

河套灌区农田土壤有机碳向无机碳酸盐转移的定量研究^①

王雪韧^{1,2}, 姚佳^{1,2}, 李奕含^{1,2}, 王伟妮³, 刘长涛⁴, 杜时荣^{1,2}, 赵世翔^{1,2*}

(1 内蒙古农业大学资源与环境学院内蒙古自治区土壤质量与养分资源重点实验室, 呼和浩特 010018; 2 农业生态安全与绿色发展自治区高等学校重点实验室, 呼和浩特 010018; 3 内蒙古自治区鄂尔多斯市农牧业生态与资源保护中心, 内蒙古鄂尔多斯 017200; 4 内蒙古草业技术创新中心有限公司, 呼和浩特 010050)

摘要: 以河套灌区农田土壤为研究对象, 结合稳定碳同位素技术, 测定土壤有机碳、无机碳、土壤 CO₂ 气体同位素值($\delta^{13}\text{C}$ 值), 并对原生碳酸盐和次生碳酸盐进行区分, 量化次生碳酸盐形成过程中固定 CO₂ 气体的量及来源比例, 最后定量计算土壤有机碳向无机碳酸盐的碳转移量。结果表明, 在河套灌区农田土壤中, 40~60、60~80、80~100 cm 土层次生碳酸盐占比分别为 46.59%、28.09%、30.39%, 次生碳酸盐质量分别为 35.88、20.15、21.35 g/kg; 在次生碳酸盐的形成及重结晶过程中, 3 个土层固定的 CO₂ 的量分别为 7.73、4.43、5.04 g/kg, 其中来自大气 CO₂ 的量分别为 4.43、2.70、3.41 g/kg, 来自土壤呼吸的量为 3.30、1.73、1.64 g/kg, 大气 CO₂ 为主要贡献源; 土壤有机碳向无机碳酸盐转移的碳量分别为 1.65、0.87、0.82 g/kg。本研究对土壤内碳的转移进行初步探究, 对于了解河套灌区土壤碳动态及维系生态系统稳定性具有重要意义。

关键词: 土壤碳; 稳定碳同位素; 次生碳酸盐; 碳转移

中图分类号: S153.6 文献标志码: A

Quantitative Study on Transfer of Organic Carbon to Inorganic Carbonate in Farmland Soils of Hetao Irrigation Area

WANG Xueren^{1,2}, YAO Jia^{1,2}, LI Yihan^{1,2}, WANG Weini³, LIU Changtao⁴, DU Shirong^{1,2}, ZHAO Shixiang^{1,2*}

(1 Key Laboratory of Soil Quality and Nutrient Resources of Inner Mongolia Autonomous Region, Resource and Environment College, Inner Mongolia Agricultural University, Hohhot 010018, China; 2 Key Laboratory of Agricultural Ecological Safety and Green Development of Autonomous Region in Higher Education, Hohhot 010018, China; 3 Ecological and Resource Protection Center of Agriculture and Animal Husbandry, Ordos City, Inner Mongolia Autonomous Region, Ordos, Inner Mongolia 017200, China; 4 Inner Mongolia Pratacultural Technology Innovation Center Co., Ltd., Hohhot 010050, China)

Abstract: This study targeted the agricultural soils in the Hetao irrigation area, combined with the stable carbon isotope technique to determine soil organic carbon (SOC), inorganic carbon (SIC), and CO₂ gas isotope value ($\delta^{13}\text{C}$ value), to differentiate between lithogenic carbonate (LC) and pedogenic carbonate (PC), and finally to quantify the amount and source proportion of fixed CO₂ gas during the formation of PC formation, and finally quantify the carbon transfer from SOC to inorganic carbonate. The results showed that, in the 40–60, 60–80 and 80–100 cm soil layers, the proportion of PC was 46.59%, 28.09% and 30.39%, respectively, and the mass of PC was 35.88, 20.15 and 21.35 g/kg, respectively. During the formation and recrystallization of PC, the amounts of CO₂ fixed by the three soil layers were 7.73, 4.43 and 5.04 g/kg, respectively; among which, 4.43, 2.70 and 3.41 g/kg from the atmosphere, 3.30, 1.73 and 1.64 g/kg from soil respiration, respectively; which indicated the atmospheric CO₂ as the main contributor. The amount of carbon transferred from SOC to inorganic carbonate was 1.65, 0.87 and 0.82 g/kg, respectively. This study is a preliminary investigation of intra-soil carbon transfer, which is important for understanding soil carbon dynamics and maintaining ecosystem stability in the Hetao irrigation area.

