

西藏纳木错深水湖芯反映的 8.4ka 以来气候环境变化^{*}

朱立平^① 王君波^① 林 晓^{①③} 鞠建廷^{②③} 谢曼平^{①③}
李明慧^① 吴艳红^{②③} G. Daut^④ R. Mäusbacher^④ A. Schwalb^⑤

(①中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085; ②中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101;
③中国科学院研究生院, 北京 100049; ④Institut für Geographie, Friedrich-Schiller-Universität, Jena, Germany;
⑤Institut für Umweltgeologie, Technische Universität, Braunschweig, Germany)

摘要 利用地震剖面仪和回声测深仪调查了纳木错大部分湖区的水深和沉积物厚度分布,并在湖区东部水深 60m 的湖盆利用 PISTON 采样器获得一个 332cm 长的钻孔。对该钻孔进行了 12 个 AMS ¹⁴C 年代测定,并进行了日历年校正和“碳库”效应估算,根据沉积物平均粒径建立了整个钻孔的深度-年代模式。对该钻孔进行了有机碳、总氮、正构烷烃、粒度、元素地球化学、碳酸钙和矿物等环境指标的分析,结果显示 8.4ka 以来湖区环境变化可以分为明显的 3 个阶段。早期约 8400~6400aB. P.,以温度缓慢下降为主,但在 8100~7800aB. P. 出现一次显著的冷干事件;中期为 6400~2900aB. P.,其开始显示了温暖湿润的环境特点,在 6000aB. P. 左右出现最强的暖湿特征后其后期转向冷干,在 3000~2900aB. P. 达到寒冷和干旱的低谷,反映了新冰期时期的温度强烈下降和降水的分配不均;晚期从 2900aB. P. 到现在,尽管温度出现回升,但总体上显示了向冷干波动变化的趋势,期间第一次降温在 1800~1600aB. P.,之后温度回升后在 600~300aB. P. 再次下降,前者反映了公元初期的降温,后者则是小冰期的反映。

主题词 青藏高原 纳木错 湖泊沉积 环境变化 8.4ka 以来

中图分类号 P343.3, P941.74 **文献标识码** A

青藏高原对环境变化的敏感性已经是一个不争的事实^[1],全新世是与人类活动联系最为密切的一个时期^[2]。因此,青藏高原全新世的气候环境变化历史成为研究人类历史时期气候环境变化规律的重要依据。青藏高原地域广大,封闭湖泊众多,湖相沉积成为反演过去气候环境连续变化的良好材料^[3]。从受印度季风影响的南部和东南部,到受东亚季风影响的东北部,以及受西风影响的西部和北部,利用湖泊沉积在各个区域都对全新世的气候环境变化进行了一定程度的研究^[4~11]。然而,作为受印度季风、西风和东亚季风交替影响的青藏高原中部却少有全新世气候环境变化的连续记录,目前得到的一些结论基本是依靠不连续的沉积物进行推断的结果^[12,13]。因此,获得较为理想的连续沉积样品是进行该区过去气候环境变化历史过程研究的关键。本研究利用在纳木错水深 60m 处取得的 3.32m 长的湖芯开展研究,以期获得过去气候环境变化的连续记录。

1 研究区基本状况

纳木错(30°30'~30°55'N, 90°16'~91°03'E)位于青藏高原中南部,是青藏高原第二大湖泊(图 1)。1979 年测得湖面海拔为 4718m,水面面积 1920km²,整个湖泊流域面积达 10610km²^[14]。该流域属于藏北南羌塘高原湖盆区,是一个封闭湖盆。流域东南部为念青唐古拉山,平均海拔约 5500m,主峰念青唐古拉峰高达 7162m。念青唐古拉山上发育众多现代冰川,但冰川普遍短小,冰川融水流经短距离的山前地带呈辫梳状直接注入湖泊。流域北部和西北部属于高原内部起伏平缓的低山丘陵区,平均海拔约 5000m。整个流域太阳辐射强、日照时间长,全年可达 2900~3200 小时,属于高原亚寒带季风半干旱气候区,气候寒冷,空气稀薄,四季不分明,年温差大于日温差^[14]。受人类活动影响较小,湖泊的演化基本受自然条件下的气候变化制约。

对纳木错过去环境变化的研究已经开展了许多

第一作者简介:朱立平 男 41 岁 研究员 全球变化与第四纪环境专业 E-mail:lpzhu@itpcas.ac.cn

^{*} 国家重点基础研究发展规划项目(批准号:2005CB422002)、国家自然科学基金项目(批准号:40571172 和 40331006)和中国科学院知识创新工程方向性项目(批准号:KZCX3-SW-339)资助

2007-04-19 收稿,2007-05-15 收修改稿

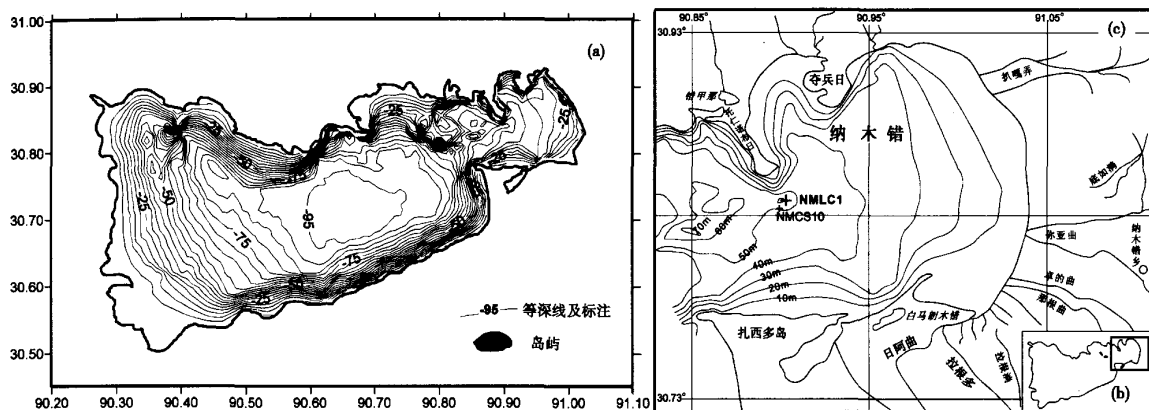


图 1 纳木错湖区水下地形与采样点位置

(a) 纳木错湖区等深线 (b) 纳木错东部湖盆位置 (c) 纳木错东部湖盆水下地形和采样点

Fig. 1 Bathymetric lines of Nam Co and the core sampling site

工作,但无论是从较长时间尺度的晚更新世以来^[15-19],还是中等时间尺度的全新世以来^[20,21],研究依据的材料基本都是湖岸阶地沉积。对纳木错湖水的水深测量表明,水深在 90m 左右的区域占整个湖区面积的 50% 以上,水下地形分布显示了与湖岸构造线的一致性(见图 1)¹⁾。同时,地震剖面调查表明²⁾湖区深水区域的沉积物厚度在 15 ~ 30m,显示了与巨大的水深和湖面面积不相称的特点。因此,纳木错地区晚更新世以来的新构造差异升降活动可能比较活跃,使湖岸阶地的形成具有气候变化引起的湖面升降和新构造活动的双重因素。目前,对纳木错湖区短时间尺度的过去环境变化研究还比较少,有限的研究结果^[22]与近代器测气象记录和遥感影像分析^[23]存在一定矛盾,需要从湖泊现代沉积过程方面开展更多的工作。

