

МЕТОДОЛОГІЯ І МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ METHODOLOGY AND RESEARCH TECHNIQUE

УДК 631.417.2

Літогенний потенціал карбонізації педосфери: теоретико-методологічні, методичні та екосистемний підходи

З. Г. Гамкало*, І. М. Шпаківська, О. Г. Марискевич

Інститут екології Карпат НАНУ, Львів, Україна

ІНФОРМАЦІЯ	АНОТАЦІЯ
Отримано 07.06.2021 Отримано після доопрацювання 27.11.2021 Затверджено до видання 10.12.2021 Доступно онлайн 20.12.2021	В оглядовій статті автори інформують українського читача про останні здобутки світової науки з проблеми секвестрації і депонування органічного карбону ґрунту (ОКГ) за різного типу екосистем і землекористування. Проблема акумулювання і збереження органічних сполук карбону в педосфері є однією з топових у світовому дослідницькому просторі. З використанням пошукової системи «Академія Google» (<i>Google Scholar</i>), за повними текстами наукових публікацій (статей) з досліджуваної тематики за останні 5 років, на запит «carbon sequestration» отримано – 452 000 джерел, а «soil carbon sequestration» і «soil carbon sequestration potential», відповідно – 59 700 і 56 900 джерел, тоді, як на запит українською «секвестрація вуглецю» – 178 і «секвестрація вуглецю ґрунтом» – 85. В представленому огляді літератури розглянуто поетапний розвиток теоретико-методологічних і методичних основ розробки моделей стабілізації ОКГ, головню, мінеральною матрицею ґрунтів (<20 і <50 μm) з використанням рівнянь лінійної регресії найменших квадратів, аналізу граничних значень та інших методичних підходів. Також розглянуто існуючі підходи до оцінювання захисної ємності ґрунту щодо карбону (Carbon Protective Capacity), насиченості карбоном мінеральної матриці (Carbon Saturation, CS), дефіциту С-насичення ґрунту (Saturation Deficit), а також охарактеризовано функціональні особливості процесів С-секвестрації і С-депонування. Дано критичну оцінку існуючим способам визначення потенціалу стабілізації ОКГ та реальності успішної реалізації Міжнародної ініціативи "4 на 1000: ґрунти для продовольчої безпеки і клімату", прийнятої у грудні 2015 року. Враховуючи світовий досвід, розглянуто необхідність переходу в Україні на тричленну класифікацію гранулометричного складу ґрунту.

* E-mail: zenon.hamkalo@ukr.net

Форма цитування Гамкало З.Г., Шпаківська І.М., Марискевич О.Г. Літогенний потенціал карбонізації педосфери: теоретико-методологічні, методичні та екосистемний підходи. *Агрохімія і ґрунтознавство*. Міжвід. тем. наук. збірник. 2021. Вип. 92. Харків: ННЦ "ІГА ім. О.Н. Соколовського". С. 41-51. <https://doi.org/10.31073/acss92-05>

1. Актуальність проблеми

Глобальне посилення деградації земель, зокрема, декарбонізації ґрунтів є серйозною загрозою для надання ними, вже у найближчій перспективі, якісних екосистемних послуг та для перспектив подальшого економічного розвитку. Ретроспективний аналіз утрат карбону органічних сполук (C_{org}) тільки ґрунтами агроекосистем показав, що за 12 000 років їх використання втрати становлять у двометровій товщі в середньому 133 Пг (петаграм, 10^{15} г) С, причому, їхня швидкість значно зросла за останні 200 років, головню, через деградування пасовищ [1]. Для порівняння, ці втрати C_{org} , еквівалентні десятиліттю поточних промислових викидів CO_2 [2]. Зрозуміло, що такі втрати органічної речовини (ОР) педосферою, з якою прямо чи опосередковано пов'язані її біогеоценотичні та глобальні функції, в т.ч. і кліматичні зміни, зумовили невідкладну реакцію світового істеблїшменту. Тому, у вересні 2015 року в рамках 70-ї сесії Генеральної Асамблеї ООН у Нью-Йорку відбувся Саміт ООН зі сталого розвитку (СР) та прийняття Порядку денного після 2015 року, на якому затверджено нові орієнтири СР. Підсумковим документом Саміту – «Перетворення нашого світу: порядок денний у сфері сталого розвитку до 2030 року» затверджено 17 Цілей Сталого Розвитку (ЦСР) та 169 завдань, зокрема, ціль 15 (ЦСР15) – «Захист та відновлення екосистем суходолу» та завдання 15.3, спрямоване на забезпечення нейтралітету деградації земель (НДЗ, Land Degradation Neutrality – LDN). Тобто, окреслено шляхи досягнення рівноваги між трьома процесами: (i) деградацією земель, (ii) реабілітацією або відновленням земель та (iii) стійким землекористуванням. НДЗ, в цілому, є новою парадигмою контролю деградації земель, покликаною запобігти втратам земель, викликаним недосконалістю способів використання та менеджменту земельних ресурсів. Україна, як і інші країни-члени ООН, теж приєдналася до глобального процесу забезпечення СР [3]. Як видно з

Національної доповіді «Цілі Сталого Розвитку: Україна», урядом розроблено національну систему ЦСР (86 завдань та 172 індикатори), яка повинна забезпечити основу для подальшого планування розвитку України та моніторингу процесу досягнення ЦСР [4]. В цілому, це відкрило "вікно можливостей" щодо посилення політики збалансованого використання наявних земельних ресурсів. Проте, в реалізації національної програми НДЗ не передбачено такий обов'язковий глобальний індикатор НДЗ, як запаси органічного карбону в ґрунтах (ОКГ) — $\text{tC}\cdot\text{га}^{-1}$ у шарі ґрунту 0–30 см (Carbon Stocks, $\text{tC}\cdot\text{ha}^{-1}$ to 30 cm, SOC), який характеризує загальну якість ґрунту. Порівняно з іншими глобальними показниками моніторингу НДЗ, як зміна земельного покриття (Land Cover Change, LCC) та чиста первинна продуктивність землі (Land Productivity, NPP), уміст $\text{C}_{\text{орг}}$ в ґрунтах є особливо інформативним індикатором ефективності управління земельними ресурсами [5].

Іншим знаковим рішенням останнього часу є Міжнародна ініціатива "4 на 1000: ґрунти для продовольчої безпеки і клімату" [6], започаткована Францією 1 грудня 2015 року і спрямована на збільшення вмісту органічної речовини в ґрунті шляхом упровадження інноваційних сільськогосподарських практик. Підраховано, що саме за темпу щорічного приросту запасів карбону в верхньому шарі ґрунту (0–30/40 см), рівному 0,4 % (4 ‰), нормалізується концентрація CO_2 в атмосфері, підвищення якої пов'язано з нераціональною діяльністю людини. Ця ініціатива, що є частиною Глобального плану дій щодо клімату (GCAA), сприятиме досягненню НДЗ. У цьому контексті вважають, що збільшення запасів органічних сполук карбону в агроґрунтах стане ефективним засобом для поліпшення якості самих ґрунтів, підвищення продуктивності рослин та сповільнення зростання вмісту CO_2 в атмосфері та темпів зміни клімату [7]. Останнє, значно посилює науковий інтерес до ОКГ, який зараз розглядається як основний компонент глобального циклу С, що забезпечує можливості для пом'якшення наслідків кліматичних змін. Беручи до уваги, що загальна кількість органічного вуглецю в ґрунтах у світовому масштабі становить близько 2400 Гт (гігатонн, 10^9 т) С, а антропогенна емісія – приблизно 9,4 Гт С на рік, дослідники підраховали, що щорічне збільшення запасу С в ґрунті на 0,4 % може теоретично компенсувати річні викиди ($2400 \cdot 0,4 = 9,6$) [8]. Вважають також [9], що протягом наступних 20 років, за впровадження кращих агропрактик, додатково може бути секвестровано від 18 до 37 Гт С, тобто, у три – шість разів менше його загальних історичних втрат, про які йшлося вище.

