

УДК 631.41

УГЛЕРОДСЕКВЕСТРИРУЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ И МИНЕРАЛИЗУЕМОСТЬ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА РАЗНЫХ ПОЧВ БЕЛАРУСИ

Н. Н. ЦЫБУЛЬКО¹⁾

¹⁾Институт почвоведения и агрохимии Национальной академии наук Беларусь,
ул. Казинца, 90, 220108, г. Минск, Беларусь

В составе активного пула органического вещества легко минерализуемая фракция составляет 24,3–49,1 %, а трудно минерализуемая – 50,9–76,0 %. Наблюдается снижение ее величины с увеличением эрозионной деградации почв. Минерализационная способность торфяных почв ниже, чем дерново-подзолистых, в которых доля потенциально минерализуемого углерода в составе общего органического вещества составляет всего 1,7 %. Углеродсеквестрирующая емкость дерново-подзолистых почв изменяется в пределах 14,7–20,5, торфяных почв – 58,2–60,1. Органическое вещество неэродированных почв является более стабильным по сравнению с почвами, подверженными эрозионной деградации.

Ключевые слова: органическое вещество почвы; стабильность; минерализуемость; углерод; секвестрирующая емкость.

CARBON SEQUESTERING ABILITY AND MINERALIZABILITY OF ORGANIC MATTER OF DIFFERENT SOILS OF BELARUS

М. М. ТСЫБУЛКА^a

^aRepublican Scientific Subsidiary Unitary Enterprise The Institute for Soil Science and Agrochemistry,
Kazinets street, 90, 220108, Minsk, Belarus

In the active pool of organic matter, the mineralizable fraction is easily 24.3–49.1 %, and it is difficult to mineralize – 50.9–76.0 %. There is a decrease in its value with increasing erosion degradation of soils. The mineralization capacity of peat soils is lower than that of sod-podzolic soils, in which the share of potentially mineralized carbon in the total organic matter is only 1.7 %. The carbon-sequestering capacity of sod-podzolic soils varies within the limits of 14.7–20.5, peat soils – 58.2–60.1. The organic matter of non-eroded soils is more stable compared to soils subject to erosive degradation.

Key words: soil organic matter; stability; mineralizability; carbon; sequestering capacity.

Введение

Динамика запасов органического углерода в почвах, скорости разложения органических материалов и время оборачиваемости различных пулов углерода при разных условиях являются количественными

Образец цитирования:

Цыбулько Н. Н. Углеродсеквестрирующая способность и минерализуемость органического вещества разных почв Беларуси // Журн. Белорус. гос. ун-та. Экология. 2018. № 2. С. 110–117.

For citation:

Tsybulka M. M. Carbon sequestering ability and mineralizability of organic matter of different soils of Belarus. *J. Belarus. State Univ. Ecol.* 2018. No. 3. P. 110–117 (in Russ.).

Автор:

Николай Николаевич Цыбулько – доктор сельскохозяйственных наук, доцент; заместитель директора по научной работе.

Author:

Mikalai M. Tsybulka, doctor of science (agriculture), associate professor; deputy director for science.
nik.nik1966@tut.by

прогностическими параметрами глобальных изменений природной среды и климата [1–3]. В 2017 г. под эгидой ФАО подготовлена Глобальная карта почвенного органического углерода (GSOCmap), которая показывает, что в мире на глубине первых 30 см почвенного покрова содержится около 680 млрд т углерода. Это почти вдвое больше, чем в атмосфере, и более значительный объем по сравнению с углеродом, хранящимся во всей растительности мира (560 млрд т). Деградация одной трети мировых почв уже вызвала огромный выброс углерода в атмосферу. Восстановление этих почв может привести к поглощению до 63 млрд т углерода, что в значительной степени будет способствовать смягчению последствий изменения климата [4].

Возросший интерес к изучению цикла углерода явился одной из причин более глубоких исследований органического вещества почв (ОВП), являющегося в педосфере основным природным генератором и источником углеродосодержащих газов (прежде всего, CO_2), поступающих в атмосферу. Кроме этого, ОВП является лимитирующим фактором продуктивности экосистем, от качественного и количественного состава его зависит почвенное плодородие.

Органическое вещество почвы представляет собой сложный гетерогенный континуум материалов и соединений, отличающихся по стабильности, скорости обрачиваемости и продолжительности существования, которое в силу особенностей химического строения, биологической доступности, высокой энергоемкости определяет функционирование основных свойств и режимов почв [5].

Важной характеристикой органического вещества (ОВ) является его стабильность – способность сохранять свои свойства и функции во времени [6]. Способность ОВ трансформироваться в малодоступное для почвенных микроорганизмов состояние – важное его свойство, а само явление стабилизации представляет характерную стадию динамики углерода. В агрономическом аспекте предпочтительнее нахождение в почве лабильного, потенциально минерализуемого и быстро обрачиваемого органического вещества, которое высвобождало бы элементы питания для растений [7]. В глобальном экологическом аспекте для ограничения концентрации CO_2 в атмосфере желательно, чтобы ОВП было устойчивым, а поступающее ОВ быстрее стабилизировалось, обеспечивая почвенную секвестрацию углерода – перевод C-CO_2 через биомассу растений в ОВП для долговременного сохранения в почвенном пуле [1; 8].

