

УДК 631.41

РОЛЬ ПРОДУКТОВ ОРГАНО-МИНЕРАЛЬНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В СТРУКТУРООБРАЗОВАНИИ И ГУМУСООБРАЗОВАНИИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОЧВ ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ

© 2017 г. З. С. Артемьева^{1,*}, Н. П. Кириллова^{1,2}

¹*Почвенный институт им. В.В. Докучаева,
Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7*

²*МГУ им. М.В. Ломоносова, Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1*

**e-mail: artemyevazs@mail.ru*

Модифицированный вариант гранулоденсиметрического метода фракционирования позволяет выделять функционально значимые компоненты органического вещества почвы разной локализации в почвенной матрице. Это дает возможность детализировать их роль в процессах почвообразования, а также факторы, регулирующие их формирование и изменение под влиянием внешних условий. Выделяется свободное (неагрегированное) органическое вещество, локализованное в межагрегатном пространстве почвы и органическое вещество, стабилизированное в составе микроагрегатов. Данный подход позволяет наиболее адекватно оценить микростроение почвы. В почве выделяются две группы микроагрегатов, которые различаются по степени устойчивости к диспергирующему действию ультразвука, а также по форме, структуре, составу, свойствам органических и органо-глинистых компонентов и типу стабилизирующих агентов. Установлена взаимосвязь между микроструктурной организацией и устойчивостью органического вещества зонального ряда основных типов почв центра Русской равнины (дерново-подзолистые почвы Московской области, серые лесные почвы Тульской области, черноземов Курской области). Выявлено, что степень микроагрегированности почв изученного зонального ряда увеличивается с утяжелением гранулометрического состава, что отражает доминирующую роль органо-глинистых частиц в их формировании. Неустойчивые и устойчивые микроагрегаты различаются по количеству этих частиц и характеру органической составляющей.

Ключевые слова: гранулоденсиметрическое фракционирование, структурообразование, экологическая устойчивость

DOI: 10.19047/0136-1694-2017-90-73-95

ВВЕДЕНИЕ

Согласно современным представлениям, органическое вещество (ОВ) почвы представляет собой сложный гетерогенный континуум материалов и соединений, отличающихся по стабильности, скорости оборачиваемости и продолжительности существования (Семенов, Когут, 2015). Следует отметить, что значительная часть существующей информации об ОВ почвы, а также теории его происхождения основаны на извлечении ОВ методами химической экстракции образцов почвы в целом. При этом в состав экстрагируемой части попадает ОВ как специфической, так и неспецифической природы, что существенно затрудняет детальную оценку их роли и функций в процессах почвообразования, гумусообразования, функционирования почвы, ее структурного состояния и т.д. Возможно, именно поэтому общепринятые методы изучения ОВ почв до сих пор не в состоянии дать точного ответа на вопрос: что же такое гумус, гумусовые кислоты, как они образуются и в чем заключается их роль при почвообразовании.

При выраженном внимании исследователей к изучению процессов аккумуляции и трансформации ОВ, сильно смещенной в сторону изучения собственно гумусовых веществ, их химических свойств, группового и фракционного составов, географических закономерностей, проблема формирования структурного состояния почв и связанных с ним функций дискретного органического вещества и органо-глинистых комплексов, их роли в процессах почвообразования и обеспечении экологической устойчивости почв остается недостаточно изученной.

Исследования ОВ с помощью физических методов способны значительно расширить наши представления по этой проблеме. Так, метод гранулоденсиметрического фракционирования почвы позволяет выделять гомогенные по морфологическим признакам, химическому составу и устойчивости к минерализации функционально значимые компоненты ОВ почвы разных периодов круговорота в малоизмененном состоянии, детализировать их функции в процессах почвообразования, а также факторы, регулирующие их формирование и изменение под влиянием внешних условий.

Цель работы – детализация состава и функций разных фракций ОВ в процессах почвообразования и структурообразования, а

также факторов, регулирующих их формирование и изменение под влиянием внешних условий.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили на представительных объектах старопашотных почв с целинным или условно целинным контролем в зональном ряду агроландшафтов Центра Русской равнины.

В южно-таежной подзоне дерново-подзолистых почв исследовали почвы Звенигородской биологической станции МГУ, Учебно-опытно-производственно-экологического центра “Чашниково” МГУ им. М.В. Ломоносова, стационара “Малинки” Института проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова, Зеленоградского стационара Почвенного института им. В.В. Докучаева; в зоне серых лесных почв – почвы Ивановского опорного пункта Почвенного института им. В.В. Докучаева Тульской области и опытно-полевого хозяйства Владимирского НИИСХ; в зоне черноземов – почвы Центрально-Черноземного заповедника, заповедника “Приволжская лесостепь”, Курского НИИ агропромышленного производства, опытного хозяйства Всероссийского НИИ земледелия и защиты почв от эрозии.

Для изучения органического вещества почв использовали модифицированный вариант разработанного ранее гранулоденсиметрического метода ([Травникова, Артемьева, 2001](#); [Артемьева, 2010](#)).

Для диспергирования почв применяли ультразвуковой диспергатор зондового типа. Озвучивание (71 Дж/мл) образца почвы (10 г + 50 мл деионизированной воды) осуществляли в течение 1 мин с последующим центрифугированием в соответствии с законом Стокса и повторяли 15 раз. Водную суспензию глинистых частиц (<1 мкм) собирали и высушивали (80°C) ([Шаймухаметов, Воронина, 1972](#); [Tang et al., 2009](#)). Повторяющаяся процедура последовательного озвучивания и выделения илестых частиц с применением озвучивания ультразвуком низкой интенсивности водной суспензии почвы позволяет, во-первых, разрушать микроагрегаты постепенно по мере повышения интенсивности озвучивания, во-вторых, удаление каждой свежей порции илестых частиц из исходного образца почвенной суспензии позволяет не подвергать уже выделившиеся илестые частицы чрезмерному воздействию кавитации. Выбор размерности 1 мкм обусловлен большей степенью

гомогенности ОВ илистой фракции данного размера по сравнению с таковым размерности 2 мкм ([Balesdent et al., 1987](#); [Chenu, Plante, 2006](#)).

После удаления основной части илстых частиц (легкодиспергируемого ила – $И_{лд}$) из образца почвы в соответствие с упрощенной схемой с помощью броформ-этанольной смеси выделяли легкие фракции ($ЛФ$, плотностью 2.0 и 1.8 г/см³). Далее легкие фракции плотностью <1.8 г/см³ делили на две подфракции: $ЛФ$, содержащие частицы >50 мкм – неагрегированное ОВ, локализованное в межагрегатном пространстве почвы ($ЛФ_{св}$) и <50 мкм, локализованное внутри микроагрегатов ($ЛФ_{агр}$). Ранее показано, что выделение свободного ОВ после (упрощенный вариант) удаления илистой фракции принципиально не влияет на количество и качественный состав свободного ОВ, выделяемого по полной схеме (до удаления илистой фракции) ([Артемяева, 2010](#)).

