

# 山西娘子关泉钙华记录的 MIS12/11 以来的气候和植被历史

刘再华<sup>1,2</sup>, 孙海龙<sup>1</sup>, 张金流<sup>1</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, 贵州 贵阳 550002

2 中国地质科学院岩溶地质研究所 国土资源部岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004

Liu Zaihua<sup>1,2</sup>, Sun Hailong<sup>1</sup>, Zhang Jinliu<sup>1</sup>

1 *The State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China*

2 *Karst Dynamics Laboratory, Ministry of Land and Resources, Institute of Karst Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Guilin 541004, China*

Liu Zaihua, Sun Hailong, Zhang Jinliu Changes in climate and vegetation in Niangziguan Spring Watershed of Shanxi Province since MIS12/11 recorded by the spring tufa. *Earth Science Frontiers*, 2009, 16(5): 099-106

**Abstract:** High precision <sup>230</sup>Th-dating of the tufas deposited on different terraces of Mian River at Niangziguan shows that the ages of the oldest tufas on the terrace II are between ~406 ka and ~466 ka, which are much higher than those dated by the thermoluminescence method earlier, indicating that the tufas on the terrace II deposited during the Marine Isotope Stage (MIS) 12/11 of the middle Pleistocene but not in the late Pleistocene as suggested in early studies. It was inferred that the tufas on the terrace III of Mian River deposited earlier, possibly during the MIS 14/13 of the middle Pleistocene. The <sup>230</sup>Th-dating of the top tufa on the terrace I shows that the tufa deposited 5 ka ago, i. e., before the middle Holocene. Combined dimensions of tufa deposits with their carbon and oxygen isotopic compositions ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ), it shows that all the tufas on the terraces of Mian River were formed mainly under hot and humid climate. However, from the time when the tufa on the terrace II was formed till now, the tendency of climate change was towards drier and colder, and the vegetation in Niangziguan spring watershed degraded gradually.

**Key words:** tufa; <sup>230</sup>Th-dating; carbon and oxygen stable isotopes; climatic and environmental change; Marine Isotope Stage 11; Holocene; Niangziguan Spring Watershed

**摘要:** 对山西娘子关绵河不同阶地上沉积的泉钙华进行了高精度的<sup>230</sup>Th定年和碳氧稳定同位素组成测定。结果发现, 绵河II级阶地沉积的娘子关泉钙华的最老年龄在407~466 ka, 远老于早前通过钙华中的石英砂热发光法(TL)获得的年龄, 即绵河II级阶地上的娘子关泉钙华是在中更新世MIS12/11阶段形成的, 而非原来认为是晚更新世的产物。由此推测, 绵河III级阶地娘子关泉钙华形成的年代更早, 可能是中更新世的MIS14/13阶段。<sup>230</sup>Th测年获得的绵河I级阶地顶部的钙华形成于5 ka前, 即是在全新世中期以前形成的。

收稿日期: 2009-04-19; 修回日期: 2009-06-09

基金项目: 中国科学院“百人计划”项目; 中国科学院知识创新工程重要方向项目(kzcx2-yw-306); 国家自然科学基金项目(40872168)

作者简介: 刘再华(1963-), 男, 教授, 博士生导师, 主要从事岩溶作用动力学及其相关的碳钙循环研究。E-mail: liuzaihua@vip.gyig.ac.cn

(C)1994-2019 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

结合钙华规模及其碳氧稳定同位素组成分析进一步发现, 上述绵河三级阶地上的娘子关泉钙华均主要是湿热气候下的产物。然而, 自 II 级阶地钙华形成至今, 气候总体上在向干冷方向发展, 泉域植被则呈现退化的趋势。

**关键词:** 钙华;  $^{230}\text{Th}$  测年; 碳氧稳定同位素组成; 气候环境变化; MIS11; 全新世; 娘子关泉域

**中图分类号:** P597; X14 **文献标志码:** A **文章编号:** 1005-2321(2009)05-0099-08

## 0 引言

娘子关泉是我国北方最大的岩溶泉, 多年平均流量达  $10\text{ m}^3/\text{s}$  以上, 是山西阳泉市工农业和生活用水的主要供水水源。娘子关泉域包括山西阳泉、平定、昔阳、盂县及寿阳等市县, 总面积  $7\,436\text{ km}^2$ , 泉域内出露地层为寒武系至第四系, 中奥陶统含石膏碳酸盐岩 ( $O_2$ ) 构成区内最主要的岩溶含水层<sup>[1-3]</sup>。

