

# 中更新世以来哈尔滨黄土有机碳同位素组成及 其古气候意义

张月馨<sup>1)</sup>, 迟云平<sup>1, 2)\*</sup>, 谢远云<sup>1, 2)</sup>, 康春国<sup>3)</sup>, 吴鹏<sup>1)</sup>, 魏振宇<sup>1)</sup>,  
张曼<sup>1)</sup>, 刘璐<sup>1)</sup>

1)哈尔滨师范大学地理科学学院, 黑龙江哈尔滨 150025;  
2)哈尔滨师范大学寒区地理环境监测与空间信息服务黑龙江省重点实验室, 黑龙江哈尔滨 150025;  
3)哈尔滨学院地理系, 黑龙江哈尔滨 150086

**摘要:** 研究黄土-古土壤序列有机碳同位素组成与古植被和古气候的关系, 对于重建第四纪环境变化过程有重要意义。然而, 东北地区黄土有机碳同位素组成的研究尚未展开。本文对哈尔滨荒山岩芯开展了黄土-古土壤序列的有机碳同位素组成和磁化率分析。结果表明, 中更新世以来有机碳同位素组成在古土壤层和黄土层的均值分别为-24.8‰和-25.1‰, 整体上古土壤层有机碳同位素组成较黄土层偏正, 而S0和S2古土壤层相对偏负。利用端元法恢复过去C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物的相对丰度, 揭示出中更新世以来研究区C<sub>3</sub>植物占绝对优势地位。通过与海面温度和深海氧同位素以及东北地区赤峰黄土的有机碳同位素进行耦合对比, 发现荒山岩芯的有机碳同位素组成变化与温度呈正相关, 表明温度是植物碳同位素组成变化的主控因素。然而在某些间冰期时期, 比如S0、S2层以及S3古土壤层中部, 降水可能成为主要因素。上述研究表明东北地区植物生长对气候响应具有复杂性。这些认识对于理解哈尔滨地区C<sub>3</sub>植物的生长因子具有重要的借鉴意义。

**关键词:** 哈尔滨; 有机碳同位素组成; C<sub>3</sub>植物; 温度; 降水

中图分类号: P597.3; P532 文献标志码: A doi: 10.3975/cagsb.2020.040602

## Organic Carbon Isotope Composition of Harbin Loess since the Mid-Pleistocene and Its Paleoclimatic Significance

ZHANG Yue-xin<sup>1)</sup>, CHI Yun-ping<sup>1, 2)\*</sup>, XIE Yuan-yun<sup>1, 2)</sup>, KANG Chun-guo<sup>3)</sup>, WU Peng<sup>1)</sup>,  
WEI Zhen-yu<sup>1)</sup>, ZHANG Man<sup>1)</sup>, LIU Lu<sup>1)</sup>

1) College of Geographic Science, Harbin Normal University, Harbin, Heilongjiang 150025;  
2) Heilongjiang Key Laboratory of Geographical Environment Monitoring and Spatial Information Service in Cold Regions,  
Harbin Normal University, Harbin, Heilongjiang 150025;  
3) Department of Geography, Harbin Institute, Harbin, Heilongjiang 150086

**Abstract:** The research on the relationship between organic carbon isotope composition of loess-paleosol sequence and paleo-vegetation as well as paleoclimate has great significance for the reconstruction of Quaternary environmental change process. However, the research on the organic carbon isotope composition of Harbin loess in Northeast China has not been carried out. In this paper, the authors analyzed the organic carbon isotope composition and magnetic susceptibility of the loess-paleosol sequence of Harbin Huangshan core. The results show that the average organic carbon isotopic compositions in the paleosol and loess layer since the Middle Pleistocene are -24.8 ‰ and -25.1 ‰, respectively. On the whole, the organic carbon isotope composition of the

本文由国家自然科学基金项目(编号: 41601200; 41871013)、黑龙江省自然科学基金项目(编号: D2017003)和哈尔滨师范大学博士科研启动基金项目(编号: XKB201418)联合资助。

收稿日期: 2019-11-25; 改回日期: 2020-03-29; 网络首发日期: 2020-04-07。责任编辑: 闫立娟。

第一作者简介: 张月馨, 女, 1995 年生。硕士研究生。主要研究方向为第四纪地质与环境变化。E-mail: 578759807@qq.com。

\*通讯作者: 迟云平, 男, 1982 年生。博士, 讲师, 硕士生导师。主要研究方向为第四纪地学、古环境变化及同位素地球化学。

E-mail: 1982cyp@163.com。

paleosol layer is more positive than that of the loess layer, while the values of S0 and S2 paleosol layers are relatively negative. The relative abundance of C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> plants in the past was restored by the end element method, which has revealed that C<sub>3</sub> plants have been dominant in the study area since the Middle Pleistocene. Through the coupling comparison with sea surface temperature, deep-sea oxygen isotope and organic carbon isotope of Chifeng loess in Northeast China, it is found that the change of organic carbon isotope composition in Huangshan core is positively correlated with temperature, indicating that temperature is the main controlling factor of the change of plant carbon isotope composition. However, during some interglacial periods, such as the S0, S2 paleosol layer and the middle of S3 paleosol layer, precipitation may be a major factor. The above study shows that the response of plant growth to climate in Northeast China is complex. The understanding obtained by the authors has important reference significance for the growth factors of C<sub>3</sub> plants in Harbin.

**Key words:** Harbin; organic carbon isotope composition; C<sub>3</sub> vegetation; temperature; precipitation

中国黄土沉积连续、分布广泛、时间跨度大，与深海沉积、极地冰芯、石笋构成了全球古气候变化研究的重要档案(刘东生, 1985; Baker et al., 1993; 覃嘉铭, 1997; Liu and Ding, 1998), 记录了亚洲季风系统的建立、古大气环流的变化、亚洲内陆的干旱化等重要信息(Liu and Ding, 1998; Guo et al., 2002; Lu et al., 2010; Xie et al., 2019), 为中国乃至全球的第四纪气候变化研究提供了重要参考。在黄土高原古环境研究中, 黄土沉积磁化率、粒度、生物化石以及地球化学等方法作为气候变化的指标, 广泛地应用于古气候和古环境的重建(An et al., 1990; Sun et al., 1998; Li et al., 2003; An et al., 2005), 其中生物指标特别是有机质的稳定碳同位素组成( $\delta^{13}\text{C}$ )是重建植被变化的理想代用指标。

由于植物能够灵敏地记录气候环境变化, 且C<sub>3</sub>和C<sub>4</sub>植物的碳同位素组成具有明显不同的分布范围, 分别为−22‰~−35‰和−9‰~−19‰(O'Leary, 1981, 1988; Farquhar et al., 1989; Kohn, 2010)。土壤有机质主要来自于上覆植被, 植物体死亡后, 其残体分解逐渐转化和积累, 在沉积和埋藏过程中, 几乎没有发生碳同位素分馏(Melillo et al., 1989; Cerling et al., 1989; Nordt et al., 1994)。因此, 土壤有机碳同位素组成可以反映当时地表C<sub>3</sub>和C<sub>4</sub>植被相对覆盖状况和气候环境变化, 基于此得出中国黄土高原末次间冰期以来主要为以C<sub>3</sub>植物为主的C<sub>3</sub>和C<sub>4</sub>混合草原植被(林本海和刘荣谋, 1992; 刘卫国和吴振海, 2002; 顾兆炎等, 2003; Zhang et al., 2003; Liu et al., 2005a, b; 宁有丰等, 2005; Lu et al., 2012; Chi et al., 2013)。黄土高原有机碳同位素组成在冰期-间冰期的变化主要受温度和/或亚洲季风作用下的季节性降水控制(林本海和刘荣谋, 1992; 刘卫国和吴振海, 2002; 顾兆炎等, 2003; Zhang et al., 2003; Liu et al., 2005a, b; Lu et al., 2012; Chi et al., 2013)。最初的研究结果强调夏季风强度变化对该区域冰期/间冰期尺度上的C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub>植物相对丰度变化具有重要控制作用(林本海和刘荣谋, 1992), 而最近一些研究