Труднодиспергируемый ил ($И_{лд}$) (частицы <1 мкм) выделяли из остатка почвы после удаления легкодиспергируемого ила и легких фракций методом разминания в пастообразном состоянии по методу Айдиняна ([1960](#)).

Таким образом, методика позволяет выделить 5 пулов ОВ почвы, концентрирующих основную массу ОВ и тонкодисперсных минеральных компонентов почв: неагрегированное (свободное) органическое вещество ($ЛФ_{св}$), агрегированное органическое вещество ($ЛФ_{агр} = ЛФ_{агр-1} + ЛФ_{агр-2}$), легкодиспергируемый ил ($И_{лд}$), труднодиспергируемый ил ($И_{лд}$) и остаток почвы (остаток).

С помощью гранулоденсиметрического фракционирования, почву можно разделить на две группы микроагрегатов, которые различаются по степени устойчивости к диспергирующему действию ультразвука.

Крупные (50–250 мкм) микроагрегаты, неустойчивые в ультразвуковом поле, состоят из органических остатков разной степени минерализации–гумификации ($ЛФ_{агр}$) и глинистых частиц ($И_{лд}$). Связь между компонентами слабая, поэтому они легко высвобождаются под влиянием кавитации.

Мелкие (1–50 мкм) микроагрегаты, устойчивые в ультразвуковом поле, состоят из глинистых частиц ($И_{лд}$) и ОВ остатка.

Содержание углерода определяли методом мокрого сжигания по Тюрину, азота – методом Кьельдаля.

Состав глинистых минералов определяли с помощью рентгендифрактометрического анализа, выполненного на кафедре химии почв МГУ им. М.В. Ломоносова. Полуколичественный анализ основных глинистых минералов проводили по методу Бискайя ([Biscaye, 1964](#)).

Статистическую обработку результатов выполняли с использованием пакета Microsoft Excel 2010 (Microsoft Corporation, Redmond, WA, USA) и OriginPro 8 (OriginLab Corporation, Northampton, MA, USA). Выбранный уровень значимости $P < 0.01$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В почве фиксируется наличие групп фракций ОВ, концентрирующих основную массу углерода почв: ЛФ_{св}, ЛФ_{агр}, ил и остаток почвы.

Свободное ОВ (ЛФ_{св}) (ЛФ с плотностью $< 1.8 \text{ г/см}^3$ и размером $> 50 \text{ мкм}$) (рис. 1) представлено, в основном, легкоразлагаемыми, хорошо различимыми визуальными фрагментами растительного материала, локализующимися в межагрегатном поровом пространстве почвы. Среднестатистическая величина $S_{\text{ЛФ}^{\text{св}}}$ составляет 43% от массы фракции, отношение C/N равно 18 ([Артемьева, 2010](#); [Артемьева, Федотов, 2013](#)).

Агрегированное ОВ почвы (АГР) представлено двумя фракциями: ЛФ с плотностью $< 1.8 \text{ г/см}^3$ и размером $< 50 \text{ мкм}$ и ЛФ с плотностью $1.8\text{--}2.0 \text{ г/см}^3$. Агрегированное ОВ локализуется в поровом пространстве крупных микроагрегатов размером $50\text{--}250 \text{ мкм}$. ЛФ с плотностью $< 1.8 \text{ г/см}^3$ и размером $< 50 \text{ мкм}$ отличаются от ЛФ с плотностью $< 1.8 \text{ г/см}^3$ и размером $> 50 \text{ мкм}$ (СВ) по морфологическим и химическим характеристикам: это тонкий однородный порошкообразный материал черного цвета, обогащен ароматическими компонентами и обеднен углеводами, что, по-видимому, связано с более высокой степенью гумификации растительного материала (рис. 2). Этому соответствует и более низкая величина C/N . Среднестатистическое содержание углерода ($S_{\text{ЛФ}^{\text{агр-1}}}$) составляет 31% от массы фракции, отношение C/N равно 14 ([Артемьева, 2010](#); [Артемьева, Федотов, 2013](#)).

Кроме того, в состав агрегированного ОВ включена и ЛФ с плотностью $1.8\text{--}2.0 \text{ г/см}^3$, в которой могут присутствовать фитоциты (рис. 3). Основанием для объединения этих двух фракций послужили сходство их размера ($< 50 \text{ мкм}$) и физического состояния ОВ.

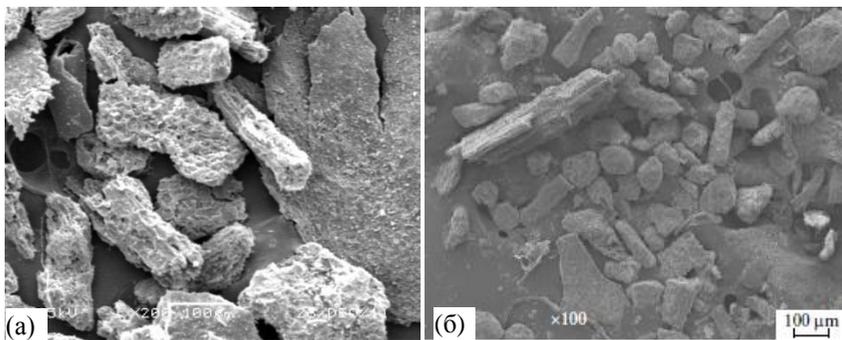


Рис. 1. Изображение фракции свободного ОВ (ЛФ_{св}) (ЛФ плотностью <1.8 г/см³ размером >50 мкм), выделенной из дерново-подзолистой почвы (а) и целинного чернозема (б).

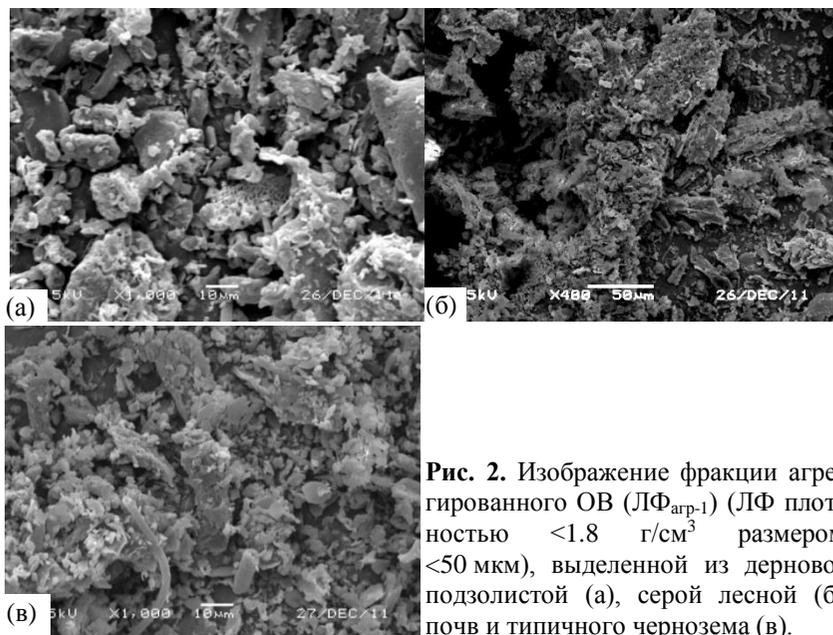


Рис. 2. Изображение фракции агрегированного ОВ (ЛФ_{агр-1}) (ЛФ плотностью <1.8 г/см³ размером <50 мкм), выделенной из дерново-подзолистой (а), серой лесной (б) почв и типичного чернозема (в).

