

# 贵州龙里高山草原泥炭沉积年代、速率及其 有机碳同位素记录

文雪峰<sup>1</sup>, 魏 晓<sup>2</sup>, 杨瑞东<sup>3</sup>, 田明中<sup>1</sup>

(1. 中国地质大学 地球科学与资源学院, 北京 100083; 2. 中国科学院 地球化学研究所, 贵州 贵阳 550002;  
3. 贵州大学 资源与环境工程学院, 贵州 贵阳 550003)

**摘要:** 通过对贵州龙里高山草原泥炭进行加速器 (AMS)<sup>14</sup>C 测年和有机碳的测定, 获得泥炭层底部 0.90 m 和 0.55 m 处年龄分别为 (7 933 ± 33) a B. P. 和 (7 733 ± 28) a B. P., 计算出泥炭层堆积速率为 1.75 mm/a。获得泥炭层  $\delta^{13}\text{C}$  为 -28.9‰ ~ -26.6‰, 平均为 -27.8‰, 说明植被以  $\text{C}_3$  植物为主, 与现在坪台沼泽上苔藓繁盛相似。结合其他地区的气候记录推断, 研究区泥炭发育于相对温暖湿润的气候环境, 是全新世大暖期的第一个暖湿期形成的产物。

**关键词:** 龙里高山草原; 泥炭; 沉积速率;  $\delta^{13}\text{C}$ ; 贵州

中图分类号: P534.63; P931

文献标志码: A

文章编号: 1000-8527(2012)04-0712-04

## Accumulation Age and Rate of Peat in the Longli Alpine Meadow of Guizhou and Their Organic Carbon Isotope Records

WEN Xue-feng<sup>1</sup>, WEI Xiao<sup>2</sup>, YANG Rui-dong<sup>3</sup>, TIAN Ming-zhong<sup>1</sup>

(1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;

2. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, Guizhou 550002, China;

3. College of Resources and Environmental Engineering, Guizhou University, Guiyang, Guizhou 550003, China)

**Abstract:** On basis of radio carbon isotope and stable carbon isotope test on samples from the Longli alpine meadow, Guizhou, it is figured out that ages of the samples in 0.90 m and 0.55 m of the peat layer bottom are (7,933 ± 33) a B. P. and (7,733 ± 28) a B. P., respectively and rate of peat layer accumulation is 1.75 mm/a. The  $\delta^{13}\text{C}$  of the peat layer, ranging from -28.9‰ to -26.6‰, with average value of -27.8‰, illustrates that  $\text{C}_3$  plants are the primary vegetations, which is similar to the flourishing moss on the modern platform marsh. Compared with the climatic data of other areas, we infer that the peat here grew in relatively warm moist climatic environment, and the peat layer was the product formed in the first warm and humid period of the big warm period in Holocene.

**Key words:** Longli alpine meadow; peat; accumulation rate;  $\delta^{13}\text{C}$ ; Guizhou

## 0 引言

全新世古气候重建研究的关键是时间序列和环境代用指标系统的建立。在众多全新世气候变化信息记录载体中, 泥炭与其他陆地沉积物相比,

具有经济、易得、沉积速率较快且沉积连续、沉积环境与过程稳定、时间尺度长和适合的代用指标广泛等优势, 备受古气候研究学者重视<sup>[1]</sup>。作为湿地的重要组成部分, 泥炭地是周围物质汇集的地方, 其保存的信息完整, 是古环境演变研究

收稿日期: 2011-12-25; 改回日期: 2012-04-20; 责任编辑: 戚开静。

基金项目: 中央高校基本科研业务费专项资金项目(2-9-2011-016)。

作者简介: 文雪峰, 男, 博士研究生, 1982 年出生, 第四纪地质学专业, 主要从事第四纪地质及旅游地质研究。

Email: wenxuefeng104@yahoo.com.cn。

通信作者: 田明中, 男, 教授, 博士生导师, 1951 年出生, 第四纪地质学专业, 主要从事第四纪地质和生态及旅游地质研究。

Email: tianmz@cugb.edu.cn。

的良好载体<sup>[2]</sup>。

贵州高原的泥炭主要分布在黔中高原，前人对西北部威宁草海的泥炭研究较多<sup>[3]</sup>，但缺少高山沼泽泥炭的数据。龙里草原坪台顶部特有的气候和地质地貌环境造就了泥炭的发育；这里的泥炭沉积连续，是继草海、雷公山顶后在贵州的又一重要发现。本文以龙里高山草原泥炭为研究对象，对其进行了加速器(AMS)<sup>14</sup>C测年和有机碳的测定，据此探讨其沉积速率及其记录的该区全新世早期的古气候情况。