Варто зауважити, що останнім часом з'явилися критичні публікації, щодо успішності такої ініціативи [10, 11, 12]. Так, Kurganova et al. [12] встановили, що заростання ріллі природною рослинністю супроводжувалося нагромадженням у ґрунті органічної речовини, зокрема, у верхньому (0–20 см) шарі швидкість секвестрації $\text{C}_{\text{орг}}$ у перші 20 років (1990–2009) становила 0,96 т/га за рік (0,04 % або 0,4 ‰), а в наступні 30 років прогнозується лише 0,19 т/га за рік (0,008 % або 0,08 ‰). Отже, щоб збільшити вміст $\text{C}_{\text{орг}}$ в ґрунті на 4 проміле, навіть у верхньому його шарі, середньорічні розміри секвестрації повинні становити не як заявлено в Ініціативі, а мінімум на порядок більше [10]. Відомий німецький ґрунтознавець М. Körschens, який вивчав тривалу динаміку гумусу в польовому стаціонарі (закладений у 1902 р.) в Бад-Лаухштедті (Німеччина) та узагальнив дані за вмістом $\text{C}_{\text{орг}}$ в ґрунтах інших 79 тривалих дослідів, вважає, що ця "ініціатива" має спекулятивний характер і знаходиться за межами будь-якої реальності [11].

Мета дослідження. Враховуючи сьогодиншій глобальний тренд пошуку шляхів декарбонізації педосфери, без сумніву, увага дослідників перш за все повинна бути спрямована на механізми процесів накопичення і збереження (стабілізації) органічних сполук карбону у ґрунтах [13]. Саме педосфера належить до трьох найбільших резервуарів органічних сполук суходолу, в двометровій товщі якої депоновано до 2060 ± 215 Пг С [14], що значно більше, ніж сукупно акумульовано в атмосфері (~800 Пг С) та надземній рослинності (~500 Пг С) [15, 16, 17]. Вважають, що близько 40 % світових запасів ОР міститься в ґрунтах лісових екосистем [18], які на сьогодні є гарячою точкою (hotspot) глобального процесу С-секвестрації і С-депонування. На підставі вищенаведеного, метою публікації є інформування українського читача про останні здобутки світової науки з проблеми захисту ОКГ від біодеструкції за різного типу екосистем і землекористування.

Для уникнення полісемії термінів та уточнення існуючої термінології з досліджуваної проблеми, Б.М. Когут і В.М. Семенов [10] запропонували відрізнити поняття С-секвестрації та С-депонування. Депонування органічного карбону в ґрунті — це довгострокове його запасання переважно у формі гумусу з періодом повного розкладання (мінералізації) складових його компонентів >100 років та/або захоронення неживої органічної речовини в ґрунтового профілі на глибині >50(100) см. Якщо секвестрація карбону обов'язково передбачає асимілювання атмосферного CO_2 завдяки отриманню додаткових кількостей біомаси, то депонування запобігає швидкому поверненню $\text{C}_{\text{орг}}$ з

ґрунту в атмосферу. В цілому, розумне поєднання процесів секвестрації та депонування органічного карбону стане ефективним вирішенням триєдиного агроекологічного завдання: підвищення або збереження гумусованості ґрунту, збільшення урожайності сільськогосподарських культур та скорочення емісії вуглекислого газу з поверхні ґрунту в атмосферу з багатьма іншими позитивними ефектами.

Необхідно врахувати й те, що глобальне потепління може спричинити посилення емісії CO₂ від 100 до 600 Гт [19], а навіть незначні зміни в запасах органічних речовин ґрунту (ОРГ) суттєво впливатимуть на глобальний цикл карбону [20]. Зрозуміло, що у разі інтенсифікації парникового ефекту, викликаного підвищенням у приземній атмосфері концентрації CO₂, CH₄ і NO_x, в т.ч. і за рахунок продуктів посиленої мінералізації органічної частини ґрунту, вкрай необхідними будуть ефективні багаторівневі способи її стабілізації: від рівня елементарних ґрунтових частинок до мікро- і макроагрегатів.

2. Основний зміст роботи

На сьогодні, одним із таких добре відомих С-протекторних механізмів є зв'язування свіжих ґрунтових органічних речовин, що постійно надходять до ґрунту у складі листового і кореневого відпадів, ризодепозитів, мортмаси мікробних тіл тощо, дрібнодисперсною мінеральною матрицею (<20 μm) та у процесі агрегатоутворення [21]. Саме, фізико-хімічний захист органічних речовин є головним механізмом їх стабілізації і включає (а) сорбційні явища, що реалізуються за допомогою мінералів фракцій пилу та глини (<50 μm), тобто, утворення органо-мінеральних комплексів, (б) фізичне ізолювання органічних субстратів від ґрунтової біоти та зменшення дифузії кисню в дрібні агрегати, необхідного для процесу окиснювальної мінералізації ОР [21, 22] та (в) власне особливості хімічного складу та будови органічних речовин, які забезпечують їхню стійкість до біодеструкції [23]. З іншого боку, відомо, що карбонізація ґрунту, за участі мінеральної матриці, має певну верхню межу або рівень С-насичення (Carbon Saturation Capacity) [24]. Отже, контроль цієї межі повинен враховувати не тільки роль окремих мінеральних структур <20(50) μm, але й наявність певних ієрархічних механізмів стабілізації ОР: органо-мінеральні комплекси — мікроагрегатоутворення — макроагрегатоутворення [22]. Показано, що висока концентрація ОКГ теж пов'язана з агрегатоутворенням [16, 25], причому ґрунти з дрібнодисперсною матрицею здатні до утворення агрегатів усіх розмірів. Відповідно до дослідження Zhang et al. [25] макроагрегати (>0,25 мм) сприяють найбільшому накопиченню ОКГ. Формування макро- або мікроагрегатів залежить від вихідного матеріалу, включно з пилом і дрібним піском, а також від кількості та якості органічної речовини, значна частина якої надходить із підстилки, мікробних залишків та корневих ексудатів [26, 27]. Враховуючи високу реакційну здатність фракцій глини (за Аттербергом <2 μm) та дрібного пилу (<2-20 μm), більшість досліджень з депонування карбону у педосфері пов'язані з його стабілізуванням саме дрібнодисперсною частиною мінералів. За останні 25 років, такі дослідження виконано у США, Нідерландах, Канаді, Австралії, Новій Зеландії, Франції, Німеччині, Аргентині, Чилі, Іспанії [28]. Розроблено концепцію С-насичення ґрунту (Carbon Saturation, CS), яка дає можливість оцінити максимальну кількість карбону органічних сполук, яку можуть стабілізувати дрібнодисперсні частинки ґрунту і, розрахувати, відповідно, дефіцит С-насичення ґрунту (Saturation Deficit, SD) як різницю між поточним вмістом C_{орг} у фракціях розміром <20 μm та прогнозованим [29]. У 1997 р. Jan Hassink, з Вагенінгенського університету (Нідерланди), опублікував статтю «Здатність ґрунтів зберігати органічні С і N шляхом їх зв'язування з частинками глини та мулу» [24] і запропонував формулу розрахунку їх максимальних умістів, які можуть зберігатися в ґрунті завдяки асоціації з мінеральними частинками <20 μm (1):

$$C_{org} (\text{г} \cdot \text{кг}^{-1}) = 4,09 + 0,37 \cdot \% < 20 \mu\text{m}; (r = 0.89) \quad (1)$$

Дещо раніше [29] цей дослідник встановив залежність між відносними умістами карбону в ґрунті (%) та мінеральних частинок <50 μm (2):

$$C_{org} (\%) = 2.25 + 0,0436 \cdot \% < 50 \mu\text{m} (r^2 = 0.62) \quad (2)$$

