

# 青藏高原冬季热源多尺度变化及影响因素分析

刘婧晨<sup>1</sup>, 管晓丹<sup>1,2</sup>, 曹陈宇<sup>1</sup>, 甘泽文<sup>3</sup>, 孔祥宁<sup>4</sup>, 石 瑞<sup>1</sup>, 黄建平<sup>1,2</sup>, 黄小倩<sup>1</sup>

1. 兰州大学 大气科学学院, 半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州 730000
2. 西部生态安全省部共建协同创新中心, 兰州 730000
3. 甘肃省兰州市气象局, 兰州 730000
4. 山东省气候中心, 济南 250031

**摘 要:** 利用日本气象厅提供的JRA-55再分析资料, 对1980–2017年青藏高原冬季热源的时空特征进行了分析. 小波分析结果表明, 青藏高原的冬季热源在年际尺度上存在阶段性周期变化, 其中在4~8 a尺度上的周期振荡较为明显; 在年代际尺度上热源具有持续的周期变化特征, 在10~16 a尺度上周期振荡最为剧烈, 具有12 a左右的主周期. 利用集合经验模态分解和小波相干谱探讨了冬季厄尔尼诺–南方涛动(ENSO)和北大西洋涛动(NAO)与青藏高原热源变化之间在多时间尺度上的关系. 冬季ENSO和NAO与青藏高原热源之间最显著的联系主要发生在年代际尺度上, ENSO与热源存在连续显著的滞后相关, 而NAO与热源存在长时间的显著正相关. 在年际尺度上, ENSO和NAO与青藏高原热源之间存在不同的阶段性相关关系.

**关键词:** 青藏高原; 冬季热源; 多尺度; 厄尔尼诺–南方涛动; 北大西洋涛动

**中图分类号:** P461      **文献标识码:** A      **文章编号:** 0455-2059(2021)02-0207-08

**DOI:** 10.13885/j.issn.0455-2059.2021.02.009

## Multi-scale variations in winter heat source over the Qinghai Tibet Plateau and analysis of their effects

LIU Jing-chen<sup>1</sup>, GUAN Xiao-dan<sup>1,2</sup>, CAO Chen-yu<sup>1</sup>, GAN Ze-wen<sup>3</sup>,  
KONG Xiang-ning<sup>4</sup>, SHI Rui<sup>1</sup>, HUANG Jian-ping<sup>1,2</sup>, HUANG Xiao-qian<sup>1</sup>

1. Key Laboratory for Semi-Arid Climate Changes with the Ministry of Education, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou, 730000, China
2. Collaborative Innovation Center for Western Ecological Safety, Lanzhou 730000, China
3. Lanzhou Meteorological Office, Gansu Province, Lanzhou 730000, China
4. Shandong Climate Center of Shandong Province, Jinan 250031, China

**Abstract:** Based on the JRA-55 reanalysis data from 1980 to 2017, the spatial and temporal variation characteristics of the heat source over the Qinghai Tibet Plateau were analyzed. The wavelet analysis results indicated that the characteristics of the heat source on the inter-annual scale were discontinuous, and the oscillation period within 4-8 years was obvious. The inter-decadal scale's features were continuous with the most obvious fluctuations during 10-16 years, with the main period being 12 years. In order to investigate the multi-scale impact of El Niño-southern oscillation (ENSO) and North Atlantic oscillation (NAO) on the heat source over the Qinghai Tibet Plateau, methods such as the ensemble empirical mode decomposition and wavelet coherence transform were adopted to analyze the cross relation-

**收稿日期:** 2020-05-14      **修回日期:** 2020-07-17

**基金项目:** 国家自然科学基金专项项目(42041004); 国家自然科学基金创新研究群体项目(41521004)

**作者简介:** 管晓丹(1983–), 女, 吉林通化人, 教授, 博士, e-mail: guanxd@lzu.edu.cn, 研究方向为半干旱区气候变化, 通信联系人.

ship between the ENSO, NAO and the heat source. A correlation analysis revealed that the most significant correlation between ENSO, NAO and heat source occurred at the inter-decadal scale. The ENSO lagged behind the heat source continuously, and the NAO had a positive correlation with the changes in the heat source. The correlation relationship between ENSO, NAO and the heat source was different in different time stages on the inter-annual scale.

**Key words:** Qinghai Tibet Plateau; winter heat source; multi-scale; El Niño-southern oscillation; North Atlantic oscillation

青藏高原(以下简称高原)位于副热带欧亚大陆中东部,平均海拔超过4 000 m,是世界上海拔最高、地形最复杂的高原。由于高耸的地形,高原通过近地层及边界层辐射、感热和潜热输送,直接加热于对流层中部,使高原上空对流层大气成为一个强大的热源<sup>[1]</sup>。叶笃正等<sup>[2-3]</sup>明确了高原上空对流层大气在夏季是热源及其对大气环流的影响后,高原大气热源对大气环流和气候的影响引起了研究者的广泛关注。研究表明,高原高压中心、西太平洋副热带高压的分裂和季风环流圈的形成与高原大气热源的作用密不可分<sup>[4]</sup>。高原加热作用驱动高原上空大气运动,不仅影响自身的流场,还能影响和调节周边地区、东亚乃至北半球的大气环流<sup>[5]</sup>,对中国东部上空西风系统的发展<sup>[6]</sup>及亚洲夏季风的建立和维持发挥了关键作用<sup>[7]</sup>。

