

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

УДК 631.417.1:574.4

ОЦЕНКА ЗАПАСОВ УГЛЕРОДА В ПОЧВАХ ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ КАК ОСНОВА МОНИТОРИНГА КЛИМАТИЧЕСКИ АКТИВНЫХ ВЕЩЕСТВ

© 2023 г. Г. Н. Копцик^а, * (ORCID: 0000-0003-4142-3571), С. В. Копцик^б, Ю. В. Куприянова^{а, в},
М. С. Кадулин^а, И. Е. Смирнова^а

^аФакультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, Москва, 119991 Россия

^бФизический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, Москва, 119991 Россия

^вЮгорский государственный университет, ул. Чехова, 16, Ханты-Мансийск, 628012 Россия

*e-mail: koptsik@mail.ru

Поступила в редакцию 20.06.2023 г.

После доработки 24.07.2023 г.

Принята к публикации 31.07.2023 г.

Характерные для почвенного покрова Звенигородской биостанции МГУ элювоземы и дерново-элювоземы на двучленных отложениях содержат в подстилке и метровом слое минеральной толщи в среднем 65–83 т/га органического углерода. Запасы углерода минимальны в дерново-элювоземе сложного ельника (59–68 т/га), отличающемся облегченным гранулометрическим составом, и достигают 76–92 т/га в почвах березово-елового и сложного сосново-елового лесов. При этом в подстилке сосредоточено 3.3–5.8 т С/га или 4–9% общих запасов органического углерода, а в верхнем минеральном слое (0–20 см) – 64–69%. Разные уровни и профильное распределение запасов органического углерода в почвах обусловлены литолого-гранулометрическими особенностями и характером растительности. Вклад экстрагируемых водой органических соединений углерода в их общее содержание в верхних минеральных горизонтах почв не превышает 1.3–1.8%, микробного углерода – 1.7–2.4%. В кислых легкосуглинистых почвах обогащенность кальцием и калием, емкость катионного обмена, содержание обменных оснований и степень насыщенности могут служить индикаторами содержания и запасов органического углерода на экосистемном уровне. Связь с содержанием тонкодисперсных фракций и оксалаторастворимых Al и Fe проявляется в меньшей степени вследствие близкого происхождения и свойств почв. Изменчивость запасов органического углерода в почвах в наибольшей степени определяется его содержанием, влияние которого снижается с глубиной. Учет пространственной неоднородности, полевые измерения плотности и доли мелкозема, корректные аналитические определения являются необходимыми составляющими оценки запасов углерода в почвах лесных экосистем в рамках создаваемой национальной системы мониторинга пулов углерода и потоков парниковых газов.

Ключевые слова: экологические функции, секвестрация углерода, органический углерод, водорастворимые соединения, микробная биомасса, изменчивость, подстилка, Dystric Cambisol

DOI: 10.31857/S0032180X23601329, **EDN:** DQOXWF

ВВЕДЕНИЕ

Почва является крупнейшим резервуаром органического углерода ($C_{\text{орг}}$) в наземных экосистемах, вдвое превосходящим пулы углерода в атмосфере и втрое – в биоте и тесно связанным с сохранением климата и биосферы в целом [54, 70]. Значительная часть глобального пула углерода сосредоточена в лесах, общая площадь которых составляет 4.06 млрд га или 31% от площади суши [38]. Современные запасы углерода в лесах мира оцениваются в 861 ± 66 Гт С, в том числе 383 ± 30 Гт С (44%) в почве (до глубины 1 м), 363 ± 28 Гт С (42%) в живой биомассе (надземной и подземной), 73 ± 6 Гт С (8%) в мертвой древесине и 43 ± 3 Гт С (5%) в подстилке [65]. Хотя большая часть углеро-

да в лесных экосистемах находится в почвах [54, 65], при расчете баланса углерода им обычно уделяется меньше внимания по сравнению с растительностью [41].

В России, обладающей пятой частью лесов мира, оценки общих запасов органического углерода в лесных почвах требуют уточнения. На основании усредненных значений показателей из баз данных и лесорастительного районирования запасы почвенного $C_{\text{орг}}$ оцениваются в 240.6 Гт С [22]. По другим оценкам, запасы $C_{\text{орг}}$ в почвах лесов России составляют 144.5 Гт С, причем 94.2% этого количества приходится на метровый слой почвы, а остальная часть (5.8%) – на наземный органический слой – пул $C_{\text{орг}}$ с высокой скоро-

стью оборота [63]. При этом около 81% общих запасов $C_{орг}$ в почвах лесов России расположено в азиатской части, представляющей 79.5% общей площади лесов страны. Большая часть запасов почвенного $C_{орг}$ сосредоточена в бореальных лесах (83 и 93% в европейской и азиатской частях страны соответственно) [63]. Сведения о запасах углерода в почвах зоны хвойно-широколиственных лесов европейской части страны немногочисленны [2, 11] и часто ограничиваются верхним 20–30 см слоем [19], хотя содержание углерода является неременной характеристикой в большинстве почвенных исследований.

Способность накапливать и хранить углерод является ключевой функцией почв, определяющей регулирование климата и влияющей на другие почвенные функции [43, 82]. Она зависит от множества почвенных, биологических, климатических, геоморфологических и антропогенных факторов [45, 47, 54, 73, 81, 82], контролирующих круговорот углерода в лесах. Согласно оценке запасов почвенного $C_{орг}$ в европейском масштабе (4914 участков в 22 странах ЕС, входящих в сеть мониторинга лесов I уровня 16 × 16 км ICP Forests ЕЭК ООН), наиболее информативными предикторами и стратификаторами запасов углерода были формы гумуса и древесные породы для лесной подстилки, эталонные почвенные группы для минеральных почв и исходный материал для торфяных почв [33]. Действуют ли почвы как поглотитель или источник атмосферного углерода, как правило, зависит от климатических факторов, поскольку они определяют рост растений (способствуя включению углерода в почву), активность почвенных микроорганизмов (способствуя высвобождению углерода из почвы в атмосферу), а также ряд других химических процессов в почвах [36]. Потепление климата способно привести к потерям $C_{орг}$ в лесных почвах, сопровождающимся снижением почвенного плодородия и положительным обратным эффектом на изменение климата [46], при этом максимальные потери ожидаются в высоких широтах [1, 45]. Однако реакция почвенного органического вещества (ПОВ) на изменение климата остается во многом неясной [36, 70], зависит от временных масштабов [73], а сохранность углерода в почвах определяется не только биоклиматическими условиями, но и свойствами почв [36, 48].

Современные взгляды отражают изменение парадигмы от представления об устойчивой химической структуре ПОВ как основе его сохранности к рассмотрению микробной недоступности и взаимодействия минеральной фазы с лабильными соединениями в качестве главных механизмов стабилизации [16, 53]. К свойствам почв, обуславливающим скорость и прочность стабилизации органических компонентов, относят содержание

тонкодисперсных гранулометрических фракций, педогенных оксидов железа и алюминия, поливалентных катионов и рН [50, 67, 82]. Основными механизмами стабилизации в кислых и почти нейтральных почвах является взаимодействие с минеральной фазой, в частности с аморфными оксидами Fe и Al, а также окклюзия внутри почвенных агрегатов [52, 69]. Возможности стабилизации и сохранения секвестрируемого из атмосферы углерода в почве ограничены пределом насыщения, зависящим от ее физических и химических свойств, в первую очередь от содержания тонкодисперсных фракций пыли и ила, которые формируют ассоциированное с минералами ПОВ [5, 52, 74, 81, 82]. Текущие запасы углерода такого ПОВ в метровом слое немерзлотных минеральных почв достигают 899 Пг [40]. Хотя они составляют 66 и 70% углерода в поверхностных и глубоких слоях почв соответственно, это лишь 42 и 21% минералогической емкости [40]. Наиболее недонасыщены связанным с минералами углеродом глубокие слои почв и сельскохозяйственные почвы, что указывает на эффективность секвестрации ими углерода в течение нескольких лет или десятилетий.

Активную роль в стабилизации ПОВ могут играть катионы некоторых металлов, в том числе Fe^{3+} , Al^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , за счет образования катионных мостиков при его сорбции на минеральных поверхностях, а также комплексов с органическими молекулами [49, 67, 75, 82]. Эффективная емкость катионного обмена (ЕКО) интегрирует информацию о доступных поверхностях почв, на которых удерживаются катионы металлов. Поэтому ее учет в качестве интегрального показателя потенциального сохранения и изменения ПОВ поможет улучшить прогнозы реакции пула почвенного углерода на изменение окружающей среды [75]. В долговременных экспериментах с детритом показана фундаментальная роль потенциальной ЕКО и насыщенности основаниями в прогнозировании возникновения механизмов секвестрации углерода [48].

Поскольку механизмы физической и химической стабилизации играют решающую роль в контроле накопления углерода в минеральных почвах [52], вероятно, потери углерода, вызванные потеплением климата, могут быть меньше, чем полагалось ранее [42]. Согласно результатам анализа свыше 9000 почвенных профилей, снижение запасов углерода с температурой было более, чем в 3 раза сильнее в грубодисперсных почвах с ограниченной способностью к стабилизации ПОВ, чем в тонкодисперсных почвах с большей стабилизирующей способностью [42].

Вместе с тем для накопления ПОВ важно не только связанное с минералами, но и дисперсное органическое вещество, которое более уязвимо для нарушений, но имеет меньшую потребность в

азоте и потенциально может накапливаться бесконечно [32]. Распределение углерода между ассоциированным с минералами и дисперсным органическим веществом и отношение C : N влияют на запасы ПОВ и опосредуют воздействие на них других переменных.

В связи с многокомпонентностью и гетерогенностью ПОВ в настоящее время все более распространенной практикой становится выделение структурных и функциональных пулов ПОВ для выяснения взаимосвязи между его составом и функционированием [16, 52]. В качестве основных пулов предлагается разделение на дисперсное и ассоциированное с минералами органическое вещество, принципиально различающееся с точки зрения образования, стойкости и функционирования [17, 56]. Достигнут консенсус о выделении пула углерода микробной биомассы ($C_{\text{мик}}$) как чувствительного индикатора изменений ПОВ [14, 82]. Наряду с микробным пулом предложено выделять пул потенциально-минерализуемого ПОВ [17]. Разрабатывается концепция экофункциональности с выходом на управленческие решения [43].

