

文章编号: 1008-2786-(2018)6-821-12

DOI: 10.16089/j.cnki.1008-2786.000378

树轮记录的西藏东北部过去 552 a 上年 10 月至当年 5 月降水量变化

尚华明¹, 洪建昌², 张瑞波¹, 范子昂¹, 陈 峰¹

(1. 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所 新疆树木年轮生态实验室 中国气象局树木年轮理化研究重点实验室, 乌鲁木齐 830002;

2. 西藏自治区气候中心, 拉萨 850000)

摘 要: 青藏高原是气候变化研究的热点区域, 由于其极端寒冷、干旱的气候条件, 环境因子对树木生长的限制作用明显, 高原东部地区广泛分布的长龄针叶树成为过去变化研究的重要代用资料。本文利用位于西藏东北部 3 个采样点的川西云杉树木年轮资料, 建立了宽度年表。树轮宽度指数与类乌齐和昌都气象站气温、降水资料以及格点 PDSI 的相关与响应分析发现, 上年 10 月至当年 5 月的降水量是制约该区域树木的径向生长的主要气候因子, 且具有明确的生理意义。在此基础上, 建立了树轮宽度指数与降水量的线性转换方程 ($n = 32$, $R^2 = 52.9\%$, $F = 33.7$), 重建了西藏东北部公元 1460—2011 年期间上年 10 月至当年 5 月的降水量序列, 确定其存在 6 个明显的偏湿阶段 (1512—1533、1551—1630、1659—1729、1771—1790、1838—1862、1976—2011 年) 和 5 个明显的偏干阶段 (1460—1511、1591—1614、1730—1770、1791—1837、1892—1930 年)。空间代表性分析表明重建序列能较好地代表西藏东部地区 ($94^\circ\text{E} \sim 100^\circ\text{E}$, $29^\circ\text{N} \sim 33^\circ\text{N}$) 的降水变化。本文降水序列与研究区周边的树轮降水记录的对比发现, 其共同的特征是 19 世纪早期的持续干旱和 1980 年中期以来的增湿过程, 但本序列中最长的湿润期 (1659—1729 年) 以及 20 世纪早期的干旱期 (1892—1930 年) 与其他两条降水记录并不一致。近 20 年来明显的增湿过程可能是由于高原增温导致对流活动增强, 进而增加有效降水。树轮降水记录不一致的原因除了降水存在较强的局地性特征以外, 还可能是由于研究区处在南亚季风和西风系统的交互作用区。

关键词: 树木年轮; 川西云杉; 降水量; 气候变化; 西藏

中图分类号: P467

文献标志码: A

青藏高原作为世界上海拔最高和地形最复杂的高原, 是亚洲季风系统的启动器, 对东亚乃至全球环境产生重要的影响^[1-3], 同时也是对全球变化响应最为敏感的区域^[4-5]。由于自然条件限制, 高原地区气象站点稀疏, 资料长度有限。树木年轮作为过去气候与环境变化的忠实记录体, 具有分辨率高、信息含量丰富、复本量大、分布范围广等优势, 在过去气候变化研究中占有重要地位^[6]。青藏高原地处

高寒、干旱等极端气候区, 环境因子对树木生长的限制作用明显, 高原东部地区分布有大量的长龄针叶树种, 是开展树轮气候研究的理想区域。在高原东北部柴达木盆地, 大量研究利用祁连圆柏活树和古墓中保存的树木对接, 建立了长年表, 重建了该区域的千年降水序列和极端干旱事件等^[7-12]。在高原南部地区的雅鲁藏布江流域, 近几年也陆续开展了树轮降水方面的研究工作^[13-18]。与树轮降水记录

收稿日期 (Received date): 2018-01-03; **改回日期** (Accepted date): 2018-10-23

基金项目 (Foundation item): 中央级公益性科研院所基本科研业务费 (IDM201102); 国家自然科学基金 (91547115, 41205124, 41271098); 气象行业专项 (GYHY201206014)。[Basic Research Operating Expense of the Central-level Non-profit Research Institutes (IDM201102); National Natural Science Foundation of China (91547115, 41205124, 41271098); Meteorology Public Welfare Industry Research Special Project (GYHY201206014)]

作者简介 (Biography): 尚华明 (1979-), 男, 湖北广水人, 副研究员, 主要从事树轮年代学与环境演变研究。[SHANG Huaming (1979-), male, associate professor, born in Guangshui, Hubei province, research on dendrochronology and environmental evolution] E-mail: shang8632@163.com

相比,高原地区树轮温度记录的分布范围更为广泛,成果更为丰富:树轮温度记录包括柴达木盆地周边区域^[19],还包括黄河源区^[20]、青海南部^[21-22]、云南西部^[23-24]、四川西部^[25-26]以及西藏南部^[27-28]和东部^[29-36]等区域。在西藏东北部,针对川西云杉和大果圆柏,开展了不同海拔高度树轮宽度对气候变化响应的特征研究^[37-38],Wang 等^[39]还利用大果圆柏树轮宽度恢复了青藏高原东南部近千年的温度记录。

青藏高原的树轮降水记录相对较少,同时降水变化本身具有较强的局地性,因此高分辨率的降水代用资料对于进一步认识青藏高原地区气候变化规律具有重要意义。针对地处澜沧江河源区高分辨率降水长序列缺乏的问题,本文建立了西藏东北部长达 718 a 的川西云杉树木年轮宽度年表,分析了其树木径向生长的主要限制因子,重建了公元 1460—2011 年上一年 10 月至当年 5 月的降水量变化,分析其干湿变化特征,并与周边区域的降水序列进行了对比。研究结果能为认识青藏高原降水变化的时空分布特征提供基础资料,有助于深入研究降水变化的规律及其驱动机制。

1 资料

1.1 树木年轮采样和年表建立

2007 和 2012 年 5 月,在位于西藏东北部昌都市类乌齐县完成了 3 个点的树木年轮采样工作(图 1,表 1)。采样点均位于海拔 4000 m 以上的阴坡,

在森林的林内位置,坡度较大,郁闭度在 0.6 以上。所选的树种为川西云杉(*Picea likiangensis* var. *balfouriana*),该树种主要分布在中国四川西南部、西藏东部和青海南部地区。选择健康活树,用直径 10 mm 的生长锥在约 1.3 m 高处采样,一般每棵树从不同方向获取 2 个样芯,共在 3 个采样点获取了 103 棵树的 189 个样芯。将样芯用报纸包好后带回实验室,按照标准流程^[40]前处理后,利用精度为 0.01 mm Lintab6 树轮宽度测量仪读取年轮宽度,用 COFECHA 程序对交叉定年结果进行质量检验^[41-42]。采用 TSAP 软件^[43]进行树轮宽度图像对比,帮助查找缺失年轮。剔除部分与主序列一致性较差的样芯后,采用 WinARSTAN 程序^[44],以负指数或线性函数拟合去除生长趋势,分别建立 3 个采样点的树轮宽度年表(图 2)。鉴于 3 个采样点的直线距离较近、树种相同、海拔高度接近,同时 3 个年表 1800—2006 年间的互相关系数均大于 0.6,将所有样本的宽度数据合并,采用上文的方法建立区域合成年表(图 2d)。以 50 a 为窗口,25 a 为滑动重叠期,计算样本对总体的解释信号(EPS)和样芯间相关系数(RBar)(图 2e),得到区域合成标准年表的 RBar 和 EPS 平均值分别为 0.282 和 0.924,敏感度为 0.090,一阶自相关系数为 0.532。合成年表时间跨度为 1294—2011 年,为保证序列的可信度以及较多的样本量,以子样本信号强度 0.85 为阈值确定可信年表的起始年份为 1460 年),该年份包括来自 5 棵树的 8 个样芯。