1 研究区概况

龙里高山草原主体部分又称作麻若坪台，位于贵州省省会贵阳市东 58~68 km 的龙里县西南部民主乡(图 1)，地处贵州高原苗岭中段长江流域和珠江流域的分水岭地带，是贵州一级剥夷面在黔中地区的残留部分，突兀在黔中岩溶峰丛、峰林之上，比龙里县及贵阳市高 500~600 m。

龙里高山草原的泥炭层面积约为 0.5 km<sup>2</sup>，一般厚 1~2 m，底板为石炭系大塘阶石英砂岩，沼泽植被以苔草为主，伴生很多杂草，沼泽地上生长着高山杜鹃。研究区属北亚热带季风性湿润气候，年平均气温为 14.8℃，最冷月平均气温为 4.6℃，最热月平均气温为 23.6℃；降水丰沛，年降水量为 1 100 mm 左右，多集中在夏季；多云寡照，无霜期为 280 d 以上，一年四季温和舒适。降水量受季风环流影响，季节差异明显，年平均湿度大，地带性喀斯特发育条件优越。按照生物气候条件，该区属黄壤地带，区内植被茂密，植

物种种类繁多。坪台顶部零星分布一些高山湖泊，但无河流。

2 样品与测年分析

2.1 样品采集与沉积特征

本研究的采样点位于北纬 26°21.617′，东经 106°54.569′，海拔 1 655 m(GPS 测量)。人工挖出露深度约 1 m 的新鲜剖面(图 2)，由下往上连续采集泥炭、植物残体分析样品共 6 件，泥炭底部的风化砂岩 1 件。根据剖面沉积物样品的沉积特征(样品颜色、粘度、结构、物质成分等)划分出 4 个层，每层沉积特征如图 2 所示。

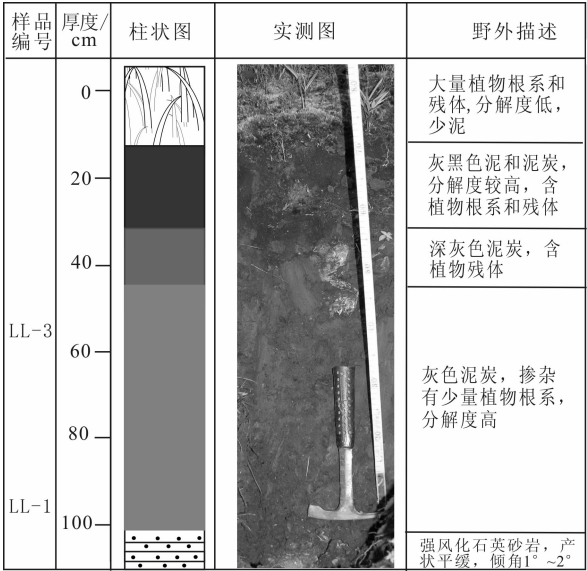


图2 采样剖面及其柱状图

Fig. 2 Sampling section and its histogram

2.2 样品处理方法与测试

在泥炭进行分析测试前，对样品进行严格的处理。首先除掉易移动的物质，分离出原生物质进行<sup>14</sup>C测年。具体实验方法为：将试样溶于蒸馏水，过 60 目和 180 目筛，选取小于 60 目、大于 180 目的中间部分(60 目的一般是植物根系等现代碳杂质，而小于 180 目的颗粒主要由较细的碎屑组成，在剖面中易移动)，加入盐酸释放试样中的无机碳酸盐。用蒸馏水清洗试样，将其在 40℃ 条件下烘干后作为测年物质制备加速器石墨靶。实验前期处理方法如图 3 所示<sup>[4]</sup>。

