

# 贵州梵净山九龙池沉积物<sup>14</sup>C年代学研究及全新世碳累积速率变化

戎钇锰<sup>1,4</sup>, 彭海军<sup>1,\*</sup>, 丁寒维<sup>1,4</sup>, 鲍锬山<sup>2</sup>, 高洋<sup>3</sup>, 闫海鱼<sup>1</sup>,  
陈笛<sup>1,4</sup>, 姚虎<sup>1,4</sup>, 王洁<sup>1,4</sup>

(1. 中国科学院地球化学研究所 环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550081; 2. 华南师范大学 地理科学学院, 广州 510631; 3. 贵州师范大学 喀斯特研究院, 贵阳 550001; 4. 中国科学院大学, 北京 10049)

**摘要:**放射性碳同位素加速器质谱(ASM<sup>14</sup>C)测年法是湖泊沉积物定年的主要方法,并且是全新世年代学研究的热点。随着对全新世古气候与环境变化研究的深入,选取不同介质定年可能对年代模型的准确性造成误差,进而影响到气候指标的解译。本文选取贵州东北部梵净山九龙池沉积物中树枝、树叶、树皮、种子等植物残体和全样有机质作为测年介质,利用ASM<sup>14</sup>C进行定年。结果表明,相比全样有机质,使用植物残体定年可以在一定程度上避免碳库效应的影响。但相比于原位沉积且生长年限较短的叶片,树枝的定年结果偏老,不是一种理想的定年介质。另外,根据定年结果及总有机碳含量重建了全新世九龙池的碳累积速率,发现碳累积速率可以指示该地区亚洲夏季风强度的变化历史。

**关键词:** ASM<sup>14</sup>C 测年; 全新世; 沉积物; 植物残体; 梵净山

**中图分类号:** P593; X142 **文献标识码:** A **文章编号:** 1672-9250(2022)01-0014-11 **doi:** 10.14050/j.cnki.1672-9250.2021.49.086

全新世以来的古环境和古气候变化是目前全球气候变化研究的热点<sup>[1-3]</sup>,其中建立时间序列以及环境代用指标系统是重建古环境和古气候变化的关键,而准确的定年结果是时间序列重建的重要前提。在众多全新世气候变化信息记录载体中,湖泊沉积物具有高分辨率、高信息提取量,保存完整连续且易于定年等优点<sup>[4-6]</sup>。定年的准确性在全新世古环境和古气候的研究中非常重要,对于一些特定的全新世气候事件,例如8.2千年事件与末次冰期类似的冰筏事件(Ice-rafted Debris, IRD)以及相关的突然降温事件等<sup>[7-9]</sup>,它们发生过程往往只有几十年,仅持续数百年,想要准确分析这些突变事件发生的过程和机制,高精度、高分辨率的定年结果必不可少。

<sup>14</sup>C测年方法由Libby等<sup>[10]</sup>1946年建立,至今已成为最常用的测年方法<sup>[11-13]</sup>。该方法的基本原理是基于<sup>14</sup>C含量随时间呈指数衰减,通过对比样

品中<sup>14</sup>C与现代大气的<sup>14</sup>C标准含量,确定样品的年代。20世纪80年代后,随着加速器质谱(Accelerator Mass Spectrometry, AMS)的普及,<sup>14</sup>C测年得以发展并广泛应用。相对于传统的<sup>14</sup>C技术,AMS<sup>14</sup>C定年技术只需要少量的纯碳来进行测定,降低了样品用量(1~10 mg),提高了测试精度(最高可达0.5%)和测年效率<sup>[14-16]</sup>。此外,该方法还可以测定沉积物的不同组分来减少传统定年方法产生的误差和不确定性。

目前对测年介质的选择还存在较多不确定性,一般的定年物质选择全有机质样品和陆源植物残体,但是由于沉积物中有机质来源复杂,全有机质样品非常容易受到老碳或年轻碳的影响,测年结果的不确定性较大<sup>[17-19]</sup>。生长年限较短的陆生植物残体(种子、叶片、树枝等)是较为理想的定年物质,测年结果更为精准<sup>[20-21]</sup>。而不同组分的植物残体定年结果也有差异,例如Nilsson等<sup>[22]</sup>通过对比植

收稿日期: 2021-03-16; 改回日期: 2021-05-08

基金项目: 国家自然科学基金项目(41907288, 41873047); 贵州省科技计划项目(黔科合基础[2019]1317, 黔科合基础[2020]1Y193); 中国科学院“西部之光”项目。

第一作者简介: 戎钇锰(1995-), 男, 硕士研究生, 主要研究方向为全新世古环境重建。E-mail: rongyimeng@mail.gyig.ac.cn.

\* 通讯作者: 彭海军(1986-), 男, 助理研究员, 主要研究方向为湿地碳循环和古气候重建。E-mail: penghaijun@mail.gyig.ac.cn.

物残体不同组分的定年结果,发现定年的准确度存在差异。

本文选取梵净山九龙池为研究对象,该湖泊周围无明显的流域,是一个相对封闭的湖泊,沉积序列保存完整,周围主要为变质岩且碳酸岩矿物较少,很少受到“碳库效应”<sup>[23-24]</sup>的影响。通过对不同有机组分测年物质的定年结果对比,建立更准确的年代框架,并为后续的湖泊沉积年代学和沉积环境分析研究提供范例。

## 1 研究区概况

梵净山(27°53'44" N, 108°40'48" E)位于贵州省东北部印江、松桃和江口三县交界处,地处云贵高原向湘西丘陵过渡的斜坡地带(图 1),属于亚热带季风气候,夏季受东南海洋季风影响十分显著,冬季受西北寒潮影响。该区的气候表现为雨热同期,降水主要集中在 4~10 月,年平均气温约 6~17 °C,最冷和最热的月份是 1 月和 7 月,平均气温分别为 3.1~5.1 °C 和 15~27 °C<sup>[25]</sup>,年平均降水量约

