

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО  
И МИКРОБНАЯ АКТИВНОСТЬ ПОЧВ

УДК 631.417.2

ИЗМЕРЕНИЕ ПОЧВЕННЫХ ПУЛОВ ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА,  
ВЫДЕЛЕННЫХ БИО-ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИМИ  
СПОСОБАМИ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ

© 2023 г. В. М. Семенов<sup>а, \*</sup>, Т. Н. Лебедева<sup>а</sup>, Д. А. Соколов<sup>а</sup>, Н. Б. Зинякова<sup>а</sup>,  
В. О. Лопес де Гереню<sup>а</sup>, М. В. Семенов<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская область, 142290 Россия

<sup>б</sup>Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: v.m.semenov@mail.ru

Поступила в редакцию 12.03.2023 г.

После доработки 11.05.2023 г.

Принята к публикации 12.05.2023 г.

Исследования проводили с образцами разных горизонтов дерново-подзолистой почвы (Albic Retisol) и типичного чернозема (Haplic Chernozem), отобранными под естественными угодьями и пашней. Определяли содержание углерода в структурных (твердые органические частицы размером 2–0.05 мм,  $C_{РОМ}$  и минерально-ассоциированное органическое вещество размером <0.05 мм,  $C_{МАОМ}$ ) и процессных (потенциально-минерализуемое органическое вещество,  $C_0$  и микробная биомасса,  $C_{мик}$ ) пулах. В гумусовом горизонте целинной и пахотной дерново-подзолистой почвы в пулах  $C_{РОМ}$ ,  $C_{МАОМ}$ ,  $C_0$  и  $C_{мик}$  содержалось соответственно 38 и 24, 56 и 72, 5.9 и 5.6, 1.2 и 1.3% от  $C_{орг}$ . Размеры этих пулов в целинном и пахотном черноземе составляли соответственно 42 и 30, 53 и 68, 3.6 и 2.8, 0.5 и 0.5% от  $C_{орг}$ . Несмотря на небольшую массу фракции твердых органических частиц, эмиссионный потенциал  $C_{РОМ}$  пула был соизмерим  $C_{МАОМ}$  пулу с большей по массе фракцией минерально-ассоциированного органического вещества. Предложена методика количественного разделения почвенного органического вещества (ПОВ) на активный, промежуточный (медленный) и пассивный пулы. Размеры активного пула ПОВ устанавливаются по содержанию  $C_{мик}$  и  $C_0$ , размеры пассивного пула – по содержанию химически неокисляемого органического вещества в  $C_{РОМ}$  и  $C_{МАОМ}$  фракциях, а промежуточного пула рассчитываются по разнице между валовым органическим углеродом и суммой активного и пассивного пулов. В активном, промежуточном и пассивном пулах исследуемых почв содержалось соответственно 1–7, 51–81 и 13–48% от  $C_{орг}$  без особых различий между разными землепользованиями.

**Ключевые слова:** почвенное органическое вещество, секвестрация, депонирование, органическое вещество твердых частиц, минерально-связанное органическое вещество, потенциально-минерализуемое органическое вещество, микробная биомасса

**DOI:** 10.31857/S0032180X23600427, **EDN:** FBYKIZ

## ВВЕДЕНИЕ

Деградация почвы, нарушения биогеохимического цикла углерода с угрозой глобальных изменений природной среды и климата и нарастающий дефицит продовольствия в мире – три главные проблемы современности, связанные, прямо или косвенно, с запасами и динамикой почвенного органического вещества (ПОВ). ПОВ служит буфером и модератором климатических изменений, возобновляемым ресурсом биопродуктивности и плодородия почвы, драйвером экологических функций и сервисов почвы, индикатором деградационных и проградационных процессов в почве [26, 28, 42, 50, 51, 61, 65].

По одному из определений, ПОВ представляет собой континуум разноразмерных органических частиц и биомолекул растительного, животного и микробного происхождения, находящихся в свободном, агрегированном и связанном почвенными минералами состоянии [5]. В силу многокомпонентности, гетерогенности и полифункциональности ПОВ нет и, по-видимому, не может быть единого метода фракционирования, релевантного всем механизмам стабилизации органического вещества в почве [46, 74–76]. Поэтому при исследовании структуры, свойств и функций ПОВ используются разнообразные способы и сочетания биологического, физического, химического и изотопного фракционирования, а также

математического моделирования [6, 23, 24, 63, 67, 74, 76]. Одним из главных требований к методам фракционирования является обеспечение минимальных видоизменений в конформации и структуре выделяемых компонентов ПОВ и достижение наибольшего соответствия фракций нативному состоянию *in situ* [35].

В диагностических и исследовательских целях ПОВ подразделяется на разные фракции и пулы. По размеру частиц и массе выделяют фракции песка, пыли и глины, легкую и тяжелую фракции, свободное, окклюдированное (внутриагрегатное) и связанное минеральной частью органическое вещество [2, 3, 8, 9, 19, 20, 27, 31, 45, 53, 71, 82, 83]. Отдельные характеристики ПОВ получают при определении растворенного в воде и экстрагируемого раствором щелочи органического вещества, окисляемых, неокисляемых, гидролизуемых и негидролизуемых фракций [4, 40, 41, 62, 81, 82]. Концептуально ПОВ часто подразделяется на такие пулы: незащищенный и защищенный, некомплексированный (свободный) и комплексированный, разлагаемый (питательный) и инертный (постоянный), молодой (современный) и старый, лабильный и стабильный, термолабильный и термоустойчивый [7, 18, 36, 48, 59, 70, 72]. Распространенным исследовательским подходом является подразделение ПОВ на активный (лабильный, быстрый), промежуточный (медленный) и пассивный (стабильный, инертный, резистентный, рекальцитрантный, рефракторный) со временем оборачиваемости соответственно меньше 3–10, 10–100 и больше 100 лет [11, 29, 64, 66, 68, 76, 78]. Разделение друг от друга углеродных пулов с разным временем оборота является сложной задачей. Известно несколько попыток измерения фракций, которые могли бы соответствовать активному, промежуточному и пассивному пулам [62, 71, 83].

По современным представлениям, ПОВ состоит из твердых органических частиц (particulate organic matter, РОМ) и минерально-ассоциированного органического вещества (mineral-associated organic matter, МАОМ) пула [32, 33, 38, 47, 52]. Пул твердых органических частиц считается относительно лабильным, а пул минерально-ассоциированного органического вещества – стабильным. Нами предложено вместе с этими двумя структурными пулами определять два процессных пула: потенциально-минерализуемое органическое вещество ( $C_0$ ) и микробную биомассу ( $C_{\text{мик}}$ ) [13, 14]. Подобная схема фракционирования позволяет оценить не только состав, но и биоактивность ПОВ, а также перейти к вычислению размеров активного, промежуточного и пассивного пулов. С этой целью в дополнение к биологическому и физическому фракционированию достаточно определить устойчивый к химическому

окислению углерод во фракциях РОМ и МАОМ (соответственно  $C_{\text{РОМ}}$  и  $C_{\text{МАОМ}}$ ), содержание которого будет эквивалентно пассивному пулу ПОВ. Выделение в почве старого и химически устойчивого органического вещества производится путем кислотного гидролиза (6 М HCl) или окисления перекисью водорода ( $H_2O_2$ ), гипохлоритом натрия (NaOCl) и пероксодисульфатом натрия ( $Na_2S_2O_8$ ) [41, 60, 62, 64, 71, 82].

В исследованиях планировали: 1) определить размеры и соотношения структурных ( $C_{\text{РОМ}}$  и  $C_{\text{МАОМ}}$ ) и процессных ( $C_0$  и  $C_{\text{мик}}$ ) пулов углерода в органическом веществе разных горизонтов двух почв под естественными угодьями и пашней; 2) оценить минерализационный потенциал твердых органических частиц (РОМ) и минерально-ассоциированного органического вещества (МАОМ); 3) определить количество инертного органического вещества, неокисляемого  $H_2O_2$ , в пулах РОМ и МАОМ; 4) показать распределение углерода между активным, промежуточным (медленным) и пассивным пулами органического вещества в профиле почв.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

**Отбор и подготовка почвенных проб.** В исследованиях использовали образцы дерново-подзолистой почвы (Albic Retisol), отобранные под коренным ельником с папоротником, кислицей, майником, голокучником и другими видами в травянистом ярусе и со старопахотного участка под яровыми культурами. Образцы типичного чернозема (Haplic Chernozem) отбирали с участков некосимой степи с разнотравной растительностью и бессменной пшеницы. Почвенные образцы отбирали из трех стенок почвенных разрезов в слоях, соответствующих почвенным горизонтам. Свежеотобранные образцы высушивали на открытом воздухе до воздушно-сухого состояния и просеивали через сито с диаметром отверстий 2 мм. Места отбора почв, сведения об угодьях, содержании углерода ( $C_{\text{орг}}$ ) и общего азота ( $N_{\text{общ}}$ ) в почвах представлены в табл. 1.

**Выделение органического вещества твердых частиц (РОМ) и минерально-связанного органического вещества (МАОМ).** Гранулометрическое подразделение почвы на РОМ (2–0.05 мм), распределенное во фракции песка, и тонкодисперсное МАОМ (<0.05 мм) в составе пыли и глины является первым этапом предложенной схемы био-физико-химического фракционирования ПОВ (рис. 1). Навеску почвы массой 10 г диспергировали в 30 мл 0.5%-ного раствора гексаметафосфата натрия ( $Na_6P_6O_{18}$ ) на шейкере в течение 15 ч при скорости 180 об./мин [15, 25]. Полученную суспензию пропускали через сито с диаметром отверстий 0.05 мм. Остаток на сите несколько раз

**Таблица 1.** Физико-химические характеристики дерново-подзолистой почвы и типичного чернозема

Горизонт, глубина, см	C <sub>орг</sub> , %	N <sub>общ</sub> , %	C/N	Гранулометрические фракции, % от массы	
				>0.01 мм	<0.01 мм
Дерново-подзолистая почва, коренной ельник, Московская область, 56°05'53.9" N, 37°49'17.8" E					
A <sub>1</sub> , 2–12	2.06 ± 0.04	0.18 ± 0.01	11.3 ± 0.3	75	25
A <sub>2</sub> , 12–32	0.45 ± 0.05	0.04 ± 0.01	8.6 ± 1.3	66	34
A <sub>2</sub> B, 32–48	0.20 ± 0.00	0.04 ± 0.01	5.7 ± 0.6	52	48
Дерново-подзолистая почва, пашня, Московская область, 56°04'04.3" N, 37°45'05.4" E					
A <sub>пах</sub> , 0–18	0.83 ± 0.08	0.08 ± 0.01	10.2 ± 0.5	72	28
A <sub>2</sub> , 18–35	0.46 ± 0.02	0.06 ± 0.01	8.3 ± 0.6	69	31
A <sub>2</sub> B, 35–55	0.26 ± 0.01	0.03 ± 0.01	7.4 ± 0.9	54	46
Чернозем типичный, некосимая степь, Курская область, 51°34'16.7" N, 36°05'40.5" E					
A <sub>1</sub> , 2–40	4.28 ± 0.10	0.36 ± 0.01	11.7 ± 0.7	37	63
A <sub>1</sub> , 40–67	3.09 ± 0.13	0.30 ± 0.01	10.2 ± 0.3	36	64
A <sub>1</sub> B <sub>1</sub> , 67–100	1.32 ± 0.06	0.14 ± 0.01	9.4 ± 0.3	34	66
Чернозем типичный, пашня, Курская область, 51°37'17.2" N, 36° 15'41.5" E					
A <sub>пах</sub> , 0–20	3.34 ± 0.05	0.31 ± 0.01	10.6 ± 0.3	41	59
A <sub>1</sub> , 20–65	2.90 ± 0.12	0.11 ± 0.01	10.0 ± 0.6	39	61
A <sub>1</sub> B <sub>1</sub> , 65–100	1.59 ± 0.07	0.17 ± 0.01	9.4 ± 0.6	38	62

Примечание. Гранулометрический состав почв определяли методом пипетки с использованием пирофосфата натрия.