2 样品采集与环境代用指标测定

2.1 湖泊调查与沉积物采样

纳木错面积广大,湖泊补给复杂。前人的历次考察中基本上是围绕湖泊周边或在湖区边缘进行^[14],缺乏对湖区水下地形以及沉积物搬运和沉积过程的了解。笔者首次对整个纳木错水深和典型区域沉积物厚度进行了测量。用于水深测量的仪器为

中海达公司 HD-27 单频回声测深仪和 HD8500 信标 GPS 接收机,沉积物厚度测量利用德国 Innomart Technologie GmbH 生产的 SES-96 沉积物回声仪。根据水下地形分析发现在湖区东部存在一个水深超过 50m 的水下盆地(见图 1),盆地地形平缓,适于钻孔岩芯样品提取。2005 年,笔者在该盆地中心 60m 水深处用活塞取样器采集了 1 个全长 332cm 主要为粉砂粘土组成的岩芯(NMLC1 孔)。岩芯采集后以原样保存在取样的 PC 材质塑料管中,并在实验室以 1cm 间隔进行分样。

2.2 年代测定及深度-年代模式

根据沉积物特点对 NMLC1 岩芯 12 个样品进行 AMS ¹⁴C 测年。测年在北京大学加速器质谱和第四纪年代测定实验室完成,对获得的 12 个 ¹⁴C 年代利用 IntCal04 树轮校正曲线^[24]和 OxCalv3.10 程序³⁾进行日历年龄校正(表 1)。由于顶部 1cm 和 17cm 两个深度 ¹⁴C 年龄分别为 2420 ± 30a.B.P. 和 1995 ± 30a.B.P.,显示了明显的“碳库”效应,因此笔者利用在 NMLC1 孔附近 50m 水深处获得的重力钻(NMCS10 孔)沉积速率结果进行了简单的“碳库”效应剔除。NMCS10 孔全长 67cm,¹³⁷Cs 和 ²¹⁰Pb 测定显示其平均沉积速率约为 1.17mm/a⁴⁾,利用此沉积

1) 王君波, 朱立平. 纳木错湖泊初步测量结果研究. 纳木错圈层相互作用综合观测研究站年报, 2006, 1: 42 ~ 46

2) Gehard Daut. Reconstruction of the Hydrological cycle in the Nam Co area-Results of hydroacoustic investigations and sediment analysis. Presentation of 4th Sino-Germany Tibetan Plateau Research Workshop. 2007, Kunming

3) Christopher B R. 2005. www.rlaha.ox.ac.uk/orau/oxcal.html

4) Philip Steeb (Institut für Umweltgeologie, Technische Universität, Braunschweig) and others. 2007. Abstract of 17th INQUA

表 1 纳木错 NMLC1 孔 AMS ¹⁴C 测年与日历年龄校正及其“老碳”效应估算

实验室编号	深度/cm	测年材料	¹⁴ C 年龄/aB. P.	日历年龄/aB. P. (距 2005 A. D.)	沉积速率推断年龄 /aB. P. (距 2005 A. D.)	“碳库”效应 /a	剔除“碳库” 效应年龄/aB. P.
BA06365	1	全样	2420 ± 30	2485 ± 80	9	2476	9
BA06366	17	全样	1995 ± 30	1995 ± 70	145	1850	145
BA06367	65	全样	1955 ± 35	1960 ± 85	555	1405	555
BA06368	120	全样	2230 ± 30	2270 ± 65	1026	1244	1026
BA06369	190	全样	2990 ± 30	3225 ± 100	1623	1602	—
BA06370	200	全样	2775 ± 30	2925 ± 80	1709	1216	1709
BA06371	260	全样	3035 ± 35	3305 ± 110	—	1230	2075
BA06372	272	全样	3730 ± 35	4200 ± 95	—	1230	2970
BA06373	285	全样	5685 ± 35	6535 ± 90	—	1230	5305
BA06374	290	全样	6085 ± 35	6990 ± 95	—	1230	5760
BA06375	300	全样	6860 ± 40	7755 ± 90	—	1230	6525
BA06376	332	全样	8510 ± 40	9560 ± 40	—	1230	8330

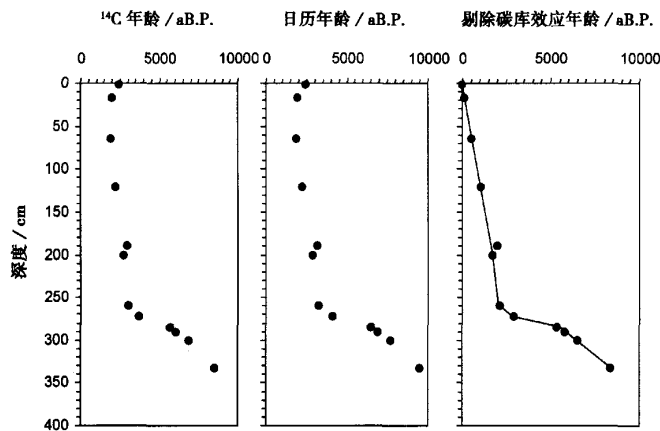


图 2 纳木错 NMLC1 孔深度—年代分布

Fig. 2 Depth-age distribution of the NMLC1 core at Nam Co

速率估算 NMLC1 孔上部 200cm 各 ¹⁴C 年龄位置的
实际年代分别为 9aB. P., 145aB. P., 555aB. P.,
1026aB. P., 1623aB. P. 和 1709aB. P., “碳库”效应分
别为 2476a, 1850a, 1405a, 1244a, 1602a 和 1216a (见
表 1)。从表 1 的结果发现, NMLC1 孔岩芯的“碳
库”效应从上到下逐渐降低, 在 100 ~ 200cm 深度
内, 除 190cm 深度 ¹⁴C 年龄由于出现倒转而不考虑
外, 120cm 和 200cm 两个深度的“碳库”效应分别
为 1244a 和 1216a, 表现出相对稳定的特点。因此, 对
整个 NMLC1 岩芯而言, 200cm 深度以上部分的年龄
以沉积速率年龄进行“碳库”校正, 200cm 深度以下
部分的年龄以 120cm 和 200cm 深度的平均“碳库”
年龄 (1230a) 进行校正, 据此获得整个岩芯的年代
序列 (图 2)。

一般而言, 在相同的沉积动力条件下, 由于重力

作用使得粗颗粒在水中的沉积速率大于细颗粒。沉
积物越粗, 其沉积速率越快, 所需要的沉积时间越
少。因此, 在给定的时间范围内, 单位长度沉积物所
需的沉积时间与其平均粒径成反比。据此, 在测定
的相邻两个时间点内, 利用每个样品的长度和平均
粒径推导出其沉积所需的时间比例, 再计算其绝对
年代值。所得结果绘于图 2。

2.3 沉积物环境代用指标的测定

纳木错湖区处于高海拔寒冷地带, 周边地表以
高寒草甸为主, 并有少量灌木发育。沉积物采样点
水深 60m, 水深在 15 ~ 25m 出现温跃层, 环境光在
水深 15m 左右衰减到表面的 10%, 25m 左右衰减到
表面的 5%, 而到 30m 衰减到只有表面的 0.2%¹⁾。
因此, 湖区温度变化、地表径流和水深变化都会对沉