娘子关泉群出露于沁水向斜东北翘起端, 该向斜核部地层为石炭系——三叠系, 两翼为寒武系——奥陶系。泉群分布于温河坡底、桃河程家至绵河苇泽关一带, 出露长度约  $7\text{ km}$  (图 1)<sup>[1]</sup>。在垂向上, 水帘洞泉和苇泽关泉位于绵河的 II 级阶地上, 其他则位于 I 级阶地或河漫滩上。沿河流流向, 程家、城西和坡底泉位于上游, 苇泽关泉位于最下游, 其余各泉居中 (图 1)。

娘子关泉群沿河床展布的地理特征, 说明河床下切并揭露下奥陶统 ( $O_1$ ) 含水层段, 使地下水出露

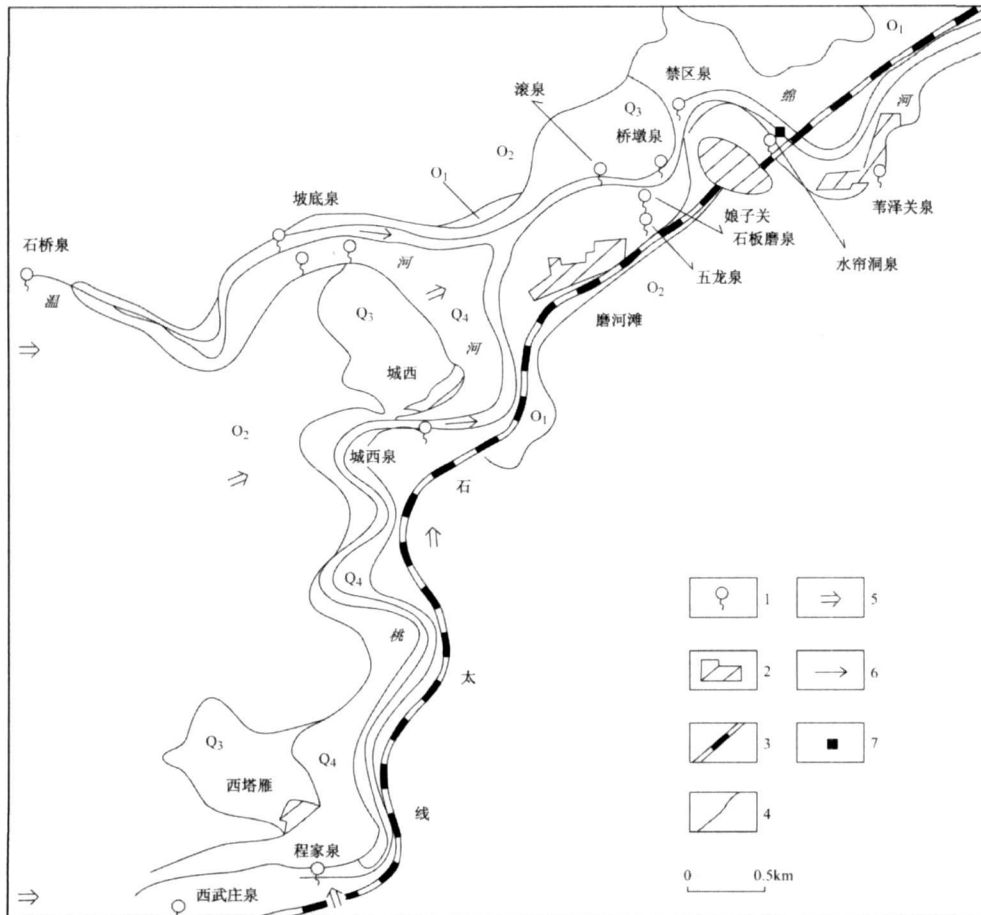


图 1 山西娘子关泉各泉点分布图  
(据文献 [1] 修改)

Fig 1 Distribution of springs at Niangziguan, Shanxi Province

1—泉; 2—村庄; 3—铁路; 4—地质界线; 5—地下水流向; 6—地表河流向; 7—主要钙华取样点位置

地表为泉群形成提供了前提条件, 而泉群附近禁区泉断层西南侧, 小型张性断裂发育及禁区泉正断层下盘岩性的阻水作用, 使地下水位抬高, 并沿溶隙、断裂、节理上升成泉, 这就是娘子关泉群集中分布、成群出现的构造条件<sup>[3]</sup>。