开始强调温度变化的影响(顾兆炎等, 2003; Zhang et al., 2003; Chi et al., 2013); 在空间上, C<sub>4</sub>植物在冰期和间冰期都具有从西北到东南逐渐增加的趋势(顾兆炎等, 2003; Liu et al., 2005b)。目前这些工作还集中在黄土高原地区, 对于我国东北地区, 特别是位于欧亚黄土带最东端的哈尔滨地区却尚未开展, 这阻碍了我们基于碳同位素组成来理解该地区植被变化及其与古气候的动力联系。本文通过对哈尔滨荒山岩芯黄土-古土壤有机碳同位素组成测定, 结合磁化率参数, 探讨该地区黄土-古土壤序列的气候环境以及有机碳同位素组成与古植被和古环境的关系, 为东北地区重建古植被、古环境提供重要的依据。

## 1 研究区域概况

哈尔滨位于松嫩平原东部, 北部为小兴安岭山区, 东南临张广才岭支脉丘陵, 地势东高西低, 其所在区域以河谷平原、河间平原和山前平原地貌为主。哈尔滨地处中温带, 属于半湿润温带大陆性季风气候, 四季分明, 冬长夏短。多年平均气温4.2℃, 平均年降水量524.5 mm, 降水主要集中在6—9月。哈尔滨地区土壤类型以黑土和黑钙土为主, 其周边现代植被主要是次生落叶阔叶混交林。常见C<sub>3</sub>植物以乔木和灌木为主, 如白桦(*Betula platyphylla*)、蒙古柳(*Salix mengolica*)、云杉(*Picea*)、兴安杜鹃(*Rhododendron davuricum*)等。常见的C<sub>4</sub>植物主要包括藜科(*Chenopodiaceae*)和禾本科(*Gramineae*)的部分植物, 如羊草(*Aneurolepidium chinense*)、贝加尔针茅(*stipa baicalensis*)等(敖志文和张光初, 1985)。

哈尔滨荒山(HS)位于松花江支流阿什河右岸的二级阶地(王璟璐, 1993), 山顶海拔198 m, 是我国东北地区第四纪典型剖面。我们采用双管单动内衬塑料套管取芯技术在哈尔滨道外区团结镇天恒山公园钻取荒山岩芯(N: 45°47'32.73"; E: 126°47'43.75", 图1), 该岩芯已打穿整个第四纪直至白垩系基岩, 钻

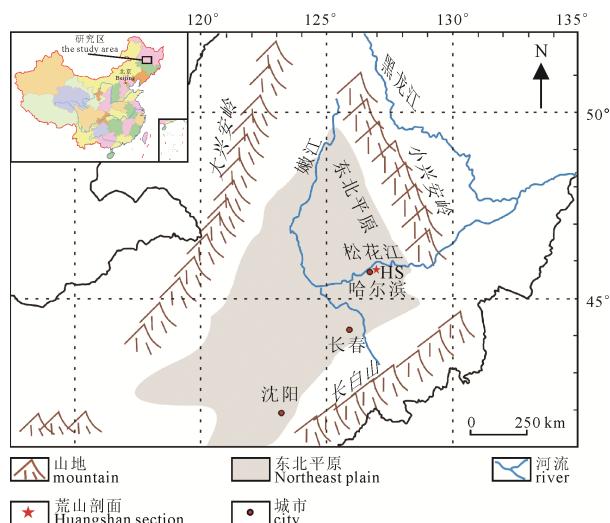


图 1 哈尔滨荒山剖面位置图

Fig. 1 Location of Huangshan profile in Harbin

孔深 101.1 m, 最终获得岩芯长度 93.2 m, 取芯率在 92.2% 以上。

## 2 材料与方法

### 2.1 岩芯岩性

基于钻取岩芯剖面野外观察的沉积物颜色、岩性、沉积结构特征和室内磁化率测试分析, 岩芯 30.4 m 以上为黄土-古土壤序列(本文主要研究部分), 其岩性自上而下依次为:

(1) 0—0.98 m 为现代土壤, 呈暗褐色、褐黑色, 可见现代植物根茎。

(2) 0.98—30.4 m 为黄土-古土壤序列, 共包括 5 个黄土-古土壤旋回, 其中古土壤层(S0—S4)为深灰褐色-灰黑色, 结构致密, 有白色菌丝体发育, S0 古土壤层见炭屑, 铁锈色板及铁锈色颗粒, 最大直径 3 mm。黄土层(L1-L5)为浅黄褐色, 结构疏松, 无层理, 块状构造, 垂直节理发育, 含白色菌丝体, 具有典型风成黄土特点。黄土-古土壤地层的划分参照黄土高原黄土的地层划分(刘东生, 1985)。

### 2.2 实验方法

首先将岩芯运回实验室后采用链锯锯开岩芯外的塑料外壳, 除去岩芯最外层被钻井泥浆污染的部分, 然后对岩芯进行岩性描述并拍照, 最后将岩芯按 2.5 cm 间距进行分割, 得到 3673 个样品。其中荒山黄土磁化率样品测试间距为 10 cm, 共取得 288 个样品, 样品在室内自然风干后, 用研磨棒轻轻敲碎, 将其放入 2 cm×2 cm×2 cm 立方的弱磁盒中, 采用英国 Bartington 公司生产的 MS2 型磁化率仪器对样品在 470 Hz 低频下进行磁化率测定, 磁化率样品测试在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完成。

有机碳同位素测试间距为 2 cm, 在粒度较粗的层位则适当放大采样间隔, 本研究深度 0~30.4 m 部分, 共采集 254 个样品。样品在室内低温 40℃ 烘干后研磨成小于 200 目的均匀粉末状。每样称取 1.5 g 左右用过量盐酸(2 mol/L)充分反应 24 h, 并用玻璃棒多次搅拌, 以确保完全去除无机碳, 而后用蒸馏水洗至中性(pH≈7), 在 45℃ 烘箱内烘干, 再度研磨后, 称取约 40 mg 样品, 放入锡杯中包好待测。上机测试使用美国公司生产的 MAT-253 气体稳定同位素比质谱仪, 对样品进行有机碳同位素测定。对于少数样品燃烧产生的 CO<sub>2</sub> 峰值与参考气体(CO<sub>2</sub>)峰差异较大的, 酌情增减进样量进行重测。测试时每批样品至少测试 2 个标准样品和 2 个平行样进行质量监控, 样品的重复分析误差 < 0.15‰, 结果采用 V-PDB(Vienna Pee Dee Belemnite)标准。样品的前处理在哈尔滨师范大学岩矿实验室进行, 上机测试在哈尔滨师范大学寒区地理环境监测与空间信息服务黑龙江省重点实验室完成。

### 2.3 年代框架建立

为了建立黄土-古土壤序列的年代框架, 我们在荒山剖面进行了光释光(OSL)和电子自旋共振(ESR)测年取样。OSL 和 ESR 样品在遮光条件下用不锈钢管(直径 8 cm, 长 25 cm)砸入清理出的剖面

表 1 荒山剖面 OSL 和 ESR 年代及与深海氧同位素阶段(MIS)的界线年龄  
Table 1 The OSL and ESR ages and the boundary age of the deep sea oxygen isotope stage (MIS)