Постоянство ОВП может зависеть от генезиса и свойств почв. Показано, что основным путем стабилизации ОВП является агрегация почвы, а агрегаты основным местом аккумуляции органического углерода (C_{opr}) в почве [9; 10]. Органическое вещество служит связующим материалом и ядром формирующихся агрегатов, выполняет ведущую роль в стабилизации агрегатов, что подтверждается зависимостью между обрачиваемостью агрегатов и динамикой C_{opr} в почве [11; 12]. Около 90 % органического углерода верхнего горизонта почвы находится в составе агрегатов, включая 20–40 % – в виде микроагрегатов [9].

Стабилизация ОВ существенно зависит от гранулометрического состава почв, а содержание глины и пыли в гранулометрическом составе и удельная поверхность почвенных минералов служат индикаторами углеродсеквестрирующей способности почвы [11; 13]. Установлено, что ОВ песчаной фракции наиболее подвержено минерализации и содержание углерода в ней уменьшается быстрее, чем во фракциях пыли и ила [14; 15].

Значительная часть C_{opr} , содержащегося в минеральных почвах, стабильна, поскольку находится в химически или физически защищенном состоянии, либо в составе малодоступных микробам гумусовых образований. Образующиеся при разложении свежего органического вещества гидрофильные компоненты быстро связываются с гидрофобными центрами гуминовых веществ, подвергаясь химической стабилизации. Органическое вещество микроагрегатов и органо-минеральных комплексов физически защищено от ферментативного и микробного воздействия. Разлагаемое ОВ, содержащееся в порах, диаметр которых меньше размера бактерий, становится недоступным для разложения. Органический углерод торфяных почв, напротив, менее стабилен, поскольку представлен веществами, в значительной степени подверженными разложению и минерализации, а также в силу низкого содержания в них минеральной составляющей, определяющей физическую стабилизацию C_{opr} [6].

Сельскохозяйственное использование земель также может приводить как к увеличению стабильности ОВП, так и к его дестабилизации. Интенсивное использование торфяных почв приводит к минерализации торфа, сопровождающееся увеличением количества водорастворимых соединений и быстрым их окислением. Далее наступает некоторая стабилизация состояния ОВП. Вследствие этого уменьшается абсолютное и относительное количество легкоразлагаемого C_{opr} и увеличивается доля устойчивых к разложению фракций. Использование минеральных почв приводит, с одной стороны, к увеличению стабильной фракции в «старом» ОВ, а с другой – усиливает поступление в почву с растительными остатками «нового» C_{opr} , который подвергается последующей стабилизации [16; 17].

Цель данного исследования – изучить структуру, минерализуемость органического вещества и углеродсеквестрирующую способность разных почв Беларуси.

Материалы и методы исследования

Объект исследований – это почвы: дерново-подзолистая легкосуглинистая на лессовидных суглинках; дерново-подзолистая легкосуглинистая среднеэродированная на лессовидных суглинках; дерново-подзолистая легкосуглинистая сильноэродированная на лессовидных суглинках; дерново-подзолистая легкосуглинистая глееватая намытая на лессовидных суглинках; дерново-подзолистая автоморфная супесчаная на водноледниковых рыхлых супесях; дерново-подзолистая глееватая супесчаная на водноледниковых рыхлых супесях; торфяно-глеевая маломощная на хорошо разложившемся древесно-осоковом торфе с зольностью 70 %, подстилаемом песками; торфяно-болотная маломощная на хорошо разложившемся древесно-осоковом торфе с зольностью до 20 %, подстилаемая песком.

Почвенные образцы, отобранные из верхнего (0–20 см) слоя и просеянные через сито с диаметром отверстий < 6 мм, высушивали до воздушно-сухого состояния. Навески почв по 100 г воздушно-сухой массы помещали в инкубационные камеры, конструкция которых позволяет улавливать CO_2 с помощью 0,2 н раствора NaOH при постоянном и естественном газообмене между почвой и атмосферой в течение инкубации [18]. Перед началом инкубации одну часть образца почв увлажняли до 60 % полной полевой влагоемкости (ППВ) и выдерживали в течение 10 сут для инициирования микробной активности. Другую часть за сутки до эксперимента высушивали при 65 °C в течение 24 ч. После проверки уровня влажности в предварительно инкубированных образцах и увлажнения до 60 % ППВ высушенных образцов, инкубационные камеры соединялись с приемниками, содержащими щелочь. В начале опыта выделяющийся из почвы $\text{C}-\text{CO}_2$ учитывали с экспозицией менее суток, в последствии через каждые 1, 3 и 5 сут. Продолжительность инкубации – 150 сут. Повторность – двукратная. Температура инкубированной почвы в течение всего периода составляла 22 ± 1 °C.