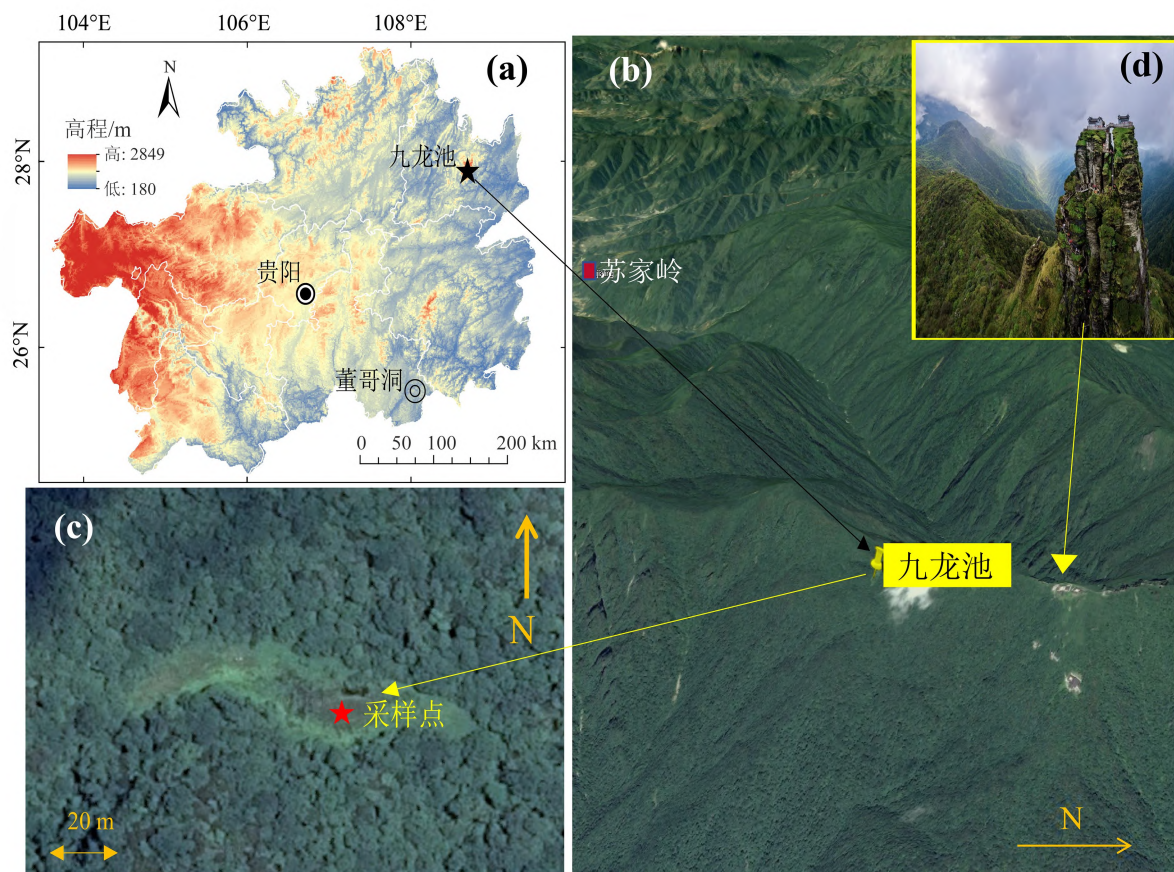
1 100~2 600 mm<sup>[26]</sup>。梵净山地区位于江南造山带的西南缘,是一个元古宙时期的裂谷盆地,区域上以喀斯特地貌包围浅变质岩山脉地貌为特征<sup>[27]</sup>,土壤以山地黄壤为主,具有明显的垂直分异现象。由于地形条件复杂,水热条件充沛,发育着中亚热带典型的湿润性常绿阔叶林等地带性植被<sup>[28-29]</sup>。

九龙池发育在梵净山金顶旁的山脊上(图 1),曾是梵净山地区海拔最高、面积最大、积水从未间断的一个冰斗湖<sup>[30]</sup>。20 世纪 90 年代初,梵净山建立自然保护区,生态保存完好,人类活动影响小,是开展古气候研究的理想区域。

## 2 样品采集和实验方法

### 2.1 样品采集

样品采集前,先用俄罗斯泥炭钻对九龙池湖泊行沉积物厚度勘探,结果显示厚度在 1~4.5 m 之间。随后,在九龙池中心位置(108°41'33.05" E, 27°53'57.82" N;海拔 2 048 m)(图 1)采集岩芯,岩芯长 450 cm。选取在该湿地最深处采集了沉积物



a-贵州省 DEM 图及梵净山九龙池和董哥洞位置示意图;b-梵净山鸟瞰图(黄色地标为九龙池);c-采样点航拍图;d-梵净山金顶航拍图  
图 1 研究区位置示意图

Fig. 1 The sketch map of the study area and locations

岩芯(编号 FJ19A)及其平行钻孔(FJ19B),钻孔间隔距离 30 cm。钻孔样品采集上来之后,转移到相同尺寸的 PPC 管中并使用保鲜膜覆盖、固定,然后运送回实验室后置于 4 °C 的冰箱低温保存。钻孔获取后依次进行岩芯拍照(其中 FJ19A 柱子的照片使用中国科学院南京地理与湖泊研究所的 MSCL-XRF 岩芯扫描仪(Geotech, 英国)拍摄)和岩性描述。FJ19A 钻孔剖面岩性变化自下而上分为 7 段,450~410 cm 为黄色中细颗粒黏土质沉积,410~380 cm 为灰黄色中细颗粒黏土质沉积,380~340 cm 为青灰色细颗粒黏土质沉积,340~200 cm 为灰色细颗粒黏土质沉积,200~50 cm 为灰黑色细颗粒黏土质沉积并夹杂较多植物残体,50~10 cm 为灰黄色细颗粒黏土质沉积,顶部 10 cm 为松散的棕褐色有机质沉积层(图 2)。

最后在实验室进行切割分样,分样以 1 cm 厚度切割为 450 份样品。在岩芯样品切割完成后,使用电子天平对每一份样品及其样品袋进行称重,得到样品的湿重和样品袋重量。然后将样品放入冷冻干燥机中进行干燥约 2~3 天,并于干燥后称重得到样品的干重。最后根据样品的体积计算其容重,根据质量差计算其含水量,得到原样质量和干样质量,并计算出每一份样品的含水量。

## 2.2 有机碳含量测定

对该岩芯分割完成后的每一份样品进行有机质的测定,方法采用水合热重铬酸钾氧化-比色法<sup>[31]</sup>,有机碳含量的计算公式如下:

$$TOC = (V_0 - V) \times C \times 0.003 \times 1.724 \times F \times 100 / W \quad (1)$$

