

藏南羊卓雍错沉积物元素地球化学 记录的过去2000年环境变化

郭超^{1,2},蒙红卫³,马玉贞¹,李丹丹¹,胡彩莉¹,刘杰瑞¹,雒聪文¹,王凯¹

(1. 北京师范大学地理科学学部 地表过程与资源生态国家重点实验室,北京 100875; 2. 湖北文理学院
资源环境与旅游学院,襄阳 441053; 3. 云南师范大学旅游与地理科学学院,昆明 650500)

摘要:以青藏高原南部的羊卓雍错(简称羊湖)沉积岩芯为研究对象,以较可靠的年代数据(²¹⁰Pb和AMS ¹⁴C交叉定年)为框架,基于高分辨率的元素地球化学记录,通过数理统计分析方法提取环境信息,结合粒度和磁化率,重建该地区过去2000年来的环境变化。结果显示,该区黑暗时代冷期(DCAP)和小冰期(LIA)气候较为寒冷,降水量较高;而中世纪暖期(MWP)和现代暖期(CWP)气候较为温暖,降水量较低,气候具有冷湿—暖干的特征。其中,重建的温度显示,中世纪暖期的温暖程度似乎持平甚至超过20世纪暖期;小冰期间可能存在一次百年尺度的温暖事件,而17世纪和18世纪可能是过去2000中最寒冷的一段时期。分析发现,过去2000年以来青藏高原南部存在着冷湿—暖干的气候模式;过去2000年青藏高原南部地区温度的变化可能主要受到太阳辐射的影响,而小冰期间西风环流的南移和增强可能是导致区域降水增加的重要因素。另外,该时期羊湖的湖泊水位的变化受温度和降水共同控制:当温度降低,降水增加时,湖泊水位上升,反之亦然。

关键词:元素地球化学;青藏高原南部;过去2000年;中世纪暖期;小冰期;环境变化

DOI: 10.11821/dlxz201907006

1 引言

过去2000年气候变化作为认识全球变化区域响应的重要时段,备受国内外学术界的重视^[1-2]。在半球甚至全球尺度上,科学家通过整合树轮、冰芯、历史文献和湖泊沉积等气候记录,建立了较为可信的半球/全球温度变化曲线^[3-5],揭示了中世纪暖期、小冰期以及20世纪变暖的气候变化过程^[6-10]。但是,对于这些特征时期的起止时间、产生原因、变化幅度、内部波动以及是否具有全球性等问题仍存在较大分歧^[11-13]。

相比温度变化,降水和有效湿度变化的区域性更为复杂,即使在全球大致相同的温度变化趋势下,不同区域因受到大气环流和局部地形等调整因素的影响也会产生显著的降水和湿度变化差异。研究显示,过去2000年来温度变化具有明显的世纪尺度(中世纪暖期—小冰期—现代暖期)^[4-5, 14-15],理解在这种温度变化的背景下,降水和湿度变化的区域响应特征,对揭示区域变化与全球变化的相互影响及预测未来气候变化具有重要意义。

收稿日期: 2018-01-24; 修订日期: 2019-03-11

基金项目: 国家重点基础研究发展规划(973项目) (2013CB956001); 国家自然科学基金项目(41571186, 41330748)
[Foundation: The National Basic Research Program of China, No.2013CB956001; National Natural Science Foundation of China, No.41571186, No.41330748]

作者简介: 郭超(1988-),男,陕西人,博士,主要从事环境演变、孢粉学、元素地球化学等方面研究。

E-mail: gc@mail.bnu.edu.cn

通讯作者: 马玉贞(1957-),女,河南人,博士,教授,主要从事于孢粉学、地层学和环境变化等方面研究。
E-mail: mayzh@bnu.edu.cn

青藏高原处于北半球中低纬度地区，受东亚季风、印度季风和西风共同影响^[16-17]。目前，在青藏高原，对过去2000年来气候变化的研究主要集中在冰芯和树轮上^[11, 18-21]，对于湖泊沉积物的研究还比较薄弱，且主要集中在青藏高原东北部^[9, 22-23]。而正是由于青藏高原古气候变化记录空间分布的不均匀，难以对季风和西风环流在某一特定时期的影响范围进行界定，更不足以全面科学地认识和理解青藏高原气候变化的空间规律和调控机制。

元素在地表过程中的地球化学行为与气候和环境密切相关。沉积物中的元素，特别是富有环境指示意义元素的含量及其比值是恢复古气候、古环境的良好指标^[24]。X射线荧光分析（X-Ray Fluorescence, XRF）具有分析速度快、无损样品、分辨率高、连续性好等特点，在获取高分辨率环境记录信息方面更具独特的优势^[24-25]。近年来，国内外已经将XRF岩芯扫描分析方法广泛应用于古气候和古环境的重建中^[26-32]，取得了良好的成果，为今后的研究工作积累了宝贵的资料与经验。

鉴于此，本文选择位于青藏高原南部的羊卓雍错（简称羊湖）沉积岩芯，以较可靠的年代数据为框架，基于元素地球化学记录，通过数理统计分析方法提取环境信息，结合粒度和磁化率，重建该地区过去近2000年来的环境变化，分析青藏高原南部过去2000年对全球气候变化的响应及可能存在的驱动机制，探讨季风边缘区高海拔地区的气候变化过程、时空差异及潜在原因。

2 研究区地理概况

羊湖（ $28^{\circ}27'N\sim29^{\circ}12'N$ 、 $90^{\circ}08'E\sim91^{\circ}45'E$ ，海拔4440 m）位于西藏自治区山南地区浪卡子县境内（图1），是雅鲁藏布江以南，喜马拉雅山北麓最大的封闭型内陆湖泊。目前，湖泊最大水深约20 m，面积544.34 km²，流域面积5974.19 km²^[33]。周围山体主要由二叠纪中统的砂岩、页岩，三叠纪上统的砂岩、板岩，以及上侏罗一下白垩的海相碎屑岩组成，而湖盆主要由侏罗纪中上统的陆相碎屑岩，白垩纪上统的碎屑岩，以及全新统的粗砂、粉砂组成^[34]（图1）。

区域气候为温带半干旱气候。附近的白地水文站（ $90^{\circ}24'N$ 、 $28^{\circ}58'E$ ）的气象记录显

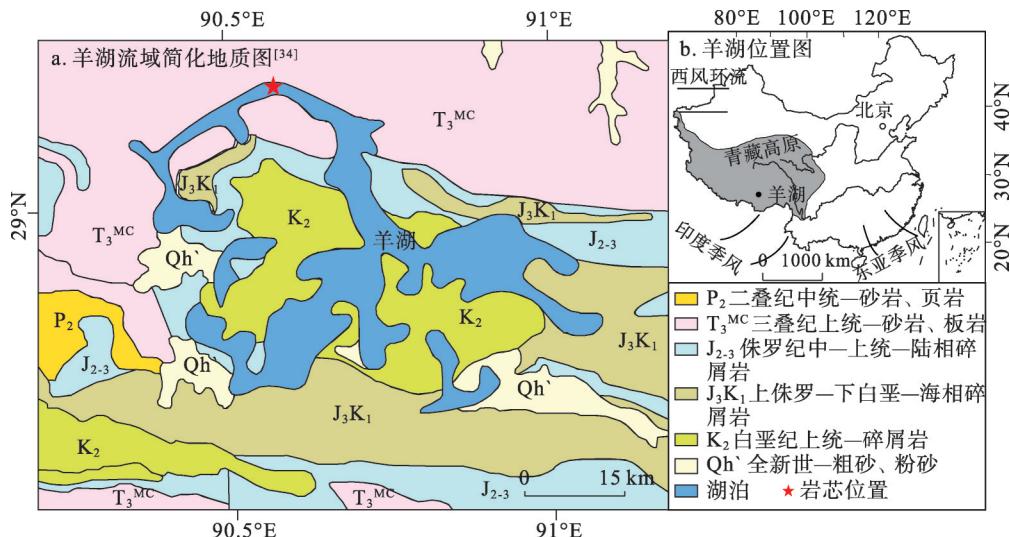


图1 研究区位置图

Fig. 1 Location of the research region

示, 流域多年平均气温 2.6°C , 其中1月平均气温 -5.8°C , 7月平均气温 9.9°C 。流域多年平均降水 370 mm , 其中85%的降水集中在6-9月。多年平均蒸发量为 1290 mm ^[35]。羊湖为半封闭湖泊, 湖水主要由降水和冰川融水两部分构成, 其中降水补给占总补给量的91%, 流域内有6条主要地表径流, 分别分布在湖泊南岸、东南岸和西岸^[33]。湖泊属微咸水湖, 湖水pH值为 $9.2\sim9.3$, 盐度为 $1.18\sim1.5\text{ psu}$, 湖水主要离子为 Na^{+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 等^[33, 35]。

羊湖流域现代植被以高山草原和高山草甸为主。高山草原主要分布在海拔 $4500\sim4900\text{ m}$ 的缓坡上, 主要植物包括蒿属(*Artemisia*), 莎草科(Cyperaceae)和禾本科(Poaceae)。高山草甸主要分布在海拔 $4900\sim5200\text{ m}$ 的地带, 植被主要由蒿草属(*Kobresia*)和苔草属(*Carex*)组成。此外, 湖区东南方向海拔 4000 m 以下的山地上发育有针叶林和阔叶林^[36]。

3 材料与方法

3.1 岩芯提取和样品采集

2013年7月, 在羊湖西北部, 远离入湖口和出湖口, 水深 3.2 m 的位置, 使用俄式钻钻取(内径 5 cm)了4根 50 cm 长的平行岩芯, 岩芯间距为 $0.5\sim1.0\text{ m}$, 取芯率达99%以上, 未出现扰动和污染。岩芯用保鲜膜和锡纸密封运回实验室。通过野外观察和室内分析, 4根平行岩芯基本一致, 分别用于年代分析、化学元素分析、孢粉分析和粒度分析。本文在年代框架和粒度变化分析的基础上^[37], 主要对化学元素记录进行讨论。