20世纪50年代中期以来,在全球变暖的背景下,高原显著增温,且增温趋势明显大于周边同纬度地区<sup>[8-12]</sup>。近十几年,伴随全球增温减缓,高原上空的气温依旧不断升高,特别是在冬季,增温更为显著<sup>[13]</sup>,对降雨、湖泊、冰川、植被和大气湿度的变化产生了重要影响。目前对高原冬季热源的研究工作不如夏季的多,但高原冬季热源在全球大气环流和气候变化中的重要作用不容忽视<sup>[14]</sup>。刘晓冉等<sup>[15]</sup>认为,高原冬春季地面热源场的变化是影响中国夏季降水的重要因子。朱玉祥等<sup>[16]</sup>的研究表明,高原大气热源和冬春积雪与中国东部降水型的变化在年代际尺度上有很好的相关性。陈隆勋等<sup>[17]</sup>提出冬季高原大气热源异常可作为亚洲冬季风和厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-southern oscillation, ENSO)之间的桥梁,改变高原与其东侧大陆及其附近海域上空大气之间的热力差异,将引起赤道印度洋纬向风的异常变化。

ENSO、北大西洋涛动(North Atlantic oscillation, NAO)等典型的内部气候变率通过不同的相变引起大气环流异常,对气候变化起着重要的作用<sup>[18-19]</sup>。ENSO作为热带地区最主要的年际变率,

可通过大气遥相关影响亚洲地区的天气和气候<sup>[20]</sup>。NAO在冬季最强,不仅影响北大西洋及其邻近地区的气候<sup>[21-22]</sup>,还对东亚地区的天气和气候有着深远的影响<sup>[23-25]</sup>。MARSHALL等<sup>[26]</sup>指出,NAO在气候方面的重要性不亚于ENSO。冬季赤道东太平洋海表面温度变化可通过影响大气环流对高原的冬季热源起作用<sup>[27]</sup>。宇婧婧等<sup>[28-29]</sup>指出,源自北大西洋的纬向风场遥相关波列可直接自北大西洋向东、向南伸展,进而影响冬季高原地区的热状况,冬季高原上游最主要的两种西风模态都和NAO显著相关。探究高原冬季热源的时空变化及其影响因素,对充分认识高原冬季的热力状况和气候变化有着重要的科学意义。本研究根据JRA-55再分析资料分析了高原冬季热源的时空变化特征,初步探讨了ENSO和NAO对高原冬季热源变化的影响。

## 1 资料与方法

### 1.1 资料来源

日本气象厅提供的JRA-55再分析资料<sup>[30]</sup>已被证实高原地区的适用性较高,并被广泛应用于研究高原地区的气候变化<sup>[31-33]</sup>,JRA-55再分析资料能够较好地描述高原地区的热源变化状况<sup>[34-35]</sup>。本研究选取JRA-55提供的1980-2017年的月平均气温、垂直速度、纬向风、经向风、比湿和地表气压数据,水平分辨率 $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$ ,垂直层次为27层(1 000~100 hPa)。

1980-2017年逐月平均ENSO指数资料由日本气象厅提供(<http://coaps.fsu.edu/jma.shtml>)。1980-2017年逐月平均NAO指数资料从美国地球系统研究实验室网站(<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>)获取,以上资料已被广泛应用于相关的气候研究中<sup>[36-38]</sup>。

### 1.2 研究方法

YANAI等<sup>[39-40]</sup>基于热力学方程采用倒算法求得大气视热源

$$Q_1 = c_p \left( \frac{p}{p_0} \right)^\kappa \left( \frac{\partial \theta}{\partial t} + V \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right). \quad (1)$$

其中,  $\theta$  为位温,  $V$  为水平风矢量,  $\omega$  为  $p$  坐标的垂直速度,  $p$  为气压,  $p_0$  为 1 000 hPa;  $\kappa = R/c_p$ ,  $R$  和  $c_p$  分别是干空气气体常数和定压比热. 由(1)式可计算各等压面层的  $Q_1$ .

大气视热源的垂直积分值

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} Q_1 dp. \quad (2)$$

其中,  $p_s$  和  $p_t$  分别为地面气压和大气顶气压(100 hPa). 随着资料同化的迅速发展, 再分析资料种类增多且精度也显著提升, 倒算法已被广泛应用于计算大气视热源(以下将简称为“热源”).

小波分析法是一种具有多层次分辨时域-频域功能的分析方法, 能够通过伸缩平移运算自动调节时域-频域窗, 以适应实际分析的需要, 对于分析原始时间序列在不同时间尺度的周期性变化特征非常有效. 选取常用的 Morlet 小波函数<sup>[41-42]</sup> 对高原冬季热源变化进行研究.

小波函数的定义为: 设  $\varphi(t)$  为平方可积函数, 即  $\varphi(t) \in L^2(R)$ , 若其傅里叶变换  $\psi(\omega)$  满足容许条件:

$$C_\varphi = \int_R \frac{|\psi(\omega)|^2}{\omega} d\omega < \infty, \quad (3)$$

则  $\varphi(t)$  称为一个基本小波或小波母函数. 将小波函数  $\varphi(t)$  进行伸缩和平移, 得到连续小波

$$\varphi_{a,\tau}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \varphi\left(\frac{t-\tau}{a}\right), \quad a, \tau \in R, a > 0, \quad (4)$$

对于任意函数  $f(t) \in L^2(R)$  的连续小波变换为

$$W_f(a, \tau) = \langle f(t), \varphi_{a,\tau}(t) \rangle = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_R f(t) \varphi\left(\frac{t-\tau}{a}\right) dt. \quad (5)$$

其中,  $W_f(a, \tau)$  称为小波系数;  $a$  是尺度因子, 反映了小波周期的长度;  $\tau$  为平移因子, 反映了时间上的平移.

