

青藏高原中东部过去 2485 年以来温度变化的树轮记录

刘禹^{①③*}, 安芷生^①, Hans W. Linderholm^②, Deliang Chen^②, 宋慧明^①, 蔡秋芳^①,
孙军艳^①, 田华^{①④}

① 中国科学院地球环境研究所, 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075;

② Regional Climate Group, Department of Earth Sciences, University of Gothenburg, 40530 Gothenburg, Sweden;

③ 西安交通大学人居环境与建筑工程学院环境科学与技术系, 西安 710049;

④ 中国科学院研究生院, 北京 100049

* E-mail: liuyu@loess.llqg.ac.cn

收稿日期: 2008-07-25; 接受日期: 2008-12-22

国家自然科学基金杰出青年基金(批准号: 40525004)、国家自然科学基金重大项目(批准号: 40599420, 40890051)、国家科学技术部项目(编号: 2007BAC30B00, 2004CB720200, 2006CB400503)和瑞典科学基金会 SIDA 资助

摘要 通过青藏高原东北部现生活树与墓葬古木相衔接, 利用树轮宽度重建了这一地区过去 2485 a 以来的年均温度变化序列. 这个温度序列所揭示的气候历史表明序列中有 4 个时期的温度高于或接近 1970~2000 AD 的平均温度. 348~413 AD 出现过一次快速的由寒冷到温暖的气候突变事件, 文中称之为“东晋事件”. 计算表明, 高原中东部长时间尺度温度变化不仅反映了中国中北地区, 同时也响应了北半球的温度变化. 在过去 2485 a 里, 中国绝大部分朝代的灭亡都与该温度序列的低温时期相对应. 此外, 与中国其他地区的温度记录相比较, 高原中东部在 1950 年代之后升温幅度更高一些.

关键词

青藏高原中东部
树轮
温度变化
朝代变迁

鉴于树木样本分布范围广, 且对气候变化敏感, 所以树木年轮作为气候变化代用指标被越来越多地应用于气候变化研究中(热带地区除外), 从树轮中可提取出百年至千年尺度的气候信息^[1~7]. 青藏高原是世界上对全球变化敏感的地区之一^[8], 它可以提供区域或全球性气候信号, 在大尺度气候变化研究中受到越来越多的重视. 青藏高原具有高海拔及大陆性的特点, 是利用树轮进行长尺度高分辨率气候变化研究的理想地区.

目前, 在青藏高原已开展了一系列的树轮气候学研究. 这些研究侧重于降水^[9~13], 针对过去温度变化的研究较少^[14~17], 年代长度超过 2000 a、具有

年分辨率的温度曲线还未见有报道. 在中国东部地区, Wang 等^[18]通过历史文献研究重建了中国过去一千年的温度序列, 而在西部及其他地区, 历史时期的高分辨率温度变化序列仍然十分缺乏.

本文采用树轮气候学基本原理, 通过青藏高原东北部现生活树及出土古木相衔接, 重建了过去 2485 a 年均温度序列, 并得出一些新的结果.

1 数据与方法

1.1 样本采集及年表的建立

本文研究地区如图 1 所示, 平均海拔 3300 m, 具有季风气候特征, 干湿季明显. 夏季青藏高原受热低

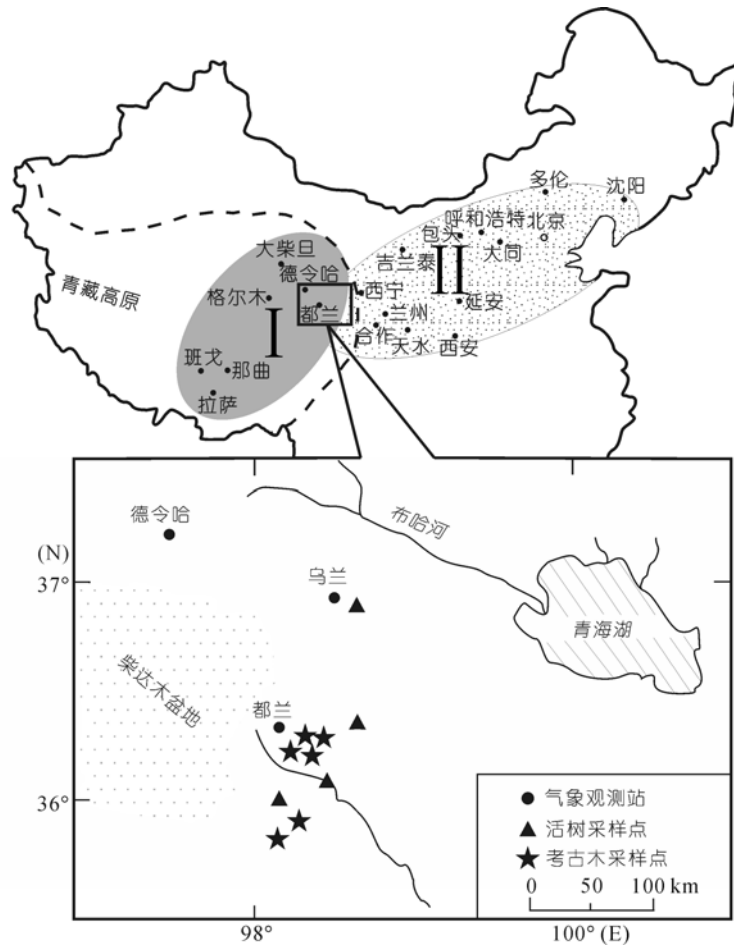


图 1 树轮采样点及采用的气象站点

I 区表示青藏高原中东部, 含 7 个气象观测站(包括大柴旦、德令哈、都兰、格尔木、班戈、那曲和拉萨); II 区大致代表中国中北地区, 含 13 个气象观测站(包括沈阳、多伦、北京、呼和浩特、包头、大同、吉兰泰、西宁、兰州、延安、西安、天水和合作); 虚线表示青藏高原的大致轮廓

压控制, 气候暖湿, 冬季受冷高压控制, 气候干冷^[19]. 气象资料显示过去 40 多年以来, 采样点年均气温大约为 3°C, 降水量 180~200 mm.

用于研究的树种为中国特有祁连圆柏(*Sabina przewalskii* Kom.). 该树种生长于土壤发育较差的干冷环境下, 主要分布于中国西部的柴达木盆地周围. 活树样本采自乌兰及都兰地区, 乌兰采样点位于一峡谷内, 共采集 25 棵树, 50 个样芯. 都兰样本来自文献^[13]. 所有样芯经过表面打磨、交叉定年, 然后测量逐轮宽度, 最终将二个地点的活树合并为一组, 采用树轮学标准流程建立树轮宽度年表^[20]. 为了去除与年龄相关的生长趋势, 所有轮宽序列均经过标准化处理. 同时也为尽可能多地保留序列中气候长期

趋势(即低频变化), 在标准化过程中我们采用比较保守的负指数函数或直线拟合每一个轮宽序列, 以去除生长趋势. 最后采用双重量加权平均方法合成年表^[21]. 这条乌兰和都兰的活树年表起止为 400~2000 AD. 年表统计特征见表 1 现生活树列.