3.2 XRF元素扫描分析和磁化率

羊湖岩芯的化学元素分析采用XRF岩芯扫描仪在云南师范大学旅游与地理学院高原湖泊生态与全球变化重点实验室完成。扫描分辨率为 0.5 cm , 扫描面积为 $5\text{ cm}\times5\text{ cm}$ 。扫描之前, 先对岩芯进行平整化处理。为了避免污染和水分的散失, 在岩芯表面覆盖一层 $4\text{ }\mu\text{m}$ 厚的SPEXCerti Prep Ultralene1。分别采用 15 Kv (扫描时间 10 s), 30 Kv (扫描时间 15 s)和 50 Kv (扫描时间 20 s)对岩芯进行扫描, 获得Al、Si、K、Ca、Ti、Fe、Cu、Zn、Br、Rb、Sr、Y、Pb等元素的强度(单位: counts per second, cps), 并在分析和解译之前对数据进行了标准化处理^[32]。

羊湖岩芯的磁化率扫描在云南师范大学旅游与地理学院高原湖泊生态与全球变化重点实验室完成, 应用英国Bartington仪器有限公司的MS2C型磁化率仪。仪器的分辨率为 10^{-6} CGS , 自动补偿温度、环境变化引起的漂移。扫描分辨率为 0.5 cm 。扫描单位为 10^{-5} SI ^[38]。

3.3 数据分析

相关分析(Correlation analysis, CA)是一种应用广泛的统计方法, 主要用于判别数据中任意两个变量的相关性。其目的是为了识别出各组指标的相似程度^[39]。同时, 计算P值来判断相关分析的显著性, 并通过Bonferroni检验校正^[40]。元素的相关性受控于在表生环境中的地球化学行为, 不同元素间的相关性分析有助于揭示元素间的伴生关系, 进而判别各种元素的可能来源^[27, 39]。沉积剖面中化学元素之间的相关性越高, 相关系数越大, 说明元素来自同一稳定输入的可能性越大, 进而物质分布的类型也可能越相近^[39]。

主成分分析(Principal component analysis, PCA)是建立一个数据矩阵, 通过一系列得分和载荷图来识别出这个矩阵的主要成分^[41]。它通过建立一个二维空间, 依据每个变量在二维空间中的几何距离来判定该变量对不同组分的贡献率。最终, 通过变量在空间载荷图上的分布, 判别不同类群对环境因子的响应^[41]。主成分分析已广泛应用于元素地

球化学和古环境的重建中,例如,用于判别海洋沉积物中生物金属与有机质的相关性^[42];外源物质进入湖泊的重建^[39]以及湖泊沉积物的元素组成与矿物的关系^[32]等。

主要元素的相关分析和主成分分析在SPSS 20软件中完成。所有图表的绘制在Graph 10.0和CorelDraw 16.0软件中完成。

4 结果

4.1 地层与年代

根据野外观察和室内分析,岩芯可划分出4个沉积单元(图2),从下而上依次为:单元1(50~40 cm):灰褐色粘土质粉砂层,其中含有一个粉砂亚层(43~42 cm);单元2(40~34 cm):灰白色粉砂层;单元3(34~13 cm):灰褐色粘土质粉砂层,含有3个灰白色粉砂亚层(32~29 cm, 27~26 cm和23~22 cm);单元4(13~0 cm):富含植物根系,由3个亚层组成,其中13~7 cm为灰色粉砂层,7~5 cm为灰白色细砂层,5~0 cm为灰白色中砂层。

建立相对可靠的年代模式对准确重建古环境变化至关重要。目前,全新世时间尺度的测年方法各式各样,对于湖泊沉积物,目前采用较多的有AMS¹⁴C测年、²¹⁰Pb和¹³⁷Cs测年等。综合多种测年方法建立年代序列可以有效地降低和避免单一测年方法可能存在的误差。因此,羊湖岩芯的年代序列是基于岩芯顶部²¹⁰Pb定年和中下部2个AMS¹⁴C测年建立的。其中岩芯上部0~19 cm以1 cm间隔分样用于²¹⁰Pb测年,由中国科学院南京地理与

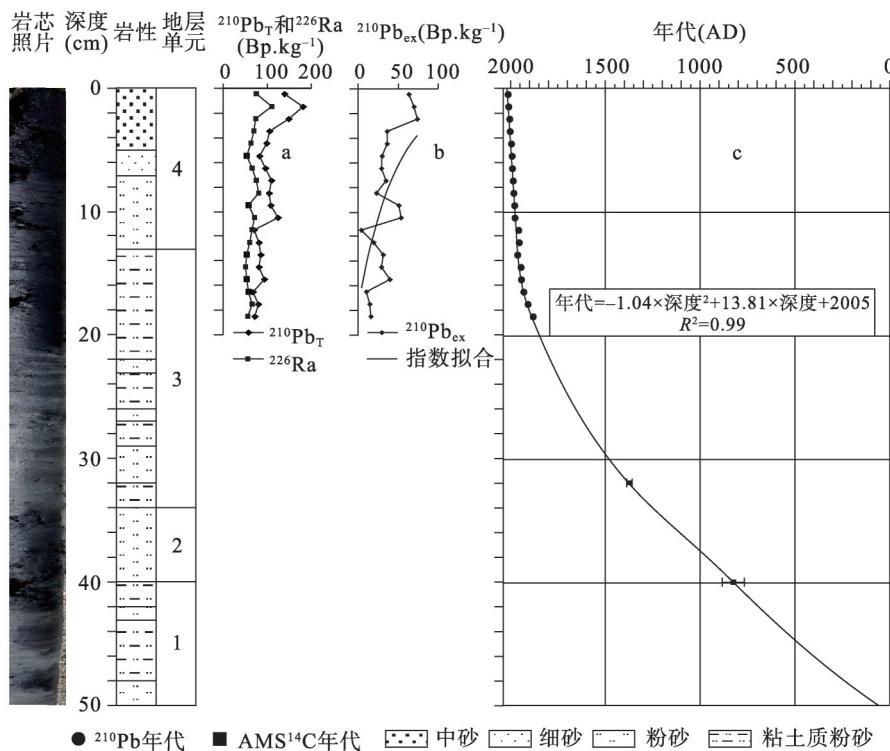


图2 羊湖岩芯的岩性和年代^[37](a. ²¹⁰Pb_T和²²⁶Ra分析结果; b. ²¹⁰Pb_{ex}分析结果; c. 年代—深度模式)

Fig. 2 Stratigraphy and chronology of Lake Yamzhog Yumco core^[37]

(a. ²¹⁰Pb_T and ²²⁶Ra results; b. ²¹⁰Pb_{ex} result; c. age-depth model)

湖泊研究所完成。在岩芯中下部32 cm和40 cm处取2个植物残体用于AMS¹⁴C测年，实验在美国BETA实验室完成，为了便于对比，本文用CALIB 6.0和INTCAL 13校正程序对上述AMS¹⁴C年龄进行了日历年校正，采用 2σ 校正年龄误差范围的平均值^[43]。

顶部19 cm范围内，总²¹⁰Pb (²¹⁰Pb_T) 和剩余²¹⁰Pb (²¹⁰Pb_{ex}) 比活度随深度增加大致呈指数衰减，但存在明显的波动，可能与岩性的变化有关^[44, 45]。基于恒定补给速率(CRS)模式进行绝对年龄计算，岩芯上部19 cm的沉积序列记录了1891 AD以来的沉积历史(图2)。中下部32 cm和40 cm处两个AMS¹⁴C年代的校正年龄分别为1375±5 AD和830±60 AD(表1)。其 $\delta^{13}\text{C}$ 值(-7.5‰和-5.9‰)表明所用测年的植物残体可能来自水生植物，可能存在碳库效应。一般而言，水生植物有机物的碳库效应可以用当地水生植物的¹⁴C浓度来评估^[46-47]。而本文采样点所在的羊湖流域已有研究测得的水生植物的¹⁴C浓度为108.1~110.6 pMC，与该流域内陆生植物的¹⁴C浓度(106.9~110.5 pMC)和大气CO₂的¹⁴C浓度(约108 pMC)相当^[47-48]。故认为羊湖的现代碳库效应可以忽略不计。

表1 羊湖岩芯AMS¹⁴C测年结果^[37]

Tab. 1 Radiocarbon ages of Lake Yamzhog Yumco core^[37]

样品编号	材料	深度(cm)	$\delta^{13}\text{C}(\text{\textperthousand})$	AMS ¹⁴ C年代 (¹⁴ C a BP)	校正 ¹⁴ C年代 (cal year BP (2 σ))	日历年(AD)
YH-02	植物残体	32	-7.5	420±30	710±30	1370~1380
YH-03	植物残体	40	-5.9	900±30	1210±30	770~890

最后，综合²¹⁰Pb和AMS¹⁴C定年，采用二元多项式回归模型建立了羊湖岩芯的年代—深度模式，据该模式外推至底部50 cm处的年龄约为100 AD，从而建立了羊湖过去近2000年以来湖泊沉积的时间序列(图2)。通过测年可靠性检验和讨论，认为这个年代序列是可信的^[37]。

4.2 元素地球化学记录

4.2.1 XRF元素扫描结果 XRF岩芯扫描得到13个主要元素(Al、Si、K、Ti、Rb、Zn、Y、Br、Fe、Cu、Ca和Sr)的变化如图3所示。元素Al、Si、K、Ti、Rb、Zn和Y的变化趋势大致相同，高强度值出现在约100-600 AD和约1250-1900 AD期间，其中

