

УДК 631.4

DOI: 10.19047/0136-1694-2026-127-212-242



Ссылки для цитирования:

Артемьева З.С., Зазовская Э.П., Засухина Е.С., Ярославцева Н.В., Цомаева Е.В., Когут Б.М. Распределение изотопного состава углерода между компонентами органического вещества в целинном и пахотном типичном черноземе // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2026. Вып. 127. С. 212-242. DOI: 10.19047/0136-1694-2026-127-212-242

Cite this article as:

Artem'eva Z.S., Zazovskaya E.P., Zasukhina E.S., Yaroslavtseva N.V., Tsomaeva E.V., Kogut B.M., Distribution of the isotopic composition of carbon between components of organic matter in virgin and cultivated typical chernozems (Haplic Chernozem), Dokuchaev Soil Bulletin, 2026, V. 127, pp. 212-242, DOI: 10.19047/0136-1694-2026-127-212-242

Благодарность:

Исследования проведены в рамках Государственного Задания FGUR–2022–0012 с привлечением оборудования Центра коллективного пользования “Функции и свойства почв и почвенного покрова” Почвенного института им. В.В. Докучаева.

Acknowledgments:

The research was conducted within the framework of State Assignment FGUR–2022–0012 using equipment from the Shared Use Center “Functions and Properties of Soils and Soil Cover” of the V.V. Dokuchaev Soil Science Institute.

Распределение изотопного состава углерода между компонентами органического вещества в целинном и пахотном типичном черноземе

© 2026 г. З. С. Артемьева^{1*}, Э. П. Зазовская^{2**},
Е. С. Засухина^{3***}, Н. В. Ярославцева^{1****},
Е. В. Цомаева^{1*****}, Б. М. Когут^{1*****}

¹ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”, Россия,
119017, Москва, Пыжевский пер, 7, стр. 2,

*<https://orcid.org/0000-0001-9781-9351>, e-mail: artemyevazs@mail.ru,
***<https://orcid.org/0000-0002-5805-4285>,

***** <https://orcid.org/0000-0001-8934-8705>,
***** <https://orcid.org/0000-0002-0565-2812>.

²Институт географии РАН, Россия,
119017 Москва, Старомонетный пер., 29,
** <https://orcid.org/0000-0002-1202-657X>.

³Федеральный исследовательский центр
“Информатика и управление” РАН, Россия,
119333 Москва, ул. Вавилова, 44, корп. 2,
*** <https://orcid.org/0000-0001-5101-8751>.

*Поступила в редакцию 27.03.2024, после доработки 08.12.2025,
принята к публикации 27.01.2026*

Резюме: С помощью метода гранулоденсиметрического фракционирования из поверхностных горизонтов типичного чернозема Курской области резко различных вариантов (степь и бессменный чистый пар) были выделены компоненты органического вещества (ОВ) разной локализации в почвенной матрице. Данные изотопного анализа показали, что локализацию ОВ в почве можно рассматривать в качестве критического условия его биodeградации. Компоненты ОВ разной локализации в почвенной матрице (свободное (ЛФ_{СВ}), агрегированное ОВ (ЛФ_{АГР}); ОВ илистых фракций (Ил), ОВ фракции Остаток (Ост)) подвергаются микробной обработке в разной степени, что приводит к фракционированию ¹³C и находит отражение в различиях их изотопной сигнатуры ($\delta^{13}\text{C}$): величина $\delta^{13}\text{C}$ минерально-ассоциированного ОВ (Ил + Ост) выше по сравнению с таковой дискретного ОВ (ЛФ_{СВ} + ЛФ_{АГР}). В условиях длительного режима чистого пара (52 года), в силу практически полного отсутствия поступления свежего растительного материала в течение длительного времени, изотопная сигнатура всех исследованных пулов ОВ, исключая ЛФ_{СВ}, сместилась в сторону “утяжеления” за счет субстратного эффекта, сопровождающегося усилением изотопной дискриминации по мере увеличения количества циклов микробной утилизации. Представленная концептуальная схема перегруппировки углерода (C) в системе компонентов ОВ в естественных условиях (степь) демонстрирует, что органический C растительного происхождения (вероятность – высокая) идет от ЛФ_{СВ} к фракции Ост через микроагрегаты внутри агрегатов (МА), состоящих из агрегированного ОВ и ОВ илистых частиц. Выявлено, что, несмотря на то что в чистом пару основные пути образования ОВ остались прежними, их вероятность резко снизилась по сравнению с таковыми в варианте степь, по-видимому, в результате замедления микробной активности, вызванного резкими негативными изменениями качества ОВ.

Ключевые слова: органическое вещество почвы; цикл углерода; грануло-денсиметрическое фракционирование; изотопный состав С ($\delta^{13}\text{C}$).

Distribution of the isotopic composition of carbon between components of organic matter in virgin and cultivated typical chernozems (Haplic Chernozem)

© 2026 Z. S. Artemyeva^{1*}, E. P. Zazovskaya^{2**}, E. S. Zasukhina^{3***},
N. V. Yaroslavtseva^{1****}, E. V. Tsomaeva^{1*****}, B. M. Kogut^{1*****}

¹Federal Research Centre “V.V. Dokuchaev Soil Science Institute”,
7 Bld. 2 Pyzhevskiy per., Moscow 119017, Russian Federation,
*<https://orcid.org/0000-0001-9781-9351>, e-mail: artemyevazs@mail.ru,
***<https://orcid.org/0000-0002-5805-4285>,
****<https://orcid.org/0000-0001-8934-8705>,
*****<https://orcid.org/0000-0002-0565-2812>.

²Institute of Geography RAS,
29 Staromonetnyi per., Moscow 119017, Russian Federation,
**<https://orcid.org/0000-0002-1202-657X>.

³Federal Research Center “Computer Science and Control” RAS,
bld. 2, 44 Vavilova, Moscow 119333, Russian Federation,
***<https://orcid.org/0000-0001-5101-8751>.

Received 27.03.2024, Revised 08.12.2025, Accepted 27.01.2026

Abstract: Using the method of granular-densitometric fractionation, pools of organic matter (OM) of different localization in the soil matrix were isolated from the surface horizons of Haplic Chernozem of the contrasting land use variants (steppe and bare fallow) (Kursk region). Isotope analysis demonstrated that the localization of OM in the soil matrix can be considered as a critical condition for its biodegradation. OM pools of different localization in the soil matrix (free (LF_{fr}), occluded OM (LF_{occ}); OM of clay fractions (Clay), OM of the Residue fraction (Res)) are subjected to varying degrees of microbial processing, which leads to fractionation of ^{13}C fractionation and is reflected in their differences isotopic signature ($\delta^{13}\text{C}$): the $\delta^{13}\text{C}$ value of mineral-associated OM (Clay + Res) is higher compared to that of discrete OM ($\text{LF}_{\text{fr}} + \text{LF}_{\text{occ}}$). Under conditions of a long bare fallow regime (52 years), due to the almost complete absence of fresh plant material inputs for a long time, the isotopic signature of all studied OM pools, excluding LF_{fr} , shifted towards the ^{13}C enrichment of OM due to the substrate effect, accompanied by increased isotopic discrimination with an increase in the

number of microbial recycling cycles. The presented conceptual scheme of carbon (C) fluxes in a system of OM pools in native conditions (steppe) demonstrates that the C flow of plant origin (high probability) goes from LF_{fr} to the Res through microaggregates within aggregates (mA) consisting of occluded OM and Clay-bound OM. It was revealed that, despite the fact that in the bare fallow the main pathways of OM formation remained the same, their probability decreased sharply compared to those in the steppe, apparently as a result of a slowdown in microbial activity caused by sharp negative changes in the OM quality.

Keywords: soil organic matter; carbon cycle; granulo-desitometric fractionation; stable C isotopic composition ($\delta^{13}C$).

ВВЕДЕНИЕ

Органическое вещество (ОВ) почвы является крупнейшим наземным резервуаром органического углерода (C) (Lal, 2008; Lehmann, Kleber, 2015). Более того, органический углерод почвы (SOC) в настоящее время рассматривается в качестве основной составляющей глобального цикла углерода (Golchin et al., 1994; Piccolo et al., 2004; Oik, Gregorich, 2006; Basile-Doelsch et al., 2020). В связи с этим можно предполагать, что даже незначительное уменьшение ОВ почв способно влиять на уровень CO_2 в атмосфере, усиливая парниковый эффект по принципу обратной связи. Органическое вещество почв – континуум гетерогенных по составу, свойствам, структуре, функциям, радиоуглеродному возрасту, временам обновления компонентов, что во многом обусловлено их разным пространственным расположением в почвенной матрице. Это, в свою очередь, обуславливает разные условия его биодegradации, что чрезвычайно важно с точки зрения стабилизации углерода (C) в почве.

Анализ стабильных изотопов углерода ($\delta^{13}C$) все чаще используется для оценки степени разложения ОВ в почвах, а также для выявления долговременных изменений в составе ОВ почвы (Wedin et al. 1995; Connin et al., 2001; Werth, Kuzyakov, 2010; Gunina, Kuzyakov, 2014; Liu et al., 2018; Atere et al., 2020). Кроме того, анализ $\delta^{13}C$ в сочетании с фракционированием ОВ, в первую очередь, учитывающим пространственное расположение разных пулов ОВ в почве, обеспечивает мощный способ количественной оценки динамики ОВ почвы в ответ на изменения варианта земле-

пользования (Liu et al., 2018). В дополнение это может быть полезно для изучения небольших изменений в запасах углерода в почве, которые будут значительными в долгосрочной перспективе, но не могут быть обнаружены с помощью традиционных методологий (del Galdo et al., 2003).

Этот подход основан на известном биологическом правиле, согласно которому биоразложение органических материалов приводит к накоплению ^{13}C в результате: 1) субстратного эффекта (предпочтительная стабилизация органических материалов с легкой или тяжелой сигнатурой $\delta^{13}\text{C}$; 2) увеличения количества циклов утилизации микробов (Powers, Schlesinger, 2002; Werth, Kuzyakov, 2010; Гунина, Кузяков, 2014; Liu et al., 2018).