У цих дослідженнях він також встановив важливий факт, що за обробітку ґрунту сильніше зменшується вміст С і N у фракції >20 μm, ніж у фракції <20 μm, тобто, С і N пов'язані з фракцією <20 μm значно міцніше і, відповідно, краще захищені від розкладання ґрунтовою біотою. Раніше теж було показано, що в орних ґрунтах більша частина ОКГ міститься саме у фракціях глини та пилу, тоді як у лісових та пасовищних ґрунтах — локалізована у піщаних фракціях [30, 31]. У 1997 році J. Hassink і A. Whitmore запропонували імітаційну модель, що описує поведінку органічної речовини в ґрунті з урахуванням її стабілізації [32]. Суттєва інновація цієї моделі полягала в тому, що вона враховувала С-захист як функцію адсорбції органічних речовин на частинках глини та пилу. За цих умов,

інтенсивність розкладання органічної речовини залежала не від текстури ґрунту, а величини його С-захисної ємності, пов'язаної зі ступенем насичення (вільною поверхнею) мінеральної матриці, здатної взаємодіяти з органічною речовиною. Розрахунки (3, 4), виконані за допомогою цієї моделі, максимальної здатності ґрунтів захищати органічні речовини (Carbon Protective Capacity, CPC) показали її тісний зв'язок з умістом фракцій глини та пилу в ґрунтах:

$$CPC, \text{мгС} \cdot \text{кг}^{-1} = 20,6 + 0,232 \cdot \% < 50 \text{ мкм} \quad (3)$$

$$CPC, \text{мгС} \cdot \text{кг}^{-1} = 22,0 + (0,356 \cdot \% < 2 \text{ мкм}) + (0,142 \cdot \% (2 - 50) \text{ мкм}) \quad (4)$$

Згодом, суттєвий внесок у визначення протекторної здатності дрібнодисперсної частини мінералів ґрунту зробили дослідники J. Six et al. [21] з Лабораторії екології природних ресурсів Університету штату Колорадо (США). Вони встановили С-протекторну здатність мінеральної матриці ґрунту ($\text{г} \cdot \text{кг}^{-1}$) за різних типів екосистеми (ліс, пасовище (пас) та рілля (орн)):

$$CPC (\text{орн}) = 4,38 + 0,26 \cdot \% < 20 \text{ мкм} (r^2 = 0.41) \quad (5)$$

$$CPC (\text{пас}) = 2,21 + 0,42 \cdot \% < 20 \text{ мкм} (r^2 = 0.44) \quad (6)$$

$$CPC (\text{ліс}) = -2,51 + 0,63 \cdot \% < 20 \text{ мкм} (r^2 = 0.55) \quad (7)$$

$$CPC (\text{орн}) = 7,18 + 0,20 \cdot \% < 50 \text{ мкм} (r^2 = 0.54) \quad (8)$$

$$CPC (\text{пас}) = 16,33 + 0,32 \cdot \% < 50 \text{ мкм} (r^2 = 0.35) \quad (9)$$

$$CPC (\text{ліс}) = 16,24 + 0,24 \cdot \% < 50 \text{ мкм} (r^2 = 0.35) \quad (10)$$

а також типу вторинних мінералів та різних розмірних діапазонів фракцій пил+глина:

$$CPC (1:1) = 1,22 + 0,30 \cdot \% < 20 \text{ мкм} (r = 0.86) \quad (11)$$

$$CPC (2:1) = 3,86 + 0,41 \cdot \% < 20 \text{ мкм} (r = 0.62) \quad (12)$$

$$CPC (1:1) = 5,50 + 0,26 \cdot \% < 50 \text{ мкм} (r = 0.62) \quad (13)$$

$$CPC (2:1) = 14,76 + 0,21 \cdot \% < 50 \text{ мкм} (r = 0.26) \quad (14)$$

Примітка:

1:1 – мінерали групи каолініту (каолініт, дикіт, накрит, галуазит);

2:1 – смектити: група монтморилоніту (монтморилоніт, нонтроніт, бейделіт, сапоніт, гекторит); група глауконіту (глауконіт, сколіт, селадоніт) та гідроліти (іліт, вермикуліт); хлорит.

У зв'язку з цим, необхідно враховувати, що сорбційна здатність глин щодо органічних речовин залежить від їх питомої площі поверхні ($\text{м}^2 \text{г}^{-1}$) [33], яка змінюється від 2–4 для кварцу [34], 10–70 каолініту, хлориту та слюди [35], 50–100 іліту, до 800 смектиту і вермикуліту [36]. З іншого боку, ефект впливу мінералогічного складу (глини 2:1 та 1:1) на CPC залишається суперечливим, оскільки, зразки ґрунту, багаті високоактивною глиною (2:1, смектитами) не містять ОКГ більше, ніж за переважання низькоактивної глини (1:1, каолініту) [22]. Л. Травникова [37], порівнюючи концентрації карбону в мулі з його мінералогічним складом, виявила, що у разі переважання монтморилоніту, карбону містилося не більше 2–3 %, а іліту — до 12–13 %, тобто, мінерали з жорсткою структурою мають більшу С-зв'язувальну здатність.

F. Caravaca et al. [38] теж встановили, що вміст органічного С у фракціях $< 2 \text{ мкм}$ і 2–20 мкм не залежали від мінералогічного складу глинистих мінералів, а більше пов'язані з ефективністю управління родючістю ґрунту і типом землекористування: лісові ґрунти мали більші С і N концентрації, ніж орні. З іншого боку, як на орних, так і лісових ґрунтах фракція дрібного пилу розміром частинок 2–20 мкм була багатшою на органічний С, ніж фракція глини розміром $< 2 \text{ мкм}$. Стабільність макроагрегатів (0,2–4 мм), схоже, не залежала від частки органічної речовини у дрібнодисперсних мінеральних фракціях ($< 20 \text{ мкм}$), а краща захищеність від мікробної деструкції агрегатів у лісових ґрунтах ймовірно пов'язана з умістом у них лабільної органічної речовини.

Карбонопротекторну здатність частинок менше 53 мкм описали також канадійські дослідники Carter et al. [39] за даними Elustondo et al. [40], як просту лінійну регресію:

$$CPC = 9.04 + 0,27 \cdot (\% < 53 \text{ мкм}) \quad (15)$$

Автори зробили висновок, що ґрунти з умістом фракцій пил+глина $< 40 \%$, як правило, насичені органічними речовинами, тоді як за їх умісту понад 60 % — С переважно накопичується у фракції пилу; значна частка (близько 60 %) органічного С зберігалася також у водостійких агрегатах (WSA). Автори припускають, що як тільки фракції глини+пил наситяться карбоном, тоді у ґрунті поступово збільшуватиметься частка вільної дисперсної органічної речовини (Particulate Organic Matter, POM, C_{POM}).

Актуальний вміст карбону в лісових і тривало орних ґрунтах F. Matus et al. (2008) порівняли із їх С-захисною здатністю (очікуваним максимальним вмістом С, пов'язаним із глинистими та пиловими фракціями) [41]. Актуальний вміст органічного С лісового ґрунту був значно більшим за розраховану захисну здатність, при цьому багаті глиною ґрунти в середньому на 141 % перевищували прогнозовану межу С-насичення, а грубодисперсні — лише на 56 %. Навпаки, вміст С в орних ґрунтах був меншим за розраховану захисну

здатність у середньому на 32–60 %. Звідси видно, що (а) здатність лісових ґрунтів зберігати органічний карбон в глинистих і пилових частинках була більшою, ніж в орних ґрунтах; (б) у високонасичених карбоном ґрунтах N-мінералізація є функцією вмісту свіжої органічної речовини, яка, своєю чергою, накопичується у вигляді $C_{\text{ром}}$ у фракціях піску.

F. Matus et al. (2011) виявили, що асоційований з пилом карбон, на відміну від асоційованого з глиною, збільшується лінійно із загальним вмістом $C_{\text{орг}}$. Карбон, локалізований у фракції грубого піску, найбільш чутливо реагував на агрозаходи, виявляючи таким чином високоінформативний діагностичний пул для оцінки змін ОРГ під впливом обробітку ґрунту [42].