Key words: Soil carbon; Stable carbon isotopes; Pedogenic carbonates; Carbon transfer

①基金项目: 鄂尔多斯市“揭榜挂帅”项目(JBGS-2021-001)、国家草业技术创新中心(筹)重大创新平台建设专项(CCPTZX2023B0302)和内蒙古自然科学基金项目(2024LHMS04010)资助。

* 通信作者(zhaoshixiang1989@126.com)

作者简介: 王雪韧(1998—), 男, 安徽宿州人, 硕士研究生, 主要研究方向为土壤碳循环。E-mail: wxr9837@163.com

土壤碳库是陆地生态系统中最大且周转时间最长的碳库^[1],其碳储量是大气的 2 倍、植物碳库的 3 倍,其极低的改变也会引起气候的巨大变化^[2]。土壤碳主要包括土壤有机碳和土壤无机碳,其中土壤无机碳主要指土壤碳酸盐。土壤碳酸盐主要包括土壤原生碳酸盐和土壤次生碳酸盐^[3],土壤原生碳酸盐主要来自于土壤母质,指未经风化成土就保存下来的碳酸盐;土壤次生碳酸盐则指经风化成土过程而形成的碳酸盐,在其形成过程中有拦截 CO₂ 气体的能力^[4]。以往有关土壤碳库的研究多集中于土壤有机碳^[5],而随着研究的深入,越来越多学者发现土壤无机碳的积累或淋失也在直接或间接地对土壤碳库造成影响^[6-7]。因此,了解土壤无机碳库的分布状况及动态变化过程将有利于碳资源的可持续发展。

河套灌区是我国最具代表性的农业灌溉区,位于内蒙古中部的河套平原,地势平坦,地貌以冲积平原为主,独特的气候及地理环境使得土壤内含有丰富的碳资源^[8]。在作物生长季,动植物呼吸速率及有机碳的矿化速率提高,产生了大量 CO₂ 气体,这些气体与土壤中的水发生化学反应形成碳酸溶液,溶解了一部分碳酸盐后生成重碳酸根,随着土壤水分的蒸发,重碳酸根又经过沉淀或重结晶生成新的碳酸盐,即次生碳酸盐^[9]。在此过程中生成的次生碳酸盐不但固存了大气中的碳,还固存了有机质分解释放的碳^[10],然而,在次生碳酸盐生成过程中固定的碳量及碳转移量,目前还未见相关报道。

本研究选取河套灌区内巴彦淖尔市五原县农田土壤为研究对象,结合碳稳定同位素技术,探讨土壤有机碳及无机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布特征,计算各土层次生碳酸盐含量,区分次生碳酸盐形成过程中固定碳的来源比例,最后定量计算出土壤有机碳向碳酸盐转移过程中的碳转移量。本研究对于了解河套灌区碳动态、维系生态系统稳定性及碳资源的可持续发展具有重要意义。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于内蒙古自治区巴彦淖尔五原县(108°11'E, 41°04'N),平均海拔为 1 025 m。该地区属温带大陆季风性气候,年均温 9.2 °C,平均降水量 177 mm,气候干燥,光照充足,降雨少,昼夜温差大。该地土壤在黄河冲积物的基础上发育形成,普遍呈碱性,钾含量高,有机质、全氮含量低,土壤盐渍化严重^[11]。研究区内种植作物为玉米,作物生长季为

5—10 月。灌区通常于 4 月下旬、10 月下旬进行一次灌溉,起到淋盐、补墒的作用。

1.2 样品采集

于 2023 年 5 月在巴彦淖尔五原县科技小院农田研究区内随机选取 5 m×5 m 样方 4 块,各样方内按照“S”形设置采样点 5 个,分别于当年 5 月 12 日及 10 月 20 日即作物生长前后采集 0~10、10~20、20~40、40~60、60~80、80~100 cm 土层土壤,去除杂质后,将同一个采样点内同一深度的土壤按照“四分法”混合均匀后取 1 kg 装入自封袋带回实验室。自然风干后,一部分土样研磨后过 0.25 mm 筛,用于测定土壤有机碳、土壤碳酸盐含量以及土壤理化性质;一部分过 0.15 mm 筛,用于后续土壤有机碳及土壤碳酸盐稳定同位素值的测定。

气体的采集借鉴张林等^[13]的方法:利用不同长度一端打孔的 PVC 管分别埋入不同深度的土壤中,将暴露于空气中的一端密封并抽空管内气体。待管内气体稳定 24 h 后利用微型气泵再次抽出管内气体,通入气袋内存存,用于后续土壤 CO₂ $\delta^{13}\text{C}$ 值的测定。

1.3 研究方法

1.3.1 测定方法 土壤碳含量的测定均采用常规分析方法^[12]:土壤有机碳含量测定采用浓硫酸-重铬酸钾外加加热法;土壤无机碳含量的测定采用气量法。

土壤有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值的测定采用盐酸处理法^[13];土壤碳酸盐及土壤母质 $\delta^{13}\text{C}$ 值的测定采用磷酸法^[14]。上述指标及土壤 CO₂ $\delta^{13}\text{C}$ 值的测定均通过使用 Isoprime100 稳定同位素质谱仪进行测定。