考古树的采样点位于乌兰南部 100 km 处的都兰(图 1). 我们从 6 座建于唐朝时期 618~907 AD^[22]的古墓里采集了 180 多棵祁连圆柏样本(绝大部分为树盘, 少量为树芯). 这条考古树轮年表贯穿 484 BC~804 AD, 该年表统计特征见表 1 考古树列. 为了分析更多的气候变化低频信息, 本文使用现生活树和考古树的标准年表, 即 STD 年表. 把考古树与活树宽度年表结合起来之后, 整个年表长度延伸至 2485 年, 起

表 1 都兰-乌兰现生活树年表(STD)与都兰古墓考古树年表统计量

统计量	现生活树	考古树
敏感度	0.16	0.2
标准差	0.19	0.24
一阶自相关系数	0.42	0.51
所有序列间相关系数	0.26	0.35
树间平均相关系数	0.26	0.34
树内相关系数	0.35	0.44
第一主成分的方差量/%	28.49	36.5
样本总体代表性(EPS)	0.95	0.96
信噪比	20.25	26.21
子样本系数 SSS>0.75 的第一年(树数)	989 AD(9)	404 BC(6)
子样本系数 SSS>0.80 的第一年(树数)	1007 AD(12)	401 BC(8)

止于 484 BC~2000 AD.

1.2 气象资料及相关函数分析

为避免单个气象站只反映局部气候信号而缺乏大区域信号的问题, 本文不采用单个站点进行分析, 而是选取了青藏高原中东部 7 个气象站(图 1 中的 I 区)进行大区域性气候响应的分析, 7 个站点包括大柴旦、德令哈、都兰、格尔木、班戈、那曲和拉萨. 首先计算了这 7 个站点之间的逐月和全年平均温度的相关程度, 结果表明它们分别显著相关($P<0.0001$). 然后将本文都兰-乌兰现生树树轮宽度年表与每个气象站的月平均温度和月降水记录进行计算. 发现年

表与每个站点中 2 个时段的温度显著相关: (1) 与上年 9 月至当年 3 月平均温度(T_{93}), 这个相关区间与文献[17]的结果基本一致; (2) 与上年年平均温度 (上年 1 月至 12 月, T_{ann-1}). 这里除了与都兰站的相关系数稍微低一些($r=0.44, P<0.007$), 与其他 6 个站点都大于 0.57 ($P<0.0001$)(表 2). 鉴于此, 我们将 7 个气象站的各月温度和降水分别进行算术平均, 然后再与年表进行计算, 结果见图 2.

图 2 表明, 在温度方面, 都兰-乌兰现生树树轮宽度年表分别对 7 个气象站的上年各月平均温度有比较强烈的响应. 在上年 12 个月份中, 年表与 1 月、2 月、3 月、10 月、11 月和 12 月的月平均温度相关系数均超过了 0.51($P<0.0001$), 其中与 11 月的温度达到了 0.63($P<0.0001$). 同时与 5 月、6 月、9 月的温度相关系数也很接近 99%置信度. 只有与 7 月、8 月的温度不相关. 在当年的气候因子中, 年表与 1 月和 3 月的温度显著相关($P<0.0001$), 与其他月份的温度相关均不显著. 在月份组合中, 年表与上年全年平均温度 (T_{ann-1})的相关最高, 达到 0.692($P<0.0001$); 其次与上年 9 月至当年 3 月平均温度(T_{93})相关也很显著, 达到 0.686($P<0.0001$); 再次与上年 7 月至当年 6 月平均温度(T_{76})也比较显著, 达到 0.57($P<0.0001$).

降水方面, 该年表与 7 个气象站的平均降水的响

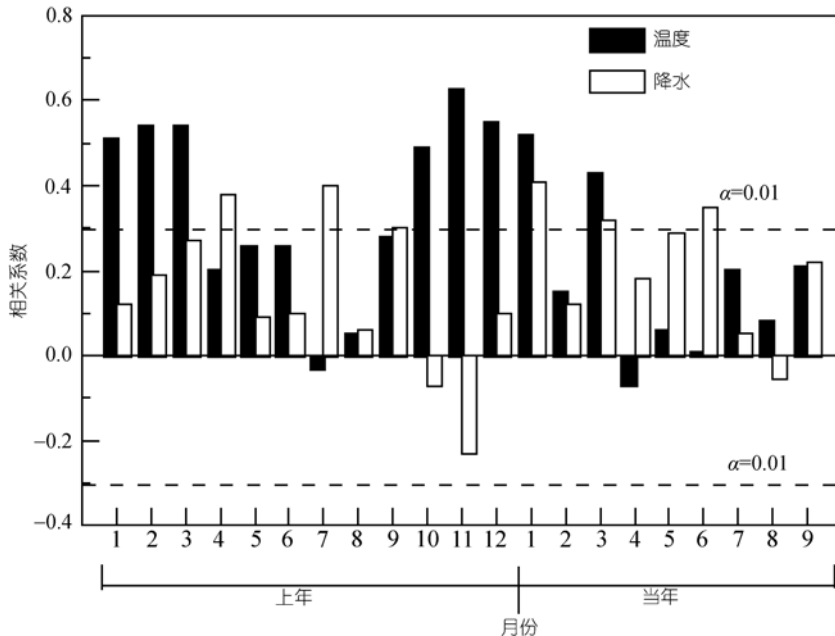


图 2 都兰-乌兰现生活树树轮宽度年表与 I 区中 7 个气象站的平均月温度、平均月降水的相关分析(1958-2000 AD)

表 2 树轮宽度指数与 I 区中 7 个气象站每个站点器测数据上年平均温度的相关系数及与 7 个气象站上年平均温度 ($T_{\text{ann-1}}$) 的相关系数

I 区中的气象站点(时段)	相关系数 $r(P)$
大柴旦(1958~2000 AD)	0.57(0.0001)
德令哈(1957~2000 AD)	0.58(0.0001)
都兰(1955~2000 AD)	0.44(0.007)
格尔木(1957~2000 AD)	0.66(0.0001)
班戈(1958~2000 AD)	0.73(0.0001)
那曲(1956~2000 AD)	0.65(0.0001)
拉萨(1956~2000 AD)	0.64(0.0001)
7 站平均温度(1958~2000 AD)	0.692(0.0001)

应程度均不及温度强烈. 与上年 4 月、7 月、9 月, 以及当年 1 月、3 月、6 月的相关超过 99% 置信度. 月份组合以后, 与上年全年降水 P_{1-12} 相关系数为 0.43 ($P < 0.0001$), 与上年 9 月至当年 3 月降水为 0.33, 与上年 7 月至当年 6 月降水为 0.52 ($P < 0.0001$). 这些与先前研究中相关时段的结论相一致^[12,13].