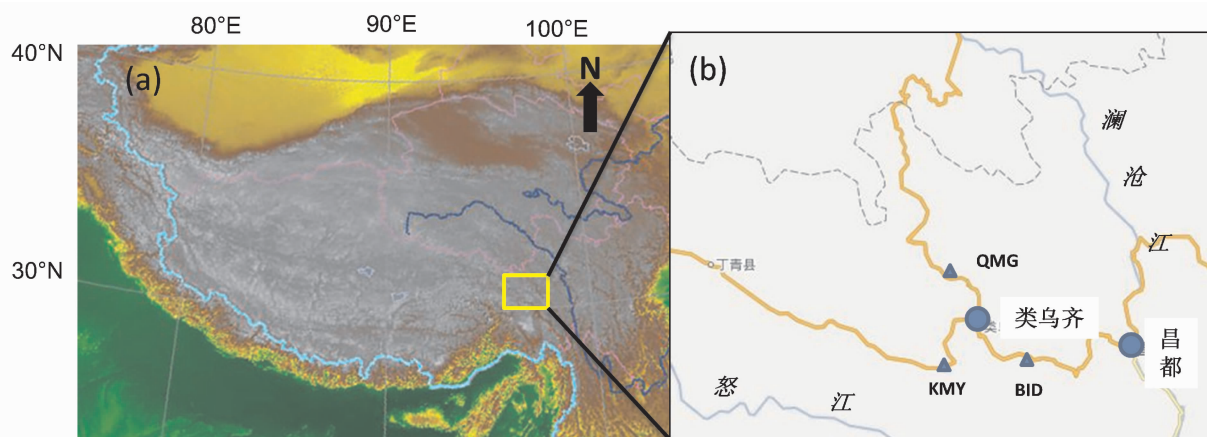


图 1 研究区(a)和采样点位置图(b)

Fig. 1 Location of the study area(a) and sampling sites(b).

表 1 采样点和气象站信息

Tab. 1 Information of the sampling sites and meteorological stations

序号	采样点/气象站	代号	时段	经度	纬度	海拔高度/m	坡向	坡度	郁闭度	样本量(株/芯)	树种
1	滨达乡	BID	1736—2006 年	96°54'E	31°05'N	4 322	NE - E	48°	0.67	27/52	川西云杉
2	卡玛多	KMY	1431—2011 年	96°30'E	31°07'N	4 270	N	30°	0.60	48/85	川西云杉
3	曲玛嘎	QMG	1294—2006 年	96°34'E	31°18'N	4 179	NE	29°	0.63	28/52	川西云杉
4	合成年表	ETY	1294—2011 年							103/189	川西云杉
5	类乌齐站	LWQ	1979—2015 年	96°36'E	31°13'N	3 811					
6	昌都站	CHD	1954—2012 年	97°10'E	31°09'N	3 306					

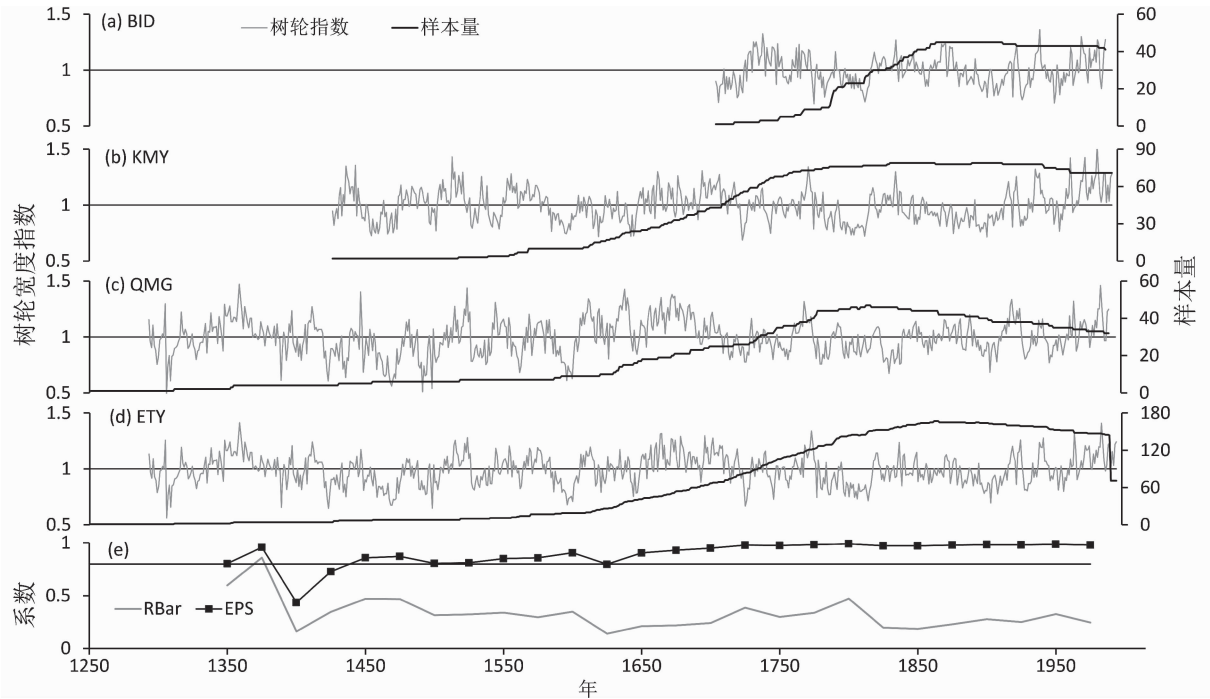


图 2 西藏东北部树轮宽度年表、样本量以及 RBar 和 EPS 值

Fig. 2 Tree-ring width chronologies, sample depth, RBar and EPS in northeastern Tibet

1.2 气象资料

气象资料来源于距离采样点最近的类乌齐气象站和资料时段较长的昌都气象站,其中类乌齐站资料的时段为 1979—2015 年,昌都站资料的时段为 1954—2012 年,要素包括月降水量、月平均最高气温、月平均气温、月平均最低气温以及月最大积雪深度和最大冻土深度。3 个采样点与类乌齐站直线距离均小于 50 km,海拔高度也更为接近。气象资料来源于中国气象科学数据共享服务网(<http://data.cma.cn/>)。类乌齐站多年平均年降水量达到 604 mm,6—9 月降水量占全年的 74.4%,年平均气

温 3.2 ℃,器测时期两站的降水量和气温均呈增加趋势(图 3)。相关和响应分析还采用了 3 个采样点所在格点(96.0 ~ 97.0°E,31 ~ 31.5°N,)的帕尔默干旱指数(PDSI)^[45],该资料的时段为 1960—2016 年,空间相关分析采用 0.5° × 0.5° 的 CRU 格点资料^[46]。