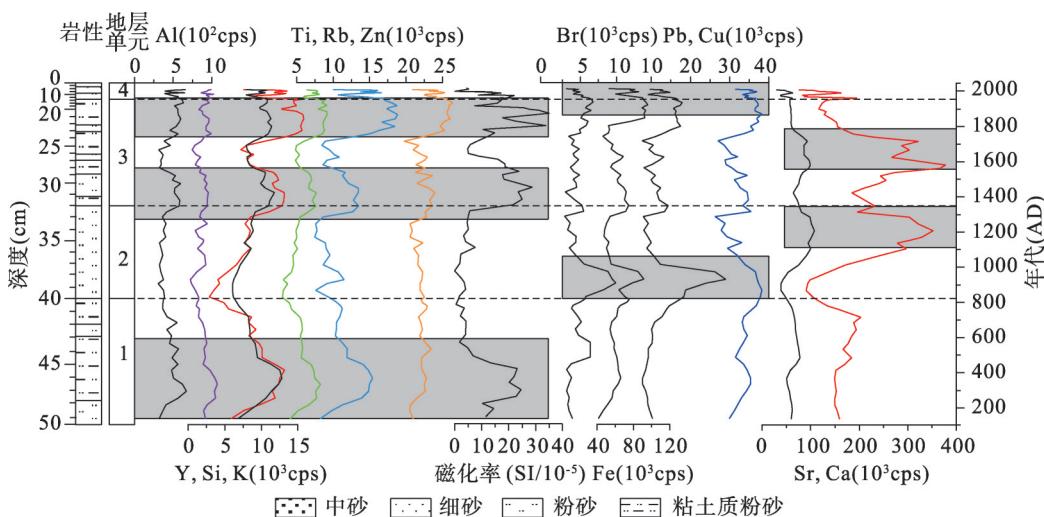


图3 羊湖岩芯XRF主要元素及磁化率的变化

Fig. 3 Peak area of the major elements and magnetic susceptibility in Lake Yamzhog Yumco core

在约 1500-1700 AD 有所降低，而在约 600-1250 AD 和最近 100 年两个时期显著下降。其中，需要指出的是，相比于元素 Si、K、Ti 和 Rb，元素 Al 和 Y 的变化特征不显著，元素 Zn 在约 1200 AD 之前变化较为平稳，而在约 1200 AD 之后与 Si、K、Ti、Rb 基本保持一致。元素 Br 的强度值与金属元素 (Fe、Cu 和 Pb) 的变化特征基本一致，高值出现在约 800-1100 AD 和最近 200 年，而在约 100-800 AD 和约 1100-1800 AD 期间强度较低。尽管元素强度值的级别存在显著差异，但元素 Ca 和 Sr 在整个沉积序列中基本表现一致的变化趋势，峰值出现在约 1100-1350 AD 和约 1500-1750 AD 期间。

4.2.2 相关分析 相关分析能够将数据集中各组元素的相关性以量化的形式展现出来。表 2 为羊湖沉积物主要化学元素的相关性分析结果，强相关性 ($r > 0.65$) 以加粗突出。

表 2 羊湖岩芯主要元素的相关性分析结果

Tab. 2 Correlation analysis for the major elements of Lake Yamzhog Yumco core

	Al	Si	K	Ti	Rb	Fe	Cu	Zn	Pb	Br	Ca	Sr
Si	0.69**											
K	0.68**	0.91**										
Ti	0.71**	0.89**	0.97**									
Rb	0.70**	0.73**	0.85**	0.89**								
Fe	0.47**	0.37**	0.59**	0.62**	0.81**							
Cu	0.40**	0.22*	0.32**	0.42**	0.66**	0.74**						
Zn	0.54**	0.49**	0.68**	0.70**	0.82**	0.83**	0.70**					
Pb	0.09	-0.17	0.01	0.04	0.35**	0.76**	0.67**	0.45**				
Br	0.04	-0.29**	-0.1	-0.06	0.18	0.59**	0.56**	0.33**	0.86**			
Ca	-0.35**	-0.09	-0.12	-0.28**	-0.52**	-0.43**	-0.72**	-0.43**	-0.38**	-0.33**		
Sr	-0.29**	-0.04	-0.08	-0.24*	-0.45**	-0.39**	-0.64**	-0.36**	-0.36**	-0.33**	0.95**	
Y	0.50**	0.64**	0.54**	0.56**	0.47**	0.09	0.23*	0.31**	-0.28**	-0.38**	-0.29**	-0.23*

注：“*”：在 0.01 水平（双侧）上显著相关；“*”：在 0.05 水平（双侧）上显著相关；加粗数值为强相关性 ($r > 0.65$)。

尽管多种元素存在不同的相关性，但是，其中可以归纳出 3 组主要的元素：① Al、Si、K 和 Ti；② Fe、Cu、Pb 和 Br；③ Ca 和 Sr。组 1 中元素 Al、Si、K 和 Ti 相互之间均表现出较强的相关性 ($r > 0.65$ 和 0.01 水平置信区间)，其中，Si 和 K、Ti 和 K 的相关性分别达到 0.914 和 0.996。组 2 中元素 Fe、Cu 和 Pb 之间的相关性较强 ($r > 0.65$ 和 0.01 水平置信区间)，Br 和 Pb 表现出很强的相关性 ($r = 0.86$ 和 0.01 水平置信区间)。组 3 中元素 Ca 和 Sr 表现出极强的相关性 ($r = 0.95$ 和 0.01 水平置信区间)。需要指出的是，元素 Rb 和 Zn 与组 1 中的元素 (K、Ti) 和组 2 中的元素 (Fe、Cu) 的相关性均较高，可能反映出其具有的过渡性特征。另外，Ca 和 Cu、Sr 和 Cu 具有较强的负相关，分别达到 -0.72 和 -0.64。

4.2.3 主成分分析 主成分分析客观的描述了控制沉积物元素组成的主要因子。羊湖岩芯主要化学元素的 PCA 结果如图 4，表 3 所示。前 3 个主成分累积方差占总方差的 82.914%。第一主成分的方差贡献占总方差的 47.301%，元素 Al、Si、K、Ti、Rb 和 Y 靠近第一正半轴，具有较高正值（分别为 0.747、0.948、0.949、0.947、0.838 和 0.706）。第二主成分的方差贡献占总方差的 23.763%，元素 Br、Fe、Pb 和 Cu 靠近第二正半轴，其中 Br、Fe 和 Pb 得分较高（分别为 0.866、0.838 和 0.929），Cu 相比较低（0.653）。第三主成分的方差贡献占总方差的 11.85%，Ca 和 Sr 表现为极高正值（得分分别为 0.898 和 0.870），表明对该轴贡献最大。其他主成分由于方差贡献率均小于 10%，因此不予考虑。另外，Zn 在第一轴和第二轴得分相近（分别为 0.643 和 0.604），也反映出其具有的过渡性特征。

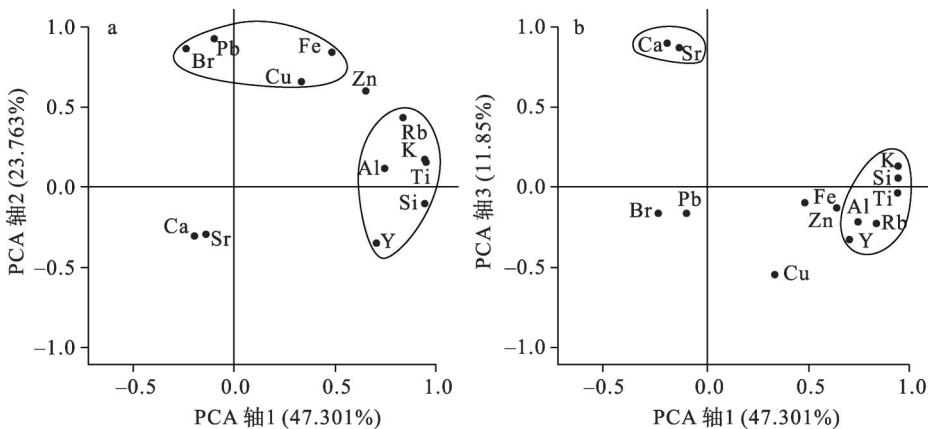


图4 羊湖岩芯主要元素的主成分分析结果

Fig. 4 Principal component analysis results of major elements from Lake Yamzhog Yumco core

4.3 磁化率

羊湖岩芯磁化率主要经历了先下降后上升的变化过程, 强度值在 $0\sim40\times10^{-5}$ SI之间, 但存在显著的波动(图3)。在约100-400 AD期间, 强度适中($10\times10^{-5}\sim25\times10^{-5}$ SI), 随后在约400-1300 AD显著下降($0\sim10\times10^{-5}$ SI), 且无明显波动。在约1300-1900 AD, 磁化率强度整体处于较高水平, 但期间存在剧烈的波动, 而最近约100年以来经历了显著的下降过程。

5 分析和讨论

5.1 代用指标的选择和解译

在自然条件下, 湖泊沉积物中的化学元素主要有两种来源: 一是流域侵蚀带来的外源碎屑组分; 二是湖泊自生沉淀组分, 因此湖泊化学元素的组成不仅与元素的赋存状态、固有的地球化学行为有关, 还与沉积环境的物理化学条件相关^[49-51]。正如上文所示, 元素Al和Y的强度较低且变化特征不显著, Rb和Zn具有明显的过渡性特征, 因此, 该4个元素作为单独指标不参与后文的讨论。

元素Si、K和Ti为典型的外源碎屑元素, 其含量一般与外源物质的输入有关, 主要受到区域降水量的影响^[28, 30-31]。其中Ti元素作为惰性较强的元素, 其含量变化主要受物理风化作用以及区域降水量变化的影响^[28]; 一些学者认为湖泊沉积物中的Ti元素主要来自湖泊汇水盆地的陆源物质输入, 可以指示湖泊古水文变化, 降水充足的湿润条件下有利于Ti元素的富集^[30, 52-54]。

卤族元素中Br和I多与沉积物中的有机质含量呈正相关。前人研究表明, 有机质含量升高, 易增强碘络合物的溶解性, 使得沉积物中I元素含量增加^[55-56], 但本研究XRF岩

表3 羊湖岩芯主要元素的主成分得分

Tab. 3 Principal component scores for the major elements of Lake Yamzhog Yumco core

元素	主成分		
	1	2	3
Al	0.747	0.122	-0.223
Si	0.948	-0.101	0.052
K	0.949	0.160	0.133
Ti	0.947	0.172	-0.038
Rb	0.838	0.435	-0.224
Y	0.706	-0.346	-0.325
Fe	0.485	0.838	-0.098
Cu	0.335	0.653	-0.549
Zn	0.643	0.604	-0.130
Pb	-0.100	0.925	-0.168
Br	-0.238	0.866	-0.165
Ca	-0.196	-0.305	0.898
Sr	-0.138	-0.292	0.870
方差贡献(%)	47.301	23.763	11.850
累积方差贡献(%)	47.301	71.064	82.914

