

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2021.0019

LI Xiaomiao, WU Zekun, PENG Tingjiang, et al. Late Miocene-Pliocene ecological evolution on the northeastern Tibetan Plateau and its possible mechanism[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2021, 43(3):776-785. [李小苗, 吴泽坤, 彭廷江, 等. 青藏高原东北缘小水子地区晚中新世-上新世生态演化及其意义[J]. 冰川冻土, 2021, 43(3):776-785.]

青藏高原东北缘小水子地区晚中新世-上新世生态演化及其意义

李小苗^{1,2}, 吴泽坤^{1,2}, 彭廷江², 马振华^{1,2}, 冯展涛²,
李 孟², 郭本泓², 宋春晖³

(1. 曲阜师范大学 地理与旅游学院, 山东 日照 276826; 2. 兰州大学 资源环境学院 西部环境教育部重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 3. 兰州大学 地质科学与矿产资源学院, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 晚中新世-上新世古生态演化是探讨构造-气候-生态环境相互耦合作用的热点议题, 该时段不同区域C₄植物是否发生大规模扩张及其在时空维度上如何演化等问题尚存争议。以青藏高原东北缘小水子红黏土为研究对象, 基于总有机碳同位素重建了小水子地区晚中新世-上新世(6.7~3.6 Ma)的植物生态型, 并结合周边结果对C₃/C₄植被时空演化进行综合对比研究。研究表明: 小水子地区晚中新世-上新世以C₃植被为主(平均丰度95%), 伴生小部分C₄植被; C₄植被在空间上以六盘山为界呈现东多西少模式, 南北方向上在37°~38° N范围内达到峰值; 从时间演化序列上来看, 4 Ma前小水子地区生态演化与黄土高原大致相同, 晚中新世C₄植被含量较高、C₃植被含量较低, 上新世早期C₄植被减少、C₃植被增多, 大气CO₂浓度与区域降水变化可能是植被演化的主要影响因素; 4 Ma左右夷平面区域构造活动可能导致了小水子地区C₄植被差异性演化。

关键词: 青藏高原东北缘; 晚中新世-上新世; 有机碳同位素; 生态演化

中图分类号: P512.2 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2021)03-0776-10

0 引言

晚中新世-上新世是全球气候环境和构造演化的关键时期: 从温度视角看, 南北半球发生了大幅度的冷暖震荡, 全球在晚中新世和晚上新世分别经历了新生代以来的第二、三次台阶式降温^[1], 北半球则在上新世早中期经历了最后一次持续时间较长的温暖期^[1-2]; 构造上, 青藏高原阶段性强烈隆升并向东北方向扩展, 对亚洲乃至北半球的气候环境产生了深远的影响^[3-4]; 大气环流演化上, 地球上最强劲的季风环流系统——亚洲季风系统逐步成形^[5-7]; 干湿变化上, 晚中新世非洲、欧洲和亚洲等陆地均出现干旱化的迹象^[8-9], 我国黄土高原地区开始广泛堆积红黏土^[4]。与此同时, 陆地生态系统响应气候环境的变化发生大调整: 巴基斯坦^[6]、美洲^[10]、非

洲^[11]、欧洲^[10]和东亚^[12]等地区均发现了C₄植物大规模扩张的证据。有学者由此提出, 晚中新世全球发生了C₄植被扩张事件^[10]。如此显著和重要的生态事件受到世界各国学者的关注, 学者们从不同角度探讨扩张机制, 出现了大气CO₂浓度下降^[10]、干旱化^[13]以及季风增强^[12]等不同因素驱动晚中新世C₄植被扩张的观点。另一方面, 北美洲^[14]、澳洲^[15]、亚洲^[16]等关键区出现不同的研究结果, 对中低纬度地区晚中新世C₄扩张的联动性提出了质疑。

东亚地区是揭示生态演化规律及驱动机制的关键区域之一, 也是生态演化历史争议较大的区域。过去几十年, 学者们对东亚地区晚中新世-上新世的C₃/C₄植物相对丰度及演化过程开展了大量工作, 但研究结果不尽相同: 张瑜等^[16]根据白水河

收稿日期: 2021-05-19; 修订日期: 2021-06-09

基金项目: 国家自然科学基金项目(41330745; 41971099)资助

作者简介: 李小苗, 讲师, 主要从事有机地球化学和环境变化研究. E-mail: lixm0910@foxmail.com

庄浪剖面的成壤碳酸盐碳同位素研究结果,提出中新世早期(约 20 Ma)东亚就发生了 C_4 植物的扩张;我国北方土壤次生碳酸盐和有蹄类动物牙釉质的碳同位素值显示 C_4 植物成为优势植被最早发生在 8~7 Ma 左右^[17];最近, Wang 等^[18]根据渭河盆地植硅体记录,提出自 11 Ma 以来 C_4 植被占据主导地位,直到 4 Ma 适应冷干环境的 C_3 类型草原植被才逐渐增多;而黄土高原灵台^[19]、西峰^[20]碳酸盐同位素显示晚中新世 C_4 植被占比较少,上新世中晚期 C_4 植被才大规模扩张;华北地区有机碳同位素证据也强调 4.1 Ma 左右的 C_4 植被扩张事件^[21]。青藏高原东北缘天水盆地有机碳同位素证据指示晚中新世, C_4 植被的丰度显著增加^[22]。临夏盆地动物化石碳同位素研究结果显示该区域在 3~2 Ma 之前, C_4 植被不存在或不显著,直到第四纪时期, C_4 植被才真正成为不可忽视的重要组分^[23]。由此可见,东亚 C_3/C_4 植物相对丰度的演化历史仍存在很大的分歧,进一步限制了生态演化与环境变化关系的研究。

来源于土壤有机碳、次生钙结核和食草动物牙釉质的碳同位素组成 $\delta^{13}C$ 是重建 C_3/C_4 植被丰度常用的指标。土壤有机碳因直接来源于植物残体,避免了动物摄食喜好差别和碳沉淀过程中二次分馏带来的误差,故在古生态重建中有独特的优势。一方面,植物体死亡和埋藏的过程中 $\delta^{13}C_{org}$ 组分仅发生微小的改变,因而原始植被的生态信息可以相对完好地保留于沉积体中;另一方面, $\delta^{13}C_{org}$ 的适用性不受沉积环境和区域条件的限制^[24],可以应用于不同时期不同地区的古生态演化研究。因此,土壤有机碳同位素 $\delta^{13}C_{org}$ 被视为重建古生态较为成熟和可靠的指标,被广泛地应用于不同时间尺度古生态研究中^[22,24]。

