

末次盛冰期以来泸沽湖沉积记录的正构烷烃分布特征 和单体碳同位素组成及其古植被意义*

崔琳琳^① 王 旭^① 沈 吉^② 丁仲礼^①

(^①中国科学院地质与地球物理研究所, 新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029;

^②中国科学院南京地理与湖泊研究所, 湖泊与环境国家重点实验室, 南京 210008)

摘要 泸沽湖是云贵高原上典型西南季风区的一半封闭湖泊, 本文通过研究水深 69.3m 处长度为 18.3m 岩芯中 15 个样品的陆源高等植物正构烷烃分布特征及碳同位素组成, 揭示了湖区木本/草本植被和 C_3/C_4 植被的变化历史, 并试图探讨 C_3/C_4 植被变化的可能影响机制。在末次盛冰期至全新世早期, 正构烷烃含量及 $(C_{27}+C_{29})/2C_{31}$ 比值逐渐增加, 正构烷烃(碳数 $>C_{25}$)的平均碳链长度(ACL)值逐渐减少, 指示木本植物比例相比草本植物较多且呈逐渐增加态势, 表明气候逐渐向暖湿方向发展; 而同一时期, 陆源高等植物正构烷烃(C_{27} 、 C_{29} 和 C_{31}) $\delta^{13}C$ 值均逐渐偏正, 无法用气候变化来解释, 应该反映了 C_3/C_4 植被变化, 由此, 通过二元模式计算得出的 C_4 植物比例从 19.6% 逐渐增加至 31.9%, 上述结果表明该时期温度升高对 C_4 植物增多起了主要作用。到全新世中期, 正构烷烃分布特征表明木本植物比例依然较高, 表明此时气候温暖湿润, 而 $\delta^{13}C$ 值则呈偏负的趋势, 我们认为这是降雨增加和 C_4 植物减少协同导致的。在全新世晚期, 正构烷烃分布特征指出草本植物比例相对增加, 而该时期的 $\delta^{13}C$ 值则稍微偏正, 这可能是因为气候变干所导致的。陆源高等植物正构烷烃分布特征所揭示的植被变化可以与研究区域孢粉记录进行较好对比。研究进一步明确了温度是 C_4 植物出现的主控因素, 而在温度满足要求时降雨的增多会降低 C_4 对 C_3 植物的竞争优势。

主题词 泸沽湖 单体碳同位素 正构烷烃 C_3/C_4 植物 末次盛冰期

中图分类号 P941.78, P593, P597+.2, P534.63+2 **文献标识码** A

近年来, 我国西南地区的古气候研究备受关注, 其原因在于该区域对亚洲季风所导致的气候波动及其降雨变化的敏感性。西南地区的环境变化主要受西南季风(也称为印度季风)的控制。目前, 该地区古气候研究主要集中于末次盛冰期以来西南季风的演化及其与北半球太阳辐射的关系^[1-3]、古植被重建及其古气候意义^[4-11]以及土壤酸度重建^[12]等方面。相比而言, 有关 C_3/C_4 植被变化的研究工作却开展得较少^[13-17], 这有碍于我们全面了解不同气候环境下 C_3 和 C_4 植物竞争机制及与气候要素的关系。为此, 重建西南地区 C_3/C_4 植被的演化历史显得尤为重要。

湖泊沉积物具有存储信息量大、时间分辨率高及地理覆盖面广等优势, 目前逐渐成为科学家们用来重建古气候的重要载体^[18]。特别是湖泊沉积物

中含有大量分子标志物, 如正构烷烃、脂肪酸、醇类和多环芳烃等, 这些标志物与生物输入源有一定的关联性, 记录着湖泊周围与植被和气候相关的生态环境演变信息。正构烷烃作为一种重要的分子标志物, 其分子中含有较高键能的碳-碳键, 结构较为稳定, 不易发生降解, 能够真实地反映母源输入的状况, 其分子组成特征及同位素组成已被广泛应用于重建湖泊及流域内古植被和古气候状况^[13, 14, 19-24]。

泸沽湖是云贵高原上典型西南季风区的一半封闭湖泊, 湖泊沉积物的来源稳定且相对单一, 湖区人为活动干扰较微弱^[25-27], 因此, 泸沽湖是研究西南季风区古气候变化非常理想的区域。目前, 国内外学者已在泸沽湖进行了一些古气候/古环境重建的研究工作, 如利用有机碳同位素^[25]、 α 纤维

第一作者简介: 崔琳琳 女 27 岁 工程师 同位素地球化学专业 E-mail: cuilinlin@mail.iggcas.ac.cn

* 中国科学院战略性先导科技专项项目(批准号: XDA051201003 和 XDA051201002)资助

2015-02-19 收稿, 2015-04-26 收修稿稿

素^[26]、色素^[27]、硅藻^[28]、植物孢粉^[29]及摇蚊^[30]等指标对泸沽湖进行了一定的研究,但关于沉积记录的烷烃生物标志物的研究则未见报道。

本文通过研究泸沽湖沉积物中正构烷烃的分布及其碳同位素组成,重建了末次盛冰期以来该地区的 C₃/C₄ 植被变化特征,并探讨 C₃/C₄ 植被变化与西南季风演化的关系。

1 研究区域概况

泸沽湖(27°41′~27°45′N, 100°45′~100°50′E)位于云南省和四川省之间横断山脉中段东缘尾部金沙江褶皱带,泸沽湖略呈北西-南东走向,长约 9.4km,平均宽 5.2km,被伸入湖心的一个半岛分成南北两个湖区(图 1)。湖面海拔 2690.8m,水域总面积 50.1km²,最大水深 93.5m,平均水深 40.3m^[25~27]。泸沽湖流域面积小,入湖河流十分短小,临时性的沟溪汇水和区间坡面漫流是湖水的主要补给形式。湖泊年均来水量约 1.1×10⁸m³,湖泊出口位于东岸,每年 1~5 月份湖水基本没有外泄,湖水寄宿时间长达 18.5 年,属于半封闭湖泊^[25~27]。湖区处于西南季风气候区、低纬度高原季风气候带,具有暖温带山地季风气候的特点,冬季受干燥的大陆季风控制,夏季盛行湿润的海洋季风,干湿季节分明,年均气温 12.8℃,多年平均降水量为 920mm,全年降水量约 85%集中在雨季^[27]。湖周海拔 3000m 以上的山峰多为森林和灌丛植被覆盖,森林覆盖率达 47.6%,湖区边居住的少数民族生产力水平低下,社会经济落后,人类活动对湖泊的干扰比较微弱,是难得的研究湖泊演化和气候变化变迁的场所^[25~27]。

2 样品与分析方法

2.1 样品采集和年代

本文所用湖泊沉积物钻孔岩芯是于 2008 年采用 UWITEC 取样平台系统钻取自泸沽湖湖区北部(27°43′08.4″N, 100°46′33.9″E),水深 69.3m,岩芯总长度达 18.3m。该岩芯的剖切、照相和观察描述均在实验室内完成,并对沉积物岩芯按 1cm 间隔分截取样。本文所分析的样品是对 7.5m 以上的岩芯按照 50cm 间隔分取而来,总共获得 15 个样品。

岩芯岩性描述如下:下部(10.0~8.1m)为灰黄色细粒粉砂质粘土,中部(8.1~4.1m)为灰棕色泥质粉砂,向上变为灰色泥质粉砂(4.1~1.4m)和暗灰色细粒粉砂质粘土(1.4m 以上部分)。

