



陇中盆地中新世土壤呼吸历史及其对东亚夏季风的响应

季顺川, 文静雅, 马 龙, 董 铭, 苏 怀

Miocene soil respiration history in Longzhong Basin and its response to East Asian summer monsoon

Ji Shunchuan, WEN Jingya, MA Long, DONG Ming, and SU Huai

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2022061001>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

全新世中国大河三角洲沉积演化模式转化及其对人类活动的响应

Changes of evolution models of China's large river deltas since Holocene and their responses to anthropogenic activities

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(5): 77

北康盆地基底卷入断层特征及其对南海南部构造演化的启示

Features of the basement-involved faults in the Beikang Basin and their implications for the tectonic evolution of the southern South China Sea

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(4): 116

东海南部陆架水体2011年夏季温盐结构及其对台湾暖流和黑潮入侵的指示

The summer thermohaline structure of 2011 of the southern East China Sea shelf and its implications for the intrusion of Taiwan Warm Current and Kuroshio Current

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(5): 151

南薇西含油气盆地地层层序及生储盖组合特征

Characteristics of stratigraphic sequence and the source-reservoir-cap assemblages in the Nanweixi petroliferous basin

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(6): 163

渤海湾西岸晚更新世以来的沉积环境演化及碳埋藏评价

Environmental evolution and carbon burial assessment of the west coast of Bohai Bay since Late Pleistocene

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(6): 194

南海南部浅表层柱状沉积物孔隙水地球化学特征对甲烷渗漏活动的指示

Pore water geochemistry of shallow surface sediments in the southern South China Sea and its implications for methane seepage activities

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(5): 112



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

季顺川, 文静雅, 马龙, 等. 陇中盆地中新世土壤呼吸历史及其对东亚夏季风的响应[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2022, 42(6): 185-192.

Ji Shunchuan, WEN Jingya, MA Long, et al. Miocene soil respiration history in Longzhong Basin and its response to East Asian summer monsoon[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2022, 42(6): 185-192.

陇中盆地中新世土壤呼吸历史及其对东亚夏季风的响应

季顺川¹, 文静雅¹, 马龙², 董铭¹, 苏怀¹

1. 云南师范大学地理学部, 云南省高原地理过程与环境变化重点实验室, 昆明 650500

2. 西北大学地质学系大陆动力国家重力实验室, 西安 710069

摘要: 土壤呼吸作用是土壤碳循环研究的重要环节, 查明呼吸作用产生的二氧化碳浓度、土壤呼吸速率及影响因素对理解土壤碳循环至关重要。目前更多的研究集中于现代土壤呼吸作用, 地质历史时期的土壤呼吸报道很少。中中新世作为预测未来气候变化的相似期, 其土壤呼吸的研究可以为未来高二氧化碳浓度下气候变化提供借鉴。报道了陇中盆地天水莲花剖面中新世以来碳酸盐结核的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PC}}$ 以及碳酸盐结核内包含的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{om}}$, 并重建了中新世土壤呼吸速率以及土壤呼吸释放的二氧化碳浓度。结果显示, 土壤呼吸速率为 $150\sim 400\text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 土壤呼吸释放的二氧化碳为 $700\times 10^{-6}\sim 2\,400\times 10^{-6}$ 。土壤呼吸释放的二氧化碳以及土壤呼吸速率都显示在中中新世暖期增高, 在早中新世及晚中新世土壤呼吸释放的二氧化碳以及土壤呼吸速率下降, 这种变化与东亚夏季风降水变化趋势一致, 指示暖湿气候增强了土壤呼吸作用。

关键词: 中新世; 土壤呼吸; 古土壤碳酸盐气压计; 黄土高原

中图分类号: P532

文献标识码: A

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2022061001

Miocene soil respiration history in Longzhong Basin and its response to East Asian summer monsoon

Ji Shunchuan¹, WEN Jingya¹, MA Long², DONG Ming¹, SU Huai¹

1. Yunnan Key Laboratory of Plateau Geographical Processes and Environmental Changes, Faculty of Geography, Yunnan Normal University, Kunming 650500, China

2. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China

Abstract: Soil respiration is an important link in the study of soil carbon cycle, for which understanding the soil respired carbon dioxide concentration, soil respiration rate, and the influencing factors is important. Most present studies focus on modern soil respiration and few concerned that in geological history. Taking the Miocene Lianhua Section, Longzhong Basin in Tianshui, Gansu, NW China as a case of an ancient analogue and as a reference point for predicting future climate change under high carbon dioxide concentration, we studied and compared the $\delta^{13}\text{C}$ values of the organic matter in carbonate nodules ($\delta^{13}\text{C}_{\text{om}}$) and that of the inorganic matter in pedogenic carbonate nodules ($\delta^{13}\text{C}_{\text{pc}}$) from the section, from which the soil respiration rate and soil respired carbon dioxide concentration during the Miocene were reconstructed. Results show that the soil respiration rate ranged $150\sim 400\text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ and the carbon dioxide released from soil respiration ranged $(700\sim 2\,400)\times 10^{-6}$. Both soil respired CO_2 and soil respiration rate were shown increased during the Middle Miocene warm period, and the soil respired CO_2 and soil respiration rate decreased before and after the Middle Miocene. This change is consistent with the East Asian summer precipitation, indicating that warm-wet climate enhanced soil respiration.

Key words: Miocene; soil respiration; paleosol carbonate CO_2 biometer; Loess plateau

陆地生态系统土壤呼吸定义为地表土壤微生物活动以及植物呼吸释放的二氧化碳浓度, 是全球

地-气界面二氧化碳交换的主要形式, 并且对全球气候变化有积极的反馈作用。除总初级生产力外, 土

资助项目: 国家自然科学基金项目“土壤呼吸 CO_2 的现代观测及古二氧化碳浓度重建的检验”(42002206), “金沙江中下游中新世晚期至早更新世水系演化历史的地层记录研究”(42262024); 云南省基础研究专项“多方法确定基于碳酸盐重建古二氧化碳浓度的关键参数”(202201AU070230)