1.3.2 计算方法 碳稳定性同位素比率的表示方法: $\delta^{13}\text{C}$ 值表示样品中的两种碳同位素比值相对于某一标准对应比值的相对千分差,是描述样品与标准样品相比较时 $\delta^{13}\text{C}$ 天然丰度变异程度的指标^[10]。其计算公式为:

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = \left[\frac{\left(\frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}} \right)_{\text{样}}}{\left(\frac{{}^{13}\text{C}}{{}^{12}\text{C}} \right)_{\text{标}}} - 1 \right] \times 1000 \quad (1)$$

式中:标准样品一般为美国南卡罗来纳州白垩系皮狄组地层中的美洲拟箭石(PDB),其 $\delta^{13}\text{C}=0.011\ 24$ 。

在开放的土壤体系中,碳存在一种相的变化: $\text{CO}_2(\text{g}) \rightleftharpoons \text{CO}_2(\text{aq}) \rightleftharpoons \text{HCO}_3^-(\text{aq}) \rightleftharpoons \text{CaCO}_3(\text{s})$, 这种变化过程伴随着与当地温度相关的同位素分馏,从 CO₂(g) 到 CaCO₃(s) 的同位素分馏与温度之间存在如下关系^[15]:

$$1000 \ln \alpha = -3.63 + 1.194 \times 10^6 / T^2 \quad (2)$$

式中: α 为同位素分馏因子, T 代表开氏温度。经测

定,该地5月份和10月份均温为19.8℃和15.1℃。后由公式(3)可计算出土壤次生碳酸盐(PC)的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{PC}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} + \alpha \quad (3)$$

随后,利用以下同位素平衡方程式(4)可以计算出土壤次生碳酸盐在土壤碳酸盐中所占比例及具体质量^[16]。

$$\text{PC}(\%) = \left[\delta^{13}\text{C}_{\text{SIC}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{pm}} \right] / \left[\delta^{13}\text{C}_{\text{PC}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{pm}} \right] \times 100 \quad (4)$$

式中: $\delta^{13}\text{C}_{\text{SIC}}$ 代表土壤碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}$ 值; $\delta^{13}\text{C}_{\text{pm}}$ 代表土壤母质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。

在碳酸盐沉积之前, HCO_3^- 中的碳有1/2来自土壤 CO_2 ,因此土壤次生碳酸盐形成过程中固定的 CO_2 的质量可以通过公式(5)、(6)计算得出。

$$N_{\text{CO}_2} = 1/2 \times m_{\text{PC}} / M_{\text{PC}} \quad (5)$$

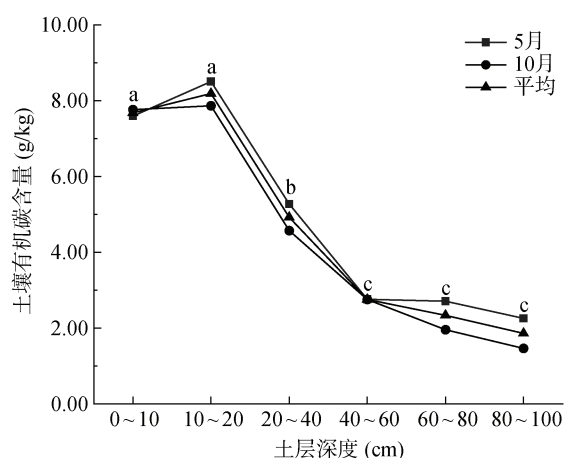
$$m_{\text{CO}_2} = N_{\text{CO}_2} \times M_{\text{CO}_2} \quad (6)$$

式中: N_{CO_2} 为 CO_2 的物质的量(mol); m_{PC} 为次生碳酸盐的质量(g); M_{PC} 为次生碳酸盐的摩尔质量(100 g/mol); m_{CO_2} 为 CO_2 的质量(g); M_{CO_2} 为 CO_2 的摩尔质量(44 g/mol)。

土壤内 CO_2 $\delta^{13}\text{C}$ 值由土壤呼吸作用及大气所共同决定,因此依据丰度法和公式(7),可得出土壤气体中来自土壤呼吸及大气的 CO_2 比例。

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = \delta^{13}\text{C}_{\text{SOC}} \times a\% + \delta^{13}\text{C}_{\text{air}} \times b\% \quad (7)$$

