

柴达木盆地树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的过去1000年湿度变化

王文志^{①②}, 刘晓宏^{①②*}, 徐国保^{①②}, 邵雪梅^③, 秦大河^①, 孙维贞^①, 安文玲^{①②}, 曾小敏^{①②}

① 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000;

② 中国科学院大学, 北京 100049;

③ 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101

* 联系人, E-mail: liuxh@lzb.ac.cn

2013-01-06 收稿, 2013-03-26 接受, 2013-09-26 网络版发表

全球变化研究国家重大科学研究计划(2010CB951401)和国家自然科学基金(41171167, 40871002)资助

摘要 青藏高原东北部柴达木盆地过去1000年以来湿度变化对于了解气候变暖背景下当地水环境变化具有重要意义. 利用祁连圆柏建立了从991~2010年期间3年分辨率的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列. 在1800~2006年的共同时段内, 新建立的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 与前期在天峻地区建立的年分辨率树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列显著相关($r=0.61$, $P<0.001$, $n=69$). 因此, 柴达木盆地的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 比率变化可以作为生长季相对湿度的可靠代用指标. 千年树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列的低频变化显示出“干-湿-干”的变化型, 即中世纪异常期气候偏干, 小冰期气候湿润, 20世纪暖期气候偏干. 通过与其他重建资料的对比, 发现柴达木盆地新建立树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列能够较好地表现过去1000年以来当地相对湿度的变化历史.

关键词

树轮 $\delta^{18}\text{O}$
湿度变化
中世纪异常期
小冰期
柴达木盆地

过去1000年以来的气候变化是研究和讨论20世纪全球气候变化的基础, 因此获取可靠的高分辨率气候代用资料成为国际研究的热点. 青藏高原作为全球中低纬度冰冻圈研究的主体, 是亚洲许多大江大河的发源地, 称之为亚洲“水塔”, 对亚洲水资源的储量和变化有重要影响. 同时, 青藏高原作为全球气候变化的敏感区和脆弱区之一, 在过去的几十年中, 其升温速率达到 $0.016\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ^[1], 明显高于全球平均水平. 因此, 研究青藏高原的气候变化对于了解气候变暖背景下当地的水环境变化具有重要意义. 然而, 在青藏高原气象站的器测记录只有短短几十年的时间, 无法满足研究长期气候变化的要求^[1]. 幸运的是, 高原上存在多种记录过去长时间尺度气候变化的载体. 研究人员已经利用湖泊沉积^[2,3]和树轮宽度^[4-7]建立了多条1000年以上的温度和降水变化序列, 这为我们了解青藏高原乃至西北干旱区的气候环境演化历史提供了重要资料.

柴达木盆地位于青藏高原的东北部, 其周围山区生长着对气候变化响应敏感的千年祁连圆柏(*Sabina przewalskii* Kom.). 结合德令哈地区分布的唐朝时期古墓内的大量祁连圆柏立木, 通过多样本交叉定年, 现已建立了长达3585年的树轮宽度年表^[8]. 然而, 利用树轮宽度年表研究过去气候变化的过程中, 低频气候信号的保留问题一直以来备受争议^[9]. 树轮同位素指标, 尤其是树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 能够克服树轮宽度年表建立过程中低频信息保留的弊端, 并且受到年龄效应的影响较小^[10]. 因此, 树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 在研究过去1000年低频气候变化方面具有独特的优势. 在青藏高原的西部和南部, 国外的科学家已经建立了长达1000年的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列^[11,12], 对于了解当地长时间尺度的降水变化提供了重要资料. 青藏高原北部的柴达木盆地, 尽管已经建立了多条1000年以上的树轮宽度年表序列^[6-8], 但是长时间尺度的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列未见报道. 因此, 利用树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列研究过去

引用格式: 王文志, 刘晓宏, 徐国保, 等. 柴达木盆地树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的过去1000年湿度变化. 科学通报, 2013, 58: 3458-3463

英文版见: Wang W Z, Liu X H, Xu G B, et al. Moisture variations over the past millennium characterized by Qaidam Basin tree-ring $\delta^{18}\text{O}$. Chin Sci Bull, 2013, 58: 3956-3961, doi: 10.1007/s11434-013-5913-0

1000 年以来柴达木盆地的气候变化, 对于探讨该地区长期的气候变化趋势和预测未来气候变化具有一定的指导意义. 同时, 在当前的国际研究背景下, 柴达木盆地树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素的建立也有助于补充和丰富长时间序列的树木年轮代用资料网络, 为准确评估过去气候变化提供基础资料.