然后，将测年物质中的有机碳氧化成 CO<sub>2</sub>。将样品和高纯度 CuO 放在真空纯化系统中，用本生灯加热，在约 850℃ 条件下使其充分燃烧，通过系统中的气体阀门控制，使气体通过酒精与液

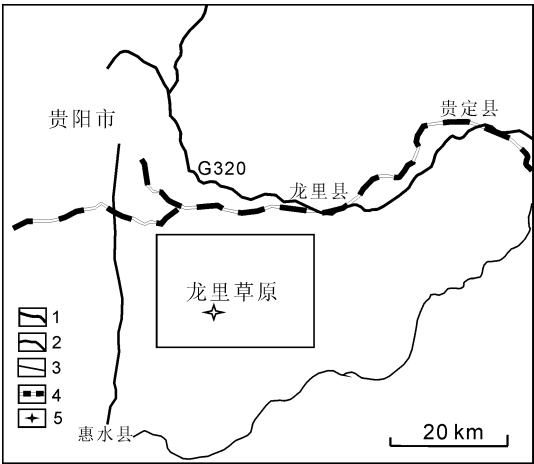


图1 研究剖面位置图

Fig. 1 Location of the study section

1. 高等级公路；2. 省道；3. 县道；4. 铁路；5. 剖面位置

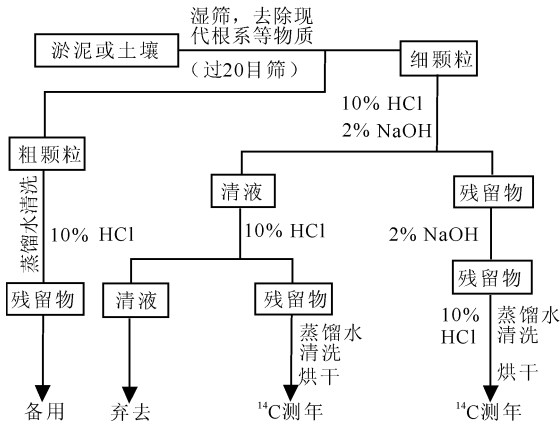


图3 实验前期处理方法示意图<sup>[4]</sup>

Fig. 3 Experimental pre-treatment schematic diagram<sup>[4]</sup>

氮的混合液，除去熔点较低的气体和水汽，再通过装有 Cu、Ag 的电炉，除去其他杂质气体，最后用液氮将得到的 CO<sub>2</sub> 收集在特制的试管中并密封。将制得的 CO<sub>2</sub> 气体转移到真空还原系统中，在 Zn 粉和 Fe 粉的催化作用下，制得石墨碳。然后将制得的石墨碳上机测试。<sup>14</sup>C 的测试仪器是荷兰产的加速器质谱计(AMS)，测年的精度是 ±3‰。δ<sup>13</sup>C 分析样品前处理同<sup>14</sup>C 测年方法。提取纯化后的 CO<sub>2</sub> 在 MAT-251 型同位素质谱计上测定出 CO<sub>2</sub> 气体的碳同位素比值。最后用 MAT-251 型同位素质谱仪测定 CO<sub>2</sub> 的 δ<sup>13</sup>C 值，分析误差优于 ±0.2‰，结果以 V-PDB 标准表示。<sup>14</sup>C 和 δ<sup>13</sup>C 测试均是在中国科学院地球环境研究所西安加速器质谱中心<sup>14</sup>C 实验室完成。

2.3 测试结果

本研究测定的样品为有机组分，两个样品测得的数据(表1)均未出现年龄新老与沉积程序倒置现象，表明样品未受污染，未使年龄偏老或偏新，年龄数据可信。

表1 龙里高山草原泥炭测试结果

Table 1 Results of the peat from the Longli alpine meadow

样品号	δ <sup>13</sup> C/‰		pMC/%		年龄/a	
	δ <sup>13</sup> C	误差	pMC	误差	年龄	误差
LL-3	-26.6	0.39	38.19	0.13	7 733	28
LL-1	-28.9	0.31	37.25	0.15	7 933	33

3 讨论

3.1 泥炭的形成年代

根据表1的测试结果，靠近泥炭底板的 LL-1 号样品的年龄为(7 933 ± 33) a B. P.，LL-3 号样

品的年龄为(7 733 ± 28) a B. P.，发育于全新世早期，与贵州草海地区南屯组陈选屯沟口沉积泥炭年龄相似<sup>[3]</sup>，但形成时间略晚于草海泥炭形成时间。