Кроме того, естественное содержание ^{13}C дает информацию о вероятности прямых потоков С между различными пулами ОБ на основе следующих предположений: 1) обогащение ^{13}C между пулами ОБ соответствует последовательным стадиям образования ОБ; 2) фракционирование ^{13}C ($\Delta^{13}\text{C}$) зависит в основном от стадий превращения (минимальные различия между $\Delta^{13}\text{C}$ фракций ОБ между различными экосистемами соответствуют максимальной вероятности путей образования ОБ) (Powers, Schlesinger, 2002; Werth, Kuzyakov, 2010; Gunina, Kuzyakov, 2014; Liu et al., 2018; Артемьева и др., 2023).

Разложение/переработка ОБ чувствительна ко многим факторам, включая климат (Cheng et al., 2011), методы управления почвой (Alvaro-Fuentes et al., 2008; He et al., 2015), а также вариантам землепользования (Soenne et al., 2016). Долгосрочные полевые эксперименты дают наиболее точную информацию о влиянии различных вариантов землепользования на стабилизацию углерода. Почва, длительное время функционирующая в режиме чистого пара, представляет собой крайнюю стадию деградации (Jensen et al., 2020). Соответственно, анализ влияния истощения ОБ может дать новый взгляд на механизмы, лежащие в основе стабилизации углерода (Schweizer et al., 2024). Поэтому в представленном здесь исследовании мы изучили фракционирование стабильных изотопов С, которое происходит при разложении ОБ в условиях контрастных вариантов землепользования: степь и длительный (52 года) чистый пар.

Целями данного исследования были: 1) оценить влияние длительного режима чистого пара на состав стабильных изотопов С пулов ОБ типичного чернозема; 2) разработать расширенную схему потоков углерода в системе пулов ОБ; и 3) оценить их динамику в контрастных вариантах землепользования.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объект исследования – типичный чернозем (Naplic Chernozems; WRB, 2022) в условиях контрастных вариантов использования: степь (Центрально-Черноземный государственный биосферный заповедник “Стрелецкая степь” Курская область) и длительный (52 г.) чистый бессменный пар без удобрений (Курский Федеральный Аграрный Исследовательский Центр). Подробная информация о климатических условиях исследованной территории, породах, а также некоторых химических свойствах представлена ранее (Artemyeva et al., 2021).

Ненарушенные монолитные образцы почвы (размером $25 \times 25 \times 15$ см) (3-кратная повторность) были отобраны с одинаковой глубины (5–25 см) ($n = 6$). После высушивания образцов в лабораторных условиях они были просеяны через сито ($d = 1$ мм), остаток на сите был осторожно растерт пестиком с резиновым наконечником и также пропущен через сито. Все просеянные части из каждого образца были объединены. Далее образцы были подвергнуты грануло-денситометрическому фракционированию.

Был использован модифицированный метод гранулоденситометрического фракционирования почв; полная схема представлена ранее (Artemyeva et al., 2021b). Свободное ОБ (неагрегированное ОБ (ЛФ_{СВ}), локализуемое в межагрегатном пространстве агрегатов) – легкие фракции (плотность < 1.8 г/см³) выделялись с помощью бромформ-этанольной смеси (БЭС). После удаления ЛФ_{СВ} с помощью ультразвукового диспергатора зондового типа ЛУЗД-0,5К-02-00000 ПС (Криамид, Россия) разрушали агрегаты. После озвучивания (71 Дж/мл) образца почвы (10 г + 50 мл деионизированной воды) в течение 1 минуты с последующим центрифугированием получали илистые частицы, процедуру повторяли 15 раз. После удаления илистых частиц (Ил) из образца с помощью тяжелой жидкости БЭС выделялось агрегированное

ОВ (локализованное внутри микроагрегатов (ЛФ_{АГР})) – легкие фракции (плотность < 1.8 г/см³). Все фракции, исключая Ил, отмывались от остатков БЭС и высушивались (60 °С, время сушки определялось визуально). Все выделения проводили в 3-кратной повторности (n = 6).

Примененная схема фракционирования позволяет выделить 4 пула ОВ: неагрегированное (свободное) ОВ (ЛФ_{св}), агрегированное ОВ (ЛФ_{АГР}), ОВ ила (Ил) и Остатка (Ост).

ЛФ_{АГР} и Ил – компоненты микроагрегатов внутри агрегатов (МА) (Golchin et al., 1994b; Puget et al., 1995), связь между компонентами слабая, поэтому они легко высвобождаются под влиянием кавитации. Микроагрегаты, устойчивые в ультразвуковом поле, состоят из илистых частиц и адсорбированных на них микробных метаболитов и микробной биомассы (Tisdall, Oades, 1982; Oades, Waters, 1991; Golchin et al., 1997; Chenu, Plante, 2006; Asano, Wagai, 2014), локализуются во фракции Остаток.

Содержание углерода и азота в грануло-денсиметрических фракциях определяли методом каталитического сжигания на анализаторе TOC Analyzer (Shimadzu, Japan).

Измерение изотопного отношения более тяжелого изотопа к легкому – ¹³C/¹²C проводили на комплексе оборудования, состоящем из элементного CHNS анализатора vario ISOTOPE select (Elementar, Германия) и precision IRMS (Elementar, Великобритания) в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН.

Изотопный состав углерода органического вещества выражали в тысячных долях отклонения от международного эталона (vPDB):

$$\delta(\text{‰}): \delta X_{\text{образец}} = [(R_{\text{образец}} - R_{\text{стандарт}}) / R_{\text{стандарт}}] \times 1000,$$

где X – это элемент (C), а R – молярное соотношение изотопов в анализируемом образце и эталоне. В эталонах по определению $\delta^{13}\text{C}$ равно нулю.

Образцы были проанализированы относительно референтного газа (CO₂), откалиброванного по стандартам МАГАТЭ.

Для оценки статистической значимости различий в массе, С, N, соотношении C/N в разных пулах ОВ, а также содержании ^{13}C и дискриминации ^{13}C ($\Delta^{13}\text{C}$) использован непарный t-критерий (Microsoft Excel 2010, Microsoft Corporation, Redmond, WA, USA). Выбранный уровень значимости $p < 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Масса, С, N, а также C/N пулов ОВ разной локализации в почвенной матрице

Функционирование типичного чернозема в режиме чистого пара в течение 52 лет вызвало резкие изменения в распределении пулов ОВ: количество свободного (ЛФ_{СВ}) и агрегированного (ЛФ_{АГР}) ОВ уменьшилось с 0.52 до 0.04% (в 13 раз) и с 4.28 до 1.27% (в 3.4 раза) соответственно; количество илистой фракции увеличилось с 18.32 до 22.18% (> 1.2 раза), а фракции Остаток практически не изменилась. Все различия между вариантами земледпользования были статистически значимыми, за единственным исключением (Остаток) (рис. 1).

Величины концентрации С и N в исследованных фракциях всегда были выше в варианте степь по сравнению с вариантом пар. Все различия между вариантами земледпользования были статистически значимыми, за единственным исключением (концентрация С в ЛФ_{СВ}) (рис. 2а, б). Отношение C/N во всех фракциях варианта пар всегда было выше по сравнению с таковыми варианта степь (рис. 2с), что связано с более выраженными потерями N по сравнению с С (рис. 2б). Все различия между вариантами земледпользования были статистически значимыми, за единственным исключением (Ил).

Содержание ^{13}C в различных пулах ОВ

Средние значения $\delta^{13}\text{C}$ нефракционированных почв ($-25.94 \pm 0.02\text{‰}$ (степь) и $-25.72 \pm 0.01\text{‰}$ (пар) укладываются в диапазон, характерный для почв умеренного климата: от -24 до -29‰ (Balesdant et al., 1987).

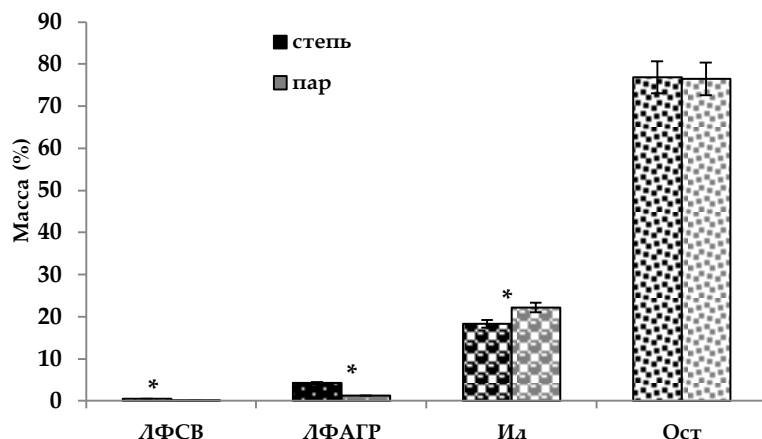
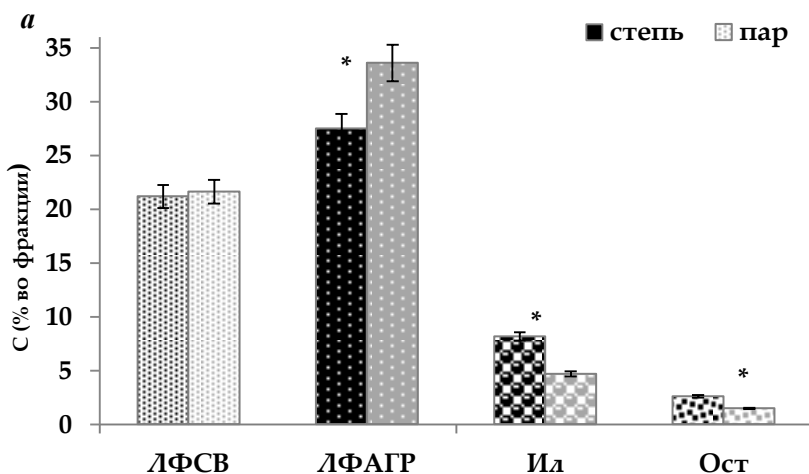


Рис. 1. Распределение разных пулов ОВ типичного чернозема (Курская область) контрастных вариантов землепользования ($p < 0.05$). Здесь и далее: статистически значимые различия обозначены звездочкой.