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于柴达木盆地东北部边缘的德令哈境内, 周边山区海拔超过 4400 m. 在 1956~2008 年间, 德令哈气象站(37°22'N, 97°22'E, 2981.5 m a.s.l.)记录的年平均气温为 3.8℃, 月平均最低气温发生在 1 月份, 为 -11.5℃; 月平均最高气温发生在 7 月份, 为 16.7℃. 年平均降水量仅为 166 mm, 且降水季节性差异明显, 夏季降水(6~8 月)占全年降水的 60%以上, 属于典型的大陆性干旱气候. 德令哈站气象数据显示, 在最近几十年以来气温显著上升, 升温速率在 $0.05\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$, 降水量也有显著增加的趋势, 达到 2.49 mm a^{-1} , 但是相对湿度没有显著的变化趋势^[13].

德令哈地区的自然植被主要为干旱荒漠草原, 在盆地东部海拔 3500~4000 m 左右的中山地带的阳坡和半阴坡分布着祁连圆柏天然林. 由于气候寒冷干燥, 树木生长缓慢, 1000 年以上的古树得以存活至今.

1.2 树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列建立

采样点(37°16'N, 97°32'E, 4000 m a.s.l.)位于德令哈市东北部山区(图 1). 利用直径为 12 mm 的生长锥在祁连圆柏胸径高度采集 2 根样芯, 共采集 20 棵活树. 经过实验室前期处理, 量测宽度, 并与邵雪梅等人^[7]在该地区建立的大样本量宽度年表进行 COFECHA 检验, 得出准确定年结果. Shi 等人^[10]研究指出, 青藏高原西南部, 树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 在树间的一致性较高, 4 棵树就能够建立稳定的 $\delta^{18}\text{O}$ 序列. 本研究中, $\delta^{18}\text{O}$ 序列的分析选取树龄长、生长规则、缺轮率少、与主序列相关性高的不同树的 4 根样芯. 由于祁连圆柏生长速率缓慢, 甚至有缺轮现象, 最终经过多方考量, 我们决定在显微镜下每 3 年 1 组用手术刀从样芯上剥离, 然后将不同样芯相同年份的样品混合以备提取 α -纤维素, 以保证同位素分析所需重复测量的样本量. 为了去除幼龄效应对树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 分析的影响, 去掉每根

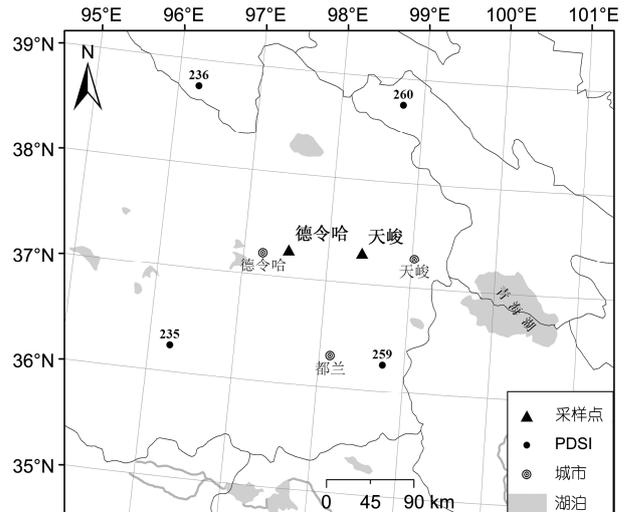


图 1 柴达木盆地德令哈和天峻采样点示意图

样芯的前 30 年, 最终得到 991~2010 年期间的样品. 提取 α -纤维素的流程和步骤在文献[13~15]中都有详细说明.