计算小波方差来判断序列的主要周期, 定义小波方差

$$\text{Var}(a) = \int_{-\infty}^{+\infty} |W_f(a, \tau)|^2 d\tau. \quad (6)$$

使用集合经验模态分解(ensemble empirical mode de composition, EEMD)方法<sup>[43]</sup> 对高原冬季热源的变化进行尺度分析. EEMD 常被用于分离不同时间尺度的一维数据分析<sup>[44-45]</sup>, 能够将原始的非线性时间序列分解为一系列不同时间尺度的本征模态函数(intrinsic mode function, IMF), 包括年际、年代际尺度变率及长期趋势等, 进而揭示数

据的非线性以及非定常性. 本研究的 EEMD 分解过程中, 白噪声序列的幅度是原始数据标准差的 0.2 倍, 集合平均成员的数目为 400, IMF 的数量为 5, 详细步骤参考文献[44].

对冬季 ENSO、NAO 指数与高原热源变化进行交叉小波分析, 通过小波相干谱来研究其在显著周期上的相关性与位相关系. 小波相干谱是用来衡量两个时间序列在时域-频域中局部相关的密切程度, 将时域-频域中的小波相干作为局部化相关系数<sup>[42, 46]</sup>. 定义时间序列  $X, Y$  的小波相干谱

$$R_n^2(S) = \frac{|S(s^{-1}W_n^{XY}(s))|^2}{S(s^{-1}|W_n^X(s)|^2) \cdot S(s^{-1}|W_n^Y(s)|^2)}. \quad (7)$$

其中,  $s$  为伸缩尺度,  $W_n^X(s)$  和  $W_n^Y(s)$  分别为  $X$  和  $Y$  的交叉小波变换,  $W_n^{XY}(s)$  对应为  $X$  和  $Y$  的交叉小波功率谱,  $S$  是平滑器. 这种定义类似于传统意义上相关系数的表达式, 是两个时间序列在某一频率上波振幅的交叉积与各个振动波的振幅乘积之比. 小波相干谱的显著性检验采用蒙特卡罗检验法, 只标出  $R_n^2(S) \geq 0.5$  的位相差箭头.

## 2 结果分析

### 2.1 高原冬季热源变化的基本特征

图 1 为 1980-2017 年高原年均、冬季和夏季热源线性趋势的空间分布. 由图 1 可见, 除了高原南部喜马拉雅山附近区域外, 高原热源的年平均值总体呈上升趋势, 其中在昆仑山、可可西里以北至阿尔金山脉以及柴达木盆地热源的增强最明显, 并通过了 90% 和 95% 的显著性检验. 高原冬季热源与年均热源相比增强的趋势更显著, 热源在高原中部和东部大部分区域都以增强的趋势为主, 与年均热源趋势相似, 阿尔金山脉和柴达木盆地均出现了明显的增强趋势, 并均通过了 90% 和 95% 的显著性检验, 只有高原南部喜马拉雅山一带呈现出小的减弱趋势. 高原夏季热源在大部分地区也呈增强趋势, 但变化强度明显小于年均和冬季热源, 并且热源增强明显的地区主要位于高原的西北以及东部小部分区域, 与年均和冬季热源相比有所差异.

为进一步分析高原冬季热源的变化特征, 计算高原冬季热源距平的年际变化(图 2). 由图 2 可见, 1980-2017 年高原冬季热源呈现明显波动上升的变化特征, 变化幅度较大, 总体呈上升趋势, 线性增速约为  $0.22 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ . 1985 年的热源距平值

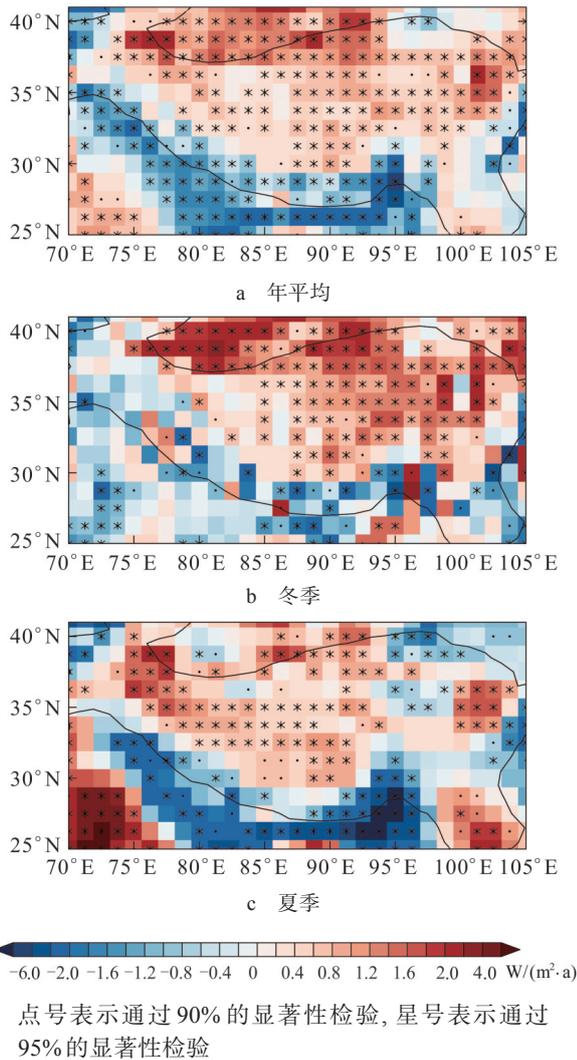


图1 高原热源变化趋势空间的分布  
Fig. 1 Distribution of the heat source trend over the Qinghai Tibet Plateau

