

DOI:10.12119/j.yhyj.202201002

苦海沉积物有机质反映的过去840年来 青藏高原东部环境变化

覃 罗¹, 吴旭东^{2*}, 李 江¹, 李祥忠¹, 方立东³

(1. 云南省地球系统科学重点实验室, 云南大学地球系统科学研究中心, 云南 昆明 650500;

2. 河北地质大学土地科学与空间规划学院, 河北 石家庄 050031;

3. 中国冶金地质总局山东正元地质勘查院, 山东 济南 250101)

摘 要: 青藏高原对全球气候变暖响应敏感, 研究青藏高原近千年来环境演化过程、规律与驱动机制对预测其未来气候可能发生的变化有重要参照意义。通过位于青藏高原东部的苦海沉积物总有机质相关指标[总有机碳(TOC)、总氮(TN)、总有机碳与总氮比值(TOC/TN)和总有机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)]的研究重建了该区域过去840年来的环境演化过程。研究表明, 苦海沉积物中的有机质主要来自于湖泊内源水生植物。由于暖期(冷期)时黄河上游径流量较高(低), 苦海水位随之升高(降低), 湖泊水动力增强(减弱), 浅水区沉水植物对研究岩芯中有机质的贡献率提高(降低), 导致沉积物 TOC、TN、TOC/TN 升高, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值正(负)偏。人类活动导致的青藏高原近50年气候异常变暖可能是~1950 AD之后 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 反映的黄河上游径流量变化与重建的中国温度记录之间的关系发生转变的原因。苦海沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 记录与万象洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录和太阳总辐射强度记录变化特征的相似性说明青藏高原东部地区气候变化的控制因素为太阳辐射驱动下的季风降雨量变化。

关键词: 有机质; 苦海; 青藏高原; 近千年; 环境变化

中图分类号: P593

文献标识码: A

文章编号: 1008-858X(2022)01-0007-09

青藏高原是对全球气候变暖响应的敏感区^[1-2]。作为我国湖泊集中分布区之一, 青藏高原面积大于1 km²的湖泊就有1091个, 面积大于10 km²的湖泊有346个^[3]。利用湖泊沉积重建青藏高原过去环境变化的研究日益广泛^[4-8]。

湖泊沉积物中的有机质有重要古湖沼学研究意义, 它的总有机质元素组成和稳定同位素特征可用于重建湖泊及其流域的环境变化^[9]。然而, 由于湖泊沉积物有机质来源的复杂性和沉积环境的多变性, 总有机质相关指标, 总有机碳(TOC)、总氮(TN)、总有机碳与总氮比值(TOC/TN)和总有机质碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)等的环境意义具有多解性^[10]。将湖泊沉积物总有机质相关指标与其它环境代用指标进行对比分析, 是对它们环境意义合理解释的基础。

苦海是位于青藏高原东北部的一个小型封闭咸水湖泊(图1)。相对于青海湖这样的大型湖泊而言, 苦海较小的体量使其能够更为敏感地反映区域环境变化的信息^[11]。前人已经利用苦海沉积物开展了一定的古气候研究工作, 这些研究中所涉及的孢粉、介形类、粒度、元素组成、碳酸盐含量与稳定同位素组成等指标^[11-18]为总有机质相关指标环境意义的解译奠定了基础。不过, 这些工作主要集中于末次冰消期以来, 对近千年来这个全球变化研究热点时段^[19]的环境演化过程讨论比较粗略。本文拟在前人建立的苦海沉积物过去840年来年代标尺基础上^[14], 以总有机质相关指标为主体, 结合前人研究获得的指标重建青藏高原东部地区近千年来环境演化序列, 分析演化的规律与驱动机制, 为进一步深入研究青藏高

收稿日期: 2020-12-02; 修回日期: 2021-01-21

基金项目: 国家自然科学基金(41672163); 中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室(SKLLQG2025)

作者简介: 覃 罗(1997-), 女, 硕士研究生, 主要研究方向湖泊沉积与环境演化。Email: sz2015116154@163.com。

通讯作者: 吴旭东(1982-), 女, 讲师, 主要从事湖泊沉积与环境演化方面的研究。Email: wuxudong2013@aliyun.com。

原地区对全球气候变化的响应模式及未来气候变化预测提供基础数据支持。

1 研究区与样品采集

苦海位于青藏高原的东北部(图 1),它的湖水面积为 $\sim 45 \text{ km}^2$,汇水面积为 $\sim 720 \text{ km}^2$ 。受其西南方向大约 20 km 处 NW-SE 走向昆仑断裂

的影响^[20],苦海湖盆近似呈 NW-SE 向与 NE-SW 向延伸的矩形,其中 NE-SW 向的两岸较长^[17]。苦海湖面的海拔高度为 $\sim 4\,150 \text{ m}$,流域周围是海拔 $\sim 4\,400 \sim 4\,850 \text{ m}$ 的山体,主要补给来源是流域四周山地上的积雪融水和山麓地下水^[12]。苦海流域内地表土壤层薄,植被稀疏,是典型的高山草甸和干草原^[12]。