作者简介: 季顺川(1987—), 男, 讲师, 从事土壤碳循环及古大气二氧化碳浓度重建研究, E-mail: shunchuanji@sina.com

通讯作者: 董铭(1976—), 女, 副教授, 从事环境演变、数字地貌与模拟研究, E-mail: dongm2020@163.com

收稿日期: 2022-06-10; **改回日期:** 2022-08-23. 文凤英编辑

壤呼吸释放的二氧化碳通量超过其他形式的碳释放量^[1]。模拟估计全球土壤呼吸通量约为 90 PgC/a^[2] (1 Pg = 10^{12} g), 大约是人为排放量的 9 倍^[3]。在过去 50 年中, 随着全球平均气温的上升, 土壤呼吸二氧化碳通量预计将持续增加^[4]。

土壤呼吸通过土壤孔隙从地下一定深度到地表的气体浓度梯度不断向大气释放二氧化碳气体。土壤孔隙中的二氧化碳是土壤呼吸产生的二氧化碳($S(z)$)和相对稳定的大气二氧化碳的混合。因此, $S(z)$ = 土壤空隙中二氧化碳 - 大气二氧化碳^[5]。

之前的黄土剖面研究发表了近现代土壤剖面一定深度下土壤二氧化碳浓度的观测数据, 例如: 刘强等^[6]对北京斋堂黄土剖面 L1-L2 黄土层中的二氧化碳浓度进行了一次性测量, 结果显示在 3~12 m 深的黄土层中, 土壤二氧化碳浓度范围为 $(1\ 434 \sim 2\ 459) \times 10^{-6} \sim (1\ 860 \pm 409) \times 10^{-6}$, 是大气中二氧化碳浓度的 3.8~6.5 倍(当时大气二氧化碳平均浓度约为 360×10^{-6})^[6]; 渭南黄土中二氧化碳浓度是大气二氧化碳浓度的 2~34 倍^[7]。刘强等^[8]在山西偏关、兴县、离石、蒲县、稷山 5 个黄土剖面中获得了相似的土壤二氧化碳浓度, 而且 5 个剖面的土壤二氧化碳平均浓度在空间上自北向南呈现逐步升高的趋势(从约 $1\ 500 \times 10^{-6}$ 增加到 $2\ 200 \times 10^{-6}$ 左右)^[8]。李艳花等^[9]在 4—6 月间对西安南郊地区草地、竹林、松树不同植被覆盖下土壤 0.5、1 m 深度的土壤二氧化碳浓度进行了 24 h 的观测, 结果显示平均二氧化碳浓度为 $(537 \sim 1\ 521) \times 10^{-6}$ (平均值 $(933 \pm 97) \times 10^{-6}$); 宋超等^[10]在 11 月对灵台剖面黄土-古土壤层 S0-S14 逐层进行了土壤二氧化碳浓度的一次性测量, 结果显示浓度范围在 $(550 \sim 4\ 180) \times 10^{-6}$ 和 $(1\ 664 \pm 813) \times 10^{-6}$ 之间。这些结果均显示黄土剖面较低的土壤二氧化碳浓度水平 ($< 2\ 000 \times 10^{-6}$), 表明了较低的土壤生产力水平, 同时也显示出二氧化碳浓度分布范围比较广。然而, 以上工作均为测量的某一天或者某个时间段, 甚至是一次性的测量, 不能区分土壤二氧化碳浓度季节性变化, 甚至早晚浓度差别^[11], 不利于对黄土中土壤呼吸二氧化碳的整体变化范围的掌握及对其影响因素的理解, 阻碍了对土壤呼吸驱动机制的探讨。

近期的研究基于连续的现代观测和指标方法报道了不同地区土壤呼吸结果。例如: 季顺川等^[12]在兰州地区黄土母质下现代土壤剖面进行了连续两年的不同深度下二氧化碳浓度观测。该观测工作以月为单位, 定期对 5 个观测点 20~80 cm 深度

的土壤二氧化碳进行收集取样, 结果显示土壤呼吸二氧化碳具有明显的季节性变化, 土壤剖面 80 cm 深的土壤呼吸二氧化碳浓度从冬季的 100×10^{-6} 上升至夏季的 $2\ 200 \times 10^{-6}$, 平均值为 $(572 \pm 273) \times 10^{-6}$, 该结果与干旱区土壤呼吸值结果一致, 略低于基于黄土高原主体地区(例如延安)现代土壤二氧化碳观测通量所得到的年均土壤呼吸二氧化碳浓度值 $((935 \pm 377) \times 10^{-6})$ ^[13]。达佳伟等^[14]通过磁化率与土壤呼吸二氧化碳之间的气候转换函数: $S(z) = 2.66(\pm 0.44) \times MS + 114.9(\pm 71.1)$ ($R^2 = 0.64$, $P < 0.0001$), 得到洛川更新世古土壤对应的 $S(z)$ 值为 $(396 \sim 943) \times 10^{-6}$ ^[14]。季顺川等^[12]通过黄土高原从南到北 7 个末次间冰期剖面成壤碳酸盐结核恢复了黄土高原地区土壤呼吸二氧化碳的空间变化范围, 结果显示黄土高原南部剖面土壤呼吸二氧化碳的平均值为 $(848 \pm 170) \times 10^{-6}$, 北部剖面土壤呼吸二氧化碳浓度平均值为 $(539 \pm 87) \times 10^{-6}$ ^[12]。

目前为止, 除了已经报导的古土壤呼吸工作, 例如阿根廷的石炭纪^[15], 亚洲的新生代^[16], 西宁盆地渐新世气候转型期^[17]工作外, 很少有研究报道地质历史时期的土壤呼吸二氧化碳($S(z)$)以及土壤呼吸速率, 缺乏对历史时期土壤碳循环及影响因素的机制探讨。中新世是古气候研究的重要时期, 包括了中中新世温暖期以及中新世气候转型期等关键时期, 对中新世土壤呼吸释放二氧化碳浓度以及土壤呼吸速率的研究, 有利于查明中中新世高二氧化碳浓度背景下土壤呼吸释放二氧化碳的历史, 以及土壤呼吸速率变化和气候之间的关系。本研究选取位于甘肃天水秦安的莲花剖面中新世沉积序列(图 1), 利用古土壤碳酸盐气压计开展 $S(z)$ 以及土壤呼吸速率恢复, 并探讨影响 $S(z)$ 和土壤呼吸速率的影响因素及其与东亚夏季风的关系。

