

青藏高原南部枪勇错冰前湖泊沉积记录的 近千年来冰川与气候变化

李久乐^{1,2} 徐柏青¹ 林树标^{1,2} 高少鹏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 100085;

2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049)

摘要: 以钻取自青藏高原南部大枪勇错冰前湖中的 1.06 m 湖芯为研究对象, 对沉积物样品进行了粒度、磁化率、元素含量、碳酸盐和总有机碳含量等多项指标的分析测定; 在明确了沉积物来源的基础上, 分析讨论了各指标变化的影响因素及其具体气候环境指示意义; 结合沉积序列放射性同位素定年结果, 对湖芯中各指标进行了综合对比分析, 恢复了青藏高原南部枪勇错地区近千年来的冰川与气候变化。结果表明: 1.06 m 沉积序列年代跨度为自公元 11 世纪前后至今的逾千年时间; 沉积物主要来源于枪勇冰川融水对冰川上部沉降粉尘颗粒的携带, 而沉积物的粒度、磁化率及各组分含量与区域气候条件下枪勇冰川融化强度有密切关系; 自公元 11 世纪至今, 青藏高原南部地区环境温度总体呈现波动中逐渐升高的趋势, 枪勇冰川随之逐渐融化退缩。具体来说, 公元 11 世纪初, 该地区环境温度较低, 枪勇冰川融化较弱; 公元 11 世纪中叶至 13 世纪初, 该地区气候温暖, 枪勇冰川融化较强; 公元 14 世纪开始至 18 世纪中叶, 该地区进入小冰期, 枪勇冰川融化强度显著降低; 自公元 18 世纪中后叶至今, 该地区环境温度急剧升高, 枪勇冰川呈加剧融化退缩趋势。

关键词: 气候变化; 融化强度; 冰川; 沉积; 湖芯; 冰前湖泊; 枪勇错; 青藏高原

中图分类号: P532; P512.4⁺2 **文献标志码:** A **文章编号:** 1672-6561(2011)04-0402-10

Glacier and Climate Changes over the Past Millennium Recorded by Proglacial Sediment Sequence from Qiangyong Lake, Southern Tibetan Plateau

LI Jiu-le^{1,2}, XU Bai-qing¹, LIN Shu-biao^{1,2}, GAO Shao-peng¹

(1. Key Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China; 2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The 1.06 m lacustrine core, which was from the proglacial Da Qiangyong Lake, southern Tibetan Plateau, was investigated; multi-indicators including grain size, magnetic susceptibility, element content, carbonate content and total organic carbon content in the sediment sample were analyzed. Based on the understanding of sediment source, the factors on these indicators and their significance on climate and environment were discussed. Associated with the radioisotope dating result, the above indicators were comprehensively compared, and the glacier and climate changes over the past millennium from Qiangyong Lake, southern Tibetan Plateau, were reconstructed. The results showed that the time scale of the 1.06 m sediment sequence was about one millennium since the 11th century; the sediment was mainly composed of dust particles which were carried by meltwater of Qiangyong glacier, and the variations of grain size, magnetic susceptibility and chemical contents of the sediment were closely related to the melting strength of Qiangyong glacier influenced by the regional climate change; the environmental temperature in southern Tibetan Plateau gradually increased with little fluctuation since the 11th century, and then Qiangyong glacier gradually melted. Particularly, the environmental temperature was lower and Qiangyong glacier weakly

收稿日期: 2011-04-28

基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目(2009CB723901); 中国科学院重点基础研究发展计划项目(KZCX2-YW-146; KZCX2-YW-Q09-03)

作者简介: 李久乐(1983-), 男, 山东高密人, 理学博士研究生, 从事自然地理学研究。E-mail: jlli@itpcas.ac.cn

melted in southern Tibetan Plateau at the beginning of the 11th century; the climate was warm and the glacier strongly melted from the middle of the 11th century to the beginning of the 13th century; the Little Ice Age occurred and the melting of glacier greatly weakened from the beginning of the 14th century to the middle of the 18th century; the environmental temperature increased rapidly and the melting of glacier greatly strengthened since the middle-late of the 18th century.

Key words: climate change; melting strength; glacier; sediment; lacustrine core; proglacial lake; Qiangyong Lake; Tibetan Plateau

0 引言

冰前湖泊 (proglacial lake) 是指由冰川融化退缩后在其末端距离较近处形成的以冰川融水为补给的湖泊系统^[1], 其湖区水文条件及沉积系统发育直接受冰川融化强度影响, 是后者变化的良好记录器^[1-5]。冰前湖泊沉积物由于其较好的连续性 & 稳定性, 能为历史时期冰前湖泊自身演化过程及区域冰川-气候变化的恢复提供良好的研究介质^[6-10]。近年来, 对冰前湖泊研究已在世界各地广泛开展, 如南极地区^[11-14]、热带地区^[2,9,15]、落基山脉^[16-17] 及北欧等地^[1,3-6,18], 且分别恢复了各地不同历史时段的冰川与气候变化。

青藏高原是中低纬度冰川最为发育的地区。自末次冰期结束以来, 该地冰川出现了大面积萎缩, 形

成了大量冰前湖^[19-20], 后者系统记录了冰川对气候变化的响应过程, 因此对其沉积记录的研究能够揭示该地区历史时期的冰川与气候变化。然而, 到目前为止, 青藏高原地区已开展的冰前湖泊研究还很少。笔者以青藏高原南部枪勇冰川的冰前湖——大枪勇错为研究对象, 对钻取自该湖区的沉积物样品进行多项物化指标 (粒度、磁化率、元素组成、碳酸盐和有机碳含量) 的测定, 通过湖芯中多项气候环境指标的综合对比分析, 揭示该冰前湖泊系统的演化过程, 并恢复该地区较长时间尺度的冰川-气候变化, 为青藏高原全新世晚期气候环境演化的高分辨率重建提供基础数据。