式中: $\delta^{13}\text{C}_{\text{SOC}}$ 为土壤有机碳(SOC)的 $\delta^{13}\text{C}$ 值; $\delta^{13}\text{C}_{\text{air}}$ 为当地大气的 $\delta^{13}\text{C}$ 值; $a\%$ 代表土壤呼吸作用产生的 CO_2 占总 CO_2 的比例(%); $b\%$ 表示来自大气的 CO_2 占总 CO_2 的比例(%)。



1.4 数据处理

采用 Excel 2016 进行数据汇总及作图;采用 SPSS 20.0 进行数据分析,对不同土层土壤有机碳、无机碳及其 $\delta^{13}\text{C}$ 值进行差异性分析。

2 结果与分析

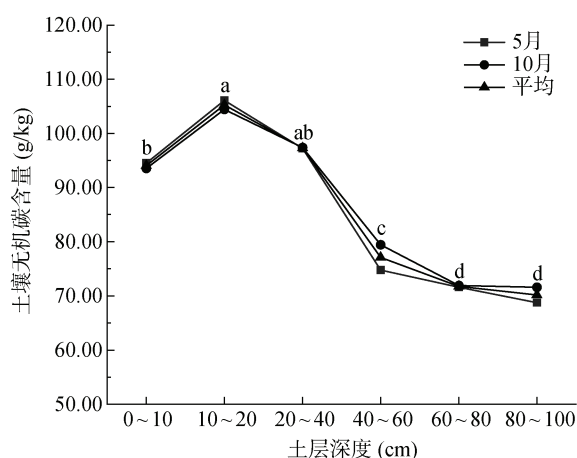
2.1 土壤有机碳及无机碳含量的剖面特征

在作物生长季,土壤有机碳含量随土层深度的增加呈先升高后降低的趋势。0~100 cm 土层内土壤有机碳含量变化范围为1.86~8.19 g/kg,在10~20 cm 土层达到最大值(8.19 g/kg),在80~100 cm 土层达到最低值(1.86 g/kg)。研究区内土壤有机碳多集中于表层土壤,0~20 cm 土层有机碳含量占0~100 cm 土层内总有机碳含量的57.19%。

土壤无机碳含量随土层深度的增加同样呈先升高后降低的趋势。100 cm 土层内无机碳含量变化范围为70.15~105.27 g/kg,在10~20 cm 土层达到最大值(105.27 g/kg),在80~100 cm 土层内达到最低值(70.15 g/kg)。

2.2 土壤有机碳及无机碳同位素剖面特征

对土壤剖面有机碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分析发现,0~100 cm 土层内土壤有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值随土层深度的增加呈先升高后降低的趋势,10~20 cm 土层时达到最高值,为-23.64‰;随后随着土层的加深,土壤有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐降低,在80~100 cm 土层达到最低值(-25.06‰)。在100 cm 土层内,土壤有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围为-23.64‰~-25.06‰。



(图中小写字母不同表示不同土层间差异显著($P<0.05$),下同)

图1 土壤有机碳及无机碳含量剖面特征

Fig. 1 Profile characteristics of soil SOC and SIC contents

100 cm 土层内土壤无机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值随土层深度的增加呈先降低后升高的趋势。0~10 cm 土层土壤无

机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-4.60‰,在10~20 cm 土层达到最低值,为-5.32‰;随后随着土层深度的增加,土壤无

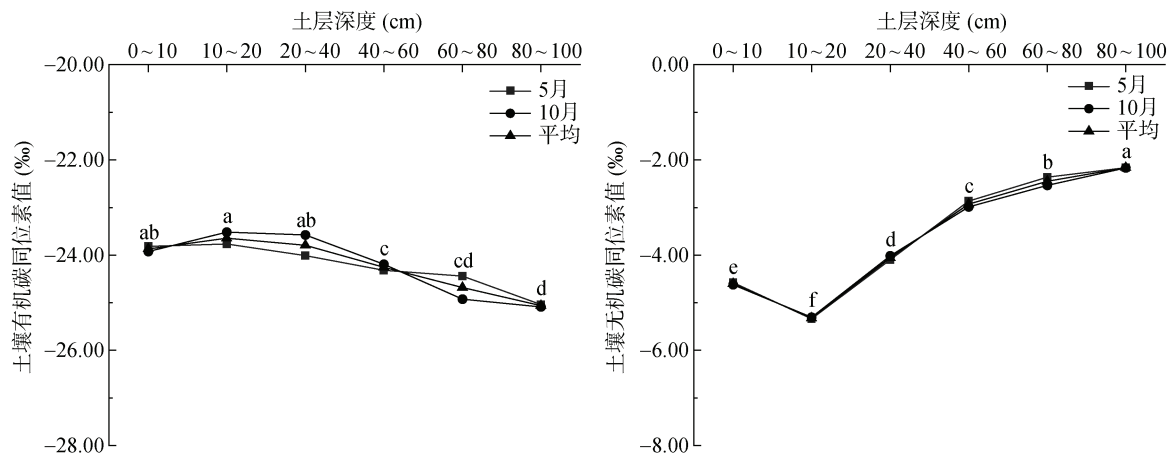


图 2 土壤有机碳及无机碳同位素值分布特征
Fig. 2 Profile characteristics of soil SOC and SIC isotope value profiles

