

黄土有机碳同位素与古气候 植被定量化研究进展

宁有丰^{1,2)}

1) 西安理工大学,西北水资源与环境生态教育部重点实验室,西安,710048;

2) 中科院地理科学与资源研究所,陆地水循环及地表过程重点实验室,北京,100101

内容提要: 定量化重建黄土高原地区的古气候和古植被,是黄土研究的新方向和趋势。利用黄土 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值定量化恢复古植被的研究已经比较多,而定量化恢复古降水则是一种较新的尝试。土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值与植被相对生物量以及气候参数之间的关系机制比较清楚,根据土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值重建的古降水和古植被状况是可接受的。针对研究中存在的一些问题,提出以后应重点加强不同生态条件下植物转化为有机质过程中的碳同位素分馏研究,多因素综合探讨其它气候和环境要素与土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值之间的关系,使定量化研究更加准确。

关键词: 黄土高原;有机碳同位素;定量化;古气候;古植被

在我国西北地区广泛分布的黄土—古土壤序列具有较高的沉积速率和较好的连续性,记录了晚中新世以来的气候变化和生态演化历史,是研究植被生态演化及全球气候变化的良好场所。其磁化率、粒度等气候指标被应用到解释黄土沉积对过去气候环境变化的指示,取得了令世人瞩目的研究成果(刘东生,1985; An et al., 1991; Lu et al., 1998; 孙建中, 2005)。

很多学者通过研究黄土—古土壤沉积序列中的土壤有机质碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)组成,来反演古植被的变化以及相应的古气候和古环境变化。在早期的研究中,主要通过研究土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值的变化来定性地探讨黄土高原地区冰期—间冰期植被类型的变化,并将土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值作为夏季风盛衰的一个替代性指标(林本海等,1992; An et al., 1993)。随着黄土高原古植被和古气候定量化研究的深入,越来越多的学者利用土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值来定量化地反演黄土高原地区的古植被和古气候变化,取得了有意义的研究成果(He et al., 2002; Gu et al., 2003; Xie et al., 2004; Natasa et al., 2004; Liu et al., 2005a, 2005b; 饶志国等, 2005)。本文主要论述了黄土—古土壤沉积序列中土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值定量化恢复古植被和古气候的研究进展,并对相关研究进行了总结和

展望。

1 土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值定量化恢复古植被和古气候研究概述

1.1 理论基础

自然界的陆生植物根据其光合作用路径的不同,可以分为 C_3 、 C_4 和CAM型植物三大类。 C_3 植物包括所有的乔木、大多数灌木和草本植物以及在冷季生长的草类, $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化范围在 -32‰ ~ -20‰ 之间,在 -27‰ 附近出现的频率最高。 C_3 光合作用方式是一种较老的光合作用方式,适合在大气 CO_2 浓度较高和较湿润的气候条件下生长,但是对温度没有过高的要求,可以在较冷的条件下进行(Deines, 1980; Ehleringer et al., 1983; Ehlering, 1991)。 C_4 植物主要包括藜科(*Chenopodiaceae*)和禾本科(*Gramineae*)的部分植物,玉米和高粱是常见的典型 C_4 植物, $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围约在 -15‰ ~ -9‰ 之间,在 -13‰ 附近出现的频率最高。 C_4 植物适合在强光照条件下生长,尤其在其生长季节要有较高的温度。较易见的CAM植物主要是仙人掌和其它的肉质植物, $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围较宽,平均值介于 C_3 植物和 C_4 植物之间,约为 -17‰ 。通常,CAM植物仅存在于特殊的生态环境中(如沙漠)

注:本文为国家重点基础研究发展计划项目(编号2007CB714100)和陕西省自然科学基金(编号2007D02)、国家教育部博士点基金(编号20096118120016)、中国博士后科学基金(编号20080430543)资助项目的成果。

收稿日期:2010-04-12;改回日期:2010-06-08;责任编辑:章雨旭。

作者简介:宁有丰,男,1979年生。博士,副教授。主要从事稳定同位素地球化学和流域水循环研究。Email:yfning@xaut.edu.cn。

(Cerling et al., 1993; Smith, 1982)。

Farquar 等(1989)研究了植物中的碳同位素分馏,并提出了著名的植物碳同位素分馏模式方程。作者认为植物的碳同位素组成是大气 CO_2 同位素组成和植物生理过程的函数,植物的碳同位素分馏受环境和气候要素的影响,温度、水分状况、光照条件、大气 CO_2 状况等都是影响植物 $\delta^{13}\text{C}$ 组成的气候因子。