В органо-глинистых комплексах (<1 мкм) органические соединения прочно связаны с глинистыми минералами и оксидами-гидроксидами Fe и Al. Наряду с агрегированным ОВ, ОВ органо-глинистых комплексов входит в состав крупных микроагрегатов размером 50–250 мкм.

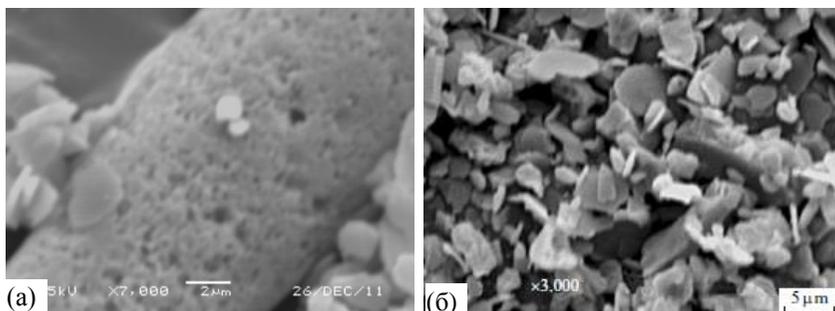


Рис. 3. Изображение фракции агрегированного ОВ (ЛФ_{агр-2}) (ЛФ плотностью 1.8–2.0 г/см³), выделенной из лесной дерново-подзолистой почвы (а) и типичного чернозема (б).

В состав ОВ фракции остатка входят остаточные трудноразлагаемые соединения органического опада, в частности лигниноподобного типа, а также угли и углеподобные вещества. ОВ остатка локализуется в мелких микроагрегатах размером 1–50 мкм.

В почве выделяются две группы микроагрегатов, которые различаются по степени устойчивости к диспергирующему действию ультразвука, а также по форме, структуре, составу, свойствам органических и органо-глинистых компонентов и типу стабилизирующих агентов. Данный подход позволяет наиболее адекватно оценить микростроение почвы.

Установлена взаимосвязь между микроструктурной организацией и устойчивостью ОВ исследованного зонального ряда почв естественных ценозов. Выявлено, что степень микроагрегированности почв изученного зонального ряда увеличивается с утяжелением гранулометрического состава, что отражает доминирующую роль органо-глинистых частиц в их формировании. Неустойчивые и устойчивые микроагрегаты различаются по количеству этих частиц и характеру органической составляющей.

Крупные (неустойчивые в УЗ-поле) микроагрегаты – образования овальной формы размером 50–250 мкм (рис. 4а). В их составе преобладает тонкодисперсная смесь органических остатков различной степени минерализации–гумификации, составляющая ядро, и органо-глинистые частицы, формирующие оболочку.

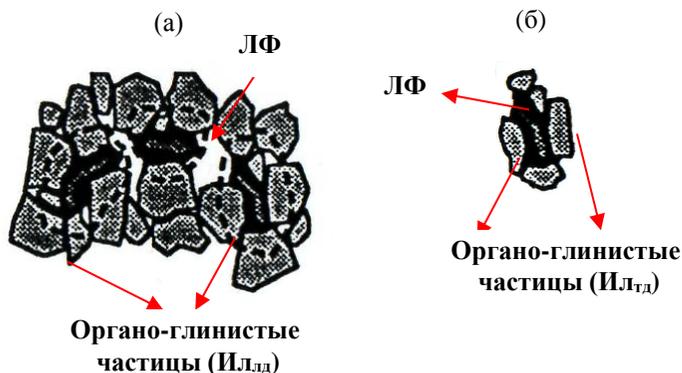


Рис. 4. Состав компонентов крупных (а) и мелких (б) микроагgregатов.

Экстрагируемая фракция дискретных частиц ОВ ($ЛФ_{agr}$) практически нацело состоит из гуминовых кислот ($C_{гк}/C_{фк}$ 50) – металлгуминовых комплексов. В целом, ОВ $ЛФ_{agr}$ обеднено азотом: среднее отношение C/N равно 14, что отражает заметное доленое участие в них слабо разложившихся органических остатков. В составе экстрагируемой части $ИЛ_{лд}$ преобладают гуминовые кислоты $C_{гк}/C_{фк} \sim 5$, существенно обогащенные азотом: C/N колеблется в пределах 4.5–5.5. Это указывает на незрелость гумусовых веществ, что, возможно, является следствием постоянного обновления состава гумуса этих фракций в условиях естественных ценозов.

Стабилизирующим агентом этой группы агрегатов являются микробные слизи (в основном полисахариды).

Крупные микроагрегаты представляют собой *центры агрегирования* почвенной массы, с которых и начинается процесс стабилизации всей почвы.

Установлено, что с утяжелением гранулометрического состава увеличивается масса неустойчивых (крупных) микроагрегатов. Доля этой группы микроагрегатов в среднесуглинистых почвах (дерново-подзолистые почвы) более чем в 2 раза выше по сравнению с легкосуглинистыми и в 1.3 раза выше в глинистых (черноземах) по сравнению со среднесуглинистыми (Artemyeva, Kogut, 2016). Это подтверждается наличием тесной корреляционной связи между количеством неустойчивых микроагрегатов и содержанием легкодиспергируемого ила ($R^2 = 0.98$, при $P < 0.01$ (рис. 5, табл. 1).

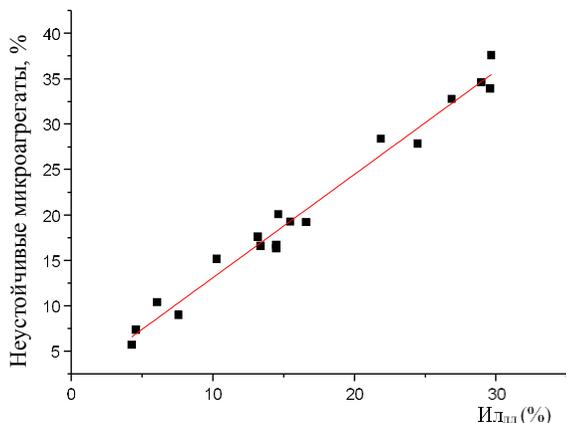


Рис. 5. Зависимость между количеством неустойчивых микроагрегатов и легкодиспергируемого ила в изученных почвах.