芯扫描未得到岩芯中 I 元素的强度，故不予考虑。元素 Br 作为植物、微生物生长的必须元素，在湖泊沉积物中主要存在于湖泊中微生物和土壤的有机质中。因此一般认为 Br 元素与有机质 (TOC) 也具有较强的相关性^[32]。还有研究表明，高温和高降水条件下流域沉积物中 Br 元素的活动性会上升^[57]，而在青藏高原干冷环境下的咸水湖或盐湖沉积物中，温度引起的蒸发作用可能是 Br 含量或浓度变化的主要影响因素，因此，本文 Br 元素可以用以指示温度的变化。另外，已有学者通过 Br 元素进行古温度的重建，如在西伯利亚的 Teleskoye 湖，Br 元素含量的变化与年均温具有很强的正相关性^[58]；在小龙虾，中世纪暖期期间 Br 元素含量明显上升，小冰期期间明显下降^[59]。

Fe、Cu、Pb 等金属元素都是变价元素，其含量的变化基于它们对不同氧化—还原条件的敏感性^[60]。一般在干热气候条件下，氧化性增强，这些元素相对富集，而气候冷湿的还原环境下，含量相对较低^[50, 61-63]。

元素 Ca 和 Sr 化学性质活泼、易迁移、与碳酸盐化学沉淀过程相关，分别形成 CaCO_3 和 SrCO_3 ^[50, 64-65]。本文使用 XRF 得到的是全样 Ca 含量，可能既包括碳酸盐中的 Ca 也包括超基性和基性硅酸岩中的 Ca，但羊湖流域内湖盆和周围山体主要以沉积岩为主^[66]，故沉积物中 Ca 元素应主要来自于碳酸盐。而羊湖流域的岩石主要是中生代的碎屑岩、砂岩和页岩^[66]，流域内进入湖泊的碳酸盐十分有限。已有对邻近普莫雍错的研究也表明，羊湖流域中湖泊沉积物中的碳酸盐主要来自湖泊自身的碳酸盐沉淀^[66]。而湖泊自身碳酸盐的沉淀主要受湖水水位状况的制约，对干旱—半干旱的内陆封闭湖泊来说，相对较高的碳酸盐含量指示相对较高的湖泊水位^[27, 31]。因此元素 Ca 和 Sr 的变化可以指示湖泊水位的变化。

采样点附近的白地水文站为青藏高原羊湖流域唯一专门观测和记录流域气象和水文变化的国家基本站，该站提供了羊湖流域 1975-2009 年完整的气象和水文资料^[33]。如图 5 所示，尽管湖泊元素地球化学数据与降水、温度及湖泊水位数据相比分辨率较低，但 Ti 和 K 元素强度与年均降水，Br 和 Fe 元素强度与年均温度，以及 Ca 元素强度与湖泊水位均表现出较高的相关性，进一步说明了元素反映气候变化的有效性。

此外，一些元素的比值已经被作为有效地环境代用指标用于识别环境变化的趋势，而这种变化有时是单个元素指标很难识别出的。例如，元素 Rb 与 Sr 的比值 (Rb/Sr) 已被认为是指示化学风化的良好指标。一般认为，湖泊沉积物中较低的 Rb/Sr 值指示了流域内较强的化学风化过程，高值则反映了流域所经历的弱化学风化过程^[67]。而化学风化强度在不同气候条件下对温度和降水的响应是不同的，一般在干冷气候条件下，化学风化作用主要受温度控制，其强度随着温度的降低而减弱；而在暖湿的气候条件下，降水起主导作用，降水量增加，化学风化作用随之增强^[49]。羊湖位于半干旱高海拔地区，气候较为干冷，因此，本文认为 Rb/Sr 值主要反映流域内温度的变化，即低值指示温度较高，而高值指示温度较低。此外，元素 Ca 与 Fe 的比值 (Ca/Fe) 的变化也是反映气候环境变化的有效指标，在海洋沉积中，Ca/Fe 值是区分冰期与间冰期的良好指标，因为间冰期的碳酸盐含量比冰期的含量高^[68]。而在湖泊沉积物中，一般来说对比于深水浮游层，在浊流岩、淤泥、泥浆或浅水来源的物质中富 Fe 而缺乏 Ca，因此 Ca/Fe 可能被用于区分物质的来源^[69]，同时也能在一定程度上反映过去的湖泊水位^[70]。

湖泊沉积物磁化率作为一个环境代用指标具有多解性，需要结合粒度、孢粉、化学元素等其他指标综合分析。大多数研究显示：粘土和粉砂质样品的磁化率高于砂质样品，磁化率的峰值与化学元素 Na、K 和 Mg 呈正相关^[38]；湖泊沉积物中的磁性物质可能来自流域的陆源碎屑物，高降水条件下，更多的陆源碎屑物质经流水作用进入湖泊，导致湖泊沉积物的磁化率升高^[38]；磁化率可作为指示流域水文条件变化的有效指标，其峰

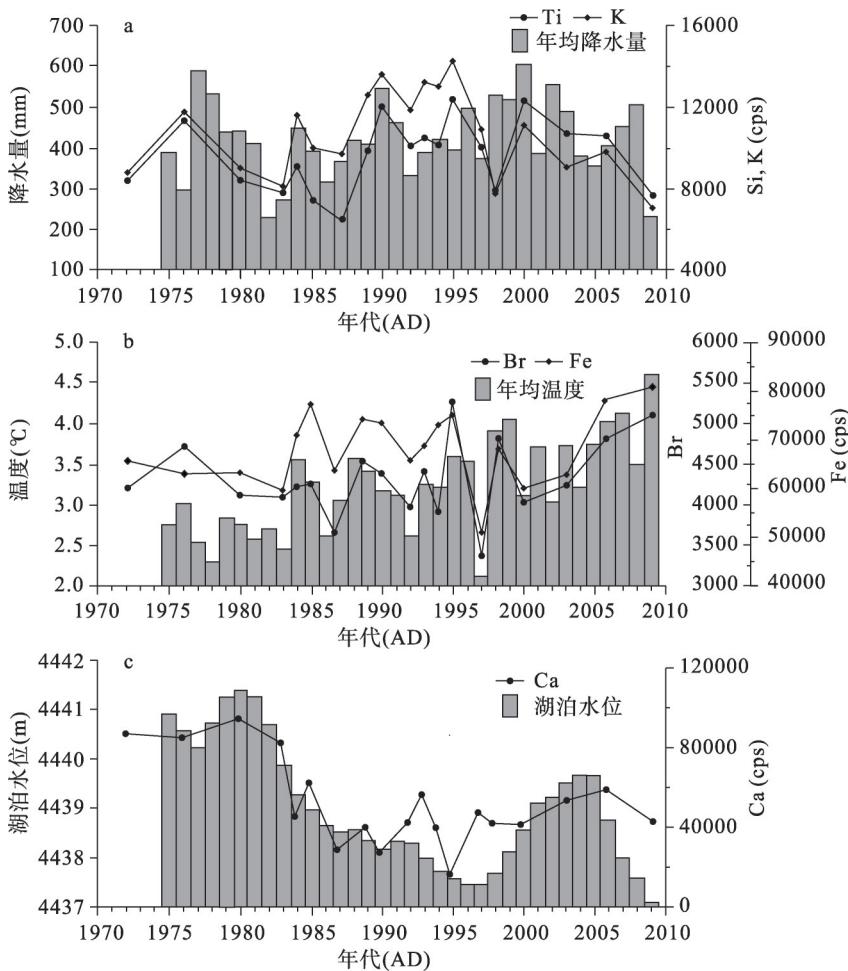


图5 羊湖岩芯元素强度与白地水文站(1975-2009年)年均降水量、年均温和年均湖泊水位的对比

Fig. 5 Comparison of selected elements from Lake Yamzhog Yumco core with average annual precipitation, average annual temperature and average lake level in Baidi Hydrometric station between 1975 and 2009

值反映较高的降水条件^[65, 71]。而羊湖岩芯磁化率的峰值与陆源碎屑元素Si、K和Ti的峰值基本一致，也进一步表明磁化率作为流域降水指标的有效性。

5.2 过去2000年以来气候环境重建

如上所述，通过不同代用指标间的相关性分析和环境指代意义的解译分析，本文选择Ti、Si和K元素强度，及磁化率作为指示羊湖流域降水或湿度的指标；Br、Fe、Cu和Pb元素强度及Rb/Sr比值指示温度变化；Ca和Sr元素强度变化指示湖泊水位的变化。据羊湖的岩芯记录重建青藏高原南部地区过去2000年的气候变化。

5.2.1 降水代用指标及重建 本文已运用粒级—标准偏差法对羊湖岩芯的粒度序列进行了敏感粒级的划分和提取，研究确定了7~10 μm为对环境变化最为敏感的敏感粒级指标之一，并通过与现代水文资料的对比显示二者具有较好的相关性 ($r = 0.66$)，因此，认为7~10 μm粒级百分含量 (7~10 μm%) 的变化可作为指示羊湖流域降水或湿度变化的有效指标^[37]。

基于元素Si、K、Ti、磁化率和7~10 μm%这些指标的变化，重建了羊湖流域的降水历史（图6a）。约100~500 AD，元素Si、K、Ti、磁化率和7~10 μm%均处于较高水平，

指示了该时期相对较高的降水条件。随后，各指标在约 500-1250 AD 显著下降，其中在约 800-900 AD 出现极低水平，表明该时期降水量较低。紧接着，各项指标在约 1250-1910 AD 期间显著上升，表明该时期降水条件的显著改善。然而，其中约 1530-1700 AD 出现急剧的下降，似乎指示了一次百年尺度的干旱事件。最近 100 年以来，化学元素、磁化率和粒度指标均显著下降，共同指示降水显著减少。另外，约 700-800 AD 期间， $7\sim10 \mu\text{m}\%$ 有所上升，似乎指示了一次百年尺度的湿润事件，然而元素和磁化率却未表现出相应的变化。其原因可能为以下两方面：其一，相比于其它指标，粒度特别是敏感粒级组分对湖泊水动力条件的响应更加敏感^[37]；其二，由于本文粒度指标的分辨率相对较低，因而不排除异常值的可能。