岩芯年代标尺是通过沉积物全岩有机碳和陆源植物残体进行 AMS ¹⁴C 测定获得。该项测试是在新西兰地质与核科学研究所的 Rafter 放射性碳实验室完成的。对于 10m 以上岩芯,总共获取 22 个 AMS ¹⁴C 年龄,其中 15 个来自全岩有机碳,7 个来自陆源植物残体。采用 CALIB 5.1 和 CalPal 软件(<http://www.calpalonline.de/>)将 ¹⁴C 年龄转换为日历年龄。所获得的 ¹⁴C 年龄与深度回归关系表明老碳效应可能为 1104~2848 年,这一点被生长于湖泊中的现代沉水植物 *Ottelia* sp. 叶片 ¹⁴C 年龄(1662±214a B.P.)所证实^[28]。具体定年结果见图 2,数据来自 Wang 等^[28]。本文中的样品点年龄根据这些测年结果内插计算所得,所选的 15 个样品年龄在 20.5ka B.P.以来,涵盖了末次盛冰期(Last Glacial Maximum,简称 LGM)以来的气候阶段。

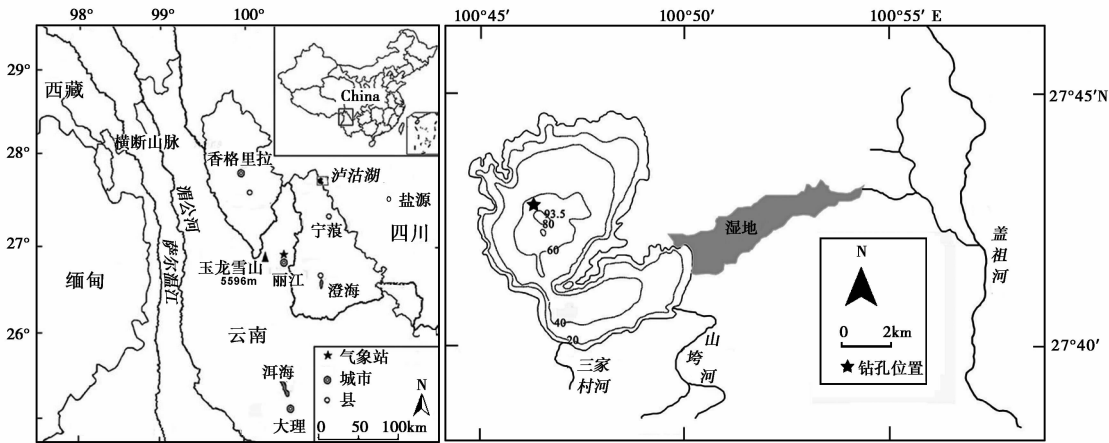


图 1 泸沽湖地理位置及采样点(修改自文献[28,30])
Fig. 1 Location of Lugu Lake and the sampling site(modified from references [28,30])

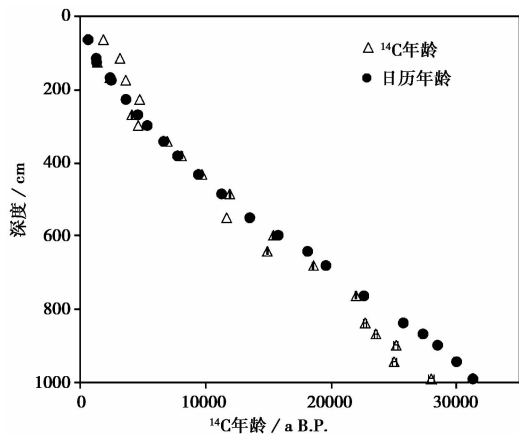


图2 泸沽湖岩芯样品的定年结果

Fig. 2 AMS ¹⁴C and calibrated ages of the sediment core from Lugu Lake

2.2 正构烷烃的提取与分析

样品进行冷冻干燥后研磨均匀，分别用甲醇、甲醇/二氯甲烷(1:1, V/V)、二氯甲烷超声提取各三遍，将提取液经旋转蒸发仪浓缩以后，用硅胶层柱进行组分分离，分别用正己烷、甲醇/二氯甲烷(1:1, V/V)淋洗，得到烷烃和醇类组分。烷烃组分通过气相色谱 GC-FID 进行定量分析，化合物的定性根据色谱出峰时间和标样进行，后利用气相色谱-燃烧-气体同位素比值质谱仪 GC-C-IRMS 进行单体碳同位素的测定。

GC 分析条件：气相色谱仪型号为 Konik HRGC 4000B，氦气为载气，FID 检测器。色谱进样口温度为 290℃，检测器温度为 290℃，色谱柱为 HP-5MS 毛细柱（60m×0.25mm×0.25μm），SPLESS/SPLIT 进样模式；升温程序为：初始温度为 80℃，保留 2 分钟，以 10℃/分钟升至 150℃，再以 4℃/分钟升至 300℃，保留 30 分钟。

GC-C-IRMS 分析条件：气相色谱仪为 Trace GC 2000 型，同位素比值质谱仪为 Delta V Plus 型，它们之间由 GC-C（Combustion）接口连接。单个化合物经气相色谱分离后依次进入氧化炉，并在 1020℃ 下氧化转换为 CO₂，然后 CO₂ 进入气体同位素比值质谱仪测定碳同位素。色谱柱为 HP-5MS 毛细柱（60m×0.25mm×0.25μm），升温程序为：初始温度为 80℃，保留 2 分钟，以 10℃/分钟升至 150℃，再以 4℃/分钟升至 300℃，保留 30 分钟。

正构烷烃单体化合物的碳同位素计算公式为：

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = \left[\frac{(R_{\text{样品}} - R_{\text{标准}})}{R_{\text{标准}}} \right] \times 1000 \quad (1)$$

公式(1)中： $R_{\text{样品}}$ ——样品的碳同位素比值

(¹³C/¹²C)； $R_{\text{标准}}$ ——标准的碳同位素比值(¹³C/¹²C)。

碳同位素组成相对于 VPDB 标准。测定样品时，每隔 4 个样品测一个实验室工作标准，用于检测仪器的工作状态，分析精度<0.5‰，所有样品进行两次或两次以上测试，最后结果为多次测试的平均值。

3 结果

3.1 正构烷烃分布特征

泸沽湖检测出的正构烷烃碳数分布范围为 C₁₆~C₃₁，整体呈现以中高碳数正构烷烃为主的组成特征，具有明显的奇偶优势，多数以 C₂₇ 或 C₂₉ 为主峰，C₂₅ 或 C₃₁ 次之。图 3 为泸沽湖沉积物一个代表性样品的气相色谱图（深度为 150cm），其正构烷烃含量见表 1，C₂₃、C₂₅、C₂₇、C₂₉ 和 C₃₁ 的平均含量分别为 0.57μg/g、1.67μg/g、2.14μg/g、1.97μg/g 和 1.32μg/g。长链正构烷烃（碳数>C₂₅）的平均碳链长度（ACL）值在 28.19~29.61 之间，平均值为 28.82。碳优势指数 CPI 值分布范围为 1.51~6.60，平均值为 3.95。

