关系数超过 0.36 的高相关区;同 时,河套西部还有一个显著正相关区,华南南部地 区则是显著的负相关区。将图 8a 与图 7 比较, 江 淮地区的显著相关区几乎相同,但图 8a 中长江南 部的显著相关区偏北一些。

在图 8b上可以看到,南海地区平均的 $\langle Q_1 \rangle$ 低频变化与滞后的江淮流域降水的相关也是显著的,但是负相关;相对于图 8a,显著相关区主要是偏南和偏东的区域,即更主要的影响是淮河流域南部和长江流域下游地区。同时,在青藏高原东部的 (29°N ~33°N,88°E~102°E)之间也是显著的负相关区,偏东的地方相关系数还达 0.30 以上,因此,南海地区平均的 $\langle Q_1 \rangle$ 低频变化与高原东部的降水也有明显的关系。

综合图 8 的分析, 青藏高原中南侧和中国南海 地区大气低频热源(热汇)的变化与我国的江淮流 域的降水有显著的相关。高原中南侧有较强的低频 热源(热汇)时, 可导致其后期江淮流域降水偏多



图 8 2003 年夏季高原中南侧 (a) 和南海地区 (b) 平均 〈Q<sub>1</sub>〉低频分量与滞后 10 天的我国降水的相关系数,其余同图 7 Fig. 8 Same as Fig. 7, but for the delayed correlation diagram between the area-average 〈Q<sub>1</sub>〉 LFO in (a) the southern Tibetan Plateau and (b) the South China Sea during 1 May to 6 Aug 2003 and the 10-day-delayed daily rainfall of China during 11 May to 16 Aug 2003

(少);中国南海的作用则正好相反,南海有较强的 低频热汇(热源)时,不仅可导致其后期江淮流域 降水偏多(少),还可导致其后期青藏高原东部降 水偏多(少)。从预报的角度来考虑,这种滞后的 关系还有一定的预报指导意义。

## 6 小结和讨论

通过对一个典型的夏季江淮流域干旱年(2001 年)和特大洪涝年(2003年)东亚季风区大气热源 汇低频分量变化特征的分析,以及2003年夏季青 藏高原中南侧和南海地区平均的大气热源汇低频分 量与江淮流域降水之间关系的研究,可得如下主要 结论:

(1) 2001 年和 2003 年 6 月下旬到 7 月中旬期 间〈Q<sub>1</sub>〉平均从北到南都有明显的差异:在北面, 28°N~37°N之间的江淮地区,2003 年是一个非常 大的强热源区,并延伸至青藏高原中部,中心值超 过 300 W/m<sup>2</sup>; 2001 年却非常小,甚至还是一个弱 的热汇区。在南面,25°N 以南到我国南海的南部, 2003 年的值很小,仅在 0~100 W/m<sup>2</sup> 之间; 2001 年则是超过 200 W/m<sup>2</sup> 的较强热源区。

(2) 2001 年和 2003 年 6 月下旬到 7 月中旬期 间〈Q₁〉低频分量平均差异更明显,表现在两个方面: 一方面是在东亚和东南亚地区的(10°S~40°N, 100°E~130°E)之间,从北到南,2001 年呈"-+ -"型的低频热汇、热源、热汇分布,2003 年却是 相反的"+-+"型低频热源、热汇、热源分布;另 一方面在 75°E~90°E 之间的青藏高原中南部到印 度半岛和孟加拉湾地区,2001 年是低频热汇,2003 年是低频热源,两年之间也是相反的。

(3) 2001 年和 2003 年夏季〈 $Q_1$ 〉低频分量的经 向和纬向传播差异导致了江淮地区〈 $Q_1$ 〉平均和其 低频分量的差异。在 2003 年 6 月下旬到 7 月中旬, 不仅有自南向北传播到 30°N~35°N 之间的低频热 源,同时还有自 140°E洋面上自东向西传播到 120°E 附近的低频热源;在江淮流域是经向和纬向传播低 频热源的"相互叠加"区,对〈 $Q_1$ 〉起到了显著的增 强作用,导致江淮流域是非常强的热源区。2001 年的情况则不同,一方面是自南向北传播到 30°N ~35°N 之间的低频热汇,同时又是自西向东传向 洋面的低频热源,在 30°N~35°N 之间是低频〈 $Q_1$ 〉 的"相互抵消"区,形成江淮流域的〈 $Q_1$ 〉非常小, 甚至为负值的热汇区。

(4) 青藏高原中南侧和中国南海地区大气低频 热源汇的变化与我国江淮流域的降水有显著的相关。高原中南侧有较强的低频热源(热汇)时,可 导致其后期江淮流域降水偏多(少);中国南海的 作用则正好相反,南海有较强的低频热汇(热源) 时,不仅可导致其后期江淮流域降水偏多(少),还 可导致其后期青藏高原东部降水偏多(少)。