1) 王君波, 朱立平. 纳木错湖泊初步测量结果研究. 纳木错圈层相互作用综合观测研究站年报, 2006, 1: 42 ~ 46

积物的粗细、有机成分与含量、矿物组成等产生影响。本研究从沉积物的颗粒组成、有机化学成分以及矿物指标方面进行了全新世时期沉积物对环境变化的反映研究。

对 NMLC1 孔岩芯进行了比较全面的物理、化学指标分析。粒度(Master Sizer 2000 测量)在中国科学院地理科学与资源研究所完成;碳酸盐含量(化学反应气体法)在中国地质科学院地质研究所完成;矿物(X 射线衍射法)在中国科学院地质与地球物理研究所完成;总有机碳(TOC-V_{CPH} 测量)、总氮(TN,凯氏滴定法)、元素地球化学(Thermal X-s ICP-MS 测量)等在中国科学院青藏高原研究所完成。

生物标志化合物测量样品用冷冻干燥仪冷冻干燥,经研磨后取 10~12g 采用索氏抽提法提取样品中的可溶有机物。溶剂为二氯甲烷和甲醇(10:1),抽提 72 小时,用纯铜片脱硫。其中抽提温度控制在 66℃,冷却循环水低于 15℃,回流次数不低于 10 次/小时。抽提液经氮气冷却蒸发浓缩至 0.5ml 后转换溶剂,经过硅胶/无水硫酸钠层析柱(柱内径 24mm,用湿法装柱依次填入 5cm 硅胶和 1cm 无水硫酸钠)分离,依次用 80ml 正己烷、60ml 氯仿、60ml 甲醇淋洗,分别得到正构烷烃、芳烃和极性组分。将正构烷烃组分用柔和氮气吹干,定容至 200μL 用于 Polaris-Q GC/MS 测量。

粒度、TOC 和 TN 以 1cm 间隔取样测量,其他指标依据样品情况取样测量间隔为 5~10cm。

3 沉积物环境代用指标分析

3.1 TOC, TN 与 C/N

湖泊沉积物的总有机碳含量是其内源和外源有机质输入和保留的反映,主要受水生生物以及陆源植被的影响^[25],总氮则基本反映了湖泊的营养条件^[26]。由于研究时段内沉积物样品的 C/N 值基本低于 8(图 3),意味着 TOC 的输入一直以水生生物为主^[26]。水生生物的生长受制于湖泊营养条件和温度变化。NMLC1 孔在绝大部分时段 TN 与 TOC 发生同步变化,但 TN 的变幅明显低于 TOC 的变幅,说明营养条件对 TOC 的控制作用远远不如温度变化的影响。在 8100~7800a.B.P. 时段,TN 升高而 TOC 基本没有变化,说明温度条件对 TOC 的限制作用超过营养条件增加的影响;大约在 1100a.B.P. 和 700a.B.P. 两个时间,TN 降低而 TOC 变化很小,则可能指示了陆源有机质比例升高。对于陆源植被而言,在海拔高达 4700m 以上的纳木错地区,气温和降水均对高寒草甸和灌丛植被的生长具有影响^[27]。由于巨大湖泊的湿度效应,使得温度对整个流域的地表植被发育影响更为突出。总的来看,NMLC1 孔的 TOC 变化基本上是与温度变化相关。根据 TOC 和 TN 变化,可以将 NMLC1 孔反映的环境变化分为 3 个阶段:早期约 8400~6400a.B.P.,中期 6400~2900a.B.P. 和晚期 2900a.B.P.~现在(见图 3)。

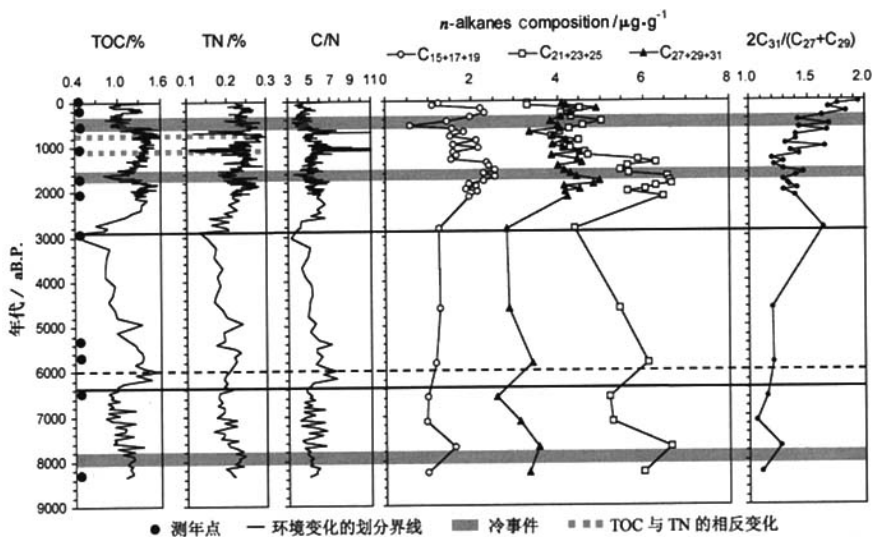


图 3 纳木错 NMLC1 孔有机碳、总氮含量和正构烷烃组成

Fig. 3 TOC, TN contents, and *n*-alkanes composition of the NMLC1 core at Nam Co

约 8400 ~ 6400aB. P., NMLC1 孔的 TOC 和 TN 基本呈现波动性缓慢下降趋势,反映了全新世早期气候回暖过程的不稳定性; 8100 ~ 7800aB. P. 时段, TN 升高可能增加内源有机质总量,但同期的 TOC 没有明显变化,指示可能有一次温度下降过程限制了外源有机质的产出和输入湖泊。6400 ~ 2900aB. P. 可以分为两个时期,早期(6400 ~ 6000aB. P.)的 TOC 开始升高,在 6000aB. P. 左右到达其峰值,同期的 TN 基本没有变化,反映了温度对 TOC 的绝对控制作用;晚期(6000 ~ 2900aB. P.)的 TOC 呈现波动下降,在 2900aB. P. 到达谷值,同期的 TN 尽管也具有波动下降的趋势,但变幅远远小于 TOC 变化,表明温度对 TOC 变化仍然具有主导作用。TOC 的变化反映了中全新世早期十分温暖的条件和后期出现的冷事件^[28-30]。2900aB. P. ~ 现在,尽管 TOC 早期急剧升高,但总的来看是振动下降,在 1700 ~ 1500aB. P. 和 600 ~ 300aB. P. 下降非常剧烈,代表了 2 次降温事件。

3.2 正构烷烃(*n* - alkanes)