我国有新近纪古泥炭、早更新世泥炭、晚更新世泥炭和全新世泥炭，以全新世泥炭为主。全新世是我国浅层泥炭的主要成炭期，也是第四纪以来泥炭沼泽发育最旺盛时期。根据近 10 年来张美良、Yuan、Wang、Hong、Tao 和 Hodell 等利用洞穴石笋、湖泊沉积和泥炭等自然记录所恢复的全新世降水和温度变化<sup>[5-11]</sup>推断，该时段有效降水相对较大，表现为温暖湿润的气候环境，为稳定的气候适宜期，有利于泥炭的发育和堆积。如福建闽江一级阶地泥炭、云贵高原上洱源县西湖泥炭、昆明滇池泥炭和鄱阳湖水下泥炭等均是这一时期形成的<sup>[12]</sup>。龙里高山草原泥炭的形成时间也接近这个时期。

由此可以得出龙里高山草原泥炭的形成年代约为 8 ka B. P.。

3.2 泥炭的沉积速率

本文主要计算的是厚度沉积速率。厚度沉积速率系指单位时间内泥炭沉积的高度，它采用下面的计算公式<sup>[13]</sup>：

$$r = h/t$$

式中：*h* 为泥炭层厚度，mm；*t* 为成炭时间，a。

取样品 LL-1 和 LL-3 之间的沉积厚度为 0.35 m，年龄差为 200 a，据此可算出沉积速率为：

$$r = h/t = 350/200 = 1.75 \text{ mm/a}$$

该值与草海全新世中晚期泥炭沉积速率(1.052 mm/a，0.779 mm/a<sup>[14]</sup>)相比较，但基本处于同一个数量级。

3.3 泥炭 δ<sup>13</sup>C 记录及其反映的古气候特征

从沉积物中有机质碳同位素的变化可以判断出沉积物中有机质的来源、植被变化和古气候变化的历史，它是良好的气候载体之一<sup>[15-16]</sup>。根据测试结果(表1)可知，研究区泥炭(约 7 900 ~ 7 700 a B. P.)δ<sup>13</sup>C 值较低，为 -28.9‰ ~ -26.6‰，平均为 -27.8‰，说明生态系统中植被以 C<sub>3</sub> 植物为主，该区处于明显的湿期，与现在坪台沼泽上苔藓植物繁盛相似。

对贵州高原 8 ka B. P. 的气候变化研究显示，草海泥炭 δ<sup>13</sup>C 值为 -26.6‰ ~ -21.7‰，说明草海该时期为暖湿气候<sup>[17]</sup>。邻近的云南洱海地区在

8.1~7.4 ka B. P. 时，有机碳同位素  $\delta^{13}\text{C}$  值偏正，峰值为  $-24.5\text{‰}$ ，反映气候偏暖<sup>[18]</sup>。同时，根据江汉平原江陵地区近 9.0 ka B. P. 以来的古气候古环境演化的研究，8.90~6.31 ka B. P. 为较为稳定的暖湿气候时期<sup>[15]</sup>。马振兴等 2004 年得出鄱阳湖近 8.0 ka B. P. 来曾经历了 4 次大的气候演化旋回，即 4 次暖湿和 4 次冷（凉）干的气候环境变化，其中，7 900~3 600 a B. P. 的  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-29.5\text{‰}$ ~ $-28.5\text{‰}$ ，属相对温暖湿润的气候环境，亚洲夏季风盛行，为全新世第一次湖泊沉积期<sup>[16]</sup>。江汉平原洞庭湖、鄱阳湖地区全新世的最暖时期为 8 000~6 000 a B. P.<sup>[16]</sup>；敦德冰芯<sup>[19]</sup>、古里雅冰芯<sup>[20]</sup>、红原泥炭<sup>[21]</sup>、民勤盆地<sup>[22]</sup>等的研究也表明 8 000~6 000 a B. P. 为全新世的暖湿期。

根据样品测试结果，再结合其他地区的气候记录可以得出：研究区泥炭在 7 900~7 700 a B. P. 时发育于相对温暖湿润的气候环境，是全新世大暖期的第一个暖湿期的产物。

