

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2021.0036

YANG Dandan, YAO Tandong, WU Guangjian, et al. Study of air temperature variations during the past 100 years in the Aru ice core, western Qinghai-Tibet Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2021, 43(1):124-134. [杨丹丹, 姚檀栋, 邬光剑, 等. 青藏高原西部阿汝冰芯记录的近100 a气温变化研究[J]. 冰川冻土, 2021, 43(1):124-134.]

青藏高原西部阿汝冰芯记录的近100 a气温变化研究

杨丹丹^{1,2}, 姚檀栋^{1,3,4}, 邬光剑^{1,3}, 朱美林¹, 德吉¹

(1. 中国科学院 青藏高原研究所 青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100101; 2. 中国科学院大学, 北京 100049;
3. 中国科学院 青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101; 4. 兰州大学 资源环境学院, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 以2017年9月钻取自青藏高原西部阿汝冰崩区长度55.29 m的阿汝冰芯为研究对象, 通过冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与Nye模型重建了冰芯上部17.87 m的时间序列是1917—2016年。结合冰芯邻近的改则、狮泉河气象站1973—2016年夏季平均气温数据, 通过相关性分析及线性回归法、Mann-Kendall(M-K)检验分析, 发现冰芯与气象站记录的过去44年气温显著升高; 根据M-K突变检验得出, 20世纪80年代是气温变化由高—低—高的转折时期, 且阿汝冰芯记录的突变年份1981年前后气温上升约1.97℃。同样地, 采用线性回归法、M-K检验分析阿汝冰芯与邻近的古里雅冰芯共同记录的1917—1991年气温变化情况, 发现两支冰芯记录的75年间气温变化总体呈上升趋势; 根据M-K突变检验得出, 升温始于20世纪30年代中后期并于50年代达到显著升温的趋势, 且阿汝冰芯记录的突变年份1949年前后气温上升了约1.1℃。阿汝冰芯与气象站和古里雅冰芯记录的气温变化具有一致的升温趋势, 但阿汝冰芯记录的增温幅度比气象站记录高, 同时比古里雅冰芯记录的增温幅度小。

关键词: 青藏高原; 阿汝冰芯; 稳定氧同位素($\delta^{18}\text{O}$); 气温变化; Mann-Kendall检验法; 古里雅冰芯

中图分类号: P467 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2021)01-0124-11

0 引言

青藏高原作为全球中低纬地区最大的冰川分布区, 被誉为“地球第三极”^[1]。以青藏高原为核心的第三极地区作为气候变化的敏感区、启动区^[2], 在全球变暖气候条件影响下, 以冰崩为代表的冰川灾害活动在该地区显著增加^[3], 为有效防范该地区冰川灾害活动的发生, 探索冰崩区以及青藏高原地区过去气候环境信息显得尤为重要。冰芯可以记录近100 a高分辨率气候变化特征, 相关内容不仅对于研究青藏高原局地区域气候变化规律具有重要的现实意义, 对于完善第三极地区高分辨率冰芯气候环境记录也具有重要的科学意义。

自20世纪80年代以来, 国内外科学家在青藏高原冰川上开展了广泛的研究。1987年钻取的敦

德冰芯恢复了末次冰期以来的气候环境变化信息, 随后钻取了除南北极之外年代序列最长(>760 ka)的古里雅冰芯^[4-5], 以及海拔最高(7 010 m)的达索普冰芯^[6]等多支冰芯用于气候变化研究, 该地区已成为以冰芯为单一指标进行大范围气候变化研究的理想地区^[7]。但根据前人在青藏高原地区的冰芯研究发现, 高原气象站记录作为冰芯记录分析的重要参考^[8-9], 无论是在时间还是空间上对于温度变化研究都存在很大的不足。青藏高原地区气象站大多建立于20世纪中叶之后, 气象站记录开始时间晚, 且在高原分布稀疏不均, 尤其是高原西部地区分布甚少^[10]。这对恢复青藏高原西北部地区气候变化记录造成了局限性。因此, 高分辨率的冰芯记录研究对于此局限性具有一定的补充。王宁练等^[12]根据马兰冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录恢复了青藏高原近

收稿日期: 2019-09-26; 修订日期: 2020-06-05

基金项目: 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0208); 中国科学院战略性先导科技专项(XDA20100300)资助

作者简介: 杨丹丹, 博士研究生, 主要从事冰芯气候记录变化研究. E-mail: yangdd@itpcas.ac.cn

通信作者: 姚檀栋, 中国科学院院士, 长期从事青藏高原科学考察研究, 在冰川与环境变化研究领域作出了系统性创新贡献.

E-mail: tdyao@itpcas.ac.cn

百年^[11]以及千年的气候环境变化,张拥军等^[13]利用各拉丹东冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录恢复了长江源区过去 70 a 间气候变化,姚檀栋等^[14]利用达索普等 4 根冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录研究了青藏高原近 100 a 的温度变化,这些研究都表明青藏高原气候在近 100 a 呈变暖趋势。但青藏高原西部地区近 100 a 气温变化趋势研究缺乏综合对比,在研究西北部局地区域气温变化趋势方面存在不足之处。因此,结合阿汝冰芯与气象站以及古里雅冰芯记录,综合分析青藏高原西部近 100 a 气温变化趋势,不仅能够弥补研究的不足之处,还能为阿汝冰崩的发生提供可靠的气候背景信息。

本文以青藏高原西部阿汝冰崩区钻取的阿汝冰芯为研究对象,通过冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录重建了近 100 a 的时间序列,并利用 Nye 模型验证定年的准确性。结合阿汝冰芯记录与气象站以及古里雅冰芯进行对比研究,探讨青藏高原西部地区近 100 a 气温变化趋势,进一步补充完善了青藏高原西部地区近百年高分辨率气候环境变化记录。

1 研究区概况

阿里地区位于西藏自治区西北部,是喜马拉雅山、冈底斯山、喀喇昆仑山等众多大型山脉的交汇处,以高原宽谷地貌为主。属于高原干旱气候区,

大部分地区气温低、降水稀少,季节性强。2016 年 7 月和 9 月,西藏阿里地区阿汝错冰川群 53 号冰川和 50 号冰川在短时间内先后爆发了两次大型冰崩灾害。阿汝错冰川群从冰川水热发育条件及冰川物理性质方面划分,可以归为极大陆性冰川^[15-16]。极大陆性冰川对气候变暖的敏感性较低。在全球变暖的大背景下,青藏高原冰川整体处于退缩状态,但是在青藏高原西部以及喀喇昆仑、昆仑山和东帕米尔一带,冰川消融微弱,部分冰川甚至出现前进或厚度增加的现象^[17-18]。

本文研究的阿汝冰芯钻取自阿汝冰川(冰川编目编号:5Z412B0013)^[16]海拔 6 150 m 的积累区(33°59' N, 82°15' E),长度为 55.29 m。第一次冰崩发生在阿汝错西侧山脉的北冰川(53 号冰川群),第二次冰崩发生在南冰川(50 号冰川群)。图 1 为阿汝冰芯钻取位置,邻近的改则气象站(32°9' N, 84°25' E),海拔 4 416 m,年均气温 0.4 °C,年均降水量 179 mm;狮泉河气象站(32°3' N, 80°5' E),海拔 4 279 m,年均气温 0.7 °C,年均降水量仅 65 mm。当地的植被以高寒草甸为主,草丛低矮耐旱,土壤类型主要为耕作亚高山草原土^[19-20]。本文用于对比研究的古里雅冰芯(35°23' N, 81°47' E),是科研人员于 1992 年在距阿汝冰芯约 145 km 的西北部海拔 6 200 m 冰帽上钻取的长度 308.6 m 的冰芯。