1 样品与方法

1.1 剖面、样品及测试

莲花剖面地处六盘山西侧的陇西黄土高原, 由莲花 I 和莲花 II 剖面组成, 约为 353 m。根据莲花剖面的磁化率结果, 通过对比莲花剖面与董湾剖面^[18]、秦安-I 剖面^[19]、秦安-III 剖面^[20]和庄浪剖面^[21]的磁化率以及古地磁结果, 选取磁化率变化明显的位置或者古地磁转换的界限为莲花剖面的年龄控制点, 根据控制点进行线性内插, 得到了莲花剖面的年代为 21.6~4.6 Ma(图 2)^[22]。莲花剖面选取年

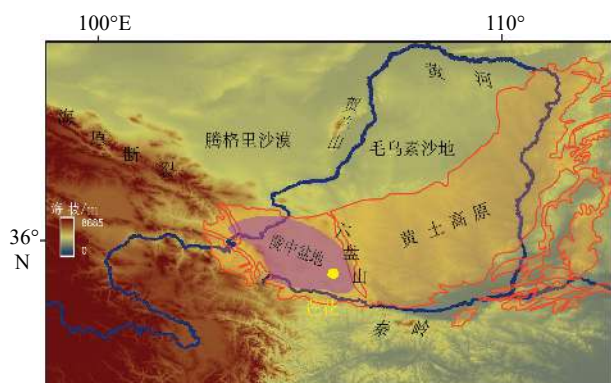


图 1 莲花剖面位置示意图

Fig.1 The location of the Lianhua section (the yellow dot)

龄控制点为: 0 m 对应 3.52 Ma, 33 m 对应 5.23 Ma, 56 m 对应 6.40 Ma, 80 m 对应 9.05 Ma, 127 m 对应 11.53 Ma, 175 m 对应 14.61 Ma, 241 m 对应 16.73 Ma, 276 m 对应 18.78 Ma 和 338 m 对应 21.3 Ma(图 2)^[22]。根据莲花剖面的年代, 以约 0.5~1 Ma 的时间间距, 共选取 54 个碳酸盐钙结核样品进行同位素分析。

进行同位素分析前, 使用去离子水清洗碳酸盐结核多次, 去除粘附的黏土及土壤。将结核用去离子水浸泡 2 h, 用去离子水清洗碳酸盐结核数遍。然后, 在超声波水浴中清洗碳酸盐结核 3 次。为了测定成壤碳酸盐的无机碳同位素组成 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PC}}$) 和碳酸盐结核中有机质的碳同位素组成 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$), 用玛瑙研钵或牙钻采集约 5~10 g 粉末样品, 经 100 目网筛筛分后, 分别进行 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PC}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ 的测试。测试在中国科学院地球环境研究所稳定同位素实验室进行, 用 MAT-252 质谱仪和 Kiel-II 碳酸盐装置测定碳酸盐的稳定碳同位素组成。方解石标准样品的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PC}}$ 重复测量误差分别在 $\pm 0.1\text{‰}$ (1σ) 范围内, 样品经重复测试的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PC}}$ 测量误差 $< 0.3\text{‰}$ (1σ)。

在测量 $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ 之前, 将约 10 g 过筛的粉末在室温下用 2 M 的 HCl 反应 24 h 以去除碳酸盐, 重复此过程直到没有明显的反应。随后, 用蒸馏水将样品冲洗至 pH ≈ 7 , 60 °C 下烘干, 干燥样品装入加有 CuO 和箔金丝石英管内, 抽真空后密封, 在 800~850 °C 下燃烧 4 h, 然后对气态二氧化碳进行低温纯化。在 MAT-251 质谱仪上进行 $\delta^{13}\text{C}$ 的分析, 样品的同位素比值以相对于 VPDB 标准的千分比 (δ) 表示, 相对误差 $< 0.3\text{‰}$ 。

1.2 $S(z)$ 重建方法

根据 Cerling^[5, 23] 描述的土壤二氧化碳产生扩散模型, 大气二氧化碳浓度可由碳酸盐结核中无机碳酸盐和有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值计算得出^[23]:

$$[\text{CO}_2]_{\text{atm}} = S(z) \left[\frac{\delta^{13}\text{C}_s - (1.0044\delta^{13}\text{C}_r + 4.4)}{\delta^{13}\text{C}_a - \delta^{13}\text{C}_s} \right] \quad (1)$$

式中, $S(z) = [\text{CO}_2]_{\text{soil}} - [\text{CO}_2]_{\text{atm}}$, z 表示土壤的某一深度; $\delta^{13}\text{C}$ 是标准 δ 表示中的碳同位素组成; 下标 s、r 和 a 分别指土壤二氧化碳、土壤呼吸释放的二氧化碳和大气二氧化碳; 系数 1.0044 和常数 4.4 源自 $^{13}\text{CO}_2$ 和 $^{12}\text{CO}_2$ 的扩散系数差异。

呼吸作用产生二氧化碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在之前的文献中是用碳酸盐结核中有机质 $\delta^{13}\text{C}$ 值代替^[5, 23]。但随后的研究表明, 有机质分解导致成壤过程中 ^{13}C 的分馏。呼吸作用产生二氧化碳的 $\delta^{13}\text{C}_r$ 值应通过从碳酸盐结核中包含有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值减去 -1‰ 来估算^[24-25]。最近研究发现^[26], 有机质分解导致的 ^{13}C 分馏被低估, 系统的研究结果显示, 黄土高原全新世 C 同位素分馏在 1‰ 到 3‰ 之间。本文根据文献^[13, 26] 的研究结果, $\delta^{13}\text{C}_r$ 通过有机质同位素值减去 $(-2.1 \pm 1.0)\text{‰}$ 得到^[13, 26]。 $\delta^{13}\text{C}_a$ 值可根据同时期底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 值计算得出^[27]。根据 Romanek 等测定的土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值和土壤碳酸盐形成温度计算 $\delta^{13}\text{C}_s$ 值^[28]:

$$\varepsilon_{\text{碳酸盐-}\text{CO}_2} = 1000 \left(\frac{1000 + \delta^{13}\text{C}_{\text{碳酸盐}}}{1000 + \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}} - 1 \right) = 11.98 - 0.12T \quad (2)$$

式中, T 的单位为 °C, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 指土壤二氧化碳的碳同位素值。

为了计算 $S(z)$, 将方程 (1) 转换如下:

$$S(z) = \frac{[\text{CO}_2]}{\left[\frac{\delta^{13}\text{C}_s - (1.0044\delta^{13}\text{C}_r - 4.4)}{\delta^{13}\text{C}_a - \delta^{13}\text{C}_s} \right]} \quad (3)$$