Скорость секвестрации $C_{\text{орг}}$ в почвах колеблется от 100 до 1000 кг С/га в год [55]. Она выше в почвах с холодным и влажным климатом, чем с теплым и сухим, в тяжелых или глинистых, чем в легких или песчаных, в мощных, чем в маломощных почвах. Поглощение атмосферного CO_2 в почвах называют беспроектной стратегией адаптации к изменению климата и смягчения его последствий наряду с улучшением состояния окружающей среды [55]. Эту цель преследует инициатива “4 промилле”, направленная на увеличение запасов углерода в почвах на 4‰ (0.4%) в год для компенсации ежегодного прироста количества CO_2 в атмосфере [77]. Однако возможности осуществления данной инициативы вызвали активную дискуссию о способности агроэкосистем в глобальном масштабе поглощать значительные количества углерода [37]. Препятствием служит недостаток азота и фосфора, способный ограничить продуктивность растений и, следовательно, накопление углерода в почве [35, 78]. К дополнительным проблемам относятся дефицит биомассы для внесения в почву и потенциальное насыщение запасов почвенного углерода [62, 66]. Социальные и экономические ограничения могут также препятствовать широкому внедрению методов связывания углерода в сельском хозяйстве [29]. Не меньшие проблемы характерны и для связывания углерода в биомассе и почвах лесных экосистем в ходе лесоклиматических проектов, включая облесение, лесовосстановление и улучшенное лесопользование [10, 57].

Таким образом, климаторегулирующие функции лесных экосистем, их способность к секве-

страции и депонированию углерода в значительной степени зависят от состава и свойств их важнейших компонентов – почв. Однако информация о почвенных пулах углерода, их пространственной изменчивости и временной динамике в лесных экосистемах недостаточна и не сбалансирована [46]. В этой связи большой интерес представляют сравнительно малонарушенные лесные экосистемы государственного природного заказника “Звенигородская биостанция МГУ и карьер Сима”, служащего учебно-научной базой Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова. В лесных экосистемах заказника факультетом почвоведения МГУ ведется интенсивный почвенно-экологический мониторинг в соответствии с рекомендациями Международной совместной программы по оценке и мониторингу воздействия загрязнения воздуха на леса (ICP Forests) [7].

Целью работы являются оценка содержания и запасов органического углерода, в том числе лабильного и микробного пулов, пространственной изменчивости и связей с почвенными свойствами как возможными индикаторами его накопления в почвах лесных экосистем заказника.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты исследования. Исследования проводили на территории государственного природного заказника регионального значения “Звенигородская биостанция МГУ и карьер Сима” (ЗБС) в 12 км от г. Звенигород на правом берегу Москвы-реки (Московская область). Водораздельное плато и склон долины занимают хвойные, смешанные и лиственные леса. В связи с интенсивным антропогенным воздействием в течение последних столетий ненарушенные зональные разновозрастные елово-широколиственные леса на территории ЗБС не сохранились [3]. Современные леса в большинстве своем вторичные, в основном, ельники с тем или иным участием неморальных элементов.

Почвы основных типов лесных экосистем водораздельного плато сформированы на двучленных отложениях – покровных суглинках, подстилаемых флювиогляциальными песками: 1) элювозем контактно-осветленный сверхглубокоэлювиальный сильноненасыщенный легкосуглинистый на двучленных отложениях, Dystric Cambisol (Endogeoabruptic, Ochric, Nechic) под сложным сосново-еловым лесом, 2) дерново-элювозем ожежененный маломощный глубокоэлювиальный сильноненасыщенный легкосуглинистый на двучленных отложениях, Dystric Cambisol (Endogeoabruptic, Apoloamic, Ochric, Nechic) под березово-еловым лесом и 3) дерново-элювозем псевдофибровый маломощный сильноненасыщенный супесчаный на двучленных отложениях, Dystric Cambisol (En-

Таблица 1. Свойства почв лесных экосистем ЗБС (среднее \pm полуширина 95% доверительного интервала среднего, $n = 4$ образцам, смешанным из 6 индивидуальных)

Почва	Горизонт	Глубина, см	Глубина отбора образцов, см	Плотность*	Доля мелкозема <2 мм	Ил <0.002 мм	ЕКО _{эф}	рН _{H₂O}
				кг/м ³	%	%	смоль(+)/кг	
Сложный сосново-еловый разнотравно-кисличный лес (5Е4С1В)								
Элювозем контактно-осветленный	О	0–2	О	190 \pm 60	–	–	37 \pm 11	5.2 \pm 0.2
	AYel	2–4	0–5	1150 \pm 50	99 \pm 0.9	5.3 \pm 1.8	7.5 \pm 2.2	4.8 \pm 0.4
	ELf	4–12	5–10	»	98 \pm 1.5	3.9 \pm 0.8	4.0 \pm 0.7	4.7 \pm 0.3
	EL	12–48	10–20	1400 \pm 20	98 \pm 1.5	4.9 \pm 1.4	2.5 \pm 0.2	4.8 \pm 0.3
			20–40	»	97 \pm 2.9	4.7 \pm 1.1	1.9 \pm 0.2	4.7 \pm 0.2
	Del	48–60	40–80	1410 \pm 30	97 \pm 2.0	3.3 \pm 1.0	1.7 \pm 0.4	5.0 \pm 0.2
	Df	60–99	–	1430 \pm 30	98 \pm 0.3	–	–	–
Березово-еловый разнотравно-костянично-кисличный лес (5Е4Б1Ос)								
Дерново-элювозем ожелезненный	О	0–2	О	170 \pm 50	–	–	59 \pm 5.5	5.7 \pm 0.2
	AY	2–6	0–5	1090 \pm 40	99 \pm 1.0	6.8 \pm 1.4	8.7 \pm 2.2	5.1 \pm 0.1
		6–10	5–10	1170 \pm 60	99 \pm 0.4	5.1 \pm 3.4	3.9 \pm 0.5	4.8 \pm 0.2
	AYel	10–16	10–20	1150 \pm 60	99 \pm 0.7	7.0 \pm 1.6	2.8 \pm 0.5	4.8 \pm 0.2
	ELf	16–36	20–40	1280 \pm 80	99 \pm 0.2	5.1 \pm 0.9	2.1 \pm 0.2	4.9 \pm 0.1
	Del	36–51	–	–	–	–	–	–
	Df1	51–77	40–80	1390 \pm 90	98 \pm 2.3	4.1 \pm 0.8	2.1 \pm 0.3	5.1 \pm 0.2
	Df2	77–106	–	1470 \pm 30	96 \pm 4.1	–	–	–
Сложный еловый разнотравно-кисличный лес (8Е2Ос+Лп)								
Дерново-элювозем псевдофибровый	О	0–3	О	120 \pm 40	–	–	59 \pm 27	5.5 \pm 0.4
	AY	3–7	0–5	860 \pm 150	99 \pm 0.5	3.9 \pm 1.4	7.9 \pm 2.8	4.7 \pm 0.5
	AYel	7–22	5–10	1070 \pm 40	95 \pm 9.8	4.8 \pm 0.4	3.3 \pm 0.1	4.6 \pm 0.3
			10–20	»	96 \pm 2.9	5.1 \pm 1.5	2.7 \pm 0.5	4.8 \pm 0.2
	ELf	22–54	20–40	1370 \pm 50	87 \pm 13	2.7 \pm 1.0	2.0 \pm 0.9	5.0 \pm 0.3
	Df	54–84	40–80	1130 \pm 70	92 \pm 2.6	3.1 \pm 1.0	1.7 \pm 0.4	5.1 \pm 0.2
	Dff	84–107	–	1200 \pm 40	100 \pm 0.1	–	–	–

* Для плотности $n = 5$.

dogeo-abruptic, Endo-arenic, Ochric) под сложным еловым лесом (табл. 1). Представленность почвенного покрова одним элементарным почвенным ареалом, соответствующим типу фитоценоза, подтверждается результатами предварительных, в том числе картографических исследований. Глубина верхней границы подстилающей породы в пределах изученных лесных экосистем варьирует от 38 до 45 см.

Полевые методы. Исследования проводили на трех участках интенсивного мониторинга, начатого в 2007 г. [7] в соответствии с рекомендациями международной программы мониторинга ICP Forests [59]. Образцы почв на участках мониторинга отбирали стратифицированным случайным методом. Для этого каждый участок разме-

ром 30 \times 40 м разбивали на 12 квадратов 10 \times 10 м, в каждом из которых размещали по две случайно выбранные точки, всего 24 точки на участке [7]. В каждой точке были измерены мощность и запасы подстилки (с помощью рамки 25 \times 25 см), отобраны ее образцы. Плотность верхнего минерального слоя определена в этих же точках, нижележащих слоев – в 5-кратной повторности в разрезах, размещенных в буферной зоне каждого участка (в пределах 10 м от границы участка). Образцы минеральной части отбирали с помощью бура с глубин 0–5, 5–10, 10–20, 20–40, 40–80 см, эти унифицированные глубины в первом приближении соответствовали генетическим горизонтам исследованных почв (табл. 1). Индивидуальные образцы 24 шт. каждого горизонта были объединены последовательно по шесть в четыре

смешанных образца для химических анализов. В общей сложности в трех типах лесных экосистем отобрали 432 индивидуальных образца почв, из которых приготовили 72 смешанных образца почв для анализов. Перед анализами образцы были просеяны через сито с диаметром отверстий 2 мм, определена доля мелкозема.

Аналитические методы. Общее содержание углерода и азота в почвах определяли методом высокотемпературного сжигания на CNHS-анализаторе Vario ELIII (Elementar, ФРГ). Общее содержание углерода приравнивали к содержанию органического углерода в связи с отсутствием карбонатов в почвах. Запасы органического углерода рассчитывали отдельно для слоя подстилки и нижележащих минеральных слоев почв до глубины 1 м с учетом плотности и доли мелкозема (<2 мм).

Для характеристики лабильных фракций углерода и азота определяли концентрации органических соединений углерода и общие концентрации азота в водных вытяжках (почва : раствор 1 : 4) из свежих образцов верхних минеральных горизонтов почв, лишенных корней. Вытяжки пропускали через мембранный фильтр с диаметром пор 45 мкм. Содержание углерода и азота микробной биомассы определяли методом фумигации-экстракции [80] в тех же образцах почв. Концентрации углерода и азота в растворах измеряли на анализаторе Shimadzu TOC-V_{CPN}. Все результаты рассчитаны на абсолютно-сухую массу.

Для анализа результатов привлекали данные по гранулометрическому составу, содержанию экстрагируемых “царской водкой” элементов, оксалаторастворимых алюминия (Al_o), железа (Fe_o) и марганца (Mn_o), обменных катионов и кислотности в тех же смешанных образцах почв, изложенные в предыдущей публикации [7].

Обработка результатов. С целью проверки пригодности наиболее распространенных функций преобразования для оценки плотности почв, рассчитанные с их помощью величины сравнивали с экспериментально определенными значениями. Для сравнения использовали две функции преобразования, прогнозирующие плотность почвенных слоев (BD, г/см³) в зависимости от содержания ПОВ, оцененного по потерям при прокаливании (ПП, %) [28, 44], и от содержания гумуса (HUM, %) и середины глубины залегания слоя (MID, см) [21]:

$$BD = 1/(0.548 + 0.0588 \times ПП),$$

$$BD = a_1 - a_2/(MID + a_3) + a_4/(HUM + a_5),$$

где a_1 – a_5 – параметры, определяемые типом почв (соответственно 0.252, 9.110, 9.939, 110.999 и 78.805 для почв, близких к исследуемым [21]).