1 研究区域概况

枪勇错冰前湖泊 (图 1) 位于青藏高原南部

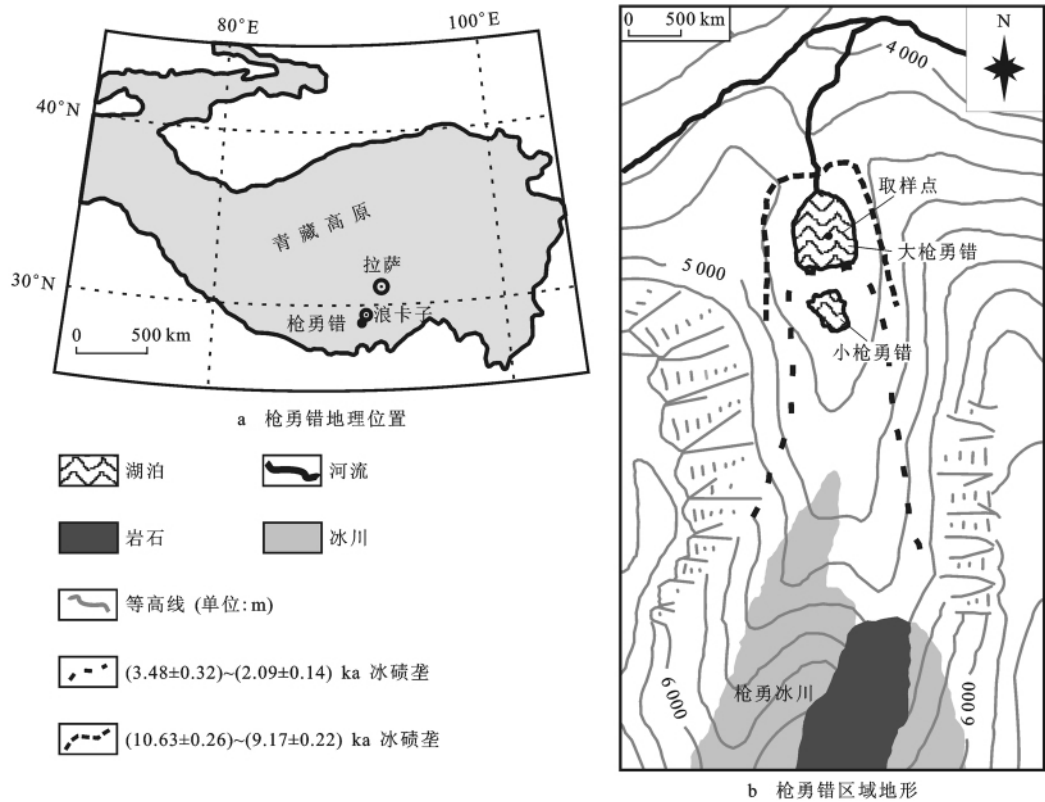


图 1 枪勇错冰前湖泊地理位置及区域地形

Fig. 1 Location and Topography Map of Proglacial Qiangyong Lake

(28° 53' N, 90° 13' E) 的喜马拉雅山脉与雅鲁藏布江之间, 距山南地区浪卡子县城约 15 km。该湖泊坐落于枪勇冰川北坡海拔约 4 870 m 处, 距冰川末端冰舌不足 1 km。枪勇错冰前湖泊面积较小, 湖区由两个湖盆组成, 分别为小枪勇错和大枪勇错。其中, 小枪勇错湖盆面积为 0.03 km², 最大水深处为 3.5 m; 大枪勇错湖盆面积为 0.1 km², 最大水深处约 30 m。枪勇错是由枪勇冰川融化退缩而形成的半封闭冰前湖泊系统^[21-22], 大、小枪勇错湖盆下方均可见较明显的冰川运动残留冰碛垄, 其形成年代分别为 (10.63 ± 0.26) ~ (9.17 ± 0.22) ka 和 (3.48 ± 0.32) ~ (2.09 ± 0.14) ka (图 1)^[22]。该湖泊系统以枪勇冰川夏季融水为主要补给, 湖区水文条件直接受枪勇冰川融化强度影响。当夏季冰川融水流量很大时, 大枪勇错湖盆下方会形成外流河 (图 1); 春秋季节, 枪勇冰川对湖区的融水补给很少, 湖盆水域表面尚未结冰, 枪勇错冰前湖泊系统保持封闭状态, 湖区通过蒸发作用散失水分; 而在冬季, 由于环境温度较低, 湖盆水域表面被冻结冰覆盖, 湖区水分散失的主要渠道为表面冰层的升华作用。据临近地区浪卡子气象站 (海拔约 4 460 m) 气象资料显示, 该地区年平均温度约 2.4 °C, 年均降水量约为 370 mm, 其中 90% 发生在夏季 (6 月到 9 月), 该地区年均蒸发量超过 2 000 mm。枪勇错周边区域岩性分布主要以板岩、粉砂岩、砂页岩、泥页岩、玄武岩、砾岩等为主, 山谷中第四纪冰川作用残留冰碛物及区域流水和寒冻风化作用形成的松散堆积物广泛分布^[23-24]。枪勇冰川下覆基岩主要为变质砂页岩夹杂板岩^[21]。

2 样品采集及实验方法

2007 年 1 月, 中国科学院青藏高原研究所野外考察队对枪勇错冰前湖泊系统进行了综合科学考察, 并在大枪勇错中心最深处利用内径为 6 cm 的重力钻取装置获取了 3 根湖芯样品, 每两根湖芯样品钻取点之间的水平距离均不超过 1.5 m。湖芯样品自水中提出后, 被保存在原塑料管中保持垂直状态运回室内进行各项物化指标的实验测定。笔者研究采用的是长 1.06 m 的 3 号湖芯样品。其中, 该湖芯部分样品被送往德国马普学会生物地球化学研究所实验室进行磁化率测定。剩余样品的前期处理及元素含量、粒径、碳酸盐和有机碳含量测定均在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进行。湖芯样品沿纵向按 0.5 cm 间隔进行分割, 利用冷冻-干燥机进行冻干以去除沉积物

中所含水分, 便于样品中各项物化指标的实验测定。

采用高纯锆探测器 (GWL-120-15) 对沉积物上部 17.5 cm 样品中的 ²¹⁰Pb、²²⁶Ra 和 ¹³⁷Cs 强度进行测定, 而非补偿 ²¹⁰Pb 强度 (²¹⁰Pb_{ex}) 通过 ²¹⁰Pb 总强度减去 ²²⁶Ra 的强度获得。仪器标定过程中, 采用国防科工委放射性计量一级站中国原子能科学研究院标定的 ²¹⁰Pb、²²⁶Ra、¹³⁷Cs 标准放射源对仪器探测效率进行标定。

沉积物粒度采用检测限为 0.02~2 800 μm 的激光粒度衍射仪 (Malvern Mastersizer 2000) 进行测定。首先用 10 mL 双氧水 (质量分数 33%) 对玻璃烧杯中样品进行氧化, 然后在 100 °C 的恒温电加热板上蒸至近干; 接着对样品用质量分数为 33% 的 10 mL HCL 溶液进行酸处理, 蒸至沸腾后冷却; 将玻璃烧杯中注满超纯水静置沉淀 12 h, 移走烧杯上部的清澈溶液, 添加 10 mL 分散剂偏磷酸钠 [(NaPO₃)₆], 在超声波振荡仪中振荡 10 min 后上机测定。

沉积物碳含量测定采用总有机碳分析仪 (TOC-VCPH) 进行。测定过程中, 先分别测定了沉积物的碳总量和无机碳含量, 采用差减法获得样品的总有机碳含量: 总有机碳含量 = 总碳含量 - 无机碳含量之差。分析测定过程中, 对总碳含量采用葡萄糖 (C₆H₁₂O₆ · H₂O, 碳质量分数为 36.33%) 作为标准参考测定物; 而对无机碳含量则采用碳酸钠 (Na₂CO₃, 碳质量分数为 11.32%) 作为标准参考测定物。文中湖芯样品碳含量测定的相对标准偏差低于 2%。

沉积物主、微量元素含量测定采用电感耦合等离子质谱仪 (ICP-MS, X-7 series) 进行。利用三步消解法对固体样品进行消解, 具体实验步骤详见文献^[25]。利用相同消解方法, 分别对已知具体元素含量的中国国家标准参考物 GSS-9 (洪泽湖沉积物) 和美国地质学会地球化学标准参考物 AGV-2 (安山岩) 进行消解测定, 监测实验测定过程中的精度, 结果显示, 大枪勇错湖芯主、微量元素含量测定误差分别低于 2% 和 5%。

3 结果与讨论

3.1 湖芯定年

依据大气中 ²¹⁰Pb 沉降速率的相对稳定性原理, ²¹⁰Pb 沉降模式定年法被广泛应用于湖泊表层沉积物年代序列的建立^[26-27]。因此, 笔者同样采用该方法来实现大枪勇错沉积物年代序列的建立。考虑到