是近 38 a 的最低值, 为  $-17.28 W/(m^2 \cdot a)$ , 1993 年热源增强到一个较高的峰值后迅速回落, 1996 年后持续波动至 2005 年, 达到近 38 a 的最高值  $11.54 W/(m^2 \cdot a)$ ; 在经过 2005–2007 年最后一个快速减弱阶段后, 热源开始持续增强, 之后再未出现较明显的波动过程. 结合 9 a 滑动平均曲线分析也可以看出高原冬季热源明显的上升趋势和周期性振荡特征.

### 2.2 高原冬季热源的周期变化特征

图 3 为高原冬季热源近 38 a 的小波分析结果. 由年际变化可见, 在 2~4 a 尺度上高原冬季热源的周期性振荡在 1982–1986 年和 1998–2002 年较为明显, 但是在整个研究时段内没有明显的周期变化规律; 在 4~8 a 时间尺度上, 热源的周期变化较显著, 在 1994 年之后周期信号较强, 热源强

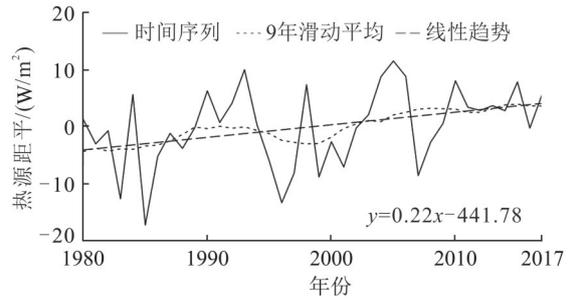


图2 高原冬季热源时间序列  
Fig. 2 The winter heat source anomaly time series over the Qinghai Tibet Plateau

弱变化交替出现 8 次, 共存在 4 个周期的转换, 但 1994 年之前等值线稀疏, 振荡强度较弱. 在年代际尺度上, 10~16 a 尺度的周期振荡最为剧烈, 在整个研究时段内均表现出最明显的周期变化规律, 具有全域性, 其中在 12 a 的时间尺度上存在 3 个明显的周期循环交替, 闭合中心绝对值达到最大, 至 2017 年热源增强的等值线即将闭合但未闭合, 说明高原冬季热源在未来一段时间内有可能继续增强; 16~32 a 的周期振荡强度与 10~16 a 的周期相比有所减弱, 但热源周期变化也很明显, 在 20 a 的时间尺度上共有 2.5 个周期的交替变化.

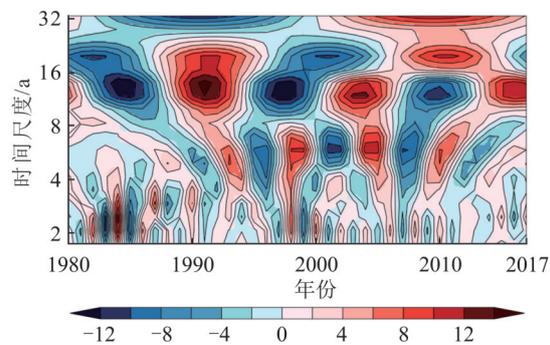


图3 高原冬季热源小波变换实部图  
Fig. 3 The distribution of real part of wavelet transform of winter heat source over the Qinghai Tibet Plateau

利用小波方差可以定量分析小波信号中存在的主要时间尺度, 以此来确定冬季热源时间变化所对应的主周期. 图 4 为 1980–2017 年高原冬季热源的小波方差, 方差曲线的最大峰值和次峰值分别对应年代际 12 和 20 a 的时间尺度, 说明高原冬季热源序列的主周期是 12 a, 次周期是 20 a. 方差曲线在 3 和 6 a 的年际尺度上也存在两个较小的峰值. 结合图 3 进一步证明了高原冬季热源在 12 a 左右年代际尺度上的周期变化特征较年际尺度更显著且具有全域性.

