

夏季青藏高原热源低频振荡对我国东部降水的影响^{*1}

王跃男¹⁾ 陈隆勋²⁾ 何金海¹⁾ 张博²⁾

¹⁾(南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044) ²⁾(中国气象科学研究院, 北京 100081)

摘 要

利用 NCEP/NCAR 逐日再分析资料及长江中下游降水资料, 诊断和分析了长江中下游地区早年 1978 年、涝年 1999 年青藏高原东部大气热源与降水季节内振荡的关系, 并着重讨论了青藏高原低频热力过程的经、纬向传播, 结果表明: 1978 年夏季青藏高原东部大气热源存在 10~20 d 周期为主的振荡, 交叉谱分析表明: 青藏高原东部热源与长江中下游降水在 10~20 d 频段存在显著相关, 且青藏高原激发的周期为 10~20 d 的低频振荡热源在纬向上呈现出驻波形式; 1999 年夏季青藏高原东部热源存在 30~60 d 周期为主的振荡, 热源与长江中下游降水在 30~60 d 频段存在显著相关。

关键词: 青藏高原; 大气热源; 长江中下游降水; 季节内振荡

引 言

自 Madden 和 Julian 发现 30~60 d 振荡(LFO) 以及 Krishnamurti 和 Bhalme 提出准双周振荡(BWO) 以来, 经过许多学者的研究已经确认这两个季节内振荡(ISO) 是热带地区最强的振荡信号且有物理实体。对经向传播, 在中国大陆东部和西太平洋, 源自南半球澳大利亚冷空气活动激发的南半球 LFO 和 BWO 可以越过赤道经南海和西太平洋西部传播到 30°N 附近并和来自中高纬向南传播的 LFO 汇合^[1]。对东西向传播, 作者也证明在 22.5°N 的副热带地区与赤道不同是由东向西传播的^[1]。在东亚季风区东侧的西太平洋, 孙淑清^[2] 提出副热带高压有 BWO 振荡, 刘富明等^[3-4] 提出西太平洋有 LFO 向西传播, 其主体是西太平洋副热带高压。Huang 等^[5]、吴国雄等^[6] 指出西太平洋副热带高压及其 LFO 和西太平洋暖池区异常有关。通过对 1998 年 SCSMEX 期间的 LFO 分析得出该年长江洪涝可以初步由 LFO 活动得到大部分解释^[7]。

通过 1979 年 QXPME X 试验, 章基嘉等^[8] 指出来自或经过青藏高原的 LFO, 其物理主体可能是南亚高压东西摆动, 并可作为黄河流域降水预报的依据^[9]。在 1998 年 TIPEX 试验期间也发现 BWO 向

东传播, 到达长江中下游加强^[10]。谢安等^[11] 研究结果表明: 有 2/3 的 LFO 是自西向东越过青藏高原而 1/3 自东向西移过青藏高原。何金海等^[12] 研究表明: 9 月中旬以前, 130°~140°E 以西地区, LFO 基本上是东传的, 而以东地区则是西传的。以上结果表明, 在影响我国大陆东部降水的东移 LFO 中, 青藏高原对这些东移的 LFO 有明显影响, 但青藏高原对 LFO 影响的机制、影响结果还不甚了解。

Chen 等^[13] 分析表明: 青藏高原热力过程对副热带高压南北移动有调制作用, 这种南北移动刚好是 30 d 左右的振荡。董敏等^[14]、柏晶瑜等^[15] 和葛旭阳等^[16] 探讨了青藏高原热力过程对东亚夏季季风环流及长江中下游夏季降水的影响。刘式适等^[17] 在物理分析基础上指出青藏高原地形加热可以促进中高纬度地区低频振荡的形成。作者推测, 青藏高原热力过程也会对影响我国夏季旱涝的季节内振荡起作用。江宁波等^[18-19] 发现在亚洲季风区大气的热源和水汽汇存在 30~60 d 的低频振荡。何金海等^[20] 和 Lau 等^[21] 发现夏季降水主要受 10~20 d 和 30~60 d 低频振荡影响。梅雨期内降水强度在时间上也不是均匀的, 表现为一定频率的季节内振荡^[22-23]。本文初步探讨青藏高原大气热源是否存在显著低频振荡周期; 如果存在, 青藏高原大气热源的低频热力过程对季节内振荡传播的影响如何。

* 国家自然科学基金面上项目(40475029)和国家自然科学基金重点项目(40633018, 90711003)共同资助。

2008-05-04 收到, 2009-03-18 收到再改稿。

1 资料和方法

1.1 资料选取

本文所用资料主要包括:国家气候中心提供的1971—2000年长江中下游17个代表站的逐日降水资料;1971—2000年NCEP/NCAR的逐日再分析资料,其中再分析资料包括位势高度、风场和温度等,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$,垂直分层从1000到100 hPa共12个标准等压层。

1.2 大气热源的计算

对于大气热源(汇)的计算,由热力学方程可得:

$$Q_1 = C_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \\ = Q_R + L(c - e) - \frac{\partial (\overline{S'\omega'})}{\partial p} \quad (1)$$

