湖泊水位记录支持中国北方全新世中期降水达到最高值

曹建涛¹, 饶志国^{2*}, 石福习³, 连尔刚¹, 贾国东^{1†}

1. 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092;

2. 湖南师范大学地理科学学院, 亚热带生态与环境变化重点实验室, 长沙 410081;

3. 江西农业大学林学院, 鄱阳湖流域森林生态系统保护与修复国家林业和草原局重点实验室, 南昌 330045

* 通讯作者, E-mail: raozhg@hunnu.edu.cn

† 通讯作者, E-mail: jiagd@tongji.edu.cn

收稿日期: 2020-11-09; 收修改稿日期: 2021-07-22; 接受日期: 2021-08-24; 网络版发表日期: 2021-10-21

国家自然科学基金项目(批准号: 42171156、42003055)资助

摘要 东亚夏季风北边界的湖泊水位记录所指示的区域全新世夏季风演化历史备受争议. 文章以中国北方一个封闭湖泊过去15000年来甘油二烷基甘油四醚(GDGTs)的记录来探讨此问题. 湖泊表层和岩芯沉积物数据结果显示, GDGT-0和brGDGTs均来源于湖泊内部自生. 从湖岸到湖中心, 表层沉积物中GDGT-0和brGDGTs含量随着水深增加而逐渐增加, 且由brGDGTs得出的温度数值逐渐减小. 这是由于生产这些GDGTs的厌氧微生物偏向于在缺氧的底层湖水环境中生存. 相应地, 基于brGDGTs的温度与pH指标应该反映的是湖泊底层水的状态, 而底层水状态很大程度上受控于湖泊水位或水深的变化. 岩芯沉积物中GDGTs记录结果显示, 末次冰消期到早全新世, 湖泊水位逐渐增加; 9.5~5ka BP期间水位保持高值, 5ka BP之后水位逐渐降低. 本文得出的独立可靠的湖泊水位变化记录大致与该区域的孢粉记录一致, 均支持全新世中期区域降水达到最高值.

关键词 湖泊水位, 膜脂, 东亚夏季风, 全新世, 中国北方

1 引言

东亚夏季风(East Asian summer monsoon, EASM)携带大量的海洋性水汽到中国北方, 对该区域陆地生态系统和人民生活起着至关重要的作用. 过去20年来, 诸多研究者基于化石孢粉和湖泊水位指标, 对EASM北部边界区域的全新世夏季风演化历史开展了广泛研究(例如, [Chen等, 2015](#); [Goldsmith等, 2017](#); [Wen等,](#)

[2017](#); [Li等, 2020a](#)). 然而, 这些研究的结果存在很大的分歧.

分歧的焦点在于, EASM北部边界全新世的孢粉记录与湖泊水位记录不一致, 从而对全新世EASM强盛期出现在何时这一问题产生了争议(例如, [Goldsmith等, 2017](#); [Liu等, 2017](#); [Wen等, 2017](#)). 在半干旱的中国北方区域, 降水是植被生长的关键限制因子([Wen等, 2013](#); [Zhou等, 2016](#)), 因而基于孢粉组合的降

中文引用格式: 曹建涛, 饶志国, 石福习, 连尔刚, 贾国东. 2022. 湖泊水位记录支持中国北方全新世中期降水达到最高值. 中国科学: 地球科学, 52(1): 113–125, doi: [10.1360/N072020-0377](https://doi.org/10.1360/N072020-0377)

英文引用格式: Cao J, Rao Z, Shi F, Lian E, Jia G. 2021. Lake-level records support a mid-Holocene maximum precipitation in northern China. Science China Earth Sciences, 64(12): 2161–2171, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9833-3>

水代用指标在解决这一问题方面广受欢迎。位于EASM北部边界的许多湖泊的全新世孢粉记录均显示降水量最大值出现在9.5~4ka BP, 也即EASM最强盛期出现在此阶段(Shen等, 2005; Cheng等, 2013; Chen等, 2015; Wen等, 2017; Li等, 2020a)。除了孢粉, 一些其他手段, 例如测定残留湖岸堤的年龄(Zhang等, 2012)、粒度(Xiao等, 2009)、摇蚊组合(Wang等, 2016)、碳酸盐含量(Zhao等, 2009)和总有机碳含量(Liu等, 2013)等可以用来反映此区域封闭湖泊的古水位变化, 进而也用来反映EASM演化历史。然而, 这些指标重建的水位记录经常表现出与孢粉记录不同的EASM演化模式。例如达里湖、巴彦淖尔和查干淖尔的全新世高水位期, 也即EASM强盛期, 分别出现在11.5~6ka BP(Goldsmith等, 2017)、11.3~8.5ka BP(Ming等, 2020)和11~9ka BP(Li等, 2020a)。目前虽然还不清楚这些差异的原因, 但可能与上述水位指标的指示意义不明确有关。一些记录湖泊水位的指标常存在不确定性。例如, 有些湖岸堤可能受到后期的破坏, 因而它记录的湖泊水位不完整(Li等, 2020a)。湖泊沉积物中粒度不仅受到水深的影响, 同时也与湖泊形状和湖泊所处地形地貌有关(Xiao等, 2013; Chen等, 2018)。因此, 获得可靠的湖泊水位记录, 并将其与孢粉重建的古降水记录进行详细对比, 是解决上述争议和进一步理解全新世EASM演化的关键。

近年来, 微生物细胞膜脂——甘油二烷基甘油四醚(GDGTs)——被广泛发现于海洋与陆地环境中。此类膜脂对周围生长环境非常敏感(Schouten等, 2013)。它主要包括类异戊二烯型(iGDGTs)和支链型(brGDGTs)两大类。iGDGTs包括0~4个五元环官能团(GDGT-0、-1、-2、-3和crenarchaeol), 主要由古菌生产, 例如奇古菌(Thaumarchaeota)和广古菌(Euryarchaeota)(Schouten等, 2013)。其中泉古菌醇(crenarchaeol)是奇古菌的专属产物之一(Schouten等, 2013), 这类古菌偏好在有氧环境中进行氨氧化活动。产甲烷的广古菌则偏向厌氧环境, 产生丰富的GDGT-0(Blaga等, 2009)。基于此, GDGT-0/crenarchaeol比值可以用来判断湖泊古菌群落变化, 过量的GDGT-0经常存在于低氧/厌氧的底层湖泊环境中。brGDGTs包含0~2个五元环(a~c)和4~6个甲基(I~III)的官能团, 是异养细菌的产物。酸杆菌是其母源之一(Sinninghe Damsté等, 2011, 2018), 通常偏好生长在低氧/厌氧的环境中(Weijers等,

2006; Weber等, 2015, 2018)。基于brGDGTs构建的指标可以用来重建湖泊古pH和温度变化(例如, Cao等, 2017; Chu等, 2017), 而这些指标可能偏向记录底层水的状态(Ajioka等, 2014; Cao等, 2020), 可为湖泊水深提供重要信息, 因而可用来反映湖泊水文变化。