В исследованиях применяли метод биокинетического фракционирования ОВП, газохроматографическое измерение концентрации $\text{C}-\text{CO}_2$ [16; 17]. Метод основан на разной доступности микроорганизмам углерода из различных компонентов ОВП в течение длительной инкубации почвы, которая количественно устанавливается по скорости продуцирования $\text{C}-\text{CO}_2$. Содержание потенциально-минерализуемого углерода (C_0) в почве определяли по кумулятивному количеству $\text{C}-\text{CO}_2$, выделившегося за весь период инкубации (уравнение 1). Аппроксимируя кумулятивные кривые продуцирования $\text{C}-\text{CO}_2$ за период инкубации трехкомпонентным уравнением экспоненциальной регрессии (уравнение 2), определяли содержание углерода легко (C_1 , $k_1 > 0,1$ сут $^{-1}$), умеренно (C_2 , $k_2 > 0,01$ сут $^{-1}$) и трудно минерализуемых (C_3 , $k_3 > 0,001$ сут $^{-1}$) фракций активного ОВП. Если с помощью трехкомпонентного уравнения получались недостоверные коэффициенты, то использовали двухкомпонентные уравнения 3 и 4, выделяя в этом случае легко (C_1) и умеренно (C_2) минерализуемые фракции, либо легко (C_1) и трудно (C_3) минерализуемые.

$$\text{C}_t = \text{C}_{\text{пп}} \cdot [1 - \exp(-k_0 \cdot t)] \quad (1)$$

$$\text{C}_t = \text{C}_1 \cdot [1 - \exp(-k_1 \cdot t)] + \text{C}_2 \cdot [1 - \exp(-k_2 \cdot t)] + \text{C}_3 \cdot [1 - \exp(-k_3 \cdot t)] \quad (2)$$

$$\text{C}_t = \text{C}_1 \cdot [1 - \exp(-k_1 \cdot t)] + \text{C}_2 \cdot [1 - \exp(-k_2 \cdot t)] \quad (3)$$

$$\text{C}_t = \text{C}_1 \cdot [1 - \exp(-k_1 \cdot t)] + \text{C}_3 \cdot [1 - \exp(-k_3 \cdot t)] \quad (4)$$

где C_t – кумулятивное количество $\text{C}-\text{CO}_2$ (мг/100 г) за время t (сут); $\text{C}_{\text{пп}}$ – содержание (мг/100 г) потенциально минерализуемого углерода; C_1 , C_2 , C_3 – содержание (мг/100 г) углерода легко, умеренно и трудно минерализуемых фракций активного пула ОВП; k_0 , k_1 , k_2 , k_3 – константы скорости минерализации органического вещества соответствующих фракций (сут $^{-1}$).

Биокинетические параметры C_n и k_n рассчитывали по значениям C_t и t методом нелинейной оценки программы Statistica 6.0. Коэффициенты уравнений 1–4 с уровнем значимости $P > 0,05$ отвергались. Полученные величины C_n и k_n применяли для расчета таких показателей состояния ОВП, как время обработки ($T = 1/k_n$, сут) и период полуразложения ($T_{0,5} = \ln 2/k_n$, сут) фракции в почве, интенсивность минерализации ($V = \text{C}_n \cdot k_n$, мг/100 г в сут). $\text{C}_{\text{мб}}$ в почве определяли по кумулятивному количеству $\text{C}-\text{CO}_2$, образующегося при инкубировании предварительно высушенной почвы в течение 13–14 сут, аппроксимируя кривую однокомпонентным уравнением кинетики первого порядка (уравнение 5).

$$\text{C}_t = 0,45 \cdot \text{C}_{\text{мб}} [1 - \exp(-k \cdot t)] + B \cdot t, \quad (5)$$

где C_t – кумулятивное количество $\text{C}-\text{CO}_2$ (мг/100 г), выделившегося при инкубировании предварительно высушенной почвы за время t (сут); $\text{C}_{\text{мб}}$ – содержание углерода микробной биомассы (мг/100 г); k – константа скорости, сут $^{-1}$; 0,45 – доля углерода почвенного субстрата, минерализованного микроорганизмами до $\text{C}-\text{CO}_2$; B – константа, характеризующая равновесие между приростом и отмиранием биомассы при полной утилизации начального запаса субстрата.

Результаты исследования и их обсуждение

Содержание органического углерода в почве отражает эволюционно-генетическую специфику биогенно-аккумулятивных почвенных процессов, их зависимость от поступления и отчуждения органического вещества, аэрации и гидротермических условий, минералогического и гранулометрического состава почвы, других внутрипочвенных и внешних факторов.

Содержание органического углерода и общего азота ($N_{общ}$) в изучаемых почвах, которые использовались под сельскохозяйственные земли, зависело от их генезиса, гранулометрического состава, степени гидроморфизма и эродированности. В дерново-подзолистых почвах содержание $C_{опр}$ и $N_{общ}$ колебалось в пределах 1,25–1,50 % и 660–970 мг/кг почвы соответственно. В торфяно-глеевой почве с зольностью торфа 70 % значения этих показателей составили 9,24 % и 8435 мг/кг почвы, а в торфяно-болотной почве с зольностью торфа 20 % – 27,88 % и 19 780 мг/кг почвы соответственно. С увеличением эрозионной деградации дерново-подзолистой почвы наблюдалось снижение содержания органического углерода и общего азота. Соотношение углерода к азоту ($C : N$) в дерново-подзолистых почвах изменялось от 15,5 до 19,2. В торфяных почвах этот показатель был ниже – 11,0–14,1 (табл. 1).