这些分析表明, 都兰-乌兰现生树轮宽度在大尺度上强烈响应大范围的温度变化, 在局部区域响应降水变化. 如果仅仅采用都兰单点的气象资料来做拟合的话, 所得到的结果将十分有限, 甚至会忽略这个树轮曲线的温度信号, 这也是为什么在此前的有关都兰树轮研究中, 人们都没有发现年际间树轮的温度信号, 而是局部地区年际间的降水信息^[9,10,13].

1.3 转换函数建立及 2485 a 温度重建

尽管年轮宽度与生长季前期的上年 9 月至当年 3 月平均温度 (T_{93}) 的相关达到了 0.686 ($P < 0.0001$), 但还

是小于树轮宽度与上年全年平均温度 ($T_{\text{ann-1}}$) 的相关 ($r=0.692$, $P < 0.0001$). 应该指出, T_{93} 与 $T_{\text{ann-1}}$ 的相关也十分密切, 在 1958~2006 观测时段内, 二者达 0.88 ($P < 0.0001$).

基于上一节分析, 我们将重建过去 2485 a 以来青藏高原中东部(I 区)上年年均温度. 转换方程为

$$T_{\text{ann-1}} = 1.804W + 0.33, \quad (1)$$

这里 $T_{\text{ann-1}}$ 表示上年年均温度, W 是当年树轮宽度指数. 在该模型中, $n=43$, $r=0.692$, $F=37.72$, $SE=0.47$, $P < 0.0001$. 在校准时段(1958~2000), 上年年均温度的重建序列与观测序列十分吻合(图 3), 方差解释量达到 47.9%(调整自由度后方差解释量为 46.6%). 由于现有气象观测数据年代较短, 我们采用 Bootstrap 和 Jack-knife 等统计方法^[23]来校验模型. Bootstrap 方法的基本思想是, 从待分析的数据中随机重新取样, 代替原有的数据, 重建一系列与原数据同样大小的数据集, 从而减少统计推断偏差, 并依靠数据本身产生的临界值, 为检验提供更为精确、可靠的参量, 以克服传统检验中统计量非规则渐进分布问题^[21]. Jack-knife 实际上是在整个时间序列中一次去掉一组数据, 然后计算相关系数, 逐年进行, 在这个过程中新建的数据集要比原始数据集小, 而且不包含重复数据.

Bootstrap 分析过程中, 我们进行了 45 次迭代运算. 结果表明, Bootstrap 和 Jack-knife 分析的各个统计指标, 如: r , R^2_{adj} , 标准差 σ , F 值, t 值, P 值和 Durbin-Watson 统计量等, 都与回归方程的统计量十

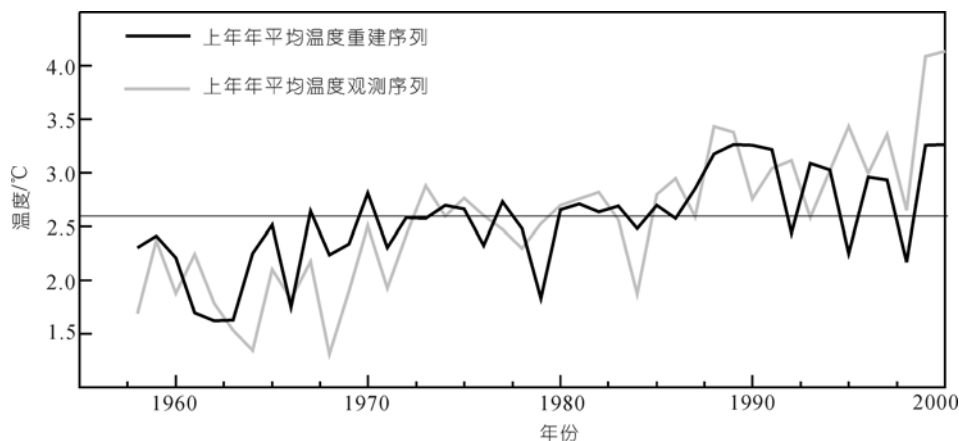


图 3 青藏高原中东部树轮重建的上年年均温度与观测值之间对比
水平线为 1958~2000 AD 平均温度

分接近(表 3), 表明该模型稳定可靠. 因此, 我们利用它重建了青藏高原东北部地区 484 BC~2000 AD 的平均温度(图 4(b)). 需要说明的是, 尽管本文的转换方程是基于 43 a 气象观测资料建立的, 但是考虑到“均一性原理”^[24]是自然科学研究中广泛的多学科领域内普遍适用的一个准则. 在树轮气候学中, 这个原理意味着, 根据现代气象资料找到的树木年轮与气候之间的关系以及有关的物理、生物过程, 同样适用于过

去. 利用现今树轮与气候的某种关系, 也可以推知以往的气候型变化.

2 结果与讨论

2.1 重建温度的区域代表性及其不确定性

计算结果表明, 青藏高原中东部(图 1 中的 I 区)与中国中北部地区(图 1 中的 II 区)温度显著相关. 表 4 中的第二列相关计算清楚表明, 处于 I 区中的 7 个