式(1)中, Q_1 表示单位质量大气的热源(汇),包含净辐射加热(冷却) Q_R 、潜热加热和扰动产生垂直感热输送, c 表示凝结率, S' 表示扰动感热通量, ω' 表示扰动垂直速度,其他均为常用符号。对式(1)用质量权重对整层大气积分,有:

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_1 dp = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_R dp + \\ \frac{L}{g} \int_{p_t}^{p_s} (c - e) dp - \frac{1}{g} \overline{(S'\omega')}_{p=p_s} \quad (2)$$

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_1 dp = \frac{C_p}{g} \int_{p_t}^{p_s} \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \right. \\ \left. \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] dp \quad (3)$$

其中, p_s 及 p_t 分别为地面气压和大气层顶气压(取100 hPa); $\langle Q_1 \rangle$ 为整层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,表示气柱中总的是非绝热加热(冷却),也称之为大气热源(热汇)。

对于 $\langle Q_1 \rangle$ 的计算,可以分别用式(2)和(3)两种方法计算,通常将用式(2)直接计算者称为正算法,可得到大气中热源(汇)不同分量的贡献大小;而用式(3)间接计算者称为倒算法,只能得到大气中热源(汇)总量的大小。Yanai等^[24]曾于1992年利用倒算法计算青藏高原上大气热源(汇)变化。

由于正算法需要降水、感热、辐射平衡等资料,而本文主要关注大气中总热源(汇)的变化,所用热源资料为采用倒算法计算得到的对流层整层大气热源。

2 夏季青藏高原大气热源与长江中下游降水的波谱关系

本文计算了长江中下游17站夏季降水量的标准化值(图略)。从夏季降水量多少这个角度来划分,1971—2000年中1978年为典型旱年,1999年为典型涝年。

本文采用Morlet小波分析^[25]青藏高原(以下简称高原)东部区域($27.5^{\circ} \sim 37.5^{\circ} \text{N}$, $90.0^{\circ} \sim 100.0^{\circ} \text{E}$)平均大气热源的逐日值,并对分析结果进行蒙特卡洛检验,得到图1。从图1可以清楚地看到,夏季高原东部大气热源在1978年存在显著的10~20 d周期振荡,1999年春季存在20~30 d周期振荡,夏季存在60~90 d和30~60 d周期振荡。

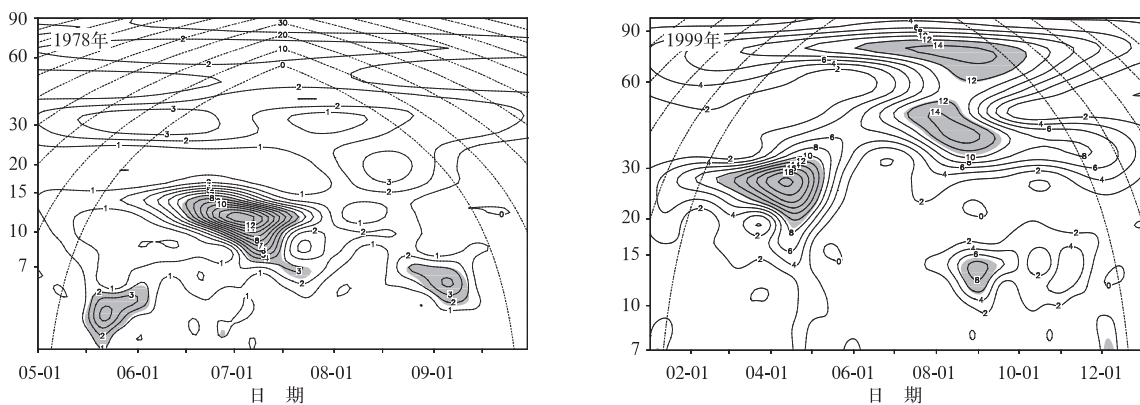


图1 高原东部区域平均热源的小波分析图(虚线表示边界效应,阴影区表示通过95%信度检验)

Fig. 1 Morlet wavelet spectrum of the daily atmospheric heat source averaged over eastern Tibetan Plateau (dashed line indicates the cone of influence, shaded area indicates passing the test of 95% level)

为了分析夏季高原东部低频热力过程与长江中下游降水季节内振荡的关系,本文利用交叉谱方法^[26]分析了1978年和1999年夏季高原东部大气热源和长江中下游降水的相关情况,凝聚谱通过95%的显著性检验,在计算中时间序列长度取 n 天(92 d即6—8月),最大滞后时间长度为 m 天,按照交叉谱方法的要求, m 一般取 $\frac{n}{10} \sim \frac{n}{3}$,周期值为 $\frac{2m}{k}$, $k=0,1,2,\dots,m$ 。从1978年(表1)可以看到,在10~20 d周期这个频段,高原东部大气热源与长江中下游降水存在显著相关,且高原热源落后降水约1 d。

表1 1978年夏季高原东部热源与长江中下游降水的交叉谱(通过95%信度检验)

Table 1 Cross spectrum analysis between atmospheric heat source over eastern Tibetan Plateau and rainfall in the Yangtze River valley in summer of 1978 (95% confidence level is showed)