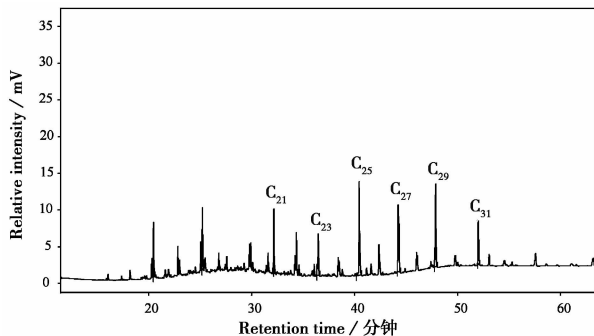


图3 泸沽湖沉积物代表性正构烷烃 GC-FID 谱图

Fig. 3 Typical chromatograms of the *n*-alkanes from Lugu Lake sediment core

根据正构烷烃的分布特征(表 1 和图 4)，大致分为以下 3 个阶段：

阶段 I，末次盛冰期至全新世早期：中长链正构烷烃(C₂₃~C₃₁)含量与(C₂₇+C₂₉)/2C₃₁比值均呈逐渐增加的趋势，C₂₃、C₂₅、C₂₇、C₂₉和 C₃₁的含量分别从末次盛冰期的 0.06 μg/g、0.01 μg/g、0.38 μg/g、0.53 μg/g、0.78 μg/g 增加至 0.41 μg/g、2.96 μg/g、5.01 μg/g、3.23 μg/g 和 1.55 μg/g；(C₂₇+C₂₉)/2C₃₁比值由最初的 0.66 增加至 2.66，而 CPI 值则由 2.58 增加至 4.45；ACL 值则呈逐渐减少的趋势，由末次盛冰期的 29.61 减小至 28.29。

表 1 泸沽湖岩芯样品对应年龄及奇碳数正构烷烃含量
Table 1 Odd *n*-alkane concentrations from Lugu Lake sediment core

深度 /cm	年龄 /a B.P.	奇碳数正构烷烃含量/ $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$					CPI *	ACL **
		C ₂₃	C ₂₅	C ₂₇	C ₂₉	C ₃₁		
50	1501.7	1.52	2.91	5.57	2.47	1.65	5.58	28.19
100	2665.6	2.51	4.75	2.35	2.69	1.94	3.90	28.88
150	3338.9	1.03	2.16	1.59	2.28	1.50	4.44	28.97
200	3979.3	0.10	1.19	3.42	1.72	1.44	4.10	28.40
250	5008.8	0.68	2.81	2.07	1.66	0.68	1.51	28.37
300	5962.7	0.34	3.83	2.94	2.64	1.16	4.72	28.47
350	6931.1	0.44	2.79	1.72	3.52	1.67	3.38	28.98
400	8405.1	0.41	2.96	5.01	3.23	1.55	4.39	28.29
450	10109.7	0.34	0.37	2.35	1.71	1.52	4.45	28.70
500	12110.7	0.40	0.44	1.91	0.78	0.83	6.60	28.39
550	13646.1	0.06	0.18	0.64	0.53	0.78	2.85	29.15
600	15181.5	0.21	0.18	1.00	2.07	1.53	3.86	29.23
650	16852.2	0.19	0	0.74	1.57	1.12	3.28	29.22
700	18538	0.12	0.10	0.41	1.40	1.10	3.55	29.48
750	20575.3	0.22	0.37	0.38	1.36	1.31	2.58	29.61

* $\text{CPI} = 1/2 * [(C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31}) / (C_{24} + C_{26} + C_{28} + C_{30}) + (C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31}) / (C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32})]$
** $\text{ACL} = (25 \times C_{25} + 27 \times C_{27} + 29 \times C_{29} + 31 \times C_{31}) / (C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31})$

阶段Ⅱ，全新世中期：中长链正构烷烃含量及 $(C_{27} + C_{29})/2C_{31}$ 比值仍然相对较高， C_{23} 、 C_{25} 、 C_{27} 、 C_{29} 和 C_{31} 的含量最高可达 $0.68\text{ }\mu\text{g/g}$ 、 $3.83\text{ }\mu\text{g/g}$ 、 $2.94\text{ }\mu\text{g/g}$ 、 $3.52\text{ }\mu\text{g/g}$ 和 $1.67\text{ }\mu\text{g/g}$ ； $(C_{27} + C_{29})/2C_{31}$ 比值最高为 2.74；ACL 值处于相对较低的波动范围 28.37~28.98。

阶段Ⅲ，全新世晚期：正构烷烃含量整体变化不明显，但是 $(C_{27} + C_{29})/2C_{31}$ 比值也相对于全新世

中期稍微有所降低，波动范围为 1.29~3.44；ACL 值也稍微偏高。

3.2 正构烷烃碳同位素

泸沽湖沉积物正构烷烃 C_{27} 、 C_{29} 和 C_{31} 的单体碳同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围分别为： -22.5‰ ~ -36.6‰ 、 -28.8‰ ~ -31.2‰ 和 -29.9‰ ~ 31.2‰ 。通过公式(2)对泸沽湖沉积物长链正构烷烃 C_{29} 和 C_{31} 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值计算加权平均值 ($\text{mean } \delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkanes}}$)，变化范围为 -29.2‰ ~ -31.1‰ ，均值为 -30.2‰ 。高碳数正构烷烃的碳同位素值及 $\text{mean } \delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkanes}}$ 均表现出相似的变化趋势(图 5)。利用常用的二元模式分别选取 -34‰ 和 -19‰ 作为 C_3 和 C_4 植物正构烷烃 $\delta^{13}\text{C}$ 的端元值^[31]，根据公式(3)计算出泸沽湖区 C_3 及 C_4 植物的相对含量。

$$\text{mean } \delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkanes}} = (\delta^{13}\text{C}_{29} \times nA_{29} + \delta^{13}\text{C}_{31} \times nA_{31}) / (nA_{29} + nA_{31}) \tag{2}$$
$$(-19\text{‰}) \times X + (-34\text{‰}) \times (1 - X) = \text{mean } \delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkanes}} \tag{3}$$

公式(2)和(3)中， $\text{mean } \delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkanes}}$ 为长链正构烷烃 $\delta^{13}\text{C}$ 的加权平均值； nA_{29} 、 nA_{31} 分别为 C_{29} 和 C_{31} 的相对丰度； X 表示 C_4 植物对长链正构烷烃的贡献量，即 C_4 植物的相对百分含量。

根据碳同位素特征及计算的 C_4 含量，同样大致分为 3 个阶段：

阶段Ⅰ：末次盛冰期-全新世早期时，长链正构烷烃 C_{27} 、 C_{29} 和 C_{31} 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值以及 $\text{mean } \delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 值

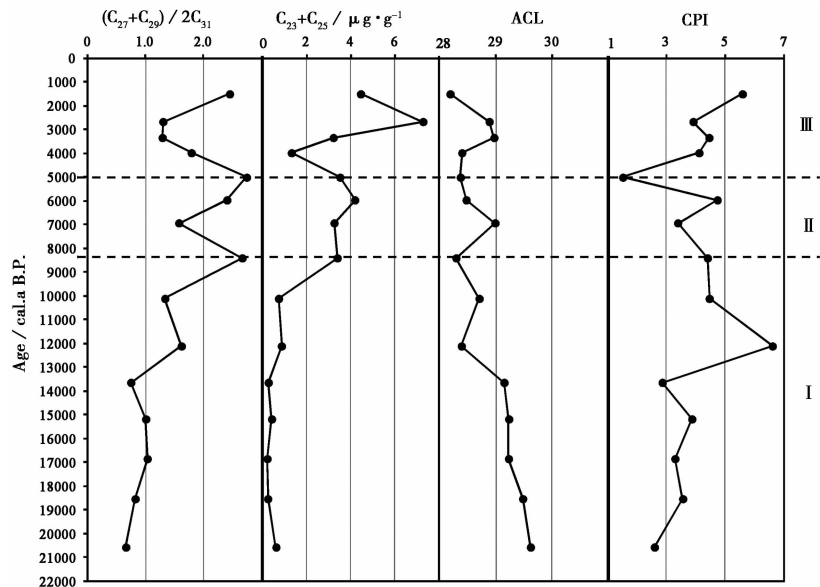


图 4 末次盛冰期以来泸沽湖沉积物正构烷烃含量参数变化
Fig. 4 Changes in *n*-alkanes parameters from Lugu Lake sediment core since LGM