公海是位于中国北部的一个水文条件较封闭的高山湖泊, 是研究过去降水变化的理想对象。具有良好定年的公海孢粉记录显示, 最大降水量时期出现在8~5ka BP(Chen等, 2015)。然而, 同一湖泊的有机碳含量、碳酸盐含量以及粒度指标显示, 11~3ka BP期间的这些指标数值较低或变化很小, 可能指示高水位状态(Chen等, 2018)。为了解决上述差异, 我们利用相同岩芯的GDGTs数据重建了公海水位变化历史。基于brGDGTs重建的湖水pH记录已经发表(Cao等, 2017)。但当时使用的是单根氰基柱分离方法, 没能把5-和6-甲基的brGDGTs分离开, 因而不能使用最新改进了的brGDGT相关指标的校正公式(De Jonge等, 2014)。为此, 本文运用二根串联的硅胶柱(Yang等, 2015)重新分析了部分上述样品, 分离了5-和6-甲基的brGDGTs, 在原来的基础上, 提供了更加详细和完整的GDGTs数据, 更可靠地反演了公海过去15000年的水位水文变化历史, 为深入理解中国北方EASM演化过程提供新的证据。

2 材料与方法

2.1 沉积岩芯与表层沉积物

公海(38°54'N, 112°14'E, 海拔1860m; 图1a), 位于黄土高原东北缘, 是一个面积较小的封闭高山湖, 主要靠降水补给。目前, 湖泊面积约0.36km², 最大水深约10m。区域气候主要受东亚季风系统调控, 夏季温暖湿润, 冬季寒冷干燥(Chen等, 2013, 2015; Rao等, 2016)。每年暖季从5月开始, 持续到9月结束, 这期间湖泊水柱出现微弱分层, 表-底层水温差约1~2℃, 此时底层水相对缺氧(网络版附图S1, <http://earthcn.scichina.com>)。冬季从10月开始, 持续到次年3月, 这期间湖泊表面被冰封, 表层水与大气的热量交换被阻断, 水柱温度稳定在4℃左右。

2009年1月, 采用柱状活塞取样器采集了二根平行钻孔, 长度(编号)各为9.8m(GH09B)和9.3m(GH09C), 分别取自公海8.96m和9.21m水深的位置(图1b)。二根

图1 公海和文中提及到的其他湖泊的位置(a), 以及公海流域表层土壤、表层沉积物(断面A)和沉积岩芯的位置(b)

流线代表1971~2000年夏季(6~8月)高空700hPa的风场, 数据来源于NCEP/NCAR(改自Chen等, 2015); 桔色虚线代表现代东亚夏季风(EASM)北边界线(Chen等, 2008; 陈捷等, 2018)。圆点和数字表示: 1 公海(本研究), 2 邙山黄土, 3 岱海, 4 巴彦查干淖尔, 5 巴彦淖尔, 6 查干淖尔, 7 达里海, 8 青海湖, 9 达连海。(b) 改自Cao等(2017, 2020)

岩芯柱的岩性和年代结果均已发表(Chen等, 2015; Rao等, 2016)。GH09C的岩性可分为三个单元。单元一(9.3~7.5m): 交互出现的黑色与浅黑色粉砂层, 偶尔夹杂黄色砂层(图2)。单元二(7.5~2.5m): 黑色有机淤泥层, 其中4.5~2.5m出现浅灰色淤泥夹层(图2)。单元三(2.5~0m): 粉砂质黏土, 偶尔含有大型植物残体(图2)。GH09B顶部35cm的年龄使用的是 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 定年。还对从GH09C岩芯中挑取的陆生植物残体(GH09C 7个, GH09B 18个)进行了放射性碳14定年(图2), 定年是在中国西安的加速器质谱(AMS)实验室和美国的Beta实验室完成。运用IntCal09校准曲线设置(Reimer等, 2009), 所有的放射性碳14定年结果均校正到日历年。基于25个AMS定年结果, 运用OxCal v4.2.2程序设计的P-sequence沉积模式, 其中间隔为1cm(Ramsey, 2008), 我们获得GH09B孔的贝叶斯年龄-深度模式结果。最后, 通过GH09B和GH09C的高精度磁化率对比, GH09B的年代调回到GH09C, 获得GH09C的详细年龄。整个岩芯的年龄为15000年, 其中GH09C最顶部样品的沉积年龄小于50年(Chen等, 2015; Rao等, 2016)。

除此之外, 2015年6月, 我们还采集了8个公海表层沉积物和8个流域表层土壤样品(图1b)。2017年9月, 我们又采集了5个流域表层土壤以及沿不同水深的一个

断面的5个表层沉积物样品(图1b)。这些样品均现场保存在冷藏箱, 运输到实验室, 然后冷冻干燥超过48h。详细的样品信息见网络版附表S1、S2和S3。

2.2 样品处理

本研究对GH09C岩芯的52个样品进行了GDGTs的再分析。冷冻干燥后的样品磨成粉末状, 准确称重后(~5g)放入50mL的离心管中, 依次使用甲醇、甲醇: 二氯甲烷(1:1, v/v)和二氯甲烷进行超声萃取。收集所有萃取液, 加入已知浓度和体积的 C_{46} 内标(Huguet等, 2006), 然后在旋转蒸发器中浓缩获得总脂。应用硅胶柱层析方法, 依次使用正己烷、甲醇: 二氯甲烷(1:1, v/v)洗脱, 获得两个组分。包含GDGTs的第二组分在柔和的氮气下吹干, 重新溶解于正己烷: 乙酸乙酯(84:16, v/v)溶液, 用0.45 μm 的PTFE膜过滤后等待测试分析。GDGTs测试分析使用的是高效液相色谱-大气压化学电离-质谱(HPLC-APCI-MS)。根据Yang等(2015)的分离方法, 使用二根串联的硅胶柱(150mm $\times$ 2.1mm, 1.9 μm , Thermo Finnigan; USA)分离了5-和6-甲基的brGDGTs。GDGTs检测使用的是SIM扫描模式, 检测 m/z 分别为1302、1300、1298、1296、1292、1050、1048、1046、1036、1034、1032、1022、1020、

图2 GH09B和GH09C的简易地层图和已发表的一些指标记录

碳酸盐(a)、粒度(b)、有机质含量(c)和磁化率(d)来自GH09B; 磁化率(e)来自GH09C. 图片改自Chen等(2015)和Rao等(2016). 黑色圆点: 大型植物残体碳14定年层位

1018、744. 得到每个分子色谱峰的峰面积与已知质量的C₄₆内标的峰面积比较, 获得每个分子的绝对浓度.