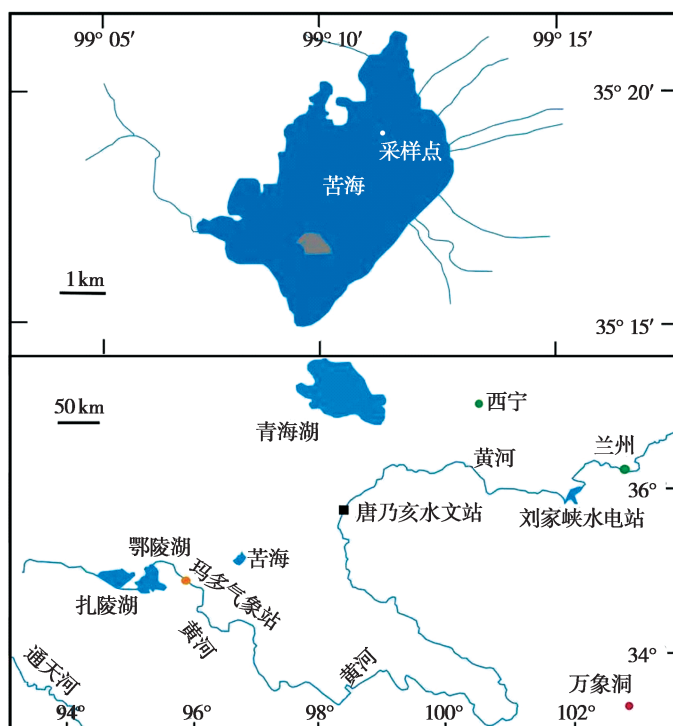


图 1 苦海 KHC-14-1 采样位置

Fig. 1 Kukai Lake and sampling position of core KHC-14-1

位于苦海西南方向大约 100 km 处的玛多气象站(海拔 4 273 m)(图 1)过去 50 年来气象资料指示的年平均气温为 $-3.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$,年平均降水量为 321 mm^[14]。由于苦海流域年平均潜在蒸发量(1 000 mm)远高于年平均降水量,导致其盐度(20.4 g/L)和 pH 值(8.9~9.1)都较高^[21]。每年 10 月底到次年 5 月初,苦海湖面处于冰封状态^[12]。据野外观察,苦海水深 $\sim 7 \text{ m}$ 以上,有以眼子菜(*Potamogeton*)为主的大型沉水植物生长^[14]。

2014 年 9 月,我们在苦海北部水深为 7.8 m 的位置(图 1)采集了一根长为 56 cm 的岩芯(KHC-14-1)。KHC-14-1 岩性为砂质泥灰

岩,中间夹杂大量 *Potamogeton* 残体。KHC-14-1 最底部 2 cm 与其上部沉积物的岩性差异非常大,不能确定其是否在采样过程中受到了污染,因此舍弃了最底部 2 cm 的样品。顶部 54 cm 的样品以 0.5 cm 为间距分装保存。

2 实验分析

2.1 测年研究

我们对 KHC-14-1 顶部样品进行了 ^{210}Pb - ^{137}Cs 测年分析,并在其深度为 11 cm 和 54 cm 的位置选择了两个 *Potamogeton* 残体样品进

行 AMS¹⁴C 测年分析,所用仪器分别为中国科学技术大学极地环境研究室的高纯锗伽玛能谱仪和中国科学院地球环境研究所的加速器质谱仪^[14]。

2.2 TOC、TN 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 分析

取 ~0.5 g 冷冻干燥过的样品,在挑出其中的 *Potamogeton* 残体后将泥质沉积物研磨,通过 200 目筛并充分混合。在经过预处理的样品中加入过量的 HCl(2 mol/L)在室温下反应 24 h 以除去样品中的碳酸盐,然后离心,倒出上层清液。用去离子水重复冲洗样品至上层清液为中性,然后在 40℃ 下将样品烘干。烘干后的样品再次研磨,通过 200 目筛并充分混合。

取部分酸化处理过的样品用于 TOC 和 TN 分析,所用仪器为中国科学院青海盐湖研究所的 vario EL cube 元素分析仪,分析标准偏差小于 $\pm 0.1\%$ 。另取部分样品,放入装有 1 g 氧化铜、1 g 铜和铂箔的真空石英管中,在 850℃ 下燃烧 4 h,燃烧生成的 CO₂ 在真空系统中低温纯化后收集到指状样品管中,然后用中国科学院地球环境研究所的 Finnigan MAT 251 气体质谱仪双路进样系统测试其 $\delta^{13}\text{C}$ 值,结果相对于 V-PDB 标准给出,测试精度优于 0.2‰。

3 结 果

3.1 年代学

根据 ²¹⁰Pb - ¹³⁷Cs 测年结果确定了 KHC-14 -1 顶部 17 cm 的年代模型,根据 ²¹⁰Pb_{ex} 比活度 CIC 模式,深度为 8.5 cm 的沉积物年龄为 1970 AD,与根据 ¹³⁷Cs 峰值确定的 1963 AD 相差不大;通过计算深度为 11 cm 的沉积物 AMS¹⁴C 龄与 ²¹⁰Pb 年龄的差异确定了苦海沉积物的“碳库效应”为 2018a;利用 Calib702 将经过“碳库效应”校正的放射性碳年龄转换为日历年龄;通过深度为 11 和 54 cm 沉积物日历年龄线性内插计算得到了 KHC-14-1 岩芯 17 cm 以下沉积物的日历年龄,其最底部沉积物的日历年龄为 1 170 AD^[14]。