树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 比率的测定采用在线分析测试系统. 将 0.14~0.16 mg 的 α -纤维素样品包裹于银杯中, 在高温转换元素分析仪(TC/EA)和 MAT-253 气体稳定同位素质谱仪上测定树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 比率, 分析测试过程在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室进行. 为确保测试准确性, 每个样品重复 4 次, 去除测试中的奇异值, 然后计算每个样品的平均值. 样品值依据国际标准(VSMOW)进行校正, $\delta^{18}\text{O}$ 分析误差 $<0.3\text{ }_{\text{‰}} (=1\sigma)$.

2 结果和讨论

2.1 树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 气候意义

柴达木盆地的天峻地区已经建立了从 1800~2006 年期间年分辨率的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列^[14], 将天峻地区的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 值每 3 年计算 1 个平均值, 与本研究建立的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列在相同时段内进行对比(图 2), 发现 2 个地点的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列存在显著的相关关系, 其相关系数达到 $0.61(n=69, P<0.001)$, 两条序列的高频变化(一阶差)在相同时段内也具有显著的相关关系($r=0.62, n=69, P<0.001$). 两条树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列相似的变化说明相同的气候因子控制研究区内树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 分馏, 即柴达木盆地内, 树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 反映相同的气候信息. 然而, 由于天峻和德令哈 2 个采样点相距 200 km

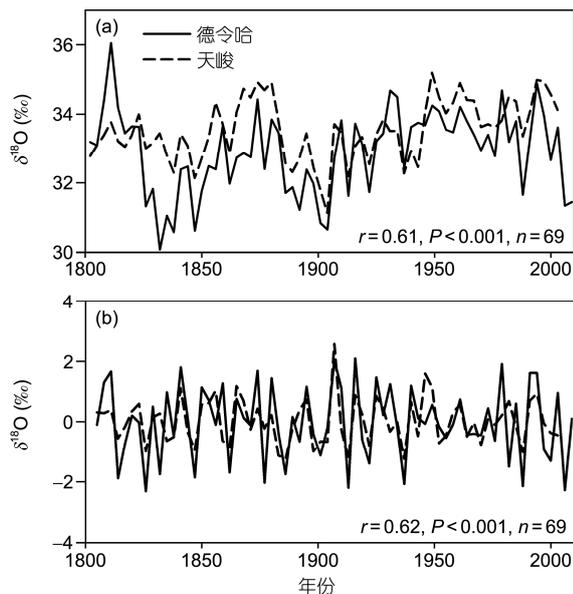


图2 德令哈与天峻2条树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列在1800~2006年期间对比
(a) 原始数据; (b) 高频变化(一阶差)

以上, 海拔相差 400 m 左右, 其局地环境会对树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 的分馏产生影响, 导致德令哈和天峻 2 个地点的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 值存在一定的差异, 但是这种绝对值的差异对 2 个地点树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 变化趋势影响不大. 因此, 我们认为 2 个不同地点的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 记录共同的气候信息.

树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的气候信号主要分为两部分, 分别是树木所吸收的土壤水中 $\delta^{18}\text{O}$ 包含的气候信号(通常认为与当地雨水 $\delta^{18}\text{O}$ 的气候信号一致)和植物叶片的蒸发富集(主要受控于叶片内外水汽压差)^[16,17]. 前期研究发现, 柴达木盆地天峻地区的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 值 ($33.46\text{‰} \pm 0.99\text{‰}$) 高于其他地区的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 值^[14], 说明在气候极端干旱的地区, 叶片水蒸发富集强烈, 树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显偏正. 叶片水的蒸发富集与气孔导度和蒸气压差有关, 而这两者都与相对湿度存在密切联系^[17]. 因此, 从树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 分馏的生理模型方面来看, 柴达木盆地的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 应该与生长季相对湿度有密切关联. 天峻地区建立的年分辨率树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 与当地气象要素的相关分析发现, 树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 与当年 7, 8 月份相对湿度之间的相关系数最高 ($r=-0.56$, $P<0.001$)^[14]. 这从另一个角度证明柴达木盆地的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 主要反映生长季相对湿度的变化. 然而, 由于柴达木盆地的降水 $\delta^{18}\text{O}$ 存在温度效应^[18], 树木在

纤维素合成的过程中, 木质部与源水存在水分的交换, 这使得树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 反映的相对湿度信号有所减弱.