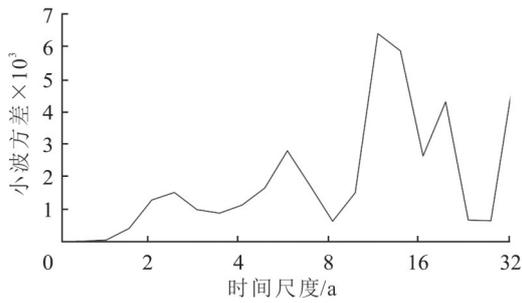


图4 高原冬季热源小波方差图

Fig. 4 Wavelet variance diagram of winter heat source over the Qinghai Tibet Plateau

### 2.3 ENSO、NAO与高原热源变化的关系

1980–2017年高原冬季热源具有多尺度和非线性变化特征,并在年代际尺度上变化特征最显著.研究表明在冬季ENSO、NAO等内部气候变率会对高原热源变化产生重要影响.由于EEMD方法能够有效的将原始序列的不同时间尺度信号分离为具有不同周期的分量,因此本研究用EEMD方法分解原始的冬季ENSO、NAO指数和高原热源的时间序列,来探讨冬季ENSO和NAO

对高原热源的影响.图5为1980–2017年的冬季ENSO、NAO指数和高原热源距平时间序列的EEMD分解结果,每一条原始序列均可分解得到5个IMF分量,IMF1~IMF5的时间尺度依次增加,表明EEMD分解能够有效的将原始序列的不同时间尺度信号分离出来.其中IMF1、IMF2和IMF3、IMF4分别反映了年际尺度和年代际尺度上的变化特征;IMF5为长期趋势项,表示原始序列整体的变化趋势.进一步计算ENSO、NAO指数与热源对应的各IMF分量相关系数,可以发现ENSO指数与热源各分量中的IMF4相关系数最大(-0.87),且通过了99.9%的显著性检验;NAO指数与热源各分量中的IMF3、IMF4和IMF5的相关系数分别为0.80、-0.73和0.83,均通过了99.9%的显著性检验,证明冬季ENSO、NAO与高原热源之间在年代际尺度上存在着密切的联系. ENSO、NAO指数与热源各分量中的IMF1、IMF2相关系数很小,且未通过显著性检验,说明在年际尺度上冬季ENSO、NAO对高原热源的影响较小.

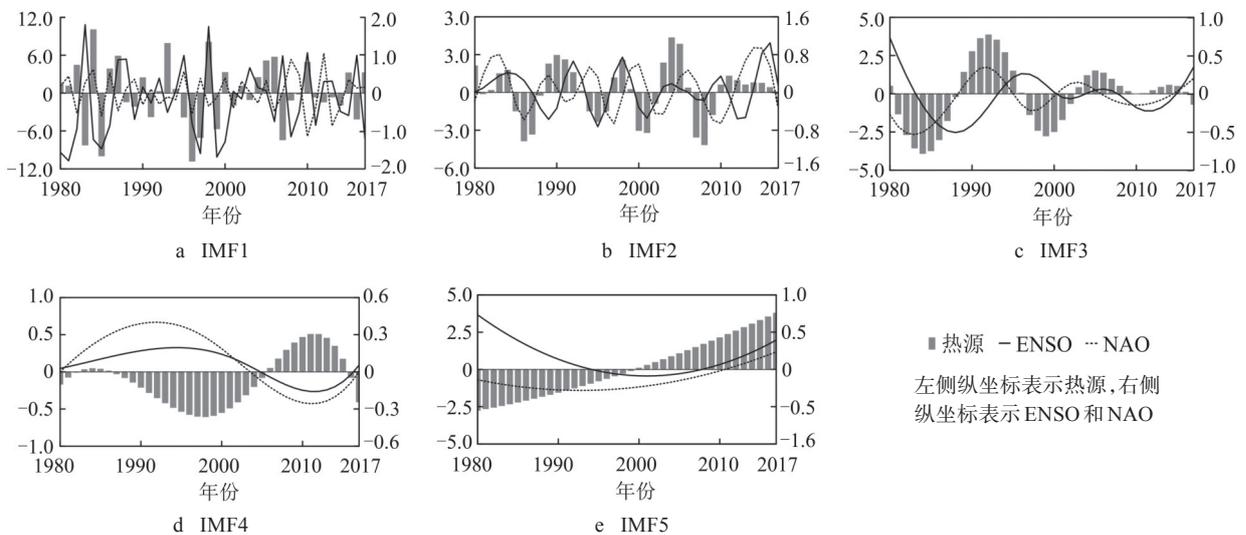


图5 冬季ENSO、NAO指数与高原热源EEMD分析结果

Fig. 5 EEMD decomposition of the time series of winter ENSO, NAO index and heat source

对图5中冬季ENSO、NAO指数和高原热源的不同时间尺度分量和长期趋势进行对比.分析IMF1和IMF2可知,整个研究时段内,ENSO、NAO与热源在年际尺度上没有明显的相关性,但在阶段性时间范围内存在一致或相反的振荡特征. NAO与热源的IMF3分量在2002年之前的波动变化特征较为一致,均在1984年附近出现最低值,而后迅速升高,在1992年达到最高值,在2002

年之后变化趋于平缓; ENSO与热源的IMF3分量之间没有显著的相关关系,但是1980–1996年热源变化与1983–2000年ENSO变化趋势较为一致,说明ENSO的位相变化可能滞后于热源. ENSO、NAO和热源的IMF4分量之间均呈现显著的负相关,且ENSO与热源的IMF4分量之间的相关性比NAO的更强.由变化趋势IMF5分量可见,高原热源的长期变化呈现出增强的趋势,并与IMF3分量

的变化振幅相同. 2000年之后 ENSO 和 NAO 均与高原热源呈现出较为一致的上升趋势; ENSO 在 2000 年以前下降剧烈, NAO 仅表现出轻微的下降趋势, 整体呈现上升趋势, 与热源的变化相近, 因此造成 ENSO 与热源长期趋势间的相关性较小, 而 NAO 与热源的整体长期趋势之间具有显著的正相关.

