论文

过去2700年太阳活动对青藏高原东北部柴达木盆地荒漠植被与气候干旱频率的驱动

李泉*

中国科学院地理科学与资源研究所, 陆地表层格局与模拟院重点实验室, 北京 100101

* 通讯作者, E-mail: liquan@igsnr.ac.cn

收稿日期: 2019-02-01; 收修改稿日期: 2019-10-18; 接受日期: 2019-11-14; 网络版发表日期: 2020-03-16

国家自然科学基金项目(批准号: 41690113、41977395、41671202)、国家重点研发计划项目(编号: 2016YFA0600501)和中国科学院战略性先导科技专项A类项目(编号: XDA20070101)资助

摘要 干旱-半干旱区植被与气候长期变化历史是现今气候变化研究和制定应对极端气候干旱策略的重要科学基础. 本研究基于柴达木盆地腹地苏干湖的纹层沉积物, 利用孢粉记录定量重建了植被、植物多样性变化过程与干旱气候的发生频率. 生物群区化分析结果显示, 过去2700年来研究区植被为荒漠植被, 期间温带草原与干旱灌木植被三次短暂地扩张. 植物多样性伴随着荒漠植被的扩张(退缩)而升高(降低). 苏干湖流域发生了14次气候干旱事件, 气候湿度变化主要呈现三个阶段: 742BC至约AD500气候极端干旱, AD500~1200气候相对湿润, 并逐渐升高, 自AD1200以来气候较湿润并剧烈波动. 频谱分析与连续小波分析结果揭示出湿度波动存在着约200年和120年的准周期. 进一步的交叉谱分析显示气候干旱事件的200年主导主周期与太阳活动呈显著相关. 研究结果揭示了柴达木盆地腹地干旱气候在百年尺度上的发生频率受到了太阳活动的主要驱动与大尺度大气环流的调制. 此外, 地表温度-蒸发效应与上升下沉气流的影响也是导致气候干旱事件发生的重要因素. 在当前持续快速全球变暖的背景下, 柴达木盆地荒漠地区的干旱气候可能进一步恶化.

关键词 孢粉, 植被变化, 气候干旱频率, 柴达木盆地, 青藏高原东北部

1 引言

气候干旱导致了干旱半干旱区诸如土地退化、水资源短缺与粮食减产等环境与社会经济问题(Rojas等, 2011; Sheffield等, 2012; Kiem等, 2016). 关于干旱气候长期变化、周期特征及其与植被、驱动机制之间关系的研究, 对于预测与评估未来极端气候事件及其生态环境效应具有重要的科学意义. 过去数十年的研究多

聚焦于不同时间尺度古气候干旱频率驱动机制的探索, 并存在着季风强度变化(Ding等, 2008)、热带海洋表面温度变化(Shin等, 2010)、厄尔尼诺南方涛动(Rojas等, 2011)与太阳辐射驱动(Yu和Ito, 1999; Wu等, 2009)等多种解释. 目前学界对不同气候带干旱的周期特征、生态系统响应方式与驱动机制方面还存在着争议.

大多数地区的器测气候记录不足以检测过去数百

中文引用格式: 李泉. 2020. 过去2700年太阳活动对青藏高原东北部柴达木盆地荒漠植被与气候干旱频率的驱动. 中国科学: 地球科学, 50: 995–1008, doi: 10.1360/SSTe-2019-0310

英文引用格式: Li Q. 2020. Solar forcing of desert vegetation and drought frequency during the last 2700 years in the interior Qaidam Basin, northeastern Tibetan Plateau. Science China Earth Sciences, 63: 561–574, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9550-7>

年至千年尺度的干旱气候变化. 湖泊纹层沉积物(Jacques等, 2008)与树轮(Cook等, 2004; 邵雪梅等, 2004)等古气候载体具有较好的年代控制与时间分辨率, 是干旱气候长期变化与频率的理想研究对象. 其中, 湖泊纹层沉积物的孢粉记录能够提供陆地生态系统如植被对过去干旱气候响应过程的定量信息(Zhao等, 2008; Zhang等, 2010).

柴达木盆地位于青藏高原东北缘, 气候干旱(周爱锋等, 2007). 已有的古气候研究多针对轨道尺度的植被与气候变化(Wu等, 2011). 高原东北部祁连山的树轮研究重建过数百年区域的降水变化(邵雪梅等, 2004; Yang等, 2014)或温度变化(Lv和Zhang, 2013). 但在柴达木盆地荒漠腹地还有待于开展高分辨率的植被变化与气候干旱发生频率的定量研究(Chen等, 2009; Zhang等, 2010).

本研究基于柴达木盆地腹地苏干湖SG03I钻孔高分辨率的孢粉化石记录(Zhang等, 2010), 开展了过去2700年来植被与气候干旱发生频率的定量研究. 研究尝试运用生物群区化方法和孢粉丰富度重建植被变化, 利用单变量频谱分析与连续小波变换分析探讨气候湿度百年尺度的周期特征, 并进一步基于交叉小波变换分析干旱发生频率与可能的气候驱动力之间的联系.

2 研究区概况

苏干湖(38°50′~38°54′N, 93°45′~94°00′E, 2793 masl, meter above sea level)位于青藏高原东北部柴达木盆地西北腹地(图1a). 湖面面积约106km², 最大水深约6m, 其流域面积近17754km², 其中冰川面积占到332km². 苏干湖湖水补给依赖于夏季降水和冰川融水. 区域年均温约2.8℃, 气候极端干旱, 年降雨量仅16mm, 而年蒸发量则达到了2900mm(据冷湖气象站记录; 周爱锋等, 2007).