陆生高等植物的类脂物与细菌、藻类的类脂物在组成和分布特征上有明显的差异,能够在其分子级的标志物上得以反映。浮游生物和光合细菌带来的烷烃主要是 *n*-C_{15,17,19}, 沉水和漂浮大型维管植物表现为 *n*-C_{21,23,25}。陆生植物含有较多的 *n*-C_{27,29,31}^[31-33]。鉴于 *n*-C_{27,29} 代表了木本植物输入, *n*-C₃₁ 指示草本植物的输入^[33-36], 利用 $2C_{31}/(C_{27} + C_{29})$ 可衡量长链烷烃中草本和木本植物来源的相对丰度。对干旱区湖泊沉积物有机分子与陆面降水量和降水强度的关系研究表明,沉积物中代表陆生高等植物的烷烃长链分子的富集总是与高降水量和降水强度相关,说明烷烃长链分子主要来源于降水带入湖泊的陆源碎屑物^[34, 35]。在 NMLC1 孔中, $C_{21+23+25}$ 总是高于 $C_{27+29+31}$ 和 $C_{15+17+19}$, 说明沉水植物的烷烃输入量总是大于陆源高等植物,证实有机质成分主要来自湖泊内源。随着水深增加,温度降低,光照迅速减少,直接影响到沉水植物的生长;而在水深过浅的时候,沉水植物又会被陆源高等植物代替,因此 $C_{21+23+25}$ 和 $C_{27+29+31}$ 的变化不仅受到温度变化的制约,也受到湖面波动的影响。由于湖泊浮游生物受温度和湖泊营养条件的共同作用,因此, $C_{15+17+19}$, $C_{21+23+25}$ 和 $C_{27+29+31}$ 的组合清晰地反映了环境变化的过程。

约 8400 ~ 2900aB. P. 期间,除在 7800aB. P. 前

后有一次异常增加外, NMLC1 孔的 $C_{15+17+19}$ 相对稳定,但 $C_{21+23+25}$ 和 $C_{27+29+31}$ 则显示与 TOC 具有相似的变化,能够区分出约 8400 ~ 6400aB. P. 和 6400 ~ 2900aB. P. 两个时段。 $C_{15+17+19}$ 和 $C_{21+23+25}$ 在 7800aB. P. 左右均有升高,与同期的 TN 增加相适应,说明营养条件对浮游生物和沉水植物具有明显的促进作用;但同期的 $C_{27+29+31}$ 变化很小, $2C_{31}/(C_{27} + C_{29})$ 上升指示其中的草本成分增多,因此,地表温度变化可能不利于陆源高等植物发展,同时温度的限制作用可能抵消了营养条件增加对浮游生物和沉水植物发展的促进,使得 TOC 的总量没有出现变化。6400 ~ 6000aB. P. 期间, $C_{21+23+25}$ 和 $C_{27+29+31}$ 同时降低和升高而 $C_{15+17+19}$ 和代表草本比例的 $2C_{31}/(C_{27} + C_{29})$ 保持稳定,说明沉水植物和陆源高等植物的发展与温度变化密切相关;在一定的温度条件下,浮游生物仅对湖泊营养条件敏感;草本和木本植物没有表现出对温度和降水变化的敏感性差异,这可能是具有足够的温度和陆面降水增加引起的结果。3000 ~ 2900aB. P. 期间, $C_{21+23+25}$ 和 $C_{27+29+31}$ 同时下降而 $C_{15+17+19}$ 保持稳定,说明沉水植物和陆源高等植物对温度下降具有相同的反应,而浮游生物的敏感性较弱,反映了温度下降幅度不大的特征。在相同的温度条件下,由于 $C_{21+23+25}$ 出现较大的下降幅度,反映了沉积位置水深变得过浅或过深而更不利于沉水植物发育,但是陆源高等植物中代表草本比例的 $2C_{31}/(C_{27} + C_{29})$ 呈现上升,反映当时有大量的草本发育和输入湖泊,具有干旱条件下的浅水湖泊特征。2900aB. P. ~ 现在,尽管 $C_{15+17+19}$ 和 $C_{27+29+31}$ 出现强烈波动,但平均值变化不大,说明温度变化表现为波动的特点,其趋势化较弱; $C_{21+23+25}$ 出现了较大幅度的波动下降和 $2C_{31}/(C_{27} + C_{29})$ 波动上升,说明在水深条件越来越不适合沉水植物生长的同时,陆面流水条件则满足草本植物发育并输入湖泊。其中在 1800 ~ 1600aB. P., $C_{21+23+25}$ 和 $C_{27+29+31}$ 下降而 $C_{15+17+19}$ 却呈现增加,说明沉水植物和陆源高等植物的减少主要与湖面下降和陆面湿度降低有关,温度下降的影响较弱。600 ~ 300aB. P., $C_{15+17+19}$ 的下降,而 $C_{21+23+25}$ 和 $C_{27+29+31}$ 略有升高,可能与当时的 TN 减少有关,同时温度下降也具有强烈影响,但在一定水深和陆面湿度条件下,沉水植物和陆源高等植物能够减小其衰退程度。

3.3 粒度与碳酸钙

湖泊沉积物的粒度是沉积水动力大小的反映。

研究表明,湖水越深,水动力越弱^[37]。在较弱的水动力条件下,搬运能力下降,沉积物颗粒变细,因此沉积物细颗粒成分的改变能够更加敏感地反映水动力条件或者物质来源的变化^[38]。从 NMLC1 孔的粒度分布看(图 4),约 8400 ~ 6400aB. P. 期间,除 $<4\mu\text{m}$ 含量缓慢减少和 $4\sim63\mu\text{m}$ 含量缓慢增加外,平均粒径(Mz)以及 $>63\mu\text{m}$ 成分变化不大,指示了一个逐渐增加的弱流水过程正在逐渐将粗颗粒带入湖泊,而从超过 10% 的 $>63\mu\text{m}$ 成分看,当时水深不大。6400 ~ 2900aB. P. 期间,各个粒度组分均出现强烈的波动, $<4\mu\text{m}$ 含量急剧减少,平均粒径和 $>63\mu\text{m}$ 含量波动增加,粒度分选较差,指示了湖泊受表层水流扰动和地表流水快速增加的状态;至 2900aB. P., 平均粒径和 $>63\mu\text{m}$ 含量均达到峰值,代表强烈的水动力和浅水条件出现使物质粗细混杂并来不及分选就沉积下来。2900aB. P. ~ 现在, $>63\mu\text{m}$ 和 $<4\mu\text{m}$ 含量均占极少的比例,粒径大小主要以 $4\sim63\mu\text{m}$ 成分为主,反映了湖泊补给水流的稳定并能够维持一定的水深。

沉积物碳酸盐含量的变化与其物源和沉积后生条件具有密切联系。纳木错流域缺少碳酸盐质基岩,但环湖二级阶地上普遍存在一层湖滩岩^[39],反映湖泊蒸发对碳酸盐岩析出的巨大影响。因此,与其他干旱区湖泊的缩小和扩张一样,碳酸盐的析出和沉淀与否具有重要的指示意义^[40]。NMLC1 孔的 CaCO_3 含量在约 8400 ~ 6400aB. P. 期间普遍较高(见图 4),与当时不大的水深是一致的,而其在

7200aB. P. 的高值由于缺乏其他指标的支持而显得难以解释。6400 ~ 2900aB. P. 的 CaCO_3 含量相对较低并且变化平稳,表明湖泊的水量一直处于增加或平衡状态,使 CaCO_3 来不及析出和沉淀。约 2900aB. P., CaCO_3 仍在一个高值上得以维持然后出现下降,可能与当时湖泊由浅向深转化有关。2900aB. P. ~ 现在, CaCO_3 含量出现波动上升的趋势,由于这个时期入湖河流稳定并且湖泊具有一定深度, CaCO_3 含量的增加则指示了较强的干旱过程。其中在 1800 ~ 1600aB. P. 和 800 ~ 300aB. P. 的降温时段(见图 3),均有 CaCO_3 含量的高值出现,反映了冷干组合的特点。