Fig. 1. The distribution of different OM pools in Haplic Chernozem (Kursk region) in the contrasting variants of land use ($p < 0.05$). Hereafter: statistically significant differences are marked with the symbol *.



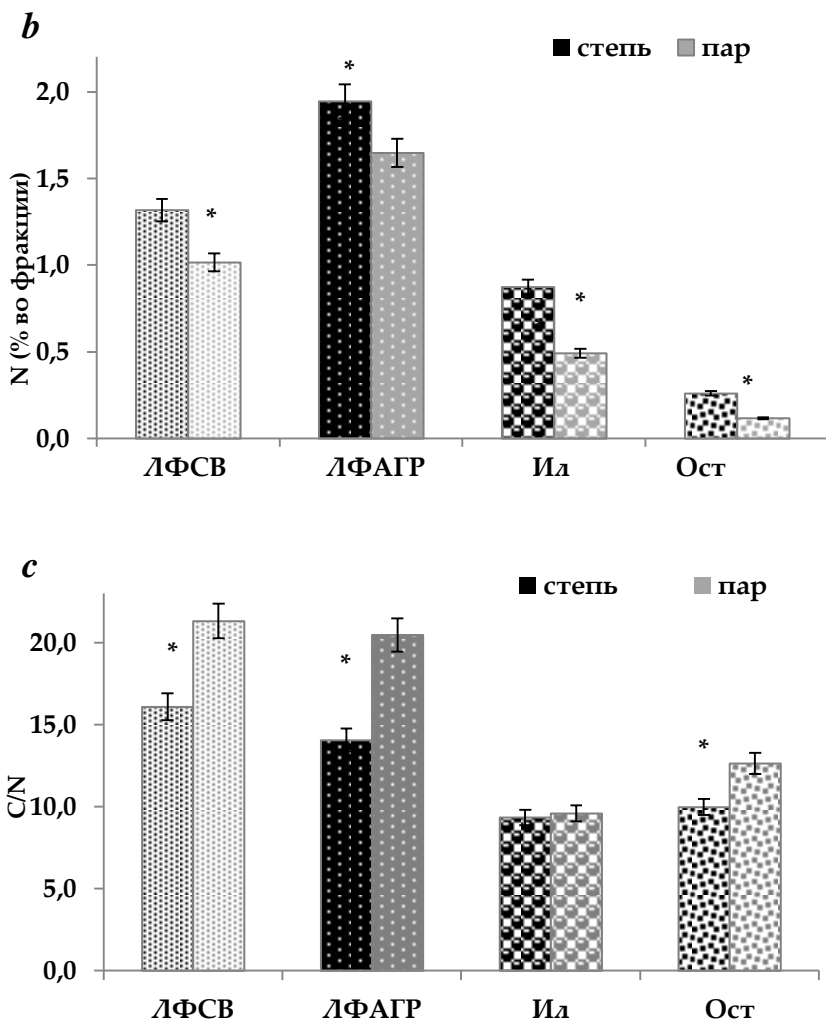


Рис. 2. Распределение С (*a*), N (*b*), а также величина отношения С/Н (*c*) разных пулах ОВ типичного чернозема (Курская область) контрастных вариантов землепользования ($p < 0.05$).

Fig. 2. The distribution of C (*a*), N (*b*), and the C/N ratio (*c*) in different OM pools in Haplic Chernozem (Kursk region) in the contrasting variants of land use ($p < 0.05$).

Анализ изотопной сигнатуры разных пулов ОВ типичного чернозема показал незначительные различия между значениями $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 3).

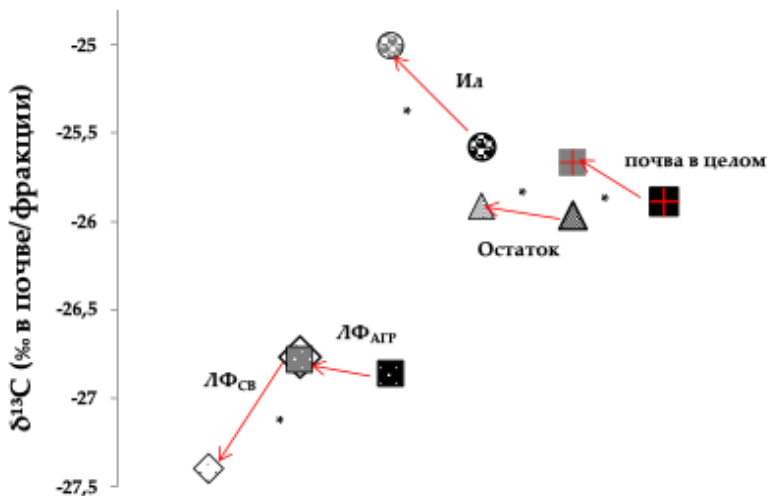


Рис. 3. Величина $\delta^{13}\text{C}$ в разных пулах ОВ и в почве в целом типичного чернозема (Курская область) в контрастных вариантах землепользования: черный цвет – степь, серый цвет – пар.

Fig. 3. The $\delta^{13}\text{C}$ values of different OM pools, as well as of unfractionated soil in Haplic Chernozem (Kursk region) in the contrasting variants of land use ($p < 0.05$). Hereafter: black symbols are the three replicates from the steppe, and gray symbols are the three replicates from the bare fallow.

Столь небольшие различия между значениями $\delta^{13}\text{C}$ пулов ОВ являются обычными и отмечаются многими авторами (Balesdent et al. 1987; Bonde et al. 1992; Golchin et al., 1995a; Preston et al., 2009). Различия в степени обогащенности ^{13}C , как правило, связана с различиями состава разных пулов ОВ (Golchin et al., 1995a).

Значения $\delta^{13}\text{C}$ для дискретного ОВ (ЛФ_{СВ} и ЛФ_{АГР}) укладываются в диапазон, характерный для биомассы наземных C_3 -растений (22–32‰), и близки к их средним значениям $\delta^{13}\text{C}$

(-27%). Изотопный состав углерода минерально-ассоциированного ОВ (Ил и Остаток) значительно отличается от такового дискретного ОВ. Оно обогащено ^{13}C по сравнению с почвой в целом и дискретным ОВ (рис. 3). Согласно литературным данным, увеличение величины $\delta^{13}\text{C}$ соответствует увеличению степени его микробной переработки, наряду с увеличением степени его ассоциации с минеральной матрицей почвы (Werth, Kuzyakov, 2010).

Для оценки величины “изотопного фракционирования” (^{13}C дискриминации) рассчитывали разницу между значениями $\delta^{13}\text{C}$ каждого пула ОВ и $\delta^{13}\text{C}$ нефракционированной почвы ($\Delta^{13}\text{C} = \delta^{13}\text{C}_{\text{пул}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{почва}}$) (рис. 4). По мнению Гуниной, Кузякова (2014), различия в величине $\Delta^{13}\text{C}$ отражают разную степень разложения ОВ в каждом пуле ОВ по сравнению с ОВ почвы.

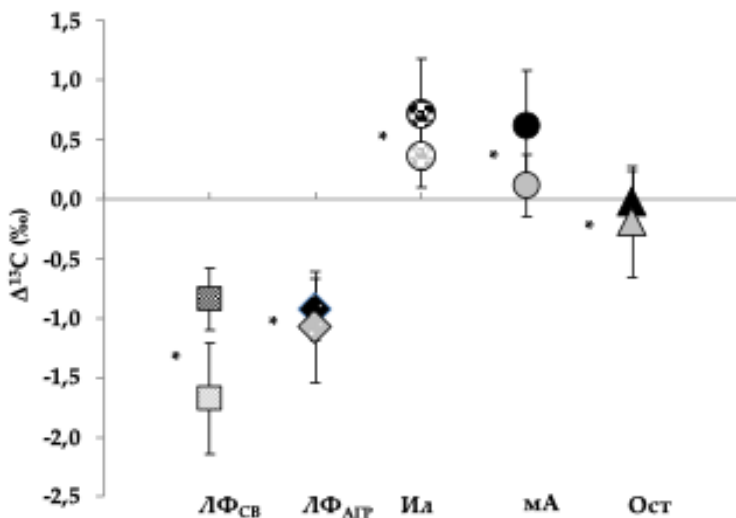


Рис. 4. Степень изотопной дискриминации ($\Delta^{13}\text{C}$) в разных пулах ОВ типичного чернозема (Курская область) в контрастных вариантах землепользования: черный цвет – степь, серый цвет – пар.

Fig. 4. ^{13}C discrimination values of different OM pools, as well as of mA (microaggregates within aggregates, unstable under the sonication) in Haplic Chernozem (Kursk region) in the contrasting variants of land use ($p < 0.05$).

Как показано на рисунке 4, обогащение ^{13}C увеличивается по мере увеличения степени ассоциации с минеральной матрицей почвы: от дискретного ОВ (ЛФ_{СВ} и ЛФ_{АГР}) к минерально-ассоциированному (Ил и Остаток) (рис. 4). Таким образом, процессы разложения ОВ приводят к фракционированию ^{13}C , соответственно, разные фракции ОВ характеризуются разными значениями $\delta^{13}\text{C}$.