土壤有机质主要来源于其上生长的植被,是植被状况的综合反映。由于不同光合作用类型植物(在黄土高原地区主要是 C_3 和 C_4 植物)的 $\delta^{13}\text{C}$ 值存在明显差异,植被生态系统当中 C_3/C_4 植物的相对比例状况是土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的主要影响因素,黄土—古土壤沉积序列中保存的土壤有机质碳同位素信息是土壤形成时期 C_3/C_4 植被相对比例状况的良好反映。

同时,气候变化又会对植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和植被类型(C_3/C_4 植被相对比例)的分布产生影响,这些影响会在土壤有机质信息中保存下来,从而间接影响土壤有机质的碳同位素组成。因此,利用黄土—古土壤沉积序列中保存的土壤有机质碳同位素信息,可以反演土壤形成时期的古气候信息。

这些是利用黄土高原黄土—古土壤沉积序列中的土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值量化重建土壤形成时期古植被和古气候状况的理论基础。

在利用土壤有机质碳同位素组成反演古植被和古气候变化的研究中,植物转化为土壤有机质过程中的碳同位素分馏是一个需要重点考虑的问题。植物从枯萎、腐烂到转变成土壤有机质是一个漫长和复杂的过程,在这个过程中可能会产生碳同位素的分馏。相关研究人员对此已进行了大量的研究,但得到的研究结果却不尽相同。

早期的研究认为,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正 1% 左右(Melillo et al., 1989; Balesdent et al., 1996; Cerling et al., 1997)。魏明建等(1998)在黄土高原中西部地区的 11 个地点采集了表层土壤和对应的 5cm 深处的土壤,对土壤中的植物残体进行了碳同位素分析。结果有 8 个点在 5cm 深处的植物残体碳同位素组成比表层土里面的植物残体碳同位素组成偏正,平均偏正 0.86% ;而另 3 个在 5cm 深处的植物残体碳同位素组成比表层土植物残体碳同位素组成要偏负,平均偏负 0.33% 。王国安(2001)则直接对西北地区的表层土壤(0~10cm)里的有机质和

地表植被的碳同位素组成进行了对比研究,认为表层土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值要较对应的植被平均偏正 2.2% 。为避免不同光合作用类型植物的干扰,研究人员又针对单一植被类型条件下的土壤有机质碳同位素进行了研究。Wang 等(2008)选取了 3 个纯 C_3 植被覆盖条件下的土壤剖面,测定了土壤有机质和相应的植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值,结果表明剖面中表层土壤和底部土壤的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值比上部植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值要分别偏正 1.8% 和 2.8% 左右。Chen 等(2010)通过对贡嘎山高海拔地区纯 C_3 植被—土壤系统有机质碳同位素组成的研究,指出凋落物、0~5 cm 层、5~10 cm 层和 10~20 cm 土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值较源植被分别平均偏正 0.56% 、 2.87% 、 3.04% 和 3.49% 。在综合考虑工业革命以来大气 CO_2 浓度和 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化对植物同位素的影响后,作者认为利用古土壤有机质进行古生态重建时应该至少考虑 1.57% 的修正值。

但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可能存在差异。Wedin 等(1995)研究了草本植物分解和形成土壤有机质过程中的碳同位素分馏,发现不同光合作用类型的植物在分解过程中产生的碳同位素分馏恰恰相反:1 种 C_4 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低了 1.5% ,而另 3 种 C_3 植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值平均增加了 0.6% 。Connin 等(2001)研究了干旱生态系统中植物根系在长期分解过程中的碳同位素分馏,结果显示不同的植物残体在分解的过程中碳同位素分馏的大小和方式也不一样;*Pinus elliotii*(针叶树)的残体在分解过程中没有观察到明显的碳同位素分馏;*Schizachyrium gerardi*(C_4 草本)残体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在分解的前两年降低了 2% ,随后又稍有增加;相反,*Drypetes glauca*(阔叶树)残体 $\delta^{13}\text{C}$ 值在分解的第一年增加了 0.5% ,然后一直稳定直到第 5 年又稍有降低。笔者认为碳同位素分馏主要产生于植物残体分解的早期阶段。

植物转化为土壤有机质过程中的碳同位素分馏是十分复杂的过程,不同的生态环境或不同的植被类型(C_3 、 C_4)产生的分馏大小也不尽相同。黄土高原地区是 C_4/C_3 植物混合植被生态系统,植物转化为土壤有机质过程中的碳同位素分馏问题可能要更加复杂。

1.2 利用土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值量化恢复古降水

利用土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值来量化恢复古气候,一般要先确定现代生态系统中土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值与降水量变化之间的相关关系,再结合黄土—古土壤沉积中的土壤有机质碳同位素信息,来反演地质历史时期的

古气候变化。目前在黄土高原地区,利用土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值恢复古气候的研究主要还集中在定量化重建古降水方面。