机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐升高,并在 80 ~ 100 cm 处达到最大值,为 -2.17‰ 。在整个植物生长期,土壤无机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值基本没有发生变化。

2.3 土壤有机碳向无机碳转移的定量计算

2.3.1 土壤内次生盐酸盐的同位素值特征及含量 在作物生长期,研究区内人为活动造成了土壤气体与大气不断地进行气体交换。因此测定的 0 ~ 40 cm 土层 CO_2 $\delta^{13}\text{C}$ 值存在较大误差,不能准确反映土壤 CO_2 $\delta^{13}\text{C}$ 值的真实分布状况^[3, 10]。因此,本研究仅对 40 ~ 100 cm 土层进行探究。

计算结果见表 1。研究发现,在 40 ~ 100 cm 土层内,随着土层的加深,土壤 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PC}}$ 值逐渐升高,40 ~ 60 cm 处最低,为 -3.97‰ ; 80 ~ 100 cm 土层最高,为 -2.49‰ 。土壤次生碳酸盐含量同样也随着土层的加深呈现出先降低后升高的趋势,40 ~ 60、60 ~ 80、80 ~ 100 cm 土层土壤次生碳酸盐含量分别为 35.88、20.15、21.35 g/kg。

2.3.2 次生碳酸盐形成过程中土壤有机碳向碳酸盐的转移 经计算可知,该研究区 40 ~ 60、60 ~ 80、80 ~ 100 cm 土层土壤平均固定 CO_2 量为 7.73、4.43、5.04 g/kg(表 3)。对 CO_2 来源进行区分,发现土壤固

定的 CO_2 主要来源为大气,其贡献为 57.29% ~ 67.58%。因此可以计算出研究区内 40 ~ 60、60 ~ 80、80 ~ 100 cm 土层土壤固定来自大气的 CO_2 质量分别为 4.43、2.70、3.41 g/kg; 固定来自土壤呼吸的 CO_2 质量分别为 3.30、1.73、1.64 g/kg。有研究表明^[17],微生物与植物的呼吸作用约占土壤呼吸作用的 50%,可以推测土壤有机碳的分解作用约占土壤呼吸作用所释放 CO_2 的 50%。因此,可以推算出土壤固定来自土壤有机碳分解的 CO_2 质量分别为 1.65、0.87、0.82 g/kg,即研究区内土壤有机碳向无机碳酸盐的碳转移量介于 0.82 ~ 1.65 g/kg。

表 1 土壤次生碳酸盐同位素值及其含量和所占比例
Table 1 Soil pedogenic carbonate isotope values and their proportions

土层深度(cm)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}(\text{‰})$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PC}}(\text{‰})$	PC(%)	PC(g/kg)
0 ~ 10	-12.69	-2.13	—	—
10 ~ 20	-11.81	-1.24	—	—
20 ~ 40	-12.47	-1.90	—	—
40 ~ 60	-14.54	-3.97	46.59	35.88
60 ~ 80	-14.12	-3.55	28.09	20.15
80 ~ 100	-13.05	-2.49	30.39	21.35

表 2 土壤固定 CO_2 来源及碳转移量
Table 2 Sources of CO_2 fixation and carbon transferred by soil

土层深度 (cm)	固定 CO_2 总量 (g/kg)	大气		土壤呼吸		土壤有机碳分解 (碳转移量, g/kg)
		占比(%)	质量(g/kg)	占比(%)	质量(g/kg)	
0 ~ 10	—	—	—	—	—	—
10 ~ 20	—	—	—	—	—	—
20 ~ 40	—	—	—	—	—	—
40 ~ 60	7.73	57.29	4.43	42.71	3.30	1.65
60 ~ 80	4.43	60.77	2.70	39.23	1.73	0.87
80 ~ 100	5.04	67.58	3.41	32.42	1.64	0.82

3 讨论

3.1 土壤碳分布

由图1可知,土壤有机碳含量随土层深度的增加而逐渐降低,且多集中于0~20 cm土层,这与以往的研究结果^[18]相似。这是因为土壤有机碳含量剖面特征会受到动植物残体的输入量、分解速率以及土壤剖面的发育过程等因素影响^[19]。研究区生态类型为农田,表层土壤容易富集大量动植物残体、土壤微生物及人为施用的有机肥料,此时土壤有机质输入量大于消耗量,造成土壤有机质在该土层的积累^[20]。而随着土层的加深,土壤中植物根系分布减少,土壤微生物含量降低,土壤有机质来源减少,土壤有机碳含量进入缓慢降低层面。