娘子关地区在约 2 km<sup>2</sup> 范围内堆积了大量不同时期的泉钙华, 局部厚度超过 30 m (照片 1)。其分布规模和沉积特征的时间演变, 不仅为我们提供了娘子关泉水文过程变化的证据, 而且为我们探讨古气候和流域植被历史提供了重要的依据。如孙连发等<sup>[4]</sup> 应用泉钙华环境记录 and 地下水流动系统探讨了



照片 1 绵河右岸 II 级阶地上娘子关泉形成的巨厚钙华体 (MIS11-II)

Photo 1 Thick tufa deposits on the terrace II of Mian River, formed by Niangziguan Spring

娘子关泉群演变历史, 认为这一演变过程包括 4 个阶段: Q<sub>2</sub> 时期的泉群发育雏形期、Q<sub>3</sub> 时期的泉群发育全盛期、Q<sub>4</sub> 时期的泉群发育相对稳定期和近代泉群流量衰减期。且随着时间的推移, 泉点出露位置有规律地发生横向迁移和垂向下移。近年来由于人类活动引起区域性地下水位降低, 从根本上改变了岩溶水流动系统的动态平衡, 导致有的泉已干涸, 有的将要干涸, 泉群流量总体上呈现持续衰减趋势。又如, Li 等<sup>[5]</sup> 利用娘子关泉钙华进行了古气候和古水文地质的分析, 他们得出娘子关绵河 II、III 级阶地钙华的年龄分别为 36.2 ~ 90.5 ka 和 160.2 ~ 186.1 ka, 即分别属晚更新世 Q<sub>3</sub> 和中更新世 Q<sub>2</sub>, 进而依据钙华的碳氧稳定同位素组成认为气候总体向干热方向发展。

然而, 由于钙华测年方法、误差和样品数量的限制<sup>[5]</sup>, 利用娘子关泉钙华进行古气候环境重建的分

析还有待进一步的研究。

本文在对娘子关泉钙华进行高精度 ICP-MS <sup>230</sup>Th 测年的基础上, 通过大量钙华样品的碳氧稳定同位素组成分析、钙华的空间分布及其特征的观测, 对泉域气候和植被历史作进一步的探讨, 以揭示娘子关泉的成因和演变过程, 为娘子关泉岩溶水资源可持续利用的可行性提供科学依据。

## 1 娘子关泉钙华的分布及其结构特征

娘子关泉钙华在本区形成两级较明显的泉钙华台地, 分别位于绵河的 II、III 级阶地上 (图 2)。I 级阶地泉钙华分布范围较小, 而现代泉钙华则仅形成于由水帘洞泉和苇泽关泉等形成的瀑布上。根据泉钙华的分布特征及其结构, 可将其划分为早、中、晚和现代 4 期。早期泉钙华沉积于绵河的 III 级阶地上 (图 2, 照片 2), 分布范围较大, 主要分布于河坡村

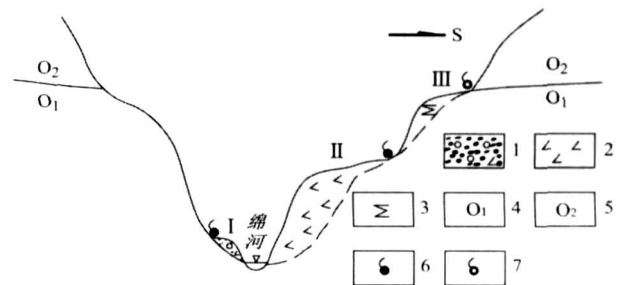


图 2 娘子关绵河 I、II、III 级阶地及其泉钙华分布剖面示意图<sup>[4]</sup>

Fig 2 Sketch cross section showing the distribution of tufa deposits on the terrace I, II and III of Mian River at Niangziguan<sup>[4]</sup>

1—I 级阶地上的砂砾石和泉钙华; 2—II 级阶地上的泉钙华; 3—III 级阶地上的泉钙华; 4—下奥陶统白云岩; 5—中奥陶统灰岩; 6—仍在活动的泉; 7—化石泉

和娘子关以及苇泽关驻军营房后。该期泉钙华结构致密, 呈不整合上覆于奥陶系碳酸盐岩上, 其顶面位于中、下奥陶统分界面附近。中期泉钙华沉积于绵河的 II 级阶地上 (图 2), 发育规模最大, 主要分布于绵河右岸, 沿岸延伸约 3 km (照片 1), 其结构致密, 显密集树枝状结构, 且钙华体底部沿古树干 (现已氧化成空洞) 沉积的钙华具良好的似树轮状圈层结构 (照片 3), 质地坚硬纯净, 很适合作高精度 <sup>230</sup>Th 测年。晚期 (I 级阶地, 照片 4) 和现代泉钙华 (II 级阶地, 照片 5) 多断续分布。