3.2 TOC、TN 和 TOC/TN

苦海沉积物 TOC 变化范围是 0.53% ~

11.04%,平均值是 3.39% (图 2a);TN 变化范围是 0.07% ~ 0.8%,平均值是 0.3% (图 2b);TOC 和 TN 变化完全同步,且两者之间高度正相关(图 3a)。1320 AD 之前,TOC 和 TN 较高;1320 ~ 1900 AD,TOC 和 TN 比 1 320 AD 之前明显偏低;1 900 AD 之后,TOC 和 TN 显著升高(图 2a 和图 2b)。TOC/TN(摩尔比值)变化范围是 6.5 ~ 14.4,平均值是 10.4(图 2c);TOC/TN 与 TOC 变化趋势一致,两者之间中度正相关(图 3b)。

3.3 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

苦海沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值在 -24.26‰ 到 -16.19‰ 之间,平均值是 -20.03‰; $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的峰、谷值基本可与 TOC/TN 的峰、谷值一一对应(图 2d)。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与 TOC 和 TOC/TN 显著正相关(图 3c 和图 3d)。

4 讨 论

4.1 苦海沉积物 TOC、TN、TOC/TN 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 环境意义

湖泊沉积物中的有机质是生物埋藏于沉积物后经成岩作用遗留下来的产物,其 TOC 和 TN 的高低一方面反映了流域的初级生产力水平,另一方面也反映了有机质沉积后的保存情况^[22]。湖泊沉积物 TOC 和 TN 的高值通常对应于暖期,低值对应于冷期^[9]。苦海沉积物 TOC 和 TN 变化过程反映黄河源区在 1320 AD 之前气候相对温暖,1320 ~ 1900 AD 气候相对寒冷,1900 AD 之后气候又回暖。以上三个阶段分别对应于中世纪暖期(MWP)、小冰期(LIA)和现代暖期(CWP)。TOC 和 TN 在 1900 AD 之后显著升高一方面是因为气候转暖导致流域初级生产力水平提高,另一方面也是因为顶部沉积物经历的成岩作用程度较弱,有机质的保存率较高^[23]。

湖泊沉积物 TOC/TN 可以用来指示其有机质来源,水生藻类 C/N 一般为 4 ~ 10,大型水生植物 C/N 为 10 ~ 30,陆生植物 C/N 通常为 20 ~ 30,甚至可高达 100^[24]。根据前人总结的湖泊沉积物 TOC 和 TOC/TN 数据组合特征^[25],我们判断 KHC-14-1 中的有机质主要来自于水生植物,在 1320 AD 之前和 1900 AD 之后可能会有少量来自于陆源输入的贡献。苦海沉积物 TOC/TN 与

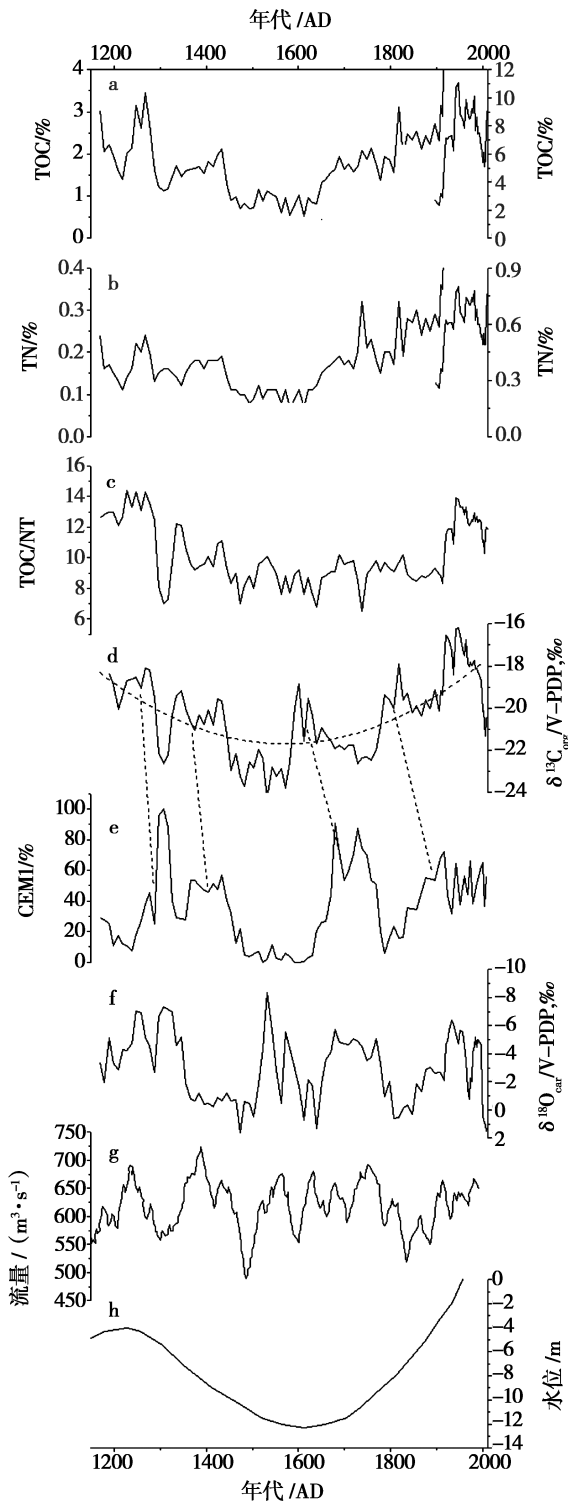


图 2 岩芯 KHC-14-1 的 (a) TOC、(b) TN、(c) TOC/TN、(d) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、(e) 径流输入粒度端元组分百分含量、(f) 碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$ [14]、(g) 黄河源区径流量 [31] 和 (h) 基于多指标重建的苦海水位变化 [11]