Таблица 1. Величины стандартной ошибки (SE), коэффициента Пирсона (r), $RMSE$ (среднеквадратичная ошибка) и коэффициента детерминации (R^2) для зависимости количества неустойчивых микроагрегатов ($M/агр_{неуст}$, %) и легкодиспергируемого ила ($ИЛ_{лд}$, %)

Количество образцов (n)	m	SE_m	b	SE_b	r	R^2	$RMSE$
18	1.14	0.041	1.68	0.75	0.9899	0.9786	1.44

Примечание. m – коэффициент линейного уравнения (угол наклона прямой)(slope), b – свободный член линейного уравнения (intercept). $M/агр_{неуст} = m Ил + b$. Значимость: $P < 0.01$.

Частицы **мелких** (*устойчивых в УЗ-поле*) микроагрегатов более мелкого размера (1–50 мкм), не имеют определенной формы, представляют собой случайные смеси глинистых микроструктур (труднодиспергируемый ил), биополимеров и микроорганизмов (рис. 4б). Органическая фаза ИЛ_{лд} обеднена азотом (C/N 7–10), что свидетельствует о большей степени зрелости.

ОВ, входящее в состав мелких микроагрегатов пылеватого размера, обладает максимальной устойчивостью к разложению, оно сформировано из конечных продуктов трансформации органического опада. Факторами, определяющими его устойчивость, являются высокая степень зрелости ОВ ила и дискретных частиц, а также прочность связи между

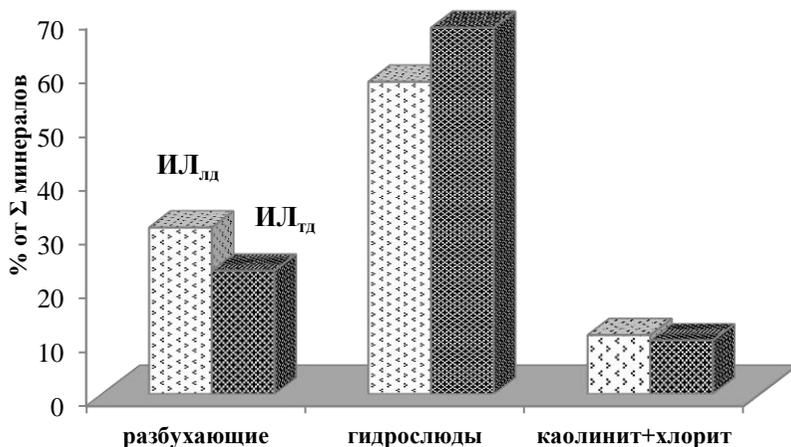


Рис. 6. Распределение глинистых минералов в составе илистых фракций крупных и мелких микроагрегатов черноземов Приволжской степи ([Травникова и др., 2006](#))

этим компонентами, которая зависит от соотношения глинистых минералов с разбухающей и жесткой структурой (рис. 6). Минеральная фаза органо-глинистых частиц обогащена минералами с жесткой структурой, ультрамикроагрегаты которых обладают более сложной внутренней топографией, и в первую очередь большим количеством и величиной внутренних пор, в которых возможна локализация органического вещества ([Артемьева, 2010](#)). Это определяет большую степень концентрации в них углерода, а также более прочную связь между органической и минеральной составляющими этих частиц.

Связующими агентами мелких (устойчивых) микроагрегатов являются продукты микробиологической деятельности, корневые выделения и поливалентные катионы.

Процессы формирования микроагрегатов и процессы гумусообразования в почве тесно связаны между собой, причем эта связь не однонаправленная. Совершенно очевидно, что стабильность микроагрегатов зависит от количества и качества ОВ, аккумулированного в них. Можно предполагать, что *начало гумусообразования сопряжено с началом формирования крупных микроагрегатов.*

Следовательно, процессы стабилизации почвенной массы и гумификации тесно связаны между собой по принципу обратной связи, т.е. взаимообязательны и взаимозависимы.

Отдельные компоненты ЛФ (ЛФ_{св} и ЛФ_{агр}) в процессах консолидации почвенной массы выполняют разные функции.

Корреляционный анализ литературных данных по изменению воздухоносной структурной пористости пахотных горизонтов природных и антропогенно-измененных слитых почв подтвердил вывод Ю.В. Фармаковской (1993) о том, что медиана распределения пор прямо пропорциональна соотношению масс двух структуроопределяющих компонентов: ЛФ и ила. Коэффициент корреляции составил $R = 0.91$ при $P = 0.0001$. Пониженное содержание массы ЛФ относительно малогумусированного ила определяет неблагоприятное сочетание разрыхляющих и консолидирующих компонентов почвы. Анализ корреляционной зависимости между медианой распределения пор и соотношением $C_{\text{ЛФ}}/C_{\text{ил}}$ выявил обратную зависимость между этими показателями: величина коэффициента корреляции составила $R = -0.78$ при $P = 0.008$. Таким образом, уменьшение $C_{\text{ЛФ}}$ относительно $C_{\text{ил}}$ способствует ухудшению воздухоносной структуры почв.

Результаты, полученные на достаточно представительном ряде почв Центра Русской равнины, свидетельствуют, что в случае изменения соотношения этих основных структурообразующих компонентов: *разрыхляющих* (ЛФ) и *консолидирующих* (Ил), в сторону консолидирующих агентов ($C_{\text{ил}}$), наблюдается увеличение плотности пахотных горизонтов почв: увеличение плотности в среднем для всего массива исследованных почв составляет $11 \pm 3.5\%$ от исходной величины, что негативно отражается на водно-физических свойствах почвы, тесно связанных со структурой почвы (Артемьева, 2010).

Коэффициент корреляции между плотностью пахотных горизонтов исследованных почв и величиной запасов $C_{\text{ЛФ}}$ составляет $R = -0.75$ при $P < 0.0001$ (рис. 7, табл. 2).

При этом выявлено, что урожайность культур (клевера и ячменя) в зональном ряду старопахотных почв склонов Центра Русской равнины обратно пропорционально зависит от плотности сложения почвы: $R = 0.90$ при $P = 0.0001$ (рис. 8, табл. 3).

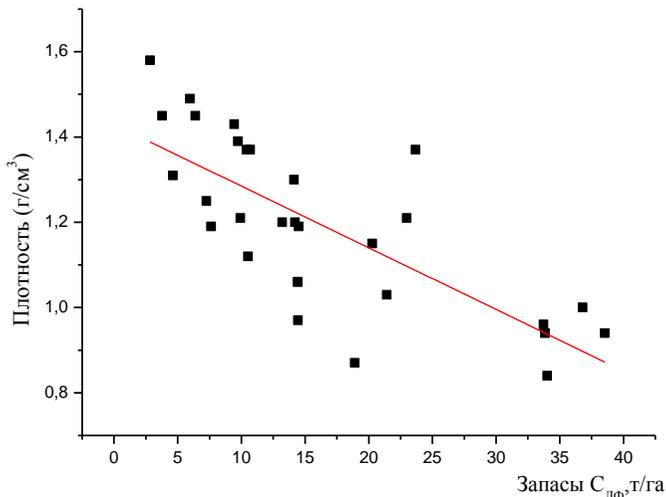


Рис. 7. Зависимость плотности пахотного слоя от запасов ЛФ в исследованных почвах.