样品号	深度/m	K/%	Th/10 <sup>-6</sup>	U/10 <sup>-6</sup>	含水量/%	剂量率/(Gy/Ka)	等效剂量/Gy	OSL 年龄/ka
HTS-OSL-1	3.17	2.3±0.05	12.8±0.3	2.6±0.52	10	4.1±0.2	30.5±0.7	7.4±0.5
HTS-OSL-2	4.18	2.45±0.05	12.7±0.2	3.1±0.55	11	4.2±0.2	146.6±6.3	35.0±2.8
HTS-OSL-3	5.23	2.47±0.05	12.3±0.2	2.7±0.53	11	4.1±0.2	169.1±18.6	41.6±5.4
HTS-OSL-4	5.87	2.41±0.05	12.7±0.2	3.1±0.53	10	4.2±0.2	197.8±12.0	47.7±4.2
样品号	深度/m	K/%	Th/10 <sup>-6</sup>	U/10 <sup>-6</sup>	含水量/%	年剂量率/(Gy/Ka)	古剂量/Gy	ESR 年龄/ka
ESR-3	30.8	3.02	12.1	2.17	36.4	2.52	1248±78	495±31
MIS	深度/m	年龄/ka		MIS	深度/m	年龄/ka		
MIS 5\6	9.67	130		MIS 9\10	20.81	337		
MIS 7\8	15.56	243		MIS 11\12	27.03	424		

注: MIS 界线年龄数据来自文献(Lisicki and Raymo, 2005)。

进行采集，之后进行密封保存。OSL 测年采用的方法是标准石英单片再生计量法，提纯的石英颗粒粒径为 90~150  $\mu\text{m}$ , ESR 测年提纯的石英颗粒粒径为 120~200  $\mu\text{m}$ 。测年结果如表 1。

由于受 OSL 测年年限及 ESR 测年精度的限制，OSL 数据和深海氧同位素阶段(MIS)的转折年龄，即深海氧同位素曲线中具有明显的从峰到谷(间冰期到冰期)快速转变的中点，一起用来作为年龄控制点，通过线性内插的方式建立荒山黄土-古土壤序列的年代(图 2)。这种年代框架的建立在黄土高原和赤峰剖面中得到普遍应用(Zeng et al., 2017)。本文采用的 MIS 转折年龄分别为(表 1)，MIS5/6 控制点年龄为 130 ka, MIS7/8 控制点年龄为 243 ka, MIS9/10 控制点年龄为 337 ka, MIS11/12 控制点年龄为 424 ka。

基于上面年龄模式得到荒山岩芯黄土-古土壤的底界年龄为 0.46 Ma。在黄土-古土壤序列下伏的河湖相顶部的 ESR 测年结果为 0.49 Ma, 说明荒山黄土底界年龄小于 0.5 Ma, 支持了我们建立的年代模式。

#### 2.4 二元混合模型

根据土壤有机碳同位素  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  值定量化恢复古植被的研究中，常运用下述二元混合模式来计算  $\text{C}_4$  植物相对生物量的比例：

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}} = F\delta^{13}\text{C}_4 + (1-F)\delta^{13}\text{C}_3$$

公式中： $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 、 $\delta^{13}\text{C}_3$ 、 $\delta^{13}\text{C}_4$  分别表示土壤有机质碳同位素组成、 $\text{C}_3$ 、 $\text{C}_4$  两种不同植被类型端元的碳同位素组成(‰),  $F$  表示  $\text{C}_4$  植物生物量在植被

系统中所占的相对比例。

在使用该公式时首先要考虑  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植物的碳同位素组成，虽然主要受遗传因素控制，但不同区域的气候环境下的温度、降水、 $\text{CO}_2$  浓度等会影响植物的碳同位素组成，前人已进行大量研究(O'Leary, 1981, 1988; Krishnamurthy and Epstein, 1990; Feng and Epstein, 1995; 王国安等, 2003; 刘恋等, 2011)。其次，植物在土壤有机质降解过程中不可避免地发生碳同位素分馏，会导致土壤有机质的碳同位素组成比其源植被的碳同位素组成要偏重。然而，由于不同地区和不同光合作用类型的植被在转化为土壤有机质过程中，产生的碳同位素分馏大小和方式也有所差异，各研究人员所选取的端元值也不尽相同(顾兆炎等, 2003; Liu et al., 2005a, c; Wang et al., 2008; Lyu et al., 2018)。为得到较为可靠的  $\text{C}_3/\text{C}_4$  植被生物量的结果，本研究采用 Lyu et al.(2018)在东北地区设置植物土壤碳同位素分馏 1.3‰，并参照内蒙古草原地区(宁有丰等, 2005)和赤峰地区现代  $\text{C}_3$ 、 $\text{C}_4$  植物有机质碳同位素组成研究结果(Liu et al., 2005c)，选取-25.4‰和-11.2‰作为  $\text{C}_3$  和  $\text{C}_4$  植被类型下土壤有机质碳同位素组成的端元值，来估算哈尔滨地区  $\text{C}_4$  植物在植被系统中的生物量。

## 3 结果

### 3.1 磁化率与有机碳同位素组成的变化特征

荒山岩芯磁化率变化如图 3 所示，其变化范围为  $8.3 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \sim 94.7 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ，均值为

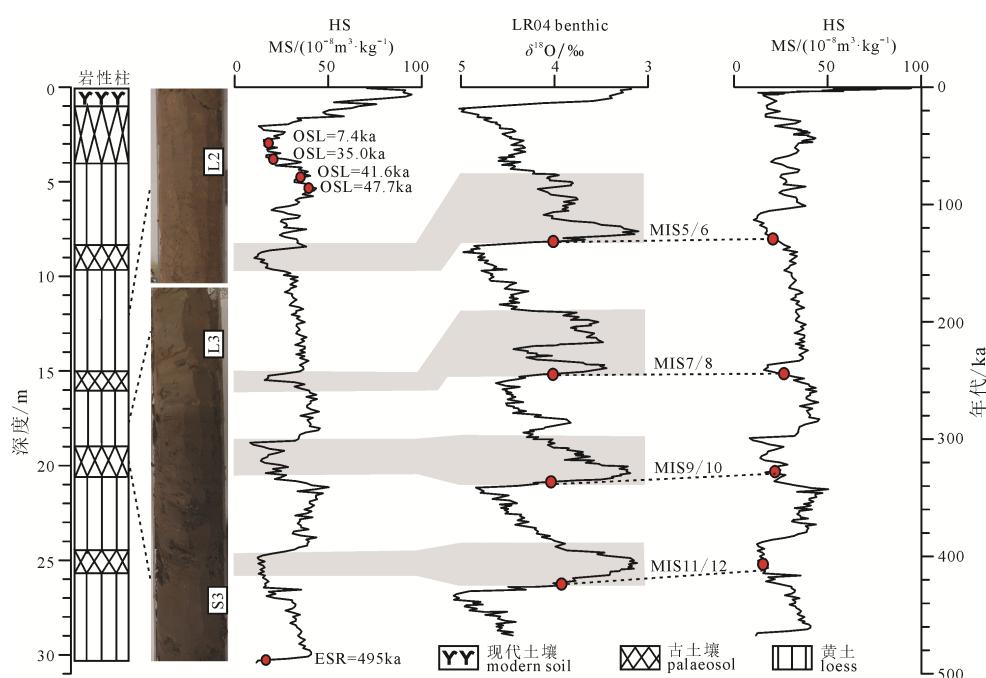


图 2 哈尔滨荒山岩芯照片和年代框架  
Fig. 2 Lithological photos and time scale of the Huangshan core in Harbin

$32.3 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。黄土层磁化率均值为  $33.7 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ , 古土壤层磁化率均值为  $22.9 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ , 整体上古土壤层的磁化率偏负于相邻黄土层。

荒山岩芯有机碳同位素组成的变化范围为  $-21.3\text{\textperthousand} \sim -26.6\text{\textperthousand}$ (图 3), 变化幅度为  $5.3\text{\textperthousand}$ , 平均值为  $-25.0\text{\textperthousand}$ 。古土壤层有机碳同位素组成的均值为  $-24.8\text{\textperthousand}$ , 黄土层有机碳同位素组成的均值为  $-25.1\text{\textperthousand}$ , 古土壤层有机碳同位素组成较黄土层偏正  $0.3\text{\textperthousand}$ 。整体上有机碳同位素组成呈现冰期-间冰期的旋回波动, 但各古土壤层之间和古土壤层内部有机碳同位素组成波动变化不同。S3 古土壤层出现明显峰值, 为整个剖面最为偏正的部分, 平均值为  $-24.0\text{\textperthousand}$ ; S1 和 S4 古土壤层也呈现出次一级的峰值, 平均值分别为  $-25.7\text{\textperthousand}$  和  $-24.2\text{\textperthousand}$ ; 然而, S0 和 S2 古土壤层呈现出显著谷值, 平均值分别为  $-25.3\text{\textperthousand}$  和  $-25.6\text{\textperthousand}$ , 明显偏负于相邻的黄土层。进一步的观察可知, S3 古土壤层有机碳同位素组成的峰值出现在层位的顶部, 中部则为显著低值, 而 S1 和 S4 古土壤层的峰值出现在中下部层位。