2.2 千年相对湿度变化特征

基于上面的分析, 柴达木盆地的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 能够较好地反映生长季相对湿度的变化情况. 因此, 利用祁连圆柏建立的 991~2010 年期间的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列探讨柴达木盆地过去 1000 年以来的相对湿度变化历史. 本研究中, 定义低于树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值减去 1 倍标准差 ($-\sigma$) 的年份为湿润年份, 高于树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值加上 1 倍标准差 ($+\sigma$) 的年份为干旱年份(图 3(a)). 从 991~2010 年期间, 湿润年份发生在 1061~1091, 1346~1388, 1604~1646, 1733~1760, 1832~1847, 1886~1913 年. 干旱年份发生在 1172~1208, 1301~1343, 1481~1502, 1784~1814, 1931~1961 年. 湿润时期的平均持续时间为 30.5 年, 干旱时期的平均持续时间为 31.8 年. 在过去 1000 年相对湿度变化中, 湿润时期和干旱时期持续的时间都在 30 年左右.

在过去的 1000 年中, 存在 3 个重要的气候历史时期, 分别是中世纪异常期(MCA), 小冰期(LIA)以及 20 世纪暖期. Yang 等人^[19]指出, 在青藏高原, 中世纪异常期发生在 1000~1300 年间, 小冰期发生在 1350~1900 年, 随后是快速升温的 20 世纪暖期. 按照这个时间段划分, 柴达木盆地在中世纪异常期相对干旱, 在整个小冰期阶段相对比较潮湿, 而到了 20 世纪暖期, 虽然相对湿度一直在增加, 但仍低于过去 1000 年的平均值. 这种低频的变化型与整个中亚干旱区比较一致^[20]. 柴达木盆地的高分辨率树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列不仅能够记录历史时期低频的气候信息, 同时也能够较好地反映 3 个典型时期内高频的气候信息. 例如, 在整体干旱的中世纪异常期, 11 世纪的气候却相对湿润, 另外, 在湿润的小冰期, 相对干旱的时段也发生在 1481~1502 和 1784~1814 年. 在中世纪异常期向小冰期过渡的 1340 年左右, 柴达木盆地的气候存在向极端湿润的突变, 类似地, 在小冰期向 20 世纪暖期过渡的 1757~1784 年期间, 相对湿度也存在短期的突变现象. 因此, 高分辨率的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列不仅准确地反映了过去 1000 年以来的低频变化而且较好地记录了相对湿度的高频变化.