Содержание ^{13}C в пулах ОВ разной локализации в почвенной матрице

Дискретное ОВ (ЛФ_{СВ} и ЛФ_{АГР}) обеднено ^{13}C по сравнению с почвой в целом и минерально-ассоциированным ОВ (Ил и Остаток), а также нефракционированной почвой. Как правило, по мере увеличения плотности и степени ассоциации ОВ с минеральной матрицей почвы повышается степень его микробиологической переработки, что находит отражение в увеличении значения $\delta^{13}\text{C}$ (Golchin et al., 1995a; Baisden et al., 2002; del Galdo et al., 2003; Crow et al., 2007; Llorente et al., 2010; Atere et al., 2020). Различия в изотопной сигнатуре ЛФ_{СВ} и ЛФ_{АГР}, по-видимому, обусловлены, в первую очередь, их разной пространственной локализацией в почвенной матрице: в межпоровом пространстве для (ЛФ_{СВ}) и в микроагрегатах (неустойчивых в УЗ-поле – МА) внутри агрегатов (ЛФ_{АГР}) (Six et al., 1998). Соответственно, ЛФ_{СВ} практически лишено защитных механизмов (в первую очередь, физической защиты) и поэтому в большей степени доступно для микробиоты, по сравнению с ЛФ_{АГР}, которое физически защищено от микробных атак внутри МА. Однако, согласно нашим аналитическим данным, изотопная сигнатура $\delta^{13}\text{C}$ ЛФ_{СВ} оказалась более тяжелой по сравнению с таковой ЛФ_{АГР} (рис. 3), что не согласуется с предполагаемой большей микробной переработкой ЛФ_{АГР} по сравнению с таковой ЛФ_{СВ} (Six et al., 1998; Baisden et al., 2002). Тем не менее это согласуется с некоторыми литературными данными о более тяжелой изотопной сигнатуре $\delta^{13}\text{C}$ ЛФ_{СВ} по сравнению с таковой ЛФ_{АГР} (Six et al., 1998; Baisden et al., 2002; John et al., 2005; Rasmussen et al., 2005). В частности, “утяжеление” изотопной сигнатуры ЛФ_{СВ} может быть обусловлено, в том числе селективным сохранением углей или устойчивых биомолекул, а также утилиза-

цией растительных или микробных липидов, которые обычно характеризуются более “легким” изотопным составом С (Park, Epstein, 1961; John et al., 2005; Rasmussen et al., 2005; Badeck et al., 2005). Это согласуется с обогащением ЛФ_{СВ} липидами по сравнению с ЛФ_{АГР} (в 2.5 раза) (Artemyeva et al., 2021b).

Минерально-ассоциированное ОВ (Ил и Остаток) было обогащено ¹³С по сравнению с почвой в целом и дискретным ОВ. Это согласуется с многочисленными литературными данными об “утяжелении” изотопного состава С по мере увеличении степени ассоциации с минеральной фазой почвы (Golchin et al., 1995a; Balesdant et al., 1987; Ehleringer et al., 2000; Six et al., 2001; Baisden et al., 2002; del Galdo et al., 2003; Fernández et al., 2003; Crow et al., 2006; Llorente et al., 2010; Atere et al., 2020). Учитывая, что ОВ этих фракций имеет преимущественно микробное происхождение, более высокое содержание ¹³С в данных фракциях по сравнению с дискретным ОВ свидетельствует об увеличении степени дискриминации ¹³С по мере прохождения микробных циклов утилизации (Golchin et al., 1994b; Balesdent, Mariotti, 1996; Bol et al., 1999; Ehleringer et al., 2000; Gunina, Kuzyakov, 2014).

Анализ изотопной сигнатуры ОВ почвы в целом (вариант пар) показал незначительные отличия по сравнению с вариантом степь: 25.72±0.01 vs. -25.94±0.02‰ соответственно, что согласуется с литературными данными (Campardella, Elliott, 1992). Кроме того, аналитические данные по δ¹³С для почвы в целом в варианте пар оказались близки к таковым для типичного чернозема (Курская область), полученным ранее другими авторами (-25.60‰) (Menichetti et al., 2014).

Величины δ¹³С для разных пулов ОВ в варианте пар демонстрируют незначительное, но последовательное увеличение относительно таковых варианта степь (рис. 3). При этом различия более выражены для дискретного ОВ (ЛФ_{АГР}), что еще раз подчеркивает его большую чувствительность к изменению экологических условий (например, варианту землепользования) по сравнению с фракциями с большей степенью ассоциации с минеральной фазой (Ил и Остаток) (рис. 3). Единственное исключение наблюдалось для ЛФ_{СВ}, чья изотопная сигнатура оказалась “легче” в варианте

пар по сравнению с таковой варианта степь. Все различия между вариантами землепользования были статистически значимыми.

По-видимому, в силу отсутствия постоянного поступления свежего растительного материала в течение длительного времени изотопная сигнатура будет все больше смещаться в сторону “утяжеления” за счет субстратного эффекта, т. е. истощения биохимических компонентов с легким составом, сопровождающимся усилением изотопной дискриминации при увеличении количества циклов микробной утилизации (Šantrůčková et al., 2000; Hobbie, Colpaert, 2004; Boström, 2008). Это согласуется с выводами Menichetti et al. (2014), которые исследовали изменения изотопной сигнатуры ($\delta^{13}\text{C}$) в пяти европейских многолетних экспериментах с чистым паром, включая и объект наших исследований. Эти авторы настаивают, что последовательное увеличение $\delta^{13}\text{C}$ обусловлено потерями C , обедненного ^{13}C , а возможные причины – это микробный метаболизм и субстратные эффекты (Menichetti et al., 2014).

Потоки углерода в системе пулов ОВ

Пути потоков C между пулами ОВ определяли согласно подходу, предложенному Гуниной и Кузяковым (2014), основанному на гипотезе о том, что фракции ОВ со схожими значениями $\delta^{13}\text{C}$ более тесно связаны/ассоциированы, чем характеризующиеся различающимися значениями $\delta^{13}\text{C}$; а также на основе биологического правила, согласно которому степень обогащения ^{13}C увеличивается по мере увеличения циклов микробной утилизации.

Следуя этому подходу (Gunina, Kuzyakov, 2014), для анализа возможных путей образования ОВ мы расположили пулы ОВ в схему, состоящую из пулов ОВ, расположенных по возрастанию их плотности, а также в соответствии с примененной схемой фракционирования: $\text{ЛФ}_{\text{СВ}} \rightarrow \text{ЛФ}_{\text{АГР}} \rightarrow \text{Ил} \rightarrow \text{Остаток}$ (рис. 5). Такой порядок подразумевает, что увеличение плотности приводит к усилению трансформации растительного C (Sollins et al., 2009; Dorodnikov et al., 2011) и следует логической последовательности разложения ОВ в почве: только частично биологически переработанное и фрагментированное $\text{ЛФ}_{\text{СВ}}$ может быть инкапсулировано глинистыми частицами ($\text{ЛФ}_{\text{СВ}} \rightarrow \text{ЛФ}_{\text{АГР}}$) в составе мА ; продукты

разложения ЛФ_{АГР} адсорбируются на минеральной матрице (Ил) (т. е. ЛФ_{АГР} → минерально-ассоциированное ОВ (Ил)); части/фрагменты разрушенных МА, практически утерявшие свое органическое ядро (ЛФ_{АГР}), локализуются во фракции Остаток с наиболее стабильным (инертным) ОВ (гумин) (Artemyeva et al., 2021b; Данченко и др., 2022).

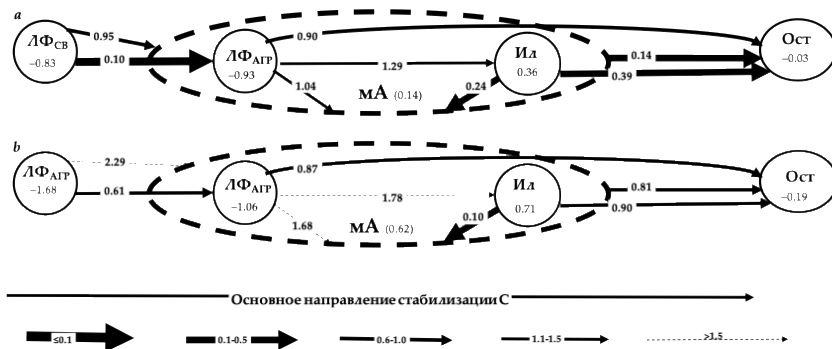


Рис. 5. Концептуальная схема потоков углерода в системе разных пулов ОВ типичного чернозема (Курская область) в контрастных вариантах землепользования: **a** – степь; **b** – пар. Стрелками показаны направления потоков углерода; их ширина отражает относительную вероятность потока углерода между пулами/почвой, числа вдоль стрелок показывают относительную вероятность потока углерода. Меньшие различия в величинах $\Delta^{13}\text{C}$ соответствуют более высокой степени вероятности потока С: ≤ 0.1 – максимально высокая; 0.1–0.5 – очень высокая; 0.5–1.0 – высокая; 1.0–1.5 – средняя; > 1.5 – маловероятная.

Fig. 5. Conceptual diagram of C flows in the system of different soil OM pools in Haplic Chernozem (Kursk region) in the contrasting variants of land use: **a** – steppe; **b** – bare fallow. The arrows show the directions of C flows; their widths reflect the relative probability of C flow between OM pools; the numbers along the arrows indicate the relative probability of C flow. The smaller difference in $\Delta^{13}\text{C}$ values corresponds to a higher probability of C flow: ≤ 0.1 – maximum high; 0.1–0.5 – very high; 0.5–1.0 – high; 1.0–1.5 – medium; > 1.5 – unlikely.

Таким образом, мы не следуем общепринятой схеме, основанной лишь на формальном рассмотрении фракции с наименьшей величиной $\delta^{13}\text{C}$ в качестве источника С, а с наибольшей – ее продукта. Тем не менее схема (рис. 5) позволяет сделать вывод, что основное направление потоков С в почве – от ЛФ_{СВ} к минерально-ассоциированному ОВ (Ил и Остаток): слева направо (рис. 5), что согласуется со схемами, представленными ранее (Werth, Kuzyakov, 2010; Gunina, Kuzyakov, 2014; Liu et al., 2018; Atere et al., 2020).