周期/d	凝聚谱	凝聚谱 检验值	相位谱	落后时间 长度谱
10	0.33	0.32	0.26	0.41
10.5	0.36	0.34	0.24	0.4
10.67	0.32	0.26	0.39	0.66
11	0.39	0.35	0.25	0.43
11.33	0.34	0.27	0.38	0.69
11.5	0.4	0.37	0.27	0.5
12	0.41	0.39	0.32	0.61
12.5	0.42	0.4	0.38	0.76
12.67	0.36	0.31	0.41	0.83
13	0.42	0.42	0.46	0.95
13.33	0.36	0.32	0.45	0.95
14	0.35	0.34	0.5	1.11
15	0.28	0.24	0.24	0.58
16	0.27	0.26	0.23	0.58
20	0.34	0.16	0.04	0.12
22	0.36	0.18	0	0

在10~20 d周期这个频段,高原东部大气热源与长江中下游降水的相关未通过信度检验;因此表2只给出20~60 d周期频段,高原热源与降水存在显著相关,且高原热源提前于降水约1~4 d。

由以上分析可知,夏季长江中下游的典型旱年为1978年,典型涝年为1999年。同时夏季高原东部大气热源在1978年存在10~20 d周期的低频振荡,在1999年存在30~60 d周期的低频振荡。而且交叉谱分析结果显示,1978年在10~20 d周期频段,高原热源显著落后于长江中下游降水;1999年

表2 1999年夏季高原东部热源与长江中下游降水交叉谱分析(通过95%的信度检验)

Table 2 Cross spectrum analysis between atmospheric heat source over eastern Tibetan Plateau and rainfall over the Yangtze River valley in summer of 1999 (95% confidence level is showed)

周期/d	凝聚谱	凝聚谱 检验值	相位谱	落后时间 长度谱
20	0.3	0.16	-0.14	-0.46
22	0.36	0.35	-0.18	-0.62
23	0.41	0.37	-0.23	-0.82
24	0.46	0.39	-0.27	-1.04
25	0.51	0.4	-0.32	-1.25
26	0.56	0.42	-0.35	-1.46
27	0.61	0.43	-0.38	-1.64
28	0.66	0.45	-0.4	-1.8
29	0.7	0.46	-0.42	-1.94
30	0.74	0.48	-0.43	-2.05
32	0.57	0.26	-0.24	-1.23
34	0.62	0.27	-0.27	-1.45
36	0.66	0.29	-0.29	-1.68
38	0.7	0.31	-0.32	-1.92
40	0.73	0.32	-0.34	-2.16
42	0.76	0.34	-0.36	-2.39
44	0.79	0.35	-0.37	-2.61
46	0.81	0.37	-0.39	-2.82
48	0.83	0.39	-0.39	-3.01
50	0.85	0.4	-0.4	-3.2
52	0.86	0.42	-0.41	-3.37
54	0.87	0.43	-0.41	-3.53
56	0.88	0.45	-0.41	-3.7
58	0.88	0.46	-0.42	-3.87
60	0.88	0.48	-0.42	-4.04

在30~60 d周期频段,高原热源显著提前于长江中下游降水。所以本文选取1978年和1999年分别进行10~20 d, 30~60 d周期高原低频热力过程对长江中下游降水季节内振荡的研究。

3 夏季高原热源低频波的纬向传播

采用文献^[26]的带通滤波方案对1978年和1999年(5—9月)高原东部大气热源平均值分别进行10~20 d和30~60 d的滤波。针对热源的小波图上显著周期出现的时间段以及热源的滤波曲线(图略),将滤波曲线分成8个位相,其中第1位相对应低频波谷值,第5位相对应低频波峰值,对热源低频波进行合成,来分析高原热源低频波对长江中下