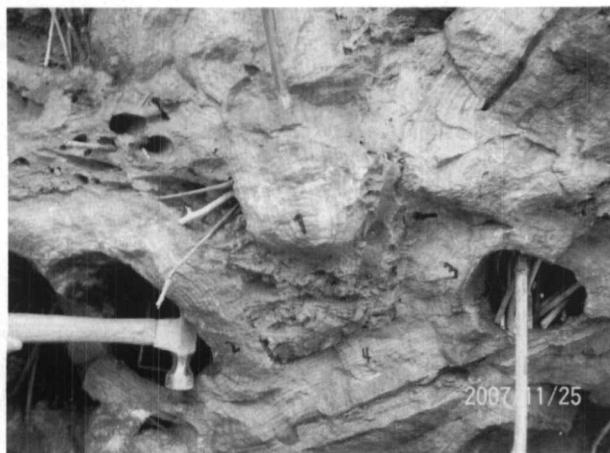
照片2 绵河右岸 III 级阶地上娘子关泉形成的巨厚钙华体(MIS13?-III)

Photo 2 Thick tufa deposits on the terrace III of Mian River, formed by the Niangziguan Spring



照片4 娘子关绵河河床中残留的 I 级阶地全新世钙华体(MIS1-I)

Photo 4 Residual Holocene tufa deposits on the river bed of Mian River at Niangziguan



照片3 娘子关绵河 II 级阶地底部产出的沿古树干(现已氧化成空洞)沉积的钙华(MIS11-II)

Photo 3 The tufa deposits at the bottom of the terrace II of Mian River, formed along the old tree trunks (holes now due to their oxidation) at Niangziguan

手写数字 1、2、3、4 分别为表 1 样品编号 NZG-1、NZG-2、NZG-3、NZG-4 取样点的位置



照片5 娘子关绵河 II 级阶地上水帘洞泉瀑布形成的现代钙华

Photo 5 Active tufa deposits on the terrace II of Mian River, formed by the waterfall of Shuilidong Spring at Niangziguan

## 2 样品采集及其测试

(1) 样品采集。娘子关钙华样品分别在绵河的 I、II、III 级阶地采集, 其中 II、III 级阶地的钙华取自阶地最底部靠近基岩部位(照片 2、3), 以获得阶地钙华的最大年龄和对应的古气候环境信息; I 级阶地钙华取自其最顶部(照片 4); 现代正在沉积的泉钙华取自水帘洞瀑布下部(照片 5)。在野外 I—III 级阶地采样时, 挑选相对纯净、致密又未发生重结晶的钙华样品, 从而避免碎屑土的引入, 以确保样品高精度<sup>230</sup>Th 测年对铀封闭性的要求。经显微镜下鉴定, 发现这些洞穴碳酸盐均由结晶良好的细小针状方解石矿物组成。X 射线物相分析表明, 测试样品均为纯净的低镁方解石, 未见文石和粘土等杂质矿物。

(2) 样品的测试。钙华<sup>230</sup>Th 测年工作由美国 Minnesota 大学地质地球物理系同位素实验室完成, 测试仪器为 Finnigan MAT 262-RPQ 质谱仪, 年代误差为  $\pm 2\sigma$  测量统计误差  $< 2\%$ 。钙华样品的碳氧稳定同位素组成测试在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进行, 测试仪器为 IsoPrime 连续流同位素质谱仪, 分析系统误差均小于  $0.2\%$ 。

## 3 测试结果及其分析

### 3.1 娘子关钙华的<sup>230</sup>Th 测年结果与分析

表 1 列出了山西娘子关绵河各阶地上的泉钙华的<sup>230</sup>Th 测年结果。由表 1 可知, 绵河 II 级阶地娘子关泉钙华最大年龄约为距今 466 ka, 主要分布在 407 ~ 436 ka, 这个年龄区间对应海洋氧同位素

(MIS) 12/11 期(350 ~ 470 ka)。这一结果较文献 [5] 报道的绵河 II 级阶地钙华的最大年龄 90.5 ka 向前推了约 330 ka。分析原因, 很可能与文献 [5] 采用的测年方法(热发光法)、误差 ( $> 7\%$ ) 和载体(石英砂)不同有关。由于<sup>230</sup>Th 测年是目前钙华(碳酸盐)定年最精准和最直接的测年方法, 因此, 本文获得的钙华年龄应该是最精确 ( $< 2\%$ ) 和可信的, 而且这也符合后面将要阐述的钙华稳定同位素揭示的古气候环境特征。