苏干湖地处戈壁荒漠中心地带, 周边植被主要由典型的荒漠成分组成, 如腰果麻黄、猪毛菜、合头草、驼绒藜属、白刺属、怪柳属和蒿属等(图1b; 侯学煜, 2001). 湖边低洼地带分布有禾本科与莎草科植物为主的沼泽草甸, 浅水区域分布有芦苇、多种香蒲属和眼子菜属植物. 周边山地的垂直植被带中, 海拔2600~3400m地区分布了低地荒漠植被, 主要由猪毛

菜、合头草与多种麻黄属植物组成; 2700~3600m的阴坡山地分布的温带草原主要由多种针茅属和赖草属植物组成, 上部3600~4100m山地分布有针茅属与伴生冷蒿、短舌菊等组成的高寒草原, 在4100~4700m海拔分布的高寒荒漠植被零星分布着垫状驼绒藜和水母雪莲等(侯学煜, 2001).

3 材料与方法

3.1 沉积物钻孔、年代与孢粉数据

2003年2月利用活塞钻在苏干湖水深4.5m处获取了沉积物钻孔SG03I(长度为790cm), 其上部550cm沉积物具纹层结构. 本研究对上部550cm岩芯利用纹层计数与²¹⁰Pb-¹³⁷Cs测年建立了年代框架(图2; 周爱锋等, 2007), 并基于253个孢粉化石组合(Zhang等, 2010)开展了10年分辨率的荒漠植被变化与干旱频率的分析.

3.2 基于孢粉记录的生物群区化分析与植物多样性分析

对SG03I钻孔孢粉化石组合进行生物群区化分析, 可定量重建苏干湖流域的植被变化. 首先, 孢粉类型被归入对应的植物功能型(PFTs), 再将植物功能型归并到不同的生物群区(Biome, 对应不同的植被类型), 依据不同生物群区相似性得分的变化可以定量指示不同类型植被的变化(Prentice等, 1996). 本研究采用的生物群区化设计方案来自Chen等(2010), 并利用3Pbase软件进行相似性得分的计算(Guiot和Goeury, 1996).

孢粉多样性的变化藉由孢粉丰富度指数 $E(T_n)$ 来度量. 孢粉丰富度指数表征了在给定的统计量 n 条件下孢粉类型的估计数量(Birks和Line, 1992). 该指数经由稀疏化分析获得, 可保证各样品在标准统计量下实现多样性的合理比较(Birks等, 2016). 孢粉丰富度指数在古生态学研究中得到了广泛应用(Birks和Line, 1992; Berglund等, 2008; Felde等, 2016). 本研究的各样品孢粉鉴定数量在283~886粒, 因此将标准统计量设定为800粒(图3). 孢粉丰富度指数计算与稀疏化分析基于EstimateS 9.1软件完成(Colwell, 2013).

3.3 时间序列分析

本研究利用蒿属与藜科花粉比值(简称蒿藜比值)

图 1 研究区位置与植被状况

(a) 青藏高原植被地带性分布与研究区位置; (b) 苏干湖流域植被与钻孔点位(修改自侯学煜, 2001)

指示气候湿度变化。蒿藜比值被广泛应用于草原与荒漠植被变化和气候湿度变化的研究(El-Moslimany, 1990; Cour等, 1999; Zhao和Herzschuh, 2009; Li等, 2011)。一般认为较高的蒿藜比值反映了更接近草原的植被与更湿润的气候条件(Herzschuh, 2007)。

研究利用频谱分析转换建立气候湿度变化过程中的干旱气候周期。频谱分析采用了针对不等间距时间序列的Lomb-Scargle Fourier转换方法, 其中OFAC与HIFAC参数分别设定为4.0和1.0, 加权交叠分段平均方

法(Welch-Overlapped-Segment-Averaging)设定了50%的交叠, 选用1000次蒙特卡罗拟合进行偏差校正, 选用Welch取样窗减小谱泄露(Schulz和Mudelsee, 2002)。此外, 本研究利用连续小波变换对湿度变化时间序列进行时域-频域分解, 从而将气候信号转变为小波信号, 采用Morlet小波对时域和频域进行更好的集中(Torrence和Compo, 1998)。连续小波变换分析中用边缘效应影响区来去除边缘效应, 并给出95%置信区间。

研究采用交叉小波变换建立干旱气候发生与太阳

图2 青藏高原东北部柴达木盆地苏干湖SG031钻孔的年代框架
修改自周爱锋等(2007)

活动在时间序列上的相关关系(Grinsted等, 2004). 其中, Morlet母小波用于产生小波, 红噪声频谱用于置信

水平计算. 在分析前对数据进行了插值与曲线拟合去趋势. 时间序列分析采用了Matlab2016软件(Grinsted等, 2004).

4 结果

4.1 SG031钻孔孢粉化石记录

从苏干湖SG031钻孔中共鉴定出34个孢粉类型, 以蒿属(平均含量40%)与藜科花粉(30%)为主. 禾本科花粉约占10%, 麻黄属、莎草科、豆科、菊科与白刺属花粉含量较低. 松属、冷杉属与桦属等木本花粉总含量低于1%. 有关孢粉化石组合的详细描述见Zhang等(2010).