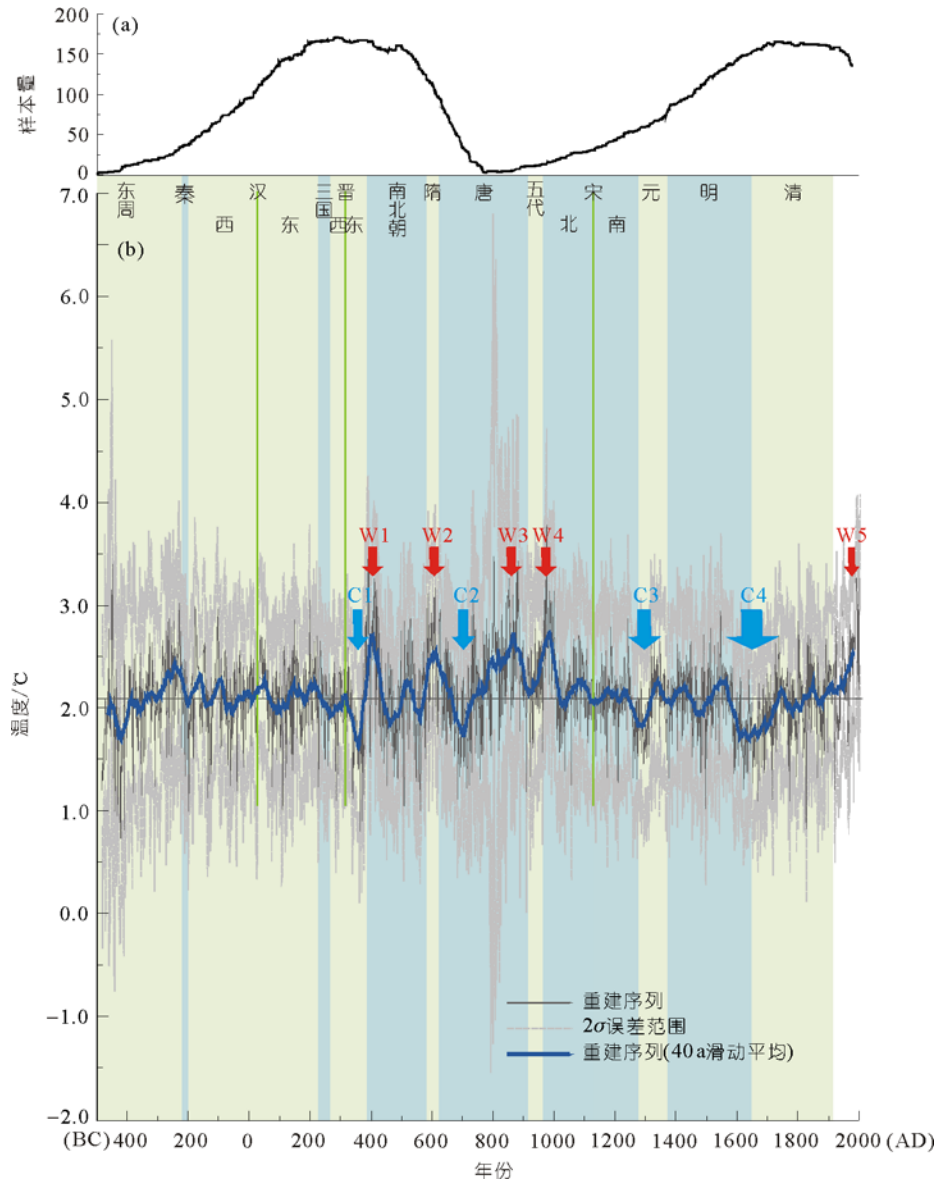


图 4

(a) 样本量. (b) 484 BC~2000 AD 青藏高原中东部温度重建曲线(细线); 灰线为 2σ 误差线, 水平线为 484 BC~2000 AD 的平均温度, 粗线为 40 a 滑动平均值; 纵向着色部分表示该时间段所处中国历史朝代; W1~W5 为暖期, C1~C4 为冷期

表 3 青藏高原中东部上年年均温度重建模型的 Bootstrap 和 Jack-knife^[23]方法校验结果

建模期(1958~2000 AD)		校验期(1958~2000 AD)	
统计量		Jackknife 均值 (取值范围)	Bootstrap (45 次迭代运算) 均值 (取值范围)
<i>r</i>	0.692	0.69(0.67~0.74)	0.66(0.42~0.79)
<i>R</i> ²	0.479	0.486(0.45~0.79)	0.444(0.18~0.62)
<i>R</i> ² _{adj}	0.466	0.466(0.43~0.53)	0.43(0.16~0.62)
标准差 σ	0.47	0.47(0.44~0.48)	0.48(0.36~0.60)
<i>F</i>	37.72	36.89(32.14~47.29)	34.73(8.86~66.87)
<i>t</i>	6.14	6.07(5.67~6.88)	5.80(2.98~8.18)
<i>P</i>	0.0001	0.0001	0.0001
Durbin-Watson	1.41	1.42(1.26~1.54)	1.36(0.91~1.72)

表 4 图 1 中 II 区内每个气象站点与 I 区内 7 站观测温度平均值及青藏高原中东部重建温度值之间的相关结果

II 区中的气象观测站	与 I 区内 7 个站点观测温度平均值(<i>T</i> _{ann-1}) 相关系数(1958~2000 AD) <i>r</i> (<i>P</i>)	与青藏高原中东部树轮重建温度(<i>T</i> _{ann-1})相关系数 <i>r</i> (<i>P</i> , 时段)
沈阳	0.48(0.001)	0.33(0.02, 1952~2000 AD)
多伦	0.62(0.0001)	0.36(0.01, 1954~2000 AD)
北京	0.44(0.003)	0.31(0.03, 1952~2000 AD)
包头	0.68(0.0001)	0.41(0.004, 1952~2000 AD)
呼和浩特	0.70(0.0001)	0.44(0.002, 1952~2000 AD)
大同	0.59(0.0001)	0.26(0.09, 1956~2000 AD)
吉兰泰	0.61(0.0001)	0.31(0.04, 1956~2000 AD)
延安	0.69(0.0001)	0.37(0.008, 1952~2000 AD)
合作	0.82(0.0001)	0.53(0.0001, 1959~2000 AD)
天水	0.67(0.0001)	0.32(0.03, 1952~2000 AD)
西安	0.50(0.001)	0.24(0.1, 1952~2000 AD)
兰州	0.76(0.0001)	0.48(0.0001, 1952~2000 AD)
西宁	0.52(0.0001)	0.39(0.007, 1955~2000 AD)

站点的平均温度(观测值序列)与 II 区中的 13 个站点中的每一个站点的观测序列均显著相关. 采用 I 区中的 7 个站点的平均温度与树轮宽度指数拟合产生的重建序列(表 4 中第 3 列)也与 II 区中的 13 个站点中的绝大多数站点的观测序列显著相关, 置信度在 95% 以上(除西安和大同两站低一些, 只达到 90% 的置信度). 这表明本文的树轮温度记录代表了青藏高原中东部及中国中北部的某些地区. 在过去 1000 a 内, 这条重建的温度曲线与之前发表的一些中国北部、东部温度曲线^[18], 以及有温度指示意义的敦德冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 序列^[25] 可进行良好对比(图 5(a)), 而且从图中可以直接观察到高原中东部在 1950 a 之后升温幅度更高一些.

表 5 表明在年际间, 本文温度曲线与 7 条北半球温度序列(其中 4 条超过 1000 a 的长度)均显著相关, 置信度均达到 99.99%. 例如, 本文与文献[26]的温度曲线, 在 200~1980 AD 时段内, 二者相关为 0.29 ($P < 0.0001$, $n = 1781$); 在 1600~1980 AD 间, 二者相关为 0.42 ($P < 0.0001$, $n = 381$). 本文与 Esper 等^[5] 温度曲

线在 831~1992 AD 时段相关为 0.36 ($P < 0.0001$, $n = 1162$), 在 1600~1992 AD 间, 二者相关为 0.48 ($P < 0.0001$, $n = 381$).

计算还表明, 1600 AD 以后, 本文与其余 5 条北半球温度曲线的相关性也显著提高, 置信度均达到 99.99%.