式中,TOC 为单个样品的总有机碳含量(%); $V_0$  为空白试验消耗的  $FeSO_4$  溶液体积(mL); $V$  为样品测

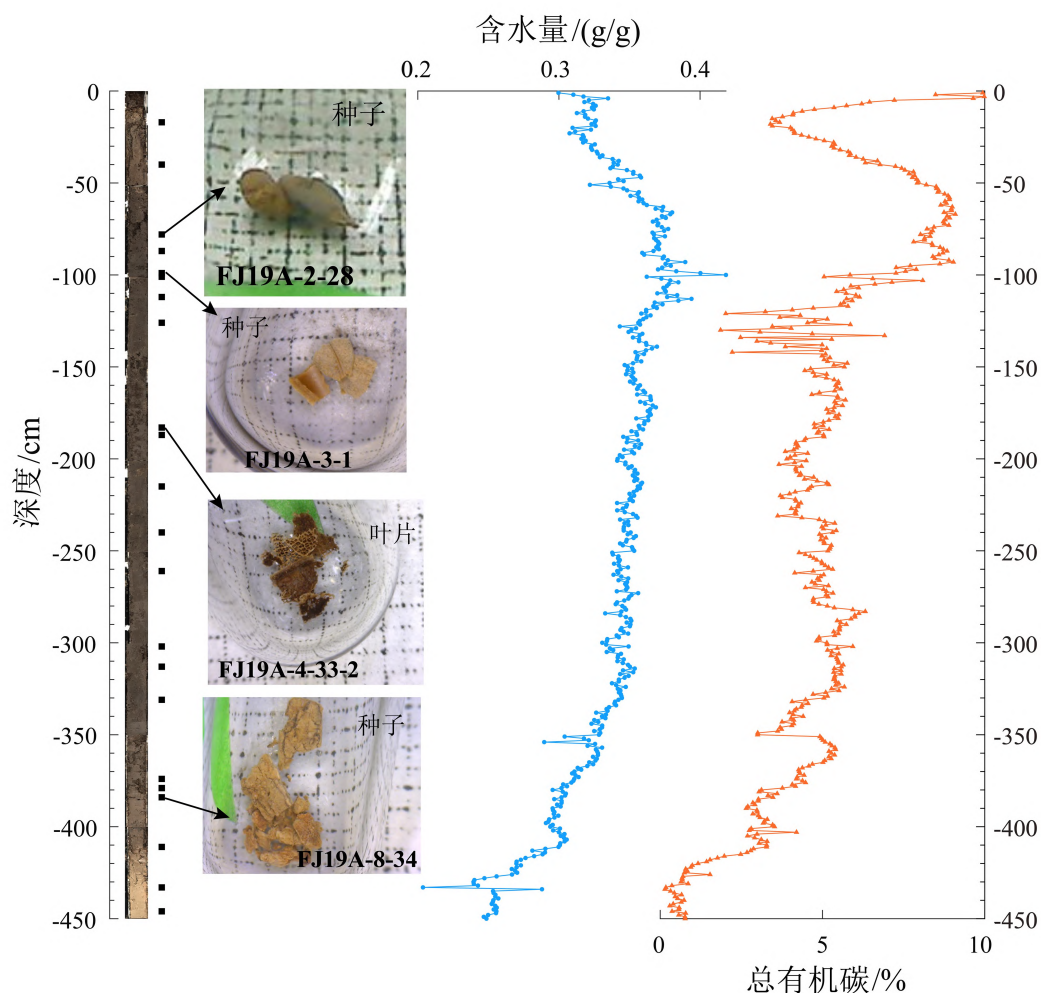


图 2 FJ19A 岩性扫描图像,定年控制点(黑色实心方框),代表性植物残体图像(背景网格尺寸为 1 mm×1 mm),含水量和总有机碳含量

Fig. 2 Scanned image showing the lithology of FJ19A, dating control points (solid black squares), images of representative plant residues (the size of the background grids are 1 mm×1 mm), water content and total organic carbon content

定时消耗的  $\text{FeSO}_4$  溶液体积 (mL);  $C$  为  $\text{FeSO}_4$  标准溶液的摩尔浓度 (0.2 mol/L); 0.003 为毫摩尔碳的重量 (g); 1.724 为由有机碳换算为有机质的因数 (按土壤有机质平均含碳 58% 计算);  $F$  为氧化校正系数, 根据土壤有机质含量而定, 当未校正之前的结果  $\leq 1\%$  时为 1.25,  $> 1\%$  为 1.16;  $W$  为样品的总重量 (g)。

### 2.3 AMS<sup>14</sup>C 年代测定

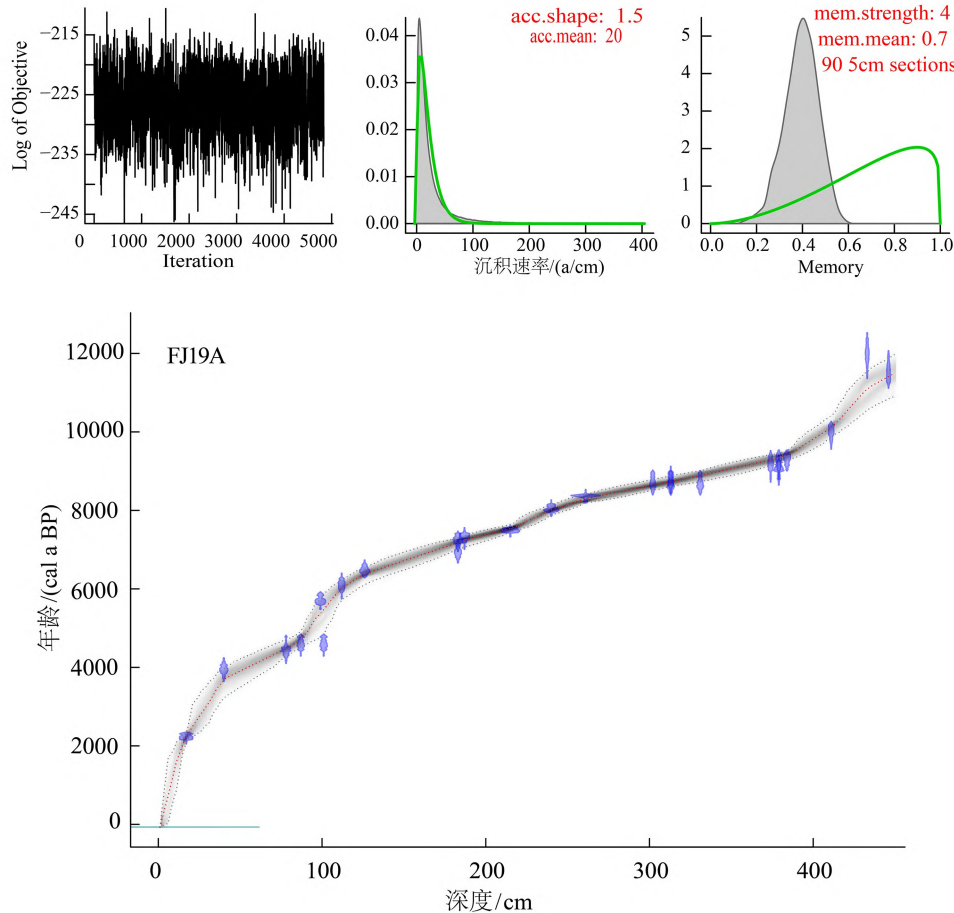
选取 FJ19A 岩芯进行<sup>14</sup>C 测年, 在 23 个不同深度挑选了 11 个植物残体样品和 14 个全有机质样品, 总计 25 个样品进行<sup>14</sup>C 测年。其中, 6 种类型植物残体样品分别为种子样品 4 个, 树皮样品 2 个, 树皮和叶子混合样品 2 个, 树枝样品 1 个, 以及叶片样品 2 个。植物残体和全有机质分别采用了不同的前处理方法, 具体步骤如下:

(1) 植物残体: 采用酸-碱-酸前处理方法。将样品称重放入烧杯中, 加入过量的 1 mol/L

HCl, 以彻底去除样品中的碳酸盐, 再用蒸馏水清洗至中性。随后向样品中加入 2% 的 NaOH, 以清除腐殖酸, 最后加入足量的 HCl 除去样品中剩余的碱液, 再用蒸馏水清洗至中性, 置于烘箱中 65 °C 烘干。