为进一步揭示冬季 ENSO、NAO 与高原热源之间更细致的多时间尺度的相关关系, 分别对 1980–2017 年冬季的 ENSO、NAO 指数与高原热源进行交叉小波分析(图 6、7), 其中箭头向左表示反位相变化, 箭头向右表示同位相变化, 箭头向下表示位相超前 1/4 周期, 箭头向上表示位相滞后 1/4 周期; 黑色细线表示小波边界效应影响锥, 粗实线表示通过 95% 显著性检验的临界值, 色标表示相关系数. 由图 6 可见, ENSO 与热源的年际变化存在阶段性显著相关(相关系数 > 0.8), 在 2~3 a 的年际变化中, ENSO 与热源变化在 1983–1984 年具有负位相共振关系, 即存在显著负相关; 在 1996–2000 年 ENSO 与热源变化的关系转变为正相关. 在 5~8 a 的年际变化上, ENSO 与热源之间的显著相关性(相关系数 > 0.8) 主要集中于 1992–2008 年, 平均位相角右下方向接近 45°, 说明 ENSO 变化略超前于热源. 在年代际变化中, ENSO 与热源在 10~13 a 周期上出现连续的显著相关性(相关系数 > 0.8), 且平均位相角垂直向上 90°, ENSO 变化明显滞后于热源 1/4 周期左右. 结合图 5 中 IMF3 的变化特征进一步说明了 ENSO 与热源变化在年代际时间尺度上存在显著的滞后相关.

由图 7 可见, NAO 与热源变化在年际和年代际

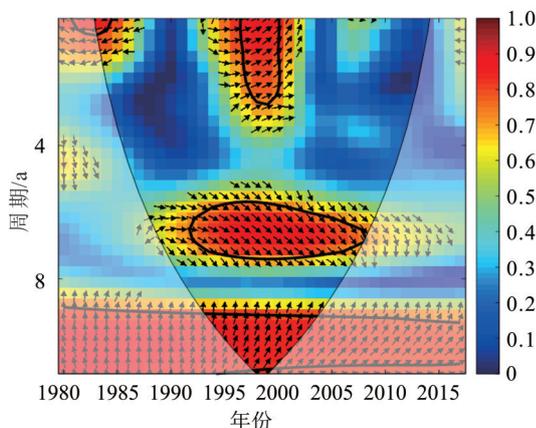


图 6 冬季 ENSO 与高原热源的小波相干谱

Fig. 6 Wavelet coherence spectrum between winter ENSO index and the heat source over the Qinghai Tibet Plateau

周期均存在阶段性显著相关, NAO 与热源在 2~3 a 年际变化上显著相关(相关系数 > 0.8), 并在 1983–1986 年和 1995–2000 年平均位相角垂直向下 90°, 说明在这两个时间段 NAO 均明显超前于热源变化 1/4 周期左右; 在 5~8 a 的年际变化中, NAO 与热源变化较为显著的相关性(相关系数 > 0.7) 主要集中于 1992–2005 年, 平均位相角垂直向上 90°, 说明 NAO 显著滞后于热源变化 1/4 周期左右. 在 10~11 a 的年代际变化中, NAO 与热源变化在 1980–2002 年具有阶段性正位相共振关系, 即显著正相关(相关系数 > 0.8), 与图 5 中 IMF3 的变化特征一致, 进一步说明 NAO 与热源变化在年代际时间尺度上存在较长时间的阶段性显著正相关.

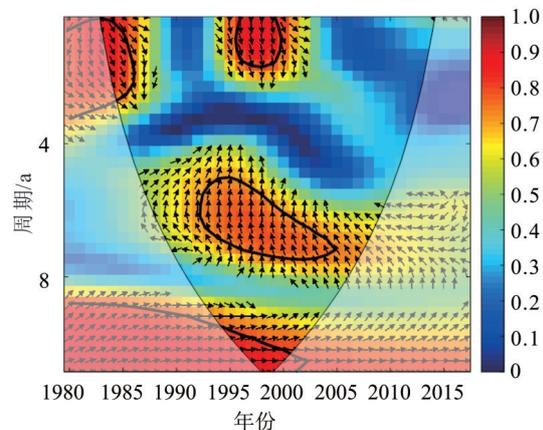


图 7 冬季 NAO 与高原热源的小波相干谱

Fig. 7 Wavelet coherence spectrum between winter NAO index and the heat source over the Qinghai Tibet Plateau

### 3 结论

1980–2017 年高原热源在高原大部分地区呈增强趋势, 尤其冬季高原热源变化最显著. 高原冬季热源距平时间序列总体呈波动上升趋势, 有明显的周期性振荡特征. 小波分析结果显示, 高原冬季热源在年际和年代际时间尺度上的周期变化特征不同, 在年际尺度上热源仅存在阶段性的强-弱交替变化, 持续时间较短, 在 4~8 a 时间尺度上阶段性周期比较明显; 年代际尺度上热源的变化周期具有全域性, 近 38 a 持续存在明显的周期变化特征, 其中 10~16 a 尺度上热源周期振荡最为剧烈, 具有 12 a 左右的主周期.