5.2.2 温度指标及重建 基于 Br、Fe、Cu、Pb 和 Rb/Sr 指标，羊湖流域过去 2000 年以来温度经历了显著的波动过程（图 6b）。在约 100-750 AD，元素 Br、Fe、Cu 和 Pb 处于较低水平，Rb/Sr 比值较高，指示了相对寒冷的气候条件。接下来，在约 750-1050 AD，元素 Br、Fe、Cu 和 Pb 强度急剧上升，Rb/Sr 比值显著下降，反映了该时期温度显著上升。但随后，各指标综合表明，羊湖流域经历了一个漫长的寒冷时期（约 1050-1800 AD），其中在约 1280-1440 AD 出现了一次短暂的温暖过程。自 1800 AD 至今，羊湖流域温度表现出逐渐升高的趋势。

5.2.3 湖泊水位代用指标及重建 元素 Ca、Sr 及 Ca/Fe 的记录显示，羊湖流域过去 2000 年以来湖泊水位的变化存在 3 个阶段（图 6c）。阶段 1，约 100-1100 AD，湖泊水位整体相对较低，可分为前后两个时期，前期（约 100-750 AD），湖泊水位相对较高；后期（约 750-1100 AD），湖泊水位显著下降。阶段 2，约 1100-1800 AD，湖泊水位较前一阶段整体较高，并且期间存在两个显著的高湖面时期（约 1100-1300 AD 和约 1450-1750 AD）。阶段 3，约 1800 AD 至今，湖泊水位逐渐下降。

5.3 讨论

高分辨率的岩芯记录重建了过去 2000 年羊湖流域温度、降水和湖泊水位的变化历

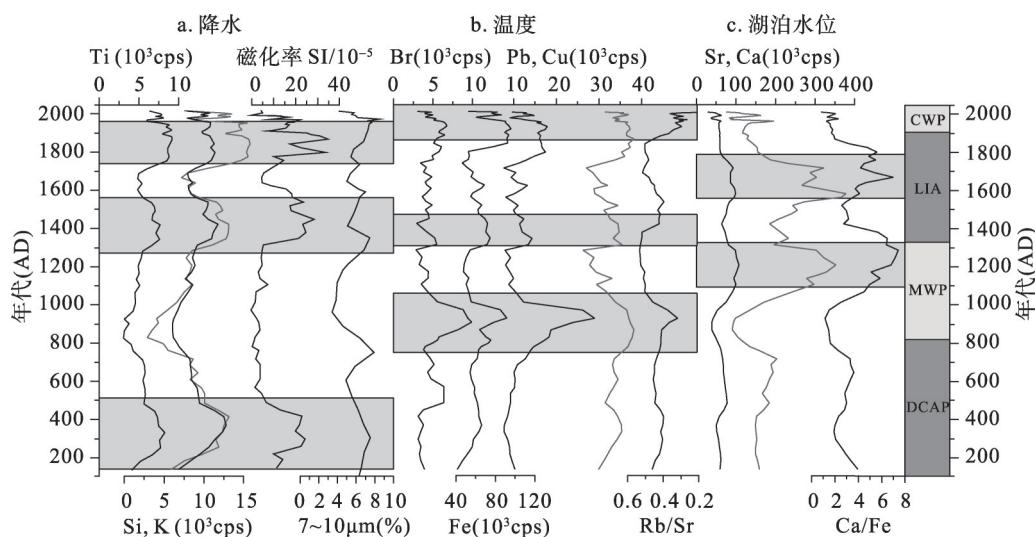


图 6 羊湖流域过去 2000 年以来环境重建($7\sim10 \mu\text{m}\%$: 粒度 $7\sim10 \mu\text{m}$ 的百分含量^[37])

Fig. 6 Reconstruction of the environmental condition of Lake Yamzhog Yumco catchment during the past 2000 years.

$7\sim10 \mu\text{m}\%$: the percentage of grain size $7\sim10 \mu\text{m}$ ^[37]; DCAP: Dark Cold Age Period; MWP:

Medieval Warm Period; LIA: Little Ice Age; CWP: Current Warm Period

史。在总结羊湖流域温度和降水信息的基础上,与太阳黑子数^[72]、太阳辐射强度^[73]、北半球温度^[4]、古里雅冰芯冰川累积量^[18]、青海湖碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ ^[74]、GISP2冰芯重建的西风环流强度^[75]和北大西洋涛动(NAO)指数^[76]进行对比(图7),试图探讨气候变化的可能机制。

5.3.1 温度变化的区域对比 本文试图探讨羊湖流域温度变化是否与太阳辐射强度,太阳黑子数和北半球温度存在联系。过去2000年以来太阳黑子数,太阳辐射强度以及北半球温度重建基本呈相似的变化趋势,可以识别出Late dark age、Wolf、Spörer、Maunder和Dalton五个太阳辐射极小期,以及中世纪和现代两个太阳辐射极大期^[72]。而本文的温度重建似乎也捕捉到其中的一些气候事件,由于定年误差,地理环境以及不同代用指标的分辨率等因素,可能在时间上存在一些提前和滞后。因此,本文认为,过去2000年以来羊湖流域的温度变化可能与太阳辐射强度存在紧密的联系,例如,在百年尺度上,黑暗时代冷期和小冰期气候较为寒冷,而中世纪暖期和现代暖期气候较为温暖。同时,本文的温度重建显示,过去2000年的后一个千年整体要比前一个千年寒冷,小冰期的降温幅度要超过黑暗时代冷期,这也与北半球的温度重建基本一致(图7a),而这一结果已经得到了广泛的证实^[3, 14, 77]。另外,本文的温度重建表明,羊湖流域中世纪暖期的温暖程度似乎持平甚至超过20世纪暖期,这与最近的温度重建结果也较为一致^[3, 5, 14, 78]。

本文的温度重建显示在约800-1000 AD期间,温度异常升高,时间上与北半球中世纪暖期基本一致^[4]。本文记录的羊湖流域中世纪暖期出现的时间也得到了青藏高原和中国西北地区已有记录的支持^[11, 79]。然而,考虑到年代的不确定性等原因,潜在的差异仍不能忽视。例如,本文记录的中世纪温度异常期持续时间较短,相比之下,北半球温度的重建则显示了中世纪暖期持续时间更长(图7a)^[3-4]。而王绍武等^[80]根据历史文献、树轮、冰芯等代用资料重建了中国近2000年来温度变化序列,认为中国东部确实存在中世纪暖期,但西部不明显;青藏高原古里雅冰芯的气候记录更是指出中世纪暖期微弱甚至不

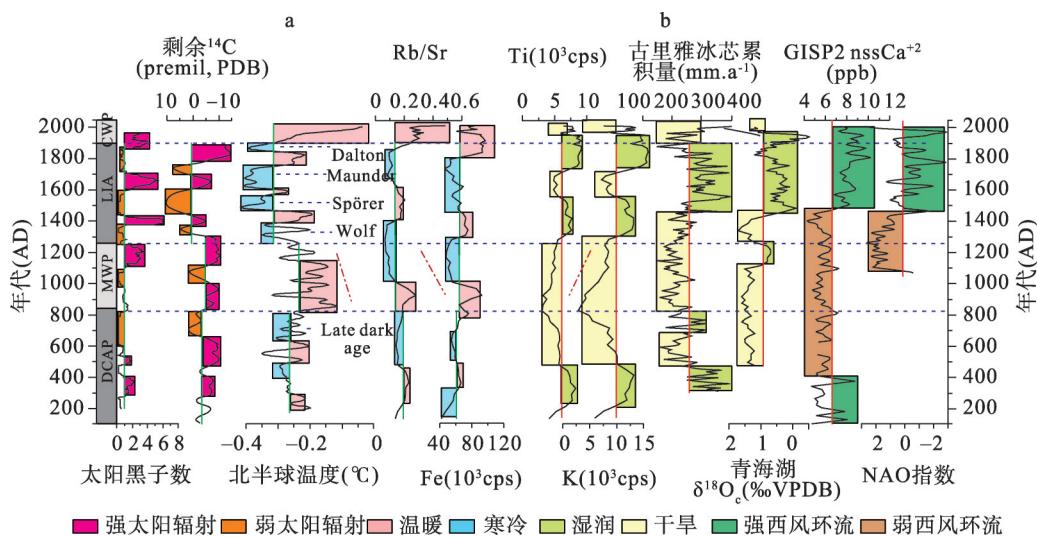


图7 a. 羊湖岩芯Rb/Sr值和Fe强度与太阳黑子数^[72], 太阳辐射强度^[73]及北半球温度^[4]对比;
b. 羊湖岩芯Ti和K元素强度与古里雅冰芯冰川积累量^[18], 青海湖碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ ^[74],
GISP2冰芯重建的西风环流强度^[75]及北大西洋涛动(NAO)指数^[76]对比

Fig. 7 a. Comparsion of the Rb/Sr, Fe sequence from Lake Yamzhog Yumco core with Sunspot numbers^[72], Solar irradiance^[73], and Northern Hemisphere temperature anomalies reconstruction^[4]; b. Comparsion of the Ti, K sequence from Lake Yamzhog Yumco core with ice accumulation rate of Guliya ice core^[18], the carbonate $\delta^{18}\text{O}$ of Qinghai Lake^[74], the intensity westerlies reconstructed from GISP2 ice core^[75], and the NAO index^[76]

存在^[18]。Yang 等^[11]综合冰芯、树轮、沉积物资料重建的近 2000 年青藏高原地区的温度曲线则表明，高原各地区的温度变化并非同步，各地中世纪暖期的出现时间均不同。这些差异产生的原因仍需进一步的探讨与研究。

值得注意的是，本文的温度重建显示，羊湖流域的温度在约 1100 AD 之后出现了显著的下降，这一过程在北半球的温度重建中也有所体现（图 7a）^[4]。而这次发生在 1100 AD 左右的降温过程在中国中东部地区也得到了广泛证实，主要表现为显著的季风减弱和降水减少，例如，来自万象洞^[6]、黄爷洞^[81]、石花洞^[82]的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录均清晰地揭示出了中世纪暖期强夏季风背景下在约 1100 AD 开始出现的夏季风衰弱现象。相似的，历史文献资料重建的华北平原降水变化也揭示出了大概在 1100 AD 左右的降水减弱现象^[83]。此外，印度季风区的石笋记录也清楚地指示了这次降温过程^[84-85]。