青藏高原东北缘由一系列新生代盆地和基岩山脉组成,受强大的亚洲季风和中纬度西风环流系统的影响,特殊的地理位置决定了该区生态对气候变化较为敏感,该区因此成为揭秘晚中新-上新世生态演化过程及驱动机制的重要区域。前人的工作主要在盆地中开展,对周缘山脉的研究较少。山地生态过程可能受气候变化与区域构造活动的双重影响,因而对生态-气候-构造耦合关系研究具有十分重要的指示意义。马衔山小水子夷平面处于“季风三角区”的顶点位置^[25],其上堆积的晚中新世-上新世红黏土成为研究生态演化的绝佳载体。因此,本文以小水子红黏土为载体,利用有机碳同

位素重建青藏高原东北缘小水子夷平面的古生态历史,并与其他已有成果进行系统的空间对比,以期获得该时段 C_3/C_4 植物相对丰度的时空演化,并尝试探讨生态演化与气候变化、构造活动的耦合关系。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区小水子夷平面位于青藏高原东北缘地区的马衔山山区,距离兰州市区约 44 km(图 1)。小水子夷平面相当于主夷平面,海拔高度约为 2 800 m。马衔山为祁连山东延余脉,晚新生代以来强烈的构造运动,使其抬升至现今的海拔。构造上,该区位于青藏高原向东北生长的最前缘地段,对青藏高原东北部的构造活动响应较为敏感。气候上,地处我国东部季风区、青藏高寒区、西北干旱区三大自然区交界的半干旱温带气候区,降水较少,气温日较差和年较差均较大。根据国家气象科技数据中心资料(<http://data.cma.cn>),榆中县 1986—2016 年的年平均温度为 7.0 °C,年降水量为 260~550 mm,夏秋季节降水占总降水量的 80%。区内植被垂直分异显著,2 200 m 以下以草原和灌丛为主,2 200~3 000 m 由针阔混交林向针叶林过渡,植物种类丰富;3 000 m 以上则主要以高山灌丛和高寒草甸为主。小水子一带的主夷平面之上覆盖 30~40 m 厚的棕红色含钙质结核的红黏土,详细的岩性特征见 Li 等^[26]的描述,红黏土地层倾向跟下伏地层基本一致。磁性地层学与哺乳动物化石证据表明红黏土的年代为 6.9~3.6 Ma。本文样品取自沉积序列完整的小水子钻孔,具体位置为 35.8115° N, 103.8623° E,海拔 2 758 m。

1.2 材料处理方法

本文样品取自小水子钻孔不含砾红黏土,年代范围为 6.7~3.6 Ma^[26],采样间隔为 25 cm,共采集样品 163 个。样品去除杂质后,用玛瑙研钵研磨至 100 目,后装入已高温灭菌的中透水坩埚中,将透水坩埚放置在培养皿中,分多次加入 10% 的盐酸至反应缓和,而后加入过量盐酸静置反应 12 h,去除样品中的碳酸盐;把培养皿放入 80 °C 的水浴锅中反应 2 h 后取出透水坩埚,将其转移到透水篮中用蒸馏水洗至中性,而后把透水坩埚置于烘箱中,80 °C 烘 12 h,将充分干燥后的样品混合均匀,用玛瑙研钵研磨后使用 Vario Pyro cube 型 EA 接 Isoprime 100 型 IRMS

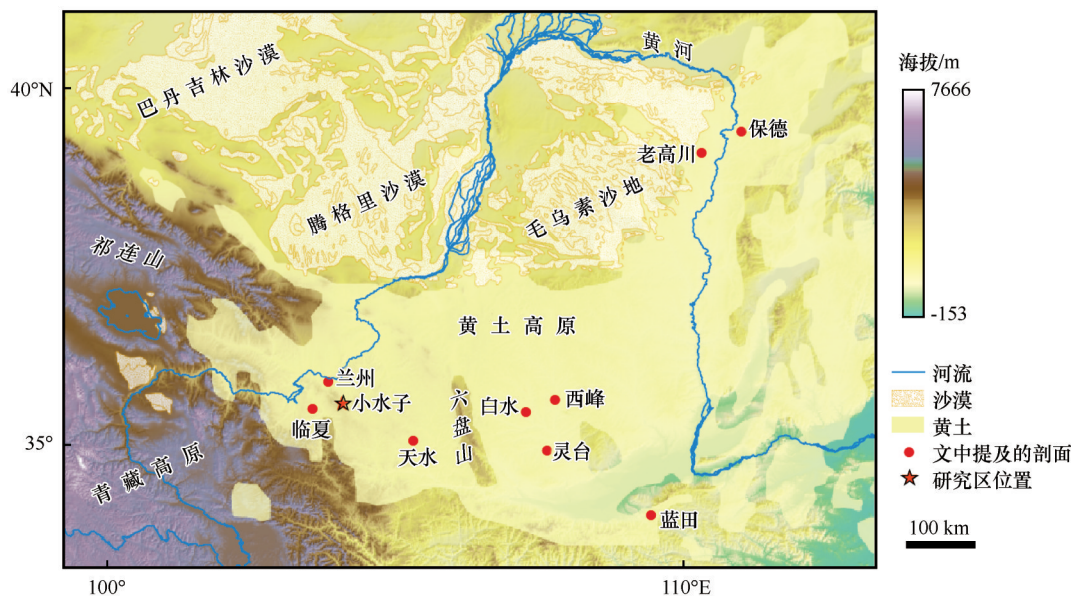


图1 采样地点地理位置图

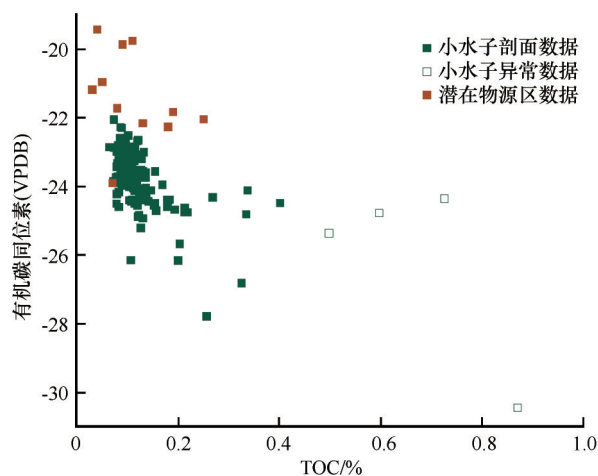
Fig. 1 Schematic map showing the sample locations

对样品有机碳同位素及总有机碳含量(TOC)进行测量,并以国际标样 IAEA-CH3、IAEA-601、IAEA-CH7、IAEA-CH6 进行校准,经测定碳同位素测试精度高于 1.5‰ 。样品的前处理工作在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成,测试工作在中国科学院广州地球化学研究所完成。

2 数据结果与有机碳来源分析

小水子钻孔 6.7~3.6 Ma 的有机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)值为 -30.45‰ ~ -22.06‰ ,平均值为 -23.77‰ ;多数样品的总有机碳(TOC)含量为 0.06% ~ 0.20% ,平均值为 0.13% ,个别样品的总有机碳含量异常高达到 0.40% ~ 0.87% 。