3.4 粘土矿物组合与地球化学元素

利用湖泊沉积物的矿物进行环境变化分析,其前提是这些矿物主要来自母岩的风化物质,而忽略沉积以后的再沉积成分^[37],因此沉积物中的矿物及其组合反映了沉积时的流域地表出露的物质成分类型和侵蚀条件。前人曾经利用湖岸阶地中的粘土矿物对环境变化的信息开展讨论^[19],而也有研究涉及了水下钻孔沉积物中的矿物组合与环境^[41]。X 光衍射显示,纳木错 NMLC1 孔的粘土矿物主要有石英(Quartz)、方解石(Calcite)、斜长石类(Plagioclase)、单水方解石($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$)、云母或伊利石(Mica/Illite)、绿泥石(Chlorite)、石膏(Gypsum)、锰白云石(Manganese-dolomite)和闪石类(Amphibole)。其中石膏和闪石类仅在个别样品中出现,而

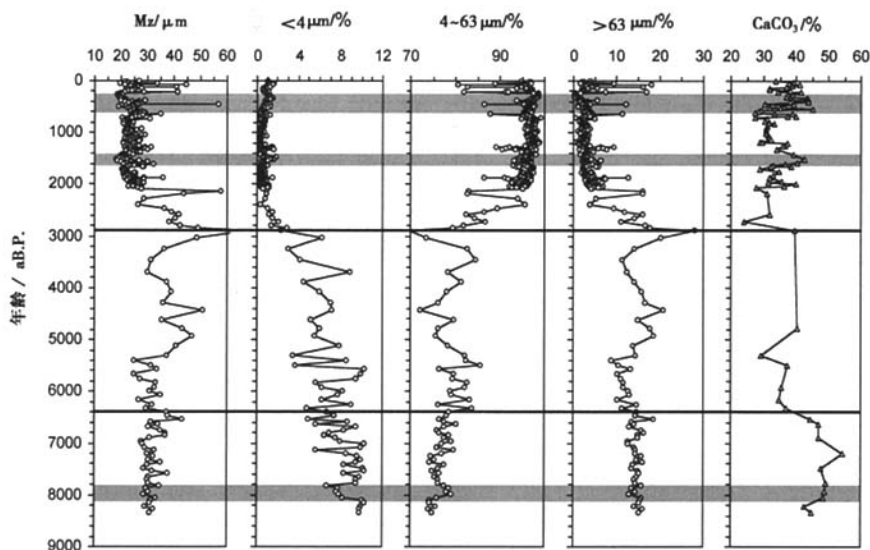


图 4 纳木错 NMLC1 孔粒度和碳酸钙含量变化

Fig. 4 Grain-size and CaCO_3 content of the NMLC1 core at Nam Co

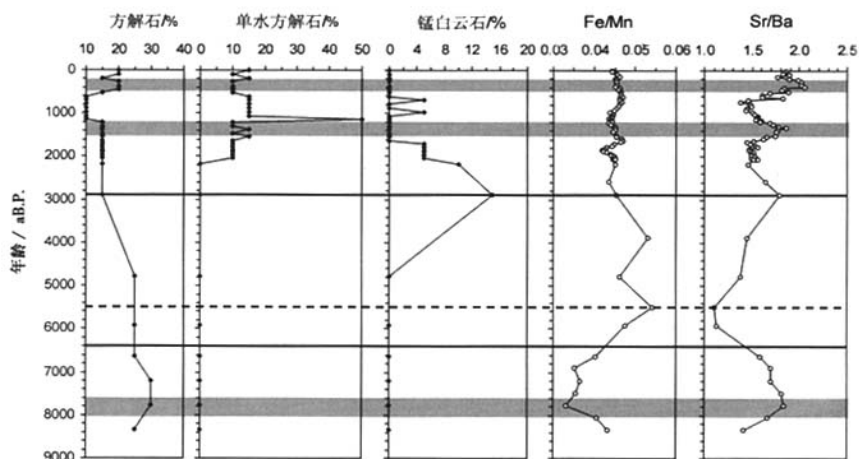


图5 纳木错 NMLC1 孔粘土矿物和地球化学元素变化

Fig. 5 Clay minerals and chemical element ratios of the NMLC1 core at Nam Co

云母或伊利石和绿泥石在样品中的含量没有变化, 不具环境变化讨论的意义。

许多研究利用湖泊沉积物中的元素及其比值解释环境变化^[42,43], 但是由于湖泊沉积的复杂性和沉积后的各种变化, 大部分元素的组分与环境变化之间缺乏直接的联系。Fe 和 Mn 对环境的氧化/还原条件特别敏感^[44], 对于湖底沉积物来说, 水深越大, 沉积环境的还原性越强。因为 Fe^{2+} 要比 Mn^{2+} 氧化速度快, Mn 的氢氧化物要比 Fe 的氧化物更容易还原, 因此 Fe/Mn 的高值能够用来反映古缺氧或者低氧事件(例如, 深水或者变冷), 这种环境下表现为 Mn 容易衰竭而含量减少^[45]。Sr 和 Ba 相比具有较强的溶解性。当湖泊扩张或缩小而引起体积变化时, 由于 Sr 的较强溶解性使其在水中总量变化很小, 而 Ba 则会在湖水体积减小时迅速析出, 与酸根离子结合形成沉淀, 使得湖水中的 Ba 减少, Sr/Ba 升高^[46]。湖水中的元素比例通过沉积过程传递到沉积物中, 成为利用元素比值判断环境变化的依据。

纳木错的 NMLC1 孔, 7800 ~ 7200a.B.P. 期间方解石含量相对增加一方面可能与当时的湖泊面积较小, 流域在干旱条件下的风化有关, 另一方面也可能是浅水湖泊有利于自生方解石结晶的结果(图 5)。当时的地球化学元素比值 Fe/Mn 下降和 Sr/Ba 上升反映了水深下降湖泊收缩的情况; 到 5500a.B.P., Fe/Mn 持续上升和 Sr/Ba 持续下降反映了湖泊水深

不断增加, 面积扩张的趋势。7200 ~ 5500a.B.P. 时期的湖泊扩张得到大量的陆面流水补给, 可能与当时温度升高带来大量冰川融水增加有关。5500a.B.P. 之后, Fe/Mn 波动下降和 Sr/Ba 持续上升指示湖泊面积开始收缩, 至 2900a.B.P. 左右, Fe/Mn 和 Sr/Ba 均到达谷值和峰值, 同时来源于干旱风化区的锰白云石(Manganese-dolomite)大量出现, 说明流域地表处在较强的干旱条件控制之下, 导致湖泊大幅度退缩, 地表干旱化风化强烈。该时期的粗颗粒含量和细颗粒含量均大量增加代表了干旱区陆面降水季节分配不均, 粗细颗粒在地表流水作用下被混杂带入湖泊。2900a.B.P. ~ 现在, Sr/Ba 的波动变化反映了湖泊的 3 次扩张与 2 次退缩过程, 但总的趋势是退缩。单水方解石($\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$)的出现并保持一个稳定比例则说明湖水已经具有较高的 Mg/Ca 和一定矿化度¹⁾, 并指示了水体开始变冷²⁾。