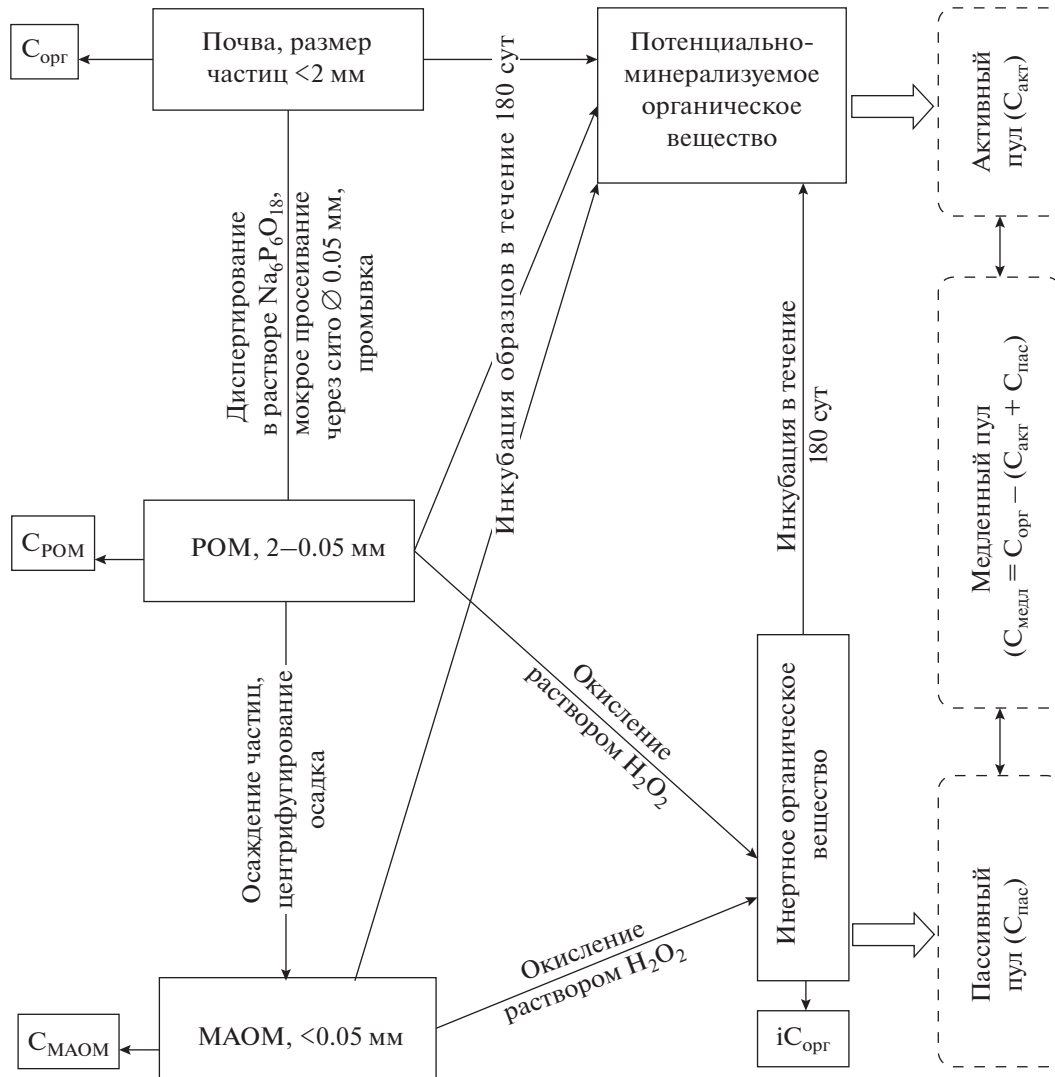
промывали дистиллированной водой, до получения прозрачной промывной жидкости. Полученную массу РОМ и песка на сите сушили в течение 1 ч при 40°C, после чего количественно переносили в емкость, досушивали в течение суток при 65°C и взвешивали. Повторность – трехкратная. В растертых до пудры образцах РОМ определяли содержание углерода (C<sub>РОМ</sub>).

Гранулометрическую фракцию МАОМ выделяли в трехкратной повторности. Для определения МАОМ суспензию <0.05 мм вместе с промывочной жидкостью количественно собирали в емкости и отстаивали в течение суток до полного осаждения частиц [14]. Надосадочную жидкость декантировали, осадок центрифугировали в течение 30 мин со скоростью 2500 об./мин, полученный осадок высушивали при 65°C в течение суток. Массу МАОМ вычисляли по разнице между навеской почвы и массой РОМ. Как и в случае с РОМ, в образцах МАОМ измеряли содержание углерода (C<sub>МАОМ</sub>).

**Определение химически устойчивого (неокисляемого) углерода в РОМ и МАОМ.** В соответствии со схемой фракционирования химическое окисление органического вещества проводили не во всей почве, а во фракциях РОМ и МАОМ, чтобы избежать возможного недоокисления агрегированного органического вещества и выделить наи-

более инертный углерод в составе ПОВ. Навески сухих образцов РОМ, растертых до частиц <0.25 мм, и МАОМ массой по 1 г помещали в колбы и смачивали 10 мл дистиллированной воды в течение 10 мин согласно методу [41]. К увлажненным таким способом образцам добавляли по 90 мл 10%-ного раствора H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>. Содержимое в колбах непрерывно перемешивали в течение 170 ч при 50°C на магнитной мешалке с подогревом, используя магнитные якоря со стеклянным покрытием. После завершения обработки образцы трижды промывали 40 мл дистиллированной воды, трижды центрифугировали (2500 g в течение 15 мин). Повторность – трехкратная. В полученном осадке, высушенном при 65°C, определяли общий углерод (iC<sub>РОМ</sub> и iC<sub>МАОМ</sub>).

**Определение потенциально-минерализуемого органического вещества (C<sub>0</sub>) и микробной биомассы (C<sub>мик</sub>).** Содержание C<sub>0</sub> в почве определяли по количеству C–CO<sub>2</sub>, выделившегося в течение инкубации почвенных образцов при постоянных условиях температуры (22°C) и влажности (25 вес. %). Продолжительность инкубации была соизмерима с вегетационным периодом и составляла около 180 сут. Подготовка образцов для инкубации, процедура инкубации, техника отбора и анализа газовых проб на газовом хроматографе Кристал-Люкс-4000М (Россия), а также вычисление со-



**Рис. 1.** Схема подразделения ПОВ на пулы методами био-физико-химического фракционирования. Потенциально-минерализуемое органическое вещество почвы ( $C_0$ ) соответствует активному пулу ПОВ. Органическое вещество, не окисляемое  $\text{H}_2\text{O}_2$ , является инертным. Инертное органическое вещество соответствует пассивному пулу. Детальное описание процедуры приведено в тексте.

держания  $C_0$  в почве, используя однокомпонентное уравнение кинетики первого порядка, подробно изложены в предыдущей работе [12].

Микробную биомассу ( $C_{\text{мик}}$ ) в почве определяли методом субстрат-индуцированного дыхания (СИД) в модификации [1]. Образцы воздушно-сухой почвы увлажняли до 60% наименьшей влагоемкости и прединкубировали в течение 7 сут при  $22^\circ\text{C}$ . К проинкубированным образцам добавляли 0.2 мл 5% раствора глюкозы и повторно инкубировали в течение 3–4 ч при  $22^\circ\text{C}$ , после чего измеряли концентрацию  $\text{C}-\text{CO}_2$  в газовой фазе на газовом хроматографе. Содержание  $C_{\text{мик}}$  рассчитывали по скорости СИД.

**Определение минерализационного потенциала РОМ, МАОМ и их химически устойчивых остатков.** Процедура определения минерализационного по-

тениала гранулометрических и химически устойчивых фракций почвы была такой же, как и при определении потенциально-минерализуемого органического вещества во всей почве. Использовали образцы РОМ, МАОМ и остатков РОМ и МАОМ, полученных после обработки перекисью водорода. Навески массой 1 г каждого образца помещали в пробирки емкостью 12 мл, увлажняли до 25 вес. % и инкубировали около 180 сут при постоянной влажности и температуре. На протяжении инкубации регулярно измеряли скорость выделения  $\text{C}-\text{CO}_2$ . Повторность – трехкратная. По кумулятивным количествам  $\text{C}-\text{CO}_2$  за время инкубации рассчитывали потенциальную минерализацию органического вещества исследуемых образцов, выражая в мг/100 г и в процентах от массы фракции. Учитывая долю гранулометриче-

ских фракций в почве, рассчитывали вклад РОМ, МАОМ и инертных остатков iРОМ и iМАОМ в потенциально-минерализуемый пул всей почвы.

**Определение углерода в почве и фракциях, обработка данных.** Содержание  $C_{\text{орг}}$  в почве, в гранулометрических фракциях РОМ и МАОМ, в химически устойчивых остатках РОМ и МАОМ определяли сухим сжиганием на CNHS-анализаторе Leco-932 (США), предварительно растирая образцы до частиц  $<0.25$  мм. Экспериментальные данные приведены в виде средних величин из трех аналитических повторений и их стандартных отклонений. Математическую обработку данных проводили с помощью MS Excel и программы Statistica 10.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

**Структурные пулы ПОВ: распределение по профилю почв и влияние землепользования.** Структурные пулы твердых органических частиц ( $C_{\text{РОМ}}$ ) и минерально-связанного органического вещества ( $C_{\text{МАОМ}}$ ) придают ПОВ целостность, автохтонность и сохранность, выполняя депонирующую, агрегирующую, протекторную и другие функции [13, 14]. В гумусовых горизонтах целинных и пахотных почв на РОМ вместе с фракцией песка приходилось 16–27 и 12–16% массы почвы соответственно, а на МАОМ вместе с пылью и глиной – 73–84 и 84–88% (табл. 2, 3). В нижних горизонтах содержание фракции РОМ + песок уменьшалось до 4–9%, а МАОМ увеличивалось до 91–96% от массы почвы. Концентрации  $C_{\text{РОМ}}$  и  $C_{\text{МАОМ}}$  коррелировали между собой ( $r = 0.936$ ,  $p < 0.001$ ,  $n = 12$ ) и с  $C_{\text{орг}}$  ( $r = 0.955$  и  $0.990$ , соответственно при  $p < 0.001$ ,  $n = 12$ ). Первая особенность фракции РОМ – это обогащенность органическим углеродом в 1.2–4.8 раза по сравнению со всей почвой как в гумусовых горизонтах, так и в нижних слоях профиля обеих почв. Вторая особенность – более широкое отношение C/N в составе РОМ, чем в почве. Наоборот, концентрация углерода в МАОМ была в 1.1–1.4 раза меньше, а отношение C/N уже, чем в почве. По обобщенным данным, в почвах лесных и луговых экосистем отношения C/N во всей почве, РОМ и МАОМ подчиняются пропорции 1 : 1.47 : 0.84 [32]. В гумусовых горизонтах исследуемых типов почв разного землепользования эти соотношения равнялись 1 : 1.43 : 0.77, а в нижних горизонтах – 1 : 1.67 : 0.70, что указывает на общую закономерность формирования РОМ и МАОМ в разных почвах. Судя по содержанию углерода и отношению C/N, пул РОМ образуется из растительных остатков, подвергающихся в почве фрагментированию, разложению и окклюждению [16, 22]. Пул МАОМ формируется путем “минерального и микробного насосов” [55, 56, 79] из растворенного углерода растительного про-

исхождения и микробной некромы, которые взаимодействуют с минеральными частицами почвы. На пул связанного с минералами органического углерода приходится более половины  $C_{\text{орг}}$  [22].