考虑到红黏土为风成沉积物,有机碳的来源可能有外源输入和当地植被贡献两种。利用小水子剖面的有机碳同位素进行古植被重建之前,需要判别有机碳的主要来源。Liu 等^[27]对黄土高原潜在物源物区祁连山、天山、火焰山等地基岩样品总有机碳含量 TOC 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 进行了测定,结果显示基岩 TOC 含量为 0.03% ~ 0.25% ,均值为 0.11% ;对应的有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 含量为 -23.50‰ ~ -19.40‰ ,均值为 -21.10‰ 。物源研究结果显示^[28]:青藏高原北部天山、祁连山等山地基岩是小水子红黏土主要物源区之一。故将小水子红黏土的数据与物源区数据点进行对比(图2),发现二者的 TOC 含量虽然接近,但 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 组成差别较大,小水子 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 未落入粉尘

图2 潜在物源区^[28]和小水子剖面的 TOC 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 分布Fig. 2 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ value of organic matter and TOC concentration distribution in Xiaoshuizi section and rock samples from potential source regions^[28]

母岩的范围之内,说明小水子地区有机碳的来源主要由当地植被产生,母岩区贡献较小。小水子剖面总有机碳含量不高,可能是有机质后期经历了一定程度的分解作用所致。综上所述,小水子剖面的有机碳同位素可以用来重建当地生态环境。

3 讨论

3.1 晚中新世-上新世早中期小水子及周边区域 C_3/C_4 植被丰度重建

大量的研究发现, C_3 和 C_4 植物有机碳同位素组成存在较大差别,现代植被观测结果表明 C_3 植物的

有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 为 $-20\text{‰} \sim -35\text{‰}$, 平均值约为 -27‰ ; 而 C_4 植物的有机碳同位素 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 为 $-10\text{‰} \sim -14\text{‰}$, 均值 -12‰ , 因此可通过红黏土中有机质的碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 来判别植物类型。但植物有机碳同位素从植物体到植物残体分解埋藏于沉积体的过程中, 随着有机质分解会发生微弱的分馏作用。前人研究表明: 土壤中有有机碳中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 与现代植物相比发生 $0.5\text{‰} \sim 2.5\text{‰}$ 左右的正偏^[30-36]。这是由于植物残体分解过程中微生物对有机质进行了分解和加工, 轻同位素优先以气体的形式返回大气, 从而使剩余有机质中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 发生正偏。正偏数值大小因自然环境不同而略有差异, 如 Wang 等^[33]对我国北方地区现代过程的研究发现该区表土比上覆植物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 平均偏正 1.8‰ ; Yang 等^[34]对青藏高原的高山草场和高山草甸的研究表明该区域高山草场和高山草甸的表土的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值比植被平均偏正 1.5‰ ; 郭文康^[35]在中国季风边缘区、青藏高原和新疆干旱区的研究结果表明表土的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 比上覆植被偏正 1.4‰ 。因为郭文康的研究区域与小水子地区自然环境最为接近, 所以本文选用偏正 1.4‰ 进行校正得到植被的碳同位素组成 $\delta^{13}\text{C}_{\text{pla}}$ 。将小水子夷平面 $\delta^{13}\text{C}_{\text{pla}}$ 与现代典型 C_3 、 C_4 植被进行对比(图 3), 发现小水子 $\delta^{13}\text{C}_{\text{pla}}$ 值全部落入典型 C_3 植物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 分布区间内, 但比典型 C_3 植物的分布偏正: 典型 C_3 植物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的峰值在 $-29\text{‰} \sim -26\text{‰}$ 之间, 小水子地区 $\delta^{13}\text{C}_{\text{pla}}$ 的峰值在 $-26\text{‰} \sim -24\text{‰}$ 之间。因此推断小水子地区植被以 C_3 植物为主, 同时伴生小部分的 C_4 植被。

端元法是 C_3 和 C_4 植被相对丰度估算的常用方

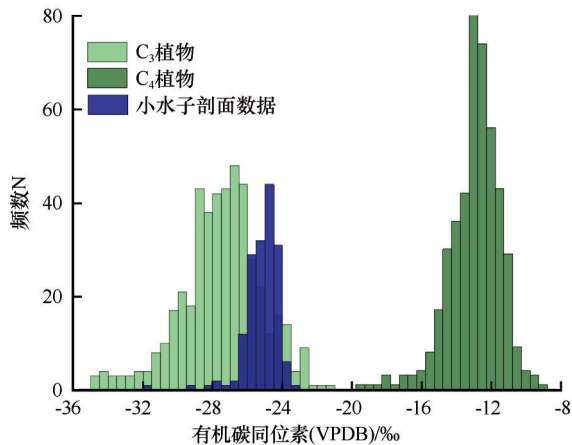


图3 校正后的小水子剖面数据与现代典型 C_3 、 C_4 植被^[29]对比
Fig. 3 Comparison of corrected Xiaoshuizi section data with modern typical C_3 and C_4 plants^[29]

法, 其中端元值的选择是关键。地质历史时期 CO_2 浓度在不断变化, 而植被 $\delta^{13}\text{C}_{\text{pla}}$ 值响应 CO_2 浓度变化而发生变化, Passey 等^[17]对黄土高原不同时期 C_3 和 C_4 植物的 $\delta^{13}\text{C}$ 值进行了估算, 本文选择 C_3 和 C_4 植物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{pla}}$ 平均值作为端元值(表 1)。计算方法用 Nordt 等^[37]提出的公式:

$$\text{C}_3(\%) = (\delta^{13}\text{C}_{\text{pla}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{C}_4}) / (\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_3} - \delta^{13}\text{C}_{\text{C}_4}) \times 100\% \quad (1)$$

$$\text{C}_4(\%) = 100 - \text{C}_3(\%) \quad (2)$$

式中: $\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_3}$ 、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{C}_4}$ 分别为 C_3 和 C_4 植物的两端元值(‰), 取值参考表 1, $\text{C}_3(\%)$ 、 $\text{C}_4(\%)$ 分别为 C_3 、 C_4 植物的百分含量。用该公式估算小水子 C_3 、 C_4 植物相对丰度(‰), 重建结果显示 C_4 植物的相对丰度在 $0\% \sim 18\%$ 之间, 平均值在 5% 左右; C_3 植物的相对丰度在 $82\% \sim 100\%$ 之间, 平均值在 95% 左右。

表 1 黄土高原 7~3.5 Ma C_3 和 C_4 植被及其环境下土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 端元值^[17]

Table 1 7~3.5 Ma $\delta^{13}\text{C}$ end embers of C_3 and C_4 vegetation and its soil carbonates on the Chinese Loess Plateau^[17]

