

西藏纳木错湖芯正构烷烃及其反映的 8.4 ka 以来的环境变化

林晓, 朱立平*, 汪勇, 王君波, 谢曼平, 鞠建廷, Roland Mäusbacher, Antje Schwalb

中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085;

中国科学院研究生院, 北京 100049;

中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101;

Institut für Geographie, Friedrich-Schiller-Universität, Jena D-07743, Germany;

Institut für Umweltgeologie, Technische Universität, Braunschweig D-38106, Germany

* 联系人, E-mail: lpzhu@itpcas.ac.cn

2008-03-25 收稿, 2008-06-05 接受

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2005CB422002)、国家自然科学基金项目(批准号: 40571172, 40331006)和欧盟第六框架项目(批准号: BRAHMATWINN, FP6-036952)资助

摘要 采用索氏抽提法提取纳木错 NMLC-1 孔湖芯沉积物中的正构烷烃, 利用 GC/MS 进行了测试. 在已经建立的深度-年代曲线基础上, 通过分析正构烷烃的组成与含量, 结合 TOC, TN 和 CaCO_3 等环境代用指标, 重建了纳木错湖区约 8.4 ka 以来的环境变化历史. 结果表明: 约 8.4~6.7 ka BP 期间, 环境较温暖, 降水呈增加趋势, 末期变冷干. 约 6.7~2.9 ka BP 期间可分为两个亚期, 早期温暖湿润, 至 6.0 ka BP 左右达到环境最适宜期; 晚期温度波动降低, 陆生植被和沉水植物退化, 以 3.0 ka BP 左右的冷事件结束. 约 2.9 ka BP~现在, 冷暖交替, 1.4 ka BP 左右开始趋于干燥, 600~400 a BP 间的降温体现了小冰期特征.

关键词
湖泊沉积
正构烷烃
纳木错
青藏高原

海洋、湖泊沉积物中的生物标志化合物在生成、运移和沉积的过程中记录了环境变化的信息^[1~3]. 正构烷烃是其中的一种, 其结构具有饱和性与稳定性, 不易被微生物降解^[3]. 不同链长的烷烃具有不同植物来源, 而来源变化又直接或间接地受到气候环境变化的影响. 因此, 根据沉积物中正构烷烃的含量及来源, 可推断植物生长状况, 从而进一步反映当时的环境变化. 近十几年来, 正构烷烃在湖泊^[3~5]、海洋^[6,7]、河口三角洲^[8]和泥炭^[9,10]沉积物的古气候古环境重建研究中得到了广泛应用.

青藏高原是气候环境变化的敏感区^[11]. 利用湖泊沉积重建过去环境变化的研究日益广泛^[12~19]. 但目前多采用常规的环境代用指标, 较少涉及生物标志物. 位于高原面上的纳木错属于断陷湖盆, 具有水深大、沉积厚的特点, 是湖泊沉积研究的理想地

点之一. 因此, 本文通过分析纳木错深水湖芯的正构烷烃含量及其环境意义, 结合其他环境代用指标, 重建了该区域 8.4 ka BP 以来的气候环境变化历史.

1 研究区概况

纳木错位于青藏高原中南部, 南羌塘内流湖区东缘, 地理范围 $30^{\circ}30' \sim 30^{\circ}56' \text{N}$, $90^{\circ}16' \sim 91^{\circ}03' \text{E}$, 湖泊面积 1920 km^2 , 海拔 4718 m ^[20], 近 50% 面积的水深超过 90 m ^[21]. 其南部是念青唐古拉山西段, 现代冰川发育, 北侧和西北侧为藏北高原. 湖区属高原亚寒带季风半干旱气候区, 区域植被有高寒草甸、高寒草原和高寒灌丛等类型^[22]. 水生植物区划属于南羌塘高原内流水系水生植物亚区, 广布寒温型种类, 漂浮生活型消失, 以沉水植物为主^[23].