Окремі дослідники вважають, що у разі використання для розрахунків СПС рівнянь лінійної регресії найменших квадратів (least-squares linear regression) значно занижується максимальна величина потенціалу С-стабілізації дрібнодисперсною мінеральною частиною ґрунту [43]. Тому, з метою поліпшення прогнозів максимального рівня стабілізації $C_{\text{орг}}$, запропоновано використовувати два альтернативних підходи: механістичний (organic C loadings), заснований на органічному С-навантаженні [44] і статистичний, на основі аналізу граничних значень (boundary line analysis). Зауважимо, що у разі аналізу граничних значень, використовують лише ті дані, що досягли максимальних рівнів, тому, у разі застосування лінійної регресії найменших квадратів максимальний рівень стабілізації становив 33 ± 1 г С кг⁻¹, а за використання аналізу граничних значень – 78 ± 4 г С кг⁻¹. Ці результати показують, що модель лінійної регресії найменших квадратів недостатньо прогнозує величину максимальної С-стабілізації. Відомо також, що величини СПС орних ґрунтів, якщо оцінювати їх як функцію дрібнодисперсної мінеральної фракції ґрунту, як правило, більші, порівняно з лісовими екосистемами, що припускає їх С-ненасиченість [45, 46] і, відповідно, більший потенціал С-секвестрування. Встановлено також, що у лісових ґрунтах біля 60 % $C_{\text{орг}}$ не було пов'язано з пилом і фракцією глини [45], а актуальний вміст $C_{\text{орг}}$ в них значно перевищував передбачувану С-ємність мінеральної матриці [45, 47]. Ймовірно, це пов'язано з участю інших чинників стабілізації ОР (наприклад, реакційноздатні поверхні оксидів Fe та Al). За цих умов використання методу лінійної регресії найменших квадратів для оцінки СПС, за врахування тільки ролі мінеральних фракцій <20/50 μm, буде недостатньо інформативним.

F. Matus et al. (2016) висунули гіпотезу, що та орґано-мінеральна фракція, яка відображає в динаміці лінійне С-накопичення синхронно зі збільшенням вмісту ОКГ, не є С-насиченою, тоді як фракція, що демонструє асимптотичну залежність, розглядається як С-насичена [49]. Автори продемонстрували позитивний ($P < 0,01$) зв'язок між $C_{\text{орг}}$ та вмістом С у фракції пилу ($R^2 = 0,80-0,97$, $P < 0,01$), тоді як вміст С у фракції глини залишався практично незмінним. Отже, фракція пилу, на відміну від глини, не була С-насиченою, а глина, за цих умов, накопичила максимально можливий вміст С. В середньому, фракція пилу ґрунтів помірного поясу з мінералогічним складом типу 2:1 насичувалася при 1-2 г С кг⁻¹, а 1:1 — при 1 г С кг⁻¹, тоді як субтропічні ґрунти — 14 г С кг⁻¹. Результати цього дослідження також підтверджують раніше зроблені висновки, що фракція глини першою (в часі) досягає максимального С-насичення, а коли цей максимум досягнуто, подальші надходження свіжої органічної речовини вже не можуть бути фізично захищені фракцією глини й органічні сполуки поступово накопичуються у фракції пилу, а також у формі незв'язаних дисперсних твердих частинок (РОМ) або вільних органічних речовин, у піщаних фракціях [41].

Оскільки, у переважній більшості досліджень головну увагу у визначенні СПС ґрунтів приділяють фракціям глини (<2 μm) і дрібного пилу (2–20 μm), то, за відсутності таких даних, її вміст оцінювали за даними вмісту загального пилу (2–50 μm) з використанням рівняння регресії: $y = 0,676x^{1,01}$ ($R^2 = 0,92$) [50]. Для розрахунку СПС орних ґрунтів Аргентини під пшеницею автори запропонували відповідні рівняння з використанням методів лінійної регресії (16) та граничних значень (17):

$$СПС \text{ (мг} \cdot \text{г}^{-1} \text{ ґрунту)} = 3,86 + 0,41 \cdot (\% < 20 \mu\text{m}) \quad (16)$$

$$СПС \text{ (мг} \cdot \text{г}^{-1} \text{ ґрунту)} = 0,84 \cdot (\% < 20 \mu\text{m}) \quad (17)$$

Також було встановлено, що СПС ґрунту у шарі 0–0,25 м, за використання квантильної регресії для 25 % даних з максимальними значеннями, була на 10 % більшою, ніж оцінено за методом Feng et al. [43] – рівняння (17) та 77 % більше, ніж за рівняння Six et al. [21] — (16).

F. Matus [51] виконав, за вимогами стандарту (PRISMA), мета-аналіз результатів 15-ти досліджень, в яких у рівняннях СПС враховувалися вмісти мінеральних частинок <63 μm та 17-ти досліджень — частинок <20 μm. Враховуючи, що вмісти пилу та глини є головними чинниками, які визначають верхній рівень СПС, автор запропонував для оцінки потенціалу С-секвестрації модель лінійної регресії (18) із нахилами прямої β_c , незалежно

від типу землекористування та клімату, рівними $0,83 \pm 0,02$ для С — (пил+глина) $<63 \mu\text{m}$ та $0,81 \pm 0,02$ для С- (пил+глина) $<20 \mu\text{m}$:

$$y = y_0 + \beta C \cdot \omega \quad (18)$$

де β_C — нахил регресії С- (пил+глина), і y_0 — величина перетину або підвищення регресії, які вважають рівними нулю, ω — вміст $C_{\text{орг}}$ у ґрунті.

В цілому, у даному дослідженні, нахили регресії (рівняння 18) коливались від $0,72 \pm 0,03$ до $0,88 \pm 0,04$, відображаючи, що 72–88 % загального вмісту С і N у ґрунтах пов'язано з пилом та глиною. Для вмісту С в глинистій фракції нахил регресії становив $0,28 \text{ г г}^{-1}$, тоді як у фракції пилу — $0,49 \text{ г г}^{-1}$. Отримані результати добре узгоджувалися з даними Angers et al. [47], які оцінили потенціал СРС для 1,5 млн зразків орних ґрунтів Франції та виявили, що 85 % загального вмісту ОКГ пов'язано з мінеральними частками $<20 \mu\text{m}$. Подібне встановлено для орних ґрунтів Східної Канади, в яких 73 % ОКГ було зв'язано у фракції $<50 \mu\text{m}$, а 27 % становила фракція POM [39]. A. Cai et al. [52] досліджували зміни відносного вмісту частки С, асоційованої з фракцією $<53 \mu\text{m}$, у загальному вмісті $C_{\text{орг}}$ під впливом клімату, типу та гранулометричного складу ґрунту, включаючи посівні площі, луки та лісові ґрунти Китаю і встановили, що вона варіювала від 27 до 80 %, на відміну від значно вужчого діапазону, показаного в інших дослідженнях, охоплених мета-аналізом [28].

Нещодавно, дослідники з Нової Зеландії для оцінки С-стабілізації запропонували квантильну модель регресії, засновану на питомій площі поверхні мінеральної матриці та вмісті алюмінію (пірофосфатна витяжка), яка забезпечила найкращий прогноз верхньої межі СРС для фракції $<50 \mu\text{m}$ [53]. В інших дослідженнях теж спостерігали сильні зв'язки між вмістом карбону та питомою поверхнею окремих мінеральних фракцій [54, 55].

Останнім часом збільшилося число досліджень, в яких рекомендують розділяти ОКГ на не зв'язані (POM) та асоційовані з мінералами (MAOM) форми, тобто, два його компоненти, які принципово відрізняються за своїм утворенням, біотичною стійкістю та функціонуванням [56, 57, 58, 59]. Автори надали докази їх дуже контрастних фізичних та хімічних властивостей, середнього часу перебування в ґрунті та реакції на агрогенні та інші впливи. Зрештою, використання денсиметричного фракціонування у дослідженнях ОКГ на POM і MAOM є найкращим шляхом до розуміння та прогнозування широкомасштабної динаміки ОКГ в контексті глобальних кліматичних викликів та надання необхідних рекомендацій щодо цього відповідним керівникам та політикам.