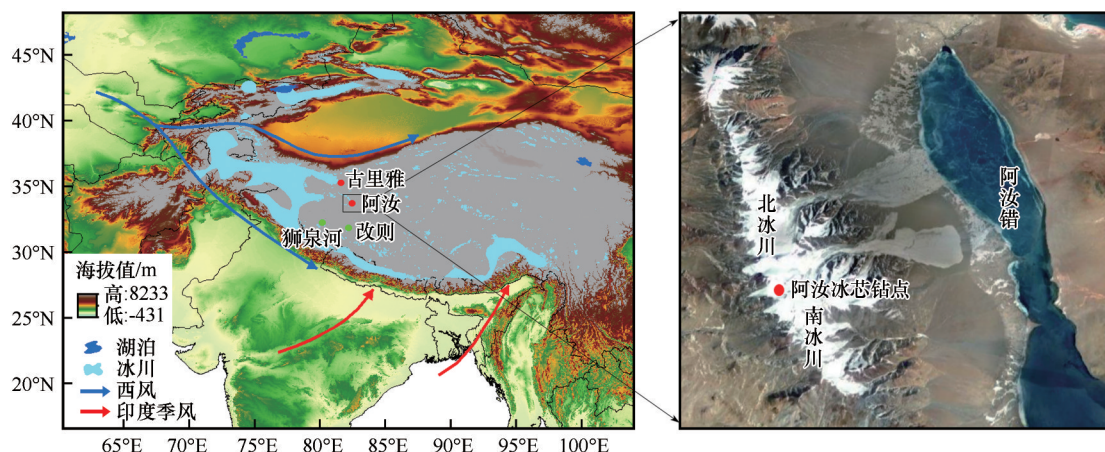


图 1 阿汝冰芯钻取位置图

Fig. 1 Location map of the Aru ice core extracting site

2 样品采集与测定

2017 年 9 月,科研人员在阿汝错西侧第二次发生冰崩的南冰川海拔 6 150 m 积累区钻取一支长达 55.29 m 的透底冰芯,用洁净的聚乙烯袋封装并储

存在保温箱中,以冷冻状态运回实验室,并在冰雪样品超净室(-20 °C 冷库)内对冰川冰的属性、污化层特征等物理特征进行描述记录,并拍照留存^[21]。为保证描述工作的可靠性,对其重复描述校正一次。冰芯描述记录将作为冰芯定年、积累量恢复等

后续工作的重要参考资料。

为获取稳定氧同位素、粉尘、离子等多种指标测试需要的样品,对冰芯样品进行了切割分样。先将冰芯按 2 cm 间隔分样,共得到 2 663 个样品。将每 2 cm 样品外围约 0.5 cm 厚度用超净手术刀刮去表层,然后沿深度方向刮下分为 3 份,将稳定氧同位素样品装入 15 mL 聚丙烯(PP)样品瓶,其余样品也分别装入 50 mL 聚丙烯(PP)样品瓶中冷冻密封保存用于粉尘、混合样的测定;外层削下部分样品以约 0.4 m 间隔装入洁净的自封袋中,共取得 132 个样品,用作 β 活化度、 ^{137}Cs 的测试。

冰芯稳定氧同位素样品在青藏高原研究所环境变化与地表过程重点实验室测定,在测定前将冰芯待测样品从 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 冰箱中取出,在室温(约 $20\text{ }^{\circ}\text{C}$)条件下完全自然融化、过滤后,注入 1.5 mL 测样瓶中待测。使用仪器为美国波长扫描-光腔衰荡光谱仪(Wave Scan-Cavity Ring Down Spectrometer)Picarro L2140-i,其测样精度分别为 $\delta^{18}\text{O}\leq 0.05\text{‰}$, $\delta\text{D}\leq 0.04\text{‰}$, $\delta^{17}\text{O}\leq 0.1\text{‰}$ 。在样品测试结束后,对数据进行校正处理,对于超过精度要求的样品继续保持低温冷冻状态保存等待再次测样,以提高其测试精度。而且测样结束后按照 10% 主动重测原则,即随机抽取约 300 个样品重新测试,前后两次测样的误差保持在 0.005 以内,几乎可以忽略不计。由此可见,稳定氧同位素测试的精度较高。本文所涉及的稳定氧同位素数据主要是 0~17.87 m 共 850 个样品,平均每个样品深度范围是 2.08 cm,所得到的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 、 $\delta^{17}\text{O}$ 三组数据随深度的变化非常一致,用于分析的数据主要是冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录,其余两组数据作为 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的定年参考。

β 活化度样品在中国科学院西北生态环境资源研究院冻土工程国家重点实验室分析测试,使用仪器为 Mini 20 Alpha-Beta Multidetector,将样品置于烧杯中于室温条件下完全融化,用阳离子/阴离子吸附膜过滤 3~5 遍,使得几乎全部的不溶微粒和大多数的离子能够吸附在滤膜上以保证不溶颗粒和离子成分可以完全吸附于滤膜上,将滤膜取出置于室温下晾干,然后放置在仪器上测量。测量结果为探测器每分钟所探测到的 β 粒子数 cpm(counter per minute),需要结合仪器的 β 活化度典型本底计数率以及工作效率进行校正,当发现测量误差($r<0.001$)小到可以忽略不计时,认为测量结果可靠。

^{137}Cs 测试利用 β 活化度测试后的样品,在中国

科学院青藏高原研究所环境变化与地表过程重点实验室完成。测试结果显示 0~17.87 m 出现 1 次峰值位于 10.14~10.55 m 处。一般情况下冰芯 β 活化度和 ^{137}Cs 的测试结果能够确认 1962/63 年全球核爆活动产生的放射性同位素峰值位置,可以作为冰芯定年的重要参考依据之一。

3 分析与讨论

3.1 冰芯定年

冰芯作为古气候重建的重要载体,时间序列的确定是重建气候环境记录关键的一步,也是冰芯气候环境研究的基础^[22]。冰芯时间序列的建立有多种方法,一般进行综合交叉定年,借助参考层位对定年结果进行验证。待实验室分析工作完成后,借助冰芯邻近的气象站气温降水记录,以 $\delta^{18}\text{O}$ 季节变化特征作为年层划分的指标,1963 年核试验产生的放射性物质反映的 β 活化度、 ^{137}Cs 峰值作为参考层位^[23-25],建立冰芯年代序列。已有研究表明,在青藏高原北部受中纬度西风环流影响地区,降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与气温变化不仅在多年尺度上呈正相关关系,而且与季节气温变化呈良好的线性关系^[26]。在阿汝冰芯邻近的古里雅冰芯中也发现 $\delta^{18}\text{O}$ 值夏季较高,冬季较低^[27]。因此,阿汝冰芯年层的划分以 $\delta^{18}\text{O}$ 低值为界,相邻的 $\delta^{18}\text{O}$ 低值代表 1 个年层从冬季到冬季的始末,即相邻两个 $\delta^{18}\text{O}$ 低值对应 1 个年层。根据 $\delta^{18}\text{O}$ 季节变化特征重建了阿汝冰芯上部 17.87 m 对应的 1917—2016 年时间序列(图 2)。从图 2 可以看出冰芯上部 17.87 m 样品的 β 活化度测试结果出现了 5 次较明显的峰值,分别位于 2.52~3.07 m、5.96~6.51 m、8.73~9.20 m、10.14~10.55 m 和 15.62~16.07 m 范围内; ^{137}Cs 测试结果出现 1 次明显的峰值位于 10.14~10.55 m 范围内。