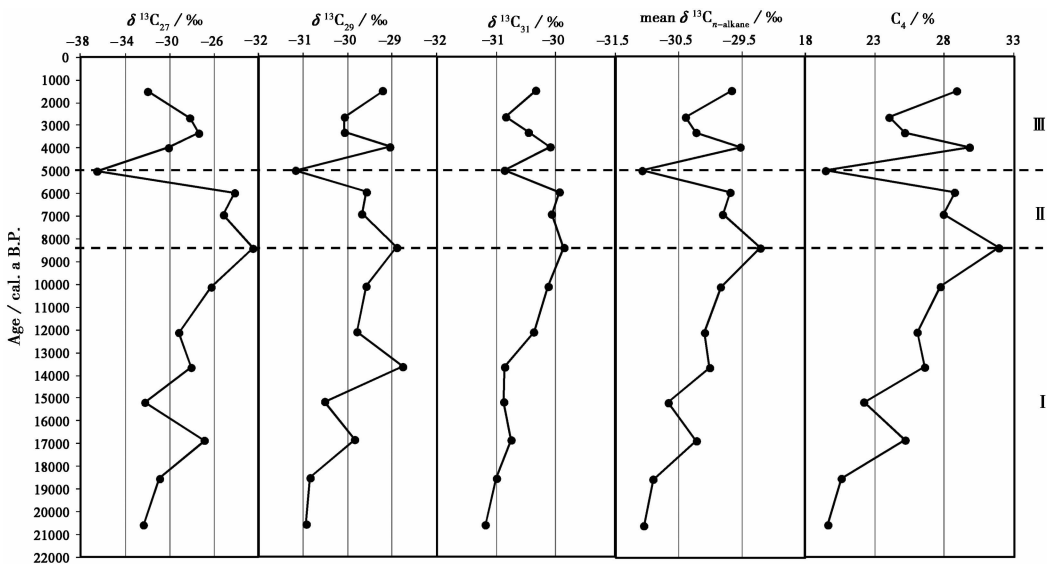


图 5 末次盛冰期以来泸沽湖沉积物正构烷烃碳同位素变化

Fig. 5 Changes in the $\delta^{13}\text{C}$ of n -alkanes from Lugu Lake sediment core since LGM

均呈逐渐偏正的趋势，它们分别由最初的 -32.4‰ 、 -30.9‰ 、 -31.2‰ 和 -31.1‰ 偏正至 -22.5‰ 、 -28.8‰ 、 -29.9‰ 和 -29.2‰ ，计算所得的 C_4 含量逐渐增多，由 19.6% 逐渐增加至 31.9% 。

阶段 II：全新世中期时， $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐偏负，并在 5.0ka （深度为 250cm ）附近达到最负值， C_{27} 、 C_{29} 和 C_{31} 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值以及 $\text{mean } \delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 值最负达 -36.5‰ 、 -31.2‰ 、 -30.9‰ 及 -31.1‰ ，计算所得的 C_4 含量逐渐减少，相应地在 5.0ka （深度为 250cm ）附近达到最低值 19.5% 。

阶段 III：全新世晚期， $\delta^{13}\text{C}$ 值又呈现偏正的趋势。 C_{27} 、 C_{29} 和 C_{31} 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值以及 $\text{mean } \delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 值缓慢偏正至 -27.4‰ 、 -29.1‰ 、 -30.1‰ 及 -29.5‰ 。

4 讨论

4.1 末次盛冰期以来泸沽湖区古植被变化

通常，不同碳数的正构烷烃分布特征可以反映沉积物中有机质的不同来源^[32]。一般而言，浮游藻类和细菌碳数分布范围为 $\text{C}_{15} \sim \text{C}_{20}$ ，呈现以 C_{17} 为主的单峰型分布，无明显奇偶优势；沉水、漂浮及大型挺水植物碳数分布范围为 $\text{C}_{21} \sim \text{C}_{25}$ ，其中在 C_{21} 、 C_{23} 和 C_{25} 处有最大丰度；陆生高等植物的正构烷烃碳数则主要分布在 $\text{C}_{27} \sim \text{C}_{33}$ 范围内，由于其表皮蜡质层中含有大量的 C_{27} 、 C_{29} 和 C_{31} 正构烷烃化合物，因而具有显著的奇偶优势^[32-36]。泸沽湖沉积物的中高碳数正构烷烃（ $\text{C}_{23} \sim \text{C}_{31}$ ）含量在末次盛冰期总体较低，可能表明当时水生植物和陆源高等

植物的输入相对较低。相比之下，到了末次冰消期之后，中高碳数正构烷烃（ $\text{C}_{23} \sim \text{C}_{31}$ ）含量相对增加，说明水生植物和陆源高等植物输入显著增高。另外，本文研究的泸沽湖沉积物正构烷烃的碳优势指数 CPI 值在 $1.51 \sim 6.60$ 之间，总体上表明其正构烷烃组分受水生和微生物等有机物的影响较弱^[13,14]。

已有研究显示，以 C_{27} 和 C_{29} 为主峰的正构烷烃主要来源于木本植物（包括树木和灌木），而以 C_{31} 为主峰的正构烷烃则主要来源于草本植物，例如，当草本植物占优势时， C_{31} 含量相对增加；而木本植物占优势时，则 C_{27} 和 C_{29} 正构烷烃组分含量相对增加^[36-38]。由此， $(\text{C}_{27} + \text{C}_{29}) / 2\text{C}_{31}$ 比值变化可以反映陆源高等植物输入类型的变化：比值增加，草本植物向木本植物过渡；比值减小，木本植物向草本植物过渡^[36-38]。同时，现代湖泊沉积物长链正构烷烃（碳数 $> \text{C}_{25}$ ）的平均碳链长度（ACL）值也可以用来指示草本植物和木本植物的相对输入量：当 ACL 值增大时，表明草本植物所占的比例较木本植物多^[39-41]。

本文中， $(\text{C}_{27} + \text{C}_{29}) / 2\text{C}_{31}$ 比值从末次盛冰期到全新世早期呈逐渐增加的趋势，而 ACL 值逐渐减少，这都表明在这一时期木本植物比例相对逐渐增多，而草本植物逐渐减少。这一结论与本湖区孢粉的研究结果^[28] 相一致，如 Wang 等^[28] 表明从 21ka B.P. 到 10ka B.P. 泸沽湖区树木比例从 65% 逐渐增加到 90% ，并且在冰消期以后显著增加。同时，高碳数正构烷烃含量的增加说明陆源高等植物

输入相对增高,这一方面可表明湖区植被覆盖度逐渐增加,另一方面也可表明入湖径流增强,降雨逐渐增多。综合这些数据,我们可以得出从末次盛冰期到全新世早期,泸沽湖区气候逐渐转好,总体向暖湿方向发展,西南季风逐步加强。泸沽湖区硅藻组合研究^[28]和西南地区其他湖区古气候研究^[4,9,10]均认为从末次盛冰期到全新世早期西南季风具有逐步加强的趋势。前人研究表明北半球低纬太阳辐射量自 21ka B.P.起逐渐升高,并在 11ka B.P.时达到最大值^[42]。由此,太阳辐射量的逐步增加可能导致该时期西南季风的逐渐增强。