Далее, для количественной оценки вероятности прямого потока С (Δ_{Δ}), $\Delta^{13}\text{C}$ “продукта” вычитали из $\Delta^{13}\text{C}$ “источника” для каждого пула ОВ, подразумевая, что чем меньше эта разница, тем больше вероятность потока С между этими двумя фракциями (т. е. более обогащенная ^{13}C является “продуктом” менее обогащенной за счет разложения ОВ и/или других процессов) (Werth, Kuzyakov, 2010; Gunina, Kuzyakov, 2014).

Прежде всего рассмотрим возможные пути образования ОВ в варианте степь (рис. 5а). Мы считаем, что свободное ОВ (ЛФ_{СВ}) является отправной точкой потока углерода растительного происхождения в другие пулы ОВ. Несмотря на более тяжелую сигнатуру $\delta^{13}\text{C}$ ЛФ_{СВ} по сравнению с ЛФ_{АГР} (см. выше), это никоим образом не исключает очень высокой вероятности прямого потока С из ЛФ_{СВ} в ЛФ_{АГР}, о чем свидетельствует очень низкая величина $\Delta_{\Delta} = 0.10$ (рис. 5а). А более тяжелая изотопная сигнатура ЛФ_{СВ}, по сравнению с ЛФ_{АГР}, лишь отражает более высокую степень физической защищенности от микробных атак последнего (внутри МА) по сравнению с первым (в межагрегатном пространстве).

Несколько удивительно, что прямой поток С из ЛФ_{СВ} в МА оценивается как высоковероятный, однако он менее вероятен (>9 раз) по сравнению с потоком в ЛФ_{АГР} (очень высокая вероятность). По-видимому, это отражает пространственную локализацию ЛФ_{СВ} (в межпоровом пространстве), что предполагает значительную степень фрагментации и ферментации растительных остатков в качестве необходимого условия их инкрустации глинистыми частицами. Таким образом, примененный подход (Gunina, Kuzyakov, 2014) может быть информативным и для оценки про-

странственной доступности ОВ для микроорганизмов и ферментов, в том числе его физической защиты.

Очевидно, что при формальном подходе вероятность прямого потока С из ЛФ_{АГР} в илистую фракцию оценивается как средневероятная: $\Delta_{\Delta} = 1.29$ (рис. 5а). Однако, по нашему мнению, это лишь указывает на высокую степень микробиологической переработки органического материала в качестве критического условия адсорбции ОВ на глинистой матрице почвы (т. е. ЛФ_{АГР} → минерально-ассоциированное ОВ (Ил)). Зато вероятность прямого потока из ЛФ_{АГР} в МА, хотя и оценивается на уровне близком к средней ($\Delta_{\Delta} = 1.04$)), тем не менее она выше таковой в илистую фракцию (рис. 5). Это сопровождается очень высокой степенью вероятности прямого потока С из илистой фракции в МА ($\Delta_{\Delta} = 0.24$). Таким образом, примененный подход хорошо согласуется с принципиальной схемой образования микроагрегатов внутри агрегатов (неустойчивых в УЗ-поле), состоящих из органического ядра – агрегированного ОВ (ЛФ_{АГР}) и минеральной компоненты (Ил), которая его (ядро) инкрустирует. Инкрустация дискретного ОВ минеральными частицами почвы возрастает благодаря постоянному микробиологическому разложению дискретного ОВ и образованию различных клеящих агентов белковой и липидной природы. Частичная деградация и фрагментация является обязательным условием для инкрустации твердых растительных остатков глинистыми частицами (т. е. ЛФ_{СВ} → ЛФ_{АГР}) (Golchin et al., 1994; 1998; Jastrow, 1996; Wagai et al., 2009; Artemyeva et al., 2021b).

Из илистой фракции поток С следует во фракцию Остаток (вероятность очень высокая – $\Delta_{\Delta} = 0.39$), однако вероятность прямого потока С во фракцию Остаток из неустойчивых в УЗ-поле микроагрегатов (МА) оказалась выше ($\Delta_{\Delta} = 0.14$) (рис. 5а). Это может быть косвенным доказательством пополнения ОВ фракции Остаток преимущественно за счет частей/осколков разрушенных МА (“корок” разрушенных МА, пропитанных микробными продуктами) (Six et al., 2004; Артемьева и др., 2023).

Аналогичная схема потоков С в варианте пар демонстрирует значительные количественные изменения в величине их вероятности (рис. 5б). Тем не менее принципиальные пути преобразования ОВ остались прежними.

Свободное ОВ (ЛФ_{СВ}) по-прежнему является отправной точкой потока С растительного происхождения в остальные пулы ОВ (рис. 5б). Однако вероятность потока из ЛФ_{СВ} в ЛФ_{АГР} в варианте пар резко снижается (в 6 раз). Это, по-видимому, обусловлено значительно большей разницей в степени изотопной дискриминации ¹³С в ЛФ_{СВ} варианта пар по сравнению с таковой в варианте степь (в 2 раза) на фоне значительно менее выраженных различий для ЛФ_{АГР} (в 1.1 раза) (рис. 4). Учитывая незначительные различия в химической структуре ЛФ_{СВ} в контрастных вариантах землепользования (Artemyeva et al., 2021b), можно предполагать, что это связано с резким снижением микробной активности в варианте пар, что приводит к замедлению разложения ОВ, что косвенно подтверждается уменьшением вклада полипептидов (>1.3 раза) в ЛФ_{СВ} в варианте пар. Это согласуется с литературными данными о резком снижении микробной активности в чистом пару в различных почвах прежде всего за счет резкого обеднения азотом (Kot et al., 2015; Завьялова и др., 2020). В частности, потери N в ЛФ_{СВ} в исследованном варианте чистого пара составили около 95%.

Интересно, что прямой поток С из ЛФ_{СВ} в МА в варианте пар практически исключен (вероятность маловероятна) – величина Δ_Δ слишком велика (2.29).

Вероятность прямого потока С из ЛФ_{АГР} в илстую фракцию в варианте пар оказался еще ниже по сравнению с таковой в варианте степь: 1.78 против 1.29 соответственно. Это также обусловлено большей разницей в степени изотопной дискриминации ¹³С в Иле в варианте пар (в 2 раза) на фоне значительно менее выраженных различий для ЛФ_{АГР} (в 1.1 раза). В частности, это может быть связано с резкими негативными изменениями качества ЛФ_{АГР} в варианте пар, приводящими к замедлению микробной активности. Как было показано ранее (Artemyeva et al., 2021b), 52-летнее функционирование типичного чернозема в режиме чистого пара вызвало в ЛФ_{АГР} резкое увеличение степени разложенности (DI) (>1.4 раза), ароматичности (ARI) (в 1.6 раза) и гидрофобности (HI) (>1.8 раза). Таким образом, ЛФ_{АГР} в варианте пар потерял свои наиболее легкодоступные и энергетически привлекательные для микробного сообщества фрагменты органического материала в

ходе предыдущих циклов микробной утилизации: вклад фрагментов O-Alk снизился более чем в 1.7 раза по сравнению с таковым в варианте степь. Вследствие чего в ЛФ_{АГР} резко упала микробная активность – количество полипептидов снизилось более чем в 1.4 раза по сравнению с вариантом степь. Кроме того, потери N в ЛФ_{АГР} в варианте пар превысили 75%. Все это указывает на: 1) снижение микробной активности; 2) снижение вероятности адсорбции продуктов микробного разложения ЛФ_{АГР} на минеральную матрицу.

Однако вероятность прямого поступления C из илистой фракции в mA в варианте пар по сравнению с таковой в степи была существенно выше (в 4.6 раза): 1.10 против 0.24 соответственно. Последнее косвенно свидетельствует в пользу резкого снижения доли органического ядра mA (ЛФ_{АГР}), сопровождающееся увеличением доли минерального компонента в mA. Это находит подтверждение в уменьшении количества ЛФ_{АГР} в варианте пар относительно такого в варианте степь (более чем в 3.5 раза) на фоне увеличения количества Ила (в 1.2 раза) (рис. 1).

Вероятность прямого потока C из илистой фракции во фракцию Остаток в варианте пар остается достаточно высокой ($\Delta_{\Delta} = 0.90$), хотя значительно снижается (в 2.3 раза) по сравнению с таковой в варианте степь ($\Delta_{\Delta} = 0.39$). Скорее всего, это также связано с большей разницей в величине дискриминации ¹³C во фракции Остаток в варианте пар (в 6.5 раза) на фоне существенно менее выраженных различий в илистой фракции (в 2 раза). По-видимому, это связано с замедлением микробной активности в этих фракциях (вклад полипептидов уменьшился в 1.2 раза (Ил) и более чем в 1.5 раза (Остаток)) за счет негативных изменений качества ОВ (снижение количество привлекательного для микробного сообщества органического материала – вклад фрагментов O-Alk снизился в 1.3 (Ил) и 1.4 раза (Остаток)), а также потерей N (33% (Ил) и 55% (Остаток) (Artemyeva et al., 2021b)). В минерально-ассоциированном ОВ (Ил и Остаток) длительное функционирование в режиме чистого пара вызывало увеличение степени разложенности (DI) (в 1.1 и 1.3 раза соответственно), ароматичности (ARI) (в 1.7 и 1.6 раза соответственно) и гидрофобности (HI) (в 1.3

и 1.5 раза соответственно) по сравнению с таковыми в варианте степь.

Таким образом, если в варианте степь вероятность прямых потоков С была достаточно велика для всех пулов ОВ, то в варианте пар она резко снизилась.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Показано, что последовательность разложения ОВ в почвах следует континууму от свежих и частично разложенных растительных остатков в ЛФ_{СВ} и ЛФ_{АГР} до значительно/полностью переработанных – в Иле и Остатке, что находит отражение в “утяжелении” изотопной сигнатуры при переходе от дискретного ОВ к минерально-ассоциированному.

В условиях длительного режима чистого пара, в силу практически полного отсутствия свежего растительного материала в течение длительного времени изотопная сигнатура смещается в сторону “утяжеления” за счет субстратного эффекта, сопровождающегося усилением изотопной дискриминацией при увеличении количества циклов микробной утилизации.