2 结果和讨论

2.1 树轮宽度的气候响应分析

由于气候因子对树木径向生长影响存在一定的

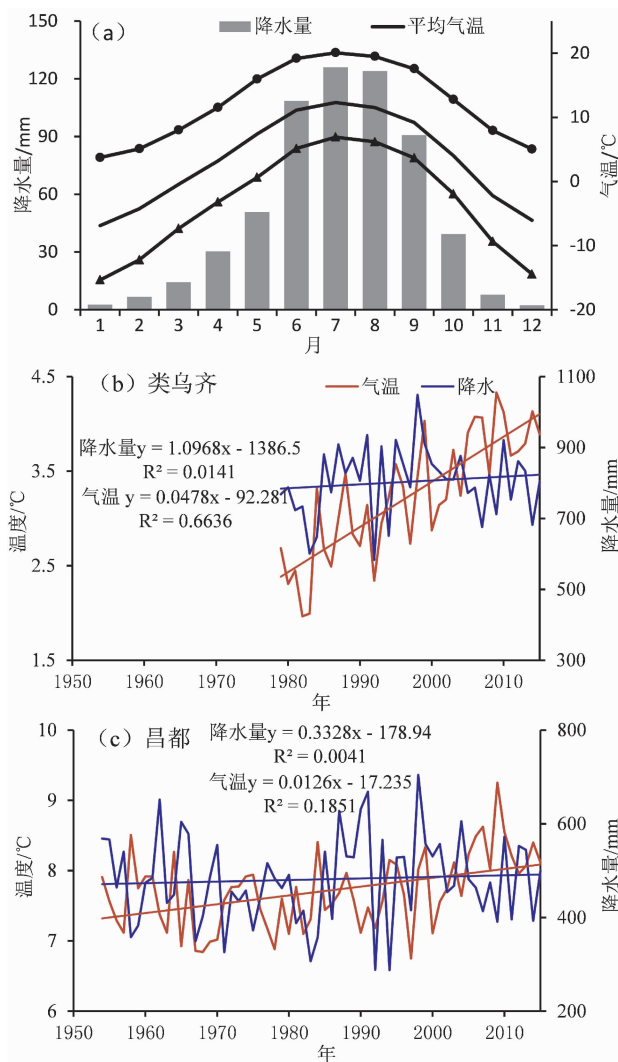


图3 类乌齐气象站多年(1979—2015年)平均月降水量和气温的年内分布,类乌齐和昌都气象站气温(红线)和降水量(蓝线)年际变化和趋势

Fig.3 Climate diagram from the meteorological station of Leiwuqi in the northeastern of Tibet, China and the interannual change and trend of temperature (red line) and precipitation (blue line) of Leiwuqi and Changdu Station

The climate variables include the monthly maximum (line with dot), mean (line) and minimum temperature (line with triangle), and monthly total precipitation (bars).

滞后效应,利用 DendroClim2002 软件^[47]开展树轮宽度指数与气象要素的相关和响应函数分析,气象资料为上年5月至当年9月的月降水量、气温和 PDSI,覆盖上年和当年两个生长季。从单月相关分析结果来看(图4),树轮宽度与降水的关系以正相关为主,其中类乌齐站上年8月、10月和当年5月、昌都站上年10月以及当年3、4、5月正相关系数达

到0.05的显著性水平。与月平均最高气温、最低气温和平均气温的相关呈现不同的特征:最低气温与树轮宽度的正相关最为显著;平均气温与树轮宽度也以正相关为主;冬季(上年11月至次年2月)最高气温仍然与树轮宽度正相关,但在上年生长期晚期(8—10月)以及当年生长季的部分月份最高气温与树轮宽度呈负相关。树轮宽度指数与上年9月至当年6月(各月)的 PDSI 指数均达到了显著正相关($P < 0.01$)。

从响应函数分析的结果来看,类乌齐和昌都站上年10月和当年5月降水量均为正响应,且结果达到了95%的显著性水平;气温响应分析中超过95%的显著性水平的月份主要出现在上年11月和当年1月,但类乌齐站当年8月最高气温对树轮宽度的负响应达到了95%的显著性水平。树轮宽度指数与多个月份 PDSI 的正相关达到了较高的显著性水平,但响应函数分析结果发现,仅有当年2、3月树轮宽度对 PDSI 的正响应通过了95%的显著性水平。

基于相关和响应分析的结果,将气温和降水量进行多月组合后与树轮宽度年表进行相关分析,挑选其中较好的相关时段和要素(表2)。发现树轮图例显示不全,宽度与类乌齐和昌都上年10月至当年5月的降水量与的正相关达到最高0.727(一阶差相关为0.730)和0.468(一阶差为0.496)。气温要素中,上年11月至当年2月的平均最低气温的正相关最高,类乌齐和昌都分别为0.539(一阶差为0.456)和0.642(一阶差为0.525)。从相关分析结果来看,该区域川西云杉径向生长的最主要的限制因子是当年生长季前(上年10月至当年5月)的累积降水量。而上年8—10月和当年3—5月的平均最高气温与树轮指数的负相关是由于较高的最高气温导致蒸发加剧和水分亏缺所致。冬季的平均最低气温(上年11月至当年2月)同样也是限制川西云杉树木的径向生长的环境因子,但并不是最为主要的影响因子。

从类乌齐站多年(1979—2015年)平均月降水量和气温的年内分布(图3)来看,6—9月为南亚季风强盛期,累积降水量达到449.5 mm,占年降水量的74.4%,这一时段降水丰沛,水分不能成为树木生长的限制因子之一。5月是树木当年生长季开始的时间,早材形成的关键时刻,而南亚季风带来的降

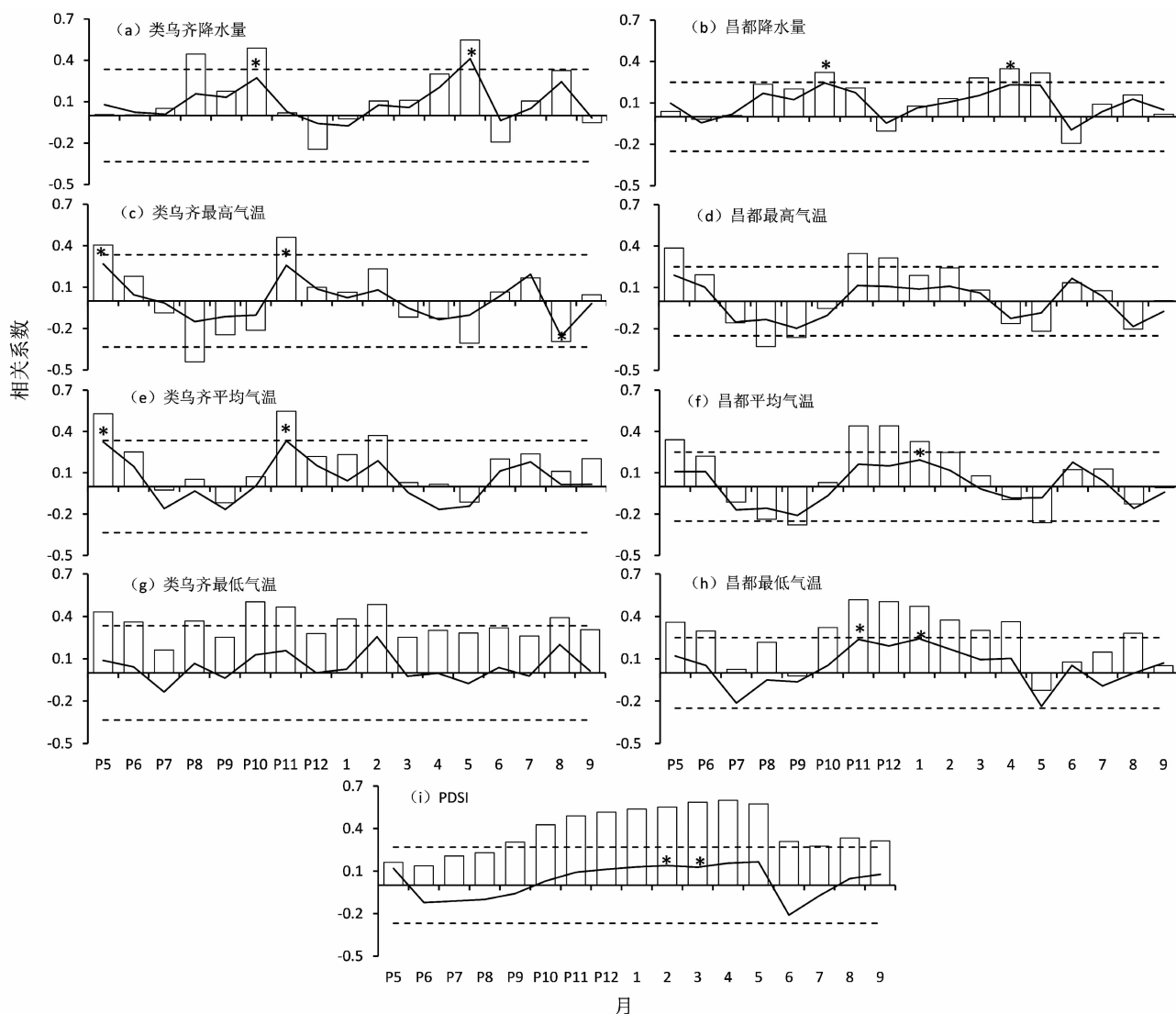


图4 树轮宽度标准年表与气象要素的相关系数(a)(c)(e)(g)为类乌齐降水量、最高气温、平均气温和最低气温,(b)(d)(f)(h)为昌都降水量、最高气温、平均气温和最低气温,(i)采样点所在格点的PDSI。P5—P12代表上年5月至12月,1—9代表当年1月至9月。柱形图表示相关分析结果,线图表示响应分析结果,虚线为相关分析显著性水平线($P < 0.05$),“*”表示响应函数分析显著($P < 0.05$)的月份。