Таблица 2. Величины стандартной ошибки (SE), коэффициента Пирсона (r), $RMSE$ (среднеквадратичная ошибка) и коэффициента детерминации (R^2) для зависимости плотности (ρ) (г/см^3) от запасов ЛФ (в слое 0–20 см) ($C_{\text{ЛФ}}$), т/га

Количество образцов (n)	m	SE_m	b	SE_b	r	R^2	$RMSE$
30	-0.01	0.002	1.43	0.05	-0.75	0.54	0.14

$\rho = m C_{\text{ЛФ}} + b$. Значимость $P < 0.01$.

Установлено наличие зависимости между урожайностью и содержанием в почве ЛФ. Действительно, для всего массива исследованных почв отмечена высокая корреляция между урожайностью и содержанием ЛФ: коэффициент корреляции составляет $R = 0.71$ при $P = 0.004$ (Артемова, 2010).

Следует отметить, что в данном случае наблюдается система с обратными положительными связями, которые влияют друг на друга: с увеличением количества ЛФ уменьшается плотность сложения почвы, это способствует увеличению урожайности, что в свою очередь увеличивает поступление свежего ОВ в почву. Отме-

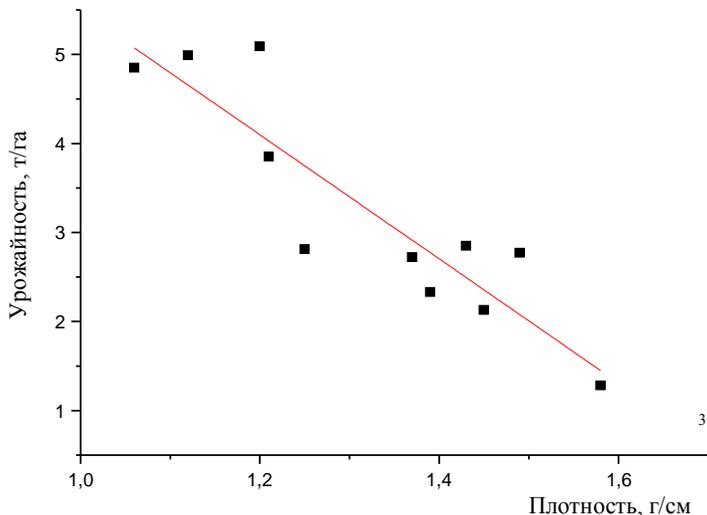


Рис. 8. Зависимость урожайности клевера и ячменя (т/га) от плотности пахотного слоя (г/см³) в исследованных эродированных почвах.

Таблица 3. Величины стандартной ошибки (SE), коэффициента Пирсона (r), RMSE (среднеквадратичная ошибка) и коэффициента детерминации (R²) для зависимости урожайности клевера и ячменя (т/га) от плотности пахотного слоя (ρ) (г/см³)

Количество образцов (n)	<i>m</i>	<i>SE_m</i>	<i>b</i>	<i>SE_b</i>	<i>r</i>	<i>R²</i>	RMSE
11	-6.97	1.10	12.46	1.47	0.90	0.80	0.57

Урожайность = $m\rho + b$. Значимость: $P < 0.01$.

чается высокая корреляция между урожайностью и запасами углерода во всех фракциях: наиболее значимый коэффициент корреляции отмечен для легких и илистых фракций ($R = 0.83$ при $P = 0.002$ (рис. 9, табл. 4) и $R = 0.82$ при $P = 0.0003$ соответственно), наименее значима корреляция между урожайностью и запасами углерода в составе фракции остатка ($R = 0.67$ при $P = 0.01$).

Таким образом, разные пулы ОБ в почве выполняют и разные функции в почвообразовании, в том числе в структурообразовании.

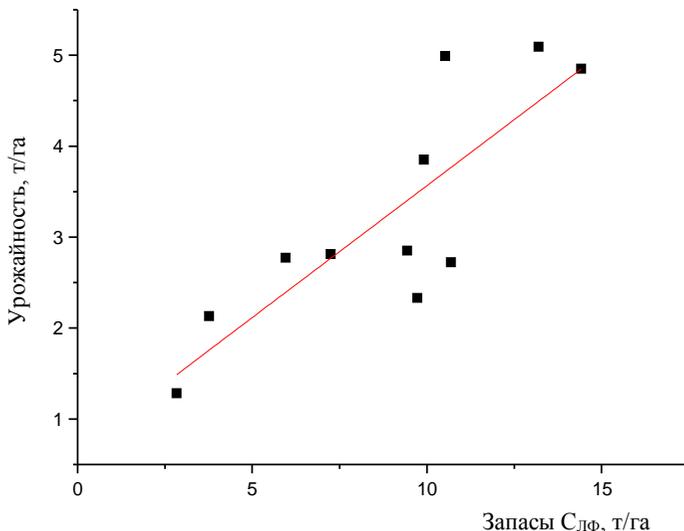


Рис. 9. Зависимость урожайности клевера и ячменя (т/га) от величины запасов СЛФ (т/га) в исследованных эродированных почвах.

Таблица 4. Величины стандартной ошибки (SE), коэффициента Пирсона (r), $RMSE$ (среднеквадратичная ошибка) и коэффициента детерминации (R^2) для зависимости урожайности клевера и ячменя (т/га) от запасов ЛФ (в слое 0–20 см) (т/га)

Количество образцов (n)	m	SE_m	b	SE_b	r	R^2	$RMSE$
11	0.29	0.07	0.66	0.63	0.83	0.65	0.75

Урожайность = $m \cdot \text{ЛФ} + b$. Значимость $P < 0.01$.

Свободная составляющая ЛФ (ЛФ_{св}) – разрыхляющий агент почвенной массы. Это обусловлено качественным составом этой составляющей дискретного ОВ: ЛФ_{св} представлена в основном слабоборозлившимися органическими остатками, преимущественно растительного происхождения и является непосредственным разрыхляющим компонентом почвы.

Агрегированный компонент ЛФ принимает участие в формировании микроструктуры почвенной массы: это одна из двух составляющих неустойчивых (крупных) микрочастиц, обладающих водопрочностью.

Таким образом, свободный компонент дискретного ОВ почвы оказывает непосредственное воздействие на степень рыхлости почвенной массы, в то время как агрегированный компонент оказывает косвенное воздействие посредством участия в микроагрегировании почвенной массы.

Органо-глинистые комплексы – другая форма стабилизации наиболее активной тонкодисперсной минеральной массы верхних слоев почвы. Органо-глинистые комплексы оказывают консолидирующее воздействие на почву.

Распределение разных пулов ОВ почвы позволяет оценивать размеры и уточнять возможные механизмы потерь ОВ при распашке почв естественных ценозов, а также детализировать функции разных пулов ОВ в этих процессах.

Проведенные исследования выявили развитие процессов дегумификации, метаструктуризации и дезагрегации почвенной массы, которые проявляются в изменении показателей ОВ фракций целинных почв, имеющих выраженный деградационный характер.