土壤无机碳垂直分布特征会受到生态类型、地理位置、气候类型等因素的影响。例如,在先前针对草原土壤的研究中发现,草原土壤无机碳含量在垂直方向呈现出先增高后降低的趋势,并在60~80 cm处达到最高值^[21],本研究结果与此具有较大差异。而白曙光^[22]对河套灌区土壤无机碳分布特征的研究中发现浅层土壤无机碳含量高于深层,本研究结果与此一致,表现为自地表向下无机碳呈先增高后减少的趋势,并在10~20 cm处达到最大值。这是因为:①在作物生长季,土壤表层生物活动产生了大量的CO₂,这些CO₂气体与水发生反应生成碳酸溶液并溶解了部分碳酸盐后生成重碳酸根,随着水分的蒸发,这些重碳酸根又重新生成碳酸盐,增加了该土层中碳酸盐含量^[9];②农作物的蒸腾作用增加了水的消耗,从而减少了可溶性碳酸盐随水分向深层土壤的淋溶,导致可溶性碳酸盐在该土层的聚集,增加了该土层的无机碳含量^[23]。随后在20~100 cm土层,土壤无机碳含量随土层深度的增加而呈减少趋势,这是因为深层土壤长期处于半封闭状态,碳转化速率较慢,导致CO₂含量少,不利于无机碳的聚集。

3.2 土壤碳同位素值分布特征

经测定,该地区土壤有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于-23.79‰~-25.06‰,高于C₃植物同位素平均值(-27.00‰)^[24],这与前人的研究结果^[25]相一致。这是因为植物输入土壤会发生碳富集现象,有机碳同位素发生分馏,轻同位素(¹²C)进入呼吸作用生成CO₂,排出土壤;而¹³C更多进入微生物生物量碳中,最终补充到土壤有机碳中,使得有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值增大^[26]。由图2可知,土壤有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值随着土层深度的增加呈先升高后降低的趋势,在10~20 cm处达到最大

值。0~20 cm土壤有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐升高的原因是该土层生物活动性较强,有机质的不断分解增强了同位素的分馏效应^[27],使得土壤有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值增加;而深层土壤生物活动性低,有机质分解速率降低,减弱了同位素分馏效应,造成深层土壤有机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐降低。

河套灌区因其独特的地理位置及气候特征,导致土壤盐碱化较为严重。本研究中土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值随着土层的加深呈现出先降低后增加的趋势,这与李杨梅等^[10]针对盐渍土的研究结果相一致。在0~20 cm土层,碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐降低,并在10~20 cm土层达到最低值。这是因为0~20 cm土层接近大气层,大气中CO₂相对于土壤CO₂富集¹³C,受大气影响,0~10 cm土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值较高。随着土层加深到10~20 cm,由于生命活动增强产生的CO₂浓度增大,且呼吸作用产生的CO₂会在最大程度上继承有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值^[28]。土壤CO₂在参与次生碳酸盐的形成过程中与碳酸盐之间进行着碳同位素分馏交换作用,因此该深度土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值最低。随后,碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值随着土层的加深逐渐升高。这是因为随着土壤深度的增加,越发接近土壤母质层。研究区土壤母质为冲积物,其成分主要为碳酸盐^[11],测定该地区土壤母质 $\delta^{13}\text{C}$ 值为-2.03‰。因此,深层土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值接近土壤母质 $\delta^{13}\text{C}$ 值。

3.3 土壤有机碳向无机碳的转移

3.3.1 土壤次生碳酸盐的分布特征 有研究表明^[3],当土壤碳酸盐中原生碳酸盐占优势,则土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏正;若次生碳酸盐占优势,则土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值偏负。研究区土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值在40 cm土层下随土层深度的增加逐渐升高,且比例仅占28.09%~46.59%,说明在土壤碳酸盐中原生碳酸盐占优势。Lu等^[29]在对河北平原及黄河三角洲农田土壤内次生碳酸盐含量进行研究比较时发现,两地土壤碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值均随土层加深而降低,原生碳酸盐含量较低,次生碳酸盐占优势,本研究结果与此相反。究其原因,发现河北平原及黄河三角洲临近海洋,且气候为半湿润大陆季风性气候,这也就造成了土壤含水量较高,有利于碳酸盐的溶解和再沉淀。而从Dong等^[30]的研究结果中发现,包括河套灌区在内的内蒙古北部干旱地区的土壤中原生碳酸盐含量要高于次生碳酸盐含量,即土壤碳酸盐中原生碳酸盐占优势,本研究结果与此相同。这是因为研究区生态类型为农田,疏松的土壤结构以及翻耕等人为活动增大了土壤与大气的接触面,增强了土壤CO₂与大气CO₂的气