Обработку результатов проводили методами описательной статистики, предполагая нормальность распределения свойств образцов почв, в том числе смешанных образцов. Значимость различий средних оценивали по двухвыборочному t -критерию для независимых выборок, соответствующему отсутствию перекрытий доверительных интервалов средних. Связи содержания и запасов органического углерода с другими свойствами почв анализировали с помощью корреляционного анализа и метода главных компонент (ГК) [9, 76]. Взаимосвязь свойств почв проиллюстрирована корреляционными ординационными диаграммами как взаимное расположение их характеристик в пространстве двух первых ГК свойств почв.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Мощность и запасы подстилки в еловых лесах ЗБС, характеризующихся широким участием лиственных пород, невысоки. Мощность подстилки увеличивается от березово-евого леса к сложному сосново-еловому и сложному еловому лесам, не превышая 1.5 см (рис. 1). Запасы подстилки возрастают в этом же направлении, в среднем от минимума в 7.4 т/га в березово-еловом лесу до 9.5 т/га в сложном сосново-еловом лесу и максимума в 11 т/га в сложном еловом лесу. Различия средних запасов подстилок в сложном еловом и березово-еловом лесах статистически значимы. Запасы подстилки в лесных экосистемах определяются количеством поступающего опада и скоростью его разложения, в свою очередь, зависящей от его качества, биологической активности почв и абиотических факторов (температура, влажность, аэрация, реакция среды и др.). Сравнительно небольшое поступление опада с доминированием остатков березы в его составе (75% [8]), высокая биологическая активность и благоприятные гидротермические условия определяют интенсивное разложение и слабую аккумуляцию подстилки в березово-еловом лесу. Полученные результаты хорошо согласуются с запасами подстилки (11–20 т/га) в других типах ельников ЗБС [6].

В исследованных лесах хвойно-широколиственной зоны запасы подстилки в несколько раз меньше их средней величины в лесных экосистемах Европы (среднее 4.12 кг/м²) и соответствуют нижним значениям их межквартильного размаха (0.1–21.1 кг/м² [33]).

Плотность сложения (BD) подстилки возрастает в среднем от 117 кг/м³ в сложном еловом лесу до 170 кг/м³ в березово-еловом лесу и 189 кг/м³ в сложном сосново-еловом лесу в связи с более плотной упаковкой фрагментированных и разложенных остатков хвойных пород по сравнению с лиственными. Эти величины близки плотности подстилок европейских лесных экосистем, со-

ставляющей в среднем 117 кг/м^3 , с межквартильным размахом от 17.8 до 360 кг/м^3 [33].

Плотность минеральной части почв изменяется в среднем в диапазоне от 860 до 1170 кг/м^3 в слое $0-10$ см и увеличивается с глубиной до $1130-1410 \text{ кг/м}^3$ в слое $40-80$ см. Наибольшей плотностью характеризуется элювозем контактно-осветленный под сложным сосново-еловым лесом, наименьшей – дерново-элювозем псевдофибровый под сложным еловым лесом, отличающийся облегченным гранулометрическим составом. Коэффициент вариации плотности колеблется от 17 до 20% в подстилках и от 1 до 11% в минеральных горизонтах почв.

Результаты сравнения расчетов по двум функциям преобразования показали их близкую эффективность в предсказании плотности почв ($R^2 = 0.41-0.46$, рис. 2). При этом рассчитанные по обеим функциям значения заметно отличаются от экспериментальных данных: пятипараметрическая нелинейная функция, полученная на основе большого массива данных о тундровых и лесных почвах России (748 горизонтов) [21], занижает, а гиперболическая функция [44], рекомендованная для лесных почв Европы [28, 34], завышает плотность почв. Проведенное сравнение лишний раз подчеркивает необходимость непосредственного определения плотности почв в поле для предотвращения необоснованного занижения или завышения почвенных запасов органического углерода. Использование найденных в литературе функций преобразования проблематично, если они не будут проверены и улучшены на региональном уровне [28, 34].

Мелкозем (<2 мм) составляет доминирующую фракцию во всех исследуемых почвах, с максимумом в элювоземе контактно-осветленном и дерново-элювоземе ожелезненном ($96-99\%$). Дерново-элювозем псевдофибровый отличается более широким диапазоном представленности мелкозема ($87-100\%$) с наибольшими колебаниями в средней части профиля. Во многих публикациях оценка запасов углерода в почвах выполняется в расчете на мелкозем, без учета его реальной доли в почвах, что приводит к завышенным результатам [12, 71]. Учет доли мелкозема позволил нам скорректировать оценку запасов органического углерода в исследуемых почвах.

Вместе с тем игнорирование скелетной части, содержащей углерод, рассмотрение ее исключительно в качестве разбавителя мелкозема, может привести к недооценке запасов углерода в почвах [41]. Вклад крупнозема в общие запасы углерода и азота зависит от природы и содержания обломков, определяемых почвообразующей породой [31]. Так, каменистая часть лесных почв Европы составляет в среднем 20% по объему, что свидетельствует о важности этого измерения для кор-

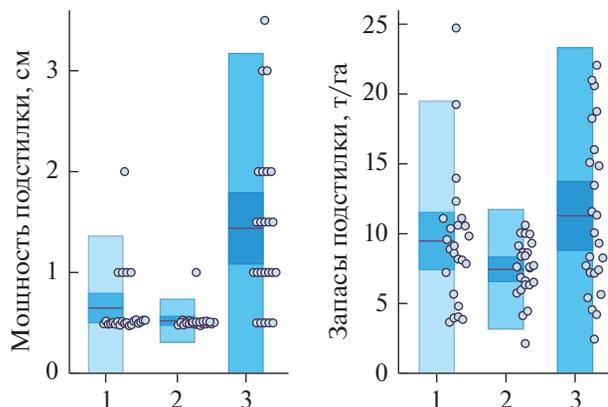


Рис. 1. Пространственное распределение мощности и запасов подстилки в лесных экосистемах Звенигородской биостанции: 1 – сложный сосново-еловый лес, 2 – березово-еловый лес, 3 – сложный еловый лес. Горизонтальной чертой показаны средние значения, прямоугольниками – 95% доверительные интервалы средних (темно-синие) и измеренных значений (светло-синие). Светлыми кружками по оси ординат представлены измеренные значения, их разброс вдоль оси ординат пропорционален локальной плотности их распределения.

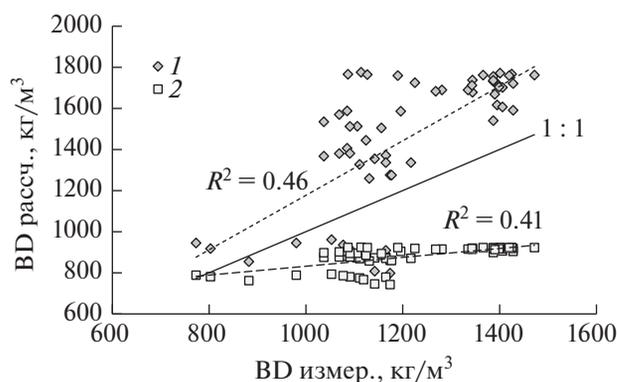


Рис. 2. Соотношение рассчитанных по двум функциям преобразования и измеренных значений плотности почв: 1 – по [44], 2 – по [21].

ректных оценок запасов органического углерода, особенно в регионах с высоким содержанием крупнозема [33].

Содержание и запасы органического углерода в почвах. Содержание органического углерода в лесных подстилках изменяется в сравнительно узких пределах, в среднем от 40.7 до 43.8% , азота – от 1.3 до 1.6% , с соотношением $C : N$ от 32 до 40 . Максимальное содержание углерода и отношение $C : N$ свойственны подстилке сосново-елового леса в связи с преобладанием в ее составе трудно разлагаемых компонентов. В минеральных горизонтах содержание углерода ($0.18-6.2\%$) и азота значительно меньше ($0.01-0.35\%$), а их соотно-

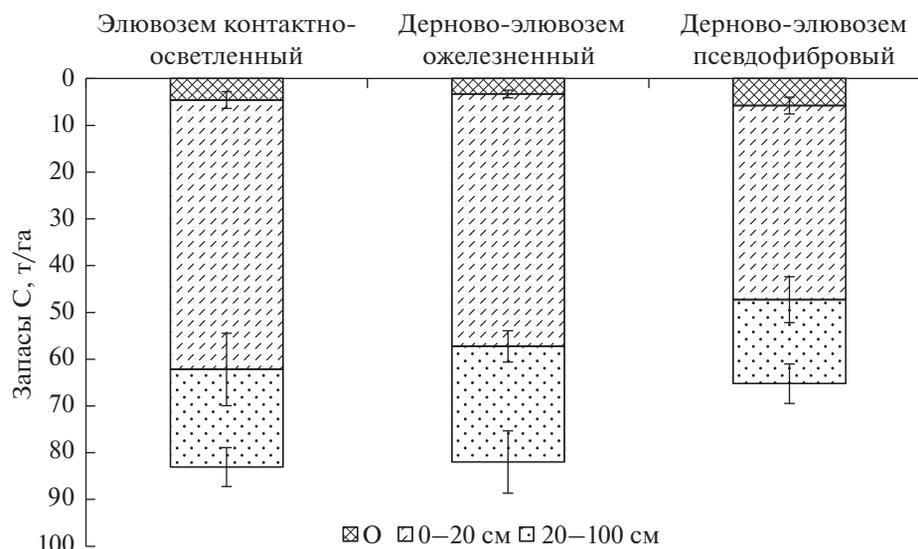


Рис. 3. Запасы органического углерода в подстилках (O) и минеральных слоях (0–20 и 20–100 см) почв лесных экосистем. Приведены средние и их 95%-ные доверительные интервалы.

шение сужается до 14–21 (табл. 2). В целом, профильное распределение органического углерода и азота характеризуется ясно выраженным максимумом в подстилке, резким сокращением в верхних минеральных горизонтах и постепенным убыванием с глубиной. Такое содержание и профильное распределение $C_{\text{орг}}$ типичны для лесных почв таежно-лесной зоны страны [15].

Запасы углерода в подстилках лесных экосистем ЗБС составляют в среднем 3.3–5.8 т/га (коэффициенты вариации 16–24%), азота – 0.12–0.21 т/га (коэффициенты вариации 11–36%). Полученные величины в 1.9–3.3 раз меньше средних запасов углерода в подстилке в насаждениях ели южной полосы Европейско-Уральской части страны (10.9 ± 1.6 т/га [23]) и в 1.6–2.8 раз меньше средних запасов, характерных для смешанных лесов европейской части России (9.1 т/га [25]), но попадают в нижнюю часть диапазона приведенных оценок (0.9–58.1 т/га [23]). Запасы углерода в лесных подстилках ЗБС соответствуют также нижней части широкого диапазона оценок для лесных почв Европы (1.3–70.8 т С/га [28]).