Одним из важных процессов, определяющих состояние ОВ поверхностных горизонтов изученных агроземов зонального ряда, является минерализация дискретного ОВ (ЛФ) почв естественных ценозов.

В первую очередь это проявляется в резком снижении уровня накопления всего пула углерода дискретного ОВ почв ($C_{лф}$). Средние потери углерода дискретного ОВ ($C_{лф}$) целинных почв центра Русской равнины при их распашке (в верхнем горизонте) колеблются от 62–67% (дерново-подзолистые и серые лесные почвы до 43% от исходной величины $C_{лф}$ (черноземы).

Потери разных пулов ОВ почв естественных ценозов при смене на агроценоз отражаются на качественном составе ОВ почв агроценозов, на степени их агрегированности и на устойчивости почв в целом.

Потери дискретного ОВ (ЛФ) в первую очередь за счет отторжения большей части растительной массы с урожаем, негативно отражаются на сбалансированности процессов гумификации–минерализации в почвах агроценозов. Наибольшие изменения происходят со свободной составляющей ОВ ($C_{св}$). В зональном ряду исследованных почв средние потери углерода свободной составляющей ОВ ($C_{св}$) исследованных почв в поверхностных горизонтах

колеблются от 90% (дерново-подзолистые и серые лесные почвы до 70% от исходной величины накопления углерода (черноземы). Недостаток свежего ОБ, представленного в первую очередь свободным ОБ ($L_{Ф_{св}}$), приводит к значительной разомкнутости круговорота углерода в почвах агроценозов, нарушению их равновесного состояния, свойственного естественным ценозам.

Потери углерода, аккумулированного агрегированной компонентой легких фракций ($L_{Ф_{ар}}$) существенно меньше – средние потери составляют 41–47% (дерново-подзолистые почвы и черноземы соответственно) и 61% от исходной величины накопления углерода (серые лесные почвы).

Пониженное содержание и доля углерода легких фракций ($C_{лф}$) в общем накоплении углерода в почве сопровождаются увеличением долевого участия углерода органо-глинистых комплексов (в том числе в результате припахивания нижележащих горизонтов), что свидетельствует об активизации процессов *метаструктуризации* почвенной массы пахотных горизонтов, что выражается в нарушении соотношения углерода двух основных фракций органического вещества ($C_{лф}$ и $C_{ил}$).

Величина соотношения $C_{лф}/C_{ил}$ изменяется в сторону уменьшения доли углерода дискретного ОБ почвы: в поверхностных горизонтах величина соотношения $C_{лф}/C_{ил}$ в зональном ряду исследованных автоморфных почв естественных ценозов составляет в почвах лесных ценозов 1.4, в черноземах 1.0. В старопашотных почвах она изменяется в сторону уменьшения долевого участия углерода ЛФ ($C_{лф}$): 0.6 – в лесной зоне и 0.5 – в черноземах. Таким образом, соотношение между разрыхляющими (ЛФ) и консолидирующими (ил) агентами почвы сдвигается в сторону консолидирующих агентов, что негативно отражается на водно-физических свойствах почвы, тесно связанных с ее структурой.

При распашке интенсивно развиваются процессы дезагрегации, вследствие которых изменяется состав компонентов микроструктуры почв.

В почвах, где структурная стабилизация контролируется ОБ, существует прямая связь между разложением ОБ и динамикой почвенной агрегированности.

Запасы углерода компонентов крупных микрочастиц (неустойчивых в УЗ-поле) во многом зависят от интенсивности

процессов дегумификации и дезагрегации. Это происходит, как за счет интенсивности минерализации ОБ агрегированного компонента ЛФ (ЛФ_{агр}) почвы, в условиях недостаточного поступления свежего ОБ, так и за счет разрушения части устойчивых в условиях естественных ценозов микрочастиц, что сопровождается освобождением части углерода, связанного с илом (органо-глинистых комплексов) углерода микрочастиц такого рода (С_{ост}). В результате устойчивые ранее в УЗ-поле микрочастицы становятся более подвержены дезинтеграции при озвучивании ультразвуком.

Во всех исследованных почвах выявлено увеличение средних величин запасов С_{ил}, являющегося одним из компонентов крупных микрочастиц. Для агродерново-подзолистых почв, в которых процессы дегумификации и дезагрегации наиболее выражены, увеличение величины запасов С_{ил} составило в среднем лишь 8% от исходной величины. Для агросерых почв и агрочерноземов увеличение величины запасов С_{ил} существенно больше (24 и 18% от исходной величины соответственно). По-видимому, это связано с меньшей интенсивностью процессов дегумификации в агросерых почвах и агрочерноземах по сравнению с агродерново-подзолистыми почвами, на фоне выраженных процессов дезагрегации.

Увеличение доли консолидирующего компонента почвы (ил) негативно отражается на составе крупных микрочастиц (С_{ЛФ^{агр}}/С_{ил^{лд}}): доля дискретного ОБ снижается, это приводит к уменьшению прочности микрочастиц такого рода, и, в конечном итоге, их разрушению. Величина соотношения С_{ЛФ^{агр}}/С_{ил^{лд}} меняется в среднем с 1.0 (почвы естественных ценозов) до 0.6 (почвы агроценозов) (табл. 5).

Потери углерода мелких микрочастиц (фракции остатка) колеблются от 43–53% от исходной величины, что свидетельствует о развитии процессов *дезагрегации* почвенной массы верхних горизонтов всех исследованных зонального ряда целинных почв.

Установлено, что долевое участие углерода, аккумулируемого в составе неустойчивых (крупных) и устойчивых (мелких) микроагрегатов, в условиях естественных ценозов есть величина постоянная. Учитывая качественные различия ОБ в составе микроагрегатов разного размера, можно предполагать, что соотношение количества ОБ, аккумулированного в составе неустойчивых (крупных) (*активное ОБ*) и устойчивых (мелких) (<50 мкм)

микроагрегатов (*инертное ОВ*) достаточно адекватно отражает сбалансированность процессов гумификации–минерализации в почве.

Величину соотношения $C_{\text{неуст}}/C_{\text{уст}}$ можно рассматривать в качестве показателя сбалансированности круговорота углерода почв, функционирующих в условиях естественных ценозов. В зональном ряду изученных почв величина соотношения $C_{\text{неуст}}/C_{\text{уст}}$ закономерно изменяется от 2.2 ± 0.4 (дерново-подзолистые) и 2.2 ± 0.7 (серые лесные) до 1.0 ± 0.1 (черноземы).

Уменьшение углерода мелких микрочастиц отражается на величине соотношения $C_{\text{неуст}}/C_{\text{уст}}$, которая изменяется в сторону увеличения доли углерода, аккумулярованного в составе крупных микрочастиц. В старопашотных почвах увеличивается относительное долевое участие углерода, включенного в состав неустойчивых (крупных) микрочастиц, величина соотношения $C_{\text{неуст}}/C_{\text{уст}}$ изменяется с 3.0 ± 0.4 (дерново-подзолистые) и 3.2 ± 0.2 (агросерые почвы) до 1.5 ± 0.2 в агрочерноземах (табл. 5).