Примененный в нашем исследовании подход (Gunina, Kuzyakov, 2014) продемонстрировал свою эффективность при отслеживании потоков С между пулами ОВ на основе естественных различий в стабильном изотопном составе С. Он хорошо отражает не только последовательность трансформации ОВ, но и локализацию разных пулов ОВ в почвенной матрице.

В варианте пар принципиальные пути преобразования ОВ остались прежними: из дискретного ОВ (ЛФ_{СВ} и ЛФ_{АГР}) к минерально-ассоциированному ОВ (Ил и Остаток). Тем не менее если в варианте степь вероятность прямых потоков С достаточно велика для всех пулов ОВ, то в варианте пар она резко снизилась за счет увеличения циклов микробного метаболизма и субстратных эффектов. Более того, мы полагаем, что выявленное резкое снижение вероятности прямых потоков С в системе пулов ОВ разной локализации в почвенной матрице в варианте пар, близкое к минимальной, свидетельствует в пользу приближения почвы, длительное время функционирующей в режиме чистого пара, по своему статусу к деградировавшему.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемяева З.С., Зазовская Э.П., Засухина Е.С., Цомаева Е.В.* Изотопный состав углерода органического вещества водоустойчивых структурных отдельностей типичного чернозема в контрастных вариантах землепользования // Почвоведение. 2023а. № 3. С. 339–352.
2. *Данченко Н.Н., Артемяева З.С., Колягин Ю.Г., Когут Б.М.* Сравнительный анализ гумусовых веществ и органического вещества физических фракций чернозема типичного // Почвоведение. 2022. № 10. С. 1241–1254.
3. *Завьялова Н.Е., Васбиева М.Т., Фомин Д.С.* Микробная биомасса, дыхательная активность и азотфиксация в дерново-подзолистой почве предуралья при различном сельскохозяйственном использовании // Почвоведение. 2020. № 3. С. 372–378.
4. *Alvaro-Fuentes J., Arrue J.L., Cantero-Martinez C., Lopez M.V.* Aggregate breakdown during tillage in a Mediterranean loamy soil // Soil Till. Res. 2008. Vol. 101. P. 62–68.
5. *Artemyeva Z., Danchenko N., Kolyagin Yu., Kirillova N., Kogut B.* Chemical structure of soil organic matter and its role in aggregate formation in Haplic Chernozem under the contrasting land use variants // Catena. 2021b. Vol. 204. P. 105403.
6. *Asano M., Wagai R.* Evidence of aggregate hierarchy at micro- to submicron scales in an allophanic Andisol // Geoderma. 2014. Vol. 216. P. 62–74.
7. *Atere C.T., Gunina A., Zhu Z., Xiao M., Liu Sh., Kuzyakov Y., Chen L., Deng Y., Wu J., Ge T.* Organic matter stabilization in aggregates and density fractions in paddy soil depending on long-term fertilization: Tracing of pathways by ^{13}C natural abundance // Soil Biol. Biochem. 2020. Vol. 149. P. 107931.
8. *Boström B.* Achieving carbon isotope mass balance in northern forest soils, soil respiration and fungi. Orebro. 2008.
9. *Badeck F.W., Tcherkez G., Nogués S., Piel C., Ghashghaie J.* Post-photosynthetic fractionation of stable carbon isotopes between plant organs – a widespread phenomenon // Rapid Commun. Mass Spectrom. 2005. Vol. 19. P. 1381–1391.
10. *Baisden W.T., Amundson R., Cook A.C., Brenner D.L.* Turnover and storage of C and N in five density fractions from California annual grassland surface soils // Glob. Biogeochem. Cycles. 2002. Vol. 16. P. 117–132.
11. *Balesdent J., Mariotti A.* Measurement of soil organic matter turnover using ^{13}C natural abundance, in: *T.W. Boutto, S.I. Yamasaki* (Eds.), *Mass Spectrometry of Soils*, Marcel Dekker, New-York, 1996, P. 83–111.

12. *Balesdent J., Mariotti A., Guillet B.* Natural ^{13}C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics // *Soil Biol. Biochem.* 1987. Vol. 19. P. 25–30.
13. *Basile-Doelsch I., Balesdent J., Pellerin S.* Reviews and syntheses: The mechanisms underlying carbon storage in soil // *Biogeosciences.* 2020. Vol. 17. P. 5223–5242.
14. *Bol R.A., Harkness D.D., Huang Y., Howard D.M.* The influence of soil processes on carbon isotope distribution and turnover in the British uplands // *Eur. J. Soil Sci.* 1999. Vol. 50. P. 41–51.
15. *Bonde T.A., Christensen B.T., Cerri C.C.* Dynamics of soil organic matter as reflected by natural ^{13}C abundance in particle size fractions of forested and cultivated Oxisols // *Soil Biol. Biochem.* 1992. Vol. 24. P. 275–77.
16. *Cambardella C.A., Elliott. E.T.* Particulate soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1992. Vol. 56. P. 777–783.
17. *Cheng X., Luo Y., Xu X., Sherry R., Zhang Q.* Soil organic matter dynamics in a North America tallgrass prairie after 9 yr of experimental warming // *Biogeosciences.* 2011. Vol. 8. P. 1487–1498.
18. *Chenu C., Plante A.F.* Clay-sized organo-mineral complexes in a cultivation chronosequence: revisiting the concept of the “organo-mineral complex” // *Euro. J. Soil Sci.* 2006. Vol. 57. P. 596–607.
19. *Connin S.L., Feng X., Virginia R.A.* Isotopic discrimination during long-term decomposition in an arid land ecosystem // *Soil Biol. Biochem.* 2001. Vol. 33. P. 41–51.
20. *Crow E.S., Sulzman E.W., Rugh W.D., Bowden R.D., Lajtha K.* Isotopic analysis of respired CO_2 during decomposition of separate soil organic matter pools // *Soil Biol. Biochem.* 2006. Vol. 38. P. 3279–3291.
21. *Crow S.E., Swanston C.W., Lajtha K., Brooks J.R., Keirstead H.* Density fractionation of forest soils: methodological questions and interpretation of incubation results and turnover time in an ecosystem context // *Biochem.* 2007. Vol. 85. P. 69–90.
22. *del Galdo I., Six J., Peressotti A., Cotrufo M.F.* Assessing the impact of land-use change on soil C sequestration in agricultural soils by means of organic matter fractionation and stable C isotopes // *Global Change Biology.* 2003. Vol. 9. P. 1204–1213.
23. *Dorodnikov M., Kuzyakov Y., Fangmeier A., Wiesenberg G.L.B.* C and N in soil organic matter density fractions under elevated atmospheric CO_2 : turnover vs. stabilization // *Soil Biol. Biochem.* 2011. Vol. 43. P. 579–589.
24. *Ehleringer J.R., Buchmann N., Flanagan L.B.* Carbon isotope ratios in belowground carbon cycle processes // *Ecol. Appl.* 2000. Vol. 10. P. 412–422.

25. *Fernández I., Mahieu N., Cadisch G.* Carbon isotope fractionation during decomposition of plant materials of different quality // *Global Biogeochem. Cycles*. 2003. Vol. 17. P. 1–1.
26. *Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P.* Soil structure and carbon cycling // *Aust. J. Soil Res.* 1994. Vol. 32.
27. *Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P.* Structural and dynamic properties of soil organic matter as reflected by ^{13}C natural abundance, pyrolysis mass spectrometry and solid-state ^{13}C NMR spectroscopy in density fractions of an Oxisol under forest and pasture // *Austral. J. Soil Res.* 1995. Vol. 33. P. 59–76.
28. *Golchin A., Baldock J.A., Clarke P., Higashi T., Oades J.M.* The effects of vegetation and burning on the chemical composition of soil organic matter of a volcanic ash soil as shown by $\text{C-}^{13}\text{NMR}$ spectroscopy. 2. Density fractions // *Geoderma*. 1997. Vol. 76. P. 175–192.
29. *Gregorich E.G., Drury C.F., Ellert B.H., Liang B.C.* Fertilization effects on physically protected light fraction organic matter // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1997. Vol. 61. P. 482–484.
30. *Gunina A., Kuzyakov Y.* Pathways of litter C by formation of aggregates and SOM density fractions: implications from ^{13}C natural abundance // *Soil Biol. Biochem.* 2014. Vol. 71. P. 95–104.
31. *He Y., Siemens J., Amelung W., Goldbach H., Wassmann R., Alberto M.C.R., Lücke A., Lehndorff E.* Carbon release from rice roots under paddy rice and maize-paddy rice cropping // *Agriculture, Ecosystems & Environment*. 2015. Vol. 210. P. 15–24.
32. *Hobbie E., Colpaert J.* Nitrogen availability and mycorrhizal colonization influence water use efficiency and carbon isotope patterns in *Pinus sylvestris* // *New Phytol.* 2004. Vol. 164. P. 515–525.
33. *Jastrow J.D.* Soil aggregate formation and the accrual of particulate and mineral associated organic matter // *Soil Biol. Biochem.* 1996. Vol. 28. P. 656–676.
34. *Jensen J.L., Schjøning P., Watts C.W., Christensen B.T., Munkholm L.J.* Short-term changes in soil pore size distribution: Impact of land use // *Soil Till. Res.* 2020. Vol. 199. P. 104597.
35. *John B., Yamashita T., Ludwig B., Flessa H.* Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silty soils under different types of land use // *Geoderma*. 2005. Vol. 128. P. 63–79.
36. *Kot A., Frąc M., Lipiec J., Usowicz B.* Biological activity and microbial genetic diversity of bare-fallow and grassland soils // *Acta Agri. Scand. Section B – Soil & Plant Sci.* 2015. Vol. 65. P. 648–657.
37. *Lal R.* Carbon sequestration // *Philos. Trans. Roy. Soc.* 2008. Vol. B 363. P. 815–830.