### 3.2 不同阶地钙华的 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$ 特征及其古气候环境意义

同洞穴石笋一样, 钙华的碳氧稳定同位素组成 ( $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ ) 是了解过去气候环境变化的重要环境替代指标<sup>[6-10]</sup>。对于达到同位素平衡的钙华, 其  $\delta^{18}\text{O}$  的变化直接反映了当地温度的变化和大气降水的  $\delta^{18}\text{O}$  变化。钙华的  $\delta^{13}\text{C}$  则起源于基岩、大气  $\text{CO}_2$  和土壤  $\text{CO}_2$ , 而  $\text{CO}_2$  与受气候影响的上覆植被有关。因此钙华的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  都具有反映气候变化的潜力<sup>[10]</sup>。然而, 某些局部环境过程可能改变钙华的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  值, 从而掩盖主要的气候变化信息<sup>[10]</sup>, 这些过程包括: (1) 动力过程, 包括钙华在非同位素平衡条件下的沉积; (2) 蒸发过程, 包括地表或近地表水的蒸发。

绵河不同阶地娘子关泉钙华的  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$  组成总结于表 2、图 3、4。可见, 不同阶地钙华具有明显不同的碳氧稳定同位素组成特征, 反映不同的气候环境条件<sup>[6-10]</sup>。特别是, 自 MIS12/11 形成 II 级阶地上的钙华以来,  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  呈现逐步增加的趋势, 反映区域气候总体上向干冷方向发展, 植被则呈现逐步退化的趋势。尤其是现代, 由于人类过度土

表 1 山西娘子关泉钙华<sup>230</sup>Th 测年结果(所有误差为  $2\sigma$ )

Table 1 <sup>230</sup>Th dating results of tufa deposits of Niangziguan spring, Shanxi Province (All errors are  $2\sigma$ )

样品编号	<sup>238</sup> U / 10 <sup>-9</sup>	<sup>232</sup> Th / 10 <sup>-12</sup>	[ <sup>230</sup> Th / <sup>232</sup> Th] / 10 <sup>-6</sup>	<sup>230</sup> Th / <sup>238</sup> U	<sup>230</sup> Th 年龄 / ka (未校正年龄)	<sup>234</sup> U 初始值 * (校正值)	<sup>230</sup> Th 年龄 ** / ka (校正年龄)	阶地
NZG-S1	1.632 ± 2.2	9.880 ± 99	581 ± 6	0.2134 ± 0.0004	5.851 ± 0.012	3.1074 ± 2.9	5.751 ± 0.033	I
NZG-S2	1.750 ± 3.4	71.503 ± 715	78 ± 1	0.1933 ± 0.0005	5.300 ± 0.015	3.0905 ± 5.0	4.952 ± 0.206	I
NZG-1	1.450 ± 2.1	9.051 ± 91	6.526 ± 66	2.4713 ± 0.0040	465.927 ± 7.597	4.0448 ± 87.2	465.834 ± 7.595	II
NZG-2	1.459 ± 2.2	21.046 ± 211	2.805 ± 28	2.4551 ± 0.0043	435.703 ± 6.525	3.7268 ± 69.1	435.557 ± 6.522	II
NZG-3	1.485 ± 2.2	14.254 ± 144	4.155 ± 42	2.4203 ± 0.0052	406.761 ± 6.121	3.4125 ± 59.4	406.641 ± 6.119	II
NZG-4	1.465 ± 2.2	23.846 ± 239	2.456 ± 25	2.4258 ± 0.0041	417.956 ± 5.513	3.5097 ± 55.1	417.794 ± 5.510	II
NZG-5	1.386 ± 2.6	11.786 ± 119	4.729 ± 48	2.4408 ± 0.0061	423.227 ± 8.212	3.5884 ± 83.8	423.116 ± 8.209	II

注: 年龄计算时取  $\lambda_{230} = 9.1577 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$ ,  $\lambda_{234} = 2.8263 \times 10^{-6} \text{ a}^{-1}$ ,  $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ 。校正的<sup>230</sup>Th 年龄假定初始<sup>230</sup>Th/<sup>232</sup>Th 原子数比为  $(4.4 \pm 2.2) \times 10^{-6}$ 。 $\delta^{234}\text{U} = ([^{234}\text{U}/^{238}\text{U}] - 1) \times 1000$ ; \*  $\delta^{234}\text{U}_{\text{初始值}} = \delta^{234}\text{U}_{\text{测定值}} \times e^{\lambda_{234} \times T}$  (T: <sup>230</sup>Th 年龄); \*\* <sup>230</sup>Th 年龄相对于公元 1950 年。