4 讨论和结论

西藏纳木错水深 60m 位置获得的 NMLC1 孔岩芯具有较高的时间分辨率和敏感的环境变化指标, 能够相对精细地揭示该区 8.4ka 以来的环境变化。多种环境代用指标表明, 该区 8.4ka 以来环境变化能够分为比较明显的 3 个阶段: 早期约 8400 ~ 6400a.B.P., 中期 6400 ~ 2900a.B.P., 晚期 2900a.B.P. ~ 现在。

1) 李明慧, 朱立平, 康世昌等. 青藏高原纳木错沉积物中单水碳酸钙石的发现及成因分析. 纳木错圈层相互作用综合观测研究站年报, 2006, 1: 142 ~ 150

2) 德国柏林自由大学地理系 Britta Shütte 教授个人通讯讨论

TOC 和代表沉水植物与陆源高等植物的正构烷烃升高显示约 8400 ~ 6400aB. P. 为温度缓慢下降的阶段,这个时期粒度、碳酸钙和元素比指示湖泊水深不大,陆面流水逐渐增强,整个流域尚处于由干燥逐渐转向湿润的环境。在 8100 ~ 7800aB. P. 之间,增加的 TN 与稳定的 TOC 显示了温度降低的明显控制作用,陆源高等植物的正构烷烃成分显示草本占据优势,碳酸钙和元素比显示湖泊缩小,水深变浅,并可能有自生方解石析出。因此,纳木错地区约 8400 ~ 6400aB. P. 与其他地区的早全新世具有相似的特点:都表现为温度在初期升高后即缓慢下降,陆面流水逐渐加强的环境变化特点,8100 ~ 7800aB. P. 之间的冷干事件代表了早全新世环境变化的不稳定性。

纳木错地区在 6400 ~ 2900aB. P. 期间表现出由暖湿向冷干转换的特征,相当于整个中全新世阶段。该阶段早期(6400 ~ 6000aB. P.),较高的 TOC 和代表沉水植物与陆源高等植物的正构烷烃增加显示了较为温暖的特征,这时相对稳定而细颗粒增加的粒度成分代表了一个湖泊水深逐渐增加的状态,这个状态也反映在元素比 Fe/Mn 增加和 Sr/Ba 下降上;晚期(6000 ~ 2900aB. P.),上述指标出现基本相反的变化,TOC 和正构烷烃下降,其中草本含量的相对增加指示了干旱的环境,粒度明显增加代表强烈的地表流水能够影响到湖泊沉积物,碳酸钙和元素比显示了湖泊向收缩的方向发展,并沉积了干旱区风化产生的锰白云石矿物,这种冷干化的特征在 2900aB. P. 左右达到最强程度,反映了全新世的新冰期事件,之后又很快向暖湿化的方向恢复。纳木错地区的中全新世环境特征与前人在高原西部的班公错^[7]、松稀错^[28]和色林错^[29]获得的结果比较一致,但晚期环境特征与青海湖^[5, 47]的结果有些差异,与藏南的佩枯错^[48]和沉错^[11]得到的结果也存在不同,这可能是由于纳木错所处的气候区域与西风环流更为密切,而青海湖和藏南地区更多地受到季风影响的原因造成的。

与青藏高原的其他地区一样,纳木错流域在晚全新世同样表现出向冷干方向的变化特点。值得指出的是,由于 NMLC1 孔较高的时间分辨率和敏感的环境指标,使得 1800 ~ 1600aB. P. 和 800 ~ 300aB. P. 两个阶段的冷事件得以明显反映。1800 ~ 1600aB. P. 的寒冷是公元初年的降温表现,具有干偏冷特征,800 ~ 300aB. P. 降温则是小冰期的体现。

尽管已经有许多研究涉及到青藏高原中部的气候环境变化历史,但 NMLC1 孔重建的环境变化序

列则是第一次提供了该地区高分辨率的近乎覆盖全新世的连续环境记录,其与高原其他地区环境变化的异同不仅说明气候环境变化的区域性差异,也为研究这种差异的变化及其反映的季风演化历史提供了更加全面的材料。

参考文献 (References)

- 1 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. 科学通报, 1998, 43(6): 633 ~ 636
Feng Song, Tang Maocang, Wang Dongmei. New evidence for the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau as a pilot region of climatic fluctuation in China. *Chinese Science Bulletin*, 1998, 43(20): 1745 ~ 1749
- 2 Miehle G, Miehle S, Schlutz F et al. Palaeoecological and experimental evidence of former forests and woodlands in the treeless desert pastures of Southern Tibet (Lhasa, A. R. Xizang, China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, 242(1 ~ 2): 54 ~ 67
- 3 Wang Sumin, Li Jianren. Lacustrine sediments—An indicator of historical climatic variation: The case of Qinghai lake and Daihai lake. *Chinese Science Bulletin*, 1991, 36(16): 1364 ~ 1368
- 4 Lister G S, Kelts K, Chen K Z et al. Lake Qinghai: China closed-basin lake levels and the oxygen isotope record for ostracoda since the Late Pleistocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1991, 84: 141 ~ 162
- 5 张彭熹,张保珍,钱桂敏等. 青海湖全新世以来古环境参数的研究. 第四纪研究, 1994, (3): 225 ~ 238
Zhang Pengxi, Zhang Baozhen, Qian Guimin et al. The study of paleoclimatic parameter of Qinghai Lake since Holocene. *Quaternary Sciences*, 1994, (3): 225 ~ 238
- 6 Gasse F, Anole M, Fontes J C et al. A 13000-year climate record from Western Tibet. *Nature*, 1991, 353: 742 ~ 745
- 7 Gasse F, Fontes J C, van Campo E et al. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 4: Discussion and conclusions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1996, 120: 79 ~ 92
- 8 Kashiwaya K, Masuzawa T, Morinaga H et al. Changes in hydrological conditions in the central Qing-Zang (Tibetan) Plateau inferred from lake bottom sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, 135(1 ~ 4): 31 ~ 39
- 9 齐文,郑绵平. 西藏扎布耶湖 ZK91-2 钻孔沉积特征与气候环境演化. 湖泊科学, 1995, 7(2): 133 ~ 140
Qi Wen, Zheng Mianping. Sedimentary characteristics of ZK91-2 core and climate-environmental evolution of Zabuye lake, Tibet Plateau. *Journal of Lake Sciences*, 1995, 7(2): 133 ~ 140
- 10 彭金兰. 西藏佩枯错距今 13000 ~ 4500 年间的介形类及环境变迁. 微体古生物学报, 1997, 14(3): 239 ~ 254
Peng Jinlan. Ostracod assemblages and environmental changes during 13000 ~ 4500aB. P. in Peiku Co, Tibet. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 1997, 14(3): 239 ~ 254
- 11 朱立平,王君波,陈玲等. 藏南沉错湖泊沉积多指标揭示的 2 万年以来环境变化. 地理学报, 2004, 59(4): 514 ~ 524
Zhu Liping, Wang Junbo, Chen Ling et al. 20,000-years environmental change reflected by multidisciplinary lake sediments in Chen Co, Southern Tibet. *Acta Geographica Sinica*, 2004, 59(4): 514 ~ 524
- 12 赵希涛,吴中海,胡道功等. 西藏错鄂及邻区晚更新世高位湖相沉积的发现及其意义. 地球学报, 2005, 26(4): 291 ~ 298