Органическое вещество почвы по времени оборачиваемости подразделяется на три пула: активный ($T < 3$ –10 лет), медленный ($T = 10$ –100 лет) и пассивный ($T > 100$ лет) [19]. Активный (лабильный) пул образует свежее ОВ высокого энергетического и питательного статуса, быстро утилизируемое микроорганизмами и расходуемое при макроагрегации; химически и физически не защищенное ОВ, способное к химическим и биохимическим реакциям (фрагменты растительных и животных остатков, микробная биомасса,mono- и полисахариды, водо- и солерастворимое и взвешенное ОВ, фракция песка и др.).

Таблица 1

Общее содержание органического углерода и общего азота в исследуемых почвах

Table 1

The total content of organic carbon and total nitrogen in the investigated soils

| Почва | $C_{опр}$, % | $N_{общ}$, мг/кг почвы | $C : N$ |
|--|---------------|-------------------------|---------|
| Дерново-подзолистая легкосуглинистая | 1,50 | 970 | 15,5 |
| Дерново-подзолистая легкосуглинистая среднеэродированная | 1,33 | 690 | 19,2 |
| Дерново-подзолистая легкосуглинистая сильноэродированная | 1,25 | 660 | 18,9 |
| Дерново-подзолистая легкосуглинистая глееватая намытая | 1,33 | 800 | 16,6 |
| Дерново-подзолистая автоморфная супесчаная | 1,35 | 830 | 16,2 |
| Дерново-подзолистая глееватая супесчаная | 1,44 | 885 | 16,3 |
| Торфяно-глеевая маломощная | 9,24 | 8435 | 11,0 |
| Торфяно-болотная маломощная | 27,88 | 19780 | 14,1 |

Медленный (промежуточный) пул состоит из физически защищенного и исходно прочного ОВ (аминосахара, гликопротеины, фракции лигнина, меланина и липидов, ОВ макро- и микроагрегатов, мобильные гуминовые вещества, фракция мелкого песка и крупной пыли).

Пассивный (устойчивый, стабильный) пул представляет недоступное микроорганизмам по биохимическим характеристикам и (или) связанное минеральной частью почвы ОВ (кутины, суберины, модифицированный лигнин, часть липидов, гумин, негидролизуемое ОВ, защищенное металлорганическими связями и гидрофобными взаимодействиями, фракции тонкой пыли и глины). По литературным данным, на долю активного пула ОВП в слое почвы 0–20 см приходится от <1 до 8 % от всего $C_{опр}$. В медленном пуле сосредоточено от 35 до 72 %, в устойчивом пуле – от 39 до 64 % [20; 21].

Основным источником минерализуемого углерода в почве являются непрочные и недостаточно защищенные органические вещества и соединения со временем оборачиваемости от трех до десяти лет, совокупность которых представляет собой пул активного органического вещества [22]. При биокинетическом фракционировании в составе активного ОВ выделяются три или две фракции углерода с константами скорости их минерализации, отличающимися на порядок [19].

Нами определен активный пул ОВ почв, а также установлены особенности распределения углерода между фракциями активного пула органического вещества исследуемых почв. Во всех почвах выделено две фракции углерода с разными константами скорости их минерализации, а именно легко минерализуемая фракция (C_1) со временем оборачиваемости менее 10 сут и трудно минерализуемая фракция (C_3) со временем оборачиваемости 10–1000 сут с константами скорости минерализации соответственно k_1 и k_3 (сут⁻¹). По степени минерализации отсутствовала умеренно минерализуемая фракция (C_2) (табл. 2).

Таблица 2

Содержание активного пула органического вещества и структура распределения углерода между фракциями в исследуемых почвах

Table 2

The content of the active pool of organic matter and the distribution structure carbon between fractions in the investigated soils

| Почва | АОВ | | C ₁ | | | C ₂ | | |
|--|-------------|-----------------------|----------------|----------|------------------------------------|----------------|----------|------------------------------------|
| | мг/кг почвы | % от C _{опр} | мг/кг почвы | % от АОВ | k ₁ , сут ⁻¹ | мг/кг почвы | % от АОВ | k ₃ , сут ⁻¹ |
| Дерново-подзолистая легкосуглинистая | 873 | 5,8 | 233 | 26,7 | 0,256 | 640 | 73,3 | 0,012 |
| Дерново-подзолистая легкосуглинистая среднеэродированная | 839 | 6,3 | 220 | 26,2 | 0,233 | 619 | 73,8 | 0,012 |
| Дерново-подзолистая легкосуглинистая сильноэродированная | 812 | 6,5 | 195 | 24,0 | 0,248 | 617 | 76,0 | 0,011 |
| Дерново-подзолистая легкосуглинистая намытая | 988 | 7,4 | 290 | 29,3 | 0,229 | 698 | 70,7 | 0,013 |
| Дерново-подзолистая автоморфная супесчаная | 958 | 7,1 | 317 | 33,1 | 0,165 | 641 | 66,9 | 0,009 |
| Дерново-подзолистая глееватая супесчаная | 905 | 6,3 | 318 | 35,1 | 0,143 | 587 | 64,9 | 0,009 |
| Торфяно-глеевая | 1932 | 2,1 | 949 | 49,1 | 0,107 | 983 | 50,9 | 0,007 |
| Торфяно-болотная | 6140 | 2,2 | 1491 | 24,3 | 0,155 | 4649 | 75,7 | 0,009 |