38. *Lehmann J., Kleber M.* The contentious nature of soil organic matter // *Nature*. 2015. Vol. 528. P. 60–68.
39. *Liu Y., Hu C., Hu W., Wang L., Li Z., Pan J., Chen F.* Stable isotope fractionation provides information on carbon dynamics in soil aggregates subjected to different long-term fertilization practices // *Soil and Tillage Res.* 2018. Vol. 177. P. 54–60.
40. *Llorente M., Glaser B., Turrión M.B.* Anthropogenic disturbance of natural forest vegetation on calcareous soils alters soil organic matter composition and natural abundance of ^{13}C and ^{15}N in density fractions // *Eur. J. Forest Res.* 2010. Vol. 129. P. 1143–1153.
41. *Menichetti L., Houot S., van Oort F., Kätterer T., Christensen B.T., Chenu C., Barré P., Vasilyeva N.A., Ekblad A.* Increase in soil stable carbon isotope ratio relates to loss of organic carbon: results from five long-term bare fallow experiments // *Oecologia*. 2015. Vol. 177. P. 811–821.
42. *Oades J.M., Waters A.G.* Aggregate hierarchy in soils // *Austral. J. Soil Res.* 1991. Vol. 29. P. 815–828.
43. *Olk D.C., Gregorich G.* Overview of the Symposium Proceedings, “Meaningful Pools in Determining Soil Carbon and Nitrogen Dynamics” // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2006. Vol. 70. P. 967–974.
44. *Park R., Epstein S.* Carbon isotope fractionation during photosynthesis // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1960. Vol. 21. P. 110–26.
45. *Piccolo A., Spaccini R., Nieder R., Richter J.* Sequestration of a biologically labile organic carbon in soils by humified organic matter // *Climatic Change*. 2004. Vol. 67. P. 329–343.
46. *Powers J.S., Schlesinger W.H.* Geographic and vertical patterns of stable carbon isotopes in tropical rain forest soils of Costa Rica // *Geoderma*. 2002. Vol. 109. P. 141–160.
47. *Preston C.M., Nault J.R., Trofymow J.A.* Chemical changes during 6 years of decomposition of 11 litters in some Canadian forest sites. Part 2. ^{13}C Abundance, solid-state ^{13}C NMR spectroscopy and the meaning of “lignin” // *Ecosystems*. 2009. Vol. 12. P. 1078–1102.
48. *Puget P., Chenu C., Balesdent J.* Total and young organic carbon distributions in aggregates of silty cultivated soils // *Europ. J. Soil Sci.* 1995. Vol. 46. P. 449–459.
49. *Rasmussen C., Torn M.S., Southard R.J.* Mineral assemblage and aggregates control carbon dynamics in a California conifer forest // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2005. Vol. 69. P. 1711–1721.
50. *Šantručková H., Bird M.I., Lloyd J.* Microbial processes and carbon-isotope fractionation in tropical and temperate grassland soils // *Funct. Ecol.* 2000. Vol. 14. P. 108–114.
51. *Schweizer S.A., Aehnelt M., Bucka F., Totsche K.U., Kögel-Knabner I.*

Impact of bare fallow management on soil carbon storage and aggregates across a rock fragment gradient // *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2024. P. 1–12.

52. *Six J., Bossuyt H., Degryze S., Denef K.* A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics // *Soil Till. Res.* 2004. Vol. 79. P. 7–31.

53. *Six J., Elliot E.T., Paustian K., Doran J.W.* Aggregation and soil organic matter accumulation in cultivated and native grassland soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1998. Vol. 62. P. 1367–1377.

54. *Six J., Guggenberger G., Paustian K., Haumaier L., Elliott E.T., Zech W.* Sources and composition of soil organic matter fractions between and within soil aggregates // *Eur. J. Soil Sci.* 2001. Vol. 52. P. 607–618.

55. *Soinne H., Hyvaluoma J., Ketoja E., Turtola E.* Relative importance of organic carbon, land use and moisture conditions for the aggregate stability of post-glacial clay soils // *Soil Till. Res.* 2016. Vol. 158. P. 1–9.

56. *Sollins P., Kramer M., Swanston C., Lajtha K., Filley T., Aufdenkampe A., Wagai R., Bowden R.* Sequential density fractionation across soils of contrasting mineralogy: evidence for both microbial- and mineral-controlled soil organic matter stabilization // *Biochem.* 2009. Vol. 96. P. 209–231.

57. *Tisdall J.M., Oades J.M.* Organic matter and water-stable aggregates in soils // *J. Soil Sci.* 1982. Vol. 33. P. 141–163.

58. *Wagai R., Mayer L.M., Kitayama K.* Nature of the “occluded” low-density fraction in soil organic matter studies: A critical review // *Soil Sci. Plant Nutr.* 2009. Vol. 55. P. 13–25.

59. *Wedin D.A., Tieszed L.L., Dewey B., Pastor J.* Carbon isotope dynamics during grass decomposition and soil organic matter formation // *Ecology.* 1995. Vol. 76. P. 1383–1392.

60. *Werth M., Kuzyakov Y.* ^{13}C fractionation at the root-microorganisms-soil interface: a review and outlook for partitioning studies // *Soil Biol. Biochem.* 2010. Vol. 42. P. 1372–1384.

61. World Reference Base for Soil Resources. International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps; International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, 2022, 236 p.

REFERENCES

1. Artemyeva Z.S., Zazovskaya E.P., Zasukhina E.S., Tsomaeva E.V., Izotopnyy sostav ugleroda organicheskogo veshchestva vodoustoychivyykh strukturnyykh otdel'nostey tipichnogo chernozema v kontrastnykh variantakh zemlepol'zovaniya (Isotopic composition of organic matter carbon in water-stable structural units of typical chernozem in contrasting land use variants),

Pochvovedenie, 2023a, No. 3, pp. 339–352.

2. Danchenko N.N., Artemyeva Z.S., Kolyagin Yu.G., Kogut B.M., Sravnitel'nyy analiz gumusovykh veshchestv i organicheskogo veshchestva fizicheskikh fraktsiy chernozema tipichnogo (Comparative analysis of humic substances and organic matter of physical fractions of typical chernozem), *Pochvovedenie*, 2022, No. 10, pp. 1241–1254.

3. Zavyalova N.E., Vasbieva M.T., Fomin D.S., Mikrobnaya biomassa, dykhatel'naya aktivnost' i azotifikatsiya v dervno-podzolistoy pochve predural'ya pri razlichnom sel'skokhozyaystvennom ispol'zovanii (Microbial biomass, respiratory activity and nitrogen fixation in sod-podzolic soil of the Urals region under different agricultural use), *Pochvovedenie*, 2020, No. 3, pp. 372–378.

4. Alvaro-Fuentes J., Arrue J.L., Cantero-Martinez C., Lopez M.V., Aggregate breakdown during tillage in a Mediterranean loamy soil, *Soil Till. Res.*, 2008, Vol. 101, pp. 62–68.

5. Artemyeva Z., Danchenko N., Kolyagin Yu., Kirillova N., Kogut B., Chemical structure of soil organic matter and its role in aggregate formation in Haplic Chernozem under the contrasting land use variants, *Catena*, 2021b, Vol. 204, pp. 105403.

6. Asano M., Wagai R., Evidence of aggregate hierarchy at micro- to submicron scales in an allophanic Andisol, *Geoderma*, 2014, Vol. 216, pp. 62–74.

7. Atere C.T., Gunina A., Zhu Z., Xiao M., Liu Sh., Kuzyakov Y., Chen L., Deng Y., Wu J., Ge T., Organic matter stabilization in aggregates and density fractions in paddy soil depending on long-term fertilization: Tracing of pathways by ^{13}C natural abundance, *Soil Biol. Biochem.*, 2020, Vol. 149, pp. 107931.

8. Boström B., *Achieving carbon isotope mass balance in northern forest soils, soil respiration and fungi*, Orebro, 2008.

9. Badeck F.W., Tcherkez G., Nogués S., Piel C., Ghashghaie J., Post-photosynthetic fractionation of stable carbon isotopes between plant organs – a widespread phenomenon, *Rapid Commun. Mass Spectrom.*, 2005, Vol. 19, pp. 1381–1391.

10. Baisden W.T., Amundson R., Cook A.C., Brenner D.L., Turnover and storage of C and N in five density fractions from California annual grassland surface soils, *Glob. Biogeochem. Cycles.*, 2002, Vol. 16, pp. 117–132.

11. Balesdent J., Mariotti A., Measurement of soil organic matter turnover using ^{13}C natural abundance, In: T.W. Boutto, S.I. Yamasaki (Eds.), *Mass Spectrometry of Soils*, New-York: Marcel Dekker, 1996, pp. 83–111.

12. Balesdent J., Mariotti A., Guillet B., Natural ^{13}C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics, *Soil Biol. Biochem.*, 1987, Vol. 19,

pp. 25–30.

13. Basile-Doelsch I., Balesdent J., Pellerin S., Reviews and syntheses: The mechanisms underlying carbon storage in soil, *Biogeosciences*, 2020, Vol. 17, pp. 5223–5242.

14. Bol R.A., Harkness D.D., Huang Y., Howard D.M., The influence of soil processes on carbon isotope distribution and turnover in the British uplands, *Eur. J. Soil Sci.*, 1999, Vol. 50, pp. 41–51.

15. Bonde T.A., Christensen B.T., Cerri C.C., Dynamics of soil organic matter as reflected by natural ^{13}C abundance in particle size fractions of forested and cultivated Oxisols, *Soil Biol. Biochem.*, 1992, Vol. 24, pp. 275–77.

16. Cambardella C.A., Elliott. E.T., Particulate soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1992, Vol. 56, pp. 777–783.

17. Cheng X., Luo Y., Xu X., Sherry R., Zhang Q., Soil organic matter dynamics in a North America tallgrass prairie after 9 yr of experimental warming, *Biogeosciences*, 2011, Vol. 8, pp. 1487–1498.