在全新世中期,正构烷烃含量与 $(C_{27}+C_{29})/2C_{31}$ 比值依然相对较高,而 ACL 值还保持相对较低的范围,这说明木本植物比例在这一时期总体还是相对较高并且植被覆盖度较大,这可能表明气候总体上呈现暖湿的特征。郑茜等^[29]研究了泸沽湖钻孔岩芯样品 15ka B.P.以来的孢粉记录,认为在全新世中期松属和常绿栎类等木本植物有明显的增加,草本植物比例减少,与我们得到的植被状况相一致。同时,该时期泸沽湖区暖湿的气候也可与相邻地区进行很好对比。例如,西南地区的洱海和天才湖等古气候记录表明全新世中期气候温暖湿润,降水丰富^[43,44]。

而到全新世晚期以后, $(C_{27}+C_{29})/2C_{31}$ 比值相对偏低,ACL 相对较高,这都表明在这一时期木本植物比例相对较少,而草本植物比例相对增加,气候变得冷干。郑茜等^[29]的孢粉记录同样表明全新世晚期木本植物比例相比早中全新世有所减少,同时他们认为这种植被演替与 4ka B.P.左右的降温事件和之后气候变冷变干密切相关^[28]。云南地区的洱海和滇池也均记录了这次降温事件^[45,46]。

4.2 末次盛冰期以来泸沽湖区 C₃/C₄ 比例变化

根据自身光合作用方式的不同,陆生高等植物可划分为 C₃、C₄ 和 CAM 植物三大类。不同植物类型适合在不同的环境条件下生存,C₄ 植物一般分布于高温、强光和干旱的气候环境,而 C₃ 植物则多生长在阴凉、湿润的环境中^[41,47,48]。研究表明,现代 C₃ 及 C₄ 植物的正构烷烃 $\delta^{13}C$ 值分别分布在 $-32\text{‰} \sim -39\text{‰}$ 和 $-18\text{‰} \sim -25\text{‰}$,而湖泊中内源有机质 $\delta^{13}C$ 比陆生高等植物偏重,通过测量沉积物长链正构烷烃 $\delta^{13}C$ 值可以指示一定时期内湖区附近的 C₃/C₄ 植被和环境状况^[49,50]。

本研究中陆源高等植物正构烷烃 $\delta^{13}C$ 值重建的 C₃/C₄ 植物变化大致可为划分以下 3 个阶段,我们

将对每个阶段的主要控制因素作以讨论:

末次盛冰期到全新世早期,泸沽湖沉积物的陆源高等植物正构烷烃(C₂₇、C₂₉和 C₃₁) $\delta^{13}C$ 值均呈现出逐渐偏正的趋势,并且在 8.4ka B.P.附近达到最大值。前人研究表明在没有 C₄ 植物的情况下,气候变干会导致 C₃ 植物 $\delta^{13}C$ 值的偏正^[51,52],然而,本岩芯正构烷烃分子组成特征反映该时期木本植物比例逐渐增多,表明西南季风逐步加强、气候向暖湿方向发展,同时,泸沽湖区的孢粉和硅藻组合研究表明西南季风从 18ka B.P. 开始逐渐加强,到 14.5ka B.P.显著增强^[28],具体表现为温度升高和降雨增多。上述证据可以排除气候变化这一因素的影响。因此,可以将该时段正构烷烃 $\delta^{13}C$ 值的偏正解释为 C₄ 植物的增多。通过二元模式计算的 C₃/C₄ 结果表明从末次盛冰期到全新世早期泸沽湖区 C₄ 植物比例从 19.6% 逐渐增加至 31.9% (图 5)。前人研究指出,有利于 C₄ 植物比例增加的因素有温度升高^[50,53,54]、夏季风强度增加(亦即夏季降雨增多)^[55~58]以及降雨季节性增强^[59]。从末次盛冰期到全新世早期,泸沽湖区温度逐渐升高,总体上有利于 C₄ 植物的增多;同时,虽然该阶段降雨量也呈现逐渐增加的趋势,但是降雨的总量并不大,总体上属于偏干的状况,这一点可以从同区湖泊岩芯中相对较低的 TOC 含量和孢粉浓度结果看出^[28]。这种偏干的气候条件有助于 C₄ 植物在水分强迫中的保持竞争优势^[47,48]。另外,在末次盛冰期至冰消期时相对较干的情况下,雨期长度缩短并且可能更集中于夏季,因为夏季高温会导致较强的海陆热力差异从而带来更多的降水。对于某一特定地点,C₃ 和 C₄ 植物的生长季节存在差异,表现为 C₃ 植物在春季和秋季生长旺盛而 C₄ 植物则在夏季生长旺盛^[60]。由此,本阶段集中于夏季的降雨使得 C₄ 植物生长得更繁茂、更有竞争优势,从这个角度来说也会导致 C₄ 植物比例相对增多。也就是说,虽然温度被认为是决定 C₄ 植物能否生长的主控因素^[50,53,54],降雨的季节性变化则会决定 C₄ 植物能否在整个植被系统中具有相对竞争优势进而决定 C₄ 植物相对生物量的变化^[59]。因此,我们认为温度和降雨的季节性分配的共同作用可能是导致从末次盛冰期到全新世早期泸沽湖地区 C₄ 植物增加的主要因素。

在全新世中期,陆源高等植物正构烷烃(C₂₇、C₂₉和 C₃₁) $\delta^{13}C$ 值开始逐渐偏负,在 5ka B.P.附近时

达到最负值，相应地，这可能反映了 C_4 植物比例逐渐降低，并在 5ka B.P.附近达到最低值 19.5%。在该时期，我们的高碳数正构烷烃含量和正构烷烃组成特征表明木本植物比例仍维持在较高水平且植被盖度较大，体现了气候温暖湿润。从生理学角度讲， C_4 植物一般喜欢生长在高温、强光和干旱的气候环境里^[41,47,48]。虽然全新世中期较高的温度总体上有利于 C_4 植物生长，但是区域降雨的增加并不利于 C_4 植物保持竞争优势。与此同时，由于区域上木本比例较高且植被盖度较大，在很大程度上影响了森林的透光性，这种状况也不利于 C_4 植物的生长。这些因素的综合作用导致了本阶段的减少。由于全新世中期降雨量增多也会对 $\delta^{13}C$ 值偏负产生一定的影响，所以计算所得的 C_4 含量可能是一个下限值，实际 C_4 含量可能要更多一些。

到全新世晚期，陆源高等植物正构烷烃 $\delta^{13}C$ 值相对偏正，似乎表明 C_4 植物比例又有所增加（图 5）。但是，我们的高碳数正构烷烃组成特征与同地区孢粉记录^[29]均表明该阶段气候变为冷干，这一时期温度的降低并不利于 C_4 植物的生长。由此，我们认为 $\delta^{13}C$ 值的偏正可能是由于该时期气候变干所导致的。

5 结论

通过分析泸沽湖沉积物的正构烷烃分布特征和正构烷烃碳同位素组成得出以下初步结论：

（1）中高碳数正构烷烃（ $C_{23} \sim C_{31}$ ）含量结果表明在末次盛冰期时水生植物和陆源高等植物的输入相对较低。相比之下，到了末次冰消期之后，水生植物和陆源高等植物贡献显著增高。这可能指示了冰消期以后西南季风显著增强，温度升高、降雨增加。