年代/Ma	植被		土壤碳酸盐	
	$^{13}\text{C}_3/\text{‰}$	$^{13}\text{C}_4/\text{‰}$	$^{13}\text{C}_3/\text{‰}$	$^{13}\text{C}_4/\text{‰}$
3.5~3.99	-25.5	-11.0	-11.5	3.1
4.0~4.49	-25.6	-11.1	-11.6	3.0
4.5~4.99	-25.6	-11.2	-11.7	3.0
5.0~5.49	-25.3	-10.8	-11.3	3.3
5.5~5.99	-25.3	-10.8	-11.3	3.3
6.0~6.49	-25.3	-10.9	-11.4	3.3
6.5~6.99	-25.3	-10.9	-11.4	3.3

3.2 晚中新世-上新世早中期 C_4 植被空间分布特征

为了研究晚中新世 C_4 植被空间上的分布特征, 本文搜集整理了小水子周边区域的碳同位素记录见表 2, 并用端元法计算了各研究点 C_4 植被的相对丰度。土壤碳酸盐同位素数据则按照韩家楦等^[38]提出的计算 C_3/C_4 植被相对丰度的方法, 公式为:

$$\text{C}_4(\%) = (\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{3\text{carb}}) / (\delta^{13}\text{C}_{4\text{carb}} - \delta^{13}\text{C}_{3\text{carb}}) \times 100\% \quad (3)$$

$$\text{C}_3(\%) = 100 - \text{C}_4 \quad (4)$$

式中: $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 为土壤中碳酸盐碳同位素的含量(‰); $\delta^{13}\text{C}_{3\text{carb}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{4\text{carb}}$ 为 C_3 和 C_4 植被下土壤碳酸盐同位素的平均值, 具体取值参考表 1。

从 C_4 植被丰度来看, 除了老高川部分 C_4 植被平均丰度达到 50% , 其他地区 C_4 植被平均含量均在 50% 以下。若以 C_4 植被占主导地位为 C_4 植被扩张的标准, 东亚地区晚中新世-上新世早中期并未发生诸如印度次大陆和南北美地区发生过的大规模

表2 青藏高原(东)北缘碳同位素数据点
Table 2 The data sources of carbon isotope in the northern (eastern) margin of the Tibetan Plateau

研究区域	碳同位素类型	年代/Ma	文献来源
塔里木盆地	有机碳	2.5~6.9	[40]
大红沟	有机碳	4.0~6.7	[41]
小水子	有机碳	3.6~6.7	本文
天水	有机碳	6.0~17.0	[22]
临夏	动物化石	3.9~7.5	[23]
保德	碳酸盐	5.3~6.8	[17]
老高川	碳酸盐	4.6~6.9	[42]
西峰	碳酸盐	3.6~6.6	[43]
白水	碳酸盐	3.5~6.5	[16]
灵台	碳酸盐	3.4~6.8	[19]
蓝田	碳酸盐	3.6~6.2	[39]

C₄植被扩张事件。若以C₄植被在中纬度出现作为C₄植被向极地方向扩张的标志,则晚中新世C₄植被已扩张至我国黄土高原地区,且在空间分布上呈现出一定的规律性。东西方向,六盘山以东半湿润区C₄植被的丰度显著高于以西干旱/半干旱区C₄植被丰度,黄土高原中东部的保德、白水、西峰、灵台等

剖面的C₄植被含量达到了30%~40%,而西部临夏和小水子地区C₄植被含量低于20%,柴达木大红沟剖面指示当地C₄植被相对较高,为30%~40%。形成这种模式的原因:一种可能是夏季风影响的强弱对比,降水集中在生长季对C₄植被的繁盛有利,但六盘山以东的剖面自东南向西北无递减的规律;另一种可能是小水子和临夏的海拔不低,C₄植物受低温的限制难以大规模扩张。从南北方向来看,晚中新世C₄植被大致分布在35°~39°N,六盘山以东在39°N附近的老高川剖面达到峰值,由峰值向南北两侧递减。六盘山以西在37°N附近的柴达木盆地最高,北至40°N左右的塔里木盆地,南至36°N附近的小水子、临夏盆地C₄植被的含量跌至20%以下。C₄植被在南北方向上的分布特征,指示了黄土高原地区37°~39°N的水热组合可能最适宜C₄植物生长。饶志国等^[44]对我国东部现代表土的总有机质碳同位素的研究发现C₄植被在32°~38°N繁盛,指示该纬度带的水热组合最适宜C₄植被生长,考虑到晚中新世-上新世背景温度较现今略高,因此最适宜纬度带偏北是合理的。