18. Chenu C., Plante A.F., Clay-sized organo-mineral complexes in a cultivation chronosequence: revisiting the concept of the “organo-mineral complex”, *Europ. J. Soil Sci.*, 2006, Vol. 57, pp. 596–607.

19. Connin S.L., Feng X., Virginia R.A., Isotopic discrimination during long-term decomposition in an arid land ecosystem, *Soil Biol. Biochem.*, 2001, Vol. 33, pp. 41–51.

20. Crow E.S., Sulzman E.W., Rugh W.D., Bowden R.D., Lajtha K., Isotopic analysis of respired CO_2 during decomposition of separate soil organic matter pools, *Soil Biol. Biochem.*, 2006, Vol. 38, pp. 3279–3291.

21. Crow S.E., Swanston C.W., Lajtha K., Brooks J.R., Keirstead H., Density fractionation of forest soils: methodological questions and interpretation of incubation results and turnover time in an ecosystem context, *Biochem.*, 2007, Vol. 85, pp. 69–90.

22. del Galdo I., Six J., Peressotti A., Cotrufo M.F., Assessing the impact of land-use change on soil C sequestration in agricultural soils by means of organic matter fractionation and stable C isotopes, *Global Change Biology*, 2003, Vol. 9, pp. 1204–1213.

23. Dorodnikov M., Kuzyakov Y., Fangmeier A., Wiesenberg G.L.B., C and N in soil organic matter density fractions under elevated atmospheric CO_2 : turnover vs. stabilization, *Soil Biol. Biochem.*, 2011, Vol. 43, pp. 579–589.

24. Ehleringer J.R., Buchmann N., Flanagan L.B., Carbon isotope ratios in belowground carbon cycle processes, *Ecol. Appl.*, 2000, Vol. 10, pp. 412–422.

25. Fernández I., Mahieu N., Cadisch G., Carbon isotope fractionation during decomposition of plant materials of different quality, *Global Biogeochem. Cycles.*, 2003, Vol. 17, pp. 1–1.

26. Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P., Soil structure and carbon cycling, *Aust. J. Soil Res.*, 1994, Vol. 32.
27. Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P., Structural and dynamic properties of soil organic matter as reflected by ^{13}C natural abundance, pyrolysis mass spectrometry and solid-state ^{13}C NMR spectroscopy in density fractions of an Oxisol under forest and pasture, *Austral. J. Soil Res.*, 1995, Vol. 33, pp. 59–76.
28. Golchin A., Baldock J.A., Clarke P., Higashi T., Oades J.M., The effects of vegetation and burning on the chemical composition of soil organic matter of a volcanic ash soil as shown by $\text{C-}^{13}\text{NMR}$ spectroscopy. 2. Density fractions, *Geoderma*, 1997, Vol. 76, pp. 175–192.
29. Gregorich E.G., Drury C.F., Ellert B.H., Liang B.C., Fertilization effects on physically protected light fraction organic matter, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1997, Vol. 61, pp. 482–484.
30. Gunina A., Kuzyakov Y., Pathways of litter C by formation of aggregates and SOM density fractions: implications from ^{13}C natural abundance, *Soil Biol. Biochem.*, 2014, Vol. 71, pp. 95–104.
31. He Y., Siemens J., Amelung W., Goldbach H., Wassmann R., Alberto M.C.R., Lücke A., Lehndorff E., Carbon release from rice roots under paddy rice and maize-paddy rice cropping, *Agriculture, Ecosystems & Environmen*, 2015, Vol. 210, pp. 15–24.
32. Hobbie E., Colpaert J., Nitrogen availability and mycorrhizal colonization influence water use efficiency and carbon isotope patterns in *Pinus sylvestris*, *New Phytol.*, 2004, Vol. 164, pp. 515–525.
33. Jastrow J.D., Soil aggregate formation and the accrual of particulate and mineral associated organic matter, *Soil Biol. Biochem.*, 1996, Vol. 28, pp. 656–676.
34. Jensen J.L., Schjønning P., Watts C.W., Christensen B.T., Munkholm L.J., Short-term changes in soil pore size distribution: Impact of land use, *Soil Till. Res.*, 2020, Vol. 199, pp. 104597.
35. John B., Yamashita T., Ludwig B., Flessa H., Storage of organic carbon in aggregate and density fractions of silty soils under different types of land use, *Geoderma*, 2005, Vol. 128, pp. 63–79.
36. Kot A., Fraç M., Lipiec J., Usowicz B., Biological activity and microbial genetic diversity of bare-fallow and grassland soils, *Acta Agri. Scand. Section B – Soil & Plant Sci.*, 2015, Vol. 65, pp. 648–657.
37. Lal R., Carbon sequestration, *Philos. Trans. Roy. Soc.*, 2008, Vol. B 363, pp. 815–830.
38. Lehmann J., Kleber M., The contentious nature of soil organic matter, *Nature*, 2015, Vol. 528, pp. 60–68.
39. Liu Y., Hu C., Hu W., Wang L., Li Z., Pan J., Chen F., Stable isotope

fractionation provides information on carbon dynamics in soil aggregates subjected to different long-term fertilization practices, *Soil and Tillage Res.*, 2018, Vol. 177, pp. 54–60.

40. Llorente M., Glaser B., Turrión M.B., Anthropogenic disturbance of natural forest vegetation on calcareous soils alters soil organic matter composition and natural abundance of ^{13}C and ^{15}N in density fractions, *Eur. J. Forest Res.*, 2010, Vol. 129, pp. 1143–1153.

41. Menichetti L., Houot S., van Oort F., Kätterer T., Christensen B.T., Chenu C., Barré P., Vasilyeva N.A., Ekblad A., Increase in soil stable carbon isotope ratio relates to loss of organic carbon: results from five long-term bare fallow experiments, *Oecologia*, 2015, Vol. 177, pp. 811–821.

42. Oades J.M., Waters A.G., Aggregate hierarchy in soils, *Austral. J. Soil Res.*, 1991, Vol. 29, pp. 815–828.

43. Olk D.C., Gregorich G., Overview of the Symposium Proceedings, “Meaningful Pools in Determining Soil Carbon and Nitrogen Dynamics”, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 2006, Vol. 70, pp. 967–974.

44. Park R., Epstein S., Carbon isotope fractionation during photosynthesis, *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1960, Vol. 21, pp. 110–26.

45. Piccolo A., Spaccini R., Nieder R., Richter J., Sequestration of a biologically labile organic carbon in soils by humified organic matter, *Climatic Change*, 2004, Vol. 67, pp. 329–343.

46. Powers J.S., Schlesinger W.H., Geographic and vertical patterns of stable carbon isotopes in tropical rain forest soils of Costa Rica, *Geoderma*, 2002, Vol. 109, pp. 141–160.

47. Preston C.M., Nault J.R., Trofymow J.A., Chemical changes during 6 years of decomposition of 11 litters in some Canadian forest sites. Part 2. ^{13}C Abundance, solid-state ^{13}C NMR spectroscopy and the meaning of “lignin”, *Ecosystems*, 2009, Vol. 12, pp. 1078–1102.

48. Puget P., Chenu C., Balesdent J., Total and young organic carbon distributions in aggregates of silty cultivated soils, *Europ. J. Soil Sci.*, 1995, Vol. 46, pp. 449–459.

49. Rasmussen C., Torn M.S., Southard R.J., Mineral assemblage and aggregates control carbon dynamics in a California conifer forest, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 2005, Vol. 69, pp. 1711–1721.

50. Šantručková H., Bird M.I., Lloyd J., Microbial processes and carbon-isotope fractionation in tropical and temperate grassland soils, *Funct. Ecol.*, 2000, Vol. 14, pp. 108–114.

51. Schweizer S.A., Aehnelt M., Bucka F., Totsche K.U., Kögel-Knabner I., Impact of bare fallow management on soil carbon storage and aggregates across a rock fragment gradient, *J. Plant Nutr. Soil Sci.*, 2024, pp. 1–12.

52. Six J., Bossuyt H., Degryze S., Denef K., A history of research on the link

between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics, *Soil Till. Res.*, 2004, Vol. 79, pp. 7–31.

53. Six J., Elliot E.T, Paustian K., Doran J.W., Aggregation and soil organic matter accumulation in cultivated and native grassland soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1998, Vol. 62, pp. 1367–1377.

54. Six J., Guggenberger G., Paustian K., Haumaier L., Elliott E.T., Zech W., Sources and composition of soil organic matter fractions between and within soil aggregates, *Eur. J. Soil Sci.*, 2001, Vol. 52, pp. 607–618.

55. Soinne H., Hyvaluoma J., Ketoja E., Turtola E., Relative importance of organic carbon, land use and moisture conditions for the aggregate stability of post-glacial clay soils, *Soil Till. Res.*, 2016, Vol. 158, pp. 1–9.

56. Sollins P., Kramer M., Swanston C., Lajtha K., Filley T., Aufdenkampe A., Wagai R., Bowden R., Sequential density fractionation across soils of contrasting mineralogy: evidence for both microbial- and mineral-controlled soil organic matter stabilization, *Biochem.*, 2009, Vol. 96, pp. 209–231.

57. Tisdall J.M., Oades J.M., Organic matter and water-stable aggregates in soils, *J. Soil Sci.*, 1982, Vol. 33, pp. 141–163.

58. Wagai R., Mayer L.M., Kitayama K., Nature of the “occluded” low-density fraction in soil organic matter studies: A critical review, *Soil Sci. Plant Nutr.*, 2009, Vol. 55, pp. 13–25.

59. Wedin D.A., Tieszed L.L., Dewey B., Pastor J., Carbon isotope dynamics during grass decomposition and soil organic matter formation, *Ecology*, 1995, Vol. 76, pp. 1383–1392.

60. Werth M., Kuzyakov Y., ¹³C fractionation at the root-microorganisms-soil interface: a review and outlook for partitioning studies, *Soil Biol. Biochem.*, 2010, Vol. 42, pp. 1372–1384.

61. World Reference Base for Soil Resources. International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps; International Union of Soil Sciences (IUSS), Vienna, 2022, 236 p.