2 样品采集与分析方法

2.1 湖芯沉积物采样

2005 年研究小组在纳木错东部湖盆钻取了全长 332 cm 的 NMLC-1 孔湖芯, 采样位置 $30^{\circ}50.488' \text{ N}$, $90^{\circ}54.173' \text{ E}$, 水深 59.5 m(图 1)。该孔沉积物主要由粉砂黏土组成, 岩性均一, 采集后原样保存于 PC 塑料管中, 保持低温运输, 室内按 1 cm 间距分样。

2.2 年代测定及深度-年代曲线

NMLC-1 孔共有 12 个 AMS ^{14}C 年龄数据, 由北京大学加速器质谱与第四纪年代测定实验室完成。由于上部两个 ^{14}C 年龄显示了明显的“碳库”效应, 于是利用附近 NMCS-10 孔的沉积速率¹⁾进行了碳库效应剔除, 其中 190 cm 样品因出现年代倒转而不加考虑(表 1)。根据其他 11 个年代控制点及粒度数据, 最终

得到 NMLC-1 孔的深度-年代曲线^[21]。

2.3 样品前处理与测定

样品经冷冻干燥和研磨后, 采用索氏抽提法提取其中的可溶有机物。溶剂为二氯甲烷和甲醇(体积比 10 : 1), 抽提时间 72 h。抽提液经浓缩后加入 10 mL 正己烷转换溶剂, 通过无水硫酸钠-硅胶层析柱(柱内径 24 mm, 用湿法装填 5 cm 硅胶和 1 cm 无水硫酸钠)分离, 依次用正己烷、氯仿和甲醇洗脱, 分别得到正构烷烃、芳烃和极性组分。最后利用 GC/MS 测定正构烷烃组分。GC/MS 测试仪器为 Thermo Finnigan 生产的 Trace GC Ultra & Polaris Q MS, 毛细柱型号 Agilent DB-5MS, 毛细柱程序升温从 110 以 $6^{\circ}/\text{min}$ 的速率升至 320 , 离子源温度 250 , 氦气流速 1.0 ml/min。标样为碳数范围 $\text{C}_{12}\sim\text{C}_{35}$ 的正构