图 3 是位于 ^{137}Cs 峰值范围内的 $\delta^{18}\text{O}$ 季节变化,可以得知 $\delta^{18}\text{O}$ 季节变化特征确定的 1963 年(10.49 m)位于 β 活化度和 ^{137}Cs 测试的共同峰值 10.14~10.55 m 范围内,说明 1963 年人工核试验造成的自然界大气中 β 活化度和 ^{137}Cs 记录在冰芯中很好地保存下来,因此可借助这一参考层位对定年结果进行验证。

为保证冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 季节变化特征重建的年代序列准确性,本文选用冰川流动模型计算冰芯上部 17.87 m 的年代序列。Nye^[28]曾提出一个流动模型,假定冰层变薄速率一致,且不考虑冰川底部融化。这一模型对冰川上部的年龄模拟较为准确^[29],其数

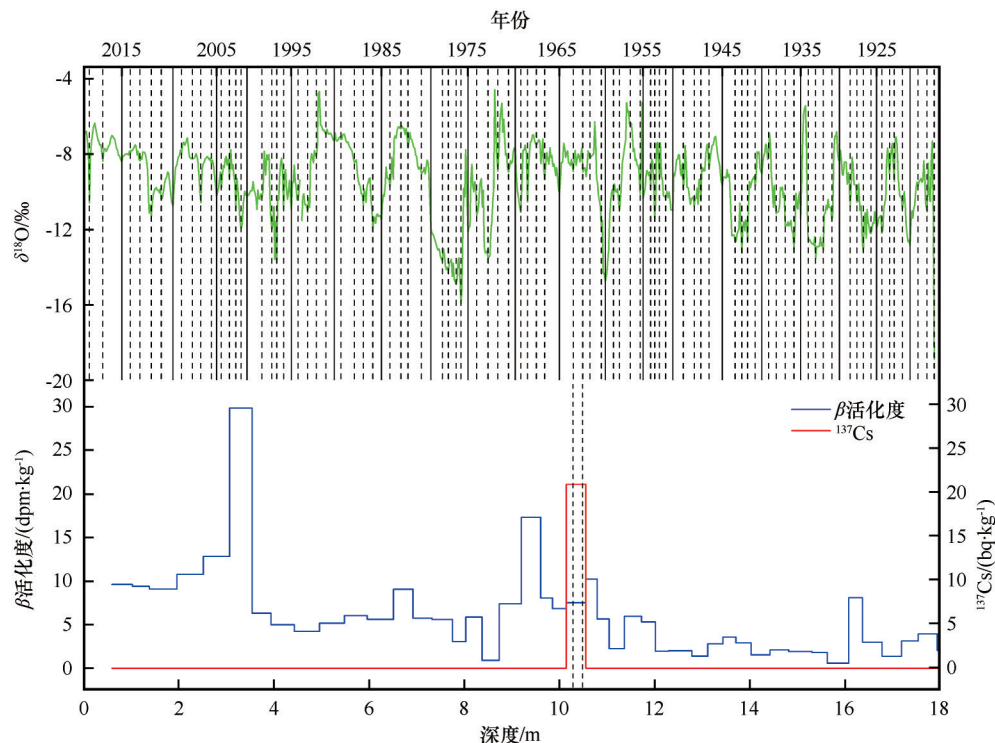
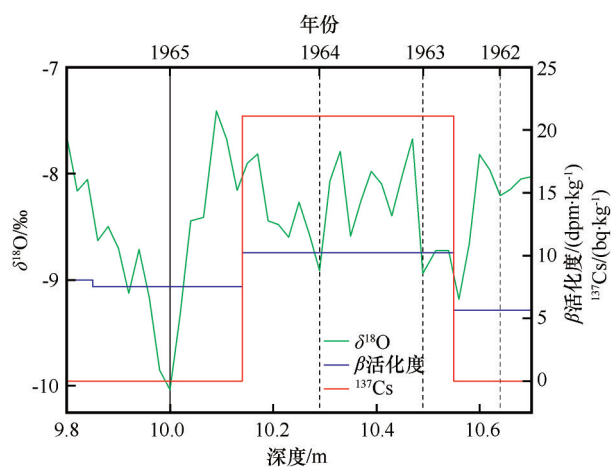


图2 阿汝冰芯定年结果

Fig. 2 Dating result of the Aru ice core

图3 ^{137}Cs 峰值范围内的 $\delta^{18}\text{O}$ 季节变化Fig. 3 The seasonal variation of $\delta^{18}\text{O}$ within the peaks of ^{137}Cs

学表达式:

$$\frac{\lambda}{\lambda_0} = \frac{z}{H_0} \quad (1)$$

式中: λ 为距冰床高度 z 处的年层厚度; λ_0 为位于冰川表面时的原始年层厚度; H_0 为冰川厚度。基于 Nye 模式的假设条件, 冰床以上 z 处冰层的年龄 (t) 由下式确定:

$$t = \int_H^z w^{-1} dz \quad (2)$$

式中: H 为冰川冰当量厚度。在稳定状态下, 冰川表

面向下的速度 ($-w$) 与年净积累量 (c) 相同; 而且该动力模型假定冰川底部冻结在基岩上, 即当 $z=0$ 时, $w=0$, 因此有:

$$w = -cz/H \quad (3)$$

将式 (3) 代入式 (2), 即可得到冰芯定年关系式:

$$t = -\frac{H}{c} \ln\left(\frac{z}{H}\right) \quad (4)$$

基于 Nye 模式建立的定年关系式模拟阿汝冰芯上部 17.87 m 的年代序列时, 年净积累量 c 的取值考虑到冰芯最上部年层厚度受冰川流变的影响程度很小, 因此利用冰芯记录的 21 世纪以来年平均净积累量 (约 0.21 m 冰当量厚度) 代表其年净积累量。因为阿汝冰芯是一支透底冰芯, 本文不考虑未钻到冰床的情况。

图 4 是冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与 Nye 模式分别建立的阿汝冰芯上部 17.87 m 对应的深度-年份关系对比, $\delta^{18}\text{O}$ 记录重建的 17.87 m 对应的年份是 1917—2016 年, Nye 模式重建的年份约是 1916 年 3 月—2016 年 8 月, 两种方法重建的 17.87 m 对应年份差距仅为 1 a。说明冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 季节变化特征重建的上部 17.87 m 时间序列是可靠的。

基于以上定年方法的验证, 已经确定了阿汝冰芯上部 17.87 m 重建的时间序列。值得注意的是,

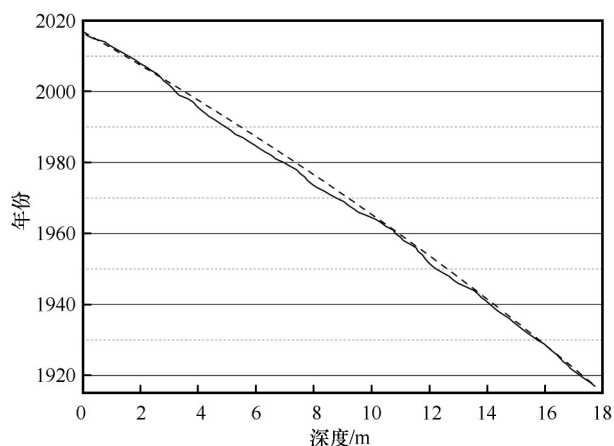


图4 冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与Nye模式建立的深度-年份结果对比

Fig. 4 Depth-year curves by $\delta^{18}\text{O}$ data and Nye model
(solid line is $\delta^{18}\text{O}$ data, dash line is Nye model)