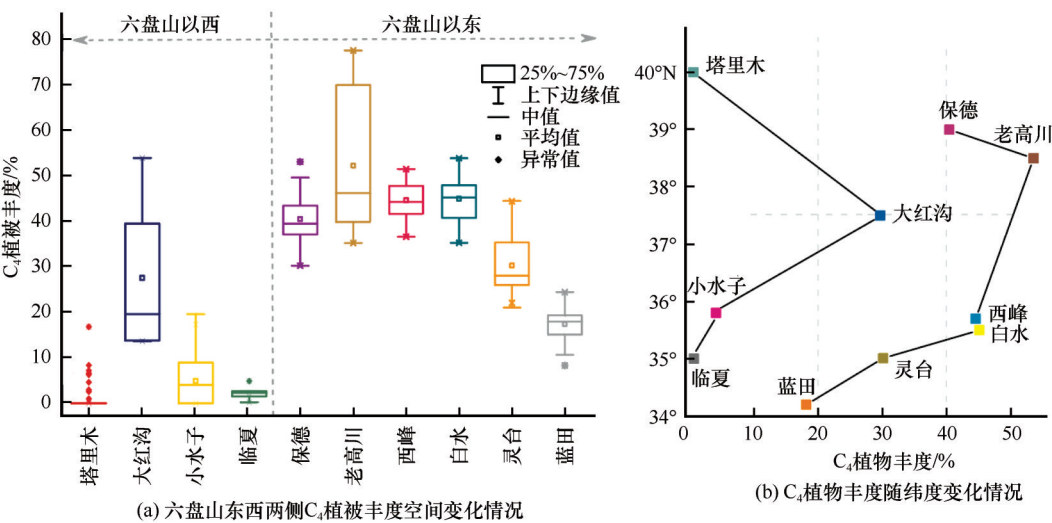
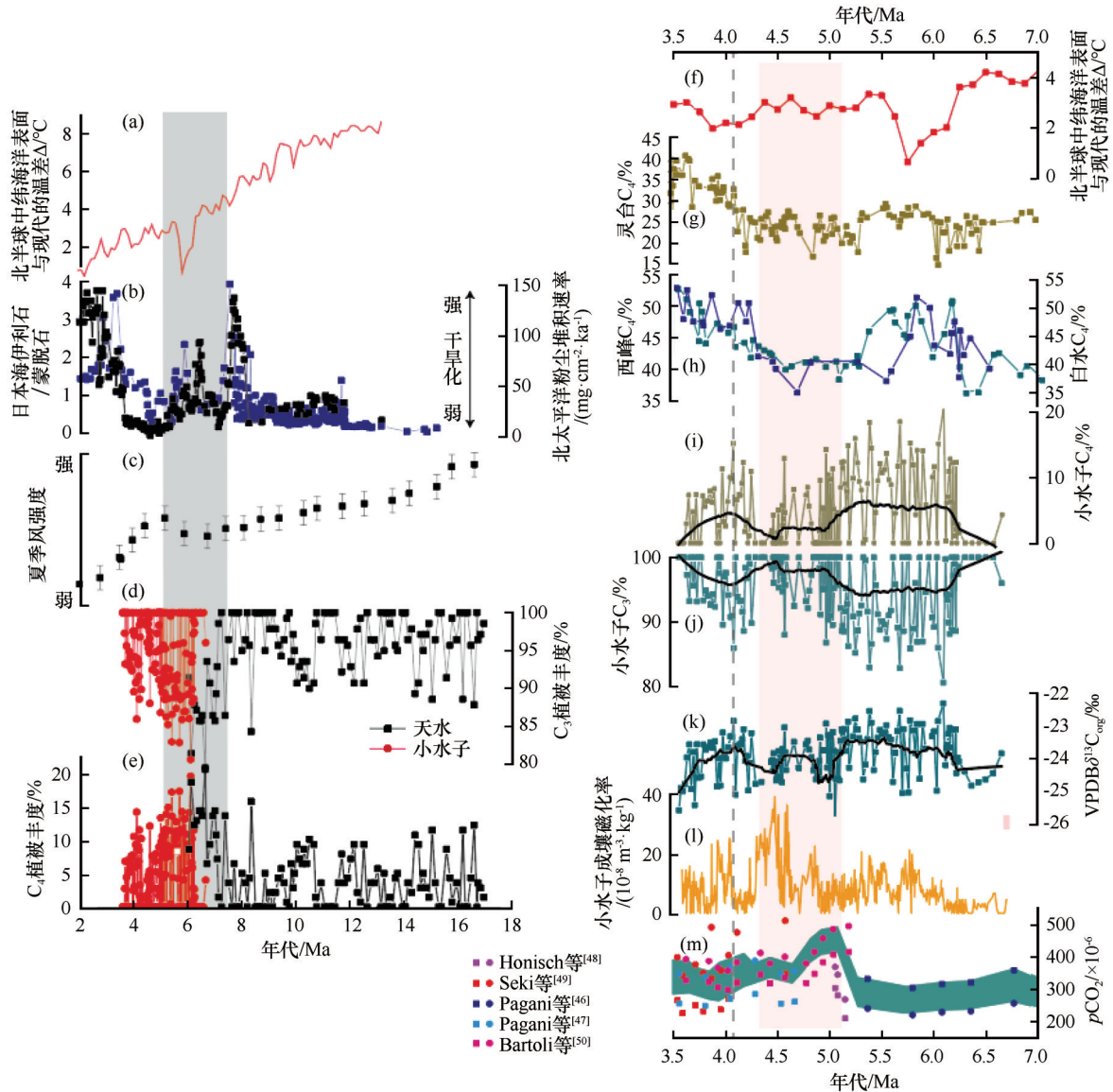


图4 青藏高原(东)北缘晚中新世-上新世中期C₄植被空间分布
Fig. 4 Spatial distribution of Late Miocene-Middle Pliocene C₄ plants on the northern/northeastern Tibetan Plateau: variation of C₄ plant abundance in East and West sides of Liupan Mountain (a), variation of late Miocene C₄ plant abundance with latitude (b)

3.3 晚中新世-上新世早中期生态演化及其与气候的关系

小水子夷平面晚中新世-上新世早中期以C₃植物为主,指示了当时的气候背景适宜C₃植物大面积繁盛和小部分C₄植物的生存,同时随着时间和外部环境的变化,C₃和C₄植物的相对含量发生小幅度调

整。前人在天水盆地的研究表明,晚中新世末期(7.1 Ma左右)C₄植被丰度显著增加,该时段小水子夷平面C₄的相对丰度与天水盆地相当[图5(d)、5(e)],也显示出相对较高的含量(平均含量达到6.9%),暗示同处高原东北缘的小水子与天水盆地植被分布及演化可能存在一定相似性。小水子地



注: (a)、(f) 为全球海平面年平均气温与现代温差^[1]; (b) 为日本海伊利石/蒙脱石^[52]与北太平洋粉尘通量^[53]; (c) 为东亚夏季风强度^[51]; (d)、(e) 为小水子与天水 C_3/C_4 植被重建^[22]; (f) 为全球海平面年平均气温与现代温差^[1]; (g)、(h) 为灵台、西峰、白水和小水子 C_4 植被丰度; (i)、(j)、(k) 为小水子剖面 C_4 、 C_3 植被丰度与有机碳同位素的变化;

(l) 为小水子剖面土壤磁化率变化^[45]; (m) 为大气 CO_2 浓度重建^[46-50]

Note: (a), (f) Annual mean global sea level temperature and modern temperature difference reconstruction^[1]; (b) Illite/smectite ratio of the Sea of Japan^[52], dust flux of North Pacific^[53]; (c) Relative strength of Asian summer monsoon^[51]; (d), (e) C_3 and C_4 plant relative abundance of Xiaoshuizi and Tianshui Basin^[22]; (f) Annual mean global sea level temperature and modern temperature difference reconstruction^[1]; (g), (h) C_4 plant relative abundance reconstructed from Lingtai, Xifeng and Baishui profile; (i), (j), (k) Variations of C_4 , C_3 plant abundance and organic carbon isotope; (l) Variations of soil magnetic susceptibility in Xiaoshuizi profile^[45]; (m) Atmospheric CO_2 reconstruction concentration^[46-50]

图5 17~3.6 Ma 青藏高原东北缘 C_3/C_4 植被变化与全球气候对比图(左图)、7~3.6 Ma 小水子与黄土高原 C_4 植被变化与气候指标(右图)对比图

Fig. 5 Comparison of C_3/C_4 vegetation change from 17~3.6 Ma in northeastern Tibetan Plateau and global climate proxy (left), and C_4 vegetation in the Loess Plateau during 7~3.6 Ma (right)

区 6.7~3.6 Ma 期间 C_4 植被的大致呈现减小的趋势, C_3 植被的丰度增加。渐变的趋势被上新世早中期的异常变化所打断, 上新世早中期(5~4.3 Ma) C_4 植被明显减少, 平均丰度由 6.9% 减为 2.7%, C_3 植