Hatté 等(1999; 2001)较早地将欧洲黄土沉积中的土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值应用到定量化恢复古降水的研究中。考虑到黄土沉积中土壤有机质形成过程的复杂性以及植被记录环境变化的复杂性,作者假定了 8 个先决条件简化了土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与古降水的关系,并且建立了黄土沉积阶段纯 C_3 植被条件下土壤有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与古降水的线性相关方程。运用该相关方程,作者重建了德国莱茵河地区 Nu? loch 剖面末次冰期的古降水变化,并与相同地区的其它研究进行了对比。2005 年, Hatté 等对 Biome4 植被模型进行了改进,并运用现代生态系统的观测值对模型进行了检验。根据黄土中保存的土壤有机质碳同位素信息和其它相关资料, Hatté 等运用改进后的 Biome4 模型定量化重建了德国莱茵河谷 Nu? loch 剖面 8.5 万年以来的古降水变化。

Lee 等(2005)沿东亚中部地区(采样范围为: $34^{\circ}14'24''\text{N}$, $106^{\circ}55'30''\text{E}$ 至 $51^{\circ}35'08''\text{N}$, $100^{\circ}45'49''\text{E}$),跨越不同气候和植被类型区,在植物的生长季(8 月份)大量采集了表层土壤样品和植物样品,并测定其有机质的碳同位素组成变化。研究结果表明,该研究区域内现代表层土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值与 5~9 月份的平均降雨量之间存在良好的线性关系,但与温度之间的相关关系并不好。作者认为在干旱的东亚中部地区,降水是控制不同光合作用类型植物分布的关键因素,沉积物中的有机质碳同位素组成变化可以用来重建历史时期的古降水变化。

根据 Farquar 等(1989)关于植物碳同位素分馏与各气候要素之间关系的研究理论,植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值组成受多种气候要素的影响。在黄土高原地区,由于 C_3/C_4 植物相对生物量变化主要受降水量控制,再加上有关植物的碳同位素组成随温度如何变化目前还存在较大的争议(Francey et al., 1985; Schleser et al., 1999; Zhang et al., 2003),目前的研究主要还是集中在降水量变化对植物碳同位素组成的影响上。

李相博等(1998)研究了青藏高原东北部现代植物的碳同位素组成特征,探讨了各种环境因子对植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响,认为降雨和大气压力是影响该地区植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化的最重要环境因素,降雨量增加,空气相对湿度增大,植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负。Liu 等(2005c)在黄土高原地区沿不同的降水梯度研究了

现代生态系统中该地区的四种代表性植物(白羊草、长芒草、胡枝子和狗娃花)的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化与降水的相关关系,研究结果显示 C_3 和 C_4 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值均与年降水量呈很好的负相关关系。Liu 等提出,在恢复古生物相对比例时,应该考虑到降水变化对植物本身 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响。但 Wang 等(2008)的研究显示出与 Liu 等(2005)不一样的结论: Wang 等通过测定中国北方地区不同降水量地区 C_3 和 C_4 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值,显示出 C_3 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与年均降水量之间存在很好的负相关,而 C_4 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与年均降水量之间并没有发现显著的相关关系。

上述研究均表明,降雨量会影响植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化,并且二者之间存在一定的相关关系。降雨量变化对植物 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响会在土壤有机质信息中保存下来,这是利用土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值定量化重建古降水的重要依据。

Ning 等(2008)根据黄土高原现代自然生态过程的研究结果,确定了不同类型植被(C_3 、 C_4)的碳同位素组成与年降水量之间的相关关系,并结合已有的关于黄土高原 C_4 植物的相对比例与年降水量之间的研究结果(An et al., 2005),建立了土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值与年降水量变化的一元二次关系模型。利用黄土—古土壤沉积序列中保存的土壤有机碳同位素信息,作者初步定量化重建了黄土高原东部蓝田和渭南地区的 130ka 以来的古降水变化。在该研究中, Ning 等考虑了降雨对植被类型变化和植物体本身 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化的双重影响效应,从而建立了土壤有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值与年降雨量之间的相关关系。

1.3 利用土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值定量化重建古植被

利用土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值定量化恢复古植被的研究,主要集中在利用土壤有机碳同位素信息定量化估算 C_4 植物在植被系统中所占的相对比例。比较常用的是运用下述二元混合模式来计算 C_4 植物相对生物量的比例:

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

公式(1)中: $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 、 $\delta^{13}\text{C}_4$ 、 $\delta^{13}\text{C}_3$ 分别表示土壤有机质、 C_4 植物和 C_3 植物的碳同位素组成(‰), F 表示 C_4 植物在植被系统中所占的相对比例。

Liu 等(2005a)调查和研究了黄土高原现代生态系统中现生植被和表层土壤的有机碳同位素组成,结果表明黄土高原地区 C_3 和 C_4 植物的平均 $\delta^{13}\text{C}$ 值分别为 -27.3‰ 和 -12.6‰ 。Liu 等考虑了土壤有机碳同位素较对应的植被碳同位素偏正 1‰ , 并以 -27.3‰ 和 -12.6‰ 作为 C_4 和 C_3 植物的