В дерново-подзолистых легкосуглинистых и супесчаных почвах содержание активного пула органического вещества составляло от 812 до 988 мг/кг почвы или 5,8–7,4 % от общего количества органического углерода. В торфяных почвах содержание его было значительно выше по сравнению с минеральными почвами – в торфяно-глеевой почве в среднем 1932 мг/кг почвы, в торфяно-болотной почве – 6140 мг/кг почвы. В то же время в органогенных почвах удельный вес АОВ в составе C_{опр} составлял только 2,1–2,2 %.

В составе активного пула органического вещества на долю легко минерализуемой фракции приходилось от 24,3 до 49,1 %, а трудно минерализуемой фракции – от 50,9 до 76,0 %. В дерново-подзолистых легкосуглинистых почвах содержание фракции C₁ составляло 195–290 мг/кг почвы или 24,0–29,3 % от АОВ. Наблюдалось снижение ее величины и доли в составе активного органического вещества с увеличением эродированности почвы. В дерново-подзолистых супесчаных почвах легко минерализуемая фракция занимала 33,1–35,1 % от АОВ, в торфяно-глеевой почве – 49,1 %.

Минерализуемый пул ОВП включает в себя все доступные микроорганизмам вещества и соединения независимо от их природы, химического состава, структуры и свойств, хотя вклад растворимых, простых, низкомолекулярных и свободных более существенен, чем нерастворимых, сложных, высокомолекулярных, связанных с минеральной частью почвы. Размеры минерализуемого пула ОВП зависят в первую очередь от количества и качества поступающих в почву органических материалов, степени защищенности компонентов ОВП и факторов, влияющих на микробную деятельность [1].

В наших исследованиях абсолютные значения потенциально минерализуемого углерода (C_{ПМ}) колебались от 674–845 мг/кг на минеральных почвах до 1510–4705 мг/кг – на торфяных почвах (табл. 3).

Таблица 3

Содержание потенциально минерализуемого углерода (C_{ПМ}) в исследуемых почвах

Table 3

The content of potentially mineralized carbon (C_{ПМ}) in the investigated soils

| Почва | C _{ПМ} , мг/кг почвы | % от C _{опр} |
|--|-------------------------------|-----------------------|
| Дерново-подзолистая легкосуглинистая | 696 | 4,6 |
| Дерново-подзолистая легкосуглинистая среднеэродированная | 674 | 5,1 |
| Дерново-подзолистая легкосуглинистая сильноэродированная | 731 | 5,7 |
| Дерново-подзолистая легкосуглинистая намытая | 845 | 6,6 |
| Дерново-подзолистая автоморфная супесчаная | 740 | 5,5 |
| Дерново-подзолистая глееватая супесчаная | 683 | 4,2 |
| Торфяно-глеевая | 1510 | 1,7 |
| Торфяно-болотная | 4705 | 1,7 |

Процентное содержание $C_{\text{ПМ}}$ от общего количества органического углерода характеризует минерализационную способность органического вещества почвы. Как свидетельствуют данные, из минеральных почв наиболее высокой минерализационной способностью характеризовалась дерново-подзолистая легкосуглинистая намытая почва – 6,6. Минерализационная способность торфяных почв была ниже, чем дерново-подзолистых. Доля $C_{\text{ПМ}}$ в составе общего органического вещества составляла всего 1,7 %.

Под стабилизацией органического вещества понимаются процессы, которые увеличивают устойчивость его к биотическим и абиотическим воздействиям и ведут к увеличению времени оборачиваемости органического вещества в почве за счет приобретенного защищенного состояния. Дестабилизация – обратный стабилизации процесс, в результате которого компоненты ОВ становятся менее устойчивыми к деградации и более доступными для использования микроорганизмами [23; 24].

Оценка стабильности органического вещества почвы и его отдельных компонентов основывается на нескольких подходах [25]. Показателем стабильности ОВП служит отношение устойчивого к минерализации углерода ($C_{\text{опр}} - C_{\text{ПМ}}$) к его потенциально-минерализуемому ($C_{\text{ПМ}}$) количеству, установленному биокинетическим методом. Количество стабилизированного и удерживаемого в составе ОВП углерода характеризует его секвестрирующую емкость (SCSC). Чем выше стабильность ОВП, тем меньше размеры продукции диоксида углерода, поэтому секвестрирующая емкость ОВП обратно пропорциональна его минерализационной способности [1; 6; 26].

В наших исследованиях наблюдалась закономерность повышения индекса углеродсеквестрирующей емкости исследуемых почв по мере снижения их минерализационной способности (рис.).