苏干湖钻孔的蒿藜比值与主要类型孢粉的含量变化呈三个主要阶段(图3). 阶段I (742BC~约AD500), 蒿藜比值在0.7~2.1, 平均值为1.1, 蒿属等草原成分的含量呈增加趋势, 而藜科与麻黄属等荒漠成分则逐渐减少; 阶段II (约AD500~1200), 蒿藜比值在1.0~3.9, 平均值为1.6, 期间藜科含量从42.2%降低到13.2%, 麻黄属含量从12.2%降低到6.7%, 而蒿属含量达到较高水

图3 苏干湖SG031钻孔主要类型孢粉含量图谱
原始数据来自Zhang等(2010)

平(平均含量45.5%); 阶段III(AD1200以来), 蒿藜比值在0.6~2.7, 平均值为1.3, 各类型孢粉的含量频繁波动.

4.2 生物群区重建结果

过去2700年来, 生物群区DESE(对应于荒漠植被)、TEGR(温带草原)和TEXE(温带干旱灌丛植被)的相似性得分明显高于其他生物群区, 并表现出百年尺度的波动(图4).

荒漠植被的相似性得分平均值为22.8(17.1~26.9), 总体高于温带草原(14.1~21.4, 平均值为17)和温带干旱灌丛植被(13.3~25.9, 平均值为16.6). AD1189和AD1388左右, 温带草原的相似性得分分别为18.7和17.2, 高于荒漠植被(分别为18.0、17.0)和温带干旱灌丛植被(分别为17.3、14.6); AD1686左右, 温带干旱灌丛植被的相似性得分(25.9)短暂地超过荒漠植被(22.2)和温带草原(19.2). 荒漠植被的相似性得分在680~620BC、550~500BC、200~150BC、30BC~AD30、AD160~190、AD290~320、AD400~430、AD590~630、AD740~770、AD840~880、AD1000~1080、

AD1250~1320、AD1400~1480、AD1550~1600、AD1660~1700、AD1800~1880和AD1930~1990时段发生急剧的升高(图4).

4.3 化石孢粉丰富度重建结果

基于SG03I钻孔孢粉化石组合与稀疏化分析获得的孢粉种类数与孢粉丰富度指数表现出频繁的波动(图5). 孢粉种类数在10~24变化, 平均值为15.4; 孢粉丰富度指数在10.5~31, 平均值为17.9(图5a和5b). 孢粉丰富度指数在约400BC达到了最高值(31), 并在580~520BC、440~360BC、230~190BC、0~AD50、AD220~290、AD490~570、AD670~740、AD830~910、AD1040~1090、AD1220~1250、AD1350~1390、AD1550~1600、AD1690~1730、AD1860~1890和AD1920~1990时段显著上升(图5c).

4.4 荒漠植被与湿度变化的周期特征

SG03I钻孔孢粉化石记录中, 主要类型孢粉含量、生物群区与孢粉丰富度的变化表现出多期次百年

图 4 基于主要生物群区及其相似性得分重建的植被变化

灰色条带标注了温带荒漠植被的多次扩张. 红色线条表征局部加权回归散点平滑(LOESS)的结果(Span=0.02)

图5 基于稀疏化分析的孢粉多样性重建结果

(a) 孢粉种类数(S); (b) 孢粉丰富度指数($E(T_{800})$); (c) SG031孢粉化石记录的孢粉多样性变化序列(孢粉积累数量设定为800粒). (a)和(b)中纵坐标上的黑色短棒标定了孢粉种类数与孢粉丰富度指数的平均值. (c)中垂直灰色条带标明了孢粉丰富度指数显著上升的时段. 红色线条表征局部加权回归散点平滑的结果(Span=0.02)

尺度的波动. 蒿藜比值的频谱分析结果显示了204年与120年的峰值周期, 二者均超过了95%的置信水平(图6a). 连续小波变换分析结果进一步显示, 约200年和120年准周期在AD500以来最为稳定(图6d).

5 讨论

5.1 柴达木盆地蒿藜比值的湿度指示意义

蒿属与藜科花粉比值在中东地区(El-Moslimany, 1990)、亚洲干旱区(Zhao等, 2008)与青藏高原(Gasse等, 1991; Van Campo等, 1996; Cour等, 1999; Zhao和Herzschuh, 2009; Ma等, 2017)等地被广泛应用于指示

草原、荒漠植被变化和湿度变化. 在中国西北地区, 蒿藜比值在荒漠植被区域多小于0.5, 在草原荒漠区域处于0.5~1.2, 在草原植被大于1(闫顺, 1991). Cour等(1999)发现盐生沙漠植被(塔克拉玛干沙漠西部)、山地荒漠植被(昆仑山地)和高山草原植被(喀喇昆仑山地)的蒿藜比值分别为<1、1~2和>2. Li等(2005)发现蒿藜比值在荒漠植物群落样品中多小于0.5, 草原荒漠群落中为0.5~2. 最近在青藏高原中部与西部开展的现代孢粉组合调查, 发现草原植被区域的蒿藜比值大于1.2, 而在荒漠植被区则小于1.2(Ma等, 2017). 因此, 蒿藜比值的植被指示意义及其取值区间具有区域分异. 本研究对苏干湖流域植被变化的重建结果与蒿藜比值

图6 SG03I孔孢粉化石组合蒿藜比值序列的周期特征

(a) 单变量频谱分析结果. 曲线上方标注了204年与120年的准周期均超过了 χ^2 检验95%的置信水平, 采用6dB带宽的频率分辨率为 0.01728a^{-1} (Schulz和Mudelsee, 2002); (b) 连续小波变换分析结果, 采用了Morlet母小波. 黑色边界线标明了95%置信水平

的波动没有明显的相关关系(图7). 因此, 有关柴达木盆地蒿藜比值对植被的指示意义还有待现代孢粉组合与植被关系的调查来进一步检验.