### 3.2 有机碳同位素组成揭示的植被类型

利用端元法估算哈尔滨地区中更新世时期以来 C<sub>4</sub> 植物的相对丰度, 结果显示 C<sub>4</sub> 植物的相对丰度在 3% 以下, C<sub>3</sub> 植物的生物量高达到 97% 以上。黄土层和古土壤层 C<sub>4</sub> 植物的生物量平均值分别为 0.3% 和 0.5%, 除去现代土壤, C<sub>4</sub> 植物的相对丰度在古土壤层大于黄土层。在 S3 和 S4 古土壤层 C<sub>4</sub> 植物生物量出现明显峰值, 分别为 1.0% 和 0.9%, 其 C<sub>3</sub> 植物生物量分别为 99.0% 和 99.1%, 是我国北方

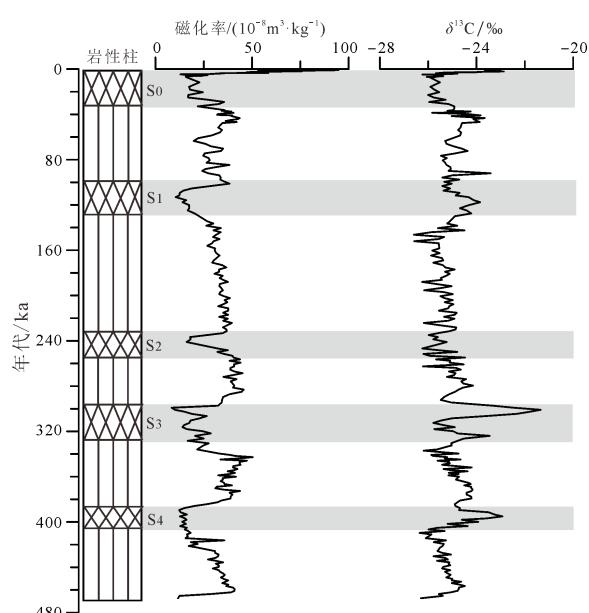


图 3 荒山岩芯的磁化率和有机碳同位素组成  
Fig. 3 The magnetic susceptibility and organic carbon isotope composition of Huangshan core

温度较高, 夏季风降水增强的间冰期, 其余段均为低值, 可能由于间冰期温度升高降水增多, 出现少量 C<sub>4</sub> 植物使得 S3、S4 古土壤层 C<sub>4</sub> 植物生物量出现峰值。考虑到当年均温  $<12^\circ\text{C}$  和土壤有机碳同位素  $<-24\text{\textperthousand}$  表示存在纯的或接近纯的 C<sub>3</sub> 植被(Rao et al., 2010), 表明  $\delta^{13}\text{C}$  值  $<-24\text{\textperthousand}$  时, C<sub>4</sub> 植物几乎不生长, 当  $\delta^{13}\text{C}$  值  $>-24\text{\textperthousand}$  时, 研究区植被类型可能出现 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> 植物混合。荒山岩芯有机碳同位素的变化范围为  $-21.3\text{\textperthousand} \sim -26.6\text{\textperthousand}$ , 平均值为  $-25.0\text{\textperthousand}$ , 表明中更新世时期以来研究区为 C<sub>3</sub> 植物占绝对优势地位。

## 4 讨论

### 4.1 荒山黄土磁化率的古气候意义

黄土-古土壤序列的磁化率可作为气候变化良好的替代性指标。黄土磁化率主要受控于磁性矿物的含量, 其成土作用与东亚夏季风控制的降水量呈正相关, 古土壤形成于东亚夏季风盛行的间冰期, 黄土堆积于西伯利亚-蒙古高压控制的冬季风盛行的干冷冰期。因此磁化率可以指示夏季风强度, 进而揭示降水量的变化(An et al., 1991; Heller and Evans, 1995)。荒山岩芯黄土层磁化率偏高, 古土壤层磁化率偏低(图 3)。这种变化与中国黄土高原典型黄土-古土壤磁化率变化趋势完全相反, 而与阿拉斯加、西伯利亚黄土-古土壤的磁化率变化特征相一致(刘秀铭等, 2007a, b)。原因在于铁磁性矿物在湿润还原的条件下, 更多的水分会使成土过程中的磁铁矿和磁赤褐铁矿消耗溶解, 使得古土壤层磁化率降低; 成土过程处于干旱氧化的环境会有利于形成磁铁矿和磁赤褐铁矿, 使得黄土层磁化率较高。哈尔滨处于高纬度地区, 属于温带大陆性季风气候, 冬季漫长寒冷, 夏季短暂温暖, 年平均气温  $4.2^\circ\text{C}$ , 气温偏低蒸发较弱, 且有季节性冻土不利于水分下渗, 因此铁磁性矿物在湿润还原的条件下不易保存, 导致古土壤层磁化率低于黄土层。

虽然荒山黄土-古土壤序列磁化率的形成机制与黄土高原地区不同, 但磁化率呈现冰期-间冰期旋回波动, 磁化率的低值指示古土壤层(间冰期)气候温暖湿润, 高值指示黄土层(冰期)气候较寒冷干燥, 因此我们认为在本区域磁化率仍然可以有效的指示夏季风变化。

### 4.2 植被变化的驱动因素

前人研究表明全球 CO<sub>2</sub> 浓度、温度、降水量(湿度)等, 常被认为是影响陆地植物及其碳同位素组成的重要因素(O'Leary, 1981, 1988; Wang et al., 2014)。研究区以 C<sub>3</sub> 植物占绝对优势, 土壤有机碳同位素变化主要以 C<sub>3</sub> 植物的碳同位素组成变化为主。目前对 C<sub>3</sub> 植物研究而言, 最具代表性的分馏

机制模型是 Farquhar et al.(1982, 1989)建立的关系式:

$$\delta^{13}\text{C} = \delta^{13}\text{C}_a - a - (b-a)(\text{C}_i/\text{C}_a)$$

公式中:  $\delta^{13}\text{C}$  为  $\text{C}_3$  植物的碳同位素组成,  $\delta^{13}\text{C}_a$  为大气  $\text{CO}_2$  的同位素组成,  $a$  为大气中  $\text{CO}_2$  经叶片气孔进入植物叶内所发生的扩散分馏(约 4.4‰),  $b$  为在 RuBP 酶的作用下, 固定无机碳的羧化反应所引起的碳同位素分馏系数(27‰~30‰),  $\text{C}_i$  是叶内细胞间  $\text{CO}_2$  的浓度(分压),  $\text{C}_a$  是外界大气  $\text{CO}_2$  的浓度(分压)。从公式中可以看出,  $\text{C}_i/\text{C}_a$  的比值与  $\delta^{13}\text{C}$  相联系, 又与外界环境因素密切相关, 是分馏模型中最关键参数。