表 2 绵河 I、II、III 级阶地娘子关泉钙华和现代钙华的碳氧稳定同位素组成

Table 2  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of Niangziguan tufas on the terraces I, II and III of Mian River

样品编号	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	钙华年龄/ka	阶地编号
<b>SL-1 (现代钙华)</b>	<b>-4.32</b>	<b>-8.57</b>	<b>0</b>	<b>II</b>
NZGS1	-8.07	-11.23	5 751±0.033	I
NZGS2	-8.12	-11.32	4 952±0.206	I
NZGS3	-7.70	-10.26		I
<b>MIS 1-I (平均)</b>	<b>-7.96</b>	<b>-10.94</b>	<b>5.351</b>	<b>I</b>
NZG-II 1	-8.17	-11.36		II
NZG-II 2	-7.40	-11.29		II
NZG-II 4	-7.80	-11.12		II
NZG-II 6	-7.83	-11.60		II
NZG-II T1-1'	-8.71	-12.33		II
NZG-II T1-2'	-8.71	-12.65		II
NZG-II T1-3'	-8.90	-12.87		II
NZG-II T2-1'	-9.04	-13.07		II
NZG-II T2-1'(2)	-9.02	-12.76		II
NZG-II T2-2	-8.81	-12.79		II
NZG-II T3-1'	-8.98	-12.75		II
NZG-II T3-2'	-8.95	-12.75		II
NZG-II T4-1'	-9.15	-13.23		II
NZG-II T4-2'	-8.87	-12.43		II
NZG-II T5-1'	-8.69	-12.14		II
NZG-II T5-2'	-8.45	-12.68		II
NZG-II T-BT1	-8.20	-11.55		II
NZG-II T-BT2	-7.70	-11.82		II
NZG-II T-S1	-8.62	-12.17		II
NZG-II T-S2	-7.44	-12.60		II
NZG-II T-S3	-6.54	-12.00		II
NZG-II T-UP	-8.71	-12.72		II
NZG-1	-8.76	-11.91	465 834±7.595	II
NZG-2	-8.77	-11.94	435 557±6.522	II
NZG-3	-8.71	-11.97	406 641±6.119	II
NZG-4	-8.71	-12.13	417 794±5.510	II
NZG-5	-8.56	-12.23	423 116±8.209	II
NZG-6	-8.31	-11.82		II
NZG-7	-8.51	-11.82		II
<b>MIS 11-II(平均)</b>	<b>-8.45</b>	<b>-12.32</b>	<b>429.788</b>	<b>II</b>
NZG-III-1-1	-7.14	-12.32	> 470.000	III
NZG-III-1-2	-7.11	-12.34		III
NZG-III-2-1	-7.27	-11.84		III
NZG-III-2-2	-7.16	-11.93		III
NZG-III-OLD-1	-4.70	-12.19		III
NZG-III-OLD-2	-6.51	-12.84		III
NZG-III-OLD-3	-5.53	-11.82		III
<b>MIS13?-III(平均)</b>	<b>-6.49</b>	<b>-12.18</b>	<b>&gt; 470.000</b>	<b>III</b>

地利用的影响<sup>2,4-5</sup>, 植被破坏严重, 水土流失加剧, 泉域蒸发作用愈加强烈, 使得现代钙华的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  达到历史的最高值(表 2、图 3、4)。此外, 从表 2、图 3 和图 4 可知, II 级阶地上的钙华的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  值是所有钙华中最低的, 反映了形成 II 级阶地钙华的气候在本区是最湿热的, 这与北大西洋深海沉积记录 MIS11 时期的气候是一

致的, 即 MIS12/11 阶段是过去 500 ka 中温度升高最迅速、幅度最大而且持续时间最长的时期<sup>[11-14]</sup>, 这也是为什么绵河 II 阶地上娘子关泉钙华形成规模最大的原因。MIS11 时期湿热的气候条件也造成了我国 S4 古土壤层的形成<sup>[15-17]</sup>。这些再次表明了亚热带地区和北大西洋对 MIS11 时期全球气候变化的响应具有一致性<sup>[18]</sup>。从图 3、4 还可看出, III 级阶