Як показали дослідники з Бангладеш [60], характер землекористування по-різному впливав на вміст карбону у фракціях POM і MAOM. У всіх випадках вміст POM був найбільшим у садових ґрунтах ($0,72\text{--}1,91\%$) > перелогах ($0,81\text{--}1,61\%$) > під луками ($0,60\text{--}1,84\%$) > орних ґрунтах ($0,40\text{--}1,41\%$) і, навпаки, вміст MAOM був найбільшим на перелозі ($0,81\text{--}1,91\%$) > під луками ($0,72\text{--}1,81\%$) > орними ґрунтами ($0,70\text{--}1,61\%$) > під садом ($0,53\text{--}1,51\%$), причому для всіх досліджуваних агроекологічних зон вміст MAOM був суттєво більшим за POM, крім ґрунтів під садом.

В окремих роботах, крім безпосередньої оцінки С-секвеструвальної здатності мінеральної матриці, досліджували вплив на процес акумулювання ОКГ інших біотичних і абіотичних чинників (природної рослинності, мікроорганізмів ґрунту, фауни ґрунту, типу ґрунту, текстури, агрегації, оксидів металів, катіонів Ca і Mg, землекористування та управління, топографії та клімату) [61, 62]. Так, результати поетапного множинного регресійного аналізу показали, що кислотність та гранулометричний склад найсильніше впливають на запаси С в мінеральних ґрунтах [63], причому найвищі концентрації ОКГ виявлені в сильнокислих ґрунтах (pH 2,66–3,61), що добре узгоджується з результатами інших досліджень, в яких показано роль кислотності ґрунту як одного з ключових факторів С-депонування [16]. Результати цих досліджень також показали, що пилуваті (silty) ґрунти мають більші запаси ОР.

Для отримання детальнішої інформації про зміни якості ОР та мінералогічного складу окремих фракцій також використовують інфрачервону спектроскопію з перетворенням Фур'є і дифузним відбиттям (DRIFT) [64, 65].

Раніше, в Україні М.І. Полупан із співавторами [66] на підставі співвідношення вмісту гумусу і фізичної глини у шарі ґрунту 0–30 см (віднесеної до 10 % останньої), запропонували критерій інтенсивності гумусонакопичування (КВАГ) в зональних ґрунтах для діагностування їхнього підтипового рівня та гідроморфності. Згодом, з урахуванням співвідношення між умістом гумусу і фізичної глини за профілем ґрунту, розроблено кількісну діагностику ґрунтів різного ступеню гідроморфності однолесових терас річок Лівобережного Лісостепу України [67].

Застосувавши педотрансферне моделювання [68], що дозволяє визначати одні властивості ґрунтів за іншими, які вимірюються простіше й дешевше, В. Медведєв зі співавторами [69] на основі інформації, зібраної в базі даних «Властивості ґрунтів

України», встановили сильну логнормальну залежність (19) між умістами фізичної глини <0,01 мм, % (y) та гумусу, % (x):

$$y, \% = 9,24 \ln(x) + 35,84 \quad (19)$$

Авторами також встановлена залежність вмісту гумусу від гранулометричного складу. На жаль, ця логнормальна залежність успішно реалізується лише для відносно вузького діапазону дисперсності мінеральної матриці (з умістом фізичної глини 40–70 %). Видно, з цієї причини у більшості досліджень, за використання педотрансферного моделювання С-протекторної здатності ґрунту, застосовують рівняння лінійної регресії найменших квадратів [10, 21, 24, 39].

Білоруські дослідники [70] також вважають, що вивчення взаємозв'язків гумусового стану і гранулометричного складу є актуальним і вказують на необхідність пошуку нових методів для оцінки ступеня стійкості ґрунтів.

Для кількісної оцінки процесів гумусонакопичення в ґрунтах техногенних ландшафтів Д. Соколов [71] запропонував літогенний потенціал гумусонакопичення (ЛПГ), як здатність мінеральної частини вихідного субстрату за певний проміжок часу і найсприятливіших умов, акумулювати максимально можливу кількість органічної речовини та набувати ознак ґрунтового профілю, що відповідає конкретним природно-кліматичним умовам. З такого визначення виходить, що для оцінки ЛПГ досліджуваних об'єктів важливі два критерія – вміст та якість дрібнодисперсних частинок мінерального субстрату, з якими взаємодіє органічна речовина. Виходячи з цього, ЛПГ виражають такою формулою (20):

$$\text{ЛПГ} = R(e) \cdot R(t.ф.) \cdot R(п.з.), \quad (20)$$

де ЛПГ — літогенний потенціал гумусонакопичення, %; $R(e)$ — максимальний вміст гумусу в еталонному ґрунті. $R(t.ф.)$ — коефіцієнт специфічності досліджуваних ґрунтів за вмістом дрібнодисперсних фракцій, який розраховується як відношення вмісту фізичної глини в досліджуваному ґрунті до вмісту в еталонному ґрунті і вимірюється в частках від одиниці. $R(п.з.)$ — коефіцієнт специфічності досліджуваних ґрунтів за вбирною здатністю мінеральної частини (ємність катіонного обміну, ЕКО), в частках від одиниці. Розраховується як відношення вбирної здатності ґрунтоутворювальних порід техногенних ландшафтів (техногенного елювію) до еталону (лесоподібних суглинків). У разі застосування вищеприписаного методичного підходу виникає ряд труднощів, пов'язаних із встановленням еталонного ґрунту, тобто фонового ґрунту території досліджень з максимальними вмістами органічної речовини і фізичної глини, а також визначеннями вбирної здатності цього ґрунту. Як правило, на досліджуваній території, до початку розробки кар'єрів, ґрунтовий покрив часто буває строкатим як за вмістом органічної речовини, так і дисперсністю мінеральної частини.

Варто теж згадати про існуючий альтернативний погляд на механізм утворення органо-мінеральних комплексів. Припускають, що не органічні речовини покривають поверхню і пори мінералів, а, навпаки, з появою у ґрунтовому середовищі свіжої мортмаси рослин і мікробіоти, її покривають дрібнодисперсні мінеральні частинки, утворюючи спочатку органоглинисті комплекси, а згодом – ультрамікро- та мікроагрегати. Ймовірно, що у цих процесах певну роль відіграють сесквіоксиди Al і Fe. Останнє, є важливим з огляду на визначення т. зв. ємності зв'язування мінеральною матрицею ОР, оскільки її поверхня є лімітованою, а значить і, відповідно, її С-протекторний потенціал. У протилежному випадку, обмежувальним чинником цього процесу буде кількість і якість (гідрофільно-гідрофобний баланс) свіжої мортмаси, її реакційна здатність. За цього випадку, важливою є теж реакційна здатність мінеральних структур, їхня поверхнева активність [72].

Ще однією проблемою, яка ускладнює використання інноваційних розробок закордонних вчених в контексті С-секвестрації є неспівставність вітчизняної і міжнародної класифікацій гранулометричного складу ґрунту. За Міжнародною трьохчленною класифікацією, запропонованою шведським вченим А. Аттербергером (1912): <0,002 мм — глина, 0,002–0,05 мм — пил, 0,05–2 мм — пісок та використовуваною у вітчизняному ґрунтознавстві класифікацією Н. А. Качинського (1957): фізична глина <0,01 мм, в т.ч. <0,001 мм — мул, 0,001–0,01 мм — пил, 0,05–1,0 мм — пісок наявні суттєві відмінності. Враховуючи, широке використання Міжнародної класифікації товариства ґрунтознавців (SSSA) і товариства агрономів (ASSA) США, у сучасному світовому ґрунтознавстві, ймовірно, настав час переходу вітчизняного ґрунтознавства на трьохчленну систему оцінки гранулометричного складу. Останнє дозволить пришвидшити інтегрування наших дослідників у світовий простір, а результати вітчизняних досліджень поповнять інформаційну базу для мета-аналізів результатів досліджень, пов'язаних з роллю мінеральної частини ґрунту у секвеструванні карбону органічних сполук. На важливість цієї проблеми ще у 2011 році звернула увагу Т. М. Лактіонова з ННЦ «Інститут ґрунтознавства та агрохімії імені О. Н. Соколовського НААН України [73]. Детально

проаналізувавши наукові публікації стосовно 15 відомих світових класифікацій гранулометричного складу ґрунтів і способів трансферу між ними та власними дослідженнями вона довела, що за наявності даних, отриманих за методикою Н.А. Качинського, цілком можливо адекватно розрахувати вміст необхідних, але не вимірюваних фракцій. В основу такого методичного підходу покладено графічний спосіб визначення фракції глини (<0,002 мм) з використанням інтегральної кривої розподілу фракцій, а для розрахунків застосували формулу Є. В. Шеїна [74], де вміст глини визначається через вміст мулу (<0,001 мм) і дрібного пику разом з мулом (<0,005) рівнянням (21):

$$\Phi < 0,002 = 0,57\Phi < 0,001 + 0,43\Phi < 0,005, \quad (21)$$

де Φ – вміст фракції певного розміру.