2.3 与其他重建结果对比

本研究建立的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列与柴达木盆地利用

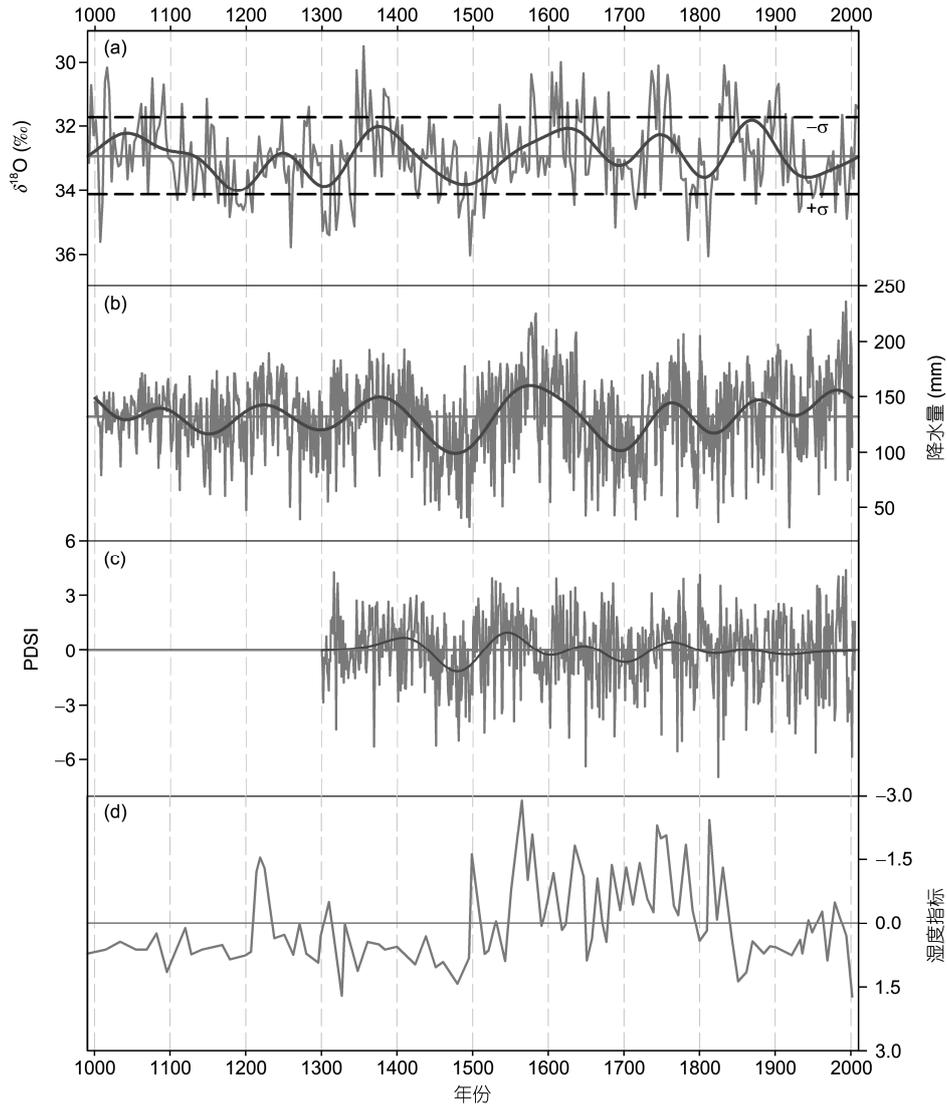


图3 柴达木盆地树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列(a)与利用树轮宽度指数重建降水量(b), PDSI(c)和湖泊沉积记录有效湿度(d)对比曲线
(a)中点线代表树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 均值 ± 1 倍标准差(σ); 图中直线代表均值线; 粗线为100年FFT平滑线

树轮宽度序列重建的上年7月到当年6月的降水量进行对比^[7],发现2条曲线变化比较一致(图3(a), (b)),这可以解释为降水量与相对湿度之间存在密切关系。通常情况下,降水多(少),相对湿度就高(低)。然而,在一些时段,树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 与重建的降水量之间也存在差异,这可能是由于树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列反映生长季相对湿度变化,而树轮宽度重建了全年降水量的原因^[7]。自1920年之后,重建的降水量达到过去1000年以来的最高值,而树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列反映的相对湿度却低于过去1000年的平均水平。这可能与AD 1920年之后的快速升温有关,当温度升高时,虽然降水量也增加,

但空气的相对湿度并不一定会增加,这种现象从德令哈气象站的器测数据可以得到印证^[13]。另外,自工业革命以来,大气 CO_2 浓度持续升高,由于肥化效应使得树木生长加快^[21],而在树轮宽度年表的建立过程中并没有考虑肥化效应的去除问题,导致重建的降水量可能高估了工业革命以来的实际降水量。

我们同时比较了树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列与柴达木盆地周围4个点(图1中点235, 236, 259和260)重建的6~8月份帕默尔干旱指数(PDSI)序列(图3(a), (c))^[22]。图3(c)显示重建的区域PDSI低频波动较小,与树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列相比,在低频和高频变化上都存在明显的

差异,这种差异在1800年之后更加的明显.区域PDSI序列的重建是通过多条树轮宽度序列的合成得到,这代表了大尺度范围的干湿变化^[22],但是在序列的合成过程中,低频气候信息得到平滑.因此,树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列相比于重建的PDSI可能对于区域气候环境更加敏感和准确.另外,树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列与苏干湖摇蚊沉积记录的有效湿度变化在低频变化上也较为一致^[3].例如,两条序列都表现出了最近的干旱,小冰期湿润和中世纪异常期干旱的趋势(图3(d)).总体而言,柴达木盆地建立的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列能够较好地反映该地区过去1000年以来相对湿度的变化.