平均 $\delta^{13}\text{C}$ 值,运用公式(1)估算出了黄土高原现代生态系统中 C_4 植物所占得比例约为 27%。用相同的办法,Liu 等估算了蓝田、渭南、旬邑、西峰和环县 5 个黄土—古土壤剖面 35ka 以来的 C_4 植物相对丰度变化,指出土壤总有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值是指示过去 C_4/C_3 植物相对比例变化的可靠指标(Liu et al., 2005b)。

采用类似的方法,其他学者也通过土壤有机质碳同位素组成估算出历史时期的 C_4/C_3 植物比例变化,但不同的研究人员选取 C_4/C_3 植物的平均 $\delta^{13}\text{C}$ 值有所差别,并且对植物转化为有机质过程中的碳同位素分馏状况也考虑的不一样。Gu 等(2003)参照美国中部大平原和澳大利亚等地土壤有机质与 C_4 植物丰度的关系,分别以 -14‰ 和 -24‰ 作为 C_4 和 C_3 植物的平均 $\delta^{13}\text{C}$ 值,利用公式(1)估算出了黄土高原中部和南部的 5 个典型剖面末次冰期至全新世的 C_4 植物相对丰度变化。Natasa 等(2004)则以全球 C_4 和 C_3 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值(分别为 -13‰ 和 -27‰)作为端元值,未考虑植物转化为有机质过程中的碳同位素分馏,对黄土高原中部地区的交道剖面 620ka 以来的三段古土壤(S0、S1、S5)层及其上、下黄土层时期的 C_4 植物相对比例进行了估算。He 等(2004)采用了相同的端元值(C_4 和 C_3 植物分别为 -13‰ 和 -27‰),考虑土壤有机质较对应的植被碳同位素偏正 1‰ ,估算出了临夏塬堡剖面全新世的 C_4 植物相对比例。

Zhang 等(2003)则率先利用土壤有机质中的单体碳同位素来估算 C_4 植物的相对比例。作者研究了旬邑和洛川两个黄土—古土壤剖面土壤有机质中正烷烃的碳同位素组成,并分别以 -21‰ 和 -36‰ 作为 C_4 和 C_3 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 端元值,运用公式(1)估算了 170ka 以来该地区 C_4 植物的相对比例,并与 VOSTOC 冰芯记录的大气 CO_2 浓度进行了对比。

上述采用二元混合模式计算 C_4 植物相对生物量变化的研究当中,一般都直接利用 C_4 和 C_3 植物的平均 $\delta^{13}\text{C}$ 值来计算 C_4 植物相对生物量变化,并且各研究人员所选取的端元值也不尽相同。如前所述(李相博等,1998; Liu et al., 2005c; Wang et al., 2008),有关降雨量与植物碳同位素变化的研究已经表明降雨量的多少会对植物体本身 $\delta^{13}\text{C}$ 值产生影响,在估算相对生物量时取一个固定的端元值可能是不合适的,应该考虑到降水对植物体本身 $\delta^{13}\text{C}$ 值的影响。近年来,研究人员在利用黄土有机质同位素反演古环境时,已经考虑了降雨对植物同位素本

身的影响,并做出了相应的修正(Liu et al., 2005c; Wang et al., 2008)。

An 等(2005)通过对黄土高原塬面现代植被生态系统 C_4/C_3 植物相对生物量与气候要素的关系研究,揭示了黄土高原现代生态系统中 C_4/C_3 植物相对生物量变化与植物生长季(5~10 月)平均降水量存在显著性相关关系。在其研究基础上,宁有丰(2006)进一步研究了黄土高原地区植物生长季(5~10 月)平均降雨量和年降雨量的关系,从而建立了黄土高原地区自然生态系统中 C_4/C_3 相对生物量变化与年降水量之间的相关关系。通过该相关方程,结合古降雨量数据,宁有丰定量化恢复了黄土高原蓝田和西峰地区末次间冰期以来塬面的 C_4/C_3 植物相对生物量变化。

2 讨论和展望

在上述利用黄土—古土壤沉积序列中保存的土壤有机质碳同位素信息定量化重建古降水和古植被的研究中,由于植物记录环境变化以及黄土—古土壤沉积中土壤有机质形成过程的复杂性,不同的研究人员都采取了不同的简化手段。这些简化过程可能会对研究的结果精确性产生一定的影响。在以后利用土壤 $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值重建古降水和古植被的研究中,要重点考虑几个方面的问题:

(1)植物转化为土壤有机质过程中的碳同位素分馏影响。植物转化为土壤有机质是一个很复杂的过程,针对这个过程碳同位素分馏已经进行了大量的研究,但目前还不能确定这个过程中产生的碳同位素分馏大小,并且不同光合作用类型植物在转化为土壤有机质过程中产生的碳同位素分馏可能存在较大差异。黄土高原地区是 C_4/C_3 植物混合植被生态系统,在恢复古植被和古气候的研究中,我们是否要考虑植物转化为土壤有机质过程中的碳同位素分馏? 如果考虑,这个分馏值的大小应该是多少?

