

УДК 631.41:631.445.41:631.45

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОРГАНО-ГЛИНИСТЫХ КОМПЛЕКСОВ АГРОЧЕРНОЗЕМОВ РАЗНОЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ НА СКЛОНЕ

© 2023 г. Е. В. Цомаева¹, З. С. Артемьева^{1,*}, Е. С. Засухина²

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

²Федеральный исследовательский центр “Информатика и управление” РАН
ул. Вавилова, 44, корп. 2, Москва 119333, Россия

*E-mail: artemyevazs@mail.ru

Поступила в редакцию 18.04.2023 г.

После доработки 17.05.2023 г.

Принята к публикации 15.08.2023 г.

Органо-глинистые комплексы агрочерноземов разной локализации на склоне были изучены, в том числе методом динамического светорассеяния (*DLS*). Выявлено снижение величины концентрации органического углерода ($C_{\text{орг}}$) илистых фракций в пахотных горизонтах смытых агрочерноземов, что являлось следствием постоянного обнажения почвенной массы нижележащего горизонта, провоцирующего разложение органического вещества (*ОВ*). Это сопровождалось изменениями в содержании несиликатного железа (Fe_d) в результате окислительной деструкции железоорганических комплексов, что способствовало десорбции Fe_d . Разная интенсивность эрозионных процессов оказывала влияние на тенденцию к изменению динамики Fe_d : меньшая крутизна склона (4°) способствовала увеличению нагрузки $C_{\text{орг}}$ на оксиды железа, результатом чего было увеличение десорбируемости железа, тогда как в условиях большей крутизны (6°) наблюдали снижение десорбируемости железа. Вне зависимости от положения на склоне, максимально высокие величины среднего диаметра органо-глинистых комплексов (*D*) наблюдали в верхних горизонтах исследованных агрочерноземов, которые снижались вниз по профилю. В результате эрозионных процессов размер органо-глинистых комплексов в пахотных горизонтах снижался по сравнению с таковым в полнопрофильных агрочерноземах (в 1.1 раза). Выявлено, что размер органо-глинистых комплексов в исследованных агрочерноземах определялся величинами содержания $C_{\text{орг}}$ и Fe_d , хотя степень их значимости различалась в верхних гумусовых ($A_{\text{пах}}$, A_1 , AB) и нижних (B , C) горизонтах. В верхних горизонтах величина *D* определялась содержанием $C_{\text{орг}}$, тогда как в нижних горизонтах основная роль в формировании размера органо-глинистых комплексов принадлежала Fe_d . Полученные данные позволили предполагать более значимую роль *ОВ* в агрегации илистых частиц по сравнению с таковой Fe_d . Гипотеза о множественной линейной регрессионной зависимости величины *D* от величин концентрации в них углерода ($C_{\text{орг}}$ и $C_{\text{карбонатов}}$) и Fe_d оказалась статистически значимой как для всего набора генетических горизонтов, так и для гумусовых горизонтов. Коэффициент детерминации модели (R^2) увеличивался в ряду: $0.578 (A_{\text{пах}} + A_1) < 0.678 (A_{\text{пах}} + A_1 + AB + B + BC + C) < 0.724 (A_{\text{пах}} + A_1 + AB) < 0.983 (AB)$.

Ключевые слова: эрозия, органо-глинистые комплексы, динамическое светорассеяние, средний диаметр, органическое вещество, несиликатное железо, карбонаты.

DOI: 10.31857/S0002188123110145, **EDN:** PWVOYG

ВВЕДЕНИЕ

Частицы почвы существуют в почвенной матрице в различных размерах, формах и в разной степени агрегирования [1]. Пространственное расположение частиц, характер и сила связей между ними определяют структуру почвы [2]. Для того чтобы частицы почвы образовали устойчивые агрегаты, необходимы связующие агенты, в качестве которых, в первую очередь, рассматри-

ваются органическое вещество (*ОВ*), оксиды алюминия и железа, кремнезем и карбонаты кальция [3]. Относительная важность этих связующих веществ зависит от их содержания в почве, что в свою очередь обусловлено типом почвы и характером ее использования. Кроме того, роль связующих веществ различна для агрегатов разной крупности, поэтому при изучении агрегации необходимо определить масштаб, в котором про-

изводят наблюдения: разветвляющиеся корни растений или микоризные гифы могут сцеплять частицы почвы в макроагрегаты (>250 мкм); растительные остатки и полисахариды, выделяемые бактериями, грибами и корнями, могут играть важную роль в формировании и связывании микроагрегатов (<250 мкм); флокуляция глины наряду со связыванием глины поливалентными катионами с *ОВ* является важным связывающим агентом в масштабе <20 мкм [4–6].

Было показано, что многие из так называемых “глинистых частиц” на самом деле представляют собой микроагрегаты размером от нано- до микрометров [7, 8]. Микроагрегатам глинистого размера отводится определяющая роль в консолидации почвенной массы на всех уровнях почвенной организации (макро-, микро-, наномасштабе) [4, 9–12]. Более того, их рассматривают в качестве “строительных единиц” (“блоков”) структурных единиц более высоких порядков [13–17]. Тем не менее, практически ничего не известно о реальных размерах глинистых частиц (среднем диаметре), локализованных в илистой фракции (<1 мкм), как и о факторах, определяющих их.

Динамическое светорассеяние – современный и достаточно простой метод, позволяющий оценить способность почвенных частиц разного размера к коагуляции и факторы, ее контролирующие [18–21]. Методика позволяет быстро измерять размеры частиц в растворе в нано- и микрометровом диапазоне. Это достигается измерением коэффициента диффузии D , который связан с гидродинамическим диаметром рассеивающей частицы уравнением Стокса–Эйнштейна:

$$D = \frac{k_B T}{3\pi\eta d}, \quad (1)$$

где k_B – постоянная Больцмана (1.38054×10^{-16} эрг/град), T – температура, η – вязкость жидкости-разбавителя, в которой движется частица, и d – эквивалентный сферический диаметр. Это уравнение предполагает, что частицы движутся независимо друг от друга [22].

Цель работы – выделение глинистых агрегатов в агрочерноземах разной локализации на склоне, характеристика факторов, предположительно определяющих размер глинистых частиц: органическое вещество (как органический углерод – $C_{орг}$), валовое несиликатное железо (Fe_d), карбонаты (как неорганический углерод – $C_{карбонатов}$); количественное определение размера глинистых частиц илистой фракции (как средний диаметр – D) с помощью метода динамического светорассеяния;

изучение динамики всех перечисленных параметров под влиянием эрозионных процессов.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования послужили типичные черноземы [23] согласно международной классификации – *Naiplic Chernozems* [24] территории “Курского федерального аграрного научного центра” (Курский ФАНЦ). Черноземы данного подтипа достаточно широко распространены в Центрально-Черноземном районе, в частности, в Курской обл. Климат – умеренный, среднегодовая температура воздуха – 5°C , сумма активных температур ($>10^\circ\text{C}$) – 2425°C , годовая сумма осадков – 590 мм, включая сумму осадков за теплый период (при температуре $>10^\circ\text{C}$) – 285 мм.