综合本文的分析和结论可以看到,在 2001 年 和 2003 年夏季的亚洲季风区,一方面应该有这样 一种过程,大气热源热汇低频分量经向和纬向传播 的差异→江淮流域旱涝期东亚地区大气热源热汇低 频分量南北配置的差异→大气热源热汇本身的南北 差异;另一方面,夏季的 5~8 月期间,青藏高原中 南侧和中国南海的大气低频热源热汇变化与我国的 江淮流域的降水有显著的滞后相关。因此,夏季亚 洲季风区热源热汇季节内变化特征的不同可导致我 国江淮流域异常的旱涝发生。当然,进一步的典型 个例分析和热源汇变化与降水异常之间的物理过程 还需要仔细的研究和讨论,这些都是我们下一步考 虑要做的工作。

### 参考文献 (References)

- Madden R D, Julian P. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J. Atmos. Sci., 1971, 28 (5): 702~708
- Madden R D, Julian P. Description of globe-scale circulation cells in the tropics with a 40 50 day period. J. Atmos. Sci., 1972, 29 (6): 1109~1123
- [3] Krishnamurti T N, Gadgil S. On the structure of the 30 to 50 day mode over the globe during FGGE. *Tellus*, 1985, 37A: 336~360
- [4] 李崇银. 30-60 天大气振荡的全球特征. 大气科学, 1991, 15 (3): 66~76
  Li Chongyin. Global characteristics of the 30 to 60 day atmospheric oscillation. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (*Scientia Atmospherica Sinica*) (in Chinese), 1991, 15 (3): 66~76
- [5] 李崇银.大气低频振荡.北京:气象出版社,1991.201pp
   Li Chongyin. Low-Frequency Oscillation of the Atmosphere (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1991. 201pp
- [6] 陈隆勋,朱乾根,罗会邦,等.东亚季风.北京:气象出版 社,1991.102~161
   Chen Longxun, Zhu Qian'gen, Luo Huibang, et al. Mon-

soon in East Asia (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1991. 102~161

- [7] Chen Longxun, Zhu Congwen, Wang Wen, et al. Analysis of the characteristics of 30 60 day low-frequency oscillation over Asia during 1998 SCSMEX. Advances in Atmospheric Sciences, 2001, 18 (4): 623~638
- [8] 周兵,何金海,徐海明. 青藏高原气象要素场低频特征及其 与夏季区域降水的关系. 南京气象学院学报,2003,23 (1): 93~100

Zhou Bing, He Jinhai, Xu Haiming. LFO characteristics of meteorological elements over Tibetan Plateau and the relations with regional summer rainfall. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 2003, **23** (1): 93~100

[9] 徐国强,朱乾根,白虎志. 1998 年青藏高原降水特征及大气 LFO对长江流域低频降水的影响. 气象科学,2003,23 (3): 283~291

> Xu Guoqiang, Zhu Qian'gen, Bai Huzhi. Rainfall features of the Tibetan Plateau and LFO influence on low frequency precipitation in the Yangtze River basin. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2003, **23** (3): 283~291

- [10] 艾税秀. 2001年北半球大气环流特征及其对中国气候异常的影响. 气象, 2002, 28 (4): 21~24
  Ai Wanxiu. General circulation over the Northern Hemisphere in 2001 and its impact on the climate in Chian. Meteorological Monthly (in Chinese), 2002, 28 (4): 21~24
- [11] 杨义文,许力,龚振淞. 2003年北半球大气环流及中国气候

异常特征. 气象, 2004, 30 (4): 20~25

Yan Yiwen, Xu Li, Gong Zhensong. General circulation over the Northern Hemisphere in 2001 and its impact on the climate in China. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 2004, **30** (4):  $20 \sim 25$ 

- Yanai M, Li C. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. Mon. Wea. Rev., 1992, 122 (2): 305~323
- [13] 简茂球,罗会邦. 1998年青藏高原东部及其邻近地区大气热源与南海夏季风建立的关系. 高原气象,2001,20 (4):381 ~387

Jian Maoqiu, Luo Huibang. Heat sources over Qinghai-Xizang Plateau and surrounding areas and their relationships to onset of SCS summer monsoon in 1998. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2001, **20** (4): 381~387

- [14] 蒋尚诚. OLR 对低频振荡及 ENSO 过程的分析应用. 气象, 1993, 19 (12): 48~53
  Jiang Shangcheng. Application of OLR data for the low-frequency oscillation and ENSO. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 1993, 19 (4): 48~53
- [15] 矫梅燕,姚学祥,周兵,等. 2003 年淮河大水天气分析与研究.北京:气象出版社,2004.1~8
  Jiao Meiyan, Yao Xuexiang, Zhou Bing, et al. Synoptic Analysis and Research of the Heavy Flood over Huaihe River in 2003 (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2004.1~8