Fig. 2 (a) TOC, (b) TN, (c) TOC/TN ratio, (d) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$, (e) content of fluvial input fraction, (f) $\delta^{18}\text{O}$ of bulk carbonate for KHC-14-1, (g) streamflow of the upper reaches of the Yellow River and (h) Kuhai Lake reconstructed level using multi-proxy

TOC 之间呈中度正相关关系 (图 3b), 这说明当 C/N 相对较高的大型水生植物 (例如 *Potamogeton*) 对 KHC-14-1 中有机质贡献率升高的时候, 其 TOC 含量也随之升高。因此, 我们认为 KHC-14-1 有机质含量的增加主要是由大型水生植物其有机质贡献率的增加造成的。

陆生植物按照光合作用固碳方式和初级产物碳原子数不同可分为 C_3 、 C_4 和 CAM 植物, C_3 植物主要分布于温度较低、日照不强且较为湿润的地区, C_4 植物主要生活在干旱、炎热且日照充足的地区, CAM 植物主要分布在极干旱的沙漠环境中 [26]。青藏高原东部地区高山草甸现代植被均为 C_3 植物, 没有 C_4 植物和 CAM 植物, 低年均温可能是该区 C_4 植物生长的限制因子 [27]。CWP 的温度是近千年来最高的, 推测低年均温在近千年来可能一直是 C_4 植物生长的限制因子, C_3 植物近千年来可能一直在该区域植被中占统治地位。 C_3 植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围是 $-37\text{‰} \sim -24\text{‰}$ [26]。前人研究显示青藏高原海拔 3 500 m 以上的高山草甸和草原土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值分别为 $(-23.66 \pm 0.67\text{‰})$ 和 $(-23.49 \pm 1.17\text{‰})$ [28], 与 C_3 植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值接近。因为光合作用所利用碳源不同, 湖泊内生挺水植物、沉水植物和浮游植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显不同。沉水植物直接利用水中 HCO_3^- 溶解释放的 CO_2 作为其碳源, 因此 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏重, 变化范围一般为 $-20\text{‰} \sim -12\text{‰}$, 平均值为 -15‰ [29]。浮游植物和挺水植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值与湖水溶解 CO_2 能否满足其光合作用有关。当湖水中溶解 CO_2 可以满足其光合作用所需碳源时, 它们的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与陆生 C_3 植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值接近, 变化范围一般为 $-37\text{‰} \sim -24\text{‰}$, 平均值为 -27‰ ; 当湖水中溶解 CO_2 不能满足其光合作用所需碳源时, 它们就利用水中 HCO_3^- 溶解释放的 CO_2 作为碳源, $\delta^{13}\text{C}$ 值可偏正达 $-24\text{‰} \sim -12\text{‰}$ [30]。基于 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与 TOC 和 TOC/TN 之间的显著正相关关系 (图 3c 和图 3d), 应再次提及苦海沉积物 1320 AD 之前和 1900 AD 之后相对较高 TOC 和 TOC/TN 值是由沉水植物, 而非陆源输入对其有机质的贡献率提高造成的。湖泊自生挺水植物、沉水植物和浮游植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值特征决定了它们混合有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值比 C_3 植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏重。如果 TOC 和 TOC/TN

升高是由陆源输入 C_3 植物贡献率提高造成的话,那么随着 TOC 和 TOC/TN 升高, $\delta^{13}C_{org}$ 值会逐渐负偏,而不是像苦海沉积物那样表现为逐渐正偏(图 2d)。结合苦海现代沉积环境特征,可以认为

KHC-14-1 相对较高的 $\delta^{13}C_{org}$ 值是因为 *Potamogeton* 对其中有机质的贡献比例较高,而较低的 $\delta^{13}C_{org}$ 值是因浮游植物对有机质的贡献比例较高。