Выбранные объекты представляли собой 2 полных склона одной (северной) экспозиции, имели принципиальное сходство по глубине и характеру подстилания почвообразующих пород, характеризовались близкой исходной (до сельскохозяйственного использования) мощностью почвенного профиля и набором основных горизонтов (табл. 1).

Зоны денудации–аккумуляции на исследованных склонах выделяли в соответствие с классификацией Ермолаева [25]. Были выделены зоны: 1 – отсутствие эрозии, 2 – эрозионная (эрозионно-активная), 3 – равновесная (денудации–аккумуляции) и 4 – преобладающей аккумуляции.

Глинистые агрегаты выделяли после предварительного удаления из образцов почвы свободного *ОВ* (с помощью бромформ-этанольной жидкости (БЭС) ($\rho = 1.8$ г/см³)). Остаток почвы после удаления свободного *ОВ* отмывали от следов БЭС с помощью спирта и высушивали при 60°C . Агрегаты почвы разрушали с помощью ультразвукового диспергатора зондового типа (LUZD-0.5K-02-00000 PS (Crimid, Russia)). Озвучивание (69.7 Дж/мл) образца почвы (10 г + 50 мл деионизированной воды) проводили в течение 1 мин с последующим центрифугированием и повторяли 15 раз. Водную суспензию илистых частиц (<1 мкм) собирали и высушивали при 60°C [11].

Содержание углерода (ТС) определяли методом каталитического сжигания на анализаторе TOC Analyzer (Shimadzu, Япония). Все измерения выполняли в трехкратной повторности.

Валовое содержание несиликатного железа определяли модифицированным вариантом метода Мера–Джексона [26] с СФ-окончанием (фотоколориметр “ЭКОТЕСТ 2020-РС”, ЭКОНИКС, Россия).

Таблица 1. Характеристика объектов ключевых участков

Разрез	Угодье	Положение на склоне	Крутизна, °	Степень эродированности	Профиль	Глубина вскипания, см
1-й ключевой участок						
4	Пашня	Водораздел	0–1	Несмытый	Апах–А1–АВ– В	90
12		Средняя часть склона	6	Среднесмытый	Апах–А1–АВ – В	25
2		Нижняя часть склона	5	Смыто-намытый	Апах–А1– В	74
3			3	Намытый	Апах–А1– А1'– А1"	Не вскипает
2-й ключевой участок						
35	Пашня	Водораздел	0–1	Несмытый	Апах–А1–АВ– В–BC	60–70
102		Средняя часть склона	4	Среднесмытый	Апах–А1–АВ– В–BC–С	20–30
34			3	Смыто-намытый	Апах–А1–АВ– В–BC	30–40
101		Нижняя часть склона	3	Намытый	Апах–А1–АВ– В	Не вскипает

Средний диаметр органо-глинистых комплексов исследовали методом динамического светорассеивания (*DLS*) в их водных суспензиях (разведение 1 : 20) на анализаторе NanoBrook Omni (Brookhaven Instruments Corporation, USA). Для каждого образца илстых частиц выполняли 3 серии по 5 последовательных измерений и далее рассчитывали величину среднего эффективного диаметра.

Статистическую обработку данных выполняли с использованием статистического пакета Microsoft Excel 2010 и OriginPro 8 (OriginLab Corporation, Northampton, MA, USA). Выбранный уровень значимости $p < 0.05$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Характеристика органо-глинистых комплексов

Углерод органический ($C_{орг}$) и неорганический ($C_{карбонатов}$). Минимально наблюдающиеся величины концентрации $C_{орг}$ в пахотных горизонтах обоих ключевых участков отмечены в эродированных агрочерноземах. При этом величины концентрации $C_{орг}$ в них очень близки таковым подповерхностных горизонтов полнопрофильных вариантов, что предполагает эрозионный вынос почвенной массы верхнего слоя ~30 см эродированных агрочерноземов. Максимальные наблюдаемые величины концентрации $C_{орг}$ отмечены в пахотных горизонтах намытых агрочерноземов (рис. 1а). Пахотные горизонты смыто-намытых вариантов демонстрировали промежуточные

(между полнопрофильными и эродированными почвами) величины концентрации $C_{орг}$.

Распределение карбонатов ($C_{карбонатов}$) было обратно таковому $C_{орг}$ (рис. 1б). Поверхностные горизонты полнопрофильных агрочерноземов были практически лишены карбонатов. Вниз по профилю количество карбонатов увеличивалось. Исключение отмечено лишь для намытых разновидностей, где их количество в профиле менялось незначительно (рис. 1б). Тем не менее, минимально наблюдаемые количества карбонатов отмечены именно в намытых агрочерноземах.

Выявлена корреляционная зависимость (экспоненциальная) величины концентрации органического углерода ($C_{орг}$) от количества илстой фракции в почве: она снижалась по мере увеличения содержания илстых частиц: $R^2 = 0.78$, $n = 32$, $P < 0.05$ (рис. 2а), что согласуется с ранее полученными данными для почв разного генезиса [1, 27–31].

Для неорганического углерода ($C_{карбонатов}$) выявлена логарифмическая корреляционная зависимость величины его концентрации от количества илстой фракции в почве: она увеличивалась по мере роста содержания илстых частиц: $R^2 = 0.64$, $n = 32$, $P < 0.05$ (рис. 2б).

Несиликатное железо (валовое) (Fe_d). Максимальное содержание Fe_d отмечено в поверхностных (пахотных) горизонтах, минимальное – внизу профиля (рис. 3). Исключение наблюдали лишь в намытых агрочерноземах, где горизонты с