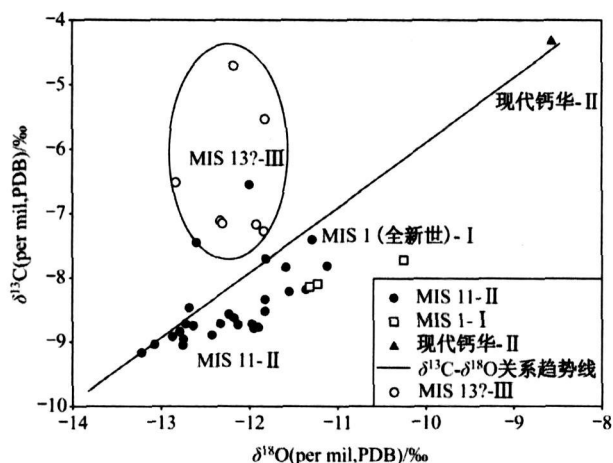


图3 绵河 I、II、III 级阶地娘子关泉钙华和现代钙华的碳和氧稳定同位素组成关系图

Fig. 3 Relation between  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of Niangziguan tufas on the terraces I, II and III of Mian River

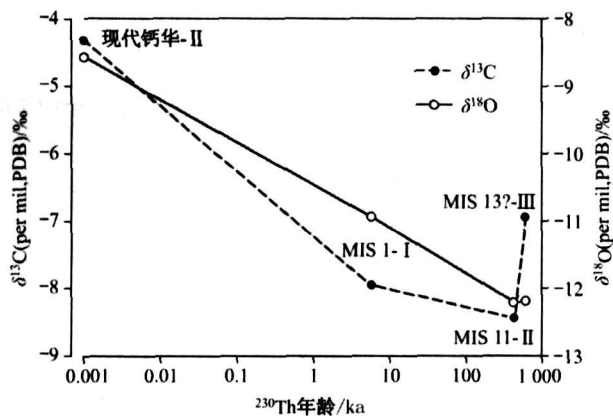


图4 绵河 I、II、III 级阶地娘子关泉钙华的碳和氧稳定同位素组成变化

Fig. 4 Temporal variations in  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  values of Niangziguan tufas on the terraces I, II and III of Mian River

地钙华的  $\delta^{18}\text{O}$  与 II 级阶地钙华近似, 但其  $\delta^{13}\text{C}$  明显偏正, 反映 III 级阶地钙华形成时气候与 MIS 11 时同样炎热, 但相对偏干<sup>[10]</sup>。III 级阶地钙华规模明显小于 II 级阶地钙华规模可能与此气候相对偏干有关<sup>[19]</sup>。

## 4 结论

(1) 对山西娘子关绵河不同阶地上沉积的泉钙华进行的高精度的  $^{230}\text{Th}$  测年发现, 绵河 II 级阶地的娘子关泉钙华的最老年龄在 407 ~ 466 ka, 远老于早前通过钙华中的石英砂热发光法 (TL) 获得的年龄, 即绵河 II 级阶地的娘子关泉钙华是在中更新世

MIS 12/11 阶段形成的, 而非原来认为的是晚更新世的产物。

(2) 钙华  $^{230}\text{Th}$  测年获得的绵河 I 级阶地的钙华形成于 5 ka 前, 即在全新世中期以前形成的。

(3) 通过对钙华规模及其碳氧稳定同位素组成分析进一步发现, 绵河 I、II 和 III 级阶地上的娘子关泉钙华均主要是湿热气候下的产物, 然而, 自 II 级阶地钙华形成至今, 气候总体上在向干冷方向发展, 泉域植被则呈现退化的趋势。