大量研究大气  $\text{CO}_2$  浓度对植物碳同位素影响的结果都表明, 随着大气  $\text{CO}_2$  浓度的升高, 植物碳同位素值逐渐偏负, 并呈现显著的负相关关系(O'Leary, 1981; Krishnamurthy and Epstein, 1990; Feng and Epstein, 1995), 原因在于大气  $\text{CO}_2$  是植物进行光合作用的重要物质, 当大气  $\text{CO}_2$  浓度降低时,  $\text{C}_i/\text{C}_a$  的比值降低, 植物光合作用效率受到限制。植物为适应这些  $\text{CO}_2$  气压差的胁迫, 气孔收缩, 进入植物细胞中的  $\text{CO}_2$  减少, 羧化酶来不及对碳同位素进行分馏直接合成了有机物, 导致植物的碳同位素偏正(Wang et al., 2012)。Feng and Epstein(1995)对此进行了量化的研究, 发现大气  $\text{CO}_2$  浓度升高  $100 \times 10^{-6}$  将会导致树木年轮  $\delta^{13}\text{C}$  值( $2.0 \pm 0.1$ )‰的偏负, 基于此如果  $\text{CO}_2$  浓度是  $\text{C}_3$  植物生长的主要限制因素,  $\text{CO}_2$  浓度处于低值时植物的碳同位素值应偏正。但我们将研究区有机碳同位素与南极冰芯记录的

$\text{CO}_2$  浓度(Lüthi et al., 2008)进行比较(图 4), 发现中更新世以来  $\text{CO}_2$  浓度在间冰期偏正, 冰期偏负, 在间冰期研究区有机碳同位素组成和  $\text{CO}_2$  浓度主体上都偏正, 这与大气中  $\text{CO}_2$  浓度降低导致植物有机碳同位素组成偏正的认识矛盾, 并且 Da et al.(2019)利用黄土高原成壤碳酸盐重建整个更新世的  $\text{CO}_2$  浓度, 表明更新世  $\text{CO}_2$  浓度偏低, 波动范围不大, 这种情况不会导致研究区有机碳同位素组成在间冰期和冰期产生明显波动, 进一步说明  $\text{CO}_2$  浓度的变化不是控制研究区有机碳同位素组成变化的直接因素。

温度也是影响植物碳同位素组成的重要因素。在中国北方地区大量研究  $\text{C}_3$  植物  $\delta^{13}\text{C}$  值与温度的关系中发现, 二者呈正相关(王国安等, 2003; Liu et al., 2005b; Zheng and Shangguan, 2007), 原因在于温度可以通过一系列的机制影响植物的碳同位素分馏, 温度增加可使植物体内参与光合作用的酶的活性增强, 光合速率增大,  $\text{CO}_2$  同步加速,  $\text{C}_i$  值变低, 植物  $\delta^{13}\text{C}$  值增大(Farquhar et al., 1982)。另外, 低温导致水蒸亏损降低, 气孔导度增大,  $\text{C}_i/\text{C}_a$  比值增加, 碳同位素分馏增大,  $\delta^{13}\text{C}$  值降低。刘贤赵等(2011)在北方农牧交错带年降水 400 mm 等值线自东北向西南沿途采集了 28 个科 118 种 239 个  $\text{C}_3$  植物样品进行测试, 发现研究样带  $\text{C}_3$  植物  $\delta^{13}\text{C}$  值与温度呈显著正相关, 年均温度和夏季均温每升高 1.0°C 植物  $\delta^{13}\text{C}$  值分别偏正 0.1‰/°C 和 0.3‰/°C。由此我们将荒山岩芯有机碳同位素组成与深海氧同位素(Lisiecki and Raymo, 2005)记录的西北太平洋钻孔

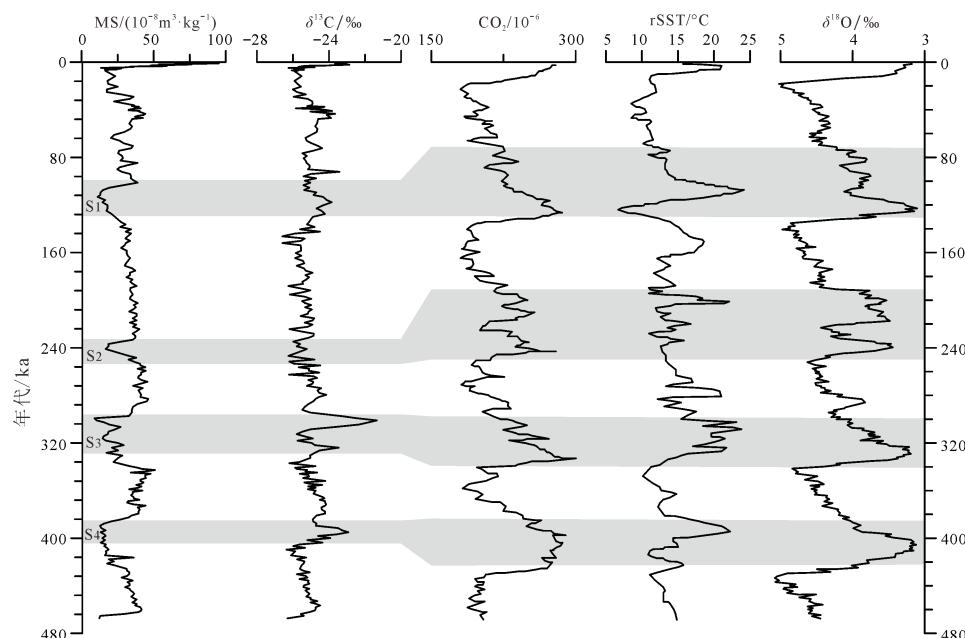


图 4 荒山岩芯磁化率、有机碳同位素组成、全球  $\text{CO}_2$  浓度(Lüthi et al., 2008)、海平面温度(Matsuzaki et al., 2014)、深海氧同位素(Lisiecki and Raymo, 2005)

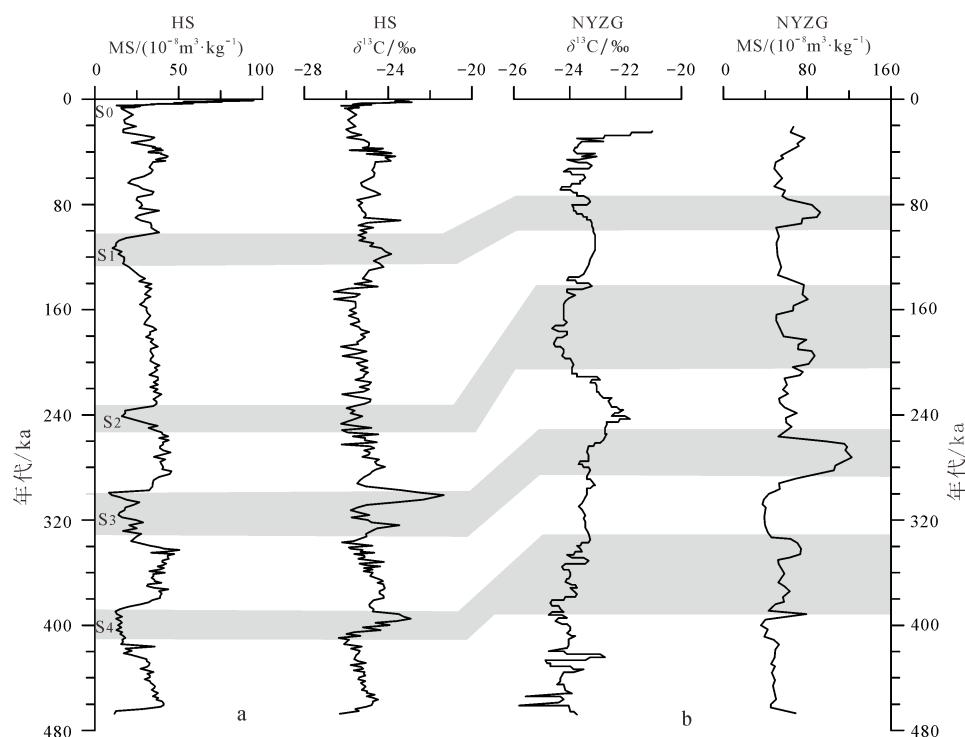
Fig. 4 The magnetic susceptibility of Huangshan core, organic carbon isotope composition, global  $\text{CO}_2$  concentration (after Lüthi et al., 2008), sea level temperature (after Matsuzaki et al., 2014), deep ocean oxygen isotope (after Lisiecki and Raymo, 2005)