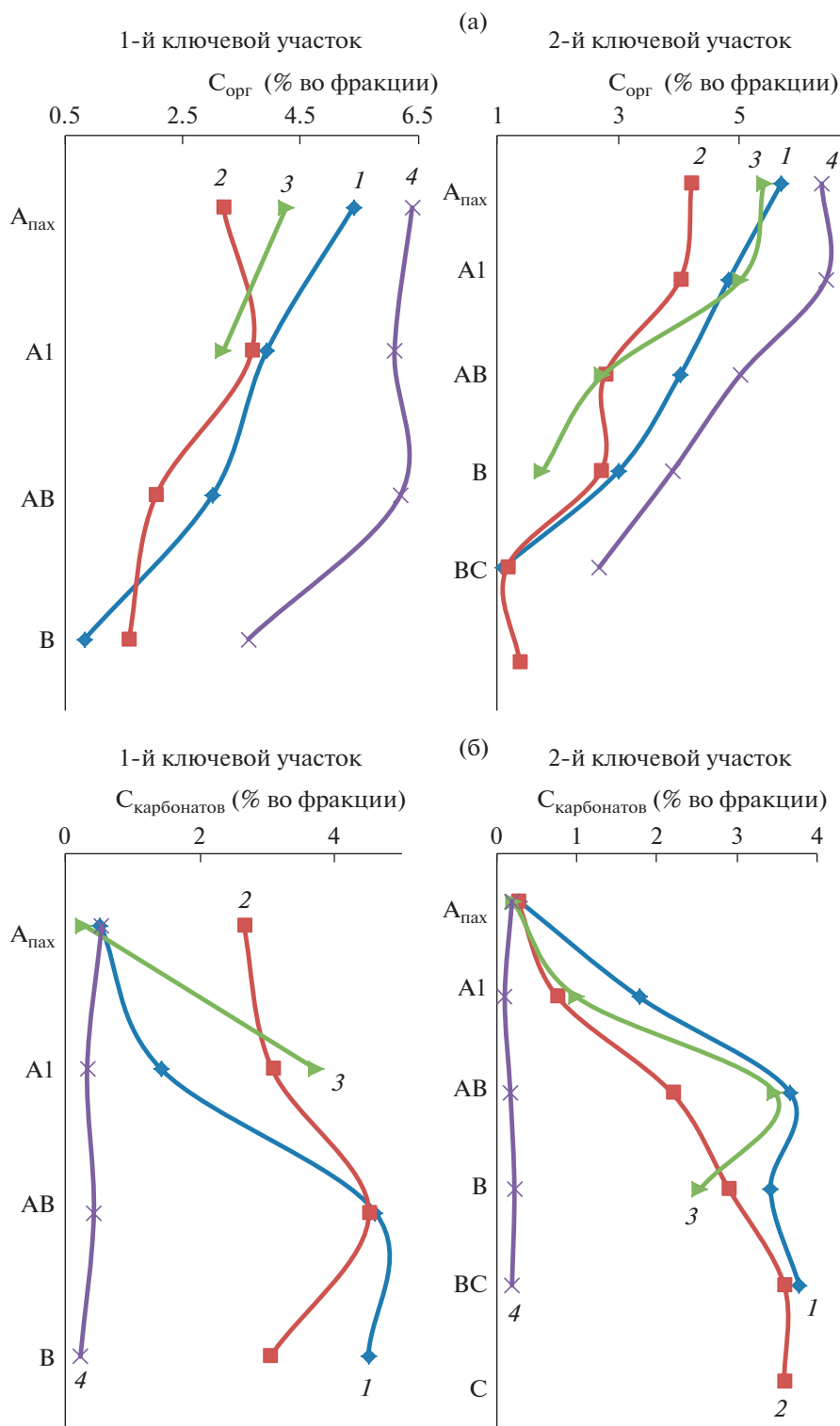


Рис. 1. Распределение углерода: (а) — органического ($C_{орг}$) и (б) — неорганического ($C_{карбонатов}$) (% во фракции) в органо-глинистых комплексах исследованных агрочерноземов разной локализации на склоне; 1 — несмытый, 2 — смытый, 3 — смыто-намывный, 4 — намывный. Нумерация та же на рис. 2–6.

максимальными величинами содержания Fe_d чередовались с пониженными.

Тем не менее, в динамике содержания несиликатного железа в пахотных горизонтах под влия-

нием эрозионных процессов на разных ключевых участках единой тенденции не наблюдали (рис. 3). В пахотном горизонте смытого агрочернозема 1-го участка (разр. 12) отмечено снижение кон-

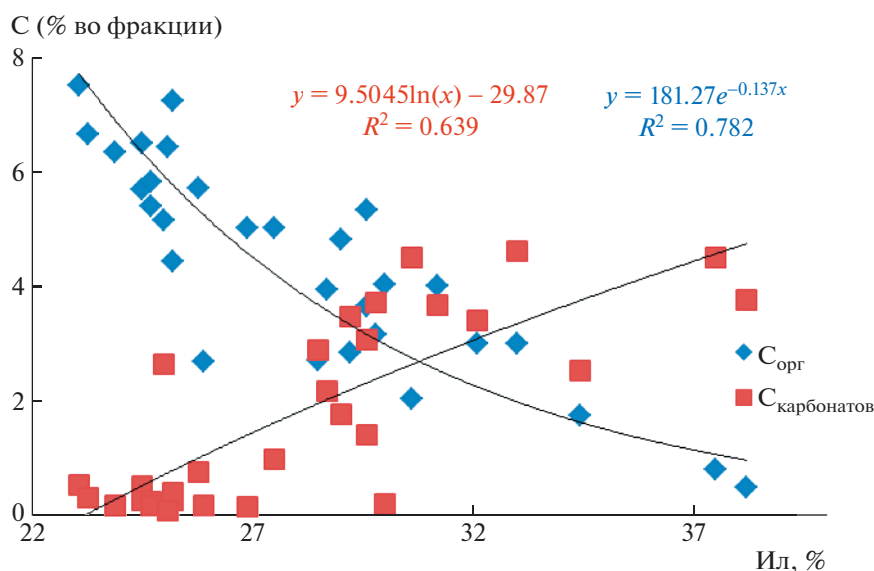


Рис. 2. Зависимость величины концентрации углерода (органического – $C_{\text{орг}}$ и неорганического – $C_{\text{карбонатов}}$) от содержания илистой фракции в исследованных агрочерноземах разной локализации на склоне.

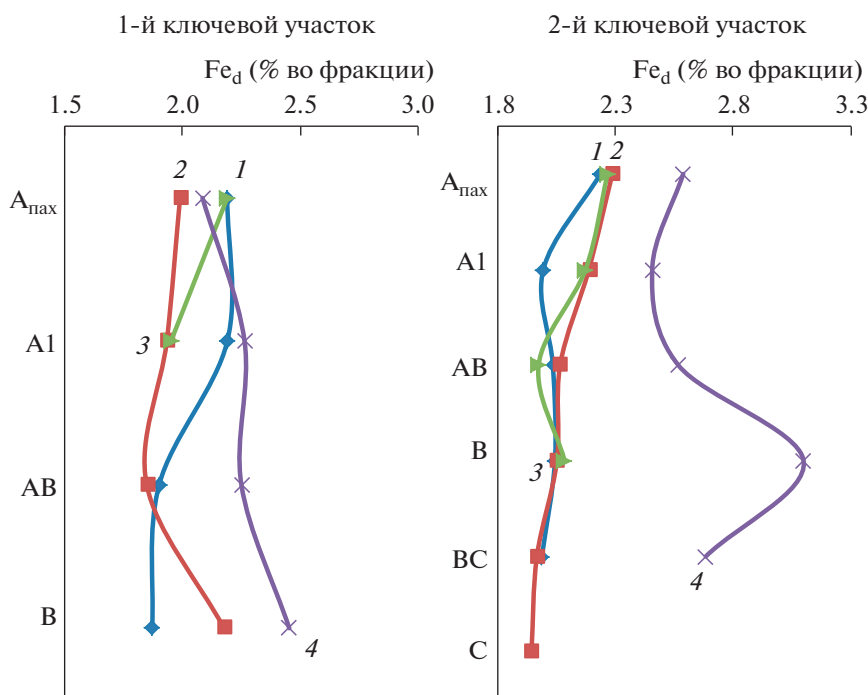


Рис. 3. Распределение Fe_d (% во фракции) в органо-глинистых комплексах исследованных агрочерноземов разной локализации на склоне.