(2) 全有机质样: 采用酸洗前处理法。向样品中加入过量的 HCl 以去除碳酸盐, 然后用蒸馏水清洗至中性, 置于烘箱中 65 °C 烘干。

称量处理好的样品加入元素分析仪样品室燃烧除杂质, 收集  $\text{CO}_2$  气体。将纯化的  $\text{CO}_2$  气体送入石墨靶合成装置中, 铁粉催化下用氢气使  $\text{CO}_2$  还原为碳, 最后压制成为石墨靶, 最后将石墨靶放入 AMS 系统进行<sup>14</sup>C 年龄测定。所有样品均在美国 Beta 实验室进行测定。将测定结果输入 OxCal 程序中, 利用 IntCal13 曲线进行校正<sup>[32]</sup> (表 1), 再基于 Bayesian 统计法的 WinBacon2.2 R 软件包, 为不同



左上角小图显示马尔科夫链蒙特卡罗迭代 (大于 1000 次迭代) 的稳定性, 中间小图显示沉积速率的先验 (绿色曲线) 和后验 (灰色填充) 分布, 右上角小图分段之间累积率的前 (绿色曲线) 和后 (灰色填充) 关系, 底部大图显示<sup>14</sup>C 校正年龄 (蓝色透明点) 和年代-深度模型 (深灰色线表示日历年龄, 灰色点画线表示 95% 置信区间, 红色曲线表示每个深度平均年龄的最佳曲线)

图 3 九龙池 FJ19A 孔年代-深度 Bacon 模型

Fig. 3 The Bayesian age-depth model of Jiulongchi FJ19A core

表1 梵净山九龙池 FJ19A 孔 AMS<sup>14</sup>C 定年数据Table 1 Results of AMS<sup>14</sup>C analyses of Fanjinshan lake sediment core samples

样品名称	测试编号	深度/cm	$\delta^{13}\text{C}/(\text{‰}, \text{VPDB})$	<sup>14</sup> C 年龄/(a BP)	定年物质	校正年龄区间/(cal a BP)
FJ19A-1-17	530997	17	-28.7	2 230 ± 30	全样有机质	2 277~2 153
FJ19A-1-40	530998	40	-29	3 630 ± 30	全样有机质	3 994~3 855
FJ19A-2-28	529484	78	-25.5	3 970 ± 30	种子	4 524~4 401
FJ19A-2-37	529486	87	-26.2	4 080 ± 30	种子	4 648~4 514
FJ19A-2-49	530999	99	-29.7	4 960 ± 30	全样有机质	5 742~5 609
FJ19A-3-1	529485	101	-24.4	4 080 ± 30	种子	4 648~4 514
FJ19A-3-12	531000	112	-30.3	5 320 ± 30	全样有机质	6 192~5 996
FJ19A-3-26	531001	126	-30.8	5 680 ± 30	全样有机质	6 538~6 402
FJ19A-4-33-1	531002	183	-31	6 330 ± 30	全样有机质	7 318~7 173
FJ19A-4-33-2	529491	183	-27.1	6 080 ± 30	叶片和树皮	7 014~6 853
FJ19A-4-37	531003	187	-30.2	6 400 ± 30	全样有机质	7 418~7 270
FJ19A-5-15	529493	215	-29.3	6 590 ± 30	全样有机质	7 520~7 431
FJ19A-5-40	529494	240	-29.3	7 210 ± 30	全样有机质	8 063~7 958
FJ19A-6-11-2	531004	261	-13.2	7 550 ± 30	全样有机质	8 410~8 333
FJ19A-7-2	529495	302	-27.4	7 860 ± 30	种子	8 763~8 583
FJ19A-7-13	531005	313	-30.3	7 930 ± 30	全样有机质	8 811~8 635
FJ19A-7-13-1	529498	313	-27.3	7 840 ± 30	叶片	8 715~8 547
FJ19A-7-31	529499	331	-28.3	7 850 ± 30	叶片和树皮	8 722~8 554
FJ19A-8-24	529500	374	-26.9	8 220 ± 30	树皮	9 291~9 082
FJ19A-8-29	529501	379	-28.8	8 110 ± 30	叶片	9 122~8 997
FJ19A-8-29-1	529502	379	-27.3	8 290 ± 30	树枝	9 424~9 202
FJ19A-8-34	529503	384	-25.2	8 330 ± 30	种子	9 447~9 272
FJ19A-9-11	531006	411	-28.6	8 920 ± 30	全样有机质	10 091~9 917
FJ19A-9-33	529505	433	-26.3	10 250 ± 30	全样有机质	12 130~11 920
FJ19A-9-46	531007	446	-27.3	9 970 ± 40	全样有机质	11 509~11 259

年代控制点选择合适的函数,从而建立可靠的年代-深度 Bacon 模型<sup>[33]</sup>(图3)。

根据已经获得的年代数据,我们可以计算出 FJ19A 孔的平均沉积速率为 0.039 cm/a(图3)。另外根据年代-深度模型我们可以发现沉积速率越大曲线越趋向平缓:在 450~380 cm(11 500~9 060 a)期间曲线较陡,沉积速率为 0.029 cm/a,比整体沉积速率较慢;在 380~100 cm(9 060~4 580 a)期间曲线非常平缓,沉积速率为 0.062 5 cm/a,远大于整体沉积速率;100 cm-顶部(4 580~0 a)期间曲线最陡,沉积速率为 0.021 cm/a,是该岩芯沉积速率最小的时期。

#### 2.4 湖泊沉积速率和碳累积速率的计算

根据岩芯 FJ19A 的年代-深度 Bacon 模型,可以通过每一层样品的年代来计算出湖泊沉积速率(图4)。而碳累积速率表示的湖泊沉积物在积累过程中单位面积和时间内的总有机碳沉积总量(图4),其计算公式为:

$$C_{ar} = TOC \times BD \times R_{sed} \quad (2)$$

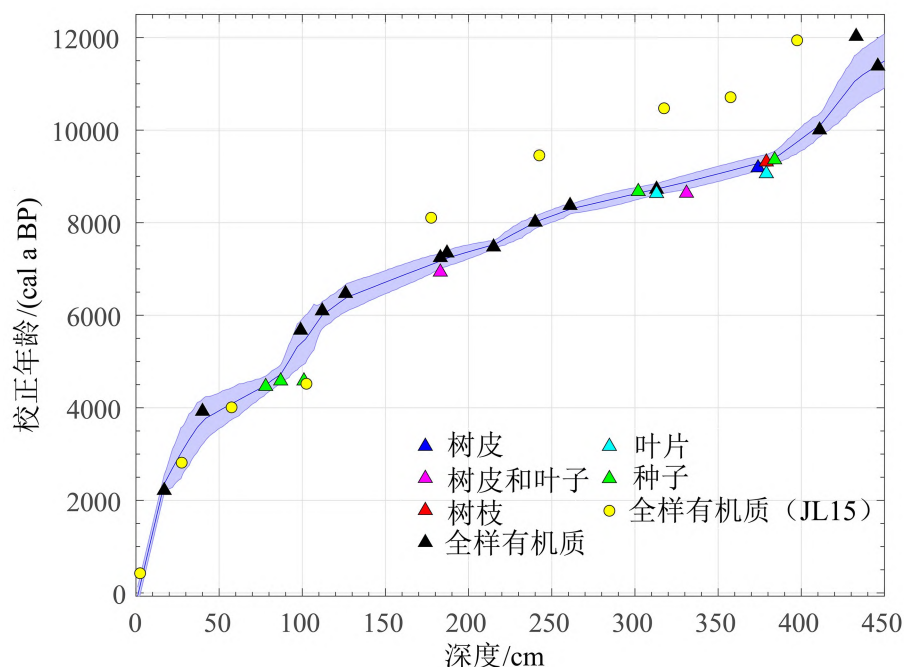
式中, $C_{ar}$ 为碳累积速率( $\text{g C}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$ ); $TOC$ 为单个样品的总有机碳含量(%); $BD$ 为样品的干密度