阿汝冰芯 β 活化度记录共出现了5次高低不一的峰值,这在青藏高原其他冰芯记录中是比较少见的。 β 活化度不仅记录了1986年切尔诺贝利核事故出现在冰芯5.96~6.51 m深度范围内,而且有两次 β 活化度值高于1963年的峰值,第一次峰值出现在冰芯2.52~3.07 m,对应的年代范围是2003—2006年,根据“史上十大核事故”记载,这次峰值可能与3年间发生的两次核泄漏事件有关,分别是2004年发生在日本美滨核电站的蒸汽爆发事件^[30],2005年英国塞拉菲尔德发生的装置内大量放射性物质释放^[31]。第二次峰值发生在8.73~9.20 m,对应的年代范围是1968—1971年,根据美国《时代》杂志评选出的“十大恐怖核事故”,1968年曾发生一次人为核事故,美国一架轰炸机所携带的核武器破裂致使放射性污染物大范围扩散^[32],1970年美国加卡平地下—万吨级当量核装置爆炸导致放射性残骸泄露^[33]。由于 β 活化度样品包含冰芯深度范围约0.4 m,包含的年份往往大于1 a,因此不能准确判断峰值的具体年份,但也不排除是多次核泄漏事件及其他未知事件共同导致的 β 活化度峰值。

3.2 阿汝冰芯与气象站记录的气温变化趋势分析

为了验证阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 时间序列对局地气温变化的代表性,首先将冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录与邻近的改则、狮泉河气象站年平均气温以及夏季平均气温分别进行相关性比较。在有气象记录以来的1973—2016年,冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录与改则、狮泉河气象站年平均气温记录的相关性分别是0.36和0.29;与夏季平均气温记录的相关性分别是0.51和0.30(置信水平95%)。将冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记

录与气象站记录分别采用3 a滑动平均分析,不仅保留了记录的基本变化趋势,还削弱了短于滑动长度3 a的周期,增强变化趋势。通过3 a滑动平均分析发现,冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录与气象站记录皆呈波状上升趋势,且冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录与改则气象站夏季平均气温记录相关性达到0.54,与狮泉河气象站夏季平均气温记录相关性达到0.37。由此可见,阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录不仅对局地气温变化具有较好的代表性,而且能够更好的反映夏季平均气温变化情况,这也印证了前文提到的青藏高原北部受中纬度西风环流影响地区,降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与季节气温变化呈良好的线性关系。

得知阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录对反映气温变化趋势具有较好的代表性,因此,采用M-K趋势检验^[34]计算有气象记录以来的1973—2016年间,冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化与改则、狮泉河气象站夏季平均气温记录的统计量,冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的统计量 Z 为2.88,改则、狮泉河气象站夏季平均气温记录的统计量 Z 分别为5.47和5.42。根据M-K趋势分析,在 α 显著性水平上,时间序列具有显著的增加趋势或者减少趋势,对于统计量 Z 来说,若 $Z>0$,则表示呈上升趋势;若 $Z<0$,则表示呈下降趋势。由此可知,冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化与改则、狮泉河气象站记录的气温在过去44年呈上升趋势,且由于 Z 值的绝对值大于显著水平0.01的正态分布临界值2.56,说明1973年以来阿汝冰芯记录的气温呈显著上升趋势。

为了便于比较,在运用M-K检验分析气温变化趋势的基础上,采用线性回归法分析阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录与邻近的改则、狮泉河气象站夏季平均气温变化(图5)。由线性拟合方程可知,改则[图5(a)]、狮泉河[图5(b)]气象站记录的夏季平均气温增温率分别是 $0.46\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 、 $0.51\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$,冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化[图5(c)]记录的上升率约为 $0.67\text{‰}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 。根据前人研究表明青藏高原北部高海拔地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化约0.67‰,相当于温度变化 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[35-39],说明阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的上升率 $0.67\text{‰}\cdot(10\text{a})^{-1}$,代表增温率约 $1\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 。而且根据增温率可知,改则、狮泉河气象站夏季平均气温变化在有气象记录以来的44年间,累计增温幅度达到2.02 $^{\circ}\text{C}$ 和2.24 $^{\circ}\text{C}$,冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的累计增温幅度达到4.4 $^{\circ}\text{C}$,大约是气象站累计增温幅度的2倍。

进一步将M-K检验法用于检验时间序列的突

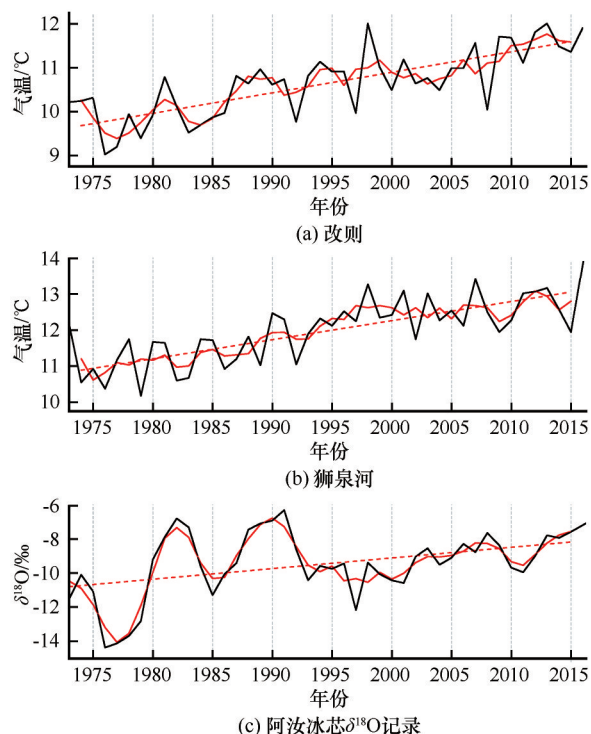


图5 改则(a)、狮泉河(b)与阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录(c)夏季平均气温变化

Fig. 5 The summer mean temperature at Gaize (a) and Shiquanhe (b) with annual $\delta^{18}\text{O}$ values in Aru ice core (c)

变情况,对冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 与改则、狮泉河两气象站 1973—2016 年夏季均温变化进行突变分析(图 6),图 6 中 UF 和 UB 为 2 条序列曲线,若 $UF > 0$,则表示该序列具有上升趋势;反之,若 $UF < 0$,则表示该序列具有下降趋势。当 UF 的值超出临界线(上限、下限)时,表示该序列具有显著的上升或者下降趋势,超出临界线的那一部分就是出现突变的时间范畴。若 UF 和 UB 这 2 条序列曲线存在交点,并且该交点位于临界直线之中,则该交点所对应的时间就是突变开始的时间^[34]。