沉积速率可能存在变化,利用恒定非补偿 ^{210}Pb 供给速度模式(CRS模式),取表层沉积物年龄为公元2007年,以此计算沉积序列的平均沉积速率。根据放射性核素衰变原理,沉积物中补偿 ^{210}Pb 强度利用 ^{226}Ra 的强度(图2)来计算。图2中非补偿 ^{210}Pb 强度随深度变化曲线显示,上部17.5 cm沉积序列中大气沉降非补偿 ^{210}Pb 强度呈现稳定逐渐衰变趋势,这表明大枪勇错表层沉积物的沉降速率较稳定。利用CRS模式计算得出大枪勇错上部17.5 cm沉积物的平均沉积速率为0.102 5 cm/a。

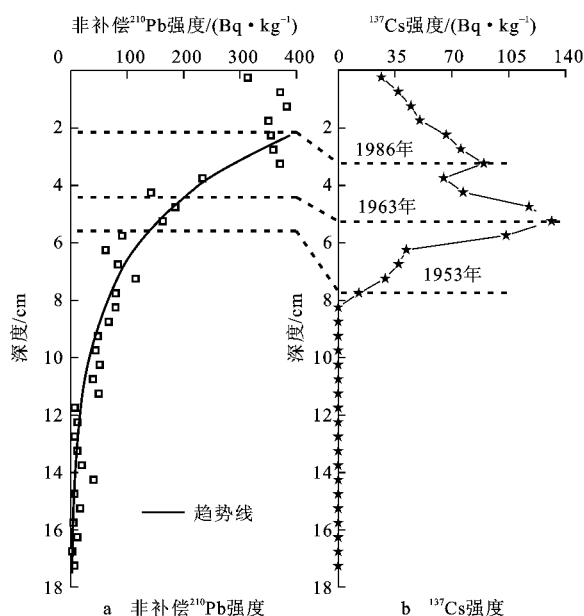


图2 大枪勇错湖芯中非补偿 ^{210}Pb 强度与 ^{137}Cs 强度随深度变化

Fig. 2 Relationships of Non-compensation ^{210}Pb Intensity and ^{137}Cs Intensity to Depth in Lacustrine Core from Da Qiangyong Lake

对沉积物中 ^{137}Cs 含量测定结果显示, ^{137}Cs 强度在5.25 cm处达到峰值,代表了1963年人工核实验造成的辐射峰值点;由1986年切尔诺贝利事件造成的 ^{137}Cs 强度次峰值出现在3.25 cm处;而标志人工核实验开始的1953年 ^{137}Cs 强度出现深度为7.75 cm。由图2可见,由CRS模式计算得出的湖芯样品1953、1963、1986年深度值在 ^{137}Cs 衰变序列中整体下移,且年代越老, ^{137}Cs 在沉积物中的扩散沉降幅度就越大。而基于前期对湖泊沉积物中 ^{137}Cs 的研究^[28]表明,该现象是由 ^{137}Cs 在沉积物中的沉降扩散作用造成的。因此,利用CRS模式计算所得的沉积物年平均沉积速率进行大枪勇错1.06 m湖芯千年尺度沉积序列的建立和分析讨论是可行的。根据0.102 5 cm的年均沉降速率计算得出,1.06 m

冰前湖芯的年代跨度估计为自公元990年到公元2007年的逾1 000年时间;每0.5 cm样品的年代跨度约为5年。但考虑到1.06 m冰前湖芯序列中的不同阶段沉积速率可能存在差异,笔者对其记录冰川与气候变化的讨论应仅在十年际尺度以上,而不能精确到每一具体年代。

3.2 枪勇错冰前湖泊沉积物来源讨论

冰前湖泊中沉积碎屑来源较广泛,冰川融水携带、冰川底部基岩冰蚀、湖区周边风力及降水携带作用等均会对湖中沉降碎屑颗粒总量产生贡献^[29]。对于枪勇错冰前湖泊而言,由于其补给主要为上部枪勇冰川的夏季融水,所以湖中沉积物必然与冰川融水对冰川表面沉降粉尘颗粒的携带作用有密切联系。同时,枪勇冰川在前进或后退过程中对冰川底部基岩的侵蚀作用会产生碎屑颗粒,通过冰川前进或冰川融水携带,也会对枪勇错中的沉积物产生贡献。另外,湖区周边风力和大气降水对风化碎屑颗粒的携带也会对湖中沉积物总量产生贡献。

据罗日升等对枪勇错湖区基岩及冰下富碎屑化学沉淀物的研究^[21]表明,枪勇错上游基岩缝隙中化学沉淀物的主、微量元素组分与基岩相比存在较大差异,尤其是二者的Ca元素含量差异最大,而与冰川融水携带的冰川上部沉降粉尘颗粒物元素组分特征相似。由此可初步推断,枪勇错冰前湖泊系统上部基岩对枪勇错冰前湖区沉积碎屑(尤其是沉积物中Ca元素组分)贡献量不大。笔者对大枪勇错冰前湖芯样品与湖区主体基岩(变质砂页岩)、冰碛垄上部细粒碎屑及湖区周边近距离和较远地表风化碎屑物的元素组分含量特征对比(表1)同样发现,湖泊沉积物元素组成与其上游基岩及冰碛垄上部的细粒碎屑颗粒物在主组成元素含量(质量分数在 30×10^{-6} 以上的元素)和具有示踪意义的元素对相对含量^[30]方面均存在较大差异;同时,湖泊沉积物与枪勇错周边近距离和较远距离处地表风化碎屑物的相应元素组成特征也存在明显不同。

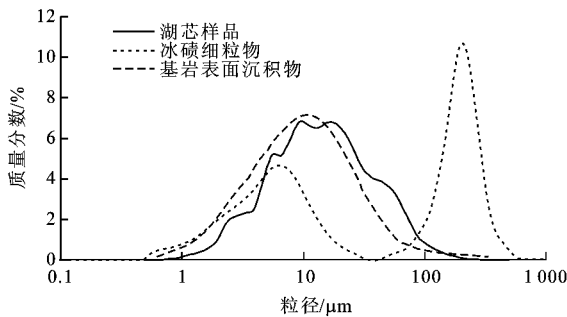
笔者进一步将大枪勇错冰前湖芯样品的粒度分布特征与湖盆上部冰碛垄细粒碎屑颗粒和基岩缝隙中富碎屑沉淀物的粒度分布特征进行对比分析(图3)发现,大枪勇错沉积物粒度呈单峰型正态分布,与上游冰碛垄细粒碎屑颗粒的双峰型分布相态存在明显不同,而与湖盆上游基岩缝隙中碎屑沉淀物(即枪勇冰川融水携带的粉尘颗粒)的粒度分布形态一致,且二者的中值粒径均处于15~20 μm 。由此,大枪勇错冰前湖泊中沉降的碎屑颗粒可能主要