C9001C 估算的海平面温度(rSST)(Matsuzaki et al., 2014)进行比较(图 4), 发现有机碳同位素组成的变化与西北太平洋海平面温度变化具有较好地一致性, 研究区有机碳同位素组成在间冰期偏正, 冰期偏负, 与温度呈现良好的正相关关系, 证明了温度是决定研究区植物碳同位素组成变化的主导因素。

我们将荒山岩芯中更新世时期以来的有机碳同位素组成与内蒙古赤峰牛样子沟(NYZG)黄土剖面(Zeng et al., 2017; Lyu et al., 2018)进行对比分析(图 5), 发现牛样子沟剖面有机碳同位素组成变化范围为 $-21.1\text{‰} \sim -25.8\text{‰}$ , 平均值为 $-23.6\text{‰}$ 。而荒山岩芯为 $-26.6\text{‰} \sim -21.3\text{‰}$ , 平均值为 $-25.0\text{‰}$ , 较牛样子沟剖面偏负 $1.4\text{‰}$ , 由上述研究区有机碳同位素组成与温度呈正相关来看, 哈尔滨地区温度( $4.2^{\circ}\text{C}$ )较牛样子沟地区( $7.3^{\circ}\text{C}$ )偏低 $3.1^{\circ}\text{C}$ (气象数据为两地多年平均温度, 源自中国气象数据网 <http://data.cma.cn/site/index.html>), 这与上述讨论相一致。我们又进一步对比了该磁化率, 发现二者趋势相反。牛样子沟剖面古土壤层磁化率较荒山地区偏高, 这种变化可能与成壤环境不同有关。从气象数据上看, 哈尔滨年平均降水量 $524.5\text{ mm}$ , 牛样子沟年平均降水量为 $365.0\text{ mm}$ , 牛样子沟年平均降水量较哈尔滨少 $160\text{ mm}$ , 即牛样子沟地区降水偏少, 较为干旱, 年蒸发旺盛, 地表处于一种相对干旱、

氧化的环境, 有利于细小磁铁矿和磁赤铁矿的形成, 因此牛样子沟磁化率在古土壤层偏高于荒山地区。通过与牛样子沟剖面磁化率的对比, 可以看出研究区与牛样子沟剖面古土壤层磁化率不同是受降水影响。

降水影响研究区古土壤层的磁化率, 由此我们进一步探讨降水是否对研究区有机碳同位素组成产生影响。在对全球和区域尺度大量的植物碳同位素组成研究表明,  $\text{C}_3$  植物的碳同位素组成与降水量呈负相关(Ehleringer and Cooper, 1988; Feng and Epstein, 1995; Kohn, 2010)。目前降水对  $\text{C}_3$  植物碳同位素组成的影响机理较为清晰, 当降雨量减少或土壤含水量降低或空气湿度降低时, 植物为减少水分蒸腾, 会关闭植物气孔, 导致气孔导通系数减小, 从而引起  $C_i$  下降, 导致植物碳同位素组成升高(Farquhar et al., 1989)。王国安等(2003)对中国北方的  $\text{C}_3$  植物碳同位素组成与降水的定量研究得出, 降水量每增加 $100\text{ mm}$ ,  $\text{C}_3$  植物的碳同位素组成平均值下降约 $0.49\text{‰}$ 。间冰期降水增多使  $\text{C}_3$  植物的碳同位素偏负, 而温度升高使碳同位素偏正, 因此, 间冰期碳同位素偏正必须满足温度是碳同位素主控因素这个条件。研究区有机碳同位素组成整体上呈现冰期偏负, 间冰期偏正的旋回波动, 所以温度是研究区植物碳同位素组成变化的主控因素。然而, 在



a—哈尔滨荒山岩芯磁化率和有机碳同位素组成; b—赤峰牛样子沟剖面有机碳同位素组成(Lyu et al., 2018)和磁化率(Zeng et al., 2017)。  
a—magnetic susceptibility and organic carbon isotope composition of Huangshan core in Harbin; b—organic carbon isotope composition (after Lyu et al., 2018) and magnetic susceptibility (after Zeng et al., 2017) of Niuyangzigou section in Chifeng.

图 5 哈尔滨荒山岩芯与赤峰牛样子沟剖面磁化率和有机碳同位素组分布特征

Fig. 5 Distribution characteristics of magnetic susceptibility and organic carbon isotope composition in Huangshan core of Harbin and Niuyangzigou section of Chifeng

S0、S2 古土壤以及 S3 古土壤中部有机碳同位素组成明显偏负, 这很难用温度这一气候因素对 C<sub>3</sub> 植物同位素的胁迫来解释, 显然, 这些古土壤发育时期, 降水量对碳同位素的影响可能超越了温度的影响。因此, 哈尔滨黄土-古土壤序列有机碳同位素组成的变化受温度主控的前提下, 降水的影响也不容忽视。间冰期温度和降水的协同变化决定了哈尔滨黄土-古土壤有机碳同位素组成的变化, 反映了植物对区域气候响应的复杂性。

## 5 结论

对哈尔滨荒山岩芯的磁化率和有机碳同位素组成分析, 得出结果如下:

(1) 磁化率分析表明, 哈尔滨地区磁化率异于黄土高原地区, 古土壤层和黄土层磁化率均值分别为  $22.9 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  和  $33.7 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ , 古土壤层磁化率低于黄土层, 并呈现冰期-间冰期旋回波动, 因此本区磁化率仍然可以有效的指示夏季风变化。

(2) 哈尔滨荒山岩芯晚更新世以来黄土-古土壤有机碳同位素范围为  $-26.6\text{\textperthousand} \sim -21.3\text{\textperthousand}$ , 平均值为  $-25.0\text{\textperthousand}$ 。古土壤层和黄土层有机碳同位素的均值分别为  $-24.8\text{\textperthousand}$  和  $-25.1\text{\textperthousand}$ , 古土壤层较黄土层偏正  $0.3\text{\textperthousand}$ , 但 S0 和 S2 古土壤层例外。利用端元法恢复过去 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> 植物的相对丰度, 揭示出研究区的植被变化为 C<sub>3</sub> 植物占绝对优势。

(3) 通过与海面温度、深海氧同位素以及赤峰黄土有机碳同位素组成的对比发现, 冰期黄土有机碳同位素偏负以及间冰期古土壤(如 S1、S3 和 S4)有机碳偏正, 表明了温度是哈尔滨地区植物碳同位素组成变化的主控因素。然而, 在某些时期, 例如 S0、S2 和 S3 古土壤层的中部, 其有机碳同位素相对于相邻黄土层明显偏负, 表明了降水对有机碳同位素组成的影响不容忽视。间冰期温度和降水的协同变化控制了哈尔滨黄土-古土壤有机碳同位素的变化, 反映了哈尔滨地区植物生长对气候响应具有复杂性。

**致谢:** 有机碳同位素测试得到哈尔滨师范大学臧淑英教授、张家伟老师和博士研究生李昊的帮助; 磁化率分析得到中国科学院西安地球环境研究所的孙有斌研究员的帮助; OSL 和 ESR 样品测试在中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室完成, 测年数据处理得到中国地震局地质研究所魏传义和黑龙江省生态地质调查研究总院詹涛的帮助; 哈尔滨师范大学硕士研究生孙磊、王嘉新和杜慧荣参加了部分野外取样和实验室样品处理工作, 在此一并表示感谢。

## Acknowledgements:

This study was supported by National Natural Science Foundation of China (Nos. 41601200 and 41871013), Natural Science Foundation of Heilongjiang Province (No. D2017003) and Harbin Normal University (No. XKB201418).