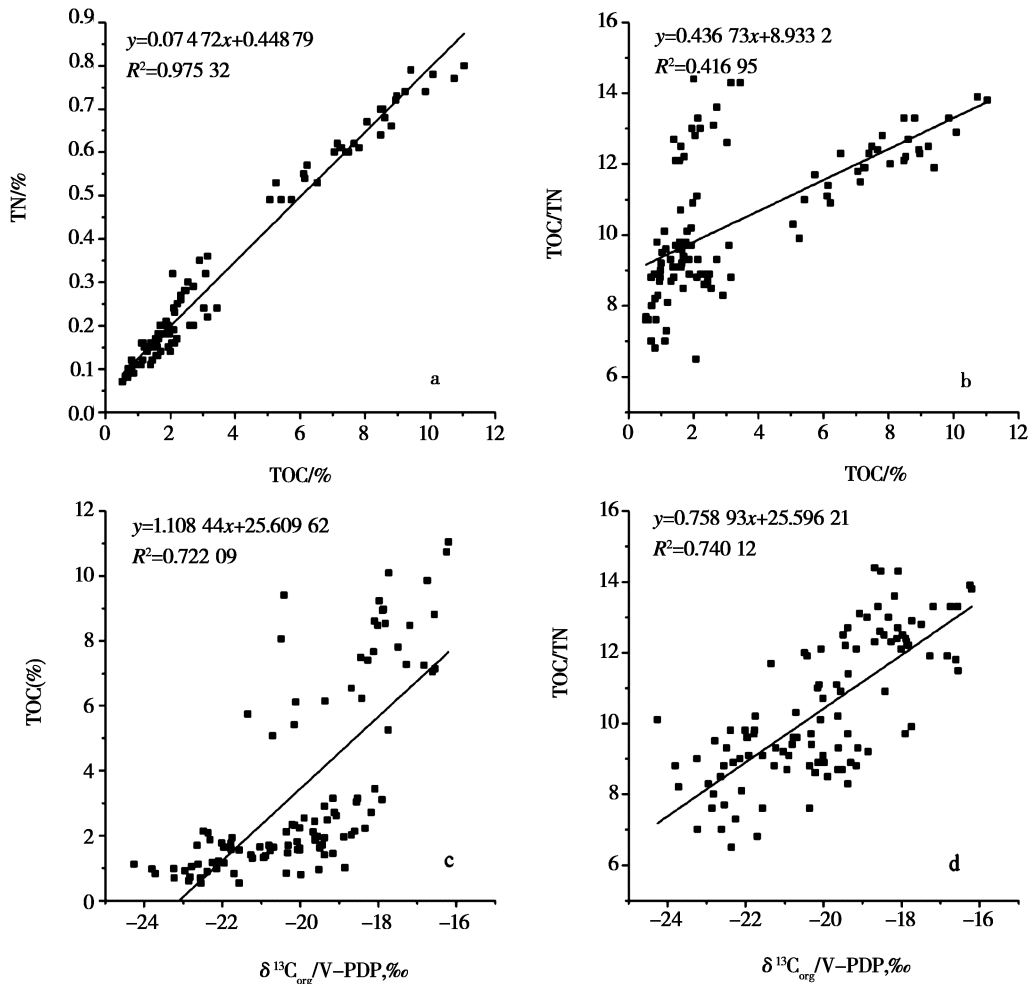


图 3 苦海沉积物 TOC 与 TN 和 TOC/TN, $\delta^{13}C_{org}$ 与 TOC 和 TOC/TN 相关关系

Fig. 3 Correlations of TOC with TN and TOC/TN ratio, and $\delta^{13}C_{org}$ with TOC and TOC/TN of Kuhai Lake sediments

基于苦海四周基岩的岩性, Li 等^[14] 提出其沉积物中的碳酸盐来自流域碎屑输入和风尘沉积的贡献率基本可以忽略不计, 主要为自生碳酸盐。由于苦海属于封闭湖, Li 等认为其沉积物中自生碳酸盐 $\delta^{18}O$ 值(图 2f) 受温度调控下的区域有效湿度(降雨量/蒸发量)控制($\delta^{18}O$ 值偏正反映了湖泊水位和区域有效湿度降低, 反之亦然)^[14]。此外, 苦海沉积物自生碳酸盐 $\delta^{18}O$ 值反映的高(低)水位与利用树轮重建的黄河上游高(低)径流量^[31] 有很好的可对比性, 说明苦海水位波动直接接受黄河源区径流量变化影响^[14]。Wu 等^[18] 通

过非负矩阵分解法(HALS-NMF)获得了苦海沉积物粒度中来自径流输入端元组分百分含量(图 2e), 其反映的苦海过去 840 年来径流量变化与自生碳酸盐 $\delta^{18}O$ 值反映的苦海水位波动结果基本一致。Wünnemann 等^[11] 利用粒度、元素含量、介形类丰度和碳酸盐含量、矿物和同位素组成重建了苦海水位波动, 结果指示苦海在 MWP 和 CWP 期间的水位相对于 LIA 期间偏高。 $\delta^{13}C_{org}$ 的峰(谷)值(图 2d) 基本可与径流输入粒度端元百分含量^[18] (图 2e) 和自生碳酸盐 $\delta^{18}O$ 值^[14] (图 2f) 指示的高(低)苦海水位以及利用树轮重

建的黄河上游高(低)径流量^[31](图 2g)一一对应,这说明 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 响应于黄河上游径流量变化控制下的苦海水位波动,当黄河上游径流量和苦海水位较高(低)时,湖泊水动力增强(减弱),采样点位置沉积物有机质接受了较多(少)来自于浅水区沉水植物的贡献,导致其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值偏正(负)。然而, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化比径流输入粒度端元百分含量有 20~60a 的滞后,这可能是湖泊生态系统对水位波动响应滞后性的体现。此外, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的二次方程拟合曲线(图 2d)在百年尺度上与 Wünnemann 等^[11]重建的苦海水位(图 2h)变化趋势一致。上述现象说明 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 可以在一定程度上反映苦海水位波动和黄河上游径流量变化。