( $\text{g}/\text{m}^3$ ); $R_{sed}$ 为湖泊沉积速率( $\text{cm}/\text{a}$ )。

### 3 结果和讨论

#### 3.1 含水量及总有机碳含量

有机质是湖泊沉积物的重要组成部分,沉积物总有机碳的含量可以反应湖泊生产力以及流域输入有机质的变化。虽然湖泊沉积物中有机质会受到外源、内源和沉积降解等因素的干扰,但其总有机碳含量是一个重建湖泊气候变化特征的代用指标<sup>[34-35]</sup>。该剖面整体总有机碳含量呈现出 450~300 cm 上升、300~150 cm 小范围波动、150~50 cm 波动较大后上升而 50~20 cm 下降的趋势,整体变化范围为 0.7%~19.9%,且其与含水量的变化(0.21~0.63 g/g)存在显著的正相关关系。一般来说,沉积物中有机质的主要来源是动植物残体、微生物残体及他们的分解产物,所以气候温暖潮湿时流域植被发育较好且湖泊内藻类及水生生物发育,沉积物总有机碳含量较高;气候干燥寒冷时流域植被生长状况较差且湖泊生产力较低,沉积物总有机碳含量较低。二者含量随剖面深度变化明显,表明气候是在暖湿和冷干之间波动的。



黄色圆圈为 JL15<sup>[36]</sup> 的全有机质样测年点,其余皆为本研究测定的数据

图 4 FJ19A 岩芯<sup>14</sup>C 年龄-深度模型及各有机质组分定年点的分布

Fig. 4 The age-depth model of FJ19A core and the distribution of all dating point with different colors showing each group of dated organic material

450~300 cm:岩芯有机质含量整体处于低值但呈现出快速增加的趋势(平均 6.91%,最大值为 11.8%),含水量也表现相同的趋势(平均 0.41 g/g,最大值为 0.51 g/g)。沉积物颜色也由明显的浅黄色转变为灰黄色,指示了该时期气候由流域植被稀疏、相对干冷的沉积环境向水量逐渐增加、流域植被变多、湖泊生产力变强的暖湿环境转变。另外在该段岩芯样品中挑选定年材料时,发现植物残体由稀少逐渐变多(表 1),这也说明了湖泊正在向暖湿环境转变。

300~150 cm:岩芯含有比较丰富的有机质且整体在 8.2%~11.2% 范围内波动,含水量处在较高水平(平均为 0.50 g/g)。这指示了湖泊生产力处于高峰且流域植被和生物量丰富,沉积物颜色为灰色,湖泊处在一个相对暖湿的环境。在整体暖湿气候的背景下,存在一些小范围的气候波动。

150~50 cm:有机质含量在几次较大波动后上升到整个岩芯最高值(平均 13.27%,最高值 18.19%,最低值为 3.72%),含水量也升到了最大值随后便开始迅速下降(平均 0.53 g/g,最大值 0.63 g/g)。沉积物颜色也逐渐变为灰黑色,指示了该时期在气候发生几次较大波动后转变到了全新世最

为暖湿的时期。

50~20 cm:岩芯有机质含量逐渐下降且速度较快(平均 12.52%,最小值 8.03%),含水量也具有相同趋势(平均 0.46 g/g,最小值 0.41 g/g)。沉积物颜色由灰黑色向灰黄色转变,反映了气候环境的干冷,流域植被和生物量减少,湖泊生产力下降,指示该时期湖泊由最暖湿的环境向较为干冷转变。

### 3.2 年代学

表 1 给出了梵净山九龙池 FJ19A 孔的 25 个测年样品的测年材料和测年结果。根据测年样品的采样深度和组分的不同,结合九龙池另外一个岩芯 JL15 的定年数据<sup>[36]</sup>,将定年结果展现在年龄-深度散点分布图中(图 4)。观察到岩芯 FJ19A 与 JL15 两个年代深度模型在整体上并不一致,岩芯处在 0~100 cm 深度时,两根岩芯的年代深度模型曲线基本相同,代表两根岩芯在此阶段的定年结果相似;岩芯处在 180~400 cm 深度时,两根岩芯的年代深度模型具有相同趋势,但是在相同层位岩芯 FJ19A 的定年结果相比于 JL15 平均年轻约 1 631 年。这说明由于两个岩芯钻孔的采样点存在一定距离,湖底沉积环境并不完全相同,从而导致沉积速率的空间异质性,所以两根岩芯的年代深度模型不能一概

通用。

我们对比了相同组分样品不同深度的定年结果,全有机质样品(共14个)整体随着深度的增加年龄不断变老,但是深度最大的446 cm样品比433 cm深度的样品年轻641年,这很可能因为该处全有机质样品受到了年轻碳的污染。沉积物中有机质的来源十分复杂,大气中的年轻碳会随着真菌生长进入沉积物中<sup>[37-38]</sup>,从而使测试年龄比实际年龄偏小。

种子样品(共4个)在87 cm和101 cm深度的两个样品定年结果一致,并且在岩芯JL15深度为102 cm的全样有机质样品中也出现了相同的结果,发生了年代倒转的现象,原因可能为该段沉积序列受到扰动,使得较年轻同时期的种子样品混入到了深层的沉积物中,导致在两个深度的种子定年结果一致。

叶片样品(共2个)在313 cm深度的样品相对于同深度的全岩样品定年结果年轻92年,并且与331 cm深度的树皮和叶片混合样品定年结果基本一致(相差7年),表明在叶片的影响下,树皮和叶片的混合物定年结果也出现了偏小的现象,受到叶片的影响较大,同样在379 cm深度的样品相对于同深度的树枝样品年轻253年,且相对于较浅处的374 cm树皮样品年轻127年。

相同深度不同组分样品定年结果对比发现,183 cm层位的全有机质样<sup>14</sup>C年龄比树皮和叶片混合样品年龄老了312年;313 cm层位的全有机质样比叶片样品老了92年;379 cm层位的树枝比叶片定年老了254年(图5)。一般认为,叶片和种子多为一年生的有机组分,因此原生沉积的叶片和种子的AMS<sup>14</sup>C年代结果最能代表沉积物的形成年代。而

树皮、树枝和树干等存在“穿时”效应,尤其是树根或草根的“穿时”更为严重,在进行AMS<sup>14</sup>C定年时需要谨慎选择。全样有机质混合了所有有机组分,虽然较为常用,但年代结果的不确定性也需要在后续分析中给予重视。通过对3组相同层位但定年组分不同的结果进行差异比较(图5)得出:叶片主要吸收大气碳库,相比较树皮和树枝来源更为单一,叶片的年代相较于全样有机质和树皮、树枝的都较小,表明这些组分的年代结果都有一定的高估。由于叶片的定年结果更为接近真实的沉积年龄,而树枝相比于叶片显著性差异较大(254±49年),在以后的定年材料选择时应该尽量避免使用树枝。