По измеренным значениям массы гранулометрических фракций и содержания углерода в этих фракциях были получены фактические содержания углерода в пулах РОМ и МАОМ. В гумусовых горизонтах целинных участков дерново-подзолистой почвы и типичного чернозема в пуле  $C_{\text{РОМ}}$  содержалось 7.91 (38.4% от  $C_{\text{орг}}$ ) и 17.7 г/кг (41.5% от  $C_{\text{орг}}$ ) углерода соответственно. Эти величины согласуются с ранее полученными значениями содержания  $C_{\text{РОМ}}$  в ряду зональных почв под естественными угодьями от 2.10 до 18.7 г/кг почвы (от 20.5 до 48.2% от  $C_{\text{орг}}$ ) [15]. Вниз по профилю содержание  $C_{\text{РОМ}}$  уменьшалось до 0.27–0.32 г/кг в дерново-подзолистой почве и 1.34–1.76 г/кг в черноземе, составив 10–16% от  $C_{\text{орг}}$ . Распределение РОМ по профилю почвы сходно с распределением биомассы корней, которые располагаются преимущественно в 0–40 см слое.

Использование в земледелии вызывает сильное обеднение гумусового горизонта углеродом РОМ: в дерново-подзолистой почве в 4 раза, а в черноземе – в 1.8 раза до 23.8 и 30.4% от  $C_{\text{орг}}$ . Ранее показано существенное обеднение  $C_{\text{РОМ}}$  серой лесной почвы и типичного чернозема, находящихся в сельскохозяйственном использовании, соответственно в 3–3.2 и 2–2.8 раз по сравнению с необрабатываемыми аналогами (с 36–40% от  $C_{\text{орг}}$  под естественной растительностью до 14–28% под пашней) [15]. В других исследованиях в почве под лесом во фракции  $C_{\text{РОМ}}$  содержалось 44% от  $C_{\text{орг}}$ , а в пахотной почве после 86 лет возделывания культур – 25% [54]. Напротив, ежегодное внесение свежего навоза в возрастающих дозах в течение 9 лет повысило содержание  $C_{\text{РОМ}}$  в серой лесной почве с 1.91 до 4.69–12.0 г/кг почвы со скоростью 0.42 г/(кг год) [13].

Преобладающим пулом ПОВ является минерально-ассоциированное органическое вещество, на которое приходится от 53 до 89%  $C_{\text{орг}}$ . Изменчивость  $C_{\text{орг}}$ , судя по полученному уравнению множественной регрессии ( $C_{\text{орг}} = 1.06C_{\text{РОМ}} + 1.05C_{\text{МАОМ}} - 0.007$ ,  $R^2 = 0.998$ ), на 65% объяснялась пулом  $C_{\text{МАОМ}}$  и на 40% пулом  $C_{\text{РОМ}}$ . Обеднение гумусового горизонта минерально-ассоциированным органическим веществом в пахотных почвах было не столь сильным в отличие от  $C_{\text{РОМ}}$ . Как следствие, процент  $C_{\text{МАОМ}}$  от  $C_{\text{орг}}$  в пахотных почвах был выше, чем в необрабатываемых почвах. В итоге соотношение  $C_{\text{МАОМ}}$  к  $C_{\text{РОМ}}$  в гумусовых горизонтах необрабатываемых почв равнялось 1.3–1.5, а в пахотных – 2.2–3.2. В нижних горизонтах, где содержание  $C_{\text{МАОМ}}$  достигало 84–89%

**Таблица 2.** Распределение твердых органических частиц (РОМ) в профиле почв разного землепользования

Глубина, см	Фракция РОМ + песок, % от массы почвы	$C_{РОМ}$ , % от массы фракции	C/N фракции РОМ	$C_{РОМ}$ , г/кг почвы	$C_{РОМ}$ , % от $C_{орг}$
Дерново-подзолистая почва, ельник					
2–12	16 ± 3	5.06 ± 0.08	17.8	7.91 ± 1.26	38
12–32	6 ± 1	2.19 ± 0.14	16.6	1.37 ± 0.10	30
32–48	4 ± 1	0.76 ± 0.05	14.4	0.32 ± 0.03	16
Дерново-подзолистая почва, пашня					
0–18	12 ± 1	1.66 ± 0.03	13.9	1.98 ± 0.08	24
18–35	11 ± 1	0.77 ± 0.02	12.9	0.82 ± 0.13	18
35–55	9 ± 1	0.32 ± 0.01	12.6	0.27 ± 0.03	11
Чернозем типичный, степь					
2–40	27 ± 2	6.60 ± 0.10	15.8	17.74 ± 1.27	41
40–67	17 ± 2	4.82 ± 0.09	14.1	8.23 ± 1.28	27
67–100	4 ± 1	3.18 ± 0.09	13.1	1.34 ± 0.16	10
Чернозем типичный, пашня					
0–20	16 ± 1	6.47 ± 0.23	15.2	10.13 ± 0.43	30
20–65	9 ± 1	4.90 ± 0.09	14.2	4.47 ± 0.77	15
65–100	6 ± 1	3.01 ± 0.19	13.1	1.76 ± 0.34	11

**Таблица 3.** Распределение минерально-ассоциированного органического вещества (МАОМ) в профиле почв разного землепользования

Глубина, см	Фракция МАОМ + пыль + глина, % от массы почвы	$C_{МАОМ}$ , % от массы фракции	C/N фракции МАОМ	$C_{МАОМ}$ , г/кг почвы	$C_{МАОМ}$ , % от $C_{орг}$
Дерново-подзолистая почва, ельник					
2–12	84 ± 3	1.37 ± 0.11	8.6	11.62 ± 1.31	56
12–32	94 ± 1	0.30 ± 0.01	6.7	2.84 ± 0.06	63
32–48	96 ± 1	0.19 ± 0.00	4.2	1.81 ± 0.04	89
Дерново-подзолистая почва, пашня					
0–18	88 ± 1	0.68 ± 0.08	7.7	5.98 ± 0.67	72
18–35	89 ± 1	0.39 ± 0.01	6.3	3.49 ± 0.09	76
35–55	91 ± 1	0.24 ± 0.01	5.3	2.16 ± 0.12	84
Чернозем типичный, степь					
2–40	73 ± 2	3.10 ± 0.43	8.6	22.67 ± 3.09	53
40–67	83 ± 2	2.57 ± 0.57	7.0	21.23 ± 4.37	69
67–100	96 ± 1	1.20 ± 0.20	6.5	11.46 ± 1.90	87
Чернозем типичный, пашня					
0–20	84 ± 1	2.67 ± 0.20	8.9	22.52 ± 1.98	68
20–65	91 ± 1	2.45 ± 0.46	7.3	22.31 ± 4.42	77
65–100	94 ± 1	1.47 ± 0.10	6.6	13.88 ± 0.85	87

от  $C_{орг}$ , это соотношение расширилось до 6–9, в основном из-за меньшей аккумуляции  $C_{РОМ}$ .  $C_{МАОМ}$  слабо чувствительно не только к смене землепользования, но и к внесению возрастающих доз органических удобрений. Как показано ранее, за 9 лет ежегодного применения органических удобрений содержание  $C_{МАОМ}$  в серой лесной почве возросло с 9.2 до 12 г/кг почвы [13].

Таким образом, РОМ аккумулируется преимущественно в зоне расположения основной массы

корней растений и наиболее чувствительно к смене землепользования. МАОМ преобладает в составе ПОВ, особенно в нижних горизонтах почвенного профиля.

**Химически устойчивый (инертный) углерод в РОМ и МАОМ.** ПОВ представлено как химически простыми, лабильными и легкоокисляемыми, так и сложными, рекальцитрантными (рефракторными) и устойчивыми к окислению соединениями. Персистентность и резистентность компонентов ПОВ в значительной мере усиливается

**Таблица 4.** Содержание инертного углерода в пулах твердых органических частиц ( $iC_{\text{РОМ}}$ ) и минерально-ассоциированного органического вещества ( $iC_{\text{МАОМ}}$ ) почв разного землепользования

Глубина, см	$iC_{\text{РОМ}}$ , % от				$iC_{\text{МАОМ}}$ , % от			
	массы РОМ	$C_{\text{РОМ}}$	массы всей почвы	$C_{\text{орг}}$ почвы	массы МАОМ	$C_{\text{МАОМ}}$	массы всей почвы	$C_{\text{орг}}$ почвы
Дерново-подзолистая почва, ельник								
2–12	$1.39 \pm 0.18$	28	0.22	11	$0.13 \pm 0.03$	10	0.11	5
12–32	$0.48 \pm 0.05$	22	0.03	7	$0.04 \pm 0.01$	15	0.04	9
32–48	$0.17 \pm 0.03$	23	0.01	4	$0.04 \pm 0.01$	19	0.03	17
Дерново-подзолистая почва, пашня								
0–18	$0.50 \pm 0.24$	30	0.06	7	$0.06 \pm 0.02$	8	0.05	6
18–35	$0.22 \pm 0.01$	29	0.02	5	$0.05 \pm 0.01$	14	0.05	10
35–55	$0.09 \pm 0.01$	27	0.01	3	$0.05 \pm 0.01$	21	0.05	18
Чернозем типичный, степь								
2–40	$0.75 \pm 0.07$	11	0.20	5	$0.59 \pm 0.04$	23	0.43	10
40–67	$0.62 \pm 0.07$	13	0.11	3	$0.69 \pm 0.01$	36	0.57	18
67–100	$0.44 \pm 0.02$	14	0.02	1	$0.64 \pm 0.01$	67	0.62	47
Чернозем типичный, пашня								
0–20	$0.61 \pm 0.03$	9	0.10	3	$0.56 \pm 0.04$	27	0.47	14
20–65	$0.49 \pm 0.02$	10	0.04	2	$0.64 \pm 0.05$	33	0.58	20
65–100	$0.35 \pm 0.01$	12	0.02	1	$0.70 \pm 0.03$	61	0.66	42

за счет физической и физико-химической (окклюдование, агрегирование, адсорбция, редокс-реакции, полимеризация и др.) стабилизации [17, 43, 57, 76, 79]. Удаление лабильной и окисляемой части органического вещества обработкой почвы химическими реагентами позволяет получить химически устойчивые и биологически инертные фракции ПОВ. Использование с этой целью кислотного гидролиза или химических окислителей ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ,  $\text{NaOCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_8$ ) имеет свои преимущества и недостатки как по эффективности, так и по селективности действия на органическую и минеральную часть почвы [41, 60, 62, 64, 71, 82]. В настоящем исследовании для выделения химически пассивных фракций в почве использовался 10%-ный раствор  $\text{H}_2\text{O}_2$ , как наиболее безопасный и удобный химический реагент. Предложено выделять инертный углерод не во всей почве, а во фракциях РОМ и МАОМ, допуская, что предварительное диспергирование гексаме-тофасфатом натрия и разделение суспензии на грубо- и тонкодисперсные фракции позволит обеспечить более полное окисление органических соединений.

Концентрация инертного углерода в образцах РОМ ( $iC_{\text{РОМ}}$ ) обеих почв варьировала от 0.09 до 1.39% от массы РОМ, уменьшаясь с глубиной (табл. 4). Неожиданным оказалось высокое содержание  $iC_{\text{РОМ}}$  в дерново-подзолистой почве (от 22 до 30% от  $C_{\text{РОМ}}$ ). В черноземе концентрация

$iC_{\text{РОМ}}$  была меньше (9–14% от  $C_{\text{РОМ}}$ ), чем в дерново-подзолистой почве. Эти отличия могли быть вызваны различиями в растительных остатках, поступающих в эти почвы, так и более глубокой переработкой микроорганизмами лигниновых фрагментов в черноземе. Нельзя исключить и вероятное присутствие в РОМ дерново-подзолистой почвы обугленных частиц. Чем больше содержалось углерода в РОМ, тем выше была концентрация  $iC_{\text{РОМ}}$  ( $r = 0.610$ ,  $p = 0.035$ ,  $n = 12$ ), а связь  $iC_{\text{РОМ}}$  с общим  $C_{\text{орг}}$  была недостоверной. Землепользование не влияло на соотношение окисляемого и химически устойчивого углерода в РОМ.