表 1 大枪勇错冰前湖泊沉积物及周边地表风化碎屑物的元素组分含量特征

Tab. 1 Characteristics of Contents of Elemental Composition of Sediment from Proglacial Da Qiangyong Lake and Weathering Sediment Around the Lake

| 类别 | Na/% | Mg/% | Al/% | K/% | Ca/% | Mn/ 10^{-6} | Fe/% | Ti/ 10^{-6} | As/ 10^{-6} | Sr/ 10^{-6} | Zr/ 10^{-6} | Ba/ 10^{-6} | Y/Zr | U/Th |
|--------|-------|-------|-------|-------|-------|---------------|-------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|-------|-------|
| 湖芯 | 0.454 | 1.304 | 5.388 | 1.144 | 13.87 | 970.4 | 4.679 | 3 984 | 75.38 | 1 101 | 113.4 | 284.1 | 0.212 | 0.129 |
| 基岩 | 0.252 | 1.705 | 7.577 | 0.153 | 5.595 | 1 704 | 6.863 | 4 284 | 11.66 | 360.6 | 149.5 | 230.6 | 0.182 | 0.121 |
| 细粒冰碛 | 0.569 | 1.470 | 6.360 | 1.269 | 10.39 | 1 085 | 5.061 | 4 514 | 248.6 | 1 053 | 147.0 | 339.8 | 0.199 | 0.131 |
| 风化碎屑 A | 0.831 | 1.209 | 7.615 | 1.497 | 2.306 | 889.8 | 4.809 | 5 672 | 89.22 | 532.0 | 219.9 | 586.6 | 0.139 | 0.122 |
| 风化碎屑 B | 0.869 | 0.753 | 6.663 | 1.760 | 3.989 | 677.9 | 4.570 | 3 308 | 39.77 | 93.27 | 237.9 | 560.1 | 0.354 | 0.102 |

注：A 和 B 分别代表近距离和较远距离碎屑物；表中元素含量均指质量分数；Y/Zr 和 V/Th 为元素质量分数之比。



注：据文献[21]。

图 3 大枪勇错冰前湖泊沉积物粒度分布特征

Fig. 3 Characteristics of Distribution of Particle Size of Sediment from Proglacial Da Qiangyong Lake

来源于上部枪勇冰川融水对冰川上部沉降粉尘颗粒的携带，而冰前湖泊系统上游基岩冰蚀作用以及风力对湖区周边碎屑物的携带作用对该冰前湖中沉降碎屑物总量的贡献相对较少。据 Wake 等研究表明，枪勇冰川表面沉降粉尘颗粒主要来源于枪勇地区周边的青藏高原中、西部广阔的干旱半干旱地区^[31]。因此，大枪勇错冰前湖中沉积碎屑物也相应的具有较广泛的物源区，从而可以用于揭示历史时期枪勇错周边及高原较大区域的气候环境演化过程。

3.3 大枪勇错冰前湖芯各指标气候环境指示意义

3.3.1 粒度与磁化率

据前期研究表明，冰前湖泊中沉积物粒度组成特征可能与湖区基岩岩性、湖水水动力条件、源区物质搬运距离、湖泊面积及上游湖盆拦截作用等存在密切联系^[4,32]。由于大枪勇错冰前湖盆沉降碎屑主要为冰川融水携带的冰川表面沉积粉尘颗粒，所以湖中沉积物粒度组成的基岩岩性影响可以排除，融水携带能力、搬运距离及对大枪勇错湖盆的补给量以及小枪勇错的形成则应为大枪勇错湖盆中沉降碎屑粒度变化的主要影响因素。冰川融水流经路径越短，流速和流量越大，入湖的粗颗粒物质就越多；另

一方面，当湖区冰川融水补给量减少，湖盆水域面积萎缩时，湖心距湖岸较近，粗粒物质易于到达中心采样点，所采集沉积样品的粒度也会相应增粗；同时，小枪勇错的形成会拦截冰川融水中所携带粗粒碎屑，造成下游大枪勇错湖盆沉降碎屑颗粒的粒度变细。由于大枪勇错以枪勇冰川夏季融水为主要补给，上述各影响因素的发育直接受枪勇冰川融化强度影响，所以沉积物粒度组成变化能够反映枪勇冰川融化强度的变化，进而可与其他气候环境指标相结合揭示区域性冰川-气候变化。

根据 Wentworth 对碎屑沉积物粒径的划分标准可知，黏土矿物与细粉砂、细粉砂与粗粉砂的区界限分别为 $4\text{ }\mu\text{m}$ 和 $20\text{ }\mu\text{m}$ ^[33]。由于笔者所采用粒度测定仪在 $4\text{ }\mu\text{m}$ 范围处的输出检测值为 $4.62\text{ }\mu\text{m}$ ，所以将大枪勇错沉积碎屑中黏土矿物与细粉砂的划分界限设为 $5\text{ }\mu\text{m}$ 。依据该标准将大枪勇错沉积碎屑组分为：黏土矿物 ($<5\text{ }\mu\text{m}$)、细粉砂 ($4\sim 20\text{ }\mu\text{m}$) 及粗粒碎屑 ($>20\text{ }\mu\text{m}$) 三大类。图 4 表明，大枪勇错冰前湖泊沉积物中值粒径在 $6\sim 35\text{ }\mu\text{m}$ 之间波动。黏土矿物占沉积碎屑总质量的 $10\%\sim 45\%$ ；细粉砂为沉积碎屑颗粒的主体组成，其质量分数为 $35\%\sim 65\%$ ；而粗粒碎屑物质含量波动较大，其在沉积物中质量分数为 $5\%\sim 60\%$ 。大枪勇沉积物粒度在 16 cm 左右处发生显著变化，沉积物粒度分布特征在此深度上下呈现较大差异。

湖泊沉积物磁化率在古环境变化恢复中已有广泛应用^[34-36]。沉积物磁化率强弱与外来碎屑颗粒中携带铁磁性矿物量及后期自生矿物中铁磁性矿物的生成有关，不同沉积环境下外源与内生铁磁性矿物对沉积物磁化率强度的贡献权重会发生变化。因此，在利用大枪勇错沉积物磁化率变化来恢复区域冰川-气候变化时，须将沉积物中磁化率变化与外源输入及内源自生矿物相对含量变化进行对照、补充，这样才能正确解释其记录的气候环境信息。