被丰度由 93% 增加到 97%。上新世中期 4.3 Ma 之后, C_4 植被的平均丰度再次增加(由 2.7% 增至 4.4%), C_3 植被平均丰度则减少(由 97% 减为 95.6%), 但呈现增加的趋势。将小水子与黄土高原

C₄植被丰度演化进行对比,发现4 Ma前不同剖面C₄植物丰度变化细节上存在差异,但整体趋势一致:在晚中新世丰度相对较高;在上新世早期或早或晚出现不同程度的缩减;4.3 Ma左右C₄植被丰度再次增加。由此可见,影响中新世-上新世早期的C₃/C₄植被演化的主因可能是相同的。4 Ma左右黄土高原灵台、西峰和白水剖面C₄植被含量显著增多,而小水子夷平面C₄植被含量呈现减少的趋势,暗示这种变化可能是夷平面区域构造活动所致。

影响C₃/C₄植物相对丰度变化的潜在因素有温度、CO₂浓度以及干湿变化。为了分析研究时段C₃/C₄植被相对丰度变化与气候的关系,将小水子及黄土高原不同剖面C₄植被丰度与磁化率^[45]、全球CO₂浓度及北半球中纬度海表温度进行综合对比。温度变化参考Herbert等^[2]海表温度重建结果,晚中新世-上新世早期北半球中纬度地区温度呈现轻微下降的趋势,研究表明C₃植物对于降温的适应能力比C₄植物强,因此温度降低至特定阈值时是有可能导致C₄植物缩减的。但从细节来看,温度变化与C₃/C₄植被丰度的变化存在一定的偏差,例如在C₄植被显著减少的时期(5~4.3 Ma),温度并未降低,由此可见这一时期研究区生态的异常波动与中低纬度的温度关系不大。从大气CO₂浓度来看[图5(m)],晚中新世大气CO₂浓度较低,而C₄植被对CO₂的利用效率比C₃植被高,当CO₂分压较低时,C₄植物在与C₃植物的竞争中优势凸显,含量随之增加,部分学者将晚中新世北美地区C₄植被的大规模扩张归因于大气CO₂浓度降低^[11],本文认为晚中新世C₄植被丰度最高与当时大气CO₂浓度低有密切的关系;进入上新世早中期大气CO₂浓度显著增加,不再是C₃植被生长的限制因素,C₃植被丰度随之增加;4.3~3.6 Ma阶段大气CO₂浓度下降,C₃植被丰度再次下降。C₃植被与大气CO₂浓度准同向的变化关系暗示了大气CO₂浓度变化可能是植被演化的重要原因,但是从波动幅度上来看,二者的增减幅度并不完全一致,例如在4.6~4.3 Ma C₃植物丰度波动增加的时期大气CO₂浓度波幅极小,4 Ma左右C₃植被含量增多,CO₂浓度略有增加,暗示了其他因素的影响叠加于CO₂浓度的影响之上。从干湿变化上来看,晚中新世末期(6.7~5 Ma),夏季风强度减弱^[51][图5(c)],小水子持续干旱^[45],黄土高原^[5]、北半球海洋沉积均记录到大范围的干旱化^[52-53][图5(b)]。C₄植被相对于C₃植被而言,抗旱能力更强,因此在干旱

胁迫下,植被整体衰退,但C₃植被缩减的幅度更大,故其相对丰度较小,C₄植被丰度则显示出相对增加的趋势。Hui等^[13]认为晚中新世~7.1 Ma高原东北缘C₄植被相对含量的增加与干旱气候条件火灾频发密切相关;上新世早中期,夏季风增强,研究区降水阶段性增强,但湿润期与C₃植物丰度增加无严格的对应关系,仅在4.6~4.3 Ma降水达到顶峰的时期^[45],C₃植被的丰度呈现增加的趋势。由此可见研究区降水对于植被的影响主要体现在极端时期,即气候异常干旱的晚中新世和降水达到峰值的4.6~4.3 Ma阶段。

综合C₄植被丰度的时空变化特征,可知晚中新世末期东亚地区C₄植被发生了小幅度扩张,在空间上呈现出与现今类似的分布规律。时间序列上,C₄植被在大气CO₂浓度低、夏季风减弱、干旱化加剧的时段(如晚中新世末期)扩张;在CO₂浓度升高、夏季风增强、干旱化减弱的时段(上新世早中期)呈现出缩减的趋势,暗示了大气CO₂浓度和干旱化共同驱动C₄植被的演化。从另一个侧面也暗示,东亚地区的C₄植被从无到有的扩张可能不是夏季风增强驱动。

4 结论

本文通过对青藏高原东北缘小水子夷平面6.7~3.6 Ma有机碳同位素的综合分析,重建了研究区C₃与C₄植被相对丰度,并结合其他区域记录对晚中新世-上新世早中期生态演化的时空特征进行探讨,初步获到以下3点结论:

(1) 小水子夷平面6.7~3.6 Ma时期的植被为C₃和C₄植物的混合,其中C₃植被占据主导地位(相对丰度约95%),C₄植物相对丰度在5%左右。

(2) 从C₄植被丰度空间分布特征来看,六盘山东部的C₄植被丰度明显高于西部,南北方向上自34°N至40°N,C₄植被丰度先增多后减小,在37°~38°N达到峰值,推测晚中新世-上新世该纬度位置的水热条件最适宜C₄植物的繁盛。

(3) 小水子地区6.7~3.6 Ma时段古生态可分为:6.7~5 Ma阶段C₃植被的丰度最低,C₄植被的含量最高;5~4.3 Ma阶段C₃植被含量最高,C₄植被丰度最低;4.3~3.6 Ma C₄植被丰度再次增加但是并未达到晚中新世水平。大气CO₂浓度的变化与区域降水共同影响了研究区植被演化。4 Ma左右区域构造活动可能对研究区生态演化产生一定的影响。

谨以此文,纪念李吉均院士!