Fig.4 Correlation and response analysis results between tree-ring width chronology and climate data. (a)(c)(e)(g) represent precipitation, maximum, mean and minimum temperature of Leiwuqi, (b)(d)(f)(h) represent those of Changdu, and (i) represents PDSI grid data. P5 – P12 represents May to December in the previous year, and 1–9 represents January to September in the current year respectively. Bars are the correlation analysis results and black lines are the response function analysis results. The dashed lines are the 95% confidence level for correlation analysis and the asterisks represent significant effects ($P < 0.05$) for response analysis.

水还未到达这一区域。根据 1979 年以来类乌齐气象站的冻土深度和积雪深度观测数据,冻土和稳定积雪最早出现在 9 月,大多出现在 10 月,积雪和冻土完全消融的时间一般为 4 月,最晚为 5 月。采样点均位于海拔 4000 m 以上的阴坡,上年 10 月至当年 4 月的降水的主要形式是降雪,并以积雪的形式保存至积雪消融期(一般为 4—5 月),而上年 10 月

至当年 5 月这一时期的降水量仅仅为 152.2 mm,因此 5 月的降水以及前期以积雪形式储存的降水,为树木生长提供水分,成为树木径向生长的关键气候因子。

研究区周边的大果圆柏树轮宽度与气候的响应分析表明^[14, 34, 48],生长季早期的高温(尤其是最高气温)导致的水分亏缺是限制当年树木径向生长的

表 2 树轮宽度年表与气象要素的最佳相关分析结果

Tab. 2 Optimum correlation results between tree-ring width chronology and climate factors

要素	时段	相关系数	一阶差相关系数
类乌齐降水量	上年 10 月至当年 5 月	0.727 **	0.730 **
类乌齐降水量	上年 8 月至当年 5 月	0.679 **	0.535
类乌齐最高气温	上年 8 月至 10 月	-0.382 *	-0.332
类乌齐平均气温	上年 11 月至当年 2 月	0.472 **	0.429 *
类乌齐平均最低气温	上年 5 月至当年 2 月	0.517 **	0.383 *
类乌齐平均最低气温	上年 11 月至当年 2 月	0.539 **	0.456 **
昌都降水量	上年 10 月至当年 5 月	0.468 **	0.496 **
昌都降水量	上年 8 月至当年 5 月	0.568 **	0.343 **
昌都平均最低气温	上年 11 月至当年 2 月	0.642 **	0.525 **
昌都平均最低气温	上年 11 月至当年 4 月	0.615 **	0.433 **
格点 PSDI	上年 10 月至当年 5 月	0.587 **	0.450 **
格点 PSDI	3 月至 5 月	0.610 **	0.465 **
格点 PSDI	4 月至 5 月	0.614 **	0.461 **

* 表示 $P < 0.05$, ** 表示 $P < 0.01$ 。

主要因子。在青藏高原东北部的柴达木盆地、黄河源区均有类似的研究成果^[19-20, 49];在中亚干旱区,也发现了生长季早期高温对昆仑圆柏和雪岭云杉树木生长的抑制作用^[50-51]。在青藏高原东南部的横断山区,川滇冷杉树轮宽度与当年 5—6 月温度负相关,同时与上年 9 月到当年 6 月降水显著正相关^[18]。Lyu 等^[37]在青藏高原东南部的八宿县(距本研究区约 120 km)选择两个海拔梯度剖面的川西云杉,开展了树木径向生长一致性随海拔高度变化的研究,不同海拔树轮宽度对气候的响应分析表明,除了个别点以外,树轮宽度与生长季水分状态(PDSI)的正相关优于其与冬季温度的相关,而且不同海拔高度树轮宽度与降水的相关系数并无显著的变化。其中 BZM 剖面 3 个点的树木宽度与上年 9 月、当年 4、5 月降水的正相关均达到了 0.05 的显著性水平。在本研究区邻近的基于大果圆柏的千年温度重建序列研究中,树轮宽度对昌都站气候的响应分析结果也发现除了与冬季温度正相关这一最显著的特征外,树轮宽度与 PDSI(尤其是当年 5 月)以及部分月份的降水(上年 10 月、当年 3 月、5 月)也呈现出了一定显著性水平的正相关^[37]。He 等^[38]开展的青藏高原南部(与本研究区距离约 300 km)不同海拔大果圆柏树轮宽度对气候因子的响应差异分析发

现,不同海拔树木径向生长对气候的响应关系并无显著的海拔差异;5—6 月气温(特别是最高气温)显著负相关,5—6 月降水正相关;上年 7 月至当年 6 月的降水量和 PDSI 显著正相关;冬季气温(上年 11 月至当年 2 月)正相关。Zhu 等^[32]也发现了青藏高原东部大果圆柏树轮宽度与 5—6 月最高气温的显著负相关,并开展了初夏温度重建。

树轮宽度指数与冬季气温(特别是最低气温)的正相关关系,在高原地区也有类似的报道^[30, 33, 40],一般认为^[20]冬季低温会造成冻土层增厚,冻土层融化时间推迟,导致生长期缩短,甚至会造成树木根茎的冻害,进而影响树木的生长。对于本研究来说,冬季最低气温是影响川西云杉径向生长的限制因子之一,但当年生长季早期及其前期的降水是首要限制因子。从图 3 来看,器测时期类乌齐和昌都气象站的气温和降水量都呈增加趋势。由于本研究所选择的采样点位于海拔约 4200 m 的阴坡,温度升高对树木生长的影响既存在正效应(积雪和冻土消融提前,生长季延长),也存在负效应(蒸发加剧),而非季风期降水增加的正效应明显。

2.2 降水量的重建与干湿变化分析

基于上文树轮年表与气候要素的相关和响应分析结果及其生理机制,并综合考虑校准期的长度以

及重建方程的方差解释量和稳定性,以类乌齐气象站上年10月至当年5月的降水量为重建目标,以1980—2011年为校准期,采用一元线性方程,建立了降水量与区域合成树轮宽度标准年表转换关系:

$$P = 260.0X - 134.46 \quad (1)$$

($n = 32, r = 0.727, r^2 = 52.9\%, r_{\text{adj}}^2 = 51.3\%, F = 33.7, P < 0.001$)

式(1)中, P 为类乌齐气象站上年10月至当年5月降水量, X 为西藏东北部川西云杉树轮宽度标准年表,方程的方差解释量达到52.9%,调整自由度后的方差解释量为51.3%。由于校准期仅为32年,采用逐一剔除法检验转换方程的稳定性^[52],得到相关系数(r)为0.676,乘积平均数(PMT)为4.73,符号检验(ST)为 $26^+/6^-$,均达到了0.01的显著性水平。误差缩减值(RE)为0.454,证明了重建方程是稳定有效的。为了进一步验证二者在高频变化上的一致性,将降水量实测值和重建值序列进行一阶差处理(图5c),得到一阶差序列的相关系数为0.730($n = 31, P < 0.001$),证明二者在高频变化上也是一致的。校准期内,重建值和实测值的平均值均为157.9 mm,标准差分别为10.9 mm和29.8 mm,结合图5(a)发现树轮宽度对降水峰值捕捉的能力不足。