центрации Fe_d по сравнению с таковой полно-профильного агрочернозема (2.0 против 2.2% во фракции соответственно), на 2-м участке (разр. 102), напротив, концентрация Fe_d увеличивалась по сравнению с таковой несмытой почвы: 2.3 против 2.2% во фракции (рис. 3). Эти различия могли быть следствием разной интенсивности

эрозионных процессов, обусловленной, в том числе, разной крутизной склонов: 6° (1-й участок) против 4° (2-й участок), что согласовалось с большей величиной потери $C_{\text{орг}}$ (% на массу фракции) в пахотном горизонте 1-го участка по сравнению с таковой 2-го участка: 41% (в 1.7 раза) против 26% (в 1.4 раза) соответственно. Следовательно,

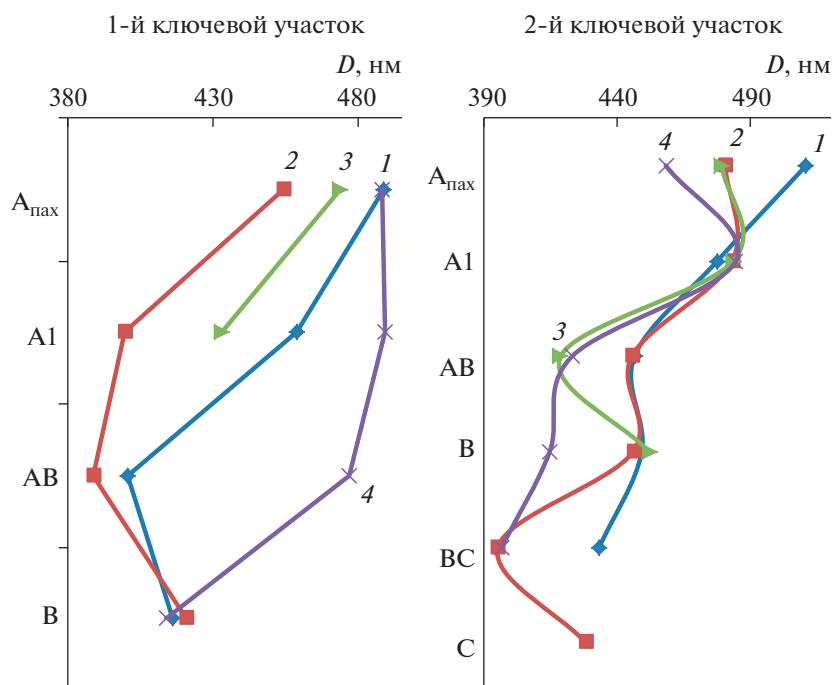


Рис. 4. Распределение величины среднего диаметра органо-глинистых комплексов (D , нм) в исследованных агрочерноземах разной локализации на склоне.

большее количество десорбируемого железа в эродированном варианте 2-го участка по сравнению с таковым 1-го участка могло быть связано с большей загрузкой $C_{\text{орг}}$ на оксиды Fe (мольное отношение $C_{\text{орг}} : \text{Fe}$), что свидетельствовало о менее прочном связывании *ОВ* [32, 33].

Максимальные величины концентрации Fe_d , как правило, отмечены в намытых агрочерноземах обоих ключевых участков (рис. 3). Поскольку горизонты намытых агрочерноземов в наибольшей степени обогащены *ОВ*, нагрузка $C_{\text{орг}}$ на оксиды Fe в этом случае была весьма высока, что облегчало десорбируемость Fe_d .

Размер органо-глинистых комплексов в исследованных агрочерноземах разной локализации на склоне. Для величины среднего диаметра илестых частиц (органоглинистых комплексов) в исследованных агрочерноземах обоих ключевых участков наблюдали единую тенденцию: максимально высокие величины в верхних горизонтах снижались вниз по профилю (рис. 4). В гумусовых горизонтах ($A_{\text{пах}}$, A_1 , AB) величина D варьировала в пределах 400–501 нм. Для нижележащих горизонтов (B , BC , C) средний диаметр илестых частиц был меньше: 395–449 нм.

Более крупный размер илестых частиц (D) в пахотном горизонте полнопрофильного агрочернозема 2-го участка по сравнению с таковым 1-го

участка (511 против 489 нм соответственно), по-видимому, был обусловлен более высокими концентрациями обоих структурообразующих агентов: $C_{\text{орг}}$ (5.7 против 5.4% во фракции соответственно) и Fe_d (2.55 против 2.47% во фракции соответственно).

Пахотные горизонты эродированных агрочерноземов обоих ключевых участков характеризовались меньшими размерами органо-глинистых комплексов по сравнению с таковыми полнопрофильных агрочерноземов: 454 против 489 нм соответственно (1-й участок) и 480 против 511 нм соответственно (2-й участок) (рис. 4). То есть, величина снижения среднего диаметра была примерно одинаковой на обоих участках (в ~ 1.1 раза).

Для пахотных горизонтов намытых агрочерноземов ключевых участков были отмечены разные тенденции. Если на 1-м участке величина D намытого агрочернозема восстанавливалась до уровня полнопрофильного варианта (488 против 489 нм соответственно), то на 2-м участке она оказалась наименьшей среди пахотных горизонтов данного участка (458 нм). Для пахотных горизонтов смыто-намытых почв были отмечены промежуточные (между несмытыми и смытыми вариантами) величины D .

Было определено влияние $C_{\text{орг}}$ в органо-глинистых комплексах (% во фракции), несиликат-