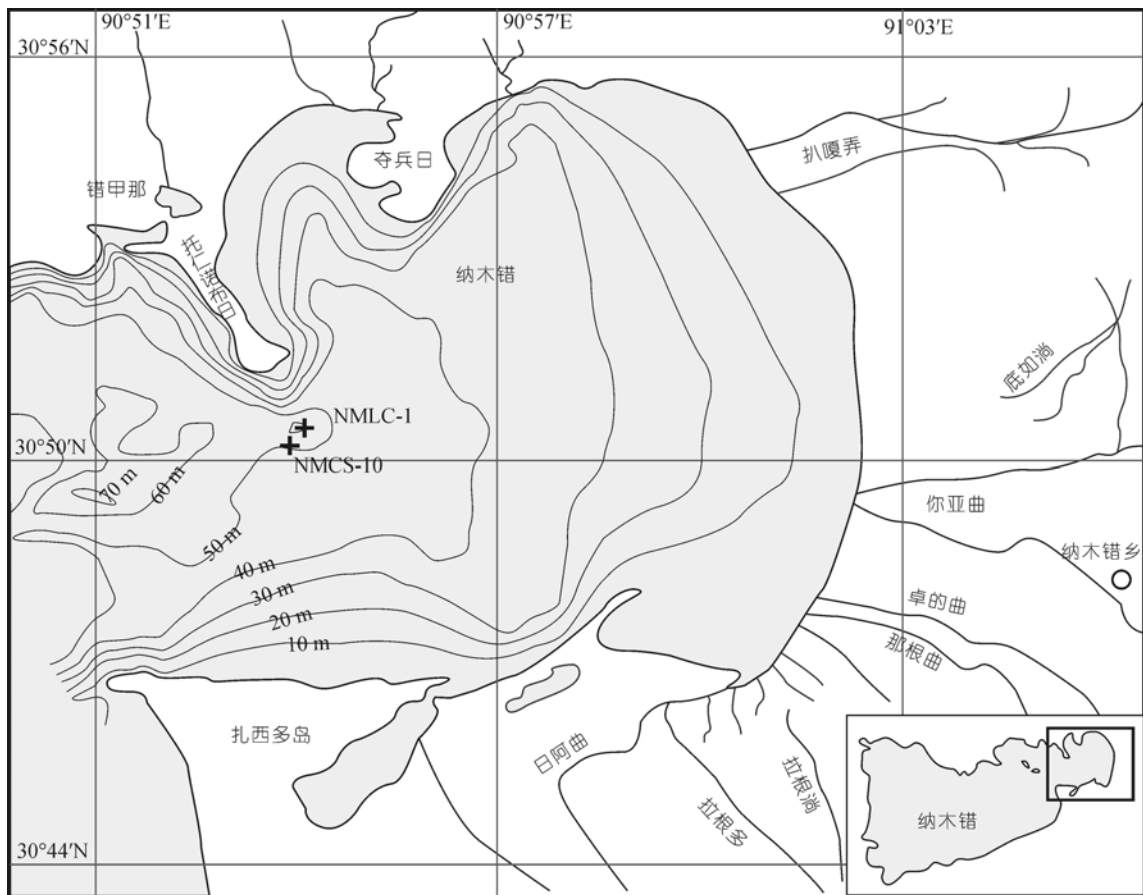


图 1 纳木错 NMLC-1 孔和 NMCS-10 孔采样位置图

1) Steeb P, van Geldern R, Daut G, et al. Physico-geochemical characteristics and recent sedimentation history of Lake Nam Co, Southern Tibet. Abstract of 17th INQUA Congress, Cairns, Australia, 2007. 373—374

表 1 纳木错NMLC-1 孔AMS¹⁴C测年与日历年龄校正及其“碳库”效应估算(据文献[21])

深度/cm	测年材料	AMS ¹⁴ C 年龄 /a BP	日历年龄/a BP (距 2005 AD)	NMCS-10 沉积速率推断年龄 /a BP(距 2005 AD)	“碳库”效应 /a	剔除碳库效 应年龄/a BP
1	全样	2420 ± 30	2485 ± 80	9	2476	9
17	全样	1995 ± 30	1995 ± 70	145	1850	145
65	全样	1955 ± 35	1960 ± 85	555	1405	555
120	全样	2230 ± 30	2270 ± 65	1026	1244	1026
190	全样	2990 ± 30	3225 ± 100	1623	—	—
200	全样	2775 ± 30	2925 ± 80	1709	1216	1709
260	全样	3035 ± 35	3305 ± 110	—	1230	2075
272	全样	3730 ± 35	4200 ± 95	—	1230	2970
285	全样	5685 ± 35	6535 ± 90	—	1230	5305
290	全样	6085 ± 35	6990 ± 95	—	1230	5760
300	全样	6860 ± 40	7755 ± 90	—	1230	6525
332	全样	8510 ± 40	9560 ± 40	—	1230	8330

烷烃, 采用特征碎片离子和相对保留时间定性, 标准曲线法定量. 同时还测定了该孔样品的 TOC, TN 和 CaCO₃ 含量, TOC 用岛津 TOC-VCPH 测定, TN 用半微量凯氏定氮法测定, CaCO₃ 用化学反应气体法测定. 以上测试均在中国科学院青藏高原研究所完成.

3 结果与讨论

3.1 正构烷烃的分布及来源

NMLC-1 孔中正构烷烃的碳数分布范围在 C₁₄~C₃₅ 之间, 部分样品没有检出 *n*-C₁₄, C₁₅ 和 C₃₅ 烷烃(图 2), 烷烃的总含量为 8.4~27.0 μg/g(dry sediment)(图 3(a)), 以碳数大于 C₂₀ 的中长链烷烃为主, 有单峰和双峰两种分布形式, 单峰态的主峰碳为 *n*-C₃₁ 或者 *n*-C₂₁(图 2(a), (c)), 双峰态则有 *n*-C₂₃ 和 *n*-C₃₁ 两个峰值(图 2(b)). 各样品的碳优势指数 CPI(carbon preference index)在 3.26~6.16 之间, 具有明显的奇碳优势.

已有研究表明, 不同链长的烷烃具有不同来源. 来源于藻类和光合细菌等浮游生物的烷烃主要是 *n*-C₁₅, C₁₇, C₁₉^[24,25], 来源于沉水和漂浮型维管植物的烷烃主要是 *n*-C₂₁, C₂₃, C₂₅^[26], 来源于陆生高等植物的烷烃主要是 *n*-C₂₇, C₂₉, C₃₁^[27]. 从 NMLC-1 孔的烷烃组成来看, 其来源以水生植物输入为主, 陆生植物次之, 低等菌藻类最少(图 3(b)). 由于该区水生植物的漂浮生活型已消失^[23], 沉水植物是 *n*-C₂₁, C₂₃ 和 C₂₅ 烷烃的主要来源.