由图 6(a)可以看出,改则气象站记录的 1973—1976 年 UF 曲线大于 0,表明气温呈上升趋势;1976—1986 年 UF 曲线小于 0,表明气温呈下降趋势;1986 年开始 UF 曲线大于 0,且在 1994 年超过显著性检验水平 0.01 临界线($\mu=2.56$),说明 1986 年开始呈升温趋势,1994 年后升温趋势显著,相对变暖的气候现象明显。进一步观察,发现 UF 和 UB 曲线在显著性水平 $\alpha=0.01$ 时的临界线之间存在一个交点,具体时间在 1994 年,说明改则气象站记录的气温增暖是一突变现象,具体是从 1994 年开始的,突变年份前后夏季平均气温距平分别是 $-0.49\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $0.53\text{ }^{\circ}\text{C}$,气温上升 $1.02\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。总体而言,改则气象站

记录的气候变化自 1973—2016 年是一个由高—低—高的变化趋势。

由图 6(b)得知,狮泉河气象站记录的 1973—1984 年 UF 曲线小于 0,表明气温呈下降趋势;自 1984 年开始 UF 曲线大于 0,且在 1995 年超过显著性检验水平 0.01 临界线($\mu=2.56$),说明 1984 年开始呈升温趋势,1995 年后升温趋势显著。进一步观察,发现 UF 和 UB 曲线在显著性水平 $\alpha=0.01$ 时的临界线之间存在一个交点,具体时间在 1993 年,说明狮泉河气象站记录的气温增暖是一突变现象,具体是从 1993 年开始的,突变年份前后夏季平均气温距平分别是 $-0.61\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$,气温上升 $1.31\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。总体而言,狮泉河气象站记录的气候变化自 1973—2016 年是一个由低—高的变化趋势。

由图 6(c)可以看出,阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的 1973—1976 年 UF 曲线大于 0,表明气温呈上升趋势;1976—1981 年 UF 曲线小于 0,表明气温呈下降趋势;1981 年开始 UF 曲线大于 0,且在 1988 年超过显著性检验水平 0.05 临界线($\mu=1.96$),说明 1981 年开始呈升温趋势,1988 年后升温趋势显著。进一步观察,发现 UF 和 UB 曲线在显著性水平 $\alpha=0.05$ 时的临界线之间存在一个交点,具体时间在 1981 年,说明阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的气温增暖是一突变现象,具体是从 1981 年开始的,突变年份前后冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化距平分别是 $-0.57\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $2.67\text{ }^{\circ}\text{C}$,上升了 $1.32\text{ }^{\circ}\text{C}$,相当于气温上升了约 $1.97\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。总体而言,阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的气候变化自 1973—2016 年是一个由高—低—高的变化趋势。

综上所述,通过线性回归法以及 M-K 趋势检验得出,在 1973—2016 年间,阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化与改则、狮泉河气象站夏季均温记录的气温变化总体呈显著上升趋势。基于此趋势,通过 M-K 突变检验得出,20 世纪 80 年代是气温变化由高—低—高的一个转折时期,这在阿汝冰芯及两气象站中皆有所记录,虽然气象站的增温幅度均低于阿汝冰芯记录的增温幅度,但仍然可以看出在过去 44 年里,20 世纪 80 年代开始的升温趋势显著。

3.3 阿汝与古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的气温变化趋势分析

对比阿汝冰芯与邻近的古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化共同记录的 1917—1991 年气温变化(图 7)发现,阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ [图 7(a)] 最高值 $-6.36\text{ }^{\circ}\text{C}$ 与最低

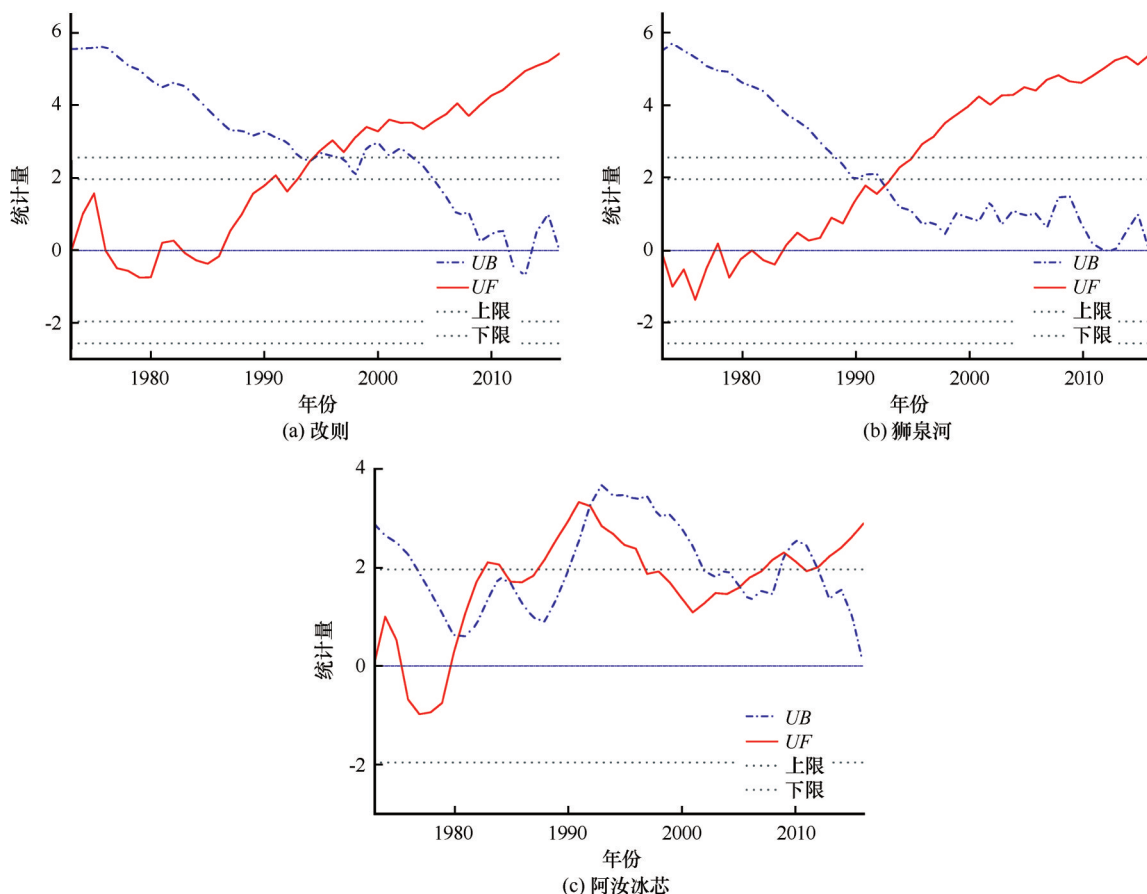


图6 改则(a)、狮泉河(b)与阿汝冰芯(c)1973—2016年夏季平均气温记录的M-K统计量曲线
Fig. 6 The M-K statistic curves of Gaize (a) and Shiquanhe (b) with summer mean temperature by Aru ice core (c) during 1973—2016

值 -14.45‰ 相差 8.09‰ ,古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ [图7(b)]最高值 -9.47‰ 与最低值 -19.57‰ 相差 10.10‰ ,说明古里雅冰芯记录波动幅度较大;阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的平均值为 -9.75‰ ,古里雅冰芯记录的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -13.51‰ ,古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 均值比阿汝冰芯低 3.76‰ ,但两支冰芯钻取地直线距离约 145 km ,相对高程差仅 50 m ,冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值之差反映的气温差与高程依赖性不一致,这说明古里雅冰芯记录的 $\delta^{18}\text{O}$ 偏低可能与古里雅冰芯钻取自亚洲中部最大最高最冷的冰帽自然环境有关^[40]。