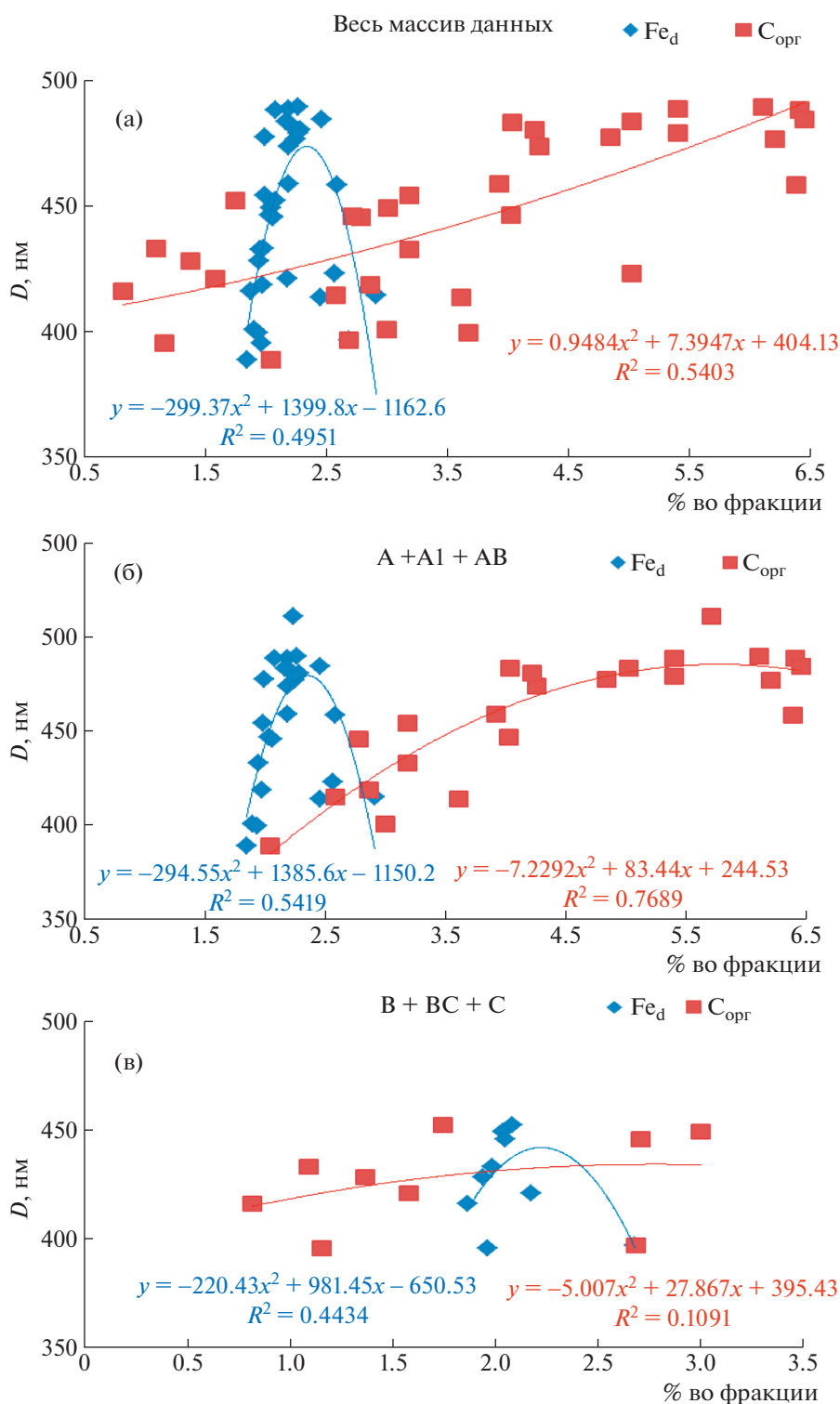


Рис. 5. Зависимость величины среднего диаметра органо-глинистых комплексов (D , нм) от $C_{\text{орг}}$ и Fe_d (% во фракции) в них: (а) — весь массив аналитических данных, (б) — гумусовые горизонты, (в) — иллювиальные горизонты и порода.

ного железа (% во фракции) на величину D органо-глинистых комплексов.

Статистический анализ (весь массив аналитических данных) выявил, что величина D в

чуть большей степени обусловлена величиной содержания $C_{\text{орг}}$ ($R^2 = 0.60$, $n = 34$, $P < 0.05$) по сравнению с Fe_d ($R^2 = 0.50$, $n = 34$, $P < 0.05$) (рис. 5а).

Посчитали целесообразным разделить весь массив данных на 2 блока: гумусовые (Апах, А1, АВ) и нижние (В, ВС, С) горизонты.

Для гумусовых горизонтов тенденции остались прежними (как и для всего массива аналитических данных), однако корреляционные зависимости стали более выраженными: $C_{орг}$ ($R^2 = 0.72$ против 0.60 соответственно и Fe_d ($R^2 = 0.54$ против 0.50 соответственно), $n = 25$, $P < 0.05$) (рис. 5б).

Для нижних горизонтов корреляционные зависимости оказались значительно более слабыми (рис. 5в). Тем не менее, можно утверждать, что в нижних горизонтах величина среднего диаметра илистых частиц определялась в значительной степени содержанием несиликатного железа ($R^2 = 0.44$, $n = 9$, $P < 0.05$), что, по-видимому, было обусловлено в том числе отсутствием/недостатком *ОВ* в нижних горизонтах почв ($R^2 = 0.09$, $n = 9$, $P < 0.05$).

Таким образом, в верхних горизонтах (Апах, А1, АВ) размер илистых частиц в значительной степени зависел от органического вещества ($C_{орг}$), тогда как в нижележащих горизонтах (В, ВС, С) основная роль в формировании размера органо-глинистых комплексов принадлежала оксидам железа. Наши аналитические данные выявили более значимую роль *ОВ* в агрегации глинистых частиц по сравнению с таковой несиликатного железа.

С применением методов статистического анализа проверили гипотезу о множественной линейной регрессии величины среднего диаметра органо-глинистых комплексов от величин концентрации в них углерода (органического – $C_{орг}$ и неорганического – $C_{карбонатов}$), а также несиликатного железа (Fe_d). То есть проверяли гипотезу о том, что имела место следующая линейная зависимость:

$$D_i = a_0 + a_1(C_{орг})_i + a_2(C_{карбонатов})_i + a_3(Fe_d)_i + \varepsilon_i, \quad (2)$$

$$4i = 1, 2, \dots, n,$$

где a_k , $k = 0, 1, 2, 3$ – коэффициенты линейной регрессии, i – номер наблюдения в рассматриваемой выборке, D_i , $(C_{орг})_i$, $(C_{карбонатов})_i$, $(Fe_d)_i$ – i -е величины среднего диаметра и факторов-предикторов: величин концентрации $C_{орг}$, $C_{карбонатов}$, Fe_d соответственно; ε_i , $i = 1, 2, \dots, n$, – независимые ошибки, обусловленные неизвестными факторами, имеющие нулевое среднее и одно и то же распределение вероятностей.

Таким образом, уравнение регрессии величины среднего диаметра (D) в зависимости от вели-

чин $C_{орг}$, $C_{карбонатов}$, Fe_d выглядит следующим образом:

$$\bar{D}_i = a_0 + a_1(C_{орг})_i + a_2(C_{карбонатов})_i + a_3(Fe_d)_i, \quad (3)$$

$$i = 1, 2, \dots, n,$$

где $\bar{D}_i$, $i = 1, 2, \dots, n$ – есть предсказанные этой регрессионной зависимостью величины среднего диаметра.

Для оценки статистической значимости гипотезы о наличии линейной регрессионной зависимости величины среднего диаметра от указанных выше факторов предикторов применяли критерий Фишера. Уровень значимости принимали равным 0.05. В качестве дополнительного аргумента в пользу принятия гипотезы о линейной регрессионной зависимости принимали достаточно большую величину коэффициента детерминации R^2 . Кроме того, для оценки значимости коэффициентов линейной регрессионной зависимости использовали t -критерий Стьюдента.