Распашка целинных почв смещает величину отношения ($C_{\text{неуст}}/C_{\text{уст}}$) в сторону увеличения: дерново-подзолистые (3.0 ± 0.4) и серые лесные (3.2 ± 0.2) > черноземы (1.5 ± 0.2).

Таким образом, интенсивная распашка почв естественных ценозов сопровождается нарушением сбалансированности процессов

Таблица 5. Величины отношений $C_{\text{ЛФ}}^{\text{ар}}/C_{\text{Ил}}^{\text{лд}}$ и $C_{\text{неуст}}/C_{\text{уст}}$ и критерий Стьюдента, определяющий степень различия между средними значениями параметров между парами целина/пашня) в исследованных почвах

Почвы	Ценоз	$C_{\text{ЛФ}}^{\text{ар}}/C_{\text{Ил}}^{\text{лд}}$		$C_{\text{неуст}}/C_{\text{уст}}$	
		значение среднее \pm стандартная ошибка	коэффици- ент Стью- дента	значение среднее \pm стандартная ошибка	коэффици- ент Стью- дента
Дерново- подзоли- стые	Лес	1.1 ± 0.3	5.0 > $t = 2.10$	2.2 ± 0.4	3.1 > $t = 2.10$
	Пашня	0.6 ± 0.1		3.0 ± 0.4	
Серые лес- ные	Лес	0.8 ± 0.1	5.0 > $t = 4.30$	2.2 ± 0.7	$2.8 < t = 4.30$
	Пашня	0.5 ± 0.1		3.2 ± 0.2	
Черно- земы	Степь	1.0 ± 0.0	5.3 > $t = 2.23$	1.0 ± 0.1	3.7 > $t = 2.23$
	Пашня	0.6 ± 0.1		1.5 ± 0.2	

Примечание. Значения критерия Стьюдента приведены для $P = 0.95$ (жирный шрифт для величины t -критерия – значимые различия).

гумификации–минерализации и изменением их микроструктурной организации. Причина этих негативных изменений – нарушение одного из основных условий устойчивого возобновления уровня ОВ в почве – непрерывность поступления адекватного количества свежего органического вещества.

Устойчивость почв определяется соотношением трех основных групп органо-минеральных фракций (легкие с плотностью $<2 \text{ г/см}^3$ (ЛФ), илистые, остаток), по сочетанию которых можно выделить 4 типа и 4 подтипа органо-глинистых комбинаций (табл. 6).

Предлагаемая типизация органо-глинистых комбинаций верхних горизонтов исследованного ряда зональных почв Центра Русской равнины адекватно отражает их зональные особенности и хорошо соответствует традиционным оценкам их экологического состояния и устойчивости к агрогенной деградации:

I тип (малоглинистая комбинация) – характеризуется средней и высокой степенью дегумификации, высокой степенью дезагрегации, средней степенью деструктуризации и средней и высокой степенью переуплотнения. Данный тип органо-глинистых комбинаций, в наибольшей степени подвержен деградационным изменениям при различных агрогенных нагрузках. Среди исследованных почв он отмечен исключительно для дерново-подзолистых почв. Наименее устойчив к деградации;

Таблица 6. Типизация органо-глинистых комбинаций ([Артемьева и др., 2009](#))

Тип, ил, %	Подтип; ЛФ*, %			
	I (0–2)	2 (2–4)	3 (4–6)	4 (>6)
I (0–10)	Малоглинистый, обедненный	Малоглинистый, слабообогатенный	Малоглинистый, обогащенный	Малоглинистый, сверхобогатенный
II (10–20)	Среднеглинистый, обедненный	Среднеглинистый, слабообогатенный	Среднеглинистый, обогащенный	Среднеглинистый, сверхобогатенный
III (20–30)	Многоглинистый, обедненный	Многоглинистый, слабообогатенный	Многоглинистый, обогащенный	Многоглинистый, сверхобогатенный
IV (30–40)	Гиперглинистый, обедненный	Гиперглинистый, слабообогатенный	Гиперглинистый, обогащенный	Гиперглинистый, сверхобогатенный

* Легкие фракции с плотностью $<2 \text{ г/см}^3$.

II тип (среднеглинистая комбинация) – характеризуется слабой и средней степенью дегумификации, средней и высокой степенью дезагрегации, средней и высокой степенью деструктуризации и широким диапазоном по степени переуплотнения (от незначительной до высокой). В целом, данный тип органо-глинистых комбинаций характеризуется большей степенью устойчивости к деградации (по сравнению с типом I). При этом он является достаточно проблемным – с точки зрения устойчивости к агрогенным нагрузкам.

III тип (многоглинистая комбинация) – характеризуется слабой и средней степенью дегумификации, слабой и средней степенью дезагрегации, широким диапазоном по степени деструктуризации (от слабой до высокой, включительно) и незначительной и слабой степенью переуплотнения. В целом, данный тип органо-глинистой комбинации, оценивается как достаточно устойчивый к агрогенным нагрузкам. Отмечен для черноземов (58%), серых лесных почв (22%) и, в незначительной степени, для дерново-подзолистых почв (5%). Показывает среднюю устойчивость почв к деградации;

IV тип (гиперглинистая комбинация) – характеризуется слабой и средней степенью дегумификации, слабой и средней степенью дезагрегации, слабой и средней степенью деструктуризации и слабой степенью переуплотнения. Отмечен только для черноземов (34%) и серых лесных почв (11%), характеризует наибольшую устойчивость к агрогенным нагрузкам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Образование разных пулов ОБ в почве – это фундаментальное свойство почвы, во многом определяющее ее экологические свойства, распределение почвенной биоты и продуктивность почв, а также их устойчивость к агрогенным воздействиям. Особенности количественного и качественного составов органических и органо-глинистых комплексов отражают соотношение процессов образования и разложения ОБ и его взаимодействия с элементарными почвенными частицами и являются функцией всех факторов почвообразования.