4 结 论

通过研究可以得出，龙里高山草原泥炭的形成年代约为 8 ka B. P.，沉积速率约为 1.75 mm/a，高于发育于全新世中晚期的草海泥炭。根据  $\delta^{13}\text{C}$  值反映的信息，8 ka B. P. 左右龙里草原植被以  $\text{C}_3$  植物为主，处于明显的温暖湿润期。该泥炭层是全新世大暖期的第一个暖湿期的产物。

参考文献：

[1] Chambers F M, Charman D J. Holocene environmental change: contributions from the peatland archive [J]. The Holocene, 2004, 14(1): 1-6.

[2] 陶发祥, 洪业汤, 李汉鼎. 泥炭地对全球变化的贡献及对全球变化信息的自然记录 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 1995 (2): 92-94.

[3] 林树基, 郑洪汉. 草海的演化 [M]. 贵阳: 贵州人民出版社, 1987: 1-160.

[4] 周卫建, 张洁. 超灵敏小型回旋加速器质谱计<sup>14</sup>C 测年的样品制备和制样系统 [J]. 核技术, 2001, 24(增刊): 236-243.

[5] 张美良, 程海, 林玉石, 等. 贵州荔波 1.5 万年以来石笋高分辨率古气候环境记录 [J]. 地球化学, 2004, 33(1): 65-74.

[6] Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration and transition of the last interglacial Asian Monsoon [J]. Science,

2004, 304: 575-578.

[7] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian Monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate [J]. Science, 2005, 308: 854-857.

[8] Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 211: 369-378.

[9] Hong Y T, Hong B, Lin Q H, et al. Inverse phase oscillations between the East Asian and Indian Ocean summer monsoons during the last 12 000 years and paleo-El Nino [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 231: 337-346.

[10] Tao F X, Hong Y T, Jiang H B. Climatic change over the past 8 000 years in Caohai District, Guizhou [J]. Chinese Science Bulletin, 1997, 42(5): 409-413.

[11] Hodel D A, Brenner M, Kanfoush S L, et al. Paleoclimate of southwestern China for the past 50,000 yr inferred from lake sediment records [J]. Quaternary Research, 1999, 52(3): 369-380.

[12] 马学慧, 夏玉梅, 王瑞山. 我国泥炭形成时期的探讨 [J]. 地理研究, 1987, 6(1): 31-41.

[13] 赵红艳, 冷雪天, 王升忠. 长白山地泥炭分布、沉积速率与全新世气候变化 [J]. 山地学报, 2002, 20(5): 513-518.

[14] 林树基, 周启永, 陈佩英. 贵州的上新生界 [M]. 贵阳: 贵州科技出版社, 1991: 1-150.

[15] 谢远云, 李长安, 王秋良, 等. 江汉平原江陵地区近 9 ka B. P. 以来的气候演化: 有机碳同位素记录 [J]. 中国地质, 2006, 33(1): 98-103.

[16] 马振兴, 黄俊华, 魏源, 等. 鄱阳湖沉积物近 8 ka 来有机质碳同位素记录及其古气候变化特征 [J]. 地球化学, 2004, 33(3): 279-285.

[17] 陶发祥, 洪业汤, 姜洪波. 贵州草海地区最近 8 ka 的气候变化 [J]. 科学通报, 1996, 41(16): 1489-1492.

[18] 张振克, 吴瑞金, 王苏民, 等. 近 8 ka B. P. 来云南洱海地区气候演化的有机碳稳定同位素记录 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 1998, 18(3): 23-28.

[19] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件 [J]. 中国科学: B 辑, 1992(12): 1300-1308.

[20] Thompson L G, Yao Tangdong, Davis M E, et al. Tropical climate instability: the last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core [J]. Science, 1997, 276: 1822-1825.

[21] 王华, 洪业汤, 朱咏焯, 等. 红原泥炭腐殖化度记录的全新世气候变化 [J]. 地质地球化学, 2003, 31(2): 51-56.

[22] 陈发虎, 朱艳, 李吉均, 等. 民勤盆地湖泊沉积记录的全新世千百年尺度夏季风快速变化 [J]. 科学通报, 2001, 46(17): 1414-1419.