В результате проведения статистического анализа экспериментальных данных были выявлены следующие регрессионные зависимости величины среднего диаметра органо-глинистых комплексов (D) от величин концентрации органического и неорганического углерода ($C_{орг}$ и $C_{карбонатов}$ соответственно) и несиликатного железа (Fe_d) в органо-глинистых комплексах исследованных агрочерноземов разной локализации на склоне. Была выявлена множественная регрессионная связь между величиной D и факторами-предикторами $C_{орг}$, $C_{карбонатов}$ и Fe_d , которая имела следующий вид для разных наборов генетических горизонтов:

Апах + А1 + АВ + В + ВС + С:

$$D_i = 599.37 + 9.26(C_{орг})_i - 13.74(C_{карбонатов})_i - 74.10(Fe_d)_i, \quad (4)$$

$$i = 1, 2, \dots, n;$$

Апах + А1 + АВ:

$$D_i = 566.58 + 12.94(C_{орг})_i - 14.23(C_{карбонатов})_i - 67.51(Fe_d)_i, \quad (5)$$

$$i = 1, 2, \dots, n;$$

Апах + А1:

$$D_i = 620.67 + 14.24(C_{орг})_i - 14.93(C_{карбонатов})_i - 94.79(Fe_d)_i, \quad (6)$$

$$I = 1, 2, \dots, n.$$

Таблица 2. Коэффициенты линейной статистической модели D

Параметр	a	Value	SE	t	P_1	R^2	F	P_2
Апах + А1 + АВ + В + ВС + С ($n = 34$)								
x_0	a_0	599.3708	52.7660	11.3590	2.17E–12	0.678	21.065	1.545E–07
x_1	a_1	9.2912	3.2471	2.8614	0.0076			
x_2	a_2	–13.7371	4.2936	–3.1994	0.0032			
x_3	a_3	–74.0956	19.1970	–3.8597	5.61E–4			
Апах + А1 + АВ ($n = 25$)								
x_0	a_0	566.5820	53.5338	10.5836	7.11E–10	0.724	18.384	4.372E–06
x_1	a_1	12.9382	4.2952	3.0122	0.0066			
x_2	a_2	–14.2342	4.3594	–3.2652	0.0037			
x_3	a_3	–67.5091	19.2533	–3.5064	0.0021			
Апах + А1 ($n = 19$)								
x_0	a_0	620.6708	81.9572	7.5731	1.68E–06	0.578	6.850	0.004
x_1	a_1	14.2421	5.3945	2.6401	0.0185			
x_2	a_2	–14.9306	6.4647	–2.3096	0.0356			
x_3	a_3	–94.7917	34.5896	–2.7405	0.0152			
АВ ($n = 6$)								
x_0	a_0	628.0854	30.2609	20.7557	0.0023	0.983	39.629	0.025
x_1	a_1	27.9719	3.5704	7.8343	0.0159			
x_2	a_2	–24.5775	2.9064	–8.4564	0.0137			
x_3	a_3	–101.4072	11.1661	–9.0817	0.0119			
В + ВС + С ($n = 9$)								
x_0	a_0	809.8796	262.3716	3.0868	0.0273	0.610	2.607	0.164
x_1	a_1	15.6909	9.4970	1.6522	0.1594			
x_2	a_2	–21.1737	19.7071	–1.0744	0.3317			
x_3	a_3	–165.8171	95.3457	–1.7391	0.1425			

Примечание. $x_1 = C_{\text{орг}}$ (% во фракции); $x_2 = C_{\text{карбонатов}}$ (% во фракции); $x_3 = Fe_d$ (% во фракции); SE – стандартная ошибка, t – критерий Стьюдента, P_1 – значимость t -статистики, R^2 – коэффициент детерминации, F – критерий Фишера, P_2 – значимость критерия Фишера.

АВ:

$$D_i = 628.09 + 27.97(C_{\text{орг}})_i - 24.58(C_{\text{карбонатов}})_i - 101.41(Fe_d)_i, \quad (7)$$

$$i = 1, 2, \dots, n.$$

Статистическая значимость этих регрессионных связей подтверждена следующими результатами статистических расчетов (табл. 2): достаточно высокие коэффициенты детерминации; величины критерия Фишера превышают $F_{\text{крит}}$; величины уровня значимости $P < 0.05$; все коэффициенты линейной регрессии значимы ($P < 0.05$); удовлетворительное соответствие модельных и аналитических данных по величине (рис. 6).

Таким образом, гипотеза о множественной линейной регрессионной зависимости величины среднего диаметра органо-глинистых комплексов от величин концентрации в них углерода (органического и неорганического) и несиликатного железа оказалась статистически значимой как для всего набора генетических горизонтов, так и для гумусовых горизонтов. Коэффициент детерминации модели (R^2) увеличивался в ряду: 0.578 (Апах + А1) < 0.678 (весь набор аналитических данных) < 0.724 (Апах + А1 + АВ) < 0.983 (АВ). Максимально наблюдаемый коэффициент детерминации в модели для горизонта АВ, по-видимому, был обусловлен промежуточным положением в почвенном профиле (эффект экотона).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ экспериментальных данных четко демонстрировал обнажение в результате эрозионных процессов почвенного материала нижележащих горизонтов. Это отражалось в первую очередь на снижении величины концентрации $C_{\text{орг}}$ илистых фракций в пахотных горизонтах эродированных агрочерноземов. При этом величины концентрации $C_{\text{орг}}$ в них очень были близки таковым подповерхностных горизонтов, что предполагало эрозионный вынос почвенной массы верхнего слоя ~30 см эродированных агрочерноземов. Это сопровождалось изменениями содержания несиликатного железа в илистой фракции пахотного горизонта эродированных агрочерноземов, что было следствием постоянного обнажения почвенной массы ранее нижележащего горизонта, провоцирующее разложение органического вещества (*ОВ*) данного горизонта. Это способствовало высвобождению железа из железоорганических комплексов в результате их окислительной деструкции железобактериями. Тем не менее, пахотные горизонты эродированных агрочерноземов не всегда характеризуются меньшим по сравнению с таковым полнопрофильных вариантов содержанием Fe_d , что обусловлено интенсивностью эрозионных процессов, которая зависит, в том числе, от крутизны склона. В случае меньшей кривизны (2-й ключевой участок – 4°) наблюдали незначительное увеличение содержания Fe_d в пахотном горизонте эродированного агрочернозема по сравнению с таковым полнопрофильного варианта за счет большей загрузки $C_{\text{орг}}$ на оксиды Fe (мольное отношение $C_{\text{орг}} : \text{Fe} = 9$), что свидетельствовало о менее прочном связывании *ОВ* на более загруженных поверхностях в отличие от 1-го ключевого участка (кривизна 6°), где наблюдали снижение содержания Fe_d ($C_{\text{орг}} : \text{Fe} = 7$).

В зонах денудации–аккумуляции и преимущественной аккумуляции наблюдали многообразие процессов, участвующих в формировании смыто-намытых и намытых почв. Для пахотных горизонтов смыто-намытых вариантов обоих ключевых участков отмечена единая тенденция – весьма близкие величины концентрации несиликатного железа с таковыми полнопрофильных вариантов, которые могут даже превышать их. Максимально наблюдавшиеся величины содержания Fe_d , как правило, отмечены в намытых агрочерноземах, что обусловлено наибольшей загрузкой $C_{\text{орг}}$ на оксиды Fe, что облегчает десорбируемость Fe_d .