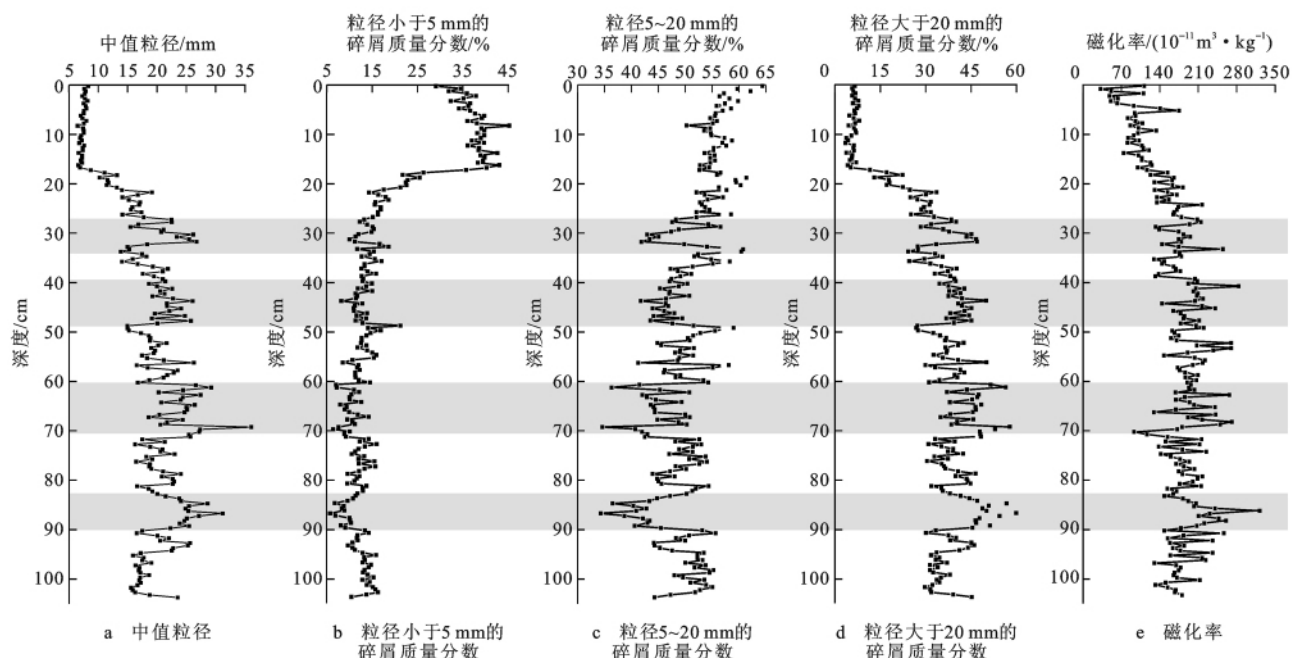


图4 大枪勇错湖芯粒度及磁化率随深度变化特征

Fig. 4 Relationships of Particle Size and Magnetic Susceptibility to Depth in Lacustrine Core from Da Qiangyong Lake

将大枪勇错沉积物中磁化率与不同粒级矿物组分对比分析(图4)发现,磁化率自湖芯底部至顶部总体呈现波动中逐渐降低的趋势,与沉积物中值粒径及沉积物中反映外源物质的粗粒组分总体变化趋势一致,而与沉积物中反映自生矿物组分的黏土矿物及细粉砂的变化趋势相反。逐段对比分析粒度和磁化率的变化特征发现,深度在16 cm以下的沉积序列中,磁化率与粗粒矿物组分变化趋势一致,而与自生矿物组分的变化呈反相关。当沉积物中粗粒物质含量较高时,沉积物的磁化率值也高,而自生矿物及细粉砂则呈低值(图4中灰色区域)。沉积序列自16 cm深度以上,粗粒矿物组分含量变化很小,略有升高趋势,细粉砂含量也有升高趋势,而磁化率值仍为逐渐降低,其与自生矿物组分的含量变化趋势一致。由此可见,大枪勇错冰前湖泊中沉积物磁化率变化特征在16 cm深度以下(11世纪至18世纪中叶)受沉积物中外源矿物组分含量的影响,可以用来反映沉积物中外来物质组分的含量;而在16 cm深度以上(18世纪中叶至今),沉积物的磁化率值则受自生矿物组分中铁磁性矿物的生成作用影响,反映的是自生矿物组分在沉积物中的含量变化。由于大枪勇错冰前湖泊沉积物中外源物质主要来源于枪勇冰川融水的携带,沉积物内、外源物质相对含量的变化直接反映了冰川融水携带能力强弱、湖水水动力等因素变化,由此可见,大枪勇错湖芯磁化率也可用

于揭示该区域冰川与气候变化。

3.3.2 碳酸盐与总有机碳含量

湖泊碎屑沉积物源区固定时,沉积物中碳酸盐含量受沉积过程中湖盆内部水文条件变化的影响,可以作为指示湖泊沉积过程的良好指标^[37-39]。当湖盆内部干旱缺水时,湖水中 SO_4^{2-} 、 CO_3^{2-} 等离子的浓度就会相对升高,湖水中溶解态的碳酸盐类矿物就会与它们结合形成沉淀析出,湖泊沉积物中碳酸盐含量就会相应升高;反之,沉积物中的碳酸盐含量就会相应降低。对于位于半干旱区的大枪勇错冰前湖泊系统而言,冰前湖泊上部冰川融水流域内基岩无碳酸盐岩出露,因此流域内碳酸盐矿物输入对大枪勇错冰前湖泊内沉积物碳酸盐含量的影响可忽略^[21];大枪勇错湖盆中水文条件受枪勇冰川融水补给量的控制,因此冰川融化强度较弱时,湖盆中水量较少,水中溶解态碳酸盐矿物就较易沉淀析出,造成沉积物中相应碳酸盐含量的升高,反之则造成沉积物中相应碳酸盐含量的降低。由此可见,枪勇错湖水中碳酸盐矿物沉淀或溶解造成的沉积物中碳酸盐含量升高或降低,与枪勇冰川的融化强度有密切联系,可用于揭示区域性冰川活动及气候环境变化。

湖泊沉积物中总有机碳含量为外源和内源有机质输入和保留的反映,主要受水生生物及陆源植被发育的影响^[40-42]。根据大枪勇错沉积物来源讨论可知,沉积碎屑主要为枪勇冰川表面沉降的粉尘颗粒,

而这些粉尘颗粒主要为来自于青藏高原较大区域的地表风化碎屑物,因此大枪勇错沉积物中有机物含量必然与高原较大范围内的陆生植被发育状况密切相关。同时,对枪勇错湖区的野外调查发现,该湖盆内部发育有多种沉水植物、浮游生物和细菌,湖区周边山坡发育有少量陆生植物;因此,大枪勇错沉积物中有机物含量同时还应受湖盆内源有机生物及区域地表陆生植物生长发育状况的影响。

周才平等研究发现,青藏高原高山地区陆生植被生产率虽受温度和降水量变化共同影响,但温度变化被认为是影响陆生植被发育状况的首要因素,二者呈正相关^[43]。另外,温度也是湖盆中水生植物、内生浮游生物及细菌等发育的主要影响因素,二者同样呈正相关^[44-45]。由此可推断,虽然无法区分外源和内源有机物在大枪勇错沉积物总有机碳含量中所占比重,但由于二者发育均受温度条件主控,所以大枪勇错沉积物总有机碳含量应与环境温度密切相关。将大枪勇错沉积物中总有机碳含量与临近区域(浪卡子和拉萨气象站)短时间尺度(近 50 年来)的实测温度记录及较长时间尺度(近 150 年来)北半球大范围尺度温度恢复序列^[46]对比(图 5)发现,总

有机碳含量与环境温度变化存在良好的一致性;当温度升高时,总有机碳含量会随之升高,反之亦然。由此验证了大枪勇错湖芯中总有机碳含量可以反映区域环境温度变化的推断。

3.4 冰前湖泊沉积记录的近千年来冰川与气候变化

在明确了大枪勇错湖泊沉积物中各指标的气候环境指示意义后,笔者结合湖芯年代结果,将沉积物的中值粒径、磁化率、碳酸盐和总有机碳含量进行了综合对比分析(图 6),以此来揭示青藏高原南部区域近千年来冰川与气候变化特征。由图 6 可见,近千年来,大枪勇错冰前湖泊沉积物粒度总体变化趋势为逐渐变细,磁化率也在波动中逐渐降低;二者变化趋势指示,近千年来冰川融水携带碎屑物质入湖含量在逐渐降低。然而,沉积物中碳酸盐含量的总体降低趋势显示,近千年来湖盆含水量在逐渐增大,即冰川融水补给在逐渐加强;沉积物总有机碳含量指示的区域温度升高趋势同样反映枪勇冰川近千年来融化强度在逐渐增大。由此可见,同一湖芯中不同气候环境指标指示的区域冰川-气候变化趋势产生了矛盾。为弄清产生这一矛盾的原因,正确揭示大枪勇错冰前湖芯沉积记录的真实区域冰川-气候变化信息,笔者将依据上述 4 种指标的具体气候环境指示意义,对其近千年来变化特征进行逐段详细分析。