### 3.3 沉积速率和碳累积速率

定年结果显示,梵净山九龙池是从约11 500 cal a BP开始发育沉积的,这与该区冰川消退及全新世的起始时间相吻合<sup>[43]</sup>。根据湖泊沉积速率和碳累积速率的计算结果,在全新世时期二者随时间变化具有相同的趋势,即碳累积速率的总体变化趋势伴随着湖泊沉积速率平行波动(图6),二者具有显著的正相关关系。相比之下,总有机碳含量的变化较为平稳,表明梵净山九龙池的碳累积速率明显受到了湖泊沉积速率的影响,而且湖泊沉积速率是控制碳累积速率的主要因素。

在千年时间尺度上,碳累积速率在全新世时期存在两个明显的峰值,分别出现在10 000~6 000 cal a BP和5 000~3 800 cal a BP两个时期。综合全新世北半球夏季太阳辐射<sup>[39]</sup>、海平面变化<sup>[40]</sup>、全球温度变化<sup>[41]</sup>以及贵州董哥洞石笋氧同位素指示的亚洲夏季风<sup>[42]</sup>数据,我们对此进行了分析。在10 000~6 000 cal a BP时期,全球从冰消期转向了全新世

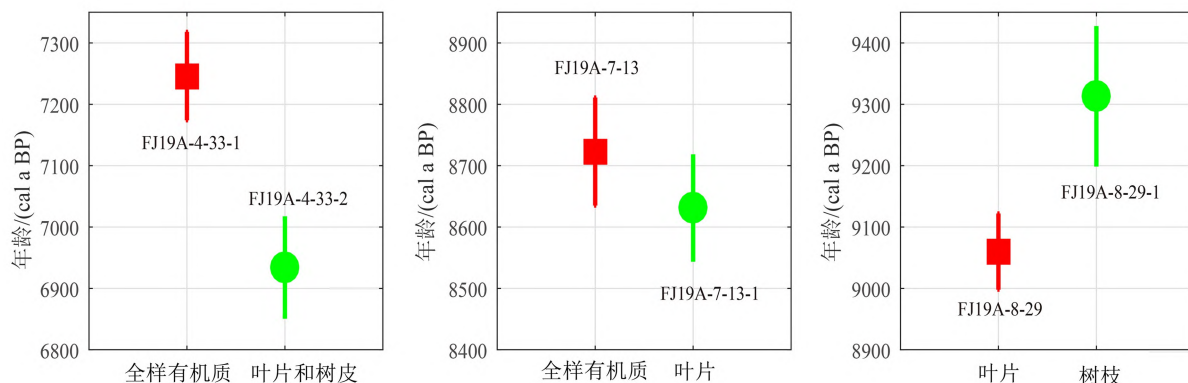


图5 相同深度不同组分定年结果显著性差异图

Fig. 5 Significant difference chart of dating results of different components at the same depth

最温暖时期,由于温度上升,北极冰盖快速融化,海平面也随之上升,导致该时期为全新世最温暖且潮湿的阶段<sup>[44-46]</sup>。贵州董哥洞石笋氧同位素也表明该时段亚洲夏季风是全新世最为强盛的阶段,说明中国西南地区全新世降水最多的时期也在 10 000~6 000 cal a BP 之间。降水增加导致湖泊沉积速率加快,特别是对于梵净山九龙这种流域发育面积

小、几乎没有集水区、且发育在海拔落差较大的山峰旁的湖泊来说更为明显。梵净山处于亚洲季风气候区,降水的多寡主要取决于亚洲季风的强弱,所以该时期随着亚洲季风的增强,更多的降水以及土壤随地表径流沉积进入湖泊中,从而引起碳累积速率增加。

但是,6 000 cal a BP 之后,随着北半球太阳辐

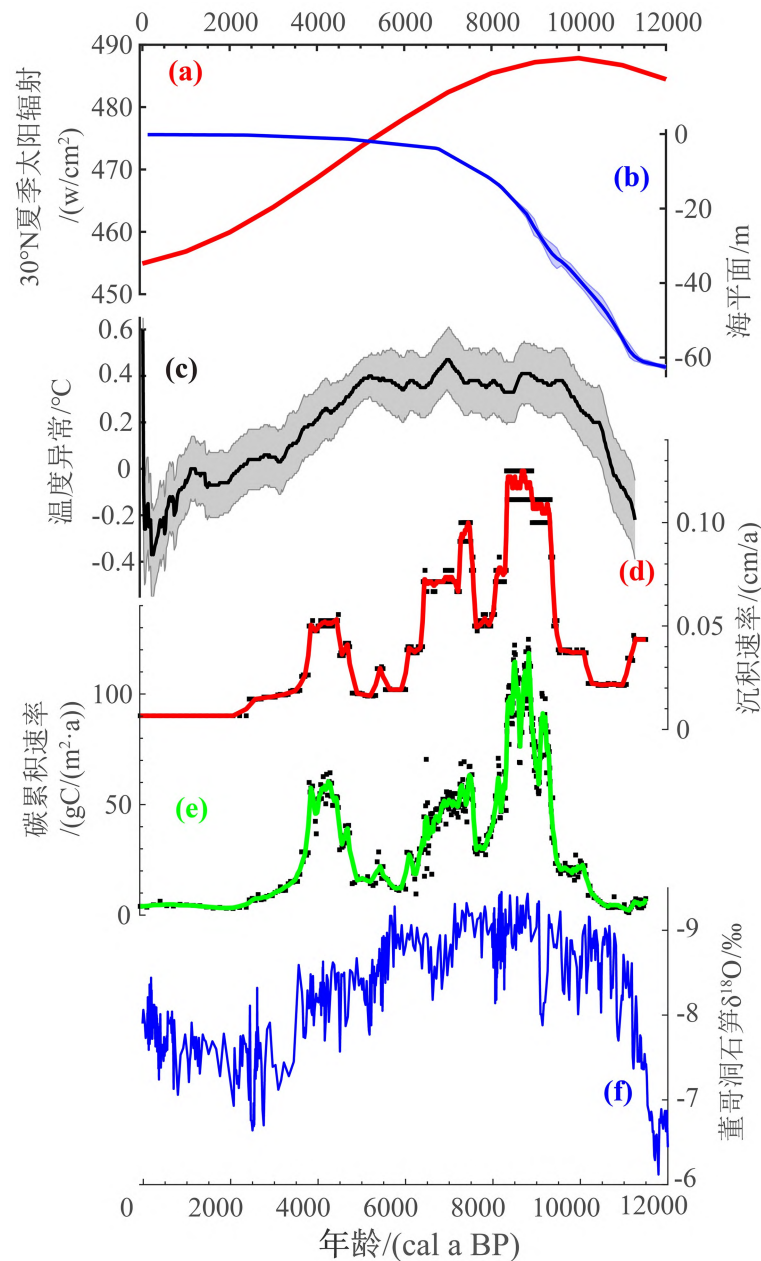


图 6 全新世时期 (a) 夏季 (6、7、8 月) 30°N 太阳辐射强度<sup>[39]</sup>、(b) 距今海平面变化<sup>[40]</sup>、(c) 全球温度变化<sup>[41]</sup>、(d) 湖泊沉积速率、(e) 碳累积速率、(f) 贵州董哥洞石笋氧同位素<sup>[42]</sup>