约 1250 AD 之后直到约 1850 AD，北半球进入小冰期，并且可以分为 3 次寒冷阶段和 2 次较温暖阶段^[4]（图 7a）。而本文的温度重建显示，羊湖流域小冰期期间可能出现 2 次寒冷过程和 1 次温暖过程（图 7a）。本文的重建结果也得到了周边地区记录的支持，例如，天山树轮的资料显示，在 12-19 世纪出现了一次漫长的寒冷过程，期间在 15 世纪早期有一次短暂的温暖事件^[86]。相关的模拟资料也显示，小冰期自 13 世纪开始到 18 世纪结束，期间在 14-15 世纪有一段较温暖的时期^[87]。另外，本文的重建显示，17 世纪和 18 世纪可能是过去 2000 中最寒冷的一段时期，这与多数区域和全球温度的重建结果基本一致^[3-5, 14, 78]。

5.3.2 降水变化的区域对比 羊湖流域的降水重建显示，在黑暗时代冷期和小冰期降水量较高，而在中世纪暖期和现代暖期降水量较低（图 7b）。高原其他地区也记录了相似的水文变化过程^[18, 22, 74, 88-89]。典型记录如青藏高原古里雅冰芯冰川积累量的结果表明，在 1400-1850 AD 期间降雨量相对较高，而在 800-1400 AD 和最近的 150 年气候相对于干旱^[18]；青海湖的碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ 记录也显示，小冰期要比中世纪暖期和现代暖期湿润（图 7b）^[22]。不仅如此，巴丹吉林沙漠地下水的增加^[90]以及塔里木盆地克里雅河^[91]、中亚阿姆河和锡尔河^[92]河流径流量的增加似乎表明，整个亚洲干旱区小冰期期间降水量也是增加的^[93]。

5.3.3 两点认识 一方面，羊湖岩芯记录了两个显著的高湖面时期（约 1100-1300 AD 和约 1450-1750 AD），其共同特征是均发生在温度降低、降水增加的时期（图 6）。湖泊水位的变化可能受温度和降水共同控制，也就是说，当温度降低，降水增加时，湖泊的蒸发受到抑制，湖泊水位上升。而相比之下，在温度较高，降水较少的时期，湖泊蒸发得到加强，湖泊水位下降，约 750-1050 AD 期间极低的湖泊水位就是高温和低降水的共同结果（图 6）。羊湖岩芯记录的小冰期的高湖面阶段也得到了青藏高原和周边地区湖泊记录的支持^[22, 94-96]。另外，羊湖岩芯重建的温度和湖泊水位在百年尺度上表现为显著的负相关，一方面说明过去 2000 年羊湖地区可能表现为冷湿—暖干的气候模式，另一方面也表明该地区温度的变化可能是引起湖泊水位变化的主导因素，这也就解释了为什么黑暗时代冷期虽然也出现了高湖面，但程度远不如小冰期，可能是因为其寒冷程度远不如小冰期。

另一方面，羊湖岩芯记录的过去 2000 年以来青藏高原南部可能存在的冷湿—暖干的气候模式，在青藏高原西部和北部地区^[96-97]以及亚洲干旱区^[93, 98]得到广泛证实。在广大的青藏高原和亚洲干旱区出现较为一致的气候记录可能表明，羊湖流域气候变化并非受局部气候所控制，而是受到更大尺度的环流系统的影响。对比重建的羊湖岩芯的降水记录与北半球西风环流强度显示，羊湖流域降水较高的阶段均出现在西风环流增强的时期（图 7b）^[75]，可能表明西风环流对青藏高原南部降水的显著影响。气候系统模式（CCSM）的模拟显示，小冰期间温度下降导致径向温度梯度增加，大气斜压性加强，导致西风带南移，进而引发中纬度地区飓风和降水事件的增加^[99]。另外，本文重建的较

高的降水条件与北大西洋涛动（NAO）负相位变化一致，而相对干旱的条件与NAO正相位变化一致（图7b）^[76]。已有研究表明，小冰期期间，NAO的负异常，导致西风带的南移以及极锋的频繁南侵可能是促成降水增加的重要机制^[100-101]。此外，印度季风区的多个石笋记录也表明，小冰期期间，印度夏季风较弱，较弱的印度夏季风推动南部冬季西风急流携带大量降水，形成冬季降水，从而导致区域气候湿润^[102-103]。因此，本文推测，小冰期期间北半球西风环流的加强和南移，可能是青藏高原南部降水增加的重要因素。

6 结论

以较高分辨率的年代数据为框架，基于羊湖岩芯的元素地球化学记录，本文重建了青藏高原南部过去2000年来的环境变化。重建的结果显示，黑暗时代冷期（DCAP）和小冰期（LIA）气候较为寒冷，降水量较高，而中世纪暖期（MWP）和现代暖期（CWP）气候较为温暖，降水量较低。其中，温度的重建显示，中世纪暖期的温暖程度似乎持平甚至超过20世纪暖期。另外，小冰期期间可能存在一次百年尺度的温暖事件，而17世纪和18世纪可能是过去2000年中最寒冷的一段时期。

羊湖岩芯的记录表明，湖泊水位的变化受温度和降水共同控制，即当温度降低、降水增加时，湖泊水位上升，反之亦然。另外，过去2000年以来青藏高原南部可能存在着冷湿—暖干的气候模式。过去2000年青藏高原南部地区温度的变化可能主要受到太阳辐射的影响，而小冰期期间西风环流的南移和增强可能是导致区域降水增加的重要因素。

致谢：真诚感谢张虎才教授对文章给予了宝贵的指导和修改；伍永秋教授、杜世松博士、蒿承志硕士等协助完成野外工作；美国BATA实验室、中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境重点实验室分别协助完成AMS¹⁴C测年和²¹⁰Pb测年，在此一并致谢。

参考文献(References)

- [1] Anderson D M, Overpeck J T, Gupta A K. Increase in the Asian Southwest Monsoon during the past four centuries. *Science*, 2002, 297(5581): 596-599.
- [2] Maasch K A, Mayewski P A, Rohling E J, et al. A 2000-year context for modern climate change. *Geografiska Annaler*, 2005, 87(1): 1-15.
- [3] 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(7026): 613-617.
- [4] Mann M E, Jones P D. Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(15): CLM 5-1.
- [5] Mann M E, Zhang Z H, Rutherford S. Global signature and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 2009, 326(5957): 1256-1260.
- [6] Zhang P Z, Cheng H, Edwards R L, et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. *Science*, 2008, 322 (5903): 940-942.
- [7] Martin F, Miryam B M, Karin H, et al. Speleothem evidence for late Holocene climate variability and floods in Southern Greece. *Quaternary Research*, 2014, 81(2): 213-227.
- [8] Zhong W, Xue J B, Ouyang J, et al. Evidence of late Holocene climate variability in the western Nanling Mountains, South China. *Journal of Paleolimnology*, 2014, 52(1/2): 1-10.
- [9] Qiang Mingrui, Chen Fahu, Zhang Jiawu, et al. Climatic changes documented by stable isotopes of sedimentary carbonate in Lake Sugan, northeastern Tibetan Plateau of China since 2 ka BP. *Chinese Science Bulletin*, 2005, 50(13): 1385-1393. [强明瑞, 陈发虎, 张家武, 等. 2ka来苏干湖沉积碳酸盐稳定同位素记录的气候变化. 科学通报, 2005, 50(13): 1385-1393.]
- [10] Ge Quansheng, Liu Jian, Fang Xiuqi, et al. General characteristics of temperature change and centennial warm periods

- during the past 2000 years. *Acta Geographica Sinica*, 2013, 68(5): 579-592. [葛全胜, 刘健, 方修琦, 等. 过去2000年冷暖变化的基本特征与主要暖期. 地理学报, 2013, 68(5): 579-592.]
- [11] Yang B, Brauning A, Shi Y F. Late Holocene temperature fluctuations on the Tibetan Plateau. *Quaternary Science Reviews*, 2003, 22(21-22): 2335-2344.
- [12] Nyberg J, Malmgren B A, Kuijpers A, et al. A centennial-scale variability of tropical North Atlantic surface hydrography during the late Holocene. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2002, 183(1): 25-41.
- [13] Bradley R S, Hughes M K, Diaz H F. Climate change. Climate in Medieval time. *Science*, 2003, 302(5644): 404-405.
- [14] Ljungqvist F C. A new reconstruction of temperature variability in the extra-tropical Northern Hemisphere during the last two millennia. *Geografiska Annaler*, 2010, 92(3): 339-351.
- [15] Christiansen B, Ljungqvist F C. The extra-tropical Northern Hemisphere temperature in the last two millennia: Reconstructions of low-frequency variability. *Climate of the Past*, 2012, 8(2): 765-786.
- [16] Wang Y B, Liu X Q, Herzschuh U. Asynchronous evolution of the Indian and East Asian Summer Monsoon indicated by Holocene moisture patterns in monsoonal central Asia. *Earth-Science Reviews*, 2010, 103(3): 135-153.
- [17] An Z S, Colman S M, Zhou W J, et al. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka. *Scientific Reports*, 2012, 2(8): 1036-1036.
- [18] Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, et al. A 1000 year climate ice-core record from the Guliya ice cap, China: Its relationship to global climate variability. *Annals of Glaciology*, 1995, 21: 175-181.
- [19] Thompson L G, Yao T D, Mosley-Thompson E, et al. A high-resolution millennial record of the south Asian Monsoon from Himalayan Ice Cores. *Science*, 2000, 289(5486): 1916-1919.
- [20] Shao Xuemei, Liang Eryuan, Huang Lei, et al. A reconstructed precipitation series over the past millennium in the Northeastern Qaidam Basin. *Advances in Climate Change Research*, 2006, 2(3): 122-126. [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. 气候变化研究进展, 2006, 2(3): 122-126.]
- [21] Yang B, Brauning A, Johnson K R, et al. General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(9): 381-384.
- [22] Liu Z H, Henderson A C G, Huang Y. Alkenone-based reconstruction of Late-Holocene surface temperature and salinity changes in Lake Qinghai, China. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(13): 370-386.
- [23] Liu X Q, Dong H L, Yang X D, et al. Late Holocene forcing of the Asian winter and summer monsoon as evidenced by proxy records from the northern Qinghai-Tibetan Plateau. *Earth & Planetary Science Letters*, 2009, 280(1-4): 276-284.
- [24] Weltje G J, Tjallingii R. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth & Planetary Science Letters*, 2008, 274(3/4): 423-438.
- [25] Boyle J F. Rapid elemental analysis of sediment samples by isotope source XRF. *Journal of Paleolimnology*, 2000, 23 (2): 213-221.
- [26] Francus P, Lamb H, Nakagawa T, et al. The potential of high-resolution X-ray fluorescence core scanning: Applications in paleolimnology. *PAGES News*, 2009, 17(3): 93-95.
- [27] Kylander M E, Ampel L, Wohlfarth B, et al. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, 2011, 26(1): 109-117.
- [28] Cuven S, Francus P, Lamoureux S F. Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology*, 2010, 44(3): 803-817.
- [29] Loring D H, Asmund G. Geochemical factors controlling accumulation of major and trace elements in Greenland coastal and fjord sediments. *Environmental Geology*, 1996, 28(1): 2-11.
- [30] Metcalfe S E, Jones M D, Davies S J, et al. Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlán, Mexico. *The Holocene*, 2010, 20(8): 1195-1206.
- [31] Morellón M, Valero-Garcés B, Vegas-Vilarrubia T, et al. Lateglacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: The Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, 2009, 28(25): 2582-2599.
- [32] Ziegler M, Gilbert T, De Lange G J, et al. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2008, 9(5): 303-307.
- [33] Sun Rui, Zhang Xueqin, Zheng Du. Spatial variation and its causes of water chemical property in Yamzhog Yumco basin, South Tibet. *Acta Geographica Sinica*, 2013, 68(1): 36-44. [孙瑞, 张雪芹, 郑度. 藏南羊卓雍错流域水化学区域差异及其成因. 地理学报, 2013, 68(1): 36-44.]
- [34] Wang Naiwen, Liu Guifang, Chen Guoming. Stratigraphic research of the Yamzhog Yumco region in Southern Tibet. The Qinghai-Tibet Plateau Geological Corpus, 1983, 1(6): 1-20. [王乃文, 刘桂芳, 陈国铭. 西藏南部羊卓雍错区域地