公元 11 世纪初,沉积物粒度组成相对较细,这可能为入湖融水携带能量较弱或湖盆水域面积较大使采样点距湖岸距离较远所造成。而相对较高的碳酸盐含量显示该时期湖水量应相对较小,这与较低的总有机碳含量指示的该时期区域温度较低、冰川融化强度较弱是一致的;沉积物磁化率值在该时期的相对较低同样指示了外源入湖物质较少。因此可推断,11 世纪初大枪勇错沉积物较细的粒度组成与湖盆水域面积变化无关,而是由温度较低情况下冰川融水量减少导致相应入湖碎屑物质减少造成的。

自公元 11 世纪中叶至 13 世纪初,沉积物粒度变粗,磁化率也呈高值,二者的变化指示冰川融水携带入湖碎屑粒径增大、含量增多。沉积物碳酸盐含量在该时期的低值显示湖盆水量应相对较大。3 种指标变化综合指示枪勇冰川在该时期融化强度较强,入湖冰川融水量较大,这与沉积物高总有机碳含量反映的该时期区域环境温度较高的趋势一致。这一温度升高变化与该区域所发生的中世纪暖期(MWP)事件^[35]相对应。

自公元 14 世纪开始,沉积物粒度组成在逐渐变

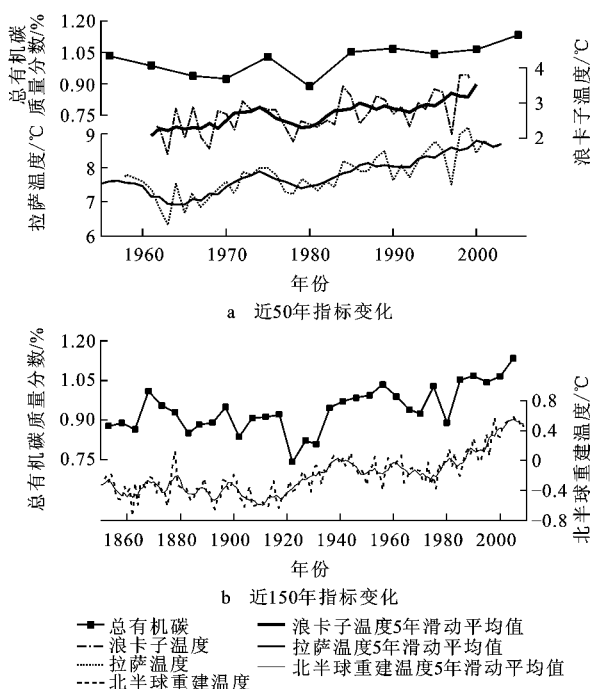


图 5 大枪勇错冰前湖芯总有机碳含量与区域实测及北半球重建温度变化对比

Fig. 5 Comparisons of Total Organic Carbon Contents in Lacustrine Core from Proglacial Da Qiangyong Lake to Regional Observed and Hemispherical Reconstructed Temperature Anomalies

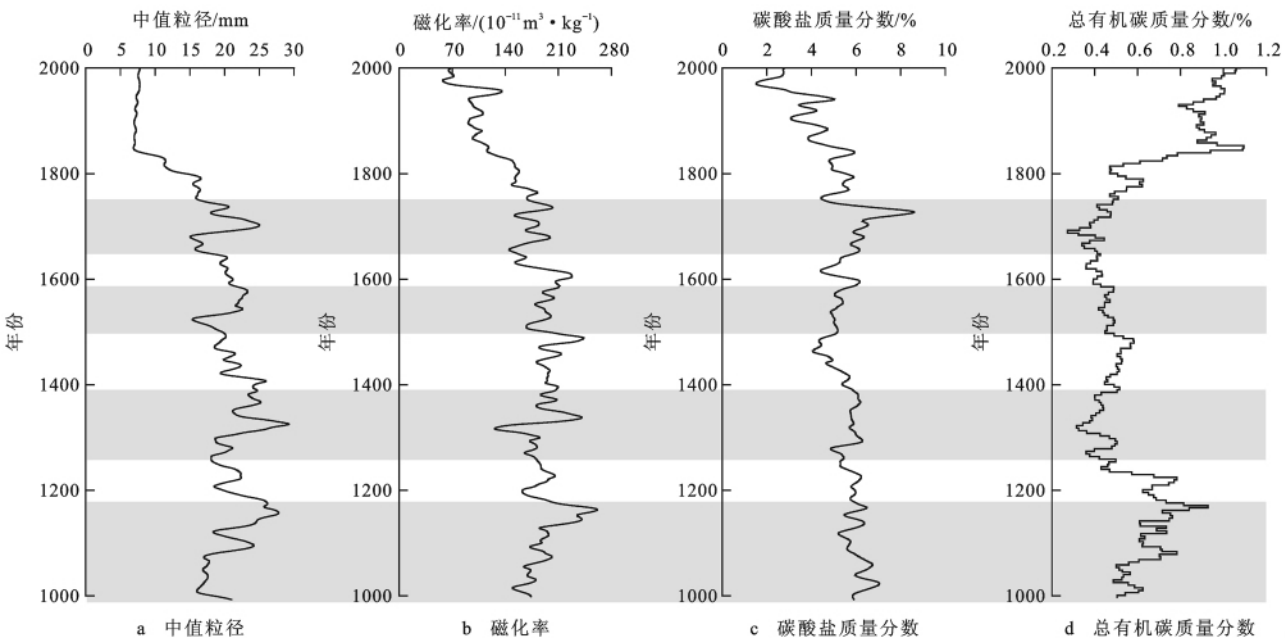


图 6 近千年来大枪勇错冰前湖芯中值粒径、磁化率、碳酸盐含量及总有机碳含量对比

Fig. 6 Comparisons Among Median Size, Magnetic Susceptibility, Contents of Carbonate and Total Organic Carbon over the Past Millennium in Lacustrine Core from Proglacial Da Qiangyong Lake

细的过程中出现 3 个增粗阶段,分别为:14 世纪至 15 世纪初、16 世纪初至 17 世纪初、17 世纪末至 18 世纪中叶。这 3 个时期分别指示了入湖融水携带碎屑量增加或采样点距湖岸距离缩短的 3 个阶段。磁化率在这 3 个时期也略显升高趋势,表明外源磁性矿物输入量的相对增多。而碳酸盐含量的升高与总有机碳含量在整个 14 世纪至 18 世纪的低值显示,该时期区域环境温度应很低,冰川融化强度很弱。由此可推断,该时期沉积物粒径和磁化率升高的原因为:环境温度较低情况下,冰川融化显著降低甚至呈前进状态,大枪勇错湖盆面积严重萎缩,湖盆中采样点与湖岸及冰川末端的距离显著缩短,造成外源粗粒碎屑物质较容易到达湖盆中部,使沉积物粒度增大。冰前湖泊沉积物所记录的这一气候寒冷、冰川融化变弱甚至累积前进的趋势与该时期青藏高原地区所发生的小冰期(LIA)冷事件^[35,47]相对应。