体交换作用,使得大气输入量增加^[31],因此在土壤次生碳酸盐的形成过程中固存了大量来自大气的 CO₂。大气 CO₂ δ¹³C 值大于土壤呼吸产生 CO₂ δ¹³C 值,因而导致土壤碳酸盐 δ¹³C 值偏正,原生碳酸盐占优势。另外,由于研究区为干旱半干旱区,水分的蒸发及植物的蒸腾作用使得土壤碳酸盐聚集在浅层土壤,深层土壤碳酸盐含量逐渐降低,从而次生碳酸盐的比例及含量较低。

3.3.2 土壤有机碳向无机碳酸盐的碳转移量 碳在土壤中存在一种相的变化,即 CO₂ (g) ⇌ CO₂ (aq) ⇌ HCO₃⁻ (aq) ⇌ CaCO₃ (s)^[32]。该过程主要以间接转移为主,即通过 CO₂ 气体在土壤内进行碳的转移。本研究发现,40~60、60~80、80~100 cm 土层内,土壤有机碳向无机碳酸盐的碳转移量分别为 1.65、0.87、0.82 g/kg,呈现出随土层加深而降低的趋势。这是因为农业活动及蒸腾作用导致了土壤碳在土壤浅层的聚集,深层土壤有机碳分解速率降低,土壤 CO₂ 气体含量降低,土壤 CO₂ 与水作用生成碳酸溶液减少,一定程度上减少了原生碳酸盐的溶解,次生碳酸盐形成及重结晶过程受到抑制,次生碳酸盐含量降低,因此土壤有机碳向无机碳酸盐的碳转移量降低。

4 结论

在河套灌区农田土壤中,0~100 cm 土层土壤有机碳及无机碳含量均随土层深度的增加呈先升高后降低的趋势。其中,40~100 cm 土层中原生碳酸盐占据优势,次生碳酸盐占比仅为 28.09%~46.59%,质量为 20.15~35.88 g/kg。在次生碳酸盐的形成过程中,40~100 cm 土层固定的 CO₂ 的量为 4.43~7.73 g/kg,大气 CO₂ 为主要贡献源,其占比为 57.29%~67.58%。在次生碳酸盐的形成及重结晶过程中,40~100 cm 土层土壤有机碳向碳酸盐转移的量为 0.82~1.65 g/kg。

本文通过利用稳定碳同位素技术对河套灌区农田土壤碳的转移进行探究,初步了解河套灌区农田土壤次生碳酸盐的含量、固定 CO₂ 来源及比例以及土壤有机碳向碳酸盐转移的量,为河套灌区土壤改良、生态修复以及实现碳中和目标贡献力量。该方法同样适用于存在钙积层或碳酸盐的土壤,但由于土壤 CO₂ 处于动态变化状态,且土壤性质易受到降雨、施肥、翻耕等各种因素的影响,因此会存在一定的误差。后续应展开长时间序列的观测,并与生态学、气象学、植物学等相关学科进行结合,以期获得更准确的研究结果。

参考文献:

- [1] Bhattacharya S S, Kim K H, Das S, et al. A review on the role of organic inputs in maintaining the soil carbon pool of the terrestrial ecosystem[J]. *Journal of Environmental Management*, 2016, 167: 214–227.
- [2] 尤炜. 干旱土壤无机碳的碳汇研究[J]. *环境科学导刊*, 2024, 43(1): 22–26.
- [3] 张林, 孙向阳, 曹吉鑫, 等. 荒漠草原碳酸盐岩土壤有机碳向无机碳酸盐的转移[J]. *干旱区地理*, 2010, 33(5): 732–739.
- [4] Zamanian K, Pustovoytov K, Kuzyakov Y. Pedogenic carbonates: Forms and formation processes[J]. *Earth-Science Reviews*, 2016, 157: 1–17.
- [5] 张力. 土壤有机碳和无机碳耦合关系研究进展[J]. *安徽农业科学*, 2017, 45(32): 121–123, 133.
- [6] 李畅, 杨忠芳, 余涛, 等. 干旱区土壤无机碳碳汇作用及其对固碳减排贡献研究进展[J]. *中国地质*, 2024, 51(4): 1210–1242.
- [7] 陈炳铭, 冯文婷, 王玉刚, 等. 脱硫石膏在碱土改良中的无机固碳作用[J]. *土壤学报*, 2024, 61(1): 247–257.
- [8] 朱阳春, 张振华, 赵学勇, 等. 河套灌区土壤有机碳和总碳的空间异质性及相关性分析[J]. *江苏农业学报*, 2017, 33(6): 1294–1300.
- [9] Nyachoti S, Jin L X, Tweedie C E, et al. Insight into factors controlling formation rates of pedogenic carbonates: A combined geochemical and isotopic approach in dryland soils of the US Southwest[J]. *Chemical Geology*, 2019, 527: 118503.
- [10] 李杨梅, 贡璐, 安申群, 等. 基于稳定碳同位素技术的干旱区绿洲土壤有机碳向无机碳的转移[J]. *环境科学*, 2018, 39(8): 3867–3875.
- [11] 高美荣, 张耀南, 康建芳. 基于全国第二次土壤普查出版物的内蒙古土种志数据集[J]. *中国科学数据*, 2022, 7(4): 189–199.
- [12] 鲍士旦. 土壤农化分析[M]. 3版. 北京: 中国农业出版社, 1981.
- [13] 刘海洋, 王占义, 高翠萍, 等. 放牧对不同类型草原土壤碳氮及其稳定同位素的影响[J]. *中国草地学报*, 2024, 46(10): 14–22.
- [14] Wijesekara H, Bolan N S, Thangavel R, et al. The impact of biosolids application on organic carbon and carbon dioxide fluxes in soil[J]. *Chemosphere*, 2017, 189: 565–573.
- [15] Deines P, Langmuir D, Harmon R S. Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1974, 38(7): 1147–1164.
- [16] Cerling T E, Quade J. Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates[J]. *Geophysical Monograph Series*, 1993, 78: 217–231.
- [17] Rochette P, Flanagan L B. Quantifying rhizosphere respiration in a corn crop under field conditions[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1997, 61(2): 466–474.