(2)其它气候要素(主要是温度)对植物碳同位素组成的影响。根据 Farquar 等(1989)对植物碳同位素分馏的研究,植物的碳同位素组成受多种气候要素的综合影响,仅仅针对降水或温度一个气候要素来探讨其对植物碳同位素组成的影响可能是不够的,应加大环境要素对植物碳同位素组成综合影响的研究。

(3)大气 CO_2 的影响。大气 CO_2 是植物有机碳的来源,大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值会直接影响植物的碳同

位素组成。另外,大气 CO_2 浓度的变化也可能影响植物的碳同位素组成,但对不同类型植被的影响程度尚不清楚(O'Leary, 1981; Feng et al., 1995)。在地质历史时期,大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和浓度都发生了变化,在更准确地定量化恢复古气候和古植被的研究中应该考虑到这些变化对植物碳同位素组成的影响。

黄土高原黄土—古土壤序列气候指标较多,一些气候指标已被用来定量化重建古气候或古植被变化(Maher et al., 1995; Lü et al., 1996; 孙继敏等, 1999; Zhou et al., 2007)。运用地质体中不同的介质(土壤有机质碳同位素、土壤磁化率和地球化学参数等)来恢复古气候或古植被,得到的结果还存在较大的差别。孰优孰劣,目前还难有定论。利用黄土—古土壤沉积中保存的土壤有机质碳同位素信息来定量化恢复地质历史时期的古降水变化是一种较好的途径,相对于其它的替代性指标,土壤有机碳同位素与植被相对生物量以及气候参数之间的关系机制更为清楚;土壤有机质主要来源于其上生长的植被,土壤有机质的碳同位素组成反映了有机质形成时期的植物类型(C_4/C_3)变化和相应的气候变化。

在以后的研究中,要继续加强现代生态系统的调查,使现代过程所建立的相关关系更加准确。同时,要加强其它气候要素(尤其是温度)与土壤有机质碳同位素组成变化之间的研究,探讨地质历史时期大气 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和浓度变化对土壤有机质碳同位素组成的影响,多因素综合探讨气候变化与土壤有机质碳同位素组成变化之间的相关关系,使定量化研究更加准确。另外,要重点加强不同生态条件下植物转化为土壤有机质过程中的碳同位素分馏研究。