通过计算两支冰芯1917—1991年 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的M-K统计量得知,阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的统计量 Z 为 2.53 ,古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的统计量 Z 为 3.43 。由此可知,阿汝与古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的气温在过去75年呈上升趋势,且由于 Z 值的绝对值大于显著水平 0.05 的正态分布临界值 1.96 ,说明1917年以来两支冰芯记录的气温总体呈显著上升趋势。

同样地,在运用M-K检验法分析气温变化趋势

的基础上,采用线性回归法对阿汝与古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录进行分析(图7)。由线性拟合方程可知,阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的上升率约 $0.17\text{‰}\cdot(10\text{a})^{-1}$,根据中高纬地区降水同位素与温度的比值约 $0.67\text{‰}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$ 可知^[41-42],增温率约为 $0.25^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$,75年间累计增温幅度达到 1.9°C ;古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的上升率约 $0.37\text{‰}\cdot(10\text{a})^{-1}$,增温率约为 $0.55^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$,累计增温幅度达到 4.09°C 。这说明古里雅冰芯记录的75年间增温幅度大于阿汝冰芯记录,这与前文提到的古里雅冰芯记录波动幅度较大也正好对应。

进一步将M-K检验法用于检验时间序列的突变情况^[34],对阿汝与古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的1917—1991年气温变化进行突变分析(图8)。由图8(a)可以看出,阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的1917—1938年气温波动有所下降。1938年开始,气温变化呈波动上升趋势,并在1956—1959年、1963—1976年、1989—1991年超过显著性检验水平 0.05 临界线($\mu=1.96$),说明升温趋势显著,相对变暖的

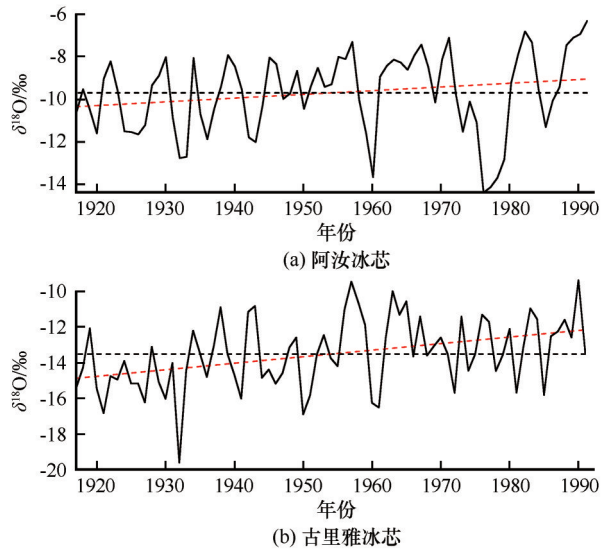
图7 阿汝冰芯(a)与古里雅冰芯(b) $\delta^{18}\text{O}$ 记录对比

Fig. 7 Comparisons of the $\delta^{18}\text{O}$ value in Aru and Gliya ice cores (the black dash line is average value and red dash line is the linear trend)

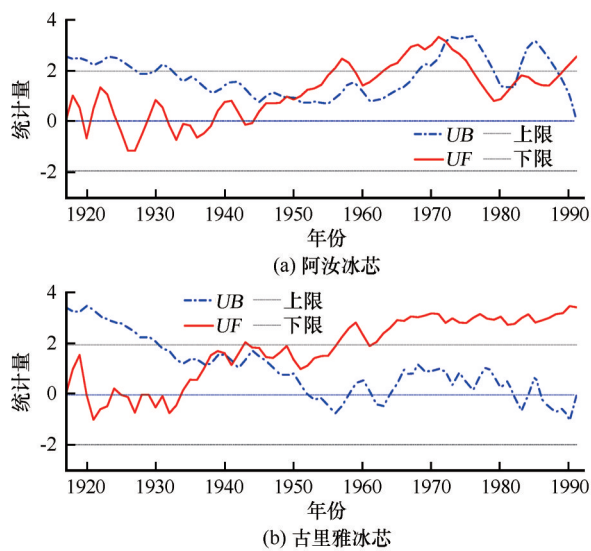
图8 阿汝冰芯(a)与古里雅冰芯(b)1917—1991年 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的M-K统计量曲线

Fig. 8 The M-K statistic curves of $\delta^{18}\text{O}$ value in Aru (a) and Gliya (b) ice cores from 1917 to 1991

气候现象明显。进一步观察发现, UF 和 UB 曲线在显著性水平 $\alpha=0.05$ 时的临界线之间存在一个交点, 具体时间在 1949 年, 说明阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的 1917—1991 年气温变化在 1949 出现由低一高的突变, 突变年份前后冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化距平分别是 -0.31‰ 和 0.43‰ , 上升了 0.74‰ , 相当于气温上升了约 1.1℃ 。总体而言, 阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的气候变化自 1917—1991 年是一个由低一高的变化趋势。

由图 8(b) 可以看出, 古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的 1917—1920 年呈波动升温趋势, 1920—1934 年呈下降趋势。1934 年开始, 气温变化呈上升趋势, 并在 1956 年超过显著性水平 0.05 的临界线 ($\mu=1.96$), 说明升温趋势显著, 相对变暖的气候现象明显。进一步观察发现, UF 和 UB 曲线在显著性水平 $\alpha=0.05$ 时的临界线之间存在一个交点, 具体时间在 1937 年, 说明古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的 1917—1991 年气温变化在 1937 出现由低一高的突变, 突变年份前后冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化距平分别是 -0.48‰ 和 1.33‰ , 上升了 1.81‰ , 相当于气温上升约 2.7℃ 。总体而言, 古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的气候变化自 1917—1991 年是一个由高—低—高的变化趋势。

综上所述, 通过线性回归法以及 M-K 趋势检验得出, 在 1917—1991 年间, 阿汝与古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录的气温变化总体呈显著上升趋势。基于此趋势, 通过 M-K 突变检验得出, 75 年间气温变化是一个由低一高的趋势, 也就是自 20 世纪 30 年代开始气温上升, 到 50 年代后期升温趋势显著, 持续波动升温至 20 世纪 90 年代。但是阿汝冰芯记录的增温幅度小于古里雅冰芯记录, 这不仅不能否认升温趋势显著, 反而印证了前文两次提到的古里雅冰芯记录较阿汝冰芯波动幅度大。

4 结论

本文选取青藏高原西部阿汝冰崩区的阿汝冰芯上部 17.87 m 样品, 分析冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的 1917—2016 年气温变化, 得出以下结论:

(1) 首先, 以冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 季节变化特征作为年层划分指标, 以 β 活化度、 ^{137}Cs 峰值作为参考层位, 借助冰芯污化层等物理特征, 确定冰芯上部 17.87 m 重建的时间序列是 1917—2016 年, 结合 Nye 模型计算的时间序列对比发现定年误差仅为 1 a。

(2) 然后, 通过阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录与邻近的改则、狮泉河气象站夏季平均气温记录对比以及 M-K 检验, 发现 1973—2016 年间冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 与气象站不仅记录了气温变化由高—低—高的总体上升趋势, 而且记录了 20 世纪 80 年代中期是气温变暖的突变。