表 5 青藏高原中东部温度曲线与北半球其他不同长度温度曲线的年际间相关结果(本文重建)

温度曲线来源	相关结果
Jones ^[1]	0.21 ($P < 0.0001$, $n = 992$, 1000~1991 AD)
	0.30 ($P < 0.0001$, $n = 392$, 1600~1991 AD)
Briffa ^[3]	0.26 ($P < 0.0001$, $n = 994$, 1000~1993 AD)
	0.35 ($P < 0.0001$, $n = 394$, 1600~1993 AD)
D'arrigo ^[4]	0.18 ($P < 0.0001$, $n = 1737$, 264~2000 AD)
	0.16 ($P < 0.001$, $n = 401$, 1600~2000 AD)
ESP ^[5]	0.36 ($P < 0.0001$, $n = 1162$, 831~1992 AD)
	0.48 ($P < 0.0001$, $n = 393$, 1600~1992 AD)
Moberg ^[6]	0.16 ($P < 0.0001$, $n = 1979$, 1~1979 AD)
	0.34 ($P < 0.0001$, $n = 380$, 1600~1979 AD)
MJ ^[26]	0.29 ($P < 0.0001$, $n = 1781$, 200~1980 AD)
	0.42 ($P < 0.0001$, $n = 381$, 1600~1980 AD)
BO ^[27]	0.26 ($P < 0.0001$, $n = 559$, 1402~1960 AD)
	0.29 ($P < 0.0001$, $n = 361$, 1600~1960 AD)

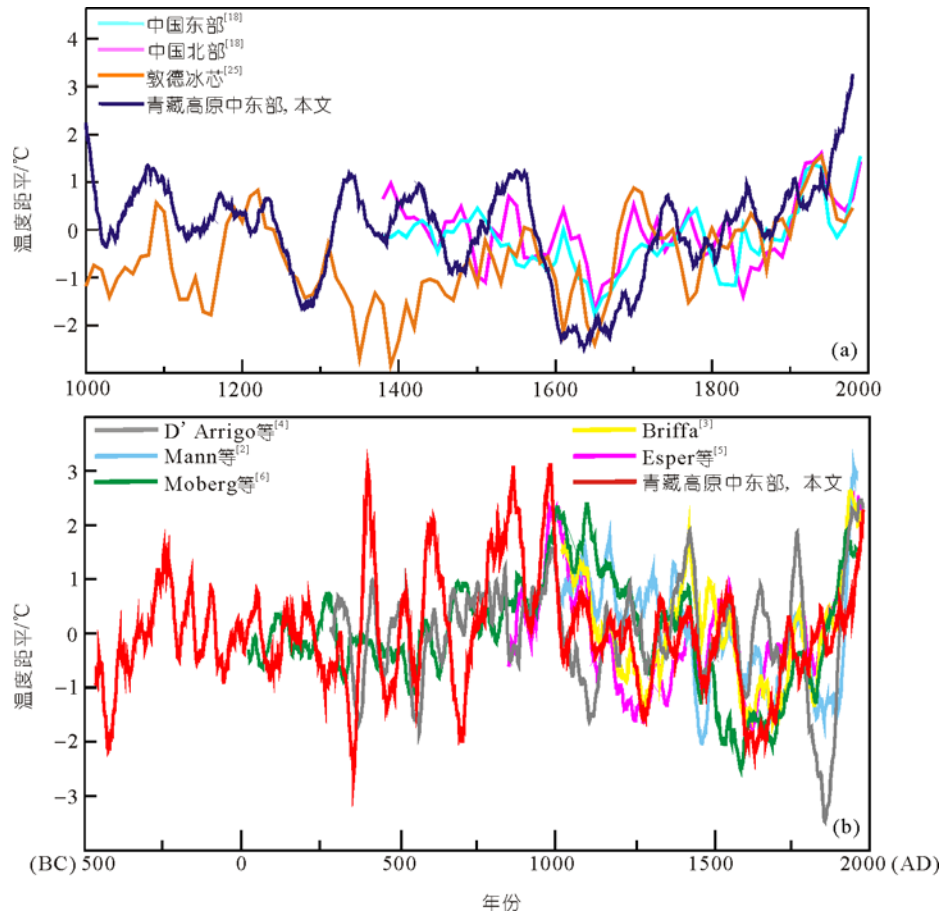


图 5

(a) 青藏高原中东部与中国北方、东部地区温度曲线^[18]以及敦德冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线^[25]的比较; 青藏高原中东部温度曲线为 40 a 滑动平均;
 (b) 青藏高原中东部与其他北半球温度曲线^[2-6]的对比; 所有曲线均经过 40 a 滑动

在对本文和北半球不同温度曲线全部进行 40 a 滑动平均后, 他们的相关更加显著(表 6)。例如: 滑动

表 6 青藏高原中东部温度曲线与北半球不同温度曲线年代际间相关结果^{a)}

温度曲线来源	相关结果
Jones_40 ^[1]	0.54($P<0.0001$, $n=952$, 1020~1971 AD)
	0.65($P<0.0001$, $n=372$, 1600~1971 AD)
Briffa_40 ^[3]	0.66($P<0.0001$, $n=954$, 1020~1973 AD)
	0.76($P<0.0001$, $n=374$, 1600~1973 AD)
D'arrigo_40 ^[4]	0.27($P<0.0001$, $n=1698$, 283~1980 AD)
	0.18($P<0.001$, $n=382$, 1600~1981 AD)
ESP_40 ^[5]	0.60($P<0.0001$, $n=1123$, 851~1973 AD)
	0.83($P<0.0001$, $n=374$, 1600~1973 AD)
Moberg_40 ^[6]	0.38($P<0.0001$, $n=1939$, 21~1959 AD)
	0.79($P<0.0001$, $n=360$, 1600~1959 AD)
MJ_40 ^[26]	0.58($P<0.0001$, $n=1742$, 220~1961 AD)
	0.76($P<0.0001$, $n=362$, 1600~1961 AD)
BO_40 ^[27]	0.78($P<0.0001$, $n=519$, 1422~1940 AD)
	0.88($P<0.0001$, $n=341$, 1600~1940 AD)

a) 所有曲线均经 40 a 滑动

平均后, 本文与文献[26]的温度曲线, 在 220~1961 AD 时段内, 二者相关高达 0.58 ($P<0.0001$, $n=1742$); 在 1600~1961 AD 间, 二者相关为 0.76($P<0.0001$, $n=362$)。与Briffa^[3]等温度曲线在 1020~1973 AD时段相关高达 0.66($P<0.0001$, $n=954$), 而在 1600~1973 AD 间, 二者相关为 0.76($P<0.0001$, $n=374$)。1600 AD 以后, 本文与Esper等^[5]温度曲线相关高达 0.83($P<0.0001$, $n=374$, 1600~1973 AD), 与文献[6]高达 0.79($P<0.0001$, $n=360$, 1600~1959 AD), 与文献[27]更是高达 0.88 ($P<0.0001$, $n=341$, 1600~1940 AD)。

这些计算表明, 青藏高原中东部与整个北半球的温度变化基本同步(图 5(b)), 特别是高原中东部温度重建结果与Esper等^[5], Briffa^[3]和 Mann等^[26]的 3 条温度曲线尤为吻合, 具有很高的相关系数。而在 400~1000 AD 时期内青藏高原中东部温度重建曲线

还显示出了其他曲线所不具备的较大的震荡幅度, 其他温度曲线在这一时期内都比较平稳, 没有出现剧烈的起伏震荡. 表明与其他地区相比, 似乎青藏高原的温度变化有放大信号的特征.