在中国干旱半干旱区, 蒿藜比值可半定量地指示气候湿度变化(Van Campo和Gasse, 1993; Cour等, 1999; Yu等, 2001; Zhao等, 2012). 较高的蒿藜比值指示了更湿润的气候条件, 较低的蒿藜比值指示了更干旱的气候条件(Herzschuh, 2007). 青藏高原中部至西部地区, 蒿藜比值与年降水量成正相关关系(相关系数 $R^2=0.56$)(Ma等, 2017). 苏干湖孢粉记录的蒿藜比值变化与同钻孔碳酸盐含量、氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 记录和淡水摇蚊化石含量成相反的变化趋势(Zhang等, 2010). 因此,

本研究将蒿藜比值作为柴达木盆地荒漠腹地气候湿度的替代指标(图7).

5.2 过去2700年植被与植物多样性变化

在青藏高原东北部与柴达木盆地, 生物群区DESE对应于由典型荒漠植物麻黄属、白刺属、猪毛菜属和蒿属等组成的温带荒漠植被, TEGR对应于针茅属、赖草属、蒿属等组成的温带草原, TEXE对应于主要由麻黄属、藜科与蒿属等组成的温带干旱灌丛植被(侯学煜, 2001; Chen等, 2010).

过去2700年来苏干湖流域植被主要为温带荒漠植被, 主要成分为蒿属、藜科、禾本科和麻黄属(图3和

图 7 SG03I孔古环境记录与其他地区的对比

(a) 太阳辐射总量变化(相对于PMOD方法合成的AD1986太阳辐射极值1365.57 W m⁻²; Steinhilber等, 2012); (b) 太阳黑子数变化(Usoskin等, 2014); (c) 董哥洞石笋氧同位素记录(Wang等, 2005); (d) 青藏高原东北缘山地树轮研究重建的年降水量(Yang等, 2014); (e)~(g) 柴达木盆地腹地荒漠植被、植物多样性指数 $E(T_{800})$ 与湿度(蒿藜比值)变化。蓝色数字与水平点划线标注了各个指标序列的平均值。灰色条带及其数字1~14标注了主要气候干旱事件。红色线条表征局部加权回归散点平滑结果(Span=0.02)

4). 在重建的各生物群区中, 温带荒漠相似性得分平均值最高。这与前人在柴达木盆地克鲁克湖、托素湖重建的晚全新世荒漠植被较为一致(Zhao等, 2010)。值得注意的是, 温带草原(AD1189和AD1388前后)、温带干

旱灌丛植被(AD1686左右)曾短暂扩张(图4)。在680~620BC、550~500BC、200~150BC、30BC~AD30、AD160~190、AD290~320、AD400~430、AD590~630、AD740~770、AD840~880、AD1000~1080、

AD1250~1320、AD1400~1480、AD1550~1600、AD1660~1700、AD1800~1880和AD1930~1990, 苏干湖流域的荒漠植被发生了多次持续数十年的扩张(相似性得分超过22.8)(图4).

本研究依据孢粉丰富度指数重建的植物多样性与温带荒漠植被呈较一致的变化趋势. 孢粉丰富度指数的峰值(大于平均值17.9)与温带荒漠相似性得分的峰值对应很好(图7e和7f). 前人研究表明植物多样性在向顶级植物群落发展过程中逐渐上升至最高, 在群落发展后期则逐渐降低(Westman, 1981; 王顺忠等, 2005). 在柴达木盆地腹地, 荒漠群落可作为全新世半干旱气候条件与盐碱化土壤区域的顶级群落(Chen等, 2009; Zhang等, 2010). 因此, 过去2700年柴达木盆地的植物多样性在荒漠植被扩张时期随之上升, 并在荒漠植被占据主导地位的时段达到最高(图7).

5.3 孢粉记录指示的湿度变化

苏干湖孢粉化石组合、蒿藜比值与植被变化研究表明, 过去2700年柴达木盆地腹地的气候湿度呈现整体缓慢上升的趋势(图3、4和7g).

蒿藜比值指示的湿度变化历史主要呈三个阶段(图3和7): (1) MI阶段(742BC~约AD500), 气候极端干旱, 蒿藜比值较低(平均值1.1). 青藏高原东北缘山地的树轮记录显示当时年降水量低至190mm左右(Yang等, 2014)(图7d). (2) MII阶段(约AD500~1200), 气候稳定湿润, 孢粉化石记录的蒿藜比值增高至平均值1.6, 周边山地树轮的研究重建出同时期年降水量升高至250mm(Yang等, 2014)(图7d). (3) MIII阶段(自AD1200以来), 气候较为湿润, 湿度呈现多次较大的波动. 其中, 中世纪暖期(Medieval Warm Period, MWP, AD800~1300)气候相对干旱, 仅在AD1180左右出现相对湿润的气候条件; 小冰期(Little Ice Age, LIA, 约AD1300~1870)气候相对湿润, 期间有两个气候干旱的时段(AD1679~1725, AD1830~1870)(图7g); 在现代暖期(Modern Warm Period, MCP)气候湿度逐渐降低(图7g).

苏干湖孢粉化石记录揭示了640~600BC、550~470BC、180~100BC、40BC~AD30、AD170~200、AD290~320、AD460~500、AD600~630、AD840~890、AD1040~1090、AD1230~1270、AD1430~1510、AD1679~1725和AD1830~1870多个时段的干旱

气候突变事件(标注为1~14, 图7g). 在气候极端干旱的时段, 荒漠植被成为占据主导地位的区域植被类型(图7f和g).