## 参考文献:

- 敖志文, 张光初. 1985. 黑龙江省植物志第 1 卷 [M]. 哈尔滨: 东北林业大学出版社: 10-16.
- 顾兆炎, 刘强, 许冰, 韩家懋, 杨石岭, 丁仲礼, 刘东生. 2003. 气候变化对黄土高原末次盛冰期以来的 C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> 植物相对丰度的控制 [J]. 科学通报, 48(13): 1458-1464.
- 林本海, 刘荣漠. 1992. 最近 800 ka 黄土高原夏季风变迁的稳定同位素证据 [J]. 科学通报, 37(18): 1691-1693.
- 刘东生. 1985. 黄土与环境 [M]. 北京: 科学出版社: 191-208.
- 刘恋, 周鑫, 于严严, 郭正堂. 2011. 黄土高原自然植被的土壤有机碳同位素证据 [J]. 第四纪研究, 31(3): 506-513.
- 刘卫国, 宁有丰, 安芷生, 鹿化煜, 曹蕴宁, 吴振海. 2002. 黄土高原现代土壤和古土壤有机碳同位素对植被的响应 [J]. 中国科学: D 辑, 32(10): 830-836.
- 刘贤赵, 王国安, 李嘉竹, 王文文, 赵丽丽, 李宝江. 2011. 中国北方农牧交错带 C<sub>3</sub> 草本植物  $\delta^{13}\text{C}$  与温度的关系及其对水分利用效率的指示 [J]. 生态学报, 31(1): 123-136.
- 刘秀铭, 刘东生, 夏敦胜, HESSE P, JIRI C, 王冠. 2007a. 中国与西伯利亚黄土磁化率古气候记录-氧化和还原条件下的两种成土模式分析 [J]. 中国科学(D 辑: 地球科学), 37(10): 1382-1391.
- 刘秀铭, 夏敦胜, 刘东生, 丁仲礼, 陈发虎, BEGÉT J E. 2007b. 中国黄土和阿拉斯加黄土磁化率气候记录的两种模式探讨 [J]. 第四纪研究, 27(2): 210-220.
- 宁有丰, 刘卫国, 安芷生. 2005. 植物-土壤有机质转化过程中的碳同位素组成变化 [J]. 地球学报, 26(s1): 236-236.
- 覃嘉铭. 1997. 古气候变化的石笋同位素记录研究——以桂林盘龙洞为例 [J]. 地球学报, 18(3): 255-260.
- 王国安, 韩家懋, 刘东生. 2003. 中国北方黄土区 C<sub>3</sub> 草本植物碳同位素组成研究 [J]. 中国科学(D 辑: 地球科学), 33(6): 550-556.
- 王璟璐. 1993. 松花江哈尔滨段阶地的研究 [J]. 地理科学, 13(1): 87-90.

## References:

- AN Zhi-heng, HUANG Yong-song, LIU Wei-guo, GUO Zheng-tang, LI Li, NING You-feng, CAI Yan-jun, ZHOU Wei-jian, LIN Ben-hai, ZHANG Qing-le, CAO Yun-ning, QIANG Xiao-ke, CHANG Hong, WU Zhen-kun. 2005. Multiple expansions of C<sub>4</sub> plant biomass in East Asia since 7 Ma coupled with strengthened monsoon circulation [J]. Geology, 33(9): 705.
- AN Zhi-heng, KUKLA G J, PORTER S C, XIAO J. 1991. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130,000

- years[J]. *Quaternary Research*, 36(1): 29-36.
- AN Zhi-heng, LIU Tungh-seng, LU Yan-chou, PORTER S C, KUKLA G, WU Xi-hao, HUA Ying-ming. 1990. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China[J]. *Quaternary International*, 7-8: 91-95.
- AO Zhi-wen, ZHANG Guang-chu. 1985. *Flora of Heilongjiang Province Vol. 1*[M]. Harbin: Northeast Forestry University Press: 10-16(in Chinese).
- BAKER A, SMART P L, EDWARDS R L, RICHARDS D A. 1993. Annual growth banding in a cave stalagmite[J]. *Nature*, 364(6437): 518-520.
- CERLING T E, QUADE J, WANG Y, BOWMAN J R. 1989. Carbon isotopes in soils and palaeosols as ecology and palaeoecology indicators[J]. *Nature*, 341(6238): 138-139.
- CHI Yun-ping, FANG Xiao-min, SONG Chun-hui, MIAO Yun-fa, TENG Xiao-hua, HAN Wen-xia, WU Fu-li, YANG Ji-wei. 2013. Cenozoic organic carbon isotope and pollen records from the Xining Basin, NE Tibetan Plateau, and their palaeoenvironmental significance[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 386: 436-444.
- DA Jia-wei, ZHANG Yi-ge, LI Gen, MENG Xian-qiang, JI Jun-feng. 2019. Low CO<sub>2</sub> levels of the entire Pleistocene epoch.[J]. *Nature Communications*, 10(1): 1-9.
- EHLERINGER J R, COOPER T A. 1988. Correlations between carbon isotope ratio and microhabitat in desert plants[J]. *Oecologia*, 76(4): 562-566.
- FARQUHAR G D, EHLERINGER J R, HUBICK K T. 1989. Carbon isotope discrimination and photosynthesis[J]. *Annual Review of Plant Biology*, 40(1): 503-537.
- FARQUHAR G D, O'LEARY M H, BERRY J A. 1982. On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration in leaves[J]. *Functional Plant Biology*, 9(2): 121-137.
- FENG X, EPSTEIN S. 1995. Carbon isotopes of trees from arid environments and implications for reconstructing atmospheric CO<sub>2</sub> concentration[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(12): 2599-2608.
- GU Zhao-yan, LIU Qing, XU Bing, HAN Jia-mao, YANG Shi-ling, DING Zhong-li, LIU Dong-sheng. 2003. Climate change since the last glacial period on the Loess Plateau Relative abundance control of C<sub>3</sub>/C<sub>4</sub> plants[J]. *Chinese Science Bulletin*, 48(13): 1458-1464(in Chinese).
- GUO Z T, RUDDIMAN W F, HAO Q Z, WU H B, QIAO Y S, ZHU R X, PENG S Z, WEI J J, YUAN B Y, LIU T S. 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China[J]. *Nature*, 416(6877): 159.
- HELLER F, EVANS M E. 1995. Loess magnetism[J]. *Reviews of Geophysics*, 33(2): 211-240.
- KOHN M J. 2010. Carbon isotope compositions of terrestrial C<sub>3</sub> plants as indicators of (paleo) ecology and (paleo) climate[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(46): 19691-19695.
- KRISHNAMURTHY R V, EPSTEIN S. 1990. Glacial-interglacial excursion in the concentration of atmospheric CO<sub>2</sub>: effect in the <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C ratio in wood cellulose[J]. *Tellus. Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 42(5): 423-434.
- LI Xiao-qiang, ZHOU Jie, JOHN D. 2003. The vegetation characteristics of the 'Yuan' area at Yaoxian on the Loess Plateau in China over the last 12 000 years[J]. *Review of Palaeobotany & Palynology*, 124(1): 1-7.
- LIN Ben-hai, LIU Rong-mou. 1992. The stable isotope C evidence of the monsoon variation on Chinese Loess Plateau since the last 800ka years[J]. *Chinese Science Bulletin*, 37(18): 1691-1693(in Chinese).
- LISIECKI L E, RAYMO M E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records[J]. *Paleceanography*, 20(1): 1-17.
- LIU Dong-sheng. 1985. *Loess and environment*[M]. Beijing: Science Press: 191-208(in Chinese).
- LIU Lian, ZHOU Xin, YU Yan-yan, GUO Zheng-tang. 2011. The natural vegetations on the Chinese Loess Plateau: The evidence of Soil organic carbon isotope[J]. *Quaternary Research*, 31(3): 506-513(in Chinese with English abstract).
- LIU Tung-sheng, DING Zhong-li. 1998. Chinese loess and the paleomonsoon[J]. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26: 111-145.
- LIU Wei-guo, HUANG Yong-song, AN Zhi-sheng, STEVEN C, CLEMENS, LI Li, WARREN L, PRELL B, NING You-feng. 2005b. Summer monsoon intensity controls C<sub>4</sub>/C<sub>3</sub> plant abundance during the last 35 ka in the Chinese Loess Plateau: carbon isotope evidence from bulk organic matter and individual leaf waxes[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 220(3-4): 243-254.
- LIU Wei-guo, NING You-feng, AN Zhi-sheng, WU Zheng-hai, LU Hua-yu, CAO Yun-ning. 2005c. Carbon isotopic composition of modern soil and paleosol as a response to vegetation change on the Chinese Loess Plateau[J]. *Science in China Series D Earth Sciences*, 48(1): 93-99.
- LIU Wei-guo, NING You-feng, AN Zhi-sheng, LU Hua-yu, CAO Yun-ning, WU Zhen-hai. 2002. Response of organic carbon isotopes of modern and paleosol to vegetation in the Loess Plateau[J]. *Chinese Science: Series D*, 32(10): 830-836(in Chinese).
- LIU Wei-guo, YANG Hong, CAO Yun-ning, NING You-feng, LI Li, ZHOU Jie, AN Zhi-sheng. 2005a. Did an extensive forest ever develop on the Chinese Loess Plateau during the past 130 ka: a test using soil carbon isotopic signatures[J]. *Applied Geochemistry*, 20(3): 519-527.
- LIU Xian-zhao, WANG Guo-an, LI Jia-zhu, WANG Wen-wen, ZHAO Li-li, LI Bao-jiang. 2011. Relationship between temperature and  $\delta^{13}\text{C}$  values of C<sub>3</sub> herbaceous plants and its implications of WUE in farming-pastoral zone in North China[J]. *Journal of Ecology*, 31(1): 123-136(in Chinese with English abstract).
- LIU Xiu-ming, LIU Dong-sheng, XIA Dun-sheng, PAUL H, JIRI C,