Минеральная часть почв лесных экосистем ЗБС аккумулирует значительные запасы углерода. Особенно много его – 41–58 т/га – содержится в верхних 20 см, вмещающих основную массу корней растений (рис. 3). Запасы углерода в метровый толще минеральной части почв достигают 59–79 т/га, а вместе с подстилкой – 65–83 т/га, запасы азота – 3.9–5.2 и 4.1–5.3 т/га соответственно. Коэффициенты вариации в среднем не превышают 6–9%. Максимальными запасами углерода (82–83 т/га) характеризуются элювозем и дерново-элювозем под сложным сосново-еловым

и березово-еловым лесами. Дерново-элювозем под сложным ельником, обладающий облегченным гранулометрическим составом, отличается меньшими запасами углерода (65 т/га). Эти величины хорошо соответствуют оценкам запасов углерода в почвах разных категорий под основными лесообразующими породами района хвойно-широколиственных лесов Европейско-Уральской части России [20]. В недавних исследованиях хвойно-широколиственных лесов общие запасы углерода в подстилке и минеральном метровом слое почв на суглинистых почвообразующих породах возрастали от 61 т/га на ранней стадии сукцессии до 66 и 68 т/га на промежуточной и поздней стадиях соответственно [11]. Общие запасы углерода в подстилке и слое 0–100 см песчаных почв варьировали от 46 т/га в сосняке сложном волосистоосоково-разнотравном до 60 и 65 т/га в сосняках кустарничково-зеленомошных и полидоминантных широколиственных лесах соответственно [11].

Вертикальная дифференциация запасов органического углерода в почвах имеет ярко выраженный характер. В подстилке сосредоточено лишь 4.0–8.9% от общих запасов органического углерода в органогенном и минеральных горизонтах почв до глубины 100 см. Более весомое участие – 64–69% в формировании этих общих запасов или 69–73% запасов органического углерода в метровом слое почв принимают верхние минеральные горизонты (0–20 см). Вклад средних песчаных горизонтов (слой 40–80 см) в запасы углерода в метровом слое лесных почв ЗБС невелик (11–16%), а нижнего песчаного слоя (80–100 см) – пренебрежимо мал (1–2%). Замет-

Таблица 2. Содержание и запасы углерода и азота в почвах лесных экосистем ЗБС: *M* – среднее, *CI*_{1/2} – полуширина 95% доверительного интервала среднего, *n* = 4 (смешанных из 6 индивидуальных образцов)

Слой	Параметр	С		N	C : N	C		N	
		%				т/га		т/га	
Элювозем контактно-осветленный									
0	<i>M</i>	43.8	1.29	40	4.59	0.14			
	<i>CI</i> _{1/2}	2.4	0.32		1.79	0.08			
0–5	<i>M</i>	6.2	0.35	21	35.3	1.98			
	<i>CI</i> _{1/2}	1.3	0.07		7.85	0.43			
5–10	<i>M</i>	2.0	0.11	20	11.2	0.64			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.38	0.02		2.28	0.15			
10–20	<i>M</i>	0.81	0.05	19	11.1	0.69			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.21	0.01		2.84	0.17			
20–40	<i>M</i>	0.34	0.03	16	9.13	0.68			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.06	0.01		1.82	0.18			
40–80	<i>M</i>	0.19	0.02	15	10.3	0.82			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.04	0.003		1.96	0.17			
80–100	<i>M</i>	0.05	–		1.40	–			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.03	–		0.81	–			
Дерново-элювозем ожелезненный									
0	<i>M</i>	40.7	1.5	33	3.28	0.12			
	<i>CI</i> _{1/2}	4.6	0.17		0.81	0.02			
0–5	<i>M</i>	5.3	0.32	20	28.7	1.70			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.71	0.05		5.00	0.32			
5–10	<i>M</i>	2.2	0.14	18	12.6	0.82			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.38	0.02		1.81	0.08			
10–20	<i>M</i>	1.1	0.08	17	12.7	0.86			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.40	0.03		4.06	0.28			
20–40	<i>M</i>	0.42	0.03	15	10.6	0.83			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.11	0.01		3.36	0.35			
40–80	<i>M</i>	0.23	0.02	15	12.7	0.96			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.07	0.002		3.61	0.13			
80–100	<i>M</i>	0.05	–		1.41	–			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.03	–		0.82	–			
Дерново-элювозем псевдофибровый									
0	<i>M</i>	43.1	1.60	32	5.79	0.21			
	<i>CI</i> _{1/2}	6.6	0.29		1.78	0.05			
0–5	<i>M</i>	5.4	0.32	19	22.9	1.37			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.83	0.05		5.30	0.29			
5–10	<i>M</i>	1.7	0.11	19	8.75	0.54			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.13	0.01		0.51	0.07			
10–20	<i>M</i>	0.96	0.06	18	9.85	0.64			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.22	0.01		2.34	0.12			
20–40	<i>M</i>	0.42	0.03	16	10.0	0.72			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.10	0.01		2.64	0.19			
40–80	<i>M</i>	0.18	0.01	14	7.47	0.62			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.03	0.004		1.76	0.21			
80–100	<i>M</i>	0.02	–		0.49	–			
	<i>CI</i> _{1/2}	0.01	–		0.30	–			

но меньшая величина характеризует вклад верхних 20 см в запасы углерода метрового слоя лесных почв Европы – в среднем 50% на 4914 участках мониторинга 1-го уровня ICP Forests [33]. Еще меньшим участием в формировании запасов углерода метрового слоя, рассчитанным в ходе анализа 2700 профилей из трех глобальных баз данных, отличаются верхние 20 см почв под кустарниками, лугами и лесами – 33, 42 и 50% соответственно [47]. При глубоком отборе образцов 27–77% углерода было сосредоточено на глубине >20 см [41].

Вертикальная дифференциация запасов органического углерода в почвах обусловлена, по-видимому, как биоклиматическими, так и литолого-гранулометрическими особенностями. Качественный состав опада и повышенная биологическая активность в сочетании с благоприятными климатическими условиями определяют быстрое разложение и малую мощность подстилки и, соответственно, ее скромный вклад в общие запасы углерода. Типичная для лесных почв концентрация углерода в верхних минеральных слоях усиливается благодаря поверхностной корневой системе ели, а резкое сокращение его запасов с глубиной – выраженной гранулометрической неоднородности вследствие формирования почв на двучленных почвообразующих породах, в которых верхний суглинистый нанос подстилается песками и супесями, – “обратных двучленах”.

Экстрагируемые водой органические соединения углерода отражают состав растворенного органического вещества (РОВ) – одной из наиболее подвижных и активно циркулирующих фракций среди пулов органического вещества почв. Это континуум органических веществ разной природы размером <0.45 мкм, от низкомолекулярных лабильных дисахаридов, аминокислот и растворимых фенолов [60, 61, 79] до сравнительно устойчивых ароматических соединений из лигнина [50]. В лесных экосистемах источниками РОВ служат свежие опад и подстилка [51], корневые экссудаты [30], некромасса почвенных микроорганизмов и животных, а также атмосферные и прошедшие сквозь кроны выпадения биогенного (пыльца, растительные остатки, бактерии и вирусы) и антропогенного (сажа, пыль) характера [72], а его поступление вглубь происходит по преимущественным путям переноса [61].

Содержание экстрагируемого водой органического углерода в верхних минеральных горизонтах в летний период увеличивается в среднем от 830 ± 130 мг/кг в элювоземе под сосново-еловым лесом до 980 ± 66 мг/кг в дерново-элювоземе под березово-еловым лесом (рис. 4а). Здесь же отмечается и наибольшее содержание экстрагируемых водой соединений азота – 120 ± 20 мг/кг, тогда как в других почвах оно составляет 81–84 мг/кг.

Соотношение С : N узкое (9–13). Вклад экстрагируемых водой органического углерода и азота в общее содержание $C_{орг}$ и N в почвах не превышает 1.3–1.8 и 2.4–3.9% соответственно. Это согласуется с обычно незначительной представленностью РОВ в составе органического вещества почв. Однако именно эти лабильные соединения являются первоочередным субстратом для почвенной микробиоты и играют ключевую роль в регулировании микробной активности и скорости минерализации органического вещества [79]. Вместе с тем установлено, что РОВ вносит существенный вклад в накопление стабильной фракции органического вещества в почвах [43, 50, 68]. Таким образом, как функция первичной продуктивности (в процессе высвобождения элементов питания при разложении), так и регулирования климата (в процессе секвестрации углерода) нуждаются в поддержании за счет поступления лабильных органических веществ [43].

Углерод и азот микробной биомассы. Почвенные микроорганизмы играют решающую роль в цикле углерода в экосистемах, контролируя как минерализацию, так и образование органического вещества. Содержание углерода микробной биомассы ($C_{мик}$) относится к основным микробиологическим индикаторам запасов углерода [82] и трансформации его соединений как важнейшей экологической функции почв [14]. Глобальные запасы $C_{мик}$ и азота микробной биомассы ($N_{мик}$) в слое 0–30 см достигают 16.7 и 2.6 млрд т, в метровом слое почв – 23.2 и 3.7 млрд т соответственно [83]. Микробная некромасса может составлять более половины ПОВ [58], особенно в глубоких горизонтах почв [64], а микробные остатки и экссудаты давать до 50% [27] и даже 80% углерода в стабильных фракциях [82]. Потребление и трансформация соединений углерода микроорганизмами необходимы для долгосрочного хранения ПОВ [37, 43, 68].