在公式 (3) 中, $\delta^{13}\text{C}_a$ 的取值为 -6‰ ^[27]。

黄土高原地区土壤二氧化碳的观测工作大多数测量的是土壤-大气界面的土壤二氧化碳通量 (soil respiration flux, Φ_s)。然而根据公式 (3) 重建的 $S(z)$ 表示为 10^{-6} , 为了实现不同方法之间的相互比较, 基于描述一维土壤序列二氧化碳浓度分布的扩散反应模型将土壤二氧化碳通量转换成一定深度下的土壤二氧化碳浓度。该扩散反应模型基于菲克定律 (Fick's Law), 即气体扩散通量与其浓度梯度成正比, 表达式为^[29]:

$$S(z) = \frac{\Phi_s \bar{Z}}{D_s \epsilon} \left(1 - e^{-\frac{z}{\bar{Z}}} \right) \quad (4)$$

其中, ϵ 是土壤孔隙度 (porosity, 0.6); D_s 是土壤二氧化碳的扩散系数 ($0.042 \text{ cm}^2/\text{s}$); $\bar{Z}$ 是土壤呼吸的典型深度 (通常认为是 25 cm); Z 指实际计算中土壤二氧

化碳浓度的深度。

由于文献报道的土壤二氧化碳气体通量测量通常采用标准气体通量单位 (soil respiration, SR: $\text{mols}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{s}^{-1}$), 而公式 (4) 中的土壤二氧化碳通量参数 Φ_s 的单位是 $\text{mols}\cdot\text{cm}^{-3}\cdot\text{s}^{-1}$, 本研究通过文献 [17, 30] 中提供的与土壤剖面深度 (L) 相关的转换方程将 SR 转换成需要的 Φ_s , 进而利于比较^[31]:

$$\text{SR} = \Phi_s \dot{Z} - \Phi_s \dot{Z} e^{(-\frac{L}{Z})} \quad (5)$$

2 结果

莲花剖面 54 个成壤碳酸盐样品的同位素分析结果表明, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PC}}$ 在 22~7.83 Ma 的变化范围为 $-5.26\text{‰} \sim -7.7\text{‰}$, 平均值为 -6.1‰ ; 在约 7.83~4.5 Ma $\delta^{13}\text{C}_{\text{PC}}$ 的变化范围为 $-7.3\text{‰} \sim -8.06\text{‰}$, 平均值为 -7.53‰ 。

$\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ 在 21.25~16.31 Ma 同位素值变化范围为 $-19.26\text{‰} \sim -23.74\text{‰}$, 平均值为 -21.03‰ ; 16.31~7.83 Ma, $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ 同位素值变化范围为 $-18.85\text{‰} \sim -23.13\text{‰}$, 平均值为 -21.22‰ ; 7.83~4.5 Ma, $\delta^{13}\text{C}_{\text{OM}}$ 同位素值变化范围为 $-22.2\text{‰} \sim -23.8\text{‰}$, 平均值为 -23.0‰ 。

根据公式 (3) 可以反向计算出 $S(z)$ 值, $S(z)$ 在早中新世 (约 21 Ma) 有个别样品的 $S(z)$ 比较高, 约为 $1\ 800\times 10^{-6}$ 。中中新世 $S(z)$ 的平均值为 $1\ 543\times 10^{-6}$, 比中中新世之前和之后的时间段明显偏高且波动较大, 晚中新世 $S(z)$ 的平均值为 974×10^{-6} , 早中新世 $S(z)$ 的平均值为 896×10^{-6} 。

$S(z)$ 和土壤呼吸速率的变化趋势一致, 中中新世土壤呼吸速率高于早、晚中新世土壤呼吸速率, 中中新世土壤呼吸速率平均值为 $296.8\text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 晚中新世土壤呼吸速率平均值为 $187.4\text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 早中新世土壤呼吸速率平均值为 $170\text{ gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$ 。

3 讨论

3.1 土壤呼吸二氧化碳重建的适用性和局限性

古土壤碳酸盐气压计最初的主要功用是通过测定碳酸盐结核的有机碳及无机碳同位素, 同时限定例如大气二氧化碳的碳同位素组成等参数, 进而重建古大气二氧化碳浓度^[5, 32]。本研究中将古土壤碳酸盐气压计进行反向使用, 在获取到碳酸盐结核有机碳、无机碳同位素等参数的同时, 将已经发表

的中晚中新世古大气二氧化碳浓度^[33]当成已知 (为避免循环论证, 没有包括利用碳酸钙结核重建的古大气二氧化碳数据), 进而求解对应的土壤呼吸值。

为了验证这种反向计算方法的有效性和适用性, 国内外学者开展了相关工作, 首先, Litch 等从已经发表的 3 个相关研究^[29, 34-35] 中收集不同生物群落下土壤碳酸盐结核的无机碳和有机碳同位素, 同时, 土壤碳酸盐结核的形成温度认为是土壤 50 cm 以下的土壤温度或者生长季平均温度 $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[25]。重建的土壤呼吸结果与附近观测站点^[36-37] 土壤呼吸数值一致。近期, 季顺川等^[12] 利用反向计算方法, 计算了黄土高原末次间冰期空间剖面碳酸盐结核恢复的从南到北的土壤呼吸 ($S(z)$) 结果, 结果显示, 黄土高原北部剖面的土壤呼吸平均值 $((539\pm 87)\times 10^{-6})$ 与兰州地区黄土母质土壤的现代呼吸观测结果相近 $((572\pm 273)\times 10^{-6})$ 。