5.4 过去2700年柴达木盆地腹地干旱频率与太阳驱动力的可能联系

苏干湖蒿藜比值序列的频谱分析显示, 204年和120年周期均超过了95%置信水平(图6a). 连续小波变换分析也揭示了在过去1500年以来约200和120年的准周期最为稳定(图6b). 研究进一步对SG031钻孔孢粉化石记录与太阳辐射总量变化(Steinhilber等, 2012)进行多项式拟合与去趋势(附图S1). 其残差变化显示, 过去2700年来柴达木盆地腹地的气候湿度发生了14次200年主导周期控制下的振荡(图8).

为了揭示气候干旱发生频率的可能驱动机制, 研究进一步对太阳辐射总量(依据极地冰芯宇宙射线成因核素记录与低纬树轮记录重建; Steinhilber等, 2012)、太阳黑子数(由宇宙射线成因核素 ^{14}C 记录重建; Usoskin等, 2014)、董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 氧同位素记录(Wang等, 2005)、青藏高原东北部山地年降水量重建结果(Yang等, 2014)和本研究的植被与气候记录进行了集成与对比(图7和8). 总体来看, 荒漠植被与植物多样性变化与湿度变化表现为正相关(图8b~8d).

尽管不同记录之间可能存在着一定的测年误差, 本研究由蒿藜比值指示的湿度变化在200年主导周期上与太阳活动变化(太阳辐射总量与太阳黑子数)的相位关系表现出两个阶段(图7和8). (1) 阶段 I (742BC~约AD500), 气候湿度变化与太阳活动呈反相位关系(图8d). 特别是十年时间尺度的气候干旱事件(编号9~14)与太阳辐射总量的峰值对应很好(图8d). (2) 阶段 II (AD500~2011), 湿度变化与太阳活动记录成同相位变化趋势(图8d). 其中十年时间尺度的气候干旱事件(编号1~8)与太阳活动的极低值能够很好的对应(图7g和8d). 但是, 青藏高原东北缘山地树轮研究重建的同时期年降水量与太阳活动呈稳定的同相位关系(Yang等, 2014)(图7d), 其降水量的显著升高往往对应着太阳辐射总量与太阳黑子数的峰值(图7a和7b).

关于柴达木盆地核心区太阳活动与气候湿度、降水量波动的同相位变化存在一个可能的机制解释. 太阳活动的减弱将减小低纬地区的海陆热力差异, 导致热带辐合带(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)逐

图8 过去2700年柴达木盆地植被变化、气候干旱事件与太阳辐射总量的对比

孢粉丰富度指数、荒漠植被的相似性得分和气候湿度指标蒿藜比值均按22年等间距取均值, 并进行曲线拟合去趋势(网络版附图S1, <http://earthcn.scichina.com>). 分析采用了180~220年带宽滤波. 灰色条带及其数字1~14标注了主要气候干旱事件. 据Steinilber等(2012)

渐南移, 进而减少热带海洋向北的水汽输送(Fleitmann等, 2003; Dykoski等, 2005; Chen等, 2015), 导致地处亚洲季风边缘区的柴达木盆地水汽来源减少、降水量降低. 本研究发现在约AD500这种相位关系曾发生转变(图8). 值得注意的是, 在AD500左右太阳活动强度也发生了转变, 即从阶段 I 到阶段 II, 太阳黑子数平均数从45降至32, 太阳辐射总量平均值从 -0.07 W m^{-2} 降

至 -0.32 W m^{-2} (图7a和b). 因此, 可以推断在太阳活动增强、气候更为温暖的时期, 很可能导致柴达木盆地腹地的地表蒸发与上升、下沉气流进一步增强(Zhang等, 2010), 进而造成有效湿度的显著降低与气候干旱事件(阶段 I 中编号9~14的气候干旱事件与现代暖期)的发生(图7a、7b和7g).

过去2700年柴达木盆地腹地的气候干旱发生频率

呈现约200年的主导周期, 这与青藏高原东北缘的降水量波动、中国东部季风区董哥洞的石笋氧同位素记录和太阳活动的主导周期较为一致(图7~9). 交叉小波变换分析结果进一步证实了苏干湖区域气候干旱的频率与太阳辐射总量存在较显著的200年与120年的低频振荡(图9), 这对应了太阳活动的Gleissberg周期和Suess(即de Vries)周期(Steinilber等, 2012; Usoskin等, 2014). 这种周期性震荡在500BC~0和AD1000~2011较稳定(图9).

太阳活动的微小变化对气候变化也有显著的影响(Shindell等, 2001). 尽管学界对石笋氧同位素记录是否反映了季风降雨(Wang等, 2005; Liu等, 2017)、环流效应(Tan, 2014)或降雨的氧同位素组成(陈建徽等, 2016)还存在着争议, 长期以来董哥洞石笋氧同位素都被作为亚洲季风强度的代用指标(Wang等, 2005), 其变化与太阳辐射总量的变化紧密相关(Steinilber等, 2012). 大量的现代观测、气候模型研究与古环境研究表明了太阳活动在大气环流格局(Shindell等, 1999; Steinilber等, 2012)、北大西洋海冰范围(Bond等, 2001; Gray等, 2010)、地表温度(White等, 1997; Meehl等, 2009; Wang和Dickinson, 2013)、季风强度变化(Overpeck等,

1996; Liu等, 2014; Huang等, 2019)和古人类活动(Xu等, 2019)中起到了关键作用.