美国明尼苏达大学的程海博士为本研究提供了高精度的钙华  $^{230}\text{Th}$  测年数据, 笔者在此特别致谢。

## References:

- [1] Liu Z H. Restudy on the sources of Niangziguan Spring[J]. *Carsologica Sinica*, 1989, 8(3): 200-207(in Chinese).
- [2] Liang Y P, Gao H B, Zhang J H, et al. Preliminary quantitative analysis on the causes of discharge attenuation in Niangziguan Spring[J]. *Carsologica Sinica*, 2005, 24(3): 227-231 (in Chinese).
- [3] Tian Q X. Discussion on origin of the Niangziguan Spring Group[J]. *Carsologica Sinica*, 1991, 10(2): 91-99(in Chinese).
- [4] Sun L F, Wang Y X, Ma T, et al. Evolution of the Niangziguan Karst Springs in view of travertines environmental record and groundwater flow system development[J]. *Earth Science—Journal of China University of Geoscience*, 1997, 22(6): 648-651(in Chinese).
- [5] Li Y L, Wang Y X, Deng A L. Paleoclimate record and paleohydrogeological analysis of travertine from the Niangziguan Karst Springs, northern China[J]. *Science in China*, 2001, 44: 114-118.
- [6] Ford T D, Pedley H M. A review of tufa and travertine deposits of the world[J]. *Earth-Science Reviews*, 1996, 41: 117-175.
- [7] Liu Z H, Dai Y N, Lin Y S. Paleoenvironmental reconstruction based on hydrochemistry and tufa stable isotopes: Case study of Xiangshui river, Libo, Guizhou[J]. *Quaternary Science*, 2004, 24(4): 447-455(in Chinese).
- [8] Smith J R, Giegengack R, Schwarcz H P. Constraints on Pleistocene pluvial climates through stable-isotope analysis of fossil-spring tufas and associated gastropods, Kharga Oasis, Egypt[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004, 206: 157-175.
- [9] Torres T, Ortiz J E, Garcia de la Morena M A. Ostracode-based aminostratigraphy and aminochronology of a tufa system in central Spain[J]. *Quaternary International*, 2005,

- 135: 21-33.
- [ 10] Andrews J E. Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review[ J]. *Earth-Science Reviews*, 2006, 75: 85-104.
- [ 11] Oppo D W, McManus J F, Cullen J L. Abrupt climate events 500000 to 340000 years ago: Evidence from subpolar North Atlantic sediments[ J]. *Science*, 1998, 279: 1335-1338.
- [ 12] McManus J F, Oppo D W, Cullen J L. A 0.5-million-year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic[ J]. *Science*, 1999, 283: 971-975.
- [ 13] Kunz-Pirrung M, Gersonde R, Hodell D A. Mid-Brunhes century-scale diatom sea surface temperature and sea ice records from the Atlantic sector of the Southern Ocean (ODP Leg 177, sites 1093, 1094 and core PS2089-2)[ J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2002, 182: 305-328.
- [ 14] Thunell R C, Poli M S, Rio D. Changes in deep and intermediate water properties in the western North Atlantic during marine isotope stages 11-12: Evidence from ODP Leg 172[ J]. *Marine Geology*, 2002, 189: 63-77.
- [ 15] Heslop D, Langeris C G, Dekkers M J. A new astronomical timescale for the loess deposits of Northern China[ J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 184: 125-139.
- [ 16] Sun Y, Chen J, Clemens S C, et al. East Asian monsoon variability over the last seven glacial cycles recorded by a loess sequence from the northwestern Chinese Loess Plateau[ J]. *Geochem Geophys Geosyst*, 2006, 7: Q12Q02, doi: 10.1029/2006GC001287.
- [ 17] Wu N, Chen X, Rousseau D D, et al. Climatic conditions recorded by terrestrial mollusc assemblages in the Chinese Loess Plateau during marine Oxygen Isotope Stages 12-10[ J]. *Quaternary Science Review*, 2007, 26: 1884-1896.
- [ 18] Helmke J P, Bauch H A, Rohl U, et al. Uniform climate development between the subtropical and subpolar Northeast Atlantic across marine isotope stage 11[ J]. *Climate of the Past*, 2008, 4: 181-190.
- [ 19] Dreybrodt W. *Processes in Karst Systems*. Heidelberg, Germany: Springer, 1988.

### 参考文献:

- [ 1] 刘再华. 娘子关泉群水的来源再研究[ J]. *中国岩溶*, 1989, 8(3): 200-207.
- [ 2] 梁永平, 高洪波, 张江华, 等. 娘子关泉流量衰减原因的初步定量化分析[ J]. *中国岩溶*, 2005, 24(3): 227-231.
- [ 3] 田清孝. 娘子关泉群成因新探[ J]. *中国岩溶*, 1991, 10(2): 91-99.
- [ 4] 孙连发, 王焰新, 马腾, 等. 应用泉钙华环境记录和地下水流动系统探讨娘子关泉群演变历史[ J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 1997, 22(6): 648-651.
- [ 7] 刘再华, 戴亚南, 林玉石. 水化学和钙华碳氧稳定同位素在古环境重建中的应用——以贵州荔波小七孔景区响水河为例[ J]. *第四纪研究*, 2004, 24(4): 447-455.