Содержание $C_{мик}$ и $N_{мик}$ в верхних минеральных горизонтах в летний период изменяется в диапазоне 950–1300 и 140–240 мг/кг, от минимума в дерново-элювоземе сложного ельника до максимума в дерново-элювоземе березово-елового леса (рис. 4б). Полученные значения укладываются в диапазон 50–2000 мг $C_{мик}$ /кг [26]. Близкое содержание $C_{мик}$ в верхнем минеральном горизонте почв было получено ранее в елово-широколиственном лесу (1568 ± 156 мг/кг) и в ельнике зеленомошном (1370 ± 42 мг/кг) окрестностей Звенигорода [18]. Соотношения $C_{мик}$ и $N_{мик}$ в исследуемых почвах близки (6–8), небольшие различия могут объясняться влиянием разнокачественного растительного опада и состава микробного сообщества. Известно, что грибы характеризуются повышенным отношением С : N по сравнению с бактериями [39]. Отношение С : N в

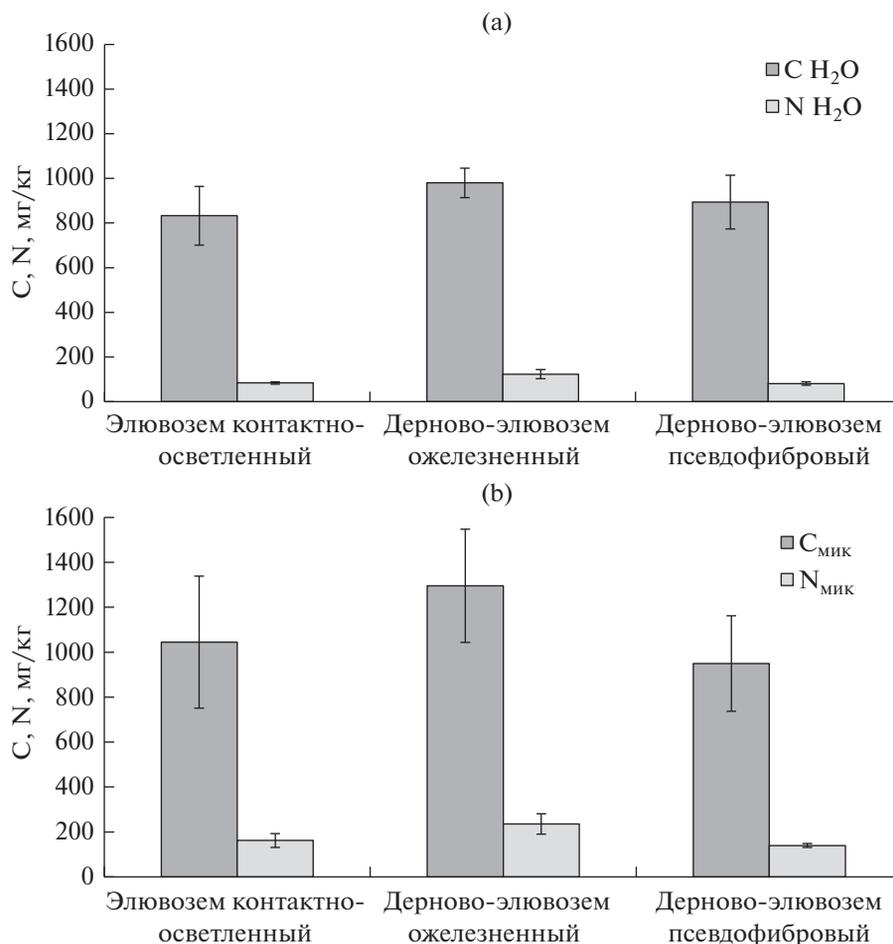


Рис. 4. Содержание водорастворимых (а) и микробных (б) углерода и азота в почвах лесных экосистем. Приведены средние и их 95% доверительные интервалы.

микробной биомассе (6–8) существенно меньше аналогичных значений в почвенном органическом веществе (19–21). В глобальном масштабе, по сравнению с большим градиентом в ресурсах, используемых почвенными микроорганизмами, отношение $C_{\text{мик}} : N_{\text{мик}}$ остается довольно стабильным, в диапазоне от 8 : 1 до 12 : 1, и поэтому считается относительно гомеостатическим, среднее отношение $C_{\text{мик}} : N_{\text{мик}}$ в слое 0–30 см оценивается в 10 [39].

Отношение $C_{\text{мик}}/C_{\text{орг}}$ служит индикатором доступности углерода для почвенных микроорганизмов и изменений ПОВ и колеблется в диапазоне 0.27–4.8% [26]. В исследуемых почвах это отношение изменяется в узких пределах – 1.7–2.4%, свидетельствуя о квазиравновесном состоянии ПОВ. Пониженное участие $C_{\text{мик}}$ в $C_{\text{орг}}$ может отражать повышенную кислотность и ограниченную доступность азота согласно высказанному ранее предположению [82]. При этом вклад $N_{\text{мик}}$ в общее содержание азота в почвах ЗБС составляет 4.3–7.4%, при отмеченном в литературе диапазо-

не от 0.5 до 15.3% [26]. Как и содержание микробных углерода и азота, отношения $C_{\text{мик}} : C_{\text{орг}}$ и $N_{\text{мик}} : N$ выше в горизонте АУ почвы под березово-еловым лесом, свидетельствуя о лучшем качестве субстрата, по сравнению с сосново-еловым и сложным еловым лесами.

Анализ данных. С помощью корреляционного анализа выявлены значимые слабые прямые связи содержания $C_{\text{орг}}$ и тонкодисперсных фракций пыли и ила ($r = 0.34$ и 0.31 , $P \geq 0.95$, $n = 60$) в минеральной части почв. Для нее характерны значимые прямые связи между содержанием $C_{\text{орг}}$, N и кислоторастворимых Ca ($r = 0.66$), K ($r = 0.69$) и Na ($r = 0.51$), а также оксалаторастворимого Fe_o ($r = 0.42$). Выявлены обратные связи между содержанием $C_{\text{орг}}$ и оксалаторастворимого Al_o ($r = -0.37$) и обменной кислотностью ($r = -0.48$). Органическое вещество почв играет заметную роль в распределении такого биофильного элемента как Mn, что подтверждается высокими средними значениями коэффициентов корреляции $C_{\text{орг}}$ с кислото- ($r = 0.69$), оксалаторастворимыми ($r = 0.87$)

и обменными ($r = 0.98$) формами этого металла. Содержание обменных Ca ($r = 0.93$), Mg ($r = 0.88$), K ($r = 0.70$), эффективная ($r = 0.95$) и потенциальная ($r = 0.98$) ЕКО, степень насыщенности основаниями ($r = 0.76$ – 0.87) тесно и очень тесно связаны с обогащенностью почв $C_{орг}$. С ней же прямо связано количество обменных форм потенциально токсичных металлов – Ni ($r = 0.89$), Cd ($r = 0.90$), Co ($r = 0.56$), V ($r = 0.88$). Прямые связи содержания $C_{орг}$ с эффективной ЕКО как в верхних, так и в нижних слоях почв были найдены ранее при обследовании более чем 1000 лесных экосистем Швейцарии, охватывающих широкий градиент биоклиматических и почвенных условий [75].

Запасы углерода в минеральной толще почв лесных экосистем очень тесно связаны с его содержанием ($r = 0.92$ – 0.97), а также со всеми перечисленными свойствами (с меньшими значениями r). Аналогичные закономерности были обнаружены на 12 участках сети мониторинга углерода CarboEurope в Европе, где изменчивость запасов $C_{орг}$ в ненарушенных почвах с низкой каменистостью определялась преимущественно содержанием $C_{орг}$, тогда как в каменистых почвах – плотностью сложения и долей мелкозема [71].

С глубиной, для слоев 10–80 см, корреляционные связи $C_{орг}$ с пылевой и илистой фракцией ($r = 0.69, 0.68, P \geq 0.95$), оксалаторастворимыми Al_o , Fe_o и Mn_o ($r = 0.58, 0.87, 0.94$), обменной кислотностью ($r = 0.72$) усиливаются, а с кислоторастворимыми Ca, K и обменными основаниями ослабевают. Усиливаются или сохраняются тесные и очень тесные связи $C_{орг}$ с кислото- ($r = 0.94$), оксалаторастворимыми ($r = 0.94$) и обменными ($r = 0.92$) формами Mn, а также эффективной ($r = 0.79$) и потенциальной ($r = 0.93$) ЕКО. Влияние содержания $C_{орг}$ на его запасы с глубиной ослабевает ($r = 0.46$), а тонкодисперсных фракций и педогенных оксидов – усиливается (хотя $r = 0.33$ – 0.40 невелики).

В недавнем обзоре [82] проанализирована пригодность различных факторов – глинистых минералов, удельной площади поверхности, оксидов металлов, катионов Ca и Mg, микроорганизмов, почвенной фауны, агрегации, гранулометрического состава, типа почвы, естественной растительности, землепользования и управления, геоморфологии, материнской породы и климата – для индикации фактического и потенциального накопления углерода в почвах умеренного пояса в различных пространственных масштабах. В качестве ключевого элемента была идентифицирована тонкодисперсная минеральная фракция для определения стабилизации $C_{орг}$ в большинстве почв. Напротив, результаты анализа данных более чем 5500 почвенных профилей, охватывающих экологические градиенты континентального масштаба, свидетельствуют о сравнительно не-

большом вкладе илистой фракции в объяснение содержания $C_{орг}$ и преобладающей роли обменного Ca или оксидов и гидроксидов Fe и Al, в зависимости от климата и кислотности [67]. На территории ЗБС небольшой диапазон изменений свойств почв, близких по происхождению и условиям формирования, может затруднять выявление корреляционных связей.

Результаты анализа изменчивости свойств почв *методом ГК* наглядно отражают вертикальную дифференциацию почвенных горизонтов в процессе почвообразования. На рис. 5а отражено основное варьирование весов (их двух первых ГК) точек отбора образцов почв разных экосистем, обычное (евклидово) расстояние между точками/слоями характеризует их близость по совокупности всех анализируемых свойств. Две первые ГК описывают соответственно 46.6 и 20.0% обобщенной дисперсии свойств почв, что в сумме более чем в 5 раз превышает вклад любой следующей ГК (третья ГК 12.4% и далее по убыванию). Первая ГК в значительной степени обусловлена эффективной ЕКО, содержанием обменного Ca, N и C ($\geq 8\%$ каждый), заметный вклад вносят содержание обменного Mg, запасы C и N, общая кислотность и степень насыщенности основаниями (в пределах 6–7% каждый), а также Mn (5.3%), Ca (5.2%), кислоторастворимого и обменного K (по 4.8%). Вторая ГК обусловлена преимущественно содержанием в почвах песка и пыли ($\geq 14\%$ каждый), оксалаторастворимых Fe (11.9%) и Al (9.8%), обменной кислотностью и Al в ее составе (по 8.6%), а также содержанием ила (6%), Fe, Mg, Al и pH (5.4, 5.2, 4.9 и 4.8% соответственно).

На ординационной диаграмме четко выделяются две группы слоев, распределенные в плоскости двух первых ГК вдоль первой ГК и соответствующие (слева направо) обогащенному углеродом верхнему подподстилочному горизонту AY/AYel и остальным минеральным горизонтам. В последней группе последовательное распределение слоев по глубине вдоль первой ГК нарушается обособлением наиболее глубокого слоя (40–80 см) вдоль второй ГК, отражающим смену пород в двучленных отложениях. Типовые/подтиповые различия практически не прослеживаются, наблюдается лишь тенденция к некоторому обособлению более легкого по гранулометрическому составу дерново-элювозема псевдофибрового вдоль второй ГК.