综上所述, 过去2700年柴达木盆地腹地的气候干旱发生频率存在200年的主导周期, 并主要受控于太阳活动及其对亚洲季风等大尺度大气环流格局的调制. 在青藏高原东北部柴达木盆地及其周边地区, 目前还有待于更多的古气候研究来区分不同的水汽来源(Tian等, 2001)与来自不同大气环流如西风环流和亚洲季风的影响(Chen等, 2015). 此外, 地表温度与蒸发作用的关系、上升下沉气流的影响都可能导致极端气候干旱事件的发生. 因此, 即使青藏高原东北部近年来降水呈现上升的趋势(Yang等, 2014)(图7d), 在全球快速变暖的背景下柴达木盆地荒漠腹地的气候湿度仍面临着恶化的风险(PAGES 2k Consortium, 2019).

6 结论

本研究基于苏干湖SG03I钻孔的孢粉记录, 定量重建了过去2700年青藏高原东北部柴达木盆地腹地高分辨率的植被与气候变化历史. 主要结论如下.

(1) 过去2700年苏干湖流域植被主要为温带荒漠

图9 苏干湖区域气候湿度变化与太阳辐射总量的交叉小波变换分析

蒿藜比值按照与太阳辐射总量一致的22年时间分辨率取均值. 箭头向右(向左)表示两个记录为同相位(反相位)关系. 圈闭区域表征超过了90%置信水平. 阴影范围标明了边缘效应显著的区域. 据Steinilber等(2012)

植被, 温带干旱灌丛植被和温带草原曾短暂扩张。流域植物多样性随着荒漠植被的扩张而升高, 并在荒漠植被占据主导的时段达到峰值。

(2) 过去2700年气候变化表现为极端干旱阶段(742BC~约AD500)、相对湿润并逐渐变湿的阶段(约AD500~1200)和相对湿润伴随频繁波动的阶段(AD 1200以来)。期间柴达木盆地腹地主要发生了14次气候干旱事件, 湿度变化显示出200年和120年的准周期特征。

(3) 太阳活动是柴达木盆地湿度变化200年主导周期的主要外部驱动力。此外, 地表温度与蒸发效应、上升下沉气流作用也对气候湿度产生了影响。在当前快速变暖的背景下, 柴达木盆地荒漠地区的气候仍然面临着恶化的风险。

致谢 感谢赵艳研究员与张科研究员提供原始数据, 感谢审稿专家提出的建设性意见。

参考文献

- 陈建徽, 饶志国, 刘建宝, 黄伟, Feng S, 董广辉, 胡玉, 许清海, 陈发虎. 2016. 全新世东亚夏季风最强盛期出现在何时?——兼论中国南方石笋氧同位素的古气候意义. 中国科学: 地球科学, 46: 1494–1504
- 侯学煜. 2001. 中国植被图集. 北京: 科学出版社
- 邵雪梅, 黄磊, 刘洪滨, 梁尔源, 方修琦, 王丽丽. 2004. 树轮记录的青海德令哈地区千年降水变化. 中国科学D辑: 地球科学, 34: 145–153
- 闫顺. 1991. 新疆第四纪孢粉组合特征及植被演替. 干旱区地理, 14: 1–9
- 王顺忠, 陈桂琛, 柏玉平, 周国英, 孙菁. 2005. 青海湖鸟岛地区植物群落物种多样性与土壤环境因子的关系. 应用生态学报, 16: 186–188
- 周爱锋, 陈发虎, 强明瑞, 杨美临, 张家武. 2007. 内陆干旱区柴达木盆地苏干湖年纹层的发现及其意义. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 941–948
- Berglund B E, Gaillard M J, Björkman L, Persson T. 2008. Long-term changes in floristic diversity in southern Sweden: Palynological richness, vegetation dynamics and land-use. *Veg Hist Archaeobot*, 17: 573–583
- Birks H J B, Felde V A, Bjune A E, Grytnes J A, Seppä H, Giesecke T. 2016. Does pollen-assemblage richness reflect floristic richness? A review of recent developments and future challenges. *Rev Palaeobot Palynol*, 228: 1–25