公元 18 世纪中后叶开始,大枪勇错沉积物记录的各项气候环境指标均发生了近千年来最显著的变化。总有机碳含量变化指示区域温度在该时期急剧上升,枪勇冰川融化程度应很强,入湖冰川融水量及其携带的碎屑物质应不断增多。沉积物碳酸盐含量在此时期不断升高,表明大枪勇错湖水盐度逐渐降低,湖盆水量逐渐增多。而沉积物粒径在该时期却发生了较大幅度的降低,磁化率也在不断降低。结合 4 种指标变化趋势分析可知,粒度及磁化率的降

低可能是湖盆水域面积增大导致采样点距湖岸距离较远造成的。将分析的年代尺度向后延长发现,沉积物粒度在此次显著降低后,前几百年的粗细波动几乎消失,粒径几乎保持恒定;这可能是湖盆水域面积达到最大后不再变化造成的。但自 19 世纪中叶后沉积物碳酸盐和总有机碳含量变化显示,枪勇冰川融化强度仍在不断增强,湖盆水量仍在不断增大,磁化率也在不断降低。根据上述对磁化率指示意义的讨论可知,该时期之后,磁化率变化主要指示的是自生矿物在沉积物中的含量,磁化率降低反映的是自生矿物含量的降低,即外源输入物质含量的增多。因此,如果湖盆水域面积保持不变,而入湖水动力不断增强,那么湖盆中部采样点的沉积物粒度组成应不断增粗,这与粒度组成直线状的变化趋势是不一致的。由此可推断,肯定是其他原因导致了沉积物中记录各指标在 18 世纪中后叶的显著变化,而不是该湖盆水域面积扩张所引起的。

由冰前湖泊沉积物粒度组成影响因素讨论可知,大枪勇错沉积物的粒度组成不仅受湖盆面积及湖水水动力条件的影响,同时还与上部后生湖盆(即小枪勇错)的形成发育有关。结合上部小枪勇错形成对下部大枪勇错沉积过程的影响,18 世纪中后叶至今沉积物记录的环境代用指标变化特征分析发现,虽然由于温度升高,枪勇冰川的融化强度增强,融水水动力增强,但冰川末端的不断退缩导致小枪勇错的逐渐形

成,造成融水中携带的粗粒碎屑物质先在小枪勇错湖盆中沉降,而只有少量细粒物质进入下部大枪勇错。因此,19 世纪中叶以后,大枪勇错沉积物粒度组成在一定的细粒范围内基本保持恒定,但外源物质在总沉积物中的含量却在不断增加,湖水盐度也在冰川融水的不断补给下逐渐降低。由此可见,自 18 世纪中后叶至今,青藏高原南部区域环境温度大幅度升高^[35],冰川退缩导致上部小枪勇错逐渐发育形成,从而造成大枪勇错沉积物的粒度、磁化率及碳酸盐含量在 18 世纪中叶前后发生了显著变化。

4 结语

(1)大枪勇错冰前湖泊沉积物外源物质主要来源于上部枪勇冰川融水对冰川表面沉降粉尘颗粒的携带,湖区基岩冰蚀作用及区域风力对周边地表风化碎屑颗粒的携带作用对湖中沉降碎屑颗粒的影响相对较少。该冰前湖泊中沉积物的粒度组成变化与湖盆面积、水动力强弱及上部小枪勇错湖盆的形成均存在密切联系;沉积物磁化率与沉积物中外源和自生矿物组分含量有关;碳酸盐含量则受湖盆水量(即冰川融水补给量)影响;总有机碳含量则指示的是区域环境温度变化。大枪勇错 1.06 m 冰前湖泊沉积物记录了青藏高原南部枪勇错地区近千年来的冰川-气候变化。

(2)结合沉积序列定年结果,对冰前湖芯中 4 种气候环境指标进行综合对比分析发现,公元 11 世纪初,青藏高原南部地区环境温度较低,枪勇冰川融化强度较弱,大枪勇错入湖水量少,湖盆面积较小;公元 11 世纪中叶至 13 世纪初,该地区环境温度明显升高,处于中世纪暖期,枪勇冰川融化强度相应增强,而受其直接补给的大枪勇错湖盆水域面积则不断扩张;自公元 14 世纪到 18 世纪中叶,该地区进入小冰期,枪勇冰川融化强度显著降低,甚至呈累积前进状态,大枪勇错入湖水量匮乏,湖盆面积大幅度萎缩;自 18 世纪中后叶至今,青藏高原南部地区环境温度急剧上升,枪勇冰川随之快速融化退缩,充足的冰川融水补给枪勇错冰前湖,使湖盆面积增至最大,同时在枪勇冰川末端不断向上退缩的过程中,大枪勇错上游的小枪勇错逐渐发育形成,枪勇错变为由两个湖盆组成的串珠状冰前湖泊系统。

中国科学院青藏高原研究所邬光剑研究员在湖芯样品采集及实验测定过程中给予了指导,中国科学院地质与地球物理研究所张连昌研究员和吴华英博士在论文撰写过程中给予了大力帮助,在此一并谢忱。

参考文献:

- [1] Karlén W. Lacustrine Sediment Studies; a Technique to Obtain a Continuous Record of Holocene Glacier Variations[J]. *Geografiska Annaler; Series A, Physical Geography*, 1981, 63(3/4): 273-281.
- [2] Karlén W, Rosqvist G. Glacier Fluctuations Recorded in Lacustrine Sediments on Mount Kenya[J]. *National Geographic Research*, 1988, 4: 219-232.
- [3] Matthews J A, Dahl S O, Nesje A, et al. Holocene Glacier Variations in Central Jotunheimen, Southern Norway Based on Distal Glaciolacustrine Sediment Cores [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19(16): 1625-1647.
- [4] Nesje A, Matthews J A, Dahl S O, et al. Holocene Glacier Fluctuations of Flatebreen and Winter-precipitation Changes in the Jostedalbreen Region, Western Norway, Based on Glaciolacustrine Sediment Records [J]. *The Holocene*, 2001, 11(3): 267-280.
- [5] Bakke J, Lie Ø, Nesje A, et al. Utilizing Physical Sediment Variability in Glacier-fed Lakes for Continuous Glacier Reconstructions During the Holocene, Northern Fjellfonna, Western Norway[J]. *The Holocene*, 2005, 15(2): 161-176.
- [6] Nesje A, Dahl S O, Andersson C, et al. The Lacustrine Sedimentary Sequence in Sygneskardvatnet Western Norway: a Continuous, High-resolution Record of the Jostedalbreen Ice Cap During the Holocene[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19(11): 1047-1065.
- [7] Karlén W. Lacustrine Sediments and Tree-limit Variations as Indicators of Holocene Climatic Fluctuations in Lapland, Northern Sweden[J]. *Geografiska Annaler; Series A, Physical Geography*, 1976, 58(1/2): 1-34.
- [8] Beuning K R M, Talbot M R, Kelts K. A Revised 30 000-year Palaeoclimatic and Palaeohydrologic History of Lake Albert, East Africa[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1997, 136(1/2): 259-279.
- [9] Fritz S C, Baker P A, Seltzer G O, et al. Quaternary Glaciation and Hydrologic Variation in the South American Tropics as Reconstructed from the Lake Titicaca Drilling Project[J]. *Quaternary Research*, 2007, 68(3): 410-420.
- [10] Tiercelin J J, Gibert E, Umer M, et al. High-resolution Sedimentary Record of the Last Deglaciation from a High-altitude Lake in Ethiopia [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2008, 27(5/6): 449-467.
- [11] Zale R, Karlén W. Lake Sediment Cores from the Antarctic Peninsula and Surrounding Islands[J]. *Geografiska Annaler; Series A, Physical Geography*, 1989, 71(3/4): 211-220.
- [12] Webster J, Hawes I, Downes M, et al. Evidence for Regional Climate Change in the Recent Evolution of a High Latitude Proglacial Lake[J]. *Antarctic Science*, 1996, 8(1): 49-59.
- [13] Rosqvist G, Schuber P. Millennial-scale Climate Changes on South Georgia, Southern Ocean [J]. *Quaternary Research*, 2003, 59(3): 470-475.