Благодарность. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №14-26-00079) и Президиума РАН (грант на проведение фундаментальных исследований в 2015 г.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Айдинян Р.Х.* Извлечение ила из почвы. Краткая инструкция. М.: Гипроводхоз, 1960. 10 с.
2. *Артемьева З.С.* Органическое вещество и гранулометрическая система почвы. М.: ГЕОС, 2010. 240 с.
3. *Артемьева З.С., Васенёв И.И., Силёва Т.М.* [Систематизация органо-глинистых комбинаций почв Центра Русской равнины](#) // Вестник Моск. ун-та Сер. 17, Почвоведение. 2009. № 4. С. 17–21.
4. *Артемьева З.С., Федотов Г.Н.* Состав функциональных пулов легко-разлагаемого органического вещества автоморфных зонального ряда почв Центра Русской равнины // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, Почвоведение. 2013. № 4. С. 3–10.
5. *Семенов В.М., Когут Б.М.* Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
6. *Травникова Л.С., Артемьева З.С.* Физическое фракционирование органического вещества почв с целью изучения его устойчивости к биодеградации // Экология и почвы. Избр. лекции 10-й Всерос. школы. Т. IV. Пуццино, 2001. С. 337–346.
7. *Травникова Л.С., Силева Т.М., Рыжова И.М., Артемьева З.С.* [Микроагрегирование и устойчивость органического вещества черноземов Приволжской лесостепи](#) // Почвоведение. 2006. № 6. С. 712–720.
8. *Фармаковская Ю.Н.* Сравнительная характеристика слитообразования в слитоземах, орошаемых черноземах и солонцах. Дис. ... канд. биол. наук. М., 1993. 198 с.
9. *Шаймухаметов М.Ш., Воронина К.А.* Методика фракционирования органо-глинистых комплексов почв с помощью лабораторных центрифуг // Почвоведение. 1972. № 8. С. 134–138.
10. *Artemyeva Z., Kogut B.* The Effect of Tillage on Organic Carbon Stabilization in Microaggregates in Different Climatic Zones of European Russia // *Agriculture*. 2016. 6. P. 63-80.
11. *Balesdent J., Mariotti A., Guillet B.* Natural ^{13}C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics // *Soil Biol. Biochem.* 1987. V. 19. P. 25–30.
12. *Biscaye P.E.* Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction // *Am. Min.* 1964. V. 49. P. 115–220.
13. *Chenu C., Plante A.F.* Clay-sized organo-mineral complexes in a cultivation chronosequence: Revisiting the concept of the “organo-mineral complex” // *Eur. J. Soil Sci.* 2006. V. 57. P. 596–607.
14. *Tang Z., Wu L., Luo Y., Christie P.* Size fractionation and characterization of nanocolloidal particles in soils // *Environ. Geochem. Health.* 2009. V. 31. P. 1–10.

THE ROLE OF ORGANIC AND MINERALOGICAL INTERACTION PRODUCTS IN THE STRUCTURE FORMING AND HUMUS FORMING OF THE BASIC TYPES OF SOILS IN THE CENTER OF RUSSIAN PLAIN

Z. S. Artemyeva¹, N. P. Kirillova²

¹*V.V. Dokuchaev Soil Science Institute,
per. Pyzhevskii 7, Moscow, 119017 Russia*

²*Lomonosov Moscow State University,
Russia, 119991, Moscow, Leninskie Gory, 1*

The modified variant of granulo-densimetric fractionating method allows us to separate the functionally valuable compounds of the soil organic matter (OM) with different localization within the soil matrix. It gives us an opportunity to specify their role in the soil forming processes, and also the factors, which regulate their forming and changes under the impact of the external conditions. The free (non-aggregated) OM, which is localized in space between aggregates, and stabilized OM in the composition of microaggregates. Such an approach allows us to assess the soil microstructure more validly. The two groups of microaggregates are separated in the soil. They are differed in the degree of sustainability to dispersing impact of ultrasound. There are also differences in the form, structure, composition and properties of organic and organo clayey compounds, and the type of stabilizing agents. The correlation between the microstructural organization and OM sustainability was set for the zonal range of basic soil types of Central Russia. It is revealed that the micro-aggregation degree in the soil of the zonal range is increased due to the heaving of the soil texture, which reflects the dominating role of the organo-clayey particles in their forming. The difference between the sustainable and unsustainable microaggregates is in the amount of these particles and in character of the organic compounds.

Keywords: granulo-densimetric fractionating, structure forming, ecologic sustainability

REFERENCES

1. Aydynyan R.Kh. *Extraction of silt from the soil. Brief instruction*, Moscow (Publ. Giprovodkhoz), 1960, 10 p. (in Russian)
2. Artemyeva Z.S., Vasenev I.I., Sileva T.M. Systematization of Organo-Clay Combinations in Soils of the Center of the Russian Plain, *Moscow University Soil Science Bulletin*, 2009, V. 64, No. 4, pp. 159–163.
3. Artemyeva Z.S. *Organic matter and granulometric soil system*, Moscow (Publ. GEOS), 2010. 240 p. (in Russian)

4. Artem'eva Z.S., Fedotov G.N. The Composition of the Functional Pools of Labile Organic Matter in the Zonal Range of Automorphic Soils of the Central Russian Plain, *Moscow University Soil Science Bulletin*, 2013, V. 68, No. 4, pp. 147–153.
5. Artemyeva Z., Kogut B. The Effect of Tillage on Organic Carbon Stabilization in Microaggregates in Different Climatic Zones of European Russia, *Agriculture*. 2016. 6. P. 63-80.
6. Semenov V.M., Kogut B.M. *Soil organic matter*, Moscow (Publ. GEOS), 2015. 233 p. (in Russian)
7. Travnikova L.S., Artemyeva Z.S. Physical fractionation of soil organic matter with the aim of studying its resistance to biodegradation, *Ecology and Soils. Fav. lectures of the 10th Vseros. school. T. IV. Pushchino*, 2001. P. 337–346. (in Russian)
8. Travnikova L.S., Sileva T.M., Ryzhova I.M., Artem'eva Z.S. Microaggregation and Stability of Organic Matter in the Forest-Steppe Chernozems of the Volga Region, *Eurasian Soil Science*, 2006, V. 39, No. 6, pp. 640–647.
9. Farmakovskaya Yu.N. *Comparative characteristics of fusion formation in slitozems, irrigated chernozems and solonetztes*. Candidate's thesis. M., 1993. 198 p. (in Russian)
10. Shaimukhametov M.Sh., Voronina K.A. Method of fractionation of organic clay complexes of soils with the help of laboratory centrifuges, *Pochvovedenie*, 1972, No. 8, pp. 134–138. (in Russian)
11. Balesdent J., Mariotti A., Guillet B. Natural ¹³C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics, *Soil Biol. Biochem*, 1987, V. 19, pp. 25–30.
12. Biscaye P.E. Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction, *Am. Min.*, 1964, V. 49, pp. 115–220.
13. Chenu C., Plante A.F. Clay-sized organo-mineral complexes in a cultivation chronosequence: Revisiting the concept of the “organo-mineral complex”, *Eur. J. Soil Sci.*, 2006, V. 57, P. 596–607.
14. Tang Z., Wu L., Luo Y., Christie P. Size fractionation and characterization of nanocolloidal particles in soils, *Environ. Geochem. Health.*, 2009, V. 31, pp. 1–10.

Ссылки для цитирования

Артемяева З.С., Кириллова Н.П. Пулы органического вещества почвы: состав, роль в процессах почвообразования, эко-логические функции // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. Вып. 90. С. 74-96. doi: 10.19047/0136-1694-2017-90-73-95

Artemieva Z.S., Kirillova N.P. The Pool of Organic Matter: the Content, Role in the Process of Soil Forming, Ecological Functions, *Byulleten Pochvennogo instituta im. V.V. Dokuchaeva*, 2017, Vol. 90, pp. 74-96. doi: 10.19047/0136-1694-2017-90-73-95