В противоположность РОМ инертная часть МАОМ пула ( $iC_{\text{МАОМ}}$ ) в черноземе была значительно больше, чем в дерново-подзолистой почве. Потери углерода в МАОМ пуле за счет обработки  $\text{H}_2\text{O}_2$  составляли 31–92% от исходного содержания. Концентрация  $iC_{\text{МАОМ}}$  достоверно коррелировала как с  $C_{\text{МАОМ}}$ , так и с  $C_{\text{орг}}$  ( $r = 0.861$ ,  $p < 0.001$ ,  $n = 12$ ). Если содержание инертного углерода в РОМ пуле уменьшалось с глубиной с 3–11 до 1–4% от  $C_{\text{орг}}$ , то в МАОМ пуле, наоборот, увеличивалось с 5–14 до 17–42% от  $C_{\text{орг}}$ . Так же, как для РОМ, изменение землепользования не отражалось на соотношении окисляемого и химически устойчивого углерода в МАОМ.

В других исследованиях под действием разных химических реагентов ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_8$ ,  $\text{NaOCl}$ ,

**Таблица 5.** Содержание потенциально минерализуемого ( $C_0$ ) и микробного ( $C_{\text{мик}}$ ) углерода в процессных пулах органического вещества почв разного землепользования

Глубина, см	$C_0$		$C_{\text{мик}}$		
	г/кг почвы	% от $C_{\text{орг}}$	г/кг почвы	% от $C_{\text{орг}}$	% от $C_0$
Дерново-подзолистая почва, ельник					
2–12	$1.212 \pm 0.007$	5.9	$0.246 \pm 0.031$	1.2	20
12–32	$0.215 \pm 0.001$	4.7	$0.079 \pm 0.022$	1.7	37
32–48	$0.087 \pm 0.004$	4.2	$0.023 \pm 0.003$	1.1	27
Дерново-подзолистая почва, пашня					
0–18	$0.462 \pm 0.001$	5.6	$0.111 \pm 0.011$	1.3	24
18–35	$0.218 \pm 0.002$	4.8	$0.070 \pm 0.027$	1.5	32
35–55	$0.102 \pm 0.001$	4.0	$0.023 \pm 0.006$	0.9	23
Чернозем типичный, степь					
2–40	$1.541 \pm 0.005$	3.6	$0.229 \pm 0.016$	0.5	15
40–67	$0.686 \pm 0.006$	2.2	$0.111 \pm 0.013$	0.4	16
67–100	$0.135 \pm 0.004$	1.0	$0.036 \pm 0.009$	0.3	26
Чернозем типичный, пашня					
0–20	$0.946 \pm 0.001$	2.8	$0.155 \pm 0.008$	0.5	16
20–65	$0.453 \pm 0.003$	1.6	$0.092 \pm 0.005$	0.3	20
65–100	$0.140 \pm 0.001$	0.9	$0.040 \pm 0.017$	0.2	28

$\text{NaOCl} + \text{HF}$ , ступенчатый кислотный гидролиз  $\text{CF}_3\text{CO}_2\text{H} + \text{HCl}$ ) терялось от 62 до 95% углерода, содержащегося в органо-минеральной фракции почвы [41]. По обобщенным данным, обработка почвы  $\text{H}_2\text{O}_2$  может удалять до 20–93% органического углерода, содержащегося в почве, а в случае предварительного диспергирования почвы пирофосфатом натрия – до 79–96% [60]. Химически стабильное органическое вещество, резистентное к  $\text{H}_2\text{O}_2$ , в макро- и микроагрегатах составляло от 2 до 26% от  $C_{\text{орг}}$ , а в органо-минеральной фракции <53 мкм – от 2 до 11% [64]. Полученные величины содержания химически резистентного углерода, остаточные после обработки  $\text{H}_2\text{O}_2$ , совпадают в целом с литературными данными. Более того, обнаруженное в настоящем исследовании увеличение химически резистентного углерода вниз по профилю почвы выглядит более логичным, чем уменьшение процента негидролизуемого органического вещества в некоторых работах [62, 68].

Таким образом, РОМ и МАОМ пулы содержат в себе химически устойчивое органическое вещество, но МАОМ более насыщено химически неокисляемыми компонентами, что и обеспечивает стабильность углерода МАОМ пула, подтверждаемую во многих исследованиях. При определении размеров пассивного (инертного) пула ПОВ следует суммировать количества инертного углерода, содержащегося в пулах РОМ и МАОМ.

**Процессные пулы ПОВ: распределение по профилю почв и влияние землепользования.** Процесс-

ные пулы потенциально-минерализуемого органического вещества ( $C_0$ ) и микробной биомассы ( $C_{\text{мик}}$ ) придают ПОВ реактивность, трансформируемость и биоактивность, выполняя физиологические, рециклирующие, эмиссионные и другие функции [13, 14]. В гумусовом горизонте целинного чернозема содержалось в 1.3 раза больше  $C_0$ , чем в дерново-подзолистой почве под лесом (табл. 5). Содержание  $C_0$  в типичном черноземе согласно предложенной ранее шкале [12] может быть отнесено к высокому, а в дерново-подзолистой почве – к среднему. Однако органическое вещество дерново-подзолистой почвы является более доступным для минерализации, чем типичного чернозема (5.9 и 3.6% от  $C_{\text{орг}}$  соответственно). Пахотные почвы, по сравнению с естественными угодьями, содержали в 1.6–2.0 раза меньше  $C_0$ , характеризуясь средним и низким уровнем обеспеченности потенциально-минерализуемым органическим веществом. В других исследованиях за год инкубации минерализовалось от 2 до 9%  $C_{\text{орг}}$  в зависимости от видов землепользования [21].

Обеспеченность почв потенциально-минерализуемым органическим веществом резко уменьшалась вниз по профилю, согласуясь с ранее полученными данными [12]. Если в гумусовых горизонтах почв содержалось 2.8–5.9% от общего  $C_{\text{орг}}$ , то в нижних горизонтах – 0.9–4.2%. Можно заметить, что в нижних слоях дерново-подзолистой почвы на  $C_0$  приходилось больше органического углерода, чем в типичном черноземе. Это могло



быть вызвано более легкой миграцией и более слабой стабилизацией растворенного углерода в дерново-подзолистой почве. Содержание  $C_0$  в профилях двух почв разного землепользования достоверно коррелировало с  $C_{\text{орг}}$  ( $r = 0.809, p = 0.001$ ),  $C_{\text{РОМ}}$  ( $r = 0.947, p < 0.001$ ) и  $C_{\text{МАОМ}}$  ( $r = 0.648, p = 0.023$ ). Можно предположить, что органическое вещество обоих структурных пулов потенциально минерализуемо, но РОМ более доступно для микроорганизмов, чем МАОМ, что согласуется с литературными данными [15, 32, 47, 52].

Микробный углерод составлял от 15 до 37% от  $C_0$  и 0.2–1.7% от  $C_{\text{орг}}$ . Профильное распределение и отклик на изменение землепользования  $C_{\text{мик}}$  были идентичны таковым для  $C_0$ . Содержания  $C_0$  и  $C_{\text{мик}}$  тесно коррелировали между собой ( $r = 0.965, p < 0.001$ ). Эти два примера свидетельствуют о том, что  $C_0$  и  $C_{\text{мик}}$  взаимосвязаны между собой. Потенциально-минерализуемое органическое вещество является модулятором микробного сообщества, выступая источником углерода и энергии для почвенных микроорганизмов, а микробная биомасса является компонентом и медиатором потенциально-минерализуемого органического вещества почвы [13]. Содержание  $C_{\text{мик}}$  достоверно зависело от  $C_{\text{орг}}$  ( $r = 0.689, p = 0.013$ ) и  $C_{\text{РОМ}}$  ( $r = 0.839, p = 0.001$ ), но не коррелировало с  $C_{\text{МАОМ}}$ . Частицы РОМ обильно заселяются и осваиваются микроорганизмами, существует тесная взаимосвязь между химией РОМ и составом микробного сообщества почвы [80]. Это объясняет наличие корреляции  $C_{\text{мик}}$  с  $C_{\text{РОМ}}$  не только в этом исследовании, но и в опыте с многолетним применением минеральных и органических удобрений на серой лесной почве [13]. Хотя МАОМ и формируется в основном за счет микробной некромы [55, 56], связь между этими пулами проявляется только при больших объемах оборота микробной биомассы, как это имело место в пахотном слое серой лесной почвы при ежегодном внесении навоза [13]. Очевидно, что уровни содержания  $C_{\text{мик}}$  в профилях дерново-подзолистой почвы и типичного чернозема были не столь велики, чтобы изменить размеры МАОМ пула.

Таким образом, измерение процессных пулов дает дополнительные характеристики ПОВ и позволяет предсказывать эмиссионный потенциал почвы. Новую информацию об источниках почвенной эмиссии  $\text{CO}_2$  может дать определение потенциальной минерализации структурных пулов РОМ и МАОМ.

**Минерализационная способность РОМ, МАОМ и химически устойчивых фракций РОМ и МАОМ.** В отличие от распространенного мнения считать РОМ лабильным, а МАОМ стабильным пулами ПОВ, было допущено, что некоторая часть углерода этих пулов может быть как биологически ак-

тивной, так и химически неокисляемой, т.е. инертной. Наличие корреляций  $C_0$  с  $C_{\text{РОМ}}$  и  $C_{\text{МАОМ}}$ , как показано выше, дало основание предположить об участии этих структурных пулов в формировании потенциально-минерализуемого пула ПОВ. Следующим этапом исследования стало тестирование образцов РОМ и МАОМ и их инертных фракций на способность к биологической минерализации. Для этого образцы РОМ, МАОМ, iРОМ и iМАОМ подвергались многомесячной инкубации с регулярным измерением выделяющегося  $\text{C}-\text{CO}_2$  по той же самой процедуре, что и образцы почвы при измерении активного (потенциально-минерализуемого) органического вещества.

Во фракции РОМ + песок содержалось в 2.5–6.4 раза больше потенциально-минерализуемого углерода ( $C_0$ -РОМ), чем в МАОМ + пыль + глина ( $C_0$ -МАОМ), а константа скорости минерализации была, соответственно, в 1.5 раза выше (табл. 6).  $C_0$ -РОМ и  $C_0$ -МАОМ достоверно коррелировали с  $C_0$  всей почвы (соответственно  $r = 0.936, p = 0.001$  и  $r = 0.999, p < 0.001$ ). Хотя масса пула РОМ была в 3–10 раз меньше массы МАОМ пула, фактический вклад РОМ в потенциально-минерализуемый пул почв был соизмерим с вкладом МАОМ пула (39–60 и 54–70% от  $C_0$ ). Суммарный вклад  $C_0$ -РОМ и  $C_0$ -МАОМ в  $C_0$  всей почвы оказался завышенным в среднем на 12%. Это могло быть обусловлено дестабилизацией некоторой части защищенного органического вещества при физическом фракционировании, которое стало потенциально-минерализуемым [10]. Суммарная минерализация органического вещества тонкой (<53 мкм), средней (53–250 мкм) и крупной (250–2000 мкм) фракций оказалась в 2–3 раза больше, чем ненарушенной почвы [21].