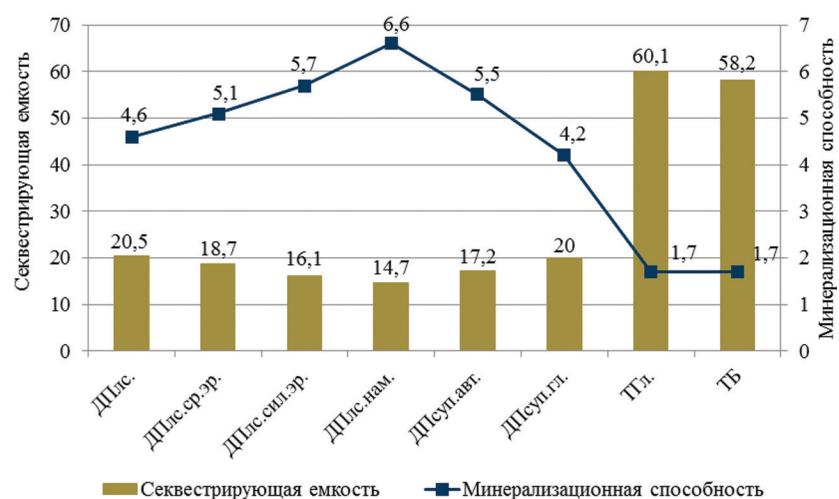


Рис. Зависимость углеродсеквестрирующей емкости почв от их минерализационной способности:
ДП лс. – дерново-подзолистая легкосуглинистая почва, ДПлс.ср.эр. – дерново-подзолистая легкосуглинистая среднеэродированная почва, ДПлс. сил. эр. – дерново-подзолистая легкосуглинистая сильноэродированная почва, ДПлс. нам. – дерново-подзолистая намытая почва, ДПсуп. авт. – дерново-подзолистая супесчаная автоморфная почва, ДПсуп. гл. – дерново-подзолистая супесчаная глееватая почва, ТГл. – торфяно-глеевая почва, ТБ – торфяно-болотная почва

Fig. Dependence of the carbon-sequestering capacity of soils on their mineralization ability:
SP II. – sod-podzolic light loamy soil, SP II. m.er. – sod-podzolic light loamy medium eroded soil,
SP II. st.er. – soddy-podzolic light loamy strongly eroded soil, SP II. soil. – sod-podzolic soiled soil, SP sand. loamy – sod-podzolic sandy loamy soil, SP sand. loam. – sod-podzolic sandy loamy soil, PG – peat-grey soil, PB – peat-bog soil

Углеродсеквестрирующая емкость дерново-подзолистых легкосуглинистых и супесчаных почв изменялась в пределах 14,7–20,5. Органическое вещество неэродированных почв характеризовалось более высокой стабильностью по сравнению с почвами, подверженными эрозионной деградации. Это объясняется тем, что под воздействием эрозионных процессов происходит разрушение почвенных агрегатов и, следовательно, снижение защищенности ОВ. Минимальной углеродсеквестрирующей емкостью (14,7) характеризовалась дерново-подзолистая легкосуглинистая намытая почва. Наиболее высокой стабильностью органического вещества (58,2–60,1) отличались органогенные торфяно-глеевая и торфяно-болотная почвы.

Заключение

Таким образом, содержание активного пула органического вещества в минеральных почвах существенно ниже, чем в органогенных почвах. В дерново-подзолистых легкосуглинистых и супесчаных

почвах содержание его составляет 812–988 мг/кг почвы, в торфяно-глеевой почве – 1932 и в торфяно-болотной почве – 6140 мг/кг почвы. В то же время в органогенных почвах удельный вес АОВ в составе $C_{\text{опр}}$ не превышает 2,2 %, тогда как в минеральных почвах достигает 7,4 % от общего количества органического углерода.

В составе активного пула органического вещества легко минерализуемая фракция составляет от 24,3 до 49,1 %, трудно минерализуемая фракция – от 50,9 до 76,0 %. Наблюдается снижение ее величины и доли с увеличением эрозионной деградации почв. Из минеральных почв наиболее высокой минерализационной способностью характеризуются дерново-подзолистые намытые почвы – 6,6. Минерализационная способность торфяных почв ниже, чем дерново-подзолистых, в которых доля потенциально минерализуемого углерода в составе общего органического вещества составляет всего 1,7 %.

Наблюдается закономерное повышение углеродсеквестрирующей емкости почв по мере снижения их минерализационной способности. Углеродсеквестрирующая емкость дерново-подзолистых почв изменяется в пределах 14,7–20,5, торфяно-глеевой и торфяно-болотной почв – 58,2–60,1. Органическое вещество неэродированных почв характеризуется более высокой стабильностью по сравнению с почвами, подверженными эрозионной деградации. Это объясняется тем, что под воздействием эрозионных процессов происходит разрушение почвенных агрегатов и, следовательно, снижение защищенности органического вещества. Минимальной углеродсеквестрирующей емкостью характеризуются намытые почвы.