游地区的影响。

3.1 1978年低频热力过程特征

图2是根据热源的10~20 d滤波曲线进行合

成的8个位相1978年热源低频波场。第1位相时,高原东南部热源低频波为极小值,这与低频滤波曲线划分位相一致,长江中下游热源低频波也为极小

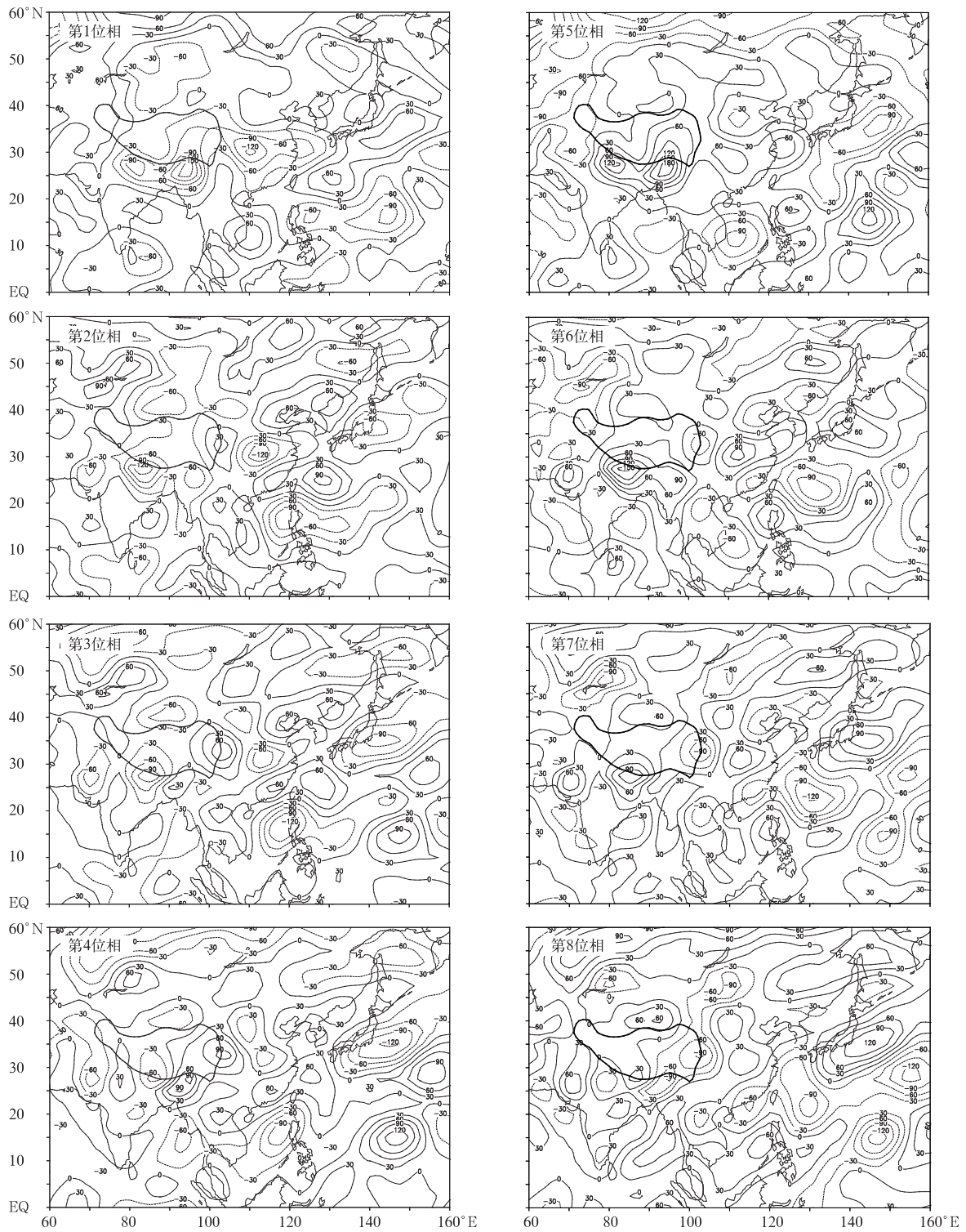


图2 根据热源的10~20 d滤波曲线进行8个位相合成的1978年热源低频波场(第1位相:谷;第5位相:峰)

Fig. 2 Composite evolution patterns of the 10—20 days filtered atmospheric heat source responding to the 8 phases of band-pass filtered atmospheric heat source in 1978

(phase 1 shows the minimum period of rainfall and phase 5 shows the maximum period)

值;第2位相时,在高原的 100°E 附近突然出现正值,高原东南部热源低频波有向西南移动的趋势,长江中下游热源变化不明显;第3位相时, 100°E 附近的正值加大,高原与长江中下游热源负值减弱;第4位相时, 100°E 附近的正值向西南传播,长江中下游热源负值继续减弱;第5位相时,高原东南部热源低频波出现极大值,同时长江中下游地区热源转变为正值;第6位相时, 100°E 附近突然出现负值,高原东南部热源向西传播,长江中下游热源正值加大;第7位相时, 100°E 附近负值增强,高原与长江中下游热源强度减弱;第8位相时, 100°E 附近负值向高原传播,长江中下游热源减弱。

从以上8个位相的分析可以看出,在 $10\sim 20\text{d}$ 周期频段,热源低频波在高原有两个中心,东部中心呈驻波变化,而高原东南中心呈西传特征。

3.2 1999 年低频热力过程特征

图3是根据高原热源的 $30\sim 60\text{d}$ 滤波曲线进行合成的8个位相1999年低频热源场。第1位相时,高原东南部热源低频波为极小值,长江中下游热源也为负值;第2位相时,孟加拉湾热源有向北移动的趋势,长江中下游热源负值加大;第3位相时,高原热源渐变为正值,长江中下游热源负值减弱;第4位相时,长江中下游热源转变为正值,高原热源有向东北移动的趋势;第5位相时,高原东部热源为正