2.3 GDGT指标计算

BIT(Branched and Isoprenoid Tetraether)指标计算公式(1)改自Hopmans等(2004). $\Sigma \text{IIIa}/\Sigma \text{IIa}$ 比值计算公式(2)来自Martin等(2019), 改自Xiao等(2016). MI (Methane Index)指标计算公式(3)来自Zhang等(2011). $\text{BIT} = (\text{Ia} + \text{IIa} + \text{IIa}' + \text{IIIa} + \text{IIIa}' + \text{IIIa}'') / (\text{Ia} + \text{IIa} + \text{IIa}' + \text{IIIa} + \text{IIIa}' + \text{IIIa}'' + \text{Cren})$, (1)
 $\Sigma \text{IIIa}/\Sigma \text{IIa} = (\text{IIIa} + \text{IIIa}' + \text{IIIa}'') / (\text{IIa} + \text{IIa}')$, (2)
 $\text{MI} = (\text{GDGT-1} + \text{GDGT-2} + \text{GDGT-3}) / (\text{GDGT-1} + \text{GDGT-2}$

+GDGT-3+Cren+Cren'). (3)

MBT(Methylation index of Branched Tetraethers)和CBT(Cyclisation ratio of Branched Tetraethers)指标改自Weijers等(2007)和De Jonge等(2014), 计算分别见公式(4)和(5). MBT'_{SME}和CBT'_{SME}根据De Jonge等(2014)计算获得, 分别见公式(6)和(7).

$\text{CBT} = -\lg[(\text{Ib} + \text{IIb} + \text{IIb}') / (\text{Ia} + \text{IIa} + \text{IIa}')]$, (4)

$\text{MBT} = (\text{Ia} + \text{Ib} + \text{Ic}) / (\text{Ia} + \text{Ib} + \text{Ic} + \text{IIa} + \text{IIa}' + \text{IIb} + \text{IIb}' + \text{IIc} + \text{IIc}' + \text{IIIa} + \text{IIIa}' + \text{IIIa}'' + \text{IIIb} + \text{IIIb}' + \text{IIIc} + \text{IIIc}')$, (5)

$\text{MBT}'_{\text{SME}} = (\text{Ia} + \text{Ib} + \text{Ic}) / (\text{Ia} + \text{Ib} + \text{Ic} + \text{IIa} + \text{IIb} + \text{IIc} + \text{IIIa})$, (6)

$\text{CBT}'_{\text{SME}} = -\lg[(\text{Ib} + \text{IIb}) / (\text{Ia} + \text{IIa})]$, (7)

公式中的罗马数字代表网络版附图2中不同结构的

图3 公海表层土壤、表层沉积物和沉积岩芯GH09C样品的主要的brGDGT分子平均相对丰度分布(a), 以及 $\Sigma IIIa / \Sigma IIa$ 和BIT二维分布图(b)

蓝色方块代表表层土壤样品, 红色三角形代表表层沉积物样品, 灰色圆圈代表沉积岩芯GH09C样品

GDGT分子, Cren代表crenarchaeol.

3 结果与讨论

3.1 水生来源的GDGTs以及其水文指示意义

湖泊中的GDGTs主要有流域土壤输入和内部自生二种来源. 之前研究已证实公海表层沉积物中的brGDGTs主要是内部水生来源为主(Cao等, 2020). 本研究中沉积岩芯的brGDGTs与iGDGTs分布显著不同于流域土壤, 同样指示湖泊内部自生来源.

公海沉积物中brGDGTs是内部自生来源的几条关键证据如下. 第一, IIIa''是一种新型的brGDGTs异构体, 它仅在沉积物中检测到, 而在流域土壤中未检测到(图3a). 之前的研究表明这种现象指示湖泊自生brGDGTs的存在(Weber等, 2015; Cao等, 2020). 并且, 岩芯沉积物中IIIa''与总brGDGTs含量的有较强的相关关系($r^2=0.62$, $p<0.01$), 暗示他们有着同样的来源. 第二, 公海沉积物中 $\Sigma IIIa / \Sigma IIa$ 比值分布范围为0.85~1.98(1.19 $\pm$ 0.26), 绝大部分数值高于0.92(图3b), 表明brGDGTs主要为水生来源(Xiao等, 2016; Martin等, 2019; Zhang等, 2020). 第三, 沉积岩芯中BIT指标(Hopmans等, 2004)分布范围为0.77~1.00(0.98 $\pm$ 0.03), 而现代流域土壤中BIT指标数值分布范围为0.37~0.83(0.61 $\pm$ 0.14)(图3b). 该流域土壤相对较低的BIT数值与降水量低于600mm的中国干旱-半干旱区域土壤的结果一致, 均小于0.9(Yang等, 2014). 由公海孢粉重建的过去15000年区域的降水

量最高值约600mm(Chen等, 2015), 因此, 此期间公海流域土壤的BIT数值极有可能也小于0.9.

公海沉积岩芯中iGDGTs分布也具有水生来源特征. 沉积物中以GDGT-0(78 $\pm$ 8%)为主, 而流域土壤以Cren(55 $\pm$ 7%)为主(图4a). 而且, 在GDGT-0, Cren以及GDGT-1、GDGT-2、GDGT-3三者之和的三角图中(图4b), 几乎所有的沉积岩芯样品数据均偏离土壤数据点. 除此之外, 流域土壤的GDGT-0/Cren比值分布在区间(0.2~2), 但沉积岩芯中其数值几乎都大于5(图4b), 表明沉积物中具有极高比例的额外GDGT-0输入. 最后, 流域土壤中MI指标数值分布范围为0.20~0.24(0.21 $\pm$ 0.02), 而岩芯沉积物中其数值分布范围为0.26~0.98(0.68 $\pm$ 0.17)(图4a). 以上iGDGTs的分布特征对比表明湖泊沉积物与流域土壤具有不同的古菌膜脂来源. 前人研究指出, 湖泊沉积物中GDGT-0/Cren比值小于2, iGDGTs可能主要来源于奇古菌; GDGT-0/Cren比值大于2以及MI指数大于0.3, iGDGTs可能主要来源于产甲烷与嗜甲烷类广古菌(Blaga等, 2009; Pearson等, 2011; Wang等, 2012). 显然, 公海流域土壤iGDGTs主要来源于奇古菌生产, 而沉积物中以产甲烷与嗜甲烷类广古菌生产为主.

值得注意的是, 岩芯沉积物中有3个样品的iGDGTs数据点分布靠近土壤数据点区域(GDGT-0/Cren<2, 图4b; 0.25<MI<0.33, 网络版附表S3), 但这三个样品中brGDGTs的分布依然不同于土壤(图3b). 因此, 这三个样品中的GDGTs不大可能来源于土壤输入.