Как показано ранее для серой лесной почвы и типичного чернозема, содержание  $C_0$ -РОМ было в 2.8–7.6 раз больше, чем в образцах интактной почвы, что с учетом массы РОМ в этих почвах составляло от 36 до 86% от всего потенциально-минерализуемого пула почв [15]. В других исследованиях скорость разложения РОМ в почве под кукурузой и соей за два года была примерно одинаковой, составляя под кукурузой 5.4–12.1%, а под соей 6.3–8.0% от  $C_{\text{РОМ}}$  [58]. В литературе встречаются и более значительные размеры (12–46% от  $C_{\text{РОМ}}$ ) минерализации РОМ [44]. Базальная минерализация РОМ была в среднем в 1.04–1.28 больше, чем ПОВ [34]. Минерализация углерода достоверно уменьшалась в ряду денситометрических фракций (легкая > средняя > тяжелая) и была наименьшей для фракций микроагрегатов (150–20 и <20 мкм) [39]. Лабильный углерод, оцененный по образованию  $\text{CO}_2$  в течение инкубации, теснее коррелировал со свободной и окклюзированной легкими фракциями, чем с тяжелой,

**Таблица 6.** Размеры минерализуемого пула ( $C_0$ ) и константа скорости минерализации ( $k$ ) твердых органических частиц (РОМ) и минерально-ассоциированного органического вещества (МАОМ) в гумусовых горизонтах почв разного землепользования

Почва, угодье	$C_0$ фракции			$C_0$ фракции в перерасчете на всю почву		
	мг/100 г фракции	% от С фракции	$k$ , сут <sup>-1</sup>	мг/100 г почвы	% от $C_0$ всей почвы	% от $C_{орг}$ всей почвы
<b>РОМ + песок</b>						
Дерново-подзолистая, ельник	305 ± 1	6.0	0.020	48	39	2.3
Дерново-подзолистая, пашня	233 ± 2	14.1	0.013	28	60	3.3
Чернозем типичный, степь	309 ± 1	4.7	0.031	83	54	1.9
Чернозем типичный, пашня	291 ± 1	5.9	0.023	46	48	1.4
Среднее	285 ± 35	7.7 ± 4.3	0.022	51 ± 23	50 ± 9	2.2 ± 0.8
<b>МАОМ + пыль + глина</b>						
Дерново-подзолистая, ельник	90 ± 3	6.5	0.013	76	63	3.7
Дерново-подзолистая, пашня	37 ± 1	5.4	0.016	33	70	3.9
Чернозем типичный, степь	114 ± 1	3.7	0.017	84	54	2.0
Чернозем типичный, пашня	70 ± 1	2.6	0.014	59	62	1.8
Среднее	78 ± 33	4.6 ± 1.7	0.015	63 ± 23	62 ± 7	2.9 ± 1.1

органоминеральной фракцией [77]. Вывод о более слабой минерализации минерально-связанного органического вещества по сравнению с РОМ подтверждается и другими работами [22].

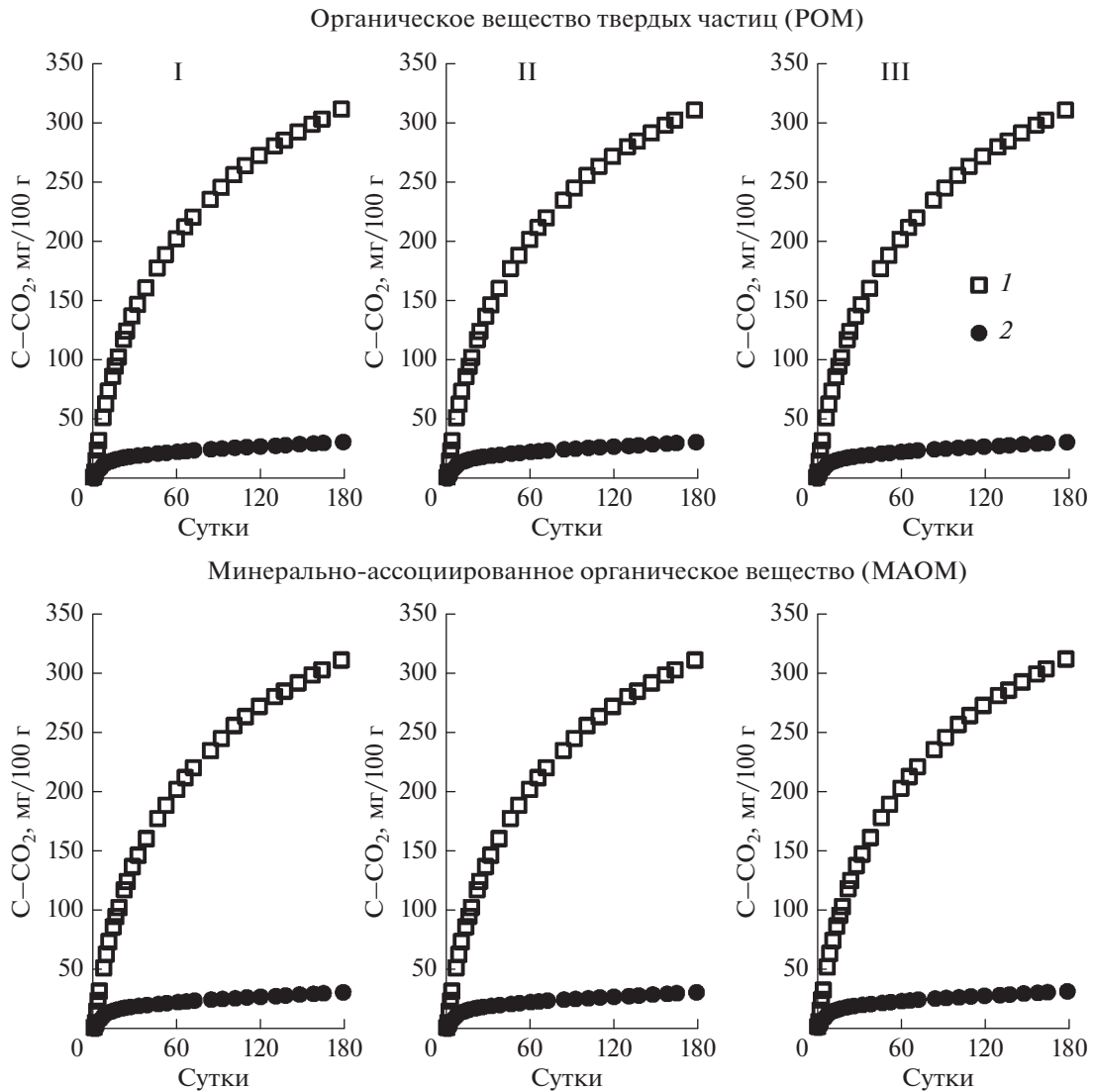
Таким образом, оба структурных пула РОМ и МАОМ содержат в себе биологически активное органическое вещество. Размеры пула, возраст и время существования органического вещества в пуле не связаны напрямую с внутрпочвенными и эмиссионными потоками углерода [49]. Вклад большого, но медленно оборачиваемого пула в минерализационные потери углерода может быть меньше, чем небольшого по размерам, но быстро оборачиваемого пула. Именно совокупный эффект различных пулов ПОВ, а не какая-либо отдельная фракция обеспечивает минерализационный (эмиссионный) потенциал ПОВ [22].

Выделенные химически резистентные фракции в составе РОМ и МАОМ с помощью обработки  $H_2O_2$  были подвергнуты длительной инкубации, чтобы протестировать на биологическую инертность. Кумулятивные величины продуцирования  $C-CO_2$  химически стабильными фракциями РОМ и МАОМ ( $iC_{РОМ}$  и  $iC_{МАОМ}$ ) за 180 сут инкубации коррелировали с таковыми для исходных

образцов РОМ и МАОМ ( $r = 0.930$ ,  $p = 0.007$ ). Однако сами величины выделения  $C-CO_2$  фракциями  $iC_{РОМ}$  и  $iC_{МАОМ}$  были соответственно в 10–28 и в 18–36 раз меньше, чем исходными образцами РОМ и МАОМ (рис. 2). Потенциальная минерализация углерода  $iC_{РОМ}$  и  $iC_{МАОМ}$  составляла 7–27 и 1–6 мг/100 г фракции соответственно, а недоступный для минерализации углерод в обеих этих фракциях равнялся 97–99%.

Как следует из полученных результатов, инертные компоненты РОМ, подвергшегося химическому окислению  $H_2O_2$ , имели минимальную минерализационную способность, а минерализация инертных компонентов МАОМ пула была в следовых количествах вследствие, скорее всего, биологической контаминации образцов. Это указывает на полноту окисления органического вещества в образцах РОМ и МАОМ и справедливость отнесения полученного после химического окисления органического материала к реально инертному пулу.

**Подразделение ПОВ на активный, промежуточный (медленный) и пассивный (инертный) пулы.** Определение потенциально-минерализуемого и инертного органического вещества позволяет по-

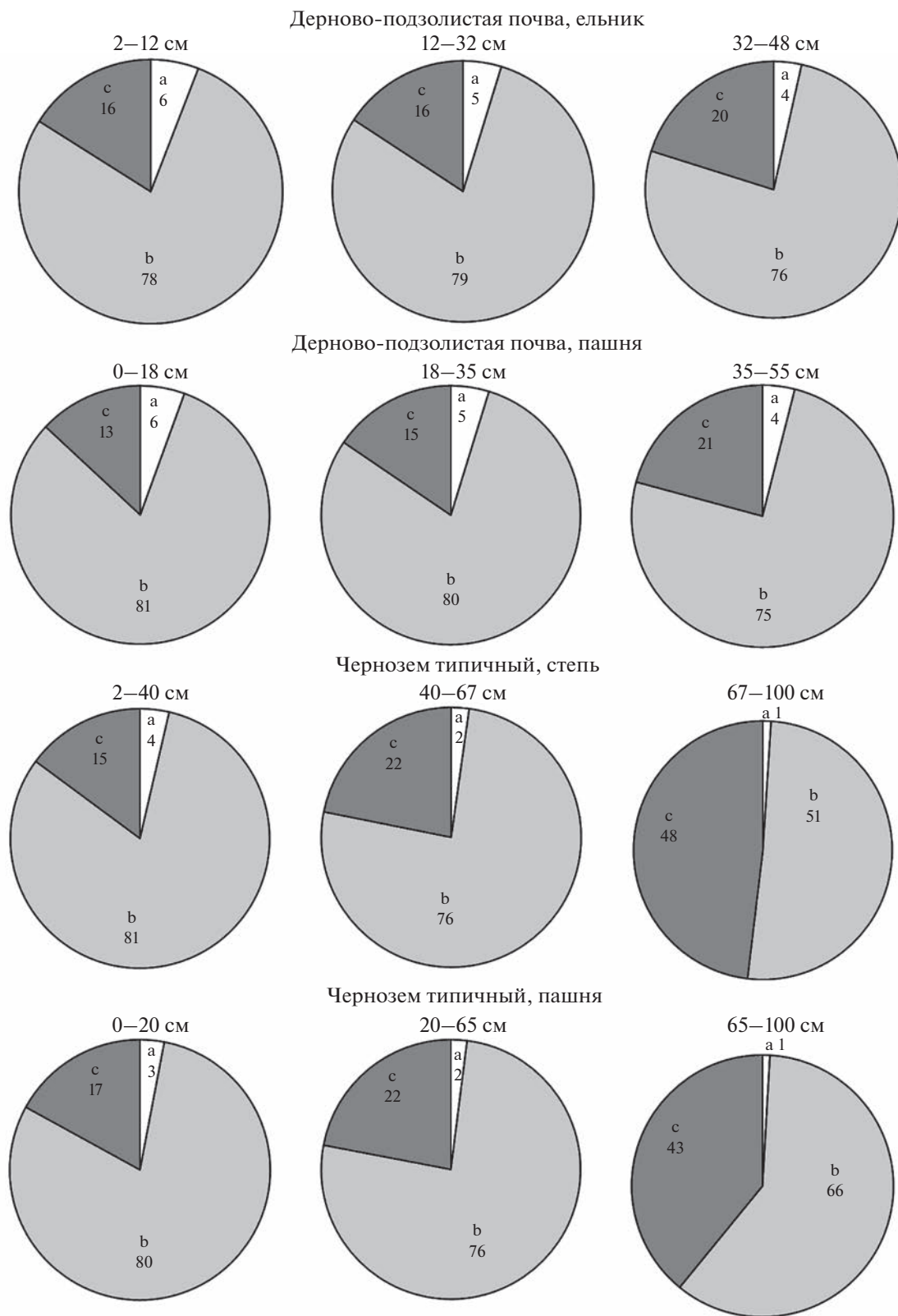


**Рис. 2.** Динамика кумулятивного выделения  $C-CO_2$  в течение инкубации исходных (1) и окисленных раствором  $H_2O_2$  образцов ПОМ и МАОМ (2), выделенных из дерново-подзолистой почвы (I – ельник, II – пашня) и типичного чернозема (III – степь).