致谢: 感谢中国科学院广州地球化学研究所谢露华老师对实验方面的指导。

参考文献(References):

- [1] Zachos J, Pagani M, Sloan L, et al. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present[J]. *Science*, 2001, 292(5517): 686-693.
- [2] Herbert T D, Lawrence K T, Tzanova A, et al. Late Miocene global cooling and the rise of modern ecosystems[J]. *Nature Geoscience*, 2016, 9(11): 843-847.
- [3] Fang X M, Zhang W L, Meng Q Q, et al. High-resolution magnetostratigraphy of the Neogene Huaitoutala section in the eastern Qaidam Basin on the NE Tibetan Plateau, Qinghai Province, China and its implication on tectonic uplift of the NE Tibetan Plateau[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 258(1/2): 293-306.
- [4] Li J J, Zhou S Z, Zhao Z J, and Zhang J. The Qingzang movement: the major uplift of the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Science China Earth Science*, 2015, 58(11): 2113-2122.
- [5] An Z S. Late Cenozoic climate change in Asia[M]. Netherlands: Springer Netherlands, 2014.
- [6] Quade J, Cerling T E, Bowman J R. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan[J]. *Nature*, 1989, 342(6246): 163-166.
- [7] Wang P, Clemens S, Beaufort L, et al. Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2005, 24: 595-629.
- [8] Schuster M. The Age of the Sahara Desert[J]. *Science*, 2006, 311(5762): 821.
- [9] Dupont L M, Rommerskirchen M, Mollenhauer, et al. Miocene to Pliocene changes in South African hydrology and vegetation in relation to the expansion of C_4 plants[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 375: 408-417.
- [10] Cerling T E, Harris J M, Macfadden B J, et al. Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary[J]. *Nature: International Weekly Journal of Science*, 1997, 389: 153-158.
- [11] Polissar P J, Rose C, Uno K T, et al. Synchronous rise of African C_4 ecosystems 10 million years ago in the absence of aridification[J]. *Nature Geoscience*, 2019, 12(8): 657-660.
- [12] Zhang C, Yang W, Deng T, et al. C_4 expansion in the central Inner Mongolia during the latest Miocene and early Pliocene[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2009, 287(3/4): 311-319.
- [13] Hui Z, Gowan E J, Hou Z, et al. Intensified fire activity induced by aridification facilitated Late Miocene C_4 plant expansion in the northeastern Tibetan Plateau, China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2021, 573: 110437.
- [14] Bowman C N, Wang Y, Wang X, et al. Pieces of the puzzle: lack of significant C_4 in the late Miocene of southern California[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2017, 475: 70-79.
- [15] Andrae J W, McInerney F A, Polissar P J, et al. Initial expansion of C_4 vegetation in Australia during the late Pliocene[J]. *Geophysical Research Letters*, 2018, 45(10): 4831-4840.
- [16] Zhang Yu, Xiong Shangfa, Ding Zhongli, et al. Carbon-oxygen isotope records of pedogenic carbonate from the early miocene-pleistocene loess-red clay in the vicinity of the Liupanshan region and its implications for the early origin of C_4 plants in the Chinese Loess Plateau[J]. *Quaternary Sciences*, 2011, 31(5): 800-811. [张瑜, 熊尚发, 丁仲礼, 等. 中新世以来六盘山邻区黄土-红黏土成土碳酸盐碳氧同位素记录及其对 C_4 植物早期扩张的指示[J]. 第四纪研究, 2011, 31(5): 800-811.]
- [17] Passey B H, Ayliffe L K, Kaakinen A, et al. Strengthened East Asian summer monsoons during a period of high-latitude warmth? Isotopic evidence from Mio-Pliocene fossil mammals and soil carbonates from northern China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 277(3): 443-452.
- [18] Wang H, Lu H, Zhao L, et al. Asian monsoon rainfall variation during the Pliocene forced by global temperature change[J]. *Nature communications*, 2019, 10(1): 1-8.
- [19] Ding Z L, Yang S L. C_3/C_4 vegetation evolution over the last 7.0 Myr in the Chinese Loess Plateau: evidence from pedogenic carbonate $\delta^{13}C$ [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2000, 160(3/4): 291-299.
- [20] Jiang Wenying, Peng Shuzhen, Hao Qingzhen, et al. The relationship between carbon isotope records of Pliocene red clay and uplift of Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2001, 46(24): 2065-2068. [姜文英, 彭淑贞, 郝青振, 等. 上新世红黏土的碳同位素记录与青藏高原隆升的关系[J]. 科学通报, 2001, 46(24): 2065-2068.]
- [21] Lu J Y, Algeo T J, Zhuang G S, et al. The Early Pliocene global expansion of C_4 grasslands: a new organic carbon-isotopic dataset from the north China plain-Science Direct[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2020, 538: 109454.
- [22] Hou Z F, Li J J, Song C H, et al. Late-Miocene palaeoecological evolution of the Tianshui Basin, NE Tibetan Plateau: evidence from stable organic carbon isotope record[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, 98: 296-303.
- [23] Wang Y, Deng T. A 25 m. y. isotopic record of paleodiet and environmental change from fossil mammals and paleosols from the NE margin of the Tibetan Plateau[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 236(1): 322-338.
- [24] Connin S L, Feng X, Virginia R A. Isotopic discrimination during long-term decomposition in an arid land ecosystem[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2001, 33(1): 41-51.
- [25] And L J, Zhaodan F, Lingyu T. Late Quaternary monsoon patterns on the Loess Plateau of China[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1988, 13(2): 125-135.
- [26] Li J, Ma Z, Li X, et al. Late Miocene-Pliocene geomorphological evolution of the Xiaoshuizi peneplain in the Maxian Mountains and its tectonic significance for the northeastern Tibetan Plateau[J]. *Geomorphology*, 2017, 295: 393-405.
- [27] Liu W, Yang H, Ning Y, et al. Contribution of inherent organic carbon to the bulk $\delta^{13}C$ signal in loess deposits from the arid western Chinese Loess Plateau[J]. *Organic Geochemistry*, 2007, 38(9): 1571-1579.
- [28] Li X, Peng T, Ma Z, et al. The sources and transport dynamics of eolian sediments in the NE Tibetan Plateau since 6.7 Ma[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2020, 21(3): e2019GC008682.
- [29] O'Leary M H. Carbon isotopes in photosynthesis[J]. *BioScience*, 1988, 38(5): 328-336.
- [30] Kohn M J. Carbon isotope compositions of terrestrial C_3 plants as indicators of (paleo) ecology and (paleo) climate[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2010, 107(46): 19691-19695.
- [31] Balesdent J, Girardin C, Mariotti A. Site-related $\delta^{13}C$ of tree leaves and soil organic matter in a temperate forest[J]. *Ecology*