(3) 最后, 通过阿汝冰芯与邻近的古里雅冰芯 1917—1991 年 $\delta^{18}\text{O}$ 记录对比以及 M-K 检验, 发现两支冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化记录了 75 年间局地区域气温

由低—高不断升高的趋势,而且自 20 世纪 50 年代后期开始升温趋势显著,气候环境不断变暖。

综上所述,本文通过钻取自青藏高原西部阿汝冰崩区的阿汝冰芯,重建了冰崩区过去百年高分辨率气温变化记录。结合阿汝冰芯与邻近气象站以及古里雅冰芯记录分析,发现阿汝冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 逐年变化的气温是一个由低—高一低—高的总体上升趋势,表现为 1917—1938 年、1976—1981 年处于相对低温时期;1938—1976 年、1981—2016 年处于相对高温时期,且过去 100 a 低温持续时间短、降温幅度逐渐降低,高温时期持续时间长、升温幅度逐渐升高。尤其是 20 世纪 80 年代以来增温幅度大,气候变暖现象显著。研究内容不仅对分析阿汝冰崩的发生提供了可靠的气候背景参考,而且结合邻近的气象站记录以及古里雅冰芯恢复了青藏高原西部局地区域近 100 a 气候变化的总趋势,对完善青藏高原地区冰芯高分辨率气候变化趋势研究有着基础性作用。

参考文献(References):

- [1] Qiu Jane. China: the third pole[J]. *Nature*, 2008, 454(7203): 393-396.
- [2] Feng Song, Tang Baocang, Wang Dongmei. New evidence supporting Tibetan Plateau as the trigger region of China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 1998, 43(6): 633-636. [冯松, 汤懋苍, 王冬梅. 青藏高原是我国气候变化启动区的新证据[J]. *科学通报*, 1998, 43(6): 633-636.]
- [3] Wu Guangjian, Yao Tandong, Wang Weicai, et al. Glacial hazards on Tibetan Plateau and surrounding alpine[J]. *Bulletin of Chinese Academy of Sciences*, 2019, 34(11): 1285-1292. [邬光剑, 姚檀栋, 王伟财, 等. 青藏高原及周边地区的冰川灾害[J]. *中国科学院院刊*, 2019, 34(11): 1285-1292.]
- [4] Yao Tandong, Thompson L G, Shi Yafeng. A study of climatic variations since last interglaciation in the Guliya ice core[J]. *Science in China*, 1997, 27(5): 447-452.
- [5] Thompson L G, Yao Tandong, Davis M, et al. Tropical climate instability: the last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core[J]. *Science*, 1997, 276(5320): 1821-1825.
- [6] Xu Baiqing, Yao Tandong. Dasuopu ice core record of atmospheric methane over the past 2000 years[J]. *Science in China*, 2001, 44(8): 689-695.
- [7] Yao Tandong, Qin Dahe, Xu Baiqing, et al. Temperature change over the past millennium recorded in ice cores from the Tibetan Plateau[J]. *Advances Climate Change Research*, 2006, 2(3): 99-103. [姚檀栋, 秦大河, 徐柏青, 等. 冰芯记录的去 1000 年青藏高原温度变化[J]. *气候变化研究进展*, 2006, 2(3): 99-103.]
- [8] Lin Zhenyao, Zhao Xinyi. The spatial characteristics of air temperature and precipitation variation[J]. *Science in China (Series D)*, 2006, 40(4): 354-358. [林振耀, 赵昕奕. 青藏高原气温降水变化的空间特征[J]. *中国科学(D辑)*, 1996, 26(4): 354-358.]
- [9] Zhu Wenqin, Chen Longxun, Zhou Zijiang. Several characteristics of climate change in modern Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Science in China (Series D)*, 2001, 31(Suppl 1): 327-334. [朱文琴, 陈隆勋, 周自江. 现代青藏高原气候变化的几个特征[J]. *中国科学(D辑)*, 2001, 31(增刊1): 327-334.]
- [10] Deji, Yao Tandong, Yao Ping, et al. Characteristics of climate change in warm and cold periods revealed from ice cores and meteorological records during the past 100 years on the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(6): 1382-1390. [德吉, 姚檀栋, 姚平, 等. 冰芯和气象记录揭示的青藏高原百年来典型冷暖时段气候变化特征[J]. *冰川冻土*, 2013, 35(6): 1382-1390.]
- [11] Wang Ninglian, Yao Tandong, Pu Jianchen, et al. Variations in air temperature during the last 100 years revealed by $\delta^{18}\text{O}$ in the Malan ice core from the Tibetan Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(19): 2134-2138. [王宁练, 姚檀栋, 蒲健辰, 等. 青藏高原马兰冰芯记录的近百年来气温变化[J]. *科学通报*, 2003, 48(19): 1219-1223.]
- [12] Wang Ninglian, Yao Tandong, Pu Jianchen, et al. Variations in air temperature during the last 1000 years revealed by Malan ice core from the Tibetan Plateau[J]. *Science in China (Series D)*, 2006, 36(8): 723-732. [王宁练, 姚檀栋, 蒲建辰, 等. 青藏高原北部马兰冰芯记录的近千年来气候环境变化[J]. *中国科学(D辑)*, 2006, 36(8): 723-732.]
- [13] Zhang Yongjun, Kang Shichang, Qin Dahe, et al. Seasonal air temperature variations retrieved from a Geladandong ice core, Tibetan Plateau[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2007, 62(5): 501-509. [张拥军, 康世昌, 秦大河, 等. 青藏高原各拉丹冬冰芯记录的季节气温变化[J]. *地理学报*, 2007, 62(5): 501-509.]
- [14] Yao Tandong, Guo Xuejun, Duan Keqin, et al. $\delta^{18}\text{O}$ record and temperature change over the past 100 years in ice cores on the Tibetan Plateau[J]. *Science in China (Series D)*, 2006, 36(1): 1-8. [姚檀栋, 郭学军, 段克勤, 等. 青藏高原冰芯过去 100 年 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与温度变化[J]. *中国科学(D辑)*, 2006, 36(1): 1-8.]
- [15] Huang Maohuan, Sun Zuozhe. Some flow characteristics of continental-type glacier in China[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1982, 4(2): 35-45. [黄茂桓, 孙作哲. 我国大陆型冰川运动的某些特征[J]. *冰川冻土*, 1982, 4(2): 35-45.]
- [16] Shi Yafeng, Liu Chaohai, Wang Zongtai, et al. The concise glacier inventors of China[M]. Shanghai: Shanghai Public Science Press, 2005. [施雅风, 刘潮海, 王宗太, 等. 简明中国冰川目录[M]. 上海: 上海科学普及出版社, 2005.]
- [17] Yao Tandong, Thompson L G, Yang Wei, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings[J]. *Nature climate change*, 2012, 2(9): 663-667.
- [18] Pu Jianchen, Yao Tandong, Wang Ninglian, et al. Fluctuations of the glaciers on the Qinghai-Tibetan Plateau during the past century[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2004, 26(5): 517-522. [蒲健辰, 姚檀栋, 王宁练, 等. 近百年来青藏高原冰川的进退变化[J]. *冰川冻土*, 2004, 26(5): 517-522.]
- [19] Zhou Zhonghao, Sun Jidong, Wang Xiaodan, et al. Main characteristics and quality evaluation of typical cultivated soil in Ali, Tibet[J]. *Journal of Mountain Science*, 2006, 24(Suppl 1): 126-130. [周忠浩, 孙继东, 王小丹, 等. 西藏阿里典型耕地土壤的主要特征及其质量评价[J]. *山地学报*, 2006, 24(增刊1): 126-130.]
- [20] Zhong Yan, Tian Lide. Ali polar continental glacier collapse "super stable" behind the fall of the ice giant[J]. *Chinese National Geograph*, 2018(4): 116-125. [钟岩, 田立德. 阿里极