- 层研究. 青藏高原地质文集, 1983, 1(6): 1-20.]
- [35] Chu Duo, Pu Qiong, Wang Dui, et al. Water level variations of Yamzho Yumco Lake in Tibet and the main driving forces. *Journal of Mountain Science*, 2012, 30(2): 239-247. [除多, 普穷, 旺堆, 等. 1974-2009年西藏羊卓雍错湖泊水位变化分析. *山地学报*, 2012, 30(2): 239-247.]
- [36] Institute of Botany, the Chinese Academy of Sciences. *Vegetation of Xizang (Tibet)*. Beijing: Science Press, 1988: 61-62. [中国科学院植物所. 西藏植被. 北京: 科学出版社, 1988: 61-62.]
- [37] Guo Chao, Ma Yuzhen, Liu Jierui, et al. Climatic change recorded by grain-size in the past about 2000 years from Yamzhog Yumco Lake, Tibet. *Quaternary Science*, 2016, 36(2): 405-419. [郭超, 马玉贞, 刘杰瑞, 等. 过去2000年来西藏羊卓雍错沉积物粒度记录的气候变化. *第四纪研究*, 2016, 36 (2): 405-419.]
- [38] Dearing J A. Holocene environmental change from magnetic proxies in lake sediments//Maher B A, Thompson R. *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*. Cambridge: Cambridge University Press, 1999: 231-278.
- [39] Moreno A, Giralt S, Valero-Garcés B, et al. A 14 kyr record of the tropical Andes: The Lago Chungará sequence (18° S, northern Chilean Altiplano). *Quaternary International*, 2007, 161(1): 4-21.
- [40] Null R C T R, Team R, Null R C T, et al. R: A language and environment for statistical computing. *Computing*, 2013, 1: 12-21.
- [41] Wold S, Esbensen K, Geladi P. Principal component analysis. *Chemometrics & Intelligent Laboratory Systems*, 1987, 2 (1-3): 37-52.
- [42] Ravanelli M, Tubertini O, Valcher S, et al. Heavy metal distribution in sediment cores from Western Ross Sea (Antarctica). *Water Air & Soil Pollution*, 1997, 99(1-4): 697-704.
- [43] Reimer P J, Bard E, Bayliss A, et al. Intcal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0~50, 000 years cal BP. *Radiocarbon*, 2013, 55(4): 1869-1887.
- [44] Imboden D M, Mariana S. The influence of radon diffusion on the ^{210}Pb distribution in sediments. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 1982, 87(C1): 557-565.
- [45] Benoit G, Rozan T F. ^{210}Pb and ^{137}Cs dating methods in lakes: A retrospective study. *Journal of Paleolimnology*, 2001, 25(4): 455-465.
- [46] Hendy C H, Hall B L. The radiocarbon reservoir effect in proglacial lakes: examples from Antarctica. *Earth & Planetary Science Letters*, 2006, 241(3/4): 413-421.
- [47] Morrill C, Overpeck J T, Cole J E, et al. Holocene variations in the Asian monsoon inferred from the geochemistry of lake sediments in central Tibet. *Quaternary Research*, 2006, 65(2): 232-243.
- [48] Watanabe T, Matsunaka T, Nakamura T, et al. Last glacial-Holocene geochronology of sediment cores from a high-altitude Tibetan lake based on AMS ^{14}C dating of plant fossils: Implications for paleoenvironmental reconstructions. *Chemical Geology*, 2010, 277(1/2): 21-29.
- [49] Jin Z D, Cao J J, Wu J L, et al. A Rb/Sr record of catchment weathering response to Holocene climate change in Inner Mongolia. *Earth Surface Processes & Landforms*, 2006, 31(3): 285-291.
- [50] Cohen A S. *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. Oxford: Oxford University Press, 2003: 30-34.
- [51] Das B K, Haake B G. Geochemistry of Rewalsar Lake sediment, Lesser Himalaya, India: Implications for source-area weathering, provenance and tectonic setting. *Geosciences Journal*, 2003, 7(4): 299-312.
- [52] Yancheva G, Nowaczyk N R, Mingram J, et al. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. *Nature*, 2007, 445(7123): 74-76.
- [53] Shen J, Wu X D, Zhang Z H, et al. Ti content in Huguangyan maar lake sediment as a proxy for monsoon-induced vegetation density in the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(21): 5757-5763.
- [54] Morellón M, Anselmetti F S, Ariztegui D, et al. Human-climate interactions in the central Mediterranean region during the last millennia: The laminated record of Lake Butrint (Albania). *Quaternary Science Reviews*, 2015, 136(1): 547-562.
- [55] Zhang Eryong, Zhang Fucun, Qian Yong, et al. The distribution of high iodine groundwater in typical areas of China and its inspiration. *Geology in China*, 2010, 37(3): 797-802. [张二勇, 张福存, 钱永, 等. 中国典型地区高碘地下水分布特征及启示. *中国地质*, 2010, 37(3): 797-802.]
- [56] Lu Xurong, Yang Lei, Lu Hua, et al. A tentative discussion on the control factors of Iodine content in phreatic water in Huaihe River Plains of Jiangsu Province. *Acta Geoscientica Sinica*, 2014, 35(2): 211-216. [陆徐荣, 杨磊, 陆华, 等. 江苏平原地区(淮河流域)潜水碘含量控制因素探讨. *地球学报*, 2014, 35(2): 211-216.]
- [57] Leonova G A, Bobrov V A, Lazareva E V, et al. Biogenic contribution of minor elements to organic matter of recent

- lacustrine sapropels (Lake Kirek as example). *Lithology & Mineral Resources*, 2011, 46(2): 99-114.
- [58] Kalugin I, Daryin A, Smolyaninova L, et al. 800-yr-long records of annual air temperature and precipitation over southern Siberia inferred from Teletskoye Lake sediments. *Quaternary Research*, 2007, 67(67): 400-410.
- [59] Chu G Q, Sun Q, Li S Q, et al. Minor element variations during the past 1300 years in the varved sediments of Lake Xiaolongwan, north-eastern China. *GFF*, 2013, 135(3/4): 265-272.
- [60] Zhang H C, Ma Y Z, Wunnemann B, et al. A Holocene climatic record from arid northwestern China. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2000, 162(3): 389-401.
- [61] Mackereth F J H. Some chemical observations on post glacial lake sediments. *Philosophical Transactions of the Royal Society Biological Sciences*, 1966, 250(765): 165-213.
- [62] Schaller T, Moor H C, Wehrli B. Sedimentary profiles of Fe, Mn, V, Cr, As and Mo as indicators of benthic redox conditions in Baldegggersee. *Aquatic Sciences*, 1997, 59(4): 345-361.
- [63] Tracey B, Lee N, Card V. Sediment indicators of meromixis: comparison of laminations, diatoms, and sediment chemistry in Brownie Lake, Minneapolis, USA. *Journal of Paleolimnology*, 1996, 15(2): 129-132.
- [64] Corella J P, Brauer A, Mangili C, et al. The 1.5-ka varved record of Lake Montcortès (southern Pyrenees, NE Spain). *Quaternary Research*, 2012, 78(2): 323-332.
- [65] Huang L, Zhu L P, Wang J B, et al. Glacial activity reflected in a continuous lacustrine record since the early Holocene from the proglacial Laigu Lake on the southeastern Tibetan Plateau. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2016, 456: 37-45.
- [66] Sun Rui, Zhang Xueqin, Wu Yanhong. Major ion chemistry of water and its controlling factors in the Yamzhog Yumco basin, South Tibet. *Journal of Lake Science*, 2012, 24(4): 600-608. [孙瑞, 张雪芹, 吴艳红. 藏南羊卓雍错流域水化学主离子特征及其控制因素. 湖泊科学, 2012, 24(4): 600-608.]
- [67] Jin Z D, Wang S M, Shen J, et al. Chemical weathering since the Little Ice Age recorded in lake sediments: A high-resolution proxy of past climate. *Earth Surface Processes & Landforms*, 2001, 26(7): 775-782.
- [68] Balsam W L, McCoy F W. Atlantic sediments: Glacial/interglacial comparisons. *Paleoceanography*, 1987, 2(5): 531-542.
- [69] Rothwell R G, Hoogakker B, Thomson J, et al. Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1-3: An application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. *Geological Society London Special Publications*, 2006, 267(1): 79-98.
- [70] Cheng Aiying, Yu Junqing, Zhang Lisha, et al. XRF core scanning and applications on lake sediments. *Journal of Salt Lake Research*, 2010, 18(2): 7-13. [成艾颖, 余俊清, 张丽莎, 等. XRF 岩芯扫描分析方法及其在湖泊沉积研究中的应用. 盐湖研究, 2010, 18(2): 7-13.]
- [71] Burrows M A, Heijns H, Gadd P S, et al. A new late Quaternary palaeohydrological record from the humid tropics of northeastern Australia. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2016, 451: 164-182.
- [72] Vaquero J M, Gallego M C, García J A. A 250-year cycle in naked-eye observations of sunspots. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(20): 1-4.
- [73] Stuiver M. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24, 000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 1998, 40(3): 1041-1083.
- [74] Henderson A C G, Holmes J A, Leng M J. Late Holocene isotope hydrology of Lake Qinghai, NE Tibetan Plateau: Effective moisture variability and atmospheric circulation changes. *Quaternary Science Reviews*, 2010, 29(17/18): 2215-2223.
- [75] Mayewski P A, Maasch K A. Recent warming inconsistent with natural association between temperature and atmospheric circulation over the last 2000 years. *Climate of the Past Discussions*, 2006, 2: 327-355.
- [76] Trouet V, Esper J, Graham N E, et al. Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science*, 2009, 324(5923): 78-80.
- [77] Loehle C, McCulloch J H. Correction to: A 2000-year global temperature reconstruction based on non-tree ring proxies. *Energy & Environment*, 2008, 18(7): 1049-1058.
- [78] Mann M E, Zhang Z, Hughes M K, et al. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *PNAS*, 2008, 105(36): 13252-13257.
- [79] Holmes J A, Cook E R, Bao Y. Climate change over the past 2000 years in western China. *Quaternary International*, 2009, 194(1/2): 91-107.
- [80] Wang Shaowu, Cai Jingning, Zhu Jinhong, et al. Studies on climate change in China. *Climatic and Environmental Research*, 2002, 7(2): 137-145. [王绍武, 蔡静宁, 朱锦红, 等. 中国气候变化的研究. 气候与环境研究, 2002, 7(2): 137-145.]
- [81] Tan L C, Cai Y J, An Z S, et al. Centennial to decadal-scale monsoon precipitation variability in the semi-humid region, northern China during the last 1860 years: Records from stalagmites in Huangye Cave. *The Holocene*, 2011, 21(2): 287-296.