3.2 正构烷烃的环境意义

纳木错流域地处高原亚寒带季风半干旱气候区^[22], 温度和降水是影响陆生植被的主要气候因子^[28]. 利用

花粉资料来反映古植被古气候变化已经比较成熟^[16,29]. 而湖泊沉积物中的长链烷烃 *n*-C₂₇, C₂₉, C₃₁ 与冰后期以来的花粉资料具有很好的对比性^[30]. 因此长链烷烃之和 C₂₇+C₂₉+C₃₁ 也能够反映温度和降水等环境变化信息. 在这些长链烷烃中, 木本植物主要输入 *n*-C₂₇, C₂₉, 草本植物主要输入 *n*-C₃₁^[3,30], 利用它们的比值 C₃₁/(C₂₇+C₂₉) 可以反映草本和木本植物的相对变化, 表征高寒草甸、草原与高寒灌丛的相互演替. 现代植被与气候因子关系的研究表明: 在青藏高原半干旱地区, 多年平均 NDVI(归一化植被指数)同水热条件的相关性很高, 并且降水与 NDVI 的相关性强于热量条件^[28]. 这说明半干旱区的植被演替可反映气候的干湿变化. 例如青海湖的花粉资料表明, 木本植物相对退化, 草本植物相对扩张, 反映气候的干旱化^[16].

光照强度、温度、营养元素和溶解无机碳是影响沉水植物生物量的重要环境因子^[31,32]. 沉水植物主要通过根系从底质中获取营养, 在生物量较高的平原湖泊中, 底质营养一般都能满足沉水植物生长的需求^[31]. 由于高原湖泊中沉水植物的生物量相对平原湖泊来说较小, 故认为底质营养不会成为限制因子. 纳木错湖水属于重碳酸盐钠型水^[33], 周边出露较多碳酸岩^[34], 无机碳源充足. 但沉水植物的光合作用易受湖泊水位变化引起的光强变化的影响^[31], 其萌发、生长或休眠也受水体温度的制约^[35]. 因此, 就纳木错来说, 水体温度和湖面波动是沉水植物生物量的主要限制因子. 故中等长链烷烃之和 C₂₁+C₂₃+C₂₅ 能够反映水温 and 湖面波动的信息.

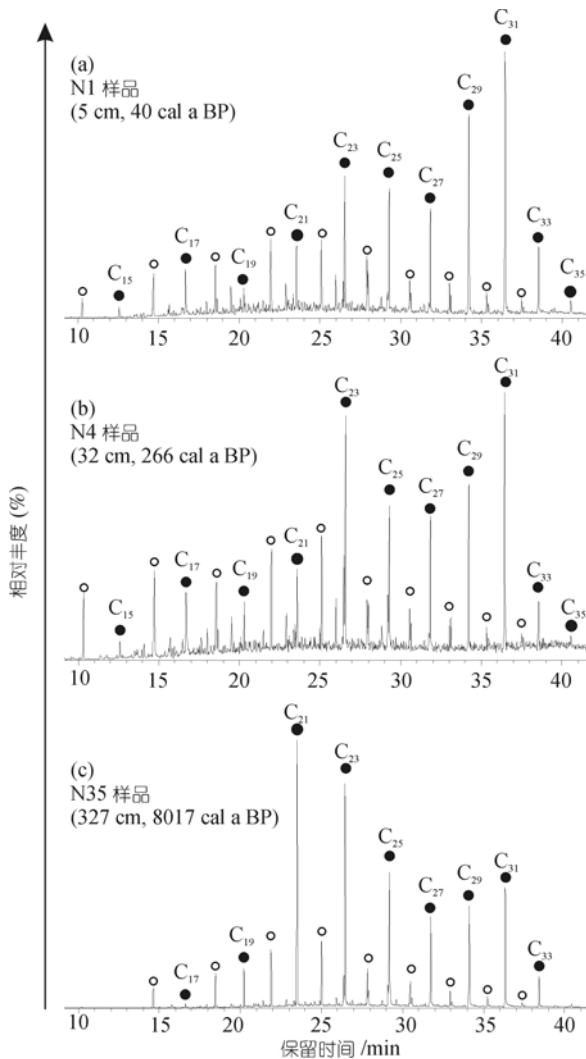


图2 纳木错 NMLC-1 孔正构烷烃典型质量色谱图
($m/z = 85$)