Выявлено, что размер илистых частиц в исследованных агрочерноземах определяли как $C_{\text{орг}}$, так и несиликатное железо, хотя степень их зна-

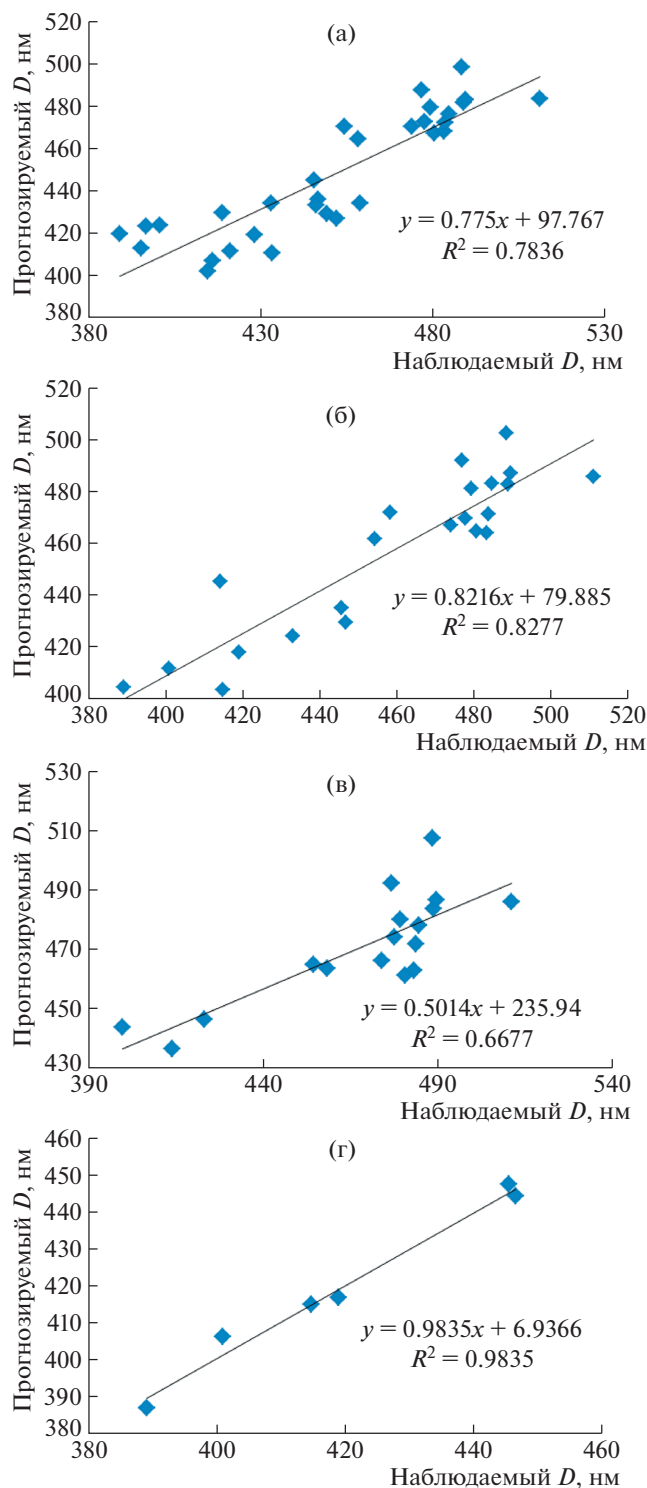


Рис. 6. Графики корреляции аналитических и модельных данных по величине D : $D = f(C_{\text{орг}}, C_{\text{карбонатов}}, \text{Fe}_d)$; (а) – Апх + А1 + АВ + В + ВС + С ($n = 34$, $R^2 = 0.78$, $P < 0.05$), (б) – Апх + А1 + АВ ($n = 25$, $R^2 = 0.83$, $P < 0.05$), (в) – Апх + А1 ($n = 19$, $R^2 = 0.67$, $P < 0.05$), (г) – АВ ($n = 6$, $R^2 = 0.98$, $P < 0.05$).

чимости различалась в верхних гумусовых (Апах, А, АВ) и нижних (В, С) горизонтах: в верхних горизонтах величина D определялась OB , тогда как в нижних горизонтах основная роль в формировании размера органо-глинистых комплексов принадлежит оксидам железа. Тем не менее, полученные данные дали основание предполагать более значимую роль OB в агрегации илистых частиц по сравнению с таковой несиликатного железа.

Гипотеза о множественной линейной регрессионной зависимости величины D от величин концентрации в них углерода ($C_{\text{орг}}$ и $C_{\text{карбонатов}}$) и Fe_d оказалась статистически значимой как для всего набора генетических горизонтов, так и для гумусовых горизонтов. Коэффициент детерминации модели (R^2) увеличивался в ряду: 0.578 (Апах + А1) < 0.678 (Апах + А1 + АВ + В + ВС + С) < 0.724 (Апах + А1 + АВ) < 0.983 (АВ).

Авторы выражают признательность профессору А.С. Фриду за конструктивные замечания.

Исследование проведено с привлечением оборудования Центра коллективного пользования “Функции и свойства почв и почвенного покрова” Почвенного института им. В.В. Докучаева.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемяева З.С., Кириллова Н.П., Данченко Н.Н., Когут Б.М., Таллер Е.Б.* Физико-химические характеристики органо-глинистых комплексов хроноряда дерново-подзолистых почв методами динамического светорассеяния и светорассеяния с анализом фаз // Почвоведение. 2020. № 4. С. 424–429.
2. *Barral M.T., Arias M., Guérif J.* Effects of iron and organic matter on the porosity and structural stability of soil aggregates // Soil. Res. 1998. V. 46. P. 261–272.
3. *Baver L.D., Gardner W.H.* Soil physics. Wiley Eastern Limited, New Delhi. 1972. 498 pp.
4. *Tisdall J.M., Oades J.M.* Organic matter and water-stable aggregates in soil // Soil Sci. 1982. V. 33. P. 141–163.
5. *Oades J.M.* Soil organic matter and structural stability: mechanisms and implications for management // Plant Soil. 1984. V. 76. P. 319–337.
6. *Oades J.M., Waters A.C.* Aggregate hierarchy in soils // Aust. J. Soil Res. 1991. V. 29. P. 815–828.
7. *Chenu C., Plante A.F.* Clay-sized organo-mineral complexes in a cultivation chronosequence: revisiting the concept of the “organo-mineral complex” // European J. Soil Sci. 2006. V. 57. P. 596–607.
8. *Федотов Г.Н., Артемяева З.С.* Коллоидная составляющая грануло-денсиметрических фракций почв // Почвоведение. 2015. № 1. С. 61–70.
9. *Edwards A.P., Bremner J.M.* Dispersion of soil particles by sonic vibrations // J. Soil Sci. 1967. V. 18. P. 47–63.
10. *Fernández-Ugalde O., Barré P., Hubert F. et al.* Clay mineralogy differs qualitatively in aggregate-size classes: clay-mineral-based evidence for aggregate hierarchy in temperate soils. Eur. J. Soil Sci. 2013. V. 64. P. 410–422.
11. *Artemyeva Z., Danchenko N., Kolyagin Yu., Kirillova N., Kogut B.* Chemical structure of soil organic matter and its role in aggregate formation in Haplic Chernozem under the contrasting land use variants // Catena. 2021. V. 204. P. 105403.
12. *Артемяева З.С., Зазовская Э.П., Засухина Е.С., Цомаева Е.В.* Изотопный состав углерода органического вещества водоустойчивых структурных отделиностей типичного чернозема в контрастных вариантах землепользования // Почвоведение. 2023а. № 3. С. 339–352.
13. *Chenu C., Stotzky G.* Interactions between microorganisms and soil particles: An overview. in: Huang P.M., Bollag J.M., Senesi N., (Eds.), Interactions between Soil Particles and Microorganisms – Impact on the Terrestrial Ecosystem. John Wiley & Sons, Chichester. 2002. P. 3–39.
14. *Lehmann J., Kinyangi J., Solomon D.* Organic matter stabilization in soil microaggregates: implications from spatial heterogeneity of organic carbon contents and carbon forms // Biogeochemistry. 2007. V. 85. P. 45–57.
15. *Kögel-Knabner I., Guggenberger G., Kleber M., et al.* Organo-mineral associations in temperate soils: Integrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2008. V. 171. P. 61–82.
16. *Asano M., Wagai R.* Evidence of aggregate hierarchy at micro- to submicron scales in an allophanic Andisol. Geoderma. 2014. V. 216. P. 62–74.
17. *Totsche K., Amelung W., Gerzabek M., Guggenberger G., Klumpp E., Knief C. et al.* Microaggregates in soils // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2018. V. 181. P. 104–136.
18. *Pinheiro J.P., Mota A.M., d'Oliveira J.M.R., Martinho J.M.G.* Dynamic properties of humic matter by dynamic light scattering and voltammetry // Anal. Chim. Acta. 1996. V. 329. P. 15–24.
19. *Kretschmar R., Holthoff H., Sticher H.* Influence of pH and Humic Acid on Coagulation Kinetics of Kaolinite: A Dynamic Light Scattering Study // J. Colloid Interface Sci. 1998. V. 202. P. 95–103.
20. *Mori Y., Togashi K., Nakamura K.* Colloidal properties of synthetic hectorite clay dispersion measured by dynamic light scattering and small angle X-ray scattering // Adv. Powder Technol. 2001. V. 12. P. 45–59.
21. *Palmer N.E., von Wandruszka R.* Dynamic light scattering measurements of particle size development in aqueous humic materials // Fresenius J. Anal. Chem. 2001. V. 371. P. 951–954.
22. NanoBrook. 2014. Version 1.0. Holtsville: Brookhaven Instruments Corporation; [cited 2023 April 16]. Available from: <https://www.brookhaveninstruments.com/product/nanobrook-series/>

23. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
24. World reference base for soil resources 2014. A framework for international classification, correlation and communication, Word Soil Resource Report 106. FAO. Rome. 2014. 181 p.
25. Ермолаев О.П. Пояса эрозии в природно-антропогенных ландшафтах речных бассейнов. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1992. 147 с.
26. Mehra O.P., Jackson M.L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionitecitrate system buffered with sodium bicarbonate // Clay Miner. 1960. V. 7. P. 317–327
27. Артемьева З.С. Органические и органо-глинистые комплексы агрогенно-деградированных почв. Автореферат на соиск. уч. ст. доктора биол. наук. 2008. 48 с.
28. Артемьева З.С. Некоторые особенности динамики качественного состава органического вещества дерново-подзолистых почв в период зарастания пашни лесом // Проблемы региональной экологии. 2017. № 2. С. 54–59.
29. 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.
30. Artemyeva Z., Zigova A., Kirillova N., Štátný M., Kirillova N., Holubík O., Podrázský V. Evaluation of aggregate stability of Haplic Stagnosols using dynamic light scattering, phase analysis light scattering and color coordinates // Archives of Agronomy and Soil Science. 2017. V. 63. № 13. P. 1838–1851.
31. Artemyeva Z.S., Žigová A., Kirillova N.P., Štátný M. Dynamics of organic matter in soils following a change in landuse on Permo-Carboniferous rocks in the Cesky Brod area (Czech Republic) // Acta Geodynamica et Geomaterialia 2018. V. 15. № 4. P. 339–348.
32. Kaiser K., Guggenberger G. The role of DOM sorption to mineral surfaces in the preservation of organic matter in soils // Org. Geochem. 2000. V. 31. P. 711–725.
33. Eusterhues K., Rumpel C., Kögel-Knabner I. Organo-mineral associations in sandy acid forest soils: importance of specific surface area, iron oxides and micropores // Eur. J. Soil Sci. 2005. V. 56. P. 753–763.

Physic-Chemical Characteristics of Organo-Clay Complexes of Agrochernozeams of Different Localization on the Slope

E. V. Tsomaeva^a, Z. S. Artemyeva^{a, #}, and E. S. Zasukhina^b

^aThe V.V. Dokuchaev Soil Institute
Pyzhevsky per. 7, bldg. 2, Moscow 119017, Russia

^bFederal Research Center “Computer Science and Control” of the RAS
ul. Vavilova 44, bldg. 2, Moscow 119333, Russia

[#]E-mail: artemyevazs@mail.ru

Organo-clay complexes of agrochernozeams of different localization on the slope were studied, including by the method of dynamic light scattering (DLS). A decrease in the concentration of organic carbon (C_{org}) of silty fractions in the arable horizons of washed-out agrochernozeams was revealed, which was a consequence of the constant exposure of the soil mass of the underlying horizon, provoking the decomposition of organic matter(s). This was accompanied by changes in the content of non-silicate iron (Fe_d) as a result of oxidative degradation of organo-iron complexes, which contributed to the desorption of Fe_d . Different intensity of erosion processes influenced the tendency to change the dynamics of Fe_d : a lower slope steepness (4°) contributed to an increase in the load of C_{org} on iron oxides, resulting in an increase in iron desorption, whereas in conditions of greater steepness (6°), a decrease in iron desorption was observed. Regardless of the position on the slope, the highest values of the average diameter of organo-clay complexes (D) were observed in the upper horizons of the studied agrochernozeams, which decreased down the profile. As a result of erosion processes, the size of organo-clay complexes in arable horizons decreased in comparison with that in non-eroded agrochernozeams (by 1.1 times). It was revealed that the size of organo-clay complexes in the studied agrochernozeams was determined by the values of the content of C_{org} and Fe_d , although the degree of their significance differed in the upper humus (Aarable, A1, AB) and lower (B, C) horizons. In the upper horizons, the value of D was determined by the content of C_{org} , whereas in the lower horizons, the main role in the formation of the size of organo-clay complexes belonged to Fe_d . The obtained data allowed us to assume a more significant role of organic matter (OM) in the aggregation of clay particles compared to that of Fe_d . The hypothesis of a multiple linear regression dependence of the value of D on the values of the concentration of carbon (C_{org} and $C_{carbonates}$) and Fe_d in them turned out to be statistically significant both for the entire set of genetic horizons and for humus horizons. The coefficient of determination of the model (R^2) increased in a row: 0.578 (Apl + A1) < 0.678 (Apl + A1 + AB + B + BC + C) < 0.724 (Apl + A1 + AB) < 0.983 (AB).

Keywords: erosion, organo-clay complexes, dynamic light scattering, average diameter, organic matter, non-silicate iron, carbonates.