- Birks H J B, Line J M. 1992. The use of rarefaction analysis for estimating palynological richness from Quaternary pollen-analytical data. *Holocene*, 2: 1–10
- Bond G, Kromer B, Beer J, Muscheler R, Evans M N, Showers W, Hoffmann S, Lotti-Bond R, Hajdas I, Bonani G. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294: 2130–2136
- Chen J H, Chen F H, Feng S, Huang W, Liu J B, Zhou A F. 2015. Hydroclimatic changes in China and surroundings during the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age: Spatial patterns and possible mechanisms. *Quat Sci Rev*, 107: 98–111
- Chen J H, Chen F H, Zhang E L, Brooks S J, Zhou A F, Zhang J W. 2009. A 1000-year chironomid-based salinity reconstruction from varved sediments of Sugan Lake, Qaidam Basin, arid Northwest China, and its palaeoclimatic significance. *Chin Sci Bull*, 54: 3749–3759
- Chen Y, Ni J, Herzschuh U. 2010. Quantifying modern biomes based on surface pollen data in China. *Glob Planet Change*, 74: 114–131
- Colwell R K. 2013. EstimateS: Statistical estimation of species richness and shared species from samples. Version 9. User's Guide and application. <http://purl.oclc.org/estimates>
- Cook E R, Woodhouse C A, Eakin C M, Meko D M, Stahle D W. 2004. Long-term aridity changes in the western United States. *Science*, 306: 1015–1018
- Cour P, Zheng Z, Duzer D, Calleja M, Yao Z. 1999. Vegetational and climatic significance of modern pollen rain in northwestern Tibet. *Rev Palaeobot Palynol*, 104: 183–204
- Ding Y, Wang Z Y, Sun Y. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences. *Int J Climatol*, 28: 1139–1161
- Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, Yuan D X, Cai Y J, Zhang M L, Lin Y S, Qing J M, An Z S, Revenaugh J. 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Planet Sci Lett*, 233: 71–86
- El-Moslimany A P. 1990. Ecological significance of common nonarborescent pollen: Examples from drylands of the Middle East. *Rev Palaeobot Palynol*, 64: 343–350
- Felde V A, Peglar S M, Bjune A E, Grytnes J A, Birks H J B. 2016. Modern pollen-plant richness and diversity relationships exist along a vegetational gradient in southern Norway. *Holocene*, 26: 163–175
- Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, Neff U, Kramers J, Mangini A, Matter A. 2003. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. *Science*, 300: 1737–1739
- Gasse F, Arnold M, Fontes J C, Fort M, Gibert E, Huc A, Li B Y, Li Y F, Liu Q, Melieres F, Van C E V, Wang F B, Zhang Q S. 1991. A 13000-year climate record from western Tibet. *Nature*, 353: 742–

- Gray L J, Beer J, Geller M, Haigh J D, Lockwood M, Matthes K, Cubasch U, Fleitmann D, Harrison G, Hood L, Luterbacher J, Meehl G A, Shindell D, van Geel B, White W. 2010. Solar influences on climate. *Rev Geophys*, 48: RG4001
- Grinsted A, Moore J C, Jevrejeva S. 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlin Process Geophys*, 11: 561–566
- Guiot J, Goeury C. 1996. PPPBase, a software for statistical analysis of paleoecological and paleoclimatological data. *Dendrochronologia*, 14: 295–300
- Herzschuh U. 2007. Reliability of pollen ratios for environmental reconstructions on the Tibetan Plateau. *J Biogeogr*, 34: 1265–1273
- Huang C, Zeng T, Ye F, Wei G J. 2019. Solar-forcing-induced spatial synchronisation of the East Asian summer monsoon on centennial timescales. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 514: 536–549
- Jacques J M S, Cumming B F, Smol J P. 2008. A 900-year pollen-inferred temperature and effective moisture record from varved Lake Mina, west-central Minnesota, USA. *Quat Sci Rev*, 27: 781–796
- Kiem A S, Johnson F, Westra S, van Dijk A, Evans J P, O'Donnell A, Rouillard A, Barr C, Tyler J, Thyer M, Jakob D, Woldemeskel F, Sivakumar B, Mehrotra R. 2016. Natural hazards in Australia: Droughts. *Clim Change*, 139: 37–54
- Li Q, Lu H Y, Zhu L P, Wu N Q, Wang J B, Lu X M. 2011. Pollen-inferred climate changes and vertical shifts of alpine vegetation belts on the northern slope of the Nyainqentanglha mountains (central Tibetan Plateau) since 8.4 kyr BP. *Holocene*, 21: 939–950
- Li Y C, Xu Q H, Zhao Y K, Yang X L, Xiao J L, Chen H, Lu X M. 2005. Pollen indication to source plants in the eastern desert of China. *Chin Sci Bull*, 50: 1632–1641
- Liu J B, Chen S Q, Chen J H, Zhang Z P, Chen F H. 2017. Chinese cave $\delta^{18}\text{O}$ records do not represent northern East Asian summer monsoon rainfall. *Proc Natl Acad Sci USA*, 114: E2987–E2988
- Liu Z Y, Wen X Y, Brady E C, Otto-Bliesner B, Yu G, Lu H Y, Cheng H, Wang Y J, Zheng W P, Ding Y H, Edwards R L, Cheng J, Liu W, Yang H. 2014. Chinese cave records and the East Asia summer monsoon. *Quat Sci Rev*, 83: 115–128
- Lv L, Zhang Q B. 2013. Tree-ring based summer minimum temperature reconstruction for the southern edge of the Qinghai-Tibetan Plateau, China. *Clim Res*, 56: 91–101
- Ma Q F, Zhu L P, Wang J B, Ju J T, Lü X M, Wang Y, Guo Y, Yang R M, Kasper T, Haberzettl T, Tang L Y. 2017. *Artemisia*/Chenopodiaceae ratio from surface lake sediments on the central and western Tibetan Plateau and its application. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 479: 138–145
- Meehl G A, Arblaster J M, Matthes K, Sassi F, van Loon H. 2009. Amplifying the Pacific climate system response to a small 11-year solar cycle forcing. *Science*, 325: 1114–1118
- Overpeck J, Anderson D, Trumbore S, Prell W. 1996. The southwest Indian Monsoon over the last 18000 years. *Clim Dyn*, 12: 213–225
- PAGES 2k Consortium. 2019. Consistent multidecadal variability in global temperature reconstructions and simulations over the Common Era. *Nat Geosci*, 12: 643–649
- Prentice C, Guiot J, Huntley B, Jolly D, Cheddadi R. 1996. Reconstructing biomes from palaeoecological data: A general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Clim Dyn*, 12: 185–194
- Rojas O, Vrieling A, Rembold F. 2011. Assessing drought probability for agricultural areas in Africa with coarse resolution remote sensing imagery. *Remote Sens Environ*, 115: 343–352
- Schulz M, Mudelsee M. 2002. REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Comput Geosci*, 28: 421–426
- Sheffield J, Wood E F, Roderick M L. 2012. Little change in global drought over the past 60 years. *Nature*, 491: 435–438
- Shin S I, Sardeshmukh P D, Webb R S. 2010. Optimal tropical sea surface temperature forcing of North American drought. *J Clim*, 23: 3907–3917
- Shindell D T, Schmidt G A, Miller R L, Rind D. 2001. Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing. *J Geophys Res*, 106: 7193–7210
- Shindell D, Rind D, Balachandran N, Lean J, Loneragan P. 1999. Solar cycle variability, ozone, and climate. *Science*, 284: 305–308
- Steinhilber F, Abreu J A, Beer J, Brunner I, Christl M, Fischer H, Heikkilä U, Kubik P W, Mann M, McCracken K G, Miller H, Miyahara H, Oerter H, Wilhelms F. 2012. 9400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings. *Proc Natl Acad Sci USA*, 109: 5967–5971
- Tan M. 2014. Circulation effect: Response of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ to the ENSO cycle in monsoon regions of China. *Clim Dyn*, 42: 1067–1077
- Tian L, Masson-Delmotte V, Stievenard M, Yao T, Jouzel J. 2001. Tibetan Plateau summer monsoon northward extent revealed by measurements of water stable isotopes. *J Geophys Res*, 106: 28081–28088
- Torrence C, Compo G P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bull Amer Meteorol Soc*, 79: 61–78
- Usoskin I G, Hulot G, Gallet Y, Roth R, Licht A, Joos F, Kovaltsov G A, Thébault E, Khokhlov A. 2014. Evidence for distinct modes of solar activity. *Astron Astrophys*, 562: L10
- Van Campo E, Gasse F. 1993. Pollen- and diatom-inferred climatic and