При цьому, Т. М. Лактіонова слушно застерігає, що такий спосіб конверсії полягає у тому, щоб, використовуючи вже напрацьований міжнародним науковим досвідом математичний апарат і наявні у вітчизняних ґрунтознавців результати аналізів гранулометричного складу за методом Н.А. Качинського (вміст 7 фракцій, %), якомога точніше визначити вміст трьох об'єднаних фракцій (пісок, пил, глина), які застосовують у міжнародній класифікації USDA/FAO і дати, таким чином, міжнародну назву гранулометричному складу ґрунту. Нещодавно російські вчені теж вказали на доцільність зміни в національній класифікації межі фракції мулу на розмір 2 мкм, оскільки це не змінить принципів визначення класу ґрунтів за гранулометричним складом, але значно полегшить зіставлення результатів, отриманих дослідниками з різних країн [75]. До того ж це скоротить час відбирання проби для визначення мулистості фракції піпет-методом приблизно в 3 рази (8 год замість 24).

3. Висновки

Розглянуто світовий досвід розробок та застосування математичних моделей для оцінки потенціалу стабілізації органічних сполук карбону, головно, мінеральною матрицею ґрунтів (<20 і <50 μm) з використанням рівнянь лінійної регресії найменших квадратів, аналізу граничних значень та інших методичних прийомів. Охарактеризовано існуючі підходи до оцінювання захисної ємності ґрунту щодо карбону (Carbon Protective Capacity), насиченості карбоном мінеральної матриці (Carbon Saturation, CS), дефіциту С-насичення ґрунту (Saturation Deficit), а також функціональні особливості процесів С-секвестрації і С-депонування. Вказано на необхідність переходу в Україні на тричленну класифікацію гранулометричного складу ґрунту як важливий крок до інтегрування сучасного вітчизняного ґрунтознавства у світовий контекст.

Список використаних джерел

1. Sanderman J., Hengl T., Fiske G.J. Soil carbon debt of 12,000 years of human land use. *PNAS*. 2017. Vol. 114 (36). P. 9575–9580. <https://doi.org/10.1073/pnas.1706103114>.
2. Amundson R., Biardeau L. Soil carbon sequestration is an elusive climate mitigation tool. *PNAS*. 2018. Vol. 115(46). P. 11652–11656. <https://doi.org/10.1073/pnas.1815901115>.
3. Управління органічним вуглецем ґрунту в контексті продовольчої безпеки й змін клімату / С.А. Балюк, В.В. Медведєв, А.В. Кучер [та ін.]. *Вісник аграрної науки*. 2017. 9. С. 11-18. <https://doi.org/10.31073/agrovysnyk201709-02>
4. Цілі сталого розвитку України. Національна доповідь. URL: <https://www.kmu.gov.ua/diyalnist/cili-stalogo-rozvitku-ta-ukrayina> (дата звернення: 11.08.2021).
5. Scientific Conceptual Framework for Land Degradation Neutrality. A report of the Science-Policy Interface. URL: <https://www.unccd.int/publications/scientific-conceptual-framework-land-degradation-neutrality-report-science-policy> (дата звернення: 11.08.2021).
6. The 4 per 1000 Initiative in a few words. URL: <https://www.4p1000.org/4-1000-initiative-few-words> (дата звернення: 11.08.2021).
7. Basile-Doelsch I., Balesdent J., Pellerin S. Reviews and syntheses: The mechanisms underlying carbon storage in soil. <https://doi.org/10.5194/bg-2020-49> Preprint. Discussion started: 19 February 2020.
8. Soil carbon 4 per mille / B. Minasny, B.P. Malone, A.B. McBratney [et al.]. *Geoderma*, Elsevier. 2017. 292. P. 59-86. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.01.002>.
9. Global Sequestration Potential of Increased Organic Carbon in Cropland Soils / R.J. Zomer, D.A. Bossio, R. Sommer [et al.]. *Sci Rep*. 2017. 7, 15554. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-15794-8>.
10. Когут Б.М., Семенов В.М. Оценка насыщенности почвы органическим углеродом. *Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева*. 2020. Вып. 102. С. 103-124. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-102-103-124>
11. Körschens M. Soil – Humus – Climate. Practically relevant results of 79 long-term field experiments // Vortrag zum 2. Symposium "Wahrnehmung und Bewertung von Böden in der Gesellschaft am 12 Oktober 2018 im UFZ Leipzig". 2018. 12 p.
12. Kurganova I.N., Lopes de Gerenyu V.J., Six J., Kuzyakov Y. Carbon cost of collective farming collapse in Russia // *Glob. Change Biol*. 2014. Vol. 20(3). P. 938-947. <https://doi.org/10.1111/gcb.12379>.