Диаграмма свойств (рис. 5b), сопряженная с диаграммой точек отбора (рис. 5а), представляет собой проекцию на плоскость двух первых ГК свойств разных слоев почв лесных экосистем – содержания и запасов углерода и азота, кислотности и оксалаторастворимых элементов, кислотности и катионообменных свойств (сплошные стрелки). Длина стрелки отражает степень представления свойства двумя первыми ГК, косинус угла

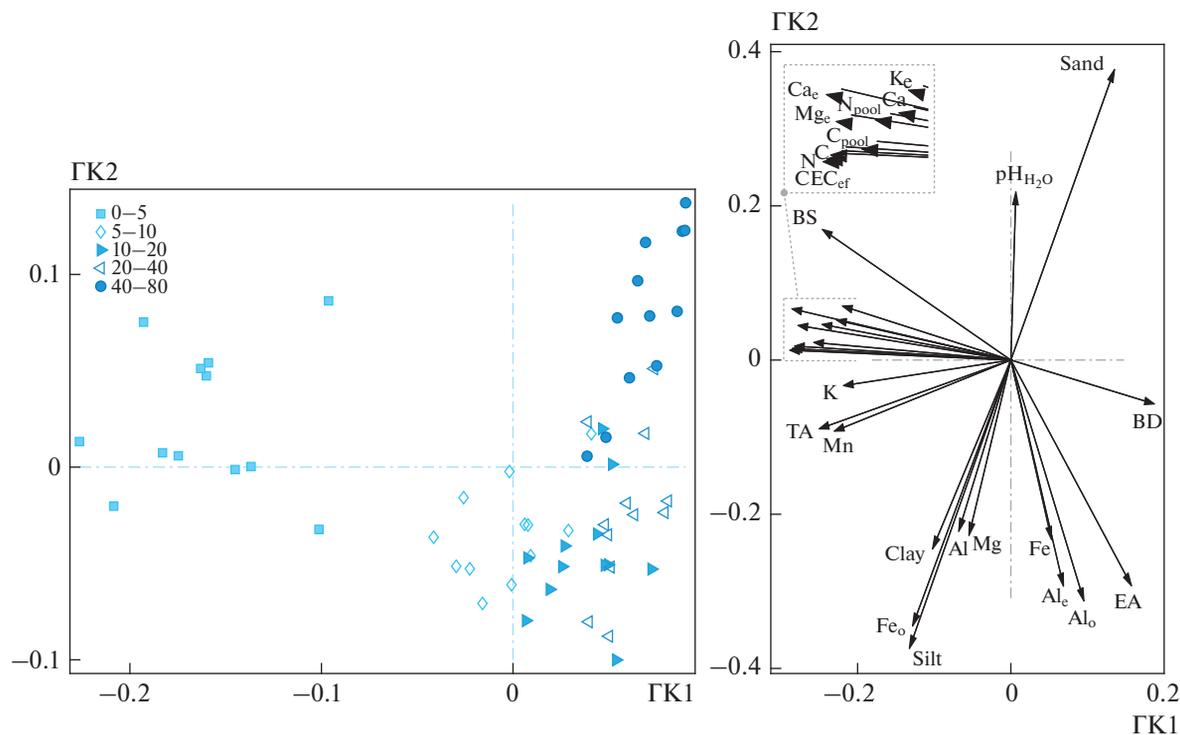


Рис. 5. Сопряженные диаграммы точек отбора образцов почв (а) и обобщенных свойств почв (б) в лесных экосистемах. Свойства почв показаны стрелками. Символами химических элементов обозначено содержание их соединений в слоях 0–5, 5–10, 10–20, 20–40 и 40–80 см почв, индексы о и е – оксалоторастворимые и обменные формы элементов, EA – обменная кислотность, TA – общая кислотность, CEC_{ef} – эффективная ЕКО, BS – степень насыщенности основаниями, BD – плотность почв, Silt – пыль, Clay – ил, pool – запасы элементов.

между стрелками аппроксимирует коэффициент корреляции между соответствующими свойствами. Диаграммы свойств хорошо согласуются с результатами корреляционного анализа, отражая приуроченность повышенного содержания и запасов углерода и азота к обогащенности почв кальцием, калием, обменными основаниями и высокой эффективной ЕКО. Запасы органического углерода (C_{pool}) в наибольшей степени связаны с его содержанием.

Таким образом, результаты корреляционного и многопараметрического анализов в целом свидетельствуют о наличии взаимосвязей содержания и запасов C_{org} в минеральной части почв с их гранулометрическим составом, наличием педогенных оксидов, богатством почв кальцием, калием, обменными основаниями и ЕКО. Это согласуется с отмеченными в литературе закономерностями [48, 75, 82]. Однако выраженность связей может быть различной в зависимости от особенностей почвообразования, контрастности свойств, состава и объема выборки. Повышенное содержание тонкодисперсных фракций и педогенных оксидов не всегда напрямую сопровождается ростом запасов органического углерода в почвах.

К источникам *неопределенности* при оценке запасов C_{org} относится недостаточный учет пространственной изменчивости почв из-за обычно малого объема выборок. Большая пространственная неоднородность запасов углерода по сравнению с его умеренными временными изменениями требует разработки научно обоснованных и экономически целесообразных схем отбора образцов для отслеживания временной динамики [46]. Это особенно касается лесных экосистем, часто отличающихся выраженной мозаичной структурой и высокой пространственной изменчивостью почв [6, 28, 71]. Корректная сравнительная оценка пулов почвенного углерода в пространстве и их изменений во времени тормозится разными подходами к отбору проб почв, пробоподготовке и химическому анализу [28, 46]. Большинство оценок охватывает верхние горизонты почв и плохо отражает запасы углерода в глубоких слоях [19, 41]. Для достоверной оценки запасов C_{org} в равной степени важны измерение содержания углерода, плотности сложения почв и доли мелкозема [46], а также содержания органического углерода в скелетной части [31]. Нехватка полевых определений плотности сложения почв и вынужденное использование эмпирических функ-

ций преобразования для ее расчета [28, 34], а также практически полное отсутствие определенной доли мелкозема [12, 41] и содержания углерода в скелетной части [31] значительно увеличивают неопределенность оценок запасов углерода. Результаты предварительного анализа на участках сети CarboEurope показали, что регулярный отбор 100 образцов почв был бы хорошим компромиссом между практичностью и возможностью обнаружить изменения почвенного $C_{орг}$ в масштабе лесных участков площадью 7–8 га в течение 10 лет [71]. Такой метод отбора рекомендован для мониторинга почвенного $C_{орг}$ в зоне охвата вышек в несколько гектаров на эколого-климатических станциях Интегрированной системы наблюдения за углеродом в Европе. Анализ смешанных образцов позволяет оптимизировать затраты. При отборе проб на меньших площадях большое значение приобретает минимизация нарушения почв.

Особое внимание следует обратить на особенности аналитических методов определения углерода и их интерпретации. Хорошо известны проблемы и ограничения традиционного и широко применяемого метода Тюрина (бихроматное окисление), с помощью которого получены большие массивы аналитических данных по содержанию органического углерода как в нашей стране, так и за рубежом [4, 24, 28]. Как с теоретических, так и с метрологических позиций при мониторинге содержания и запасов органического углерода в почвах рекомендовано использовать метод сухого (высокотемпературного) сжигания на автоматических анализаторах [4]. Однако и при его использовании возможны разночтения, когда полученное общее содержание почвенного углерода зачастую автоматически приравнивается к содержанию его органических соединений без учета минеральной составляющей даже в почвах с нейтральной и слабощелочной реакцией среды [13].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характерные для почвенного покрова ЗБС элювоземы и дерново-элювоземы на двучленных отложениях содержат в подстилке и метровом слое минеральной толщи в среднем 65–83 т/га органического углерода. При этом в подстилке сосредоточено 3.3–5.8 т С/га или 4–9% общих запасов органического углерода. Гораздо больший вклад – 64–69% – в их формирование вносят верхние минеральные горизонты (0–20 см).

Разные уровни аккумуляции углерода в почвах обусловлены литологическими особенностями и характером растительности. Запасы углерода минимальны в дерново-элювоземе сложного ельника (59–68 т/га), отличающемся облегченным гранулометрическим составом, и достигают 76–92 т/га

в почвах березово-елового и сложного сосново-елового лесов.

Вклад водорастворимых соединений в общее содержание органического углерода и азота не превышает 1.3–1.8 и 2.4–3.9% соответственно. Отношение микробного углерода к общему содержанию органического углерода, отражающее его доступность для почвенных микроорганизмов, типично для лесных почв и изменяется в узких пределах – 1.7–2.4%, свидетельствуя о равновесном состоянии ПОВ.

На типовом/экосистемном уровне обогащенность кальцием и калием, ЕКО, содержание обменных оснований и степень насыщенности могут служить индикаторами содержания и запасов органического углерода в кислых легкосуглинистых почвах. Связь с содержанием тонкодисперсных фракций и педогенных оксидов проявляется в меньшей степени вследствие близкого происхождения и свойств почв.