参 考 文 献 / References

- 李相博,陈践发. 1998. 植物碳同位素分馏作用与环境变化研究进展. 地球科学进展, 13(3): 285~290.
- 林本海,刘荣漠. 1992. 最近 800 ka 黄土高原夏季季风变迁的稳定同位素证据. 科学通报, 18: 1691~1693.
- 刘东生. 1985. 黄土与环境. 北京: 科学出版社.
- 宁有丰. 2006. 利用黄土—古土壤序列中的土壤碳同位素组成重建古气候变化. 中国科学院地球环境研究所博士论文.
- 饶志国,陈发虎,曹洁,张平中,张平宇. 2005. 黄土高原西部地区末次冰期和全新世有机碳同位素变化和 C_3/C_4 植被类型转换研究. 第四纪研究, 25 (1): 107~114.
- 孙继敏,刁桂仪,文启忠,周厚云. 1999. 用黄土地球化学参数进行古气候定量估算的初步尝试. 地球化学, 28(3): 265~272.
- 孙建中. 2005. 黄土学. 香港: 香港考古学会出版社.
- 王国安. 2001. 中国北方草本植物及表土有机质碳同位素组成. 中国科学院地质与地球物理研究所博士论文.
- 魏明建,董军社,张静,张俊峰. 1998. 黄土高原现代表层黄土植物残体稳定同位素组成特征. 现代地质, 12(4): 582~585.
- An Zhisheng, Kukla G J, Porter S C, Xiao Jule. 1991. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 years. Quaternary Research, 36: 29~36.
- An Zhisheng, Stephen C, Zhou Weijian, Lu Yanchou, Douglas J, Head M, Wu Xihao, Ren Jianzhang, Zheng Hongbo. 1993. Episode of strengthened summer monsoon climate of Younger Dryas age on the Loess Plateau of Central China. Quaternary Research, 39 (1): 45~54.
- An Zhisheng, Huang Yongsong, Liu Weiguo, Guo Zhengtang, Steven C, Li Li, Warren P, Ning Youfeng, Cai Yanjun, Zhou Weijian, Lin Benhai, Zhang Qingle, Cao Yunning, Qiang Xiaoke, Chang Hong, Wu Zhenkun. 2005. Expansion of C_4 vegetation in Loess Plateau and stages uplifts of Qinghai—Tibet Plateau. Geology, 33(9): 705~708.
- Balesdent J, Mariotti A. 1996. Measurement of soil organic matter turnover using ^{13}C natural abundance. In: Boutton T and Yamasaki S. eds. Mass Spectrometry in Soils. New York: Marcel Dekker, 83~112.
- Cerling T, Quade J. 1993. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. In: Swart P, Mckenzie J. eds. Continental Isotopic Indicators of Climate, Washington DC: American Geophysical Union, 217~231.
- Cerling T, Wang, Y, Quade J. 1997. Expansion of C_4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene. Nature, 361: 344~345.
- Chen Pengna, Wang Guoan, Han Jiamao, Liu XiaoJuan and Liu Min. 2010. $\delta^{13}\text{C}$ difference between plants and soil organic matter along the eastern slope of Mount Gongga. Chinese Science Bulletin, 55(01): 55~62.
- Connin S. 2001. Isotopic discrimination during long-term decomposition in an arid land ecosystem. Soil Biology and Biogeochemistry, 33(1): 41~51.
- Deines P. 1980. The isotopic composition of reduced organic carbon. In: Fritz P. and Fontes J. eds. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vo. 1, The Terrestrial Environment. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 339~345.
- Ehleringer J, Pearcy R. 1983. Variation in quantum yields for CO_2 uptake among C_3 and C_4 plants. Plant Physiology, 73: 555~559.
- Ehlering J. 1991. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ fractionation and its utility in terrestrial plant studies. In: Coleman D. and Fry B. eds. Carbon Isotope Techniques. San Diego, California: Academic Press, 187~200.
- Farquhar G, Ehleringer J, Hubick K. 1989. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. Annual Review Plant Physilecular Biology, 40: 503~537.
- Feng Xiahong, Eptein S. 1995. Carbon isotopes of trees from arid environments and implications for reconstructing atmospheric CO_2 concentration. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(12): 2599~2608.
- Francey R, Gifford R, Sharkey T, Weir B. 1985. Physiological influences on carbon isotope discrimination in huon pine. Oecologia, 44: 241~247.
- Gu Zhaoyan, Liu Qiang, Xu Bing, Han Jiamao, Yang Shiling, Ding Zhongli, Liu Tungsheng. 2003. Climate as the dominant control