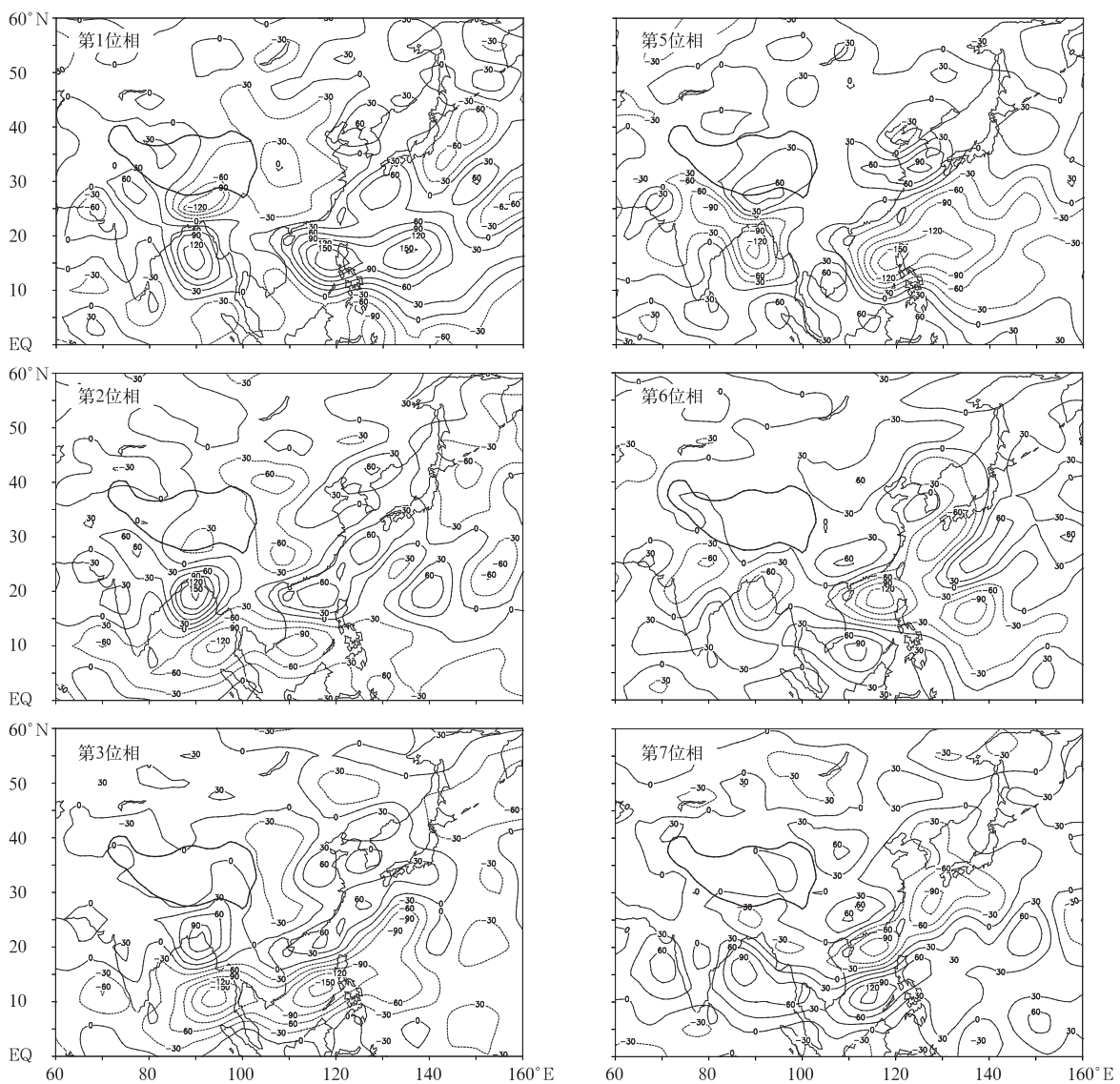
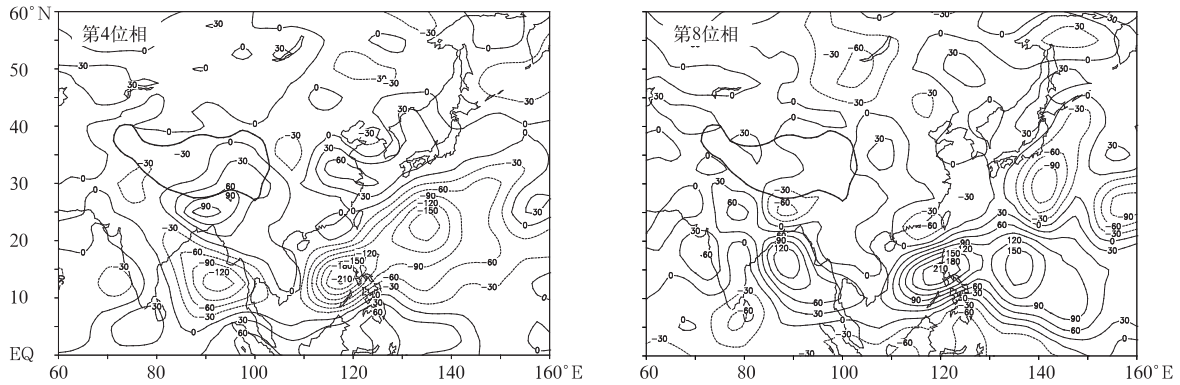


图3 根据热源的 $30\sim 60\text{d}$ 滤波曲线进行8个位相合成的1999年低频波场(第1位相:谷;第5位相:峰)

Fig. 3 Composite evolution patterns of the $30\sim 60$ days filtered atmospheric heat source responding to 8 phases of band-pass filtered atmospheric heat source in 1999

(phase 1 shows the minimum period of rainfall and phase 5 shows the maximum period)



续图 3

值,孟加拉湾负值热源有向北移动的趋势;第6位相时,高原热源强度减弱;第7位相时,高原热源渐变为负值,孟加拉湾正值热源有向北移动的趋势;第8位相时,高原热源负值加大,长江中下游正值减弱。

综合以上分析可以看出,在30~60 d周期高原东部热源低频波8个位相的演变过程中,高原热源低频波中心主要来自孟加拉湾。而100°~110°E明显地呈现驻波振荡,110°~140°E间热源呈纬向带状排列,有自北向南和自南向北传播,8位相图上,似以向南传播为主。