重建温度曲线也显示出, 从公元前的几个世纪到公元 350 年这个长达 700 a 的时段内, 该地区温度有一个缓慢的变冷趋势, 显示出了较强的年际-年代际温度变化, 但整体上该时期温度高于平均值. 在这之后, 出现了多次剧烈的冷暖波动. 需要注意的是 784~989 AD 的大幅变化尚不能十分肯定, 因为那段时间样本量较少(图 4(a)). 第二个千年里温度曲线显示出了 16 世纪至 18 世纪的“小冰期”(LIA)^[28], 同时也显示出 20 世纪后期的升温在第二个千年时段中是罕见的.

总体而言, 高原中东部温度序列中包含有 5 个极暖时期和 4 个显著的极冷时期(表 7, 图 4(b)). W1(401~413 AD), W2(604~609 AD), W3(864~882 AD), W4(965~994 AD)和 W5(1970~2000 AD)为极暖时期, 其中 W1~W4 都与 W5 时期温度相当甚至更温暖. C1(348~366 AD), C2(686~705 AD), C3(1271~1296 AD)和 C4(1599~1702 AD)为极冷时期, 其中 C1 和 C2 都比处于小冰期极盛期时的 C4 时段要冷.

必须指出, 由于不同时段样本量的不同, 重建序列的不确定性也会随之变化. 图 4(b)中的 $\pm 2\sigma$ 误差线就是对这种不确定性的一个表征. 可以看出, 在 450~484 BC, 864~882 AD 二个时段内, 样本量较少, $\pm 2\sigma$ 误差范围比较大, 说明在这二个时间段, 重建序列的不确定性提高了. W3 恰好落在不确定性较大的时段之内, 所以 W3 到底有多温暖, 还不能十分肯定.

目前我们还应该审慎看待 W3 区间, 今后应该加大样本量, 深入研究. 除此之外, 整条重建序列的其他时间内, $\pm 2\sigma$ 误差范围没有表现出异常, 均在可接受范围之内波动.

2.2 极冷时期

树轮重建的温度曲线不仅反映了青藏高原中东部, 而且在相当程度上也反映了中国中北地区近 2500 a 的气温变化. 这些地区气温变化与一些朝代的兴衰似乎存在着某种对应关系. 历史文献研究表明公元 1~6 世纪(贯穿中国的东汉、三国、魏和晋朝, 见图 4(b))中国的气候相对较冷^[29]. 本文在这一时期的温度大部分都处于 484 BC~2000 AD 的平均温度值以下. 由于气候寒冷, 晋朝时期草地(牧场)延伸到黄河以南区域, 农业用地也在往南退缩, 整个中国西北部处于一种前所未有的干冷气候中^[30]. 其中, 348~366 AD 年间(4 世纪中期)在本文的温度记录中是过去 2485 a 间寒冷的顶点, 与竺可桢^[29]的推论一致, 我们估计有可能比 1970~2000 AD 之间的均值低 1.11°C, 19 a 平均年温度为 1.62°C, 且含有年平均温度仅 0.8°C 的极值年份.

在宋朝期间(11~12 世纪), 中国又遭遇了一段漫长的寒冷时期^[29,31], 在 13 世纪末的这一时期也极度地寒冷^[29]. 青藏高原中东部温度曲线中寒冷的 C3 区域对应着中国宋朝灭亡和元朝建立. C4 区间对应着 17 世纪的又一次寒冷时期, 也就是小冰期极盛期, 与早前中国发表文献中的小冰期时间上是同步的^[29,31]. 但是小冰期极盛期在过去 2485 a 间并不是最冷的, 只是时间跨度较长, 1599~1702 AD 的 104 a 间, 年均

表 7 青藏高原中东部 484 BC~2000 AD 温暖期和冷期分布及重建的温度状况

时段	年数	平均温度/°C	最高温度/°C	最低温度/°C	σ
温暖时期					
W1: 401~413 AD	13	2.89	3.25	2.46	0.26
W2: 604~609 AD	6	2.92	3.16	2.53	0.25
W3: 864~882 AD	19	2.8	3.43	2.0	0.4
W4: 965~994 AD	30	2.81	3.78	2.10	0.34
W5: 1970~2000 AD	31	2.73	3.26	1.83	0.36
寒冷时期					
C1: 348~366 AD	19	1.62	2.0	0.8	0.26
C2: 686~705 AD	20	1.71	2.3	1.33	0.27
C3: 1271~1296 AD	26	1.82	2.26	1.3	0.24
C4: 1599~1702 AD	104	1.77	2.37	1.1	0.27

温度为 1.77°C, 而 C1(1.62°C)和 C2(1.71°C)时段都比它要冷。在这次 C4 的寒冷时期, 明朝灭亡, 清朝建立。

纵观整条温度曲线, 存在一个明显的现象, 中国朝代的垮塌几乎都与低温区间相对应。秦朝、三国、唐朝、宋朝(北宋和南宋)、元朝、明朝和清朝的灭亡都处于平均温度以下或极其寒冷的时期(图 4(b))。虽然汉朝和东晋的灭亡相对于其之前的低温区有一些滞后, 但是在它们灭亡之前战乱早已开始。例如, 晋朝灭亡于 420 AD, 但是记载表明战争带来的社会动荡在 386 AD(接近 C1 的温度最低点)就已经开始^[29,31], 该年北朝建立。因此, 4 世纪中期持续的低温可能对于晋朝的灭亡起到了重要的加剧作用。唐朝灭亡的 907 AD 相对于其之前和之后的温暖期来说也是一个低温期。

但是, 我们并不能因此就断言说朝代的兴衰完全就是气候变化造成的, 这种说法太过于简单化。影响历史进程的原因有很多方面, 而气候只不过是其中之一罢了, 比如低温会导致粮食歉收, 造成饥饿, 最后可能引发农民起义和战争^[32,33]。在寒冷时期, 草原牧场的向南迁移也会导致北方游牧民族的入侵和南迁^[30]。当然, 封建王朝自身政治上的腐败等人为因素也是朝代灭亡的重要原因。在过去 2485 a 以来, 中国大多数朝代的垮塌与低温区间的对应现象也并非是一种偶然的巧合。