基于以上的线性转换方程重建了西藏东北部1460—2011年上一年10月至当年5月降水量(图6)。重建降水量序列的平均值为122.9 mm,最小值和最大值分别为34.6 mm(1504年)和232.2 mm(2000年)。将重建序列进行31 a快速傅立叶变换(FFT)处理,分析其低频变化特征。以低频处理后低于平均值的阶段确定为偏干阶段,高于均值的阶段为偏湿阶段,并舍去偏干/偏湿持续时间较短的时段(< 20 a),确定其存在6个明显的偏湿阶段

(1512—1533、1551—1630、1659—1729、1771—1790、1838—1862、1976—2011年)和5个明显的偏干阶段(1460—1511、1591—1614、1730—1770、1791—1837、1892—1930年)。将降水量低于平均值2倍标准差和高于平均值2倍标准差的年份分别定义为极端干旱和极端湿润年,发现序列中的9个极端干旱年(1473、1474、1504、1604、1608、1736、1737、1827、1918年)和12个极端湿润年(1530、1673、1674、1681、1682、1688、1706、1712、1785、1957、1980、2000年)。与低频变化曲线对应来看,极端干旱年和湿润年集中出现在偏干和偏湿阶段。

2.3 降水记录的对比与空间代表性分析

将本文重建的降水序列与青藏高原东南部 and 南部的树轮降水记录进行对比,进一步验证本研究的可信度,同时发现区域降水变化的同步性和差异性。逐年相关计算表明,本文序列与文献[18]的降水序列相关系数为0.219($n = 458, P < 0.01$),与文献[15]的相关系数为0.135($n = 551, P < 0.01$)。对3条降水序列进行Z-score标准化计算,并进行31 a FFT转换后,比较其低频变化特征。

从低频变化特征来看,3条降水记录的共同的特征是19世纪早期的持续干旱和1980年中期以来的持续增湿过程。其中近20多年来的持续增湿过程还出现在西藏拉萨附近^[14]、雅鲁藏布江流域^[15]、以及横断山脉中部^[53]的树轮记录中。此外,基于器测资料的研究也发现了高原南部降水增加的趋势^[54, 55]高原东南部树轮降水记录与气温记录的进一步对比发现^[56],这一过程可能是过去500年来最显著的增湿过程,与增湿的趋势对应。基于树轮宽度重建的相对湿度记录也发现了青藏高原东南部近20年的明显的增湿过程^[57]。通过气候诊断分析推测,与增温同时发生的地表升温过程导致垂直对流

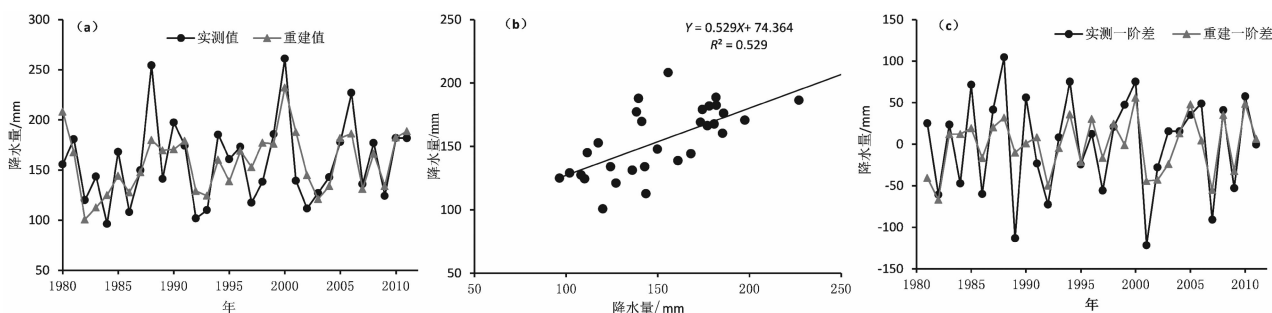


图5 重建值和实测值对比(a),散点图(b)和一阶差对比(c)

Fig. 5 Comparison between reconstructed and observed precipitation (a), scatter plot (b) and the first difference series (c)

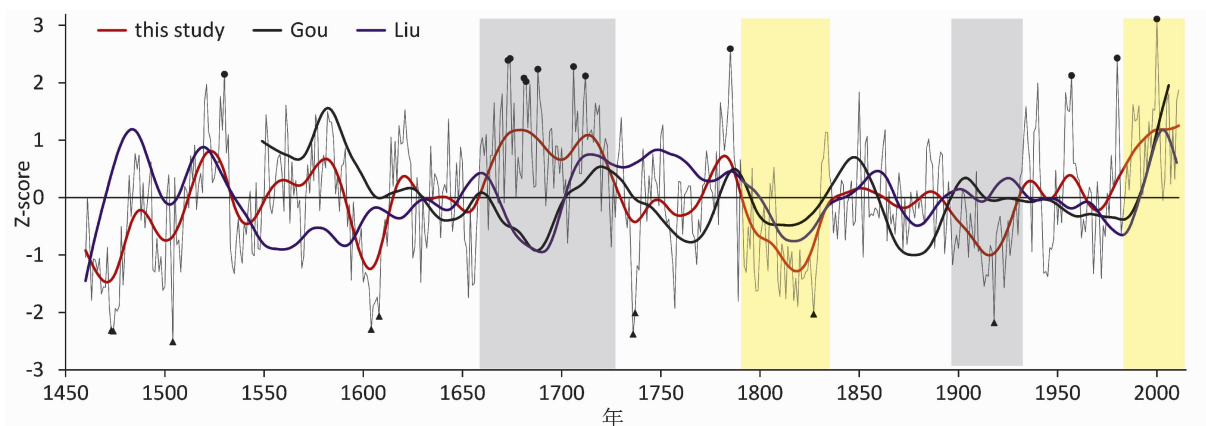


图6 本文重建的西藏东北部降水序列与周边区域的降水记录对比

粗线为 31 a FFT 转换后的低频变化序列。红色线为本文序列,黑色线代表 GOU 等[18]重建的青藏高原东南部上年 9 月至当年 6 月的降水量序列,蓝色线代表 LIU 等重建的[15]高原南部上年 7 月到当年 6 月降水量变化。黑色三角表示极端干旱年,黑色圆点代表极端湿润年。灰色阴影代表不一致的时段,黄色阴影代表变化一致的时段。

Fig. 6 Comparison among the reconstructed precipitation and tree-ring precipitation records at the surrounding areas.

The thick lines are 31-year Fast Fourier transformation serials. In which, the black line is precipitation in this study, red is reconstructed precipitation from previous September to current June in the southeastern southeastern Qinghai-Tibet Plateau[18], and the blue is the annual precipitation from previous July to current June in south Tibet[15]. The grey shadow area represents the period out of phase, and the yellow shadow area represents the consistency period.