3.3 热源低频波的东西向传播

分别对1978年10~20 d,1999年30~60 d热源低频波沿27.5°~35°N纬度带平均,从1978年热源低频波剖面图上看,夏季高原东部热源基本呈驻波特征,对长江中下游热源影响不大,这与位相合成中的分析结果相吻合;从1999年30~60 d周期热源低频波剖面图上,4月100°E以西均以向西传播为主,在100°~110°E间7—8月有弱向东传播,但以驻波振荡为主(图4)。110°~140°E以向东传播为主,与110°E以西的弱向东传播位相相反。

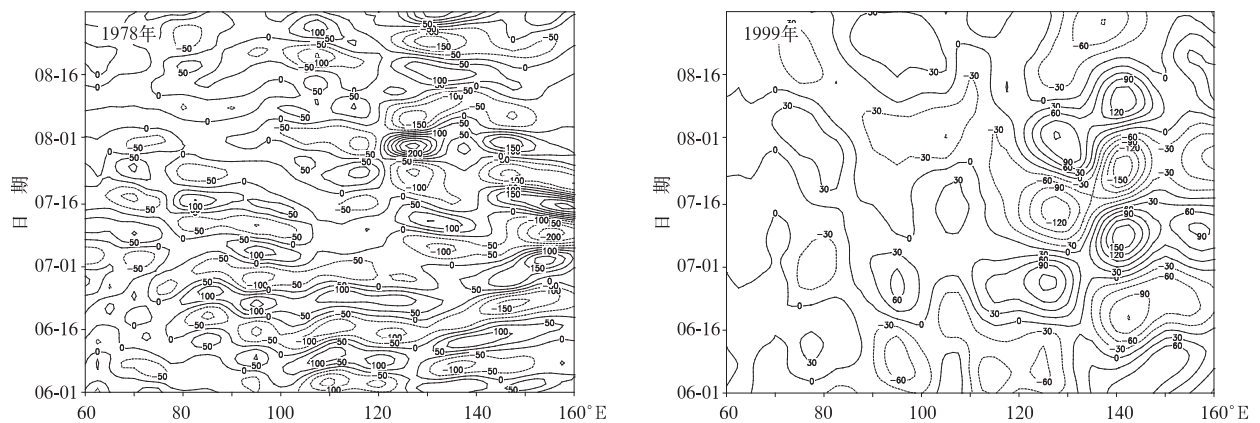


图4 低频热源沿27.5°~35°N平均的纬向-时间剖面图

Fig. 4 The zone-time sections of the LFO atmospheric heat source averaged over the region from 27.5°N to 35°N

4 高原热源与长江中下游热源的波谱关系

Chen等^[13]研究表明:夏季高原热源与夏季长江流域降水存在明显正相关关系,但其采用的热源计算方法为正算法,资料为1961—1995年青藏高原及其邻近地区148个地面站的月平均资料。本文采用1971—2000年长江中下游17站降水与大气热源

求夏季(6—8月)相关的方法(图略),来验证前人的说法,并且间接检验计算的大气热源资料的可靠性。在年际时间尺度上,高原东南部存在一个区域与长江中下游的降水相关较好,且为正相关,与Chen等^[13]结论相符。同时在长江中下游地区大气热源与该处降水呈现较好的正相关。从另外一个角度说明,高原东部热源与长江中下游热源在年际尺度上存在较好的正相关。根据长江中下游17站降水和

大气热源夏季相关分布中的显著相关区(图略),选取长江中下游地区($27.5^{\circ}\sim 32.5^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)热源与高原东部热源作交叉谱分析,来验证第3章分析的结果。

由表3可以看出,在1978年夏季,高原热源与长江中下游热源交叉谱分析的结果表明,在10~20 d周期频段,高原与长江中下游热源并不存在显著相关,这与在位相合成分析中得到的高原低频热

表3 1978年夏季高原东部热源与长江中下游热源交叉谱分析(通过95%信度检验)

Table 3 Cross spectrum analysis between atmospheric heat source over eastern Tibetan Plateau and the Yangtze River valley in summer of 1978 (95% confidence level is showed)

周期/d	凝聚谱	凝聚谱 检验值	相位谱	落后时间 长度谱
9.33	0.46	0.45	-0.88	-1.31
9.67	0.47	0.46	-0.8	-1.23
20	0.29	0.16	-0.01	-0.02
22	0.3	0.18	0.01	0.03
24	0.32	0.19	0.02	0.06
25	0.41	0.4	-0.16	-0.63
26	0.44	0.42	-0.18	-0.72
27	0.46	0.43	-0.18	-0.77
28	0.48	0.45	-0.17	-0.76
29	0.5	0.46	-0.16	-0.72
30	0.52	0.48	-0.13	-0.63
32	0.39	0.26	-0.01	-0.05
34	0.41	0.27	-0.02	-0.11
36	0.43	0.29	-0.03	-0.17
38	0.46	0.31	-0.04	-0.21
40	0.48	0.32	-0.04	-0.22
42	0.5	0.34	-0.03	-0.19
44	0.53	0.35	-0.02	-0.11
46	0.54	0.37	0	0.01
48	0.56	0.39	0.02	0.17
50	0.57	0.4	0.05	0.36
52	0.59	0.42	0.07	0.56
54	0.6	0.43	0.09	0.77
56	0.61	0.45	0.11	0.97
58	0.62	0.46	0.13	1.17
60	0.63	0.48	0.14	1.35