4.2 青藏高原东部地区近千年来气候变化驱动机制分析

在百年尺度上,苦海沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 记录的高(低)苦海水位和黄河上游径流量对应于基于多记录集成的中国温度变化记录^[32]的高(低)中国温度(图 4a),这说明青藏高原东部地区近千年来水(热)组合模式为典型的冷/干、暖/湿模式,与季风气候水(热)组合模式一致^[33]。然而,苦海水位与集成中国温度记录^[32]的关系却在 1950 AD 之后发生了反转,在温度不断上升的背景下, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 指示的苦海水位却逐渐降低(图 4a 和图 4b)。与之相似的是, Zhang 等^[34]发现位于黄土高原与青藏高原交汇区域的万象洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录指示的季风降雨量与温度之间的关系在 ~1960 AD 也出现了转变,并且提出人为因素已经取代自然变率成为 20 世纪中叶以来亚洲季风演化的主要驱动力。前人研究指示,近 50 年来青藏高原气候异常变暖与人类活动导致大气 CO_2 浓度急剧增加有关^[35]。因此,我们认为人类活动导致的异常增暖可能是苦海水位与区域温度关系在 ~1950 AD 后发生转变的原因。鉴于苦海沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 记录与万象洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录^[34]反映的区域水文波动对 20 世纪中叶以来气候异常变暖响应模式的相似性和两者之间较为接近的地理位置,可以将两者做对比研究。万象洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 被认为是亚洲季风强度的反映,偏负的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值指示亚洲季风带来的降雨量较高,季风强度较强,

反之亦然^[34]。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 记录的苦海水位(图 4b)和黄河源区径流量较高的阶段基本对应于万象洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录指示的亚洲季风较强的阶段(图 4c)。位于苦海东北方向 ~400 km 处的青海湖(图 1)古气候研究结果指示,青藏高原东部在全新世主要受亚洲季风系统控制^[6]。因此,我们认为黄河源区的径流量变化主要受亚洲季风影响,较强的亚洲季风给黄河上游地区带来了更多的降水,导致苦海水动力增强、水位上升,采样位置沉积物有机质接受了更多来自于沉水植物的贡献,进而导致 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值正偏。

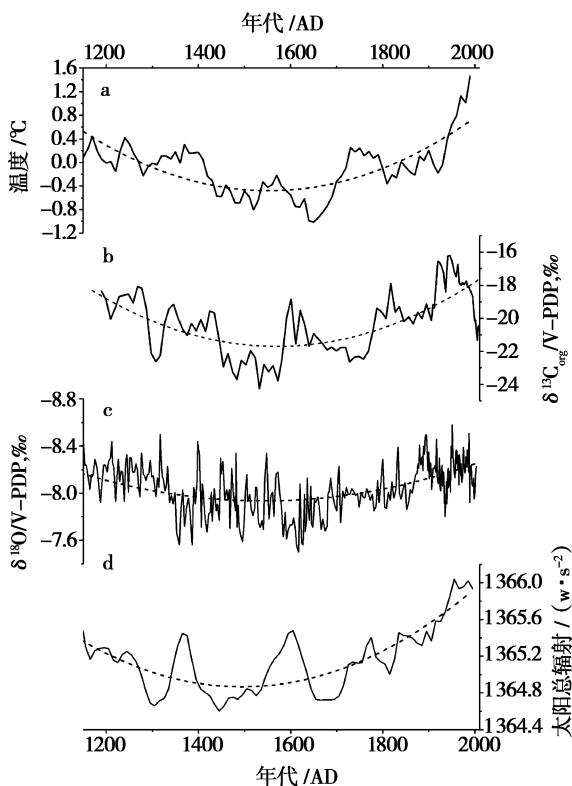


图 4 苦海沉积物 (b) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与 (a) 集成中国温度^[32]、(c) 万象洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[34] 和 (d) 利用 SATIRE 模型重建的太阳总辐射^[37] 记录对比 (虚线为二次拟合曲线)

Fig. 4 Comparison of (b) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of Kuhai Lake sediments with (a) reconstructed temperature in China, (c) $\delta^{18}\text{O}$ of stalagmite from Wanxiang Cave and (d) reconstructed total solar insolation using the SATIRE model (Dashed line are quadratic fitting curves)

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 记录的苦海水位波动(图 4b)与利用 SATIRE 模型重建的太阳总辐射强度记录^[36]变化在百年时间尺度上也是一致的(图 4d),这反映了

黄河源区的径流量变化受太阳辐射驱动。当太阳总辐射增加时,北半球高纬地区气温上升,高纬陆地与低纬印度洋之间的热力差异增加,导致印度季风增强^[37],进而导致黄河源区的降雨量和径流量增加,苦海水位升高,湖泊水动力增强,最终导致沉水植物对 KHC-14-1 中有机质的贡献率增加, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值正偏。基于过去 50 年以来唐乃亥水文站径流量与玛多气象站降雨量/夏季温度之间的正相关关系($r=0.6$),Li 等^[14]认为黄河源区的径流量变化主要与温度控制下的降雨量/蒸发量之间的平衡相关。然而,~1950 AD 前后黄河源区径流量与温度之间关系的转变说明温度已非黄河源区径流量变化的控制因素。~1950 AD 之后,万象洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[34] 指示亚洲季风强度呈明显减弱趋势,太阳总辐射强度^[36] 似乎也有减弱的倾向(图 4d)。因此,可以认为太阳辐射驱动下的季风降雨量变化可能是近千年来苦海水位和黄河源区径流量波动的主控因素。前人研究表明,南海夏季风减弱引起的降雨量降低是导致 1956 ~ 2010 AD 黄河源区径流量减少的气候归因^[38],与本文观点一致。