- gy, 1993, 74(6): 1713-1721.
- [32] Ehleringer J R, Flanagan B. Carbon isotope ratios in below-ground carbon cycle processes [J]. *Ecological Applications*, 2000, 10(2): 412-422.
- [33] Wang G, Feng X, Han J, et al. Paleovegetation reconstruction using $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ of soil organic matter [J]. *Biogeosciences*, 2008, 5(5): 1325-1337.
- [34] Yang Y, Ji C, Chen L, et al. Edaphic rather than climatic controls over ^{13}C enrichment between soil and vegetation in alpine grasslands on the Tibetan Plateau [J]. *Functional Ecology*, 2015, 29(6): 839-848.
- [35] Guo Wenkang. Modern-process study on organic carbon isotopes in monsoonal margin, Qinghai-Tibet Plateau and Xinjiang of China [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2016. [郭文康. 中国季风边缘区、青藏高原和新疆干旱区有机碳同位素现代过程研究 [D]. 兰州: 兰州大学, 2016.]
- [36] Schubert B A, Jahren A H. Incorporating the effects of photorespiration into terrestrial paleoclimate reconstruction [J]. *Earth-Science Reviews*, 2018, 177: 637-642.
- [37] Nordt L, Fischer J V, Tieszen L, Tubbs J. Coherent changes in relative C_4 plant productivity and climate during the late Quaternary in the North American Great Plains [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2008, 27(15): 1600-1611.
- [38] Han Jiamao, Jiang Wenying, Lü Houyuan, et al. Carbon and oxygen isotopes of calcium nodules in loess (II) carbon isotopes and their paleoenvironmental significance [J]. *Quaternary Research*, 1995, 4(4): 367-377. [韩家骝, 姜文英, 吕厚远, 等. 黄土中钙结核的碳氧同位素研究(二)碳同位素及其古环境意义 [J]. 第四纪研究, 1995, 4(4): 367-377.]
- [39] Kaakinen A, Sonninen E, Lunkka J P. Stable isotope record in paleosol carbonates from the Chinese Loess Plateau: implications for late Neogene paleoclimate and paleovegetation [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2006, 237(2/3/4): 359-369.
- [40] Sun J M, Liu W G, Liu Z J, et al. Extreme aridification since the beginning of the Pliocene in the Tarim Basin, western China [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2017, 485: 189-200.
- [41] Su Qingda. Late Cenozoic Qaidam Basin climatic and environmental evolution and forcing mechanisms [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2020. [苏庆达. 柴达木盆地晚新生代气候与环境演化及驱动机制研究 [D]. 兰州: 兰州大学, 2020.]
- [42] Chen Mingyang, Zhao Huimin. Carbon isotopic records and palaeomonsoonal climate in the Loess Plateau of China during 7.3~1.9 Ma [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1997, 4(2): 174-177. [陈明扬, 赵惠敏. 7.3~1.9 Ma 期间中国黄土高原碳同位素记录与古季风气候 [J]. 科学通报, 1997, 4(2): 174-177.]
- [43] Jiang Wenying, Han Jiamao, Liu Dongsheng. Aridification and its influence on carbon isotope composition of pedogenic carbonate [J]. *Quaternary Research*, 2001, 4(5): 427-435. [姜文英, 韩家骝, 刘东生. 干旱化对成土碳酸盐碳同位素组成的影响 [J]. 第四纪研究, 2001, 4(5): 427-435.]
- [44] Rao Zhiguo, Zhu Zhaoyu, Chen Fahu, et al. Reviews on the stable carbon isotopic researches of organic matter of Chinese loess [J]. *Advances in Earth Science*, 2006, 21(1): 62-69. [饶志国, 朱照宇, 陈发虎, 等. 黄土有机质稳定碳同位素研究进展 [J]. 地球科学进展, 2006(1): 62-69.]
- [45] Li X, Peng T, Ma Z, et al. Late Miocene-Pliocene climate evolution recorded by the red clay cover on the Xiaoshuizi planation surface, NE Tibetan Plateau [J]. *Climate of the Past*, 2019, 15(2): 405-421.
- [46] Pagani M, Freeman K H, Arthur M A. Late Miocene atmospheric CO_2 concentrations and the expansion of C_4 grasses [J]. *Science*, 1999, 285(5429): 876-879.
- [47] Pagani M, Liu Z, Lariviere J, et al. High Earth-system climate sensitivity determined from Pliocene carbon dioxide concentrations [J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3(1): 27-30.
- [48] Hoenisch B, Hemming N G, Archer D, et al. Atmospheric carbon dioxide concentration across the mid-Pleistocene transition [J]. *Science*, 2009, 324(5934): 1551-1554.
- [49] Seki O, Foster G L, Schmidt D N, et al. Alkenone and boron-based Pliocene $p\text{CO}_2$ records [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 292(1): 201-211.
- [50] Bartoli G, Hönisch B, Zeebe R E. Atmospheric CO_2 decline during the Pliocene intensification of Northern Hemisphere glaciations [J]. *Paleoceanography*, 2011, 26(4).
- [51] Lu H Y, Guo Z T. Evolution of the monsoon and dry climate in East Asia during late Cenozoic: a review [J]. *Science China Earth Science*, 2014, 57(1): 70-79.
- [52] Shen X, Wan S, Christian France-Lanord, et al. History of Asian eolian input to the Sea of Japan since 15 Ma: Links to Tibetan uplift or global cooling? [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2017, 474: 296-308.
- [53] Rea D K, Snoeckx H, Joseph L H. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere [J]. *Paleoceanography*, 1998, 13(3): 215-224.

Late Miocene-Pliocene ecological evolution on the northeastern Tibetan Plateau and its possible mechanism

LI Xiaomiao^{1,2}, WU Zekun^{1,2}, PENG Tingjiang², MA Zhenhua^{1,2}, FENG Zhantao²,
LI Meng², GUO Benhong², SONG Chunhui³

(1. College of Geography and Tourism, Qufu Normal University, Rizhao 276826, Shandong, China; 2. Key Laboratory of Western China's Environmental Systems, Ministry of Education, College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 3. School of Earth Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The late Miocene-Pliocene ecological evolution has been a hot topic in discussing the interaction of tectonic, climate and ecological environment. However, whether the C_4 plants in middle and low latitudes expanded on a large scale and how the ecology evolved on the time-space dimension are still debated. In this paper, based on the organic carbon isotope, the plant ecotype during the interval of 6.7~3.6 Ma covered on Xiaoshuizi area in the northeastern Tibetan Plateau were reconstructed and combined with the surrounding regions, the ecotype and its evolution were discussed. Our results show that the Xiaoshuizi area is dominated by C_3 vegetation during the late Miocene-Pliocene (with an average abundance of 95%), accompanied by a small part of C_4 vegetation. In space, the abundance of C_4 vegetation in the eastern Liupan mountain is higher than that in the western, and in the north-south direction the C_4 plant abundance reached the at about 37°~38° N. In terms of time series, ecological evolution of Xiaoshuizi planation surface is roughly consistent with that of the Chinese Loess Plateau before 4 Ma. It shows during the late Miocene C_4 vegetation content is relatively high and C_3 vegetation content is low, while C_4 vegetation reduced and C_3 vegetation increased in early Pliocene. The variations of atmospheric CO_2 concentration and regional aridification may be the main influence factor for the vegetation evolution. The tectonic activities in the planation surface area may lead to the differential evolution of C_4 vegetation in the Xiaoshuizi area.

Key words: northeast edge of Qinghai-Tibet Plateau; late Miocene-Pliocene; organic carbon isotope; ecological evolution

(责任编辑: 王宁练; 编辑: 庞瑜, 周成林)