- [18] 曹胜, 曾斌, 邓素枫, 等. 柑橘大豆间作对土壤团聚体结构及其有机碳、氮分布的影响[J]. 土壤, 2024, 56(4): 735–741.
- [19] 张迎春, 王萍, 刘亚龙, 等. 长期种植作物对中国农田土壤有机碳影响的 Meta 分析[J]. 土壤学报, 2024, 61(6): 1628–1638.
- [20] 张月鲜, 李素艳, 孙向阳, 等. 荒漠草原土壤有机质碳稳定同位素特征研究[J]. 水土保持学报, 2011, 25(3): 164–168.
- [21] 王雪韧, 姚佳, 张普河, 等. 荒漠草原土壤碳分布特征及有机碳向无机碳酸盐的转移[J/OL]. 草地学报, 2025: 1–11. (2025-01-13). <https://kns.cnki.net/kcms/detail/11.3362.s.20250113.1128.004.html>.
- [22] 白曙光. 不同盐碱程度土壤无机碳剖面分布特征及固碳潜力[D]. 呼和浩特: 内蒙古师范大学, 2018.
- [23] 霍宏鑫, 杨劲松, 姚荣江, 等. 复合隔层对河套灌区盐碱土水盐运移的影响[J]. 土壤, 2024, 56(1): 90–96.
- [24] 李杨子, 黄华宇, 贺茂勇, 等. 植物的非传统稳定同位素前处理及测定技术研究进展[J]. 地球环境学报, 2023, 14(3): 284–296.
- [25] de Rouw A, Soulileuth B, Huon S. Stable carbon isotope ratios in soil and vegetation shift with cultivation practices (Northern Laos)[J]. Agriculture, Ecosystems & Environment, 2015, 200: 161–168.
- [26] 陈新, 贡璐, 李杨梅, 等. 典型绿洲不同土壤类型有机碳含量及其稳定碳同位素分布特征[J]. 环境科学, 2018, 39(10): 4735–4743.
- [27] 崔丽峰, 刘丛强, 涂成龙, 等. 黄土地区不同覆被下土壤无机碳分布及同位素组成特征[J]. 生态学杂志, 2013, 32(5): 1187–1194.
- [28] 陈森, 刘顺, 许格希, 等. 土壤剖面碳氮稳定同位素自然丰度的垂直分布模式及其影响机制[J]. 应用生态学报, 2021, 32(6): 1919–1927.
- [29] Lu T P, Wang X J, Xu M G, et al. Dynamics of pedogenic carbonate in the cropland of the North China Plain: Influences of intensive cropping and salinization[J]. Agriculture, Ecosystems & Environment, 2020, 292: 106820.
- [30] Dong L W, Ran J Z, Luo J L, et al. Inorganic carbon pools and their drivers in grassland and desert soils[J]. Global Change Biology, 2024, 30(10): e17536.
- [31] 金鑫鑫, 汪景宽, 孙良杰, 等. 稳定 ^{13}C 同位素示踪技术在农田土壤碳循环和团聚体固碳研究中的应用进展[J]. 土壤, 2017, 49(2): 217–224.
- [32] Hasinger O, Spangenberg J E, Millière L, et al. Carbon dioxide in scree slope deposits: A pathway from atmosphere to pedogenic carbonate[J]. Geoderma, 2015, 247: 129–139.