然而, 利用反向计算方法得到的 $S(z)$ 也有一定的局限性。首先, 公式 (3) 中利用土壤碳酸钙结核的有机碳、无机碳以及碳酸钙结核形成时对应的温度进行求解 $S(z)$ 时, 理想的状态是能准确知道碳酸盐结核形成的时间或者季节, 进而可以更准确地理解各个指标的意义和碳酸盐结核重建的结果。但是目前对于碳酸盐结核形成时间是有争议的。根据碳酸盐形成的基本条件, CaCO_3 从土壤溶液中析出结晶成为碳酸盐, 意味着 CaCO_3 的溶解度下降, 在不改变土壤溶液中 Ca^{2+} 离子浓度的情况下, 有利于 CaCO_3 析出的因素包括高温以及比较低的土壤二氧化碳浓度^[25]。因此, 有研究认为碳酸盐的形成时间是夏季^[38-39], 对应温度较高时间段。然而, 也有研究认为碳酸钙结核的形成时间不是夏季, 而是夏初秋末^[25], 对应逐步增高的土壤温度以及较低的土壤二氧化碳浓度。但是碳酸盐的形成时间对应的是季风降水之前的六月^[38], 还是对应单独的季风降水事件之后^[40], 这些关于碳酸盐形成季节的争论目前还没有明确的解决方案, 这很可能导致重建出来的 $S(z)$ 浓度被高估。夏季土壤呼吸的强度比全年平均土壤呼吸强度以及夏季之前或者秋季末的土壤呼吸强度高出很多, 甚至超出 1~6 倍不等^[16]。因此, 根据碳酸盐的析出条件以及观察到的土壤呼吸在夏季的强度表现, 本研究中重建的土壤呼吸强度很可能代表了夏季土壤呼吸的低值, 倾向于认为碳酸盐结核形成对应低土壤呼吸二氧化碳浓度以及高的土壤温度^[12]。

为了避免循环验证, 本研究中避免使用基于古土壤碳酸盐二氧化碳气压计重建的大气二氧化碳

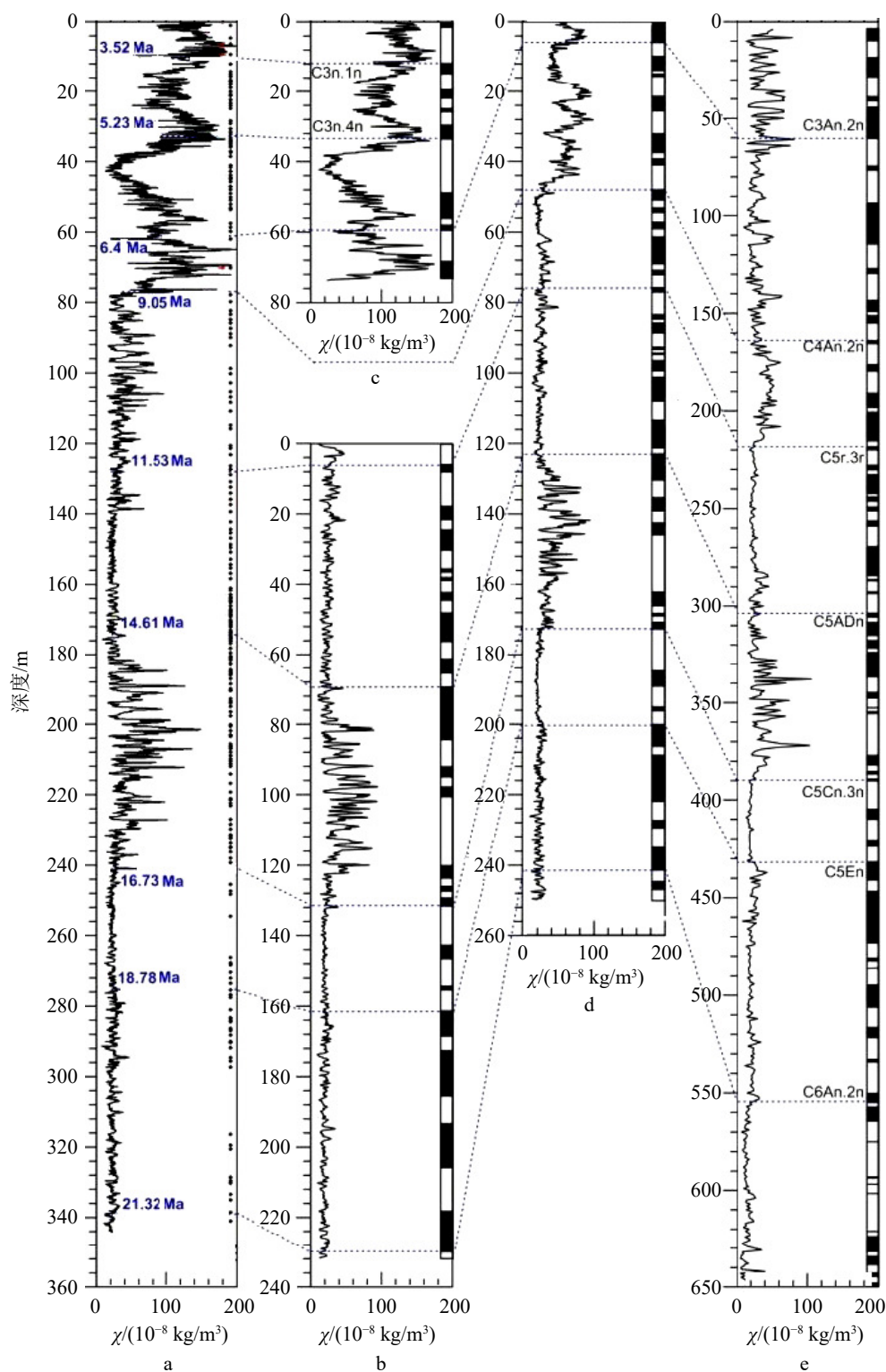


图 2 莲花剖面与周边剖面磁化率和古地磁结果对比

a. 莲花剖面磁化率和钙结核的采样深度 (黑色方块); b. 秦安-III^[20] 的磁化率和古地磁; c. 董湾剖面的磁化率和古地磁^[18]; d. 秦安-I 的磁化率和古地磁^[19]; e. 庄浪钻孔的磁化率和古地磁^[21]。

Fig.2 Comparison results of the magnetic susceptibility and magnetostratigraphy between Lianhua section and other sections in the surrounding areas

a. The magnetic susceptibility and the sampling position of carbonate nodules (black squares) at Lianhua section; b. the magnetic susceptibility and magnetostratigraphy at Qin'an-III^[20]; c. the magnetic susceptibility and magnetostratigraphy at Dongwan section^[18]; d. the magnetic susceptibility and magnetostratigraphy at Qin'an-I section^[19]; e. the magnetic susceptibility and magnetostratigraphy at Zhuanglang section^[21].