- on C₃ and C₄ plant abundance in the Loess Plateau: Organic carbon isotope evidence from the last glacial—interglacial loess—soil sequences. *Chinese Science Bulletin*, 48 (12): 1271~1276.
- Hatté C, Antoine P, Fontugne M, Rousseau D, Tisnérat-Laborde N, Z?ller L. 1999. New chronology and organic matter $\delta^{13}\text{C}$ paleoclimatic significance of Nu?loch loess sequence (Rhine Valley, Germany). *Quaternary International*, 62:85~91.
- Hatté C, Antoine P, Fontugne M, Lang A, Rousseau D, Z?ller L. 2001. ^{13}C of loess organic matter as a potential proxy for paleoprecipitation. *Quaternary Research*, 55: 33~38.
- Hatté C, Guiot J. 2005. Palaeoprecipitation reconstruction by inverse modelling using the isotopic signal of loess organic matter; application to the Nu?loch loess sequence (Rhine Valley, Germany). *Climate Dynamics*, 25(2~3): 315~327.
- He Yong, Qin Dahe, Ren Jiawen, Li Fengxia. 2002. The summer monsoon evolution recorded by carbon isotope of organic matter from the Yuanbao loess section during the Last Interglaciation. *Chinese Science Bulletin*, 47 (15): 1289~1291.
- Lee X, Feng Z D, Guo L L, Wang L X, Jin L Y, Huang Y S, Chopping M, Huang D K, Jiang W, Jiang Q, Cheng H G. 2005. Carbon isotope of bulk organic matter: A proxy for precipitation in the arid and semiarid central East Asia. *Global Biogeochemical Cycles*, 19, GB40104, doi: 10. 1029/2004GB002303.
- Liu Weiguo, Ning Youfeng, An Zhisheng, Wu Zhenhai, Lu Huayu, Cao Yuning. 2005a. Carbon isotopic composition of modern soil and paleosol as a response to vegetation change on the Chinese Loess Plateau. *Science in China (Series D)*, 48(1):93~99.
- Liu Weiguo, Huang Yongsong, An Zhisheng, Steven C, Li Li, Warren L, Ning Youfeng. 2005b. Summer monsoon intensity controls C₄/C₃ plant abundance during the last 35 ka in the Chinese Loess Plateau: Carbon isotope evidence from bulk organic matter and individual leaf waxes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 220:243~254.
- Liu Weiguo, Feng Xiahong, Ning Youfeng, Zhang Qingle, Cao Yunning, An Zhisheng. 2005c. $\delta^{13}\text{C}$ variation of C₃ and C₄ plants across an Asian monsoon rainfall gradient in arid northwestern China. *Global Change Biology*, 11: 1094~1100.
- Lu Huayu, An Zhisheng. 1998. Paleoclimatic significance of grain size of loess—paleosol deposit in Chinese Loess Plateau. *Science in China (Series D)*, 41 (6): 626~631.
- Lü Houyuan, Wu Naigui, Liu Tungsheng, Han Jiamao, Qin Xiaoguang, Sun Xiangjun, Wang Yongji. 1996. Seasonal climatic variation recorded by phytolith assemblages from the Baoji loess sequence in central China over the last 150,000 a. *Science in China (Series D)*, 39 (6): 629~639.
- Maher B, Roy T. 1995. Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility. *Quaternary Research*, 44:383 - 391.
- Melillo J, Aber J, Linkins A, Ricca A, Fry B, Nadelhoffer J. 1989. Carbon and nitrogen dynamics along the decay continuum: Plant litter to soil organic matter. *Plant and Soil*, 115:189~198.
- Natasa J, Isabel P. 2004. Climatically driven glacial—interglacial variations in C₃ and C₄ plant proportions on the Chinese Loess Plateau. *Geology*, 32 (4): 337 - 340.
- Ning Youfeng, Liu Weiguo, An Zhisheng. 2008. A 130-ka reconstruction of precipitation on the Chinese Loess Plateau from organic carbon isotopes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 270:59~63.
- O'Leary M. 1981. Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry*, 20 (4): 553~567.
- Schleser G, Helle G. 1999. Isotope signals as climate proxies: the role of transfer functions in the study of terrestrial archives. *Quaternary Science Reviews*, 18:927~943.
- Smith B. 1982. General characteristic of terrestrial plants (agronomic and forests) — C₃, C₄ and Crassulacean Acid Metabolism plants. In: Mitsui A. and Black C. eds. *CRC Handbook of Biosolar Resources*, Vol. 1, Part 2. Boca Raton, Florida: CRC Press, 99~118.
- Wang G, Feng X, Han J, Zhou L, Tan W, Su F. 2008. Paleovegetation reconstruction using $\delta^{13}\text{C}$ of Soil Organic Matter. *Biogeosciences*, 5:1325~1337.
- Wedin D, Tieszen L, Dewey B, Pastor J. 1995. Carbon isotope dynamics during grass decomposition and soil organic matter formation. *Ecology*, 76(5): 1383~1392.
- Xie Shucheng, Guo Jianqiu, Huang Junhua, Chen Fahu, Wang Haibin, Farrimond P. 2004. Restricted utility of $\delta^{13}\text{C}$ of bulk organic matter as a record of paleovegetation in some loess—paleosol sequences in the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Research*, 62 (1): 86~93.
- Zhang Zhaohui, Zhao Meixun, Lu Huayu, Faiia M. 2003. Lower temperature as the main cause of C₄ plant declines during the glacial periods on the Chinese Loess Plateau. *Earth Planetary Science Letters*, 214: 467~481.
- Zhou Weijian, Alfred P, Warren B, Wu Zhengkun, Chen Maobai, An Zhisheng, Walter K, Xian Feng, Yu Huagui, Liu Lin. 2007. Disentangling geomagnetic and precipitation signals in an 80-kyr Chinese loess record of ^{10}Be . *Radiocarbon*, 49(1):139~160.

Reviews on the Quantitatively Reconstructing Paleoclimate and Paleovegetation Based on Carbon Isotope of Soil Organic Matter on Chinese Loess Plateau

NING Youfeng^{1,2)}

1) Northwest Water Resources and Environment Ecology Key Laboratory of Minister of Education, Xi'an University of Technology, Xi'an, 710048;

2) Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100101

Abstract: It is a new research direction to quantitatively reconstruct the paleoclimate and paleovegetation on Chinese Loess Plateau. Carbon isotopes of organic matter of loess/paleosol sequences

have been widely used in quantitative reconstruction of paleovegetation. However, it is a new attempt to quantitatively reconstruct the paleoprecipitation by soil $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values. Because the relationships between the carbon isotopes of soil organic matter and the biomass and the climate are relatively clear, therefore, it is reliable to reconstruct the paleovegetation and paleoprecipitation from soil $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ analyses. Since some problems still exist in the quantitative investigation of the past climatic changes, the following works should be paid attention to in the future: (1) the carbon isotopic fractionation during vegetation turnover to soil organic matter in the different ecosystems, and (2) the relationship between more climatic and environmental factors and the soil $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ values.