图4 公海表层土壤、表层沉积物和沉积岩芯GH09C样品的iGDGTs各系分子平均相对丰度分布(a), GDGT-0%、Cren及GDGT-1、GDGT-2、GDGT-3的三角图分布(b)

蓝色方块代表表层土壤样品, 红色三角形代表表层沉积物样品, 灰色圆圈代表沉积岩芯GH09C样品

图5 公海断面A的沉积物中brGDGTs含量与 MBT'_{SME} 随深度变化图(a)、沉积物 MBT'_{SME} 与年均底层湖水温度的线性相关图(b)

黑色眼圈数据来源于东非湖泊(Russell等, 2018), 红色圆点数据来源于公海

这三个样品分布在GH09C的底部, 年龄约14.7~14.0ka BP, 是湖泊刚刚形成的早期。此时湖泊水位极其低(Chen等, 2015), 相对富氧的条件有利于水生奇古菌生长, 而不利甲烷类广古菌的生产活动, 因而GDGT-0/Cren和MI指数数值偏低。

甲烷类古菌与生产brGDGTs的细菌均喜好低氧/厌氧的环境(Weijers等, 2006; Blaga等, 2009), 极有可能偏好在湖泊底层水或者沉积物-水界面层位生存。我们推测水位深度可能调控湖水的含氧量, 含氧量较低的层位出现在湖泊较深的位置, 比较适合厌氧微生物的生存。确实, 我们发现沿着公海断面A, 沉积物中

GDGT-0(18~367 ng g⁻¹ dw, 1.3~4.1 μg g⁻¹ OC)、IIIa''(1.5~43.0 ng g⁻¹ dw, 0.1~0.5 μg g⁻¹ OC)、总brGDGTs(40~692 ng g⁻¹ dw, 2.8~7.8 μg g⁻¹ OC)含量均随着深度增加而增加(网络版附表S2)。这个趋势表明生产GDGT-0和brGDGTs的微生物几乎均栖息在湖泊底层。

同时, 断面A的表层沉积物中brGDGTs温度指标 MBT'_{SME} 随着深度增加而逐渐降低(图5a), 也证明公海沉积物中由brGDGTs构建的温度与pH指标可能主要反映湖泊底层水的状态。由于目前还缺乏湖泊底层水温度的校正公式, 本文使用已报道的东非湖泊群底层水温度与 MBT'_{SME} 数据(Russell等, 2018)的线性拟合结

图 6 公海GH09C的GDGTs记录

(a) IIIa'和brGDGTs含量; (b) GDGT-0含量; (c) brGDGTs计算的平均底层湖水温度(BWT, 本研究)和平均表层湖水温度(SWT, 来源于邛山黄土); (d) 表层与底层湖水温度差. (e) CBT'_{5ME}

果, 得到底层水校正公式(图5b). 应用这个线性关系式, GH09C岩芯最顶部样品由 MBT'_{5ME} 估算的温度值是 9.2°C , 比实际观测的年均表层湖水温度(SWT)略低(10.6°C). 公海夏季分层时, 表-底层水柱温度差大于 1°C (Cao等, 2020), 因此, 约 1.4°C 的差异是合理的.

值得注意的是, 公海水位较浅的位置, 表层沉积物中GDGTs含量较低, 可能受两个因素共同影响: (1) 相对较快的总沉积速率稀释了GDGTs含量, (2) 相对富氧

的条件(网络版附图S2)不利于厌氧微生物生产GDGTs. 这说明水位深度能调控沉积物中GDGT-0和brGDGTs的含量. 并且, 沉积物中brGDGTs的温度指标(MBT'_{5ME})随着水深增加而降低(图5a)而含量随着水深增加而增加(图5a)的现象综合表明, 生产这些GDGTs的厌氧微生物偏向在湖泊底层生存. 因此, 公海沉积物中brGDGTs古温度与pH指标反映的是湖泊底层水状态.

3.2 沉积岩芯中GDGTs反映的湖泊水位变化

上述讨论表明, 公海沉积岩芯中GDGTs可以被用来反映古水文变化, 从而反映EASM演化. 我们假设在EASM较强时期, 较高的降水-蒸发比(P-E)导致湖泊水位较高, 水柱分层加剧, 继而底层水还原加强, 底层水温度与pH偏低. 该假设可用沉积岩芯中GDGTs的含量、brGDGTs估算的温度以及pH结果来验证. 并且, 表层水与底层水的差值(ΔT)可以更好地反映湖泊深度和水柱分层状态的变化, 差值越大则湖水越深, 分层越强. 之前的研究已指出, 公海年均表层湖水温度与当地大气暖季气温(月均温 $>0^{\circ}\text{C}$)接近(Cao等, 2020). 因此, 我们选取公海附近的由邙山黄土序列(图1; Peterse等, 2011)brGDGTs重建的暖季大气温度来代表公海年均表层湖水温度. 由于两地海拔差为1560m, 因此利用海拔-温度递减率($0.6^{\circ}\text{C}/100\text{m}$)消除海拔差异对温度的影响.

基于降水增加会使得湖水淡化从而降低湖水pH的假设, Cao等(2017)用公海CBT指标重建了区域降水强度的变化历史. 但该研究没有分离5-和6-甲基的brGDGTs, 需要用新的分析方法(De Jonge等, 2014; Russell等, 2018)得出的数据进一步验证. 本研究则分离出了5-和6-甲基的brGDGTs, 结果发现由新数据 CBT'_{SME} 和 MBT'_{SME} 指标得出的新的pH和温度曲线, 与老方法测试得到的CBT和MBT/CBT指标曲线趋势基本一致, 这表明分离5-和6-甲基的brGDGTs并没有对数据有显著的改进, 两种方法下的温度和pH记录均是可靠的.

公海的湖泊沉积开始于14.7ka BP(王鑫等, 2014). 其沉积岩芯中GDGTs数据显示, 14.7~13.0ka BP期间, brGDGTs含量、GDGT-0含量以及GDGT-0/Cren比值均快速增加(图6a和6b; 网络版附表S3). 这表明湖泊沉积物中生产brGDGTs的细菌产出更高的brGDGTs, 古菌类群从奇古菌转变成甲烷类古菌, 主要反映了湖泊水位快速增加, 底层水向还原状态转变. 考虑到年代的误差, 公海岩芯记录的13.0~11.8ka BP时间段可能对应于新仙女木事件(Younger Dryas, YD). 这时brGDGTs, IIIa"以及GDGT-0含量有轻微的下降, 暗示湖泊水位下降. 另外, brGDGTs重建的底层湖水温度呈波动性下降(图6c), 暗示此时气候偏冷且不稳定, 这种现象与北半球的众多研究报道一致. 有趣的是, 即使