运动增强,进而导致有效降水增加,而且增湿最为显著的区域为青藏高原中部^[58]。此外,本文序列中最长的湿润期(1659—1729 年)与其他两条降水记录并不一致,20 世纪早期的持续干旱期(1892—1930 年)在另外两条序列中也是降水持平阶段。根据 Zhang 等^[59]的研究,青藏高原南北部分别受到西风环流和南亚季风两个气候系统的影响,而本文所在的研究区为两个气候系统的交互作用区,这也可能是本文降水记录中 20 世纪早期的干旱事件与中国北方大范围的干旱事件^[60]一致,但与高原南部雅鲁藏布江流域和并不一致的原因。从极端事件发生的年份来看,本文记录的极端干旱和湿润年与文献[18]中的记录不一致,这既是由于 3 条降水记录的时段并不完全一致(分别为上年 10 月到当年 5 月、上年 9 月至当年 6 月、上年 7 月至当年 6 月),也表明了青藏高原降水变化的局地性特征。

利用荷兰皇家气象研究所(KNMI)提供的气候浏览器(www.climexp.knmi.nl)空间相关分析功能^[61],分析了 1980—2011 年类乌齐气象站实测(图 7a)和重建序列(图 7b)的上年 10 月至当年 5 月降水序列的空间代表性。结果表明,两个序列的空间代表的区域较为一致,相关系数高于 0.6 的中心区位于整个西藏东部地区及其和四川西部的交界区

(94°E ~ 100°E, 29°N ~ 33°N),表明本文重建的降水资料能较好地代表西藏东部地区较小范围的降水变化。参与对比的青藏高原东南部的气候序列^[18]与本研究采样点的距离较近,且位于空间相关系数 0.4 ~ 0.5 的范围内,而位于西藏南部的降水序列^[15]与本研究的区域较远,且处在相关系数不显著的位置。上文中 3 条重建降水长序列的相关分析的结果与 1979—2011 年空间相关分析的结果对应:本文降水序列与高原东南部序列的正相关系数高于其与西藏南部的序列的相关系数。

3 结论

(1) 上年 10 月至当年 5 月的降水量为本文研究区川西云杉树木径向生长最主要限制因子,冬季的最低气温也是次年树木生长的限制因子之一。树轮宽度年表与类乌齐气象站上年 10 月到当年 5 月降水量的转换方程的方差解释量为 52.9%,且稳定可信。

(2) 西藏东北部 1460—2011 年的降水序列存在 6 个明显的偏湿阶段(1512—1533、1551—1630、1659—1729、1771—1790、1838—1862、1976—2011 年)和 5 个明显的偏干阶段(1460—1511、1591—

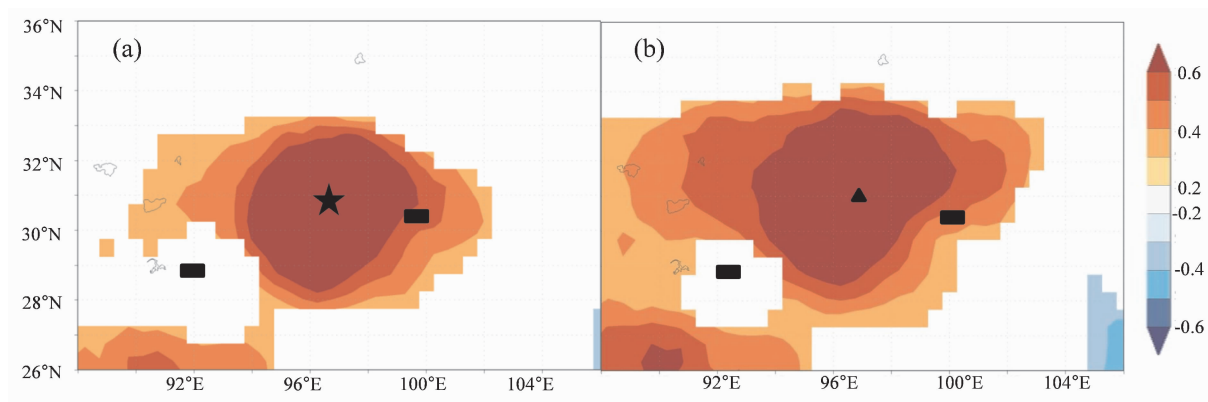


图7 气象站实测重建降序列(a)和重建降水序列(b)的空间代表性分析结果

黑色五角星表示采样点位置,黑色三角代表气象站位置,黑色矩形代表进行对比的降水序列位置。

Fig.7 Spatial representativeness analysis of the instrumental precipitation (a) and reconstructed precipitation (b)

The star represents the location of Leiwuqi meteorology station, the triangle represents the sampling site and the squares represent the sites of comparison series.

1614、1730—1770、1791—1837、1892—1930年),以及9个极端干旱年(1473、1474、1504、1604、1608、1736、1737、1827、1918年)和12个极端湿润年(1530、1673、1674、1681、1682、1688、1706、1712、1785、1957、1980、2000年)。

(3)空间代表性分析表明重建序列能较好地代表西藏东部地区(94°E~100°E,29°N~33°N)的降水变化。本文降水序列与研究区周边的树轮降水记录的特征是19世纪早期的持续干旱和1980年中期以来的增湿过程,而本序列中最长的湿润期(1659—1729年)以及20世纪早期的持续干旱期(1892—1930年)在雅鲁藏布江流域和川西高原的降水记录中并未出现。高原南部的树轮降水记录以及观测的降水资料均记录了近20年的增湿过程,这一明显的增湿过程可能是由于增温导致大气垂直运动(对流活动)增强,进而增加有效降水。降水记录存在区域差异的原因:①不同树轮降水记录的时段不完全一致;②与气温相比,降水的局地性特征更强;③青藏高原的北部和南部分别受到西风环流和南亚季风两个气候系统的影响,而本文所在的研究区为两个气候系统的交互作用区。

参考文献(References)

- [1] WU G, ZHANG Y. Tibetan Plateau forcing and the timing of the Monsoon Onset over South Asia and the South China Sea [J]. Monthly Weather Review, 1998, **126**(126):913-927
- [2] 吴国雄,毛江玉,段安民,等. 青藏高原影响亚洲夏季气候研究的最新进展[J]. 气象学报, 2004, **62**(5): 528-540 [WU Guoxiong, MAO Jiangyu, DUAN Anmin, et al. Recent progress in the study on the impacts of Tibetan Plateau on Asian summer climate [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2004, **62**(5): 528-540]
- [3] ZHAO H, MOORE G W K. On the relationship between Tibetan snow cover, the Tibetan Plateau monsoon and the Indian summer monsoon[J]. Geophysical Research Letters, 2004, **31**(14):101-111.
- [4] 施雅风,李吉均,李炳元,等. 晚新生代青藏高原的隆升与东亚环境变化[J]. 地理学报, 1999, **54**(1):10-21 [SHI Yafeng, LI Jijun, LI Bingyuan, et al. Uplift of the Qinghai-Xizang(Tibetan) Plateau and east Asia environmental change during last Cenozoic [J]. Acta Geographica Sinica, 1999, **54**(1):10-21]
- [5] 孙鸿烈. 青藏高原的形成演化[M]. 上海:上海科学技术出版社, 1996: 168-192 [SUN Honglie. Formation and evolution of the Tibetan Plateau [M]. Shanghai: Shanghai Science and Technology Press, 1996: 168-192]
- [6] FRITTS H C. Tree Rings and Climate[M]. London: Academic Press, 1976:258-270
- [7] 邵雪梅,梁尔源,黄磊,等. 柴达木盆地东北部过去1437a的降水变化重建[J]. 气候变化研究进展, 2006, **2**(3):122-126. [SHAO Xuemei, LIANG Eryuan, HUANG Lei, et al. A reconstructed precipitation series over the past millennium in the northeastern Qaidam Basin[J]. Climate Change Research, 2006, **2**(3):122-126]
- [8] 邵雪梅,王树芝,徐岩,等. 柴达木盆地东北部3500年树轮定年年表的初步建立[J]. 第四纪研究, 2007, **27**(4):477-455 [SHAO Xuemei, WANG Shuzhi, XU Yan, et al. A 3500-year master tree-ring dating chronology from the northeastern part of the Qaidam Basin[J]. Quaternary Sciences, 2007, **27**(4):477-455]
- [9] SHAO X M, XU Y, YIN Z Y, et al. Climatic implications of a 3585-year tree-ring width chronology from the northeastern Qinghai-