5 结 论

通过对苦海沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 、TOC、TN 和 TOC/TN 变化特征进行综合分析,可以认为苦海沉积物有机质主要来自于湖泊内源水生植物; $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 主要受湖泊水位控制,暖(冷)期湖泊水位升高(降低),湖泊水动力增强(减弱),导致 KHC-14-1 中的有机质接受了较多(少)来自于浅水区沉水植物的贡献, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值正(负)偏。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 指示的苦海水位波动与利用树轮重建的黄河上游径流量变化一致,说明苦海水位响应于黄河上游径流量变化。人类活动导致的青藏高原近 50 年来气候异常变暖可能是 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 指示的黄河上游径流量变化与重建的中国温度记录之间的关系在 ~1950 AD 之后发生转变的原因。苦海沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 记录与万象洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录和太阳总辐射强度记录变化趋势的一致性说明,黄河源区径流量变化的控制因素为太阳辐射驱动下的季风降雨量变化。

参考文献:

[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[J]. 科学通报,1998,43(6):633-636.

- [2] Liu X, Chen B. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades[J]. *International Journal of Climatology*, 2000, 20(14):1729-1742.
- [3] 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志[M]. 北京: 科学出版社, 1998, 1-580.
- [4] Shen J, Liu X Q, Wang S M, et al. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years[J]. *Quaternary International*, 2005, 136:131-140.
- [5] Liu X, Dong H, Yang X, et al. Late Holocene forcing of the Asian winter and summer monsoon as evidenced by proxy records from the northern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 280:276-284.
- [6] An Z, Colman S M, Zhou W, et al. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka[J]. *Scientific Report*, 2012, 2(8):619-625.
- [7] He Y, Zhao C, Song M, et al. Onset of frequent dust storms in northern China at ~AD 1100[J]. *Scientific Report*, 2015, 5(1):17111.
- [8] Qiang M, Jin Y, Liu X, et al. Late pleistocene and holocene aeolian sedimentation in Gonghe Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau: variability, processes, and climatic implications[J]. *Quaternary Science Review*, 2016, 132, 57-73.
- [9] Meyers P A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes[J]. *Organic Geochemistry*, 2003, 34(2):261-289.
- [10] Meyers P A. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes[J]. *Organic Geochemistry*, 1997, 27(5-6):213-250.
- [11] Wünnemann B, Yan D, Andersen N, et al. A 14 ka high-resolution $\delta^{18}\text{O}$ lake record reveals a paradigm shift for the process-based reconstruction of hydroclimate on the northern Tibetan Plateau[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2018, 200:65-84.
- [12] Mischke S, Zhang C, Börner A, et al. Lateglacial and Holocene variation in aeolian sediment flux over the northeastern Tibetan Plateau recorded by laminated sediments of a saline meromictic lake[J]. *Journal of Quaternary Science*, 2010, 25(2):162-177.
- [13] Wischniewski J, Mischke S, Wang Y, et al. Reconstructing climate variability on the northeastern Tibetan Plateau since the last Lateglacial by a multi-proxy, dual-site approach comparing terrestrial and aquatic signals[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30(1-2):82-97.
- [14] Li X, Zhou X, Liu W, et al. Oxygen isotopic composition of bulk carbonates in recent sediments from Lake Kuhai (NW China) and implications for hydroclimatic changes in headwater areas of the Yellow River on the northeastern Tibetan Plateau[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2017, 134:150-159.