- hydrological changes in Sumxi Co basin (Western Tibet) since 13000 yr B.P. [Quat Res](#), 39: 300–313
- Van Campo E, Cour P, Sixuan H. 1996. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 2: The pollen record. [Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol](#), 120: 49–63
- Wang K C, Dickinson R E. 2013. Contribution of solar radiation to decadal temperature variability over land. [Proc Natl Acad Sci USA](#), 110: 14877–14882
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, He Y Q, Kong X G, An Z S, Wu J Y, Kelly M J, Dykoski C A, Li X D. 2005. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. [Science](#), 308: 854–857
- Westman W E. 1981. Diversity relations and succession in Californian coastal sage scrub. [Ecology](#), 62: 170–184
- White W B, Lean J, Cayan D R, Dettinger M D. 1997. Response of global upper ocean temperature to changing solar irradiance. [J Geophys Res](#), 102: 3255–3266
- Wu F L, Fang X M, Herrmann M, Mosbrugger V, Miao Y F. 2011. Extended drought in the interior of Central Asia since the Pliocene reconstructed from sporopollen records. [Glob Planet Change](#), 76: 16–21
- Wu J L, Yu Z C, Zeng H A, Wang N L. 2009. Possible solar forcing of 400-year wet-dry climate cycles in northwestern China. [Clim Change](#), 96: 473–482
- Xu D K, Lu H Y, Chu G Q, Liu L, Shen C M, Li F J, Wang C, Wu N Q. 2019. Synchronous 500-year oscillations of monsoon climate and human activity in Northeast Asia. [Nat Commun](#), 10: 4105
- Yang B, Qin C, Wang J L, He M H, Melvin T M, Osborn T J, Briffa K R. 2014. A 3500-year tree-ring record of annual precipitation on the northeastern Tibetan Plateau. [Proc Natl Acad Sci USA](#), 111: 2903–2908
- Yu G, Tang L Y, Yang X D, Ke X K, Harrison S P. 2001. Modern pollen samples from alpine vegetation on the Tibetan Plateau. [Glob Ecol Biogeogr](#), 10: 503–519
- Yu Z C, Ito E. 1999. Possible solar forcing of century-scale drought frequency in the northern Great Plains. [Geology](#), 27: 263–266
- Zhang K, Zhao Y, Yu Z C, Zhou A F. 2010. A 2700-year high resolution pollen record of climate change from varved Sugan Lake in the Qaidam Basin, northeastern Tibetan Plateau. [Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol](#), 297: 290–298
- Zhao Y, Herzschuh U. 2009. Modern pollen representation of source vegetation in the Qaidam Basin and surrounding mountains, northeastern Tibetan Plateau. [Veg Hist Archaeobot](#), 18: 245–260
- Zhao Y, Liu H Y, Li F R, Huang X Z, Sun J H, Zhao W W, Herzschuh U, Tang Y. 2012. Application and limitations of the *Artemisia/Chenopodiaceae* pollen ratio in arid and semi-arid China. [Holocene](#), 22: 1385–1392
- Zhao Y, Yu Z C, Chen F H, Liu X J, Ito E. 2008. Sensitive response of desert vegetation to moisture change based on a near-annual resolution pollen record from Gahai Lake in the Qaidam Basin, northwest China. [Glob Planet Change](#), 62: 107–114
- Zhao Y, Yu Z C, Liu X J, Zhao C, Chen F H, Zhang K. 2010. Late Holocene vegetation and climate oscillations in the Qaidam Basin of the northeastern Tibetan Plateau. [Quat Res](#), 73: 59–69

(责任编辑: 李小强)