2.4 过去1000年大气环流对柴达木盆地的影响

图4表示青藏高原柴达木盆地建立的1000年树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列(图4(a)),青藏高原西部利用树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 重建的过去1000年降水量(图4(b); $36^{\circ}35'\text{N}$, $75^{\circ}05'\text{E}$)^[11]和青藏高原南部利用树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 重建的降水量(图4(c); $30^{\circ}18.5'\text{N}$, $91^{\circ}35'\text{E}$)^[12].青藏高原西部的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列反映了过去1000年以来西风环流的强弱变化,南部的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列反映了亚洲夏季风的强弱变化.通过这3条序列的对比,发现柴达木盆地的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列波动频率较高,说明研究区湿度变化较为剧烈,这可能是由于不同的季风系统交互影响的结果.柴

达木盆地的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列与青藏高原南部降水量序列在20世纪变化较为一致(图4(a), (c)),表明在20世纪柴达木盆地的气候受亚洲夏季风的影响更多一些^[14].这种环流特征在小冰期阶段也存在.然而,研究区内短期的严重干旱经常与西风环流加强时期一致,例如1673~1718和1775~1814年(图4(b)),这表明西风环流在其较强年份对柴达木盆地的气候也有一定的影响.因此,柴达木盆地的水环境气候受到亚洲夏季风和西风环流的共同影响,但是两者影响的程度和持续时段还需要深入分析.

3 结论

在青藏高原东北部柴达木盆地利用祁连圆柏建立了该地区时间跨度最长的高分辨率树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列.在1800~2006年的共同时段内,新建立的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 与前期在天峻地区建立的年分辨率树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列相关显著($r=0.61$, $P<0.001$, $n=69$),结合树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 分馏模型与天峻地区树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 与气候要素的相关分析,认为柴达木盆地的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 有效地反映了生长季相对湿度的变化,因此利用新建立的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列研究该地区过去1000年以来相对湿度的变化.千年树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列的低频变化显示出“干-湿-干”的变化型,即中世纪异常期气候偏干,小冰期气候湿润,

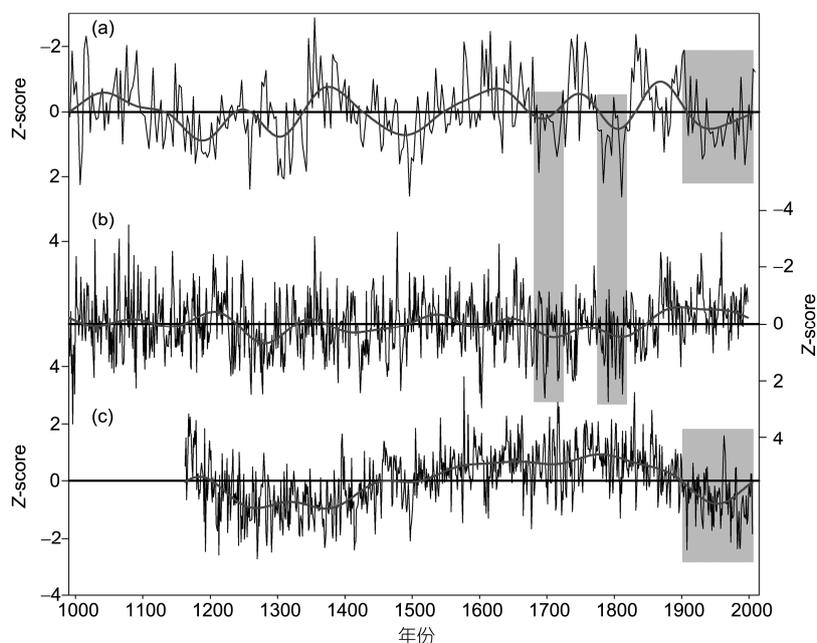


图4 柴达木盆地与青藏高原西部、南部树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线对比

(a) 柴达木盆地; (b) 青藏高原西部; (c) 青藏高原南部; 图中曲线均经过 Z-score 标准化处理, 表示 100 年 FFT 平滑曲线

20 世纪暖期气候偏干, 同时高分辨率的树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列也能够较好地刻画 3 个典型时期内高频的气候信息. 因此, 树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列不仅准确地反映了过去 1000 年以来的低频变化而且较好地记录了相对湿度的高频变化. 树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列与研究区附近利用树轮宽度重建的降水量变化和苏干湖湖泊沉积反映的湿

度变化具有较好的一致性, 说明树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 反映的相对湿度变化可靠. 另外, 与区域 PDSI 序列的对比表明树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列反映出更多地低频湿度信号. 通过与青藏高原西部和南部两条树轮 $\delta^{18}\text{O}$ 序列的对比, 说明亚洲夏季风和西风环流共同影响柴达木盆地的水环境变化.