Библиографические ссылки

1. Семенов В. М., Иванникова Л. А., Кузнецова Т. В. и др Минерализуемость органического вещества и секвестрирующая емкость почв зонального ряда. // Почвоведение. 2008. № 7. С. 1–14.
2. Davidson, E. A. Janssens I. A. Temperature Sensitivity of Soil Carbon Decomposition and Feedbacks to Climate Change. Nature. 2006. Vol. 440, № 7081. P. 165–173.
3. Lal R. Soil carbon sequestration to mitigate climate change // Geoderma. 2004. Vol. 123, – № 1–2. P. 1–22.
4. Национальный доклад «Глобальный климат и почвенный покров России: оценка рисков и эколого-экономических последствий деградации земель. Адаптивные системы и технологии рационального природопользования (сельское и лесное хозяйство) / под ред. А. И. Бедрицкого. М., 2018.
5. Расширенное воспроизводство плодородия почв в интенсивном земледелии Нечерноземья / под ред. Н. З. Милащенко. М., 1993.
6. Семенов В. М., Когут Б. М. Почвенное органическое вещество. М., 2015.
7. Janzen H. H. The soil carbon dilemma: Shall we hoard it or use it? // Soil. Biol. Biochem. 2006. Vol. 38, № 3. P. 419–424.
8. Six, J. Aggregation and soil organic matter accumulation in cultivated and natural grassland soils // Soil. Sci. Soc. Amer. J. – 1998. – V. 62. – P. 1367–1377.
9. Jastrow J. D. Soil aggregate formation and the accrual of particulate and mineral associated organic matter // Soil Biology and Biochemistry. 1996. Vol. 28, № 4–5. P. 665–676.
10. Six J., Paustian K., Elliott E. T., et al. Soil Structure and Organic Matter: I. Distribution of Aggregate-Size Classes and Aggregate-Associated Carbon // Soil. Sci. Soc. Amer. J. 2000. Vol. 64, № 2. P. 681–689.
11. Six J., Conant R. T., Paul E. A., et al. Soil Structure and: I. Distribution of Aggregate-Size Classes and Aggregate-Associated Carbon Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils // Plant and Soil. 2002. Vol. 241, № 2. P. 155–176.
12. Bronick C. J., Lal R. Soil structure and management: a review // Geoderma. 2005. Vol. 124, № 1–2. P. 3–22.
13. Baldock J. A., Skjemstad J. O. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack // Organic Geochem. 2000. Vol. 31, № 7–8. P. 697–710.
14. Dalal R. C., Mayer R. J. Long-term trends in fertility of soils under continuous cultivation and cereal cropping in Southern Queensland. IV. Loss of organic carbon from different density fractions // Aust. J. Soil Res. 1986. Vol. 24. P. 301–309.
15. Skjemstad J. O., Dalal R. C., Barron P. F. Spectroscopic investigations of cultivation effects on organic matter of vertisols // Soil Sci. Soc. Am. J. 1986. Vol. 50. P. 354–359.
16. Цыбулько Н. Н. Стабильность органического вещества дерново-подзолистых супесчаных и торфяных почв в зависимости от их использования // Природные ресурсы. 2011. № 1. С. 27–34.
17. Tulina A. S., Semenov V. M., Tsybulka N. N., et al. The role of mineralization of the organic matter of soddy-podzolic and peat bog soils in the accumulation of ^{137}Cs by plants // Eurasian Soil Science. 2010. Vol. 43, № 10. P. 1109–1119.
18. Иванникова Л. А. Способы определения минерализации органического вещества в почве по количеству продуцируемого CO_2 // Методы исследований органического вещества почв. М., 2005. С. 376–385.
19. Семенов В. М., Иванникова Л. А., Кузнецова Т. В. и др. Роль растительной биомассы в формировании активного пула органического вещества почвы // Почвоведение. 2004. № 11. С. 1350–1359.
20. Muller T., Hoper H. Soil organic matter turnover as a function of the soil clay content: consequences for model application // Soil Biol. Biochem. 2004. Vol. 36, № 6. P. 877–888.
21. Schwendenmann L., Pendall E. Response of organic matter dynamics to conversion from tropical forest to grassland as determined by long-term incubation // Biol. Fertil. Soils. 2008. Vol. 44, № 8. P. 1053–1062.
22. Jastrow J. D., Boutton T. W., Miller R. M. Carbon dynamics of aggregate-associated organic matter estimated by carbon-13 natural abundance // Soil Science Soc. of Amer. J. 1996. Vol. 60, № 3. P. 801–807.

23. Six J., Frey S. D., Thrieth R. K., et al. Bacterial and fungal contributions to carbon sequestration in agroecosystems // *Soil Science Soc. of Amer. J.* 2006. Vol. 70, № 2. P. 555–569.
24. Swift R. S. Sequestration of carbon by soil // *Soil Science*. 2001. Vol. 166, № 11. P. 858–871.
25. Sollins, P., Homann P., Caldwell B. A. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls // *Geoderma*. 1996. Vol. 74, № 1–2. P. 65–105.
26. Lützow von M. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review // *Europ. J. of Soil Science*. 2006. Vol. 57, № 4. P. 426–445.