Fig. 6 Time series in Holocene summer (June, July, and August) 30°N insolation (a), ice-volume equivalent sea-level (b), global-scale temperature (c), sedimentation rate (d), carbon accumulation rate (e) and speleothem  $\delta^{18}\text{O}$  records from Dongge Cave in Guizhou (f)



射量降低,全球平均气温逐渐降低、亚洲夏季风减弱、降水减少<sup>[47-49]</sup>,气候转为干冷状态,从而导致碳累积速率逐渐减小。但在5 000~3 800 cal a BP,累计速率出现一个明显的峰值,该段时期洪水和风暴天气频发<sup>[50]</sup>,导致九龙池流域的土壤大量流入湖泊中,从而导致碳累积速率增加。因为该段时期由于地轴发生改变,太阳辐射量降低引起亚洲夏季风减弱,导致梵净山地区受到了热带辐合带以及梅雨锋的影响,热带-亚热带空气与较冷的大陆气流相遇,并向南移动到华南地区,从而增加了风暴和洪水的频率<sup>[51-52]</sup>。

在3 800~2 200 cal a BP,随着亚洲夏季风减弱,湖泊沉积速率和碳累积速率都迅速降,显示这一阶段梵净山地区的气候较为干旱。而从2 200 cal a BP之后,岩芯 FJ19A 只沉积了16 m,沉积速率相较于之前阶段明显偏低。本文推测这一阶段九龙池几近干涸,沉积几乎停止,而太低的沉积速率在分析碳累积速率中会造成很大的误差,因此本文不讨论该时期的碳累积速率。

## 4 结论

本文以贵州省东北部梵净山九龙池的沉积物为研究对象,通过对比其湖泊沉积物在相同层位的不同定年物质 AMS<sup>14</sup>C 定年结果,发现:选择植物残体用于定年相对于全有机质样可以在一定程度上避免碳库效应的影响,另外植物残体中的树枝定年结果往往比真实结果偏大,不能作为一个理想的定年材料,而叶片相比于全样有机质、种子、树皮更为接近真实结果。两根沉积物柱的年代-深度结果对比显示,沉积的微地形条件可能会导致同一湖盆中的沉积速率发生明显差异,因此要尽量避免将一根柱子的年代-深度模型套用在另一根柱子的研究中。此外,我们还重建了九龙池全新世碳累积速率历史,将岩芯的碳累积速率结果与北半球夏季太阳辐射量、全新世温度、海平面和亚洲夏季风变化等多个古环境记录进行对比,发现全新世时期碳累积速率很好的指示了梵净山地区的温度、降水等古气候变化,且可以作为该地区亚洲夏季风强弱的代用指标。

## 参 考 文 献

- [1] Timmermann A, Friedrich T. Late Pleistocene climate drivers of early human migration[J]. *Nature*, 2016, 538 (7623): 92-108.
- [2] 邢伟, 鲍隰山, 韩冬雪, 等. 全新世以来东北地区沼泽湿地发育过程及其对气候变化的响应[J]. *湖泊科学*, 2019, 31(5): 1391-1402.
- [3] Chen F H, Chen J H, Huang W, et al. Westerlies Asia and monsoonal Asia: Spatiotemporal differences in climate change and possible mechanisms on decadal to sub-orbital timescales[J]. *Earth-Science Reviews*, 2019, 192: 337-354.
- [4] Liu J B, Rihland K M, Chen J H, et al. Aerosol-weakened summer monsoons decrease lake fertilization on the Chinese Loess Plateau[J]. *Nature Climate Change*, 2017, 7(3): 190-196.
- [5] 宋雅琼, 罗耀, 李双成, 等. 太白山三清池湖泊沉积记录的全新世气候变化及周期讨论[J]. *湖泊科学*, 2016, 28(4): 899-908.
- [6] 王苏民, 张振克. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展[J]. *科学通报*, 1999(6): 579-587.
- [7] Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates[J]. *Science*, 1997, 278(5341): 1257-1266.
- [8] McDermott F, Matthey D P, Hawkesworth C. Centennial-scale holocene climate variability revealed by a high-resolution speleothem delta O-18 record from SW Ireland[J]. *Science*, 2001, 294(5545): 1328-1331.
- [9] Baldini J U L, McDermott F, Fairchild I J. Structure of the 8200-year cold event revealed by a speleothem trace element record[J]. *Science*, 2002, 296(5576): 2203-2209.
- [10] Libby W F, Anderson E C, Arnold J R. Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon[J]. *Science*, 1949, 109(2827): 227-228.
- [11] Hellborg R, Skog G. Accelerator mass spectrometry[J]. *Mass Spectrometry Reviews*, 2008, 27(5): 398-427.
- [12] Kutschera W. Applications of accelerator mass spectrometry[J]. *International Journal of Mass Spectrometry*, 2013, 349: 203-218.
- [13] Zhou W J, Head M J, Wang F B, et al. The reliability of AMS radiocarbon dating of shells from China [J]. *Radiocarbon*, 1999, 41(1): 17-24.
- [14] 卢雪峰. 高精度 AMS<sup>14</sup>C 测年技术研究及其在全球变化中的应用[D]. 西安:中国科学院地球环境研究所, 2006.
- [15] 仇士华, 蔡莲珍. <sup>14</sup>C 测年技术新进展. [J]. *第四纪研究*, 1997(3): 222-229.
- [16] 郭之虞, 刘克新, 马宏骥, 等. 加速器质谱<sup>14</sup>C 测年精度研究与改进[J]. *第四纪研究*, 2000(1): 99.