参考文献

- 1 Liu X D, Chen B D. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. *Int J Climatol*, 2000, 20: 1729–1742
- 2 张家武, 金明, 陈发虎, 等. 青海湖沉积岩芯记录的青藏高原东北部过去 800 年以来的降水变化. *科学通报*, 2004, 49: 10–14
- 3 陈建徽, 陈发虎, 张恩楼, 等. 柴达木盆地苏干湖年纹层岩芯摇蚊记录的去 1000 年干旱区湿度变化及其意义. *科学通报*, 2009, 54: 3127–3135
- 4 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的温度变化. *科学通报*, 2008, 53: 1835–1841
- 5 勾晓华, 邓洋, 陈发虎, 等. 黄河上游过去 1234 年流量的树轮重建与变化特征分析. *科学通报*, 2010, 55: 3236–3243
- 6 Zhang Q B, Cheng 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
- 7 邵雪梅, 黄磊, 刘洪滨, 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: 145–153
- 8 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. *Quat Sci Rev*, 2010, 29: 2111–2122
- 9 Esper J, Cook E R, Schweingruber F H, et al. Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science*, 2002, 295: 2250–2253
- 10 Shi C M, Masson-Delmotte V, Risi C, et al. Sampling strategy and climatic implications of tree-ring stable isotopes on the southeast Tibetan Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 2011, 301: 307–316
- 11 Treydte K S, Schleser G H, Helle G, et al. The twentieth century was the wettest period in northern Pakistan over the past millennium. *Nature*, 2006, 440: 1179–1182
- 12 Griebinger J, Bräuning A, Helle G, et al. Late Holocene Asian summer monsoon variability reflected by $\delta^{18}\text{O}$ in tree-rings from Tibetan junipers. *Geophys Res Lett*, 2011, 38: L03701, doi: 10.1029/2010GL045988
- 13 Wang W Z, Liu X H, Shao X M, et al. A 200 year temperature record from tree ring $\delta^{13}\text{C}$ at the Qaidam Basin of the Tibetan Plateau after identifying the optimum method to correct for changing atmospheric CO_2 and $\delta^{13}\text{C}$. *J Geophys Res*, 2011, 116: G04022, doi: 10.1029/2011JG001665
- 14 Xu G B, Chen T, Liu X H, et al. Potential linkages between the moisture variability on the northeastern Qaidam Basin, China since 1800 AD and the East Asian summer monsoon as reflected by tree-ring $\delta^{18}\text{O}$. *J Geophys Res*, 2011, 116: D09111, doi: 10.1029/2010JD015053
- 15 Liu X H, Shao M X, Liang E Y, et al. Climatic significance of tree-ring $\delta^{18}\text{O}$ in the Qilian Mountains, northwestern China and its relationship to atmospheric circulation patterns. *Chem Geol*, 2009, 268: 147–154
- 16 Roden J S, Lin G H, Ehleringer J R, et al. A mechanistic model for interpretation of hydrogen and oxygen isotope ratios in tree-ring cellulose. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 21–35
- 17 McCarroll D, Loader N J. Stable isotopes in tree rings. *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 771–801
- 18 Tian L D, Yao T D, Schuster P F, et al. Oxygen-18 concentrations in recent precipitation and ice cores on the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2003, 108: 4293
- 19 Yang B, Braeuning A, Johnson K R, et al. General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 1324
- 20 Chen F H, Chen J H, Holmes J, et al. Moisture changes over the last millennium in arid central Asia: A review, synthesis and comparison with monsoon region. *Quat Sci Rev*, 2010, 29: 1055–1068
- 21 Soulé P T, Knapp P A. Radial growth rate increases in naturally occurring ponderosa pine trees: A late-20th century CO_2 fertilization effect? *New Phytol*, 2006, 171: 379–390
- 22 Cook E R, Anchukaitis K J, Buckley B M, et al. Asian monsoon failure and megadrought during the last millennium. *Science*, 2010, 328: 486–489