通过 EEMD 方法结合小波相干谱分析发现, ENSO 和 NAO 在不同时间尺度上会对高原热源产生不同的影响. ENSO 和 NAO 与热源变化在年际尺度上存在阶段性显著相关. 在 2~3 a 的年际尺度

上, ENSO与热源之间由阶段性反位相转变为正位相关系; NAO在显著相关阶段均超前于热源. 在5~8 a年际尺度上, ENSO在显著相关阶段略超前于热源, 而NAO则明显滞后于热源. 在年代际尺度上, ENSO和NAO与热源之间显著的相关性存在较长时间的持续性, ENSO与热源在整个研究时段内连续存在显著的滞后相关, 而NAO与热源较长时间段内存在显著正相关. 由长期趋势可知, NAO与高原热源整体呈现出较为一致的上升趋势; ENSO仅在2000年后与热源的变化趋势一致.

NAO与ENSO通过海-陆-气耦合系统影响高原冬季热源. 冬季北大西洋上空常年盛行西风, 北大西洋至高原上游地区偏强的西风第1模态在欧亚大陆上空对应着中性偏强的西伯利亚高压, 有利于异常偏强的NAO型南侧中心东伸, 激发出在高原区域及上游的异常低压带, 该低压带引导西风模态对应的低纬异常西风带伸展至高原西南侧, 影响冬季高原地区热状况<sup>[29, 47]</sup>. 高原热力作用在ENSO冷暖事件形成中是不可缺少的, 而ENSO也会对高原热源产生影响<sup>[27]</sup>. 高原冬季热源的强弱会诱发高原东侧的异常经向风、赤道太平洋地区的异常纬向风, 有助于随后的秋季ENSO冷暖事件的发生; 秋冬季赤道东太平洋海表面温度正(负)距平可通过中、低纬海-气相互作用造成次年冬季东亚大槽位置偏东(西), 使高原冬季热源偏弱(强)<sup>[17, 27]</sup>.

## 参考文献

- [1] 叶笃正, 高由禧, 周明煜, 等. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979.
- [2] 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡[J]. 气象学报, 1957, 28(2): 108-121.
- [3] FLOHN H. Large-scale aspects of the summer monsoon in South and East Asia[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 1957, 35A: 180-186.
- [4] YANAI M, LI Cheng-feng, SONG Zheng-shan. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 1992, 70(1): 319-350.
- [5] 刘新, 李伟平, 吴国雄. 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, 2002, 60(3): 267-277.
- [6] TAO Shi-yen, DING Yi-hui. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1981, 62(1): 23-30.
- [7] WU Guo-xiong, ZHANG Yong-sheng. Tibetan Plateau forcing and timing of the monsoon onset over South Asia and South China Sea[J]. Monthly Weather Review, 1998, 126(4): 913-927.
- [8] QIN Jun, YANG Kun, LIANG Shun-lin, et al. The altitudinal dependence of recent rapid warming over the Tibetan Plateau[J]. Climatic Change, 2009, 97(1/2): 321-327.
- [9] RANGWALA I, MILLER J R, XU Ming. Warming in the Tibetan Plateau: possible influences of the changes in surface water vapor[J]. Geophysical Research Letters, 2009, 36(6): L06703.
- [10] KANG Shi-chang, XU Yan-wei, YOU Qing-long, et al. Review of climate and cryospheric change in the Tibetan Plateau[J]. Environment Research Letters, 2010, 5(1): 015101.
- [11] GUO Dong-lin, WANG Hui-jun. The significant climate warming in the northern Tibetan Plateau and its possible causes[J]. International Journal of Climatology, 2012, 32(12): 1775-1781.
- [12] YANG Kun, WU Hui, QIN Jun, et al. Recent climate changes over the Tibetan Plateau and their impacts on energy and water cycle: a review[J]. Global and Planetary Change, 2014, 112: 79-91.
- [13] MA Jie-ru, GUAN Xiao-dan, GUO Rui-xia, et al. Mechanism of non-appearance of hiatus in Tibetan Plateau[J]. Scientific Reports, 2017, 7(3): 4421.
- [14] ZHAO Ping, CHEN Long-xun. Interannual variability of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and its relation to circulation[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2001, 18(1): 106-116.
- [15] 刘晓冉, 李国平, 程炳岩. 青藏高原前期冬季地面热源与我国夏季降水关系的初步分析[J]. 大气科学, 2008, 32(3): 561-571.
- [16] 朱玉祥, 丁一汇, 徐怀刚. 青藏高原大气热源和冬春积雪与中国东部降水的年代际变化关系[J]. 气象学报, 2007, 65(6): 946-958.
- [17] 陈隆勋, 李薇, 赵平. 青藏高原冬季热状况对赤道太平洋纬向风异常的影响[J]. 中国科学: 地球科学, 2001, 31(S1): 320-326.
- [18] GUAN Xiao-dan, HUANG Jian-ping, GUO Rui-xia, et al. Role of radiatively forced temperature changes in enhanced semi-arid warming in the cold season over east Asia[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2015, 15(16): 22975-23004.
- [19] GUAN Xiao-dan, MA Jie-ru, HUANG Jian-ping, et al. Impact of oceans on climate change in drylands[J]. Sci-