YD期间底层湖水温度显著下降, 但表层与底层湖水整体还是相对于之前偏暖(图6c), 且 ΔT 较小(图6d), 这可能是因为此时水位较低(图6e), 而夏季太阳辐射量较高(图7), 导致指标重建的表层与底层湖水温度可能均偏向暖季温度. 即便如此, 公海GDGTs记录到了寒冷干旱的YD事件. 冷干的YD事件在这一湖泊的其他指标中也有体现, 如浅水摇蚊种*Glyptotendipes barbipes*的出现(Wang等, 2016)和流域植被由树木到 C_3 草本的

图7 EASM边界区域公海与其他湖泊孢粉与水位记录的对比

(a)公海孢粉重建的降水量(Chen等, 2015)与(a')GDGT反映的水位记录(本研究); 蓝色平滑曲线代表 65°N 的7月太阳辐射量. (b)达里海树木孢粉百分含量(Wen等, 2017)与(b')残留湖岸堤与沉积露头定年重建的水位记录(Goldsmith等, 2017). (c)查干淖尔孢粉重建的降水量(Li等, 2020a)与(c')湖岸线重建的水位(Li等, 2020a). (d)达连海孢粉百分含量(Cheng等, 2013)与(e)OH-GDGT反映的水位记录(Wu等, 2020). (e)青海湖树木孢粉含量(Shen等, 2005)与(e')OH-GDGT反映的水位记录(Wang等, 2019)

转变(Chen等, 2015; Rao等, 2016)等. 在14.7~11.8ka BP期间, 暖季大气温度逐渐增加, YD期间波动剧烈, 而同期的底层水温、 ΔT 以及CBT'_{5ME}也均有大幅度波动, 可能它们同时受到了气温和水深/分层的影响.

从YD结束到9.5ka BP, brGDGTs含量、IIIa''含量、GDGT-0含量以及CBT'_{5ME}指标数值逐渐增加(图6a、6b和6e), 指示早全新世湖泊水位逐渐增加, 湖水分层逐渐加强, 底层水还原态逐渐加强. 在这期间, 底层水温度逐渐降低, 与表层水温度变化呈相反趋势, 表-底层水温差 ΔT 增加(图6c和6d). 此阶段的CBT'_{5ME}数值增加, 指示湖水pH逐渐偏酸, 这与同一湖泊内的沉积碳酸盐含量降低相一致(Chen等, 2015). 9.5~5ka BP, 岩芯中brGDGTs含量、IIIa''含量、GDGT-0含量、 ΔT 以及CBT'_{5ME}指标数值均保持在最高值(图6a、6b、6d和6e), 反映此阶段湖泊水位最稳定, 湖泊分层增强、底层水还原程度加强、pH数值最低. 5ka BP之后, 岩芯中brGDGTs含量、IIIa''含量、GDGT-0含量、 ΔT 以及CBT'_{5ME}指标数值逐渐下降(图6a、6b、6d和6e), 指示湖泊水位逐渐下降.

大体上, 我们的结果反映了9.5~5ka BP相对较高的湖泊水位. 值得注意的是, 早中全新世的岩芯沉积物中brGDGTs含量、IIIa''含量、GDGT-0含量和CBT'_{5ME}指标数值在10~11和7.5~8.5ka BP出现明显下降(图6a、6b和6e), 指示两个低水位事件发生. 考虑到定年误差, 这些低水位事件大致与北大西洋10.4和8.2ka BP的“冷事件”相对应(Bond等, 2001). 加上同样低水位的YD事件, 我们的数据表明, 在百年-千年时间尺度上, 中国北部干旱气候与北大西洋“冷事件”存在联系.

我们注意到在利用GDGTs的相关指标指示湖泊水位时需要一定的前提条件, 分层可能是一个重要的限制条件. 假设湖泊水体完全混合均匀, GDGTs相关指标将反映湖泊表层或者大气的状态; 假设湖泊水体永久分层, GDGTs相关指标将记录几乎无变化的底层水状态. 这两种情况下, GDGTs相关指标无法记录湖泊水位变化, 这也是将来需要开展进一步研究的方面. 然而, 此两种情况在公海湖泊似乎并未明显地发生过, 特别是在9.5-5ka BP阶段.

3.3 EASM北边界的湖泊水位与孢粉记录对比

湖泊高水位通常源于高降水或者低蒸发. 公海

GDGTs记录的湖泊水位从晚更新世到早全新世逐渐增加, 9.5~5ka BP期间为高水位阶段, 之后水位逐渐降低. 高水位的时间段对应较高的大气温度, 反之亦然(图6), 表明温度引起的湖泊蒸发对湖泊水位影响较小. 同样地, 公海水位与孢粉重建的降水量同向变化(图7a). 二者同向变化表明湖泊水位主要受控于区域降水影响. 二者也存在细小差别, 这可能与不同指标记录的机制有关. 例如, 公海水位最高值出现在9.5~5ka BP, 比孢粉重建的降水量最高值8~5ka BP略提前(图7a和7a'). 这个差异可能是因为早全新世温度较低引起的蒸发较弱, 而非降水量较高. 我们注意到公海粒度和碳酸盐指标指示11~3ka BP期间是高水位时期, 与我们的结果不一致. 这也可能源于不同指标的记录机制差异. 简言之, 沉积碳酸盐含量主要反映湖泊的水化学变化, 可能受到湖水体积、深度、蒸发、湖水pH、地表径流以及陆源有机酸物质的输入(Chen等, 2015; Cao等, 2017). 同样地, 沉积物粒度不仅与水深有关, 还和湖泊形状、风力强度、流域植被覆盖以及湖泊区域地形有关. 例如: 从冰消期到早-中全新世, 粒径快速减小可能与植被覆盖密度增加、湖泊表面积扩大以及较弱的冬季风有关(Chen等, 2018). 然而如前所述, 沉积物中GDGTs主要是湖泊内部自生, 受到湖泊分层状态、水深引起的底层水还原状态影响较大, 而受到其他因素例如陆源输入和湖泊流域植被类型等的影响较小.

此外, 在EASM北边界附近的其他湖泊中, 也存在水位与孢粉反映的降水记录不一致的现象. 例如, 孢粉数据表明查干淖尔和岱海降水量最大值分别出现在8~6和8~4.5ka BP(Xu等, 2010; Li等, 2020a). 同样地, 青海湖、达连海、巴彦查干以及达里海的树木孢粉含量, 主要受降水控制, 他们的最高值分别出现在9.5~5.5、9~4、8~5、8.3~6ka BP(Shen等, 2005; Jiang等, 2006; Cheng等, 2013; Wen等, 2017). 虽然这些记录存在些许差别, 但整体上表现出在中全新世相对湿润(图7b~7e). 然而, 这些湖泊的水位重建结果差异很大. 如, 达里海和查干淖尔湖泊水位最高值出现在11.5~6ka BP(图7b和7c), 达连海和青海湖高水位出现在6~0ka BP(图7d和7e). 达里海和查干淖尔的湖泊水位主要是依据残存湖岸堤来重建的. 然而, 低分辨率的湖岸堤很难捕捉到详细的湖泊水位波动, 并且部分湖岸堤可能已经被侵蚀掉(Li等, 2020a). 至于达连海与青海湖, 在早-中全新世处于低水位状态可能与相对

低的P-E有关, 因为这期间温度较高, 蒸发较强(Wu等, 2020). 联系到公海粒度与盐酸盐指示的水位记录也与降水记录不一致, 我们认为湖泊水位指标精度不够或者不同的P-E导致了水位变化记录与区域降水记录之间的不一致, 而这则可能是关于中国北部全新世EASM强盛期所发生的时间存在争议的一个原因. 本文的公海水位重建结果大致与孢粉重建的降水量结果相一致, 均表明EASM北边界降水最强期出现在中全新世.