浓度数据,采用的是基于 C3 植物碳同位素方法^[41-42]重建的结果^[33],基于该结果^[33],认为 23 Ma 以来的大气二氧化碳浓度范围为 $230 \times 10^{-6} \sim 350 \times 10^{-6}$,而且整体处于比较低的水平^[33]。古大气二氧化碳浓度的不同,会直接导致根据公式 (3) 反向计算得到的土壤呼吸结果之间存在较大差别。本文中用于反向计算的大气二氧化碳浓度的数据来自文献^[33],该数据集的二氧化碳浓度整体保持在比较低的水平,而计算出的 $S(z)$ 结果显示比根据蒙特卡洛方法得到的 $S(z)$ 值^[43]高出约 5 倍。这可能是因为碳酸盐结核形成时间对应高温和低的土壤二氧化碳浓度的时间段内^[25],很可能代表的是夏季的土壤呼吸的低值^[17]。生物的生长往往对应温暖湿润的生长季节, C₃ 植被的同位素信号对应的也是生长季的信号。而夏季土壤呼吸的强度比全年平均土壤呼吸强度以及夏季之前或者秋季末的土壤呼吸强度高出 1~6 倍不等^[16-17]。现代土壤呼吸监测发现,从沙漠到热带森林的土壤呼吸速率的变化范围为 $40 \sim 1200 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[44]。本文莲花剖面中新世的重建结果位于全球范围的低值区,整体符合干旱半干旱区土壤呼吸速率低的特点,且莲花剖面中新世土壤呼吸速率的结果高于东亚地区土壤呼吸强度重建结果(约 $100 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$)^[16],这很可能是因为东亚地区的重建结果中包含了青藏高原东南缘、青藏高原主体地区等多个剖面的数据结果。

3.2 土壤呼吸对气候的指示

$\delta^{13}\text{C}_{\text{pc}}$ 与大气二氧化碳浓度以及碳同位素值相关^[5, 26]。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{pc}}$ 的增加有一部分原因很可能是因为二氧化碳对初级生产力的施肥效应,在干旱环境中,植物的生长受水分可利用性的限制,增加的大气二氧化碳可增加初级生产力,暗示中亚干旱地区植被可能对大气二氧化碳的变化很敏感。但是莲花剖面的无机碳同位素在中晚中新世转换期没有明显的变化,在晚中新世至 8 Ma $\delta^{13}\text{C}_{\text{pc}}$ 明显偏负,但是大气二氧化碳恢复结果显示约 8 Ma 没有明显的大气二氧化碳波动。本文中采用的大气二氧化碳浓度整体保持在比较低的浓度范围^[33](图 3),且碳同位素值并没有发生明显的变化^[27]。因此,二氧化碳浓度变化及其同位素变化并不能解释无机碳同位素在约 8 Ma 的变化。根据 C₃ 和 C₄ 植被光合作用路径不同, C₃ 和 C₄ 的有机碳同位素平均值分别为 -27‰ 和 -13‰ ^[5]。莲花剖面中晚中新世有机碳同位素在 22~16 Ma 和 8 Ma 左右出现偏负,在约 15~13.6 Ma 出现波动,但是 $\delta^{13}\text{C}_{\text{om}}$ 整体靠近 C₃ 植

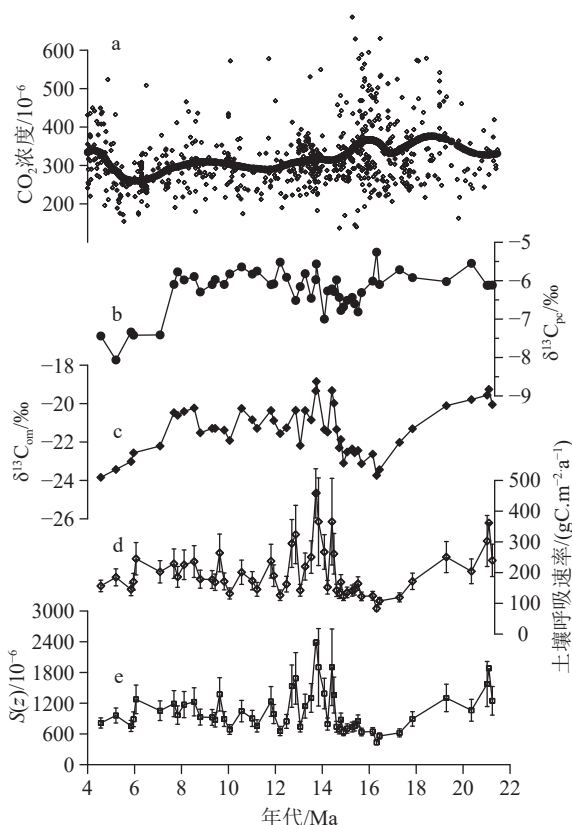


图 3 同位素分析及相关重建结果

a. 中新世大气二氧化碳浓度^[34], b. 无机碳同位素组成, c. 有机碳同位素组成, d. 恢复的土壤呼吸速率, e. 土壤呼吸释放的二氧化碳浓度结果。

Fig.3 Results of isotopic analysis and relevant reconstructions

a. Miocene atmospheric carbon dioxide concentration^[34], b. inorganic carbon isotopic composition; c. organic carbon isotopic composition; d. reconstructed soil respiration rate; e. soil respired carbon dioxide concentration

被的端元, $\delta^{13}\text{C}_{\text{om}}$ 的变化很可能是因为干湿状况的变化导致的,并没有出现 C₃ 和 C₄ 植被类型的变化。

根据公式 (2), 温度的变化会造成二氧化碳和碳酸盐结核之间同位素的分馏,进而影响 $\delta^{13}\text{C}_{\text{s}}$ 的同位素组成。根据团簇同位素结果,中晚中新世碳酸盐结核的形成温度平均值分别为约 $22 \pm 3^\circ\text{C}$ 和约 $18 \pm 3^\circ\text{C}$ ^[43],如果温度是驱动 $\delta^{13}\text{C}_{\text{pc}}$ 变化的主要原因,那么 $\delta^{13}\text{C}_{\text{pc}}$ 发生明显变化的时间段该与温度发生变化的时间一致,但 $\delta^{13}\text{C}_{\text{pc}}$ 的主要变化发生在约 8 Ma,说明温度的变化并不是引起中晚中新世无机碳同位素组成变化的主要原因。

在现代环境中,土壤呼吸、土壤生产力和温度以及降水都有很好的相关性^[45]。土壤观测发现,土壤呼吸速率从沙漠到热带森林地区的变化范围为 $40 \sim 1200 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[44],且土壤呼吸速率和年均降水量具有很好的相关性^[26, 45]。陇中盆地处于中纬度