（2）正构烷烃（ $C_{27} + C_{29}$ ）/ $2C_{31}$ 比值和长链正构烷烃（碳数 $> C_{25}$ ）的平均碳链长度（ACL）值均指示出：从末次盛冰期到全新世早期，木本植物比例相对增加，表明此时西南季风逐渐加强，温度渐高与降雨量渐多；在全新世中期木本植物比例仍保持在较高水平，说明气候依然暖湿，而到了全新世晚期，木本植物比例有所减少，气候变得干冷。这些结果可以与泸沽湖区孢粉记录进行较好对比。

（3）陆源高等植物正构烷烃（ C_{27} 、 C_{29} 和 C_{31} ）的 $\delta^{13}C$ 值表明，从末次盛冰期到全新世早期泸沽湖区 C_4 植物比例逐渐增加，随后到全新世中期 C_4 植物比例逐渐降低，在 5ka B.P.（深度为 250cm）附近达到最低值 19.5%。温度和降雨变化的共同作用导

致了研究区域 C_3/C_4 植被变化。

致谢 感谢本期特邀编审杨石岭研究员的邀请以及审稿专家和编辑部老师建设性的修改意见。

参考文献 (References)

- 1 Overpeck J, Anderson D, Trumbore S *et al.* The Southwest Indian monsoon over the last 18,000 years. *Climate Dynamics*, 1996, **12** (3): 213~225
- 2 Sirocko F, Garbe-Schönberg D, McIntyre A *et al.* Teleconnections between the subtropical monsoons and high-latitude climates during the last deglaciation. *Science*, 1996, **272**(5261): 526~529
- 3 Schulz H, von Rad U, Erlenkeuser H. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. *Nature*, 1998, **393**(6680): 54~57
- 4 Cook C G, Leng M J, Jones R T *et al.* Lake ecosystem dynamics and links to climate change inferred from a stable isotope and organic palaeorecord from a mountain lake in Southwestern China (ca.22.6~10.5ka BP). *Quaternary Research*, 2012, **77**(1): 132~137
- 5 Xia K, Su T, Liu Y S *et al.* Quantitative climate reconstructions of the Late Miocene Xiaolongtan megaf flora from Yunnan, Southwest China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2009, **276**(1~4): 80~86
- 6 Herrmann M, Lu X M, Berking J *et al.* Reconstructing Holocene vegetation and climate history of Nam Co area (Tibet), using pollen and other palynomorphs. *Quaternary International*, 2010, **218**(1~2): 45~57
- 7 Jacques F M B, Guo S X, Su T *et al.* Quantitative reconstruction of the Late Miocene monsoon climates of southwest China: A case study of the Lincang flora from Yunnan Province. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2011, **304**(3~4): 318~327
- 8 Hodell D A, Brenner M, Kanfoush S L *et al.* Paleoclimate of Southwestern China for the past 50,000 yr inferred from lake sediment records. *Quaternary Research*, 1999, **52**(3): 369~380
- 9 Tareq S M, Kitagawa H, Ohta K. Lignin biomarker and isotopic records of paleovegetation and climate changes from Lake Erhai, Southwest China, since 18.5ka BP. *Quaternary International*, 2011, **229**: 47~56
- 10 Xiao X Y, Haberle S G, Yang X D *et al.* New evidence on deglacial climatic variability from an alpine lacustrine record in northwestern Yunnan Province, Southwestern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2014, **406**: 9~21
- 11 Zheng Y H, Zhou W J, Meyers P A *et al.* Lipid biomarkers in the Zoigê-Hongyuan peat deposit: Indicators of Holocene climate changes in West China. *Organic Geochemistry*, 2007, **38**(11): 1927~1940
- 12 Chen L, Wu F H, Liu T W *et al.* Soil acidity reconstruction based on tree ring information of a dominant species *Abies fabri* in the subalpine forest ecosystems in Southwest China. *Environmental Pollution*, 2010, **158**(10): 3219~3224
- 13 Zhang Z H, Zhao M X, Yang X D *et al.* A hydrocarbon biomarker record for the last 40 kyr of plant input to Lake Heqing, Southwestern China. *Organic Geochemistry*, 2004, **35**(5): 595~613

14 Yamamoto S, Kawamura K, Seki O *et al.* Paleoenvironmental significance of compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ variations in *n*-alkanes in the Hongyuan peat sequence from Southwest China over the last 13ka. *Organic Geochemistry*, 2010, **41**(5): 491~497

15 Fang J D, Wu F C, Xiong Y Q *et al.* Source characterization of sedimentary organic matter using molecular and stable carbon isotopic composition of *n*-alkanes and fatty acids in sediment core from Lake Dianchi, China. *Science of the Total Environment*, 2014, **473**: 410~421

16 Wang L F, Wu F C, Xiong Y Q *et al.* Origin and vertical variation of the bound fatty acids in core sediments of Lake Dianchi in Southwest China. *Environmental Science Pollution Research*, 2013, **20**(4): 2390~2397

17 Xue J B, Zhong W, Cao J Y. Changes in C_3 and C_4 plant abundances reflect climate changes from 41,000 to 10,000 yr ago in northern Leizhou Peninsula, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2014, **396**: 173~182

18 沈吉. 末次盛冰期以来中国湖泊时空演变及驱动机制研究综述: 来自湖泊沉积的证据. *科学通报*, 2012, **57**(34): 3228~3242

Shen Ji. Spatiotemporal variations of Chinese lakes and their driving mechanisms since the Last Glacial Maximum: A review and synthesis of lacustrine sediment archives. *Chinese Science Bulletin*, 2012, **58**(1): 17~31

19 匡传传, 周浩达, 胡建芳等. 末次盛冰期和全新世大暖期湖光岩玛珥湖沉积记录的正构烷烃和单体稳定碳同位素分布特征及其古植被意义. *第四纪研究*, 2013, **33**(6): 1222~1233

Kuan Huanchuan, Zhou Haoda, Hu Jianfang *et al.* Variations of *n*-alkane and compound-specific carbon isotopes in sediments from Huguangyan Maar Lake during the Last Glacial Maximum and Holocene Optimum: Implication for paleovegetation. *Quaternary Sciences*, 2013, **33**(6): 1222~1233

20 张宏亮, 李世杰, 冯庆来等. 云南星云湖沉积物正构烷烃记录的近代环境变化. *第四纪研究*, 2008, **28**(4): 746~753

Zhang Hongliang, Li Shijie, Feng Qinglai *et al.* Environmental evolution recorded in biomarkers from lacustrine deposits of the Xingyun Lake. *Quaternary Sciences*, 2008, **28**(4): 746~753

21 朱芸, 雷国良, 姜修洋等. 晚全新世以来福建仙山泥炭钻孔的正构烷烃记录. *第四纪研究*, 2013, **33**(6): 1211~1221

Zhu Yun, Lei Guoliang, Jiang Xiuyang *et al.* Late Holocene organism records from peat *n*-alkanes of Xianshan in Fujian Province, Southeast China. *Quaternary Sciences*, 2013, **33**(6): 1211~1221

22 宋木, 刘卫国, 郑卓等. 西北干旱区湖泊沉积物中长链烯酮的古环境意义. *第四纪研究*, 2013, **33**(6): 1199~1210

Song Mu, Liu Weiguo, Zheng Zhuo *et al.* Paleoenvironmental implications of long chain alkenones in arid regions, Northwestern China. *Quaternary Sciences*, 2013, **33**(6): 1199~1210