- [14] Borghini F, Colacevich A, Bargagli R. Water Geochemistry and Sedimentary Pigments in Northern Victoria Land Lakes, Antarctica[J]. *Polar Biology*, 2007, 30(9): 1173-1182.
- [15] Rosqvist G. Proglacial Lacustrine Sediments from El Altar, Ecuador: Evidence for Late-Holocene Climatic Change[J]. *The Holocene*, 1995, 5(1): 111-117.
- [16] Leonard E M. Glaciological and Climatic Controls on Lake Sedimentation, Canadian Rocky Mountains[J]. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 1985, 21(1/2): 35-42.
- [17] Leonard E M. The Relationship Between Glacial Activity and Sediment Production: Evidence from a 4 450-year Varve Record of Neoglacial Sedimentation in Hector Lake, Alberta, Canada[J]. *Journal of Paleolimnology*, 1997, 17(3): 319-330.
- [18] Rosqvist G, Jonsson C, Yam R, et al. Diatom Oxygen Isotopes in Proglacial Lake Sediments from Northern Sweden: a 5 000-year Record of Atmospheric Circulation[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23(7/8): 851-859.
- [19] Yao T D, Wang Y Q, Liu S Y, et al. Recent Glacial Retreat in High Asia and Its Impact on Water Resource in Northwest China[J]. *Science in China: Series D*, 2004, 47(12): 1065-1075.
- [20] Yang B, Bräuning A, Dong Z B, et al. Late Holocene Monsoonal Temperate Glacier Fluctuations on the Tibetan Plateau[J]. *Global and Planetary Change*, 2008, 60(1/2): 126-140.
- [21] 罗日升, 曹峻, 刘耕年, 等. 西藏枪勇冰川冰下富碎屑化学沉淀特征与冰下过程[J]. *地理学报*, 2003, 58(5): 757-764.
- [22] Owen L A, Finkel R C, Barnard P L, et al. Climatic and Topographic Controls on the Style and Timing of Late Quaternary Glaciation Throughout Tibet and the Himalaya Defined by ^{10}Be Cosmogenic Radionuclide Surface Exposure Dating[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2005, 24(12/13): 1391-1411.
- [23] 李炳元, 王富葆, 张青松. 西藏第四纪地质[M]. 北京: 科学出版社, 1983.
- [24] 夏代祥, 刘世坤. 西藏自治区区域地质志[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993.
- [25] Wu G J, Xu B Q, Zhang C L, et al. Geochemistry of Dust Aerosol over the Eastern Pamirs[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2009, 73(4): 977-989.
- [26] Goldberg E D. Geochronology with ^{210}Pb [C]// International Atomic Energy Agency. Symposium Proceedings (1962) of Radioactive Dating. Vienna: International Atomic Energy Agency, 1963: 121-131.
- [27] Robbins J A. Geochemical and Geophysical Applications of Radioactive Lead[C]// Nriagu J O. The Biogeochemistry of Lead in the Environment. Amsterdam: Elsevier, 1978: 285-393.
- [28] Evans D W, Alberts J J, Clark R A. Reversible Ion-exchange Fixation of Cesium-137 Leading to Mobilization from Reservoir Sediments[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1983, 47(6): 1041-1046.
- [29] Jansson P, Rosqvist G, Schneider T. Glacier Fluctuations, Suspended Sediment Flux and Glacio-lacustrine Sediments[J]. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 2005, 87: 37-50.
- [30] 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 等. 元素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1984.
- [31] Wake C P, Mayewski P A, Li Z, et al. Modern Eolian Dust Deposition in Central Asia[J]. *Tellus B*, 1994, 46(3): 220-233.
- [32] Smith N D. Sedimentary Processes and Patterns in a Glacier-fed Lake with Low Sediment Input[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1978, 15(5): 741-756.
- [33] Wentworth C K. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments[J]. *The Journal of Geology*, 1922, 30(5): 377-392.
- [34] 孙知明, 胡守云, 马醒华. 现代湖泊沉积物中磁性矿物的研究及其环境意义[J]. *地球物理学报*, 1996, 39(2): 178-187.
- [35] 朱立平, 陈玲, 张平中, 等. 环境磁学反映的藏南沉错地区 1 300 年来冷暖变化[J]. *第四纪研究*, 2001, 21(6): 520-527.
- [36] 符超峰, 宋友桂, 强小科, 等. 环境磁学在古气候环境研究中的回顾与展望[J]. *地球科学与环境学报*, 2009, 31(3): 312-322.
- [37] 李世杰, 区荣康, 朱照宇, 等. 24 万年来西昆仑山甜水海湖岩芯碳酸盐含量变化与气候环境演化[J]. *湖泊科学*, 1998, 10(2): 58-65.
- [38] 沈吉, 张恩楼, 夏威夷. 青海湖近千年来环境变化的湖泊沉积记录[J]. *第四纪研究*, 2001, 21(6): 508-513.
- [39] 沈华东, 于革. 青藏高原兹格塘错流域 50 年来湖泊水量对气候变化响应的模拟研究[J]. *地球科学与环境学报*, 2011, 33(3): 282-287.
- [40] Barnes M A, Barnes W C. Organic Compounds in Lake Sediments[C]// Lerman A. Lakes: Chemistry, Geology, Physics. New York: Springer-Verlag, 1978: 127-152.
- [41] Meyers P A, Ishiwatari R. Lacustrine Organic Geochemistry: an Overview of Indicators of Organic Matter Sources and Diagenesis in Lake Sediments[J]. *Organic Geochemistry*, 1993, 20(7): 867-900.
- [42] 金章东. 湖泊沉积物的矿物组成、成因、环境指示及研究进展[J]. *地球科学与环境学报*, 2011, 33(1): 34-44.
- [43] 周才平, 欧阳华, 王勤学, 等. 青藏高原主要生态系统净初级生产力的估算[J]. *地理学报*, 2004, 59(1): 74-79.
- [44] Krishnamurthy R V, Bhattacharya S K, Kusumgar S. Palaeoclimatic Changes Deduced from $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and C/N Ratios of Karewa Lake Sediments, India[J]. *Nature*, 1986, 323: 150-152.
- [45] 朱立平, 鞠建廷, 王君波, 等. 湖芯沉积物揭示的末次冰消开始时期普莫雍错湖区环境变化[J]. *第四纪研究*, 2006, 26(5): 772-780.
- [46] Brohan P, Kennedy J J, Harris I, et al. Uncertainty Estimates in Regional and Global Observed Temperature Changes: a New Data Set from 1850[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111(D12106). DOI: 10.1029/2005JD006548.
- [47] 吴艳宏, 李世杰, 夏威夷. 可可西里苟仁错湖泊沉积物元素地球化学特征及其环境意义[J]. *地球科学与环境学报*, 2004, 26(3): 64-68.