光照、温度和营养元素是影响浮游菌藻类的主要因素^[31]。高原地区的光辐射较强，纳木错的水体透明度又较高，湖水环境光调查表明水下 15 m 处的光强仍能保留湖面光强的 10%^[1]。因此，温度和水体营养对低等菌藻类的生物量的影响更大。总氮 TN 能反映湖泊的营养条件^[36]。在整个序列中短链烷烃之和 $C_{15}+C_{17}+C_{19}$ 的值很小，只在 2.2 ka BP 以后才有所变化，与 TN 的高值区相对应(图 2(b))，说明低等菌藻类主要受营养条件限制。因而可能存在一个水体营养的生态阈值，只有在超过这一阈值的情况下，低等

菌藻类的生物量才明显增加。另一方面也说明该指数不能很好地反映温度变化。

3.3 环境演化的阶段特点

在 NMLC-1 孔中，利用正构烷烃可将 8.4 ka BP 以来的环境变化划分为 3 个阶段：约 8.4~6.7 ka BP 期间(Stage 1)，烷烃含量反映了环境温度波动幅度小， $C_{27}+C_{29}+C_{31}$ 表明陆面降水呈增加趋势，而沉水植物输入的 $C_{21}+C_{23}+C_{25}$ 则反映了湖面波动频繁。至 6.9~6.7 ka BP 间烷烃含量突然减小，说明温度下降，陆生植被和沉水植物明显退化；同时木本和草本植物都减少了并且木本的下降幅度更大，可判断草本相对扩张了。因此这一时期烷烃含量减少反映了一次降温温和干旱化过程。

参数 P_{aq} (aquatic plant *n*-alkane proxy) 被用于表示沉水植物输入的烷烃在中长链烷烃中的比例^[9,27](图 3(e))。约 6.7~2.9 ka BP 期间， P_{aq} 值普遍高于 Stage 1 阶段，沉水植物输入占有优势。 $C_{31}/(C_{27}+C_{29})$ 普遍较低，木本植物输入比例增高，表明高寒灌丛比较发育，气候较 Stage 1 阶段湿润(图 3(d))。这一时期可分为两个亚期，早期(Stage 2a)环境温度上升并在 6.0 ka BP 左右达到了十分温暖的条件，陆生高等植物和沉水植物比较繁盛，环境条件处于最适宜阶段。晚期(Stage 2b)环境温度逐渐下降，至 3.0 ka BP 左右达到序列最低值，代表一次明显的冷事件。

约 2.9 ka BP~现在，温度波动明显，可分为 3 个亚期。早期(Stage 3a)烷烃含量大幅增长，气候较温暖，但在 1.7~1.4 ka BP 期间出现显著降温，陆生和沉水植物明显减少。中期(Stage 3b) $C_{21}+C_{23}+C_{25}$ 大量减少，沉水植物退化明显。在 600~400 a BP 期间，温度下降具有小冰期特征，尽管沉水植物也受到降温影响，但湖面小幅度降低使其获得较好的光照条件，反而输入了较多烷烃。晚期(stage 3c)快速回暖后逐渐降温。 $C_{31}/(C_{27}+C_{29})$ 先降后升，说明早期较为湿润，自 1.4 ka BP 开始，木本植物持续退化，具有干旱趋势。 P_{aq} 的阶段变化明显，尤其是在各个冷事件中， P_{aq} 值总是增高，说明降温对陆生植物的影响程度大于沉水植物(图 3(e))。

NMLC-1 孔正构烷烃反映的环境变化得到了其

1) Wang J B, Zhu L P. Preliminary study on the field of investigation of Nam Co. In: Annual Report of Nam Co Monitoring and Research Station for Multisphere Interactions, 2006. 42—46