23 钟艳霞, 薛骞, 陈发虎. 黄土高原西部地区现代植被及其表土正构烷烃分布模式研究. *第四纪研究*, 2009, **29**(4): 159~165

Zhong Yanxia, Xue Qian, Chen Fahu. *n*-alkane distributions in modern vegetation and surface soil from western Loess Plateau. *Quaternary Sciences*, 2009, **29**(4): 159~165

24 王素萍, 贾国东, 赵艳等. 柴达木盆地克鲁克湖全新世气候变化的正构烷烃分子记录. *第四纪研究*, 2010, **30**(6): 1097~1104

Wang Suping, Jia Guodong, Zhao Yan *et al.* Plant wax *n*-alkanes record of the Holocene paleoclimatic changes from a core sediment of Hurlig Lake in the Qaidam Basin. *Quaternary Sciences*, 2010, **30**(6): 1097~1104

25 肖保华, 万国江. 泸沽湖沉积物有机质碳同位素组成与气候变迁记录. *矿物岩石地球化学通报*, 1997, **16**(1): 22~24

Xiao Baohua, Wan Guojiang. Carbon isotopic composition of organic matter in Lugu Lake's sediment and the recording of climate changes. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 1997, **16**(1): 22~24

26 陈毅风, 万国江. 泸沽湖沉积物 α 纤维素的提取及其稳定碳同位素研究初探. *地质地球化学*, 1999, **27**(4): 72~76

Chen Yifeng, Wan Guojiang. Extraction of α -cellulose from Lugu Lake sediment and its stable carbon isotope. *Geology-Geochemistry*, 1999, **27**(4): 72~76

27 陈传红, 汪敬忠, 朱迟等. 近 200a 来泸沽湖沉积物色素记录与区域气候变化的关系. *湖泊科学*, 2012, **24**(5): 780~788

Chen Chuanhong, Wang Jingzhong, Zhu Chi *et al.* Relationship between the sediment pigment records of Lake Lugu and the regional climate change over the last 200a. *Journal of Lake Sciences*, 2012, **24**(5): 780~788

28 Wang Q, Yang X D, Anderson N. J *et al.* Diatom response to climate forcing of a deep, alpine lake (Lugu Hu, Yunnan, SW China) during the Last Glacial Maximum and its implications for understanding regional monsoon variability. *Quaternary Science Reviews*, 2014, **86**: 1~12

29 郑茜, 张虎才, 明庆忠等. 泸沽湖记录的西南季风区 15000 a B.P. 以来植被与气候变化. *第四纪研究*, 2014, **34**(6): 1314~1326

Zheng Qian, Zhang Hucai, Ming Qingzhong *et al.* Vegetational and environmental changes since 15ka B.P. recorded by Lake Lugu in the southwest monsoon domain region. *Quaternary Sciences*, 2014, **34**(6): 1314~1326

30 Zhang E L, Cao Y M, Langdon P. Within-lake variability of subfossil chironomid assemblage in a large, deep subtropical lake (Lugu lake, Southwest China). *Journal of Limnology*, 2013, **72**(1): 117~126

31 Huang Y S, Street-Perrott F A, Metcalfe S E *et al.* Climate change as the dominant control on glacial-interglacial variations in C_3 and C_4 plant abundance. *Science*, 2001, **293**(5535): 1647~1651

32 Cranwell P A, Eglinton G, Robinson N. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments-II. *Organic Geochemistry*, 1987, **11**(6): 513~527

33 Rieley G, Collier R J, Jones D M *et al.* Sources of sedimentary lipids deduced from stable carbon-isotope analyses of individual compounds. *Nature*, 1991, **352**(6334): 425~427

34 Ficken K J, Li B, Swain D L *et al.* An *n*-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Organic Geochemistry*, 2000, **31**(7~8): 745~749

35 Corrigan D, Kloos C, O'Connor C S *et al.* Alkanes from four species of sphagnum-moss. *Phytochemistry*, 1973, **12**(1): 213~214

36 Eglinton G, Hamilton R J. Leaf epicuticular waxes. *Science*, 1967, **156**(3780): 1322~1335

37 Cranwell P A. Chain-length distribution of *n*-alkanes from lake sediments in relation to post-glacial environmental change. *Fresh*

Water Biology, 1973, **3**(3): 259~265

38 Liu W G, Huang Y S. Compound specific D/H ratios and molecular distributions of higher plant leaf waxes as novel paleo-environmental indicators in the Chinese Loess Plateau. *Organic Geochemistry*, 2005, **36**(6): 851~860

39 蒲 阳, 张虎才, 王永莉等. 青藏高原冰蚀湖沉积物正构烷烃记录的气候和环境变化信息: 以希门错为例. 科学通报, 2011, **56**(14): 1132~1139

Pu Yang, Zhang Hucai, Wang Yongli *et al.* Climatic and environmental implications from *n*-alkanes in glacially eroded lake sediments in Tibetan Plateau: An example from Ximen Co. *Chinese Science Bulletin*, 2011, **56**(14): 1503~1510

40 Jeng W L. Higher plant *n*-alkane average chain length as an indicator of petrogenic hydrocarbon contamination in marine sediments. *Marine Chemistry*, 2006, **102**(3~4): 242~251

41 欧 杰, 王延华, 杨 浩等. 湖泊沉积物中正构烷烃和碳同位素的分布特征及其环境意义. 南京师大学报 (自然科学版), 2012, **35**(3): 98~105

Ou Jie, Wang Yanhua, Yang Hao *et al.* Distribution characteristics of *n*-alkanes and $\delta^{13}\text{C}$ in the lake sediments and their environmental significance. *Journal of Nanjing Normal University* (Natural Science Edition), 2012, **35**(3): 98~105

42 Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 1991, **10**(4): 297~317

43 沈 吉, 杨丽原, 羊向东等. 全新世以来云南洱海流域气候变化与人类活动的湖泊沉积记录. 中国科学 (D 辑), 2004, **34**(2): 130~138

Shen Ji, Yang Liyuan, Yang Xiangdong *et al.* Climatic changes and human activity recorded by the lacustrine sediments from Erhai Lake, Yunnan Province during the Holocene. *Science in China* (Series D), 2004, **34**(2): 130~138

44 韩 艳, 肖霞云, 羊向东等. 全新世以来滇西北地区天才湖粒度特征及古降水. 第四纪研究, 2011, **31**(6): 999~1010

Han Yan, Xiao Xiayun, Yang Xiangdong *et al.* The grain-size characteristics of Tiancai Lake in northwestern of Yunnan Province and paleo-precipitation history during the Holocene. *Quaternary Sciences*, 2011, **31**(6): 999~1010

45 张振克, 沈 吉, 羊向东等. 近 8ka 来云南洱海湖泊沉积记录的气候变化与夏季印度季风强弱变化的关系. 亚热带资源与环境学报, 2008, **3**(3): 1~6

Zhang Zhenke, Shen Ji, Yang Xiangdong *et al.* Climatic changes and Indian monsoon variations by the lacustrine sediments from Erhai Lake, Yunnan Province during the past 8ka. *Journal of Subtropical Resources and Environment*, 2008, **3**(3): 1~6

46 吴艳宏, 吴瑞金, 薛 滨等. 13ka BP 以来滇池地区古环境演化. 湖泊科学, 1998, **10**(2): 5~9

Wu Yanhong, Wu Ruijin, Xue Bin *et al.* Paleoenviromental evolution in Dianchi Lake area since 13ka BP. *Journal of Lake Science*, 1998, **10**(2): 5~9

47 Nelson D M, Hu F S, Tian J *et al.* Response of C_3 and C_4 plants to Middle-Holocene climatic variation near the prairie-forest ecotone of Minnesota. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2004, **101**(2): 562~567