公海的水位和孢粉记录结果显示降水的峰值出现在中全新世, 滞后于早全新世北半球夏季太阳辐射量的峰值时间(图7). 这与印度季风区降水/湿度记录不一致, 印度季风区降水/湿度记录从早-中全新世到中晚全新世逐渐降低(Dykoski等, 2005; Fleitmann等, 2013; Wu等, 2018), 表明其更显著地直接响应于北半球夏季太阳辐射量(Dykoski等, 2005; Cai等, 2015). 东亚夏季风降水比印度夏季风降水滞后于北半球夏季太阳辐射量, 表明二者的驱动机制不同. 前人研究表明, EASM降水机制包括外部的太阳辐射驱动和内部的诸如早全新世北半球残存冰盖、热带太平洋热力条件以及副热带高压的位置和雨带的移动等驱动, 内、外部驱动的反馈调节过程导致了EASM降水滞后北半球夏季太阳辐射量变化(Chen等, 2015; Rao等, 2016; Lu等, 2019; Li等, 2020b).

4 结论

通过仔细分析中国北方一个封闭高山湖泊GDGTs分布, 我们重建了此区域过去15000年以来的水文变化历史. 此湖泊表层沉积物和岩芯沉积物中GDGTs分布不同于流域土壤, 表明GDGTs主要来源于湖泊内部自生. 随着水深增加, GDGT-0与brGDGTs含量逐渐增加, 而brGDGTs温度指标MBT'_{5ME}数值逐渐降低, 表明生产GDGTs的微生物偏好底层水的环境, 因而GDGTs相关指标可以被用来反映湖泊水位的变化. 沉积岩芯中GDGTs记录显示, 从晚更新世到早全新世, 湖泊水位逐渐升高, 9.5~5ka BP期间湖泊水位最高, 之后湖泊水位逐渐降低. 本研究得出的新的、独立的古水位记录与区域的孢粉重建的古降水记录大体一致, 表明此湖泊水位主要受控于区域降水, 响应滞后于北半球夏季太阳辐射量.

致谢 感谢许元斌、李云霞、陈婕、董良以及康曼玉在实验室、野外采样和初稿图片准备期间的帮助. 本研究的数据可以在figshare中获得(<https://figshare.com/s/eb934-b207179218ad0b3>).

参考文献

- 陈婕, 黄伟, 靳立亚, 陈建徽, 陈圣乾, 陈发虎. 2018. 东亚夏季风的气候北界指标及其年际变化研究. *中国科学: 地球科学*, 48: 93–101
- 王鑫, 王宗礼, 陈建徽, 刘建宝, 王海鹏, 张生瑞, 许海清, 陈发虎. 2014. 山西宁武天池区高山湖泊群的形成原因. *兰州大学学报(自然科学版)*, 50: 208–212
- Ajioka T, Yamamoto M, Takemura K, Hayashida A, Kitagawa H. 2014. Water pH and temperature in Lake Biwa from MBT'/CBT indices during the last 280000 years. *Clim Past*, 10: 1843–1855
- Blaga C I, Reichert G J, Heiri O, Sinninghe Damsté J S. 2009. Tetraether membrane lipid distributions in water-column particulate matter and sediments: A study of 47 European lakes along a north-south transect. *J Paleolimnol*, 41: 523–540
- Bond G, Kromer B, Beer J, Muscheler R, Evans M N, Showers W, Hoffmann S, Lotti-Bond R, Hajdas I, Bonani G. 2001. Persistent solar influence on north Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294: 2130–2136
- Cai Y J, Fung I Y, Edwards R L, An Z S, Cheng H, Lee J E, Tan L C, Sheng C C, Wang X F, Day J A, Zhou W J, Kelly M J, Chiang J C H. 2015. Variability of stalagmite-inferred Indian monsoon precipitation over the past 252,000 y. *Proc Natl Acad Sci USA*, 112: 2954–2959
- Cao J T, Rao Z G, Jia G D, Xu Q H, Chen F H. 2017. A 15 ka pH record from an alpine lake in north China derived from the cyclization ratio index of aquatic brGDGTs and its paleoclimatic significance. *Org Geochem*, 109: 31–46
- Cao J T, Rao Z G, Shi F X, Jia G D. 2020. Ice formation on lake surfaces in winter causes warm-season bias of lacustrine brGDGT temperature estimates. *Biogeosciences*, 17: 2521–2536
- Cheng B, Chen F H, Zhang J W. 2013. Palaeovegetational and palaeoenvironmental changes since the last deglaciation in Gonghe Basin, northeast Tibetan Plateau. *J Geogr Sci*, 23: 136–146
- Chen F H, Yu Z C, Yang M L, Ito E, Wang S M, Madsen D B, Huang X Z, Zhao Y, Sato T, John B B H, Boomer I, Chen J H, An C B, Wünnemann B. 2008. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quat Sci Rev*, 27: 351–364
- Chen F H, Liu J B, Xu Q H, Li Y C, Chen J H, Wei H T, Liu Q S, Wang Z L, Cao X Y, Zhang S R. 2013. Environmental magnetic studies of sediment cores from Gonghai Lake: Implications for monsoon