- [17] Kilian M R, van der Plicht J, van Geel B, et al. Problematic C-14-AMS dates of pollen concentrates from Lake Gosciadz (Poland)[J]. *Quaternary International*, 2002, 88: 21-26.
- [18] Vandergoes M J, Newnham R M, Preusser F, et al. Regional insolation forcing of late Quaternary climate change in the Southern Hemisphere [J]. *Nature*, 2005, 436 (7048): 242-245.
- [19] Newnham R M, Vandergoes M J, Garnett M H, et al. Test of AMS C-14 dating of pollen concentrates using tephrochronology[J]. *Journal of Quaternary Science*, 2007, 22 (1): 37-51.
- [20] Huagui Y U, Weijian Z. Application of <sup>14</sup>C-AMS Dating in Archaeology[J]. *Geological Science and Technology Information*, 2007, 26 (1): 46-50.
- [21] Andree M, Oeschger H, Siegenthaler U, et al. <sup>14</sup>C dating of plant macrofossils in lake sediment [J]. *Radiocarbon*, 1986, 28 (2A): 411-416.
- [22] Nilsson M, Klarqvist M, Bohlin E, et al. Variation in C-14 age of macrofossils and different fractions of minute peat samples dated by AMS[J]. *Holocene*, 2001, 11 (5): 579-586.
- [23] 吴艳宏, 王苏民, 周力平, 等. 岱海<sup>14</sup>C测年的现代碳库效应研究[J]. *第四纪研究*, 2007 (4): 507-510.
- [24] Geyh M A, Schotterer U, Grosjean M. Temporal changes of the C-14 reservoir effect in lakes[J]. *Radiocarbon*, 1998, 40 (2): 921-931.
- [25] 钟有萍, 舒国勇, 晏理华. 梵净山对局地气候的影响分析[J]. *贵州气象*, 2011, 35(6): 25-28.
- [26] 谢仁波, 毛江, 白琴琴. 梵净山气候特点及旅游气候初步分析[J]. *贵州气象*, 2015, 39(2): 34-36.
- [27] 叶飞, 李江凤, 舒多友, 等. 贵州梵净山世界自然遗产地重要地质遗迹特征、成因及演化研究[J]. *地球学报*, 2021, 42(1): 99-110.
- [28] 吕伊娜. 梵净山生态环境演化全球对比分析与世界遗产价值[D]. 贵阳: 贵州师范大学, 2017.
- [29] 黄威廉. 贵州植被[M]. 贵阳: 贵州人民出版社. 1988.
- [30] 梵净山科学考察委员会. 梵净山科学考察集[M]. 贵阳: 贵州省环境保护局, 1982.
- [31] 鲁如坤. 土壤农业化学分析方法[M]. 北京: 中国农业科技出版社, 2000.
- [32] Reimer P J, Bard E, Bayliss A, et al. IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP[J]. *Radiocarbon*, 2013, 55 (4): 1869-1887.
- [33] Blaauw M, Christen J A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process[J]. *Bayesian Analysis*, 2011, 6 (3): 457-474.
- [34] 沈吉, 张恩楼, 夏威夷. 青海湖近千年来气候环境变化的湖泊沉积记录[J]. *第四纪研究*, 2001 (6): 508-513.
- [35] 张姚, 吴铨, 张欢, 等. 不同时间尺度青海湖沉积物总有机碳对气候变化的敏感性 [J]. *湖泊科学*, 2019, 31(5): 1468-1478.
- [36] Gao Y, Xiong K N, Quan M Y, et al. Holocene climate dynamics derived from pollen record of Jiulongchi wetland in Fanjing Mountain, southwest China[J]. *Quaternary International*, 2019, 513: 1-7.
- [37] Olsson, Ingrid U. A study of errors in <sup>14</sup>C dates of peat and sediment[J]. *Radiocarbon*, 1986, 28 (2A): 429-435.
- [38] Long A, Davis O K, De Lanois J. Separation and <sup>14</sup>C dating of pure pollen from lake sediments: Nanofossil AMS dating[J]. *Radiocarbon*, 1992, 34 (3): 557-560.
- [39] Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years[J]. *Quaternary Science Reviews*, 1991, 10 (4): 297-317.
- [40] Lambeck K, Rouby H, Purcell A, et al. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences U. S. A.*, 2014, 111 (43): 15296-15303.
- [41] Marcott S A, Shakun J D, Clark P U, et al. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years[J]. *Science*, 2013, 339 (6124): 1198-1201.
- [42] Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233 (1-2): 71-86.
- [43] 王绍武. 全新世气候变化[M]. 北京: 气象出版社, 2011.
- [44] Dong J G, Wang Y J, Cheng H, et al. A high-resolution stalagmite record of the Holocene East Asian monsoon from Mt Shennongjia, central China[J]. *Holocene*, 2010, 20 (2): 257-264.
- [45] Wang X S, Chu G Q, Sheng M, et al. Millennial-scale Asian summer monsoon variations in South China since the last deglaciation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 451: 22-30.
- [46] Haug G H, Hughen K A, Sigman D M, et al. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene [J]. *Science*, 2001, 293 (5533): 1304-1308.
- [47] Xie S C, Evershed R P, Huang X Y, et al. Concordant monsoon-driven postglacial hydrological changes in peat and stalagmite records and their impacts on prehistoric cultures in central China[J]. *Geology*, 2013, 41 (8): 827-830.
- [48] Xu H, Goldsmith Y, Lan J H, et al. Juxtaposition of western pacific subtropical high on Asian Summer Monsoon shapes subtropical East Asian precipitation[J]. *Geophysical Research Letters*, 2020, 47 (3).
- [49] Zheng Y H, Singarayer J S, Cheng P, et al. Holocene variations in peatland methane cycling associated with the Asian summer monsoon system

- [J]. *Nature Communications*, 2014, 5(5):4631.
- [50] Zhu Z M, Feinberg J M, Xie S C, et al. Holocene ENSO-related cyclic storms recorded by magnetic minerals in speleothems of central China [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences U. S. A.*, 2017, 114 (5): 852–857.
- [51] Ward P J, Jongman B, Kumm M, et al. Strong influence of El Nino Southern Oscillation on flood risk around the world[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences U. S. A.*, 2014, 111 (44): 15659–15664.
- [52] Wanner H, Beer J, Butikofer J, et al. Mid- to Late Holocene climate change: An overview[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2008, 27 (19–20): 1791–1828.

## A Study on the $^{14}\text{C}$ Chronology of Jiulongchi Wetland Deposit on the Fanjingshan Mountain and Its Carbon Accumulation Rate during the Holocene

RONG Yimeng<sup>1,4</sup>, PENG Haijun<sup>1</sup>, DING Hanwei<sup>1,4</sup>, BAO Kunshan<sup>2</sup>, GAO Yang<sup>3</sup>,  
YAN Haiyu<sup>1</sup>, CHEN Di<sup>1,4</sup>, YAO Hu<sup>1,4</sup>, WANG Jie<sup>1,4</sup>

(1. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081; 2. School of Geography, South China Normal University, Guangzhou 510631, China; 3. Institute of Karst, Guizhou Normal University, Guiyang 550001, China; 4. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract:** AMS<sup>14</sup>C dating is the main method for dating lake sediments, and is a hot spot in the study of Holocene chronology. With the further study of Holocene paleoclimate and environmental changes, the accuracy of dating results is required to be higher. Choosing FJ19A core bulk samples and plant residues as ASM<sup>14</sup>C dating material, we show that selecting plant residues as dating sample material instead of bulk samples can avoid carbon effect to some extent, the branches is not an ideal material for dating and the dating results often larger than the real results. Compared with bulk samples, seeds, bark, and leaf is closer to the real dates. In addition, based on the ASM<sup>14</sup>C results, we reconstructed the sedimentation rate and carbon accumulation rate of Jiulongchi during the Holocene, and then compared it with several paleo-environmental records during the Holocene. We found that the carbon accumulation rate can well restore the paleoclimatology of Fanjingshan Mountain area, so it can be used as a good proxy indicator of the strength of Asian monsoon activity in this area.

**Key words:** AMS<sup>14</sup>C dating; Holocene; lake sediments; plant residues; Fanjingshan Mountain