- Zhao Xitao, Wu Zhonghai, Hu Daogong *et al.* The discovery of Late Pleistocene highstand lacustrine sediments of the Co Ngoin Lake and adjacent areas, Tibet. *Acta Geoscientica Sinica*, 2005, **26**(4): 291 ~ 298
- 13 魏乐军, 郑邦平, 蔡克勤. 西藏纳错发现全新世第一次冷期的证据. 地学前缘, 2000, **7**(2): 508
Wei Lejun, Zheng Mianping, Cai Keqin. The evidence of the first cold event during Holocene in Dong Co, Tibet. *Earth Science Frontiers*, 2000, **7**(2): 508
- 14 关志华, 陈传友, 区裕雄等著. 西藏河流与湖泊. 北京: 科学出版社, 1984. 176 ~ 182
Guan Zhihua, Chen Chuanyou, Ou Yuxiong *et al.* Rivers and Lakes in Tibet. Beijing: Science Press, 1984. 176 ~ 182
- 15 吴中海, 赵希涛, 吴珍汉等. 西藏纳木错地区约 120kaBP 以来的古植被、古气候与湖面变化. 地质学报, 2004, **78**(2): 242 ~ 252
Wu Zhonghai, Zhao Xitao, Wu Zhenhan *et al.* Palaeovegetation, palaeoclimate and lake-level change since 12kaBP in Nam Co, Central Xizang. *Acta Geologica Sinica*, 2004, **78**(2): 242 ~ 252
- 16 赵希涛, 朱大岗, 严富华等. 西藏纳木错末次间冰期以来的气候变迁与湖面变化. 第四纪研究, 2003, **23**(1): 41 ~ 52
Zhao Xitao, Zhu Dagang, Yan Fuhua *et al.* Climatic change and lake-level variation of Nam Co, Xizang since the last interglacial stage. *Quaternary Sciences*, 2003, **23**(1): 41 ~ 52
- 17 邵兆刚, 孟宪刚, 朱大岗等. 西藏纳木错晚更新世以来古降水量变化及其环境响应. 地质力学学报, 2004, **10**(4): 337 ~ 343
Shao Zhaogang, Meng Xiangang, Zhu Dagang *et al.* Variation of precipitation in Nam Co, Tibet, since the Late Pleistocene and its environmental response. *Journal of Geomechanics*, 2004, **10**(4): 337 ~ 343
- 18 朱大岗, 孟宪刚, 赵希涛等. 西藏纳木错盆地 116ka 以来沉积演化与青藏高原隆升. 地质力学学报, 2005, **11**(2): 172 ~ 180
Zhu Dagang, Meng Xiangang, Zhao Xitao *et al.* Sedimentary evolution of the Nam Co basin, Tibet, since 116 ka BP and Qinghai-Tibet Plateau uplift. *Journal of Geomechanics*, 2005, **11**(2): 172 ~ 180
- 19 朱大岗, 孟宪刚, 赵希涛等. 西藏纳木错晚更新世以来湖面变化和湖相沉积中粘土矿物显示的环境信息. 地质力学学报, 2004, **10**(4): 300 ~ 309
Zhu Dagang, Meng Xiangang, Zhao Xitao *et al.* Lake-level change of Nam Co, Tibet, since the Late Pleistocene and environment information of clay minerals in lacustrine deposits. *Journal of Geomechanics*, 2004, **10**(4): 300 ~ 309
- 20 吴中海, 赵希涛, 吴珍汉等. 西藏纳木错及邻区全新世气候与环境变化的地质记录. 冰川冻土, 2004, **26**(3): 275 ~ 283
Wu Zhonghai, Zhao Xitao, Wu Zhenhan *et al.* Geological records of climate and environment changes during the Holocene in the Nam Co lake and its adjacent areas. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2004, **26**(3): 275 ~ 283
- 21 朱大岗, 赵希涛, 孟宪刚等. 西藏纳木错扎弄剖面 10000 年以来的沉积间断和环境变化记录. 地质力学学报, 2003, **9**(4): 355 ~ 362
Zhu Dagang, Zhao Xitao, Meng Xiangang *et al.* Records of depositional breaks and environmental change at the Zanongtang section of Nam Co, Tibet since 10kaBP. *Journal of Geomechanics*, 2003, **9**(4): 355 ~ 362
- 22 王荣, 羊向东, 朱立平. 西藏纳木错过去 200 年来的环境变化. 第四纪研究, 2006, **26**(5): 791 ~ 798
Wang Rong, Yang Xiangdong, Zhu Liping. Environmental changes of Nam Co, Xizang during the last 200 years. *Quaternary Sciences*, 2006, **26**(5): 791 ~ 798
- 23 吴艳红, 朱立平, 叶庆华等. 纳木错流域近三十年来湖泊一冰川变化对气候的响应. 地理学报, 2007, **62**(3): 300 ~ 311
Wu Yanhong, Zhu Liping, Ye Qinghua *et al.* The response of lake-glacier area change to climate variations in Nam Co basin, Central Tibetan Plateau, during the last three decades. *Acta Geographica Sinica*, 2007, **62**(3): 300 ~ 311
- 24 Reimer P J, Baillie M G L, Bard E *et al.* IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0 ~ 26cal kyr BP. *Radiocarbon*, 2004, **46**(3): 1029 ~ 1058
- 25 Krishnamurthy R V, Bhattacharya S K, Sheela K. Palaeoclimatic changes deduced from $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and C/N ratios of Karewa lake sediments, India. *Nature*, 1986, **323**: 150 ~ 152
- 26 Meyers P A. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 1994, **114**(3 ~ 4): 289 ~ 302
- 27 张荣祖, 郑度, 杨勤业. 西藏自然地理. 北京: 科学出版社, 1982. 84 ~ 86
Zhang Rongzu, Zheng Du, Yang Qinye. Physical Geography of Xizang (Tibet). Beijing: Science Press, 1982. 84 ~ 86
- 28 Campo V E, Gasse F. Pollen- and diatom-inferred climatic and hydrological changes in Sumxi Co Basin (Western Tibet) since 13000yr BP. *Quaternary Research*, 1993, **39**: 300 ~ 313
- 29 Gu Zhaoyan, Liu Jiaqi, Yuan Baoyin *et al.* Monsoon variations of the Qinghai-Xizang Plateau during the last 12000 years—Geochemical evidence from the sediments in Siling Lake. *Chinese Science Bulletin*, 1993, **38**(7): 577 ~ 581
- 30 刘光秀, 施雅风, 沈永平等. 青藏高原全新世大暖期环境特征之初步研究. 冰川冻土, 1997, **19**(2): 114 ~ 123
Liu Guangxiu, Shi Yafeng, Shen Yongping *et al.* Holocene megathermal environment in the Tibetan Plateau. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1997, **19**(2): 114 ~ 123
- 31 Brassell S G, Eglinton G, Maxwell J R *et al.* Natural background of alkanes in the aquatic environment. In: Hutzinger O, van Lelyveld I H, Zoeteman B C J eds. Aquatic Pollutants. Oxford: Pergamon Press, 1978. 69 ~ 86
- 32 Meyers P A. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, 1997, **27**(5 ~ 6): 213 ~ 250
- 33 Meyers P A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological restructions; A summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, 2003, **34**(2): 261 ~ 289
- 34 Nishimura M, Mitamura O, Ahmet Y *et al.* Fluctuations in high molecular fatty acid as an indicator of paleoclimatic change in a Turkish lake sediment core. *Japan Review*, 1997, **8**: 221 ~ 228
- 35 Nishimura M, Mitamura O, Saijo Y *et al.* Geochemical information on biological sources of large amount of sedimentary organic matter in the Rio Doce Bailey lakes in Brazil. In: Tundisi J G, Saijo Y eds. Limnological Studies in Rio Doce Lakes, Brazil. Rio de Janeiro: Brazil Academy of Sciences, 1997. 169 ~ 187
- 36 刘建华, 祁士华, 张干等. 湖北梁子湖沉积物正构烷烃与多环芳烃对环境变迁的记录. 地球化学, 2004, **33**(5): 501 ~ 506
Liu Jianhua, Qi Shihua, Zhang Gan *et al.* Response of the *n*-alkanes and polycyclic aromatic hydrocarbons records in sediments from Lake Liangzi to the environmental change. *Geochimica*, 2004, **33**(5): 501 ~ 506
- 37 任明达, 王乃梁. 现代沉积环境概论. 北京: 科学出版社, 1981. 96 ~ 101
Ren Mingda, Wang Nailiang. Outline of the Modern Sedimentary Environment. Beijing: Science Press, 1981. 96 ~ 101
- 38 朱立平. 新疆叶城地区第四纪粗砂砾层沉积及其与昆仑山隆起的关系. 地理研究, 1992, **11**(4): 57 ~ 67