Key words: Loess Plateau; organic carbon isotope; quantitatively; paleoclimate; paleovegetation

古生物名词 Fusulinid 的中文译名应当用“𧈧”而不是“𧈧”

顾松竹

中国地质大学生物地质与环境地质教育部重点实验室, 武汉, 430074

有关有孔虫 Fusulinid 的中文文献, 自 1920 年代李四光的先驱性工作起(李四光, 1923; 李四光, 1924; 李四光, 1927), 经过近 90 年的积累已经非常丰富。但其中文译名的使用比较混乱, 就笔者所见有: 纺锤虫、筴蛸、筴、𧈧等几种。纺锤虫是日文的译名, 且日文中“纺锤”两汉字的发音与“fusu”接近; 筴蛸则是最早的汉语名(李四光, 1923; 李四光, 1924), 现均少用。至于“𧈧”和“筴”二字, 自 1920 年代到 1960 年代, 多用前者; 而自 1960 年代以后, “筴”逐渐取而代之。目前, 古生物学界和中文专业媒体似乎认为𧈧是筴已经废弃的异体字(杨建超等, 2007), 所以 50 年来出版的中文地质古生物专著、论文、工具书和教材等主要用筴。专著, 如盛金章的系列专著(盛金章, 陶南生, 1959; 盛金章, 1962; 盛金章等, 1988); 工具书, 如《古生物学名词》第二版(万晓樵等, 2009)和第一版(古生物学名词审定委员会, 1990)、《地质词典》(地矿部辞典办公室, 1979)、《英汉地质辞典》(英汉地质辞典编辑组, 1993); 教材, 如《古生物学》(童金南, 殷鸿福, 2007)等用的是筴字; 期刊论文方面, 《微体古生物学报》、《古生物学报》、《地质论评》和《地质学报》等最近十几年都是用筴字——但也有极个别的例外(如: 张逸信, 郭敬信, 1985)。相比起来, 𧈧字的使用率并不高, 笔者查到的资料中, 没有教材使用𧈧字; 专业工具书仅有《英俄中古生物学名词》(中国科学院编译出版委员会名词室, 1956)《英汉石油大字典》(英汉石油大辞典编辑组, 2001)、其他古生物文献方面仅有《安徽𧈧类化石》(安徽省地质调查队, 1983)、《常用化石手册》(南京大学地质系古生物地史教研室, 1982)等极少数用了𧈧

字。

上述 Fusulinid 的中文译名使用现状表明, 现在学界习惯使用筴字。但是, 筴字却未纳入电脑汉字字库中, 古生物工作者如果想在论文中插入该字、想把自己有关的工作跟别人分享、想在教学课件中使用该字, 拟或想在网络数据库中通过输入该字查找相关文献都十分困难。这造成了科研人员和专业媒体的不便。

对研究人员来说, 首先, 他们需要造字程序的帮助, 才可以在自己的电脑上实现筴字的显示与存储, 但也只能在他自己的那台电脑上进行, 不能与别人共享。例如, 当因教学需要使用教室内的公用电脑、当建立有关的网页、或者写论文投稿时, 都会涉及到这个问题。其次, 中文期刊全文数据库中完全没有筴字, 对科学研究的效率产生了一定的影响。例如笔者查询中文文献时常用的“中国期刊网”、“维普”、以及“万方数据库”中, 因为计算机字库无该字, 所以不可能通过“筴”字查询到相应的文献。在一些数据库的开发者通过拆分, 将“筴”显示为“𠂇+𧈧”, 或将“𧈧”显示为“虫+筴”的组合, 但很显然这对使用者来说十分不便, 更何况很多时候对这种字库中没有的汉字, 数据库开发者可能没有进行任何的处理, 而仅用符号“?”或“□”来代替, 更增添了搜索的不便。

地质专业媒体也面临同样的问题。目前可以通过安装补丁程序、使用造字程序的方式、使用专业的出版软件等, 使得在出版单位的内部计算机系统中实现“筴”字的排版和印刷, 但是这种方式无法跨平台交流, 例如通过网络的方式进

注: 本文为国家自然科学基金(编号 40802004, 40839903, 40872008, 40621002)和教育部长江学者和创新团队发展计划(编号 IRT0546), 中石化前瞻性项目(编号 G0800-06-ZS-319)和中央高校基本科研业务费专项资金(编号 CUGL100504)的成果。

收稿日期: 2010-06-25; 改回日期: 2010-10-15; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 顾松竹, 男, 1975 年生。博士, 副教授。主要从事古生代有孔虫研究。通讯地址: 430074, 湖北武汉中国地质大学; 电话/传真: 027-67883589; Email: gusongzhu@mail.com。