干旱半干旱地区, 从南到北不同剖面(蓝田、西峰、灵台、佳县、宝德)上新世土壤呼吸速率的恢复发现, 土壤呼吸速率从南到北呈现逐渐降低的趋势, 与年均降水量的变化趋势一致, 证明年均降水量是植被生长以及土壤生产力的主要限制因子, 这个变化趋势与东亚季风强度变化趋势一致^[26], 同时也得到其他指标重建的东亚季风的演化趋势的支持。中中新世(15~13.6 Ma)较高的 $S(z)$ 以及土壤呼吸速率反映了较强的土壤生产力, 指示当时比较适宜的温度和降水条件, 对应中中新世比较强的东亚夏季风^[46]。比如, 陇中盆地庄浪钻孔^[21]、秦安-I^[19]、董湾剖面^[18]、秦安-III^[20] 的磁化率在中中新世增强。黏土矿物分析表明^[47], 中中新世时期具有较高的高岭石/(伊利石+绿泥石) 比值以及较低的绿泥石和伊利石含量。陇中盆地南部的孢粉记录^[46] 揭示中中新世时期的植被主要是树木。南中国海的化学风化指标表明, 中中新世化学风化以及物理侵蚀作用增强^[48]。

4 结语

土壤呼吸是土壤碳循环的重要组成部分。本文通过反向利用古土壤碳酸盐气压计恢复了陇中盆地天水莲花剖面中新世土壤呼吸释放的二氧化碳浓度以及土壤呼吸速率, 发现土壤呼吸速率以及土壤呼吸释放的二氧化碳浓度在中中新世暖期增高, 在早中新世以及晚中新世下降, 与东亚夏季风的变化趋势一致。根据古土壤碳酸盐气压计(公式(1)), 土壤呼吸释放的二氧化碳浓度是恢复古大气二氧化碳浓度的关键参数, 不同方法恢复的土壤呼吸释放的二氧化碳浓度结果之间存在差异, 因此在恢复古大气二氧化碳浓度的时候需要谨慎。

参考文献 (References)

- [1] Raich J W, Potter C S. Global patterns of carbon dioxide emissions from soils [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1995, 9(1): 23-36.
- [2] Zhao Z Y, Peng C H, Yang Q, et al. Model prediction of biome-specific global soil respiration from 1960 to 2012 [J]. *Earth's Future*, 2017, 5(7): 715-729.
- [3] Carey J C, Tang J W, Templer P H, et al. Temperature response of soil respiration largely unaltered with experimental warming [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2016, 113(48): 13797-13802.
- [4] Jian J S, Steele M K, Day S D, et al. Future global soil respiration rates will swell despite regional decreases in temperature sensitivity caused by rising temperature [J]. *Earth's Future*, 2018, 6(11): 1539-1554.
- [5] Cerling T E. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1984, 71(2): 229-240.
- [6] 刘强, 刘嘉麒, 刘东生. 北京斋堂黄土剖面主要温室气体组分初步研究[J]. *地质地球化学*, 2000, 28(2): 82-86. [LIU Qiang, LIU Jiaqi, LIU Dongsheng. Primary research on major greenhouse gases in Zhaitang loess section, Beijing [J]. *Geology-Geochemistry*, 2000, 28(2): 82-86.]
- [7] 刘嘉麒, 钟华, 刘东生. 渭南黄土中温室气体组分的初步研究[J]. *科学通报*, 1997, 42(11): 921-924. [LIU Jiaqi, ZHONG Hua, LIU Dongsheng. Preliminary study of greenhouse gases in loess in Weinan, Shaanxi province [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1997, 42(11): 921-924.]
- [8] 刘强, 刘嘉麒, 隋淑珍. 山西黄土中主要温室气体组分特征[J]. *科学通报*, 2001, 46(17): 1469-1471. [LIU Qiang, LIU Jiaqi, SUI Shuzhen. Features of major greenhouse gases in loess, Shanxi Province, China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2001, 46(17): 1469-1471.]
- [9] 李艳花, 赵景波. 西安南郊不同人工植被下土壤CO₂浓度研究[J]. *中国沙漠*, 2006, 26(6): 910-914. [LI Yanhua, ZHAO Jingbo. Soil CO₂ Concentration under different artificial vegetations in South Suburb of Xi'an [J]. *Journal of Desert Research*, 2006, 26(6): 910-914.]
- [10] 宋超, 韩贵琳, 宁卓, 等. 黄土塬区包气带土壤CO₂的特征及成因[J]. *第四纪研究*, 2017, 37(6): 1172-1181. [SONG Chao, HAN Guilin, NING Zhuo, et al. The characteristics and origin of CO₂ in unsaturated zone at loess tableland of Northwestern China [J]. *Quaternary Sciences*, 2017, 37(6): 1172-1181.]
- [11] Huth T E, Cerling T E, Marchetti D W, et al. Seasonal bias in soil carbonate formation and its implications for interpreting high-resolution paleoarchives: evidence from southern Utah [J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2019, 124(3): 616-632.
- [12] Ji S C, Ma L, Nie J S, et al. Quantifying soil-respired CO₂ on the Chinese Loess Plateau [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2021, 562: 110158.
- [13] Da J W, Zhang Y G, Li G, et al. Aridity-driven decoupling of $\delta^{13}\text{C}$ between pedogenic carbonate and soil organic matter [J]. *Geology*, 2020, 48(10): 981-985.
- [14] Da J W, Zhang Y G, Li G, et al. Low CO₂ levels of the entire Pleistocene Epoch [J]. *Nature Communications*, 2019, 10(1): 4342.
- [15] Gulbranson E L, Tabor N J, Montañez I P. A pedogenic goethite record of soil CO₂ variations as a response to soil moisture content [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2011, 75(22): 7099-7116.
- [16] Caves Rugenstein J K, Chamberlain C P. The evolution of hydroclimate in Asia over the Cenozoic: A stable-isotope perspective [J]. *Earth-Science Reviews*, 2018, 185: 1129-1156.
- [17] Licht A, Dupont-Nivet G, Meijer N, et al. Decline of soil respiration in northeastern Tibet through the transition into the Oligocene icehouse [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2020, 560: 110016.
- [18] Hao Q Z, Guo Z T. Magnetostratigraphy of a Late Miocene-Pliocene loess-soil sequence in the western Loess Plateau in China [J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(9): L09209.