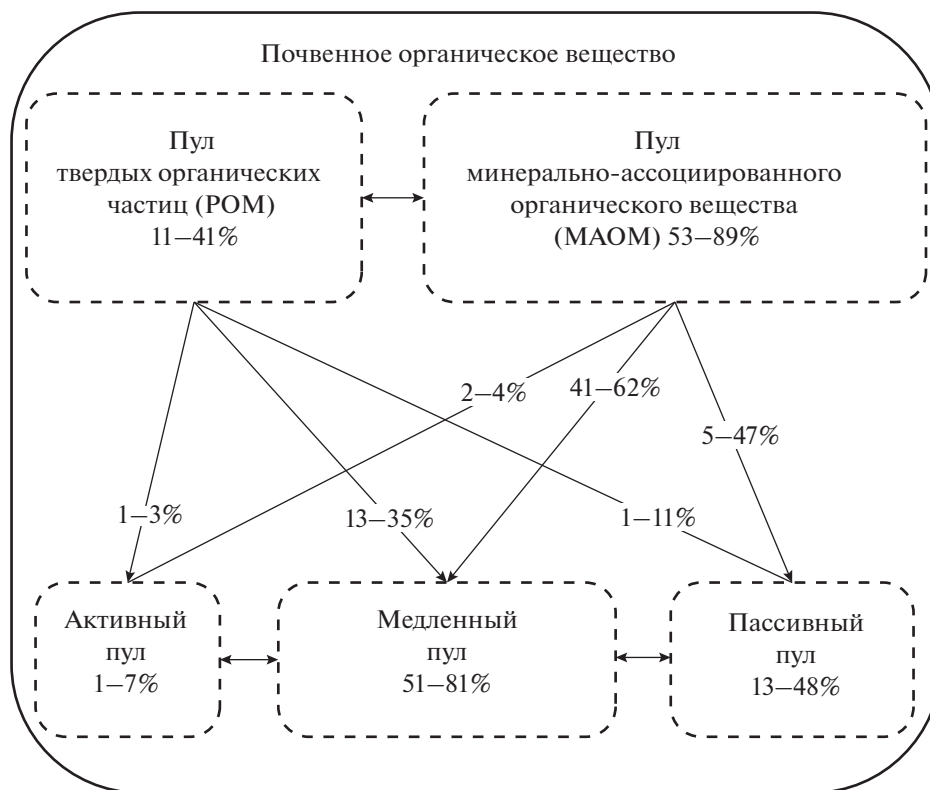
лучить размеры активного и пассивного пулов ПОВ. Активный пул ответственен за динамическое циклирование углерода в почве, микробную активность и эмиссию  $C-CO_2$  в атмосферу и наиболее значим для формирования питательного режима почвы. В промежуточном (медленном) пуле ПОВ происходит запасание стабилизированного почвенного углерода, часть которого в результате дестабилизации пополняет активный пул. Пассивный пул ПОВ содержит в себе исторически старый, рекальцитрантный (рефракторный), практически не участвующий в биогеохимическом цикле углерод. По полученным данным, в гумусовом горизонте дерново-подзолистой почвы и типичного чернозема в активном, промежуточном и пассивном пулах содержится 4–7, 78–81 и 13–

17%  $C_{орг}$  (рис. 3). Соотношение пулов в гумусовом горизонте практически не зависело от типа почвы. Вниз по профилю почв размеры активного и промежуточного пулов уменьшались до 1–4 и 51–76% соответственно, а пассивного пула, особенно в черноземе, возрастали до 20–48% от  $C_{орг}$ . Как и в других исследованиях [29], землепользование не оказывало принципиального влияния на соотношение пулов, хотя имеются примеры как уменьшения, так и увеличения активного пула в пахотных почвах [12, 13].

Если размеры активного пула мало отличаются в разных исследованиях, то оценки размеров промежуточного (медленного) и пассивного пулов сильно разнятся. В одних исследованиях на активный, промежуточный и пассивный пулы



**Рис. 3.** Распределение углерода между активным (а), промежуточным (b) и пассивным (с) пулами органического вещества в профилях почв разного землепользования, % от  $C_{орг}$ .



**Рис. 4.** Распределение РОМ и МАОМ между активным, медленным и пассивным пулами ПОВ разных горизонтов дерново-подзолистой почвы (ельник, пашня) и типичного чернозема (степь, пашня), % от  $C_{орг}$ .

ПОВ приходилось (% от  $C_{орг}$ ) соответственно 2–8, 45–65 и 39–52 [62], <1, 35–72 и 54–64 [68], 1–11, 58–93 и 2–26 [64], <10, 40–80 и 10–50 [73], 12–13, 78–81 и 6–10 [66]. В других исследованиях активный и промежуточный пулы были меньше пассивного, составляя (% от  $C_{орг}$ ) 4.5–6.5, 40–47 и 54–56 [29], 5–15, 40–50 и ~50 [30], <5, 20–40 и 60–70 [69], 1–5.1, 42– 51 и 47–55 [37]. Наши данные больше согласуются с теми исследованиями, в которых самое большое количество углерода сосредоточено в промежуточном пуле.

С помощью био-физико-химического фракционирования ПОВ удалось оценить участие структурных и процессных пулов углерода в формировании активного, промежуточного и пассивного пулов ПОВ. Как отмечалось выше, масса МАОМ была в 3–10 раз больше массы РОМ, но вклад этих структурных пулов в активный пул ПОВ был практически равнозначным (рис. 4). Примечательно, что несмотря на постулируемую стабильность МАОМ, этот пул обладает биологической активностью и является потенциальным источником эмиссии  $CO_2$ . В свою очередь, РОМ зачастую считается лабильным, однако некоторая часть этого органического вещества представлена инертными компонентами и слагает пассивный

пул. Ожидаемым оказалось преобладание МАОМ в промежуточном и пассивном пулах ПОВ.

Таким образом, наибольшее количество ПОВ сосредоточено в промежуточном (медленном) пуле с предполагаемым временем оборота от 10 до 100 лет в виде физически стабилизированного органического вещества. Промежуточный пул напрямую обогащается РОМ, образующимся из растительных остатков, и МАОМ, формирующимся преимущественно из микробной некромассы. Основная функция промежуточного пула – пополнять активный пул потенциально-минерализуемым углеродом, аккумулировать и сохранять секвестрируемый углерод. Размеры активного, промежуточного и пассивного пулов в абсолютных величинах сильно различаются между почвами и земледельческими использованиями, завися от количества секвестрируемого углерода и углеродпротекторной емкости почв. Процентная доля этих пулов в ПОВ мало зависит как от типа почвы, так и от земледельческого использования, в отличие от структурных пулов РОМ и МАОМ. Точное определение размеров активного, промежуточного и пассивного пулов является ключевой предпосылкой получения достоверных прогнозов углеродного бюджета и эмиссионной способности почв.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разрабатываемое представление о гетерогенной, мультипуловой организации ПОВ направлено на получение новых знаний о механизмах стабилизации – дестабилизации почвенного углерода, объяснение многообразия функций и сервисов ПОВ, разработку целевых приемов по управлению его стабильностью и функциональностью. Подразделение ПОВ на пулы и количественное определение содержания углерода в пулах позволяет оценить вовлеченность разных компонентов ПОВ в процессы эмиссии, секвестрации и депонирования углерода, установить пул, который в наибольшей мере может служить индикатором накопления или потерь ПОВ, определить общие и специфические отклики ПОВ на природные и антропогенные воздействия.

Предложена схема поэтапного подразделения ПОВ на структурные ( $C_{РОМ}$  и  $C_{МАОМ}$ ) и процессные ( $C_0$  и  $C_{мик}$ ) пулы, адаптированная к трехпуловой модели ПОВ с выделением активного, промежуточного (медленного) и пассивного пулов за счет определения химически резистентных и биологически активных фракций в составе РОМ и МАОМ. Отношения С/Н во всей почве, РОМ и МАОМ в гумусовых горизонтах двух исследуемых типов почв разного землепользования равнялись 1 : 1.43 : 0.77, а в нижних горизонтах – 1 : 1.67 : 0.70. В гумусовом горизонте дерново-подзолистой почвы под лесом в пулах  $C_{МАОМ}$ ,  $C_{РОМ}$ ,  $C_0$  и  $C_{мик}$  содержалось 11.6, 7.91, 1.21 и 0.25 г С/кг почвы, в целинном черноземе – соответственно 22.7, 17.7, 1.54 и 0.23 г С/кг почвы. Пахотные горизонты почв были обеднены  $C_{МАОМ}$ ,  $C_{РОМ}$ ,  $C_0$  и  $C_{мик}$  соответственно в 1.0–1.9, 1.8–4.0, 1.6–2.6 и 1.5–2.2 раз. Распределение углерода структурных и процессных пулов по профилю почв было сходным с общим  $C_{орг}$ . Обнаружено заметное преобладание  $C_{МАОМ}$  в составе ПОВ нижних горизонтов типичного чернозема. Влияние землепользования на содержание углерода в пулах нижних горизонтов почв было не значимым.

Структурные пулы РОМ и МАОМ содержат как потенциально-минерализуемые компоненты (4.7–14.1 и 2.6–6.5% от массы РОМ и МАОМ соответственно), так и химически резистентный, инертный углерод (9–30 и 8–67% от массы РОМ и МАОМ соответственно). Процентная доля потенциально-минерализуемого и инертного углерода в структурных пулах различается между типами почв, меняется с глубиной почвенного слоя и практически не зависит от землепользования. Потенциально-минерализуемое органическое вещество на 15–37% состоит из  $C_{мик}$  и эквивалентно величине активного пула ПОВ, в котором содержится от 1 до 7%  $C_{орг}$ . Вклад  $C_{РОМ}$  в активный пул ПОВ был соизмеримым с вкладом  $C_{МАОМ}$

(39–60 и 54–70% соответственно). Химически резистентное органическое вещество не обладало значимой минерализацией. В промежуточном пуле ПОВ содержалось больше  $C_{орг}$  (51–81%), чем в пассивном пуле (13–48%) обеих почв разного землепользования.

## БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность ЦКП ФИЦ ПНЦБИ РАН за приборное обеспечение исследований.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 22-26-00100.

## КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ананьева Н.Д., Сусьян Е.А., Гавриленко Е.Г.* Особенности определения углерода микробной биомассы почвы методом субстрат-индуцированного дыхания // Почвоведение. 2011. № 11. С. 1327–1333.
2. *Артемьева З.С.* Органическое вещество и гранулометрическая система почвы. М.: ГЕОС, 2010. 240 с.
3. *Дымов А.А., Милановский Е.Ю., Холодов В.А.* Состав и гидрофобные свойства органического вещества денсиметрических фракций почв Приполярного Урала // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1335–1345. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15110052>
4. *Козут Б.М.* Принципы и методы оценки содержания трансформируемого органического вещества в пахотных почвах // Почвоведение. 2003. № 3. С. 308–316.
5. *Козут Б.М., Семенов В.М., Артемьева З.С., Данченко Н.Н.* Дегумусирование и почвенная секвестрация углерода // Агрохимия. 2021. № 5. С. 3–13. <https://doi.org/10.31857/S0002188121050070>
6. *Иванов А.Л., Козут Б.М., Семенов В.М., Оберландер М.И., Шанбахер Н.* Развитие учения о гумусе и почвенном органическом веществе: от Тюрина и Ваксмана до наших дней // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. Вып. 90. С. 3–38. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2017-3-38>
7. *Ларионова А.А., Золотарева А.Н., Евдокимов И.В., Быховец С.С., Кузяков Я., Бюггер Ф.* Идентификация лабильного и устойчивого пулов органического вещества в агросерой почве // Почвоведение. 2011. № 6. С. 685–698.
8. *Моргун Е.Г., Макаров М.И.* Использование поливольфрамата натрия при грануло-денсиметрическом фракционировании почвенного материала // Почвоведение. 2011. № 4. С. 433–438.
9. *Овсепян Л.А., Курганова И.Н., Лопес де Гереню В.О., Русаков А.В., Кузяков Я.В.* Изменение денситометрического фракционного состава органического

- вещества почв лесостепной зоны в процессе постагрогенной эволюции // Почвоведение. 2020. № 1. С. 56–68.  
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20010128>
10. Семенов В.М., Журавлев Н.С., Тулина А.С. Минерализация органического вещества в серой лесной почве и типичном черноземе, обесструктуренных физическими воздействиями // Почвоведение. 2015. № 10. С. 1254–1266.  
<https://doi.org/10.7868/S0032180X1510010X>
  11. Семенов В.М., Иванникова Л.А., Кузнецова Т.В., Семенова Н.А. Роль растительной биомассы в формировании активного пула органического вещества почвы // Почвоведение. 2004. № 11. С. 1350–1359.
  12. Семенов В.М., Когут Б.М., Зинякова Н.Б., Масютенко Н.П., Малюкова Л.С., Лебедева Т.Н., Тулина А.С. Биологически активное органическое вещество в почвах европейской части России // Почвоведение. 2018. № 4. С. 457–472.  
<https://doi.org/10.7868/S0032180X1804007X>
  13. Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Зинякова Н.Б., Соколов Д.А. Размеры и соотношения пулов органического углерода в серой лесной почве при многолетнем применении минеральных и органических удобрений // Почвоведение. 2023. № 4. С. 482–501.  
<https://doi.org/10.31857/S0032180X22601426>
  14. Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Лопес де Гереню В.О., Овсяня Л.А., Семенов М.В., Курганова И.Н. Пулы и фракции органического углерода в почве: структура, функции и методы определения // Почвы и окружающая среда. 2023. Т. 6. № 1. e199.  
<https://doi.org/10.31251/pos.v6i1.199>
  15. Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Паутова Н.Б. Дисперсное органическое вещество в необрабатываемых и пахотных почвах // Почвоведение. 2019. № 4. С. 440–450.  
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19040130>
  16. Семенов В.М., Паутова Н.Б., Лебедева Т.Н., Хромычкина Д.П., Семенова Н.А., Лопес де Гереню В.О. Разложение растительных остатков и формирование активного органического вещества в почве инкубационных экспериментов // Почвоведение. 2019. № 10. С. 1172–1184.  
<https://doi.org/10.1134/S0032180X19100113>
  17. Семенов В.М., Тулина А.С., Семенова Н.А., Иванникова Л.А. Гумификационные и негумификационные пути стабилизации органического вещества в почве (обзор) // Почвоведение. 2013. № 4. С. 393–407.  
<https://doi.org/10.7868/S0032180X13040114>
  18. Соколов Д.А., Дмитриевская И.И., Паутова Н.Б., Лебедева Т.Н., Черников В.А., Семенов В.М. Исследование стабильности почвенного органического вещества методами дериватографии и длительной инкубации // Почвоведение. 2021. № 4. С. 407–419.  
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21040146>
  19. Старцев В.В., Мазур А.С., Дымов А.А. Содержание и состав органического вещества почв Приполярного Урала // Почвоведение. 2020. № 12. С. 1478–1488.  
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20120114>
  20. Травникова Л.С., Артемьева З.С., Сорокина Н.П. Распределение гранулоденсиметрических фракций в дерново-подзолистых почвах, подверженных плоскостной эрозии // Почвоведение. 2010. № 4. С. 495–504.
  21. Arevalo C.B.M., Chang S.X., Bhatti J.S., Sidders D. Mineralization Potential and Temperature Sensitivity of Soil Organic Carbon under Different Land Uses in the Parkland Region of Alberta, Canada // Soil Sci. Soc. Am. J. 2012. V. 76(1). P. 241–251.  
<https://doi.org/10.2136/sssaj2011.0126>
  22. Benbi D.K., Boparai A.K., Brar K. Decomposition of particulate organic matter is more sensitive to temperature than the mineral associated organic matter // Soil Biol. Biochem. 2014. V. 70. P. 183–192.  
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.12.032>
  23. Blankinship J.C., Berhe A.A., Crow S.E., Druhan J.L., Heckman K.A., Keiluweit M., Lawrence C.R., Marín-Spiotta E., Plante A.F., Rasmussen C., Schädel C., Schimel J.P., Sierra C.A., Thompson A., Wagai R., Wieder W.R. Improving understanding of soil organic matter dynamics by triangulating theories, measurements, and models // Biogeochemistry. 2018. V. 140. P. 1–13.  
<https://doi.org/10.1007/s10533-018-0478-2>
  24. Bruun S., Ågren G.I., Christensen B.T., Jensen L.S. Measuring and modeling continuous quality distributions of soil organic matter // Biogeosciences. 2010. V. 7(1). P. 27–41.  
<https://doi.org/10.5194/bg-7-27-2010>
  25. Cambardella C.A., Elliott E.T. Particulate Soil Organic-Matter Changes across a Grassland Cultivation Sequence // Soil Sci. Soc. Am. J. 1992. V. 56(3). P. 777–783.  
<https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600030017x>
  26. Cao M., Woodward F. Dynamic responses of terrestrial ecosystem carbon cycling to global climate change // Nature. 1998. V. 393. P. 249–252.  
<https://doi.org/10.1038/30460>
  27. Christensen B.T. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover // Eur. J. Soil. Sci. 2001. V. 52(3). P. 345–353.  
<https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2001.00417.x>
  28. Ciais P., Sabine C., Bala G., Bopp L., Brovkin V., Canadell J., Chhabra A., DeFries R., Galloway J., Heimann M., Jones C., Le Quéré C., Myneni R.B., Piao S., Thornton P. Carbon and Other Biogeochemical Cycles. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. P. 465–570.
  29. Cochran R.L., Collins H.P., Kennedy A., Bezdicsek D.F. Soil carbon pools and fluxes after land conversion in a semiarid shrub-steppe ecosystem // Biol. Fert. Soils. 2007. V. 43. P. 479–489.  
<https://doi.org/10.1007/s00374-006-0126-1>
  30. Conant R.T., Ryan M.G., Ågren G.I., Birge H.E., Davidson E.A., Eliasson P.E., Evans S.E., Frey S.D., Giardina C.P., Hopkins F.M., Hyvönen R., Kirschbaum M.U.F., Lavelle J.M., Leifeld J., Parton W.J., Steinweg J.M., Wallenstein M.D., Wetterstedt J.Å.M., Bradford M.A. Temperature and soil organic matter decomposition rates – synthesis of current knowledge and a way forward // Global Change Biol. 2011. V. 17(11). P. 3392–3404.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02496.x>

31. *Cookson W.R., Abaye D.A., Marschner P., Murphy D.V., Stockdale E.A., Goulding K.W.T.* The contribution of soil organic matter fractions to carbon and nitrogen mineralization and microbial community size and structure // *Soil Biol. Biochem.* 2005. V. 37. P. 1726–1737.  
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2005.02.007>
32. *Cotrufo M.F., Ranalli M.G., Haddix M.L., Six J., Lugato E.* Soil carbon storage informed by particulate and mineral-associated organic matter // *Nature Geoscience.* 2019. V. 12. P. 989–994.  
<https://doi.org/10.1038/s41561-019-0484-6>
33. *Cotrufo M.F., Wallenstein M.D., Boot C.M., Denef K., Paul E.* The Microbial Efficiency-Matrix Stabilization (MEMS) framework integrates plant litter decomposition with soil organic matter stabilization: do labile plant inputs form stable soil organic matter? // *Global Change Biol.* 2013. V. 19(4). P. 988–995.  
<https://doi.org/10.1111/gcb.12113>
34. *Franzluebbers A.J., Arshad M.A.* Particulate organic carbon content and potential mineralization as affected by tillage and texture // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1997. V. 61(5). P. 1382–1386.  
<https://doi.org/10.2136/sssaj1997.03615995006100050014x>
35. *Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P.* Study of free and occluded particulate organic matter in soils by solid state <sup>13</sup>C CP/MAS NMR spectroscopy and scanning electron microscopy // *Austr. J. Soil Res.* 1994. V. 32(2). P. 285–309.  
<https://doi.org/10.1071/SR9940285>
36. *Gregorich E.G., Beare M.H., McKim U.F., Skjemstad J.O.* Chemical and biological characteristics of physically uncomplexed organic matter // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2006. V. 70(3). P. 975–985.  
<https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0116>
37. *Guo D., X. Li, Wang J., Niu D., Guo W., Fu H., Luo Y.* Edaphic and microbial determinants of the residence times of active and slow C pools on the Tibetan Plateau // *Geoderma.* 2020. V. 357. P. 113942.  
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.113942>
38. *Haddix M.L., Gregorich E.G., Helgason B.L., Janzen H., Ellert B.H., Cotrufo M. F.* Climate, carbon content, and soil texture control the independent formation and persistence of particulate and mineral-associated organic matter in soil // *Geoderma.* 2020. V. 363. P. 114160.  
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.114160>
39. *Hassink J.* Decomposition Rate Constants of Size and Density Fractions of Soil Organic Matter // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1995. V. 59(6). P. 1631–1635.  
<https://doi.org/10.2136/sssaj1995.03615995005900060018x>
40. *Hayes M.H.B.* Solvent Systems for the Isolation of Organic Components from Soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2006. V. 70(3). P. 986–994.  
<https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0107>
41. *Helfrich M., Flessa H., Mikutta R., Dreves A., Ludwig B.* Comparison of chemical fractionation methods for isolating stable soil organic carbon pools // *Eur. J. Soil Sci.* 2007. V. 58(6). P. 1316–1329.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2007.00926.x>
42. *Hijbeek R., van Ittersum M.K., ten Berge H.F.M., Gort G., Spiegel H., Whitmore A.P.* Do organic inputs matter – a meta-analysis of additional yield effects for arable crops in Europe // *Plant and Soil.* 2017. V. 411. P. 293–303.  
<https://doi.org/10.1007/s11104-016-3031-x>
43. *Islam M.R., Singh B., Dijkstra F.A.* Stabilisation of soil organic matter: interactions between clay and microbes // *Biogeochemistry.* 2022. V. 160. P. 145–158.  
<https://doi.org/10.1007/s10533-022-00956-2>
44. *Jagadamma S., Steinweg J.M., Mayes M.A., Wang G., Post W.M.* Decomposition of added and native organic carbon from physically separated fractions of diverse soils // *Biol. Fert. Soils.* 2014. V. 50. P. 613–621.  
<https://doi.org/10.1007/s00374-013-0879-2>
45. *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. V. 128. P. 63–79.  
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.12.013>
46. *Kögel-Knabner I., Guggenberger G., Kleber M., Kandeler E., Kalbitz K., Scheu S., Eusterhues K., Leinweber P.* Organo-mineral associations in temperate soils: Integrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry // *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2008. V. 171(1). P. 61–82.  
<https://doi.org/10.1002/jpln.200700048>
47. *Kögel-Knabner I., Wiesmeier M., Mayer S.* Mechanisms of soil organic carbon sequestration and implications for management // *Understanding and fostering soil carbon sequestration.* Cambridge: Burleigh Dodds Sci. Publ. Lim. 2022. P. 1–36.  
<https://doi.org/10.19103/AS.2022.0106.02>
48. *Körschens M.* Long-term field experiments as the basis for practice-oriented humus research – a review // *Modern Concepts Developments in Agronomy.* 2021. V. 9. P. 922–924.  
<https://doi.org/10.31031/MCDA.2021.09.000714>
49. *Kuz'yakov Y.* How to link soil C pools with CO<sub>2</sub> fluxes? // *Biogeosciences.* 2011. V. 8(6). P. 1523–1537.  
<https://doi.org/10.5194/bg-8-1523-2011>
50. *Kuz'yakov Y., Zamanian K.* Reviews and syntheses: Agropedogenesis – humankind as the sixth soil-forming factor and attractors of agricultural soil degradation // *Biogeosciences.* 2019. V. 16(24). P. 4783–4803.  
<https://doi.org/10.5194/bg-16-4783-2019>
51. *Lal R.* Managing Soils and Ecosystems for Mitigating Anthropogenic Carbon Emissions and Advancing Global Food Security // *BioScience.* 2010. V. 60(9). P. 708–721.  
<https://doi.org/10.1525/bio.2010.60.9.8>
52. *Lavallee J.M., Soong J.L., Cotrufo M.F.* Conceptualizing soil organic matter into particulate and mineral-associated forms to address global change in the 21st century // *Global Change Biol.* 2020. V. 26(1). P. 261–273.  
<https://doi.org/10.1111/gcb.14859>
53. *Leifeld J., Kögel-Knabner I.* Soil organic matter fractions as early indicators for carbon stock changes under different land-use? // *Geoderma.* 2005. V. 124. P. 143–155.  
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.04.009>
54. *Li J., Ramirez G.H., Kiani M., Quideau S., Smith E., Janzen H., Larney F., Puurveen D.* Soil organic matter dynamics in long-term temperate agroecosystems: rotation and nutrient addition effects // *Can. J. Soil Sci.* 2018. V. 98(2). P. 232–245.  
<https://doi.org/10.1139/cjss-2017-0127>