源针对长江中下游地区呈现驻波形式相一致;在30~44 d周期频段,高原热源提前于长江中下游热源约0.5 d;46~60 d周期频段,高原热源落后于长江中下游热源约1 d。但是Morlet小波分析结果表明,1978年高原热源10~20 d周期显著,30~60 d周期并不显著,所以在讨论1978年高原低频热源对长江中下游地区影响时,着重考虑10~20 d周期频段。

表4 1999年夏季高原东部热源与长江中下游热源交叉谱分析(通过95%信度检验)

Table 4 Cross spectrum analysis between atmospheric heat source over eastern Tibetan Plateau and the Yangtze River valley in summer of 1999 (95% confidence level is showed)

周期/d	凝聚谱	凝聚谱 检验值	相位谱	落后时间 长度谱
20	0.31	0.16	0.31	0.98
22	0.35	0.18	0.25	0.87
23	0.38	0.37	0.09	0.32
24	0.42	0.39	0.01	0.04
25	0.47	0.4	-0.06	-0.22
26	0.52	0.42	-0.11	-0.45
27	0.57	0.43	-0.15	-0.65
28	0.62	0.45	-0.18	-0.81
29	0.67	0.46	-0.2	-0.94
30	0.71	0.48	-0.22	-1.04
32	0.55	0.26	-0.01	-0.05
34	0.6	0.27	-0.05	-0.29
36	0.65	0.29	-0.09	-0.52
38	0.7	0.31	-0.12	-0.74
40	0.75	0.32	-0.15	-0.94
42	0.79	0.34	-0.17	-1.1
44	0.82	0.35	-0.18	-1.25
46	0.85	0.37	-0.19	-1.37
48	0.87	0.39	-0.19	-1.47
50	0.88	0.4	-0.2	-1.55
52	0.9	0.42	-0.2	-1.63
54	0.91	0.43	-0.2	-1.69
56	0.91	0.45	-0.2	-1.76
58	0.92	0.46	-0.2	-1.82
60	0.92	0.48	-0.2	-1.89

5 结论与讨论

本文利用倒算法计算整层大气热源(汇)资料,针对夏季降水量选取长江中下游地区的显著旱涝年,研究了夏季高原低频热源与长江中下游降水季节内振荡的关系,着重讨论了低频热力过程对长江

中下游地区的影响,得到以下结论:

1) 夏季高原大气热源在1978年存在10~20 d周期为主要的低频振荡,在1999年存在30~60 d周期为主要的低频振荡。

2) 交叉谱分析结果表明:在长江中下游夏季偏旱的1978年和偏涝的1999年,高原大气热源和长江中下游降水在季节内振荡频段存在显著的相关关

系,且在30~60 d周期频段,高原热源提前长江中下游降水约1~4 d。

3) 根据高原地区1978年BWO热源曲线作了8个位相的合成热源距平分布图及 $27.5^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 平均的热源纬向-时间剖面图,讨论了1978年BWO热源中心的移动特征。结果表明,高原中西部BWO热源中心主要来自高原南侧,上高原后大多西移。高原东部和 110°E 以西地区BWO中心呈驻波振荡,而 $110^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 的大陆东部和西太平洋西部则呈热源BWO波带,自南海和太平洋向北传播。

4) 对1999年的LFO位相图及 $27.5^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 纬向剖面图,其结果为青藏高原主要热源中心来自孟加拉湾,上高原后明显西移,而 $100^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 间则主要呈驻波振荡, $110^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 间热源中心主要呈东西带状,北方热源带自北向南传播,而南方热源带自南海—西太平洋向北传播,位相合成结果似以向南的波带为主。

5) 1999年高原LFO热源中心的東西分布,多为相反的正负排列,表明高原热源对大气环流的作用会对南亚高压的东西振荡起很大影响。

大气热源影响已有很多研究,但有关高原热源影响夏季长江中下游降水机制的研究还需要深入。本文挑选了1978年和1999年夏季,讨论了夏季青藏高原和东亚地区热源振荡的变化和传播以及高原热源和长江中下游降水振荡的关系,从结果看,二者振荡有显著相关,但长江中下游降水振荡是高原热源振荡向东传播的结果并不明显,需进一步探索其影响机制。本文只选了两年,1978年以BWO为主而1999年以LFO为主,也需更多例子进行讨论。