- Zhu Liping. The Quaternary coarses sand-gravels deposits in Yecheng, Xinjiang and the correlations with the uprising of Kunlun Mountains. *Geographical Research*, 1992, 11(4): 57~67
- 39 朱大岗, 赵希涛, 孟宪刚等. 西藏纳木错晚更新世湖滩岩. 地质论评, 2003, 49(4): 432~438
- Zhu Dagang, Zhao Xitao, Meng Xiangang *et al.* Late Pleistocene Lacustrine-beach rock around the Nam Co in Xizang. *Geological Review*, 2003, 49(4): 432~438
- 40 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. 湖泊科学, 1998, 10(2): 58~65
- Li Shijie, Ou Rongkang, Zhu Zhaoyu *et al.* A carbonate content record of Late Quaternary climate and environment changes from lacustrine core TS95 in Tianshuihai Lake basin, Northwestern Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. *Journal of Lake Sciences*, 1998, 10(2): 58~65
- 41 管章志, 师育新, 戴雪荣等. 安徽龙河口水库流域沉积物中粘土矿物分析及其环境意义. 岩石矿物学杂志, 2007, 26(1): 95~100
- Guan Zhangzhi, Shi Yuxin, Dai Xuerong *et al.* Clay minerals from sediments of Longhekou Reservoir basin and their environment significance. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2007, 26(1): 95~100
- 42 陈敬安, 万国江, 陈振楼等. 洱海沉积物化学元素与古气候演化. 地球化学, 1999, 28(6): 562~570
- Chen Jing'an, Wan Guojiang, Chen Zhenlou *et al.* Chemical elements in sediments of lake Erhai and paleoclimate evolution. *Geochimica*, 1999, 28(6): 562~570
- 43 Manalt F, Beck C, Disnar J R *et al.* Evolution of clay mineral assemblages and organic matter in the late glacial-Holocene sedimentary infill of Lake Annecy (northwestern Alps): Paleoenvironmental implications. *Journal of Paleolimnology*, 2001, 25(2): 179~192
- 44 Davison W. Iron and manganese in lakes. *Earth-Science Review*, 1993, 34: 119~163
- 45 Wersin P, Höhener P, Giovanoli R *et al.* Early diagenetic influence on iron transformations in a freshwater lake sediment. *Chemical Geology*, 1991, 90: 233~252
- 46 Zhu Liping, Chen Ling, Li Bingyuan *et al.* Environmental changes reflected by the lake sediments of the South Hongshan Lake, Northwest Tibet. *Science in China (Series D)*, 2002, 45(5): 430~439
- 47 Shen Ji, Liu Xingqi, Matsumoto R *et al.* A high-resolution climatic change since the Late Glacial Age inferred from multi-proxy of sediments in Qinghai Lake. *Science in China (Series D)*, 2005, 48(6): 742~751
- 48 黄 翥. 西藏佩枯错 13000~5000aB. P. 植被与环境. 古生物学报, 2000, 39(3): 441~448
- Huang Fei. Vegetation and climate between 13ka to 5kaB. P. in Peiku Co, Tibet. *Acta Palaeontologica Sinica*, 2000, 39(3): 441~448

ENVIRONMENTAL CHANGES REFLECTED BY CORE SEDIMENTS SINCE 8.4ka IN NAM CO, CENTRAL TIBET OF CHINA

Zhu Liping^① Wang Junbo^① Lin Xiao^{①③} Ju Jianting^{②③} Xie Manping^{①③} Li Minghui^①
Wu Yanhong^{②③} G. Daut^④ R. Mäusbacher^④ A. Schwalb^⑤

(^①Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085; ^②Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101; ^③Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049; ^④Institut für Geographie, Friedrich-Schiller-Universität, Jena, Germany; ^⑤Institut für Umweltgeologie, Technische Universität, Braunschweig, Germany)

Abstract

The Tibetan Plateau is a sensitive area to global changes due to its high elevation and frail surface ecosystem. This huge plateau induces and enhances the Asian monsoon that influences the plateau itself, East China, and even the whole Asia. Pursuing the changing history of monsoon and its impact in this environment-sensitive area is a key content for understanding the rules of climatic changes. Here, we present the initial results from a core sediment from Nam Co, Central Tibet to elucidate the Holocene environment changes in this area. By using echo-seismic profiler and hydro-echo-sounder, we investigated the water depth distribution of the most areas of the lake. One 332-cm long PISTON core was successfully taken at the east part of the lake at the site of 60m water depth. 12 AMS ¹⁴C dating data from top to bottom established a good time sequence of this core. TOC, TN, *n*-alkanes, grain-size, Fe/Mn, Sr/Ba, and CaCO₃ content were analyzed with the sample intervals from 1cm to 10cm. Results showed that since ca. 8400aB. P. the environmental change in this region can be divided into three stages. The early stage is from ca. 8400~6400aB. P. that is characterized by slight shifting from warm to cold with a cold-dry process during 8100~7800aB. P. The middle stage was from 6400~2900aB. P., during which the climate changed from warm-humid to cold-dry. However, around 2900aB. P. the climate once was slightly cold but strongly dry. The late stage was from 2900aB. P. to present that showed a general tendency toward cold-dry. The first temperature decline was around 1700~1500aB. P., following which the temperature was once increased. But the temperature decreased again around 800~300aB. P., which might be the results of the Little Ice Age.

Key words Tibetan Plateau, Nam Co, lake sediments, environmental change, since 8.4ka