很有趣的是中美洲玛雅文化消失于 900 AD, 那一时期正存在着广泛而持久的干旱^[34], 它与中国唐朝的灭亡时间 907 AD^[22]几乎一致。因此, 如同发现中美洲的干旱与北半球低温相对应一样, 青藏高原东北部温度记录对于指示大区域尺度温度变化也有着重大意义。

2.3 极暖时期

W1 暖区间起止于 401~413 AD, 这一时期是过去 2485 a 中最温暖的时期, 其特殊性不仅仅在于它的温度超过了今天, 更是因为它由非常寒冷的 C1 阶段迅速跳跃到温度峰值随后又迅速地降温。这一异常事件在青藏高原中东部的树轮中得到了很好的记录, 且由于这个时期包含了 160 棵以上的古木, 所以该重建的可信度较高。新疆楼兰的考古记录表明^[35], 石榴在东晋时期(317~589 AD)曾被用作货币。众所周知,

石榴生长的有效积温必须超过 3000°C, 而其耐受低温临界值为 -22~-20°C。东晋时期在新疆高纬度地带出现石榴, 表明当时的温度比现在要高^[35]。

W2 刚好与隋朝短暂的鼎盛时期重合, 文献证据表明隋朝和唐朝(W3)整体而言都处于温暖时期, 并且在当时的长安(现在的西安)可以种植柑桔这种亚热带水果^[29]。然而在今天, 由于温度的限制, 这种水果已经不能在中国北方成活了。由此可以认为隋唐时期的气候与今天中国东部低纬度地区的气候相似^[29,30]。W2 和 W3 时期, 中国东部气候温暖湿润, 促进了沙化地区古土壤及湖相沉积的发育, 流沙被固定, 植被也得到增加^[36]。

在本文温度记录中, W3 和 W4 区间的温度都显著高于 2485 a 的平均温度, 并且这一温暖时期的结束正对应着欧洲中世纪暖期(MWP)(约 800~1300 AD)^[37]的开始, 表明中世纪暖期在北半球并不是同步发生的。

通过对比, 高原中东部温度变化与过去 1000 a 的 CO₂ 浓度^[38](CO₂ 浓度为从冰芯气泡和粒雪气体样品的测量值)有较好的一致性, 而 W5 区间正对应着 CO₂ 浓度值陡然升高的区间(图 6), W5 温暖期的出现, 很可能与 CO₂ 浓度升高及其他因素有关。但本文温度记录中 W1 和 W2 二个温暖期的出现是难以用 CO₂ 浓度增加所导致来解释的, 因为它发生在工业革命以前。看来导致 W1 和 W2 两个温暖期的出现另有原因。同时, 我们把本文温度曲线与太阳辐射^[39]曲线放在一起, 我们看到二者之间在长期变化的低频趋势上(千年尺度上)存在相似性(图 6), 这也许说明太阳辐射至少在千年尺度上是青藏高原中东部温度变化的驱动因子之一。由于太阳辐射曲线分辨率远比本文温度序列低, 对于它们二者之间详细的关系在此无法做更多的讨论, 但值得注意的是在 350~1000 AD 间高原中东部温度表现出了较高的十年至百年尺度的变率, 而在太阳辐射记录中并不明显, 这有待于进一步研究。

综上所述, 重建的青藏高原中东部温度曲线不仅是过去 2485 a 以来青藏高原地区第一条具有年分辨率的温度记录, 而且它的一些变化特征也给该地区(甚至更广大的地区)过去气候变化提出了一些疑问。

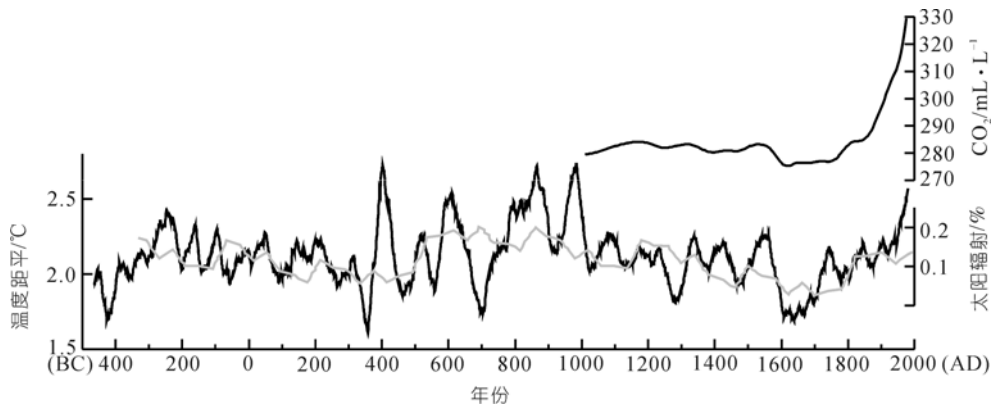


图 6 CO₂ 浓度序列(上部曲线)^[38]、太阳辐射曲线(灰色线)^[39]与青藏高原中东部温度曲线(黑色线)比较

350~1000 AD 间十年际的大幅度气候变率在图 5(b) 其他长时期温度重建中并不显著, 它是否是一种与大气环流变化相关的高原区域性特征? 392~412 AD 间的温度突然升高也需要深入研究, 蒙古^[4]和北欧^[40]的树轮数据在相同的时间段中也出现相似特点. 我们把这次由极端冷(C1)到极端热(W1)的突变事件称为“东晋事件”, 当时平均温度由 1.62°C 陡然升至 2.89°C, 平均年均温差达到 1.27°C. 由于该时期样本的复本量很高, 我们相信这次显著的突变事件是存在的. 未来研究的一个重点将会放在解决这次温度突变事件的发生机制上. 最后也需指出, 本文使用的负指数函数和直线拟合的去趋势方法, 或许在保留气候低频信息方面还有商讨的地方, 也值得今后进一步探索.

3 结论

我们认为, 本文对青藏高原中东部温度的重建结果可以反映中国中北部地区, 甚至响应了北半球的温度变化. 在过去的 2485 a 里, 350~1000 AD 表现出的较高的十年至百年尺度的变率. 这一时期囊括了整个温度记录序列中的 4 个极暖时期和 2 个极冷时期. 我们的数据表明, 1970~2000 AD 是青藏高原中东部过去 1000 a 来最温暖的时期. 由于 780~890 AD 树轮记录复本量较低, 所以关于这一温暖时期还存在着不确定性. 公元 4 世纪后期温度从极端寒冷陡然升至极热的“东晋事件”, 在过去 2485 a 里是非常罕见的. 与中国其他地区的温度记录相比较, 高原中东部在 20 世纪 50 年代之后升温幅度更高一些.

致谢 研究中得到谭亮成、张齐兵、马利民、史江峰、杨银科、王雷、易亮、李强和他维媛等的帮助, 评阅人提出宝贵意见, 在此衷心感谢.