- WANG Gu-an. 2007a. Paleoclimate record of magnetization of loess in China and Siberia-analysis of two soil formation models under oxidation and reduction conditions[J]. *Science in China: Geoscience*, 37(10): 1382-1391(in Chinese with English abstract).
- LIU Xiu-ming, XIA Dun-sheng, LIU Dong-sheng, DING Zhong-li, CHEN Fa-hu, BEGET J E. 2007b. Discussion on two models of paleoclimatic records of magnetic susceptibility of Alaskan and Chinese loess[J]. *Quaternary Research*, 27(2): 210-220(in Chinese with English abstract).
- LU H, WANG X, LI L. 2010. Aeolian sediment evidence that global cooling has driven late Cenozoic stepwise aridification in central Asia[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 342(1): 29-44.
- LU Hua-yu, ZHOU Ya-li, LIU Wei-guo, MASON J. 2012. Organic stable carbon isotopic composition reveals late Quaternary vegetation changes in the dune fields of northern China[J]. *Quaternary Research*, 77(3): 433-444.
- LÜTHI D, LE FLOC'H M, BEREITER B, BLUNIER T, BARNOLA J M, SIEGENTHALER U, RAYNAUD D, JOUZEL J, FISCHER H, KENJI K, THOMAS F S. 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present[J]. *Nature*, 453(7193): 379.
- LYU An-qi, LU Hua-yu, ZENG Lin, ZHANG Hong-yan, ZHANG En-lou, YI Shuang-wen. 2018. Vegetation variation of loess deposits in the southeastern Inner Mongolia, NE China over the past 1.08 million years[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 155: 174-179.
- MATSUZAKI K M, NISHI H, SUZUKI N, CORTESE G, EYNAUD F, TAKASHIMAB R, KAWATE Y, SAKAI T. 2014. Paleoceanographic history of the Northwest Pacific Ocean over the past 740 kyr, discerned from radiolarian fauna[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 396: 26-40.
- MELILLO J M, ABER J D, LINKINS A, RICCA A, FRY B, NADELHOFFER K J. 1989. Carbon and nitrogen dynamics along the decay continuum: plant litter to soil organic matter[J]. *Plant and Soil*, 115(2): 189-198.
- NING Yong-feng, LIU Wei-guo, AN Zhi-sheng. 2005. Carbon Isotopic Variation of the Organic Matter during the Plant-soil Transformation[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 26(s1): 236-236(in Chinese with English abstract).
- NORDT L C, BOUTTON T W, HALLMARK C T, WATERS M R. 1994. Late Quaternary Vegetation and Climate Changes in Central Texas Based on the Isotopic Composition of Organic Carbon[J]. *Quaternary Research*, 41(1): 109-120.
- O'LEARY M H. 1981. Carbon isotope fractionation in plants[J]. Royal Society of New Zealand Wellington New Zealand, 20(4): 553-567.
- O'LEARY M H. 1988. Carbon Isotopes in Photosynthesis Fractionation techniques may reveal new aspects of carbon dynamics in plants[J]. *Bioscience*, 38(5): 328-336.
- QIN Jia-ming. 1997. Studies on Stalagmite Isotope Records of Paleoclimatic Changes[J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 18(3): 255-260(in Chinese with English abstract).
- RAO Zhi-guo, ZHU Zhao-yu, JIA Guo-dong, CHEN Fa-hu, BARTON L, ZHANG Jia-wu, QIANG M. 2010. Relationship between climatic conditions and the relative abundance of modern C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plants in three regions around the North Pacific[J]. *Chinese Science Bulletin*, 55(18): 1931-1936.
- SUN Dong-huai, SHAW J, AN Zhi-sheng, CHENG Min-yang, YUE Le-ping. 1998. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma Late Cenozoic Eolian sediments from the Chinese Loess Plateau[J]. *Geophysical Research Letters*, 25(1): 85-88.
- WANG G, FENG X, HAN J, ZHOU L, TAN W, SU F. 2008. Paleovegetation reconstruction using  $\delta^{13}\text{C}$  of soil organic matter[J]. *Biogeosciences*, 5(5): 1325-1337.
- WANG Guo-an, FENG Xia-hong. 2012. Response of plants' water use efficiency to increasing atmospheric CO<sub>2</sub> concentration[J]. *Environmental Science & Technology*, 46(16): 8610-8620.
- WANG Guo-an, HAN Jia-mao, LIU Dong-sheng. 2003. Carbon isotope composition of C<sub>3</sub> herbaceous plants in loess area of northern China[J]. *Chinese Science: Series D*, 33(6): 550-556(in Chinese).
- WANG Guo-an, ZHANG Lei-lei, ZHANG Xin-yu, WANG Ying-hui, XU Yun-ping. 2014. Chemical and carbon isotopic dynamics of grass organic matter during litter decompositions: A litterbag experiment[J]. *Organic Geochemistry*, 69: 106-113.
- WANG Jing-lu. 1993. Study on the terrace of Harbin section of Songhua River[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 13(1): 87-90(in Chinese).
- XIE Yuan-yun, KANG Chun-guo, CHI Yun-ping, DU Hui-rong, WANG Jia-xin, SUN Lei. 2019. The loess deposits in Northeast China: The linkage of loess accumulation and geomorphic-climatic features at the easternmost edge of the Eurasian loess belt[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 181: 103914.
- ZENG Lin, LU Hua-yu, YI Shuang-wen, THOMAS S, XU Zhi-wei, ZHUO Hai-xing, YU Kai-feng, ZHANG Kai-feng. 2017. Long-term Pleistocene aridification and possible linkage to high-latitude forcing: New evidence from grain size and magnetic susceptibility proxies from loess-paleosol record in northeastern China[J]. *Catena*, 154: 21-32.
- ZHANG Zhao-hui, ZHAO Mei-xun, LU Hua-yu, FAIIA A M. 2003. Lower temperature as the main cause of C<sub>4</sub> plant declines during the glacial periods on the Chinese Loess Plateau[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3-4): 467-481.
- ZHENG S X, SHANGGUAN Z P. 2007. Foliar  $\delta^{13}\text{C}$  values of nine dominant species in the Loess Plateau of China[J]. *Photosynthetica*, 45(1): 110-119.