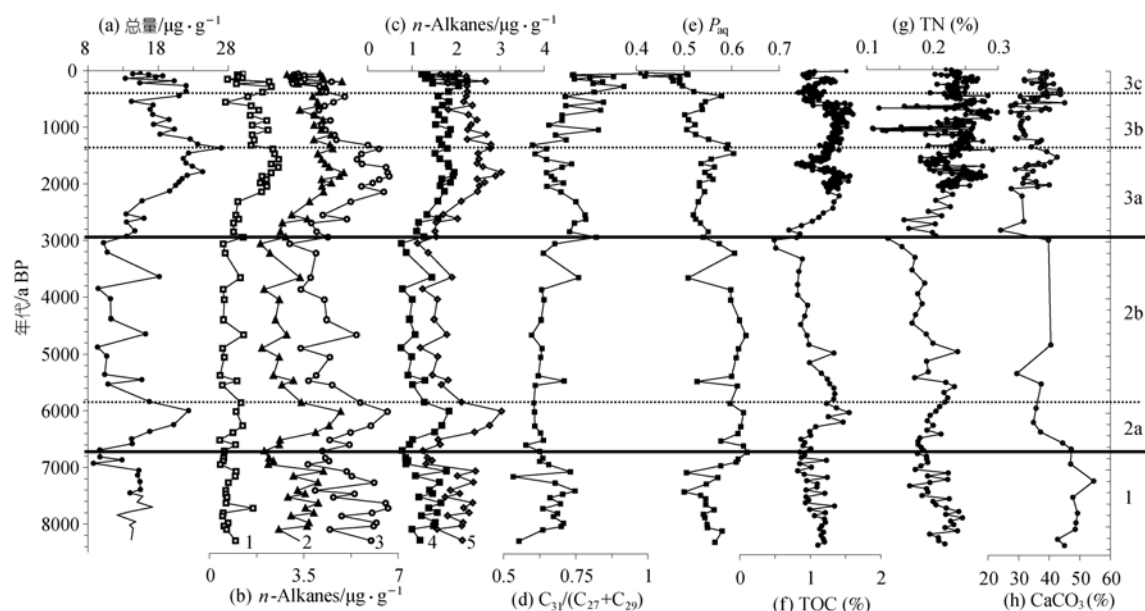


图 3 纳木错 NMLC-1 孔沉积物的正构烷烃组成与含量、TOC, TN 和 CaCO_3 含量

(a) 总量 = $\text{C}_{14} + \dots + \text{C}_{35}$; (b) 中曲线 1 示 $\text{C}_{15} + \text{C}_{17} + \text{C}_{19}$, 曲线 2 示 $\text{C}_{27} + \text{C}_{29} + \text{C}_{31}$, 曲线 3 示 $\text{C}_{21} + \text{C}_{23} + \text{C}_{25}$; (c) 中曲线 4 示 C_{31} , 曲线 5 示 $\text{C}_{27} + \text{C}_{29}$; (e) $P_{aq} = (\text{C}_{23} + \text{C}_{25}) / (\text{C}_{23} + \text{C}_{25} + \text{C}_{29} + \text{C}_{31})$

他指标的有力支持。研究表明, 该孔的 TOC 变化与温度相关^[21](图 3(f)), 而烷烃含量和陆生植物输入的长链烷烃基本与 TOC 变化一致, 较好地反映了环境温度变化。 CaCO_3 含量反映了湖泊的扩张和退缩^[21](图 3(h))。在正构烷烃显示的几次环境变冷中, 湖泊均有不同程度的退缩; 同时水体变浅, 沉水植物因光照条件改善而缓解了降温带来的不利影响。正因为这种负反馈效应, 降温对沉水植物的影响程度减弱; 也从侧面说明陆生植物输入的烷烃对温度变化更加敏感。具体来说, Stage 1 期间 CaCO_3 含量普遍较高反映当时不大的水深, Stage 2 期间含量较低, 说明气候变得湿润, 支持了 $\text{C}_{31}/(\text{C}_{27} + \text{C}_{29})$ 变化得到的结论。在 Stage 3b 期间, TOC 较稳定, CaCO_3 含量少, 说明这一时段温度变化不大, 湖泊扩张, 水位升高, 光照强度显著降低是导致大量沉水植物消亡的主要原因。与此同时, 陆生植物输入的 $\text{C}_{27} + \text{C}_{29} + \text{C}_{31}$ 显示降水强度并没有增加, $\text{C}_{31}/(\text{C}_{27} + \text{C}_{29})$ 也未显示气候的湿润。故这次湖泊扩张很可能是由冰川融水增加造成的。