48 Ward J K, Tissue D T, Thomas R B *et al.* Comparative responses of model C_3 and C_4 plants to drought in low and elevated CO_2 . *Global Change Biology*, 1999, **5**(8): 857~867

49 Collister J W, Rieley G, Stern B *et al.* Compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ analysis of leaf lipids from plants with differing carbon-dioxide metabolisms. *Organic Geochemistry*, 1994, **21**(6~7): 619~627

50 Zhang Z H, Zhao M X, Lu H Y *et al.* Lower temperature as the main cause of C_4 plant declines during the glacial periods on the Chinese Loess Plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, **214**(3~4): 467~481

51 Liu W G, Feng X H, Ning Y F *et al.* $\delta^{13}\text{C}$ variation of C_3 and C_4 plants across an Asian monsoon rainfall gradient in arid Northwestern China. *Global Change Biology*, 2005, **11**(7): 1094~1100

52 孙博亚, 岳乐平, 赖忠平等. 14ka B.P. 以来巴里坤湖区有机碳同位素记录及古气候变化研究. 第四纪研究, 2014, **34**(2): 418~424

Sun Boya, Yue Leping, Lai Zhongping *et al.* Paleoclimate changes recorded by sediment organic carbon isotopes of Lake Barkol since 14ka B.P. *Quaternary Sciences*, 2014, **34**(2): 418~424

53 Gu Zhaoyan, Liu Qiang, Xu Bing *et al.* Climate as the dominant control on C_3 and C_4 plant abundance in the Loess Plateau: Organic carbon isotope evidence from the last glacial-interglacial loess-soil sequences. *Chinese Science Bulletin*, 2003, **48**(12): 1271~1276

54 饶志国, 陈发虎, 曹 洁等. 黄土高原西部地区末次冰期和全新世有机碳同位素变化与 C_3/C_4 植被类型转换研究. 第四纪研究, 2005, **25**(1): 107~114

Rao Zhiguo, Chen Fahu, Cao Jie *et al.* Variation of soil organic carbon isotope and C_3/C_4 vegetation type transition in the western Loess Plateau during the last glacial and Holocene periods. *Quaternary Sciences*, 2005, **25**(1): 107~114

55 Liu W G, Huang Y S, An Z S *et al.* Summer monsoon intensity controls C_4/C_3 plant abundance during the last 35ka in the Chinese Loess Plateau: Carbon isotope evidence from bulk organic matter and individual leaf waxes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2005, **220**(3~4): 243~254

56 An Z S, Huang Y S, Liu W G *et al.* Multiple expansions of C_4 plant biomass in East Asia since 7Ma coupled with strengthened monsoon circulation. *Geology*, 2005, **33**(9): 705~708

57 赵得爱, 吴海斌, 吴建育等. 过去典型增温期黄土高原东西部 C_3/C_4 植物组成变化特征. 第四纪研究, 2013, **33**(5): 848~855

Zhao De'ai, Wu Haibin, Wu Jianyu *et al.* C_3/C_4 plants characteristics of the eastern and western parts of the Chinese Loess Plateau during Mid-Holocene and last interglacial. *Quaternary Sciences*, 2013, **33**(5): 848~855

58 陈英勇, 鹿化煜, 张恩楼等. 浑善达克沙地地表沉积物有机碳同位素组成与植被-气候的关系. 第四纪研究, 2013, **33**(2): 351~359

Chen Yingyong, Lu Huayu, Zhang Enlou *et al.* The relationship between organic carbon isotopic composition of surface sediment and vegetation-climate in Otindag dune field. *Quaternary Sciences*, 2013, **33**(2): 351~359

59 Yang S L, Ding Z L, Wang X *et al.* Negative $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ relationship of pedogenic carbonate from Northern China indicates a strong response of C_3/C_4 biomass to the seasonality of Asian monsoon precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2012, **317**: 32~40

60 Ode D J, Tieszen L L, Lerman J C. The seasonal contribution of C_3 and C_4 plant species to primary production in a mixed prairie. *Ecology*, 1980, **61**(6): 1304~1311

CHANGES IN DISTRIBUTION AND COMPOUND-SPECIFIC CARBON ISOTOPE COMPOSITIONS OF *n*-ALKANES AS RECORDED IN LUGU LAKE SEDIMENTS FROM SOUTHWESTERN CHINA SINCE LAST GLACIAL MAXIMUM AND IMPLICATIONS FOR PALEOVEGETATION EVOLUTION

Cui Linlin^① Wang Xu^① Shen Ji^② Ding Zhongli^①

(^①Key Laboratory of Cenozoic Geology and Environment, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029;
^②State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing Institute of Geography & Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008)

Abstract

Lugu Lake is a semi-closed lake lied on Yungui Plateau in typical southwest monsoonal region. A 18.3m long sediment core was collected at water depth of 69.3m in Lugu Lake (27°43′08.4″N, 100°46′33.9″E). Core lithology changed from grayish yellow fine silty clays in the lower part (10.0~8.1m) to grey brown muddy silty sand (8.0~4.1m), grey muddy silty sand between 4.1m and 1.4m and dark grey fine silty clays above 1.4m. A total of 22 AMS ¹⁴C dates were obtained above the depth of 10m, composed of 15 from bulk sediments and 7 from terrestrial plant remains. The ¹⁴C dates have been calibrated to establish calendar ages using CALIB 5.1 and the CalPal program. 15 samples taken from the sediment above 7.5m depth (corresponding to 20.5ka) at a 50-cm interval were used in this study. *n*-alkanes distribution and compound-specific ¹³C/¹²C ratios of the *n*-alkanes from terrestrial higher plants were measured on those samples with objective to decipher the changes in trees/grasses and C₃/C₄ vegetation over the Last Glacial Maximum (LGM) and discuss the potential factors controlling C₃/C₄ variations. During the period from LGM to Early Holocene, *n*-alkanes concentration and (C₂₇+C₂₉)/2C₃₁ ratio increased gradually whereas average chain length of *n*-alkanes (>C₂₅) (ACL) decreased accordingly, indicative of a higher portion of woody plants with a trend of increase, which reflect the climate developed towards warmer and more humid little by little. Meanwhile, the δ¹³C values of the (C₂₇, C₂₉ and C₃₁) *n*-alkanes showed an increasing trend, which cannot be explained by climate changes and thus represent variations in C₃/C₄ vegetation. The calculated portion of C₄ plants based on two end-members model increased from 19.6% to 31.9%. The increases in C₄ plants were mainly attributed to a gradual increase in temperature during this period and the narrowly-focused rainfall in summer also enhanced C₄ biomass. In Middle Holocene, the characteristics of *n*-alkanes distribution demonstrated the portion of woody plants remained high, indicating a warm and humid climate. The δ¹³C values of the *n*-alkanes became more negative due to the combined influence of increased rainfall and decreased C₄ biomass. During Late Holocene, the characteristics of *n*-alkanes distribution suggested the portion of grassy plants increased while the δ¹³C values of the *n*-alkanes turned to slightly more positive, which was caused by relatively cold and dry climate. The changes in tree/grass as indicated by the characteristics of higher plants *n*-alkanes distribution are consistent with that revealed by pollen record in the region of Lugu Lake. This study further confirms that temperature was the main controlling factor for C₄ plants incidence whereas the increased rainfall would largely limit the advantage of C₄ plants over C₃ plants even if the temperatures were favorable to C₄ plants.

Key words Lugu Lake, compound specific δ¹³C, *n*-alkanes, C₃ vs. C₄ plants, Last Glacial Maximum