Для оценки способности лесных экосистем к секвестрации, депонированию углерода и смягчению последствий климатических изменений необходимы достоверные сведения о состоянии и динамике свойств почв. Регулярная оценка запасов органического углерода в почвах, доли его лабильных и микробных пулов и пространственного варьирования должна служить основой мониторинга климатически активных веществ в лесных экосистемах, прогноза возможных изменений экосистемных функций в ответ на внешнее воздействие, разработки стратегии достижения целей устойчивого развития.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарны сотрудникам и студентам факультета почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, в первую очередь С.Ю. Ливанцовой, И.В. Ермакову и Ю.А. Шахтарину, за неоценимый вклад в полевые и аналитические исследования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках реализации важнейшего инновационного проекта государственного значения “Разработка системы наземного и дистанционного мониторинга пулов углерода и потоков парниковых газов на территории Российской Федерации, обеспечение создания системы учета данных о потоках климатически активных веществ и бюджете углерода в лесах и других наземных экологических системах” (№ 123030300031-6).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абакумов Е.В., Поляков В.И., Чуков С.Н.* Подходы и методы изучения органического вещества почв карбоновых полигонов России (обзор) // Почвоведение. 2022. № 7. С. 773–772.
2. *Баева Ю.И., Курганова И.Н., Почикалов А.В., Кудеяров В.Н.* Физические свойства и изменение запасов углерода серых лесных почв в ходе постагрогенной эволюции (юг Московской области) // Почвоведение. 2017. № 3. С. 345–353.
3. *Браславская Т.Ю.* Леса и лесопользование на территории Звенигородской биостанции МГУ: XIX век // Russ. J. Ecosystem Ecology. 2020. V. 5. <https://doi.org/10.21685/2500-0578-2020-2-2>
4. *Козут Б.М., Милановский Е.Ю., Хаматнуров Ш.А.* О методах определения содержания органического углерода в почвах (критический обзор) // Бюл. Почв. ин-а им. В.В. Докучаева. 2023. Т. 114. С. 5–28. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2023-114-5-28>
5. *Козут Б.М., Семенов В.М.* Оценка насыщенности почвы органическим углеродом // Бюл. Почв. ин-а им. В.В. Докучаева. 2020. Вып. 102. С. 103–124.
6. *Копцик Г.Н., Копцик С.В., Ливанцова С.Ю.* Мониторинг почв лесных биогеоценозов Звенигородской биостанции // Тр. Звенигородской биологической станции. Т. 4. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. С. 29–44.
7. *Копцик Г.Н., Смирнова И.Е., Копцик С.В.* Анализ эколого-генетических особенностей почв для мониторинга лесных экосистем в зоне хвойно-широколиственных лесов // Почвоведение. 2023. № 10. С. 1269–1284.
8. *Копцик Г.Н., Смирнова И.Е., С.Ю. Ливанцова, Копцик С.В., Захарова А.И., Вострецова Е.В.* Вклад растительного опада и подстилки в биологический круговорот элементов в лесных экосистемах Звенигородской биостанции // Тр. Звенигородской биологической станции. Т. 5. М.: Изд-во Московского университета, 2011. С. 18–32.
9. *Копцик С.В., Копцик Г.Н., Ливанцова С.Ю., Березина Н.А., Вахрамеева М.Г.* Анализ взаимосвязи почв и растительности в лесных биогеоценозах методом главных компонент // Экология. 2003. № 1. С. 37–45.
10. *Коротков В.Н.* Лесные климатические проекты в России: ограничения и возможности // Rus. J. Ecosystem Ecology. 2022. V. 7(4). <https://doi.org/10.21685/2500-0578-2022-4-3>
11. *Кузнецова А.И., Лукина Н.В., Тихонова Е. В., Горнов А.В., Горнова М.В., Смирнов В.Э., Гераськина А.П., Шевченко Н.Е., Тебенькова Д.Н., Чумаченко С.И.* Аккумуляция углерода в песчаных и суглинистых почвах равнинных хвойно-широколиственных лесов в ходе послерубочных восстановительных сукцессий // Почвоведение. 2019. № 7. С. 803–816.
12. *Лукина Н.В., Кузнецова А.И., Гераськина А.П., Смирнов В.Э., Иванова В.Н., Тебенькова Д.Н., Горнов А.В., Шевченко Н.Е., Тихонова Е.В.* Неучтенные факторы, определяющие запасы углерода в лесных почвах // Метеорология и гидрология. 2022. № 10. С. 92–110. <https://doi.org/10.52002/0130-2906-2022-10-92-110>
13. *Наумова Н.Б.* К вопросу об определении содержания органического углерода в почве // Почвы и окружающая среда. 2018. № 1(2). С. 98–103. <https://doi.org/10.31251/pos.v1i2.13>
14. *Никитин Д.А., Семенов М.В., Чернов Т.И., Ксенофонтова Н.А., Железова А.Д., Иванова Е.А., Хитров Н.Б., Степанов А.Л.* “Микробиологические индикаторы экологических функций почв (обзор)” // Почвоведение. 2022. № 2. С. 228–243.
15. Подзолистые почвы запада европейской части СССР. М., 1977. 286 с.
16. *Семенов В.М., Козут Б.М.* Почвенное органическое вещество. М.: ГЕОС, 2015. 233 с.
17. *Семенов В.М., Лебедева Т.Н., Лопес де Гереню В.О., Овсепян Л.А., Семенов М.В., Курганова И.Н.* Пулы и фракции органического углерода в почве: структура, функции и методы определения // Почвы и окружающая среда. 2023. Т. 6. № 1. е199. <https://doi.org/10.31251/pos.v6i1.199>
18. *Стольников Е.В., Ананьева Н.Д., Чернова О.В.* Микробная биомасса, ее активность и структура в почвах старовозрастных лесов Европейской территории России // Почвоведение. 2011. № 4. С. 479–494.
19. *Чернова О.В., Голозубов О.М., Алябина И.О., Щепашенко Д.Г.* Комплексный подход к картографической оценке запасов органического углерода в почвах России // Почвоведение. 2021. № 3. С. 273–286.
20. *Честных О.В., Грабовский В.И., Замолотчиков Д.Г.* Углерод почв лесных районов Европейско-Уральской части России // Вопросы лесной науки. 2020. Т. 3. № 2. С. 1–5. <https://doi.org/10.31509/2658-607x-2020-3-2-1-15>
21. *Честных О.В., Замолотчиков Д.Г.* Зависимость плотности почвенных горизонтов от глубины их залегания и содержания гумуса // Почвоведение. 2004. № 8. С. 937–944.
22. *Честных О.В., Замолотчиков Д.Г., Уткин А.И.* Общие запасы биологического углерода и азота в почвах лесного фонда России // Лесоведение. 2004. № 4. С. 30–42.
23. *Честных О.В., Лыжин В.А., Кокшарова А.В.* Запасы углерода в подстилках лесов России // Лесоведение. 2007. № 6. С. 114–121.
24. *Шамрикова Е.В., Ванчикова Е.В., Кондратенко Б.М., Лантева Е.М., Кострова С.Н.* Проблемы и ограничения дихроматометрического метода измерения содержания почвенного органического вещества (обзор) // Почвоведение. 2022. № 7. С. 787–794.
25. *Щепашенко Д.Г., Мухортова Л.В., Швиденко А.З., Ведрова Э.Ф.* Запасы органического углерода в почвах России // Почвоведение. 2013. № 2. С. 123–123.
26. *Anderson J.P.E., Domsch K.H.* Quantity of plant nutrients in the microbial biomass of selected soils // Soil Science. 1980. V. 130. № 4. P. 211–216.
27. *Angst G., Mueller K.E., Nierop K.G., Simpson M.J.* Plant- or microbial-derived? A review on the molecular composition of stabilized soil organic matter // Soil Biol. Biochem. 2021. V. 156(1–3). P. 108–189. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2021.108189>
28. *Baritz R., Seufert G., Montanarella L., Van Ranst E.* Carbon concentrations and stocks in forest soils of Europe // Forest Ecology and Management. 2010. V. 260. P. 262–277.

29. *Baveye P., Berthelin J., Tessier D., Lemaire G.* The “4 per 1000” initiative: A credibility issue for the soil science community? // *Geoderma*. 2018. V. 309. P. 118–123. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.05.005>
30. *Bolan N.S., Adriano D.C., Kunhikrishnan A., James T., McDowell R., Senesi N.* Dissolved organic matter: Biogeochemistry, dynamics, and environmental significance in soils // *Adv. Agron.* 2011. V. 110. P. 1–75. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385531-2.00001-3>
31. *Corti G., Ugolini F., Agnelli A., Certini G. et al.* The soil skeleton, a forgotten pool of carbon and nitrogen in soil // *Eur. J. Soil Sci.* 2002. V. 53(2). P. 283–298. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2002.00442.x>
32. *Cotrufo M.F., Ranalli M.G., Haddix M.L. et al.* Soil carbon storage informed by particulate and mineral-associated organic matter // *Nat. Geosci.* 2019. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0484-6>
33. *De Vos B., Cools N., Ilvesniemi H., Vesterdal L., Vangue-lova E., Carnicelli S.* Benchmark values for forest soil carbon stocks in Europe: Results from a large scale forest soil survey // *Geoderma*. 2015. V. 251–252. P. 33–46. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.03.008>
34. *De Vos B., Van Meirvenne M., Quataert P., Deckers J., Muys B.* Predictive quality of pedotransfer functions for estimating bulk density of forest soils // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 2005. V. 69. P. 500–510. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0500>
35. *De Vries W.* Soil carbon 4 per mille: a good initiative but let’s manage not only the soil but also the expectations. Comment on Minasny et al. (2017) *Geoderma* 292: 59–86 // *Geoderma*. 2018. V. 309(1). P. 111–112. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.05.023>
36. *Doetterl S., Stevens A., Six J. et al.* Soil carbon storage controlled by interactions between geochemistry and climate // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8. P. 780–783. <https://doi.org/10.1038/ngeo2516>
37. *Dynarski K.A., Bossio D.F., Scow K.M.* Dynamic Stability of Soil Carbon: Reassessing the “Permanence” of Soil Carbon Sequestration // *Front. Environ. Sci.* 2020. V. 8: 514701. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2020.514701>
38. FAO. 2020. Global Forest Resources Assessment 2020: Main report. Rome. <https://doi.org/10.4060/ca9825en>
39. *Gao D., Bai E., Wang S. et al.* Three-dimensional mapping of carbon, nitrogen, and phosphorus in soil microbial biomass and their stoichiometry at the global scale // *Glob Change Biol.* 2022. V. 22. P. 6728–6740. <https://doi.org/10.1111/gcb.16374>
40. *Georgiou G., Jackson R.B., Vinduškova O. et al.* Global stocks and capacity of mineral-associated soil organic carbon // *Nat. Commun.* 2022. V. 13. 3797. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-31540-9>
41. *Harrison R.B., Footen P.W., Strahm B.D.* Deep Soil Horizons: Contribution and Importance to Soil Carbon Pools and in Assessing Whole-Ecosystem Response to Management and Global Change // *For. Sci.* 2011. V. 57(1). P. 67–76.
42. *Hartley I.P., Hill T.C., Chadburn C.E., Hugelius G.* Temperature effects on carbon storage are controlled by soil stabilisation capacities // *Nat. Commun.* 2021. V. 12: 6713. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-27101-1>
43. *Hoffland E., Kuypers T.W., Comans R.N.J. et al.* Eco-functionality of organic matter in soils // *Plant Soil.* 2020. V. 455. P. 1–22. <https://doi.org/10.1007/s11104-020-04651-9>
44. *Honeysett J.L., Ratkowsky D.A.* The use of ignition loss to estimate bulk density of forest soils // *J. Soil Sci.* 1989. V. 40. P. 299–308.
45. *Jackson R.B., Lajtha K., Crow S.E., Hugelius G., Kramer M.G., Piñeiro G.* The Ecology of Soil Carbon: Pools, Vulnerabilities, and Biotic and Abiotic Controls // *Annu. Rev. Ecol. Evol. Syst.* 2017. V. 48. P. 419–445. <https://doi.org/10.1146/annurev-ecolsys-112414-054234>
46. *Jandl R., Rodeghiero M., Martinez C., Cotrufo M.F., Bampa F., van Wesemael B., Harrison R.B., Guerrini I.A., deB Richter D., Jr., Rustad L., Lorenz K., Chabbi A., Miglietta F.* Current status, uncertainty and future needs in soil organic carbon monitoring // *Sci. Total Environ.* 2014. V. 468–469. P. 376–383. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.08.026>
47. *Jobbágy E.G., Jackson R.B.* The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation // *Ecol Appl.* 2000. V. 10(2). P. 423–436. <https://doi.org/10.2307/2641104>
48. *Juhos K., Madarász B., Kotroczó Z. et al.* Carbon sequestration of forest soils is reflected by changes in physicochemical soil indicators – A comprehensive discussion of a long-term experiment on a detritus manipulation // *Geoderma*. 2021. V. 385(1). 114918. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114918>
49. *Kaiser M., Ellerbrock R.H., Wulf M., Dultz S. Hierath C., Sommer M.* The influence of mineral characteristics on organic matter content, composition, and stability of topsoils under long-term arable and forest land use // *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 2012. V. 117. G02018. <https://doi.org/10.1029/2011JG001712>
50. *Kalbitz K., Kaiser K.* Contribution of dissolved organic matter to carbon storage in forest mineral soils // *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2008. V. 171. P. 52–60. <https://doi.org/10.1002/jpln.200700043>
51. *Kalbitz K., Solinger S., Park J.-H., Michalzik B., Matzner E.* Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: A review // *Soil Sci.* 2000. V. 165. P. 277–304. <https://doi.org/10.1097/00010694-200004000-00001>
52. *Kögel-Knabner I., Guggenberger G., Kleber M., Kandeler E., Kalbitz K., Scheu S., Eusterhues K., Leinweber P.* Organo-mineral associations in temperate soils: Integrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry // *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2008. V. 171. P. 61–82. <https://doi.org/10.1002/jpln.20070004861>
53. *Kögel-Knabner I., Rumpel C.* Advances in Molecular Approaches for Understanding Soil Organic Matter Composition, Origin, and Turnover: A historical overview // *Adv. Agron.* 2018. V. 149. P. 1–48. <https://doi.org/10.1016/bs.agron.2018.01.003>
54. *Lal R.* Forest soils and carbon sequestration // *For. Ecol. Manag.* 2005. V. 220. P. 242–258. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.08.015>
55. *Lal R., Negassa W., Lorenz K.* Carbon sequestration in soil // *COSUST.* 2015. V. 15. P. 79–86. <https://doi.org/10.1016/j.cosust.2015.09.002>
56. *Lavallee J.M., Soong J.L., Cotrufo M.F.* Conceptualizing soil organic matter into particulate and mineral-associated forms to address global change in the 21st cen-