4 结论

纳木错 NMLC-1 孔的正构烷烃序列, 揭示了 8.4 ka BP 以来纳木错湖区的植被、温度和湖面波动等环境演化特征, 并且得到 TOC, TN 和 CaCO_3 等指标的验证。研究表明约 8.4~6.7 ka BP 期间, 环境温暖较干

燥, 湖面小幅波动频繁, 降水强度呈增大趋势, 末期变冷。约 6.7~2.9 ka BP 期间, 早期暖湿适宜, 陆生植物和沉水植物比较繁盛; 晚期温度持续下降, 以 3.0 ka BP 左右的冷事件结束。约 2.9 ka BP~现在, 冷暖交替, 中后期趋于干燥, 约 600~400 a BP 间的降温体现了小冰期特征。此外, 不同植物类型对环境变化的响应程度不同。高等植物对温度变化的响应高于低等菌藻类; 沉水植物对湖面波动比较敏感; 当环境变得冷干时, 陆生植物比沉水植物更易退化。

目前, 青藏高原内流区封闭湖泊的湖芯研究获得了多个全新世环境变化序列。高原西部班公错^[12], 松希错^[13], 高原中部色林错^[14]花粉分析以及兹格塘错和错鄂^[15]的高湖面研究, 共同反映了早中全新世温暖湿润, 晚期逐渐变得冷干, 纳木错地区的环境变化也有此特点, 但晚期环境变化特征与青海湖^[16]孢粉序列得到的结果以及明显受西南季风影响的藏南佩枯错^[17], 沉错^[18]存在较大差异。因此纳木错地区中晚全新世以来的气候变化与高原西部湖泊更为接近, 区域气候受到西风环流的影响较为明显。