- [15] Yan D, Wünnemann B, Zhang Y, *et al.* Response of lake – catchment processes to Holocene climate variability: Evidences from the NE Tibetan Plateau[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2018, 201: 261 – 279.
- [16] Sun Q, Colin C, Liu Z, *et al.* Climate changes of the northeastern Tibetan Plateau since the late glaciation inferred from clay mineralogy of sediments in Kuhai Lake[J]. *Quaternary International*, 2010, 440: 24 – 34.
- [17] 胡砚泊, Wünnemann B, 张永战, 等. 14 ka 以来苦海沉积物地球化学记录及其古环境意义[J]. *沉积学报*, 2019, 37(1): 104 – 114.
- [18] Wu X, Li X, Li J, *et al.* Eolian activity evolution during the last ~850 years at the southeastern limit of the arid Central Asia [J]. *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2020, 560: 110022.
- [19] 王绍武, 罗勇, 闻新宇, 等. 近千年全球温度变化研究的新进展气候变化研究进展[J]. *气候变化研究进展*, 2007, 3(1): 14 – 19.
- [20] Van Der Woerd J, Tapponnier P, Ryerson F J, *et al.* Uniform postglacial slip – rate along the central 600km of the Kunlun Fault (Tibet), from ^{26}Al , ^{10}Be , and ^{14}C dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology[J]. *Geophysical Journal International*, 2002, 148(3): 356 – 388.
- [21] 周敬, 韩凤清, 庞小鹏, 等. 黄河源区哈江盐池和苦海(豆错)的地球化学特征研究[J]. *盐湖研究*, 2010, 18(3): 18 – 22.
- [22] 薛滨, 王苏民, 沈吉, 等. 呼伦湖东露天矿剖面有机碳的总量及其稳定碳同位素和古环境演化[J]. *湖泊科学*, 1994, 6(4): 308 – 316.
- [23] Wu X, Wang Y, Bian L, *et al.* Diagenetic effects on magnetic minerals in a Holocene lacustrine sediment core from Huguan-gan maar lake, southeast China[J]. *Geophysical Journal International*, 2016, 206(3): 1586 – 1598.
- [24] Meyers P A, Lallier – Vergès E. Lacustrine sedimentary organic matter records of late Quaternary paleoclimates[J]. *Journal of Paleolimnology*, 1999, 21(3): 345 – 372.
- [25] 张成君, 张菡漪, 张丽, 等. 中国西部、东北地区湖泊沉积物中碳酸盐碳、氧和有机碳同位素组成及与环境的响应[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2016, 35(4): 609 – 617.
- [26] Smith B N, Epstein S. Two categories of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio for higher plants[J]. *Plant Physiology*, 1971, 47(3): 380 – 384.
- [27] 全小龙. 基于土壤和植物稳定碳氮同位素对高寒草地退化演替的判别分析研究[D]. 西宁: 青海大学, 2016.
- [28] 吕厚远, 顾兆炎, 吴乃琴, 等. 海拔高度的变化对青藏高原表土 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的影响[J]. *第四纪研究*, 2001, 21(5): 260 – 267.
- [29] Street – Perrott, F A. Impact of Lower Atmospheric Carbon Dioxide on Tropical Mountain Ecosystems[J]. *Science*, 1997, 278(5342): 1422 – 1426.
- [30] 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(6084): 150 – 152.
- [31] Gou X H, Chen F H, Cook E, *et al.* Streamflow variations of the Yellow River over the past 593 years in western China reconstructed from tree rings. *Water Resource Research*, 2007, 43: W6434.
- [32] Yang B, Braeuning A, Johnson K R, *et al.* General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia[J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 29(9): 38 – 1 – 38 – 4.
- [33] An Z. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19(1 – 5): 171 – 187.
- [34] Zhang P, Cheng H, Edwards R L, *et al.* A Test of Climate, Sun, and Culture Relationships from an 1810 – Year Chinese Cave Record[J]. *Science*, 2008, 322(5903): 940 – 942.
- [35] Duan A, Wu G, Zhang Q, *et al.* New proofs of the recent climate warming over the Tibetan Plateau as a result of the increasing greenhouse gases emissions [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2006, 51(11): 1396 – 1400.
- [36] Vieria L E A, Solanki S K, Krivova N A, *et al.* Evolution of the Solar Irradiance during the Holocene[J]. *Astronomy and Astrophysics*, 2011, 531: A6.
- [37] Zhu L P, Lü X M, Wang J B, *et al.* Climate change on the Tibetan Plateau in response to shifting atmospheric circulation since the LGM[J]. *Scientific Report*, 2015, 5(1): 13318.
- [38] 李林, 申红艳, 戴升, 等. 黄河源区径流对气候变化的响应及未来趋势预测[J]. *地理学报*, 2011, 66(9): 1261 – 1269.

Environmental Changes in Eastern Qinghai – Tibetan Plateau During the Last 840 Years Revealed by Organic Matters in Kuhai Lake Sediments

QIN Luo¹, WU Xu-Dong^{2*}, LI Jiang¹, LI Xiang-Zhong¹, FANG Li-dong³

(1. *Yunnan Key Laboratory of Earth System Science, Research Center for Earth System Science, Yunnan University, Kunming, 650500, China*; 2. *School of Land Science and Space Planning, Hebei GEO University, Shijiazhuang, 050031, China*; 3. *Shandong Zhengyuan Geological Survey Institute, China Metallurgical Geology Bureau, Jinan, 250101, China*)

Abstract: The Qinghai-Tibetan Plateau is particularly sensitive to global warming. It is of great importance to study environment evolution process, law and driving force of Qinghai-Tibetan Plateau during the last millennium for predicting future climate change. Total organic matter related proxies, including total organic carbon (TOC), total nitrogen (TN), the ratio of total organic carbon versus total nitrogen (TOC/TN), as well as carbon isotope of total organic matters ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) of sediments from Kuhai Lake, a small saline lake located in eastern Qinghai-Tibetan Plateau, during the last 840 years were comprehensively analyzed. The results suggest that organic matters in Kuhai Lake sediments are mainly from aquatic plants within the lake and variation of $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ is mainly controlled by lake level changes. When the climate was warmer (colder), runoff in the upper reaches of the Yellow River became higher (lower), which led to higher (lower) Kuhai Lake levels, enhanced (weakened) lake hydrodynamics, and hence higher (lower) contribution of submerged plants to TOC in the studied core and positive (negative) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values for the sediments. Abnormal warming of Qinghai-Tibetan Plateau during the last 50 years caused by human activities may account for reversed correlation between runoff in the upper reaches of the Yellow River since 1950 AD indicated by $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and reconstructed temperatures of China. Consistent variations among $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of Kuhai Lake sediments, $\delta^{18}\text{O}$ of stalagmite from Wanxiang Cave and reconstructed total solar isolation indicate that environmental changes in eastern Qinghai-Tibetan Plateau was controlled by monsoon precipitation driven by solar isolation.

Key words: Organic matters; Kuhai Lake; Qinghai-Tibetan plateau; The last millennium; Environmental changes