- [19] Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China [J]. *Nature*, 2002, 416(6877): 159-163.
- [20] Hao Q Z, Guo Z T. Magnetostratigraphy of an early-Middle Miocene loess-soil sequence in the western Loess Plateau of China [J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(18): L18305.
- [21] Qiang X K, An Z S, Song Y G, et al. New eolian red clay sequence on the western Chinese Loess Plateau linked to onset of Asian desertification about 25 Ma ago [J]. *Science China Earth Science*, 2011, 54(1): 136-144.
- [22] 马龙. 黄土高原风尘沉积中钙结核的形态学和地球化学研究[D]. 中国科学院大学博士学位论文, 2017. [MA Long. Morphological and geochemical characteristics of carbonate nodules in Aeolian deposits on Chinese loess Plateau[D]. Doctor Dissertation of University of Chinese Academy of Sciences, 2017.]
- [23] Cerling T E. Stable carbon isotopes in palaeosol carbonates[M]//Thiry M, Simon-Coinçon R. Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits. Oxford: The International Association of Sedimentologists, 2000: 43-60.
- [24] Torn M S, Lapenis A G, Timofeev A, et al. Organic carbon and carbon isotopes in modern and 100-year-old-soil archives of the Russian steppe [J]. *Global Change Biology*, 2002, 8(10): 941-953.
- [25] Breecker D O, Sharp Z D, McFadden L D. Seasonal bias in the Formation and stable isotopic composition of pedogenic carbonate in modern soils from central New Mexico, USA [J]. *GSA Bulletin*, 2009, 121(3-4): 630-640.
- [26] Wang K X, Lu H Y, Garzione C N, et al. Enhanced soil respiration, vegetation and monsoon precipitation at Lantian, East Asia during Pliocene warmth [J]. *Climate Dynamics*, 2022, doi: 10.1007/s00382-022-06243-y.
- [27] Tipple B J, Meyers S R, Pagani M. Carbon isotope ratio of Cenozoic CO₂: a comparative evaluation of available geochemical proxies [J]. *Paleoceanography*, 2010, 25(3): PA3202.
- [28] Romanek C S, Grossman E L, Morse J W. Carbon isotopic fractionation in synthetic aragonite and calcite: effects of temperature and precipitation rate [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56(1): 419-430.
- [29] Cerling T E, Quade J. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates[M]//Swart P K, Lohmann K C, McKenzie J, et al. Climate Change in Continental Isotopic Records. Washington, DC: American Geophysical Union (AGU), 1993, 78: 217-231.
- [30] Caves J K, Moragne D Y, Ibarra D E, et al. The Neogene de-greening of Central Asia [J]. *Geology*, 2016, 44(11): 887-890.
- [31] 达佳伟. 基于黄土高原成壤碳酸盐的古大气二氧化碳浓度定量重建研究[D]. 南京大学博士学位论文, 2020. [DA Jiawei. Quantitative reconstruction of paleoatmospheric CO₂ levels using pedogenic carbonates from the Chinese Loess Plateau[D]. Doctor Dissertation of Nanjing University, 2020.]
- [32] Breecker D O, Sharp Z, McFadden L. Atmospheric CO₂ concentrations during ancient greenhouse climates were similar to those predicted for AD 2100 [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2010, 107(2): 576-580.
- [33] Cui Y, Schubert B A, Jahren A H. A 23 Ma record of low atmospheric CO₂ [J]. *Geology*, 2020, 48(9): 888-892.
- [34] Cerling T E. Development of grasslands and savannas in East Africa during the Neogene [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1992, 97(3): 241-247.
- [35] Ekart D D, Cerling T E, Montanez I P, et al. A 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate; implications for paleoatmospheric carbon dioxide [J]. *American Journal of Science*, 1999, 299(10): 805-827.
- [36] Caldwell M M, White R S, Moore R T, et al. Carbon balance, productivity, and water use of cold-winter desert shrub communities dominated by C₃ and C₄ species [J]. *Oecologia*, 1977, 29(4): 275-300.
- [37] De Jong E. Soil aeration as affected by slope position and vegetative cover [J]. *Soil Science*, 1981, 131(1): 34-43.
- [38] Quade J, Eiler J, Daëron M, et al. The clumped isotope geothermometer in soil and paleosol carbonate [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2013, 105: 92-107.
- [39] Yang S L, Ding Z L, Li Y Y, et al. Warming-induced northwestward migration of the east Asian monsoon rain belt from the last glacial maximum to the mid-Holocene [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2015, 112(43): 13178-13183.
- [40] Hough B G, Fan M J, Passey B H. Calibration of the clumped isotope geothermometer in soil carbonate in Wyoming and Nebraska, USA: Implications for paleoelevation and paleoclimate reconstruction [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 391: 110-120.
- [41] Schubert B A, Jahren A H. The effect of atmospheric CO₂ concentration on carbon isotope fractionation in C₃ land plants [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2012, 96: 29-43.
- [42] Schubert B A, Jahren A H. Global increase in plant carbon isotope fractionation following the Last Glacial Maximum caused by increase in atmospheric pCO₂ [J]. *Geology*, 2015, 43(5): 435-438.
- [43] Ji S C, Nie J S, Lechler A, et al. A symmetrical CO₂ peak and asymmetrical climate change during the Middle Miocene [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 499: 134-144.
- [44] Luo Y Q, Zhou X H. Soil Respiration and the Environment[M]. Oxford: Academic Press, 2010.
- [45] Bond-Lamberty B, Thomson A. A global database of soil respiration data [J]. *Biogeosciences*, 2010, 7(6): 1915-1926.
- [46] Hui Z C, Li J J, Xu Q H, et al. Miocene vegetation and climatic changes reconstructed from a sporopollen record of the Tianshui Basin, NE Tibetan Plateau [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2011, 308(3-4): 373-382.
- [47] Song Y G, Wang Q S, An Z S, et al. Mid-Miocene climatic optimum: Clay mineral evidence from the red clay succession, Longzhong Basin, Northern China [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2018, 512: 46-55.
- [48] Clift P D, Wan S M, Blusztajn J. Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25 Ma in the northern South China Sea: A review of competing proxies [J]. *Earth-Science Reviews*, 2014, 130: 86-102.