13. Гамкало З.Г., Шпаківська І.М., Марискевич О.Г. Оцінка потенціалу стабілізації сполук карбону в ґрунті: теоретико-методичні підходи // Екологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування: освіта–наука–виробництво. 36. тез доп. XXIV Міжн. наук.-практ. конф., (Харків, 29-30 квітня 2021 року). Харків: ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2021. С. 29-32.
14. Batjes N.H. Harmonized soil property values for broad-scale modelling (WISE30sec) with estimates of global soil carbon stocks. *Geoderma*. 2016. Vol. 269. P. 61-68. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.01.034>.
15. FAO and ITPS. Status of the World's Soil Resources (SWSR) – technical summary. *Food and Agriculture Organization of the United Nations and Intergovernmental Technical Panel on Soils*. Rome. 2015. ISBN 978-92-5-108960-6.
16. Ecosystem carbon stock loss after land use changing subtropical forests in China / S. Fan, F. Guan, X. Xu [et al.]. *Forests*. 2016. 7(7). P.142. <https://doi.org/10.3390/f7070142>.
17. Joseph A, Oluwakem A, Olanrewaju O. Climate change effect and adaptation measures on selected soil properties. *Journal of Soil Science and Environmental Management*. 2018. 9(10). P.154-163. <https://doi.org/10.5897/JSSSEM2018.0700>.
18. C Stocks in forest floor and mineral soil of two Mediterranean beech forests/ A. De Marco, A. Fioretto, M. Giordano [et al.]. *Forests*. 2016. 7(8). P.181. <https://doi.org/10.3390/f7080181>.
19. Soil and human security in the 21st century / R. Amundson, A.A. Berhe, J.W. Hopmans [et al.]. *Science*. 2015. Vol. 348, Issue 6235:1261071. <https://doi.org/10.1126/science.1261071>
20. Walter K, Don A, Tiemeyer B, Freibauer A. Determining soil bulk density for carbon stock calculations: a systematic method comparison. *Soil Sci Soc Am J*. 2016. Vol. 80. P. 579-591. <https://doi.org/10.2136/sssaj2015.11.0407>
21. Six J., Conant R.T., Paul E.A., Pustian K. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant & Soil*. 2002. 241(2). P. 155-176. <https://doi.org/10.1023/A:1016125726789>.
22. Feller C., Beare M.H. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. *Geoderma*. 1997. 79. P. 69-116. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00039-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00039-6).
23. Leinweber P., Reuter G. The influence of different fertilization practices on concentrations of organic carbon and total nitrogen in particle-size fractions during 34 years of a soil formation experiment in loamy marl. *Biol. Fert. Soils*. 1992. 13. P.119-124.
24. Hassink J. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant Soil*. 1997. 191. P. 77-87. <https://doi.org/10.1023/A:1004213929699>.
25. Zhang X., Xin X., Zhu A., Zhang J., Yang W. Effects of tillage and residue managements on organic C accumulation and soil aggregation in a sandy loam soil of the North China Plain. *Catena*. 2017.156. P.176-183. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.04.012>.
26. Initial microaggregate formation: Association of microorganisms to montmorillonite-goethite aggregates under wetting and drying cycles / L. Krause, D. Biesgen, A. Treder [et al.]. *Geoderma*. 2019. 351. P. 250-260. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.05.001>.
27. Redmile-Gordona M., Gregory A.S., Whit R.P., Watts C.W. Soil organic carbon, extracellular polymeric substances (EPS), and soil structural stability as affected by previous and current land-use. *Geoderma*. 2020. 363. P. 114-143. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.114143>.
28. Matus F.J. Fine silt and clay content is the main factor defining maximal C and N accumulations in soils: a meta analysis. *Scientific Reports*. 2021. 11:6438 | <https://doi.org/10.1038/s41598-021-84821-6>
29. Hassink J. Effects of soil texture and grassland management on soil organic C and N and rates of C and N mineralization. *Soil Biol. Biochem*. 1994. 26. P.1221-1231.
30. Adams T.M. Macroorganic matter content of some Northern Ireland soils. *Record of Agricultural Research*. 1980. 28. P. 1-11.
31. Christensen B.T. Physical Fractionation of Soil and Organic Matter in Primary Particle Size and Density Separates. In: Stewart B.A. (eds. *Advances in Soil Science*, 1992. vol 20. Springer, New York, NY. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-2930-8_1.
32. Hassink J., Whitmore A. A model of the physical protection of organic matter in soils. *Soil Science Society of America Journal*. 1997b. 61. P. 131–139. <https://doi.org/10.2136/sssaj1997.03615995006100010020x>
33. Tate K.R., Theng B.K.G. Organic matter and its interactions with inorganic soil constituents. In: *Soil with a variable Charge*. Ed. G K G Theng. New Zealand Soc. Soil Sci., Lower Hutt. 1980. P. 225–249.
34. Wilding L.P., Smeck N.E., Drees L.R. Silica in soils: quartz, cristobalite, tridymite, and opal. In: *Minerals in Soil Environments*. Ed. R. C. Dinauer. 1977. P. 471–552. SSSA, Madison, WI.
35. Huang P.M. Role of soil minerals in transformations of natural organics and xenobiotics in soil. Eds. J.M. Bollag and G. Stotzky. In: *Soil Biochemistry*, 1990. Vol. 6. P. 29–115. Marcel Dekker Inc.j.still.2018.11.001
36. Robert M., Chenu C. Interactions between soil minerals and microorganisms. Eds. G. Stotzky and J.M. Bollag. In: *Soil Biochemistry*, 1992. Vol. 7. P.307–404. Marcel Dekker Inc., New York.
37. Травникова Л.С. Закономерности гумусонакопления: новые данные и их интерпретация. *Почвоведение*, 2002. № 7. С. 832–843.
38. Caravaca F., Lax A., Albaladejo J. Aggregate stability and carbon characteristics of particle-size fractions in cultivated and forested soils of semiarid Spain *Soil & Tillage Research*. 2004. 78. P. 83–90. <http://dx.doi.org/10.1016/j.still.2004.02.010>.
39. Carter M.R., Angers D.A., Gregorich E.G., Bolinder M.A. Characterizing organic matter retention for surface soils in eastern Canada using density and particle size fractions. *Can. J. Soil Sci*. 2003. 83. P. 11–23. <https://doi.org/10.4141/S01-087>.
40. Elustondo J., Angers D.A., Laverdière M.R., N'Dayegamiye A. Étude comparative de l'agrégation et de la matière organique associée aux fractions granulométriques de sept sols sous culture de maïs ou en prairie. *Can. J. Soil Sci*. 1990. 70. P. 395–402. <https://doi.org/10.4141/cjss90-039>.
41. Matus F., Christopher C., Maire C.. Effects of soil texture, carbon input rates, and litter quality on free organic matter and nitrogen mineralization in Chilean rain forest and agricultural soils. *Commun. Soil Sci. Plant Anal*. 2008. 39:1-2. P. 187–201. <https://doi.org/10.1080/00103620701759137>.