青藏高原湖泊沉积研究已经采用了很多成熟的环境代用指标, 但利用生物标志物分子作为一项代用指标的研究才刚刚起步, 有待于进一步认识和提高。

参考文献

- 1 Meyers P A, Ishiwatari R. Lacustrine organic geochemistry—An overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Org Geochem*, 1993, 20(7): 867—900[[doi](#)]
- 2 Brassell S C, Eglinton G, Marlowe I T, et al. Molecular stratigraphy: A new tool for climatic assessment. *Nature*, 1986, 320: 129—133[[doi](#)]
- 3 Meyers P A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Org Geochem*, 2003, 34(2): 261—289[[doi](#)]
- 4 Ishiwatari R, Yamamoto S, Uemura H. Lipid and lignin/cutin compounds in Lake Baikal sediments over the last 37 kyr: Implications for glacial-interglacial palaeoenvironmental change. *Org Geochem*, 2005, 36(3): 327—347[[doi](#)]
- 5 Hanisch S, Ariztegui D, Püttmann W. The biomarker record of Lake Albano, central Italy—Implications for Holocene aquatic system response to environmental change. *Org Geochem*, 2003, 34(9): 1223—1235[[doi](#)]
- 6 Schefuß E, Ratmeyer V, Stuut J-B W, et al. Carbon isotope analysis of *n*-alkanes in dust from the lower atmosphere over the central eastern Atlantic. *Geochim Cosmochim Acta*, 2003, 67(10): 1757—1767[[doi](#)]
- 7 Ratnayake N P, Suzuki N, Okada M, et al. The variations of stable carbon isotope ratio of land plant-derived *n*-alkanes in deep-sea sediments from the Bering Sea and the North Pacific Ocean during the last 250,000 years. *Chem Geol*, 2006, 228(4): 197—208[[doi](#)]
- 8 Boot C S, Ettwein V J, Maslin M A, et al. A 35,000 year record of terrigenous and marine lipids in Amazon Fan sediments. *Org Geochem*, 2006, 37(2): 208—219[[doi](#)]
- 9 Zhou W J, Xie S C, Meyers P A, et al. Reconstruction of late glacial and Holocene climate evolution in southern China from geolipids and pollen in the Dingnan peat sequence. *Org Geochem*, 2005, 36(9): 1272—1284 [[doi](#)]
- 10 郑艳红, 周卫健, 谢树成. 若尔盖高原全新世气候序列的类脂分子化石记录. *第四纪研究*, 2007, 27(1): 108—113
- 11 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
- 12 Gasse F, Fontes J C, Van Campo E, et al. Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 4: Discussion and conclusions. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1996, 120(1-2): 79—92[[doi](#)]
- 13 Gasse F, Arnold M, Fontes J C, et al. A 13,000-year climate record from Western Tibet. *Nature*, 1991, 353(24): 742—745[[doi](#)]
- 14 孙湘君, 杜乃秋, 陈因硕, 等. 西藏色林错湖相沉积物的花粉分析. *植物学报*, 1993, 35(12): 943—950
- 15 贾玉连, 王苏民, 吴艳宏, 等. 24 ka BP 以来青藏高原中部湖泊演化及古降水量研究——以兹格塘错和错鄂为例. *海洋与湖沼*, 2003, 34(3): 283—294
- 16 刘兴起, 沈吉, 王苏明, 等. 青海湖 16 ka 以来的花粉记录及古气候古环境演变. *科学通报*, 2002, 47(17): 1351—1355
- 17 黄翡. 西藏佩枯错 13000~5000 aB.P. 植被与环境. *古生物学报*, 2000, 39(3): 441—448
- 18 朱立平, 王君波, 陈玲, 等. 藏南沉错湖泊沉积多指标揭示的二万年以来环境变化. *地理学报*, 2004, 59(4): 514—524
- 19 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 Planet Sci Lett*, 1995, 135(1): 31—39[[doi](#)]
- 20 关志华, 陈传友, 区裕雄, 等. 西藏河流与湖泊. 北京: 科学出版社, 1984. 176—182
- 21 朱立平, 王君波, 林晓, 等. 西藏纳木错深水湖芯反映的 8.4 ka 以来气候环境变化. *第四纪研究*, 2007, 27(4): 588—597
- 22 宗浩, 王成善, 黄川友, 等. 纳木错流域自然生态特征与生物资源保护研究. *成都理工大学学报(自然科学版)*, 2004, 31(5): 551—557
- 23 王东. 青藏高原水生植物地理研究. 博士学位论文. 武汉: 武汉大学研究生院, 2003. 74—85
- 24 Eglinton G, Hamilton R J. The distribution of alkanes. In: Swain T, ed. *Chemical Plant Taxonomy*. New York: Academic Press, 1963. 187—217
- 25 Cranwell P A, Eglinton G, Robinson N. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments. *Org Geochem*, 1987, 11(6): 513—527
- 26 Ficken K J, Li B, Swain D L, et al. An *n*-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Org Geochem*, 2000, 31(7-8): 745—749
- 27 Eglinton G, Hamilton R J. Leaf epicuticular waxes. *Science*, 1967, 156(3780): 1322—1335[[doi](#)]
- 28 张文江, 高志强. 青藏高原中东部植被覆盖对水热条件的响应研究. *地理科学进展*, 2005, 24(5): 13—22
- 29 唐领余, 沈才明, Liu K B, 等. 南亚古季风的演变: 西藏新的高分辨率古气候记录. *科学通报*, 1999, 44(18): 2004—2007
- 30 Schwark L, Zink K, Lechterbeck J. Reconstruction of postglacial to early Holocene vegetation history in terrestrial Central Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments. *Geology*, 2002, 30(5): 463—466[[doi](#)]
- 31 刘建康. 高级水生生物学. 北京: 科学出版社, 1999. 176—196, 231—236
- 32 苏睿丽, 李伟. 沉水植物光合作用的特点与研究进展. *植物学通报*, 2005, 22(增刊): 128—138
- 33 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998. 398—399
- 34 朱大岗, 孟宪刚, 赵希涛, 等. 西藏纳木错地区第四纪环境演变. 北京: 地质出版社, 2004. 13—17
- 35 由文辉, 宋勇昌. 淀山湖 3 种沉水植物的种子萌发生态. *应用生态学报*, 1992, 6(2): 196—200
- 36 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[[doi](#)]