参考文献

- 1 Jones P D, Briffa K R, Barnett T P, et al. High resolution paleoclimatic records for the last millennium: interpretation, and comparison with circulation model control-run temperatures. *Holocene*, 1998, 8: 455—471 [\[DOI\]](#)
- 2 Mann M E, Bradley R S, Hughes M K. Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inference, uncertainties, and limitations. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 759—762 [\[DOI\]](#)
- 3 Briffa K R. Annual climate variability in the Holocene: interpreting the message of ancient trees. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 87—105 [\[DOI\]](#)
- 4 D' Arrigo R, Jacoby G, Frank D, et al. 1738 years of Mongolian temperature variability inferred from a tree-ring width chronology of Siberian pine. *Geophys Res Lett*, 2001, 28: 543—546 [\[DOI\]](#)
- 5 Esper J, Cook E R, Schweingruber F H. Low frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science*, 2002, 295: 2250—2253 [\[DOI\]](#)
- 6 Moberg A, Sonechkin D M, Holmgren K, et al. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and

- high-resolution proxy data. *Nature*, 2005, 433: 613—617 [\[DOI\]](#)
- 7 Osborn T J, Briffa K R. The spatial extent of 20th-century warming in the context of the past 1200 years. *Science*, 2006, 311: 841—844 [\[DOI\]](#)
- 8 Liu X D, Chen B D. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. *Int J Climatol*, 2000, 20: 1729—1742 [\[DOI\]](#)
- 9 Zhang Q B, Chen G D, Yao T D, et al. A 2326-year tree-ring record of climate variability on the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1739—1742 [\[DOI\]](#)
- 10 Sheppard P R, Tarasov P E, Graumlich L J, et al. Annual precipitation since 515 BC reconstructed from living and fossil juniper growth of northeastern Qinghai Province, China. *Clim Dyn*, 2004, 23: 869—881 [\[DOI\]](#)
- 11 Bräuning A, Mantwill B. Summer temperature and summer monsoon history on the Tibetan Plateau during the last 400 years recorded by tree rings. *Geophys Res Lett*, 2004, 31, doi: 10.1029/2004GL 020793
- 12 邵雪梅, 黄磊, 刘洪斌, 等. 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*, 2004, 34(2): 145—153
- 13 刘禹, 安芷生, 马海洲, 等. 青海都兰地区公元 850 年以来树轮记录的降水变化及其与北半球气温的联系. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36(5): 461—471
- 14 Liang E Y, Shao X M, Eckstein D, et al. Topography-and species-dependent growth responses of *Sabina przewalskii* and *Picea crassifolia* to climate on the northeast Tibetan Plateau. *Forest Ecol Manag*, 2006, 236: 268—277 [\[DOI\]](#)
- 15 Yang B, Bräuning A, Shi Y F. Late Holocene temperature fluctuations on the Tibetan Plateau. *Quat Sci Rev*, 2003, 22: 2335—2344 [\[DOI\]](#)
- 16 勾晓华, 陈发虎, 杨梅学, 等. 青藏高原东北部树木年轮记录揭示的最高最低温的非对称变化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37(11): 1480—1492
- 17 朱海峰, 郑永宏, 邵雪梅, 等. 树木年轮记录的青海乌兰地区近千年温度变化. *科学通报*, 2008, 53(15): 1835—1841
- 18 Wang S W, Gong D Y, Zhu J H. Twentieth-century climatic warming in China in the context of the Holocene. *Holocene*, 2001, 11: 313—321 [\[DOI\]](#)
- 19 戴家洗. 青藏高原气候. 北京: 气象出版社, 1991. 1—356
- 20 Stokes M A, Smiley T L. *An Introduction to Tree-ring Dating*. Chicago: University of Chicago Press, 1968. 1—73 [\[DOI\]](#)
- 21 Cook E T, Kairiukstis L A. *Methods of Dendrochronology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1990. 1—394
- 22 Xu X G. The discovery and research of Tubo tombs in Dulan, China. *Silk Roadology*, 2004, 14: 212—225
- 23 Efron B. Bootstrap methods: another look at the jackknife. *Ann Stat*, 1979, 7: 1—26
- 24 Fritts H C. *Tree Ring and Climate*. London: Academy Press, 1976. 1—567
- 25 Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, et al. Tropical glacier and ice core evidence of climate change on annual to millennial time scales. *Clim Change*, 2003, 59: 137—155 [\[DOI\]](#)
- 26 Mann M E, Jones P D. Global surface temperature over the past two millennia. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1820—1823 [\[DOI\]](#)
- 27 Briffa K R, Osborn T J. Low-frequency temperature variations from a Northern tree ring density network. *J Geophys Res*, 2001, 106: 2929—2941 [\[DOI\]](#)
- 28 Bradley R S, Jones P D. ‘Little Ice Age’ summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *Holocene*, 1993, 3: 367—376 [\[DOI\]](#)
- 29 竺可桢. 中国近五千年气候变迁的初步研究. *中国科学*, 1973, 16: 168—189
- 30 倪根金. 试论气候变迁对我国古代北方农业经济的影响. *农业考古*, 1988, 1: 294
- 31 Ge Q S, Zheng J Y, Fang X Q, et al. Winter half-year temperature reconstruction for the middle and lower reaches of the Yellow River and Yangtze River, China, during the past 2000 years. *Holocene*, 2003, 13: 933—940
- 32 章典, 詹志勇, 林初升, 等. 气候变化与中国的战争、社会动乱和朝代变迁. *科学通报*, 2004, 49(23): 2468—2474
- 33 Weiss H, Bradley R S. What drives societal collapse? *Science*, 2001, 291: 609—610 [\[DOI\]](#)
- 34 Gergana Y, Nowaczyk N R, Mingram J, et al. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. *Nature*, 2007, 445: 74—77 [\[DOI\]](#)
- 35 张学文, 张家宝. 新疆气象手册. 北京: 气象出版社, 2006. 1—624
- 36 武健伟, 鲁瑞洁, 赵延宁. 中世纪暖期的中国东部沙地. *中国水土保持科学*, 2004, 2: 29—33
- 37 Hughes M K, Diaz H F. Was there a ‘Medieval Warm Period’, and if so, where and when? *Clim Change*, 1994, 26: 109—142 [\[DOI\]](#)
- 38 Etheridge D M, Steele L P, Langenfelds R L, et al. Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *J Geophys Res*, 1996, 101: 4115—4128 [\[DOI\]](#)
- 39 Charles A P, Kennen J H. Geophysical, archaeological, and historical evidence support a solar-output model for climate change. *Geophysics*, 2000, 71: 12433—12438
- 40 Linderholm H W, Gunnarson B E. Summer climate variability in west-central Fennoscandia during the last 3600 years. *Geogr Ann Ser A—Phys Geogr*, 2005, 87: 231—241 [\[DOI\]](#)