42. Land use impacts on physical-based soil organic matter fractions on three hillside Ferrasols in Mexico / F. Matus, C. Hidalgo, C. Monreal [et al.]. *Chilean Journal of Agricultural Research*. 2011. 71. P. 283–292.
43. Feng W., Plante A., Six J. Improving estimates of maximal organic carbon stabilization by fine soil particles. *Biogeochemistry*. 2013. 112. P. 81–93. <https://doi.org/10.1007/s10533-011-9679-7>.
44. Feng W., Plante A.F., Aufdenkampe A.K., Six J. Soil organic matter stability in organo-mineral complexes as a function of increasing C loading. *Soil Biol. Biochem.* 2014. 69. P. 398–405. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.11.024>
45. Estimation of total organic carbon storage and its driving factors in soils of Bavaria (southeast Germany) / M. Wiesmeier, F. Barthold, P. Spörlein [et al.]. *Geoderma Reg.* 2014. 1. P. 67–78. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2014.09.001>.
46. Soil carbon stocks under different land uses and the applicability of the soil carbon saturation concept / S. Chen, D. Arrouays, D.A. Angers [et al.]. *Soil & Tillage Research* 2019. 188. P. 53–58. <https://doi.org/10.1016/j.still.2018.11.001>.
47. Angers D.A., Arrouays D., Saby N.P.A., Walter C. Estimating and mapping the carbon saturation deficit of French agricultural topsoils. *Soil Use Man.* 2011. 27. P. 448–452. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2011.00366.x>.
48. Carbon saturation in the silt and clay particles in soils with contrasting mineralogy / F. Matus, E. Garrido, C. Hidalgo [et al.]. *Terra Latinoam. [online]*. 2016, vol. 34(3). P. 311–319.
49. Stewart C.E., Paustian K., Conant R.T., Plante A.F., Six J. Soil carbon saturation: Evaluation and corroboration by long term incubations. *Soil Biology & Biochemistry*. 2008. 40. P. 1741–1750. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.02.014>.
50. Alvarez R., Berhongaray G. Soil organic carbon sequestration potential of Pampean soils: comparing methods and estimation for surface and deep layers. *Soil Research*. 2021. <https://doi.org/10.1071/SR20257> www.publish.csiro.au/journals/sr
51. The PRISMA Statement for reporting systematic reviews and meta-analyses of studies that evaluate health care Interventions: Explanation and elaboration / A. Liberati, D.G. Altman, J. Tetzlaff [et al.]. *PLOS Med.* 2009. <https://doi.org/10.1371/journal.pmed.1000100>.
52. Cai A., Feng W., Zhang W., Xu M. Climate, soil texture, and soil types affect the contributions of fine fraction-stabilized carbon to total soil organic carbon in different land uses across China. *J. Environ. Manag.* 2016. 172. P. 2–9. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2016.02.009>.
53. A conceptual model of carbon stabilisation based on patterns observed in different soils/ M. Kirschbaum, G. Moine, C. Hedley [et al.]. *Soil Biology and Biochemistry*. 2020. 141. P. 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2019.107683>.
54. Estimating the organic carbon stabilisation capacity and saturation deficit of soils: A New Zealand case study / M.H. Beare, S.J. McNeil, D. Curtin [et al.]. *Biogeochemistry*. 2014. 120. P. 71–87. <https://doi.org/10.1007/s10533-014-9982-1>.
55. Soil carbon sequestration potential of permanent pasture and continuous cropping soils in New Zealand / S.R. McNally, S. McNally, M.H. Beare [et al.]. *Glob. Change Biol.* 2017. 23. P. 4544–4555. <https://doi.org/10.1111/gcb.13720>.
56. Storage of soil carbon as particulate and mineral associated organic matter in irrigated woody perennial crops / A.J. Midwood, K.D. Hannam, T. Gebretsadikan [et al.]. *Geoderma*. December 2021, 403. Article 115185. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2021.115185>.
57. Lavalée J.M., Soong J.L., Cotrufo M.F. Conceptualizing soil organic matter into particulate and mineral-associated forms to address global change in the 21st century. *Glob Change Biol.* 2020. 26. P. 261–273. <https://doi.org/10.1111/gcb.14859>.
58. Soil organic carbon. Stratification and spatial variation of different fractions in an Argiudoll under no tillage / M.P. Salazar, R. Villarreal, L.A. Lozano [et al.]. *Rev. Fac. Agron.* 2020. 119(2). P. 1–11. <https://doi.org/10.24215/16699513e053>.
59. Soil carbon storage informed by particulate and mineral-associated organic matter / M.F. Cotrufo, M.G. Ranalli, M.L. Haddix [et al.]. *Nature Geoscience* (IF 13.566) Pub Date: 2019-11-18. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0484-6>
60. Effect of Land Use on Organic Carbon Storage Potential of Soils with Contrasting Native Organic Matter Content / S. Yeasmin, E. Jahan, Md.A. Molla [et al.]. *Hindawi International Journal of Agronomy*. 2020, Article ID 8042961, 9 pages <https://doi.org/10.1155/2020/8042961>
61. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions-a review / M. Lützow, I. Kögel-Knabner, K. Ekschmit [et al.]. *Eur. J. Soil Sci.* 2006. 57. P. 426–445. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00809.x>
62. Soil organic carbon storage as a key function of soils – A review of drivers and indicators at various scales / M. Wiesmeier, L. Urbanski, E. Hobbey [et al.]. *Geoderma*. 2019. 333. P. 149–162. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.07.026>.
63. Saint-Laurent D., Berthelot J. S., Arsenaault-Boucher L. Organic carbon sequestration in mineral soil layers of cold-temperate mixed forests. *J. Soil Sci. Environ. Manage.* 11(4). P. 142–152, October–December 2020. <https://doi.org/10.5897/JSSSEM2020.0845>.
64. Новітні інтегративні методи дослідження стабілізації органічного вуглецю за різного обробітку ґрунту / М.А. Попірний, О.П. Сябрук, Р.В. Акімова, М.В. Шевченко. *Агрохімія і ґрунтознавство*. Міжвід. тем. наук. збірник. Вип. 90. Харків: ННЦ "ІГА ім. О.Н. Соколовського". 2020. С. 13–28. <https://doi.org/10.31073/acss90-02>.
65. Chemical and Spectroscopic Investigation of Different Soil Fractions as Affected by Soil Management / F. De Mastro, C. Coccozza, G. Brunetti, A. Traversa. *Appl. Sci.* 2020. 10. 2571. <https://doi.org/10.3390/app10072571>.
66. Роль гранулометричного складу в параметризації ґрунтоутворення та його місце у класифікації ґрунтів / М.І. Полупан, В.Б. Соловей, В.А. Величко, В.Г. Ковальов. *Вісник аграрної науки*. 1999. №12. С. 17–22.
67. Лебедь В.В., Соловей В.Б. Кількісна діагностика ґрунтів різного ступеню гідроморфності на однолесових терасах річок Лівобережного Лісостепу України. *Агрохімія і ґрунтознавство*. Міжвід. тем. наук. збірник. Вип. 88. Харків: ННЦ "ІГА ім. О.Н. Соколовського". 2019. С. 22–30. <https://doi.org/10.31073/acss88-03>.
68. Шеин Е.В., Архангельская Т.А. Педотрансферные функции: состояние, проблемы, перспективы. *Почвоведение*. 2006. № 10. С. 1205–1217.

69. Медведєв В.В., Пліско І.В., Бігун О.М. Досвід педотрансферного моделювання у дослідженнях фізики ґрунтів. *Вісник аграрної науки*. 2015. 1. С. 17–24. URL: https://agrovisnyk.com/pdf/ua_2015_01_02.pdf
70. Дыдышко С.В., Азаренок Т.Н., Шульгина С.В. Взаимосвязь гумуса и гранулометрического состава дерново-палево-подзолистых легкосуглинистых почв разной степени агрогенной трансформации *Почвоведение и агрохимия*. 2018. 2(61). С. 20–31.
71. Соколов Д.А., Мерзляков О.Э., Доможакова Е.А. Оценка литогенного потенциала гумусонакопления в почвах отвалов каменноугольных месторождений Сибири. *Вестник Томского государственного университета*. 2015. № 399. С. 247–253. <https://doi.org/10.17223/15617793/399/40>.
72. Артемьева З.С. Органическое вещество и гранулометрическая система почвы. Москва: ГЕОС, 2010. 240 с. ISBN: 9785891185111
73. Лактіонова Т.М. Про можливість застосування в Україні класифікації гранулометричного складу ґрунтів USDA/FAO. *Агрохімія і ґрунтознавство*. Міжвід. тем. наук. збірник. 2011. Вип. 74. Харків: ННЦ "ІГА ім. О.Н. Соколовського". С. 28–36.
74. Шеин Е.В. Гранулометрический состав почв: проблемы методов исследования, интерпретации результатов и классификаций. *Почвоведение*. 2009. № 3. С. 309–317.
75. От понятия элементарной почвенной частицы к гранулометрическому и микроагрегатному анализам (Обзор) / А.В. Юдина, Д.С. Фомин, А.Д. Котельникова, Е.Ю. Милановский. *Почвоведение*, 2018. № 11. С. 1340–1362. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18110096>.

UDC 631.417.2

Lithogenic potential of pedosphere carbonization: theoretical-methodological, methodical and ecosystem approaches

Zenon Hamkalo, Iryna Shpakivska, Oksana Maryshevych

Institute of Ecology of the Carpathians, NASU, Lviv, Ukraine

E-mail: zenon.hamkalo@gmail.com

The problem of accumulation and preservation of organic matter (OM) in the pedosphere is one of the main in the world research space. Using the search engine "Google Academy" (Google Scholar) of full texts of scientific publications (articles) on this topic over the past 5 years, showed that the query "carbon sequestration" received – 452,000 sources, and "soil carbon" sequestration " and "soil carbon sequestration potential" – 59,700 and 56,900 sources, respectively, while on request in Ukrainian "carbon sequestration" – 178 and "soil carbon sequestration" – 85. Under these conditions, it is important to inform the Ukrainian reader about the latest achievements of world science on the problem of C-sequestration and C-deposition of various types' ecosystems and land use. The presented literature review considers the gradual development of theoretical, methodological and methodical bases for the development of organic matter stabilization models, mainly by a matrix of mineral soils (<20 and <50 µm) using linear least squares regression equations, analysis of limit values and other methodical approaches. Approaches to the assessment of soil carbon capacity (Carbon Protective Capacity), carbon saturation by the mineral matrix (Carbon Saturation, CS), C-saturation of the soil (Saturation Deficit), as well as the functional features of C-sequestration and C-deposition are considered. The existing methods for assessing the stabilization potential of the OM and the reality of the successful implementation of the International Initiative "4 in 1000: Soils for Food Security and Climate", adopted in December 2015, have been critically evaluated. Taking into account the world experience, the need to move to a three-member classification of soil particle size distribution in Ukraine is considered.

Keywords: soil organic carbon; particle size distribution; C-protective capacity; C-saturation potential; C-saturation deficiency; C-sequestration; C-deposition.

Citing: Hamkalo, Z. G., Shpakivska, I. M. & Maryshevych, O. G. (2021). Lithogenic potential of pedosphere carbonization: theoretical-methodological, methodical and ecosystem approaches. *AgroChemistry and Soil Science*. 92, 41-51. [doi:10.31073/acss92-05](https://doi.org/10.31073/acss92-05) [in Ukrainian].