- ence China Earth Sciences, 2019, 62(6): 891-908.
- [20] WANG Bin, WU Ren-guang, FU Xiou-hua. Pacific-East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate?[J]. *Journal of Climate*, 2000, 13(9): 1517-1536.
- [21] HURRELL J W. Decadal trends in the North Atlantic oscillation: regional temperatures and precipitation[J]. *Science*, 1995, 269(5224): 676-679.
- [22] CHEN De-liang, HELLSTRÖM C. The influence of the North Atlantic oscillation on the regional temperature variability in Sweden: spatial and temporal variations[J]. *Tellus*, 1999, 51(4): 505-516.
- [23] LIU Xiao-dong, YIN Zhi-yong. Spatial and temporal variation of summer precipitation over the eastern Tibetan Plateau and the North Atlantic oscillation[J]. *Journal of Climate*, 2001, 14(13): 2896-2909.
- [24] GU Wei, LI Chong-yin, LI Wei-jing, et al. Interdecadal unstationary relationship between NAO and East China's summer precipitation patterns[J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(13): L13702.
- [25] WANG Zi-qian, DUAN An-min, YANG Song, et al. Atmospheric moisture budget and its regulation on the variability of summer precipitation over the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2017, 122(2): 614-630.
- [26] MARSHALL J, KUSHNIR Y, BATTISTI D, et al. North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms[J]. *International Journal of Climatology*, 2001, 21(15): 1863-1898.
- [27] 赵平, 陈隆勋. 青藏高原大气热量源汇在海-地-气相互作用准4年振荡中的作用[J]. *科学通报*, 2000, 45(15): 1666-1671.
- [28] 宇婧婧, 刘屹岷, 吴国雄. 冬季青藏高原大气热状况分析: 气候平均[J]. *气象学报*, 2011, 69(1): 79-88.
- [29] 宇婧婧, 刘屹岷, 吴国雄. 冬季青藏高原大气热状况分析: 年际变化[J]. *气象学报*, 2011, 69(1): 89-98.
- [30] KOBAYASHI S, OTA Y, HARADA Y, et al. The JRA-55 reanalysis: general specifications and basic characteristics[J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2015, 93(1): 5-48.
- [31] 姚慧茹, 李栋梁. 1971-2012年青藏高原春季风速的年际变化及对气候变暖的响应[J]. *气象学报*, 2016, 74(1): 60-75.
- [32] 段丽君, 段安民, 胡文婷, 等. 2014年夏季青藏高原狮泉河与林芝降水低频振荡及陆-过程日变化特征[J]. *大气科学*, 2017, 41(4): 112-128.
- [33] 周俊前, 刘新, 李伟平, 等. 青藏高原春季地表感热异常对西北地区东部降水变化的影响[J]. *高原气象*, 2016, 35(4): 845-853.
- [34] 竺夏英, 刘屹岷, 吴国雄. 夏季青藏高原多种地表感热通量资料的评估[J]. *中国科学: 地球科学*, 2012, 42(7): 1104-1112.
- [35] WANG Mei-rong, WANG Jun, DUAN An-min, et al. Quasi-biweekly impact of the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau on summer rainfall in Eastern China[J]. *Climate Dynamics*, 2019, 53(7/8): 4489-4504.
- [36] BIRK K, LUPO A R, GUINAN P E, et al. The interannual variability of midwestern temperatures and precipitation as related to the ENSO and PDO[J]. *Atmosfera*, 2010, 23(2): 95-128.
- [37] KIM J W, YEH S W, CHANG E C. Combined effect of El Niño-southern oscillation and Pacific decadal oscillation on the East Asian winter monsoon[J]. *Climate Dynamics*, 2014, 42(3/4): 957-971.
- [38] GAN Ze-wen, GUAN Xiao-dan, KONG Xiang-ning, et al. The key role of Atlantic multidecadal oscillation in minimum temperature over North America during global warming slowdown[J]. *Earth & Space Science*, 2019, 6(3): 387-397.
- [39] YANAI M, ESBENSEN S, CHU J H. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1973, 30(4): 611-627.
- [40] YANAI M, TOMITA T. Seasonal and interannual variability of atmospheric heat sources and moisture sinks as determined from NCEP-NCAR reanalysis[J]. *Journal of Climate*, 1998, 11(3): 463-482.
- [41] 郭高轩, 辛宝东, 朱琳, 等. 基于小波变换的北京地区1724-2009年降水量多尺度分析[J]. *水文*, 2012(3) 31-35.
- [42] 毕硕本, 瞿颖, 张永华, 等. 1725年以来北京年降水量年代际变化分析及其与太平洋海表温度关系研究[J]. *热带气象学报*, 2016, 32(5): 743-751.
- [43] WU Zhao-hua, HUANG N E. Ensemble empirical mode decomposition: a noise-assisted data analysis method[J]. *Advances in Adaptive Data Analysis*, 2009, 1(1): 1-41.
- [44] JI Fei, WU Zhao-hua, HUANG Jian-ping, et al. Evolution of land surface air temperature trend[J]. *Nature Climate Change*, 2014, 4(6): 462-466.
- [45] LUO Wen, GUAN Xiao-dan, XIE Yong-kun, et al. The key role of decadal modulated oscillation in recent cold phase[J]. *International Journal of Climatology*, 2019(3) 5761-5770.
- [46] 李文宝, 李畅游, 刘志娇, 等. 内蒙古中西部地区近60年降水分布特征及影响因素分析[J]. *内蒙古农业大学学报(自然科学版)*, 2015, 36(1): 91-100.
- [47] 宇婧婧, 刘屹岷, 李晓峰. 冬季青藏高原上游西风模态与中国降水及NAO的关联[J]. *高原气象*, 2014, 33(4): 877-886.

(责任编辑: 张勇)