参考文献

- [1] Chen L X, Xie A. Westward propagating low-frequency oscillation and its teleconnection in the eastern hemisphere. *Acta Meteorologica Sinica*, 1988, (2):300-312.
- [2] 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.
- [3] 刘富明, 林海. 大气低频振荡与长江上游大范围降雨关系. *四川气象*, 1989, (9):1-8.
- [4] 刘富明, 林海. 西太平洋地区低频振荡及其同副高、台风的关系的探讨. *气象学报*, 1990, 48(3):303-317.
- [5] Huang R H, Lu L. Numerical simulation of the relationship between the anomaly of the subtropical high over East Asia and the convective activities in the westly tropical Pacific. *Adv Atmos Sci*, 1989, 6: 202-214.
- [6] 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷, 等. 副热带高压形成和变异的动力学问题. 北京: 科学出版社, 2002:90-160.
- [7] Chen L X, Zhu C W, Wang W, et al. Analysis of the characteristics of 30—60 day low-frequency oscillation over Asia during 1998 SCSMEX. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18: 623-638.
- [8] 章基嘉, 孙国武, 陈葆德. 青藏高原大气低频变化的研究. 北京: 气象出版社, 1991:60-90.
- [9] 孙国武, 陈葆德. 黄河上游丰水年和枯水年大气低频的振荡特征. *气象*, 1986, 5:23-24.
- [10] 朱乾根, 徐国强. 1998年夏季青藏高原及其邻近地区多时间尺度低频振荡降水活动的传播特征//第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展(三). 北京: 气象出版社, 2000:43-51.
- [11] 谢安, 叶谦, 陈隆勋. 青藏高原及其附近地区大气周期振荡在OLR资料上的反映. *气象学报*, 1989, 47(3):272-286.
- [12] 何金海, 杨松. 东亚地区低频振荡的经向传播及中纬度的低频波动. *气象学报*, 1992, 50(2):190-198.
- [13] Chen L X, Schmidt F, Li W. Characteristics of the atmospheric heat sources and moisture sinks over the Qinghai-Tibetan Plateau during the Second TIPEX of summer 1998 and its impact on surrounding monsoon. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2003, 83(1-2):1-18.
- [14] 董敏, 朱文妹, 徐祥德. 青藏高原地表热通量变化及其对初夏东亚大气环流的影响. *应用气象学报*, 2001, 12(4):458-468.
- [15] 柏晶瑜, 徐祥德, 周玉淑, 等. 春季青藏高原感热异常对长江中下游夏季降水影响的初步研究. *应用气象学报*, 2003, 14(3):363-368.
- [16] 葛旭阳, 陶立英, 朱永祺, 等. 青藏高原热力状况异常与长江中下游地区梅雨关系的相关分析及数值试验. *应用气象学报*, 2001, 12(2):159-166.
- [17] 刘式适, 柏晶瑜, 徐祥德, 等. 青藏高原大地的动力、热力作用与低频振荡. *应用气象学报*, 2000, 11(3):312-321.
- [18] 江宁波, 罗会邦. 亚洲季风区大气热源和水汽汇的季节内变化(I)——大气热源的季节内变化. *热带气象学报*, 1993, 9(4):299-307.
- [19] 江宁波, 罗会邦. 亚洲季风区大气热源和水汽汇的季节内变化(II)——水汽汇的季节内变化. *热带气象学报*, 1994, 10(1):1-8.
- [20] 何金海, Murakami T, Nakazawa T. 1979年夏季亚洲季风区40—50天周期振荡的环流及水汽输送场变化. *南京气象学院学报*, 1984, 2(2):163-175.
- [21] Lau K M, Yang G J, Shen S H. Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia. *Mon Wea Rev*, 1988, 116(1):18-37.
- [22] 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 Atmos Sci*, 2000, 57: 1373-1392.
- [23] 嵇建华, 钱诚, 曹杰. 东亚夏季风的季节内振荡研究. *大气科学*, 2005, 29(2):187-194.
- [24] Yanai M, Li C. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. *Mon Wea Rev*, 1992, 122(21):305-323.
- [25] Torrence C, Compo G P. A practical guide to wavelet analysis.

sis. *Bull Amer Meteor Soc*, 1998, 79 (11): 61-78.

2007: 82-87.

[26] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京: 气象出版社,

Effect of Summer Heat Source Low-frequency Oscillation over the Tibetan Plateau on Precipitation in Eastern China

Wang Yuenan¹⁾ Chen Longxun²⁾ He Jinhai¹⁾ Zhang Bo²⁾

¹⁾ (*School of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044*)

²⁾ (*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Abstract

The relation between the atmospheric heat source (AHS) over the eastern Tibetan Plateau (TP) and rainfall intraseasonal oscillation is investigated using daily NCEP/NCAR reanalysis and observed rainfall data of the middle and lower reaches of the Yangtze River during the year 1978 of drought and 1999 of flood. The propagation of low-frequency oscillation AHS over the eastern TP are studied too. The results show that the 10—20 day oscillations have important contributions to AHS over the eastern TP in summer of 1978, and 30—60 day oscillations play an important role in AHS over the eastern TP in summer of 1999. AHS over eastern TP takes on a form of intraseasonal oscillation not only in 1978 but also in 1999. And a remarkable correlation is found between AHS over the eastern TP and rainfall in the Yangtze River valley at intraseasonal oscillation period of time by cross spectrum analysis.

In addition, based on 10—20 days and 30—60 days filter curves of AHS over the eastern TP in summer of 1978 and 1999, low-frequency AHS at period of 10—20 days over the eastern TP appears standing wave in zonal direction in 1978, but low-frequency AHS at period of 30—60 days over the eastern TP moves eastward to middle and lower reaches of the Yangtze River.

Key words: Tibetan Plateau; atmospheric heat source; rainfall in the Yangtze River valley; intraseasonal oscillation