- evolution in North China during the late glacial and Holocene. *J Paleolimnol*, 49: 447–464
- Chen F H, Xu Q H, Chen J H, Birks H J, Liu J B, Zhang S R, Jin L Y, An C B, Telford R J, Cao X Y, Wang Z L, Zhang X J, Selvaraj K, Lu H Y, Li Y C, Zheng Z, Wang H P, Zhou A F, Dong G H, Zhang J W, Huang X Z, Bloemendal J, Rao Z G. 2015. East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation. *Sci Rep*, 5: 11186
- Chen S Q, Liu J B, Xie C L, Chen J H, Wang H P, Wang Z L, Rao Z G, Xu Q H, Chen F H. 2018. Evolution of integrated lake status since the last deglaciation: A high-resolution sedimentary record from Lake Gonghai, Shanxi, China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 496: 175–182
- Chu G Q, Sun Q, Zhu Q Z, Shan Y B, Shang W Y, Ling Y, Su Y L, Xie M M, Wang X S, Liu J Q. 2017. The role of the Asian winter monsoon in the rapid propagation of abrupt climate changes during the last deglaciation. *Quat Sci Rev*, 177: 120–129
- De Jonge C, Hopmans E C, Zell C I, Kim J H, Schouten S, Sinninghe Damsté J S. 2014. Occurrence and abundance of 6-methyl branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers in soils: Implications for palaeoclimate reconstruction. *Geochim Cosmochim Acta*, 141: 97–112
- Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, Yuan D, Cai Y, Zhang M, Lin Y, Qing J, An Z, Revenaugh J. 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Planet Sci Lett*, 233: 71–86
- Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, Neff U, Kramers J, Mangini A, Matter A. 2003. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. *Science*, 300: 1737–1739
- Goldsmith Y, Broecker W S, Xu H, Polissar P J, deMenocal P B, Porat N, Lan J H, Cheng P, Zhou W J, An Z S. 2017. Northward extent of East Asian monsoon covaries with intensity on orbital and millennial timescales. *Proc Natl Acad Sci USA*, 114: 1817–1821
- Hopmans E C, Weijers J W H, Schefuß E, Herfort L, Sinninghe Damsté J S, Schouten S. 2004. A novel proxy for terrestrial organic matter in sediments based on branched and isoprenoid tetraether lipids. *Earth Planet Sci Lett*, 224: 107–116
- Huguet C, Hopmans E C, Febo-Ayala W, Thompson D H, Sinninghe Damsté J S, Schouten S. 2006. An improved method to determine the absolute abundance of glycerol dibiphytanyl glycerol tetraether lipids. *Org Geochem*, 37: 1036–1041
- Jiang W Y, Guo Z T, Sun X J, Wu H B, Chu G Q, Yuan B Y, Hatté C, Guiot J. 2006. Reconstruction of climate and vegetation changes of Lake Bayanchagan (Inner Mongolia): Holocene variability of the East Asian monsoon. *Quat Res*, 65: 411–420
- Li G Q, Wang Z, Zhao W W, Jin M, Wang X Y, Tao S X, Chen C Z, Cao X Y, Zhang Y N, Yang H, Madsen D. 2020a. Quantitative precipitation reconstructions from Chagan Nur revealed lag response of East Asian summer monsoon precipitation to summer insolation during the Holocene in arid northern China. *Quat Sci Rev*, 239: 106365
- Li G Q, Zhang H X, Liu X J, Yang H, Wang X Y, Zhang X J, Jonell T N, Zhang Y N, Huang X, Wang Z, Wang Y X, Yu L P, Xia D S. 2020b. Paleoclimatic changes and modulation of East Asian summer monsoon by high-latitude forcing over the last 130,000 years as revealed by independently dated loess-paleosol sequences on the NE Tibetan Plateau. *Quat Sci Rev*, 237: 106283
- Liu W G, Li X Z, An Z S, Xu L M, Zhang Q L. 2013. Total organic carbon isotopes: A novel proxy of lake level from Lake Qinghai in the Qinghai-Tibet Plateau, China. *Chem Geol*, 347: 153–160
- Liu J B, Chen S Q, Chen J H, Zhang Z P, Chen F H. 2017. Chinese cave $\delta^{18}\text{O}$ records do not represent northern East Asian summer monsoon rainfall. *Proc Natl Acad Sci USA*, 114: E2987–E2988
- Lu F Z, Ma C M, Zhu C, Lu H Y, Zhang X J, Huang K Y, Guo T H, Li K F, Li L, Li B, Zhang W Q. 2019. Variability of East Asian summer monsoon precipitation during the Holocene and possible forcing mechanisms. *Clim Dyn*, 52: 969–989
- Martin C, Ménot G, Thouveny N, Davtian N, Andrieu-Ponel V, Reille M, Bard E. 2019. Impact of human activities and vegetation changes on the tetraether sources in Lake St Front (Massif Central, France). *Org Geochem*, 135: 38–52
- Ming G D, Zhou W J, Wang H, Cheng P, Shu P X, Xian F, Fu Y C. 2020. Moisture variations in Lacustrine-eolian sequence from the Hunshandake sandy land associated with the East Asian summer monsoon changes since the late Pleistocene. *Quat Sci Rev*, 233: 106210
- Pearson E J, Juggins S, Talbot H M, Weckström J, Rosén P, Ryves D B, Roberts S J, Schmidt R. 2011. A lacustrine GDGT-temperature calibration from the Scandinavian Arctic to Antarctic: Renewed potential for the application of GDGT-paleothermometry in lakes. *Geochim Cosmochim Acta*, 75: 6225–6238
- Peterse F, Prins M A, Beets C J, Troelstra S R, Zheng H, Gu Z Y, Schouten S, Sinninghe D J S. 2011. Decoupled warming and monsoon precipitation in East Asia over the last deglaciation. *Earth Planet Sci Lett*, 301: 256–264
- Rao Z G, Jia G D, Li Y X, Chen J H, Xu Q H, Chen F H. 2016. Asynchronous evolution of the isotopic composition and amount of precipitation in north China during the Holocene revealed by a record of compound-specific carbon and hydrogen isotopes of long-chain *n*-alkanes from an alpine lake. *Earth Planet Sci Lett*, 446: 68–76
- Ramsey C B. 2008. Deposition models for chronological records. *Quat*