- ture // *Glob Change Biol.* 2020. V. 26. P. 261–273.
<https://doi.org/10.1111/gcb.14859>
57. *Lefebvre D., Williams A.G., Kirk G.J.D. et al.* Assessing the carbon capture potential of a reforestation project // *Sci. Rep.* 2021. V. 11. 19907.
<https://doi.org/10.1038/s41598-021-99395-6>
 58. *Liang C., Amelung W., Lehmann J., Kästner M.* Quantitative assessment of microbial necromass contribution to soil organic matter // *Glob Change Biol.* 2019. V. 25. P. 3578–3590.
<https://doi.org/10.1111/gcb.14781>
 59. Manual on Methods and Criteria for Harmonized Sampling, Assessment, Monitoring and Analysis of the Effects of Air Pollution on Forests. Part IIIa. Sampling and Analysis of Soil. UN-ECE, CLRTAP, 2006. 26 p.
 60. *Marschner B., Kalbitz K.* Controls of bioavailability and biodegradability of dissolved organic matter in soils // *Geoderma.* 2003. V. 113. P. 211–235.
[https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(02\)00362-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(02)00362-2)
 61. *Michalzik B., Kalbitz K., Park J.H., Solinger S., Matzner E.* Fluxes and concentrations of dissolved organic carbon and nitrogen—a synthesis for temperate forests // *Biogeochemistry.* 2001. V. 52. P. 173–205.
<https://doi.org/10.1023/A:1006441620810>
 62. *Moinet G.Y.K., Hijbeek R., Vuuren D.P., Giller K.E.* Carbon for soils, not soils for carbon // *Glob Change Biol.* 2023. V. 29(9). P. 2384–2398.
<https://doi.org/10.1111/gcb.16570>
 63. *Mukhortova L., Schepaschenko D., Shvidenko A., McCallum I., Kraxner F.* *Agric. For. Meteorol.* 2015. V. 200. P. 97–108.
<https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.09.017>
 64. *Ni X., Liao S., Tan S. et al.* The vertical distribution and control of microbial necromass carbon in forest soils // *Global Ecol Biogeogr.* 2020. V. 29(10). P. 1829–1839.
<https://doi.org/10.1111/geb.13159>
 65. *Pan Y., Birdsey R.A., Fang J. et al.* A Large and Persistent Carbon Sink in the World's Forests // *Science.* 2011. V. 333. P. 988–993.
<https://doi.org/10.1126/science.1201609>
 66. *Poulton P., Johnston J., Macdonald A. et al.* Major limitations to achieving “4 per 1000” increases in soil organic carbon stock in temperate regions: Evidence from long-term experiments at Rothamsted Research, United Kingdom // *Glob Change Biol.* 2018. V. 24. P. 2563–2584.
<https://doi.org/10.1111/gcb.14066>
 67. *Rasmussen C., Heckman K., Wieder W.R., Keiluweit M., Lawrence C.R., Berhe A.A., Blankinship J.C., Crow S.E., Druhan J.L., Hicks Pries C.E., Marin-Spiotta E., Plante A.F., Schädel C., Schimel J.P., Sierra C.A., Thompson A., Wagai R.* Beyond clay: towards an improved set of variables for predicting soil organic matter content // *Biogeochemistry.* 2018. V. 137. P. 297–306.
<https://doi.org/10.1007/s10533-018-0424-3>
 68. *Roth V.-N., Lange M., Simon C., Hertkorn N., Bucher S., Goodall T. et al.* Persistence of dissolved organic matter explained by molecular changes during its passage through soil // *Nat. Geosci.* 2019. V. 12. P. 755–761.
<https://doi.org/10.1038/s41561-019-0417-4>
 69. *Rumpel C., Kögel-Knabner I.* Deep soil organic matter—a key but poorly understood component of terrestrial C cycle // *Plant Soil.* 2011. V. 338. P. 143–158.
<https://doi.org/10.1007/s11104-010-0391-5>
 70. *Schmidt M., Torn M., Abiven S. et al.* Persistence of soil organic matter as an ecosystem property // *Nature.* 2011. V. 478. P. 49–56.
<https://doi.org/10.1038/nature10386>
 71. *Schrumpf M., Schulze E., Kaiser K., Schumacher J.* How accurately can soil organic carbon stocks and stock changes be quantified by soil inventories? // *Biogeosci. Discuss.* 2011. V. 8. P. 723–769.
<https://doi.org/10.5194/bgd-8-723-2011>
 72. *Schulze K., Borken W., Matzner E.* Dynamics of dissolved organic C-14 in throughfall and soil solution of a Norway spruce forest // *Biogeochemistry.* 2011. V. 106(3). P. 461–473.
<https://doi.org/10.1007/s10533-010-9526-2>
 73. *Shao P., Han H., Sun J., Xie H.* Effects of global change and human disturbance on soil carbon cycling in boreal forest: A review // *Pedosphere.* 2023. V. 33(1). P. 194–211.
<https://doi.org/10.1016/j.pedsph.2022.06.035>
 74. *Six J., Conant R.T., Paul E.A., Paustian K.* Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils // *Plant Soil.* 2002. V. 241. P. 155–176.
<https://doi.org/10.1023/A:1016125726789>
 75. *Solly E.F., Weber V., Zimmermann S., Walthert L., Hagedorn F., Schmidt M.W.I.* A Critical Evaluation of the Relationship Between the Effective Cation Exchange Capacity and Soil Organic Carbon Content in Swiss Forest Soils // *Front. For. Glob. Change.* 2020. V. 3. 98.
<https://doi.org/10.3389/ffgc.2020.00098>
 76. *ter Braak C.J.F.* *Ordination // Data analysis in community and landscape ecology.* Cambridge University Press, 1995. P. 91–274.
 77. The international “4 per 1000” Initiative [Электронный ресурс]. — <https://4p1000.org> (дата обращения 18.06.2023).
 78. *Van Groenigen J.W., Van Kessel C., Hungate B.A., Oenema O., Powlson D.S., Van Groenigen K.J.* Sequestering soil organic carbon: a nitrogen dilemma // *Environ. Sci. Technol.* 2017. V. 51. P. 4738–4739.
<https://doi.org/10.1021/acs.est.7b01427>
 79. *van Hees P.A.W., Jones D.L., Finlay R., Godbold D.L., Lundström U.S.* The carbon we do not see—the impact of low molecular weight compounds on carbon dynamics and respiration in forest soils: a review // *Soil Biol. Biochem.* 2005. V. 37. P. 1–13.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2004.06.010>
 80. *Vance E.D., Brookes P.C., Jenkinson D.S.* An extraction method for measuring soil microbial biomass C // *Soil Biol. Biochem.* 1987. V. 19. № 6. P. 703–707.
 81. *Vogel H.-J., Eberhardt E., Franko U., Lang B., Ließ M., Weller U., Wiesmeier M., Wollschläger U.* Quantitative Evaluation of Soil Functions: Potential and State // *Front. Environ. Sci.* 2019. V. 7. P. 164.
<https://doi.org/10.3389/fenvs.2019.00164>
 82. *Wiesmeier M., Urbanski L., Hobbey E. et al.* Soil organic carbon storage as a key function of soils — A review of drivers and indicators at various scales // *Geoderma.* 2019. V. 333. P. 149–162.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.07.026>
 83. *Xu X., Thornton P.E., Post W.M.* A global analysis of soil microbial biomass carbon, nitrogen and phosphorus in terrestrial ecosystems // *Glob. Ecol. Biogeogr.* 2013. V. 22(6). P. 737–749.
<https://doi.org/10.1111/geb.12029>

Estimation of Carbon Stocks in Soils of Forest Ecosystems as a Basis for Monitoring Climatically Active Substances

G. N. Koptsik^{1, *}, S. V. Koptsik², I. V. Kupriianova^{1, 3}, M. S. Kadulin¹, and I. E. Smirnova¹

¹*Soil Science Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

²*Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

³*UNESCO Department, Yugra State University, Khanty-Mansiysk, 628012 Russia*

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

The eluvozems and soddy eluvozems on two-layer deposits dominating in the soil cover of the Zvenigorod biostation of Moscow State University contain, on average, 65–83 t/ha of organic carbon in the litter and a meter-deep layer of mineral strata. Carbon stocks are minimal in the soddy eluvozem of the complex spruce forest (59–68 t/ha), which is characterized by a lighter granulometric composition, and reach 76–92 t/ha in the soils of the birch–spruce and complex pine–spruce forests. At the same time, 3.3–5.8 t C/ha or 4–9% of the total organic carbon reserves are concentrated in the litter, and 64–69% in the upper mineral layer (0–20 cm). Different levels and profile distribution of organic carbon reserves in soils are determined by lithological and granulometric features and the nature of vegetation. The contribution of water-extractable organic carbon compounds to their total content in the upper mineral horizons of soils does not exceed 1.3–1.8%, microbial carbon, 1.7–2.4%. In acidic light loamy soils, the enrichment in calcium and potassium, the cation exchange capacity, the content of exchangeable bases, and the degree of saturation can serve as indicators of the content and reserves of organic carbon at the ecosystem level. The relationship with the content of finely dispersed fractions and oxalate-extractable Al and Fe is manifested to a lesser extent due to the similar origin and properties of soils. The variability of organic carbon stocks in soils is determined to the greatest extent by its content, the influence of which decreases with depth. Accounting for spatial heterogeneity, field measurements of the density and proportion of fine earth, and correct analytical determinations are essential components of the assessment of carbon stocks in soils of forest ecosystems as part of a national monitoring system for carbon pools and greenhouse gas fluxes under development.

Keywords: ecological functions, carbon sequestration, organic carbon, labile compounds, microbial biomass, variability, litter, Dystric Cambisol