- Tibetan Plateau [J]. Quaternary Science Reviews, 2010, **29** (17-18): 2111-2122
- [10] YANG B, QIN C, WANG J, et al. A 3,500-year tree-ring record of annual precipitation on the northeastern Tibetan Plateau [J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 2014, **111**(8): 2903-2908
- [11] 黄磊, 邵雪梅, 刘洪滨, 等. 树轮记录的青海柴达木盆地过去 2800 年来的极端干旱事件 [J]. 气候与环境研究, 2010, **15**(4): 379-387 [HUANG Lei, SHAO Xuemei, LIU Hongbin, et al. A 2800-year tree-ring record of severe sustained extreme drought events in Qaidam Basin, Qinghai [J]. Climatic and Environmental Research, 2010, **15**(4): 379-387]
- [12] ZHANG Q, CHENG G, YAO T, et al. A 2,326-year tree-ring record of climate variability on the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. Geophysical Research Letters, 2003, **30**(14): 1739
- [13] LIU J, YANG B, QIN C. Tree-ring based annual precipitation reconstruction since AD 1480 in south central Tibet [J]. Quaternary International, 2011, **236**(1-2): 75-81
- [14] HE M, YANG B, BRAUNING A, et al. Tree-ring-derived millennial precipitation record for the southern Tibetan Plateau and its possible driving mechanism [J]. Holocene, 2013, **23**(1): 36-45
- [15] LIU J, YANG B, HUANG K, et al. Annual regional precipitation variations from a 700 year tree-ring record in south Tibet, western China [J]. Climate Research, 2012, **53**(1): 25-41
- [16] 刘晶晶, NINA Datsenko. 树轮记录的青藏高原西南部过去 644 年的降水变化 [J]. 第四纪研究, 2015, **35**(5): 1082-1092 [LIU Jingjing, NINA Datsenko. Tree-ring recorded 644-year precipitation variations on the southwestern Tibetan Plateau [J]. Quaternary Sciences, 2015, **35**(5): 1082-1092]
- [17] 刘晶晶. 树轮记录的青藏高原南部过去 526 年降水变化特征 [J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2014, **50**(3): 293-298 [LIU Jingjing. Precipitation variations during the last 526 years inferred from tree-ring width on the southern Tibetan Plateau [J]. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences), 2014, **50**(3): 293-298]
- [18] GOU X H, YANG T, GAO L L, et al. A 457-year reconstruction of precipitation in the southeastern Qinghai-Tibet Plateau, China using tree-ring records [J]. Science Bulletin, 2013, **58**(10): 1107-1114
- [19] LIU Y, AN Z S, LINDERHOLM H W, et al. Annual temperatures during the last 2485 years in the mid-eastern Tibetan Plateau inferred from tree rings [J]. Science China Earth Sciences, 2009, **52**(3): 348-359
- [20] GOU Xiaohua, CHEN Fahu, YANG Meixue, et al. Asymmetric variability between maximum and minimum temperatures in Northeastern Tibetan Plateau: evidence from tree rings [J]. Science in China(Earth Sciences), 2008, **51**(1): 41-55
- [21] SHI X H, QIN N S, ZHU H F, et al. May-June mean maximum temperature change during 1360-2005 as reconstructed by tree rings of *Sabina tibetica* in Zaduo, Qinghai Province [J]. Chinese Science Bulletin, 2010, **55**(26): 3023-3029
- [22] HE M, YANG B, DATSENKO N M. A six hundred-year annual minimum temperature history for the central Tibetan Plateau derived from tree-ring width series [J]. Climate Dynamics, 2014, **43**(3-4): 641-655
- [23] FAN Z X, BRAUNING A, YANG B, et al. Tree ring density-based summer temperature reconstruction for the central Hengduan Mountains in southern China [J]. Global & Planetary Change, 2009, **65**(1): 1-11
- [24] FAN Z X, BRAUNING A, TIAN Q H, et al. Tree ring recorded May-August temperature variations since A. D. 1585 in the Gaoligong Mountains, southeastern Tibetan Plateau [J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2010, **296**(2): 94-102
- [25] 喻树龙, 袁玉江, 魏文寿, 等. 川西高原 6—7 月最低气温场重建研究 [J]. 中国沙漠, 2012, **32**(4): 1010-1016 [YU Shulong, YUAN Yujiang, WEI Wenshou, et al. Reconstruction of minimum temperature field I June-July during 1787-2005 in the west Sichan Plateau [J]. Journal of Desert Research, 2012, **32**(4): 1010-1016]
- [26] 秦宁生, 时兴合, 邵雪梅, 等. 川西高原树木年轮所指示的平均最高气温变化 [J]. 高原山地气象研究, 2008, **28**(4): 18-24 [QIN Ningsheng, SHI Xinghe, SHAO Xuemei, et al. Average maximum temperature change recorded by tree rings in west Sichuan Plateau [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research, 2008, **28**(4): 18-24]
- [27] YANG B, KANG X, LIU J, et al. Annual temperature history in Southwest Tibet during the last 400 years recorded by tree rings [J]. International Journal of Climatology, 2010, **30**(7): 962-971
- [28] YANG B, KANG X C, BRAUNING A, et al. A 622-year regional temperature history of southeast Tibet derived from tree rings [J]. Holocene, 2010, **20**(2): 181-190
- [29] ZHU H F, SHAO X M, YIN Z Y, et al. Early summer temperature reconstruction in the eastern Tibetan plateau since AD 1440 using tree-ring width of *Sabina tibetica* [J]. Theoretical and Applied Climatology, 2011, **106**(1): 45-53
- [30] 张瑞波, 袁玉江, 魏文寿, 等. 西藏东部过去 400 年秋、冬季平均最低气温的树木年轮分析 [J]. 高原气象, 2010, **29**(2): 359-365 [ZHANG Ruibo, YUAN Yujiang, WEI Wenshou, et al. Analysis on mean minimum temperature in the east Tibet from Autumn to Winter in tree ring of the past 400 years [J]. Plateau Meteorology, 2010, **29**(2): 359-365]
- [31] LIANG E Y, SHAO X M, XU Y. Tree-ring evidence of recent abnormal warming on the southeast Tibetan Plateau [J]. Theoretical and Applied Climatology, 2009, **98**(1-2): 9-18
- [32] ZHU H F, SHAO X M, YIN Z Y, et al. August temperature