References

1. Semenov V. M., Ivannikova L. A., Kusnezova T. V., et al. [Mineralizuyemost organicheskogo veshchestva i sekvestiruyushchaya yemkost pochv zonalnogo ryada]. *Pochvovedeniye*. 2008. No 7. – P. 1–14 (in Russ.).
2. Davidson Ye. A. Temperature Sensitivity of Soil Carbon Decomposition and Feedbacks to Climate Change. *Nature*. 2006. Vol. 440, No 7081. P. 165–173.
3. Lal R. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*. 2004. Vol. 123, No 1–2. P. 1–22.
4. Bedritskij A. I. (ed.) [Natsionalnyy doklad «Globalnyy klimat i pochvennyy pokrov Rossii: otsenka riskov i ekologo-ekonomicheskikh posledstviy degradatsii zemel. Adaptivnye sistemy i tekhnologii ratsionalnogo prirodopolzovaniya (selskoe i lesnoe khozyaystvo)】. Moscow, 2018 (in Russ.).
5. Milashchenko N. Z. (ed.) [Rasshirennoye vosproizvodstvo plodorodiya pochv v intensivnom zemledelii Nechernozemya]. Moscow, 1993 (in Russ.).
6. Semenov V. M., Kogut B. M. [Pochvennoye organicheskoye veshchestvo]. Moscow, 2015 (in Russ.).
7. Janzen H. H. The soil carbon dilemma: Shell we hoard it or use it? *Soil. Biol. Biochem.* 2006. Vol. 38, No 3. P. 419–424.
8. Six J., Elliott E. T., Paustian K., et al. Aggregation and soil organic matter accumulation in cultivated and nature grassland soils. *Soil. Sci. Soc. Amer. J.* 1998. Vol. 62. P. 1367–1377.
9. Jastrow J. D. Soil aggregate formation and the accrual of particulate and mineral associated organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*. 1996. Vol. 28, No 4–5. P. 665–676.
10. Six J., Paustian K., Elliott E. T., et al. Soil Structure and Organic Matter: I. Distribution of Aggregate-Size Classes and Aggregate-Associated Carbon. *Soil. Sci. Soc. Amer. J.* 2000. Vol. 64, No 2. P. 681–689.
11. Six J., Conant R. T., Paul E. A., et al. Soil Structure and: I. Distribution of Aggregate-Size Classes and Aggregate-Associated Carbon Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil*. 2002. Vol. 241, No 2. P. 155–176.
12. Bronick C. J., Lal R. Soil structure and management: a review. *Geoderma*. 2005. Vol. 124, No 1–2. P. 3–22.
13. Baldock J. A., Skjemstad J. O. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. *Organic Geochem.* 2000. Vol. 31, No 7–8. P. 697–710.
14. Dalal R. C., Mayer R. J. Long-term trends in fertility of soils under continuous cultivation and cereal cropping in Southern Queensland. IV. Loss of organic carbon from different density fractions. *Aust. J. Soil Res.* 1986. Vol. 24. P. 301–309.
15. Skjemsted J. O., Dalal R. C., Barron P. F Spectroscopic investigations of cultivation effects on organic matter of vertisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1986. Vol. 50. P. 354–359.
16. Tsybulko N. N. [Stabilnost organicheskogo veshchestva derno-podzolistykh supeschanykh i torfyanykh pochv v zavisimosti ot ikh ispolzovaniya]. *Prirodnyye resursy*. 2011. No 1. P. 27–34 (in Russ.).
17. Tulina A. S., Semenov V. M., Tsybulko N. N., et al. The role of mineralization of the organic matter of soddy-podzolic and peat bog soils in the accumulation of 137Cs by plants. *Eurasian Soil Science*. 2010. Vol. 43, No 10. P. 1109–1119.
18. Ivannikova L. A. [Sposoby opredeleniya mineralizatsii organicheskogo veshchestva po pochve po kolichestvu produktov rastvorimogo SO₂]. *Metody issledovaniy organicheskogo veshchestva pochv*. Moscow, 2005. P. 376–385 (in Russ.).
19. Semenov V. M., Ivannikova L. A., Kusnezova T. V., et al. [Rol rastitelnoy biomassы v formirovaniyakh aktivnogo pula organicheskogo veshchestva pochvy]. *Pochvovedeniye*. 2004. No 11. – P. 1350–1359 (in Russ.).
20. Muller T., Hoper H. Soil organic matter turnover as a function of the soil clay content: consequences for model application. *Soil Biol. Biochem.* 2004. Vol. 36, No 6. P. 877–888.
21. Schwendenmann L., Pendal E. Response of organic matter dynamics to conversion from tropical forest to grassland as determined by long-term incubation. *Biol. Fertil. Soils*. 2008. Vol. 44, No 8. P. 1053–1062.
22. Jastrow J. D., Boutton T. W., Miller R. M. Carbon dynamics of aggregate-associated organic matter estimated by carbon-13 natural abundance. *Soil Science Soc. of Amer. J.* 1996. Vol. 60, No 3. P. 801–807.
23. Six J., Frey S. D., Thitu R. K., et al. Bacterial and fungal contributions to carbon sequestration in agroecosystems. *Soil Science Soc. of Amer. J.* 2006. Vol. 70, No 2. P. 555–569.
24. Swift R. S. Sequestration of carbon by soil. *Soil Science*. 2001. Vol. 166, No 11. P. 858–871.
25. Sollins P., Homann P., Caldwell B. A. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma*. 1996. Vol. 74, No 1–2. P. 65–105.
26. Lützow von M. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions – a review. *Europ. J. of Soil Science*. 2006. Vol. 57, No 4. P. 426–445.

Статья поступила в редакцию 26.06.2018
Received by editorial board 26.06.2018