- 大陆性冰川崩塌“超稳定”冰巨人倒下的背后[J]. 中国国家地理, 2018(4): 116-125.]
- [21] Yao Ping. Climate change during the past 2 000 years recorded by Tanggula ice core in central Tibetan Plateau[D]. Beijing: Institute of Tibetn Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, 2014. [姚平. 青藏高原中部唐古拉冰芯记录的去 2 000 年气候变化[D]. 北京: 中国科学院青藏高原研究所, 2014.]
- [22] Bader H. United States polar ice and snow studies in the International geophysical year[J]. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 1958, 2: 177-181.
- [23] Tian Lide, Yao Tandong, Wu Guangjian, et al. Chernobyl incident logged on an ice core at an altitude of 7 010 m in Muztaga [J]. Chinese Science Bulletin, 2006, 51(20): 2453-2456. [田立德, 姚檀栋, 邬光剑, 等. 慕士塔格海拔 7 010 m 冰芯中记录到的切尔诺贝利核泄漏事件[J]. 科学通报, 2006, 51(20): 2453-2456.]
- [24] Maggi V, Orombelli G, Stenni B, et al. 70 years of northern Victoria Land (Antarctica) accumulation rate [J]. Annals of Glaciology, 1998, 27: 215-219.
- [25] Clausen H, Hammer C. The Laki and Tambora eruptions as revealed in Greenland ice cores from 11 locations[J]. Annals of Glaciology, 1988, 10: 16-22.
- [26] Yao Tandong, Thompson L G, Jiao Keqin, et al. Recent warming as recorded in the Qinghai-Tibet cryosphere[J]. Annals of Glaciology, 1995, 21: 196-200.
- [27] Yao Tandong. Oxygen isotope stratigraphy of the Guliya ice core [J]. Quaternary Science, 2000, 20(2): 165-170. [姚檀栋. 古里雅冰芯氧同位素地层学[J]. 第四纪研究, 2000, 20(2): 165-170.]
- [28] Nye J F. Correction Factor for Accumulation measured by the thickness of the annual layers in an ice sheet[J]. Journal of Glaciology, 1963, 4(36): 785-788.
- [29] Reeh N. A flow-line model for calculating the surface profile and the velocity, strain-rate, and stress fields in an ice sheet[J]. Journal of Glaciology, 1988, 34(116): 46-55.
- [30] Tang Jiongran. Enlightenment from steam leakage accident of unit 3 of Japan Meibin nuclear power plant[J]. Nuclear Safety, 2005(3): 19-24. [唐炯然. 日本美滨核电站 3 号机组蒸汽泄漏事故的启示[J]. 核安全, 2005(3): 19-24.]
- [31] Ma Jinlin, Wang Haidna. International nuclear event and radiological event scale [J]. Foreign Nuclear News, 2011(3): 30-32. [麻锦琳, 王海丹. 国际核事件和放射事件分级表[J]. 国外核新闻, 2011(3): 30-32.]
- [32] Bu Zhanling. The main man-made nuclear accident in recent decades[J]. Foreign Nuclear News, 1993(2): 23-23. [布占领. 最近几十年的主要人为核事故[J]. 国外核新闻, 1993(2): 23-23.]
- [33] Anonymous. Ten terrorist nuclear accidents[J]. Grand Rarden of Science, 2010(5): 36-37. [佚名. 十大恐怖核事故[J]. 科学大观园, 2010(5): 36-37.]
- [34] Wei Fengying. Modern climate statistical diagnosis and prediction technology [M]. Beijing: China Meteorological Press, 2007: 64. [魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 北京: 气象出版社, 2007: 64.]
- [35] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation [J]. Tellus, 1964, 16(4): 436-468.
- [36] Yao Tandong, Thompson L G, Mosley-Thompson E, et al. Climatological significance of $\delta^{18}\text{O}$ in north Tibetan ice cores[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 1996, 101(D23): 29531-29537.
- [37] Yao Tandong, Masson V, Jouzel J, et al. Relationships between $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation and surface air temperature in the Urumqi River basin, east Tianshan Mountains, China [J]. Geophysical Research Letters, 1999, 26(23): 3473-3476.
- [38] Tian Lide, Yao Tandong, Schuster P, et al. Oxygen-18 concentrations in recent precipitation and ice cores on the Tibetan Plateau [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2003, 108(D9): 1-16.
- [39] Tian Lide, Yao Tandong, Macclune K, et al. Stable isotopic variations in west China: a consideration of moisture sources [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2007, 112(D10112): 1-12.
- [40] Yao Tandong, Jiao Keqin, Li Zhongqin, et al. Climate and environment record of Guliya ice cap [J]. Science in China (Series B), 1994, 24(7): 766-773. [姚檀栋, 焦克勤, 李忠勤, 等. 古里雅冰帽气候环境记录[J]. 中国科学(B辑), 1994, 24(7): 766-773.]
- [41] Rozanski K, Araguás-Araguás L, Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation [J]. Climate Change in Continental Isotopic Records, 1993: 1-36.
- [42] Tian Lide, Yao Tandong, Li Zhen, et al. Recent rapid warming trend revealed from the isotopic record in Muztagata ice core, eastern Pamirs [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2006, 111(D13103): 1-7.

Study of air temperature variations during the past 100 years in the Aru ice core, western Qinghai-Tibet Plateau

YANG Dandan^{1,2}, YAO Tandong^{1,3,4}, WU Guangjian^{1,3}, ZHU Meilin¹, Deji¹

(1. Key Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; 4. College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The 55.29 m long Aru ice core, drilled from the Aru glacial collapse area in the western Qinghai-Tibet Plateau in September 2017, was researched, the time series of upper 17.87 m ice core was reconstructed from 1917 to 2016 by $\delta^{18}\text{O}$ and the Nye model. Combining with the mean summer temperature data of adjacent Gaize and Shiquanhe stations during 1973—2016, based on correlation analysis, linear regression method, and Mann-Kendall (M-K) test analysis, found that the temperature of the ice core and the meteorological stations recorded a significant rise in the past 44 years. According to the M-K mutation test, the 1980s was a transition period in which the temperature changes from high to low to high, and the abrupt year recorded by the Aru ice core increased by about 1.97 °C around 1981. Similarly, using the linear regression method and M-K test to analyze the temperature changes jointly recorded by the Aru and the neighboring Guliya ice core from 1917 to 1991, it displayed an overall upward trend by the two ice cores. In the M-K mutation test, the temperature rise started in the middle and late 1930s, reached a significant temperature increase trend in the 1950s, and the temperature recorded by the Aru ice core increased by about 1.1 °C around 1949 during the mutation period. The Aru ice core has a consistent rising trend with the temperature changes recorded by the meteorological stations and the Guliya ice core, but the temperature increase recorded by the Aru ice core is higher than meteorological stations and lower than Guliya ice core.

Key words: Qinghai-Tibet Plateau; Aru ice core; stable oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$); air temperature variations; Mann-Kendall test method; Guliya ice core

(责任编辑: 王宁练; 编辑: 周成林, 庞瑜)