- [82] Tan M, Liu T S, Hou J Z, et al. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(12): 19-11.
- [83] Zhang Peiyuan, Ge Quansheng, Zhang Shihuang, et al. The modes and abrupt changes of climate in China during recent 2000 years. *Quaternary Science*, 1997(1): 12-20. [张丕远, 葛全胜, 张时煌, 等. 2000年来我国旱涝气候演化的阶段性与突变. 第四纪研究, 1997(1): 12-20.]
- [84] Berkelhammer M, Sinha A, Mudelsee M, et al. Persistent multidecadal power of the Indian Summer Monsoon. *Earth & Planetary Science Letters*, 2010, 290(1/2): 166-172.
- [85] Sinha A, Stott L, Berkelhammer M, et al. A global context for mega droughts in monsoon Asia during the past millennium. *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30(1/2): 47-62.
- [86] Solomina O, Alverson K. High latitude Eurasian paleoenvironments: Introduction and synthesis. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2004, 209(1-4): 1-18.
- [87] Meeker L D, Mayewski P A. A 1400 year long record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia. *The Holocene*, 2002, 12(3): 257-266.
- [88] Campo E V, Cour P, Hang S. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 2: The pollen record. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1996, 120(1/2): 49-63.
- [89] Wang Yongbo, Liu Xingqi, Yang Xiangdong, et al. A 4000-year moisture evolution recorded by sediments of Lake Kusai in the Hoh Xil area, northern Tibetan Plateau. *Journal of Lake Science*, 2008, 20(5): 605-612. [王永波, 刘兴起, 羊向东, 等. 可可西里库赛湖揭示的青藏高原北部近4000年来的干湿变化. 湖泊科学, 2008, 20(5): 605-612.]
- [90] Ma J Z, Edmunds W M. Groundwater and lake evolution in the Badain Jaran Desert ecosystem, Inner Mongolia. *Hydrogeology Journal*, 2006, 14(7): 1231-1243.
- [91] Yang X, Zhu Z, Jaekel D, et al. Late Quaternary palaeoenvironment change and landscape evolution along the Keriya River, Xinjiang, China: The relationship between high mountain glaciation and landscape evolution in foreland desert regions. *Quaternary International*, 2002, 97/98(1): 155-166.
- [92] Boomer I, Aladin N, Plotnikov I, et al. The palaeolimnology of the Aral Sea: A review. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19: 1259-1278.
- [93] 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. *Quaternary Science Reviews*, 2010, 29(29): 1055-1068.
- [94] Huang X, Oberhänsli H, Suchodoletz H V, et al. Dust deposition in the Aral Sea: Implications for changes in atmospheric circulation in central Asia during the past 2000 years. *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30(25): 3661-3674.
- [95] Feng Z D, Wu H N, Zhang C J, et al. Bioclimatic change of the past 2500 years within the Balkhash Basin, eastern Kazakhstan, Central Asia. *Quaternary International*, 2013, 311(11): 63-70.
- [96] He Y X, Zhao C, Wang Z, et al. Late Holocene coupled moisture and temperature changes on the northern Tibetan Plateau. *Quaternary Science Reviews*, 2013, 80: 47-57.
- [97] Lei Y B, Tian L D, Bird B W, et al. A 2540-year record of moisture variations derived from lacustrine sediment (Sasikul Lake) on the Pamir Plateau. *The Holocene*, 2014, 24(7): 761-770.
- [98] Chen J H, Chen F H, Feng S, et al. Hydroclimatic changes in China and surroundings during the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age: Spatial patterns and possible mechanisms. *Quaternary Science Reviews*, 2015, 107: 98-111.
- [99] Raible C C, Yoshimori M, Stocker T F, et al. Extreme midlatitude cyclones and their implications for precipitation and wind speed extremes in simulations of the Maunder Minimum versus present day conditions. *Climate Dynamics*, 2007, 28(4): 409-423.
- [100] Seager R, Graham N, Herweijer C, et al. Blueprints for medieval hydroclimate. *Quaternary Science Reviews*, 2007, 26 (19): 2322-2336.
- [101] Aizen E M, Aizen V B, Melack J M, et al. Precipitation and atmospheric circulation patterns at mid-latitudes of Asia. *International Journal of Climatology*, 2001, 21(5): 535-556.
- [102] Sanwal J, Kotlia B S, Rajendran C, et al. Climatic variability in Central Indian Himalaya during the last ~1800 years: Evidence from a high resolution speleothem record. *Quaternary International*, 2013, 304(7): 183-192.
- [103] Kotlia B S, Ahmad S M, Zhao J X, et al. Climatic fluctuations during the LIA and post-LIA in the Kumaun Lesser Himalaya, India: Evidence from a 400y old stalagmite record. *Quaternary International*, 2012, 263(12): 129-138.

Environmental variations recorded by chemical element in the sediments of Lake Yamzhog Yumco on the southern Tibetan Plateau over the past 2000 years

GUO Chao^{1,2}, MENG Hongwei³, MA Yuzhen¹, LI Dandan¹, HU Caili¹,
LIU Jierui¹, LUO Congwen¹, WANG Kai¹

(1. State Key Laboratory of Earth Surface Processes and Resource Ecology, Faculty of Geographical Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; 2. College of Resource Environment and Tourism, Hubei University of Arts and Science, Xiangyang 441053, Hubei, China; 3. School of Tourism and Geographical Sciences, Yunnan Normal University, Kunming 650500, China)

Abstract: The Tibetan Plateau is sensitive to climate changes induced by interactions of large scale atmospheric circulations, including the East Asian monsoon, Indian monsoon and mid-latitude westerlies. In this paper, we present a high-resolution chemical element dataset covering the past 2000 years from Lake Yamzhog Yumco ($28^{\circ}27'N$ - $29^{\circ}12'N$, $90^{\circ}08'E$ - $91^{\circ}45'E$, altitude in 4440 m a.s.l.), which is a representative inland lake located in the southern Tibetan Plateau. These data were acquired using an X-ray fluorescence (XRF) core scanner, which is used for in situ, high-resolution, continuous, multi-element analyses. The chronology presented herein is based on ^{210}Pb and AMS ^{14}C dates from the macro-remains of plants. The interpretation of elemental geochemistry, together with magnetic susceptibility and grain-size, enabled the reconstruction of the environmental changes in the southern Tibetan Plateau over the past 2000 years. Reconstructions of the temperatures, precipitation and lake levels indicated that the Medieval Warm Period (MWP) and Current Warm Period (CWP) were associated with low precipitation and high temperatures. In contrast, the Dark Cold Age Period (DCAP) and Little Ice Age (LIA) were associated with high precipitation and low temperatures. Moreover, the level of warmth during the peak of the MWP may equal or slightly exceed the 20th century warming. In addition, the prolonged LIA may have experienced a warm event on a centennial timescale, and the 17th and 18th centuries may be the coldest centuries in the last two millennia. Our reconstructions also indicated that the lake level evolution has been affected by interactions of temperature and precipitation. More specifically, during the cold periods, an increase of precipitation amplified the rise of lake levels, and vice versa. The climate records from Lake Yamzhog Yumco have confirmed a cold-moist/warm-dry climate pattern on the southern Tibetan Plateau over the past 2000 years. Additionally, the temperature variations inferred from the records were strongly correlated with the solar irradiance and northern hemispheric temperature changes, which suggests a possible link between the solar forcing and climate variability in the past 2000 years on the southern Tibetan Plateau. In addition, the enhancement and southward shift of the westerlies was determined to have significantly contributed to the high precipitation conditions during the LIA on the southern Tibetan Plateau.

Keywords: elemental chemistry; southern Tibetan Plateau; the past 2000 years; Medieval Warm Period; Little Ice Age; climate change