- Sci Rev*, 27: 42–60
- Reimer P J, Baillie M G L, Bard E, Bayliss A, Beck J W, Blackwell P G, Bronk Ramsey C, Buck C E, Burr G S, Edwards R L, Friedrich M, Grootes P M, Guilderson T P, Hajdas I, Heaton T J, Hogg A G, Hughen K A, Kaiser K F, Kromer B, McCormac F G, Manning S W, Reimer R W, Richards D A, Southon J R, Talamo S, Turney C S M, van der Plicht J, Weyhenmeyer C E. 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51: 1111–1150
- Russell J M, Hopmans E C, Loomis S E, Liang J, Sinninghe Damsté J S. 2018. Distributions of 5- and 6-methyl branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers (brGDGTs) in East African lake sediment: Effects of temperature, pH, and new lacustrine paleotemperature calibrations. *Org Geochem*, 117: 56–69
- Schouten S, Hopmans E C, Sinninghe Damsté J S. 2013. The organic geochemistry of glycerol dialkyl glycerol tetraether lipids: A review. *Org Geochem*, 54: 19–61
- Sinninghe Damsté J S, Rijpstra W I C, Hopmans E C, Weijers J W H, Foesel B U, Overmann J, Dedysh S N. 2011. 13,16-Dimethyl Octacosanedioic Acid (iso-Diabolic Acid), a Common Membrane-Spanning Lipid of Acidobacteria Subdivisions 1 and 3. *Appl Environ Microbiol*, 77: 4147–4154
- Sinninghe Damsté J S, Rijpstra W I C, Foesel B U, Huber K J, Overmann J, Nakagawa S, Kim J J, Dunfield P F, Dedysh S N, Villanueva L. 2018. An overview of the occurrence of ether- and ester-linked iso-diabolic acid membrane lipids in microbial cultures of the Acidobacteria: Implications for brGDGT paleoproxies for temperature and pH. *Org Geochem*, 124: 63–76
- Shen J, Liu X Q, Wang S M, Ryo M. 2005. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years. *Quat Int*, 136: 131–140
- Wang H P, Brooks S J, Chen J H, Hu Y, Wang Z L, Liu J B, Xu Q H, Chen F H. 2016. Response of chironomid assemblages to East Asian summer monsoon precipitation variability in northern China since the last deglaciation. *J Quat Sci*, 31: e2921
- Wang H Y, Liu W G, Zhang C L, Wang Z, Wang J X, Liu Z H, Dong H L. 2012. Distribution of glycerol dialkyl glycerol tetraethers in surface sediments of Lake Qinghai and surrounding soil. *Org Geochem*, 47: 78–87
- Wang H Y, He Y X, Liu W G, Zhou A F, Kolpakova M, Krivonogov S, Liu Z H. 2019. Lake water depth controlling archaeal tetraether distributions in Mid-latitude Asia: Implications for paleo lake-level reconstruction. *Geophys Res Lett*, 46: 5274–5283
- Weber Y, De Jonge C, Rijpstra W I C, Hopmans E C, Stadnitskaia A, Schubert C J, Lehmann M F, Sinninghe Damsté J S, Niemann H. 2015. Identification and carbon isotope composition of a novel branched GDGT isomer in lake sediments: Evidence for lacustrine branched GDGT production. *Geochim Cosmochim Acta*, 154: 118–129
- Weber Y, Sinninghe Damsté J S, Zopfi J, De Jonge C, Gilli A, Schubert C J, Lepori F, Lehmann M F, Niemann H. 2018. Redox-dependent niche differentiation provides evidence for multiple bacterial sources of glycerol tetraether lipids in lakes. *Proc Natl Acad Sci USA*, 115: 10926–10931
- Weijers J W H, Schouten S, Hopmans E C, Geenevasen J A J, David O R P, Coleman J M, Pancost R D, Sinninghe Damsté J S. 2006. Membrane lipids of mesophilic anaerobic bacteria thriving in peats have typical archaeal traits. *Environ Microbiol*, 8: 648–657
- Weijers J W H, Schouten S, van den Donker J C, Hopmans E C, Sinninghe Damsté J S. 2007. Environmental controls on bacterial tetraether membrane lipid distribution in soils. *Geochim Cosmochim Acta*, 71: 703–713
- Wen R L, Xiao J L, Ma Y Z, Feng Z D, Li Y C, Xu Q H. 2013. Pollen-climate transfer functions intended for temperate eastern Asia. *Quat Int*, 311: 3–11
- Wen R L, Xiao J L, Fan J W, Zhang S R, Yamagata H. 2017. Pollen evidence for a mid-Holocene East Asian summer monsoon maximum in northern China. *Quat Sci Rev*, 176: 29–35
- Wu D, Chen X M, Lv F Y, Brenner M, Curtis J, Zhou A F, Chen J H, Abbott M, Yu J Q, Chen F H. 2018. Decoupled early Holocene summer temperature and monsoon precipitation in southwest China. *Quat Sci Rev*, 193: 54–67
- Wu D, Zhou A F, Zhang J W, Chen J H, Li G Q, Wang Q, Chen L, Madsen D, Abbott M, Cheng B, Chen F H. 2020. Temperature-induced dry climate in basins in the northeastern Tibetan Plateau during the early to middle Holocene. *Quat Sci Rev*, 237: 106311
- Xiao J L, Chang Z G, Si B, Qin X G, Itoh S, Lomtatidze Z. 2009. Partitioning of the grain-size components of Dali Lake core sediments: Evidence for lake-level changes during the Holocene. *J Paleolimnol*, 42: 249–260
- Xiao J L, Fan J W, Zhou L, Zhai D Y, Wen R L, Qin X G. 2013. A model for linking grain-size component to lake level status of a modern clastic lake. *J Asian Earth Sci*, 69: 149–158
- Xiao W J, Wang Y H, Zhou S Z, Hu L M, Yang H, Xu Y P. 2016. Ubiquitous production of branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers (brGDGTs) in global marine environments: A new source indicator for brGDGTs. *Biogeosciences*, 13: 5883–5894
- Xu Q H, Xiao J L, Li Y C, Tian F, Nakagawa T. 2010. Pollen-based quantitative reconstruction of Holocene climate changes in the Daihai Lake area, Inner Mongolia, China. *J Clim*, 23: 2856–2868
- Yang H, Pancost R D, Dang X Y, Zhou X Y, Evershed R P, Xiao G Q, Tang C R, Gao L, Guo Z T, Xie S C. 2014. Correlations between

- microbial tetraether lipids and environmental variables in Chinese soils: Optimizing the paleo-reconstructions in semi-arid and arid regions. *Geochim Cosmochim Acta*, 126: 49–69
- Yang H, Lü X X, Ding W H, Lei Y Y, Dang X Y, Xie S C. 2015. The 6-methyl branched tetraethers significantly affect the performance of the methylation index (MBT') in soils from an altitudinal transect at Mount Shennongjia. *Org Geochem*, 82: 42–53
- Zhang Y G, Zhang C L, Liu X L, Li L, Hinrichs K U, Noakes J E. 2011. Methane Index: A tetraether archaeal lipid biomarker indicator for detecting the instability of marine gas hydrates. *Earth Planet Sci Lett*, 307: 525–534
- Zhang J R, Lai Z P, Jia Y L. 2012. Luminescence chronology for late Quaternary lake levels of enclosed Huangqihai lake in East Asian monsoon marginal area in northern China. *Quat Geochronol*, 10: 123–128
- Zhang J, Yu Z G, Jia G D. 2020. Cyclisation degree of tetramethylated brGDGTs in marine environments and its implication for source identification. *Glob Planet Change*, 184: 103043
- Zhao C, Yu Z, Zhao Y, Ito E. 2009. Possible orographic and solar controls of Late Holocene centennial-scale moisture oscillations in the northeastern Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 36: L21705
- Zhou X, Sun L G, Zhan T, Huang W, Zhou X Y, Hao Q Z, Wang Y L, He X Q, Zhao C, Zhang J, Qiao Y S, Ge J Y, Yan P, Yan Q, Shao D, Chu Z D, Yang W Q, Smol J P. 2016. Time-transgressive onset of the Holocene Optimum in the East Asian monsoon region. *Earth Planet Sci Lett*, 456: 39–46

(责任编辑: 李小强)