- variability in the southeastern Tibetan Plateau since AD 1385 inferred from tree rings [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2011, **305**(1–4):84–92
- [33] ZHANG R B, YUAN Y J, WEI W S, et al. Dendroclimatic reconstruction of autumn-winter mean minimum temperature in the eastern Tibetan Plateau since 1600 AD [J]. *Dendrochronologia*, 2015, **33**:1–7
- [34] WANG L, DUAN J, CHEN J, et al. Temperature reconstruction from tree-ring maximum density of Balfour spruce in eastern Tibet, China [J]. *International Journal of Climatology*, 2010, **30**(7):972–979
- [35] LIANG Eryuan, SHAO Xuemei, QIN Ningsheng. Tree-ring based summer temperature reconstruction for the source region of the Yangtze River on the Tibetan Plateau [J]. *Global and Planetary Change*, 2008, **61**:313–320
- [36] 陈峰, 袁玉江, 喻树龙. 闽中北柳杉树轮指示的气候信号与季风区不同地域干湿变化关系 [J]. *山地学报*, 2015, **33**(6):690–695 [CHEN Feng, YUAN Yujiang, YU Shulong [J]. Drought signals in the tree-ring width record of Cedar (*Cryptomeria fortunei*) trees from north central Fujian: linkages to the monsoonal regions [J]. *Mountain Research*, 2015, **33**(6):690–695]
- [37] LYU L, DENG X, ZHANG Q B. Elevation pattern in growth coherency on the Southeastern Tibetan Plateau [J]. *Plos One*, 2016, **11**(9):e0163201. doi:10.1371/journal.pone.0163201
- [38] HE M, YANG B, BRAUNING A. Tree growth-climate relationships of *Juniperus tibetica*, along an altitudinal gradient on the southern Tibetan Plateau [J]. *Trees*, 2013, **27**(2):429–439
- [39] WANG J, YANG B, QIN C, et al. Tree-ring inferred annual mean temperature variations on the southeastern Tibetan Plateau during the last millennium and their relationships with the Atlantic Multidecadal Oscillation [J]. *Climate Dynamics*, 2014, **43**(3–4):627–640
- [40] COOK E R, KAIRIUKSTIS L A. *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences* [M]. Dordrecht: Kluwer, 1990:1–21
- [41] HOLMES R L. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement [J]. *Tree-ring bulletin*, 1983, **43**(1):69–78
- [42] STOKES M A. *An introduction to tree-ring dating* [M]. University of Arizona Press, 1996:1–61
- [43] RINN F. TSAP-Win: Time Series Analysis Presentation for Dendrochronology and Related Applications. Version 4.64 User Reference [M]. Heidelberg, Germany, 2011. <http://www.rinntech.com>
- [44] COOK E. R. *Methods of Dendrochronology* [M]. The Netherlands, Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1990:1–200
- [45] DAI A. Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index (PDSI) during 1900–2008 [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2011, **116**(D12):1248–1256
- [46] MITCHELL T D, JONES P D. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids [J]. *International Journal Climatology*, 2005, **25**:693–712
- [47] BIONDI F, WAIKUL K. DENDROCLIM2002: A C++ program for statistical calibration of climate signals in tree-ring chronologies [J]. *Computers & Geosciences*, 2004, **30**(3):303–311
- [48] WANG Xiaochun, ZHANG Qibin, MA Keping, et al. A tree-ring record of 500-year dry-wet changes in northern Tibet, China [J]. *The Holocene*, 2008, **18**(4):579–588
- [49] 叶林麟, 秦宁生, 白爱娟, 等. 利用树轮宽度重建黄河源区1618—2009年5—6月最高气温 [J]. *气候变化研究进展*, 2015, **11**(2):86–92 [YE Molin, QIN Ningsheng, BAI Aijuan, et al. Using tree-ring width to reconstruct maximum air temperature of Yellow River source region in May–June over 1618–2009 [J]. *Climate Change Research*, 2015, **11**(2):86–92]
- [50] 尚华明, 魏文寿, 袁玉江, 等. 帕米尔东北部昆仑圆柏850 a 树轮宽度年表的建立及其气候意义 [J]. *沙漠与绿洲气象*, 2015, **9**(1):6–11 [SHANG Huaming, WEI Wenshou, YUAN Yujiang, et al. An 850-year tree-ring width chronology of *Juniperus jarkendensis* for the northeastern Pamirs and its climatic implications [J]. *Desert and Oasis Meteorology*, 2015, **9**(1):6–11]
- [51] 张瑞波, 尚华明, 魏文寿, 等. 吉尔吉斯斯坦西天山上下林线树轮对气候的响应差异 [J]. *沙漠与绿洲气象*, 2013, **7**(4):1–6 [ZHANG Ruibo, SHANG Huaming, WEI Wenshou, et al. Differences of tree-ring response to climate between upper and lower treeline in the western Tianshan Mountains of Kyrgyzstan [J]. *Desert and Oasis Meteorology*, 2013, **7**(4):1–6]
- [52] COOK E R, MEKO D M, STAHL D W, et al. Drought reconstructions for the Continental United States [J]. *Journal of Climate*, 1999, **12**(4):1145–1162
- [53] FAN Z, BRAUNING A, CAO K. Tree-ring based drought reconstruction in the central Hengduan Mountains region (China) since A. D. 1655 [J]. *International Journal of Climatology*, 2010, **28**(14):1879–1887
- [54] 徐宗学, 张玲, 黄俊雄, 等. 西藏地区气温、降水及相对湿度的趋势分析 [J]. *气象*, 2007, **33**(7):82–88 [XU Zongxue, ZHANG Ling, HUANG Junxiong et al. Long-term trend of temperature, precipitation and relative humidity in the Tibetan region [J]. *Meteorological Monthly*, 2007, **33**(7):82–88]
- [55] 张磊, 缪启龙. 青藏高原近40年来的降水变化特征 [J]. *干旱区地理*, 2007, **30**(2):240–246 [ZHANG Lei, LIAO Qilong. Precipitation changes in the Tibetan Plateau during the last four decades [J]. *Arid Land Geology*, 2007, **30**(2):240–246]
- [56] LI J, SHI J, ZHANG D D, et al. Moisture increase in response to high-altitude warming evidenced by tree-rings on the southeastern Tibetan Plateau [J]. *Climate Dynamics*, 2016, **48**(1–2):

- 649–660
- [57] SHI C, DAUX V, LI Z, et al. The response of relative humidity to centennial-scale warming over the southeastern Tibetan Plateau inferred from tree-ring width chronologies[J]. *Climate Dynamics*, 2018;1–12
- [58] YANG K, YE B, ZHOU D, et al. Response of hydrological cycle to recent climate changes in the Tibetan Plateau[J]. *Climatic Change*, 2011, **109**(3–4):517–534
- [59] ZHANG Q B, EVANS M N, LYU L. Moisture dipole over the Tibetan Plateau during the past five and a half centuries[J]. *Nature Communications*, 2015, **6**:8062
- [60] LIANG E, LIU X, YUAN Y. The 1920s drought recorded by tree rings and historical documents in the semiarid and arid areas of northern China[J]. *Climatic Change*, 2006, **79**(3–4):403–432
- [61] TROUET V, OLDENBORGH G J V. KNMI Climate Explorer: A web-based research tool for high-resolution paleoclimatology[J]. *Tree-Ring Research*, 2013, **69**(1):3–13

Tree-ring Recorded 522-year Precipitation from Previous October to May in Northeastern Tibet, China

SHANG Huaming¹, HONG Jianchang², ZHANG Ruibo¹, FAN Ziang¹, CHEN Feng¹

(1. Institute of Desert Meteorology, China Meteorological Administration, Xinjiang Laboratory of Tree Ring Ecology, Key Laboratory of Tree-ring Physical and Chemical Research of China Meteorological Administration, Urumqi 830002, China;
2. Tibet Climatic Center, Lhasa 850000, China)

Abstract: As the third pole of the world, the Tibetan Plateau has been the hotspot of the large-scale climate change research. The long-lived needle-leave trees widely distributed in the plateau provide important proxies for past climate change. Three tree-ring width chronologies and their composite chronology of *Picea likiangensis* var. *balfouriana* were established in Changdu district of northeastern Tibet. Correlation and response analysis between tree-ring width index and climatic factors revealed that the total precipitation from previous October to May in the current year was the dominant climatic factor on their radial growth. The linear transfer function ($n = 32$, $R^2 = 52.9\%$, $F = 33.7$) was introduced to reconstruct the precipitation history during 1460–2011. The reconstructed series indicated that there were six distinct wet periods (1512–1533, 1551–1630, 1659–1729, 1771–1790, 1838–1862, 1976–2011) and five drought periods (1460–1511, 1591–1614, 1730–1770, 1791–1837, 1892–1930). Spatial representativeness analysis demonstrated the reconstructed series could reflect regional precipitation change in the eastern Tibet ($94^\circ\text{E} \sim 100^\circ\text{E}$, $29^\circ\text{N} \sim 33^\circ\text{N}$). Comparison between this study and other tree-ring based precipitation records in the surrounding area confirmed the consistency of lasting drought in the early 19th century with the wetting trend since the mid-1980s. However, the longest wet period (1659–1729) and the drought period in the early 20th century in this study were inconsistent with other two precipitation records. The significant wetting trend in the recent 20 years was probably resulted from the enhancement of vertical convection due to land surface warming. The inconsistency among tree-ring precipitation records was caused by both the distinct localized precipitation and the limited size of studied area, which lies in the interaction area of the South Asian monsoon and the westerlies.

Key words: tree-ring; *Picea likiangensis* var. *balfouriana*; precipitation; climate change; Tibet