55. *Liang C.* Soil microbial carbon pump: Mechanism and appraisal // *Soil Ecol. Lett.* 2020. V. 2. P. 241–254. <https://doi.org/10.1007/s42832-020-0052-4>
56. *Liang C., Amelung W., Lehmann J., Kästner M.* Quantitative assessment of microbial necromass contribution to soil organic matter // *Global Change Biol.* 2019. V. 25(11). P. 3578–3590. <https://doi.org/10.1111/gcb.14781>
57. *Marschner B., Brodowski S., Dreves A., Gleixner G., Gude A., Grootes P.M., Hamer U., Heim A., Jandl G., Ji R., Kaiser K., Kalbitz K. C. Kramer, Leinweber P., Rettemeyer J., Schäffer A., Schmidt M.W.I., Schwark L., Wiesenberg G.L.B.* How relevant is recalcitrance for the stabilization of organic matter in soils? // *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2008. V. 171(1). P. 91–110. <https://doi.org/10.1002/jpln.200700049>
58. *Mazzilli S.R., Kemanian A.R., Ernst O.R., Jackson R.B., Piñeiro G.* Greater humification of belowground than aboveground biomass carbon into particulate soil organic matter in no-till corn and soybean crops // *Soil Biol. Biochem.* 2015. V. 85. P. 22–30. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2015.02.014>
59. *Merino A., Ferreira A., Salgado J., Fontúrbel M.T., Barros N., Fernández C., Vega J.A.* Use of thermal analysis and solid-state <sup>13</sup>C CP-MAS NMR spectroscopy to diagnose organic matter quality in relation to burn severity in Atlantic soils // *Geoderma.* 2014. V. 226–227. P. 376–386. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.03.009>
60. *Mikutta R., Kleber M., Kaiser K., Jahn R.* Organic Matter Removal from Soils using Hydrogen Peroxide, Sodium Hypochlorite, and Disodium Peroxodisulfate // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2005. V. 69(1). P. 120–135. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0120>
61. *Oldfield E.E., Bradford M.A., Wood S.A.* Global meta-analysis of the relationship between soil organic matter and crop yields // *Soil.* 2019. V. 5(1). P. 15–32. <https://doi.org/10.5194/soil-5-15-2019>
62. *Paul E.A., Morris S.J., Conant R.T., Plante A.F.* Does the acid hydrolysis–incubation method measure meaningful soil organic carbon pools? // *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 2006. V. 70(3). P. 1023–1035. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0103>
63. *Poepplau C., Don A., Six J., Kaiser M., Benbi D., Chenu C., Cotrufo M.F. et al.* Isolating organic carbon fractions with varying turnover rates in temperate agricultural soils – A comprehensive method comparison // *Soil Biol. Biochem.* 2018. V. 125. P. 10–26. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.06.025>
64. *Rabbi S.M.F., Wilson B.R., Lockwood P.V., Daniel H., Young I.M.* Soil organic carbon mineralization rates in aggregates under contrasting land uses // *Geoderma.* 2014. V. 216. P. 10–18. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.10.023>
65. *Rumpel C., Chabbi A.* Managing Soil Organic Carbon for Mitigating Climate Change and Increasing Food Security // *Agronomy.* 2021. V. 11. P. 1553. <https://doi.org/10.3390/agronomy11081553>
66. *Schädel C., Luo Y., Evans R.D., Fei S., Schaeffer S.M.* Separating soil CO<sub>2</sub> efflux into C-pool-specific decay rates via inverse analysis of soil incubation data // *Oecologia.* 2013. V. 171. P. 721–732. <https://doi.org/10.1007/s00442-012-2577-4>
67. *Schimel J.* Modeling ecosystem-scale carbon dynamics in soil: The microbial dimension // *Soil Biol. Biochem.* 2023. V. 178. P. 108948. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2023.108948>
68. *Schwendenmann L., Pendall E.* Response of soil organic matter dynamics to conversion from tropical forest to grassland as determined by long-term incubation // *Biol. Fertil. Soils.* 2008. V. 44. P. 1053–1062. <https://doi.org/10.1007/s00374-008-0294-2>
69. *Sherrod L.A., Peterson G.A., Westfall D.G., Ahuja L.R.* Soil Organic Carbon Pools After 12 Years in No-Till Dryland Agroecosystems // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2005. V. 69(5). P. 1600–1608. <https://doi.org/10.2136/sssaj2003.0266>
70. *Six J., Conant R.T., Paul E.A., Paustian K.* Stabilisation mechanisms of soil organic matter: implications for C-saturation of soil // *Plant and Soil.* 2002. V. 241. P. 155–176. <https://doi.org/10.1023/A:1016125726789>
71. *Sohi S.P., Mahieu N., Arah J.R.M., Powlson D.S., Madari B., Gaunt J.L.* A Procedure for Isolating Soil Organic Matter Fractions Suitable for Modeling // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2001. V. 65(4). P. 1121–1128. <https://doi.org/10.2136/sssaj2001.6541121x>
72. *Soucémariadin L.N., Cécillon L., Guenet B., Chenu C., Baudin F., Nicolas M., Girardin C., Barré P.* Environmental factors controlling soil organic carbon stability in French forest soils // *Plant and Soil.* 2018. V. 426. P. 267–286. <https://doi.org/10.1007/s11104-018-3613-x>
73. *Trumbore S.E.* Potential responses of soil organic carbon to global environmental change // *Proc. Nat. Acad. Sci. (PNAS).* 1997. V. 94(16). P. 8284–8291. <https://doi.org/10.1073/pnas.94.16.828>
74. *von Lützow M., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Flessa H., Guggenberger G., Matzner E., Marschner B.* SOM fractionation methods: Relevance to functional pools and to stabilization mechanisms // *Soil Biol. Biochem.* 2007. V. 39. P. 2183–2207. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.03.007>
75. *von Lützow M., Kögel-Knabner I., Ekschmitt K., Matzner E., Guggenberger G., Marschner B., Flessa H.* Stabilization of organic matter in temperate soils: Mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review // *Eur. J. Soil Sci.* 2006. V. 57(4). P. 426–445. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00809.x>
76. *von Lützow M., Kögel-Knabner I., Ludwig B., Matzner E., Flessa H., Ekschmitt K., Guggenberger G., Marschner B., Kalbitz K.* Stabilization mechanisms of organic matter in four temperate soils: Development and application of a conceptual model // *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2008. V. 171(1). P. 111–124. <https://doi.org/10.1002/jpln.200700047>
77. *Wagai R., Mayer L.M., Kitayama K., Knicker H.* Climate and parent material controls on organic matter storage in surface soils: A three-pool, density-separation approach // *Geoderma.* 2008. V. 147. P. 23–33. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.07.010>
78. *Wander M.* Soil Organic Matter Fractions and Their Relevance to Soil Function // *Soil organic matter in sustainable agriculture.* Boca Raton etc: CRC Press,

2004. P. 67–102.  
<https://doi.org/10.1201/9780203496374>
79. Xiao K.Q., Zhao Y., Liang C., Zhao M., Moore O.W., Otero-Fariña A., Zhu Y.G., Johnson K., Peacock C.L. Introducing the soil mineral carbon pump // *Nature Rev. Earth Environ.* 2023.  
<https://doi.org/10.1038/s43017-023-00396-y>
80. Xiao W., Feng S., Liu Z., Su Y., Zhang Y., He X. Interactions of soil particulate organic matter chemistry and microbial community composition mediating carbon mineralization in karst soils // *Soil Biol. Biochem.* 2017. V. 107. P. 85–93.  
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.12.025>
81. Zhou W., Wen S., Zhang Y., Gregory A.S., Xu M., Shah S.A.A., Zhang W., Wu H., Hartley I.P. Long-term fertilization enhances soil carbon stability by increasing the ratio of passive carbon: evidence from four typical croplands // *Plant and Soil.* 2022. V. 478. P. 579–595.  
<https://doi.org/10.1007/s11104-022-05488-0>
82. Zimmermann M., Leifeld J., Abiven S., Schmidt M.W.I., Fuhrer J. Sodium hypochlorite separates an older soil organic matter fraction than acid hydrolysis // *Geoderma.* 2007. V. 139(1–2). P. 171–179.  
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.01.014>
83. Zimmermann M., Leifeld J., Schmidt M.W.I., Smith P., Fuhrer J. Measured soil organic matter fractions can be related to pools in the RothC model // *Eur. J. Soil Sci.* 2007. V. 58(3). P. 658–667.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00855.x>

## Measurement of Soil Organic Carbon Pools Isolated Using Bio-Physical-Chemical Fractionation Methods

V. M. Semenov<sup>1, \*</sup>, T. N. Lebedeva<sup>1</sup>, D. A. Sokolov<sup>1</sup>, N. B. Zinyakova<sup>1</sup>,  
 V. O. Lopes de Gerenu<sup>1</sup>, and M. V. Semenov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

<sup>2</sup>*Dokuchaev Soil Science Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

\*e-mail: v.m.semenov@mail.ru

The studies were performed with samples from different horizons of soddy podzolic soil (Albic Retisol) and typical chernozem (Haplic Chernozems) collected under natural lands and arable fields. The carbon contents in structural (particulate organic matter of 2–0.05 mm in size ( $C_{\text{POM}}$ ) and mineral-associated organic matter of <0.05 mm in size ( $C_{\text{MAOM}}$ )) and process (potentially mineralizable organic matter ( $C_0$ ) and microbial biomass ( $C_{\text{mic}}$ )) pools were determined. In the humus horizon of virgin and arable sod-podzolic soils, the  $C_{\text{POM}}$ ,  $C_{\text{MAOM}}$ ,  $C_0$ , and  $C_{\text{mic}}$  pools contained 38 and 24, 56 and 72, 5.9 and 5.6, 1.2 and 1.3% of  $C_{\text{org}}$ , respectively. The sizes of these pools in virgin and arable chernozem were 42 and 30, 53 and 68, 3.6 and 2.8, 0.5 and 0.5% of  $C_{\text{org}}$ , respectively. The emission potential of  $C_{\text{POM}}$  pool despite the small mass of the POM fraction was comparable to  $C_{\text{MAOM}}$  pool having the large MAOM fraction. A method for quantitative separation of soil organic matter (SOM) into active, intermediate (slow), and passive pools has been proposed. The size of the SOM active pool were determined based on the  $C_{\text{mic}}$  and  $C_0$  contents, and the size of the passive pool were measured by the chemically non-oxidizable organic matter in POM and MAOM fractions. The intermediate pool size was calculated by the difference between the total organic carbon and the sum of the active and passive pools. The active, intermediate and passive pools of the studied soils contained 1–7, 51–81 and 13–48% of  $C_{\text{org}}$ , respectively without any significant between different land uses.

**Keywords:** soil organic matter, sequestration, storage, particulate organic matter, mineral-associated organic matter, potentially mineralizable organic matter, microbial biomass